第8卷 第4期 大气科学 Vol. 8, No. 4
1984年12月 SCIENTIA ATMOSPHERICA SINICA Dec., 1984

热带气旋强度预报的DTS方案

钮学新*
(浙江省气象科学研究所)

提 要

本文从动力-热力学方程出发，得到反映热带气旋强度变化的参数和几个物理因子．然后对这些因子和热带气旋强度变化之间的关系用统计方法进行处理，得到热带气旋强度变化的预报方程．124个历史样本的拟合结果和1981年台风的试报情况表明，线性模型的预报方程具有一定的预报能力．

一、引 言

人们对于台风的发生发展已经作了许多的研究[1]．人们认为，热带气旋发生发展的初始能量主要来自基本气流切变引起的正压不稳定过程，即初始扰动能量主要取自基本气流的动能[2-4]．但是较一致的看法是，在发展过程中主要能量来自水汽潜热的释放．Syono[5]等首先讨论了条件不稳定大气中台风的形成．后来郭晓岚[6]、Yanai[7]等人进一步研究了这个问题，指出对于台风尺度的扰动最有利的不稳定增长尺度是积云对流．1964年Charney[8]等人用CISK机制来解释台风的发生发展，认为台风发生发展的能量主要来自积云对流所释放的水汽潜热．最近陈秋士[9]取二层模式用分解分析方法对重力惯性波的不稳定与台风的形成作了深入研究，指出：在热成风建立和破坏的相互作用中台风形成；在温度场和风场的垂直切变相互调正以及垂直环流存在、但不能达到梯度风平衡的矛盾中台风维持和发展．另外，对台风发生发展的诊断和预报也有过不少总结，例如Palmen等人归纳了台风发生发展的基本条件[10]；Elsberry等人对热带气旋作了强度变化的预报[11]等．本文是在原先存在一热带气旋或台风的基础上导出热带气旋和台风发展与否的参数，并用统计方法建立预报方程．

二、动力学方程

在柱坐标系 $(r、\theta、z)$ 中，以台风中心为原点，不考虑摩擦的运动方程、连续方程和状态方程可写为[12]:

$$\begin{cases}\frac{\partial v_r}{\partial t}+v_r\frac{\partial v_r}{\partial r}+v_\theta\frac{1}{r}\frac{\partial v_r}{\partial \theta}+w\frac{\partial v_r}{\partial z}-\frac{v_\theta^2}{r}+fv_\theta=-\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial r}\end{cases}$$

1982年10月25日收到，1983年1月26日收到修改稿．

* 杭州大学地理系气象专业1981年毕业生刘志明、丁若祥同志参加了部分工作．

$$\begin{cases}\dfrac{\partial v_\theta}{\partial t}+v_r\dfrac{\partial v_\theta}{\partial r}+v_\theta\dfrac{1}{r}\dfrac{\partial v_\theta}{\partial\theta}+w\dfrac{\partial v_\theta}{\partial z}+\dfrac{v_rv_\theta}{r}+fv_r=-\dfrac{1}{\rho r}\dfrac{\partial p}{\partial\theta}\\ \dfrac{\partial w}{\partial t}+v_r\dfrac{\partial w}{\partial r}+v_\theta\dfrac{1}{r}\dfrac{\partial w}{\partial\theta}+w\dfrac{\partial w}{\partial z}=-g-\dfrac{1}{\rho}\dfrac{\partial p}{\partial z}\end{cases}\tag{1}$$

$$\frac{\partial\rho}{\partial t}+\frac{1}{r}\frac{\partial}{\partial r}(r\rho v_r)+\frac{1}{r}\frac{\partial}{\partial\theta}(\rho v_\theta)+\frac{\partial}{\partial z}(\rho w)=0\tag{2}$$

$$p=\rho RT\tag{3}$$

热力学第一定律可写为

$$C_p\left(\frac{\partial T}{\partial t}+v_r\frac{\partial T}{\partial r}+v_\theta\frac{1}{r}\frac{\partial T}{\partial\theta}+w\frac{\partial T}{\partial z}\right)-\frac{1}{\rho}\left(\frac{\partial p}{\partial t}+v_r\frac{\partial p}{\partial r}+v_\theta\frac{1}{r}\frac{\partial p}{\partial\theta}+w\frac{\partial p}{\partial z}\right)=Q_L+Q_C\tag{4}$$

其中 Q_L 为大尺度运动的水汽潜热加热，可表示为

$$\begin{cases}Q_L=-L\dfrac{dq_s}{dt}\doteq-L\dfrac{\partial q_s}{\partial z}w & (w>0)\\ Q_L=0 & (w\leqslant 0)\end{cases}\tag{5}$$

Q_C 为积云对流加热，仿照郭晓岚的积云加热参数化方案[13]，可以表示为

$$\begin{cases}Q_C=\eta(z)w_b & (w>0)\\ Q_C=0 & (w\leqslant 0)\end{cases}\tag{6}$$

以上式中，q_s 为饱和比湿，w_b 为摩擦层顶层的垂直速度，$\eta(z)$ 为参数. 在台风区内以上升运动（$w>0$）为主，并且我们在这里只讨论有云层的空间，主要研究的是摩擦层顶和自由大气层底层的情况. 这样 Q_L 和 Q_C 就可以写为

$$\begin{cases}Q_L=-Lw\dfrac{\partial q_s}{\partial z}\\ Q_C=\eta(z)w\end{cases}\tag{7}$$

(7)式代入(4)式得到

$$\begin{aligned}&C_p\left(\frac{\partial T}{\partial t}+v_r\frac{\partial T}{\partial r}+v_\theta\frac{1}{r}\frac{\partial T}{\partial\theta}+w\frac{\partial T}{\partial z}\right)\\&\quad-\frac{1}{\rho}\left(\frac{\partial p}{\partial t}+v_r\frac{\partial p}{\partial r}+v_\theta\frac{1}{r}\frac{\partial p}{\partial\theta}+w\frac{\partial p}{\partial z}\right)\\&=w\left(\eta-L\frac{\partial q_s}{\partial z}\right)\end{aligned}\tag{8}$$

(1)、(2)、(3)、(8) 式组成了一组闭合方程组. 式中 $v_r\equiv\dfrac{dr}{dt}$ 为经向速度，自中心向外为正. $v_\theta\equiv\dfrac{1}{r}\dfrac{d\theta}{dt}$ 为切向速度，逆时针为正. $w\equiv\dfrac{dz}{dt}$ 为垂直速度，向上为正. C_p 和 L 分别表示定压比热和凝结潜热. 其他符号均为常见.

设

$$\begin{cases}v_r=v_r',\ v_\theta=v_\theta',\ w=w',\ q_s=\bar q_s(z),\ \eta=\bar\eta(z)\\ p=\bar p(z)+p',\ \rho=\bar\rho(z)+\rho',\ T=\bar T(z)+T'\end{cases}\tag{9}$$

式中带"—"号表示基本量，带"'"号的为扰动量．p'、ρ'、$T' \ll \bar{p}$、$\bar{\rho}$、$\bar{T}$．显然基本量满足静力方程

$$\frac{\partial \bar{p}}{\partial z} = -\bar{\rho} g$$

和状态方程

$$\bar{p} = R\bar{\rho}\bar{T}$$

(9)式代入(1)、(2)、(3)、(8)式，并且省略"'"号，则可得到线性化后的扰动量方程组

$$\begin{cases} \dfrac{\partial v_r}{\partial t} - f v_\theta = -\dfrac{1}{\bar{\rho}}\dfrac{\partial p}{\partial r} \\ \dfrac{\partial v_\theta}{\partial t} + f v_r = -\dfrac{1}{r\bar{\rho}}\dfrac{\partial p}{\partial \theta} \\ \dfrac{\partial w}{\partial t} = -\dfrac{1}{\bar{\rho}}\dfrac{\partial p}{\partial z} - g\dfrac{\rho}{\bar{\rho}} \\ \dfrac{\partial \rho}{\partial t} + \dfrac{1}{r}\dfrac{\partial}{\partial r}(\bar{\rho} r v_r) + \dfrac{1}{r}\dfrac{\partial}{\partial \theta}(\bar{\rho} v_\theta) + \dfrac{\partial}{\partial z}(\bar{\rho} w) = 0 \\ p = R(\bar{\rho} T + \rho \bar{T}) \\ C_p \dfrac{\partial T}{\partial t} - \dfrac{1}{\bar{\rho}}\dfrac{\partial p}{\partial t} + (C_p \Gamma + q - \eta) w = 0 \end{cases} \tag{10}$$

这里

$$\Gamma \equiv \frac{\partial \bar{T}}{\partial z} + \frac{L}{C_p}\frac{\partial \bar{q}_s}{\partial z} \tag{11}$$

它反映了大气温度和湿度的垂直分布，因此也反映了大气的层结和稳定状况．

在方程组(10)中消去 T、v_r、v_θ、w 和 ρ，得到仅含 p 的方程：

$$\frac{\partial}{\partial t}\left\{\frac{1}{C^2}\frac{\partial^4}{\partial t^4} - \frac{\partial^2}{\partial t^2}\left(D^2 + \frac{\partial^2}{\partial z^2} + K\frac{\partial}{\partial z} - \frac{f^2}{C^2}\right) - \left[\frac{g}{\bar{T}}\left(\Gamma + \frac{g}{C_p} - \frac{\eta}{C_p}\right) + f^2\frac{\partial^2}{\partial z^2} + Kf^2\frac{\partial}{\partial z}\right]\right\} p = 0 \tag{12}$$

式中

$$C^2 = R\bar{T}C_p/C_v, \quad K = -\frac{1}{\bar{\rho}}\frac{\partial \bar{\rho}}{\partial z},$$

$$\nabla^2 \equiv \frac{1}{r}\frac{\partial}{\partial r}\left(r\frac{\partial}{\partial r}\right) + \frac{1}{r^2}\frac{\partial^2}{\partial \theta^2}.$$

C 为 Laplace 声速．

设(12)式解的形式为

$$p = p(r)\exp\left(-\frac{1}{2}Kz\right)\cdot \exp\left[i(m\theta + nz - \omega t)\right] \tag{13}$$

代入(12)式得到

$$\frac{1}{r}\frac{d}{dr}\left(r\frac{dp}{dr}\right) + \left(a^2 - \frac{m^2}{r^2}\right)p = 0 \tag{14}$$

这里

$$a^2 \equiv \frac{(\omega^2 - f^2)\left(n^2 + \dfrac{K^2}{4} - \dfrac{\omega^2}{C^2}\right)}{\dfrac{g}{\overline{T}C_p}(C_p\Gamma + g - \eta) - \omega^2} \tag{15}$$

由尺度分析知道，(15)式中 $\frac{K^2}{4} \ll n^2$，$\frac{\omega^2}{C^2}$ 也较小，予以略去，即把对台风发生发展不太重要的声波略去，而保留了重要的惯性重力波，这样(15)式就可以简化为

$$a^2 = n^2(\omega^2 - f^2)\Big/\left[\frac{g}{C_p\overline{T}}(C_p\Gamma + g - \eta) - \omega^2\right] \tag{16}$$

或

$$\begin{aligned}\omega^2 &= \left[\frac{a^2g}{C_p\overline{T}}(C_p\Gamma + g - \eta) + n^2f^2\right]\Big/(n^2 + a^2)\\ &= a^2\left[\frac{g}{C_p\overline{T}}(C_p\Gamma + g - \eta) - f^2\right]\Big/(a^2 + n^2) + f^2\\ &= d^2\left[\frac{g}{C_p\overline{T}}(C_p\Gamma + g - \eta) - f^2\right] + f^2\end{aligned} \tag{17}$$

式中

$$d^2 \equiv \frac{a^2}{a^2 + n^2}$$

当 $\omega^2 < 0$ 时，p 有不稳定解，热带气旋范围内惯性重力波不稳定，这时热带气旋是发展的。(17)式中，$n^2 > 0$，$f^2 > 0$，并且在 $a^2 > 0$，也即 $d^2 > 0$ 时，要使 $\omega^2 < 0$ 成立，必须要有

$$\frac{g}{C_p\overline{T}}(C_p\Gamma + g - \eta) < f^2\left(1 - \frac{1}{d^2}\right)$$

利用(11)式，即得到

$$\Gamma = \frac{\partial\overline{T}}{\partial z} + \frac{L}{C_p}\frac{\partial\overline{q}_s}{\partial z} < \frac{\overline{T}f^2}{g}\left(1 - \frac{1}{d^2}\right) - \frac{1}{C_p}(g - \eta) \tag{18}$$

(11)式代入(17)式，并且令

$$\begin{cases} b_1 = \dfrac{1}{C_p}gd^2(g - \eta) \qquad b_2 = \dfrac{g}{C_p}Ld^2 \qquad b_3 = gd^2 \\ x_1 = \dfrac{1}{\overline{T}} \qquad x_2 = \dfrac{1}{\overline{T}}\dfrac{\partial\overline{q}_s}{\partial z} \qquad x_3 = \dfrac{1}{\overline{T}}\dfrac{\partial\overline{T}}{\partial z} - \dfrac{f^2}{g} \qquad x_4 = f^2 \end{cases} \tag{19}$$

这样(17)式就可以改写为

$$\omega^2 = b_1x_1 + b_2x_2 + b_3x_3 + x_4 \tag{20}$$

从(17)式可以看到，ω 与大气的层结参数 Γ（其中包含温度和湿度的垂直分布）、积云对流加热参数 η、重力加速度 g、柯氏参数 f 以及平均温度 $\overline{T}$ 等有关。f 带着相反的符号出现在方程的右边，说明 f 对台风的发生发展虽有作用，但并不是主要的作用，而且它对台风的强度变化起着某种稳定作用。大气层结和积云对流加热所起的作用是主要的，它反映了水汽潜热释放对台风发生发展的重要作用，在某种意义上来讲也反映了 CISK 机制

对台风发生发展的重要作用. 因此我们可以把 ω^2 看作台风和热带气旋强度变化的一个指示参数. 当 $\omega=0$ 时,热带气旋的强度不变.

从(19)式来看, x_1、x_2、x_3 和 x_4 是热带气旋强度变化的因子, 它们和 ω^2 之间有简单的线性关系,这样在数学处理上就带来了许多方便. 但是,由于 n、η 是很难确定的参数,因此 b_1、b_2、b_3 也是很难确定的系数. 我们可以用大量样本来进行统计处理, 得到它们的经验值.

三、资料和预报方程

在资料较多的 22—31°N、121—133°E 区域内,选取 1960—1969 年、1975—1980 年中 44 个台风和 4 个热带低压的共 124 个时次作为历史样本. 用地面、850 和 700mb 上台风环流内及稍偏外诸站的温度、湿度、高度以及热带气旋中心所在纬度的柯氏参数 f 进行计算,从而得到各个样本的 x_1、x_2、x_3 和 x_4 的值. 用这些值和热带气旋强度的短期变化组成预报方程时,我们设 ω^2 和热带气旋强度变化之间的关系可以写成如下线性回归方程的形

表 1

预报时效	24 小时	36 小时
近中心最大风力预报平均误差 (m/s)	5.2	6.1
中心最低气压预报平均误差 (mb)	7.5	8.4

注: 平均误差为各次预报误差绝对值的平均值. 下同.

表 2

台风编号	日期			24 小时预报						36 小时预报					
				近中心最大风力			中心最低气压			近中心最大风力			中心最低气压		
	月	日	时	预报	实况	误差	预报	实况	误差	预报	实况	误差	预报	实况	误差
8103	6	13	20	2.1	2.0	0.1	0.1	0	0.1						
8104	6	19	08	−1.6	0	−1.6	−1.4	−5	3.6	−0.1	0	−0.1	−4.5	−5	0.5
8104	6	19	20	−0.4	0	−0.4	−2.8	−5	2.2	−0.6	−8	7.4	2.8	15	−12.2
8107	7	18	08	2.2	4	−1.8	−6	−5	−1.0	7.9	10	−2.1	−5.7	−10	4.3
8107	7	18	20	2.2	6	−3.8	−3.6	−5	1.4	2.3	3	−0.7	−3.0	−2	−1.0
8107	7	19	08	0.1	3	−2.9	−1.5	−2	0.5						
8108	7	22	20	−3.8	−8	4.2	3.5	0	3.5						
8114	8	29	20	0.2	3	−2.8	−3.7	−10	7.3	2.4	8	−5.6	−7.9	−20	12.1
8114	8	30	08	4.5	7	−2.5	−6.3	−15	8.7	4.7	7	−2.3	−7.1	−15	7.9
8114	8	30	20	1.5	5	−3.5	−5.6	−10	4.4	4.3	10	−5.7	−7.4	−15	7.6
8114	8	31	08	1.7	5	−3.3	−1.6	−5	−3.4	−3.2	−5	1.8	5.8	10	−4.2
8114	8	31	20	−3.4	−5	1.6	4.9	10	−5.1	−4.8	−10	5.2	8.8	25	−16.2
8116	9	21	08	−3.3	−7	3.7	6.9	15	−8.9						
8119	10	20	08	0.9	0	0.9	−3.5	0	−3.5	−0.1	0	−0.1	−3.2	0	−3.2
8119	10	20	20	0.3	0	0.3	−3.0	0	−3.0	−4.7	−10	5.3	12.1	20	−7.9
8119	10	21	08	−4.1	−10	5.9	10.8	20	−9.2	−4.3	−10	5.7	4.4	10	−5.6
平均误差						2.5			4.1			3.5			6.9

式

$$y = E_0 + E\omega^2 = c_0 + \sum_{j=1}^{4} c_j x_j \qquad (j = 1, 2, 3, 4) \tag{21}$$

式中 y 为热带气旋近中心最大风速或中心最低海平面气压的短期变化（∇V, ∇p），并且

$$c_0 = E_0 \qquad c_j = Eb_j \qquad (j = 1, 2, 3, 4)$$

用124 个样本的 x_1、x_2、x_3、x_4 和 y 进行全回归统计计算，求出 $c_0, \cdots, c_4$，组成多元线性回归方程，形式同(21)式．具体的预报方程是

$$\begin{cases} \Delta V_{24} = 95.79 - 30650x_1 - 35820x_2 - 46040x_3 - 9.52 \times 10^8 \cdot x_4 \\ \Delta p_{24} = -88.77 + 26560x_1 + 35680x_2 + 55780x_3 + 28.81 \times 10^8 \cdot x_4 \\ \Delta V_{36} = 24.94 - 8655x_1 - 45540x_2 - 18190x_3 - 14.49 \times 10^8 \cdot x_4 \\ \Delta P_{36} = -74 + 19650x_1 + 47770x_2 + 9803x_3 + 38.36 \times 10^8 \cdot x_4 \end{cases} \tag{22}$$

预报方程(22)的 124 个历史样本拟合情况见表 1.

1981 年中 8103、8104、8107、8108、8114、8116、8119 等台风的逐次预报情况可见表 2.

四、讨论和结语

(1) 本文通过对动力分析结果进行统计计算建立的热带气旋强度变化预报方程仅是一个初步尝试．但这种用动力和统计"杂交"的方法所建立的预报方程，在洋面资料不足、计算工具较差的情况下是可取的．这种方法简化了纯动力学方法的繁杂计算，又克服了纯统计方法中因子物理意义不明确的缺点．所建立的预报方程对 124 个历史样本的拟合和 1981 年台风的试报，表明尚具有一定的预报能力．其中趋势预报较好，数量上大多数报得偏小．特别对移动迅速、强度变化急剧的台风，预报误差较大．另外预报时效不够长，这些都有待今后工作中不断改进．

(2) 本文所取资料的范围是台风中心周围 600 公里的圆内．若考虑台风的移动，最好在台风移动方向的前方多取一些资料，在其相反方向少取一些资料，这样预报效果可能会更好．

(3) 本文主要从实际预报出发，在近中心最大风力达 6 级或 6 级以上的热带气旋或台风的基础上作其发展与否的预报．因此在动力学推导方面着重于积云对流和扰动尺度运动，因积云对流加热是热带气旋发展的主要能量来源．但对于基本气流的切变并没有给予应有重视，这是在今后的工作中需要改进的．

参　考　文　献

[1] 陈联寿、丁一汇，西太平洋台风概论，科学出版社，p. 64—205, 1979.
[2] 谢义炳、黄寅亮，气象学报，**34**, p. 198—210, 1964.
[3] Bates J. R., Quart J. R., Met. Soc. **96**, p. 677—701, 1970.
[4] 董克勤、张婉佩，气象学报，37, p.44—52, 1979.
[5] Syono S., *Tellus*, **5**, p. 179—195, 1953.
[6] 郭晓岚，*Tellus*, **13**, p. 441—459, 1961.

[7] Yanai M., *Jou. of Met. Jap.* II, **39**, p.282—309, 1961.
[8] Charney J. G. and Eliassen A., *J. Atm. Sci.* Vol. 21(1), Jan p. 68—75, 1964.
[9] 陈秋士,新疆气象,2,p. 1—14, 1982.
[10] Gray D. Atkinson, Forecaster's Guide to Tropical Meteorology, 1971 (中译本, 上海人民出版社, p. 154—157, 1974).
[11] Elsberry R. L. et al., *J. Appl. Met.*, **14**, p. 445—451, 1975.
[12] 刘式适、杨大升,气象学报,**38**,3,1980.
[13] 李麦村,第二次全国数值天气预报会议论文集, p.238, 1980.

DTS SCHEME FOR FORECASTING THE INTENSITY OF TROPICAL CYCLONE

Niu Xuexin
(Institute of Meteorology, Zhejiang Province)

Abstract

In this paper the parameter and some physical factors, which reflect the intensity change of tropical cyclone, are derived from dynamical and thermodynamics equations. The relationship between these factors and the intensity change of tropical cyclone is treated with statistical method, and the forecast equations for the intensity change of tropical cyclone are obtained. The fitting of 124 examples and the forecast of typhoon intensity change during 1981 show that the linear forecast equations are available to certain degree.