

除多,洛桑曲珍,杨志刚,等. 1981—2010 年青藏高原降雪日数时空变化特征. 应用气象学报,2017,28(3):292-305.
DOI: 10.11898/1001-7313.20170304

1981—2010 年青藏高原降雪日数时空变化特征

除 多^{1)2)*} 洛桑曲珍²⁾ 杨志刚²⁾ 杨 勇³⁾

¹⁾(中国气象局成都高原气象研究所拉萨分部,拉萨 850000)

²⁾(西藏高原大气环境科学研究所,拉萨 850000)

³⁾(西藏自治区气候中心,拉萨 850000)

摘 要

利用青藏高原气象站降雪日数观测资料,分析 1981—2010 年青藏高原降雪日数的时空变化特点和主要影响因素。结果表明:降雪日数总体上呈青藏高原中东部高寒地区、喜马拉雅山脉南麓和祁连山脉流域降雪日数多,南部河谷和北部湖盆区降雪日数少的空间分布格局;春季降雪日数占全年的 45%,其次是冬季(28%)和秋季(22%),夏季最少(5%);30 年内青藏高原平均年降雪日数呈明显减少趋势,降幅达 10.5 d/(10 a),其中,春季降幅最大(4.8 d/(10 a)),夏季最小(1.2 d/(10 a));年降雪日数在 1997 年发生了由多到少的气候突变;降雪日数年内分布呈双峰型,峰值出现在冬夏大气环流的转换季节,青藏高原大气环流的转换期与上升运动相联系的低值天气系统和高空温湿条件均有利于降雪出现;青藏高原降雪日数的明显减少与气温的显著上升呈线性关系。

关键词: 降雪日数; 时空变化; 地面观测; 青藏高原

引 言

降雪是空气中的水汽经凝结而成的固态降水,是地球表面最为活跃的自然过程之一。降雪在高纬度和高海拔地区积累,形成积雪,构成高纬度和高山地区冰川的物质基础^[1]。冰雪融水是干旱半干旱地区农田灌溉的宝贵水资源和许多大江大河的重要径流补给,与人们生产、生活息息相关^[2-3]。积雪,同时作为冰冻圈中地理分布最广泛、季节变化最显著的成员,以其高反射率和隔绝热量交换特性以及消融引起的水文效应,可通过改变地表能量平衡、水循环和大气环流进而对全球气候和水循环系统产生重要的影响^[4]。

青藏高原平均海拔在 4000 m 以上,素有“世界屋脊”之称,是全球面积最大、海拔最高的一个巨型地貌构造单元,独特的地理位置和地貌类型组合使其成为全球气候变化最为敏感的区域,其自身的动

力、热力作用会对周围及亚洲地区、乃至全球尺度的大气环流和天气系统产生深刻影响。青藏高原又是北半球中低纬度积雪覆盖最大的地区和欧亚大陆积雪的重要组成部分^[5-6]。作为亚洲主要大江大河的发源地,青藏高原冰雪融水是这些河流上游地区重要补给水源^[7],与青藏高原及下游地区人们的生活紧密相关。青藏高原地区降雪形成的积雪,既是中国东部地区夏季降水的强“信号”之一^[8],也是北半球积雪异常变化最强烈的区域^[9],因而受到广泛关注。

以往针对青藏高原的积雪研究主要集中在积雪及其异常的气候效应^[10-15],以及基于不同时空尺度光学卫星遥感的积雪覆盖面积变化^[16-20]、基于微波遥感的雪深反演方法和精度评价上^[21-23],对青藏高原降雪过程和变化的研究鲜见报道。张志富等^[24]利用 1961—2012 年降水量和天气现象资料较系统地研究了我国降雪时空变化特征,表明我国降雪主要分布在青藏高原、东北以及新疆天山以北地区;除

2016-10-20 收到,2017-01-20 收到再改稿。

资助项目:公益性行业(气象)科研专项(GYHY201206040,GYHY201306054),国家自然科学基金项目(41561017)

* email: chu_d22@hotmail.com

新疆北部地区降雪量和降雪日数为增加趋势外,青藏高原在内的中国大部分地区降雪量和降雪日数均呈显著减少趋势。刘玉莲等^[25]研究表明:我国强降雪量和强降雪日数在青藏高原东部、新疆和东北北部最多,1961—2008年青藏高原东部平均强降雪量和强降雪日数呈明显增加趋势。孙秀忠等^[26]研究表明:青藏高原的降雪呈少-多-少的变化特征,20世纪60年代是少雪时期,70年代到90年代前期是多雪时期,1998年开始降雪明显减少。青藏高原海拔高,地形复杂,降雪的时空分布特征与我国其他地区不同,降雪开始时间最早,结束时间最晚,部分地区全年都会有降雪发生和积雪形成^[27]。在我国不同区域中,青藏高原部分地区降雪量最大,降雪量和降雪日数一致,大值出现在3月中旬到4月上旬^[28]。朱小凡等^[29]研究表明:1962—2012年青藏高原东北部青海省年降雪日数呈明显下降趋势,减少速率达1~3 d/(10 a),90年代中期前多为正距平,其后基本为负距平。胡豪然等^[30]研究表明:青藏高原东部降雪空间分布差异显著,年、冬季和春季降雪均表现出少-多-少的年代际变化特征,春季降雪受气温的影响最为显著。青藏高原气象站的地理位置、海拔高度、山脉及其走向对降雪日数分布结果影响很大,降雪日数年变化有两个明显的峰值^[31]。西藏高原强降雪发生日数最多的区域为喜马拉雅山脉南坡和藏北地区,1980—2010年强降雪频次总体呈减少趋势,减少速率约为3.8站次/(10 a)^[32]。

气候变化及其影响是当前人们关注的热点。降雪变化对生态环境、冰川、水资源和社会经济发展具有重要影响,但大范围强降雪经常给农牧业和交通运输等带来重大灾害。青藏高原气候变化复杂且多样,降雪时空分布不均,强降雪造成的雪灾是青藏高原地区主要自然灾害之一,经常对当地草地畜牧业生产、交通通行及人民群众生活造成重大损失。对于青藏高原降雪的研究,更多关注的是强降雪过程诊断分析和影响系统研究^[33-37],对地面观测的降雪日数变化规律和时空差异研究有限,且多数集中在全国^[24-28]、西部^[38]及青藏高原部分地区^[29-32],缺少近几十年青藏高原整体降雪日数的长期时空变化特征及影响因素方面的研究。

为此,本研究利用1981—2010年青藏高原94个气象站地面观测的降雪日数资料,结合同期气温和降水要素,基于各种数理统计方法,从不同时间和空间尺度较系统地分析了近30年高原降雪日数的

时空变化特点、演变规律和变化趋势,揭示了青藏高原降雪日数气候变率的若干基本事实。

1 资料与方法

降雪资料是经过质量控制的1981—2010年月降雪日数,根据降雪天气现象提取的逐日资料进一步统计得到。1个降雪日数(雪日)是指某站某日(以北京时间前日20:00至当日20:00为1日)出现降雪(含雨夹雪)的天气。本研究区内1981—2010年有完整月降雪日数资料的94个气象站数据,分别是西藏37个站、青海33个站、四川17个站、甘肃3个站、云南3个站和新疆1个站。所有资料由中国气象局国家气象信息中心气象资料室和西藏自治区气象局气象信息网络中心提供。

降雪日数随时间变化趋势分析采用一元线性趋势方程,其斜率是气候倾向率,反映降雪日数的上升或下降速率。降雪日数的突变检测采用滑动 t 检验,该方法是通过考察两组样本平均值的差异是否显著检验突变。对于总样本量为 n 的序列 x ,人为设置某一时刻为基准点,取前后长度分别为 n_1, n_2 的两子序列,进行连续的滑动计算,得到 t 的统计量序列。给定显著性水平 α ,确定临界值 t_α ,若 $|t| < t_\alpha$,则认为基准点前后的两个子序列均值无显著差异,否则认为在基准点时刻出现了突变^[39]。

2 结果分析

2.1 年降雪日数变化

2.1.1 空间分布

由于受到海拔高程、地形、水汽条件、大气环流背景以及观测站的地理位置等因素影响,青藏高原(以下简称高原)年降雪日数的空间分布特征极不平衡,总体上表现为高原中东部、西南和东北边缘地区降雪日数多,南部河谷和北部湖盆区降雪日数少的空间分布格局(图1)。年降雪日数在100 d以上的气象站主要分布在以下地区:①青海南部、四川西北部和藏北等高原中东部,代表站包括清水河站、嘉黎站和石渠站,这里是高原南北气流汇合区域^[35],加之海拔高、气温低,有利于降雪;②错那站为代表的喜马拉雅山脉南坡,受到南侧暖湿气流的影响和地形抬升作用,降水丰沛,降雪日数多;③乌鞘岭站为代表的祁连山脉流域,因受西风带、南亚季风和东亚

季风活动共同影响^[40],且纬度高、气温低、地形作用明显^[36],有利于产生降雪。年降雪日数不足20 d的气象站主要分布在以下地区:①北部柴达木盆地,这里地形相对封闭,水汽稀少,盛行下沉气流,使降雪日数少^[1];②南部雅鲁藏布江河谷地带,因海拔高度较低,气温高,加之喜马拉雅山脉对水汽的屏蔽作用,降雪日数和降雪量少;③东南部三江河谷区域,这里地处海拔较低的干暖河谷地带^[41],河谷深切,焚风效应明显,降雪日数也很少。

具体而言,平均年降雪日数最多的气象站是位于藏北的嘉黎站,达154 d,其次是位于高原内陆的清水河站(153 d)、伍道梁站(148 d)和玛多站(143 d)。该区域的石渠站、曲麻莱站和达日站年降

雪日数超过120 d。喜马拉雅山脉南麓的错那站平均年降雪日数达126 d,祁连山脉的乌鞘岭站为107 d。高原多数站的年降雪日数为20~105 d,占气象站总数的72.3%。降雪日数最少的为位于高原东南部的贡山站,平均年降雪日数仅3 d,其次是巴塘站(5 d),高原北部的冷湖站和最东南角的木里站年降雪日数也很少,仅7 d。由于高原多数气象站位于降雪日数较少的南部和东部河谷地区,所以1981—2010年平均年降雪日数较少,仅60 d。

高原中东部、西南和东北边缘地区年降雪日数多,南部河谷和北部湖盆区年降雪日数少的空间分布格局与其他学者的研究基本一致^[19-31,42-44],年降雪日数较多地区也是高原积雪日数和雪深大值区。

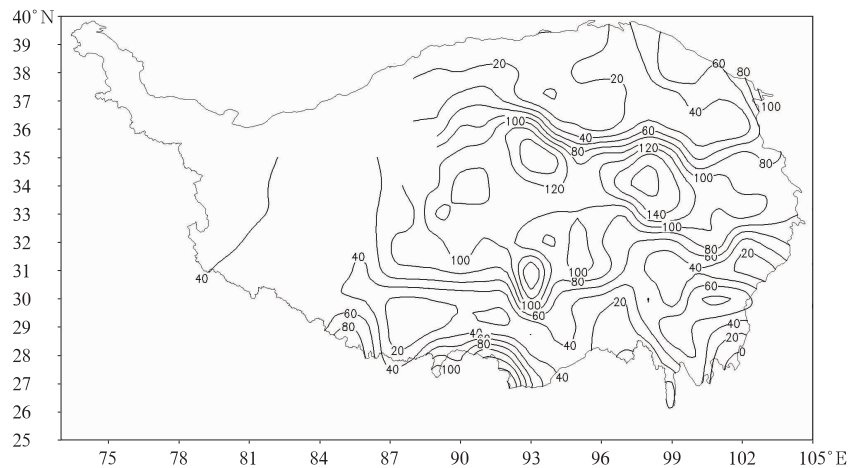


图1 1981—2010年青藏高原平均年降雪日数空间分布(单位:d)

Fig. 1 The spatial distribution of number of annual snowfall days averaged over the Tibetan Plateau from 1981 to 2010(unit:d)

2.1.2 空间变化

由图2可以看到,1981—2010年高原94个气象站的降雪日数均呈不同程度下降趋势,降幅为0.4~31.3 d/(10 a),平均达10.5 d/(10 a)。最大降幅出现在清水河站,达到31.3 d/(10 a),其次是玛多站(29.8 d/(10 a))和曲麻莱站(29.0 d/(10 a))。帕里站、达日站、伍道梁站、托托河站、玛曲站、错那站和治多站降幅也超过20 d/(10 a)。除帕里站和错那站位于南部喜马拉雅山脉流域之外,其余均位于高原内陆中东部地区。高原近一半的气象站降雪日数降幅在1 d/a以上,77%的气象站降幅在0.5 d/a以上。最小降幅出现在贡山站,为0.4 d/(10 a),其次

是贡噶站(0.6 d/(10 a))和冷湖站(0.7 d/(10 a)),降幅在0.5 d/(10 a)以下的共22个站。

可见,1981—2010年高原气象站的降雪日数均在减少,但降幅的空间差异很大,高原中东部和喜马拉雅山脉南麓等高原逐年降雪日数较多的区域减少最为显著,而北部湖盆和南部河谷等高原历年降雪日数较少的地区减少幅度较小。朱小凡等^[29]研究表明:1962—2012年青海省大部分地区降雪日数以1~3 d/(10 a)的不同速率呈下降趋势,主要集中在祁连山地区和三江源中西部,且43%的气象站达到0.01显著性水平。

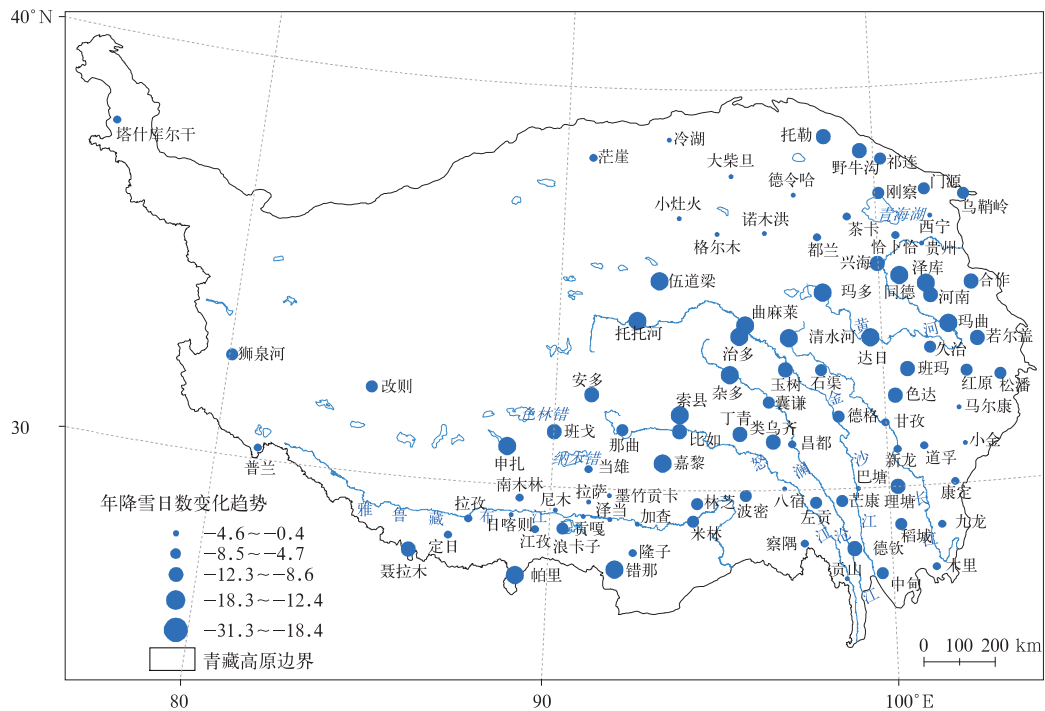


图2 1981—2010年青藏高原年降雪日数变化趋势(单位:d/(10 a))

Fig. 2 The change trend of number of annual snowfall days over the Tibetan Plateau from 1981 to 2010(unit:d/(10 a))

2.1.3 平均变化

1981—2010年高原平均降雪日数有明显年代际变化特点:20世纪80年代至90年代中期是高原降雪日数较多时期,80年代,除1984年外均为正距平,其中1982年达到80 d,为30年最大值。90年代,1997年前除1996年略小于30年平均之外,其他年份均为正距平。之后进入了显著减少阶段,平均降雪日数均为负距平,2010年则降至37 d,不足最多时期的二分之一,达到了距平绝对值大于标准偏差2倍的降雪日数异常偏少标准,也是30年内唯一达到异常水平的年份(图3)。根据滑动 t 检验检测,1997年是高原平均年降雪日数由多到少转变的气候突变点(图4)。由图3可以看到,1981—2010年高原平均降雪日数呈显著减少趋势,达到0.001显著性水平,减少幅度为10.5 d/(10 a)。张志富等^[24]研究表明,在我国主要积雪区域中青藏高原的雪季缩短趋势最明显,递减率达到6.8 d/(10 a),其主要原因是雪季结束期大幅提前。青海省境内平均降雪日数呈明显下降趋势,降幅达1.7 d/(10 a),降雪初始日期都在逐渐推迟,终止日期有所提前^[29]。上述差异主要是不同学者对降雪

日数和雪季时间尺度定义不同引起的。

为了进一步分析高原长期降雪日数变化特点,利用1961—2011年有完整观测资料的71个气象站平均年降雪日数进行变化趋势分析(图3)。结果表明:20世纪60年代高原降雪日数较多,除1969年外,均为正距平,70年代至80年代初降雪日数又有一定增加,1977年出现了88 d的降雪日数最大值,属异常偏多年。1983年后开始进入减少阶段,但至1997年多数年份为正距平,且年际变幅较小,1997年后出现明显减少,1998—2011年均均为负距平,其中2010年降雪日数降至最低,仅39 d;其次是2007年,为43 d,两者均达到异常偏少水平,平均降幅为5.4 d/(10 a),达到0.001显著性水平。可见,最近30年高原平均降雪日数出现了加速减少趋势。根据滑动 t 检验,高原降雪日数同样在1997年发生了由多到显著减少的气候突变(图略)。国内很多学者研究同样表明,半个多世纪以来高原积雪经历了“少-多-少”的年代际变化特征,20世纪80年代中期之前,年际变率波动较大,处于相对偏少期,80年代中期到90年代后期降雪日数多为正距平,处于偏多期,20世纪末以来,多为负距平,处于偏少期^[26,29-30,32],1997年

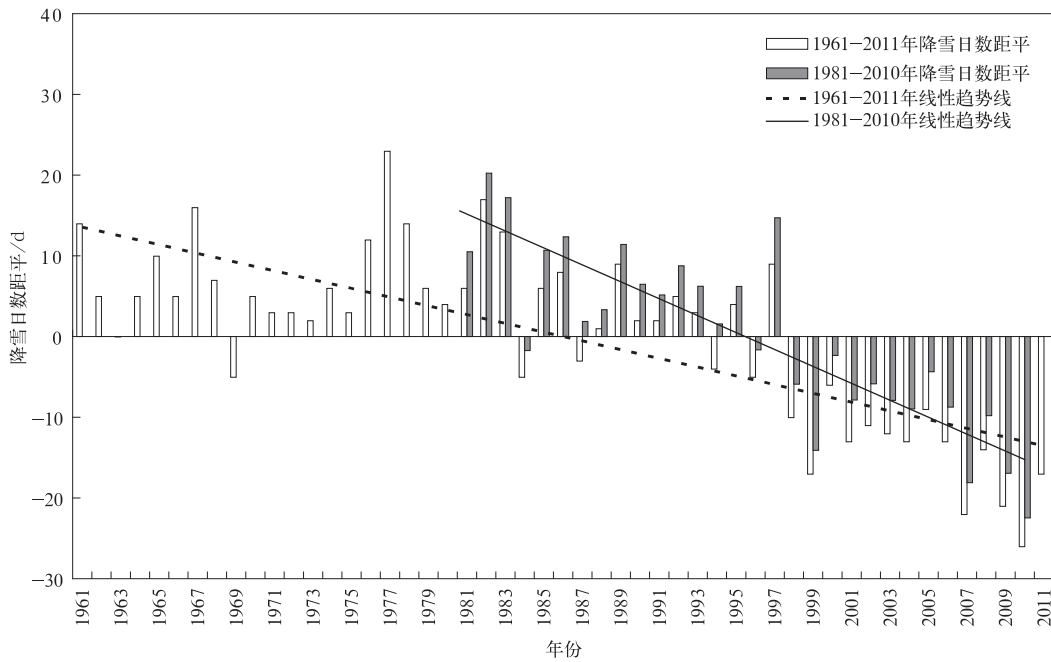


图 3 1981—2010 年和 1961—2011 年青藏高原平均年降雪日数距平变化趋势
Fig. 3 Anomalies of numbers of mean annual snowfall days over the Tibetan Plateau
from 1981 to 2010 and from 1961 to 2011

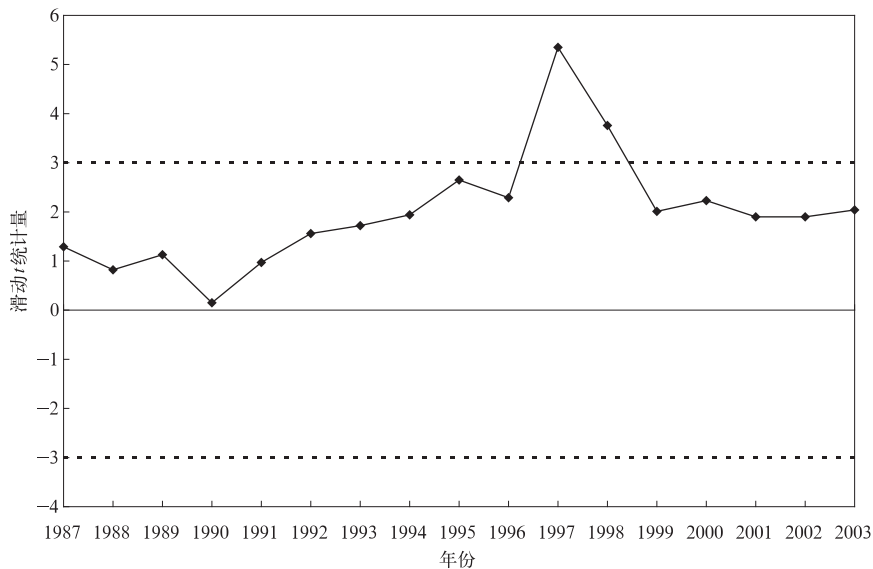


图 4 1981—2010 年平均年降雪日数滑动 t 统计量曲线
(虚线为 0.01 显著性水平临界值)

Fig. 4 The moving t -test of number of mean annual snowfall days from 1981 to 2010
(dashed line shows critical value at the 0.01 level)

前后发生了由多到少的突变^[30]。

2.2 季节降雪日数变化

2.2.1 春季

春季是从冬到夏的转换季节,由于南部暖湿气流的逐渐加强和北部冷空气的频繁活动,造成有利

于高原降雪的环流背景。春季降雪日数在四季中最多,占全年的 45%。春季错那站降雪日数最多,达 67 d,其次是嘉黎站(64 d),石渠站、清水河站、达日站、帕里站、色达站、久治站、玛多站和曲麻莱站 8 个站的降雪日数也均在 50 d 以上。这些气象站基本

上分布在高原中东部南北冷暖空气交汇和南部暖湿气流相对活跃的区域。高原多数站的春季降雪日数为 10~50 d,共 71 个站,占气象站总数的 76%。降雪日数不足 10 d 的站共 15 个,基本分布在北部柴达木盆地及南部和东南部河谷地区。贡山站、巴塘站、木里站降雪日数最少,仅为 1 d;其次是察隅站和

冷湖站,为 3 d,小金站为 4 d,多数位于高原东南部海拔较低、春季气温较高的河谷地区。

春季仅有位于雅鲁藏布江中游的加查站降雪日数存在 0.3 d/(10 a)的微弱增加趋势,其余 93 个站均呈减少趋势(图 5a),其中 68 个站达到 0.01 显著性水平,81 个站达到 0.05 的显著性水平。可见,过

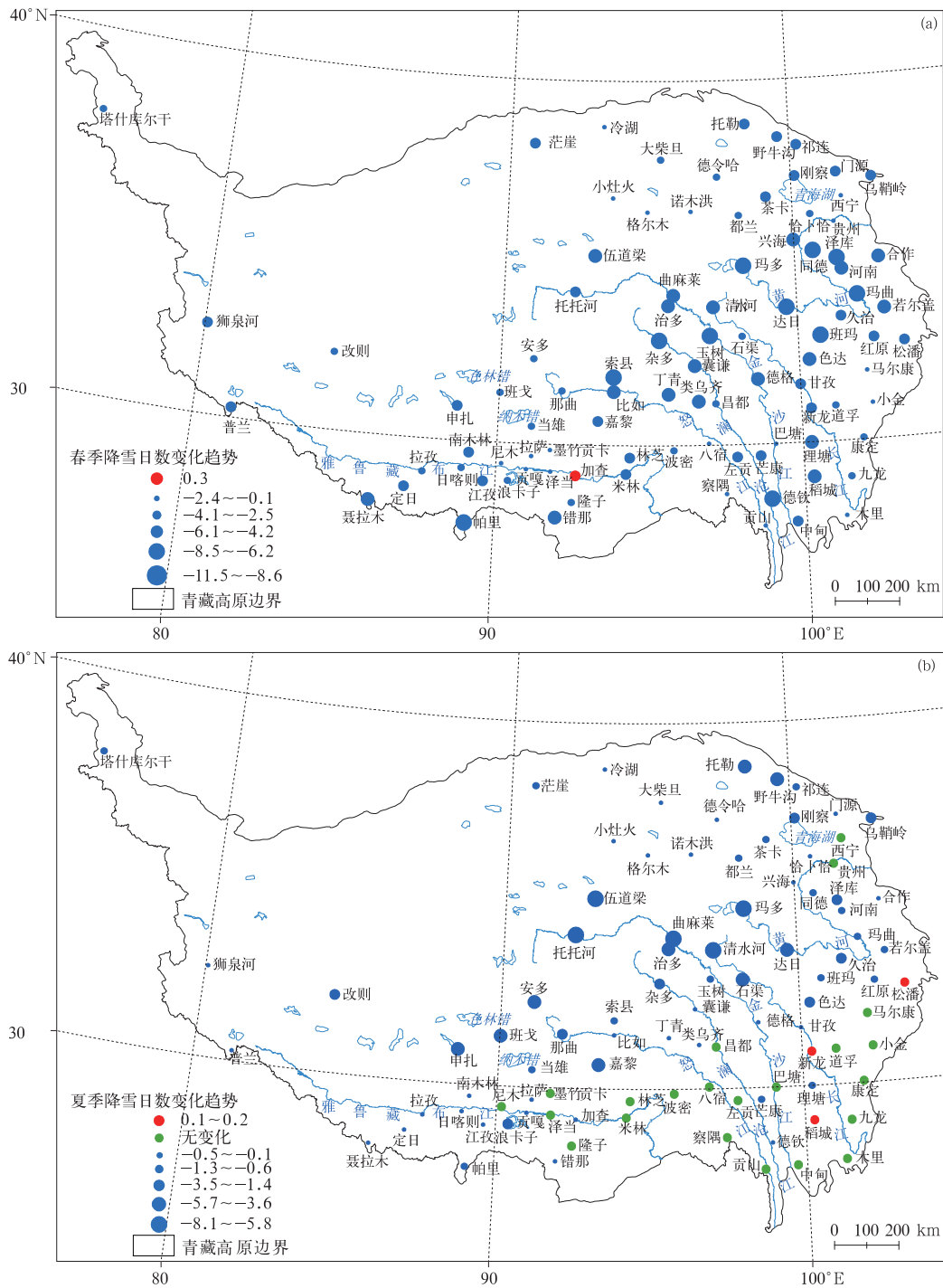
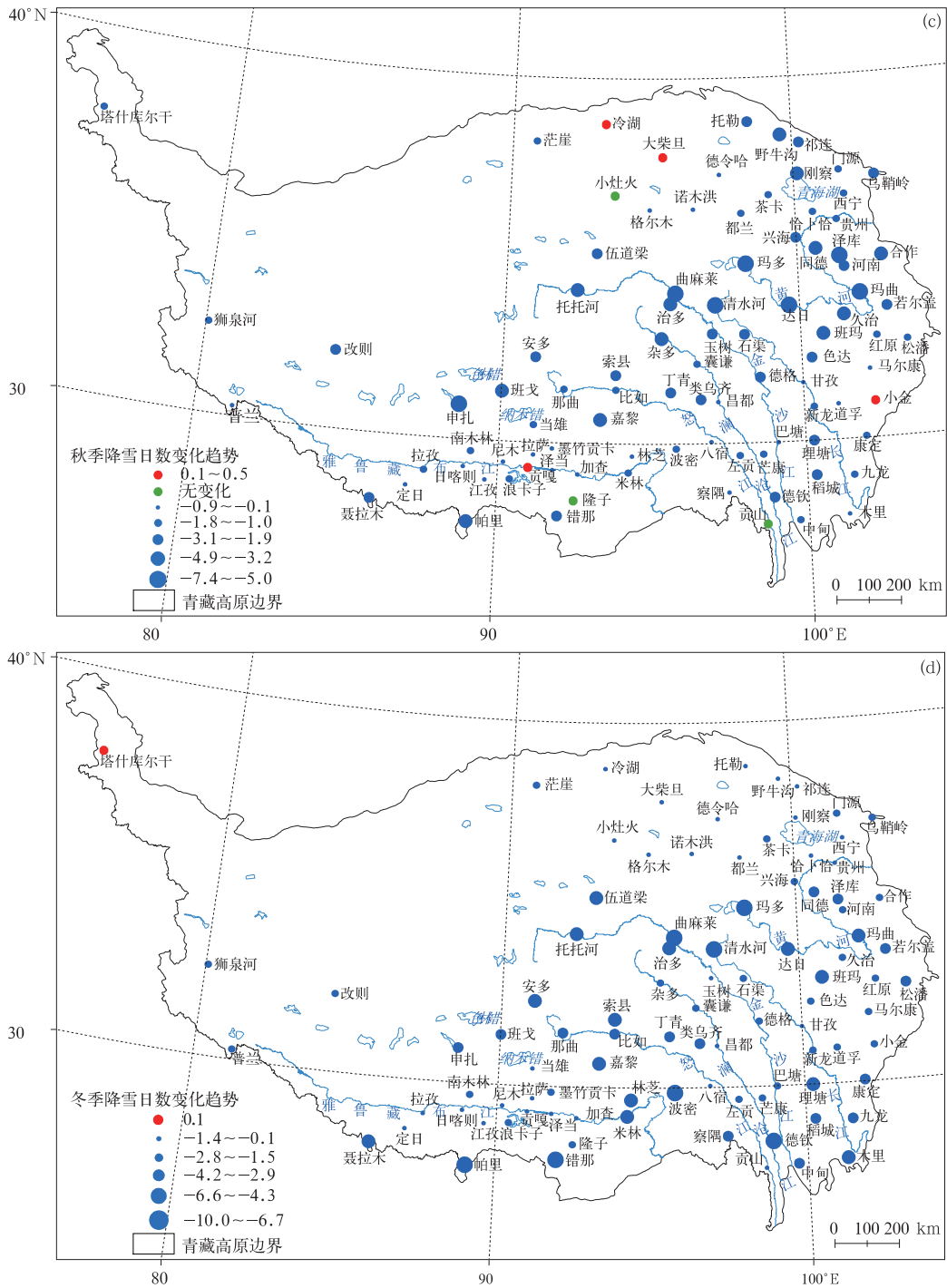


图 5 1981—2010 年青藏高原春(a)、夏(b)、秋(c)和冬(d)季降雪日数变化趋势(单位:d/(10 a))
 Fig. 5 Variations of number of snowfall days in spring(a), summer(b), autumn(c) and winter(d) over the Tibetan Plateau from 1981 to 2010(unit:d/(10 a))



续图 5

去 30 年高原绝大多数站的春季降雪日数减少非常显著。在 94 个站中,帕里站的降雪日数减小最为明显,达 11.5 d/(10 a),其次是同德站和杂多站,均为 10.2 d/(10 a)。此外,索县站、玛曲站和达日站平均每年有 1 d 左右的降幅。减少幅度在 4 d/(10 a) 以上的站有 56 个,占总数的 60%。在空间分布上,

春季降雪日数减少幅度最为明显的区域主要分布在高原中东部的青海南部及其与西藏、四川和甘肃交界区域以及高原南部边缘区域。减少趋势相对不明显的站基本分布在雅鲁藏江河谷、高原东南部、柴达木盆地及其周边等历年降雪日数较少的区域。

1981—2010 年春季高原平均降雪日数存在非

常显著的减少趋势,达到0.001显著性水平,降幅为4.8 d/(10 a)。1981—2010年春季平均降雪日数为27 d,其中1983年降雪日数最多,为36 d,其次是1981年和1982年,分别为35 d和34 d。降雪日数较少的年份有1999年、2007年和2010年,均为18 d,其次是2004年(19 d)和2008年(20 d)。不同时段的变化特点体现在,20世纪80年代至1997年降雪日数较多,多数年份为正距平,1997年之后减少明显,多数年份为负距平,与高原年平均降雪日数变化趋势基本一致,但未发生突变现象。

2.2.2 夏季

夏季正值高原雨季,除了高海拔的山体上部在气象站观测到的降雪日数很少,平均仅为3 d,只占年平均的5%。94个站中,伍道梁站夏季降雪日数最多,达到40 d,其次是清水河站、玛多站和托托河站,均在25 d左右。此外,夏季降雪日数较多的有安多站(18 d)和曲麻莱站(16 d)。嘉黎站、班戈站、石渠站、申扎站和治多站的降雪日数也在10 d以上。这些站分布在高原内陆中部海拔4100 m以上的高寒地区。41个站的夏季平均降雪日数为1~9 d。夏季未出现降雪,共42个,基本上分布在高原南部和东南部海拔较低的区域以及北部柴达木盆及其东部谷地。

夏季94个站中仅有位于高原东南部的松潘站、稻城站和新龙站降雪日数存在0.1~0.2 d/(10 a)的微弱增加趋势(图5b),而69个站存在不同程度的减少趋势,其中43个站达到0.05的显著性水平,27个站达到0.01的显著性水平。减少趋势较为明显的区域也是该季节降雪日数较多的区域,其中清水河站的减少幅度最大,达到了8.1 d/(10 a),其次是伍道梁站(7.0 d/(10 a))。此外,玛多站、曲麻莱站、托托河站和安多站降幅超过5.0 d/(10 a)。降幅超过1 d/(10 a)的站共28个,为气象站总数的三分之一。由于夏季是高原雨季,22个站没有降雪,占气象站总数的23%。夏季位于高原内陆高海拔和东北部高纬度区域降雪日数减少显著,而东南部雨水相对丰沛的个别站出现了微弱增加趋势。

夏季高原52个站出现了降雪天气,平均仅3 d,四季中最少,但平均降雪日数同样存在显著减少特点,其线性趋势达到0.001的显著性水平,平均降幅达1.2 d/(10 a)。80年代至1997年降雪日数较多,1983年属于异常偏多,1997年之后出现了持续的减少,且降雪日数较少的年份绝大多数出现在最近的10年内,2006年出现了1 d的历年最低值。根据滑动 t 检验分析表明,1997年是高原夏季降雪日数由多到少转变的气候突变点(表1)。

表1 青藏高原降雪日数变化特征统计

Table 1 A summary of the linear trend and the moving t -test statistical analysis

统计项目	春季	夏季	秋季	冬季	年
平均降雪日数/d	27	3	13	17	60
平均年内比例/%	45	5	22	28	
变化幅度/(d·a ⁻¹)	-0.48	-0.12	-0.19	-0.28	-1.05
异常偏多年份		1983	1982,1997	1982	
异常偏少年份					2010
突变检测年份		1997		1995	1997
决定系数	0.699**	0.602**	0.301*	0.401**	0.718**

注: *表示达到0.01显著性水平, **表示达到0.001显著性水平。

2.2.3 秋季

秋季是从夏季到冬季的转换季节,高原上的降水迅速南撤,西风气流逐渐加强,北部冷空气开始活跃。这种过渡季节高原降雪日数较多。秋季降雪日数较多的区域仍然是在高原内陆中东部地区,其中清水河站降雪日数最多,为42 d,其次是嘉黎站、石渠站、玛多站和伍道梁站,均在35 d以上,曲麻莱站和达日站也在30 d以上。秋季降雪日数少值区在东南部,其中贡山站、察隅站和巴塘站秋季没有降雪

发生,木里站、小金站、贡噶站和冷湖站,仅1 d。多数站的降雪日数为3~30 d,占总数的77%。降雪日数20 d以上的站基本分布在高原中东部及东北部,而降雪日数低于3 d的站基本都在南部和东南部河谷以及北部柴达木盆地及其周边区域。

秋季高原降雪日数变化的空间差异同样很大(图5c)。94个站中4个站的降雪日数存在不同程度的增加趋势,其中位于高原北部的大柴旦站增加幅度最大,达0.5 d/(10 a),其次是东南角的小金

站,为 0.4 d/(10 a),此外,冷湖站和贡噶站增幅均为 0.1 d/(10 a),而这些增加趋势均未通过显著性检验。87 个站降雪日数呈减少趋势,其中 37 个站达到 0.05 的显著性水平,20 个站达到 0.01 显著性水平。降幅最大值出现在清水河站,达 7.4 d/(10 a),其次是达日站(6.2 d/(10 a))和申扎站(6.1 d/(10 a))。此外,曲麻莱站、玛曲站、玛多站和泽库站也均在 5 d/(10 a)以上。降雪日数降幅在 3 d/(10 a)以上的共 20 个站,主要分布在高原中东部青海南部及其与四川和甘肃交界处及藏北和祁连山脉流域;而降幅为 0.1~1 d/(10 a)之间的站主要分布在南部雅鲁藏布江河谷至东南部纬向地带,以及北部柴达木盆地及其附近区域。

秋季高原平均降雪日数为 13 d,占全年平均的 22%。1981—2010 年平均秋季降雪日数存在显著减少趋势,达到 0.01 显著性水平,降幅为 1.9 d/(10 a)。20 世纪 80 年代至 1997 年是秋季降雪日数较多的时期,80 年代年际变幅大,而 90 年代初期年际变幅小,1982 年和 1997 年出现了 20 d 的 30 年最大值,且达到了异常偏多标准,1998 年开始秋季降雪日数进入了持续减少期,其后多数年份为负距平,2007 年和 2009 年更是降至 8 d 的 30 年最低值,但未发生气候突变现象。

2.2.4 冬季

冬季整个高原处于西风气流控制之下,高原上空广大区域盛行下沉气流形成冬季冷高压,这种环流背景不利于出现降雪。但高原东南部和南部由于受到西南暖湿气流的影响,来自印度洋和南亚的暖湿气流沿高原东侧横断山脉北上,造成东侧多雪的环流背景^[1]。冬季平均降雪日数最多的气象站是位于高原东南部边缘的康定站,达 41 d,其次是高原南部的错那站和米林站,均为 38 d,此外,冬季降雪日数超过或达到 30 d 的还有嘉黎站(37 d)、德钦站(35 d)、松潘站(31 d)、乌鞘岭站(30 d)和玛多站(30 d)。与其他季节的主要差异在于这些站多数位于高原南部和东南部西南暖湿气流相对活跃的地区。冬季降雪日数最少出现在拉孜站、日喀则站和贡山站,平均仅 2 d,其次是贡噶站、冷湖站、江孜站和巴塘站,均为 3 d,定日站为 4 d。这些站主要分布在南部雅鲁藏布江中上游河谷及东南部海拔较低的谷地。冬季高原多数站的降雪日数为 10~30 d。冬季降雪日数较多的站主要分布在南部边缘、东南部及中东部,而南部雅鲁藏布江中上游、东南部低海拔

的河谷和北部柴达木盆地及其周边是冬季降雪日数低值区。

1981—2010 年高原不同区域冬季降雪日数变化的空间差异明显(图 5d)。仅有位于高原最西北角的塔什库尔干站生产关系冬季降雪日数存在微弱上升趋势,增幅为 0.1 d/(10 a),其余 93 个站均呈不同程度的减少趋势,其中 50 个站达到 0.05 的显著性水平,34 个站达到 0.01 显著性水平。在 93 个站中,错那站的减少趋势最为明显,达 1 d/a;其次是玛多站、曲麻莱站、清水河站、帕里站,降幅均为 8.1~8.5 d/(10 a),此外,波密站、德钦站、伍道梁站的降幅也均在 6 d/(10 a)以上。降幅在 4 d/(10 a)以上的共 24 个站,基本分布在高原南部边缘以及中东部青海南部及其与四川和西藏交界地区。最小降幅出现在小灶火站、德令哈站和冷湖站,为 0.1 d/(10 a)。30 年冬季降雪日数降幅相对不明显,即降幅为 0.1~1.0 d/(10 a)的站主要分布在北部柴达木盆地及其东部地区以及南部雅鲁藏布江中上游等高原历年降雪日数较少的区域。

冬季高原平均降雪日数为 17 d,占全年平均的 28%。1981—2010 年平均冬季降雪日数同样存在显著减少特点,达到 0.001 显著性水平,平均降幅为 2.8 d/(10 a),四季中仅次于春季。年代际变化特点主要体现在,20 世纪 80 年代和 90 年代初期冬季降雪日数较多,1982 年属于异常偏多年,1995 年之后出现了明显减少趋势,绝大多数年份为负距平,且在最近的 10 年内减少尤为突出,2009 年出现了 30 年最低值。根据滑动 t 检验,1995 年是高原冬季降雪日数由多到少转变的气候突变点(表 1)。

2.3 月降雪日数变化

图 6 给出了 1981—2010 年高原 94 个站平均月降雪日数分布。4 月平均降雪日数最多,为 9.8 d,3 月次之(9.7 d),5 月为 7.3 d,2 月为 7.2 d。7 月平均降雪日数最少,仅 0.5 d,其次是 8 月(0.6 d)。由图 6 可以看到,高原降雪日数的年内变化有两个明显的峰值,1—3 月降雪日数增加明显,3—4 月达到第 1 个峰值,之后经逐渐减少,7 月降至年内最低点。9 月开始,降雪日数增加,10 月达到第 2 个峰值,但峰值幅度明显比第 1 个峰值小,至 12 月降雪日数反而有所减少。研究表明:3—4 月和 10 月正是高原的过渡季节和冬夏环流转换期,这一期间与上升运动相联系的低值天气系统和高空温湿条件均

有利于高原降雪^[31]。高原降雪日数与降雪量、强降雪量年内变化基本相近,年内分布都呈双峰型^[25-28],

高原东部强降雪事件多发生于初冬和初春^[25]。

由于受到高原气象站地理位置、海拔高度、山脉

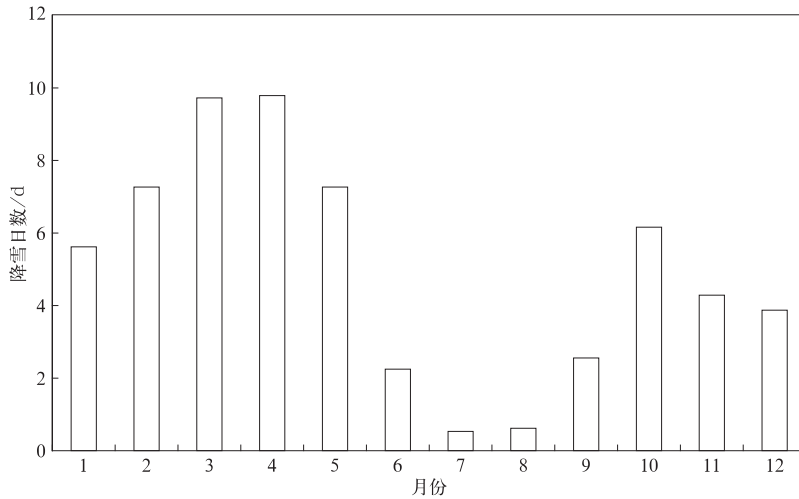


图6 1981—2010年青藏高原平均月降雪日数分布

Fig. 6 The number of monthly mean snowfall days over the Tibetan Plateau from 1981 to 2010

及其走向以及气象要素的综合影响,高原各站降雪日数峰值出现的月份具有明显的区域差异。绝大多数降雪日数峰值发生在地面月平均气温由负值转为正值,或由正值转为负值的季节^[31]。从冬至夏过渡期高原东南部降雪日数第1个峰值出现的月份最早(2—3月),由高原东南向西北逐渐延迟,中部一般出现在4月,西北降雪日数峰值时间推迟至5月。从夏至冬过渡期第2峰值出现的时间以西北部最早(9月),自西北向东南逐渐延迟,中部大多在10月,东南部一般出现在冬季12月至翌年2月^[31]。需要指出的是,由冬至夏地面气温升高较快,降雪量虽大,但易融化,不致积雪成灾或灾害相对较轻;而自夏至冬过渡期降雪日数逐渐增多,由于中纬度地区冷空气的不断侵袭,以及高原总辐射逐月递减,地面气温很快降至 0°C 以下,故每发生一次较大降雪过程,常造成积雪长久不化,给交通、畜牧业带来严重灾害。

2.4 降雪日数与气象要素之间的关系

气温和降水是表征气候变化的两个主要因子,降雪作为降水的重要组成部分受到气温的影响,较低的环境温度是降雪形成的重要天气气候条件。研究降雪与气候要素的相互关系,尤其是对气温和降水变化的敏感性对认识和预测未来降雪时空变化具

有重要意义。

根据高原94个站1981—2010年气温资料分析表明,高原所有气象站的年平均气温均呈增加趋势,平均升高 $0.53^{\circ}\text{C}/(10\text{ a})$,明显高于全国($0.29^{\circ}\text{C}/(10\text{ a})$)和全球($0.13^{\circ}\text{C}/(10\text{ a})$)气温上升幅度,达到了全国和全球平均增幅的1.8倍和4.0倍。四季中冬季气温升幅最高,为 $0.73^{\circ}\text{C}/(10\text{ a})$,其次是春季($0.53^{\circ}\text{C}/(10\text{ a})$)和秋季($0.47^{\circ}\text{C}/(10\text{ a})$),夏季相对最少($0.38^{\circ}\text{C}/(10\text{ a})$)。年平均最低和最高气温的升幅要大于年平均气温,分别达 $0.60^{\circ}\text{C}/(10\text{ a})$ 和 $0.57^{\circ}\text{C}/(10\text{ a})$ 。高原同期降水量总体上略有增加趋势,但未到达明显或显著程度,其中春夏两季以增加趋势为主,秋季基本上没有变化,冬季则存在微弱减少趋势。

在全球气候变暖和青藏高原平均气温升幅大于全球和全国平均水平的背景下,降雪作为冰冻圈得以形成和维持的主要因素,其变化直接影响高原积雪、冰川物质平衡和区域冰雪融水资源演变以及对气候变化的响应。因此,为了揭示高原降雪日数变化的主要驱动因子,与气温、降水等主要气象要素进行相关分析(表2)。无论是年还是季节时间尺度上,降雪日数与平均、最高和最低气温呈负相关关系,相关系数绝对值均大于0.60,达到0.001显著

性水平,表明降雪日数与气温之间存在非常显著的负线性相关,即气温的上升引起降雪日数的减少。在气温要素中,秋冬季降雪日数对最高气温的变化更为敏感,线性相关程度更高,春季则对不同气温要素的敏感性差异不大。降雪日数与降水之间的关系相比气温要复杂。秋冬两季,两者之间呈正相关,尤其是在冬季两者之间的线性相关程度达到 0.001 显著性水平,表明两者存在非常显著的正线性关系,即冬季降水量越多,降雪日数越多;反之亦然。冬季高原气温达到年内最低点,平均在 0℃ 以下,降水主要是以降雪形式出现,所以降水量越多记录的降雪日

数越多,而秋季高原多数站点的平均气温仍在 0℃ 以上,但高海拔地区气温在 0℃ 以下,且降雪较多,降雪日数与降水量之间呈正相关,但不显著。年和春夏季降雪日数与降水之间呈负相关,其中,春季达到非常显著的程度,其可能原因是春季降水中降雪所占比例过小,且降水量的高值基本在高原东南部,而降雪主要在海拔高、降水少的高原内陆,从而出现了显著的负相关。同样,年内降雪主要发生在秋季至春季,夏季降雪极少,对年和夏季降水量的贡献非常有限,加之高原降水集中在东南部和无降雪的夏季,从而在年和夏季两者呈负相关关系。

表 2 1981—2010 年青藏高原降雪日数与主要气象要素之间的相关系数

Table 2 Relationships between the number of snowfall days and main climate variables for the Tibetan Plateau

时段	平均气温	平均最高气温	平均最低气温	降水量
春季	-0.89**	-0.88**	-0.87**	-0.58**
夏季	-0.83**	-0.69**	-0.84**	-0.38*
秋季	-0.79**	-0.89**	-0.63**	0.20
冬季	-0.78**	-0.86**	-0.67**	0.66**
年	-0.92**	-0.93**	-0.88**	-0.39*

注: * 表示达到 0.05 显著性水平, ** 表示达到 0.001 显著性水平。

过去 30 年高原降水量总体上变化不明显,而气温上升趋势非常明显,且与降雪日数变化之间存在显著的负线性关系。从气温和降雪日数的变化趋势同样可以看出,20 世纪 80 年代至 90 年代中期高原平均气温较低,多数为负距平,而平均降雪日数多为正距平,1997 年后高原气温上升趋势非常明显,至 2010 年多数为正距平,而平均降雪日数均为负距平。由此可见,在全球气候变暖和高原气温显著上升驱使下,原来可能以降雪形式表现的部分降水转化为降雨,从而使得高原的降雪日数出现了显著下降趋势。此外,气温的上升势必会引起降雪初日逐渐推迟和终日逐渐提前^[29],高原雪季结束期大幅提前^[24],促使雪季长度缩短和降雪日数的减少。

3 结 论

利用青藏高原 1981—2010 年降雪日数观测资料,结合同期的气温和降水资料,从不同时间和空间尺度较系统地分析了近 30 年高原降雪日数的时空变化特点和主要影响因素。主要结论如下:

1) 高原降雪日数大值区主要分布在青海南部、四川西北部和藏北等高原中东部广阔区域、喜马拉雅山脉南坡以及祁连山脉流域;小值区则主要分布在北部柴达木盆地、南部雅鲁藏布江谷地和东南部三江河谷地区。

2) 高原平均年降雪日数为 60 d,其中春季降雪日数最多,占全年的 45%,其次是冬季(28%)和秋季(22%),夏季最少(5%)。30 年高原年降雪日数均呈下降趋势,降幅为 0.4~31.3 d/(10 a),高原降雪日数大值区减少趋势最明显,而减幅较小的区域主要在降雪日数小值区。

3) 1981—2010 年高原平均年降雪日数呈明显减少趋势,降幅达 10.5 d/(10 a),1961—2011 年平均降幅为 5.4 d/(10 a),近 30 年来,高原降雪日数出现了加速减少趋势,1997 年是年降雪日数由多到少转变的气候突变点。四季中,春季减幅最大,为 4.8 d/(10 a),其次是冬季(2.8 d/(10 a))和秋季(1.9 d/(10 a)),夏季最小(1.2 d/(10 a))。高原冬季降雪日数在 1995 年发生了由多到少的气候突变,1997 年则是夏季降雪日数由多到少转变的气候突

变点。

4) 高原降雪日数年内呈双峰型分布特点,第1个峰值出现在大气环流从冬至夏的转换期,第2个峰值则出现在大气环流由夏至冬的转换期,且较第1峰值幅度小。冬夏大气环流的转换期,与上升运动相联系的低值天气系统和高空温湿条件均有利于高原降雪。由于受到高原气象站地理位置、海拔高度、山脉走向等因素的影响,各站降雪日数峰值出现的月份具有明显的区域差异。

5) 近30年高原降水量总体上变化不明显,而气温上升趋势非常明显,达 $0.53^{\circ}\text{C}/(10\text{ a})$,且与降雪日数变化之间存在非常显著的负相关关系。秋冬季降雪日数对最高气温的变化更为敏感,春季则对不同气温要素的敏感性差异不大。冬季降水量越多越有利于降雪日数的增加,其他季节则不明显。

参考文献

- [1] 李吉均,郑本兴,杨锡金,等. 西藏冰川. 北京:科学出版社, 1986.
- [2] Groisman P Y, Karl T R, Knight R W. Observed impact of snow cover on the heat balance and the rise of continental spring temperatures. *Science*, 1994, 263: 198-200.
- [3] 赵亮,朱玉祥,程亮,等. 遥感-测站相结合的动态雪深反演方法初探. *应用气象学报*, 2010, 21(6): 685-697.
- [4] 张人禾,张若楠,左志燕. 中国冬季积雪特征及欧亚大陆积雪对中国气候影响. *应用气象学报*, 2016, 27(5): 513-526.
- [5] 马丽娟,秦大河,卞林根,等. 青藏高原积雪日数的气温敏感度分析. *气候变化研究进展*, 2010, 6(1): 1-7.
- [6] 柏晶瑜,徐祥德,周玉淑,等. 春季青藏高原感热异常对长江中下游夏季降水影响的初步研究. *应用气象学报*, 2003, 14(3): 363-368.
- [7] Immerzeel W W, van Beek L P H, Bierkens, M F P. Climate change will affect the Asian water towers. *Sciences*, 2010, 328: 1382-1385.
- [8] 王澄海,李燕,王艺. 北半球大气环流及其冬季风的年代际变化对青藏高原冬季降雪的影响. *气候与环境研究*, 2015, 20(4): 421-432.
- [9] 李栋梁,王春学. 积雪分布及其对中国气候影响的研究进展. *大气科学学报*, 2011, 34(5): 627-636.
- [10] 罗勇. 青藏高原冬春季积雪对东亚夏季大气环流影响的研究. *高原气象*, 1995, 14(4): 505-512.
- [11] 陈乾金,高波,李维京,等. 青藏高原冬季积雪异常和长江中下游主汛期旱涝及其与环流关系的研究. *气象学报*, 2000, 58(5): 582-595.
- [12] 钟爱华,严华生,李跃清,等. 青藏高原积雪异常与大气环流异常间关系分析. *应用气象学报*, 2010, 21(1): 37-46.
- [13] Liu Yimin, Bao Qing, Duan Anmin, et al. Recent progress in the impact of the Tibetan Plateau on climate in China. *Adv Atmos Sci*, 2007, 24(6): 1060-1076.
- [14] 朱玉祥,丁一汇,刘海文. 青藏高原冬季积雪影响我国夏季降水的模拟研究. *大气科学*, 2009, 33(5): 903-915.
- [15] 韦志刚,罗四维,董文杰. 青藏高原积雪资料分析及其与我国夏季降水的关系. *应用气象学报*, 1998, 9(1): 39-46.
- [16] 万欣,康世昌,李延峰,等. 2007—2011年西藏纳木错流域积雪时空变化及其影响因素分析. *冰川冻土*, 2013, 35(6): 1400-1409.
- [17] 杨存建,赵梓健,倪静,等. 基于MODIS数据的川西积雪时空变化分析. *中国科学(地球科学)*, 2011, 41(12): 1743-1750.
- [18] Zhang G, Xie H, Yao T, et al. Snow cover dynamics of four lake basins over Tibetan Plateau using time series MODIS data (2001—2010). *Water Resour Res*, 2012, 48, W10529, DOI: 10.1029/2012WR011971.
- [19] 王叶堂,何勇,侯书贵. 2000—2005年青藏高原积雪时空变化分析. *冰川冻土*, 2007, 29(6): 855-861.
- [20] Chu D, Xie H, Wang P, et al. Snow cover variation over the Tibetan Plateau from MODIS and comparison with ground observations. *Journal of Applied Remote Sensing*, 2014, 8(1): 84690(1-30).
- [21] 柏延臣,冯学智,李新,等. 基于被动微波遥感的青藏高原雪深反演及其结果评价. *遥感学报*, 2001, 5(3): 161-165.
- [22] 车涛,李新,高峰. 青藏高原积雪深度和雪水当量的被动微波遥感反演. *冰川冻土*, 2004, 26(3): 363-368.
- [23] 李晓静,刘玉洁,朱小祥,等. 利用SSM/I数据判识我国及周边地区雪盖. *应用气象学报*, 2007, 18(1): 12-20.
- [24] 张志富,希爽,刘娜,等. 1961—2012年中国降雪时空变化特征分析. *资源科学*, 2015, 37(9): 1765-1773.
- [25] 刘玉莲,任国玉,于宏敏,等. 我国强降雪气候特征及其变化. *应用气象学报*, 2013, 24(3): 304-313.
- [26] 孙秀忠,罗勇,张霞,等. 近46年来我国降雪变化特征分析. *高原气象*, 2010, 29(6): 1594-1601.
- [27] 徐兴奎. 1970—2000年中国降雪量变化和区域性分布特征. *冰川冻土*, 2011, 33(3): 497-503.
- [28] 刘玉莲,任国玉,于宏敏. 中国降雪气候学特征. *地理科学*, 2012, 32(10): 1176-1185.
- [29] 朱小凡,张明军,王圣杰,等. 1962—2012年青海省降雪初始终止日期和降雪日数时空变化特征. *生态学杂志*, 2014, 33(3): 761-770.
- [30] 胡豪然,梁玲. 近50年青藏高原东部降雪的时空演变. *地理学报*, 2014, 69(7): 1002-1012.
- [31] 邹进上,曹彩珠. 青藏高原降雪的气候学分析. *大气科学*, 1989, 13(4): 400-409.
- [32] 林志强,假拉,薛改萍,等. 1980—2010年西藏高原大到暴雪的时空分布和环流特征. *高原气象*, 2014, 33(4): 900-906.
- [33] 索渺清,丁一汇. 南支槽与孟加拉湾风暴结合对一次高原暴雪

- 过程的影响. 气象, 2014, 40(9): 1033-1047.
- [34] 柳龙生, 李英, 赵毅勇. 孟加拉湾风暴费林(1302)对藏南一次暴雪过程的影响分析. 气象, 2015, 41(9): 1079-1085.
- [35] 马林, 李锡福, 张青梅, 等. 青藏高原东部牧区冬季雪灾天气的形成及其预报. 高原气象, 2001, 20(3): 331-325.
- [36] 孙晶, 楼小凤, 胡志晋. 祁连山冬季降雪个例模拟分析(I): 降雪过程和地形影响. 高原气象, 2009, 28(3): 485-495.
- [37] 时兴合, 李凤霞, 扎西才让, 等. 1961—2004年青海积雪及雪灾变化. 应用气象学报, 2006, 17(3): 376-382.
- [38] 丁永红, 冯建民, 马筛艳, 等. 宁夏降雪日数的气候特征和环流结构. 气象, 2012, 38(12): 1523-1531.
- [39] 魏凤英. 现代气候统计诊断与预测技术. 北京: 气象出版社, 2007.
- [40] 张强, 张杰, 孙国武, 等. 祁连山山区空中水汽分布特征研究. 气象学报, 2007, 65(4): 633-643.
- [41] 胡豪然, 彭骏, 毛晓亮. 青藏高原地面站春季积雪日数的时空演变特征. 资源科学, 2010, 32(1): 149-156.
- [42] 李培基. 中国西部积雪的变化特征. 地理学报, 1993, 48(6): 505-515.
- [43] 柯长青, 李培基. 青藏高原积雪分布与变化特征. 地理学报, 1998, 53(3): 209-215.
- [44] 韦志刚, 黄荣辉, 陈文, 等. 青藏高原地面站积雪的空间分布和年代际变化特征. 大气科学, 2002, 26(4): 496-506.

Spatiotemporal Variations of Snowfall Days over the Tibetan Plateau from 1981 to 2010

Chu Duo¹⁾²⁾ Luosang Quzhen²⁾ Yang Zhigang²⁾ Yang Yong³⁾

¹⁾ (Lhasa Campus of Institute of Plateau Meteorology, CMA, Lhasa 850000)

²⁾ (Tibet Institute of Plateau Atmospheric and Environmental Sciences, Lhasa 850000)

³⁾ (Tibet Climate Center, Lhasa 850000)

Abstract

Snow is a vital component of alpine regions due to its large seasonal variations and distinctive physical properties, it greatly affects climate, hydrology, and ecology at regional and global scales. The Tibetan Plateau (TP), also called “the roof of the world”, is the highest land and typical alpine region on the earth with over 4000 m above sea level. Snow on the TP is a vital fresh water source in the Himalayan region and downstream areas, and also a significant indicator of climate change from regional to global scales. Therefore, under global climate warming, the variation of snowfall days over the TP, which is defined as the number of days with snowfall (including sleet) weather at a station from 2000 BT to 2000 BT, is concerned by international scientific community and local people.

Spatial and temporal variations of snowfall days over the TP are analyzed using snow observations from 94 meteorological stations for the period from 1981 to 2010, and the following results are obtained. Snowfall days over the TP are generally characterized by more snowfall days in the central and eastern alpine region, southern slope of the Himalayan range and the Qilian mountains in the northeast, and less snowfall days in valleys in south and the Qaidam Basin in the north. The number of averaged annual snowfall days for the TP is 60 days, of which 45% occurs in spring, 28% in winter, 22% in autumn and 5% in summer, respectively. There is a very significant decreasing trend in mean annual snowfall days from 1981 to 2010 over the TP with a rate of 10.5 days per decade. The abrupt climate change of snowfall days from more to less occurs around 1997 and in the later 10 years, annual snowfall days decrease obviously especially in 2010, which is an anomalous snowless year. Intra-annual distribution of snowfall days over the TP is characterized by double-peak type. The first peak occurs during transition period of atmospheric circulation from winter to summer and the second peak takes place in transition period of atmospheric circulations from summer to winter with less peak value. During the transition time of atmospheric circulation, low value weather system along with upward air movement and temperature and humidity conditions in the upper air is favorable for snowfall over the TP. A very significant correlation exists between decrease in snowfall days and increase in temperature from 1981 to 2010 over the TP. Under global warming and more rapid temperature increasing on the TP, the rainfall previously in snow form converts into liquid rainfall, which may significantly contribute to the decrease of snowfall days over the TP in the recent 30 years.

Key words: snowfall days; spatio-temporal variation; ground observation; the Tibetan Plateau