

# 赤道东太平洋热力状况对西太平洋台风 发生频率的影响\*

潘 怡 航

(中国科学院大气物理研究所)

## 提 要

根据1949—1979年逐月资料,指出赤道东太平洋海表温度与西太平洋台风发生频率之间存在明显的时滞遥相关。通过个例对比与长期资料验证,揭露了当赤道东太平洋海表温度较正常为冷(暖)时,西太平洋低纬地区低空东西风辐合区两边的两个反方向的纬圈环流加强(减弱),辐合区两边的东西风加强(减弱),在菲律宾以东台风发生源地上的赤道辐合带(ITCZ)出现频繁(不活跃),因而台风生成偏多(偏少)。

## 一、引 言

台风是生成在热带海洋上的剧烈天气系统,国内外已有不少工作研究了海洋表面热力状况与台风生成的海洋气候条件<sup>[1-4]</sup>。其中有的作者指出了台风生成所要求的海洋表面温度应大于26—27°C。但是在180°E以西,20°以南的西北太平洋热带洋面上(即台风发生源地),每年4月到11月经常是满足这个条件的。从历年逐月台风的发生频率来看,不仅一年中季节变化很大,而且同一个月份各年之间差异也很显著。由此看来,单纯分析台风源地的同期海洋热状况还不能表明台风频率年际变化的原因。我们认为,从大尺度海气相互作用的角度对这个问题做进一步的探讨是必要的。

近年来,人们注意到东太平洋赤道附近海表温度的冷暖,除直接影响赤道纬圈环流(沃克环流)的强弱外,并由此通过经圈环流(哈得来环流)影响到中低纬度的大气环流<sup>[5]</sup>,特别是对西北太平洋中低纬度的大气环流的异常影响更明显,如东亚低纬度的副热带高压<sup>[6]</sup>及中纬度西风带<sup>[7]</sup>的强弱与赤道东太平洋海温冷暖之间存在着较明显的时滞遥相关。可以说,东太平洋赤道附近的冷水区是影响西北太平洋大气环流的一个关键区。作者经过分析发现逐月台风发生频率与东太平洋赤道冷水区的海温之间也存在较好的遥相关<sup>[8]</sup>,本文将对这一遥相关的内在联系做进一步的讨论。

## 二、秘鲁沿岸的海表温度与西太平洋台风发生 频率间的遥相关

图1给出从1949年以来西太平洋(包括南海)台风发生频率距平<sup>1)</sup>(A)和东太平洋

\* 本文于1980年6月21日收到,1980年9月26日收到修改稿。

1) 1973年以前台风资料取自中央气象局出版的西北太平洋台风路径图,1974年以后者取自广东省气象台的台风简易路径图。

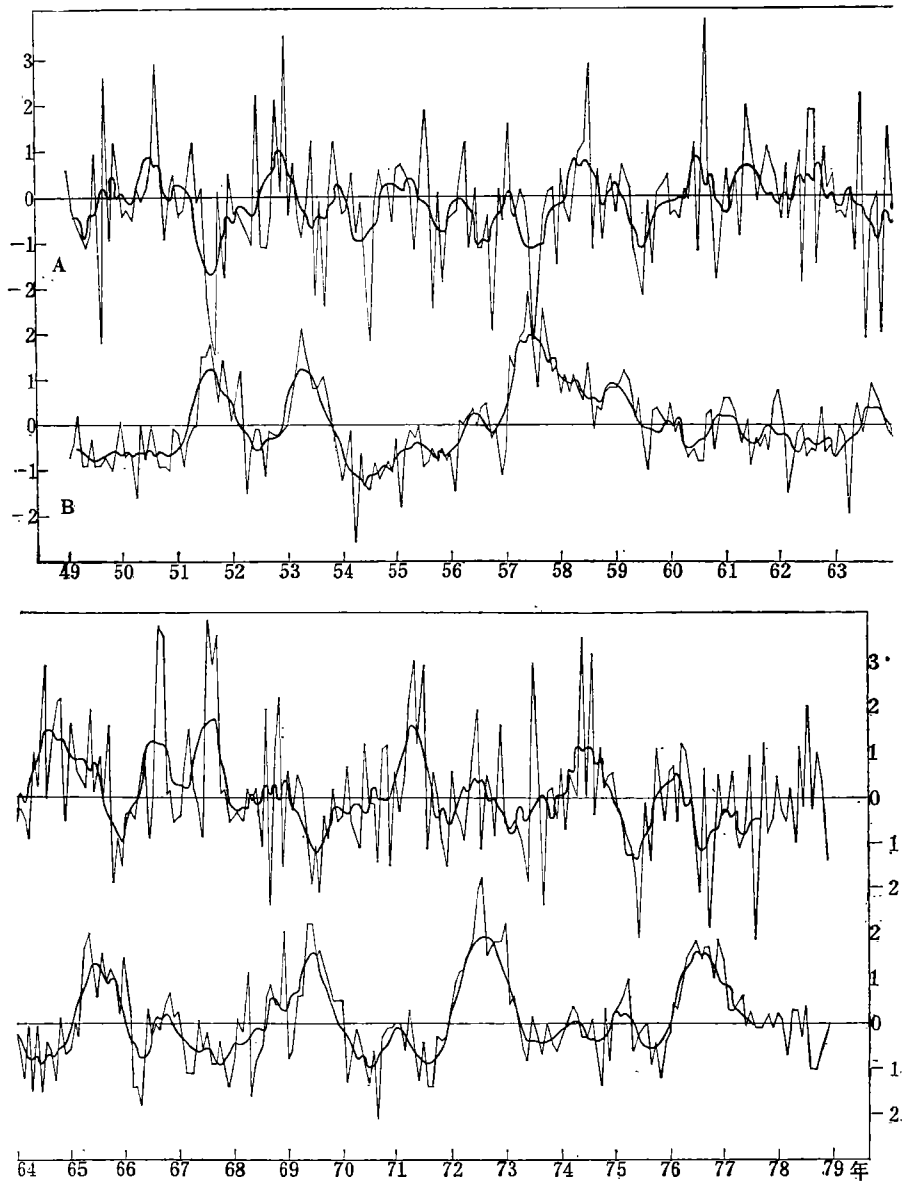


图1 1949—78年逐月西太平洋台风发生频率距平(A)与秘鲁沿岸(85°W, 10°S—5°N)海表温度距平(B)的变化曲线  
(图中粗实线为6个月滑动平均值)

秘鲁沿岸(85°W, 10°S—5°N)海水表面温度距平<sup>1)</sup>(B)逐月变化曲线。可以看到,这两条曲线存在有相反的演变趋势。图2中的I给出经6个月滑动后的这两条曲线的时滞相关系数的逐月演变值,正的月份表示海温在前,台风在后,负的月份反之。可以看见,台风落后于海温3个月的相关系数为最高,达-0.39。图中直线是信度为0.001的相关系数值。

1) 海表温度资料取自 Fishing Information NOAA 与北太平洋气候表。

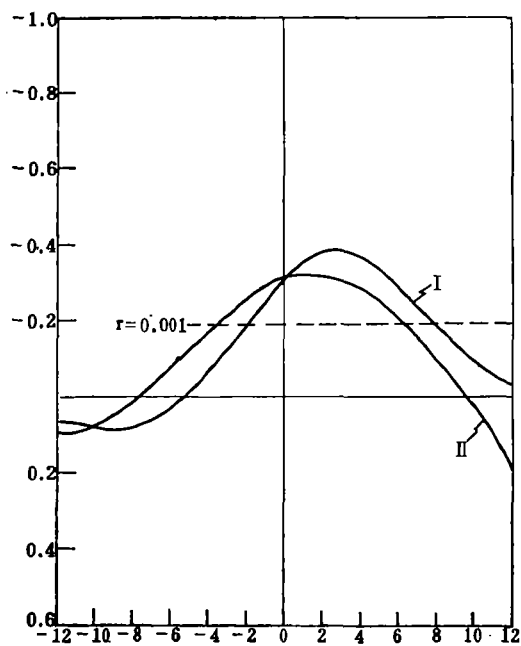


图 2 6 个月滑动的西太平洋台风发生频率距平与赤道东太平洋海表温度距平(I、II)之间的时滞相关系数变化 I (85°W, 10°S—5°N) II (130°W, 10°S—5°N)

上面所取的海温变化位置是在东太平洋赤道附近大范围冷水区的东端, 我们进一步分析了冷水区中部(130°W, 10°S—5°N)的海表温度与台风频率的关系。图 2 中的 II 为两者相应的时滞相关系数变化曲线, 其最大值出现在同期与落后一个月之间。这表明东太平洋赤道海域不同经度的海表温度变化与台风频率之间的最高时滞相关系数出现的时间是不同的, 位置偏东者时滞较长。看来这是由于自东向西的赤道洋流在一定程度上将把偏东地区海洋中的热量向西输送, 这种输送过程当然需要时间, 因此影响了偏西地区的 SST 变化较偏东地区落后。

上述统计事实说明, 赤道冷水区的海温较正常偏暖(冷)时, 后期台风发生频率偏少(多)。从 130°W 的 SST 变化来看, 以落后一个月的台风频率变化与其相关系数最高, 而从秘鲁沿岸(85°W)的 SST 来看则以落后 3 个月左右最好。因此, 从预报

角度来考虑, 应该更多地注意秘鲁沿岸的海温变化。

下面我们将进一步用资料给出东太平洋赤道海表温度的冷暖与大尺度赤道纬圈环流强弱之间的关系, 并由此讨论对台风发生频率的影响。

### 三、形成台风的大尺度环流背景和海温的关系

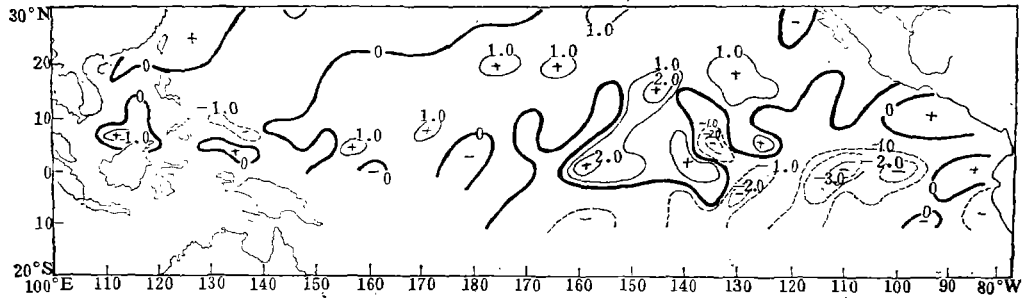
我们知道, 台风的发生发展在一定程度上要受着大尺度大气环流背景的制约。早在 1963 年谢义炳等<sup>[9]</sup>就指出 1958—1960 年夏季 36 个台风中有 28 个是发生在赤道辐合带(ITCZ)上。陈联寿等<sup>[10]</sup>统计了 1970 年—1976 年 141 个台风中有 116 个是由热带辐合区的扰动发展而成。这些统计事实都说明了 80% 左右的台风是发生在赤道辐合区中。

在北半球的夏秋季节, 西太平洋赤道辐合带, 经常是在菲律宾以东的洋面上, 从东南伸向西北可达 20°N, 在这一辐合带中是以东西风的辐合为主要特点。换句话说, 如果来自太平洋上的东北信风与来自印度洋的西南季风加强的话, 这条辐合带应比较活跃, 台风也应随之出现频繁。因此, 夏半年东南亚低纬度对流层下部东西两支基本气流的强弱, 对台风的发生发展有着直接的影响。

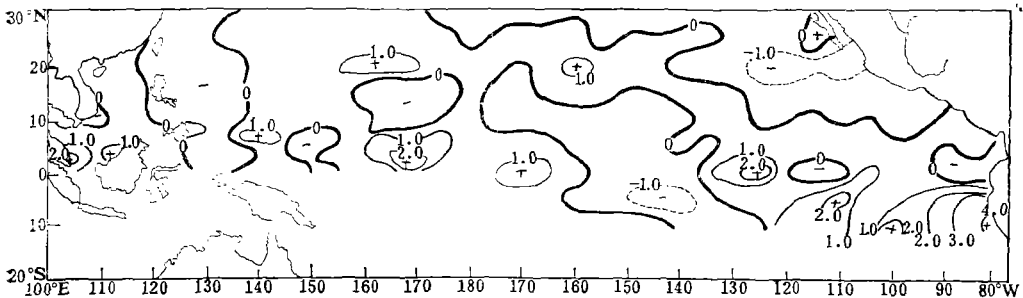
我们发现, 这两支基本气流的强弱与东太平洋赤道海温的冷暖有密切的联系, 下面取两个相反年份做对比分析。

1967 年是西太平洋台风发生甚多的年份, 全年共发生 40 个, 而 1969 年则为一个少台风年, 共 22 个。取全年台风发生最多的 8 月为例, 1967 年 8 月共生成 9 个, 1969 年 8

月仅 4 个。从太平洋热带地区海水表面温度(SST)距平分布图上,可以看到,这两个月份即 1967 年与 1969 年的 8 月,东太平洋赤道附近的海表温度有明显的差异,140°W 以东在 1967 年为大范围负距平,1969 年则为正距平,分别见图 3 a, b。实际上,海温场的这种差异在前一个月即 7 月,就已经很明显了(图略)。



a 1967 年 8 月

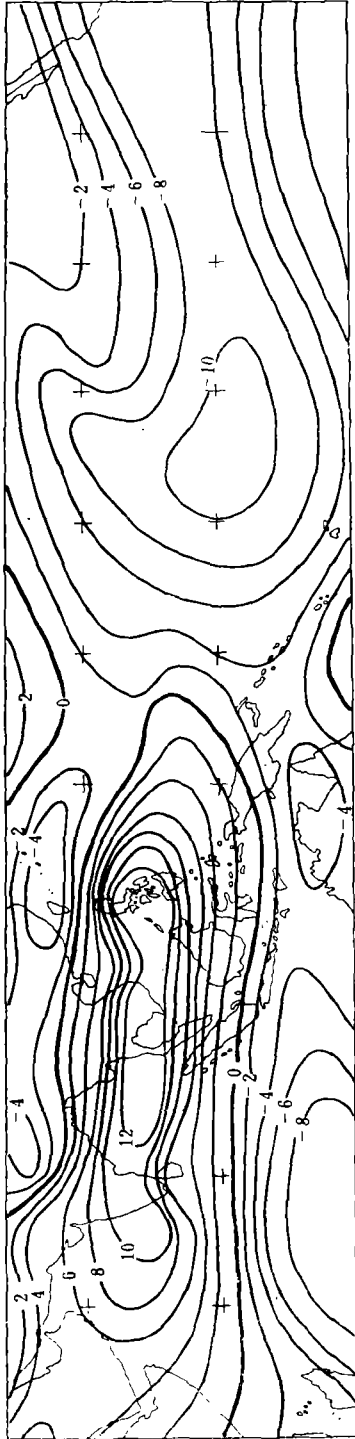


b 1969 年 8 月

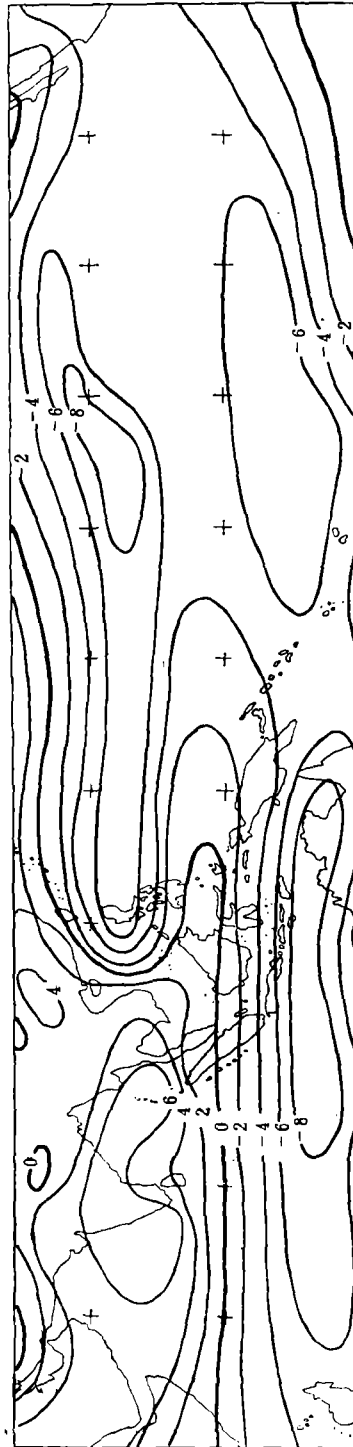
图 3 1967 年与 1969 年 8 月热带太平洋海表温度距平分布

下面先分析两个个例的大尺度纬向风速场,资料取自<sup>[11]</sup>。图 4 a, b 分别为 1967 年与 1969 年 8 月 850 毫巴的太平洋与印度洋低纬地区东西风分量场。二者对比,明显看出在多台风的个例中低纬度的东西风均比少台风个例强得多。南亚上空西南季风造成的西风最大风速线 1967 年 8 月为 12 米/秒,从孟加拉湾上空向东伸到菲律宾,而 1969 年 8 月仅为 6 米/秒出现在印度上空。太平洋上空东风最大风速线二者也很不同,1967 年 8 月最大东风风速线达 10 米/秒出现在太平洋中部的赤道附近,但在 1969 年 8 月太平洋中部的赤道附近为一相对小的东风风速区,最大东风风速线有两个中心,分别为 8 米/秒与 6 米/秒,出现在太平洋中部的 20°N 附近和 20°S 以内。不仅如此,西太平洋上空东西风交界面的型式、位置与界面附近的风速梯度也很不一样。1967 年 8 月是西风区以舌状东伸到东风区中,界面位置偏东在 120°—160°E 区内,界面附近风速梯度相当大。1969 年 8 月是东风区以舌状西伸到西风区中,界面位置西移到 110—120°E,界面附近风速梯度相对小得多。

再分析能反映垂直运动的雨量场与云量场,根据<sup>[12]</sup>所给的 100 多个太平洋岛屿雨量站及<sup>[11,13]</sup>常规气象站所给的雨量资料,做出这两个个例太平洋与印度洋低纬地区的月降雨量分布图 5 a, b, 可以看到二者情况很不相同。1967 年 8 月 200 毫米以上的雨量



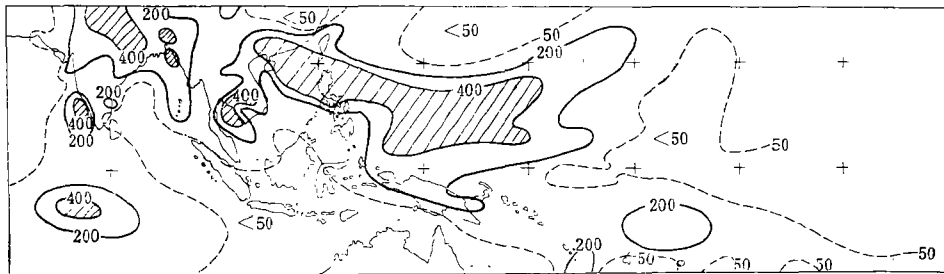
a 1967年8月



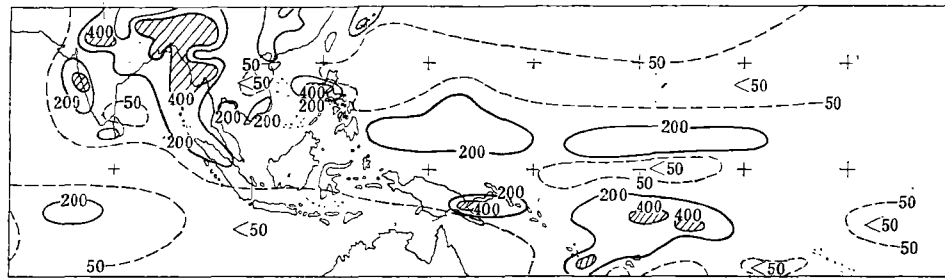
b 1969年8月

图 4 1967年与1969年8月太平洋与印度洋低纬地区850 mb东西风分量分布(单位米/秒)

区主要在西太平洋赤道西端以北，特别是在菲律宾以东台风经常发生的源地，400 毫米以上的大雨量带自东南伸向西北，可到达我国华南沿海地区，在菲律宾东北部达 600 毫米以上。从低空(850 与 700 毫巴)的月平均东西风分量图上，可以知道，这条大雨带与东西风交界面的位置是一致的，这说明在这个月份里，以东西风交界面为主要特征的夏季西太平洋赤道辐合带在这里出现频繁，从而台风生成偏多。与 1967 年 8 月的情况正好相反，1969 年 8 月西太平洋赤道附近的雨量并非最大，在广大洋面上紧沿赤道南北纬  $2^{\circ}$  以内为一条很窄的小于 50 毫米的小雨量带，200 毫米的雨量在  $3^{\circ}$ — $10^{\circ}$ N 与  $10^{\circ}$ S 附近呈东西走向，大于 400 毫米的雨量仅在南北纬  $10^{\circ}$  附近的局部地区出现。在月平均东西风分量图



a 1967 年 8 月



b 1969 年 8 月

图 5 1967 年与 1969 年 8 月太平洋与印度洋低纬地区月降雨量分布  
(---50 毫米, ——200 毫米, ▨400 毫米)

上,低空 850 与 700 毫巴的东西风交界面向西移到中南半岛附近,交界面两边的风速梯度比起 1967 年 8 月来,大大减小,与之相应的在安达曼海上空出现一条从东南向西北增加的 200 毫米以上的较大的雨量带。这说明在这个月份中,东西风交界面所形成的赤道辐合带的位置不仅向西移,而且活跃程度也远不如 1967 年 8 月,因而台风发生也很少。

从 Sadler 等卫星观测所得到的月平均云量图<sup>[14]</sup>(图略)上也可以看到,在其所给的  $110^{\circ}$  E 以东的太平洋洋面上,上面所述的两个个例在雨量分布上的这种相反的特征,是同样存在的。

由以上个例对比说明,在赤道东太平洋为冷(暖)水时,广大太平洋赤道附近低空的东风与印度洋赤道附近低空的西风强(弱),西太平洋上空东西风交界面偏东(西),交界面附近风速梯度大(小),西太平洋台风源地的赤道辐合带出现频繁(稀少),因而台风生成多(少)。

#### 四、赤道东太平洋海表温度与纬圈环流的作用

东太平洋赤道冷水区的形成在一定程度上受太平洋低纬度的东北与东南信风的影响,因为,当信风加强时,通过风吹流,使赤道附近向西流动的南北两支赤道洋流也相应加强,这样在秘鲁沿岸以及在偏离赤道的东太平洋低纬广大地区的上翻作用均要加强,低层的冷水将上翻到表层使海表温度低于常年,这是大气运动影响海温的一面。在另一方面,冷水加强后,纬圈环流的下沉分支也将增强,这样在这个纬圈环流的低层,其东风风速也必然要增强,这是海洋对大气影响的一面。这两个方面构成了海气之间的大尺度相互作用,这正是为什么赤道东太平洋海表温度的冷暖将会影响西太平洋台风发生频率的主要物理原因。

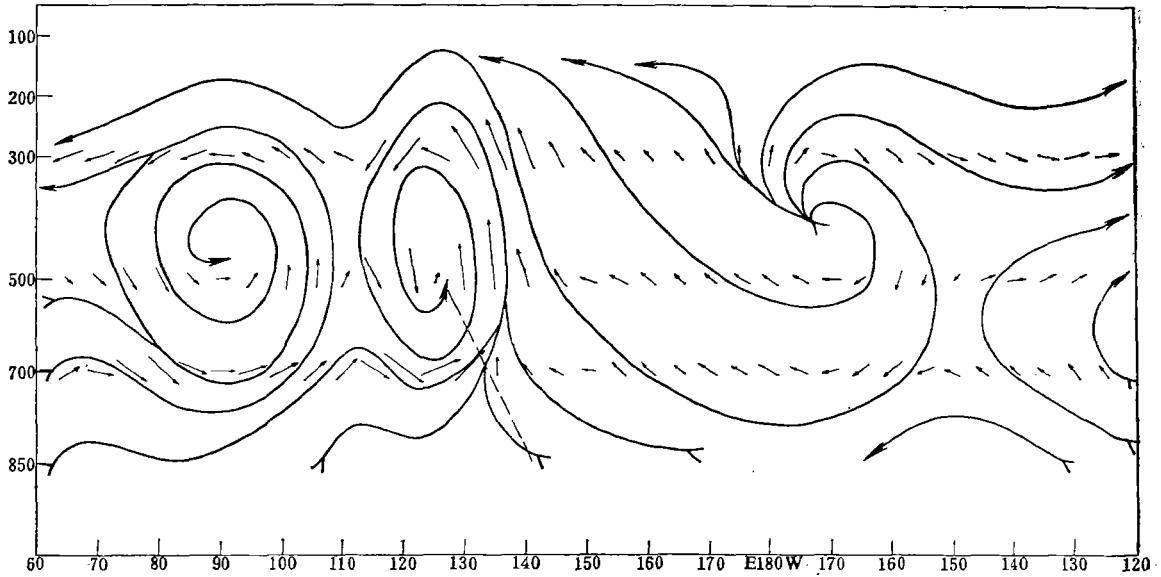
但是另一方面,我们还应解释形成辐合带西风强弱的物理原因。下面给出一个可能的解释。按照文献[15]的方法,我们做出两个例子的700,500与300毫巴各层在太平洋与印度洋低纬地区的垂直运动场(图略),与前面所用的雨量与云量场相比较,两例的主要特征都是一致的,说明垂直运动场的计算是可信的。有了垂直运动分布,结合各层的水平风场,即可给出垂直环流圈。

因为台风形成的纬度范围主要在 $10^{\circ}-20^{\circ}\text{N}$ ,我们首先给出1967年8月与1969年8月 $15^{\circ}\text{N}$ 的纬圈环流,图6a、b。两例共同之处是,东边是低空东风,高空西风,西边是低空西风,高空东风。低空东风辐合上升区部位偏在 $150^{\circ}\text{E}$ 以西。以低空东风辐合上升区为界,在东西两边明显地形成方向相反的两个大的闭合环流圈。

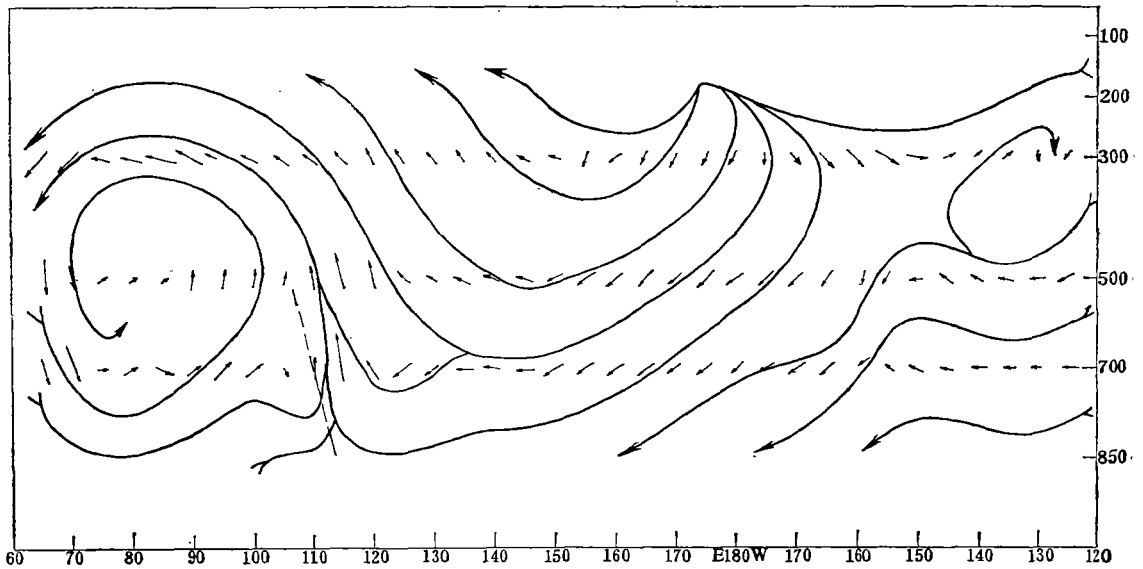
在这个基本形势下,两个个例的差别也是很明显的。1967年8月低空东西风辐合区位置偏东,出现在菲律宾以东的西太平洋 $125^{\circ}-140^{\circ}\text{E}$ 洋面上,上升速度也较大,最大值到2厘米/秒以上。辐合区以东出现明显的顺时针闭合环流圈,有意思的是辐合区以西是由两个同方向旋转的小的闭合环流组成的逆时针环流圈。偏东一个是 $125^{\circ}-140^{\circ}\text{E}$ 东西风辐合区上升气流到300毫巴向西吹,到 $110^{\circ}-125^{\circ}\text{E}$ 我国南海上空下沉,至500毫巴以下与低空的西风气流汇合折向东而成闭合环流圈。偏西一个是低空西风气流在孟加拉湾与中南半岛 $90^{\circ}-110^{\circ}\text{E}$ 上升到300毫巴以上与高空东风气流汇合又折向西,在阿拉伯上空下沉,并在500毫巴以下与西风气流汇合形成第二个逆时针闭合环。

1969年8月与前者不同,低空东西风辐合上升区向西移到我国南海 $110^{\circ}-120^{\circ}\text{E}$ 上空,上升速度也较小,最大值达1.5厘米/秒,辐合区东面的顺时针环流圈不明显,辐合区西面只出现一个在 $90^{\circ}\text{E}$ 以东上升,在阿拉伯上空下沉的较大的逆时针闭合环流圈。

进一步分析这两例在不同纬度上纬圈环流的差异。我们做出每隔5个纬度上的纬圈环流图(图略)。由于印度洋上赤道西风带夏季偏在北半球,因此,包括赤道在内的 $5^{\circ}\text{N}$ 与 $10^{\circ}\text{N}$ 的低纬纬圈上两个个例的纬圈环流均与 $15^{\circ}\text{N}$ 纬圈上的相似。从赤道以南低纬度如 $5^{\circ}\text{S}$ , $10^{\circ}\text{S}$ 的纬圈环流图(图略)可以看到,由于印度洋赤道西风带不在南半球,因而不存在低空的东风辐合区。但是两个个例在太平洋上的沃克环流都明显存在,所不同者,从高空西风,低空东风以及西部上升东部下沉的速度来看,冷水个例的1967年8月比暖水个例1969年8月要大得多。也就是说从 $10^{\circ}\text{S}$ 到 $15^{\circ}\text{N}$ 的范围内1967年8月太平洋上空的沃克环流比1969年8月强得多。



a 1967年8月



b 1969年8月

图 6 1967年与1969年8月太平洋与印度洋地区沿15°N的纬圈环流

由此可以得出以下看法：当赤道东太平洋为冷水时（1967年8月），赤道太平洋上空的纬圈环流（即沃克环流）增强，这样使西太平洋上空赤道附近的上升气流也要相应加强，在这股上升气流的高空，水平气流将向东西两侧辐散，即除一部分转成高空西风增强东边的顺时针垂直环流圈外，一部分将折向西加强南亚高空的东风，从而加强了西边的逆时针环流圈。这也就是说，当东太平洋海温较正常为冷（暖）时，它的影响不是局地的，而是通过沃克环流使印度尼西亚附近的上升分支加强（减弱），这样，在这股上升气流上空，由于



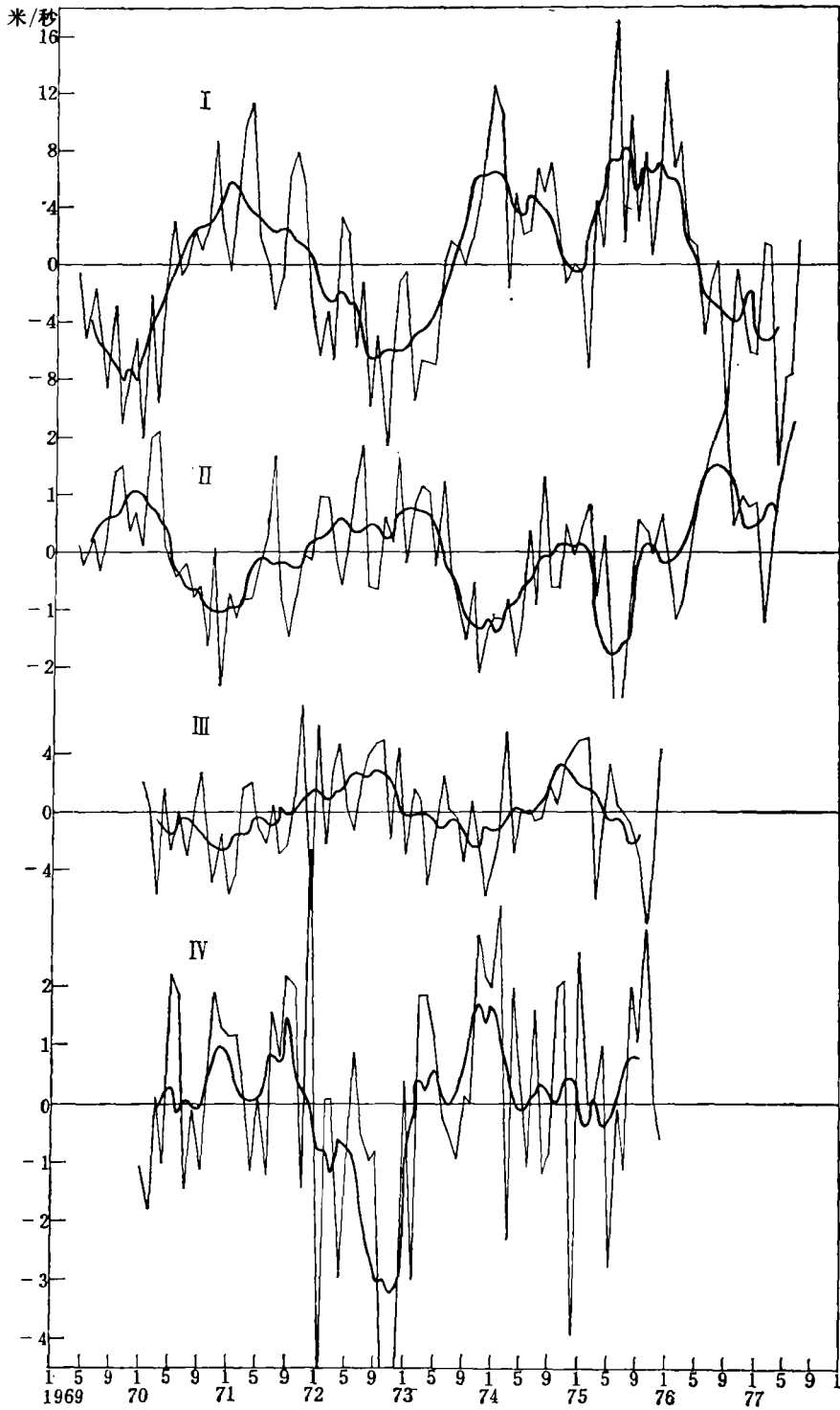


图 7 1969年—1977年逐月马克萨斯岛与甘岛的200毫巴与850毫巴纬向  
风速距平与6个月滑动曲线(粗实线)  
(I——马克萨斯岛200毫巴, II——马克萨斯岛850毫巴, III——甘岛200毫巴, IV——甘岛850毫巴。)

质量连续性,将出现水平的辐散气流,除使东侧的沃克环流加强(减弱),也使西侧出现的反方向垂直环流圈加强(减弱),而后面这一垂直环流圈的低空偏西风也自然加强(减弱)了。当然,这只是赤道西风气流加强的一个原因。

由于这种过程,将东太平洋赤道附近的海表温度,通过两个反方向的纬圈环流低空的东风辐合,与西太平洋的台风发生频率联系起来。

## 五、长期资料验证

上述两个个例对比说明,赤道附近太平洋低空东风增强时,通过赤道纬圈环流的作用,使低空东西风辐合区东西两边两个反方向的环流圈都加强,即太平洋低纬度高空西风与低空东风,南亚高空东风与低空西风都得到增强,这一事实是否成立,我们将用更多的资料给予验证。

我们用东太平洋赤道附近的马克萨斯岛(09°48' S, 139°02' W)高空 200 毫巴的西风风速与 850 毫巴的东风风速表示东边顺时针环流圈的高低空水平风速,取印度洋赤道附近甘岛(00°41' S, 73°09' E) 200 毫巴的东风风速与 850 毫巴西风风速表示西边这个逆时针环流圈的高低空水平风速,图 7 给出 1969—1977 年逐月风速距平及其 6 个月滑动曲线。明显看出 I 与 II 的变化是反相的, III 与 IV 的变化也是反相的,同时 I 与 III 变化反相,因而 II 与 IV 的变化也是反相的。这样,多年的资料也说明了,太平洋赤道附近的高空西风强(弱)时,低空东风也强(弱),印度洋赤道附近的高空东风强(弱)时,低空西风强(弱)。同时,东边高空的西风增强(减弱)时,西边高空的东风增强(减弱),因而,低空东边的东风与西边的西风有着同时增强或减弱的变化趋势。

由此说明,前面从个例对比所得到的关系,是一个长期的统计事实,并有一定的物理依据,这就为利用赤道东太平洋海表温度来预报西太平洋台风发生频率提出一个可能的长期预报方法。

本文承陶诗言先生提出宝贵意见,特此致谢!

## 参 考 文 献

- [1] E. H. Palmen, *Geophysics*, 3, 26—28, 1948.
- [2] T. N. Carlson, *Mon. Wea. Rev.*, 99, 309—310, 1971.
- [3] 陶诗言、章名立、吕玉芳, 中国夏季副热带天气系统若干问题的研究, 2—19, 1963.
- [4] 何家骅, 大气物理研究所集刊, 第 6 号, 72—86, 1978.
- [5] Bjerknes, J., *Mon. Wea. Rev.*, 97, 163—172, 1969.
- [6] 中国科学院地理研究所长期预报组, 科学通报, 22, No. 2, 313—317, 1977.
- [7] 潘怡航, 大气科学, 2, 246—252, 1978.
- [8] \_\_\_\_\_, 科学通报, 第 21 期, 987—989, 1980.
- [9] 谢义炳、陈受均、张一良、黄寅良, 气象学报, 33, No. 2, 206—217, 1963.
- [10] 陈联寿、丁一汇, 西太平洋台风概论, 1979.
- [11] Monthly Climatic Data for the World, NOAA Environmental Data Service.
- [12] An Atlas of Pacific Island Rainfall, Hawaii Institute of Geophysics 1973.
- [13] 中国降水资料(1961—70), 中央气象局.
- [14] Sadler, J. C., L. oda and B. J. Kilonsky, Pacific Ocean cloudiness from Satellite observations. Department of Meteorology, University of Hawaii, 1976.
- [15] 潘怡航, 气象学报, 39, No. 1, 98—109, 1981.

---

**THE EFFECT OF THE THERMAL STATE OF  
EQUATORIAL EASTERN PACIFIC ON THE  
FREQUENCY OF TYPHOONS OVER  
WESTERN PACIFIC**

Pan yi-hang

*(Institute of Atmospheric Physics, Academia Sinica)*

**Abstract**

Based on the monthly data of thirty years in 1949—1979, we revealed that there are time lag correlations between the frequency of typhoons of the west Pacific and east equatorial Pacific sea surface temperature. It is indicated when the east equatorial Pacific sea surface temperature is colder (warmer) than normal, the latitudinal circulations are stronger (weaker) than normal. These circulations are situated on the both sides of the west Pacific convergence zone formed principally by the east and west wind in the lower atmosphere. As a result, the inter-tropical convergence zone related with the formation of typhoons is more active (less active).