

青藏高原加热与亚洲环流季节变化 和夏季风爆发^{*}

刘新 吴国雄 刘屹岷 刘平

(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 100029)

摘 要 利用逐日 NCEP/NCAR 再分析资料分析了春夏过渡季节青藏高原非绝热加热和大气环流季节变化以及亚洲季风爆发的关系。结果表明, 过渡季节的早期(5月中旬以前)青藏高原总非绝热加热与感热加热的时间演变曲线趋势一致, 感热加热在过渡季节早期的环流演变中有很重要的作用。青藏高原非绝热加热的时间演变与北半球环流的季节变化和亚洲夏季风爆发有很好的相关。在过渡季节里, 青藏高原非绝热加热的变化引起了海-陆热力差异对比的变化, 给亚洲夏季风的爆发建立了有利的背景环境, 对亚洲夏季风爆发有明显的影响。结果还表明, 用各区域纬向风垂直差异的时空分布能更准确地表示季节变化的区域差异。

关键词: 青藏高原; 季风爆发; 非绝热加热; 大气环流; 季节变化

1 引言

大气环流的年际变化是建立在季节变化异常之上的, 为了讨论青藏高原加热强迫与大气环流季节变化的影响机制, 首先需要分析高原加热和环流季节演变的特征, 尤其是亚洲夏季风孕育和建立期的环流特征。

对于北半球大气环流和气候的季节变化最引人注目的特点是它的突变现象, 叶笃正等^[1]分析了北半球大气环流季节变化的特征, 发现北半球的大气环流在季节改变时并不是逐渐的缓慢改变, 逐步完成环流型的季节转变, 而是在很短的时期内突然变化很快就完成了环流型的季节改变, 具有突变特点, 并由此指出了北半球6月和10月大气环流的突变现象。季节突变以及由此而引起的东亚和南亚地区降雨带呈阶段性的北跳和南撤, 这些现象决定性地影响了亚洲地区的季节循环和降水的年际变率。

贺海晏等^[2]和黄真、陶诗言^[3]的研究表明, 在亚洲季风爆发的整个过程中, 存在两个典型的阶段, 5月中下旬在南海地区和6月中旬在印度半岛。前者称为南海季风(或东亚季风)爆发阶段, 后者称为印度季风(或南亚季风)爆发阶段。这两个阶段分别对应于东亚地区雨带的两次北跳。Li和Yanai^[4]计算了多年平均的视热源 Q_1 和视水汽源 Q_2 , 分析其季节变化, 指出春季青藏高原感热加热是独立于低纬度印度洋地区潜热加

2000-10-13收到, 2001-02-20收到修改稿

^{*} 国家重点基础研究发展规划项目 G1998040904、中国科学院重要方向创新项目 ZKXC2-SW-210 和国家自然科学基金资助项目 49905002、40023001 共同资助

热的重要热源,它是导致高原南侧气温梯度反向的重要原因。并且青藏高原上空温度的上升在亚洲夏季风建立的过程中具有重要作用。

吴国雄、张永生^[5~7]利用 1989 年的观测资料分析了过渡季节热带和副热带地区海—气、陆—气相互作用的事实以及它们之间的联系,指出热带季风于 4 月底到 5 月初越过赤道进入北半球,首先出现在孟加拉湾东部—中南半岛西南部地区,然后于 5 月中旬和 6 月上旬末分别出现在南海和印度半岛地区,呈三个阶段的分阶段爆发的特征。而且亚洲季风爆发的阶段性特征与青藏高原的感热加热变化一致,可以看到高原的热力和动力强迫对亚洲夏季风爆发的重要作用。

为了更深入探讨高原加热在亚洲大气环流季节变化和夏季风爆发中的影响作用,揭示其相互作用的动力学机理,本文利用 10 年(1986~1995 年)NCEP 再分析资料,研究了气候平均的青藏高原加热场季节变化与亚洲环流季节变化和夏季风爆发。分析和讨论安排如下,第 2 节介绍资料处理方法以及相关问题,第 3 节分析春夏过渡季节青藏高原加热的气候演变特征,第 4 节分析高原加热与亚洲大气环流季节变化和夏季风爆发之间的关系,第 5 节将讨论过渡季节高原加热跃升引起北半球环流突变和亚洲季风爆发前后环流演变的对比分析,部分结论和讨论在第 6 节中给出。

2 资料处理说明

本文利用 NCAR/NCEP 再分析资料进行相关诊断分析。文中逐日青藏高原加热指数的计算采用了以下做法。气柱的总非绝热加热 $H = H_S + H_L + H_R$, 其中 H_S 为感热通量; H_L 是由降水率计算的潜热加热,它由下式确定 $H_L = P_R \times C_w$, 其中 P_R 是降水率, C_w 是水的凝结热; H_R 是净辐射加热,它包含了气柱中大气吸收和放出的净短波辐射和净长波辐射之和。上述相关资料均可直接从 NCEP/NCAR 再分析数据获取。高原非绝热加热指数 $\bar{H}$ 是图 1a 中 A 区域的面积平均值,与此类似制作了高原感热加热指数 H_{SH} 。

本文采用对流层中上下层之间的纬向风差异 $dU (= U_{850} - U_{200})$ 指标以描述亚洲季节变化和季风爆发。其中 U_{850} 和 U_{200} 分别代表 850 hPa 和 200 hPa 纬向风。之所以选取 dU 是因为在亚洲季风区的低纬地区 dU 冬季为负,夏季为正。很多已有的工作^[8]证明这个指标对描述亚洲季节变化和季风爆发都是较好的。本文除了使用与 Webster 和 Yang^[9]相同的南亚季风指数(以下简称 W-Y 指数)之外,还选取了孟加拉湾、南海和阿拉伯海/印度(简称为印度)三个地区面积平均的季风指数,主要原因是已有工作^[5,10]证明这三个地区季风爆发时间不同,对北半球的大气环流季节变化和亚洲季风爆发具有不同的指示意义。

各指数面积平均的具体区域见图 1。图 1a 中区域 A 是高原加热指数所取范围,青藏高原地区海拔高度超过 3 000 m 的区域; B 是 W-Y 指数的区域。图 1b 中 C、D 和 E 分别是印度、孟加拉湾和南海季风区的范围。本文中以后使用的各个指数面积平均的区域均与此处相同,不再一一说明。

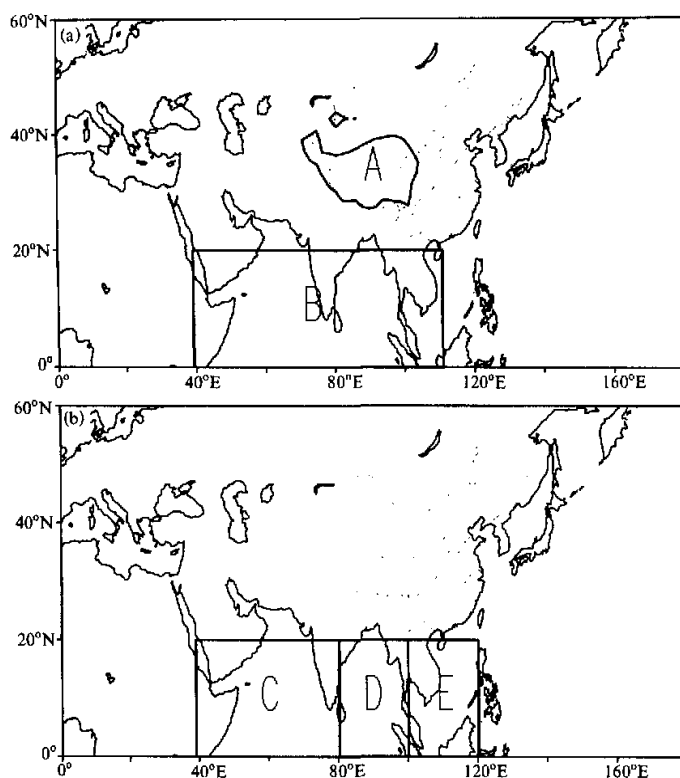


图 1 计算区域定义

(a) 青藏高原加热指数平均区域 (A) 和 Webster-Yang 季风指数平均区域 (B);
 (b) 印度季风区 (C), 孟加拉湾季风区 (D) 和南海季风区 (E)

3 青藏高原加热季节演变特征

为了研究高原加热季节变化的气候平均状况, 计算了 1986~1995 年 10 年平均的 4 月 1 日到 6 月 30 日逐日青藏高原非绝热加热指数 $\bar{H}$ 和高原感热加热指数 H_{SH} , 其演变曲线在图 2 中给出。图中可见两支曲线的演变趋势在 5 月中旬以前基本一致, 从两支曲线的演变可以看出在过渡季节高原地区感热加热对总加热具有重要贡献。图 2 中另一个重要特征是在 4 月上旬和 5 月上旬高原加热各有一次明显的跃升, 其中 4 月上旬的高原加热指数跃升使得高原上空气柱由热汇变成热源。其中感热加热的显著加强起着决定性的作用, 也孕育着北半球季节变化的开始。由于亚洲季风产生的根本原因是海陆热力差异造成的, 为了考察过渡季节高原及南亚大陆与北印度洋加热性质的演变特征, 图 3 给出了 85~95°E 区域过渡季节 10 年平均非绝热加热的逐日经向-时间剖面图。由图 3 也

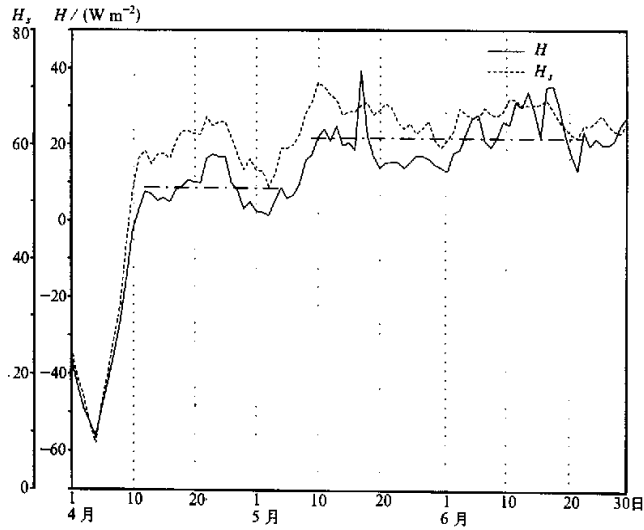


图2 1986~1995年10年平均过渡季节(4月1日至6月30日)青藏高原非绝热加热(H)和表面感热通量(H_s)的逐日时间演变(单位: W m^{-2})

可清楚看到从4月中旬开始高原主体由热汇变成热源,且在同经度上最早成为热源地区,5月中旬以后高原加热强度逐步增强。图3中还可以看到另一个重要的事实,从5月底开始孟加拉湾地区成为大气热源并逐步增强。这是由于季风降水的潜热释放而造成的。值得注意的是在高原加热区和孟加拉湾加热区之间有一个很窄的隔离带将二者分开,使其各自成为独立系统。在过渡季节里高原加热明显强于孟加拉湾加热区,这是因为在此季节时段中孟加拉湾的对流活动尚不十分活跃所致。

为了分析高原加热的时间演变特征,对1958年1月~1997年12月480个月的逐月平均高原加热指数进行了功率谱分析,结果在图4中给出。在分析中,年变化的强信号已先行滤除。图4a是高原加热指数谱密度函数的分布曲线,图中可见在波数为9到11的地方谱密度最大,远远超过了信度检验线,这对应着高原加热有2年半到3年的周期活动。图4a中另外两处超过信度的波数区是98到100和116到117波,前者对应着3个月左右的周期,这明显反映了高原加热的季节变化,后者则反映了不足2个月的周期变化,它与高原40~50天低频振荡的特性^[11]相对应。图4b是南亚季风指数的功率谱分析结果,有意思的是W-Y南亚季风指数演变曲线谱密度的分布与高原加热指数谱密度分布接近,同样谱密度也是在6到10波处最大,对应着南亚季风活动有2年到4年的周期。

从以上的分析可以看到气候平均的高原非绝热加热的演变具有明显的季节变化特征。在5月中旬以前高原总加热变化趋势与感热加热的变化趋势高度一致,说明在此季节中感热加热的重要作用。高原加热在过渡季节中有两次非常明显的跃升变化,均与亚洲季节变化有密切关系。另外通过功率谱分析发现高原加热有明显的2到3年周期变化

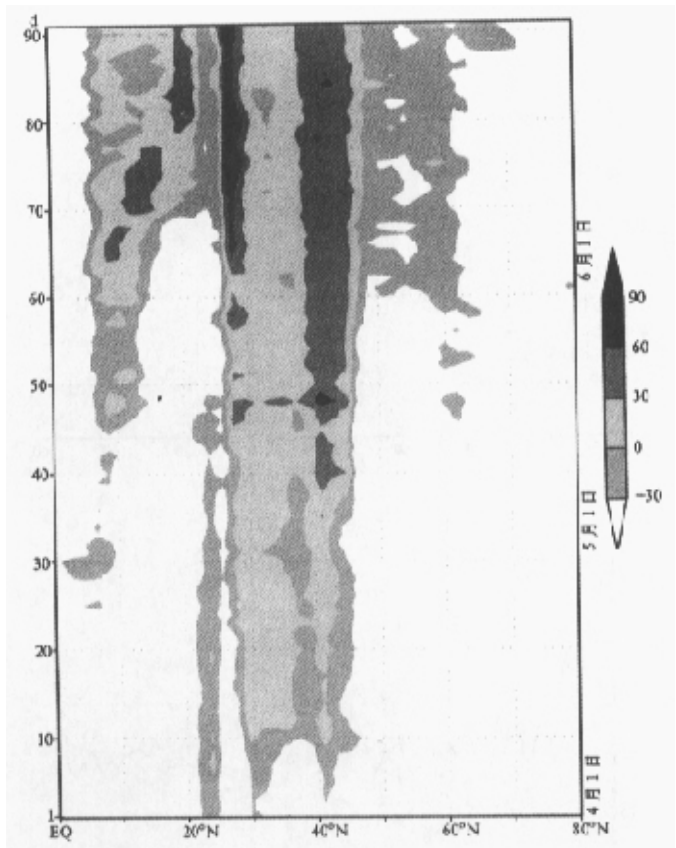


图3 1986~1995 年10年平均过渡季节(4月1日至6月30日)85~95°E区域逐日非绝热加热时间变化(单位: W m^{-2})

和季节尺度的周期变化,高原加热由负变正形成了有利于亚洲夏季风产生的海陆热力对比,孕育着亚洲季节变化的发生。

4 青藏高原加热与亚洲季节变化的相关分析

为了深入分析气候平均的高原加热对亚洲季节变化和夏季风爆发的影响,利用10年平均的资料计算了4月1日~6月30日期间逐日高原加热指数与亚洲季风区每个格点上 dU 的相关系数。计算结果在图5中给出,图中的等值线分别表示超过0.95、0.99和0.999信度标准的区域。可见高原加热与季风区的季风指标 dU 的相关在南海西部、孟加拉湾到阿拉伯海北部一带都超过了0.999的信度检验。特别是在赤道非洲沿岸地区有大面积超过0.999信度的相关区,这里是亚洲季风环流的重要成员索马里急流所在

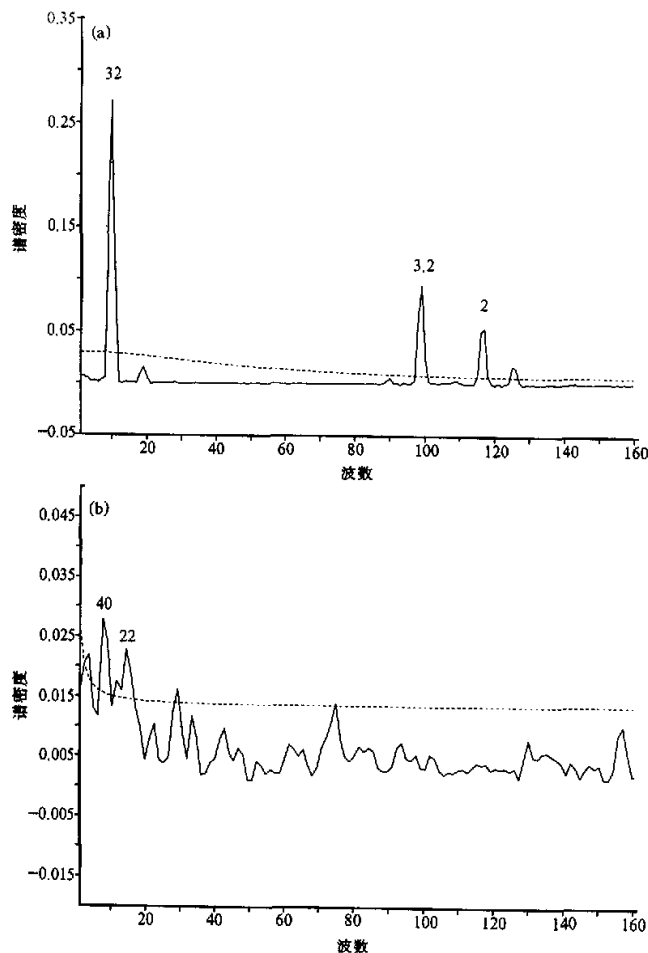


图4 对1958年1月~1997年12月480个月的月平均变量的功率谱分析,虚线为95%的信度检验
(a) 青藏高原加热指数的功率谱;(b) W-Y季风指数的功率谱

地,它在亚洲季风活动中具有重要作用。通过以上分析可以认为高原加热与亚洲季风环流的建立有显著正相关,也就是说高原加热强迫促进了亚洲夏季季风环流的建立,它是直接促进亚洲季节变化和夏季风爆发的重要因子。

从图5中还可见到高原加热与南半球近赤道的印度尼西亚地区有大片的负相关区。图6给出了10年平均(1986~1995)的6月份850 hPa平均流场。从图6可以看到这个负相关区表明了低纬度地区低层东南风和高原加热的变化关系。这里低空东南风的增强对东亚季风区跨赤道气流的形成和增强具有十分重要的作用。这也说明了青藏高原加热与南、北半球交换过程相互作用的重要性,说明亚洲季风的建立是全球大气的行为。

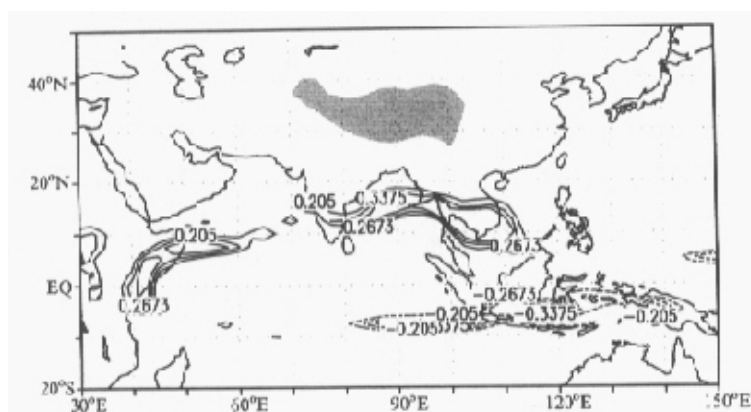


图2 10年(1986~1995)平均资料算出的季节变化期间(4月1日~6月30日)青藏高原非绝热加热指数与 $dU (= U_{25} - U_{10})$ 的相关分布

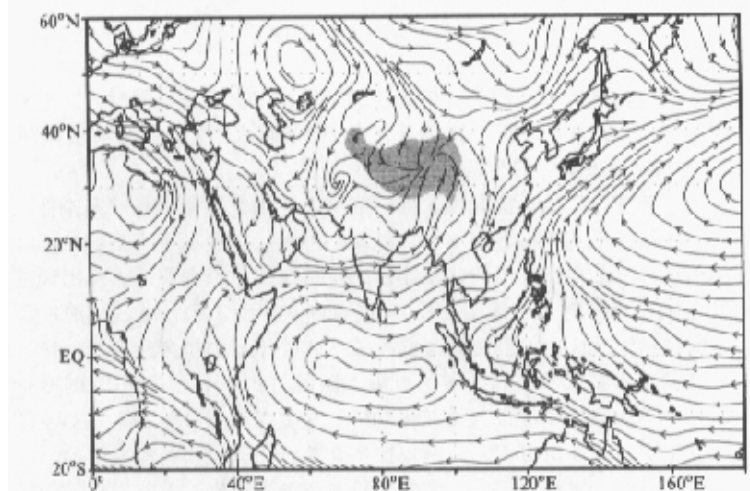


图6 10年(1986~1995)平均的6月850 hPa 流场

Webster 和 Yang^[9]曾用图 1 中 B 区域的 dU 去定义南亚季风。为检验其表述季节变化的能力, 图 7 给出了孟加拉湾地区 (BOB) 季风指数、W-Y 指数、南海地区 (SCS) 季风指数和本文定义的印度 (INDIA) 季风指数 10 年平均的过渡季节逐日演变曲线, 从图 7 中可清楚看到前三条曲线都是在 5 月中旬先后由负变正, 这意味着北半球较低纬度地区从冬到夏季节变化的开始。其中孟加拉湾地区的季风指数曲线变正最早, 在 5 月 10 日左右, 意味着亚洲夏季环流最早在孟加拉湾地区出现, 而南海地区季风指数由负变正发生在 5 月中旬末, 约比孟加拉湾地区落后 7~10 天。需要指出的是孟

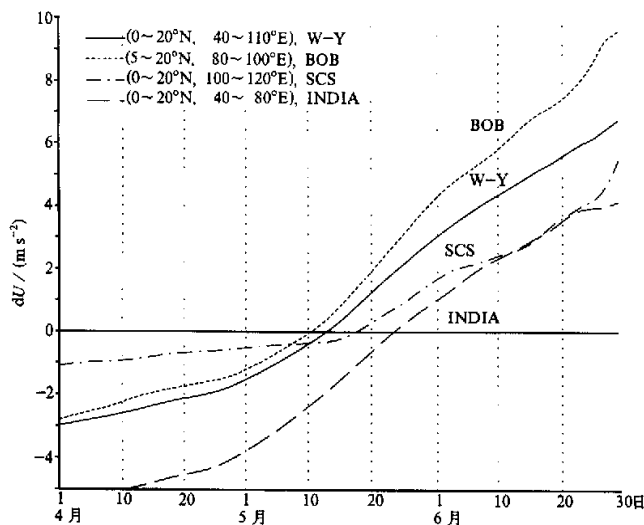


图7 过渡季节中孟加拉湾 (BOB)、W-Y、南海 (SCS) 及印度 (INDIA) 季风指数 dU 的演变曲线 (单位: m s^{-1})

加拉湾地区夏季环流出现的时间与图2中高原加热的第二次跃升是同时的, 显然高原加热的增强促进了亚洲夏季风在孟加拉湾地区的首先爆发。这个结果与吴国雄和张永生^[5~7]对1989年季风爆发个例的分析结果是一致的。

在图7中还看到 W-Y 指数由负变正的时间介于孟加拉湾指数和南海指数之间, 这主要是由于 W-Y 指数取的范围 (图1中区域B) 过大, 它包括了全部阿拉伯海、孟加拉湾和部分南海地区。如果用它反映印度半岛的季风爆发, 则虚假地表现出印度季风爆发提前, 将其范围缩小 (图1中区域C), 可以看到它 (图7中长虚线) 的由负变正最迟。这反映了阿拉伯海地区由冬到夏环流的季节变化晚于孟加拉湾和南海地区, 由此可见用此较小区域的指数反映季节转化更为合理。即便如此, 用C区域 dU 的变号所表征的季节变化比南亚季风爆发的时间 (6月上旬^[10]) 还是偏早了1~2周。这与C区域范围太大有关。从下文及图8可以看出, 南亚地区合理转化的时间各地差别很大, 下一节对此将进行进一步分析。无论如何, 本节分析表明亚洲环流的季节变化最先反映在青藏高原的加热性质的变化上, 而高原加热增强则促进了亚洲夏季环流的建立。

5 高原加热跃升对亚洲环流变化影响的对比分析

本文上一节中利用相关分析的方法讨论了青藏高原加热演变与亚洲大气环流季节变化和夏季风爆发的关系, 得到了一些有意义的初步结果。本节将利用合成分析方法讨论高原加热增强对亚洲大气环流演变的影响机理以及夏季风爆发的环流特征。

图8给出了10年平均逐日正的 dU 前沿向北发展到达纬度的时间演变。可以看到在5月中旬以前正的 dU 区域一直维持在 14°N 以南, 向北移动非常缓慢, 表明在此阶段北

半球环流型的转变很小。然而 5 月上旬青藏高原加热第二次跃升之后, 从 5 月中旬开始正纬向风差前沿在孟加拉湾地区快速向北移动, 其北部最突出部分约在 100°E 附近。这表明该地区的环流最先发生季节转变。联系到高原加热演变特征 (图 2), 也可以看到从 4 月中旬高原成为热源之后, 这一阶段中高原的加热强度基本没有大的增加, 只是小幅摆动, 两者的变化有很好的一致性。从高原加热跃升和孟加拉湾季风爆发的时间演变还可以看到与文献[5]、[7]的结果一致, 高原加热的跃升约比孟加拉湾地区的季风爆发超前一周左右, 对孟加拉湾季风爆发有指示意义。

继孟加拉湾季风爆发之后, 5 月下旬正的 dU 区域向北向东扩展到南海地区, 到 6 月上旬印度洋地区的正指标区域大幅向北推进, 很快控制了印度半岛的大部分区域。从图 8 中可以看到其最北部超过 16°N 。从而控制了南亚的大部分区域。这两个阶段分别对应着南海地区和印度半岛的季风爆发。由此看来, 用平面图上 dU 的演变去定义各地区夏季环流的建立时间要比应用区域性指标更为合理。

从上面的讨论中可以看出气候平均的北半球环流季节演变和亚洲季风爆发过程与青藏高原加热场的演变过程是基本一致的, 表明了高原加热强迫对北半球环流的季节变化和亚洲夏季风的爆发有重要的影响作用。以下将讨论 5 月中旬亚洲季风首先在孟加拉湾地区爆发之前和爆发之后北半球大气环流的突变特征。图 9 给出了高原加热第二次跃升和孟加拉湾季风爆发之前 4 月下旬流场的 10 年平均图。图 9a、b 和 c 分别是 200 hPa、500 hPa 和 850 hPa 的流场分布, 可代表对流层高、中、低层的演变特征。从图 9a 中可以看出在孟加拉湾季风爆发之前北半球高层环流基本保持冬季环流型的特点, 反气旋环流带中心纬度位置低于 10°N 接近赤道地区, 而东半球中高纬地区则维持乌拉尔山反气旋环流和东亚气旋性环流。中高纬度的急流带被高原阻挡分为南北两支。500 hPa 中高纬基本与 200 hPa 相似, 低纬度地区副高的反气旋环流圈极为弱小且位置偏南, 分别处于阿拉伯海和南海地区。850 hPa 环流形式已有部分转变, 冬季控制亚洲大陆的大气活动中心蒙古高压反气旋环流已消失, 而中高纬地区则基本与高层一致, 呈现相当正压结构。可见在孟加拉湾季风爆发前北半球环流依然基本维持冬季的环流型, 但低层已出现季节变化征兆, 它与月初高原感热由负转正相对应。

高原加热跃升和孟加拉湾季风爆发后, 5 月中旬 (图 10) 的平均流场分布图上北半球环流特征与爆发前的环流有明显不同。在 200 hPa 高度上 (图 10a) 原位于南海的反

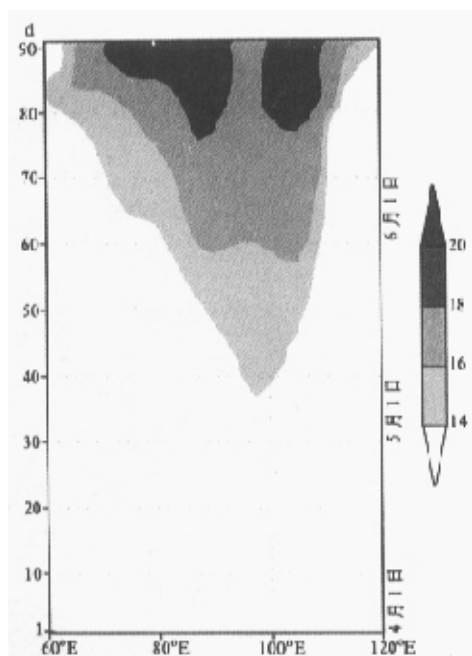


图 8 10 年平均过渡季节中正 dU 的北部前沿到达纬度的时间演变 (单位: 纬度)

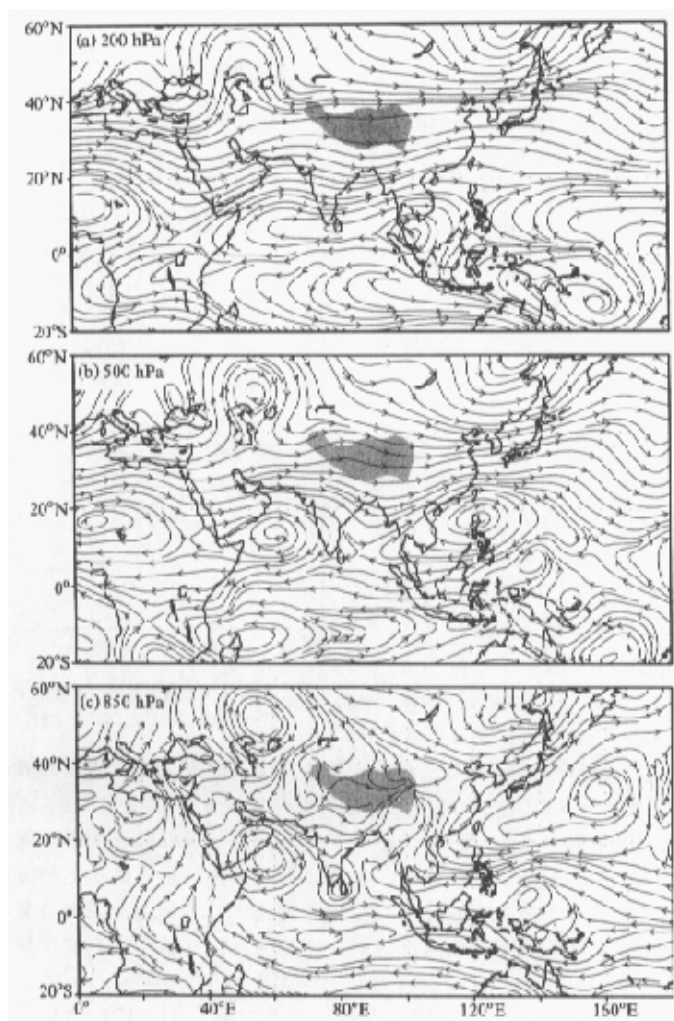


图9 10年平均的4月下旬流场
(a) 200 hPa; (b) 500 hPa; (c) 850 hPa

气旋环流中心已向西北推进到了中印半岛北部,初步建立了南亚高压的雏形。中高纬由“一槽一脊”型变成夏季典型的“两槽一脊”型。500 hPa 高度上则在高原上空建立了气旋式环流(图 10b),它的建立显然是由高原加热的增强而产生的。850 hPa 高度上的流场(图 10c)在高原东部已出现夏季环流型;不过在阿拉伯海北部的反气旋环流仍然存在,但已变得很弱,不能构成闭合环流。低层流场向高原强烈辐合显然是由于高原加热作用而产生的^[12]。

从以上讨论可以看出随着孟加拉湾季风爆发北半球的大气环流进行了迅速的调整,

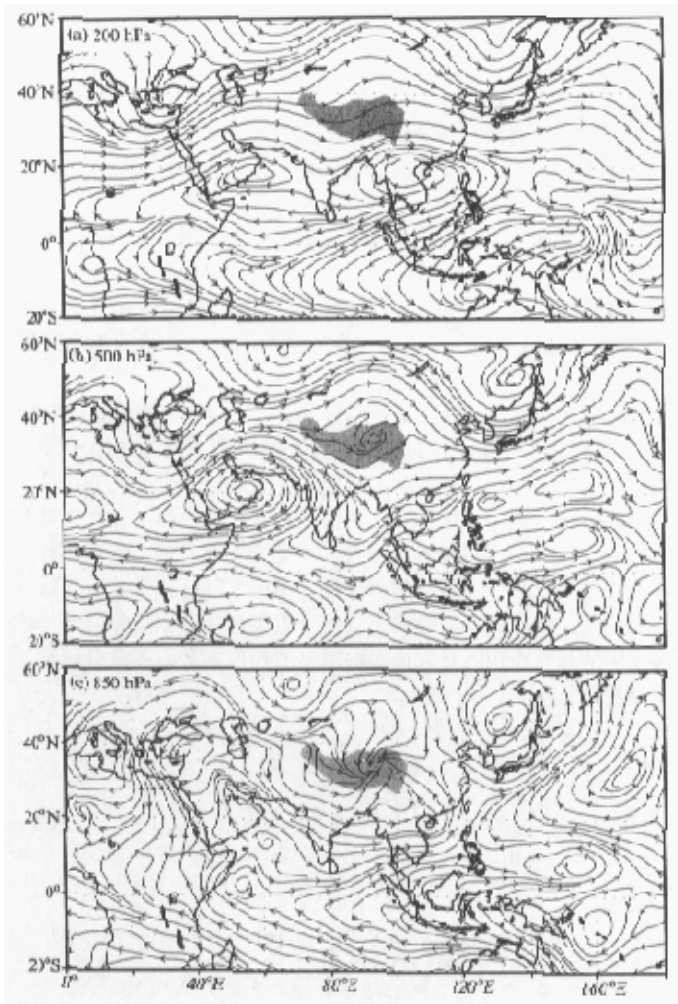


图 10 10 年平均的 5 月中环流场
(a) 200 hPa; (b) 500 hPa; (c) 850 hPa

由冬季环流型向夏季环流型这一调整过程是与青藏高原加热的演变过程同步进行的。由此看来青藏高原的热力影响在北半球环流的季节变化中具有十分重要的作用。

6 讨论和小结

高原地区加热场的季节变化明显地改变了亚欧大陆同印度洋的海陆热力差异的性

质, 给亚洲夏季风的爆发提供了条件, 从此意义上来说是青藏高原加热强迫作用的季节变化驱动了北半球大气环流的季节变化, 并引发了亚洲夏季风的爆发。通过本文的分析和讨论可以得到以下几点结论:

(1) 青藏高原地区热力性质的季节变化非常明显。在过渡季节的早期, 高原的总非绝热加热的演变特征与感热加热演变的趋势相似, 这说明了高原地区的感热加热在季节变化中最敏感。太阳辐射的季节变化首先引起高原感热加热的变化, 继而引发环流场和其他要素场的改变, 最终导致季节突变的发生。

(2) 本文从气候平均的角度出发, 分析了高原加热场的演变特征, 发现高原加热场在 4 月中旬和 5 月上旬各有一次跃升过程。后者在时间上预示亚洲季风爆发。

(3) 在过渡季节中高原加热指数的演变与亚洲季风区描述环流季节变化的指标量 $U_{850} - U_{200}$ 有非常好的相关性。这说明了高原加热与亚洲环流的季节变化之间有其内在联系。

(4) 从分析描述环流季节变化的指标量 $U_{850} - U_{200}$ 的空间分布随时间的演变趋势来看, 北半球环流场的季节变化首先发生在孟加拉湾和中南半岛西南部, 进而继续向北, 向东扩展到南海地区, 然后发展到南亚地区。对最早发生的孟加拉湾季风爆发前后的环流场演变的对比分析表明, 伴随着孟加拉湾地区的季风爆发, 北半球大气环流也同时发生了季节变化。这进一步说明季风爆发并不是孤立的天气、气候事件, 它只是整个北半球大气环流季节变化的一个重要组成部分。由于大气环流季节变化的复杂性, 它同时受很多条件的制约, 在本文中只是有重点的分析了青藏高原加热与北半球环流季节变化和亚洲季风爆发的相互作用。对其他影响因子的作用本文中并没有讨论, 这还有待于进一步的深入研究。

参 考 文 献

- 1 Yeh Tu-cheng (Ye Duzeng), Dao Shih-yen (Tao Shiyan) and Li Mei-ts'un (Li Maicun). The abrupt change of circulation over the Northern Hemisphere during June and October, *The Atmosphere and the Sea in Motion*, Scientific Contributions to the Rossby Memorial Volume, Bolin B. ed. The Roche Seller Institute Press and Oxford University Press. 1959, 249~267.
- 2 He Haiyan, J. W. McGinis, Song Zengshan and M. Yanai. Onset of the Asian Monsoon in 1979 and the effect of the Tibetan Plateau, *Mon. Wea. Rev.*, 1987, 115, 1966~1995.
- 3 黄真、陶诗言, 1983年亚洲夏季风爆发过程的诊断研究, *气象学报*, 1992, 50, 210~217.
- 4 Li Chengfeng and M. Yanai, The onset and interannual variability of the Asian summer monsoon in relation to land-sea thermal contrast, *J. Climate*, 1996, 9, 358~375.
- 5 Wu Guoxiong and Zhang Yongshen, Tibetan Plateau forcing and the timing of the monsoon onset over South Asia and the South China Sea, *Mon. Wea. Rev.*, 1998, 126, 913~927.
- 6 吴国雄、张永生, 青藏高原的热力和机械强迫作用以及亚洲季风的爆发 I. 爆发地点, *大气科学*, 1998, 22 (6), 825~838.
- 7 吴国雄、张永生, 青藏高原的热力和机械强迫作用以及亚洲季风的爆发 II. 爆发时间, *大气科学*, 1999, 24 (1), 51~61.
- 8 朱正山、鲍媛媛、杨辉, 初夏东南亚季风建立的气候特征及年际变化, *东亚季风和中国暴雨*, 北京: 气象出版社, 1998, 250~265.
- 9 Webster, P. J. and S. Yang, Monsoon and ENSO: Selectively interactive systems, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1992, 118, 877~926.

- 10 Tao Shiyun and Chen Longxun, A review of recent research on the east Asia monsoon in China, *Monsoon Meteorology*, C. P. Chang and T. N. Krishnamurti, Eds., Oxford University Press, 1987, 26~59.
- 11 章基嘉、孙国武、陈葆德, 青藏高原大气低频变化的研究, 北京: 气象出版社, 1991, 8~24.
- 12 刘新、吴国雄、李伟平、刘屹岷, 夏季青藏高原加热和大尺度流场的热力适应, 自然科学进展, 2001, 11(1), 33~39.

Diabatic Heating over the Tibetan Plateau and the Seasonal Variations of the Asian Circulation and Summer Monsoon Onset

Liu Xin, Wu Guoxiong, Liu Yimin and Liu Ping

(State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics,
Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029)

Abstract The relationship between the evolutions of the Asian monsoon circulation and the diabatic heating over the Tibetan Plateau during spring is investigated by using the daily NCEP/NCAR reanalysis data. The result shows that there is distinct seasonal variation of diabatic heating over the Tibetan Plateau. During early transition season (before mid-May) over the Tibetan Plateau, the temporal variation of total diabatic heating is in phase with sensible heating. The features of the variation of total diabatic heating and sensible heating over the Tibetan Plateau show that the sensible heating is important to the seasonal variation of the Northern Hemispheric circulation. Of the particular importance, the temporal variation of diabatic heating over the Tibetan Plateau is closely coupled to the Asian summer monsoon onset and the seasonal transition from winter to summer of the atmospheric circulation of the Northern Hemisphere. In the transition season, the change of the diabatic heating over the Tibetan Plateau leads to the changes in land-sea thermal contrast, which builds up a favorable background for the Asian summer monsoon onset. It is also shown that, due to the large domain used, the Webster-Yang monsoon index cannot present the regional characteristics of the seasonal transition in the Asian monsoon area. More over the spatial difference in seasonal transition in the area can be depicted reasonably well by using the local zonal wind difference between 850 hPa and 200 hPa.

Key words: Tibetan Plateau; monsoon onset; diabatic heating; seasonal transition; atmospheric circulation

万方数据
WANFANG DATA