

丁一汇, 张莉. 青藏高原与中国其他地区气候突变时间的比较. 大气科学, 2008, 32 (4): 794~805

Ding Yihui, Zhang Li. Intercomparison of the time for climate abrupt change between the Tibetan Plateau and other regions in China. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2008, 32 (4): 794~805

青藏高原与中国其他地区气候突变时间的比较

丁一汇¹ 张莉^{1, 2, 3}

1 国家气候中心, 北京 100081

2 中国气象科学研究院, 北京 100081

3 中国科学院研究生院, 北京 100049

摘要 基于 1961~2006 年中国地面观测气温和降水资料, 对青藏高原地区以及中国其他 6 个地区地表气温、降水的变化趋势和突变时间进行了检测和比较。结果发现, (1) 地表气温: 1961~2006 年青藏高原地区年和四季的地表气温都呈增加趋势。年平均地表气温在 20 世纪 80 年代中期开始变暖, 但显著快速增暖的突变发生在 90 年代中期, 该时间比东北、华北、西北和淮河地区晚, 与长江中下游和华南地区接近, 不同季节青藏高原地区与其他地区变暖突变时间的差别也各有不同, 但所有季节快速变暖突变的时间都比东北地区晚, 中国东部陆地地区年和冬季平均地表气温表现出北早南晚的经向差异; (2) 降水: 1961~2006 年青藏高原地区年降水量没有检测到显著的变化趋势, 冬春降水量显著增加, 而夏季降水有微弱的减少, 秋季降水显著减少。降水突变的信号明显比温度突变的信号弱, 年降水量和春季降水都没有检测到突变的发生, 降水突变方向(增或减)和突变时间在区域与区域之间以及不同季节之间都存在较大差异。由上可见, 青藏高原气候的显著快速变化比中国东部长江以北地区有明显的滞后现象, 尤其是冬春温度变化, 这可能是由于青藏高原地区积雪增加导致的反照率增加和冰川融化吸热对青藏高原变暖的减弱作用所致。

关键词 青藏高原 地表气温 降水 气候突变 比较

文章编号 1006-9895(2008)04-0794-12

中图分类号 P463

文献标识码 A

Intercomparison of the Time for Climate Abrupt Change between the Tibetan Plateau and Other Regions in China

DING Yihui¹ and ZHANG Li^{1, 2, 3}

1 National Climate Center, Beijing 100081

2 Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081

3 Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

Abstract Based on the station observation data from 1961 to 2006 in China, the trends and time points of abrupt change for surface air temperature (SAT) and precipitation are analyzed. The results show that, (1) for SAT, the annual and seasonal mean SAT in the Tibetan Plateau (TP) have shown increase trends, and the annual mean SAT begins to increase from the mid-1980s while the fast and significant increase in SAT starts from the mid-1990s,

收稿日期 2007-12-17, 2008-03-17 收修定稿

资助项目 国家重点基础研究发展规划项目 2006CB403604, 国家自然科学基金资助项目 40605020, 国家科技支撑计划“全球环境变化应对技术研究示范”项目 01 课题 (2007BAC03A01): 气候变化的检测和预估技术研究

作者简介 丁一汇, 男, 1938 年出生, 研究员, 主要从事亚洲季风、气候变化和中国灾害性天气等方面的研究。

E-mail: dingyh@cma.gov.cn

which is later than that in Northeast China, North China, Northwest China, and the Huaihe River regions, and similar to that in the middle and lower reaches of the Yangtze River and South China; in all seasons, the climate jumping points for fast increase of SAT in TP are all later than that in Northeast China; and the detection for annual and winter mean temperature shows significant meridional difference, earlier in the northern area and later in the southern area, in East China; (2) for precipitation, there is no significant trend for the annual precipitation, while that in winter and spring increases significantly, that in summer decreases weakly and that in autumn decreases significantly. The signals of climate jump for precipitation are weaker than those of SAT, and no sudden changes are detected for annual and spring precipitation; there are large differences in the direction and time for climate jump of precipitation. According to the above analysis, the significant fast climate change in TP is later than that in the areas to the north of the Yangtze River in East China, especially in winter and spring, which likely results from the increase of albedo due to increase of snow cover and the melting of glaciers.

Key words the Tibetan Plateau, surface air temperature, precipitation, climate jumping, intercomparison

1 引言

青藏高原由于其复杂的地形和独特的气候特点而被称为地球“第三极”,对中国、亚洲甚至全球的大气环流都有非常重要的影响^[1],也因此备受科学家们的关注。近百年来,全球发生了以变暖为主要特征的气候变化,在此背景下,青藏高原地区气温升高^[2~11],降水也发生了一定的变化^[2, 9, 10, 12, 13],其中不乏对青藏高原地区气候突变的关注,多数研究都认为青藏高原地区的气候在 20 世纪 80 年代发生了变暖的突变,并且青藏高原的突变比中国其他地区早^[1]。考虑到之前研究所用资料的序列长度相对较短,本文使用 1961~2006 年地面观测资料,用滑动 t 检验、Yamamoto 法和 Mann-kendall 检验三种方法,对青藏高原地区地表气温和降水的突变进行再分析,同时分析了中国其他 6 个地区的突变,并将它们进行对比,以期寻找青藏高原与其他区域以及各区域之间突变时间的差别,探寻规律,以便在此基础上进行更深入的研究和探讨。

2 资料及其处理

本文使用国家气象信息中心提供的中国地区 753 个气象台站观测的 1961~2006 年逐月地表气温和降水资料,并将资料处理成冬(前一年 12 月~当年 2 月)、春(3~5 月)、夏(6~8 月)、秋(9~11 月)四个季节的平均地表气温和总降水量,以及年平均(1~12 月平均)地表气温和总降水量。

用算术平均方法,计算青藏高原地区(27.5°N~40°N, 70°E~105°E)和中国其他 6 个区域的年、季节平均地表气温和总降水量序列。这 6 个区域包

括:东北(42°N~52°N, 120°E~135°E)、华北(35°N~42°N, 115°E~125°E)、淮河(32°N~35°N, 110°E~122°E)、长江中下游(28°N~32°N, 110°E~122°E)、华南(20°N~28°N, 110°E~122°E)、西北(40°N~50°N, 80°E~100°E)。

3 方法

分别用滑动 t 检验(简称 MT)、Yamamoto 法(简称 Y)和 Mann-Kendall(简称 MK)检验三种方法对青藏高原和其他 6 个区域的季节和年平均气温和总降水量序列进行突变检验,以获得各地区气候突变发生的时间。方法的具体介绍详见文献[14, 15]。其中,MTT 和 YAMA 类似,都是通过考察两组子序列之间平均值的差异是否显著来检验突变,本文在 5~15 年 11 个不同子序列长度上对气候要素时间序列进行检验。MK 方法是一种非参数统计检验方法,不需要样本遵从一定的分布,也不受少数异常值的干扰。本文之所以同时使用三种方法进行检验,是为了将不同方法的结果进行比较,使检验结果更可靠。

4 结果

4.1 地表气温

计算 1961~2006 年各区域年平均和四季平均地表气温(图 1),并计算各序列的线性趋势。分析发现,青藏高原地区年和四季地表气温均呈显著增加趋势,冬季的增暖趋势系数最大,其次是秋季,春夏相对较小。与其他区域相比发现,青藏高原年平均的增暖趋势比东北和西北弱,比淮河和华南强,所有研究区域年平均地表气温的增加趋势都是

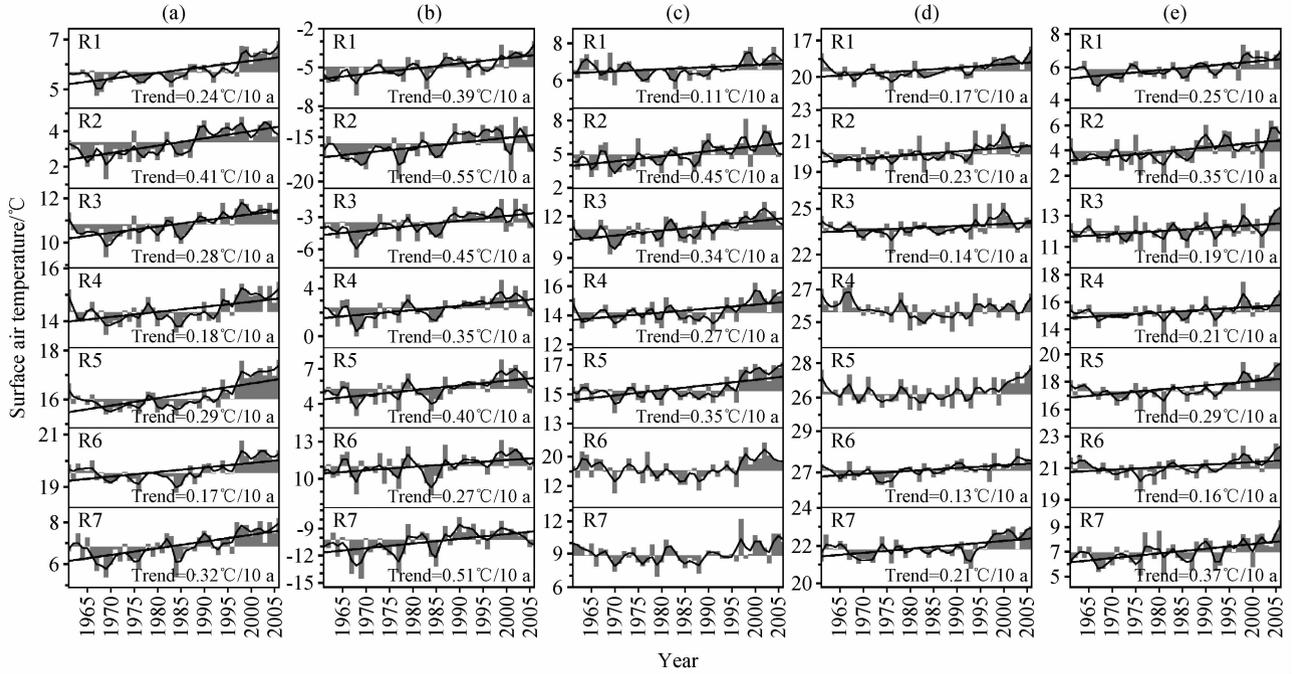


图1 1961~2006年中国7个区域平均地表气温的变化:(a)年平均;(b)冬季;(c)春季;(d)夏季;(e)秋季。R1:青藏高原,R2:东北,R3:华北,R4:淮河,R5:长江中下游,R6:华南,R7:西北(下同);柱状图:地表气温序列,实线:九年滑动平均;变化趋势显著的序列给出线性趋势线(斜线)和趋势系数

Fig. 1 Mean surface air temperature (SAT) change in seven regions of China from 1961 to 2006 (columns): (a) Annual, (b) DJF (Dec, Jan, Feb); (c) MAM (Mar, Apr, May); (d) JJA (Jun, Jul, Aug); (e) SON (Sep, Oct, Nov). R1: the Tibetan Plateau, R2: Northeast China, R3: North China, R4: the Huaihe River basin, R5: the middle and lower reaches of the Yangtze River, R6: South China, R7: Northwest China (similarly hereinafter). Curves show 9-year running mean, linear trend lines (diagonal line) and the trend coefficients are given for the series with significant change

显著的。冬季,青藏高原地区地表气温增加的趋势系数比东北、西北、华北和长江中下游小,但比华南地区大;春季,青藏高原地区的增温趋势在几个有显著增温的区域(青藏高原、东北、华北、淮河、长江中下游)中是最小的;夏季,东北和西北地区的增暖比青藏高原强,淮河和长江中下游地区增暖的趋势则不显著;秋季,青藏高原的增暖趋势依然表现出比东北和西北弱的特点。总的来看,青藏高原地区的增暖幅度在几个区域中不是最大的,增暖幅度最大的区域在东北,其次是西北,南方的增暖普遍比北方弱。

下面对各区域平均的年和四季平均地表气温分别进行滑动 t 检验和 Yamamoto 突变检验,以及 MK 检验,以获知地表气温在不同区域、不同季节的突变时间。

4.1.1 年平均地表气温

年平均气温的突变检验结果(图2)显示,东

北地区在20世纪80年代中后期发生变暖的突变;华北地区的突变发生在20世纪80年代末至90年代初;淮河地区变暖的突变发生在20世纪90年代初;长江中下游、华南地区以及西北地区变暖的突变基本上都发生在20世纪90年代中期左右。青藏高原地区,三种方法均检测出20世纪90年代中期该地区发生变暖的突变,滑动 t 检验和 Yamamoto 方法在部分时间尺度上还检测出20世纪80年代中期存在变暖的突变点,但这次突变信号相对较弱,突变的强度不及90年代中期的突变,这在后面5.2节对年代际分量的讨论中也有所反映,即80年代中期开始出现变暖的信号,真正的快速增暖从90年代中期开始。与其他区域进行比较发现,青藏高原90年代中期快速增暖的突变点比东北、华北、淮河地区晚,与长江中下游、华南和西北地区接近。将中国东部各区域突变时间进行对比不难发现,变暖的突变时间表现出明显的经向差异,纬度

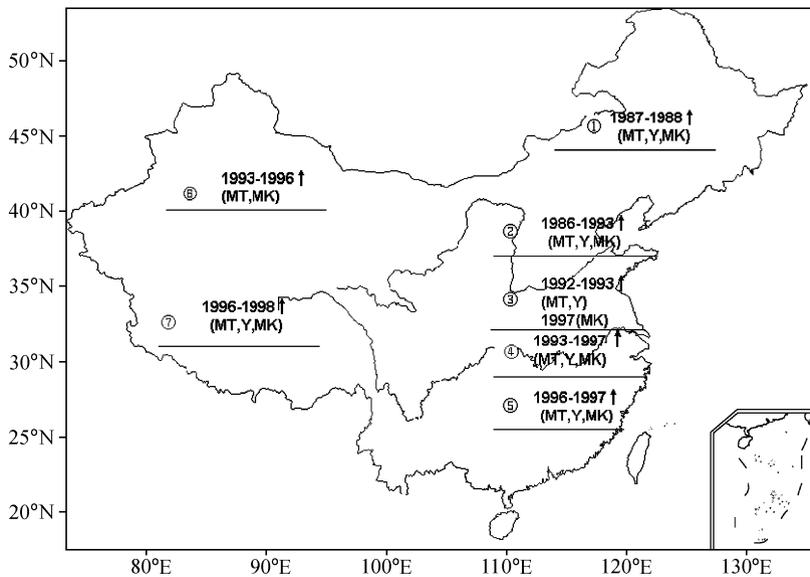


图 2 中国 7 个地区年平均地表气温突变时间示意图。①东北，②华北，③淮河，④长江中下游，⑤华南，⑥西北，⑦青藏高原；↑：增温的突变。MT、Y、MK 为三种突变检验方法

Fig. 2 Sketch map of time for annual surface air temperature abrupt change in the seven regions of China. ① Northeast China, ② North China, ③ the Huaihe River, ④ the middle and lower reaches of the Yangtze River, ⑤ South China, ⑥ Northwest China, ⑦ the Tibetan Plateau; ↑: abrupt change of temperature increase

较高地区明显早于纬度较低的地区。关注不同子序列长度的滑动 t 检验和 Yamamoto 检验可知，除华北地区外，其他各区域在各子序列长度上都存在突变点，这说明这些地区年平均地表气温增加的突变信号都是比较强的。

4. 1. 2 冬季地表气温

从冬季地表气温序列的突变检验 (图 3) 发现，三种方法一致检测出青藏高原冬季地表气温于 20 世纪 80 年代中期和 90 年代中后期发生两次变暖的突变，与年平均地表气温类似，80 年代中期的变暖信号不及 90 年代中后期的突变强，这在图 1 和第 5. 2 节的年代际变化曲线中都有所反映。东北地区冬季地表气温变暖的突变发生在 20 世纪 80 年代中后期；华北与东北地区接近；淮河地区，不同子序列长度滑动 t 检验中的统计量最大值在 1986~1992 年之间变化，MK 检验的结果在 1992 年，比东北和华北地区稍晚；长江中下游地区变暖突变的时间也比东北和华北稍晚，发生在 20 世纪 80 年代后期至 90 年代初；华南地区的突变信号较弱，仅 MK 方法和个别尺度上的滑动 t 检验与 Yamamoto 检验检测出了突变点，但三种方法得到的结果不同，分散在 20 世纪 80 年代中后期至 90 年代初之间，滑动 t 检

验的结果表明普遍在 1989 年出现统计量最大值；西北地区的突变信号也较弱，年代际尺度的滑动 t 检验得到的结果基本在 20 世纪 80 年代中后期，与东北地区的突变时间接近或者稍早。总的来看，尽管青藏高原地区 80 年代中期出现变暖信号的时间较其他地区稍早，但快速变暖突变的时间比其他 6 个地区都晚一些；中国东部几个地区冬季地表气温的突变时间在空间上表现出经向差异，北方纬度较高地区的突变时间早于南方纬度较低的地区，并且突变信号北方强于南方。

4. 1. 3 春季地表气温

春季地表气温序列的突变检验 (图 3) 发现，青藏高原地区，两种方法检测出 20 世纪 90 年代中期发生了变暖的突变。东北地区发生变暖突变的时间最早，在 20 世纪 80 年代后期；MK 检验的结果表现出华北、淮河、长江中下游先后出现变暖突变，但综合三种方法的结果来看，除东北地区春季增温突变时间较早外，其他 6 个地区的滑动 t 检验和 Yamamoto 检验中，超过显著性检验的年份普遍集中在 90 年代中前期左右，而统计量的最大值一般都出现在 20 世纪 90 年代中期 (1996 年) 左右，突变时间相对比较接近。

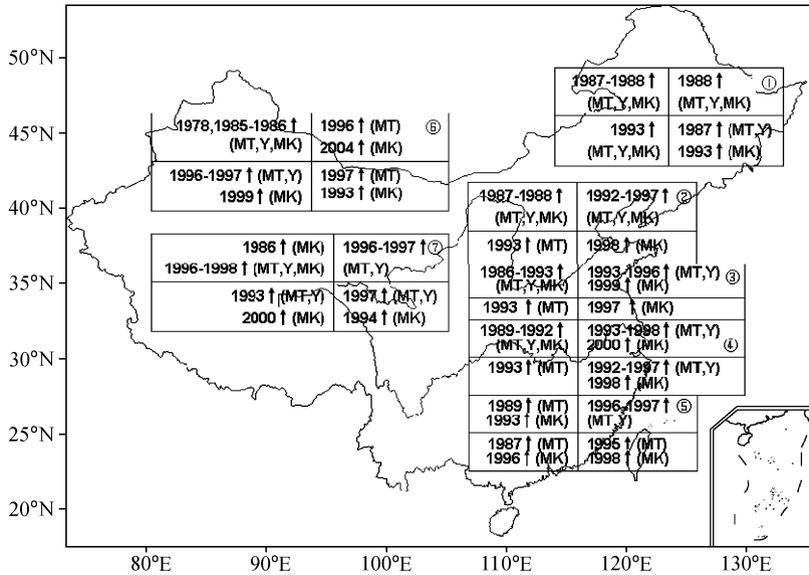


图3 中国7个地区各季节地表气温突变时间的示意图。田:左上角为冬季,右上角为春季,左下角为夏季,右下角为秋季。其余同图2
Fig. 3 Same as Fig. 2, but for seasonal surface air temperature abrupt change.田: the top left corner is for DJF, the top right corner for MAM, the bottom left corner for JJA, the bottom right corner for SON

4.1.4 夏季地表气温

对各区域夏季地表气温序列进行突变检验(图3)。青藏高原地区,滑动 t 检验和 Yamamoto 方法的结果显示 20 世纪 90 年代中期发生了变暖的突变, MK 检验的结果则稍晚(90 年代末)。东北地区夏季地表气温的突变发生在 20 世纪 90 年代初; MK 检验没有检测出华北地区的突变时间,另外两种方法在子序列长度为 6 年时检测出 20 世纪 60 年代末变冷的突变,年代际尺度的滑动 t 检验检测出 1993 年左右变暖的突变;淮河地区, MK 方法检测出 20 世纪 60 年代中期变冷的突变,年代际尺度的滑动 t 检验则检测出 1993 年左右发生变暖的突变;长江中下游地区,在与淮河地区相同的年代际尺度上用滑动 t 检验方法检测出了与淮河地区相同的突变点(1993 年左右);华南地区,突变信号不强,并且三种方法得到的结果也不尽相同,不同尺度的滑动 t 检验检测到 20 世纪 70 年代中后期、80 年代初和 80 年代中期存在突变点, MK 检验则发现变暖的突变发生在 90 年代中期;西北地区,三种方法一致检测出 20 世纪 90 年代中期夏季地表气温的突然变暖,并且在子序列长度为 5 年和 6 年时滑动 t 检验和 Yamamoto 方法存在 20 世纪 60 年代中期变冷的突变点。总的来看,青藏高原地区夏季变暖的突变比东北、华北、淮河和长江中下游地区晚,与

西北地区接近;西部地区夏季地表气温的突变信号比东部强;东部地区,除华南地区外,其他地区突变点一般仅在年代际尺上有所表现,基本上都在 1993 年左右发生。

4.1.5 秋季地表气温

秋季地表气温序列的突变检验(图3)发现,青藏高原地区,滑动 t 检验和 Yamamoto 方法在部分时间尺度上检测出 20 世纪 70 年代初和 90 年代中后期两个变暖的突变点,70 年代初的突变较弱, MK 检验的结果则显示变暖的突变发生在 1994 年左右。若仅考虑滑动 t 检验和 Yamamoto 方法的结果,东北地区,20 世纪 80 年代中后期发生了变暖的突变;长江中下游地区,20 世纪 90 年代中期发生了变暖的突变;华南地区,在年代际尺度的滑动 t 检验中存在 20 世纪 90 年代中期左右的变暖突变点;华北和淮河地区则没有检测出突变点;西北地区的突变信号也比较弱,个别年代际尺度的滑动 t 检验中表现出 1993 年的突变点。MK 检验的结果与滑动 t 检验和 Yamamoto 检验结果有所差异,在东北、华南和西北地区 MK 检验的结果比后两种方法的结果明显偏晚,而在青藏高原地区的结果则早于后两种方法的结果。单就 MK 检验的结果看,东北地区变暖突变的时间最早,其次是青藏高原,另外几个地区突变的时间比较接近,基本都在 90 年

代中后期左右。总的来看，青藏高原、东北、长江中下游地区秋季地表气温的突变信号比其他地区明显。

4.2 降水量

计算 1961~2006 年各区域年和四季降水量 (图 4)，并计算各序列的线性趋势，对于线性趋势显著 (在 0.05 显著性水平) 的序列，在图 4 中给出趋势线和趋势系数。由图 4 可知，青藏高原年降水量没有表现出显著的变化趋势，冬季和春季降水呈显著增加的趋势，夏季降水有微弱的减少趋势但并不显著，秋季降水则呈显著减少的趋势。年降水量，华北显著减少，而西北显著增加；冬季，部分区域降水的变化趋势要比其他季节更显著，并且青藏高原、东北、淮河、长江中下游以及西北地区的降水都是显著增加；春季，除青藏高原地区之外，其他区域降水没有表现出显著的变化趋势；夏季降水与年降水量变化趋势类似，华北地区显著减少，而西北地区显著增加；秋季，青藏高原地区降水显著减少，而西北地区则显著增加。

下面对各区域平均的年和四季降水量分别进行滑动 *t* 检验和 Yamamoto 突变检验，以及 MK 检验，以获知降水在不同区域、不同季节发生突变的时间。

4.2.1 年降水量

年降水量的突变检验结果 (图 5) 显示，青藏

高原地区，三种方法的检测结果一致表明年降水量没有发生突变，但由时间序列 (图 4a) 可知，20 世纪 90 年代以来年降水量以偏少为主。东北地区，20 世纪 80 年代初降水突然增加，结合降水变化曲线来看，东北地区降水存在较明显的年代际特征，90 年代中后期虽然没有检测出突变点，但降水再次进入偏少的阶段。华北地区，20 世纪 70 年代中后期出现降水减少的突变，之后虽然降水有年际尺度的振荡，但降水以偏少为主。在淮河、长江中下游、华南三个地区，所有方法都没有检测出降水的突变点。20 世纪 80 年代中期，西北地区年降水量突然增加，这在该区年降水量的时间变化曲线中也表现得非常明显 (图 4a)。总的来看，纬度较高的地区 (东北、华北、西北) 比纬度较低的地区 (青藏高原、淮河、长江中下游、华南) 年降水量的突变明显，存在明显的经向差异。

4.2.2 冬季降水量

冬季降水量的突变检验结果 (图 6) 显示，青藏高原地区，20 世纪 60 年代末和 80 年代中期发生两次降水的突然增加，90 年代中期开始降水突然减少，但三个突变点的信号都不是特别强，结合冬季降水变化曲线 (图 4b) 可以发现，进入 21 世纪之后，2005 年降水又有所回升，自 20 世纪 80 年代中期之后表现出比较明显的年代际变化特征；东北地区，仅子序列为 5 年的 Yamamoto 方法检测到 20

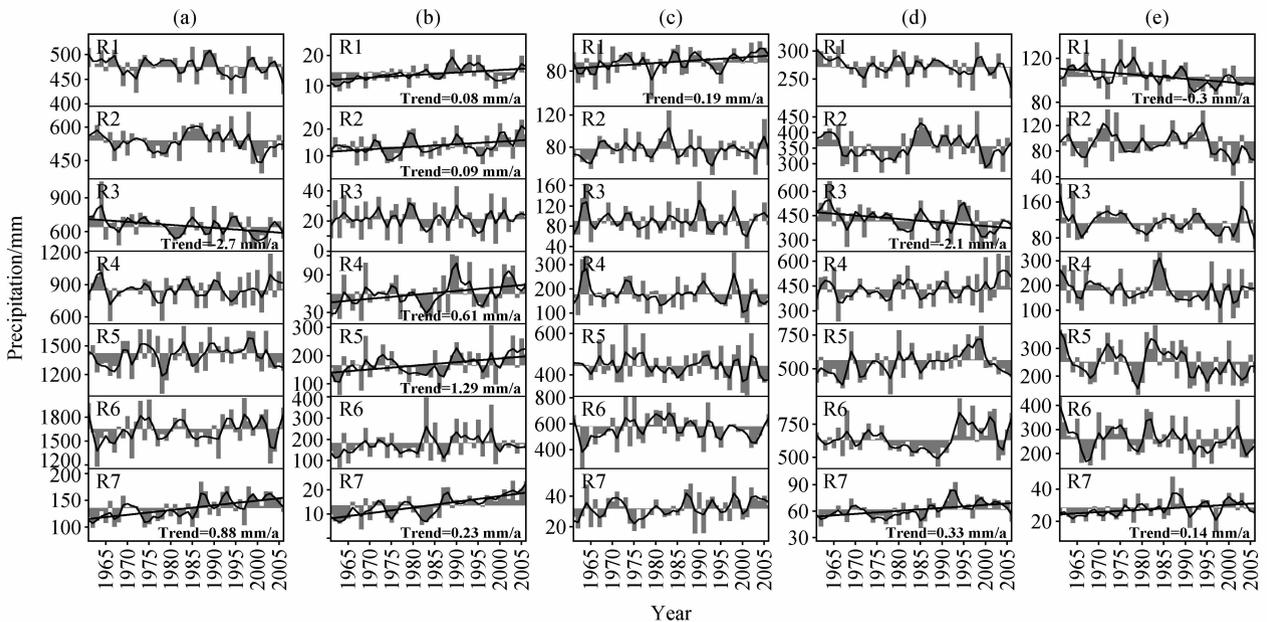


图 4 同图 1 但为降水量

Fig. 4 Same as Fig. 1, but for precipitation

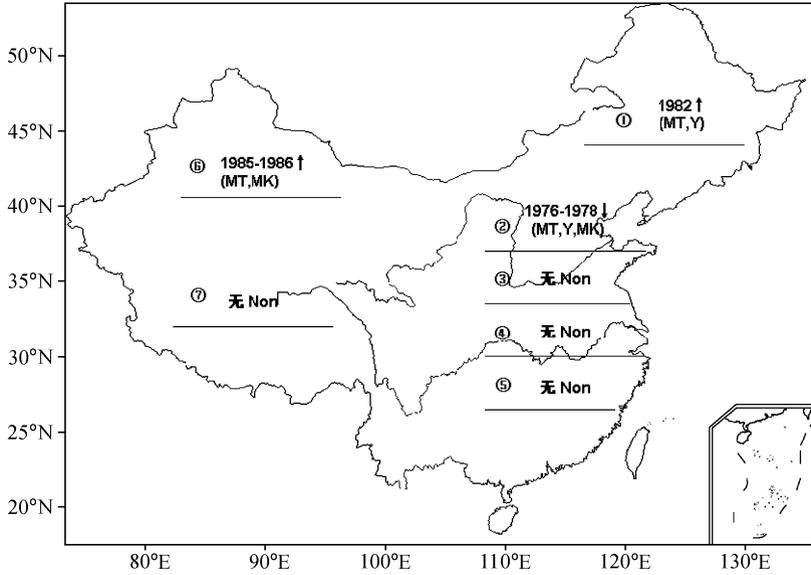


图 5 同图 2, 但为降水量。↓: 降水减少的突变; 无: 没有检测到突变的发生

Fig. 5 Same as Fig. 2, but for precipitation. ↓: precipitation decrease abrupt change; Non: no abrupt change

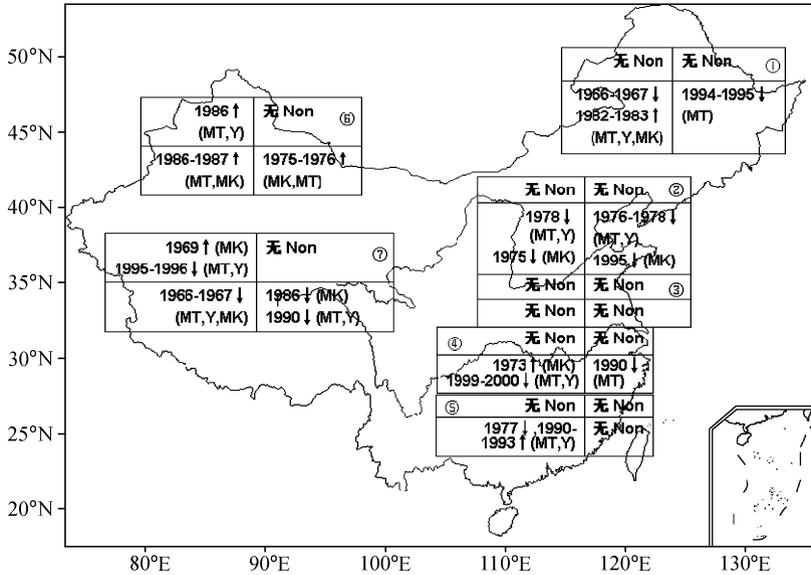


图 6 同图 3, 但为降水量。↓: 降水减少的突变; 无: 没有检测到突变的发生

Fig. 6 Same as Fig. 3, but for precipitation. ↓: precipitation decrease abrupt change; Non: no abrupt change

世纪 70 年代中期存在的年际尺度上降水减少的突变, 其他方法均没有检测出东北地区冬季降水的突变, 结合降水变化曲线 (图 4b) 发现, 20 世纪 90 年代末开始降水持续偏多; 华北、淮河、长江、华南地区冬季降水均没有发生突变; 西北地区, 滑动 t 检验和 Yamamoto 方法的结果显示, 20 世纪 80 年代中期发生降水增加的突变, MK 检验的结果则偏晚到 1993 年左右, 个别时间尺度上的滑动 t 检

验对 1997 年开始降水持续偏多有所反映。总的来看, 西部地区 (青藏高原和西北) 冬季降水的突变信号比东部地区 (东北、华北、淮河、长江中下游、华南) 明显, 存在明显的纬向差异。

4.2.3 春季降水量

三种方法均没有检测出青藏高原地区春季降水的突变 (图 6), 从降水的时间序列来看, 20 世纪 70 年代初期之前降水以偏少为主, 而 90 年代中期之

后则以降水偏多为主。东北、华北、淮河、长江中下游和华南地区春季降水均没有检测到突变的发生。西北地区, 子序列长度为 5 年和 6 年的滑动 t 检验和 Yamamoto 检验均检测出 20 世纪 70 年代初降水突然减少, 结合降水变化曲线来看, 春季降水从 80 年代中期开始又有所增加, 直到 21 世纪初都是以降水偏多为主。总的来看, 除个别地区在年际尺度上存在突变点外, 大部分地区春季降水变化都相对比较平稳, 降水没有发生突然的变化。

4.2.4 夏季降水量

夏季降水量的突变检验结果(图 6)显示, 青藏高原地区夏季降水在 20 世纪 60 年代中后期发生减少的突变, 结合降水变化的时间序列(图 4)来看, 之后降水年际振荡明显, 进入 90 年代降水开始表现出以偏少为主。东北地区, 夏季降水在 20 世纪 60 年代中后期降水减少, 80 年代初期降水突然增加, 从时间序列的演变(图 4)得知, 东北地区夏季降水存在明显的年代际振荡, 90 年代末开始降水又进入偏少期。华北地区, 夏季降水在 20 世纪 70 年代中后期发生减少的突变。淮河地区没有检测出突变点。长江中下游地区, 20 世纪 70 年代中后期降水突然增加, 20 世纪末发生降水减少的突变, 之后降水持续偏少。华南地区, 20 世纪 70 年代中后期降水突然减少, 90 年代初突然增加, 之后降水以偏多为主, 结合时间序列演变来看, 华南地区夏季降水显示出明显的年代际振荡特征。西北地区, 20 世纪 80 年代中期之前降水基本呈持续偏少的状态, 80 年代中期发生降水增加的突变, 之后降水基本上持续偏多。总的来看, 夏季降水突然变化的强信号区分布在东北、华南地区, 西北地区也相对较强, 其他几个区的突变信号相对较弱, 尤其是淮河地区, 所有方法都没有检测到突变点。

4.2.5 秋季降水量

秋季降水量的突变检验结果(图 6)显示, 青藏高原地区, 20 世纪 80 年代中后期秋季降水发生减少的突变, 之后降水以偏少为主, 基本呈持续偏少的状态, 这与秋季降水显著减少的趋势也是对应的。东北地区, 20 世纪 90 年代中期秋季降水突然减少; 华北地区, 20 世纪 70 年代中后期发生降水减少的突变, MK 检验方法还检测出 90 年代中期减少的突变; 淮河地区, 仅 Yamamoto 检验方法在子序列长度为 5 年时检测到 20 世纪 80 年代中期发

生的降水减少的突变点, 对照降水变化曲线可知, 该突变点可能是虚假的; 长江中下游地区, 20 世纪 70 年代末 80 年代初降水增加, 80 年代末 90 年代初降水减少, 从时间序列上来看, 降水振荡周期有变长的趋势; 华南地区没有检测到突变点; 西北地区, MK 检验和年代际尺度的滑动 t 检验检测出 70 年代中期降水增加的突变。总的来看, 华北地区是秋季降水突然变化的强信号区。

5 小结与讨论

5.1 小结

由以上分析可得:

(1) 1961~2006 年, 青藏高原地区年和四季的地表气温都呈增加趋势, 但其增暖幅度比东北和西北地区小。年平均地表气温增加的信号开始于 20 世纪 80 年代中期, 但显著快速增暖的突变发生在 20 世纪 90 年代中期, 比东北、华北和淮河地区晚, 与长江中下游、华南和西北地区接近。不同季节青藏高原地区与其他地区变暖突变时间的差别也各有不同, 但所有季节快速增暖的突变时间都比东北地区晚。

(2) 不同季节青藏高原地区与其他地区变暖突变时间的差别也各有不同, 但所有季节快速变暖突变的时间都比东北地区晚; 中国东部陆地地区年和冬季平均地表气温表现出北早南晚的经向差异。

(3) 1961~2006 年, 青藏高原地区年降水量没有明显的变化趋势, 冬春降水量显著增加, 而夏季降水有微弱减少, 秋季降水显著减少。降水突变的信号明显比温度变化的信号弱, 年降水量和春季降水都没有检测到突变的发生; 冬季, 检测到 20 世纪 60 年代末和 80 年代初的两次突然增加, 以及 90 年代中期降水减少的突变, 但信号都不是特别强; 夏季, 检测到 20 世纪 60 年代中后期减少的突变, 对 90 年代以来降水的偏少没有检测到突变的发生; 秋季, 20 世纪 80 年代中后期发生了降水减少的突变, 之后降水基本以偏少为主, 这与秋季降水显著减少的趋势相对应。

(4) 各区域、各季节降水检测到的降水突变方向(增或减)和突变时间在区域与区域之间以及不同季节都存在较大差异, 这也更进一步说明降水的变化存在较大的时间和区域差异。总的来看, 降水突变的信号不如地表气温突然上升的信号强, 并且

降水量突变信号的强度也存在明显的区域差异。年降水量突变的信号强度存在明显的经向差异,纬度较高的地区比纬度较低的地区明显。冬季降水的突变信号存在明显的纬向差异,西部比东部明显。春季是所有区域降水突变信号最弱的季节。夏季降水突变的强信号区分布在东北、华南地区,秋季在华北地区。

5.2 讨论

有研究指出,青藏高原气候变化具有超前性,是中国乃至世界气候变化的敏感区和启动区^[1,16,17]。除文献^[16]外,其他研究检测出的青藏高原突然增暖均出现在 20 世纪 80 年代^[1,6~8,10]。本文通过对 1961~2006 年(46 年)资料的分析也检测到青藏高原地区年平均表气温 80 年代中期存在变暖突变的信号,同时还检测出 90 年代中期存在快速增暖的突变,并且 80 年代增暖突变的信号比 90 年代中期增暖突变的信号弱,单就进入显著快速增暖的时间来看,青藏高原比东北、华北和淮河地区晚,与长江中下游和华南地区接近。

为了说明气温突变与年代际变化的关系,我们将各区域的年和各季节地表气温序列进行傅里叶分解^[15],滤除年际分量,仅保留 11 年以上(波数 ≤ 4)的年代际分量部分,由于滤波的边缘效应,滤波后序列的最前和最后几年可能受到一定的影响。为便于比较,将序列进行标准化(图 7)。年平均地表气温(图 7a),20 世纪 80 年代中期以来,各地区先后进入偏暖期,青藏高原地区虽然在 80 年代中后期有短时的增暖信号,但之后温度降低,真正持续快速的增暖比其他地区都晚一些,约在 1996 年左右才开始;进入快速增暖期的时间东北地区最早(1987~1988 年),其次是华北和西北,然后是淮河、长江中下游、华南和青藏高原。冬季(图 7b),各区域也于 20 世纪 80 年代中后期开始先后进入快速增暖期,青藏高原虽然在 80 年代中期开始有温度上升,但幅度相对较小,并很快又转向降温,直到 90 年代中后期(1997~1998 年)进入快速的明显增暖期;1986 年~1988 年,西北、东北、华北、淮河、长江中下游和华南相继进入快速持续增暖期。春季(图 7c),东北地区最先于 1987~1988 年进入持续偏暖期,90 年代中前期偏暖幅度稳中稍降,1995 年开始再度持续升温;之后,华北地区(1990 年)开始进入持续偏暖期,快速的增温开始

于 1995 年之后;然后是西北地区,1993 年开始进入持续偏暖期;继而,青藏高原于 1994 年进入持续快速的增暖期,与北方三个地区相比,是增温相对较慢的地区;淮河和长江中下游地区于 1994~1995 年几乎同时进入快速增暖期;华南地区进入快速增暖期的时间比其他几个地区都晚(1995 年之后)。夏季(图 7d),华南地区最先于 1987~1988 年左右经历了一个短时的偏暖期,之后温度又有所下降,并达到多年平均值以下,1998 年之后才进入快速增暖期;东北、华北、青藏高原、淮河、西北从 90 年代初开始先后进入增暖期,长江中下游地区则与华南地区几乎同时于 1998 年左右进入快速增暖期。秋季,西北、华南、青藏高原先后于 20 世纪 70 年代中期、80 年代初和 80 年代中后期表现出短时的偏暖,之后分别进入偏冷期,东北地区首先于 1987~1988 年左右进入快速增暖期,之后经历了一次降温的振荡,90 年代后期温度再度快速升高,但这一过程中始终处于偏暖期内(温度正距平),华北和西北地区几乎同时于 1990 年左右进入持续偏暖期;之后,淮河与华南、长江中下游与青藏高原于 1993~1994 年先后进入快速增暖期。总的来看,青藏高原地区虽然个别季节(冬季)80 年代中后期表现出了早于其他大部分地区的短期增暖信号,但年和各季节地表气温进入快速显著变暖时期的时间是在 90 年代中期之后,比其他地区稍晚;从各区域比较来看,长江以北地区进入快速变暖时期的时间普遍早于长江以南地区,也早于青藏高原地区。

据检测,20 世纪 80 年代北半球发生变暖的突变^[16],这也是中国地区气温突变的重要时期。研究发现,中国地区气温的突变与大气环流的年代际突变有着一定的联系。过去近百年中,西伯利亚高压和阿留申低压中心强度、西伯利亚高压 1030 hPa 等压线南伸纬度和两个大气活动中心之间的气压梯度于 20 年代和 80 年代发生两次突变,其中 80 年代的突变更为显著^[18]。Ding 等^[19]最近的研究也发现,蒙古高原和中西伯利亚地区 500 hPa 位势高度场以及欧亚地区的准定常行星波的位置与强度在 80 年代中期发生了一次年代际突变。根据 Qian 等^[18]的分析,百年的大气活动中心变化与中国百年的气温有着显著的年代际相关,并且大气活动中心在 80 年代的显著突变与中国乃至全球气温的突

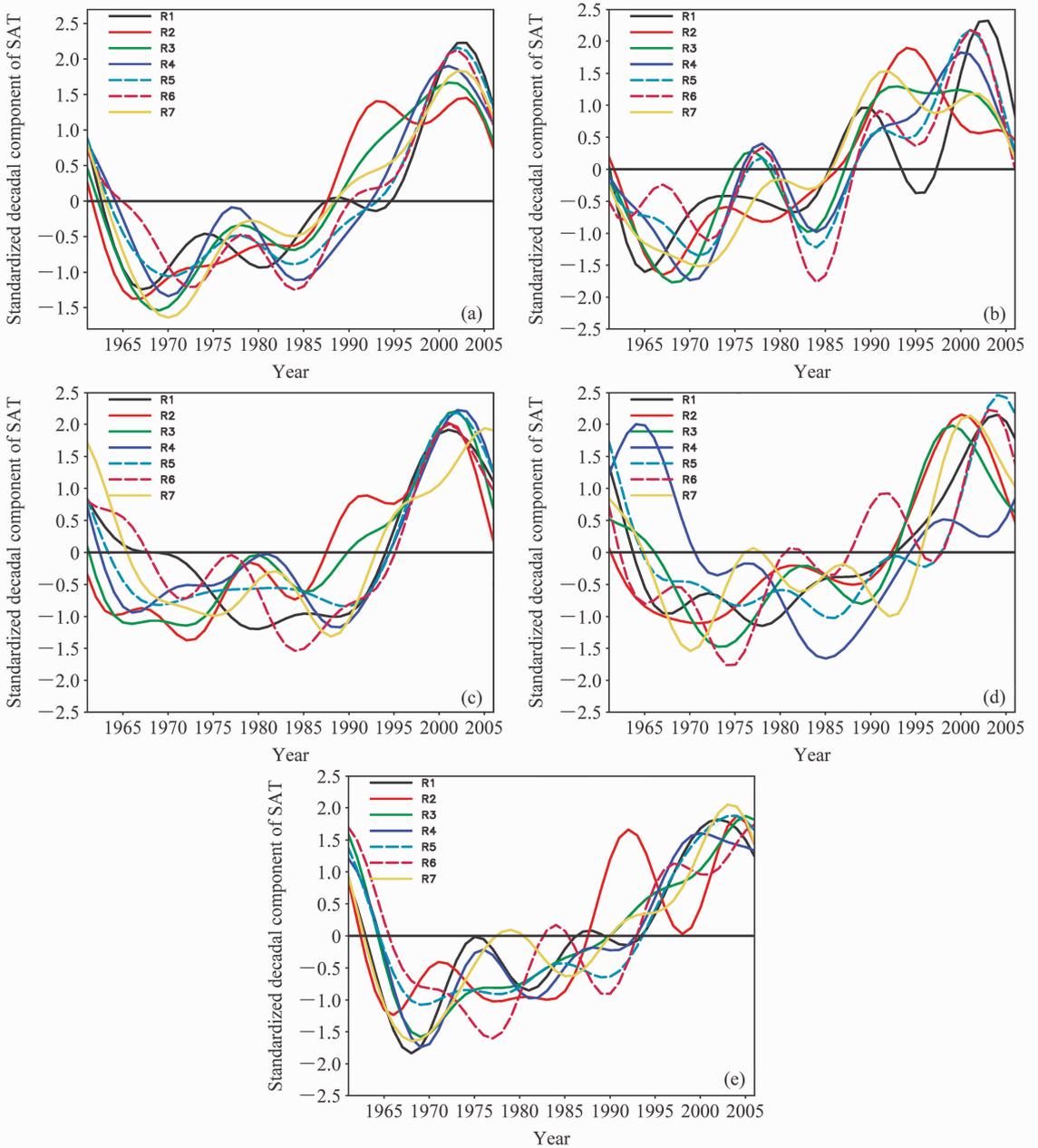


图 7 1961~2006 年中国 7 个区域平均地表气温年代际分量的标准化序列：(a) 年平均；(b) 冬季；(c) 春季；(d) 夏季；(e) 秋季。

Fig. 7 Standardized decadal components of mean surface air temperature (SAT) from 1961 to 2006; (a) Annual; (b) DJF; (c) MAM; (d) JJA; (e) SON

变也是一致的。值得关注的是，青藏高原地区于 80 年代中期出现变暖信号，之后降温，直到 90 年代中期左右才开始进入显著快速增暖期。应当如何看待这一现象？根据目前的研究成果，我们尝试从两个方面进行定性的推测，首先从反照率角度考虑，研究发现^[20] 20 世纪 80 年代以来青藏高原地区积雪呈增加趋势，积雪的增加导致地表反照率增加，地

面吸收太阳辐射减少，降低了地表的增温；其次从冰川融化方面考虑，近 40 年来，青藏高原地区的冰川总体上以退缩为主^[21]，冰川融化过程吸收大量的热量，在一定程度上减缓了青藏高原的增暖，20 世纪 80 年代以来青藏高原热源的减弱可能是一个证据^[20]。关于此问题，还需要进一步研究，以给出合理的解释。

对地表气温的分析发现,其突变的时间在中国东部陆地地区存在一定的经向差异,文献[22]也检测到类似的结果,并从纬度位置和地形的角度给出初步的定性解释,指出纬度位置是制约区域温度变化敏感性的主导性因素。是否还有其他的影响因素?我们从物理机制方面做了一个简单的推论:随着全球变暖,北方纬度较高的地区,地表季节性冰雪融化提前,冰雪融化使得地表反照率减少,地表吸收太阳辐射增加,使得温度更高,进而导致地表积雪的进一步融化,这一“积雪-反照率”正反馈过程使得变暖幅度增大,并且变暖突变的时间可能提前;而对于没有季节性冰雪或者季节性冰雪相对较少的较低纬度地区而言,变暖的幅度则相对较小,突变时间较晚,这一点在春季东北地区和华北地区的差异上表现得更为明显。本文中各区域之间升温趋势大小的对比在一定程度上也是对此推论的一种支持,但问题的最终解答,有待进一步深入的研究。

参考文献 (References)

- [1] 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** (4): 633~636
Feng Song, Tang Maocang, Wang Dongmei. New evidences for that the Qinghai-Tibet Plateau was the source region of climatic variation. *Chinese Science Bulletin* (in Chinese), 1998, **43** (4): 633~636
- [2] 林振耀, 赵昕奕. 青藏高原气温降水变化的空间特征. 中国科学 (D辑), 1996, **26** (4): 354~358
Lin Zhenyao, Zhao Xinyi. Spatial characteristics of changes in temperature and precipitation of the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau. *Science in China (Series D)* (in Chinese), 1996, **26** (4): 354~358
- [3] 唐红玉, 李锡福. 青海高原近 40 年来最高和最低气温变化趋势的初步分析. 高原气象, 1999, **18** (2): 230~235
Tang Hongyu, Li Xifu. Preliminary analysis on maximum and minimum temperature change in Qinghai Plateau during recent 40 years. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 1999, **18** (2): 230~235
- [4] 马晓波. 中国西北地区最高、最低气温的非对称变化. 气象学报, 1999, **57** (5): 613~620
Ma Xiaobo. The asymmetric change of maximum and minimum temperature in the Northwest China. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 1999, **57** (5): 613~620
- [5] 杜军. 西藏高原近 40 年的气温变化. 地理学报, 2001, **56** (6): 682~690
Du Jun. Change of temperature in Tibetan Plateau from 1961 to 2000. *Acta Geographica Sinica* (in Chinese), 2001, **56** (6): 682~690
- [6] 马晓波, 李栋梁. 青藏高原近代气温变化趋势及突变分析. 高原气象, 2003, **22** (5): 507~512
Ma Xiaobo, Li Dongliang. Analyses on air temperature and its abrupt change over Qinghai-Xizang Plateau in modern age. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 2003, **22** (5): 507~512
- [7] 李林, 朱西德, 秦宁生, 等. 青藏高原气温变化及其异常类型的研究. 高原气象, 2003, **22** (5): 524~530
Li Lin, Zhu Xide, Qin Ningsheng, et al. Study on temperature variations and its anomaly patterns over Qinghai-Xizang Plateau. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 2003, **22** (5): 524~530
- [8] 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
Cai Ying, Li Dongliang, Tang Maocang, et al. Decadal temperature changes over Qinghai-Xizang Plateau in recent 50 years. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 2003, **22** (5): 464~470
- [9] 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
Wei Zhigang, Huang Ronghui, Dong Wenjie. Interannual and interdecadal variations of air temperature and precipitation over the Tibetan Plateau. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2003, **27** (2): 157~170
- [10] 牛涛, 刘洪利, 宋燕, 等. 青藏高原气候由暖干到暖湿时期的年代际变化特征研究. 应用气象学报, 2005, **16** (6): 763~771
Niu Tao, Liu Hongli, Song Yan, et al. Study on decade change of climate shift from warm-dry period to warm-wet period over Tibetan Plateau. *Journal of Applied Meteorological Science* (in Chinese), 2005, **16** (6): 763~771
- [11] 王建兵, 汪治桂. 青藏高原东北部边坡地带气温变化特征研究. 干旱地区农业研究, 2007, **25** (1): 176~180
Wang Jianbing, Wang Zhigui. Variation characteristics of temperature in northeastern border region of Qinghai-Xizang Plateau. *Agricultural Research in the Arid Areas* (in Chinese), 2007, **25** (1): 176~180
- [12] 朱西德, 李林, 秦宁生, 等. 青藏高原年降水量分区及变化特征. 青海环境, 2004, **14** (1): 1-4, 29
Zhu Xide, Li Lin, Qin Ningsheng, et al. Regionalization and characteristics of precipitation variation over the Qinghai-Xizang Plateau. *Journal of Qinghai Environment* (in Chinese), 2004, **14** (1): 1-4, 29
- [13] 马晓波, 胡泽勇. 青藏高原 40 年来降水变化趋势及突变的分析. 中国沙漠, 2005, **25** (1): 137~139
Ma Xiaobo, Hu Zeyong. Precipitation variation characteristics and abrupt change over Qinghai-Xizang Plateau in recent 40 years. *Journal of Desert Research* (in Chinese), 2005, **25** (1): 137~139
- [14] 符淙斌, 王强. 气候突变的定义和检测方法. 大气科学,

- 1992, **16** (4): 482~493
- Fu Congbin, Wang Qiang. The definition and detection of the abrupt climatic change. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica)* (in Chinese), 1992, **16** (4): 482~493
- [15] 魏凤英. 现代气候统计诊断与预测技术. 北京: 气象出版社, 1999. 468pp
- Wei Fengying. *Technology of Modern Climate Statistic Diagnosis and Prediction* (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 1999. 468pp
- [16] 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. 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. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 1998, **17** (3): 250~257
- [17] 刘晓东. 青藏高原隆升对亚洲季风形成和全球气候与环境变化的影响. 高原气象, 1999, **18** (3): 321~331
- Liu Xiaodong. Influences of Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau uplift on the atmospheric circulation, global climate and environment changes. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 1999, **18** (3): 321~331
- [18] Qian Weihong, Zhang Henian, Zhu Yafen. Interannual and interdecadal variability of East Asian Acas and their impact on temperature of China in winter season for the last century. *Advances in Atmospheric Science*, 2001, **18** (4): 511~523
- [19] Ding Ruiqiang, Li Jianping, Wang Shigong, et al. Decadal change of the spring dust storm in Northwest China and the associated atmospheric circulation. *Geophys. Res. Lett.*, 2005, **32**, L02808, doi:10.1029/2004GL021561
- [20] Ding Yihui, Sun Ying, Wang Zunya, et al. Inter-decadal variation of the summer precipitation in China and its association with decreasing Asian summer monsoon. Part II: Possible causes. *International Journal of Climatology*, in press
- [21] 鲁安新, 姚檀栋, 王丽红, 等. 青藏高原典型冰川和湖泊变化遥感研究. 冰川冻土, 2005, **27** (6): 783~792
- Lu Anxin, Yao Tandong, Wang Lihong, et al. Study on the fluctuations of typical glaciers and lakes in the Tibetan Plateau using remote sensing. *Journal of Glaciology and Geocryology* (in Chinese), 2005, **27** (6): 783~792
- [22] 卢爱刚, 何元庆, 张忠林, 等. 中国大陆对全球变暖响应的区域敏感性分析. 冰川冻土, 2005, **27** (6): 827~832
- Lu Aigang, He Yuanqing, Zhang Zhonglin, et al. Regional sensitivities of the response to the global warming across China in the 20th century. *Journal of Glaciology and Geocryology* (in Chinese), 2005, **27** (6): 827~832