

# 1984–2013 年青藏高原地气温差的时空变化特征

胡 洁, 巩远发

(成都信息工程大学大气科学学院, 四川 成都 610225)

**摘要:**为研究气候变化背景下的青藏高原地面热力性质的时空变化特征,利用 1984–2013 年国家气象信息中心的常规观测站的地表温度、气温及风速资料,并采用 M-K (Mann-Kendall) 检验法和经验正交函数法 (empirical orthogonal function, EOF), 得到高原地气温差年际和年代际的变化特征。主要结果有: (1) 高原年平均地气温差的总体分布与春秋两季大致类似, 数量值介于两者之间, 高原总体平均地气温差均为正; 4 个季节中, 春夏秋 3 个季节地气温差在高原上都为正, 夏季最大、春季次之, 仅在冬季的高原西北部有地气温差的负值区。 (2) 高原上年平均地气温差与 4 个季节平均的变化特征相似, 2003 年以前, 是增大 (减小) 趋势不明显的年际变化, 2003 年后发生年代际转折变化, 地气温差都呈明显增大趋势, 其中夏季的年代际转折相对不是特别明显, 地气温差增加变率也相对小。 (3) 高原年平均地气温差的第二空间模态呈现了高原东部和西部不同变化; 4 个季节的第二空间模态不仅反映了高原南北部地气温差相反的变化差异, 还反映了年代际变化时间的明显不同; 最典型的是春夏两季与秋冬两季不仅年代际变化的时间不同, 而且年代际变化前后的地气温差异常也相反。

**关键词:**气候学; 青藏高原气候学; 地气温差; M-K 检验; EOF 分析

**中图分类号:** P46

**文献标志码:** A

**doi:** 10.16836/j.cnki.jcuit.2020.04.015

## 0 引言

青藏高原是全球中低纬度地区面积最大、海拔最高的高原, 位于中国西南部。青藏高原的地表感热及其与大气的相互作用对气候变化有重要影响<sup>[1-5]</sup>。胡江林等<sup>[6]</sup>的研究表明, 高原地区的感热加热对亚洲夏季风的形成起着不可或缺的作用。朱乾根等<sup>[7]</sup>研究指出, 高原地表感热通量的异常变化与北半球大气低频振荡的强度及遥相关环流型发生改变有关, 从而影响中国气温与降水的异常分布。吴国雄等<sup>[8]</sup>证明了高原地区夏季的地表加热迭加周边大陆加热所激发的水平环流和垂直运动, 加强了东亚夏季风, 影响了东亚的气候格局。

青藏高原位于亚洲的中南部, 中国气候及天气系统深受其影响, 故研究青藏高原的动力和热力作用显得十分重要。国内外学者大量研究了高原感热通量, 在地表加热大气的过程中, 感热是不可或缺的一个组成部分, 而地气温差能有效地反映感热通量的变化特征<sup>[9]</sup>。Yang 等<sup>[10]</sup>研究指出, 由于气温上升, 风速减弱, 1984–2006 年高原感热通量每十年减小 2%, 且高原中东部地区的减小趋势较大。此后众多学者研究了高原感热通量的长期变化, 得到类似的结论<sup>[11-14]</sup>。然而对于近期高原感热通量的变化, 也有着不同的观点,

Chen 等<sup>[15]</sup>研究认为, 由于土壤湿度和净辐射的增加, 2001–2014 年高原感热通量与潜热通量总体上呈上升的趋势。解晋等<sup>[16]</sup>研究指出, 1981–2014 年高原地表感热通量的年际变化为先下降后上升的趋势。因此由于选取的研究时段以及所用站点的差异, 近几十年来高原地区感热通量的变化趋势还没有统一的结论<sup>[17-18]</sup>。叶笃正等<sup>[19]</sup>通过对地气温差的研究, 指出高原地面全年均为热源, 且热源强度在夏季 6 月份最大。季国良等<sup>[20]</sup>也表明青藏高原地面加热状况的变化可以由地气温差较好地反映, 高原地面除了在冬季为冷源外其余季节均为一热源。张文纲等<sup>[21]</sup>的研究指出, 青藏高原的地气温差在冬 (夏) 季较小 (大), 其多年平均值呈明显的西北–东南向的带状分布。陈忠明等<sup>[22]</sup>也发现, 前期高原冬季热源偏强 (弱) 时, 初夏四川盆地的降水偏多 (少)。王澄海等<sup>[23]</sup>研究表明高原地气温差均超前地温和气温一个月左右达到峰值, 且春季高原地气温差偏大 (小) 时, 长江中下游为涝 (旱) 年。申紫薇等<sup>[24]</sup>研究指出, 高原中部和东南部出现地气温差的负值中心, 其余大多地区均为正值。此后众多学者也验证了, 高原感热加热异常与中国长江中下游及华北等局部地区的降水异常的紧密的联系<sup>[25-30]</sup>。

对地气温差的研究, 能很好地反映出青藏高原地面热力作用的基本状态及其影响。因此着眼于研究高原地气温差在年尺度与季节尺度上的时空变化特征。

## 1 资料方法

### 1.1 资料

使用的资料为国家气象科学数据中心(中国气象数据网)的中国地面气候资料日值数据集(V3.0),综合考虑所研究的时段及站点数据的完整性,选择了101个位于高原主体的站点逐日平均气温( $T_a$ )、地面0 cm温度( $T_s$ )及风速( $V_0$ )数据。

### 1.2 方法

$$SH = c_p \rho C_{DH} V_0 (T_s - T_a) \quad (1)$$

公式1给出了地面感热的计算公式,现在的计算方案中,空气密度 $\rho$ 、等压比热 $c_p$ 、地气热力交换系数 $C_{DH}$ 基本都取常数,但是已有研究发现,近年来地气温差 $T_s - T_a$ 有增大趋势<sup>[21]</sup>,地面风速 $V_0$ 却呈减弱趋势<sup>[31]</sup>,两者变化趋势相反,这可能也是前述“高原地面感热”的变化趋势还没有统一的原因。因此,主要分析高原地气温差在年尺度与季节尺度上的时空变化特征,以期从不同角度了解青藏高原地面热力性质的变化特征。由于2014年高原中部观测资料缺测太多,所以选取青藏高原101个测站(图1)1984–2013年逐日平均气温( $T_a$ )、地面0 cm温度( $T_s$ )资料,计算1984–2013年地气温差的全年平均值及季节平均值,采用EOF分析方法,研究高原地气温差在年尺度与季节尺度上的时空变化特征。

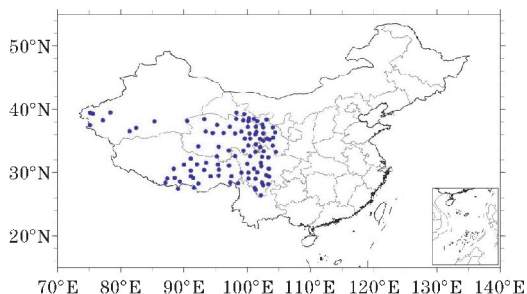


图1 青藏高原101个站点的空间分布

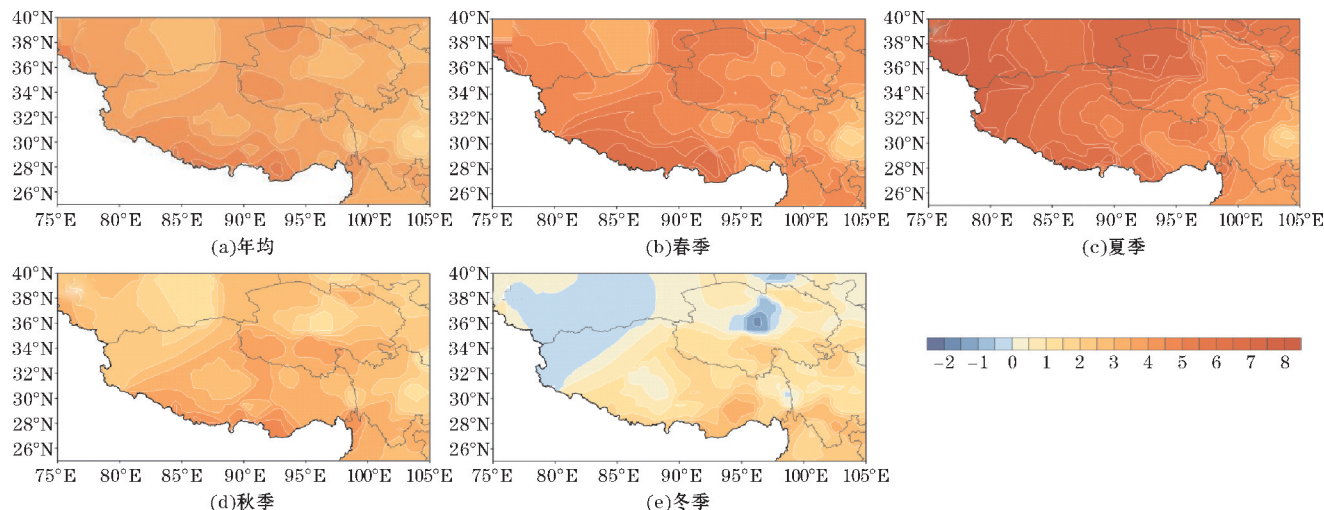


图2 1984–2013年高原年平均和季节地气温差分布

## 2 青藏高原地气温差的时空变化特征

### 2.1 青藏高原地气温差的季节变化特征

为更好地分析高原地气温差多年来的平均状况,首先对高原101个站1984年1月到2013年12月的气温、0 cm地温的差值进行30年累年平均(图2),然后研究其空间分布特征。

从图2(a)可以看出,高原全年平均地气温差全区为一致的正值,约在 $2^{\circ}\text{C} \sim 5^{\circ}\text{C}$ ,说明高原地表温度总体都高于地面气温,地面通过湍流热交换向大气输送热量,高原中部以及南部有地气温差偏大值中心。再看高原春季(3–5月,图2b),地气温差相比于全年平均地气温差明显较大,尤其是高原西南部地区地气温差出现大值区,最大值达到 $6.5^{\circ}\text{C}$ 。图2(c)是高原地区夏季(6–8月)地气温差的30年平均值,可以看出,高原夏季地气温差呈显著的西北–东南向的带状分布,这与前人的研究结果一致<sup>[18]</sup>。夏季地气温差全区均为正值,且相比于春季迅速增大。高原西北部地气温差较大,以青海的柴达木盆地地区为中心的大值区达到 $8.5^{\circ}\text{C}$ 以上;东南部地气温差则较小,造成这种差异的原因可能是高原东西部下垫面植被覆盖及土壤结构的不同。到了高原秋季(9–11月,图2d),地气温差由于太阳辐射减弱、地表温度的降低也随之减小,为 $1^{\circ}\text{C} \sim 4^{\circ}\text{C}$ 。冬季(12–2月,图2e)是高原地气温差最小的季节,同样为西北–东南向的趋势。相比夏季不同的是,从高原西北部向西南部为逐渐增大的趋势。在高原大部分区域地气温差为正值 $0^{\circ}\text{C} \sim 3^{\circ}\text{C}$ ,高原南部的山南地区有一大值中心;而在高原北部的柴达木盆地附近出现明显的地气温差负值中心,为 $-2.5^{\circ}\text{C}$ 左右,另外高原西北部也有明显的负值区,这种现象也可能与高原东部地区的海拔、下垫面特征、蒸发和降水有关<sup>[32–33]</sup>。

综上,高原年平均地气温差的总体分布特征与春秋两季大致类似,数值介于两者之间,整个高原地气温差均为正,在 $2\text{ }^{\circ}\text{C}\sim 5\text{ }^{\circ}\text{C}$ 变化;4个季节中,夏季地气温差最大、春季次之,在植被稀疏和干燥的高原西北部是地气温差的高值区域,植被覆盖率高的东南部相对较小;秋季整个高原上的地气温差较春夏两个季小很多,但都还是正值;冬季地气温差最小,相较其他季节,仅冬季的高原西北地区有负值地气温差。

2.2 青藏高原地气温差的年际变化特征

图 3 为 1984-2013 年 101 个站点,年平均的日均地气温差、日均风速及 4 个季节平均的地气温差的年际变化。由图 3(a)可见,高原年平均的地气温差在 1984-2003 年呈波动式的年际变化,约为 $3.1\text{ }^{\circ}\text{C}\sim 3.4\text{ }^{\circ}\text{C}$ ;2004 年以后地气温差年代际地迅速增大,到

2008 年增至最大,达到了 $3.9\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,增幅约为 $0.7\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,之后又呈波动式变化。再看图 3(a)中的年平均风速,与地气温差几乎呈相反的变化趋势,1984-2002 年年均风速由  $2.4\text{ m/s}$  左右迅速下降至低于  $2\text{ m/s}$ ,19 年间下降了约  $0.5\text{ m/s}$ ;2003 年至 2004 年风速略有一个增大的过程,之后又趋于缓慢减小,维持在  $2\text{ m/s}$  左右。另外从 4 个季节的平均地气温差可以看出(图 3b~e),夏季平均的地气温差值明显为全年最大,约在 $4.6\text{ }^{\circ}\text{C}\sim 5.8\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,其次为春季和秋季,冬季最小、只有约  $0.8\text{ }^{\circ}\text{C}\sim 2.3\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。4 个季节平均的日均地气温差变化皆与年平均地气温差变化特征相似,在 1984-2003 年是趋势不明显的年际变化,2003 年左右发生年代际转折变化,各个季节的地气温差都呈明显上升趋势,但是夏季的年代际转折相对不是特别明显,地气温差上升变率也相对慢一些。

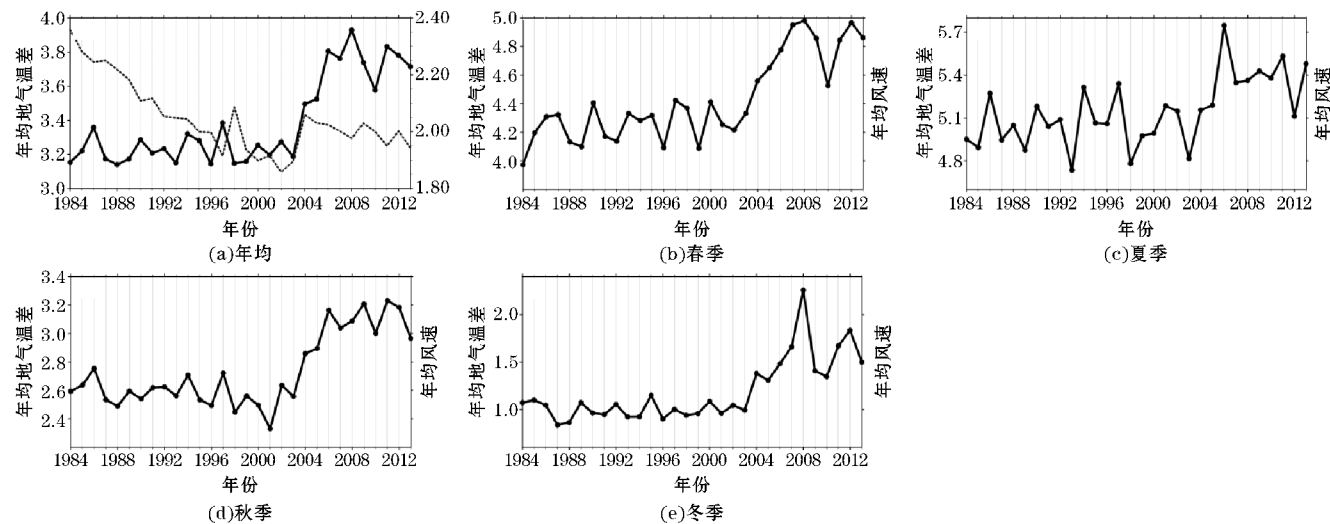


图 3 1984-2013 年高原年平均地气温差(黑色实线)和年均风速(蓝色虚线)及各季节平均地气温差的年际变化

图 4 为高原年平均及各季节平均地气温差变化的 M-K 检验,从图 4(a)中可以看出,UF 和 UB 仅有一个交点在 2004 年,代表高原年平均地气温差在 2004 年开始突变。UF 从 2004 年后均为正值,表明高原地气

温差从 2004 年之后呈增大的趋势,2006 年增大的趋势达到 95% 显著性水平,这也和图 3(a)相对应;再看春季的 M-K 检验曲线(图 4b),UF 和 UB 也仅在 2003-2004 年有一个交点,2004 年之后地气温差增大趋势

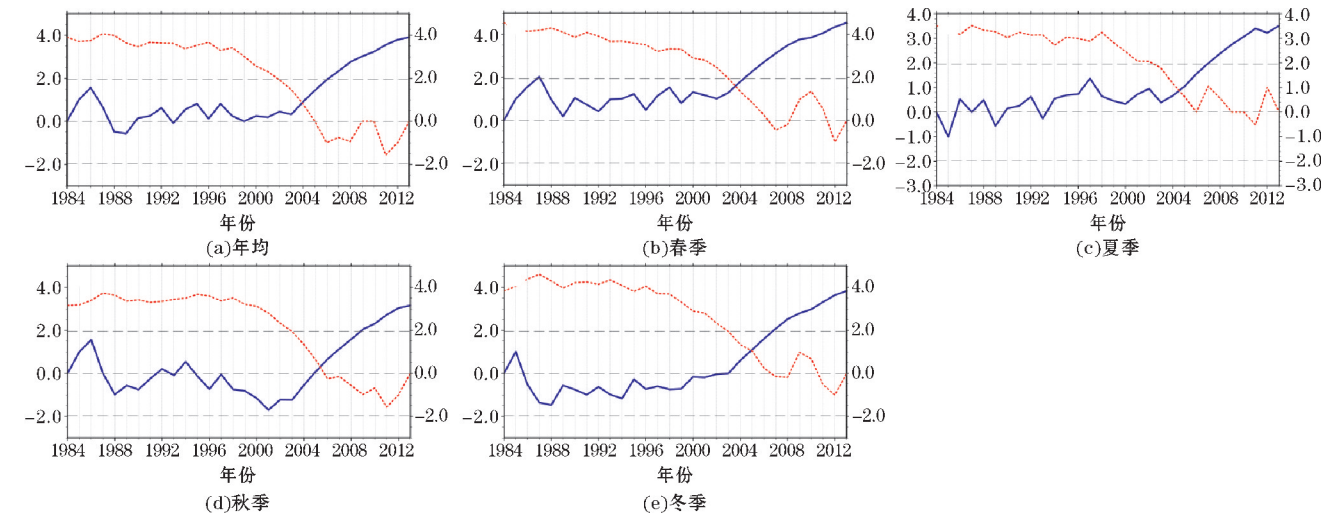


图 4 1984-2013 年高原年平均及各季节平均地气温差的 M-K 突变检验(蓝色实线为 UF,红色虚线为 UB,水平虚线为 0 值线和 0.05 信度检验临界值)

显著;夏季的 M-K 检验曲线(图 4c)表明,UF 和 UB 的唯一交点出现在 2004–2005 年,且与前两个曲线趋势略有不同的是,地气温差显著增大的时间延迟至 2007 年后;由秋季和冬季的 M-K 检验曲线(图 4d 和图 4e)可知,两者的 UF 和 UB 均在 2005 年左右出现唯一交点,秋季地气温差在 2009 年之后增大趋势显著,而冬季的增长趋势在 2007 年达到了 95% 显著性水平。

3 青藏高原地气温差的 EOF 分析

分析了高原作为整体其地气温差的时空变化特征,但无法看到高原上不同地区地气温差的不同类型的变化特征。而 EOF 分析能够用较少的空间分布模态分解高原地气温差原变量场变化的空间模态及其时

间变化。因此对青藏高原及邻近地区 101 个气象站点 1984–2013 年共 30 年的全年及春、夏、秋和冬季平均的地气温差资料进行标准化处理,进而用 EOF 分解,分析其载荷向量(LV)场的时空变化,细致研究高原地气温差的时空间变化特征。

表 1 为经过 EOF 展开后的高原年均及 4 个季节平均地气温差的前 10 个特征向量的方差贡献率及其累计方差贡献率。可以看出,年平均地气温差的收敛性最好,第一主分量占总方差贡献的 39.3%,前 3 项可占 55.3%,前 10 个超过 80%。4 个季节中,冬季的收敛性更好,前 3 项超过了 50%;其他 3 个季节相当,前 3 项在 43%~45%;但其中夏季的变化更为复杂,前 3 个的贡献率都在 10% 以上。下面分别讨论年平均及 4 个季节地气温差前 3 个模态空间分布和时间演变的异常特征。

表 1 1984–2013 年青藏高原年平均及各季地气温差 EOF 的方差贡献率 单位:%

	各个主分量的方差贡献率										累计方差 贡献率
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
年均	39.3	8.5	7.5	5.3	4.0	3.9	3.4	3.1	2.7	2.4	80.1
春季	29.8	7.8	6.6	6.0	5.3	4.8	4.0	3.7	3.2	3.0	74.2
夏季	20.0	14.3	10.4	6.2	5.7	4.4	3.9	3.4	3.3	2.9	74.5
秋季	27.4	9.1	6.6	5.6	5.0	4.7	4.1	3.4	3.1	3.0	72.2
冬季	31.3	11.5	7.5	5.5	5.3	3.9	3.7	3.3	2.9	2.7	77.7

图 5 为高原全年标准化地气温差的 EOF 第一、第二及第三模态载荷向量场(LV)及时间系数(PC)。第一空间模态 LV1 的方差贡献为 39.3%,除柴达木盆地北部、林芝地区及日喀则南部存在小范围的负值区外,大部分为一致的正值区(图 5a)。正值的显著区为高原东北部,大值中心为柴达木盆地南部,说明高原年平均地气温差第一空间模态基本呈一致变化型,只有小部分地区与主体呈相反的变化。配合时间系数 PC1 上看,第一模态为明显的年代际变化,在 2004 年有一个突变;2004 年之前,高原绝大部分地区,地气温差处于一个相对稳定的负位相,反映出整体地气温差处于偏小时期,且呈弱年际变化;2004 年(包括 2004 年)之后时间系数转变为正值,且时间系数逐渐增大至 2008 年。表明高原年均地气温差在这一时期处于偏大时期,且在 2008 年之后趋于较为稳定的变化趋势,这与前文分析的高原地气温差的变化情况较好地对应。

从 EOF 第二空间模态(图 5b)看,载荷向量从高原西部到高原东部大致为呈现出“-”“+”“-”的变化特征,主要表现为高原中部与高原西部和高原东部的地气温差变化呈相反的趋势。3 个显著正值区为那曲、昌都地区和青海湖一带,在柴达木盆地、山南地区及高原西北部出现负值大值区。结合时间系数 PC2 看出,也是显著的年代际变化,在 20 世纪 90 年代初(1992 年)以前,那曲、昌都地区及青海湖处于负位相,

此时这些地区地气温差变化为负异常,而柴达木盆地、山南地区和高原西北部的地气温差变化则相反。1993–2003 年,这种异常变化分布发生了反相,即高原中部地气温差转变为正异常,而高原东北部、西北部和南部转变为负异常。2004 年之后变为弱的年际变化。

EOF 第三空间模态可以看出(图 5c),载荷向量呈南北相反变化型。在可可西里山北部有一显著正值区,高原南部为成片的带状负值区。结合时间系数 PC3 可知,1998–1999 年和 2006–2007 年地气温差有 2 次相反的变化,在时间系数处于正位相的 1999–2006 年,第三模态的高原东北部地气温差变化为正异常,而处于负位相时则相反。其中 2004 年和 2009 年高原地气温差的南北相反变化尤为明显。

图 6~9 是青藏高原 4 个季节平均地气温差的 EOF 前 3 个模态载荷向量场及时间系数。从图中可以看出,4 个季节的第一空间模态与高原全年平均地气温差的 EOF 分析结果类似,均反映了高原全区地气温差的一致变化型。其中春(图 6a)、秋(图 8a)和冬(图 9a)3 个季节的时间系数都与全年(图 5a)完全一致,2003–2004 年有明显的年代际突变。但是,夏季(图 7a)的年代际变化与其他季节及全年还是有一定的差异,一是时间有滞后,在 2005–2006 年;二是年代际变化之前,还有一定的年际变化。因此,高原夏季的地气温差变化特征更为复杂。

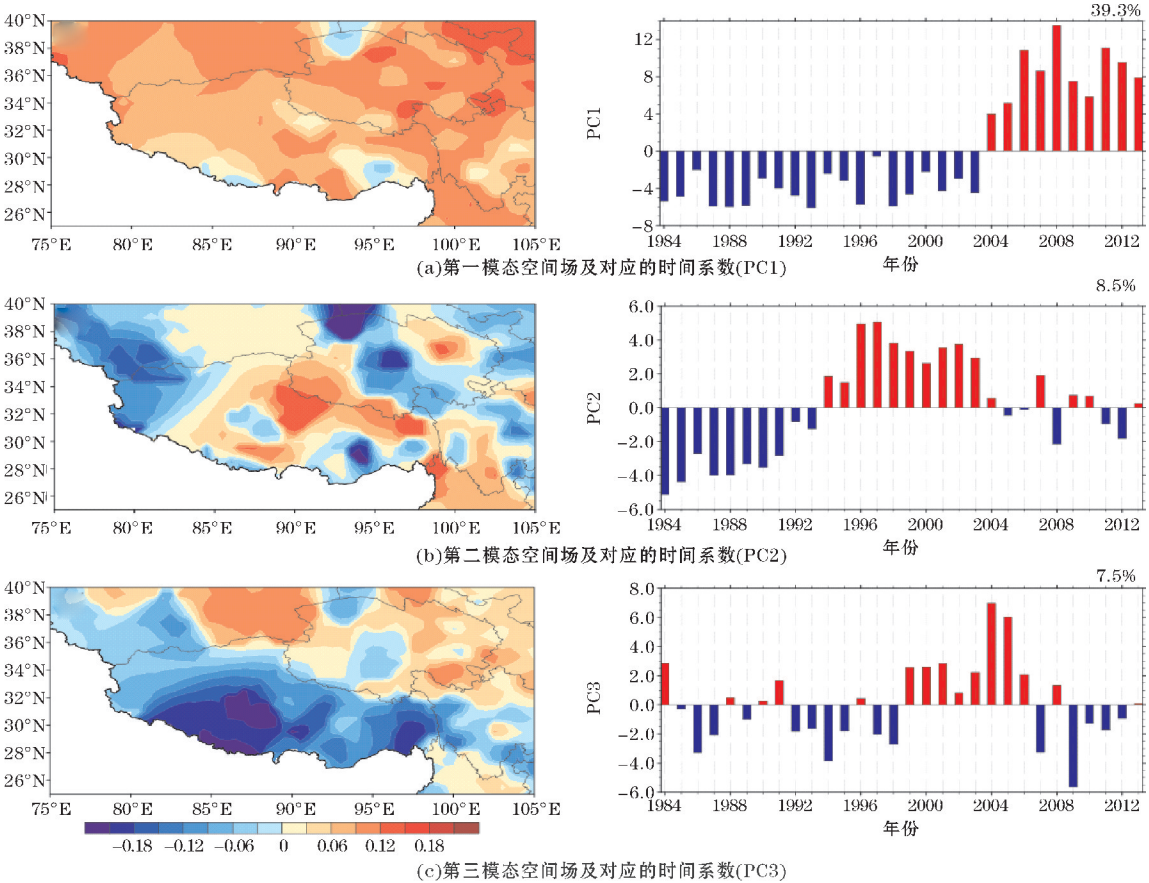


图 5 1984–2013 年青藏高原年平均地气温差的 EOF 分解的空间载荷向量及对应的时间系数

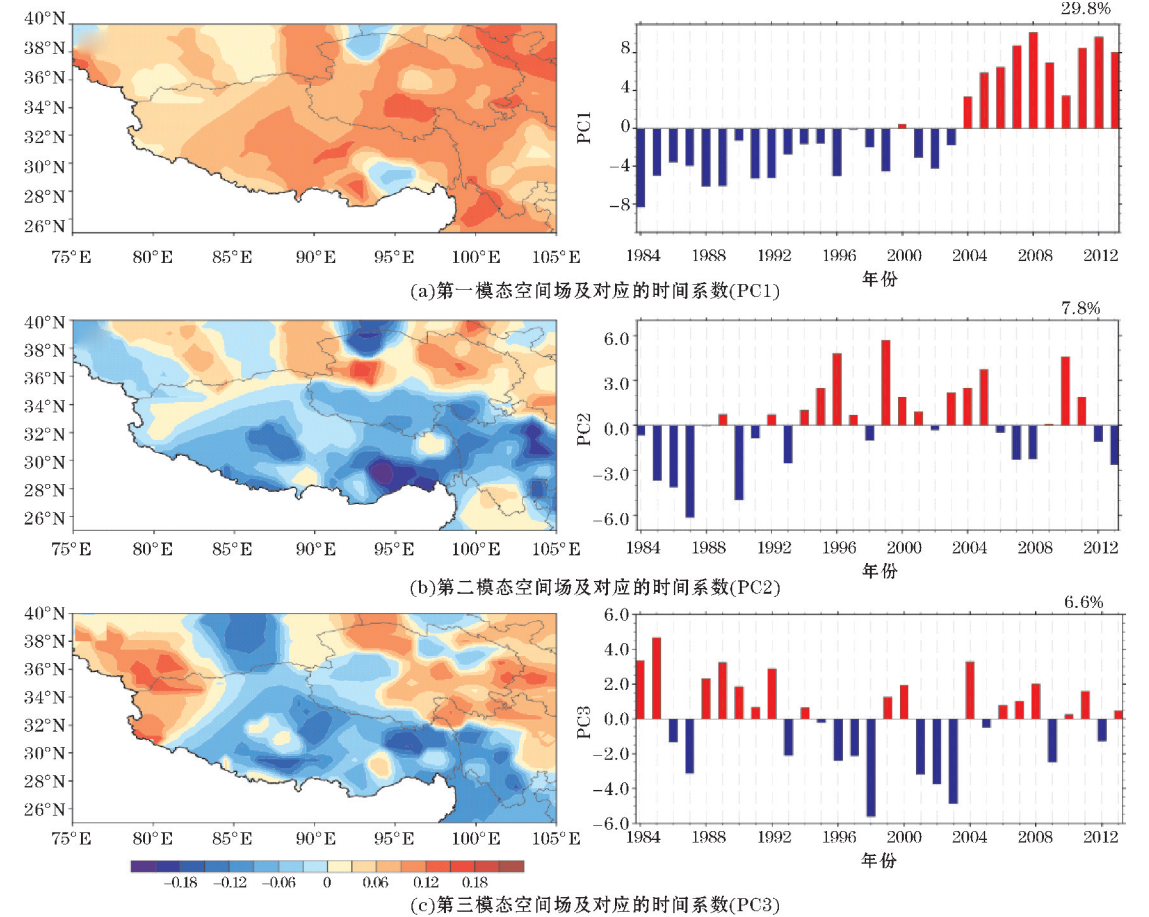


图 6 青藏高原春季 3 种模态空间场及对应的时间系数

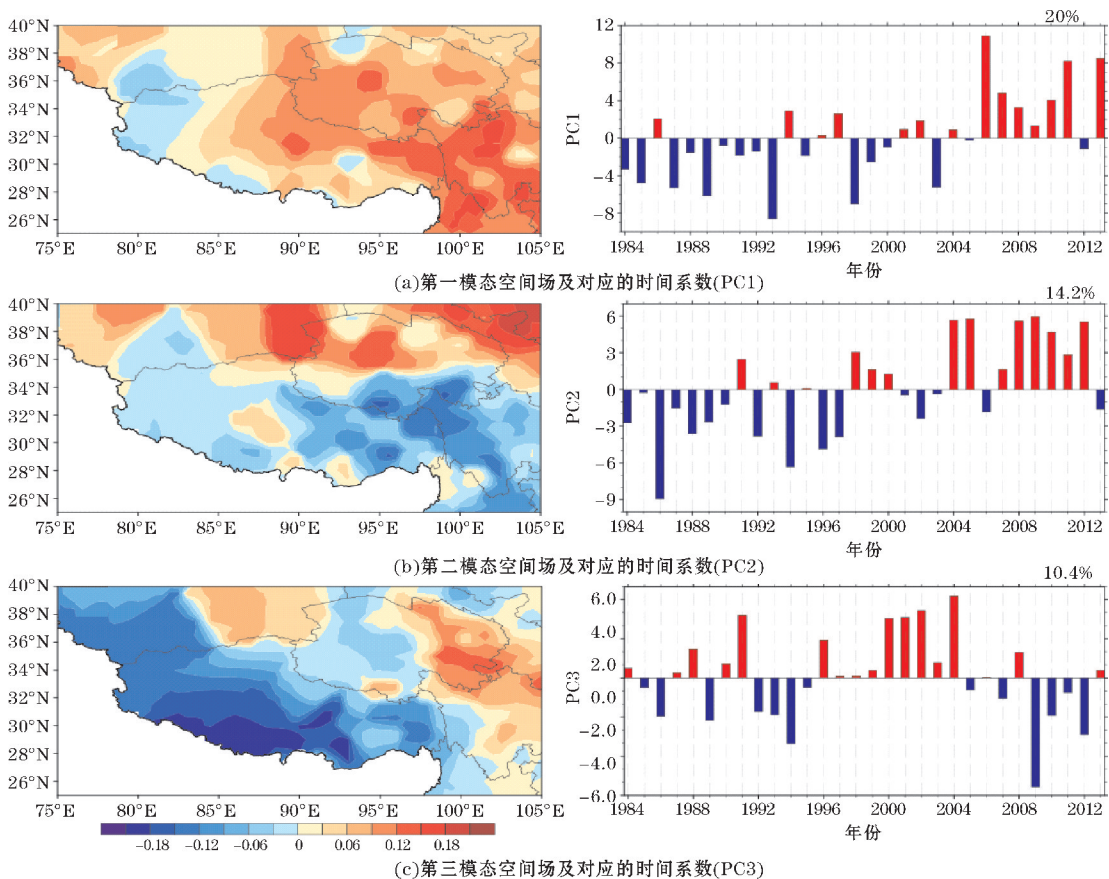


图7 青藏高原夏季3种模态空间场及对应的时间系数

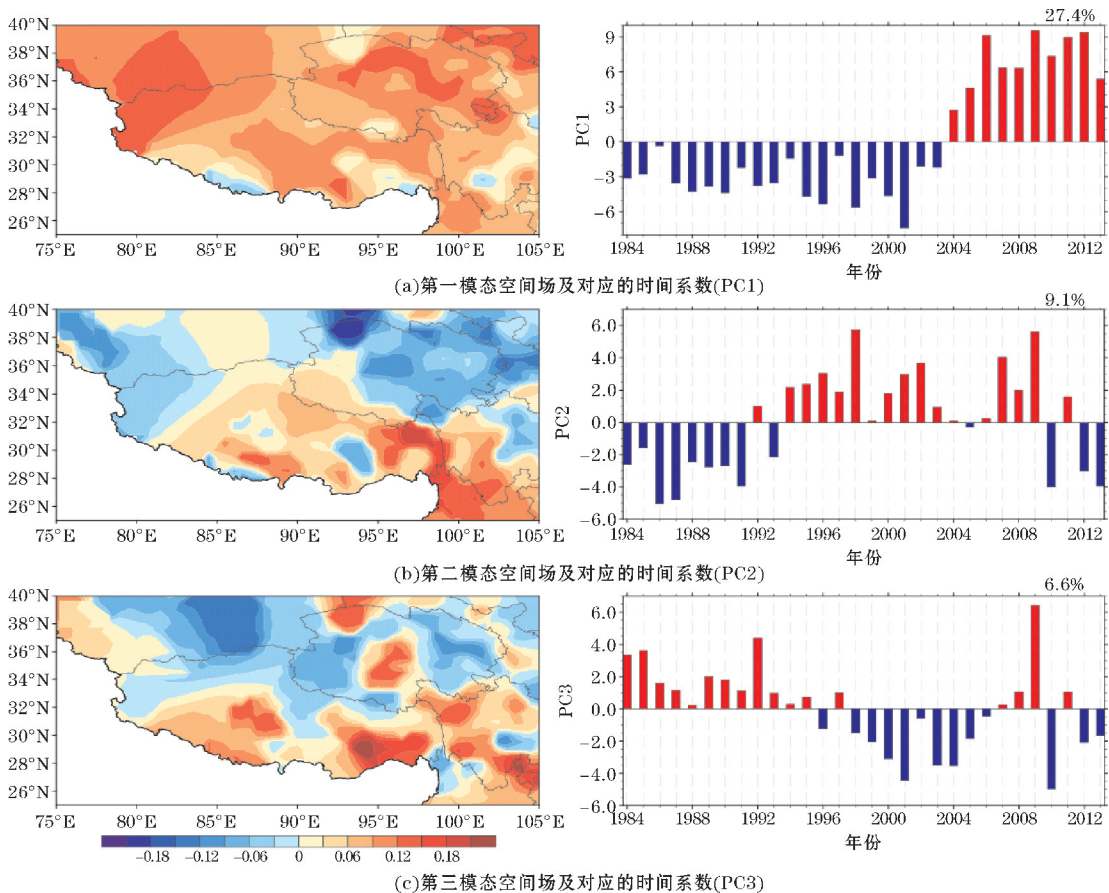


图8 青藏高原秋季3种模态空间场及对应的时间系数

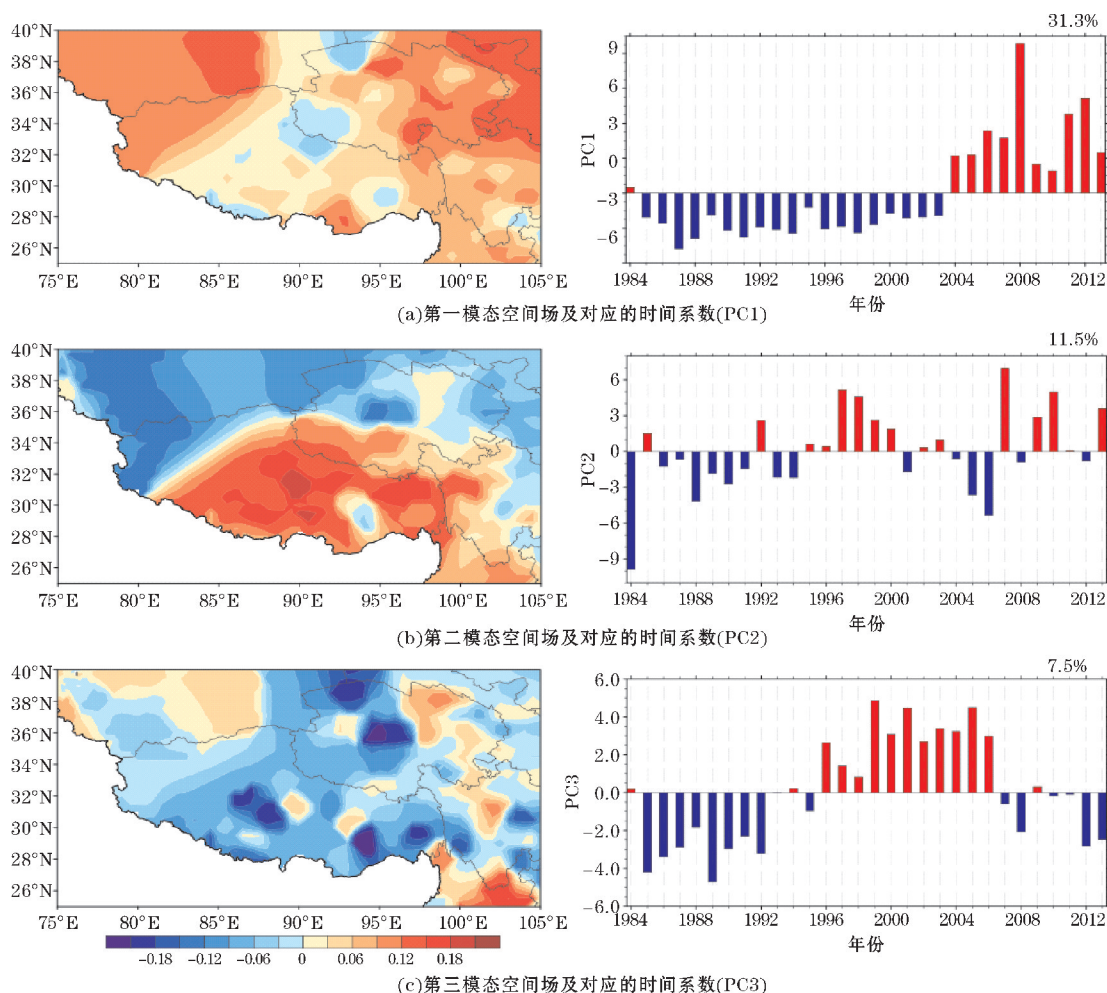


图 9 青藏高原冬季 3 种模态空间场及对应的时间系数

4 个季节的第二空间模态主要反映了高原南北部地气温差相反的变化差异,但其中的年际和年代际变化有明显的不同。春季(图 6b)在 1994–1994 年就出现了明显的年代际变化,夏季(图 7b)最主要的年代际变化则在 2003–2004 年;秋(图 8b)冬(图 9b)两季的年代际变化主要是在 20 世纪 90 年代中期,但位相与春夏两季相反;即年代际变化前,在高原南部秋冬两季是负地气温差异常(空间模态正值区,时间系数负值期),春夏两季是正地气温差异常(空间模态负值区,时间系数负值期),高原北部则是相反的;年代际变化后与年代际变化前完全相反。

4 个季节第三模态有不同的空间分布特征。春季(图 6c)主要是高原西侧和高原东北与高原南部相反的空间变化,夏季(图 7c)主要是高原东北与高原西部相反的空间变化,秋季(图 8c)的空间分布相对多变,主要有高原东南、高原西南等地区与高原西北地区相反的空间变化,冬季(图 9c)则除小部分地区外,大部分地区是一致的空间分布。

综合上述高原地气温差 3 个 EOF 模态的时空变化,分别反映了其不同时间与空间尺度的变化特征,在时间尺度上体现为由低频逐步到高频的变化,在空间

尺度上表现为整体向局部地区逐渐细化的过程,这与解晋等<sup>[15]</sup>对高原地面感热通量的研究结果大致统一。

## 4 结论与讨论

利用位于高原主体区域、时间序列较为连续的 101 个站点的日值数据,计算了 1984–2013 年地气温差的全年平均值及季节平均值,采用 M-K 检验和 EOF 分析法,研究了年尺度与季节尺度下的高原地气温差的时空变化特征,得到以下主要结论:

(1)高原年平均地气温差的总体分布与春秋两季大致类似,数量值介于两者之间,整个高原地气温差均为正,在 2℃~5℃;4 个季节中,春夏秋 3 个季节地气温差在高原上都为正,夏季最大、春季次之,在植被稀疏和干燥的高原西北部是地气温差的高值区域,植被覆盖率高的高原东南部相对较小;冬季地气温差最小,大部分地区为正,仅高原西北地区有负值地气温差。

(2)高原上年平均地气温差与年平均风速的变化趋势几乎相反。2003 年前,年平均地气温差呈波动式的年际变化,地面风速呈明显减小趋势;2004 年以后,地气温差迅速增大,地面风速则以年际变化为主。

4个季节平均的地气温差变化与年平均地气温差变化特征相似,在1984–2003年是趋势不明显的年际变化,2003年左右发生年代际转折变化,各个季节的地气温差都呈明显上升趋势,但是夏季的年代际转折相对不是特别明显,地气温差上升变率也相对慢一些。

(3)高原年平均地气温差的EOF分解表明,第一空间模态反映了高原整体地气温差的一致变化型,第二模态和第三模态则分别呈现了高原西部到高原东部及高原南部和高原北部的不同变化特征;三个模态的时间变化均有明显的年代际变化,第一模态的时间变化与其区域平均的时间变化一致,在2003–2004年有显著的年代际变化,第二模态与第三模态的年代际变化时间更早,分别在1992–1993年和1998–1999年,其中第三模态在2006–2007年还有一次明显的变化。

(4)高原4个季节平均地气温差的EOF第一空间模态与全年平均地气温差结果类似,均反映了高原全区地气温差的一致变化型,但夏季的时间变化有滞后,在2005–2006年。第二空间模态主要反映了高原南部地气温差相反的变化差异,但其中的年际和年代际变化有明显的不同;其中,春夏两季与秋冬两季不仅年代际变化的时间不同,而且年代际变化前后的地气温差异常也不同;在年代际变化前,在高原南部秋冬两季是负地气温差异常,春夏两季是正地气温差异常,高原北部则是相反的;年代际变化后则完全相反。第三模态则是不同的空间分布特征。

文中主要分析了高原地气温差的变化特征,仅从一个角度了解了高原地面热力变化的特征。就高原地面热力作用而言,包含了感热和潜热两个部分,其中的感热是地气温差和地面风速两者非线性作用的结果。文中也简单分析了高原年平均地气温差与年平均地面风速的不同变化特征,深入的研究还需要分析地气温差和地面风速变化对地面感热的不同影响,也包括潜热对感热的反馈作用。

## 参考文献:

- [1] 周秀骥,赵平,陈军明,等. 青藏高原热力作用对北半球气候影响的研究[J]. 中国科学(D辑:地球科学),2009,39(11):1473–1486.
- [2] Yeh T C. The circulation of the high troposphere over China in the winter of 1945–1946[J]. Tellus, 1950,2(3):173–183.
- [3] Flohn H. Contributions to a Meteorology of the Tibetan Highlands[M]. Collins:Atmos. Sci, 1968:130.
- [4] Yanai M, Li C, Song Z. Seasonal heating of the Tibetan Plateau and its effects of the evolution of the Asian summer monsoon[J]. J. Meteor. Soc. Japan, 1992,70:319–351.
- [5] Ye D Z, Wu G X. The role of the heat source of the Tibetan Plateau in the general circulation[J]. Meteor. Atmos. Phys, 1998,67:181–198.
- [6] 胡江林,朱乾根. 青藏高原感热加热对7月份大气环流和亚洲夏季风影响的数值试验[J]. 热带气象学报,1993,9(1):78–84.
- [7] 朱乾根,管兆勇. 青藏高原感热加热异常与夏季低频环流的数值研究[J]. 南京气象学院学报, 1997,20(2):186–192.
- [8] 吴国雄,刘屹岷,刘新,等. 青藏高原加热如何影响亚洲夏季的气候格局[J]. 大气科学,2005,29(1):47–58.
- [9] 江灏,王可丽. 青藏高原地表热状况的卫星资料分析[J]. 高原气象,2000(3):468.
- [10] Yang K, Guo X F, Wu B Y. Recent trends in surface sensible heat flux on the Tibetan Plateau[J]. Sci China Earth Sci, 2010,54(1):19–28.
- [11] Zhu X Y, Liu Y M, Wu G X. An assessment of summer sensible heat flux on the Tibetan Plateau from eight datasets[J]. Sci China Earth Sci, 2012,55(5):779–786.
- [12] Zhou L T, Huang R H. Regional differences in surface sensible and latent heat fluxes in China[J]. Theor Appl Climatol, 2014,116(3/4):625–637.
- [13] Ma Y M, Han C B, Zhong L, et al. Using MODIS and AVHRR datato determine regional surface heating field and heat flux distributions over the heterogeneous landscape of the Tibetan Plateau[J]. Theor Appl Climatol, 2014,117(3/4):643–652.
- [14] Shi Q, Liang S. Surface-sensible and latent heat fluxes over the Tibetan Plateau from ground measurements, reanalysis, and satellite data[J]. Atmos Chem Phys, 2014,14(11):5659–5677.
- [15] Chen X, Su Z, Ma Y, et al. Development of a 10-year(2001–2010) 0.1\_data set of land-surface energy balance for mainland China[J]. Atmos Chem Phys, 2014,14:13097–13117.
- [16] 解晋,余晔,刘川,等. 青藏高原地表感热通量变化特征及其对气候变化的响应[J]. 高原气象,2018,37(1):28–42.
- [17] Duan A M, Wu G X. Weakening trend in the atmospheric heat source over the Tibetan Plateau during recent decades. Part I: Observations[J]. J Climate, 2008,21(13):3149–3164.
- [18] Wang M R, Zhou S W, Duan A M. Trend in the atmospheric heat source over the central and eastern Tibetan Plateau during recent decades: Comparison of observations and reanalysis data[J]. Chin Sci Bull, 2012,57(5):548–557.

- [19] 叶笃正,高由禧. 青藏高原气象学[M]. 北京:科学出版社,1979:122–126.
- [20] 李国良,姚兰昌,袁福茂,等. 1982年冬季青藏高原地面和大气的加热场特征[J]. 中国科学(B辑),1986,2:214–224.
- [21] 张文纲,李述训,吴通华,等. 青藏高原地气温差变化分析[J]. 地理学报,2006,61(9):899–910.
- [22] 陈忠明,闵文彬. 青藏高原地面加热场与四川主汛期降水及伏旱的关系[J]. 成都气象学院学报,1999,14(1):1–7.
- [23] 王澄海,崔洋. 东亚夏季风建立前青藏高原地气温差变化特征[J]. 气候与环境研究,2011,16(5):586–596.
- [24] 申紫薇,田荣湘,张超. 青藏高原地气温差与印度洋海气温差的相互影响[J]. 浙江大学学报,2018,45(5):576–588.
- [25] 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.
- [26] 柏晶榆,徐祥德,周玉淑,等. 春季青藏高原感热异常对长江中下游夏季降水影响的初步研究[J]. 应用气象学报,2003,14(3):363–368.
- [27] 宁亮,钱永甫. 北非和青藏高原感热振荡特征及与我国东部夏季降水的关系[J]. 高原气象,2006,25(3):357–365.
- [28] 岑思弦,巩远发,赖欣. 青藏高原及其周围地区大气热源对川渝盆地夏季降水的影响[J]. 高原气象,2014,33(5):1182–1189.
- [29] 施晓辉,温敏. 中国持续性暴雨特征及青藏高原热源的影响[J]. 高原气象,2015,34(3):611–620.
- [30] 周俊前,刘新,李伟平,等. 青藏高原春季地表感热异常对西北地区东部降水变化的影响[J]. 高原气象,2016,35(4):845–853.
- [31] 姚慧茹,李栋梁. 1971–2012年青藏高原春季风速的年际变化及对气候变暖的响应[J]. 气象学报,2016,74(1):60–75.
- [32] 李栋梁,陈丽萍. 青藏高原地面加热场强度与东亚环流及西北初夏旱的关系[J]. 应用气象学报,1990(4):383–391.
- [33] 徐祥德,赵天良,施晓辉,等. 青藏高原热力强迫对中国东部降水和水汽输送的调制作用[J]. 气象学报,2015,73(1):20–35.

## The Characteristics of Spatiotemporal Changes of the Tibetan Plateau Ground-air Temperature Difference from 1984 to 2013

HU Jie, GONG Yuanfa

(College of Atmospheric Sciences, Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610025, China)

**Abstract:** In order to study the spatial-temporal variation characteristics of the surface thermal properties on the Tibetan Plateau under the background of climate change, using the surface ground temperature, air temperature and wind speed data of the conventional observation station of the National Meteorological Information Center in China from 1984 to 2013, and using M-K (Mann-Kendall) test method and empirical orthogonal function method (EOF) to obtain the interannual and interdecadal variation characteristics of the Plateau ground-air temperature difference. The main results are found as follows: (1) The general distribution of the annual average ground-air temperature difference on the Plateau is similar to that in the spring and autumn, and the quantity value is somewhere in between, the overall mean ground-air temperature difference on the Plateau is positive. Among the four seasons, the ground-air temperature difference of the spring, summer and autumn is positive on the Plateau, with the largest in summer and the second in spring, only in the northwestern part of the Plateau in winter there is a negative area of the ground-air temperature difference. (2) The variation characteristics of the Plateau annual average ground-air temperature difference is similar to that of the four seasons. Before 2003, they all are an interannual change which the increasing (decreasing) trend was not obvious, the interdecadal turning changes occurred after 2003, and the ground-air temperature difference showed a significant increase trend, among them, the interdecadal transition in summer is relatively unobvious, and the variability of the ground-air temperature increase is relatively small. (3) Among them, the second spatial mode of the Plateau annual average ground-air temperature difference presented different changes in the eastern and western Plateau; the second spatial mode of the four seasons not only reflects the opposite variation of the ground-air temperature difference between the north and south of the Plateau, but also reflects the obvious difference of interdecadal change time; the most typical is that the interdecadal change time is not only different between spring-summer and autumn-winter, and the abnormal ground-air temperature difference was also opposite before and after interdecadal change.

**Keywords:** climatology; Tibetan Plateau climatology; ground-air temperature difference; M-K test; EOF analysis