

# 青藏高原热源异常对1999年东亚 夏季风异常活动的影响\*

孙颖 丁一汇

(国家气候中心, 北京 100081)

**摘要** 以1999年青藏高原的热源异常为出发点, 讨论了其对东亚夏季风异常活动的影响, 并从陆气相互作用的角度分析了该年热源异常的原因。结果表明, 1999年青藏高原大气热源建立的时间明显偏晚, 春夏季热源强度异常偏弱。这使得向高原的低层流入气流明显偏弱, 垂直上升运动减弱, 向高原的辐合减少, 季风经圈环流变弱, 高原南侧、东南侧的西南夏季风减弱, 引起了夏季风的爆发偏晚及在中国东部北进的偏弱。而进一步对热源异常成因的分析表明, 陆面因子的异常变化所引起的感热加热偏弱是热源偏弱的主要因子。高原积雪的减幅在春夏季变小, 地表温度的增加变慢, 地表温度偏低, 引起了感热加热在春夏季的偏弱, 进而导致了热源异常。

**关键词:** 青藏高原; 热源; 感热通量; 东亚夏季风

## 1 引言

在东亚夏季风的建立和维持中, 海陆热力差异被认为是驱动季风环流的主要机制, 而青藏高原作为一个抬升热源在夏季风爆发中所起的热力作用一直被气象学家所重视。早在20世纪50年代, 叶笃正等<sup>[1]</sup>就讨论过青藏高原对东亚大气环流的影响, 指出高原在夏季是一热源, 而在冬季可能是一热汇。Flohn<sup>[2]</sup>指出高原抬升表面的季节性加热及其所导致的35°N以南的温度梯度及气压梯度的翻转触发了东亚大尺度环流的改变及印度季风的爆发。叶笃正和高由禧<sup>[3]</sup>估计了高原上月平均的大气热源, 指出高原最强加热在6月, 而西部具有较大的感热通量。随后, Nitta<sup>[4]</sup>、罗汇邦和Yanai<sup>[5,6]</sup>、贺海晏等<sup>[7]</sup>使用FGGE-IIb (First Global Atmospheric Research Program (GARP) Global Experiment Level II-b) 的资料显示了东南亚季风和亚洲季风的持续爆发与对流层上层大气的两次增暖及其所导致的经向温度梯度的反转所存在的密切关系。Yanai等<sup>[8]</sup>综合了FGGE-IIb和QXPME-79 (Qinghai-Xizang Plateau Meteorology Experiment in 1979) 的资料, 进一步指出亚洲地区季风的爆发是高原诱发的垂直环流与向北推进的主要降水带相联的环流相互作用的结果, 而这一热力垂直环流是被高原抬升表面的加热与周围大气的辐射冷却所形成的水平温度差所维持的。Li和Yanai<sup>[9]</sup>讨论了视热源和视水汽汇的季节变化, 指出感热加热对高原热源维持的重要作用, 证实了以前的分析结果。而最近吴国雄等<sup>[10]</sup>的研究把季风系统作为海-陆-气相互作用的系统, 强调了高原地表

2000-12-01收到, 2001-08-08收到再改稿

\* 国家重点基础研究发展规划项目G1998040900和国家攀登计划A“南海季风试验研究”共同资助

感热通量对大气温度场及大气环流季节变化的重要作用, Ueda 等<sup>[11]</sup>则认为高原及其围上层大气温度差异的转向是诱发东南亚夏季风爆发的最重要因子。

由此可见, 这些工作都表明青藏高原对亚洲夏季风的建立和维持产生了重要作用。但是, 有关高原热源年际变异及这种变异对夏季风异常影响的分析并不多见, 而这种年际变异的原因及其与高原陆面特征的联系, 以及随后通过何种机制对季风产生影响的研究都对季风的预测有着重要意义。因此, 本文将针对上述问题进行初步的研究。文中对夏季风异常年份的选取以丁一汇和孙颖<sup>[12]</sup>的分析为基础, 他们指出, 1999 年夏季风活动具有明显的异常, 南海夏季风全面爆发的时间为 5 月 6 候, 比气候意义下的爆发时间 5 月 4 候偏晚, 而季风在中国东部的北进明显偏弱, 仅到了 32°N, 比季风北进的正常位置 45°N 偏南了 10°左右。因此, 我们将以 1999 年为例, 讨论高原的热源异常及其对东亚夏季风的影响。

## 2 资料和计算方法

本文主要采用了 NCEP/NCAR 的再分析资料, 资料长度为 1979 年 1 月~1999 年 12 月。其中高空资料(水平风场、温度场、垂直运动场、位势高度场)的分辨率为 2.5°×2.5°, 地面资料(感热通量、地表温度、土壤湿度、降水率)为高斯网格点。高原积雪资料为 NOAA/NCDC 提供的 SSM/I 卫星资料, 分辨率为 1°×1°, 资料长度为 1987 年 7 月~1999 年 12 月, 其中 1991 年全年资料缺测。

文中大气热源和水汽汇的计算方案如下<sup>[13]</sup>:

$$Q_1 = c_p \left[ \frac{\partial T}{\partial t} + v \cdot \nabla T + \left( \frac{p}{p_0} \right)^\kappa \omega \frac{\partial \theta}{\partial p} \right],$$

$$Q_2 = -L \left( \frac{\partial q}{\partial t} + v \cdot \nabla q + \omega \frac{\partial \theta}{\partial p} \right).$$

将上式垂直积分可得

$$\langle Q_1 \rangle = \frac{1}{g} \int_{300}^{p_s} Q_1 dp = LP + Q_s + \langle Q_R \rangle,$$

$$\langle Q_2 \rangle = \frac{1}{g} \int_{300}^{p_s} Q_2 dp = L(P - E_s),$$

式中  $\kappa = R/c_p$ ,  $R$  和  $c_p$  分别为气体常数和干空气定压比热,  $\theta$  为位温,  $q$  为比湿,  $P$  为降水率,  $Q_s$  和  $E_s$  为地面感热和潜热输送,  $\langle Q_R \rangle$  为辐射加热(冷却)的垂直积分。

## 3 1999 年青藏高原大气热源的异常

采用 Yanai<sup>[13]</sup>的方案计算了高原(27.5~37.5°N, 80~100°E) 3~8 月垂直积分的大气热源  $Q_1$  和水汽汇  $Q_2$ , 以 1990~1999 年共 10 年的平均值作为气候平均, 并与 1999 年进行比较, 结果见图 1。从热源的演变情况来看(图 1a), 气候平均状态下(图中虚线), 3 月底大气开始转为热源, 随后逐渐加强, 于 6 月达到最高值, 以后逐渐减

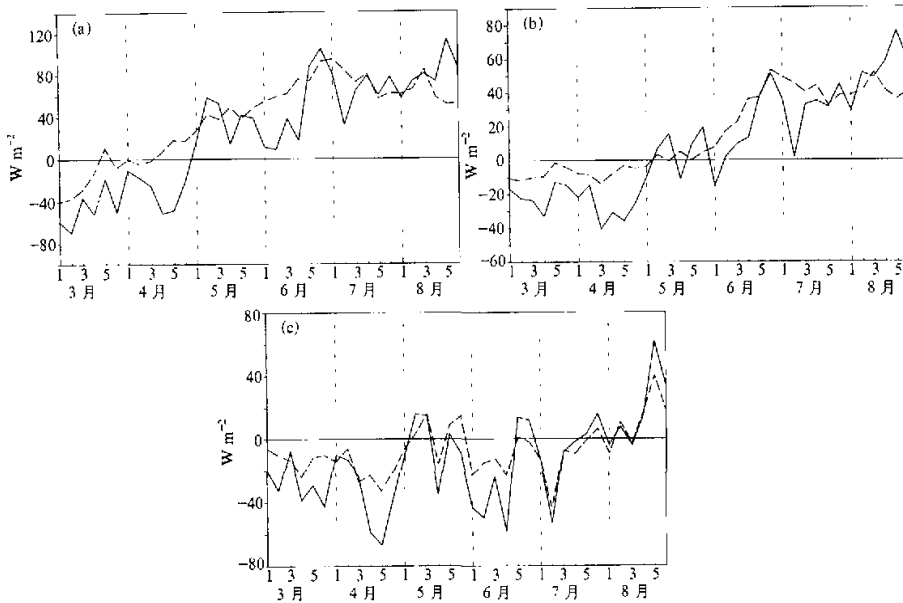


图1 青藏高原(27.5~37.5°N, 80~100°E)上空垂直积分的大气热源(a)、水汽汇(b)以及大气热源和水汽汇距平(c)的逐候演变(单位:  $W m^{-2}$ )

(a)、(b)实线为1999年,虚线为1990~1999年的平均值;(c)实线为大气热源,虚线为水汽汇

弱。这一演变趋势与以前的分析一致<sup>[1,6,14,15]</sup>,但由于各个计算方案的不同,热源的强度有些差异。而1999年的情形则显示了较大的异常,大气在3、4月一直是冷源,强度异常偏弱,从4月底开始转为热源后,一直到7月中旬,热源强度都显著偏弱。此后从7月底到8月,强度大致与气候平均值接近。因此,总的来说,1999年高原大气的热源强度是显著偏弱的,尤其在春末夏初时期。

从水汽汇的演变来看(图1b),气候意义下,5月以前, $Q_2$ 为负值,表明这一时期降水很少,而蒸发较强。从5月以后, $Q_2$ 开始转为正值,并逐渐增加,在6~8月间达到 $50 W m^{-2}$ 左右,表明高原雨季的开始使得降水明显强于蒸发。而1999年 $Q_2$ 值则与气候平均差别较大,最显著的特征是 $Q_2$ 明显偏弱,尤其在3~4月和6~7月,说明夏季期间高原上空的降水较之蒸发明显偏弱。

进一步比较 $Q_1$ 、 $Q_2$ 相对于多年平均的距平演变(图1c),可以看到二者在6月以后的距平值相当接近,说明这一时期高原热源的异常基本是由降水的异常引起。而在春季到初夏,热源和水汽汇的距平值则相差较大, $Q_1$ 的负距平值很强,说明此时高原热源的偏弱主要受到了其他因子的影响。因此,本文将在第5节对这一问题作详细讨论。

#### 4 1999年热源异常对东亚夏季风的影响

丁一汇和孙颖<sup>[12]</sup>的分析表明,1999年东亚夏季风活动的主要异常特征是季风爆发

偏晚, 而夏季风在中国东部的北进异常偏弱。因此, 我们将结合上述讨论, 分析青藏高原热源异常对该年季风异常活动的可能影响。

图 2 给出了 3~5 月高原和东亚地区大气热源和水汽汇的距平分布。可以看到, 春末夏初时期, 高原的大部分地区均为热源的负距平, 而在其南侧孟加拉湾一带却为正距平所覆盖, 这种热源的配置将不利于西风在东亚副热带地区的生成。而从下面风场距平的分析也可看到, 高原南侧、东南侧的异常环流正是对这种异常热源分布的响应。而相应的水汽汇场的分布则表明, 低纬地区的热源异常基本是与异常的水汽汇所致的凝结潜热异常有关, 而高原及附近地区的热源分布却与其差别较大。

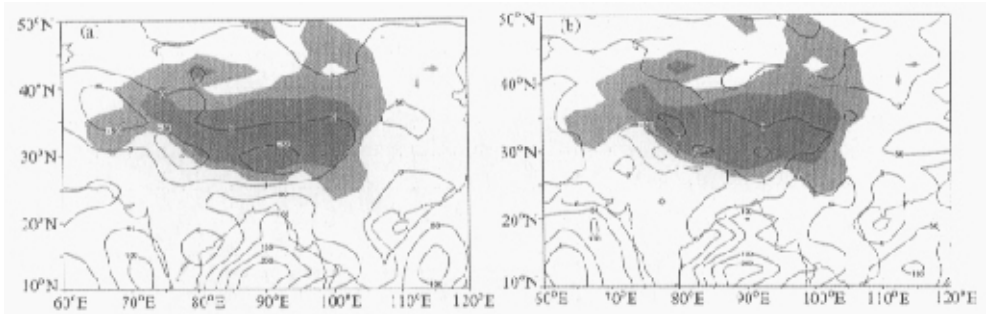


图 2 1999 年 3~5 月垂直积分的大气热源 (a) 和水汽汇 (b) 的距平分布 (单位:  $W m^{-2}$ )  
浅阴影和深阴影分别表示地形高度大于 1500 m 和 3000 m

图 3 显示了低层风场的情形。早在 20 世纪 50 年代, 叶笃正等<sup>[1]</sup>就已经观察到夏季对流层低层气流围绕着高原气旋性的流入, 随后 Luo 和 Yanai<sup>[5]</sup>证实了他们的发现, 指

出夏季高原有着明显的热力作用。但 1999 年 850 hPa 风场的距平分布则表明, 在热源分布异常的情形下, 高原周围的流场也发生了明显的改变。夏季高原的东侧和东南侧出现了异常的偏东气流, 尤其在 5 月, 这种异常的偏东北风很强, 可见在这一时期的偏西气流受到了明显的削弱, 向高原的气旋性流入明显的被减弱。说明当高原热源偏弱时, 高原的热力作用减弱, 低层向高原的辐合变小, 使得盛行于高原南侧和东南侧的东亚西南季风减弱。

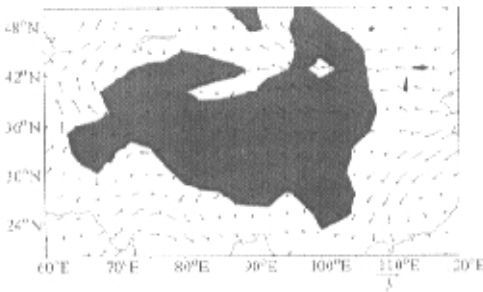


图 3 1999 年 5~8 月 850 hPa 的风场距平 (距平值为 1999 年与 1979~1999 年的平均值之差) (单位:  $m s^{-1}$ )  
阴影区表示地形高度大于 1500 m

同样, 从垂直速度的距平场 (图 4) 可看到, 从 4~9 月, 除 8 月以外, 高原上均盛行异常的下沉气流, 表明这一时期的垂直上升运动均明显偏弱。这表明当高原热源减弱时, 其上空由于这一热源所诱发的热力直接环流也相应地减弱。结合水平风场的分

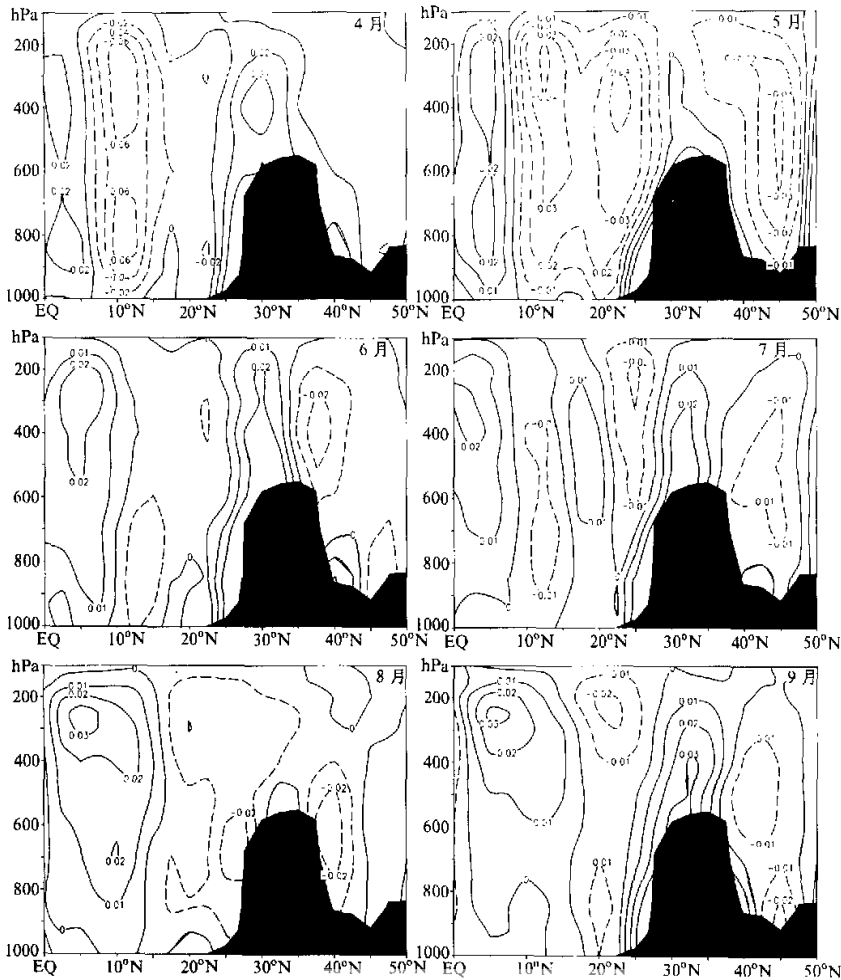


图4 1999年4~9月80~100°E平均的垂直速度距平场的纬度—高度剖面(单位:  $\text{Pa s}^{-1}$ )  
正值表示异常的下沉运动, 负值表示异常的上升运动, 阴影区为地形高度

析, 高原低层辐合、高层辐散及高原的上升气流均偏弱, 向高原的流入减少, 高原东南侧的西风减弱, 引起了夏季风的爆发偏晚及在中国东部北进的偏弱。因此, 可以说高原热源的异常影响了其周围水平风场和垂直运动场的分布, 进而对季风风场产生影响。

由于高原与周围大气的温度差异情形明显影响了东亚夏季风的爆发, 我们给出高原大气温度场与周围地区 ( $0\sim 40^{\circ}\text{N}$ ,  $40\sim 130^{\circ}\text{E}$ ) 夏半年 (3~9月) 温度场的偏差 (图5)。在夏季风爆发 (5月6候) 以前, 高原上的对流层大气温度低于周围大气的温度, 说明在此之前高原大气冷于周围的大气, 而到了5月6候高原上出现了3 K以上的相

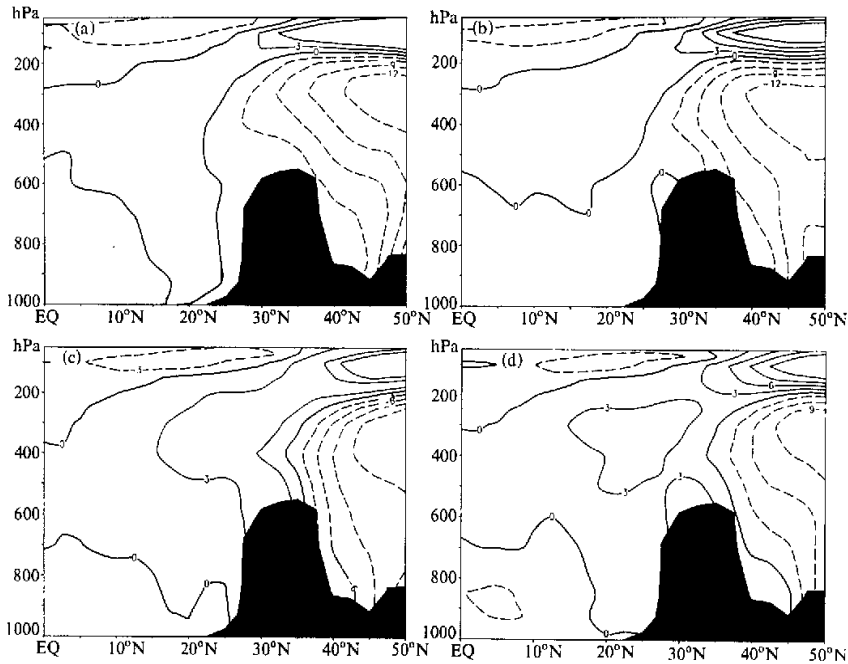


图5 1999年夏季风爆发前后温度偏差(说明见正文)沿90°E的纬度-高度剖面(单位:K)  
 夏季风爆发前(a)5月2日和(b)5月4日,夏季风爆发后(c)5月6日和(d)6月2日  
 阴影区为地形高度

对高温区,高原上的对流层开始暖于周围大气,此后,高原上的暖中心才慢慢形成。这表明,由于高原上热源的偏弱,高原成为对流层中上层大气暖中心的时间明显偏晚,从而影响了夏季风的爆发时间。

## 5 高原上大气热源异常的成因分析

为了直观地对上述大气热源的异常进行讨论,给出大气热源的定义式<sup>[3]</sup>:

$$Q = H_S + H_R + H_C,$$

其中 $H_S$ 是感热通量, $H_R$ 是大气净辐射, $H_C$ 是凝结潜热。如果近似假定凝结潜热的水汽全部降落原地,则 $H_C$ 可用当地的降水率换算出来。

不少研究已经指出,对高原大气而言,热源的主要贡献因子为来自地表面的感热加热,特别在半干旱的西部。而对于东部而言,在夏季期间,潜热加热则有着较大贡献<sup>[3,4,8,16]</sup>。因此,为了解释上述热源的异常情形,我们将主要对高原上的感热通量和大气潜热加热进行分析。

图6a为高原上感热通量的分布。可以看到,该年春季夏季高原上的感热加热明显偏

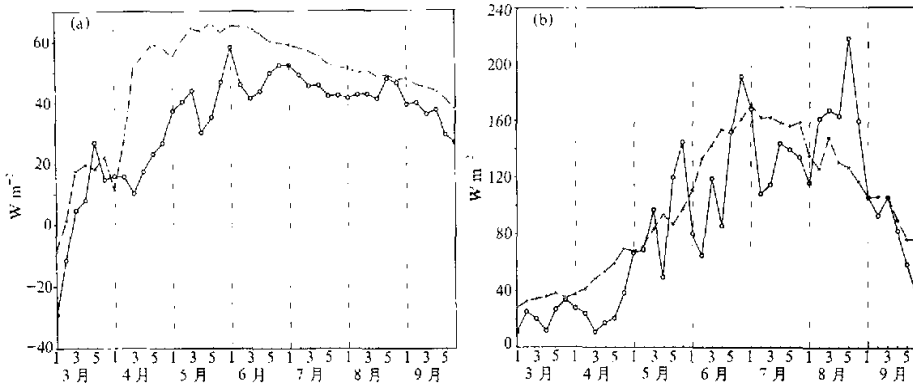


图 6 青藏高原上感热通量 (a) 和潜热加热 (b) 的逐候演变 (单位:  $W m^{-2}$ )  
实线为 1999 年, 虚线为 1979~1999 年的平均

弱, 尤其在 4~5 月。而由于该因子对热源的重要性, 它的异常偏弱必然引起热源的减弱。而从大气潜热的分布 (图 6b) 来看, 除了夏季期间几次峰值外, 其余时段也是偏弱的 (与偏弱的水汽汇对应)。结合第 3 节的分析, 可以说, 热源在春夏季的偏弱主要是由感热加热的异常偏弱所引起, 而潜热加热的偏弱也对夏季期间热源的偏弱有着重要贡献。

既然感热加热的异常造成了热源的明显异常, 那究竟是什么因子引起了感热的偏弱? 从高原地气温度的差异来看, 地气温差是明显偏弱的 (图 7)。而进一步的分析表明, 这主要是由于春夏季地表温度的偏弱所造成 (图 8)。也就是说, 该年高原感热加热的偏弱主要是由于地表温度偏弱所引起。那地表温度偏弱的原因又是什么? 我们将着重考察高原的陆面特征。

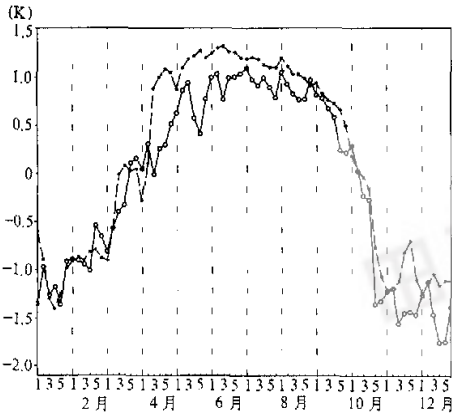


图 7 青藏高原上地表温度与 2 m 处气温温差的逐候演变 (单位: K)  
实线为 1999 年, 虚线为 1979~1999 年的平均值

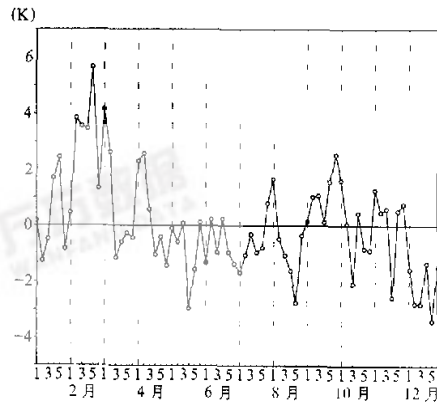


图 8 青藏高原 1999 年 1~12 月地表温度距平的逐候演变 (单位: K)  
距平值为 1999 年与 1979~1999 年的平均值之差

不少研究已经指出,高原冬春积雪与东亚大气环流和冬夏季风的变异有着密切联系,在高原多雪年,由冬至夏的季节转换偏晚,南海季风爆发偏晚,南亚夏季风偏弱,而在少雪年的夏季则情况相反<sup>[1,2], [16,17]</sup>。最近的一些研究则从其他一些陆面因子的角度,如反照率、土壤湿度等的变异来讨论其对季风年际变化的显著影响,认为这种影响往往是通过改变海陆之间的温度差异所实现的<sup>[18~22]</sup>。Meehl<sup>[21]</sup>比较了由于地表反照率和土壤湿度的变化对夏季风强度所造成的影响,认为夏季风对地表反照率具有较高的敏感性,而增加的土壤湿度对同期的季风变化提供了一种正反馈,即使季风强度加强。Yang 和 Lau<sup>[22]</sup>利用 GLA GCM 模式讨论了海温及土壤湿度对亚洲夏季风的影响,指出海温的冷暖事件对夏季风的影响是非线性的,而前冬更湿的陆地表面(增加的积雪和土壤湿度)能导致夏季风减弱,当冬季土壤湿度的增加与暖海温同时出现时,加强的土壤湿度能使暖海温导致的弱夏季风更弱,也就是前冬亚洲大陆增加的土壤湿度对夏季风的变化提供了一种负反馈,通过减弱海陆温差而使得季风变弱。那对 1999 年而言,高原地表温度的异常究竟是什么因子起了决定性的作用?

对高原雪盖和土壤湿度的分析表明,1998 年冬季、1999 年春末夏初高原积雪偏少(图 9),而土壤湿度偏低(图略)。如果仅考虑这两个因子偏多、偏少的直接影响,即积雪偏少使得温度增加,而较干的土壤也易使地表温度偏高,那该年春末夏初较低的地表温度是不能解释的。但注意到,1999 年 3、4 月以后,积雪的负距平明显减少,迅速上升到接近正常的状态,说明积雪的减幅是明显减小的(图 9)。因此进一步考察了积雪、地表温度和土壤湿度的季节变化,发现地表温度和积雪的季节变化有着很好的对应关系。图 10 给出了从 1992~1999 年高原雪盖与地表温度的季节变化情形,其中各个因子的季节变化以每月的值减去上月的值表示。不难看出,二者之间存在很好的对应关

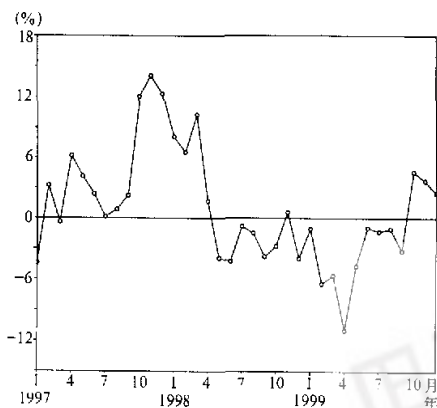


图 9 1997~1999 年青藏高原雪盖距平(距平值为 1999 年与 1988~1999 年的平均值之差)

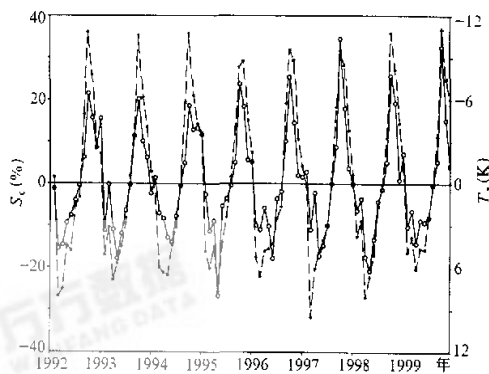


图 10 1992~1999 年青藏高原雪盖( $S_s$ , 实线)和地表温度( $T_s$ , 虚线)的季节变化(每月的值减去上个月的值)

1) 赵振国、陈国珍、刘海波等,冬季青藏高原积雪对中国夏季降水的影响及季风-海温-雪盖-副高之间的可能联系,国家气候中心,气候通讯,1998,1.

2) 陈兴芳,青藏高原冬春积雪与中国夏季降水预测问题的讨论,国家气候中心,气候预测评论,1998,116~121.



系, 积雪增加, 温度降低, 反之亦然。有趣的是对任何一年, 温度的最大减幅与积雪的最大增幅都出现在 10 月, 由此可见高原上积雪对地表温度的影响是很大的。因此, 我们将 1999 年与气候平均意义下的上述变化进行了比较, 图 11 表明, 1999 年春季 (3、4、5 月) 高原地表温度的增加明显小于气候平均, 即此时的增温幅度明显减小, 这种增温的减慢将使得春末夏初的温度偏低。从积雪的季节变化来看, 这种情形与此时积雪的增多有关 (图 11b)。气候意义下 (图中虚线), 从 2~8 月积雪一直在减少, 5 月的减幅最大, 此后减幅开始变小。但在 1999 年 (图中实线), 从 2 月开始积雪的减少量就有一次较明显的减少, 此后从 4 月开始积雪的减少量就越来越小, 特别在 5 月和 6 月间, 雪盖减少的幅度是较小的。于是, 这种雪盖的相对偏多使得此时高原地表温度的增加变慢, 从而使地表温度降低。因此, 高原地表温度的变化受到了积雪变化的很大影响, 地温的增减幅度与积雪增减的快慢密切相关。

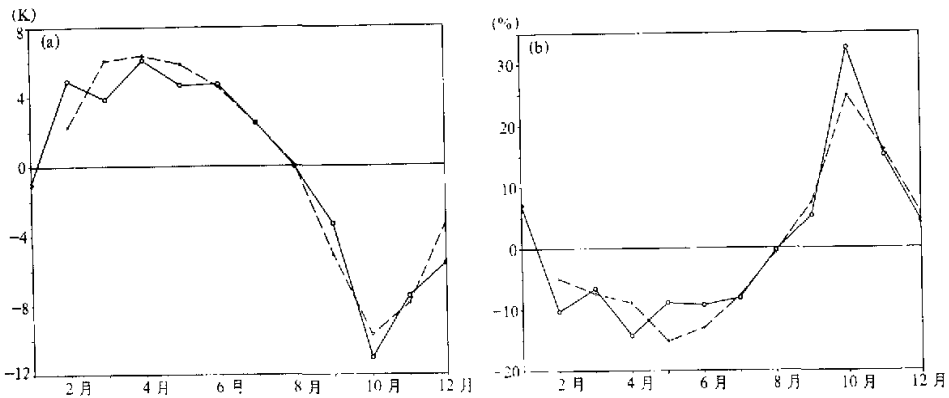


图 11 青藏高原地表温度 (a) 和地面雪盖 (b) 的季节变化  
实线为 1999 年, 虚线为 1988~1999 年的平均值

为了进行比较, 我们将简单讨论 1997 和 1998 年的情形。和 1999 年类似, 这两年高原上空的大气热源在春季也出现了显著偏弱的情形 (图 12, 且中国夏季的雨带也显著偏南)。若从高原雪盖的多少来看, 1997 和 1998 年冬季都属于多雪年 (图 9), 尤其是在 1998 年。从积雪的季节变化 (图 13) 来看, 1997 年春季高原积雪在这一时期也出现了异常的增加, 但 1998 年没有类似的情形出现。结合这三年高原热源、中国夏季雨带所表现出的相似性及以前在该领域的研究<sup>[17-20]</sup>, 说明当高原积雪对高原热状况产生影响时, 不仅积雪的多少, 而且积雪的异常变化都可能引起热源的异常。在 1997 和 1999 年, 高原积雪在春季都突然增多, 这种增加将可能抑制热源在这一时期的发展, 尤其在春季大气环流极不稳定的时期, 则影响可能更为显著。

由以上分析, 我们可以给出 1999 年高原热源异常的原因, 即春末夏初, 高原积雪的减幅变小→地温的增加减慢→地温偏低→感热明显偏少→高原热源强度偏弱。但如前所指出的, 感热通量、地温除受到积雪变化的影响外, 积雪本身的多少也是对其产生影响的非常重要的因子, 如 1998 年高原热源的异常主要是与该年高原积雪的异常偏多

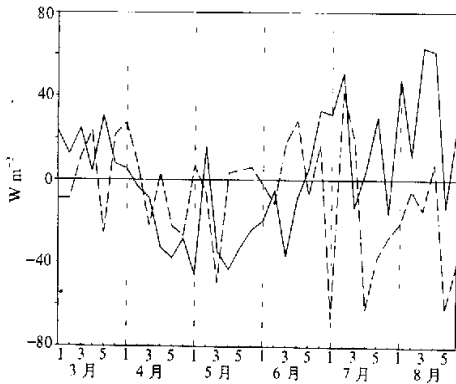


图 12 青藏高原 1997 和 1998 年 3~8 月热源距平值的逐候演变 (单位:  $W m^{-2}$ )  
实线为 1998 年, 虚线为 1997 年

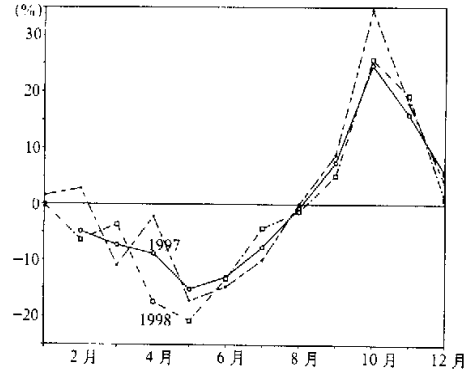


图 13 1997 和 1998 年青藏高原地面雪盖季节变化 (每月的值减去上个月的值) 与多年平均季节变化的比较  
虚线为 1997 年, 点划线为 1998 年, 实线为 1988~1999 年的平均值

有关。因此, 对不同的年份, 各个时期, 各个因子的影响程度也是不同的。

## 6 小结

通过对 1999 年高原上空大气热源的分析, 揭示了该年热源的异常情形, 解释了热源异常的原因, 并对异常热源对夏季风异常的影响作了分析。主要结论如下:

(1) 1999 年高原上大气热源建立的时间明显偏晚, 且春夏季高原大气热源明显偏弱, 尤其在春末夏初时期。

(2) 高原热源的异常通过影响其周围大气运动场而对季风的异常产生影响。当热源异常偏弱时, 向高原的低层流入气流明显偏弱, 垂直上升运动减弱, 向高原的辐合减少, 季风经圈环流变弱, 高原南侧、东南侧的西南夏季风减弱, 引起了夏季风的爆发偏晚及在中国东部北进的偏弱。

(3) 高原上感热加热的异常偏弱导致了大气热源的偏弱, 而感热加热的异常则可能与陆面过程有关。初步分析表明, 1999 年春季虽然积雪偏少, 但雪盖从 4 月开始就出现了明显的增加, 抑制了地面温度的增加速度, 地温偏低, 引起了感热加热的偏弱。而从积雪变化与地温变化的关系来看, 二者有着相当好的对应关系。因此, 当考虑高原的热状况时, 不仅高原积雪的多少, 而且积雪的异常变化都可能对其产生影响。

本文仅是对 1999 年情况的分析, 但在一些其他年份也存在类似的情形。如 1998 年也是感热加热偏弱, 热源偏弱, 南海季风的强度偏弱, 而且也与垂直上升运动的偏弱密切相关 (图略)。因此, 高原热源的异常可能对季风变异产生较大影响, 而这往往是通过影响运动学场的分布而实现的。

最后需要指出的是, 在 1990~1999 年这 10 年中, 有的年份并没有出现高原热源明显偏弱, 但季风爆发也异常偏晚, 说明影响季风年际变异的因子是非常多的, 不同的年

份主要的影响因子不同,这不仅和季风自身的强度有关,也和影响因子的强度有关。本文仅从陆气相互作用的角度来讨论 1999 年季风的异常,这主要是由于该年高原热源异常的这一因子表现得十分明显。事实上季风是在海-陆-气相互作用下演变的,有关的问题还有待于进一步深入研究。

### 参 考 文 献

- 1 叶笃正, 罗四维, 朱抱真, 西藏高原及其附近流场结构和对流层大气的热平衡, *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*, 1957, **35**, 180~186.
- 3 叶笃正, 高山椿, 青藏高原气象学, 北京: 科学出版社, 1979, 2~9.
- 4 Nitta, T., Observational study of heat source over the eastern Tibetan Plateau during the summer monsoon, *J. Meteor. Soc. Japan*, 1983, **61**, 590~605.
- 5 Luo Huibang and 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 analysis, *Mon. Wea. Rev.*, 1983, **111**, 922~943.
- 6 Luo Huibang and 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, *Mon. Wea. Rev.*, 1984, **112**, 966~989.
- 7 He Haiyan, J. W. McGinis, Z. Song and M. Yanai, Onset of the Asian summer monsoon in 1979 and the effect of the Tibetan Plateau, *Mon. Wea. Rev.*, 1987, **115**, 1966~1995.
- 8 Yanai, M., Li Chengfeng and Z. Song, Seasonal heating of the Tibetan Plateau and its effects on the evolution of the Asian summer monsoon, *J. Meteor. Soc. Japan*, 1992, **70**, 319~351.
- 9 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, 358~375.
- 10 Wu Guoxiong and Zhang Yongsheng, Tibetan Plateau forcing and the timing of the monsoon onset over the South Asian and the South China Sea, *Mon. Wea. Rev.*, 1998, **126**, 913~927.
- 11 Ueda, H. and T. Yasunari, Role of warming over the Tibetan Plateau in early onset of the summer monsoon over the Bay of Bengal and the South China Sea, *J. Meteor. Soc. Japan*, 1998, **76**, 1~12.
- 12 Ding Yihui and Sun Ying, A Study on Anomalous Activities of East Asian Summer Monsoon during 1999, *J. Meteor. Soc. Japan*, 2001, **79**, 1119~1137.
- 13 Yanai, M., S. Esbensen and J.-H. Chu, Determination of bulk properties of tropical cloud clusters from large-scale heat and moisture budgets, *J. Atmos. Sci.*, 1973, **30**, 611~627.
- 14 陈隆勋, 李维亮, 亚洲季风区夏季大气热量收支, 1981年全国热带夏季风学术会议文集, 昆明: 云南人民出版社, 1983, 86~101.
- 15 赵平, 青藏高原热源状况及其与海气关系的研究, 中国气象科学研究院博士学位论文, 1999, 124~153.
- 16 陈乾金, 高波, 张强, 青藏高原冬季雪盖异常与冬夏季风变异及其相互联系的物理诊断研究, *大气科学*, 2000, **24**, 477~492.
- 17 国家气候中心, '98中国大洪水与气候异常, 北京: 气象出版社, 1998, 62~65.
- 18 Webster, P. J., Mechanisms of monsoon low-frequency variability: surface hydrological effects, *J. Atmos. Sci.*, 1983, **40**, 2110~2124.
- 19 Yeh, T.-C., R. T. Wetherald and S. Manabe, The effect of soil moisture on the short-term climate and hydrology change - A numerical experiment, *Mon. Wea. Rev.*, 1984, **112**, 474~470.
- 20 Yasunari, T., A. Kitoh and T. Tokioka, Local and remoter responses to excessive snow mass over Eurasia appearing in the northern spring and summer climate-A study with the MRI GCM, *J. Meteor. Soc. Japan*, 1991, **69**, 473~487.
- 21 Meehl, G. A., Influence of the land surface in the Asian summer monsoon: External conditions versus internal

- feedbacks, *J. Climate*, 1994, 7, 1033~1049.
- 22 Yang, Song and K.-M. Lau, Influence of sea surface temperature and ground wetness on Asian summer monsoon, *J. Climate*, 1998, 11, 3230~3246.

## Influence of Anomalous Heat Sources over the Tibetan Plateau on the Anomalous Activities of the 1999 East Asian Summer Monsoon

Sun Ying and Ding Yihui

(National Climate Center, Beijing 100081)

**Abstract** In the context of the anomalous heat sources over the Tibetan Plateau in 1999, we discuss its influence on the anomalous activities of the East Asian summer monsoon and analyze the formation reason of anomalous heat sources. The results show that the establishment of heat sources over the Plateau was very late and the intensity of heat sources was very weak in spring and summer. This made the low-level inflow to the Plateau become weak and the ascending motion be depressed. And the convergence around the Plateau was smaller and the monsoonal meridional cells became weaker than normal. The southwesterlies on the southern and southeastern flanks of the Plateau were depressed, which caused the late onset and weak northward advance of the summer monsoon in the eastern China during 1999. The further exploration to the formation cause of the anomalous heat sources indicate that the abnormal weakening of sensible heat flux, which can cause anomalous evolution of land surface characteristics, is the main cause of the anomalous heat sources. The decrease amplitude of the Plateau's snow cover is smaller than normal in spring and summer, which made the increase of land surface temperature be slow and the temperature lower. As a result, the sensible heat flux was weaker than long-term mean in spring and summer, which caused the anomalous heat sources.

**Key words:** Tibetan Plateau; heat sources; sensible heat flux; East Asian summer monsoon

田 万方数据  
WANFANG DATA