

亚非夏季风的年代际变化:大西洋多年代际振荡与太平洋年代际振荡的协同作用



通信作者简介:丁一汇,中国工程院院士。先后任中科院大气物理研究所副研究员,国家海洋局海洋环境预报中心副主任兼国家海洋预报总台台长,中国气象科学研究院副院长,中国科学院研究生院和一些高校兼职教授,东京大学客座教授。1994年任国家气候中心主任;世界气象组织东亚季风研究委员会主席;政府间气候变化委员会(IPCC)第一工作组联合主席,世界气候研究计划(WCRP)联合科学委员会执行理事。2001年至今,担任中国气象局气候变化特别顾问、国家气候变化专家委员会副主任,香港天文台科学顾问,气象学报主编。作为主要人员获省部级以上奖共16次。曾于1987和1995年分别获国家自然科学二等奖、三等奖。2002年获何利科学进步奖。2003年获国家科技进步一等奖。2005年获国家科技进步二等奖。2005年获世界气象组织杰出工作成就奖。

* 联系人, E-mail: dingyh@cma.gov.cn

2019-10-11 收稿, 2019-10-15 接受

中国科学院 A 类战略性先导科技专项“泛第三极环境变化与绿色丝绸之路建设”子课题“青藏高原热源年代际变化及其对亚非季风降水的影响”(XDA20100304)

丁一汇^①, 李怡^②, 王遵娅^①, 司东^③, 柳艳菊^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所, 北京 100029

摘要 亚非季风系统包括非洲季风、南亚季风和东亚季风。它是全球季风系统中具有高度整体一致性变化的系统,其主要原因是亚非季风系统具有相同的主要驱动力:AMO(Atlantic Multidecadal Oscillation,大西洋多年代际振荡)和PDO(Pacific Decadal Oscillation,太平洋年代际振荡)海洋年代际变化模态。在此前提下,本文首先阐述了AMO对亚非季风的强迫作用与遥相关作用,特别强调了它在亚非季风及其降水年代际转型中的作用;其次讨论了PDO与冬春积雪的年代际变化对东亚季风雨带的协同作用;最后综合分析了AMO、PDO与IOBM(Indian Ocean Basin Mode,印度洋海盆一致模态)的协同作用,指出印度洋海洋模态在年代尺度上独立于AMO与PDO的相关组合,主要起着加强东亚季风活动的作用。

关键词 大西洋多年代际振荡(AMO);太平洋年代际振荡(PDO);全球季风系统;亚非季风的协同作用

1 全球季风与亚非季风系统

全球季风系统是目前季风研究的一个重要关注点。从太阳年变化与全球变暖(人类或自然原因引起)的角度看,全球季风的概念具有正确性。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,这种变化在降水和风场方面尤其明显,这从古气候、现代季风、气候的研究以及全球季风的模拟与哈得莱环流的动力学研究中都得到证实(An et al., 2015; Ding, 2019)。理论分析结果也表明,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,这种驱动是全球性的。

全球季风系统包括7个子季风系统(图1):东亚、南亚、北非、南非、北美、南美和澳大利亚/海洋大陆季风系统。由于受区域特征,包括地形、陆面和海洋分布、内部环流变率等差异的影响,各子系统之间也表现出不同强度的区域特征,这导致它们与辐射年变化和全球变暖驱动的一致性变化关系不完全一致,结果呈现出具有不同特征或纬向差异的区域季风系统。最近的研究表明(Trenberth et al., 2000; Wang

引用格式:丁一汇,李怡,王遵娅,等,2020.亚非夏季风的年代际变化:大西洋多年代际振荡与太平洋年代际振荡的协同作用[J].大气科学学报,43(1):20-32.

Ding Y H, Li Y, Wang Z Y, et al., 2020. Interdecadal variation of Afro-Asian summer monsoon: coordinated effects of AMO and PDO oceanic modes[J]. Trans Atmos Sci, 43(1): 20-32. doi: 10.13878/j.cnki.dqkxxb.20191011007. (in Chinese).

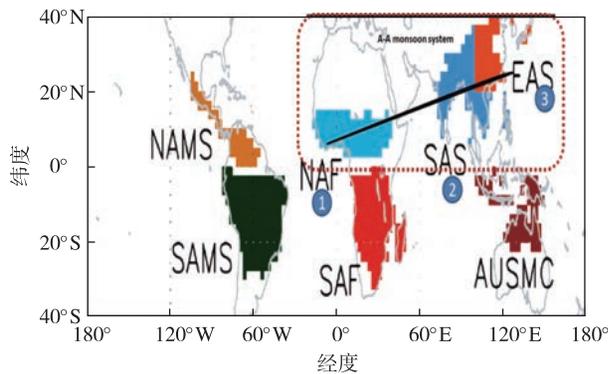


图1 全球季风系统的不同区域季风区与亚非季风区分布(虚线方框区:亚非季风区;根据26个CMIP5模式(1985—2005年时期,分辨率为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$)的平均结果绘制得到(IPCC, 2013);NAF:北非季风系统;SAS:南亚季风系统;EAS:东亚季风系统)

Fig. 1 Distribution of the monsoon regions in different areas of the global monsoon system and Afro-Asian monsoon regions (Dotted box area: Afro-Asian monsoon regions; The data displayed in the figure are prepared based on the average results of 26 CMIP5 models from 1985 to 2005, with the resolution of $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ (IPCC, 2013); NAF: North African monsoon system; SAS: South Asian monsoon system; EAS: East Asian monsoon system)

and Ding, 2008; Wang, 2009; Molnar et al., 2010), 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整体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演变、季风环流进退等以及海洋大西洋年代际振荡(AMO, Atlantic Multidecadal Oscillation)与太平洋年代际振荡(PDO, Pacific Decadal Oscillation)模式和半球间气压梯度力的驱动(图2)。随着全球气候变暖,热力的驱动力将更明显地影响全球季风与亚非夏季风系统(孙颖和丁一汇, 2009; Ding et al., 2015; Kitoh, 2017; Li et al., 2017)。本文主要针对亚非夏季风系统研究其年代际变化的特征及其与AMO和PDO的驱动关系。

2 AMO对亚非夏季风的强迫与遥相关作用

许多研究揭示在20世纪60年代亚非夏季风发生了一次由强到弱的突然的年代际变化。在这次突变中萨赫勒地区的降水明显减弱。这种年代际变化一直持续到20世纪末。通过非洲萨赫勒地区这次

著名的、长达30 a之久的大干旱,推动了科学界对亚非季风区降水变化的研究,进而探索这次非洲区域干旱的原因,并进一步分析它是否扩展到整个亚非季风区并导致出现一致的季风降水减弱。后来许多研究结果表明,20世纪60年代开始的非洲大干旱确实经印度扩展到东亚,是亚非夏季风与东亚夏季风经历的一次重大的年代际变化,它是与AMO突然由暖位相向冷位相转变同时发生的(Liu and Chiang, 2012; Liu et al., 2014a, 2014b)。最近的研究(Li et al., 2017)集中在AMO冷水位相期(20世纪60—90年代)与由此冷位相向暖位相的转换期(图3)。图4是1901—2014年亚非夏季风区及其3个分区降水与850 hPa风场的多变量EOF分析得到的各分量时间序列。由图4可以看到,亚非夏季风整体的降水曲线与北大西洋海温有很好的对应关系;20世纪20—60年代初期的暖海水对应于多雨期,之后在AMO冷位相期(20世纪60年代初—90年代后期),降水持续减弱达30 a之久。从20世纪末当AMO由冷水转换为暖水期,降水增加,并持续到现在。如果考察亚非夏季风3个分区的情况,可以清楚地看到,它在20世纪90年代的后期当AMO由冷位相转换为暖位相时,也一致地由少雨期转变为多雨期。如前所述,亚非夏季风系统的年代际变化整体表现出十分一致的变化(60~70 a周期)。

这种亚非夏季风系统整体的一致性变化是由于它们受共同的强迫源即AMO海洋年代际变率模态的显著性影响所致。可以看到,由1979—2014年发生的这种年代际降水的转变与AMO的位相变化是一致的。不少研究指出,这次在1979—2014年亚非夏季风的变化是亚非地区多年代尺度与百年尺度观测到的一次重要循环,这个循环与AMO的年代际变化十分一致,至少在近40 a是如此。图5进一步给出1901—2014年月平均夏季降水EOF1空间分布型及其正交变化的时间系数(PC1)。可以更确定证实在更长时期AMO位相变化与亚洲夏季风年代际变化的这种正相关关系。可以看到PC1时间系数与图3中的AMO指数曲线有明显的正相关关系。因而即使从百年尺度变化看,上述亚非夏季风的年代际变化与AMO的这种相关关系也是明显的。图6给出冷暖AMO位相下亚非季风降水距平的综合分布,可以看到对应于AMO暖水期(图6a)与冷水期(图6b),亚非夏季风降水距平的分布是相反的。

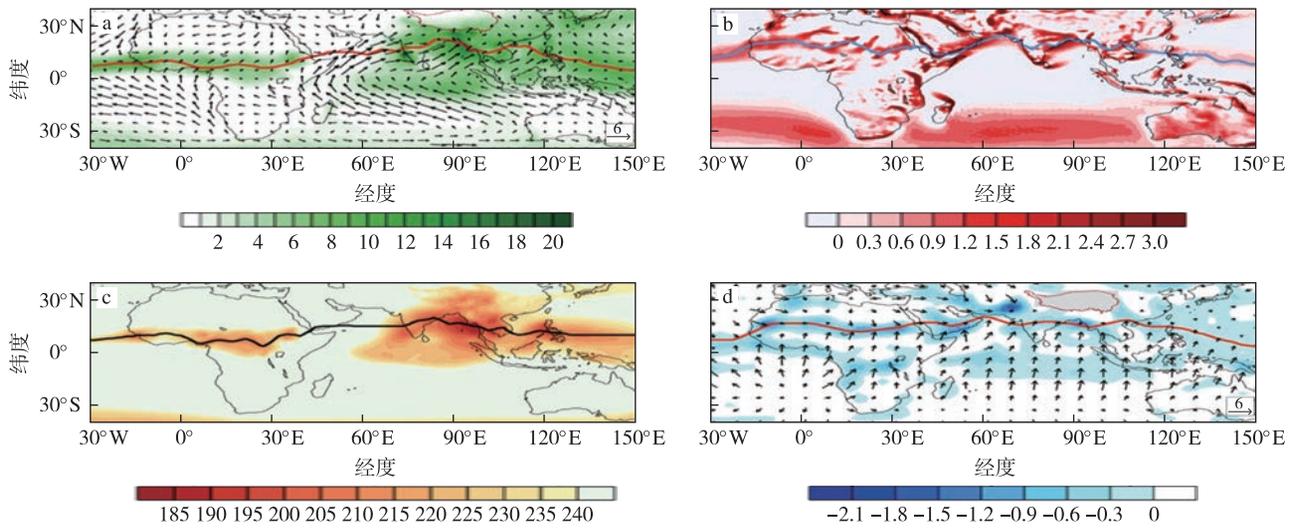


图2 亚非夏季风系统 1979—2014 年 6—8 月平均降水和低层风场 (a; 单位: $m \cdot s^{-1}$)、相对涡度 (b; 单位: $10^{-5} s^{-1}$)、向外长波辐射 (OLR) (c; 单位: $W \cdot m^{-2}$) 及散度场 (d; 单位: $m \cdot s^{-1}$) 的分布 (丁一汇和李怡, 2016)

Fig.2 Distributions of averaged (a) precipitation and low-level wind field ($m \cdot s^{-1}$), (b) relative vorticity ($10^{-5} s^{-1}$), (c) outgoing long-wave radiation (OLR; $W \cdot m^{-2}$), and (d) divergence field ($m \cdot s^{-1}$) in the Afro-Asian summer monsoon system from June to August during 1979—2014 (Ding and Li, 2016)

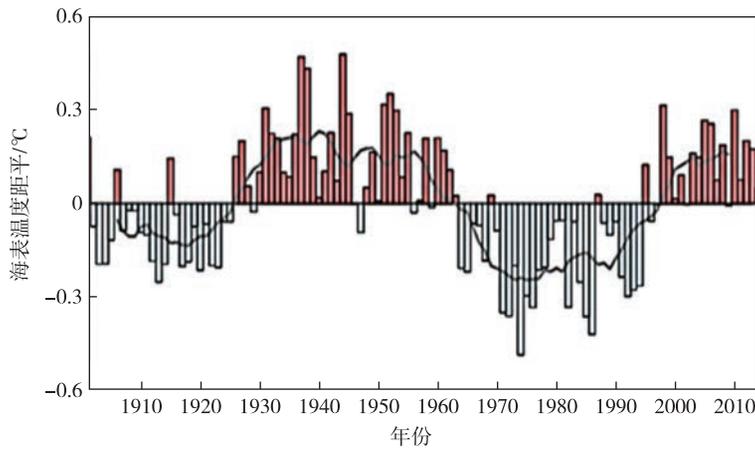


图3 1901—2014 年北大西洋年代际海表温度距平 (正交化的 AMO 指数) 的长期变率 (实线是 11 a 滑动平均曲线) (Li et al., 2017)

Fig.3 Long-term variability of interdecadal sea surface temperature anomalies (orthogonal AMO index) in the North Atlantic from 1901 to 2014 (Solid line represents 11-year running average) (Li et al., 2017)

AMO 异常冷暖海温型式可通过 Rossby 波能量传播产生的遥相关过程影响其下游地区。图 7 是 AMO 暖位相下对亚非夏季风降水影响的遥相关路径。可以看到, 对流层上部的波列十分明显, 气旋与反气旋环流交替沿传播路径排列。在东亚, 海平面气压呈三极型 (正-负-正), 并且高空反气旋与低层低压上下垂直耦合, 有利于强迫出高空辐散。在北非也是高层反气旋与低层低压环流耦合。这种上下耦合的环流动力结构有利于在中国北方与北非萨赫勒地区激发出上升运动, 有利于这些地区降水的增多。因

而上述由遥相关路径产生的上下层系统的这种垂直耦合可使萨赫勒地区与黄淮地区产生同步的上升运动与降水增强, 从而使亚非夏季风具有一致和整体的年代际变化, 它们都表现为在暖 AMO 模态强迫下同位相的降水增加。对于 AMO 冷位相, 结果基本上是相反的 (Zhang et al., 2018)

图 8 是 AMO 暖位相下欧亚大陆及其邻近海区地面气温 (图 8a) 和海平面气压 (图 8b) 与 AMO 冷位相下地面气温和海平面气压的差值分布。可以十分清楚地看出, 几乎欧亚大陆地区为正地面温度差

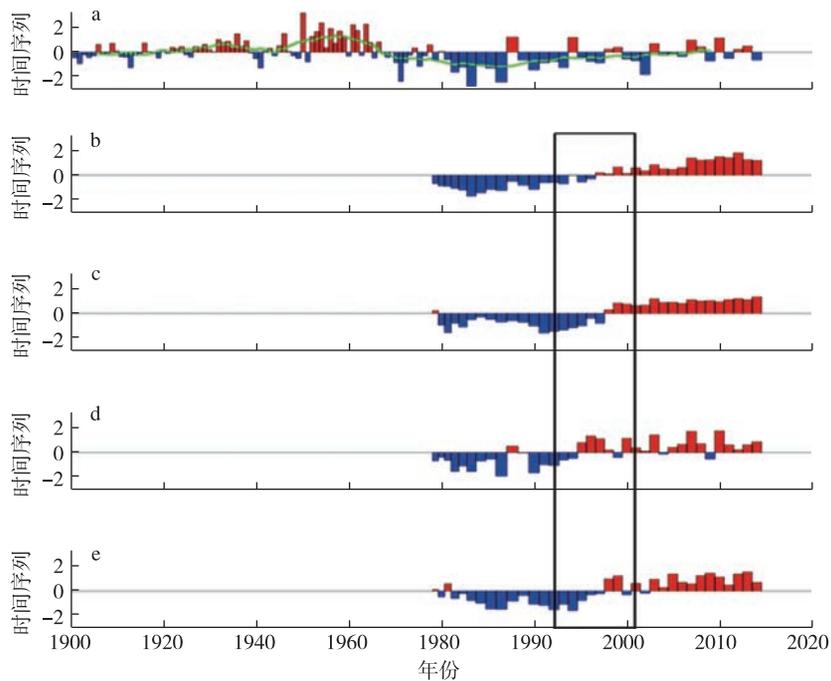


图4 (a)亚非夏季风区1901—2014年6—8月降水与850 hPa风场多变量 EOF 分析得到的降水分量时间序列;(b)同(a),但是对1979—2014年时期(冷水期及向暖水期转换) EOF 分析的第一分量 PCI;(c)同(b),但是非洲地区;(d)同(b),但是印度地区;(e)同(b),但是东亚地区 (Li et al.,2017)

Fig.4 (a) Time series of precipitation component obtained by the multivariate EOF analysis of precipitation and 850 hPa wind fields in the Afro-Asian summer monsoon region from June to August during 1901—2014;(b) same as (a), but for the PCI of the first EOF component during 1979—2014(cold water period and its transition to warm water period); (c) same as (b), but for Africa;(d) same as (b), but for India;(e) same as (b), but for East Asia (Li et al.,2017)

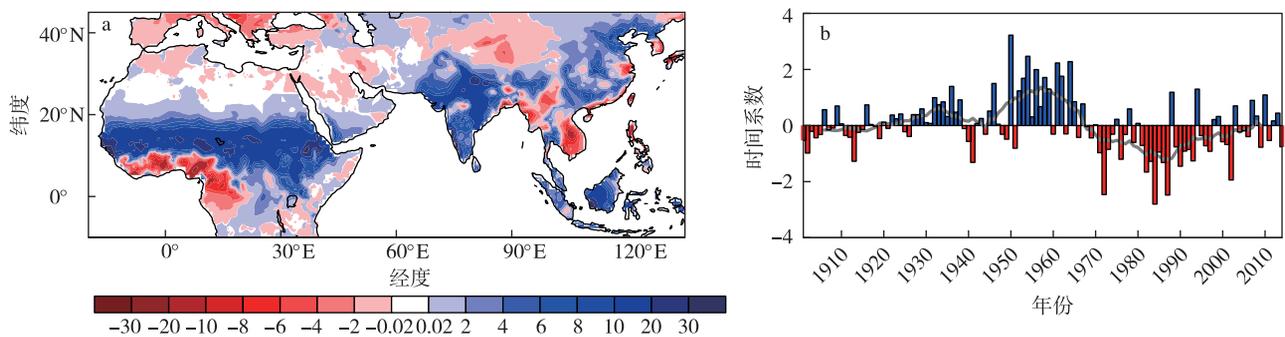


图5 1901—2014年月平均降水 EOF 第一模态(EOF1)的空间分布(a;阴影区为降水距平,单位:mm/d)及其正交化的时间系数(PCI)(b;灰色线为PCI的11点滑动平均曲线)(丁一汇和李怡,2016;Li et al.,2017)

Fig.5 (a) Spatial distribution of the first EOF mode (EOF1) of monthly mean precipitation during 1901—2014 (Shaded areas indicate precipitation anomalies with the unit of mm/d), and (b) its orthogonal time coefficients (PCI) (Grey line is the 11-point moving average curve of PCI) (Ding and Li,2016;Li et al.,2017)

值与负海平面气压差值。这表明在 AMO 暖位相下,有更暖的空气从大西洋向欧亚大陆输送,使夏季的欧亚大陆更暖,从而导致欧亚大陆地面气压更低。这加强了欧亚大陆与周边洋区的热力差和气压梯度,结果驱动了更强的夏季由海洋吹向欧亚大陆的

季风环流。因而由 AMO 年代际模态不仅激发了由大西洋源区传到东亚-西太平洋地区的遥相关波列,并且通过海洋向欧亚大陆的直接热量输送或平流,增强了欧亚大陆与周边大西洋、印度洋和西太平洋间的热力和气压梯度,可驱动更强的大型夏季风环

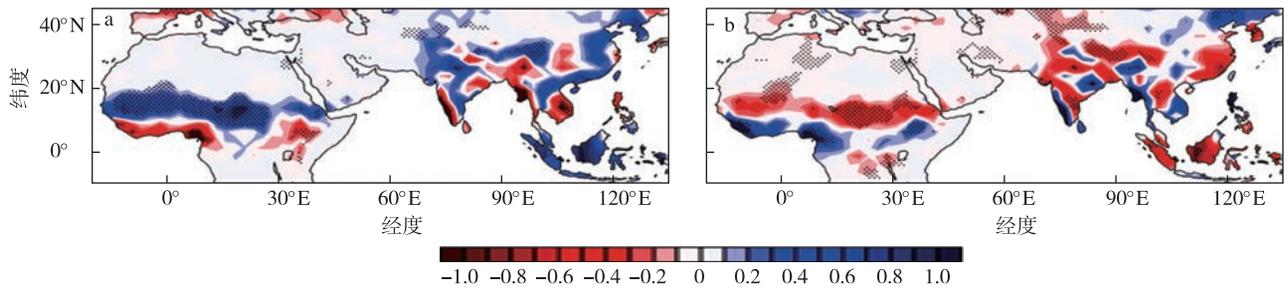


图6 AMO 暖位相(a)和冷位相(b)亚洲夏季风降水距平分布(冷暖位相被选作正交化指数绝对值 $>0.5\sigma$ 的年份,超过95%置信度水平的值由点区表示;红、蓝阴影区分别为降水的负、正距平区,单位:mm/d)

Fig.6 ASM precipitation anomaly distribution in (a)AMO warm phase and (b)AMO cold phase (Cold and warm phases are selected as the years with orthogonal indexes absolute value $>0.5\sigma$; values above a 95% confidence level are represented by the dots; red and blue shaded areas are the negative and positive precipitation anomalies with the unit of mm/d, respectively)

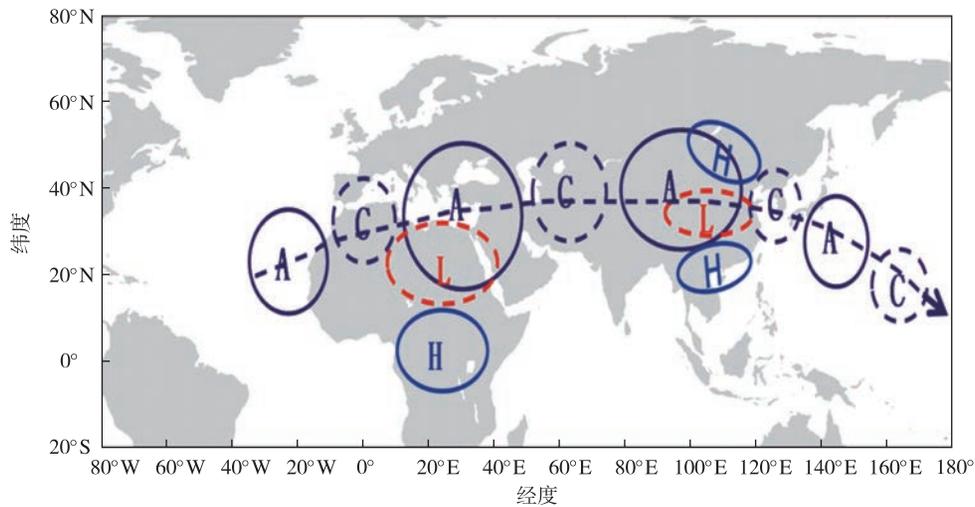


图7 AMO 暖位相对亚洲夏季风降水遥相关作用的概略图(L与H分别为地面异常暖气旋与副热带反气旋系统;A与C分别为对流层上部异常反气旋与气旋;带箭头的虚线代表AMO 暖位相时期的遥相关波列)(Li et al., 2017)

Fig.7 Schematic diagram of teleconnection effect of AMO warm phase to ASM precipitation(L and H indicate the surface anomalous warm cyclone and subtropical anticyclone systems, respectively; A and C are anomalous anticyclone and cyclone in the upper troposphere, respectively; dotted line with arrow represents the teleconnection wave train during the AMO warm phase) (Li et al., 2017)

流。这个事实也进一步揭示了为什么亚非季风比其他季风区有更高的一致性变化。

图9和图10分别从印度季风区和东亚季风区区域降水的年代际变化说明由AMO冷位相向暖位相转换过程的区域影响。由图9可见,在1971—1995年期间的AMO冷水位相时,印度夏季风降水偏少,较弱的降水区主要在印度 30°N 以南偏东地区。但在AMO暖水位相(1995—2007年),大范围强降水区北推,位于喜马拉雅山南麓的印度北部和青藏高原地区,尤其是印度北部和印-巴地区,降水

明显增强(见AMO暖水期与暖水期降水差值分布)。相应东亚地区夏季降水增加,增加区向北扩展到 40°N 华北-东东南部地区,增加最明显的地区在黄河以南地区。进一步由图10可见,在冷水期,东亚夏季风雨带主要位于长江流域及其以南地区;但在暖水期,季风雨带明显北移到黄淮之间,而长江以南为少雨区。由上可见,在AMO型由冷水位相转变为暖水位相过程中,整个亚非夏季风系统及其3个分区都近于同时发生了降水由少雨到多雨以及雨带北推的转换。

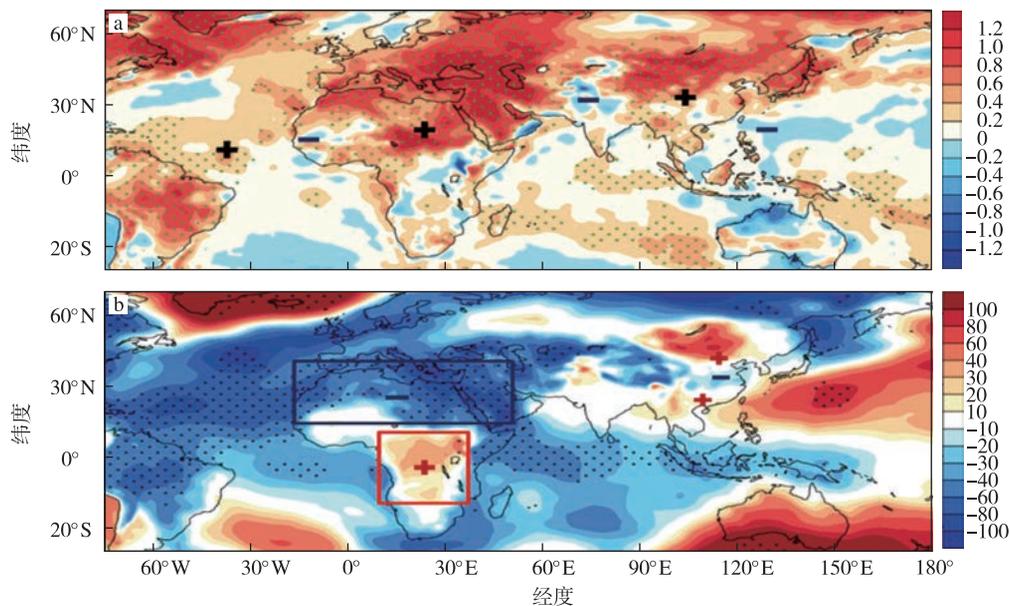


图8 AMO冷位相与暖位相下欧亚及其邻近海区地面气温(a;单位:°C)、海平面气压(b;单位:hPa)的差值分布(暖水期减冷水期;“+”、“-”号分别代表地面气温场和海平面气压场的正、负差值;红色为正差值,蓝色为负差值)(Li et al., 2017)

Fig.8 Differences in (a) surface air temperature (units:°C) and (b) sea level pressure (units:hPa) in the Eurasian region and its adjacent oceanic areas under the conditions of the AMO cold phase and warm phase (the warm water period minus the cold water period; “+” and “-” represent the positive and negative anomalies of surface air temperature and sea level pressure, respectively; red shaded areas denote positive differences and blue shaded areas denote negative differences) (Li et al., 2017)

3 PDO与冬春青藏高原积雪对东亚夏季风年代际变化的作用

图11给出PDO与中国夏季风雨带年代际的演变。可以清楚地看到东亚夏季主雨带的位置与PDO位相的年代际变化有密切相关。在20世纪50—70年代中,当PDO的海温距平为负值,即PDO为负位相时,主雨带向北移动,盛期可到达40°N(华北地区)。从20世纪70—90年代末,PDO为正位相时,雨带南移,最南可到达长江流域及其以南地区。从20世纪90年代末到2014年前后,主雨带再次北移到华北地区,这是PDO负位相时期。最近几年随着PDO逐步向正位相转换,主雨带又开始南移。因而由过去近80a的观测记录看,PDO的位相与中国东部季风雨带位置有一致的负相关关系,即PDO负位相时,中国东部雨带偏北;反之,正位相时偏南。这个相关关系多年来已应用于中国的汛期预测业务中(见国家气候中心汛期气候预测公报)。

Ding et al. (2008, 2009) 研究了中国东部主雨带位置年代际南北振荡的机理。实际上这种主雨带的南北振荡反映了东亚季风主雨带从热带向北的年代

际尺度传播和撤退过程。图12清楚地表明从20世纪50—90年代末有一次主雨带从热带向50°N的北传过程。以后20~30a左右是少雨期。从1990年中后期又出现第二次热带季风雨带的北传,在2013年前后抵达中国北方地区,上述雨带年代际的向北传播明显起源于热带季风地区。这表明,PDO对于东亚季风气流和相应的雨带的年代际向北传播具有明显的调制作用。

图13给出1954—2004年东亚夏季降水和850hPa经向风分量(v -分量)演变,后者可代表东亚夏季风的强度(Ding et al., 2008)。在PDO的负位相(1936—1975年),东亚夏季风雨带可到达华北,约40°N地区(图12a),这一般被看作是东亚夏季风向北推进的最北平均位置。当PDO变成正位相时(1976—1995年),季风雨带由华北通过长江流域快速地撤至南海。相应地,季风气流,即850hPa v -分量,在冷位相时(1975年之前)在华北异常强,但PDO转为正位相后,从南海到华北季风大范围迅速减弱。因而东亚夏季风和雨带的减弱期相对应于PDO的正位相期。从1996年开始,东亚夏季风恢复增强,一条新的雨带向北移动,季风气流加强并北

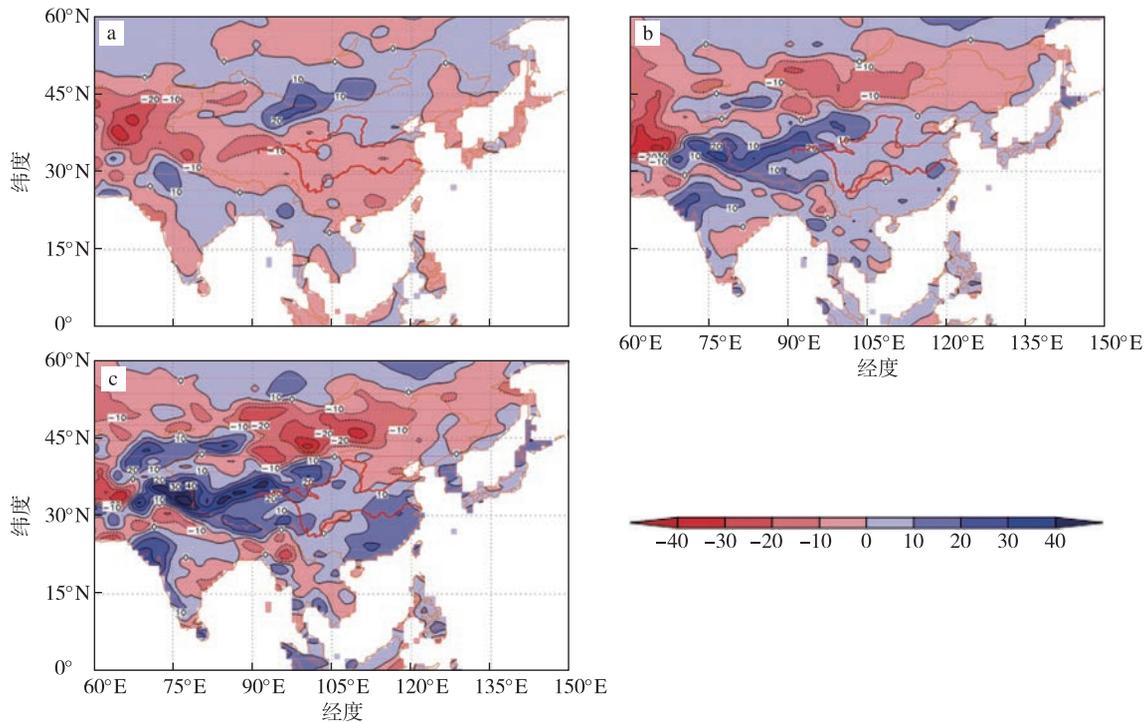


图9 亚非夏季风(6—8月)弱时期(a;1971—1995年)和强时期(b;1996—2017年)印度及青藏高原降水距平百分率及其差值(c;强时期减弱时期)的分布(单位:%;弱、强时期分别对应AMO冷、暖水期;蓝、红色分别为正、负距平)

Fig.9 Distributions of precipitation anomaly percentages in India and the Tibetan Plateau during (a) the weak phase (from 1971 to 1995) and the strong phase (from 1996 to 2017) of Afro-Asian summer monsoon (from June to August), and (c) their differences (the strong phase minus the weak phase) (units: %; the weak and strong phases correspond to the cold and warm water periods of the AMO, respectively; blue and red shaded areas indicate positive and negative anomalies, respectively)

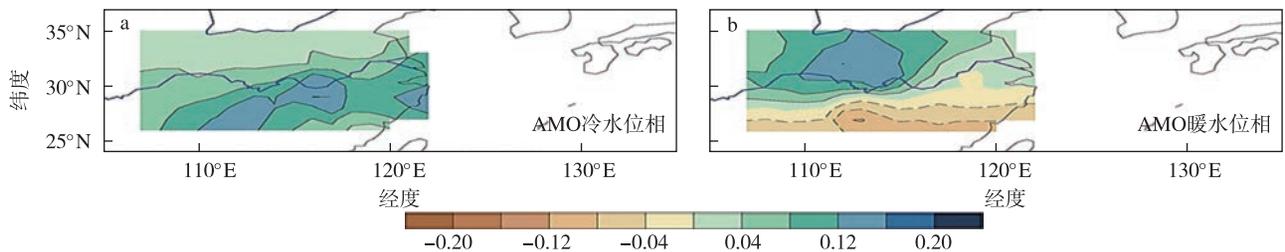


图10 1880—2001年受AMO不同模态影响的东亚夏季风降水年代际变化的EOF模态(Si and Ding, 2016): (a) EOF1 (对应冷位相); (b) EOF2 (对应暖位相)

Fig.10 EOF modes of interdecadal variations of East Asian summer monsoon precipitation affected by different AMO modes from 1880 to 2001 (Si and Ding, 2016): (a) EOF1 (corresponding to the cold phase); (b) EOF2 (corresponding to the warm phase)

推。由图13b可看到从1996年东亚夏季风恢复增强和向北推进。这相应于PDO的负位相阶段(Wang, 2001; Ding et al., 2009)。根据图12与图13, 还可以看到东亚夏季风及其相应雨带具有缓慢向北推进的特征, 逐渐到达40°N的最北位置。此后强季风气流和雨带快速崩溃或减弱, 东亚北部地区转为弱季风控制, 同时季风降雨明显减弱, 其周期约40a左右。这个事实与1980和1990年代发生以

南涝北旱为特征的东亚雨型一致(Wang, 2001; Liu et al., 2014a, 2014b)。

长期以来, 中国的预报员认识到青藏高原前冬和春季的积雪与东亚夏季风有负相关关系, 即当青藏高原前冬和春季积雪范围或深度更大(更少)时, 东亚夏季风一般较弱(较强)。根据图14, 在20世纪70年代中以前, 高原的雪深指数低于平均值, 之后出现明显增加趋势, 直到1999年以后开始突然又

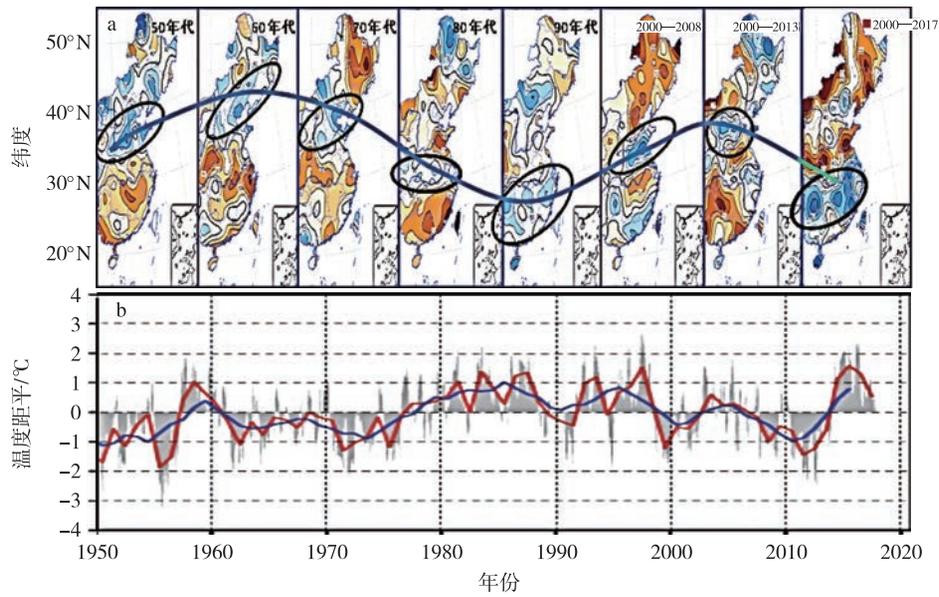


图 11 PDO 与中国夏季季风雨带位置的年代际演变(国家气候中心,2018):(a)降水距平(蓝、红色阴影区分别为正、负降水距平);(b)海温距平

Fig.11 Interdecadal evolutions of the PDO and the location of summer monsoon rain belt in China(National Climate Center,2018):(a) precipitation anomalies(blue and red shaded areas represent the positive and negative anomalies,respectively) and (b) SST anomalies

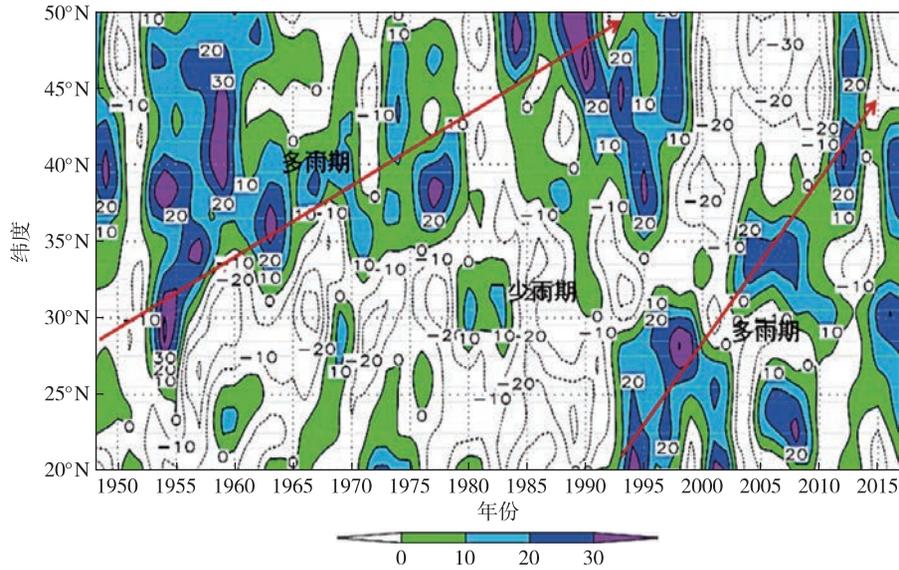


图 12 1948—2017 年中国东部夏季(6—8 月)降水距平百分率的纬度—时间剖面(单位:%;阴影区为正距平)

Fig.12 Latitude-time cross-section of summer (from June to August) precipitation anomaly percentage in eastern China during 1948—2017 (units:%;shaded areas represent positive anomalies)

下降,因而高原冬春积雪在过去 50~60 a 中(1960—2015 年)经历了低-高-低的年代际位相变化。Ding et al.(2008)、丁一汇等(2018)计算的青藏高原平均的垂直积分的视热源 Q_1 的距平(图 15)和高原陆区与周边海洋(西太平洋和印度洋)的海陆热力差都具有类似的三阶段年代际变化(正-负-正)(图 16)。

这表明高原积雪与太平洋海温对东亚夏季风具有协同的年代际尺度的强迫作用,即两者(高原冬春雪盖和 PDO)在 1960—2015 年时期具有近于相反的位相变化(图 16),即高原冬春积雪多且 PDO 为正位相时,海陆热力差减少,东亚季风减弱,主雨带主要位于长江流域(图 17a),反之,高原冬春积雪少,

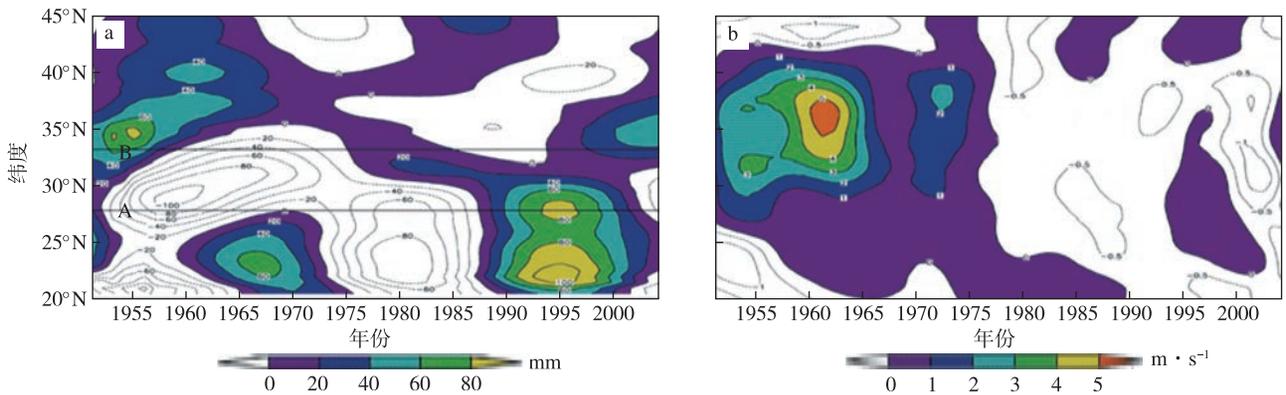


图 13 1954—2004 年 $105^{\circ}\sim 130^{\circ}\text{E}$ 平均的东亚夏季风降水距平 (a; 单位: mm) 和 850 hPa 经向风 (v 分量) 距平 (b; 单位: m/s) (Ding et al., 2018)

Fig.13 (a) East Asian summer monsoon precipitation anomalies (units: mm) and (b) 850 hPa meridional wind (v component) anomalies (units: m/s) at $105^{\circ}\sim 130^{\circ}\text{E}$ from 1954 to 2004 (Ding, et al., 2018)

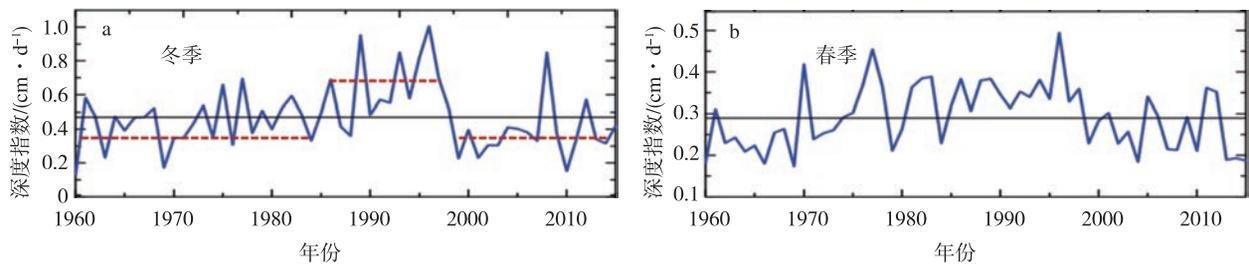


图 14 1960—2015 年青藏高原 72 个台站观测的冬季 (a; 12 月—次年 2 月) 和春季 (b; 3—5 月) 的积雪深度指数 (单位: cm/d ; 横线为对应时期的平均值) (Ding et al., 2018)

Fig.14 Snow depth index observed by 72 stations in the Tibetan Plateau in (a) winter (from December to next February) and (b) spring (from March to May) from 1960 to 2015 (units: cm/d ; horizontal line is the average of the corresponding period) (Ding et al., 2018)

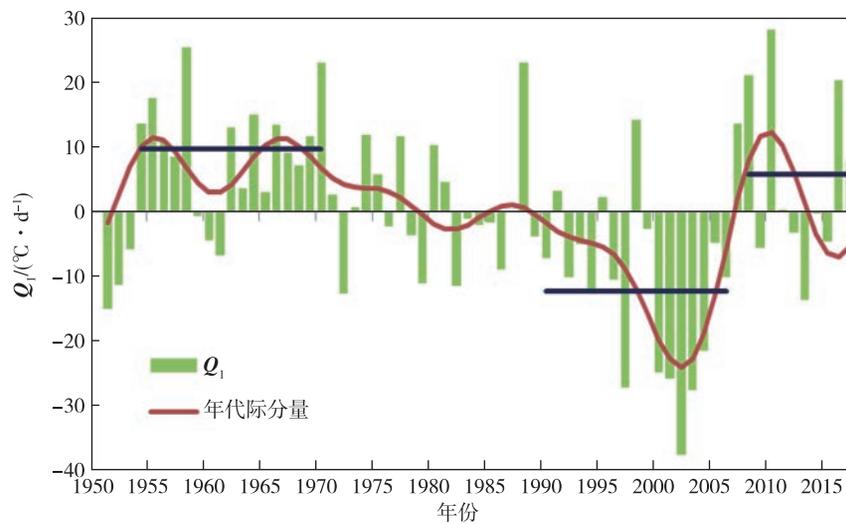


图 15 1951—2017 年夏季 (6—8 月) 青藏高原垂直积分的视热源 (Q_1) 逐年演变曲线 (单位: $^{\circ}\text{C/d}$; 粗曲线为年代际分量; 此图由 Ding et al. (2009) 曲线更新而得)

Fig.15 Annual evolution curve of vertically integrated apparent heat source (Q_1) in the Tibetan Plateau in summer (from June to August) from 1951 to 2017 (units: $^{\circ}\text{C/d}$; heavy curve represents the interdecadal component; Fig.15 is redrawn by updating the curve by Ding et al. (2009))

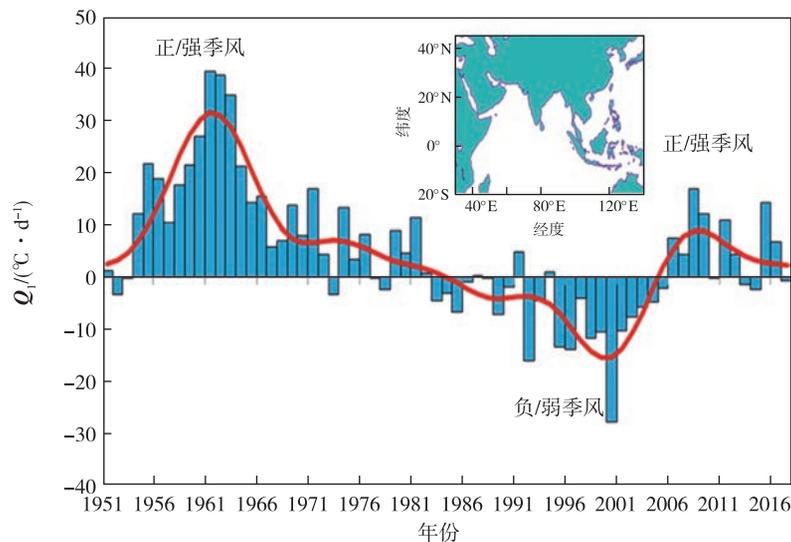


图 16 1951—2017 年东亚陆地地区与周围西太平洋和印度洋海区的海陆热力差异的变化曲线(图中插图给出了海、陆区域;海陆热力差异由陆地和海洋平均 Q_1 计算而得;此图由 Ding et al (2009)原海陆热力差异曲线更新得到)

Fig.16 Variation curve of land-sea thermal differences between the land areas of East Asia and the surrounding sea areas of Western Pacific and Indian Ocean from 1951 to 2017(Land and sea areas are shown by the illustration in Fig.16;The land-sea thermal differences are calculated based on the average land and sea Q_1 ; Fig.16 is drawn by updating the original land-sea thermal difference curve presented by Ding et al.(2009))

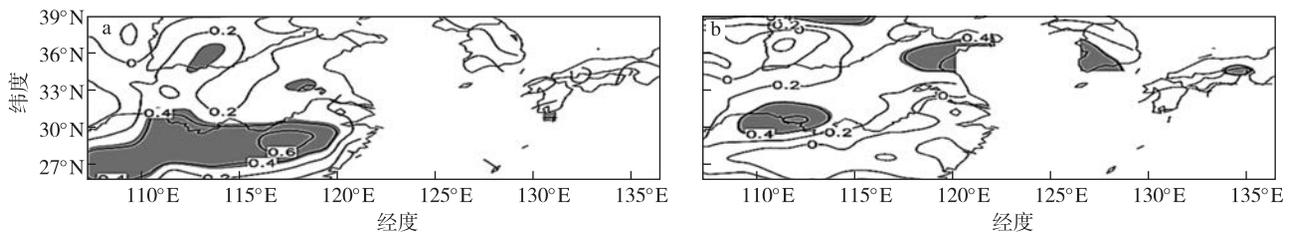


图 17 青藏高原冬春积雪与东亚夏季(6—8月)降水相关系数的年代际变化(阴影区表示通过 95%置信度的显著性检验)(Si and Ding, 2013):(a) 1979—1999 年;(b) 2000—2011 年

Fig.17 Interdecadal variations of correlation coefficients between winter and spring snow coverage in the Tibetan Plateau and summer(from June to August) precipitation in East Asia(shaded areas indicate the coefficients passing significance test at 0.05 level) (Si and Ding, 2013):(a) during 1979—1999;(b) during 2000—2011

且 PDO 为负位相时,东亚夏季风加强,主雨带推至北方地区。图 18 是高原冬春积雪与 PDO 协同作用下,中国夏季风强弱和相应主降雨带变化(强与弱两种状态)示意图。

4 PDO、AMO 与 IOBM 对东亚夏季风降水的协同作用

印度洋的年代际变化主要为印度洋海盆一致模态(IOBM, Indian Ocean Basin Mode)的变化,这个模态表现为海盆尺度的年代际增暖或变冷(Han et al., 2014)。IOBM 的年代际演变比 PDO 和 AMO 有更长的周期,其变冷趋势发生在 20 世纪 00 年代

到 60 年代初,之后为增暖趋势,其间从 90 年初到 2010 年其正 SSTA 的振幅较小。一般认为,IOBM 增暖能够增强东亚夏季风,同时增强降水(Xie et al., 2016; Zhang et al., 2018)。

如上所述, PDO、AMO 和 IOBM 可分别对东亚夏季风产生影响,同时包围东亚大陆的这些主要年代际海洋信号也能够共同作用于东亚夏季风,其方式是以它们不同位相的组合产生(Si and Ding, 2016; Zhang et al., 2018)。图 19 是 1880—2011 年太平洋年代尺度振荡(PDO)(图 19a)与北大西洋年代尺度振荡(AMO)(图 19b)的长期时间序列,可以看到两者基本上是呈反位相的变化,尤其是自

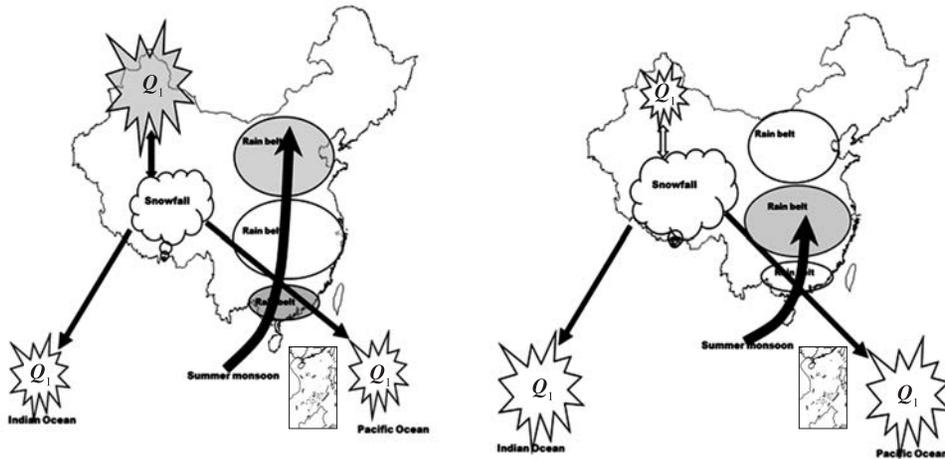


图 18 东亚夏季风年代际变化可能原因的概略图(阴影区表示青藏高原冬春多雪、SST 正距平、强的大气热源(Q_1)与异常多雨条件;粗箭头代表夏季季风气流)(Ding et al., 2008): (a) 强东亚季风降水条件; (b) 弱东亚季风降水条件

Fig.18 Summary of possible causes of interdecadal variation of the East Asian summer monsoon (Shaded areas indicate that the Tibetan Plateau is characterized by snowy winter and spring conditions, with positive SST anomalies, strong atmospheric heat sources (Q_1), and anomalous rainy conditions; Thick arrows represent the summer monsoon flow) (Ding et al., 2008): (a) the strong East Asian monsoon precipitation conditions; (b) the weak East Asian monsoon precipitation conditions

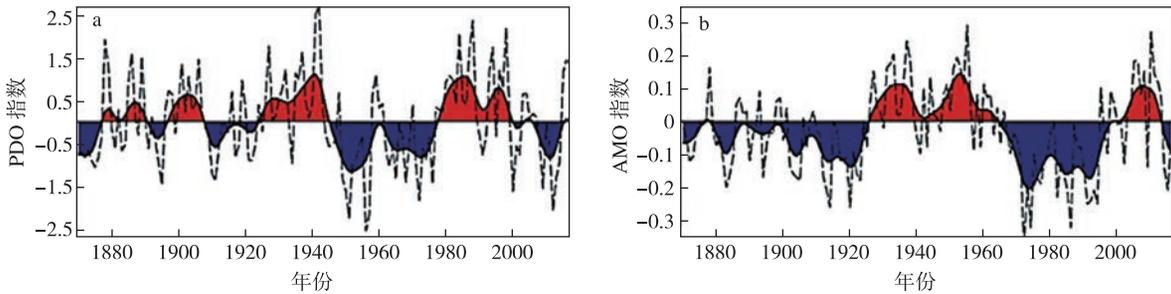


图 19 1880—2011 年太平洋年代尺度振荡(PDO)指数(a)与大西洋多年代尺度振荡(AMO)指数(b)的长期时间序列(红色为正距平,蓝色为负距平,虚线为逐年指数)(Ding et al., 2018)

Fig.19 Long-term time series of (a) the Pacific Decadal Oscillation (PDO) index and (b) the Atlantic Multi-decadal Oscillation (AMO) index from 1880 to 2011 (Red is positive, blue is negative and dotted line is annual index) (Ding et al., 2018)

1950 年代以后。最近 Zhang et al. (2018) 重新分析了 PDO、AMO 和 IOBM 对东亚夏季风的组合或协调作用,这个研究对认识这种协同作用的存在提供了进一步观测方面的证据。AMO 与 PDO 对亚洲夏季风的协同作用最显著的表现对东亚夏季风的影响。前面的分析已经表明,当 AMO 是正位相 (AMO^+), PDO 为负位相 (PDO^-) 时,两者都有利于东亚夏季风增强北推。反之,当 AMO (AMO^-) 为负位相, PDO (PDO^+) 为正位相时,两者都强迫东亚夏季风减弱南退。AMO 与 PDO 的这两种组合或协同作用在 20 世纪 50 年代至 70 年代中 (AMO^+/PDO^-), 70 年代中至 90 年代后期 (AMO^-/PDO^+) 与 90 年代后期—现在 (AMO^+/PDO^-) 3 个时段表

现得都十分清楚。由于东亚夏季风资料长度所限,对于 50 年代以前的 AMO 与 PDO 协同作用目前研究不多,这需要今后加以补充。

IOBM 在年代尺度上是独立于上述 PDO 与 AMO 的相关关系,但在年际尺度上 IOBM 与后者是有关联的。如果单独考察 IOBM 与 PDO 的关系,则年代际 IOBM 与 PDO 有密切关系。在 95% 置信度水平下其线性相关系数为 0.71, 临界相关系数为 0.86。这种较高的相关主要由 90 年代以前他们的相似的年代际演变造成 ($r \approx 0.82$, 临界相关系数 $r_c \approx -0.78$)。这种同时的演变被称为 IPO/PDO 在 IOBM 上的“印迹”(footprint) (Zhang et al., 2018)。自 90 年代中期以后, IOBM 与 PDO 的相关完全反

向,主要变成负相关($r \approx -0.66$, $r_c \approx -0.68$),尤其当PDO在最近10 a变成负位相时期,而印度洋还在不断增暖。上述结果表明,IOBM和PDO只有偏相关关系(Han et al., 2014)。研究表明,不断增暖的IOBM在90年代中期以后PDO负位相年代际尺度强迫下,与加强的西太平洋副热带高压有相关关系(Xie et al., 2016),在这种情况下,太平洋-日本型

(或JP型)或者东亚-太平洋模态(Nitta, 1987)的负位相,即负-正-负经向遥相关型将加强西太平洋副热带高压,并使其移入华东地区,产生持续性大范围热浪天气。同时,增暖的IOBM将加强来自印度洋向西太平洋地区的暖平流,进一步又可增强西北太平洋的副热带高压。这可解释1995年以后为什么持续性热浪更频繁地发生在华东夏季。

参考文献(References)

- An Z S, Wu G X, Li J P, et al., 2015. Global monsoon dynamics and climate change[J]. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 43(1): 29-77.
- Ding Y H, 2019. AMO, PDO and their effects on the variability of the East Asian summer monsoon[M]//Mechoso C R, *Interacting climates of ocean basins: observations, mechanisms, predictability, and impacts*. Cambridge: Cambridge University Press.
- 丁一汇,李怡, 2016. 亚非夏季风系统的气候特征及其长期变率研究综述[J]. *热带气象学报*, 32(6): 786-796. Ding Y H, Li Y, 2016. A review on climatology of Afro-Asian summer monsoon and its long-term variability[J]. *J Trop Meteor*, 32(6): 786-796. (in Chinese).
- 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.
- 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]. *Int J Climatol*, 29(13): 1926-1944.
- 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.
- Ding Y H, Liu Y J, Li Y, 2018. The driving forces of the interdecadal variability of the Asian summer monsoon[R]//The International Meeting on Tropical Cyclone and Associated Multi-scale Interaction. Nanjing.
- 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 Y H, Si D, Liu Y J, et al., 2018. On the characteristics, driving forces and inter-decadal variability of the East Asian summer monsoon[J]. *Chin J Atmos Sci*, 42(3): 533-558. (in Chinese).
- Han W Q, Vialard J, McPhaden M J, et al., 2014. Indian ocean decadal variability: a review[J]. *Bull Amer Meteor Soc*, 95(11): 1679-1703.
- IPCC, 2013. The physical science basis, WGI to the fifth assessment of IPCC[R]. Cambridge: Cambridge University Press.
- Kitoh A, 2017. The Asian monsoon and its future change in climate models: a review[J]. *J Meteor Soc Japan*, 95(1): 7-33.
- 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.
- 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.
- Liu Y W, Chiang J C H, Chou C, et al., 2014a. Atmospheric teleconnection mechanisms of extratropical North Atlantic SST influence on Sahel rainfall[J]. *Clim Dyn*, 43(9/10): 2797-2811.
- Liu Z Y, Wen X Y, Brady E C, et al., 2014b. Chinese cave records and the East Asia Summer Monsoon[J]. *Quat Sci Rev*, 83: 115-128.
- 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]. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 38(1): 77-102.
- Nitta T, 1987. Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on the Northern Hemisphere summer circulation[J]. *Journal Meteorological Society Japan*, 65(3): 373-390.
- Si D, Ding Y H, 2016. Oceanic forcings of the interdecadal variability in East Asian summer rainfall[J]. *J Climate*, 29(21): 7633-7649.
- 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 Y, Ding Y H, 2009. A projection of future changes in summer precipitation and monsoon in East Asia[J]. *Science in China(Series D: Earth Sciences)*, 39(11): 1487-1504. (in Chinese).
- 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.
- Wang B, Ding Q H, 2008. Global monsoon: Dominant mode of annual variation in the tropics[J]. *Dyn Atmos Ocean*, 44(3/4): 165-183.
- 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.
- Wang P X, 2009. Global monsoon in a geological perspective[J]. *Sci Bull*, 54(7): 1113-1136.
- Xie S P, Kosaka Y, Du Y, et al., 2016. Indo-Western Pacific Ocean capacitor and coherent climate anomalies in post-ENSO summer: a review[J]. *Adv Atmos Sci*, 33(4): 411-432.
- Zhang Z Q, Sun X G, Yang X Q, 2018. Understanding the inter-decadal variability of East Asian summer monsoon precipitation: joint influence of three oceanic signal[J]. *J Climate*, 31: 5485-5506.

Interdecadal variation of Afro-Asian summer monsoon: coordinated effects of AMO and PDO oceanic modes

DING Yihui¹, LI Yi², WANG Zunya¹, SI Dong³, LIU Yanju¹

¹National Climate Center, China Meteorological Administration, Beijing 100081, China;

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

³Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China

The Afro-Asian summer monsoon system includes the African summer monsoon, the South Asian summer monsoon and the East Asian summer monsoon. It is considered to be a subsystem of the global monsoon system, characterized with a highly consistent variability, which is mainly due to the same main driving forces. For example, there are oceanic multi-decadal variability modes in the North Atlantic and northern Pacific oceans, which are referred to as the AMO (Atlantic Multi-decadal Oscillation) and PDO (Pacific Decadal Oscillation) oceanic modes, respectively. Therefore, starting from this point, this paper has first analyzed the forcing and teleconnection effects of the AMO mode on the Afro-Asian summer monsoon, with a special emphasis placed upon the role of the AMO in the interdecadal transitions of the Afro-Asian summer monsoon and the occurring rainfall rate. Second, this paper has discussed the coordinated effects of the PDO and the preceding winter and spring snow coverage over the Tibetan Plateau on East Asia summer monsoon rain belts. Then, on the above-mentioned basis, the coordinated effects of the AMO, PDO and IOBM (Indian Ocean Basin Mode) are clearly identified. It should be pointed out that the IOBM oceanic mode is considered to be independent from the combined effects of the AMO and PDO oceanic modes in regard to the interdecadal scale effects, and has mainly played an enhancement role in the activities of the East Asian summer monsoon.

Atlantic Multi-decadal Oscillation (AMO); Pacific Decadal Oscillation (PDO); global monsoon system; coordinated effects of Afro-Asian summer monsoon

doi:10.13878/j.cnki.dqkxxb.20191011007

(责任编辑:张福颖)