

台风凤凰形成发展过程中 对流凝结潜热和感热的作用

刘裕禄 方祥生 金飞胜 方素青

(安徽省黄山市气象台, 245021)

提 要: 应用 NCEP 再分析资料, 计算分析了台风凤凰发生和发展过程中的积云对流潜热加热和海面感热通量。表明: 感热释放通过海气相关作用使海面风及对流层涡度增强, 可能是台风初始低压的形成机制; 积云对流潜热释放不但使台风中心增暖并使台风中间层上升运动增强, 从而促使台风加强和发展, 因此, 对流凝结潜热是台风凤凰维持和发展的主要热力和动力因子。

关键词: 台风 对流凝结潜热 感热通量 平均涡度

Effects of Sensible Heat and Convective Condensation Latent Heat on Typhoon Fung-Wong During the Course of Its Formation and Development

Liu Yulu Fang Xiangsheng Jin Feisheng Fang Suqing

(Huangshan Meteorological Office, Anhui 245021)

Abstract: With the NCEP reanalysis data, the cumulus convective latent heating and the sea surface sensible heat flux in the course of the development of Typhoon Fung-Wong are analyzed. It shows that through the air-sea interaction, the sensible heat release strengthened the sea surface wind and tropospheric vorticity, which may be the possible cause for the initial low pressure of typhoon; the cumulus convective latent heat not only heated the center of typhoon but also reinforced the ascending motion at middle levels, thereby made it increase and develop. The convective condensation latent heat is considered to be the major thermal and dynamic factor for the development of Typhoon Fung-wong.

Key Words: typhoon convective condensation latent heat sensible heat flux average vorticity

引言

0808 号台风凤凰于 7 月 25 日 14 时(北京时间)在台湾以东洋面(21.6°N、130.6°E)生成,于 26 日 17 时在台湾东部海域发展成台风。27 日 20 时发展成为强台风,28 日 9 时在台湾花莲以南地区登陆后减弱成台风,穿越台湾海峡时台风眼明显扩大,强度有所减弱,但仍有台风强度,29 日 0 时在福建沿海再次登陆后减弱成强热带风暴,继续西北方向移动,29 日 7 时减弱成热带风暴,30 日 20 时在安徽西南部继续减弱成热带低压(图 1)。“凤凰”登陆台湾时中心附近风力最大达 $45\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$,福建最大风力达 15 级,浙江最大降雨量 683.5mm,7 月 28 日到 8 月 1 日 5 天时间里东部 14 个省市受到不同程度影响。“凤凰”呈现出登陆强度大、风大、雨急、影响时间长、影响范围广等五大特点,成为 2008 年最强的登陆台风。

台风的形成,理论上普遍认为与热带扰动有关,扰动是形成台风暖心结构的基础,扰动能量的来源一种是大气的积云对流所释放的潜热,另一种是海表面海气温差引起的感热。

因此,台风形成因扰动能量来源不同,相应地存在着两种不同假设:有许多专家^[1]认为通过大量潮湿不稳定空气辐合上升,在中高层的非绝热加热的潜热释放促使了热带气旋的形成,因为大气中的非绝热加热是推动大气环流系统和使天气系统发展的主要热力强迫因子,其中的积云对流对大尺度环流作用是通过潜热释放的热量及其与水汽的水平垂直涡动来实现的。第二类条件不稳定理论(CISK)更进一步解释了积云对流潜热加热对热带地区天气尺度扰动发展提供了其所需的能量,也是热带地区气旋形成和发展主要能量来源。1986 年 Emanuel 认为如果给定

初始扰动,增大海面风,导致海面蒸发率增大,即海面热通量增大,使边界层趋向饱和。对流强度增大,又进一步增加天气尺度环流和海面风。这种海气相互作用理论较好地说明了热带气旋仅发生在暖洋面上的事实^[2]。应该指出,两种理论解释台风的形成都有其局限性,前者没有清楚说明台风中心不在对流云区而是在云外晴空区,后者忽略了各云块间下沉时的绝热增温使台风中心增暖的作用。因台风凤凰形成和发展经历了“热带低压”到“强台风”4 个不同阶段,结合以上两种理论,通过计算台风凤凰形成和发展过程中的这 4 个不同阶段的凝结潜热和海面感热通量,分析凝结潜热和海面感热通量对台风凤凰形成、发展的能量来源,以探讨台风形成与发展的机理。

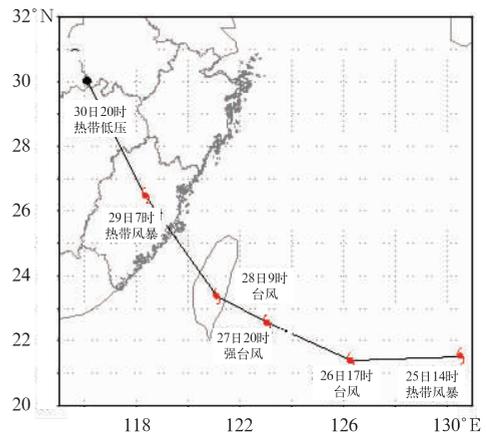


图 1 “凤凰”路径和级别转化时间图

1 计算方法

1.1 计算垂直速度公式

ω 方程有许多不同形式,本文应用准地转 ω 方程计算垂直速度,公式如下:

$$\left\{ \sigma \nabla^2 + f^2 \frac{\partial^2}{\partial p^2} \right\} \omega = f \frac{\partial}{\partial p} [V_g \cdot \nabla (f + \zeta_g)] - \nabla^2 [V_g \cdot \nabla \frac{\partial \phi}{\partial p}] - \frac{R}{c_p P} \nabla^2 H \quad (1)$$

式(1)右端第一项涡度平流项,第二项为温度平流项,第三项非绝热加热项, c_p 为定压比热, R 为气体常数, H 是在非绝热加热条件下的外来加热率,求绝热时的垂直速度可忽略第三项。在具体计算求解方程时,采用中央差分和正方形网格法,把上式化解为差分方程,用 F 表示右端的强迫函数;求出了强迫函数 F 以及给定边界条件之后,用迭代收敛法就可以求出 ω 值。

1.2 积云对流加热项 H 的计算

广义来说,凝结潜热释放可能有两种不同的途径:(1)由大尺度垂直运动产生的稳定性降水加热 H_s 。(2)通过小尺度的深厚积云对流性加热 H_c 。总的潜热加热 $H = H_s + H_c$ 。

对于计算对流降水加热 H_c 的必要条件是:大气条件是不稳定的,水汽是辐合的。采用郭晓岚^[3] 所提出积云对流参数化方法。 H_c 单位为 $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-3}$ 。

$$H_c = c_p \Delta T \quad (2)$$

$$H_c = \frac{1}{M} c_p (T_s - T) \quad (3)$$

$$I > 0, T < T_s$$

其中 I 为单位空气柱总的水汽流入率:

$$I = -\frac{1}{g} \int_{p_b}^{p_t} \nabla \cdot (V_q) dp - \frac{\omega_b q_b}{g} \quad (4)$$

$$M = -\frac{c_p}{L} \int_{p_b}^{p_t} (T_s - T) dp - \int_{p_b}^{p_t} (q_s - q) dp \quad (5)$$

式中 p_t 为云顶高度, p_b 为云底高度, T 为云外环境温度, T_s 为云中湿绝热温度。

1.3 感热通量计算

洋面上感热通量计算公式如下^[4]:

$$F_h = c_p \rho_s C_H / V_a (T_w - T_a)$$

式中, ρ_s 为地空气密度, C_H 为无量纲系数, c_p 为定压比热。公式可简化为

$$F_h = 1.72 |V_a| (T_w - T_a) \quad (6)$$

V_a 是海表面 10m 高度上的风向量, T_w 是海表温度, T_a 是海表面 10m 高度上的气温,此时 F_h 单位为 $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。

2 台风形成的感热通量触发机制

感热是发生于海气界面的热输送量,与对流降水凝结潜热不同,感热是由于海气温差产生的热输送量,其值存在正负,其正为海洋向大气输送热量,负为大气向海洋输送热量。为了计算台风初始形成时热带低压的感热通量,首先必须对低压中心经纬度定位。定位标准就是海平面风场和对流层 1000~100hPa 平均正涡度场,因为热带低压中心就在很强的正涡度中心。通过计算台风形成和发展、减弱各时段感热通量表明:热带低压到热带风暴、台风三个阶段感热是逐渐增大的,然后到强台风、台风、热带风暴感热是减小的。24 日 08 时对流层平均涡度场,热带低压中心有一强涡度值为 $6 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ 中心,其附近最大风速只有 $12 \text{m} \cdot \text{s}^{-1}$,感热通量主要位于热带低压南侧,其最大中心位于最大风速轴上,并呈带状分布,最大感热通量离热带低压中心 200km,最大值为 $24 \text{W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。25 日 08 时感热通量最大值增大到 $30 \text{W} \cdot \text{m}^{-2}$,离热带低压中心接近 100km,平均涡度增大到 $8 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ 、中心附近风速同时增大到 $14 \text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。25 日 14 时热带低压发展成为热带风暴,感热通量最大值随之增大到 $35 \text{W} \cdot \text{s}^{-2}$,平均涡度增大到 $10 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ 。27 日 08 时热带风暴发展增强成为台风(如图 2a),感热通量值达到最大 $50 \text{W} \cdot \text{m}^{-2}$,平均涡度增大到 $20 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ 。虽然在 28 日 02 时台风已发展成为强台风,但强台风中心附近最大感热通量已减小为 $40 \text{W} \cdot \text{m}^{-2}$,28 日 14 时强台风减弱为台风时感热通量继续减小,其中心附近的感热通量还出现了负值。

总之,从热带低压形成和台风发展的成熟阶段,因感热通量是逐渐增大的,并达到最大值,感热作用与台风的发展呈正相关关系,由于海面热量蒸发使涡度和海面风及其辐合增强,所以感热也与海面风和对流层平均涡度呈正相关关系;但由台风发展到强台风阶段,强度虽然增强,海面风继续增大,因海表面海气温差减小值大于风速增大值,使感热通量减小,感热作用开始减弱。随着台风强度进一步减弱,感热通量进一步减小,甚至小于 0。感热作用虽然贯穿于台风形成、发展、减弱、消亡整个过程,但其最大值与台风最大强度还不一致。

另外,台风形成和发展各时段的温度场的演变也与感热通量是紧密相关的。温度场垂直剖面图上,从热带低压到热带风暴的形成阶段,低压中心 800~500hPa 高度都维持一暖脊,但水平方向离暖中心距离有 1~2 个纬距,只有在台风形成时低压中心值与对流层平均温度场暖中心相重合(图 2b),在垂直方向上,温度脊从海表面一直伸展到 300hPa 高空,此时感热作用也达到最大值,台风暖中心形成。台风形成和发展机制最重要的就是台风暖心的形成,说明感热作用触发了台风暖心的形成。

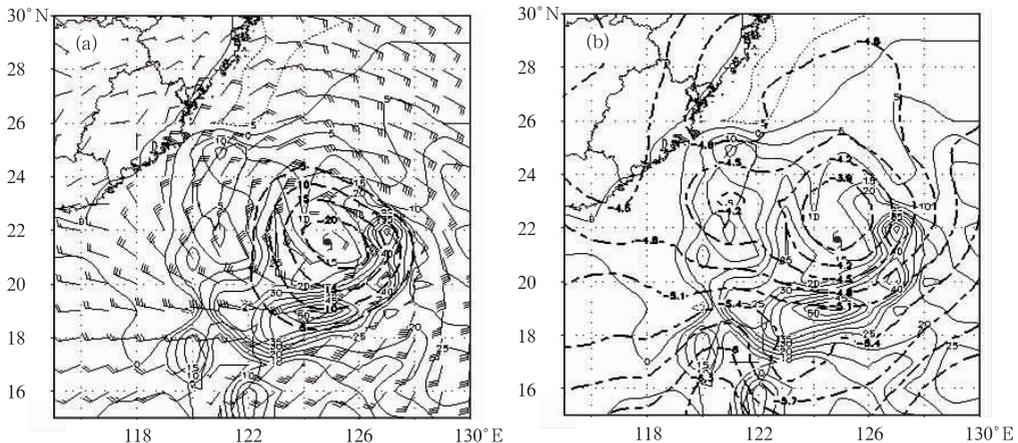


图 2 2008 年 7 月 27 日 08 时台风感热通量(实线,单位: $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$)及平均涡度场(a,虚线,单位: 10^{-5}s^{-1})和台风感热通量(实线,单位: $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$)及平均温度场(b,虚线,单位: $^{\circ}\text{C}$)

3 积云对流潜热分布特征

3.1 垂直运动中的凝结潜热作用

因为垂直运动是一个依赖于某些物理和数学假定而推导出来的物理量,其真实数值是不知道的,确定其精度必须以其它气象参数和具体天气事例的相关为根据,比如环流特点和降水实况。一般来说中尺度(10^2km)降水天气系统对应的垂直速度的量级是 $1.0 \text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上,其实垂直速度不只是说明上升

运动强烈程度,也可了解影响降水的不同尺度天气系统。 ω 方程非绝热加热项,即非绝热加热对垂直运动贡献,就是有大量潮湿不稳定空气通过对流凝结所释放出的热量,凝结潜热释放其中又包括中小尺度的浓厚积云对流性降水加热,所以中小尺度对流性降水加热影响着中小尺度垂直运动的程度,凝结潜热释放是中小尺度系统降水影响的结果^[5]。计算台风云墙区内垂直速度就能发现台风云墙区中小尺度影响特征。

先不考虑对流加热项 H,计算垂直速度结果表明,台风 300km 云墙区以内,在 28 日

02 时强台风时段, ω 最大值位于 400hPa 高度上, 其值为 $-0.7\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ (图 3a), 而在加入积云对流加热项 H_c 后, 同时段 ω 最大值可达 $-2.4\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ (图 3b)。所以说, 对流凝结潜热释放使垂直上升速度增大了 3 倍以上, 若无对流加热项 H_c 作用, 上升运动很弱, 说明凝结潜热释放是维持垂直上升运动关键因子^[6], 又因为上升运动垂直速度最大值都在 700hPa 台风中间层以上, 中间层为

台风气流入层, 因此, 凝结潜热释放加强了台风中间层的气流上升运动。另外, 从台风发生发展和消亡各时段相比, 对流凝结潜热 H_c 和上升运动垂直速度 ω 大小成正比, 两者都在 28 日 02 时强台风阶段达到最大值。比较图 3a 和图 3b, 无论是否有对流凝结潜热 H_c 时, 垂直速度正负分布的范围没有较大改变。以上说明了凝结潜热 H_c 对 ω 作用巨大, 它不仅是维持中尺度垂直上升运动的

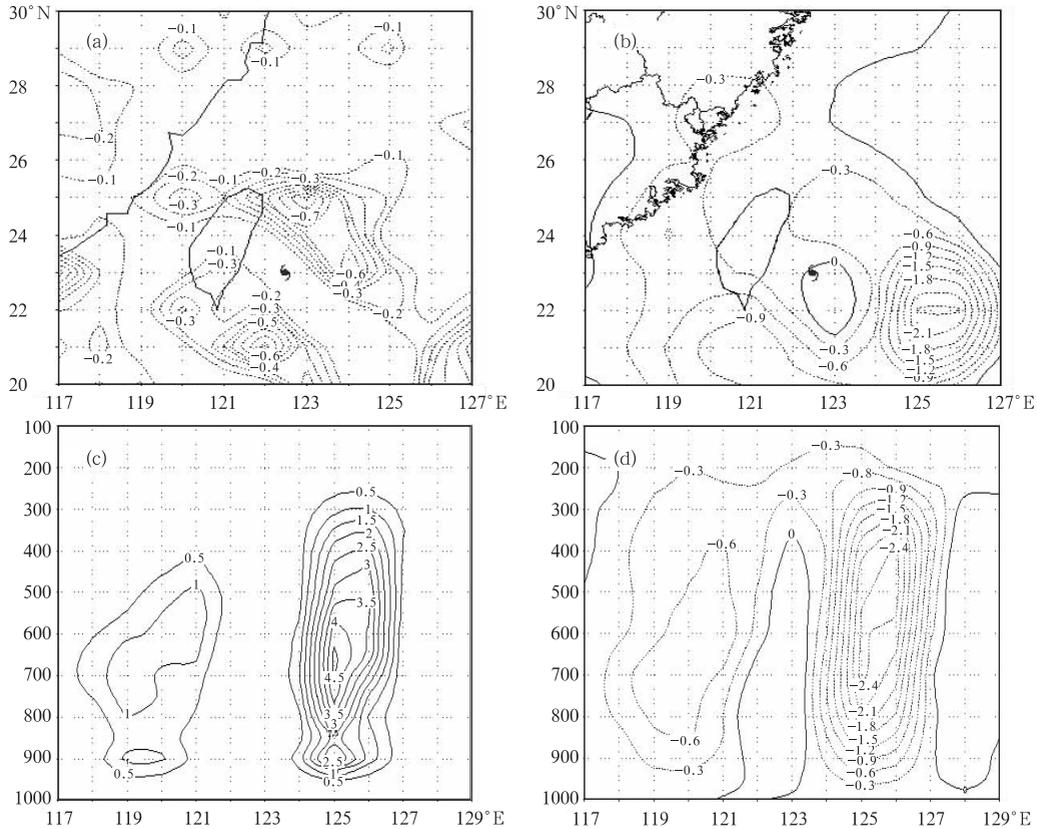


图 3 2008 年 7 月 28 日 02 时 400hPa 绝热垂直速度(a, 单位: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$)、非绝热垂直速度(b)、 22°N 凝结潜热 H_c ($\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-3}$) 垂直剖面图(c)及垂直速度剖面图(d)

关键因子, 还基本决定了垂直上升运动的水平分布。

3.2 台风发展与积云对流潜热分布特征关系

分别计算“凤凰”形成和发展过程中的“热带风暴”、“台风”、“强台风”和“台风”4 个

时段的积云对流潜热, 选取对应 4 个时段时间分别为 25 日 14 时、27 日 08 时、28 日 02 时以及 28 日 14 时。

计算分析积云对流潜热 H_c 垂直分布, 凝结潜热加热都发生在对流层中上层, 一般在 700hPa 到 200hPa 之间, 即在 3~10km 高度, 此时, “凤凰”最大值在对流层中层, 因为

潜热释放与水汽辐合和上升速度有关。28 日 02 时强台风中心在 23°N 、 122.4°E ，图 3c 为 28 日 02 时 22°N 凝结潜热加热 H_c 垂直剖面图，凝结潜热加热最大值为 $5.0\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-3}$ ，就在 650hPa 附近，此高度为中间上升气流层，低空流入层和高空流出层几乎都没有潜热释放。在低空流入层中，气流呈现气旋性流入，在中间层产生上升运动，上升运动速度最大值也在对流层中上层，28 日 02 时，台风附近最大上升速度为 $-2.4\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ ，位于 700~400hPa 高度上（如图 3d），比较凝结潜热和垂直速度剖面图，它们有相同的垂直和水平分布特征，最大值都在 $125^{\circ}\sim 126^{\circ}\text{E}$ ，进一步说明因为凝结潜热释放，使垂直上升速

度增强，因上升运动使云墙区扰动增强，有利于台风眼壁附近产生高耸的云墙。

分析图 4，水汽凝结潜热 H_c 水平分布有如下几个特点：首先，台风中心距离 200~400km 台风云墙区以内，水汽凝结潜热 H_c 最大值 $5.0\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-3}$ 在 28 日 02 时，此时“凤凰”已发展为强台风等级，最大风速 $45\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ，中心气压 955hPa。水汽凝结潜热 H_c 最小值为 $0.4\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-3}$ ，在 25 日 14 时的“凤凰”初始生成阶段，此时“凤凰”为热带风暴等级，最大风速 $18\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ，中心气压 998hPa。当“凤凰”从热带风暴增强为台风级别时，水汽凝结潜热 H_c 最大值为 $3.5\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-3}$ ，略小于

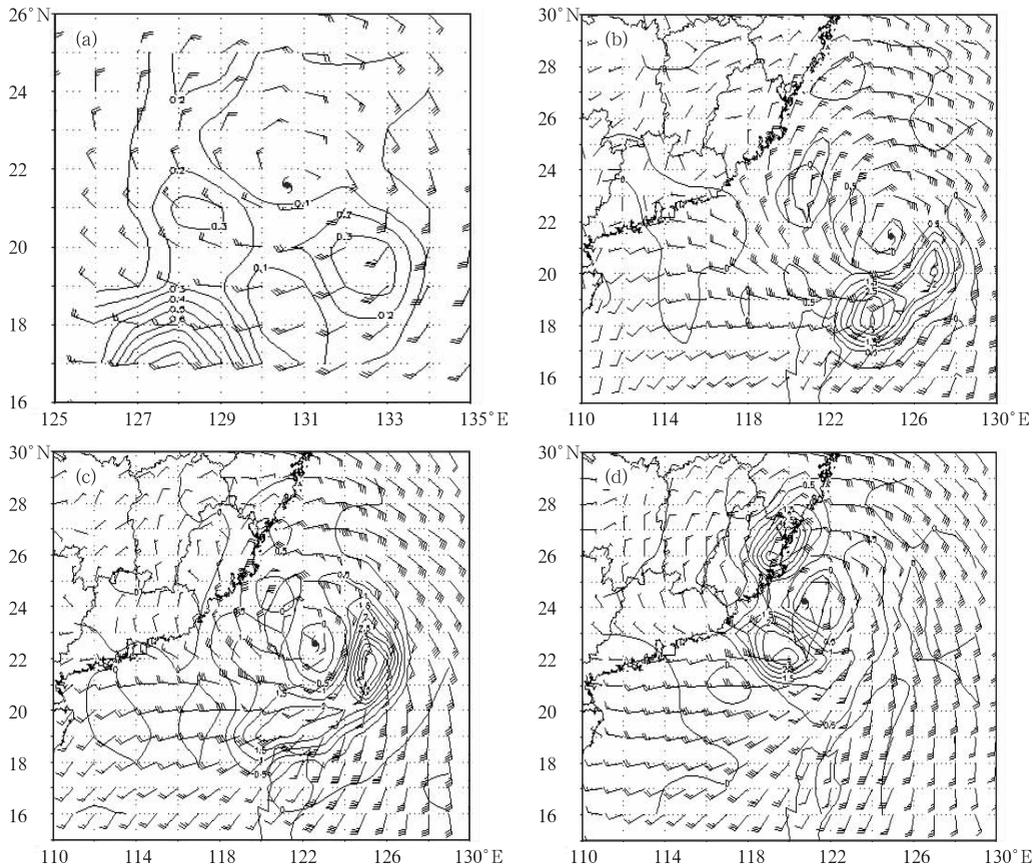


图 4 2008 年 7 月 25 日 14 时热带风暴 400hPa(a)、27 日 08 时台风 650hPa(b)、28 日 02 时强台风 750hPa(c)及 28 日 14 时台风 700hPa(d) H_c 与海平面风场

强台风时段,28 日 14 时当强台风减弱为台风时, H_c 值略有减小,但仍然保持在 $4.0\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-3}$,台风登陆以后 29 日 08 时 H_c 最大值减小到 $2.0\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-3}$ 。以上说明:积云对流潜热,其大小与台风强度是呈正相关关系的,但潜热作用表现最突出是在热带风暴到台风形成阶段,对流潜热值突然增大了 10 倍以上;其次,25 日 14 时热带风暴中心从卫星云图上看,还没有形成清晰的眼区,但凝结潜热 H_c 值比周围小;27 日 08 时到 28 日 14 时三个时次图中,台风有明显眼区,其中心有 70km 左右积云对流潜热值为 0,眼区由于几乎静风无云且无对流降雨发生,所以没有潜热释放;另外,潜热分布最大值距台风中心 200~300km 处,图 4 所示,潜热分布最大值也位于海平面风场风速最大区,即在台风云墙区内,这可能因为云墙区最容易发生狂风暴雨。因此,云墙区内的水汽大量凝结,释放的凝结潜热使空气柱增暖,海面气压急剧下降,低层径向气压梯度加大,这种云墙区内的潜热释放增温和台风眼区的下沉增温,促使台风成为一个暖心的低压系统。

由以上凝结潜热垂直和水平分布说明:从台风低压到热带风暴的形成阶段,由于对流凝结潜热释放较小,在台风形成初始阶段,可以说对流凝结潜热发挥的作用很小;只是到了台风形成以后,凝结潜热保持着较大值,促使着台风的发展加强。因此,积云对流潜热是台风发展与维持过程中的主要动力条件和热力条件。水汽通过边界层顶向上输送时,在中层凝结释放的潜热使中心变暖,海面气压下降,并加大了对流层上升运动,气旋性环流加强,进一步促使摩擦辐合加大,向上输送的水汽增多,再继续促使对流层中、上部加热,海面气压继续下降,如此循环,使台风加强发展^[7]。

4 结论

在台风凤凰的形成与发展过程中,感热和凝结潜热作用始终贯穿于整个过程,但在不同阶段感热和凝结潜热贡献也不同,与潜热相比较,感热作用最明显是在热带低压到热带风暴的台风低压形成的初始阶段。因感热加热才使对流层正涡度逐渐增强,触发海面风增大及其辐合增强,形成热带低压,并加强发展成热带风暴。所以说感热是台风形成初始阶段的主要热力因子。

在热带风暴到台风形成成熟阶段,对流凝结潜热释放显著增大,此阶段,感热加热达到最大值,但在台风发展成熟的以后阶段,感热通量显著减小,凝结潜热却保持着较大值,并且使得垂直上升运动增强。由此推论,凝结潜热是台风维持和发展的主要能量来源和动力因子。

台风形成也正值感热加热最大值,凝结潜热释放显著增大时段,台风中心增暖与二者是紧密相连的。也应指出:无论是感热和积云对流凝结潜热加热都主要是在台风云墙区内进行的,并不能完全说明它们所释放的能量使台风中心增暖,形成台风低压系统。

参考文献

- [1] 雷小途,陈联寿.热带气旋与中纬度环流系统相互作用的研究进展[J].气象学报,2001,175(4):114-118.
- [2] 吕克利,徐银梓,谈哲敏.动力气象学[M].北京:北京大学出版社,1996:234-235.
- [3] 赵玉春,王叶红.2008 年 8 月 10 日北京地区暴雨过程的诊断分析和数值研究[J].气象,2008,(增刊):16-35.
- [4] 丁一汇.天气动力学中的诊断分析方法[G].1993:118-120.
- [5] 雷蕾,朱伟军,毕宝贵,等.河南一次强降水过程云和降水结构的中尺度数值模拟[J].气象,2007,33(4):16-22.
- [6] 李峰,张芳华,熊敏论,等.2005 年“5.31”湖南暴雨过程触发维持机制[J].气象,2006,32(3):71-77.
- [7] 冯文,许向春,黄耀怀,等.登陆海南的热带气旋中尺度降水分布变化特征[J].气象,2009,35(03):15-20.