

# 西藏地温的年际和年代际变化

胡军<sup>1</sup>, 杜军<sup>2</sup>, 边多<sup>3</sup>, 左慧林<sup>4</sup>, 格桑<sup>2</sup>, 杨勇<sup>2</sup>

(1. 拉萨市气象局, 拉萨 850001;

2. 西藏自治区气候中心, 拉萨 850001;

3. 西藏高原大气环境科学研究所, 拉萨 850001;

4. 西藏自治区气象局, 拉萨 850001)

**摘要:** 利用 1971-2005 年西藏 10 个站的 0.8 m、1.6 m 和 3.2 m 逐月平均地温资料, 采用气候倾向率等现代统计诊断方法, 研究了近 35 年西藏年、季平均地温的变化趋势、气候突变和异常年份。结果表明: 0.8 m 年平均地温在西藏东部的林芝、昌都呈现为下降趋势, 其他各站以 0.19~0.81 °C/10a 的速率升高; 有 5 个站的 1.6 m 年平均地温呈显著的升高趋势, 升温率为 0.20~0.60 °C/10a; 3.2 m 年平均地温 6 个站均表现为升高趋势, 为 0.13~0.52 °C/10a, 以拉萨升温率最大。在 0.8 m 处, ① 大部分站点季平均地温呈明显的上升趋势, 其中西藏西部、南部以夏季升幅最大, 特别是狮泉河达 1.61 °C/10a; 北部以冬季增温最突出。东部地区四分之三的季平均地温呈降温趋势。② 大部分站点年平均地温呈逐年代升高趋势, 而昌都表现为逐年代降低趋势。③ 狮泉河春、夏季平均地温分别在 1996 年和 1983 年发生了气候突变; 拉萨和日喀则年、季平均地温发生的气候突变是从一个相对偏冷期跃变为一个相对偏暖期, 前者出现在 20 世纪 80 年代, 后者发生在 20 世纪 90 年代初; 而林芝 1993 年夏、秋季出现的气候突变是从一个相对偏暖期跃变为一个相对偏冷期。④ 西藏西部年、季平均地温以异常偏高年份居多, 且发生在 20 世纪末至 21 世纪前 5 年; 南部年、季平均地温均为异常偏高年份, 主要出现在 20 世纪 90 年代中后期; 北部年、季平均地温异常偏高年均出现在 21 世纪前 5 年, 异常偏低年份以 20 世纪 80 年代居多; 东部年平均地温以异常偏低年为主。青藏铁路沿线西藏境内测站最大冻土深度以 -4.5~25.4 cm/10a 的速率呈显著减小趋势, 安多减幅最大。

**关键词:** 地温; 年际和年代际变化; 异常年份; 西藏

下垫面与大气的相互作用影响着各种尺度的天气、气候变化, 而在陆气相互作用中, 地面反照率、土壤温度和湿度对大气环流和气候变化有重要影响<sup>[1]</sup>。土壤的储能作用是天气变化的能量调节器<sup>[2]</sup>。近来有不少学者对地温的气候变化进行了研究, 根据分布在前苏联季节冻土和多年冻土区气象台站的地温观测结果, 发现绝大多数气象台站 0.8 m、1.6 m 和 3.2 m 深度上的年平均地温在近一个世纪以来都呈升高趋势<sup>[3]</sup>; 瑞士阿尔卑斯山地表以下 10 m 范围内的多年冻土层温度, 自 20 世纪 80 年代以来以 0.5~1.0 °C/10a 的速率在升高<sup>[4]</sup>; 横穿阿拉斯加南北方向的多年冻土测温结果表明, 从 20 世纪 80 年代后期到 1996 年间多年冻土上限处的温度升高了 0.5~1.5 °C<sup>[5]</sup>。青藏高原风火山一带多年冻土 15 m 深度处的温度在 20 世纪 60-90 年代期间升高了 0.2~0.3 °C<sup>[6]</sup>; 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 °C/10a, 铁路中部的线性升温率较小, 平均为 0.34 °C/10a<sup>[7]</sup>; 中国大兴安岭阿木尔地区的多年冻土在 20 世纪 70-90 年代期间 0.2 m 深度处的地温上升了 0.8 °C<sup>[8]</sup>; 黑龙江上游河谷地区在 1958-1990 年

收稿日期: 2007-04-01; 修订日期: 2007-07-09

基金项目: 国家自然科学基金项目 (40565002); 中国气象局《藏东南地区气候观测系统》项目 [Foundation: National Natural Science Foundation of China, No.40565002; Key Project of CMA (Climate Observing System in Southeastern Tibet)]

作者简介: 胡军 (1967-), 女, 硕士, 高工, 主要从事农业气象研究。E-mail: hujun0891@126.com

通讯作者: 杜军 正研级高工; E-mail: dujun0891@163.com

期间, 10 m 深度处的地温上升了 0.3~0.6 °C<sup>[9]</sup>。这些资料都说明了北半球地温升高趋势是很显著的。

鉴于青藏高原热状况在气候变化中的重要性, 近来学者们在青藏高原气温、地温的气候变化方面进行了大量的研究, 但主要集中在气温的变化方面<sup>[10-16]</sup>, 而系统研究西藏地温气候变化的成果尚未报道。为此, 本文运用气候倾向率等现代气候统计诊断方法, 研究西藏近 35 年地温对气候变化的响应。

## 1 资料和方法

### 1.1 资料来源

西藏有 0.8 m、1.6 m 和 3.2 m 地温观测资料的站点很少 (图 1), 且观测层次不齐全, 年限较短。为了能较全面地分析近 35 年西藏地温的变化特征, 本文选取 1971-2005 年安多、拉萨、泽当 3 个站 0.8 m、1.6 m 和 3.2 m 逐月地温观测资料, 1971-2005 年狮泉河、普兰、日喀则、当雄、昌都、林芝 0.8 m 逐月地温观测资料, 以及 1981-2005 年那曲、日喀则、昌都 1.6 m 和 3.2 m 逐月地温观测资料。按 12-2 月为冬季, 3-5 月为春季, 6-8 月为夏季, 9-11 月为秋季生成逐季序列, 以分析其年、季平均地温的年际和年代际变化。同时, 选取青藏铁路沿线的安多、那曲、当雄和拉萨 4 个站 1971-2005 年的最大冻土深度, 分析其对气候变暖的响应。

### 1.2 方法

**1.2.1 气候倾向率** 平均地温、最大冻土深度的气候倾向率采用一次线性方程表示, 即:

$$Y = a_0 + a_1 t \quad (1)$$

式中,  $Y$  为平均地温 (最大冻土深度),  $t$  为时间;  $a_1$  为线性趋势项, 把  $a_1 \times 10$  表示为平均地温 (最大冻土深度) 每 10 年的气候倾向率。

**1.2.2 累积距平和信噪比** 气候突变是气象要素变化过程中存在的某种不连续现象, 因此常用累积距平曲线来确定它, 其计算指标为:



图 1 西藏地温观测站的位置

Fig. 1 Locations of weather stations of soil temperature over Tibet

$$C(t) = \sum_{i=1}^t (X_i - \bar{X}) \quad (2)$$

式中  $X_i$  为平均地温历年值,  $\bar{X}$  为平均地温多年平均值。若指标绝对值达到最大时, 所对应的  $t$  为突变年份。

为了检验转折是否达到气候突变的标准, 对转折年份计算它们的信噪比<sup>[7]</sup>, 计算公式如下:

$$S/N = \frac{|\bar{X}_1 - \bar{X}_2|}{S_1 + S_2} \quad (3)$$

式中,  $\bar{X}_1$ 、 $\bar{X}_2$  和  $S_1$ 、 $S_2$  分别为转折年份前后两阶段平均地温的平均值和标准差,  $S/N$  为信噪比。当  $S/N$  大于 1.0 时认为存在气候突变, 最大信噪比的时间定义为气候突变出现的时间。

**1.2.3 距平、标准差** 世界气象组织对气候异常提出两种判别标准, 一是距平超过标准差的 2 倍以上, 二是它出现的几率为 25 年以上一遇。本文采用距平大于标准差的 2 倍作为异常, 分析地温的异常特征。

## 2 分析结果

### 2.1 地温、最大冻土深度的年际变化趋势

根据西藏 10 个站 0.8 m 地温的气候倾向率分析 (表 1), 年平均地温在西藏东部的林芝、昌都呈现为下降趋势, 下降幅度分别为 0.15 °C/10a 和 0.18 °C/10a (通过 95% 的显著性检验水平, 图 2a), 其它各站表现为不同程度的上升趋势, 升幅为 0.19~0.81 °C/10a (除泽当外均通过 99% 的显著性检验水平), 其中狮泉河升幅最大 (图 2b), 特别是 20 世纪 90 年代以来, 以 1.77 °C/10a 速率增温。

就各季节 0.8 m 平均地温变化趋势而言, 大部分站点呈明显的增温趋势, 其中西藏西部 (狮泉河、普兰)、南部 (日喀则、拉萨、泽当)、当雄以夏季增温幅度最大, 增幅为 0.23~1.61 °C/10a (除泽当外均通过 95% 以上的显著性检验水平), 狮泉河表现的最显著, 尤其是近 25 年 (1981-2005 年), 增温率达 2.14 °C/10a, 约是同时期平均气温 (0.72 °C/10a) 的 3 倍。北部 (那曲、安多) 以冬季增温幅度最大, 分别为 0.57 °C/10a 和 0.67 °C/10a (通

表 1 西藏年、季平均地温的气候倾向率 (单位: °C/10a)

Tab. 1 Linear trend of annual and seasonal mean soil temperature over Tibet (unit: °C/10a)

深度/m	时间	狮泉河	普兰	日喀则	拉萨	泽当	当雄	安多	那曲	昌都	林芝
0.8	春季	0.98*	0.73*	0.62*	0.84*	0.11	0.17*	0.16 <sup>▲</sup>	0.34 <sup>△</sup>	-0.39 <sup>▲</sup>	0.11
	夏季	1.61*	0.73*	0.68*	0.81*	0.23	0.21 <sup>△</sup>	0.19	0.24 <sup>△</sup>	-0.23*	-0.37*
	秋季	0.66*	0.30 <sup>△</sup>	0.61*	0.55*	0.20 <sup>△</sup>	0.07	0.40*	0.10	-0.12 <sup>△</sup>	-0.28 <sup>▲</sup>
	冬季	0.02	0.26 <sup>△</sup>	0.36*	0.51*	0.20	0.19*	0.67*	0.57*	0.03	-0.01
	年	0.81*	0.49*	0.56*	0.67*	0.19	0.21*	0.36*	0.26*	-0.18 <sup>▲</sup>	-0.15 <sup>△</sup>
1.6	春季	/	/	0.58*	0.69*	0.25 <sup>△</sup>	/	0.23*	0.15	-0.01	/
	夏季	/	/	0.38 <sup>▲</sup>	0.74*	0.21 <sup>△</sup>	/	0.32 <sup>▲</sup>	0.29 <sup>▲</sup>	-0.01	/
	秋季	/	/	0.36 <sup>▲</sup>	0.47*	0.34*	/	0.37*	0.21 <sup>▲</sup>	0.06	/
	冬季	/	/	0.49*	0.47*	0.33*	/	0.41*	0.17 <sup>△</sup>	0.12	/
	年	/	/	0.46*	0.60*	0.28*	/	0.34*	0.20 <sup>▲</sup>	0.03	/
3.2	春季	/	/	0.34*	0.52*	0.28 <sup>▲</sup>	/	0.19*	0.29*	0.12	/
	夏季	/	/	0.36*	0.71*	0.59*	/	0.37*	0.50*	0.15	/
	秋季	/	/	0.35*	0.45*	0.50*	/	0.34*	0.39*	0.18	/
	冬季	/	/	0.34*	0.38*	0.07	/	0.30*	0.38*	0.09	/
	年	/	/	0.35*	0.52*	0.36*	/	0.32*	0.38*	0.13	/

注: △、▲、★分别表示通过 90%、95% 和 99% 显著性检验, / 表示无资料

过 99% 的显著性检验水平)。东部 (昌都、林芝) 3/4 的季平均地温呈降温趋势, 前者以春季降温幅度最显著, 为  $-0.39\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ ; 后者却以夏季降温幅度最明显, 达  $-0.37\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ 。

从西藏 6 个站 1.6 m 地温的气候倾向率来看 (表 1), 除昌都年平均地温无变化外, 其余各站均表现为显著的升高趋势, 升温率为  $0.20\sim 0.60\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{a}$  (通过 90% 以上的显著性检验水平), 以拉萨升温率最大。从季节来看, 除昌都大部分季节无明显变化趋势外, 其他各站季平均地温以  $0.15\sim 0.74\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{a}$  的速率升温。其中, 拉萨、那曲以夏季升温率最大, 日喀则以春季升温率最明显, 泽当以秋季升温率最高, 安多却以冬季升温幅度最突出。

就表 1 中西藏 6 个站 3.2 m 地温的气候倾向率来看, 各站年平均地温均表现为升高趋势, 升温率为  $0.13\sim 0.52\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{a}$  (除昌都外, 均通过 99% 的显著性检验水平), 以拉萨升温率最大 (图 3), 那曲次之, 为  $0.38\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ 。根据季平均地温的变化趋势分析, 各站均呈升高趋势, 其中昌都升温率小于  $0.20\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ , 其他各站大部分季平均地温升温率在  $0.30\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{a}$  以上。绝大多数站以夏季升温率最大, 其中拉萨升幅最明显, 达  $0.71\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{a}$  (通过 99% 的显著性检验水平), 其次是泽当, 为  $0.59\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ 。

从西藏 6 个站 3 个层次年平均地温的升温幅度分析, 拉萨、日喀则、安多升温率随着土壤深度的增加而减小, 泽当、那曲升温率却随着土壤深度的增加而增大; 昌都变化趋势随着土壤深度的增加由降温转变成升温, 且这种升温趋势在增大。总的来看, 各站季平均地温也具有同样的变化规律。

通过对西藏境内青藏铁路沿线 4 个观测站最大冻土深度的气候倾向率分析, 近 35 年

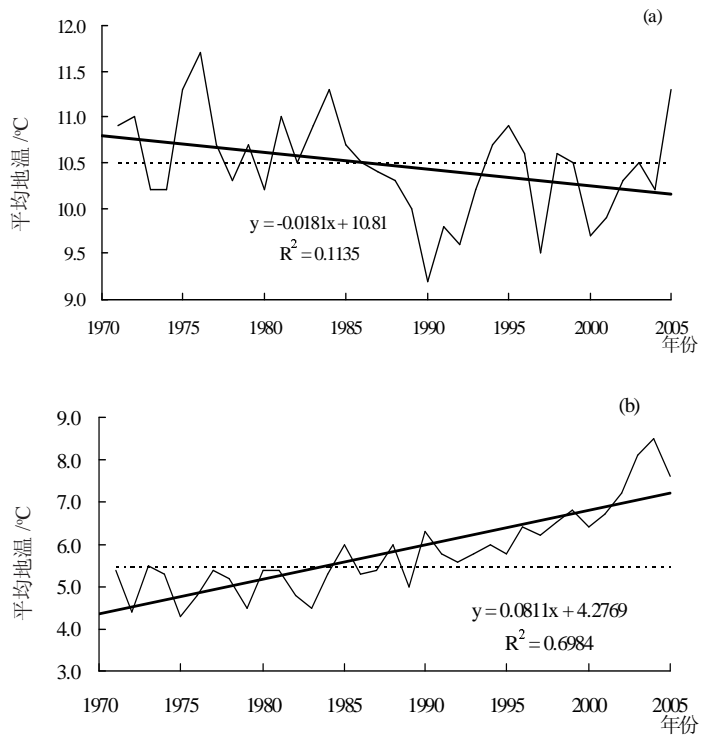


图 2 近 35 年西藏昌都 (a)、狮泉河 (b) 0.8 m 年平均地温的变化 (折线—历年值, 点线—多年平均值, 粗斜线—趋势值)

Fig. 2 The variation of annual mean soil temperature at 0.8m in Chamdo (a) and Senggecangbu (b) of Tibet during recent 35 years (break line—measured value, dot line—mean value, black slope line—trend value)

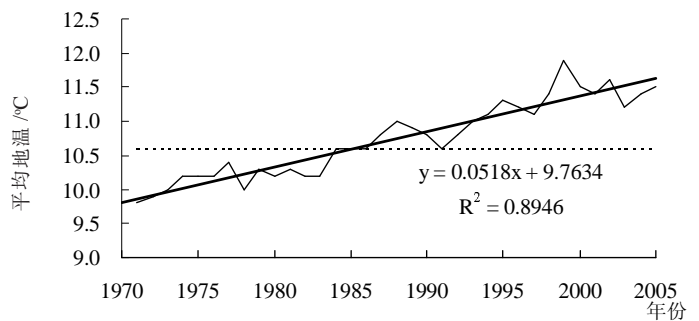


图 3 近 35 年拉萨 3.2 m 年平均地温的变化 (折线—历年值, 点线—多年平均值, 粗斜线—趋势值)

Fig. 3 The variation of annual mean soil temperature at 3.2m in Lhasa during recent 35 years (break line—measured value, dot line—mean value, black slope line—trend value)

除拉萨无明显变化外,其他测站最大冻土深度呈显著的减小趋势,为-4.5~-25.4 cm/10a(通过99%的显著性检验水平),以安多减幅最明显(图4),那曲次之,为-21.3 cm/10a。尤其是近25年安多最大冻土深度减小的更明显,达-34.5 cm/10a(通过99%的显著性检验水平)。这说明,在气候变暖大背景下,近35年青藏铁路沿线地温呈现明显的升高趋势,最大冻土深度呈显著的减小趋势。

## 2.2 地温的年代际变化

由于各站点地温资料年限参差不齐,这里重点分析0.8 m平均地温的年代际变化(表2)。就年平均地温而言,狮泉河、普兰、日喀则、拉萨、安多呈逐年代升高趋势,20世纪70年代偏低,80年代正常,90年代偏高,90年代较70年代偏高0.5~1.7℃,以拉萨偏高最明显;泽当、当雄年代际变化不明显;昌都表现为逐年代降低趋势,90年代较70年代偏低0.5℃;林芝70年代正常,80年代偏高0.4℃,90年代偏低0.4℃。

从各季平均地温的年代际变化来看,春季20世纪70年代拉萨、日喀则、狮泉河偏低0.4~1.0℃,昌都、泽当偏高0.3~0.5℃,其他3个站正常;80年代除日喀则偏低0.4℃外,其它各站变化不大,属正常;90年代拉萨、日喀则、狮泉河偏高0.6~1.0℃,昌都偏低0.6℃,其余站点正常。

在夏季,20世纪70年代拉萨、日喀则、狮泉河偏低0.7~1.2℃,以狮泉河偏低最显著,其他各站正常;80年代除林芝偏高0.6℃外,其他各站变化不大属正常;90年代拉萨、日喀则、狮泉河偏高0.7~1.2℃,昌都、林芝偏低0.4~0.5℃,其他各站在0.1~0.3℃之间。

秋季各站平均地温的年代际变化与夏季基本相似,只是距平值略有不同。

在冬季,20世纪70年代拉萨、普兰、安多偏低0.6~0.8℃,其他各站在±0.2℃以内,属正常;80年代各站均正常;90年代普兰、日喀则、拉萨、安多偏高0.4~0.6℃,其他各站变化不明显。

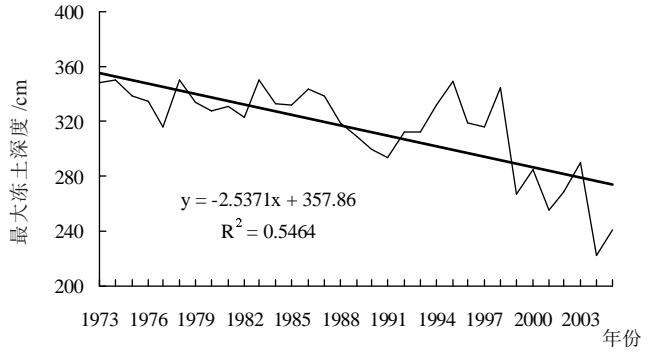


图4 近35年安多最大冻土深度的变化  
(折线为历年值,粗斜线为趋势值)

Fig. 4 The variation of maximum frozen soil depth in Amduo during recent 35 years (break line—measured value, black slope line—trend value)

表2 西藏各站年代年、季0.8 m平均地温距平

Tab. 2 The anomaly inter-decade of annual and seasonal mean soil temperature at 0.8 m over Tibet from 1971 to 2000

时间	年代	狮泉河	普兰	日喀则	拉萨	泽当	当雄	安多	昌都	林芝
春季	1970s	-0.5	0.0	-0.4	-1.0	0.3	-0.1	0.0	0.5	-0.2
	1980s	0.0	-0.2	-0.4	-0.1	-0.2	-0.1	-0.2	0.0	0.2
	1990s	0.6	0.2	0.7	1.0	-0.1	0.2	0.2	-0.6	0.0
夏季	1970s	-1.2	0.0	-0.8	-0.7	-0.3	0.0	0.0	0.2	0.1
	1980s	-0.1	-0.2	0.0	-0.2	0.2	-0.1	-0.3	0.2	0.6
	1990s	1.2	0.3	0.7	1.0	0.1	0.0	0.3	-0.4	-0.5
秋季	1970s	-0.5	-0.3	-0.7	-0.6	-0.5	-0.1	-0.3	0.2	-0.1
	1980s	-0.1	-0.2	-0.2	-0.3	0.3	-0.1	-0.2	-0.2	0.6
	1990s	0.6	0.4	0.7	0.9	0.3	0.2	0.4	-0.2	-0.5
冬季	1970s	0.1	-0.6	-0.1	-0.8	-0.2	-0.2	-0.6	0.1	-0.2
	1980s	-0.4	0.1	-0.3	0.1	0.1	0.0	-0.1	-0.1	0.4
	1990s	0.1	0.4	0.5	0.7	0.1	0.2	0.4	0.1	-0.2
年	1970s	-0.5	-0.2	-0.5	-0.8	-0.2	-0.1	-0.2	0.2	-0.1
	1980s	-0.1	-0.2	-0.2	-0.1	0.1	-0.1	-0.2	0.0	0.4
	1990s	0.5	0.3	0.6	0.9	0.1	0.1	0.3	-0.3	-0.4



### 2.3 地温的气候突变

利用 (2)、(3) 式计算了地温观测资料年限在 30 年以上的狮泉河、普兰、拉萨等 9 个站 0.8 m 平均地温气候突变的年份 (表 3), 结果表明:

(1) 近 35 年来, 狮泉河除秋冬季外, 春、夏两季和年平均地温均存在气候突变, 春、夏季分别发生在 1996 年和 1983 年, 1990 年年平均地温也发生了气候突变现象 (图 5a); 普兰仅在 1990 年夏季出现突变现象; 拉萨年、季平均地温均发生了气候突变, 且出现在 20 世纪 80 年代, 其中夏、秋季和年平均地温的气候突变都发生在 1986 年 (图 5b), 冬、春季平均地温突变时间出现在 1983 年或 1984 年; 同样, 日喀则年、季平均地温均发生了气候突变, 且出现在 20 世纪 90 年代初; 安多因 1987 年秋季出现气候突变, 致使当年年平均地温也出现了突变现象。以上 5 个站点 0.8 m 平均地温发生的气候突变均是从一个相对偏冷期跃变为一个相对偏暖期。

(2) 林芝夏、秋季平均地温均在 1993 年出现了气候突变现象 (图 5c), 地温是从一个相对偏暖期跃变为一个相对偏冷期。而在过去的 35 年里, 泽当、当雄、昌都 3 站 0.8 m 地温从未发生突变现象。

### 2.4 地温的异常年份

根据对西藏各站点近 35 年 0.8 m 年、季平均地

表 3 西藏各站 0.8 m 年、季平均地温的突变年份

Tab. 3 Abrupt change years of annual and seasonal mean soil temperature at 0.8 m at stations of Tibet

时间	狮泉河	普兰	日喀则	拉萨	泽当	当雄	安多	昌都	林芝
春季	1996	/	1994	1983	/	/	/	/	/
夏季	1983	1990	1993	1986	/	/	/	/	<b>1993</b>
秋季	/	/	1993	1986	/	/	1987	/	<b>1993</b>
冬季	/	/	1993	1984	/	/	/	/	/
年	1990	/	1993	1986	/	/	1987	/	/

注: “/” 表示无突变年份, 黑体数字表示由偏暖阶段突变为偏冷阶段

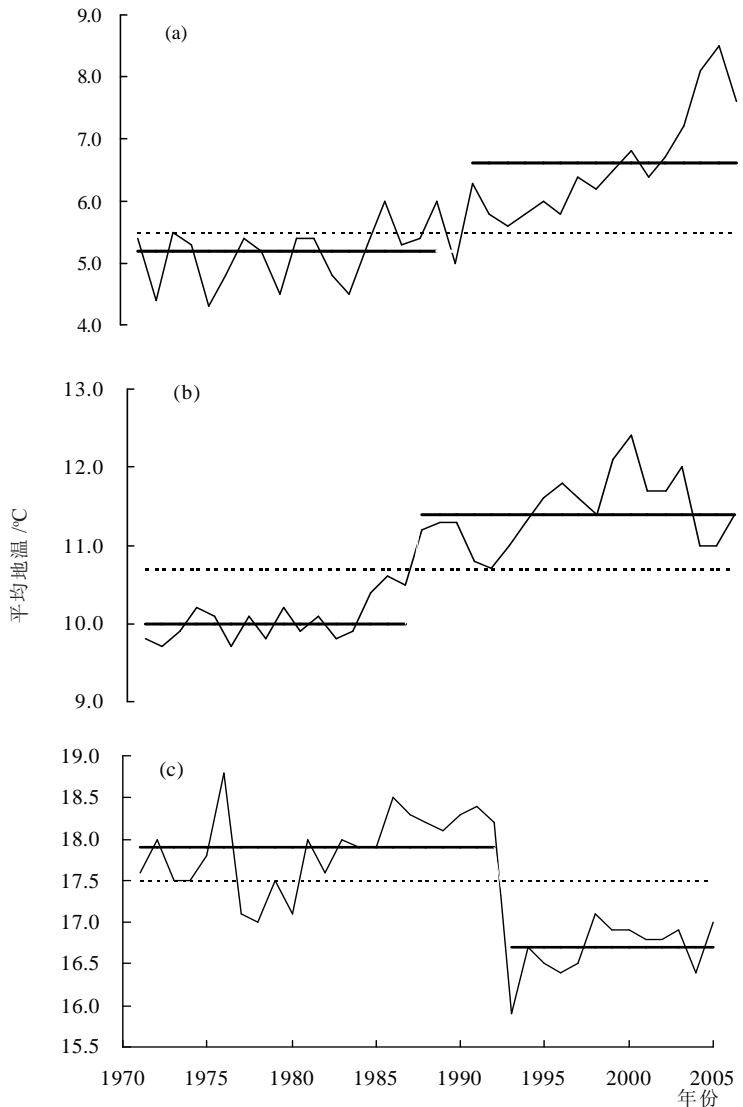


图 5 狮泉河 (a)、拉萨 (b) 和林芝 (c) 0.8 m 平均地温的变化及其突变 (折线—历年值, 点线—多年平均值, 粗线—突变前后时段平均值)

Fig. 5 The variation of annual mean soil temperature at 0.8m and its abrupt change in Senggecangbu (a), Lhasa (b) and Nyingri (c) of Tibet (break line—measured value, dot line—mean value, black line—mean value at before and after abrupt change point)

表 4 西藏各站 0.8 m 年、季平均地温的异常年份

Tab. 4 Anomalous years of annual and seasonal mean soil temperature at 0.8 m at stations of Tibet

时间	狮泉河	普兰	日喀则	拉萨	泽当	当雄	安多	昌都	林芝
春季	1999 (+)	2004 (+)	/	1999 (+)	2004 (+)	1983 (-)	1983 (-)	1990 (-)	/
	2000 (+)				2005 (+)		1986 (-)	1992 (-)	
	2002~2005 (+)						2004 (+)	2000 (-)	
夏季	1975 (-)	1975 (-)	2005 (+)	1994 (+)	/	1972 (+)	1983 (-)	1986 (+)	1993 (-)
	2001~2005 (+)			1998 (+)		1998 (+)		1990 (-)	
				1999 (+)				2004 (+)	
秋季	1972 (-)	1983 (-)	/	1998 (+)	1998 (+)	1998 (+)	2001 (+)	1976 (+)	1993 (-)
	2005 (+)	1998 (+)				2001 (+)	2003 (+)		
		2001 (+)							
冬季	1979 (-)	1975 (-)	1996 (+)	/	1999 (+)	2001 (+)	1998 (-)	1984 (+)	/
	1987 (-)	1999 (+)					2002 (+)		
	1989 (-)						2004 (+)		
年	2002~2005 (+)	1975 (-)	1996 (+)	1999 (+)	/	/	1983 (-)	1990 (-)	1993 (-)
		1983 (-)	2005 (+)				2002 (+)		
		1999 (+)					2004 (+)		

注：“+”为异常偏高，“-”为异常偏低，“/”为无异常

温的异常年份分析来看 (表 4):

(1) 西藏西部的狮泉河年、季平均地温以异常偏高年份居多, 主要发生在 20 世纪末至 21 世纪前 5 年, 其中因 2002-2005 年连续 4 年春、夏两季平均地温异常偏高, 致使年平均地温异常偏高, 尤其 2004 年年平均地温创历史最高, 达 8.5 °C, 较多年平均值偏高 3.0 °C; 冬季以异常偏低年份为主, 发生在 20 世纪 70 年代末和 80 年代后期。普兰因 1975 年夏季和冬季, 以及 1983 年秋季平均地温异常偏低, 造成当年平均地温异常偏低 1.6 °C; 1999 年冬季平均地温异常偏高, 引起年均值出现异常偏高现象; 此外, 21 世纪前 5 年春、秋季平均地温各出现 1 次异常偏高年。

(2) 西藏南部年、季平均地温均为异常偏高年份, 主要出现在 20 世纪 90 年代中后期。其中, 拉萨 1999 年因春、夏两季 0.8m 平均地温异常偏高, 当年年平均地温异常偏高 2.7 °C; 日喀则在 2005 年夏季和 1996 年冬季, 平均地温出现异常偏高现象; 2004-2005 年连续 2 年泽当春季平均地温异常偏高 1.9 °C。

(3) 北部的安多年、季平均地温异常偏高均出现在 21 世纪前 5 年, 异常偏低年份以 20 世纪 80 年代居多, 主要发生在春、夏季。1998 年冬季因发生严重雪灾, 积雪日数长达 3 个月, 造成地温异常偏低 2.1 °C, 创历史极端最低值 (-6.3 °C)。

(4) 西藏东部 (昌都、林芝) 0.8 m 年平均地温为异常偏低年, 两地分别发生在 1990 年和 1993 年, 前者是因当年春、夏季平均地温异常偏低引起的, 而后者则是由于夏、秋季平均地温异常偏低造成的。昌都春季平均地温均为异常偏低年, 夏季平均地温以异常偏高年居多, 秋、冬两季平均地温各出现了 1 次异常偏高年份, 其中 1976 年秋季异常偏高 3.1 °C。

## 2.5 地温变化的驱动机制分析

气温的变化不可避免地首先直接表现在地表温度的变化上, 大气与地面间热交换关系的变化直接体现在地表温度上, 地表温度的变化实际上是气候变化对多年冻土热状况影响最迅速的具体体现, 也是引起多年冻土热状况变化的能量表现<sup>[18]</sup>。近 30 年来青藏高原多年冻土区的气候变化总的趋势是向着气温升高的方向发展, 气温的变化对多年冻土热状况的扰动主要表现在地温场的变化上。30 多年高原气温升高 0.45 °C 左右, 并引起冻土地温平均升高了 0.2~0.3 °C。而且上述地温升高已对 20 m 以上冻土之地温产生了明显的影响, 并不同程度的影响到深层地温<sup>[19]</sup>。青藏铁路沿线各站地温变化与气温有很好的关

系,其相关系数达到0.767,地温的升高比气温要快<sup>[20]</sup>。

本文分析表明,西藏高原东部的林芝站年、季平均地温表现为明显的降低趋势,与气温变化趋势相反。究其主要原因一是与20世纪80年代中期该站点的迁址有关,原站址地势高、地下水位较低,现址地下水位较高、土壤较为湿润;二是由于近35年日照时数明显减少、降水量增加<sup>[21,22]</sup>,从而影响土壤热量的传输。而西藏其它大部分站点年、季平均地温均呈现显著的升高趋势,这与同时期平均气温明显增温是一致的<sup>[11-14]</sup>,且地温升幅要大于气温升幅,说明这些区域地温的升高主要是因为气温的明显增温所致。

### 3 小结

本文利用1971-2005年西藏地温观测资料,青藏铁路沿线4个站(安多、那曲、当雄和拉萨)最大冻土深度。采用气候统计方法分析了地温、最大冻土深度的变化趋势,以及地温的突变和异常年份,得到一些气候变化事实。

(1) 0.8 m年平均地温在西藏东部的林芝、昌都呈现为下降趋势,分别为 $-0.15\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ 和 $-0.18\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ ,其他8个站表现为不同程度的上升趋势,为 $0.19\sim 0.81\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ ,其中狮泉河升幅最大。在1.6 m处,年平均地温除昌都无变化外,其余5个站均表现为显著的升高趋势,为 $0.20\sim 0.60\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ ,以拉萨升温率最明显。在3.2 m处,西藏6个站年平均地温均表现为升高趋势,为 $0.13\sim 0.52\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ ,以拉萨升温率最大,那曲次之。

(2) 西藏境内青藏铁路沿线测站,近35年除拉萨无明显变化外,其他测站最大冻土深度以 $-4.5\sim -25.4\text{ cm}/10\text{a}$ 的速率呈显著的减小趋势,安多减幅最大,尤其近25年减幅更明显。

(3) 拉萨、日喀则、安多年平均地温升温率随着土壤深度的增加而减小,泽当、那曲升温率却随着土壤深度的增加而增大;昌都变化趋势随着土壤深度的增加由降温转变成升温,且这种升温趋势在增大。总的来看,季平均地温也具有同样的变化规律。

(4) 就0.8 m年平均地温的年代际变化而言,狮泉河、普兰、日喀则、拉萨、安多呈逐年代升高趋势,20世纪70年代偏低,80年代正常,90年代偏高;泽当、当雄年代际变化不明显;昌都表现为逐年代降低趋势;林芝平均地温70年代正常,80年代偏高,90年代偏低。

(5) 从近35年0.8 m平均地温的气候突变来看,狮泉河春、夏两季分别发生在1996年和1983年;普兰仅在1990年夏季出现突变现象;拉萨、日喀则年、季平均地温均发生了气候突变,前者出现在20世纪80年代,后者发生在20世纪90年代初;安多1987年秋季出现气候突变。以上5个站点发生的气候突变均是从一个相对偏冷期跃变为一个相对偏暖期。而林芝夏、秋季均在1993年出现的气候突变是从一个相对偏暖期跃变为一个相对偏冷期。泽当、当雄、昌都3站从未发生突变现象。

(6) 根据近35年0.8 m平均地温的异常年份分析,西部的狮泉河年、季平均地温以异常偏高年份居多,主要发生在20世纪末至21世纪前5年。南部各站年、季平均地温均为异常偏高年份,主要出现在20世纪90年代中后期。北部的安多站年、季平均地温异常偏高年均出现在21世纪前5年,异常偏低年份以20世纪80年代居多,主要发生在春、夏季。西藏东部(昌都、林芝)年平均地温为异常偏低年,两地分别发生在1990年和1993年,前者是因当年春、夏季平均地温异常偏低引起的,而后者则是由于夏、秋季平均地温异常偏低造成的。



## 参考文献 (References)

- [1] Li Congyin. Introduction of Climatic Dynamics. Beijing: China Meteorological Press, 1995. 290-296. [李崇银. 气候动力学引论. 北京: 气象出版社, 1995. 290-296.]
- [2] Tang Maocang, Sun Shuhua, Zhong Qiang et al. The energy variation of the underlying surface and the changes of the weather and climate. Plateau Meteorology, 1982, 1(1): 24-33. [汤懋苍, 孙淑华, 钟强等. 下垫面能量储放与天气变化. 高原气象, 1982, 1(1): 24-33.]
- [3] Gilichinsky D A, Barry R G, Bykhovets S S et al. A century of temperature observations of soil climate: Methods of analysis and long-term trends. In: Lewkowicz A G, Allard M (eds.). Proceedings of the Seventh International Conference on Permafrost, June 23-27, 1998, Yellowknife, Canada. 1998. 313-317.
- [4] Haeberli W, Hoelzle M, Keller F et al. Monitoring the long-term revolution of mountain permafrost in the Swiss Alps. In: Proceedings of Sixth International Conference on Permafrost, July 5-9, Beijing, 1993. Guangzhou: South China University of Technology Press, 1993, 1: 214-219.
- [5] Osterkamp T E, Romanovsky V E. Evidence for warming and thawing of discontinuous permafrost in Alaska. Permafrost and Periglacial Processes, 1999, 10 (1): 17-37.
- [6] Wang Shaoling. Variation of permafrost along the Qinghai-Xizang Railway in recent years. Arid Land Geography, 1993, 16(1): 1-7. [王绍令. 近几十年来青藏公路沿线多年冻土变化. 干旱区地理, 1993, 16(1): 1-7.]
- [7] Li Dongliang, Zhong Hailing, Wu Qingbai et al. Analysis on change of surface temperature over Qinghai-Xizang Plateau. Plateau Meteorology, 2005, 24(3): 291-298. [李栋梁, 钟海玲, 吴青柏等. 青藏高原地表温度的变化分析. 高原气象, 2005, 24(3): 291-298.]
- [8] Gu Zhongwei, Zhou Youwu, Liang Fengxian et al. Permafrost features and their changes in Amur area, Daxinganling Prefecture, Northeastern China. In: Proceedings of Sixth International Conference on Permafrost. Guangzhou: South China University of Technology Press, 1993, 1: 204-209.
- [9] Yu Shengqing, Wang Zhanchen. The degeneration of permafrost in up stream valley region of Heilong River. In: Proceedings of Sixth International Conference on Permafrost. Guangzhou: South China University of Technology Press, 1993, 1: 755-757.
- [10] Wu Shaohong, Yin Yunhe, Zheng Du et al. Climate changes in the Tibetan Plateau during the last three decades. Acta Geographica Sinica, 2005, 60(1): 3-11. [吴绍洪, 尹云鹤, 郑度等. 青藏高原近 30 年气候变化趋势. 地理学报, 2005, 60(1): 3-11.]
- [11] Du Jun. Change of temperature in Tibet plateau from 1961 to 2000. Acta Geographica Sinica, 2001, 56(6): 682-690. [杜军. 青藏高原近 40 年的气温变化. 地理学报, 2001, 56 (6): 682-690.]
- [12] Wei Zhigang, Huang Ronghui, Dong Wenjie. Interannual and interdecadal variations of air temperature and precipitation over the Tibetan plateau. Chinese Journal of Atmospheric Sciences, 2003, 27(2): 157-170. [韦志刚, 黄荣辉, 董文杰. 青藏高原气温和降水的年际和年代际变化. 大气科学, 2003, 27(2): 157-170.]
- [13] Zhang Shunli. The characteristics of temperature change in Tibet in 1961-1990. Meteorological Monthly, 1997, 23(2): 21-24. [张顺利. 西藏 30 年温度变化的气候特征. 气象, 1997, 23(2): 21-24.]
- [14] Cai Ying, Li Dongliang, Tang Maocang et al. Decadal Temperature changes over Qinghai-Xizang Plateau in recent 50 years. Plateau Meteorology, 2003, 22(5): 464-470. [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. 高原气象, 2003, 22(5): 464-470.]
- [15] Yao Tandong, Liu Xiaodong, Wang Ninglian. Amplitude of climatic change in Qinghai-Tibetan Plateau. Chinese Science Bulletin, 2000, 45(1): 98-106. [姚檀栋, 刘晓东, 王宁练. 青藏高原地区的气候变化幅度问题. 科学通报, 2000, 45(1): 98-106.]
- [16] Feng Song, Tang Maocang, Wang Dongmei. New evidence of the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau as a pilot region of climatic fluctuation in China. Chinese Science Bulletin, 1998, 43(6): 633-636. [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. 科学通报, 1998, 43(6): 633-636.]
- [17] Huang Jiayou. Analysis of climatic change trend and abrupt. Meteorological Monthly, 1995, 21(7): 54-57. [黄嘉佑. 气候状态变化趋势与突变分析. 气象, 1995, 21(7): 54-57.]
- [18] Li Shuxun, Nan Zhuotong, Zhao Lin. Impact of freezing and thawing on energy exchange between the system and environment. Journal of Glaciology and Geocryology, 2002, 24 (2): 109-116. [李述训, 南卓铜, 赵林. 冻融作用对系统与环境间能量交换的影响. 冰川冻土, 2002, 24(2): 109-115.]
- [19] Pan Weidong, Yu Shaoshui, Jia Haifeng et al. Variation of the ground temperature field in permafrost regions along the Qinghai-Tibetan Railway. Journal of Glaciology and Geocryology, 2002, 24 (6): 774-779. [潘卫东, 余绍水, 贾海锋等. 青藏铁路沿线多年冻土区地温场变化规律. 冰川冻土, 2002, 24(6): 774-779.]
- [20] Li Dongliang, Liu Miao, Zhong Hailing et al. Interdecadal change trend of surface air and ground temperatures along Qinghai-Xizang Railway and relationship between the change and terrain. Plateau Meteorology, 2005, 24(5): 694-699.

[李栋梁, 柳苗, 钟海玲 等. 青藏铁路沿线地面气温和地温的年际变化趋势及与地形的关系. 高原气象, 2005, 24(5): 694-699.]

[21] Du Jun, Ma Yucai. Climatic trend of rainfall over Tibetan Plateau from 1971 to 2000. *Acta Geographica Sinica*, 2004, 59(3): 375-382. [杜军, 马玉才. 西藏高原降水变化趋势的气候分析. 地理学报, 2004, 59(3): 375-382.]

[22] Du Jun, Bian Duo, Hu Jun et al. Climatic change of sunshine duration and its influential factors over Tibet during the last 35 years. *Acta Geographica Sinica*, 2007, 62(5): 492-500. [杜军, 边多, 胡军 等. 西藏近 35 年日照时数的变化特征及其影响因素. 地理学报, 2007, 62(5): 492-500.]

## Interannual and Interdecadal Variations of Soil Temperature over Tibetan Plateau from 1971 to 2005

HU Jun<sup>1</sup>, DU Jun<sup>2</sup>, BIAN Duo<sup>3</sup>, ZUO Huilin<sup>4</sup>, GE Sang<sup>2</sup>, YANG Yong<sup>2</sup>

(1. *Lhasa Meteorological Bureau, Lhasa 850001, China;*

2. *Tibet Climate Center, Lhasa 850001, China;*

3. *Tibet Institute of Plateau Atmospheric and Environmental Science Research, Lhasa 850001, China;*

4. *Tibet Meteorological Bureau, Lhasa 850001, China)*

**Abstract:** The variation trend, abrupt change and anomalous years of annual and seasonal mean soil temperatures at 0.8 m, 1.6 m and 3.2 m over Tibet are investigated in the context of the observational data at 10 stations during the period 1971-2005 using modern statistical diagnostic methods such as the linear trend analysis. The results show that the annual mean soil temperature at 0.8 m decline in Chamdo and Nyingri of Tibet where the reduction rate is 0.15 °C/10a and 0.18 °C/10a respectively, but the increasing trends are observed at the other stations at a rate of (0.19-0.81) °C/10a (except for Tesdang, 99% confidence level). Significant increasing trends of annual mean soil temperature at 1.6 m are found at five stations, with the increasing rate of (0.20-0.60) °C/10a (above 95% confidence level). Also, the increasing trends of annual mean soil temperature at 3.2 m are observed at six stations, with the rate of (0.13-0.52) °C/10a, especially in Lhasa. In the case of 0.8 m soil temperature, the following facts are found as: (1) The increasing trends of seasonal mean soil temperature are observed at most stations, with the most remarkable increasing rate in western and southern Tibet in summer, especially in Sengge Zangbu river basin where the rate is 1.61 °C/10a (99% confidence level); the maximum increasing rate is in northern Tibet in winter. But the decreasing trends of the soil temperature are found in most seasons of eastern Tibet. (2) In terms of interdecadal variations, the annual mean soil temperature increases apparently at most stations of Tibet, however it decreases in Chamdo. (3) The abrupt change of spring and summer mean soil temperature is observed in Sengge Zangbu in 1996 and 1983 respectively. The abrupt change of the annual and seasonal mean soil temperatures happens in Lhasa and Shigatse, the former in the 1980s and the latter in the early 1990s, a sudden change from the colder period to the warmer one. In addition, the abrupt change of summer and autumn mean soil temperature occurs in Nyingri in 1993, indicating a change from the warmer period to the colder one. (4) The annual and seasonal soil temperatures occur in the more anomalous higher temperature years at the end of the 1990s and the first five years of the 2100s in western Tibet, while in the mid-late 1990s in southern Tibet and the first five years of the 2100s in northern Tibet. The more anomalous lower years occur mainly in the 1980s while the anomalous lower years dominate in eastern Tibet.

**Key words:** soil temperature; interannual and interdecadal variations; anomalous years; Tibet