

文章编号: 1000-2022(2000) 03-0404-08

青藏高原及其邻近地区旬感热通量基本气候特征

姚永红¹, 王谦谦¹, 葛朝霞²

(1. 南京气象学院大气科学系, 南京 210044; 2. 河海大学水文水资源及环境学院, 南京 210098)

摘要: 利用 1979 ~1995 年美国 NCEP 再分析资料中逐旬感热通量, 对高原及其邻近地区旬感热通量季节变化、年际变化特征及冬、夏季感热通量异常的年际变化和季节变化进行了分析。结果表明: 青藏高原感热通量有明显的季节变化, 可分为冬季型(10 月下旬 ~3 月上旬)和夏季型(3 月中旬 ~10 月中旬), 感热通量季节变化的明显区在高原北侧的荒原沙漠和南部珠峰一带, 高原感热异常多发生在 3 ~15 旬和 26 ~36 旬。冬季感热通量异常年际变化的空间型主要表现为以 85°E 为界高原东、西部的差异, 且近 13 年来冬季异常冷却作用随时间呈减弱趋势; 夏季感热通量异常年际变化的空间型主要表现为高原东北部和高原西南部的差异, 且近 13 年来夏季感热异常随时间呈增强趋势。

关键词: 感热通量, 青藏高原, 异常

中图分类号: P461 **文献标识码:** A

青藏高原是地球上海拔最高的高原, 作为一个高耸于对流层中部的大地形, 它的动力和热力作用对全球大气环流的影响是众多气象工作者很感兴趣的问题之一。夏季青藏高原是个大热源, 人们就它的地面有效辐射、感热及潜热进行了计算, 取得了大量成果。在 1979 年 5 ~ 8 月第 1 次青藏高原气象科学实验期间^[1], 通过对青藏高原的热源计算, 表明: 高原地区的热源, 在高原西部以感热为主, 高原东部感热和潜热加热同等重要, 高原以东则以潜热为主。1982 年 8 月到 1983 年 7 月再次在青藏高原地区进行了为期一年的热源野外考察^[2], 通过对一年资料的分析发现, 认为夏季高原主体地面加热场的最大中心在高原东南部, 加热场的强度最大值在 6 月和 7 月出现。这两次野外观测试验得到了十分宝贵的资料。但是由于观测资料都是当年的, 因此结果仅能反映当年的热源变化。

上面的分析发现, 高原热源中感热是个十分重要的加热分量, 关于高原感热的计算, 最早是在 1979 年, 由叶笃正等^[3]根据 70 年代中期以前高原地气温差资料, 按估计的拖曳系数 $C_d = 0.008$ 对高原地面感热通量进行了估算, 发现该项在高原大气热量收支中贡献最大, 而且西部大于东部。季国良等^[4]根据高原 4 个站 1982 ~ 1983 年的实测资料, 对高原地面加热场重新作了估算, 得到夏季 6 ~ 8 月地面加热强度可占全年的 41 % ~ 44 %。1990 年徐国昌等^[5]根据 1961 ~ 1985 年度 60 个站地-气温差资料, 计算得到 25 年逐月高原地面加热场资料, 表明高原

收稿日期: 1999-09-24; 改回日期: 2000-03-24

基金项目: 国家自然科学基金重点项目“中国区域气候变化分析和机理研究”(49735170) 课题资助

作者简介: 姚永红, 女, 1968 年 9 月生, 博士生, 讲师

地面加热场强度——即感热加热强度季节变化的主要特点是夏季高(6月最高), 冬季低(12月最低), 春季变化快。计算所得感热各月均为正值。李栋梁等^[6]利用青藏高原主体 60 个地面站 1961~1990 年历年夏季(6~8月)各月资料计算了青藏高原地面感热通量, 表明夏季青藏高原地面感热通量为较大正值。

以往的工作主要针对特殊年份高原感热变化或者是对月尺度的高原感热特征进行了研究, 但我们知道, 高原上的重要天气系统——南亚高压, 它的振荡周期是 10~14 d, 而它的活动与高原的热源紧密相关, 因此很有必要从旬尺度上去研究感热通量的变化特征。本文利用 1979~1995 年美国 NCEP 提供的逐旬感热通量资料对高原感热通量进行更细致地研究, 为进一步认识青藏高原加热场特征提供依据。

1 资料和方法

使用美国 1979~1995 年 NCEP 再分析资料中 14 年有效的(缺 1986、1987、1993、1995 年下半年)逐旬感热通量资料。原始资料为全球范围, 纬向分辨率为 1.875° ; 经向为高斯纬度。用双线性插值法得到 $70^{\circ}\sim 140^{\circ}\text{E}$ 、 $10^{\circ}\sim 50^{\circ}\text{N}$ 范围内 $2^{\circ}\times 2^{\circ}$ 分辨率的感热通量, 单位为 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ 。主要分析方法是经验正交函数展开法, 目的是为了分析感热通量逐旬变化的基本气候特征以及感热通量旬异常变化的空间结构和时间演变特征。

2 青藏高原及其邻近地区旬感热通量的时空变化特征

2.1 青藏高原旬感热通量的季节和年际变化特征

首先我们将高原作为一个整体来研究其感热通量的季节变化和年际变化, 文中用海拔 3 000 m 以上所有格点代表青藏高原主体, 作出旬感热通量场的年际-季节变化(图 1)。由图可见, 高原感热通量有明显的季节变化, 从 7 旬(3月上旬)~29 旬(10月下旬)均为正感热通量, 最大值出现在 12 旬(4月下旬)~18 旬(6月下旬)。由图还可以看出高原主体在 3~4 月间感热增加很快, 为南亚高压登上高原提供了有利的条件。但南亚高压真正到达高原主体后(6月以后), 高原主体的感热通量并不是一年中的最大值; 从 30 旬(10月下旬)开始到次年 7 旬(3月上旬)为负感热通量所控制, 负极值出现在 34 旬(12月上旬)~次年 2 旬(1月中旬)。7 旬(3月上旬)和 30 旬(10月下旬)是高原感热符号转变时期。因此, 青藏高原作为一个整体来看, 它的旬感热通量有明显的季节变化, 从冬到夏的转换时间平均为 7 旬(3月上旬), 从夏到冬的转换时间平均为 30 旬(10月下旬)。虽然季节转换时间的年际变化很小, 但无论冬、夏感热的峰值及所在旬却有明显的年际变化。

综上所述, 可以看出青藏高原的感热通量的季节变化可以分为冬季型(30 旬~次年 7 旬)和夏季型(7 旬~29 旬), 冬季高原为负感热通量, 夏季相反。冬向夏转变的时间是 3 月上旬, 而夏向冬转变的时间是 10 月下旬。季节转换时间几乎没有年际变化, 但感热通量的峰值及所在旬仍有明显的年际变化。

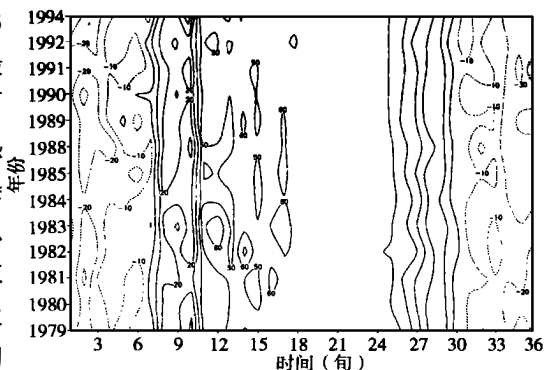


图 1 旬感热通量场的年际-季节变化

Fig. 1 Interannual-seasonal variation of the dekade sensible heat flux over the Plateau

2.2 青藏高原及其邻近地区感热通量的年变化特征

为了了解青藏高原与其南北和东西两侧感热通量逐旬变化的空间特征, 分别给出了多年平均的旬感热通量沿 $85 \sim 100^{\circ}\text{E}$ 平均的时间-纬度剖面图(图 2a)和沿 $30 \sim 35^{\circ}\text{N}$ 平均的时间-经度剖面图(图 2b)。

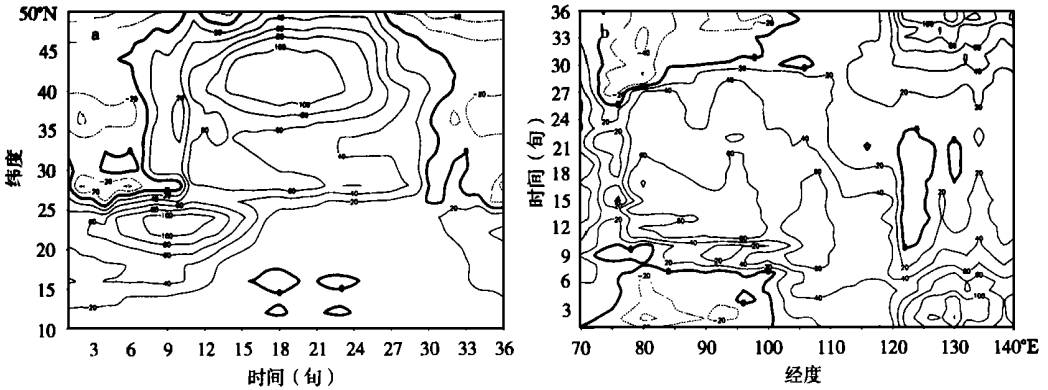


图 2 沿 $85 \sim 100^{\circ}\text{E}$ 经向平均感热通量的时间-纬度演变图(a)
和沿 $30 \sim 35^{\circ}\text{N}$ 纬向平均感热通量的经度-时间演变图(b)

Fig.2 Latitude-time cross section of sensible heat flux along $85 \sim 100^{\circ}\text{E}$ (a)
and Longitude-time cross section of sensible heat flux along $30 \sim 35^{\circ}\text{N}$ (b)

图 2a 主要反映高原与其南北两侧感热通量的年变化差异, 在该经度范围的下垫面主要有 4 类: 20°N 以南为孟加拉湾, $20 \sim 25^{\circ}\text{N}$ 为平原地区, $25 \sim 40^{\circ}\text{N}$ 为高原主体, 40°N 以北为荒原沙漠区。从图 2a 中看出, 青藏高原南侧(25°N 以南), 从 1 月上旬~5 月下旬(1~15 旬) 感热通量均为正, 在 3 月中旬~4 月中旬(8~11 旬) 达最大值 $100\text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, 位于印度平原地区。5 月下旬(15 旬) 以后明显减小。到 6 月上旬~8 月下旬(19~26 旬) 20°N 以南的海洋出现负感热通量, 但数值很小, 24 旬又转为正值, 11 月中旬(32 旬) 后明显增加。由此可见, 高原南侧在 5 月下旬以前, 感热通量表现为一热源, 5 月下旬以后, 它的加热作用明显减小, 到 6 月上旬~8 月下旬已经变为一冷源, 到 9 月上旬以后又变为一热源。青藏高原北侧(40°N 以北) 从 2 月上旬~11 月上旬(4~31 旬) 感热通量均为正, 最大值出现在 5 月下旬~9 月上旬(15~25 旬), 为 $100\text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 以上。其余月份为负值, 且值也较小。由此可见, 高原北侧的荒原沙漠区, 从 2 月上旬开始, 这一地区就成为一热源, 15~24 旬一直维持高达 $100\text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 的加热中心, 而到 11 月中旬又变为冷源。青藏高原主体($25 \sim 40^{\circ}\text{N}$) 冬季为一负值区, 在 1~2 月达极小, 且主要位于 $25 \sim 30^{\circ}\text{N}$ 的南部地区。从 3 月上旬(7 旬) 开始 30°N 以北已由负感热通量转为正感热通量, 且很快达极大。3 月下旬~7 月下旬(9~21 旬) 高原主体为正感热通量出现最大值的时间(达 $60\text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 以上), 从 10 月下旬(30 旬) 开始转变为负感热通量。由此可见, 高原主体旬感热通量的季变特征与其北侧是一致的, 而与其南侧呈反位相变化, 它反映了高原南北的海陆差异。需要指出的是, 图 2a 中虽然感热通量的最大值分别位于高原南部的印度平原及北部沙漠地区, 但由于高原上空的气柱比其南北要短, 因此, 高原的热效率要比南北两侧大得多。

感热通量变化主要影响低空的环流系统, 从 5 月下旬开始高原 20°N 以南海区与高原主体感热通量对比, 使得低空产生一向北的气压梯度力, 造成孟加拉湾地区的偏南风加强, 这种南风的加强在 5 月中旬达到最大, 与中南半岛季风爆发时间一致, 因此, 高原与其南部海区感热通量差异可能是中南半岛季风爆发的触发因子。

从图 2b 中可以看出, 青藏高原与其东西两侧感热通量的年变化差异, 在 $30 \sim 35^{\circ}\text{N}$ 的平均纬带中下垫面的情况主要有 3 类: $75 \sim 100^{\circ}\text{E}$ 为高原主体, $70 \sim 75^{\circ}\text{E}$ 和 $100 \sim 120^{\circ}\text{E}$ 分别为印度河平原和我国东部平原地区, 120°E 以东为西太平洋地区。从图中可见, 高原东西两侧的陆地部分感热通量全年为正, 3 月中旬 ~ 6 月下旬 (7 ~ 18 旬) 为最大, 可达 $60 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 以上。而东部海区 (120°E 以东) 1 月中旬为极大, 达 $140 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, 3 月中旬 ~ 7 月下旬 (10 ~ 21 旬) 在紧邻大陆的一狭窄地带为负感热通量, 8 月上旬以后又变为正感热通量, 大值出现在 12 月下旬 (36 旬), 为 $120 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。而高原主体 ($80 \sim 100^{\circ}\text{E}$) 3 月中旬以前为负感热通量, 极值出现在 1 月中旬, 达 $-40 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 以上; 而从 3 月上旬 ~ 9 月下旬 (8 ~ 27 旬) 则为正感热, 且高原东部和西部要早于中部, 最大值出现在 6 月中旬, 为 $80 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, 出现在高原西部, 10 月上旬 (28 旬) 以后又逐渐转变为负感热通量, 最大值出现在 11 月中旬, 西部冷源要强过东部。同样我们也要注意高原上空气柱比平原和海洋要短, 因此它的热效率要大。由此可见, 从感热加热来说, 高原与东部海洋强烈的热力对比反映出东西方向的海陆差异。图 2b 中高原主体与东部海区感热从 3 月上旬开始发生改变, 高原成为一热源, 海区逐渐成为一冷源。这种冷热对比差异显然是 4 月中旬南亚高压从海上移到陆地上的原因之一。

综上所述, 青藏高原的感热通量的季节变化特征表现为它与南部及东部海洋呈反位相变化, 而与北部及东部平原呈同位相变化。高原与其南部孟加拉湾感热通量的热力差异, 可能是中南半岛季风爆发的触发机制; 而与其东部海洋的感热通量所造成的热力差异可能是南亚高压由海洋登上陆地的原因之一。

2.3 青藏高原及其邻近地区旬感热通量的 EOF 分解

以上仅从两个剖面上分析了青藏高原感热通量的季节变化特征, 用经验正交函数 (EOF) 展开多年平均的 36 旬感热通量场, 可以更全面地了解青藏高原及其邻近地区感热通量空间分布及其季节变化特征。图 3 为上述资料 EOF 分解的前两个特征向量的空间分布及其对应的时间系数。第 1 特征向量占总方差的 69 % (图 3a)。高原与 25°N 以南、东南部陆地、海洋为反位相分布。正大值区位于东部海区, 负极值位于高原北部塔里木盆地和高原南部珠峰附近。第 1 特征向量反映出高原、高原以北沙漠与高原南部、东南部陆地、海区下垫面性质的差异而造成的高原与南部、东部地区感热通量反位相分布的季节变化特征。结合第 1 特征向量对应的时间系数 (图 3b), 可见: 4 月上旬 (10 旬) ~ 10 月上旬 (28 旬) 时间系数为负, 其余时间为正, 这正好反映出高原感热通量冬季型和夏季型的季节变化特征, 同时还可以看到春季 (6 ~ 11 旬) 变化快的季节变化特征。第 2 特征向量占总方差的 18 % (图 3c)。从第 2 特征向量结合时间系数演变图, 可见中南半岛和印度半岛感热通量春季渐升, 12 旬达极值, 而 5 月下旬后陡降, 8 月中旬达负极值的季节变化特征, 体现了季风爆发对感热通量的影响, 从另一方面讲这也反映了中南半岛季风和印度半岛季风的季节变化。另外, 4 月下旬中南半岛和印度半岛感热达极大值, 这与南亚高压从海上移到中南半岛的时间一致; 到 6 月中旬中南半岛变为冷源, 高原南部珠峰附近成为热源, 这与 6 月南亚高压从高原南部移上高原一致^[6]。

以上详细地分析了青藏高原及其邻近地区, 由于下垫面的不同, 旬感热通量有不同的季节变化特征, 并且它是高原上重要天气系统季节性位移的原因。关注影响天气系统气候变化的因子的同时, 应更关注因子的异常变化, 因此下面着重分析感热通量的旬异常特征。

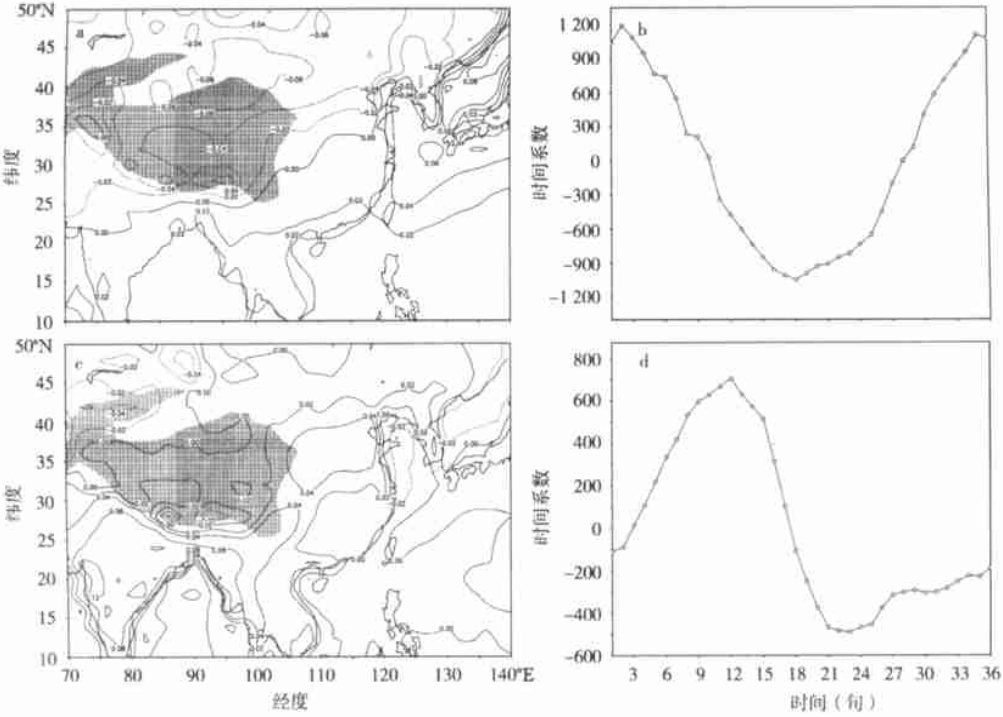


图3 多年平均的36旬感热通量场 EOF 分解第1特征向量(a)及对应的时间系数(b), 第2特征向量(c)及对应的时间系数(d) (阴影为2 000 m 以上地形)
Fig.3 The eigenvector(left) and the time coefficient curve(right) of EOF-1(top) and EOF-2(bottom) for dekade sensible heat flux (Shaded area indicates the terrain above 2 000 m)

3 青藏高原及其邻近地区旬感热通量异常的时空变化特征

3.1 青藏高原旬感热通量异常的季节变化特征

同样,我们首先分析高原主体旬感热通量异常的特征,定义旬距平为旬平均值与多年旬平均值的差值,该差值主要反映年际变化,即旬异常。为了定量了解旬异常的逐旬分布特征,将14年中距平的绝对值超过 $4\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 的频数作成图4。从图可见,青藏高原地区感热旬异常的季节变化很显著。高原感热异常的发生多集中在3~14旬(冬、春季)和26~36旬(秋、冬季),尤以3~15旬(冬、春季)发生异常的频数多,异常频数的峰值出现在第6旬(2月下旬),次峰值出现在第7旬(3月初),而15~26旬则鲜有感热通量异常发生。

总的来说,青藏高原感热通量在冬、春、秋季异常最为显著,但到了盛夏却较少发生感热通量的异常,这正好说明盛夏高原受南亚高压控制时,高原作为一个整体时所表现出来的感热加热的均匀性。而冬、春、秋季天气系统变化大,因此感热通量的异常会频繁发生。

3.2 青藏高原冬、夏季感热通量异常的 EOF 分解

以上分析表明青藏高原感热通量异常具有明显的季节变化和年际变化特征,为了仔细分析冬、夏季感热通量异常的空间及年际变化,首先给出冬季(34旬~次年6旬距平平均)感热通量距平 EOF 分解的前两个特征向量和相应的时间系数图(图5)。从第1特征向量(方差贡

献 54 %) 分布图(图 5a)可见: 高原以 85 E 为界, 其东西部为反位相变化, 东部高原与孟加拉湾、印度半岛为同位相变化, 而西部高原则与东部平原、海洋呈同位相变化。感热通量异常的大值区发生在 30 N 以北的东部海区, 印度半岛和中南半岛为次大区, 而高原感热异常的变化幅度则与东部平原及热带海洋有同样的量级。从对应的时间系数图(图 5b)上看, 在分析的 11 年资料中时间系数为正的是 1979、1980、1983、1984、1988、1991 年, 其中 1980、1983 年时间系数有正极大值, 说明 80 年代前期和中期冬季青藏高原东部的冷却作用偏强, 特别是 1980、1983 年; 1981、1982、1989、1990、1994 年时间系数为负, 说明 80 年代后期、90 年代初东部高原的冷却作用偏弱。1989、1990 年有负极大值, 对应该年冬季东部高原冷却作用明显偏弱。由图可见, 以 1988 年为界, 前期高原感热异常冷却作用偏强, 而后期冷却作用偏弱, 这与我国 1986 年以后连续出现了 6 个暖冬是一致的。

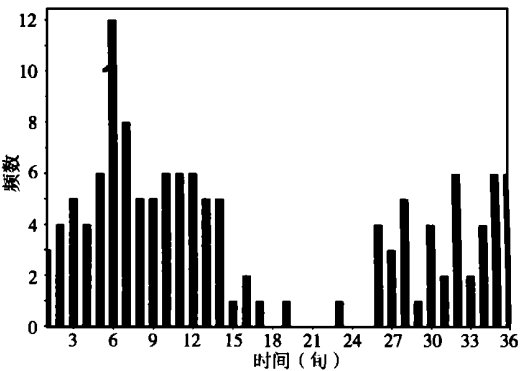


图 4 旬感热通量距平绝对值大于 $4\text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 的频数直方图

Fig.4 Frequency histogram of decade sensible heat flux with the absolute value above $4\text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$

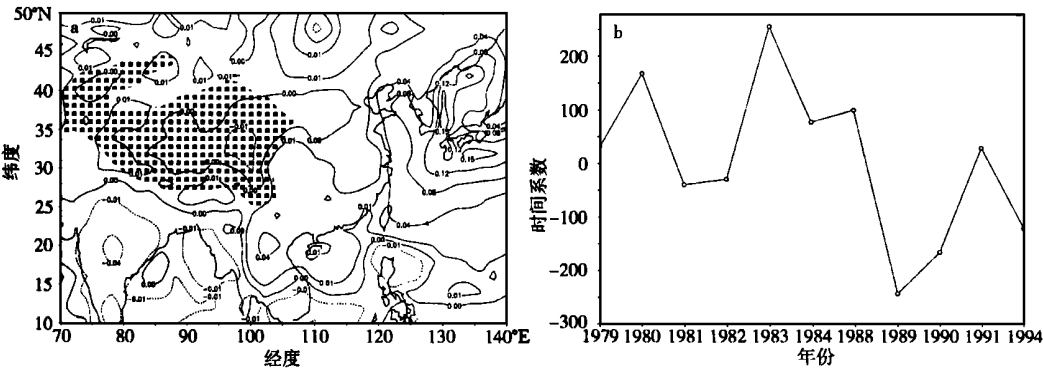


图 5 冬季感热通量距平 EOF 分解第 1 特征向量(a)及对应的时间系数(b)
(阴影区为 2 000 m 以上地形)

Fig.5 The eigenvector(a) and the time coefficient curve(b) of EOF-1 for winter sensible heat flux anomaly
(Shaded area indicates the terrain above 2 000 m)

图 6 为夏季感热通量距平(16 旬~24 旬距平的平均) EOF 分解的前两个特征向量和相应的时间系数图。

夏季感热通量异常型不象冬季那样集中, 而是分散于前 3 个特征向量中。从第 1 特征向量的分布图(6a, 方差贡献为 22 %)可见: 夏季青藏高原东北部感热通量异常与其西南部及周围地区呈反位相分布特征, 印度半岛和我国东北部为年际变化的大值区, 高原为次大区, 高原感热异常大值中心位于 90 E 以东。结合其时间系数(图 6b)可以看出, 1980、1984、1990、1994 年夏季青藏高原感热通量异常为较大的正值, 即这些年夏季青藏高原的加热作用非常明显, 尤其是高原 90 E 以东地区, 利于形成东部型南亚高压, 由高低层系统之间的关系可知, 此时西太

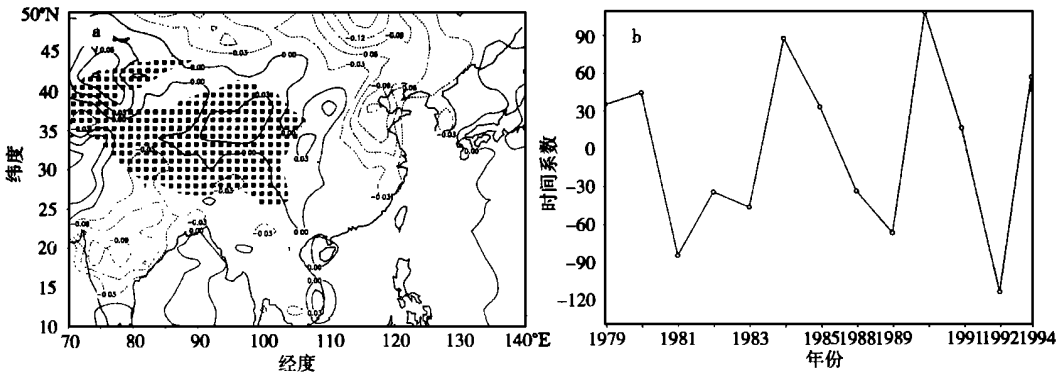


图 6 夏季感热通量距平 EOF 分解第 1 特征向量(a)及对应的时间系数(b)
(阴影为 2 000 m 以上地形)

Fig. 6 The eigenvector(a) and the time-coefficient curve(b) of
EOF-1 for summer sensible heat flux anomaly
(Shaded area indicates the terrain above 2 000 m)

洋副高西伸明显, 江淮地区处于副高控制之下, 多干旱酷暑天气, 特别是 1990、1994 年夏季我国东部异常偏热, 说明夏季高原东部感热通量异常增加可能与夏季我国异常偏热有关。从时间系数图还可看出年际变化的幅度随时间增大, 即从 80 年代到 90 年代夏季青藏高原感热通量异常越来越显著。

4 结 论

(1) 青藏高原感热通量有明显的年变化, 分为冬季型(10 月下旬 ~ 3 月上旬) 和夏季型(3 月上旬 ~ 10 月中旬)。冬季型中出现极值的时间是 12 月上旬 ~ 次年 1 月中旬, 夏季型中出现极值的时间是 5 月下旬 ~ 7 月下旬。冬季型向夏季型转换的时间是 3 月上旬, 夏季型向冬季型转换的时间是 10 月下旬。季节转换时间几乎没有年际变化, 但感热通量峰值及所在月有明显的年际变化。

(2) 高原主体与北部平原的感热通量的季节变化呈同位相, 而与 25°N 以南、东南部平原海洋呈反位相。这种感热对比可能是 6 月南亚高压登上高原和 5 月中旬中南半岛季风爆发的原因之一。

(3) 高原感热异常多发生在冬、春和秋季。高原冬季感热通量异常年际变化的空间型主要表现为以 85°E 为界高原东、西部的差异, 且近 13 年来冬季感热异常冷却作用随时间呈减弱趋势; 高原夏季感热通量异常年际变化的空间型主要表现为高原西北部、东北部和高原南部的差异, 异常中心在高原 90°E 以东, 且感热异常随时间呈增强趋势。

致谢: 本文在计算过程中, 得到了任雪娟博士生、王叶红硕士的帮助, 特此致谢。

参考文献

[1] 沈志宝, 翁笃鸣, 潘守文. 青藏高原热源观测实验概况[C]. 见: 《青藏高原气象科学实验文集》编辑组编. 青藏高原气象科学实验文集(一). 北京: 科学出版社, 1984. 1 ~ 9
[2] 季国良, 姚兰昌, 王文华. 1982 ~ 1983 年青藏高原热源野外考察概况[J]. 高原气象, 1985, 4(4): 1 ~ 9
[3] 叶笃正, 高由禧. 青藏高原气象学[M]. 北京: 科学出版社, 1979. 1 ~ 9

- [4] 季国良, 浦 明, 席蕴玉. 1983 年夏季青藏高原地区的地面和大气加热场[J]. 高原气象, 1986, 5(2): 155 ~ 166
- [5] 徐国昌, 李栋梁, 陈丽萍. 青藏高原地面加热场强度的气候特征[J]. 高原气象, 1990, 9(1): 32 ~ 43
- [6] 李栋梁, 章基嘉, 吴洪宝. 夏季青藏高原下垫面感热异常的诊断研究[J]. 高原气象, 1997, 16(4): 367 ~ 375
- [7] 张 琼. 南亚高压的演变规律、机制及其对区域气候的影响: [学位论文][D]. 南京: 南京大学, 1999

Climatological features of decade sensible heat flux over the Tibetan Plateau and its surrounding area

YAO Yong-hong¹, WANG Qian-qian¹, GE Zhao-xia²

(1. Department of Atmospheric Sciences, NIM, Nanjing 210044;

2. College of Water Resources and Environment, Hohai University, Nanjing 210098)

Abstract: By using decade sensible heat flux (SHF) dataset from NCEP/NCAR reanalysis project from 1979 to 1995, investigated are the features of seasonal/interannual variations of SHF itself and of SHF anomaly in winter/summer over the Plateau and its vicinities. Results show that SHF experiences a remarkable seasonal evolution, which can be classified into winter pattern (from late Oct. to early Mar.) and summer pattern (from middle Mar. to middle Oct.), with the seasonality being the most significant over northern desert and southern Mt. Qomolangma. The anomaly of SHF occurs mostly during the 3rd to 15th decade or the 26th to 36th decade. The space pattern of the interannual variations of winter (summer) SHF is characterized by the contrast between east of 85 °E and west of 85 °E (northern and southern Plateau), with a decreasing (increasing) cooling (heating) trend in the last 13 years.

Key words: decade sensible heat flux, Tibetan Plateau, decade anomaly