

丁一汇, 司东, 柳艳菊, 等. 2018. 论东亚夏季风的特征、驱动力与年代际变化 [J]. 大气科学, 42 (3): 533–558. Ding Yihui, Si Dong, Liu Yanju, et al. 2018. On the characteristics, driving forces and inter-decadal variability of the East Asian summer monsoon [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 42 (3): 533–558, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1712.17261.

论东亚夏季风的特征、驱动力与年代际变化

丁一汇¹ 司东¹ 柳艳菊¹ 王遵娅¹ 李怡² 赵亮³ 宋亚芳¹

¹ 中国气象局国家气候中心, 北京 100081

² 中国气象局公共气象服务中心, 北京 100081

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 (LASG), 北京 100029

摘 要 本文是以新的资料和研究结果对东亚夏季风的基本特征、驱动力和年代际变化所作的重新分析与评估。内容包括四个部分: (1) 东亚夏季风的基本特征; (2) 东亚夏季风的驱动力; (3) 东亚夏季风的年代际变率与原因; (4) 东亚夏季风与全球季风的关系。结果表明: 东亚夏季风是亚洲夏季风的一个重要有机部分, 主要来源于热带的季风气流组成, 并随季节由南向北呈阶段性推进, 它是形成夏季东亚天气与气候的主要环流和降水系统。驱动夏季风的主要强迫有三部分: 外部强迫、耦合强迫与内部变率, 其中人类活动引起的外强迫 (气候变暖、城市化、气溶胶增加等) 是新出现的外强迫, 它正不断改变着东亚夏季风的特征与演变趋势。海洋与陆面耦合强迫作为自然因子是引起东亚夏季风年际和年代际变化的主要原因, 其中太平洋年代尺度振荡 (PDO) 与北大西洋多年代尺度振荡 (AMO) 的协同作用是造成东亚夏季风 30~40 年周期振荡的主要原因。1960 年代以后, 东亚夏季风经历了强—弱—强的年代际变化, 相应的中国东部夏季降水型出现了“北多南少”向“南涝北旱”以及“北方渐增”的转变。最近的研究表明, 上述东亚夏季风年代际变化与整个亚非夏季风系统的变化趋势是一致的。在本世纪主要受气候变暖的影响, 夏季风雨带将持续北移, 中国北方和西部地区出现持续性多雨的格局。最后本文指出, 亚非夏季风系统相比于其他区域季风系统更适合全球季风的观念。

关键词 东亚夏季风 夏季风特征 季风驱动力 年代际变化 全球季风

文章编号 1006-9895(2018)03-0533-26

中图分类号 P466

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1712.17261

On the Characteristics, Driving Forces and Inter-decadal Variability of the East Asian Summer Monsoon

DING Yihui¹, SI Dong¹, LIU Yanju¹, WANG Zunya¹, LI Yi², ZHAO Liang³, and SONG Yafang¹

¹ National Climate Center, China Meteorological Administration, Beijing 100081

² Public Meteorological Service Center, China Meteorological Administration, Beijing 100081

³ State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmosphere Sciences and Geophysical Fluid Dynamics Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

Abstract The present paper has reanalyzed and reassessed the basic characteristics, the driving forces and the inter-decadal variability of the East Asian summer monsoon with new-inputs of data and research findings. It includes four parts: (1) the basic characteristic features and properties of the East Asian summer monsoon; (2) the driving forces of

收稿日期 2017-10-27; 网络预出版日期 2017-12-27

作者简介 丁一汇, 男, 1938 年出生, 研究员, 主要从事亚洲季风、气候变化和中国灾害性天气气候等方面的研究。E-mail: dingyh@cma.gov.cn

资助项目 公益性行业 (气象) 科研专项项目 GYHY201406001, 国家重点基础研究发展计划 (973 计划) 项目 2012CB417205、2013CB430202, 国家自然科学基金项目 41790471

Funded by Special Scientific Research Fund of Meteorological Public Welfare Profession of China (Grant GYHY201406001), National Basic Research Program of China (973 Program) (Grants 2012CB417205, 2013CB430202), National Natural Science Foundation of China (Grants 41790471).

the East Asian summer monsoon; (3) the inter-decadal variability of the East Asian summer monsoon, and (4) the association of the East Asian monsoon with the global monsoon. The results obtained here have shown that the East Asian summer monsoon is an important and integrated part of the Asian summer monsoon system, with the monsoonal airflow of tropical origin. It is the main circulation and precipitation system in summer to shape the weather and climate in East Asia. The main forces that drive the East Asian summer monsoon consist of three kinds: external forcing, coupled forcing and internal variability. Among them, the anthropogenic external forcing (e.g., greenhouse gas, urbanization effect, and aerosols), which is an emerging driving force, is changing the properties and evolution trend of the East Asian summer monsoon. As a nature factor, the coupled forcing of oceanic and land-surface processes is the main cause of the inter-decadal variability of the East Asian summer monsoon. The coordinated effect of the Pacific Decadal Oscillation (PDO) and the Atlantic Multi-decadal Oscillation (AMO) is the dominant forcing for the 30–40 year period. Since the 1960s, the East Asian summer monsoon has experienced a strong–weak–strong inter-decadal scale evolution, along with the PDO and AMO. Correspondingly, the precipitation pattern in East China has also shifted from the “North flooding and South drought” pattern to the “North drought and South flooding” pattern with increasing precipitation in North China in the recent decade. Actually, this inter-decadal variation is consistent with the change of the Afro-Asian summer monsoon system. In the present century, influenced by increasing climate warming, the summer monsoon precipitation belt will continue to advance northward, and therefore northern and western China will have persistent above-normal precipitation scenarios. Finally, it is indicated that the Afro-Asian summer monsoon is well corresponding to the concept of the global monsoon compared to other regional monsoons worldwide.

Keywords East Asian summer monsoon, Characteristics of the East Asian summer monsoon, Monsoon driving force, Inter-decadal variability, Global monsoon

1 引言

关于东亚季风系统的气候特征、性质、季节进退与变率及其对东亚（中国、日本、朝鲜半岛等地区）大尺度环流和天气—气候的影响已有许多研究和总结（Ramage, 1971; Murakami, 1986; Tao and Chen, 1987; Ding, 1994; Chang, 2004; Ding and Chan, 2005; Wang, 2006; Ding, 2007; Chang et al., 2011; 丁一汇等, 2013; Kitoh, 2017; Li et al., 2017）。最近, 进一步指出, 在全球气候变化影响下, 东亚季风系统的驱动力与特征发生了变化（如 Ding et al., 2015）。长期的努力与研究结果表明, 东亚季风系统是形成这个地区天气与气候条件的主要系统, 对这个季风系统认识的不断改进和提高, 并给这个地区带来了实际的收益, 尤其是气象业务部门通过对东亚季风不断深入的认识, 增加了东亚地区天气和气候的可预报性, 在此基础上不断改进预报方法, 从而增强了这个地区各国应对由季风异常造成的多种灾害的防御能力, 不同程度地减少了灾害的风险与破坏。但是对于东亚季风系统尤其是对夏季风系统在科学上的认识并不是完全一致, 其中包括三个问题: (1) 东亚夏季风系统是热带季风系统还是属于中纬度的锋面系统? (2) 东亚夏季风的驱动力是什么? 是否与南亚热带季风的驱动力相似? (3) 东亚夏季风的年代际变化的主要原因是什

么? 它是否与其它区域季风系统（如印度和非洲夏季风）有协调一致的变化与共同的驱动力? 与此相关联的全球季风的概念是否适合于东亚夏季风系统? 本文将利用新的研究成果与更新的图表, 尽可能对上述问题做出我们的分析和回答。全文共分五部分, 第一部分是前言, 第二部分阐述东亚夏季风的基本特征, 第三部分是东亚夏季风的驱动力, 第四部分是东亚夏季风的年代际变化, 第五部分作为结语, 主要阐述全球季风的概念及其对东亚季风系统的适用性。

2 东亚夏季风的基本特征

2.1 低层特征

亚洲季风最显著的特征之一就是干湿季节的交替以及相伴随的大气环流的季节性反转（Webster et al., 1998）。这个特征在东亚季风环流中表现得非常清楚。夏季（图 1a），南半球冷而北半球热，同时，欧亚大陆热而热带海洋冷，从而在南印度洋至澳大利亚一带形成一个高压带，包括马斯克林高压和澳大利亚高压；而在亚洲上空为低气压带。在半球间气压梯度力的驱动下，低层大气由南半球流向北半球，而科里奥利力驱使来自南半球的东南气流在索马里地区越过赤道转为西南和偏西气流。除索马里地区这支最强盛的越赤道气流外，在 105°E 和 120°E 附近还有两支来自澳大利亚地区的明显的越

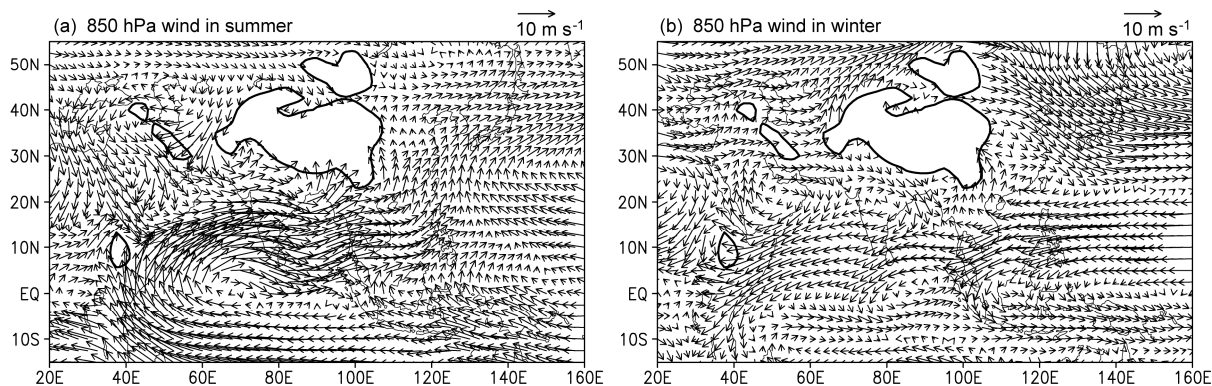


图1 1981~2010年气候平均的(a)夏季(6~8月)和(b)冬季(11月至次年2月)850 hPa风场分布(单位: m s^{-1})。空白区表示高度超过1500 m
Fig. 1 Climatologically averaged (1981–2010) wind field distributions at 850 hPa in (a) summer (June to August) and (b) winter (December to February) (units: m s^{-1}). The clear areas denote regions with elevation above 1500 m

赤道气流。来自热带的偏西和西南气流在南海上空转向北,与西太平洋副热带高压西侧的东南和偏南气流(又称东南季风)汇合,形成来自热带的强西南季风共同影响东亚大部地区,而南亚和中南半岛附近的西南风因为青藏高原的阻挡作用形成了季风槽,热带季风气流难以深入到青藏高原腹地(Chang, 1981; Boos and Kuang, 2010)。已有的研究表明,东亚季风和南亚季风(或者印度季风)是两个相互独立但又相互关联的季风系统。东亚季风不是简单地南亚季风向东的延伸(Ding, 1994, 2007),是一个独立的季风系统(Zhu, 1934; Yeh et al., 1959; Tao and Chen, 1987),它具有自己独特的季节突变和进退过程。从图1可很清楚的看到,低层南亚季风的纬向特征非常明显,而东亚季风的经向度更大,但它们都来自热带,并且主要来自热带印度洋以及跨赤道的索马里急流,但对东亚夏季风,还有来自澳大利亚经南海—西太平洋的跨赤道气流。冬季的低层环流型正好与此相反(图1b)。亚洲中高纬地区维持强大的冷高压而热带地区为一低压带。与夏季相反的气压梯度力驱使低层冷空气从亚洲中高纬流向热带海洋,西北风控制了东亚大部地区,尤其是中高纬一带。北半球热带地区的环流也转为以偏东风和东北风为主,并进一步越过赤道进入南半球。

伴随低层风场的明显季节反向,水汽输送场在冬夏季也出现反转(图2)。夏季,亚洲地区的整层积分水汽输送通量场表现出与低层风场相似的特征。强盛的索马里越赤道水汽输送,105°E附近越赤道水汽输送、西太平洋副热带高压西侧的东南转

向的西南水汽输送共同构成了亚洲季风区主要的水汽来源。其中来自南印度洋的东风水汽输送,通过索马里急流输送到阿拉伯海,经过孟加拉湾和中印半岛到达南海地区,在那里转向进一步输送到东亚地区,这是一支主要的亚洲夏季风水汽输送通道。从夏季的水汽输送特征也可以看到,无论是南亚夏季风还是东亚夏季风,水汽都主要来自温暖潮湿的热带印度洋地区,这说明平均状态下来自印度洋的水汽输送是十分重要的。对于东亚夏季风,来自热带西太平洋与南海的水汽输送也是一个重要的水汽通道。上述三支水汽输送通道是东亚夏季风雨带与相关的天气气候变化的主要制造者。冬季的水汽输送大幅减弱,从热带西太平洋至热带印度洋的东北水汽输送比较明显,且能越过赤道到达南半球。而亚洲大部受干冷的冬季风影响,水汽输送很弱。由上可见,上述冬夏东亚大气环流的季节性反向与干湿季的交替完全反映了季风区的特征和定义,无论从经典或现代的观点都是如此(Zhu, 1934; Ramage, 1971; Tao and Chen, 1987; Ding, 1994, 2007; Ding and Chan, 2005; Liu et al., 2014)。

2.2 高层特征

如图3所示,亚洲夏季风区的高层以西风气流为主导,风速可达 20 m s^{-1} 以上,形成高空西风急流。在冬夏季间,高空西风气流的差异主要表现在以下两个方面:首先,冬季西风气流比夏季强得多,且范围大,形成日本上空冬季著名的西风急流中心。冬季西风急流中心风速在日本以南达 70 m s^{-1} 以上,控制了15°~45°N的广大区域;而夏季西风气流中心风速仅有 30 m s^{-1} 左右,并向西北移

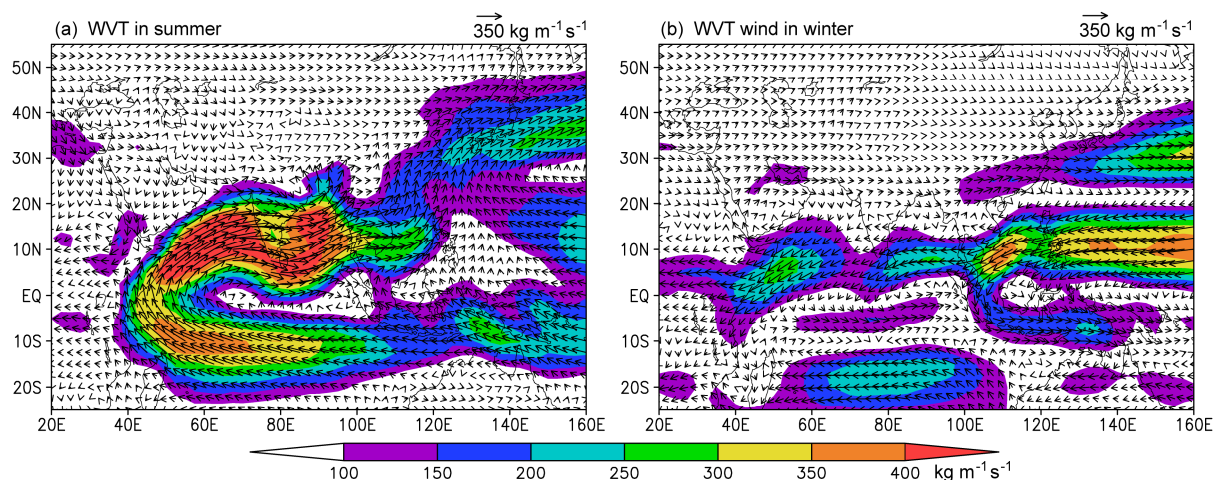


图2 1981~2010 年气候平均的 (a) 夏季 (6~8 月) 和 (b) 冬季 (11 月至次年 2 月) 整层积分 (1000~300 hPa) 的水汽输送通量分布 (单位: $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$), 阴影已表示 $100 \text{ kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$ 以上

Fig. 2 Climatologically averaged (1981–2010) vertically integrated moisture transport flux (units: $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$) distributions from 1000 hPa to 300 hPa in (a) summer (June to August) and (b) winter (December to February). The areas with moisture transport above $100 \text{ kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$ are shaded

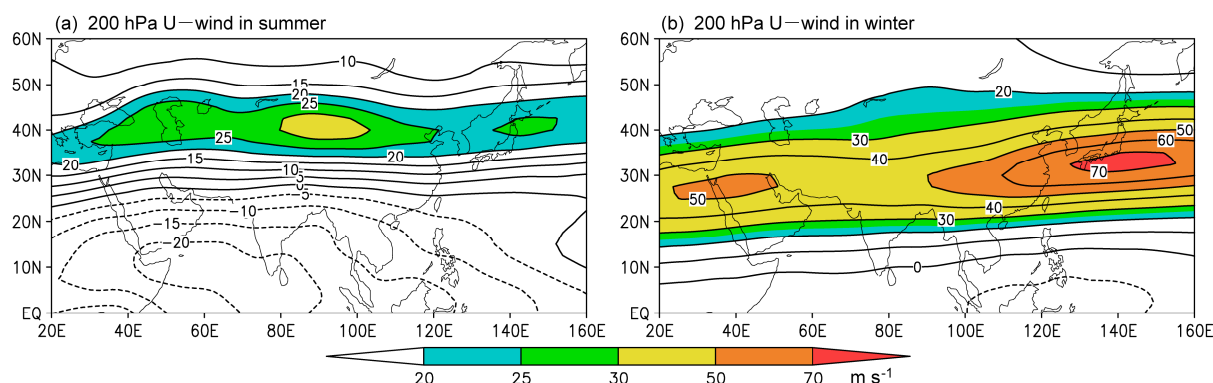


图3 1981~2010 年气候平均的 (a) 夏季 (6~8 月) 和 (b) 冬季 (12 月至次年 2 月) 200 hPa 纬向风的气候态分布 (单位: m s^{-1}), 阴影区表示 20 m s^{-1} 以上风速

Fig. 3 Climatologically averaged (1981–2010) zonal wind distributions at 200 hPa in (a) summer (June to August) and (b) winter (December to February) (units: m s^{-1}). The areas with the wind speed above 20 m s^{-1} are shaded

到 $30^{\circ}\sim 45^{\circ}\text{N}$ 范围, 中心位于 $(40^{\circ}\text{N}, 90^{\circ}\text{E})$ 附近。其次, 冬季西风急流中心较夏季偏东偏南。根据涡度方程或辐散风环流的计算, 急流区会在急流入口区和出口区激发两个次级垂直环流圈, 从而在急流入口区右侧和出口区左侧形成上升区, 而在急流入口区左侧和出口区右侧形成下沉区 (Cressman, 1981)。气流上升区因有利的动力抬升条件, 从而常常对应降雨等天气区, 而气流下沉区则正好相反。叶笃正等 (1958) 认为高空西风急流是亚洲夏季风系统中非常重要的成员, 从冬到夏, 随着夏季风的增强与北推, 同时会发生突然的季节性北跳和明显的北移。在 5 月底至 6 月初高空西风急流的一次明显北跳, 标志着冬夏季节的转换及夏季风的来临, 他们称这种现象为“6 月季节突变”。由图 4 可

以很清楚的看到, 在气候态上, 200 hPa 东亚西风急流从 4 月的 30°N 左右明显北移至 6 月的 38°N 左右。以后在 6~8 月高空急流会进一步发生阶段性北跳, 与东亚夏季风雨带的阶段性北推相一致。在 7 月下旬到 8 月中旬, 高空西风急流可北推至 45°N 附近, 然后在 9 月以后逐渐南撤。当高空西风急流达到其最北位置时, 急流出口区左侧正好位于我国华北上空, 这时, 东亚夏季风前锋伴有的大量热带水汽输送也推进到华北, 这对应着“七下八上”的华北雨季。

2.3 季风环流圈

夏季, 东亚地区存在着一个明显的闭合的经向垂直环流, 它与东亚西风急流入口区或出口区的辐散环流密切相关。与典型的 Hadley 环流相反, 环

流的上升支主要位于赤道以北的东亚季风区,下沉支位于赤道与南半球热带地区,在北半球热带和中纬度地区低层是南风气流,高层为北风气流,这是与东亚季风相联系的环流圈,被称为东亚夏季风经圈环流(反 Hadley 圈)(图 5)。早年,陈秋士等(1964)与叶笃正等(1979),杨广基等(1979)就发现了这支季风环流圈(图略),后来丁一汇等用新的资料证实了它的存在(Ding et al., 2011)。这实际上是一种与季风相关联的热力间接垂直环流。

2.4 季节演变特征

东亚季风季节进程中最显著的特点是 5 月中旬南海夏季风的突然爆发,这标志着东亚和东南亚地区夏季风的到来和雨季的开始(Ding, 2004)。伴随南海季风爆发,赤道东印度洋和索马里越赤道气流迅速发展,热带东印度洋低层西风加速以及东扩,孟加拉湾和中南半岛雨季来临,季风低压或气旋性环流生成(双子气旋产生),副高主体减弱并向东撤出南海地区,对流云、降水、低空西南风和

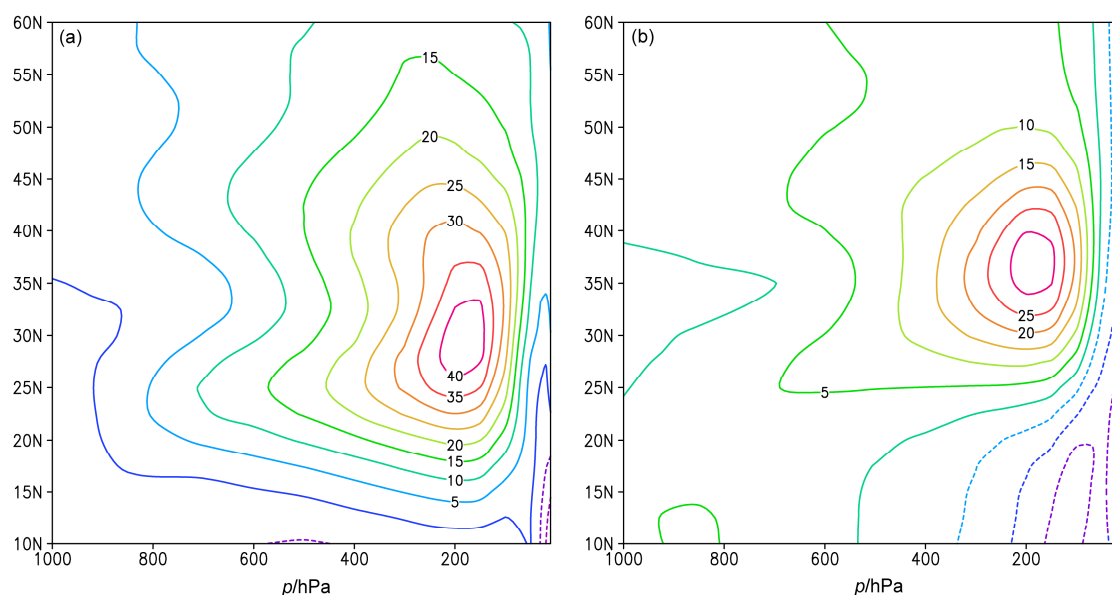


图 4 1981~2010 年气候平均的东亚地区 (105°–120°E) (a) 4 月和 (b) 6 月纬向风的纬度—高度剖面 (单位: m s^{-1})

Fig. 4 Latitude–height cross sections of climatologically averaged (1981–2010) zonal wind in (a) April and (b) June over East Asia (along 105°–120°E) (units: m s^{-1})

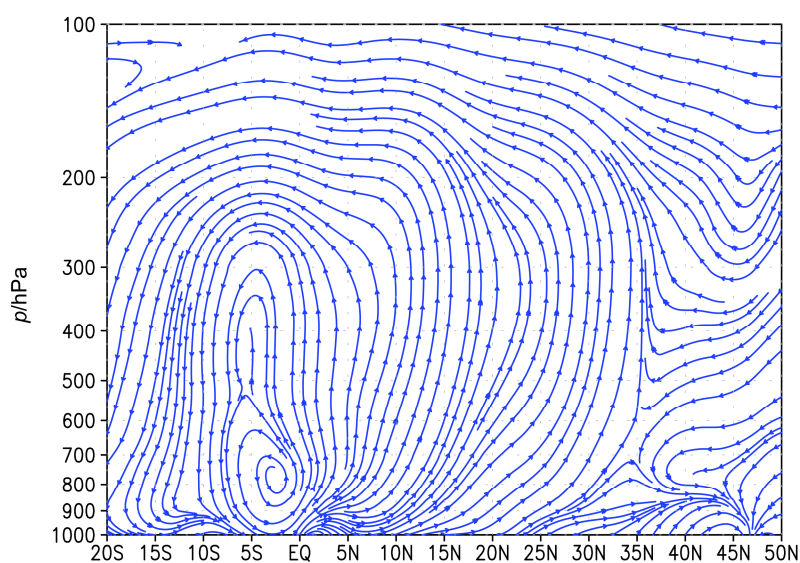


图 5 1981~2010 年气候平均的东亚地区 (105°~120°E) 夏季风经圈垂直环流

Fig. 5 Climatologically averaged (1981–2010) meridional–vertical circulation of summer monsoon over East Asia (along 105°–120°E)

高空东北风在南海区域内突然发展。因此,表征对流活动的射出长波辐射 ($OLR < 240 \text{ K}$)、850 hPa 纬向风 (大于 0) 以及 6 mm d^{-1} 降水量等这些南海夏季风爆发的指标都发生了突然的变化。大多数研究都表明,5 月中下旬热带季风向东北推进到南海中部,主要特征为西南暖湿气流和强降水突然爆发,它们是南海夏季风爆发的主要标志(柳艳菊和丁一汇, 2007)。

与爆发和向北推进相比,东亚夏季风的撤退是非常迅速的,通常在 9 月初东亚夏季风开始在中国东部迅速向南撤退,到 9 月底在短短的一个月内南海地区开始出现东北风,季风开始迅速退出南

海,东亚夏季风基本结束(吕心艳等, 2011)。

进一步分析东亚地区 850 hPa 风场(图 6a)可以清晰地看出,在东亚夏季风爆发前,总共有三支分离的低层西风带:热带西风($0^{\circ} \sim 20^{\circ}\text{N}$)、副热带高压南侧的西南风($20^{\circ}\text{N} \sim 35^{\circ}\text{N}$)和中纬度西风($35^{\circ}\text{N} \sim 50^{\circ}\text{N}$),这些西风带可强烈地相互作用。大约 5 月中下旬当东亚夏季风在南海地区爆发时,起源于低纬度地区的热带西南风作为主要的热带季风气流,迅速增强并开始向北推进,其北界可抵达 40°N 以北地区。与低层风的变化相对应,200 hPa 20°N 以南地区迅速转变为热带东风急流(TEJ)区的偏东风或东北风控制,高低空风场表现出近于

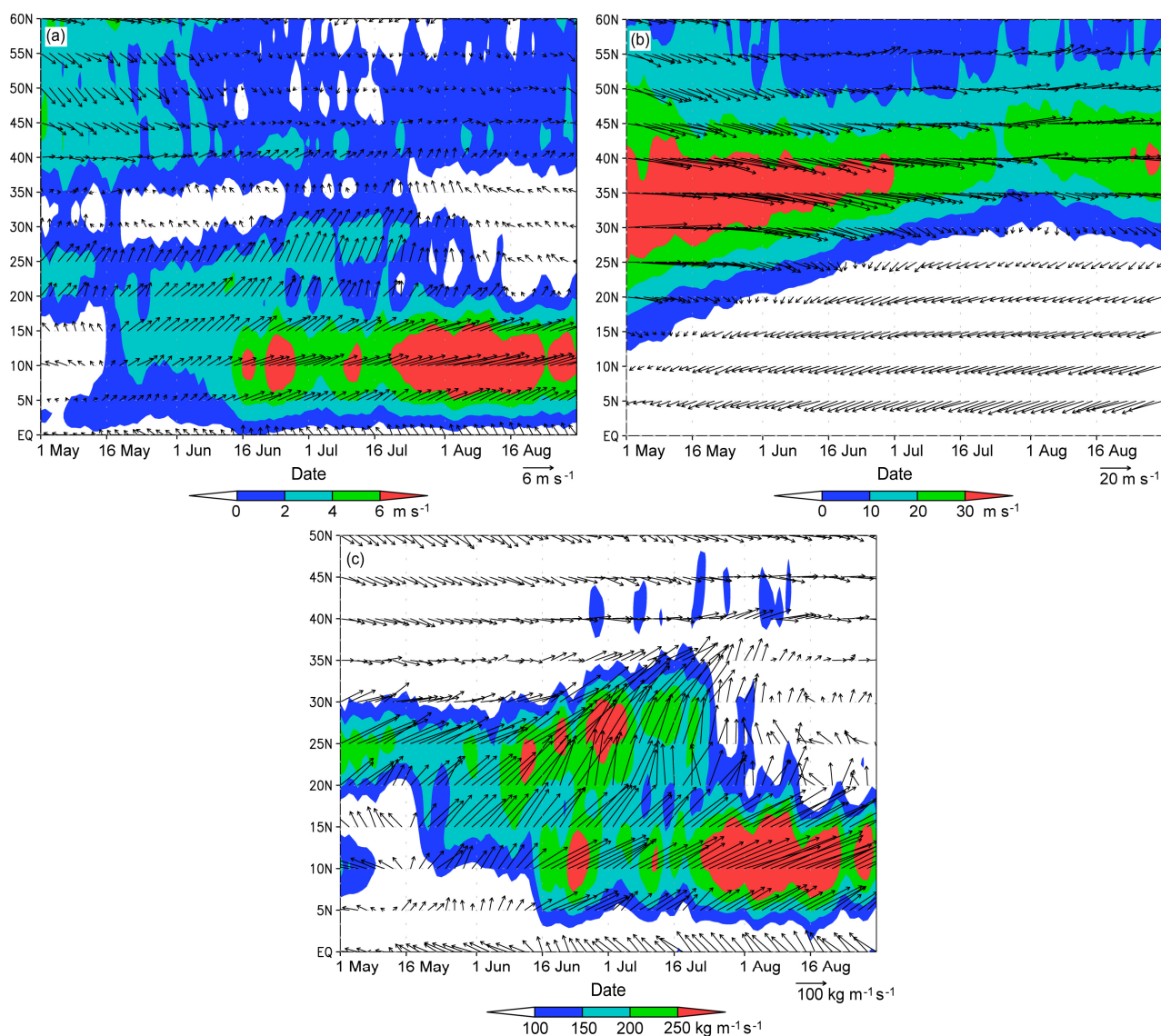


图 6 1981~2010 年气候平均的 5~9 月东亚地区 ($105^{\circ} \sim 120^{\circ}\text{E}$) (a) 850 hPa 风场 (单位: m s^{-1}), (b) 200 hPa 风场 (单位: m s^{-1} , 阴影区表示西风) 及 (c) 整层积分水汽输送通量 (单位: $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$) 的纬度—时间剖面

Fig. 6 Latitude-time cross sections (along $105^{\circ} \sim 120^{\circ}\text{E}$) of climatologically averaged (1981–2010) (a) 850 hPa wind field (units: m s^{-1}), (b) 200 hPa wind field (units: m s^{-1} , the shaded areas denote the westerlies) and (c) vertically integrated moisture transport fluxes (units: $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$) over East Asia

相反的特征, 高低空风强切变的特征一直贯穿于整个东亚夏季风时期, 在 7 月下旬到 8 月上旬, 当低层夏季风推进到最北位置, 强切变区可达 35°N 左右。纬向风垂直切变是亚洲夏季风区被广泛应用的一种季风指数 (Webster and Yang, 1992), 它也表明, 无论是印度夏季风或东亚夏季风都具有强斜压性 (图 6b)。东亚夏季风的水汽输送对东亚地区的降水起着关键作用。伴随着东亚夏季风的季节性北推, 有四次来自南海的强水汽输送, 分别发生在南海季风爆发时、6 月中 (大约梅雨开始时)、7 月中 (梅雨结束和华北雨季开始时) 以及 8 月初 (华北雨季的盛期)。水汽输送在很大程度上主要是由热带西南风进行的, 而中纬度西风的贡献十分有限, 这与图 2a 的结果是一致的 (图 6c)。

夏季风的到来最直接的表现是雨季的开始。Wu

and Wang (2001), Wang and Lin (2002) 研究了亚洲季风雨季的大规模爆发、达到峰值和撤退的过程, 确定了季风爆发的两个主要阶段: 第一个阶段从 5 月中旬南海降水的猛增开始, 南亚边缘海 (阿拉伯海、孟加拉湾和南海) 到西北太平洋 (WNP) 热带地区的行星尺度季风雨带建立。第二个阶段以 6 月上旬到中甸印度季风和梅雨的近于同步开始为标志。从图 7a 可见, 南亚夏季风雨带从春到夏有明显的向北移动特征, 5 月中旬以前雨带主要维持在赤道附近, 而之后逐渐北推, 6 月初达到 10°N 附近, 7 月初达到 20°N 附近, 8 月达到 25°N 附近。季风雨带的北推表明了热带季风前缘的北进。而 8 月底之后, 雨带突然南撤, 其速度较北推时要快得多, 但以后夏季风缓慢地南撤, 直到 11 月初达到 10°N 的位置。东亚夏季风雨带的北推特征更为明显

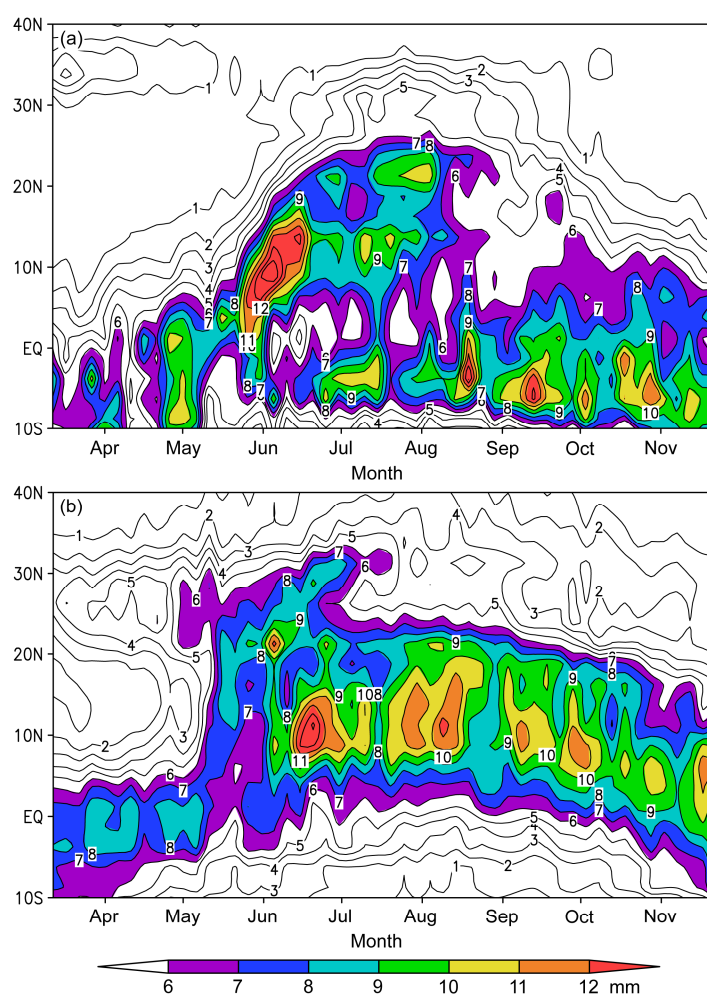


图 7 1981~2010 年气候平均的 3 月至 11 月 (a) 南亚地区和 (b) 东亚地区日平均降水量的纬度—时间剖面 (单位: mm)。阴影区表示日降水量在 6 mm 以上; 南亚地区: $70^{\circ}\sim 80^{\circ}\text{E}$; 东亚地区: $105^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$

Fig. 7 Latitude-time cross sections of climatologically averaged (1981–2010) daily mean precipitation over (a) South Asia and (b) East Asia during March to November (units: mm). The regions with precipitation amount above 6 mm are shaded; South Asia: $70^{\circ}\sim 80^{\circ}\text{E}$; East Asia: $105^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$

(图 7b)。首先, 5 月中旬以前维持在赤道附近的雨带突然北跳控制南海地区。这个过程是突然的, 在很短的时期内完成, 比印度夏季风的逐渐北推更具突变和爆发的特性。很多学者通过气候学和个例分析对南海地区的这一爆发过程的大气环流、降水和 OLR 等特征进行了详细描述(Lau and Yang, 1997; Matsumoto, 1997; Ding and Liu, 2001; Fong and Wang, 2001; Wang and Lin, 2002)。另一方面, 东亚夏季风雨带能向北推进到更高的纬度, 深对流降水可北推至 30°N 以北。

中国学者非常关注 20°N 以北地区东亚夏季风与雨带的阶段性北推进程。许多研究表明, 东亚夏季风与相关雨带经历两次北跳和三次停滞过程(Ding, 1992)。5 月上旬开始, 华南、香港和台湾地区的降水陡增, 使华南前汛期降水剧增。这个主雨带的第一个静止期一般持续到 6 月上旬, 其后迅速移至长江流域。第二个静止阶段使江淮梅雨开始, 其持续时间平均近一个月(6 月 15~7 月 15 日)。日本梅雨和朝鲜半岛的梅雨季(Baiu 与 Changma)也发生在这个时段, 但在地点、时间和持续期上具有区域性差异(Ding and Chan, 2005)。雨带从 7 月中旬开始迅速移至华北, 8 月下旬可进一步移至夏季风的最北端位置东北地区南部。雨带的静止阶段使雨季在华北持续停留约一个月。8 月中旬以后华北雨季结束, 季风及其雨带突然消失并快速南撤。8 月底到 9 月初雨带又移回华南与南海地区(Chen et al., 2004)。10 月初前后, 中国的夏季季风雨季结束并迅速转变为冬季风盛行时的干季, 东亚夏季风与季风雨带完成了一次北推与南退的季节循环。

作为东亚夏季风季节进程中最典型的雨季是梅雨季。梅雨区的降水主要位于长江中下游地区, 降水量占该地夏季总降水量的 45% 左右。在梅雨区, 空气很潮湿, 低层比湿很高。低层温度分布特点为南北高、中间低。由于梅雨区有很高的湿度, 总体上表现出一个高 θ_{se} 区, 这使锋面特征消失, 甚至出现向南倾斜的赤道锋或热带锋。早年, 谢义炳(1956)与 Tao and Chen(1987)对此就已有精辟的论述。图 8 是我们重新制作的梅雨锋热力结构剖面图。可以清楚地看到梅雨区($25^{\circ}\sim 33^{\circ}\text{N}$)具有类似于典型的热带气旋的暖心结构。

2.5 热力性质

由于组成东亚夏季风的基本气流主要起源于热带海洋, 含有丰富的水汽, 当它们进入大陆后,

又受到夏季大陆的辐射加热增温作用, 温度升高, 因而气团的热力性质主要表现为高温高湿的特征。通常, 850 hPa $\theta_{se}=340\text{ K}$ 等值线被用于刻画夏季风气团的热力学性质, 850 hPa 经向风场用于定义夏季风气流前沿。如图 9 所示, 在 5 月中旬前, 在南海夏季风爆发前东亚地区对流层低层为明显的干区, 随着 5 月中旬南海夏季风开始爆发, 高温高湿的夏季风气团逐渐从 20°N 以南的热带地区向北推进。这种推进与低层热带西风和季风雨带的向北推进完全是一致的。6 月下旬大值区急速向北推进至 30°N 左右, 一直维持到 8 月中旬。以后又向南移, 9 月中旬后高温高湿层突然消失。注意, 在东亚夏季风盛行的 5 月中旬到 9 月中旬时期, 10°N 以北地区气团一直保持在超过 $340\sim 348\text{ K}$ 范围内, 这清楚地表征出东亚夏季风是大范围的热带气团, 具有高温高湿的热力性质(Fong and Wang, 2001)。

上述结果表明, 东亚季风是一种典型的季风系统, 它具有季风系统的各种基本特征, 即一年变换一次方向; 热带气团随季节向北推动; 存在相关联的季风环流圈; 水汽输送起源于热带, 主要来源于印度洋和南海地区, 并向东北输送; 风场和雨带具有季节突变和阶段性变化特征等。

对于东亚夏季风的特性目前有三个问题需要进一步阐明和研究: (1) 东亚季风不只是南亚季风在东亚的延伸, 它具有自身的独立的特征, 它与南亚季风有明显的相互作用(包括遥相关和季节突变, 行星风系移动与季风雨带的北进有明显的、变化一致的相互作用)。这贯穿整个南亚和东亚季风的始终(包括季风爆发、雨季推进与雨季盛期; 也表现在印度西北部和巴基斯坦中南部在 7~8 月与华北和东北雨带有显著正相关)。但这两个区域季风系统的相互关联与差异的机理尚需进一步深入研究。(2) 有人认为(Molnar et al., 2010), 东亚季风实际上是中纬度性质的冷锋与急流系统, 它与大部分热带季风很少有共同之处, 包括东亚春夏季降水并不符合夏季风的共同的定义。因而在一定程度上, 是不恰当地使用了“季风”一词。本文的阐述表明无论东亚还是南亚季风都以热带推动为主, 只是南亚季风受高原阻挡, 只能推进到喜马拉雅山南麓, 而东亚季风无大地形阻挡可以推进到华北与东北南部。同样也由于地形阻挡, 在南亚冷空气与季风气流的相互作用主要在限于印巴地区与阿富汗南部, 这包括所谓西方扰动的影响。在这种情况下,

印度季风的主体夏季被阻挡于印度半岛和孟加拉湾地区。这使印度季风主要是热带性质的, 属于经典的季风系统。在东亚由于无地形阻挡, 来自于与印度夏季风同源的东亚季风可北推到较高的纬度,

其前沿与北方冷空气之间形成的锋区是弱的、变性的, 风场的切变更为明显。

东亚夏季风是夏季天气与气候的主要驱动力和降水源。季风不断随季节把动量(西风)、热量

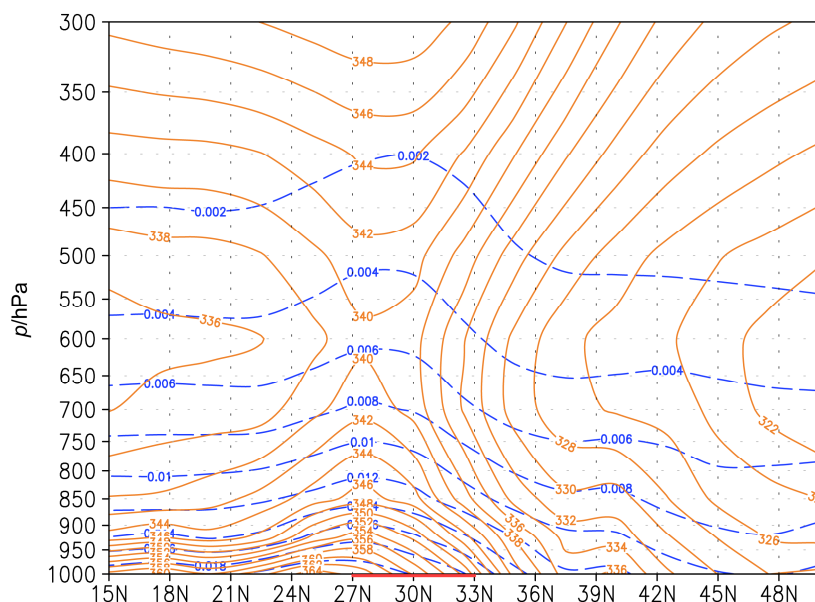


图 8 1981~2010 年气候平均的沿 117.5°E 的梅雨锋垂直结构。黄色实线是等 θ_{se} 线 (单位: K); 蓝色虚线是等比湿线 (单位: kg kg^{-1}); 底端水平红色粗实线代表梅雨区南北范围

Fig. 8 Climatologically averaged (1981-2010) Meiyu frontal vertical structure along 117.5°E. The yellow solid lines are isolines of potential pseudo-temperature (θ_{se} , units: K), and blue dashed lines are isolines of specific humidity (units: kg kg^{-1}). The horizontal bar at the bottom represents the latitudinal range of Meiyu area

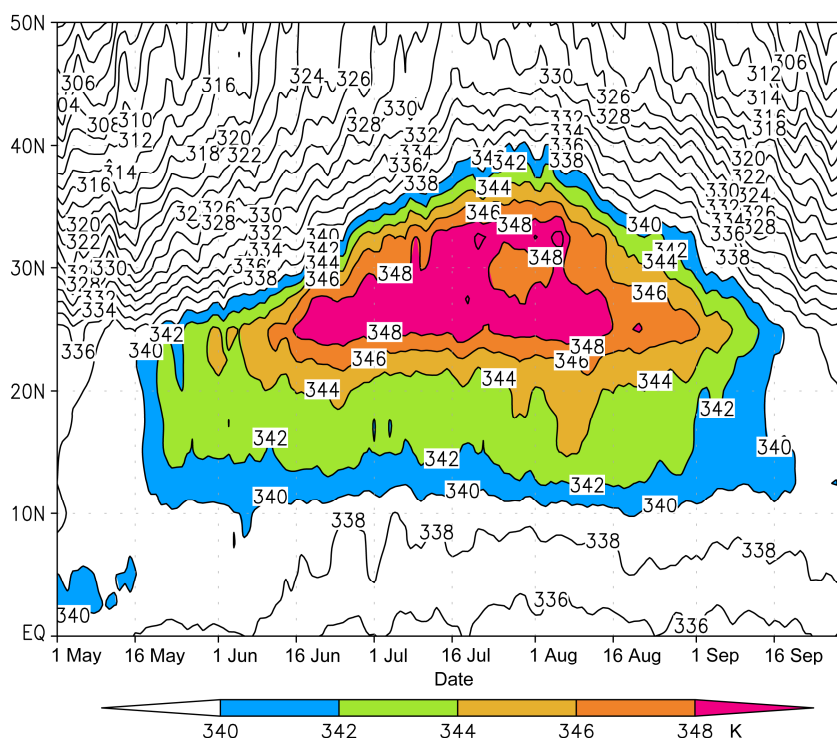


图 9 1981~2010 年气候平均的 5~9 月东亚地区 (105°~120°E), 850 hPa θ_{se} 纬度-时间剖面 (单位: K), 阴影区表示 $\theta_{se} \geq 340$ K

Fig. 9 Latitude-time cross section of climatologically averaged (1981-2010) potential pseudo-temperature (θ_{se}) at 850 hPa over East Asia (along 105°-120°E) during May to September (units: K). The regions with θ_{se} greater than or equal to 340 K are shaded

和水汽向北输送。同时,热带的赤道辐合带(ITCZ)也向北不断推进。无论现代气候还是古气候都证明了这一点,但这个问题仍值得进一步研究,尤其是从模式模拟方面研究这个问题。(3)对于季风的爆发无论在南亚和东亚,除了注重热带的推动以外,也都十分关注中高纬度的环流作用。来自东亚地区的中高纬度强冷空气也是亚洲季风爆发与推进的一个重要尺度条件,其主要作用是抬升暖湿空气,激发对流活动的爆发(柳艳菊和丁一汇,2007)。此外,Ding and Sikka(2006)认为印度季风爆发、中断和撤退都强烈地受到中纬度系统的影响。因而中高纬度的影响同时贯穿于整个亚洲季风系统,既包括东亚季风也包括南亚季风。这两个地区的季风专家在研究和预报季风系统活动中都十分注重中纬度影响。但由于青藏高原的作用,影响南亚季风的冷空气系统主要表现为中亚阻塞高压、西方扰动与印缅槽,而在东亚则表现为低槽冷锋系统。但在夏季季风季两者的主导气流都是偏南的热带季风气流与高空东、西风急流系统,季节移动与突变等方面基本都是一致的。尤其南部的东风急流系统是热带风系,它对非洲、印度和东亚夏季风都有同样重要甚至是一致的影响与控制作用(Li et al., 2017)。

3 东亚夏季风的驱动力

东亚夏季风是一个区域的大气环流系统,它的形成和演变受许多因子的影响。概括起来可以分为三类:

(1)东亚夏季风系统作为全球气候系统的一部分受到外强迫的作用,最基本的外强迫驱动力是太阳辐射的年变化。夏季太阳辐射强烈地加热地表面,由于海洋和陆地表层热容量不同产生的海陆热力差异而导致的大型海陆风环流,引起海洋湿空气由海洋吹向陆地,并在陆地上升和产生水汽凝结,这又导致释放潜热和季风降水。潜热释放的反馈作用使季风环流进一步增强,从而有更多的水汽从海洋流入陆面,因而区域的季风环流是一种太阳辐射驱动下热力强迫和反馈的大型海陆风环流系统。但由于太阳辐射的年变化受到更长时间尺度太阳辐射的变化(如11年,22年与50~60年周期)的影响(van Loon and Meehl, 2012; Zhao and Wang, 2014),因而季风环流强度可能会表现出不同时间尺度的变率。至于在古季风研究中起关键作用的万

年尺度轨道强迫对于现代季风的作用很小,基本不考虑。但古季风的研究中所关注的轨道参数的变化可以改变日射的经向梯度与南北半球的气压梯度力,进而影响跨赤道气流与热带季风强度的思想是十分有用的(An et al., 2015)。太阳辐射的变化也可通过平流层(如O₃层)的光化学动力作用影响对流层季风环流(Gray et al., 2010)。

Zhao and Wang(2014)发现东亚广义梅雨季(东亚夏季风开始影响华南至江淮梅雨结束:5月22日至7月13日)雨带纬度很可能受太阳黑子周期调制,这一时期雨带纬度与太阳黑子数相关达到0.47,大于8年尺度的低频分量的相关达到0.87,远超99.9%的信度水平。在太阳活动峰年,这一梅雨雨带比常年平均偏北1.2度,比太阳谷年平均偏北1.9度,并且在峰年附近,雨带位置具有更大的年际变率。使用更长的降水资料(CRU和GPCC),也发现百年来淮河地区6月降水表现出与太阳黑子数11年周期相一致的变化特征,两者相关为0.20,达到95%信度水平。

外强迫的第二个因子是火山爆发的影响。最近研究表明,它对季风年际与年代际变化的影响可能比太阳辐射更重要(Mohtadi et al., 2016)。观测和数值模拟研究发现,火山活动对季风的年际、年代际变化也具有影响。这种影响可能通过调制海表温度、ENSO和大西洋年代际振荡进而影响东亚夏季风(Anchukaitis et al., 2010; Schmidt et al., 2014)。火山喷发引起的平流层硫酸盐气溶胶对气候的主要影响是通过反射太阳辐射而冷却地球表面大气。研究表明,大的火山喷发对东亚大陆的冷却作用强于热带海洋,有利于东亚夏季风偏弱(Man et al., 2014),同时,也能够引起Hadley环流重新组织和ITCZ偏移(Ridley et al., 2015)。火山爆发后喷发的大量火山灰和气溶胶颗粒物能够在高空反射更多的太阳光,导致以后几年内地表降温。由于陆地降温比海洋更快的更显著,使海陆温差减弱或水循环减弱,从而导致季风环流减弱。模式的模拟(Man et al., 2014)支持了这种机制有利于东亚夏季风减弱,但这需要观测分析的进一步证实。由于火山影响时间远长于直接辐射扰动期,可能对年代尺度的气候或季风有持续性影响,这方面也引起了人们的关注。

外强迫的第三个因子是由人类排放的温室气体与大气气溶胶增加引起的气候效应。由前者产生

的气候变暖能够增加大气的水汽含量和水汽输送与辐合,增加季风降水的强度和潜热释放,以此改变季风区的水分循环,甚至季风影响区的面积(IPCC, 2013)。对于将来的气候变化预测,东亚季风降水和强度皆增加(孙颖和丁一汇, 2009)。总的降水变化的空间分布大致将遵循“湿者越湿”或在海洋上“暖者越湿”的关系(Held and Soden, 2006; Xie et al., 2010)。另一方面由于气候变暖使陆地增暖比海洋明显,可以增强夏季风环流和降水。另外,由于气候变暖在南北半球间的差异(北半球强于南半球),也会影响北半球夏季跨赤道气流(如索马里急流等)的强度,从而影响亚洲与东亚季风。对于大气气溶胶的增加,由于其直接作用,将更多反射通过大气的太阳辐射,减少到达地面的太阳辐射量,使地面冷却,从而减少海陆差异与季风强度。但气溶胶的间接作用(对云的形成)可能增加季风降水(Li et al., 2016)。土地利用的变化也是包括在气候系统外强迫驱动力之中。总体上,它可以通过改变地表辐射能量和水分平衡以及粗糙度等改变季风风场,温度和降水(Takata et al., 2009; Yasunari, 2011)。近百年来,由人类活动造成的土地利用变化(如从森林改变为农田)已使季风降水减少和季风爆发提前。粗糙度的减少,使地面风增加,导致水汽辐合和降水减少(Kitoh, 2017)。近20~30年迅速的城市化过程,也改变城区和郊区的热平衡与水分平衡。由于热岛效应,在一些中国的超大城市,如上海、广州会导致极端降水频率和强度的改变(Liang and Ding, 2017)。

(2) 东亚季风系统的第二个方面的驱动力是气候系统的耦合强迫,本质上它是气候系统的一种内部变率,但由于它有相当长的持续性和惯性,通过低频振荡方式与大气耦合,可以明显地影响季风的年代尺度变化。这主要包括海洋与陆面过程的影响。海洋表面温度(SST)的年代际振荡主要有两种模态:太平洋年代尺度振荡(PDO)与北大西洋年代际振荡(AMO),它们是东亚夏季风年代际变化的主要自然驱动力。这在上节已做了较详细的说明。这里需要指出的一点是,在海洋的SSTA序列与空间分布中,并不能完全消除人类引起的气候变化印痕。但如用复杂的耦合模式进行大样本(如40个以上)长期历史模拟(如CESM-LENS),可以较可靠地分离人类的外强迫与内部变率产生的AMO与PDO的年代尺度变率,这是一般用经验和统计

方法(如线性趋势、经验集合模态分解等)所难做到的。陆面过程中除了生态系统变化的影响外,最主要的是陆地积雪。对东亚夏季风影响的积雪区主要是青藏高原的冬春积雪,其次是欧亚地区的积雪。这方面的研究已有长期的历史,并且在气候的年际业务预报中是较成功使用的一个指标,对于年代际尺度的夏季风作用,观测研究表明(Ding et al., 2008),高原的冬春积雪也是影响东亚夏季风年代际变化的一个重要的耦合强迫因子,但对影响机理和过程尚需进一步研究,这涉及高原热力和土壤湿度条件的长期记忆与变化以及动力作用的演变问题。

北极增温与海冰减少的气候效应目前已成为大气科学研究的一个热点领域,其中北极增温和海冰减少影响冬季北半球大气环流和极端冷事件的问题更引起了人们的关注。但许多研究结果也表明,北极增温与海冰减少也可以影响到夏季气候的异常,包括对东亚夏季风的影响。近20多年来,一些研究发现,北极增温与海冰减少对于东亚夏季风和中国夏季降水有重要影响,这可能是一种新的耦合强迫的驱动力。其影响的途径主要有两种:

①改变北半球经向气压和温度梯度。北极增暖使得北极与中纬度地区之间的气压梯度和温度梯度减小,导致中纬度地区西风急流减弱,大尺度行星波发展,经向活动增强(Overland and Wang, 2010; Francis and Vavrus, 2012),有利于欧亚地区尤其是贝加尔湖地区阻塞高压发生的机会更多,导致我国长江流域夏季降水年代际增多(Li et al., 2013; Li and Leung, 2013)。吴尚森等(1996)利用数值试验研究发现,北极海冰的异常可以引起55°N以北地区和55°N以南地区位势高度场和温度场梯度的变化,通过影响西北太平洋副热带高压和东亚夏季风进而影响我国东部降水。当北极海冰偏少时,有利于东亚夏季风偏强,我国东部夏季降水偏多。

②激发遥相关波列。一些研究发现,北极海冰异常可以激发大气遥相关波列进而影响东亚夏季风,并且海冰影响表现出与赤道太平洋海温同样的重要作用(黄士松等, 1995)。张若楠和武炳义(2011)发现北极海冰异常通过直接热力强迫和大气内部动力学相互作用引发的遥相关过程将能量频散到东亚地区,进而影响东亚夏季环流和降水。数值试验的结果也表明,北极地区不同海域的海冰

对于东亚夏季风的影响可能是不一样的(杨修群等, 1994)。春季北冰洋地区海冰的减少可以通过影响遥相关波列, 导致我国东北、黄河长江之间中部地区夏季降水增多而南部地区降水减少(Wu et al., 2009a, 2009b)。最近, Wu et al. (2016)的研究发现北极海冰的减少也可以影响到我国春季降水的异常。

可以把地形的影响归为耦合的强迫因子。它可以表征气候系统中岩石圈与大气圈的相互作用, 虽然这两个圈层变化的时间尺度和强度有明显的差异。古气候研究表明, 在 1000~4000 万年间, 青藏高原和喜马拉雅的连续抬升, 对于亚洲季风的形成起着重要作用(Molnar et al., 2010; Liu and Dong, 2013; An et al., 2015; Tada et al., 2016)。现代季风的研究表明(Manabe and Terpstra, 1974; Hahn and Manabe, 1975; 叶笃正和高由禧, 1979; Tao and Ding, 1981; Kitoh, 2004), 高原的热力和动力作用通过增加夏季的加热对东亚夏季风的大气环流的形成与增强以及夏季风的爆发、季节演变与季风雨带的进退都有非常重要的影响。例如, 如果没有青藏高原的存在或降低高原的高度, 则会影响东亚著名的梅雨雨带位置和强度。最近有研究重新评估青藏高原在东亚夏季风中的作用(Molnar et al., 2010; Boos and Kuang, 2010; Ma et al., 2014), 指出高原的地形作用主要不是在高原上空产生强大热源, 使亚洲季风加强, 而主要是对高原以北的中纬干冷空气产生屏障作用, 而不能影响高原以南的南亚强季风区。这使后者的热力最大值(边界层的相当位温 θ_{e}), 不会吸入干空气而降低, 使印度季风区的对流减弱, 否则将需要其它机制来提高减弱的 θ_{e} 以与原对流层上部温度和相关的平衡季风气流重新达到对流平衡。研究进一步指出, 南亚对流层大气的最高温度区位于印度北部, 喜马拉雅山以南邻近的平原地区, 这里是亚洲季风区的主要热力强迫区, 而不是在青藏高原腹地。这个地区并不能直接为南亚夏季风提供主要热源。这与以前许多研究者认为, 青藏高原作为最大的非绝热源强迫, 或作为一个感热泵, 驱动局地上升引起高原以南的水汽辐合, 产生潜热, 以后又进一步驱动亚洲大尺度季风环流的观点是不同的(如 Yanai and Wu, 2006)。上述观点也表明, 高原的加热对亚洲与东亚夏季风, 乃至东亚气候, 并不是最重要的、直接的, 而是第二位的。这与通过长期研究得到的盛行观点十分不同。如

Kitoh 指出, 对于东亚季风, 尤其是对梅雨, 高原的地形是直接的、不可缺乏的(Kitoh, 2004), 对这个问题值得进一步研究。

(3) 影响东亚夏季风的第三个因子是东亚气候系统的内部变率, 主要表现为大气环流的瞬变与混沌特征, 这是东亚夏季风预报技巧在东亚陆地地区十分偏低的主要原因(Wang et al., 2005, 2012), 其中尤其是对东亚中高纬地区。虽然通过多年的努力, 在认识东亚夏季风环流与中高纬环流相互作用方面, 取得了很明显的进展, 但仍不足以从整体上显著提高东亚夏季风的天气与气候预报水平, 除了 ENSO 年。这是由于: ①热带大尺度环流, 如 ITCZ、印度季风、副热带高压与南亚高压是如何对东亚季风环流和水汽输送产生作用尚不能完全了解; ②来自热带地区的低频振荡, 如 MJO 是如何北传并与中纬环流或低频扰动相互作用产生季风降水的; ③东亚和西太平洋环流模态, 如 EAP、WNP 等是如何演变并影响东亚夏季风雨带变化的; ④中高纬环流型与北极环流变化是如何与季风气流相互作用影响东亚中纬地区的降水。上述环流变化的问题, 不但对季节内尺度季风变率的预报十分重要, 更值得关注的是对极端天气与气候事件的预报, 尤其是对突发性的东亚中纬度地区的强烈季风暴雨与对流活动事件, 这是东亚夏季风预报的重大挑战。

由上可见, 影响东亚夏季风的因子与驱动力是多方面的, 不同的强迫因子影响或扰动季风系统内的不同分量, 改变着其原有的平衡状态。由于季风系统的各分量是通过反馈机制, 尤其通过季风降水产生的非绝热加热过程, 密切耦合在一起, 通过相互作用和反馈机制可以不同的时间尺度影响整个季风系统。也就是说一个分量或影响因子的扰动, 可以引起不同程度的连锁反应, 最后使季风系统发生整体的变化, 甚至出现不同于平均态的复杂的突然改变, 这是东亚夏季风研究与预报的重大难点。

4 东亚夏季风的年代际变化

4.1 东亚夏季风和我国雨带的年代际演变

上世纪 70 年代以来, 东亚夏季风强度总体上呈现出显著减弱的趋势, 并表现出“先强后弱再强”的年代际演变过程(图 10)。上世纪 50 年代至 70 年代, 东亚夏季风异常偏强, 70 年代末夏季风突

然减弱，这与 Wang (2001), Huang et al. (2004) 和 Ding et al. (2008) 等人的研究结果一致。上世纪 90 年代中后期以后，东亚夏季风又开始增强(丁一汇等, 2013; Si and Ding, 2012, 2013)。由多种再分析资料计算的夏季风指数(图 11)也得到大致类似的变化趋势。

受东亚夏季风活动的影响，中国东部季风雨带的移动也表现出明显的年代际变化特征(图 12)。由于上世纪 50 年代至 70 年代，东亚夏季风强度异常偏强，中国东部雨带明显偏北，位于我国华北和东北地区，而江淮和长江流域地区降水偏少，呈现“北涝南旱”的分布特征。1970 年代末以后随着夏季风强度的减弱，雨带南移到江淮地区，呈现“北旱南涝”的分布。之后雨带继续南移到长江流域以南到达华南地区，而此时华北地区降水出现增多，我国东部表现为“+，-，+”的三极型分布。1990 年代末至本世纪初，随着东亚夏季风的增强，雨带开始向北移动至长江以北地区(Si et al., 2009; Zhu et al., 2011; 黄荣辉等, 2013)。由图 12 可见，我国东部季风雨带从上世纪 60 年代至 70 年代位于我国北方地区不断向南移动，大致经历了 20 多年后，于本世纪初移动到长江及其以南地区。之后开始北移。上述事实说明东部季风雨带呈现出 40 年左右周期的年代际南北摆动特征(丁一汇等, 2013)。

从中国东部四个区域的降水量演变(图 13)中也可以看出明显的年代际变化特征，但周期长度与中国东部季风和雨带的 40 年周期不完全一致。我国华南地区在 1960 年代至 1970 年代降水偏多，1970 年代末降水开始减少，到了 1990 年代初(1992/1993)又开始增多(Wu et al., 2010; Hu et al., 2016)。而长江中下游降水从 1970 年代末由少转多，1990 年代末之后又开始由多转少。华北地区的降水 1990 年代以前以偏多为主，1990 年代末之后降水开始减少。东北地区的降水在 1960 年代末由多转少，1980 年代初由少转多，1990 年代末又由多转少。对上述四个区域降水分别做 M-K 突变检验，得出其年代际突变发生的时间：华南地区于 1992 年，长江流域于 1981 年和 2001 年，华北地区于 1983 年，东北地区于 1984 年和 1995 年发生了年代际的突变。

表 1 为 Ding et al. (2008) 分析得到的中国夏季降水量的主要周期。由表 1 可见，我国夏季降水具有明显的年代际振荡周期，其中华南地区以 30

年周期为主，长江中下游地区以 12~14 年和 40 年周期为主，而我国华北地区以 9 年和 18 年为主。因而 30~40 年的周期是季风年代际振荡的主要周期，其次是 12~14 年周期。

表 1 中国东部各区域夏季降水距平的周期分析

Table 1 Primary periods of summer rainfalls in each sub-region of eastern China

	周期/a
华南	2*, 7, 30*
长江中下游	2*, 7, 14, 40*
华北	3*, 9, 18
长江 5 站	2, 7*, 12, 40*

*表示通过 95% 的信度检验

4.2 中国东部夏季降水主模态的年代际变化及其与亚非夏季风系统的协同变化

中国东部夏季降水的年代际变化包括三个主要模态：三极子型、偶极子型与沿海型。图 14 利用 1961~2015 年的台站降水资料，识别出近 50 年中国东部夏季降水年代际变化三个主模态，第一模态是三极子型，表现为华南和华北地区降水同步变化，而江淮流域降水与前者反位相变化。从 20 世纪 90 年代中期以后，江淮流域降水偏多，雨带北界超过 35°N。第二模态是偶极型，其典型特征是以长江为分界线，降水呈现南北反向的特征。20 世纪 90 年代初，中国东部降水以南涝北旱的分布(Huang et al., 2004)。而在最近的十年中，东亚夏季风雨带也发生了北移(Zhang, 2015; Li et al., 2017)，华北地区和江淮流域降水偏多。第三模态表现为沿海型，以我国东部至东南沿海一带(江苏、浙江、福建、广东和广西)降水年代际变化为主要特征。在 20 世纪 60 年代至 70 年代前期、90 年代后期至今，我国东部至东南沿海地区降水呈偏多分布；而在 70 年代中期至 80 年代中期，以及 90 年代初期，沿海一带降水偏少。总的来说，我国夏季降水的三个模态的变化表现出明显的经向分布特征和年代际变异特征。

从全球季风的角度来看，东亚夏季风是亚非夏季风系统中的一个子系统。东亚夏季风的变化体现了亚非夏季风系统的区域性特征变化。根据最近 Li et al. (2017) 的研究表明，近百年亚非夏季风降水呈带状、一致的分布与年代际变化特征。图 15 给出了经验正交分解得到的 1901~2014 年近百年亚非夏季风降水的第一模态。它表征了年代际变

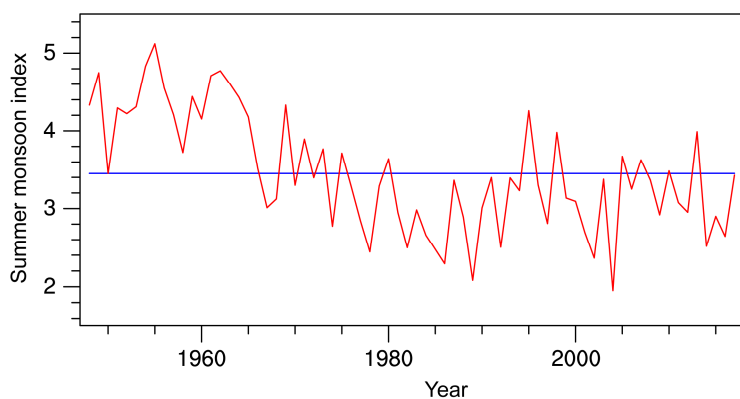


图 10 1948~2017 年东亚夏季风强度指数的变化, 蓝色线为气候平均值。[根据 Zhang et al. (1996) 的定义]

Fig. 10 East Asian summer monsoon intensity index from 1948 to 2017. The blue curve denotes the climatological value. [Estimated by the method proposed by Zhang et al. (1996)]

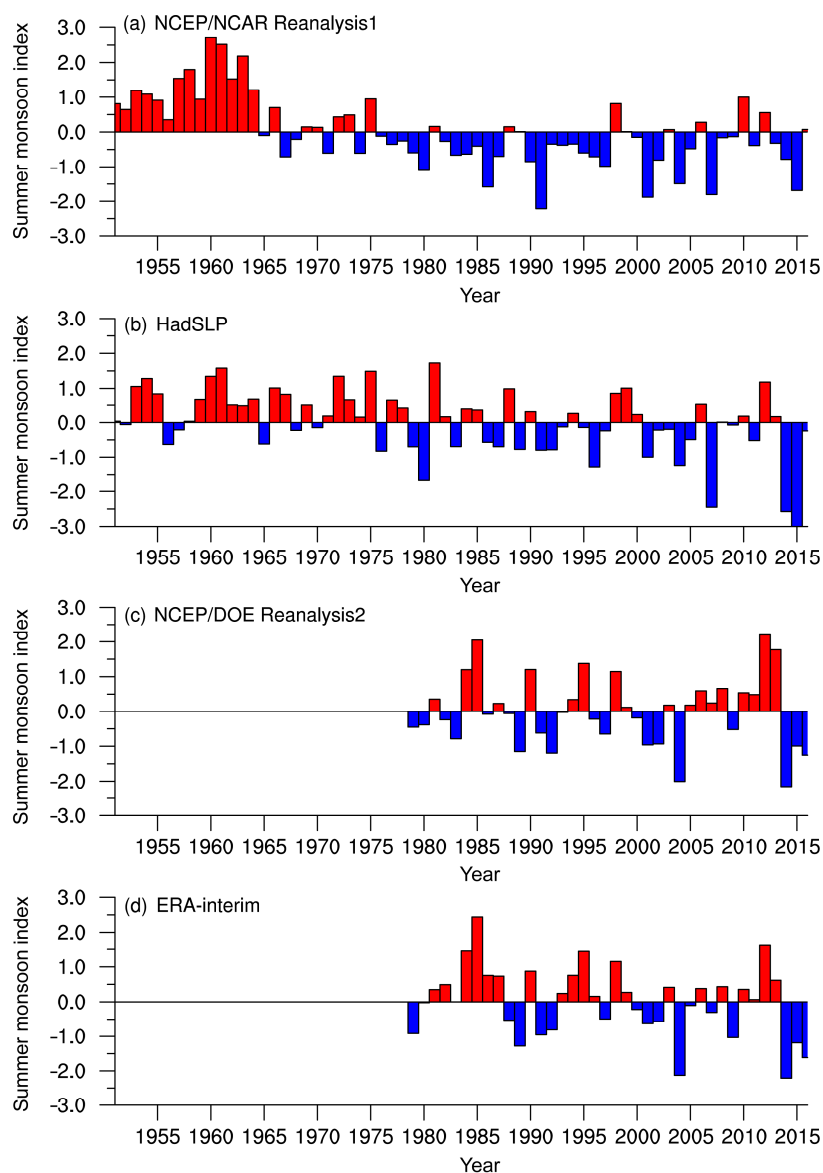


图 11 多种资料计算得到的 1948~2016 年东亚夏季风强度指数的变化: (a) NCEP/NCAR 再分析资料; (b) Hadley 中心; (c) NCEP/DOE 再分析资料; (d) ERA-Interim 再分析资料。[根据施能等 (1996) 的定义]

Fig. 11 East Asian summer monsoon intensity index from 1948 to 2016 estimated by different datasets: (a) NCEP/NCAR reanalysis data; (b) Hadley Center data; (c) NCEP/DOE reanalysis data; (d) ERA-Interim reanalysis data. [Estimated by the method of Shi et al. (1996)]

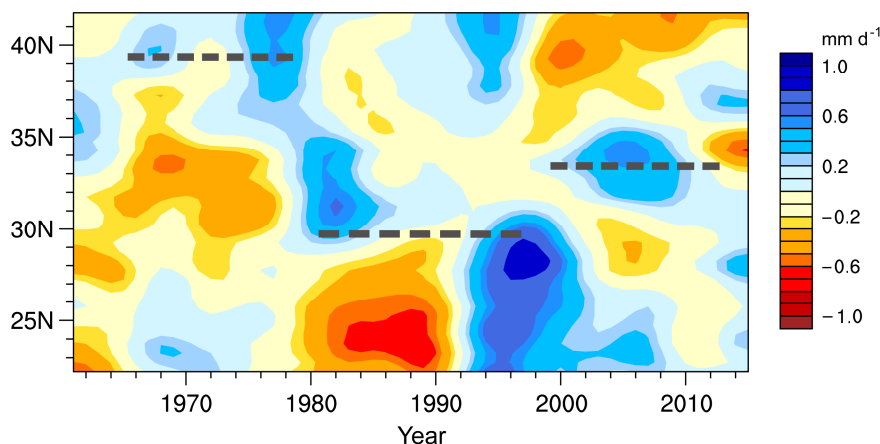


图 12 1961~2015 年中国东部 (105°~120°E) 年代际滤波后夏季降水 (单位: mm d^{-1}) 标准化值的纬度—时间剖面

Fig. 12 Latitude–time cross section of the decadal-filtered and normalized summer rainfall (units: mm d^{-1}) in East China along 105°–120°E during 1961–2015

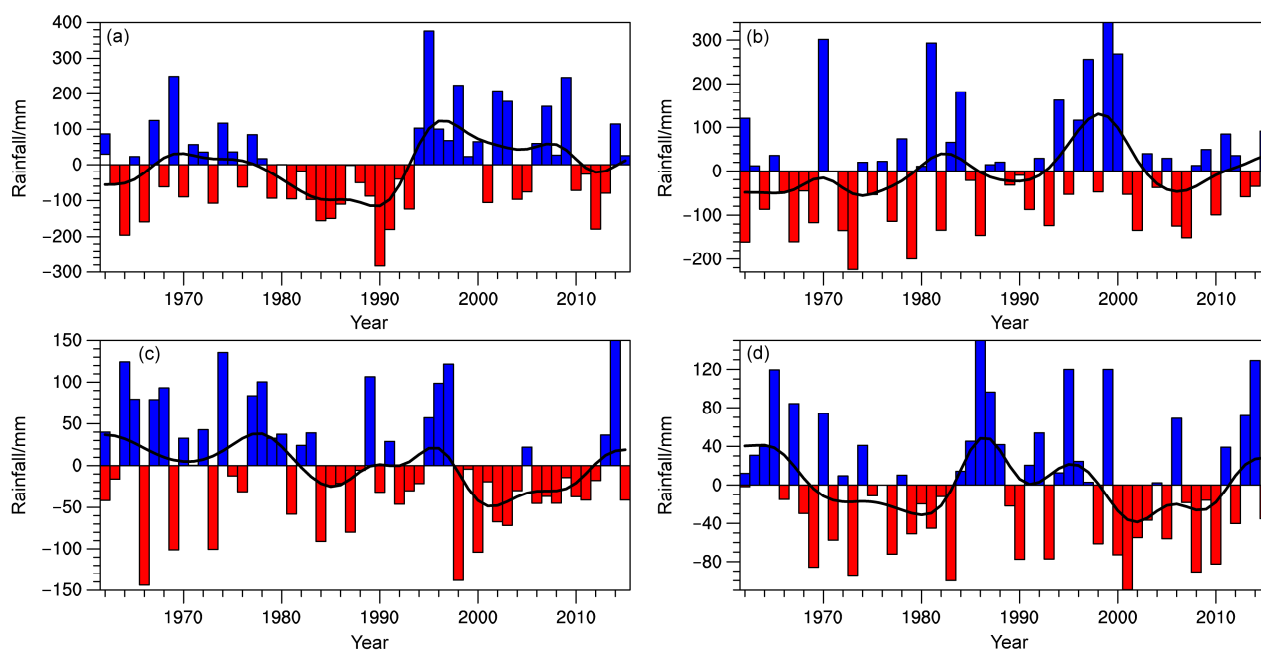


图 13 1961~2015 年中国 (a) 华南、(b) 长江中下游、(c) 华北和 (d) 东北地区夏季降水量 (单位: mm) 的演变。粗实线为年代际滤波值

Fig. 13 Summer rainfall (units: mm) over (a) South China, (b) the middle and lower reaches of the Yangtze River, (c) North China, and (d) Northeast China during 1961 to 2015. Solid curves denote decadal-filtered values in these regions

率,体现了亚非地区带状雨带的一致性变化与分布 (图 15a)。可以看到,北非萨赫勒地区、南亚以及东亚季风区 (中国东部) 降水呈现出一致变化的特征。第一模态标准化时间序列 PC1 (图 15b) 表明从 20 世纪 60 年代末期开始,亚非雨带降水开始由多转少,萨赫勒地区、南亚地区与中国东部地区降水也同步减少,而从 1990 年代开始降水同步开始增加,这与前人的研究结果一致 (Biasutti and Giannini, 2006; Wang, 2001)。总的来说,亚非夏

季风是一个一致且相互协同变化的系统。亚非夏季风系统在过去 50 年中也是经历了强—弱—强的年代际变化。在这个更大尺度的夏季风系统中,东亚夏季风表现出同步的年代际变化。

4.3 未来百年东亚夏季风和降水的预估

目前的研究已经指出在东亚地区,由于经向和纬向的海陆温差会有所加大,未来夏季风环流在东亚地区加强,东亚夏季风降水总体上将增加 (姜大膀和田芝平, 2013)。利用 CMIP5 中 24 个模式在

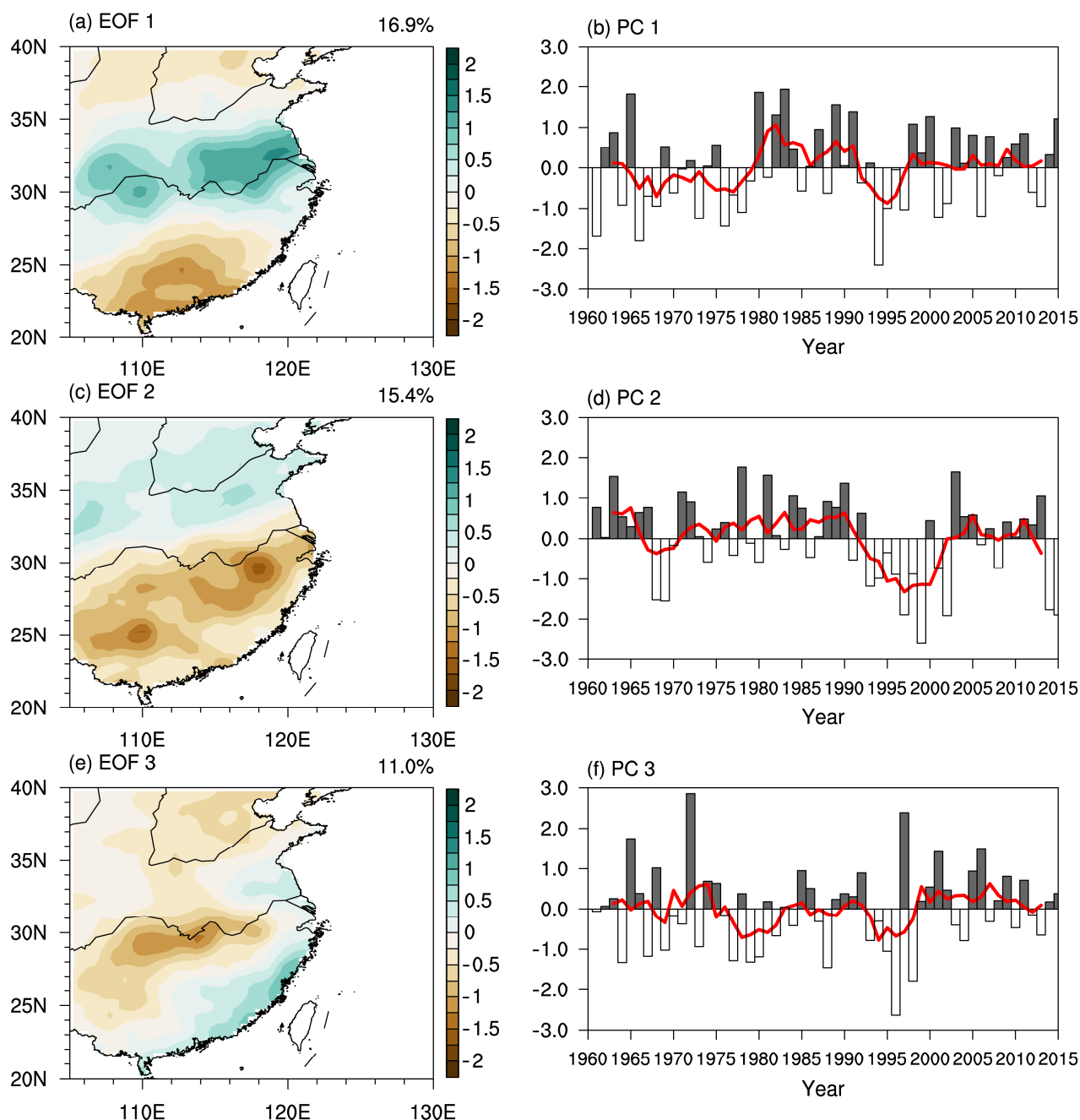


图 14 1961~2015 年东亚夏季风区 ($20^{\circ}\sim 40^{\circ}\text{N}$, $105^{\circ}\sim 130^{\circ}\text{E}$) 观测的降水量经验正交分解 (EOF) 的主模态和时间系数: (a, b) 第一模态; (c, d) 第二模态; (e, f) 第三模态。图中红实线为时间系数的 5 年滑动平均值

Fig. 14 Leading modes and time series of observed precipitation over the East Asian monsoon region ($20^{\circ}\sim 40^{\circ}\text{N}$, $105^{\circ}\sim 130^{\circ}\text{E}$) via empirical orthogonal decomposition method: (a, b) The first mode; (c, d) the second mode; (e, f) the third mode. Red curves represent 5-year smoothed time series

未来低辐射强迫情景 (RCP2.6)、未来中等辐射强迫情景试验 (RCP4.5) 和未来高等辐射强迫情景试验 (RCP8.5) 下的降水集合平均 (MME) 对东亚夏季风降水未来变化进行了预估。图 16 给出了历史百年和未来百年东亚夏季风区域平均的降水距平时间序列演变。可以看出多模式集合平均降水在

东亚季风区总体上呈增加趋势。2050 年以前,在上述三种情景下,降水距平变化较为一致,其变化曲线几乎重合,降水偏多的趋势明显增大。而在 2050 年以后, RCP8.5 情景下,东亚夏季风降水呈现出更为突出的偏多趋势。而在 RCP4.5 情景下,东亚夏季风降水距平在 2050 年以后的增加则较为缓慢,在

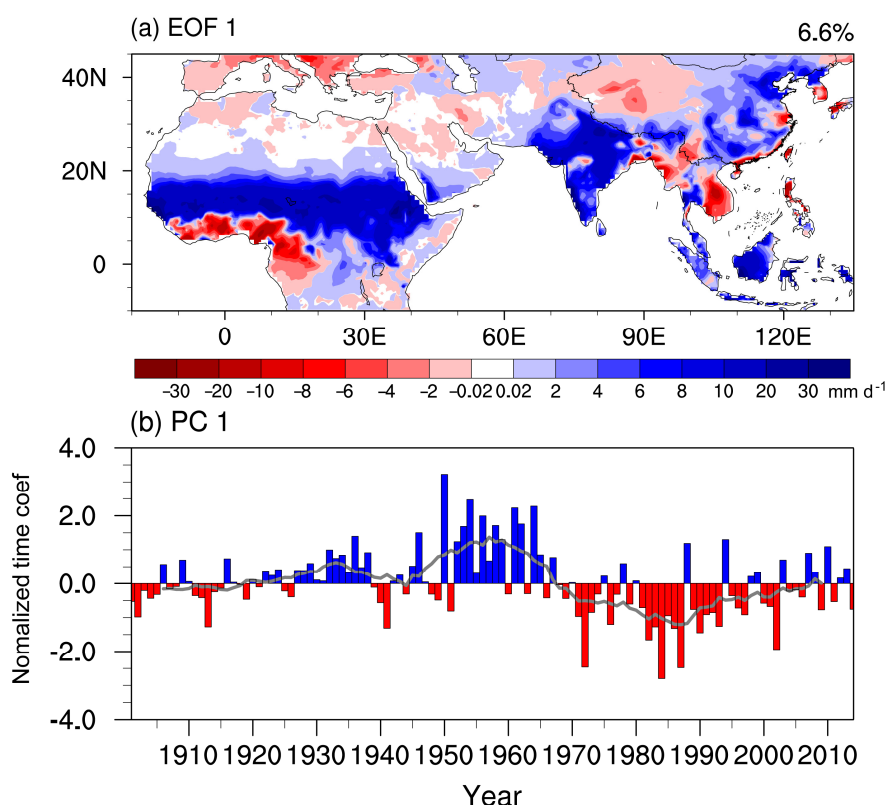


图 15 1901~2014 年亚非夏季风区降水量 EOF (a) 第一模态 (填色代表降水对时间系数的回归分布, 单位: mm d^{-1}), (b) 对应的标准化时间系数 PC1 (灰色实线代表标准化时间系数的 11 年滑动平均)。

Fig. 15 Spatial pattern of (a) the first EOF mode of monthly mean precipitation during 1901–2014 (shadings indicate regression coefficients of time series against precipitation; units: mm d^{-1}) and (b) its normalized time coefficient (PC1). The gray line shows the 11-point smoothing of the normalized PC.

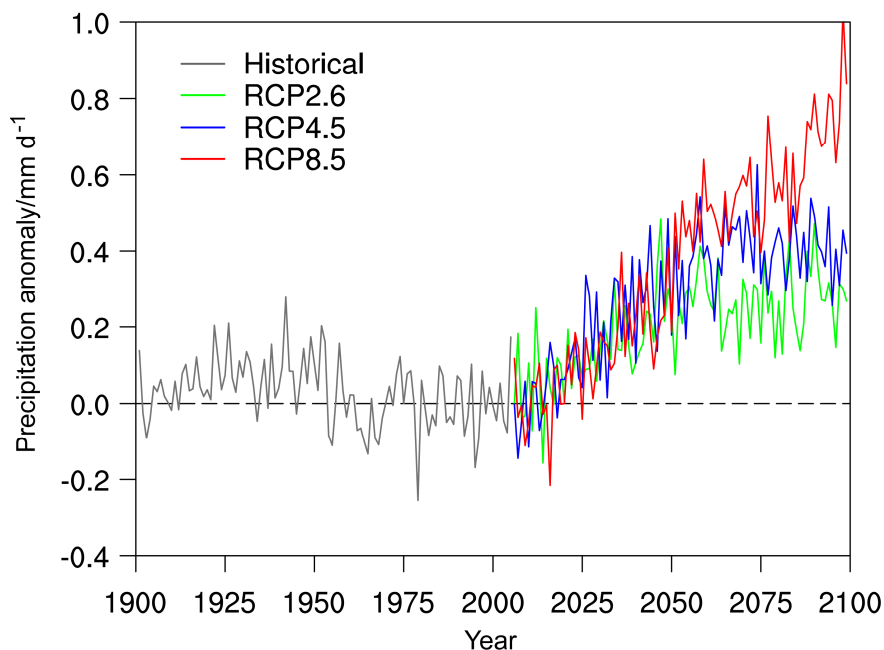


图 16 东亚夏季风区多模式模拟集合平均的降水异常时间序列 (单位: mm d^{-1}), 相对参考时段为 1971~2000 年平均, 基于 CMIP5 多模式逐月输出资料。灰实线: 历史气候模拟试验 (Historical), 24 个模式, 1901~2005 年; 绿实线: 未来低辐射强迫情景试验 (RCP2.6), 20 个模式, 2006~2099 年; 蓝实线: 未来中等偏低辐射强迫情景试验 (RCP4.5), 24 个模式, 2006~2099 年; 红实线: 未来高辐射强迫情景试验 (RCP8.5), 24 个模式, 2006~2099 年。

Fig. 16 Multi-model ensemble mean of precipitation anomalies (units: mm d^{-1}) based on CMIP5 multi-model monthly outputs and with respect to the reference period over 1971–2000. Gray curve: Historical simulation, 24 models, 1901–2005; green curve: RCP2.6 scenario, 20 models, 2006–2099; blue curve: RCP4.5 scenario, 24 models, 2006–2099; red curve: RCP8.5 scenario, 24 models, 2006–2099.

21 世纪末期降水距平曲线呈现出平稳中略有下降的变化趋势。在 RCP2.6 情景下, 降水距平出现下降变化, 与 RC4.5 情景下的变化趋势较为一致。

孙颖和丁一汇 (2009) 曾利用 CMIP3 中 19 个模式的集合预估对 21 世纪东亚夏季风与降水得到了类似变化的结果。在 21 世纪中期之后, 东亚地区的夏季风环流加强, 中国东部地区进入全面的多雨期, 以华北最为明显, 华南和长江中下游地区次之。因而在未来, 北方变湿变暖的特征是目前 CMIP3 与 CMIP5 模式预估的共同特征。

4.4 东亚夏季风年代际变化与海洋和陆面变化的关系

许多研究揭示, 东亚季风和降水的年代际变化主要受北太平洋和北大西洋的影响。1960 年代以后, PDO 的正位相有利于我国江淮流域夏季降水偏多, 相反, 负位相有利于江淮流域夏季降水偏少 (朱益民和杨修群, 2003; Lau et al., 2004; Zhu et al., 2015)。北大西洋多年代际尺度振荡 (AMO) 是北大西洋海温年代际变化的强信号。许多研究也揭示 AMO 可以影响东亚夏季风 (Lu et al., 2006) 和中国降水的季节变化 (Wang et al., 2009)。Liu and Chiang (2012) 也研究了 1960 年代北大西洋冷却对欧亚地区降水的影响。上世纪 90 年代末, 东亚气候表现出一次显著的年代际变化, 其中一个重要的特征就是我国东部季风雨带的向北移动 (Si et al., 2009), 这导致长江流域降水偏少而长江以北地区降水增多 (Si et al., 2009; Zhu et al., 2011; Si and Ding, 2013; 黄荣辉等, 2013; 胡泊等, 2016)。与此同时, 上世纪 90 年代末 PDO 和 AMO 的位相也出现了变化, 其中 PDO 由暖位相转为冷位相, 而 AMO 由冷位相转为暖位相 (图 17)。

利用 1880~2011 年的降水资料, 可识别出近 132 年我国东部夏季降水年代际变化最主要的两个模态, 其中第一模态是长江—黄淮流域降水一致变化模态, 而第二模态是长江流域与黄淮流域降水反位相变化模态 (图略), 而两个模态的变化表现出明显的年代际变异特征 (图 18)。前人研究发现, PDO 与我国江淮流域的降水存在正相关关系。我们的研究发现, PDO 与我国江淮流域降水的正相关关系只存在于 1960~2010 年代期间 (相关系数为 0.61), 而在 1880~1950 年代期间 PDO 与我国江淮流域降水是反相关关系的 (相关系数为 -0.54)。而降水第二模态与 AMO 存在明显的正相关关系, 二

者间的相关系数达 0.53 (图 18)。

进一步研究发现, PDO 可能是驱动降水第一模态的主要因子, 而 PDO 与第一模态关系的变化与两个时段 PDO 所导致的环流异常不同有关。1880~1950 年代期间, PDO 正位相导致西太平洋至东亚地区对流层低层“反气旋—气旋—反气旋”式环流异常, 水汽在江淮流域辐散, 导致江淮流域降水偏少, PDO 与江淮流域降水反相关。而到了 1960~2010 年代期间, 随着 PDO 型态的变化, 导致西太平洋至东亚地区对流层低层“反气旋—反气旋”式环流异常, 水汽在江淮流域辐合, 导致江淮流域降水偏多, 使得 PDO 与江淮流域降水出现正相关 (图 19)。

而 AMO 通过激发全球尺度的斜压遥相关型 (AMO-Northern Hemisphere teleconnection, ANH) (Si and Ding, 2016), 不但可以影响东亚地区的降水, 还可以影响从大西洋、欧亚直至北美地区的整个北半球降水的年代际变化。ANH 遥相关表现为 5 波型结构, 8 个活动中心分别位于大西洋、西欧、东欧、中亚、贝加尔湖、东亚、北太平洋和北美地区。通过 ANH 遥相关 AMO 还可以影响 PDO 的型态。在东亚地区, ANH 遥相关引起的环流异常使得长江以北地区低层为气旋式环流异常而长江流域地区为反气旋式环流异常, 导致长江以北地区降水偏多而长江流域及其以南地区降水偏少, 进而导致降水第二模态正位相的出现。

积雪作为陆面过程系统中一个重要的组成部分, 对东亚气候的年代际变化有着重要影响。积雪与我国夏季降水虽然有一定的相关关系, 但这种相关关系却是很复杂的 (陈兴芳和宋文玲, 2000)。在北半球积雪中, 高原积雪和欧亚大陆积雪与我国夏季降水的相关关系并不一致, 其中冬春季高原积雪与我国夏季长江流域为明显正相关关系 (陈烈庭, 1998; 韦志刚等, 1998; 朱玉祥等, 2007), 而欧亚大陆高纬积雪与夏季江淮流域降水为负相关关系 (赵臻, 1984; 陶诗言等, 1988;)。这里我们着重关注的是青藏高原积雪的影响。

基于 1960 年代至 1990 年代的观测资料, Zhang et al. (2004) 和 Ding et al. (2009) 研究了东亚夏季季风降水的年代际变化与高原前冬、春季积雪的相关关系, 结果表明高原前冬积雪与次年夏季长江流域降水呈显著正相关关系。图 20 给出了 1960 年以来高原上 72 个站点平均的冬春积雪深度时间序

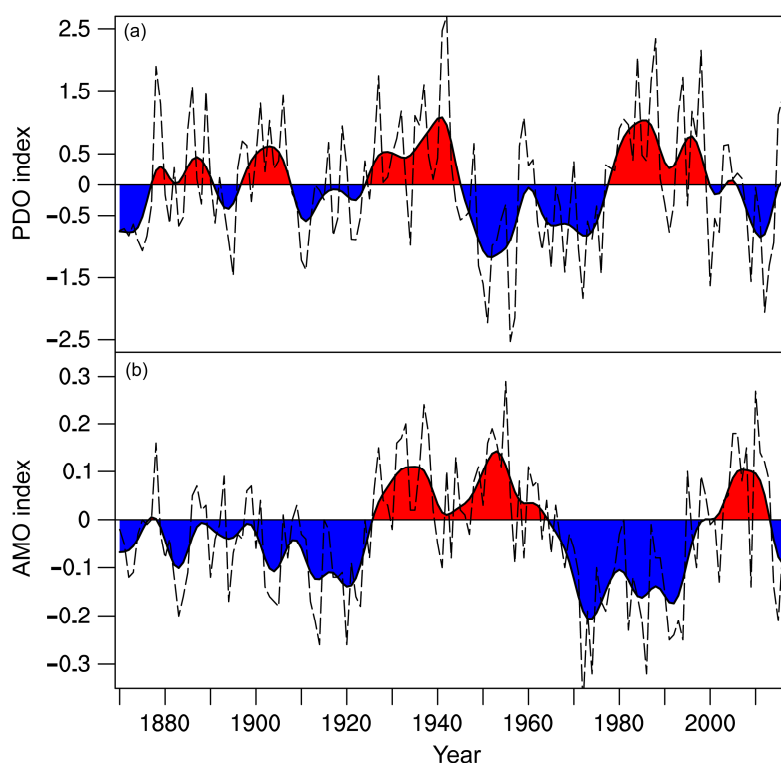


图 17 (a) 太平洋年代尺度振荡 (PDO) 和 (b) 北大西洋年代尺度振荡 (AMO) 指数长期演变, 填色粗实线为年代际滤波值

Fig. 17 (a) The Pacific Decadal Oscillation (PDO) index and (b) the Atlantic Multi-decadal Oscillation (AMO) index, heavy solid curves denote decadal-filtered values

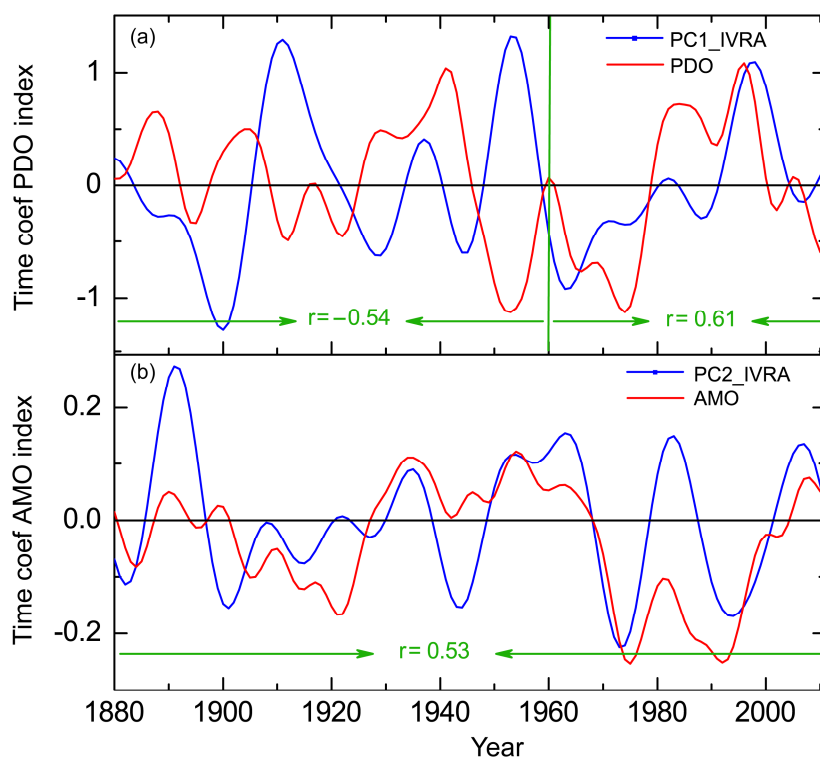


图 18 1880~2011 年我国夏季降水年代际分量 EOF 分解得到的前两个模态的时间系数 (蓝线) 和 PDO、AMO 指数 (红线)

Fig. 18 (a) The first component (PC1, blue curve) of an EOF analysis of the decadal-filtered summer (JJA) rainfall in East Asia compared to the decadal-filtered spring (MAM) PDO index (red curve) for 1880–2011. (b) Same as (a) but for PC2 (blue curve) and the AMO index (red curve). The PC1 and PC2 values are scaled to facilitate comparison with the PDO and AMO, respectively

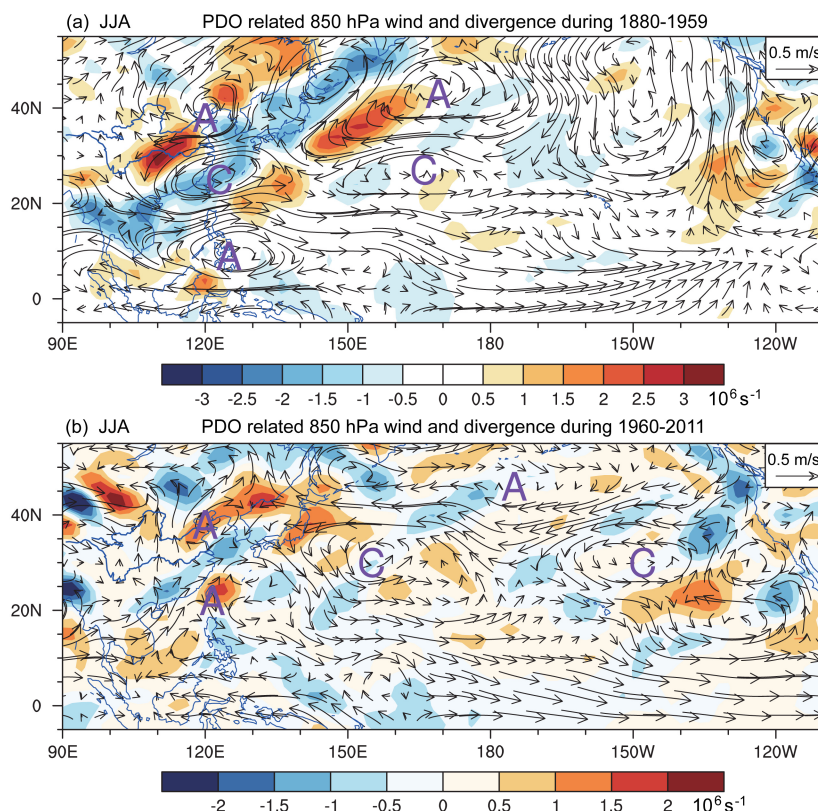


图 19 PDO 指数回归的 (a) 1880~1959 年期间和 (b) 1960~2011 年期间 850 hPa 风场 (箭头) 及其散度场 (阴影, 单位: 10^6 s^{-1}) 分布。A 和 C 分别表示异常反气旋和气旋中心

Fig. 19 Regression of the summer (JJA) 850-hPa wind (vectors, units: m s^{-1}) and divergence field (shading, units: 10^6 s^{-1}) on the PDO index during (a) 1880–1959 and (b) 1960–2011. The letters A and C denote an anomalous anticyclone and cyclone, respectively.

列。可以看出, 高原冬春积雪深度在上世纪经历了两次明显的年代际转折。一次出现在上世纪 70 年代中后期, 高原积雪由少转多。前人大量研究也揭示, 此次高原积雪的增多, 有利于我国东部江淮流域夏季降水的增加 (朱玉祥等, 2007; Ding et al., 2009; Ding et al., 2014)。第二次出现在 1990 年代末, 高原积雪突然由多转少 (Si and Ding, 2013)。

图 21 给出了高原地区季节平均感热通量自 1960 年以来的变化。由图可见, 上世纪 70 中后期随着高原积雪的增加, 高原感热加热出现减弱, 而到了 90 年代末高原积雪减少之后, 高原感热加热明显增加。相应, 高原冬春积雪与长江流域夏季降水量呈正相关关系 (Ding et al., 2008), 这是由于高原冬春积雪多, 夏季高原的加热减弱, 东亚季风强度减弱, 主要停滞在长江流域所致。因而, 高原冬季积雪与次年夏季长江到日本南部一带的降水为正相关关系。1990 年代末以后, 正相关区北移至淮河流域—朝鲜半岛一带, 相应地, 长江地区的降水

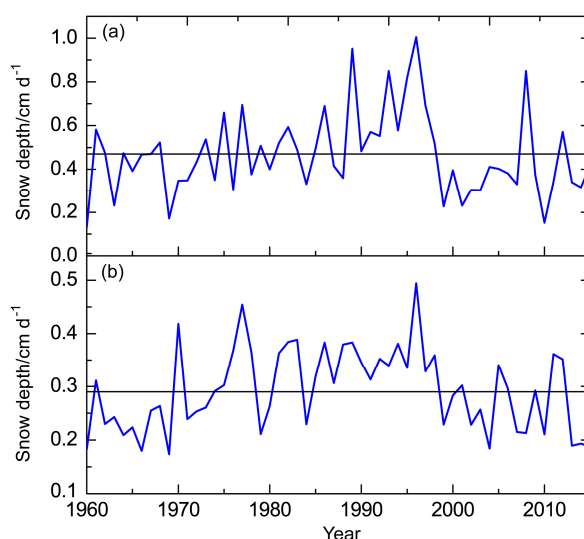


图 20 1960~2015 年青藏高原 72 站平均的 (a) 冬季及 (b) 春季积雪深度序列 (单位: cm d^{-1}), 黑色直线为气候平均值

Fig. 20 Time series of (a) winter and (b) spring snow depth (units: cm d^{-1}) over the Tibetan Plateau, averaged for the 72 stations from 1960 to 2015. The horizontal solid lines indicate averaged values

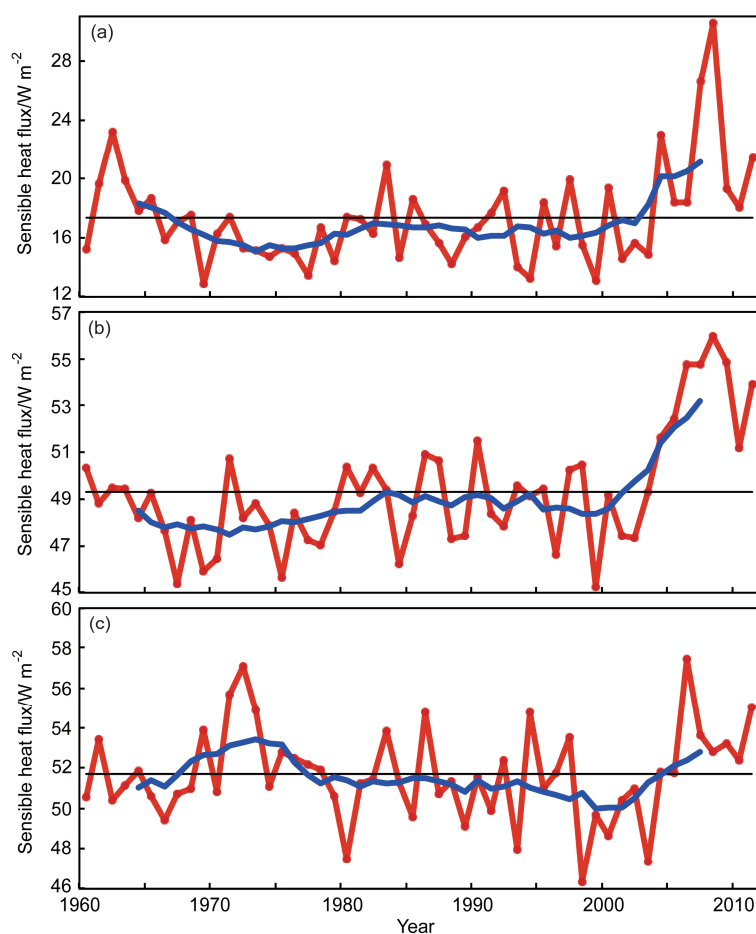


图 21 青藏高原 72 站平均的 (a) 冬季、(b) 春季和 (c) 夏季感热通量变化 (单位: W m^{-2}), 蓝色线为 9 点滑动值

Fig. 21 Seasonal-mean sensible heat fluxes (units: W m^{-2}) over the Tibetan Plateau averaged for the 72 stations for (a) winter, (b) spring, and (c) summer. The blue curves indicate 9-year running averages

与高原冬季积雪间变成了负相关 (图 22)。

5 结语

在本文的最后, 我们将简略地讨论全球季风的概 念。全球季风目前是季风研究的另一重要关注点。全球季风的概 念从太阳年际变化与全球气候变暖 (人类或自然原因引起的) 的角度看, 具有正确性, 这两种机制驱动着全球各区域季风系统, 表现为一致的、同时的季节变化或季节反向, 在降水和风场方面尤其明显, 这从古季风气候的研究 (Caley et al., 2011; An et al., 2015; Dallmeyer et al., 2015), 与现代季风气候的研究 (Trenberth et al., 2000; Kitoh, 2004; Wang and Ding, 2008; Wang, 2009; Ding et al., 2015; Mohtadi et al., 2016) 中可得到证实。但是受区域特征, 包括地形、陆面和海洋分布, 内部环流变率等差异的影响, 也表现出不同强度的区域特

征, 这会使太阳辐射年变化和全球变暖驱动的一致性变化明显减弱, 呈现出具有不同特征或位相具有差异的区域季风系统, 某些古气候的研究认为, 季风变率具有显著的区域特征, 而并不是由一共同的全球季风系统动力学所表征。我们的研究表明 (Li et al., 2017), 至少全球季风系统中的亚非夏季风系统的特征与变化具有高度的一致性和相同的驱动力, 如 ITCZ 进退、季风雨带北进、热带东风急流和西风急流进退、季风环流进退等, 以及 AMO 和半球间气压梯度力的驱动。

最后应该指出全球季风的概 念, 得到模式与现代季风研究的明显支持, 模式中对全球季风的模拟远好于区域季风, 所有季风系统对太阳辐射年辐射变化和陆—海—气—冰—生物圈的相互作用强迫的全球大气环流变化有一致的响应 (Trenberth et al., 2000), 这不但可以从全球的热力的翻转环流得到

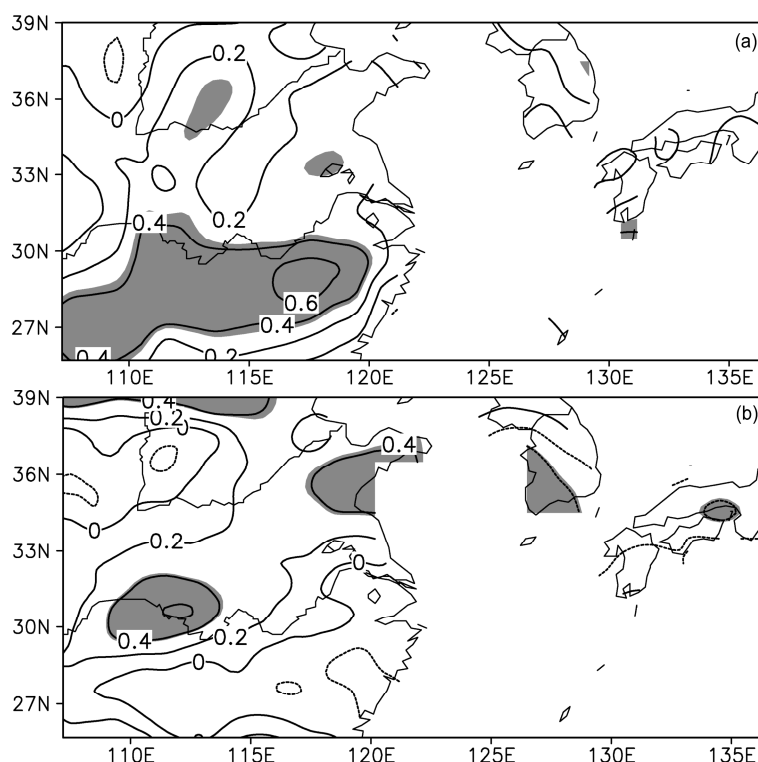


图 22 青藏高原 72 站平均的冬季积雪深度序列与东亚夏季降水量的相关: (a) 1978~1999 年; (b) 2000~2011 年。阴影区为通过 90% 信度检验的区域

Fig. 22 Correlations between the winter snow depth over the Tibetan Plateau averaged for the 72 stations and the observed summer precipitation over East Asia for the periods (a) 1979–1999 and (b) 2000–2011. Shaded areas are statistically significant at the 90% confidence level

解释,也可以进一步从哈德莱环流的动力学得到解释和支持 (Schneider and Lindzen, 1977; Held and Hou, 1980)。理论结果表明,以热带季风为主的全球季风环流,主要是热力驱动的大尺度环流,这种驱动力是全球性的 (Molnar et al., 2010)。

随着全球气候变暖,热力的驱动力在未来会加强,东亚夏季风也将可能具有暖气候下的季风特征。古气候研究中曾对全新世大暖期中的东亚夏季风与亚非夏季风演变做了许多研究,这些研究成果对于今后暖气候下的全球季风演变具有现实的参考意义 (An et al., 2015; Kitoh, 2017)。

参考文献 (References)

An Z S, Wu G X, Li J P, et al. 2015. Global monsoon dynamics and climate change [J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 43: 29–77, doi:10.1146/annurev-earth-060313-054623.

Anchukaitis K J, Buckley B M, Cook E R, et al. 2010. Influence of volcanic eruptions on the climate of the Asian monsoon region [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 37 (22): L22703, doi:10.1029/2010GL044843.

Biasutti M, Giannini A. 2006. Robust Sahel drying in response to late 20th century forcings [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 33 (11): L11706, doi:10.1029/

2006GL026067.

Boos W R, Kuang Z M. 2010. Dominant control of the South Asian monsoon by orographic insulation versus plateau heating [J]. *Nature*, 463 (7278): 218–222, doi:10.1038/nature08707.

Caley T, Malaizé B, Revel M, et al. 2011. Orbital timing of the Indian, East Asian and African boreal monsoons and the concept of a ‘global monsoon’ [J]. *Quaternary Science Reviews*, 30 (25–26): 3705–3715, doi:10.1016/j.quascirev.2011.09.015.

Chang C C. 1981. A contrasting study of the rainfall anomalies between central Tibet and central India during the summer monsoon season of 1979 [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 62 (1): 20–22, doi:10.1175/1520-0477(1981)062<0020:ACSOTR>2.0.CO;2.

Chang C P. 2004. East Asian Monsoon [M]. Singapore: World Scientific Publishing Co Pte Ltd, 564.

Chang C P, Ding Y H, Lau N C, et al. 2011. The Global Monsoon System: Research and Forecast [M]. 2nd ed. Singapore: World Scientific, 594.

陈烈庭. 1998. 青藏高原冬春季异常雪盖与江南前汛期降水关系的检验和应用 [J]. *应用气象学报*, 9 (S1): 2–9. Chen Lieting. 1998. Test and application of the relationship between anomalous snow cover in winter–spring over Qinghai–Xizang Plateau and the first summer rainfall in southern China [J]. *Quarterly Journal of Applied Meteorology (in Chinese)*, 9 (S1): 2–9.

陈秋士, 繆锦海, 李维亮. 1964. 1958 年 7 月亚洲东南部西南季风区和太平洋信风区平均流场和平均经圈环流 [J]. *气象学报*, 34 (1): 51–61.

- Chen Chiushih, Miao Jinhai, Li Weiliang. 1964. A comparison of mean wind field and mean meridional circulation between South–West monsoon area in South–East Asia and Pacific trade wind area in July, 1958 [J]. *Acta Meteor. Sinica* (in Chinese), 34 (1): 51–61, doi:10.11676/qxxb1964.006.
- Chen T C, Wang S Y, Huang W R, et al. 2004. Variation of the East Asian summer monsoon rainfall [J]. *J. Climate*, 17 (4): 744–762, doi:10.1175/1520-0442(2004)017<0744:VOTEAS>2.0.CO;2.
- 陈兴芳, 宋文玲. 2000. 冬季高原积雪和欧亚积雪对我国夏季旱涝不同影响关系的环流特征分析 [J]. *大气科学*, 24 (5): 585–592.
- Chen Xingfang, Song Wenling. 2000. Circulation analysis of different influence of snow cover over the Tibetan Plateau and Eurasia in winter on summertime droughts and floods of China [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 24 (5): 585–592, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2000.05.02.
- Christensen J H, Krishna Kumar K, Aldrian E, et al. 2013. Climate phenomena and their relevance for future regional climate change [M]//Stocker T F, Qin D H, Plattner G K, et al. *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Cressman G P. 1981. Circulations of the West Pacific jet stream [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 109 (12): 2450–2463, doi:10.1175/1520-0493(1981)109<2450:COTWPI>2.0.CO;2.
- Dallmeyer A, Claussen M, Fischer N, et al. 2015. The evolution of sub-monsoon systems in the Afro–Asian monsoon region during the Holocene—Comparison of different transient climate model simulations [J]. *Climate Past*, 11 (2): 305–326, doi:10.5194/cp-11-305-2015.
- Ding Y H. 1992. Summer monsoon rainfalls in China [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 70(1B): 373–396, doi:10.2151/jmsj1965.70.1B_373.
- Ding Y H. 1994. *Monsoons over China* [M]. Dordrecht/Boston/London: Kluwer Academic Publishers, 419–420.
- Ding Y H. 2004. Seasonal march of the East–Asian summer monsoon [M]//Chang C P. *East Asian Monsoon*. Singapore: World Scientific, 3–53.
- Ding Y H. 2007. The variability of the Asian summer monsoon [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 85B: 21–54, doi:10.2151/jmsj.85B.21.
- Ding Y H, Liu Y J. 2001. Onset and the evolution of the summer monsoon over the South China Sea during SCSMEX field experiment in 1998 [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 79(1B): 255–276, doi:10.2151/jmsj.79.255.
- Ding Y H, Chan J C L. 2005. The East Asian summer monsoon: An overview [J]. *Meteor. Atmos. Phys.*, 89 (1–4): 117–142, doi:10.1007/s00703-005-0125-z.
- Ding Y H, Sikka D R. 2006. Synoptic systems and weather [M]//Wang B. *The Asian Monsoon*. Berlin Heidelberg: Springer, 131–201.
- Ding Y H, Wang Z Y, Sun Y. 2008. Inter-decadal variation of the summer precipitation in East China and its association with decreasing Asian summer monsoon. Part I: Observed evidences [J]. *Int. J. Climatol.*, 28 (9): 1139–1161, doi:10.1002/joc.1615.
- Ding Y H, Sun Y, Wang Z Y, et al. 2009. Inter-decadal variation of the summer precipitation in China and its association with decreasing Asian summer monsoon. Part II: Possible causes [J]. *International Journal of Climatology*, 29(13): 1926–1944, doi:10.1002/joc.1759.
- Ding Y H, Liu Y J, Zhang L, et al. 2011. The Meiyu weather system in East Asia: Build-up, maintenance and structures [M]//Chang C P, Ding Y H, Lau N C, et al. *The Global Monsoon System: Research and Forecast*. 2nd ed. Singapore: World Scientific, 205–221.
- 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 [J]. *大气科学*, 37 (2): 253–280.
- Ding Yihui, Sun Ying, Liu Yunyun, et al. 2013. Interdecadal and interannual variabilities of the Asian summer monsoon and its projection of future change [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 37 (2): 253–280, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.12302.
- Ding Y H, Si D, Sun Y, et al. 2014. Inter-decadal variations, causes and future projection of the Asian summer monsoon [J]. *Engineering Sciences*, 12 (2): 22–28, doi:10.3969/j.issn.1672-4178.2014.02.004.
- Ding Y H, Liu Y J, Song Y F, et al. 2015. From MONEX to the global monsoon: A review of monsoon system research [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 32 (1): 10–31, doi:10.1007/s00376-014-0008-7.
- Fong S K, Wang A Y. 2001. *Climatological Atlas for Asian Summer Monsoon* [M]. Macau: Macau Meteorological and Geophysical Bureau, 318 pp.
- Francis J A, Vavrus S J. 2012. Evidence linking Arctic amplification to extreme weather in mid-latitudes [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 39(6): L06801, doi:10.1029/2012GL051000.
- Gray L J, Beer J, Geller M, et al. 2010. Solar influences on climate [J]. *Rev. Geophys.*, 48(4): RG4001, doi:10.1029/2009RG000282.
- Hahn D G, Manabe S. 1975. The role of mountains in the South Asian monsoon circulation [J]. *J. Atmos. Sci.*, 32 (8): 1515–1541, doi:10.1175/1520-0469(1975)032<1515:TROMIT>2.0.CO;2.
- Held I M, Hou A Y. 1980. Nonlinear axially symmetric circulations in a nearly inviscid atmosphere [J]. *J. Atmos. Sci.*, 37 (3): 515–533, doi:10.1175/1520-0469(1980)037<0515:NASCIA>2.0.CO;2.
- Held I M, Soden B J. 2006. Robust responses of the hydrological cycle to global warming [J]. *J. Climate*, 19 (21): 5686–5699, doi: 10.1175/JCLI3990.1.
- Hu Y M, Si D, Liu Y J, et al. 2016. Investigations on moisture transports, budgets and sources responsible for the decadal variability of precipitation in southern China [J]. *Journal of Tropical Meteorology*, 22 (3): 402–412, doi:10.16555/j.1006-8775.2016.03.014.
- 胡泊, 张志森, 乔少博, 等. 2016. 1990 年代末东亚北部地区夏季水汽输送年代际变化特征及其影响机制 [J]. *大气科学*, 40 (5): 933–945.
- Hu Po, Zhang Zhisen, Qiao Shaobo, et al. 2016. The interdecadal variation and physical mechanism for the summertime water vapor transport in northern East Asia in the late 1990s [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 40 (5): 933–945, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1512.15158.
- Huang R H, Huang G, We Z G. 2004. Climate variations of the summer monsoon over China [M]//Chang C P. *East Asian Monsoon*. Singapore: World Scientific, 564pp.
- 黄荣辉, 刘永, 冯涛. 2013. 20 世纪 90 年代末中国东部夏季降水和环流的年代际变化特征及其内动力成因 [J]. *科学通报*, 58 (8): 617–628.
- Huang Ronghui, Liu Yong, Feng Tao. 2013. Interdecadal change of summer precipitation over eastern China around the late-1990s and associated circulation anomalies, internal dynamical causes [J]. *Chinese*

- Science Bulletin, 58 (12): 1339–1349, doi:10.1007/s11434-012-5545-9.
- 黄士松, 杨修群, 蒋全荣, 等. 1995. 极地海冰变化对气候的影响 [J]. 气象科学, 15 (4): 46–56. Huang Shisong, Yang Xiuqun, Jiang Quanrong, et al. 1995. The effects of the polar sea ice on climate [J]. Scientia Meteorologica Sinica, 15 (4): 46–56.
- 姜大膀, 田芝平. 2013. 21 世纪东亚季风变化: CMIP3 和 CMIP5 模式预估结果 [J]. 科学通报, 58 (8): 707–716. Jiang Dabang, Tian Zhiping. 2013. East Asian monsoon change for the 21st century: Results of CMIP3 and CMIP5 models [J]. Chinese Science Bulletin, 58 (12): 1427–1435, doi:10.1007/s11434-012-5533-0.
- Kitoh A. 2004. Effects of mountain uplift on East Asian summer climate investigated by a coupled atmosphere–ocean GCM [J]. J. Climate, 17 (4): 783–802, doi:10.1175/1520-0442(2004)017<0783:EOMUOE>2.0.CO;2.
- Kitoh A. 2017. The Asian monsoon and its future change in climate models: a review [J]. J. Meteor. Soc. Japan, 95 (1): 7–33, doi:10.2151/jmsj.2017-002.
- Lau K M, Yang S. 1997. Climatology and interannual variability of the Southeast Asian summer monsoon [J]. Adv. Atmos. Sci., 14 (2): 141–162, doi:10.1007/s00376-997-0016-y.
- Lau K M, Lee J Y, Kim K M, et al. 2004. The North Pacific as a regulator of summertime climate over Eurasia and North America [J]. J. Climate, 17 (4): 819–833, doi:10.1175/1520-0442(2004)017<0819:TNPAAR>2.0.CO;2.
- Li Y, Ding Y H, Li W J. 2017. Interdecadal variability of the Afro–Asian summer monsoon system [J]. Adv. Atmos. Sci., 34 (7): 833–846, doi:10.1007/s00376-017-6247-7.
- Li Y F, Leung L R. 2013. Potential impacts of the Arctic on interannual and interdecadal summer precipitation over China [J]. J. Climate, 26 (3): 899–917, doi:10.1175/JCLI-D-12-00075.1.
- Li Y F, Leung L R, Xiao Z N, et al. 2013. Interdecadal connection between Arctic temperature and summer precipitation over the Yangtze River valley in the CMIP5 historical simulations [J]. J. Climate, 26 (19): 7464–7488, doi:10.1175/JCLI-D-12-00776.1.
- Li Z Q, Lau W K M, Ramanathan V, et al. 2016. Aerosol and monsoon climate interactions over Asia [J]. Rev. Geophys., 54 (4): 866–929, doi:10.1002/2015RG000500.
- Liang P, Ding Y H. 2017. The long-term variation of extreme heavy precipitation and its link to urbanization effects in Shanghai during 1916–2014 [J]. Adv. Atmos. Sci., 34 (3): 321–334, doi:10.1007/s00376-016-6120-0.
- Liu X D, Dong B W. 2013. Influence of the Tibetan Plateau uplift on the Asian monsoon–arid environment evolution [J]. Chinese Science Bulletin, 58 (34): 4277–4291, doi:10.1007/s11434-013-5987-8.
- Liu Y, Chiang J C H. 2012. Coordinated abrupt weakening of the Eurasian and North African monsoons in the 1960s and links to extratropical North Atlantic cooling [J]. J. Climate, 25 (10): 3532–3548, doi:10.1175/JCLI-D-11-00219.1.
- 柳艳菊, 丁一汇. 2007. 亚洲夏季风爆发的基本气候特征分析 [J]. 气象学报, 65 (4): 511–526. Liu Yanju, Ding Yihui. 2007. Analysis of the basic features of the onset of Asian summer monsoon [J]. Acta Meteor. Sinica (in Chinese), 65 (4): 511–526, doi:10.11676/qxxb2007.048.
- Liu Z Y, Wen X Y, Brady E C, et al. 2014. Chinese cave records and the East Asia summer monsoon [J]. Quaternary Science Reviews, 83: 115–128, doi:10.1016/j.quascirev.2013.10.021.
- Lu R Y, 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.
- 吕心艳, 张秀芝, 陈锦年. 2011. 东亚夏季风南北进退的年代际变化对我国区域降水的影响 [J]. 热带气象学报, 27 (6): 860–868. Lü Xinyan, Zhang Xiuzhi, Chen Jinnian. 2011. The interdecadal variability of North–South movement of East Asian summer monsoon and its effect on the regional rainfall over China [J]. Journal of Tropical Meteorology, 27 (6): 860–868, doi:10.3969/j.issn.1004-4965.2011.06.009.
- Ma D, Boos W, Kuang Z M. 2014. Effects of orography and surface heat fluxes on the South Asian summer monsoon [J]. J. Climate, 27 (17): 6647–6659, doi:10.1175/JCLI-D-14-00138.1.
- Man W M, Zhou T J, Jungclaus J H. 2014. Effects of large volcanic eruptions on global summer climate and east Asian monsoon changes during the last millennium: Analysis of MPI-ESM simulations [J]. J. Climate, 27 (19): 7394–7409, doi:10.1175/JCLI-D-13-00739.1.
- Manabe S, Terpstra T B. 1974. The effects of mountains on the general circulation of the atmosphere as identified by numerical experiments [J]. J. Atmos. Sci., 31 (1): 3–42, doi:10.1175/1520-0469(1974)031<0003:TEOMOT>2.0.CO;2.
- Matsumoto J. 1997. Seasonal transition of summer rainy season over Indochina and adjacent monsoon region [J]. Adv. Atmos. Sci., 14 (2): 231–245, doi:10.1007/s00376-997-0022-0.
- 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.
- Molnar P, Boos W R, Battisti D S. 2010. Orographic controls on climate and paleoclimate of Asia: Thermal and mechanical roles for the Tibetan Plateau [J]. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 38: 77–102, doi:10.1146/annurev-earth-040809-152456.
- Murakami M. 1986. Monsoon(日文). 东京: 东京堂, 198
- Overland J E, Wang M Y. 2010. Large-scale atmospheric circulation changes are associated with the recent loss of Arctic sea ice [J]. Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography, 62 (1): 1–9, doi:10.1111/j.1600-0870.2009.00421.x.
- Ramage C S. 1971. Monsoon Meteorology [M]. New York: Academic Press.
- Ridley H E, Asmerom Y, Baldini J U L, et al. 2015. Aerosol forcing of the position of the intertropical convergence zone since AD 1550 [J]. Nature Geoscience, 8 (3): 195–200, doi:10.1038/ngeo2353.
- Schmidt G A, Annan J D, Bartlein P J, et al. 2014. Using palaeo-climate comparisons to constrain future projections in CMIP5 [J]. Climate Past, 10 (1): 221–250, doi:10.5194/cpd-9-775-2013.
- Schneider E K, Lindzen R S. 1977. Axially symmetric steady-state models of the basic state for instability and climate studies. Part I. Linearized calculations [J]. J. Atmos. Sci., 34 (2): 263–279, doi:10.1175/1520-0469(1977)034<0263:ASSSMO>2.0.CO;2.
- 施能, 朱乾根, 吴彬贵. 1996. 近 40 年东亚夏季风及我国夏季大尺度天气气候异常 [J]. 大气科学, 20 (5): 575–583. Shi Neng, Zhu Qian'gen, Wu Bingui. 1996. The East Asian summer monsoon in relation to summer large scale weather-climate anomaly in China for last 40 years [J].

- Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica) (in Chinese), 20 (5): 575–583, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1996.05.08.
- Si D, Ding Y H. 2012. The tropospheric biennial oscillation in the East Asian monsoon region and its influence on the precipitation in China and large-scale atmospheric circulation in East Asia [J]. *Int. J. Climatol.*, 32 (11): 1697–1716, doi:10.1002/joc.2386.
- Si D, Ding Y H. 2013. Decadal change in the correlation pattern between the Tibetan plateau winter snow and the East Asian summer precipitation during 1979–2011 [J]. *J. Climate*, 26 (19): 7622–7634, doi:10.1175/JCLI-D-12-00587.1.
- Si D, Ding Y H. 2016. Oceanic forcings of the interdecadal variability in East Asian summer rainfall [J]. *J. Climate*, 29 (21): 7633–7649, doi:10.1175/JCLI-D-15-0792.1.
- Si D, Ding Y H, Liu Y J. 2009. Decadal northward shift of the Meiyu belt and the possible cause [J]. *Chinese Science Bulletin*, 54 (24): 4742–4748, doi:10.1007/s11434-009-0385-y.
- 孙颖, 丁一汇. 2009. 未来百年东亚夏季降水和季风预测的研究 [J]. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 39 (11): 1487–1504. Sun Ying, Ding Yihui. 2010. A projection of future changes in summer precipitation and monsoon in East Asia [J]. *Science China Earth Sciences*, 53 (2): 284–300.
- Tada R, Zheng H B, Clift P D. 2016. Evolution and variability of the Asian monsoon and its potential linkage with uplift of the Himalaya and Tibetan Plateau [J]. *Progress in Earth and Planetary Science*, 3: 4. doi:10.1186/s40645-016-0080-y.
- Takata K, Saito K, Yasunari T. 2009. Changes in the Asian monsoon climate during 1700–1850 induced by preindustrial cultivation [J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 106 (24): 9586–9589, doi:10.1073/pnas.0807346106.
- Tao S Y, Ding Y H. 1981. Observational evidence of the influence of the Qinghai–Xizang (Tibet) plateau on the occurrence of heavy rain and severe convective storms in China [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 62 (1): 23–30, doi:10.1175/1520-0477(1981)062<0023:OEOTIO>2.0.CO;2.
- Tao S Y, 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, 朱文妹, 赵卫. 1988. 论梅雨的年际变异 [J]. *大气科学*, 12 (S1): 13–21. Tao Shiyan, Zhu Wenmei, Zhao Wei. 1988. Interannual variability of Meiyu rainfalls [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica)* (in Chinese), 12 (S1): 13–21, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.
- 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.
- Van Loon H, Meehl G A. 2012. The Indian summer monsoon during peaks in the 11 year sunspot cycle [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 39 (13): L13701, doi:10.1029/2012GL051977.
- Wang B. 2006. *The Asian Monsoon* [M]. Chichester, UK: Springer, 787.
- Wang B, Lin H. 2002. Rainy season of the Asian–Pacific summer monsoon [J]. *J. Climate*, 15 (4): 386–396, doi:10.1175/1520-0442(2002)015<0386:RSOTAP>2.0.CO;2.
- Wang B, Ding Q H. 2008. Global monsoon: Dominant mode of annual variation in the tropics [J]. *Dyn. Atmos. Oceans*, 44 (3–4): 165–183, doi:10.1016/j.dynatmoce.2007.05.002.
- Wang B, Ding Q H, Fu X, et al. 2005. Fundamental challenge in simulation and prediction of summer monsoon rainfall [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 32 (15): L15711, doi:10.1029/2005GL022734.
- Wang B, Liu J, Kim H J, et al. 2012. Recent change of the global monsoon precipitation (1979–2008) [J]. *Climate Dyn.*, 39 (5): 1123–1135, doi:10.1007/s00382-011-1266-z.
- Wang H J. 2001. The weakening of the Asian monsoon circulation after the end of 1970's [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 18 (3): 376–386, doi:10.1007/BF02919316.
- Wang P X. 2009. Global monsoon in a geological perspective [J]. *Chinese Science Bulletin*, 54 (7): 1113–1136.
- Wang Y M, Li S L, Luo D H. 2009. Seasonal response of Asian monsoonal climate to the Atlantic Multidecadal Oscillation [J]. *J. Geophys. Res.*, 114 (D2): D02112, doi:10.1029/2008JD010929.
- 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.
- Webster P J, Magaña V O, Palmer T N, et al. 1998. Monsoons: Processes, predictability, and the prospects for prediction [J]. *J. Geophys. Res.*, 103 (C7): 14451–14510, doi:10.1029/97JC02719.
- 韦志刚, 罗四维, 董文杰, 等. 1998. 青藏高原积雪资料分析及其与我国夏季降水的关系 [J]. *应用气象学报*, 9 (S1): 40–47. Wei Zhigang, Luo Siwei, Dong Wenjie, et al. 1998. Snow cover data on Qinghai–Xizang Plateau and its correlation with summer rainfall in China [J]. *Quarterly Journal of Applied Meteorology (in Chinese)*, 9 (S1): 40–47.
- Wu B Y, Zhang R H, Wang B, et al. 2009a. On the association between spring Arctic sea ice concentration and Chinese summer rainfall [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 36 (9): L09501, doi:10.1029/2009GL037299.
- Wu B Y, Zhang R H, Wang B. 2009b. On the association between spring Arctic sea ice concentration and Chinese summer rainfall: A further study [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 26(4): 666–678, doi:10.1007/s00376-009-9009-3.
- Wu R, Wang B. 2001. Multi-stage onset of the summer monsoon over the western North Pacific [J]. *Climate Dyn.*, 17 (4): 277–289, doi:10.1007/s003820000118.
- Wu R G, Wen Z P, Yang S, et al. 2010. An interdecadal change in southern China summer rainfall around 1992/93 [J]. *J. Climate*, 23 (9): 2389–2403, doi:10.1175/2009JCLI3336.1.
- 吴尚森, 梁建茵, 纪忠萍. 1996. 极地海冰异常对我国夏季大气环流和降水影响的数值研究 [J]. *热带气象学报*, 12 (2): 105–112. Wu Shangsen, Liang Jianyin, Ji Zhongping. 1996. The numerical study on the impacts of the polar sea ice anomalies on the summer atmospheric circulation and precipitation in China [J]. *Journal of Tropical Meteorology (in Chinese)*, 12 (2): 105–112, doi:10.16032/j.issn.1004-4965.1996.02.002.
- Wu Z W, Li X X, Li Y J, et al. 2016. Potential influence of Arctic sea ice to the interannual variations of East Asian spring precipitation [J]. *J. Climate*, 29 (8): 2797–2813, doi:10.1175/JCLI-D-15-0128.1.
- Xie S P, Deser C, Vecchi G A, et al. 2010. Global warming pattern formation: Sea surface temperature and rainfall [J]. *J. Climate*, 23 (4): 966–986, doi:10.1175/2009JCLI3329.1.
- 谢义炳. 1956. 中国夏半年几种降水天气系统的分析研 [J]. *气象学报*,

- 27 (1): 1–23. Xie Yibing. 1956. A preliminary survey of certain rain-bearing systems over China in spring and summer [J]. *Acta Meteor. Sinica*, 27 (1): 1–23, doi:10.11676/qxxb1956.001.
- Yanai M, Wu G X. 2006. Effects of the Tibetan Plateau [M]//Wang B. *The Asian Monsoon*. Berlin: Springer, 513–539.
- 杨广基, 王兴东, 叶笃正. 1979. 东亚和太平洋地区上空平均垂直环流 (二) 冬季 [J]. *大气科学*, 3 (4): 299–305. Yang Guangji, Wang Xingdong, Yeh Tucheng. 1979. The average vertical circulation over the East-Asia and the Pacific Area (2) Winter [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica)* (in Chinese), 3 (4): 299–305, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.
- 杨修群, 谢倩, 黄士松. 1994. 北极冰异常对亚洲夏季风影响的数值模拟 [J]. *海洋学报*, 16 (5): 34–40. Yang Xiuqun, Xie Qian, Huang Shisong. 1994. Numerical simulation of the impact of Arctic ice anomaly on the Asian summer monsoon [J]. *Acta Oceanologica Sinica* (in Chinese), 16 (5): 34–40.
- Yasunari T. 2011. Role of vegetation in the monsoon climate system [M]//Chang C P, Ding Y, Lau N C, et al. *The Global Monsoon System: Research and Forecast*. 2nd ed. Singapore: World Scientific, 583–594.
- 叶笃正, 陶诗言, 李麦村. 1958. 在六月和十月大气环流的突变现象 [J]. *气象学报*, 29 (4): 249–263. Ye Tucheng, Tao Shihyan, Li Meitsium. 1958. The abrupt change of circulation over northern hemisphere during June and October [J]. *Acta Meteor. Sinica* (in Chinese), 29 (2): 234–246.
- 叶笃正, 高由禧. 1979. 青藏高原气象学 [M]. 北京: 科学出版社, 278pp. Yeh Tucheng, Gao Youxi. 1979. *Meteorology of the Qinghai-Xizang Plateau* (in Chinese) [M]. Beijing: Science Press, 278pp.
- 叶笃正, 杨广基, 王兴东. 1979. 东亚和太平洋上空平均垂直环流 (一) 夏季 [J]. *大气科学*, 3 (1): 1–11. Yeh Tucheng, Yang Guangji, Wang Dongxing. 1979. The average vertical circulations over the East Asia and the Pacific area, (I) In summer [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica)* (in Chinese), 3 (1): 1–11, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.
- Yeh T C, Tao S Y, Li M C. 1959. The abrupt change of circulation over the northern Hemisphere during June and October [M]//Bolin B. *The Atmosphere and the Sea in Motion*. New York: Rockefeller Institute Press, 249–267.
- 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. 2015. Changes in East Asian summer monsoon and summer rainfall over eastern China during recent decades [J]. *Science Bulletin*, 60 (13): 1222–1224, doi:10.1007/s11434-015-0824-x.
- 张若楠, 武炳义. 2011. 北半球大气对春季北极海冰异常响应的数值模拟 [J]. *大气科学*, 35 (5): 847–862. Zhang Ruonan, Wu Bingyi. 2011. The northern Hemisphere atmospheric response to spring Arctic sea ice anomalies in CAM3.0 model [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 35 (5): 847–862, doi:10.3878/j.issn.1006-9895. 2011.05.05.
- Zhang Y S, Li T, Wang B. 2004. Decadal change of the spring snow depth over the Tibetan plateau: The associated circulation and influence on the East Asian summer monsoon [J]. *J. Climate*, 17 (14): 2780–2793, doi:10.1175/1520-0442(2004)017<2780:DCOTSS>2.0.CO;2.
- Zhao L, Wang J S. 2014. Robust response of the East Asian monsoon rainband to solar variability [J]. *J. Climate*, 27 (8): 3043–3051, doi:10.1175/JCLI-D-13-00482.1.
- 赵溱. 1984. 欧亚大陆雪盖与东亚夏季风 [J]. *气象*, 10 (7): 27–29. Zhao Zhen. 1984. Eurasia snow cover and the Asian monsoon [J]. *Meteorological Monthly* (in Chinese), (7): 27–29.
- Zhu K Z. 1934. Monsoons in Southeast Asia and rainfall amount in China [J]. *Acta Geologica Sinica*, 1: 1–27.
- Zhu Y L, Wang H J, Zhou W, et al. 2011. Recent changes in the summer precipitation pattern in East China and the background circulation [J]. *Climate Dyn.*, 36 (7–8): 1463–1473, doi:10.1007/s00382-010-0852-9.
- Zhu Y L, Wang H J, Ma J H, et al. 2015. Contribution of the phase transition of Pacific Decadal Oscillation to the late 1990s' shift in East China summer rainfall [J]. *J. Geophys. Res.*, 120 (17): 8817–8827, doi:10.1002/2015JD023545.
- 朱益民, 杨修群. 2003. 太平洋年代际振荡与中国气候变率的联系 [J]. *气象学报*, 61 (6): 641–654. Zhu Yimin, Yang Xiuqun. 2003. Relationships between Pacific decadal oscillation (PDO) and climate variabilities in China [J]. *Acta Meteor. Sinica* (in Chinese), 61 (6): 641–654, doi:10.3321/j.issn:0577-6619.2003.06.001.
- 朱玉祥, 丁一汇, 徐怀刚. 2007. 青藏高原大气热源和冬春积雪与中国东部降水的年代际变化关系 [J]. *气象学报*, 65(6): 946–958. Zhu Yuxiang, Ding Yihui, Xu Huaigang. 2007. The decadal relationship between atmospheric heat source of winter and spring snow over Tibetan Plateau and rainfall in East China [J]. *Acta Meteor. Sinica* (in Chinese), 65 (6): 946–958, doi:10.3321/j.issn:0577-6619.2007.06.012.