

多尺度系统中台风自组织的研究^{*1}

罗哲贤

(南京信息工程大学空间信息科学系, 南京, 210044)

摘 要

在一个 4 种尺度(副热带高压、台风、 β 中尺度涡群和 γ 中涡尺度)共存的系统中, 用正压原始方程模式数值地研究台风自组织及其强度变化问题。结果指出: (1) 由于多尺度的相互作用, 在初始台风衰减的过程中, 在该台风的西南方经自组织形成了一个新的台风, 其尺度、强度与初始台风相同。在初始台风衰减消失后, 新的台风维持一定的强度继续向偏西北方向移动。 (2) 初始 γ 中涡的个数和位置对自组织起来的台风的强度有显著影响。其影响机制是非线性相互作用的结果在不同尺度层次的传递。 γ 中尺度层次或 γ 中— β 中层次的相互作用直接影响到 β 中层次涡作用的结果, 或者使双 β 中涡合并, 或者使双 β 中涡分离。 β 中涡层次的相互作用直接影响到台风层次——新台风自组织的过程。这种影响最后反映到自组织起来的台风的强度和路径变化的宏观行为。

关键词: 多尺度系统, 台风, 自组织, 强度变化。

1 引 言

在 20 世纪 80 和 90 年代, 在台风动力学的领域有两个研究方向。一是弱环境场中台风的结构和运动。如 Chen Lianshou^[1], Chan and Williams^[2], 徐祥德和陈联寿^[3], 罗哲贤^[4]等。所谓弱环境场, 实际上是假定环境流处处为零, 着重分析柯氏力场中台风涡旋的能量频散特征, 非对称结构的形成及其对台风路径的作用等; 这些工作与后来的数值模式初始场‘人造台风’方案的研究之间, 存在着紧密的联系。二是环境流场对台风路径的影响, 如 Dong and Neumann^[5], Evans 等^[6], 朱永□^[7]等。这些工作分析了环境流对台风的引导作用、路径偏离引导流的事实及其原因等。

20 世纪 90 年代后期以来, 台风与相邻中尺度涡的作用受到关注。Montgomery 及其同事^[8~11]把涡旋 Rossby 波传播和台风强度变化结合起来, 已取得一系列的结果。如在文献^[10]的图 11 上可以见到, 初始时刻位于台风最大风速半径处的一个 β 中涡, 经过 24 h, 已传播进入台风内区, 最大风速加大。由于他们使用的是一个理想的准地转正压模式, 初始场上仅有一个台风和一个 β 中涡, 环境流、斜压性或其他复杂的物理过程均未考虑, 因此, 最大

风速的变化只能归结于台风和 β 中涡的相互作用。罗哲贤^[12]把台风与 β 中涡的相互作用区分为两类, 一类可使台风增强, 另一类无显著影响。

在分析台风强度变化的动力学时, 我们面临的是一个多尺度的复杂系统。复杂性起源于非线性, 多尺度跨越几公里至几千公里的空间范围。我们认为, 这里有两个要点, 即多尺度和非线性。正如丑纪范^[13]早就指出的, 进行动力学研究时, 不可避免地要做各种各样的简化, 但是, 不能把最本质的东西略去了。多尺度和非线性应该就是最本质的东西。用此思路回顾以上引用的研究, 可见: (1) 弱环境流场条件下的台风运动, 只涉及到台风, 可视为台风“单尺度”的问题。(2) 环境流对台风的引导作用, 涉及到台风以及比台风大的尺度, 如副热带高压(副高)。(3) 台风与 β 中涡的作用, 涉及到台风以及比台风小的尺度。(2) 与 (3) 均可视为“双尺度”的问题。需要说明的是, 一个台风环流经谱展开也包含多个 mode 或尺度, 不过这里的 mode 或尺度与本文所特指的尺度两者含意不同。

本文将 (2) 与 (3) 的问题结合起来, 在一个多尺度共存的系统中分析台风的自组织。这里, 多尺度包括: 副热带高压, 台风, β 中涡群和 γ 中涡 4 种尺

* 初稿时间: 2005 年 8 月 21 日; 修改稿时间: 2005 年 9 月 5 日。

资助课题: 国家自然科学基金项目(40333028)。

作者简介: 罗哲贤, 江苏人, 1944 年生, 教授。主要从事大气动力学研究。

度。我们将分析,由于介入非线性相互作用的尺度增多,会出现那些新的现象。同时,注意到周秀骥^[14]提出的观点:一块积云的发展可能导致区域天气的显著变化。我们着重关注 γ 中涡对台风自组织及其强度变化的作用。

2 模式和试验概述

2.1 模式和边、初值条件

取正压原始方程模式的通量形式如下

$$\frac{\partial u}{\partial t} - v^* q + \frac{\partial}{\partial x}(k + gh) = 0 \quad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u^* q + \frac{\partial}{\partial y}(k + gh) = 0 \quad (2)$$

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial u^*}{\partial x} + \frac{\partial v^*}{\partial y} = 0 \quad (3)$$

式中 u 和 v 分别为 x 与 y 方向的风速, $u^* = hu$, $v^* = hv$, h 为自由面高度。 $q = (\xi + f)/h$ 为位涡度, ξ 为相对涡度, $f = 2\Omega \sin \varphi$, Ω 为地球自转角速度, φ 为纬度。 $k = (u^2 + v^2)/2$ 为动能。 g 为重力加速度。

将式(1)~(3)化为差分格式。计算区域为 $2000 \text{ km} \times 2000 \text{ km}$ 的正方形。 $\Delta x = \Delta y = 5 \text{ km}$, 计 401×401 个格点。格点 $I(J)$ 自西(南)向东(北)依次加大 ($I = 1, 2 \cdots 401$; $J = 1, 2 \cdots 401$)。时间步长 2.5 s 。用 Arakawa C-grid 方案和 Arakawa-Lamb 守恒格式。

在计算区域的东、西边界,用循环边条件。

在南北边界,令

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(k + gh) = 0$$

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial u^*}{\partial x} = 0$$

$t=0$ 时,令

$$h(x, y, 0) = H + h_S(x, y, 0) + h_T(x, y, 0) + \sum_{i=1}^N h_{\beta_i}(x, y, 0) + \sum_{i=1}^M h_{\gamma_i}(x, y, 0) \quad (4)$$

式中 $H = 5000 \text{ m}$ 。 h_S , h_T , h_{β} 和 h_{γ} 分别代表副热带高压、台风、 β 中涡和 γ 中涡的高度场。它们分别由下式给出

$$h_T(x, y, 0) = \begin{cases} -h_{T0}(1 - \exp(-\frac{a}{r_b^d})) & r_T \leq r_T^* \\ 0 & r_T > r_T^* \end{cases} \quad (5)$$

$$h_S(y, 0) = -(\frac{fh_{S0}}{f_0} \sin \frac{2\pi y}{w}) - \frac{\beta h_{S0} w}{2\pi f_0} \cos \frac{2\pi y}{w} \quad (6)$$

$$h_{\beta}(x, y, 0) = \begin{cases} -h_{\beta 0}(1 - \exp(-\frac{a_{\beta}}{r_{\beta i}^d})) & r_{\beta i} \leq r_{\beta}^* \\ 0 & r_{\beta i} > r_{\beta}^* \end{cases} \quad (7)$$

$$h_{\gamma}(x, y, 0) = \begin{cases} -h_{\gamma 0}(1 - \exp(-\frac{a_{\gamma}}{r_{\gamma i}^e})) & r_{\gamma i} \leq r_{\gamma}^* \\ 0 & r_{\gamma i} > r_{\gamma}^* \end{cases} \quad (8)$$

式(5)和(6)取自文献[6]。式(5)中, h_{T0} 为台风的强度参数。 $a = r_m^b$, r_m 为台风的尺度参数, $r_m = 50 \text{ km}$ 。 b 为形状参数, $b = 2.0$ 。 $r_T^* = 200 \text{ km}$ 。 $r_T = \sqrt{(x - x_{T0})^2 + (y - y_{T0})^2}$, (x_{T0}, y_{T0}) 为台风中心的初始坐标。相应的格点坐标为 (I_{T0}, J_{T0}) 。式(6)中, $f_0 = 2\Omega \sin \varphi_0$, φ_0 为计算区域中线的纬度, $\varphi_0 = 20^\circ \text{N}$ 。 h_{S0} 为副高强度参数,令 $h_{S0} = 25 \text{ m}$ 。 w 为南北边界之间的距离, $w = 2000 \text{ km}$ 。 $\beta = (2\Omega/a) \cos \varphi$, $\tilde{a}$ 为地球半径。式(7)中 $h_{\beta 0}$ 为 β 中涡的强度参数, $a_{\beta} = r_n^d$, r_n 为 β 中涡的尺度参数, $r_n = 30 \text{ km}$ 。 d 为形状参数, $d = 4.0$ 。 $r_{\beta}^* = 75 \text{ km}$ 。 $r_{\beta i} = \sqrt{(x - x_{\beta i 0})^2 + (y - y_{\beta i 0})^2}$, $(x_{\beta i 0}, y_{\beta i 0})$ 为第 i 个 β 中涡中心的初始坐标,相应的格点坐标为 $(I_{\beta i 0}, J_{\beta i 0})$ 。式(8)中 $h_{\gamma 0}$ 为 γ 中涡的强度参数, $h_{\gamma 0} = 150 \text{ m}$, $a_{\gamma} = r_{n1}^e$, r_{n1} 为 γ 中涡的尺度参数, $r_{n1} = 10 \text{ km}$ 。 e 为形状参数, $e = 4.0$ 。 $r_{\gamma}^* = 20 \text{ km}$, $r_{\gamma i} = \sqrt{(x - x_{\gamma i 0})^2 + (y - y_{\gamma i 0})^2}$, $(x_{\gamma i 0}, y_{\gamma i 0})$ 为第 i 个 γ 中涡中心的初始坐标,相应的格点坐标为 $(I_{\gamma i 0}, J_{\gamma i 0})$ 。

根据地转风平衡,从副热带高压的初始高度场可以求出副高的初始风场。根据梯度风平衡,从台风和中尺度涡的初始高度场可以求出台风和 β 中涡的初始风场。用 Nitta-Hovermade 动力初始化方案。

2.2 试验设计

实施的 6 个试验,均积分 72 h 。

Exp1: 式(4)中 $h_T \neq 0$, $h_S \neq 0$, $h_{\beta} = 0$, $h_{\gamma} = 0$ 。这是一个只有副高和台风的双尺度层次的试验。参数: $h_{T0} = 75 \text{ m}$, $(I_{T0}, J_{T0}) = (351, 151)$ 。

Exp2~Exp6: 式(4)中 $h_T \neq 0$, $h_S \neq 0$, $h_{\beta} \neq 0$, $h_{\gamma} \neq 0$, $N = 4$, 是副高、台风、4 个 β 中涡(下称 β 中涡群)和 γ 中涡共存的试验。 $h_{T0} = 75 \text{ m}$, $(I_{T0}, J_{T0}) = (351, 151)$; 4 个 β 中涡的初始强度和初始尺度均相同, $h_{\beta 0} = 150 \text{ m}$ 。初始涡中心坐标分别为 $(I_{\beta 1 0}, J_{\beta 1 0}) = (311, 181)$, $(I_{\beta 2 0}, J_{\beta 2 0}) = (311, 151)$, $(I_{\beta 3 0}, J_{\beta 3 0}) = (291, 171)$, $(I_{\beta 4 0}, J_{\beta 4 0}) = (281, 151)$ 。

Exp2 初始场上有 1 个 γ 中涡,涡中心坐标为 $(I_{\gamma 1 0}, J_{\gamma 1 0}) = (291, 121)$; 这是副高、台风、 β 中涡群和 1 个 γ 中涡共存的试验。

Exp3 初始场上有 2 个 γ 中涡, 涡中心坐标为 $(I_{r10}, J_{r10}) = (291, 121)$, $(I_{r20}, J_{r20}) = (271, 111)$; 这是副高、台风、 β 中涡群和 2 个 γ 中涡共存的试验。

Exp4 初始场上除副高、台风和 β 中涡群外, 有 3 个 γ 中涡, 涡中心坐标为 $(I_{r10}, J_{r10}) = (291, 121)$, $(I_{r20}, J_{r20}) = (271, 111)$, $(I_{r30}, J_{r30}) = (301, 91)$ 。

Exp5 初始场上除副高、台风和 β 中涡群外, 有 4 个 γ 中涡, 涡中心坐标为 $(I_{r10}, J_{r10}) = (311, 101)$, $(I_{r20}, J_{r20}) = (271, 111)$, $(I_{r30}, J_{r30}) = (301, 91)$, $(I_{r40}, J_{r40}) = (291, 121)$ 。

Exp6 与 Exp2 相比, 除了 γ 中涡初始位置不同以外, 其他条件均相同。这里, 涡中心坐标为 $(I_{r10},$

$J_{r10}) = (271, 111)$ 。

Exp1 中, 只有副高与台风两个尺度。主要是副高的引导作用。这是一个基底试验。Exp2~Exp6 中, 包含有副高、台风、 β 中涡群和 γ 中涡 4 个尺度。分析对比 Exp1~Exp6 的试验结果, 可以识别多尺度相互作用对台风自组织的影响。此外, 我们将指出, 这种多尺度的非线性作用, 也是影响台风强度变化的一个重要因子。

3 主要结果

3.1 双尺度系统中台风的移动和结构变化

Exp 1 中 $h(x, y)$ 随时间的演变列于图 1。可

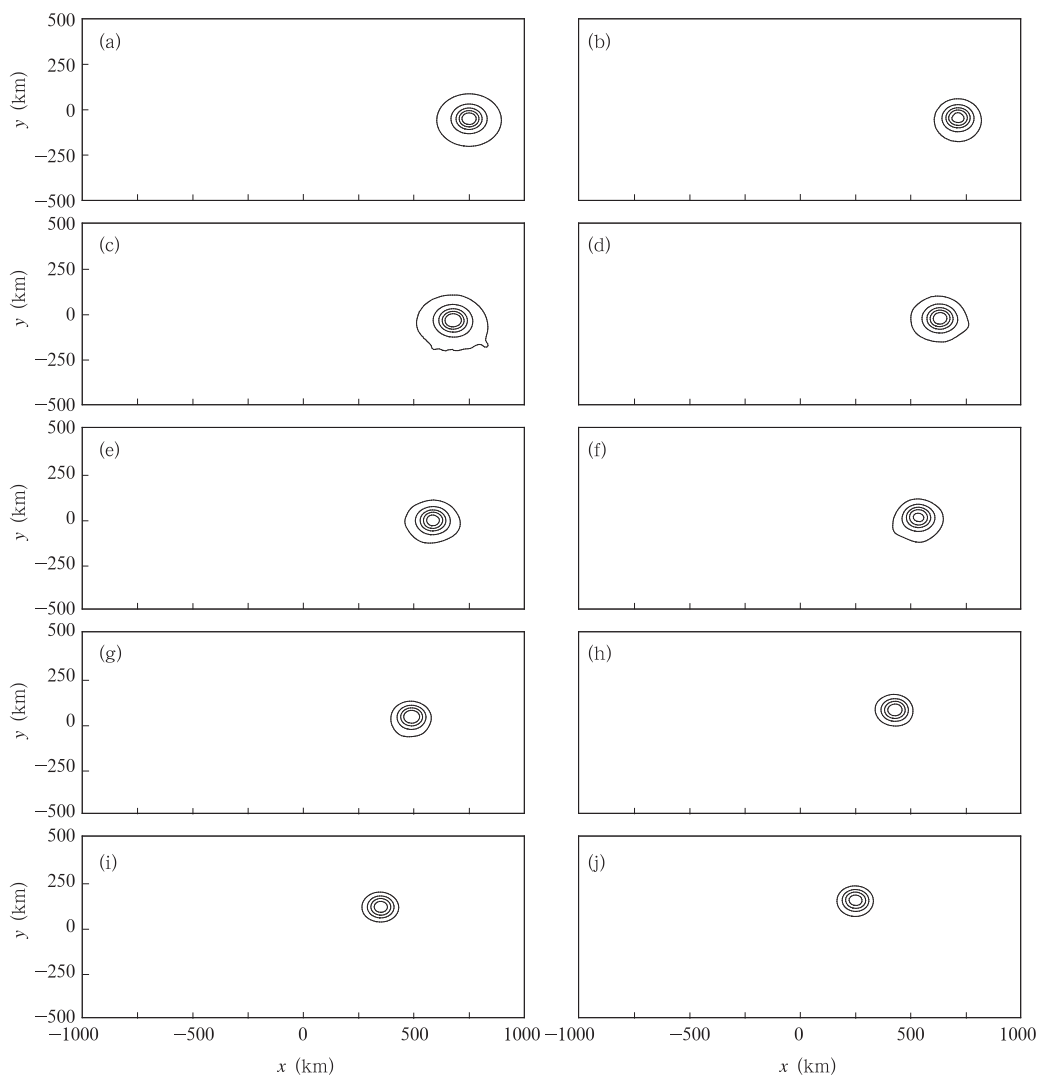


图 1 Exp1 高度场 $h(x, y)$ 随时间的变化

(a. $t=0$, b. $t=4$ h, c. $t=8$ h, d. $t=12$ h, e. $t=16$ h, f. $t=20$ h, g. $t=24$ h, h. $t=28$ h, i. $t=32$ h, j. $t=36$ h; 等值线间隔 30 m)

Fig. 1 Temporal evolution of Exp1 height field $h(x, y)$

(a. $t=0$, b. $t=4$ h, c. $t=8$ h, d. $t=12$ h, e. $t=16$ h, f. $t=20$ h, g. $t=24$ h, h. $t=28$ h, i. $t=32$ h, j. $t=36$ h; the contour interval=30 m)

见:(1)经过 36 h,台风向西偏北方向移动了 500 km 左右,相当于 3~4 个经度/d,这个结果是合理的。(2)台风移动过程中移速有改变。0~24 h 移动了 250 km 左右(图 1a~1g),24~36 h 移速加快约 1 倍(图 1g~1j)。引起移速变化的原因有两点。一是台风向偏北方向移动,台风所处的纬度略有加大,(对比图 1a 与图 1g),相应地副高南侧引导气流的速度也加大(式(6))。二是在台风移动的过程中,初始轴对称结构有些改变。 $t=24$ h,台风 NE(SW)象限等值线密(疏)(图 1g)。与轴对称结构(图 1a)相

比,这种非对称结构的台风移速要加快。进一步的机制讨论可见文献[15]。为下文讨论方便,Exp1 中的台风记为台风 A。

3.2 多尺度共存系统中台风的自组织现象

Exp2 与 Exp1 相比,初始场上多了一个 β 中涡群和一个 γ 中涡(对比图 2a,图 1a)。实际大气中,已经观测到台风环流的周围存在着 3~4 个 β 中涡的事实^[11]。与已有的台风和 β 中涡相互作用的研究相比,Exp2 有两点不同,第 1,多了一个 γ 中涡 g(图 2a);第 2,台风与 β 中涡(群)的相互作用不是在

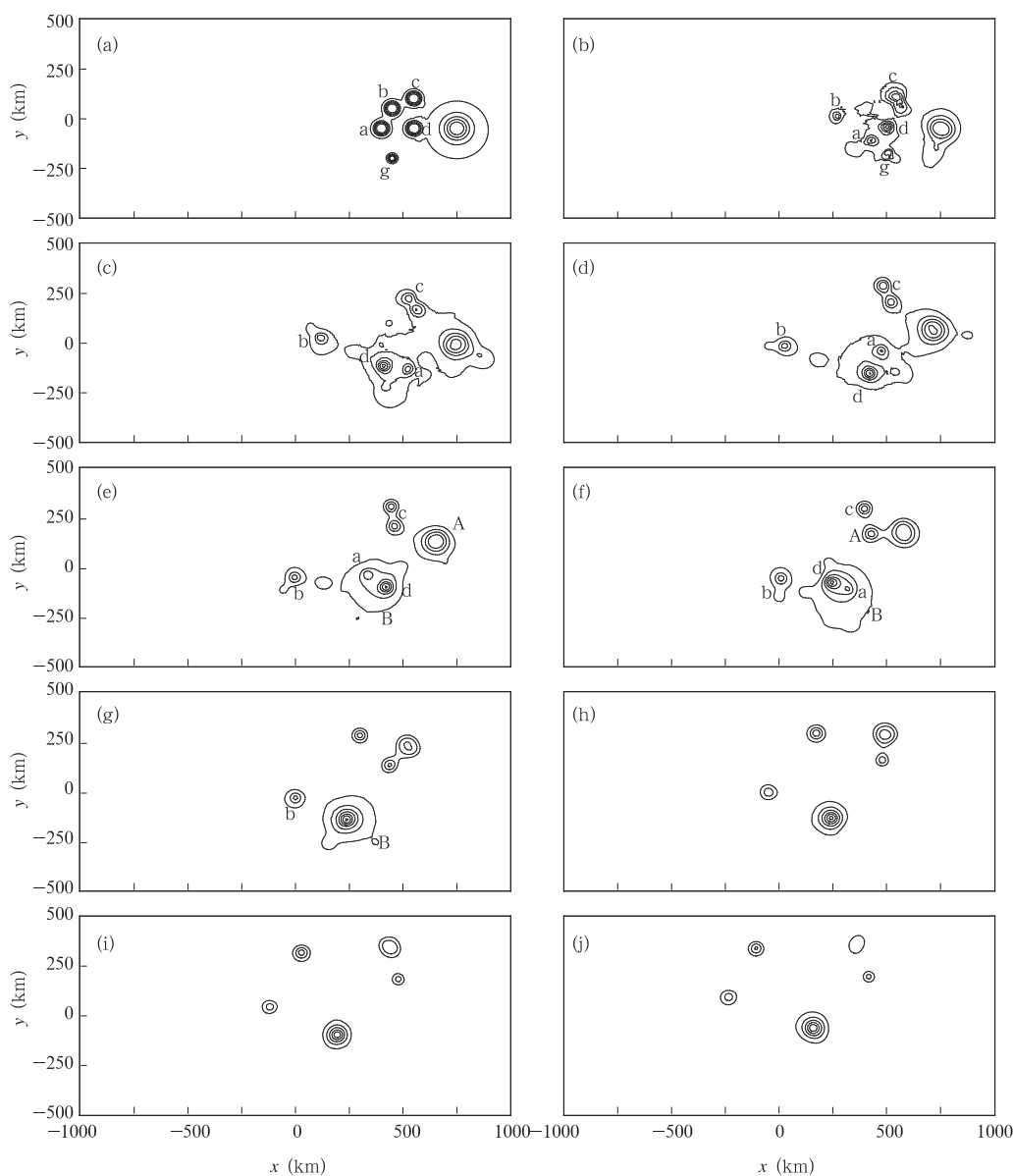


图 2 Exp2 高度场 $h(x, y)$ 随时间的变化

(a. $t=0$, b. $t=4$ h, c. $t=8$ h, d. $t=12$ h, e. $t=16$ h, f. $t=20$ h, g. $t=24$ h, h. $t=28$ h, i. $t=32$ h, j. $t=36$ h; 等值线间隔 30 m)

Fig. 2 Temporal evolution of Exp2 height field $h(x, y)$

(a. $t=0$, b. $t=4$ h, c. $t=8$ h, d. $t=12$ h, e. $t=16$ h, f. $t=20$ h, g. $t=24$ h, h. $t=28$ h, i. $t=32$ h, j. $t=36$ h; the contour interval=30 m)

弱环境流场中进行,而是在副高南侧东风气流中进行。因此,一边发生着台风和 β 中涡的相互作用,一边又随着东风气流向偏西方向移动。

Exp2 中最重要的一个现象是,经过 0~16 h 时段 4 尺度的相互作用,在 $t=16$ h,在初始台风 A 的西南方,出现了一个新的台风 B。这个台风 B 是经自组织途径形成的。这个台风 B 的空间尺度与台风 A 相当(图 2e),其最大风速为 42 m/s,比台风 A 的初始最大风速 36 m/s 还要大。我们可以清楚地看到,初始的 γ 中涡 g,经过 0~24 h 的演变,已经并入新生的台风 B 之中了(图 2a~2g)。我们还可以清楚地看到高分辨探测细微结构的重要性。因为 $t=16$ h 时台风 A 与台风 B 两个中心的距离仅只有 300 km 左右,如果不是对连续演变的历史有清晰的了解,如果没有 5 km 格距的空间场(如图 2e),就不能区分出除台风 A 以外还有一个台风 B。我们会认为,最大风速从 36 m/s 增大到 42 m/s,其原因是台风 A 突然增强。事实上,在 16~36 h 时段,台风 A 已经迅速衰减了。真正引起风速突然增大的,是自组织生成的台风 B。

注意到在 $t=12$ h 台风 B 已经初步显现(图 2d),图 3 列出了 Exp1, Exp2(12~72)h 时段台风中心高度值 $H_{\min}$ 随时间的变化。其中,曲线 TC A 是双尺度系统(Exp1)台风中心的 $H_{\min}(t)$;曲线 TC B 是 4 种尺度系统(Exp2)台风中心的 $H_{\min}(t)$ 。显然,TC B 的中心高度值比 TC A 要低。

3.3 多尺度系统行为的复杂性

Exp3 中,初始场上有 2 个 γ 中涡(图 4a)。 $t=16$ h,一个新的台风 B 也生成了(图 4e)。在(16~36)时段,台风 B 向偏西北方向移动了 480 km 左右(图 4e, 4j)。Exp2(只有 1 个 γ 中涡)中,相同时段台风 B 约移动了 270 km 左右(图 2e, 2j)。显然, γ 中涡个数的不同对台风移速有影响。

图 5 列出了 Exp3 中台风 B 中心 $H_{\min}$ 随时间的变化。因为 TC B 移速较快, $t=66$ h 已抵达西侧边界附近,故图 5 上曲线 TC B 在 $t=66$ h 截止。可见:TC B 的强度比 Exp1 中的 TC A 要强。

Exp2, Exp3 的初始场上分别有 1 个和 2 个 γ 中涡,新生的台风 B 的强度都比 Exp1 中的台风 A 强。当初始 γ 中涡的数目继续增多时(Exp4, 3 个; Exp5, 4 个),新生台风 B 仍然可以出现,但台风 B 增强的幅度明显减弱(图 6~9)。

Exp6 的初始场上也是有 1 个 γ 中涡(图 10a),

这个 γ 中涡的强度和尺度与 Exp2 初始场上的 γ 中涡相同,两者的差别在于: γ 中涡相对于 β 中涡群和台风的相对位置不同(两个 γ 中涡中心相距约 110 km)。 $t=16$ h,在台风 A 的西南方也有一个台风 B(图 10)。12~24 h 时段,与 Exp1 中台风 A 相比,台风 B 的强度要强些,但是,在 26 h 以后,台风 B 与 Exp1 中台风 A 的强度两者接近(图 11)。这与 Exp2 的情况差别明显(图 3)。

下面初步分析 Exp2, Exp6 台风 B 强度不同的可能原因。在 Exp2 中, β 中涡 a, d 逆时针互旋的现象十分清楚(图 2a~2e)。互旋的结果是双涡 a, d 逐渐接近最后合并(图 2f~2g)。因此, $t=24$ h 的新生台风 B 的涡量主要来自于 β 中涡 a 和 β 中涡 d。

另一方面,在 Exp6 中, β 中涡 a, d 也逆时针互旋(图 10a~10c)。但是,互旋的结果是双涡 a, d 分离(图 10d)。这个分离的现象与中 γ 涡 g 的存在可能有关。此后, β 中涡 d 逐渐演变为新生台风 B。但是,这个台风 B 的涡量主要来自于 β 中涡 d,与 β 中涡 a 关系不大(图 10e~10g)。这就决定了 Exp6 中台风 B 比 Exp2 中台风 B 的强度要弱。值得注意的是,Exp4, Exp5 中,新生台风 B 的形成与 Exp6 相似,结果也造成了台风 B 较弱。

在 Exp2~Exp6 中,均存在副高,台风, β 中涡群和 γ 中涡,只是 γ 中涡的个数和位置不同。 β 中涡群和 γ 中涡在环境流的作用下,经自组织的途径,在台风 A 的西南方,生成了一个新的台风 B。这里的环境流包括副高南侧的东风和台风逆时针环流。前者使台风, β 中涡群和 γ 中涡向偏西方向移动;后者使 β 中涡群和 γ 中涡绕台风中心沿逆时针方向移动,导致台风 B 出现在台风 A 的西南方。 γ 中涡的个数和位置对台风 B 能否生成关系不大。但是, γ 中涡的个数和位置对台风 B 的强度和路径有影响,使多尺度系统的台风运动复杂化。复杂性表现在两个方面。第 1, 自组织形成的台风 B 的强度与相邻 γ 中涡的个数之间不是简单的线性关系。有 1 个或 2 个 γ 中涡的试验(Exp2, Exp3)中,台风 B 的强度接近;当 γ 中涡增加到 3 个或 4 个(Exp4, Exp5)时,台风 B 的强度反而减弱,这一点难以预见到。第 2, 即使 γ 中涡个数相同,但 γ 中涡初始位置不同(Exp2, Exp6),也会造成台风 B 强度的不同。进一步分析强度变化复杂性的原因,初步认为这是由于非线性相互作用的结果在不同尺度层次之间的传递。具体来说,存在如下的过程: γ 中涡尺度层次上

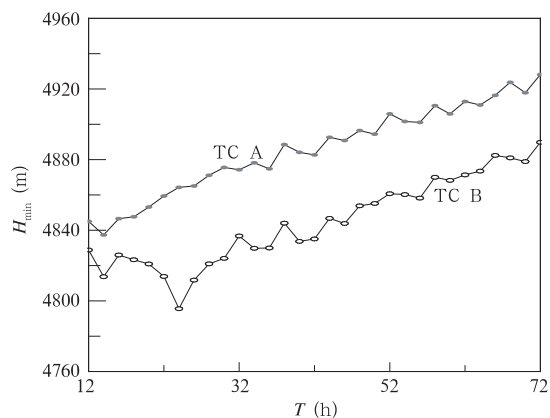


图3 Exp1, Exp2 台风中心高度值随时间的变化
(曲线 TC A, Exp1; 曲线 TC B, Exp2)

Fig. 3 Temporal variation of the height values of the typhoon centers in Exp1 (TC A) and Exp2 (TC B)

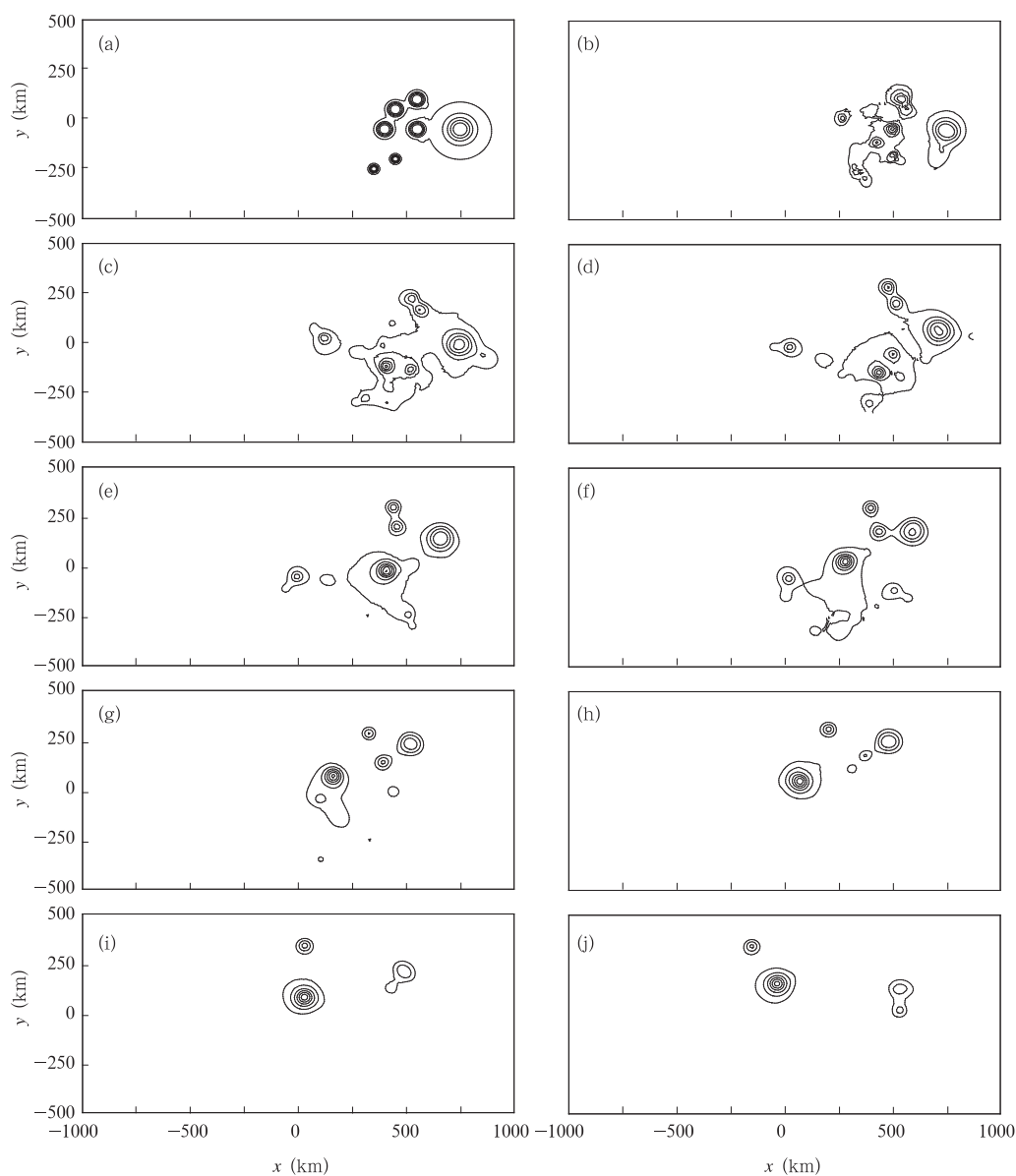


图4 Exp3 高度场 $h(x, y)$ 随时间的变化

(a. $t=0$ h, b. $t=4$ h, c. $t=8$ h, d. $t=12$ h, e. $t=16$ h, f. $t=20$ h, g. $t=24$ h, h. $t=28$ h, i. $t=32$ h, j. $t=36$ h; 等值线间隔 30 m)

Fig. 4 Temporal evolution of Exp3 height field $h(x, y)$

(a. $t=0$ h, b. $t=4$ h, c. $t=8$ h, d. $t=12$ h, e. $t=16$ h, f. $t=20$ h, g. $t=24$ h, h. $t=28$ h, i. $t=32$ h, j. $t=36$ h; the contour interval=30 m)

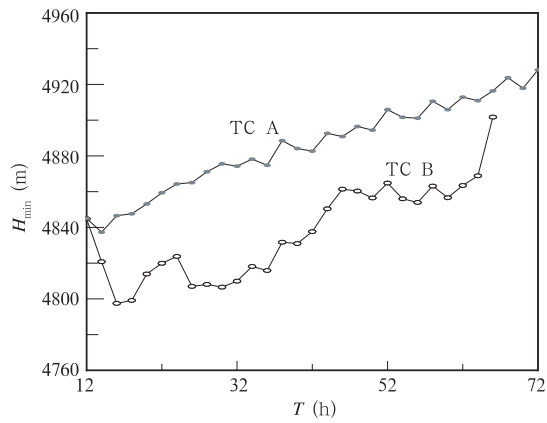


图 5 Exp1, Exp3 台风中心高度值随时间的变化
(曲线 TC A, Exp1; 曲线 TC B, Exp3)

Fig. 5 Temporal variation of the height values of the typhoon centers in Exp1 (TC A) and Exp3 (TC B)

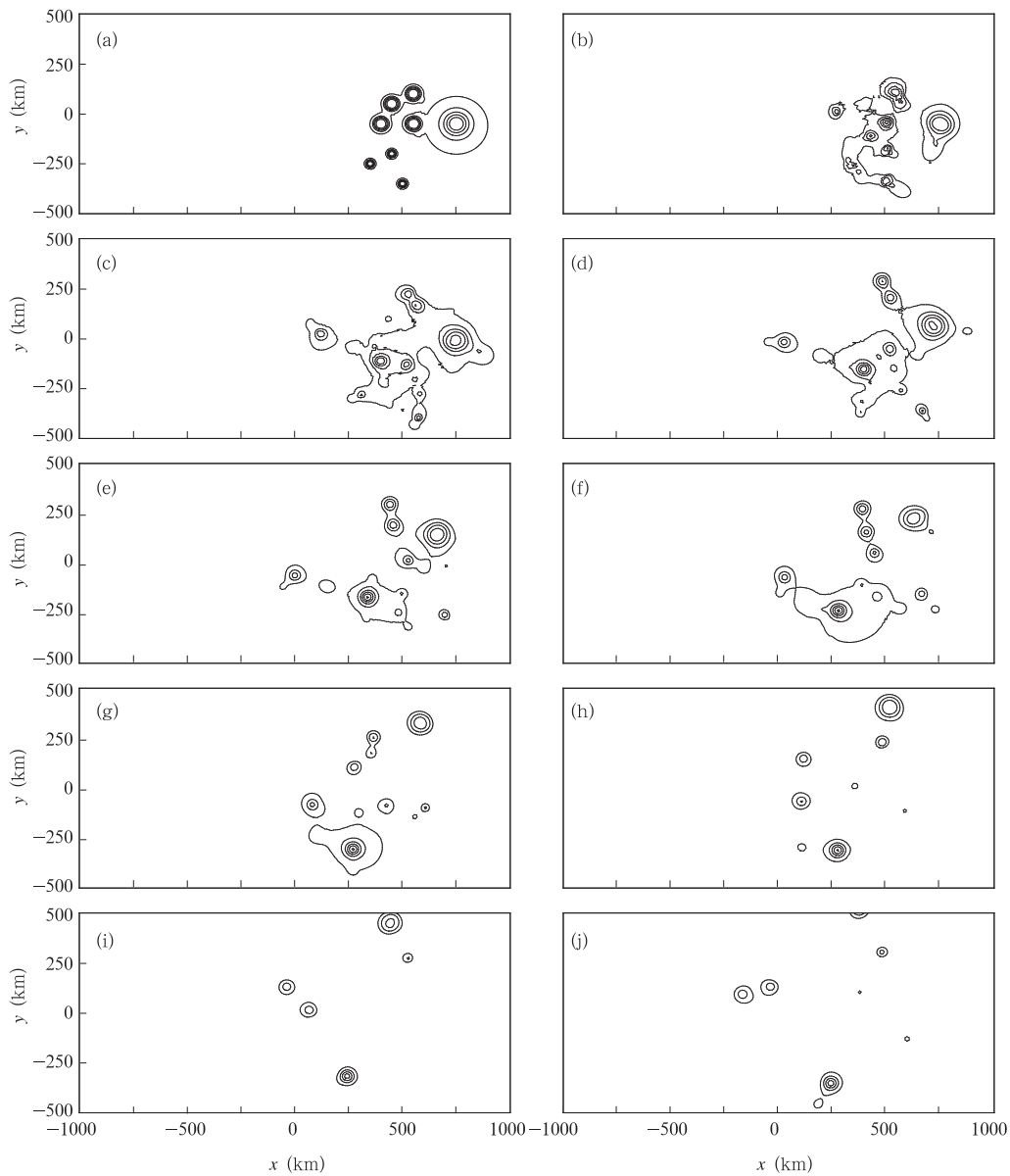


图 6 Exp4 高度场 $h(x, y)$ 随时间的变化

(a. $t=0$ h, b. $t=4$ h, c. $t=8$ h, d. $t=12$ h, e. $t=16$ h, f. $t=20$ h, g. $t=24$ h, h. $t=28$ h, i. $t=32$ h, j. $t=36$ h; 等值线间隔 30 m)

Fig. 6 Temporal evolution of Exp4 height field $h(x, y)$

(a. $t=0$ h, b. $t=4$ h, c. $t=8$ h, d. $t=12$ h, e. $t=16$ h, f. $t=20$ h, g. $t=24$ h, h. $t=28$ h, i. $t=32$ h, j. $t=36$ h; the contour interval=30 m)

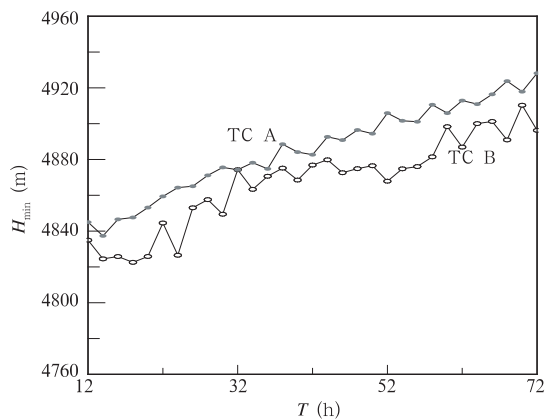


图 7 Exp1, Exp4 台风中心高度值随时间的变化
(曲线 TC A, Exp1; 曲线 TC B, Exp4)

Fig. 7 Temporal variation of the height values of the typhoon centers in Exp1 (TC A) and Exp4 (TC B)

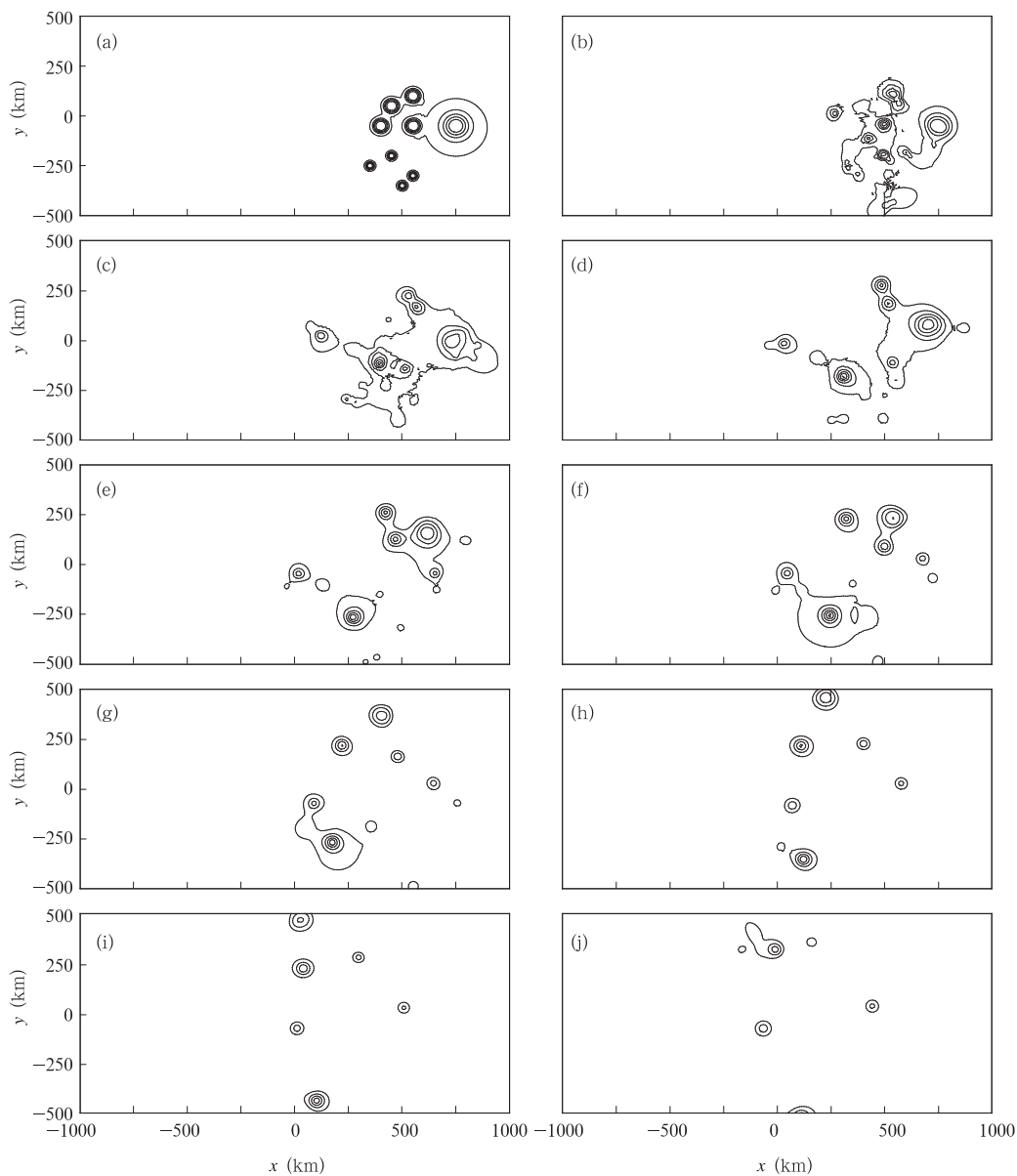


图 8 Exp5 高度场 $h(x, y)$ 随时间的变化

(a. $t=0$, b. $t=4$ h, c. $t=8$ h, d. $t=12$ h, e. $t=16$ h, f. $t=20$ h, g. $t=24$ h, h. $t=28$ h, i. $t=32$ h, j. $t=36$ h; 等值线间隔 30 m)

Fig. 8 Temporal evolution of Exp5 height field $h(x, y)$

(a. $t=0$, b. $t=4$ h, c. $t=8$ h, d. $t=12$ h, e. $t=16$ h, f. $t=20$ h, g. $t=24$ h, h. $t=28$ h, i. $t=32$ h, j. $t=36$ h; the contour interval=30 m)

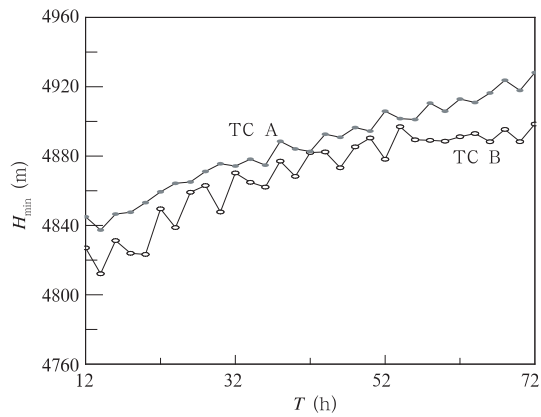


图 9 Exp1, Exp5 台风中心高度值随时间的变化
(曲线 TC A, Exp1; 曲线 TC B, Exp5)

Fig. 9 Temporal variation of the height values of the typhoon centers in Exp1 (TC A) and Exp5 (TC B)

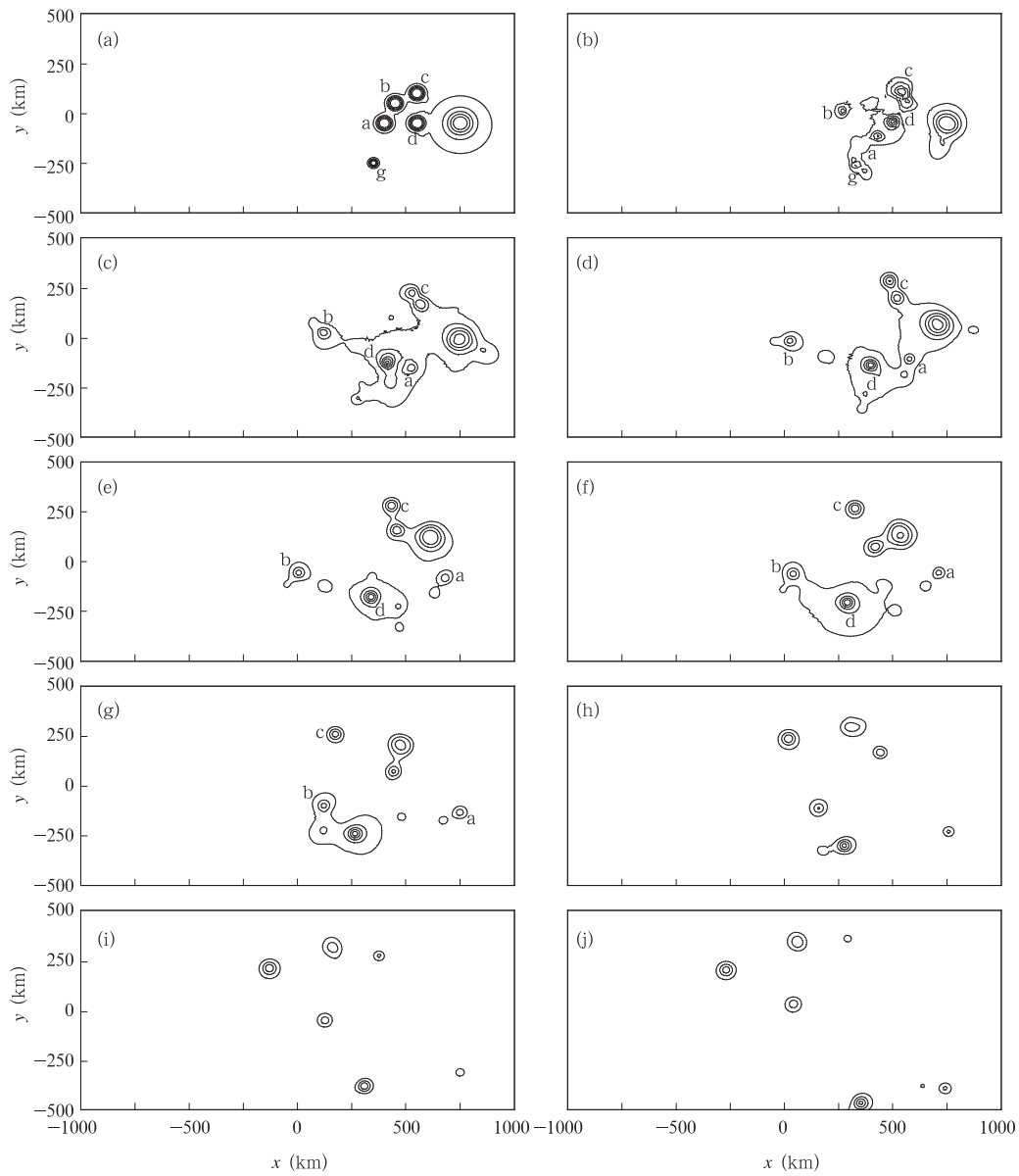


图 10 Exp6 高度场 $h(x, y)$ 随时间的变化

(a. $t=0$, b. $t=4$ h, c. $t=8$ h, d. $t=12$ h, e. $t=16$ h, f. $t=20$ h, g. $t=24$ h, h. $t=28$ h, i. $t=32$ h, j. $t=36$ h; 等值线间隔 30 m)

Fig. 10 Temporal evolution of Exp6 height field $h(x, y)$

(a. $t=0$, b. $t=4$ h, c. $t=8$ h, d. $t=12$ h, e. $t=16$ h, f. $t=20$ h, g. $t=24$ h, h. $t=28$ h, i. $t=32$ h, j. $t=36$ h; the contour interval=30 m)

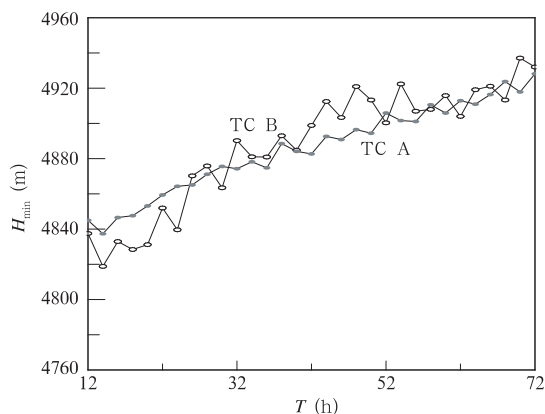


图 11 Exp1, Exp6 台风中心高度值随时间的变化
(曲线 TC A, Exp1; 曲线 TC B, Exp6)

Fig. 11 Temporal variation of the height values of the typhoon centers in Exp1 (TC A) and Exp6 (TC B)

的涡作用或 γ 和 β 中涡的作用, 影响到 β 中涡尺度层次上涡作用的结果(两个 β 中涡互旋的结果是合并或分离); 这种影响再传递到自组织台风 B 的层次上, 其宏观结果是台风 B 的强度和移动路径发生改变。

4 结 论

近 10 多年来, 台风路径预测的准确程度已经稳定提高, 但台风强度预测的准确率几乎停滞不前。一个共识是对于台风强度变化的物理机制缺乏深刻的科学认识。一般认为可以通过多种途径来增进这种科学认识。理想模式的研究就是其中的一个重要途径, 美国气象学家 Montgomery 及其同事的一系列工作就是很好的例子。这些工作涉及到台风和相邻 β 中涡两个尺度。我们初步认为, 实际大气的台风存在于多尺度的环境中, 面临的是一个多尺度的复杂系统。另一方面, 涡旋自组织问题近来受到重视, 也已有的一些初步结果^[16~18]。本文在一个 4 种尺度(副高、台风、 β 中涡群和 γ 中涡)共存的系统中, 分析了台风自组织及其强度变化问题, 着重分析了 γ 中涡的影响。主要的结果是: 初始 γ 中涡的不同个数和不同位置, 可以影响 β 中涡层次的涡作用结果, 进而影响到自组织起来的新的台风的强度变化和路径变化这个宏观层次。这个结果如同文献[19]一样, 支持周秀骥^[14]在 10 多年前提出的重要观点。

台风自组织及其强度变化极其复杂, 涉及到三维涡的问题, 本文用一个正压模式来研究这个复杂的问题是有局限性的。应该在斜压模式中继续探

讨。我们正在一个较复杂的模式中对此研究。同时, 本文只是提出理想模式大气中的结果, 今后应加强观测研究。

致 谢: 本文进行过程中, 作者与陈联寿院士、徐祥德教授做过多次有益的讨论, 受到启发; 两位审稿专家提出重要修改意见, 一并致以谢意。

参考文献

- [1] Chen Lianshou. The effect of different motion scale interaction and structure features on SPECTRUM. WMO/TD, 1992, NO. 472, IV. 1—15
- [2] Chan J C L, Williams K T. Analytical and numerical studies of beta-effect in tropical cyclone motion. J Atmos Sci, 1987, 44: 1257—1265
- [3] 徐祥德, 陈联寿, 解以扬等. TCM-90 现场科学试验台风 FLO “ β 陀螺通风流”非对称动力结构特征. 气象学报, 1996, 54(5): 536—543
Xu Xiangde, Chen Lianshou, Xie Yiyang, et al. The asymmetric dynamic structure of the “ β top” dipole and “ventilation flow” of the target typhoon Flo during TCM-90 field experiment. Acta Meteor Sinica (in Chinese), 1996, 54(5): 536—543
- [4] 罗哲贤. 能量频散对台风结构和移动的作用. 气象学报, 1994, 52(2): 149—156
Luo Zhexian. Effect of energy dispersion on structure and motion of tropical cyclone. Acta Meteor Sinica (in Chinese), 1994, 52(2): 149—156
- [5] Dong K and Neumann CJ. The relationship between tropical cyclone motion and environmental geostrophic flows. Mon Wea Rev, 1986, 114: 115—122
- [6] Evans J L, Holland G J, Elsberry R L. Interactions between a barotropic vortex and an idealized subtropical ridge, Part 1: Vortex motion. J Atmos Sci, 1991, 48: 301—314
- [7] 朱永提. 大尺度基流速度变化对热带气旋移动影响的数值研究. 见: 85—906 项目组. 台风试验和理论研究(二). 北京: 气象出版社, 1996. 39—41
Zhu Yangtin. Numerical study on the effect of changes in the velocity of large-scale basic flow on the motion of tropical cyclones. In: 85—906 Project Group. Typhoon Experiment and Theory Research (II). Beijing: China Meteorological Press, 1996. 39—41
- [8] Montgomery M T, Kallenbach K J. A theory for vortex Rossby waves and its application to spiral bands and intensity changes in hurricanes. Quart J Roy Meteor Soc, 1997, 123: 435—465
- [9] Montgomery M T, Enagonio J. Tropical cyclogenesis via convectively forced vortex Rossby waves in a three-dimensional quasigeostrophic model. J Atmos Sci, 1998, 55: 3176—3207
- [10] Møller J D, Montgomery M T. 1999: Vortex Rossby waves

- and hurricane intensification in a barotropic model. *J Atmos Sci*, 1999, 56: 1674–1687
- [11] Enagonio J, Montgomery M T. Tropical cyclogenesis via convectively forced vortex Rossby waves in a shallow water primitive equation model. *J Atmos Sci*, 2001, 58: 685–705
- [12] Luo Zhexian. Nonlinear interaction of a axisymmetric circulation and nonaxisymmetric disturbances in hurricanes. *Science in China Ser. D*, 2004, 47: 58–67
- [13] 丑纪范. 大气科学中的非线性和复杂性. 北京: 气象出版社, 2002. 204pp
- Chou Ji Fan. Nonlinearity and Complicity in Atmospheric Sciences. Beijing: China Meteorological Press, 2002. 204pp
- [14] 周秀骥. 21 世纪的大气科学——纪念中国气学会成立 70 周年, *气象学报*, 1994, 52(3): 257–260
- Zhou Xiuji. Atmospheric Sciences in 21th Century ——in Memory of the 70th Anniversary of the Foundation of Chinese Meteorological Society. *Acta Meteor Sinica* (in Chinese), 1994, 52(3): 257–260
- [15] Fiorino M, Elsberry R L. Some aspects of vortex structure in tropical cyclone motion. *J Atmos Sci*, 1989, 46: 979–990
- [16] 沈武, 周嘉陵, 马镜娴, 陈联寿, 罗哲贤. 非轴对称双涡相互作用的研究, 已向‘*气象学报*’投稿 2005
- Shen Wu, Zhou Jialing, Ma Jingxian, Chen Lianshou, Luo Zhexian. A study on the interaction of non-asymmetric binary vortices. 2005, (submitted to *Acta Meteor Sin*)
- [17] 周嘉陵, 马镜娴, 陈联寿, 罗哲贤. 多涡自组织的初步研究, 已向《*气象学报*》投稿 2005
- Zhou Jialing, Ma Jingxian, Chen Lianshou, et al. A preliminary study on the self-organization of multi-vortices. 2005a, submitted to *Acta Meteor Sin*
- [18] 周嘉陵, 马镜娴, 陈联寿, 罗哲贤. 初始涡结构与初始涡尺度对涡旋自组织影响的研究, 已向‘*气象学报*’投稿 2005
- Zhou Jialing, Ma Jingxian, Chen Lianshou, et al. Influences of the structure and scale of initial vortices on the self-organization of vortices. 2005b, submitted to *Acta Meteor Sin*
- [19] 周秀骥, 罗哲贤, 高守亭. 涡旋自组织的两类可能机制, *中国科学*, D 辑, 2005, 印刷中
- Zhou Xiuji, Luo Zhexian, Gao Shouting. Two possible mechanisms for vortex self-organization, *Science in China Ser. D*, 2005 (in press)

TYPHOON SELF-ORGANIZATION IN A MULTI-SCALE COEXISTING SYSTEM

Luo Zhexian

(Department of Space Information Science, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044)

Abstract

The progress concerning the physical mechanism responsible for changes of TC intensity has been made in some researches in terms of ideal models, which shows that meso-vortices located initially near the radius of maximum velocity of a TC may, in the way of the inward propagation of vorticity, form a new concentration of vorticity in the inner area leading TC increasing. The researches of this kind generally do not take the environmental flows into consideration and can be attributed to the category of systems of double scale with TC and meso-vortices.

The systems in study are extended to ones with four-scale coexistence (subtropical high, TC, meso- β and meso- γ vortices). A shallow-water equation Model was integrated on a beta-plane centered at 20°N to study the typhoon self-organization and its intensity change in the systems. The results show (1) a new TC exhibits the southwest to the initial typhoon (TC A), via self-organization, when TC A travels to the northwest and tends to gradually weaken, after TC A extinguished, the new TC maintains its intensity corresponding to one that TC A had initially, and continues to move to the northwest, and (2) the total number and positions of the initial meso- γ vortices can influence the intensity of the self-organized TC obviously, and the possible mechanism is as follows: the different interaction between meso- γ and meso- β vortices may result in the various consequences of the interaction of two meso- β vortices, merging together or departing away, and the interaction of meso- β vortices can bring the change of intensity and track of self-organized TC.

Key words: A multi-scale coexisting system, Typhoon, Self-organization, Intensity change.