

## 青藏高原地表温度的变化分析

李栋梁, 钟海玲, 吴青柏, 张拥军,  
侯依玲, 汤懋苍

(中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 甘肃 兰州 730000)

**摘要:** 利用青藏高原 86 个气象观测站建站~2001 年历年各月地面 0 cm 温度资料, 在分析高原冬季、夏季和年平均地表温度基本气候特征的基础上, 通过主成分分析、主值函数和功率谱分析等方法, 对高原地表温度异常变化的空间结构和时间演变趋势作了诊断研究。结果表明: 高原地表温度主要受海拔高度与纬度的影响, 海拔越高温度越低, 纬度越高温度越低。年平均温度最高值在雅鲁藏布江河谷的察隅为 14.9℃; 夏季平均温度最高值在柴达木盆地的格尔木为 23.0℃。高原外围的南疆盆地南缘, 川西温度更高, 但其中心不在高原。高原地表温度最低值在中部的托托河、五道梁, 年平均温度为 -0.2℃, 冬季更低, 平均为 -14.2~-15.8℃; 夏季平均地表温度最低值在清水河为 9.8℃, 7 月平均温度为 10.7℃。高原地表温度第一载荷向量除南部小范围为负值外, 大部分地方为一致的正值, 即第一空间尺度表现为整体一致性; 第二空间尺度有南正(负)北负(正)之差异。第一主分量在近 30 年中表现为明显的上升趋势, 主要反映了高原主体偏北和东北部地区地表温度显著升温趋势, 而第二主分量的缓慢下降说明高原中部和东南部地表温度呈下降趋势。代表站温度变化表现出准 3 年和准 6 年的周期振荡。铁路线北段和南段线性升温率较大, 在 0.42~0.58℃/10a 之间; 铁路线中段的高海拔地区升温率较小, 为 0.32~0.39℃/10a。

**关键词:** 青藏高原; 地表温度; 气候特征**中图分类号:** P423.3 **文献标识码:** A

## 1 引言

青藏铁路格尔木至拉萨段, 全长 1118 km, 其中多年冻土区长度为 632 km, 占全线总长度的 57%; 全线海拔 4000 m 以上地段长度约为 965 km, 占总长度的 86%。冻土是青藏铁路修筑中的重大难题, 其主要问题是路基的冻胀和融沉。因此, 青藏铁路成败的关键在路基, 路基成败的关键在冻土的冻胀与融沉, 融沉的关键问题之一是气候变暖。在气候变暖条件下地温如何变化, 冻土又如何变化? 青藏铁路是百年大计, 必须考虑地温对气候变化的响应。

在青藏高原(以下简称高原)气候变化的研究中, 人们的注意力主要集中在气温的变化方面<sup>[1~13]</sup>, 而对地温的分析研究不多见, 特别是对整个高原地表温度的空间异常结构和时间演变规律的

研究则更少。地表是地球和大气能量交换的界面, 其温度高低对冻土和地气热量平衡都非常重要。本文利用高原及其边缘 86 个测站(图 1)建站~2001

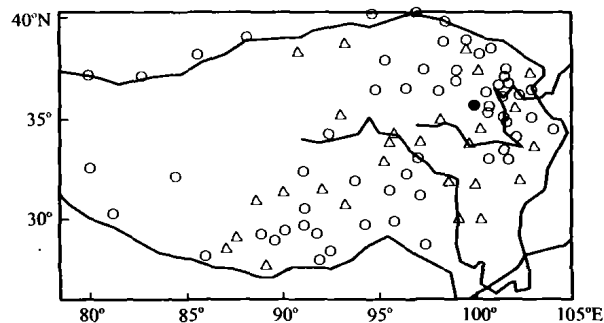


图 1 青藏高原 86 个台站分布

○为 1971 年以前建站; △为 1980 年前后建站; ●为代表站

Fig. 1 Distributions of 86 stations over Qinghai-Xizang Plateau. ○: Stations built before 1971, △: Stations built about 1980, ●: Representative station

收稿日期: 2004-12-02; 改回日期: 2005-03-01

基金项目: 中国科学院知识创新工程重大项目“青藏铁路工程与多年冻土相互作用及其环境效应”(KZCX1-SW-04)资助

作者简介: 李栋梁(1957—), 男, 甘肃通渭人, 研究员, 博士生导师, 主要从事气候变化和预测、环境动力学等的研究

E-mail: lidl@lzb.ac.cn

年历年各月地面 0 cm 温度资料, 利用现代统计学方法研究近 40 年来地表温度的气候特征, 为青藏铁路建设提供科学依据。由于高原生活条件差, 地广人稀, 资料观测的连续性也相对较差。对缺测资料利用同期相关最好的邻近站通过线性回归方法并结合距平图方法进行了插补, 使其具有完整的 1971—2000 年资料。在图 1 的 86 个站中, 有 60 个站为 1971 年以前建站(○表示), 连续资料长度在 30 年以上; 有 26 个站为 1980 年前后建站(△表示), 连续资料长度 20 年。

## 2 地表温度的基本气候特征

冬季(12 月~2 月)是高原地表温度最低的季, 在 1971—2000 年 30 年平均图上(图 2a), 除雅鲁藏布江大峡谷附近较温暖外, 高原大部分地方都在 0℃以下。三个冷中心均在青海省, 分别位于祁连山的托勒站(98°25'E, 38°48'N, 海拔高度 3368.3 m) -14.3℃、巴颜喀拉山的清水河站(97°08'E, 33°48'N, 海拔高度 4417.5 m) -14.2℃和唐古拉山的托托河站(92°26'E, 34°13'N, 海拔高度 4534.3 m) -14.2℃。这 3 个观测站的 1 月平均温度分别为 -16.4, -16.1 和 -15.8℃。雅鲁藏布江大峡谷的察隅(97°28'E, 28°29'N, 海拔高度 2331.2 m)冬季平均 6.6℃(1 月平均 5.7℃), 这里纬度低, 海拔不足 3000 m, 是汤懋苍等<sup>[14]</sup>指出的地球“热点”所在。冬季地表温度的标准差最大值在唐古拉山的托托河达 2.3~3.2℃(图略), 表明该地区地表温度的年际变化大, 这可能与冬季积雪异常有关。

夏季(6~8 月)(图 2b)平均地表温度空间分布的基本特点是河谷盆地温度高, 一般在 20℃以上, 高山、高原温度低, 一般在 11~12℃之间。高原最暖处在柴达木盆地的格尔木(94°54'E, 36°25'N, 2809.2 m), 7 月平均地面最高温度在 24℃以上, 次暖中心位于雅鲁藏布江河谷的泽当(91°46'E, 29°15'N, 海拔高度 3553.2 m)在 21℃以上。由于受雨季的影响, 夏季高原南部地表温度明显比其北部的柴达木盆地要低, 但这种影响与高原季风和孟加拉湾暖湿气流的强弱关系密切, 这表现在雅鲁藏布江河谷夏季地表温度的标准差很大(1.4℃以上)。当高原季风强时, 雨量大, 地表温度低, 反之亦然。

年平均地表温度仅有两处 0℃以下, 一是唐古拉山的托托河和五道梁, 年平均温度为 -0.2~-1.1℃; 另一处是清水河为 -1.1℃。年平均最暖

的地方仍在雅鲁藏布江河谷及其大峡谷, 地表温度在 13~15℃(图 2c)。

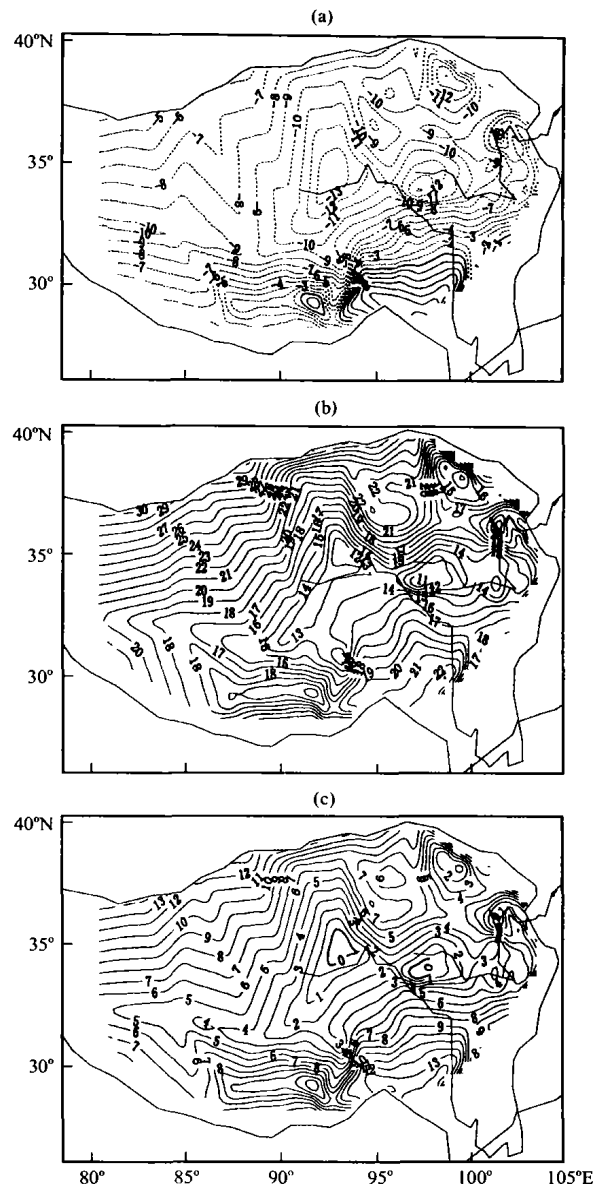


图 2 高原平均地表温度(单位:℃)

(a) 冬季, (b) 夏季, (c) 年

Fig. 2 The mean surface temperature over Qinghai-Xizang Plateau. Unit: °C. (a) winter, (b) summer, (c) year

## 3 地表温度的空间异常特征

表 1 给出高原冬季、夏季及年平均地表温度经 EOF 分解后的前 6 个特征值及方差贡献率。比较而言, 年平均的收敛性最好, 第一主分量占总方差贡献的 38.4%, 前 3 项可占 56.0%, 前 6 项占 71.5%; 夏季次之, 冬季较差, 但前 3 项也都超过了 50%, 前 6 项在 70% 左右。李生辰等<sup>[6]</sup>指出, 高

原冬季(夏季)平均气温的第一主分量占总方差贡献的 45.9%(61.1%)，前 3 项可占 77.6%(78.6%)，前 6 项占 87.9%(88.9%)。可以看到，地面温度的收敛性比气温的收敛性差，文献[6]仅用了青海、西藏两省(区)的 53 个站，本文选用的资料站点数比文献[6]多了 62%，这也是收敛较慢的原因。下面分别讨论各季及年平均地表温度载荷向量的变化。

表 1 高原各季代表月地表平均温度的特征值及方差贡献率

Table 1 The eigenvalue and variance contribution of mean surface temperature of representative month in every season over Qinghai-Xizang Plateau

项目	季	1	2	3	4	5	6
特征值	冬	29.3	8.4	6.5	5.3	4.1	3.6
	夏	28.8	10.7	8.2	5.2	3.9	3.5
	年	33.0	8.1	7.0	5.3	4.3	3.6
方差 (累积) 贡献 率/%	冬	34.1 (34.1)	9.8 (43.9)	7.5 (51.4)	6.2 (57.6)	4.8 (62.4)	4.2 (66.6)
	夏	33.5 (33.5)	12.5 (46.0)	9.5 (55.5)	6.0 (61.5)	4.5 (66.0)	4.1 (70.1)
	年	38.4 (38.4)	9.4 (47.8)	8.2 (56.0)	6.2 (62.2)	5.1 (67.3)	4.2 (71.5)

3.1 冬季(12 月~2 月)

图 3 给出高原 1971—2000 年历年 12 月~2 月平均地面温度经 EOF 分解的前二个载荷向量(LV)场，第一载荷向量场 LV1 上(图 3a)只有高原西部很小范围有弱的负值，高原主体为一致的正值，大值区域位于青海中东部和西藏中东部—四川西部，最大中心在青海省的兴海(99°59'E, 35°35'N, 海拔

高度 3324.3 m)，其载荷向量值为 0.92。高原东南部的载荷向量最大中心出现在川西高原的德格(98°34'E, 31°44'N, 海拔高度 3199.3 m)，其载荷向量值为 0.75。此外，西藏那曲(92°04'E, 31°29'N, 海拔高度 4508.0 m)的载荷向量值为 0.70，为第三大值。第一载荷向量场反映了高原地表温度的变化在第一空间尺度上具有很好的一致性，即高原地表温度的变化可能受到比其更大尺度气候因素，如太阳活动、全球气候变暖的影响。

冬季平均地表温度的第二载荷向量 LV2(图 3b)呈东西走向的零等值线将高原分为南北两区，北负南正。北部负值中心位于高原与盆地的交界处，其载荷向量值为-0.62；南部正值中心位于西藏东部雅鲁藏布江大峡谷的波密(95°46'E, 29°52'N, 海拔高度 2737.0m)，其载荷向量值为 0.63。第二载荷向量反映的是冬季高原北部盛行干冷的西北气流，这种冷空气的年际变化较大。当北方冷空气比较强时，可通过南疆东部进入柴达木盆地南下与沿高原东北侧南下倒灌进入青海东部的冷空气汇合，形成很强的冷空气南下，影响整个高原北部。高原南侧则受唐古拉山的阻挡，一般冷空气不宜到达。孟加拉湾的暖湿气流，北上分两支影响高原：一支沿雅鲁藏布江大峡谷向北折向西，影响到拉萨、日喀则等地；另一支则向东北影响藏东昌都(97°10'E, 31°09'N, 海拔高度 3307.1 m)、青海班玛(100°45'E, 32°56'N, 海拔高度 3530.0 m)、若尔盖(102°58'E, 33°35'N, 海拔高度 3441.1 m)、合作(102°54'E, 35°00'N, 海拔高度 2910.5 m)一带。第二载荷向量场是在第一载荷向量的基础上，进一步突出了冬季高原地表温度异常的敏感区，即藏南谷地、横断山区与高原北部的差异。而前者正好是

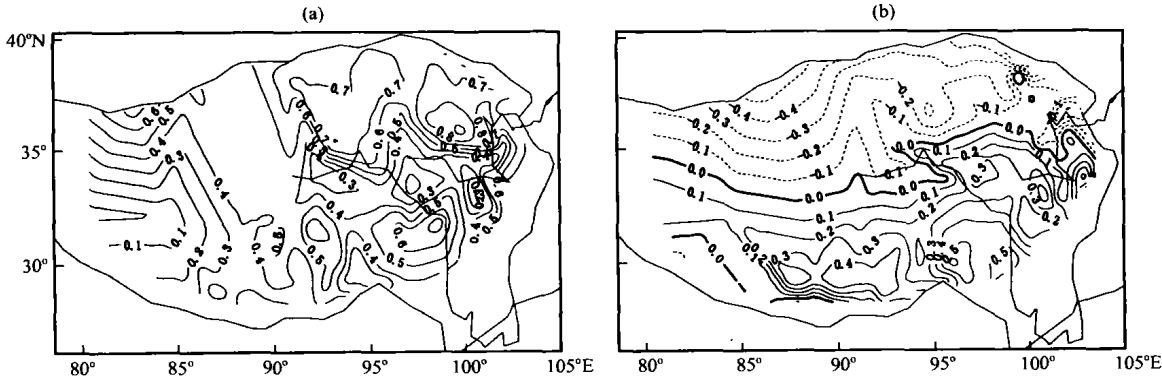


图 3 高原冬季地表温度的第一(a)、第二(b)载荷向量  
Fig. 3 The first (a) and second (b) loading vectors of surface temperature over Qinghai-Xizang Plateau in winter

高原冬季地表温度最高,即热源表现最强的地区。

### 3.2 夏季(6~8月)

图4给出高原夏季地面温度经主成分分析所得的前两个载荷向量。第一载荷向量(图4a)的零值线在雅鲁藏布江沿线,除藏南谷地很小范围为弱的负值外(与文献[6]所揭示的夏季平均气温相似),高原主体为一致的正值,有三个大的正值区,分别位于唐古拉山(中心在托托河0.82)、柴达木盆地(中心在格尔木0.84)和青海东南部(中心在兴海0.89)。夏季随着高原进入雨季,第一载荷向量的负值区是高原夏季风雨季最明显的地区。高原中部的唐古拉山地区、柴达木盆地,以及黄河上游地区的夏季风雨季不稳定,地表温度受天气的影响较明显。多云雨时温度偏低,干旱时温度偏高。冬夏季第一载荷向量的最大值均出现在青海省海南州的兴海站。

第二载荷向量(图4b)进一步反映了夏季高原进入雨季后,其地表温度在干旱区与季风区的差异。夏季干舌控制<sup>[15]</sup>的高原西部、柴达木盆地和

高原东北部载荷向量为弱的正值。大的负值区出现在藏南谷地,中心点分别位于拉萨(91°08'E, 29°40'N, 海拔高度3650.1 m) -0.84和昌都一波密(95°46'E, 29°52'N, 海拔高度2737.0 m) -0.64。前面已经指出,这里是高原夏季风雨季最明显的地区,说明影响夏季高原地表温度的因素主要是高原季风,这种影响主要通过第二载荷向量场的空间特征表现出来。高原地表温度异常通过地面感热通量与季风进退的关系予以表现,反映在大气环流和区域气候异常。

### 3.3 年平均(1~12月)

年平均高原地表温度的第一载荷向量(图5a)仅林芝(94°28'E, 29°34'N, 海拔高度3001.0 m)一站为-0.43的负值,高原大部为较大的正值,大值区位于大约35°N的高原西、中、东部,最大值中心在青海湖东南部,大通(101°33'E, 37°02'N, 海拔高度2568.8 m)、共和、贵德、兴海的载荷向量值分别为0.94, 0.92, 0.91和0.90。青藏铁路沿线的载荷向量值也都在0.6以上。第二载荷向量(图

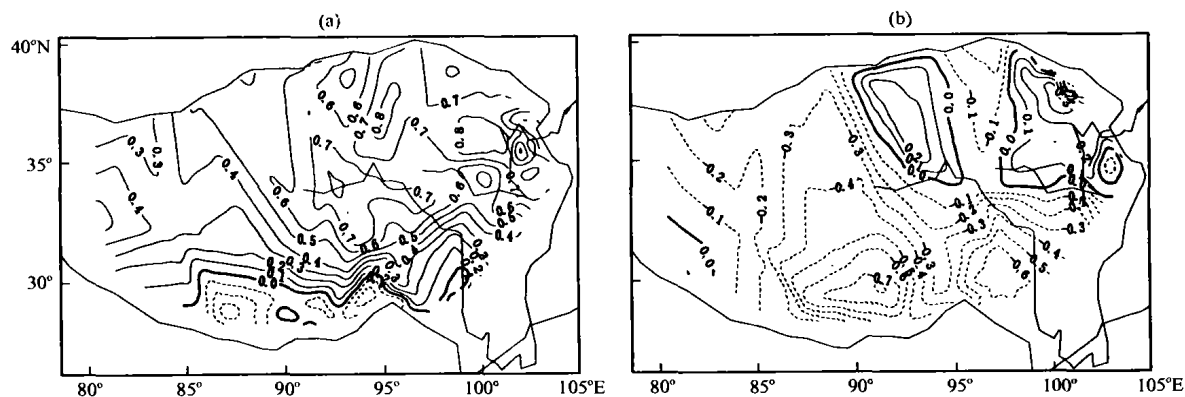


图4 高原夏季地表温度的第一(a)、第二(b)载荷向量

Fig. 4 The first (a) and second (b) loading vectors of surface temperature over Qinghai-Xizang Plateau in summer

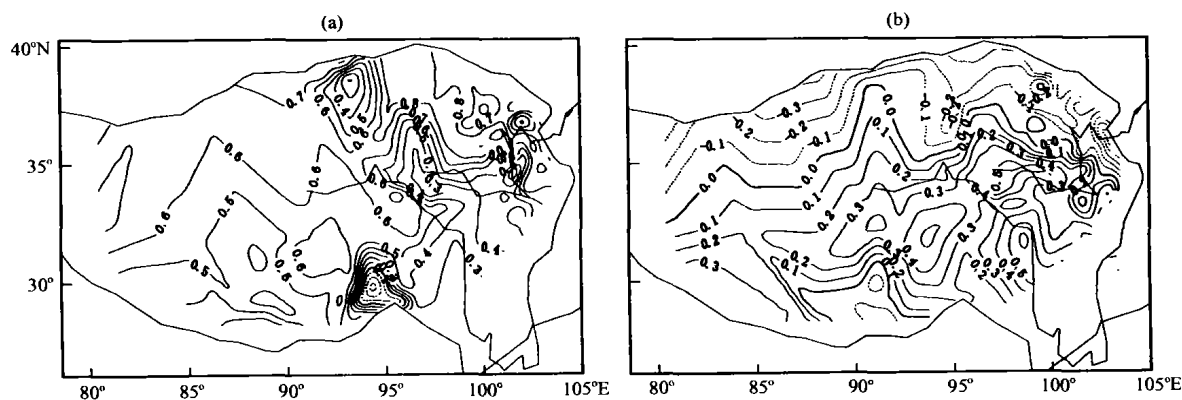


图5 高原年平均地表温度的第一(a)、第二(b)载荷向量

Fig. 5 The first (a) and second (b) loading vectors of annual mean surface temperature over Qinghai-Xizang Plateau

5b) 有两条零值线, 第一条在  $35^{\circ}\text{N}$  大致呈东西走向, 载荷向量北负南正。北部的负值中心主要是海东的民和  $-0.71$ ; 第二条载荷向量零值线在藏南, 南部的负值范围和强度都很小, 不足  $-0.2$ 。因此, 高原年平均地表温度第二载荷向量主要反映高原中部与南北的差异, 中部正值区呈东西带状分布, 有 4 个中心, 即普兰  $0.37$ 、安多  $0.44$ 、清水河  $0.60$  和德格  $0.63$ 。

综上所述, 高原地表温度经主成分分析的前两个空间载荷向量, 第一载荷向量均反映了高原总体变化空间分布较为一致的特征; 第二载荷向量在第一载荷向量的基础上进一步反映了异常变化的南北差异。

#### 4 地表温度的年代际变化

前面主要讨论了高原冬夏季及年平均地表温度

异常变化的空间分布特征。下面将利用主分量分析高原地表温度随时间的演变特点。图 6a 给出其第一主分量(PC1)逐年演变曲线及其变化趋势, 其反映的是冬季、夏季和年平均高原地表温度变化第一空间分布型(图 3a, 4a, 5a)强弱随时间的变化情况。可以看出, 高原地表温度有比较一致的变化趋势, 1970 年代前期(1971—1976 年)均表现为明显的降温趋势, 1970 年代中期至 1990 年代高原地表温度总体在波动中呈明显的上升趋势, 冬季和年平均在 1998 年达到最高, 夏季 2000 年为最高。1982—1983 年前后 PC1 有一个异常偏小值, 这与该时段高原气候异常有关<sup>[16]</sup>。

第二主分量(PC2, 图 6b)反映的是高原地表温度南北差异(图 3b, 4b, 5b)强弱随时间的变化。可以看出, PC2 所反映的周期明显比第一主分量要短, 年际变率也明显减小。冬季 PC2 呈弱的上升趋势

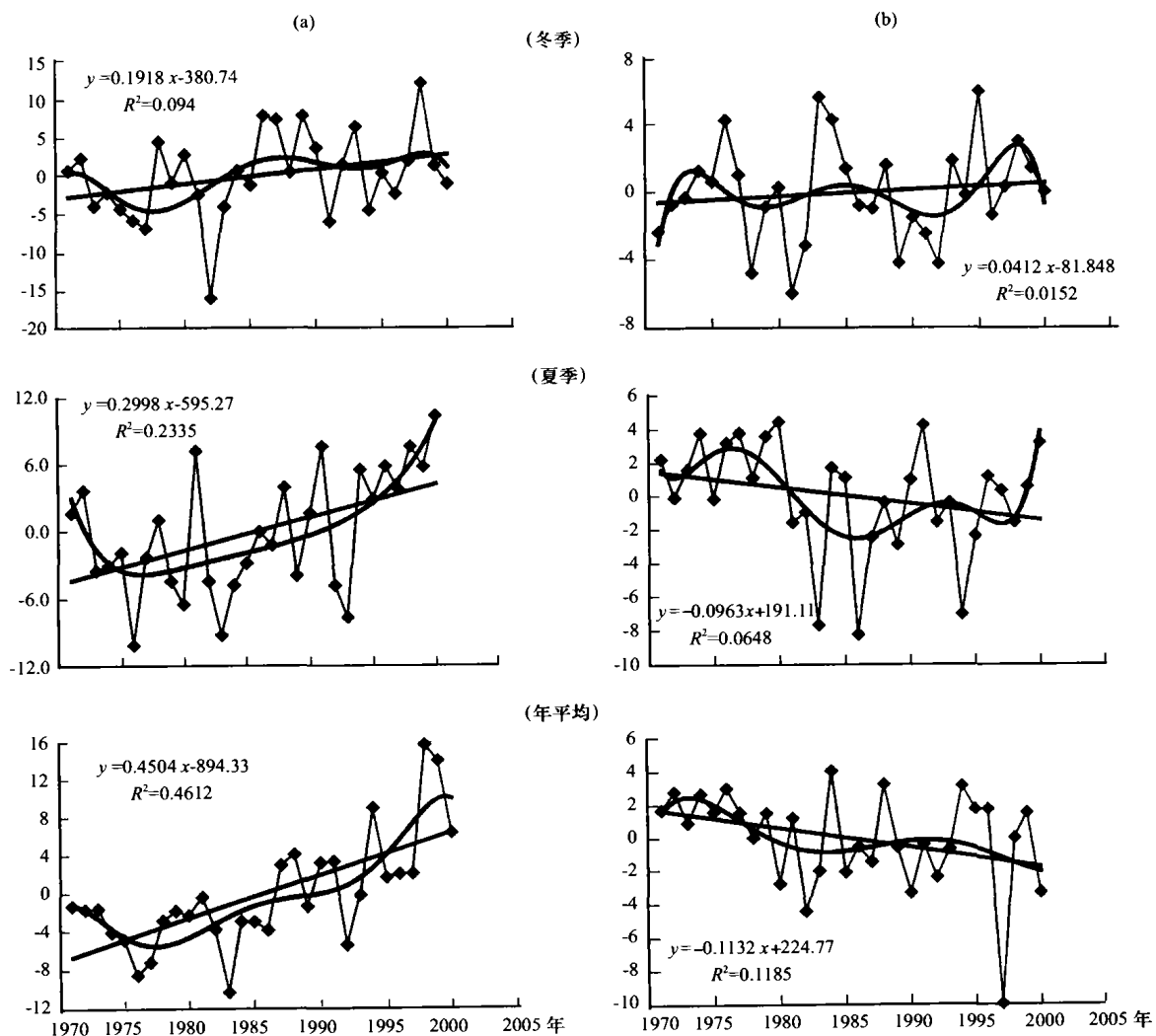


图 6 高原地表温度的第一(a)、第二(b)主分量(细实线)及趋势(粗实线)

Fig. 6 The first (a) and second (b) principal components (thin solid lines) and trends (thick solid lines) of surface temperature over Qinghai-Xizang Plateau

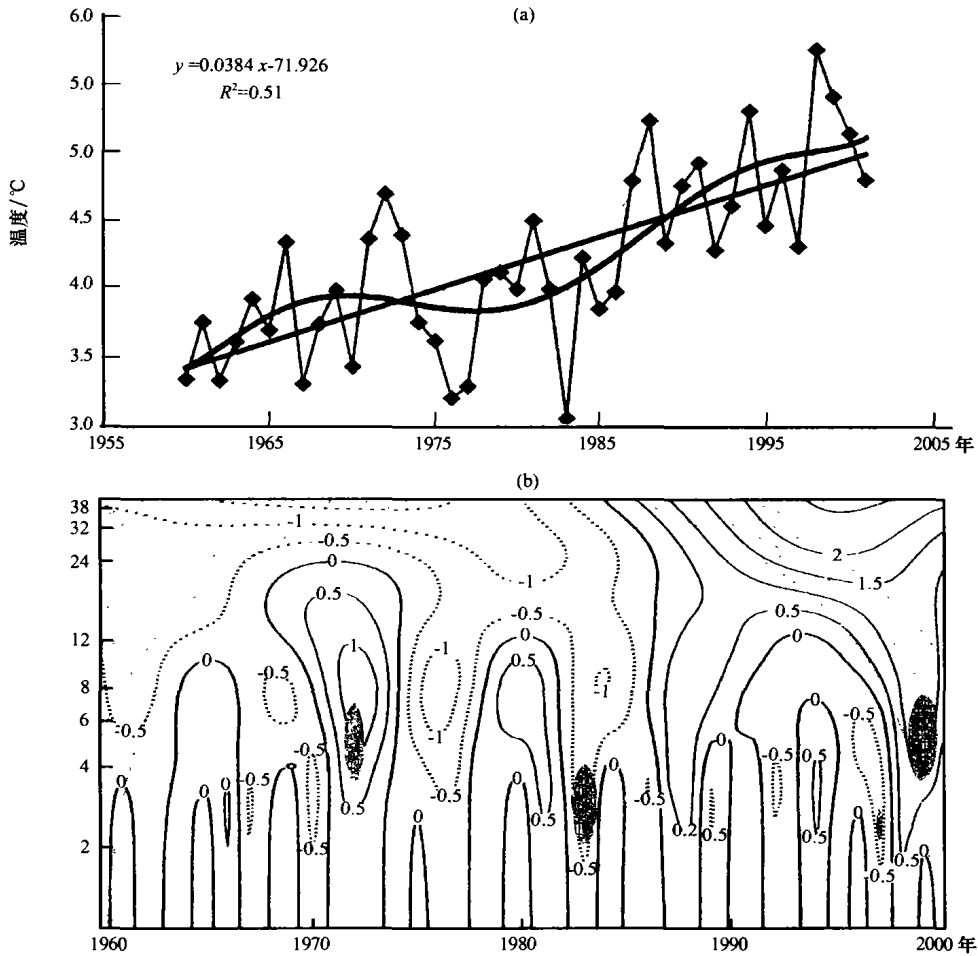


图 7 高原代表站青海兴海站近 42 年 0 cm 地温(a)及小波变换(b)

Fig. 7 0 cm surface temperature (a) and wavelet transformation (b) over Qinghai-Xizang Plateau in recent 42 years

势, 由于对应该季 LV2 为南正北负, 表明冬季第二空间尺度的地表温度异常, 则高原南部的藏南谷地升温, 高原北部边缘略有降温。夏季和年平均的 PC2 呈明显的下降趋势, 对应 LV2 可知, 第二空间尺度的地表温度异常夏季藏南谷地(LV2 为负)仍为升温趋势, 柴达木盆地、青海湖附近(LV2 为正)有降温趋势。年平均地表温度异常在第二空间尺度上高原中南部(LV2 为正)为降温趋势, 北部边缘(LV2 为负)为升温。

图 7 为反映大尺度地表温度异常的 LV1 最大值代表站青海兴海站(99°59'E, 35°35'N, 海拔高度 3324.3 m, 图 1●表示)1960—2001 年地表温度及其小波变换图。由图可以看出, 年地表温度存在显著的准 3 年和准 6 年周期, 其显著水平超过  $\alpha_{0.05}$ 。图 6a 的变化趋势与图 5a 非常一致。这更进一步说明高原地表温度的升高和利用 EOF 分析研究高原地表温度变化的可靠性。PC1 反映了整体变化的趋

势, 它是一种无量纲量, 不能给出其变化的具体量值。为此, 表 2 给出兴海不同季节、不同年代温度的平均。由表 2 可看出, 1960 年代是近 40 年最冷的 10 年, 1990 年代最暖。冬季平均增温率最大, 1990 年代平均比 1960 年代升温 1.5℃, 但主要集中在 1960—1980 年代, 达 0.5℃/10a。近 20 年温度总体保持平稳。夏季增温最小, 在过去的 40 年中升高了 1.1℃, 升温率达 0.3℃/10a, 在缓慢的升温中还出现了 1980 年代的降温过程, 这使得 1990 年代夏季升温显得比较明显。年平均地表温度的

表 2 青海兴海代表站地表温度的年代际变化(单位:℃)

Table 2 The interdecadal change of surface temperature at Xinhai station of Qinghai. (Unit:℃)

	1960 年代	1970 年代	1980 年代	1990 年代
冬季	-9.8	-9.0	-8.3	-8.3
夏季	15.4	15.7	15.5	16.5
年平均	3.7	4.0	4.3	4.9

表 3 青藏铁路沿线地面温度与海拔高度和纬度的关系

Table 3 The relation between surface temperature and elevation above sea level and latitude along Qinghai-Xizang railway. (Unit:  $^{\circ}\text{C}$ )

站 名	格尔木	五道梁	托托河	安多	那曲	当雄	拉萨
测站高度/m	2807.6	4612.2	4533.1	4800.0	4507.0	4200.0	3648.7
纬度/ $^{\circ}\text{N}$	36.25	35.13	34.13	32.21	31.29	30.29	29.40
升温率( $^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ )	0.423	0.475	0.317	0.386	0.322	0.524	0.584

升高表现得较为匀速,基本为  $0.4^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ 。

## 5 地表温度的线性升温率

青藏铁路的多年冻土区主要分布在昆仑山北坡的西大滩(海拔高度 4150 m)至唐古拉山以南的两道河(海拔高度 4640 m),平均厚度 20~130 m,从安多北山向南至藏南谷地为岛状冻土带,平均厚度几米至 20~30 m<sup>[17]</sup>。高原气候变暖使得高原地温升高,季节冻结深度变小,融化深度增大,多年冻土区边缘地带及融区附近对冻土的保护极为不利。青藏铁路沿线地面温度的线性升温率随测站高度和纬度有明显差异。表 3 给出铁路沿线各站不同高度、不同纬度地面温度的线性升温率。由表 3 可以看出,青藏铁路北部和南部地面温度的线性升温率较大,特别是青藏铁路南部的升温率平均达到  $0.56^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ ,拉萨最大达  $0.584^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ 。而铁路中部的线性升温率较小,平均为  $0.34^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ ,托托河最小仅为  $0.317^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ 。

通过以上分析可以认为,青藏铁路沿线地面温度的线性升温率随测站高度的升高而减小,即青藏铁路的多年冻土区的主体部分地表温度的线性升温率较小,从某种意义上讲又有利于多年冻土的保护。这一结果与朱文琴等<sup>[18]</sup>对青藏高原气温变化的分析结论相一致。

## 6 结论

(1) 高原地表温度冬季除雅鲁藏布江大峡谷附近较温暖外,高原大部分地方都在  $0^{\circ}\text{C}$  以下。3 个冷中心分别位于托勒  $-14.3^{\circ}\text{C}$ 、清水河  $-14.2^{\circ}\text{C}$  和托托河  $-14.2^{\circ}\text{C}$ 。夏季河谷盆地温度高,一般在  $20^{\circ}\text{C}$  以上;高山、高原温度低,一般在  $11\sim 12^{\circ}\text{C}$  之间。高原最暖处在格尔木,7 月平均地面最高温度在  $24^{\circ}\text{C}$  以上,次暖中心位于泽当  $21^{\circ}\text{C}$  以上。年平均地表温度仅有两处在  $0^{\circ}\text{C}$  以下,一处是托托河和五道梁,年平均地表温度为  $-0.2\sim -1.1^{\circ}\text{C}$ ;另一处是清水河为  $-1.1^{\circ}\text{C}$ 。年平均最暖的地方仍在雅

鲁藏布江河谷及其大峡谷,地表温度在  $13\sim 15^{\circ}\text{C}$ 。

(2) 高原地表温度第一载荷向量场为一致的正值,大值区域位于青海中东部和西藏中东部—四川西部,最大中心在青海省的兴海,其载荷向量值为  $0.89\sim 0.92$ 。第二载荷向量反映的是高原地表温度的南北差异,即青海北部与藏南谷地的南正(负)北负(正)的距平异常结构。

(3) 高原地表温度在第一空间尺度上有比较一致的变化,1970 年代前期表现为明显的降温趋势,1970 年代中期至 1990 年代总体在波动中呈明显的上升趋势。冬季和年平均在 1998 年达到最高,夏季 2000 年为最高。在第二空间尺度上,冬季藏南谷地升温,高原北部边缘略有降温;夏季藏南谷地仍为升温趋势,柴达木盆地、青海湖附近有降温趋势;年平均高原中南部为降温趋势,北部边缘为升温。

(4) 在近 40 年的变化中,地表温度存在准 3 年和准 6 年明显周期。冬季平均增温率最大,1980 年代平均比 1960 年代升温  $1.5^{\circ}\text{C}$ ,达  $0.5^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ 。近 20 年温度总体保持平稳;夏季增温最小,升温率仅  $0.3^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ ;年平均升温为  $0.4^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ 。

(5) 铁路沿线各站不同高度、不同纬度地面温度的线性升温率是不同的,北部和南部较大,特别是南部的升温率在  $0.52\sim 0.58^{\circ}\text{C}/10\text{a}$  之间,而铁路中部的高海拔地区升温率较小,在  $0.32\sim 0.39^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ 。青藏铁路沿线地面温度的线性升温率随测站高度的升高而减小,多年冻土区的主体部分地表温度的线性升温率较小。

## 参考文献

- [1] 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): 39-49
- [2] 林振耀,赵昕奕. 青藏高原气温降水变化的空间特征[J]. 中国科学(D辑),1996,26(4): 354-358
- [3] 张顺利. 西藏 30 年温度变化的气候特征[J]. 气象,1997,23(2): 21-24
- [4] 汤懋苍,白重瑗,刘晓东. 高原近代气候变化的事实分析

- [M]. 见: 汤懋苍, 程国栋, 林振耀主编. 青藏高原近代气候变化及对环境的影响. 广州: 广东科技出版社, 1998. 121—143
- [5] 冯松, 汤懋苍. 未来 30 年和 300 年气候变化趋势预测[M]. 见: 汤懋苍, 程国栋, 林振耀主编. 青藏高原近代气候变化及对环境的影响. 广州: 广东科技出版社, 1998. 209—222
- [6] 李生辰, 唐红玉, 马元仓等. 青藏高原冬、夏季月平均气温及异常分布研究[J]. 高原气象, 2000, 19(4): 520—529
- [7] 冯松, 姚檀栋, 江源等. 青藏高原近 600 年的温度变化[J]. 高原气象, 2001, 20(1): 105—108
- [8] LI Dongliang, GUO Hui, WANG Wen et al. Effects of sunspot cycle length and CO<sub>2</sub> on air temperature along Qinghai-Xizang railway and air temperature's trend prediction[J]. Science in China Ser. D Earth Sciences, 2004, 47(Supp): 131—141
- [9] 徐影, 丁一汇, 李栋梁. 青藏地区未来百年气候变化[J]. 高原气象, 2003, 22(5): 451—457
- [10] 高学杰, 李栋梁, 赵宗慈等. 温室效应对青藏高原及青藏铁路沿线气候影响的数值模拟[J]. 高原气象, 2003, 22(5): 458—463
- [11] 汤懋苍, 钟海玲, 李栋梁. 青藏铁路沿线的四季划分及其温度变化分析[J]. 高原气象, 2003, 22(5): 440—444
- [12] 蔡英, 李栋梁, 汤懋苍等. 青藏高原近 50 年来气温的年代际变化[J]. 高原气象, 2003, 22(5): 464—470
- [13] 马晓波, 李栋梁. 青藏高原近代气温变化趋势及突变分析[J]. 高原气象, 2003, 22(5): 507—512
- [14] 汤懋苍, 钟大赉, 李文华等. 雅鲁藏布江“大拐弯”是地球“热点”的证据[J]. 中国科学(D 辑), 1998, 28(5): 463—468
- [15] 李栋梁, 彭素琴. 中国西部降水资源的稳定性研究[J]. 应用气象学报, 1992, 3(4): 451—458
- [16] 瞿章, 王可丽. 1982 年 8 月—1983 年 7 月青藏高原及其邻近地区的环流和天气[J]. 高原气象, 1985, 4(4, 增刊): 21—35
- [17] 姚檀栋等著. 青藏高原中部冰冻圈动态特征[M]. 北京: 地质出版社, 2002. 234—242
- [18] ZHU Wenqin, CHEN Longxun, ZHOU Zijiang. Several characteristics of contemporary climate change in the Tibetan Plateau[J]. Science in China Ser. D Earth Sciences, 2001, 44(Supp): 410—420

## Analyses on Changes of Surface Temperature over Qinghai-Xizang Plateau

LI Dong-liang, ZHONG Hai-ling, WU Qing-bai, ZHANG Yong-jun,  
HOU Yi-ling, TANG Mao-cang

(Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000, China)

**Abstract:** The basic climate characteristics of winter, summer and annual mean surface temperatures were analyzed by using 86 stations over the Qinghai-Xizang Plateau (QXP) during the period from beginning to 2001, and the spatial anomaly structure and time evolution tendency have been systematically diagnosed by principal component analysis, a periodic function and a random function and power spectral analysis methods. The result shows that the surface temperature is a function of elevation above sea level and latitude. The higher the elevation above sea level and latitudes are, the lower the surface temperature is. The annual mean surface temperature is 14.9°C in Chayü of the Yaluzangbu River, and the maximum value of surface temperature in summer is 23.0°C in Germu of Chaidamu Basin. The minimum value of annual mean surface temperature in center of Plateau is -0.2, in winter, -14.2 ~ -15.8°C, in summer, 9.8°C at Qingshuihe. The first loading vector of surface temperature anomaly over Plateau is with the same sign in whole Plateau. The second loading vectors have differences in the north and south. The variation of the first principal component had an obvious warming trend in the last 30 years, but the second principal components were weak cooling trend, and there are quasi-three to six year periodic oscillations for the interannual variation. The rates of linear temperature rising along north-and-south sections of railways are 0.42~0.58°C/10a, and the center is 0.32~0.39°C/10a.

**Key words:** Qinghai-Xizang Plateau; Surface temperature; Climatic characteristics