

青藏高原抬升加热气候效应研究 的新进展*

P4 A

吴国雄¹⁾ 刘新¹⁾ 张琼¹⁾ 钱永甫²⁾
毛江玉¹⁾ 刘屹岷¹⁾ 李伟平¹⁾

1) (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)

2) (南京大学大气科学系, 南京 210093)

摘要 对近4年来关于青藏高原加热影响气候的研究进行回顾。首先介绍利用位涡方程和热力适应理论, 揭示夏季高原上空低层气旋式及高层反气旋式环流结构稳定维持的动力学机理。结果表明高原加热作用造成的低层正涡源是低层气旋式环流得以稳定维持的重要原因。而边界层摩擦产生的负位涡是平衡正位涡的主要因素。高原加热还在高原上空形成负位涡, 它影响着盛夏的大气环流, 是青藏高原上空强大而稳定的反气旋环流得以维持的重要因素。在春夏过渡季节青藏高原非绝热加热对大气环流季节变化以及亚洲季风爆发的影响方面, 进一步确认了感热加热在过渡季节早期(5月中旬以前)环流演变中的重要作用。青藏高原非绝热加热的时间演变引起了海陆热力差异对比的变化, 使副热带高压带首先在孟加拉湾东部断裂, 亚洲季风因而在孟加拉湾爆发。结果还表明, 用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。在青藏高原非绝热加热与北半球环流系统年际变化的联系方面, 发现夏季青藏高原的加热强(弱)的年份, 高原感热加热气泵(SHAP)高(低)效工作, 使高原加热对周边地区低层暖湿空气的抽吸效应和对高层大气向周边地区的排放作用加强(减弱)、高原及邻近地区的上升运动, 下层辐合和上层辐散均增强(减弱), 从而影响着高原和周边地区的环流以及亚洲季风区大尺度环流系统。而且高原的加热强迫还能够激发产生一沿亚欧大陆东部海岸向东北方向传播的 Rossby 波列, 其辐散效应可影响到更远的东太平洋以至北美地区的大气环流。研究还表明, 盛夏的南亚高压存在“青藏高原型”和“伊朗高压型”的双模态, 它们与高原加热状态有关, 且显著地与亚洲季风区的气候分布密切联系。

关键词: 高原加热; 环流维持; 季节转化; 年际变化; 南亚高压

1 引言

夏季青藏高原大气受到强烈的加热, 高原表面有强大的低压环流, 高层有深厚的反气旋环流。关于青藏高原的热力作用是通过什么样的动力学机理影响大尺度环流场的问题, 一直是引起人们关注的一个重要课题。自20世纪50年代以来, 叶笃正, Flohn等一批学者就此开展了大量的研究^[1~7]。近4年来, 基于位涡理论, 我们开展了进一步的

2002-02-28 收到

* 国家重点基础研究发展规划项目G1998040900, 中国科学院重要方向创新项目ZKCX2-SW-210和国家自然科学基金资助项目40135020、40023002、49905002及40005006联合资助

深入探讨。90 年代中期, 吴国雄等^[8,9]发现青藏高原及周边上空大气在冬季的强烈下沉和在夏季的强烈上升, 犹如一座巨大的气泵调节着周边乃至全球的大气运动; 而且这一气泵主要受高原表面感热通量所驱动, 称之为“感热气泵”。90 年代后期, 在研究副热带高压动力学过程中, 吴国雄和刘屹岷^[10]发现, 大气环流对外部加热的响应与加热的垂直廓线有关, 提出了“热力适应”的概念。与此同时, “热力适应”被引进高原“感热气泵”的研究, 揭示了高原环流维持和高原加热影响亚洲季节转化及季风爆发的机制。我们还利用可用资料的扩展, 研究了高原加热与气候年际变化的联系和南亚高压活动的规律及其对亚洲气候的影响。本文对我们近 4 年来有关青藏高压的研究作了简要总结。

2 夏季青藏高原加热和大尺度流场的热力适应

刘新等^[11]从位势涡度 (以下简称位涡) 平衡的角度分析夏季青藏高原及邻近地区加热场和环流场的特征, 以及通过高原侧边界的位涡通量; 利用热力适应理论讨论青藏高原非绝热加热对大尺度流场影响的机理。

2.1 夏季青藏高原及其邻近地区环流场特征及高原加热的气候特点

夏季青藏高原高空被强大而稳定的反气旋环流所控制, 对应着负涡度和辐散; 而低空则是一个较浅薄的气旋环流, 对应着正涡度和辐合 (图略)。刘新等^[11]指出青藏高原高、低空环流场和涡度场的结构特点与青藏高原上空大气的加热特性相关。图 1 是 1986~1995 年 10 年平均的 7 月份青藏高原地区及孟加拉湾上空大气的加热率廓线图。图中所用资料为 NCEP/NCAR 再分析数据集中的加热率资料^[12], 其水平分辨率为 $1.875^{\circ} \times 1.875^{\circ}$ 经纬度网格, 垂直方向 σ 从 0.995 到 0.0027 共 28 层, 青藏高原区域取为 ($80^{\circ} \sim 100^{\circ}\text{E}$, $27.5^{\circ} \sim 37.5^{\circ}\text{N}$)。从高原上空的加热率廓线可以看出其最大加热层较低, 接近高原表面, 强度达 10 K d^{-1} 以上, 这主要是由于地表的感热加热 (大于 11 K d^{-1}) 所致。但纬度较低的孟加拉湾 ($80^{\circ} \sim 100^{\circ}\text{E}$, $10^{\circ} \sim 20^{\circ}\text{N}$) 上空的加热率随高度增加, 最大加热层接

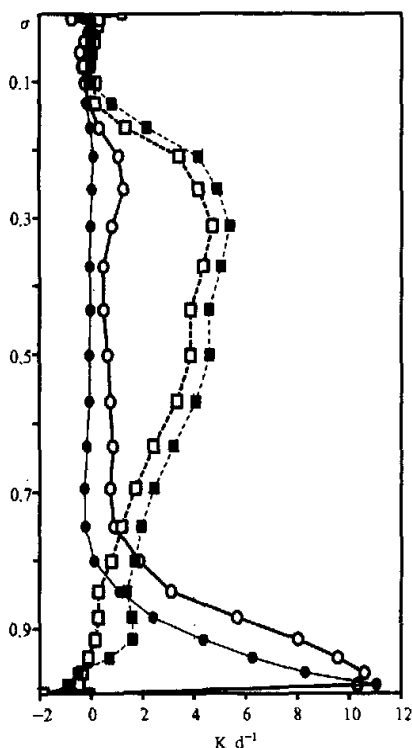
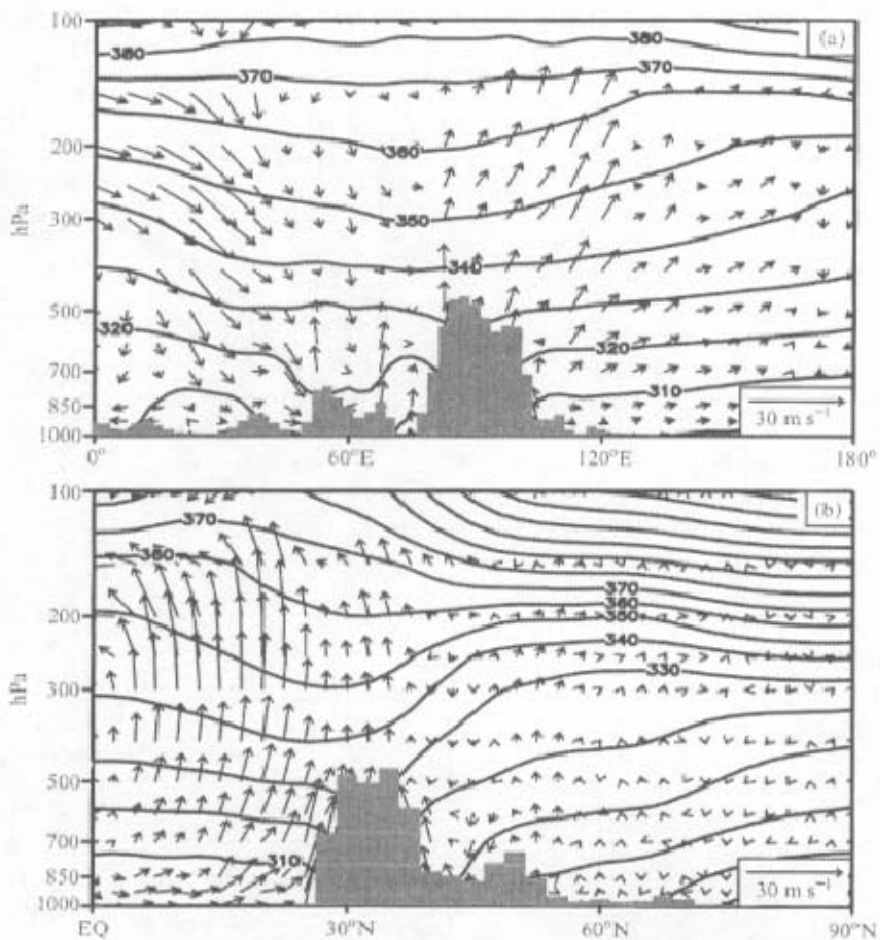


图 1 10 年 (1986~1995 年) 7 月平均
青藏高原和孟加拉湾上空加热率廓线
空心圆粗实线和实心圆细实线分别为高原
上空平均的总加热率和垂直扩散加热率;
空心方块粗虚线和实心方块细虚线分别为
孟加拉湾上空平均的总加热率和凝结加热率

近 300 hPa, 与凝结加热率廓线基本是一致的。显而易见, 孟加拉湾地区上空大气加热主要来自凝结加热。正是因为这两个地区上空加热特性的不同, 而使它们两者上空环流场的结构也不同。

图 2 给出了该 10 年 7 月平均的通过高原的位温和风场垂直剖面。青藏高原加热作用在夏季非常明显。从 30°N 的纬向剖面图 (图 2a) 可以看到青藏高原上空气柱在同纬度带上位温最高, 而且高原及其东侧东亚季风区上空是同纬度带上升运动最大的中心。在 90°E 的经向剖面 (图 2b) 中看到等位温面的最大暖中心位于青藏高原上空, 而且高原上空有很强的上升运动, 仅次于孟加拉湾区域。它表明 7 月份高原东侧和东亚季风区以及高原南侧和孟加拉湾地区是大气中重要的定常加热源。



2.2 位涡、位涡平衡和位涡方程诊断分析

通量形式的位涡方程可以写成如下形式^[10,11]:

$$\frac{DW}{Dt} = \zeta_a \cdot \nabla \dot{\theta} + F_\zeta \cdot \nabla \theta, \quad (1)$$

其中, $\dot{\theta} = d\theta/dt$ 为非绝热加热, ζ_a 为三维绝对涡度矢量, F_ζ 为三维涡度耗散, $W (= \zeta_a \cdot \nabla \theta)$ 为总位涡, 通量形式的全微分算子 $D/Dt = \partial/\partial t + \nabla \cdot V$ 。该方程左端表述了总位涡的变化, 右端则表述了空间非均匀非绝热加热和摩擦耗散对总位涡制造的贡献。对 (1) 式求月平均, 并用“—”和“'”分别表示月平均量和对月平均的偏差, 由于局地变化项的月平均很小可以略去, 可得

$$\begin{aligned} \nabla \cdot \overline{VW} &= \overline{\zeta_a} \cdot \nabla \overline{\dot{\theta}} + R(2) \\ R &= F_\zeta \cdot \nabla \overline{\theta} + \overline{\zeta'_a \cdot \nabla \dot{\theta}'} \\ &\quad + \overline{\nabla \cdot VW'}, \end{aligned} \quad (3)$$

其中 R 为 (2) 式的余差项, 代表摩擦及时间尺度小于 12 h 的瞬变过程的贡献。利用 NCEP/NCAR 1986 年至 1995 年 7 月的每日两次 (00UTC 和 12UTC) 再分析资料, 计算了位涡方程 (2) 中各主要项。由于缺少逐日各层次的非绝热加热资料, 计算中加热率 ($\dot{\theta} = d\theta/dt$) 由 θ 的空间分布作为视热源予以反算。

图 3a、b 是 $\sigma = 0.4357$ 高度 (约为 250 hPa) 上 10 年平均的方程 (2) 中的前两项, 即位涡通量的散度 (图 3a) 和非绝热加热的位涡制造 (图 3b) 的空间分布。图中的

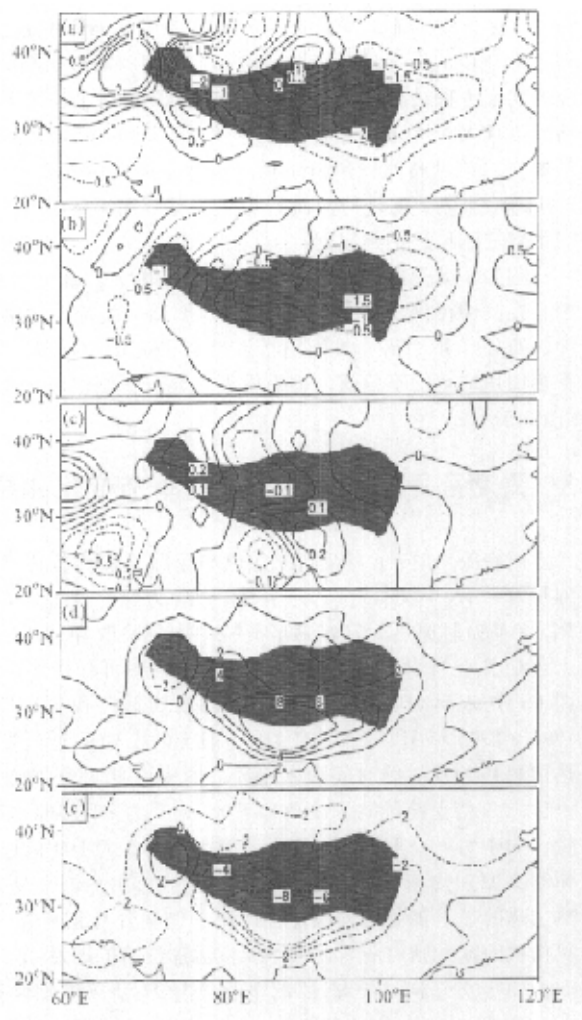


图 3 10 年 (1986~1995 年) 7 月平均位涡方程中各主要项的分布
(单位: $10^{11} \text{ K m}^{-1} \text{ s}^{-2}$)

- (a) $\sigma = 0.4357$ 高度上位涡通量的散度;
(b) $\sigma = 0.4357$ 高度上非均匀加热的位涡制造;
(c), (d) 和 (e) 分别表示 $\sigma = 0.995$ 高度位涡通量的散度、
非均匀加热的位涡制造及余差项 R
阴影区是海拔高度超过 3000 m 的地区

一个显著特点是在高原上空有负位涡通量的辐散大值中心,这与高原上空持续维持的反气旋环流是相应的。两个强度达 $2 \times 10^{-6} \text{ TU s}^{-1}$ ($1 \text{ TU} = 10^{-6} \text{ K s}^{-1} \text{ m}^{-1}$) 的负中心分别位于高原的东部和西北部。此两中心区域与图 3b 中加热项对负位涡制造的中心基本重合,且二者的量级也相当。由此看出,青藏高原上空反气旋环流维持所需的负涡度来源,主要是空间非均匀的非绝热加热造成的,或者说是非绝热加热制造的负位涡维持了高原上空负涡度通量的辐散。这一结果与我们过去的结果^[7]有所不同。在文献[7]中应用经典涡度方程进行诊断,得到 7 月平均环流对平均绝对涡度输送通量的辐散主要被次网格尺度项及余余项所平衡的结论(见其图 1)。由于经典涡度方程不包含加热项,很难与本文结果进行比较。但注意到次网格尺度项主要指对流作用(见文献[7]式(2)),而 7 月高原加热主要是对流凝结加热(见下面第 3 节)。由此看来,由文献[7]得到的推论与本文的结果还是相容的。

图 3c、d 表明在近地层 $\sigma=0.995$ 高度上,加热所制造的正位涡(图 3d)很大,其中心在高原南侧 $25 \sim 31^\circ \text{N}$ 一带,表明高原南部近地层上升区在维持夏季高原低空环流中的重要作用。另一方面由于近地面平流作用很弱, VW 的辐合作用(图 3c)不足以平衡加热产生的正位涡,因而后者主要由摩擦作用和瞬变过程所产生的负位涡与之平衡(图 3c)。

3 青藏高原加热与亚洲环流季节变化和夏季风爆发

刘新等^[1]研究了青藏高原加热与亚洲夏季风爆发的关系,他们定义气柱的总非绝热加热 $H = H_S + H_L + R_D$ 。其中, H_S 为感热通量; H_L 是由降水率计算的潜热加热; R_D 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 6a 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} 。图 4 给出 1986~1995 年 10 年平均的 4 月 1 日~6 月 30 日逐日青藏高原非绝热加热指数和高原感热加热指数 H_{SH} 的时间演变曲线。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跃升,4 月上旬的高原加热指数跃升使得高原上空气柱由热汇 ($\bar{H} < 0$) 变成热源 ($\bar{H} > 0$)。其中感热加热的显著加强起着决定性作用,也孕育着北半球季节变化的开始。5 月上旬高原加热指数的跃升则对应着亚洲季风在孟加拉湾的爆发。

如定义纬向风分量 U 的垂直差异 ΔU 为 850 hPa 和 200 hPa 上 U 之差,即 $\Delta U = U_{850} - U_{200}$,并计算 4 月 1 日~6 月 30 日期间逐日高原加热指数 \bar{H} 与亚洲季风区每个格点上 ΔU 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季风指标 ΔU 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 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

1) 刘新, 吴国雄, 刘屹岷, 刘平, 青藏高原加热与亚洲环流季节变化和季风爆发, 气象学报, 待发表

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。

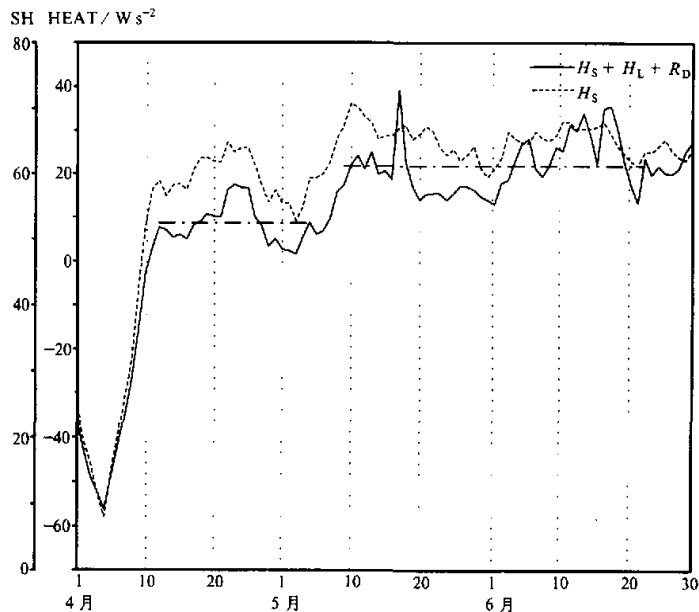


图4 1986~1995年10年平均过渡季节(4月1日~6月30日)青藏高原非绝热加热(HEAT, 实线)和表面感热通量(SH, 虚线)的逐日时间演变(单位: $W s^{-2}$)

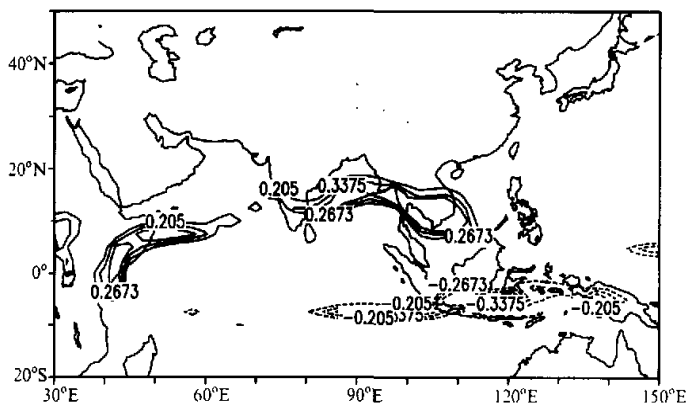


图5 由10年(1986~1995年)平均资料计算得到的季节变化期间(4月1日~6月30日)青藏高原非绝热加热指数 H_t 与 ΔU 的相关分布

Webster 和 Yang^[11]的工作证明指标 ΔU 能较好描述亚洲季节变化和季风爆发。刘勃等除了使用与 Webster 和 Yang 相同的南亚季风指数 (以下简称 W-Y 指数) 区域 (40°~110°E, 0°~20°N) 之外, 还取了孟加拉湾 (80°~100°E, 0°~20°N)、南海 (100°~120°E, 0°~20°N) 和阿拉伯海/印度 (40°~80°E, 0°~20°N), 简称为印度) 3 个地区面积平均的季风指数。主要原因是已有工作^[14~17]证明这 3 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 6。图 6a 中区域 A 是高原加热指数所取范围, 即青藏高原地区海拔高度超过 3000 m 的区域; B 是 W-Y 指数定义的区域。图 6b 中 C、D 和 E 分别是印度、孟加拉湾和南海季风区的范围。

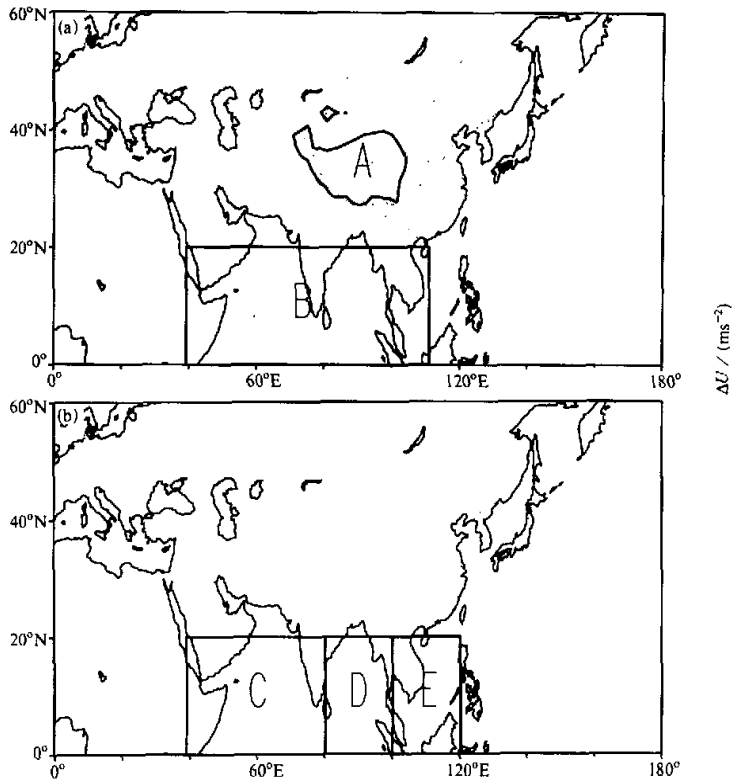


图 6 计算区域

- (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)

W-Y 曾用图 6 中 B 区域的 ΔU 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季风指数、W-Y 南亚季风指数、南海地区季风指数和本文定义的印度季风指数 10 年平均的过渡季节逐日演变曲线。从图中可清楚看到前 3 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, 说明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。需要指出的是孟加拉湾地区夏季环流出现的时间与图 4 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 Wu 和 Zhang^[14]、吴国雄和张永生^[15,16]、冯瑞权和王安宇^[17]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 6 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, 则虚假的表现出印度季风爆发提前。将其范围缩小 (图 6 中区域 C), 可以看到它 (图 7 中长虚线) 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 ΔU 指数反映季节转化更为合理。即便如此, 用区域 C 中 ΔU 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)^[18] 还是偏早了 1~2 周。这与 C 区域范围太大有关。

毛江玉等¹⁾则从副高脊面的季节演变去分析高原加热对季节变化和亚洲季风爆发的影响。他们根据下述纬向风垂直切变与水平经向温度梯度的关系, 把副高脊面的倾斜与南北温差联系起来:

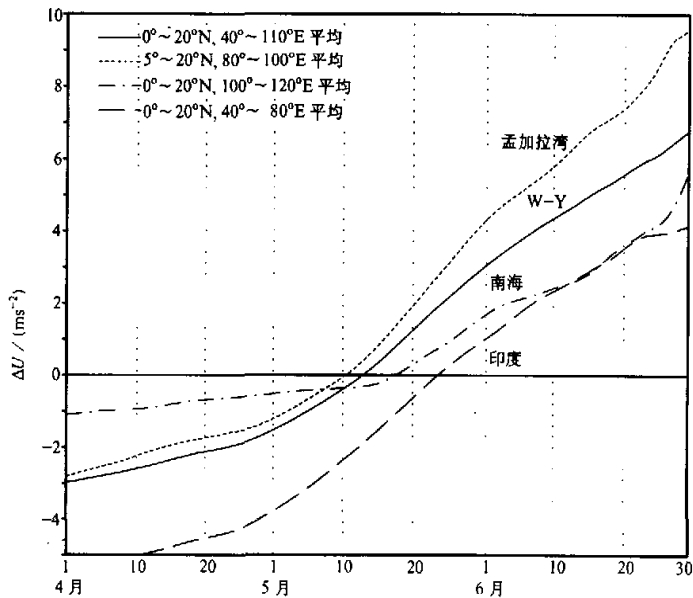


图 7 过渡季节中孟加拉湾、W-Y、南海及印度季风指数 ΔU 的演变曲线 (单位: ms^{-1})

1) 毛江玉, 吴国雄, 刘屹岷, 2002, 季节转换期间副热带高压带形态变异及其机制的研究. I: 副高结构的气候学特征, 气象学报, 待发表

$$\frac{\partial u}{\partial p} = \frac{R}{f p} \left(\frac{\partial T}{\partial y} \right)_p \quad (4)$$

在北半球冬季, 对流层大气的温度自赤道向极地是递减的, 在副高脊线附近南暖北冷 ($\partial T / \partial y < 0$), 由 (4) 式可知, $\partial u / \partial p < 0$, 西风位于东风之上, 因而, 副高脊面自下而上向南倾斜。夏季, 在亚非季风区, 北半球副热带陆地上空的气温比同一等压面上赤道附近的气温高, 因而, 赤道至副热带温度脊之间的经向温度梯度与冬季相反, 则 $\partial u / \partial p > 0$, 故脊面随高度增加向北倾斜。当经向温度梯度等于零时, 脊面与地面近于垂直。可见, 当地转关系成立时, 副高脊线总是偏向暖区。副高脊面垂直倾斜受热成风关系制约, 因而, 可以从副高脊面倾斜方向的演变状况去研究季节转换期间副高带的时空结构和大气热力结构, 并由此去揭示季风爆发前后导致亚洲环流变化的机制。

为了考察副高的断裂过程, 毛江玉等^[1]利用 1980~1998 年 19 年平均的逐候、逐日的 NCEP 再分析资料, 对过渡季节 (4~6 月) 副高结构的时空变化作详细分析。图 8 给出气候平均的 4 月第 3 候~6 月第 2 候副高脊线投影图。根据 $u=0$ 线上 Φ 在 y 方向取得极值的性质, 只画出脊线, 而把槽线部分略去。由图可见, 在 4 月第 3 候, 850 hPa 脊线就已经与 700 hPa 脊线出现相交现象, 交点 A、B 分别在南海西部和阿拉伯海西北部。在 A、B 之间, 从近地层至 700 hPa 副高脊面北倾。这是由于亚洲南部阿拉伯海、印度半岛、孟加拉湾、中南半岛及南海的次级海陆分布热力差异造成的。自 4 月第 3 候到第 5 候, A-B 区域之外的亚、非季风区副高脊面仍随高度向南倾斜, 属于典型的冬季副高结构。不过, 孟加拉湾到中南半岛地区高度脊的倾斜程度比北非、阿拉伯海及西太平洋地区都小, 表明这里的南北温差在整个对流层内远比其他经度小得多。4 月第 5 候, 尽管 700~200 hPa 层副高带总趋势保持南倾, 但是 400、300 和 200 hPa 3 条脊线却清楚地 在 99°E 处相汇于 C 点, 标志着对流层上层垂直的副高脊轴首先出现在孟加拉湾东部。随后 C 点两侧的脊线也不断向一起靠拢, 于是在 4 月第 6 候出现两个交点 C 和 E。

5 月第 1 候, 除了 C、E 之间 200 hPa 脊线比其下层略偏北以外, 200 与 500 hPa 脊线的交点 D 出现在 90°E 附近, 同时 300、400、500 hPa 脊线在 90~100°E 间重合在一起。这意味着该区间内对流层中、上层副高脊面附近大气温度场结构发生了本质变化, 由原来的 $\partial T / \partial y < 0$ 而转变为 $\partial T / \partial y = 0$ 或 $\partial T / \partial y > 0$ 。特别应当指出的是, 此时 850 hPa 的高压带在 70~102°E 之间断裂, 孟加拉湾上空建立了季风槽。在这里, 冬季存在于 12°N 以南的东风被西南风取代, 出现了盛行风向的大逆转, 即所谓的夏季风爆发。简言之, 整个北半球对流层沿着副高脊面南暖北冷冬季型的消失和南冷北暖夏季型的建立, 首先发生在孟加拉湾东部 (90~100°E) 的经度范围内。5 月第 2 候, 对流层上层脊线的交点 C 和 E 分别向东移动到 106°E, 向西移至 75°E, 交点 D 则处在 91°E 附近。700、500 hPa 脊线此时也与高层脊线汇聚在 C 点。5 月第 3 候, 东部 A 点与 C 点在 112°E 处重合为一点; 西部在 90°E 附近各层脊线也向 D 点汇聚。C 点西侧 90~112°E 之间的高层脊线向北突出, 低层脊线强烈地向南伸展, 因而 C、D 之间副高脊自下而上向北偏西方向倾斜。至此, 5 月初在孟加拉湾东部首先出现的夏季型副高结构已稳定地在孟加拉湾东部、中南半岛及南海西部地区建立。

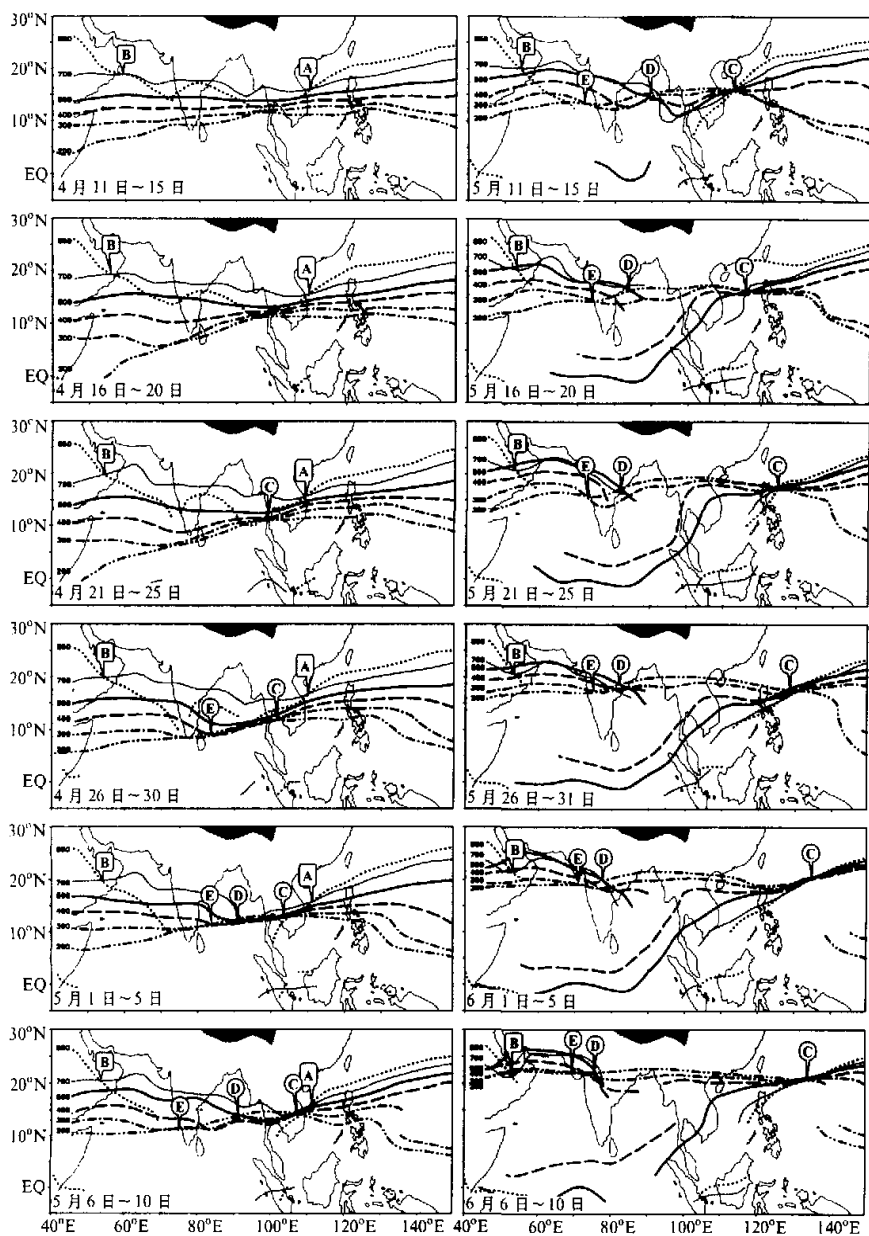


图8 季节转换期间(4月第3候~6月第2候)850~200 hPa副高脊线(用 $\alpha=0$ 代表)投影图

图中数字表示等压面, 阴影区表示地形高度大于3000 m的青藏高原地区

5月第4候, 500和400 hPa副高脊线也在孟加拉湾发生断裂, 中纬西风带与赤道缓冲带连接在一起, 形成深厚的季风槽。在本候, 由于C点已移至南海中东部, 低层850 hPa西太平洋副高脊一下跳至20°N以北, 700和850 hPa的副高带在中国南海断裂, 对应着南海季风爆发。5月第5候至第6候, 垂直脊轴C明显东移, D轴变化不大。6月第1、2候, 脊轴E、D则西移并到达印度半岛西部和中部, 对应印度季风爆发。6月3候以后(图略), 副高基本接近夏季的形态。

季节转换是指冬夏季大气环流形态的交替, 季节转换和季风爆发时副高脊面附近经向温度梯度发生反转。图8表明, 在亚洲季风区, 孟加拉湾东部地区季节转换发生最早。图9展示了依据 $\partial T / \partial y$ 指标确定的孟加拉湾东部季节转换日期距平序列^[19]。孟加拉湾季节转换的平均日期是5月5日, 图中正距平表示季节转换偏早, 负距平表示季节转换偏晚。由图9可见, 亚洲季节转换或夏季风爆发存在较大的年际变化。孟加拉湾季节转换日期距平序列的标准差为10.56天, 转换最早的年份是1984年(4月13日), 正距平大于一个标准差(虚线所示)的年份还有1985和1982年。负距平大于一个标准差的年份是1983、1997和1998年, 其中, 季节转换最晚的年份是1993年(5月19日)。最早转换与最晚转换竟相差一个多月, 可见, 年际变率很大。不难发现, 这些异常年份大多属于ENSO年, 即孟加拉湾季风爆发一般在El Niño年偏晚, 在La Niña年偏早。这与孟加拉湾和赤道印度洋地区的海面温度(SST)和赤道东太平洋的SST的异常存在显著的正相关有关^[19]。

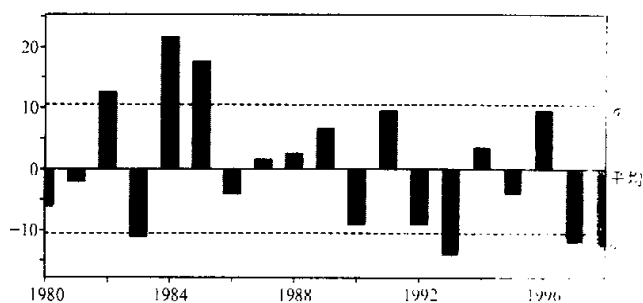


图9 1980~1998年孟加拉湾季节转换日期距平图

4 夏季青藏高原加热和北半球环流年际变化的相关分析

刘新等¹⁾研究了高原加热和北半球环流年际变化的关系。图10是1958~1997年共40年7月高原加热指数 \overline{H} 以及各种加热分量的演变曲线。从图中可见盛夏季节辐射总是对高原上空大气起冷却作用, 但高原上加热远大于辐射冷却的损失, 故高原仍表现出相当强的热源性质。还可看到在高原加热的两分量中潜热加热较大且变率也比较大, 而感热加热较小且变化也小, 所以高原总的非绝热加热曲线变化特征基本与潜热变化一

1) 刘新, 李伟平, 吴国雄, 夏季青藏高原加热和北半球环流的年际变化相关分析, 大气科学, 即将发表

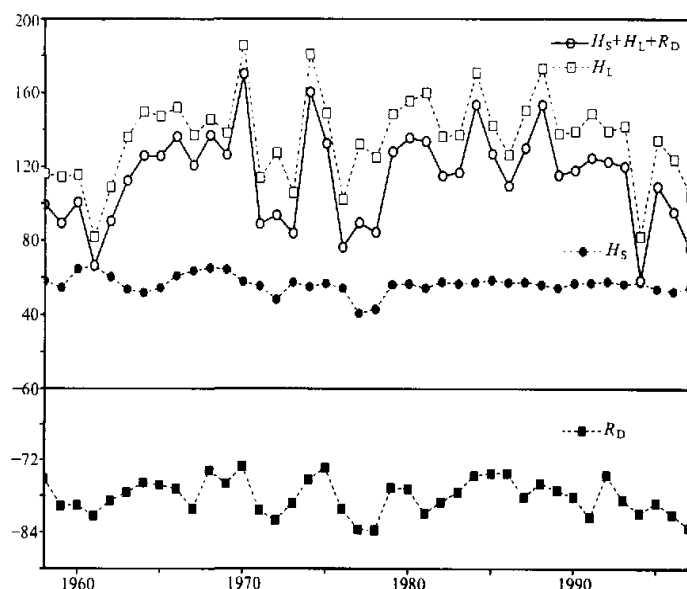


图 10 40 年 (1958~1997 年) 7 月月平均青藏高原地区非绝热加热演变曲线
(海拔超过 3 000 m 以上格点非绝热加热率面积平均; 单位: $W m^{-2}$)

致。这也说明了盛夏高原上潜热加热的重要性。为了讨论高原加热对大气环流的影响, 他们一方面利用加热指数 H 与各要素场进行相关分析, 另一方面从 40 年中选出高原加热 H 强的 5 年 (1968、1970、1974、1984 和 1988 年, 多为 La Niña 年) 和高原加热弱的 5 年 (1961、1973、1976、1994 和 1997 年, 多为 El Niño 年) 进行合成对比分析。然后对两种结果进行比较。以下提到的高原加热强、弱年份均指以上所选年份。

图 11 给出 600 hPa 流场分布、加热与流场的相关分布和合成差异图。图 11a 是 40 年的平均流场, 图中明显的特点是北半球副热带地区 ($30^{\circ}N$ 附近) 反气旋环流带中, 唯有青藏高原及邻近地区是气旋性环流。如上所述它是高原加热的结果。为了讨论高原加热对流场年际变化的影响, 我们利用高原加热指数 H 计算了高原加热与纬向风 u 和经向风 v 的相关系数, 并将这两个相关系数结合构造成矢量做出流线, 其结果在图 11b 中给出。从图中可清楚看到高原加热导致高原地区大气低层明显的气旋性环流, 并加强了向高原的辐合气流。同时高原加热对应着乌拉尔山地区和俄罗斯远东滨海地区的反气旋环流和贝加尔湖地区的气旋式环流。于是在亚洲的中高纬地区出现了“两脊一槽型”的异常形式, 有利于冷空气从蒙古南下入侵我国, 导致江淮地区多阴雨^[20]。这反映了高原加热和中高纬环流的相互作用。从图中还可清楚看到在亚欧大陆东岸有一支 Rossby 波列由中低纬度地区向东北方向传播, 它的出现与高原加热强迫作用相关, 可使高原加热对环流的强迫作用影响到东北太平洋, 并进而影响到美洲和欧洲地区。上述亚洲中高纬的“两脊一槽型”即与该波列的位相分布相对应。

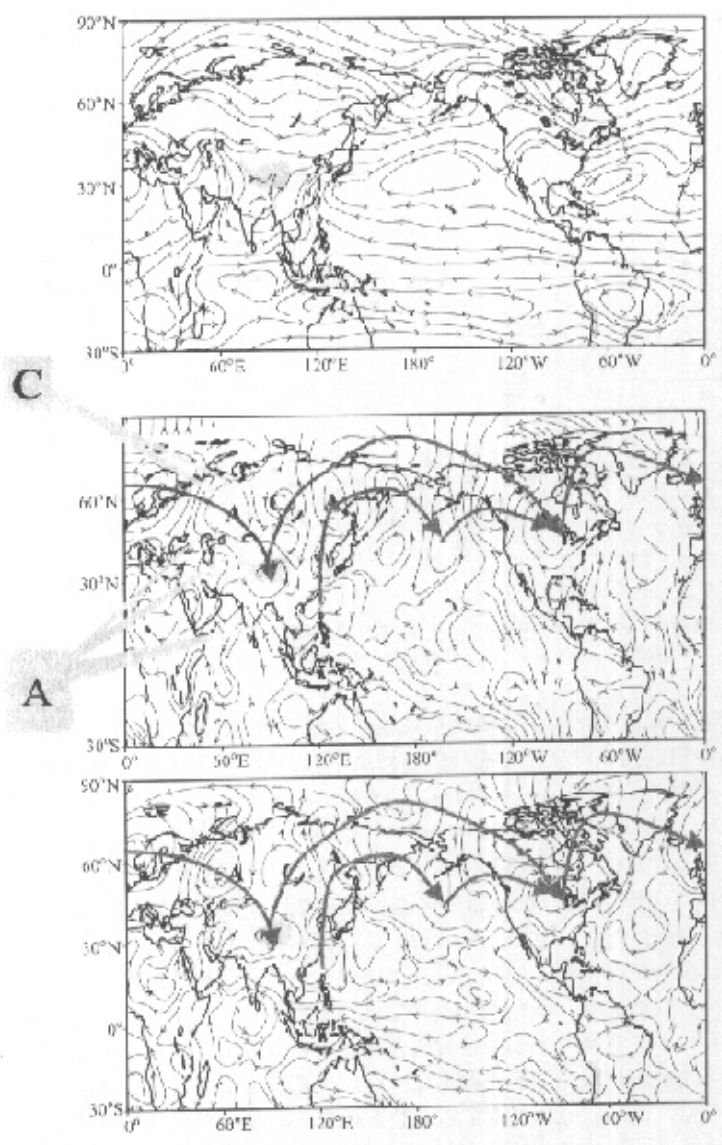


图 11 600 hPa 流场分布图

(a) 1958~1997 年 7 月份 40 年平均流场; (b) 高原加热与风场相关系数构造矢量流场图;

(c) 青藏高原强、弱加热年合成流场差异

图 11c 给出取高原加热强、弱各 5 年合成流场的差异 (强-弱)。比较图 11b 和图 11c 可以发现这两张图非常相似, 不过后者将加热对环流系统影响表现的更清晰和完

整。这样得到的合成环流资料可以剔除高原热力强迫信号较弱的年份,保留高原热力强迫信号较强的年份,从而能够使加热对环流影响的表现增强。从图 11c 中看到高原地区低层气旋式差异环流表现得非常清晰,说明高原加热强的年份高原地区低层大气的气旋性环流显著增强。高原加热还使西太平洋副热带地区的反气旋偏南,但西伸明显。分析 850 hPa 合成流场也可看到基本与此相同的结果(图略)。值得注意的是从图 11c 中还可看到西太平洋副热带地区北部(30°N 以北)为气旋式差异环流,而南部(30°N 以南)则是反气旋式差异环流。这两支差异气流与中高纬的“两脊一槽型”配合,在我国长江中下游一带辐合,势必对江淮流域气候异常产生影响。另外,图中在亚欧大陆的东岸向东北方向传播的 Rossby 波表现得更清楚。由此可见合成分析不仅与相关分析结果一致,而且能强化相关分析的特征。此结果与吴国雄等关于青藏高原 SHAP 的数值模拟结果是一致的,表明加热在其上空制造的负涡源可以通过 Rossby 波的能量频散影响东亚乃至全球的气候异常。

5 青藏高原加热与南亚高压的双模态及其对亚洲季风气候的影响

夏季青藏高原对流层上部受南亚高压控制。Zhang 等¹⁾研究了夏季南亚高压的变化特征。图 12a 是他们利用 NCEP/NCAR 再分析资料绘制的 40 年(1958~1997 年)平均的 7 月 100 hPa 位势高度图,南亚高压的中心位于(70°E , 30°N)附近。但是,每月或每候平均的南亚高压中心却很少出现在这个位置上。图 13 给出 15 年(1980~1994 年)7、8 月逐候平均的南亚高压中心所出现的经度频次分布,可以看到它呈现双模态的分布形态。南亚高压中心经常出现在 $82.5^{\circ}\sim 92.5^{\circ}\text{E}$ 的青藏高原和 $55^{\circ}\sim 65^{\circ}\text{E}$ 的伊朗高原上空,分别称为青藏高压模态(TM)和伊朗高压模态(IM)。在总共 180 候中, TM 模态出现 77 次,占 42.8%; IM 模态出现 62 次,占 34.4%。与此两模态对应的 40 年(1958~1997 年)平均 7 月 100 hPa 流线图分别由图 12b 和 13c 给出,它表明南亚高压具有明显地趋向两高原分布的特征。

与上述 77 次 TM 模态和 62 次 IM 模态对应的 850 hPa 流场、表面温度场及降水场的合成异常分布,分别由图 14 的左列和右列表示。在 TM 模态, 850 hPa 的异常辐合带沿高原南部向长江下游和日本南部延伸,并伴有降水正异常;伊朗南部有辐散,印度和伊朗降水偏少。与此相反,在 IM 模态, 850 hPa 的异常辐散带沿高原向长江下游延伸,并伴有降水负异常;伊朗南部有辐合,印度和伊朗降水偏多。在 TM 模态,暖异常区在青藏高原,冷异常区在伊朗高原;相反,在 IM 模态,冷异常区在青藏高原,暖异常区在伊朗高原,表明了南亚高压的趋暖特征。上述研究表明南亚高压的 TM 模态和 IM 模态分别对应着不同的亚洲气候型。Zhang¹⁾的研究还表明,南亚高压的这种双模态特征是与青藏高原和伊朗高原上空大气的不同加热状态相联系的(图略)。由此表明,青藏高原的加热状况与亚洲地区的气候异常是紧密相关的。

简言之,近期的研究进一步证明,夏季青藏高原上空的感热加热是高原上空特殊环

1) Zhang Qiong, Wu Guoxiong and Qian Yongfu, 2002, The Bimodality of the 100 hPa South Asia High and its impacts on the Climate Anomaly Over Asia in Summer, *J. Meteor. Soc. Japan*, to be published.

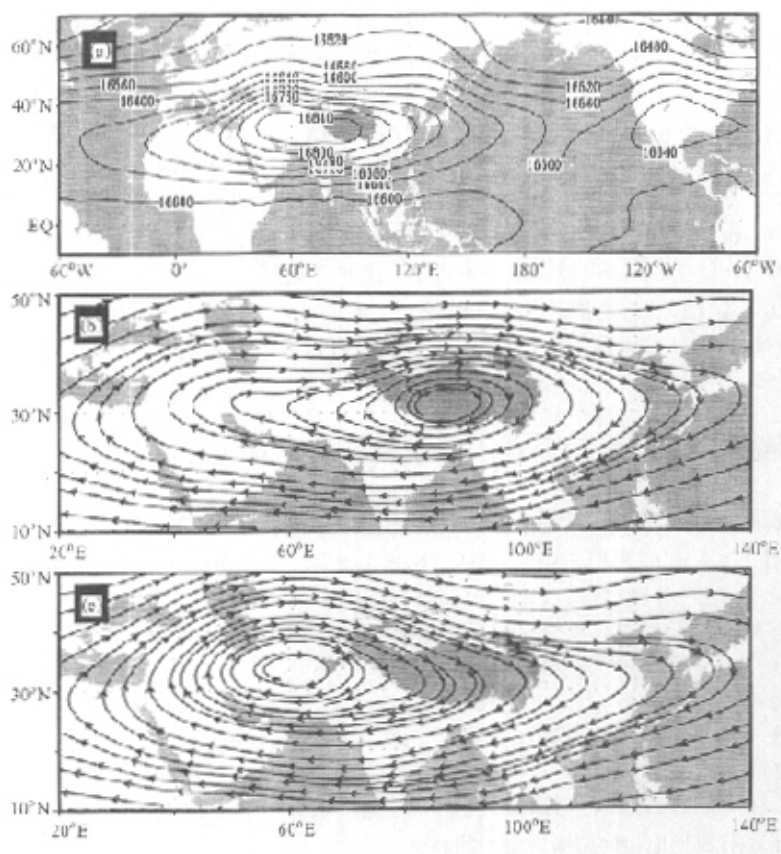


图 12 40 年 (1958~1997 年) 平均 7 月 100 hPa 的位势高度 (a) 以及对应于青藏高原高压模式 (TM) (b) 和伊朗高压模式 (IM) (c) 的流线图

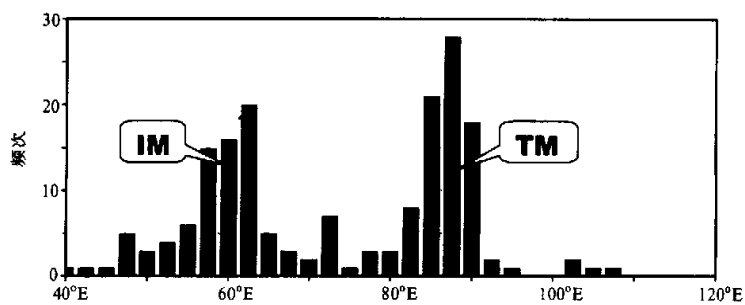


图 13 15 年 (1980~1994 年) 7、8 月逐候平均的南亚高压中心所出现的经度频次分布

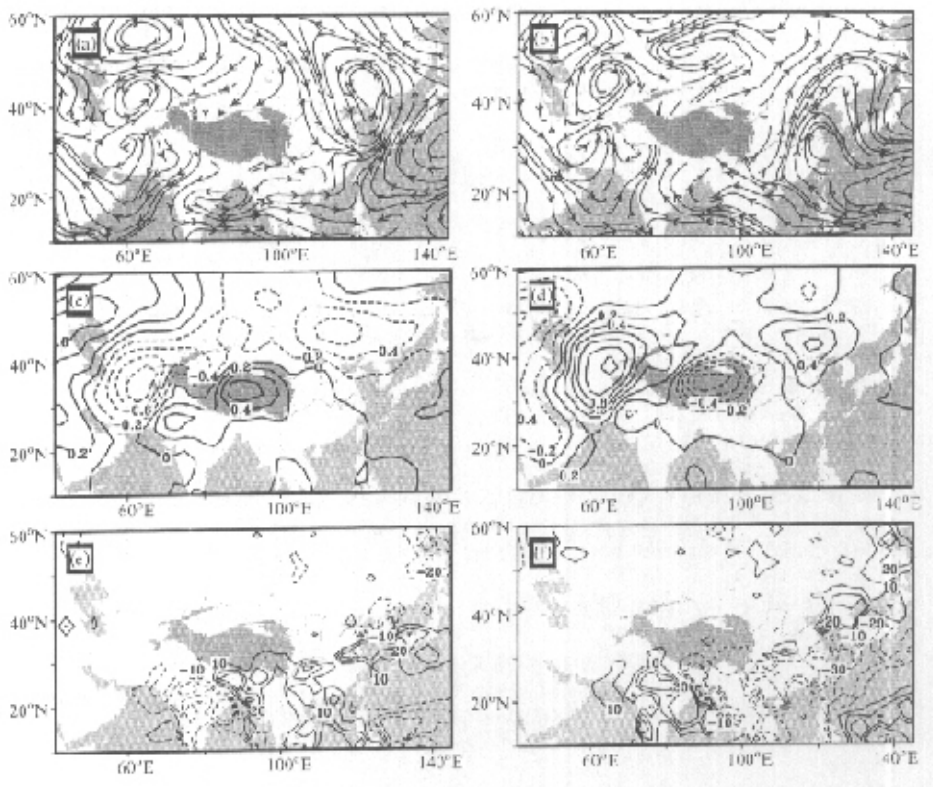


图 14 与 15 年 (1980~1994 年) 中 77 次青藏高压模态 (TM, 左列) 和 62 次伊朗高压模态 (IM, 右列) 对应的 850 hPa 流场 (a, b)、表面温度场 (c, d) 及降水场 (e, f) 的异常合成分布

流维持的根本原因。青藏高原在春季的感热加热对亚洲上空环流的季节转化起着重要作用, 引起亚洲季风首先在孟加拉湾东部至中南半岛西部爆发。盛夏季节青藏高原上空大气加热的年际变化主要是由潜热释放引起, 它与亚洲乃至北半球的大气环流年际变化密切相关。由于高原加热的变化, 夏季南亚高压的位置分布呈现双模态特征, 并影响着亚洲气候异常分布的变化。这些结果对研究我国气候分布和变化具有重要的意义。

参 考 文 献

- 1 叶笃正、罗四维、朱抱真, 青藏高原及其附近的流场结构和对流层的热量平衡, 气象学报, 1957, 28, 108~121.
- 2 Flohn, H., Large-scale aspects of the summer monsoon in south and east Asia, *J. Meteor. Soc. Japan*, (Special 75th Ann. Vol.), 1957, 180~186.
- 3 叶笃正、高山德, 青藏高原气象学, 北京: 科学出版社, 1979.

- 4 Luo, H., and M. Yanai, The large-scale circulation and heat sources over the Tibetan Plateau and surrounding area during the early summer of 1979. Part II: heat and moisture budgets, *Mon. Wea. Rev.*, 1984, **112**, 966~989.
- 5 Ye Duzheng and Wu Guoxiong, The role of the heat source of the Tibetan Plateau in the general circulation, *Meteorol. Atmos. Phys.*, 1998, **67**, 181~198.
- 6 Reeves, R. W., C. I. Ropelewski and M. D. Hudlow, Relationships between large-scale motion and convective precipitation during GATE, *Mon. Wea. Rev.*, 1979, **107**, 1154~1168.
- 7 杨伟忠, 叶笃正, 吴国雄, 夏季青藏高原热力场和环流场的诊断分析 III. 环流场稳定维持的物理机制, *大气科学*, 1992, **16** (4), 409~425.
- 8 Wu Guoxiong, Zhu Baozhen and Gao Dengyi, The impacts of Tibetan Plateau on local and regional climate, *From Atmospheric Circulation to Global Change, Celebration of the 80th Birthday of Professor Ye Duzheng*, Beijing: China Meteorological Press, 1996, 425~440.
- 9 吴国雄, 李伟平, 郭华, 刘辉, 薛纪善, 王在志, 青藏高原感热气泵和亚洲夏季风, 赵九章纪念文集, 叶笃正主编, 北京: 科学出版社, 1998, 116~126.
- 10 吴国雄, 刘屹屹, 热力适应, 过流, 辐散和副高 I. 热力适应和过流, *大气科学*, 2000, **24**(4), 433~446.
- 11 刘新, 吴国雄, 李伟平, 刘屹屹, 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*, 2000, **11**(1), 33~39.
- 12 Kalnay, E., M. Kanamitsu and R. Kistler et al., The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 1996, **77**, 437~471.
- 13 Webster, P. J. and S. Yang, Monsoon and ENSO: Selectively interactive systems, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1992, **118**, 877~926.
- 14 Wu Guoxiong and Zhang Yongsheng, Tibetan Plateau forcing and the timing of the monsoon onset over South Asia and Southern China Sea, *Mon. Wea. Rev.*, 1998, **126**, 913~927.
- 15 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.
- 16 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), 52~61.
- 17 冯瑞权, 王安宇, 亚洲夏季风图集, 澳门: 澳门基金会, 2001.
- 18 Tao Shiyan and Chen Longxun, A review of recent research on the east Asia summer monsoon in China, *Monsoon Meteorology*, C. P. Chang and T. N. Krishnamuriti, Eds., Oxford University Press, 1987, 60~92.
- 19 毛江玉, 季节转换期间副高形态变异和季风爆发机制研究, 北京: 中国科学院大物理研究所博士学位论文, 2001.
- 20 陶诗言, 中国之暴雨, 北京: 科学出版社, 1980.

Progresses in the Study of the Climate Impacts of the Elevated Heating over the Tibetan Plateau

Wu Guoxiong, Liu Xin, Zhang Qiong, Mao Jiangyu, Liu Yimin and Li Weiping

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

Qian Yongfu

(Department of Atmospheric Sciences, Nanjing University, Nanjing 210093)

Abstract The progresses of study of the climate impacts of the Tibetan Plateau heating over the past four years are reviewed. Firstly, based on the potential vorticity (PV) equation and the theory of thermal adaptation, the mechanism for the formation and maintenance of the circulations over the Tibetan Plateau in summer are explored. Result shows the positive PV that is produced by heating near the surface is balanced by the frictional dissipation, and the negative PV that is generated by heating in the upper layers over Tibetan Plateau is balanced by the divergence of negative PV. It is further substantiated

that the sensible heating plays important roles in the seasonal transition of atmospheric circulation from winter to summer and in the Asian monsoon onset. The evolution of diabatic heating over the Tibetan Plateau causes the variation in land-sea thermal contrast, and results in the earliest breaking of the subtropical anticyclone belt and Asian monsoon onset over the eastern Bay of Bengal. The results also suggest that the spatial and temporal evolution of the vertical shear of zonal wind can better reflect the territorial differences in seasonal variability. The strong (weak) diabatic heating over the Tibetan Plateau in summer corresponds to the high (low) efficiency of the Sensible Heat driven Air Pump (SHAP) over the plateau, and result in strong (weak) divergence in the upper troposphere and convergence in the lower troposphere. Furthermore, the northeastward propagating Rossby wave train induced by the anomalous heating over the Tibetan Plateau can reach far distance areas. Therefore, the interannual variability of the diabatic heating over the Tibetan Plateau is closely correlated with that of the in-situ and north hemispheric circulations. Finally, it was reported that in summer, there exists bimodality in the longitude location of the South Asian High in the upper troposphere: the Tibetan mode and Iran mode. Such bimodality is closely associated with the thermal states of the Tibetan Plateau, and significantly affects the climate anomalies over the Asian monsoon area in summer.

Key words: heating over Tibetan Plateau; circulation maintenance; seasonal transition; interannual variability; South Asian High