

# 影响北大西洋飓风形成的 大尺度环流条件

丁一汇

E. R. 莱特

(中国科学院大气物理研究所, 北京)

(美国科罗拉多州立大学大气科学系)

## 摘 要

本文对多飓风月(或季)和少飓风月(或季)的大尺度环流系统进行了对比分析, 得到大西洋飓风形成频率与下列大尺度环流条件有关的结论:

在多飓风月或季, 副热带高压有明显发展并向北移, 冰岛低压加深, 极地涡旋较强并且有一深的长波槽沿美国东岸南伸; 在美国和加拿大西部有一强高压脊发展, 相应的高空急流移向北; 在200毫巴, 在副热带大西洋上盛行异常反气旋环流; 高空东风气流较强和海面温度为正距平。而少飓风季的情况在许多主要方面与上述情况相反。统计检验表明, 这种差异从统计上是显著的。最后, 我们比较了大西洋和西太平洋有利于飓风或台风形成条件的差异。

## 一、引 言

不少人<sup>[1-3]</sup>研究了中高纬度大尺度环流型与飓风活动的关系。例如, Namias指出, 由西风带低槽侵入热带的极地冷空气和气旋性涡度能够引起热带大气的不稳定性和促使小尺度气旋性涡旋增长和形成, 这对以后飓风的生成和发展是十分有利的。以后在解释1968年大西洋出现异常少的飓风的原因时又强调了海气相互作用的重要性<sup>[3]</sup>。Ballenzweig用700mb高度距平图指出, 在飓风形成最多和最少季节间的距平分布有明显的差别。更早, Namias和Dunn<sup>[4]</sup>也指出, 在1955年8月, 当两个风暴(Connie和Diane)形成时, 绕极的西风带涡旋异常收缩, 副热带反气旋和东风带相应地向北移动。

应该指出, 上述研究主要限于中高纬度大尺度环流的作用。对热带环流本身的作用研究得不多。近年来, 热带高空观测有明显改善, 飞机测风报告和卫星测风资料已被用于热带分析中, 因而现在比以前能更好地分析大尺度热带环流的特征及其与飓风形成的关系。

本文是研究中高纬和热带大尺度环流与北大西洋飓风发生频率关系的主要结果。

## 二、资料和个例的选取

风场是取自美国国家气象中心(NMC)的热带风分析和世界月平均气候资料,北大西洋飓风频数取自〔5〕及美国飓风中心(NHC)发表的资料(见Monthly Weather Review)。

我们用综合法得到多飓风月(季)和少飓风月(季)的长期平均图,表1给出从22年(1957—1978年)中选取的个例,一般是对每个月(7—10月)选取了头5个飓风最多的月和头5个飓风最少的月,由于资料关系只在少数情况下是例外,如果某两个月飓风数目相同或接近,我们就取近年的月份,多飓风月和少飓风月的飓风数差值很大,对整个飓风季(7—10月)两种情况下飓风数之比为4.2:1(72:17)(见表1)。

如Namias<sup>[6]</sup>以前指出,由于在研究中选用了较多的个例(每种情况下为20个月),

表1 多飓风月和少飓风月所选的个例(1957—1978)

月 份	多 飓 风 月			少 飓 风 月			两 种 情 况 的 平 均 比 率
	年 份	飓 风 数	每 月 总 数	年 份	飓 风 数	每 月 总 数	
7 月	1959	2	11	1957	0	0	11:0
	1960	2		1965	0		
	1966	4		1968	0		
	1973	2		1972	0		
	1975	1		1977	0		
8 月	1958	4	22	1961	0	3	7.3:1
	1969	5		1962	0		
	1971	4		1966	1		
	1974	4		1967	1		
	1976	5		1968	1		
9 月	1963	5	25	1965	2	11	2.3:1
	1966	4		1972	2		
	1969	6		1973	2		
	1971	6		1976	2		
	1974	4		1977	3		
10 月	1967	3	14	1966	0	3	4.7:1
	1969	5		1972	0		
	1970	2		1974	1		
	1973	2		1975	1		
	1978	2		1976	1		
4 个 月 飓 风 总 数			72			17	4.2:1

因而所作出的大尺度环流和距平场综合图不大可能受到热带气旋本身的明显影响。因后者在给定地区只出现在少数几天内；也只占较小的区域。故可以相信，大气环流的异常特征与制约热带气旋形成的大尺度流型的重复出现或持续性有关。这点对于中高纬度的环流距平尤其是如此，因为该处没有或很少有热带气旋活动。在热带地区热带气旋与大尺度热带流型之间有相当的反馈作用，这种反馈作用是通过潜热释放和感热作用进行的。因而在解释热带环流，尤其是热带气旋生成区的环流条件时，应该特别谨慎。



图1 夏季850mb平均流场(7-9月)

(a)——多飓风季 (b)——少飓风季

- 表示以后发展成飓风的扰动的初始位置
- 表示达到飓风强度(风力大于34海里/时)时热带气旋的位置

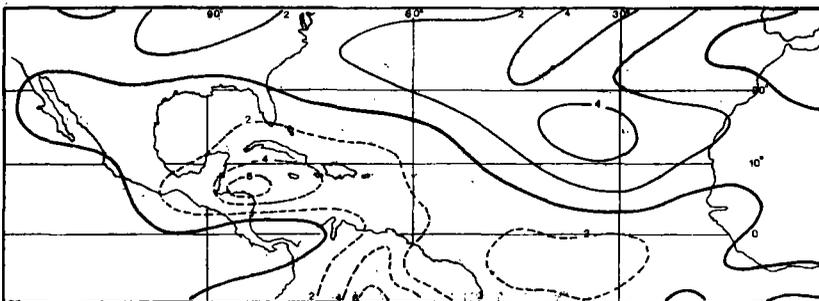


图2 少飓风季与多飓风季间850mb纬向风的差(即少飓风季平均的u减去多飓风季的u)

实线代表有较强的西风，虚线代表有较强的东风 (单位：米/秒)

### 三、热带大尺度流型与北大西洋飓风频率变化的关系

图1为夏季(7—9月)850毫巴综合流场,一个明显的特征是亚速尔高压位置的变化。根据北大西洋地区稀少的高空测站,虽然难以确定这个高压的准确位置,但我们可以估计这个高压脊线的近似位置。副高平均在多飓风季比少飓风季偏北5—10个纬度,这样的一种向北移动能够使东大西洋的副热带区建立较宽广的东风带,图2清楚地表明在该地区在多飓风季有更强的东风或较弱的西风,但是在 $20^{\circ}\text{N}$ 以南的热带地区,尤其是中、西加勒比海和小安的列斯地区,多飓风季的东风比少飓风季要弱,当东风强时,由图1b可见,没有飓风在这些地区形成。飓风少生成的原因之一与这里有强垂直切变带有关,图3表明,在少飓风夏季有一条强垂直切变(200毫巴和850毫巴纬向风差)从中美洲向东延伸到 $45^{\circ}\text{W}$ ,其最大平均风速差为22米/秒,而多飓风夏季在同样地区的切变值却大大减小,由此看来,飓风主要形成在小安的列斯群岛附近和美国东南部海区,因为这些地区的垂直切变值为5—10米/秒,十分接近热带气旋发展的临界值,在多飓风季盛行在 $20^{\circ}\text{N}$ 以南的较弱的东风,可能与来自巴拿马ITCZ的低层涡旋进入此地区有关,也可能与延伸槽或减弱的冷锋

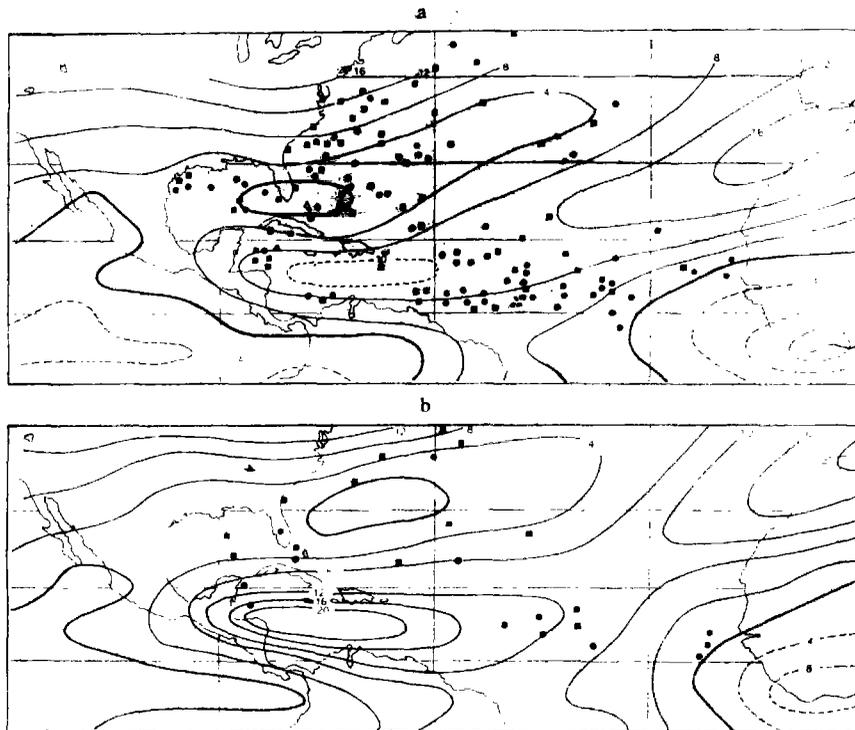


图3 850mb和200mb间u分量差(垂直切变)

负值表示在高层有更强的东风

(a)——多飓风季 (b)——少飓风季

(单位:米/秒)

向南侵入此地区有关. 上述两种过程都能减少低纬地区低层东风的平均强度. 由图1a可见, 在多飓风季巴拿马以南有ITCZ存在. 有些人<sup>[7]</sup>强调了ITCZ在产生加勒比海飓风中的重要性, 如果环流条件是有利的, 从这条切变线移出的扰动以后可以发展成大西洋飓风. 在少飓风季, 在巴拿马以南似乎没有ITCZ存在.

在北大西洋, 十月份仍可观测到许多飓风形成, 而在西太平洋地区, 在十月份台风数明显减少. 因而我们另外也给出北大西洋十月份热带的流场(图4). 可以看到, 多飓风和少飓风在850毫巴气流上也有些显著差别. 在飓风形成频繁的月份, 在美国东南部出现一反气旋单体, 这可以使东风带向北移动5—7个纬度.

图5给出200毫巴流线分析. 差别似乎并不十分显著. 在少飓风季, 大洋中部槽TUTT向西伸展到中美洲(95°W), 而多飓风TUTT只到达75°W. 此外, 少飓风季TUTT的平均位置略偏北5个纬距. 结果, 在TUTT前(以东)的高空西风范围更大, 强度更强, 造成更强的垂直切变. 在多飓风季高空西风的范围小一些, 强度也弱一些. 飓风主要形成在两个地区: TUTT后部弱高空东北或西风区和TUTT前方10—15个经度区, 在后面这个地区急流轴以南的高空质量流出可能是热带气旋经常在这里形成的一个原因<sup>[8]</sup>. 在TUTT槽线附近垂直切变较强, 只有很少的飓风形成. 另外, 一部分飓风也形成在副热带低层和高层西风区中(靠近美国东南沿岸), 这可能由移入此区中的冷锋尾部上的扰动演变而成<sup>[9]</sup>. 在小安的列斯群岛附近, 一般是北大西洋热带气旋的一个源地, 但在少飓风季几乎没有什么飓风在那里形成. 可能的原因是该区有较强的高空西风和垂直切变, 以此抑制飓风的形成(图6). 在少飓风季, 西经60°有一高空槽, 这能使较强的高空西风扩展到近赤道地

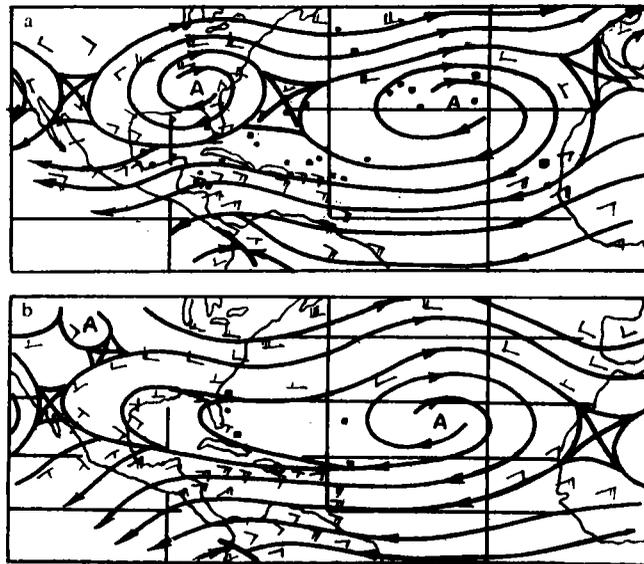


图4 10月850mb平均流场

(a)——多飓风季 (b)——少飓风季

· 表示以后发展成飓风的扰动初始位置

■ 表示达到飓风强度(风力>34海里/小时)时热带气旋的位置

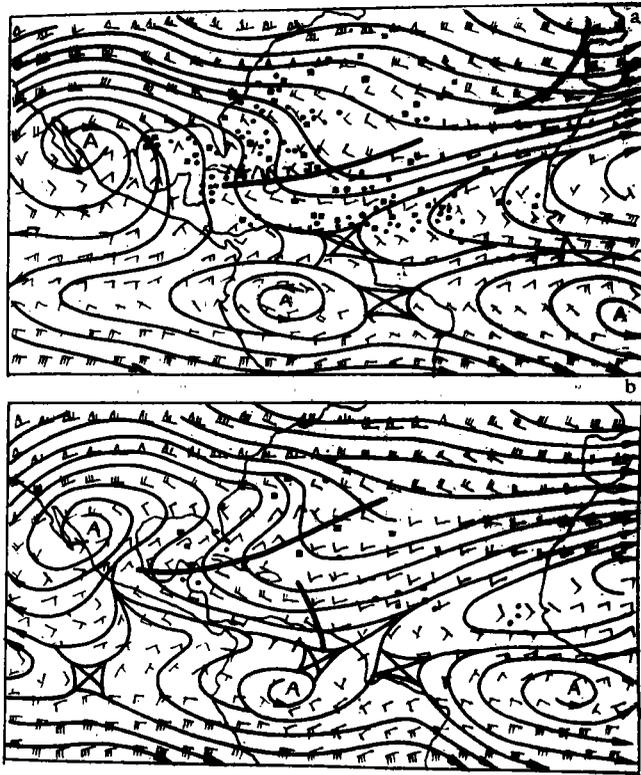


图5 夏季200mb平均流线分析(7—9月)

(a)——多飓风 (b)——少飓风

● 表示以后发展成飓风的扰动初始位置

■ 表示达到飓风强度(风力>34海里/小时)时热带气旋的位置

区,有时甚至到南半球的热带地区。这种情况也会抑制热带气旋的增长和加深,尤其是对来自西非并沿ITCZ向西移动的扰动(非洲波)。图6也揭示出,在多飓风夏季,在 $15^{\circ}\text{N}$ — $5^{\circ}\text{S}$ 地区有较强的高空东风存在,而在少飓风夏季,这些东风明显减弱,并且为 $40^{\circ}$ — $65^{\circ}\text{W}$ 地区南侵的西风所断开。

10月份200毫巴的流场表明,频繁的飓风的形成似与墨西哥高压向东移动25个经度有关(图7)。大多数飓风形成在这个高压的北部和东北部,该处高空气流具有辐散的特征。而在少飓风的10月,由于墨西哥高压向西移动,大西洋热带和副热带地区高空出现一致的较强西风,尤其在小安的列斯地区。这表明,十月较强的高空西风(纬向风分量 $u$ 的分布未给出)是热带大西洋热带气旋发展的阻碍因子。这个结果与Dvorak<sup>[9]</sup>的结论很一致,他指出,对流层上部单一方向(直线)的气流是不利于热带气旋形成的。

由多飓风季和少飓风季的200毫巴平均流场减去12年200毫巴长期平均流场(1968—1979),可以得到异常的平均气流图(图8)。无论是夏季还是10月,在多飓风条件下, $40^{\circ}\text{W}$ 以西的北大西洋上空都为一大面积反气旋距平区。这种天气形势有利于上部对流层的质量流出,有助于热带气旋的发展。与上述分布相反,在少飓风季和10月,在主要飓风

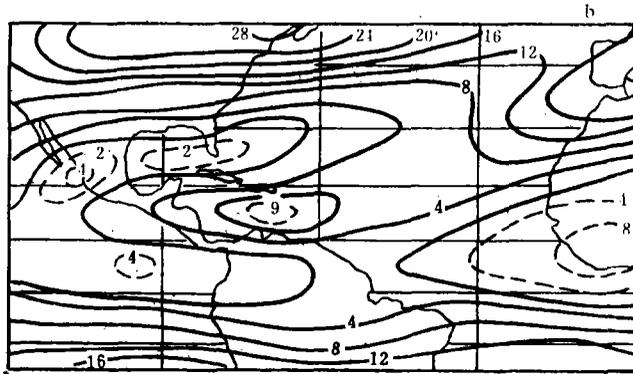
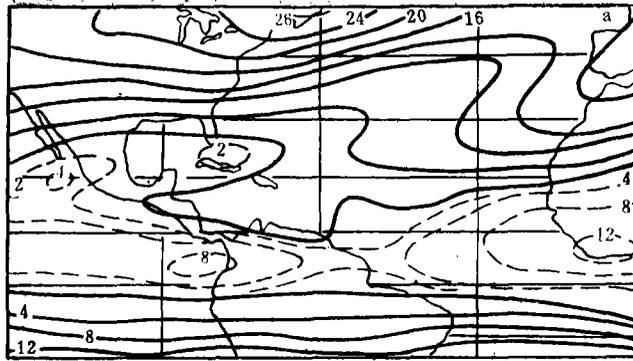


图6 200mbu分量分布  
 (a)——多台风夏季 (b)——少台风夏季  
 虚线表示东风 实线表示西风(单位: 米/秒)

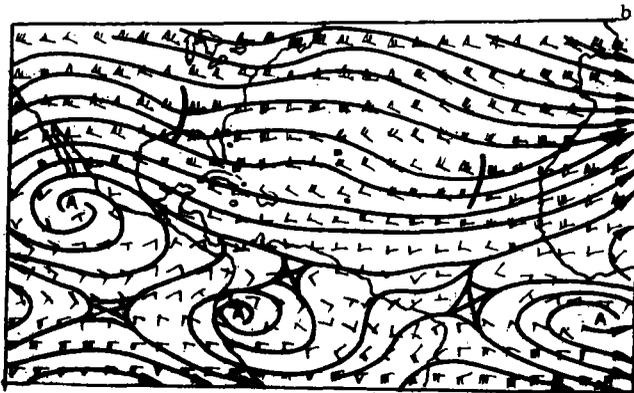
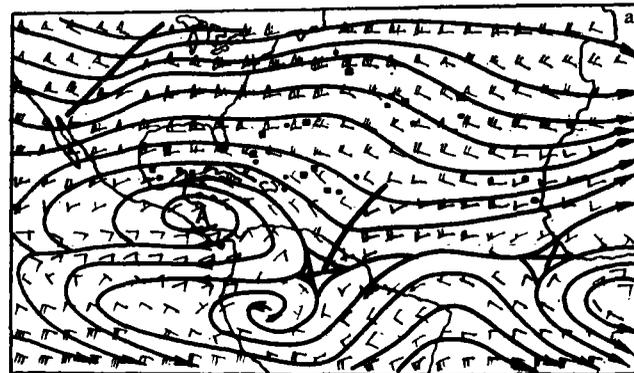


图7 10月200mb平均流线分析  
 (a)——多台风 (b)——少台风

形成区可以发现一异常气旋性环流，这种环流的作用能抑制高层质量流出。

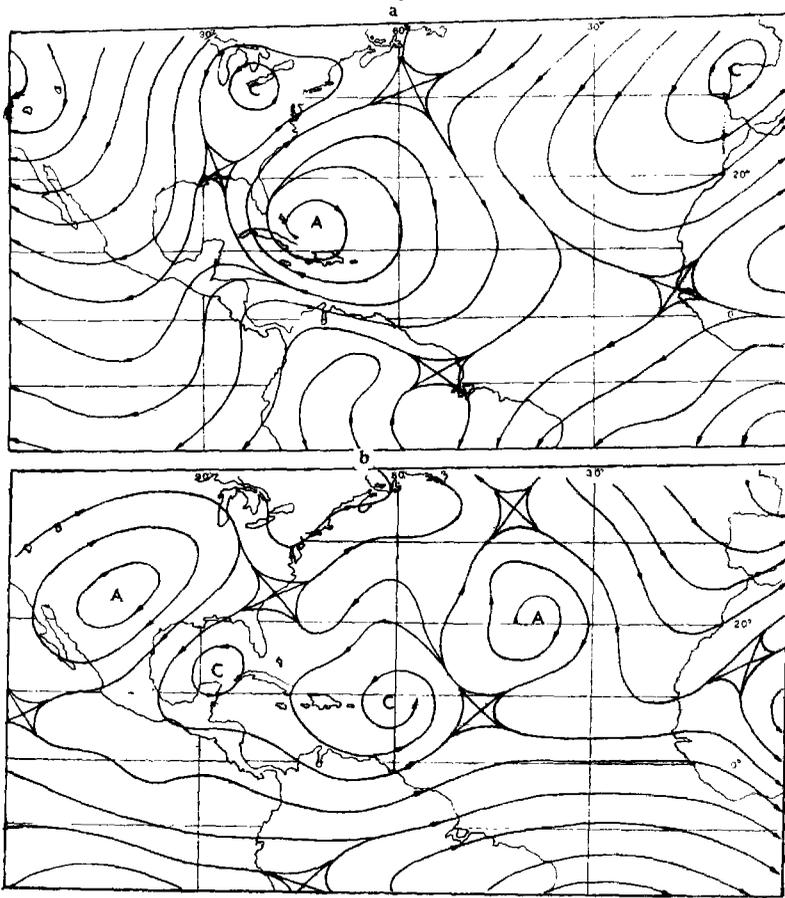


图8 夏季200mb异常环流  
(a)——多飓风 (b)——少飓风

#### 四、中高纬度大尺度环流条件和海温场与 北大西洋飓风形成频率的关系

图9给出多飓风季和少飓风季500毫巴高度偏差的综合图，在许多方面它们与 Namias<sup>[1]</sup>和Ballenzweig<sup>[2]</sup>得到的结果相似。在两种飓风活动情况下，距平分布的差别是很明显的。例如多飓风季的特征是：有一条中心在50°N的正距平带从北美东岸一直伸展到欧洲。在少飓风季，这条带被两个负距平中心代替，一个在加拿大，另一个在中欧。只有一小片弱正距平区位于美国东南海区。在多飓风季，北大西洋热带和副热带地区的负距平区比少飓风季大而且强，因而有利于在副热带地区建立深厚的东风层和强的经向切

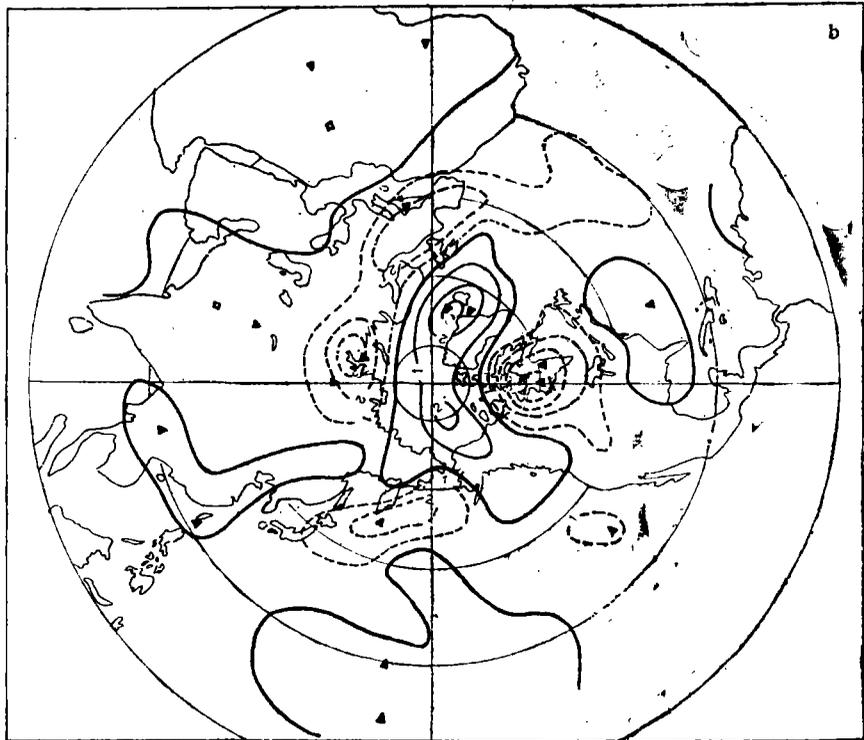
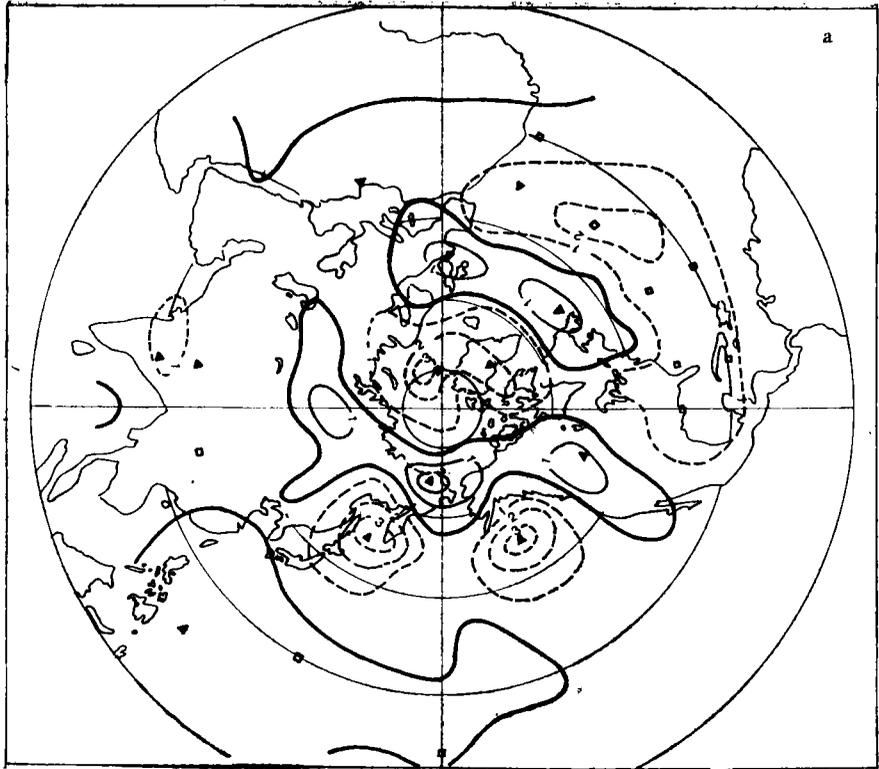


图9 大西洋飓风季(7—10月)500mb的平均高度距平

(a)——多飓风季 (b)——少飓风季 ---为负距平 ——为正距平 ▲ 代表至少80%的个例高度距平有相同符号 ■ 表示至少90%个例距平有相同符号(单位: 位势什米)

变, 这些条件有利于飓风的发展<sup>[10]</sup>。多台风月, 冰岛和格陵兰的强负距平区在少飓风季被一强正距平中心代替。这个结果也被Namias所揭示。但Ballenzweig的综合距平图并不完全与我们的分析一致。他指出, 在少飓风季有一负距平区从冰岛一直向南伸入东大西洋。在少飓风季冰岛地区出现的正距平区表示该处有高压脊重复出现或阻塞高压持续维持, 这强迫一支西风气流南移入副热带地区, 以此阻止热带气旋的形成。

在多飓风季, 加拿大和美国西部为正高度距平区, 而在少飓风季强负距平区位于哈得孙湾。Namias指出, 加拿大西北的正距平区可能是估计美国东北部是否有热带风暴影响的一个关键系统。在这种情况下, 其下游在美国中、东部会有深槽发展, 这通常是有利于热带气旋形成的。如果这个事实是正确的, 则引起频繁的热带气旋形成的一个原因可能是有更多的起源于中纬度的扰动能移入热带地区。由美国飓风中心发表的飓风起源的统计结果(1967—1978) 趋于支持这个看法, 在多飓风季(例如1969(13), 1971(13), 1976(8或10<sup>1)</sup>)和1978年(11)), 总飓风数的61%(3—6)个飓风/每季)是起源于具有斜压能源的扰动, 而在少飓风季(如1968, 1974和1977年)平均只有23%(1或2个飓风)。1972年是例外, 这一年飓风很少, 基本是由中纬度斜压扰动发展而来。

图9也揭示出多飓风季与少飓风季极区的距平分布有明显的差别。北大西洋更频繁的飓风活动与负距平或偏强的, 略收缩的极地涡旋有关。少飓风季则与正距平或偏弱的极地涡旋有关, 这可能部分与上述大西洋阻塞形势的发展和伸入极区有关。如前面所指出, 在这种条件下, 平均纬向西风被迫移到比常年偏南的位置, 从而不利于飓风的形成。Andrew<sup>[11]</sup>曾比较了1955年8月和1956年8月大尺度行星环流分布的差别, 前者在北大西洋飓风活动多, 后者在北大西洋飓风活动少, 发现从1955年8月到1956年8月在极区有大范围的正距平变化, 并且纬向西风带向南移动。

值得指出, 这种关系与西太平洋台风极地涡旋的关系是相反的<sup>[12]</sup>。偏弱的极地涡旋强度对应于较频繁的台风形成。目前还不清楚为什么在两大洋会出现这种相反的关系。但是从极地涡旋中心位置与热带气旋形成的关系上可以部分解释这种关系。当西太平洋台风多时, 极涡中心趋于移向大西洋一侧; 而少台风季, 极涡中心位于太平洋一侧<sup>[13]</sup>, 其结果, 在多台风时, 太平洋地区的中纬度西风带和副热带高压带也向北移动; 与此同时, 在大西洋一侧, 西风带和亚速尔高压则被迫向南移动, 因而造成了不利于北大西洋飓风发生的形势。

表2是对极地涡旋中心强度的统计结果, 它多少也能说明上面所述的关系。

在图中的北半球其余部分也有许多差别, 主要特征可列举如下: (1) 欧洲地区在多飓风季为正距平, 在少飓风季变成大片的负距平; (2) 在西伯利亚地区也有类似的由正距平到负距平的变化; (3) 阿拉斯加湾的负距平区减弱或变成正距平区。

由这两张图的比较可知, 大西洋飓风的发生频率与整个北半球中纬度行星波分布都有一定的遥相关。

对上述的距平差我们也做了检验。在冰岛, 加拿大北部, 美国东岸和英国等地区显著性水平在0.05到0.10之间。十分意外, 美国西岸的显著性水平并没有指示出该区有高的显著性差异。

1) 根据〔5〕, 1976年飓风季发生10个飓风。

表2 多飓风(台风)和少飓风(台风)季极地涡旋的强度  
(资料取自中央气象台长期组)

台风(飓风) 活动情况	月	极地涡旋的强度(500mb极涡中心 的高度值)(位势什米)	
		太平洋	大西洋
多台风或 飓风季	7月	543	541
	8月	543	536
	9月	526	525
	平均	537	534
少台风或 飓风季	7月	541	542
	8月	538	539
	9月	525	527
	平均	535	536

最后我们绘出不同活动时期的北大西洋海温距平分布(图10)。在多飓风季,在中加勒比海和小安的列斯群岛附近的西大西洋地区出现略偏高的正距平,而在少飓风季冷水区处于 $35^{\circ}\text{W}$ 以西的热带大西洋地区。但是这些距平值太小,以致我们无法认为这些结论是可靠的,其原因在于我们所选的20个月在不少地区,距平的符号不十分一致。但是,在两种情况下海温距平分布的反向仍是很明显的。另外,也可以看到,少飓风季时,东大西洋为暖海水;多飓风季为冷海水。

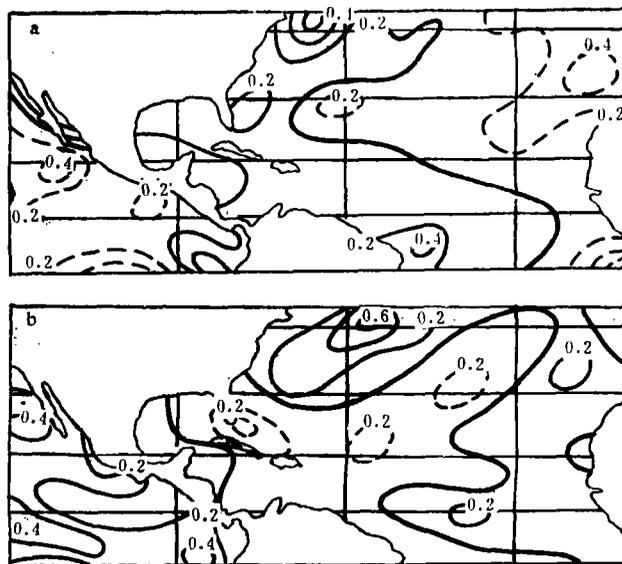


图10 北大西洋海温距平的分布

(a)——多飓风季(7—10月) (b)——少飓风季 虚线为负距平 实线为正距平 单位:  $^{\circ}\text{C}$

## 五、结 论

上面的讨论揭示了许多大尺度环流的特征与北大西洋飓风的生成频率的变化有关。主要结果总结在表3中。我们看到，实际上这种制约飓风生成频率的大尺度环流系统的变化并不是十分显著的，这里研究的大多数大气活动中心，尤其在热带只具有10—30个经度和5—10个纬度的位置变化，但正是这种变化可以引起热带气旋对正常值的显著差别。这表明大尺度环流在决定飓风的生成地区和生成时期上是非常重要的。

最后我们简略地比较一下北大西洋飓风和西太平洋台风形成的大尺度环流条件的差异。首先西太平洋，ITCZ和印度西南季风对台风形成起着主要作用<sup>[11]</sup>；而在北大西洋，一般，ITCZ不明显，飓风主要在东风气流中发展起来，尤其是在副热带地区，深厚和宽广的东风气流有利于飓风形成，这在西太平洋恰恰对应于少台风形势。由于这种低层大尺度环流条件不同，发展成台风或飓风的初始扰动也不同，西太平洋以ITCZ中的涡旋为主，北大西洋以来自北非的热带波为主；第二个差异表现在TUTT的位置和作用上，在西

表3 多飓风期和少飓风期海气系统各部分之比较

海气系统	海气系统的部分	多 飓 风 期	少 飓 风 期
大 尺 度 气 系 统	极地涡旋	偏 强	偏 弱
	中高纬度的长波型	冰岛低压较深，长波槽沿北美东岸南伸，阿拉斯加为深槽，欧洲为脊。	弱的冰岛低压或冰岛地区为高压区，哈得孙湾为深槽，阿拉斯加湾为弱槽或脊区，欧洲为脊。
大 尺 度 气 系 统	西风带	收 缩 和 北 移	膨 胀 和 南 移
	北大西洋副热带高压	北 移 并 且 强 化	较 弱 并 且 位 置 偏 南
海 温 距 平 分 布	北大西洋的热带环流系统	副热带地区低层东风偏强，但加勒比海和小安的列斯群岛低层东风弱。200mb高层为弱西风或东风，TUTT，偏东偏南。10月份200mb墨西哥高压明显东移，在200mb飓风区上空为异常反气旋环流。	副热带地区低层东风偏弱，但加勒比海和小安的列斯群岛低层东风强。200mb高层西风较强，TUTT偏西、偏北，飓风区之上在200mb为异常气旋环流。
	东大西洋、小安的列斯群岛、中加勒比海、	略 偏 暖 的 海 水	冷 水

太平洋多台风期, TUTT偏北,因而近赤道脊可以北上以位于台风形成区之上;而在北大西洋, TUTT 偏东偏南,有利于飓风发展,这使 TUTT 前的强西风区或强垂直切变区将远离飓风形成区;第三,在北大西洋,大陆东岸深槽的向南发展对应于多台风期;而在西太平洋,除过渡季或南海地区外,情况恰恰相反,因而在北大西洋观测到更多的由斜压扰动发展的飓风;第四,在西太平洋,多台风期对应于弱的极地涡旋,这有利于副高北上;而在北大西洋,少台风期对应于弱的极地涡旋,这是由于北大西洋阻塞高压经常发展和伸入极区的结果。同时,西风带分支深入副热带地区,不利于飓风发展。

以上只重点讨论了北半球的海洋和大气条件,实际上南半球的环流和扰动也有重要影响<sup>[11]</sup>, 这个问题值得进一步研究。

### 参 考 文 献

- [1] Namias, J., *Proceeding of Unesco Symposium on Typhoon*, Tokyo, November 9-12, 1956, 214-219.
- [2] Ballenzweig, E.M., *National Hurricane Research Project, Report*, No 21, U.S. Weather Bureau, 1958, 16.
- [3] Namias, J., *Mon. Wea. Rev.*, 97(1969), 4, 346-348.
- [4] Namias, J. and Dunn, C.R., *Mon. Wea. Rev.*, 83(1955), 8, 163-170.
- [5] Neuman, C.J., Cry, G.W., Caso, E.L. and Jarvinson, B.R., *Tropical Cyclones of the North Atlantic Ocean, 1871-1977*, National Climatic Center, Asheville, NC, in Cooperation With NHC, NOAA and U.S. Dept. of Commerce, 1978.
- [6] Namias, J., *Mon. Wea. Rev.*, 83(1955), 8, 155-162.
- [7] Dunn, G.E., *Mon. Wea. Rev.*, 84(1956), 2, 47-61.
- [8] Simpson, R.H., ESSA, *Tech. Memo.*, WBTM SR-50, 1970, 16.
- [9] Dvorak, V.F., *Mon. Wea. Rev.*, 103(1975), 5, 420-430.
- [10] Norguist, D.C., Reeker, E.E. and Reed, R.J., *Mon. Wea. Rev.*, 105(1977), 334-342.
- [11] Andrews, J.F., *Mon. Wea. Rev.*, 84(1956), 305-310.
- [12] Ding Yi-hui and Reiter, E.R., *Environmental Research Papers*, No 27, Colorado State University, 1980, 26.
- [13] 丁一汇和E.R.莱特, 影响太平洋台风形成的大尺度环流条件, *海洋学报*, 5(1983), 5, 561-574.
- [14] Namias, J., *Mon. Wea. Rev.*, 101(1973), 2, 177-179.