

邓海军, 陈亚宁, 陈忠升. 增温增湿环境下天山山区降雪量变化[J]. 地理科学, 2018, 38(11): 1933-1942. [Deng Haijun, Chen Yaning, Chen Zhongsheng. Changes of Snowfall Under Warmer and Wetter in the Tianshan Mountains. Scientia Geographica Sinica, 2018, 38(11): 1933-1942.] doi: 10.13249/j.cnki.sgs.2018.11.021

增温增湿环境下天山山区降雪量变化

邓海军^{1,2,4,5}, 陈亚宁², 陈忠升³

(1.福建省陆地灾害监测评估工程技术研究中心, 福建 福州 350007; 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 830011; 3.西华师范大学国土资源学院, 四川 南充 637002; 4.湿润亚热带山地生态国家重点实验室培育基地, 福建 福州 350007; 5.福建师范大学地理科学学院, 福建 福州 350007)

摘要: 基于APHRO's气温和降水数据集, 运用气温阈值模型, 分析了1961~2015年间天山山区降雪量变化特征。研究表明, 自1961年以来, 天山山区升温趋势显著, 速率为 $0.027^{\circ}\text{C}/\text{a}$, 且冬半年的升温速度大于夏半年。同时, 3 000 m海拔以上区域的平均气温上升到 0°C 左右。冬季降水的增加速率为 $0.42\text{ mm}/\text{a}$ ($P<0.01$), 春季和夏季的降水量呈减少趋势。降雪量变化时空差异显著, 3 000 m海拔以上区域降雪随气温的升高而增加, 而3 000 m以下区域降雪随气温的升高而减少。最大降雪量气温是控制降雪变化的关键因子, 当平均气温低于最大降雪量气温时, 随气温升高降雪量呈增加趋势; 当平均气温高于最大降雪量气温时, 随气温升高降雪量呈减少趋势。

关键词: 气候变化; 降雪; 气温阈值模型; 天山山区

中图分类号: P467 **文献标识码:** A **文章编号:** 1000-0690(2018)11-1933-10

自20世纪50年代以来, 以陆地表面气温上升为主要特征的气候变化尤为显著。IPCC第五次评估报告(AR5)中基于4套全球气温数据集(GHC-Nv3, CRU, GISS and Berkeley)研究表明1979~2012年的升温速度要高于过去100 a来任何时期的升温速度, 达 $0.27\pm 0.05^{\circ}\text{C}/10\text{a}^{[1]}$ 。全球变暖驱动了降水形式由降雪向降雨转变^[2], 尤其是冬季降雪量的变化^[3]。

积雪是山区水资源的重要组成部分, 对于流域水资源的稳定性起缓冲的作用。气温是影响降雨和降雪相互转化的关键性因子^[4]。全球变暖使得山区的融雪期提前^[5], 导致河流的径流高峰来临的时间提前^[3], 进而影响山区河川径流的稳定性^[2]。当然, 也有研究指出变暖条件下降雪率增加或减少, 与降雪和降雨的转化温度密切相关^[4]。这表明气温阈值是控制降雪变化的一个重要因素。确定降雪和降雨转化的温度阈值范围对于研究降雪变化具有重要意义。

将降雪从降水中分离是研究降雪变化的基础, 常用方法主要分为等温线剖面法^[6-8]和气温阈值法^[9-14]。等温线剖面法是基于 0°C 等温线剖面来

判断降水类型, 而气温阈值法用气温或干(或湿)球温度来判断降水形式。湿球温度相对于干球温度的优点在于考虑降水过程的蒸发制冷效应^[6]。此外, 相对湿度和气压亦能影响降雪量, 将这2个因子融入到气温阈值模型中能够提高模型对降雪率的模拟精度^[15], 且在青藏高原的应用效果较好^[16]。同时, 基于不同的数据源计算的降雪量也存在一定的差异, 例如基于ERA-Interim数据计算的降雪量, 相对于APHRO's数据, 存在高估现象, 这可能是因为ERA-Interim的地表气温低于站点观测值所致^[17]。

天山山区受西风气流影响及地形抬升的作用, 相对于周边的荒漠区域, 其降水量较大, 被誉为“湿岛”^[18], 为中亚众多河流的源地, 因此又被称为中亚“水塔”^[19], 对中亚地区的生态环境和社会经济发展具有重要作用^[20]。受全球气候变化的影响, 天山山区呈增温增湿的趋势^[21-23]。天山山区降雪量自西向东减少^[24], 因为其水汽来源主要受西风控制^[18]。基于站点观测数据的研究天山山区降雪量的变化结果表明: ①空间差异显著, 整个山区、南坡及北坡的降雪量变化速率分别为 $1.92\text{ mm}/10\text{a}$ 、

收稿日期: 2017-11-20; **修订日期:** 2018-03-12

基金项目: 国家自然科学基金项目(41807159)资助。[Foundation: National Natural Science Foundation of China(41807159).]

作者简介: 邓海军(1987-), 男, 湖南隆回人, 博士, 讲师, 主要从事山区气候水文过程及流域水循环研究。E-mail: denghj@fjnu.edu.cn

0.73 mm/10a 及 3.86 mm/10a^[25];② 季节差异明显,主要是冬季降雪增加明显^[24-26];③ 降水形式变化差异显著,降雪增加速率低于降雨^[27],从而导致雨雪比呈下降的趋势^[28]。当然,这些研究成果是基于地面观测站点的观测数据,主要位于中国天山部分的中低海拔区域,难以准确描述高海拔区域的降雪量变化情况。

本文以中亚天山为研究区,研究气候变化对降雪的影响,研究内容主要围绕以下两部分内容展开:① 分析 1961~2015 年期间中亚天山山区的气温和降水时空变化特征;② 解读暖湿条件下的天山山区降雪量的时空变化特征。以期为正确理解暖湿条件下,气候变化对山区水资源影响提供基础。

1 研究区域、数据来源及研究方法

1.1 研究区域

天山位于欧亚大陆腹地,地理位置介于 66°~96°E 和 37°~46°N 之间(图 1),东西延伸达到 2 500 km,南北平均宽度 250~350 km^[29],横跨中国、哈萨克斯坦、吉尔吉斯斯坦和乌兹别克斯坦 4 个国家。天山可以分为东天山、中天山、西天山及北天山 4 个部分,构成了亚洲中部最大的山系^[18]。

研究区主要是海拔 1 500 m 等高线以上区域,还包括低于此海拔高度的部分河流谷地,如伊犁河谷和锡尔河河谷等(图 1)。并按海拔高度将研究区分为 3 个高度带,分别是 1 500 m 以下区域、1 500~3 000 m 之间区域及 3 000 m 以上区域,其中 1 500 m 以下区域主要为河谷低地,包括伊犁河河谷、锡尔河上游河谷及焉耆盆地;1 500~3 000 m 之间为灌丛和森林分布区域;3 000 m 以上区域为

冰川和积雪的主要分布区域。天山山区多年平均气温在 5℃ 左右,夏季的平均温度超过 15℃,最高气温出现在 7 月,冬季的平均温度低于 -10℃,最低温度出现在 1 月。本研究结果表明,天山山区多年平均降水在 250~300 mm 之间,冬季降水少,夏季降水多,降水量集中在 4~7 月份,最大降水量发生在 5 月份。天山的迎风坡(天山西北部区域)降水量比较丰富,特别是迎风坡河谷,例如阿姆河上游的年降水量能达到 3 000 mm,伊犁巩乃斯河的年降水量在 1 000 mm 以上^[18],相对于周边的荒漠区(不足 100 mm)是一个“湿岛”,因此亚洲中亚众多河流的发源于天山山区,例如锡尔河、阿姆河及伊犁河等,为中亚的生态系统和社会经济的发展提供了宝贵的水源。

1.2 数据来源与评估

APHRO's 数据集是日本 APHRODITE (Asian Precipitation-Highly-Resolved Observational Data Integration Towards Evaluation of Water Resources) 水资源研究计划发展的一套逐日气温和降水格点数据集,空间分辨率为 0.25°×0.25°,研究区内共有格点 1 276 个(其中 1 500 m 海拔以下区域:423 个,1 500~3 000 m 之间区域:554 个,大于 3 000 m:299 个)时间长度为 1951 年/1961~2007 年(降水/气温)。APHRO's 数据集的精度高^[30,31],并能反映降水随地形的变化^[32],相对于其他数据集更适合用来研究天山山区的气候变化。但是这套数据目前只更新到 2007 年,在此基础上,本文根据 2008~2015 年的 ERA-Interim 气温和降水数据,将 APHRO's 数据集延长到 2015 年。ERA-Interim 逐日气温和降水数据集由欧洲气象中心(ECWMF)提供,空间分辨率同样为 0.25°×0.25°。

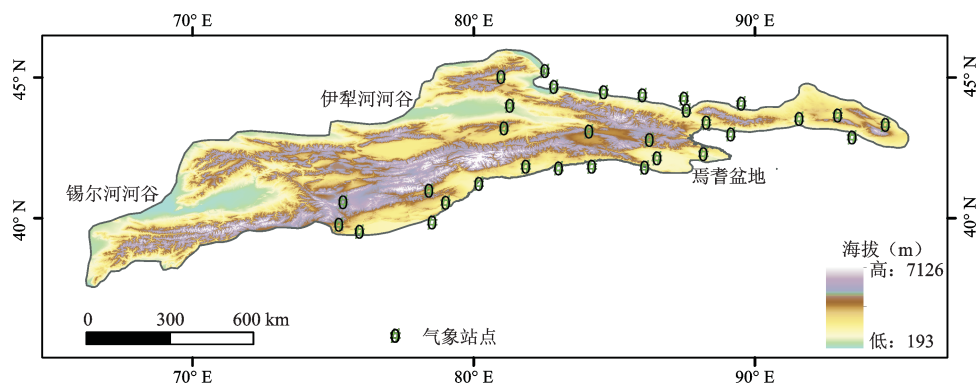


图 1 研究区位置

Fig.1 Location of study area

采用相关系数 (R^2)、均方根误差 ($RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \left(\sum_{i=1}^n (x_i - y_i)^2 \right)}$), 式中, x_i 为 APHRO's 降水数据, y_i 为 ERA-Interim 降水数据, t 为时间) 及

均方根绝对误差 ($MAPD = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \left(\frac{|x_i - y_i|}{\text{mean}(x)} \right)}$), 式

中, x_i 为 APHRO's 降水数据, y_i 为 ERA-Interim 降水数据, t 为时间) 等 3 个指标, 评估日尺度的 APHRO's 数据集与 ERA-Interim 数据集之间的一致性(表 1), 结果表明, 从格点上来看, 有 1 064 (1 276) 个格点的气温的 $RMSE$ 小于 2°C , 且大部分格点 (775/1 276) 的气温的 $MAPD$ 小于 0.25; 两套数据的降水数据的差距要大些, 有 864 (1 276) 个格点的 $RMSE$ 小于 3 mm, 但是 $MAPD$ 偏大。从整个区域来看, 两套数据的气温数据相关系数非常好, 降水数据稍微要差些。降水数据的 $MAPD$ 偏大, 但是 $RMSE$ 在 3 mm 左右。在此基础上, 文中对 2 套数据集 1980~2007 年的数据进行校正匹配, 并且根据 ERA-Interim 2008~2015 年数据, 将 APHRO's 的气温和降水数据延长到了 2015 年。

1.3 方法

文中降雪量的估算是先用温度阈值模型模拟降雪率, 在此基础上, 结合降水量数据估算降雪量; 其次, 用 Mann-Kendall (MK) 非参数检验方法检验气温、降水、降雪等气象要素的变化趋势; 最后, 用交叉象限图来阐述气温变化与降雪变化之间的关系。

1.3.1 降雪量估算方法

降水形式包括液态降水和固态降水 2 种形式。根据降水时的气温情况^[2,34], 一次降雨过程包括 3 种可能: 降雨、降雪及雨雪混合。本文研究假定其他形式降水(霰、露及雹等)的量可以忽略不计, 这样降雨率和降雪率的总和为 1。降雪率可由下面公式计算^[34]:

$$F_s = \begin{cases} 1 & \text{if } T_0 < T_{\text{snowfall}} \\ 1 - \frac{T_0 - T_{\text{snowfall}}}{T_{\text{rainfall}} - T_{\text{snowfall}}} & \text{if } T_{\text{snowfall}} \leq T_0 \leq T_{\text{rainfall}} \\ 0 & \text{if } T_0 > T_{\text{rainfall}} \end{cases} \quad (1)$$

式中, F_s 是降雪率, T_0 是气温 ($^\circ\text{C}$), T_{snowfall} 是发生降雪的基本温度 ($^\circ\text{C}$), T_{rainfall} 是发生降雨的基本温度 ($^\circ\text{C}$)。根据 Irannezhad 等^[34]的研究结果, T_{snowfall} 的范围为 $-6.1 \sim 0^\circ\text{C}$, T_{rainfall} 的范围为 $-0.1 \sim 3.5^\circ\text{C}$ 。本文根据 Deng^[16]研究方法, T_{snowfall} 的取值为 -2.0°C , 而 T_{rainfall} 的取值为 3.5°C 。

$$\text{Snow}_i = (F_s)_i \times P_i \quad (2)$$

式中, Snow_i 为第 i 天的降雪量, $(F_s)_i$ 为第 i 天的降雪率, P_i 为第 i 天的降水量。

1.3.2 趋势检测

趋势分析是气候和水文领域时间序列分析的重要内容。时间序列的趋势分析方法主要包括参数检验和非参数检验这两类。而气候和水文时间序列过程具有非正态分布和缺失值等特点, 使得用参数统计检验方法得到的趋势变化结果往往不可信^[35]。但非参数检验方法不受这些特点的限制, 其中 Mann-Kendall 趋势检验方法最为常用^[35-38]。因此, 本文用 Mann-Kendall (MK) 法方检验气温、降水及降雪变化趋势。

1.3.3 交叉象限图

山区是一个独特的地理单元, 全球变暖的大背景下, 山区的降雪将会怎样变化, 值得探索。气温是影响山区降雪的主要因子。本文运用交叉象限图是用来解释天山山区降雪变化与气温变化之间关系^[16](图 2)。交叉象限图的每一个子区域, 都表示不同类型的气温和降雪关系, 其优点是直观明了^[16]。

2 结果分析

2.1 气温变化特征

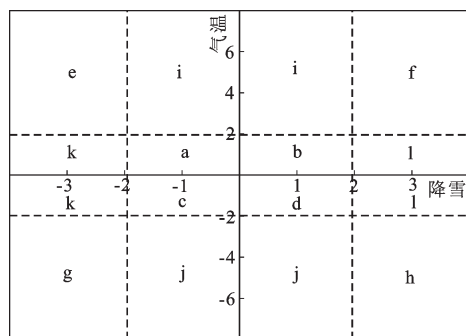
天山山区的年平均气温大约在 $4 \sim 5^\circ\text{C}$ 左右, 自 1961 年以来, 一直处于升温状态, 速率为 0.027°C/a

表 1 评估日尺度的 APHRO's 数据和 ERA-Interim 数据

Table 1 The evaluation results of daily scale datasets between APHRO's and ERA-Interim

变量	格点				区域		
	$RMSE$	格点数	$MAPD$	格点数	R^2	$RMSE$	$MAPD$
气温	$< 2^\circ\text{C}$	1064/1276	< 0.25	775/1276	0.99	1.35	0.29
降水量	$< 3 \text{ mm}$	684/1276	< 1.3	831/1276	0.57	3.28	1.29

注: 整个研究区域的格点数为 1 276, $RMSE$ 为均方根误差, $MAPD$ 为均方根绝对误差。



虚线为 ± 1.96 。子区域a+b+c+d:气温和降雪变化都不显著;e:升温显著,降雪显著减少;f:升温显著降雪显著增加;g:气温显著降低,降雪显著增加;h:气温显著降低,降雪显著减少;i:升温显著,降雪变化不显著;j:气温显著减少,降雪变化不显著;k:气温变化不显著,降雪显著减少;l:气温变化不显著,降雪显著增加

图2 气温和降雪变化的交叉象限图

Fig.2 Cross-Quadrant diagram plotting

($P < 0.01$, 表2), 到21世纪初平均气温上升了近 1°C 。季节变化分析结果表明, 冬半年的升温速度大于夏半年的升温速度(表2)。具体而言, 冬季的升温趋势最大, 达到了 0.034°C/a ($P < 0.05$), 其次是春季为 0.032°C/a ($P < 0.01$), 而夏季(0.019°C/a , $P < 0.01$)和秋季(0.023°C/a , $P < 0.01$)的升温速率小于年平均气温的升温速率(表2)。因此, 冬半年的升温加速拉动了天山山区气温的升高, 这与全球气温升温特征一致^[39]。

表2 1961~2015年天山山区气温变化趋势

Table 2 The trends of air temperature in Tianshan Mountains during 1961-2015

	平均值 \pm 标准差($^{\circ}\text{C}$)	趋势($^{\circ}\text{C/a}$)	Z值	显著性
年均	4.53 ± 0.78	0.027	4.18	***
冬季	-10.6 ± 1.53	0.034	2.52	**
春季	5.43 ± 1.16	0.032	2.91	***
夏季	16.27 ± 0.59	0.019	3.37	***
秋季	4.32 ± 0.98	0.023	2.97	***

注: *, ** 分别表示在0.05和0.01水平上显著。

从空间变化特征来看, 整个天山山区在过去50 a中以升温为主, 大部分区域升温幅度在 $0 \sim 0.04^{\circ}\text{C/a}$ 之间。也有部分区域表现为降温趋势, 主要分布在天山中西部的局部区域。冬季升温速度最明显(图略), 升温速率达到 $0.06 \sim 0.1^{\circ}\text{C/a}$, 而春季、夏季及秋季的升温速率都较冬季要小。同时, 在天山中西部的局部区域呈降温趋势, 降温幅度

大约 $-0.02 \sim -0.05^{\circ}\text{C/a}$ 。

大气边界层的直接热源为地面长波辐射, 因此气温随海拔升高而降低。天山山区的气温垂直变化特征很明显, 整体上都有一个变暖的趋势(图略)。1 500 m以下海拔区域的年平均气温最高, 在 $8 \sim 10^{\circ}\text{C}$ 左右, 而自20世纪80年代中期以来升温明显, 到21世纪初, 年平均气温已经超过 10°C 。该区域主要位于河谷低地, 例如伊犁河谷。1 500~3 000 m之间区域的年平均气温在 $2 \sim 4^{\circ}\text{C}$ 左右, 同样过去30 a升温趋势明显, 到21世纪初年平均气温已经超过 4°C 。海拔3 000 m以上区域的年平均气温在 -2°C 左右徘徊, 但自20世纪80年代中以来升温趋势明显, 到21世纪初已接近 0°C 。3 000 m海拔以上区域是天山的冰川和积雪分布区, 是该区域的固态水资源储藏区域, 如果该区域的年平均气温达到 0°C , 将会加速冰川和积雪的消融。高海拔区域的升温将会对山区的冰川和积雪的积累起到负面影响。因此, 需要加强对该区域的气温监测。

2.2 降水变化特征

天山山区多年平均降水量在280 mm左右, 近50 a来整体上呈增加的趋势, 增加速率约为 0.13 mm/a , 但不显著(表3)。与多年平均气温变化结果(表3)结合分析表明, 过去50多年天山山区的气候变化特征为增温增湿。季节变化分析结果表明, 冬半年的降水呈增加趋势而夏半年则降水呈减少趋势(表3)。冬季降水的增加速率为 0.42 mm/a , 并通过0.01水平下的显著性检验(表3), 秋季增加速率为 0.24 mm/a ($P < 0.1$)。春季和夏季的降水量最多, 而这两季节的降水量都呈减少趋势, 但只有春季通过了0.1水平的显著性检验, 夏季递减趋势不明显(表3)。冬季和秋季的降水量相对较少, 这2个季节多年平均降水总量在90 mm左右(表3)。春季和夏季的降水量比较大, 同时春季是以固态降水, 即降雪为主, 夏季是以液态降水为主。

降水空间变化特征显示, 天山中、东部降水呈增加趋势, 增加速率在 $0 \sim 1.5 \text{ mm/a}$ 之间, 而天山西、西部降水呈减少趋势, 最大减少速率在 $-2 \sim -6 \text{ mm/a}$ 之间。冬季大部分区域呈增加趋势, 主要位于天山的西风迎风坡区域, 而塔里木盆地北部和东天山区域呈减少趋势。春季降水增加区域位于天山中部和东天山区域, 而天山西部和北部呈减少趋势。夏季降水增加区域主要位于天山中部, 特别

表3 1961~2015年天山山区降水变化趋势

Table 3 The trends of precipitation in the Tianshan Mountains during 1961-2015

	平均值±标准差(mm)	趋势(mm/a)	Z值	显著性
年均	278.7±42.9	0.13	0.69	-
冬季	40.29±11.57	0.42	4.28	***
春季	86.4±20.3	-0.35	-1.67	*
夏季	79.6±17.8	-0.12	-0.81	-
秋季	51.6±14.8	0.24	1.77	*

注: *、***分别表示在0.1和0.01水平上显著;“-”表示不显著。

是开都河流域降水增加幅度大,达1~1.5 mm/a。秋季的降水增加幅度和减少幅度都比较小。

降水随海拔变化的规律比气温要复杂。天山山区最大降水量位于海拔高度2 000~4 000 m之间的区域。为进一步揭示天山山区降水在不同海拔区域的年变化和季节变化特征,我们分析了降水在不同海拔区域的变化对比(图3)。1 500 m海拔以下区域降水量主要集中在春季,大约占了全年降水量的40%左右;1 500~3 000 m区域降水量集中在春、夏这2个季节,占了全年降水量的三分之二;3 000 m以上区域降水量主要集中在夏季,其次是春季。

2.3 降雪变化特征

天山山区多年平均降雪量大约在80 mm左右。1 500 m海拔以下区域,冬季的平均降雪量最大,达到12 mm左右,而其他季节的降雪量非常少。1 500~3 000 m区域,同样是冬季的平均降雪量最大。3 000 m海拔以下区域的夏季的降雪量基

本上为0,除个别区域外。3 000 m海拔以上区域,春季的平均降雪量最大,此外冬季和秋季的降雪量都在10 mm左右,而夏季也有少量的降雪量,大约为2~3 mm左右。

天山中部的降雪呈增加趋势,增加速率大约0~0.15 mm/a,而天山西部和东部区域呈减少趋势,减少速率达-0.15~-0.2 mm/a。季节平均降雪量变化分析结果表明(图4),冬季降雪的增加区域主要位于天山的中部和东部区域,而天山西部的局部区域呈减少趋势;春季和秋季的空间变化特征相似,夏季的变化不大。

2.4 山区变暖对降雪量的影响

1961~2015年天山山区整体上以变暖趋势为主,增温速率约0.027℃/a。山区变暖不仅加速了冰川和积雪消融,而且影响降水形式的变化。本文的降雪数据是基于最常用的温度阈值计算方法模拟得到,具体算法详见方法2.3.1部分。

气温和降水数据的空间分辨率都是0.25°×0.25°,研究区域内共有格点1 276个。1 500 m海拔以下区域共有格点423个,其中71.9%的格点表现为温度显著升高,但降雪变化不明显(图5a和表4)。同时,有6.2%的格点为温度显著升高,降雪显著减少;有14.6%的格点表现为温度显著升高,降雪也显著增加。此外,有5.9%的格点气温没有显著升高,降水也没有显著变化;但有1.4%的格点表现为气温无显著变化,降水表现为显著增加。海拔1 500~3 000 m之间区域共有格点554个,而56%的格点是温度显著升高而降雪变化不显著(图5b和表4);3.4%的格点为温度显著升高而降雪显

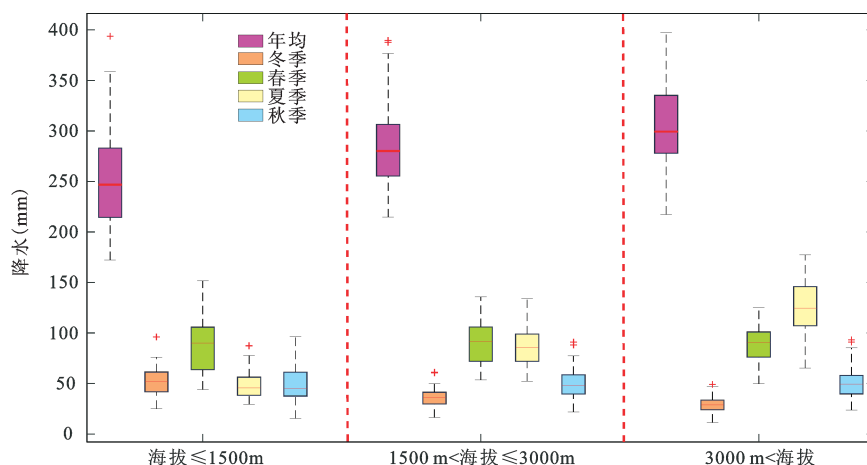


图3 不同海拔区域的降水特征分析

Fig.3 The characteristics analysis of precipitation in different elevation bands

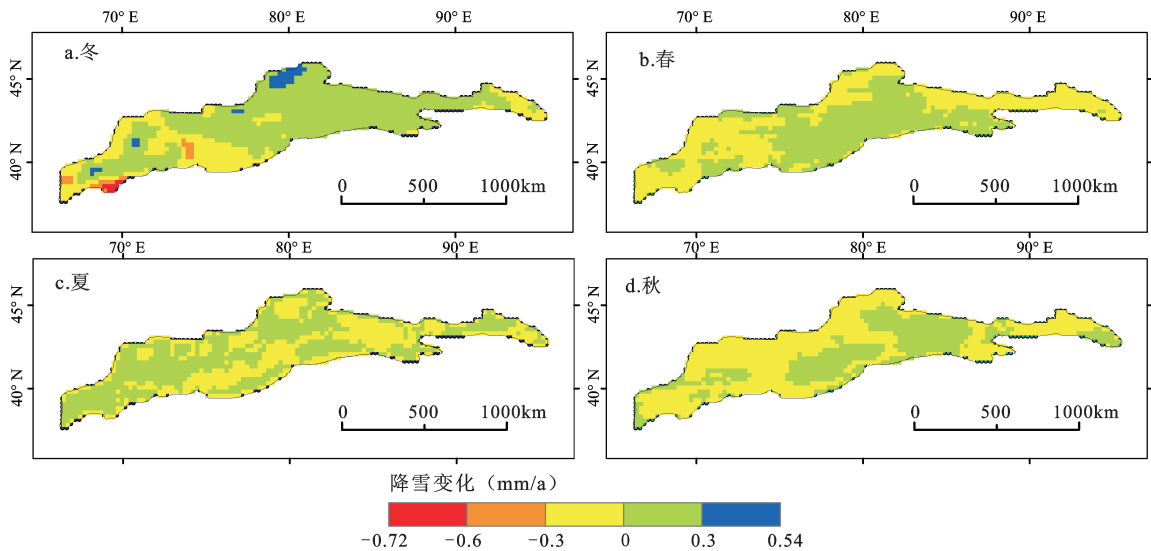
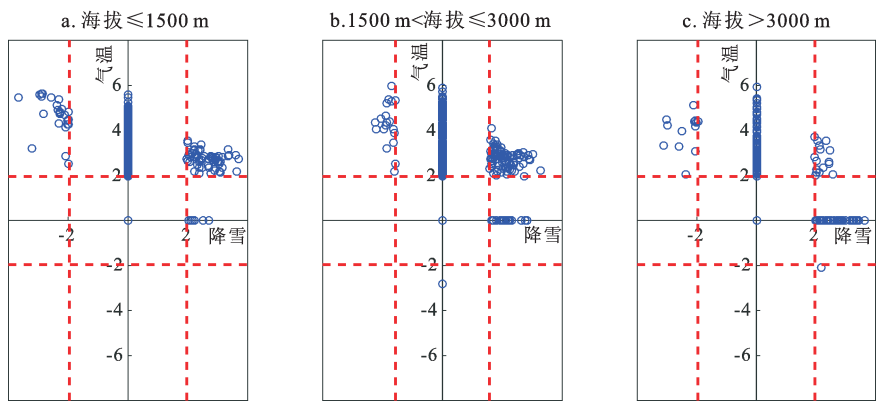


图4 1961~2015年天山山区降雪量的空间变化趋势

Fig.4 The trends of snowfall in the Tianshan Mountains during 1961-2015



蓝点表示气温和降雪趋势检验的Z值,红色虚线为 ± 1.96 ;趋势检验方法为M-K趋势检验方法。

图5 1961~2015年天山山区不同海拔高度带的降雪变化

Fig.5 The trends of snowfall in different elevation bands in the Tianshan Mountains during 1961-2015

著减少,而有16%的格点表现为温度显著升高而降雪也显著增加;此外,有20.4%的格点为气温和降雪都没有显著变化,有4.2%的格点表现为气温没有显著的变化,而降雪呈显著的增加趋势。3 000 m海拔以上区域格点个数为299个,其中47.2%的格点为气温显著升高而降雪变化不明显(图5c和表4);另外,有4.3%的格点降雪显著减少随着气温显著升高,而有5.4%的格点温度显著升高同时降雪也显著增加。值得注意的是,该区域有18.1%的格点降雪呈显著增加趋势但温度没有显著变化。

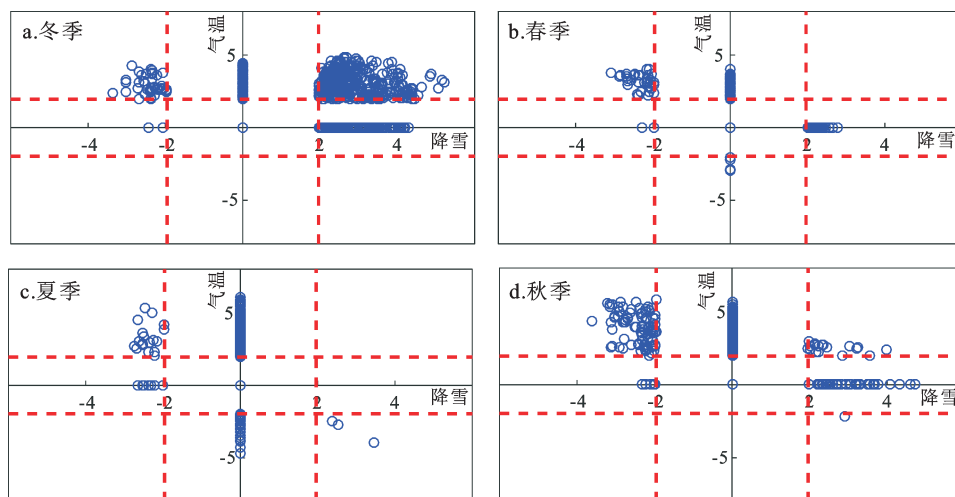
降雪的季节变化与温度的变化紧密相关。冬季大部分格点(45.7%)气温升温显著但降雪变化

表4 1961~2015年天山山区不同海拔高度带的气温和降雪变化不同对应情况

Table 4 The trends of air temperature and snowfall in different elevation bands in the Tianshan Mountains during 1961-2015										
高度带	a+b+c+d	e	f	g	h	i	j	k	l	
A	25	26	62	0	0	304	0	0	6	
B	113	19	88	0	0	310	1	0	23	
C	74	13	16	0	1	141	0	0	54	

注:A:海拔 $\leq 1\,500\text{ m}$;B: $1\,500\text{ m} < \text{海拔} \leq 3\,000\text{ m}$; C: 海拔 $> 3\,000\text{ m}$;总格点数为1 276个。

不显著(图6a和表5),约3.1%的格点的降雪呈显著减少趋势随着气温的显著升高,但有28.8%的格点的降雪随气温显著升高而显著增加,有11.7%的



蓝点表示气温和降雪趋势检验的Z值,红色虚线为 ± 1.96 ;趋势检验方法为M-K趋势检验方法。

图6 1961~2015年天山山区降雪季节变化

Fig.6 The trends of snowfall in different seasons in the Tianshan Mountains during 1961-2015

表5 1961~2015年天山山区不同季节的气温和降雪变化不同对应情况分析

Table 5 The trend of seasonal temperature and snowfall in the Tianshan Mountains during 1961-2015

高度带	a+b+c+d	e	f	g	h	i	j	k	l
冬季	149	40	368	0	0	583	0	2	134
春季	987	36	0	0	0	219	4	3	27
夏季	608	18	0	0	3	610	28	9	0
秋季	239	91	18	0	1	882	0	5	40

格点的气温和降雪都没有显著变化,此外有10.5%的格点的气温无显著变化,但是降雪呈增加的趋势。春季大部分格点(77%)的气温和降雪都无显著变化(图6b和表5),约17.2%的格点的气温升温显著但降雪变化不显著,仅3.1%的格点的降雪随着气温的显著升高而呈显著增加趋势,此外,有2%的格点的降雪呈显著增加趋势但气温无显著变化。夏季47.8%的格点为气温显著升高但降雪无显著变化,47.6%的格点的气温和降雪都无显著变化(图6c和表5),这2种情形就已经占了绝大部分格点个数(95.4%)。另外,夏季有9个格点的温度无显著升温趋势但降雪呈显著减少趋势。秋季的大部分站点(69%)的温度显著升高但降雪无明显变化(图6d和表5),另外18.7%的格点的气温和降雪都无显著变化,有7%的格点的温度显著升高的同时降雪呈显著减少的趋势,有1.4%的格点表现

气温和降雪都显著增加。另外,有40个格点的降雪呈显著增加的趋势但气温无明显变化,5个格点的降雪呈显著减少的趋势而气温无明显变化(图6d和表5)。

以上分析结果表明,3 000 m海拔以上区域随气温的升高降雪以增加趋势为主,而3 000 m以下区域随气温的升高降雪以减少趋势为主。同时,降雪的季节变化与气温的变化密切相关,冬季降雪随气温的升高以增加的趋势为主,其他季节都是以减少的趋势为主。高亚洲区域(以青藏高原为主体)的降雪温度范围在 $-15\sim 4^{\circ}\text{C}$ 左右^[16],而最大降雪量发生的温度在 $1\sim 2^{\circ}\text{C}$ ^[16,28]。表6结果表明,山区降雪变化的时空差异显著,与最大降雪量气温、海拔及下垫面性质密切相关。天山山区大部分格点的冬季平均气温远低于 2°C ,随温度的上升,降雪量会随之增加。而其他季节的平均气温高于 2°C ,随温度的上升,降雪量会随之减少。即当平均气温低于最大降雪量气温时,升温过程位于最大降雪量气温的左侧,因此随气温升高降雪量呈增加趋势,反之亦然。图6和表6结果表明,天山山区冬季有28.8%的格点的降雪随气温的显著上升呈显著增加趋势。

3 结论

文中基于气温和降水数据,运用温度阈值模型,评估了1961~2015年天山山区降雪变化,探讨

表6 高亚洲区域降雪变化研究

Table 6 The study on snowfall changes in the High Asia Regions

区域	研究方法	时间序列	数据源	主要结论	文献来源
天山	双阈值气温模型	1961~2015年	格点数据	冬季呈增加趋势;高海拔区域呈增加趋势	本文
	将雨雪混合全部归为降雪	1961~2010年	站点数据	降雪呈增加趋势;雪雨比呈减少趋势	[28]
	频率求交法和概率保证法	1950s~2014年	站点数据	雪雨比的变化范围为 0.02~1.79,随着海拔的升高而增大	[40]
青藏高原	双阈值气温模型	1961~2014年	站点数据	最大降雪量气温是控制降雪变化的关键因子	[16]
	双阈值气温模型	1961~2014年	站点数据	降雪变化与下垫面性质密切相关	[41,42]

了暖湿条件下天山山区降雪量的时空变化特征。主要结论如下:

山区冬季的升温趋势最大,达到了 0.034℃/a ($P<0.05$),冬半年升温加速拉动了天山山区气温的增加。冬季降水的增加速率为 0.42 mm/a ($P<0.01$),秋季增加速率为 0.24 mm/a ($P<0.1$)。暖湿条件下,3 000 m 海拔以上区域,降雪随气温上升以增加为主,而 3 000 m 以下区域则相反。降雪量的季节变化特征与最大降雪量气温密切相关,当平均气温低于该温度时,降雪量以增加趋势为主,反之,降雪量以减少趋势为主。

天山山区地形条件复杂,不同区域的气温和降水组合差异较大,西风的迎风坡降水量,而背风坡降水少,因此,其降雪量也会呈现出空间差异。又因为天山山区的气象观测站点少且建站时间短,因此本文数据来源是基于 2 套格点数据同化后的数据。输入数据的精度给降雪率模型的模拟结果精度带来一定的影响。下一步研究将在当前的基础上,提高模型输入参数的精度(例如,气温和降水数据),细化分区,开展不同区域的降雪量变化特征对比,同时结合卫星遥感数据(如 MODIS)进行分析。

参考文献(References):

[1] Hartmann D L, AMG Klein Tank, M Rusticucci et al. 2013: Observations:Atmosphere and surface. In: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker TF, D Qin, G-K Plattner, M Tignor, SK Allen, J Boschung, A Nauels, Y Xia, V Bex and PM Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

[2] Berghuijs W R, Woods R A, Hrachowitz M. A precipitation shift from snow towards rain leads to a decrease in streamflow. Na-

ture Climate Change, 2014, 4(7):583-586.

[3] Barnett T P, Adam J C, Lettenmaier D P. Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions[J]. Nature, 2005, 438(7066):303-309.

[4] Räisänen J. Warmer climate: less or more snow? [J]. Clim Dyn, 2008, 30(2):307-319.

[5] 李宝福,陈亚宁,陈忠升,等.西北干旱区山区融雪期气候变化对径流量的影响[J]. 地理学报, 2012, 67(11): 1461-1470. [Li Baofu, Chen Yaning, Chen Zhongsheng et al. The effect of climate change during snowmelt period on streamflow in the mountainous areas of Northwest China. Acta Geographica Sinica, 2012, 67(11): 1461-1470.]

[6] Bocchieri J R. The objective use of upper air soundings to specify precipitation type[J]. Monthly Weather Review, 1980, 108(5): 596-603.

[7] Schuur T J, Park H S, Ryzhkov A V et al. Classification of precipitation types during transitional winter weather using the RUC Model and polarimetric radar retrievals[J]. Journal of Applied Meteorology and Climatology, 2012, 51(4):763-779.

[8] Thériault J M, Stewart R E, Milbrandt J A et al. On the simulation of winter precipitation types[J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2006, 11:D18202).

[9] Clark M P, Slater A G, Barrett A P et al. Assimilation of snow covered area information into hydrologic and land-surface models[J]. Advances in Water Resources, 2006, 29(8):1209-1221.

[10] Gustafsson D, Stähli M, Jansson P E. The surface energy balance of a snow cover: Comparing measurements to two different simulation models[J]. Theor Appl Climatol, 2001,70(1): 81-96.

[11] Stewart R E. Precipitation types in the transition region of winter storms[J]. Bulletin of the American Meteorological Society, 1992, 73(3):287-296.

[12] Wigmosta M S, Vail L W, Lettenmaier D P. A distributed hydrology-vegetation model for complex terrain[J]. Water Resources Research, 1994, 30(6):1665-1679.

[13] Yang Z L, Dickinson R E, Robock A et al. Validation of the snow submodel of the biosphere: atmosphere transfer scheme with Russian snow cover and meteorological observational data [J]. Journal of Climate, 1997, 10(2):353-373.

- [14] Zhang G, Kang S, Fujita K et al. Energy and mass balance of Zhadang glacier surface, central Tibetan Plateau[J]. *Journal of Glaciology*, 2013, 59(213):137-148.
- [15] Ding B, Yang K, Qin J et al. The dependence of precipitation types on surface elevation and meteorological conditions and its parameterization[J]. *Journal of Hydrology*, 2014, 513: 154-163.
- [16] Deng H, Pepin N, Chen Y. Changes of snowfall under warming in the Tibetan Plateau[J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2017, 122(14): 7323-7341.
- [17] Yasutomi N, Hamada A, Yatagai A. Development of a long-term daily gridded temperature dataset and its application to rain/snow discrimination of daily precipitation[J]. *Global Environmental Research*, 2011, 15(2): 165-172.
- [18] 胡汝骥. 中国天山自然地理[M]. 北京: 中国环境科学出版社. 2004: 69-122. [Hu Ruji. *Physical Geography of the Tianshan Mountains in China*. Beijing: China Environmental Science Press, 2004: 69-122.]
- [19] Immerzeel W W, van Beek L P H, Bierkens M F P. Climate change will affect the Asian Water Towers[J]. *Science*, 2010, 328(5984):1382-1385.
- [20] Chen Y, Li W, Deng H et al. Changes in central Asia's water tower: Past, Present and Future[J]. *Scientific Reports*, 2016, 6: 35458.
- [21] 袁晴雪, 魏文寿. 中国天山山区近40 a来的年气候变化[J]. 干旱区研究, 2006, 23(1): 115-118. [Yuan Qingxue, Wei Wenshou. Annual climate change in the Tianshan Mountainous since recent 40 years. *Arid Zone Research*, 2006, 23(1):115-118.]
- [22] 张正勇, 刘琳, 唐湘玲. 1960~2010年中国天山山区气候变化区域差异及突变特征[J]. 地理科学进展, 2012, 31(11): 1475-1487. [Zhang Zhengyong, Liu Lin, Tang Xiangling. The regional difference and abrupt events of climatic change in Tianshan Mountains during 1960-2010. *Progress in Geography*, 2012, 31(11):1475-1487.]
- [23] Deng H J, Chen Y N, Wang H J et al. Climate change with elevation and its potential impact on water resources in the Tianshan Mountains, Central Asia[J]. *Global and Planetary Change*, 2015, 135:28-37.
- [24] 徐俊荣, 仇家琪. 天山地区30年来冬季降雪波动研究[J]. 冰川冻土, 1996(S1):123-128. [Xu Junrong, Qiu Jiaqi. A study on snowfall variation in the Tianshan Mountains during the recent 30 winters. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 1996(S1): 123-128.]
- [25] 李效收, 张明军, 汪宝龙, 等. 天山地区冬季降雪量及其集中度和集中期的变化特征[J]. 资源科学, 2012, 34(8):1556-1564. [Li Xiaoshou, Zhang Mingjun, Wang Baolong et al. The change characteristics of winter snowfall, snow concentration degree and concentration period in the Tianshan Mountains. *Resources Science*, 2012, 34(8): 1556-1564.]
- [26] 李培基. 新疆积雪对气候变暖的响应[J]. 气象学报, 2001, 59(4):491-501. [Li Peiji. Response of Xinjiang snow cover to climate change. *Acta Meteorologica Sinica*, 2001, 59(4):491-501.]
- [27] 王杰, 张明军, 王圣杰, 等. 1961~2013年新疆雪雨比变化[J]. 干旱区研究, 2017, 34(4):889-897. [Wang Jie, Zhang Mingjun, Wang Shengjie et al. Change of snowfall/rainfall ratio in Xinjiang during the period of 1961-2013. *Arid Zone Research*, 2017, 34(4): 889-897.]
- [28] Guo L, Li L. Variation of the proportion of precipitation occurring as snow in the Tian Shan Mountains, China[J]. *International Journal of Climatology*, 2015, 35(7):1379-1393.
- [29] 柏美祥, 伊索. 塔吉克斯坦吉萨尔——中国新疆阿克苏10年强震危险区的圈定研究[J]. 内陆地震, 1995, 9(3):234-241. [Bai Meixiang, Isuk A P. Studying seismic risk area in Jisair (Tajikistan)-Aksu (Xinjiang, China) in the next ten years. *Inland Earthquake*, 1995, 9(3):234-241.]
- [30] Yasutomi N, Hamada A, Yatagai A. Development of a long-term daily gridded temperature dataset and its application to rain/snow discrimination of daily precipitation[J]. *Global Environmental Research*, 2011, 15(2): 165-172.
- [31] Yatagai A K, Kamiguchi O, Arakawa et al. APHRODITE: Constructing a long-term daily gridded precipitation dataset for Asia based on a dense network of rain gauges[J]. *Bulletin of American Meteorological Society*, 2012, 93(9): 1401-1415.
- [32] Xie P A, Yatagai M, Chen et al. A gauge-based analysis of daily precipitation over East Asia[J]. *Journal of Hydrometeorology*, 2007, 8: 607-627.
- [33] 韩振宇, 周天军. APHRODITE 高分辨率逐日降水资料在中国大陆地区的适用性[J]. 大气科学, 2012, 36(2): 361-373. [Han Zhenyu, Zhou Tianjun. Assessing the quality of APHRODITE high-resolution daily precipitation dataset over contiguous China. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences*, 36(2): 361-373.]
- [34] Irannezhad M, Ronkanen A K, Kløve B. Wintertime climate factors controlling snow resource decline in Finland[J]. *International Journal of Climatology*, 2016, 36(1):110-131.
- [35] Hirsch R M, Slack J R. A nonparametric trend test for seasonal data with serial dependence[J]. *Water Resources Research*, 1984, 20(60):727-732.
- [36] Hamed K H. Trend detection in hydrologic data: The Mann - Kendall trend test under the scaling hypothesis[J]. *Journal of Hydrology*, 2008, 349(3-4):350-363.
- [37] Hamed K H, Ramachandra Rao A. A modified Mann-Kendall trend test for autocorrelated data[J]. *Journal of Hydrology*, 1998, 204(1-4):182-196.
- [38] Yue S, Pilon P, Cavadas G. Power of the Mann - Kendall and Spearman's rho tests for detecting monotonic trends in hydrological series[J]. *Journal of Hydrology*, 2002, 259(1-4):254-271.
- [39] Jones P D, New M, Parker D E et al. Surface air temperature and its changes over the past 150 years[J]. *Reviews of Geophysics*, 1999, 37(2): 173-199.
- [40] 张雪婷, 李雪梅, 高培, 等. 基于不同方法的中国天山山区降水形态分离研究[J]. 冰川冻土, 2017, 39(2): 235-244. [Zhang Xueting, Li Xuemei, Gao Pei et al. Separation of precipitation

- forms based on different methods in Tianshan mountainous area, Northwest China. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2017, 39(2): 235-244.]
- [41] Zhu Xiaofan, Wu Tonghua, Li Ren et al. Characteristics of the ratios of snow, rain and sleet to precipitation on the Qinghai-Tibet Plateau during 1961-2014[J]. *Quaternary International*, 2017, 444:137-150.
- [42] Ding B, Yang K, Qin J et al. The dependence of precipitation types on surface elevation and meteorological conditions and its parameterization[J]. *Journal of Hydrology*, 2014, 513: 154-163.

Changes of Snowfall Under Warmer and Wetter in the Tianshan Mountains

Deng Haijun^{1,2,4,5}, Chen Yaning², Chen Zhongsheng³

(1. College of Geographical Sciences, Fujian Normal University, Fuzhou 350007, Fujian, China; 2. State Key Laboratory of Desert and Oasis Ecology, Xinjiang Institute of Ecology and Geography, Chinese Academy of Sciences, Urumqi 830011, Xinjiang, China; 3. College of Land and Resources, China West Normal University, Nanchong 637002, Sichuan, China; 4. Fujian Provincial Engineering Research Center for Monitoring and Assessing Terrestrial Disasters, Fuzhou 350007, Fujian, China; 5. State Key Laboratory Breeding Base of Humid Subtropical Mountain Ecology, Fuzhou 350007, Fujian, China)

Abstract: Snow as a land-cover type that is mainly distributed at the high latitude and high altitude regions. Snowfall, as are main precipitation type in mountainous areas, presents significant temporal and spatial difference which was affected by climate change. In this study, based on APHRO's dataset and temperature threshold model to analyze snowfall changes in the Tianshan Mountains during 1961-2015. Results indicated that: 1) Temperature showed increasing trend in the Tianshan Mountains since 1961, with a rate of 0.027°C/a. And temperature increase rate in winter was higher than that in summer. Meanwhile, the average air temperature of elevation above 3 000 m is rise to around 0°C during 1961-2015. 2) Precipitation exhibited significant increasing with a rate of 0.42 mm/a ($P < 0.01$) in winter, while decrease in spring and summer. 3) Snowfall changes were characterized by temporal and spatial variations. Snowfall presented positive relationship with air temperature in the regions with elevation over 3 000 m, while negative relationship in regions with elevation below 3 000 m. 4) Maximum snowfall temperature is a key factor to understanding changes of snowfall under warming. When mean temperature is below/above maximum snowfall temperature, snowfall usually increases/decreases with increased warming. Therefore, study on the snowfall variations in mountainous areas can be very helpful to understand the effects of climate change on hydrology process in mountainous areas.

Key words: climate change; snowfall; temperature threshold model; the Tianshan Mountains