

热带辐合带上台风发展的数值模拟*

郑良杰 陈受钧 张玉玲

(总参气象研究所)

(北京大学地球物理系)

提 要

我们应用包含对流和大尺度凝结加热、洋面感热和潜热输送及边界层摩擦作用的五层原始方程模式,模拟了西太平洋热带辐合带上 7504 号台风 ORA 的发展。用 σ 坐标的平衡方程计算初始风场。试验结果得到热带气旋风场和温度场的非对称结构。适当改变初始场所做的几个试验表明:(1) 辐合带两侧东西风的水平切变不一定是台风形成的唯一条件;(2) 地面原先存在的扰动在台风发展过程中起着重要的作用;(3) 台风发展中要考虑大尺度环境场的水汽通道。

一、引 言

近十余年来,台风发展的数值模拟研究取得了很大的进展,对台风发生的机理有了进一步的了解^[1]。但在以往的工作中所用的初值都是一个理想的微弱轴对称涡旋,所以这种模拟没有考虑大尺度环流形势对台风发生发展的作用。而大量实际天气分析结果表明,台风的发生和周围大尺度环境的气象变量场有密切关系^[2]。在日常业务预报工作中也主要是根据大尺度环流形势推断有无台风发生^[3]。因此,在台风数值模拟的初值中包括天气尺度的形势场是必要的。

六十年代初期,谢义炳等^[4]就曾指出,西太平洋上绝大多数台风是发生在热带辐合带上。之后随着卫星云图分析的进展,这一天气事实得到了进一步证明^[5]。这类台风的发展过程和全球其它地区不完全相同,发展机理目前仍不十分清楚。所以应用适当的数值模式,用实际资料模拟热带辐合带上台风的发展是有一定意义的。

选择 1975 年 8 月上旬在菲律宾以东洋面上发生的 7504 号台风 ORA, 9 日 20 时(北京时)热带低压位于 20.3°N , 126.5°E , 中心气压为 999 毫巴,之后低压迅速加强,12 小时后(10 日 08 时),中心位于 21.4°N , 125.5°E , 气压为 985 毫巴,风力达到台风强度。中央气象台在 10 日 10 时定为 7504 号台风。这是辐合带上台风发展比较快的一个例子。详细的天气学分析可参看[6]。

二、模式简述

应用 σ 坐标五层原始方程模式^[7]

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\pi u}{m} \right) = -m \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\pi u}{m} u \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\pi v}{m} u \right) \right] - \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\frac{\pi \sigma}{m} u \right) + f \frac{\pi v}{m}$$

* 本文于 1980 年 3 月 12 日收到, 1981 年 1 月 3 日收到修改稿。

$$-\pi\left(\frac{\partial\phi}{\partial x} + \frac{RT}{\pi}\frac{\partial\pi}{\partial x}\right) + \frac{g}{m}\frac{\partial\tau_x}{\partial\sigma} + \frac{K}{m}\nabla\cdot(\pi\nabla u) \quad (1)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t}\left(\frac{\pi v}{m}\right) = & -m\left[\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{\pi u}{m}v\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{\pi v}{m}v\right)\right] - \frac{\partial}{\partial\sigma}\left(\frac{\pi\sigma}{m}v\right) - f\frac{\pi u}{m} \\ & - \pi\left(\frac{\partial\phi}{\partial y} + \frac{RT}{\pi}\frac{\partial\pi}{\partial y}\right) + \frac{g}{m}\frac{\partial\tau_y}{\partial\sigma} + \frac{K}{m}\nabla\cdot(\pi\nabla v) \end{aligned} \quad (2)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t}\left(\frac{\pi T}{m}\right) = & -m\left[\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{\pi u}{m}T\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{\pi v}{m}T\right)\right] - \frac{\partial}{\partial\sigma}\left(\frac{\pi\sigma}{m}T\right) \\ & + \frac{RT}{C_p}\left[\frac{\partial}{\partial t}\left(\frac{\pi}{m}\right) + u\frac{\partial\pi}{\partial x} + v\frac{\partial\pi}{\partial y} + \frac{1}{\sigma}\frac{\pi\sigma}{m}\right] \\ & + \frac{g}{mC_p}\frac{\partial H}{\partial\sigma} + \frac{K}{m}\nabla\cdot(\pi\nabla T) + \frac{\pi L}{mC_p}(\dot{P}_L + \dot{P}_c) \end{aligned} \quad (3)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t}\left(\frac{\pi q}{m}\right) = & -m\left[\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{\pi u}{m}q\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{\pi v}{m}q\right)\right] - \frac{\partial}{\partial\sigma}\left(\frac{\pi\sigma}{m}q\right) \\ & + \frac{g}{m}\frac{\partial E}{\partial\sigma} + \frac{K}{m}\nabla\cdot(\pi\nabla q) - \frac{\pi}{m}(\dot{P}_L + \dot{P}_c) \end{aligned} \quad (4)$$

$$\frac{\partial}{\partial t}\left(\frac{\pi}{m}\right) = -m\left[\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{\pi u}{m}\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{\pi v}{m}\right)\right] - \frac{\partial}{\partial\sigma}\left(\frac{\pi\sigma}{m}\right) \quad (5)$$

$$\frac{\pi\sigma}{m} = -\int_{0.1}^{\sigma} m\left[\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{\pi u}{m}\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{\pi v}{m}\right)\right] d\sigma - (\sigma - 0.1)\frac{\partial}{\partial t}\left(\frac{\pi}{m}\right) \quad (6)$$

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

$$\alpha = \frac{RT}{\pi\sigma} \quad (8)$$

式中 π 为地面气压, $\sigma = \frac{p}{\pi}$, $\sigma = \frac{d\sigma}{dt}$, m 为地图投影因子, $\bar{\tau}$ 、 H 和 E 分别为边界层摩擦应力、洋面感热和水汽的垂直输送, K 为侧向扩散系数, \dot{P}_L 和 \dot{P}_c 分别为大尺度和对流凝结率, 其它符号都是气象上通用的。

图 1 表示模式大气的垂直分层和变量配置。最下层 $\sigma=1$ 至 $\sigma=0.82$ 作为大气边界层, 在这一层中考虑湍流对各物理量的垂直输送, 在下面三层中考虑大尺度垂直运动和对流引起的水汽凝结。

在边界层顶取 $\tau_x = \tau_y = H = E = 0$, 在地面上 ($\sigma=1$) 取

$$\bar{\tau}_0 = -\rho C_D |\bar{V}_s| \bar{V}_s \quad (9a)$$

$$H_0 = -\rho C_H C_p |\bar{V}_s| (T_0 - T_s) \quad (9b)$$

$$E_0 = -\rho C_E |\bar{V}_s| (q_0 - q_s(T_s)) \quad (9c)$$

$|\bar{V}_s|$ 为下垫面的风速。 T_s 为海温, 取自日本气象要览 1975 年 8 月的月平均值, T_0 为海面气温, 近似地用 $\sigma=0.91$ 上的位温代替。 $q_s(T_s)$ 为饱和比湿, 认为紧贴洋面的空气是饱和的, q_0 取模式最下层的值。 C_D 为拖曳系数, 在陆上和海上取不同值, C_H 和 C_E 分别为洋面感热和水汽湍流交换系数, 取 $C_H = C_E$ 。

大尺度凝结量的计算和释放潜热的反馈作用的处理与 Gadd^[8] 等提出的方法相似;

次网格尺度对流凝结及其对大尺度场的反馈作用,采用湿对流调整方案处理,调整过程中假定静态能量守恒。栗原等曾应用湿对流调整成功地模拟了台风的发展^[9]。

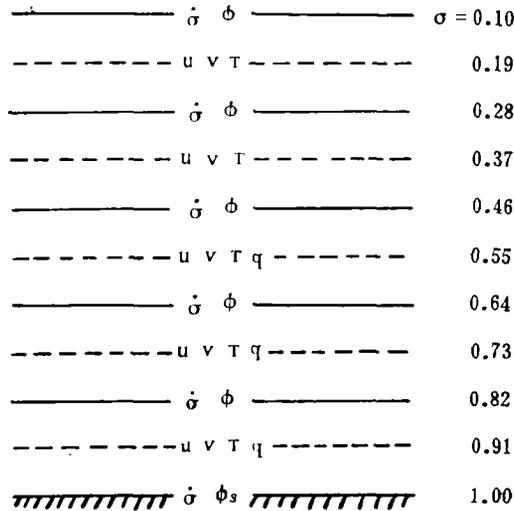


图 1 模式大气的垂直分层和变量配置

输入的初始资料有 1000、700、500、300 和 100 毫巴五个标准等压面的高度场, 850、700、500 毫巴等压面上的湿度场, 在湿度场分析中对于资料稀少地区参考了卫星云图的分析。应用 σ 坐标系中的平衡方程计算初始风场。差分格式满足动量和能量守恒, 时间积分用欧拉后差和中央差交替进行。格距为 125 公里。积分区域自 10.5°N — 30°N , 120°E — 140°E , 时间步长为 200 秒。

三、计算结果

图 2 a 为 9 日 20 时地面初始气压场。副热带高压的南侧有一个弱的热带低压环流, 四周风力有观测记录的约为 4 级。在 700 毫巴等压面上 (图 2 b), 热带辐合带自南海东伸到菲律宾以东洋面。在辐合带附近纬向风速切变值达 $5 \times 10^{-5} \text{秒}^{-1}$ 。地面热带低压上空流线呈气旋式曲率, 流场上有较大的正相对涡度。对流层上层 300 毫巴 (图 2 c) 为东风气流, 副热带高压在东北部地区分裂出一个反气旋环流中心, 在菲律宾东面洋面上有副赤道高压环流。显然, 这种环流形势与一般台风数值模拟中采用的轴对称环流初值是很不相同的。

积分 12 小时后在辐合带上即发展出一个较强的台风。图 3 a 为计算的地面气压场, 在 20.5°N , 127.7°E 出现一强台风涡旋, 与实况地面形势 (图 3 b) 相比中心位置偏差约 100 公里左右, 中心气压和实况相同, 均为 985 毫巴, 12 小时内地面气压下降 14 毫巴。每小时气压下降率大于 1 毫巴, 相当于正常台风形成的速度。在台风中心附近水平气压梯度约 10 毫巴/100 公里。模拟的台风不是圆形对称, 而略呈椭圆形。其西部外形较长, 气压梯度较小, 这或许是固定边界条件的影响。

$\sigma = 0.73$ 面上的流场 (图 4) 明显地表现出台风的涡旋结构。值得注意的是在台风的东部有明显的气流汇合线, 汇合线以南为西南风, 其北为东南风, 即为大尺度赤道辐

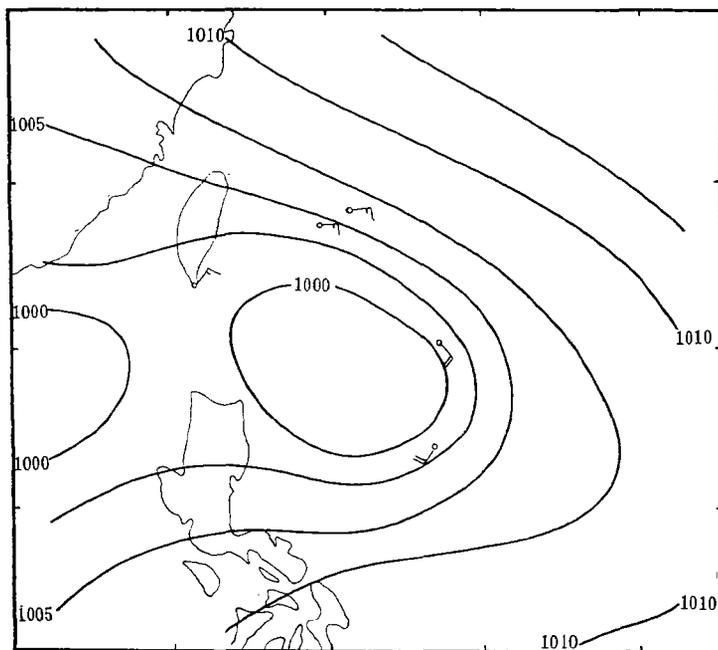


图 2a 1975 年 8 月 9 日 20 时地面图

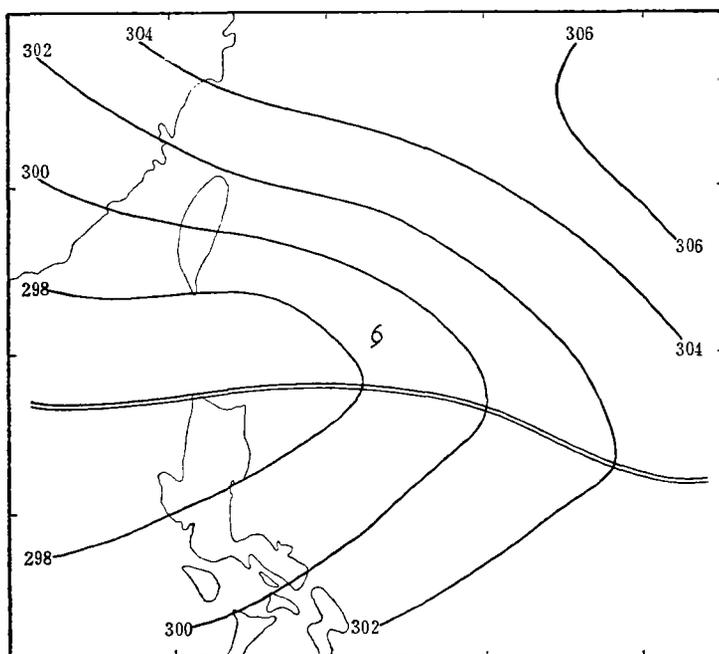


图 2b 1975 年 8 月 9 日 20 时 700 毫巴形势图(图中 6 表示台风生成位置)

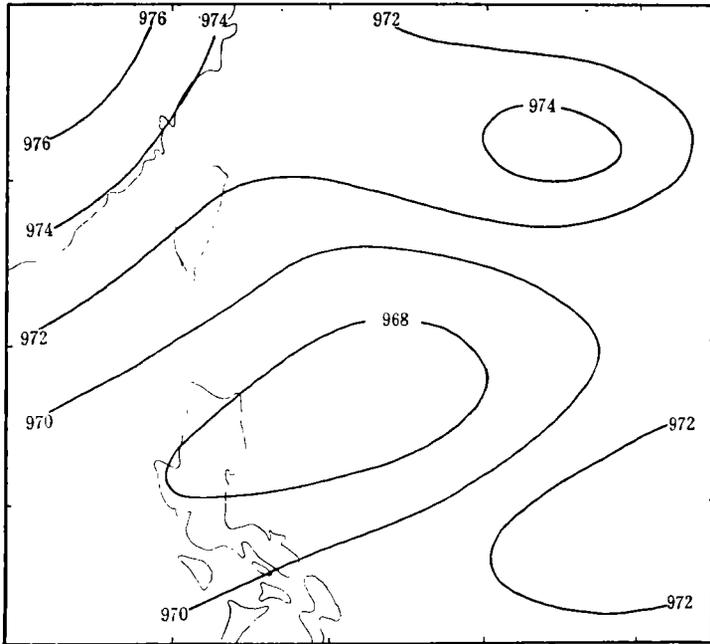


图 2c 1975 年 8 月 9 日 20 时 300 毫巴形势图

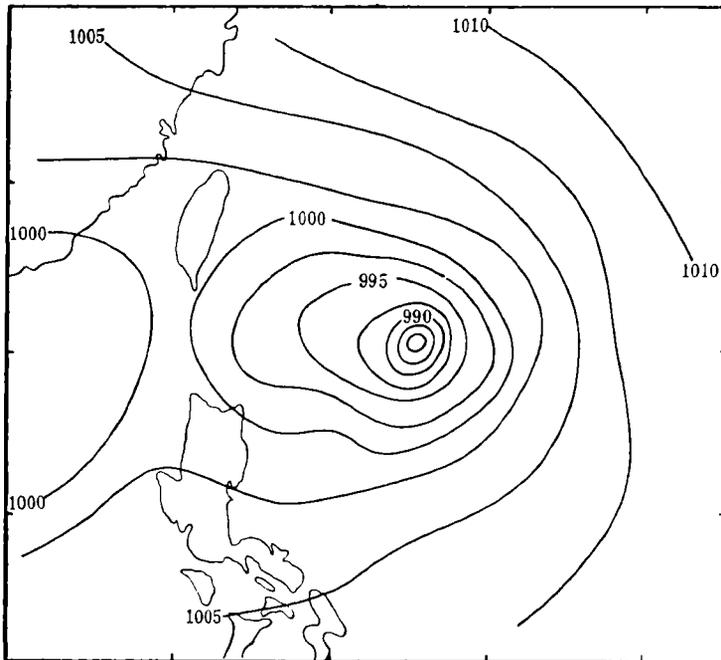


图 3a 1975 年 8 月 10 日 08 时地面形势预报图

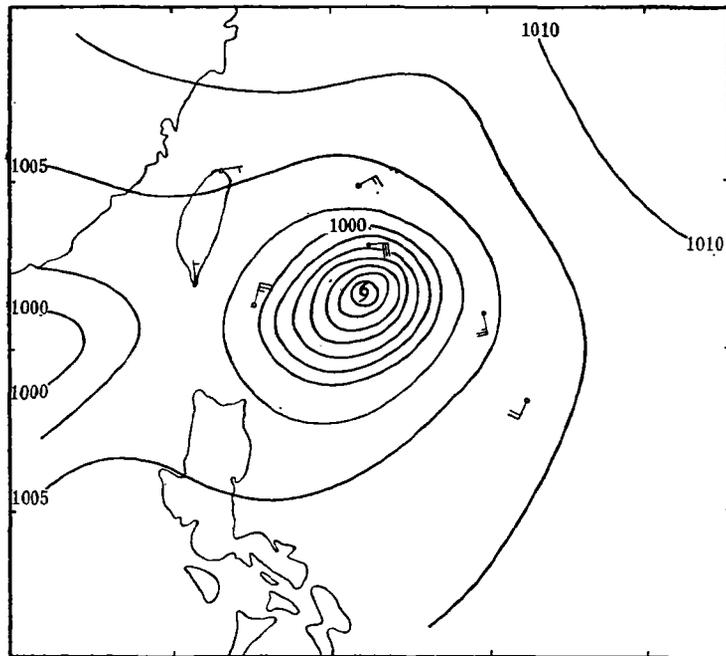


图 3b 1975 年 8 月 10 日 08 时地面实况图

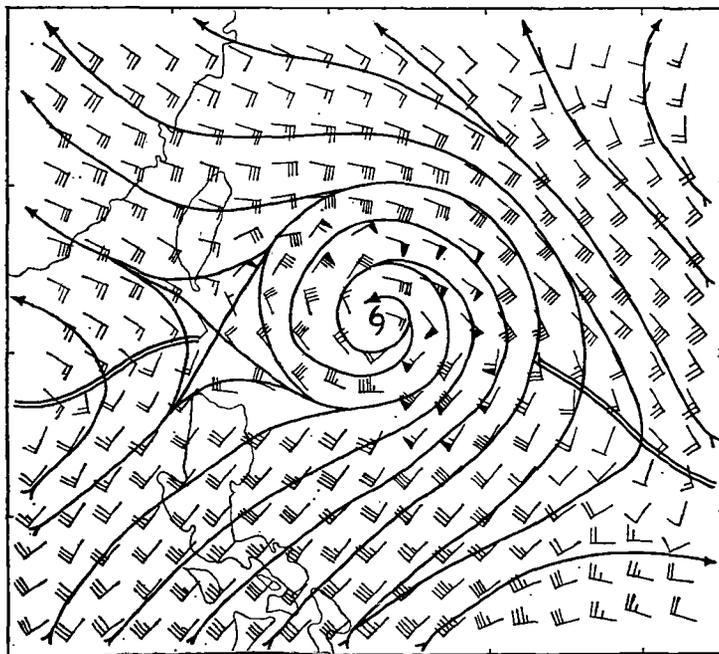


图 4 1975 年 8 月 10 日 08 时, $\sigma=0.73$ 面上流场预报图

合带的东端。整个流场形式和辐合带上台风发展的天气模式十分相似^[4]。

$\sigma=0.91$ 面上的涡旋强度和大风区的分布与 $\sigma=0.73$ 的情况基本相同(图略), 强风速带位于距台风中心约 200 公里处, 最大风速达 36 米/秒, 已超过台风标准。台风周围没有足够的实测风记录可以比较, 与能获得的地面观测记录相比, 风力大小基本上是一致的。强风带分布相对于中心是不对称的, 最强风速带位于台风的东半侧。将模拟的台风中心描绘在初始流场上(见图 2 b)可以看出, 台风并不发生在辐合带上, 而发生在辐合带北侧距辐合带约 150 公里的强东风与弱东风之间的气旋性切变气流中。这一事实已由气候学和天气个例分析得到肯定^[10,11]。

对流层上层增暖是台风形成过程中温度场变化的一个重要特征^[12]。图 5 给出 $\sigma=$

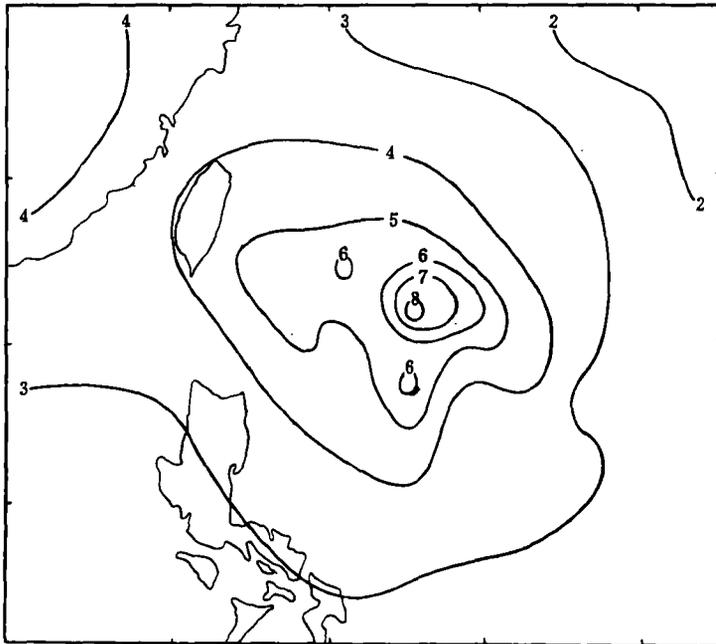


图 5 1975 年 8 月 10 日 08 时, $\sigma=0.73-0.37$ 层之间的平均温度预报图
(单位: $^{\circ}\text{C}$)

0.73—0.37 之间的平均温度场。初值的温度分布比较均一。在亚洲大陆上空较暖, 赤道西风区温度较低, 整个计算区域的温度差最大只有 3°C 左右。随着台风的形成, 对流层显著增暖, 中心温度增至 8°C , Palmen 和 Newton 给出 560 毫巴等压面眼区温度为 10°C ^[2], 两者是相当的。这个温度数值比边界层空气湿绝热上升的平均温度略高, 和初值相比, 增温率最大达 12 小时 6.1°C 。中心附近的温度梯度在 $3^{\circ}\text{C}/100$ 公里以上, 这也和平均情况台风中心附近的温度梯度值相当^[2]。增暖区域呈不对称分布, 主要增暖发生在台风的东北部象限。Mathur 模拟的飓风在对流层下半部的增暖率在飓风的东南象限最大。因此增暖的不对称性可能是台风发展阶段的一个特征^[13]。

模式成功地模拟了对流层上层的反气旋流出机制。随着台风的形成, 在 $\sigma=0.37$ 面上出现反气旋流出(图 6)。Riehl^[14]曾强调高空辐散对台风发展的作用。以后一些作者对这个条件提出了怀疑, 认为高空辐散是由于台风发展过程中行星边界层内摩擦辐合的

结果^[10]。由于高空资料不足，这些看法无法用实际资料来验证。我们采用的初值流场是无辐散的，所以高空反气旋流出的辐散场是台风发展的结果。

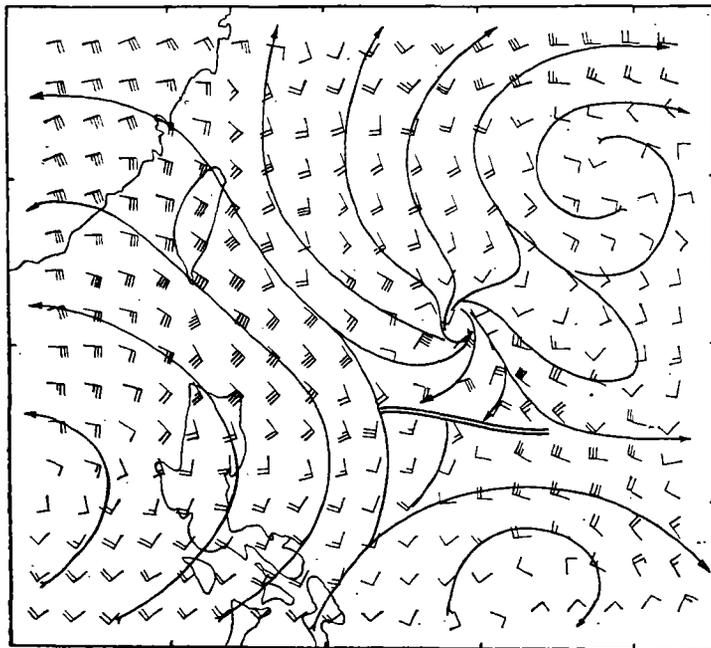


图 6a 1975 年 8 月 10 日 08 时 $\sigma=0.37$ 面上流线预报图

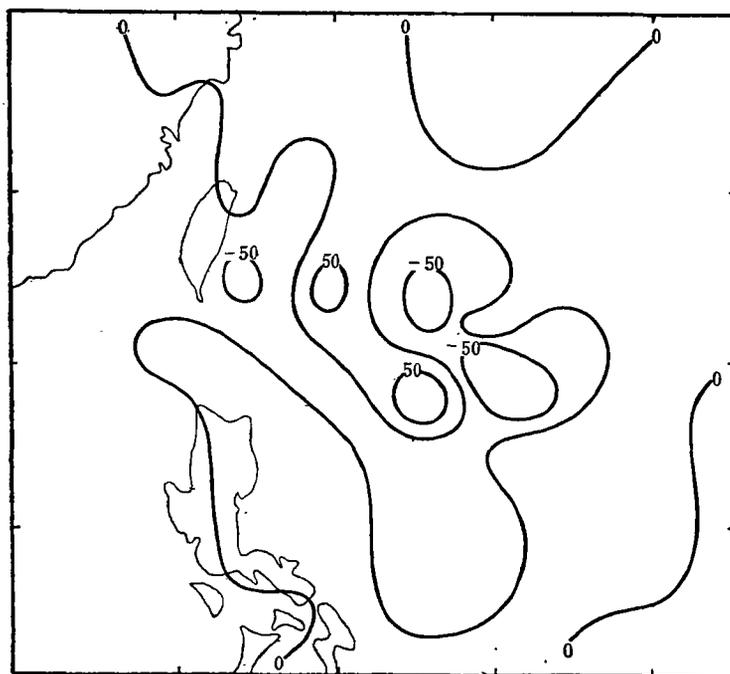


图 6b 1975 年 8 月 10 日 08 时 $\sigma=0.37$ 面上垂直速度预报图
(单位 10^{-3} 毫巴/秒)

Sadler^[15]指出, 有利于台风发展的高空大尺度环流形势要具有多方向的流出通道, 以便把剩余的热量送走。从图 6 a 可看出主要的流出通道有两支, 一支在台风的西北象限, 沿副热带高压单体以东南风形式通向西风带; 另一支在台风的东南象限, 以偏西风形式沿副赤道高压北缘呈辐散状流出。这支气流正位于低空的辐合带上空。这暗示副赤道高压对外流机制有一定的作用, 是今后值得注意的一个问题。

图 6 b 给出 $\sigma=0.37$ 面上计算出的垂直速度场。由于网格较粗没能得出台风眼的结构和螺旋式的带状分布, 但在中心附近已有下沉气流。12 小时降水量 (图略) 最大值达 126 毫米, 主要分布在台风南部地区。

上面的结果表明, 在较粗略的大尺度形势下, 应用适当的数值模式能模拟辐合带上台风的发展, 这就为进一步了解台风发生的机理提供了有利的条件。

四、几个实验

用前面的结果作为“对照过程”适当地修改初值, 将积分结果和“对照过程”相比较, 可以进一步了解大尺度环境场的变动对台风发展的影响。按照这种方法设计了下面几个简单的数值实验:

实验(1): 对流层下层流场的影响

等压面上任一格点上高度 z 可以写成

$$z = \bar{z} + z' \quad (10)$$

式中 \bar{z} 为预报区域内的平均高度, z' 为对平均高度的偏差, 表示高度扰动场的强度。将上式改写成

$$z^* = \bar{z} + \alpha z' \quad (11)$$

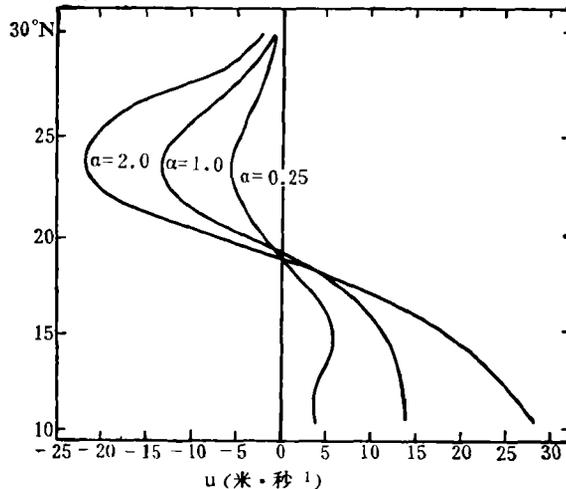


图 7 不同 α 值下水平风速(u分量)廓线

z^* 表示修改后的高度场, α 为比例因子, 取不同的 α 值, z^* 场中扰动强度不同。对初始 700 毫巴等压面高度用(11)式修改。 α 分别取 0.25 和 2.0, 表示在辐合带地面高度场的扰动量分别减至 $\frac{1}{4}$ 和增加一倍。图 7 为对 700 毫巴高度场修改后, 通过辐合带的纬向

平均平衡风东西分量的廓线。可看出东西风水平切变也有相应的变化， $\alpha=0.25$ 时水平切变约为 $2.3 \times 10^{-5} \text{秒}^{-1}$ ，而 $\alpha=2.0$ 时切变增至 $6.8 \times 10^{-5} \text{秒}^{-1}$ ，约增加三倍。

图 8 a 为 $\alpha=0.25$ 时，应用修改的 700 毫巴初始高度场得到的 12 小时地面预报图，

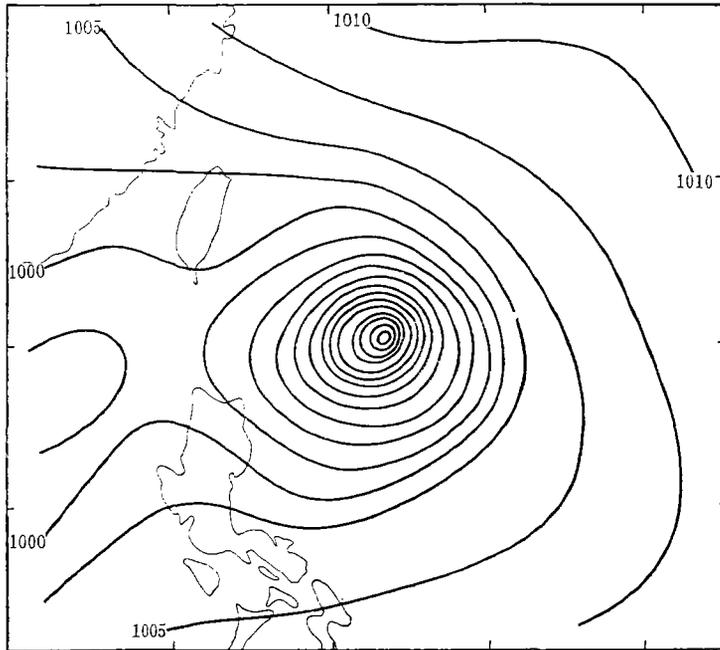


图 8 a $\alpha=0.25$ 时，1975 年 8 月 10 日 08 时地面形势预报图

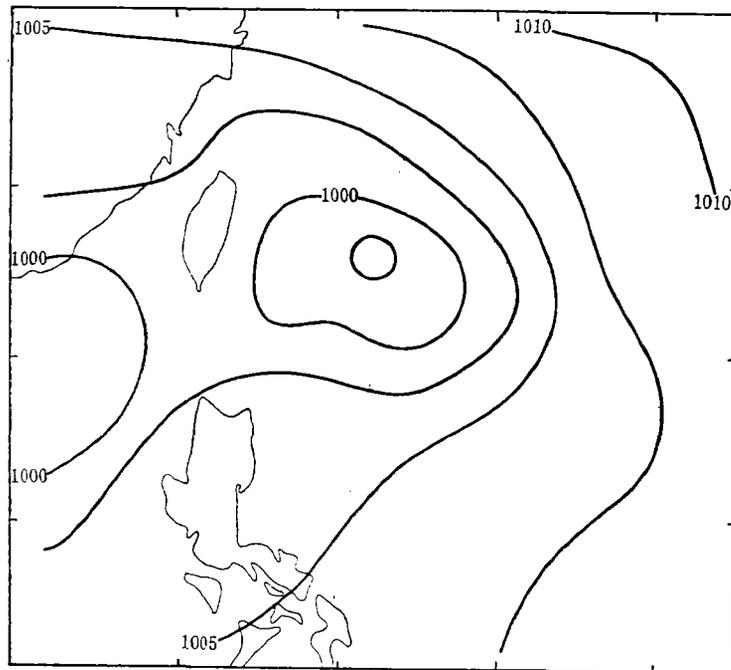


图 8 b $\alpha=2.0$ 时，1975 年 8 月 10 日 08 时地面形势预报图

热带低压中心降到 970 毫巴, 下降率达 2.4 毫巴/小时, 比“对照过程”和实况深 15 毫巴。相应的最大风速达 44 米/秒。而当 $\alpha=2.0$ 时, 地面原来存在的低压只有微弱的加深, 由初始的 999 毫巴降至 997.5 毫巴, 低压中心显著北移。这个实验结果指出: “减弱(增强)辐合带两侧的东西风速反而有利(不利)于台风 ORA 的发展”。

表(1)给出了 $\alpha=0.25, 1.0$ 和 2.0 情况下, $\sigma=0.91-0.37$ 间 12 小时平均增温率和台风的其它有关参数。可以看出在 $\alpha=0.25$ 时增温率最大, 地面中心气压最低, 最大风速、垂直速度和降水量比 $\alpha=2.0$ 时增大一倍左右。

表 1 700 毫巴上辐合带两侧不同风速分布下预报的台风特征

α	平均增温率 ($^{\circ}\text{C}/12$ 小时)	低压强度 (毫巴)	最大风速 (米/秒)	降水量 (毫巴)	垂直速度 (10^{-3} 毫巴/秒)
0.25	9.8	970.0	44	177	-52.5
1.0	6.1	985.0	36	126	-30.5
2.0	1.1	997.5	21	94	-23.7

对正压过程的切变不稳定研究指出, 水平切变有利于涡旋的发生。本文用斜压模式积分的结果却表明, 如果仅从一层基本气流切变和扰动强度来分析台风的发展是不全面的。在上述实验中, 改变 700 毫巴的高度场后温度场和风场的垂直分布也发生相应的改变, 这说明环境场的垂直结构可能是重要的。这方面的物理过程目前仍不清楚。需作更多的数值实验和理论上的探讨。

实验(2): 海平面气压场的影响

在初值中将地面气压场扣除, 以积分区域内格点的平均气压(1005 毫巴)代替, 其它各层的初值不变, 积分 12 小时后, $\sigma=0.91$ 上的流场如图 9 所示。虽然重新出现一个辐合带, 但远较实况微弱, 辐合带北部的副热带高压环流不明显, 没有热带气旋发展。这说明在台风发展过程中地面气压场和原先存在的气旋性扰动是重要的。如果没有地面扰动, 虽然在初值中对流层下层(700 毫巴上)有明显的辐合带, 仍不能发生热带气旋。这与 Charney 等提出的台风中 CISK 机制和边界层辐合的重要性是一致的^[16]。在某些情况下, 西太平洋对流层下层虽有辐合带, 但是如果如果没有适当的地面形势配合仍无台风发生。Gray 应用梯度风层上流场的涡度作指标, 用于台风发生的天气气候分析^[17]; 在实际工作中也常用地面是否存在低压扰动作为台风发生的起报条件^[3], 这些都说明地面起始扰动在台风发展中的重要性。

实验(3): 环境水汽场的影响

台风发展的能量来源于水汽凝结释放的潜热。为了考虑台风周围环境的水汽输送对台风发展的影响, 以地面热带低压为中心, 除去 250 公里以外的水汽场(取比湿等于零), 亦即只保留台风区域内的水汽含量, 去掉环境的水汽。以此作为湿度场的初值, 12 小时的积分结果示于图 10 a。地面热带低压中心强度为 995 毫巴, 最大风速为 19 米/秒, 低压略有加强, 但仍处在热带低压阶段。与对照过程相比, 发展显著减慢, 这表明周围环境的水汽输送对台风发展起重要作用。



图 9 1975 年 8 月 10 日 08 时 $\sigma=0.91$ 面上流场预报图
(初始地面气压场取积分区域内的平均值 1005 毫巴)

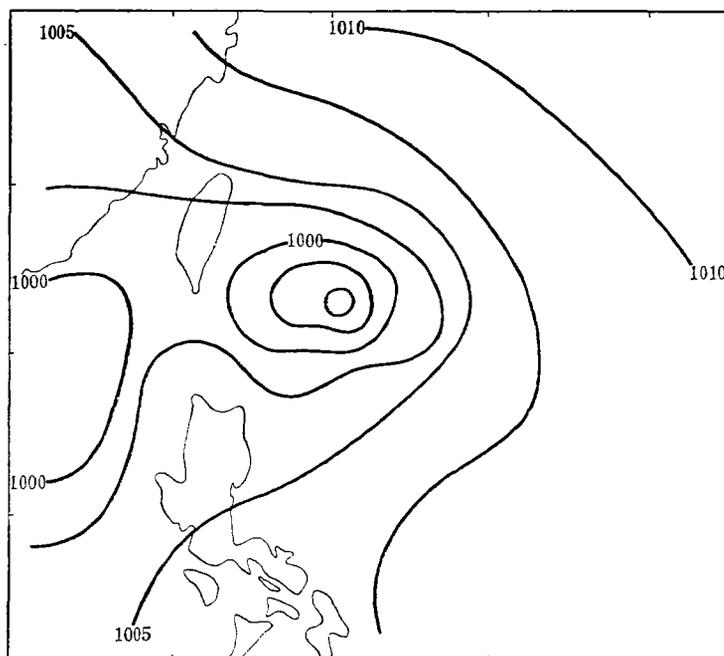


图 10 a 1975 年 8 月 10 日 08 时地面形势预报图
(保留低压区域内的水汽, 去掉环境水汽)

陈联寿根据卫星云图分析指出,当台风与另一块热带云团合并时台风会迅速发展^[18]。这里的结果表明,台风不是一个“自身维持”的系统,除了洋面的水汽以外,周围环境的水汽输送是一个很重要的因子。如果保留赤道西风区域内的水汽输送,而在辐合带北侧的东风带中扣除水汽,台风仍有明显的发展(图 10 b),和对照过程(图 3 a)极为相似。这说明赤道西风是台风 ORA 发展的主要水汽通道。因此,对赤道西风带内水汽通道的详细分析将有助于台风发展的预报。

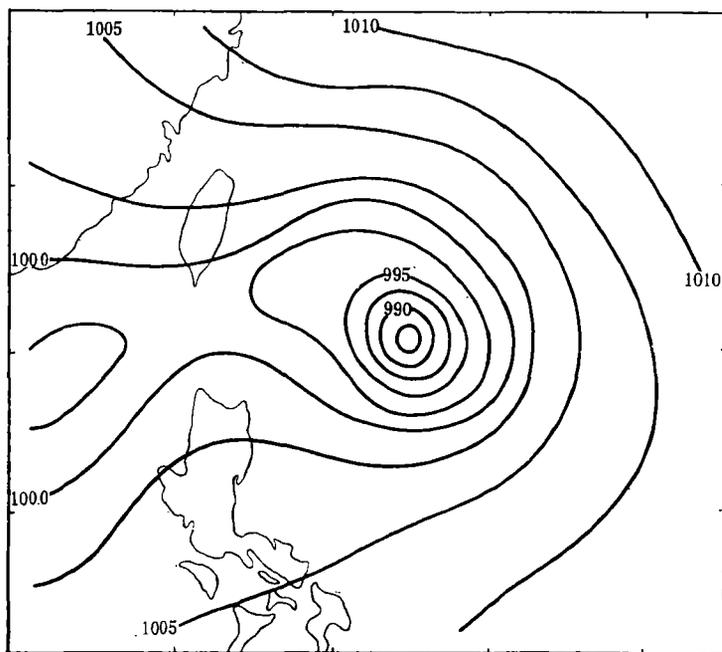


图 10 b 1975 年 8 月 10 日 08 时地面形势预报图
(保留赤道西风带中的水汽,去掉东风带中的水汽)

五、结 语

本文所得结果在前面已有详细叙述,不再重复,实验中所用的网格较粗,积分时间过短,是本工作的主要缺点。另外模式中关于对流和海气交换等物理过程的处理方法尚有改进的地方。

对于大尺度环境场对辐合带上台风发生发展作用的了解,有助于台风发生的预报,有其理论和实际意义,今后准备应用更精细网格,改进模式,作进一步的数值模拟。

参 考 文 献

- [1] Anthes, R. A., *Rev. of Geo. and Spa. phy.*, 12, 495—522, 1974.
[2] Palmen, E., C. W. Newton., *Atmospheric Circulation Systems*, 1969.
[3] 中央气象局气象台, 中国科学院大气物理研究所, 台风会议文集, 130—150, 1976。
[4] 谢义炳、陈受钧等, *气象学报*, 33, No. 2, 206—217, 1963。
[5] 中国科学院大气物理研究所, 卫星云图的接收和分析, 90—93, 科学出版社, 1971。
[6] 董克勤、张婉佩, *气象学报*, 37, No. 1, 44—52, 1979。
[7] 张玉玲等, 第二次全国数值预报会议文集, 科学出版社, 1980。
[8] Gadd, A. J., J. F. Keers., *Q. J. R. M. S.*, 96, 297—308, 1970。
[9] Kurihara, Y., and R. E. Tuleya., *Jour. Atmos. Sci.*, 31, 893—919, 1974
[10] Gray, W. M., *Mon. Wea. Rev.*, 96, 669—700, 1968.
[11] Agee, E. M., *Mon. Wea. Rev.*, 100, 733—737, 1972.
[12] Yanai, M., *Jour. Met. Soc. Japan.*, 39, 187—214, 1961.
[13] Mathur M. B., *Jour. Atmos. Sci.*, 31, 371—393, 1974.
[14] Richl, H., *Jour. Met.*, 5, 247—264, 1948.
[15] Sadler, J. C., *Mon. Wea. Rev.*, 104, 1266—1278, 1976.
[16] Charney, J. G., E. Eliassen., *Jour. Atmos. Sci.*, 21, 68—75, 1964.
[17] Gray, W. M., *Jour. Met. Soc. Japan.*, 55, 465—482, 1977.
[18] 陈联寿, *气象*, No. 12, 1—4, 1979。

NUMERICAL SIMULATION OF TYPHOON DEVELOPMENT ALONG THE TROPICAL CONVERGENCE ZONE

Zheng Liang-jie

(*Meteorological Research Institute of The Headquarters of the General Staff*)

Chen Shou-jun, Zhang Yu-ling

(*Department of Geophysics, Peking University*)

Abstract

The development of typhoon No. 7504 (ORA) along the tropical convergence zone is simulated with a five-level primitive equation model including large scale and convective condensation, surface friction, sensible and latent heat exchanges between the sea and the air. Initial wind is estimated by means of the balance equation in σ -coordinate.

The asymmetrical distribution of wind and temperature is obtained. Results of experiments from different initial states show that, (1) The strong horizontal shear between east and west wind on two sides of convergence zone is uncertainly an unique condition for formation of typhoon, (2) Surface disturbance plays an important rule in process of typhoon development and, (3) The channel of moisture from large-scale environment is an important factor for initiation and development of typhoon.