

# 青藏高原地区地表热力异常与夏季 东亚环流和江淮降水的关系<sup>\* 1</sup>

赵 勇<sup>1,2</sup> 钱永甫<sup>1</sup>  
ZHAO Yong<sup>1,2</sup> QIAN Yongfu<sup>1</sup>

1. 南京大学大气科学系, 南京, 210093

2. 中国气象局乌鲁木齐沙漠气象研究所, 乌鲁木齐, 830002

1. *Department of Atmospheric Science, Nanjing University, Nanjing 210093, China*

2. *Institute of Desert Meteorology, China Meteorological Administration, Urumqi 830002, China*

2007-04-10 收稿, 2008-04-26 改回.

**Zhao Yong, Qian Yongfu. 2009. Relationship between the Tibetan Plateau surface thermal anomalies and the summer circulation over East Asia and rainfall in the Yangtze and Huaihe River areas. *Acta Meteorologica Sinica*, 67(3):397–406**

**Abstract** The relationship between the surface thermal anomalies (STA) over the Tibetan Plateau (TP) and the summer rainfall over the Yangtze and Huaihe River (Jianghuai) areas, has been studied by many researchers. However, most previous studies focused on the temporal variation of STA, and less attention was paid to the correlation between the spatial variation of STA over TP and the Jianghuai summer rainfall. The present paper aims to explore this correlation.

By use of the NCEP/NCAR Reanalysis monthly mean data, the precipitation data at 160 stations in China, and the index data of the Western Pacific subtropical high ridgeline (WPSHR) provided by the National Climate Center of China, the spatial features of the mean surface temperature over the TP and its circumjacent areas during the seasonal transition (March to June) are analyzed. By mean square deviation analyses, three areas are selected: 1) the TP main area (28°–38°N, 75°–100°E), 2) the area to the northeast of the TP (38°–48°N, 90°–105°E), and 3) the area to the northwest of the TP (38°–45°N, 75°–90°E). The relationship between the spatial variation of STA over the three areas in May and the summer circulation over East Asia and rainfall over the Jianghuai areas from 1951–2002 is further investigated. The results show that the STA over the three areas are evidently related to the 850 hPa summer circulation. A large-scale thermal contrast exists between the TP and the area to its north in May, and an index is defined to reflect the intensity of the large-scale thermal contrast. When the thermal contrast enhances (weakens), the south-north gradient of the mean air temperature in the mid-upper troposphere (500–200 hPa) enhances (weakens), too. This results in the speeding up (slowing down) of the westerly winds in the mid-upper troposphere and their shifting to further south (north). The WPSHR also shifts to further south (north) than normal. So the East Asian summer monsoon weakens (strengthens), and the rainfall increases (decreases) over Jianghuai areas.

**Key words** Tibetan Plateau and its circumjacent areas, Temperature gradient, Spatial thermal contrast, Summer circulation in East Asia, Rainfall in the Jianghuai area

**摘 要** 利用 NCEP/NCAR 再分析月平均资料和中国 160 个站降水资料, 以及由国家气候中心提供的西太平洋副高脊线指数资料, 分析了青藏高原地区多年平均地表温度季节转换 (3—6 月) 的空间特征, 结合均方差分析, 确定高原主体 (28°–38°N, 75°–100°E)、高原东部以北区域 (38°–48°N, 90°–105°E) 和高原西部以北区域 (38°–45°N, 75°–90°E) 为关键区, 分析了

<sup>\*</sup> 资助课题: “国家重点基础研究发展计划”(973)项目: “我国南方致洪暴雨监测与预测的理论和方法研究”(2004CB418300)和国家自然科学基金面上项目“我国温度和降水气候极端事件及其与全球不均匀增暖的联系”(40675042)。

作者简介: 赵勇, 主要从事气候变化和预测的研究。E-mail: zhaoyong@idm.cn

1951—2002年5月不同关键区地表温度的空间变化与夏季东亚季风环流和江淮降水的关系。结果发现,这3个区域地表温度异常均对夏季东亚850 hPa环流有显著的影响。5月高原和其以北区域地表温度异常存在较大尺度的热力对比,由此,将高原主体和其以北区域的温度异常之差定义为一个指数,反映这种热力差异。相关分析发现:当5月这一热力差异增大(减小)时,夏季东亚中高纬的中高层(500—200 hPa平均)西风加强(减弱),且西风中心轴线位置南移(北抬);造成西太平洋副热带高压脊线位置偏南(偏北),致使夏季东亚季风环流偏弱(偏强),江淮流域降水增多(减少)。

**关键词** 青藏高原地区, 温度梯度, 空间热力差异, 夏季东亚环流, 江淮流域降水

**中图法分类号** P456.7

## 1 引言

许多研究表明,青藏高原的热力和动力作用对东亚地区的大气环流和天气气候变化存在重要的影响。20世纪50年代,叶笃正等(1957)就指出夏季高原上空为一热源。Broccoli等(1992)数值试验证明北半球中纬度地区干旱气候的形成是大地形存在的结果。Flohn(1960)认为高原的热力作用造成了南亚高压的形成。亚洲季风是一个动力稳定环流,它的年际变化很大程度上是由下垫面热力强迫缓慢变化决定的,其中尤以海陆热力差异和高原的热力作用为重。数值试验证实:只有当高原出现在模式中,亚洲季风才存在,否则亚洲季风消失(钱永甫等,1988;朱抱真等,1990;张耀存等,1999)。在春夏过渡季节里,青藏高原非绝热加热的变化引起了海-陆热力差异对比的变化,给亚洲季风的爆发创造了不同的热力背景,对亚洲季风的异常爆发有明显的影

响(Wu, et al, 1998)。近年来不少学者研究了高原及其周边地区热力异常对中国夏季环流和降水的影响。宋正山等(1995)利用ECWMF资料揭示了青藏高原与中国东部大陆夏季降水分布特征的关系,并强调了高原的热力作用。赵平等(2001)指出青藏高原春季热源对于随后的夏季中国东部降水有比较好的指示意义,而高原夏季热源与同期长江流域降水存在明显的正相关。段安民等(2003)研究发现当前期5月高原主体感热加强时,随后7月中国东部大陆盛行偏北差值气流,江淮流域降水增多。董敏等(2001)认为前期青藏高原地表热通量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,可以用来预测东亚初夏环流的异常。但这些研究都将高原地区作为整体,仅考虑了高原整体的热力异常对中国夏季环流和降水的影响。

也有些研究工作考虑了高原及其周边地区地表热力状况的不同空间分布型对中国夏季环流和降水的影响,如朱乾根等(1996)用TBB资料分析发现,

高原东北部和西南部(大致以37°N为界)的TBB值存在反相关,当前冬高原西南部偏暖时,夏季副热带季风偏北,江淮流域降水偏少。葛旭阳等(2001)用地温资料分析发现,前冬青藏高原下垫面的热力异常为南北向分布时,长江中下游夏季易为旱、涝年,高原南北的分界线与朱乾根等(1996)用TBB资料确定的相同。此外,陈月娟等(2001)研究发现,高原东部以北区域(35°—45°N, 100°—110°E)春季的地温与夏季西太平洋副热带高压的强度和位置存在较好的相关关系。

上述研究中多数把高原及其周边地区当作一个整体考虑,不同区域的地表热力异常对夏季东亚大气环流的单独作用如何,对降水的影响又怎样,讨论较少;这一地区热力异常对比明显,这些区域间热力异常的对比对夏季东亚大气环流和江淮流域降水的影响如何,值得进一步讨论;以往的研究,时间变化讨论较多,空间变化讨论较少。针对以上不足,本文讨论了春夏之交的5月,高原及其周边地区的地表温度空间变化对夏季东亚大气环流和江淮流域降水的影响。

## 2 资料和方法

所用资料为1951—2002年共52年的各种气象要素,其中有高原地区的NCEP/NCAR地表温度的月平均资料,该资料在经向为高斯格点,为计算方便起见,将其双线性插值为 $1^\circ \times 1^\circ$ ;6—7月月平均的等压面气温资料,分析范围均为(20°—50°N, 70°—110°E)。6—7月月平均的等压面风场资料,分析范围为(0°—50°N, 90°—150°E)。国家气候中心提供的西太平洋副热带高压脊线指数(110°—150°E)以及中国160个站降水资料。如无特别说明,本文的夏季指6和7月。

文中温度梯度表示为 $\nabla T = \frac{\partial T}{a \cos \varphi \partial \lambda} \mathbf{i} + \frac{\partial T}{a \partial \varphi} \mathbf{j}$ ,

$a=6371$  km为地球平均半径,采用中央差分计算; $\varphi$ 为纬度, $\lambda$ 是经度。因为地表温度与海拔高度有关,相同月,同纬度海拔高地区的地表温度总是低于海拔低

地区的地表温度,也低于相邻海拔低的高纬地区。本文研究的青藏高原地区正是地形高低差异显著的区域,因此直接计算地表温度梯度没有意义。本文定义了以下两种温度梯度,并给出其物理意义如下:

(1) 地表温度年距平梯度:将每个格点上的地表温度减去该格点 52 年(624 个月)的平均值,可得各个格点上的距平值,称其为年距平,即相对于格点的年平均温度的偏差。这类距平既包含了季节变化,也包含了年际变化,但以季节变化为主。按照上面的梯度计算公式计算其梯度,简称为年距平梯度。年距平梯度反映了研究区域内地表温度年距平及其季节变化的空间差异。通常,年距平梯度的箭头方向指向地表温度年距平偏高和季节变化快的区域,而其箭尾则从地表温度年距平偏低和季节变化慢的区域出发。用矢量形式绘出的辐合中心为研究区域内地表温度年距平及其季节变化的高极值地区,辐散中心为其低极值地区。因此,辐合(辐散)中心表明中心所在地区是地表温度年距平明显偏高(偏低)和季节变化明显偏快(偏慢)的地区。

(2) 地表温度月距平梯度:将每个格点上的地表温度减去该格点某月 52 年(52 个月)的平均值,可得各个格点上的距平值,称其为月距平。按照上面的梯度计算公式计算得到月距平的梯度,下文简称为月距平梯度。月距平梯度反映了研究区域内某月地表温度年际变化的空间差异。通常,月距平梯度的箭头方向指向月距平偏大的区域,而其箭尾则从月距平偏小的区域出发。用矢量形式绘出的辐合中心为研究区域内地表温度月距平的高极值地区,辐散中心为其低极值地区。因此,辐合(辐散)中心表明该地区是该月地表温度异常最显著(月距平最大或最小)的地区。

温度本身是一个标量,通过求梯度的方法,可以将其矢量化处理。这样处理的优点是既能反映出地表温度变化的大小,还能反映空间变化的方向,即地表温度变化的相对大小。因此能够较好地揭示地表温度空间变化的特点。

地表温度作为一个综合反映热通量和地表净辐射作用的物理量,在一定程度上反映了地表热源的强弱和变化,其梯度可以用来表征青藏高原及其周边地区地表热力状况的非均一性。此外,从 5 月高原主体平均的地表温度年距平的时间序列来看,1980 年前后存在明显的暖突变,这与韦志刚等(2003)对青藏高原 72 个地面气象站 1962—1999 年的冬春气温变化分析得到的结果是一致的。这也说

明了 NCEP/NCAR 月均地表温度资料可以用来分析高原地区的地表热力状况。

本文利用相关、合成分析、SVD 等统计方法讨论了不同物理量之间的关系,具体方法可参见有关文献(施能等,2002;王盘兴等,1997)。

### 3 高原地区地表温度季节变化的空间分布特征

研究地表温度季节变化的空间特征,分析地表温度年距平的梯度场,无疑是简单和直观的方法。图 1 展示了东亚夏季风爆发前后多年平均的 3—6 月地表温度年距平梯度的空间分布,由于是多年平均,年际变化已经消除,反映的是季节变化。由图可知,3 月高原及其邻近地区年距平梯度以北南向为主,说明地表温度经向变化的差异是主要的,低纬地区地表温度的季节变化要早于中高纬地区。高原 80°E 以东区域存在两个辐散中心,以西则为一个辐合中心,高原主体(80°—100°E)的年距平梯度值较小,地表温度的季节变化较慢,与冬季(12—2 月)(图略)地表温度年距平梯度分布特点基本一致。4 月,高原 33°N 以北地表温度梯度转为南北向为主,高原以北的沙漠戈壁地区形成了两个大的辐合中心,这些地区的地表温度率先开始变化。高原西部(80°E 以西)仍为辐散中心。90°E 以东的高原,梯度方向表现为纬向,说明地表温度纬向变化的差异是主要的。除了高原南北两侧的年距平梯度值较大以外,其余地区变化均较均匀,梯度值较小。5 月,高原主体地表温度年距平梯度的分布特征与 4 月相似,不同之处在于高原 33°N 以北 85°—95°E 区域出现了一个辐合中心,这一区域地表温度的年距平值增大,变化较快。90°E 以东 42°N 以南地区的梯度方向全部转为南北向,高原北部的沙漠戈壁地区与这一区域的其他地区相比,地表温度的季节变化明显要快,仍为辐合中心。高原的西南地区年距平值也较大,形成了辐合中心。除高原东部以东地区外,其余区域变温均较均匀,高原以北地区的梯度值较 4 月增大不少。6 月,高原沿 33°N 线两侧各有一个辐合带,高原主体地表温度变化加快,年距平值也增大,西部的辐散中心移至 75°E 以西,变化较慢。高原以北地区同 5 月,均为辐合中心。说明这一地区在 4—6 月的春夏季节,是地表温度变化较快和较剧烈的区域。除高原南侧 85°E 以西地区还存在北南向的梯度分布以外,其余地区已均转为南北向,与盛夏(7 月)(图略)地表温度年距平梯度分布特征基本一致。

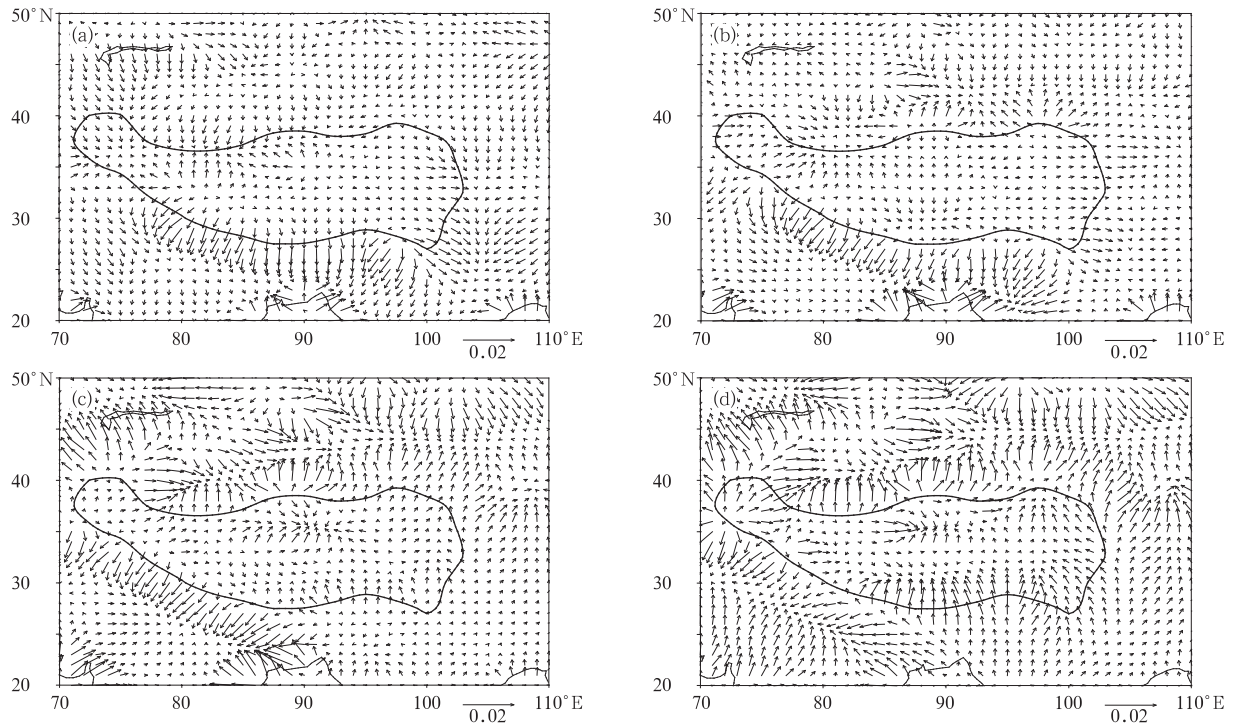


图 1 多年平均的 3—6 月高原地区地表温度年距平梯度的空间分布

(单位:  $^{\circ}\text{C}/\text{km}$ ; a. 3 月, b. 4 月, c. 5 月, d. 6 月; 实线区域代表海拔高度大于 3000 m 地形)

Fig. 1 Spatial distributions of the annual anomaly gradients of the climatic mean surface temperature over the Tibetan Plateau and its circumjacent areas

(unit:  $^{\circ}\text{C}/\text{km}$ ; a. March, b. April, c. May, d. June. Solid curve outlines the area with altitude more than 3000 m)

结合均方差分析(图略),高原及其周边地区春夏季地表温度季节变化最为剧烈的区域,有高原主体区域( $28^{\circ}\text{--}38^{\circ}\text{N}$ ,  $75^{\circ}\text{--}100^{\circ}\text{E}$ );高原东部以北区域( $39^{\circ}\text{--}48^{\circ}\text{N}$ ,  $90^{\circ}\text{--}105^{\circ}\text{E}$ );高原西部以北区域( $38^{\circ}\text{--}45^{\circ}\text{N}$ ,  $75^{\circ}\text{--}90^{\circ}\text{E}$ )。这几个区域在季节转变过程中,年距平梯度也多为辐合(季节变化较快)中心。本文选取这 3 个区域作为研究的关键区,探讨地表温度季节变化较剧烈和迅速的区域是否也是对大气环流有重要影响的热力强迫源区。

#### 4 关键区地表温度空间变化与夏季东亚环流和江淮降水的关系

##### 4.1 几个指数的定义

(1) 降水指数:定义江淮流域 17 站<sup>①</sup> 52 年 6、7 月总降水量的标准化距平值为该地区夏季降水指数,简称为 SPI(summer precipitation index)。

(2) 高原主体和高原以北区域的热力差异指数:

$$I_{\text{STC}} = \text{Nor}(T_{\text{s}(28^{\circ}\text{--}38^{\circ}\text{N}, 75^{\circ}\text{--}100^{\circ}\text{E})} - T_{\text{s}(38^{\circ}\text{--}48^{\circ}\text{N}, 75^{\circ}\text{--}110^{\circ}\text{E})})$$

Nor( $X$ )表示对  $X$  进行标准化处理,将上述两个区域地表温度距平的区域平均差值进行标准化处理而得到的时间序列作为 5 月高原主体与其周边地区的热力差异指数,简称为 STCI(surface thermal contrast index),夏季的热力差异指数同上算得。STCI 值越大,表示南北向的热力对比越大。计算表明,5 月的热力差异指数与夏季的热力差异指数也有较好的持续性,相关系数达 0.70。

(3) 西风轴线指数:定义夏季 52 年( $20^{\circ}\text{--}50^{\circ}\text{N}$ ,  $90^{\circ}\text{--}130^{\circ}\text{E}$ )区域内对流层中高层(500—200 hPa)平均西风最大值的平均纬度的标准化距平值为东亚区域西风轴线指数,简称为 WAI(westerlies axis index)。

##### 4.2 3 个关键区域的地表温度月距平梯度与夏季东亚 850 hPa 风场的 SVD 分析

从本文第 3 部分的分析知道,高原主体本身以及高原北部的沙漠戈壁地区是高原地区地表温度季节变化最快和剧烈的区域。地表温度季节变化迅速和剧烈地区是否也是对夏季东亚大气环流有重要影

① 南京,合肥,上海,杭州,安庆,屯溪,九江,武汉,钟祥,岳阳,宜昌,常德,宁波,衢州,贵溪,南昌,长沙。

响的关键区域,这些地区地表温度的异常引起的大气环流调整使得 850 hPa 风场又呈现出何种异常环流分布? 为此,对其进行 SVD 分析。

取前面提到的 3 个关键区域 4—6 月标准化的地表温度月距平梯度场分别为左场, ( $0^{\circ}$ — $50^{\circ}$ N,  $90^{\circ}$ — $150^{\circ}$ E) 区域标准化的 850 hPa 风场作为右场。为了更好地揭示地表温度场对环流场的强迫作用,左场采用同性相关系数,右场采用异性相关系数。SVD 分析发现,春夏之交的 5 月,这些区域地表温度异常与夏季东亚区域 850 hPa 风场有一个最为密

切的关系。同时,由于从第 3 模态起,3 个区域的地表温度空间变化异常对夏季东亚 850 hPa 海洋和大陆上空的风场影响均不显著,这里主要讨论这些区域 5 月的地表温度月距平梯度场与 850 hPa 风场 SVD 分析的前两个模态。

图 2 给出了 SVD 分解第 1 模态左场同性相关系数矢量分布和右场异性相关系数矢量分布图,高原主体、高原东部以北区域和高原西部以北区域的第一模态协方差解释依次为 75%、50% 和 58%,时间系数序列的相关系数依次为 0.91、0.86 和 0.75。

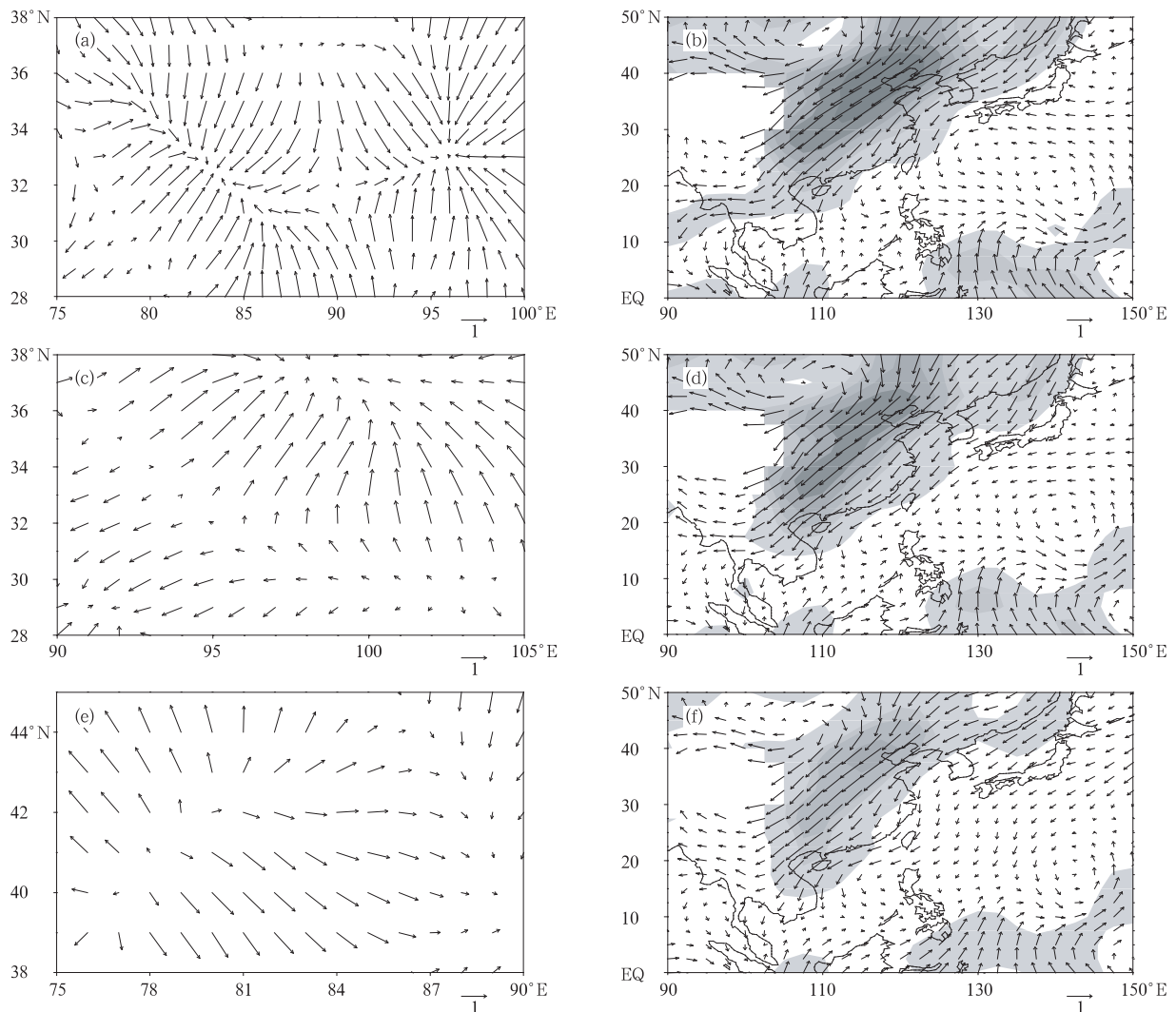


图 2 SVD 第 1 模态展开,月距平梯度对应左同性相关,850 hPa 风场对应右异性相关 (a. 5 月高原主体, c. 5 月高原东部以北区域, e. 5 月高原西部以北区域, b、d 和 f 为对应的夏季东亚风场,阴影部分表示通过 95% 信度检验区域)

Fig. 2 Spatial patterns of the first SVD mode of the monthly anomaly gradient of surface temperature (vector in the left panels) and 850 hPa wind anomalies (vector in the right panels) for the TP main area (a,b), the area to the northeast of TP (c,d), and the area to the northwest of TP (e,f). Shadings denote areas with statistical significance  $\geq 95\%$

从地表月距平梯度场(图 2a)可见,高原主体整体表现为辐合,东部和西部之间存在纬向的异常对比,整体以经向异常对比为主。说明当时间系数为正时,青藏高原主体是中心区温度异常值比周边地区大,而当时间系数为负时,中心区温度异常值比周边地区小。相应的东亚夏季 850 hPa 风场最佳耦合模态(图 2b)则表现为蒙古上空为强大的反气旋异常环流,中国东部大陆地区为较强的偏北风异常,西太平洋上空表现为气旋性异常环流。由图 2c 可见,高原东部以北区域低纬表现为辐散中心,高纬为辐合中心,以经向异常对比为主。相应的 850 hPa 风场的环流特点(图 2d)与图 2b 中的相似。高原西部

以北区域整体表现为辐散中心(图 2e),与上述两者不同之处在于,它以纬向的异常对比为主,相应的 850 hPa 风场环流特点及影响显著的区域类似于图 2b 和 2d。

综上所述,当 3 个关键区地表温度异常的空间变化特点依次呈辐合中心、辐散和辐合中心及辐散中心时(图 2a、2c、2e),中国东部大陆地区从东北到华南地区都为异常的偏北气流控制。在夏季风环流的背景下,中国东部低空主要受暖湿的偏南气流控制,二者相互作用,使得来自中高纬的干冷气流与来自海洋的暖湿气流在江淮流域等地上空交汇,造成这些地区夏季降水增多。为了验证这一结论的可

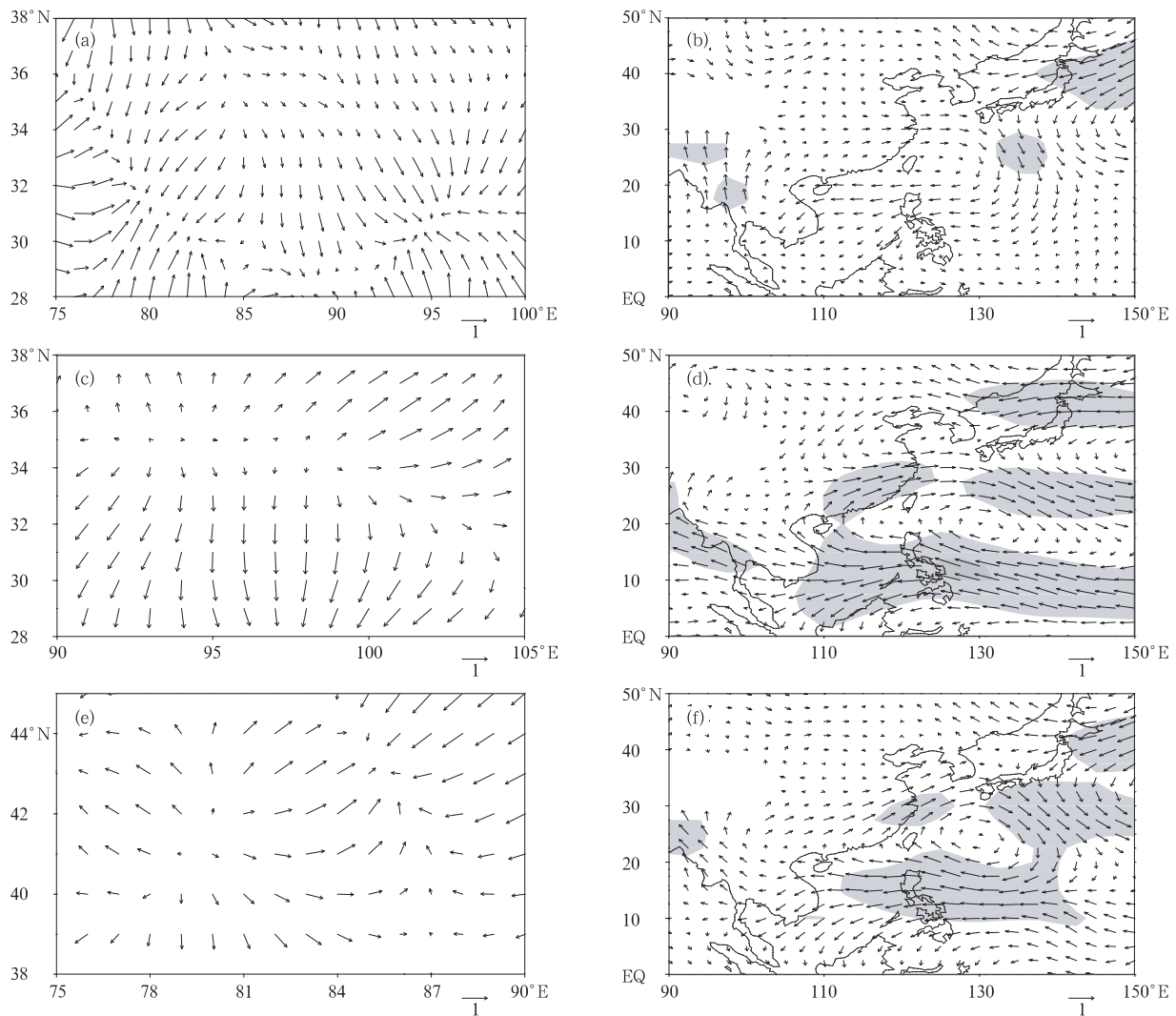


图 3 同图 2, 但为第 2 模态

Fig. 3 As in Fig. 2, but for the second mode

靠性,以高原主体为例,取左场时间系数较大和较小的8年,进行合成分析,结果表明当高原主体月距平梯度整体呈辐合中心(区域中心的地表温度月距平大于周围区)时,中国东部大陆上空850 hPa盛行异常的偏北气流,江淮流域7月的降水增加;反之,则盛行异常的偏南气流,降水减少(图略)。这与已有的研究结果是一致的。

图3给出了SVD分解第2模态同性相关系数的矢量分布和异性相关系数矢量分布,高原主体、高原东部以北区域和高原西部以北区域的第2模态协方差解释依次为8%、19%和15%,时间系数序列的相关系数依次为0.72、0.72和0.65。

由图3a可见,高原主体西部( $75^{\circ}$ — $85^{\circ}$ E)和东部( $90^{\circ}$ — $100^{\circ}$ E)各有一个辐合中心,说明高原东西两部地表温度异常较一致,纬向异常对比较小,整体以经向异常对比为主,相应的850 hPa风场改变不显著(图3b)。由图3c可见,高原东部以北区域整体为辐散中心,地表温度异常的经向对比是主要的。相应的850 hPa风场(图3d)表现为长江以北地区处在异常的气旋性切变气流控制之下,而以南地区受异常西南气流控制。且西太平洋、江淮流域和华南地区风场的变化显著。由图3e和2e对比可见,高原西部以北区域第二模态的空间型与第一模态基本相似,相应的850 hPa风场(图3f)在西太平洋上空为异常的反气旋环流。

综上所述,这一模态,高原东部以北区域地表温

度异常与夏季东亚850 hPa风场存在更加密切的关系,中国东部长江以北地区处在异常的气旋性切变气流控制下,以南地区处在反气旋型异常环流的控制下,异常的偏南和偏北气流在江淮流域交汇,易造成这一区域夏季降水的增加。取其左场时间系数较大和较小的8年,进行合成分析发现(图略):当这一区域月距平梯度整体为辐散中心(地表温度偏低)时,江淮流域处于850 hPa异常偏南和偏北气流辐合处,夏季降水增加;反之,这一地区处在异常气流的辐散处,降水减少。

## 5 高原和其北部区域热力差异与夏季东亚季风环流及江淮降水的关系

为了量化东亚夏季风的强弱,需要引入一个恰当的季风指数。本文采用的是黄刚等(1999)根据影响东亚夏季风的东亚—太平洋(EAP)大气遥相关型的概念定义的一个东亚夏季风环流异常指数,简称为HYI。依据高辉等(2003)对几个东亚夏季风指数的比较,认为HYI对东亚夏季风强弱有一个较好的反映,与中国季风区,尤其是江淮流域的降水和气温也有较好的相关关系。

5月热力差异指数与东亚夏季风指数(图4a)及其与江淮流域夏季降水指数(图4b)的时间序列的相关系数分别为-0.40和0.44,达到99%的信度检验,说明热力差异指数和东亚夏季风及江淮地区夏季降水有较为密切的联系。

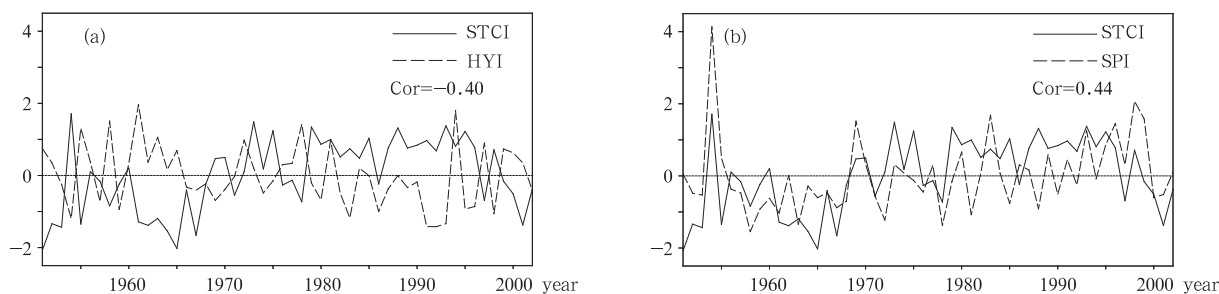


图4 1951—2002年5月热力差异指数和东亚夏季风指数(a)及江淮流域夏季降水指数(b)的年际变化

Fig. 4 The annual variations of STCI with HYI (a) and STCI with SPI (b) during 1951–2002

为了进一步说明问题,下面进行合成分析,规定5月热力差异指数大于1.0的为强年,强年有1954、1973、1975、1979、1985、1988、1993和1995年共8年;热力差异指数小于-1.0的为弱年,弱年有1951、1952、1953、1955、1961、1962、1963、1964、

1965、1967和2001年共11年。从强年850 hPa风场和降水的异常分布(图5a)可见,强年850 hPa环流特点主要表现为:中国东部沿海从低纬到中高纬依次为异常反气旋和异常气旋切变的环流配置,中国东部处在异常气旋切变的西部,从华北至江淮均

盛行异常的偏北气流,夏季风环流削弱。低纬海洋上异常反气旋西部的温暖偏南风 and 北部异常偏北风的辐合区偏江南,降水异常和这一环流特点配合得

很好。由图 5b 可见,弱年 850 hPa 环流特点主要表现为:中国东部大陆被单一的异常偏南气流控制,夏季风环流加强,江淮地区夏季降水显著减少。

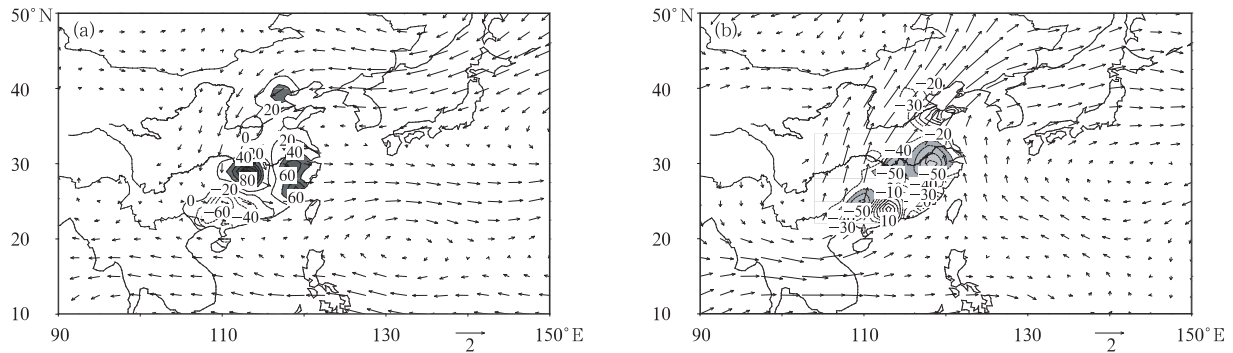


图 5 850 hPa 风场(单位:m/s)和降水(单位:mm)的异常分布(a. 热力差异指数大于 1.0,

阴影部分表示降水异常大于 40 mm 区域; b. 热力差异指数小于 -1.0, 阴影部分表示降水异常小于 -40 mm)

Fig. 5 Distributions of precipitation (unit:mm) and 850 hPa wind vector (unit:ms<sup>-1</sup>) anomalies in summer,

(a) STCI>1.0, positive precipitation anomalies more than 40 mm are shaded,

(b) STCI<-1.0, negative precipitation anomalies less than -40 mm are shaded

由前面的相关分析和合成分析可见,热力差异指数和东亚夏季风及江淮降水存在较好的联系,为什么 5 月高原主体和其北区域地表温度异常对比变化时,会引起东亚夏季风环流的异常,下面给出一个初步的机制解释。图 6a 给出了 5 月热力差异指数与夏季对流层中上层平均温度(500—200 hPa 平均)的相关系数分布。从图可知,当 5 月热力指数为正时,随后夏季高原及其周边区域对流层中上层的

气温呈南暖北冷的空间分布型,30°—40°N 区域是热力对比最大的区域,造成对流层中上层气温南北向温度梯度的异常增大。由热成风原理,西风气流在这一区域将会随高度增大,由流体的连续性,中国东部中纬地区的西风将增强。图 6b 给出了 5 月热力差异指数与夏季东亚对流层中高层西风(500—200 hPa 平均)的相关系数分布,从图可见,夏季东亚中纬 30°—40°N 区域西风显著增强,显著增强区

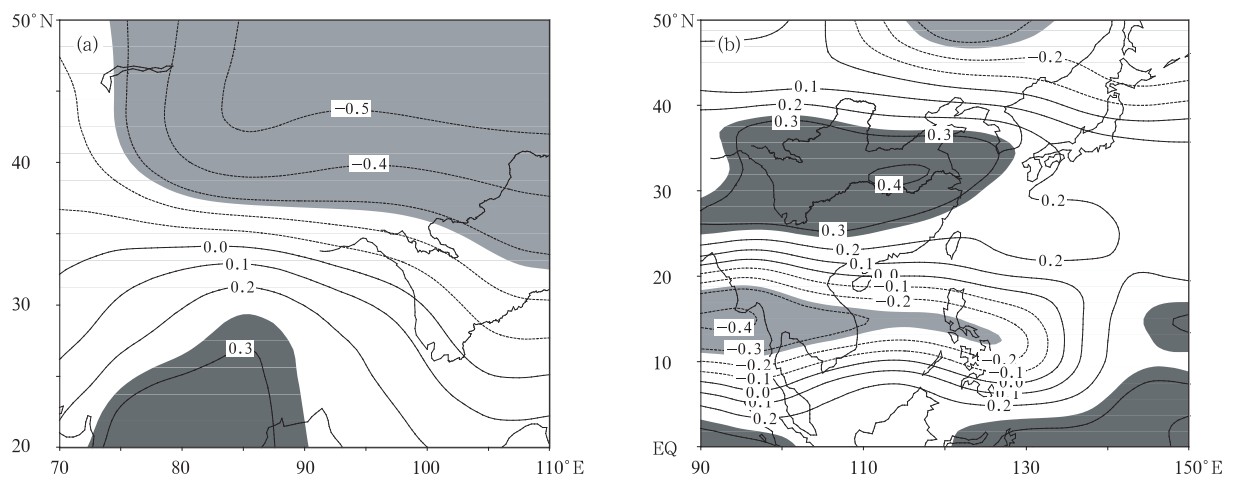


图 6 5 月热力差异指数与夏季平均对流层中高层温度(a)及东亚平均对流层中高层西风(b)的

相关系数分布(阴影部分表示通过 95% 信度检验区域)

Fig. 6 (a) Distributions of correlation coefficients between STCI and the temperature in the mid-upper troposphere in summer. (b) As in(a) but for STCI and the westerly winds in East Asia (Shaded areas depict the statistical significance level at 95%)

域和高原地区上空热力对比的最大区域是对应的。

图 7 给出了 5 月热力差异指数和夏季西风轴线指数及夏季西风轴线指数和西太平洋副热带高压脊线指数的时间序列。由图 7a 可见,5 月热力差异指数和夏季西风轴线指数的相关系数为 $-0.38$ ,即 5 月热力差异指数增大时,夏季中国北部地区对流层中高层的西风带将南移,反之北抬。进一步的计算表明,热力差异指数和夏季西太平洋副热带高压脊线指数也有较好的相关关系,相关系数为 $-0.38$ 。5 月高原地区的热力差异并不能直接影响副热带高压

的位置,它是通过西风带和副热带高压相联系。由图 7b 可见,夏季西风轴线指数和西太平洋副热带高压脊线指数的相关系数为 $0.43$ ,二者存在较密切的联系。张庆云等(1999)研究表明,夏季西风从中高纬度向低纬传播时,即西风带偏南,西太平洋副高脊线位置相对偏南,反之亦然。

由此可见,5 月热力差异指数增大时,导致夏季东亚中高纬西风环流增强,并且中高纬西风带南压,同时造成副热带高压南移,致使夏季东亚季风环流减弱,江淮流域降水偏多,这与图 4 和 5 相吻合。

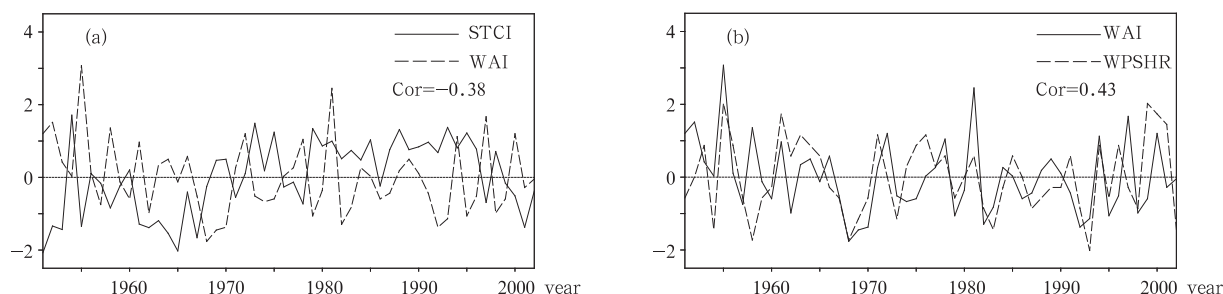


图 7 1951—2002 年(a)5 月热力差异指数和夏季西风轴线指数及(b) 夏季西风轴线指数和西太平洋副热带高压脊线指数的年际变化

Fig. 7 (a) Annual variations of STCI in May and WAI in summer during 1951–2002. (b) As in (a) but for WAI and WPSHR index in summer

## 6 结 论

青藏高原及其邻近地区的地表热力状况在空间上存在较大差异,分析这一地区在季风爆发前后多年平均的 3—6 月地表温度年距平梯度和均方差分布时发现,高原主体本身和高原以北的沙漠戈壁地区是梯度变化最为剧烈的地区。东亚夏季风爆发的 5 月,高原东部( $90^{\circ}\text{E}$  以东)南侧的梯度方向转为南北方向为主,而到了东亚夏季风建立的 6 月,这一地区的地表温度梯度几乎全部转为南北方向,二者在时间上均存在与大气环流场先后变化的关系。

根据 3—6 月地表温度年距平梯度的季节变化和均方差分布特征,选定了 3 处区域作为研究关键区,分别为高原主体、高原东部以北区域和高原西部以北区域。通过 SVD 分析以及合成分析发现,5 月上述 3 个关键区地表温度的变化对东亚夏季 850 hPa 风场异常存在显著影响,进而对江淮夏季降水也存在影响,地表温度异常的经向差异起主要作用。

进一步的研究发现,5 月高原主体和其北部区域地表温度异常的热力差异与夏季东亚地区的气候

异常存在较为密切的关系:当 5 月这一热力差异增大时,夏季东亚地区中高纬西风带增强且南压,造成西太平洋副高脊线位置相对偏南,致使夏季季风环流减弱,江淮流域降水增多,当这一热力差异减小时,则反之。

## References

- Broccoli A J, Manabe S. 1992. The effects of orography on midlatitude Northern Hemisphere dry climate. *J Climate*, 5(1):1181–1201
- Chen Yuejuan, Zhang Hong, Zhou Renjun, et al. 2001. Relationship between the ground surface temperature in Asia and intensity and location of Subtropical High in West Pacific. *Chinese J Atmos Sci (in Chinese)*, 25(4):515–522
- Dong Min, Zhu Wenmei, Xu Xiangde. 2001. The variation of surface heat flux over Tibetan Plateau and its influences on the east Asia circulation in early summer. *Quart J Appl Meteor (in Chinese)*, 12(4):458–468
- Duan Anmin, Liu Yimin, Wu Guoxiong. 2003. The sensible heat pattern over the Tibetan Plateau with the rainfall and circulation in eastern Asia in summer. *Chinese Science(D) (in Chinese)*, 33(10):997–1004

- Flohn H. 1960. Recent investigation on the mechanism of the "summer monsoon" of southern and eastern Asia // Proc- Symp Monsoon of the World. New Delhi: Hind Union Press, 75-88
- Gao Hui, Zhang Fanghua. 2003. Discussion and comparison of east Asia summer monsoon index. *J Tropical Meteor* (in Chinese), 19(1): 79-86
- Ge Xuyang, Tao Liying, Zhu Yongti et al. 2001. Statistic analysis and numerical experiment on relationship of Tibetan Plateau thermal condition and meiyu in Yangtze river basin. *Quart J Appl Meteor* (in Chinese), 12(2): 159-166
- Huang Gang, Yan Zhongwei. 1999. Monsoon circulation anomaly index in east Asia and its annual variation. *Chinese Sci Bull* (in Chinese), 44(4): 421-424
- Qian Yongfu, Yan Hong, Wang Qianqian, et al. 1988. The Numerical Research of Topography Effect in the Planetary Atmosphere (in Chinese). Beijing: Science Press, 216-218
- Shi Neng. 2002. The multianalytical technique of meteorologic scientific research and forecast (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 244pp
- Song Zhengshan, Yang Hui. 1996. The effect of Tibetan Plateau and summer rain in China // Huang Ronghui. The Processes of Disastrous Climate and its Diagnostics (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 114-119
- Wang Panxing, Zhou Weican, Wang Xin, et al. 1997. SVD for meteorological vector fields with its applications. *J Nanjing Inst Meteor* (in Chinese), 20(2): 152-157
- Wei Zhigang, Huang Ronghui, et al. 2003. Interannual and interdecadal variations of air temperature and precipitation over the Tibetan Plateau. *Chinese J Atmos Sci* (in Chinese), 27(2): 157-170
- Wu G X, Zhang Y S. 1998. Tibetan Plateau forcing and timing of south Asia monsoon and South China Sea monsoon. *Mon Wea Rev*, 126(4): 913-927
- Ye Duzheng, Luo Siwei, Zhu Baozhen. 1957. The wind structure and heat balance in the lower troposphere over Tibetan Plateau and its surrounding. *Acta Meteor Sinica* (in Chinese), 28(2): 108-121
- Zhang Qingyun, Tao Shiyan. 1999. The study of the sudden northward jump of the Subtropical High over the Western Pacific. *Acta Meteor Sinica* (in Chinese), 57(5): 539-548
- Zhang Yaocun, Qian Yongfu. 1999. Numerical studies on the effects of the critical height of Qinghai Xizang Plateau uplift on the atmosphere. *Acta Meteor Sinica* (in Chinese), 57(2): 157-167
- Zhao Ping, Chen Longxun. 2001. The climate characteristics of the atmospheric heat source over the Tibetan Plateau in past 35 years and its relationship with rainfall in China. *Chinese Sci(D)* (in Chinese), 31(4): 327-332
- Zhu Baozhen. 1990. The effect of Tibetan Plateau on the formation of large-scale flood and drought in China // Ye Duzheng. Advances in Research of Flood and Drought Climate (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 5-59
- Zhu Qiangen, Bai Zhihu. 1996. Winter TBB data characteristics in Tibetan Plateau and its relation to summer Asian-Australian monsoon anomaly // He Jinhai. The Recent Advances in Asian Monsoon Research (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 143-149

## 附中文参考文献

- 陈月娟, 张弘, 周任君等. 2001. 西太平洋副热带高压的强度和位置与亚洲地表温度之关系. *大气科学*, 25(4): 515-522
- 董敏, 朱文妹, 徐祥德. 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. *应用气象学报*, 2001, 12(4): 458-468
- 段安民, 刘屹岷, 吴国雄. 2003. 4—6月青藏高原感热状况与盛夏东亚降水和大气环流的异常. *中国科学(D)*, 33(10): 997-1004
- 高辉, 张芳华. 2003. 关于东亚季风指数的比较. *热带气象学报*, 19(1): 79-86
- 葛旭阳, 陶立英, 朱永□等. 2001. 青藏高原热力状况异常与长江中下游地区梅雨关系的相关分析及数值试验. *应用气象学报*, 12(2): 159-166
- 黄刚, 严中伟. 1999. 东亚季风环流异常指数及其年际变化. *科学通报*, 44(4): 421-424
- 钱永甫, 颜宏, 王谦谦等. 1988. 行星大气中地形作用的数值研究. 北京: 科学出版社, 217pp
- 施能. 2002. 气象科研与预报中的多元分析方法. 北京: 气象出版社, 244pp
- 宋正山, 杨辉. 1995. 我国夏季降水和青藏高原的作用 // 黄荣辉. 灾害气候的过程及诊断. 北京: 气象出版社, 114-119
- 王盘兴, 周伟灿, 王欣等. 1997. 气象向量场奇异值分解方法及其应用. *南京气象学院学报*, 20(2): 152-157
- 韦志刚, 黄荣辉等. 2003. 青藏高原气温和降水的年际和年代际变化. *大气科学*, 27(2): 157-170
- 叶笃正, 罗四维, 朱抱真. 1957. 西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*, 28(2): 108-121
- 张庆云, 陶诗言. 1999. 夏季西太平洋副热带高压北跳及异常的研究. *气象学报*, 57(5): 539-548
- 张耀存, 钱永甫. 1999. 青藏高原隆升作用于大气临界高度的数值研究. *气象学报*, 57(2): 157-167
- 赵平, 陈隆勋. 2001. 35年来青藏高原大气热源气候特征及其与中国降水的关系. *中国科学(D)*, 31(4): 327-332
- 朱抱真. 1990. 青藏高原对我国大尺度水旱形成的作用 // 叶笃正. 旱涝气候研究进展. 北京: 气象出版社, 156pp
- 朱乾根, 白志虎. 1996. 青藏高原冬季 TBB 特征及其与夏季亚澳季风异常的联系 // 何金海. 亚洲季风研究的新进展. 北京: 气象出版社, 143-149