

热带气象参考资料之四

南 亚 东 亚 和 西太平洋地区的夏季季风雨

广东省热带海洋气象研究所

1982年8月

本文包括：夏季影响南亚、东南亚和西太平洋地区的主要气流源，季风雨的开始，热带辐合带，印度季风的中断，季风雨的区域性，西南季风雨的活动与印度高层空气变化的联系，一九七九年夏季风的推进等几个内容。

一、夏季影响南亚、东南亚和西太平洋地区的主要气流源

北半球全年受到19条气流的影响，其中夏半年影响南亚和东南亚的主要有6条。其源地是澳大利亚，印度洋（南非），南太平洋，北太平洋，东亚中部（蒙古一带）和朝鲜（至中国东北一带）。最稳定的源地是大洋反气旋，全年都占据相当大的区域，并在夏季达到其最大位置，如北太平洋反气旋。而夏半年影响南亚、东南亚的大陆气流即东亚中部气流和朝鲜气流则主要出现在季风的过渡季节。南半球气流在夏季进入北半球，其推进的范围反映为季风系统的季节变化。其最北位置表现为辐合带。印度洋（南非）气流因其途经非洲或海洋而具有不同性质。它影响北半球达8个月之久，其中影响南亚5个月，东南亚3—5个月，~~能稳定1—3个月~~。对中国华南可有1至5个月的影响，自西向东~~缩短~~。南太平洋气流影响菲律宾有3—5个月，华南东部1至3个月。~~可见华南一带~~夏季处于印度洋气流的东缘，南太平洋气流的西缘，因此，随着各年二股气流北进的强弱，必然会使

这一地区夏季季风气候型的年际变化复杂化，澳大利亚气流的重要性在于其途经热带水域到达东南亚，影响东南亚、华南和菲律宾时间可达3至5个月，其最北位置，在 100°E 处约达 36°N ，在华南一带可达 28°N 。是东南亚和南海及其沿岸地区一股重要影响气流。北太平洋气流的扩展与收缩主要表现为北太平洋付高的进退，它对南亚已无直接影响，对日本的影响可达半年以上，菲律宾3—5个月，东南亚1—2个月。

夏季风在这一区域的推进，主要是起源于海洋的反气旋向北运动。西南季风兴盛时，南半球气流在北半球的活动达最大范围。

二、季风雨的开始

亚洲夏季风带来南亚、东亚和西太平洋中部邻近地区的丰富降水。夏季季风的出现是比较无规则的，季风雨开始早、持续长的年份，发生大洪水；另一些年季风开始迟、持续短，导致干旱。而这些不规则的出现在整个季风区又是不一致的，一部份地区干旱时，另一部份地区可能发生洪涝。

1. 印度季风雨的开始

在印度各地西南季风开始发生的时间，从5月底到7月初不等。印度气象局1943年制作了印度季风正常开始期分布图，是用各站累积平均雨量曲线的上升特征确定的。从曲线斜率的急降也作了正常撤

退期的相似的图。图上表明季风的开始在安达曼海北部和下流的缅甸是5月20日左右，并向西北推进，3月1日到印度大陆，7月1日到达印度的西北边境。9月1日开始从西北边境撤退，但在印度的大部份地区季风雨一直持续到10月1日。

正如 Anantha krishnan 等人1963年所指出的，由于缺乏精确的定义，确定每年的开始期是相当困难的。在业务中使用的，任何地方任何年季风的开始，是由降水、云、风、温度和湿度等所反映的季风天气特征的出现来确定的。但在实践中有相当大的主观性，Sbbaramayya 和 Bhanu Kumar (1978) 研究了这个问题，指出季风雨除了在频数和强度上表现出来外，普遍地与天气和次天气系统向西移动相联系，而季风前降水则与系统向东移动相联系。所以，他们确定，以第一次出现由东向西移动的天气系统产生降水或雨暴的日期，作为该区季风的开始期。

Yin (1949) 指出了缅甸季风的开始早于印度，是因为印度季风前期，在 90°E 的对流层中部，持续存在一个付热带西风地形槽。付热带西风随夏季来临而北撤，长波槽突然移到 75°E ，这是由于喜马拉雅山和西藏高原对西风机械作用造成的偏转。这也表明了偏转的发生与北半球长波型由冬至夏的调整一致。

一些学者注意到印度季风雨开始与一些环流特征相联系：

Dela Mothe 和 Wright (1969) 考察了中纬长波波长的减小与印度半岛季风开始的相关，发现多数年份后者先出现。Kotes...

waram (1958) 观测到南亚东风急流的建立与印度半岛季风的开始一致。Flohn (1958) 强调了西藏反气旋对南亚大气环流变化的制约作用，并且它和印度季风的迅速推进相一致。Lockwood (1963) 注意到6月底200mb东风带从赤道向北和从菲律宾向西非逐渐扩展。所有这些观测事实都表明了季风推进是与东风在对流层上部的建立一致的。前面所提到的季风雨与印度的天气或次天气系统向西移动相联系的观点，和上述观测结果是一致的。

2、日本季风雨的开始

在日本有二个雨季，梅雨和Shurin。梅雨是主要的雨季，推想是3月底至7月极锋位置北移期间在岛屿上空滞留的结果，而Shurin是极锋位置南移产生的。又Matsunoto等人新近的研究(1971)表明， 130°E 以西的梅雨锋是北方暖的极地大陆空气和南方潮湿的季风气流的界面；而 135°E 以东是热带气流和冷海洋气流间温度梯度相当大的界面。显示在卫星云图上云带的配置，梅雨锋云带是从中国长江下游向东伸展的宽阔云带。Matsumoto和Ak-iyama在1970年指出，九州的大雨是中间尺度扰动沿梅雨锋向东移动引起的。

确定梅雨的开始是依据降水强度及其它气象因子的变化。这相似于确定印度季风雨开始所用的方法。日本南部梅雨一般6月开始，月底扩展到北部。

3、中国季风雨的开始

在中国，1945年Tu和Hwang试图确定夏季季风的开始。他们认为夏季季风是由热带的赤道海洋气团组成。随后研究了使用湿球位温确定的这些气团的北界。分别用 20°C 和 24°C 等值线鉴别热带太平洋气团(TP)和赤道海洋气团(Em)的边界。降水的增加,对于TP来说,仅有逐步的推进,而Em则有相当大的推进。所以使用 24°C 等温线研究季风的推进是更合适的。据此得到,季风的开始5月初在中国的南部,5月底推进到南宁附近,6月底到长江流域。他们进一步指出,长江流域6月中至7月中的大雨是由于气旋在一个浅槽中滞留,同时还可以辨认出热带锋的存在。

4. 菲律宾季风雨的开始

在菲律宾,认为夏季季风是由Em气流组成(Flores, 1939),一般在5月初前后出现弱的季风气流,8月份达最大强度,常在10月份消失。

结合上面各种说法,为亚洲季风绘制了夏季风推进和撤退图。揭示了季风最早开始于马来西亚和南中国海区域。从那里向西北推进到印度,向东北推进到中国和日本,向东推进到菲律宾。这表明季风推进的机制在三个地区是不同的。

1979年实施了季风试验(MONEX)。按夏季风开始阶段的研究计划,6月在阿拉伯海上进行了观测。还有一个5、6月份从阿拉伯海到南中国海赤道区的观测计划以帮助确定季风的开始。

季风撤退有相似的过程。从印度向东南和从中国向西南后撤。在印度大部份地区撤退比推进慢，而在中国出现相反的趋势。

日本季风的撤离期是梅雨终止期，这是由季风北进引起。梅雨锋云带和雨带移到它的最北位置，梅雨在整个日本停止。

三、热带辐合带

东南亚的热带辐合带 (ITCZ) 不易清楚地确定 (Riehl, 1954), 且是相当复杂的。Sadler (1963) 尝试从云图分辨 ITCZ, 而其他认为应谨慎处理, 因为云带与 ITCZ 并不一定重合。例如, 最大降水在季风槽的南面, 而季风槽和雨区全部在 E_m 气流中。而另一方面, ITCZ 位于印度西北部和巴基斯坦季风低压中, 那里降水却并不大。1969年 Yoshino 尝试使用一个常定度因子以确定东南亚不同季节的 ITCZ 位置。他假定最小常定度线对应 ITCZ 区。这个方法也是不够精确的。

Chen 和 Lim (1973) 得出各月 ITCZ 最大频数的位置。他们观测到 ITCZ 直到 3 月份一直在赤道以南, 4 月份向北移动, 7 月份到达印度—中国, 这是它的最北位置。10 月份回到赤道, 11 月在赤道以南同时出现一条 ITCZ。若干其他作者还指出北半球夏季在台湾和菲律宾附近有南北向的 ITCZ。

1968年泰国气象局出版了清楚准确的东南亚及其邻近地区月平均流线图（见附图）。使用2000英尺高度图确定夏季风活动期间各月的ITCZ位置。

图表明，4月，ITCZ沿着印尼从新几内亚到马来西亚。5月ITCZ在赤道西太平洋有显著的北移，使之在南中国海上呈南北走向，在孟加拉湾呈东北—西南走向。这两部份的末端进入南中国沿海合并。太平洋极锋（PPF）从中国北部穿过朝鲜半岛，伸向日本北部。6月，一股气流从南印度洋和印度尼西亚以南伸至赤道以北，并沿着亚洲东南沿海直到日本，把亚洲来的西北风和太平洋反气旋来的气流隔开。因此，一条ITCZ由苏禄海经台湾到日本南部，而另一条从印度东北部到日本南部。5月份PPF在中国北部的位罝，被新的ITCZ取代，PPF现在仅在日本以东的较高纬度上。来自南印度洋的西南气流和这些来自印尼的位于中国南海和中国东部的气流组成辐合线。

7月的位罝相似于6月。8月，E_m气流向北伸展的势头减弱，而PPF在朝鲜及邻近区域重新建立，ITCZ仅限于中国北部。然而在台湾和菲律宾的ITCZ则更向东伸展，在赤道西太平洋向北推进。在西太平洋的这种位罝变化可能是由于太平洋反气旋向西北的移动。九月起ITCZ有相当大的南移，至1月份抵达紧靠赤道的位罝。

从上述ITCZ的活动，可以清楚地看出它与夏季季风的发生与消失的紧密关系，虽然它并不与季风的北界完全重合。

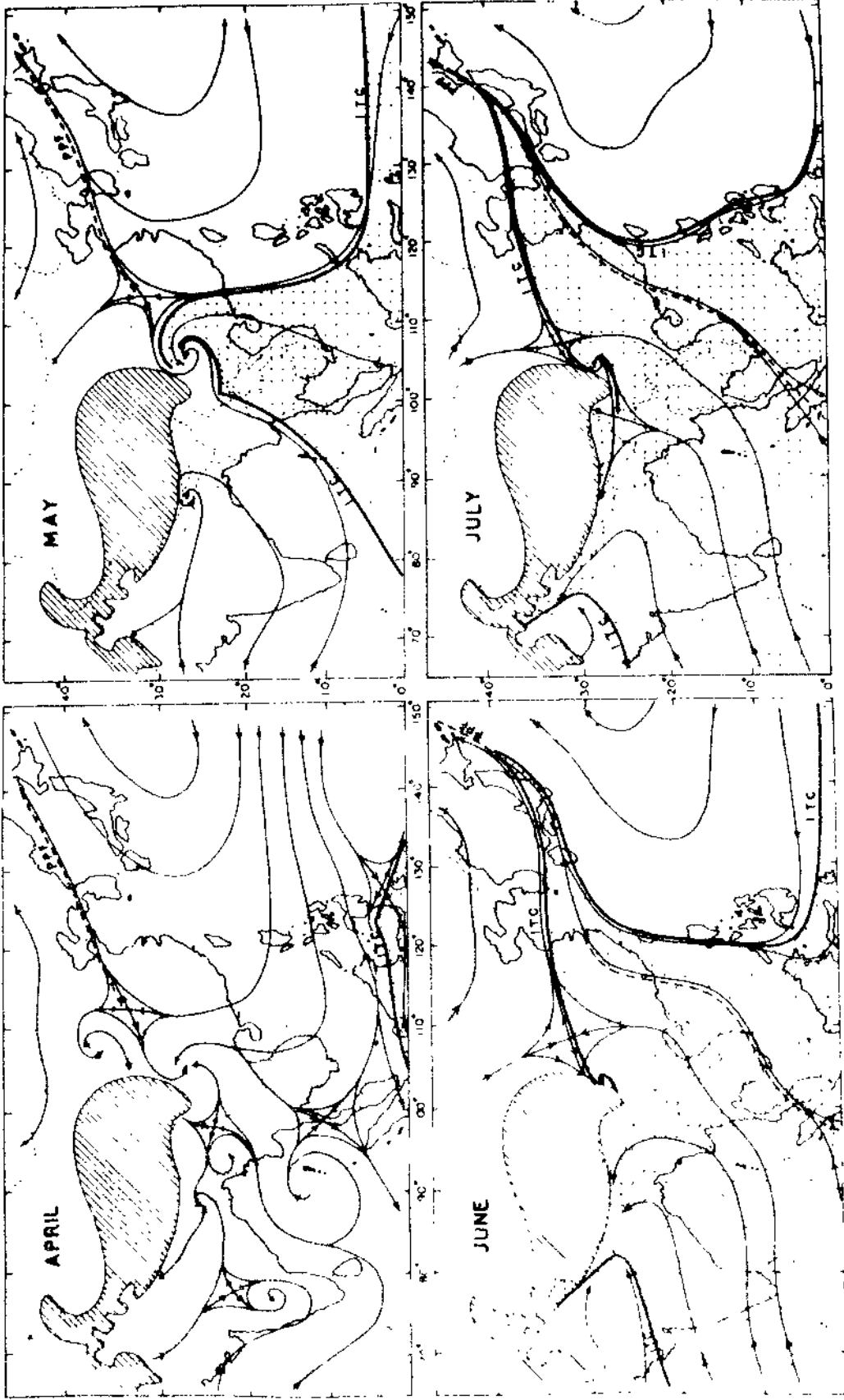
四、印度季风的中断

正常的季风槽位置是沿恒河流域，从孟加拉湾角到拉贾斯坦，季风雨遍布全国。当季风槽向北移到喜马拉雅山麓时，除了喜马拉雅山下和印度半岛东南部外，全国大部地区降水将不正常。这个形势称为季风中断，形成印度广泛的降水间歇。季风中断频繁和延长会造成印度大范围的干旱。

Malurkar (1950)、Pisharaty 和 Desai (1956) 的报告提出，季风中断是与中纬西风扰动位置较这个季节的一般位置偏南有关。Ramaswamy (1958, 1965) 指出，当一个宽广的槽在中纬西风中随冷空气进入西藏高原，西藏反气旋被破坏，则季风中断。它的出现也与中纬低指数环流有关。Koteswaram 和 Rao (1963) 确定付热带反气旋在 200mb 上的正常位置，是在西藏南部，季风中断期反气旋北移。所以认为季风中断是季风环流达最大范围，其中心移到了最北位置的阶段。

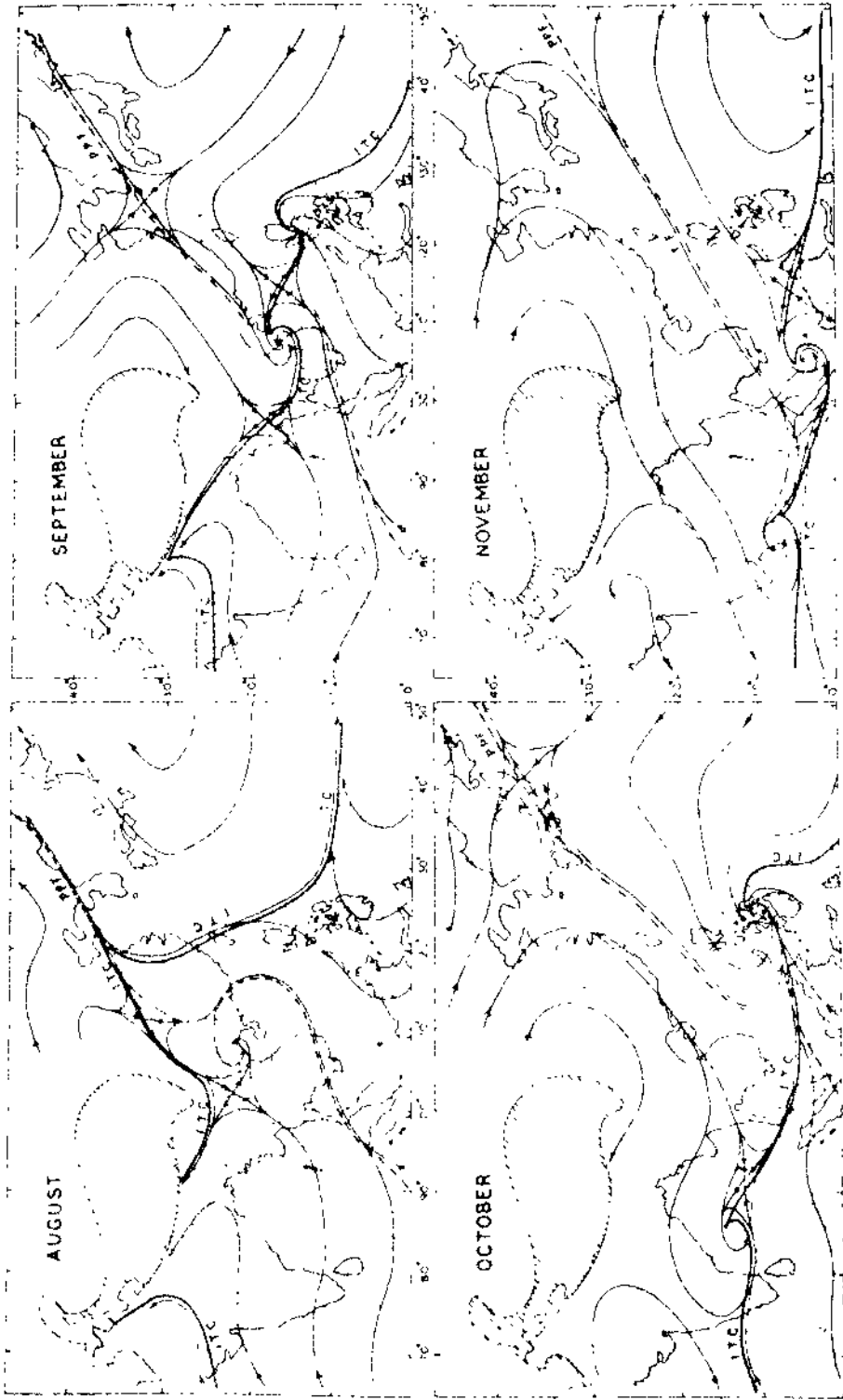
1976年 Subbaramayya 和 Bhanu Kumar 研究了 1965—75年 + 一个季风期季风槽的位置及其移动，观测到印度北部低压系统的向西移（或东回）与槽的南北移动有关。

五、季风雨的均匀性（区域）



4—7月ITCZ和季风环流位置

图11M气团源地



8—11 月 ITCZ 和其锋系位置

EM 气团控制区

对每个大的区域来说，季风雨的每年平均分布是不均匀的。在印度，常常若干部份降水偏多，而另一些部份又偏少。然而，在有限的范围内，雨量偏差可能是均匀的。在季节性预报中，作适当的分区是相当有用的。Walker认为印度半岛、印度东北部和印度西北部分别组成了三个互有差异的同性区。1968年Subbaramayya研究了印度不同小区间季风雨的相关，发现了二个同性区，一个在印度中西部，另一个在印度东北部。也发现这二个区域雨量偏差是互补的。还注意到了印度其余部份的雨量与前一个区域有正相关。

在西藏反气旋和槽偏西的年份，印度大部地区降水偏多，特别是西部。当对流层上部系统在其平均位置以东的年份，大雨多限于东部，而印度西部雨量偏少。

Yoshino 1963年用类似的相关方法研究了东亚6、7月四个不同的区域，其内部分别表现出雨量的均匀性。一个在长江到日本的南部。Yoshimura (1971)按照雨量长期变化程度和分型，尝试把整个季风亚洲划分为17个区域，然后应用站际雨量相关，改编为20个区。对这个问题需再作检验。

六、西南季风的发动与印度高层大气变化的联系

有的作者研究了1968至70年三年与印度季风推进有关的高空

变化。Subbaramayya和Bhanu (1978)给出了确定逐日季风北界的方法如下。以1979年季风的推进作为例子。为确定与季风推进相联系的季节性高空变化，对14个无线电测风站高空风资料，从5月中起每15天用经平滑的风作流线图。把流型的显著特点与季风北界一起标在图上以作对比研究。

1968年在缅甸、孟加拉湾和印度半岛，季风推迟了5—10天。印度北部推迟了5天。1969年孟加拉湾中部和南部、斯里兰卡及印度半岛南部，季风提早1—2周。缅甸和印度北方部份地区季风在正常时间来到，但在印度中部和北部部份地区却很迟。1970年季风在上游的缅甸和印度东北部开始得正常，而在印度其余地区提前到达。

三年的季风推进与高空风的相应变化如下。

①孟加拉湾南部季风的推进和对流层中部一个气旋性环流发展有关，类似于湾西南上空有一个切断低压。

②印度半岛季风推进的发生仅出现在对流层上部付热带脊向北移之后。

③印度北部季风的向西推进，与300mb对流层上部南—北向槽和停留在较高层的气旋西移有关。

对一些作者关于季风发动与高空变化关系的报告，用季风发动时9个高空站高层空气的变化作检验，有以下结果：

①季风发动时半岛南部和孟湾南部各站对流层上部东风的最大强

度平均约达 18m/s 。印度大部份区域季风开始后 10—20 天最大强度达 30m/s 。

②印度中部和南部的站，在季风活动时或活动前几日，季风西风达到 500mb 的高度。

③在靠近季风槽的站，对流层上部脊从对流层顶下降到 250mb 高度。在印度中部各站下降到 300mb 高度。季风开始时消失。

④在印度中部和北部，其偏东地区各站 400mb 上经向风显著地由偏北转为偏南。在季风发动时或发动后经常发生的变化表明，对流层中部南北向槽的西移将引起季风雨。

⑤在印度北部的站 200mb 以上南风变为北风。这个变化先发生在对流层顶，季风爆发时它下降到 150mb 。这表明位于印度东面的反气旋西移，它的垂直轴向西倾斜。季风在全印建立时这个反气旋的底部移向西藏高原。所以，西藏反气旋的出现不是一个简单的局地发展现象，而且是由于季风推进到印度前位于印支地区的反气旋环流向北推移。

七、1979年夏季季风的推进

1979年印度季风一般是弱的，且推迟了 1 至 2 周。6 月 11 日印度半岛南部季风雨来临，3 天后在半岛西部缓慢推进。这期间印度

东北部季风也来临。6月18日在西海岸再度开始北进，6月23日波及整个印度半岛。在印度的北部，6月24日从孟加拉国向西迅速推进。6月30日到达北方邦和尼泊尔。其余地方稍迟，至7月10日，而正常季风区的其余地方是在7月15日被季风控制。

日本南部，梅雨的开始从6月6日持续到15日。6月16至24日有一段干热天气，之后重又连雨。

制作了以流线表示的1979年6月的隔日地面流型（包括了FGGE资料），使用了日本静止卫星图。图显示在月初，西太平洋和印度的ITCZ分别位于 15°N 、 10°N 以南。越赤道气流大部在印尼。大云系的出现与中纬锋系有关。云团复盖了E_m气团区的一大部份。印度几乎是无云区。

6月5日，在缅甸的ITCZ移向 20°N 以北，在西太平洋的一段则撤到 10°N 以南。然而，6月7日，西南气流结合着E_m气团突然越过东南亚伸展到琉球。一条云带出现在中国南部到日本南部，季风气流和北太平洋气流间形成明显的辐合带。梅雨和这个云带相联系。6月3、5、7日发展着与温带锋系发展有关的云系。

6月11日一个新的云带形成，从中印半岛伸向日本北部，云带南部重又与ITCZ连结。这条云带一直持续到6月13日，14日消散。6月9日ITCZ位于中国中部，11日撤向中印半岛。季风气流控制南中国海直至6月11日，15日南撤，全区盛行东风。这与太

于洋反气旋西伸有关。

印度半岛的季风雨，6月11日到达南边，与ITCZ附近的云团相联系，这是在印度南部一些地方第一场降水过程后接着发生的。然而大的云系位于ITCZ南面。而半岛的东部和中部，直到6月18日还都在地方性偏南风影响下。至21日，当西南季风气流开始消失时，局地性气流实际控制了整个印度。

6月第三周，日本经历一阵热天气，梅雨云带消散。这期间，日本，也包括中国东部和中印半岛，处于来自北太平洋反气旋气流的影响下。直至25日西南季风气流在东南亚再次盛行，云带重又形成。

徐蕾如据 "The summer monsoon rains
over South and East Asia and West
Pacific" 和 "Northern Hemisphere
airstream regions" 编译

参 考 文 献

- Aranthakrishnan, R., v. Srinivasan, A.R. Ramakrishnan and R. Jambunadhan, 1968, Synoptic features associated with onset of southwest monsoon over Kerala, Ind. Met. Dept., For. Manu., Rep. Iv, 18.2.
- Chen, K. Y. and C. T. Lim, 1978, The relationship between precipitation and ITCz in Singapore, Climatological Notes-22, Tsukuba.
- De la Mothe and P. B. Wright, 1969, The onset of the Indian southwest monsoon and extratropical 500 md trough and ridge pattern over Europe and Asia, Met. Magz., 98, pp. 145-155.
- Flohn, H., 1958, Recent investigations on the mechanism of the summer monsoon of the southern and eastern Asia, Symposium on Monsoons of the World, New Delhi pp. 75-88.