

Characteristics of the Temporal and Spatial Variations of the Tropopause Temperature in the Arid Region of Northwest China in Recent 35 Years

Yiwen Xu¹, Jianhua Xu¹, Zhongsheng Chen², Ying Zhang¹, Ling Bai¹

¹The Research Center for East-West Cooperation in China, The Key Laboratory of Geographic Information Science, The Ministry of Education of PRC, East China Normal University, Shanghai

²State Key Laboratory of Desert and Oasis Ecology, Xinjiang Institute of Ecology and Geography, Chinese Academy of Sciences, Urumqi Xinjiang

Email: xuyw09@126.com, jhxu@geo.ecnu.edu.cn

Received: Jul. 25th, 2015; accepted: Aug. 7th, 2015; published: Aug. 13th, 2015

Copyright © 2015 by authors and Hans Publishers Inc.

This work is licensed under the Creative Commons Attribution International License (CC BY).

<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>



Open Access

Abstract

On the basis of monthly average tropopause temperature data of NCEP/NCAR reanalysis data during 1980-2014, the spatial and temporal evolution of tropopause temperature over the arid region of Northwest China (ARNC) is studied by linear trend method, Mann-Kendall nonparametric test and correlation analysis. The correlation between the variation of tropopause temperature and surface temperature, and the correlation between the change rate of tropopause temperature and altitude were also investigated. The results are as followed: 1) Tropopause temperature over the ARNC exhibited downward trends in the last 35a. And the annual and seasonal trends decreased significantly expect for the tendency of spring. The change rate of annual, spring, summer, autumn and winter was 0.51°C/10a, 0.28°C/10a, 0.88°C/10a, 0.53°C/10a, 0.35°C/10a, respectively. Obviously, the rate of summer was the highest. 2) There were abrupt changes in annual and seasonal tropopause temperature variation. To be specific, the abrupt changes of annual and autumn tropopause temperature occurred around 1992, and the abrupt changes of summer tropopause temperature occurred around 1994. All the three of them declined after abrupt changes. The spring tropopause temperature had three mutation sites, 1983, 1992 and 1994. The tropopause temperature rose after the abrupt change that occurred in 1983, then declined after 1992 and rose again after 1994. But the average temperature after the abrupt change that occurred in 1994 was still lower than the average temperature before 1983. The abrupt changes of winter tipopause temperature occurred around 1986 and 1988. The tropopause temperature rose after 1986, and declined after 1988. And the average temperature after the abrupt changes that occurred 1988

was still lower than the average temperature before the changes that occurred 1986. 3) There were regional differences in the annual variation and seasonal variation of tropopause temperature. Overall, the variation rate of mountains is higher than that of the basins around the mountains. The spatial variation of annual and summer were similar, and had a banding distribution along northeast-southwest direction. The change rate of tropopause temperature was higher in the region between North Slope of Aljin Mountains and the southeast of Tianshan Mountains than that of the area on both sides. The distribution of autumn and winter was more or less alike. Both of them presented high rate in the Tianshan Mountains and the south in its middle part. But there were few differences. The variation rate of Kunlun Mountains was higher than that of Tianshan Mountains in autumn, which were totally in contrast in winter. In spring, variation rate had a different distribution from before. There were a high value area in Kunlun Mountains and a low value area in south slope of Tianshan Mountains. 4) The surface temperature over ARNC presented an obvious upward trend in the period from 1980 to 2014. There was a negative correlation between the rate of the surface temperature trend and the tropopause trend, and the correlation is significant. 5) The variation rate of tropopause temperature increases as the altitude increases. The correlation between variation rate and altitude is significant at annual and seasonal variations except for summer.

Keywords

Climate Change, Tropopause Temperature, Variation Characteristics, Arid Region of Northwest China

近35年以来中国西北干旱区对流层顶温度变化特征

徐艺文¹, 徐建华¹, 陈忠升², 张影¹, 柏玲¹

¹华东师范大学地理信息科学教育部重点实验室, 上海

²中国科学院新疆生态与地理研究所荒漠与绿洲生态国家重点实验室, 新疆 乌鲁木齐

Email: xuyw09@126.com, jhxu@geo.ecnu.edu.cn

收稿日期: 2015年7月25日; 录用日期: 2015年8月7日; 发布日期: 2015年8月13日

摘要

基于1980~2014年NCEP/NCAR的对流层顶温度再分析数据, 采用线性趋势法、Mann-Kendall非参数检验法和相关分析法, 分析了中国西北干旱区对流层顶温度的时空变化特征, 进一步探讨了对流层顶温度年际变化率与地表温度年际变化率、海拔之间的相关性。结果表明: 1) 西北干旱区对流层顶温度在近35a呈现下降趋势, 全年、夏季、秋季和冬季下降趋势较为显著, 而春季下降趋势未通过显著性检验, 下降趋势不明显; 2) 对流层顶温度年际变化率在全年和四季表现出不同的空间分布, 总体上山区下降速率高于其周围盆地的速率。3) 近35a西北干旱区地表温度有明显的上升趋势, 其年际变化率与对流层顶温度年际变化率呈显著的负相关; 4) 从对流层顶温度的年际变化率与海拔之间关系来看, 随着海拔的上升, 对流层顶温度的下降速率越快, 全年、春季、秋季和冬季的下降速率与海拔相关性显著, 而夏季变化率与海拔之间的关系不显著。

关键词

气候变化, 对流层顶温度, 变化特征, 西北干旱区

1. 引言

随着全球气候的变暖和各地极端气候事件的频发, 气候变化已经成为当今公众关心的焦点问题。中国西北干旱区作为对全球气候变化的敏感区域, 在过去半个多世纪, 区域气温迅速升高, 降水变率增大, 针对这种变化, 有学者认为是西北干旱区气候向暖湿气候的一种转型, 也有学者认为这只反映了长时间尺度上气候波动变化[1]-[3]。为进一步探讨西北干旱区气候变化的时空特征, 仅从地面气象要素的变化难以准确地体现大气候背景下区域气候的变化状况, 相反受地面影响较小的高空要素, 其变化能更好地反映局部区域气候变化特征[4] [5]。对流层顶是高空大气系统中的重要组成部分, 影响大气圈的各种天气现象和气候演变, 因此确定其气象要素的变化是气候变化研究中不可缺少的基础。

1957年世界气象组织 WMO 将对流层顶正式定义为: 500 hPa 等压面之上温度递减率小于 $2^{\circ}\text{C}/\text{km}$ 或以下的最低高度, 而且在此高度与其上 2 km 气层内的温度平均递减率不超过 $2^{\circ}\text{C}/\text{km}$ [6]。对流层顶位于对流层和平流层之间, 阻碍气溶胶和水汽的垂直交换, 限制积雨云的垂直发展, 决定和云有关的天气现象位置, 对上下层的变化都有重要作用[7]。

近年来, 随着高空资料的不断丰富, 国内外学者采用不同的资料对对流层顶做了很多研究。Seidel 等采用无线探空资料通过对温度、气压、高度等指标进行对比, 分析了全球热带对流层顶在三种不同模式定义下(传统温度梯度对流层顶、零度点对流层顶和 100 hpa 等压面)的时空特征[8]。Santer 等利用再分析资料和探空资料, 探讨在人类和自然因素的气候模式下, 对流层顶高度的变化情况[9]。早在 1989 年邹进上等利用探空资料总结分析了我国对流层顶温度和高度的空间分布特征及其季节变化[10]。吴润, 杨茜等通过经验正交分解方法对 1948~2004 年 NCEP/NCAR 全球月平均温度场进行分析, 发现南北半球温度场空间分布结构不太一致, 对流层顶温度场有明显的季节变化, 且不同的季节有不同的变化趋势[11]。朱保林等研究了 1979~2002 年夏季北半球对流层顶气温和气压的年(代)际变率与变化趋势, 结果表明夏季对流层顶气温和气压在北半球随纬度的增大而增大, 其变化趋势全球不一致, 年(代)际变率最大值出现在北半球的中纬度地区, 气温和气压指数都出现准 10 年和准 3~5 年周期[12]。张广兴等对 1963~2002 年新疆对流层顶温度变化特征进行分析, 结果表明新疆极地类对流层顶温度呈下降趋势, 并且在 1972 年发生气候突变[13]。吴香玲利用北京 1977~1990 年的高空、地面资料, 讨论了极地对流层顶与地面温度的关系, 发现两者存在较好的正相关关系[14]。目前对对流层顶气候要素的空间分布结构和年际、年代际及季节变化特征的分析研究较多, 而针对于我国西北干旱区, 关于对流层顶气候要素的时空演变特征的研究较少, 探讨其与地面要素之间关系的更为少见。因此, 本文在前人研究的基础之上, 深入研究中国西北干旱区对流层顶温度的时空演变特征, 并讨论对流层顶温度与地面要素之间的关系。

利用 1980~2014 年西北干旱区对流层顶温度和地表温度的 NCEP/NCAR 再分析数据, 采用线性趋势法、Mann-Kendall 非参数检验法对对流层顶温度时间序列的变化趋势、突变时间及其显著性进行分析; 基于 Arcgis 空间分析功能, 对对流层顶年、季节变化速率的空间变化进行分析; 在此基础上, 采用相关分析法进一步探讨对流层顶温度变化率与地表温度变化率和海拔之间的相关关系, 以全面分析该区域对流层顶温度变化特征, 为西北干旱区气候研究提供参考, 从而加深对西北干旱区气候自然变率的认识。

2. 研究区概况

西北干旱区位于 $34^{\circ}54'N\sim 49^{\circ}19'N$, $73^{\circ}44'E\sim 106^{\circ}16'E$, 包括新疆维吾尔自治区、内蒙古自治区中西部

和宁夏回族自治区贺兰山西坡以及甘肃的河西走廊，土地面积约占全国总面积的 22%。西北干旱区位于欧亚大陆中心，南北跨度和东西宽度大。北部为阿尔泰山，中间天山，南部为昆仑山和祁连山，东部有贺兰山，在阿尔泰山天山之间有准噶尔盆地，天山和昆仑山之间为塔里木盆地，各地海拔相差大，地理环境复杂。由于距离海洋较远，再加上周围大地貌单元阻挡，导致海洋水汽难以到达，形成了干旱少雨的大陆性气候。冬季，受蒙古-西伯利亚高压控制，气温下降剧烈，导致天气寒冷；夏季，由于地表以荒漠为主，所以地表增温强烈；春、秋季，处于气候特征的过渡期，地表增温较快，天气多变，沙尘暴多发。西北干旱区日照时间长、辐射强度大，热量资源非常丰富。但该区水资源极端缺乏，年平均降水量不足 150 mm，冰川融水是陆地淡水的主要来源；由于特殊的地貌格局，形成许多局部小气候，又造成水资源分布不均[15]。图 1 为研究区位置。

3. 资料与方法

3.1. 资料

NCEP/NCAR 再分析数据是由美国气象环境预报中心(NCEP)和美国国家大气研究中心(NCAR)联合制作的一套综合观测资料集，包含要素多，范围广，而且延伸时段长。由于 NCEP/NCAR 再分析资料中 1979 年之后的数据更正了“已知”的人为误差，而且在地表温度等方面有明显改善[16]，故采用 1980~2014 年 NCEP/NCAR 对流层顶温度和地表温度的月平均再分析数据。其水平分辨率为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ ，格点数共 53 个(西北干旱区范围 $35^\circ\sim 47.5^\circ\text{N}$ $75^\circ\sim 107.5^\circ\text{E}$)。按照 12 月~翌年 2 月为冬季、3~5 月为春季、6~8 月为夏季、9~11 月为秋季的季节划分对对流层顶温度进行季节变化分析。

3.2. 方法

3.2.1. 线性趋势法

本文采用线性趋势法研究 1980~2014 年西北干旱区对流层顶温度的变化速率大小。线性趋势法就是把气候要素表示为时间 t 的线性函数 $y = at + b$ ，其中 a 、 b 为常数。用最小二乘法算出 a 、 b 值，其中 a 为斜率，表示气候要素的线性趋势。此处， y 表示对流层顶温度， $a \times 10$ 为气候倾向率，表示气候要素 10a 的变化速率。线性趋势法本质是一元线性回归，也是一种时间序列的分析方法。

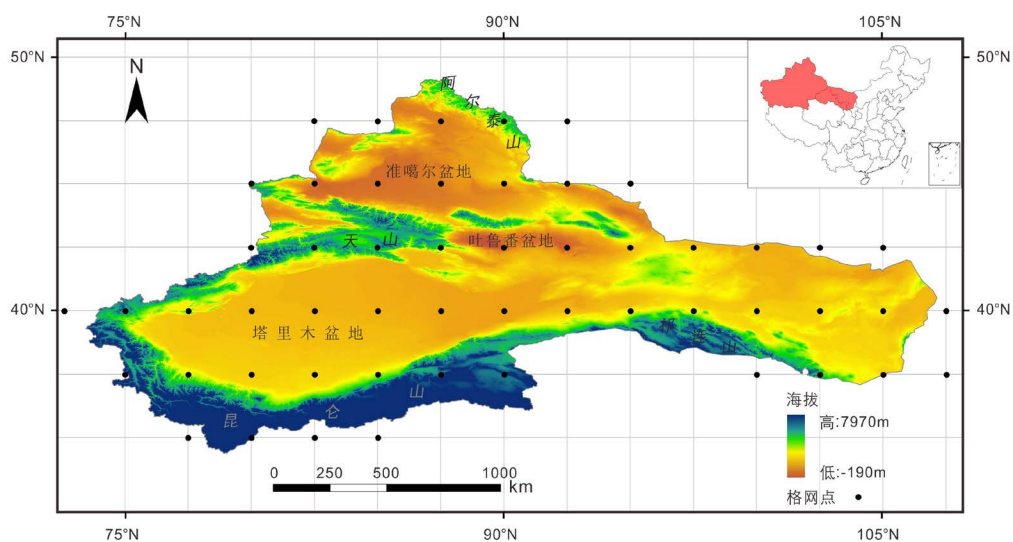


Figure 1. The sketch map of the arid region of Northwest China

图 1. 研究区位置

3.2.2. Mann-Kendall 非参数检验

通过 Mann-Kendall 非参数方法分析 1980~2014 年西北干旱区对流层顶温度的变化趋势，并且判断是否存在突变，以及具体的突变年份。Mann-Kendall 方法是一种非参数统计检验方法，其优点是不需要样本遵从一定的分布，也不受少数异常值的干扰，适用性强，计算方便。该方法不但可以检验时间序列的变化趋势，还可以检验时间序列是否发生突变，及具体突变点。

1) Mann-Kendall 趋势检验

对于时间序列 $X_n = (x_1, x_2, \dots, x_n)$ ，Mann-Kendall 趋势检验的统计量 S 计算公式如下：

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \text{sgn}(x_j - x_i), \quad \text{sgn}(x_j - x_i) = \begin{cases} 1, & x_j - x_i > 0 \\ 0, & x_j - x_i = 0 \\ -1, & x_j - x_i < 0 \end{cases} \quad (1)$$

当 $n \geq 8$ 时，统计量 S 近似为正态分布，其均值为 0，方差为：

$$\text{var}(S) = \frac{n(n-1)(2n+5)}{18} \quad (2)$$

标准正态分布的统计量 Z 计算公式如下：

$$Z = \begin{cases} \frac{S-1}{\sqrt{\text{Var}(S)}}, & S > 0 \\ 0, & S = 0 \\ \frac{S+1}{\sqrt{\text{Var}(S)}}, & S < 0 \end{cases} \quad (3)$$

式中， Z 为标准正态分布的统计量， x_j 为时间序列的第 j 个数据值 ($i < j$)， n 为数据样本的长度。

衡量趋势大小的指标 β 为：

$$\beta = \text{Median} \left(\frac{x_i - x_j}{i - j} \right) \quad (4)$$

式中， $1 < j < i < n$ ，Median 为时间序列的中位数， β 为正，代表“上升趋势”，为负则代表“下降趋势”。

Mann-Kendall 趋势检验的具体方法：零假设 H_0 为时间序列随机分布，即 $\beta = 0$ ，在给定的 α 置信水平上，如果 $|Z| \geq Z_{(1-\alpha)/2}$ ，则拒绝零假设，说明在置信水平 α 上，该时间序列有显著的上升或下降趋势。

本文取 $\alpha = 0.05$ 置信水平， $Z_{(1-\alpha)/2} = 1.96$ 。

2) Mann-Kendall 突变检验

对于上述时间序列，构造秩序列 s_k ：

$$s_k = \sum_{i=1}^k r_i \quad (k = 2, 3, \dots, n), \quad r_i = \begin{cases} 1 & x_i > x_j \\ 0 & \text{否} \end{cases} \quad (j = 1, 2, \dots, i) \quad (5)$$

定义统计量：

$$UF_k = \frac{[s_k - E(s_k)]}{\sqrt{\text{Var}(s_k)}} \quad (k = 1, 2, \dots, n) \quad (6)$$

其中，

$$E(s_k) = \frac{n(n+1)}{4}, \quad \text{Var}(s_k) = \frac{n(n-1)(2n+5)}{72} \quad (2 \leq k \leq n) \quad (7)$$

式中 $E(s_k)$ 和 $\text{Var}(s_k)$ 分别是 s_k 的均值和方差, $UF_1 = 0$ 。

构造时间序列 X_n 的逆序列 $(x_n, x_{n-1}, \dots, x_1)$, 重复上述过程, 得到统计量 $UB_k \circ UB_k = -UF_k$ ($k = n, n-1, \dots, 1$)。

取置信水平 $\alpha = 0.05$ 时, $U_{0.05} = \pm 1.96$ 。将两个统计量 UF_k 和 UB_k 曲线以及 $U_{0.05} = \pm 1.96$ 直线绘制在一张图上。若 UF_k 和 UB_k 的值大于 0, 则说明该序列呈上升趋势, 小于 0 则为下降趋势。当他们超过临界值线时, 表明上升或下降趋势显著。如果 UF_k 和 UB_k 两条曲线出现交点, 且交点在临界值线之间, 则交点对应的时刻为突变开始的时间[17]。

4. 结果与分析

4.1. 对流层顶温度年际变化趋势

从时间趋势上来看, 我国西北干旱区对流层顶温度年、季节变化比较明显, 其全年平均温在 -58.5°C ~ -61°C , 春季平均温最高为 -59°C , 夏季平均温最低为 -61.3°C ; 最高温发生在春季达到 -56.3°C , 最低温出现在夏季为 -63.5°C 。

在过去的 35 年, 西北干旱区对流层顶温度的年际、四季变化均呈现下降趋势(图 2)。对流层顶温度变化的 Mann-Kendall 非参数检验结果(表 1)表明: 我国西北干旱区对流层顶春季的下降趋势不显著, 下降速率只有 $0.28^\circ\text{C}/10\text{a}$; 而全年、夏季、秋季和冬季的下降趋势显著, 均通过 0.05 显著性水平的检验, 其中夏季的下降速率最快, 为 $0.88^\circ\text{C}/10\text{a}$; 秋季($0.53^\circ\text{C}/10\text{a}$)、全年($0.51^\circ\text{C}/10\text{a}$)、冬季($0.35^\circ\text{C}/10\text{a}$)的下降速率依次减缓。对流层顶温度变化的季节差异可能与不同季节对流层顶接受的各种大气辐射的强弱有关。西北干旱区对流层顶温度在 80~90 年代之间发生突变, 主要表现为 80 年代突变后温度升高, 90 年代突变后温度降低, 存在单突变点和多突变点。全年(1992)、夏季(1994)和秋季(1992)只有一个突变点, 突变后温度下降 1°C ~ 2°C , 突变前后平均温度相差较大。全年突变前平均温为 -59°C , 突变后为 -60.5°C , 夏季突变前平均温为 -60°C , 突变后为 -62°C , 秋季突变前平均温为 -59.5°C , 突变后为 -61°C 。冬季存在两个突变年份, 即 1986、1988 年, 在 1986 年突变后平均温升高至 -58.5°C , 1988 年突变后平均温降低到 -60°C 。春季的变化更为复杂, 在过去 35 年共有 3 个突变年份, 在 1983 年突变后平均温升高, 在 1992 年突变后平均温降低, 而后在 1994 年突变后平均温又再次升高。不难发现, 在 90 年代温度突变后, 对流层顶平均温降低, 可能与年代际的气候变化有关。

4.2. 对流层顶温度变化率的空间分布

从空间分布来看, 近 35 年西北干旱区对流层顶温度的年际变化率在年、季节变化方面表现出不同的空间差异(图 3)。对流层顶温度全年变化速率在 $-0.75^\circ\text{C}/10\text{a}$ ~ $-0.27^\circ\text{C}/10\text{a}$ 范围内, 在空间呈现东北 - 西南向分布, 中间区域的变化率高于两边。昆仑山、阿尔金山以北, 天山以南之间的区域对流层顶温度下降速率较快, 两侧逐渐递减, 阿尔泰山以及准噶尔盆地下降速率最慢。

春季西北干旱区对流层顶温度整体变化速率不大, 在 $-0.62^\circ\text{C}/10\text{a}$ ~ $-0.10^\circ\text{C}/10\text{a}$ 内。在研究区范围内山区下降速率高于其周围盆地的下降速率。其中昆仑山、天山的下降速率最为明显, 而塔里木盆地以及其往东的 40°N 地区温度下降速率最为缓慢。

夏季对流层顶温度下降趋势最为显著, 全区下降速率跨度最大。其空间分布与全年的较为相似, 呈现东北 - 西南向条带分布。昆仑山与祁连山相接的地方下降速率最大达到 $-1.48^\circ\text{C}/10\text{a}$, 而阿尔泰山、准噶尔盆地和天山的西北部温度下降速率最低, 只有 $-0.0988^\circ\text{C}/10\text{a}$ 。

秋季西北干旱区对流层顶温度的下降速率南北差异大, 同一纬度区域的变化速率相差较小。南部昆仑山的下降速率最快为 $0.93^\circ\text{C}/10\text{a}$, 阿尔泰山下降速率最慢为 $0.22^\circ\text{C}/10\text{a}$ 。而中部的天山地区下降速率高

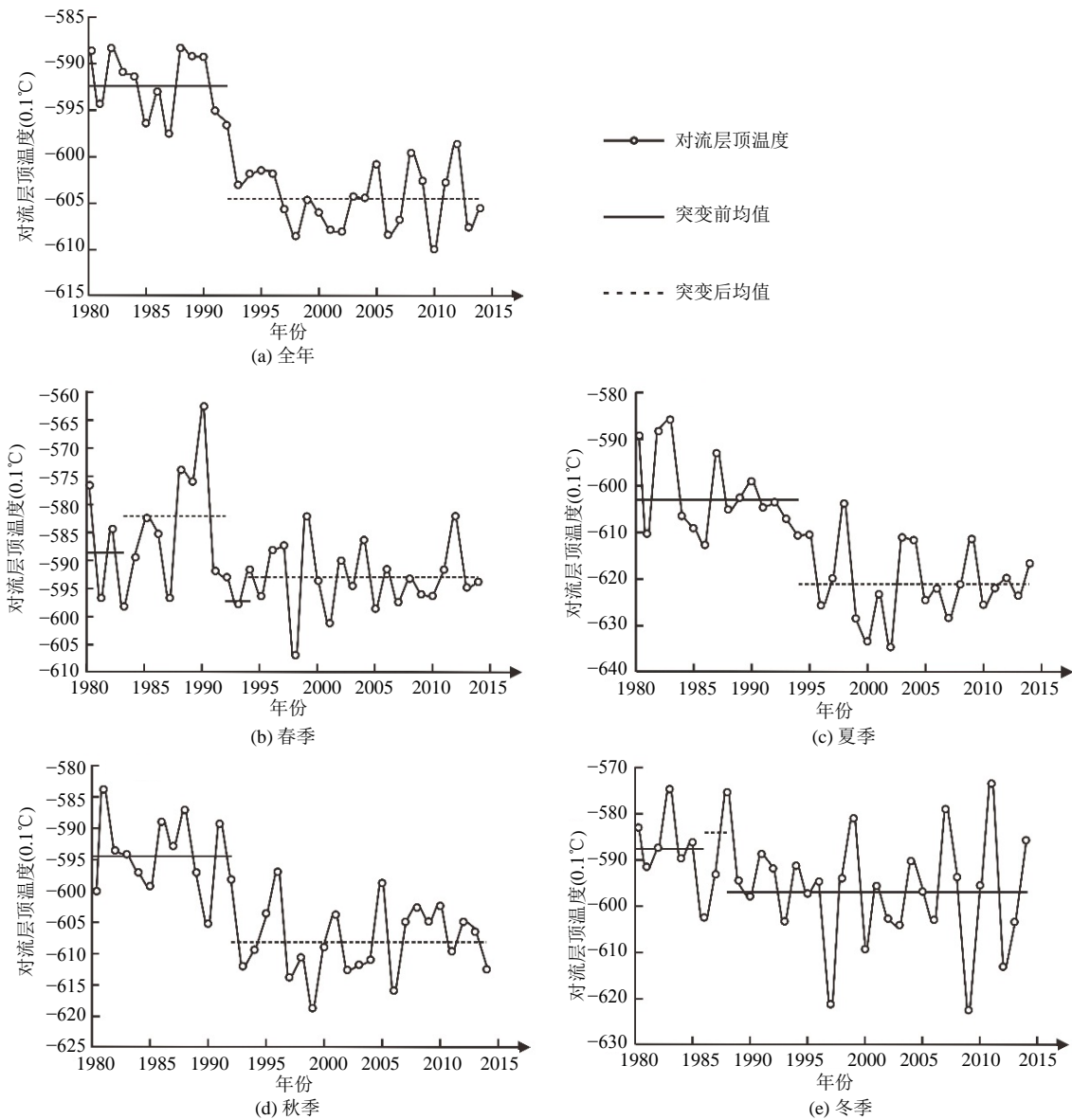


Figure 2. Inter-annual variation of tropopause temperature in the arid region of Northwest China during 1980-2014
图 2. 1980~2014 年西北干旱区对流层顶温度年际变化趋势

Table 1. The trend and sharp change of tropopause temperature in the arid region of Northwest China
表 1. 西北干旱区对流层顶温度变化趋势及突变检验结果

时间	趋势检验				突变年份
	趋势项	趋势值	$Z_{a/2}$ 值	显著性 H_0^a	
全年	$-0.0514t + 102.65$	-4.4877	1.96	显著 R	1992 ^b
春季	$-0.0281t + 56.036$	-1.3917	1.96	不显著 A	1983, 1992, 1994 ^b
夏季	$-0.088t + 175.67$	-4.1752	1.96	显著 R	1994 ^b
秋季	$-0.0527t + 105.29$	-3.4367	1.96	显著 R	1992 ^b
冬季	$-0.0345t + 68.866$	-2.045	1.96	显著 R	1986, 1988 ^b

^a H_0 , 即原假设, 指对流层顶气温变化趋势不明显; 显著性检验水平 $\alpha = 0.05$; A 代表接受原假设; R 代表拒绝原假设。 ^b表示突变年份通过 0.05 的显著性检验水平。

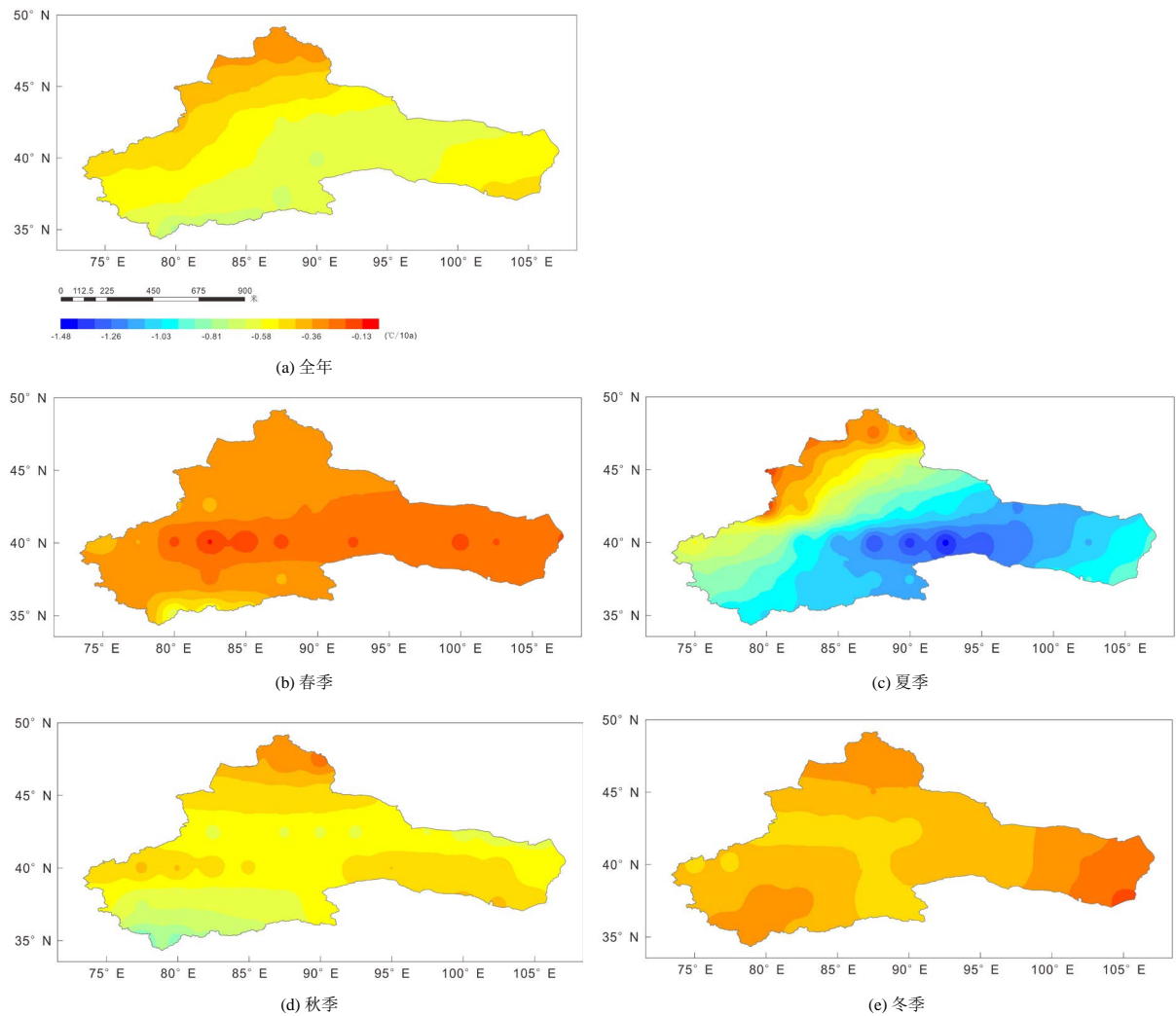


Figure 3. The spatial distribution of inter-annual variation of tropopause temperature in the arid region of Northwest China
图 3. 西北干旱区对流层顶温度年际变化空间分布图

于其两侧的盆地(塔里木盆地、准噶尔盆地)和祁连山北部的区域。

冬季对流层顶温度变化速率与秋季有些相同之处,天山及其中部向南的部分区域下降速率在秋季的基础上有所加强,而不同于秋季的是昆仑山地区的下降速率则低于天山其中部向南的区域。冬季对流层顶温度的变化速率整体空间分布呈现出由天山及其中部向南的区域组成的“T型”区域向其周围的区域扩散的分布,下降速率由“T型”区域向外逐渐减慢的。天山西部及昆仑山东北部的部分区域温度下降速率最快为 $-0.50^{\circ}\text{C}/10\text{a}$,甘肃河西走廊地区下降速率最慢为 $-0.12^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ 。

西北干旱区对流层顶的年际变化率在全年和四季表现出不同的空间分布,这可能与大气环流、季节性的天气尺度系统活动和下垫面的性质等有关。

4.3. 对流层顶温度与地表温度的相关性

对流层顶是一个很强的大气阻挡层,在其下方,地表和大气之间不断地进行着热量交换和水汽交换。近年来随着温室气体的大量排放和人类活动的显著增长,导致地表温度升高,全球变暖,高空大气和地表之间的联系越来越密切。在2003年 Sausen and Santer 就曾对对流层顶高度升高和温度下降的原因时进

行解释,发现自然因素并不能全部解释这一现象,而造成这一现象的主要原因是人类活动导致的地表增温[7]。为了进一步研究在全球变暖的大气候背景下西北干旱区对流层顶温度变化与地面温度之间的关系,对西北干旱区的地表温度与对流层顶温度的年际变化特征进行相关性分析。用统计拟合方法建立线性方程,拟合方程中 x 为对流层顶温度, y 为地表温度, R 为对流层顶温度和地表温度的相关系数, F 为 F 检验中的统计量。

西北干旱区地表年平均气温在近 35 年呈上升趋势,增温速率达到 $0.289^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ 。地表温度与对流层顶温度年际变化趋势相反,从散点图可以看出,各个点分布规律,说明两者具有一定的关联性。对西北干旱区对流层顶年平均温度和地表年平均温度的 35 年进行相关的显著性检验,其线性拟合的方程: $y = -0.4563x - 23.228$, 线性拟合相关系数 $R = 0.584 > R_{\alpha=0.01}$ (自由度 $f = 35 - 2$), 通过 0.01 显著性水平。对拟合方程进行 F 检验,其 F 统计量 $= 17.122 \gg f_{\alpha=0.01}(1, 35 - 2)$, 则在置信水平 $\alpha = 0.01$ 下,拟合方程是显著的。拟合方程的结果表明西北干旱区对流层顶年平均温度与地表年平均温有非常显著的负相关关系,说明对流层顶温度与地表温度有很强的关联性,对于西北干旱区底层大气对对流层顶大气有一定的影响。

4.4. 对流层顶温度年际变化率与海拔的关系探讨

对流层顶的温度在一定程度上受下垫面作用,不同高程位置的对流层顶温度变化率也不同,而西北干旱区地形复杂,有高海拔的大型山脉,也有低于海平面值的盆地,因此探讨西北干旱区的海拔高度与对流层顶温度变化速率之间的关系,有助于理解海拔对对流层顶温度变化的理解。用统计拟合方法建立回归方程,并进行相关关系的显著性检验和回归模型的显著性检验。方程中 x 为西北干旱区对流层顶温度的变化速率, y 为对应的海拔高度, R 为对流层顶温度的变化速率和海拔高度的相关系数, F 为回归模型 F 检验的统计量, N 为格点数即样本数。

从海拔高度与对流层顶温度年际变化速率相关分析的结果(表 2)可以看出,夏季西北干旱区对流层顶温度变化率与海拔高度没有相关性,而全年和其他季节的对流层顶温度变化率与海拔高度呈正相关,即海拔越高,对流层顶温度的下降速率越快。其中与秋季的相关性最高,相关系数 $R = -0.355$, 通过了 0.01 的显著性水平;利用 F 检验对秋季对流层顶温度变化率和海拔的回归方程 $y = -2159.1x + 1792.8$ 进行显著性检验,得到在置信水平 $\alpha = 0.01$ 下回归方程是显著的。全年、春季和冬季的对流层顶温度变化率和海拔的相关性通过 0.05 显著性水平,回归方程 F 统计量在置信水平 $\alpha = 0.05$ 下也是显著的。综上,说明西北干旱区海拔高度与夏季对流层顶温度变化率没有相关性,与全年和其他季节均有显著的相关关系。

5. 结论

根据 1980~2014 年对流层顶温度 NCEP/NCAR 月平均再分析资料,分析了西北干旱区对流层顶温度变化的时间趋势和空间分布,并在此基础上探讨了对流层顶温度变化率与地表温度变化率、海拔之间的相关性,揭示了该地区对流层顶温度的时空演变特征,以及对流层顶变化率和地表温度变率、海拔之间的关系。主要结论如下:

1) 在过去的 35a,西北干旱区对流层顶温度在全年和四季均表现出下降的变化趋势。春季虽然温度也在下降,但未通过 $\alpha = 0.05$ 的显著性水平检验。其中夏季下降速率最快为 $0.88^{\circ}\text{C}/10\text{a}$,春季最慢为 $0.28^{\circ}\text{C}/10\text{a}$,全年、秋季、冬季依次降低。对流层顶温度的突变主要发生 80~90 年代,全年、秋季和夏季分别在 1992 和 1994 年发生突变,只有一个突变年份,突变后平均温度降低 $1^{\circ}\text{C}\sim 2^{\circ}\text{C}$;秋季在 1986 和 1988 年发生突变,温度在 1986 年后升高,在 1988 年发生突变后降低;春季存在三个突变点,变化比较复杂,在 1983 年突变后平均温升高,在 1992 年突变后平均温降低,而后在 1994 年突变后平均温又再次升高。

2) 西北干旱区对流层顶温度年际变化率的空间分布在全年和季节上表现出不同的变化趋势。全年和

Table 2. The correlation between height and tropopause temperature variation rate
表 2. 海拔高度与对流层顶温度变化率的相关性分析

时间	拟合方程	R	F	N
全年	$y = -2123.2x + 1803.1$	-0.307*	5.313*	53
春季	$y = -2701.4x + 2173.1$	-0.313*	5.556*	53
夏季	$y = -323.04x + 2647$	-0.136	0.965	53
秋季	$y = -2159.1x + 1792.8$	-0.355**	7.339**	53
冬季	$y = -3219.3x + 1821$	-0.318*	5.734*	53

**在 0.01 水平(双侧)上显著相关, *在 0.05 水平(双侧)上显著相关。

夏季的空间分布较为相似, 呈现东北-西南条带状分布, 中间区域即昆仑山东北部和天山西南部之间的区域下降速率最快, 两侧逐渐减慢, 其中阿尔泰山下降速率最慢。秋季和冬季对流层顶温度变化率的空间分布大体相似, 在天山及其中部以南的区域下降速率最快, 不同之处在于秋季昆仑山地区的下降速率为全区最快, 而在冬季比中间区域缓慢。春季对流层顶变化速率不同于其他, 在昆仑山地区下降速率最快, 40°N 区域下降速率最慢。

3) 西北干旱区地表温度与对流层顶温度的年际变化特征存在显著的负相关关系。海拔与对流层顶夏季温度变化率没有相关性, 与全年及春、秋、冬季均有显著的正相关关系。

参考文献 (References)

- [1] IPCC (2013) Working Group I Contribution to the IPCC Fifth Assessment Report, Climate Change 2013: The Physical Science Basis: Summary for Policymakers.
- [2] 施雅风, 沈永平, 胡汝翼 (2002) 西北干旱区气候由暖干向暖湿转型的信号、影响和前景初步探讨. *冰川冻土*, **3**, 219-226.
- [3] Xu, J.H., Chen, Y.N., Li, W.H., et al. (2013) Understanding the complexity of temperature dynamics in Xinjiang, China, from multi-temporal scale and spatial perspectives. *The Scientific World Journal*, **2013**, Article ID: 259248.
- [4] Chen, Z.S., Chen, Y.N., Xu, J.H., et al. (2015) Upper-air temperature change trends above arid Northwest China during 1960-2009. *Theoretical Applied Climatology*, **120**, 239-248.
<http://dx.doi.org/10.1007/s00704-014-1166-3>
- [5] Zhao, B.F., Xu, J.H., Chen, Z.S., et al. (2013) Air temperature change in the Southern Tarim River Basin, China, 1964-2011. *The Scientific World Journal*, **2013**, Article ID: 894851. <http://dx.doi.org/10.1155/2013/894851>
- [6] Seidel, D.J., Ross, R.J., Angell, J.K., et al. (2001) Climatological characteristics of the tropical tropopause as revealed by radiosondes. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **106**, 7857-7878.
<http://dx.doi.org/10.1029/2000JD900837>
- [7] Santer, B.D., Wehner, M.F., Wigley, T.M.L., et al. (2003) Contributions of anthropogenic and natural forcing to recent tropopause height changes. *Science*, **301**, 479-483. <http://dx.doi.org/10.1126/science.1084123>
- [8] International Meteorological Vocabulary 2nd. (1992) Geneva: Secretariat of the World Meteorological Organization. 636.
- [9] Maxobep, M., 著, 张贵银, 廖寿发, 译 (1988) 对流层顶气候学. 气象出版社, 北京.
- [10] 邹进上, 张降秋, 王炳忠 (1989) 我国对流层顶的时空分布特征及其影响因子. *气象科学*, **4**, 417-426.
- [11] 吴润, 杨茜, 符淙斌, 等 (2007) 全球对流层顶温度场演变的气候学特征分析. *热带气象学报*, **23**, 595-600.
- [12] 朱保林, 管兆勇, 程智 (2010) 北半球夏季对流层顶气压与气温的年(代)际变率与趋势分析. *热带气象学报*, **3**, 364-370.
- [13] 张广兴, 何清, 李娟, 辛渝 (2005) 近 40a 来新疆极地类对流层顶温度变化的若干事实和突变分. *干旱区地理*, **6**, 729-733.

- [14] 吴香玲 (1995) 北京地区极地对流层顶与地面要素之间的关系. *气象*, **11**, 42-46.
- [15] 陈曦, 著 (2010) 中国干旱区自然地理. 科学出版社, 北京.
- [16] 谢潇, 何金海, 祁莉 (2011) 4种再分析资料在中国区域的适用性研究进展. *气象与环境学报*, **5**, 58-65.
- [17] 徐建华, 著 (2014) 计量地理学. 第二版, 高等教育出版社, 北京.