

# 台风路径实时数值预报的初步试验\*

王诗文 李健军

(国家气象中心,北京 100081)

## 提 要

根据国家气象中心建立的台风路径数值预报试验系统,引入了模型台风.模型台风是利用获得的场面参数构成的,然后再叠加到客观分析场上作为台风路径预报的初始场.引入模型台风后,无论是台风中心位置还是其流场、质量场与实际观测比较接近,且预报效果有一定提高.

利用模型台风对1992年Eli(9205号)和Janis(9210号)台风进行了实时的预报试验.结果表明对这二个台风的移动趋势基本上能预报出来,预报的台风路径与实况进行了对比,并与气候持续预报作了比较,效果较好.

**关键词:**模型台风;试验;台风路径预报.

## 1 引 言

台风路径数值预报是一项十分艰难的工作,预报效果对物理过程参数化和模式的分辨率特别敏感.在过去的30年中,由于计算机的处理速度和内存的迅猛增加,以及热带气象学特别是热带气旋的研究更加广泛和深刻,使之含有较完善物理过程的高分辨率的数值模式得到了迅速发展.

但是,由于洋面上观测资料的缺乏,客观分析得到的初始场远不能满足今天模式的需要,最近的理论研究(Holland 1984; DeMaria 1985)<sup>[1,2]</sup>证明,控制热带气旋移动的因子十分重要,最主要的二个因子是非对称的环境流场及热带气旋的水平尺度和外部结构.在卫星资料不十分好用,仅用常规资料形成的初始场又不能精确地重现上述二个最主要因子的情况下,模型台风嵌入到初始场的作法就得到了发展.

目前国家气象中心发展了一个台风路径数值预报试验系统,并把模型台风嵌入到初始场中去,取得了较好的预报效果.

1993年4月23日收到,1994年11月7日收到再改稿.

\* 国家科委85-906项目资助.

## 2 台风路径数值预报试验系统简介

此系统是在国家气象中心的有限区域降水模式预报之后开始启动的,它利用半球谱模式 T42L9 的 12 小时预报作为初估场进行台风模式区域的客观分析,同时使用 T42L9 的预报作为台风模式的侧边界值进行嵌套预报.台风路径数值预报模式是一个双重嵌套模式.第一重指的是半球谱模式与格距为  $1.875^\circ \times 1.875^\circ$  经纬度的粗网格模式相嵌套;第二重指的是在粗网格模式内部再嵌套一个分辨率为  $0.9375^\circ \times 0.9375^\circ$  经纬度的细网格模式.粗细两个区域模式的网格结构、预报方程、侧边界条件、时间积分方案以及物理过程等都完全相同,只是水平分辨率不同.粗网格模式的预报范围:  $0-49.6875^\circ\text{N}, 84.375^\circ-159.375^\circ\text{E}$ . 细网格模式的范围:  $10.3125^\circ-40.3125^\circ\text{N}, 105^\circ-150^\circ\text{E}$ . 模式中预报变量的垂直和水平分布从略,试验系统的结构及流程图从略.

## 3 台风路径数值预报模式

### 3.1 网格结构

垂直方向取  $\sigma$  坐标,  $\sigma = p/p_s$ ,  $p_s$  为地面气压. 层次为不等距 15 层,其计算公式如下:

$$\sigma_k = 0.75(k/15) + 1.75(k/15)^3 - 1.5(k/15)^4 \quad (k = 1, 15) \quad (1)$$

水平风速  $u, v$ 、温度  $T$ 、比湿  $q$  都放在模式层的中间,而垂直速度  $\dot{\sigma}$  和重力位势高度  $\Phi$  放在层与层的交界面上.

模式的水平网格取 Arakawa 的 C 格式,变量在水平方向上交错分布.

### 3.2 模式的基本方程组

模式的基本方程组是由纬向和经向的动量方程、质量和水汽的连续方程、热力学方程以及静力学方程组成. 其分别为:

$$\frac{\partial u}{\partial \alpha} - \frac{1}{\cos\theta} Z p, v \cos\theta + \frac{1}{a \cos\theta} \frac{\partial}{\partial \lambda} (\Phi + E) + \frac{RT}{a \cos\theta} \frac{\partial}{\partial \lambda} \ln p_s + \dot{\sigma} \frac{\partial u}{\partial \sigma} = F_u + D_u \quad (2)$$

$$\frac{\partial v}{\partial \alpha} + Z p, u \frac{1}{a} \frac{\partial}{\partial \theta} (\Phi + E) + \frac{RT}{a} \frac{\partial}{\partial \theta} \ln p_s + \dot{\sigma} \frac{\partial v}{\partial \sigma} = F_v + D_v \quad (3)$$

$$\frac{\partial p_s}{\partial \alpha} + \frac{1}{a \cos\theta} \left\{ \frac{\partial}{\partial \lambda} (p_s u) + \frac{\partial}{\partial \theta} (p_s v \cos\theta) \right\} + \frac{\partial}{\partial \sigma} (p_s \dot{\sigma}) = 0 \quad (4)$$

$$\frac{\partial q}{\partial \alpha} + \frac{1}{p_s} \left\{ \frac{1}{a \cos\theta} (p_s u \frac{\partial q}{\partial \lambda} + p_s v \cos\theta \frac{\partial q}{\partial \theta}) + p_s \dot{\sigma} \frac{\partial q}{\partial \sigma} \right\} = S + D_q \quad (5)$$

$$\frac{\partial T}{\partial \alpha} + \frac{1}{p_s} \left\{ \frac{1}{a \cos\theta} (p_s u \frac{\partial T}{\partial \lambda} + p_s v \cos\theta \frac{\partial T}{\partial \theta}) + p_s \dot{\sigma} \frac{\partial T}{\partial \sigma} - \frac{\kappa T \omega}{\sigma} \right\} = Q + D_T \quad (6)$$

$$\frac{\partial \Phi}{\partial n \sigma} = -RT \quad (7)$$

其中  $Z$  是绝对位涡度、 $E$  是单位质量的动能,分别由下式给出.

$$Z = \frac{1}{p} \left\{ f + \frac{1}{a \cos \theta} \left[ \frac{\partial v}{\partial \lambda} - \frac{\partial}{\partial \theta} (u \cos \theta) \right] \right\} \quad (8)$$

$$E = \frac{1}{2} \left( u^2 + \frac{1}{\cos^2 \theta} v^2 \cos \theta \right) \quad (9)$$

卡曼常数  $\kappa = R/c_p$ , 地转参数  $f = 2\Omega \sin \theta$ ,  $\omega$  是  $p$  坐标中的垂直速度

$$\omega = p, \dot{\sigma} + \sigma \frac{\partial p,}{\partial x} + \frac{\sigma}{a \cos \theta} \left\{ p, u \frac{\partial}{\partial \lambda} \ln p, + p, v \cos \theta \frac{\partial}{\partial \theta} \ln p, \right\} \quad (10)$$

$q$  为比湿,  $Q$  为非绝热加热项,  $S$  为水汽的源和汇,  $F_u, F_v$  为摩擦项,  $D_u, D_v, D_q$  和  $D_T$  为水平扩散项.

方程(2)–(7)的边界条件为

$$(p, \dot{\sigma})_{\sigma=0} = 0, \quad (p, \dot{\sigma})_{\sigma=1} = 0 \quad (11)$$

方程组的时间积分方案详见参考文献[3]. 模式的动力部分采用蛙跃格式, 而非绝热部分采用向前差分格式.

### 3.3 侧边界嵌套方案

粗、细网格模式间采用时间步单向嵌套, 其方法和粗网格模式与半球谱模式的嵌套方法基本相同. 在粗网格模式计算完后, 进行细网格模式嵌套计算. 在细网格模式最外 4 层格点边界区进行 Davies 方法的边界嵌套处理. 令:

$$S^{r+1} = (1 - \alpha) S^{\tau+1} + \alpha \tilde{S}^{r+1} \quad (12)$$

式中  $S^{r+1}$  是经过边界处理后的细网格模式任一预报量,  $S^{\tau+1}$  为边界处理前的细网格模式任一变量,  $\tilde{S}^{r+1}$  是粗网格模式相应时刻的预报, 由于模式中使用了倾向嵌套, 这里只考虑粗网格模式的预报倾向值. 且

$$\tilde{S}^{r+1} = S^{\tau} + \Delta \tilde{S}$$

上式中,  $S^{\tau}$  为细网格模式  $\tau$  时刻的预报值,  $\Delta \tilde{S}$  是粗网格模式提供的倾向值. 粗网格模式每积分一步都向细网格模式提供一次边界值.  $\alpha$  是松弛系数, 模式中取为:

$$\alpha = 1 - \tanh(kk)$$

$kk$  为边界向内侧的格点数,  $kk = 1, 2, 3, 4$ .

### 3.4 模式的物理过程

模式的主要物理过程目前主要包括大尺度凝结和蒸发、积云对流凝结和蒸发、动量的垂直输送和水平扩散. 详见参考文献[3].

## 4 模型台风

构造模型台风一般采用两种方法. 第一种方法是利用可能获得的场面参数(例如最大风速、中心气压、最大风的半径或者闭合等压线最外侧的半径)来构造模型台风, 然后再叠加到分析场上去. 第二种方法是利用数值模式发展一个热带气旋环流结构.

目前国家气象中心是用第一种方法构造模型台风, 类似于 Iwasaki 1987 年的方案, 下

面只作简单介绍,关于细节请参见文献[4].

#### 4.1 模型台风的环境场

以台风中心为原点,作二个同心圆,内圆半径为  $R_i$ 、外圆半径为  $R_{out}$ .  $R_i$  和  $R_{out}$  与台风的 15m/s 风的半径( $R_{15}$ )成正比. 在  $R_i$  与  $R_{out}$  之间的环形区域为台风的环境场,环境场中的海平面气压、大气温度、水汽混合比由客观分析获得的同类要素场平均获得. 模型台风所需要的海平面温度由内环的海平面温度平均求得.

#### 4.2 模型台风的场面气压场

场面气压场采用轴对称结构,场面气压分布用 Fujita(1952)的经验公式计算:

$$p(r) = p_E - \Delta p [1 + (r/R_0)^2]^{-0.5} \quad (13)$$

其中  $p_E$  是上述环境场的平均海平面气压,  $\Delta p$  是环境场气压与台风中心气压之差,  $R_0$  由台风的  $R_{15}$  确定,  $R_0$  的最小值限定为 70km.

#### 4.3 模型台风上部的反气旋场

我们用  $D$  值来描述云顶  $p_i$  上的反气旋流场.  $D$  值是位势高度和环境流场的偏差.

$$D(r, p_i) = \begin{cases} ar^2 + b & r > R_0 \\ cr + d & R_0 < r < R_1 \\ e(r - R_E)^2 & R_1 < r < R_E \end{cases} \quad (14)$$

其中  $R_1$  和  $R_E$  与  $R_{15}$  成正比.  $p_i$  是云顶层,在这里环境温度与从海平面沿湿绝热抬升的温度廓线相会合. 参数  $b$  表示云顶层上的反气旋强度,与  $\Delta p$  成正比例,由经验给定.  $a, c, d, e$  参数使  $D$  值廓线满足在  $r = R_0$  和  $r = R_1$  处平滑连接. 根据该条件,令式(14)中  $D$  值分段函数在  $R_0$  和  $R_1$  两半径处两边相等及其一阶微商值相等. 这可得到如下 4 个等式:

$$\begin{cases} aR_0^2 + b = cR_0 + d \\ cR_1 + d = e(R_1 - R_E)^2 \\ 2aR_0 = c \\ c = 2e(R_1 - R_E) \end{cases}$$

该方程组可解得  $a, c, d, e$  共 4 个参数,它们分别由先前确定的  $R_0, R_1, R_E$  和  $b$  值决定. 并且假定在平流层中部(20hPa 左右)反气旋消失,即

$$D(r, p_{mid}) = 0 \quad (15)$$

#### 4.4 模型台风的暖心

模型台风中心的温度  $T(0, p)$  的垂直廓线由下式计算:

$$T(0, p) = C_1 [T_c(p) - T_E(p)] + T_E(p) \quad (16)$$

其中  $T_E(p)$  是环境温度,  $T_c(p)$  是云中温度(从海平面温度随湿绝热抬升得到的温度). 常数  $C_1$  根据静力学关系,由  $p_i$  上的  $T_c$  和  $T_E$  偏差而引起的位势高度偏差与式(14)的  $D(0, p_i)$  值相等而求得.

在云顶  $p_t$  的上部,假定温度偏差是随  $\ln p$  沿抛物线变化,则

$$T(0, p) = C_2(\ln p - \ln p_{mid})(\ln p - \ln p_t) + T_E(p) \quad (17)$$

其中  $C_2$  由静力学方程以及  $D(0, p_t)$  和  $D(0, p_{mid})$  式求得. 在模型台风中心上的位势高度偏差  $D$  的垂直廓线  $D(0, p)$  是由温度偏差  $(T(0, p) - T_E(p))$  求得. 其它区域的重力位势高度差  $D(r, p)$  如下式:

$$D(r, p) = \alpha(r)D(0, p) + \beta(r) \quad (18)$$

其中  $\alpha(r)$  和  $\beta(r)$  在云顶下面由式(13)和(14)确定,在云顶上面由式(14)和(15)确定. 由上述条件,在云顶层下面可得  $\alpha(r)$  和  $\beta(r)$  值为

$$\alpha(r) = \frac{D(r, p_t) - D(r, p_i)}{D(0, p_t) - D(0, p_i)}$$

$$\beta(r) = \frac{D(r, p_t)D(0, p_t) - D(0, p_t)D(r, p_t)}{D(0, p_t) - D(0, p_i)}$$

在云顶层以上为

$$\alpha(r) = \frac{D(r, p_t)}{D(0, p_t)}; \quad \beta(r) = 0$$

其中  $p_t$  和  $p_i$  分别表示云顶和海平面气压层,  $p_t$  层的  $D$  值由公式(13)和静力方程获得. 在围绕气旋的对流层下部相对湿度假定为 90%.

#### 4.5 模型台风的流场

模型台风环流的维持主要依靠低层辐合,为简便起见,忽略垂直平流项,利用圆柱坐标系中包含摩擦项的定常动量方程组:

$$v_r \frac{\partial v_r}{\partial r} - \frac{v_\theta^2}{r} - f v_\theta + \frac{\partial \Phi}{\partial r} + c_d |v| v_r = 0$$

$$v_r \frac{\partial v_\theta}{\partial r} + v_r v_\theta / r + f v_r + c_d |v| v_\theta = 0 \quad (19)$$

计算法向风  $v_r$  和切向风  $v_\theta$ . 其中  $f$  为柯氏参数,  $c_d$  为拖曳系数,  $\Phi$  为位势高度. 在对流层上层假定法向风与低层相反.

#### 4.6 模型台风的初始位移

用 6 小时时间间隔的台风位置来确定它的移动矢量,并把这个初始的移动矢量均匀地叠加到轴对称的模型台风的风场上. 对重力位势场不进行订正.

#### 4.7 把模型台风嵌入到环境分析场上

模型台风通过权重技术嵌入到分析场上:

$$f(r, \theta) = f_m(r, \theta)W(r) + f_E(r, \theta)(1 - W(r)) \quad (20)$$

其中  $f_m$  和  $f_E$  分别表示模型台风和客观分析场的变量,  $W(r)$  为权重因子,它是半径  $r$  和方位角  $\theta$  的函数.

$$W(r) = \begin{cases} 1 & r < R_i \quad (\text{内部区域}) \\ \cos\left(\frac{\pi}{2}, \frac{r - R_i}{R_E - R_i}\right) & R_i < r < R_E \quad (\text{中间区}) \\ 0 & R_E < r \quad (\text{外部区域}) \end{cases} \quad (21)$$

其中  $R_i$  和  $R_E$  是由  $R_{15}$  确定.

## 5 试验结果

8月5日00时的9210号台风的中心位置位于 $18.6^\circ\text{N}$ 、 $137.5^\circ\text{E}$ ,中心的海平面气压为 $975\text{hPa}$ .图1给出了1992年8月5日未加模型台风的海平面气压场,由图1可以看出,最低的气压中心为 $1005\text{hPa}$ ,若将它作为台风中心,与实况相比相差 $3.6$ 个纬度、 $2.5$ 个经度,偏向西南方向.用这样的初始场作台风路径预报误差较大,24小时距离误差可达

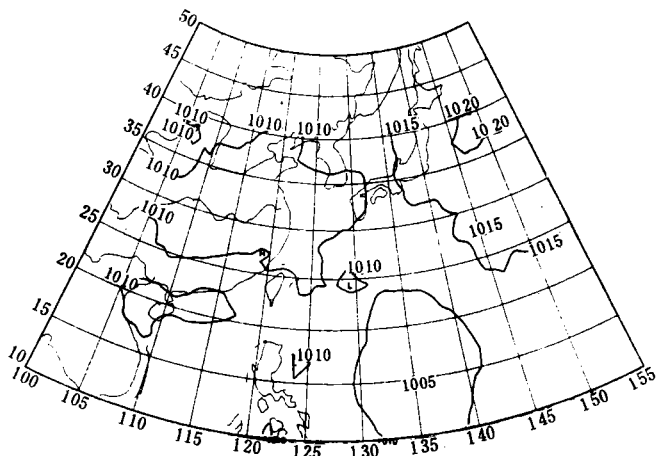


图1 1992—08—05 00时未加模型台风的海平面气压分析场

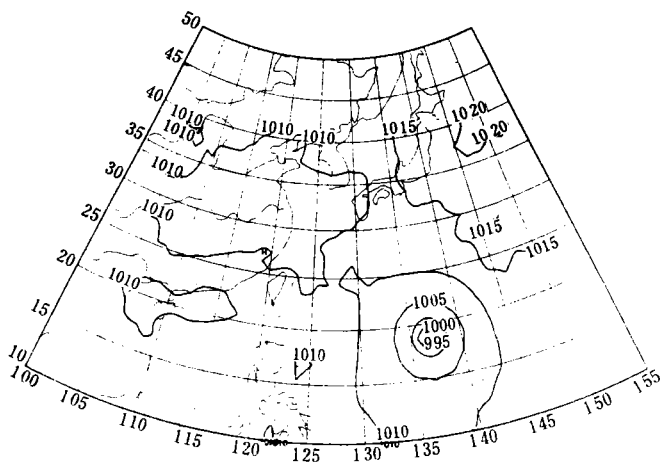


图2 1992—08—05 加入模型台风的海平面气压场

443.8km, 48小时可达882.7km. 图2为加入模型台风的海平面气压场, 从图2中可以看出台风中心的位置与实况相差不大, 只是气压值比实况偏高20hPa. 以此初始场作台风路径预报, 得到比较好的预报效果.

9205号台风在菲律宾以东地区生成后向西移动, 先后在我国的海南省和越南北部登陆, 是一个西进台风. 而9210号台风则是一个北上转向台风. 对9205号台风作了2次预报, 对9210号台风作了3次预报试验(图3, 图4). 从图3、图4可以看出, 这二个台风的移

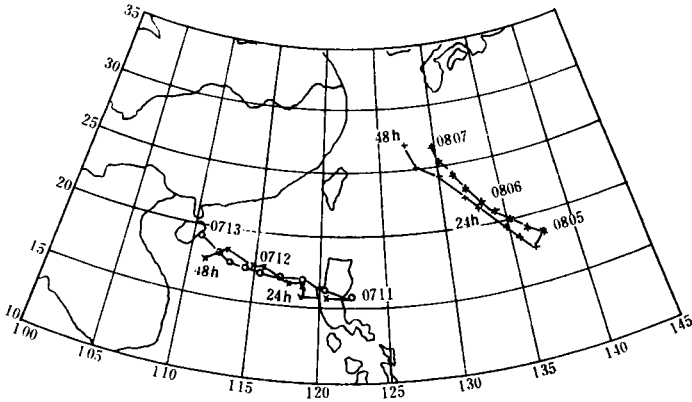


图3 1992—07—11的9205号台风与1992—08—05的9210号台风路径图 (\*, +号分别为9210台风的实况、预报位置; c, ×分别为9205台风的实况、预报位置; 起报时间为00时)

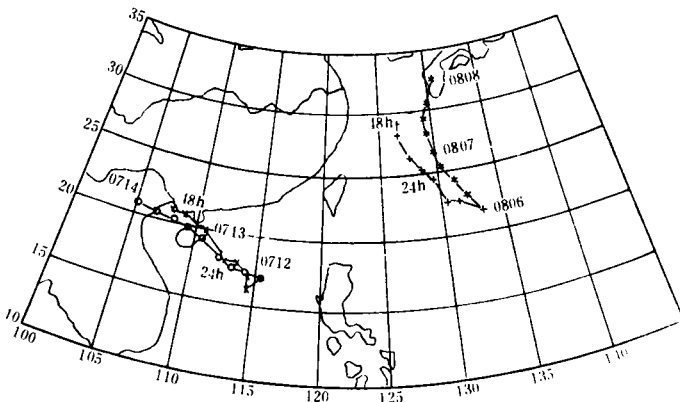


图4 1992—07—12的9205号台风与1992—08—06的9210号台风路径图 (说明同图3)

动趋势基本上能预报出来. 根据这5次预报与实况的距离误差及气候持续预报的误差, 计算可知, 24小时预报的平均距离误差为247.5km, 48小时为487.8km. 而且, 24小时的气候持续预报优于本模式, 48小时预报本模式略优于气候持续预报.

## 6 结束语

国家气象中心的台风路径数值预报试验系统对台风路径有一定的预报能力,但系统还不够完善.目前正对物理过程、模型台风以及模式分辨率方面进行改进.众所周知,热带气旋的生长和发展对积云对流参数化非常敏感,热带气旋的移动与场面摩擦层有很大关系,这二项是我们改进物理过程的重点.控制热带气旋移动的主要因子之一,是非对称的环境场.在模型台风的改进中,要特别重视非对称环境场的形成.随着巨型电子计算机的引进,提高台风路径模式的水平分辨率成为可能.这将进一步提高预报能力.

### 参 考 文 献

- 1 Holland G. J. Tropical cyclone motion: A comparison of theory and observations. *J. Atmos. Sci.*, 1985, **42**: 68—75.
- 2 Demaria M. Tropical cyclone motion in a nondivergent barotropic model. *Mon. Wea. Rev.*, 1985, **113**: 1199—1209.
- 3 郭肖容, 闫之辉. 中期数值预报及其产品应用讲义. 国家气象中心编辑. 1992. 286—302.
- 4 Iwasaki T., Nakano H. and Sugi M. The performance of a typhoon track prediction model with cumulus parameterization. *J. Meteor. Soc. Japan*, 1987, **65**: 555—570.

## EXPERIMENTS OF REAL TIME NUMERICAL WEATHER PREDICTION OF TYPHOON TRACKS

Wang Shiwen Li Jianjun

(National Meteorological Center, Beijing 100081)

### Abstract

An experimental numerical weather prediction system of typhoon tracks has been developed by National Meteorological Center. And a modified version of the typhoon bogus developed at Japan Meteorological Agency has been installed in this experimental system. The bogus vortex, whose construction is based on the observed parameter values and empirical formula, is superposed on the original analysis as initial conditions for prediction of typhoon tracks.

The initial fields can be improved by merging with the bogus vortex which resembles to the corresponding real storm in both location and structure. By using this experimental system and the bogus method, realtime forecasts are made for typhoon T9205 (ELI) and T9210 (JANIS), and results indicate considerable skill in forecasting typhoon motion.

**Key words:** Bogus vortex; Experiment; Prediction of typhoon tracks.