

# 台风译文选

1983

2

上海台风研究所

1983·3

## 说 明

本译文集包括 5 篇论文：

1. 热带气旋的大尺度特征 ..... 1
2. 台风路径的经验正交函数分析及其在预报中的应用 ..... 27
3. 日本气象厅发布的台风路径预报精度 ..... 39
4. 台风路径预报的表示方法——从扇形方式到圆形方式 ... 62
5. 埃尔宁诺与气象的关系 ..... 67

第 2 篇是关于定量地预报台风全路径的一个尝试。另外，它在把经验正交函数应用于各种天气预报的问题上，可能也会给人以启发。

第 3 篇虽是 1979 年的文章，考虑到它用了长达 8 年的资料来统计台风路径预报精度，故予以转载。第 4 篇也是有关日本气象厅台风路径预报的。上述两篇文章也都针对当前台风定位误差还无法避免，且有时还相当大的情况，就如何搞好预报的问题谈了看法。

第 5 篇是关于东太平洋秘鲁沿岸洋流反常问题的一个评述。这一问题由于与海气关系、热带大型环流、高低纬大气相互影响、大范围气候异常以及长期天气预报等等有密切联系，故近年许多气象工作者所关注。本文提到，它与西太平洋台风的发展并无明显影响，但也有人不同意这种看法。

对于译文译印上的错误是请提出批评意见。

上海台风研究所科技情报小组

1983 年 4 月

# 热带气旋的大尺度特征

William M. Frank

## 摘 要

应用西太平洋和西印度群岛的无线电探空测风合成资料分析了热带气旋的一些特性及其对较大尺度环流的影响。比较了不同强度的风暴的合成资料，以确定不同环流特征的尺度。发现在风暴前对流系统发展到成熟热带气旋的过渡期间出现的径向风和垂直运动距平分别限于 $6^\circ$ 和 $2^\circ$ 之内，而切向环流的增强可至少扩张到 $15^\circ$ 的网格边缘。

发现热带气旋是动能的净源和相对角动量的汇。在所研究的风暴中，只有台风才对通过风暴中心以北 $10^\circ$ 的一个平面的西风带动量和动能的大尺度径向通量起了重要的作用。其它参数的通量很小而可忽略不计。从一个半径为 $12^\circ$ 的尺度来看，所有的气旋系统在热力学上基本上都是封闭的系统。

西行热带气旋的尾区是以后热带气旋生成的有利位置，而对在西南方的高层呈明显外流的风暴来说，气旋的前方路径区一般都受到抑制。

## 1. 引 言

以前的研究表明，热带气旋的一些结构特征和动力过程可出现在半径较大的区域 (Frank, 1977a, b; Nunez 和 Gray, 1977; Erickson 和 Winston, 1972; Black 和 Anthes, 1971; Vincent 和 Waterman, 1979)，但对实测的大尺度特征主要是属于风暴的，还是属于环境的范围尚未有确切的说法。此外，对大尺度 ( $10-15^\circ$  半径左右) 结构和内区中心强度之间的关系以及热带气旋在大气环流中的作用还不够了解。本研究使用了两种方法阐述上面的问题。第一个方法是，把西北太平洋 (WPAC) 和西

印度群岛的热带气旋和云团的合成分析作了比较，从而确定出各个环流特征的水平尺度，它们与风暴内核环流的强度的关系以及热带气旋在大气环流中的可能作用。第二个方法是，在成熟热带气旋经过之前，经过期间和经过之后，对特定地理位置上的资料进行合成，以估计风暴的水平范围和剩余影响。

## 2. 方 法

### a. 资 料

资料集(见表1)由图1和图2给出的各测站的无线电测风历史资料组成。得到了20年(1956-1975年)的太平洋资料，并使用了14年(1961-1974年)的大西洋合成资料。在作风暴比较时，各个区域均选取了3个资料集(位置由图1和图2给出)。这些资料的分类是根据McBride(1981a,b)和McBride和Zehr(1981)的方法定出的，这些文章对这个分类法作有详细的描述。但是，他们的研究重点放在半径2-6"的风暴结构上，而没有描述半径8"以上的系统特性。本文主要依赖大西洋资料集之间的比较，因为这些资料集均呈相似的平均纬度，而太平洋台风的合成表明，它们的纬度，较之其它地区的风暴，要更偏北一些。

#### (1) 太平洋资料集

PN1——太平洋云团：夏季不发展的西太平洋云团。位置根据ESSA卫星云图确定。

PD2——太平洋台风前云团：位置根据ESSA卫星云图和从JTWC最佳路径的外推确定。该资料集包括每个风暴在第一次飞机侦察前一天的路径。

PD4——台风：位置根据JTWC最佳路径定出。该资料集包括1961-1970年期间，中心气压 $\leq 980$ 毫巴，纬度 $< 30^{\circ}N$ 的所有风暴位置。(这些是Frank(1977a,b)分析过的资料。)

#### (2) 大西洋资料集

AN1——大西洋云团：从卫星云图上主观判别可能发展为热带风暴的热带天气系统。如果扰动的环流中心可见，该中心即可定为

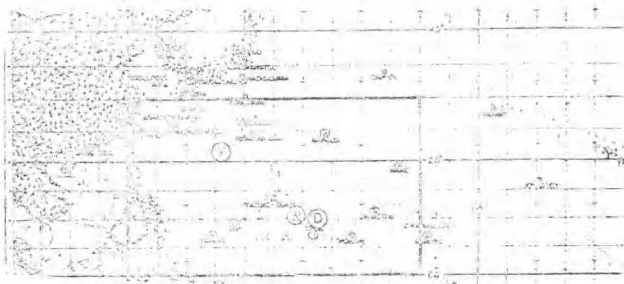


图1 西太平洋(WFAC)测站网。T、D、N分别表示台风、台风前云团和不断发展云团的合成平均位置。

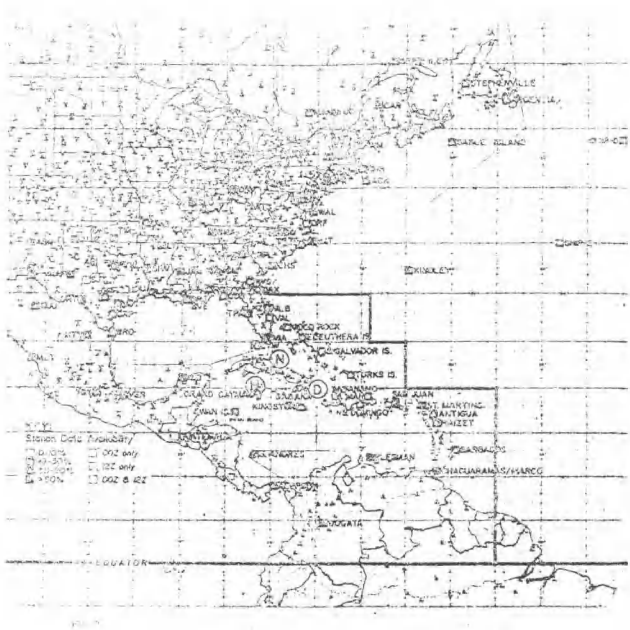


图2 西印度洋(WIC)的测站网。H、D、N分别表示飓风、发展低压和不断发展云团的合成平均位置。

表1 合成所用的资料集。120B、120A等分别表示  
风暴经过以前和以后120小时等的资料集。

资料集	估计的 最大风	总探测 次数	平均纬度 (°N)	平均经度 (°)
PD4 台风	≥ 33 米/秒	7778	22	136E
PD2 发展云团	10 米/秒	2408	10	153E
PN1 不发展云团	10 米/秒	1986	11	149E
120B	≥ 33 米/秒	410	18	134E
60B	≥ 33 米/秒	673	18	136E
中心	≥ 33 米/秒	890	18	136E
60A	≥ 33 米/秒	748	18	136E
120A	≥ 33 米/秒	491	18	137E
AD4 飓风	≥ 33 米/秒	4796	23	79W
AD2 低压	15 米/秒	2184	21	75W
AN1 不发展云团	10 米/秒	3176	20	82W
120B	≥ 33 米/秒	515	20	77W
60B	≥ 33 米/秒	730	19	75W
中心	≥ 33 米/秒	1009	20	75W
60A	≥ 33 米/秒	595	20	78W
120A	≥ 33 米/秒	419	20	75W

系统位置，否则就用云区的质量中心。

AD2——大西洋飓风前低压：这个资料集的系统位置均取自国家飓风中心（NHC）的官方最佳路径。这个资料集代表低压在开始迅速加强之前的阶段。

AD4——飓风：1961—1974年期间国家飓风中心的官方最佳路径位置。

发展系统资料集（PD<sub>2</sub>和AD<sub>2</sub>）在强度上稍有差异，以大西洋系统较强一些。我们没有得到质量较好（超过2000次探测）的，

可作直接比较的资料集。发展系统没有包括所使用的所有成熟风暴的早期阶段，但认为可代表风暴的发展阶段。

为研究与热带气旋路径相联系的环流变化，作者还汇集了另两个资料集。通过检验台风和飓风的途径，确定成熟风暴在向西北移动中具有下述速度的时间：在其经过网格中心以前和以后（ $\pm$ ）48小时时，风暴至少离网格中心有 $7.5^\circ$ 半径的距离。平均路径和移动速度分别为 $289^\circ$ ， $6.9$ 米/秒（WPAC）和 $296^\circ$ ， $5.1$ 米/秒（WI）。资料中剔除了位于大块陆地上的，纬度 $30^\circ$ 以北（WPAC）的，大安的列斯群岛以北和西北的，或中国南海的风暴。还滤去了在风暴经过 $\pm 72$ 小时期间，在距网格中心 $12^\circ$ 半径区内伴有另一个热带气旋的风暴。在 $\pm 120$ 小时，合成网格上只有少数几个台风或飓风（时间上不到10%）。这些风暴在合成前后各5天期间分布基本均匀，因而对结果的影响该是极微小的。最后合成的资料集包括太平洋上166个观测时间和大西洋上80个观测时间。这些较小的资料样本足以计算热带气旋的大尺度特征，但对作更细的分类则不够大了。

#### b. 合成技术

本项研究所用的专门合成技术与Frank（1976，1977a，b，c）基于Williams和Gray（1973）的早期方法所提出的技术大致相同。因此，作者在这里只作扼要的介绍。对每次观测时间，置一圆柱网格于风暴中心之上。该网格有8个径向带，共占15个纬距，并分为8个卦限。在垂直方向上，从地面到5.0毫巴共分21个层次。选择最大半径 $15^\circ$ 作为在球面地球上使用圆柱网格的大致限度。落在这个圆柱网格内64个水平区中任何一个区中的无线电探测风资料用来与同一区内的其它资料进行平均。这样，就可能在任何时候克服资料稀疏区的问题，得到适合于定量分析的空间分辨率。系统的单个特征虽然平滑掉了，但其持续的不对称性依然可以辨出。另外，通过对各通量值进行合成（如 $\overline{\nabla r \bar{q}}$ ，其 $\phi$ 上横标代表所有的时间和风暴的平均，下同），而不是仅仅通过从平均变量计算通量（如 $\nabla r \bar{q}$ ），也保留下了例如水平通量等一些非线性过程。如果使用得当，这种合成方法已被证明是诊断分析热带天气

系统的一个成功的方法(例如, Reed和Recker, 1971; Williams和Gray 1973; Shea和Gray, 1973; Reed等人, 1977; Frank, 1977a, b; McBride, 1981a, b)。

为对风暴进行比较所作的合成, 网格总是以环流中心作为网格中心。但是, 在风暴路径合成中使用一个静止网格。在每个观测时间( $t$ )，网格以风暴为中心, 其资料与其它当风暴处于中心时的全部资料作了平均。然后, 将网格固定于这一点, 但将5天前( $t_0-120$ 小时)的测风资料同其它风暴观测时间5天前的资料进行平均, 从而得到风暴经过5天前的区域合成。对风暴经过前2.5天和经过后2.5天和后5天的情况, 制作了类似的合成。在 $\pm 120$ 小时, 风暴一般远离网格(距网格中心 $20^\circ$ 以上)。

对 $V \cdot X$  ( $X$ 为任何变量,  $V$ 为径向风)的各单个值进行平均计算出物理量的径向通量。检验了几种方法, 其中最满意的方法是计算高风暴南北各 $10^\circ$ 纬度, 地面—100毫巴的平面上的垂直积分通量。但对在通过风暴中心的 $X-Z$  (纬向—垂直)平面上的净径向通量的计算则稍差一些, 这是由于其风速最大, 取样最差的内核区的计算灵敏度所致。鉴于其目的是为了估计风暴在全球通量中的可能作用, 内核经度附近的强径向通量, 不管是否真实, 均认为是重要的, 除非这些通量出现在风暴南北10个纬距的地方。

### 3. 结 果

#### a. 环流的尺度

台风结构的合成研究(Frank, 1976, 1977a)表明, 这些风暴的切向环流型至少可以一直分析到合成网格半径 $15^\circ$ 的边缘。前一个报告介绍了根据强度分类的WPAC热带气旋合成资料的左—右剖面图(沿路径朝下游方向看)。这些图表明, 大半径处的环流主要是由对流层高层的反气旋控制, 气旋和反气旋的强度均与环流中心内核区的强度成正比。这些关系可从图3中得到更确切的证实, 图3给出了减去台风前云团环流后的台风切向环流(由于观测资料不足, 没有作内核分析)。这个方法在剔除风暴前扰动的同时也剔



除了大尺度环流，图4给出了成熟台风与发展的WI热带低压之间在切向环流上的类似差异。随着系统发展，切向风距平具有很大的尺度。这与低纬度的变形场具有很大的半径是一致的，变形场半径很大，意味着大气对风暴内核区潜热输入的反应尺度为几千公里。实测到的 $V_T$ 的大尺度变化可能是由一般可维持几天的径向气流引起的。不发展云团的生命期一般为一天左右。太平洋风暴中出现较大的 $V_T$ 距平，是由于太平洋台风前云团的强度比大西洋发展中低压弱的缘故。此外，台风的大尺度环流一般要比飓风的大尺度环流强。

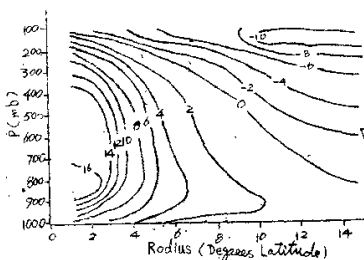


图3 减去WPAC发展云团的风之后的台风切向风场(米/秒)

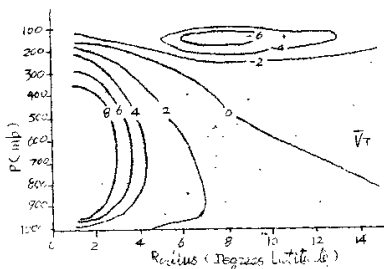


图4 减去WI发展低压的风之后的台风切向风场(米/秒)

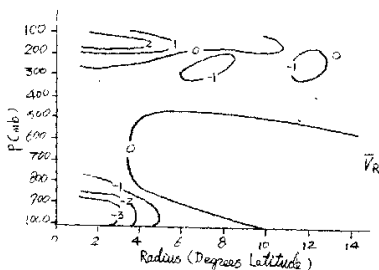


图5 径向风，台风减去WPAC发展云团(米/秒)

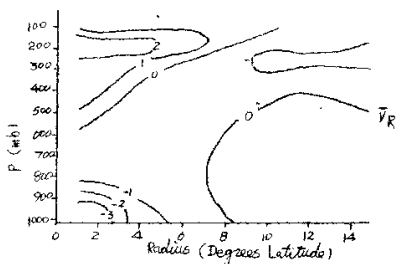


图6 径向风，飓风减去WI发展低压(米/秒)

图5和图6介绍了台风——发展云团和飓风——发展低压在径向风场方面的差异。得到的垂直运动距平见图7-8。两个洋区的型式大致相似。热带气旋加强期间出现的径向环流加强限于半径6°以内。并且有一些迹象表明，更大尺度(~12°半径)上的径向质量通量稍有减弱。在成熟阶段，切向风型很强，致使由径向气流引起的角动量水平通量，基本上平衡了作用于径向气流的科氏参数对 $V_T$ 的影响(Frank, 1977b)。向上的垂直运动距平仅出现在中

心的  $2^\circ$  以内；而随着系统加强，大半径处的平均下沉气流稍有加强。热带气旋的数值模拟表明，上升运动集中在半径 100 公里左右的区域内（如 Ooyama, 1969；Rosenthal, 1970）。Rodges 和 Adler (1981) 检查了 21 个西太平洋热带气旋的卫星微波资料，发现几乎所有的风暴降水出现在半径 300-400 公里的区域内。

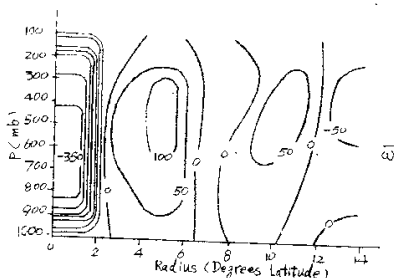


图7 垂直运动，台风减去WPAC  
发展云团（毫巴/天）

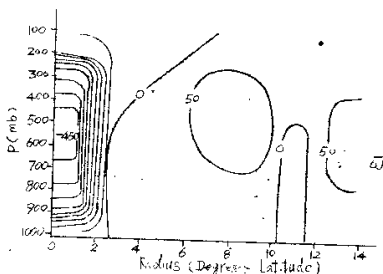


图8 垂直运动，飓风减去WI发  
展低压（毫巴/天）

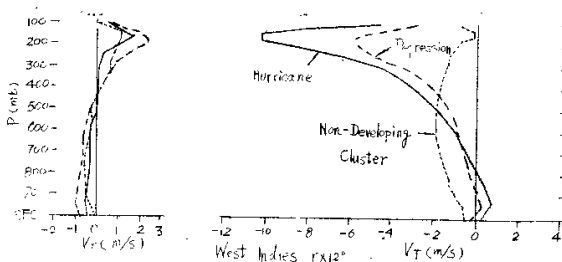


图9 飓风(实线), 发展低压(断线)和  
不发展云团(点线)周围, 半径 $12^\circ$   
处的径向风和切向风。风在 $9-15^\circ$   
之间作了平滑, 单位为米/秒

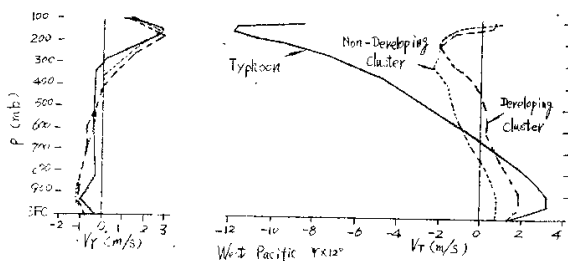


图10 同图9, 台风(实线), 发展云团  
(断线), 不发展云团(点线)

从图9和图10可明显看出径向风的基本相似性和切向风在大半径处的差异。这两张图给出了这些参数在半径 $12^\circ$ (取 $9-15^\circ$ 之间的平滑值)处的垂直廓线。从这个大尺度来看, 与热带气旋加

强相联系的主要变化是对流层上层反气旋的加强。在这个半径处，热力变量的差异并不明显，故没有图列。

### b. 热带气旋——大尺度能量和动量的源

通过对比较研究中所用的6个资料集进行检验，来确定各个系统是否是各个物理量的大尺度源或汇。计算了每个层次的动能 (KE)，相对角动量 (m)，湿静力能 (h)，干静力能 (s) 和水汽 (q) 的径向通量 (使用所有能取得的世界时0000时和1200时探测资料)，并作了从海平面到100毫巴的垂直积分。径向质量通量能维持质量平衡。对9-15°之间的通量垂直积分作了平滑处理，以作出半径12°处的平均径向通量，并以方程(1)的方式，计算了0-12°半径区内的平均通量辐散 (表2)：

$$\int_{p_0}^{100} \nabla \cdot \nabla h \frac{dp}{g} = \frac{2}{gr} \int_{p_0}^{100} \overline{V_R h} dp \quad (1)$$

式中  $g$  为重力常数， $p_0$  为地面气压 (毫巴)， $r =$  半径12° (1.33 × 10<sup>6</sup> 天)。在方程(1)中，湿静力能定义为

$$h = s + Lq = C_p T + gz + Lq \quad (2)$$

式中， $L$  为凝结潜热。McBride (1981 b) 曾对这些系统在0-6°半径区内的收支作了分析。

表2 通量辐散 (0-12°)

	动能 (瓦/米 <sup>2</sup> )	角动量 (×10 <sup>3</sup> 焦耳/米 <sup>2</sup> )	h (瓦/米 <sup>2</sup> )	s (瓦/米 <sup>2</sup> )	Lq (瓦/米 <sup>2</sup> )	q (厘米/天)
飓风	1.4	-0.8	44	91	-47	-0.16
发展低压	1.9	-1.6	61	178	-117	-0.40
不发展云团	0.0	0.3	66	98	-32	-0.11
台风	4.1	-2.2	88	162	-74	-0.25
发展云团	0.7	0.0	49	204	-155	-0.54
不发展云团	1.3	0.2	89	186	-147	-0.51

表2的后四列表明： $h$ ， $s$ 和 $q$ 的大尺度径向通量较小，且与内核强度明显无关。由于低层质量辐合和高层质量辐散，各系统都出现水汽辐合和干静力能辐散，其结果是湿静力能有小量（ $40 - 90$ 瓦/米<sup>2</sup>）的净输出（辐射冷却约为 $130$ 瓦/米<sup>2</sup>，等于 $-1.2^{\circ}\text{C}/\text{天}$ ）。内核强度和半径 $12^{\circ}$ 处的 $h$ ， $s$ 或 $q$ 的净输出之间缺乏明显的相关，这反映出与风暴加强有关的径向风扰动的尺度较小。McBride(1981 b)对风暴内核半径区的通量分析表明，随着风暴加强，半径 $4^{\circ}$ 处的 $h$ 和 $s$ 的输出和 $q$ 的输入不断增大。

发展低压和成熟热带气旋起到相对角动量汇的作用（由于其地面的大尺度气旋环流），面云团则不是。台风大半径处的动量输入集中在对流层上层（Frank, 1971 b），它作为整体中的一个有机部分，与在风暴发展时趋于形成的反气旋外流通道有着密切关系。

在所有的系统中， $12^{\circ}$ 半径处的动能输出均 $\geq 0$ ，其中以台风的值最大。Frank(1977 b)表明，成熟飓风和台风在半径 $12^{\circ}$ 处的动能通量集中在对流层上层。McBride(1981 b)在半径 $6^{\circ}$ 处的结果也大致相同。Black和Anthes(1971)也表明，有一组飓风还有合成风暴，在它们高层的大半径处均出现强大的动量输入和动能输出。Edmon和Vincent(1979)分析了一个以飓风Carmen(1974)为中心的移动的 $10^{\circ} \times 10^{\circ}$ 方块（ $\sim 5^{\circ}$ 半径）中的动能收支。他们发现动能的输出是微不足道的。这并不一定不合逻辑，正如Frank(1977 a)表明的，台风的平均动能输出随半径明显增大，半径 $3 - 4^{\circ}$ 之间一般都接近零值。Palmer(1958)表明，飓风Hazel在其登陆后转向温带风暴期间，大半径处出现了强大的动能输出。

根据表2的通量计算，我们可以得到以下的结论：在半径大于 $12^{\circ}$ 的尺度里，热带气旋影响热量和水汽平衡的程度与云团没有什么不同。但是发展较盛的风暴一般都是大尺度角动量的汇和动能的源。

### c. 径向通量

热带天气系统作为能量和动量的大尺度源或汇所引起的作用已在前面作了讨论。确定这些系统是否对上述物理量的全球径向输送

起到了作用也是很有意义的。正如上面所提到的，我们计算了通过位于系统中心南北 $10^\circ$ 的 $x-z$ （纬向和垂直方向）平面的净通量。 $x-z$ 平面从地面伸达100毫巴，其有效长度在 $x$ 方向为 $28^\circ$ 左右，中心正处风暴经度。对圆柱网格内的数值作了人工分析，以估计离中心 $\pm 10^\circ$ 处的平均通量、动能，西风动量（ $u$ ），潜热（ $Lq$ ）和湿静力能的通量的计算结果均列于表3。为了作尺度分析，表中还列出了设经向风为1米/秒而计算出的平均通量，和西印度群岛不发展云团的输送量的垂直积分平均值。包括后面这些通量是为了把合成通量与仅仅由风暴经度上平均经向质量通量所引起的输送进行比较。

表3的结果表明，除某些WPAC台风的通量以外，所有的物理量的经向通量都较小，且与系统强度的关系不大。在风暴中心以北 $10^\circ$ ，台风出现很大的KE和 $u$ 的北向输送。这些通量几乎全出现在对流层上层，其最大值在200毫巴附近。Erickson和Winston（1972）表明，在与WPAC台风东北方的高层外流通道相联系着的长云带伸入西风带后，北太平洋上空300毫巴的西风带会有几天加强。表3中台风引起的动能极向通量足以使 $30-40^\circ N$ 之间的 $10^\circ$ 纬向带内地面——100毫巴的动能每天增大 $1.1 \text{米}^2/\text{秒}^2$ （产生 $1.2 \text{瓦}/\text{米}^2$ ），或使该纬带100-300毫巴层的动能每天增大 $5.1 \text{米}^2/\text{秒}^2$ （ $\sim 5.5 \text{瓦}/\text{米}^2$ ）（不计向其它地方的动能输出）。台风动量通量，如果能使同一 $10^\circ$ 纬向带内的动量增大，就会使西风带每天增大 $0.3-0.4 \text{米}/\text{秒}$ （100-300毫巴层每天增大 $\sim 1.6 \text{米}/\text{秒}$ ）。这些数值与Erickson和Winston（1972）的结果大致相同。Erickson和Winston表明，北半球（ $20-90^\circ N$ ）850-200毫巴层的平均 $\partial KE/\partial t$ ，在东北方强外流带形成后，持续4天，为每天 $\sim 2.8 \text{米}^2/\text{秒}^2$ （即 $0.2 \text{瓦}/\text{米}^2$ ）。这个区域比 $20-30^\circ$ 纬带大出3倍。

很有意思的是，WI飓风在离其中心 $10^\circ$ 以北或以南处并不出现较大的KE或 $u$ 的经向通量。由于这些风暴确实输出净动能（表2），其输出必然限于离风暴 $\pm 10^\circ$ 的纬向带内。（合成中没有包括 $u$ 、KE的单个数值，且由于热带气旋的大尺度动能通量大多是涡

表 3 通过位于离风暴中心南北各  $10^\circ$  的两个  $x-z$  平面 (取地面——100 毫巴之间的平均) 的极向通量, 还列出了假设  $\bar{v} = 1$  米/秒所算得的通量和西印度群岛不发展云团的  $\bar{v}^2/2, u, L_q$  和  $h$  的平均值

	$\bar{v}^2 \bar{v}^2$ (米·焦耳·秒 <sup>-1</sup> ·千克 <sup>-1</sup> )		$\bar{v}u$ (米 <sup>2</sup> ·秒 <sup>-2</sup> )		$\bar{v}L_q \times 10^3$ (米·焦耳·秒 <sup>-1</sup> ·千克 <sup>-1</sup> )		$\bar{v}h$ (米·焦耳·秒 <sup>-1</sup> ·千克 <sup>-1</sup> )	
	N10°	S10°	N10°	S10°	N10°	S10°	N10°	S10°
台风	-74	-112	0	5	6	11	-149	-115
发展低压	242	-37	18	-1	7	13	177	-76
不发展云团	-65	-69	-1	1	10	5	-66	-82
台风	1726	-121	55	17	19	22	748	44
发展云团	-2	-45	5	4	7	6	-66	3
不发展云团	-68	-106	7	11	12	11	56	-60
$\bar{v} = 1$ 米/秒 的平均通量	33		.3		13		342	



动通量(Frank 1977 b), 因而不能计算出动能的纬向输出。) 台风和飓风 $12^\circ$ 半径处的KE净输出(通量辐散分别为 $4.1$ 和 $1.4$ 瓦/米<sup>2</sup>)足以使 $10-30^\circ$ N带内, 对流层动能的增大率达到每个风暴分别为 $0.27$ 瓦/米<sup>2</sup>和 $0.09$ 瓦/米<sup>2</sup>。上述计算没有考虑在半径大于 $12^\circ$ 的区域内, 风暴可能引起KE的产生问题。为作比较, 在 $V_0=10$ 米/秒的区域中, 由地面摩擦引起的KE消散定为 $\sim 1.65$ 瓦/米<sup>2</sup>。每年约有80个发展完全的热带气旋(Gray, 1975), 其生命期有长有短, 但大多为一星期左右。因而, 从全球平均来看, 每天有1-2个活跃的热带气旋, 尽管这些气旋的季节性很强(Gray, 1975)且常可同时出现好几个(Gray, 1978)。显然它们对于低纬度的全年动能收支, 并不处于支配地位, 但在较短的时间和空间尺度内(这是未来需继续研究的课题), 它们却可能是十分重要的收支项目。Gray(1978)估计, 热带气旋产生的KE补偿了气旋区之外2%左右的全年全球动能消散, 并且在存在许多风暴的情况下, 气旋产生的动能可补偿高达20-30%的北半球10-20天期间动能消散。

#### d. 风暴路过的分析

分析了成熟台风或飓风在下列时刻在固定网格上的位置 $t=t_0$ 。(网格中心),  $t=t_0 \pm 60$ 小时, 和 $t=t_0 \pm 120$ 小时。由于筛选判据需要各风暴在所有的分析时间都达到成熟热带气旋的强度(最大风 $>65$ 海里/小时), 因而, 得到的个例数随风暴前后的时段增长而减少。在风暴经过几天前, 风暴常达不到成熟程度, 而且在经过后, 风暴又经减弱或登陆。在 $\pm 120$ 小时, 资料集里的探测数比 $t_0$ 时刻合成数减少50%左右。在时间上已不能更向前后延伸。

图11给出了在飓风经过的过程中, 网格半径分别为 $1-7^\circ$ ,  $7-13^\circ$ 和 $1-13^\circ$ 范围内 $h$ ,  $s$ ,  $Lq$ 和 $V^2 (=2KE)$ 的垂直积分(地面—100毫巴)值的时间序列。正如所预期的, 所有的这些通量的最大值都在风暴位于网格中心的 $t_0$ 时刻, 出现在 $1-7^\circ$ 范围内。对60小时和120小时以前和以后的合成加以比较, 发现 $h$ ,  $Lq$ 和 $s$ 的变化较小。对台风(没有列图)的分析也有类似的结果, 虽然台风尾区中的 $h$ 和 $Lq$ 有迹象比风暴前方路径中的数值稍高一些。