

热带气旋内部非对称积云对流 对其移动的影响

陈 蓉 谭锐志 林元弼

(广州热带海洋气象研究所, 广州 510080)

摘 要 在一个简单的两层板对称 CISK 模式中, 我们考虑了热带气旋内部非对称积云对流的作用, 并由此推导出热带气旋移动的动力学速度公式, 利用 SPECTRUM-90 这套热带气旋试验资料, 本文着重分析了热带气旋内部非对称积云对流对其运动的影响, 以探索热带气旋移动与引导气流偏差的可能机理。计算结果表明, 考虑积云对流非对称作用产生的动力学速度确能明显改善热带气旋的路径预报效果, 尤其对于一些疑难路径, 这种改善作用更突出。因此, CISK 理论不仅是热带气旋发展和维持的重要机制, 而且对热带气旋移动的影响也不可忽视。

关键词 热带气旋 引导气流 非对称 积云对流作用

1 前言

热带气旋周围大尺度流场与热带气旋移动之间有着密切的联系。实际观测与理论研究都已证实, 引导气流理论是预报热带气旋移动的有效方法之一。George 和 Gray^[1], Chan 和 Gray^[2]的研究表明, 对流层中层的风场资料与热带气旋移动的移向、移速关系最好。另外, 热带气旋运动与环境气流存在明显的偏差, 在北半球, 热带气旋的实际移向比其周围环境场的风场偏左 $10^{\circ} \sim 20^{\circ}$, 移速快 $1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。Dong 和 Neumann^[3]利用热带气旋环境位势高度场分析了引导气流与热带气旋移动的关系, 其结果表明, 热带气旋路径预报以 500、700hPa 层上的地转风作为引导气流效果最好, 热带气旋在东风带中向西移动时, 实际移速比引导气流速度稍快, 并向右偏离; 在西风带中向东移动时, 比引导气流速度稍慢, 且有向左偏离的现象。Holland^[4], 钮学新^[5, 6], 李崇银和钮学新^[7]等从 β 效应、热带气旋内力、热带气旋自身动力过程等方面探讨了引导气流和热带气旋运动之间偏差的原因。虽然热带气旋运动方差的 30%~80% 可从引导气流作用得到解释^[8], 但要弄清热带气旋移动的物理过程, 还必须研究热带气旋自身特征及其与环境场的相互作用。

热带气旋形成、发展的基本动力学过程是第二类条件不稳定(CISK)机制。实际雷达观测和利用卫星云图的有关研究^[9]表明, 热带气旋有向其前沿对流活动最强地区移动的趋势。本文试图利用 SPECTRUM-90 这套范围广、网格密、层次多的资料, 着重分析热带气旋内部非对称积云对流作用对其移动的影响, 探索热带气旋运动与引导气流偏差的机理。

2 计算公式

2.1 引导气流

本文采用地转引导气流, 热带气旋半径范围取 $9^\circ \sim 11^\circ$, 部分参照文献[3]的方法。图1中, $a, b, c, d/e, f, g, h$ 和 $i, j, k/l, m, n$ 各点的位势高度值由其周围四个格点的原始资料内插得到, 相应的地转引导气流纬向分量(u_g)和经向分量(v_g)可表达为

$$\begin{cases} u_g = \frac{g}{f}(H_i + H_j + H_k - H_l - H_m - H_n)/6R, \\ v_g = \frac{g}{f}(H_a + H_b + H_c + H_d - H_e - H_f - H_g - H_h)/8R, \end{cases}$$

其中, H_i 为各点位势高度, R 为热带气旋半径。

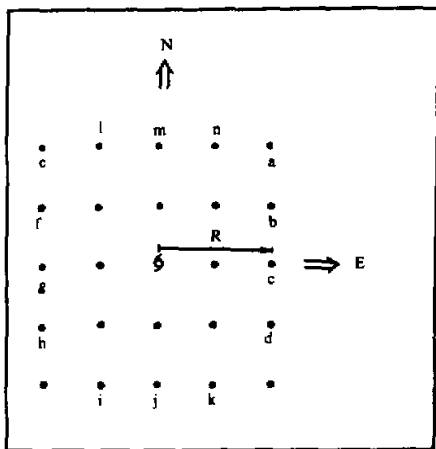


图1 引导气流计算示意图

积云对流加热采用文献[11]的参数化表示式

$$Q_2 = -\frac{L\eta}{2\Delta p}(q_{s3} - q_{s1})(w_1 + \frac{1}{2}w_4), \quad (4)$$

式中, η 为加热参数, q_s 为饱和比湿。

由(1)~(4)式, 得

$$\begin{aligned} & \frac{\partial^2 w_2}{\partial y^2} + \frac{2f}{S_2 \Delta p} \frac{d\bar{u}}{dp} \frac{\partial}{\partial y} (w_3 - w_1) + \frac{f^2}{S_2 \Delta p^2} (w_4 - 2w_2) \\ & = \eta H [2B' \frac{\partial}{\partial y} (w_2 + \frac{1}{2}w_4) + B \frac{\partial^2}{\partial y^2} (w_2 + \frac{1}{2}w_4)], \end{aligned} \quad (5)$$

2.2 热带气旋动力学速度

在有垂直切变的基本气流中, 引入简单的两层板对称 CISK 模式^[10]。首先考虑经向板对称($\partial/\partial x=0$), 方程组为

$$\sigma \frac{\partial u_1}{\partial y} + \frac{\partial w_1}{\partial y} \frac{d\bar{u}}{dp} + f \frac{w_2}{\Delta p} = 0, \quad (1)$$

$$\sigma \frac{\partial u_3}{\partial y} + \frac{\partial w_3}{\partial y} \frac{d\bar{u}}{dp} + f \frac{w_4 - w_2}{\Delta p} = 0, \quad (2)$$

$$\begin{aligned} & \sigma \frac{u_3 - u_1}{\Delta p} - \frac{w_3 - w_1}{\Delta p} \frac{d\bar{u}}{dp} - \frac{S_2}{f} \frac{\partial w_2}{\partial y} \\ & = \frac{R}{fc_p P_2} \frac{\partial Q_2}{\partial y}, \end{aligned} \quad (3)$$

式中 $\sigma = \sigma_r + i\sigma_{iy}$, σ_r 是扰动增长率, σ_{iy} 是 y 方向圆频率。各独立变量的下标表示在模式中垂直方向的层数。

其中

$$B = q_{s3} - q_{s1};$$

$$B' = \partial B / \partial y = \partial(q_{s3} - q_{s1}) / \partial y, \text{ 表示非对称积云对流的作用};$$

$$S_2 = -\frac{R}{p_2} \left(\frac{\partial \bar{T}_2}{\partial p} - \frac{R \bar{T}_2}{p_2 c_p} \right), \text{ 为第二层静力稳定参数};$$

$$H = \frac{RL}{2S_2 p_2 c_p \Delta p}, \text{ 为大气状态参数}.$$

由连续方程 $\partial v / \partial y = -\partial w / \partial p$, 引入流函数 $w = -\partial \psi / \partial y$, $v = \partial \psi / \partial p$, 设 $\psi = \bar{\psi}(y, p)e^{at}$, 考虑 Ekman 抽吸作用^[11], 于是得到以下关系式

$$\psi_4 = \frac{K}{K + \sigma} \psi_2,$$

其中 K 为边界层摩擦系数.

令 $\psi_2 = \psi_0 e^{imy}$, 代入 $\sigma = \sigma_r + i\sigma_{iy}$, 由(5)式得到

$$\sigma_r = \frac{3HB'\eta Km + [(1 - HB\eta)m^2 + F]\sigma_{iy}}{-m(E_y + 2HB'\eta)},$$

$$\sigma_{iy} = \frac{Km[(2 - 3HB\eta)m^2 + F](E_y + 2HB'\eta) - [(1 - HB\eta)]m^2 + F]6HB'\eta}{2\{(E_y + 2HB'\eta)^2 m^2 + [(1 - HB\eta)m^2 + F]^2\}}.$$

其中 m , σ_{iy} 为 y 方向的波数和圆频率.

$$E_y = \frac{f}{S_2 \Delta p} \frac{d\bar{u}}{dp} \text{ (相应地, } E_x = -\frac{f}{S_2 \Delta p} \frac{d\bar{v}}{dp} \text{)},$$

$$F = \frac{2f^2}{S_2 \Delta p^2}.$$

于是, 得到波动在 y 方向的传播速度为

$$\begin{aligned} C_y &= -\frac{\sigma_{iy}}{m} \\ &= -\frac{K\{[(2 - 3HB\eta)m^2 + F](E_y + 2HB'\eta) - [(1 - HB\eta)]m^2 + F\}6HB'\eta}{2\{(E_y + 2HB'\eta)^2 m^2 + [(1 - HB\eta)m^2 + F]^2\}}. \end{aligned}$$

同理可推得波动在 x 方向的传播速度为

$$\begin{aligned} C_x &= -\frac{\sigma_{ix}}{m} \\ &= -\frac{K\{[(2 - 3HB\eta)m^2 + F](E_x + 2HB'\eta) - [(1 - HB\eta)]m^2 + F\}6HB'\eta}{2\{(E_x + 2HB'\eta)^2 m^2 + [(1 - HB\eta)m^2 + F]^2\}}. \end{aligned}$$

在前面的推导中已把热带气旋近似为圆形涡旋, x , y 方向的波数相同. 另外, C 中 B' 应为 $\partial B / \partial x$, 但为以下讨论方便, 统一用 B' 代表非对称积云对流的作用.

钮学新等^[12]认为热带气旋的路径预报应该考虑引导气流和积云对流动力学过程两

方面的作用。在前面我们已推导出由 CISK 过程产生的热带气旋动力学速度 (C_x 和 C_y)，因此，计算出的热带气旋移动速度可表示为

$$u = u_g + C_x, \quad v = v_g + C_y,$$

3 计算结果分析

首先，我们分别计算了 9011, 9012, 9014, 9018 号热带气旋的引导气流。采用 500, 850, 150 hPa 三层引导，权重系数分别为 0.5, 0.4, 0.1。对 6 小时引导气流计算结果表明(图略)，在东风带中，西移热带气旋的实际移动大多较引导气流向右偏离；而在西风带中，东移热带气旋的实际移向则较引导气流向左偏离。这与 Dong 等^[3]的结论一致。在移速方面，引导气流大多偏小。同时，我们还计算引导气流的 24 小时结果，表明如果周围大尺度环流较稳定，引导气流对成熟热带气旋 24 小时移动有较好的预报意义。

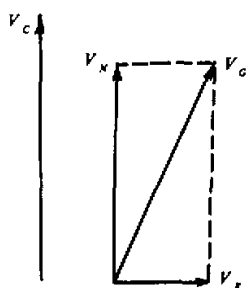


图 2 台风实际移速与计算的路径偏差示意图

以下我们将着重分析热带气旋实际路径与计算结果移向、移速两方面的偏差(这里，计算结果指引导气流作用与动力学速度的叠加)。如图 2, V_C 是热带气旋实际移速; V_G 是计算的热带气旋移速; V_N 和 V_E 分别是将 V_G 沿平行及垂直于实际移速方向分解的速度。于是，移速偏差 VD 与移向偏差 DD 分别表示为

$$VD = |V_C - V_G|,$$

$$DD = \begin{cases} |\arctan(V_E / V_N)|, & V_N > 0 \\ 180^\circ + \arctan(V_E / V_N), & V_N < 0, V_E > 0 \\ 180^\circ - \arctan(V_E / V_N), & V_N < 0, V_E < 0 \end{cases}$$

表 1 列出了热带气旋实际路径与引导气流的偏差。平均而言，移速偏差为 5 km/h，移向偏差为 19° 。另外，由表可知，9011, 9018 号热带气旋引导气流与实况偏差较小。而且值得注意的是，对这两个热带气旋而言，24 小时计算结果与实际路径的偏差反而比 6 小时小。初看起来这有些令人不解，但这也正好说明，若要正确评价一种关于热带气旋路径的预报方案，最好用较短时段(如 6 小时)的计算结果与实况相比较，

表 1 引导气流与实际台风移动速度的偏差

偏 差 时 效(h)	台风编号	9011		9012		9014		9018		平 均	
		移速 / km h ⁻¹	移向 / °	移速 / km h ⁻¹	移向 / °	移速 / km h ⁻¹	移向 / °	移速 / km h ⁻¹	移向 / °	移速 / km h ⁻¹	移向 / °
6		4.63	15.94	6.64	27.18	4.02	14.20	4.56	11.72	5.27	19.02
12		6.55	13.31	6.07	27.76	3.86	15.23	4.48	9.03	5.27	18.49
24		9.57	7.27	4.01	32.38	5.01	20.93	2.95	7.45	4.80	20.38

这是因为, 如果计算时效取得较长(如 24 小时), 可能会忽略掉热带气旋移动的细 节, 从而使比较不够客观, 特别当 实况路径较复杂多变时更是如此。因 此, 我们将主要针对 6 小时的计算结果 进行讨论, 同时列出 12、24 小时的结 果供参考。

根据表 1, 9014 号热带气旋引导气 流移向的平均效果不如 9011, 9018 号 的好, 但从图 3 却可以看到, 从 8 月 18 日 06 点开始, 该热带气旋引导气流的 6 小时计算效果是比较好的, 并且表 现出偏西的趋势, 到了 19 日 00 点引导 气流很好地描述了热带气旋实际路径的 突然西折。需要指出, 在 8 月 18 日 00

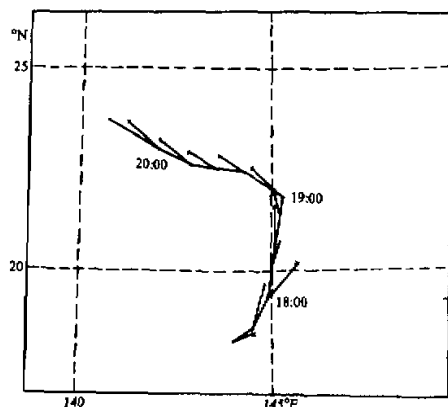


图 3 9014 号台风实况路径和 6 小时引导气流计算路径

点以前, 9014 号热带气旋的强度很 弱, 以上的分析表明, 引导气流理论对 强度偏弱的热带气旋较不适用。

9012 号热带气旋多次出现异常路 径, 已引起人们较大兴趣。由表 1 看 出, 无论移速还是移向, 该热带气旋引 导气流与实况路径的偏差都要比其它三 个大。由于本文的目的就是探讨引导气 流与实况路径偏差的可能机理, 因此, 我们将着重针对 9012 号热带气旋, 根 据前面公式推导, 讨论考虑和不考虑非 对称积云对流作用(即 $B' \neq 0$ 和 $B' = 0$) 对计算效果的影响。计算中, 加热参 数 $\eta = 0.865$, 摩擦系数 $K = 6.8 \times 10^{-7} \text{ s}^{-1}$, 波数 $m = 2\pi \times 10^{-3} \text{ km}^{-1}$ 。模 式中除中间层数据由其上、下最近层次 实测资料插值得到外, 其它均采用实测 资料。

图 4 给出了 9012 号热带气旋实况 路径以及引导气流、 $B' = 0$ 和 $B' \neq 0$ 时 6 小时计算结果, 由图可知, 考虑 CISK 过程能明显改善预报效果。该热 带气旋从 8 月 15 日 12 点~17 日 18

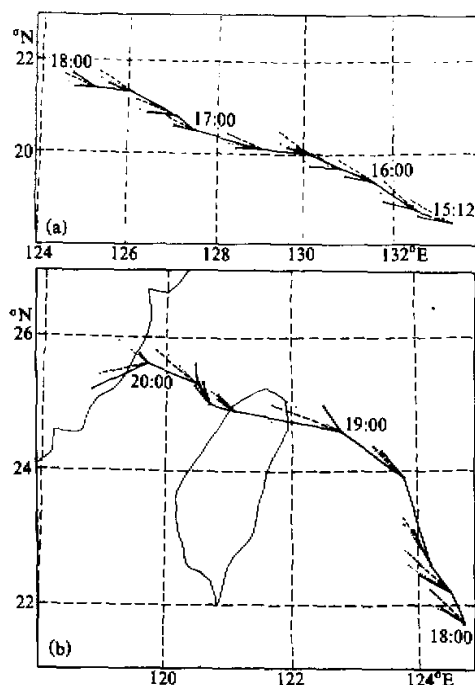


图 4 9012 号台风实况路径与 6 小时计算的路径
实连线: 实况路径; 实断线: 引导气流;
点线: $B' = 0$ 时计算的路径; 虚线: $B' \neq 0$ 时计算的
(a) 15d12h~18d00h, (b) 18d00h~20d00h

点,除几个路径突然北翘的时次(如 17 日 00 点、06 点、18 点)外, $B'=0$ 时计算的动力学移速对引导气流有较好的修正。而对于异常路径,尤其当热带气旋逐步移近大陆时(如 19 日 18 点,20 日 00 点),尽管引导气流和 $B'=0$ 时计算结果都与实况有很大偏差,但 $B'\neq 0$ 时的计算结果却对引导气流有很好的修正。由此可见,热带气旋内部非对称积云对流作用对热带气旋移动的影响不可忽视,这可能是造成引导气流与实际路径偏差的重要原因。我们还计算了其它三个热带气旋的动力学移速,结果表明,热带气旋自身 CISK 过程产生的动力学移速平均可达到 3.5 km/h ,接近热带气旋实际移速的 $1/4$, $B'\neq 0$ 时计算的动力学速度平均要比 $B'=0$ 时大 1.7 倍。

表 2 是 4 个热带气旋引导气流、 $B'=0$ 和 $B'\neq 0$ 时的计算结果与实况路径偏差的平均结果。显然,无论是移速还是移向,考虑热带气旋内部非对称积云对流作用($B'\neq 0$)后的计算结果与实况偏差最小。另外,考虑对称的积云对流作用($B'=0$)也对引导气流有明显改善。

表 2 计算的移速与实际台风移速的偏差

偏 差 时 效(h)	类型	引导气流		$B'=0$		$B'\neq 0$	
		移速 / km h^{-1}	移向 / °	移速 / km h^{-1}	移向 / °	移速 / km h^{-1}	移向 / °
6		5.27	19.02	4.37	16.00	4.16	14.94
12		5.27	18.49	4.14	15.48	3.90	14.15
24		4.80	20.38	4.35	18.04	4.10	15.85

4 主要结论和讨论

(1) 根据对 SPECTRUM-90 资料的计算分析,引导气流与热带气旋实际移速的偏差平均约为 5 km/h ,移向偏差约为 19° 。当周围大尺度环流较稳定时,引导气流理论对于成熟热带气旋确是一种简洁而有效的预报方法。

在东风带中,西移热带气旋实况路径大多较引导气流向右偏离;在西风带中,东移热带气旋则多向左偏离。这与一些统计结果^[3]是一致的。

(2) 热带气旋内部非对称积云对流作用对热带气旋移动有较大影响,其产生的热带气旋动力学移速平均可达到 3.5 km/h ,接近实际移速的 $1/4$ 。考虑热带气旋内部非对称积云对流作用能明显提高预报效果,尤其对于一些疑难路径更是如此。另外,对称的积云对流作用也对引导气流的预报效果有一定改善。

从本文的结果看,考虑热带气旋的动力学移动速度对于引导气流的修正效果是令人鼓舞的,尤其对于热带气旋疑难路径更是有着明显的改善作用。当然,本文所得的结果有赖于 SPECTRUM-90 这套目前可能是最好的有关热带气旋研究的资料。在业务实践中,由于海洋上资料稀少,采用本文的方法未必能得到比较理想的结果。但是,当前业务运行的各种数值预报模式的大量输出结果将为我们正确评价该方法的效用提供方便条件。

参 考 文 献

- 1 George, J.E. and W.M. Gray, 1976, Tropical cyclone motion and surrounding parameter relationships, *J. Appl. Meteor.*, **15**, 1252~1264.
- 2 Chan, J.C.L. and W.M. Gray, 1982, Tropical cyclone movement and surrounding flow relationships, *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 1354~1374.
- 3 Dong Keqin and C.J. Neumann, 1986, The relationship between tropical cyclone motion and environmental geostrophic flows, *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 115~122.
- 4 Holland G.J., 1983, Tropical cyclone motion: Environmental interaction plus a Beta effect, *J. Atmos. Sci.*, **40**, 328~342.
- 5 钮学新, 1983, 台风的内力, 大气科学, 7, No.1, 41~49.
- 6 钮学新, 1990, 环境流场、温度场对热带气旋发生、发展和移动的影响, 全国热带气旋科学讨论会论文集, 上海科学技术出版社.
- 7 李崇银、钮学新, 1988, 台风自身动力学过程(CISK)对台风移动的影响, 气象学报, **46**, No.4, 497~501.
- 8 陈联寿, 1985, 热带气旋运动研究和业务预报的现状与发展, 台风会议论文集, 上海科学技术出版社.
- 9 Robert W.F. and B. Samson, 1975, Tropical cyclone movement forecasts based on observations from satellites, *J. App. Meteor.*, **44**, 452~458.
- 10 李崇银, 1983, 垂直风切变中的 CISK, 大气科学, 7, No.4, 427~431.
- 11 Charney, J.G., and A. Eliassen, 1964, On the growth of the hurricane depression, *J. Atmos. Sci.*, **21**, 68~75.
- 12 钮学新, 1992, 热带气旋动力学, 气象出版社.

The Influence of the Inner Asymmetrical Cumulus Convection in Tropical Cyclones on their Motion

Chen Rong, Tan Reizhi and Lin Yuanbi

(Guangzhou Institute of Tropical and Oceanic Meteorology, Guangzhou 510080)

Abstract The dynamic velocity of the tropical cyclone motion is derived from a two level plank-asymmetry CISK mode considering the effect of the inner asymmetrical cumulus convection. In this paper, using the relatively dense data from SPECTRUM-90, we attempt to analyze the influence of the inner structural characteristic of tropical cyclones on their motion and thus to reveal the mechanism of the deviation between the steering flow and cyclone motion. The result shows that inclusion of the effect of the asymmetry of the inner cumulus convection will substantially improve the forecasting accuracy of tropical cyclone motion, especially for the unusual motion. Therefore, CISK theory not only is the important mechanism for the formation and development of tropical cyclones but also obviously affects their motion.

Key words tropical cyclone steering current asymmetry cumulus convection