

登陆台风的能量学分析*

谢安 肖文俊 陈受钧

(北京大学地球物理系)

提 要

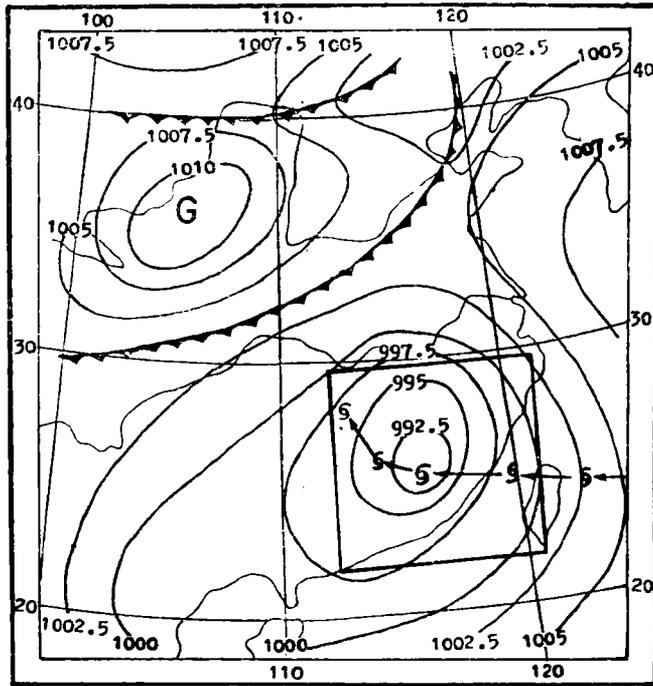
本文对一个登陆我国的台风以及它与西风带相互作用的过程进行了能量学分析。计算了动能平衡和有效位能。结果表明：(1) 台风在登陆后的减弱过程中，与环境大气的动能交换较小，可以把这个台风看作是一个动能的“准封闭系统”。(2) 在登陆台风减弱过程的不同阶段，热力和动力作用很不相同。刚登陆时，伴随着大暴雨，积云对流群是台风的重要动能源。对流层上部穿越等压线的运动是台风减弱的重要原因。其中以正压过程为主。台风与西风带系统相互作用后的动能平衡与温带气旋类似。斜压过程的动能产生率增加，摩擦在台风衰减过程中起重要作用。(3) 在台风附近有大量的有效位能释放。通过台风系统的边界有大量位能注入环境大气。而在台风倒槽里新生的气旋，则从环境大气中得到位能。这种过程可能是台风与周围环境相互作用的一种主要方式。

一、引 言

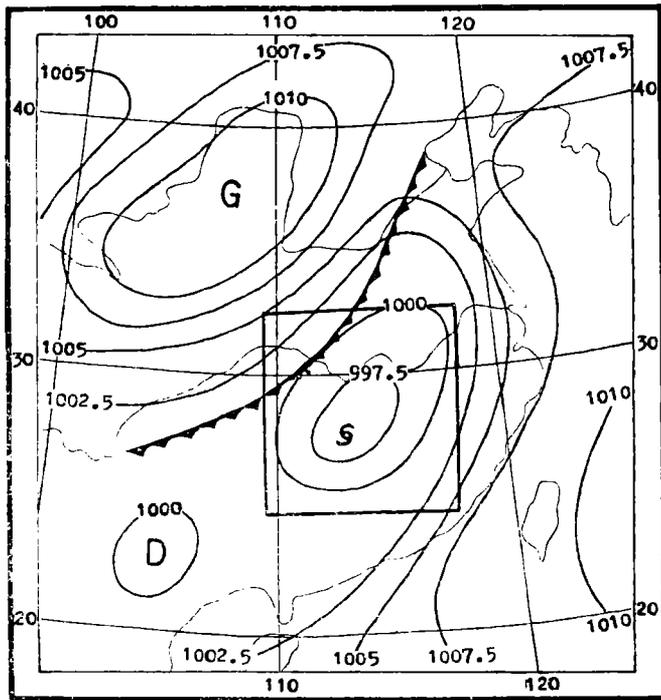
自从 Palmén^[1]对台风 Hazel(1954)的动能平衡进行系统的研究之后，关于登陆台风的能量学有过不少工作。但多局限于北美大陆的个例。对于东亚台风，这方面的工作较少。

1976年第13号台风(Billie)是这年影响我国的强台风之一。8月初它在太平洋关岛地区洋面上生成后，一直向偏西方向移动，在移动中不断加深发展。9日夜间在台湾省登陆，并于10日上午又在福建省中部地区第二次登陆。台风登陆后仍向偏西行进。强度迅速减弱(24小时中心气压升高35毫巴)。因未受西风带系统的影响，在10日20时(北京时，下同)仍保持热带环流性质(图1a)。当台风登陆时，正好有一股较强的冷空气经河套向东南扩散。11日20时冷锋北段已进入台风倒槽。台风开始受西风带系统的影响(图1b)，强度进一步减弱。受此台风的影响，福建、广东、江西和湖南等省先后出现了大暴雨。特别是台风刚登陆时，福建省的暴雨尤为强烈。12日08时在台风向东北伸展的倒槽里(位于淮河中游)生成温带气旋(图1c)。该气旋向东北方向移动过程中，造成安徽与河南两省交界处，以及山东省的另一场大暴雨。这是一个登陆台风与西风带系统相互作用的典型例子。对这一过程的能量学研究，将有助于更好地了解台风衰减过程的机制。

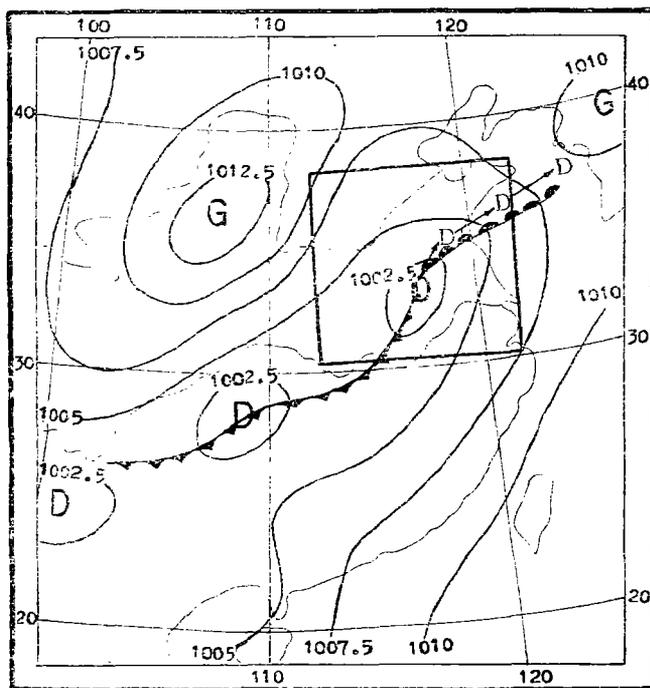
* 本文于1980年5月10日收到，1980年12月10日收到修改稿。



a 10日20时



b 11日20时



c 12日 08时

图 1 地面天气图

(图内的小方框为积分区域 σ)

二、计算方法

由于所讨论的登陆台风是明显的移动性系统，我们采用准拉格朗日坐标系的能量方程。动能平衡方程为

$$\frac{\delta K}{\delta t} = \frac{1}{\sigma g} \iint \left[-\vec{V} \cdot \nabla \phi - \nabla \cdot k(\vec{V} - \vec{W}) - \frac{\partial}{\partial P} (\omega k) \right] dp d\sigma + R \quad (1)$$

式中 $K = \frac{1}{\sigma g} \iint k dp d\sigma$, $k = \frac{1}{2} (u^2 + v^2)$ 是单位质量大气的水平运动动能。 \vec{W} 为系统的移动速度。 $\frac{\delta}{\delta t}$ 为移动坐标中的局地变化。其他符号都是气象上常用的。可以把(1)式简写为

$$\frac{\delta K}{\delta t} = G_k + HF_k + VF_k + R \quad (2)$$

(2) 式右边各项分别表示动能制造，动能的水平通量散度，垂直通量散度和网格尺度与次网格尺度之间的相互作用。当 $R > 0$ 时，表示次网格尺度动能向网格尺度转换。 $R < 0$ ，表示相反的过程。本文把这项作为余项处理。

有效位能平衡方程可写为^[2]

$$\frac{\delta A}{\delta t} = \frac{1}{\sigma g} \iint \left[\omega \alpha - C_p \nabla \cdot NT(\vec{V} - \vec{W}) \right]$$

$$-C_p \frac{\partial}{\partial P} (NT\omega) + N\dot{Q}] dp d\sigma \quad (3)$$

(3) 式中

$$A = \frac{C_p}{\sigma g} \iint NT dp d\sigma \text{ 为有效位能}$$

$$N = 1 - \left(\frac{P_r}{P} \right)^{\kappa/c_p} \text{ 是效率因子}$$

$$P_r(\theta, t) = \frac{1}{\sigma} \int_{\sigma} p(x, y, \theta, t) d\sigma \text{ 是参考气压。}$$

\dot{Q} 是非绝热加热率。为简单起见, (3) 式用符号表示为

$$\frac{\delta A}{\delta t} = WA + HF_A + VF_A + G_A \quad (4)$$

(4) 式右边各项依次是直接热力环流所引起的有效位能释放, 有效位能的水平通量散度, 垂直通量散度和非绝热引起的有效位能制造。本文只对(4)式中的一些项进行计算分析, 未讨论它的平衡问题。

应用常规高空和地面资料, 分析 1976 年 8 月 10 日 20 时至 12 日 20 时的 1000, 850, 700, 500, 300 和 100 毫巴共六层等压面的高度场和实测风。水平格距取为 150 公里。垂直方向分成 10 层, $\Delta P = 100$ 毫巴。为了消除观测记录本身和资料处理的误差, 对各种要素进行平滑和逆平滑处理。散度和垂直运动用实测风计算, 并用 O'Brein^[3] 方法订正。根据订正后的散度场求速度势 x 。按公式

$$\frac{\partial \psi}{\partial S} = -\vec{V}_n + \frac{\partial x}{\partial n} \quad (5)$$

沿边界进行环积分, 定出 ψ 的边值。 \vec{V}_n 为实测风与边界垂直的分量。再解柏松方程:

$$\nabla^2 \psi = \xi \quad (6)$$

求出各等压面的流函数。 \vec{V}_v 和 \vec{V}_s 分别为

$$\vec{V}_v = -\vec{k} \times \nabla \psi, \quad \vec{V}_s = \nabla x \quad (7)$$

这样求得的三维风场在给定的边界条件下, 严格满足连续方程。它适用于系统的能量学分析计算。计算(1)和(3)式的积分区域 σ 是随系统移动的(如图 1 所示)。 σ 的面积约为 8.1×10^{11} 米²。

三、登陆台风的动能平衡

以 10 日 20 时和 11 日 20 时分别表示台风刚登陆和开始受西风带影响的情形。它们的动能平衡的计算结果示于表 1。

从表 1a 可看出, 台风登陆后各层的动能都是减小的。台风减弱发生在整个对流层中, 在对流层下层和上层减小最快。动能的制造率 G_A 在 700 毫巴以下为正值, 在边界层内最大。边界层里, 台风区辐合较强, 因此气压力做功使动能增加。700 毫巴以上的层次都是负的动能制造, 尤其在对流层上层, 300 毫巴达 -6.72 瓦/米²·100 毫巴。整层积分的结果为 -20.26 瓦/米²。这一项成为这个时刻动能平衡中最大的动能汇。从整层来看, 动能的水平通量是辐散的。但其值较小, 仅为 1.33 瓦/米²。辐散主要发生在最高层(200—100 毫巴)以及对流层中层。 VF_A 和 HF_A 量级相同, 都比 G_A 小一个量级。

在其他时次也存在着这种量级上的差别。也就是说台风环流外部的动能源和汇, 对这个台风的动能平衡来说并不重要。它比动能平衡方程中的其他项要小得多。因此可以把这个台风看作是一个动能的“准封闭系统”。当然, 这并不意味着所有台风都是如此, 但在北美也确有类似的情况。如 1970 年的 Celia 台风^[4], 动能的水平通量散度对台风系统的动能收支贡献, 比转换项小一个量级。

次网格尺度效应 R 在这个时刻的动能平衡中起着十分重要的作用。它是最重要的动能源, 特别是在对流层上层。这个例子的计算和江淮流域梅雨期间的暴雨过程有相同的结果^[5]。因此, 在伴随有较强对流活动的天气系统中, 积云对流在动能平衡过程中都起着重要的作用。这是积云对流和网格尺度运动之间的一种非线性相互作用。要进一步了解暴雨系统的动力过程, 必须揭示这种相互作用的机理。可惜目前对它的了解还太少。

一般认为台风登陆后由于缺乏水汽来源, 使凝结潜热释放减小, 也减小了有效位能和相应的动能产生率, 再加上摩擦消耗, 使登陆台风减弱。对于深入内陆的台风, 这种机理可能是重要的。但对于刚登陆的台风, 由于伴随着大暴雨, 强的对流仍然是主要的

表 1 台风系统的动能平衡

a 1976 年 8 月 10 日 20 时

(单位瓦/米²)

层 次	$\delta k / \delta t$	G_k	VF_k	HF_k	R
200—100	-0.95	-5.88	0.17	-1.16	5.92
300—200	-1.01	-6.72	-0.34	0.18	5.87
400—300	-0.75	-4.91	-0.06	0.05	4.17
500—400	-0.39	-3.37	0.27	-0.30	3.01
600—500	-0.15	-2.18	0.20	-0.39	2.22
700—600	-0.15	-1.18	0.05	-0.17	1.15
800—700	-0.22	0.30	-0.06	0.10	-0.56
900—800	-0.42	1.67	-0.30	0.23	-2.02
1000—900	-0.57	2.01	0.07	0.13	-2.78
1000—100	-4.61	-20.26	0	-1.33	16.98
Edmon 等 ^[5]	-3.0	-8.0	0	0.5	4.5

b 1976 年 8 月 11 日 20 时

层 次	$\delta k / \delta t$	G_k	VF_k	HF_k	R
200—100	-1.60	21.86	2.93	-0.65	-25.74
300—200	4.05	6.15	0.18	1.71	-3.99
400—300	3.20	-0.28	-0.77	0.42	3.83
500—400	-1.95	-5.57	-0.62	0.53	3.71
600—500	-4.00	-8.56	-0.59	1.80	3.35
700—600	-4.25	-9.00	-0.30	2.03	3.02
800—700	-3.80	2.29	-0.78	1.82	-7.13
900—800	-2.30	16.18	-1.48	1.45	-18.45
1000—900	-0.75	15.68	1.43	0.57	-18.43
1000—100	-11.40	38.75	0	9.68	-59.83

动能源。而大尺度流场产生的动能汇,尤其是在对流层上层,却是台风减弱的主要原因。台风位于使它本身衰减的环境场中,上层的风大部分偏向高压。北美的登陆台风也有类似的特征。表 1a 最后一行给出了 Edmon^[6] 对 1974 年登陆北美的飓风 Carmen 的计算结果。它和本文的个例基本上是一致的。因此,这个分析结果可能有一定的普遍意义。这种机制的进一步分析研究有助于了解台风的各种不同的减弱过程。

表 1 (b) 为冷锋开始侵入台风环流的动能平衡。与前面的结果相比有明显的差别。动能产生率在对流层上层转为正值, 800 毫巴以下的正值也显著增大。中层为小的负值。这种双峰型的特点和温带系统中动能产生率的典型分布相似^[7]。整层积分结果 G_k 为正值, 达 38.75 瓦/米²。气压场做功成为台风的主要动能源。此时减弱的台风已具有某种温带系统的特征。次网格尺度效应 R 变成负值。摩擦消耗成为主要的动能汇。

综上所述,登陆台风的衰减过程是复杂的。不同阶段的物理过程是不一样的。当台风仍具有热带系统性质时,衰减的原因主要是大尺度环境场的作用。开始转变成温带系统后,摩擦在动能消耗中起主要作用。正确地描述这些物理过程对登陆台风的预报是有意义的。

四、动能制造项的进一步分析

上一节的分析表明,动能制造项是动能平衡中的大项,而且在台风衰减过程中有很大的变化,因此有必要作进一步的分析。

可以将 G_k 分成两部分——旋转风的产生率 G_v 和散度风的产生率 G_r 。

$$G_k = -\vec{V} \cdot \nabla \phi = -\vec{V}_v \cdot \nabla \phi - \vec{V}_r \cdot \nabla \phi = G_v + G_r \tag{8}$$

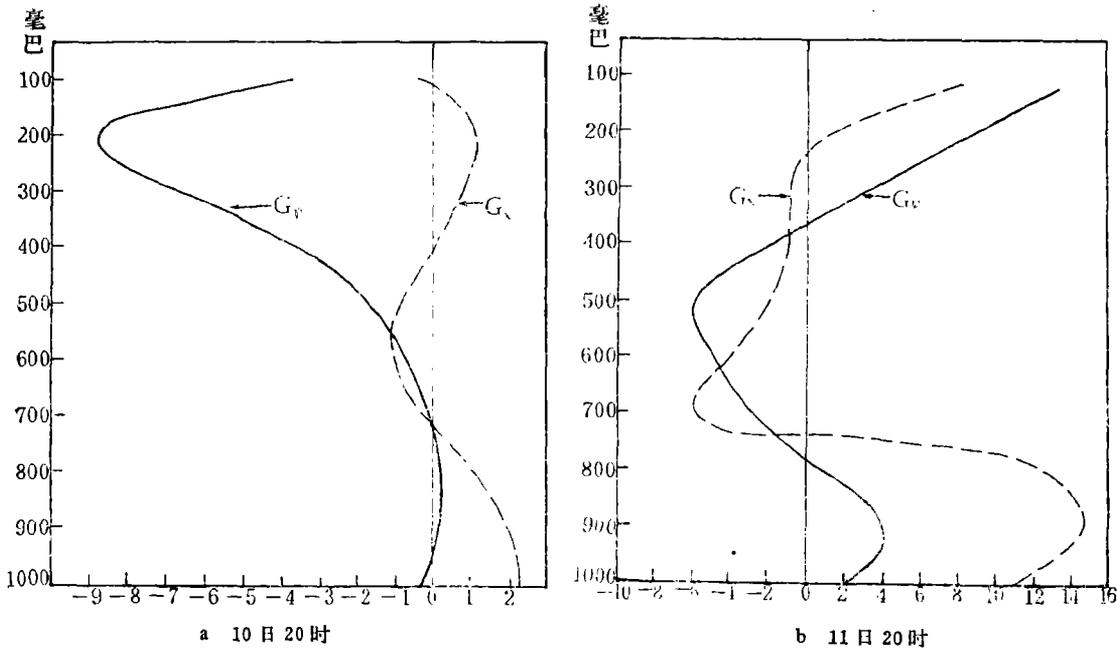


图 2 G_v (实线)和 G_r (虚线)的垂直分布(单位,瓦/米²·100 毫巴); (b 图横坐标数值均应乘 0.1)

图 2 给出与表 1 相应的两个时次 G_v 和 G_r 的垂直分布。可以看出,它们的相对重要

性是不同的。台风刚登陆时，除了 900—800 毫巴外， G_v 均为负值。在 200 毫巴出现最大的负值(即动能向位能转换)。 G_x 呈双峰型。在对流层下层 G_x 比 G_v 大。而且它的分布与台风外围的强风速带有很好的对应关系(图 3)。但在上层， G_x 远小于 G_v 。整层积分结果 G_v 占优势。由于 G_v 表示了正压过程^[8]，所以在台风自身衰减过程中正压因子是重要的。

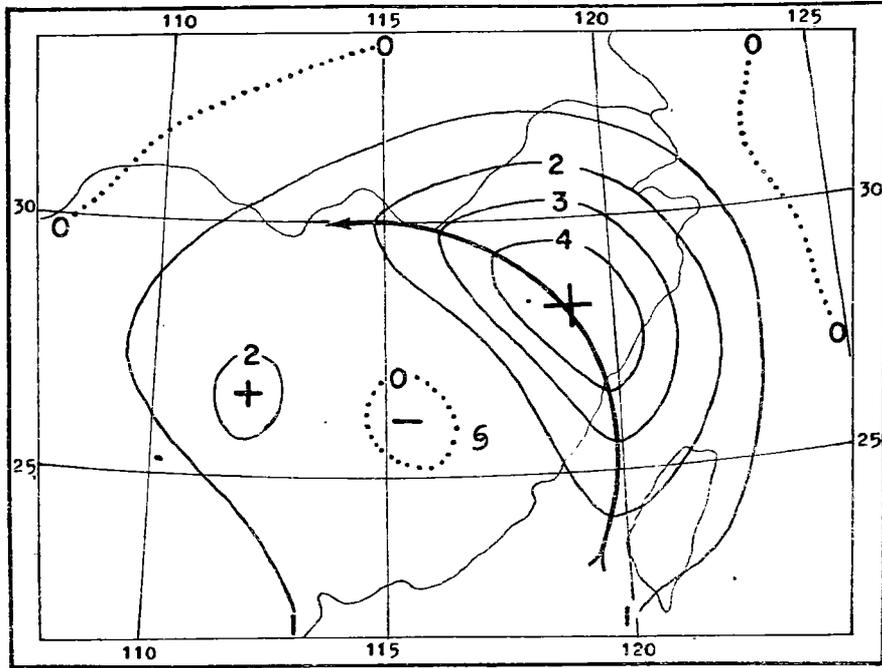


图 3 10 日 20 时 900 毫巴的 G_x (单位同图 2)
(带箭头的粗实线是 850 毫巴台风外围的强风速轴)

登陆台风逐步变性和减弱过程中， G_v 发生显著的变化。图 2(b) (11 日 20 时) 很不同于图 2(a)。 G_v 的变化主要发生在对流层上半部，由很大的负值转变为正值。如在 200—300 毫巴，由 -7.6 瓦/米² 变成 0.7 瓦/米²。对流层低层的 G_v 变化较小，分布形式和量级都与 G_x 类似。

在动能平衡的研究中，最初着重于散度风的作用。近年来开始注意旋转风的动能制造^[9]。上面的结果指出，在台风未受西风带影响以前，动能的减小主要是由于旋转风的非地转部分。产生这种旋转非地转风的物理过程是值得进一步研究的。

Pearce^[8]曾把 G_x 称为“斜压过程”。 \vec{V}_x 是由散度 D (或 ω) 决定的。在动能平衡方程中，我们采用修正的运动学法求 ω ，但它不能求出产生 ω 场的因子。因此，在进一步分析 G_x 时，通过求解 ω 方程来计算 ω 。从过去许多作者的对比分析看出，这两种方法的计算结果虽然数值大小有小的差别，但 ω 的分布和随时间的变化趋势是基本上一致的^[10]。在本例中的情况也是这样。若 ω 方程中的强迫函数项取得足够多，两种方法的差异就更小。产生 ω 的因子，除了通常所熟知的斜压项(冷暖平流)外，还有潜热、摩擦等因子。应用 ω 方程分别计算了登陆台风的地形摩擦项，绝对涡度平流微差项，热力平

流分布和潜热项的 ω 。在计算潜热的强迫函数时,应用类似于 Ooyama^[11] 的对流参数化方法来模拟积云对流产生的垂直热量输送。根据所求得的 ω , 我们可得到散度 D 和速度势 χ , 最后求出辐散风 \vec{V}_s 和它们相应的动能制造 $-\vec{V}_s \cdot \nabla \phi$ 。图 4 分别给出了 10 日 20 时和 11 日 20 时各因子在 G_s 中所占的比例。从图 4 可看出, 台风登陆后潜热的作用一直是最重要的。但 11 日 20 时热力平流分布的作用变成了正贡献。它所对应的天气过程是冷锋进入台风环流; 冷暖平流加剧, 有利于位能向动能的转换。这进一步证明 11 日 20 时登陆台风已具有某些温带系统的特征。应该指出, 这里所说的潜热, 是大尺度凝结与热力学参数化了的积云对流对大尺度运动动能产生率的作用。并不包括积云群与大尺度运动之间的相互作用, 亦即次网格尺度和网格尺度之间动力学上的相互作用(即方程(2)中的 R 项)。

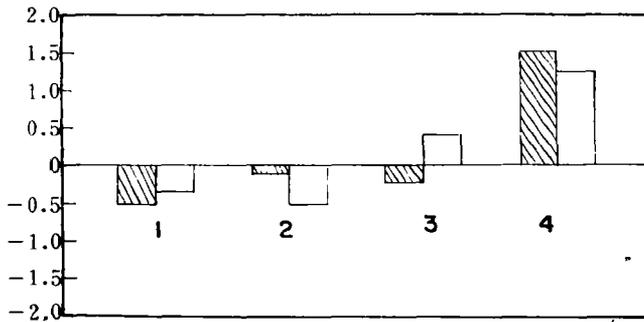


图 4 不同因子在 G_s 中所占的比例(负值表示单个因子与总 G_s 反号)
(1. 地形加摩擦; 2. 涡度平流微差; 3. 热力平流分布; 4. 潜热;
▨ 10 日 20 时; □ 11 日 20 时)

五、有效位能的分析

分析台风区域内有效位能分布是很有意思的。有效位能决定于温度 T 和效率因子 N 。效率因子 N 实际上是为加热场给出一个权重系数, 定量地说明哪些地方加热(或冷却)对有效位能的制造最有利。图 5a 是 8 月 10 日 20 时通过台风中心东西向垂直剖面上 N 的分布。可见台风附近上空的对流层中层 500—400 毫巴间有一个 N 的正值中心 3.2×10^{-2} (即相对的暖性结构)。随着台风进入内陆, 这个正值有所增大。这可能是强烈降水的潜热加热的结果。这个结果与大西洋飓风 Carmen^[6] 在海上时 N 的分布相比, 除了后者的正值中心偏高外, 分布型式和中心数值都相似。 N 的这种分布和温带气旋的个例^[12] 完全不同。气旋的正值中心偏于一侧, 高度较低 (700 毫巴附近), 而且数值较大。这是由于气旋强烈发展时低层有很强的斜压性。

有效位能的垂直分布和效率因子很一样。最大的 APE 出现在 500 毫巴, 它的值达到 79×10^5 焦耳/米²·100 毫巴, 比动能的值大一个量级。

图 6 给出位能释放 WA 和有效位能水平通量散度 HFA 的垂直分布。在台风区域中有大量位能释放, $\omega\alpha$ 在对流层中上层达到最大(图 6(a))。10 日 20 时, $\omega\alpha$ 的整层积分值达到 -741 瓦/米²。而前面得到的非地转运动的动能产生率只有 20 瓦/米²。两者相差一个量级以上。对于有限区域, 位能的释放不与动能产生率相当。由公式

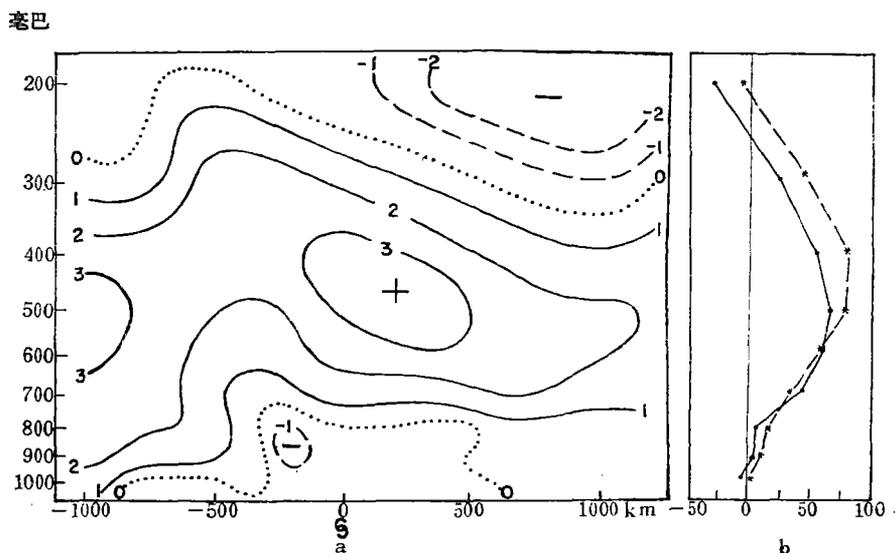


图 5 a 通过台风中心东西向的效率因子 $N(\times 10^{-2})$ 的垂直剖面, b 台风区域 APE 的垂直分布
(单位: 10^6 焦耳/米²·100 毫巴 实线—10 日 20 时, 虚线—11 日 20 时)

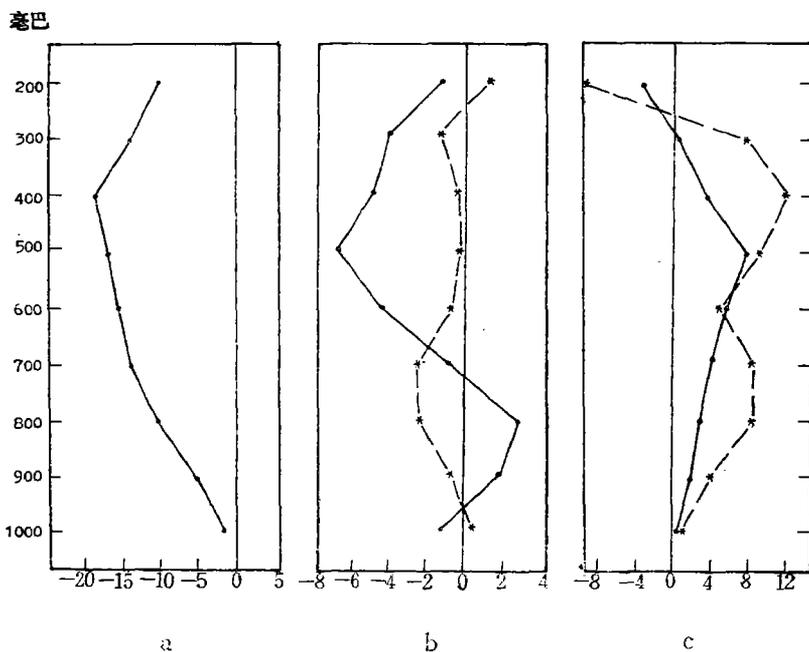


图 6 a 台风区域平均的 WA 垂直分布
(10 日 20 时到 12 日 08 时四个时刻的平均值)

b 台风区域 HFA 垂直分布
(实线—10 日 20 时, 虚线—11 日 20 时)

c 气旋区域 HFA 垂直分布
(虚线—11 日 20 时, 实线—12 日 20 时)
单位: 同图 2

$$-a\omega = -\vec{V} \cdot \nabla \phi + \nabla \cdot (\vec{V} \phi) + \frac{\partial}{\partial p} (\omega \phi) \quad (9)$$

可看出, 在有限区域所释放的位能并不都转变为动能。同时还伴随着这种能量在大气中

的重新分布(即(9)式右边后两项)。对本个例根据(9)式的计算结果(未全部给出)可知,位能通量散度 $[\nabla \cdot (\vec{V}\phi)]$ 的量级和 $\alpha\omega$ 相当。如此大的位能输送对环境大气的作用是应该重视的。

图6b和c分别是台风和气旋区域 HF_A (它的意义是 $-C_p \nabla \cdot NT(\vec{V} - \vec{W})$,是有效位能通量散度的另一种表示式)的垂直分布。可看出,在台风区域10日20时,700毫巴以下 HF_A 为正值,有效位能通量是辐合的。700毫巴以上则相反,最大负值在500毫巴(达 -6.9 瓦/米²·100毫巴)。整层积分为 -19.4 瓦/米²。因此在这个阶段,台风虽在动能上是个“准封闭系统”,但将大量有效位能输送到周围环境大气中去。在11日20时,台风虽然已受西风带影响,但这种特征仍很明显。所以对于外界环境大气而言,台风是一个有效位能的源。

值得注意的是伴随着台风的减弱,在西风带中发展出来的气旋,从11日20时起 HF_A 为正值(图6c)。表明环境大气将大量有效位能注入气旋区域。这可能启示我们,台风与西风带之间有效位能的输送是两者之间相互作用的一种主要形式。对此,还应作进一步的探讨。

六、结 语

本文的主要结论已在提要中叙述,不再重复。本文所讨论的仅仅是个例,结论还是初步的,还要作更多个例的能量学分析,才能对这类问题有全面和透彻的认识。作者深信,这种分析将有助于数值模式的设计与理论上的处理。

参 考 文 献

- [1] Palmén, E., Vertical circulation and release of kinetic energy during the development of hurricane Hazel into an extratropical storm, *Tellus*, 10, 1—23, 1958.
- [2] Vincent, D. G. and L. N. Chang., Some further considerations concerning energy budgets of moving systems, *Tellus*, 25, 224—232, 1973.
- [3] O'Brein, J. J., Alternative solutions to the classical vertical velocity problem, *Jour. Appl. Met.*, 9, 197—203, 1970.
- [4] Vincent, D. G. and L. N. Chang., Kinetic energy budgets of moving systems: Case studies for an extratropical cyclone and hurricane Celia 1970, *Tellus* 27, 215—233, 1975.
- [5] 谢安, 肖文俊, 陈受钧, 梅两期间次天气尺度扰动的动能平衡, *气象学报*, 38, 351—359, 1980.
- [6] Edmon, H. J. Jr. and D. G. Vincent., Large-scale atmospheric conditions during the intensification of hurricane Carmen (1974) II. Diabatic heating rates and energy budgets, *Mon. Wea. Rev.*, 107, 295—313, 1979.
- [7] Kung E. C. and P. J. Smith., Problems of large-scale kinetic energy balance — A diagnostic analysis in GARP, *Bull. Amer. Met. Soc.*, 55, 768—777, 1974.
- [8] Pearce R. P., The design and interpretation of diagnostic studies of synoptic scale atmospheric systems, *Q. J. R. M. S.*, 100, 265—285, 1974.
- [9] Chen T. C., J. C. Alpert, and T. W. Schlatter., The effects of divergent and nondivergent winds on the kinetic energy budget of a mid-latitude cyclone: A case study, *Mon. Wea. Rev.* 106, 458—468, 1978.
- [10] 谢安, 暴雨动力分析的方法和应。暴雨文集 182—188, 吉林人民出版社, 1980.
- [11] Ooyama K., Numerical simulation of the life cycle of tropical cyclones, *Jour. Atmos. Sci.*, 26, 3—40, 1969.
- [12] Bullock R. and R. Johnson., The generation of available potential energy by latent heat release in a mid-latitude cyclone, *Mon. Wea. Rev.*, 99, 1—14, 1971.

AN ENERGETIC ANALYSIS OF A LANDED TYPHOON

Xie An Xiao Wen-jun Chen Shon-jun

(Department of Geophysics, Peking University)

Abstract

The case selected in this study is an intense typhoon (Billie) which moved over the Southeast China and interacted with an extratropical frontal system. Kinetic energy(KE)budget and available potential energy (APE) were computed by using the quasi-Lagrangian scheme during the period 10 to 12 Aug. 1976. The main results of this study are: 1) In the weakening process of the landed typhoon, exchange of KE with the environment was small. Then the typhoon could be considered as a "quasi-closed" system. 2) In the various weakening stages of the landed typhoon, the thermodynamic and dynamic processes were different. When the typhoon moved just over land and accompanied with heavy rain, the latent heat and moist convection were still the major source of KE. The energy sink due to cross-contour flow in the upper troposphere was the important reason for the decrepitude of the typhoon. The barotropic process was dominant in the decrease of KE. However, after the typhoon interacted with the westerlies, the KE generation by baroclinic process increased and the frictional dissipation played a significant role in this stage. 3) Throughout the period of interest, large amount of APE entered into the environmental atmosphere through the lateral boundaries of the typhoon circulation. This may be one of the major processes of interaction between the typhoon and the surroundings.