

青藏高原的热力和机械强迫作用以及 亚洲季风的爆发^{*}

1. 爆发地点

吴国雄 张永生

(中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室, 北京 100080)

摘 要 使用欧洲中期天气预报中心 (ECMWF) 的客观分析资料, ECMWF/TOGA 补充数据集, 美国 NMC 气候分析中心的向外长波辐射 (OLR) 资料以及国家气候中心存档的中国 336 个测站的降水资料, 研究了 1989 年春天青藏高原和邻近地区的热力特征和环流特征, 及其对亚洲季风区季节转换的影响。文中集中分析了表面感热和潜热通量的时空分布特征。结果表明: 1989 年亚洲季风的爆发由三个接续的阶段组成。第一阶段是 5 月上旬在孟加拉湾东岸, 称为孟加拉 (BOB) 季风爆发阶段。第二阶段是 5 月 20 日左右开始的中国南海 (SCS) 季风爆发阶段。第三阶段是 6 月 10 日左右开始的印度上空的南亚季风 (或称印度季风) 的爆发阶段。分析表明, 正是由于青藏高原的热力和机械强迫作用才使亚洲季风首先在孟加拉湾地区出现。BOB 季风环流提供了有利的背景条件, 使 SCS 季风接着爆发。最后随着亚洲热带流型的西移, 印度季风爆发才发生。

关键词 地表感热通量 孟加拉湾季风爆发 亚洲季风

1 引言

亚洲季风区由冬到夏的季节变化以环流和天气型的突变为主要特征^[1~3]。它通常发生在 5~6 月, 与亚洲季风爆发相联系^[4,5]。一般认为亚洲季风 5 月上旬首先在 SCS 爆发, 然后逐渐西传。于 6 月上中旬到达南亚次大陆, 印度季风最后爆发^[6,7]。

亚洲季风爆发是大气对海陆热力差异的季节改变的响应^[8~13]。其中高耸的青藏高原对大气的加热, 对夏季环流的形成和维持起着重大作用^[14~19]。高原加热可使其上大气柱每天增温 3°C 左右, 引起空气上升以及周边大气向高原的汇合。这有利于热带暖湿气流北上, 最终引起季风爆发^[20]。这些结论为后来一系统的数值试验所证实。Hahn 和 Manabe^[21]利用美国地球流体实验室 (GFDL) 的大气环流模式进行试验并发现, 只有当青藏高原出现在模式中时亚洲季风才存在。在不包含高原的试验中, 亚洲季风消失; 印度洋上的辐合带和雨带接近赤道, 很像太平洋上空的赤道辐合带 (ITCZ)。朱抱真^[22]用简单模式也得到了类似的结果。这些工作提醒我们, 在研究亚洲季风形成和爆

1997-05-12 收到原稿, 1998-03-20 收到修改稿

^{*} 本研究得到国家自然科学基金重点项目 49635170 及项目 4957265 和国家科委攀登 B 项目“青藏高原地-气物理过程及其对全球气候和中国灾害性天气影响的观测和理论研究”的联合支持

发时,除了应注意海陆热力差异外,更重要的机制应与青藏高原的影响有关。

尽管现在已普遍认识到,亚洲季风爆发在很大程度上依赖于青藏高原加热,但季风爆发的动力学的许多方面仍不清楚。例如,为什么季风先出现在 SCS,后出现在南亚?亚洲季风爆发是如何与高原作用相联系的?张智北和陈泰然^[7]曾简要回顾了这方面的研究,并指出 SCS 季风爆发是由于中纬度锋面低槽系统进入南海所触发的,因为春季在亚洲南海地区是中纬度系统不受高原阻挡而进入热带的唯一地区。不过,在晚春和初夏进入 SCS 的低槽多来自印缅槽。由此看来,青藏高原如何影响印缅槽的形成的问题是研究 SCS 季风爆发的一个关键问题,必须予以深入研究。

作者利用观测资料首先对 1989 的季风爆发进行个例分析,试图对高原如何影响亚洲季风爆发的地点的问题有新的认识。关于季风爆发时间的问题,将在第 II 部分发表。在第 2 节和第 3 节将对亚洲季风区海陆的热力差异进行分析,重点研究表面感热通量在该地区大气环流季节变化中的作用。第 4 节集中研究 1989 年晚春和早夏高原巨大的感热通量是如何导致亚洲季风爆发的,其中不仅研究高原的热力强迫作用,也研究高原的动力强迫作用。一些讨论和结论在第 5 节给出。

文中所用资料包括 ECMWF 每日两次(00 和 12 时)的,分辨率为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 的客观分析资料;美国 NMC 的分辨率为 $5^{\circ} \times 5^{\circ}$ 的 OLR 资料;ECMWF/TOGA 的每日两次分辨率为 $1.125^{\circ} \times 1.125^{\circ}$ 的表面热通量资料;以及国家气象中心存档的 336 站降水资料。

2 北半球热带和副热带地区的热力特征

图 1 给出 1989 年从冬到夏的季节转换中不同纬度带表面潜热通量的分布随时间的演变;每一纬度带中的纬向平均的地形随经度的分布附在该图下面。在热带(图 1a 和 b,海洋表面的潜热通量远大于陆地表面。在季风时期 150°E 以西,这一特征更为显著。海洋表面的最大值中心多数超过 150 W m^{-2} ;而在非洲大陆却基本少于 50 W m^{-2} 。从 5 月下旬到 6 月下旬在西太平洋有 3 个大于 100 W m^{-2} 的大值扰动中心出现并规律西移。第 1 和第 2 个中心分别与 8903 和 8905 号台风对应,第 3 个中心出现在季风爆发以后。沿着这些扰动的传播路径,表面潜热通量在洋面上加强,在陆面上减少。有趣的是从图 1b 及下文,我们将看到 5 月份第 1 个扰动到达 SCS 时正好与 SCS 季风爆发对应;而 6 月份孟加拉湾表面潜热通量的加强则与印度季风的爆发相对应。

青藏高原所在的副热带纬带($27.5^{\circ} \sim 37.5^{\circ}\text{N}$)中,表面潜热的时空分布如图 1c 所示。与图 1a、b 比较可看出,在 $50^{\circ} \sim 100^{\circ}$ 范围内,副热带高原所在地区的潜热通量小于热带洋面上的通量,在 5 月以后更为明显。这除了与洋面上有更充足的水汽蒸发外,还与 5 月季风爆发后,洋面上风速加大有关。在图 1c 中 80°E 以西,陆面潜热通量基本少于 50 W m^{-2} ,与热带情况相似。 80°E 以东具有显著的季节转化。5 月初以前,一个个天气系统在东海沿岸发展东移,在西太平洋可以观测到周期性的潜热通量的加强。与此同期,陆面潜热通量较弱,潜热通量梯度因而由大陆指向海洋。5 月中旬以后,上述天气系统停止发展,西太平洋的表面潜热通量很弱;最大的潜热中心位于高原处。由陆到海,潜热通量减弱。也就是说,5 月中旬以后,副热带地区由表面潜热通量表征的海

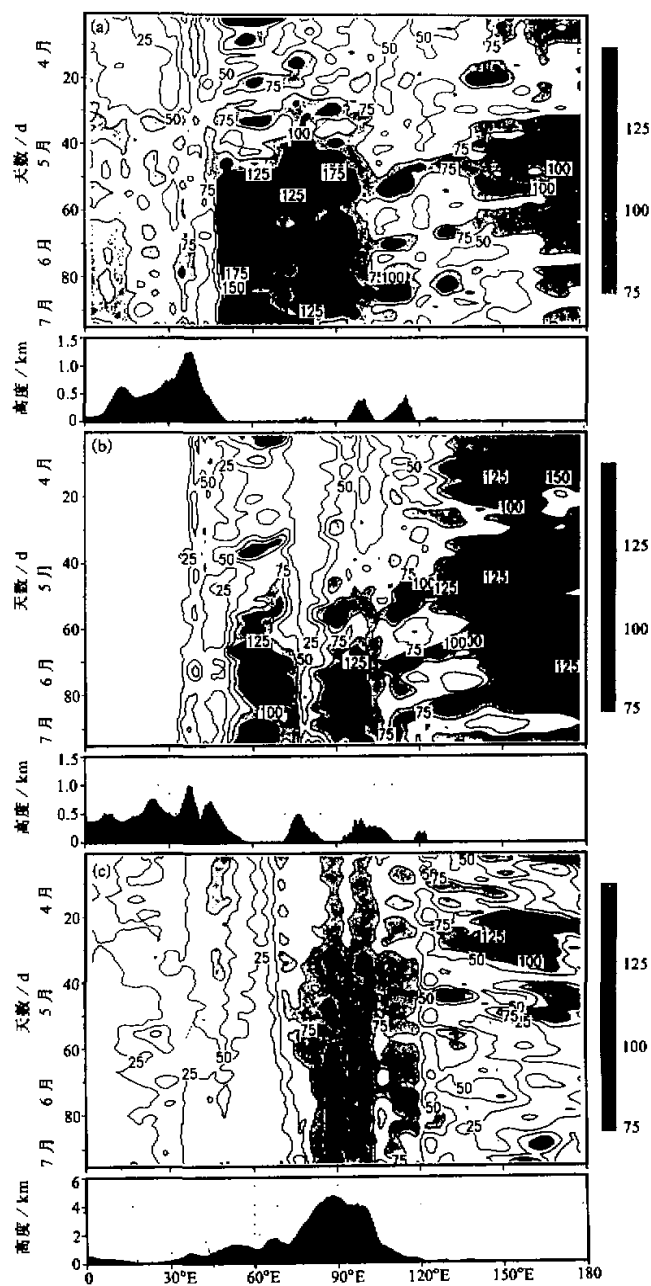


图 1 1989 年过渡季节不同纬带表面潜热通量经向分布的逐日演变

(a) 赤道~10°N; (b) 10~20°N; (c) 27.5~37.5°N. 等值线间距为 25 W m^{-2} . 阴影区通量值 $> 75 \text{ W m}^{-2}$. 纵坐标为天数, 从 4 月 1 日开始至 7 月 5 日. 下图为相应的平均地形高度

陆热力差异与中旬以前完全相反。毫无疑问,这对于大气环流将有重要影响。不过由于这一变化与季风爆发或多或少同时发生,当我们寻求那些在季风爆发前早已存在,并对季风爆发有重要影响的持续过程时,可暂不考虑表面潜热的影响。

图 2 给出了同一副热带上从 1988 年 11 月到 1989 年 6 月表面感热通量的演变。春分以前在西太平洋地区,伴有较大表面感热通量的天气扰动在离大陆沿岸地区一个个发展东移。春分以后这种扰动不再出现,西太平洋地区感热变弱,某些区域甚至出现了向下的负通量。此时虽然感热通量在 30°E 以西仍然很小,在亚洲大陆其他地方却发生重大变化。在冬季,高原西部及华东沿海地区可以观测到向下的感热通量。从晚冬开始,大于 100 W m^{-2} 的感热通量首先出现在伊朗、阿富汗和帕米尔。那里的通量在 4 月份进一步加大。5 月初,强大的向上感热通量已布满从地中海到高原的广大地区,多于 200 W m^{-2} 的中心位于高原西部。沿着亚洲大陆东岸,海陆感热通量梯度的改向则出现在春分前后,自那以后维持不变。与潜热加热的季节变化相比较,青藏高原和中亚地

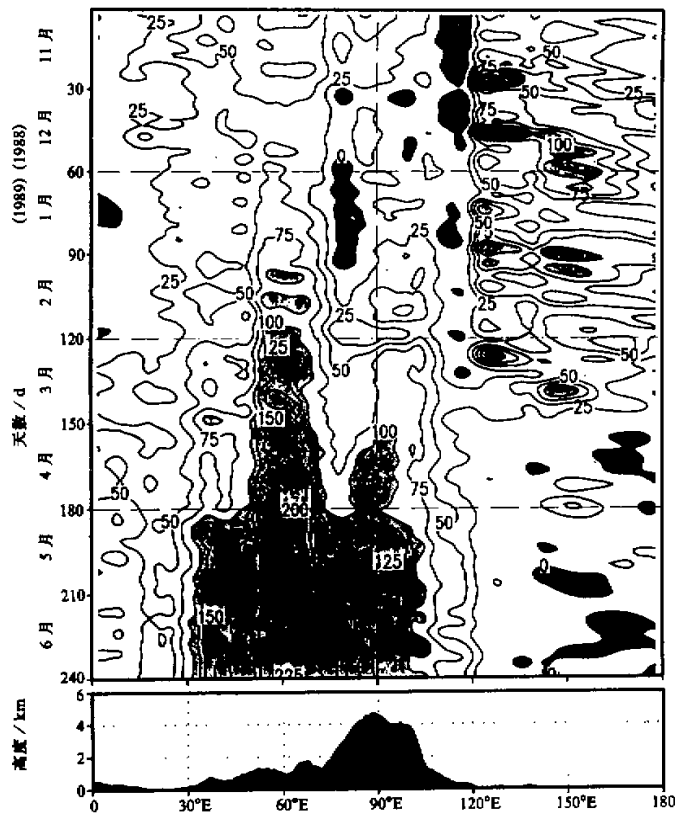


图 2 1988 年 11 月 1 日至 1989 年 6 月 30 日沿 27.5°N ~ 37.5°N 纬带平均的表面感热通量的经向分布的演变
等值线间隔为 25 W m^{-2} 。淡阴影: 通量值 >100 , 深阴影: 通量值 <0 。下图为相应的平均地形高度

区对大气强烈的感热加热出现的时间比亚洲夏季风的爆发早得多。因此, 高原的表面感热加热对周围地区的季节转换和季风爆发将起着一定作用。许多作者已对此进行讨论。下面将作更进一步的分析。

3 青藏高原的感热加热和亚洲季风爆发

亚洲季风爆发时, 中国南海出现大雨, 并向华南沿海伸展。图 3 为 1989 年在 $110^{\circ}\sim 125^{\circ}\text{E}$ 范围内 10 天总雨量的纬度-时间剖面图。在 5 月中旬以后, 75 mm 的大雨区在 30°N 以南出现。鉴于在 $(110^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}, 10^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{N})$ 的南海区域 850 hPa 的西南风在 5 月 20 日左右出现 (图 7 和图 8), 5 月 20 日可定为 1989 年南海季风爆发的日期。这与陈隆勋等^[13]用云顶黑体辐射温度 (TBB) 资料所确定的 5 月 15~20 日, 以及叶谦 (个人交流) 用 OLR 极小值确定的 5 月 10~15 日大致接近。到 6 月 10 日, 与印度季风爆发 (见图 7) 相对应, 大雨带向北跳到 $27^{\circ}\sim 30^{\circ}\text{N}$ 之间, 华南开始进入旱季。

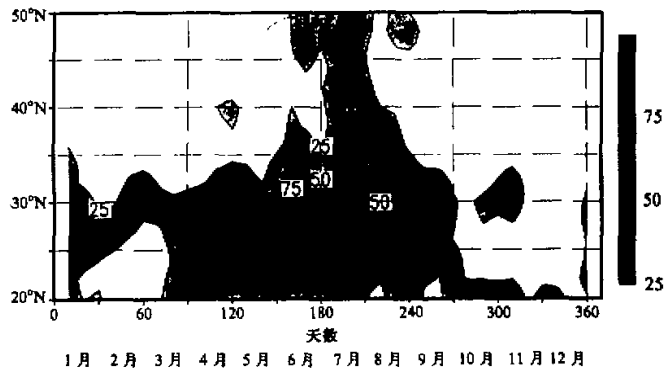


图 3 1989 年沿 $110^{\circ}\sim 125^{\circ}\text{E}$ 经度范围 10 天总雨量的经度-时间剖面图
等值线间隔为 25 mm, 阴影由浅到深表示雨量值大于 25、50 和 75 mm

为分析高原热状况与亚洲季风爆发的关系, 图 4 中给出了季节转换期间逐日高原主体地区 ($80^{\circ}\sim 100^{\circ}\text{E}, 27.5^{\circ}\sim 37.5^{\circ}\text{N}$) 平均的表面感热通量 (f_{SH})、300 hPa 的温度 (T) 及 500 至 200 hPa 的厚度 (Φ_2^3) 的演变。300 hPa 的温度代表了高原上空对流层的平均温度, 其演变与 Φ_2^3 的演变同步, 且具有阶梯状。 T 和 Φ_2^3 有三次突然增加, 它们分别出现在 4 月底、5 月中和 6 月初, 温度增加值各为 6、7 和 4°C 。在第 1 次和第 2 次突然增温前约 10 d 出现感热通量的极大值。值得注意的是高原上空的每一次突然增温分别出现在孟加拉湾季风、南海季风和南亚季风爆发前几天, 与中纬度对流层高空温度场 2~3 周振荡的暖位相东传到达高原相联系 (见本研究第 II 部分)。由于 Φ_2^3 和 T 演变同步, 高原上空上述的突然增暖必然引起周边环流的重大变化。

为进一步说明表面感热加热对气柱增温的重要性, 我们应用下述的热力学方程去估计各因子对气柱平均温度的局地变化的贡献:

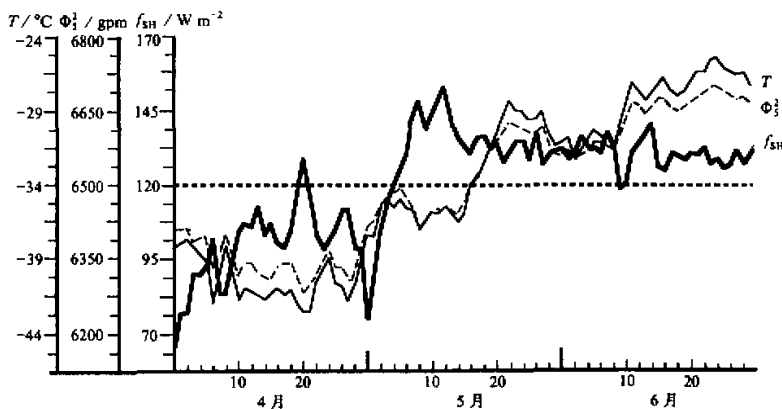


图 4 1989 年季节转换期间青藏高原主体 (80~100°E, 27.5~37.5°N) 平均的逐日表面感热通量 (f_{SH} , $W m^{-2}$)、300 hPa 温度 (T , °C) 和 200 至 500 hPa 之间的位势厚度 (Φ_2^2) 的演变

$$\frac{1}{g} \int_{200}^{500} c_p \frac{\partial T}{\partial t} dp = - \frac{1}{g} \int_{200}^{500} c_p \bar{V} \cdot \nabla T dp + f_{SH} + \text{其他项},$$

其中 c_p 为定压比热, g 为重力加速度。令 500 至 200 hPa 之间单位气柱平均温度的局地变化

$$T_o = \int_{200}^{500} \frac{\partial T}{\partial t} dp / \int_{200}^{500} dp,$$

因温度平流所致的加热率为

$$T_v = - \int_{200}^{500} \bar{V} \cdot \nabla T dp / \int_{200}^{500} dp,$$

因表面感热通量 (f_{SH}) 所致的加热率为

$$T_s = g(f_{SH}) / c_p \int_{200}^{500} dp,$$

则可得到估计感热加热和平流加热相对重要性的关系如下:

$$T_o = T_v + T_s + \text{其他项}.$$

利用上述关系式对高原地区 (80~100°E, 27.5~37.5°N) 进行估算, 结果由图 5 表示。显然在季节转换期间, 高原的表面感热加热对局地气柱温度变化的贡献比平流重要得多。从 4 月初到 6 月末, 感热加热引起的气柱升温从 2°C/d 增至 4°C/d, 而平流加热是第二位的, 甚至是降温的。有意思的是, 在南海季风爆发 (5 月 20 日) 以前, 平流作用使高原气柱降温。这意味高原东部的流出气流要比西部的流入气流暖, 高空暖温度脊必须位于高原东面。实际的温度场分布 (参见图 6b) 也正是如此。非常有趣的是, 南海季风爆发前 3 天, T_v 从负号变为正号。它与感热加热一起作用, 引起高原

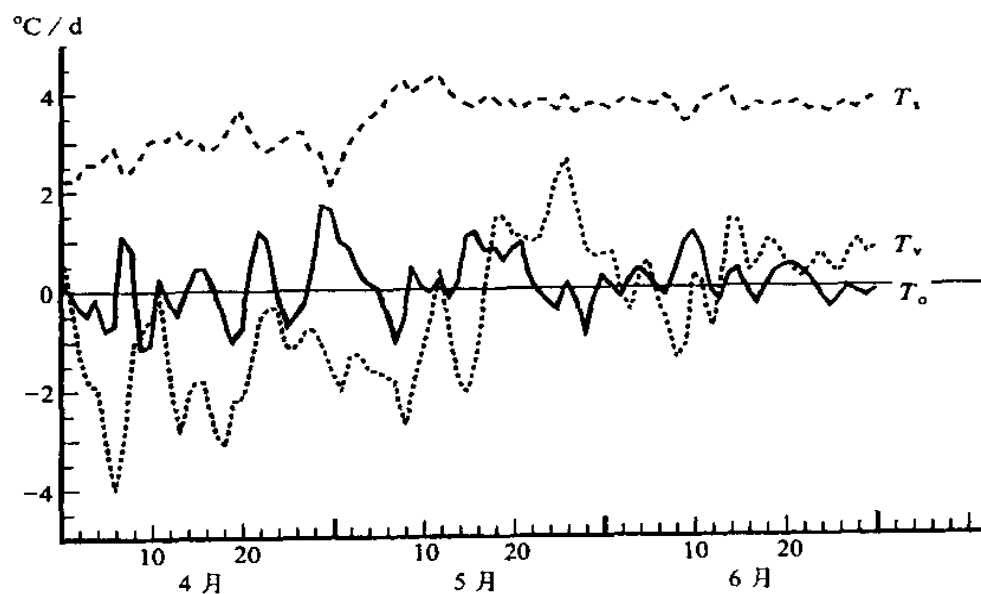


图5 1989年季节转换期间青藏高原主体(80~100°E, 27.5~37.5°N)上空200~500 hPa 平均的温度平流(T_v)、温度局地变化(T_o)和表面感热通量的加热率 T_s (°C/d)的演变

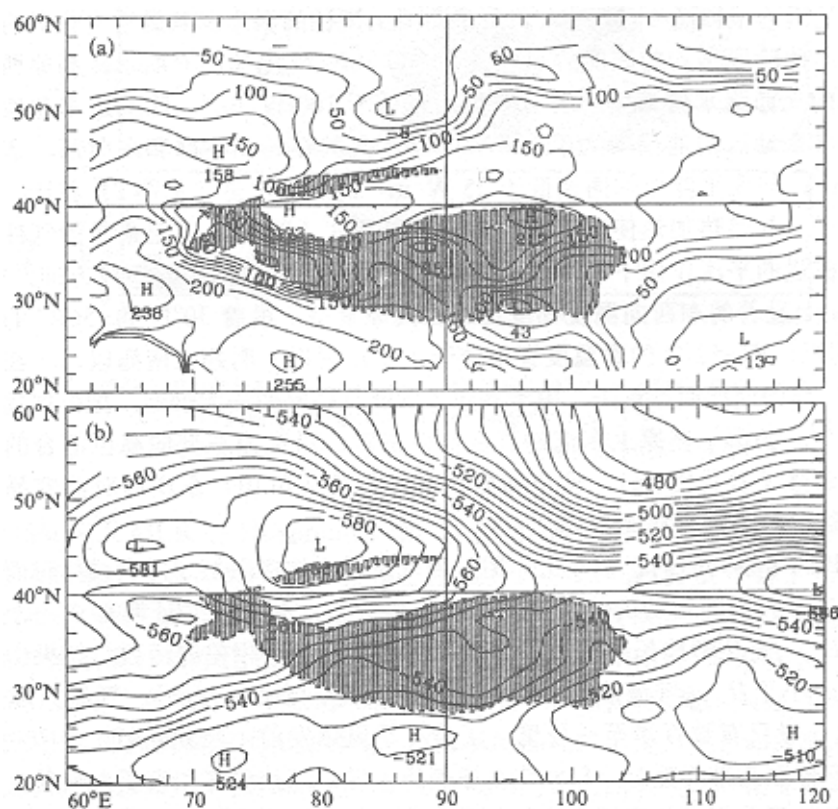


图6 1989年BOB季风爆发期间(5月5~11日), (a) 平均表面热量通量(等值线间距为 25 W m^{-2}), 及 (b) 200 hPa 平均温度(单位: 0.1°C , 间距为 0.5°C) 的分布
阴影区表示青藏高原地形高度超过3000 m的地区

上空气柱猛烈增温(如图4所示)。这一事实提醒我们,在研究亚洲季风爆发的时间时,除了注意高原的感热加热外,还必须注意大气环流形势的变化,这将在第II部分加以讨论。

高原的表面加热施加在5 km的大气上,而处于同高度的周围的大气已远离下垫面边界层。引言中已指出,这种抬高的加热对亚洲地区的季节变化有重要影响。其实,从5月初开始季风地区副热带($27.5\sim 37.5^{\circ}\text{N}$)200 hPa的平均温度就比近赤道($0\sim 10^{\circ}\text{N}$)的还高,而其他经度上却依然是南暖北冷(图略)。其总的特征与Li和Yanal^[20]所给出的一致。这种形势有利于高原上空夏季南亚高压的发展和维持,以及亚洲季风的爆发。

4 青藏高原的热力和机械强迫作用对亚洲季风爆发的影响

亚洲季风爆发的基本问题之一是为什么它在东部地区比在印度地区早出现?本节中我们试图把此问题与高原的强迫作用联系起来。

图4所示的高原上空大气第二次突然增暖出现在5月中旬,为表达南海季风爆发前大气环流的热力和动力特征,我们选取5月5~11日表征“南海季风爆发前期”。之所以选取该阶段是因为根据图4和图5,该阶段高原上气柱的温度及其局地变化具有代表性且相对稳定。此阶段平均的表面感热通量和200 hPa气温如图6所示。高原西部的雪盖和东南部的充沛降水使那里的表面感热通量低于 100 W m^{-2} 。除柴达木盆地小范围外,高原上其余地区的通量均大于 100 W m^{-2} 。尤其在高原中部和东北部,通量均超过 150 W m^{-2} 。与太平洋西部同期低于 25 W m^{-2} 的感热通量(见图2)相比,高原的确象个大炉子。其感热加热使周围大气每天升温几度(图5)。但是最暖的气柱却不在高原上空。在强的平流作用下,对流层的暖温度脊移向高原热源的下风方向。在图6b中,200 hPa上显著的东西向温度梯度正好在高原上空。沿着 30°N 的 -56°C 的冷温度槽在 60°E 附近;而 -52°C 的暖温度脊则位于 115°E 附近,刚好在南海以北。在高原地区,东部的气柱因而比西部更暖。由于高原上的暖气柱酷似一大烟囱,把低层周围的大气吸向高原^[21],还由于高原上东部的气柱比西部暖,沿高原东部向高原汇合的低层气流应当比西部强(参见图8a)。这意味着沿孟加拉湾(BOB)东岸的对流容易首先发展,从而有利于东部的季风较早出现。

现在让我们考察高原的机械强迫作用。当气流受大地形阻挡时,它或爬越而过,或绕流而行。基于大尺度运动的能量守恒和角动量守恒,吴国雄^[23]证明存在一个理论地形临界高度 H_c ,它是摩擦长度和地形与表面气压之间的位相差的函数。如果山巅高于气流的高度 h 小于 H_c ,气流能轻易爬越而过。反之,当 $h > H_c$ 时,气流只能环绕而行。 H_c 的值一般只有数百米至一公里。于是在季风爆发前,当850 hPa或700 hPa的西风气流在高原西南部受阻时,只能绕高原而行,导致阿拉伯海和南亚大陆受反气旋环流控制,孟加拉湾北部受气旋环流控制。后者在天气上被称为“印缅槽”,它在印度季风爆发前早就存在^[24]。朱抱真利用一个动力环流模式进行的试验表明(参见文献[22]),只在当高原存在时印缅槽才出现,从而支持了上述假设。由于高原的这种机械强迫作用,沿孟加拉湾东北岸的指向高原的偏南气流将得到加强。图7为沿 $10\sim 20^{\circ}\text{N}$ 、候

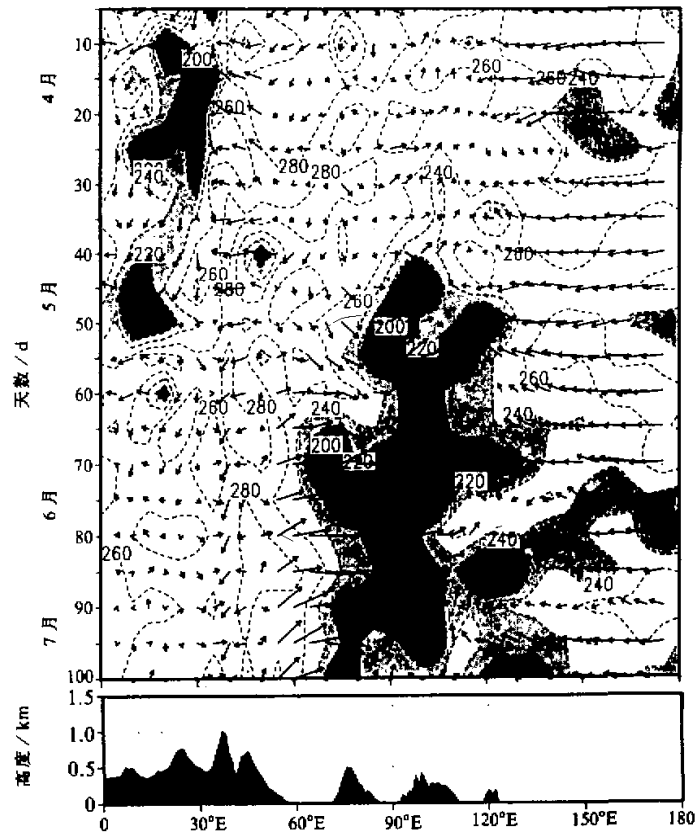


图 7 1989 年季节转换期间沿 10~20°N 纬圈平均的 850 hPa 风场和 OLR (等值线)
经向分布的逐候演变等值线间距为 20 W m^{-2}
纵坐标为天数从 4 月开始计数, 下图给出了相应的平均地形高度

平均 850 hPa 风及 OLR 的 Hovemuller 图。由图可见 4 月中旬以后, 在 $100\sim110^\circ\text{E}$ 区域出现持续的偏南风。印缅槽在 5 月初已出现并发展加强, 直至 5 月下旬为止 (图 8)。在此期间, 阿拉伯半岛南端有反气旋中心 (图 8a); 其前方在阿拉伯海及印度次大陆有东北气流发展。整个图像与上述分析一致。到 5 月 10 日, 印缅槽前方的辐合增强。在图 7 上可见到缅甸西岸已有 $\text{OLR} < 220 \text{ W m}^{-2}$ 的深对流。只是在大约一周以后, 南海才出现加强的偏南风 and 深对流, 南海季风爆发才出现。至于印度地区, 只是当上述与阿拉伯海上空的反气旋相联系的偏北风被强的偏南风取代后, 南亚季风爆发才发生。不过那已是 6 月上旬了。在图 7 中低于 220 W m^{-2} 的 OLR 区形似“仙人掌”形状。其顶部一支表示孟加拉湾东部的深对流; 第二支在东面表示南海季风爆发; 第三支在西面代表印度季风爆发。它表明最早的系统性对流和偏南风发展出现在孟加拉湾东

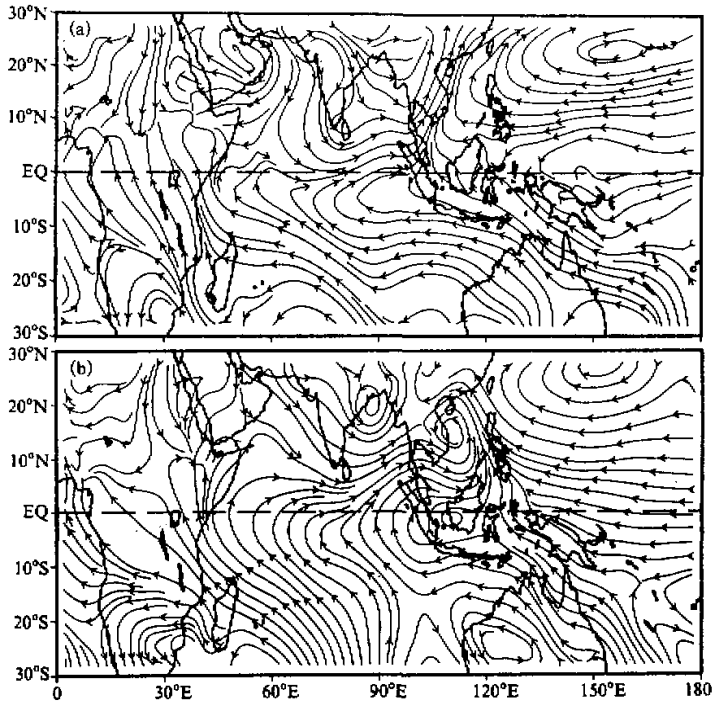


图8 1989年BOB季风爆发期间(5月5~11日)(a), 和南海季风爆发期间(5月19~25日)(b) 平均的850 hPa的流线分布

岸, 发生在南海季风爆发之前, 可以定义为孟加拉湾 (BOB) 季风爆发。

下一个问题是, BOB季风爆发后, 缅甸的深对流与南海季风爆发有什么联系。在图8和图9中, 我们分别给出南海季风爆发前和爆发后的850 hPa和200 hPa的流场。在BOB季风爆发期间(5月5~11日), 850 hPa(图8a)上有一深槽从缅甸向孟加拉湾延伸。从沙特阿拉伯、阿拉伯海到印度大陆为一反气旋。从印度洋到西太平洋的跨赤道气流很弱, 只局限在90~120°E范围。偏南气流也只限于高原东部的小区域。200 hPa图上(图9a), 北印度洋上空的环流形势刚好与850 hPa的相反。深槽位于阿拉伯海和印度次大陆上空; 反气旋在孟加拉湾和中南半岛上空, 中心在仰光附近。孟加拉湾东面850 hPa上的偏南风及200 hPa上的反气旋与BOB季风爆发期间深对流在那里的发展相对应, 后者已由图7中 $OLR < 220 \text{ W m}^{-2}$ 的“仙人掌”顶部一支所表示。850 hPa印缅槽及其上200 hPa反气旋的发展对南海季风的触发十分重要。首先, 它在南海200 hPa上空形成偏西气流和偏北气流之间的辐散场(图9a); 其次, 通过在90~120°E范围内的低空跨赤道偏南气流和高空跨赤道偏北气流, 它驱动了一个次级环流, 其上升支刚好在南海地区上空。在BOB季风爆发后这一形势进一步发展(图略)。到了5月20日, 850 hPa的跨赤道偏南气流已很强大, 分布在印度洋及南海地区(图

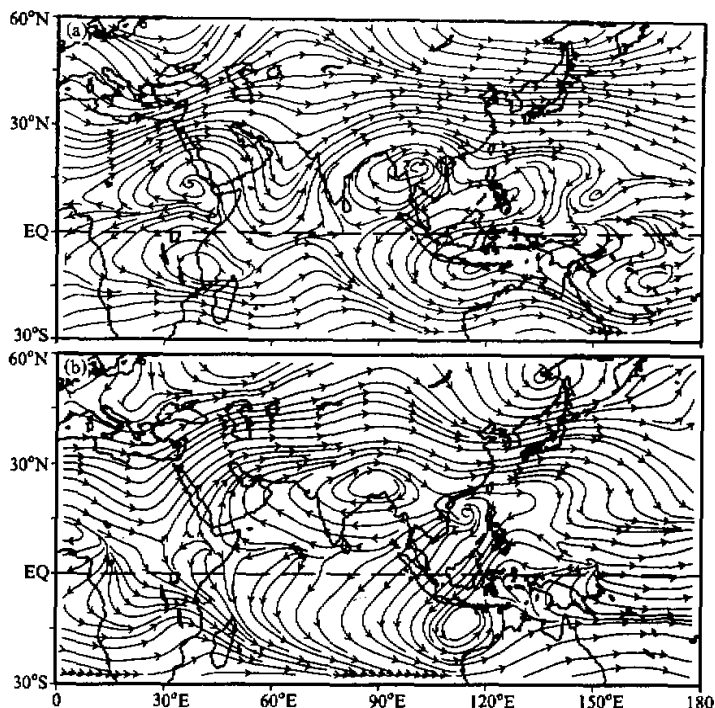


图9 同图8, 但为200 hPa上的流线分布

8b)。显著增加的辐合区正好位于南海, 于是南海季风爆发。此时在南海北部有一尺度很小的850 hPa气旋及类似尺度的200 hPa反气旋, 它们与图7中“仙人掌”状深对流的第二支相对应。

在南海季风爆发期间和爆发后, 季风区的环流形势向西移动。到5月下旬, 在850 hPa高空(图8b), 缅甸槽已移到比哈尔, 阿拉伯海和印度上空的反气旋也已减弱。200 hPa上(图9b), 原在阿拉伯海上空的槽已移到北非, 原来在缅甸上空的反气旋已移到高原南部。其南部的东风加强, 北印度洋上空辐散盛行。这一切为印度季风的爆发创造条件。到6月上旬印度季风爆发, 在图7中由“仙人掌”状深对流的第三支表示。这时离南海季风爆发已有20天。

图7至图9所表述的850 hPa风场的演变特征与Nakazawa^[25]用1980到1989年资料得出的10年平均850 hPa流场的演变基本相似。上面关于亚洲季风爆发可分三个阶段的结果与用多年OLR资料分析得到的亚洲雨季的季节推进结果也很一致。利用1975到1987年(1978年除外)的12年平均的OLR资料, Nakazawa^[25]指出, 深对流首先在缅甸西海岸发展, 5月21日伸展到南海, 6月上旬到达印度西南部。王斌^[26]在分析NWC提供的1974年6月到1989年12月的候平均OLR资料时也指出, 雨季(用 $OLR < 230 \text{ W m}^{-2}$ 定义)在4月上旬首先出现在苏门答腊北部; 5月上旬到达孟加拉

湾东南部; 然后向东北和西北方向扩展。这些结果支持了上述的结论, 即 BOB 季风爆发应是最早的亚洲季风爆发。

5 讨论和结论

通过个例分析证明, 在 1989 年由冬向夏转换的季节中, 在亚洲副热带地区、海陆热力差异出现完全的改变。在冬天大的感热和潜热通量出现在西太平洋, 夏天则发生在高原上。潜热通量对比的季节改变与亚洲季风爆发差不多同时发生。高原中西部最大表面感热通量中心在早春已建立, 它使高原上空气柱每天增温几度, 增加了上层大气的位势高度, 降低了低层大气的位势高度。高原周围的低层大气因而被吸向高原, 高原南面高层大气的温度梯度逐渐发生逆转, 热带东风也因此而逐渐加强。这些为东亚环流的季节转换及季风的爆发提供了有利条件。

1989 年孟加拉湾季风的爆发发生在 5 月上旬末, 南海季风的爆发发生在 5 月 20 日, 而南亚季风的爆发则在 20 天后才出现。高原的热力强迫和动力强迫是导致东亚季风比南亚季风早爆发的重要原因。在热力上, 高原中西部的表面感热加热在西风平流配合下使高原东部的上空气柱比西部的更暖, 春季流向高原的热带低空偏南气流因而首先在孟加拉湾东部出现。动力上, 低空的偏西气流在高原西南侧受地形阻挡绕高原而行, 使阿拉伯和南亚大陆上空出现反气旋式环流, 孟加拉湾上空出现气旋式环流。在印缅槽前部对流猛烈发展; 在仰光附近出现低层低压和高层高压。OLR 低值中心首先出现在该处 $10\sim 20^{\circ}\text{N}$ 的区域, 孟加拉湾 (BOB) 季风因而首先爆发。在 BOB 季风爆发期间所激发的低空偏南气流和高空偏北气流在南海地区发展加强。不久南海季风爆发接踵出现。此后, 暖性的南亚高压在高原南部上空发展; 季风经圈环绕向阿拉伯海西移; 原来盘踞在阿拉伯海的低空反气旋环流则退缩到阿拉伯半岛北部, 气旋式环流已在阿拉伯海建立, 于是印度季风爆发。这一结果是基于 1989 年一年的资料分析得到的, 结论是初步的。不过其总体特征在过去 14 年中每年均存在, 其结果将另文发表。

根据上述结果, 我们认为亚洲季风爆发的整个过程划分为三个阶段更合适^[27]。第一阶段是孟加拉湾 (BOB) 季风爆发, 接着是南海 (SCS) 季风爆发, 最后是印度季风爆发。这种划分法把亚洲季风爆发与青藏高原的作用紧密联系在一起。正是由于高原的热力和动力作用才有 BOB 季风爆发, 而 BOB 季风的爆发又为 SCS 季风的爆发创造了条件。

亚洲季风爆发的另一个重要问题是季风爆发的时间是由什么因素确定的。我们第 II 部分工作将就此进行探索。

致谢: 叶笃正先生用其对高原研究所积累的多年经验指导了本研究的深入进行, 作者在此表示感谢。

参 考 文 献

- 1 Ye Duzheng, Tao Shiyang and Li Maicun, 1959, The abrupt change of circulation over the northern hemisphere during June and October, *The Atmosphere and the Sea in Motion*, 249~267.

- 2 Matsumoto, J., 1992, The seasonal changes in Asian and Australian monsoon regions, *J. Meteor. Soc. Japan.*, **70**, 257~273.
- 3 Murakami, T., and Matsumoto, J., 1994, Summer monsoon over the Asian continent and western north Pacific, *J. Meteor. Soc. Japan.*, **72**, 719~745.
- 4 Krishnamurti, T. N., P. K. Jayakumar, J. Sheng, N. Surga, and A. Kumar, 1985, Divergent circulation on the 30 to 50 day time scale, *J. Atmos. Sci.*, **42**, 364~375.
- 5 Hirasawa, N., K. Kato, and T. Takeda, 1995, Abrupt change in the characteristics of the cloud zone in subtropical east Asia around the middle of May, *J. Meteor. Soc. Japan*, **73**(2), 221~239.
- 6 Tao Shiyang and Chen Longxun, 1987, A review of recent research on the east Asian summer monsoon in China, *Monsoon Meteorology*, C. P. Chang and T. N. Krishnamurti, Eds., Oxford University Press, 60~92.
- 7 Chang, C. P., G. T. J. Chen, 1995, Tropical circulation associated with southwest monsoon onset and westerly surges over the South China Sea, *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 3254~3267.
- 8 Murakami, T., and Y. H. Ding, 1982, *Wind and temperature changes over Eurasia during the early summer of 1979*, *J. Meteor. Soc. Japan.*, **60**, 183~196.
- 9 Johnson, D. R., M. Yanai, and T. K. Schoak, 1987, Global and regional distributions of atmospheric heat sources and sinks during the GWE, *Monsoon Meteorology*, C. P. Chang and T. N. Krishnamurti, eds., Oxford University Press, 271~297.
- 10 Luo Huibang, and M. Yanai, 1983, The large-scale circulation and heat sources over the Tibetan Plateau and surrounding areas during the early summer of 1979. Part I: Precipitation and kinematic analyses, *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 922~944.
- 11 Luo Huibang, and M. Yanai, 1984, The large-scale circulation and heat sources over the Tibetan Plateau and surrounding areas during the early summer of 1979. Part II: Heat and moisture budgets, *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 966~989.
- 12 He Haiyan, J. W. McGinnis, Song Zhengshan, and M. Yanai, 1987, Onset of the Asian summer monsoon in 1979 and the effect of the Tibetan Plateau, *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 1966~1994.
- 13 陈隆勋, 朱乾根, 罗会邦, 何金海, 董敏, 冯志强, 1991, 东亚季风, 北京: 气象出版社, 362pp.
- 14 Staff Members of the Section of Synoptic and Dynamic Meteorology, Institute of Geophysics and Meteorology, Academia Sinica, 1957, On the general circulation over eastern Asia (II), *Tellus*, **9**, 432~446.
- 15 Flohn, H., 1957, Large-scale aspects of the "summer monsoon" in south and East Asia, *J. Meteor. Soc. Japan* (75th Ann. Vol.), 180~186.
- 16 Flohn, H., 1969, Contributions to a meteorology of the Tibetan Highlands. Atmos. Sci. Paper No. 130, Colorado State University, Fort Collins, 120pp.
- 17 叶笃正, 高由禧等, 1979, 青藏高原气象学, 北京: 科学出版社, 278pp.
- 18 Ye Duzheng, 1981, Some characteristics of the summer circulation over the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau and its neighbourhood, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **62**, 14~19.
- 19 Ye Duzheng, 1982, Some aspects of the thermal influences of the Qinghai-Tibetan Plateau on the atmospheric circulation, *Arch. Meteor. Geophys. Bioklim.*, **A31**, 205~220.
- 20 Li Chengfeng and M. Yanai, 1996, The onset and interannual variability of the Asian summer monsoon in relation to land-sea thermal contrast, *J. Climate*, **9**, 358~375.
- 21 Hahn, D. G. and manabe, S., 1975, The role of mountain in the south Asia monsoon, *J. Atmos. Sci.*, **32**, 1515~1541.
- 22 Wu Guoxiong, Zhu Baozhen and Gao Dengyi, 1996, The impact of Tibetan Plateau on local and regional climate, *From Atmospheric Circulation to Global Change*, Ed. by the Institute of Atmospheric Physics, CAS, China Meteor. Press, 425~440.
- 23 Wu Guoxiong, 1984, The nonlinear response of the atmosphere to large-scale mechanical and thermal forcing, *J. Atmos. Sci.*, **41**, 2456~2476.
- 24 Yin, M. T., 1949, A synoptic-aerologic study of the onset of the summer monsoon over India and Burma, *J. Meteor.*, **6**, 393~400.
- 25 Nakazawa, T., 1992, Seasonal phase lock of intraseasonal variation during the Asian summer monsoon, *J. Meteor. Soc. Japan.*, **70**, 597~611.
- 26 Wang, Bin, 1994, Climatic regimes of tropical convection and rainfall, *J. Climate*, **7**, 1109~1118.

- 27 Wu Guoxiong and Zhang Yongsheng, 1998, Tibetan Plateau forcing and monsoon onset in South Asia and Southern China Sea, *Mon. Wea. Rev.*, **126**(4), 913~927.

Thermal and Mechanical Forcing of the Tibetan Plateau and the Asian Monsoon Onset. Part I: Situating of the Onset

Wu Guoxiong and Zhang Yongsheng

(Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics,
Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100080)

Abstract The ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) analysed data, the ECMWF / TOGA complementary data, the Climate Analysis Center / NMC (National Meteorological Center) outgoing long-wave radiation (OLR) data set, and the data set of China rainfall collected from 336 stations and archived at the Data Centre of the Institute of Atmospheric Physics (DCIAP) for the period of seasonal transition in the spring of 1989 were employed to study the thermal characteristics of the Tibetan Plateau and its neighboring regions, and their impacts on the seasonal transition in the Asian monsoon area. Special attention is paid to the diagnosis of the temporal and spatial distributions of surface sensible and latent heat fluxes. Results show that in 1989, the whole procedure of the outbreak of Asian monsoon onset was composed of three consequential stages. The first was the monsoon onset over the eastern coast of the Bay of Bengal (BOB) in early May. It was followed by the onset of the East Asian monsoon over South China Sea (SCS) by May 20, then the onset of the South Asian monsoon over India by June 10. The BOB monsoon was directly linked to the thermal as well as mechanical forcing of the Tibetan Plateau. It then generated favorable environment for the SCS monsoon onset. Afterwards, as the whole flow pattern in the tropical Asia shifted westwards, the onset of South Asian monsoon occurred.

Key words surface sensible heat flux Bay of Bengal monsoon onset Asian monsoon.