第11卷 第2期

南京气象学院学报

1988 年6月

初夏南海台风的动能收支.

杨 松** 梁必骐

(中山大学大气科学系)

提要

用准拉格朗日坐标系下的总动能和扰动动能收支方程详细分析初夏南海台 风发展至消亡阶段,主要结果有:(1)由积云对流作用产生的动能是台风能量 的主要来源。当台风能量的内源产生的动能大于外源的消耗时,台风发展;反 之则台风趋于消亡;(2)正压能转换的作用非常小,斜压能转换过程产生的能 量起重要作用;(3) 南海台风与环境场的相互作用明显,表现在向周围系统提 供大量能量,这种过程主要由对流层中上层的相互作用来完成;(4)从能量平 衡过程出发,可以认为CISK机制是南海台风发生发展的主要过程。

虽然前人对台风进行了大量工作,但对南海台风的研究仍较少。肖文俊和谢安¹¹的 研究结果表明:夏季东南亚和西太平洋地区上空存在两支东风急流,南支强时有利于南 海台风的产生和发展,而北支强时反之。

有关南海台风发生发展过程中的能量问题还未见有人分析,而多年来的工作表明, 诊断能量过程是研究大气环流和扰动的一个十分重要和有效的方法。Frank^[2]、Mcbride^[3]和丁一汇等^[4]对西太平洋台风的研究都表明,台风作为动能源向环境 汤 提 供 能 量,动能平衡过程中动能的制造、消耗以及水平输送项起主要作用。用准拉格朗日坐标 系下的能量收支方程研究移动性系统更能清楚地反映系统的能量过程。不少作者用此方 法进行了研究^[5],取得了一定的结果。为此,我们在结构分析的基础上,用准拉格朗日 动能收支方程对8005号台风进行仔细分析,以便进一步弄清南海台风的发生发展过程及 其可能机制。

一、资料处理和计算方法

利用1980年4-6月00GMT的全球常规观测探空资料,在5°S-30°N、95-120°E. 区域内客观分析得到 2.5×2.5格距点资料,为讨论方便起见,再把它线性插成 1.25×

** 现在南京气象学院工作

¹⁹³⁶年10月16日收到, 1987年5月5日次到修改稿

[•] 本研究得到国家教委科学基金资助

1.25的格距资料。

由于南海台风的平均半径只有300-500千米。日8005号台风最强时的最外围闭合等

The star is a



图1 台风路径和资料范围

压线直径不超过10个纬距,所以,取9×9格 点范围跟踪台风进行分析,每一时次台风中心 都位于区域中心。台风中心位置和路径取自台 风年鉴。图1为合风路径和资料范围。

8005号合风的初始扰动于 6 月22日出现在 西北太平洋上,然后朝西北方向移动,且不断 加强,24日14时进入南海,25日02时发展成合 风。28日08时达最强,这时的地面中心气压为 930百帕,最大风速为25米/秒,云系反映最清 楚。29日08时合风消失。图 2 为研究时段内台 风韵总动能(K)和扰动动能(K*)的时间变化

率。可见, 25—36日台风的总动能口扰动动能增长较快, 又以26日扰动动能增长最为显

著,说明此时次网格尺度活动最强。27日台风在海南岛登陆(关于台风登陆的问题 券另文讨论),动能下降。28 日台风重新移到海面上,总 动能回升,但扰动动能急剧 减小,台风开始走向灭亡。 29日扰动动能继续减小,台 风消亡。

根据动能的演变和实况

分析, 将8005号台风划分成



图 2 总动能(K)和扰动动能(K*)的时间变化率

4个阶段: 22-24日为扰动阶段, 25-26日为发展阶段, 23日为强盛阶段, 29日为消亡 阶段。由于资料所限, 我们仅讨论后 3 个阶段的情况。

设任一变量A可分解为区域平均场和扰动之和,即A=[A]+A•, [A]= $\int_s A d\sigma/S$, 其中S为平均区域范围。在我们的计算过程中,任何变量的区域平均是相对整个资料范围 而言的, 扰动是指台风范围内任一点与平均值的偏差。单位质量的动能和扰动动能分别为

 $K = (u^2 + v^2)/2$, $K_e = (u^{\bullet 2} + v^{\bullet 2})/2$

准拉格朗日总动能和扰动动能收支方程分别为

$$\begin{bmatrix} \frac{\delta K}{\delta t} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \nabla \cdot \vec{C} K \end{bmatrix} - \begin{bmatrix} \vec{V} \cdot \nabla \Phi \end{bmatrix} - \begin{bmatrix} \frac{\partial \omega K}{\partial p} \end{bmatrix} - \begin{bmatrix} \nabla \cdot \vec{V} K \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} \frac{\nu K}{R} TAN(\varphi) \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} E \end{bmatrix}$$
(1)

177

$$\begin{bmatrix} \underline{\delta K}_{e} \\ \overline{\delta t}^{e} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \nabla \cdot \overrightarrow{C} K_{e} \end{bmatrix} - \begin{bmatrix} \overrightarrow{V} \cdot \nabla \Phi^{\bullet} \end{bmatrix} - \begin{bmatrix} \partial \omega K_{e} \\ \partial p \end{bmatrix} - \begin{bmatrix} \nabla \cdot \overrightarrow{V} K_{e} \end{bmatrix} + \left\{ \begin{bmatrix} v \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \underline{TAN}(\phi) \\ R \end{bmatrix} u^{\bullet} u^{\bullet} \end{bmatrix} - \begin{bmatrix} u \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \underline{TAN}(\phi) \\ R \end{bmatrix} u^{\bullet} v^{\bullet} \end{bmatrix} \right\} - \left\{ \begin{bmatrix} u^{\bullet} \omega^{\bullet} \end{bmatrix} \frac{\partial \begin{bmatrix} u \\ \partial p \end{bmatrix}}{\partial p} + \begin{bmatrix} v^{\bullet} \omega^{\bullet} \end{bmatrix} \frac{\partial \begin{bmatrix} v \\ \partial p \end{bmatrix}}{\partial p} + \begin{bmatrix} E_{e} \end{bmatrix}$$
(2)

式中V和C分别为水平风矢和台风水平移速, R 为地球半径, 其它符号与常用相同。

在方程(1)和(2)中, $[\delta K/\delta t]$ 和 $[\delta K_e/\delta t]$ 分别是总动能和扰动动能的时间变化 率。- $[\nabla \cdot \nabla \Phi]$ 和- $[\nabla \cdot \cdot \nabla \Phi^{\bullet}]$ 分别为总动能和扰动动能制造。- $[\nabla \cdot \overrightarrow{\nabla} K]$ 和- $[\nabla \cdot \overrightarrow{\nabla} K_e]$ 以及- $[\partial_{\omega} K/\partial p]$ 和- $[\partial_{\omega} K_e/\partial p]$ 分别为动能的水平通量散度和垂直通量散度。 [E]和[Ee]是耗散项,代表摩擦作用和网格尺度与次网格尺度之间的能量转换。(1)式和(2)式右边第5项分别表示由台风所处纬度的变化对总动能和扰动动能的贡献。(2)式右边第6项

$$\mathbf{C} = -\left\{ \left[\mathbf{u}^* \boldsymbol{\omega}^* \right] \frac{\partial \left[\mathbf{u} \right]}{\partial \mathbf{p}} + \left[\mathbf{v}^* \boldsymbol{\omega}^* \right] \frac{\partial \left[\mathbf{v} \right]}{\partial \mathbf{p}} \right\}$$

表示区域平均动能与扰动动能之间的能量转换,反映正压过程对台风发生发展的作用, 在本例中其值始终较小。 $[\nabla \cdot CK] \pi [\nabla \cdot CK]$ 为台风本身移动引起的动能输送。

我们称 $-[\nabla \cdot \overrightarrow{V} K]$ 、 $-[\nabla \cdot \overrightarrow{V} K_e]$ 、 $-[\partial \omega K/\partial p]$ 、 $-[\partial \omega K_e/\partial p]$ 、 $[\nabla \cdot \overrightarrow{C} K]$ 和 [$\nabla \cdot \overrightarrow{C} K_e$]为台风动能的外源, 而 $-[\overrightarrow{V} \cdot \nabla \Phi]$ 和 $-[\overrightarrow{V} \cdot \nabla \Phi^*]$ 以及[E]和[E_e]为台风动能的内源。

由于热带地区直接计算 – $\begin{bmatrix} \overrightarrow{V} \cdot \nabla \Phi \end{bmatrix}$ 和 – $\begin{bmatrix} \overrightarrow{V} \bullet \cdot \nabla \Phi \bullet \end{bmatrix}$ 有困难。不同学者用各自的方法来计算,为此,我们把各种方法的计算结果进行了比较,认为用(3)、(4)式计算比较合理

$$-\left[\overrightarrow{\mathbf{V}}\cdot\nabla\Phi\right] = -\left[\nabla\cdot\overrightarrow{\mathbf{V}}\Phi\right] + \left[\Phi\nabla\cdot\overrightarrow{\mathbf{V}}\right]$$
(3)

$$-[\nabla^* \cdot \nabla \Phi^*] = -[\nabla \cdot \nabla^* \Phi^*] + [\Phi^* \nabla \cdot \nabla^*]$$
(4)

上面所有项均由网格点上的资料直接求得,[E]和[E]用余差表示。

二、扰动动能收支

我们用(2)式讨论初夏南海台风发展至消亡过程中扰动动能的收支情况。这里仅给 出发展和强盛阶段台风范围内平均的各项垂直分布(表1和表2)。由纬度变化引起的扰 动动能改变比其它项至少小一个量级,故表中没有给出该项。

发展阶段,400百帕以下制造扰动动能,以上破坏动能。台风最强时,100—150百帕扰 动动能制造有极大值,700—850百帕有次极大值,而250—500百帕为相对弱的动能破坏。 到台风消亡时,较小的扰动动能制造只位于500百帕以下,整层积分为消耗扰动动能。

178	<u> </u>		南	京 4	气象	学日	完 学	报			11卷
/ * 2	$\left[\begin{array}{c} \frac{\delta K_{\bullet}}{\delta t} \right]$	0.15	0.09	0.03	0.06	0.12	0.07	- 0.00	0.18	0.26	96.0
单位。瓦,	[<u>\</u> •• \ _] - [- 1,10	- 2,78	- 2.43	- 2,11	- 1.50	1.47	5.71	5.15	7.05	9.46
	[Ee]	1.33	3.49	2.84	2,37	1.96	- 1,34	- 5.44	-4.71	- 6.59	- 6,09
1~4	$[\nabla \cdot \vec{C}K_e]$	- 0.02	- 0.10	-0.11	- 0.06	- 0.04	- 0.00	0.12	0.23	0.14	0.16
段的扰动动能收	$\begin{bmatrix} \mathbf{v}^{\bullet} \mathbf{\omega}^{\bullet} \end{bmatrix} \frac{\partial \begin{bmatrix} \mathbf{v} \end{bmatrix}}{\partial \mathbf{p}}$	0.02	0.09	0.15	0.12	0.05	- 0.07	- 0.04	- 0.01	- 0.00	0.31
莉海台风发展阶 段	$- \left[u \cdot \omega \cdot \right] \frac{\partial \left[u \right]}{\partial \mathbf{p}}$	- 0.05	- 0.12	- 0.03	0.01	- 0.07	- 0.11	- 0.24	- 0.04	0.04	- 0.61
表1 1	$-\left[\frac{\partial \omega K_{e}}{\partial p}\right]$	0.19	0.11	0.12	0.04	60'0-	-0.04	- 0.06	- 0.13	-0.20	- 0 • 06
	- [\[\not \vee V \]	- 0.20	- 0.58	- 0.50	- 0,30	- 0,18	0.16	- 0.07	- 0.35	- 0.12	-2.14
	层 次 (百帕)	100150	150 - 200	200-250	250-300	300-400	400-500	500700	700-850	850一地面	100一地面

,

鱼 岑 陀 岑 招 -

5

ţ)

2

		表 2	南海台风强盛阶目	受的扰动动能收支	74		单位:瓦,	(米2
晟炎	$- \left[\nabla \cdot \nabla \mathbf{K} \right]$	[∂ωK.]	-["•"•]0[n]			- H -	- ſ ₩•.∇₼•]	[8K,]
 (百帕)	ιν. ·×e]	L q b J	d b ∫ m n]	d <i>ℓ</i> 「 w v]		L ⁴~e j		ل گڑ
 100-150	- 0.46	- 0.05	0.01	0.01	- 0.02	- 3.55	3.87	- 0.20
 150-200	-0.43	- 0.03	- 0.09	- 0.01	- 0.06	-2.10	2.29	- 0.44
 200250	-0.00	0.01	-0.16	- 0.02	- 0.04	-0.34	0.26	- 0.28
 250-300	-0.20	0.01	- 0.10	- 0.00	- 0.02	0.51	- 0.25	- 0.06
 300400	-0.27	- 0.00	- 0.08	0.00	- 0.02	1.46	-1.35	- 0.25
 400500	-0.11	- 0.01	- 0.03	- 0.11	0.01	0.36	- 0.59	- 0.37
 500700	-0.64	0.01	0.01	- 0.02	0.10	-2.81	2.89	- 0.46
 700850	- 0.59	0.02	0.00	- 0.01	0.08	- 4.10	4.45	-0.13
 850—地面	-0.23	-0.01	- 0.01	0.00	0.04	0.04	0.11	- 0.05
 100—地面	- 2.93	-0.05	- 0.45	- 0.06	0.07	-10.53	11.68	- 2.24

2期

2

2

:

i (

杨松等:初夏南海台风的动能收支

179

[E。]作为余项求得,因而包含了各种次网格尺度的作用,也包含了计算误差,对于 台风这样的系统则主要表现为对流活动的作用。在发展阶段,最大消耗位于地面一850百 帕,这可能由边界层中的摩擦引起。400百帕以上全为正值,极值在150--300百帕之间,以 平衡能量收支过程。台风最强时,最大值主150--100百帕附近,与高空东风急流对应,表明 在高层急流附近扰动动能被更小尺度活动耗散。另一大值位于700-850百帕之间,消亡 期,为维持平衡对流层上层有更小尺度扰动向被研究的扰动提供动能。

-[∇·VK。]是第三大项。在台风发展至最强阶段,有较大的扰动动能被输出台风 以外,整层都为输出。两个极值区分别位于700—850百帕和150—200百帕,即高层东风 急流和低层西风大值区附近,以台风最强时量值最大。因此可以说初夏南海台风对环境 大气提供较大的扰动动能,这与南海季风低压从环境场中获得大量扰动动能来维持和发 展的情况相反[•],与西太平洋台风也有差别^[4]。当台风消亡时,对流很弱,由500百帕以 下制造的动能不足以抵消动能的损耗,因而需要输入扰动动能来补偿,但整层积分仍为 输出扰动动能。



下面看动能与有效位能之间的转换和 位能的垂直通量散度项。台风发展阶段, -[ω*α*]项在整个对流层都为较大的 正 能量转换,最大值位于500—200百帕之间, 整层积分值比产生项还大,成为此时扰动 动能的主要能源。反映了通过对流潜热释 放造成的温度分布不均匀而引起的能量转 换在南海台风发展过程中的重要性。台风 消亡时,整层都为负的能量转换。而在强盛 期,正的能量转换量不大,且集中在对流 层中上层。此结果说明了积云对流活动产 生了增暖效应和上升运动,对流愈强,其 作用愈大。换句话说,积云对流对于初夏

南海台风的发生发展起重要作用。图 3 为 – $[\alpha^* \alpha^*]$ 的垂直分布。把发展期的结果与文献 [6]中对流活跃期 – $[\alpha^* \alpha^*]$ 的垂直分布相比,发现两者非常一致。不同的是我们的结 果要大得多。这可能是由于文献[6]计算的范围大,时间又长,故平均值偏小。

在发展阶段, -[∂ω[•]Φ[•]/∂p]项500百帕以下和200百帕以上辐合,其间为辐散,它 的作用在于通过积云对流把对流层中层得到的扰动动能向上和向下输送,使高、低层扰 动得到维持发展,其中低层得到更多的扰动动能。而台风达最强后,则将对流层上层的 扰动动能向下输送。

从-[∂ω•Φ•/∂p]和-[∂ωK_e/∂p]的比较可发现,在台风发展阶段,积云对流和大 尺度垂直运动对扰动动能的输送作用可能不同。其过程可能为:对流层500-200百帕层 得到的扰动动能最多,通过积云对流把多余的扰动动能向高层和低层输送,使高、低层

^{*} 刘四臣, 南海季风低压的发生发展机制, 中山大学硕士生论文, 1985

扰动发展,再通过大尺度运动把低层剩余的批动动能向上输送。使整层的扰动动能处于 准平衡发展过程中,

三、台风的总动能收支

总动能收支结果见表3、4。在台风发展阶段总动能增长较快,之后变化较小,消 亡时动能减少。在台风移动时,由于纬度变化造成的动能在整个发展至消亡过程中是一 个小量,可以忽略,

制造项 - [V·∇ Φ] 昙 收支过程中的最大项。在发展至消亡过程中,都存在两个极 值区,分别位于对流层高层和低层,高层的大值区与东风急流高度一致,与前人的结果 相类似,这从一个侧面说明我们的计算结果是可信的。对流层中层的动能制造或消耗都 很弱。制造项各层的值都比发展期小,整层积分后也弱得多。说明在台风发展过程中, 由于积云对流旺盛造成强烈的非地转运动,导致气压梯度力作正功。而台风强盛时,旋 转效应最强,其气流穿越等压线引起的动能制造相应减弱。当然,此时靠近沿海,受地 形影响可能造成了一定的计算误差。但此时的净动能制造值最大。

动能的水平通量散度项是动能收支过程中的一个重要项。在发展和消亡阶段,对流 层低层辐合, 高层辐散, 日辐散远大于轭合。 合风强盛期, 整层都为辐散, 主要集中在 200一100百帕。整层积分表明,该项的作用在于使系统向环境场输送动能,尤其在强盛 期,它成为一个巨大的能源。这个结果与文献[3]的结论非常一致,只是在 台 风 最 强 时,我们的数值大得多,这可能是由于此时南海上空感行的东风急流所引起。因此,可 以认为初夏南海台风在发展至消亡过程中与环境场的相互作用关系密切。

耗散项[E]是收支方程中的第二大项,表明不同尺度系统之间的能量转换是重要的 能量过程。相互作用最明显位于对流层高层和低层。发展阶段和消亡期,绝大部分制造 的动能被次网格尺度耗散掉了。在量值上,前者是后者的两倍。这说明积云对流活动在 能量平衡过程中的重要性。值得注意的是在台风达最强时,高层有较大的正值,这可能 是因为此时高层大量的动能被输出台风以外,为维持能量平衡而补偿动能制造的不足, 必须从次网格尺度运动中获取能量.

四、讨 论

从上面的分析可发现,在台风发展至消亡过程中,始终都存在较强的非地转运动。 总动能产牛项的整层积分值在合风发展阶段最大,以后开始明显减少,而合风总动能是 随合风加深而增大的。因而可以说并非主要由产生项的作用引起合风强度的变化,而是 次网格尺度运动的结果。朱乾根等[7]在研究梅雨期暴雨时也得到类似结果。 台风 最强 时,动能产生项的量级虽然不大,但此时有部分动能来自次网格尺度的作用,净动能制 浩最大。这种现象在扰动动能收支过程中也很明显。扰动动能在台风发展阶段最大,这 时扰动动能制造只有 9.46瓦/米2. 而次网格尺度消耗的扰动动能也较小(6.10瓦/米2); 台风强盛期, 扰动动能减小, 但扰动动能制造却增到 11.69 瓦/米², 不过, 此时次网格 尺度的消耗也明显加大(10.53瓦/米2),显见,净扰动动能制造减少了。 所以积云对 流

182			南	京 4	气象	学	院学	报			11卷	
瓦/米 ²	E]	-4.03	- 0.18	0.34	0.85	0.48	- 1.73	-4.32	- 3.71	- 6 . 24	-18,54	
单位:	[Φ _{\[-}	4.68	0.63	-0.34	-0.80	- 0.16	1.93	4.58	4.01	6.66	21.19	
	$\left[\ \frac{v \ K}{R} \ TAN(\phi) \ \right]$	- 0.01	- 0.00	- 0.00	0.00	0.01	0.02	0.06	0.06	0.04	0.18	
总动能收支	[V·ČK]	- 0.04	-0.04	0.00	0.05	0.03	- 0,09	- 0.14	0.01	- 0.06	- 0.28	2
自风发展阶段的总	$- [\nabla \cdot \overrightarrow{\mathbf{V}} \mathbf{K}]$	-1.01	- 0.94	- 0.54	- 0.32	- 0,20	0.19	0.59	0.54	0.33	- 1.36	
表3 南海台	$- \left[\begin{array}{c} \partial \omega K \\ \partial \omega F \end{array} \right]$	0.10	0.24	0.29	0.11	-0.16	- 0.20	- 0.26	- 0.13	- 0.14	- 0.15	
	$\left[\begin{array}{c} \delta K \\ \delta t \end{array} \right]$	- 0.31	- 0.31	-0.24	- 0.10	- 0.00	0.12	0.52	0.76	0.59	1.03	
	层 次 (百帕)	100-159	150-200	200250	250300	300400	400-200	500700	700850	850	100一地面	

7

ų,

		表4 斛海	台风强盛阶段的。	总动能收支		单位:	瓦/米2
(百帕)	$\left[\frac{\delta K}{\delta t} \right]$	$-\left[\frac{\partial_{\omega}K}{\partial p}\right]$		[v·ck]	$\left[\frac{v K}{R} TAN(\varphi)\right]$	$[\Phi \Delta \cdot \Delta] -$	[E]
100	0.84	- 0.17	- 4.59	0.12	- 0.13	2.36	3.24
150200	0.86	-0.23	- 4.21	0.19	- 0,09	0.96	4.24
200-250	0.33	-0.17	- 0.19	0.26	- 0.02	0.43	0.01
250	0.09	-0.07	- 0.44	0.16	- 0.00	0.42	0.02
300400	- 0,29	- 0.09	- 0.45	0.16	0.00	0.32	- 0.23
400500	- 0.39	- 0.06	- 0.27	0.08	0.01	0.42	- 0.58
500-700	- 0.65	-0.00	- 0.63	0.13	0.05	1.90	-2.10
700850	- 0.26	0.02	- 0.37	0.04	0.06	4.60	- 4.51
850——地百	- 0.07	- 0.05	- 0.12	- 0.00	0.03	- 3.22	1.99
100—地面	1 0.46	- 0.82	-11.27	1.14	- 0.09	8.19	2.08

2期

2

,

杨松等:初夏南海台风的动能收支

183

的作用是台风发生、发展的关键。

耗散项是能量收支过程中与产生项平衡的主要项,反映了初夏南海台风的能量过程 存在明显的不平衡。由于目前的观测网太稀疏,很难利用网格资料直接计算该项,只好 作为余项来处理,所以无法弄清其具体作用过程。要进一步解决这个问题,有待提高资 料密度和精度来实现。

表 5 为研究时段内台风能量的总内源和外源的分布。括号中的数值代表该项所占总 能量(内源和外源绝对值之和)的百分比 反映各项的比重。显而易见,当内源制造的动 能比外源损失的动能大得多时,台风发展显著; 动能的制造与消耗相平衡时,台风趋向 强盛。当动能的产生小于损失时,台风趋于消亡。值得一提的是在台风达最强时,扰动动 能的耗散比制造大得多,表明此时的积云对流活动比发展阶段弱得多,台风不可能继续 加深。

台	风	送		动	Í	<u>ال</u>	扰	动	动	能
不同	阶段	内	源		外	源	内	源	外	源
发	展	2.65	(59)		- 1.82	(41)	3.36	(60)	-2.22	(40)
强	盛	10.28	(52)		-9.31	(48)	1.16	(28)	- 2.92	(72)
消	亡	1.33	(41)		- 1.92	(59)	- 2.07	(91)	0.20	(9)

表 5 台风的总内源和总外源

单位, 瓦/米2

五、结 论

本文通过对一个初夏南海台风的总动能和扰动动能的收支分析,得到以下主要结果: 1.在总动能收支中,动能制造项产生的能量,极值分别位于对流层高层和低层。所 产生的动能大部分被次网格尺度消耗掉,但在台风强盛期,由于动能制造不足,台风通 过与网格尺度的相互作用得到补充。从发展到消亡过程,台风一直向周围环境场输送动 能,尤其在强盛期,它是一个巨大的能源。该输送过程主要通过对流层上层不同尺度运 动的相互作用来实现。

2. 扰动动能收支表明,在台风的发展阶段,扰动动能的制造主要位于对 流 层 中 下 层,当台风达最强后,制造项在对流层上层和下层分别存在一极值。台风产生的扰动动 能中相当部分被输出台风以外,以台风盛期最大。摩擦作用消耗大量的扰动动能。

3.由潜热释放引起的能量转换在能量平衡过程中,尤其在发展阶段起重要作用。正 压能量转换的作用很弱。

4.发展过程中的南海台风能量平衡过程可大致用图 4 表示。图 4 中的数值为每一过程的贡献,括号内的值是该项占总能量的百分比。

台风处于发展阶段时,有效位能向动能的转换作用大,且对流层高、低层分别存在 极大值动能制造,表明此时对流强,高层为高压辐散,低层为低压辐合;台风不发展时 s.

反之,把它与图 4 的能量循环过程结合起来,可知其能量循环过 程 正 是 通 常 所 说 的 CISK 机制的能量过程。所以,从能量平衡过程出发,我们可以认为 CISK 机制是初夏



南海台风发生发展的主要过程。

由于南海资料缺乏,本文仅对一个不很强的南海台风进行了能量分析,所得结果只 能作为南海台风能量场方面的初步研究,是否适合其它季节的情况,有待用更多的资料 进一步证实。

- [1] 肖文俊、谢安,热带高空两支东风急流与台风活动的关系,全国热带夏季风学术 会 议 文 集 (1982), 285-293,云南人民出版社, 1983。
- [2] Frank, W.M., The structure and energetics of the tropical cyclone II. Dynamics and Energetics, W.M.R., Vol. 105 (1977), 1136-1150.
- [3] Mcbride, J. L., Observational analysis of tropical cyclone formation part II. Budget analysis, J.Atmos.Sci., Vol.38(1981), 1152-1166.
- [4] 丁一汇、刘月贞, 台风中动能收支的研究—— I: 总动第和涡动动能收支, 中国科学(B辑), 1985, 10, 956-966。
- [5] Vincent, D. G. and Chang, L. N., Kinstic energy budgets of moving systems, case studies for a entratropical cyclone and hurricane Celia, 1970, Tellus, Vol. 27 (1975), 215-233.
- [6] 丁一汇,西太平洋地区信只期和活跃季风期动能收支的对比研究,热带环流和系统学术会议论文集, 11--30,1982。
- [7] 朱乾根、苗新华,我国夏季风北进时期的动能平衡分析,南京气象学院学报,1984,2,139-149。

c

11卷

÷

KINETIC ENERGY BUDGET IN THE EARLY SUMMER TYPHOON OVER THE SOUTH CHINA SEA

Yang Song Liang Biqi

ABSTRACT

This paper presents a diagnostic study of typhoon over the South China Sea in the early summer by using the kinetic energy budget equations in a quasi-Lagrangian coordinate frame with the major results as follows: 1) The kinetic energy due to the cumulus cloud convection is the main source of energy for typhoon, which intensifies when the kinetic energy from the internal source is greater than the dissipation energy from the external source, and vice versa. 2) The effect of the baratropic energy conversion is very small, whereas the energy due to the baraclinic energy conversion is quite important. 3) The interaction between the typhoon over the South China Sea and the environment is considerable. The typhoon transports enormous quantities of kinetic energy to the environment. This process is accomplished main in the mid—upper troposphere. 4) So far as the energy budget is concerned, the CISK mechanism plays an important part in the development of typhoon over the South China Sea.