第 45 卷 第 2 期　　气 象 学 报　　Vol. 45, No. 2
1987 年 5 月　　ACTA METEOROLOGICA SINICA　　May, 1987

环境温度场对台风等扰动发展和移动的影响*

刘 辉　董克勤

（国家气象局气象科学研究院）

提　　要

本文应用一个 CISK 机制的扰动模式，从理论上分析了环境温度梯度场对台风等对流性扰动发展和移动的影响。结果表明，环境温度梯度对台风等扰动的发展可产生明显的影响，而且该影响与环境温度梯度的方向及该梯度场和台风间的相对位置有很大关系，另外，环境温度梯度可使扰动出现一相当强的趋暖运动。本文的结果可为冷空气对台风发展和移动的影响提供一些动力方面的解释，对于实际的台风预报，有一定的参考价值，对于了解斜压环境中的对流系统的发展机制和参数化，本文的结果也有一定意义。

一、引　　言

几十年来，国内外的一些气象工作者对冷空气影响台风的问题一直在进行研究。在五十年代，我国的预报工作者已在台风预报中考虑冷空气的影响。张驯良[1]曾分析了一个南海低压在静止锋前方发展成台风，而后又与南下的冷锋相遇，移向西折，移速减慢并迅速减弱的个例。赵亚民[2]研究了在减弱的静止锋上低压发展并转变为台风的个例。

六十年代，国内外进一步研究了冷空气对台风发生发展的影响。韦有暹等[3]用 850 hPa上 24 h 变温表示冷空气的活动，发现其强弱和相对位置与南海低压的发展之间有较大的相关。Fett[4]给出了冷空气影响下，热带辐合带扰动发展为台风的一次实际过程。这些研究表明，南下的冷空气活动是影响台风发生发展的一个重要条件。

以后的一些研究认为[5,6]，冷空气对台风影响的结果与冷空气本身的强弱和相对位置有关。陈联寿等指出，冷空气较弱且主要影响台风外围环流时，可有利于台风的发展。王作述则认为，冷空气对台风的作用与冷空气是否进入台风内部有关。另外，在转盘实验中，用降低涡旋北部边缘底层温度的方法可以看到，降温较小时涡旋发展，降温较大时涡旋减弱[7]。总之，冷空气对台风等扰动发展的影响和两者间的相对位置之间的关系尚不十分清楚，值得进一步研究。

冷空气对台风的移动有明显的影响，多数西太平洋台风遇冷锋后转向东北移去，但有少数台风遇冷空气后西折[8]，目前，台风遇冷空气后转向的原因尚不十分清楚，一般认为与冷空气的流场有关[8]，但台风的转向是否与冷空气的密集锋区有关系则不清楚。

鉴于以上情况，本文用一理论模式来探讨环境温度梯度场对台风等对流性扰动发展

* 本文于 1985 年 4 月 24 日收到，1985 年 12 月 23 日收到修改稿。

和移动的影响，并用所得结果对冷空气影响台风发展和移动的现象作出解释，同时希望对本问题的研究有助于了解斜压环境中对流系统的发展机制和进行相应的参数化。

二、模式的导出

根据 Charney and Eliassen[9,10]的第二类条件不稳定(CISK)理论，在引入环境温度场($\bar{T}$)后，轴对称气压坐标系中的台风线性扰动模式为：

$$\frac{\partial u}{\partial t}=-fv \tag{1}$$

$$\frac{\partial \phi}{\partial r}=fu+\frac{u^2}{r} \tag{2}$$

$$-\frac{\partial \phi}{\partial p}=\frac{RT}{p} \tag{3}$$

$$\frac{\partial (rv)}{\partial r}+\frac{\partial (rw)}{\partial p}=0 \tag{4}$$

$$\frac{\partial T}{\partial t}+v\frac{\partial \bar{T}}{\partial r}-\frac{ps}{R}w=\frac{Q}{c_p} \tag{5}$$

上述方程中，r 为矢径，p 为扰动气压，u,v,w 分别为切向、径向和垂直方向的扰动速度，T 为扰动气温，$\bar{T}$ 为环境场温度，Q 为非绝热加热率，f 为柯氏参数，s 为静力稳定度 $\left(s\equiv-\frac{R}{p}\left(\frac{\partial \bar{T}}{\partial p}-\frac{R}{p}\frac{\bar{T}}{c_p}\right)\right)$，在此，$f$ 和 s 均取常数。

为讨论方便，下面采用李崇银提出的板对称坐标[11]来简化方程组(1)—(5)，这样，上述方程改写为

$$\frac{\partial u}{\partial t}=fv \tag{6}$$

$$-\frac{\partial \phi}{\partial y}=fu \tag{7}$$

$$-\frac{\partial \phi}{\partial p}=\frac{RT}{p} \tag{8}$$

$$\frac{\partial v}{\partial y}+\frac{\partial w}{\partial p}=0 \tag{9}$$

$$\frac{\partial T}{\partial t}+v\frac{\partial \bar{T}}{\partial y}-\frac{ps}{R}w=\frac{Q}{c_p} \tag{10}$$

为便于讨论，下面取(10)式中的$\frac{\partial \bar{T}}{\partial y}$为常数，另外，在在上述方程组中，没有考虑环境流场的作用，即已设 $\bar{u}=\bar{v}=0$。

下面我们将利用一个两层模式来进行讨论。在该模式顶部 $p_0=50$ hPa 处，$w_0=0$；其底部 $p_4=950$ hPa 为埃克曼层顶，亦即

$$w_4=-\frac{1}{2}\rho_4 g D_E \sin 2\beta\cdot\zeta_4 \tag{11}$$

将方程(6)和方程(7)置于第 1 层(275 hPa)和第 4 层(950hPa)，而热力学方程置于第 2 层(500 hPa)和第 4 层。又因为在一般对流系统中，近地层的凝结加热很小[12]，故令

$$Q_4=0$$

这样便可得：

$$\frac{1}{\Delta p}\frac{\partial}{\partial t}(\phi_4-\phi_1)-\frac{Rv_4}{2\,p_4}\frac{\partial \bar{T}_4}{\partial y}+s_2w_2+\frac{1}{2}s_4w_4=-\frac{RQ_2}{p_2c_p} \tag{12}$$

上式中 $\Delta p=500$ hPa，在导出上式时，已令$\frac{\partial \bar{T}_2}{\partial y}=0$即在本文中只讨论低层环境温度场的作用。

在下面的推导中，我们采用Charney等提出的参数化方案，即

$$Q_2=-\frac{\mu L}{2\,\Delta p}(q_3-q_1)\left(\omega_2+\frac{1}{2}\omega_4\right) \tag{13}$$

上式中，μ 为相对湿度的大小，L 为水汽潜热，$q_i(i=1,3)$为相应层次上的大气平均饱和比湿，在此我们取其为常量，即不考虑由于冷空气影响而产生的水汽含量的变化。

于是，在引入流函数 $\psi\left(\omega=-\frac{\partial\psi}{\partial y},v=\frac{\partial\psi}{\partial p}\right)$后，方程(12)可写为：

$$F^2(\psi_4-2\,\psi_2)+D\frac{\partial}{\partial y}(\psi_4-\psi_2)+s_2\frac{\partial^2\psi_2}{\partial y^2}+\frac{s_4}{2}\frac{\partial^2\psi_4}{\partial y^2}=\mu H s_2\left(\frac{\partial^2\psi_2}{\partial y^2}+\frac{1}{2}\frac{\partial^2\psi_4}{\partial y^2}\right) \tag{14}$$

上式中，$F=\frac{f}{\Delta p}$，$D=\frac{R}{2\,p_4\Delta p}\frac{\partial \bar{T}_4}{\partial y}$，$H=\frac{RL(q_3-q_1)}{2\,s_2c_pp_2\Delta p}\approx 1.1$。

考虑到下边界为埃克曼层顶，并经简单推导后可得：

$$\frac{\partial\psi_4}{\partial t}=-K(\psi_4-\psi_2) \tag{15}$$

其中 $K=\frac{fg\rho_4}{2\,\Delta p}D_E\sin 2\beta$ 为摩擦系数。

下面进一步设

$$\psi=\bar{\psi}(y)e^{\sigma t}$$

其中 $\sigma=\sigma_r+i\sigma_i$。

于是，方程(14)式变为：

$$s_2\left[1+B\frac{s_4}{2\,s_2}-\mu H\left(1+\frac{B}{2}\right)\right]\frac{\partial^2\bar{\psi}_2}{\partial y^2}+D(B-1)\frac{\partial\bar{\psi}_2}{\partial y}+F^2(B-2)\bar{\psi}_2-0 \tag{16}$$

上式中 $B=(1+\sigma/K)^{-1}$。

为讨论环境温度梯度对台风等扰动的影响与其相对于台风的位置间的关系，下面我们将分别考虑扰动外区存在和扰动内、外区均存在环境温度场的两种不同情况。这里，内区定义为扰动中心的上升运动区，而外区定义为扰动内区外的下沉运动区。

三、扰动外区存在环境温度梯度时的情形

此时，在内区($y<a$)，因无环境温度梯度存在，故 $D=0$，而在外区，则因为下沉运动，故无凝结加热，因而方程(16)中含H的项便消失。这样，方程(16)变为：

$$s_2\left[1+B\frac{s_4}{2\,s_2}-\mu H\left(1+\frac{B}{2}\right)\right]\frac{\partial^2\bar{\psi}_2}{\partial y^2}+F^2(B-2)\bar{\psi}_2=0\quad(y<a) \tag{17}$$

$$s_2\left(1+\frac{Bs_4}{2\,s_2}\right)\frac{\partial^2\bar{\psi}_2}{\partial y^2}+D(B-1)\frac{\partial\bar{\psi}_2}{\partial y}+F^2(B-2)\bar{\psi}_2=0\quad(y>a) \tag{18}$$

取边界条件为：

$$\bar{\psi}_2(y)=0 \quad \text{当 } y=0,\infty \text{时}$$

这样，即可得方程(17)和(18)的解为：

$$\begin{cases}\bar{\psi}_2(y)=c_2e^{ny} & (y>a)\\ \bar{\psi}_2(y)=c_1\sin(\lambda y) & (y<a)\end{cases} \tag{19}$$

其中 $\lambda=F\left\{\dfrac{2-B}{s_2\left[\mu H\left(1+\dfrac{B}{2}\right)-1-Bs_4/(2s_2)\right]}\right\}^{\frac{1}{2}}$

$$n=\{D(1-B)-[(D(1-B))^2+(4s_2+2Bs_4)(2-B)F^2]^{\frac{1}{2}}\}/(2s_2+4s_4)$$

下面，设在扰动内、外区交界处，流函数 $\bar{\psi}_2(y)$ 连续，即

$$\bar{\psi}_2(a_+)=\bar{\psi}(a_-) \tag{20}$$

又对方程(16)跨交界处($y=a$)积分后，并考虑到(19)、(20)两式，即可得：

$$\begin{aligned}&\mathrm{tg}(\lambda a)\{[(D(B-1))^2+2(2s_4+Bs_4)(2-B)F^2]^{\frac{1}{2}}-D(B-1)\}\\&=2F\left\{s_2(2-B)\left[\mu H\left(1+\frac{B}{2}\right)-1-\frac{Bs_4}{2s_2}\right]\right\}^{\frac{1}{2}}\end{aligned} \tag{21}$$

由方程(21)式即可计算扰动的增长率 σ_r(在本小节中，因边界条件限制，扰动处于静止状态，故 $\sigma_i=0$)。计算时，取 $H=1.1$，$\mu=0.86$，$f=0.377\times10^{-4}\,s^{-1}$，$s_4=0.25\times10^{-2}\,m^2\,(hPa)^{-2}s^{-2}$，$s_2=s_4/0.078$，$K=1.72\times10^{-6}\,s^{-1}$。表 1 给出了扰动增长率和内区半径($a$)及环境温度梯度之间的关系。

由表 1 可见，当扰动外区存在环境温度梯度时，可对扰动的发展产生很大的影响。当 $\dfrac{\partial\bar{T}_4}{\partial y}<0$ 即环境温度梯度方向指向扰动中心时，使扰动的增长率加大，亦即有利于扰动的发展。而冷空气和台风相遇时，往往在温度场上表明为一条冷锋逼近台风。因此，上面的结果可从一个方面解释冷空气影响台风外围环流时可有利台风发展这一事实，另外也可为锋面附近低压发展成台风的现象提供一种可能的机制。由表 1 还可知，此时，冷空气愈强 $\left(\left|\dfrac{\partial\bar{T}_4}{\partial y}\right|\text{越大}\right)$，其对台风的影响越大。另外，如果 $\dfrac{\partial\bar{T}_4}{\partial y}>0$ 即环境温度梯度由中心指向扰动外围，则其将导致扰动发展的减弱。

表 1　扰动增长率 $\left(\dfrac{\sigma_r}{K}\right)$ 与 $\left(\dfrac{\partial\bar{T}_4}{\partial y}\right)$ 及 a 的关系

σ_r/K \ a(km) $\frac{\partial\bar{T}_4}{\partial y}$(℃/100km)	20	120	220	320	420	520	620
0.0	5.49	2.35	1.29	0.76	0.45	0.24	0.10
−2.5	5.70	2.63	1.48	0.86	0.53	0.29	0.12
−5.0	5.87	2.92	1.70	1.03	0.62	0.34	0.14
+2.5	5.27	2.09	1.12	0.66	0.39	0.21	0.09
+5.0	5.04	1.86	0.99	0.58	0.34	0.19	0.08

四、扰动内、外区均存在环境温度梯度时的情况

这时，为便于考虑环境温度梯度对扰动发展和移动的影响，下面设方程(16)的解为

$$\bar{\psi}_2(y)=Ae^{ily}$$

其中 A 为波状扰动的常数振幅，l 为波数。

将上式代入方程(16)便得：

$$\frac{\sigma_r}{K}=b_1\left[l^2s_2\left(1.5\,\mu H-\frac{s_4}{2\,s_2}-1\right)-F^2\right](b_1^2+b_2^2)^{-1} \tag{22}$$

$$\frac{\sigma_i}{K}=-b_2\left[l^2s_2\left(1.5\,\mu H-\frac{s_4}{2\,s_2}-1\right)-F^2\right](b_1^2+b_2^2)^{-1} \tag{23}$$

式中 $b_1=l^2s_2(1-\mu H)+2\,F^2$，$b_2=Dl=\dfrac{Rl}{2\,p_4\Delta p}\dfrac{\partial\bar{T}_4}{\partial y}$。

(22) 式给出了扰动增长率与环境温度梯度之间的关系。由此式可看出，当扰动内、外区均存在环境温度梯度时，扰动的增长率将比不存在该梯度时减小，且这与 $\dfrac{\partial\bar{T}_4}{\partial y}$ 的符号无关。

图 1 给出了(22)式的计算结果，计算时所取的参数值与前节相同。

由图 1 可见，环境温度梯度的存在使得扰动的增长率较 $\dfrac{\partial\bar{T}_4}{\partial y}=0$ 时大大减小，即非常不利于扰动的发展。由此可推论，当冷空气进入到台风的内区以后，将导致台风迅速减弱，这与事实也相一致。

方程的解 (23) 式给出了由环境温度梯度引起的扰动移动的方向和大小。由此式可见，当 $\dfrac{\partial\bar{T}_4}{\partial y}=0$ 时，扰动处于静止状态，当 $\dfrac{\partial\bar{T}_4}{\partial y}\neq0$ 时，因 σ_i 与 $-\dfrac{\partial\bar{T}_4}{\partial y}$ 同号，故扰动总是向环境温度场的暖区一侧移动，亦即产生了趋暖运动。冷空气影响时，环境温度场一般为南暖北冷，因而台风遇冷空气后将产生附加的向南运动分量，从而出现转向运动。实际上，向西北移的南海台风遇到冷空气后将向西南偏折，而西太平洋台风遇冷空气后将出现右折。这与理论结果是吻合的。

图 2 给出了 $\left|\dfrac{\partial\bar{T}_4}{\partial y}\right|=2.5$℃/100 km 时，该趋暖运动的大小。对比实际冷空气对台风移动的影响，图 2 中的移速稍慢一点，这可能是因为这里只考虑了温度场的作用，而没有考虑冷空气流场的作用的缘故。然而，由图可见，冷空气影响台风时，其锋区导致扰动的趋暖运动似乎是不应忽略的。

五、讨论和小结

由前面可知，如果环境温度场的分布为 $\dfrac{\partial\bar{T}_4}{\partial y}<0$，则在台风等对流性扰动系统的外区存在与内、外区均存在环境温度梯度这两种情形下，该梯度对扰动发展的影响是不同的。若仅在扰动外区存在环境温度梯度，其对扰动的发展有利，反之，若在扰动内、外区均存在

此梯度，则不利于扰动发展；但是如果$\frac{\partial \bar{T}_4}{\partial y}>0$，则不论是扰动外区存在还是扰动内、外区均存在此梯度，总是不利于扰动的发展。由此可见，环境温度梯度的方向和该梯度均与对流性系统间的相对位置与环境温度场对扰动的影响有密切关系，这一结果对于了解在中高纬斜压环境中，对流性系统的发生发展机制和对其进行大尺度参数化可能有一定的参考价值。

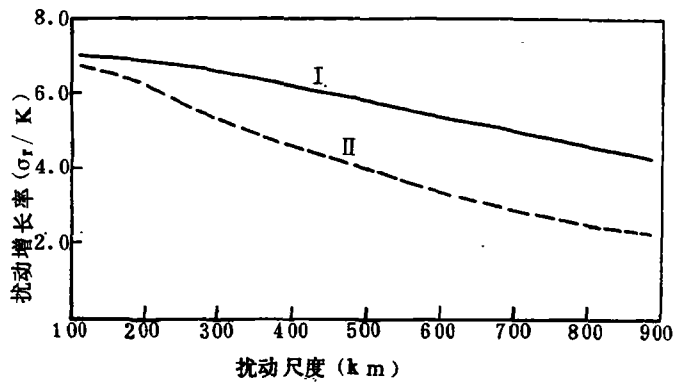


图 1　扰动的增长率分布

$\left(\mathrm{I}:\frac{\partial \bar{T}_4}{\partial y}=0;\ \mathrm{II}:\ \left|\frac{\partial \bar{T}_4}{\partial y}\right|=2.5^{\circ}\mathrm{C}/100\ \mathrm{km}\right)$

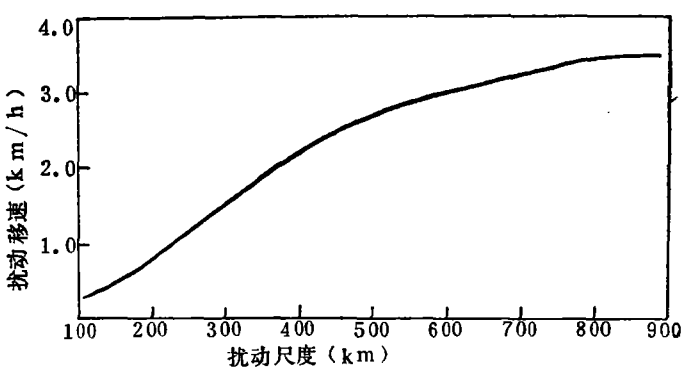


图 2　环境温度梯度引起的趋暖运动的大小

$\left(\left|\frac{\partial \bar{T}_4}{\partial y}\right|=2.5^{\circ}\mathrm{C}/100\ \mathrm{km}\right)$

另外，我们还查阅了 1978—1983 年间的 13 次冷空气影响台风的实际过程，初步看到，多数例子中，冷锋进入台风中心上升气流以前，有利于台风发展；当冷锋进入台风中心上升气流区以后，大多数台风迅速减弱。另外，在锋区接近台风中心上升气流区前后，台风出现的转向趋势多数与趋暖运动相符。当然，这些情况还有待于进一步仔细分析研究。

下面给出本文的主要结果：

1）当台风等对流性扰动中心外的下沉气流区存在环境温度梯度时，其对扰动的发展有明显的影响。环境温度梯度的方向不同时，其对扰动发展的影响也不同。但当台风等

对流性扰动范围内亦存在环境温度梯度时，则不论该梯度方向如何，均不利于扰动的发展。

2) 当扰动范围内亦存在环境温度梯度时，将使扰动产生明显的趋暖运动。

3) 上述结果可用来解释冷空气对台风发展和移动的影响，即冷空气影响台风外围时，一般有利于台风发展，但当冷空气进入台风内部后，则不利于台风的发展，并且冷空气将使台风出现转向运动，亦即有明显的趋暖运动分量出现。

参 考 文 献

[1] 张驯良，冷空气对南海台风影响的一例，天气月刊，6，9—11，1959。
[2] 赵亚民，南海台风的一些基本特点，天气月刊，8，1—3，1959。
[3] 韦有遥等，南海台风发生发展问题的初步探讨，气象学报，35 卷 2 期，148—154，1965。
[4] Fett, R. W., Typhoon formation within the zone of the intertropical convergence, *Mon. Wea. Rev.*, **96**, 106—117, 1968.
[5] 陈联寿、丁一汇，西太平洋台风概论，科学出版社，1979。
[6] 王作述，一个南海锋面低压发展成台风的分析，中国科学院大气所集刊(8)，科学出版社，1979。
[7] 姚增权等，冷空气对台风影响的流体动力学模拟实验研究，气象学报，43 卷 1 期，53—62，1985。
[8] 董克勤等，低层基本气流对台风的引导作用，海洋学报，4 卷 4 期，415—423，1982。
[9] Charney, J. G., and A. F. Eliassen, On the growth of the hurricane depression, *J. Atmos. Sci.*, **21**, 68—75, 1964.
[10] Ooyama, K., Conceptical evolution of the theory and modeling of the tropical cyclone, *J. Met. Soc. of Japan*, **60**, 1, 369—380, 1982.
[11] 李崇银，环境流场对台风发生发展的影响，气象学报，41 卷 3 期，275—283，1983。
[12] Houze, R. A., Cloud clusters and large-scale vertical motions in the tropics, *J. Met. Soc. of Japan*, **60**, 396—410, 1982.
[13] Parsons, D. B., et al., The meso- and micro-scale structure and organization of clouds and precipitation in mid-latitude cyclones, XI, *J. Atmos. Sci.*, **40**, 10, 2377—2397, 1983.
[14] Arakawa, A., et al., Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment, P. I, *J. Atmos. Sci.*, **31**, 674—701, 1974.

EFFECTS OF THE ENVIRONMENT TEMPERATURE GRADIENT ON THE DEVELOPMENT AND MOVEMENT OF TROPICAL DISTURBANCE

Liu Hui Dong Keqin

(Academy of Meteorological Science, State Meteorological Administration)

Abstract

Applying the theory of CISK to a two-level model, the effects of environment temperature gradient on the development and movement of tropical disturbances were analysed. The results are as follows:

The gradient has a notable influence on the development of disturbance, and is related with both the direction of the gradient and the relative position between the gradient and the disturbance. Also, the gradient makes the disturbance move toward the warm air area. The above results may give some dynamic explanation to the effects of the cold air on the development and movement of typhoon and throw light on the mechanism of the developing of convective systems under baroclinic conditions and the parameterization of these systems.