

中尺度强对流云系相互作用与 热带气旋形成的数值模拟*

孔 军 魏鼎文

(中国科学院大气物理研究所)

提 要

本文是热带气旋形成的多尺度组合理论的续篇,它以新的方法——数值模拟的结果支持了这一理论。特别是它进一步证实了“热带大气涡旋增幅效应”的存在,也进一步定量地解释了热带气旋前期低压环流的形成。

关键词: 中尺度对流云; 热带气旋; 数值模拟。

一、引 言

最近魏鼎文与 Gray^[1]以流体力学实验模拟(物理模型)结果与大量记录的合成分析为基础,提出了一个热带气旋形成的新理论——多尺度组合理论。它特别强调了中尺度深厚对流云系的相互作用,同时也着重说明了大气环境环流与 CISK 过程的重要作用。该理论可以解释一些以前所不能解释的有关热带气旋的观测事实,特别是它解释了热带气旋前期低压环流的形成这样一个长期未能得到解决的问题。

该理论的核心内容之一是魏鼎文等^[2]在1981年提出的热带气旋涡旋增幅效应(The Amplification Effect of the Vortex in Tropical Atmosphere, 简称 AEVTA)。它的基本点是:在距赤道 $5 \sim 8^\circ$ 以外的热带大气里,当两个或两个以上的中尺度深厚对流云系接近到一个临界距离 D ,并且有 $D \leq (2 \sim 3)d$ (D 为云系之间的距离, d 为云系本身的尺度)时,就会发生一种突变,即开始形成一个单一中心的环流,最大风速猛增,系统尺度成倍增加,此后温度场向风场适应,单一暖中心形成,此暖中心又反馈于低压,使得低压环流更加增强。

本文的目的在于用流体力学和热力学方程组,以数值模拟方法来验证热带大气涡旋增幅效应在实验大气中存在与否;并进而定量地阐述热带气旋前期低压环流的形成。

二、模 式

本文基本上采用了最近发表的丁一汇、孔军^[3]的三维台风模式。这是一原始方程模式,模式的水平范围约1000km,正方形网格,格距30km,垂直方向分为3层,上界为大气层顶,下界地面气压为1010hPa,自上而下各层厚度依次为450hPa, 450hPa和200hPa。模式方程组在 (x, y, σ) 坐标系中有如下形式:

1989年1月3日收到,1990年6月14日收到再改稿。

* 国家自然科学基金资助项目。

$$\begin{aligned} \frac{\partial p_s u}{\partial t} = & -\frac{\partial p_s u^2}{\partial x} - \frac{\partial p_s u v}{\partial y} - \frac{\partial p_s \sigma u}{\partial \sigma} + f v p_s - p_s \frac{\partial \varphi}{\partial x} \\ & - RT \frac{\partial p_s}{\partial x} + F_H(u) + F_v(u), \end{aligned} \quad (1)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial p_s v}{\partial t} = & -\frac{\partial p_s u v}{\partial x} - \frac{\partial p_s v^2}{\partial y} - \frac{\partial p_s \sigma v}{\partial \sigma} - f u p_s - p_s \frac{\partial \varphi}{\partial y} \\ & - RT \frac{\partial p_s}{\partial y} + F_H(v) + F_v(v), \end{aligned} \quad (2)$$

$$\frac{\partial p_s}{\partial t} = -\frac{\partial p_s u}{\partial x} - \frac{\partial p_s v}{\partial y} - \frac{\partial p_s \sigma}{\partial \sigma}, \quad (3)$$

$$\frac{\partial p_s T}{\partial t} = -\frac{\partial p_s u T}{\partial x} - \frac{\partial p_s v T}{\partial y} - p_s \frac{\partial \sigma T}{\partial \sigma} + \frac{RT w}{c_p \sigma} + p_s \dot{Q} + F_H(T), \quad (4)$$

$$\omega = p_s \sigma + \sigma \frac{dp_s}{dt}, \quad (5)$$

$$p_s \dot{\sigma} = - \int_0^\sigma \left(\frac{\partial p_s}{\partial t} + \frac{\partial p_s u}{\partial x} + \frac{\partial p_s v}{\partial y} \right) d\sigma, \quad (6)$$

$$\frac{\partial \varphi}{\partial \sigma} = -\frac{RT}{\sigma}, \quad (7)$$

其中 p_s 是地面气压, $\sigma = p/p_s$, φ 是位势高度, R 气体常数, T 表温度, $\dot{Q}$ 为非绝热加热项, u, v 是水平风的 x, y 分量, ω 和 $\dot{\sigma}$ 分别是 p 坐标和 σ 坐标中的垂直速度, F_H 和 F_v 分别为水平及垂直涡动粘性项, f 取 $4.0 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, 这约为 16°N 的数值, 因不直接考虑水汽, 所以方程组中不含水汽方程. 热源是模拟的积云潜热加热, 为与转盘中的加热方式一致, 这里采用给定加热区域和垂直廓线的方法. 水平方向加热量为:

$$\dot{Q} = \begin{cases} \frac{1}{a_k \sqrt{\pi}} \cos\left(\frac{\pi}{6}, \frac{r}{r_0}\right), & r \leq 30 \text{ km}, \\ 0, & r > 30 \text{ km}, \end{cases}$$

式中 $r_0 = 30 \text{ km}$, r 是以加热源为中心的半径, 单位: 度 / 10 min . 这个加热量参考了 Gray^[4] 以观测为基础所作的估计, 对应上中下三层, a_k 分别取值 2.2, 3.3, 4.6. 模拟深厚对流云的水平尺度为 60 km , 在水平网格中占三个格点.

由于计算域相对较大, 所以我们可以采用常值侧边界这样较为简单的边界条件. 上下边界假设垂直速度为 0. 初始条件取水平均匀静止大气, 温度垂直结构与 [3] 文所用的相同. 另外, 式(1), (2) 和(4) 中水平扩散项的扩散系数取 $6500 \text{ m}^2/\text{s}$.

三、试验结果与讨论

模式中设定三个热源用以表示深厚中尺度云系. 这三个热源基本等距地分布在计算域内. 在加热强度相同的情况下, 改变热源之间的距离, 以讨论当云团之间的距离不同时, 流场, 温度场及气压场的可能变化. 按热源之间的距离不同, 这里给出三个较为典型的距离的试验结果, 所有模拟试验均积分 72h. 试验中假定加热中心位置固定不变.

(1) 试验一:

由于初始时无基本气流, 唯一的能源是模拟的积云加热, 它使加热区的空气强迫抬升, 从而在低层产生向热源的辐合和高层由热源区向外的辐散气流. 作为第一个试验, 首先, 将这三个加热源放在彼此相距较远的距离上, 其间距离分别为 $D_{12} = 361.2\text{km}$; $D_{23} = 362.5\text{km}$; $D_{31} = 366.2\text{km}$. 即 $D \approx 6d$ (d 为模拟云团的直径). 图 1a 给出的是在这种热源分布条件下积分 64h 的流场图(下层). 图中清楚地显示出三个独立的气旋性环流. 64h 低层最大水平风速 $V_{\max} = 4.3\text{m/s}$. 该最大风速在 36h 时即已达到, 以后基本维持不变. 图 1b 是 64h 高层水平温度距平, 它是将 64h 的温度场与初始温度场相减得到的, 与相应的流场相似, 因各加热中心产生的温度距平中心非常清楚地位于三个不同地区, 增温 ΔT 的最大中心很明显, 位置与给定的加热区基本相同, 这一特征积分至 72h 仍稳定不变. 与上层相似, 下层各热源区的增温也很明显, 限于篇幅, 图均略.

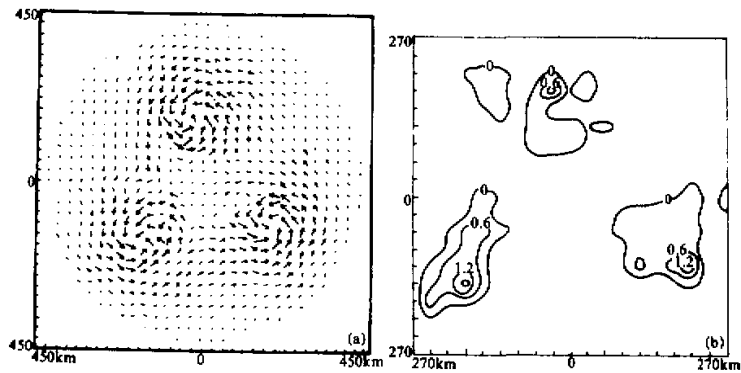


图 1 (a) 试验: 64h 上层水平流场图, (b) 64h 上层水平温度距平, 单位: $^{\circ}\text{C}$

(2) 试验二:

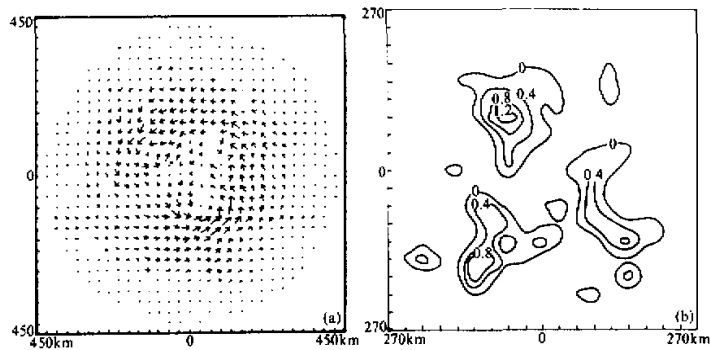


图 2 (a) 试验二: 64h 水平流场图(下层), (b) 64h 上层温度距平, $^{\circ}\text{C}$

将扰动之间的距离缩小, 各扰动之间的距离分别为 $D_{12} = 240.0\text{km}$; $D_{23} = 241.9\text{km}$; $D_{31} = 241.9\text{km}$, 即 $D \approx 4d$, 初始值与上一试验完全相同.

图 2a 是在这个距离条件下积分 64h 下层流场图. 与上一试验比较, 由于云团的距离变小, 流场出现了相应的变化, 此时除依然能看出三个小的环流以外, 总的环流也已变得较为清楚. 最大风速仍出现在加热中心附近. 与上一试验比较, 最大风速变化不大, 64h $V_{\max} = 4.5\text{m/s}$.

与上一试验比较, 温度场的水平结构也未发生明显的变化. 图 2b 是在该试验条件下 64h 上层温度距平场, 此时最大增温为 1.5°C . 中下层温度场的水平结构与上层相似 (图略).

(3) 试验三:

进一步缩小模拟云系之间的距离, $D_{12} = 123.7\text{ km}$, $D_{23} = 123.7\text{ km}$, $D_{31} = 127.3\text{ km}$. 即 $D \approx 2d$, 其它物理因素与前二个试验完全一致.

与前二个试验相比, 积分 32h 后, 无论流场, 温度场还是气压场, 其结构均有很明显的变化. 积分不到 32h 时, 一个天气尺度或次天气尺度的气旋环流就已产生. 图 3a 是试验积分 32h 下层流场图, 此时中下层环流是气旋性的, 高层则是反气旋环流. 这是一个典型的热带气旋前期低压环流的流场结构. 这种结构在积分到 16h 时就已初步形成, 以后进一步加强并稳定地保持到积分 72h. 图 4a 是该试验积分至 64h 下层的风场, 风速较 32h 时大得多. 64h 下层最大风速为 9.1m/s . 与试验一和试验二比较, 这种变化是很显著的. 图 5 反映了该试验中最大风速(下层)随时间的变化(实线), 虚线是地面最低气压随时间的变化. 最低气压出现在气旋的中心(图略). 图中表明地面气压从 48h 以后下降缓慢, 风速约从 52h 以后也大致保持稳定. 这说明, 由于模拟云团之间的相互作用所产生的热带前期低压在这一段时间内达到了准平衡状态.

与气旋性流场的建立相比, 温度场的变化要慢得多, 在 32h, 上层各温度中心依然非常清楚(图 3b). 积分 52h 以后, 温度场的这种结构才发生变化. 至 64h, 上层温度距平场保持在如图 4b 所示的状态. 从图 4b 中已看不出明显分离的热中心, 仅有一位于中心附近的最大温度正距平中心, $\Delta T_{\max} = 1.3^{\circ}\text{C}$. 64h 下层温度距平也有相同的结构 (图略).

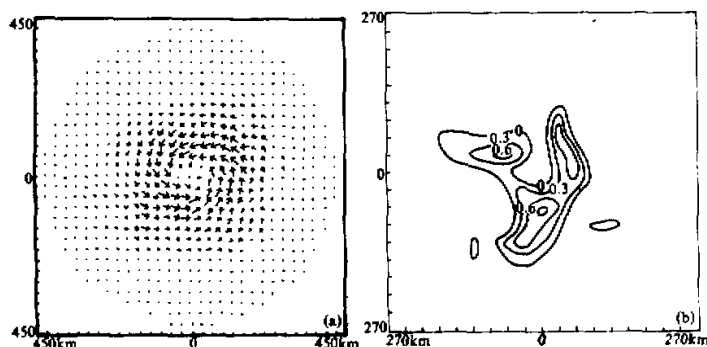


图 3 (a) 试验三: 32h 下层风场, (b) 32 h 上层水平温度距平场 单位: $^{\circ}\text{C}$

需要指出的是: 在最后一个试验中所得的温度场中, 新形成的暖中心与我们所给出的三个加热中心的位置并不重合, 而是大致位于这三个加热中心之间的区域, 这与用流

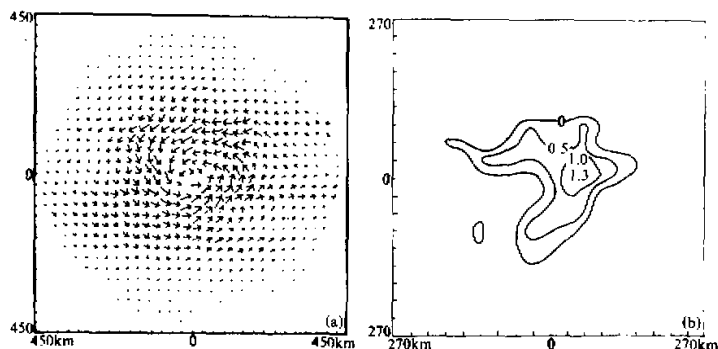


图4 (a)试验三: 64h 下层风场, (b) 64h 上层水平温度距平场,
单位: $^{\circ}\text{C}$

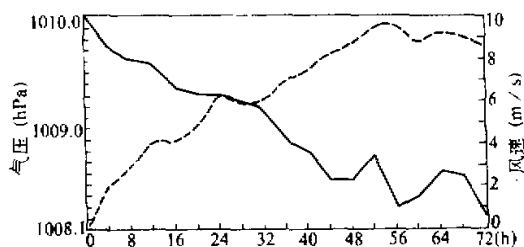


图5 试验三中最大风速(下层)及地面气压随时间的变化

体力学实验模拟的结果十分一致^[1-2]。此外,在前二个试验中,最大风速差别不大,而在最后一个试验中,最大风速明显增大了约一倍。这表明,不仅在流场的形式上,而且在数量上,风场都有一个明显的突变,这显然是中尺度云系相互作用的结果。

四、结 论

(1). 本文以数值模拟结果证明了在热带大气里(距赤道 $5-8^{\circ}$ 以外)三个(实际上两个或两个以上均可)中尺度深厚对流云系接近到一个临界距离 $D \leq (2-3)d$ 时准引起一系列明显的突变: 由分离的涡旋突变为单一中心的流场, 系统由中尺度猛增至天气或次天气尺度; 最大风速成倍增长, 此后温度场向风场适应, 单一的暖中心建立; 中心气压持续下降, 从而解释了热带气旋的前期暖中心低压环流的形成。

(2) 联系文献^[1-2], 至此, 我们已用三种独立的方法: 流体动力学实验模拟; 大量台风探测记录的合成分析及数值模拟证实了热带大气涡旋增幅效应 AEVTA 的存在, 这种效应说明, 在热带, 除了其它的热带气旋成因外, 云团之间的相互作用也可导致热带气旋的生成。

(3) 本结果与以前的流体动力学实验结果表明: 对于热带气旋的形成, 天气尺度或次天气尺度系统的弱前期低压环流不应当成为必要条件, 它不能和 Palman^[5] 提出的三

个必要条件相提并论,它可能只能作为热带气旋发展的一个阶段来看待。

(4) 本数值模拟结果,对热带气旋形成的多尺度组合理论提供了另一个有力的支持。

最后,我们只作为一种猜测提出:在由小尺度向中尺度系统转变过程中,可能也存在着类似的 AEVTA 机制。

致谢:本工作得到国家气象局的支持,在此作者特表谢意。

参 考 文 献

- [1] 魏鼎文, W. M. Gray, 1988, 热带气旋形成的多尺度组合理论——流体动力学实验模拟与合成分析的结合, 大气科学, 12, 第 2 期, 200—207.
- [2] 魏鼎文, 王允宽, 1981, 热带气旋形成的若干基本问题——流体动力学模拟实验研究, 1981 年全国台风会议文集, 141—152, 上海科技出版社。(或见英译: Some basic problems in the formation of the tropical cyclone —— A research with hydrodynamic model, Collected Oceanic Works, 1982, 5, 23—40.)
- [3] 丁一汇, 孔军, 1988, 三维热带气旋的数值模拟及辐射对其影响的研究, 中国科学(B 辑), 第 8 期, 887—898.
- [4] Gray, W. M., 1973, Cumulus Convection and larger scale circulation 1. Broad-scale and mesoscale considerations, *Mon. Wea. Rev.*, 101, 839—855.
- [5] Palmen, E., 1948, On the formation and structure of tropical hurricanes, *Geophysica*, 3, 26—38.

NUMERICAL SIMULATION OF INTERACTION OF STRONG MESOSCALE CONVECTIVE CLOUD SYSTEMS AND FORMATION OF TROPICAL CYCLONE

Kong Jun and Wei Dingwen

(*Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences*)

Abstract

This paper is a sequel of the theory of Multi-scale Organization of Formation of Tropical Cyclone. The theory is supported by a new fact——numerical simulation results. The results verify the presentation of “the amplification effect of the vortex in tropical atmosphere (AEVTA)” further. Moreover, the results also explain the formation of predepression of tropical cyclone in quantity.

Key words: Mesoscale convective cloud; Typhoon predepression formation.