

1979年6月东亚和南亚上空的水汽通量*

何金海 T.村上多喜雄

(美国夏威夷大学气象系)

提 要

1979年随着印度季风的建立,亚洲季风区上空的水汽输送场经历了非常显著的变化。一条强水汽输送带从阿拉伯海经印度南部、孟加拉湾和南海,然后向北进入华南和日本。由于垂直积分的水汽通量(Q_2)的强烈辐合而形成明显的降水。

6月16~20日,孟加拉湾和南海 Q_2 辐合突然加强。同时,在上述两地区和菲律宾,向外长波辐射(OLR)急剧下降,对流指数(I_c)迅速上升。这些变化表明,季风在印度、孟加拉湾、南海和菲律宾几乎是同时建立的。

在东亚,6月5日左右,受西太平洋副高控制的强水汽输送带在日本南部建立。同时, Q_2 辐合加强,OLR下降, I_c 上升。这些变化表明,日本雨季早在印度季风建立以前约两个星期就开始了。

季风前后两个时期 Q_2 的较差也指出有两条水汽通道。一条与南亚季风相联系;另一条则与东亚季风相联系。对 Q_2 、OLR和 I_c 的分析表明,1979年东亚与南亚季风是相对独立的系统。

一、引 言

大气环流输送水汽,而水汽又通过释放潜热影响大气环流的型式。Sutcliffe^[1]指出,正确估计水分平衡有利于进一步了解大气环流,分析水汽输送的演变可以提供有关大气环流的若干有用的信息。

不少作者对亚洲季风区域上空的水汽输送进行了研究。Flohn^[2]的研究指出,来自东亚大陆的水汽输送是很大的;在潮湿地区,陆地的蒸发比海洋上的蒸发略小些。Murakami^[3]发现,东亚水汽输送在很大程度上受两股气流的控制,即700毫巴上的印度西南季风和环绕副高的近地面东南气流,前者在东亚季风的早期阶段起主要作用,后者则在晚期阶段起主要作用。徐淑英^[4]研究了中国东部的水汽输送和水分平衡指出,冬、夏的水汽

*本文是我院何金海在美国与村上多喜雄合写的

输送有显著的不同,但无论冬夏,南面流入的水汽均比从西面和北面来的重要得多。

Saito^[5]分析了亚洲季风区域的水汽输送发现,起源于印度的西南季风气流在850毫巴或700毫巴最强,而副高周围的东南季风气流风速向上增加。Asakura^[6]发现,潮湿气流通常起源于太平洋副高的内部,当它抵达副高外部边缘时变得更加强烈。

Saha^[7]指出,在42°~75°E之间,有显著的穿越赤道进入阿拉伯海的向北水汽输送,然后随着盛行的低层西风带向东输送。Cadet等^[8]发现,在阿拉伯海,季风的建立伴随着地面水汽通量的显著增加,穿越印度西海岸的水汽输送的大约70%起源于南半球,其余的由阿拉伯海上的蒸发供给。Rao和Ramanamurty^[9]对强季风和弱季风期间的水汽输送进行了对比分析,他们发现弱季风期间,纬向水汽输送有显著的减少,而强季风期间,沿着印度东北部的向北经向输送几乎增加一倍。

上面列举的关于大尺度水汽输送通量的研究,大多数都集中于水汽输送本身的长期或季节的平均状况,然而水汽输送通量的散度场对于较短周期的季风环流的降水和潜热的释放应有更大的重要性。我们应用FGGE资料研究了水汽输送通量本身的变化,还研究了相应的水汽输送散度场的变化特点,并着重研究了若干区域同季风建立紧密关联的水汽通量辐合的突然变化。这些区域包括印度东北部、菲律宾东海岸和日本等地区。

二、资料 and 计算程序

本文使用1979年6月1~30日一天一次的 u, v, H, T 和 r 在六个层次(即300、400、500、700、850和1000毫巴)上的资料。这些资料取自欧洲中期天气预报中心(ECMWF)制作的FGGE Level III b资料。计算范围是从56.25°E~176.25°W和18.75°S~52.5°N,格距为3.75°经纬度。

我们首先根据相对湿度 r 和温度 T 计算每一个标准等压面上的比湿 q ,然后计算各层各网格点上纬向和经向水汽通量 qu 和 qv ,最后计算各网格点上的垂直积分的水汽通量,即

$$\langle qu \rangle = \frac{1}{g} \int_{300}^{P_0} qu \, dP$$

$$\langle qv \rangle = \frac{1}{g} \int_{300}^{P_0} qv \, dP$$

式中 P_0 是洋面或地面气压。

垂直积分的水汽通量散度由下式计算

$$Q_2 = \frac{\partial \langle qu \rangle}{a \cos \varphi \partial \lambda} + \frac{\partial \langle qv \cos \varphi \rangle}{a \cos \varphi \partial \varphi} \quad (1)$$

φ 和 λ 分别为纬度和经度。

本文还采用1979年6月每天9时(标准地方时)各网格点的向外长波辐射(OLR)资料,它由NOAA极轨卫星扫描辐射仪测得,一般在有云层的地区OLR较小,云层越厚,OLR越小,可惜某些地区,某几天的资料遗缺。

此外，也采用了6月逐日平均的日本卫星的“红外”资料，由这些资料组成对流活动强度指数(I_c)，M.Murakami(1983)将它定义成

$$I_c = \frac{T_{BB} - T_{400}}{T_{tr} - T_{400}} \times 100 \quad (2)$$

式中 T_{BB} 表示云顶的黑体温度， T_{tr} 和 T_{400} 分别表示对流层顶和400毫巴的温度。对流发展越旺盛，云顶越高， T_{BB} 越低，从而 I_c 值越大。资料范围从 $80^\circ E \sim 180^\circ E$ 和 $20^\circ S \sim 40^\circ N$ ，格距为 2° 经纬度。

三、季风区域水汽输送的变化

为了研究水汽输送场的特点，我们选择两个时段进行对比分析，即6月1~10日和6月20~30日。由于1979年印度中部的季风建立日期被确定为6月19日，为了方便起见，我们称前一个时段为“季风前位相”，后一个时段为“季风后位相”。必需指出，季风的建立日期在亚洲的各个区域差别是很大的，这在后面还要进一步讨论。我们分别计算了“季风前位相”和“季风后位相”的垂直积分的平均水汽通量场(图1a和图1b)，同时还计算了两个时段平均垂直积分水汽通量的散度场(Q_2)、OLR和 I_c 场(图略)。

在“季风前位相”图1a上，季风区域有三股主要的水汽输送，第一股是来自蒙古的

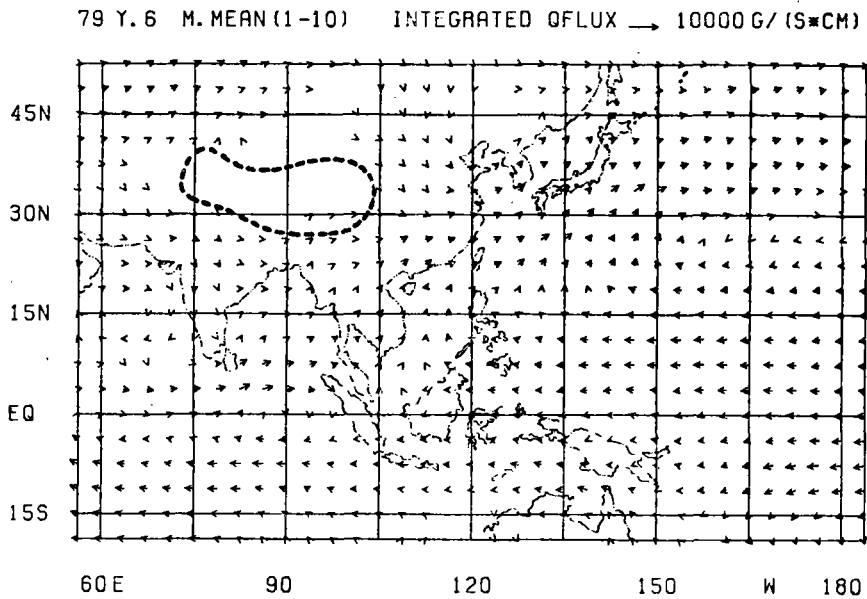


图 1a “季风前位相”(1979年6月1~10日)
平均的垂直积分的水汽通量向量分布图

向南输送，第二股是从孟加拉湾南部向中国南部的输送，第三股则是沿着太平洋副高边缘的水汽输送。其中第一股输送最弱，而第三股输送最强。这三股输送在南海、华南和

日本地区汇合,特别在华南和日本南部有显著的水汽输送的辐合中心.与辐合中心相配合有 OLR 的低值中心和 I_c 的高值中心,反映了这些区域的强烈对流活动.这表明华南和日本南部的雨季的建立要比印度中部季风的建立早得多.与此成为鲜明对照的是在印度却为水汽输送的辐散区,显著高值的 OLR 区和低值的 I_c 区显示了印度季风建立前的干旱天气.

在 110°E 以西的西太平洋, $15^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{N}$ 之间有一OLR的高值带和 I_c 的低值带,对应着太平洋副高的干燥带.在这一干燥带以南,是OLR的低值和 I_c 的高值带,对应着北半球约在 $5^{\circ}\sim 10^{\circ}\text{N}$ 之间的热带辐合带(ITCZ).类似地,在印度洋($0^{\circ}\sim 5^{\circ}\text{S}$, $60^{\circ}\sim 100^{\circ}\text{E}$)也有一条OLR的低值和 I_c 的高值带,这与南半球的热带辐合带相对应(图略).

“在季风后位相”图1b上,最显著的特点是一条强水汽输送带的建立,它大约沿着 $10^{\circ}\sim 15^{\circ}\text{N}$ 从阿拉伯穿过印度南部、孟加拉湾和印度支那到南海,然后转向北面经过中国南部直到日本以至更东的洋面上.非常有趣的是,向北输送也在孟加拉湾北部出现,这导致了西藏高原上空水汽通量的强烈辐合.在 60°E 附近或者可能在其更西面,有着强烈的穿越赤道的水汽输送,这与有名的索马里急流相对应.

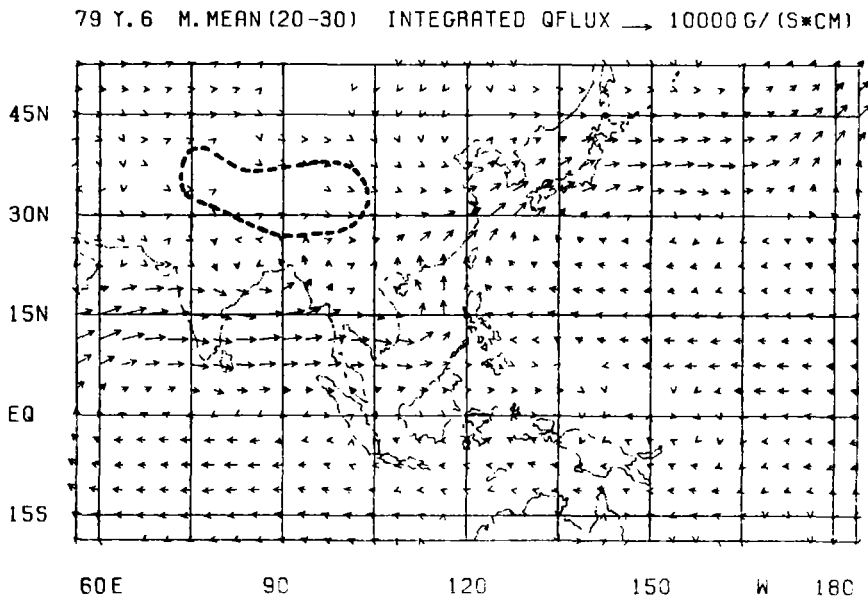


图 1b “季风后位相”(1979年6月20~30日)
平均的垂直积分的水汽通量向量分布图

沿着这条强的水汽输送带,有着强烈的水汽通量辐合,其辐合中心分别位于阿拉伯海(15°N , 70°E)、孟加拉湾(20°N , 90°E)和南海(5°N , 105°E),这三个辐合中心位于夏季季风槽中.此外,从中国南部经过东海到日本,也有一强的水汽辐合带,这与中国和日本的梅雨相联系.值得指出的是,在海南岛和台湾省以东的上空分别有一个相当于每天蒸发量为10毫米的水汽辐散中心,这与murakami^[3]以前的发现相一致(图略).

在“季风后位相”，另一个显著的特点是存在两个互相分离的OLR低值区(图略，参看图3)。一个是大致沿着 $10^{\circ}\sim 15^{\circ}\text{N}$ 的纬向低值区，从阿拉伯海经过孟加拉湾，印度支那，菲律宾直到 150°E 的西太平洋上空。另一个则是SW~NE走向的低值区，从中国南部经东海到日本。前一个低值区与南亚季风相联系，后一个则与东亚季风相联系。

很有意义的是，在西藏高原的东南部亦为OLR的低值区，并有 I_c 的高值相配合，反映了该地区在“季风后位相”强烈的对流活动，与此成为对照的是，在西藏高原的西部却为OLR的显著高值区。在西太平洋从台湾到日本也有一OLR的高值区，并有 I_c 的低值区相配合，这与太平洋副高的干燥辐散带相一致。

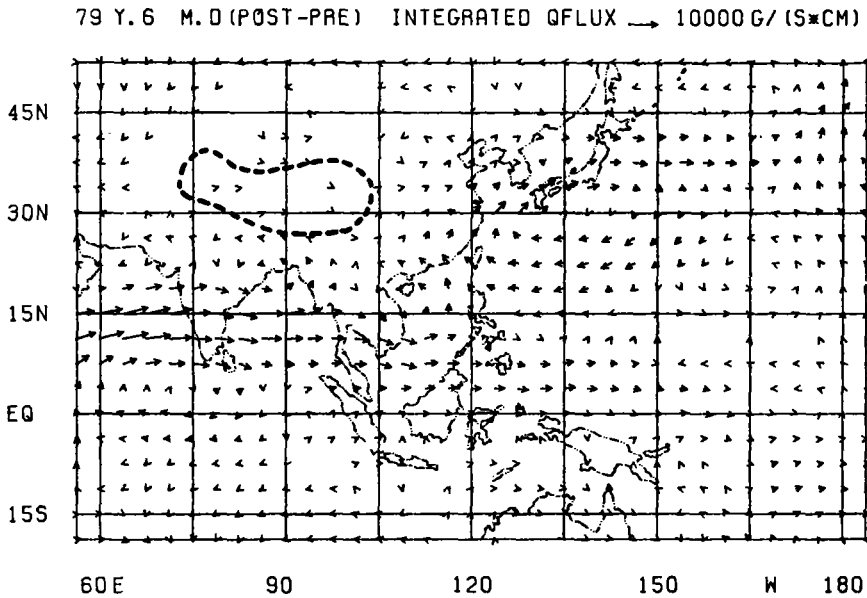


图 1c “季风后位相”与“季风前位相”的垂直积分的水汽通量向量的较差图

为了进一步清楚地看出季风建立前后水汽输送场的变化，我们计算了“季风后位相”与“季风前位相”的水汽通量的较差矢量 $(\delta\langle qu\rangle, \delta\langle qv\rangle)$ ，它由下式计算

$$\left. \begin{aligned} \delta\langle qu\rangle &= \overline{\langle qu\rangle}(20-30/6) - \overline{\langle qu\rangle}(1-10/6) \\ \delta\langle qv\rangle &= \overline{\langle qv\rangle}(20-30/6) - \overline{\langle qv\rangle}(1-10/6) \end{aligned} \right\} \quad (3)$$

式中“—”横线表示括弧中所指时段的平均，其它符号意义同前。计算结果如图1c所示。此外， Q_2 、OLR和 I_c 的较差 $\delta(Q_2)$ 、 $\delta(\text{OLR})$ 和 $\delta(I_c)$ 也以同样的方法进行计算，计算结果如图2、3和4所示。

在图1c中，最显著的特点是有一条非常清楚的东西向 $(\delta\langle qu\rangle, \delta\langle qv\rangle)$ 矢量轴线，这条轴线从阿拉伯海经过孟加拉湾，印度支那，菲律宾直至 150°E 附近的西太平洋。另

外沿着太平洋副高的边缘直到日本南部也有一条较差矢量轴线，这一反气旋的较差矢量型式无疑地与东亚季风相联系，并且很明显地与南亚的较差矢量轴线相区别。这两条较差矢量轴线(我们有时称它们为水汽输送的通道)在南海与华南相接并发生相互作用，但它们表现为两个相对独立的系统。与上述通道相配合，在南亚和东亚分别有一条显著的 $\delta(Q_2)$ 的负值带。此外，从菲律宾东南到 160°E 以东的赤道太平洋地区还有 $\delta(Q_2)$ 的负值带。西藏高原西部和从台湾到日本东南的西太平洋上空分别为 $\delta(Q_2)$ 的正值区(如图2所示)。

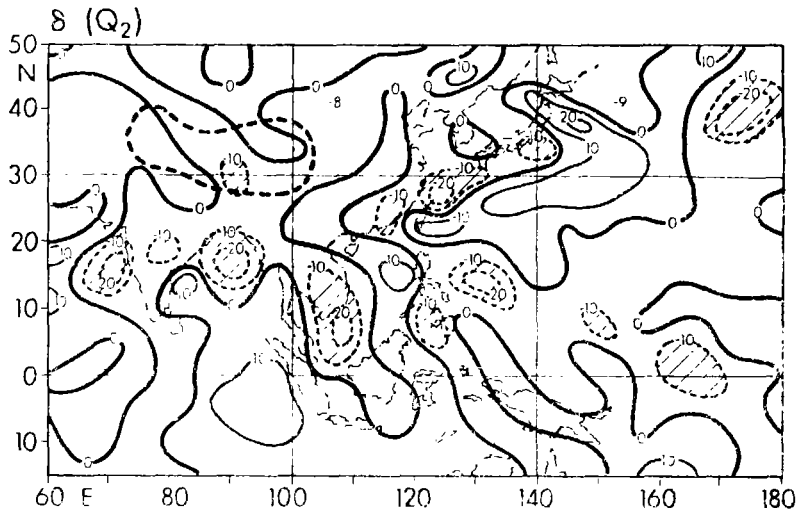


图2 “季风后位相”与“季风前位相” Q_2 的较差图

类似的特点在图3上表现得特别清楚。一条很清楚的東西向的 $\delta(\text{OLR})$ 的负值区从阿拉伯海一直延伸到菲律宾东南直至 140°E ，它差不多与南亚的 $(\delta\langle qu \rangle, \delta\langle qv \rangle)$ 矢量轴线相吻合。另外，从中国南部经东海到日本，也有一NE~SW向的 $\delta(\text{OLR})$ 的负值带，其中心位于华东($30^\circ\text{N}, 120^\circ\text{E}$)和日本附近。出现在华东的中心与长江中下游梅雨建立后的对流活动加强相一致。在西太平洋($30^\circ\text{N}, 140^\circ\text{E}$)和西藏高原的西部均为显著的 $\delta(\text{OLR})$ 的正中心。

值得指出，在图4上，两条 $\delta(I_c)$ 的正值带仍然清楚可见。一条从孟加拉湾经过南海($12^\circ\text{N}, 115^\circ\text{E}$)到西北太平洋($12^\circ\text{N}, 135^\circ\text{E}$)，另一条则从西藏高原的南部边缘到中国南部，然后伸至日本。

根据前面的讨论，这里的一个重要发现是东亚的季风和南亚的季风是两个相对独立的系统。这一观点已被Asakura^[10]所提到。

总之，在印度季风建立前后，南亚和东亚地区的水汽输送场发生了显著的变化。在南亚，最重要的特点是沿着 $10^\circ\sim 15^\circ\text{N}$ 从阿拉伯海到菲律宾的强水汽输送带的建立。沿着这一强的水汽输送带有强烈的水汽通量辐合，并有OLR的低值带和 I_c 的高值带，这与南亚季风降水相联系。印度季风建立前位于印度的水汽通量辐散区(伴随着OLR的高中心和 I_c 的低中心)，在季风建立后移到了高原的西部。在东亚，强的水汽输送带(伴有

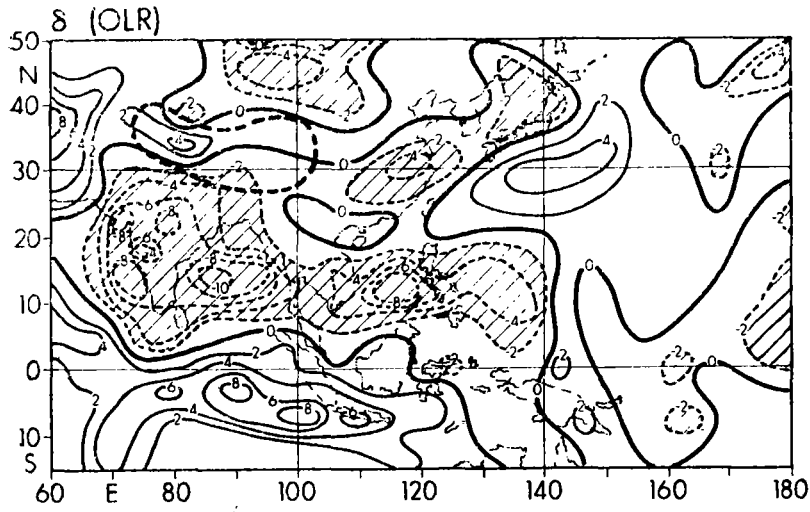


图3 “季风后位相”与“季风前位相”OLR较差图

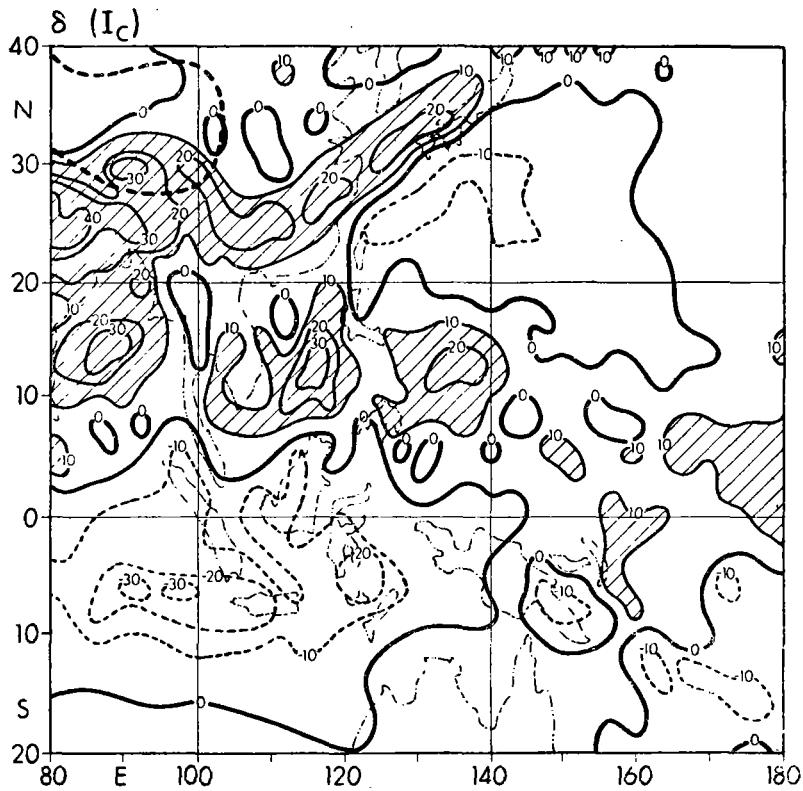


图4 “季风后位相”与“季风前位相”I_c较差图

强的水汽辐合)早在6月5日左右(即印度季风建立前)就已在日本南部建立(图略), 并导致日本南部梅雨的建立。与太平洋副高相联系的水汽通量辐散区已经到达 20°N 左右。6月中旬以后(即印度季风建立后), 东亚的水汽输送和辐合进一步加强。由此可以看出, 从“季风前位相”到“季风后位相”东亚的水汽输送场的向北移动不如南亚那样明显, 这与大陆和海洋上的空气不同的加热速度相联系^[11], 然而东亚季风的建立却比南亚季风的建立要早两个星期左右。

四、水汽输送的突然变化与季风的建立

根据前面的讨论, 在亚洲季风区域的各个地区水汽输送是显著不同的。为了建立水汽输送场的变化和季风的建立之间的关系, 我们选取了若干地区的 Q_2 , OLR 和 I_c 的时间序列, 进行所谓“阶梯函数”的分析。其方法如下:

假定在时刻 t_1 和 t_2 之间, 某一时间序列从一个准线而突然变化到另一个准线, 而 t_1 时刻之前和 t_2 时刻之后该时间序列分别围绕着不同的准线摆动, 如图5所示。这样的阶梯式的时间变化可用下列分段线性函数 $\hat{X}(t)$ 来拟合(如图中的虚线所示)^[12]。

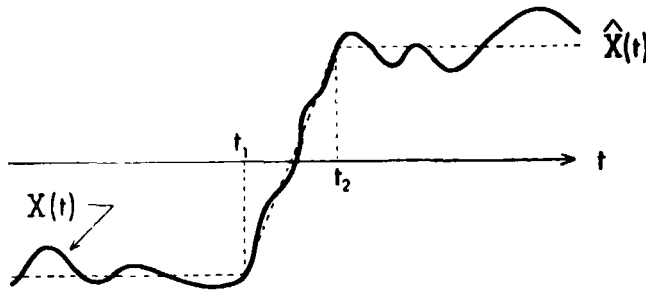


图5 “阶梯函数”示意图。图中实线为观测序列, 虚线为拟合的阶梯函数

$$\hat{X}(t) = a_1 + a_2 G(t - t_1) - a_2 G(t - t_2) \quad (4)$$

式中

$$G(t - t_k) = \begin{cases} 0 & t < t_k \\ t - t_k & t \geq t_k \end{cases}$$

(4)式与通常的线性回归方程很类似, 只是增加了参变量 t_1 和 t_2 。因此我们考虑所有可能的 t_1 和 t_2 的配对, 对每一个 t_1 和 t_2 的配对我们采用最小二乘法求得 a_1 , a_2 以及相应的拟合误差平方和。能使拟合误差平方和达到最小的 t_1 和 t_2 的配对以及相应的 a_1 和 a_2 即为方程(4)中的参变量和系数。

我们选择了孟加拉湾、南海、菲律宾、中国南部和日本等五个地区。对于 Q_2 和 OLR, 地区范围为 $7.5^{\circ} \times 7.5^{\circ}$ 经纬度, 对于 I_c , 地区范围为 $8^{\circ} \times 8^{\circ}$ 经纬度。计算结果如图6、7、8、9和10所示。

在孟加拉湾地区, Q_2 和OLR的“阶梯函数”在6月17~20日呈现出突然的下降(图6的上、中图)。在下降之前, Q_2 呈现很小的负值,下降之后, Q_2 的负值变得很大(负值增加了近10个单位)。这种 Q_2 的突然变化反映了孟加拉湾地区在印度季风建立后水汽辐合的显著增强,它与 $10^\circ\sim 15^\circ\text{N}$ 之间的强水汽输送带的建立相吻合。 I_c 的增加(图6底部比 Q_2 和OLR的下降早若干天发生,在6月后半月一直维持相当的高值。OLR和 I_c 的上述变化反映了季风建立后强烈的对流活动。沿 90°E 的时间剖面图上也清楚地反映了类似的变化特点(图略)。

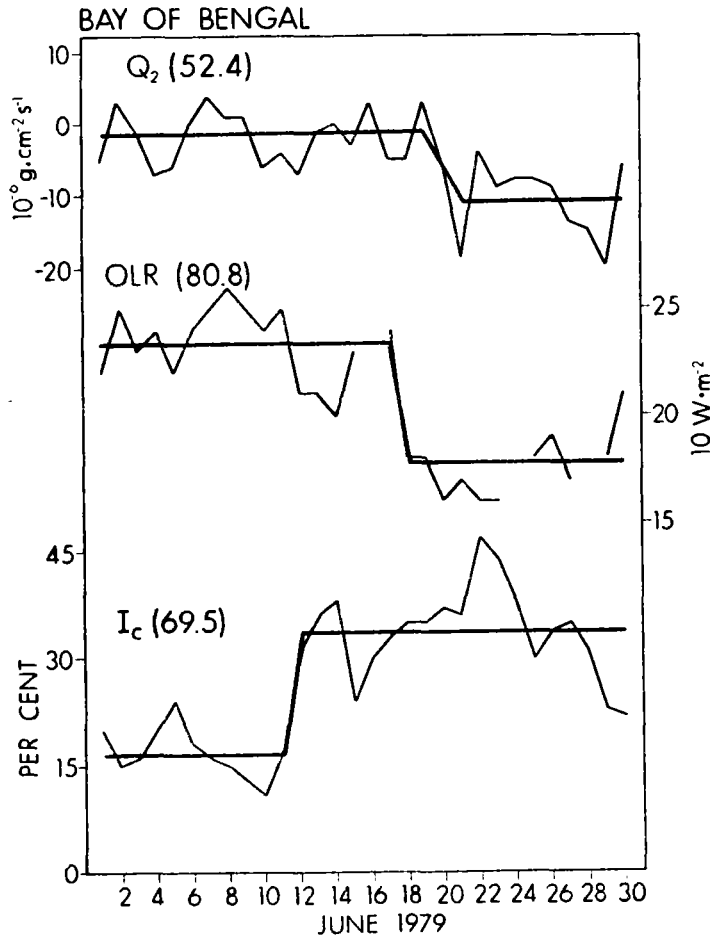


图6 上、中、下图分别为孟加拉湾地区的 Q_2 、OLR和 I_c 的时间变化曲线。上图和中图的范围为($11.25^\circ\sim 18.75^\circ\text{N}$; $86.25^\circ\sim 93.75^\circ\text{E}$);下图的范围为($12^\circ\sim 20^\circ\text{N}$; $86^\circ\sim 94^\circ\text{E}$)。对于OLR曲线,若干天的记录残缺。图中粗实线为拟合的“阶梯函数”;左上角括弧中的数字为拟合方差百分比

类似的变化也发生在南海地区和菲律宾地区(图7、8)。图7中, Q_2 , OLR和 I_c 的突然变化的日期非常一致(16~19日), 变化的数值均比较大, 似乎这一地区反映季风的建立比较敏感。在图8中, Q_2 的变化比前两个地区较为平缓, 然而OLR和 I_c 确也显示出同样的突然变化, 且变化的日期差不多与前两个地区相同。所有这些特点表明, 上述三个地区季风的建立差不多是同时的。

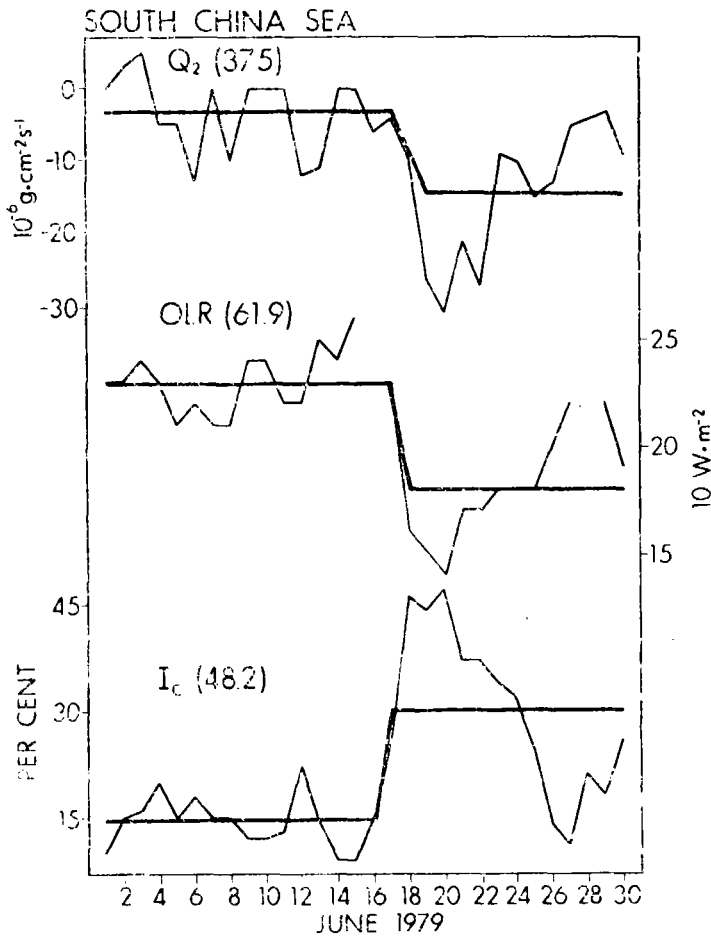


图7 南海地区。上图和中图地区范围为 $(6.25^{\circ}\sim 13.75^{\circ}\text{N}; 105.0^{\circ}\sim 112.5^{\circ}\text{E})$; 下图地区范围为 $(6^{\circ}\sim 14^{\circ}\text{N}; 106^{\circ}\sim 114^{\circ}\text{E})$ 。其它说明同图6

与上述三个地区成为对照的是, 在中国南部和日本(图9、10), Q_2 , OLR和 I_c 的显著变化的日期和性质表现出与前三个地区有很大的不同。在图9中, Q_2 的“阶梯函数”的下降数值比前三个地区小得多。事实上 Q_2 在15日下降之前已是相当大的负值(图9的上图)。OLR在6月下旬初期有一显著的变化, 但 I_c 从6月1~25日一直是持续增加的

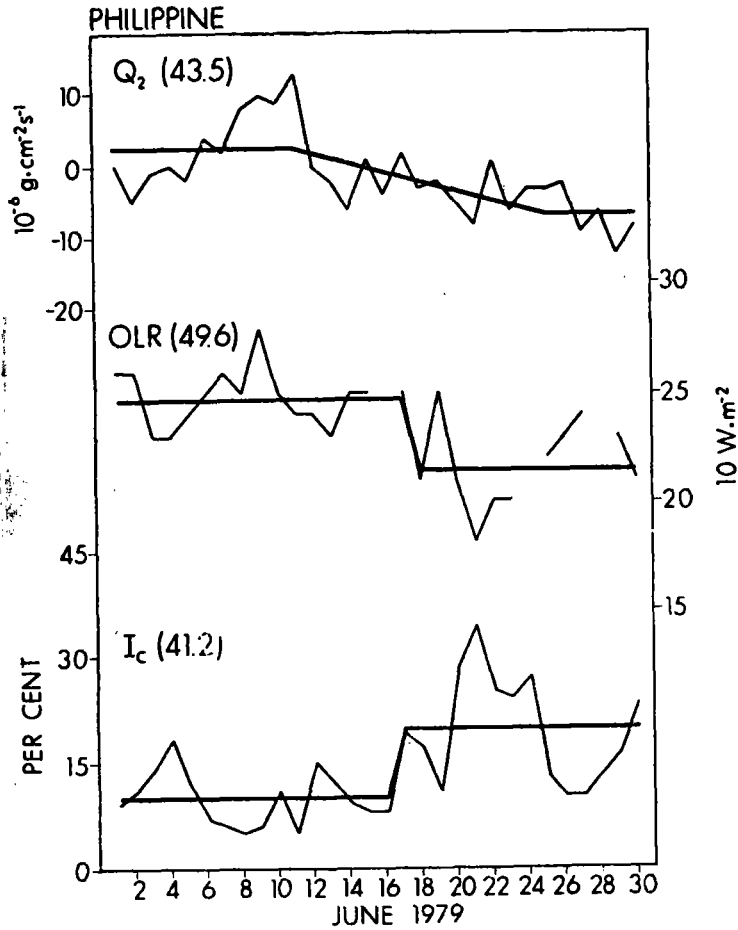


图 8 菲律宾地区。上图和中图的范围为
 $(11.25^{\circ} \sim 18.75^{\circ}N; 127.5^{\circ} \sim 135.0^{\circ}E)$ ；
 下图的范围为 $(12^{\circ} \sim 20^{\circ}N; 126^{\circ} \sim 134^{\circ}E)$ 。其它说明
 同图6

(图 9 的下图)。这表明中国南部的季风在6月之前就已经建立了。特别有趣的是，在日本， Q_2 、OLR和 I_c 差不多同时在6月5日左右均呈现出突然的变化(图10)。事实上在 $130^{\circ}E$ 的时间剖面图上(图略)，6月5日以后，与太平洋副高相联系的水汽输送辐散区已占据了 $15^{\circ} \sim 20^{\circ}N$ 的区域，中旬以后北移到 $20^{\circ} \sim 25^{\circ}N$ 之间。日本南部($30^{\circ}N$ 左右)一直为水汽输送的辐合区，并有OLR的低值区和 I_c 的高值区相配合。时间剖面图上的这些变化特点与图10完全相一致。这些特征表明日本南部的梅雨确实在6月5日就开始建立了。

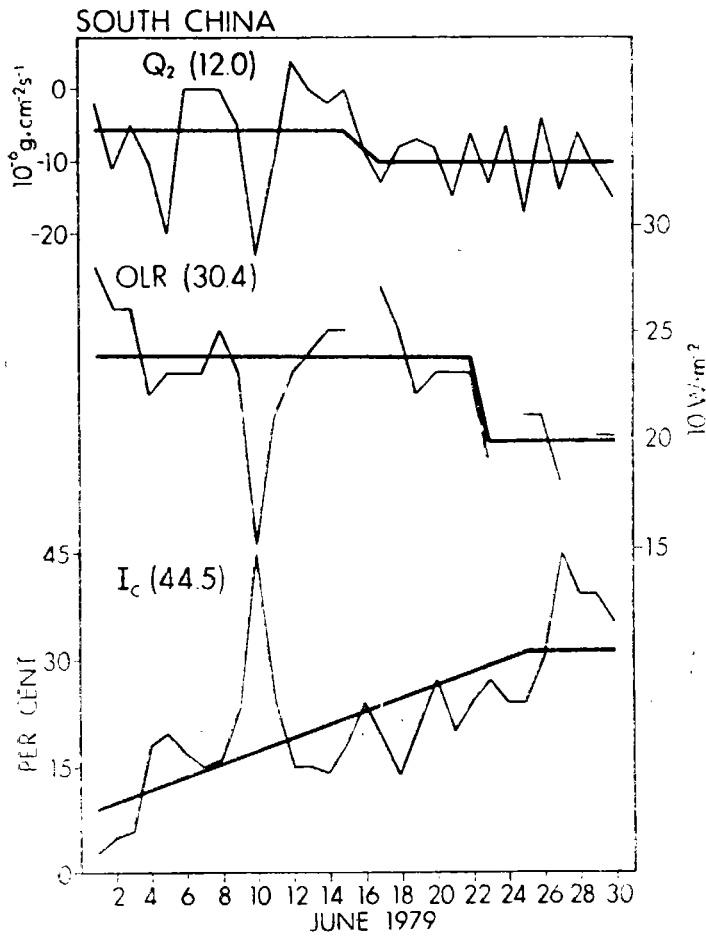


图 9 中国南部地区。上图和中图的范围为
 $(22.5^\circ \sim 30.0^\circ \text{N}; 112.5^\circ \sim 120.0^\circ \text{E})$;
 下图的范围为 $(22^\circ \sim 30^\circ \text{N}; 112^\circ \sim 120^\circ \text{E})$ 。
 其它说明同图6

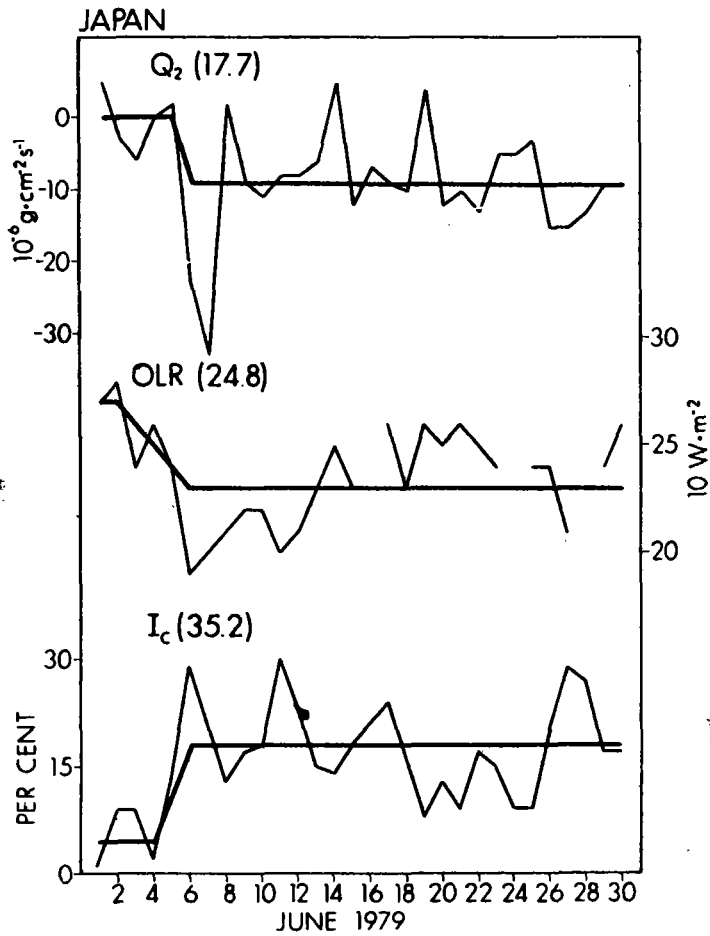


图 10 日本地区。上图和中图的范围为
 $(26.25^{\circ}\sim 33.75^{\circ}\text{N}; 127.5^{\circ}\sim 135.0^{\circ}\text{E})$;
 下图的范围为 $(26^{\circ}\sim 34^{\circ}\text{N}; 126^{\circ}\sim 134^{\circ}\text{E})$ 。
 其它说明同图6

上述结果仅根据1979年6月份一个月的资料所得,因此需要进一步地完善和验证。

本研究是由美国国家科学基金会支持的。

参 考 文 献

- [1] Sutcliffe, R. C. , Water Balance and the General Circulation of the Atmosphere, Quart. J. R. Met. Soc. , 82 (1956), 385—395.
- [2] Flohn, H. , Large Scale Aspects of the "Summer-Monsoon" in South and East Asia, 75th Anniversary Volume of J. Met. Soc. , Japan, 180—186, 1957.
- [3] Murakami, T. , The General Circulation and Water-Vapor Balance over the Far East during the Rainy Season, Geophysical Magazine, Tokyo, 29 (2) , 137—171, 1959.
- [4] 徐淑英, 我国的水汽输送和水份平衡, 气象学报, 29卷, 1期, 1958.
- [5] Saito, N. , A Preliminary Study of the Summer Monsoon of Southern and Eastern Asia, J. Met. Soc. , Japan, Vol. 44, No. 1, 1966.
- [6] Asakura, Transport and Source of Water Vapor in the Northern Hemisphere and Monsoon Asia, in, Water Balance of Monsoon Asia, ed. by Yoshino, M. M. , University of Tokyo Press, 1971.
- [7] Saha, K. , Air and Water Vapor Transport across the Equator in Western Indian Ocean during Northern Summer, Tellus, 22 (6) , 681—687, 1970.
- [8] Cadet, et. al. , Water Vapor Transport over the Indian Ocean during Summer 1975, Tellus, 33 (5) , 476—487, 1981.
- [9] Rao and Ramanamurty, Water Vapor Transport and Vergence Patterns over India during two Contrasting Summer Monsoons, Pure and Applied Geophysics, Basel, 115 (3) , 491—502, 1971.
- [10] Asakura, Water Resources over Monsoon Asia, ed. by Yoshino (in Japanese), p. 14, 1973.
- [11] Kurashima, A. and Hiranuma, Y. , Synoptic and Climatological Study on the Upper Moist Tongue Extending from Southeast Asia to East Asia, in, Water Balance of Monsoon Asia, ed. by Yoshino, M. M. , University of Tokyo Press, 1971.
- [12] Ropelewski and Jalickee, An Objective Analysis of the Boundary Layer Thermodynamic Structure during GATE. Part II: Analysis, Mon. Wea. Rev. , 108, 767—777, 1980.

WATER VAPOR FLUX OVER EAST AND SOUTH ASIA DURING JUNE OF 1979

He Jinhai, T. Murakami*

ABSTRACT

In 1979, the water vapor transport field over monsoon Asia underwent significant changes with the onset of the Indian summer monsoon. Strong water vapor transport extended from the Arabian Sea, across Southern India, the Bay of Bengal, the South China Sea (10°—15°N), then northward

into Southern China and Japan. There was heavy rain with intense convergence of vertically integrated water vapor flux (Q_2).

Over the Bay of Bengal and the South China Sea, the Q_2 convergence increased rapidly between June 16 and 20. During the same period, in the Bay of Bengal, the South China Sea, and the Philippines, the outgoing longwave radiation (OLR) decreased sharply and the index of convection (I_c) increased suddenly. These changes indicate that the onset date is nearly the same over India, the Bay of Bengal, the South China Sea and the Philippines.

Over East Asia, the strong water vapor transport, which is controlled by the West Pacific high, developed south of Japan around June 5. Concurrently, Q_2 convergence intensified, OLR decreased and I_c increased. These changes imply that the rainy season in Japan begins approximately two weeks before the monsoon onset in India.

The Q_2 differences between the pre- and post-onset periods clearly indicate the existence of two channels of water vapor transport. One is related to the South Asia monsoon and the other to the East Asia monsoon. Analysis of Q_2 , OLR, and I_c data indicates that in 1979, the East Asia monsoon and South Asia monsoon were relatively independent of each other.