

青藏高原地表热通量变化及其对初夏东亚大气环流的影响*

董 敏 朱文妹 徐祥德

(国家气候中心,北京 100081) (中国气象科学研究院,北京 100081)

提 要

应用 NCEP 地面热通量资料,研究了青藏高原地面感热、潜热的气候状况及其与初夏东亚大气环流之间的关系。发现高原地面热通量的异常将影响高原地区上空的垂直运动与辐散辐合运动,从而引起东亚地区高度场及风场的异常。同时,青藏高原地区地面热通量与后期东亚地区的环流变化也有密切关系,这种关系可为预测东亚地区初夏环流异常提供有意义的指标。

关键词: 青藏高原 感热通量 潜热通量 大气环流

引 言

青藏高原是世界上最大和最陡峭的大地形,被称为世界屋脊。它东西长约 3000 km,接近大气长波的半波长尺度。南北宽 1000 多公里,相当于大气长波的振幅。平均海拔高度在 4000 m 以上,约达到对流层高度的 1/3。它对东亚乃至全球的大气环流都有很大影响。因此受到我国和世界气象界的广泛关注。

20 世纪 50 年代以来,许多研究都表明,通过热力和动力作用,青藏高原对于高原及邻近的环流系统和天气气候有着显著的影响。但高原的影响程度有多大,认识并不统一。叶笃正等^[1]认为,夏季因热力作用高原上空盛行上升气流,与之相联系的在高原北侧有补偿的下沉气流,加剧西北地区干旱气候。徐国昌等^[2]认为,由于高原地形屏障,西风带气流在高原北侧绕流时易形成反气旋性的高压辐散下沉气流带,加强西北干旱。Hahn 和 Manabe^[3]从有无高原地形的气候模拟结果,提出正是高原的存在才使印度西南季风能大大向北推进,造成高原雨带,从而减轻西北干旱的几乎相反的观点。陈烈庭等^[4]、徐国昌等^[5]根据青藏高原实测的积雪资料和卫星云图资料,研究了青藏高原冬春积雪对东亚环流和降水的影响。董敏等^[6]则对青藏高原春季积雪与东亚大气环流异常及季节转换的关系进行了数值研究。然而,不同的作者所得结果不尽一致。因此,进一步的分析是必要的。

本文拟采用新的客观分析资料对青藏高原地表热通量的状况进行气候分析,同时探索青藏高原热力作用对大气环流及东亚气候的影响。力图揭示青藏高原影响东亚乃至全球环流的机制。

* 本文由国家攀登项目“青藏高原地气物理过程对东亚灾害性天气气候影响的研究”资助。

2000-06-07 收到,2000-08-28 收到修改稿。

1 资料和方法

本文使用美国环境预报中心(NCEP)的再分析资料,其时间跨度为1958年1月至1998年8月,包括高空和地表各种气象要素。其中高空要素包括温度、高度、纬向风、经向风及湿度等21个要素,地面要素包括温度、湿度及各种地表通量值等50多个要素。有关NCEP再分析资料的详细介绍可参考Kalnay等的文章^[7]。

为了研究高原地面过程对东亚大气环流的影响,我们在 $75^{\circ} \sim 103^{\circ} \text{E}$, $28^{\circ} \sim 37^{\circ} \text{N}$ 范围内,取地表感热通量和潜热通量的各格点值平均,表示青藏高原区域感热和潜热。

2 青藏高原地表通量的气候状况

2.1 感热的气候状况

图1给出欧亚地区地面感热通量分布的情况。在冬季,1月份(图1a)亚欧大陆 40°N 以北地区的感热通量都在0以下,其中贝加尔湖到巴尔喀什湖之间,东西伯利亚东部及北部有分散的 -50 W/m^2 以下的地区,在 $80^{\circ} \sim 100^{\circ} \text{E}$ 经度范围内负感热通量区向青藏高原伸出,0线越过了 30°N ,亚洲东岸及南部为正通量区。2月份的形势与1月基本相同,但高原上的负感热通量区变得较为破碎。3月份高原上大部分地区都为正感热区,负值区减低为小块零散的区域。4月份 50°N 以南的欧亚大陆,非洲都是正感热区,印度—伊朗高原的感热通量达 100 W/m^2 以上,高原上只有 $30^{\circ} \sim 40^{\circ} \text{N}$, $70^{\circ} \sim 80^{\circ} \text{E}$ 的部分地区为 $0 \sim$

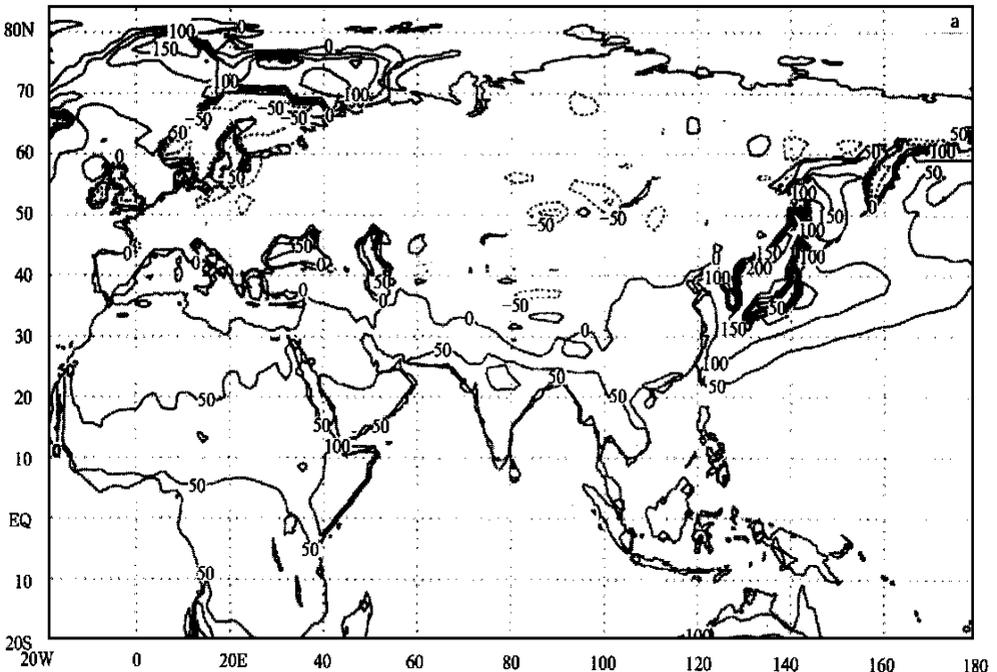
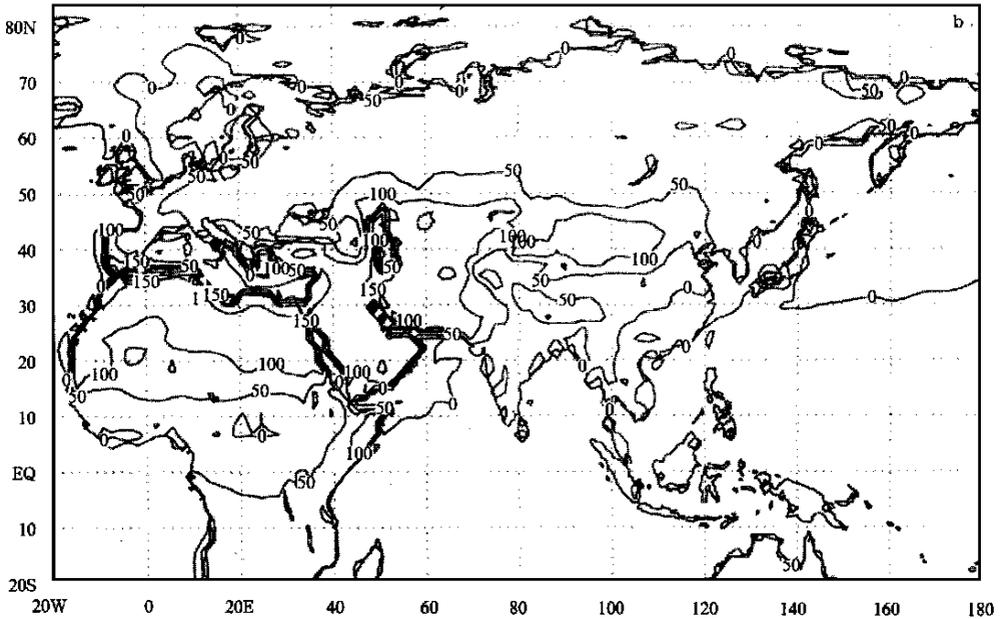


图1 青藏高原地面感热分布(a)冬季(1月)(b)夏季(7月)(单位: W/m^2)



续图 1

- 5 W/m² 的负值区。5 月份欧亚大陆的高纬度地区的大部分都为正的感热区, 蒙古地区则为 50~100 W/m² 的较大的正值区。北非、阿拉伯半岛、伊朗高原也都有 100 W/m² 以上的正感热区, 位于这两大正感热区之间的青藏高原上空虽然大部分地区感热为正, 但其数值则相对较小。6~8 月份的感热分布型与 5 月份很相似, 只是高原上正感热区的范围更大, 而负感热区则几乎不可见。9 月到 12 月的变化与 1 到 5 月的变化呈相反的趋势。图 1b 给出 7 月份欧亚地区地面感热通量分布, 其他月份的图从略。

取 75°~103°E 27.6°~37.1°N 范围(共 96 个格点)的平均值表示高原地区感热的平均值。各月的气候平均值列于表 1 的第一行。可以看出 11 月至翌年 2 月的 4 个月中, 高原是负感热区, 地面温度低于大气温度, 热量由大气输送给下垫面。而在 3~10 月的大部分时间里感热为正值, 即地面加热大气。

表 1 青藏高原上空各月感热和潜热的气候值 (W m²)

	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月
感热	-10.8	-1.1	18.4	40.7	54.8	57.6	49.5	43.9	36.8	12.9	-6.8	-16.6
潜热	21.8	28.3	41.2	56.5	67.6	74.1	81.0	78.0	62.4	42.5	27.4	20.4

2.2 潜热的气候状况

高原上地气之间的潜热通量可由表 1 的第二行给出。由表可以看出一年四季高原上的潜热通量均是正的, 即都是由地面向大气输送潜热, 只是在冬季其值较小, 在 20 W/m² 左右, 而夏季则数值较大, 可达 70~80 W/m²。

冬季(1月, 图略)印度半岛及高原以及亚欧大陆绝大部分地区均在 50 W/m² 以下, 只有西北太平洋上的潜热通量可达 250~300 W/m², 甚至更多。这显示冬季大气的潜热主要来源是在温暖的海洋上空, 高原上温度低, 地面水分少, 潜热通量也很小。2 月份的

分布与 1 月基本相同,但从 3 月份起从中印半岛到我国东北的亚洲东岸潜热增到 $50 \sim 100 \text{ W/m}^2$,高原上的潜热也逐渐增加,到 6 月份高原上的潜热已达 $50 \sim 100 \text{ W/m}^2$ 之间。与感热分布不同,此时在蒙古、中亚、阿拉伯半岛、北非一带潜热却不大,只有 $0 \sim 50 \text{ W/m}^2$ 之间,这是因为这些地方的土壤水分很少的缘故。7~8 月份的潜热分布与 6 月份大致相似(图略),9~10 月份亚欧高纬度的潜热低值区($0 \sim 50 \text{ W/m}^2$)逐步扩大并向南伸,至 10 月南界达到了高原之上,到 12 月过渡到与 1 月相似的典型冬季分布型。

从上述分析可知,对感热来说高原在 11 月至翌年 2 月为一个冷源,而 3~10 月则为热源。虽然其强度远比不上蒙古、中亚、伊朗高原、阿拉伯半岛及北非的感热大(只有其一半左右),但由于高原所处的海拔高度在对流层中下部,可直接加热 $500 \sim 700 \text{ hPa}$ 处的大气,因此其对大气环流的影响是不可忽视的。从表 1 还可以看出,除 12 月份两者相当之外,高原的潜热输送要比感热大,即使在冬季潜热和感热之和也是正值,因此青藏高原在整年都是大气的热源。

需要指出的是,如果我们改变计算高原地表热通量的范围,则表 1 的结果必然会略有变化。例如,我们取略小一些的区域,如 $79^\circ \sim 99^\circ \text{E}$, $29.5^\circ \sim 35.2^\circ \text{N}$ 范围(共 48 个格点)的平均值表示高原地区感(潜)热的平均值,则 12 月的感热为 -19.5 W/m^2 ,潜热为 17.3 W/m^2 。两者相当,但感热略大于潜热。其他月份感热和潜热的值与表 1 虽略有不同,但它们的年变化趋势以及潜热大于感热的状况则与表 1 相一致。

3 青藏高原地表热通量与东亚环流的关系

青藏高原上的异常加热作用必然会引起局地空气的上升运动,从而引起高空的辐散辐合运动,并造成周围环流形势的改变。选取青藏高原区域感热异常强的年份(1969、1970、1975、1982 及 1990 年)和感热异常弱的年份(1958、1963、1964、1965、1978 年)分别作其 500 hPa 的垂直速度及其距平的合成图。图 2a 给出青藏高原区域感热异常强的年份的 500 hPa 的垂直速度距平。很明显,高原上空有一个很强的负距平区,区内的负中心强度达 $2.5 \times 10^{-2} \sim 3.0 \times 10^{-2} \text{ Pa/s}$ 。表明高原感热异常强时,垂直上升运动也强。相反,当高原感热异常偏弱时,高原地区的垂直速度距平则为正距平,其强度达 $4.0 \times 10^{-2} \sim 5.0 \times 10^{-2} \text{ Pa/s}$ (图略),表明高原感热异常偏弱年份高原上空上升运动偏弱或为下沉运动。对于潜热来说也有类似结果,即当高原潜热异常强时,垂直上升运动也强。而高原潜热异常偏弱时,其上空上升运动偏弱或为下沉运动(图略)。

上升运动的改变必然会引起高空的辐散辐合运动,并造成周围环流形势的改变。图 2b 给出青藏高原区域感热异常强的年份 200 hPa 的散度距平。很明显,高原上空有一个很强的正距平区,区内的正中心强度达 $1.0 \times 10^{-6} / \text{s}$ 。这说明当高原感热异常强时,垂直上升运动也强,因此在其上空就会有反常的辐散运动产生,使空气在高空从高原向四周流散。相反,在高原感热异常偏弱年份,高原上空有一个很强的散度负距平区,区内的负中心强度达 $-2.0 \times 10^{-6} / \text{s}$ 。表明会有空气在高空从四周地区流向高原地区(图略)。对于潜热来说也有类似结果,即当高原潜热异常强时,有利于其上空出现辐散运动,而高原潜热异常偏弱时,其上空则易出现辐合运动(图略)。

为进一步确认高原地表热通量对高原上空垂直运动影响的统计可靠性,对高原地表热通量强、弱年份垂直运动数学期望进行差异显著性检验。选取高原地表热通量强、弱年份各7年并计算各自垂直运动的均值和均方差。则根据一般的统计学原理^[8],统计量:

$$t = \frac{\sqrt{\frac{n_1 n_2 (n_1 + n_2 - 2)}{n_1 + n_2}} \frac{\bar{x}_1 - \bar{x}_2}{\sqrt{\frac{n_1 s_1^2 + n_2 s_2^2}{n_1 + n_2}}}}{\quad} \quad (1)$$

是自由度为 $(n_1 + n_2 - 2)$ 的 t 分布。其中 \bar{x}_1 和 \bar{x}_2 分别为高原地表热通量强、弱年份高原上空的垂直速度, s_1 和 s_2 则为它们的标准差。根据资料算得 \bar{x}_1 和 \bar{x}_2 分别为 -4.347

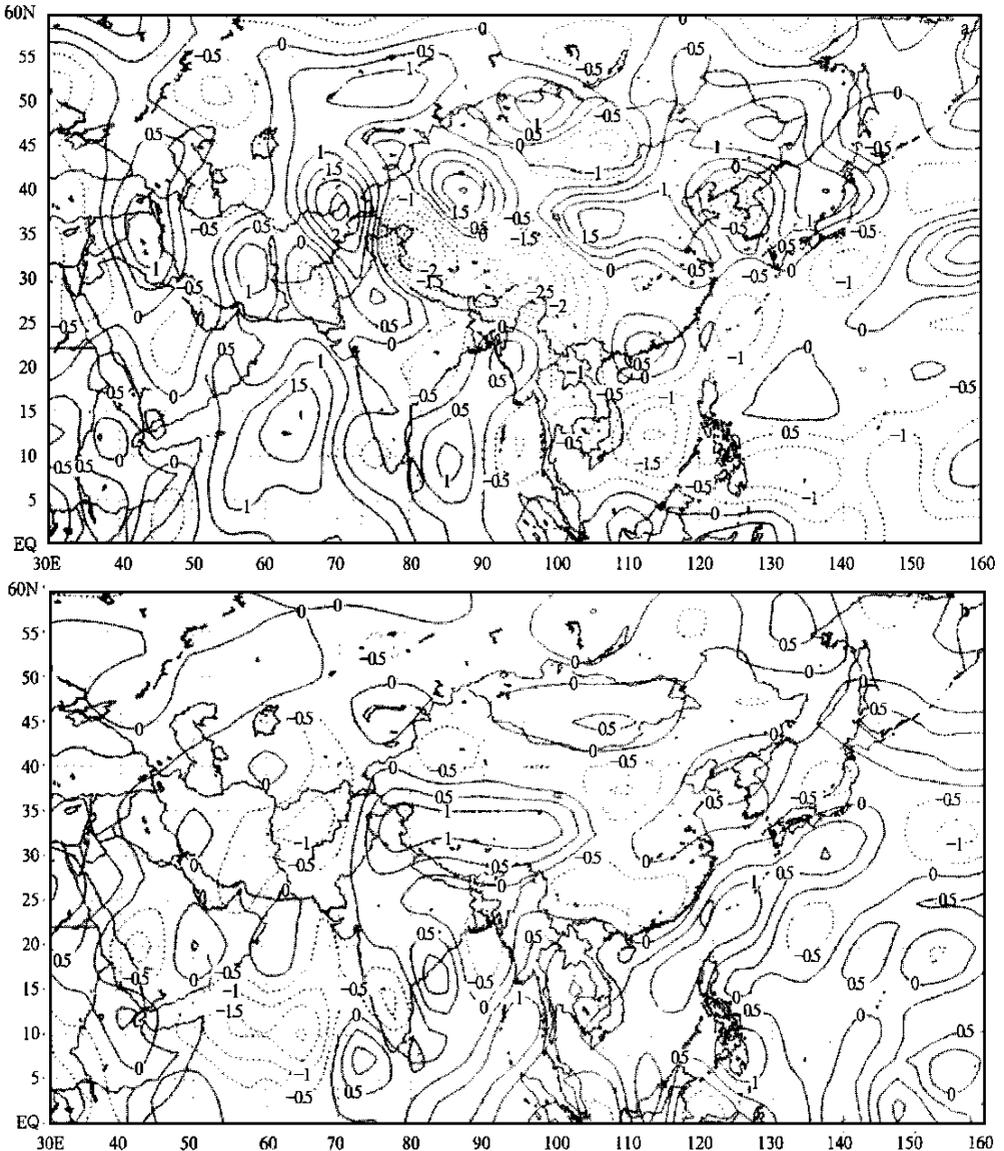


图2 青藏高原地面感热强的年份 500 hPa(a)垂直速度距平(单位: 10^{-2} Pa/s)和
(b) 200 hPa 散度距平(单位: 10^{-6} /s)

和 $-0.508 (\times 10^{-2} \text{ Pa/s})$, s_1 和 s_2 则为 6.31 和 $2.72 (\times 10^{-2} \text{ Pa/s})$, t 为 -9.9 。这里 $n_1 = n_2 = 7$, 自由度为 12 。查 t 分布的表可知, 对应于自由度为 12 , 信度为 0.001 的 t 值 (t_p) 为 4.318 。而由式(1)算得的 $|t|$ (9.9) 大于 t_p 。因此可以认为 \bar{x}_1 和 \bar{x}_2 的差异是显著的。

图 3 给出青藏高原 6 月份地面感热(a)及潜热(b)与同期欧亚地区 500 hPa 高度场的相关系数。由图可以看出, 青藏高原 6 月份的感热和潜热与 120°E 以西的亚洲大陆, 热带西太平洋, 印度洋 500 hPa 高空上都有明显的正相关。由于资料年代为 41 年, 当相关系数(绝对值)大于 0.31 时, 相关的信度为 0.05 , 而当相关系数(绝对值)大于 0.40 时, 相关的信度水平为 0.01 。图 3a 表明从巴尔喀什湖到我国和蒙古交界地区的大片范围的高度场与青藏高原的平均感热通量之间的相关系数已达 0.5 以上。我国中部地区(即青藏高原以东)的高度场与青藏高原的感热通量的相关也在 $0.4 \sim 0.5$ 之间。青藏高原上的潜热

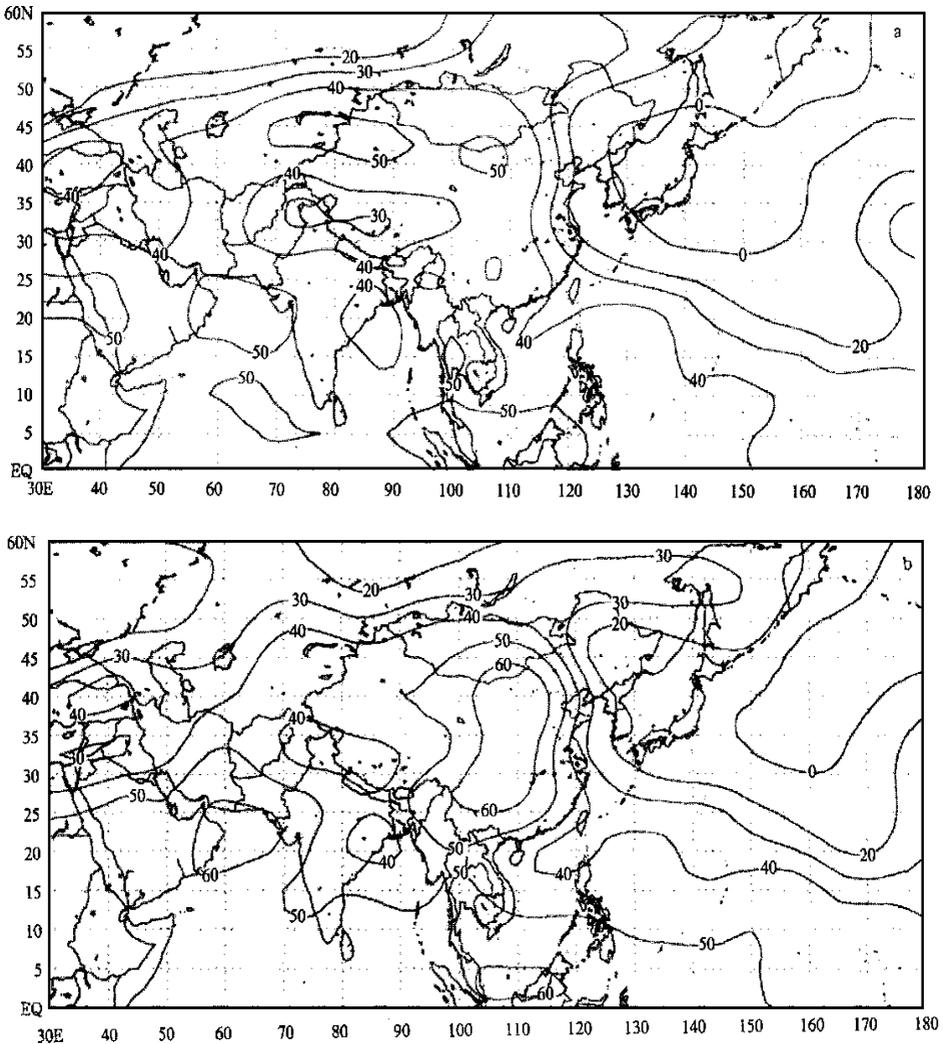


图 3 青藏高原 6 月份地面感热(a)潜热(b)与同期 500 hPa 高度场的相关系数($\times 100$)

与亚洲大陆高度场的相关则更好(图3b)。在 $100^{\circ} \sim 115^{\circ} \text{E}$ 范围内我国从北到南500 hPa的高度与青藏高原的潜热通量之间的相关系数达0.6,甚至更高。图3所示的高相关表明青藏高原的地表热通量强烈地影响着其周围对流层高度场的变化。热通量有利于其周围高度场的升高,而当通量小时,则不利于东亚地区高值系统的发展。

还应指出,无论是高度场与感热或是与潜热的相关,最强的相关中心并不是在高原上空,而是在其东—东北侧及其西南侧。这与高原附近的基本气流状况有关。初夏,高原上空及其北侧为西风控制,而印度洋上空则为东风。高原对大气的加热使其上空产生辐散作用,再加上基本气流的作用使得高原的东—东北方及西南方受到的加热最大,高度上升最明显。

图4则给出青藏高原上的地表热通量与500 hPa纬向风场之相关系数。与图3类似,纬向风场也与高原的地表热通量有密切关系。图4a表明,青藏高原北侧, $33^{\circ} \sim 41^{\circ} \text{N}$

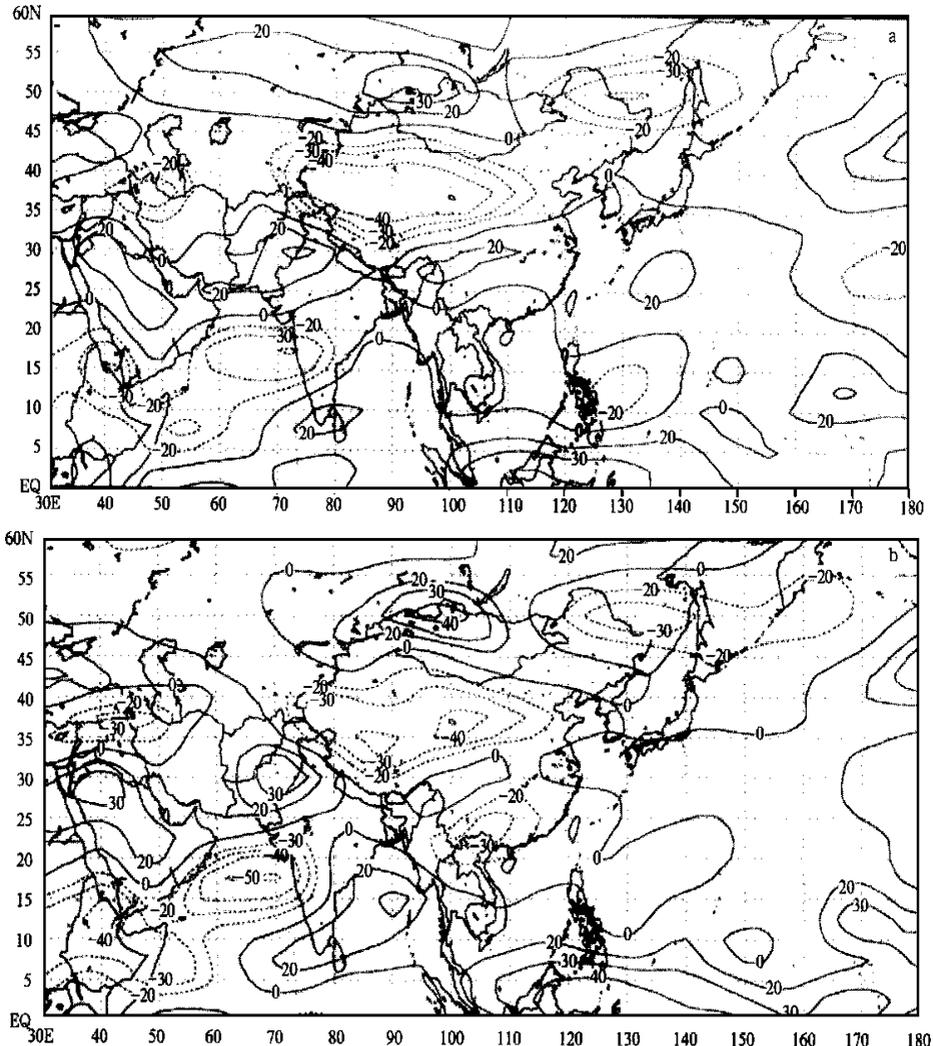


图4 青藏高原6月份地面感热(a)潜热(b)与同期500 hPa纬向风(u)的相关系数($\times 100$)

的我国西北地区有一个 -0.40 以上的正相关区。这表明当高原上的感热比正常年强时,会使高原上空的西风减弱,而使其北侧的西风增强。这是和热成风原理完全一致的。我们知道,6 月份是西风急流南支北跳到高原以北的季节转变期。因此,上述相关关系表明,青藏高原的感热加热有利于初夏西风急流北跳的过程。图 4b 则是高原潜热与西风的相。可以看出潜热对西风的影响与感热是一样的。只是蒙古西北的正相关区数值更强一些。

4 前期高原地表热通量对初夏环流的影响

我们分别计算了从 5 月开始,直到前一年 6 月共 12 个月青藏高原上感热、潜热通量与初夏(6 月)环流场(u, h)之间的相关。

图 5a 给出 5 月份青藏高原感热通量与东亚地区 500 hPa 高度场的相关,可以看出,

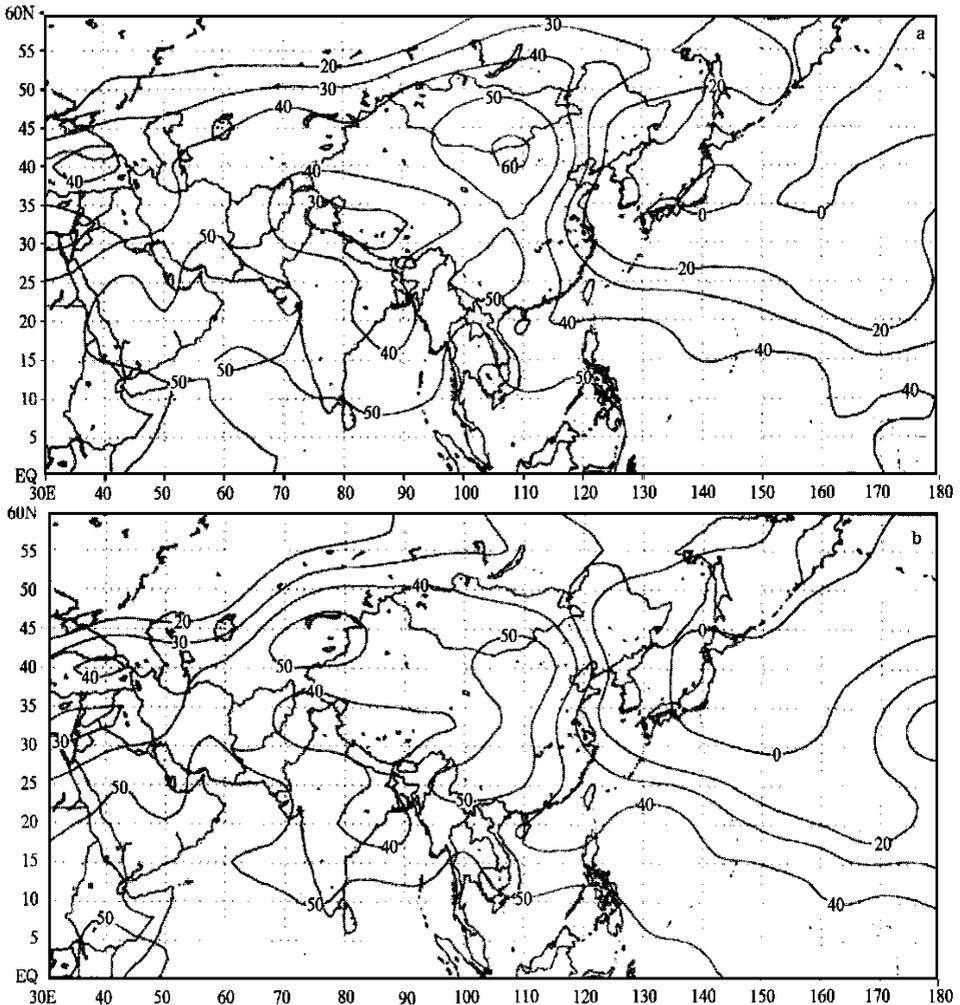


图 5 6 月份 500 hPa 高度场与 5 月份青藏高原地面感热(a)潜热(b)的相关系数($\times 100$)

当前期5月份青藏高原感热偏强时,后期6月份我国 $100^{\circ} \sim 115^{\circ} \text{E}$ 地区的高度场将要比正常年份偏高。类似地,当5月份青藏高原上潜热通量偏强时,我国东部地区6月份的高度场也将偏高(图5b)。图5中前期感热、潜热与6月我国中部大陆上空的500 hPa高度场相关均达0.5以上。

图6则是5月份青藏高原感热、潜热与后期6月份纬向风场的相关。可以看出,当5月份高原上热通量强时,后期我国北方 $35^{\circ} \sim 40^{\circ} \text{N}$ 附近的纬向西风将减弱。

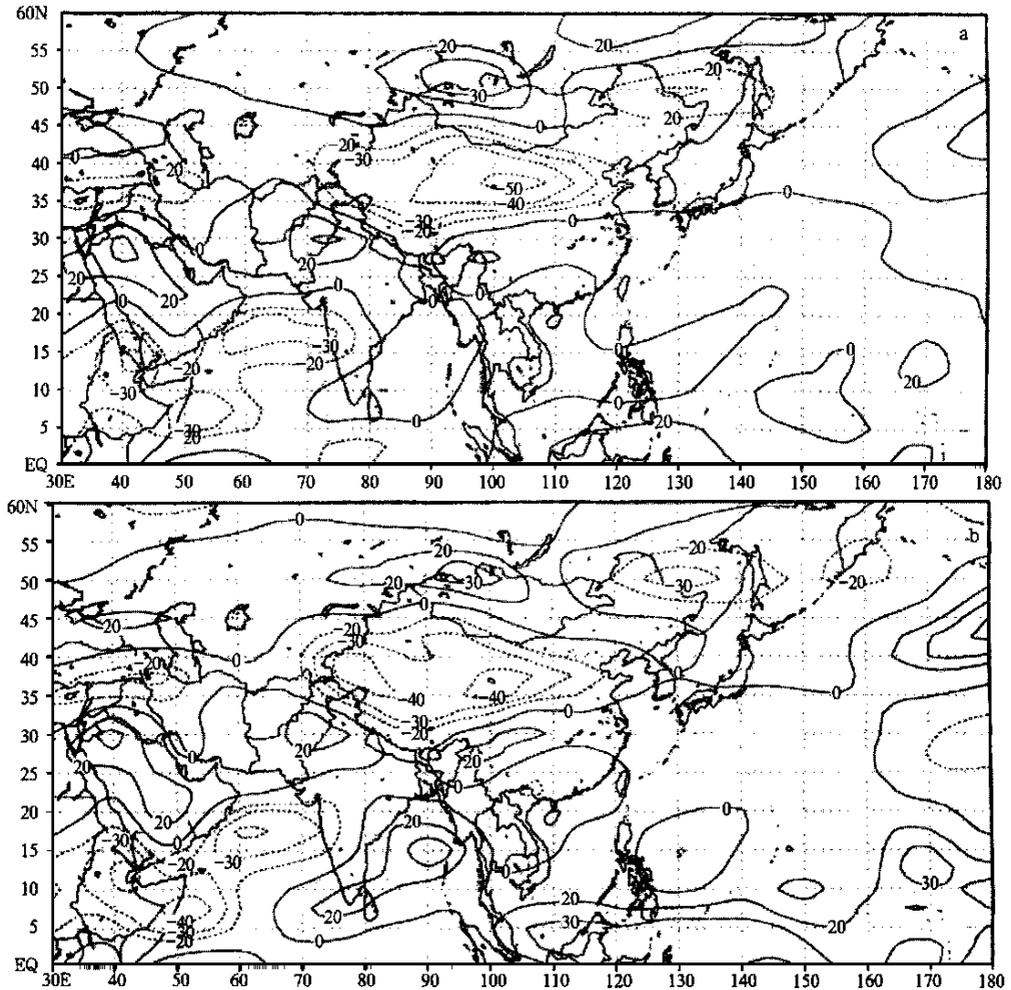


图6 6月份500 hPa纬向风场(u)与5月份青藏高原地面感热(a)潜热(b)的相关系数($\times 100$)

图7则给出前一年9月份青藏高原的潜热通量与次年500 hPa u 风场的相关。大于0.5的正的相关系数出现在日本东南的太平洋上。这表明,当青藏高原前一年9月有较强的感热输送时,未来6月东亚西风急流将较强,急流北跳将推迟。类似的前后期的关系在其他月份也有所表现,这里就不一一赘述了。

当然上述青藏高原前期地表热通量与后期风场及高度的关系只是一种统计结果,要

找出其物理上的联系尚需进一步努力。

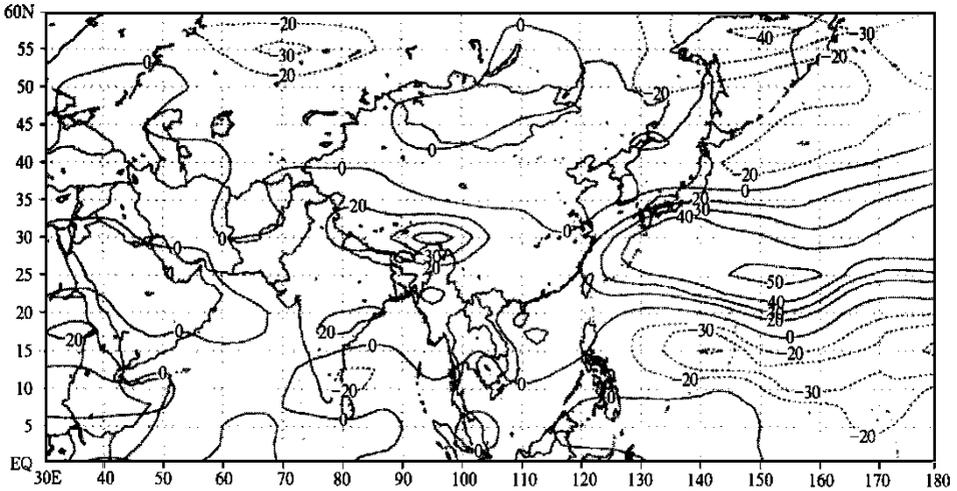


图7 6月份500 hPa u 风场与前一年9月青藏高原上空潜热通量的相关系数($\times 100$)

5 小结与讨论

通过以上分析,可以得出以下结论:

(1) 青藏高原的地表感热和潜热有较强的年际变化,尤其是感热11月至翌年2月为负值,而在盛夏则为近 60 W/m^2 的正值。

(2) 青藏高原的地面热通量以潜热更为重要,其量值各月均比感热大而且符号均为正,两者的综合效应使高原一年四季皆为大气的热源。

(3) 高原上的地表热通量有利于高原上空产生上升运动和向外的辐散运动,因此有助于高原及其邻近地区高度场升高,高值系统增强。同时有利于高原北侧西风增加,而高原上空的西风减弱,这有利于初夏西风急流的北跳,加速由春到夏环流的转变。

(4) 前期青藏高原地表热通量的异常与东亚地区初夏的高度场和纬向风场有较密切的联系,这种关系可作为预测东亚初夏环流异常的指标。

应该指出,NCEP 资料中的地表感热通量和潜热通量是 NCEP 模式进行资料同化的输出结果,属于再分析中的 C 类资料,因此在这个意义上,本文对青藏高原地表热通量的分析及其对大气环流影响的研究,应认为是一种模拟研究和分析。因为常规气象观测中是没有地表通量的直接观测,更不可能有全球范围的格点值。我们只能用这种同化的资料来作理论的分析。

NCEP 资料中的高度和风的资料都是由实际观测得到的。因此,本文所得到的结果仍然有实际意义。尽管 NCEP 的地表热通量资料可能包含一定的系统误差,但由于再分析资料使用同一种方法(模式)来计算过去 40 年及将来的热通量,因此大家都含有同样的系统误差。这种地表热通量资料所包含的误差并不改变本文中所提到的青藏高原 5 月份地表热通量与 6 月东亚高度场或风场的关系。我们仍然可以利用这种关系由 5 月份(有

误差) 青藏高原地表热通量来推测 6 月份东亚高度或风场的状况。

参考文献

- 1 叶笃正,高由禧,等.青藏高原气象学.北京:科学出版社,1979.202~212.
- 2 徐国昌,张志银.青藏高原对西北干旱气候形成的作用.高原气象,1983,2(2):8~15.
- 3 Hahn D G, Manabe S. The role of mountains in the South Asian monsoon circulation. *J. Atmos. Sci.*,1975,32:1515~1541.
- 4 陈烈庭,阎志新.青藏高原冬春季异常雪盖影响初夏季风的统计分析.1977-1978年青藏高原气象会议论文集.北京:科学出版社,1979.151~161.
- 5 徐国昌,李珊,洪波.青藏高原雪盖异常对我国环流和降水的影响.应用气象学报,1994,5(1):62~67.
- 6 董敏,余建锐.青藏高原春季积雪对大气环流影响的模拟研究.应用气象学报,1997,8(增刊):100~109.
- 7 Kalnay E, Kanamitsu M, et al. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 1996,77:437~471.
- 8 林少宫.基础概率与数理统计.北京:人民教育出版社,1963.159~161.

THE VARIATION OF SURFACE HEAT FLUX OVER TIBET PLATEAU AND ITS INFLUENCES ON THE EAST ASIA CIRCULATION IN EARLY SUMMER

Dong Min

(National Climate Center, Beijing 100081)

Zhu Wenmei Xu Xiangde

(Chinese Academy of Meteorological Science, Beijing 100081)

Abstract

Using the NCEP reanalysis data, the climatology of the surface heat flux over Tibetan Plateau and its relation with the East Asia Circulation in early summer are studied. It is found that: the surface heat flux over Tibet shows strong annual cycle; both the latent heat flux over Tibet enhances the upward vertical motion in the middle troposphere over Tibetan area; the heat flux over the Tibetan Plateau enhances the High system over Tibetan area and its adjacent regions. It also enhances the westerly jet stream in the north side of the Plateau. The abnormal surface heat over Tibet will speed up the seasonal transition process in the East Asia from winter to summer. The surface heat condition over Tibetan Plateau in the preceding seasons has some significant linkage with the succeeding height and zonal wind fields in early summer. These relations can be used as predictors for the circulation anomalies in early summer of East Asia.

Key words: Tibet surface Heat flux Circulation