

赤道辐合区中多台风期大尺度和台风尺度的动能收支及其相互作用

薛建康

(国家气象局国家气象中心, 北京 100081)

丁一汇

(国家气象局中国气象科学研究院, 北京 100081)

提 要

本文选了两例西太平洋赤道辐合区中同时有3个台风发生发展的多台风过程, 采用滤波法分离出大尺度场和台风尺度场, 并建立了完整的包括大尺度平均动能、扰动动能、台风尺度的平均动能、扰动动能收支方程, 最后做了各种动能收支计算。结果发现: 对于这种条件下台风尺度扰动的发展, 大尺度动能转换的贡献不足20%, 其发展动能主要是从比台风尺度小的短波尺度中获得。也就是说, 在热带短波是台风尺度和大尺度的动能源。

关键词: 大尺度; 台风尺度; 动能收支; 相互作用。

一、引 言

台风与其环境场能量交换的研究一直受到人们的重视。但早期, Riehl 和 Malkus^[1]因对 Daisy 飓风动能收支分析所取区域半径太小, Palmen 和 Jordan^[2]只分析了平均台风的动能收支, 结论都存在一定的不足。后来 Frank^[3]、Mcbride^[4]、丁一汇等^[5]、杨松等^[6]避免了文献 [1, 2] 工作的不足, 对台风的动能收支也做了研究, 尽管他们所分析的台风个例, 天气形势和研究区大小不同, 结论不尽相同, 但都肯定了台风与其环境场有明显的动能交换。我们知道, 通过动能收支方程中的通量散度项, 台风与区域外环境场有动能交换。另一方面, 通过台风尺度与更大尺度基本场的相互作用, 也可发生动能交换, 从而使台风尺度的动能增加或减少。如何能够描述这种尺度间的动能交换呢?

在西太平洋赤道辐合带某些区域在台风季的某一时段可同时出现几个台风。丁一汇等^[7]曾研究过这种多台风形成的环流条件, 后来 Gray^[8]进一步从气候上讨论了这个问题。在 ITCZ 内同时形成几个台风, 一些研究者认为基本气流的正压不稳定可能起着主要的作用^[9-11]。这表明 ITCZ 中多台风的发展与大尺度基本场有明显的依赖关系。但是这种依赖关系到底有多大?

为了回答上述问题, 我们从近年的台风过程中选了两例西太平洋 ITCZ 中同时有3个台风发生发展的多台风例子, 并将台风与基本场的相互作用看做是两种尺度谱间的相互作用: 台风尺度和大尺度——这样上述问题就转化为对这两种尺度动能收支和动能

转换特点的研究。

两例多台风过程特点如表1所示。图1、2分别是两例中3个台风扰动迅速发展和达到强盛时的850hPa流场图。

表1 两例ITCZ中多台风过程特点

过程	所取时段	中央台编号	起止日期	强度	ITCZ位置	ITCZ取向	3个扰动范围	波长(km)
第一次多台风过程	1980.9.6—9.22	14	9.10—16	台风	20°N	东西	100°—150°E	1700
		15	9.13—19	强台风				
		16	9.14—22	强台风				
第二次多台风过程	1982.8.30—9.13	16	9.4—7	台风	10°—15°N	东西	102.5°—152.5°E	1700
		18	9.4—16	强台风				
		17	9.5—16	强台风				

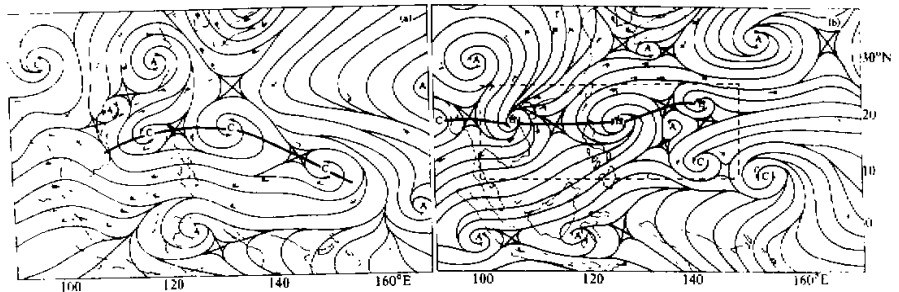


图1 第一次多台风过程中850hPa流场图

- (a) 1980年9月13日3个台风低压迅速发展时，
 $C_1=80000$ ， $G_1=0.48$ ， $C_2=280000$ ， $G_2=0.35$
- (b) 9月16日3个台风达到最强时

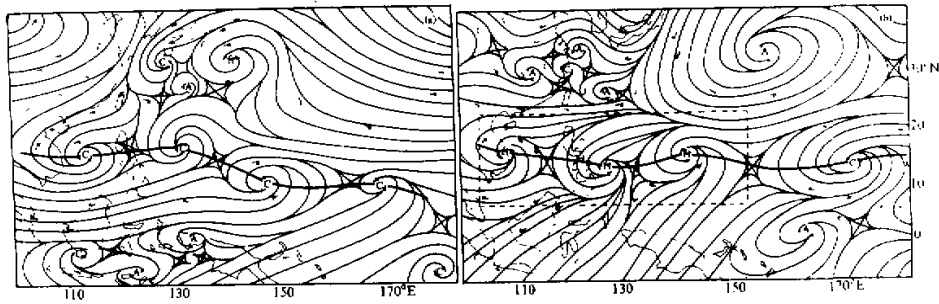


图2 第二次多台风过程中850hPa流场图

- (a) 1982年9月5日3个台风低迅速发展时；
- (b) 9月17日多个台风达到最强时

二、不同尺度波动的分离和所用资料

我们的希望是从描述波长在 1400km 以上的总要素场波动过程中, 分离出波尺度在 1400—2000 km 的台风尺度过程和大于 2500km 的大尺度过程. 为此我们利用文献 [12] 中介绍的尺度分离方法. Barnes 的滤波器的响应函数为:

$$R = R_0(1 + R_0^{C-1} - R_0^C) \quad R_0 = \exp(-4\pi^2 C / \lambda^2)$$

其中 R 为最后的响应值, C , G 为分离方案的参数, λ 为波长. 首先我们利用 $C_1 = 80000$, $G = 0.48$ 所构成的低通滤波器滤去波长在 1400 km 以下的波动, 对应图 3a 响应曲线 FT, 由图可见在 1400 km 处响应值接近 0.6, 且响应曲线收敛较快. 其次取 $C_2 = 280000$, $G_2 = 0.35$ 的低通滤波器滤去波长在 2500km 以下的波动, 响应曲线为 FL, 在 2500 km 处响应值为 0.62. FT-FL 形成一个带通滤波, 响应函数差 $\text{Max}(R_2 - R_1) = Br = 0.45$, 位于 1700 km, 在 $1400 \leq \lambda \leq 2000$ km 的台风尺度谱内, $R_1 - R_2$ 都在 0.4 以上, 如图 3b. 这里 Br 小于通常要求的 $Br \approx 0.8$, 这意味着这种带通滤波对振幅会有一定影响, 但滤波的基本特征不会发生变化, 在 Carney 和 Vincent^[11] 的工作中 Br 只有 0.42.

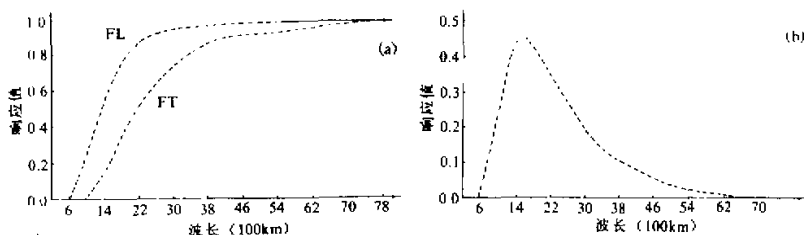


图 3(a) 响应函数曲线 (b) 响应函数差曲线

本文所用资料取自 ECMWF 的 2.5×2.5 经纬度网格的格点资料, ω 是利用连续方程并加订正计算出来的.

三、不同尺度平均和扰动动能收支方程的建立

Holopainen 等^[14] 曾利用滤波分离尺度法研究了次网格尺度运动在急流出口区的加速作用. 陈受钧等^[15] 研究了暴雨系统中天气尺度和次天气尺度运动之间的动能交换. 但他们研究所用的方程形式决定了只能了解次网格尺度或次天气尺度对网格尺度或天气尺度的整体作用和效果, 不能了解其间物理过程细节, 也不能了解次天气尺度在天气尺度强迫下的变化细节. 为此 Carney 和 Vincent^[13] 将总动能 k_t 分解为天气尺度动能 K_1 和中尺度动能 K_2 及风场相互作用项之和, 即 $K_t = K_1 + K_2 + (\vec{V}_1 \cdot \vec{V}_2)$, 并分别建立了其动能收支方程, 而后将其应用于美国一次中尺度试验天气尺度和中尺度相互作用的诊断研究中^[16], 对动能转换的物理过程描述很清楚. 为了更好地描述台风尺度和大尺

度动能收支及转换特点, 我们采用类似文献[13]的方法, 进一步将总动能 K_t 分解为大尺度平均动能 $\bar{K}_l$ 、扰动动能 K_l^* , 台风尺度平均动能 $\bar{K}_s$ 、扰动动能 K_s^* , 以及风场间相互作用之和, 即

$$K_t = \bar{K}_l + K_l^* + \bar{K}_s + K_s^* + [\vec{V}_l] \cdot [\vec{V}_s] + \vec{V}_l^* \cdot \vec{V}_s + \vec{V}_s^* \cdot [\vec{V}_l] + \vec{V}_s^* \cdot [\vec{V}_l^*] + \vec{V}_l^* \cdot [\vec{V}_s] + \vec{V}_l^* \cdot [\vec{V}_s^*], \quad (1)$$

其中 $\bar{K}_l = \frac{1}{2} ([\vec{V}_l] \cdot [\vec{V}_l])$, 为大尺度平均动能,

$$K_l^* = \frac{1}{2} (\vec{V}_l^* \cdot \vec{V}_l^*), \quad \text{为大尺度扰动动能,}$$

$$\bar{K}_s = \frac{1}{2} ([\vec{V}_s] \cdot [\vec{V}_s]), \quad \text{为台风尺度平均动能,}$$

$$K_s^* = \frac{1}{2} (\vec{V}_s^* \cdot \vec{V}_s^*), \quad \text{为台风尺度扰动动能,}$$

$$[A] = \int_s A d\delta / S, \quad \text{其中 } A \text{ 为任意变量, } S \text{ 为区域范围.}$$

由(1)式区域平均的单位质量总动能时间变率为:

$$\left[\frac{\partial}{\partial t} K_t \right] = \frac{\partial}{\partial t} \bar{K}_l + \left[\frac{\partial}{\partial t} K_l^* \right] + \frac{\partial}{\partial t} \bar{K}_s + \left[\frac{\partial}{\partial t} K_s^* \right] + \frac{\partial}{\partial t} ([\vec{V}_l] \cdot [\vec{V}_s]) + \left[\frac{\partial}{\partial t} (\vec{V}_l^* \cdot \vec{V}_s^*) \right], \quad (2)$$

类似文献[13]的推导过程, 并利用 $[A^*] = 0$ 及关系式 $\vec{V}_l = [\vec{V}_l] + \vec{V}_l^*$, $\vec{V}_s = [\vec{V}_s] + \vec{V}_s^*$, $\omega_l = [\omega_l] + \omega_l^*$, $\omega_s = [\omega_s] + \omega_s^*$, $\frac{\partial}{\partial t} ([\vec{V}_l] \cdot [\vec{V}_s]) = [\vec{V}_l] \cdot \frac{\partial [\vec{V}_s]}{\partial t} + [\vec{V}_s] \cdot \frac{\partial [\vec{V}_l]}{\partial t}$, $\left[\frac{\partial}{\partial t} (\vec{V}_l^* \cdot \vec{V}_s^*) \right] = \left[\vec{V}_l^* \cdot \frac{\partial \vec{V}_s^*}{\partial t} \right] + \left[\vec{V}_s^* \cdot \frac{\partial \vec{V}_l^*}{\partial t} \right]$. 不难得到(2)式右

端各项的收支方程表达式如下:

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} \bar{K}_l &= -[\vec{V}_l] \cdot [\nabla_p \phi_l] - [\vec{V}_l] \cdot [(\vec{V}_l \cdot \nabla) \vec{V}_l] - [\vec{V}_l] \cdot \left([\omega_l] \frac{\partial [\vec{V}_l]}{\partial p} \right. \\ &\quad \left. + \left[\omega_l^* \frac{\partial \vec{V}_l^*}{\partial p} \right] \right) + A4, \\ \left[\frac{\partial}{\partial t} K_l^* \right] &= -[\vec{V}_l^* \cdot \nabla_p \phi_l] - [\vec{V}_l^* \cdot (\vec{V}_l \cdot \nabla) \vec{V}_l] - \left[\vec{V}_l^* \cdot \left(\omega_l \frac{\partial \vec{V}_l^*}{\partial p} + \omega_l^* \frac{\partial [\vec{V}_l]}{\partial p} \right) \right] + B4, \end{aligned}$$

B B1 B2 B3

$$\begin{aligned}
\frac{\partial}{\partial t} \bar{K}_s &= -[\bar{V}_s] \cdot [\nabla_p \phi_s] - [\bar{V}_s] \cdot [(\bar{V}_s \cdot \nabla) \bar{V}_s] - [\bar{V}_s] \cdot [(\bar{V}_i \cdot \nabla) \bar{V}_s] - [\bar{V}_s] \\
&\quad \cdot [(\bar{V}_s \cdot \nabla) \bar{V}_i] - [\bar{V}_s] \cdot \left([\omega_s] \frac{\partial [\bar{V}_s]}{\partial P} + \left[\omega_s \cdot \frac{\partial \bar{V}_s}{\partial P} \right] \right) \\
&\quad - [\bar{V}_s] \left([\omega_i] \cdot \frac{\partial [\bar{V}_s]}{\partial P} \right. \\
&\quad \left. + [\omega_s] \frac{\partial [\bar{V}_i]}{\partial P} + \left[\omega_i \cdot \frac{\partial \bar{V}_s}{\partial P} \right] + \left[\omega_s \cdot \frac{\partial \bar{V}_i}{\partial P} \right] \right) + C7, \\
\left[\frac{\partial}{\partial t} K_s \right] &= -[\bar{V}_s^* \cdot \nabla_p \phi_s] - [\bar{V}_s^* \cdot (\bar{V}_s \cdot \nabla) \bar{V}_s^*] - [\bar{V}_s^* \cdot (\bar{V}_i \cdot \nabla) \bar{V}_s^*] - [\bar{V}_s^* \cdot (\bar{V}_s \cdot \nabla) \bar{V}_i^*] \\
&\quad - \left[\bar{V}_s^* \cdot \left(\omega_s \frac{\partial \bar{V}_s^*}{\partial P} + \omega_s^* \frac{\partial [\bar{V}_s]}{\partial P} \right) \right] - \left[\bar{V}_s^* \cdot \left(\omega_i \frac{\partial \bar{V}_i^*}{\partial P} + \omega_i^* \frac{\partial [\bar{V}_s]}{\partial P} \right. \right. \\
&\quad \left. \left. + \omega_i \frac{\partial \bar{V}_s^*}{\partial P} + \omega_i^* \frac{\partial [\bar{V}_s]}{\partial P} \right) \right] + D7, \\
\frac{\partial}{\partial t} ([\bar{V}_i] \cdot [\bar{V}_s]) &= -[\bar{V}_i] \cdot [\nabla_p \phi_s] - [\bar{V}_i] \cdot [\nabla_p \phi_i] - [\bar{V}_i] \cdot [(\bar{V}_s \cdot \nabla) \bar{V}_s] \\
&\quad - [\bar{V}_i] \cdot [(\bar{V}_i \cdot \nabla) \bar{V}_s] - [\bar{V}_i] \cdot [(\bar{V}_s \cdot \nabla) \bar{V}_i] \\
&\quad - [\bar{V}_i] \cdot [(\bar{V}_i \cdot \nabla) \bar{V}_i] - [\bar{V}_i] \cdot \left([\omega_s] \frac{\partial [\bar{V}_s]}{\partial P} \right. \\
&\quad \left. + [\omega_i] \frac{\partial [\bar{V}_s]}{\partial P} + [\omega_s] \frac{\partial [\bar{V}_i]}{\partial P} + \left[\omega_s \cdot \frac{\partial \bar{V}_s}{\partial P} \right] \right. \\
&\quad \left. + \left[\omega_i \cdot \frac{\partial \bar{V}_s}{\partial P} \right] + \left[\omega_s \cdot \frac{\partial \bar{V}_i}{\partial P} \right] \right) \\
&\quad - [\bar{V}_i] \cdot \left([\omega_i] \frac{\partial [\bar{V}_i]}{\partial P} + \left[\omega_i \cdot \frac{\partial \bar{V}_i}{\partial P} \right] \right) + E9, \\
\left[\frac{\partial}{\partial t} (\bar{V}_i^* \cdot \bar{V}_s^*) \right] &= -[\bar{V}_i^* \cdot \nabla_p \phi_s] - [\bar{V}_s^* \cdot \nabla_p \phi_i] - [\bar{V}_i^* \cdot (\bar{V}_s \cdot \nabla) \bar{V}_s^*] - [\bar{V}_i^* \cdot (\bar{V}_i \cdot \nabla) \bar{V}_s^*] \\
&\quad - [\bar{V}_i^* \cdot (\bar{V}_s \cdot \nabla) \bar{V}_i^*] - [\bar{V}_i^* \cdot (\bar{V}_i \cdot \nabla) \bar{V}_i^*] \\
&\quad - [\bar{V}_i^* \cdot \left(\omega_s \frac{\partial \bar{V}_s^*}{\partial P} + \omega_s^* \frac{\partial [\bar{V}_s]}{\partial P} \right)] - [\bar{V}_i^* \cdot \left(\omega_i \frac{\partial \bar{V}_i^*}{\partial P} + \omega_i^* \frac{\partial [\bar{V}_i]}{\partial P} \right)] \\
&\quad - [\bar{V}_i^* \cdot \left(\omega_i \frac{\partial \bar{V}_s^*}{\partial P} + \omega_i^* \frac{\partial [\bar{V}_s]}{\partial P} \right)] - [\bar{V}_i^* \cdot \left(\omega_s \frac{\partial \bar{V}_i^*}{\partial P} + \omega_s^* \frac{\partial [\bar{V}_i]}{\partial P} \right)] \\
&\quad - [\bar{V}_i^* \cdot \left(\omega_i \frac{\partial \bar{V}_i^*}{\partial P} + \omega_i^* \frac{\partial [\bar{V}_i]}{\partial P} \right)] + F9,
\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
 & -[\vec{V}_i^* \cdot (\vec{V}_\delta \cdot \nabla) \vec{V}_i^*] - [\vec{V}_\delta^* \cdot (\vec{V}_i \cdot \nabla) \vec{V}_i^*] \\
 & \quad \quad \quad F5 \quad \quad \quad F6 \\
 & - \left(\left[\vec{V}_i^* \cdot \left(\omega_\delta \frac{\partial \vec{V}_\delta^*}{\partial P} + \omega_\delta^* \frac{\partial [\vec{V}_\delta]}{\partial P} + \omega_\delta \frac{\partial \vec{V}_i^*}{\partial P} + \omega_\delta^* \frac{\partial [\vec{V}_i]}{\partial P} + \omega_i \frac{\partial \vec{V}_\delta^*}{\partial P} + \omega_i^* \frac{\partial [\vec{V}_\delta]}{\partial P} \right] \right. \right. \\
 & \quad \quad \quad F7 \\
 & \quad \left. \left. - \left[\vec{V}_\delta^* \cdot \left(\omega_i \frac{\partial \vec{V}_i^*}{\partial P} + \omega_i^* \frac{\partial [\vec{V}_i]}{\partial P} \right) \right] + F9 \right] \right. \\
 & \quad \quad \quad F8
 \end{aligned}$$

其中 φ 为位势高度, P 为气压坐标, $\nabla = \vec{i}(a \cos \varphi)^{-1} \frac{\partial}{\partial \lambda} + \vec{j}a^{-1} \frac{\partial}{\partial \varphi}$, a 是地球半径, φ 是纬度, λ 为经度。

上述收支方程中 $A1$ 、 $B1$ 、 $C1$ 、 $D1$ 、 $E1$ 、 $E2$ 、 $F1$ 、 $F2$ 表示某种尺度水平风场穿越相同尺度或不同尺度等高线的动能制造项, $A2$ 、 $B2$ 、 $C2$ — $C4$ 、 $D2$ — $D4$ 、 $E3$ — $E6$ 、 $F3$ — $F6$ 表示某种尺度的水平风场对相同尺度或不同尺度水平动量输送的平流项, $A3$ 、 $B3$ 、 $C5$ 、 $C6$ 、 $D5$ 、 $D6$ 、 $E7$ 、 $E8$ 、 $F7$ 、 $F8$ 表示某种尺度的水平风场对相同尺度或不同尺度垂直动量输送的平流项, $A4$ 、 $B4$ 、 $C7$ 、 $D7$ 、 $E9$ 、 $F9$ 为余项, 代表摩擦消耗和自身尺度与其以下尺度波动相互作用的动能转换, 还包括其它项的计算误差。

四、多台风发展期和强盛期的动能收支

通过分析热带天气图和台风实况资料, 第一例多台风过程中 9 月 12—14 日为 3 个台风低压迅速发展期 (参看图 1a), 9 月 15—17 日基本为 3 个台风最强期 (参看图 1b)。第二例多台风过程中 9 月 4—6 日为 3 个台风低压迅速发展期 (参看图 2a), 9 月 7—8 日基本为 3 个台风强盛期 (见图 2b)。我们对两例多台风过程在不同阶段的各种动能收支进行了计算。由于事先在 50°E — 160°W 、 30°S — 60°N 的广大区域内通过滤波对各种要素场进行了尺度分离, 从而各种尺度要素场是独立存在的, 这样可取任一区域来讨论台风尺度和大尺度的相互作用。考虑到辐合带上 3 个台风在内的区域, 台风尺度和大尺度的相互作用更有意义, 因此动能收支的研究区域在第一例取为 7.5° — 25°N 、 100° — 150°E , 第二例取为 7.5° — 22.5°N 、 102.5° — 152.5°E 。(见图 1b 与图 2b 框区)。

表 2、表 3 分别为第一个和第二个多台风过程中发展阶段和强盛阶段各种动能收支方程中各项的平均大小。

表 2、3 中, 大尺度平均动能和扰动动能收支方程中, 动能制造项 ($A1$ 、 $B1$) 和余差项 ($A4$ 、 $B4$) 是两大项。这一方面与大尺度或总气流动能收支方程中主要是此两项间的平衡相一致^[3-6], 但另一方面余差项不是直接获得的, 所以也包含着一定的计算误差。余下的几个收支方程中, 各项的量值较接近, 效果较好。

由表 2、3 可见, 在多个台风低压迅速发展加强阶段, 大尺度平均动能收支方程中

表 2 第一个多台风过程中整层(1000—100hPa)大尺度平均动能、扰动动能、台风尺度平均动能、

扰动动能及两种尺度动能相互作用的收支

(单位: W/m^2)

大尺度平均 动能收支	收支项	A	A1	A2	A3	A4					
	时间										
	发展阶段	-0.0811	-5.3739	0.5239	-0.1935	4.9624					
	强盛阶段	0.1228	-3.2686	0.1046	-0.1168	3.4036					
大尺度扰动 动能收支	收支项	B	B1	B2	B3	B4					
	时间										
	发展阶段	-0.2625	0.4722	0.2355	-0.0065	-0.9637					
	强盛阶段	-0.1211	-1.7190	0.1028	-0.0001	1.4950					
台风尺度平 均动能收支	收支项	C	C1	C2	C3	C4	C5	C6	C7		
	时间										
	发展阶段	0.0014	-0.0239	-0.0014	0.0025	-0.0005	0.0004	0.0008	0.0237		
	强盛阶段	-0.0014	-0.0069	0.0005	0.0029	-0.0003	0.0002	0.0004	0.0018		
台风尺度扰 动动能收支	收支项	D	D1	D2	D3	D4	D5	D6	D7		
	时间										
	发展阶段	0.2788	-1.4848	-0.0121	0.0667	0.0912	0.0047	0.0173	1.5959		
	强盛阶段	-0.0792	-1.3290	-0.0244	-0.0150	0.0577	-0.0011	0.0073	1.2251		
大尺度、台风尺 度平均动能相互 作用收支	收支项	E	E1	E2	E3	E4	E5	E6	E7	E8	E9
	时间										
	发展阶段	-0.0189	-0.0152	0.0414	0.0180	-0.1659	0.1385	0.5239	-0.0455	0.0038	-0.5178
	强盛阶段	0.1130	0.1168	0.0269	0.0043	-0.0023	0.0163	0.1484	-0.0182	0.0009	-0.1802
大尺度、台风尺 度扰动动能相 互作用的收支	收支项	F	F1	F2	F3	F4	F5	F6	F7	F8	F9
	时间										
	发展阶段	0.2264	-1.1124	-1.2993	0.0209	0.1267	0.1385	0.2573	0.0064	0.0320	2.0561
	强盛阶段	-0.1121	-0.2969	-0.0626	0.0028	0.1585	0.0181	-0.0056	-0.0039	0.0132	0.0639

表 3 第二个多台风过程中整层(1000—100hPa)大尺度平均动能、扰动动能、台风尺度平均动能、扰动动能及两种尺度动能相互作用的收支

(单位: W/m^2)

大尺度平均 动能收支	收支项 时间	A	A1	A2	A3	A4					
		-0.0784	-5.1559	-0.1819	-0.2715	5.5310					
	发展阶段										
	强盛阶段	0.3516	-1.1358	-0.1283	-0.881	1.7013					
大尺度扰动 动能收支	收支项 时间	B	B1	B2	B3	B4					
		0.5394	1.3493	0.2414	0.0081	-1.0595					
	发展阶段										
	强盛阶段	-0.4961	-0.6208	-0.0102	-0.0148	0.1498					
台风尺度平 均动能收支	收支项 时间	C	C1	C2	C3	C4	C5	C6	C7		
		0.0008	-0.0248	-0.0048	-0.0109	-0.0023	-0.0014	-0.0012	0.0462		
	发展阶段										
	强盛阶段	-0.0032	-0.0201	0.0018	0.0050	-0.0023	-0.0003	-0.0009	0.0137		
台风尺度扰 动动能收支	收支项 时间	D	D1	D2	D3	D4	D5	D6	D7		
		0.2089	-0.5779	0.0057	-0.0214	0.1283	-0.0001	0.0258	0.6485		
	发展阶段										
	强盛阶段	-0.1505	-0.8756	-0.0743	-0.1162	-0.0836	-0.0056	0.0195	0.9802		
大尺度、台风尺 度平均动能相互 作用的收支	收支项 时间	E	E1	E2	E3	E4	E5	E6	E7	E8	E9
		-0.0827	0.2441	0.2115	-0.0039	-0.1157	-0.0123	-0.1206	-0.0691	0.0017	-0.2183
	发展阶段										
	强盛阶段	0.0220	0.2758	0.1642	-0.0092	-0.2323	0.0883	-0.1283	0.0088	0.0032	-0.1436
大尺度、台风尺 度扰动动能相互 作用的收支	收支项 时间	F	F1	F2	F3	F4	F5	F6	F7	F8	F9
		0.4592	-0.4174	-0.1590	0.0920	0.0873	0.1776	0.1409	0.0164	0.0067	0.5146
	发展阶段										
	强盛阶段	-0.5933	-0.2471	0.0341	0.0156	0.0108	0.0752	0.0866	0.0230	0.0012	-0.5923

$A1$ 项, 即动能制造项为较大负值, 说明动能制造项极大地破坏平均动能. 大尺度平均动能的通量散度项和大尺度平均风场与扰动风场相互作用的总和, 即 $(A2 + A3)$ 项数值较小, 在表 2 中为 0.3304 W/m^2 , 使平均动能增加, 表 3 中为 -0.4534 W/m^2 , 消耗平均动能. 最后一项, 即余项为较大正值, 说明为了维持能量平衡, 必须从小于大尺度的波动尺度里获得能量. 各项的综合结果, 使得大尺度平均动能增长率为负值. 如上分析, 这种大尺度平均动能的减少, 并不主要是因平均动能转换为有利于台风发展的扰动动能, 而是由于尽管很强的从包括台风尺度在内的短波里获得的能量仍然满足不了动能制造项对动能的破坏作用所造成的. 在多个台风达到强盛期后, $(A2 + A3)$ 项依然很小 (表 2 中为 -0.0122 W/m^2 , 表 3 中为 -0.2164 W/m^2), 动能制造项对动能的破坏强度减弱. 余项仍为显著正值, 说明通过大尺度与其以下尺度波动相互作用仍使大尺度平均动能显著增加, 并且它的作用超过了制造项对平均动能的破坏作用以及 $A2$ 、 $A3$ 对平均动能的消耗作用, 而使平均动能出现了正的增长率. 可见无论在多个台风低压迅速发展还是达到强盛期后, 大尺度平均动能制造项总是破坏平均动能的, 而通过余项里包含的大尺度与其以下尺度波动相互作用的过程而发生动能由短波向大尺度的转换来维持能量平衡.

在多个台风低压发展加强过程中, 大尺度扰动动能的增长率在表 2 中为负值 (-0.2625 W/m^2), 表 3 中为正值 (0.5394 W/m^2). 注意到收支方程右端各项的大小, 结论也不难统一. 两例中 $B1$ 项, 即扰动动能制造项都为动能制造, 其数值在表 2 中为次大项, 表 3 中为最大项; 余项 $B4$ 在两例中都为负值, 其数值在表 2 中为最大项, 表 3 中为次大项; 扰动动能的通量散度项和扰动风场与平均风场相互作用的综合结果 $(B2 + B3)$ 数值都较小, 在表 2 中为 0.2290 W/m^2 , 表 3 中为 0.1027 W/m^2 , 即使得扰动动能有弱的增加. 因此收支方程中主要的两个平衡项为动能制造项和余项, 由它们数值的正负可知, 在多个台风低压迅速发展中存在着这样一种能量转换过程, 即大部分大尺度扰动动能制造项产生的动能通过摩擦作用和尺度间相互作用转换成了比大尺度小的波动运动能量, 这种能量转移过程是有利于台风发展的. 这种转移未必会引起大尺度扰动动能的减少, 如表 3 中扰动动能增长率为明显正值. 当多个台风达到强盛期后, 表 2、3 中大尺度扰动动能制造项又转为负值, 余项也变为正值, 且还主要是这两项间的平衡, 结果使得大尺度扰动动能增长率为正值. 说明此阶段能量转换过程发生了变化, 短波的能量向大尺度运动转换, 为大尺度运动提供扰动动能, 以满足制造项破坏动能的需要, 并使大尺度扰动动能出现了增值.

由表 2、3 中台风尺度平均动能收支方程可见, 各收支项的数值较小. 在多个台风低压发展加强期, 平均动能增长率 (C) 为正, 主要的贡献者为最后一项 ($C7$), 反映了短尺度波动能量向台风尺度转换的重要性. 台风尺度本身通过制造项破坏平均动能 ($C1$) 和通量散度项输出平均动能 ($C2 + C5$) 总是消耗自身的平均动能. 在多个台风达到强盛期后, 平均动能的增长率又变为负, 这一方面由于平均动能制造项破坏动能的强度变强; 另一方面从短尺度波动里获得的动能减少. 在此阶段台风尺度本身的通量散度项 ($C2 + C5$) 对平均动能增加又有弱的作用.

在分析台风尺度扰动动能收支特点之前, 先来分析一下其收支方程中各项的特点. $D1$ 、 $D2$ 以及 $D5$ 项只包括台风尺度的变量, 因此它们描述台风尺度本身风场与高度场

或风场与风场的相互作用; $D7$ 项描述摩擦消耗和台风尺度及其以下尺度波动相互作用的总效应。只有 $D3$ 、 $D4$ 、 $D6$ 项包括有大尺度的变量, 因此它们反映了大尺度对台风尺度的作用。在表 2、3 中, 当多个台风低压迅速加强时, 台风尺度扰动动能的增长率(D)都呈明显正值, 主要的贡献者为余项, 即 $D7$ 项。而在表 2 中 $(D3 + D4 + D6)/(D3 + D4 + D6 + D5 + D7) \approx 10\%$, 表 3 中 $(D3 + D4 + D6)/(D3 + D4 + D6 + D2 + D7) \approx 17\%$, 说明通过台风尺度与大尺度的相互作用使台风尺度扰动动能的增加值在例 1 中占总增加值的 10%, 例 2 中占 17%。可见对于台风尺度扰动的发展加强, 比台风尺度小的短尺度波动向台风尺度波动的动能转换非常重要, 而比台风尺度大的大尺度动能转换的作用不足 20%。说明大范围环境场条件不是台风发展加强的决定性因素。扰动动能的制造项(D)在两例中都是破坏动能的, 台风尺度本身的通量散度项($D2 + D5$)在例 1 中有弱的动能输出(-0.0094 W/m^2), 例 2 中有弱的动能输入(0.0056 W/m^2)。当多个台风达到强盛后, 台风尺度扰动动能的增长率在两例中又都变为负值, 这主要是由于从短尺度波动过程里获得的扰动动能不足以抵消由扰动动能制造项对动能的破坏和台风尺度本身通量散度项对动能的输出。

表 2、3 中最后两个收支方程分别是大尺度平均风场与台风尺度平均风场及大尺度扰动风场与台风尺度扰动风场相互作用的收支方程。平均风场间相互作用的时间变率非常小, 而扰动风场间相互作用的时间变率(F)在多个台风低压加强过程中为明显正值, 主要贡献者为余项($F9$)以及尺度间风场相互作用项($F5$ 、 $F6$), 动能制造项都是破坏动能的。当多个台风进入强盛期后 F 项又变为负值, 它的变化与台风尺度扰动动能时间变率变化非常相似。可见当台风尺度的扰动发生变化后, 这些描述两种尺度间相互作用的各收支项也会迅速地发生变化。但它们对台风尺度的动能变化起着间接的作用, 主要对总动能的变化产生影响。而作者^[3-6]利用先前的动能收支方程做诊断分析时, 把这部分动能也视为台风动能, 这是不适当的。

五、结 语

综合以上诊断分析结果, 可以得到如下结论:

(1) 在大尺度的平均、扰动动能收支方程以及台风尺度的平均、扰动动能收支方程中, 动能平衡过程中动能的制造项及余项起重要作用, 这与作者^[3-6]结论相一致, 反映了热带活跃系统中动能收支的特点。在多个台风低压迅速发展及进入强盛期, 大尺度的平均动能制造项以及台风尺度的平均动能、扰动动能制造项都为动能破坏, 大尺度扰动动能制造项在多个台风迅速发展期为动能制造, 在多个台风强盛期为动能破坏。

(2) 短波对台风尺度和大尺度而言是动能源。台风尺度通过与其以下尺度波动的相互作用获得大量能量, 以克服动能制造项的动能破坏, 而使台风尺度动能增加。大尺度动能也是通过大尺度与其以下短尺度波(包括台风尺度)的相互作用而得到增加, 尤其在多个台风达到强盛期, 增加更明显。

(3) 当热带辐合带上多个台风扰动同时发展加强时, 大尺度向台风尺度的动能转

换不是主要的,其量值不足 20%,可见大范围环境场条件对辐合带上多台风的发展并不起决定性的作用。

上面的结论清楚地表明台风的发展主要依靠自身的物理过程,即使对多台风情况也是如此。在这种情况下台风的发展首先取决于积云对流活动,以及由这种对流活动激发出的短波扰动。这些短波扰动的水平尺度在 1400 km 以下,因而主要是一种中尺度波动。这些中尺度波动通过非线性相互作用将动能传递给了台风尺度和更大尺度。这个事实也表明了在这种多台风形势下,能量的传递是逆尺度的,即由较小尺度输送给较大尺度。许多研究都肯定了热带低纬地区这种逆尺度的能量输送特征^[17]。此外我们说大范围环境场条件对台风发展并不起决定性作用,只是从大尺度向台风尺度直接的动能转换量值很小,并不是说环境场条件不重要。因为只有有利的环境场条件下,才有利于积云对流及对流云系的结合与发展。

参 考 文 献

- [1] Riehl, H. and J. S. Malkus, 1961, Some aspects of hurricane Daisy, 1958, *Tellus*, **13**, 181—213.
- [2] Palmen, E. and C. L. Jordan, 1955, Note on the release of kinetic energy in tropical cyclones, *Tellus*, **7**, 186—188.
- [3] Frank, W. M., 1977, The structure and energetics of the tropical cyclone I: Dynamics and energetics, *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 1136—1150.
- [4] McBride, J. L., 1981, Observational analysis of tropical cyclone formation Part 3: Budget analysis, *J. Atmos. Sci.*, **38**, 1152—1166.
- [5] 丁一汇、刘月贞, 1985, 台风中动能收支研究 I: 总动能和涡动能收支, 中国科学(B 辑), No. 10, 956—966.
- [6] 杨松、梁必骥, 1988, 初夏南海台风的动能收支, 南京气象学院学报, **2**, 175—185.
- [7] 丁一汇、范惠君等, 1977, 热带辐合区中多台风同时发展的初步研究, 大气科学, **2**, 89—98.
- [8] Gray, W. M., 1977, Tropical cyclone genesis in the western North Pacific, *J. Meteor. Soc. Japan*, **55**, No. 4, 465—482.
- [9] Nitta, T. and M. Yanai, 1969, A note on barotropic instability of the tropical easterly current, *J. Meteor. Soc. Japan*, **47**, 127—130.
- [10] 谢义炳、黄寅亮, 1964, 赤道辐合带上扰动不稳定性的简单理论分析, 气象学报, **34**, 2, 198—210.
- [11] Bates, J. R., 1970, Dynamics of disturbances on the intertropical convergence zone, *Q. J., Met. Soc.*, **96**, 677—701.
- [12] 丁一汇, 1989, 简单的尺度分离方法, 天气动力学中的诊断分析方法, 第七章, 科学出版社.
- [13] Carney, T. Q. and D. G., Vincent, 1986, Meso-synoptic scale interactions during AVE/SESAME I, 10—11, April, 1979, Part I: Theoretical development of interaction equations, *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 344—352.
- [14] Holopainen, E. and P. Nurmi, 1979, Acceleration of a diffluent jet stream by horizontal sub-grid scale procession — an example of a scale interaction study employing a horizontal filtering technique, *Tellus*, **31**, 246—248.
- [15] 陈受钧、谢安, 1981, 次天气尺度与天气尺度系统间动能交换的诊断分析, 气象学报, **39**, 4, 408—415.
- [16] Carney, T. Q. and D. G., Vincent, 1986, Meso-synoptic scale interactions during AVE/SESAME I, 10—11, April 1979, Part II: Influence of convective activity on large scale flow, *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 353—370.

- [17] Hoskins , B . and R . Pearce , 1983 , Large-Scale Dynamical Processes in the Atmosphere , Academic Press , 247 — 280 .

Kinetic Energy Budgets of Large and Typhoon Scale within the ITCZ during Multitudious Typhoon Period

Xue Jiankang

(National Meteorological Center , SMA , Beijing 100081)

Ding Yihui

(Chinese Academy of Meteorological Sciences , SMA , Beijing 100081)

Abstract

This paper selected two multitudious typhoon processes which all had three typhoons appearing and developing almost simultaneously within the ITCZ of Western Pacific . Barnes filtering technique was used to separate large-scale and typhoon-scale field from total field . Then the equations for average and disturbing kinetic energy of large-scale and typhoon-scale were derived theoretically . The last part applied the equations in budget analysis to account for the interactions between large-typhoon scale . The results showed that the kinetic energy for typhoon-scale developing mainly come from the scales which are shorter than typhoon-scale . On the other hand , there is no typhoon-scale . The short waves are the kinetic source for typhoon-scale and large-scale developing in tropical areas .

Key words : Large-scale ; Typhoon-scale ; Kinetic energy budget ; Interaction .