



青藏高原不同季节地表温度变化特征分析

摘要

基于欧洲中尺度气象预报中心(ECMWF)提供的ERA-Interim地表温度,利用经验正交函数 EOF 等方法,分析了青藏高原四季地表温度的时空变化特征.研究发现:青藏高原春、夏、冬季地表温度变化以整体型为主,并且大部地区地表温度呈现升高的趋势;秋季地表温度略有下降趋势,并且以东部和西部地表温度的反向型异常变化最为显著.此外还发现,青藏高原不同季节地表温度的异常变化具有一定的联系,其中整体型变化可以持续3个季节.

关键词

青藏高原;地表温度;经验正交函数;异常变化

中图分类号 P314.4

文献标志码 A

收稿日期 2013-12-17

资助项目 安徽省自然科学基金(090415216);江苏省高校自然科学研究面上项目(10KJB170007);国家自然科学基金青年基金(41005050)

作者简介

何冬燕,女,硕士,工程师,研究方向为气候变化研究与气候应用服务.

hedongyan80@sina.com

0 引言

青藏高原是世界上面积最大、海拔最高的高原,它在春夏季主要作为热源,秋冬季主要作为热汇直接作用于对流层中部^[1-5],影响着高原地—气系统间的热量交换^[6-7],其能量储放对天气变化产生重要影响^[8-10],因而青藏高原的热力作用一直是气象学研究的热点.地表温度是量化描述地表与大气之间物质交换和能量平衡的重要参数,其值准确与否直接关系到地—气相互作用过程有关问题研究结果的正确性^[11-13].青藏高原近地表层温度既受区域性因素(高度、经度、纬度等)控制,同时又受特定地理条件及地层本身性质(如植被、雪盖、坡向、坡度、岩性及含水量等因素影响),变化错综复杂^[14-16].文献[17-18]利用气象观测资料研究了青藏高原冬、夏以及年平均地表温度的变化特征,发现高原地表温度变化主要表现为整体一致型.

青藏高原上常规气象观测台站分布不均,尤其是高原西部台站较少,观测资料不能全面反映高原的热状况.江灏等^[11-12]利用 ISCCP 卫星观测地表温度资料分析研究了青藏高原地表热状况的时空分布特征.除了卫星和遥感资料,再分析资料也具有空间分布广、连续性好和时间序列长的优势,为弥补青藏高原实际观测资料的不足提供了可能.由于再分析模式的数值物理方法、水平和垂直分辨率以及其他随时间变化的量都会给再分析过程带来不均一的问题^[19],影响再分析资料的准确性,在使用前需对其在青藏高原地区的可信程度、适用范围以及资料质量进行验证.经验证,欧洲中尺度气象预报中心(ECMWF)提供的 ERA-Interim 月平均地表气温资料在青藏高原地区的模拟效果较 NCEP-NCAR 以及 NCEP/DOE 再分析地表温度资料好,ERA-Interim 产品能较好拟合青藏高原地表温度的实际变化^[20].

高原地表热状况时空变化特征复杂,高原旱季加热以感热为主,西部、北部边缘的沙漠地带感热贡献最大;雨季以后潜热贡献显著加强,高原东部潜热贡献可超过 50% 以上^[6].2—3 月高原热源中心位于西南部,4 和 6 月热源中心西移^[21];东部大气变成热源以及热源最强出现时间都比西南部晚一个月^[22].作为高原地表热状况的具体表征,不同季节青藏高原地表温度如何变化值得进一步研究.本文将利用 ERA-Interim 月平均资料研究这一命题.

1 资料与方法

研究范围取 70~105°E、25~45°N,海拔高度在 3 km 以上的青藏

1 安徽省气候中心,合肥,230031

2 南京信息工程大学 气象灾害省部共建教育部重点实验室,南京,210044

高原区域.本文所用台站观测资料是由中国气象局国家信息中心提供的740站月平均地表温度观测数据及其对应台站的海拔高度数据,资料年限为1979—2004年.再分析资料为欧洲中尺度气象预报中心(ECMWF)提供的ERA-Interim(以下简称ERA)月平均地表气温产品,其空间分辨率为 $1.5^{\circ} \times 1.5^{\circ}$,资料年限为1979—2012年.主要用到的数据处理和分析方法包括双线性插值、相关分析和EOF分析方法等.

2 ERA 地表温度在高原的适用性分析

选取1979年1月—2004年12月青藏高原上地表温度数据完整的站点作为参考站(共36个站),通过双线性插值方法将ERA地表温度插值到站点(以下简称为ERA地表温度),以保证观测和再分析资料之间的比较在同一地点进行.

图1给出了1979年1月—2004年12月观测值和ERA地表温度以及二者距平的均方根误差.从图1a上看,青藏高原各台站观测值和ERA地表温度的均方根误差较大,除高原东北部和南部边缘均方根误差在 $2 \sim 3^{\circ}\text{C}$ 外,高原其他地区大部均方根误差均在 4°C 以上.高原西部和雅鲁藏布江流域各存在一个均方根误差大值区,这2个地区均方根误差大多在 10°C 以上.进一步计算台站观测值和ERA地表温度距平的均方根误差(图1b),二者之间的差异明显减小,除高原西北部均方根误差超过 4°C 外,高原其他地区均方根误差均在 4°C 以下.由图1可见,虽然ERA地表温度在数值上与观测值存在较大差异,但是ERA地表温度对高原实际地表温度变化的拟合能力较强,其变化幅度与观测值较为一致.

图2给出了1979年1月—2004年12月观测值和ERA地表温度的均方差分布.可见,ERA地表温度均方差(图2b)与观测值(图2a)基本一致,二者的高值区均位于青藏高原西部和北部,均方差大多在 $10 \sim 13^{\circ}\text{C}$ 之间;二者的低值区均位于高原东南部,均方差大多在 $6 \sim 8^{\circ}\text{C}$ 之间;高原中部均方差居中,二者均方差的数值大多在 $8 \sim 10^{\circ}\text{C}$ 之间.图2进一步表明,ERA地表温度变化特征与观测值基本接近,ERA地表温度对高原地表温度异常变化的分布特征和强度均有较好的再现能力.

图3给出1979年1月—2004年12月各台站观测值和ERA地表温度相关系数的分布情况.高原上所有台站观测和ERA地表温度的相关系数均在

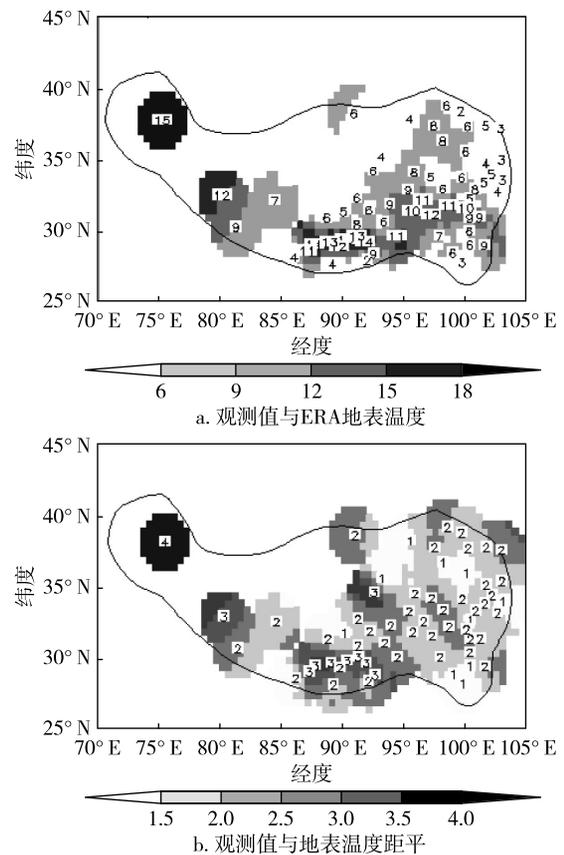


图1 观测值和ERA地表温度以及地表温度距平的均方根误差分布(单位: $^{\circ}\text{C}$,阴影和填值均表示均方根误差,实线所含区域表示海拔高度超过3 km)

Fig. 1 The root mean square error between the observation and ERA surface temperature and their departure (units in $^{\circ}\text{C}$, shaded area and values show the root mean square errors, and solid line denotes altitude above 3 km)

0.90 以上,通过了 $\alpha = 0.05$ 显著性水平的显著性检验,表明在青藏高原上ERA地表温度变化与实际地表温度变化有着较好的对应关系.

图4是逐月观测和ERA平均地表温度的相关情况.每个月观测和ERA平均地表温度相关系数通过 $\alpha = 0.05$ 显著性检验的站点均达到总站点数的一半以上.2月相关系数通过显著性检验的站点最多,达35个,占总站点数的97.2%;其次为10月,相关系数通过显著性检验的站点也达33个,占总站点数的91.7%;此外,5、6月相关系数通过 $\alpha = 0.05$ 显著性检验的站点数也较多,接近总站点数的90%;8月相关系数通过 $\alpha = 0.05$ 显著性检验的站点最少,仅为总站点数的50%;而3、7、11月相关系数通过 $\alpha = 0.05$ 显著性检验的站点也在总站点数的70%以下.

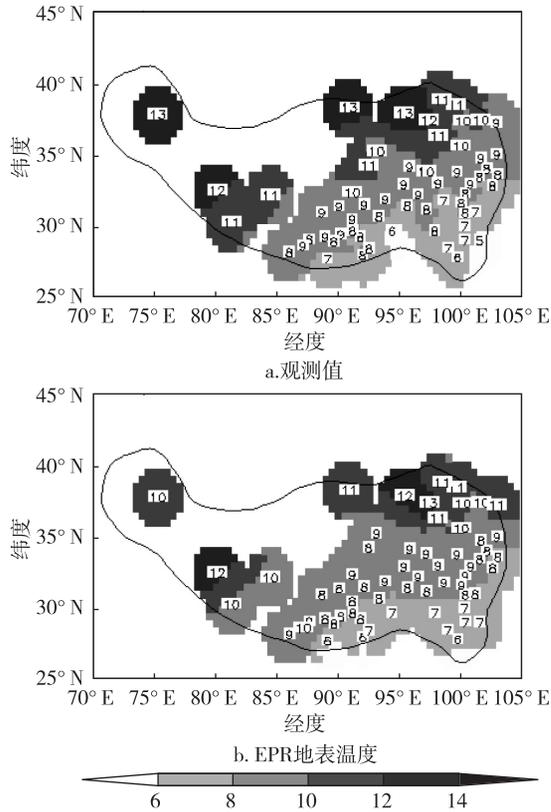


图2 观测值和ERA地表温度均方差的空间分布 (单位:℃,阴影和填值均表示均方差,实线所含区域表示海拔高度超过3 km)

Fig.2 Spatial distribution of the mean square error of the observation and ERA surface temperature (Same note as in figure 1)

从逐月36站观测资料和ERA平均地表温度的相关系数来看,也以2月最高,达到了0.92;其次为6月,相关系数为0.89;再次是10月,相关系数为0.88;相关系数较低的月份出现在8、11和12月,这几个月观测和ERA平均地表温度的相关系数均在0.80以下。

综上所述,ERA地表温度能较好地拟合青藏高原大部分地区地表温度的实际变化,不过不同月份的拟合能力不同,2、10及6月ERA地表温度的变化与实际最为接近,而8和11月ERA地表温度的变化与实际差别最大。

后文将利用ERA地表温度来研究不同季节青藏高原地表温度的时空分布特征,分别取4个季节ERA与观测地表温度相关性最好的月份作为代表月,其中春季取5月,夏季取6月,秋季为10月,冬季为2月。

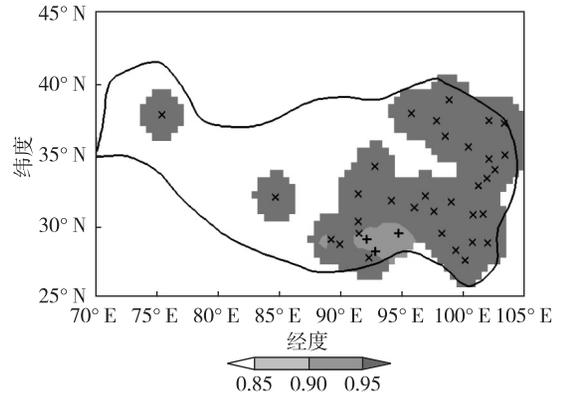


图3 观测和ERA地表温度相关系数分布 (实线表示海拔高度为3 km,+和浅色阴影表示相关系数在0.90~0.95,×和深色阴影表示相关系数在0.95以上)

Fig.3 Correlation between the observation and the ERA surface temperature (solid line denotes altitude above 3 km,+ and light area denote the correlation coefficient is ranged 0.90 to 0.95, while × and dark area denote the correlation coefficient is above 0.95)

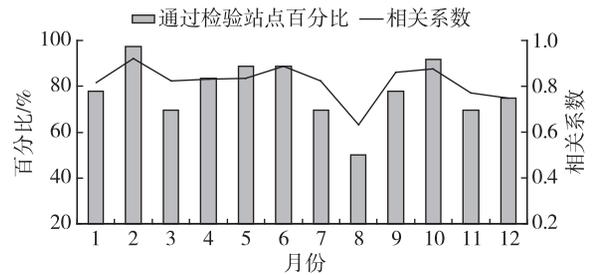


图4 观测和ERA平均地表温度相关的月际变化 Fig.4 Monthly correlation between the observation and the ERA mean surface temperature

3 高原地表温度的时空分布特征

3.1 变化趋势

考察青藏高原四季地表温度的变化趋势发现:春季(图5a)高原西部地表温度以上升趋势为主,高原西北部趋势系数通过了 $\alpha=0.05$ 显著性检验;高原东部地表温度略呈下降趋势,但趋势不显著.夏季(图5b)高原大部地表温度呈现升高趋势,而高原西部、南部以及东北部边缘地表温度则有所下降;不过除了西北部分地区外,高原大部地表温度变化趋势均不显著.秋季(图5c)与夏季基本相反,除西北和东南局部地表温度有所升高外,高原大部地表温度均表现为下降趋势;不过仅高原东部、西北部小块区域趋势系数通过

$\alpha=0.05$ 的显著性检验.冬季(图 5d)高原中部腹地地表温度变化较小,而高原其他地区表现出较为明显的升高趋势,其中昆仑山西段中部纵跨高原至喜马拉雅山中东段是地表温度升高趋势最为显著的地区.

3.2 分布特征

将地表温度序列减去趋势项,进一步利用 EOF 分析方法研究青藏高原四季地表温度的典型空间分布特征.EOF 分析前 3 个模态的累计方差贡献分别为:春季,66.2%;夏季,66.5%;秋季,55.1%;冬季,75.3%.各季节 EOF 前 3 个模态的方差贡献较大,并且均通过了 North 检验,可以反映青藏高原四季地表温度的主要变化特征.

3.2.1 春季

图 6 是春季青藏高原地表温度的 EOF 分析结果.春季青藏高原地表温度 EOF 第 1 特征向量场的方差贡献为 35.0%.除青藏高原东南部外,高原大部地区特征向量基本为正值,反映出高原春季地表温度变化以整体型为主(图 6a).此外,特征向量大值区位于高原西部,这与旱季高原西部对大气加热贡献较大^[4]是一致的.

图 6c 给出的是春季青藏高原地表温度 EOF 第 2 特征向量场,其方差贡献为 21.3%.该特征向量场呈现出春季高原东、西部地表温度反位相变化的特征.西部变化中心位于帕米尔高原一带,东部变化中心位于雅鲁藏布江中上游一带,西部中心强度稍高于东部中心.图 6e 是春季青藏高原地表温度 EOF 第 3 特征向量场,其方差贡献为 9.9%,反映出高原东、中部和西部地表温度“+-+”的变化特征.春季青藏高原地表温度 EOF 第 2、3 特征向量场可能与高原积雪的变化有着一定的关系.文献[22-23]研究发现:高原东西两侧多雪而腹地少雪,且高原东部与西部 2 个多雪区的年际变化往往是相反的;雪盖于 2 月中旬开始消退,一直持续到 6 月.积雪较多时地表反射率增大,地表温度降低,当积雪融化时吸收热量还会使得地表温度进一步降低^[24-28].

春季青藏高原地表温度 EOF 前 3 个特征向量场对应的时间系数(图 6b、6d、6f)均表现出明显的年际变化特征;第 1 特征向量场对应时间系数以 1995 和 2007 年最大,表明这 2 年春季高原大部地表温度较高,而 1987 和 2003 年时间系数最小,春季高原地

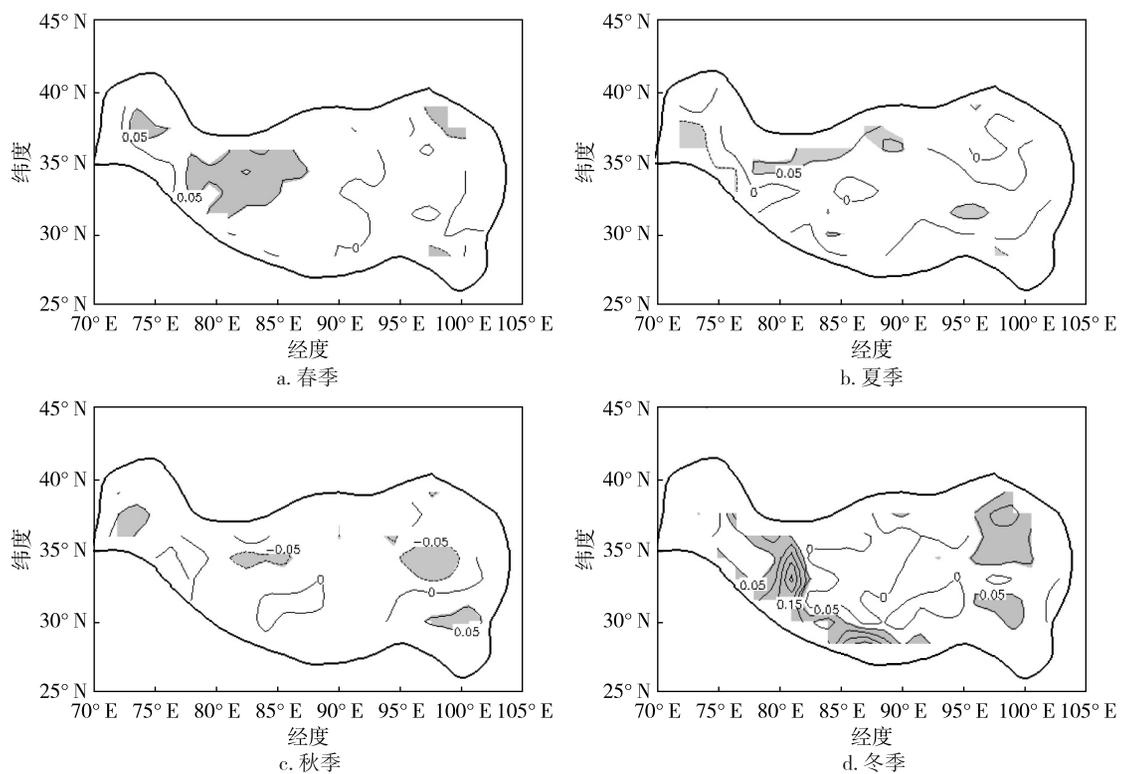


图 5 四季青藏高原地表温度趋势系数的空间分布
(单位:℃/a,阴影表示趋势系数通过 $\alpha=0.05$ 显著性检验)

Fig. 5 Spatial distribution of the surface temperature trend coefficients over the Tibet Plateau in spring, summer, autumn, and winter (Units: $^{\circ}\text{C}$, shaded area represents the trend coefficients significant at $\alpha=0.05$)

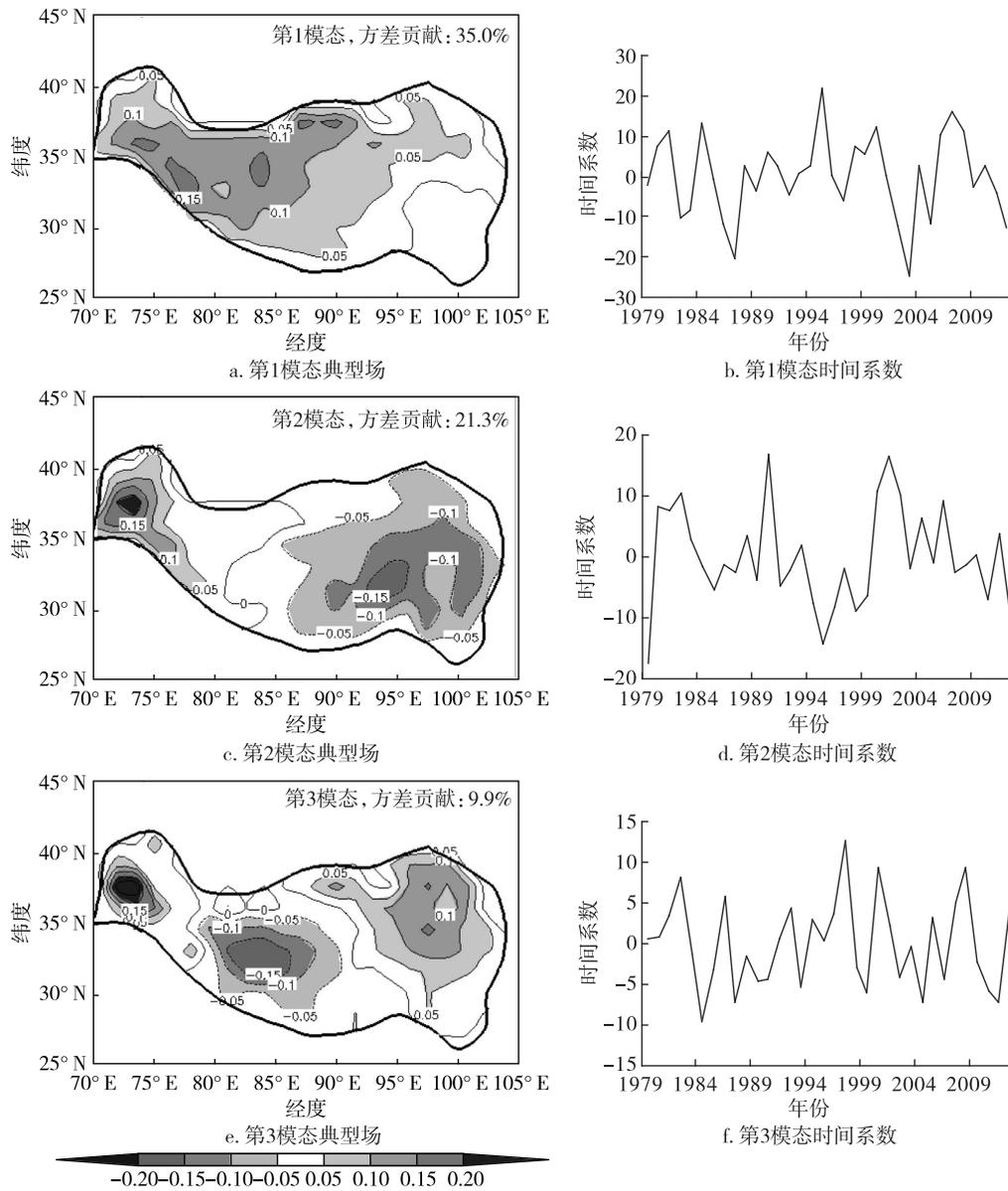


图6 春季青藏高原地表温度 EOF 的典型场和对应的时间系数

Fig.6 The EOF spatial pattern and the temporal coefficient on the surface temperature over the Tibetan Plateau in spring

表温度偏低;第2特征向量场对应的时间系数在2000年存在突变,2000年以后时间系数振荡趋于平缓并缓慢下降,青藏高原东西反向型变化有减弱趋势.

3.2.2 夏季

图7是夏季青藏高原地表温度的 EOF 分析结果. EOF 第1特征向量场(图7a)方差贡献为35.3%.高原大部地区特征向量为正值,表明夏季青藏高原地表温度也以整体型变化为主;特征向量大值中心位于高原中部87°E,34°N附近,该区域雨季天气复杂,地表温度变化较大,此外其位置较春季大值区偏东,也反映

出雨季以后高原尤其是高原东部潜热贡献显著加强^[6].图7c是青藏高原夏季地表温度 EOF 第2特征向量场,其方差贡献为22.8%,高原东北—西部一线特征向量与高原南部呈现反位相变化,显示了夏季高原干旱区与季风区地表温度不同的变化特征^[15];西部变化中心位于帕米尔高原南部,东部变化中心位于雅鲁藏布江中上游,并且西部中心强于东部中心.青藏高原夏季地表温度 EOF 第3特征向量场则显示出高原中北部与高原其他区域反向变化的特征(图7e).

图7b、7d、7f给出的是青藏高原夏季地表温度 EOF 前3个特征向量场对应的时间系数. EOF 第1

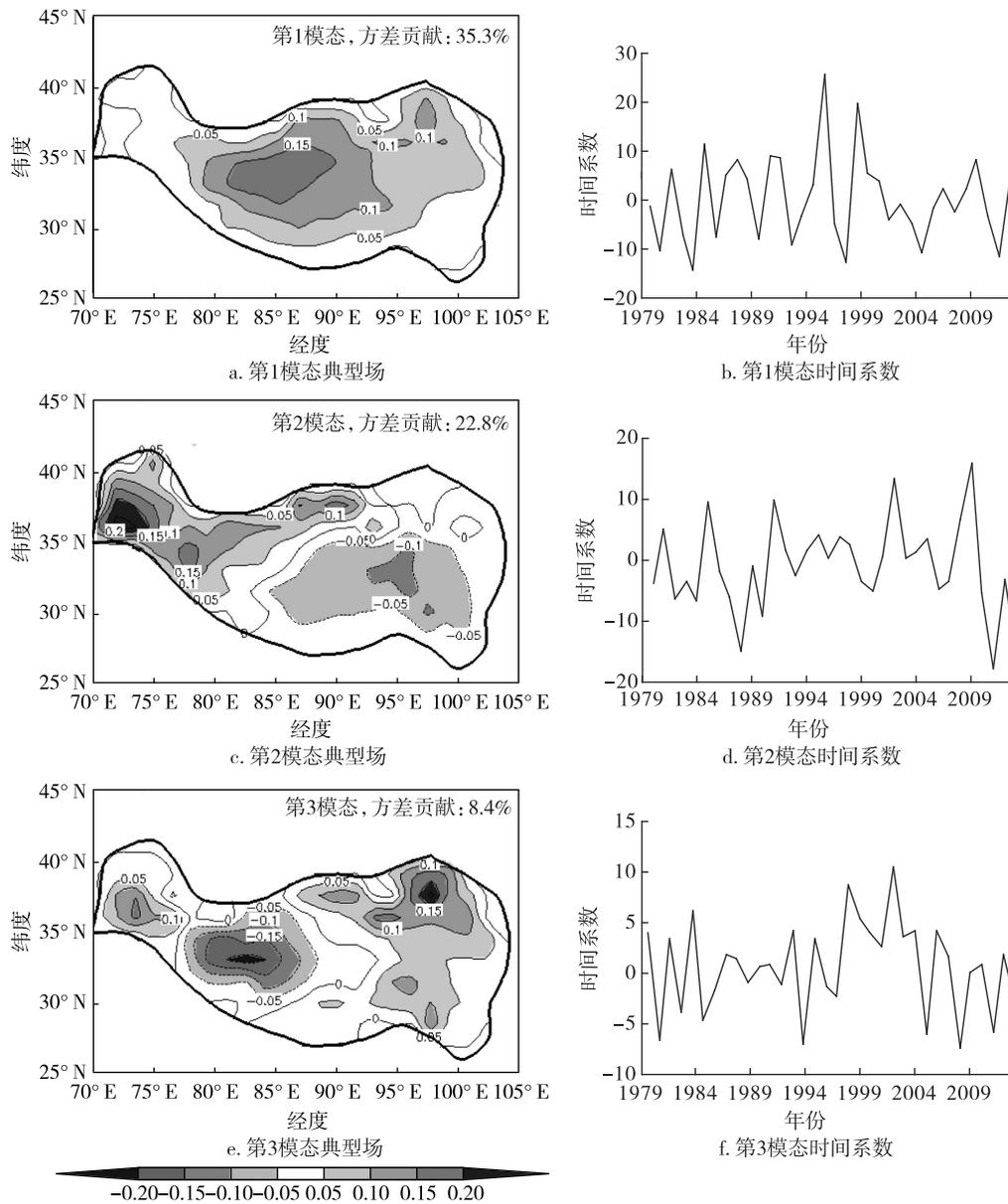


图7 夏季青藏高原地表温度 EOF 的典型场和对应的时间系数

Fig. 7 The EOF spatial pattern and the temporal coefficient on the surface temperature over the Tibetan Plateau in summer

特征向量场对应的时间系数(图 7b)具有 3.5 a 左右的周期,1984、1995 和 1998 年时间系数最大,1980、1983、1997、2004 和 2011 年时间系数最小.EOF 第 2 特征向量场对应的时间系数(图 7d)在 2007 年以后振荡加剧,表明夏季雅鲁藏布江中上游与帕米尔高原西南地表温度的反位相变化加剧.EOF 第 3 特征向量场对应的时间系数(图 7f)则具有较明显的年际振荡特征.

3.2.3 秋季

图 8 是秋季青藏高原地表温度的 EOF 分析结果.秋季青藏高原地表温度 EOF 第 1 特征向量场的

方差贡献为 27.1%,其特征向量分布如图 8a 所示.可以看出,高原西部与东部特征向量呈现反位相变化的特征,西部变化中心位于帕米尔高原南部,东部变化中心位于雅鲁藏布江中上游,西部中心强于东部中心.图 8c 是秋季青藏高原地表温度 EOF 第 2 特征向量场,其方差贡献为 19.1%.这一型特征向量场在青藏高原上表现为整体型变化,高原大部地区特征向量基本为正值,特征向量大值中心主要位于帕米尔高原.秋季青藏高原地表温度 EOF 第 3 特征向量场方差贡献为 8.9%,其显示昆仑山西部—冈底斯山西部一带与高原其他大部地区反位相的变化特

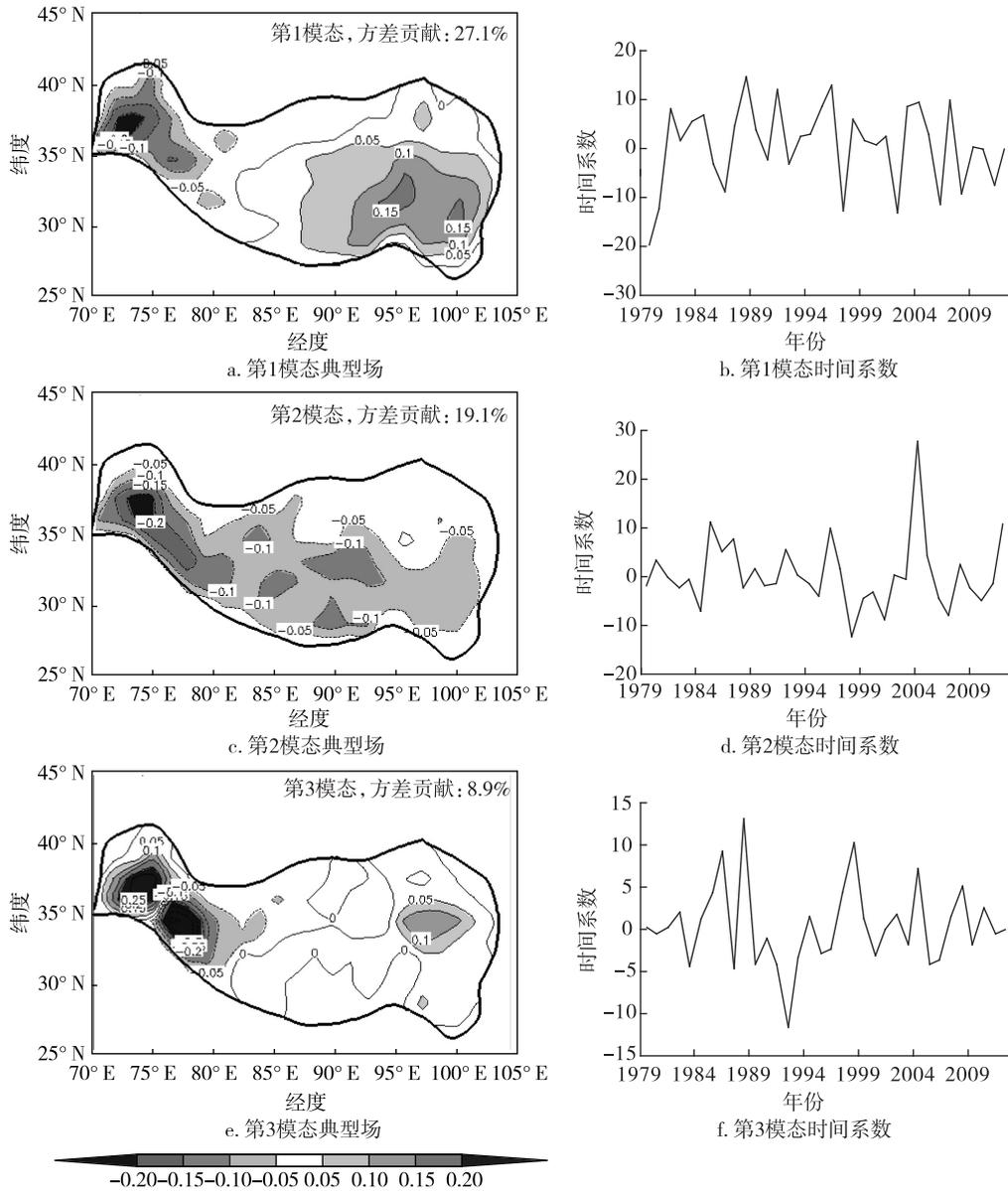


图8 秋季青藏高原地表温度 EOF 的典型场和对应的时间系数

Fig.8 The EOF spatial pattern and the temporal coefficient on the surface temperature over the Tibetan Plateau in autumn

征,其中高原西北部和昆仑山西部—冈底斯山西部一带地表温度变化尤为显著(图8e)。

EOF 前3个特征向量场对应的时间系数都具有较明显的年际变化特征(图8b、8d、8f):第1特征向量场对应的时间系数以1988、1991和1996年最大,高原东部温度升高伴有西部温度偏低,1979、1980、1997、2002和2006年时间系数最小,这些年份高原东部地表温度偏低而西部地表温度增温明显;EOF第2特征向量场对应的时间系数在2004年明显大于其他年份,该年秋季高原地表温度偏低,帕米尔高原温度地表温度偏低尤为明显;EOF第3特征向量

场对应的时间系数则以1986、1988和1998年较大,1992年明显偏小。

3.2.4 冬季

图9是冬季青藏高原地表温度的 EOF 分析结果.冬季青藏高原地表温度 EOF 第1特征向量场的方差贡献为54.9%,解释了一半以上的方差,其特征向量分布如图9a所示.冬青藏季高原地表温度以整体型变化为主,其中高原东北部地表温度变化最为明显,这与该区域冬季易受冷空气影响^[17]有关。

图9c冬季是青藏高原地表温度 EOF 第2特征向量场,其方差贡献为13.3%,其表现出青藏高原冬

季西部与东南部地表温度反向变化的特征。正的大值区位于昆仑山西段中部纵跨高原至喜马拉雅山中东段,中心位于喀喇昆仑山—冈底斯山—喜马拉雅山中东段北麓。负的大值区则为阿尔喀山、巴颜喀拉山与念青唐古拉山、横断山脉所辖,中心在唐古拉山附近。冬季青藏高原地表温度的这一型分布与韦志刚等^[28]发现的高原积雪 EOF 第 2 特征向量场较为相似,可能与高原积雪有关。此外,苗曼倩等^[29]认为冬季高原大部分地区是冷源,东南部为热源。冬季青藏高原地表温度的这一型分布也在一定程度反映了高原不同区域冷热源分布的差异。

图 9e 是冬季青藏高原地表温度 EOF 第 3 特征向量场,其方差贡献为 7.1%,表现出冬季青藏高原北部与南部地表温度反向变化的特征。冬季由于唐古拉山等高大山脉的阻挡,冷空气南下、孟加拉湾暖流北上受阻,形成了藏南谷地、横断山区与高原北部等冬季地表温度异常敏感带^[17],第 3 特征向量场反映了这些敏感带地表温度变化的差异。

EOF 前 3 个特征向量场对应的时间系数也具有较明显的年际变化特征(图 9b、9d、9f):第 1 特征向量场时间系数以 1993、1999、2006 和 2009 年最大,1983、1992、1997、2000 和 2008 年最小;第 2 特征向

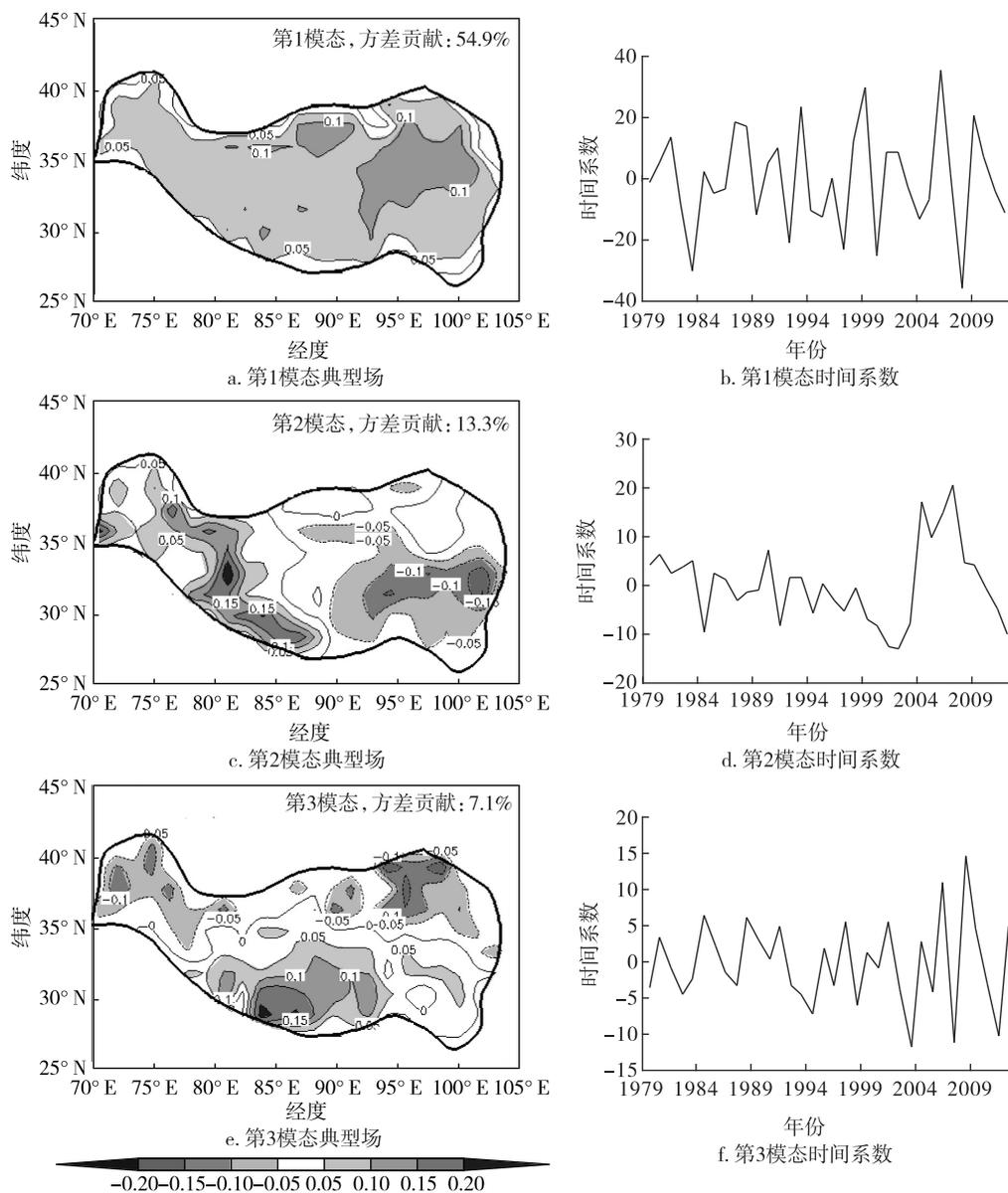


图 9 冬季青藏高原地表温度 EOF 的典型场和对应的时间系数

Fig. 9 The EOF spatial pattern and the temporal coefficient on the surface temperature over the Tibetan Plateau in winter

量场对应的时间系数(图 9d)在 2004 年存在明显的突变,地表温度由西高东低转为东高西低的趋势;第 3 特征向量场对应的时间系数(图 9d)则在 2003 年以后振荡加剧,表明 2003 年以后青藏高原南部和北部地表温度变温幅度加大。

3.3 四季的比较

综合考察青藏高原四季地表温度 EOF 前 3 个模态可以发现,青藏高原四季地表温度异常变化主要表现为整体型和东西反向型,其中春、夏、冬季均以整体型变化为主,这与文献[17-18]得到的结论基本一致,而秋季东西反向型则更为显著.除上述 2 种变化型外,青藏高原地表温度还存在中部与东西部反向型(春、夏、秋季)以及南北反向型(冬季)变化。

大尺度气候因素对青藏高原气候变化有着显著的影响^[30-33]:青藏高原地面加热场强度对太阳活动有很好的响应,并且受 ENSO 循环影响,地球自转速度、太阳黑子周期长度变化对高原气候突变和阶段性变化起重要作用,温室气体与气溶胶变化会导致高原地表温度、积雪深度等发生变化;青藏高原地表温度的整体型变化与大尺度气候因素有密切联系,而东、西部地表温度变化的显著差异则可能与高原复杂的地形、地表以及气候背景有关,如高原西部地表以裸地和积雪为主,高原东部地表多裸地、沼泽、植被覆盖范围较大,高大山脉对北方冷空气及南方孟加拉湾暖流产生阻挡,西部气候干燥、东部气候相对湿润等.此外,相应季节的主要天气系统对地表温度的异常变化也有一定影响,如冬季地表温度的南北反向型变化是北方冷空气及南方孟加拉湾暖湿气流共同作用造成的。

进一步考察不同季节青藏高原地表温度异常分布型之间的联系,表 1 给出了不同季节各 EOF 模态

对应时间系数的相关情况.由表 1 可以看出:整体型变化的春季 1 型(即春季 EOF 第 1 模态的简称,其他季节分布型简称类同)、夏季 1 型及秋季 2 型时间系数之间的两两相关均通过了 $\alpha=0.05$ 显著性水平的显著性检验,夏季 1 型、秋季 2 型和冬季 1 型的时间系数也是如此,表明青藏高原地表温度的整体型变化具有稳定持续的特点;此外东西反向型在春夏季节也有一定的持续性.而不同季节不同类型的异常变化也可能存在一定联系,如春季 1 型(整体型)与夏季 2 型(东西反向型)、春季 1 型(整体型)与冬季 3 型(南北方向型)、春季 3 型(中部与周边反向型)与夏季 2 型(东西反向型)、春季 3 型(中部与周边反向型)与冬季 1 型(整体型)、夏季 3 型(中部与周边反向型)与秋季 1 型(东西反向型)、夏季 3 型(中部与周边反向型)与冬季 2 型(东西反向型)时间系数之间的相关也通过了 $\alpha=0.05$ 显著性水平的显著性检.可见,青藏高原地表温度的异常分布之间具有一定的关联,不过这些关联是单纯的统计相关还是有其内在影响因子,需要进一步讨论。

4 结论与讨论

ERA 地表温度能较好地拟合青藏高原大部分地区地表温度的实际变化,其中 2、10 以及 6 月 ERA 地表温度的变化与实际最为接近。

利用 ERA 地表温度替代观测资料,取 5、6、10 以及 2 月分别作为春、夏、秋、冬的代表月。

1) 通过分析青藏高原四季地表温度的变化趋势发现,不同季节不同区域地表温度变化趋势不尽相同,夏、秋季高原地表温度变化不显著,而冬季昆仑山西段中部纵跨高原至喜马拉雅山中东段地表温度升高趋势最明显。

表 1 不同季节各 EOF 模态对应时间系数的相关性

Table 1 Correlation between temporal coefficients of different EOF mode during 4 seasons

	春季 1 型	春季 2 型	春季 3 型	夏季 1 型	夏季 2 型	夏季 3 型	秋季 1 型	秋季 2 型	秋季 3 型
夏季 1 型	0.41	-0.24	-0.06						
夏季 2 型	0.42	0.33	0.37						
夏季 3 型	-0.29	0.08	0.23						
秋季 1 型	0.14	-0.08	-0.16	0.27	0.01	-0.36			
秋季 2 型	-0.34	-0.03	-0.01	-0.40	-0.12	-0.32			
秋季 3 型	0.12	-0.02	0.04	0.14	0.13	-0.09			
冬季 1 型	0.07	0.12	-0.55	0.33	-0.19	-0.13	0.10	-0.34	0.01
冬季 2 型	0.27	0.08	0.00	-0.16	0.04	-0.38	-0.03	0.23	0.07
冬季 3 型	0.34	0.15	0.07	0.16	0.24	-0.01	-0.16	0.11	0.15

注:黑体字表示相关系数通过 $\alpha=0.05$ 显著性检验。

2) 进一步采用 EOF 方法研究了青藏高原地表温度的时空分布特征, 结果发现: 青藏高原春、夏、冬季地表温度变化以整体型为主, 而秋季青藏高原东部和西部地表温度的反向型变化则更为显著, 且不同年份变化幅度各异. 除整体型及东西反向型外, 部分年份春、夏、秋季青藏高原中部地表温度还具有与东西部反向变化的趋势; 部分年份冬季则表现为南、北部地表温度反向变化型的特征. 青藏高原地表温度的时空变化除归因于大尺度气候因素外, 还与高原复杂的地形、地表状况等有一定关系.

3) 通过分析不同季节各 EOF 模态对应时间系数的相关性还发现, 青藏高原地表温度的异常变化具有一定的持续性, 其中整体型变化可以持续 3 个季节; 此外, 部分不同季节不同变化型之间也具有一定的关联, 但其是否只是单纯的统计相关或受一定的地理或气候因子影响, 需要进一步研究.

由于青藏高原地形地貌以及地理特征特殊、影响高原的天气系统多变、地—气系统间的相互作用复杂等因素, 代表月只能大概反映青藏高原地表温度的季节变化特征. 季节内地表温度有着怎样的变化? 其影响因子是什么? 这些问题都需要进一步研究.

参考文献

References

- [1] Flohn H. Large-scale aspects of the summer monsoon in South and East Asia [J]. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 1957, 35(3): 180-186
- [2] Flohn H. Recent investigations on the mechanism of the "summer monsoon" of southern and eastern Asia [C] // *Monsoons of the world*. New Delhi: Hindu Union Press: 1960: 75-88
- [3] 叶笃正, 高由禧, 周明煜, 等. 青藏高原气象学 [M]. 北京: 科学出版社, 1979: 1-271
YE Duzheng, GAO Youxi, ZHOU Mingyu, et al. *Qinghai-xizang plateau meteorology* [M]. Beijing: Science Press, 1979: 1-271
- [4] Zhao P, Chen L X. Interannual variability of atmospheric heat source/sink over the Qinghai-Xizang (Tibetan) plateau and its relation to circulation [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2001, 18(1): 106-116
- [5] 钟珊珊, 何金海, 管兆勇, 等. 1961—2001 年青藏高原大气热源的气候特征 [J]. *气象学报*, 2009, 67(3): 407-416
ZHONG Shanshan, HE Jinhai, GUAN Zhaoyong, et al. Climate characteristics of QTP atmospheric heat source in 1961—2001 [J]. *Acta Meteorological Sinica*, 2009, 67(3): 407-416
- [6] 章基嘉, 朱抱真, 朱福康, 等. 青藏高原气象学进展 [M]. 北京: 科学出版社, 1988: 1-268
ZHANG Jijia, ZHU Baozhen, ZHU Fukang, et al. *Advance in Qinghai-Xizang plateau meteorology* [M]. Beijing: Science Press, 1988: 1-268
- [7] 王可丽, 钟强. 青藏高原地区大气顶净辐射与地表净辐射的关系 [J]. *气象学报*, 1995, 53(1): 101-107
WANG Keli, ZHONG Qiang. The relationship between the planetary and surface net radiation over Qinghai-Xizang plateau [J]. *Acta Meteorological Sinica*, 1995, 53(1): 101-107
- [8] 汤懋苍, 孙淑华, 钟强, 等. 下垫面能量储放与天气变化 [J]. *高原气象*, 1982, 1(1): 24-34
TANG Maocang, SUN Shuhua, ZHONG Qiang, et al. The energy variation of the underlying surface and the changes of the weather and climate [J]. *Plateau Meteorology*, 1982, 1(1): 24-34
- [9] 汤懋苍, 李存强, 张建. 青藏高原及其四周的近代气候变化 [J]. *高原气象*, 1988, 7(1): 39-48
TANG Maocang, LI Cunqiang, ZHANG Jian. The climate change of Qinghai-Xizang plateau and its neighbourhood [J]. *Plateau Meteorology*, 1988, 7(1): 39-48
- [10] 冯松, 汤懋苍, 王冬梅. 青藏高原是我国气候变化启动区的新证据 [J]. *科学通报*, 1998, 43(6): 633-636
FENG Song, TANG Maocang, WANG Dongmei. New evidence for that the Qinghai-Xizang plateau is the promoter region of China's climate change [J]. *Chinese Science Bulletin*, 1998, 43(6): 633-636
- [11] 江灏, 王可丽, 吴国雄. 青藏高原地区地表温度及其取值对大气长波辐射冷却的影响 [J]. *高原气象*, 1997, 16(3): 250-257
JIANG Hao, WANG Keli, WU Guoxiong. Effects of surface temperature and its taking values on atmospheric longwave radiation cooling over the Qinghai-Xizang plateau [J]. *Plateau Meteorology*, 1997, 16(3): 250-257
- [12] Jiang H, Wang K L. Analysis of the surface temperature on the Tibetan plateau from satellite [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2001, 18(6): 1215-1223
- [13] 程国栋, 江灏, 王可丽, 等. 冻土路基表面的融化指数与冻结指数 [J]. *冰川冻土*, 2003, 25(6): 603-607
CHENG Guodong, JIANG Hao, WANG Keli, et al. Thawing index and freezing index on the embankment surface in permafrost regions [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2003, 25(6): 603-607
- [14] 王绍令, 丁永健, 赵林, 等. 青藏高原局地因素对近地表层地温的影响 [J]. *高原气象*, 2002, 21(1): 85-89
WANG Shaoling, DING Yongjian, ZHAO Lin, et al. The influence of local factor on surface layer ground temperature in Qinghai-Xizang plateau [J]. *Plateau Meteorology*, 2002, 21(1): 85-89
- [15] 金会军, 孙立平, 王绍令, 等. 青藏高原中、东部局地因素对地温的双重影响 (I): 植被和雪盖 [J]. *冰川冻土*, 2008, 30(4): 535-545
JIN Huijun, SUN Liping, WANG Shaoling, et al. Dual influences of local environmental variables on ground temperatures on the interior-eastern Qinghai-Tibet plateau (I): Vegetation and snow cover [J]. *Journal of*

- Glaciology and Geocryology, 2008, 30(4): 535-545
- [16] 吕兰芝, 金会军, 王绍令, 等. 青藏高原中、东部局地因素对地温的双重影响(II): 砂层和水被[J]. 冰川冻土, 2008, 30(4): 546-555
LÜ Lanzhi, JIN Huijun, WANG Shaoling, et al. Dual influences of local environmental variables on ground temperatures on the interior-eastern Qinghai-Tibet plateau (II): Sand-layer and surface water bodies[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2008, 30(4): 546-555
- [17] 李栋梁, 钟海玲, 吴青柏, 等. 青藏高原地表温度的变化分析[J]. 高原气象, 2005, 24(3): 291-298
LI Dongliang, ZHONG Hailing, WU Qingbai, et al. Analyses on changes of surface temperature over Qinghai-Xizang plateau[J]. Plateau Meteorology, 2005, 24(3): 291-298
- [18] 建军, 余锦华, 达琼. 近30年青藏高原年平均0 cm地温的分布和变化特征[J]. 气象, 2006, 3(2): 64-69
JIAN Jun, YU Jinhua, DA Qiong. Temporal and spatial variations of ground temperature over Qinghai-Tibet plateau for the last 30 years[J]. Meteorological Monthly, 2006, 3(2): 64-69
- [19] Shea J D, Worley S J, Stern I R, et al. An introduction to atmospheric and oceanographic data[R]. NCAR/TN-404+IA NCAR TECHNICAL NOTE. Boulder: National Center for Atmospheric Research
- [20] 赵平, 陈隆勋. 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[J]. 中国科学: D辑, 2001, 31(4): 327-332
ZHAO Ping, CHEN Longxun. Climate characteristics of atmospheric heat source over Qinghai-Tibet plateau for the last 35 years and its relationship with precipitation in China[J]. Science in China: Series D, 2001, 31(4): 327-332
- [21] 李培基. 亚洲季风模拟试验中青藏高原积雪强迫问题的讨论[J]. 高原气象, 1996, 15(3): 350-355
LI Peiji. Discussion on the forcing of snow cover on the Qinghai-Xizang plateau in simulation of Asian monsoon climate[J]. Plateau Meteorology, 1996, 15(3): 350-355
- [22] 柯长青, 李培基. 用EOF方法研究青藏高原积雪深度分布与变化[J]. 冰川冻土, 1998, 20(1): 64-67
KE Changqing, LI Peiji. Research on the characteristics of distribution and variation of snow cover on the Tibetan plateau by using EOF analysis[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 1998, 20(1): 64-67
- [23] 张艳. 青藏高原热力参数特征及其异常气候效应的研究[D]. 南京: 南京大学大气科学学院, 2004
ZHANG Yan. Researches on the characteristics of the thermal parameters in the Tibetan Plateau and its climate effects[D]. Nanjing: School of Atmospheric Sciences, Nanjing University, 2004
- [24] Meehl G A. Coupled land-ocean-atmosphere processes and South Asia monsoon variability[J]. Science, 1994, 266(5183): 263-267
- [25] 董敏, 于建锐. 青藏高原春季积雪对大气环流影响的数值模拟[J]. 应用气象学报, 1997, 8(增刊1): 100-109
DONG Min, YU Jianrui. A simulation study for the influences of Tibetan plateau spring snow cover on the general circulation[J]. Quarterly Journal of Applied Meteorology, 1997, 8(sup1): 100-109
- [26] Qian Y F, Zheng Y Q, Zhang Y, et al. Responses of China's summer monsoon climate to snow anomaly over the Tibetan Plateau[J]. International Journal of Climatology, 2003, 23(6): 593-613
- [27] 张顺利, 陶诗言. 青藏高原积雪对亚洲夏季风影响的诊断及数值研究[J]. 大气科学, 2001, 25(3): 372-390
ZHANG Shunli, TAO Shiyuan. The influences of snow cover over the Tibetan plateau on Asian summer monsoon[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences, 2001, 25(3): 372-390
- [28] 韦志刚, 吕世华. 青藏高原积雪的分布特征及其对地面反照率的影响[J]. 高原气象, 1995, 14(1): 67-73
WEI Zhigang, LÜ Shihua. Distribution of snow cover on the Qinghai-Xizang plateau and its influence on surface albedo[J]. Plateau Meteorology, 1995, 14(1): 67-73
- [29] 苗曼倩, 季劲钧. 不同地表面曳力系数的研究[C]//陶诗言, 陈联寿, 徐祥德, 等. 第二次青藏高原大气科学试验理论研究进展(一). 北京: 气象出版社, 1999: 9-14
MIAO Manqian, JI Jingjun. Study on the drag coefficient of different land surface[C]//TAO Shiyuan, CHEN Lian-shou, XU Xiangde, et al. Theory research progress from the second atmospheric science test over the Qinghai-Tibet plateau (I). Beijing: China Meteorological Press, 1999: 9-14
- [30] 李栋梁. 青藏高原地面加热场强度变化及其与太阳活动的关系[J]. 高原气象, 2006, 25(6): 975-981
LI Dongliang. Relationship between variation of strength departure indices of surface heating fields over Qinghai-Xizang plateau and sun activation [J]. Plateau Meteorology, 2006, 25(6): 975-981
- [31] 李栋梁, 何金海, 汤绪, 等. 青藏高原地面加热场强度与ENSO循环的关系[J]. 高原气象, 2007, 26(1): 39-46
LI Dongliang, HE Jinhai, TANG Xu, et al. The relationship between the intensity of surface heating fields over the Qinghai-Xizang plateau and ENSO cycle [J]. Plateau Meteorology, 2007, 26(1): 39-46
- [32] 汤懋苍, 白重瑗, 冯松, 等. 本世纪青藏高原气候的三次突变及与天文因素的相关[J]. 高原气象, 1998, 17(3): 250-257
TANG Maocang, BAI Chongyuan, FENG Song, et al. Climate abrupt change in the Qinghai-Xizang plateau in recent century and its relation to astronomical factors[J]. Plateau Meteorology, 1998, 17(3): 250-257
- [33] 李新周, 刘晓东. 气溶胶对青藏高原气候变化影响的数值模拟分析[J]. 干旱气象, 2009, 27(1): 1-9
LI Xinzhou, LIU Xiaodong. A numerical study of the aerosol influence on climate change over the Tibetan plateau[J]. Journal of Arid Meteorology, 2009, 27(1): 1-9

Characteristics of seasonal surface temperature variation over the Tibetan Plateau

HE Dongyan¹ TIAN Hong¹ DENG Weitao²

1 Anhui Climate Center, Hefei 230031

2 Key Laboratory of Meteorological Disaster of Ministry of Education,
Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044

Abstract The ERA-Interim surface temperature data from European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) are used to analyze the spatial and temporal variation of the seasonal surface temperature over the Tibetan Plateau using Empirical Orthogonal Function (EOF). The results show that in spring, summer and winter, the surface temperature tends to increase in the whole Plateau without obvious spatial variation; while in autumn, surface temperature tends to decrease slightly in most area, and a significant opposite variation trend exists between the eastern and western area of the Plateau. In addition, there are some definite relations between the surface temperature anomaly variations in different seasons, and the integral type can last for 3 seasons.

Key words the Tibetan Plateau; the surface temperature; Empirical Orthogonal Function (EOF); anomaly variations