

1979 年 5 月东南亚夏季风的建立 和青藏高原的作用*

杨 辉 宋正山 朱抱真

(中国科学院大气物理研究所, 北京 100029)

摘 要 东南亚夏季风开始于 5 月, 它是大气环流向夏季环流过渡的一个重要阶段。本文用 FGGE-IIIb 全球网格点资料, 分析 1979 年 4 月 26 日到 5 月 25 日、大范围 ($40^{\circ}\text{S}\sim 50^{\circ}\text{N}$, $30\sim 160^{\circ}\text{E}$) 温度、湿度和风场变化特征, 计算了垂直速度、辐散风场、热源和水汽汇收支, 研究了东南亚夏季风的性质和来源, 其中着重分析了青藏高原的热力和动力作用与东南亚夏季风建立的关系。东南亚夏季风建立的主要因素是中纬度的环流形势, 来自热带海洋的西南气流和青藏高原的作用。东南亚夏季风开始时, 高空大气环流发生调整, 青藏高原上空为波脊, 两侧为波槽。低空东南亚夏季风区的辐合气流有四个来源: 1) 同经度范围的偏南辐散风, 2) 高原南侧的偏西辐散风, 3) 高原东侧的偏北辐散风, 4) 西太平洋上的偏东辐散风。分析表明, 东南亚夏季风降水受高原西南侧的中纬度西风带波动影响。低空西南气流来源于 $80\sim 120^{\circ}\text{E}$ 的南半球热带地区, 西南气流输送水汽并且加强低空辐合。主要的热源位于东南亚, 主要是潜热释放形成的, 它是驱动东南亚夏季风环流的主要机制。整个分析期, 青藏高原是一热源, 抬升的感热加热和动力作用形成和维持了高原上空的高压脊和两侧的波槽, 从而有助于东南亚夏季风的建立。

关键词 东南亚夏季风 青藏高原 热源和水汽汇 辐散风 水汽辐合

1 引言

当季节从冬到夏转换时, 亚非大陆出现最早的季节变化现象就是东南亚夏季风。东南亚夏季风指的是从孟加拉湾到中国南海范围内东南亚地区低空西南气流 ($>5\text{ m/s}$) 的建立, 以及降水量的增大 ($>10\text{ mm/d}$) 和雨日的集中^[1]。东南亚夏季风的建立, 平均而言, 开始于 5 月中下旬, 比其他季风如印度季风、中国梅雨要早一个月, 值得注意的是, 我国云南的早雨季^[2]和东南亚夏季风几乎是同时的。此外, 由于气候异常的年际变率很大, 我国江淮流域的雨季 (梅雨) 在有的年份开始较早, 如 1991 年第一场梅雨发生在 5 月 19 日, 加上以后发生在 6 月和 7 月份的异常强的降水, 导致当年长江下游严重的洪涝灾害。因此, 东南亚夏季风的研究对于了解大气环流变化的特征和预报东南亚、我国云南省及华南地区甚至江淮流域的雨季开始和持续都是很有意义的。

东南亚夏季风是亚洲季风的一部分, 但对于东南亚夏季风的特征和成因研究不多。孙国武^[3]讨论了南亚高压的季节变化, 认为 5 月南亚高压移动到中南半岛上空, 海陆热力影响是主要的, 而 6 月南亚高压移到高原上空, 高原热力影响是主要的。贺海晏

1997-02-04 收到, 1997-09-10 收到修改稿

* 国家自然科学基金资助项目 49675261

等^[1]强调形成东南亚夏季风的主要因素是由于青藏高原感热加热维持着高原空气上升四周空气下沉的垂直环流, 随着高原东部到中国大陆 500~200 hPa 空气绝热下沉增温, 使 85°E 以东 5°N 与 25°N 之间南北温度梯度反向, 大气环流发生突变。郑庆林等^[4]则用一个中期天气预报模式证明了在东南亚夏季风建立时, 青藏高原的热力和动力作用对于准确预报环流场及降水分布的重要性。

东南亚夏季风发生于大气环流 6 月突变之前, 被认为是大气环流向夏季环流转变的第一个阶段。此时, 南亚高压未跃上高原, 南支西风仍然活跃, 基本上处于冬半年的环流形势下。因此, 东南亚夏季风的建立不仅受海陆热力差异的作用, 也受大气环流的制约, 而青藏高原作为一个高耸的热源的热力作用和作为大地形的动力作用会对周围环流产生影响。本文的目的是从诊断大气环流、热源和水汽汇的演变出发, 深入了解东南亚夏季风的特征, 以及大气环流和青藏高原对东南亚夏季风建立的影响。

2 资料和计算方法

本文计算范围包括青藏高原、南亚季风区、西太平洋、南半球低纬度 (40°S~50°N, 30~160°E)。采用的资料是欧洲中期预报中心 (ECMWF) 提供的 FGGE-IIIb 全球网格点资料, 网格距为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$, 分析时段是东南亚夏季风爆发前后的 1979 年 4 月 26 日至 5 月 25 日期间, 每日两次 (世界时 00 时和 12 时), 共 10 个标准等压面层 (1000, 850, 700, 500, 300, 200, 150, 100, 70 和 50 hPa) 的探空资料。

大气热源及水汽汇按下式进行计算^[1]:

$$Q_1 = c_p \left(\frac{p}{p_0} \right)^k \left(\frac{\partial \theta}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla \theta + \omega \frac{\partial \theta}{\partial p} \right), \quad (1)$$

$$Q_2 = -L \left(\frac{\partial q}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla q + \omega \frac{\partial q}{\partial p} \right), \quad (2)$$

其中: $k = R/c_p$, R 为气体常数, c_p 为干空气定压比热, $p_0 = 1000$ hPa, L 为凝结潜热常数, θ 为位温, q 为水汽混和比, $\vec{V}$ 为水平风, ω 为垂直速度 dp/dt 。

3 东南亚夏季风建立的特征

3.1 低空水平风场

孟加拉湾气旋产生于 5 月初, 向北移动到印度东北部, 5 月 15 日在印度东北部消失 (图略)。但气旋的出现, 改变了孟加拉湾到南海的环流形势, 孟加拉湾气旋东南侧热带洋面上的低空西南气流进入东南亚, 西太平洋副热带高压脊从中南半岛向东撤 (图 1a、b); 到 5 月第 4 候 (图 1c), 副热带高压已撤退到菲律宾以东洋面, 来自南半球热带地区的气流在孟加拉湾到南海范围内发展成一股宽阔的强西南风, 此时中南半岛和南海的降水急剧增大^[1], 可定为东南亚夏季风爆发。从图 1c 还可发现来自于高原西侧的绕流西风对东南亚夏季风的影响。

3.2 低空水平辐散场和辐散风场

低空西南气流输送暖湿水汽, 而降水是与低空辐合相联系的, 青藏高原位于西风带

里, 高耸的高原使 500 hPa 以下西风环流明显分支和绕流。中南半岛北部紧连着高原, 南支绕流西风由于高原的摩擦作用和绕流作用使中南半岛北部常有低空弱的辐合区, 而在副热带高压控制的中南半岛南部及南海则为辐散, 但在热带东印度洋有一股越过赤道的偏南辐散风发展 (图 2a)。5 月第 3 候, 偏南辐散风进入中南半岛和南海, 使中南半岛南部及南海部分地区成为辐合区 (图 2b), 到第 4 候, 中南半岛和南海及其附近形成非常强大的辐合, 最大辐合中心位于中南半岛北部和马来西亚以东洋面, 其绝对值大于 $4 \times 10^{-6} / \text{s}$ (图 2c)。

辐散风与真实风相比, 更清楚、更直观地表示空气的质量交换。根据图 2c, 构成加强东南亚低空辐合的辐散风主要有四个来源:

(1) 来自从孟加拉湾到南海经度范围内的南半球热带地区的过赤道偏南辐散风

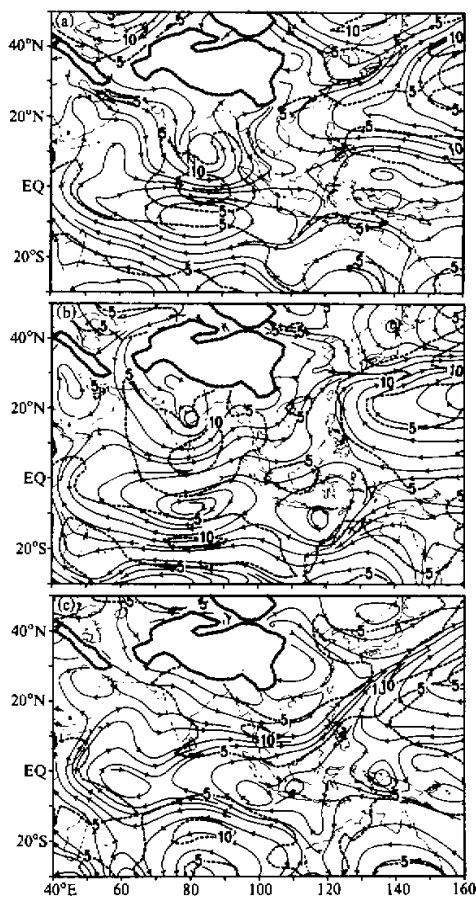


图 1 850 hPa 流场, 1979 年 5 月
(a) 第 2 候, (b) 第 3 候, (c) 第 4 候
(虚线为风速等值线, 单位: m/s)

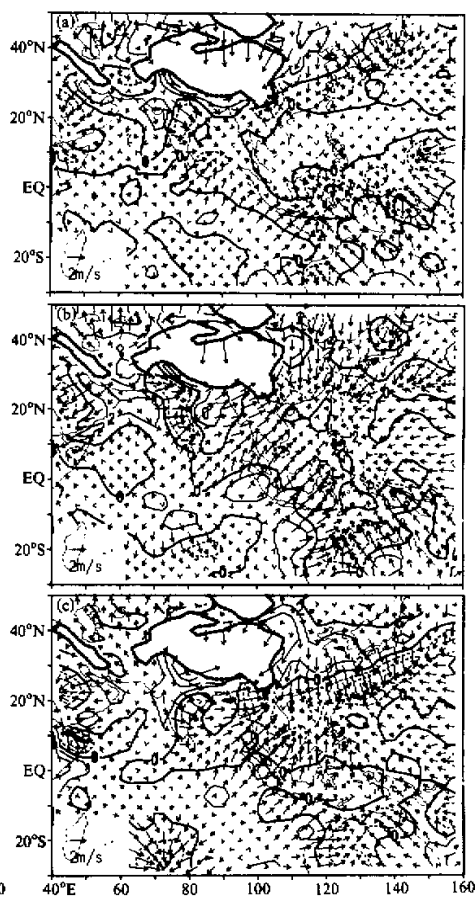


图 2 850 hPa 辐散场和辐散风场, 1979 年 5 月
(a) 第 2 候, (b) 第 3 候, (c) 第 4 候
(等值线间隔 $2 \times 10^{-6} / \text{s}$)

(联系到低空西南气流的建立);

(2) 高原西南侧的偏西辐散风 (联系到西风带上的扰动);

(3) 高原东侧的偏北辐散风 (与东亚冷空气爆发有关);

(4) 西太平洋上的偏东辐散风。

由图 2c 还可见, 中南半岛主要是受 (1) 和 (2) 的影响, 而南海则主要是受 (1)、(3) 和 (4) 的影响。

3.3 高空南亚高压

在大气环流的季节变化中, 高空南亚高压是一个重要系统。南亚高压移到中南半岛上空标志东南亚夏季风的开始, 南亚高压移到高原上空标志印度季风的开始。根据欧洲中期数值预报中心天气图绘制的 200 hPa 南亚高压中心移动路径 (图略), 5 月 10 日南亚高压中心位于 (13°N , 95°E), 5 月 11 日突然北跳到印度东北部, 13 日移到中南半岛北部上空, 以后稳定少变, 成为东南亚夏季风的主要高空环流系统。

3.4 大气环流调整

1979 年 5 月 10 日, 高原上空由原来的平直西风气流形势转变为长波脊建立在高原中西部上空, 继后长波脊向东移动, 并且一直稳定在高原东部上空 (图略)。长波脊的建立比南亚高压的北跳早一天。由于长波脊向东移动, 波脊所处的经度位置与其南面热带海洋上空南亚高压的位置叠加, 有利于南亚高压的北跳。随后南亚高压中心与长波脊的经度位置基本一致, 因此南亚高压的移动与高原上空的长波脊有一定关系。

图 3a~c 分别给出了东南亚夏季风建立前后的 5 月第 2 候、第 3 候和第 4 候 200

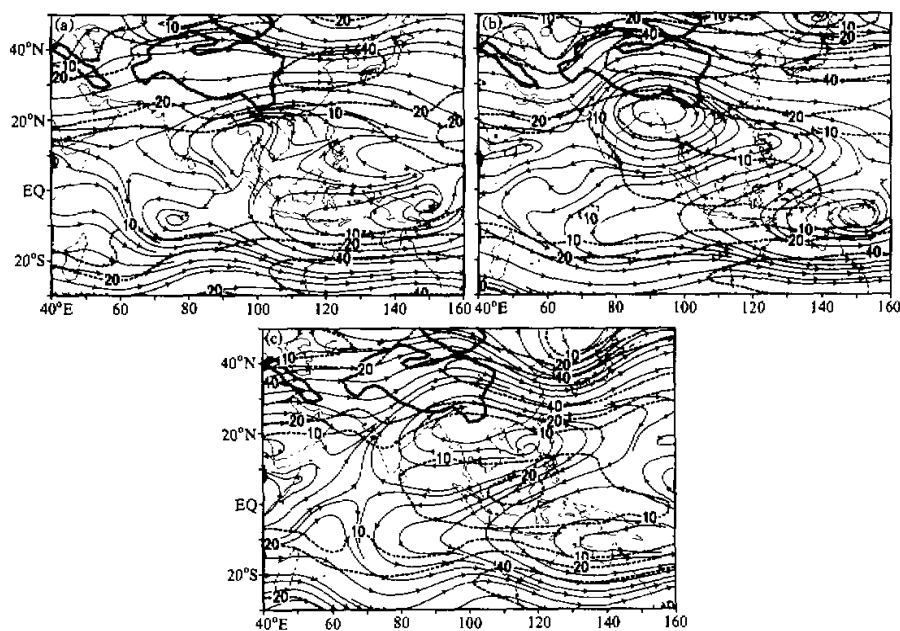


图 3 200 hPa 流场, 1979 年 5 月 (a) 第 2 候, (b) 第 3 候, (c) 第 4 候
(虚线为风速等值线, 单位: m/s)

hPa 风场图。在东南亚夏季风建立前, 中高纬度为平直西风气流, 南亚高压弱而偏南 (图 3a)。5 月第 3 候, 大气环流发生调整, 高原及其附近上空由原来的平直西风气流形势转变为高原上空为长波脊; 南亚高压中心北跳到 20°N 以北, 并且发展成强大的闭合系统, 高压南部形成了强大的偏东气流 (图 3b)。到第 4 候, 长波脊稳定在高原东部, 而高原东西两侧为长波槽; 此时南亚高压主体中心东移到中南半岛北部上空, 南亚高压向东伸展, 并在南海形成一个次反气旋中心, 南亚高压南部的东北气流更加宽阔且强大, 其低空正是西南季风 (图 3c)。

3.5 中纬度西风扰动

为了分析青藏高原对东南亚夏季风降水的影响, 图 4 给出了 850 hPa 5 月第 4 候平均气温减去第 3 候平均气温等值线。

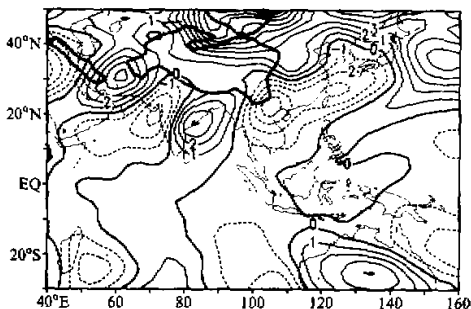


图 4 850 hPa 1979 年 5 月第 4 候与 5 月第 3 候的平均温度差 (等值线间隔 1°C)

最明显的特征是沿着高原西南侧的温度波动, 波长约为 2000 km, 属于天气尺度扰动, 该波动起源于高原西侧, 终止于东南亚地区。500 hPa 大气图上表现为沿高原南侧波槽活动频繁, 不断侵入东南亚地区, 说明东南亚夏季风受南支西风扰动的影响。

图 4 的另一特征是高原东侧的负温差, 这是由于中国大陆的冷空气活动造成的。高原东侧的冷空气可进入南海的北部, 但并未直接进入中南半岛 (图 2c)。

从卫星云图可见 (图略), 云南南部的云层和中南半岛的云层是分开的, 因此, 东南亚夏季风降水与云南早雨季降水具有不同的性质。

4 水汽辐合在东南亚夏季风建立中的作用

根据水汽收支方程, 降水主要是由水汽辐合造成, 水汽辐合主要由低层通量辐合造成。

水汽通量辐合

$$\nabla \cdot \vec{V}q = \vec{V} \cdot \nabla q + q \nabla \cdot \vec{V} \quad (3)$$

上式右边第一项表示水汽平流项, 第二项表示局地水汽辐合项。因此, 水汽的增长不仅取决于水汽平流, 也取决于局地水汽辐合。

从 850 hPa 水汽混合比的演变可发现 (图略), 在东南亚夏季风建立前后, 东南亚是南亚、印度洋和太平洋地区水汽最丰盛的地区, 中南半岛水汽混合比一直维持在 14 g/kg 左右, 南海从 12 g/kg 增加到 14 g/kg ; 而印度半岛是低湿区。东南亚高湿区为降水的形成提供了一个基本条件, 但水汽的变化与季风的关系并不显著。

东南亚夏季风建立前后, 水汽平流项在东南亚地区变化很小, $\vec{V} \cdot \nabla q$ 在中南半岛的南部一直是大于零; 虽然在 5 月第 4 候, 南海的 $\vec{V} \cdot \nabla q$ 从正值变为负值, 但其绝对

值小于 $1 \times 10^{-5} \text{ g}/(\text{kg} \cdot \text{s})$ (图略)。而局地水汽辐合项变化明显, 5 月第 2 候, 中南半岛的南部和南海为局地水汽辐散; 5 月第 3 候, 东南亚低空的局地水汽辐合开始形成, 在南海还存在水汽辐散; 5 月第 4 候, 局地水汽辐合在中南半岛、南海及其附近明显增强, 其绝对值大于 $2 \times 10^{-5} \text{ g}/(\text{kg} \cdot \text{s})$ 。东南亚上空局地水汽辐合是水汽平流的好几倍 (图略)。因而季风区的水汽供应绝大部分来自风速的辐合, 但仍然需要较大的湿度, 两者结合起来才能造成较大水汽通量辐合。东南亚和热带海洋之间水汽差造成的水汽平流在决定水汽增长过程中不是一个重要因子。

辐散风分析指出, 西南气流在季风建立中的作用是增加动力辐合和输送暖湿空气, 初始的低空辐合可能是由于上节中提到的四支辐合气流, 高原的地形动力作用、中纬度西风带扰动和局地感热加热产生, 但一旦降水形成, 释放大量的潜热, 通过加热的反馈作用, 加强了低空的西南气流^[5]。

5 季风区热源和青藏高原的热力作用

5.1 热源和水汽汇的水平分布

为了解释东南亚夏季风建立的机制, 我们分析了垂直积分热源 $<Q_1>$ 和水汽汇 $<Q_2>$ 的水平分布。图 5、图 6 分别给出垂直积分热源 $<Q_1>$ 和垂直积分水汽汇 $<Q_2>$ 的水平分布。

在东南亚夏季风建立前后, 青藏高原都是一个热源, 其中心位于高原的中西部; 水汽汇分析表明高原的西部为水汽汇, 而在高原的东部为水汽源, 表示青藏高原地面感热对大气加热的重要性。5 月第 3 候, 青藏高原热源增加到最大, 高原西部中心最大值达 $200 \text{ W}/\text{m}^2$ 以上。

在 5 月第 2 候, 最大的热源位于孟加拉湾, 同样强度的水汽汇表明孟加拉湾气旋引起降水的潜热释放是热源的主要部分; 次大加热区位于东南亚赤道群岛及其附近, 热源和水汽汇强度大小相等位置重合说明加热是由于赤道辐合带的降水潜热; 中南半岛除其东南沿海地区外为弱小的热源; 冷源和水汽源由西太平洋穿过南海到达中南半岛的南面 (图 5a, 图 6a)。

5 月第 3 候, 菲律宾以东为该候最强的热源和水汽汇中心, 天气图表明在此地区有热带风暴活动; 东南亚赤道岛域的热源和水汽汇变化不大; 华南地区的为热源和水汽汇中心, 热源达到最强, 这是由于华南在这候增大的降水而产生的潜热释放; 孟加拉湾热源和水汽汇大大减弱, 中心向北移; 南海和中南半岛及其以南洋面都为热源, 在南海的中部是水汽源, 但东南亚的大部分地区是水汽汇, 热源和水汽汇强度的偏差表示东南亚地区感热加热占主要部分 (图 5b, 图 6b)。

5 月第 4 候, 整个季风区唯一的热源在东南亚, 其中心位于中南半岛和南海, 强度达 $300 \text{ W}/\text{m}^2$ 以上, 同样大小的水汽汇, 表示加热主要是季风降水的潜热贡献。东南亚热源是产生季风环流最主要机制, 强大的热源有利于对流层上层空气辐散, 使南亚高压稳定在该地区的上空 (图 5c, 图 6c)。

5.2 水平辐散场

高原 200 hPa 辐散随热源强度加强, 在高原热源最强的 5 月第 3 候, 高原西部辐散

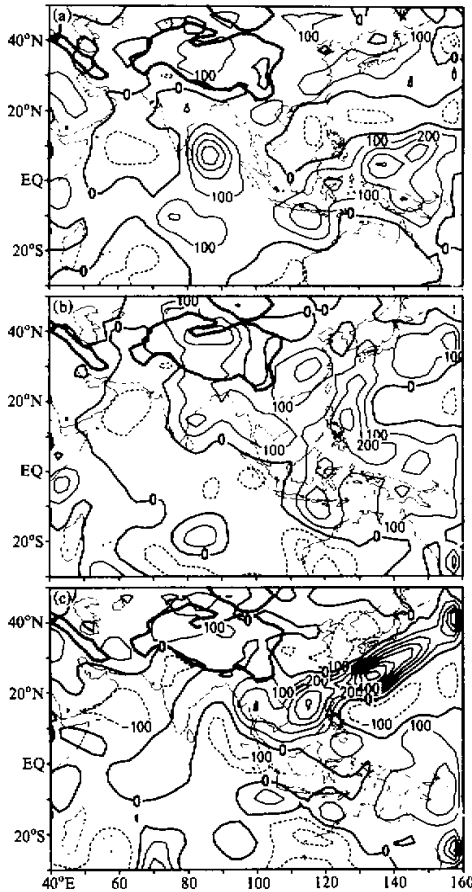


图5 垂直积分热源 $\langle Q_1 \rangle$, 1979年5月
(a) 第2候, (b) 第3候, (c) 第4候
(等值线间隔 100 W/m^2)

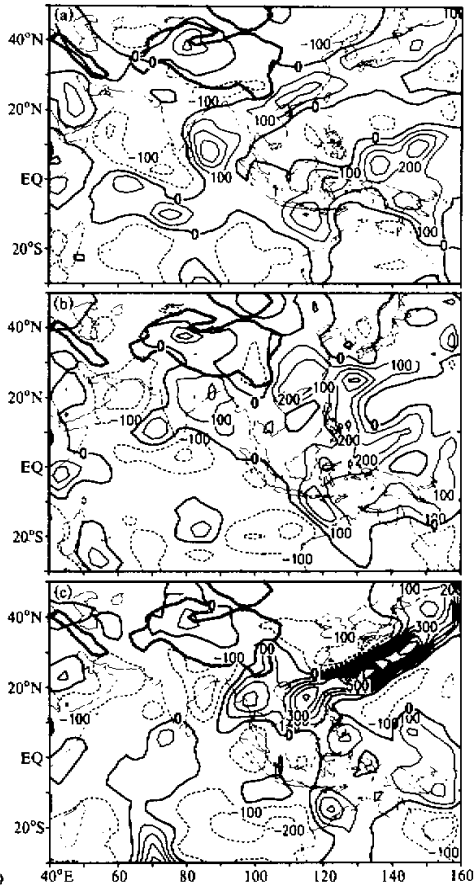


图6 垂直积分水汽汇 $\langle Q_2 \rangle$, 1979年5月
(a) 第2候, (b) 第3候, (c) 第4候
(等值线间隔 100 W/m^2)

中心强度达到大于 $9 \times 10^{-6} / \text{s}$, 充分说明高原加热对高空辐散的重要性。强辐散气流促使高压脊发展, 有利于南亚高压从 13°N 北跳到印度东北部。并且, 高原的加热也有利于高原高压脊稳定以及高原东西两侧长波槽的稳定。由于青藏高原的加热作用, 高原低空辐合、上空为上升气流, 对应 200 hPa 是气流水平辐散, 水平和垂直辐散环流图表示高原东西两侧高空的辐合和高原高空的辐散有直接的联系 (图略)。

东南亚 200 hPa 辐散变化明显。5 月第 2 候, 南海为很强的辐合中心, 中南半岛及其附近也只有很弱的辐散甚至有些区域为辐合; 5 月第 3 候, 除南海的北部为辐合外, 东南亚其他地区都为辐散; 5 月第 4 候, 东南亚高空辐散急剧加大, 但东南亚高空是与青藏高原高空分立的辐散系统, 中心位于南海中部和中南半岛的南部, 南海高空辐散中

心最大值大于 $12 \times 10^{-6} / \text{s}$, 自南海辐散中心一股辐散气流向西流入阿拉伯辐合中心, 另一股向北流入中国北方辐合中心。5 月第 4 候沿 20°N 的东西垂直辐散环流圈表示气流在中南半岛低空辐合爬升, 在高空辐散, 强大的辐散不仅利于维持季风强降水所需的强上升运动, 也利于制造反气旋涡度, 维持南亚高压 (图略)。

6 结论

东南亚季风发生在 5 月中旬, 是出现在季节转换时期的复杂现象。东南亚季风建立的主要因素是中纬度西风带环流形势, 来自热带海洋的西南气流和青藏高原的作用。

在东南亚季风建立时段, 大气环流发生调整, 高原上空发展的西风带长波脊有利于南亚高压北跳, 东移和稳定在中南半岛北部上空。高原上风坡的长波槽为东南亚季风提供斜压扰动的冷空气, 激发对流云。而高原下游槽后的冷空气活动有利于激发东南亚地区低层气流动力辐合。

东南亚低空辐合是与青藏高原动力作用有关的汇合现象。产生东南亚低空强辐合区有四支辐散气流: 1) 同经度范围的偏南辐散风, 2) 高原南侧的偏西辐散风, 3) 高原东侧的偏北辐散风, 4) 西太平洋上的偏东辐散风。中南半岛主要是受高原南侧的偏西气流和暖湿的偏南气流影响。

来自南半球热带地区 $80 \sim 120^\circ\text{E}$ 的低空西南气流为东南亚季风降水输送水汽, 加强气流辐合。当初始降水形成, 通过潜热的反馈机制, 低空西南气流将进一步加强, 并且有利于高空反气旋的维持。

青藏高原的动力与热力作用不仅增加了长波的振幅, 也使西风气流分成南北两支。南支西风气流沿高原西南侧引导斜压扰动进入东南亚。南支西风带斜压扰动是产生东南亚季风降水的主要系统之一。

东南亚季风暴发前后, 青藏高原上空均为热源, 热源中心位于高原西部。青藏高原的热力和动力作用增加了西风带长波的振幅, 利于高原上空长波脊和东西两侧长波槽的稳定。

在东南亚季风建立后, 主要热源位于中南半岛上空, 是由于季风降水潜热释放形成的, 它是南亚高压稳定在该地区上空的重要因素。

本文只是个例分析, 所提出的结果有待更多实例的分析和数值试验的方法进行验证。

参 考 文 献

- 1 He Haiyan, John W. McGinnis, Zhengshan Song and Michio Yanai, 1987, Onset of the Asian Summer Monsoon in 1979 and the Effect of the Tibetan Plateau, *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 1966~1995.
- 2 陈于湘、朱抱真, 1985, 热带季风爆发前云南雨季的天气学特征, *大气科学*, **9**(1), 101~106.
- 3 孙国武, 1984, 南亚高压季节性变化研究, *青藏高原气象科学实验文集* (二), 北京: 科学出版社, 152~158.
- 4 Zheng Qunlin and Kuo-Nan Liou, 1986, Dynamic and thermodynamic influences of the Tibetan Plateau on the

- atmosphere in a general circulation model, *J. Atmos. Sci.*, **43**, 1340~1354
- 5 Pearce, R. P. and U. C. Moharty, 1984, Onsets of the Asian summer monsoon 1979-82, *J. Atmos. Sci.*, **41**, 1620~1639.
- 6 Nitta, Tsuyoshi and Koiti Masuda, 1981, Observational study of a monsoon depression developed over the Bay of Bengal during summer MONEX, **59**, 672~682

Onset of the Southeast Asia Summer Monsoon in 1979 and the Effect of the Tibetan Plateau

Yang Hui, Song Zhengshan and Zhu Baozhen

(Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029)

Abstract The Southeast Asia summer monsoons (SE Asia monsoon) normally taking place in May has been recognized as the first seasonal transition stage from spring to summer. In this paper, utilizing the twice-daily FGGE-IIIb grid point data set in the area $40^{\circ}\text{S}\sim 50^{\circ}\text{N}$, $30\sim 160^{\circ}\text{E}$, from 26 April to 25 May, the temperature, moisture and wind fields are analysed. Through calculating the divergent wind and heat and moisture budgets, the characteristics and the original sources of the SE Asia monsoons are discussed with an emphasis on the dynamic and thermodynamic effects of the Tibetan Plateau. The major factors responsible for the establishment of the SE Asia monsoon are the certain flow pattern distributed in mid-latitudes, the southerly flow originated from tropical ocean area and the influences of the Tibetan Plateau. During the onset of the SE Asia monsoon, there is a dramatic circulation adjustment process of westerlies occurring at the 200 hPa, resulting in a large amplitude ridge staying over the Plateau and troughs each on the west and lee side of the topography. It is found that four branches of divergent air streams coming from differently original sources contributed to the intense convergence in Southeast Asia: 1) the southerly divergent airstream between $80\sim 120^{\circ}\text{E}$; 2) the northwesterly divergent wind flowing along the western flank of the Plateau; 3) the northeasterly divergent airstream along the eastern periphery of the Plateau; 4) the easterly divergent wind over the west Pacific Ocean. The disturbances in southern branch of westerlies along the southwestern flank of the Plateau induce the SE Asia monsoon rainfall. The southwestlies over the Southeast Asia is from tropical ocean area of the Southern Hemisphere. The roles of low-level southwestly flow transports the moisture air and increases dynamic convergence. The intense heat source over Southeast Asia due to the release of latent heat in association with the monsoon precipitation is the main mechanism of driving the circulation systems of the SE Asia monsoons. The heat source dominates throughout the entire analysed period over the Plateau. The sensible heating and the dynamic effect are favorable to the establishment and maintenance of the ridge over the Plateau and the troughs on the west and lee side of the topography.

Key words Southeast Asia summer monsoon Tibetan Plateau heat sources and moisture sinks divergent winds moisture convergence