

DOI: 10.13718/j.cnki.xdzk.2018.11.018

1981—2015 年青藏高原地表温度的时空变化特征分析^①

朱 伊¹, 范广洲^{1,2}, 华 维¹, 王倩茹¹

1. 成都信息工程大学 大气科学学院/高原大气与环境四川省重点实验室/气候与环境变化联合实验室, 成都 610225;
2. 南京信息工程大学 气象灾害预报预警与评估协同创新中心, 南京 210044

摘要: 本文使用 ERA-Interim 地表温度逐月再分析数据(分辨率 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$), 使用线性倾向估计、小波分析和经验正交分解等方法研究了 1981—2015 年青藏高原年平均以及各季节地表温度的时空变化特征。结果表明, 青藏高原整体温度比周边的温度低, 温度分布主要受地形和纬度影响, 温度随海拔升高而降低, 随纬度升高而降低, 高值中心位于高原东北部的柴达木盆地和高原南部以及东南部的藏南谷地地区, 低值中心位于高原西北部的帕米尔高原和昆仑山一带。青藏高原年平均及各季节地表温度都呈逐年上升的趋势, 升温速率春季最快, 夏、秋季次之, 冬季最缓, 不同季节不同年代的升温趋势也不同。高原地表温度存在一个准 4 年的变化周期。高原大部分区域的地表温度以 $0.2\text{ }^\circ\text{C}/10\text{ a}$ 的升温率在增长, 高海拔地区升温速率普遍高于低海拔地区, 阿里地区升温率达到 $0.6\text{ }^\circ\text{C}/10\text{ a}$, 帕米尔高原和祁连山地区呈降温趋势, 降温率最大达 $0.6\text{ }^\circ\text{C}/10\text{ a}$ 。4 个季节的升温趋势分布并不一致, 冬、春两季的高原增温趋势明显高于夏、秋两季。青藏高原夏、秋、冬以及年平均地表温度都以整体型变化为主, 春季的东西反向变化更为显著, 夏季次之。

关键词: 青藏高原; 地表温度; 时空特征

中图分类号: P423.3

文献标志码: A

文章编号: 1673-9868(2018)11-0127-14

IPCC(Intergovernmental Panel on Climate Change)的 5 次评估报告中均表明全球的气温在明显升高, 其中第四次报告中指出 1906—2005 年这 100 年全球气温升高了 $0.74\text{ }^\circ\text{C}$, 第五次报告中指出 1983—2012 年是温度最高的 30 年, 全球变暖现象越来越受到广泛的关注^[1-4]。青藏高原作为中国乃至全球气候变化的启动器和放大器, 在全球变暖的背景下, 在气温、降水等方面均呈现出明显的气候变化^[5-8]。

回顾以往对青藏高原气候变化的大量研究可以发现, 人们的目光主要集中在气温、降水和能量等方面, 对地表温度的分析研究甚少, 而实际上地表温度是地—气相互作用过程中的一个重要参数, 是地面加热场变化的一个重要因子, 它量化地表征地面热源特征, 地面加热场的变化可以通过影响其上空的环流场改变局地以及周边的天气和气候。青藏高原是我国面积最大、海拔最高的高原, 高大的地形和复杂的下垫面类型使得其地—气相互作用过程对东亚大气环流甚至全球气候变化都有重要的影响^[3-4]。青藏高原在

① 收稿日期: 2017-10-31

基金项目: 国家自然科学基金项目(91537214, 41775072); 公益性(气象)行业科研专项项目(GYHY201506001); 四川省教育厅重点项目(16ZA0203); 成都信息工程大学中青年学术带头人科研基金项目(J201516, J201518); 成都信息工程大学引进人才启动基金项目(KYTZ201639)。

作者简介: 朱 伊(1990-), 女, 硕士研究生, 主要从事气候变化研究。

夏季为热源, 冬季为冷源, 直接作用于对流层中部, 影响着高原地—气系统间的能量交换. 在全球变暖的背景下, 对青藏高原地表温度进行深入研究对进一步了解青藏高原的天气特征及其地—气相互作用过程具有重要的意义^[9-16].

江灏等^[11]在 2000 年利用 ISCCP 卫星观测地表温度资料分析了青藏高原地表热状况的时空分布特征, 认为春季和秋季地表温度分布形势较为相似, 与年平均场的分布相近, 温度变化的关键区是高原西部和中部. 李栋梁等^[12]在 2001 年利用青藏高原 86 个气象观测站建站以来的地面观测 0 cm 地温资料, 分析了高原冬、夏季和年平均地表温度的气候特征并对其地表温度异常变化的空间结构和时间变化的趋势作了诊断分析. Liu 等^[14]使用 1961—2006 年青藏高原东部及周边地区的 116 个气象站的观测资料研究月平均最低气温的变化特征, 认为地表温度的气候特征具有海拔依赖性. 彭海等^[15]使用 ERA-Interim 的 2 m 温度资料分析了 1979—2014 年地表温度时间和空间分布特征, 认为高原地表温度分布呈东南高、西北低, 同时高原地表温度变化存在一个 3 年的震荡周期, 高原升温率比同期世界水平高, 但采用的资料为 2 m 温度资料, 是否能够代表地表面的温度还有待考证. 何冬燕等^[16]利用 EOF 方法分析了 1979—2004 年的青藏高原各季节地表温度的特征, 认为青藏高原地表温度变化以整体型为主, 秋季的东西部反向型变化最为显著, 部分年份的冬季表现为南北反向变化型, 同时对各个模态的时间系数做了相关性分析发现高原地表温度的异常变化具有持续性, 各季节不同变化型之间存在一定的关联, 但由于只选取了代表月份来代表季节进行季节变化分析, 这种季节变化分析的准确性还有待检验.

回顾前人对青藏高原地表温度的研究, 发现对青藏高原地表温度长期连续和完整的时空变化特征的详细研究不多, 近 5 年内的研究则更少, 其次是在地表温度的资料选取和处理方面存在一些不足, 本文在此基础上, 选取了长期连续且分辨率较高的近 35 年青藏高原地表温度资料, 使用多种分析方法分析其时空变化特征, 为研究近期青藏高原的气候变化及其地—气相互作用过程奠定基础.

1 资料与方法

1.1 研究资料

青藏高原地理位置特殊, 地形复杂, 高原气象观测台站分布不均匀, 特别是在高原西部台站较少, 故本文使用欧洲中期天气预报中心的 ERA-Interim 再分析资料对青藏高原地表温度进行分析, 资料选取时间为 1981—2015 年, 分辨率为 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$. ERA-Interim 是 ECMWF 目前较为完善的再分析数据集, 可以提供自 1979 年 1 月 1 日以来的再分析数据, 它沿用了 ERA-40 的大气模式和同化系统并在此基础上加以改进和提高, 所同化的观测资料主要包括来自全球不同地区的、地表和上层大气的常规气象观测资料以及卫星遥感资料等. ERA-Interim 在 2014 年开始提供最高分辨率为 $0.125^\circ \times 0.125^\circ$ 的再分析数据. ERA-Interim 同化的资料中包括地面台站观测的地表温度数据, 同时经较多研究学者验证这套资料在高原的适用性较好^[17-19], 完全能够用于研究青藏高原地表温度的时空变化特征.

1.2 研究方法

本文中青藏高原范围选取为 $25^\circ-40^\circ\text{N}$, $70^\circ-105^\circ\text{E}$, 海拔 3 000 m 以上的区域. 主要使用的研究方法有线性倾向估计、小波分析和经验正交分解.

用 x_i 表示某一气候变量, 样本量为 n , 用 t_i 代表 x_i 所对应的时间, 建立 x_i 与 t_i 之间的一元线性回归方程^[20-21]. 通过最小二乘法估计出气候变量的回归系数 b , 回归系数的符号表示气候变量 x 的趋势倾向, 回归系数为正 ($b > 0$) 表示气候变量呈上升趋势, 反之回归系数为负 ($b < 0$) 表示气候变量呈下降趋势, 回归系数 b 通常又被称为倾向值, 这种分析气候变量的方法叫做线性倾向估计.

小波分析方法是一种源于傅里叶变换的分析时间序列变化的数学方法, 在气候诊断和预测中小波分析被广泛地应用, 它不仅给出气候序列变化的尺度, 还可以显示出变化的时间位置. 本文中使用的 Mor-

let 小波定义为 $\psi(t) = (1-t^2) \frac{1}{\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{t^2}{2}}$, $-\infty < t < \infty$, 由此看出小波变换实际上是将一个一维信号在时间和频率两个方向上展开, 这样就可以对气候系统的时间和频率结构做进一步的分析. 从不同长度的周期随时间的演变特征判断序列存在的周期, 分辨奇异点来确定突变信号, 利用小波方差准确地判断周期振荡的强度.

经验正交函数分解方法即 EOF 方法, 在数理统计学的多变量分析中称为主分量分析, 可用于气象场的分解^[20-21]. 在气象观测过程中有 m 个空间观测点, 观测了 n 个时次, 将所有的变量统计起来即 $X_{m \times n} = V_{m \times n} T_{m \times n}$, 构成时间系数和空间特征向量的线性组合, T 是时间系数, V 是空间特征向量. 经过这种处理将气候特征分解, 特征值的大小表示与其对应的特征向量即典型场的权重, 时间系数表示该典型场随时间的变化.

2 青藏高原地表温度的空间分布特征

2.1 年平均地表温度的空间分布

青藏高原多年平均地表温度的空间分布如图 1 所示. 从图中可以看出青藏高原整体温度比周边的温度低, 平均温度在 $-10 \sim 10$ °C 之间. 温度分布主要受地形和纬度影响, 温度随海拔升高而降低, 随纬度升高而降低. 主要的低值中心有两个, 一个是青藏高原西北部的昆仑山地区, 温度在 $(-5) \sim (-12.5)$ °C 之间, 另一个是高原东北部的祁连山地区, 温度较昆仑山地区较高一些在 $(-2.5) \sim (-7.5)$ °C 之间. 高值中心在高原东北部的柴达木盆地地区, 年平均地表温度都在 5 °C 以上, 另外在高原东南部的雅鲁藏布江谷底地区, 由于地势较低且受印度洋暖湿气流的影响年平均地表温度也在 0 °C 以上. 高原其余地方的温度在 -5 °C \sim 0 °C 之间, 高原边坡的温度梯度较大.

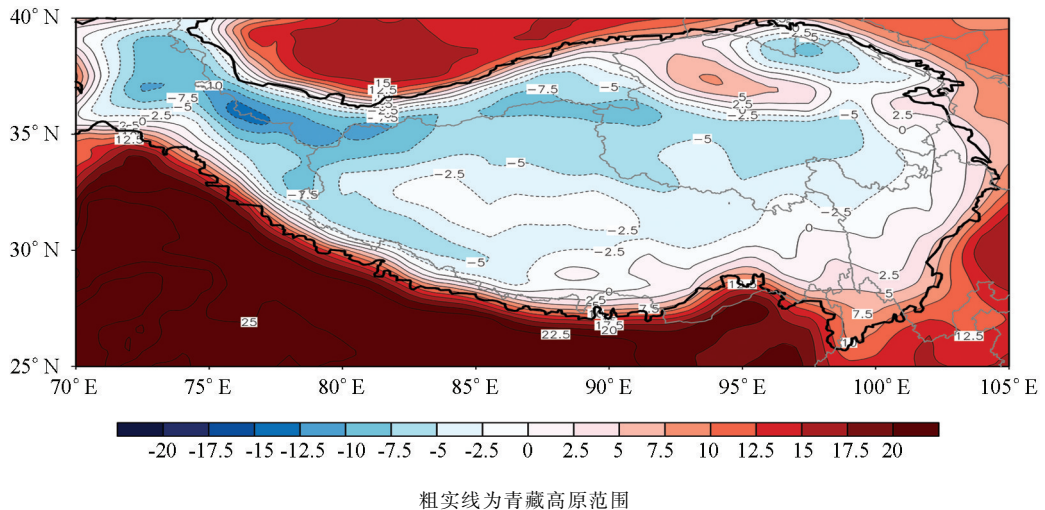
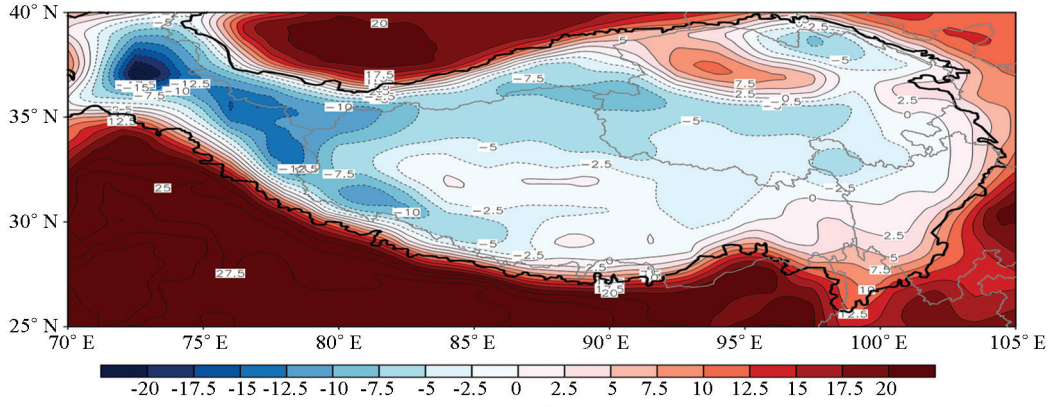


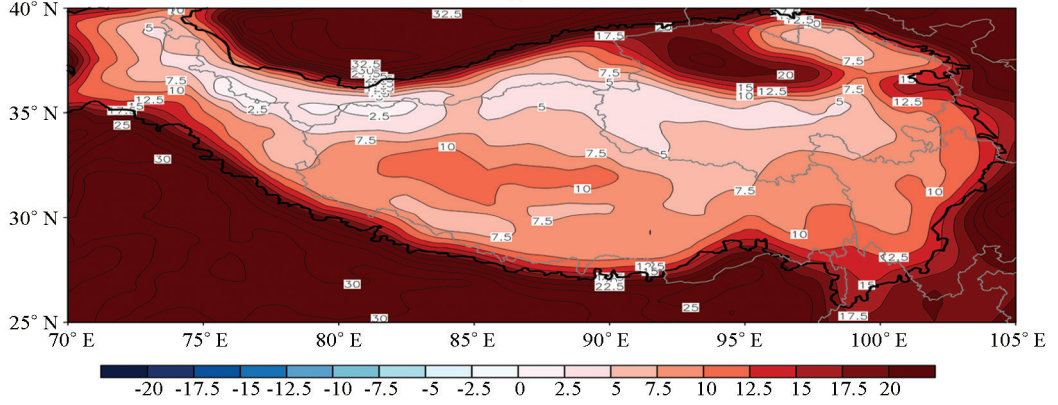
图 1 1981—2015 年青藏高原年平均地表温度空间分布(单位: °C)

2.2 各季节地表温度的空间分布

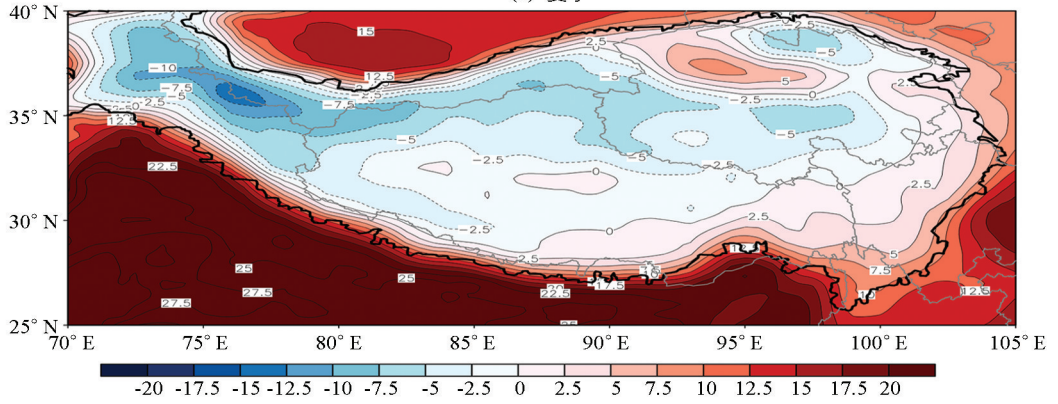
青藏高原各个季节的地表温度空间分布如图 2 所示. 春季, 高原大部分地区温度都为零下, 这与高原积雪的融化有一定关系^[22-24], 高原地表温度的分布是非常不均匀的, 高值中心在高原东北部的柴达木盆地地区, 低值中心在高原西部的帕米尔高原和昆仑山一带, 从西向东温度逐渐升高, 温度梯度由西向东逐渐减小. 夏季, 整个高原都是一致大于 0 °C, 除柴达木盆地以外高原中部也存在一个高值中心, 高原南部温度高于北部. 秋季, 高原地表温度的分布与春季相似, 只是温度略高, 温度梯度也小于春季. 冬季, 大部分地区温度都在 -10 °C 以下, 最低温度在高原西部可达 -27.5 °C, 温度自高原西北部向东南部增加.



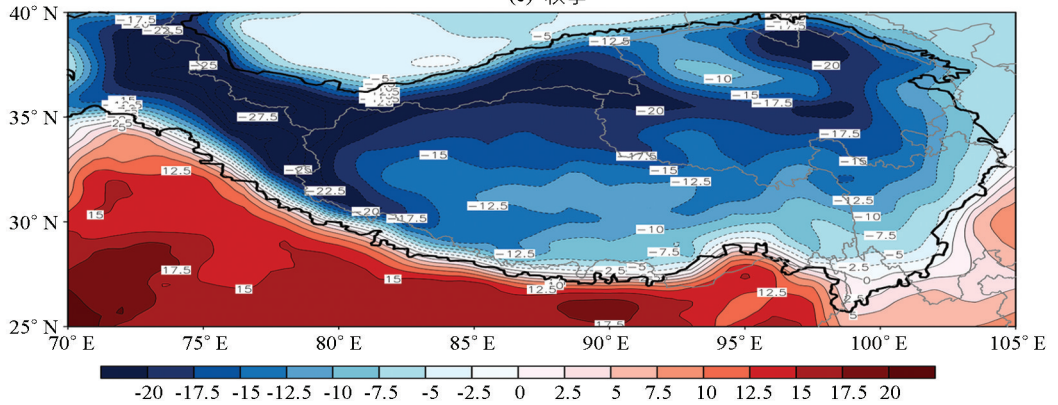
(a) 春季



(b) 夏季



(c) 秋季



(d) 冬季

粗实线为青藏高原范围

图 2 1981—2015 年青藏高原各季节地表温度空间分布(单位: °C)

2.3 青藏高原地表温度趋势系数的空间分布

为了了解青藏高原地表温度的空间趋势变化特征,对每一个格点的年平均地表温度和各季节的平均地表温度做线性回归分析,得到趋势系数空间分布图(图 3).图 3(a)为 1981—2015 年的多年平均地表温度空间趋势分布,从图中可以看出,高原大部分区域的地表温度以 $0.2\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ a}$ 的升温率在增长,高原西部的阿里地区是增温大值中心,升温率达到 $0.6\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ a}$,而更西端的帕米尔高原和高原东北部祁连山地区边缘则呈降温趋势,降温率最大可达 $0.6\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ a}$.

图 3(b)~(e)为各季节的地表温度趋势系数空间分布,从图中可以看出,春季,地表温度的趋势系数分布和年平均的基本一致,阿里地区增温大值区数值明显增大,最大可达 $1.6\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ a}$,藏南谷地一带增温也较为明显,升温率最大为 $0.6\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ a}$,降温区与年平均分布一致.夏季,除高原北部存在小范围的增温区以外,高原整体增温并不显著,而高原西北部呈现为大范围且数值较大的降温趋势,普遍降温率在 $0.4\sim 0.8\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ a}$,最大值为 $1.6\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ a}$.秋季,值得注意的是高原西部地区表现为大范围的升温,这与其他 3 个季节都不相同,升温率在高原西北部和阿里地区最大,为 $0.6\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ a}$,高原主体地区表现为弱升温和降温趋势.冬季,高原西部的阿里地区、南部的雅鲁藏布江谷地、东北的祁连山地区和东南部地区都表现为大范围且数值较大的增温趋势,西部和南部升温率最大可达 $1.6\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ a}$,东北和东南部升温率最大为 $0.8\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ a}$,其他地方都是大范围的降温趋势.

从上述对青藏高原地表温度升温趋势空间分布的研究我们可以发现,不同季节的不同区域地表温度的变化趋势是不同的,但升温最显著的区域主要有以下几个地区:高原西北部的昆仑山地区、高原西部的阿里地区、高原南部的雅鲁藏布江河谷地区以及高原东北部的祁连山地区,说明地形是影响升温率的一个重要因子,高海拔地区升温速率普遍高于低海拔地区.冬、春两季的高原增温趋势明显高于夏、秋两季.存在以下 3 个地表温度变化较为特殊的区域:高原西北部的帕米尔高原在秋季存在与其他季节不同的增暖现象,高原东北部的柴达木盆地在冬季表现出与其他季节不同的增暖趋势,高原中部的唐古拉山地区在冬季存在明显的降温趋势,这些都是值得进一步讨论的现象.

3 青藏高原地表温度的时间变化特征

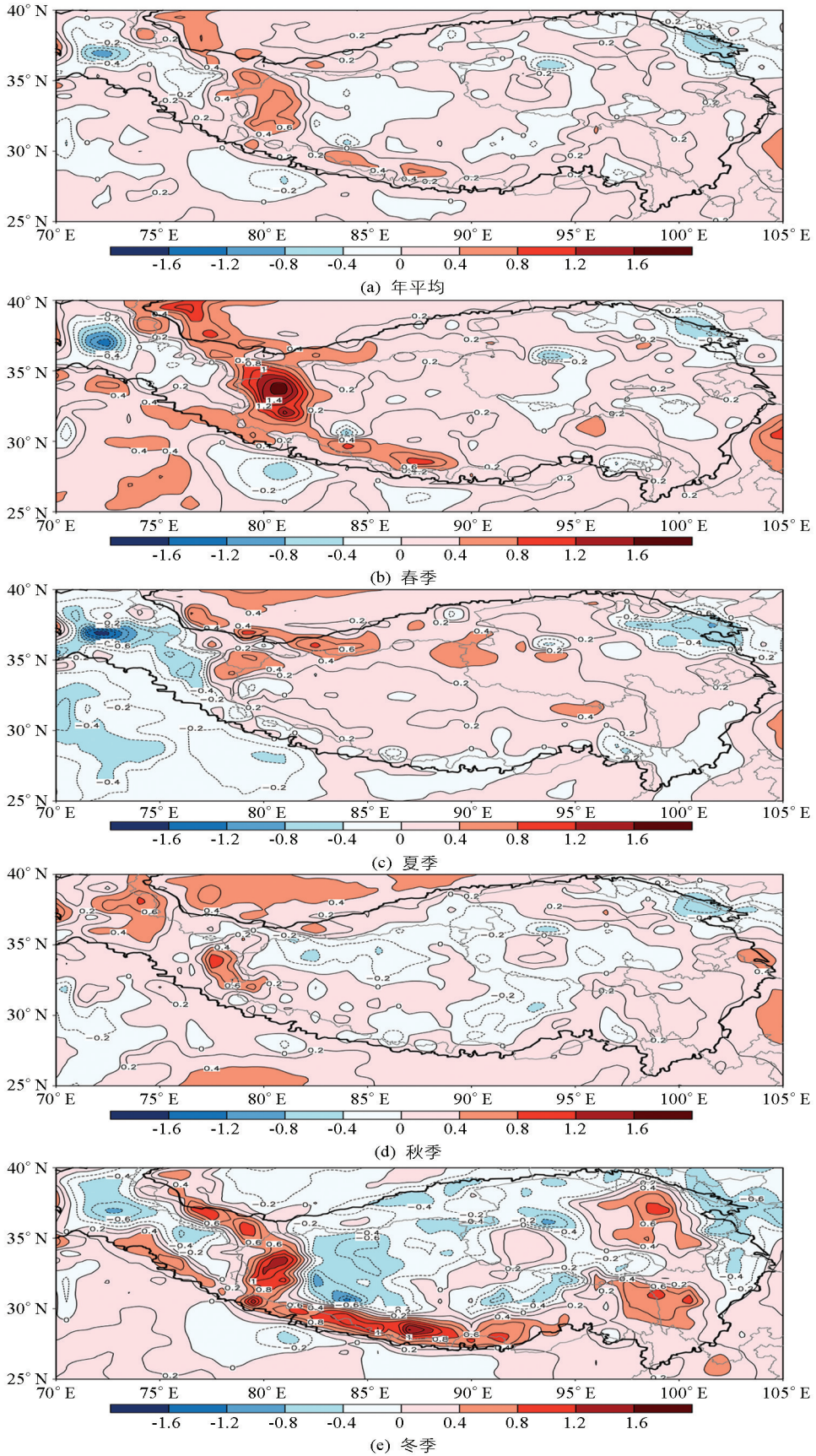
3.1 青藏高原地表温度的年际变化

从图 4 中可以看到,1981—2015 年青藏高原的年平均地表温度呈逐年上升的趋势,最高值出现在 2006 年,为 $6.0\text{ }^{\circ}\text{C}$,最低值出现在 1983 年,为 $4.6\text{ }^{\circ}\text{C}$.各个年代的地表温度变化虽然都呈上升趋势,但升温的速率是不一致的.20 世纪 90 年代地表温度的增温趋势较 80 年代有所减缓,21 世纪初又有所回升,从 2010 年开始,年平均地表温度增温速率比之前的任何时候都要快.

从图中还可以发现在 1997—2000 年期间,青藏高原的地表温度有一个明显的波动,在 1997 年地表温度达到一个低值,在此后的两年间温度又上升了近 $1.5\text{ }^{\circ}\text{C}$,随后又回落到平均温度以下.柏晶瑜,李跃清等人^[25-27]先后研究了 1998 年我国长江中下游的特大洪水与同期和前期青藏高原地区气候变化的关系,认为青藏高原前期地表温度异常会对长江中下游地区的降水产生滞后影响,进一步说明研究青藏高原地表温度特征对下游的天气预测有着重要的意义.

3.2 青藏高原地表温度的季节变化

图 5 同图 4 但为春夏秋冬 4 个季节.从 4 个季节平均温度的时间变化趋势来看,和年平均地表温度一样,每个季节的地表温度都呈逐年上升的趋势,但升温速率不同,春季的升温速率最快,夏、秋季次之,冬季最慢.各个季节的各年代线性趋势更加不同.春季,在 20 世纪 80 年代青藏高原的地表温度呈下降趋势,从 90 年代开始地表温度一直到 2015 年都呈上升趋势,且增温趋势越来越显著.夏季,地表温度总体呈波动上升趋势,20 世纪 80 年代地表温度下降,20 世纪 90 年代开始持续上升,且 21 世纪初的增温比 20 世纪 90 年代显著,2010 年到 2015 年温度又呈下降趋势.秋季,在 21 世纪初期地表温度有轻微下降趋势,剩余的年代都呈上升趋势.冬季,20 世纪 80 年代和 2010 年以后升温趋势十分显著,20 世纪 90 年代到 21 世纪初期温度变化比较平稳.



粗实线为青藏高原范围, 高原范围内均在 0.05 水平上分析有统计学意义

图 3 1981—2015 年青藏高原地表温度趋势系数空间分布(单位: $^{\circ}\text{C}/10\text{ a}$)

虽然青藏高原的地表温度春夏秋冬 4 个季节的平均温度从 1981 年到 2015 年都呈上升趋势, 但每个季节的上升趋势是不同的, 每个季节的地表温度变化也存在一定的年代际变化, 并不是统一地升高, 在某些季节的某些年代地表温度也表现为下降的趋势。

3.3 地表温度的周期变化

为了探究青藏高原地表温度是否存在周期性的变化, 分别对年平均气温和 4 个季节的平均气温做小波分析。图 6(a) 是青藏高原年平均地表温度的小波图, 可以看到一个准 4 年的周期, 在 1990 年后这个准 4 年的周期振幅较强, 除准 4 年周期外还存在一个 9~11 年周期, 从 20 世纪 80 年代中期开始该周期有逐渐减小的趋势, 21 世纪初期达到稳定的 9 年周期。从图 6(b) 青藏高原春季地表温度的小波图中可以看到在 20 世纪 80 年代到 90 年代一直存在一个 4 年和一个 7 年的周期, 这两个周期在 1998 年以后转变为一个准 5 年的周期, 可以认为 1998 年是青藏高原春季地表温度发生突变的一个时间点, 同时存在 10~11 年周期在 20 世纪 90 年代和 21 世纪初期较为显著。从图 6(c) 中可以看出夏季青藏高原的变化周期十分稳定, 准 4 年的周期振幅十分强烈, 6 年的周期较弱。图 6(d) 中秋季地表温度存在一个 4 年周期, 但不稳定, 周期存在变长的趋势, 同时一个 11 年的周期从 80 年代开始一直减小, 在 21 世纪初期达到稳定变为 9 年周期。从图 6(e) 可以看出冬季地表温度的 3~4 年周期很不稳定, 只是阶段性的存在在这 35 年中的某些时间段, 准 15 年的年代际周期由于研究时间段只有 35 年, 这个周期的真实性还有待考证。

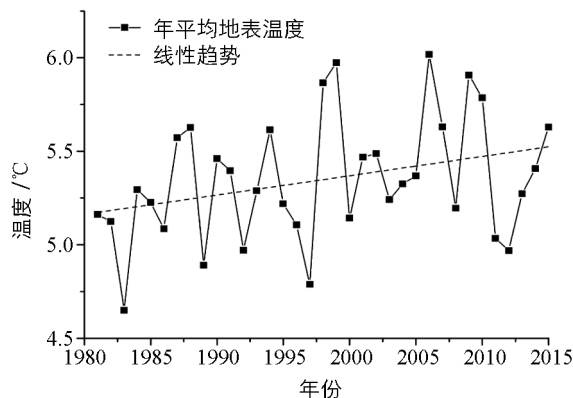
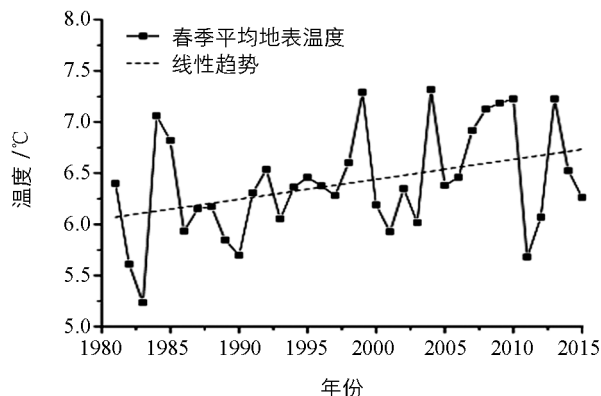
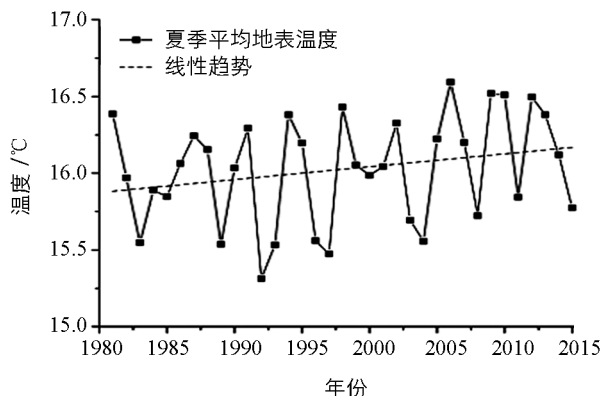


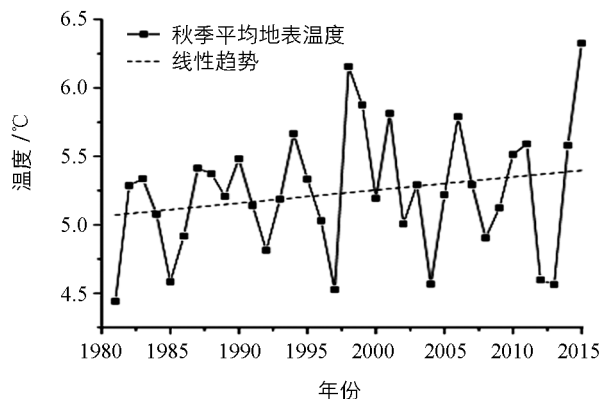
图 4 年 1981—2015 年青藏高原年平均地表温度变化



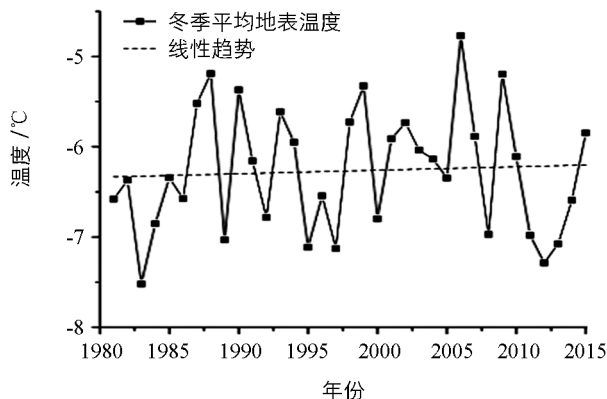
(a) 春季



(b) 夏季

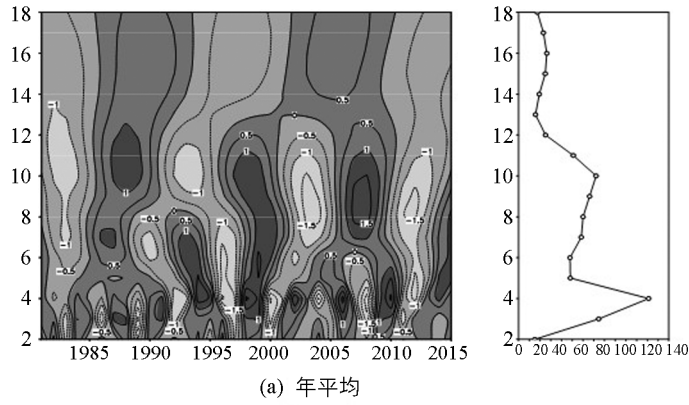


(c) 秋季

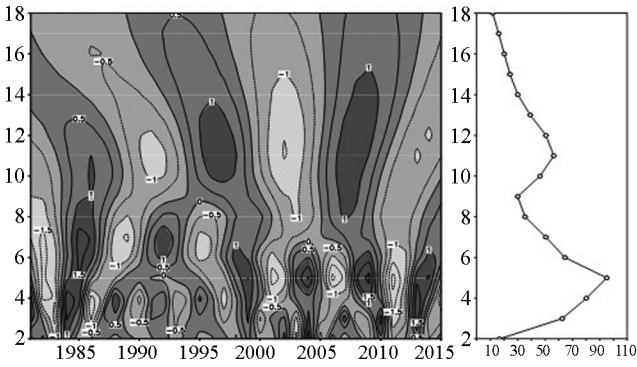


(d) 冬季

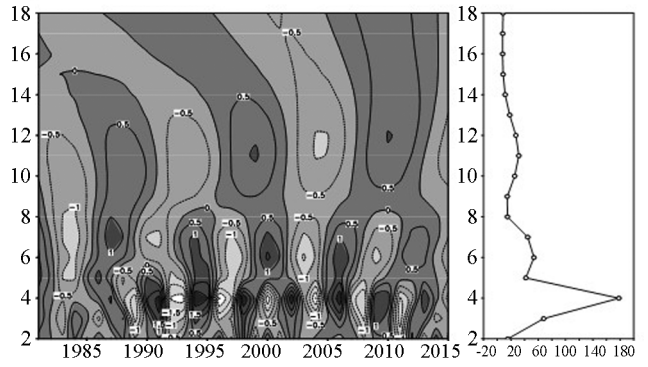
图 5 年 1981—2015 年青藏高原各季节平均地表温度变化



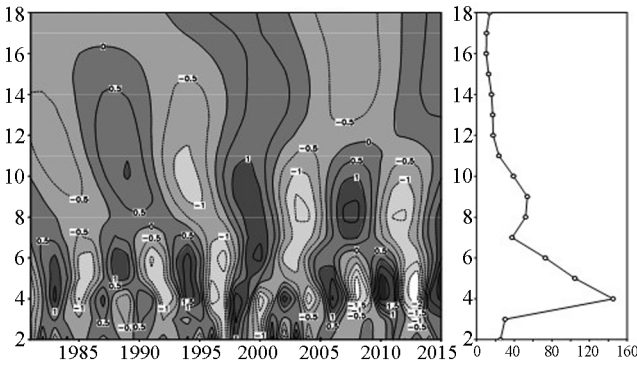
(a) 年平均



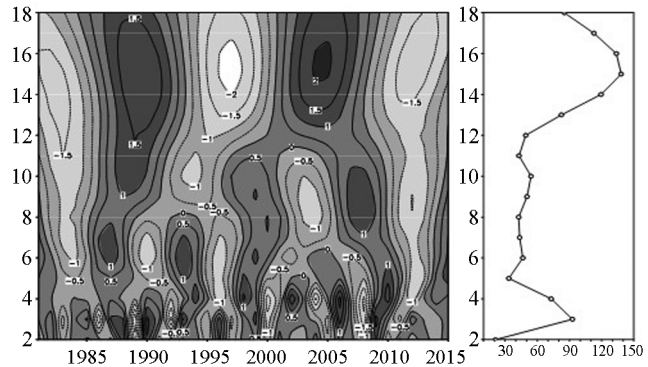
(b) 春季



(c) 夏季



(d) 秋季



(e) 冬季

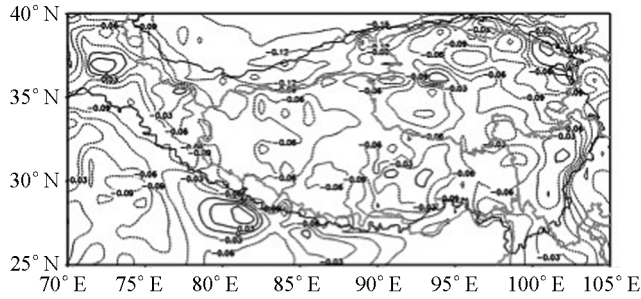
图 6 1981—2015 青藏高原年地表温度小波变换及方差图

4 青藏高原地表温度 EOF 分析

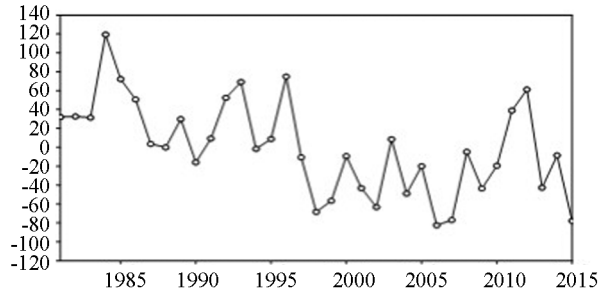
4.1 青藏高原年平均地表 EOF 分析

对青藏高原年平均地表温度经过标准化处理后做经验正交分解(EOF). 前 3 个模态的累计方差贡献为 57%, 其中第一模态 33%, 第二模态 14%, 第三模态 10%. 图 7(a)为青藏高原地表温度 EOF 第一模态的空间分布, 从图中可以看出高原主体为一致的负值区, 表现为高原地表温度变化的整体一致性. 图 7(b)为第二模态的空间分布, 表现出高原西部与高原其他地区地表温度变化的反向变化特征. 图 7(c)为第三模态的空间分布, 从高原西部到高原东部呈现出“一+一”的变化特征, 高原中东部的负值大于高原西部, 正值中心位于阿里地区, 产生这种分布的原因可能是高原积雪对地表温度的影响. 图 7(d)–(f)为前 3 个模态的时间系数, 均具有较为明显的年际变化特征. 从第一模态的空间分布和时间系数上可以看出青藏高原地表温度呈逐年上升的趋势, 地表温度低值年为 1984, 1993, 1996 和 2012 年, 地表温度高值年为 1998 年和

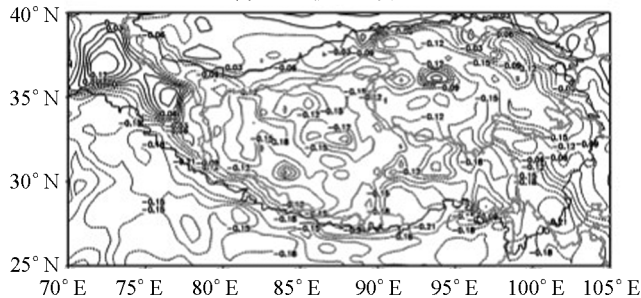
2006 年, 1997 年前后青藏高原地表温度存在一个突变. 从第二模态的空间分布和时间系数上可以看出, 在 1983 年和 2010 年高原地表温度的反向变化最为明显.



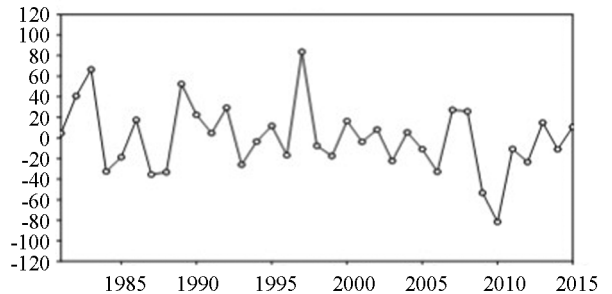
(a) 第一模态空间分布



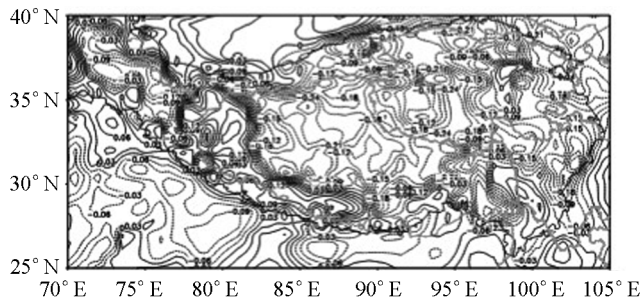
(b) 第一模态时间系数



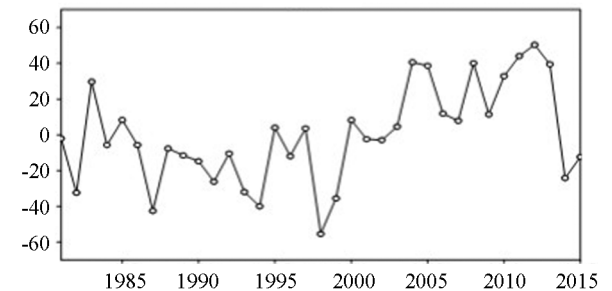
(c) 第二模态空间分布



(d) 第二模态时间系数



(e) 第三模态空间分布



(f) 第三模态时间系数

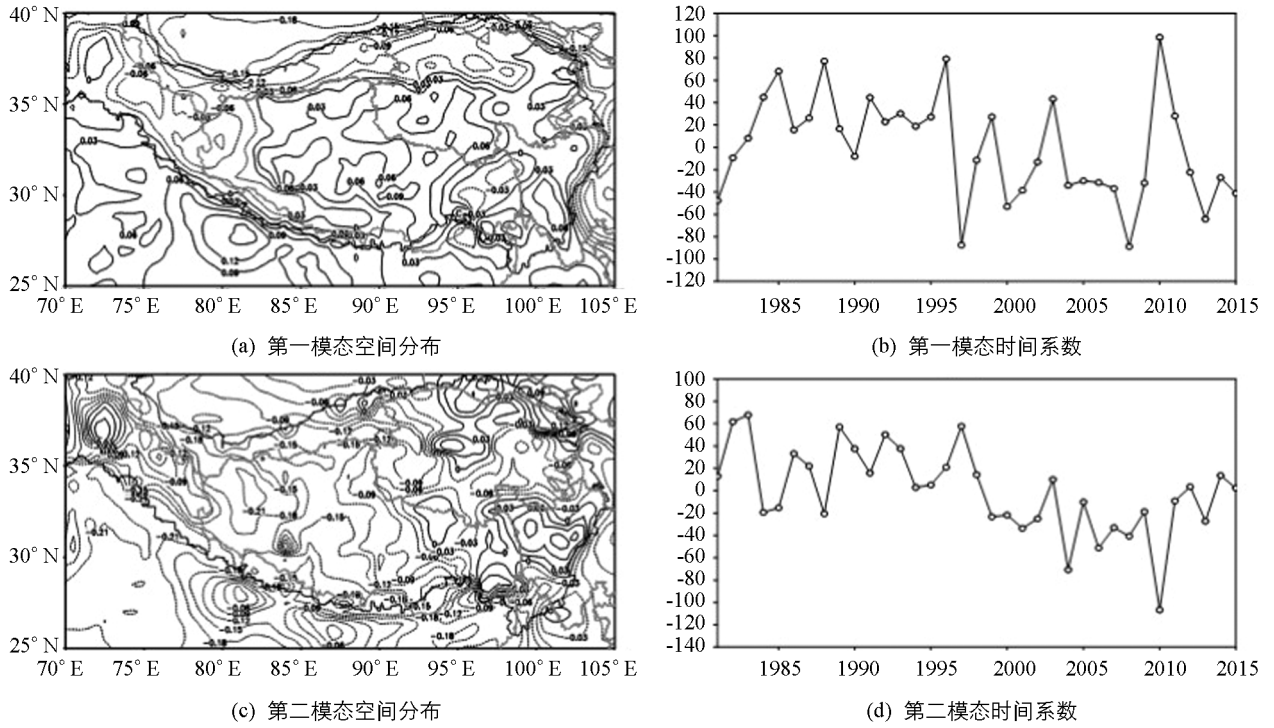
粗实线为青藏高原范围

图 7 青藏高原地表温度 EOF 的空间分布和时间系数

4.2 青藏高原各季节地表温度 EOF 分析

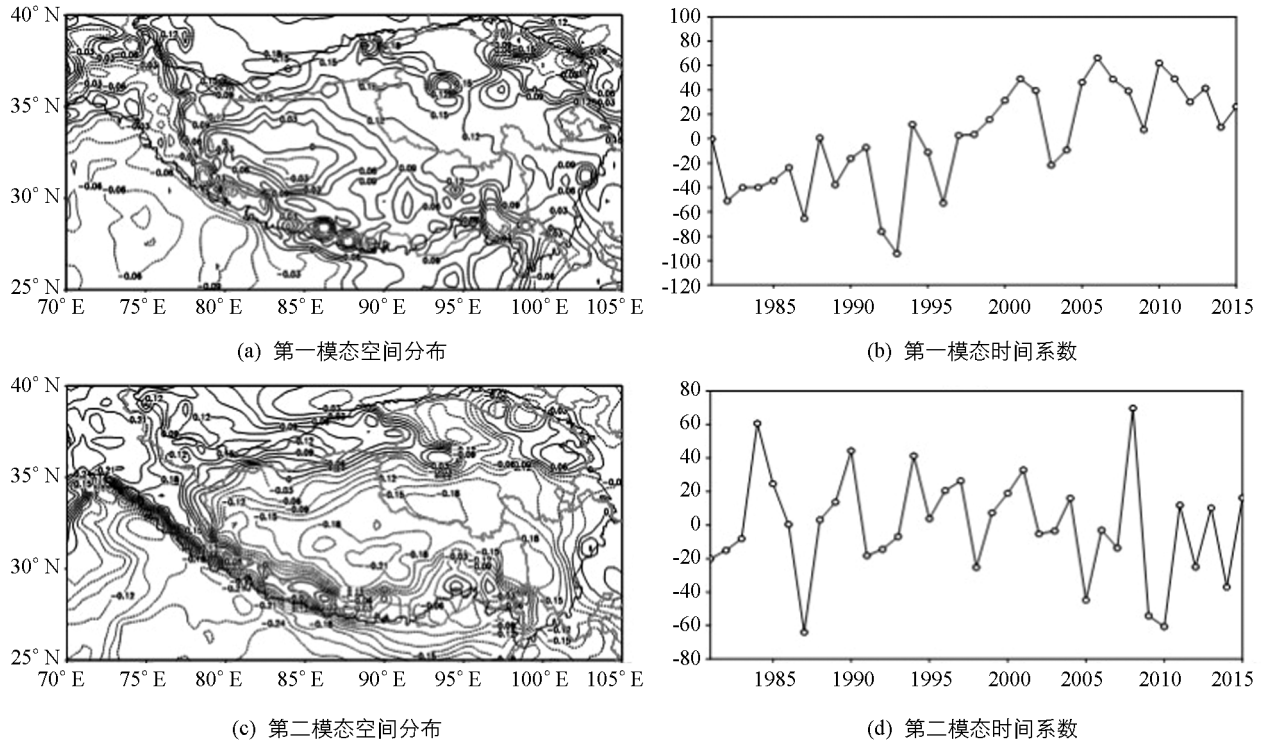
图 8 是春季青藏高原地表温度的 EOF 分析结果, 其中第一模态的方差贡献 28%, 第二模态 19%. 第一模态的时间系数存在较为明显的年际变化, 空间分布表现为春季高原地表温度呈西北—东南反向变化, 这种反向变化在 1997, 2008 和 2010 年尤为明显. 1996 年存在突变, 时间系数在 1996 年之后变化较之前剧烈, 这种西北部和东南部的地表温度反向变化有所加强. 第二模态的空间分布表明春季高原地表温度从高原西部到高原东部呈现出“+ - +”的变化特征, 但这种反向变化呈逐年减小的趋势.

图 9 是夏季青藏高原地表温度的 EOF 分析结果, 其中第一模态的方差贡献 22%, 第二模态 13%. 第一模态的空间分布除高原西部帕米尔高原地区和高原东北部的祁连山地区以外, 高原大部分地区的温度变化具有整体一致性, 结合时间系数来看在夏季高原地表温度整体呈逐年上升的趋势, 升温趋势高原北部大于南部, 东部大于西部. 第二模态的空间分布表现为高原西北—东南的地表温度呈反向变化, 表现出了干旱区与季风区地表温度的不同变化特征.



粗实线为青藏高原范围

图 8 春季青藏高原地表温度 EOF 的空间分布和时间系数



粗实线为青藏高原范围

图 9 夏季青藏高原地表温度 EOF 的空间分布和时间系数

图 10 是秋季青藏高原地表温度的 EOF 分析结果, 其中第一模态的方差贡献 34%, 第二模态 14%. 第一模态表明秋季青藏高原的地表温度呈整体一致型, 地表温度逐年升高且升温趋势较为平缓. 第二模态的空间分布表明秋季青藏高原的地表温度呈东西反向变化型, 这种反向变化在帕米尔高原和昆仑山一带较为

显著, 1987 年是这种反向变化特征的典型年.

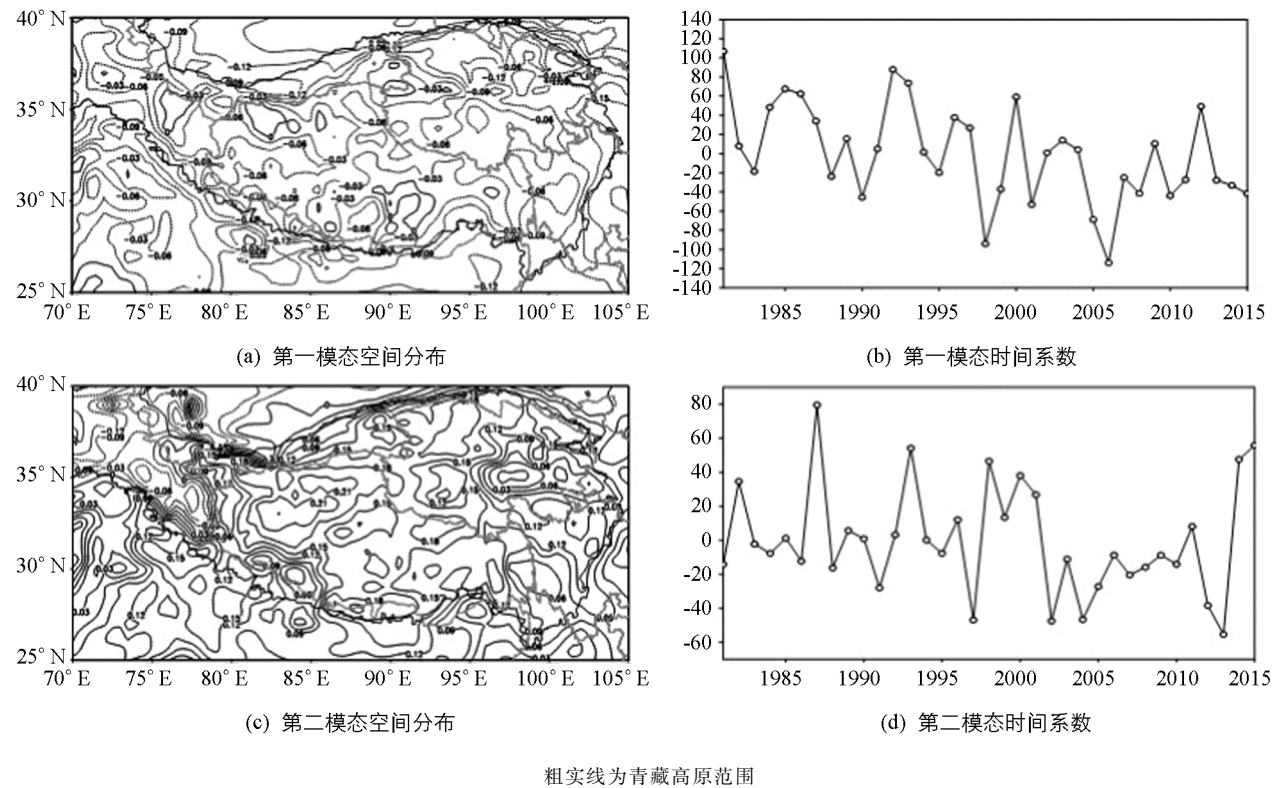


图 10 秋季青藏高原地表温度 EOF 的空间分布和时间系数

图 11 是冬季青藏高原地表温度的 EOF 分析结果, 其中第一模态的方差贡献 40%, 第二模态 16%. 第一模态说明除高原东南部小部分区域以外, 冬季青藏高原的地表温度变化以整体一致型为主, 其中高原东北部地区的变化最为显著, 冬季地表温度的升温趋势不明显. 第二模态说明冬季青藏高原除整体型以外还存在南北反向型, 但反向变化特征不明显, 同时可以看出高原腹地的温度变化没有高原边坡地区(尤其是南坡)明显.

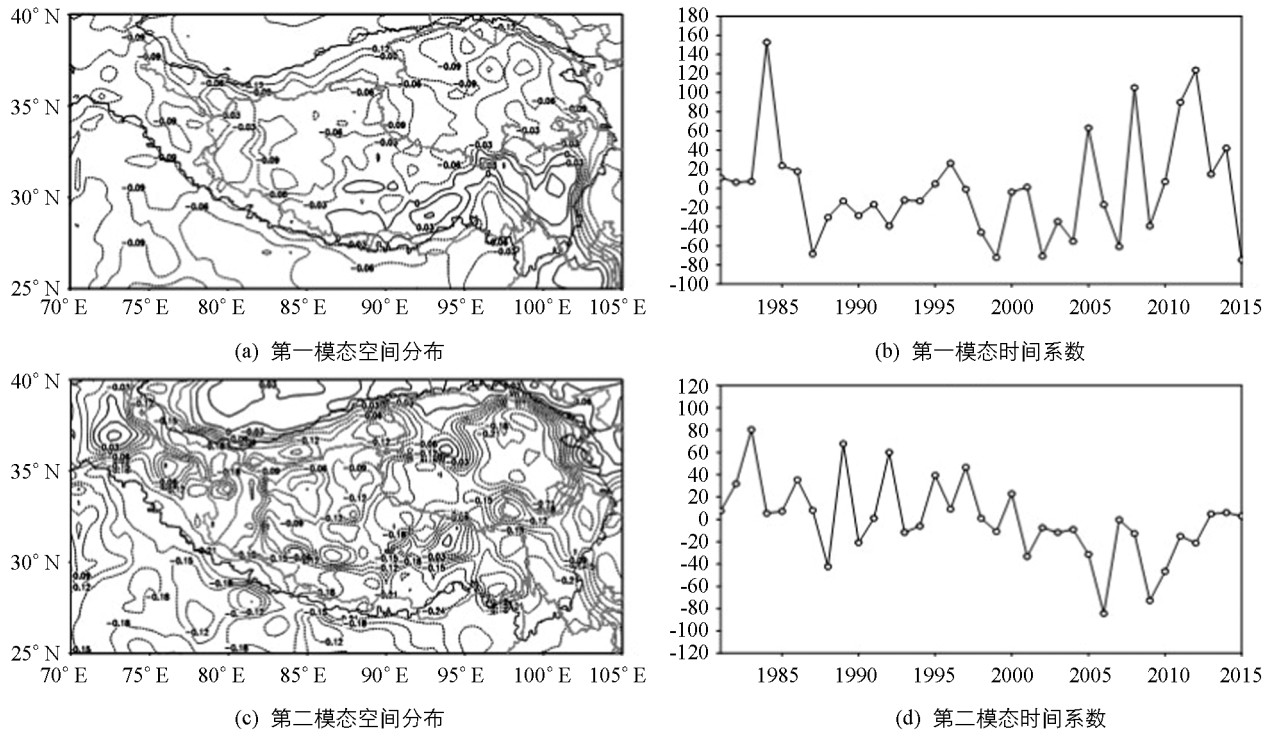
青藏高原年平均地表温度和各季节的地表温度的变化特征主要是整体型和东西反向型两种, 除春季以外其他 3 个季节和年平均地表温度均以整体型为主, 东西反向变化型在春、夏两季尤为明显. 除上述两种类型以外, 青藏高原地表温度还存在高原中部与东西两侧的反向变化型和南北反向型.

5 结 论

地表温度能够量化地地表征地表热状况, 地表温度的高低对陆气收支平衡以及水分平衡都有着重要影响. 全球变暖的背景下, 青藏高原作为气候变化的敏感区, 研究其地表温度的气候和时空变化特征, 对于预测未来全球和区域气候变化具有指示意义. 由于高原台站分布不均匀, 观测资料的长期性和连续性较差, 本文使用经验证在高原地区适应性较好的 ERA-Interim 地表温度逐月再分析资料分析了 1981—2015 年的地表温度时空变化特征, 结论如下:

1) 青藏高原地表温度的空间分布受地形和纬度的影响, 高值中心位于高原东北部的柴达木盆地和高原南部以及东南部的藏南谷地地区, 低值中心位于高原西北部的帕米尔高原和昆仑山一带.

2) 青藏高原不同地区的增温趋势是不同的, 高海拔地区升温速率普遍高于低海拔地区, 冬、春两季的高原增温趋势明显高于夏、秋两季.



粗实线为青藏高原范围

图 11 秋季青藏高原地表温度 EOF 的空间分布和时间系数

3) 1981—2015 年青藏高原年平均地表温度和四季的地表温度都呈上升趋势, 但升温速率不同, 春季最快, 夏、秋季次之, 冬季最缓。年平均地表温度在各个年代的增温趋势是不同的, 20 世纪 90 年代的增温趋势较 80 年代有所减缓, 在 21 世纪初又有所回升, 近 5 年的年平均地表温度增温幅度较大。不同季节的不同年代的增温趋势更不相同, 甚至在有些年代高原地表温度呈降温趋势。

4) 青藏高原地表温度普遍存在一个准 4 年的变化周期, 年平均和夏、秋两季该周期较为稳定, 冬、春两季的周期存在微弱的减小趋势。10 年左右的年代际周期除冬季外, 在年平均以及其他 3 个季节都有很好的体现, 年平均和秋季此年代际周期在 20 世纪 90 年代后有减小趋势。

5) 采用 EOF 方法进一步研究了青藏高原地表温度的时空分布特征, 结果表明, 青藏高原夏、秋、冬以及年平均地表温度都以整体型变化为主, 春季的东西反向变化更为显著, 夏季次之。不同季节的变化各不相同, 同时还存在高原中部与东西两侧的反向变化型和南北反向型。

本文系统地研究了 1981—2015 年青藏高原的地表温度时间变化和空间分布以及空间趋势分布特征并对研究结果进行了一定的解释和说明, 但高原地表温度变化的影响因子有哪些, 地表温度又是如何通过影响上层大气环流和热量平衡从而影响局地及下游天气等机制问题仍需进行深入的探究。

参考文献:

- [1] IPCC. Summary for Policymakers of the Synthesis Report of the IPCC fourth Assessment Report [M]. Cambridge: Cambridge University Press, 2007.
- [2] IPCC. Climate Change 2013: The Physical Science Basis [M]. Cambridge: Cambridge University Press, 2013.
- [3] 秦大河, THOMAS S. IPCC 第五次评估报告第一工作组报告的亮点结论 [J]. 气候变化研究进展, 2014, 10(1): 1—6.

- [4] SOLOMON S, QIN D, MANNING M, et al. Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [M]. Cambridge: Cambridge University Press, 2007.
- [5] 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.
- [6] 潘保田, 林振耀. 历史时期青藏高原气候变化特征的驱动力与放大器 [J]. 兰州大学学报(自然科学版), 1996, 32(1): 108—115.
- [7] 李 林, 陈晓光, 王振宇, 等. 青藏高原区域气候变化及其差异性研究 [J]. 气候变化研究进展, 2010, 6(3): 181—186.
- [8] 段安民, 肖志祥, 吴国雄. 1979—2014 年全球变暖背景下青藏高原气候变化特征 [J]. 气候变化研究进展, 2016, 12(5): 374—381.
- [9] 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.
- [10] 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.
- [11] 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, 19(3): 323—330.
- [12] 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.
- [13] 江 灏, 程国栋, 王可丽. 青藏高原地表温度的比较分析 [J]. 地球物理学报, 2006, 49(2): 391—397.
- [14] LIU X D, CHENG Z G, YAN L B, et al. Elevation Dependency of Recent and Future Minimum Surface Air Temperature Trends in the Tibetan Plateau and Its Surroundings [J]. Global and Planetary Change, 2009, 68(3): 164—174.
- [15] 彭 海, 姚宜斌, 雷祥旭. 1979—2014 年青藏高原地表温度变化特征分析 [J]. 测绘地理信息, 2016, 41(6): 49—53.
- [16] 何冬燕, 田 红, 邓伟涛. 青藏高原不同季节地表温度变化特征分析 [J]. 南京信息工程大学学报(自然科学版), 2014, 6(6): 558—569.
- [17] 秦艳慧, 吴通华, 李 韧, 等. ERA-Interim 地表温度资料在青藏高原多年冻土区的适用性 [J]. 高原气象, 2015, 34(3): 666—675.
- [18] BAO X, ZHANG F. Evaluation of NCEP - CFSR, NCEP - NCAR, ERA-Interim, and ERA-40 Reanalysis Datasets Against Independent Sounding Observations over the Tibetan Plateau [J]. Journal of Climate, 2013, 26(1): 206—214.
- [19] LIN Z Q. Analysis of Tibetan Plateau Vortex Activities Using ERA-Interim Data for the Period 1979—2013 [J]. Journal of Meteorological Research, 2015, 29(5): 720—734.
- [20] 魏凤英. 现代气候统计诊断与预测技术 [M]. 2 版. 北京: 气象出版社, 2007.
- [21] 黄嘉佑. 气象统计分析与预报方法 [M]. 3 版. 北京: 气象出版社, 2004.
- [22] 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.
- [23] 姚宜斌, 雷祥旭, 张 良, 等. 青藏高原地区 1979—2014 年大气可降水量和地表温度时空变化特征分析 [J]. 科学通报, 2016, 61(13): 1462—1477.
- [24] 周宁芳, 秦宁生, 屠其璞, 等. 近 50 年青藏高原地面气温变化的区域特征分析 [J]. 高原气象, 2005, 24(3): 344—349.
- [25] 柏晶瑜, 徐祥德. 1998 年青藏高原春季地温异常对长江中下游夏季暴雨影响的研究 [J]. 应用气象学报, 1999, 10(4): 478—485.
- [26] 柏晶瑜, 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] 李跃清. 青藏高原地面加热及上空环流场与东侧旱涝预测的关系 [J]. 大气科学, 2003, 27(1): 107—114.

Analysis of the Temporal and Spatial Variation in Land Surface Temperature Over the Qinghai-Tibet Plateau from 1981 to 2015

ZHU Yi¹, FAN Guang-zhou^{1,2}, HUA Wei¹, WANG Qian-ru¹

1. School of Atmospheric Sciences/Plateau Atmosphere and Environment Key Laboratory of Sichuan Province/ Joint Laboratory of Climate and Environment Change, Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225, China;
2. Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044, China

Abstract: In this paper, using the ERA-Interim monthly reanalysis data of land surface temperature (resolution 0.5×0.5 deg) as well as linear regression analysis, wavelet analysis and empirical orthogonal function (EOF), the spatial and temporal variations of annual mean temperature and surface temperature in the Qinghai-Tibet Plateau during the past 25 years (1981–2015) were studied. The results showed that the overall temperature of the Qinghai-Tibet Plateau was lower than that of the surrounding regions. The temperature distribution was mainly affected by topography and latitude. Temperature decreased with increasing altitude and increasing latitude. The high-value centers were located in Qaidam Basin in the north-east of the plateau and in the Zangnan valleys in the south and southeast of the plateau. The low-value centers were located in the Pamirs and the Kunlun Mountains of the northwest of the plateau. The average annual and seasonal surface temperature in the Qinghai-Tibet Plateau kept increasing year by year, and the fast heating rate was the greatest in spring, followed in order by summer, autumn and winter. The warming trend differed in different seasons and different years. The plateau surface temperature change showed an oscillation period of quasi-4 years. The surface temperature in most areas of the plateau increased at a rate of $0.2 \text{ }^\circ\text{C}/10 \text{ a}$, the heating rate being generally greater in higher-altitude areas than in lower-altitude areas. In Ngari Prefecture the heating rate was as high as $0.6 \text{ }^\circ\text{C}/10 \text{ a}$. The Pamirs and the Qilian Mountains showed a cooling trend, the maximum being up to $0.6 \text{ }^\circ\text{C}/10 \text{ a}$. The warming trend of the four seasons was not consistent. The trend of plateau warming in winter and spring was significantly higher than that of summer and autumn. The average seasonal surface temperature of summer, autumn and winter and the average annual surface temperature of the Qinghai-Tibet Plateau were dominated by the overall change, and the reverse changes in spring were more significant and the summer changes were the second.

Key words: the Qinghai-Tibet Plateau; land surface temperature; temporal and spatial variation