

台风眼的数值模拟试验

张 铭

李崇银

(空军气象学院)

(中国科学院大气物理研究所)

提 要

本文用一个二维轴对称的原始方程模式模拟了台风中的眼区,并讨论了在台风发展过程中眼区的变化规律,得到了当台风发展时台风眼变小这个与观测事实相一致的结论。我们发现积云对流对动量的输送作用以及台风中心地区对流凝结加热相对较小对台风眼的形成和维持起着相当重要的作用。

一、引 言

众所周知,台风眼是热带气旋区别于大气中其它涡旋的主要特征之一,这在卫星云图上表现得最清楚。在热带气旋的眼区,风速微弱,没有强烈的上升运动,且在多数情况下为弱下沉气流;在紧靠眼区的台风云墙区则对流活动强烈,雨大风狂,这与眼区比较平静的情形恰好相反。

台风眼的形成问题,虽然有人从角动量守恒原理出发研究过^[1,2],但为何仅在台风中有“眼”出现,而在其它大气涡旋系统里却见不到眼区呢?显然,台风眼的形成必然同台风中的特殊物理过程有关,不能仅用“辐合气流不会无限制地流到涡旋中心”来解释。

既然台风眼是台风环流的一个重要特征,因此,台风数值模拟的成功与否在很大程度上就要看台风眼是否能得到较好的模拟。在文献[3]中台风眼区未能很好模拟出来,分析其主要原因,除网格距太大外,可能还与一些物理过程未被考虑有关。

本文将用一个有较高分辨率的模式,在模式中同时考虑 Ekman 抽吸和积云动量输送所引起的次级环流对加热的贡献;并取对流加热在水平方向呈一定的分布,从而对台风眼区的形成进行数值模拟研究,探讨台风眼的形成维持机制。

二、计算模式

我们采用柱坐标中静力平衡下轴对称的原始方程模式,即:

$$\frac{\partial v_r}{\partial t} + v_r \frac{\partial v_r}{\partial r} + \xi \frac{\partial v_r}{\partial \xi} = v_\theta \left(f + \frac{v_\theta}{r} \right) - \frac{\partial \phi}{\partial r} - H \frac{\partial P}{\partial r} + D_r + F_r \quad (1)$$

1984年3月1日收到,1985年3月12收到修改稿。

$$\frac{\partial v_\theta}{\partial t} + v_r \frac{\partial v_\theta}{\partial r} + \xi \frac{\partial v_\theta}{\partial \xi} = -v_r \left(f + \frac{v_\theta}{r} \right) + D_\theta + F_{c\theta} \quad (2)$$

$$\frac{\partial H}{\partial t} + v_r \frac{\partial H}{\partial r} + \xi \frac{\partial H}{\partial \xi} = \kappa H \left(\frac{\xi}{\zeta} + \dot{P} \right) + Q + D_H + F_{cH} \quad (3)$$

$$\dot{P} \equiv \frac{dP}{dt} = \frac{\partial P}{\partial t} + v_r \frac{\partial P}{\partial r} = - \left(\frac{\partial r v_r}{r \partial r} + \frac{\partial \xi}{\partial \xi} \right) \quad (4)$$

$$H \equiv RT = -\zeta \frac{\partial \phi}{\partial \xi} \quad (5)$$

在此 $\xi = p/p_s$, p 为气压, p_s 为地面气压, $P = \ln p_s$. 方程中除积云对流输送项 $F_{c\alpha}$ 、 $F_{c\theta}$ 、 F_{cH} 和热源项 Q 外, 其余均与文献[3]中的模式相同. 模式在垂直方向上等距分为五层, 由上至下层次编号为 $k = 1, 2, 3, 4, 5$; 相应的 ξ 值为 0.1, 0.3, 0.5, 0.7, 0.9, 垂直差分格距 $\Delta \xi = 0.2$.

本文的模式与文献[3]相较作了如下改进:

(1) 缩小了径向差分格距, 将格距 Δr 取为 25 公里, 为文献[3]中的一半, 在径向取 41 个格点, 由内向外其编号为 $j = 0, 1, 2, \dots, 40$, 与此相应, 时间步长也作了相应缩短, 取适应过程的时间步长为 60 秒, 平流过程的时间步长为 180 秒.

(2) 加了积云对流对动量和热量的垂直输送项 $F_{c\alpha}$ 、 $F_{c\theta}$ 、 F_{cH} . 我们认为在 $\xi < 0$ 的地方有积云对流, 此时有该三项作用. 在 $\xi > 0$ 处则该三项均取为 0. $F_{c\alpha}$ 、 $F_{c\theta}$ 取值与文献[4]中相同, 即有:

$$F_{c\alpha} = -\frac{g}{p_s} \frac{\partial}{\partial \xi} [M_c(\xi)(v_r - v_{rs})] \quad (6)$$

$$F_{c\theta} = -\frac{g}{p_s} \frac{\partial}{\partial \xi} [M_c(\xi)(v_\theta - v_{\theta s})] \quad (7)$$

而 F_{cH} 取为:

$$F_{cH} = -0.3 \frac{g}{p_s} \frac{\partial}{\partial \xi} [M_c(\xi)(H - H_s)] \quad (8)$$

(6)–(8)式中 g 为重力加速度, p_s 为地面气压, v_{rs} 、 $v_{\theta s}$ 、 H_s 表示底层 ($k = 5$ 层) 上的 v_r 、 v_θ 、 H 的值, $M_c(\xi)$ 为积云垂直质量通量, 其取值与文献[4]中相同.

(3) 热源项 Q 的取法有些不同. 与文献[3]类似, Q 中只考虑对流凝结潜热, 并采用以下两种简单的参数化加热方案:

第一种方案 取

$$Q = -\alpha \cdot Q_c \cdot S_w \cdot F(r, \xi) \quad (9)$$

在此 S_w 为一个与垂直运动有关的量, 取其为距中心 225 公里范围内各层上升气流 ($\xi < 0$) 的总和, 即取:

$$S_w = \sum_{j=0}^9 \sum_{k=1}^5 \xi_{j,k} \quad (\xi < 0) \quad (10)$$

$F(r, \xi)$ 为一个经验加热分布函数, 由水平加热分布函数 $E(r)$ 和垂直加热分布函数 $G(\xi)$ 两部份构成, 即:

$$F(r, \xi) = E(r) \cdot G(\xi) \quad (11)$$

垂直分布函数取值与文献[3]相同,即取各层上 $G(\zeta)$ 的值为: $G_1 = 1$, $G_2 = 0.84$, $G_3 = 0.78$, $G_4 = 0.76$, $G_5 = 0.75$, G 的下标表示垂直层次 K 的取值。而水平分布函数则取为:

$$\begin{cases} E_j = [1 + \exp(-j^2/64)] \exp(-j^2/100) & j = 2, 3, \dots, 40 \\ E_1 = 0.6E_2 & E_0 = 0.2E_2 \end{cases} \quad (12)$$

(12)式中的下标表示径向格点编号 j 的取值。

我们之所以要引入这样的水平分布函数是基于这样一个观测事实,即在台风形成前热带扰动的中心往往是个晴空区。同时, Eliassen (1971) 证明了作刚性转动的圆形涡旋 Ekman 抽吸作用在旋转轴附近失去作用。由此可认为,扰动中心区的对流凝结加热相对其周围应该比较弱,甚或没有。

Q 则是一个比例因子,取为 $5 \times 10^2 \text{ 米}^2 \text{ 秒}^{-2}$, α 为一个调节热源反馈量的参数,其范围为 $0 \leq \alpha \leq 1.5$ 。这种加热方案实际上是假定了热源 Q 与距中心 225 公里内平均的上升运动成正比。

第二种方案

$$Q = \beta \cdot \xi \cdot G(\zeta) \quad (13)$$

取在此 $G(\zeta)$ 取值同上, ξ 为 $k = 5$ 层的相对涡度,其在径向格点上的值 ξ_j 如下求取:

在 $j \geq 2$ 时我们通过对 $k = 5$ 层(底层)的 v_θ 进行差分来计算其值,在 $j < 2$ 时基于上面同样的考虑,取:

$$\begin{cases} \xi_1 = 0.8\xi_2 \\ \xi_0 = 0.3\xi_2 \end{cases} \quad (14)$$

ξ 的下标表示径向格点编号 j 的取值。 β 则为调节热源反馈量的参数,其值为 $0 \leq \beta \leq 2.5 \text{ 米}^2 \cdot \text{秒}^{-2}$ 。

模式的初始条件如下: 初始温度场取气候平均值,初始地面气压场为一个浅的低压,中心为 1004hPa, 外边界为 1010hPa, 初始风场取得与上述温压场相适应,即取一个向上略有减弱的涡旋,最大风速出现在第 5 层距中心 200 公里处,其值为 14 米/秒。

三、试验结果

1. 第一种加热方案

取 $\alpha = 0.95$, 我们积分了 51 小时,系统中心地面气压 p_0 和最大切向风速 v_{gmax} 随时间的变化如图 1 所示。积分 6 小时即可看到在 $k = 5$ 层 (900hPa 左右) 中心已出现了下沉气流 ($\xi > 0$), 其它各层中心仍为弱的上升气流。在中心附近 200 公里内均为上升气流区,最大上升运动中心出现在 $k = 4$ 层(约 700hPa) 距中心 75 公里处,此时 v_{gmax} 和 p_0 与初值相差不大。积分到 12 小时,底层中心的下沉区已向上扩展到 $k = 4$ 层,在 $k = 5$ 层眼区的范围也有所扩大。到 18 小时,中心附近的上升运动加强,最大上升运动中心出现在 $k = 4$ 层距中心 50 公里处,即其位置内移了。此时在涡旋中心各层上均转为弱的上升气流,但中心附近的上升气流要比中心的上升气流大一个量级以上。在 18 小时前, v_{gmax} 没有增加, p_0 下降也不显著。27 小时后中心附近的垂直运动进一步增强,

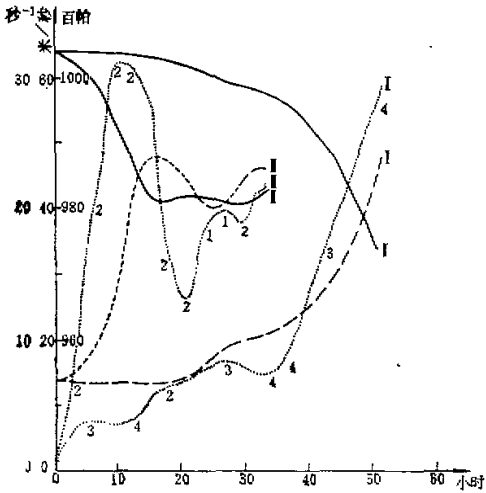
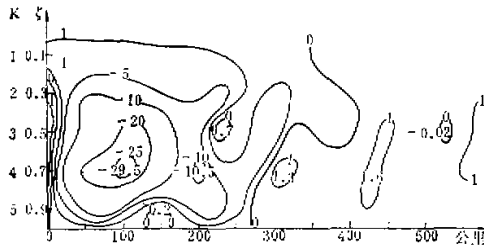


图 1 最大上升气流随时间变化图

I 表示方案 1, II 表示方案 2; — p_{s0} , ---- $v_{\theta max}$, $k=4$ 层 (约 300hPa). $v_{\theta max}$ 出现在底层距中心 100 公里处, 风速随高度递减, 在高层外围有反气旋环流。模式台风温度场的结构除最高层为微弱的冷心外其它各层均为暖心。以上这些特征与实际台风很类似。

积分到 51 小时则 $v_{\theta max}$ 增至 48.5 米/秒, p_{s0} 降至 974.3hPa, 可以认为系统已发展



50 公里处有一微弱的气旋性流入中心, 这股流入气流同眼区的形成和维持关系很大, 它造成眼区中的下沉气流。在中心附近 25 公里范围内, 风速微弱, 此即为台风眼区。大风

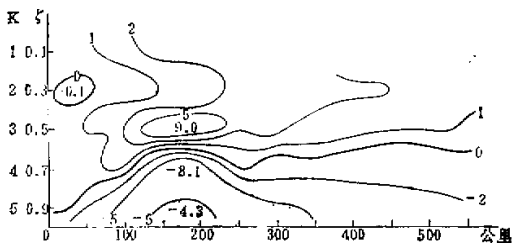


图3 51小时 v_z 剖面图
(单位: 米/秒)

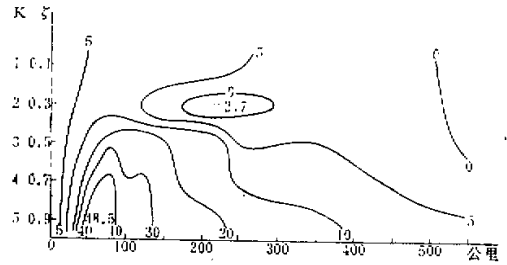


图4 51小时 v_y 剖面图
(单位: 米/秒)

带约在距中心 50—150 公里的范围内, 风速向上减弱, 在 $k=3$ 层(约 500hPa) 以上则风速减弱得很快。在 $k=2$ 层距中心 200—250 公里处有一反气旋流出区域。

由以上讨论可见, 本模式台风的结构与实际台风相当一致。特别在眼区及其附近, 同已有的结果相比有明显改进。

2. 第二种加热方案

对此方案取 $\beta=2$, 积分了 33 小时, 其 p_{10} 及 $v_{0\max}$ 随时间的变化也由图 1 给出。此时由于开始就有一个初始涡度场, 亦即一开始就有一个比较强的热源, 故系统发展得较快, 气压的下降和风速的增大均比上一方案明显。

积分至 18 小时可认为模式台风已发展成熟, 此时仅在下层中心出现下沉气流而中、高层中心仍为微弱的上升气流 (见图 5), 这是与方案 1 不同的。其它的情况则与方案一基本类似, 不再赘述。

模式台风在成熟阶段眼区的变化是令人感兴趣的。在 21 小时, 中心附近垂直运动减弱, 眼壁向外扩展, 这意味着眼变大, 此时中心各层上又全转为上升气流, 但在底层距中心 25 公里处则出现了下沉气流, 即围绕中心有一个下沉气流环, 形成了双眼结构。到 24 小时眼壁处的垂直运动又加强, 此时眼又缩小了, 中心附近的下沉气流环消失, 双眼又重新变成单眼。上述情形颇类似于西太平洋上具有双眼结构的强台风^[2]。

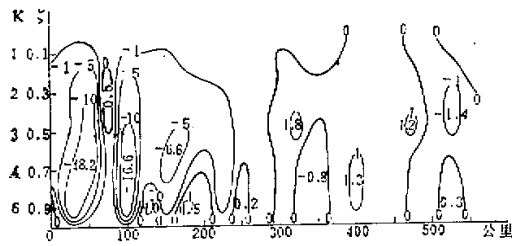


图5 18小时 w 剖面图
(单位: 10^{-4} 秒 $^{-1}$)

四、讨 论

上述数值模拟中个例一类似于眼区下沉气流明显的台风,个例二则类似眼区下沉气流不那么明显,而有微弱上升气流的台风。为进一步看清楚眼区的大小和眼外云墙处上升气流强度随模式台风发展的变化规律,我们在图1上同时给出了 $k=4$ 层(相当于700 hPa,一般在该层上上升运动最强)上的最大上升垂直速度 $|\xi|$ 随时间的变化曲线(图上点线)并同时给出了该层最大上升运动所在的径向位置,图上用格点标号 i 表示,标在该曲线的下方, i 值大则表示眼区范围大。由该图可见,当垂直运动明显增大时则最大切向风速亦增加,眼区一般要缩小。当垂直运动增大缓慢或减小时,最大切向风速增加也变缓以至减小,而眼区则增大。这是由于当 $|\xi|$ 增大时依连续性原理,径向速度 v_r 必将增大,故下层空气质点可以流到距台风中心更近的地方再转为上升流出,因而眼区会变小;同时,由于角动量守恒,切向风速 v_θ 则要增大。而当 $|\xi|$ 减小时则情形恰好相反。模式台风反映了这种机制并与实际台风的情形相一致。

本文与文献[3]的主要不同之点在于加了积云输送项和对水平加热分布函数 E 或涡度 ξ 在中心点附近作了处理,使中心分配的凝结潜热较少,以此反映实际台风中的物理过程。试验表明,以上二者的协同作用对模拟好台风的眼区起着非常关键的作用。当我们仅对水平加热分布函数 E 或涡度 ξ 作处理而不加积云输送项时,在数值实验中眼区的下沉气流就模拟不出来,眼区也不太清楚。Malkus^[6]和郭晓岚^[7]指出,眼内下沉空气的产生可以解释为在半径小于最大风速处眼壁附近出现超梯度风的结果。由眼内超梯度风造成的向外的加速度产生一个平均向外的径向加速度以及眼内的补偿下沉气流。Anthes指出,眼壁附近边界层上的超梯度风可通过积云对流引起的切向动量垂直输送来解释。因为风暴是暖心的,故向上气压梯度减小。但在眼壁内空气上升非常快,以致尽管有摩擦作用,大部份切向动量仍保持守恒,结果上升的空气微团保持超梯度状态^[7]。我们的数值实验也证实了这一点。

在文献[8]中,模拟台风的数学模型同文献[3]类似,对流加热参数化则比文献[3]复杂,用的是郭晓岚方法,文献[8]中也考虑了积云对动量的垂直输送作用;虽然在文献[8]中台风眼区模拟得不好,但台风眼的大致情形仍可以看清楚。模式台风最大切向风速在离中心70公里处,最大上升速度出现在距中心50公里处,中心区的风速和上升运动都相当弱。在同文献[3]的结果比较后,文献[8]的结果也从另一个角度表明,积云动量垂直输送对于台风眼的形成有极重要的作用。

还要指出的是,若在我们的模式中取水平加热分布函数 E 或涡度 ξ 与文献[3]中的表达式相同,即不减少中心附近的对流凝结加热,则在试验中发现即使考虑了积云对流的动量输送作用也难于逼真地模拟出眼区,在这种情形下中心仍为上升气流。

根据本文模拟试验的结果,可以初步认为,积云对流的动量输送作用以及台风低压中心区对流凝结加热相对微弱是形成和维持台风眼的基本因素。

本文所用的模式采用了静力平衡近似,当同时考虑了以上提到的两种物理过程后,台风眼被较好地模拟了出来,而且基本上同实际观测相一致。但由于垂直速度 ξ 只能由流

场诊断得出,而不能作为初始条件给出,因此难于讨论初始垂直速度场对台风眼形成和维持的影响,估计采用非静力平衡模式可能对此问题的讨论更为有利。

参 考 文 献

- [1] Kuo, H. L. (郭晓岚), 1959, Dynamics of convective vortices and eye formation. The Atmosphere and the Sea in Motion (B. Bolin ed) p. 413—424 Rockefeller Inst. Press. New York.
- [2] Riehl, H., Some relations between wind and thermal structure of steady state hurricanes, *J. Atmos. Sci.*, **20** p. 276—287.
- [3] Zhang Ming (张铭), Zeng Qingcun (曾庆存), 1983, The numerical simulation of typhoon, Proceedings of The Second Asian Congress of Fluid Mechanics, Science Press, Beijing, 912—917.
- [4] 李崇银, 张铭, 1984, 台风的数值模拟研究——积云动量输送作用, *气象学报*, 第 42 卷第 4 期, P. 466—474.
- [5] 陈联寿, 丁一汇, 1979, 西太平洋台风概论, P. 50—51, 科学出版社.
- [6] Malkus, J. S., 1958, On the structure and maintenance of the mature hurricane eye, *J. Meteorol.*, **15** p. 337—349.
- [7] Anthes, R. A., 1980, 成熟飓风的动力学和能量学, P. 24—27, 王志烈、丁一汇译, 科学出版社.
- [8] Li Peng, H. L. Kuo (郭晓岚), (1975). A numerical simulation of the development of tropical cyclone, *Tellus*, **27**. No. 2.

NUMERICAL SIMULATION OF THE TYPHOON EYE

Zhang Ming

(Institute of Meteorology, The PLA Air Force)

Li Chongyin

(Institute of Atmospheric Physics, Academia Sinica)

Abstract

The eye region of typhoon is successfully simulated with a two-dimensional axial symmetrical primitive equation model in this paper. The pattern of variation of the eye region following the development of typhoon is discussed. It is clear that the eye region is decreased during the typhoon development. This result is agreement with the observations of typhoon. The numerical simulation shows that the cumulus momentum transport and small convective condensation heating in the centre of typhoon are fundamental factors to form and maintain the eye region of typhoon.