

潘静, 李崇银, 宋洁. 2010. MJO 活动对西北太平洋台风的调制作用 [J]. 大气科学, 34 (6): 1059–1070. Pan Jing, Li Chongyin, Song Jie. 2010. The modulation of Madden–Julian oscillation on typhoons in the northwestern Pacific Ocean [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 34 (6): 1059–1070.

热带大气季节内振荡对西北太平洋台风的调制作用

潘静¹ 李崇银^{1,2} 宋洁¹

¹ 中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学国家重点实验室, 北京 100029

² 解放军理工大学气象学院, 南京 211101

摘 要 利用澳大利亚气象局的 RMM-MJO (Real-time Multivariate MJO) 指数, 分析研究了热带大气季节内振荡 (简称 MJO) 对西北太平洋台风的调制作用及其机理, 结果表明 MJO 活动对西北太平洋台风的生成有比较明显调制作用。在 MJO 活跃期, 对流中心位于赤道东印度洋 (即 MJO 第 2、3 位相) 和对流中心越过海洋性大陆来到西太平洋地区 (即 MJO 第 5、6 位相) 时台风生成的个数比例为 2:1。本文对西太平洋地区的大气环流场进行了多种气象要素的合成分析, 在 MJO 的不同位相, 西太平洋地区的动力因子分布形势有明显不同。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, 为台风生成和发展创造了有利条件的大尺度环流动力场。这说明 MJO 在不断东移的过程中, 将改变大气环流形势, 最终影响了台风的生成和发展。接着, 我们从积云对流这个联系台风和 MJO 的重要因子出发, 研究了不同 MJO 位相时凝结加热的水平和垂直分布, 以及与台风环流、水汽通量的配置情况。结果表明在 MJO 不同位相, 热源分布明显不同, 而这种水平和垂直方向的不同分布特征必然反映潜热释放和有效位能向有效动能转换的差异, 再与水汽的辐合辐散相配合, 就从台风获得的能量角度揭示了大气 MJO 调节台风的生成和发展, 造成不同位相时台风生成有根本差别的原因。

关键词 热带大气季节内振荡 (MJO) 调制作用 西北太平洋台风 大气环流场 凝结加热

文章编号 1006–9895 (2010) 06–1059–12

中图分类号 P461

文献标识码 A

The Modulation of Madden–Julian Oscillation on Typhoons in the Northwestern Pacific Ocean

PAN Jing¹, LI Chongyin^{1,2}, and SONG Jie¹

¹ State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

² Meteorological College, PLA University of Science and Technology, Nanjing 211101

Abstract The RMM (Real-time Multivariate MJO) index from RMRC (bureau of meteorology research centre) of the Centre for Australian Weather and Climate Research is used to study the modulation of the Madden–Julian Oscillation (MJO) on the typhoon activity over the northwestern Pacific Ocean area and its possible mechanism. The RMM index serves as a proxy for the MJO. It not only can describe the strength of the MJO, but also can reveal the spatial distribution characteristics with the phase categories. It divides the MJO process into eight phases.

The MJO modulation effect on typhoon genesis is quite significant. From June to October, the typhoon genesis

收稿日期 2009–12–22, 2010–04–21 收修定稿

资助项目 国家重点基础研究发展规划项目 2006CB403600、2010CB950400, 中国科学院知识创新工程重要方向项目 KZCX2-YW-Q11-03

作者简介 潘静, 女, 1978 年出生, 博士, 助研, 主要从事热带天气气候、低频振荡等方面的研究。E-mail: pan@lasg.iap.ac.cn

cases during strong MJO period are 2 times of those during weak MJO period. In the strong MJO period, there are different typhoon genesis distribution patterns due to different MJO activity phases. The total genesis cases during phases 2 and 3, in which the convection centers are over the equatorial eastern Indian Ocean, are also 2 times of those during phases 5 and 6, during which the convection centers are over the northwestern Pacific Ocean. After the statistic analysis, the composite method is used to study different atmospheric circulation patterns associated with different MJO phases. The result shows the dynamic typhoon-influencing factors are quite different between phases 2-3 and phases 5-6. During phases 2 and 3, the dynamical factors suppress the typhoon to happen, but during phases 5 and 6, they create a favorable environment circulation for typhoon genesis. It can be inferred that the large scale dynamical environment changes as the MJO convection propagates eastward, which plays an important role in the typhoon genesis.

Convection is a very important factor to both the MJO and typhoons. The composites of the horizontal and vertical convective heating distributions according to different MJO phases are studied. The result shows that in different phases, the heating sources are quite different, which would definitely lead to different change from effective potential energy to effective kinetic energy. In combination with the convergence and divergence of the moisture transport fluxes, the modulation of typhoon genesis by MJO can be revealed from the energy aspect.

Key words tropical atmospheric intra-seasonal oscillation (MJO), modulation, typhoon, atmospheric circulation, condensation heating

1 引言

热带大气季节内振荡是热带大气环流最显著的一种模态 (Madden and Julian, 1972, 1994), 也被称为 MJO (Madden-Julian Oscillation)。其主要特征表现为大尺度的热带深对流异常 (降水异常) 从印度洋东传, 途经印度尼西亚等地区进入西太平洋, 在日界线附近消失。MJO 虽然是热带大气的主导模态, 但影响相当广泛, 可以涉及到全球不同区域不同尺度的天气和气候, 如海平面气压、降水、季风从爆发到消亡的整个过程, 还有 ENSO 现象等 (Chen and Murakami, 1988; Li and Zhou, 1994; Hendon et al., 1999; Kessler and Kleeman, 2000; Zhang and Gottschalck, 2002; Barlow, et al., 2006; Li and Pan, 2006)。

作为热带主导模态, MJO 与热带的重要天气系统——台风之间必然有密切的关系。西北太平洋是台风出现最活跃的区域, 根据统计, 从 1945 年开始, 每年平均有 25 个热带风暴在此生成, 其中有约 17 个左右加强为台风 (中心最大维持风力达到 33 m/s)。而台风形成在一个台风季节中是不均匀发生的, 表现为时间和空间上有密集分布的现象 (丁一汇等, 1977; Nakazawa, 1988)。台风发生的时间呈活跃期及不活跃期的间歇分布, 这种交替现象的时间尺度为几周左右, 与热带大气季节内振荡

的周期比较符合, 值得将二者结合起来研究, 找出内在联系。已有研究对二者关系所进行的分析已得到一些很好结果, 研究认为 MJO 对全球不同台风 (热带气旋) 产生区域如印度洋、太平洋、墨西哥湾、大西洋都具有调制作用 (Molinari, et al., 1997; Maloney and Hartmann, 2000; Higgins and Shi, 2001; 祝从文等, 2004; Bessafi and Wheeler 2006; 陈光华和黄荣辉, 2009)。Liebmann et al. (1994) 在其研究中指出, MJO 与西太平洋热带风暴出现可能性增加的关系并不在于它能直接作用于热带风暴, 而是通过增加对流活动为热带地区提供更多适合发展成台风的“种子”系统而间接作用于台风的。大部分研究认为当 MJO 处于活跃状态时, 台风出现频率增加。这种调制作用主要是 MJO 向东传播过程中调节了其经过区域的大气环流和海洋环流环境, 改变了台风生成区域的大尺度环流场, 促使或者抑制了台风的生成和发展。但是具体到 MJO 如何调制西北太平洋的台风发生, 目前还不是很清楚。我国是受西北太平洋台风经过和登陆影响最严重的国家, 探讨 MJO 对西北太平洋台风的调制关系, 对认识影响我国台风发生发展的季节变率乃至进行季节内尺度预报很有意义, 也有其使用价值。本文拟利用不同的台风资料, 对 MJO 不同位相与西北太平洋产生台风频率二者间的关系进行探讨, 揭示二者之间的关系及可能的影

响机制。

另外, 积云对流是热带大气的一种最常见的过程, 有组织的积云对流是台风等热带系统发生发展和维持的重要机制。深厚的积云对流可以造成巨大的潜热释放, 通过第二类条件不稳定使有效扰动位能转变成扰动动能, 使热带扰动得以发展和维持。MJO的传播从根本上说可以认为是积云对流的不断东传, 引起所经过区域海气系统的强烈反馈。因此, 本文拟从积云对流的角度研究 MJO 与西北太平洋台风之间的关系, 讨论可能的机制。

2 所用资料

本文主要应用澳大利亚气象局 MJO 指数, 即 RMM (Real-time Multivariate MJO) 指数 (<http://www.bom.gov.au/bmrc/clfor/cfstaff/matw/maproom/RMM/index.com>) 来描述 MJO 的变化特征。该指数是一个实时多变量指数, 主要应用 Wheeler and Hendon (2004) 的方法, 将热带地区 ($15^{\circ}\text{S}\sim 15^{\circ}\text{N}$) 的射出长波辐射 (简称 OLR), 850 hPa 和 200 hPa 纬向风三个要素作为变量, 进行联合 EOF 分析, 得到前两个主成分分量; 然后将逐日数据映射到主成分分量 EOF1 和 EOF2 上得到映射系数 (RMM_1 和 RMM_2)。该 MJO 指数由 RMM_1 和 RMM_2 组成, 它不仅体现了 MJO 的振幅 (强度) 还可以揭示 MJO 的传播过程 (对流位置), 在业务上已经得到了广泛的应用, 也取得了良好的效果 (Donald et al., 2006)。

本文所用台风资料包括中国气象局上海台风研究所 (简称上海台风所) 的台风资料, 美国 JTWC (Navy Joint Typhoon Warning Center) 台风资料, 以及日本气象厅 JMA (Japanese Meteorological Agency) 台风资料。考虑到研究的统一性, 台风资料的时间长度均选取 1979~2004 年。将第一时刻最大风速达到台风级别 (中心持续风力达到 35 m/s)

的时刻和位置定义为台风生成的时间和位置。OLR 数据来自美国 NOAA; 风、气压场等逐日气象数据源于美国 NCAR/NCEP 再分析资料 II, 分辨率为 $2.5^{\circ}\times 2.5^{\circ}$, 垂直范围为 1000 hPa~10 hPa 共 17 层。

本文还应用到的热源汇数据是根据 Yanai et al. (1973) 提出的方法, 计算视热源 Q_1 , 其计算公式 (丁一汇, 1989) 如下:

$$Q_1 = c_p \left[\frac{\partial T}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla T + \left(\frac{p}{p_0} \right)^{\frac{R}{c_p}} \cdot \omega \cdot \frac{\partial \theta}{\partial p} \right],$$

其中, T 表示该格点上大气的温度, θ 是该格点上的位温, R 是干空气的气体常数, c_p 是干空气的比热容, \mathbf{V} 是该格点上大气的水平运动速度 (矢量), ω 是该格点上大气的垂直运动速度, p 是该格点上的大气压强, p_0 是该点所对应的地面气压。

本文的统计方法: 利用澳大利亚气象局提供的 MJO 指数 (该指数已将 MJO 分成 8 个位相), 选取各个位相时指数的模值 ($\sqrt{\text{RMM}_1^2 + \text{RMM}_2^2}$) 超过 0.8 的为 MJO 活跃位相; 小于 0.8 的认为其为较弱或 MJO 不活跃。统计各种台风资料给出的西太平洋台风生成所在时刻 (即中心持续风力达到 35 m/s) 所处的 MJO 位相, 进而统计在各个位相的台风生成数, 考察生成台风的频数与 MJO 各位相的关系。由于台风多发生于 6~10 月 (夏秋季节), 因此, 本文中统计和合成分析的时段均为 6~10 月。

3 MJO 不同位相时西北太平洋台风产生的频数

根据 RMM 指数所描写的 MJO 的活动, 一般可将其定义为 8 个不同位相, 它们所对应的对流活动中心各有不同位置, 大致依次从赤道印度洋中部到赤道中东太平洋 [各位相对流中心位置可参照 Donald (2004) 的 Fig. 4. 1. c], 其中第 4 位相对流活动中心位于海洋性大陆。表 1 给出的是依据三种

表 1 各种台风资料的统计结果

Table 1 Statistical results of three kinds of typhoon datasets

台风资料来源	MJO 活跃位相西太平洋台风生成数目								$m:n$
	第 1 位相	第 2 位相	第 3 位相	第 4 位相	第 5 位相	第 6 位相	第 7 位相	第 8 位相	
JTWC	26	21	13	22	31	41	27	22	203:107
上海台风所	28	20	13	24	31	44	24	26	210:85
日本气象厅	25	20	13	25	30	42	24	24	203:86

注: m 和 n 分别表示 MJO 活跃和不活跃位相西太平洋台风生成数目。

台风资料(1979~2004年)统计得到的在台风季(6~10月)对应MJO不同位相时所生成的西太平洋台风数。

综合三种台风资料的统计结果可以发现,就6~10月台风季的台风生成总数而言,三种资料的统计结果比较一致,均揭示了发生在较强(活跃)MJO位相中的台风数和发生在较弱/非MJO位相的台风数的比例约为2:1。这说明台风多发生在较强MJO事件过程中。在MJO较活跃期,发生在MJO第2、3位相的台风数偏少,发生在第5、6位相的台风数偏多,对应这两种情况,三种资料的个数比分别为34:72、33:75、33:72。发生在MJO第5、6位相的台风数要比在第3、4位相多1倍以上。在MJO的第5、6位相,对流中心已经越过了海洋性大陆,到达西太平洋,而第2、3位相MJO的对流中心在海洋性大陆西部(即赤道东印度洋地区)。从表1的统计资料可以明显看出,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,西太平洋台风级别的热带风暴出现的频数随着MJO的强对流中心移动而变化。出现这种调制结果的原因何在?下面,我们拟从台风生成的大尺度条件出发探讨该问题。

4 MJO调制的动力作用分析

很早以前,Gray(1968, 1979)就提出了热带气旋产生的6个必要条件:足够高的海水温度,大气对流不稳定,中低对流层湿度足够高,气旋产生区域较弱的垂直风切变,科氏参数不能太小,低层较大的相对涡度。其中,海温、对流、湿度为热力条件,随季节变化;垂直风切、科氏力、涡度为动力条件。其后,McBride and Zehr(1981)的研究表明,后3个动力条件是影响台风生成的主要因子,决定热带气旋能否发展成热带风暴的主要参数是低层环境场的相对涡度以及垂直风切变的大小。这里,我们主要从动力因子角度出发,探讨MJO在第2、3位相与第5、6位相时的区别,试图找到调制的可能机制。因此,我们将对第2、3位相和第5、6位相的环流等气象要素进行合成分析,揭示二者的区别。

台风多发生在季风槽中,西太平洋季风槽的变化对台风形成有很大的影响,季风槽两侧的气流增强易造成季风槽辐合的加强,有利于台风形成和加

强(Lighthill et al., 1994; Chen et al., 1998; 王慧等, 2006)。由于三种台风资料统计结果类似,以下文中应用的台风资料选取上海台风所台风资料。图1为对应MJO第2、3位相和第5、6位相时的海平面气压距平合成图及台风生成地点分布图,图中方框表示我们所关注的西北太平洋台风生成区域(110°E~180°E, 5°N~30°N)。图中差异相当明显,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,高压异常中心位于日本以南海区。西太平洋区域的对流受到抑制,不利于台风生成和发展。所生成台风的地点也基本位于反气旋异常环流区的外围。对比第2、3位相,第5、6位相时的情况就很不一样,海平面气压异常中心位于菲律宾群岛以东地区。当MJO对流中心越过海洋性大陆后,与MJO传播过程相对应是西太平洋地区海平面气压降低,季风槽加强,对流和辐合在此区域也加强,有利于热带气旋在此诞生和加强成台风。台风生成位置的统计结果表明,它们多分布于气旋型环流异常的中心区,也从另一方面说明了MJO的第5、6位相利于台风生成。

赤道地区低层盛行的东北/东南信风是主导热带气候的主要因子之一,在西北太平洋地区,信风影响热带气旋主要通过两种方式,一是通过低层辐合影响热带扰动的产生,另外是通过赤道东风波。西太平洋地区的热带扰动多产生于温暖湿润的西南季风与东南信风交汇的赤道辐合带中,赤道辐合带为台风的产生和发展提供了有利的环境——低层辐合,以及有利的能量来源——水汽和热量的辐合。赤道辐合带内,空气辐合上升,对流凝结潜热释放促使空气变暖,海平面气压降低,形成低压区,促使深厚积云对流的进一步发展,这种相互作用有利于热带扰动的形成,也就是热带气旋单体的形成和发展,这也是CISK(Conditional Instability of the Second Kind)机制的积云对流自激反馈作用。从850 hPa的风场和相对涡度场的异常合成场(图2a、b)可以看出,当MJO中心位于赤道东印度洋时,反气旋环流占据了西太平洋的主要区域,沿赤道地区主要为异常的东风气流,异常环流中心与图1异常高低压中心配合较好。在该位相,西太平洋地区辐合减弱、辐散增强,相对涡度场表现为负的相对涡度异常(图2a)。一旦MJO中心越过海洋性大陆(图2b),西北太平洋均呈现为气旋型环流异

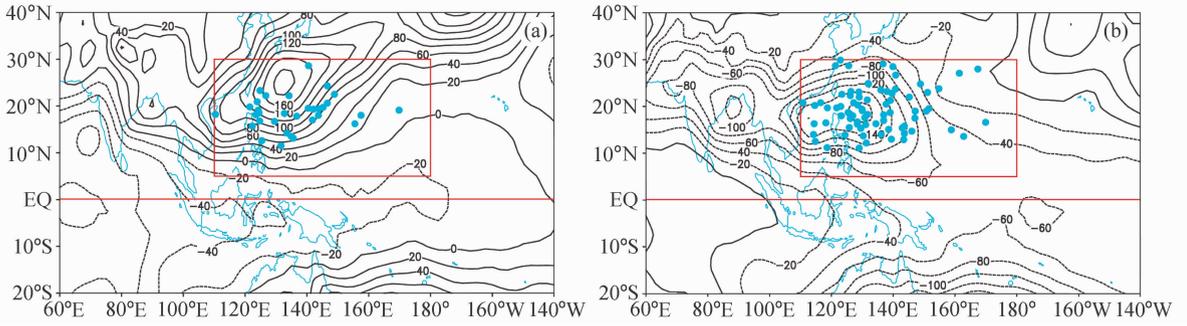


图1 海平面气压距平场(单位: hPa)合成图和台风生成地点分布图: (a) 第2、3位相; (b) 第5、6位相

Fig. 1 The composite of sea-level pressure anomaly (hPa) and the typhoon genesis locations; (a) Phases 2 and 3; (b) phases 5 and 6

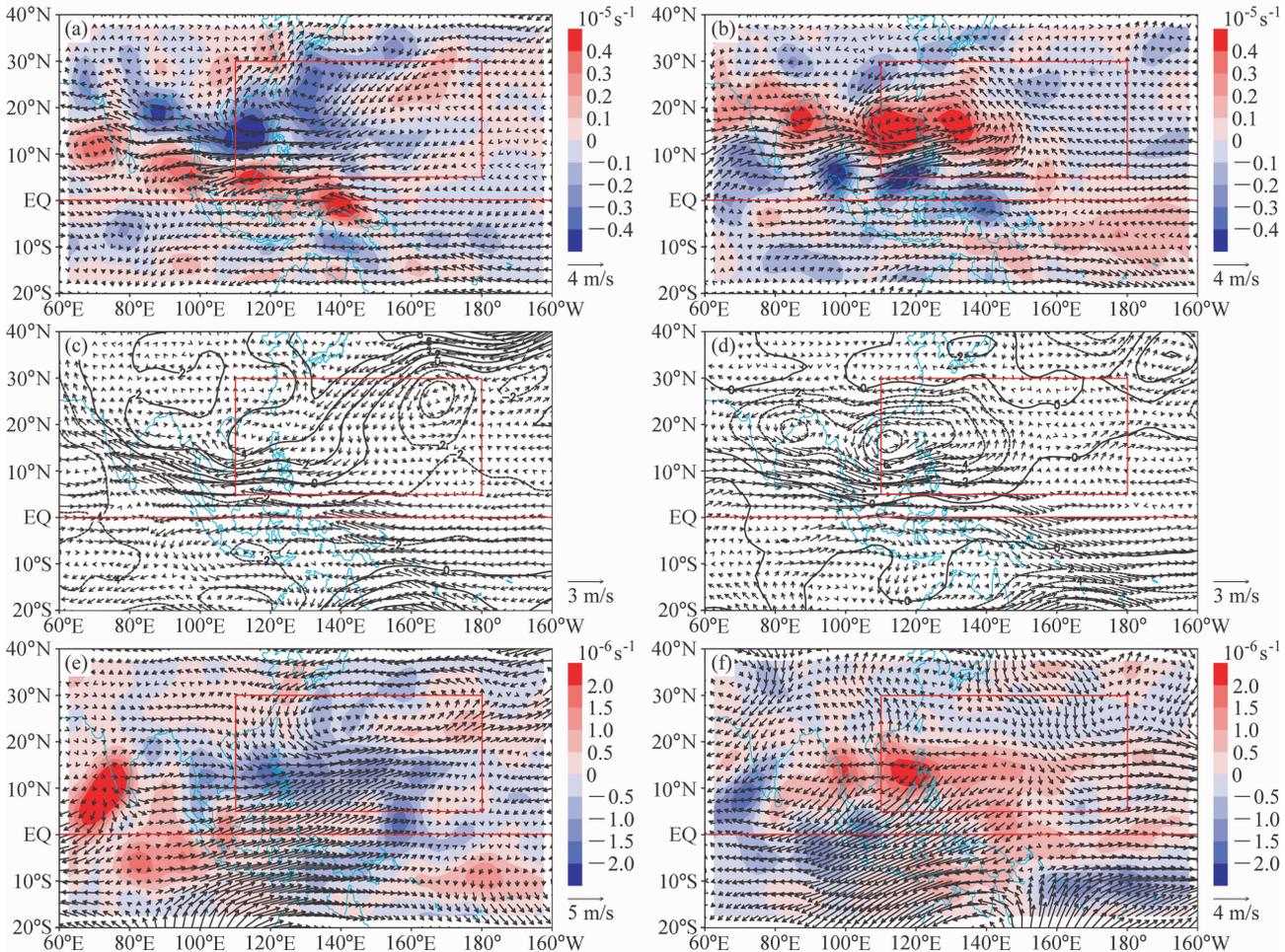


图2 第2、3位相 (a, c, e) 和第5、6位相 (b, d, f) 高、中、低层大气环流形势异常合成图: (a, b) 850 hPa 风场和相对涡度; (c, d) 500 hPa 风场和位势高度场(等值线, 单位: dagpm); (e, f) 200 hPa 风场和散度

Fig. 2 The composites of (a, b) wind vector and relative vorticity (shaded) anomalies at 850 hPa, (c, d) wind vector and geopotential height (contour, units: dagpm) anomalies at 500 hPa, and (e, f) wind vector and divergence (shaded) anomalies at 200 hPa for (a, c, e) phases 2 and 3 and (b, d, f) phases 5 and 6

常流场, 其中心带状分布于我国南海至菲律宾以东的大范围地区, 与季风槽/ITCZ 位置配合一致。此时, 低层辐合明显加强, 有利于热带辐合带上的台

风发生和加强。中层 500 hPa (图 2c、d) 的情况对比也揭示了在第 2、3 位相时西太平洋地区的西部主要是高度的正异常区, 东部为负异常区。这种异

常分布说明了副高西边界有明显西伸和南伸,这种环流场配置不利于西太平洋地区低层辐合加强和气旋维持。但在第 5、6 位相,从印度洋到西太平洋都是很明显的负异常场,与风场有很好的配置,这说明在西太平洋从低层到中层都有很强的辐合区,季风槽有很好的中层环流形势配合,证明环流异常比较深厚,强度较大。这种低层辐合的配置很有利于气旋生成后的维持和发展。台风生成的气候背景条件中,除了低层有辐合存在之外,高层必须有辐散场与其配合,使气流从高层流出,促使对流的发展和维持。从高层的情况对比(图 2e、f)可以看出,MJO 处于第 2、3 位相时,高空主要以异常西风为主,呈气旋型辐合环流形势。而第 5、6 位相时,西太平洋高空以偏东风和辐散环流为主。因此,从高、中、低空的环流配置可以明显看出,第 2、3 位相与第 5~6 位相所对应的环流异常场有很大区别。二者对应的异常场虽均为高低空反相的斜压型配置,但斜压型的中心性质却完全相反。第 5、6 位相对应着低层气旋型异常,高空辐散反气旋型异常,这种配置很有利于对流的发生发展和维持,为台风的发生和发展提供了很有利的环流配置。

对流层风速垂直切变的大小,决定热带扰动系统中所释放的凝结潜热能否集中加热气柱,形成暖中心的结构,进而发展成热带风暴。台风多发生在垂直切变较小的环境中,我们用 200 hPa 与 850 hPa 纬向风之差代表风速的垂直切变。从图 3 可以看出,在第 5、6 位相,垂直切变的零等值线位于西太平洋地区,呈西北东南走向,其南边为正值,北边负值,表示零线南边为明显辐合区,很好地配合了季风槽的位置。图 3 说明第 5、6 位相所对应的风场提供了有利的大气环境加热条件,促使台风的生成和发展。与台风生成位置图(图 1)相比较,也可以发现在第 5、6 位相时台风生成的位置和零线分布相当一致。而第 2、3 位相,风速垂直切变零线位于西太平洋北部,零线南边呈辐散区,不适合台风的生成和发展。

上述大气环流形势对比分析表明,在 MJO 的不同位相大尺度大气环境场有很明显的不同,第 5、6 位相从动力上会促使台风生成和发展,而第 2、3 位相则将抑制台风生成发展。

Charney and Eliassen (1964) 利用第二类条件不稳定解释热带气旋的发生,认为台风中的对流活

动和潜热释放不是随机的,而是受中尺度和天气尺度运动制约的。天气尺度扰动产生水汽辐合,把积云组织起来,并维持其不断地增长和发展,而扰动中的积云对流所释放的潜热能供给天气尺度扰动运动的能量。这种相互作用的过程是对流层中上部不断增暖,扰动中心气压不断降低,从而导致台风的不断发展。热带气旋发展阶段的次级环流增强与积云对流的 CISK 机制密切相关。台风主要能源是积云对流所释放的凝结潜热,张铭和曾庆存(1983)研究发现,热带气旋爆发性发展的原因是积云对流凝结潜热释放与流场之间的强非线性关系。对流凝结加热垂直廓线分布对台风低压也有重要影响,对流层中下部有较强加热时,台风低压环流发展较快,对流层上层有较强加热时,系统结构更类似实际台风(李崇银,1984)。许多研究(梁必骐和卢健强,1995;邓国等,2005)也表明,非绝热加热中的水汽凝结加热对热带气旋发生发展有重要作用。另一方面,深对流不断东移是 MJO 过程的主要特征,它可以通过与边界层水汽辐合、水汽输送、云辐射以及海表温度的相互作用来影响 MJO。考虑到 MJO 的本质是积云对流的东传,与台风能量来源有密切关系,所以我们从该角度出发,研究不同位相时积云对流的不同分布情况。

从合成的 OLR 图可以看出,在第 2、3 位相时深对流负异常中心出现在海洋性大陆以西,印度半岛西南部地区,呈西北东南斜的带状分布。与气候平均情况对比说明该时期 ITCZ 分布偏南,西太平洋地区为 OLR 正异常区,对流受到抑制,强度减弱。在第 5、6 位相,异常对流中心呈东西带状分布于 $120^{\circ}\text{E}\sim 140^{\circ}\text{E}$ 的西太平洋区域,异常中心分别位于南海地区和菲律宾以东地区。当 MJO 演变至第 5、6 位相时,西太平洋地区的深对流加强,创造了适合台风生成或者热带风暴加强的对流环境。对比图 1b 中第 5、6 位相台风的生成位置可以发现,台风多生成于 MJO 异常对流区(OLR 负异常区)的北侧。

5 MJO 调制的能量学分析

台风发展与积云对流加强密切相关,而热带地区的潜热释放是形成积云对流的主要机制。从能量守恒角度看,除去输送的影响,热带地区任意格点上垂直积分的热量主要是由该格点上水汽凝结潜热

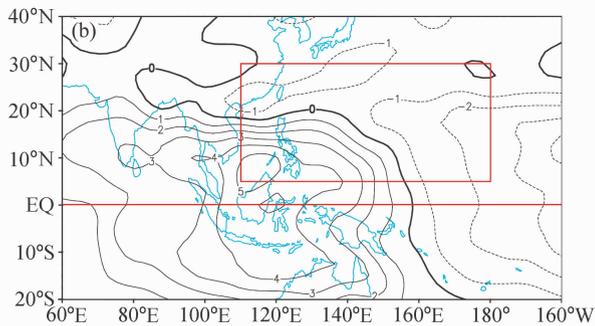
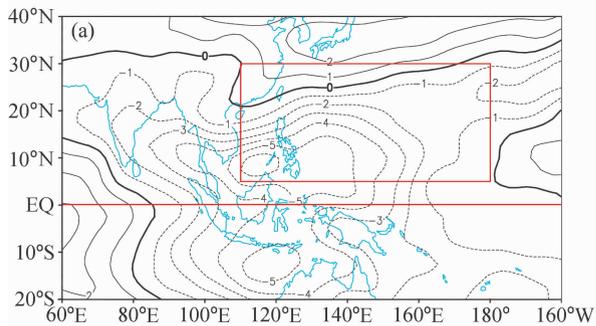


图3 西风垂直切变 ($U_{850}-U_{200}$) 合成图 (单位: m/s): (a) 第2、3位相; (b) 第5、6位相

Fig. 3 The composite of zonal wind difference (m/s) between 850 hPa and 200 hPa; (a) Phases 2 and 3; (b) phases 5 and 6

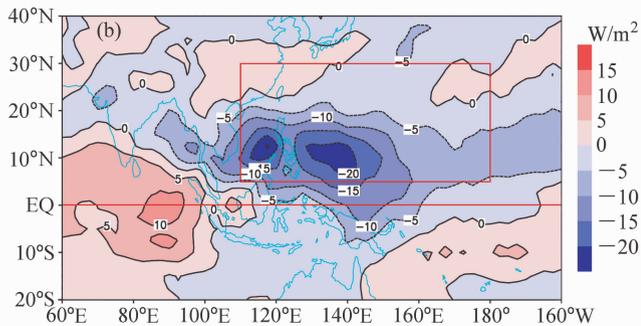
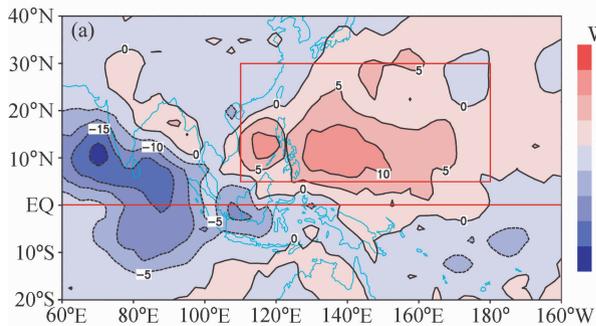


图4 OLR异常合成图 (单位: W/m^2): (a) 第2、3位相; (b) 第5、6位相

Fig. 4 The composite of OLR anomaly (W/m^2): (a) Phases 2 and 3; (b) phases 5 and 6

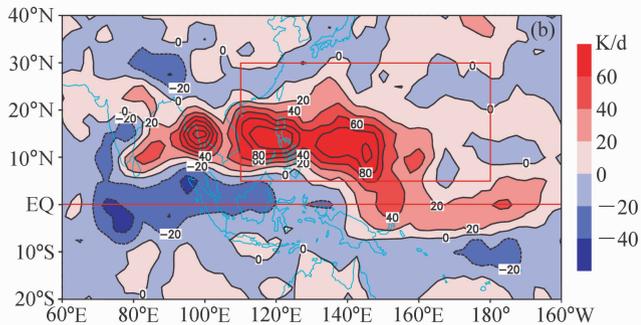
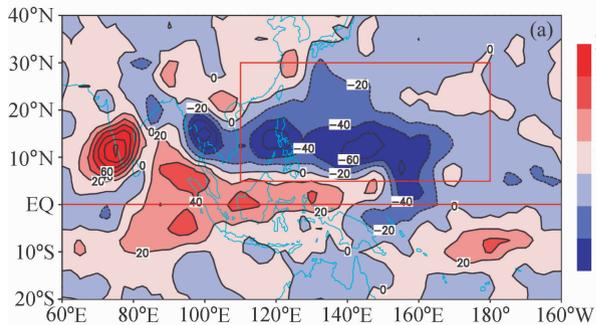


图5 热源 Q_1 异常值在 1000~200 hPa 的垂直积分合成图 (单位: K/d): (a) 第2、3位相; (b) 第5、6位相

Fig. 5 The composite of the vertical integral of Q_1 anomaly during 1000 - 200 hPa; (a) Phases 2 and 3; (b) phases 5 and 6

释放引起的。图5是整层热源 Q_1 异常的垂直积分在MJO不同位相时的分布。在第2、3位相,异常热源主要位于印度半岛南部以及海洋性大陆一线,这与图4中的异常对流中心配合很好;西太平洋地区整层大气凝结潜热释放减少,也就是整层大气温度是降低的。第5、6位相与第2、3位相比有明显不同,大气加热源中心东传北跳至西太平洋地区,潜热中心大值区呈略微西北东南倾向分布于西太平洋大部分地区,它有两个中心分别位于南海及菲律宾以东地区,并与对流中心配合一致,也说明

了该热源与深对流的密切联系。对比图5a和5b,可以发现在MJO向东传播的两个时期热力状况变化剧烈,源汇交替变化相当清晰。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生成。

Chan (1985) 指出,沃克环流的异常发展会导致西、中太平洋积云对流的加强,进而影响东、西太平洋热带气旋发生频率。因此,我们下面考察热

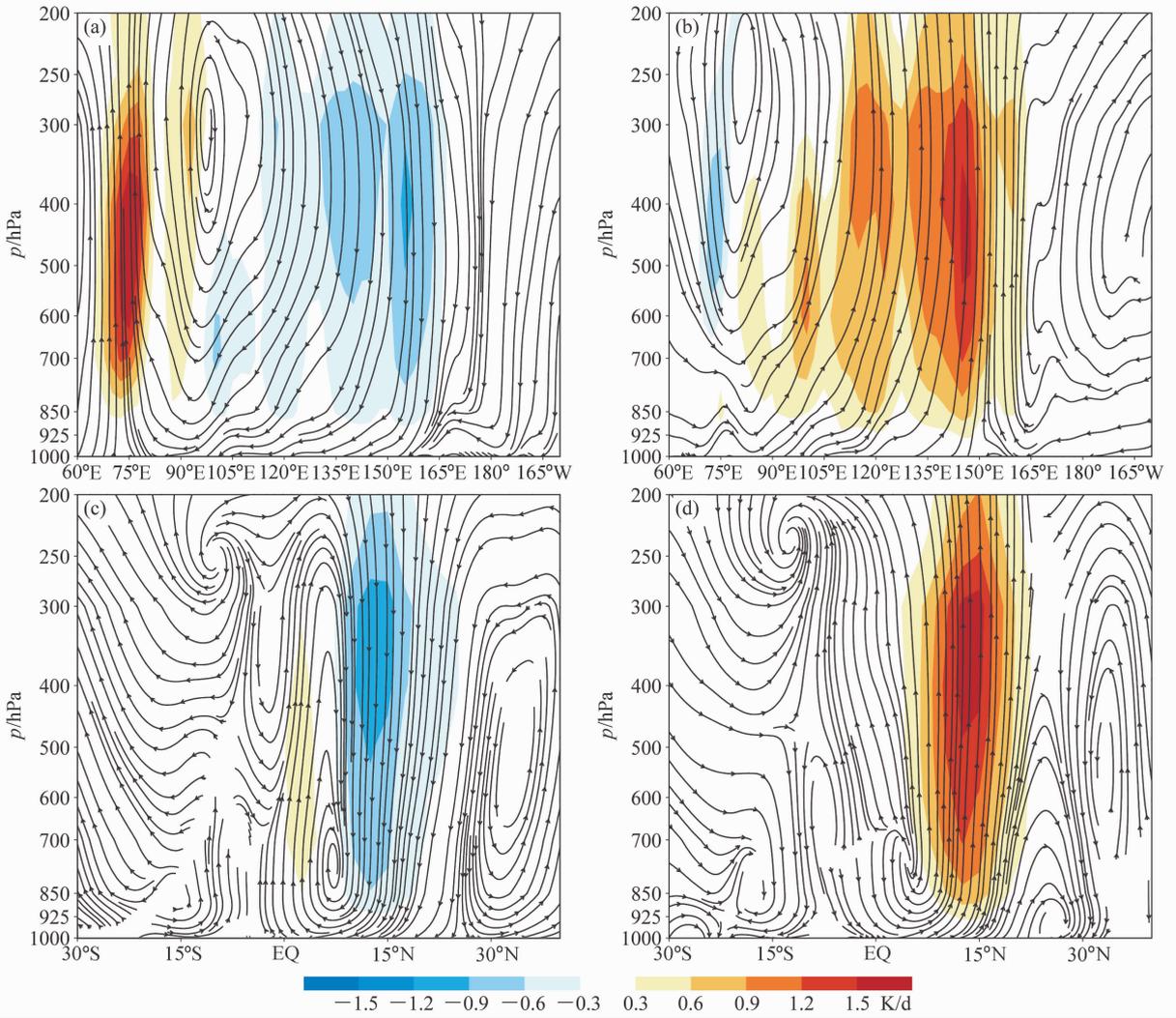


图 6 西太平洋地区沿 (a, b) 纬圈 (5°N~15°N) 和 (c, d) 经圈 (120°E~160°E) 平均的异常加热场 (Q_1 , 阴影) 和垂直环流场合成图: (a, c) 第 2、3 位相; (b, d) 第 5、6 位相

Fig. 6 The composite cross sections of Q_1 anomalies (shaded) and vertical circulation anomalies averaged over (a, b) 5°N–15°N and (c, d) 120°E–160°E; (a, c) Phases 2 and 3; (b, d) phases 5 and 6

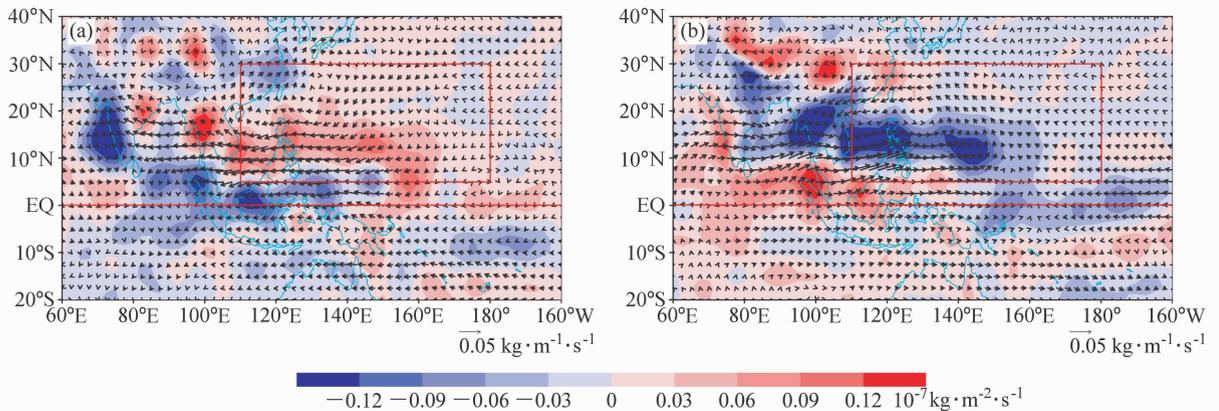


图 7 850 hPa 水汽通量异常及其散度合成图: (a) 第 2、3 位相; (b) 第 5、6 位相

Fig. 7 The composites of the moisture transport flux anomaly and its divergence: (a) Phases 2 and 3; (b) phases 5 and 6

源与环流的配置情况。从图 6 可以看出, 在第 2、3 位相, 异常正热源中心位于 75°E 附近, 负中心位于西太平洋地区; 与之对应在赤道东印度洋有上升、在暖池以东有下沉的垂直环流相配合。潜热加热和冷却与上升和下沉垂直运动配合较好, 说明了该上升和下沉运动均为对流性质的上升下沉运动。上述这种分布形势, 抑制了 Walker 环流的发展, 影响了西太平洋地区气旋的发生和加强发展。反之在第 5、6 位相, 西太平洋地区赤道以北地区, 也就是台风的易发区, 有强烈的上升运动, 与之配合在中层有强烈的加热, 表征潜热释放强劲, 为台风的发生和加强提供了良好的环境背景。从纬向平均的垂直速度和加热分布看 (图 6c、d), 第 2、3 位相对应加强的 Hadley 环流, 而第 5、6 则呈反 Hadley 环流的形势, 这同样说明两种情况对台风发生发展的影响大不相同。

水汽上升凝结释放潜热是台风能量的重要来源, 有无很好的水汽配合是台风发生发展的重要条件之一。图 7 为不同位相时 850 hPa 水汽的散度图。MJO 的位相移动可以对水汽施加影响, 从而影响到周边大尺度环境场, 在第 2、3 位相, 西太平洋地区没有明显的水汽辐合, 呈现异常水汽辐散区, 在赤道北边有一小部分辐合区, 水汽输送的来源主要为赤道中东太平洋上的水汽。在对流中心移至西太平洋 (第 5、6 位相) 时, 那里有很明显的水汽辐合中心, 来至印度洋东部的潮湿水汽和西太平

洋广阔洋面的水汽在此地辐合, 很有利于台风的形成和发展。

李崇银 (1983) 指出, 对流层大气的非绝热加热对于激发 MJO 有重要作用, 当最大加热高度位于对流层中低层时, 有利于激发出振荡型的不稳定模, 其传播速度接近实际观测的热带大气 30~60 天振荡的移动速度。表明对流凝结加热的影响不仅同强度有关, 更依赖于加热的垂直分布。当 MJO 传播过程中, 积云对流中心移动到西太平洋, 必定影响该地区整个大气层的加热状况, 从而从台风的主要能量来源角度影响台风。徐祥德等 (1996) 研究也指出, 不同垂直加热率能够影响热带和温带气旋的爆发性发展。具体到 MJO 不同位相时西太平洋地区垂直加热情况, 可以分析对比其垂直加热廓线, 从西北太平洋区域平均 ($5^{\circ}\text{N}\sim 20^{\circ}\text{N}$, $120^{\circ}\text{E}\sim 150^{\circ}\text{E}$) 加热廓线的对比 (图 8) 可以看出, 第 2、3 位相时的垂直加热形势与第 5、6 位相时有基本相反的分佈。第 2、3 位相是从低层到高层均为加热递减的情况, 最大加热负中心位于 300 hPa, 对流层中高层为加热递减的情况; 第 5、6 位相则是很明显的中层加热的情况, 最大加热中心位于 400 hPa, 最大加热率达到 1.1 K/d 。对流凝结加热峰值的出现高度与热带系统本身有直接联系, 也与系统发展阶段有关。在台风的成熟期凝结潜热释放多在 200~300 hPa, 而在对流系统的发展期, 其凝结潜热释放多在 400~500 hPa。第 5、6 位相加热峰值出现在

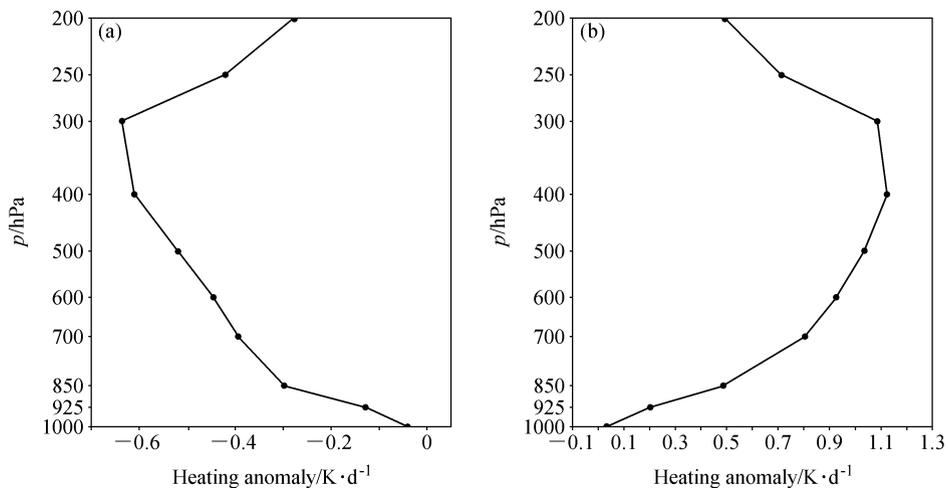


图 8 西太平洋地区 ($5^{\circ}\text{N}\sim 20^{\circ}\text{N}$, $120^{\circ}\text{E}\sim 150^{\circ}\text{E}$) 平均异常非绝热加热廓线 (单位: K/d): (a) 第 2、3 位相; (b) 第 5、6 位相

Fig. 8 The profiles of anomalous non-adiabatic heating averaged over the northwestern Pacific area ($5^{\circ}\text{N}\sim 20^{\circ}\text{N}$, $120^{\circ}\text{E}\sim 150^{\circ}\text{E}$): (a) Phases 2 and 3; (b) phases 5 and 6

400 hPa 左右, 对应的是对流系统的发展期 (从 OLR 场和辐合辐散场也可看出), 适合台风生成和发展。

图 9 为实际台风个例的计算结果 (Ding and Liu, 1987), 比较图 8b 与图 9 可以很清楚地发现, MJO 第 5、6 位相时的加热廓线与实际台风发展阶段情况很相似, 只不过峰值数值较实际的小。中层凝结潜热加热最强能促进台风生成和发展。

图 10 给出的是在 MJO 第 5、6 位相与第 2、3 位相时的扰动动能差值分布, 它清楚表明第 5、6 位相与第 2、3 位相相比的最大区别在于, 西太平

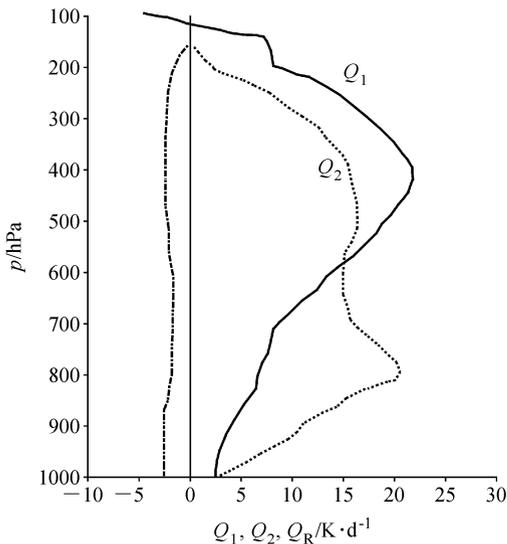


图 9 7507 号台风发展阶段的 Q_1 (热源)、 Q_2 (水汽汇)、 Q_R (辐射加热) 垂直廓线分布 [引自 Ding and Liu (1987)]

Fig. 9 The vertical profiles of Q_1 (heat source), Q_2 (moisture sink), and Q_R (radiative heating) for typhoon 7507 (Ding and Liu, 1987)

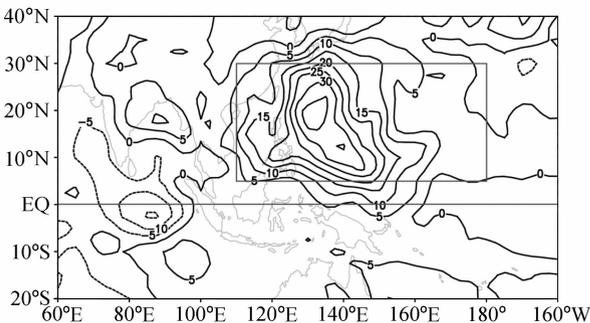


图 10 不同位相时扰动动能差值 (第 5、6 位相与第 2、3 位相之差) 分布 (单位: m^2/s^2)

Fig. 10 The difference of disturbance kinetic energy (m^2/s^2) between phases 2+3 and phases 5+6

洋地区扰动动能增大明显, 有较强动能制造。第 5、6 位相时在中高层的加热强烈, 使得有效位能转化成有效动能, 扰动可以得以不稳定发展, 从能量角度促进了台风的发展和加强。

6 结论和讨论

澳大利亚气象局 RMM-MJO 指数, 能较好地反映 MJO 这个热带大气主导模态的强度和移动过程。本文利用该指数, 考察了 MJO 不同活动位相时, 达到台风级别的热带风暴的生成情况。

(1) 分析研究结果表明, 在 MJO 活动活跃期与非活跃期西北太平洋生成台风数的比例为 2:1; 而在 MJO 活跃期, 对流中心位于赤道东印度洋 (即 MJO 第二步第 2、3 位相) 与对流中心越过海洋性大陆来到西太平洋地区 (即 MJO 第二步第 5、6 位相) 时的比例也为 2:1。说明大气 MJO 的活动对西北太平洋台风的生成有比较明显调制作用。

(2) 为了进一步揭示大气 MJO 的活动对西北太平洋台风的调制机理, 本文对西太平洋地区的大气环流场进行了多种气象要素的合成分析。从台风生成的动力角度看, 在 MJO 的不同位相, 西太平洋地区的动力因子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, 并为台风生成和发展创造了有利的大尺度环流动力场。这说明 MJO 在不断东移的过程中, 将影响所经过区域大气环流的温度、水分和海平面气压等等, 进而改变了该地区的大气环流形势, 最终影响了台风的生成和发展。这里的结果与前人从别的方面入手研究所得结果较为一致。

(3) 热带大气经常处于潮湿条件不稳定状态, 积云对流活动十分频繁。对于台风一类热带气旋系统, 其发展和维持的主要机制是 CISK, 主要能源是积云对流释放的凝结潜热。凝结加热分布形势的不同必然也会影响 MJO。我们从积云对流这个联系台风和 MJO 的重要因子出发, 研究了不同 MJO 位相时凝结潜热的水平和垂直分布, 以及与台风环流、水汽通量的配置情况。其结果表明: 在 MJO 不同位相, 热源分布明显不同, 而这种在水平和垂直方向的不同分布特征必然反映潜热释放和有效位能向有效动能转换的差异; 再与水汽的辐合辐散相配合, 就从台风获得的能量角度揭示了大气 MJO

调节台风的生成和发展, 造成不同位相时台风生成有根本差别的原因。合成的结果很清晰地表明 MJO 东传过程中, 积云对流不断发展传播, 很大程度上影响西太平洋地区加热配置, 从源头上调制了台风的生成和发展。

(4) 西北太平洋台风的生成地也与大气 MJO 的活动有一定关系。在第 2、3 位相时, 台风基本上生成在西太平洋 20°N 以南地区, 而在第 5、6 位相时, 在西太平洋 30°N 以南地区都可以有台风生成。

本文主要是统计分析和合成分析的结果, 下一步我们希望通过数值模式模拟讨论 MJO 传播过程对西太平洋地区热源的影响, 进而从数值模拟结果揭示大气 MJO 是否通过影响台风形成的大尺度条件而对该地区的台风进行调制。

参考文献 (References)

- Barlow M, Wheeler M, Lyon B, et al. 2006. Modulation of daily precipitation over southwest Asia by the Madden-Julian oscillation [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 133: 3579–3594.
- Bessafi M, Wheeler M C. 2006. Modulation of South Indian ocean tropical cyclones by the Madden-Julian Oscillation and convectively coupled equatorial waves [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 134: 638–656.
- Chan J C L. 1985. Tropical cyclone activity in the northwest Pacific in relation to the El Niño/Southern Oscillation phenomenon [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 113: 599–606.
- Charney J G, Eliassen A. 1964. On the growth of the hurricane depression [J]. *J. Atmos. Sci.*, 21: 68–75.
- 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 [J]. *大气科学*, 33 (2): 205–214. Chen Guanghua, Huang Ronghui. 2009. Dynamical effects of low frequency oscillation on tropical cyclogenesis over the western North Pacific and the physical mechanisms [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 33 (2): 205–214.
- Chen T C, Murakami M. 1988. The 30–50 day variation of convective activity over the western Pacific ocean with emphasis on the northwestern region [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 116: 892–906.
- Chen T C, Weng S P, Yamazaki N, et al. 1998. Interannual variation in the tropical cyclone formation over the western North Pacific [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 126: 1080–1090.
- 邓国, 周玉淑, 于占江. 2005. 台风 Dan (9914) 的水汽输送特征 [J]. *热带气象学报*, 21 (5): 533–541. Deng Guo, Zhou Yushu, Yu Zhanjiang. 2005. Analysis of water vapor transportation in typhoon DAN (9914) [J]. *Journal of Tropical Meteorology (in Chinese)*. 21 (5): 533–541.
- 丁一汇. 1989. 天气动力学中的诊断分析方法 [M]. 北京: 科学出版社, 146pp. Ding Yihui. 1989. Diagnostic Analysis Methods in Synoptic Dynamics (in Chinese) [M]. Beijing: Science Press, 146pp.
- 丁一汇, 范惠君, 薛秋芳, 等. 1977. 热带辐合区中多台风同时发展的初步研究 [J]. *大气科学*, 1 (2): 89–98. Ding Yihui, Fan Huijun, Xue Qiufang, et al. 1977. A preliminary study on the simultaneous developments of the multiple typhoons in the inter-tropical convergence zone [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica) (in Chinese)*, 1 (2): 89–98.
- Ding Yihui, Liu Yuezhen. 1987. The effect of vertical transport of heat and moisture by cumulus convection in typhoon [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 4: 278–286.
- Donald A. 2004. The application of the real-time multivariate Madden-Julian oscillation index to intraseasonal rainfall forecasting in the mid-latitudes [D]. Ph. D. dissertation, University of Southern Queensland, 61pp.
- Donald A, Meinke H, Power B, et al. 2006. Near-global impact of the Madden-Julian Oscillation on rainfall [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 33, L09704, doi: 10.1029/2005GL025155.
- Gray W M. 1968. Global view of the origin of tropical disturbances and storms [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 96: 669–700.
- Gray W M. 1979. Hurricanes: Their formation, structure, and likely role in the tropical circulation [M]//Shaw D B. Meteorology over the Tropical Oceans. Royal Meteorological Society, 155–218.
- Hendon H H, Zhang C, Glick J D. 1999. Interannual variation of the Madden-Julian oscillation during austral summer [J]. *J. Climate*, 12: 2538–2550.
- Higgins W, Shi W. 2001. Intercomparison of the principal modes of interannual and intraseasonal variability of the North American monsoon system [J]. *J. Climate*, 14: 403–417.
- Kessler W S, Kleemann R. 2000. Rectification of the Madden-Julian oscillation in the ENSO cycle [J]. *J. Climate*, 13: 2560–3575.
- 李崇银. 1983. 对流凝结加热与不稳定波 [J]. *大气科学*, 7 (3): 260–268. Li Chongyin. 1983. Convective condensation heating and unstable mode [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica) (in Chinese)*, 7 (3): 260–268.
- 李崇银. 1984. 台风低压发展的数值模拟研究——凝结加热廓线的影响 [J]. *热带气象*, 1: 24–30. Li Chongyin. 1984. A numerical simulation of the development of the typhoon depression—Influence of condensational heating profile [J]. *Journal of Tropical Meteorology (in Chinese)*, 1: 24–30.
- Li Chongyin, Zhou Yaping. 1994. Relationship between intraseasonal oscillation in the tropical atmosphere and ENSO [J]. *Chinese J. Geophysics*, 37: 213–223.
- Li Chongyin, Pan Jing. 2006. Atmospheric circulation characteristics associated with the onset of Asian summer monsoon [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 23 (6): 925–939.

- 梁必骐, 卢健强. 1995. 8014 号热带气旋发生发展过程的能量学诊断研究 [J]. 热带气象学报, 11 (3): 240-246. Liang Biqi, Lu Jianqiang. 1995. Tropical cyclone in South China sea in energetics study [J]. Journal of Tropical Meteorology (in Chinese), 11 (3): 240-246.
- Liebmann B, Hendon H H, Glick J D. 1994. The relationship between tropical cyclones of the western Pacific and Indian Oceans and the Madden-Julian oscillation [J]. J. Meteor. Soc. Japan, 72: 401-411.
- Lighthill J, Holland G J, Gray W M, et al. 1994. Global climate change and tropical cyclones [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 75: 2147-2157.
- Madden R A, Julian P R. 1972. Description of global-scale circulation cells in the tropics with a 40-50 day period [J]. J. Atmos. Sci., 29: 1109-1123.
- Madden R A, Julian P R. 1994. Observations of the 40-50 day tropical oscillation: A review [J]. Mon. Wea. Rev., 122: 813-837.
- Maloney E D, Hartmann D L. 2000. Modulation of eastern north Pacific hurricanes by the Madden-Julian oscillation [J]. J. Climate, 13: 1451-1460.
- McBride J L, Zehr R M. 1981. Observational analysis of tropical cyclone formation. Part II: Comparison of non-developing versus developing systems [J]. J. Atmos. Sci., 38: 1132-1151.
- Molinari J, Knight D, Dickinson M, et al. 1997. Potential vorticity, easterly waves, and eastern Pacific tropical cyclogenesis [J]. Mon. Wea. Rev., 125: 2699-2708.
- Nakazawa T. 1988. Tropical super clusters within intraseasonal variations over the western Pacific [J]. J. Meteor. Soc. Japan, 66: 823-839.
- 王慧, 丁一汇, 何金海. 2006. 西北太平洋夏季风的变化对台风生成的影响 [J]. 气象学报, 64 (3): 345-356. Wang Hui, Ding Yihui, He Jinhai. 2006. Influence of western north Pacific summer monsoon changes on typhoon genesis [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 64 (3): 345-356.
- Wheeler M C, Hendon H H. 2004. An all-season real-time multivariate MJO index: Development of the index for monitoring and prediction [J]. Mon. Wea. Rev., 132: 1917-1932.
- Yanai M, Esbensen S, Chu J H. 1973. Determination of bulk properties of tropical cloud clusters from large-scale heat and moisture budgets [J]. J. Atmos. Sci., 30: 611-627.
- Zhang C, Gottschalck J. 2002. SST anomalies of ENSO and the Madden-Julian oscillation in the equatorial Pacific [J]. J. Climate, 15: 2965-2997.
- 张铭, 曾庆存. 1983. 台风爆发性模拟的数值实验 [C]//台风会议文集. 上海: 上海科学技术出版社, 101-106. Zhang Ming, Zeng Qingcun. 1983. The numerical study of the explosively developing typhoon [C]//Proceedings of Conference on Typhoon (in Chinese). Shanghai: Shanghai Science & Technology Press, 101-106.
- 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 [J]. 气象学报, 62 (1): 42-50. Zhu Congwen, Nakazawa T, Li Jianping. 2004. Modulation of tropical depression/cyclone over the Indian-western Pacific oceans by Madden-Julian oscillation [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 62 (1): 42-50.