

冉津江, 季明霞, 黄建平, 等. 中国干旱半干旱地区的冷季快速增温[J]. 高原气象, 2014, 33(4): 947—956, doi: 10.7522/j.issn.1000-0534.2013.00065.

中国干旱半干旱地区的冷季快速增温

冉津江¹⁻², 季明霞¹, 黄建平¹, 管晓丹¹,
齐玉磊¹, 何永利¹

(1. 兰州大学 大气科学学院, 半干旱气候变化教育部重点实验室, 兰州 730000;

2. 四川省气象培训中心, 成都 610072)

摘要: 利用中国 713 个观测站均一化的月平均温度资料, 详细分析了近 55 年中国温度变化的季节性及区域特征, 并进一步分析了中国干旱半干旱区冷季增温前后的大气环流特征。年际变化结果表明, 中国的增温现象主要是从 20 世纪 80 年代中期开始, 90 年代快速增长, 21 世纪初增温变缓, 其中干旱半干旱区的年均增温速率是湿润半湿润区的 1.7 倍。季节性特征为冷季增温速率是暖季的 1.9 倍, 干旱半干旱区的冷季增温速率较大, 都超过了 $0.3^{\circ}\text{C} \cdot (10\text{a})^{-1}$, 其中青藏高原、内蒙古中部、东北和华北增温尤其显著, 湿润半湿润区的冷季增温相对较慢, 其中中西部地区比东部沿海增温较慢。干旱半干旱区的冷季温度在 1986 年左右发生显著暖突变, 突变前后的大气环流对比分析表明, 极涡强度减弱、东亚大槽和欧洲浅槽变浅、极地冷高压和西伯利亚高压偏弱、气旋性异常环流和东部地区的异常东南气流都有利于干旱半干旱区冷季的快速增温。

关键词: 干旱半干旱区; 冷季增温; 突变分析; 大气环流

文章编号: 1000-0534(2014)04-0947-10 **中图分类号:** P423.3 **文献标志码:** A

doi: 10.7522/j.issn.1000-0534.2013.00065

1 引言

20 世纪末的全球变暖是全球气候变化的重要表现形式, IPCC 第四次评估报告指出^[1], 近 100 年全球平均温度升高了 0.74°C , 且存在明显的季节差异和区域特征, 其中冬季增温最为明显, 并且主要集中在北半球的中高纬度大陆地区^[2]。中国温度变化趋势与全球变化总体一致, 唐国利等^[3]指出, 近 100 年中国年平均气温上升了 $0.78 \pm 0.27^{\circ}\text{C}$, 比同期全球平均的增温幅度略高, 中国气候变化形势更加严峻^[4-6]。

中国幅员辽阔, 地形地貌多样, 不同的地形条件决定了不同的气候特征, 因此中国的气候变化也表现出了明显的季节及区域性特征。陈隆勋等^[7]指出, 中国 20 世纪 80 年代开始的变暖以冬季最为突出^[8-9], 并且不同区域变暖程度有所不同。由于

气候变化的这种区域差异, 张英娟等^[10]将中国分为东部季风气候区、西北干旱半干旱区和西南青藏高原区, 也有学者们将中国作为一个整体来研究^[11], 或者对个别省份和城市进行专门研究^[12-13]。

干旱半干旱区作为全球陆地的特殊组成部分, 生态环境极其脆弱, 对全球变暖的响应十分敏感, 是气候变化研究领域不可忽视的重要组成部分^[14-16]。Huang et al^[17]研究表明, 对全球而言, 干旱半干旱区的增温比其他区域更显著, 并且主要表现在冷季。中国干旱半干旱区约占国土总面积的 40%, 该地区不仅气候较干、日照较强, 且地表的热容量也较小, 比其他地区受太阳辐射的加热作用要强得多^[18]。城市化快速发展带来的热岛效应和环境破坏, 增加了土地退化、干旱、沙尘暴等自然灾害和各种极端天气发生的风险^[19], 由于自然环

收稿日期: 2013-01-28; 定稿日期: 2013-04-12

资助项目: 国家重大科学研究计划项目(2012CB955301); 国家自然科学基金项目(41175134, 41305060); 兰州大学中央高校基本科研业务费专项资金(lzujbky-2013-109, lzujbky-2013-107, lzujbky-2013-ct05)

作者简介: 冉津江(1988—), 女, 四川绵阳人, 硕士研究生, 主要从事半干旱气候研究。E-mail: ranjj11@lzu.edu.cn

通讯作者: 季明霞。E-mail: jimx@lzu.edu.cn

境和人类活动的共同影响,干旱半干旱区的生态系统正面临严峻考验^[20]。研究中国干旱半干旱区的气候变化意义重大,不仅为进一步探索干旱半干旱区气候变化的机制奠定了基础,还对科学认识干旱半干旱区的环境变化、气候演变以及有效控制荒漠化等提供了理论指导。因此,本文使用站点较全、时间较长的均一化温度资料,利用30年平均的降水量来划分气候区域,对不同区域的温度变化进行对比分析,还进一步分析中国干旱半干旱区的冷季增温现象,并从大气环流的角度分析其快速增温的可能原因。

2 资料选取和方法介绍

2.1 资料选取

本文使用中国气象局国家信息中心提供的《中国地面气候资料月值数据集》,该数据集为1951—2011年中国917个基本、基准地面气象观测站及自动站的气候资料的月值数据集。所用地面月平均气温数据和月降水资料,虽经过较严格的质量控制,但由台站变迁、仪器变化和观测方式改变等造成的气候资料非均一性还没得到订正。为了尽可能保留较多的台站资料,并为进一步均一化处理做准备,本文从917个站点中挑选出质量较好的713个站点进行分析处理,剔除的站点数占总台站数的22%。

选取的713个站点覆盖了中国大陆的绝大部分地区,西部地区特别是青藏高原站点相对以往研究比较密集(约112个站)。在本文选取的资料中,20世纪50年代初期站点数量较少,仅有350个站左右,而且空间分布不均匀;50年代中期观测站点迅速增加,尤其是西部的站点逐渐增加,所以选取时段为1956年1月—2011年12月。经过上述质量控制的资料集时间序列较长、台站覆盖率高,具有较好的代表性和可靠性。

本文还利用1948—2011年NCEP/NCAR月平均再分析资料,包括位势高度、纬向风分量、经向风分量和海平面气压,水平分辨率为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$,垂直分辨率为17层。本文所用气候态是WMO推荐的1961—1990年气候平均值,包括降水、温度和大气环流场的距平场都是相对于1961—1990年的30年平均值得到的,下面不再重复说明。在季节变化的分析中,本文依据Huang et al^[17]的划分方法,将一年分为冷季和暖季,其中暖季为5—9月,冷季为11月—次年3月。

2.2 分析方法

(1) MASH方法均一化处理。本文利用匈牙利气象局Szentimrey教授提供的the Multiple Analysis of Series for Homogenization(MASH v3.03)^[21]软件包对713个站点的月平均温度做均一化处理,然后对均一化序列做进一步分析研究。MASH方法是国际上普遍认同、具有严格统计学基础的均一化方法^[22],基本思路是:对同一气候区多站序列逐步两两比较,从中判断并校正每个站所包含的非均一性断点,结果可认为是该区域尺度上的一个均一化数据集。本文使用的温度序列除特别说明之外,都为均一化的温度序列。

(2) 线性趋势分析。对近55年713个站点的均一化温度序列,求其线性增长趋势(增温速率)。利用最小二乘法求其增温速率,即:

$$b = \hat{b} \pm q\hat{\sigma}_b, \quad (1)$$

其中: $\hat{b}$ 为一般最小二乘法计算的增温速率; q 为给定 $\alpha=0.05$ 显著性水平的 t 分布值; $\hat{\sigma}_b$ 为残差的标准差^[23]。并通过自相关模型减少了自由度 N_r ,即:

$$N_r = N \frac{1-\rho}{1+\rho}, \quad (2)$$

其中: N 为原来序列的自由度; ρ 由残差估计得到的。式(1)中 b 值的大小反映了气温上升或下降的速率,在求得线性趋势后,需对其进行显著性检验^[24],检验时间序列与温度序列的相关系数 r ,若 r 通过显著性水平检验,则认为该趋势有统计意义,否则认为没有统计意义。

3 结果分析

3.1 原始温度和均一化温度序列的对比

对于长期气候变化的分析,不同的资料处理得到的结果存在较大差异。在温度变化的分析中,均一化的长时间资料是研究的基础,有利于真实可靠的评价温度的长期变化趋势^[25]。然而中国台站观测的长时间温度序列,自建国以来不可避免的存在各种非气候因素造成的不连续点^[26]。

本文利用MASH软件包对近55年713个站点的温度资料做了均一化处理,为了检验资料处理的效果,用713个站点的原始温度和均一化温度序列的51年(1960—2010年)年平均温度做一个简单的对比(图1)。从图1中可看出,对于全国区域平均而言,年平均温度的均一化处理对资料的改进效果

较好。近 50 年原始温度和均一化温度的变化过程大致相同，在 1985 年之后全国年平均温度呈整体波动增长，直到近 2、3 年温度增长的趋势变缓。原始温度和均一化温度在变化趋势大小和平均温度的数值上都有一定的差异，从图 1 中还可看出，由于台站变迁、仪器变化、观测方式改变等造成的全国平均温度整体上有 0.4℃左右的误差，这在均一化处理中得到了逐步订正。从线性趋势上可看出，原始温度序列的增温速率为 $0.23^{\circ}\text{C} \cdot (10\text{a})^{-1}$ ，与时间的相关系数为 0.72，均一化温度序列的增温速率为 $0.26^{\circ}\text{C} \cdot (10\text{a})^{-1}$ ，与时间的相关系数为 0.74，两个相关系数均大于临界值 $r_{0.01}(0.35)$ ，即原始温度和均一化温度随时间有显著增暖的趋势，并通过了 0.01 的显著性水平检验。

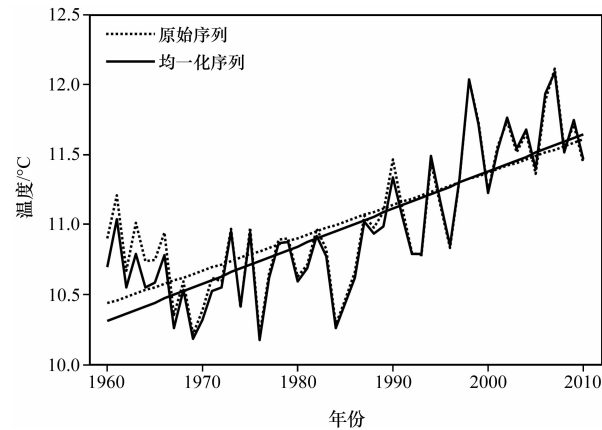


图 1 1960—2010 年中国均一化和原始年平均温度序列对比
Fig. 1 The comparison of homogenization and original temperature in China in 1960—2010

原始序列的增温速率为 $0.23^{\circ}\text{C} \cdot (10\text{a})^{-1}$ ，与唐国利等^[27]处理得到的 1951—2009 年温度序列的增温速率 $0.23^{\circ}\text{C} \cdot (10\text{a})^{-1}$ 相一致，该序列中也存在一定的非均一性；均一化序列的增温速率为 $0.26^{\circ}\text{C} \cdot (10\text{a})^{-1}$ ，与 Li et al^[28]应用 MASH 方法对中国 549 个站 1960—2008 年逐日温度序列订正得到的中国区域平均增暖速率约为 $0.26^{\circ}\text{C} \cdot (10\text{a})^{-1}$ 的结果相一致。这说明本文用 MASH 方法对 713 个站点的月平均温度处理得到的数据是比较可靠的，在很大程度上去掉了非均一性，具有较好的代表性和研究价值。

3.2 不同区域温度的变化特征

按气候态的降水量把中国分为 20 个等级，以 100 mm 为间隔，对同等级内的降水和温度资料取区域平均，计算其平均降水量和增温速率。图 2 是

1956—2010 年中国降水量不同等级区域的年平均增温速率和增温速率与降水量的线性关系。从图 2 实线可看出，中国增温速率的高值区都集中在降水量为 0~600 mm 的地区；在降水量 <300 mm 的区域，增温速率逐渐增大，在降水量为 300 mm 左右的地区增温速率达到最大值，是全国增温最快的地区，当降水量 >300 mm 的区域，增温速率逐渐减小，在降水量 >1000 mm 的湿润区增温速率变化不大。根据张强等^[29-30]的研究结果可知，干旱半干旱区干燥少雨，水分通过蒸发和相变对温度的调控能力有限，所以干旱半干旱区比湿润半湿润区整体增温较快^[31]，如图 2 虚线所示。但是在降水较少的干旱半干旱区，水分的微小变化可能会引起气候状态和生态系统的剧烈变化^[32]。已有研究表明干旱区降水呈增加趋势^[33]，潜热增多、感热减少，减缓了干旱区的增温；而半干旱区则与干旱区相反，降水呈减少趋势，潜热减少、感热增加，加速了半干旱区的增温，所以在 300 mm 左右出现了增温的峰值。但是在降水量 >1000 mm 的湿润区，水分充足，对温度的调控能力差异不大，因此增温速率变化不大。

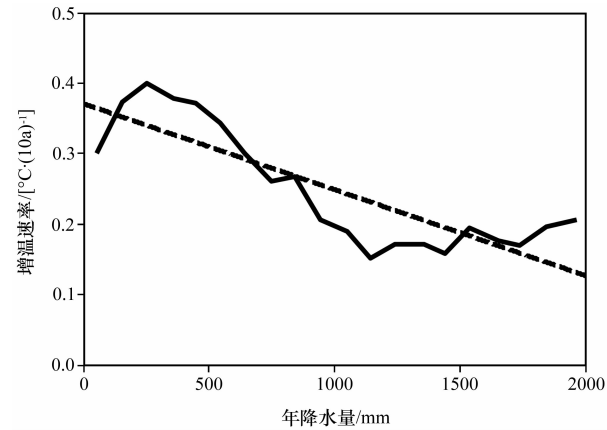


图 2 中国降水量不同等级区域的气温变化趋势
Fig. 2 The trend of regional temperature at different precipitation level in China

本文研究了增温速率的区域差异，图 2 显示出这种区域差异与降水量的多少有着密切联系。针对不同的研究对象和领域，一般使用不同的研究方法来确定气候区域，例如降水量、干旱指数、湿润指数等，但各种方法确定的范围大致相同。针对本文的研究目的，采用气候态的降水量来划分气候区域。用 1961—1990 年共 30 年平均降水量来划分气候区域，将降水量 <200 mm 的地区划分为干旱区，年降水量在 200~600 mm 之间的地区划分为半干

旱区,这与钱正安等^[34]定义的干旱半干旱区范围一致。用降水量来划分气候区域在中国范围内较为实用,能比较客观的表征中国长期的气候分布状态^[35]。

图3给出了中国干旱半干旱区、湿润半湿润区和全国区域的年平均温度距平变化。从图3中可看出,干旱半干旱区、湿润半湿润区和全国区域年均温度的年际变化大致相同,只是温度变化的幅度有所差别,其中干旱半干旱区的变化幅度最大。三个区域的明显增温都是从20世纪80年代中期开始,90年代快速增长,到21世纪初温度变化幅度较小。干旱半干旱区、湿润半湿润区和全国区域,近55年最高温度都出现在2002年,增温速率分别为 0.35 ± 0.094 , 0.21 ± 0.086 和 $0.27 \pm 0.088^{\circ}\text{C} \cdot (10\text{a})^{-1}$,相关系数分别为0.79, 0.65和0.74,均通过了0.001显著性水平检验。从线性变化趋势来看,中国干旱半干旱区的增温速率是湿润半湿润地区的1.7倍左右。年际的温度变化表现出了明显的

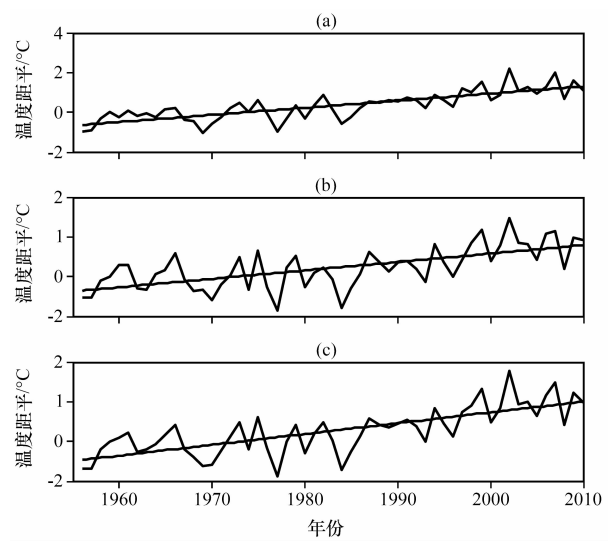


图3 1956—2010年中国不同区域的年平均温度距平变化
(a) 干旱半干旱区, (b) 湿润半湿润区, (c) 全国区域

Fig. 3 The variation of annual temperature anomaly in different regions of China in 1956—2010. (a) Arid and semi-arid, (b) humid and semi-humid, (c) whole China

区域差异,干旱半干旱区的增温比湿润半湿润地区偏高 0.8°C ,近55年增温现象在干旱半干旱区表现尤为突出。

3.3 不同季节温度的变化特征

表1给出了近55年中国不同季节各区域的线性增温速度,所有的增温速率均通过了0.001显著性水平检验。由表1可知,全国的年平均、冷季和暖季增温速率分别为 0.27 ± 0.088 , 0.34 ± 0.151 和 $0.18 \pm 0.068^{\circ}\text{C} \cdot (10\text{a})^{-1}$,冷季的增温速率是暖季的1.9倍左右。全国冷季平均增温 1.9°C ,年平均增温 1.5°C ,暖季增温 1.0°C ,冷季增温明显大于暖季。各个区域的冷暖季节增温差异都很明显,冷季增温速率均明显大于暖季,其中半湿润区的冷暖季节增温差异最大,冷季增温速率是暖季的2.4倍,干旱区的冷暖季节增温差异最小,仅为1.5倍左右。无论是干旱区、半干旱区、半湿润区、湿润区还是全国,始终是冷季的增温速率最大,年平均其次,暖季最小,即冷季的增温速率显著大于暖季是普遍存在的。不同区域的增温速率也存在差异,其大小关系为半干旱区增温速率最大,干旱区次之,半湿润区较小,湿润区最小,即中国干旱半干旱区的冷季增温速率最大。

表2给出了全国、干旱半干旱区和湿润半湿润区不同季节各年代的平均距平值。从表2中各年代的温度距平来看,冷季的温度距平始终比暖季大。全国冷季温度在20世纪80—90年代增长最快,为 0.52°C ;暖季温度在20世纪90年代到21世纪初增温最快,为 0.40°C ;年平均温度在20世纪80—90年代和90年代到21世纪初温度变化幅度差不多。年平均温度和冷季温度50年来在年代际尺度上都是升高的,而暖季在20世纪60—70年代出现过 -0.15°C 降温。干旱半干旱区的冷季温度在80—90年代和90年代到21世纪初都增长较快,为 0.53°C ;年平均温度20世纪90年代到21世纪初增长最快,为 0.51°C ;暖季温度在20世纪90年代到21世纪初增温最快,为 0.46°C ;年平均温度和

表1 中国不同区域年平均、冷季及暖季的增温速率					
Table 1 The warming trend of annual, cold season and warm-season in different regions of China					
增温速率 / $[^{\circ}\text{C} \cdot (10\text{a})^{-1}]$	干旱区	半干旱区	半湿润区	湿润区	全国
年平均	0.33 ± 0.111	0.37 ± 0.096	0.27 ± 0.086	0.17 ± 0.091	0.27 ± 0.088
冷季	0.38 ± 0.199	0.45 ± 0.178	0.36 ± 0.149	0.22 ± 0.162	0.34 ± 0.151
暖季	0.25 ± 0.115	0.26 ± 0.083	0.15 ± 0.074	0.11 ± 0.054	0.18 ± 0.068

表 2 中国不同区域各年代的温度距平变化
Table 2 The temperature anomaly in different regions of China in different decades

区域	时段	20 世纪				21 世 纪初
		60 年代	70 年代	80 年代	90 年代	
全国 平均	年平均	-0.15	-0.01	0.16	0.59	1.05
	冷季	-0.37	0.11	0.26	0.78	1.24
	暖季	0.05	-0.10	0.05	0.37	0.77
干旱半 干旱区	年平均	-0.26	-0.03	0.28	0.77	1.28
	冷季	-0.50	0.04	0.45	0.98	1.51
	暖季	-0.03	-0.06	0.09	0.54	1.00
湿润半 湿润区	年平均	-0.08	0.01	-0.07	0.46	0.88
	冷季	-0.28	0.16	0.12	0.64	1.05
	暖季	0.12	-0.13	0.01	0.24	0.60

冷季温度 50 年来在年代际尺度上都是升高的，暖季在 20 世纪 60—70 年代出现了 -0.07°C 的降温。湿润半湿润区的冷季温度在 80—90 年代增长最快，为 0.52°C ；年平均温度在 80—90 年代增温最快，为 0.53°C ；暖季温度在 20 世纪 90 年代到 21 世纪初增温最快，为 0.36°C ；冷季温度 50 年来在年代际尺度上都是升高的，而年平均温度在 20 世纪 70—80 年代出现 -0.17°C 的降温，暖季在 60—70 年代出现 -0.25°C 的降温。

全国、干旱半干旱区和湿润半湿润区的冷季温度都是一直在上升的，其中干旱半干旱区在 20 世纪 80—90 年代和 20 世纪 90 年代到 21 世纪初都增长较快，而全国和湿润半湿润区在 20 世纪 80—90 年代增温最快；全国、干旱半干旱区和湿润半湿润区的暖季温度都在 60—70 年代出现小的下降。中国冷季的温度变化比暖季的变化幅度较大，并且干旱半干旱区的冷季温度升高最为突出，近 20 年都在快速升温。

为了深入了解中国不同季节的温度变化特征，下面对比分析近 55 年暖季、冷季和年平均的增温速率。图 4 是 1956—2010 年中国暖季、冷季和年平均温度的线性趋势分布，图中的黑色实线是干旱半干旱区与湿润半湿润区的分界线，该线以北为本文的研究区域（干旱半干旱区）。从图 4a 中可看出，中国暖季增温速率为 $0.2^{\circ}\text{C} \cdot (10\text{a})^{-1}$ 的分界线，正好和干旱半干旱区与湿润半湿润区的分界线相吻合，即中国干旱半干旱区的暖季增温速率都在 $0.2^{\circ}\text{C} \cdot (10\text{a})^{-1}$ 以上，并在山西中部、青海西部和新疆东部等地出现增温速率的高值中心，增温速率

在 $0.5^{\circ}\text{C} \cdot (10\text{a})^{-1}$ 以上，内蒙古北部和东北地区增温也较快。而南方的湿润半湿润地区增温速率都在 $0.2^{\circ}\text{C} \cdot (10\text{a})^{-1}$ 以下，增温较缓慢。从图 4b 中可看出，中国冷季的增温趋势也表现出明显的区域差异。中国干旱半干旱区的冷季增温速率基本都在 $0.3^{\circ}\text{C} \cdot (10\text{a})^{-1}$ 以上，其中在青藏高原、内蒙古中部、东北和华北等地区都出现了大片高值中心，增温速率在 $0.5^{\circ}\text{C} \cdot (10\text{a})^{-1}$ 。中国湿润半湿润地区的冷季增温有东西差异，东部沿海地区增温较快，而中西部地区增温较慢。从图 4c 中可看出，中国年平均的增温趋势分布形势大致与冷季一样，都是干旱半干旱区明显比湿润半湿润区增温较快，并在青海西部、新疆北部、内蒙古中部、东北北部和陕

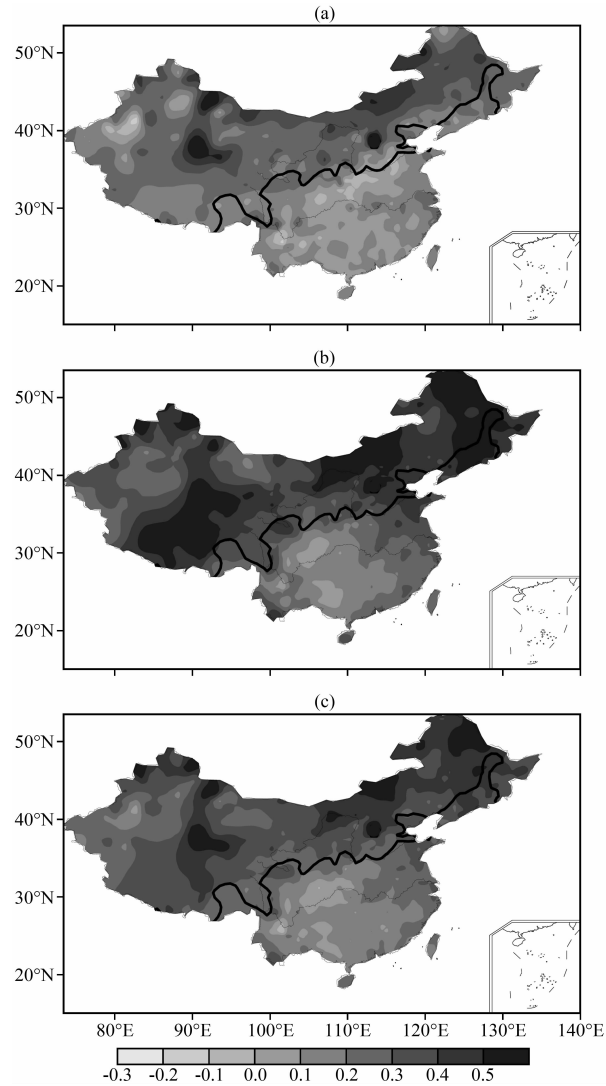


图 4 近 55 年中国各季节温度趋势分布(单位: $^{\circ}\text{C} \cdot (10\text{a})^{-1}$)
(a)暖季, (b)冷季, (c)年平均
Fig. 4 The distribution of temperature trend over China in different seasons of recent 55 years. Unit: $^{\circ}\text{C} \cdot (10\text{a})^{-1}$.
(a) warm-season, (b) cold-season, (c) annual average

西中部等地区出现了局地的高值中心，增温速率在 $0.5^{\circ}\text{C} \cdot (10\text{a})^{-1}$ 以上。而湿润半湿润区也是东部沿海比中西部地区增温明显。

从图 4a、b 中可看出，中国干旱半干旱区的冷季温度增长速率全部比暖季大，其中东北、内蒙古中部和青藏高原在冷季出现了大片的高值中心，而暖季却没有；青海西部和山西中部的高值区域比暖季有所扩大；新疆东北部的高值区域与暖季相比变化不大。这说明中国干旱半干旱区的增温现象冷季比暖季突出，并且在东北、内蒙古中部和青藏高原等地主要是冷季增温显著，青海西部、山西中部和新疆东北部冷季比暖季增温明显。湿润半湿润区整体上也是冷季增温比暖季快，东部沿海地区的冷季增温明显比暖季快，而中西部则冷季和暖季的差异较小。中国干旱半干旱区的冷季温度增长快速，并以东北、内蒙古中部和青藏高原快速增温最显著。

气候突变主要通过考察气候状态统计特征值的变化来定义的^[36]，它是指气候从一种稳定态跳跃式地转换到另一种稳定态的现象，表现为气候在时空上从一个统计特征到另一个统计特征的急剧变化^[37]。中国干旱半干旱区的冷季温度增长快速，本文利用滑动 t 检验方法对其进行气候突变检验。图 5 是 1956—2010 年干旱半干旱区冷季温度的滑动 t 检验统计量曲线，这里时间序列总长度 $n=55$ ，取两子序列长度相等($n_1=n_2$)，子序列长度分别为 7, 10, 12，给定显著性水平 $\alpha=0.01$ ，按 t 分布自

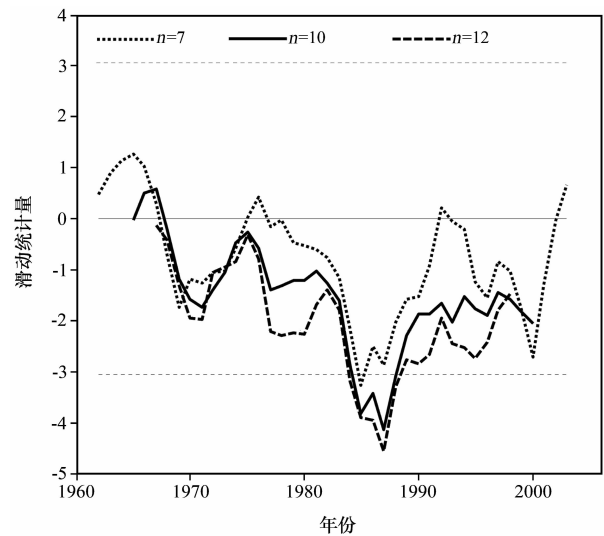


图 5 中国干旱半干旱区冷季温度滑动 t 检验统计量曲线
直线为 $\alpha=0.01$ 显著性水平临界值
Fig. 5 The t -test curve for cold season temperature in arid and semi-arid regions of China. Straight dot line is critical value for the significant level at $\alpha=0.01$

由度 $\nu=n_1+n_2-2$ ，对应不同的子序列长度 $t_{0.01}$ 分别为 3.05, 2.88, 2.82，为了给出更严格的显著性水平，这里统一取 3.05。

从图 5 中可看出，自 1962 年以来，7, 10, 12 年滑动 t 检验统计量的绝对值都在 1985 年通过了 0.01 显著性水平检验，分别为 3.26, 3.82, 3.90。10 年和 12 年滑动 t 检验统计量的绝对值都在 1987 年达到最大值，分别为 4.15 和 4.56，即 1986 年前后两个时段的平均值存在显著性差异，滑动 t 检验统计量都通过了 0.01 显著性水平检验。对中国区域而言，子序列长度取 10 年的滑动 t 检验是可靠的。分析 10 年滑动统计量表明，干旱半干旱区冷季温度序列存在不连续现象，在 1968 年左右开始出现不同程度增温，并在 1985—1988 年暖突变通过了 0.01 显著性水平检验，即中国干旱半干旱区冷季温度是在 1986 年和 1987 年左右发生了显著暖突变。

3.4 突变前后大气环流场的特征

目前关于气候变暖的原因争议较多^[38]，如温室气体的增加、东亚冬季风偏弱、西太平洋副热带高压偏强、厄尔尼诺事件的频繁发生、欧亚积雪减少和火山爆发减少等^[39-40]。本文主要从大气环流的角度分析中国干旱半干旱区冷季快速增温的可能原因，对突变前 25 年(1961—1985 年)和突变后 25 年(1986—2010 年)的 500 hPa 位势高度场、海平面气压场和 850 hPa 风场做了合成分析，分析大气环流的调整对中国干旱半干旱区冷季温度变化的影响。

图 6 是突变前、后冷季平均的 500 hPa 位势高度距平场和高度差值场，其中差值场是突变后减去突变前的差值(下同)。从图 6a 中可看出，突变前 60°N 以南都是负距平，并在东亚地区和欧洲南部分别出现了中心值为 -5 gpm 的负值区域。分析这样的变高场所对应的冷季中高纬槽脊系统发现，冷季的东亚大槽和欧洲浅槽有所加深，经向环流增强有利于冷空气活动的爆发，增强冷空气活动对东亚地区的影响，使该地区温度偏低。从图 6b 中可看出，突变后整个北半球的位势高度相比于气候态而言都是偏高的，其中在内蒙古中西部和欧洲南部地区分别出现了中心值为 20 gpm 和 30 gpm 的正距平区域，在极地地区也是正距平。这样的变高场对应于冷季的极涡强度减弱、东亚大槽和欧洲浅槽偏弱的环流形势，经向环流的减弱不利于冷空气活动的爆发。中国北方干旱半干旱区冷空气活动的减少和

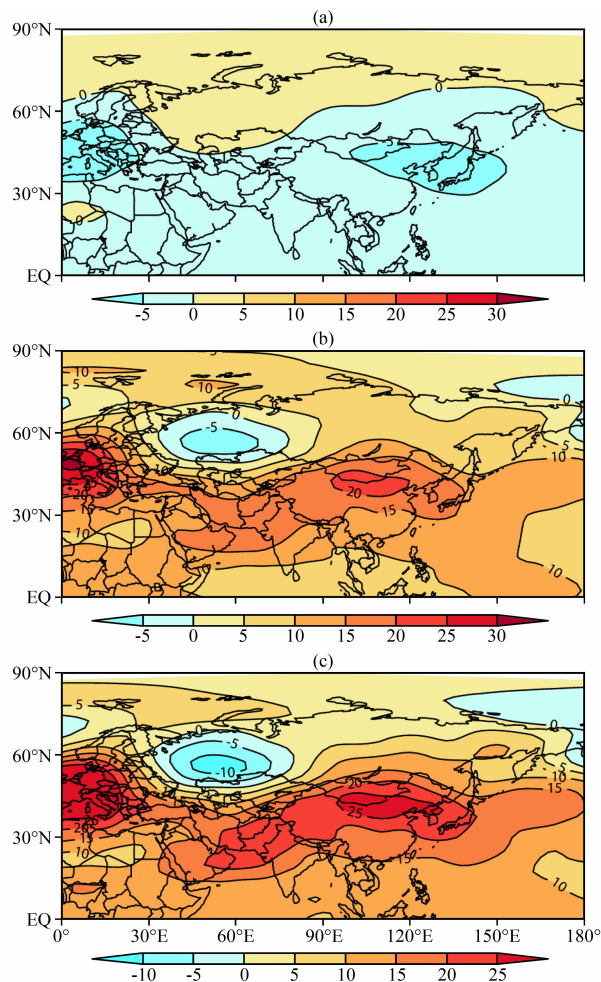


图 6 突变前(a)、后(b)冷季平均 500 hPa 高度距平场及其差值场(c)分布(单位: gpm)
Fig. 6 The anomaly of averaged 500 hPa geopotential height before(a) and after(b) cold season temperature and their difference field(c). Unit: gpm

偏弱会导致该区冷季温度偏高。从图 6c 中可清楚的看出, 突变后中国干旱半干旱区的位势高度比突变前偏高, 出现了中心值为 25 gpm 的正异常区域, 位势高度偏高, 东亚大槽减弱; 突变后极地地区的位势高度也偏高, 极涡较弱, 经向环流减弱, 冷空气活动不易发生, 这样的变高场有利于中国干旱半干旱区冷季温度升高。

图 7 是突变前、后冷季平均海平面气压的距平场和气压差值场。从图 7a 中可看出, 突变前 50°N 以南几乎都是负距平, 而 50°N 以北几乎都是正距平, 但没有出现高低值中心, 这说明极地冷高压和西伯利亚高压都较气候态偏强, 经向环流增强从而促进冷空气活动的爆发, 有利于冷空气活动对东亚地区的影响, 使该地区的冷季温度偏低。从图 7b 中可看出, 突变后在极地地区和贝加尔湖北部出现

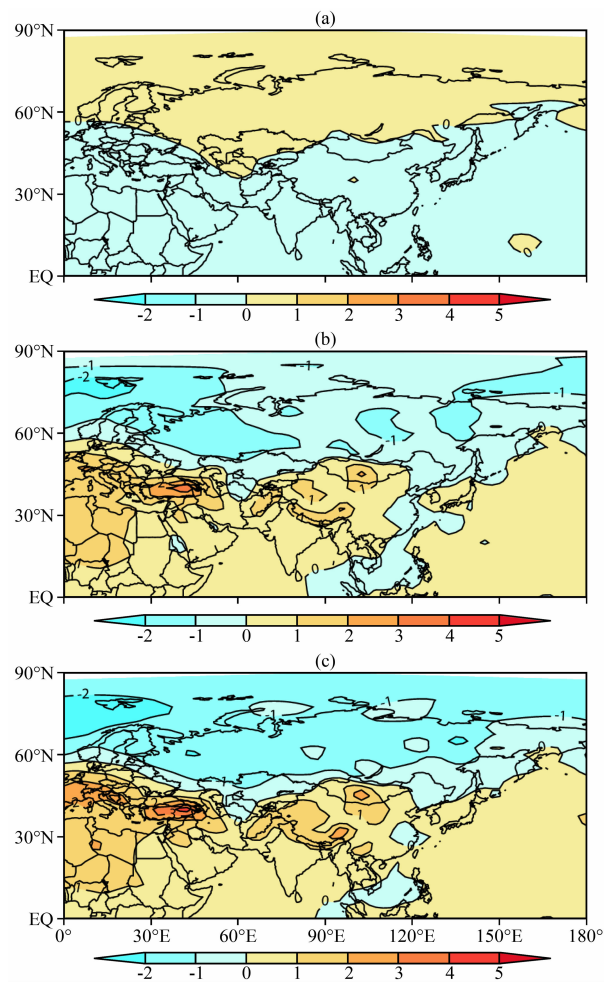


图 7 突变前(a)、后(b)冷季平均海平面气压及其差值场(c)分布(单位: Pa)
Fig. 7 The anomaly of averaged sea level pressure before(a) and after(b) cold season temperature and their difference field(c). Unit: Pa

了负值中心, 在 50°N 以南都是正值, 海平面气压较气候态偏大, 这说明极地冷高压和西伯利亚高压都较气候态偏弱, 经向环流减弱从而抑制冷空气活动的爆发, 降低了冷空气活动对东亚地区的影响, 致使中国干旱半干旱地区的冷季温度偏高。从图 7c 中可以清楚的看到, 突变前、后极地地区和贝加尔湖北部出现了负值中心, 这说明极地冷高压和西伯利亚高压都较突变前偏弱, 经向环流减弱会抑制冷空气活动的爆发, 这样的大气环流减弱了冷空气活动对东亚地区的影响, 有利于中国干旱半干旱区冷季气温的升高。

从突变前、后 850 hPa 风速差值场(图 8)中可看出, 在中国的西面出现了一个明显的气旋性异常环流, 气旋环流把南面暖气流带到西北地区, 使西北地区冷季温度较气候态偏暖; 而由极地南下的冷

空气受气旋环流的南风干扰,冷空气活动明显偏弱;而中国东部地区有异常的东南气流,东南气流将冷季海面上较暖的气流输送到中国中西部和北部地区,使得西北和华北地区冷季温度较气候态偏高。这表明西面的气旋性异常环流和东面的异常东南气流共同作用,有利于中国干旱半干旱区的冷季快速增温。

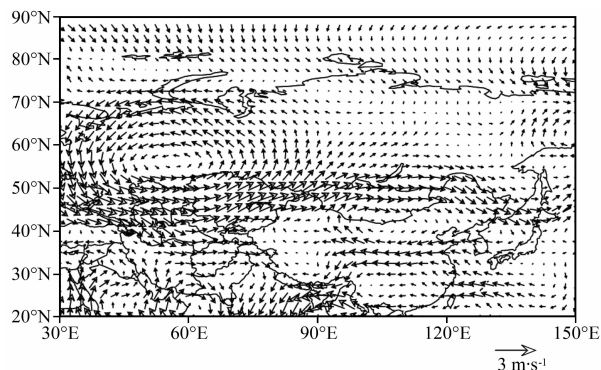


图 8 突变前、后冷季 850 hPa 风速差值场

Fig. 8 The averaged 850 hPa wind difference field of after minus before cold-season temperature

4 结论与讨论

利用 MASH 方法对中国 713 个站点的气温资料进行了均一化处理,讨论了中国不同区域以及不同季节的温度变化特征,并对中国干旱半干旱区冷季温度做了突变检验,系统分析了突变前、后的大气环流调整对该地区冷季温度的影响,得到的主要结论如下:

(1) 对近 55 年中国温度均一化资料的分析表明,中国的增温现象主要是从 20 世纪 80 年代中期开始,90 年代快速增长,到 21 世纪初增温趋势变缓。不同气候区域的增温速率差别显著,干旱半干旱区的年平均增温速率是湿润半湿润区的 1.7 倍。年平均、冷季和暖季的增温速率的高值区都出现在干旱半干旱区,并且在增温幅度上都是冷季最大,全国冷季的增温速率是暖季的 1.9 倍左右。

(2) 干旱半干旱区的冷季增温速率基本都在 $0.3^{\circ}\text{C} \cdot (10\text{a})^{-1}$ 以上,其中青藏高原、内蒙古中部、东北和华北的大片区域增温速率都在 $0.5^{\circ}\text{C} \cdot (10\text{a})^{-1}$ 以上;湿润半湿润区的冷季增温速率基本都在 $0.3^{\circ}\text{C} \cdot (10\text{a})^{-1}$ 以上,其中东部沿海地区增温较快,而中西部地区增温较慢。干旱半干旱区冷季温度从 1968 年左右开始出现不同程度的增温,并在 1986 年左右发生显著暖突变。

(3) 通过分析大气环流的调整变化,中国干旱半干旱区的冷季快速增温有 3 个可能原因,500 hPa 高度场上冷季的极涡强度减弱,并且东亚大槽和欧洲浅槽也减弱;海平面气压场上极地冷高压和西伯利亚高压都较气候态偏弱,减少了冷空气活动的爆发;850 hPa 风场上中国西面出现了一个气旋性异常环流,东部地区有异常的东南风气流。极涡强度、两槽和冷高压的减弱都使得经向环流减弱,冷空气活动偏弱,有利于中国干旱半干旱地区的冷季温度快速升高;同时,气旋性异常环流把南面暖气流带到西北地区,中国东部的异常东南气流将冷季海面上较暖的气流输送到中国中西部和北部地区,也有利于中国干旱半干旱地区的冷季温度较气候态偏暖。

目前关于青藏高原的增温现象研究较多^[41-42],而对于中国干旱半干旱区的其他地区冷季快速增温现象研究较少。关于冷季增温的原因主要分为自然因素和人为因素两方面,如太阳活动、火山活动、臭氧、温室气体和气溶胶都是研究的重点。影响中国干旱半干旱区冷季增温的因子很复杂,如大气环流调整、海温异常、陆面过程、积雪冻土和人为活动等都必须考虑的因素。本文初步分析了大气环流调整对中国干旱半干旱区冷季增温的可能影响,至于干旱半干旱地区的冷季快速增温在其他方面的物理机制及各种因素的贡献率,还有待进一步深入研究。

致谢: 感谢匈牙利气象局 Szentimrey 教授提供的 MASH(v3.03) 软件包,感谢中国气象局国家信息中心提供的《中国地面气候资料月值数据集》,衷心感谢两位审稿专家对本文提出宝贵的意见。

参考文献:

- [1] IPCC. Summary for Policymakers of Climate Change 2007: The Physical Science Basis[R]. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. New York: Cambridge University Press, 2007.
- [2] 张存杰,高学杰,赵红岩. 全球气候变暖对西北地区秋季降水的影响[J]. 冰川冻土, 2003, 25(2): 157-164.
- [3] 唐国利,丁一汇,王绍武,等. 中国近百年温度曲线的对比分析[J]. 气候变化研究进展, 2009, 5(2): 71-78.
- [4] 石光普,陈少勇,郭江勇,等. 中国西北近 46a 夏季气温的时空变化特征分析[J]. 干旱区资源与环境, 2009, 23(9): 55-61.
- [5] 陈少勇,郭江勇,郭忠祥,等. 中国西北干旱半干旱区年平均气温的时空变化规律分析[J]. 干旱区地理, 2009, 32(3): 364-372.

[6] 丁一汇, 任国玉, 石广玉, 等. 气候变化国家评估报告(I): 中国气候变化的历史和未来趋势[J]. 气候变化研究进展, 2006, 2(1): 3-8.

[7] 陈隆勋, 周秀骥, 李维亮, 等. 中国近 80 年来气候变化特征及其形成机制[J]. 气象学报, 2004, 62(5): 634-646.

[8] 王凌, 张强, 陈峪, 等. 1956-2005 年中国暖冬和冬季温度变化[J]. 气候变化研究进展, 2007, 3(1): 26-30.

[9] 孙林海, 赵振国. 我国暖冬气候及其成因分析[J]. 气象, 2004, 30(12): 57-60.

[10] 张英娟, 董文杰, 俞永强, 等. 中国西部地区未来气候变化趋势预测[J]. 气候与环境研究, 2004, 9(2): 342-349.

[11] 王绍武, 蔡静宁, 朱锦红, 等. 中国气候变化的研究[J]. 气候与环境研究, 2002, 7(2): 137-145.

[12] 张延伟, 魏文寿, 姜逢清, 等. 近 50 年新疆气温和降水量变化及其与 NAO 指数的交叉小波谱分析[J]. 高原气象, 2012, 31(4): 947-982.

[13] 王永波, 张治, 周秀杰. 哈尔滨气温的长期变化及基本态特征[J]. 高原气象, 2012, 31(2): 492-497.

[14] 黄建平, 季明霞, 刘玉芝, 等. 干旱半干旱区气候变化研究综述[J]. 气候变化研究进展, 2013, 9(1): 9-14.

[15] 栾晨, 宋敏红, 蔡英, 等. 西北区西部夏半年强降水分布与变化特征[J]. 高原气象, 2012, 31(3): 629-637.

[16] 马柱国. 我国北方干湿演变规律及其与区域增暖的可能联系[J]. 地球物理学报, 2005, 48(5): 1011-1018.

[17] Huang J P, Guan X D, Ji F. Enhanced cold-season warming in semi-arid regions[J]. Atmos Chem Phys, 2012, 12: 5391-5398.

[18] 张强, 卫国安, 黄荣辉. 西北干旱区荒漠戈壁动力和感热总体输送系数[J]. 中国科学: 地球科学, 2001, 31(9): 783-792.

[19] 张强, 赵映东, 张存杰, 等. 西北干旱区水循环与水资源问题[J]. 干旱气象, 2008, 26(2): 1-8.

[20] 马柱国, 符淙斌. 20 世纪下半叶全球干旱化的事实及其与大尺度背景的联系[J]. 中国科学: 地球科学, 2007, 37(2): 222-233.

[21] Szentimrey T. The manual of Multiple Analysis of Series for Homogenization (MASH) [O/BL]. Hungarian Meteorological Service, Budapest, Hungary. 2008, [http://owwww.met. hu/pa-
ges/seminars/secera/downloads. htm](http://owwww.met.hu/pages/seminars/secera/downloads.htm).

[22] 曹丽娟, 严中伟. 地面气候资料均一性研究进展[J]. 气候变化研究进展, 2011, 7(2): 129-135.

[23] Santer B D, Thorne P W, Haimberger L, et al. Consistency of modelled and observed temperature trends in the tropical troposphere[J]. Inter J Climatol, 2008, 28: 1703-1722.

[24] 魏凤英. 现代气候统计诊断与预测技术[M]. 北京: 气象出版社, 2007: 63-66.

[25] 任国玉. 气候变暖成因研究的历史、现状和不确定性[J]. 地球科学进展, 2008, 23(10): 1084-1091.

[26] 任玉玉, 任国玉, 张爱英. 城市化对地面气温变化趋势影响研究综述[J]. 地理科学进展, 2010, 29(11): 1301-1310.

[27] 唐国利, 巢清尘. 中国近 49 年沙尘暴变化趋势的分析[J]. 气象, 2005, 31(5): 8-11.

[28] Li Z, Yan Z W. Homogenized daily mean/maximum/minimum temperature series for China from 1960-2008[J]. Atmos Ocean Sci Lett, 2009, 2(4): 237-243.

[29] 张强, 黄荣辉, 王胜, 等. 西北干旱区陆-气相互作用试验(NWC-ALIEX)及其研究进展[J]. 地球科学进展, 2005, 20(4): 427-441.

[30] 张强, 曹晓彦. 敦煌地区荒漠戈壁地表热量和辐射平衡特征的研究[J]. 大气科学, 2003, 27(2): 245-254.

[31] 何慧根, 胡泽勇, 苟学义, 等. 藏北高原季节性冻土区潜在蒸散和干湿状况分析[J]. 高原气象, 2010, 29(1): 10-16.

[32] 张强, 王胜. 关于干旱和半干旱区陆面水分过程的研究[J]. 干旱气象, 2007, 25(2): 1-15.

[33] 王澄海, 李健, 许晓光. 中国近 50 年气温变化准 3 年周期的普遍性及气温未来的可能变化趋势[J]. 高原气象, 2012, 31(1): 126-136.

[34] 钱正安, 宋敏红, 李万源, 等. 全球、中蒙干旱区及其部分地区降水分布细节[J]. 高原气象, 2011, 30(1): 1-12.

[35] 刘红民, 高英旭, 张园园. 固体水在我国干旱半干旱地区植被恢复中的应用研究进展[J]. 防护林科技, 2010, 3: 39-41.

[36] Yamamoto R, Iwashima T, Sanga N K. Climatic jump, a hypothesis in climate diagnosis[J]. J Meteor Soc Japan, 1985, 63: 1157-1160.

[37] 符淙斌, 王强. 气候突变的定义和检测方法[J]. 大气科学, 1992, 16(4): 482-493.

[38] 王绍武, 罗勇, 赵宗慈, 等. 全球气候变暖的原因[J]. 气候变化研究进展, 2011, 7(2): 79-84.

[39] 孙林海, 赵振国. 我国暖冬气候及其成因分析[J]. 气象, 2004, 30(12): 57-60.

[40] 熊光明, 陈权亮, 朱克云, 等. 平流层极涡变化与我国冬季气温、降水的关系[J]. 高原气象, 2012, 31(4): 1001-1006.

[41] 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[J]. 大气科学, 2003, 27(2): 157-170.

[42] Feng S, Tang M C, Wang D M. New evidence for the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau as a pilot region of climatic fluctuation in China[J]. China Sci Bull, 1998, 43(20): 1745-1749.

Enhanced Cold-Season Warming in Arid and Semi-Arid Regions of China

RAN Jinjiang¹⁻², JI Mingxia¹, HUANG Jianping¹, GUAN Xiaodan¹,
QI Yulei¹, HE Yongli¹

(1. College of Atmospheric Sciences, Lanzhou University, Key Laboratory of Semi - Arid Climate Change,
Ministry of Education, Lanzhou 730000, China;

2. Sichuan Meteorological Training Center, Chengdu 610072, China)

Abstract: Using 55-year monthly homogenization surface air temperature at 713 stations from the National Climate Center of China, the seasonal and regional characteristics of warming in China have been investigated. In particular, the atmospheric circulation before and after cold-season warming over arid and semi-arid region have been analyzed. The interannual variation shows that warming began in the mid 1980s, and increased fast in the 1990s, then gradually slowed down in the early 21st century. The annual average warming trend in semi-arid and arid areas is 1.7 times that in humid and semi-humid areas. As for seasonal characteristics, the warming trend during cold-season is 1.9 times that of warm-season. The warming trend is comparatively fast in arid and semi-arid areas with more than $0.3\text{ }^{\circ}\text{C} \cdot (10\text{a})^{-1}$ and particularly notable over the Qinghai-Xizang Plateau, middle inner Mongolia, northeast and north China. However, the warming trend in humid and semi-humid areas is relatively slow, in which the central and west regions is slower than east coast. The cold season temperature in arid and semi-arid areas experienced a significantly abrupt change from cold to warm in 1986. A composite analysis is used here to investigate the response of the atmospheric circulation. The weakening of arctic polar vortex, eastern Asia trough, shallow trough in Europe and Siberian High, and anomaly cyclonic circulation as well as abnormal southeast wind in eastern China all could induce the warming in semi-arid and arid areas.

Key words: Arid and semi-arid; Cold-season warming; Abrupt analysis; Atmospheric circulation