李健颖, 毛江玉. 2019. 亚洲夏季风30～60天季节内振荡对中国东部地区持续性极端降水的影响 [J]. 大气科学, 43(4): 796−812. Li Jianying, Mao Jiangyu. 2019. Impact of the boreal summer 30–60-day intraseasonal oscillation over the Asian summer monsoon region on persistent extreme rainfall over eastern China [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 43(4): 796−812. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1809.18145

亚洲夏季风30～60天季节内振荡对中国东部地区持续性极端降水的影响

李健颖[1,3] 毛江玉[2]

1 南京信息工程大学气象灾害教育部重点实验室，南京 210044
2 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
3 中国地质大学（武汉），武汉 430074

摘 要 本文基于1979～2015年中国台站观测的格点化高分辨率降水和NCEP II大气再分析逐日资料，探讨了亚洲季风区夏季30～60天大气季节内振荡（ISO）与长江中下游地区持续性降水异常的关系，重点揭示了南亚和东亚子季风区ISO的相互作用及二者协同引起长江中下游持续性极端降水的物理机制。合成分析表明，南亚和东亚ISO是通过高层辐散环流发生相互作用。在ISO位相1～3（5～7），异常活跃（抑制）对流从赤道印度洋北传至孟加拉湾—印度次大陆区域，其伴随的高层异常辐散（辐合）环流通过补偿效应，引起南海—热带西北太平洋的异常高层辐合（辐散），加强了局地的异常下沉（上升）运动，有利于南海—西北太平洋的异常抑制（活跃）对流发展并维持。南海—西北太平洋的异常抑制（活跃）对流伴随着显著的斜压散度，并进一步激发出一个连接南海和长江中下游的经向垂直环流圈，引起长江中下游强烈的异常上升（下沉）运动和低层水汽辐合（辐散），使得降水持续性偏多（少），极端降水的发生概率持续地偏高（低），有利于（不利于）形成持续性极端降水事件。研究还表明，亚洲季风区ISO的强度存在显著的年际变化，并对长江中下游持续性极端降水的发生频次和持续时间具有调制作用。在ISO偏强（弱）年，长江中下游持续性极端降水的发生频次较高（低），且持续时间较长（短）。

关键词 持续性极端降水 大气季节内振荡 年际变化
文章编号 1006-9895(2019)04-0796-17 **中图分类号** P466 **文献标识码** A
doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1809.18145

Impact of the Boreal Summer 30–60-day Intraseasonal Oscillation over the Asian Summer Monsoon Region on Persistent Extreme Rainfall over Eastern China

LI Jianying[1,3] and MAO Jiangyu[2]

1 *Key Laboratory of Meteorological Disaster of Ministry of Education, Nanjing University of Information Science and Technology,*

收稿日期 2018-04-08；**网络预出版日期** 2018-09-20
作者简介 李健颖，女，1990年出生，副教授，主要从事大气低频振荡研究。E-mail: lijy@cug.edu.cn
通讯作者 毛江玉，E-mail: mjy@lasg.iap.ac.cn
资助项目 国家自然科学基金项目91537103、41730963，全球变化与海气相互作用专项GASI-IPOVAI-03，中国科学院前沿科学重点研究项目QYZDY-SSW-DQC018，中国地质大学（武汉）杰出人才培育基金CUG170643，气象灾害教育部重点实验室（南京信息工程大学）开放课题KLME1602

Funded by National Natural Science Foundation of China (NSFC) (Grants 91537103, 41730963), the SOA Program on Global Change and Air–Sea Interactions (Grant GASI-IPOVAI-03), the Priority Research Program of the Chinese Academy of Sciences (Grant QYZDY-SSW-DQC018), the Fundamental Research Funds for the Central Universities, the China University of Geosciences (Wuhan) (Grant CUG170643), the Key Laboratory of Meteorological Disaster of Ministry of Education, Nanjing University of Information Science and Technology (Grant KLME1602)

Nanjing 210044
2 *State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics* (*LASG*), *Institute of Atmospheric Physics*, *Chinese Academy of Sciences*, *Beijing* 100029
3 *School of Environmental Studies*, *China University of Geosciences*, *Wuhan* 430074

Abstract The daily high-resolution gridded station-observed rainfall over China and NCEP-DOE AMIP-II atmospheric reanalysis datasets for the period 1979–2015 are used to investigate the impact of the 30–60-day atmospheric intraseasonal oscillation (ISO) over the Asian monsoon region on persistent anomalous rainfall over the middle and lower reaches of the Yangtze River (MLYR). The interaction between ISOs over two sub-monsoon areas of South Asia and East Asia as well as the physical mechanism for the ISOs to jointly influence persistent extreme rainfall over the MLYR are revealed. Composite analyses demonstrate that the ISO over the South Asian monsoon region interacts with its counterpart over the East Asian monsoon region through upper-level divergent flows. During phases 1–3 (5–7) of the ISO, active (inactive) convection anomalies propagate northward from the equatorial Indian Ocean to the Indian Subcontinent–Bay of Bengal. The accompanied divergence (convergence) anomalies in the upper troposphere cause anomalous convergence (divergence) downstream over the South China Sea–western North Pacific (SCS–WNP) through compensation effect, leading to anomalous descents (ascents) locally over the SCS–WNP, and therefore is favorable for the development and persistence of anomalous inactive (active) convection anomalies. Such inactive (active) convection anomalies are characterized by prominent baroclinic divergence structure and further trigger a meridional-vertical circulation cell between the SCS and the Yangtze Basin, resulting in anomalous ascents (descents) and low-level moisture convergence (divergence) over the MLYR. As a consequence, positive (negative) rainfall anomalies continuously arise over the MLYR with the occurrence probability of extreme rainfall significantly increasing (decreasing), favorable (unfavorable) for the occurrence of persistent extreme rainfall events. Moreover, the intensity of ISO over the Asian monsoon region exhibits strong interannual variations and further modulates the frequency and duration of persistent extreme rainfall events over the MLYR. In strong (weak) ISO years, more (fewer) persistent extreme rainfall events occur over the MLYR and the duration is longer (shorter).

Keywords Persistent extreme rainfall, Atmospheric intraseasonal oscillation, Interannual variation

1 引言

我国地处东亚季风区，亚洲季风活动异常引起的气象灾害严重地影响着国民经济发展和人民生命财产安全，每年造成的经济损失约占国民生产总值的1%～3%（高庆华等, 2007）。其中，大范围持续性环流异常引起的春、秋季低温连阴雨、夏季持续性暴雨、持续性高温热浪以及冬季雨雪冰冻灾害等持续性极端天气造成的经济损失和人员伤亡更加严重（Easterling et al., 2000；温之平等, 2007；简茂球和乔云亭, 2012）。持续性极端降水是夏季我国东部地区比较频发的高影响天气事件，常常引发洪涝和城市内涝。例如，1998年夏季，长江流域的强降水长达40天，引发了全流域重大洪涝灾害，造成的直接经济损失达2500亿元人民币，死亡人数超过3000人（黄荣辉等, 1998；Lu et al., 2014；齐艳军等, 2016）。在夏季，持续性极端降水事件大多发生在淮河以南地区（施晓晖和温敏, 2015），且在1990年后呈现出频次增多、强度增大、影响范围不断扩大的趋势（Chen and Zhai, 2013）。因此，亟待研究我国东部夏季持续性极端降水事件的发生机理，揭示造成持续性极端降水的大气环流实体及其演变规律，延长极端降水的预报时效，从而有效地提高我国防灾、减灾的能力。

持续性强降水的发生依赖于持续性的大范围大气环流异常（陶诗言和徐淑英, 1962），而大气季节内尺度的变化又决定了持续性环流异常的形成和演变（丁一汇, 1993；李崇银等, 2016）。众多的研究指出，东亚大气季节内振荡（ISO）是造成我国东部夏季持续性降水异常最重要的系统之一（Zhu et al., 2003；陈官军和魏凤英, 2012）。东亚ISO存在两个显著的振荡周期，分别为30～60天和10～20天（Lawrence and Webster, 2002），均显著地影响中国东部夏季降水。基于1979～2003年的资料，Mao et al.（2010）揭示了东亚30～60天ISO引起中国东部夏季持续性降水异常的物理过程：赤道西

太平洋的30～60天ISO会以准Rossby波的形式向西北方向传播，引起西北太平洋副热带高压的东西振荡，调控低层的水汽输送，进而造成江淮流域的持续性强降水异常。在10～20天时间尺度上，中国东部的夏季持续性降水异常与西北太平洋副热带高压的准双周东西振荡密切相关（Chen et al., 2015）；而副热带高压的准双周振荡不仅来源于热带波动的传播（Chen and Sui, 2010），局地的海气相互作用也起着非常重要的作用（Ren et al., 2013）。需要指出的是，上游南亚季风区也存在30～60天和10～20天ISO，且与对应尺度的东亚ISO紧密地联系在一起，形成整个亚洲季风区大气季节内振荡环流型（BSISO环流型；Annamalai and Slingo, 2001；Lee et al., 2013）。在30～60天时间尺度上，生成于赤道印度洋的ISO（Wang and Rui, 1990）在东风切变、水汽—对流反馈以及涡度平流机制的共同作用下向北传播至印度次大陆以及孟加拉湾地区（Jiang et al., 2004；Bellon and Sobel, 2008），形成南亚季风区南—北向的ISO偶极型结构。同时，赤道印度洋的ISO也以对流耦合的Kelvin-Rossby波包的形式沿着赤道向东传播至赤道西太平洋地区（Wang and Xie, 1997），是东亚30～60天ISO的重要来源。东亚30～60天ISO也具有显著的北传特征，造成的ISO偶极型结构与南亚季风区的位相相反，因此，在整个亚洲季风区形成了“四极型”的BSISO环流结构。而在10～20天时间尺度上，东亚ISO显著地影响南亚ISO：东亚10～20天ISO首先生成于赤道西太平洋，以经向波数为1的赤道湿Rossby波的形式向西北方向传播至西北太平洋，而后向西传播至印度洋地区（Chen and Sui, 2010），从而在整个亚洲季风区形成了西南—东北向锋面状的BSISO环流型（温敏和张人禾, 2005；Lee et al., 2013）。考虑到南亚和东亚ISO的内在联系，Li et al.（2015）通过1996年的个例分析指出夏季江淮流域的持续性降水异常不仅与东亚ISO有关，而是受到整个亚洲季风区ISO环流结构的调控。那么，中国东部夏季持续性降水异常与整个亚洲季风区ISO的联系是否普遍存在，其背后的物理机制是什么？南亚ISO如何影响中国东部夏季降水？这些问题对于深入认识中国东部夏季持续性极端降水的发生机理至关重要，有必要开展深入的研究。

由于亚洲季风区30～60天和10～20天ISO的起源和传播路径存在显著的差异，有必要分别讨论二者对中国东部持续性极端降水的影响。中国东部夏季持续性降水异常主要出现在长江流域，以20～50天为主要振荡周期（Mao et al., 2010）；在大多数年份，亚洲季风区ISO也以30～60天为主（Lee et al., 2013），因此，本文重点讨论亚洲季风区30～60天ISO对降水的影响， 10～20天ISO的情况将在另一篇工作中阐述。为了叙述简洁，如无特殊说明，以下文中的ISO均指30～60天ISO。

Lee et al.（2017）指出中国东部夏季极端降水的发生概率不仅与亚洲季风区ISO的位相有关，也与ISO的强度有关，强ISO事件对中国东部极端降水的发生概率具有显著的调控作用。过去的研究指出，南亚及东亚ISO的强度均存在显著的年际变化（Teng and Wang, 2003；林爱兰等, 2010, 2011）。李崇银和周亚萍（1994）指出在厄尔尼诺（El Niño）发生前（后），赤道印度洋和赤道西太平洋ISO偏强（弱）。Qi et al.（2008）指出南亚ISO的强度与厄尔尼诺—南方涛动（ENSO）的位相演变有关：在El Niño发展阶段，ISO较强；而在El Niño衰减阶段，ISO较弱。Liu et al.（2016）揭示了夏季赤道中东太平洋的海表温度异常调控南海—西北太平洋ISO强度的物理过程：当赤道中东太平洋偏暖（冷）时，海洋大陆受异常下沉（上升）气流控制，不（有）利于赤道印度洋的ISO东传至赤道西太平洋区域，因而，南海—西北太平洋ISO较弱（强）。最近的研究发现，热带西太平洋ISO的强度不仅与ENSO位相有关，甚至与ENSO的演变速度有关：在El Niño延迟衰减阶段，ISO的强度显著弱于正常衰减阶段的情况（Wu and Song, 2018）。Ajayamohan et al.（2008）指出印度洋偶极子（IOD）也会显著地影响南亚ISO的强度及传播特征。在IOD负指数年，较强的ISO可从赤道印度洋连贯地北传至20°N，而在IOD正指数年，ISO较弱，且北传不连贯。因此，有必要进一步研究亚洲季风区ISO强度的年际变化对中国东部夏季持续性极端降水的影响，为每年更准确地预报持续性极端降水提供理论依据。

第2节介绍本文所用的资料及方法；第3节探究整个亚洲季风区ISO影响中国东部夏季持续性极端降水的物理过程；第4节分析亚洲季风区ISO强度的年际变化对中国东部夏季持续性极端降水的发

生频次及持续时间的影响；第5节给出结论与讨论。

2　资料和方法

2.1　资料

本文使用1979～2015年日平均卫星观测及大气环流再分析资料，主要包括NOAA基于高分辨率辐射探测仪得到的向外长波辐射（OLR），其水平分辨率为2.5°×2.5°（Liebmann and Smith, 1996）；NCEP-DOE AMIP-II再分析资料的三维风场、相对湿度和温度场（Kanamitsu et al., 2002），其水平分辨率为2.5°×2.5°，垂直方向上为17层以及基于中国2416个气象台站的降水观测资料经过插值所得的高分辨率（0.25°×0.25°）格点降水数据（吴佳和高学杰, 2013）。

2.2　方法

采用以下步骤得到ISO有关的异常信号：（1）基于1979～2015年的逐日资料，计算各气象要素气候态的年循环，再从各要素的逐日时间序列中减去对应的气候态年循环的平均值及前三个谐波，得到各要素的逐日异常时间序列；（2）对所得的逐日异常时间序列进行5天滑动平均，从而去掉天气尺度扰动；（3）将Lanczos带通滤波器（Duchon, 1979）应用于各要素的逐日异常时间序列，提取30～60天季节内振荡分量。

Lee et al.（2013）对OLR和850 hPa纬向风异常场进行多变量经验正交分解，采用所得到的前两个主成分分量定义了BSISO指数，较好地刻画出了整个亚洲季风区ISO的活动特征。但目前气候模式对亚洲季风区ISO的模拟存在很大局限性，大多数模式只可描述出某一子区域ISO的活动特征，而并不能刻画出整个亚洲季风区的BSISO环流型（Sabeerali et al., 2013）。因此，Lee et al.（2013）提出的BSISO指数无法用于模式输出资料。为了解决这个问题，Li and Mao（2016）根据南亚和东亚季风区ISO的北传特征，分别定义了南亚偶极型指数（SADI）和东亚偶极型指数（EADI），这样既可以直接描述某一子季风区ISO的活动特征，又可以采用SADI和EADI的线性组合描述整个亚洲季风区ISO的活动。为了便于将来对本研究所得到的结果进行数值模拟验证，本文根据Li and Mao（2016）的方法计算了1979～2015年的SADI和EADI。需要指出的是，虽然东亚子季风区的偶极型与南亚子季风区的偶极型在结构上是相似的，但在符号上是反向的，且这两个偶极型并非同时达到极值，而是在SADI超前EADI 13天（约1/4位相）时，二者的负相关达到最大（相关系数为−0.5）。因此，本文基于SADI和EADI序列的超前—滞后关系，采用标准化SADI和EADI定义了如图1所示的ISO位相空间（第3.1小节将对该ISO位相空间进行详细讨论）。

为单独讨论亚洲季风区热带洋面的ISO对降水的影响，本文采用SADI和EADI对滤波所得的ISO信号进行二元线性回归，并根据图1所示的位相对回归的变量进行合成分析。由于合成的变量经过了滤波处理，又重新计算了每个格点时间序列的有效自由度（Bretherton et al., 1999），然后采用Student-*t*检验方法来检验各异常变量合成场的统计显著性。

本文参照Chen and Zhai（2017）的方法，以每个格点1979～2015年5～10月降水的第90个百分位点作为判断极端降水发生的阈值，计算了亚洲季风区ISO各位相下每个格点极端降水的发生概率（该位相下每个格点出现极端降水的天数/该位相的总天数×100%），并采用Bootstrap方法对各ISO位相下极端降水发生概率的显著性进行检验（Efron and Tibshirani, 1994）。若某一区域内30%以上的格点连续3天均出现了极端降水，则认为对应时段内出现了一次区域持续性极端降水事件。根据上述判据，本文分别统计了亚洲季风区ISO强、弱年，ISO造成的长江中下游区域（25°～30°N，110°～120°E）持续性极端降水事件。

3　亚洲季风区ISO引起持续性极端降水的物理过程

3.1　亚洲季风区ISO的演变特征

图1给出以1996年6月下旬至8月中旬强ISO事件为例，基于标准化SADI和EADI构造的ISO位相空间图。该相空间中的圆点或五角星与圆心的距离 d [d=(SADI^2 +EADI^2)$^{1/2}$]表示对应时刻（第 t 天）整个亚洲季风区ISO的强度，其中，圆圈（d=1）以外的圆点或五角星与圆心的距离大于1，表示对应时刻出现强ISO事件。相空间中的圆点围绕着圆心逆时针旋转的轨迹表示各时刻ISO异常活跃

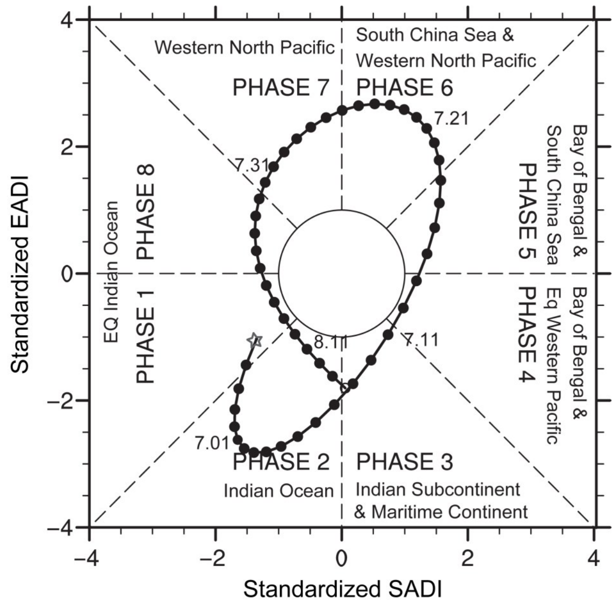

图1 1996年6月26日至8月14日的ISO位相空间图（横坐标为标准化SADI，纵坐标为标准化EADI）。位相空间图中的圆点或五角星代表各时刻30～60天ISO的活动状态，距中心的距离d表征30～60天ISO的强度（其中，当d小于1时，表示30～60天ISO活动较弱）。五角星表示该个例的开始时刻，空心圆表示该个例的结束时刻，实心圆表示其他時刻。在每旬第一天的圆点旁标记出相应的日期（例如，7月第1旬的第一天标注为7.01）。各位相标识的地理位置表示对应位相下异常活跃对流所在的位置

Fig.1 Phase-space representation of strong atmospheric intraseasonal oscillation (ISO) event determined by standardized SADI (South Asian Dipole Index) and EADI (East Asian Dipole Index) for the period 26 June–14 August 1996. Each marker (star or dot) represents the ISO activity over the Asian monsoon region on a particular day, with the distance from the origin of coordinates to each marker [$d=(\mathrm{SADI}^2+\mathrm{EADI}^2)^{1/2}$] indicating the amplitude of the ISO. Note that the circle surrounding the origin of the coordinates denotes the amplitude equal to 1 ($d=1$), thus the weak 30–60-day ISO refers to its amplitude less than 1. Star (open dot) indicates the start (termination) time of the ISO, with the dates of the first day for every ten days being marked alongside the corresponding solid dot such as 7.01 for 1 July 1996. The eight defined phases of ISO from Phases 1 to 8 are shown for each quadrant of the phase-space, with each quadrant corresponding to the approximate location where anomalous active convection occurs

对流的传播路径，以此来表征对应时段内整个亚洲季风区ISO的位相演变。由图1可见，相空间所示的ISO轨迹都在半径为1的圆圈之外，表示ISO事件持续偏强。该个例的异常活跃对流于6月26日左右生成于赤道印度洋中部地区。在接下来的12天内，异常活跃对流停滞在印度洋区域，并显著地发展；7月9～13日，相空间中的轨迹快速地经位相3转换至位相4，标志着异常活跃对流快速地移过海洋大陆，向东传播至赤道西太平洋地区。此后，赤道西太平洋的异常活跃对流转为向北传播，在7月下旬到达南海区域。在7月底至8月初，南海区域的异常活跃对流开始减弱并向东撤退至西北太平洋区域。这与Li et al.（2015）根据Lee et al.（2013）定义的BSISO指数确定的这个强ISO个例的相空间演变结果是一致的[见Li et al.（2015）的图4]，表明南亚和东亚偶极型指数可用于构造ISO位相空间和监测ISO在整个亚洲季风区的活动状况。

图2给出多年夏季强ISO事件的异常对流和低层风场基于图1所示位相的合成演变图。下面结合相空间图（图1），说明强ISO事件在一个完整周期内异常环流和对流的时空演变（图2）。在位相1（图2a），阿拉伯海东南部的异常西风与来自海洋大陆地区的异常东风在赤道印度洋中部辐合，形成局地的异常活跃对流，对应于相空间图（图1）的位相1阶段。随后，异常对流向东扩展、同时对流中心向北移至印度半岛南端（位相2，图2b），对应着相空间中较大振幅的位相2时段。随着印度半岛异常气旋的加深以及来自西北太平洋异常东风在海洋大陆地区辐合的增强，异常对流传播至海洋大陆（位相3，图2c）。在印度半岛异常对流增强期间，其南侧的异常赤道西风也势必增强（Gill, 1980），从而增强了海洋大陆及赤道西太平洋的水汽辐合，于是南海南部出现了另一个活跃对流中心，且活跃对流的范围扩展到日界线附近（位相4，图2d）。自位相5至位相6（图2e，f），赤道西太平洋的异常活跃对流向南海北部传播而强度减弱，但是其上游印度洋的异常抑制对流却发展加强，在位相7和位相8（图2g，h）形成与位相3和位相4相反的异常对流—环流结构。由此可见，采用标准化SADI和EADI定义的ISO相空间在刻画亚洲季风区ISO的强度和位相演变上均与Lee et al.（2013）定义的BSISO相空间一致，说明ISO相空间可以真实地反映亚洲季风区ISO的活动特征。因此，本文将根据ISO相空间进行相关变量的位相合成，探讨亚洲季风区ISO影响夏季极端降水的物理机制。

图3是合成的高层异常环流场。在位相1（图3a），与赤道印度洋地区异常活跃对流相对应的是强烈的辐散环流，其异常散度大于$1\times10^{-6}\ \mathrm{s}^{-1}$。由于大气运动的质量连续性，赤道印度洋高层的辐散

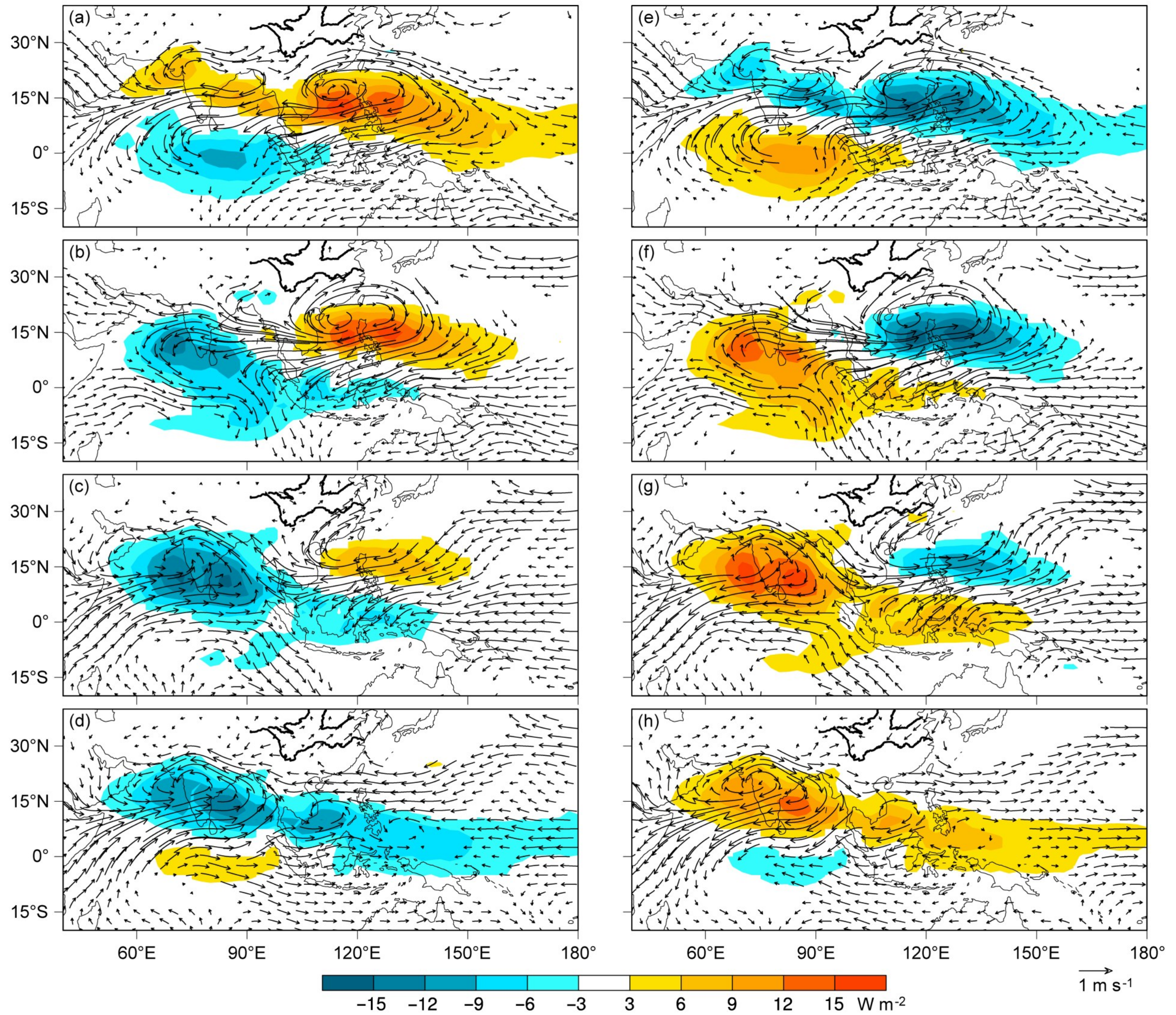

图2　基于1979～2015年夏季（5～10月）亚洲季风区强ISO事件合成的30～60天滤波的OLR（填色，单位：W m^{-2}）和850 hPa风场（矢量，单位：m s^{-1}）异常的演变。（a）–（h）表示位相1～8。图中所显示的OLR异常均通过了5%的显著性检验，矢量表示纬向风或经向风分量通过5%显著性检验的异常风场

Fig. 2　Composite evolution of 30–60-day filtered OLR (shading, units: W m^{-2}) and 850-hPa horizontal wind (vectors, units: m s^{-1}) anomalies over the Asian monsoon region during a strong ISO cycle for (a–h) phases 1–8 in boreal summer (1 May to 31 October) for the period 1979–2015. Only the OLR and wind anomalies statistically significant at the 5% significance level are shown

风中有一支较强的西风气流向南海南部至热带西北太平洋辐合（图3a），导致那里出现异常下沉运动，对流活动受到抑制。同时，来自赤道西太平洋的异常抑制对流也传播至南海区域，因而，南海至热带西北太平洋区域出现强抑制对流异常，并伴随着低层反气旋性环流（图2a）。在位相2，随着异常活跃对流的发展，热带印度洋的高层辐散风显著地加强，达到1.5×10^{-6} s^{-1}（图3b）。热带印度洋更强的高层辐散进一步加强了南海至西北太平洋区域的补偿性辐合环流，造成该区域的异常抑制对流显著地发展，中心强度超过15 W m^{-2}（图2b）。

另一方面，在位相1～2（图3a，b），南海以及热带西北太平洋区域持续地受到下沉气流控制，入射的太阳短波辐射增多。在云辐射反馈的作用下，大气不稳定度增大，反过来削弱了局地的异常抑制对流以及反气旋发展（Tsou et al., 2005）。在位相3，热带印度洋的异常活跃对流进一步发展并扩展至印度次大陆地区，其伴随着的高层辐散环流

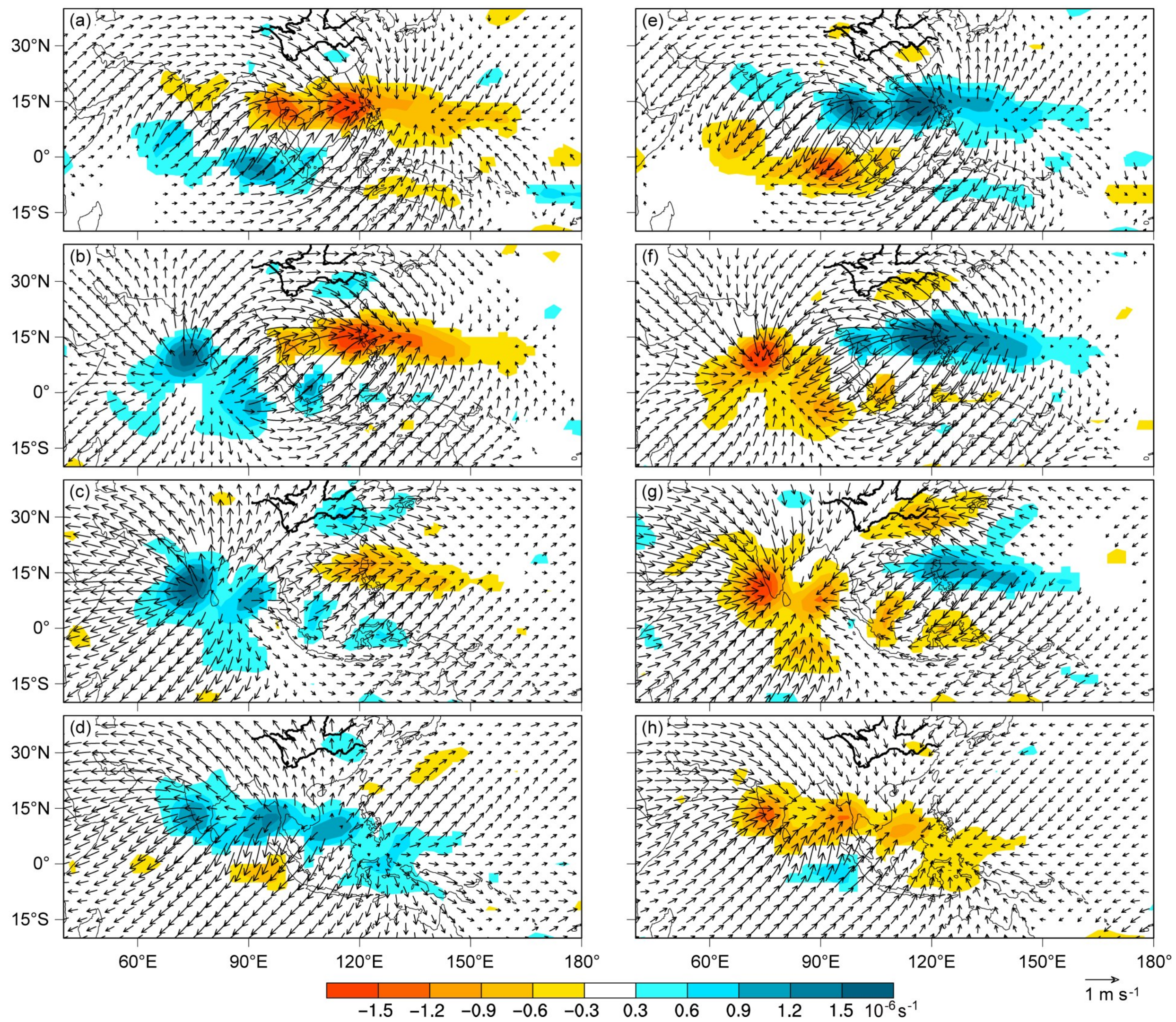

图3 基于1979～2015年夏季（5～10月）亚洲季风区强ISO事件合成的30～60天滤波的200 hPa散度（填色，单位：10^{-6} s^{-1}）和辐散风（矢量，单位：m s^{-1}）异常的演变。（a）–（h）表示位相1～8。图中所显示的散度异常均通过了5%的显著性检验，矢量为纬向风或经向风分量通过5%显著性检验的异常辐散风场

Fig. 3 Composite evolution of 30–60-day filtered 200-hPa divergence (shading, units: 10^{-6} s^{-1}) and divergent wind (vectors, units: m s^{-1}) anomalies over the Asian monsoon region during a strong ISO cycle for (a–h) phases 1–8 in boreal summer (1 May to 31 October) for the period 1979–2015. Only the divergence and divergent wind anomalies statistically significant at the 5% level are shown. The magnitude of the reference vector is provided at the bottom right

仍通过补偿效应引起南海区域的高层辐合（图3c），部分抵消了云辐射反馈的作用。因此，南海以及热带西北太平洋的异常抑制对流并未消失，但强度减弱至9 W m^{-2}（图2c）。在位相4，印度次大陆和孟加拉湾区域的异常活跃对流开始减弱，高层辐散环流的作用也随之减弱，南海区域的异常抑制对流减弱至3 W m^{-2}以下，异常反气旋性环流也减弱并东撤至西北太平洋区域（图2d和3d）。位相5～8的环流演变（图2e–h）与位相1～4基本相反（图2a–d），表现为起源于赤道印度洋的异常抑制对流向北传播至印度次大陆—孟加拉湾区域，其对应着的高层辐合环流通过补偿效应影响南海—热带西北太平洋区域异常活跃对流的发展和维持（图3e–h）。

3.2 亚洲季风区ISO引起中国东南部持续性极端降水的物理过程

随着亚洲季风区ISO的环流演变，长江中下游的降水出现了显著的振荡特征（图4）。在位相1，

长江中下游出现了显著的降水正异常，强度大于0.4 mm d^{-1}，使得当地极端降水发生的概率增大至13%（图4a）。在位相2，长江中下游的降水正异常进一步发展，0.4 mm d^{-1}的降水等值线向南扩展至江南地区，且中心强度增大至0.7 mm d^{-1}。长江中下游至江南地区的极端降水发生概率也进一步升高，超过了16%（图4b）。随后，长江中下游的降水正异常开始减弱，在位相3，只有湖南和江西的小部分区域降水达到了0.4 mm d^{-1}，对应区域的极端降水发生概率也下降至12%。值得注意的是江淮

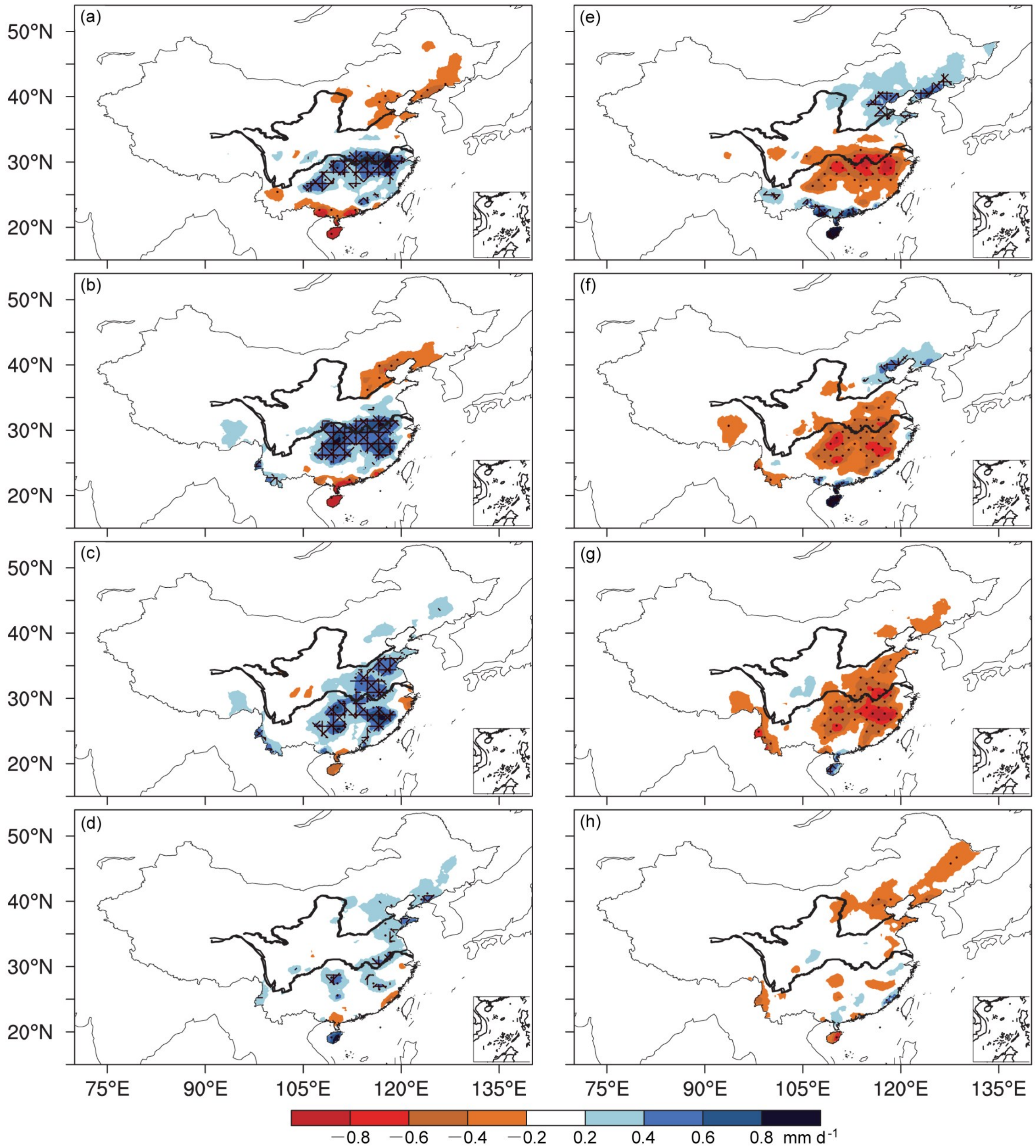

图4 基于1979～2015年夏季（5～10月）亚洲季风区强ISO事件合成的中国地区30～60天滤波的异常降水量（填色，单位：mm d^{-1}）的演变。（a）–（h）表示位相1～8。打点区域为降水异常通过5%显著性检验的区域，打叉区域表示极端降水的发生概率大于10%，且通过5%显著性检验的区域

Fig. 4 Composite evolution of 30–60-day filtered rainfall (shadings, units: mm day^{-1}) anomalies over China during a strong ISO cycle for (a–h) phases 1–8 in boreal summer (1 May to 31 October) for the period 1979–2015. Only the rainfall anomalies statistically significant at the 5% level are shown. Crossings indicate the regions where the occurrence probability of extreme precipitation is greater than 10% and is statistically significant at the 5% level

流域出现了显著的降水正异常并引发了该处的极端降水事件（图4c）。在位相4，长江中下游的降水正异常进一步削弱至0.2 mm d^{-1} 以下，极端降水发生概率也减小至10%以下（图4d）。位相5～8的情况基本与位相1～4相反，长江中下游降水呈负异常，极端降水的发生概率均在10%以下（图4e–h）。

由此可见，长江中下游的降水异常确实与整个亚洲季风区ISO的活动存在密切的联系：在位相1～3（5～7），当异常活跃（抑制）对流从赤道印度洋北传至印度次大陆—孟加拉湾，而异常抑制（活跃）对流从赤道西太平洋北传至南海—西北太平洋时，长江中下游出现显著的降水正（负）异常，极端降水发生的概率显著地升高（降低）。需要指出的是，本文讨论的ISO为30～60天的准周期活动，每一个位相的持续时间为5～6天。因此，在亚洲季风区ISO处于位相1～3的时段内，长江中下游地区可能持续地出现极端降水事件，形成高致灾性的持续性极端降水事件。

动力学上，降水的形成和演变取决于水汽辐合和上升运动两大因素。因此，我们进一步分析了造成长江中下游降水异常的水汽输送和垂直运动条件（图5和图6），从而探究整个亚洲季风区ISO引起长江中下游降水异常的物理机制。在位相1（图5a），南海—热带西北太平洋区域受到异常抑制对流控制，在低层激发出强大的异常反气旋性环流(Gill, 1980)。因此，华南至长江中下游区域盛行西南风，将水汽源源不断地从南海输送至长江中下游。南海—热带西北太平洋的异常抑制对流伴随着显著的斜压散度，并通过补偿效应在长江中下游对流层高（低）层激发出强烈的辐散（辐合），造成局地的异常上升运动（图6a），为降水的湿位相提供了有利的动力条件。同时，长江中下游的低层风场辐合进一步造成了水汽辐合，使得局地的可降水量显著增加（图略），进而为极端降水的发生提供了有利的水汽条件。

在热带印度洋高层辐散环流的作用下，南海—热带西北太平洋的异常抑制对流在位相2显著地加强，激发出的低层反气旋性环流也随之加强（图2b），进而将更多的水汽输送至长江中下游区域（图5b）。南海—热带西北太平洋的斜压辐散环流也显著地加强，进一步通过补偿效应加强长江中下游的高、低层散度，使得异常上升运动进一步增强，中心强度达到−0.8×10^{-2} Pa s^{-1}（图5b和6b）。因此，长江中下游的降水正异常显著地发展，极端降水发生的概率显著地升高（图3b）。在位相3，南海地区的异常抑制对流开始减弱，削弱了来自南海的低层水汽输送（图5c），造成长江中下游的降水强度减弱（图3c）。由于南海地区的斜压辐散环流减弱，中国东部的高层辐散区域也随之减弱，但范围向北扩展至35°～40°N。因此，江淮流域出现了显著的降水正异常，且极端降水事件的发生概率增加。

在位相4，印度次大陆—孟加拉湾的异常活跃对流开始减弱，而南海地区的异常抑制对流基本消失（图2d），因此，长江中下游的异常上升运动和水汽辐合基本消失（图5d和6d），导致降水的湿位相结束（图4d）。从位相5开始，南海—热带西北太平洋区域转为受到异常活跃对流控制，其激发出的低层气旋性环流不利于水汽从南海输送至长江中下游地区（图5d）；同时，该异常活跃对流对应着的高层辐散和低层辐合通过补偿效应激发出长江中下游的异常高层辐合以及低层辐散（图6d）。因此，长江中下游地区的可降水量显著减少（图略），又受到异常下沉运动的控制（图5d），出现显著的降水负异常，不利于极端降水的发生（图3d）。位相6～8（图5f–h）的情况与位相2～4（图5b–d）基本相反，表现为长江中下游的干位相发展而后减弱的过程。

上述分析表明，当异常抑制对流控制南海—热带西北太平洋时，会激发出一个连接南海和长江中下游的次级垂直环流圈，其下沉支位于南海，上升支位于长江中下游，低层盛行偏南气流。这一次级垂直环流圈正是造成长江中下游湿位相的关键动力系统：一方面，低层的偏南气流有利于南海的水汽输送至长江中下游地区，增加了该地区的可降水量；另一方面，长江中下游的异常上升运动为降水提供了有利动力条件。在位相1～3，南海—热带西北太平洋持续地受到异常抑制对流的控制，可能引起长江中下游的持续性极端降水事件。需要指出的是，热带印度洋的异常活跃对流对南海—热带西北太平洋区域的异常抑制对流的形成和维持具有重要的作用。由此可见，长江中下游持续性极端降水的形成确实是受到整个亚洲季风区ISO活动的调控。

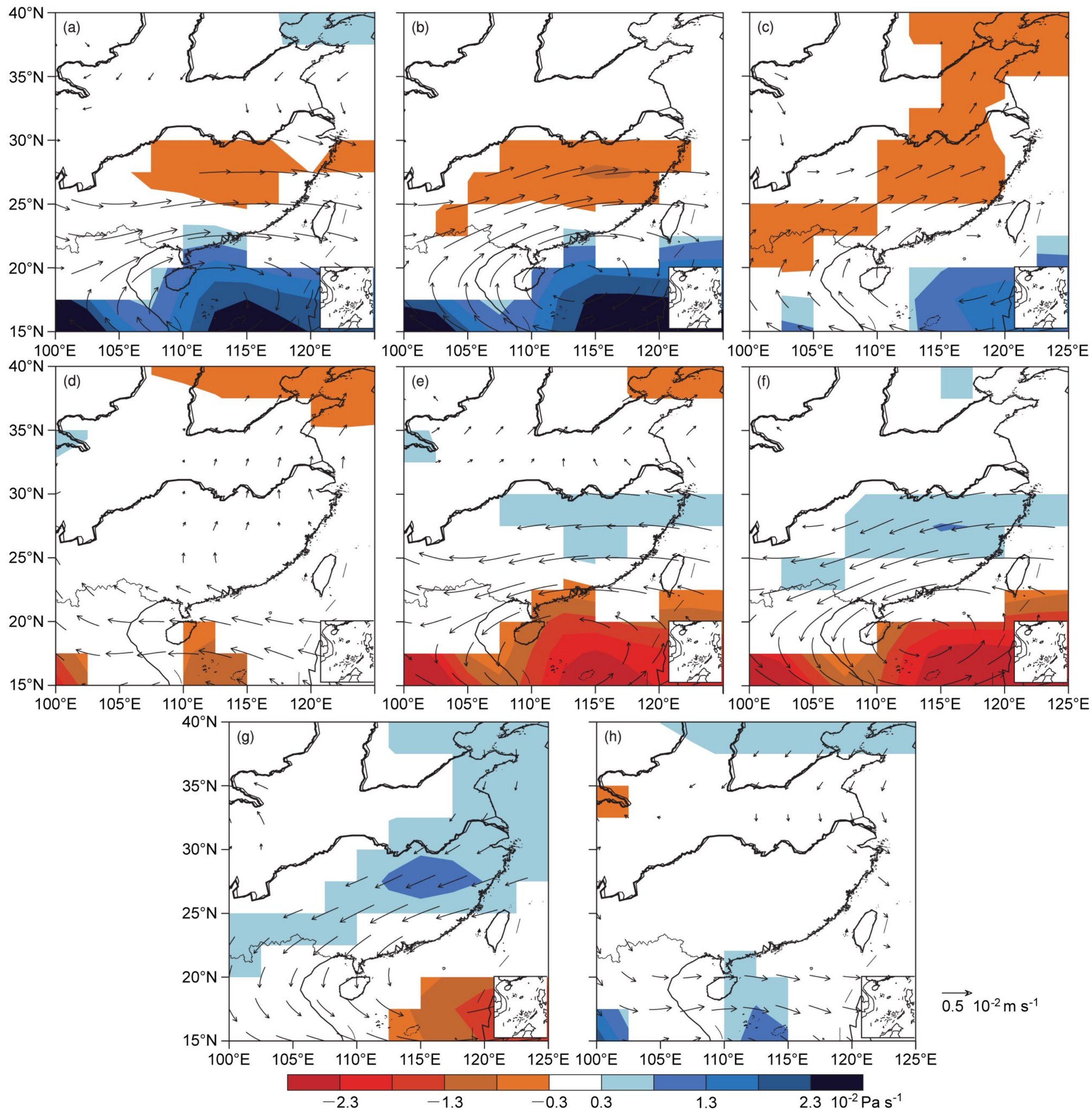

图5 基于1979～2015年夏季（5～10月）亚洲季风区强ISO事件合成的中国东部地区30～60天滤波的500 hPa垂直运动 (填色，单位：10^{-2} Pa s^{-1}) 和850 hPa水汽通量（矢量，单位：10^{-2} m s^{-1}）异常的演变。（a）–（h）表示位相1～8。图中所显示的异常垂直运动均通过了5%的显著性检验，矢量表示纬向或经向分量通过5%显著性检验的水汽通量异常场

Fig. 5 Composite evolution of 30–60-day filtered 500 hPa vertical motion (shadings, units: 10^{-2} Pa s^{-1}) and 850 hPa moisture flux (vectors, units: 10^{-2} m s^{-1}) anomalies over eastern China during a strong ISO cycle for (a–h) phases 1–8 in boreal summer (1 May to 31 October) for the period 1979–2015. Only the vertical motion and moisture flux anomalies statistically significant at the 5% level are shown

4 亚洲季风区ISO的年际变化对长江中下游持续性极端降水的影响

如图4所示，当亚洲季风区ISO较强时（$d>1$），其有关的环流异常会造成长江中下游的干、湿位相，影响极端降水发生的概率。由图7可见，当亚洲季风区ISO强度较强且处于位相1～3，长江中下游地区的极端降水发生概率均大于12%（图7a–

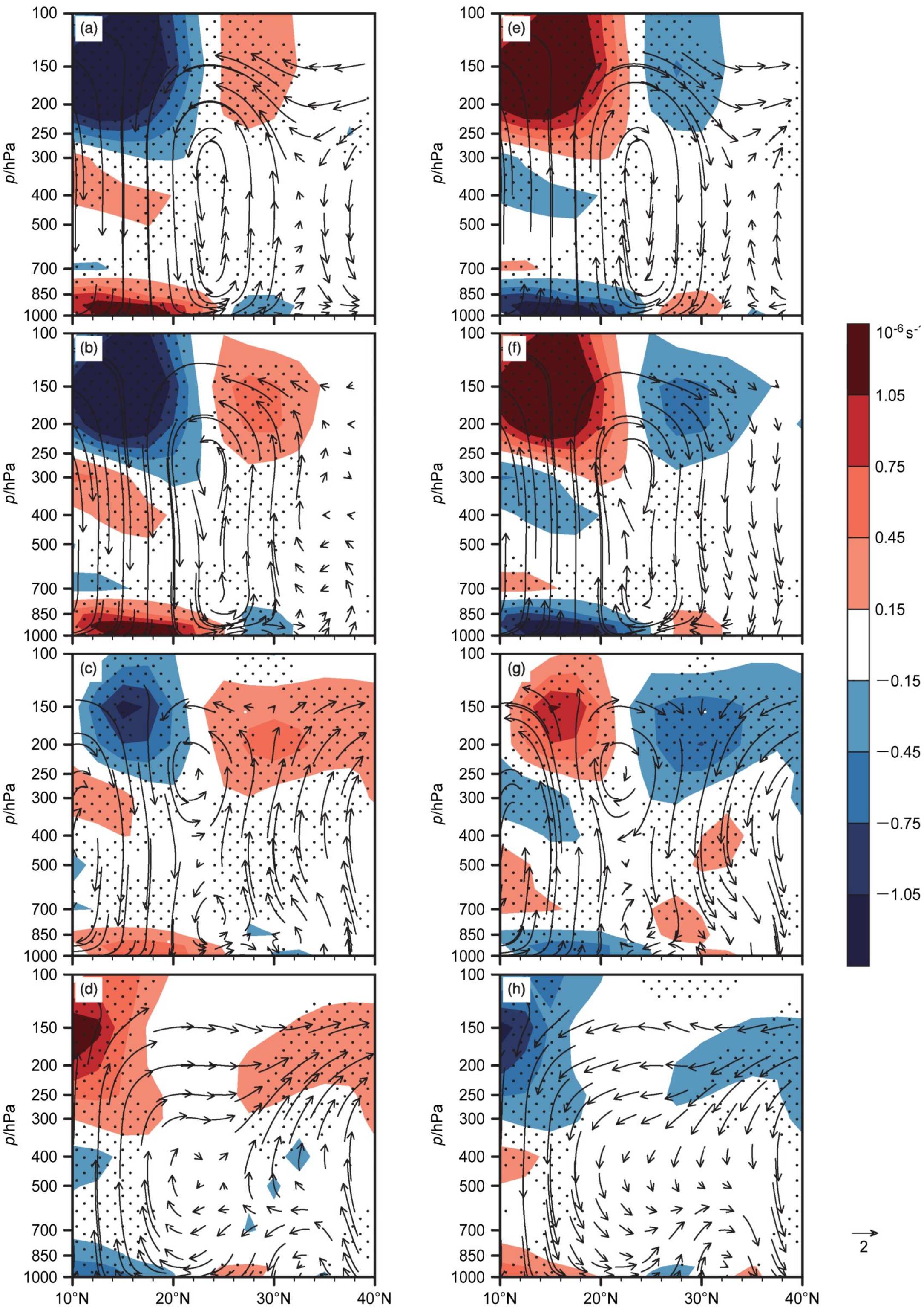

图6　基于1979～2015年夏季（5～10月）亚洲季风区强ISO事件合成的中国东部经度带（110°～120°E）平均的30～60天滤波的异常垂直运动、经向辐散风（经向散度风的单位为10^{-1} m s^{-1}，垂直运动的单位为10^{-3} Pa s^{-1}）及散度（填色，单位：10^{-6} s^{-1}）的演变。（a）–（h）表示位相1～8。打点区域表示散度、垂直运动以及经向辐散风均通过了5%显著性检验的区域

Fig. 6　Pressure–latitude cross sections (averaged along 110°–120°E) of composite 30–60-day filtered wind vectors (meridional divergent wind in 10^{-1} m s^{-1}, ω in 10^{-3} Pa s^{-1}) and divergence (color scale, units: 10^{-6} s^{-1}) anomalies during a strong ISO cycle for (a–h) phases 1–8 in boreal summer (1 May to 31 October) for the period 1979–2015. The dot-hatching indicates the regions where both the wind and divergence anomalies are statistically significant at the 5% level c）。然而，当亚洲季风区ISO强度较弱时，在不同位相下，长江中下游地区的降水并不存在明显的差异（图略）。既使ISO处于位相1–3，长江中下游极端降水的发生概率也基本低于10%，接近极端降水的随机发生概率（图7d–f）。由此可见，长江中下游极端降水的发生概率不仅与亚洲季风区ISO的位相有关，也与ISO的强度存在密切的关系。Lee et al.（2017）最新的研究成果也指出了亚洲季风区ISO的强度对中国东部极端降水发生概率的影响。

在ENSO和IOD等年际异常的海气耦合系统的调控下，亚洲季风区ISO的强度存在显著的年际变化（Ajayamohan et al., 2008；Qi et al., 2008；Liu et al., 2016；Wu and Song, 2018）。那么，这种ISO强度的年际变化会如何影响长江中下游的极端降水？

如图1所示，由标准化SADI和EADI的均方根（即ISO相空间坐标原点与轨迹上各点的距离*d*）确定的ISO振幅可反映各时刻亚洲季风区ISO的强弱。将每年夏季逐日ISO强度指数进行平均，定义为当年夏季ISO的强度指数。图8给出了1979～2015年夏季标准化的ISO强度指数序列，呈现出显著的年际变化。例如，1984和2008年强度指数远大于1，即强度异常超过了1个标准差；而1983和2010年，强度异常远小于1个标准差。

考虑到统计检验，本文以±0.8（相当于0.8个标准差）为阈值，针对ISO强度指数序列（图8），划分出了亚洲季风区ISO的强、弱年（表1）。根据图4和7，长江中下游地区的极端降水多发生在强ISO事件的第1至第3位相期间，所以图9统计了ISO偏强和偏弱年中，处于位相1～3的强ISO事件的发生频次。在偏强年，每年平均有24个强ISO事件处于位相1，是弱年的2.6倍。对于位相2和3，偏强年出现强ISO事件的天数也显著地大于弱年，尤其是在位相2，偏强年发生强ISO事件的天数接近弱年的3倍。

在亚洲季风区ISO异常偏强的年份，在强ISO事件的作用下，长江中下游地区平均有5～6天会发生极端降水事件（图10a）。在8个偏强年中，考

表1　1979～2015年亚洲季风区ISO偏强、偏弱年

Table 1　The list of strong and weak ISO years for the Asian summer monsoon region identified during the period 1979–2015

	亚洲季风区ISO异常年份
ISO偏强年	1979, 1984, 1996, 2000, 2001, 2007, 2008, 2009
ISO偏弱年	1983, 1988, 1989, 1993, 1997, 2010, 2011, 2013, 2014

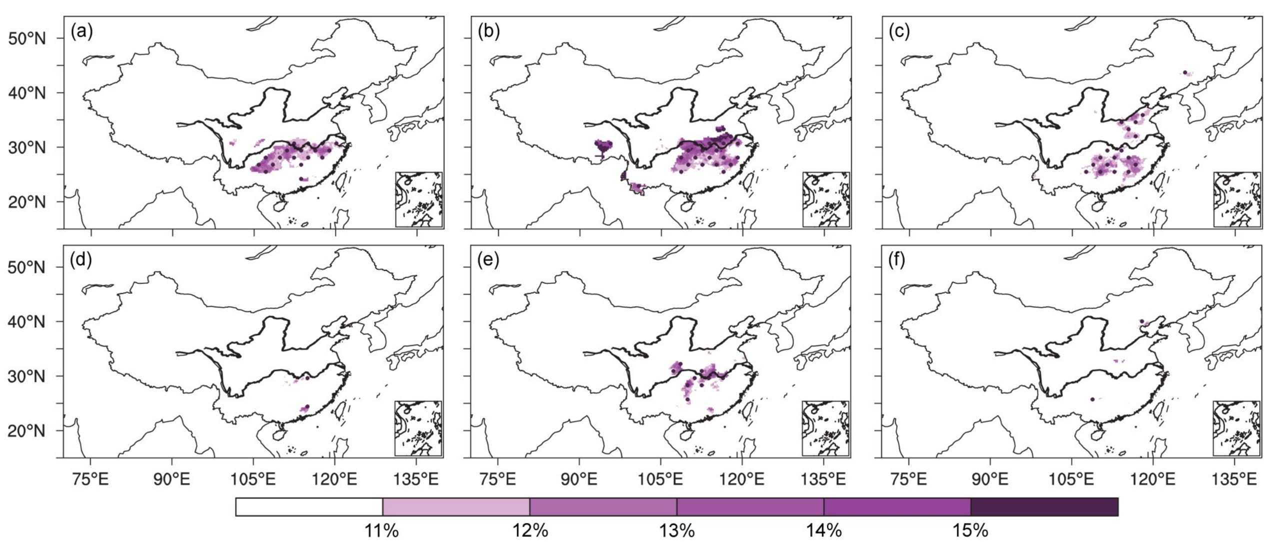

图7　基于1979～2015年夏季（5～10月）亚洲季风区强ISO事件合成的中国地区极端降水发生概率的演变：（a）–（c）表示强ISO循环的位相1～3；（d）–（f）同（a）–（c），但为弱ISO事件合成的情况。打点区域表示极端降水的发生概率通过了5%显著性检验的区域

Fig. 7　Composite evolution of occurrence probability of extreme rainfall over China during a strong ISO cycle for (a–h) phases 1–3 in boreal summer (1 May to 31 October) for the period 1979–2015. Dot-hatching indicates the regions where the occurrence probability of extreme precipitation is statistically significant at the 5% level. (d)–(f) As in (a)–(c), but for the composite situation of weak ISO cycle

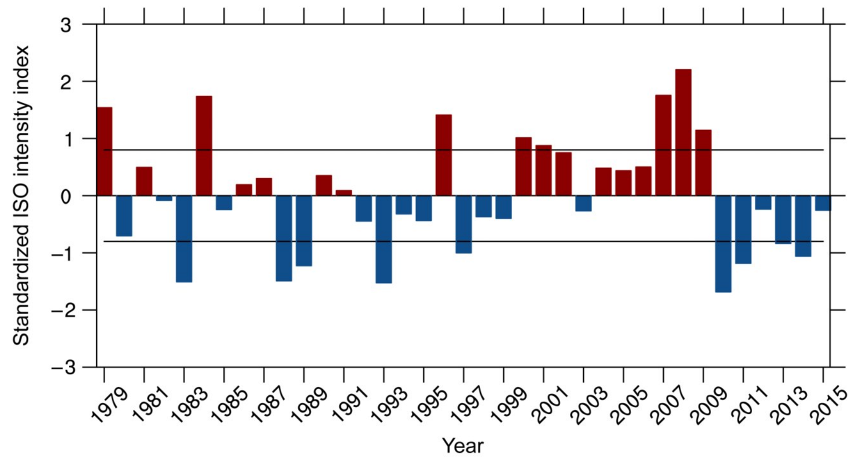

图8 1979～2015年标准化的夏季（5～10月）亚洲季风区ISO强度指数时间序列。黑色水平线表示划分强、弱ISO年的阈值（±0.8）

Fig. 8 Standardized time series of the summertime (1 May–31 October) ISO intensity index for the period 1979–2015. The black parallel lines denote the thresholds of the standardized intensity index (±0.8), with anomalous strong (weak) ISO years being classified as the positive (negative) intensity indices greater (less) than 0.8 (−0.8)

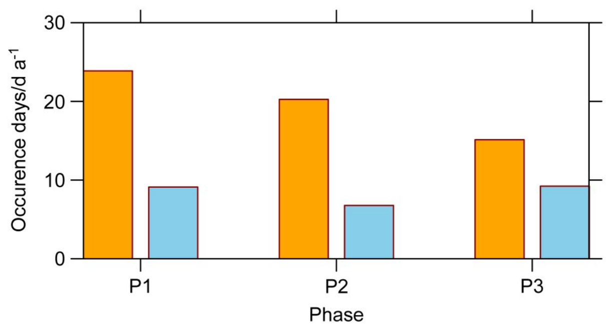

图9 亚洲季风区ISO偏强、偏弱年中，出现强ISO事件、且处于位相1～3的平均天数（单位：d a^{-1}），其中黄色柱表示强年的情况，蓝色柱表示弱年的情况

Fig. 9 The days when strong ISO events occur within phases 1–3 in strong (weak) ISO years, with the yellow (blue) bars for the strong (weak) years

察亚洲季风区ISO处于位相1～3的时段，长江中下游地区共发生了5次持续性极端降水事件，其中2000年6月6～11日出现了一次持续时间长达6天的持续性极端降水事件（表2）。然而，在ISO偏弱的年份，在强ISO事件的影响下，长江中下游地区仅有3天出现极端降水事件（图10b），且在9个偏弱年中，仅发生了3次持续性极端降水事件，最长的持续时间为4天（表2）。由此可见，ISO强度的年际变化确实会对长江中下游极端降水的发生产生显著的影响：ISO偏强（弱）年，处于位相1～3的强ISO事件较多（少），造成长江中下游极端降水的发生频次升高（降低），且持续时间延长（缩短）。

表2 亚洲季风区ISO强、弱年中，处于位相1～3的强ISO事件引起的长江中下游地区持续性极端降水事件

Table 2 The list of persistent extreme rainfall events over the middle and lower reaches of Yangtze River valley caused by strong ISO events over the Asian summer monsoon region within phases 1–3 during strong and weak ISO years

ISO偏强年长江中下游持续性极端降水事件			ISO偏弱年长江中下游持续性极端降水事件		
起始日期	结束日期	持续时间/d	起始日期	结束日期	持续时间/d
1984-08-31	1984-09-02	3	1983-06-19	1983-06-21	3
1996-05-31	1996-06-02	3	1997-06-22	1997-06-24	3
2000-06-06	2000-06-11	6	2011-06-04	2011-06-07	4
2001-06-10	2001-06-13	4			
2009-07-01	2009-07-03	3			

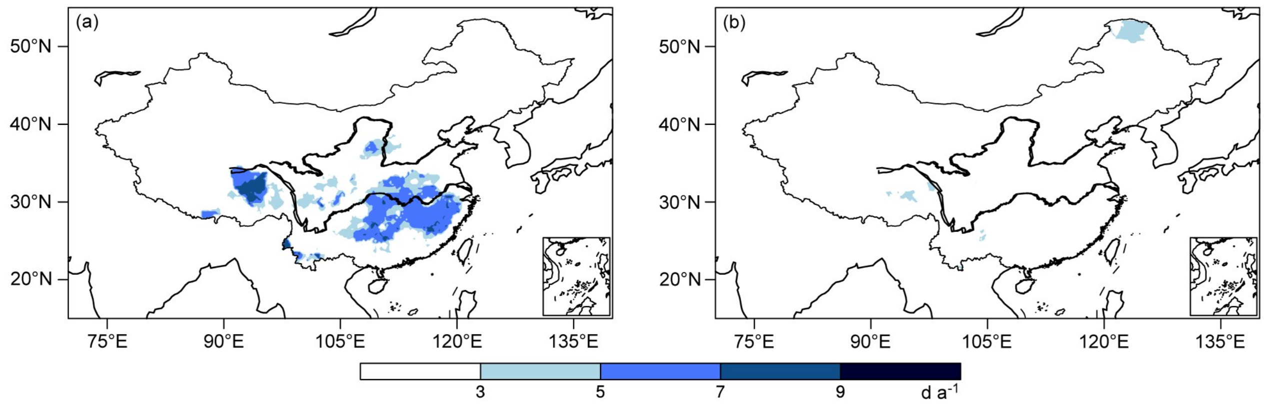

图10　在亚洲季风区ISO（a）偏强、（b）偏弱年处于位相1～3的强ISO事件引起的极端降水的年均发生频次（单位：d a^{-1}）

Fig. 10　Occurrence frequency (units: d a^{-1}) of extreme precipitation caused by strong ISO events within phases 1–3 during (a) strong and (b) weak ISO years

5　总结和讨论

长江中下游地区是中国东部夏季旱涝灾害的高发地带，具有持续性极端降水频发的重要特征。本文探讨了亚洲季风区ISO与长江中下游夏季持续性降水异常的普遍联系，重点揭示了南亚和东亚子季风区ISO的相互作用及二者协同引起长江中下游持续性极端降水的物理机制（图11），并进一步阐明了ISO强度的年际变化对极端降水的影响。得到以下主要结论：

（1）SADI和EADI可应用于构造ISO演变的相空间，表征ISO在整个亚洲季风区的活动状况。南亚和东亚子季风区的ISO活动通过高层辐散环流显著地相互作用。在ISO位相1～3（5～7），异常活跃（抑制）对流从赤道印度洋北传至孟加拉湾—印度次大陆区域，其伴随着的高层异常辐散（辐合）环流通过补偿效应，引起南海—热带西北太平洋的异常高层辐合（辐散），造成了局地的异常下沉（上升）运动；同时，赤道西太平洋的异常抑制（活跃）对流向西北方向传播至南海—西北太平洋地区。因此，南海—西北太平洋区域的抑制（活跃）对流异常发展并维持。

（2）南海—西北太平洋的异常抑制（活跃）对流伴随着显著的斜压散度，并进一步激发出一个连接南海和长江中下游的经向垂直环流圈。这一经向垂直环流圈是引起长江中下游30～60天降水异常偏多（少）的关键动力系统。一方面，低层的偏南（偏北）气流有利于（不利于）南海的水汽输送至长江中下游地区，增加了该地区的可降水量；另一方面，长江中下游的异常上升（下沉）运动为降水提供了有利（不利）的动力条件。因此，在ISO位相1～3（5～7）的时段内，长江中下游降水持续地偏多（少），极端降水的发生概率持续地偏高（偏低），有利于（不利于）形成持续性极端降水事件。

（3）亚洲季风区ISO的强度存在显著的年际变化，并显著地影响长江中下游持续性极端降水的发生频次和持续时间。在ISO偏强年，处于位相1～3的强ISO事件较多，长江中下游极端降水的发生频次为年均5～6天；持续性极端降水事件的发生频次较高，且持续时间较长。而在ISO偏弱年，处于位相1～3的强ISO事件较少，长江中下游极端降水的发生频次显著下降，年均发生频次小于3天；持续性极端降水事件的发生频次较低，且持续时间较短。

需要指出，本文探讨的ISO为热带大气季节内振荡，是引起长江中下游持续性极端降水的关键系统之一；而中、高纬度大气低频振荡是影响长江中下游降水的又一重要系统（Yang et al., 2010；孔晓宇等, 2017），Li and Mao（2018）指出1998年夏季，亚洲季风区ISO与中纬度ISO在青藏高原附近发生显著的相互作用，并协同造成了“二度梅”的发生。因此，有必要检查更多的个例，深入探讨热带和中、高纬度ISO协同影响中国东部持续性极端降水的物理机制。

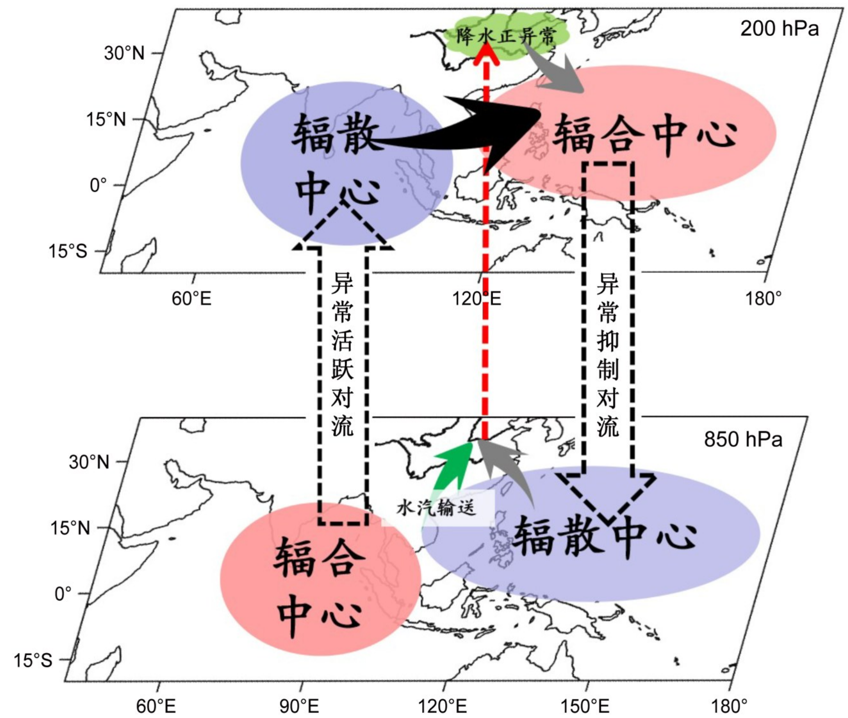

图11 亚洲季风区ISO引起长江中下游30~60天降水异常的物理过程的示意图。其中，虚线箭头表示亚洲季风区ISO的异常对流对应的异常垂直运动，红/蓝色阴影区表示对应的高、低层辐合/辐散中心；200 hPa上的黑色粗箭头表示从南亚地区高层辐散中心吹向南海—西北太平洋的高层辐散气流，灰色粗箭头表示南海—西北太平洋的斜压散度通过补偿效应在长江中下游地区激发出的高层辐散以及低层辐合气流，红色虚线箭头表示长江中下游地区斜压散度引起的局地异常上升运动；850 hPa上的绿色粗箭头表示南海—西北太平洋异常反气旋西北侧的水汽输送；绿色阴影表示在异常垂直运动和低层水汽输送下长江中下游地区出现的降水正异常

Fig. 11 Schematic diagram showing the key physical processes of how ISO over the Asian summer monsoon region modulates the 30−60-day rainfall anomalies over the middle and lower reaches of the Yangtze River (MLYR). The dashed arrows indicate anomalous vertical motions in associated with ISO over the Asian summer monsoon region, and the red/blue shadings represent corresponding upper-level/lower-level divergence. The black thick arrow at 200 hPa shows the divergent flow from the upper-level divergence center over the SASM region to the convergence center over the South China Sea–western North Pacific (SCS−WNP). The gray thick arrows indicate the divergent flows over the MLYR, which are induced by the baroclinic divergence pattern over the SCS−WNP due to the compensation effect. The red arrow indicates the consequently anomalous ascents over the MLYR. The green thick arrow shows the enhanced moisture transport on the northwestern side of the anomalous anticyclone over the SCS−WNP. Due to the anomalous ascents and moisture transport, the green shading indicates the resultant positive rainfall anomalies over the MLYR

参考文献（References）

Ajayamohan R S, Rao S A, Yamagata T. 2008. Influence of Indian Ocean dipole on poleward propagation of boreal summer intraseasonal oscillations [J]. J. Climate, 21(21): 5437−5454. doi:10.1175/2008JCLI1758.1

Annamalai H, Slingo J M. 2001. Active/break cycles: Diagnosis of the intraseasonal variability of the Asian summer monsoon [J]. Climate Dyn., 18(1−2): 85−102. doi:10.1007/s003820100161

Bellon G, Sobel A H. 2008. Instability of the axisymmetric monsoon flow and intraseasonal oscillation [J]. J. Geophys. Res., 113(D7): D07108. doi:10.1029/2007JD009291

Bretherton C S, Widmann M, Dymnikov V P, et al. 1999. The effective number of spatial degrees of freedom of a time-varying field [J]. J. Climate, 12(7): 1990−2009. doi:10.1175/1520-0442(1999)012<1990:TENOSD>2.0.CO;2

陈官军, 魏凤英. 2012. 基于低频振荡特征的夏季江淮持续性降水延伸期预报方法 [J]. 大气科学, 36(3): 633−644. Chen G J, Wei F Y. 2012. An extended-range forecast method for the persistent heavy rainfall over the Yangtze−Huaihe River valley in summer based on the low-frequency oscillation characteristics [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 36(3): 633−644. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2011.11111

Chen G H, Sui C-H 2010. Characteristics and origin of quasi-biweekly oscillation over the western North Pacific during boreal summer [J]. J. Geophys. Res., 115: D14113. doi:10.1029/2009JD013389

Chen J P, Wen Z P, Wu R G, et al. 2015. Influences of northward propagating 25−90-day and quasi-biweekly oscillations on eastern China summer rainfall [J]. Climate Dyn., 45(1−2): 105−124. doi:10.1007/s00382-014-2334-y

Chen Y, Zhai P M. 2013. Persistent extreme precipitation events in China during 1951−2010 [J]. Climate Res., 57(2): 143−155. doi:10.3354/cr01171

Chen Y, Zhai P M. 2017. Simultaneous modulations of precipitation and temperature extremes in southern parts of China by the boreal summer intraseasonal oscillation [J]. Climate Dyn., 49(9−10): 3363−3381. doi:10.1007/s00382-016-3518-4

丁一汇. 1993. 1991年江淮流域持续性特大暴雨研究 [M]. 北京: 气象出版社, 255pp. Ding Y H. 1993. Persistent Severe Rainstorms over Changjiang−Huaihe River Basin in 1991 (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 255pp

Duchon C E. 1979. Lanczos filtering in one and two dimensions [J]. J. Appl. Meteor., 18(8): 1016−1022. doi:10.1175/1520-0450(1979)018<1016:LFIOAT>2.0.CO;2

Easterling D R, Meehl G A, Parmesan C, et al. 2000. Climate extremes: Observations, modeling, and impacts [J]. Science, 289(5487): 2068−2074. doi:10.1126/science.289.5487.2068

Efron B, Tibshirani R J. 1994. An Introduction to the Bootstrap [M]. New York: Chapman & Hall, 430pp

高庆华, 苏桂武, 张业成. 2007. 中国自然灾害与全球变化 [M]. 北京: 气象出版社, 144pp. Gao T H, Su G W, Zhang Y C, et al. 2007. Natural Disasters in China and Global Change (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 144pp

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

黄荣辉, 徐予红, 王鹏飞, 等. 1998. 1998年夏长江流域特大洪涝特征及其成因探讨 [J]. 气候与环境研究, 3(4): 300−313. Huang R H, Xu Y H, Wang P F,et al. 1998. The features of the catastrophic flood over the Changjiang River basin during the summer of 1998 and cause exploration [J]. Climatic Environ. Res. (in Chinese), 3(4): 300−313. doi:10.3878/j.issn.1006-9585.1998.04.02

简茂球, 乔云亭. 2012. 华南秋旱的大气环流异常特征 [J]. 大气科学, 36(1): 204−214. Jian M Q, Qiao Y T. 2012. Characteristics of general circulation anomalies related to the drought events in fall in South China [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 36(1): 204−214. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.01.16

Jiang X N, Li T, Wang B. 2004. Structures and mechanisms of the northward propagating boreal summer intraseasonal oscillation [J]. J. Climate, 17(5): 1022−1039. doi:10.1175/1520-0442(2004)017<1022:SAMOTN>2.0.CO;2

Kanamitsu M, Kumar A, Juang H M H, et al. 2002. NCEP dynamical seasonal forecast system 2000 [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 83(7): 1019−1038. doi: 10.1175/1520-0477(2002)083<1019: NDSFS>2.3.CO;2

孔晓宇, 毛江玉, 吴国雄. 2017. 2002年夏季中高纬大气准双周振荡对华南降水的影响 [J]. 大气科学, 41(6): 1204−1220. Kong X Y, Mao J Y, Wu G X. 2017. Influence on the South China rainfall anomalies of the atmospheric quasi-biweekly oscillation in mid-high latitude during the summer of 2002 [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 41(6): 1204−1220. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1703.16277

Lawrence D M, Webster P J. 2002. The boreal summer intraseasonal oscillation: Relationship between northward and eastward movement of convection [J]. J. Atmos. Sci., 59(9): 1593−1606. doi: 10.1175/1520-0469(2002)059<1593:TBSIOR>2.0.CO;2

Lee J Y, Wang B, Wheeler M C, et al. 2013. Real-time multivariate indices for the boreal summer intraseasonal oscillation over the Asian summer monsoon region [J]. Climate Dyn., 40(1−2): 493−509. doi:10.1007/s00382-012-1544-4

Lee S S, Moon J Y, Wang B, et al. 2017. Subseasonal prediction of extreme precipitation over Asia: Boreal summer intraseasonal oscillation perspective [J]. J. Climate, 30(8): 2849−2865. doi: 10.1175/JCLI-D-16-0206.1

李崇银, 周亚萍. 1994. 热带大气季节内振荡和ENSO的相互关系 [J]. 地球物理学报, 37(1): 17−26. Li C Y, Zhou Y P. 1994. Relationship between intraseasonal oscillation in the tropical atmosphere and ENSO [J]. Acta Geophys. Sinica (in Chinese), 37(1): 17−26

李崇银, 凌健, 袁媛, 等. 2016. 大气MJO研究的几个前沿问题 [J]. 热带气象学报, 32(6): 797−816. Li C Y, Ling J, Yuan Y,et al. 2016. Frontier issues in current MJO studies [J]. J. Trop. Meteor. (in Chinese), 32(6): 797−816. doi: 10.16032/j. issn. 1004-4965.2016.06.003

Li J Y, Mao J Y. 2016. Changes in the boreal summer intraseasonal oscillation projected by the CNRM-CM5 model under the RCP 8.5 scenario [J]. Climate Dyn., 47(12): 3713−3736. doi:10.1007/s00382-016-3038-2

Li J Y, Mao J Y. 2018. The impact of interactions between tropical and midlatitude intraseasonal oscillations around the Tibetan Plateau on the 1998 Yangtze floods [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 144(713): 1123−1139. doi:10.1002/qj.3279

Li J Y, Mao J Y, Wu G X. 2015. A case study of the impact of boreal summer intraseasonal oscillations on Yangtze rainfall [J]. Climate Dyn., 44(9−10): 2683−2702. doi:10.1007/s00382-014-2425-9

Liebmann B, Smith C A. 1996. Description of a complete (interpolated) outgoing longwave radiation dataset [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 77: 1275−1277. doi: 10.1175/1520-0477(1996)077<1255:EA>2.0.CO;2

林爱兰, Li T, 李春晖, 等. 2010. 印度洋海温年际异常与热带夏季季节内振荡的关系及其数值模拟研究 [J]. 气象学报, 68(5): 617−630. Lin A L, Li T, Li C H, et al. 2010. Relationships between interannual anomalies of sea surface temperature in the Indian Ocean and tropical boreal summer intraseasonal oscillations: Observations and simulations [J]. Acta Meteor. Sinica (in Chinese), 68(5): 617−630. doi:10.11676/qxxb2010.061

林爱兰, Li T, 李春晖, 等. 2011. 热带海气相互作用对大气BSISO年际振荡的影响 [J]. 海洋学报, 33(4): 62−73. Lin A L, Li T, Li C H, et al. 2011. Effects of air−sea interaction on the interannual oscillations of atmospheric boreal summer intraseasonal oscillations over the tropical ocean [J]. Acta Oceanol. Sinica (in Chinese), 33(4): 62−73

Liu F, Li T, Wang H, et al. 2016. Modulation of boreal summer intraseasonal oscillations over the western North Pacific by ENSO [J]. J. Climate, 29(20): 7189–7201. doi:10.1175/JCLI-D-15-0831.1

Lu R Y, Dong H L, Su Q, et al. 2014. The 30–60-day intraseasonal oscillations over the subtropical western North Pacific during the summer of 1998 [J]. Adv. Atmos. Sci., 31(1): 1–7. doi: 10.1007/s00376-013-3019-x

Mao J Y, Sun Z, Wu G X. 2010. 20–50-day oscillation of summer Yangtze rainfall in response to intraseasonal variations in the subtropical high over the western North Pacific and South China Sea [J]. Climate Dyn., 34(5): 747–761. doi:10.1007/s00382-009-0628-2

Qi Y J, Zhang R H, Li T, et al. 2008. Interactions between the summer mean monsoon and the intraseasonal oscillation in the Indian monsoon region [J]. Geophys. Res. Lett., 35(17): L17704. doi: 10.1029/2008GL034517

齐艳军, 张人禾, Li T. 2016. 1998年夏季长江流域大气季节内振荡的结构演变及其对降水的影响 [J]. 大气科学, 40(3): 451–462. Qi Y J, Zhang R H, Li T. 2016. Structure and evolution characteristics of atmospheric intraseasonal oscillation and its impact on the summer rainfall over the Yangtze River basin in 1998 [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 40(3): 451–462. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.1507.15107

Ren X J, Yang X Q, Sun X G. 2013. Zonal oscillation of western Pacific subtropical high and subseasonal SST variations during Yangtze persistent heavy rainfall events [J]. J. Climate, 26(22): 8929–8946. doi:10.1175/JCLI-D-12-00861.1

Sabeerali C T, Dandi A R, Dhakate A, et al. 2013. Simulation of boreal summer intraseasonal oscillations in the latest CMIP5 coupled GCMs [J]. J. Geophys. Res., 118(10): 4401–4420. doi:10.1002/jgrd.50403

施晓晖, 温敏. 2015. 中国持续性暴雨特征及青藏高原热源的影响 [J]. 高原气象, 34(3): 611–620. Shi X H, Wen M. 2015. Distribution and variation of persistent heavy rainfall events in China and possible impacts of heating source anomaly over Qinghai–Xizang Plateau [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 34(3): 611–620. doi:10.7522/j.issn.1000-0534.2014.00039

陶诗言, 徐淑英. 1962. 夏季江淮流域持久性旱涝现象的环流特征 [J]. 气象学报, 32(1): 1–10. Tao S Y, Xu S Y. 1962. Some aspects of the circulation during the periods of the persistent drought and flood in Yangtze and Huaihe valleys in summer [J]. Acta Meteor. Sinica (in Chinese), 32(1): 1–10. doi:10.11676/qxxb1962.001

Teng H Y, Wang B. 2003. Interannual variations of the boreal summer intraseasonal oscillation in the Asian–Pacific region [J]. J. Climate, 16(22): 3572–3584. doi: 10.1175/1520-0442(2003)016<3572:IVOTBS>2.0.CO;2

Tsou C H, Hsu P C, Kau W S, et al. 2005. Northward and northwestward propagation of 30–60-day oscillation in the tropical and extratropical western North Pacific [J]. J. Meteor. Soc. Japan, 83(5): 711–726. doi:10.2151/jmsj.83.711

Wang B, Rui H. 1990. Synoptic climatology of transient tropical intraseasonal convection anomalies: 1975–1985 [J]. Meteor. Atmos. Phys., 44(1–4): 43–61. doi:10.1007/BF01026810

Wang B, Xie X S. 1997. A model for the boreal summer intraseasonal oscillation [J]. J. Atmos. Sci., 54(1): 72–86. doi:10.1175/1520-0469(1997)054<0072:AMFTBS>2.0.CO;2

温敏, 张人禾. 2005. 苏门答腊附近大气准双周振荡的可能维持机制 [J]. 科学通报, 50(9): 938–940. Wen M, Zhang R H. 2005. Possible maintaining mechanism of climatological atmospheric quasi-biweekly oscillation around Sumatra [J]. Chinese Sci. Bull., 50(10): 1054–1056. doi:10.3321/j.issn:0023-074X.2005.09.017

温之平, 吴乃庚, 冯业荣, 等. 2007. 定量诊断华南春旱的形成机理 [J]. 大气科学, 31(6): 1223–1236. Wen Z P, Wu N G, Feng Y R,et al. 2007. A quantitative diagnosis for the mechanisms of spring droughts in South China [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 31(6): 1223–1236. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2007.06.17

吴佳, 高学杰. 2013. 一套格点化的中国区域逐日观测资料及与其它资料的对比 [J]. 地球物理学报, 56(4): 1102–1111. Wu J, Gao X J. 2013. A gridded daily observation dataset over China region and comparison with the other datasets [J]. Chinese Journal of Geophysics (in Chinese), 56(4): 1102–1111. doi: 10.6038/cjg20130406

Wu R G, Song L. 2018. Spatiotemporal change of intraseasonal oscillation intensity over the tropical Indo-Pacific Ocean associated with El Niño and La Niña events [J]. Climate Dyn., 50(3–4): 1221–1242. doi:10.1007/s00382-017-3675-0

Yang J, Wang B, Bao Q. 2010. Biweekly and 21–30-day variations of the subtropical summer monsoon rainfall over the lower reach of the Yangtze River basin [J]. J. Climate, 23(5): 1146–1159. doi:10.1175/2009JCLI3005.1

Zhu C W, Nakazawa T, Li J P, et al. 2003. The 30–60-day intraseasonal oscillation over the western North Pacific Ocean and its impacts on summer flooding in China during 1998 [J]. Geophys. Res. Lett., 30(18): 1952. doi:10.1029/2003GL017817