

# 华南登陆台风“榴莲”的能量分析<sup>①</sup>

姚 才 张诚忠 黄明策

(广西气象减灾研究所, 南宁 530022)

## 提 要

对 0103 号台风(榴莲)造成华南西南部特大暴雨的过程进行了高分辨数值模拟, 在模拟结果与实况较为一致的基础上, 利用辐散风和旋转风动能平衡方程分析低压区域内的动能收支和转换特征, 揭示华南登陆台风低压衰减过程的能量演变特征及其与暴雨增幅关系。

**关键词:** 台风 能量分析 辐散风 旋转风

## 引 言

对登陆台风的能量分析已有过不少研究, 例如于玉斌等对华北台风低压暴雨的能量进行了分析, 得出北上台风与暴雨增幅之间的关系<sup>[1]</sup>, 梁必骥<sup>[2]</sup>对近海热带气旋的发生发展进行能量学诊断研究, 指出辐散风是主要的动能产生项, 旋转风做功主要是消耗项。刘春霞<sup>[3]</sup>对近海台风加强能量分析, 得出台风加强主要是低层的旋转风动能增加引起的。以上的文章主要是对华北或者对海上

的台风进行分析, 而研究西移登陆并影响华南西部的台风能量分析较少, 为此本文拟通过中尺度数值模式对 0103 号登陆台风模拟, 在模拟效果较好的基础上, 用辐散风和旋转风动能平衡方程分析低压区域内的每隔 3 小时动能收支和转换特征, 揭示华南登陆台风低压维持机制及其与暴雨增幅关系。

## 1 数值模拟的方案和个例

本文所用数值模式为 PSU 和 NCAR 发展起来的有限区域中尺度模式 MM5。数值

<sup>①</sup>本文受广西科学基金项目(桂科基 0144026)资助

模拟的方案:计算区域为 12.5~33.6°N、98~119°E, 双重嵌套网格格距分别为 45 和 15km, 模式的大的背景场采用 T106 分辨率为 1.125°×1.125°的初始分析场, 另外, 为了使初始场包含更多的中小尺度信息, 再用常规的探空、地面资料在背景场的基础上再分析, 形成模式的最终初始场。垂直方向分 23 层( $\sigma$  坐标), 1.00、0.99、0.96、0.93、0.90、0.87、0.84、0.80、0.76、0.72、0.64、0.60、0.55、0.50、0.45、0.40、0.35、0.30、0.24、0.18、0.12、0.06、0.00。采用张驰的流入/流出侧边界条件; BLACKADAR 行星边界层方案; 水汽方案为隐式方案(GRELL 积云参数方案)和显式方案合用。

为了揭示在华西南部登陆台风的能量演变及其与引起暴雨增幅关系, 本文以 2001 年 7 月 02 日 08 时(北京时)热带风暴在广西登陆前为初始场, 至低压减弱并移出广西进入越南北部为止, 共积分 36 小时。

## 2 结果分析

### 2.1 实况概述及实况与模拟结果的比较

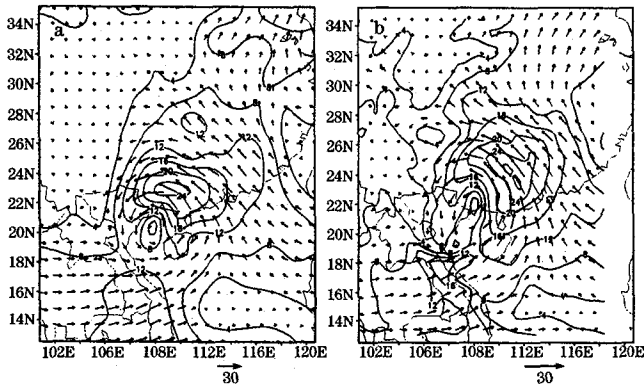


图 1 2001 年 7 月 2 日 20 时 850hPa 实况(a)与模拟风场(b)

### 2.2 资料处理和计算方法

基于上述的模拟结果, 本文用模式每隔 3 小时输出的产品, 结合辐散风和旋转风动能收支方程, 计算登陆后的台风低压区域内的能量变化及其转换关系。计算公式如下<sup>[1]</sup>:

0103 号热带气旋(榴莲)于 2001 年 7 月 1 日下午 17 时加强成台风, 21 时在广东省湛江市沿海登陆, 后进入北部湾北部海面, 次日上午 9 时通过北海市附近, 下午 2 时前后在钦州市犀牛脚沿海再次登陆, 并于 3 日上午 8 时减弱成热带低压。在其缓慢减弱并西北行穿过广西西南部时, 在广西南部 and 西部产生了大范围的强暴雨过程, 引发了左江、右江及邕江自 1949 年以来最大的洪涝灾害。

图 1 为模式运行 12 小时以后的 850hPa 的急流与环流场及其相应的实况场。从图中可知, 台风中心与实况中心偏离 40km 左右, 台风东北侧的低空急流也较好地模拟出来了。从台风路径模拟方面分析, 前 24 小时的模拟是比较成功, 后 12 小时的低压中心比实况稍偏北。另外, 与 24 小时的总雨量图(略)对比, 模拟的雨区和范围与实况比较接近, 广西南部的暴雨区, 特别在沿海一带的暴雨区均能成功地模拟出来, 但模拟结果比实况值偏小。综上所述, MM5 对这次登陆台风暴雨过程有一定的模拟能力。

对于风场  $\mathbf{V}$  可分解成旋转风  $\mathbf{V}_R$  和辐散风分量  $\mathbf{V}_D$ , 即  $\mathbf{V} = \mathbf{V}_D + \mathbf{V}_R$ 。

单位质量动能可表示为:  $k = \frac{1}{2} \mathbf{V} \cdot \mathbf{V}$ , 得到  $k = k_D + k_R + \mathbf{V}_D \cdot \mathbf{V}_R$ 。

有限区域总动能:  $K = K_D + K_R +$

$$\iint \mathbf{V}_D \cdot \mathbf{V}_R \circ$$

其中  $K = \iint k$ ,  $K_D = \iint k_D$ ,  $K_R = \iint k_R$ 。

$$\begin{aligned} \frac{\partial K_D}{\partial t} = & - \iint \mathbf{V}_D \cdot \frac{\partial \mathbf{V}_R}{\partial t} - \left[ \iint -f(v_R \cdot u_D - u_R \cdot v_D) + \iint -\zeta(v_R \cdot u_D - u_R \cdot v_D) + \right. \\ & DK_D \qquad \qquad \text{INTD} \qquad \qquad \text{AF} \qquad \qquad \qquad \text{AZ} \\ & \left. \iint -\omega \frac{\partial K_R}{\partial P} + \iint -\omega \mathbf{V}_R \cdot \frac{\partial \mathbf{V}_D}{\partial p} \right] + \iint -\mathbf{V}_D \cdot \nabla \Phi + \iint -\nabla \cdot K\mathbf{V}_D + \\ & \qquad \qquad \qquad \qquad \qquad \qquad \qquad \qquad \qquad \qquad \qquad \qquad \qquad \qquad \qquad \qquad \qquad \text{B} \qquad \qquad \text{C} \qquad \qquad \text{GD} \qquad \qquad \text{HFD} \\ & \iint -\frac{\partial \omega K}{\partial P} + \iint \mathbf{V}_D \cdot \mathbf{F} \qquad \qquad \qquad \qquad \qquad \qquad \qquad \qquad \qquad \qquad \qquad \qquad \qquad \qquad \qquad \qquad \qquad \text{VF} \qquad \qquad \text{DD} \end{aligned} \quad (1)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial K_R}{\partial t} = & - \iint \mathbf{V}_R \cdot \frac{\partial \mathbf{V}_D}{\partial t} + \left[ \iint -f(v_R \cdot u_D - u_R \cdot v_D) + \iint -\zeta(v_R \cdot u_D - u_R \cdot v_D) + \right. \\ & DK_R \qquad \qquad \text{INTR} \qquad \qquad \text{AF} \qquad \qquad \qquad \text{AZ} \\ & \left. \iint -\omega \frac{\partial K_R}{\partial P} + \iint -\omega \mathbf{V}_R \cdot \frac{\partial \mathbf{V}_D}{\partial p} \right] + \iint -\mathbf{V}_R \cdot \nabla \Phi + \iint -\nabla \cdot K\mathbf{V}_R + \iint \mathbf{V}_R \cdot \mathbf{F} \\ & \qquad \qquad \qquad \qquad \qquad \qquad \qquad \qquad \qquad \qquad \qquad \qquad \qquad \qquad \qquad \qquad \qquad \text{B} \qquad \qquad \text{C} \qquad \qquad \text{GR} \qquad \qquad \text{HFR} \qquad \qquad \text{DR} \end{aligned} \quad (2)$$

以上的方程分别为辐散风和旋转风动能方程。

时的时段,台风登陆以后指模拟 12~15 小时的时段,暴雨增幅期指模拟 21~24 小时时段。

因此得出,  $\frac{\partial K}{\partial T} = GR + GD + HFR +$

2.3.1 动能产生率的分布特征

$HFD + VF + DR + DD$   
其中  $K_R$ 、 $K_D$  分别表示旋转风和辐散风动能,  $GR$  和  $GD$  分别为旋转风和辐散风穿越等压线产生的动能制造或耗散项,  $HFR$  和  $HFD$  分别为旋转风和辐散风对总动能的水平通量散度项,  $VF$  为辐散风对总动能的垂直通量散度项,  $DR$  和  $DD$  分别为次网格尺度“摩擦”项,它包括摩擦耗散以及次网格尺度与网格尺度之间的动能交换,是作为余差进行计算的。

旋转风和辐散风对动能的贡献可从动能的产生率来进行分析,动能产生率  $G = GR + GD = -\mathbf{V}_R \cdot \nabla \Phi - \mathbf{V}_D \cdot \nabla \Phi$ 。

2.3 结果分析

$GR$  和  $GD$  分别为旋转风和辐散风对动能的产生率,根据 Pearce 的定义<sup>[5]</sup>把这两种动能产生过程分别称为“正压过程”和“斜压过程”。由  $GR = -\mathbf{V}_R \cdot \nabla \Phi = -\nabla \cdot \mathbf{V}_R \Phi$ , 即可看成旋转风位能通量散度,  $GR < 0$  时,旋转风位能通量辐散,将使动能产生率减小。

计算以模拟低压中心为中心点,边长为  $2.4 \times 10^5 \text{ m}$  的正方形区域的能量平均值,并对对流层低层(1000~700hPa)、中层(600~350hPa)及高层(300~100hPa)进行积分,以代表对流层低、中、高层能量的分布特征。本文中所提到的台风登陆以前指模拟 6~9 小

从  $GD$  的逐 3 小时的时间演变明显看出(图 2a),对流层低层  $GD$  分布呈双峰性分布特征,除了在第 9 小时为  $-0.1\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$  之外,  $GD$  均为正值,说明斜压不稳定对低纬度低压的维持起了相当重要作用;极大值分别在第 18 小时和 24 小时出现,相应的数值为  $3.2\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$  和  $4.1\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。对流层低层的

GR 在整大气层 GR 的动能产生率中占很大的比例(图 2b), 特别在暴雨增幅期其数值有

明显的增幅。表 1 列出暴雨增幅期三层 G、GD 和 GR 的分布。

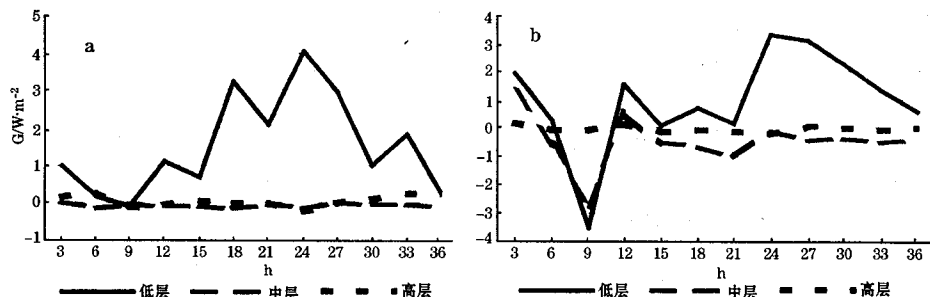


图 2 对流层低、中、高层动能产生率逐 3 小时演变图(单位:  $W \cdot m^{-2}$ )

a 为辐散风动能产生率, b 为旋转风动能产生率

表 1 暴雨增幅期动能产生率(单位:  $W \cdot m^{-2}$ )

	1000~700hPa	650~350hPa	300~100hPa
GD	4.36	-0.16	-0.21
GR	3.01	-0.11	-0.19
G	7.37	-0.27	-0.40

分析表 1 可见, 对流层低层的 GD、GR 及 G 为正的动能产生率, 中高层对应负的动能产生率, 数值上比低层小一个量级。GD 与 GR 在此期间均占主导地位, 即在暴雨增幅时正压过程和斜压过程都很重要, 这与华北登陆台风暴雨增幅以斜压过程为主有所差异<sup>[1]</sup>。

### 2.3.2 辐散风和旋转风动能的转换特征

$C(K_D, K_R) = AF + AZ + B + C$  为辐

散风动能和旋转风动能的交换系数。利用上式计算了扰动区域内的平均转换系数及对流层低、中、高层以及整层大气的转换特征。

在台风登陆以前(图 3a), 400 hPa 以下的  $C(K_D, K_R)$  为正值, 极大值位于 700 和 900hPa 上, 400hPa 以上为负的转换, 极小值在 350hPa。台风登陆以后(图 3b), 900hPa 以上的  $C(K_D, K_R)$  几乎全部为负的转换, 极小值出现在 850 和 700hPa 上, 高层的  $C(K_D, K_R)$  明显减弱。暴雨增幅期(图 3c), 600hPa 以下的  $C(K_D, K_R)$  又转为正转换, 以上为负转换; 其中极大值在 850~700hPa 之间, 极小值在 500 和 400hPa 上。因此, 在

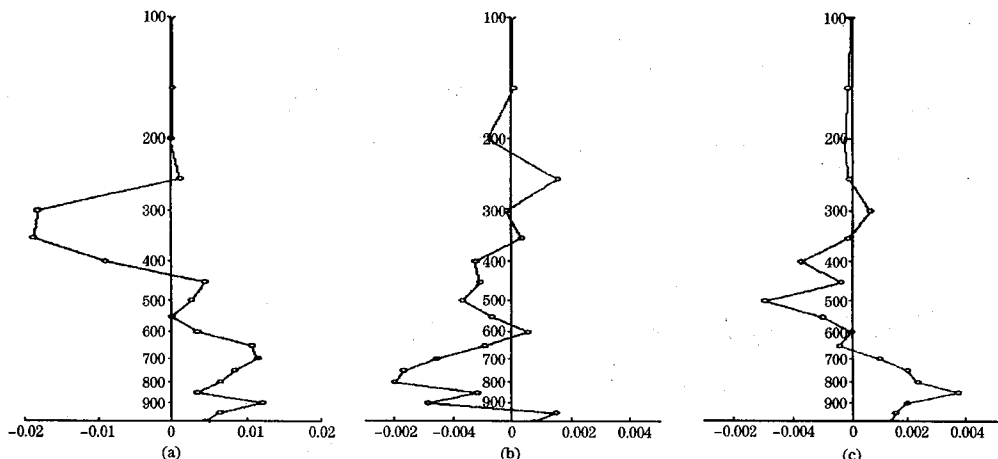


图 3  $C(K_D, K_R)$  在台风登陆前(a)、登陆后(b)及暴雨增幅期(c)的垂直分布图(单位:  $m^2 \cdot s^{-3}$ )

台风登陆前,对流层中低层有辐散风动能转换为旋转风动能,使得台风的中低层旋转风迅速增大,高层为负转换,即辐散风动能加大。辐散风动能的增加,加强了高层辐散,使台风的垂直速度进一步增强,结果使台风强度得到加强。登陆后,对流层中低层旋转风向辐散风转换,台风强度减弱。暴雨增幅期,对流层低层、中层又转成辐散风动能向旋转风动能的转化,低压的强度得到加强,因此对流性降水强度加大。

### 2.3.3 动能水平通量散度的特征

动能水平通量散度可分解成旋转风和散度风动能水平通量散度  $HF = HFR + HFD$ , 即  $-\nabla \cdot \mathbf{V}K = -\nabla \cdot \mathbf{V}_R K - \nabla \cdot \mathbf{V}_D K$ ; 从台风登陆前至减弱进入越南北部的过程中,分析低、中、高3层的动能水平通量散度的变化(图略)可见,中低层以辐散风散度贡献为主。在对流层低层,台风登陆前  $HFD$ 、 $HFR$  及  $HF$  为正值,  $HF$  最大值在 850hPa 上,为  $0.0056 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-3}$ , 极小值在 300hPa 上,为  $-0.0031 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-3}$ ; 整个对流层中  $HFD$  明显比  $HFR$  占绝对优势,也就是以斜压过程为主;这种配置有利于扰动区垂直对流加强;台风登陆后对流层 850hPa 以下  $HFR$ 、 $HFD$  及  $HF$  仍然是辐合,而 700hPa 以上则由辐合向辐散转换,使台风登陆后中高层动能从台风低压区持续不断地向外输送,扰动区内的动能减少,从而加速台风低压强度的衰减。

暴雨增幅期,对流层低层的  $HF$ 、 $HFR$ 、 $HFD$  均为辐合(图4),高层为弱的辐散;低

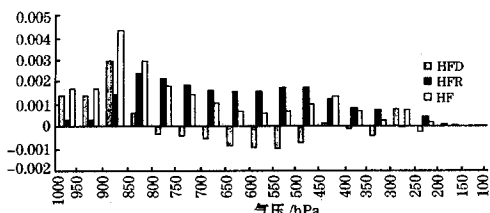


图4 暴雨增幅期的  $HFD$ 、 $HFR$  及  $HF$  的垂直分布(1000~100hPa)(单位:  $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-3}$ )

层 850hPa 以下以  $HFD$  为主,700hPa 以上  $HFR$  占绝对优势。可见低压区对流层中低层动能水平的辐合促使低压得到发展,扰动区的对流得到加强,从而引起暴雨增幅。

### 2.3.4 台风登陆过程能量收支特征

从台风登陆及其减弱过程的动能变化(图5)可以发现,台风在沿海徘徊及登陆之时,动能均超过  $120 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ 。登陆后骤减,并在以后西移过程中呈波动式缓慢减弱。旋转风动能在整个过程占绝对优势,但随着低压强度趋于减弱,辐散风动能在总动能的百分比相应逐渐加大。这些变化特征与台风扰动区内动能收支密切相关。登陆之际  $GD$  和  $GR$  已由前6小时的动能正制造转为动能消耗( $GD$  和  $GR$  均小于0),对流层动能水平散度积分则由辐散变成辐合。台风继续西行过程中,虽然总的动能制造已开始由消耗动能转向少许的制造动能,整层动能水平散度积分辐合逐渐加大,辐散风垂直通量辐散减弱,但动能变量  $\frac{\partial K}{\partial t}$  却明显转负(为  $-60 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ )。这主要由项  $DR + DD$  ( $-40.5 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ) (摩擦耗散和次网格尺度与网格尺度之间的能量交换)的作用引起的。到暴雨增幅期(模拟的第24小时),总的动能制造达  $2.7 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ,其中辐散风动能制造为  $1.6 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ,旋转风动能制造为  $1.1 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ,整层动能水平散度辐合强度比前几个时次有少许的增强,辐散风垂直通量也逐渐转成辐合,因而

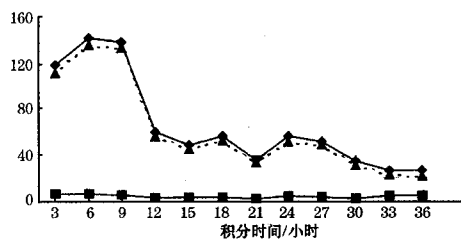


图5 总动能、辐散风动能及旋转风动能逐3小时时间演变图(单位:  $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ )

$\frac{\partial K}{\partial t}$ 明显增大( $16\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ )。在随后的时次中,虽然低压区的动能制造整层积分为正贡献,整层动能水平散度仍然辐合,但强度逐渐减弱,此时的摩擦耗散项及次网格尺度与网格尺度之间的能量交换项则起了消耗动能的作用,促使低压逐渐减弱。

### 3 小结

本文的分析表明,此次台风在华南西部登陆减弱过程中,其能量变化特征如下:

(1)动能在台风登陆后急剧减小,在暴雨增幅期间有所增大;旋转风动能在总动能中占绝对优势,辐散风动能所占的比例很小,但随着台风低压减弱过程中,辐散风动能所起的作用越来越大。

(2)动能产生率( $G$ )主要集中于对流层低层,是台风低压维持的主要动能源。在暴雨增幅期, $GR$ 明显增强与 $GD$ 的数值相当,说明低纬地区斜压过程与正压过程对低压的维持和暴雨的增幅均起相当重要的作用。

(3)在台风登陆前,对流层中层、低层有辐散风动能转换为旋转风动能,高层为负转换,台风强度加强。登陆后,对流层中低层旋

转风向辐散风转换,台风强度减弱。到暴雨增幅期,对流层低层、中层又转成辐散风动能向旋转风动能的正转化,低压的强度得到加强,因此对流性降水强度加大。

(4)动能水平通量散度 $HF$ 中低层以辐散风散度贡献为主,台风登陆后中高层动能从台风低压区持续不断地向外输送,使得扰动区内的动能减少,从而加速台风低压强度的衰减。暴雨增幅期,对流层中低层为辐合,高层为弱的辐散,这种配置使低压得到发展,扰动区的对流得到加强,从而引起暴雨增幅。

### 参考文献

- 1 于玉斌,姚秀萍.华北盛夏台风低压暴雨的能量分析.热带气象学报,1999,15(2):177~184.
- 2 梁必骐,卢健强.8014号热带气旋发生发展过程的能量学诊断研究.热带气象学报,1995,11(3):240~246.
- 3 刘春霞,容广坝.南海突然加强台风能量场的诊断分析.热带气象学报,1996,12(2):174~180.
- 4 丁一汇,刘月贞.台风中动能收支的研究.中国科学,1985,10:956~966.
- 5 Pearce R P. The design and interpretation of diagnostic studies of synoptic-scale atmospheric system. Quart. Royal Soc.,1974,100:265—285.

## Energetic Analysis of Typhoon "Durian" in South China

Yao Cai Zhang Chengzhong Huang Mingce

(Guangxi Institute of Meteorological Disaster Reduction, Nanning 530022)

### Abstract

Heavy rain in southwest of South China caused by typhoon "Durian" is simulated by MM5. Based on the excellent agreement with the observation, the area-average energetic budgets and conversion over the region of typhoon is undertaken with the balance equation of kinetic energy for the divergent wind and rotational wind, to indicate the maintaining mechanism of typhoon and the characteristic of evolution of energy, as well as the relationship between the typhoon and its outside enhanced heavy rain.

**Key Words:** typhoon energy divergent wind rotational wind