

潜热通量异常对西北太平洋热带气旋活动影响的机理研究

白莉娜¹, 任福民^{2*}, 宋金杰¹, 王元^{1*}, 吴国雄³

(1. 南京大学中尺度灾害性天气教育部重点实验室, 江苏 南京 210093; 2. 国家气候中心, 北京 100081; 3. 中国科学院 大气物理研究所, 北京 100029)

摘要: 使用 1958—2001 年的中国气象局台风年鉴资料和欧洲中心再分析资料, 初步揭示了潜热通量异常对西北太平洋(含南海)热带气旋活动的可能影响机理。统计分析发现, 西北太平洋(含南海)热带气旋年频数与北太平洋副热带(简称关键区)的潜热通量在过去 40 余年中均表现为显著的减弱趋势。诊断分析表明, 关键区的潜热通量通过低层信风向西的水汽输送—整个西北太平洋热带气旋活动区水汽低层辐合上升而凝结—潜热释放这一链条改变西北太平洋(含南海)大气环境场条件(包括中层湿度场、高低层涡度场和高低层散度场), 进而调制热带气旋活动。使用 SAMIL 模式进行关键区内潜热通量加倍和减半的敏感性试验, 进一步证实了关键区潜热通量异常对西北太平洋热带气旋活动调制作用的可能机理, 而对南海热带气旋活动影响较小。由此可推断, 在过去 40 余年中, 北太平洋副热带中部区潜热通量的减弱趋势可能是造成西北太平洋(含南海)热带气旋频数下降的主要原因之一。

关键词: 潜热通量; 热带气旋频数; 水汽输送; 大气环流谱模式(SAMIL)

中图分类号: P732

文献标志码: A

文章编号: 0253-4193(2010)04-0032-09

1 引言

热带气旋(以下简称 TC)的水汽和能量主要来自海洋, 因此它的气候特征必然受到海洋以及海气相互作用的影响。早在 20 世纪四五十年代 Palmén^[1] 就提出海洋表面温度(SST)高于 26.5 °C 的区域是 TC 发生频率较大的区域。何丽萍等人^[2] 利用 GMS 高精度遥感 SST 反演资料发现, GMS—SST 大于等于 28 °C 的阈值条件是西北太平洋 TC 发生和维持的必要条件。Chan 等人^[3] 研究了过去 40 a 西北太平洋台风活动和 SST 的关系, 发现西北太平洋台风活动与赤道东太平洋 SST 之间存在显

著的关系, 并分析了这种变化与大尺度大气因子如低层相对涡度、垂直风切变的制约作用。Hoyos 等人^[4] 的研究表明, 4 级和 5 级飓风的增多趋势主要与 SST 相关联。许多数值模式的结果也表明^[5-6], 当下垫面的 SST 升高时, TC 频数增多。可见, 目前就海气相互作用对西北太平洋热带气旋活动气候变化的影响研究方面主要集中在与 SST 的关系上。但在海气相互作用中, SST 并不能完全体现海洋对大气系统的强迫作用。

在大气-海洋耦合系统中, 海洋主要是通过向大气输送热量, 尤其是提供潜热, 来影响大气运动的^[7-8]。由海洋输送到大气的感热和潜热通量是热

收稿日期: 2009-08-25; 修订日期: 2010-05-06。

基金项目: 国家自然科学基金项目(40775046; 40730948; 40333025); 国家重点基础研究发展规划项目(973)课题(2006CB403601; 2004CB418301)。

作者简介: 白莉娜(1984—), 女, 贵州省安顺市, 现为南京大学大气科学学院博士研究生, 主要从事台风动力学等方面的研究。E-mail bailinana@163.com

* 通信作者: 任福民, 研究员, E-mail: fmren@163.com; 王元, 教授, 博士生导师, E-mail: yuanasm@netra.nju.edu.cn

带气旋发展和维持的重要因子^[9]。张福青等^[10]对一次台风过程成熟阶段进行模拟,发现海洋对大气的潜热输送是成熟台风的主要能源,感热输送对成熟台风几乎无影响。李英等^[11]对台风 Nina 进行模拟,结果表明潜热通量和感热通量均有利于热带气旋的维持和加强,其中潜热输送的作用显著,感热输送的作用较小。黎伟标等^[12]在对台风“森拉克”的模拟中发现,当台风期间海气界面的潜热通量增加 50%,10 m 层风速最大值增加 30%时,模拟台风的强度明显增加。Ooyama^[13]也强调了海洋潜热输送对热带气旋发展的重要性,他提出不仅要考虑在风暴内区的海洋潜热输送,而且还需考虑外区的潜热输送。上述研究都强调了潜热通量对 TC 发生发展的重要性,但大都是基于 TC 个例过程进行的,没有从气候学角度进行研究。

因此,本文拟从气候学角度考虑潜热通量对西北太平洋 TC 整体活动的影响,通过对全球潜热通量的诊断分析,确定对西北太平洋 TC 活动有指示意义的海气相互作用关键区,并探索关键区海气相互作用通过影响大气环流,进而造成西北太平洋 TC 活动区环境场因子异常,最终对西北太平洋 TC 活动构成影响的可能机理。

2 资料与方法

目前国际上较为常用的 3 套西北太平洋 TC 资料集:中国 CMA、美国 JTWC 和日本 JMA 热带气旋资料集。任福民^[14]指出中国 CMA 资料包含有最全面的信息量,故本文选用中国 CMA 资料进行研究。本文的西北太平洋 TC 指在(5°~25°N,110°E~180°)区域生成的包括热带低压在内的所有热带气旋(中心最大风速大于 10.8 m/s)。本文所用环境场资料(包括潜热通量、纬向风、径向风、比湿、垂直速度、相对湿度、涡度和散度)均来自欧洲中心 1958—2001 年再分析月平均资料,水平分辨率为 2.5°×2.5°。

本文的研究思路如下:首先,由于海洋对大气的加热作用往往并不直接发生在最大蒸发区的上空^[7],因此需要确定海气相互作用关键区。通过两方面的工作实现,一是进行全球潜热通量地理分布的量值特征分析,找出潜热通量的大值区;二是开展西北太平洋 TC 频数与潜热通量的相关分析,确定相关性的高值区。然后分析西北太平洋区域的水汽收支情况,并诊断关键区内潜热通量对西北太平洋 TC 活动的可能影响机理。包括以下计算与分析^[15-16]:

(1)水汽通量的势函数和流函数

水平水汽通量 Q 的计算公式为 $Q = \frac{1}{g} V \cdot q$,其

中, V 为水平风矢量, q 为比湿, g 为重力加速度。通过求解水汽通量的流函数 Ψ 和势函数 χ ,进而求得其辐散和非辐散分量。

$$Q = k \times \nabla \Psi + (\nabla \chi) = Q_{\Psi} + Q_{\chi}, \quad (1)$$

$$\begin{cases} \nabla \Psi = k \cdot \nabla \times Q, \\ -\nabla^2 \chi = \nabla \cdot Q, \end{cases} \quad (2)$$

$$\begin{cases} Q_{\Psi} = k \times \nabla \Psi, \\ Q_{\chi} = -\nabla \chi. \end{cases} \quad (3)$$

分 3 步计算:第 1 步,根据格点上的比湿 q ,纬向风速 u ,经向风速 v 值,计算出水汽通量 Q 及其散度和涡度场。第 2 步,求解泊松方程得到流函数和势函数。第 3 步,由式(3)得到水汽通量的辐散(非旋转)部分和非辐散(旋转)部分。

(2)水汽通量辐合项

计算研究区域 850 hPa 的水汽通量辐合量(MDF),其计算公式为

$$MDF = -\frac{1}{g} \int_{\sigma} \nabla \cdot V q d\sigma, \quad (4)$$

将右边化为线积分计算:

$$MDF = -\frac{1}{g} \oint v_n q dl = -\frac{1}{g} \left(\sum_{j=1}^n \bar{u}_j \bar{q}_j \Delta l_e - \sum_{i=1}^m \bar{v}_i \bar{q}_i \Delta l_s - \sum_{j=1}^n \bar{u}_j \bar{q}_j \Delta l_w + \sum_{i=1}^m \bar{v}_i \bar{q}_i \Delta l_n \right), \quad (5)$$

东边边界 南边边界 西边边界 北边边界

其中, σ 是计算区域的面积; $v_n q$ 是垂直于边界的法向分量; m, n 分别是计算区内沿 x 和 y 方向的格点数;带“—”的量为每一空间步长内的平均值; $\Delta l_e, \Delta l_s, \Delta l_w$ 和 Δl_n 是各边界上的格距。 MDF 正值表示所计算的区域为水汽流入, MDF 负值则表示水汽流出。

(3)水汽的垂直输送

由式(5)可以方便地计算得出某个区域面积内某一空气层(如 1 000~700 hPa)的水汽垂直输送量

$$MVF = -\frac{1}{g} \int_{\sigma} \int_{p_t}^{p_b} \frac{\partial}{\partial p} \omega q dp d\sigma, \quad (6)$$

其中, σ 是计算区域的面积, ω 是垂直上升速度, p_b 和 p_t 分别代表气层底部和顶部的气压,垂直方向的积分可直接差分求得。

最后,根据诊断得出的现象,进行有针对性的数值模拟敏感性试验,以诊断其可能的影响机理。本

研究所使用的模式是中国科学院大气物理研究所大气科学与地球流体力学数值模拟国家实验室发展的大气环流模式 SAMIL (Spectral Atmospheric Model of IAP LASG)。

3 可能影响机理的诊断分析

3.1 全球潜热通量的气候平均场

在西北太平洋(含南海)区域, TC 生成的高频月为 6—10 月, 占了全年总 TC 的 76%, 因此本文针对西北太平洋(含南海) TC 的主要活动期(6—10 月)期间进行分析。如 1958—2001 年 6—10 月平均的全球潜热通量场(图 1)所示, 除极地外, 全球其他地区潜热通量都为正值, 即表示下垫面向大气输送潜热; 一共有 5 个 560 W/m^2 以上的潜热通量大值中心, 而且全部都出现在海洋上, 即北太平洋副热带中部、南太平洋、南印度洋热带、南大西洋热带和副热带北大西洋西部。对西北太平洋(含南海) TC 年频数与潜热通量(6—10 月)的相关分析表明(图 1), 在热带和副热带地区, 显著相关区域集中于北太平洋副热带中东部、南太平洋热带地区。综合潜热通量气候场分布特征和相关分析结果, 可以初步确定出对西北太平洋(含南海) TC 活动构成影响的潜热通量关键区位于北太平洋副热带中部区(简称关键区: $10^\circ \sim 30^\circ \text{N}$, $150^\circ \text{E} \sim 150^\circ \text{W}$)。

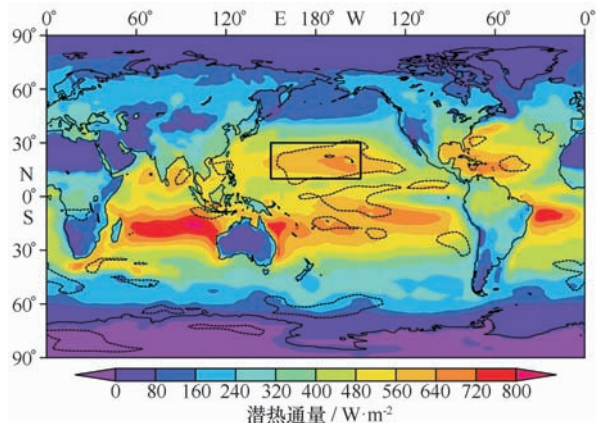


图 1 1958—2001 年 6—10 月平均的全球潜热通量场及其与西北太平洋(含南海) TC 年频数的相关分布色块表示潜热通量大小; 虚线表示此区域的年潜热通量与西北太平洋(含南海) TC 年频数相关系数大于 0.38, 超过了 0.01 的信度检验; 黑色方框表示文中关键区的位置

为了便于比较, 消除变量间的量纲差异, 分别对 1958—2001 年的 6—10 月关键区区域平均的潜热

通量和西北太平洋(含南海) TC 年频数的标准化处理(即由原值减去多年平均值后除以标准差)得到图 2。由图 2 可见, 在过去 40 余年中, 关键区内海洋对大气的潜热输送是减弱的, 20 世纪 70 年代以后的减弱趋势更加明显。并且, 西北太平洋(含南海) TC 年频数与关键区的潜热通量有着非常一致的变化趋势。西北太平洋(含南海) TC 年频数在过去 40 余年为显著的减弱趋势, 20 世纪 60 年代和 70 年代, 热带气旋频数偏多, 70 年代后期及 80 年代以后, 热带气旋频数偏少。

经计算得出关键区内潜热通量与西北太平洋(含南海) TC 年频数的相关系数为 0.58, 超过了 0.01 的信度检验, 由此可初步推断, 北太平洋副热带中部潜热通量的变化可能是西北太平洋(含南海) TC 活动的一个重要影响因子。

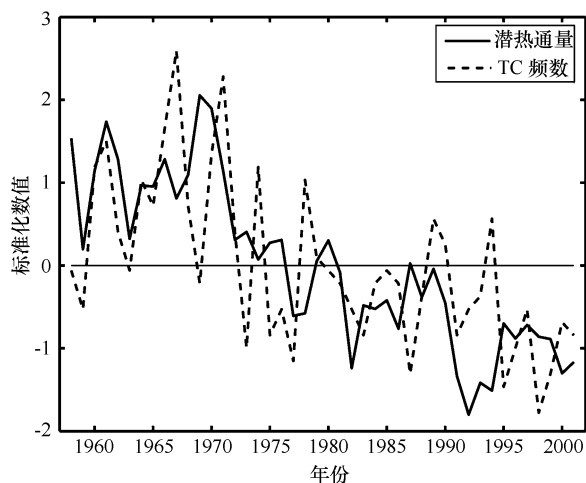


图 2 1958—2001 年 6—10 月关键区 ($10^\circ \sim 30^\circ \text{N}$, $150^\circ \text{E} \sim 150^\circ \text{W}$) 区域平均的潜热通量(实线)和西北太平洋 ($5^\circ \sim 25^\circ \text{N}$, $110^\circ \text{E} \sim 180^\circ$) TC 年频数(虚线)的标准化曲线

3.2 西北太平洋 TC 活动区水汽收支分析

将西太平洋(含南海)分为两个区域——南海(SCS, $5^\circ \sim 20^\circ \text{N}$, $110^\circ \sim 120^\circ \text{E}$)和西北太平洋(WNP; $5^\circ \sim 25^\circ \text{N}$, $120^\circ \text{E} \sim 180^\circ$)。由公式(4), (5)计算出 6—10 月 925 hPa 各边界的水汽通量(见图 3), 从而分析 TC 活动区的水汽收支。结果显示, 西北太平洋和南海表现为水汽汇, 总的净流入量分别为 20.80 和 6.22 个单位值, 但两区域在水汽收支上表现出很大区别。西北太平洋的东、南、西三面均为水汽输入, 但最主要水汽输入边界为东侧, 流入量为 22.46 单位值, 占了总流入量的一半以上; 北侧是惟一的水汽流出面。南海西、南两个边界为水汽输入,

主要来自西面,而北面和东面为水汽输出。

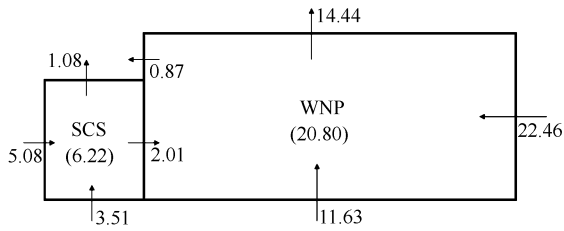


图3 6—10月925 hPa西北太平洋和南海各边界水汽收支示意图

图中数字表示各边界水汽通量大小(单位: 10^{10} kg/d),箭头表示方向

3.3 水汽通量的流函数和势函数分析

下面通过水汽通量的势函数和流函数的分解(根据公式(1)~(3)求得),来讨论西北太平洋和南海的水汽来源。图4为6—10月925 hPa的全球

水汽输送的流函数(图4a)与势函数(图4b)的平均分布。流函数可揭示水汽的输送分布特征,从图4a来看,大洋上的水汽通量最强。流函数在北半球有3个高值中心:太平洋中部、大西洋和印度季风区,水汽通量场表现为顺时针的涡旋结构。在南半球也存在两个高值中心:东太平洋和大西洋,水汽通量场则表现为逆时针的涡旋结构。流函数在太平洋和大西洋的南北半球存在的这种偶极子分布,使得在赤道及赤道以南的热带地区存在着一致的向西水汽输送,这支水汽输送经过索马里地区,转向北半球后连同印度季风区的水汽一起输送到南海和中国大陆。另一方面,太平洋中心的存在使得北半球热带水汽一致地从中东太平洋输送到西北太平洋地区。关键区位于北太平洋副热带中部区,此区域的水汽随着东北信风输送到西北太平洋,也通过越赤道气流部分进入南海。

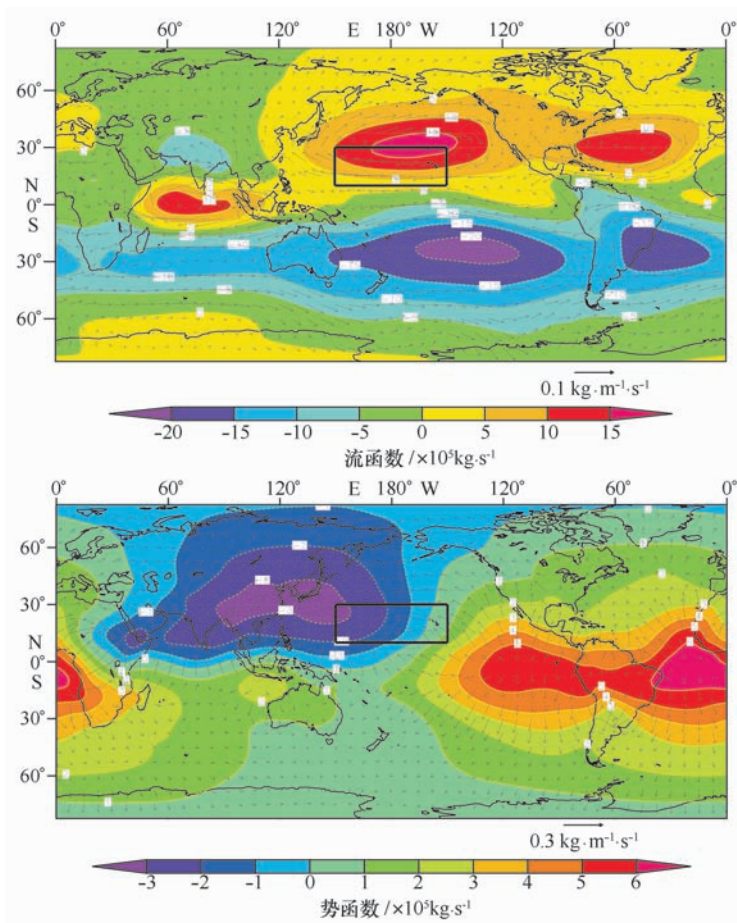


图4 6—10月925 hPa的全球水汽输送的流函数及非辐散分量(a)、势函数及辐散分量(b)平均分布
等值线为流函数和势函数数值;箭矢为非辐散分量和辐散分量,黑色方框表示文中关键区的位置

势函数比流函数小一个量级,但它可解释高水汽的维持,对于势函数的极小值中心,其水汽通量散度小于零,水汽在该地区辐合,该地区为水汽汇区;反之,对于势函数的极大值中心,为水汽源区。可以看出,在太平洋地区,存在一个水汽源区和一个水汽汇区:中东太平洋为水汽源区,而西北太平洋为水汽汇区。从水汽输送的辐散分量来看,南半球水汽源区主要通过越赤道气流将输送到西北太平洋和南海,关键区的水汽也在越赤道气流的作用下输送到西北太平洋区域。

综上所述,整个西北太平洋(含南海)低层是水汽汇区,水汽主要来源于 3 个方面:东面太平洋上空

信风的水汽输送、西面西南季风的水汽输送和南面来自南半球越赤道气流的水汽输送;其中,对西北太平洋而言,东面来自中东太平洋的水汽输送最为重要;对南海则是西面的水汽输送最为重要,但南面越赤道气流的输送也不容忽略,与图 3 的结论相一致。

3.4 水汽垂直输送

在西北太平洋地区(含南海),水汽的垂直输送项(表 1)由公式(6)计算得出,所表现出的主要特点是,低层失去水汽即低层的水汽向上输送到中高层;中高层得到低层输送来的水汽。可知,中东太平洋的水汽输送到西北太平洋(含南海)低层后辐合上升到中高层,因而有利于水汽在中高层累积。

表 1 西北太平洋(含南海)水汽垂直输送项

	1 000~700 hPa	700~400 hPa	400~200 hPa
西北太平洋(含南海)水汽垂直输送项/ $\times 10^{12} \text{ kg} \cdot \text{d}^{-1}$	-17.19	16.76	5.63

综上所述,整个西北太平洋(含南海)属于水汽汇区,关键区低层水汽通过信风向西北太平洋输送,外来水汽在西北太平洋(含南海)低层辐合上升而凝结,从而使得这一地区高层潜热释放;潜热释放将改变该区域的大气环境场条件。

4 可能影响机理的模拟研究

针对上文的诊断分析结果,下面将利用数值模式对关键区内潜热通量对西北太平洋(含南海)TC 活动的可能影响机理进行验证。

4.1 大气环流模式的敏感性试验设计

本文使用中国科学院大气物理研究所的大气环流谱模式(SAMIL)。模式水平方向采用菱形截断,分辨率为 42 波菱形截断,相当于经纬网格 $2.812 5^\circ$ (经度) $\times 1.67^\circ$ (纬度),垂直方向采用混合垂直坐标,共 26 层,模式最低一层为纯 σ 坐标,最高的 7 层为纯等压面坐标,在这之间为混合坐标。物理过程主要包括 ukmo 辐射方案^[17],非局地大气边界层参数化方案^[18],Slingo 诊断云方案^[19]和多重力波拖曳参数化^[20]等。

控制试验中,选取欧洲中心再分析资料 1958—2001 年共 44 a 的 1 月份的气候平均场作为初始场,包括高度场、温度场、径向风场、纬向风场、相对湿度场和地表温度场。

因为控制试验积分 6 a 已基本达到稳定态,因此敏感性试验中选取控制试验第 6 年 6 月 1 日结果

作为初始场,同时针对 6 月 1 日至 10 月 31 日关键区的每一步长的潜热通量进行加倍和减半试验,输出 6 到 10 月的环境场月平均结果。

4.2 模式结果

针对西北太平洋(含南海)TC 的活跃期(6—10 月),通过敏感性试验与控制试验环境场之间的比较来判别加倍和减半试验是否更加有利于或不利于 TC 活动。

从水汽通量结果(见表 2)可以看出,在控制试验中,西北太平洋和南海低层都表现为水汽辐合,这与前面的诊断结果是一致的。在加倍试验中,西北太平洋低层的水汽辐合异常增强;而减半试验中,西北太平洋低层转为水汽辐散。南海低层的水汽辐合在加倍实验中也有所加强,减半实验中辐合减弱,但是变化幅度较小。结果表明,当关键区潜热通量增加时有利于西北太平洋(含南海)低层水汽辐合,反之则减弱,其中对西北太平洋的影响显著,对南海影响稍小。

西北太平洋降水总量(见表 2)的结果表明,加倍试验中西北太平洋区域降水量异常增大,意味着西北太平洋上空潜热释放增加;而减半试验则相反,西北太平洋区域降水量显著减少,即潜热释放减少,进而对西北太平洋其他大气环境场产生影响。南海的降水总量在减半试验中减少,但在加倍试验中变化不大。

表2 模拟试验中西北太平洋和南海水汽通量散度项和区域降水总量统计

项目	加倍试验	减半试验	控制试验
WNP 925 hPa 单位气层的水汽收支/ $\times 10^{10} \text{ kg} \cdot \text{d}^{-1}$	-9.69	7.31	-5.16
SCS 925 hPa 单位气层的水汽收支/ $\times 10^{10} \text{ kg} \cdot \text{d}^{-1}$	-5.82	-3.10	-4.00
WNP 区域降水总量/ $\times 10^{13} \text{ kg} \cdot \text{d}^{-1}$	9.97	1.87	6.19
SCS 区域降水总量/ $\times 10^{13} \text{ kg} \cdot \text{d}^{-1}$	0.85	0.61	0.88

图5为第6年6—10月平均的关键区敏感性试验与控制试验700~500 hPa湿度差值分布。关键区潜热通量加倍使得20°N以南的西北太平洋(含南海)广大海域上空对流层中低层湿度增大,有利于

TC的活跃。关键区潜热通量减半的结果则表明,西北太平洋大部地区中低层湿度减弱,不利于TC发展;而南海的情况与此相反,中低层湿度偏大,仍表现为有利于TC活动之状态。

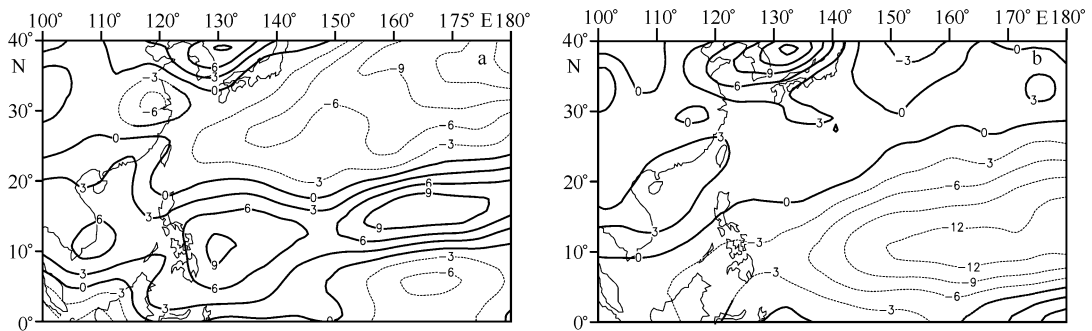
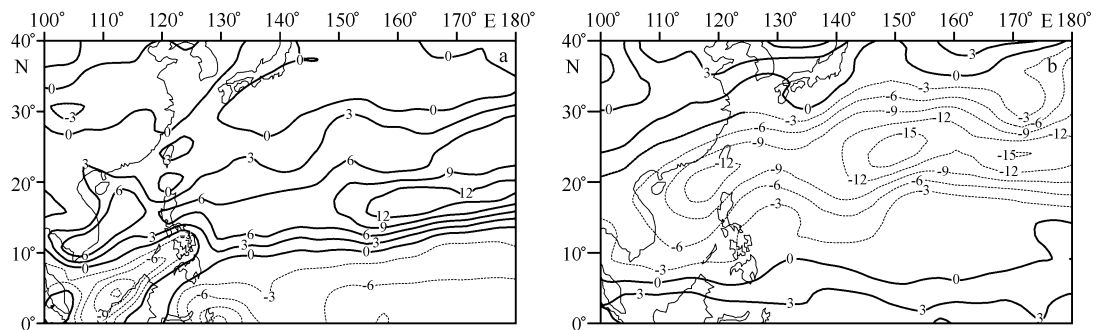


图5 模式第6年6—10月平均的加倍试验(a)、减半试验(b)与控制试验的700~500 hPa湿度差值(%)图

关键区加倍试验与减半试验高低层涡度差值分布如图6所示。容易看出,关键区潜热通量加倍使得10°N以北的西北太平洋(含南海)广大海域上空

对流层低层正涡度异常增强,高层负涡度异常增强,有利于垂直上升运动的维持,进而十分有利于TC的形成和发展。

图6 加倍试验与减半试验模式第6年6—10月平均的高低层涡度差值(单位: $\times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$)图

a. 1 000 hPa, b. 200 hPa

关键区潜热通量加倍试验与减半试验模式第6年6—10月平均的高低层散度差值(见图7)结果显示,加倍试验较之于减半试验,在西北太平洋(含南海)上空低层1 000 hPa辐合明显增强,而高层

200 hPa辐散普遍增大,南海小部分区域除外。这种形势表明加倍试验较之于减半试验是明显有利于TC的形成和发展的。

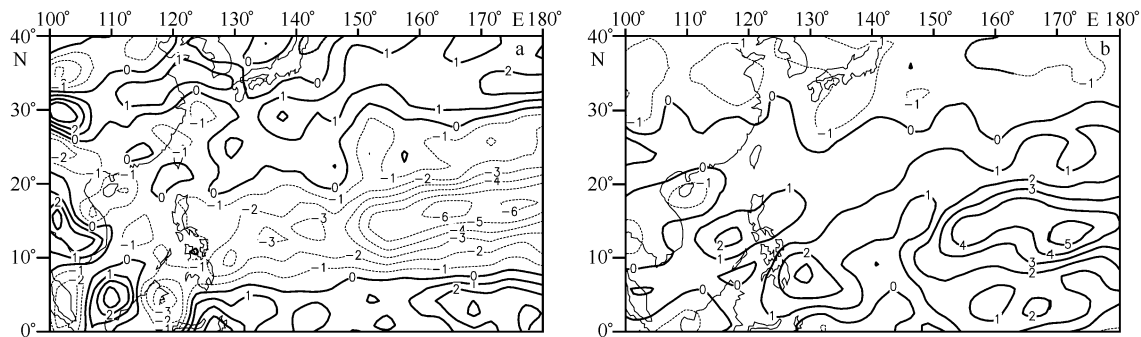


图7 加倍试验与减半试验模式第6年6—10月平均的高低层散度差值(单位: $\times 10^{-6} \text{s}^{-1}$)图
a. 1 000 hPa, b. 200 hPa

由上述结果可见,6—10月西北太平洋(含南海)TC活动对北太平洋副热带中部区(关键区)的潜热通量异常十分敏感,尤其是西北太平洋区域的TC。当北太平洋副热带中部区潜热通量增强时,西北太平洋(含南海)低层水汽辐合增强,降水增加,潜热释放增多,进而出现低层强辐合配合正涡度、高层强辐散配合负涡度,这种配置使得垂直上升运动加强,而中层湿度增大使得水汽能更多的输送到高层,这些大气环境场条件有利于西北太平洋(含南海)TC活动增多。反之,当北太平洋副热带中部区潜热通量减弱时,西北太平洋(含南海)的大气环境场条件将抑制西北太平洋TC活动。

5 小结

本文分析了海气相互作用对西北太平洋热带气旋活动的可能影响机理。主要结论如下:

(1)西北太平洋(含南海)热带气旋年频数与北太平洋副热带中部区($10^{\circ} \sim 30^{\circ} \text{N}$, $150^{\circ} \text{E} \sim 150^{\circ} \text{W}$)6—10月的潜热通量在过去40余年中均表现为显著的减弱趋势,并且显著正相关。

(2)通过水汽通量的流函数和势函数的分解,发现:整个西北太平洋(含南海)低层是水汽汇区,水汽主要来源于3个方面:东面太平洋上空信风的水汽输送、西面西南季风的水汽输送和南面来自南半球越赤道气流的水汽输送。其中,对西北太平洋而言,东面来自中东太平洋的水汽输送最为重要;对南海则是西面的水汽输送最为重要。

(3)诊断分析初步揭示,就与西北太平洋(含南海)TC活动的密切关系而言,北太平洋副热带中

部区是海气相互作用的关键区。整个西北太平洋(含南海)属于水汽汇区,关键区低层水汽通过信风向西北太平洋输送,外来水汽在西北太平洋(含南海)低层辐合上升而凝结,从而使得这一地区高层潜热释放;潜热释放将改变该区域的大气环境场条件。

(4)模拟研究进一步证实了诊断分析所得出的海气相互作用对西北太平洋热带气旋活动调制作用的可能机理。6—10月北太平洋副热带中部区(关键区)的潜热通量异常对西北太平洋TC活动影响显著,对南海TC影响稍小。当北太平洋副热带中部区潜热通量增强时,西北太平洋(含南海)低层水汽辐合增强,降水增加,潜热释放增多,进而出现低层强辐合配合正涡度、高层强辐散配合负涡度,这种配置使得垂直上升运动加强,而中层湿度增大使得水汽能更多得输送到高层,这些大气环境场条件有利于西北太平洋TC活动增多。反之,当北太平洋副热带中部区潜热通量减弱时,西北太平洋(含南海)的大气环境场条件将抑制TC活动。

结合以上的诊断和模拟分析,我们给出一个关键区内海气相互作用对西北太平洋(含南海)热带气旋活动调制作用的可能机理示意图(见图8),在以后的工作中还需要对它进行进一步的验证。

由此可推断,在过去40余年中,北太平洋副热带中部区海气相互作用的减弱趋势可能是造成西北太平洋(含南海)TC频数下降的主要原因之一。

本研究在模拟方案设计和论文撰写过程中得到王在志博士的大力支持,在此深表谢意。

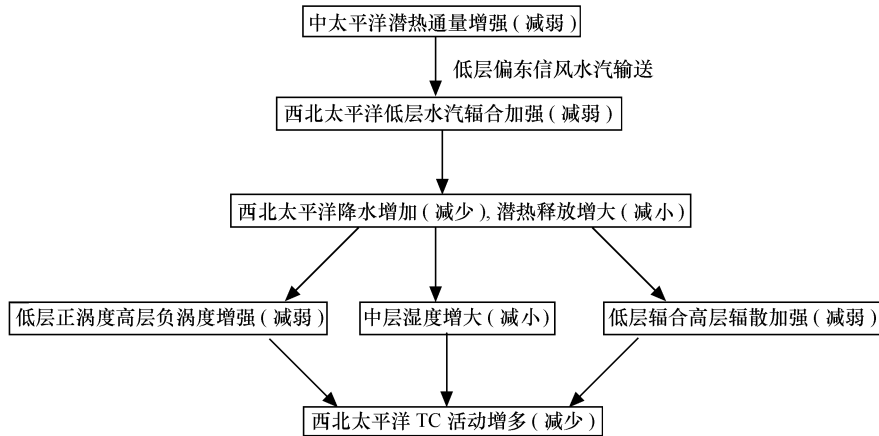


图8 可能影响机理示意图

参考文献:

- [1] PALMÉN E H. On the formation and structure of tropical cyclones[J]. *Geophysica*, 1948, 3: 26—38.
- [2] 何丽萍, 王元, 马辛宇. 西北太平洋 TC 高频源地与 GMS—SST 暖水区及 ITCZ 的匹配关系[J]. *南京气象学院学报*, 2006, 29(4): 440—447.
- [3] CHAN J C L, LIU K S. Global warming and western North Pacific typhoon activity from an observational perspective[J]. *J Clim*, 2004, 17: 4590—4602.
- [4] HOYOS C D, AGUDELO P A, WEBSTER P J, et al. Deconvolution of the factors contributing to the increase in global hurricane intensity[J]. *Science*, 2006, 312: 94—97.
- [5] HAARSMA R J, MITCHELL J F B, SENIOR C A. Tropical disturbances in a GCM[J]. *Climate Dyn*, 1993, 8: 247—257.
- [6] KRISHNAMURTI T N, CORREA T R, LATIF M, et al. The impact of current and possibly future sea surface temperature anomalies on the frequency of Atlantic hurricanes[J]. *Tellus*, 1998, 50: 186—210.
- [7] 李崇银. 气候动力学引论[M]. 北京: 气象出版社, 1995: 461.
- [8] 周天军, 张学洪. 印度洋海气热通量交换研究[J]. *大气科学*, 2002, 26(2): 161—170.
- [9] 陈联寿, 丁一汇. 西太平洋台风概论[M]. 北京: 科学出版社, 1979: 491.
- [10] 张福青, 杜华武, 蒋全荣. 成熟台风边界层作用的数值研究[J]. *热带气象学报*, 1994, 10(2): 107—114.
- [11] 李英, 陈联寿. 湿地边界层通量影响热带气旋登陆维持和降水的数值试验[J]. *气象学报*, 2005, 63(5): 683—693.
- [12] 黎伟标, 何溪澄, 唐洁. 台风“森拉克”的数值模拟研究: 海洋飞沫的作用[J]. *热带海洋学报*, 2004, 23(3): 58—65.
- [13] OYAMA K. Numerical simulation of the life cycle of tropical cyclone[J]. *J Atmos Sci*, 1969, 25(1): 3—40.
- [14] 任福民. 近五十年影响中国热带气旋活动的观测研究[D]. 北京: 中国科学院研究生院, 2008.
- [15] 丁一汇. 天气动力学中的诊断分析方法[M]. 北京: 科学出版社, 1989: 293.
- [16] 丁一汇, 胡国权. 1998 年中国大洪水时期的水汽收支研究[J]. *气象学报*, 2003, 61(2): 129—145.
- [17] EDWARDS J M, SLINGO A. Studies with a flexible new radiation code; I. Choosing a configuration for a large-scale model[J]. *J Roy Meteor Soc*, 1996, 122: 689—719.
- [18] HOLTSLAG A A M, BOVILLE B A. Local versus nonlocal boundary-layer diffusion in a global climate model[J]. *J Clim*, 1993, 6: 1825—1842.
- [19] SLINGO J M. The development and verification of a cloud prediction scheme for the ECMWF model[J]. *Quart J R Met Soc*, 1987, 113: 899—927.
- [20] PALMER T N, SHUTTS G J, SWINBANK R. Alleviation of a systematic westerly bias in general circulation and numerical weather prediction models through an orographic gravity wave drag parameterization[J]. *Quart J Roy Meteor Soc*, 1986, 112: 1001—1039.

Mechanism for the role of latent heat flux variation on the activities of tropical cyclones in the western North Pacific

BAI Li-na¹, REN Fu-min², SONG Jin-jie¹, WANG Yuan¹, WU Guo-xiong³

(1. *Key Laboratory of Mesoscale Severe Weather of Ministry of Education, Nanjing University, Nanjing 210093, China*; 2. *National Climate Center, Beijing 100081, China*; 3. *LASG, Institute of Atmospheric Physics; Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China*)

Abstract: By using tropical cyclone data from China Meteorological Administration (CMA) and the ERA re-analysis data for the period of 1958—2001, a possible mechanism for the role of latent heat flux variation on the activities of TCs in the western North Pacific (WNP, including South China Sea) has been proposed. There exist significant decreasing trends in both the frequency of TCs in WNP (including SCS) and the latent heat flux in the key region—central subtropical North Pacific. Diagnostics suggest that latent heat flux in the key region may through a chain of latent heat flux—westward water vapor transportation at lower troposphere—water vapor converging, ascending and then condensing over the WNP (including SCS)—releasing latent heat—changing the atmospheric environment (including relative humidity in the middle troposphere, vorticity in the upper and lower troposphere, divergence in the upper and lower troposphere)—ultimately control the activities of WNP (including SCS) TCs. Modeling study by using SAMIL model further confirms the diagnostics results above and reveals that the activities of WNP TCs are very sensitive to the ocean-atmospheric interaction in the key region, while the activities of SCS TCs are less sensitive. It can be concluded at least tentatively that during the past more than 40 years the decreasing trend in the latent heat flux in the central subtropical North Pacific is one of the main reasons that cause the decreasing trend in the frequency of TCs in WNP (including SCS).

Key words: latent heat flux; tropical cyclone frequency; water vapor transportation spectral atmosphere model (SAMIL)