中国热带大气季节内振荡研究进展*

李崇银[1,2] 凌 健[1] 宋 洁[1] 潘 静[1] 田 华[1] 陈 雄[2]
LI Chongyin[1,2] LING Jian[1] SONG Jie[1] PAN Jing[1] TIAN Hua[1] CHEN Xiong[2]

1. 中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室,北京,100029
2. 解放军理工大学气象海洋学院,南京,211101
1. *LASG, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing* 100029, *China*
2. *Institute of Meteorology and Oceanography, PLA University of Science and Technology, Nanjing* 211101, *China*
2014-01-24 收稿,2014-05-09 改回.

李崇银,凌健,宋洁,潘静,田华,陈雄. 2014. 中国热带大气季节内振荡研究进展. 气象学报,72(5):817-834
Li Chongyin, Ling Jian, Song Jie, Pan Jing, Tian Hua, Chen Xiong. 2014. Research progress in China on the tropical atmospheric intraseasonal oscillation. *Acta Meteorologica Sinica*, 72(5): 817-834

Abstract Tropical intraseasonal oscillation (including the Madden-Julian Oscillation) is an important element of the atmospheric circulation system. The activities and anomalies of tropical intraseasonal oscillations affect weather and climate both inside and outside the tropical region. The study of these phenomena therefore represents one of the frontiers of atmospheric science. This review aims to synthesize and summarize studies of intraseasonal oscillation (ISO) by Chinese scientists within the last 5-10 years. We focus particularly on ISO's mechanisms, its numerical simulations (especially the impacts of diabatic heating profiles), relationships and interactions with ENSO (especially over the western Pacific), impacts on tropical cyclone genesis and tracks over the northwestern Pacific, and influences on the onset and activity of the South and East Asian monsoons (especially rainfall over China). Among these, focuses of ongoing research and unsolved issues related to ISO are also discussed.
Key words Tropical intraseasonal oscillation, Madden-Julian Oscillation, Mechanism, Numerical simulation, ENSO

摘 要 热带大气季节内振荡(包括MJO)是大气环流的重要系统,它的活动及异常既对其他系统有一定的作用,也对长期天气和短期气候有明显影响。因此,热带大气季节内振荡一直是大气科学的前沿研究课题之一。文中对近5—10年中国学者的有关研究工作及其进展做了简要回顾和综合,主要包括:(1)热带大气季节内振荡特别是MJO的动力学机制;(2)热带大气季节内振荡以及MJO的数值模拟问题,特别是大气非绝热加热廓线对模式模拟MJO的重要作用;(3)热带大气季节内振荡和MJO,特别是在赤道西太平洋地区,与ENSO的相互作用关系;(4)热带大气季节内振荡(包括MJO)及其流场形势对西太平洋台风活动的重要影响,即MJO对西北太平洋台风生成数的调制作用,以及热带大气季节内低频气旋性(LFC)和反气旋性(LFAC)流场对西太平洋台风路径的影响;(5)热带大气季节内振荡(包括MJO)的活动及异常对东亚和南亚夏季风建立、活动异常的影响,以及它们与中国降水异常的密切关系。
关键词 热带大气季节内振荡,MJO,动力学机制,数值模拟,ENSO
中图法分类号 P434 P435

1 引 言

早在20世纪70年代初,美国学者Madden等(1971,1972)就发现赤道附近的大气中存在着一种40 d左右的准周期振荡现象。其后的研究表明,整个热带大气乃至全球大气都存在着30—60 d的准

* 资助课题:国家科技部国家"973"项目(2013CB956203、2010CB950401)。
作者简介:李崇银,主要从事天气气候变化及其动力学研究。E-mail: lcy@lasg.iap.ac.cn
通讯作者:凌健,主要从事热带气候动力学研究。E-mail:lingjian@lasg.iap.ac.cn

周期振荡,并将其视为重要的大气环流系统之一,称之为大气季节内振荡(ISO),后来人们一般又将赤道附近东传的大气季节内振荡称之为 MJO(Madden-Julian Oscillation)。从 20 世纪 80 年代开始对大气季节内振荡特别是热带大气季节内振荡的研究得到蓬勃开展,有关热带大气季节内振荡尤其是 MJO 的结构特征和基本活动规律研究较多,它们也被揭示得较为清楚(Krishinamurti, et al, 1982; Murakami, et al, 1984; Lau, et al, 1985; 李崇银, 1991; Madden, et al, 1994; Zhang, 2005)。

研究表明大气季节内振荡活动(包括 MJO 的活动)将影响亚洲季风的爆发及异常(穆明权等, 2000;Li, et al, 2001;林爱兰等,2005),以及中国夏季的旱涝(Yang, et al, 2003; 贺懿华等,2006; Zhang,et al, 2009)。国际上一些研究也表明,MJO 通过对流异常的热力强迫和遥相关的方式可以影响很多地区的降水,例如东亚(Jeong, et al, 2008)、西南亚(Barlow, et al, 2005)、澳洲(Wheeler, et al, 2008)以及北美洲(Jones,2000;Bond, et al, 2003)等。在西北太平洋、北印度洋和澳大利亚附近地区,针对 MJO 在调节热带气旋生成方面的作用的研究结论具有很好的一致性,都认为热带气旋易于在 MJO 的湿(活跃)位相中生成(Sobel, et al, 2000; Hall, et al, 2001)。有结果认为当 MJO 在西太平洋处于活跃位相时,该地区台风生成频率会增加(Maloney, et al, 2000a, 2000b);但也有人指出 MJO 对热带气旋的生成具有一定的影响作用,却不是关键因子(Liebmann, et al,1994)。但是,具体到 MJO 如何调制台风生成,目前还不是很清楚。

热带大气季节内振荡与 ENSO 在时间尺度上虽然有很大的差异,但一些研究已表明它们之间存在明显的相互作用。研究很早就指出东亚冬季风活动的异常,会通过引起赤道西太平洋地区 MJO 的西风异常进而对厄尔尼诺事件的产生起激发作用(Li,1989)。其后的一些研究既证明赤道西太平洋大气季节内振荡(包括 MJO)与 ENSO 有相互作用,还进一步指出 MJO 通过年际强度异常的强迫激发来影响 ENSO(Li, 1990; Li, et al, 1994, 1998; Zhang, et al, 2002)。

大气季节内振荡及 MJO 的数值模拟研究近些年更是引起广泛重视,因为一些数值天气预报结果清楚地表明,模式对于 MJO 的预报误差对整个预报效果起重要作用(Hendon, et al, 2000),而预报的主要误差来自模式中的 MJO 信号比较弱以及过快的东传速度(Jones, et al, 2000)。Slingo 等(1996)对大气环流模式比较计划(AMIP)中 15 个模式对大气季节内振荡的模拟能力进行分析和比较,结果表明:虽然大多数模式能够反映出大气季节内时间尺度的振荡信号,但没有一个模式能够模拟出观测 MJO 的主要特征,例如,大约 5—9 m/s 的东传速度及其季节循环。虽然研究者用不同的数值模式进行了一些数值模拟,也分析比较了所模拟的大气季节内振荡及 MJO 的特征(Slingo, et al, 1991; Maloney, et al, 2001; Sperber, 2004;Kim, et al, 2009),直到现在也没有找出模式模拟不好 MJO(或大气季节内振荡)的真正原因。

近些年来,中国学者对热带大气季节内振荡及 MJO 又做了一系列的研究工作,取得十分有意义的成果。在 MJO 对中国天气气候的影响方面,不仅研究了 MJO 的活动对中国不同季节和不同地区降水的明显影响及其机理(Zhang,et al, 2009;吴俊杰等,2009;贾小龙等, 2011;Jia, et al, 2011;白旭旭等,2011;章丽娜等;2011;吕俊梅等,2012;林爱兰等, 2013);还研究了大气季节内振荡或 MJO 活动对西北太平洋热带气旋和台风活动的影响及重要调制作用(祝从文等,2004;陈光华等,2009;孙长等,2009;潘静等,2010;田华等,2010a,2010b;祝丽娟等;2013)。同时,近年来针对 15—30 天长期天气预报的困难,已开始将大气季节内振荡(包括热带大气 MJO)的研究结果用来进行延伸期天气过程的预报试验,并已取得一定的可喜结果(梁萍等,2012;孙国武等,2013)。在 MJO 的数值模拟方面的一系列研究,不仅指出模式对 MJO 的模拟能力直接关系到对整个大气环流和气候的模拟,而且指出模式对 MJO 的模拟能力主要依赖于模式所采用的对流参数化方案;并揭示出热带地区对流层中低层的大气非绝热加热在 MJO 模拟中的重要作用(Li, et al, 2007, 2009; 董敏等, 2007; 贾小龙等, 2007a, 2007b, 2009;Jia, et al, 2008, 2010;Ling, et al, 2009;Yang, et al, 2012)。同时,对 MJO 与 ENSO 关系的研究也取得了进一步的进展。下面将就近 10 年来有关热带大气季节内振荡研究的主要进展,给予概括性的介绍和论述。但因时间关系,虽经努力,仍不可避免地会出现不够完整和不够全面的问

题。

2 热带大气季节内振荡的动力学机制

在研究热带大气季节内振荡活动的同时,人们自然会考虑它的形成机制,但到目前为止,国际上对热带大气季节内振荡特别是 MJO 的动力学机制还没有一个统一的理论。早期有些研究认为热带大气季节内振荡与大气内重力波有关(Chang,1977),也有其他研究认为赤道附近地区的大气对称和非对称不稳定可能激发热带大气季节内振荡(Dunkerton,1983),但是这些理论都难以解释热带大气季节内振荡的结构及其传播特征。李崇银(1985)最先在热带大气季节内振荡的动力学研究中引入积云对流加热反馈机制,认为积云对流加热的反馈(CISK)是激发产生热带大气季节内振荡的重要动力学机制。随后 Lau 等(1987)在波动积云对流加热反馈理论的基础上发展出了"可移动性"波动 CISK 理论,并较好地解释了热带大气季节内振荡的缓慢东传。Wang(1988)进一步提出了(摩擦)波动 CISK 理论,认为低层的水汽辐合引发的深积云对流凝结潜热释放强迫出不稳定的东传模具有和热带大气季节内振荡类似的东传速度。后来 Li(1993)的进一步研究发现在积云对流加热反馈作用下,热带大气可以产生一种既可以向西也可以向东传播的并具有能量频散特性的 CISK-罗斯贝波,并指出这种 CISK-罗斯贝波可能是赤道以外大气 30—60 d 振荡的重要激发和驱动机制。热带大气季节内振荡的 CISK 波动理论也就得以完善。Neelin 等(1987)还提出了热带大气季节内振荡的蒸发-风反馈机制,但是随后的研究表明,仅有蒸发-风反馈机制并不利于激发产生大气季节内振荡,但蒸发-风反馈作用可激发波的不稳定,它同 CISK 机制一起可以更好解释热带大气季节内振荡的特征和活动规律(李崇银,1996)。Li 等(2002)利用一个包含积云对流加热反馈和蒸发-风反馈机制的海-气耦合理论模式对热带大气季节内振荡的动力学机制进行了研究,表明积云对流加热反馈机制是热带大气季节内振荡最为关键的动力因素,并且海-气耦合作用有利于降低激发波的频率,因此其也可能成为热带大气季节内振荡的动力学机制。关于对流层中低层有最大加热有利于热带大气季节内振荡激发生成的理论结果已为数值模拟所证实(见后面的讨论)。最近也有研究(查晶等,2011)表明,层云加热(主要在对流层中低层)对热带大气季节内振荡有重要的影响。因此,在进一步研究热带大气季节内振荡的动力机制时,需要更重视对流层中低层加热过程。

近期,Zhang 等(2012)从位涡的角度分析了热带大气季节内振荡的结构及其演变特征,发现 MJO 的位涡结构存在着明显的四极子形态,并且气旋性和反气旋性位涡在水平方向上都向西和极地倾斜。这种四极子的位涡结构和 MJO 降水场正负距平的燕尾型分布有密切的关系。进一步分析发现,有两个过程在 MJO 位涡的生成过程中占据主导地位:(1)由 MJO 的大气非绝热廓线主导的线性过程,(2)在 MJO 的大尺度对流活动中心内部由天气尺度的大气非绝热加热和相对涡度共同主导的非线性过程。该结果清楚地表明了 MJO 具有自持性(线性)和多尺度相互作用(非线性)的特征。燕尾型的降水场和相对应空间分布形态的位涡在 MJO 的生成过程中起重要作用。Ling 等(2014a)通过分析 2006—2007 年冬季的 MJO 个例发现了一些有利于 MJO 生成的大尺度位涡和降水的信号,例如:覆盖整个印度洋地区的燕尾型分布的降水场,持续的垂直偶极子类型的位涡生成,气旋性位涡位于低层而反气旋型位涡位于高层。Ling 等(2013a)分析了热带印度洋地区 MJO 生成前的一些特有的大尺度信号,发现在 MJO 对流信号生成之前,印度洋上存在着低层的东风从西向东移动,并且海平面气压场存在纬向一波的结构特征,并且负的海平面气压距平在赤道地区由非洲一直延伸到海洋性大陆。在对流层中层存在着负温度距平从印度洋开始向东传播。以上的信号都在 MJO 对流信号生成之前的 20 天已经存在,并且缓慢以接近 MJO 东传的速度向东传播。这些大尺度的信号对于预测 MJO 的生成有重要帮助。

3 热带大气季节内振荡的数值模拟

热带大气季节内振荡的数值模拟研究一直以来都是人们研究的热点,但目前的大多数模式都不能很好模拟出热带大气季节内振荡的一些显著特征,特别是缓慢东传的速度(Slingo, et al, 1996; Kim, et al, 2009)。数值天气预报的结果也清楚表明,多数业务预报模式的季节内尺度的预报误差来自于预报模式中的热带大气季节内振荡的强度较弱,东传

速度过快,并且很难从印度洋传播到西太平洋地区。所以对热带大气季节内振荡的数值模拟研究有着重要意义。

众多研究表明有很多的因素可以影响模式模拟热带大气季节内振荡的能力,包括模式分辨率的影响,但关于模式分辨率对热带大气季节内振荡模拟的作用一直以来都没有统一的结果,一些研究(Hayashi, et al,1986)认为提高模式的水平分辨率有利于模拟热带大气季节内振荡,而另外一些研究(Duffy, et al,2003)却没有得到同样的结果。也有研究认为考虑海-气相互作用对热带大气季节内振荡的模拟要好于单独的大气模式(李薇等,2001),但也有研究认为作用不明显。不少的研究结果表明,模式对大气季节内振荡模拟的能力主要取决于模式中的对流参数化过程(Slingo, et al, 1996; Wang, et al, 1999; Maloney, et al, 2001)。Jia 等(2010)用中国科学院大气物理研究所 SAMIL 模式模拟结果也清楚表明,其模拟能力很大程度上依赖于所使用的积云对流参数化方案,当积云对流参数化方案改变时,模式模拟热带大气季节内振荡的能力也发生明显变化。

3.1 大气垂直加热廓线的重要影响

李崇银(1983)提出了对流凝结加热的垂直廓线对所激发大气扰动的结构和性质都有重要影响。在此理论基础上,为了揭示垂直加热廓线对热带大气季节内振荡模拟的重要影响,Li 等(2009)使用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的大气环流模式 SMAIL-R42L9,研究了大气垂直加热廓线对 MJO 模拟能力的影响。该模式有 3 个可选的积云对流参数化方案,分别为 Tiedtke 参数化方案(Tiedtke, 1989),湿对流调整(MCA)方案(Manabe, et al, 1964)和 ZM 方案(Zhang, et al, 1995)。图 1 给出了分别使用 MCA 和 Tidtke 积云对流参数化方案的 SAMIL-R42L9 模拟的 MJO 传播特征。可以看到使用 MCA 方案可以模拟出 MJO 的东传信号,而 Tiedtke 方案却不能。分析这两个模式计算得到的热带大气非绝热加热廓线的垂直分布发现,使用 MCA 方案的大气非绝热加热廓线的最大加热位于对流层中下层,而使用 Tiedtke 方案的大气加热廓线的最大加热并不出现在对流层中低层(图略)。该结果表明模式对热带大气季节内振荡模拟的能力与大气垂直加热廓线有很大关系。

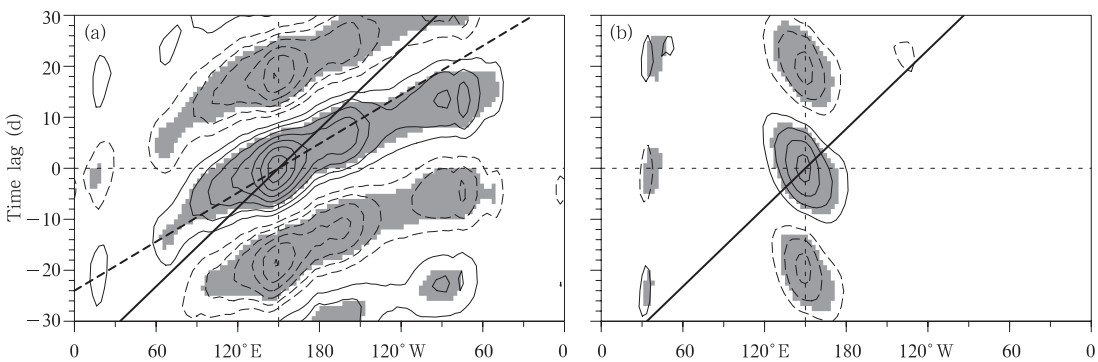

图 1 分别使用 MCA 方案(a)和 Tiedtke 方案(b)以 150°E 为参考点回归的热带平均(15°S—15°N) SAMIL 模式的季节内 850 hPa 纬向风(等值线间距为 0.2 m/s)的传播特征

(实线表示数值大于 0,虚线表示数值小于 0;阴影区表示通过 90%信度检验的区域;黑直线表示 5 m/s 的传播速度;Ling, et al, 2013b)

Fig. 1 Lag regression of MJO band-filtered (time periods of 30 − 90 days and zonal wavenumbers 1 − 5) zonal wind at 850 hPa (contour interval 0.2 m/s) averaged over 15°S − 15°N on the reference point at 150°E. Data are from SAMIL simulations using (a) the MCA convection scheme and (b) the Tiedtke convection scheme. Dashed contours indicate negative values and zero contours are omitted. Shading indicates significance at the 90% confidence level or above. Bold solid lines indicate eastward propagation at a speed of 5 m/s (Ling, et al, 2013a)

为进一步说明垂直加热廓线的重要性,对使用MCA方案的模式设计了两个敏感性试验和一个对照试验(CT)来进行模拟对比研究。一个敏感性试验(TH试验)是将热带地区(20°S—20°N)大气非绝热加热廓线改成最大加热位于对流层上层,另一个敏感性试验(BH试验)是使大气非绝热加热最大值位于对流层中低层(约500—600 hPa)。在对大气非绝热加热廓线进行修改的时候,保证大气非绝热加热总量守恒,但是修改后的大气非绝热加热会在不同试验的后继时间上产生不同的作用,从而造成不同试验中大气非绝热加热总量的差异。经过人为修改的两个敏感性试验中的大气非绝热加热的垂直分布达到了预期结果,即在BH试验中,大气非绝热加热集中在对流层低层,而在TH试验中,大气非绝热加热集中在对流层上层。

从3个试验模拟的热带(10°S—10°N)平均大气非绝热加热和纬向-垂直风场的演变特征(图2)可见,在对照试验中,大气非绝热加热以及与之相关的纬向-垂直风场都有明显的东传特征,传播速度约为5.5 m/s,周期约为40 d。大气环流场在最强加热地区表现为典型的深对流特征其最大高度可达150 hPa,与之相关的纬向风场表现为上下反相的斜压结构特征。TH试验中,MJO的纬向一波上下反相的斜压结构没有很好地模拟出来,加热区和冷却区以及与之相关的环流场的空间尺度都远小于对照试验。此外在TH试验中大气非绝热加热场以及与之相关的纬向-垂直风场没有明显的东传特征,故可以认为TH试验不能模拟出MJO的大尺度结构以及东传特征。BH试验对MJO的模拟结果与对照试验相似,虽然BH试验的大气非绝热加热被限制在更低并且更狭窄的范围内,深对流所引起的上升运动仍可以达到对流层上层。此外,特别需要指出,BH试验中MJO的东传速度比对照试验慢,且更接近于实际。

该模拟试验的结果与理论具有很强的一致性,当模式中热带大气非绝热加热廓线的最大加热高度位于对流层低层时,有利于模式模拟出MJO的东传特征,因为低层加热可以在对流层低层产生很强的上升运动和水汽辐合,有利于深对流的产生和维持,从而使模式可以模拟出MJO的东传特征。此外,最大加热高度越低,模式中MJO的纬向传播速度越慢。而模式中大气非绝热加热的最大加热高度位于对流层上层时,模式中没有MJO的传播信号。因为位于上层的加热在模式中很难产生强的上升运动,从而不利于对流层低层的水汽辐合,也就不利于深对流的发展和维持。

3.2 边界层非绝热加热廓线的影响

图1已清楚地表明SAMIL-R42L9模式在使用Tiedtke方案时不能模拟出MJO的传播特征,其主要原因是积云对流参数化自身。Ling等(2013b)分析了SAMIL模式使用MCA和Tiedtke方案在热带地区的大气非绝热加热廓线,发现他们在边界层上层的垂直分布很类似,明显的差别位于边界层内部。SAMIL模式使用Tiedtke方案的大气非绝热加热廓线在边界层有一个峰值,其他一些不能模拟出热带大气季节内振荡东传特征的模式(例如CAM3和赤道带状WRF)在边界层内也存在着类似的峰值。在最新的一些再分析资料中(CFSR(Saha, et al, 2010)和MERRA (Bosilovich, et al, 2006)),大气非绝热加热廓线也有类似的边界层峰值出现(Ling, et al, 2011),并且这两个再分析资料的大气同化模式自身都不能模拟出热带大气季节内振荡的东传信号(Kim, et al, 2009)。所以该边界层的大气非绝热加热的峰值可能是SAMIL模式使用Tiedtke方案不能模拟出热带大气季节内振荡东传信号的原因。为了使该积云对流参数化方案在垂直方向上有更好的描述能力,尝试增加垂直方向上的分辨率使用SAMIL-R42L26模式进行一些敏感性试验。

Tiedtke积云对流方案是一种总体型质量通量积云对流参数化方案(Tiedtke, 1989;Nordeng, 1994)。该方案将网格内所有积云看成一个总的积云单体。Tiedtke方案中的云类型共分为3种,即浅对流、深对流和中层对流,并且浅对流和深对流的云底都是位于对流层低层。所以在此设计2种敏感性试验:(1)将模式中所有浅对流产生的大气非绝热加热全部忽略(命名为NSLH试验);(2)将浅对流产生的大气非绝热加热进行加倍(命名为DSLH试验)。由于模式中大气潜热加热廓线的改变,会使模式中的降水和大气潜热加热廓线不一致,所以定义了一个变量叫做等效降水(EPR),也就是垂直积分的大气潜热加热廓线。从3个模拟试验得到的热带(15°S—15°N)平均的850 hPa纬向风等效降水的纬向传播特征(图3)可以明显看出,对照试验和DSLH试验中的纬向风和等效降水都没有东传的特征,相反还有微弱的西传特征;在NSLH试验中,纬向风和等效降水都有明显的东传特征。这说明当移除SAMIL模式中Tiedtke参数化中的浅对流加热的时候,模式能够很好地模拟出热带大气季节内振荡的东传特征。

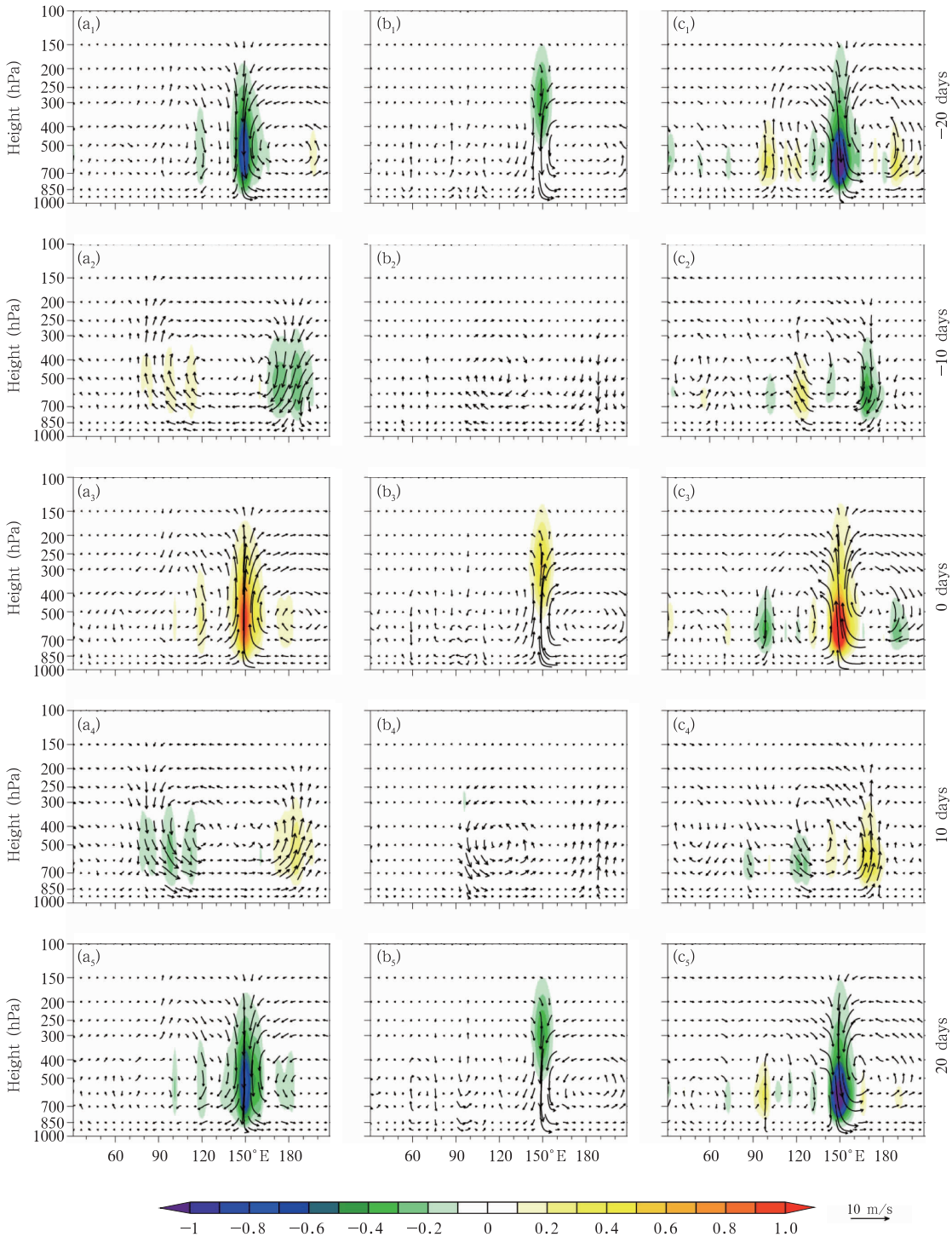

图 2 使用 150°E 带通滤波的大气非绝热加热的垂直积分总量作为指数回归得到的大气非绝热加热(阴影,K/d)和纬向-垂直风场(箭矢)

(a. 对照试验,b. TH 试验,c. BH 试验; Li, et al, 2009)

Fig. 2 Lag regression of intraseasonal (30 − 60 days) diabatic heating (color shading; K/d) and zonal-vertical wind vectors averaged over the tropics (15°S − 15°N) on vertically-integrated heating at 150°E based on the CT (a), TH (b), and BH (c) experiments (Li, et al, 2009)

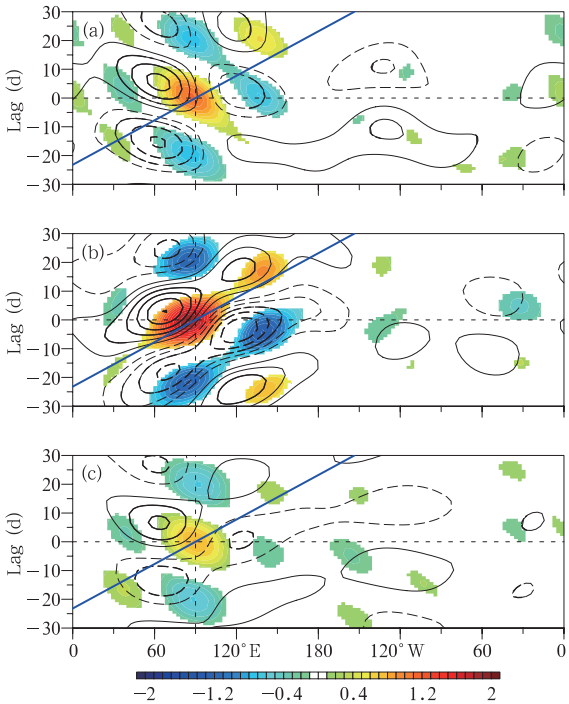

图 3 以 90°E 为参考点回归的热带(15°S—15°N)平均的 850 hPa 纬向风(等值线,间隔 0.2 m/s)和等效降水(填色,mm/d)

(a. 对照试验,b. NSLH 试验,c. DSLH 试验;实线表示数值大于 0,虚线表示数值小于 0;粗等值线表示通过 90%的信度检验;蓝实线表示 5 m/s 的传播速度;Ling, et al, 2013b)

Fig. 3 Lag regression of MJO band-filtered 850 hPa zonal wind (U_{850}: contours; interval 0.2 m/s) and EPR (color shading; mm/d) on EPR at 90°E (0 d) from (a) the control run, (b) the no-shallow-latent-heating run (NSLH), and (c) the double-shallow-latent-heating run (DSLH). All data are averaged over 15°S−15°N. Dashed contours indicate negative values and zero contours are omitted. Only results passing a significance test at the 90% confidence level or above are shown for EPR. Significance at the same level is shown by thick contours for U_{850}. The thick blue solid lines indicate eastward propagation at a speed of 5 m/s (Ling, et al, 2013a)

从对照试验和 NSLH 试验的大气潜热加热廓线、大尺度环流以及大尺度水汽辐合的垂直结构(图 4)可见,在对照试验中,自由大气低层的水汽辐合强度比 NSLH 试验相对较弱,其水平和垂直尺度都明显小于 NSLH 试验。在 NSLH 试验中,低层水汽辐合位于潜热加热最大值的东部,并且可以达到 500 hPa 高度,这给位于对流活动中心东部的对流生成和发展提供了足够水汽。这与 Wang(1988)提出关于热带大气季节内振荡东传原因的边界层水汽辐合理论一致。在对照试验和 NSLH 试验中。对流层低层的水汽差异主要是由 Tiedtke 参数化中浅对流引起的边界层内部的潜热加热峰值造成的。该峰值会限制边界层水汽向上输送,从而阻止深对流的生成和发展,所以对照试验不能模拟出热带大气季节内振荡的东传特征。

3.3 垂直动量输送的作用

在热带大气中,积云对流除了通过凝结潜热释放,还可通过对水平动量的垂直输送来影响大气环流。李崇银(1984)的研究已指出积云对流的动量垂直输送可以类似埃克曼抽吸,对台风的形成和维持过程起到重要作用,而且也对热带辐合带的形成有利。后来的一些研究表明,积云动量垂直输送可以提高模式对平均环流场的模拟能力(Zhang, et al, 1995;Gregory, et al, 1997;Inness, et al, 1997;Wu, et al, 2007),抑制热带地区深对流的发展(Tung, et al, 2002),并减弱热带地区降水(Wu, et al, 2007)。但是关于积云动量垂直输送是否也对热带大气季节内振荡的模拟有影响的研究很少。Ling 等(2009)使用 CAM2 以及 Tiedtke 参数化方案(Tiedtke, 1989)通过敏感性试验发现引入积云动量垂直输送,虽然模式的平均环流场得到明显改善,但却降低了对热带大气季节内振荡的模拟能力。

由于在上面提到的对照试验和 NSLH 试验对模拟热带大气季节内振荡的能力不同,Ling 等(2014b)研究了在这两个试验中分别引入动量的垂直输送后,模式对热带大气季节内振荡模拟能力的变化及其原因。所以在没有引入垂直动量输送的对照试验和 NSLH 试验的基础上,分别引入垂直动量输送,定义为 CTCMT 和 NSCMT 试验。

从上述 4 个试验所模拟的 MJO 的传播特征看,在对照试验中引入动量垂直输送后只是减弱了它们季节内振荡的强度。但是在 NSLH 试验中引入动量垂直输送后(NSCMT 试验)减弱了低层纬向风场在印度洋地区的传播特征,并且纬向风场和降水场在太平洋地区的传播特征则基本消失。通过对比这 4 个试验中的大气非绝热加热廓线可以发现,在对照试验中引入垂直动量输送后对模式中的大气非绝热加热的影响不太明显,但是在 NSLH 试验中引入

动量垂直输送则会大大改变模式中的大气非绝热加热廓线。这主要是由于对照试验对深对流的模拟本身就不太好,以至于动量垂直输送对深对流的抑制作用得不到很好的体现;而在 NSLH 试验中深对流的强度明显比对照试验强,抑制作用体现得较为明显。该结论在热带地区的平均降水场上得到了很好的体现,NSLH 试验中动量垂直输送对于热带地区平均降水场的影响比对照试验显著(图略)。

以上研究结果表明,在模拟热带大气季节内振荡较好的模式中引入垂直动量输送会对大气非绝热加热产生明显影响,但是在模拟不好的模式中引入垂直动量输送则对大气非绝热加热的影响不明显。这表明模式中引入动量垂直输送对模式模拟热带大气季节内振荡的能力存在一定程度的影响,并且这种影响的强弱取决于原始模式模拟热带大气季节内振荡传播特征的能力。

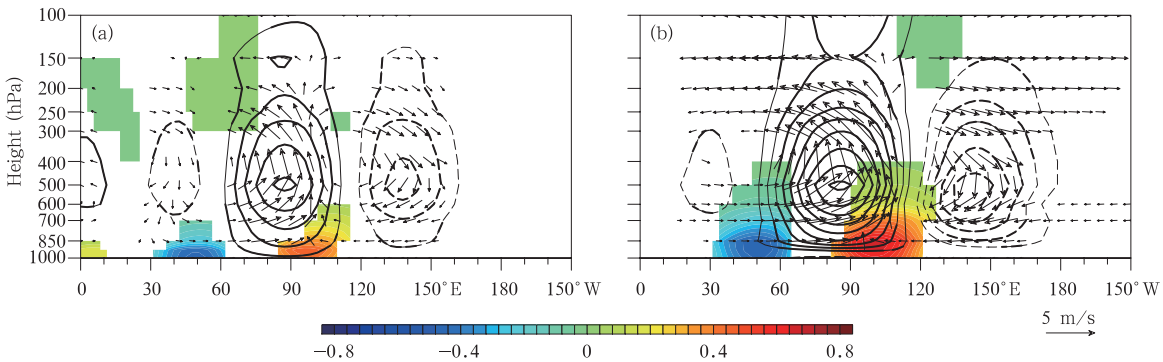

图 4 以 90°E 为参考点回归的热带(15°S—15°N)平均的大气非绝热加热(等值线,间隔 0.1 K/d)、垂直-纬向风和水汽辐合(填色,10^{-5} g/(kg·s)

(a. 对照试验,b. NSLH 试验;实线表示数值大于 0,虚线表示数值小于 0;粗等值线表示通过 90%的信度检验;Ling,et al,2013b)

Fig. 4 Longitude-height distributions of tropical (15°S−15°N) mean latent heating (contours; interval 0.1 K/d), moisture convergence (color shading; 10^{-5} g/(kg·s)) and zonal-vertical wind vectors regressed on MJO EPR at 90°E with a 0-day time lag based on (a) the control run, and (b) the no-shallow-latent-heating run (NSLH). Dashed contours indicate negative values and zero contours are omitted. Only results passing a significance test at the 90% confidence level or above are plotted for moisture convergence and zonal-vertical wind. Significance at the same level is indicated by thick contours for latent heating (Ling, et al, 2013a)

4 MJO 与 ENSO 循环的关系

MJO 和 ENSO 可以说是不同时间尺度的气候系统,它们之间是否有关系是大家比较关注的问题。Li(1989)研究指出,东亚冬季风活动的强异常通过引起赤道西太平洋地区 MJO 的强异常会对厄尔尼诺事件的激发生成产生重要影响;此后的一系列研究不仅表明赤道西太平洋地区 MJO 与 ENSO 有相互作用(Li, 1990; Li, et al, 1994; Long, et al, 2002),而且指出 MJO 年际异常对热带海-气耦合系统的激发作用是 MJO 影响 ENSO 的主要途径(Li, et al, 1998; 李崇银等,2003)。

关于赤道西太平洋 MJO 强度异常与厄尔尼诺爆发的关系问题,一些研究已表明,在厄尔尼诺爆发之前赤道西太平洋的 MJO 异常活跃,而在厄尔尼诺爆发后 MJO 活动显著减弱;强 MJO 可导致热带太平洋地区的西风爆发,进而激发出异常海洋开尔文波和厄尔尼诺事件。热带大气低频(30—60 d)动能的标准差的分布表明,整片的大于 0.9 的区域却主要位于赤道西太平洋(图略),表明热带西太平洋地区可能在热带大气低频振荡的年际变化中起着十分重要的作用。图 5 给出了对 5 个强厄尔尼诺事件所作的 Nino3.4 区域海表温度距平与赤道西太平洋(10°S—10°N,130°E—180°)大气 30—60 d 低频动能(可反映 MJO 强度)距平的合成演变情况。虚线所示的 Nino3.4 区域海温距平清楚反映了厄尔尼诺的演变过程;赤道西太平洋大气 MJO 动能(实线)的演变清楚表明,在厄尔尼诺成熟前的春、夏季,

赤道西太平洋地区 MJO 动能出现明显正异常,到厄尔尼诺成熟期及其以后,低频动能明显减弱并成负异常。因此可以认为,热带大气尤其是西太平洋 MJO 的年际变化与 ENSO 循环确实存在着明显的相互作用关系。那里前期的 MJO 强异常对厄尔尼诺起到一定激发作用;而厄尔尼诺的发生又对西太平洋 MJO 的强度有抑制作用。

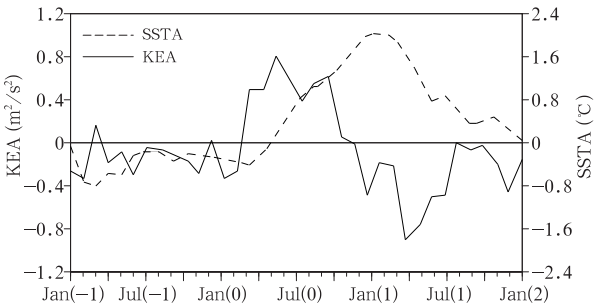

图 5 对 5 个厄尔尼诺事件合成的 Nino3.4 区平均海温距平(SSTA)及赤道西太平洋大气季节内振荡动能异常(KEA)的时间演变特征(0 表示厄尔尼诺的爆发年;李崇银等,2008)

Fig. 5 Composite evolution of SSTA (dashed line; ℃) in the Nino 3.4 region and kinetic energy anomalies associated with the atmospheric intraseasonal oscillation (KEA; solid line; m^2/s^2) over the equatorial western Pacific over five strong El Niño events. 0 indicates the year of El Niño onset (Li, et al, 2008)

进入 21 世纪以来,国际上对 MJO 与 ENSO 的关系已有较多研究,其研究结果也清楚地表明 MJO 的变化与 ENSO 存在明显关系(Roundy, et al, 2009; Gushchina, et al, 2012),这与李崇银等(2008)的结果类似,春季西太平洋 MJO 的异常增强对厄尔尼诺的发展十分有利(Hendon, et al, 2007; Marshall, et al, 2009)。一些研究还认为 MJO 与 ENSO 的关系是海洋对 MJO 活动的响应(Zavala-Garay, et al, 2004, 2008; Seiki, et al, 2009),而且存在非线性关系(Tang, et al, 2008);也有研究(Richard, et al, 2008)基于 ENSO 的所谓延迟振子的考虑讨论 MJO 对流对 ENSO 的影响;还有研究(Kapur, et al, 2011)从观测和模式结果的分析认为,MJO 对 ENSO 的影响是一种随机强迫作用。

中国科学家近些年在 MJO 与 ENSO 关系方面也有进一步研究。刘秦玉等(2008)用一个热带太平洋中等海-气耦合模式,对不同强度的 MJO 对 ENSO 的作用进行了模拟。其对照试验能较好模拟出 ENSO 的主要特征:Nino3 区(90°—150°W,5°S—5°N)海表温度异常时间序列表现出明显的 4 年周期振荡,ENSO 事件基本发生在 9—12 月,两次 ENSO 事件发生的间隔为 2—7 年。在用纬向风异常代表 MJO 对应的振幅而引入模式后,其模拟结果表明,"弱的"MJO 异常会增强 ENSO 的振幅,"非常强的"MJO 异常会使 ENSO 的振幅减弱;但 MJO 异常对 ENSO 的主周期没有什么影响。尽管是用的纬向风异常代表 MJO 的强迫,其结果还是可以部分地反映 MJO 异常对 ENSO 的强迫和影响。Peng 等(2011)从 ENSO 可预报性角度的研究表明,MJO 作为一种随机强迫,对 ENSO 的可预报性有明显影响。这在一定程度上也表明,MJO 的活动及其异常对 ENSO 的生成和演变有一定的作用。Rong 等(2011)研究了高频风场对 ENSO 的跨尺度反馈问题,而在热带太平洋,高频风场扰动多与 MJO 对流的活动有关。这里的跨尺度反馈问题,实际上也就反应了 MJO 活动对 ENSO 的一定作用。

最近的研究(袁媛等,2012)将厄尔尼诺分为东部型、中部型和混合型 3 类,比较分析了不同类型厄尔尼诺的演变与西太平洋 MJO 动能间的关系。从 3 类厄尔尼诺期间西太平洋(120°—160°E)平均的 850 hPa MJO 动能及其距平(阴影)时间-纬度的演变(图 6)可以看到,对于东部型厄尔尼诺(图 6a),在厄尔尼诺爆发之前不仅在北半球有着较强的 MJO 活动,南半球热带地区从 6 月到 10 月也有较强的 MJO 活动,强的 MJO 活动从前一年冬季一直持续到厄尔尼诺爆发;而在爆发之后 MJO 的活动显著减弱,特别是在北半球地区,较强的负距平可以持续到第 2 年冬季。对于中部型厄尔尼诺(图 6b),在爆发之前 MJO 异常主要表现为有规律的随季节南北移动,冬季在南半球、春夏季在北半球都具有较强的 MJO 动能正距平;而在厄尔尼诺爆发之后北半球 10°N 附近 MJO 动能变为负距平,但南半球 MJO 的活动相对加强。对于混合型厄尔尼诺(图 6c),MJO 的活动异常在 5—8 月南北半球均先后有所加强;而爆发后在 10°S 附近略有加强,赤道以北 MJO 活动主要表现为减弱。显然,无论是那种厄尔尼诺类型,其爆发前西太平洋的 MJO 都出现明显的增强,尽

管出现的地域有一些差异。

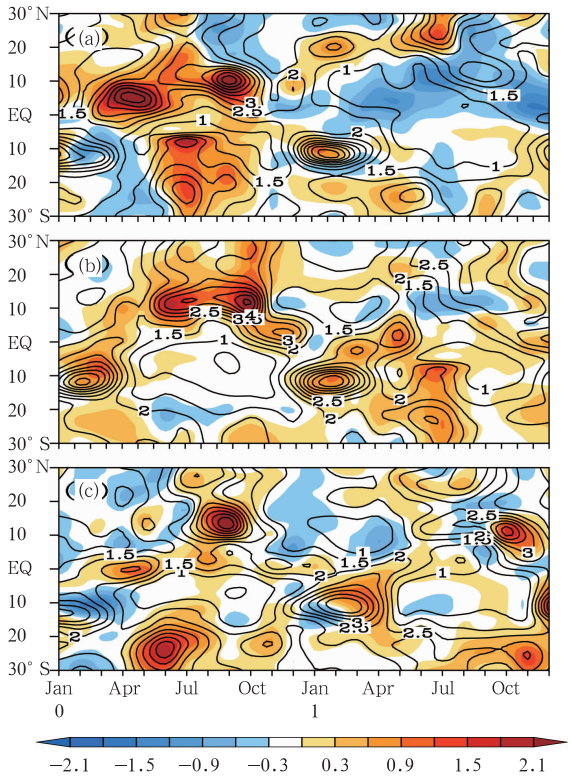

图 6 3 类厄尔尼诺期间西太平洋(120°—160°E)平均 850 hPa MJO 动能(等值线，m^2/s^2)及其距平(阴影，m^2/s^2)时间-纬度的演变

(a. 东部型，b. 中部型，c. 混合型；0 表示厄尔尼诺爆发当年，1 表示爆发后一年)

Fig. 6 Time-latitude cross-sections of MJO kinetic energy at 850 hPa (contours; m^2/s^2) and its anomaly (color shading; m^2/s^2) in the western Pacific (120°－160°E) during (a) EP, (b) CP, and (c) mixed-type El Niño, respectively (0 indicates the year of El Niño onset, 1 indicates the following year)

众所周知，强对流活动与 MJO 活动及异常有紧密联系，因此常常用射出长波辐射(OLR)来描写 MJO 的活动。对 3 类厄尔尼诺过程所对应的 10°S—10°N 纬度带平均射出长波辐射距平的时间-经度剖面进行对比分析发现，厄尔尼诺的发展和成熟期在赤道太平洋都会出现偶极型正、负距平中心(图略)。但对应东部型厄尔尼诺，其偶极型异常最强、范围最大、持续时间最长(将近一年)，正、负中心偏东，分别位于 130°E 和 160°W。而对应中部型厄尔尼诺，其偶极型异常最弱、范围最小、持续时间最短(将近半年)，正、负中心偏西，分别位于 110°E 和 180°。混合型厄尔尼诺所对应的射出长波辐射异常型介于东部型和中部型厄尔尼诺之间。因此，对应 3 类厄尔尼诺过程，射出长波辐射距平的演变既有一致性的特征也存在明显的差异，表明大气 MJO 的活动与厄尔尼诺的发生、发展有密切的关系，不同类型的厄尔尼诺过程还对应着 MJO 活动的不同特征。

5 热带大气季节内振荡活动对天气气候的影响

5.1 热带大气季节内振荡活动与西太平洋台风生成

5.1.1 MJO 不同位相对西北太平洋台风生成的影响

MJO 活动的 8 个不同位相，对应对流活动中心各有不同的位置，其对西太平洋台风生成也有明显的影响。根据 1979—2004 年 3 种台风资料(联合台风警报中心(JTWC)、上海台风研究所、日本气象厅)，统计得到的在台风季(6—10 月)对应 MJO 不同位相所生成的西太平洋台风数，可以发现，就台风季节的台风生成总数而言 3 种资料的统计结果比较一致，发生在强 MJO 事件中的台风数和发生在弱/非 MJO 事件中的台风数之比约为 2:1；说明台风多发生在较强 MJO 活动期间。而对于 MJO 的活跃期，在其第 2、3 位相(MJO 对流中心在赤道东印度)，西太平洋生成的台风数偏少，而在第 5、6 位相(MJO 对流中心在赤道西太平洋)，西太平洋地区台风生成数偏多。以上结果可以明显看出，MJO 对西太平洋达到台风级别的热带风暴有很明显的调制作用，西太平洋台风的出现频数随着 MJO 的强对流中心位置的不同而改变。

分别对 MJO 处于第 2、3 和第 5、6 位相时大气环流等气象要素进行合成分析表明，当 MJO 处于第 2、3 位相时，西北太平洋地区的海平面气压异常偏高，不利于台风生成和发展，台风生成的地点主要位于反气旋异常环流区的外围；而在第 5、6 位相时，西太平洋地区海平面气压偏低，负异常中心位于菲律宾群岛以东地区，有利于热带气旋在此生成并加强成台风，台风生成的位置多分布于气旋型环流异常的中心区(图略)。西太平洋的赤道辐合带为台风的产生发展提供了有利的低层辐合环境和对流加热能量源，资料对比分析所揭示的高、中、低空环流配置表明，在 MJO 的 2、3 位相和 5、6 位相所对应的环流异常场有很大区别(图略)；5、6 位相对应着低层

气旋型异常,高空辐散反气旋型异常,这种环流配置有利于对流的发生、发展和维持,对台风的发生、发展有利。对流层风垂直切变的大小,决定热带扰动系统所释放的凝结潜热能否集中加热气柱及热带风暴的发展;资料对比分析表明,在 MJO 的第 2、3(5、6)位相,在台风经常生成的西太平洋区域,对流层风垂直切变的数值较大(小),也不利于(利于)台风的生成和发展。因此大气环流形势对比分析表明,对应 MJO 的不同位相大尺度大气环境场有很明显的不同,特别在垂直运动场上表现明显,5、6 位相从动力上会促使台风生成和发展,而 2、3 位相则将抑制台风生成与发展。

考虑到 MJO 的本质是积云对流异常的东传,而对流与台风能量来源有密切关系,因此比较整层热源异常的垂直积分在 MJO 不同位相时的分布可以发现(图略):在 2、3 位相时异常热源主要位于印度半岛南部,以及海洋性大陆地区;西太平洋地区整层大气凝结潜热释放较少;在 MJO 第 5、6 位相,大气加热中心东传北跳至西太平洋地区,潜热中心大值区略微呈西北—东南倾向分布于西太平洋大部分地区。可见在 MJO 向东传播的两个时期,热力状况变化剧烈,当 MJO 东传至西太平洋地区时,整层大气的凝结潜热释放相当强劲,能够释放出大量的能量,加热大尺度环境空气,降低地面气压,有利于热带扰动的加强及台风的生成。

5.1.2 热带大气季节内振荡活动对西北太平洋台风生成的影响

为了揭示大气季节内振荡活动对台风生成的影响,对多台风年与少台风年 850 hPa 30—60 d 的低频动能距平进行合成分析表明:在多台风年(图略),最显著的低频动能正异常位于菲律宾以东 15°N 以南的西北太平洋地区,此区域正好为季风槽所在的位置,说明台风多与该区域的强低频活动和季风槽加强有密切关系;而少台风年的情况则相反(图略),最强的低频动能中心位于印度半岛和中国南海南部,而菲律宾以东的西北太平洋上与季风槽所对应的区域为低频动能的负距平区。

为了进一步证实多台风年和少台风年大气季节内振荡强度分布的差异,选取 30—60 d 滤波后的 850 hPa 低频纬向风作为描述大气季节内振荡强度的指数进行分析,结果表明多台风年和少台风年低频纬向风的方差贡献距平分布差异较大。在多台风年,菲律宾以东的西北太平洋是低频风场方差贡献的正异常区。而在少台风年,则正好相反;射出长波辐射的方差贡献距平的分布也有同样的结论(图略)。可以看出,在多台风年和少台风年热带大气季节内振荡的活动具有不同的形势。在多(少)台风年,西北太平洋对应于季风槽位置的较强(较弱)30—60 d 的低频活动,有利(不利)于台风的生成。

6—10 月平均的 850 hPa 低频流场的合成(图略)也表明,在多台风年热带西太平洋有一个较强的低频气旋性环流一直延伸到 160°E 附近,刚好与多台风年里季风槽的范围一致,说明菲律宾以东西北太平洋上对流层低层的大气低频气旋性环流的加强是造成季风槽加强并向东延伸的重要原因;同时,在多台风年 200 hPa 的低频速度势在菲律宾以东的西北太平洋上都表现为辐散,从而有利于台风的生成。但在少台风年低频环流形势都不利于台风的生成。

5.2 热带大气季节内振荡活动与西太平洋台风路径

为了研究大气季节内振荡对西北太平洋台风路径的影响,首先对台风路径进行划分,传统的方法是将台风路径分为 3 种:西移路径、西北移路径和转向路径。为了更好描写转向台风的特征,将其按照转向后的移动方向做进一步划分:日本以西型(转向后向朝鲜半岛移动)、日本登陆型和日本以东型(转向后向日本以东的太平洋移动)。对各类台风路径的统计结果表明,在整个台风季西移型路径的台风最多,其次为日本登陆型和日本以东型。另外,台风移动路径随月份有所不同,西移路径在 7 月最多;西北移型、日本以西型和日本登陆型的台风都多发生在 8 月,其中西北移动型的台风有半数以上生成在 8 月,并且 6 月和 10 月都没有此类型路径的台风;日本以东型的台风主要多生成在 10 月,占本类型总台风个数的 47.4%。下面将对不同路径台风分别进行合成分析,以揭示其对应的低频环流的普遍特征。

对应不同路径的台风,按其生成日期进行大气环流的合成分析,可以研究不同台风路径所对应的低频环流形势。在合成图上,与西移型台风对应的 850 hPa 低频环流形势(图 7a)主要表现为,在中国南海及菲律宾海上空为一个异常的低频气旋性环流,而它的北侧为一个异常的低频反气旋。在西北移型台风合成的低频流场上(图 7b),在台湾岛及东海附近为一个低频气旋性环流并向东一直延伸到 160°E 附近,季风槽受这种低频环流形势的影响加强西伸,异常的低频反气旋位于低频气旋性环流的东北侧。西行路径中,中国南海到菲律宾海的低频气旋性环流呈东西走向,而在西北移型路径中低频气旋性环流则成西北—东南走向,台风生成后容易

沿着这条西北—东南向的低频正涡度带移动。对于日本以西型台风,生成时中国东海和黄海地区存在着低频气旋性环流,另外在30°N附近130°—160°E地区有较强的低频反气旋(图7c)。在这样的低频环流形势下,台风向北沿着130°E以西的正的涡度区移动,其活动范围多在日本以西地区,大部分会在朝鲜半岛登陆。对日本登陆型台风,其生成时的850 hPa低频流场(图7d)在日本及其南侧(10°—35°N,120°—145°E)大范围内为一个南北走向的低频气旋性环流,它控制了从菲律宾海向北到日本的广大地区,因此台风生成后向北沿着正的低频涡度区移动,最终在日本登陆。日本以东移动型台风生成时(图7e)在日本东南侧的海上存在着东北—西南走向的低频气旋性环流,其东侧沿20°N附近150°—165°E存在一个低频反气旋。台风生成转向后易于沿这个东北—西南走向的低频正涡度区移动,形成日本以东移动型的台风路径。

不管哪类台风,其生成时赤道附近从印度洋到150°E附近的对流层低层都为低频的西风异常,因此热带大气季节内振荡的西风位相有利于台风的生成;同时,大气季节内振荡将以低频气旋性环流(低频反气旋)的形式影响台风的移动路径,尤其低频气旋性环流的正涡度是影响台风活动的重要因素,台风生成后会沿着这个低频正涡度区移动,低频气旋性涡度极值线对台风路径有很好的指示意义。

同样的,200 hPa的低频反气旋南侧或西侧的强气流对台风路径有相当好的引导作用,从而200 hPa的低频环流形势对台风路径也有很好的指示作用(图略)。对于不同路径的台风,200 hPa上都能看到一个显著的低频反气旋,而低频反气旋的位置、形态的差别会使其南侧和西侧气流的方向以及影响范围有所不同,从而对台风生成后的移动路径有不同的引导作用。

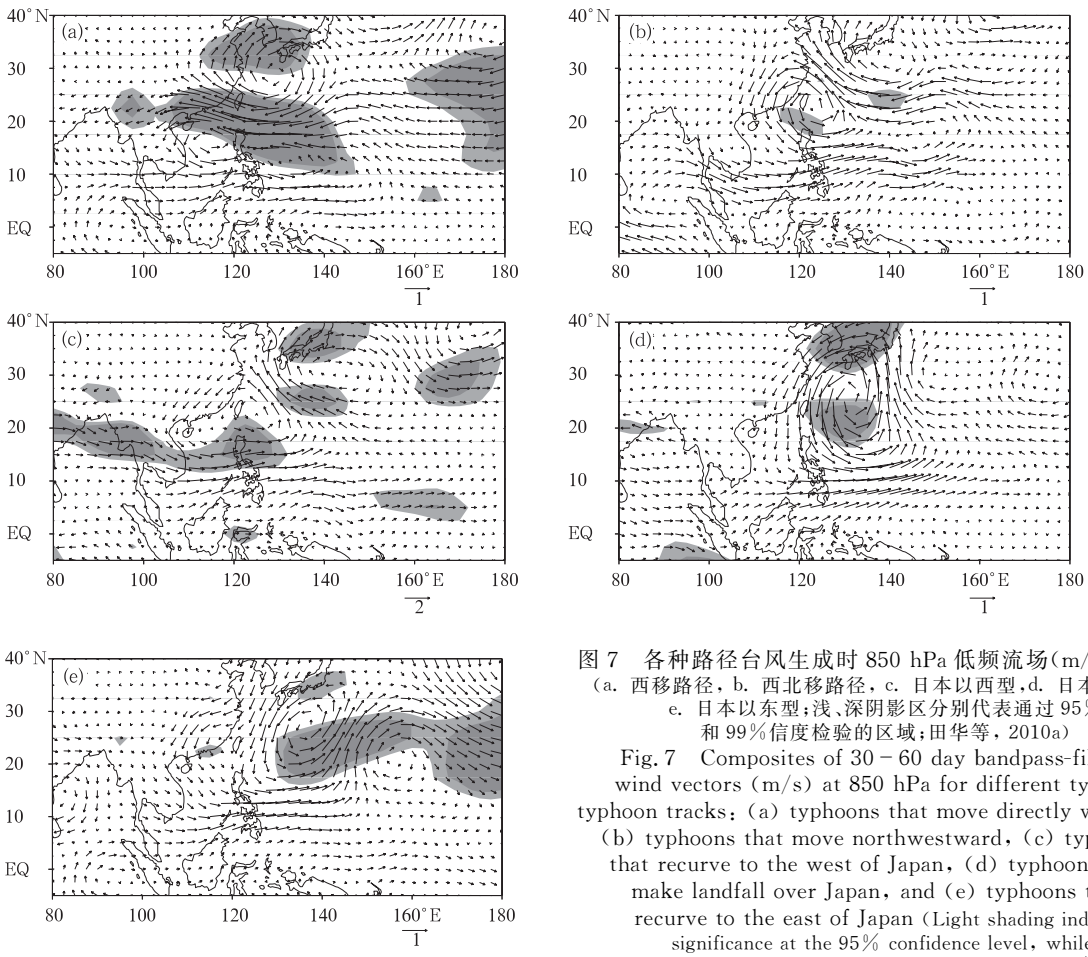

图7 各种路径台风生成时850 hPa低频流场(m/s)的合成(a. 西移路径,b. 西北移路径,c. 日本以西型,d. 日本登陆型,e. 日本以东型;浅、深阴影区分别代表通过95%和99%信度检验的区域;田华等,2010a)

Fig. 7 Composites of 30-60 day bandpass-filtered wind vectors (m/s) at 850 hPa for different types of typhoon tracks: (a) typhoons that move directly westward, (b) typhoons that move northwestward, (c) typhoons that recurve to the west of Japan, (d) typhoons that make landfall over Japan, and (e) typhoons that recurve to the east of Japan (Light shading indicates significance at the 95% confidence level, while dark shading indicates significance at the 99% confidence level; Tian, et al, 2010a)

5.3 热带大气季节内振荡对亚洲季风的影响

5.3.1 亚洲夏季风的建立和大气季节内振荡

观测资料的分析研究表明,南海夏季风爆发与该地区的大气季节内振荡有密切关系(Zhou, et al, 2005),其主要表现为中国南海地区(5°—20°N, 105°—120°E)850 hPa 纬向风以及 30—60 d 低频纬向风和低频动能的时间演变与南海夏季风爆发有明显关系。同时,从低频纬向风的演变可以看到,中国南海地区低频西风的增强主要是由于东边低频西风向西的扩展以及局地激发所造成(图略)。

另外,对南海夏季风爆发的合成分析表明,在南海夏季风爆发前,热带印度洋 850 hPa 流场存在关于赤道对称的气旋对的活动。对南海夏季风爆发期间 850 hPa 低频流场的分析进一步表明,原来所指出的气旋对主要是以 30—60 d 低频波的形式活动。也就是说,南海(也可以说亚洲)夏季风的爆发与热带印度洋低频涡旋对的出现有明显关系,而且后者要超前 5—10 d。因此,热带印度洋低频涡旋对的出现可以作为南海(亚洲)夏季风爆发的一个指示因子。

5.3.2 大气季节内振荡活动对东亚夏季风异常的影响

东亚夏季风的异常直接影响亚洲地区的天气和气候,尤其是中国东部的夏季洪涝和干旱都与夏季风的异常活动有关。根据已有研究,可以用 1981、1984、1985、1986、1990、1992 和 1997 年作为强南海(东亚)夏季风年的代表,而以 1980、1983、1987、1989、1991、1993 和 1998 年作为弱南海夏季风年的代表。对上述强、弱南海夏季风年分别进行合成分析表明,其大气环流形势存在明显的异常特征(图略)。对于强、弱夏季风年在夏季 850 hPa 流场上有基本一致的形势,但也有显著的差异。强夏季风年在 5°—20°N 纬带有更强的西风,而在 5°—20°S 有更强的东风;在南海东北部地区,强夏季风年有更强的气旋性环流存在。就大气季节内振荡的活动而论(图略),对应强南海夏季风年,850 hPa 上有较强的大气季节内振荡的活动,最强动能中心位于中国南海中部到菲律宾一带;对应弱南海夏季风年,大气季节内振荡比较弱(差异可以达到 1 倍),而且强动能中心位于(20°N,140°E)的西北太平洋。因此可以认为,对于强南海夏季风重要特征之一的强气旋性环流的形成,大气强季节内振荡的活动及低频气旋性环流有重要贡献。或者说,南海及附近地区的大气季节内振荡的活动对于强东亚夏季风的爆发起着重要的作用。

由于强大的青藏高原反气旋的存在,亚洲夏季风系统在对流层上层(200 hPa)存在着一些典型特征。比较强、弱南海夏季风合成的对流层上层流场(图略)发现,在强南海夏季风情况下,青藏高原反气旋不仅偏强而且中心位置偏西、偏北。同样的是,200 hPa上大气季节内振荡的流场在南海强、弱夏季风时也存在着显著差异,并且最大差异位于青藏高原上空(图略);在强南海夏季风时,青藏高原上空季节内振荡性反气旋流场形势明显偏强。所以,大气季节内振荡,尤其是青藏高原上空的低频反气旋环流对强东亚夏季风形势的建立和维持起着重要作用。

5.3.3 南亚大气季节内振荡与印度夏季风及对中国云南夏季降水的影响

作为亚洲夏季风系统重要组成部分的印度(南亚)夏季风,不仅对南亚地区也对中国的夏季天气气候有重要影响。研究表明南亚夏季风的建立及其变化也与大气季节内振荡活动有密切关系。印度夏季风期间一个最显著的环流特征是对流层低层盛行西风,而西风的演变在较大程度上取决于大气季节内振荡对它的非线性影响(齐艳军等,2008)。季节内时间尺度扰动的非线性动量输送对 6 月初印度季风区季节平均西风建立的贡献可达 40%左右,并且对 7 月中旬以后西风的减弱也有较大的贡献。在印度夏季风爆发前后,赤道西印度洋的 MJO 对流分别表现出明显的东移和北移特征,这种变化主要受表面风场的辐合以及海-气相互作用的影响(Qi, et al, 2008)。

印度夏季风异常与大气季节内振荡在年际时间尺度上具有反相变化的特征。大气季节内振荡强时印度次大陆上空对流层低层为反气旋性环流异常,印度夏季风偏弱;而大气季节内振荡弱时印度次大陆上空为气旋性异常环流控制,印度夏季风偏强(齐艳军等,2008)。进一步的研究还表明,强印度夏季风会抑制东赤道印度洋的对流,引起北传的 MJO 变弱,进而减弱印度季风区的大气季节内振荡(Qi, et al,2008)。这一定程度上说明,赤道大气 MJO 与印度季风区的大气季节内振荡存在相互作用。

研究也表明热带中东印度洋大气 MJO 指数的

持续异常对云南夏季降水有明显影响,当 MJO 指数持续为正时,孟加拉湾对流受抑制,云南夏季容易出现全省性干旱;相反,当 MJO 指数持续为负时,孟加拉湾对流活动较强,除了云南中部以东和云南西北的部分地区外,云南夏季大部分地区降水偏多(图略)。印度洋大气 MJO 影响夏季(实际包括部分秋季)云南降水的物理过程主要在于中东印度洋 MJO 指数的持续正异常会使得孟加拉湾地区的对流活动受抑制,并且在 70°—110°E 的热带印度洋地区激发出异常的下沉气流,使南亚地区的季风垂直环流异常减弱,从而使热带印度洋向云南地区的水汽输送减弱,导致云南的降水持续偏少、形成干旱。

5.4 MJO 与中国降水异常

近年来 MJO 的活动对中国不同季节和不同地区降水的影响已有不少研究,都表明对应 MJO 活动的不同位相,中国不少地区的降水会出现明显的异常,但异常的形势又存在一些不同的特征(Zhang, et al, 2009;吴俊杰等,2009;贾小龙等,2011;Jia, et al, 2011;白旭旭等,2011;章丽娜等;2011;吕俊梅等,2012;林爱兰等, 2013)。

由于 MJO 的活动实际就是强对流沿赤道的东传,这种异常对流加热不仅可以在赤道附近激发产生大气的罗斯贝波和开尔文波型响应,而且还会在大气中激发产生从热带到中高纬度的罗斯贝波列遥响应。但是,由于异常对流加热发生的地区不同(不同季节的大气基本态也不同),大气遥响应场的形势也会十分不同,它所导致的影响也就不一样。MJO 活动所对应的对流异常及其位置也就会在中国(特别是东部)的不同季节和地区激发产生有利及不利于降水的环流形势,出现一定的有差异的降水分布异常特征。

6 总结和结语

热带大气季节内振荡(包括 MJO)是大气中的重要系统,有其自己的结构及活动特征,也有与其他系统不一样的动力学机制。热带大气季节内振荡(包括 MJO)的活动及异常既对其他系统有一定的作用,也对长期天气和短期气候有明显影响。因此,近 30 年来关于热带大气季节内振荡(包括 MJO)的研究一直是大气科学的前沿课题之一。本文主要针对近 5—10 年中国学者的有关研究工作及其进展,在力所能及的情况下作了简要回顾和综合,可归纳为如下要点:

(1)热带大气季节内振荡特别是 MJO 的动力学机制是一个十分重要的问题,过去的研究从整体乃至全球的观点出发,认为热带大气的积云对流加热反馈是 MJO 的最主要机制。而近些年的数值模拟也证明了这一点,而且进一步指出加热的垂直廓线起重要作用。近几年进一步关注 MJO 对流的生成问题,并进行了外场观测试验(DYNAMO, 2011—2012 年),但从 MJO 对流来讲,它的生成机制到目前尚无一致的结论,有待进一步研究。

(2)热带大气季节内振荡和 MJO 的数值模拟有着重要意义,但目前世界上绝大多数模式还不能模拟出观测到的基本特征。在影响模式模拟热带大气季节内振荡能力的众多因素之中,模式的对流参数化方案起着最为关键的作用。而在对流参数化方案中,能否描写出对流加热廓线在对流层中低层有最大加热最为关键。只有当模式中热带大气非绝热加热廓线的最大加热高度位于对流层中低层时,低层的加热可以在对流层低层产生很强的上升运动以及很强的水汽辐合,有利于深对流的产生和维持,才能使模式可以模拟出 MJO 的基本特征。

(3)热带大气季节内振荡和 MJO,特别是在赤道西太平洋地区,与 ENSO 有着明显的相互作用。在厄尔尼诺成熟之前,特别是春季赤道西太平洋 MJO 的强异常,一方面作为热带海-气耦合系统的年际外强迫,一方面直接导致赤道西风异常,进而激发海洋开尔文波,都将有利于厄尔尼诺的形成。在厄尔尼诺成熟及其之后,厄尔尼诺又将对 MJO 起抑制作用,使其减弱。不同类型厄尔尼诺与 MJO 的关系存在一定差异,还需要进一步深入研究。

(4)热带大气季节内振荡(包括 MJO)及其流场形势对西太平洋台风的活动有重要的影响。MJO 活跃期与非活跃期西北太平洋台风生成数的比例为 2:1;而在 MJO 活跃期的第 2、3 位相与第 5、6 位相,其台风生成数的比例也为 2:1。西北太平洋台风的生成地也与大气 MJO 的活动有一定关系,在 2、3 位相时,台风基本上生成在西太平洋 20°N 以南地区,而在 5、6 位相时,西太平洋在 30°N 以南地区都可以有台风生成。从台风生成的动力角度看,在 MJO 的不同位相,西太平洋地区大气动力因子的分布形势有很明显不同,在第 2、3 位相,各种因子均呈现出抑制西太平洋地区对流及台风发展的态势;而在第

5、6 位相则明显有促进对流发生、发展和台风生成的有利大尺度环流场；在 MJO 不同位相，热源分布也明显不同，再与水汽的辐合、辐散配合，就从台风获得的能量角度显示了大气 MJO 调节台风生成和发展的作用。

(5)大气季节内振荡在对流层低层以低频气旋或低频反气旋的形式影响台风活动，西太平洋台风的 5 种典型路径都分别与台风生成时的 850 hPa 低频流型存在密切关系，特别是气旋性涡度的极值线对台风路径有很好的指示意义。同时，对于不同路径的台风，200 hPa 上都能看到一个显著的低频反气旋，而低频反气旋南侧或西侧的气流对台风路径起着一定的引导作用。而低频反气旋的位置及形态的差别会使其南侧和西侧气流的方向以及影响范围有所不同，从而对台风生成后的移动路径有不同的引导作用。

(6)热带大气季节内振荡(包括 MJO)的活动及异常对东亚和南亚夏季风的建立、活动异常都有明显影响。南海夏季风和印度夏季风的建立都与热带大气季节内振荡(包括 MJO)的活动加强有关系。南海夏季风和印度夏季风的强度异常却与热带大气季节内振荡存在不同关系，大气季节内振荡在中国南海及附近地区的活动对于强东亚夏季风形势的建立起重要作用；而大气季节内振荡强时印度夏季风偏弱，大气季节内振荡弱时印度夏季风偏强。中国的降水异常与热带大气季节内振荡，特别是 MJO 的活动有密切关系，无论是夏季、冬季或春季，热带大气季节内振荡或 MJO 的活动都与中国某些地区的降水异常有一定关系。

热带大气季节内振荡(包括 MJO)仍是目前国际上关注的科学问题，还在继续深入研究之中。简单归纳可以认为，主要研究的焦点问题集中在：(1)热带大气季节内振荡(包括 MJO)的数值模拟及预测；(2)热带大气季节内振荡(包括 MJO)对天气气候的影响，特别是它们的活动在 15—30 天延伸预报中能起到什么样的作用？(3)热带大气季节内振荡(包括 MJO)与 ENSO 的相互关系及相互作用；(4)MJO 对流在赤道西印度洋的生成过程和机理，以及 MJO 对流与热带大气季节内振荡(包括 MJO)的关系。

最后，需要指出的是：(1)热带大气季节内振荡是热带大气低频振荡的最重要组成部分，热带大气准双周(10—20 d)振荡也是热带大气低频振荡的一部分。但无论是其结构特征、活动规律或是动力学机制，热带大气季节内振荡与热带大气准双周振荡都存在显著不同，不能将热带大气准双周振荡也视为热带大气季节内振荡，也不宜将热带大气季节内振荡与热带大气低频振荡画等号。(2)MJO 是热带大气季节内振荡的重要部分，从最早 Madden 和 Julian 的研究以及 MJO 的结构和特征，MJO 均是指赤道附近大气的季节内振荡。赤道附近以外(如纬度 15°以外)的热带大气仍存在季节内振荡，但其活动(特别是纬向传播)与 MJO 有明显差异。因此，不宜将 MJO 与热带大气季节内振荡完全等同起来，或者用 MJO 完全代替热带大气季节内振荡。(3)目前大家都很关注 MJO 对流，它一般在赤道西印度洋生成，然后东传至日界线东部不远消失。的确 MJO 对流能很好反映 MJO 在印度洋和西太平洋区域的活动，但从最早 Madden 和 Julian 的研究以及 MJO 的结构及活动看，MJO 是全球性的，空间尺度很大，MJO 对流不等同于 MJO，如果只是仅仅研究 MJO 对流，还是不要笼统地提在研究 MJO。

参考文献

白旭旭，李崇银，谭言科等. 2011. MJO 对我国东部春季降水影响的分析. 热带气象学报，27(6)：814-822

查晶，罗德海. 2011. 层云加热对热带大气季节内振荡的影响. 大气科学，35(4)：657-666

陈光华，黄荣辉. 2009. 西北太平洋低频振荡对热带气旋生成的动力作用及其物理机制. 大气科学，33(2)：205-214

董敏，李崇银. 2007. 热带季节内振荡模拟研究的若干进展. 大气科学，31(6)：1113-1122

贺懿华，王晓玲，金琪. 2006. 南海热带对流季节内振荡对江淮流域旱涝影响的初步分析. 热带气象学报，22(3)：259-264

贾小龙，李崇银. 2007a. 热带大气季节内振荡的季节性特征及其在 SAMIL-R42L9 中的表现. 热带气象学报，23(3)：217-228

贾小龙，李崇银. 2007b. 热带大气季节内振荡数值模拟对积云对流参数化方案的敏感性. 气象学报，65(6)：837-854

贾小龙，李崇银，凌健. 2009. 积云参数化和分辨率对 MJO 数值模拟的影响. 热带气象学报，25(1)：1-12

贾小龙，梁潇云. 2011. 热带 MJO 对 2009 年 11 月我国东部大范围雨雪天气的可能影响. 热带气象学报，27(5)：639-648

李崇银. 1983. 对流凝结加热与不稳定波. 大气科学，7(3)：260-268

李崇银. 1984. 积云摩擦作用对热带辐合带生成和维持的影响. 热带海洋学报，3(2)：22-31

李崇银. 1985. 南亚夏季风槽脊和热带气旋活动与移动性 CISK 波. 中国科学(B 辑)，28(7)：668-675

李崇银. 1991. 大气低频振荡. 北京：气象出版社，310pp

李崇银. 1996. 蒸发-风反馈机制的进一步研究. 热带气象学报，12(3)：193-199

李崇银，龙振夏，穆明权. 2003. 大气季节内振荡及其重要作用. 大气科学，27(4)：518-535

李崇银，穆穆，周广庆等. 2008. ENSO 机理及其预测研究. 大气科学，32(4)：761-781

李薇，俞永强. 2001. 大气季节内振荡的耦合模式数值模拟. 大气科学，25(1)：118-131

梁萍，丁一汇. 2012. 基于季节内振荡的延伸预报试验. 大气科学，36(1)：102-116

林爱兰，梁建茵，李春晖. 南海夏季风对流季节内振荡的频谱变化特征. 热带气象学报，2005，(5)：542-548

林爱兰，李春晖，谷德军等. 2013. 热带季节内振荡对广东 6 月降水的影响. 热带气象学报，29(3)：353-363

刘秦玉，刘衍韫，黄菲. 2008. 厄尔尼诺/南方涛动现象对热带西太平洋大气外强迫的响应. 中国海洋大学学报，38(3)：345-351

吕俊梅，琚建华，任菊章等. 2012. 热带大气 MJO 活动异常对 2009—2010 年云南极端干旱的影响. 中国科学(D 辑)，42(4)：599-613

穆明权，李崇银. 2000. 1998 年南海夏季风的爆发与大气季节内振荡的活动. 气候与环境研究，5(4)：375-387

潘静，李崇银，宋洁. 2010. 热带大气季节内振荡对西北太平洋台风的调制作用. 大气科学，34(6)：1059-1070

齐艳军，张人禾，Li T 等. 2008. 大气季节内振荡在印度夏季风建立和年际变化中的作用. 科学通报，53(23)：2972-2975

孙长，毛江玉，吴国雄. 2009. 大气季节内振荡对夏季西北太平洋热带气旋群发性的影响. 大气科学，33(5)：950-958

孙国武，李震坤，信飞等. 2013. 延伸期天气过程预报的一种新方法：低频天气图. 大气科学，37(4)：945-954

田华，李崇银，杨辉. 2010a. 大气季节内振荡对西北太平洋台风路径的影响研究. 大气科学，34(3)：559-580

田华，李崇银，杨辉. 2010b. 热带大气季节内振荡与对西北太平洋台风生成数的影响研究. 热带气象学报，26(3)：283-292

吴俊杰，袁卓建，钱钰坤等. 2009. 热带季节内振荡对 2008 年初南方持续性冰冻雨雪天气的影响. 热带气象学报(增刊)：103-111

袁媛，杨辉，李崇银. 2012. 不同分布型厄尔尼诺事件对中国次年夏季降水的可能影响. 气象学报，70(3)：467-478.

章丽娜，林鹏飞，熊喆等. 2011. 热带大气季节内振荡对华南前汛期降水的影响. 大气科学，35(3)：560-570

祝从文，Nakazawa T，李建平. 2004. 大气季节内振荡对印度洋-西太平洋地区热带低压/气旋生成的影响. 气象学报，62(1)：42-50

祝丽娟，王亚非，尹志聪. 2013. 热带季节内振荡与南海热带气旋活动的关系. 热带气象学报，29(5)：737-748

Barlow M，Wheeler M，Luyon B，et al. 2005. Modulation of daily precipitation over southwest Asia by the Madden-Julian oscillation. Mon Wea Rev，133(12)：3579-3594

Bond N A，Vecchi G A. 2003. The influence of the Madden-Julian oscillation on precipitation in Oregon and Washington. Wea Forecasting，18(4)：600-613

Bosilovich M，Schubert S，Kim G，et al. 2006. NASA's Modern Era Retrospective-Analysis for Research and Applications (MERRA). U. S. CLIVAR Variations，No. 4，International CLIVAR Project Office，Southampton，United Kingdom，5-8

Chang C P. 1977. Viscous internal gravity wave and low-frequency oscillation in the tropics. J Atmos Sci，34(6)：901-910

Duffy P B，Govindasamy B，Iorio J P，et al. 2003. High-resolution simulations of global climate，Part 1：Present climate. Climate Dyn，21(5-6)：371-390

Dunkerton T T. 1983. A nonsymmetrical equatorial inertial in stability. J Atmos Sci，40(3)：807-813

Gregory D，Rowntree P R. 1997. Parametrization of momentum transport by convection. II：Tests in single-column and general circulation models. Quart J Roy Meteor Soc，123(541)：1153-1183

Gushchina D，Dewitte B. 2012. Intraseasonal tropical atmospheric variability associated with the two flavors of El Niño. Mon Wea Rev，2012，140(11)：3669-3681

Hall J D，Matthews A J，Karoly D J. 2001. The modulation of tropical cyclone activity in Australian region by the Madden-Julian Oscillation. Mon Wea Rev，129(12)：2970-2982

Hayashi Y，Golder D G. 1986. Tropical intraseasonal oscillation appearing in a GFDL general circulation model an FGGE data. Part 1：Phase propagation. J Atmos Sci，43(21)：3058-3067

Hendon H H，Liebmann B，Newman M E，et al. 2000. Medium range forecasts errors associated with active episodes of the Madden-Julian oscillation. Mon Wea Rev，128(1)：69-86

Hendon H H，Wheeler M，Zhang C D. 2007. Seasonal dependence of the MJO-ENSO relationship. J Climate，20(3)：531-543

Inness P M，Gregory D. 1997. Aspects of the intraseasonal oscillation simulated by the Hadley Centre Atmosphere Model. Climate Dyn，13(6)：441-458

Jeong J H，Kim B M，Ho C H，et al. 2008. Systematic variation in winter-time precipitation in East Asia by MJO-induced extratropical vertical motion. J Climate，21(4)：788-801

Jia X L，Li C Y，Ling J，et al. 2008. Impacts of a GCM's resolution on MJO simulation. Adv Atmos Sci，25(1)：139-156

Jia X L，Li C Y，Zhou N F，et al. 2010. The MJO in an AGCM with three different cumulus parameterization schemes. Dyn Atmos Oceans，49(2-3)：141-163

Jia X L，Chen L J，Ren F M，et al. 2011. Impacts of the MJO on winter rainfall and circulation in China. Adv Atmos Sci，28(3)：521-533

Jones C. 2000. Occurrence of extreme precipitation events in California and relationships with the Madden-Julian oscillation. J Climate，13(20)：3576-3587

Jones C，Waliser D E，Schemm J K，et al. 2000. Prediction skill of the Madden and Julian Oscillation in dynamical extended range forecasts. Climate Dyn，16(4)：273-289

Kapur A, Zhang C, Zavala-Garay J, et al. 2011. Role of stochastic forcing in ENSO in observations and a coupled GCM. Climate Dyn, 38(1-2): 87-107

Kim D, Sperber K, Stern W, et al. 2009. Application of MJO simulation diagnostics to climate models. J Climate, 22(23): 6413-6436

Krishinamurti T N, Subrahmanyam D. 1982. The 30-50 day mode at 850 mb during MONEX. J Atmos Sci, 39(9): 2088-2095

Lau K M, Chan P H. 1985. Aspects of the 40-50 day oscillation during the northern winter as inferred from outgoing longwave radiation. Mon Wea Rev, 113(11): 1354-1367

Lau K M, Peng L. 1987. Origin of Low-frequency (intraseasonal) oscillations in the tropical atmosphere. I: Basic theory. J Atmos Sci, 44(6): 950-972

Li C Y. 1989. Frequent activities of stronger aerotroughs in East Asia in wintertime and the occurrence of the El Niño event. Science China (B), 32(8): 976-985

Li C Y. 1990. Interaction between anomalous winter monsoon in East Asia and El Niño events. Adv Atmos Sci, 7(1): 36-46

Li C Y. 1993. A further inquiry on the mechanism of 30-60 day oscillation in the tropical atmosphere. Adv Atmos Sci, 10(1): 41-53

Li C Y, Zhou Y P. 1994. Relationship between intraseasonal oscillation in the tropical atmosphere and ENSO. Chin J Geophys, 37(1): 213-223

Li C, Liao Q. 1998. The exciting mechanism of tropical intraseasonal oscillation to El Niño event. J Tropical Meteor, 4(2): 113-121

Li C Y, Long Z X, Zhang Q Y. 2001. Strong/weak summer monsoon activity over the South China Sea and atmospheric intraseasonal oscillation. Adv Atmos Sci, 18(6): 1146-1160

Li C Y, Cho H R, Wang J T. 2002. CISK Kelvin wave with evaporation-wind feedback and air-sea interaction: A further study of tropical intraseasonal oscillation mechanism. Adv Atmos Sci, 19(3): 379-390

Li C Y, Ling J, Jia X L, et al. 2007. Numerical simulation and comparison study of the atmospheric intraseasonal oscillation. Acta Meteor Sinica, 21(1): 1-8

Li C Y, Jia X L, Ling J, et al. 2009. Sensitivity of MJO simulations to diabatic heating profiles. Climate Dyn, 32(2): 167-187

Liebmann, B., Hendon H H, Glick J D. 1994. The relationship between the tropical cylones of the western Pacific and Indian Oceans and the Madden-Julian oscillation. J Meteor Soc Japan, 72(3): 4012-411

Ling J, Li C Y, Jia X L. 2009. Impacts of cumulus momentum transport on MJO simulation. Adv Atmos Sci, 26(5): 864-876

Ling J, Zhang C D. 2011. Structure evolution in heating profiles of the MJO in global reanlyses and TRMM retrievals. J Climate, 24(3): 825-842

Ling J, Zhang C D, Bechtold P. 2013a. Large-scale distinctions between MJO and non-MJO convective initiation over the tropical Indian Ocean. J Atmos Sci, 70(9): 2696-2712

Ling J, Li C Y, Zhou W, et al. 2013b. Effect of boundary layer latent heating on MJO simulations. Adv Atmos Sci, 30(1): 101-115

Ling J, Li C Y, Zhou W, et al. 2014a. To begin, or not to begin? ——A case study on MJO initiation problem. Theor Appl Climatol, 115(1-2): 231-241

Ling J, Li C. 2014b. Impact of convective momentum transport by deep convection on simulation of tropical intraseasonal oscillation. J Ocean Univ China, 13:717-727

Long Z X, Li C Y. 2002. Interannual variation of tropical atmospheric 30-60 day low-frequency oscillation and ENSO cycle. Chin J Atmos Sci, 26(1): 51-62

Madden R A, Julian P R. 1971. Detection of a 40-50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific. J Atmos Sci, 28(5): 702-708

Madden R A, Julian P R. 1972. Description of global scale circulation cells in the tropics with 40-50 day period. J Atmos Sci, 29(6): 1109-1123

Madden R A, Julian P R. 1994. Observations of the 40-50-day tropical oscillation: A review. Mon Wea Rev, 122(5): 814-837

Maloney E D, Hartmann D L. 2000a. Modulation of hurricane activity in the Gulf of Mexico by the Madden-Julian Oscillation. Science, 287(5460): 2002-2004

Maloney E D, Hartmann D L. 2000b. Modulation of eastern North Pacific hurricanes by the Madden-Julian Oscillation. J Climate, 13(9): 1451-1465

Maloney E D, Hartmann D L. 2001. The sensitive of intraseasonal variability in the NCAR CCM3 to changes in convection parameteriazation. J Climate, 14(9): 2015-2034

Manabe S, Strickler R F. 1964. Thermal equilibrium of the atmosphere with a convective adjustment. J Atmos Sci, 21(4): 361-385

Marshall A G, Alves O, Hendon H H. 2009. A coupled GCM analysis of MJO activity at the onset of El Niño. J Atmos Sci, 66(4): 966-983

Murakami T, Nakazawa T, He J, et al. 1984. On the 40-50 day oscillations during the 1979 northern hemisphere summer, Part 1: Phase propagation. J Meteor Soc Japan, 62: 440-468

Neelin J D, David J, Isaac M, et al. 1987. Evaporation-wind feedback and low-frequency variability in the tropical atmosphere. J Atmos Sci, 44(16): 2341-2348

Nordeng T E. 1994. Extended Versions of the Convective Parametrization Scheme at ECMWF and Their Impact on the Mean and Transient Activity of the Model in the Tropics. ECMWF Research Department, Technic Memo 206, October 1994. European Center for Medium Range Weather Forecasts, Reading, UK, 41

Peng Y H, Duan W S, Xiang J. 2011. Effect of stochastic MJO

forcing on ENSO predictability. Adv Atmos Sci, 28(6): 1279-1290

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

Richard B N, Richter J H, Jochum M. 2008. The impact of convection on ENSO: From a delayed oscillator to a series of events. J Climate, 21(22): 5904-5924

Rong X Y, Zhang R H, Li T, et al. 2011. Upscale feedback of high-frequency winds to ENSO. Quart J Roy Meteor Soc, 137(657): 894-907

Roundy P E, Kravitz J R. 2009. The association of the evolution of intraseasonal oscillations to ENSO phase. J Climate, 22(2): 381-395

Saha S, et al. 2010. The NCEP climate forecast systemreanalysis. Bull Amer Meteor Soc, 91:1015-1057

Seiki A, Takayabu Y N, Yoneyama K, et al. 2009. The oceanic response to the Madden-Julian Oscillation and ENSO. Sci Online Lett Atmos, 5: 93-96

Slingo J M, Madden R A. 1991. Characterictics of the tropical intraseasonal oscillation in the NCAR community climate model. Quart J Roy Meteor Soc, 117(502): 1129-1169

Slingo J M, Sperber K R, Boyle J S, et al. 1996. Intraseasonal oscillations in 15 atmospheric general circulation models: Results from an AMIP diagnostic subproject. Climate Dyn, 12(5): 325-357

Sobel A H, Maloney E D. 2000. Effect of ENSO and the MJO on Western North Pacific tropical cyclones. Geophys Res Lett, 27(12): 1739-1742

Sperber K R. 2004. Madden-Julian variability in NCAR CAM 2.0 and CCSM2.0. Climate Dyn, 23(3-4): 259-278

Tang Y M, Yu B. 2008. An analysis of nonlinear relationship between the MJO and ENSO. J Meteor Soc Japan, 86(6): 867-881

Tiedtke M. 1989. A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large-scale models. Mon Wea Rev, 117(8): 1779-1800

Tung W W, Yanai M. 2002. Convective momentum transport observed during the TOGA COARE IOP. Part II: Case studies. J Atmos Sci, 59(17): 2535-2549

Wang B. 1988. Dynamics of tropical low-frequency waves: An analysis of the moist Kelvin wave. J Atmos Sci, 45(14): 2051-2065

Wang W Q, Schlesinger M E. 1999. The dependence on convection parameterization of the tropical intraseasonal oscillation simulated by the UIUC 11-layer atmospheric GCM. J Climate, 12(5): 1423-1457

Wheeler M C, Hendon H H, Cleland S, et al. 2008. Impacts of the Madden-Julian Oscillation on Australian rainfall and circulation. J Climate, 22(6): 1482-1498

Wu X Q, Deng L P, Song X L, et al. 2007. Coupling of convective momentum transport with convective heating in global climate simulations. J Atmos Sci, 64(4): 1334-1349

Yang H, Li C Y. 2003. The Relation between atmospheric intraseasonal oscillation and summer severe flood and drought in the Jianghuai River Basin. Adv Atoms Sci, 20(4): 540-553

Yang J, Bao Q, Wang X C, et al. 2012. The tropical intraseasonal oscillation in SAMIL coupled and uncoupled general circulation models. Adv Atmos Sci, 29(3): 529-543

Zavala-Garay J, Zhang C. 2004. The linear response of ENSO to the Madden-Julian Oscillation. J Climate, 17(12): 2441-2459

Zavala-Garay J, Zhang C, Moore A M, et al. 2008. Sensitivity of hybrid ENSO models to unresolved atmospheric variability. J Climate, 21(15): 3704-3721

Zhang C D, Gottschalck J. 2002. SST anomalies of ENSO and the Madden-Julian Oscillation in the equatorial Pacific. J Climate, 15(17): 2429-2445

Zhang C D. 2005. Madden-Julian oscillation. Rev Geophys, 43(2): G2003, doi: 10.1029/2004RG000158

Zhang C D, Ling J. 2012. Potential vorticity of the Madden-Julian Oscillation. J Atmos Sci, 69, 65-78

Zhang G J, McFarlane N A. 1995. Sensitivity of climate simulations to the parameterization of cumulus convection in the Canadian Climate Centre General Circulation Model. Atmos Ocean, 33(3): 407-446

Zhang L N, Wang B Z, Zeng Q C. 2009. Impact of the Madden-Julian oscillation on summer rainfall in Southeast China. J Climate, 22: 201-216

Zhou W, Chan J C L. 2005. Intraseasonal oscillations and the South China Sea summer monsoon onset. Int J Climatol,25:1585-1609