

文章编号: 1000-0534(2008)01-0001-09

青藏高原的热力和动力作用对亚洲季风区环流的影响

王同美¹⁻³, 吴国雄², 万日金⁴

(1. 中国科学院 大气物理研究所 LASG, 北京 100029; 2. 中山大学 季风环境中心/大气科学系, 广东 广州 510275;
3. 中国科学院研究生院, 北京 100049; 4. 上海台风研究所, 上海 200030)

摘要: 利用 NCEP/NCAR 再分析资料, 研究了青藏高原热状况的季节变化、动力和热力作用对周围环流, 特别是对亚洲热带季风环流的影响。高原对西风带的机械作用在冬季最强, 春季次之。冬季的机械作用形成以高原为主, 南侧气旋性、北侧反气旋性的“偶极子”偏差环流, 它比传统认识的爬坡、绕流的影响范围大得多, 遍及东亚的高、低纬度。随着西风带的北移和高原总加热在 4 月由负变正, 南侧气旋性偏差环流增强并逐渐北移, 6 月形成气旋盘踞整个高原的夏季型。在高原南侧, 高原冬季偶极型、夏季加热的作用导致孟加拉湾地区常年存在印缅槽, 使得印度半岛的感热加热始终强于中南半岛, 而中南半岛上空的潜热加热大于印度半岛。印缅槽的演变存在明显的半年周期, 证明 2 月初和 8 月初的较强低压槽分别对应冬季高原最强的动力强迫和夏季高原最强的热力强迫。对低纬经向风场的分析还表明, 季风爆发前高原的热力作用尤为重要, 是导致江南春雨的形成, 亚洲季风最早在孟加拉湾东部爆发, 最后在印度半岛爆发的原因。

关键词: 青藏高原; 热力; 动力; 亚洲季风区

中图分类号: P425.4⁺2 **文献标识码:** A

1 引言

季风因海陆热力差异随季节变化而形成。在亚洲季风的形成过程中, 除欧亚大陆与太平洋、印度洋的海陆热力差异扮演重要的角色外, 青藏高原(下称高原)的存在更使得亚洲季风区成为全球最强和最为复杂的季风区。高原面积达 $240 \times 10^4 \text{ km}^2$, 占我国陆地面积的四分之一, 高原主体大部分地方海拔超过 3000 m, 直达对流层中层。如此庞大的地形冬季位于西风带中, 夏季则处在东、西风带的交界处, 对大气环流有重要影响。以高原动力和热力强迫作用为核心的高原气象学, 目前已经成为重要的天气、气候研究领域。

关于大地形机械强迫作用对大气环流和气候影响的研究早在 20 世纪 50 年代以前就有许多成果。以观测事实为基础, Yeh^[1] 发现冬季高原的阻挡使得北半球中高纬的西风带急流产生绕流分叉, 在高

原的南、北两侧各形成一支急流, 指出东亚地区大气环流的季节转换具有突发性特点, 这一特点与高原的影响有关。与此同时, Bolin^[2] 研究了北美洛基山脉对大气环流的影响作用, 指出大地形的影响是形成北半球大尺度环流型的重要原因。杨鉴初等^[3] 进一步指出东亚大槽的建立和维持, 以及平流层中阿留申高压等行星尺度准定常波的建立均与高原的动力作用有关。顾震潮^[4] 指出, 冬季环绕高原的北支和南支西风气流在下游的汇合导致了强大的东亚急流的形成。理论研究则揭示了山脉对大气环流产生作用的条件和机制^[5-6]。若干大气环流的数值模拟试验也研究了大地形机械作用在西风带槽脊分布形成中的作用^[7-8]。

20 世纪 50 年代, 叶笃正等^[9] 和 Flohn^[10] 分别发现高原在夏季是大气的热源, 高原抬升的地表对大气的季节性加热激发了亚洲季风的爆发。Yanai 等^[11-12] 指出, 高原感热加热是春季高原地区热源

收稿日期: 2007-01-22; 改回日期: 2007-07-22

基金项目: 国家重点基础研究专项经费(2006CB3607); 中国科学院创新团队国际合作伙伴计划“气候系统模式研发及应用研究”; 国家自然科学基金项目(40475027, 40221503) 共同资助

作者简介: 王同美(1973-), 女, 湖北天门人, 硕士, 讲师, 主要从事高原及季风气候学研究. E-mail: eeswtm@mail.sysu.edu.cn

产生的主要原因，并导致了春季高原南麓经向温度梯度的反向。Wu 等^[13]指出，高原的热力和机械强迫作用是导致亚洲季风爆发呈阶段性和区域性变化的一个重要因子。作为抬高的加热源，盛夏高原加热使得副热带环流表现为洲际尺度热力环流上叠合同位相高原热力环流，从而加剧东亚的夏季风暖湿气候及中亚的干热气候^[14]。关于高原隆升数值试验研究工作^[15-20]也表明，高原的存在对天气气候特别是对亚洲季风的形成有深刻的影响。

然而，大气环流的演变是受到各种尺度、各种因子共同作用的非常复杂的过程，其中的具体机制和动力学细节还有待更深入的研究。在季节变化过程中，青藏高原的动力作用和热力状况是如何演变，并影响亚洲季风区的环流？在何种程度上影响亚洲夏、冬季风的爆发？本文在资料分析的基础

上，对这些问题做进一步的研究和探讨。

2 资料选取

本文使用 NCEP/NCAR 再分析资料，资料时间长度为 1948—2002 年，包括全球 2.5°×2.5° 经纬度格点逐日等压面环流资料(温、压、湿、风场等)和高斯网格逐日地面感热、潜热通量资料，以及等面逐月加热率资料。其中气候平均态取 1968—1997 年共 30 年的平均代替。

NCEP/NCAR 再分析的环流资料主要由观测数值决定，对同化模式的依赖较小。而地面通量和加热率资料属于 C 类资料，是同化模式根据基本要素观测场计算所得，在利用这类资料时必须注意它的可用性和适用性。宋敏红等^[21]通过和实测值对比发现，NCEP 再分析高原地区地面热通量资料能



图 1 气候平均(1968—1997 年) 27.5°~37.5°N 纬带平均的表面潜热通量(a)和感热通量(b)的逐候演变(单位: $W \cdot m^{-2}$)

图下部为相应经度上的地形高度, 单位: km

Fig. 1 The time-longitude cross-section of the surface latent heat flux (a) and sensible heat flux (b) averaged of climate mean over 27.5°~37.5°N in 1968—1997. Unit: $W \cdot m^{-2}$.

The topographic high (km) averaged over the same zonal belt is showed at bottom

较好地反映该区热源强度的年及年际变化特征，是可用的。Duan 等^[22]比较 NCEP/NCAR 和基于 AMS 观测的地面热通量资料结果发现，这两类资料还是比较接近的。考虑到一套同化资料体系加热率资料和其它物理量场之间的动力一致性比较适合于对机制的分析，并且从大范围平均和气候平均的角度出发，从季节变化尺度研究高原热状况对环流的影响，对 NCEP/NCAR 热通量和加热率资料的定性气候分析结果是可信的。

3 高原热力状况的季节变化

3.1 高原地面感热和潜热通量

地表感热和潜热通量反映了高原与大气之间相互作用的状况，其中感热通量反映地表对大气的直接加热，潜热通量反映地表对大气的水汽输送。对高原所在纬带平均的地面感热和潜热通量作时间演变(图 1)。从图 1 可见，3 月下旬和 10 月初，沿亚洲东岸，无论是感热通量还是潜热通量，都出现了海陆热力差异的两次反转。此外，高原地区与其它区域亦存在明显的区别，图 1a 显示，冬半年潜热通量中心位于西太平洋，夏季则位于东亚大陆，同时位于季风区的高原地带也有较大的潜热通量，在高原西部有 $> 100 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 的中心出现，与之对应，夏季高原西南麓有较大的降水。感热通量的演变(图 1b)显示，以 90°E 为中心，东西各约 12° 的经度内，抬高到 3 km 以上的高原地面冬季冷源最强在 12 月底；春季东部首先开始有较大的感热通量，4 月第 3 候有一个明显的跃升过程，整个高原区域出现 $> 50 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 的感热通量；5 月和 6 月大值通量维持，7 月开始由于雨季的到来，高原东西部地区

都有所减弱，直到 10 月底迅速转变为冷源。

从图 1b 还发现，季风爆发前高原西侧伊朗高原上的感热通量比青藏高原的更大。图 2 是 5 月的地表感热通量。由图可见，高原西侧伊朗及西南侧的印度半岛以及东亚沿 40°N 地区均有超过 $100 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 的感热加热。这些大范围的春季陆面感热加热肯定会改变海—陆—气耦合陆面过程而对季节变化施加影响，需要深入的研究。

对垂直速度的分析发现(图略)，这些地区的感热加热均发生在较低的高度上。在伊朗高原上空的上升运动仅达到 600 hPa 高度，以上则为下沉运动，是造成北非干旱的原因之一。而高原上尽管感热加热量值低于伊朗高原，但因加热发生在 3000 m 以上的高度，使得高原上对流层中上层温度高于周围地区，低层空气向高原辐合及上升，并在高层向周围辐散，对周边环流有明显影响。因此本文集中讨论青藏高原的抬升加热效应。

3.2 高原上空不同性质大气加热的垂直分布及其季节变化

夏季高原作为一个强大热源影响周围大气甚至亚洲气候格局已成为人们的共识。文献[23]对 10 年平均过渡季节的逐日加热计算则表明，高原的总加热在 4 月 10 日左右由负变正。NCEP 加热率资料显示，高原区域垂直积分的总加热率(图略)在 4~9 月为正值，7 月最大，10 月至早春 3 月为负，12 月最小。图 3 为 1 月、4 月、7 月和 10 月高原区域月平均加热率的垂直分布。冬季的高原加热表现为冷源，3 月低层由于地面感热增强开始出现正的加热(图略)，4 月积分的总加热转为热源主要是因

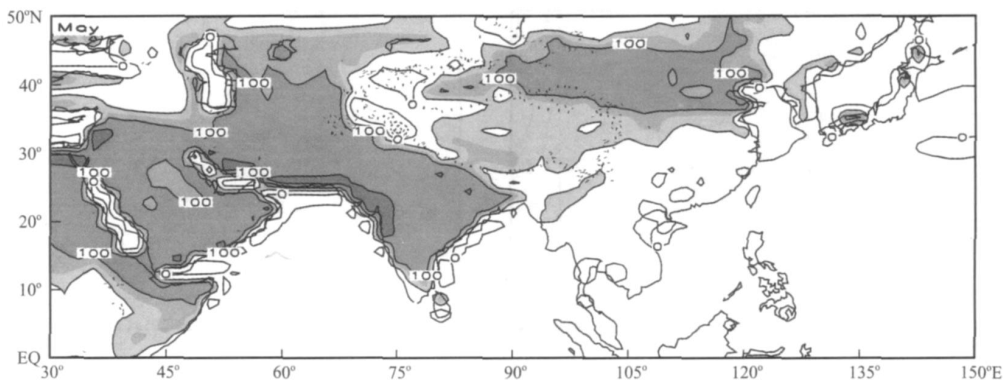


图 2 气候平均 5 月地表感热通量分布(单位: $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$)

粗虚线为地形超过 3000 m 范围

Fig. 2 Distribution of surface sensitive heat flux of climate mean in May. Unit: $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$.

The area circled by the thick dotted line is 3000 m above sea level

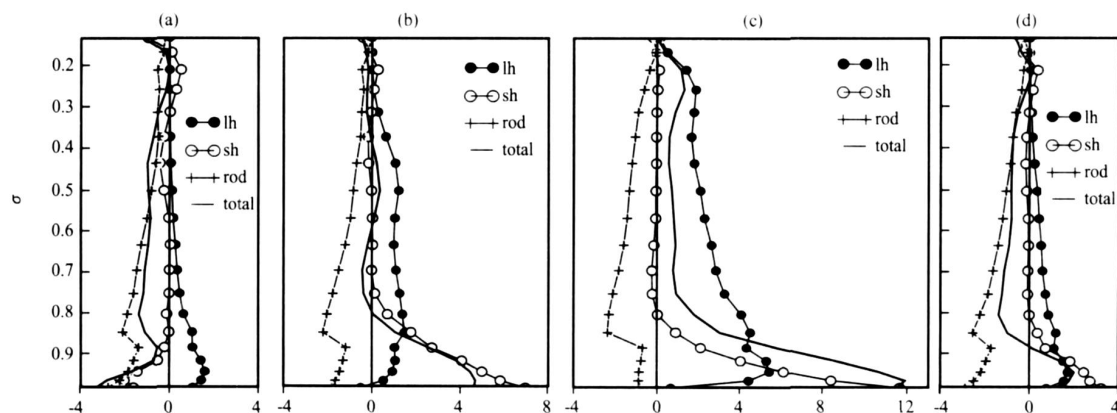


图3 高原区域(80°~100°E, 27.5°~37.5°N)平均的非绝热加热率垂直廓线(单位: K/d)
lh: 潜热加热, sh: 感热加热, rad: 辐射冷却, total: 总的非绝热加热
(a) 1月, (b) 4月, (c) 7月, (d) 10月

Fig. 3 Vertical profiles of diabatic heating averaged over Tibetan Plateau (80°~100°E, 27.5°~37.5°N). Unit: K/d. (a) January, (b) April, (c) July, (d) October

为低层感热的迅速增长, 感热在6~8月均维持较大值, 季风爆发后潜热加热作用也显著增强, 在7月达最大, 积分的总加热也在7月出现峰值, 是感热和潜热释放共同作用的结果。夏季的潜热加热最大, 高度偏低, 在500 hPa左右。这和Fu等^[24] TRMM资料分析的结果相近。10月的状况与3月类似, 只有低层因感热加热为弱的正加热。

4 高原对亚洲季风区环流的影响

4.1 对低层西风基本气流季节演变的影响

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, 吴国雄等^[8]的研究证明, 存在一个理论地形临界高度 H_c , 如果山脉高于气流的高度 $h < H_c$, 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1 km, 因此在夏季季风爆发前, 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。

图4是冬、夏季高原周围纬向偏差流场和位温的分布。冬季(12月~2月), 因高原对西风气流的阻挡、分流、绕流, 大地形在西风带中对大气施加向西的力矩, 因此, 偏差风场主要表现为以高原对称的、南侧气旋及北侧反气旋的高原“偶极子”环流型(TP - Dipole Mode)。流线在位于中国东部的“东极点”辐合流入, 在位于中东地区的“西极点”辐散流出。一般来说, 冬季中高纬地区西风带气温在大陆东岸较低, 有低温槽的存在, 由于TP - 偶极型的存在, 位于高纬的反气旋偏差环流致使高原西

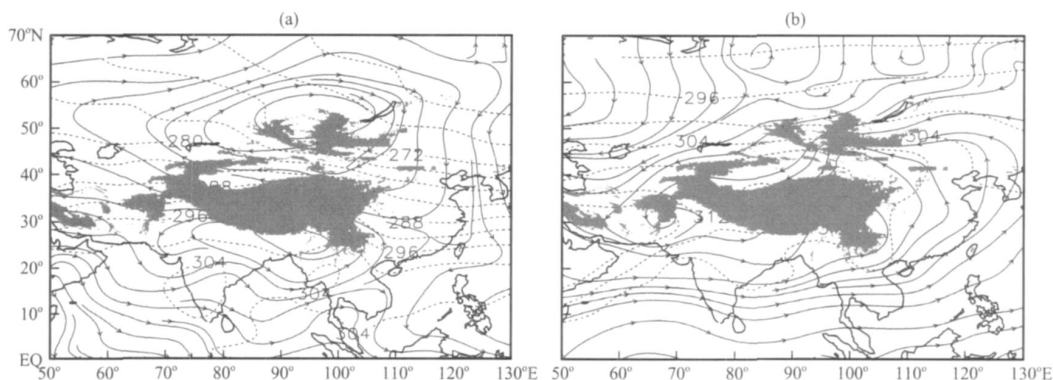


图4 (a)冬(DJF)、(b)夏(JJA)季850 hPa纬向偏差流场和位温(等值虚线, 单位: K)
阴影区为地形超过1.5 km

Fig. 4 850 hPa zonal deviation stream and potential temperature (dashed line, unit: K)
(a) in winter (DJF) and (b) summer (JJA). The shaded area is 1.5 km above sea level

侧有定常暖平流向北输送,而东侧为定常冷平流向南输送,以至于位温场的西(130°E)、东(50°E)两侧在40°N有10K的温差,而50°N位温差达14K,加强了大陆作用的低温槽。这种温度平流的输送也是东亚大槽维持的重要原因。同时,低纬的气旋性偏差环流在西侧将北方干冷空气向南亚输送,而东侧则将暖湿空气向北输送到中印半岛和华南地区,在季风爆发前,对印度半岛干季的延长和江南春雨^[25]的维持有非常重要的作用。夏季(6~8月)因强大的高原加热,偏差流场在副热带地区形成环绕整个高原的气旋性环流,气流向高原辐合。夏季的高原是一个非常重要的涡旋发生地,低涡东移可引起长江流域的暴雨^[26]。

图4的偏差环流显然还包含了大尺度海陆热力差异的影响,但是比较数值试验^[27]的结果发现,控制试验(看作实际状况)与将欧亚地形高度设为零的试验(有大尺度海陆热力差异但无高原地形)的差异,基本上与图4相似,也就是说,形成类似于图4的这种差异环流形势,高原的作用(冬季绕流和夏季加热)才是其中的主要因素。

从差异流场的逐月演变(图略)还可以看到,一直到3月,冬季以高原为中心对称的“偶极子”流型都非常明显。随着西风带北移、减弱,高原对西风带做功也减弱,北侧的反气旋偏差环流向北向西移动、收缩,南侧气旋则向北推进;6月热力低涡包围高原并加强,环流转换为夏季形势;9月开始北侧反气旋性环流再次出现在55°N附近;10月明显加强、南扩;11月南侧气旋南移,之后再转为冬季的偶极子型。在平均基本流的背景下,这种偏差环流的季节演变也反映了高原动力和热力作用随季节的变化,高原的动力作用对环流的影响主要发生在冬季,春季次之,夏季最弱,与高原加热作用演变正好相反。

4.2 对南侧中低纬环流季节演变的影响

4.2.1 对印缅槽的影响

上述分析表明,高原的动力作用和加热作用在不同时期,都有利于其南部地区形成气旋性低槽形势。以500 hPa上80°~100°E,15°~20°N区域平均位势高度减5800 gpm定义印缅槽指数;取850 hPa层(65°~70°E,27.5°~37.5°N)/(105°~110°E,27.5°~37.5°N)处的散度代表气流在西/东极点的流出/入,二者之差定义为“偶极子”型指数(DMI),反映高原动力作用的强弱;以500~300 hPa高原区域(80°~100°E,27.5°~37.5°N)平均温

度代表高原上空热力状况,图5是三者的年变化曲线。可见,印缅槽在两个极低指数点(强槽)分别对应高原的强动力和强加热作用:2月初的强低槽对应DMI的极大值,与冬季对西风带的强动力作用有关(动力低槽);而7月到8月初的最低值则和高原上空500~300 hPa平均的温度最高相对应,是因夏季高原强大的加热引起的(热力低槽)。一年中印缅槽的两个高指数(弱槽)发生在4月第4候和10月第5候,为过渡季节阶段。印缅槽半年周期在对流层低层其它层次也很明显(图略),但因冬季低层印缅槽强度受南亚次尺度地形和热力作用的影响明显^[28],变化不像500 hPa层这样出现冬夏季对称的形势。这种半年周期正好与高原的动力作用和热力强迫作用的此消彼涨相对应。

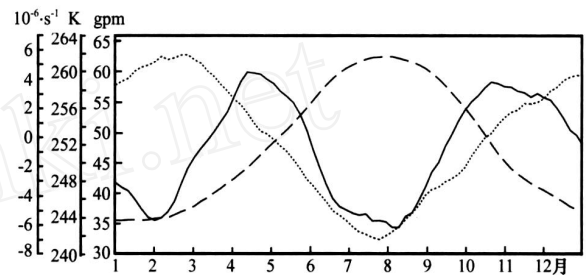


图5 气候平均500 hPa印缅槽指数(实线)、高原上500~300 hPa平均气温(虚线)和DMI(点线)的年变化

Fig. 5 Annual variation of the index of Indian-Burma trough on 500 hPa (solid line), mean temperature over Tibetan Plateau (TP) on 500~300 hPa (dashed line) and DMI (dotted line) of climate mean

图6a为1948—2002年2月印缅槽指数与高原“偶极子”指数DMI的标准化距平分布,二者呈现负相关,相关系数达-0.271;7月印缅槽指数与高原上对流层中上层平均气温的距平分布见图6b,两者相关为-0.279,均超过95%置信度检验,相关显著,进一步证明印缅槽的两个低值区是由高原的动力和热力作用引起。

4.2.2 对中低纬低层环流的作用

图7是850 hPa(20°~25°N)平均经向偏差风的季节演变,体现了高原的动力和热力作用,以及次大陆尺度热力作用综合影响的演变过程。首先冬季高原强的动力作用在92°E附近形成一个强的西风槽 T_A ,与此同时,冬季南亚次大陆上逐渐增强的感热加热也在印度半岛西部70°E形成气旋性环流和低槽 T_B ;中南半岛感热形成的槽较弱,在高原动

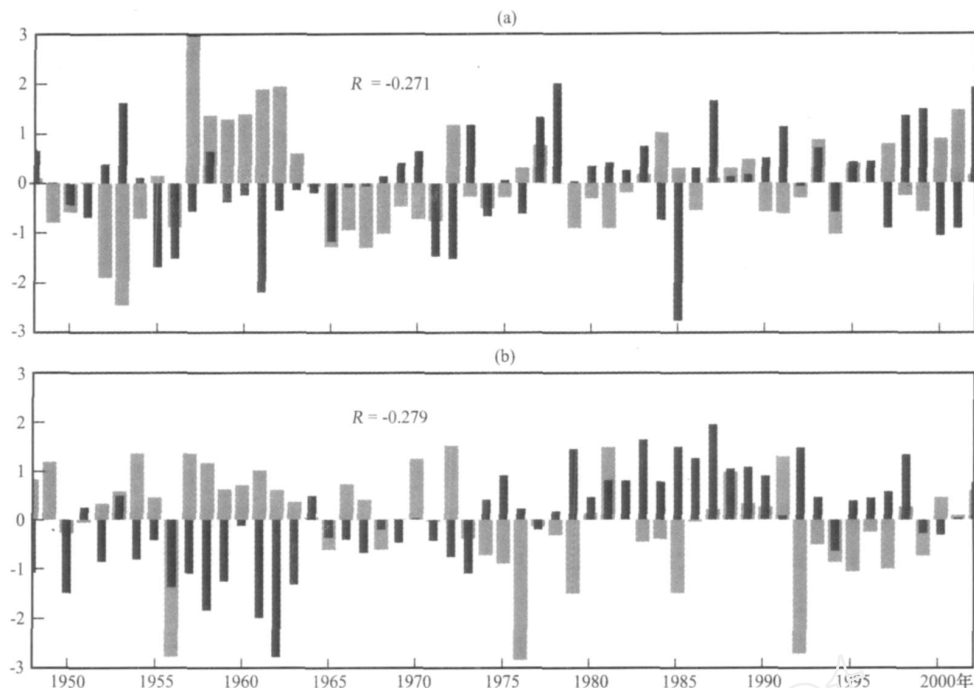


图 6 (a) 1948—2002 年 2 月印缅槽指数 (深色柱) 与 DMI 的标准化距平, (b) 1948—2002 年 7 月印缅槽指数 (深色柱) 和 500 ~ 300 hPa 高原区域平均气温标准化距平
 Fig 6 (a) the standard anomaly of index of Indian-Burma trough (black bar) and DMI in February from 1948 to 2002, (b) The standard anomaly of index of Indian-Burma trough (black bar) and mean temperature over TP on 500 ~ 300 hPa in July from 1948 to 2002

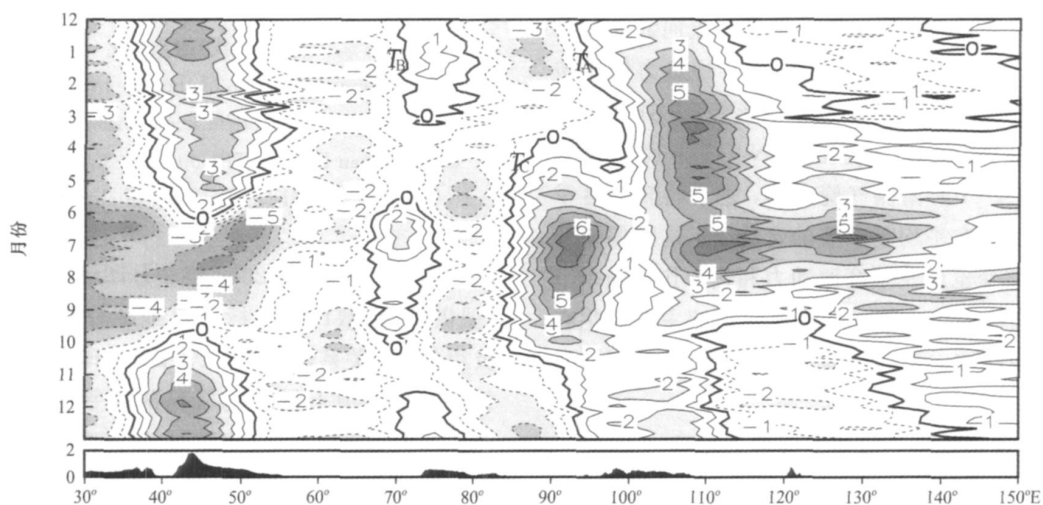


图 7 850 hPa 气候平均 20°~25°N 纬带经向风纬向偏差的逐候演变 (单位: $m \cdot s^{-1}$)
 Fig. 7 Time evolutions of pentad zonal deviation of meridional wind averaged of climate mean on 850 hPa over 20°~25°N. Unit: $m \cdot s^{-1}$

力作用形成的南风区, 与高原动力槽重合。春季, 高原西侧印度半岛感热槽 T_B 维持, 东侧则因高原动力作用逐渐减弱, 以及春季中南半岛感热和潜热释放的热力作用, 使得原本位于 92°E 处的槽 T_A 逐渐东移。随着 4 月高原总加热的迅速增长并由负转

正, 南侧低槽 T_C 在 83°E 附近建立。其强度随着季节增暖而增强。槽前的西南风将孟加拉湾的暖湿气流源源不断地推向中南半岛和我国华南地区, 从而维持了江南春雨; 并导致亚洲季风首先在 BOB 爆发。而槽后的西北辐散下沉气流则抑制了印度半岛

的对流，促进感热加热进一步增长，使高原西南侧径向温度梯度维持南高北低的状态，从而使印度季风最晚爆发。 T_c 热力环流槽则一直维持到9月底，10月后随着高原加热的减小和绕流的逐渐加强，槽线又退回到92°E附近。

由此可见，高原南侧冬季存在动力作用的气旋性环流，春季逐渐减小但高原加热随之出现，使气旋性环流加深，范围更大，直至环流转变为夏季型，加热作用也达到最大。这种动力和加热的连续作用使得对流层中层以下的高原东南侧(大约90°~110°E, 15°~25°N)的区域几乎全年处于槽前，有偏南风的存在。这样的环流形势有利于高原东南侧的水汽输送，对江南春雨的形成，BOB季风的最先爆发，以及其后东亚季风的向北推进起了重要的作用。

4.2.3 对春季南亚次大陆低纬各层环流影响

图8是沿15°N所作的3月份平均经向风的垂直剖面图。由图可见，对流层上层，100~400 hPa的环流与大尺度的海陆热力差异密切相关。热带季风区上空因位于副热带太平洋面上空反气旋西侧，表现为大范围南风区；600~400 hPa，在50°~130°E范围内，以90°E为界，呈现东侧南风西侧北风的形势，体现了高原大尺度的动力/热力的作用对低纬对流层的影响，东侧南风略大，且在中印半岛上空呈现高低空的不均匀，与大尺度环流和中印半岛上的次尺度潜热加热有关。在600 hPa以下的对流层低层，印度半岛上空由于较强的感热加热作用(图略)，形成近地面气旋、800~600 hPa层反气旋型的上下反相的局地环流型。而位于相同纬度的中南半岛上空则没有这么明显的次尺度海陆差异造成

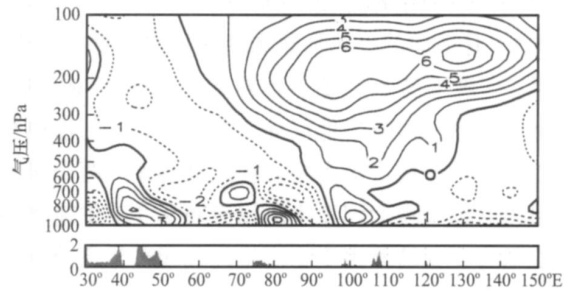


图8 气候平均3月沿15°N经向风的垂直剖面(单位: $m \cdot s^{-1}$)

Fig. 8 Vertical profile of meridional wind of climate mean along 15°N in March. Unit: $m \cdot s^{-1}$

的环流。从图4可见，高原对南侧低纬环流的作用影响了两个半岛的热力状况，使二者造成的次级海陆热力差异有明显的不同，而且中印半岛距离高原比印度半岛要近，位于高原动力(和热力)槽前较强的南风区，其近地面气旋性环流的槽线与高原动力(和热力)造成的槽重合；还因为地面感热加热不如印度半岛强，对流层低层没有出现明显的局地反气旋性环流，其对环流的影响仅表现在槽线随高度向西倾斜。

5 高原对热带地区热状况的影响

高原对低纬度环流的影响，使得南部低纬地区，以90°E为界的东、西两侧始终分别位于南风、北风的偏差环流下，因此热带地区除存在明显的海陆热力差异外，同一纬度、分别位于高原东南和西南的次尺度陆地之间也有明显的热力差异。图9是1月、4月、7月和10月印度半岛(75°~80°E, 10°~

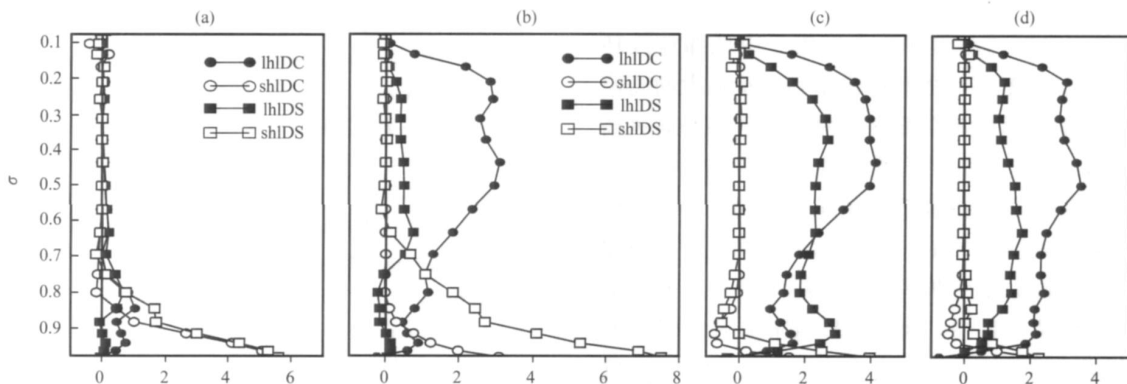


图9 印度半岛和中南半岛平均的非绝热加热垂直廓线(单位: K/d)

lhlDC/shlDC: 中南半岛潜热/感热, lhlDS/shlDS: 印度半岛潜热/感热, (a) 1月, (b) 4月, (c) 7月, (d) 10月

Fig. 9 Vertical profiles of latent/sensible heating rate averaged over Indochina Peninsula, and Indian Peninsula. Unit: K/d . (a) January, (b) April, (c) July, (d) October

20°N 平均)和中印半岛(100°~110°E, 10°~20°N 平均)上月平均的感热加热和潜热加热的垂直廓线。可见,印度半岛上空感热加热始终强于中南半岛,除盛夏季节的对流层低层外,中南半岛上的潜热加热总是大于印度半岛上空,特别是春季,两个半岛的热力状况表现为印度半岛以感热为主,中南半岛以潜热为主。这是由于中南半岛和印度半岛分别处于高原影响形成的槽前偏西南风和槽后偏西北气流中,偏西北辐散下沉气流使印度半岛天气晴好,地面太阳辐射感热强;而西南风暖湿气流则更有利于中南半岛上空的对流发展。

6 结论与讨论

本文主要分析了高原的动力和热力强迫作用对周围环流的影响及其年变化。通过对比分析不同季节、不同区域不同层次上的环流、加热场变化,揭示高原的动力和热力强迫对亚洲季风区大气环流作用的机理,得到如下结论:

(1) 高原上垂直积分的总加热每年有两次冷、热源的转换:冬季冷源,4月转为正的加热,夏季热源,10月又转为负。加热率的垂直廓线表明,3月低层由于地面感热增强开始出现正的加热;4月的总加热转为热源主要是因为低层感热的迅速增加。

(2) 高原的动力作用在冬季的对流层中、低层表现明显,使得高原周围形成以高原为轴,南侧气旋、北侧反气旋的“偶极子”偏差环流,对周围环流和气候产生重要影响。这种影响与纯粹的爬坡、绕流不同,其范围遍及东亚高、低纬地区。夏季的热力作用使高原周围形成一个包围整个高原的气旋性偏差环流。

(3) 高原的动力和热力作用对中低纬地区环流影响明显。冬季的强动力作用和夏季强大的高原加热与印缅槽指数相关显著。对低纬低层经向风场的分析还表明,高原热力作用在夏季最强,但在季风爆发前的表面感热加热作用尤为突出,对冬夏环流型的转变有重要影响。冬季动力和春、夏季的加热作用,使高原东南侧区域的低层几乎全年处于槽前,有偏南风的存在,这样的环流形势有利于高原东南侧的水汽输送,对江南春雨的形成,BOB季风的最先爆发,以及其后东亚季风的向北推进起到了重要的作用。

(4) 高原对环流的作用也直接影响到南亚次大陆的热力状况,使得印度半岛上空感热加热始终

强于中南半岛,而除盛夏季节的对流层低层外,中南半岛上空潜热加热总是大于印度半岛上空。

以上结论基本上是基于气候平均资料的分析。而影响实际大气和地表热力状况的因子很多,高原对季风区环流的影响也复杂多变,因此下一步的研究还应该从年际变化的角度,从对异常年的分析入手做更加深入的探讨,以验证各种作用的机理。

致谢:对刘屹岷博士、段安民博士和梁潇云博士在研究期间给予的讨论和鼓励表示感谢。

参考文献

- [1] Yeh T C. The circulation of the high troposphere over China in the winter of 1945 - 1946[J]. *Tellus*, 1950, 2(3): 173 - 183
- [2] Bolin B. On the influence of the earth's orography on the general character of the westerlies[J]. *Tellus*, 1950, 2(3): 184 - 195
- [3] 杨鉴初等. 西藏高原气象学[M]. 北京: 科学出版社, 1960
- [4] 顾震潮. 西藏高原对东亚大气环流的动力影响和它的重要性[J]. *中国科学*, 1951, 2: 283 - 303
- [5] Queney P. The problem of air flow over mountains: A summary of theoretical studies[J]. *Bull Amer Meteor Soc*, 1948, 29: 16 - 29
- [6] Wu Guoxiong. The nonlinear response of the atmosphere to large-scale mechanical and thermal forcing[J]. *J Atmos Sci*, 1984, 41: 2456 - 2476
- [7] Charney J G, A Eliassen. A numerical method for predicting in the perturbation of the middle latitude westerlies[J]. *Tellus*, 1949, 1: 38 - 55
- [8] Wu Guoxiong, Zhu Baozhen, Gao Dengyi. The impact of Tibetan Plateau on local and regional climate[M]. From *Atmospheric Circulation to Global Change*. Ed. By the Institute of Atmospheric Physics, CAS, China Meteor Press, 1996: 425 - 440
- [9] 叶笃正, 罗四维, 朱抱真. 西藏高原及其附近的流场结构和对流层大气的热量平衡[J]. *气象学报*, 1957, 28(1): 108 - 121
- [10] Flohn H. Large-scale aspects of the summer monsoon in south and east Asia[J]. *J Meteor Soc Japan*, 1957, 75: 180 - 186
- [11] Luo Huibang, M Yanai. 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[J]. *Mon Wea Rev*, 1983, 111: 922 - 944
- [12] Luo Huibang, M Yanai. 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[J]. *Mon Wea Rev*, 1984, 112: 966 - 989
- [13] Wu G X, Zhang Y S. Tibetan plateau forcing and the timing of the monsoon onset over south Asia and the south China sea[J]. *Mon Wea Rev*, 1998, 126: 913 - 927
- [14] 吴国雄, 毛江玉, 段安民, 等. 青藏高原影响亚洲夏季气候研究的最新进展[J]. *气象学报*, 2004, 62(5): 528 - 540

- [15] Hahn D G, S Manabe. The role of mountains in the south Asian monsoon circulation[J]. *J Atmos Sci*, 1975, 32: 1515 - 1541
- [16] 吴池胜, 王安宇. 青藏高原隆起对亚洲夏季风形成作用的数值试验[J]. *高原气象*, 1995, 14(4): 425 - 433
- [17] 吴爱明, 倪允琪. 青藏高原对亚洲季风平均环流影响的数值试验[J]. *高原气象*, 1997, 16(2): 153 - 164
- [18] 刘晓东. 青藏高原隆升对亚洲季风形成和全球气候与环境变化的影响[J]. *高原气象*, 1999, 18(3): 321 - 332
- [19] 郑庆林, 王三杉, 张朝林, 等. 青藏高原动力和热力作用对热带大气环流影响的数值研究[J]. *高原气象*, 2001, 20(1): 14 - 21
- [20] 梁潇云, 刘屹岷, 吴国雄. 青藏高原隆升对春、夏季亚洲大气环流的影响[J]. *高原气象*, 2005, 24(6): 837 - 845
- [21] 宋敏红, 吴统文, 钱正安. 高原地区 NCEP 热通量再分析资料的检验及在夏季降水预测中的应用[J]. *高原气象*, 2000, 19(4): 467 - 475
- [22] Duan A M, G X Wu. Role of the Tibetan Plateau thermal forcing in the summer climate patterns over subtropical Asia[J]. *Climate Dynamics*, 2005, 24, 793 - 807
- [23] 吴国雄, 刘新, 张琼, 等. 青藏高原抬升加热气候效应的新进展[J]. *气候与环境研究*, 2002, 7(2): 184 - 201
- [24] Yunfei Fu, Guosheng Liu, Guoxiong Wu, et al. Tower mast of precipitation over the central Tibetan Plateau summer[J]. *Geophy Res Lett*, 2006, VOL. 33, L05802, doi: 10. 1029/2005GL024713
- [25] 万日金, 吴国雄. 江南春雨的气候成因机制研究[J]. *中国科学(D 辑地球科学)*, 2006, 36(10): 936 - 950
- [26] 陶诗言. 中国之暴雨[M]. 北京: 气象出版社, 1980: 225
- [27] 吴国雄, 王军, 刘新, 等. 欧亚地形对不同季节大气环流影响的数值模拟研究[J]. *气象学报*, 2005, 63(5): 603 - 612
- [28] 王同美, 吴国雄. 南亚海陆热力差异及其对热带季风区环流的影响[J]. *热带气象学报(待发表)*

Influence of the Mechanical and Thermal Forcing of Tibetan Plateau on the Circulation of the Asian Summer Monsoon Area

WANG Tong-mei¹⁻³, WU Guo-xiong², WAN Ri-jin⁴

(1. LASG, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China;

2. CMER, Department of Atmospheric Sciences, Zhongshan University, Guangzhou 510275, China;

3. Graduate School of the Chinese Academy of Science, Beijing 100039, China;

4. Shanghai Typhoon Institute, China Meteorological Administration, Shanghai 200030, China)

Abstract : The NCEP/NCAR reanalysis data were used to study the seasonal variation of thermal condition over Tibetan Plateau (TP), and its mechanical and thermal forcing on the atmospheric circulation over the surrounding regions, particularly for the tropical Asian monsoon circulation. Results show that the TP mechanical effects on the circulation, is the strongest in winter, get reduced in spring. The mechanical forcing result in a winter pattern of lower atmosphere deviation circulation, characterized by the cyclonic/anticyclonic circulations over the south/north of the TP, which is called the "TP Dipole Mode". Following northward shift of the westerly and transition of total heating of TP from negative to positive in April, the cyclonic deflection circulation in the southern TP becomes stronger and moves northward gradually, and becomes a typical summer cyclonic circulation patterns over the whole TP in June. To the southern TP, the TP mechanical and thermal forcing result in Indian-Burma trough all the time over the Bay of Bengal, and thus, lead to a stronger sensible heating on the Indian Peninsula than that over the Indochina Peninsula, and a stronger latent heating on the Indochina Peninsula than that on the Indochina Peninsula. The variation of Indian-Burma trough exhibits a semi-annual periodic feature. The maximum strength of Indian-Burma trough in the early February and August correspond to the strongest of the winter mechanical and summer thermal forcing, respectively. The analysis of the tropical meridian wind shows that the TP thermal forcing before the monsoon onset is very important, particularly for the persistent rainfall in early spring in South China, and occurrence of the earliest Asian monsoon onset in the eastern of the Bay of the Bengal and the latest in the Indian Peninsula.

Key words : Tibetan Plateau; Thermal forcing; Mechanical forcing; Asian monsoon area