

除多,洛桑曲珍,林志强,等,2018.近30年青藏高原雪深时空变化特征分析[J].气象,44(2):233-243.

## 近30年青藏高原雪深时空变化特征分析\*

除多<sup>1,2</sup> 洛桑曲珍<sup>2</sup> 林志强<sup>3</sup> 杨勇<sup>3</sup>

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

**提 要:** 利用1981—2010年地面雪深观测资料较系统地分析了近30年青藏高原(以下简称高原)积雪深度的时空变化特点。主要结论如下:(1)高原雪深大值区主要在喜马拉雅山脉南麓,小值区则在高原南部干暖河谷和北部柴达木盆地,30年间高原平均最大雪深出现了显著减少趋势,减幅达 $0.55 \text{ cm} \cdot (10 \text{ a})^{-1}$ ,1997年前后高原雪深出现了由大到小的气候突变。(2)春季是高原平均积雪深度最大的季节,30年里平均最大雪深下降趋势非常显著,下降幅度为 $0.47 \text{ cm} \cdot (10 \text{ a})^{-1}$ ,且在1998年出现了由大到小的气候突变。(3)秋、冬季,高原平均最大雪深减少趋势不明显,但在不同区域雪深增减趋势不尽相同。秋季56%的台站呈减少趋势,而31%的台站有不同程度的增加;冬季61%的台站出现了减少趋势,而且减幅较大的台站基本分布在高原西南,而31%的台站则出现了增加趋势,多数分布在高原东部。(4)夏季高原积雪分布极为有限,仅在海拔和纬度较高的高寒地区有积雪,近30年雪深减少趋势同样显著。

**关键词:** 积雪深度,时空变化,地面观测,青藏高原

**中图分类号:** P468

**文献标志码:** A

**DOI:** 10.7519/j.issn.1000-0526.2018.02.003

## Spatio-Temporal Variation of Snow Depth on Tibetan Plateau over the Last 30 Years

CHU Duo<sup>1,2</sup> LUOSANG Quzhen<sup>2</sup> LIN Zhiqiang<sup>3</sup> YANG Yong<sup>3</sup>

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:** Under the context of global warming, understanding of spatio-temporal variation of snow depth on the Tibetan Plateau (TP) is particularly important because climate observations in high-altitude regions have shown more sensitivity to climate change. The snow depth on the TP, as one of key components of cryosphere, is related to water availability downstream of major river basins in Asia and its anomalies may potentially affect subsequently regional weather/climate and monsoon systems over eastern and southern Asia through mechanical forcing and changing surface heat and moisture fluxes. Therefore, in this study, the spatio-temporal variation of snow depth on the TP is analyzed using observation data from 94 meteorological stations for the period from 1981 to 2010. The main results are as follows. (1) The highest snow depth record mainly takes place in the southern Himalayas Mountains and the lowest snow depth is found in dry-warm valleys in southern TP and Qaidam Basin in the northern TP. (2) There is a significant decreasing trend in annual mean maximum snow depth on the TP with a rate of  $0.55 \text{ cm}$  every 10 years in the last 30 years and abrupt climate change of snow depth from high to low occurs around 1997. (3) On

\* 国家自然科学基金项目(41561017)和公益性行业(气象)科研专项(GYHY201206040)共同资助

2016年3月23日收稿; 2017年10月26日收修定稿

第一作者:除多,主要从事高原卫星遥感应用及积雪变化研究. Email:chu\_d22@hotmail.com

seasonal scales, mean maximum snow depth in spring also has a very significant decreasing trend at a rate of 0.47 cm every 10 years, and abrupt climate change of snow depth in spring from high to low occurs around 1998. In autumn and winter, the decreasing trend in mean maximum snow depth is not noticeable. At a specific station, the changing trend of snow depth varies from region to region. In autumn, snow depth decreases at 56% stations but increases at 31% stations on the TP. In winter, the decrease in snow depth occurs at 61% stations and stations with higher decreasing rate are primarily distributed in the southwestern TP while the increasing trend of snow depth is found at 31% stations, which are mainly located in eastern part of the TP. In summer, snow cover on the TP is very scarce, primarily distributed in alpine region of high altitude and latitudes. Over the last 30 years, the decreasing trend of snow depth in summer is also significant.

**Key words:** snow depth, spatio-temporal variation, surface observation, Tibetan Plateau

## 引 言

积雪作为地球陆地表面的重要组成部分和冰冻圈的主要存在形式,在世界很多地方是重要的水资源,与人们的日常生活密切相关,另外积雪的高反射率和低热传导性,消融过程中吸收大量的热量及水文效应,使土壤增湿降温,通过改变地表辐射平衡和大气热状况引起大气环流变化,从而对区域气候产生影响(Groisman et al, 1994; Barnett et al, 2005; 刘屹岷和钱正安, 2005)。积雪同时又是全球气候变化重要的指示器和区域环境变化的敏感响应因子之一,在全球变化研究中具有重要意义。

青藏高原平均海拔 4000 m 以上,是北半球中低纬度海拔最高、积雪覆盖最大的地区。积雪不仅是青藏高原季节性变化最大的下垫面和重要的生态环境组成要素,冰雪融水是高原及其下游地区重要的水资源(Qin et al, 2006; Immerzeel et al, 2009)。同时,青藏高原地处中低纬度,海拔高和面积大使得高原上的积雪对全球到区域的气候变化具有重要影响(Yao et al, 2012; 徐祥德等, 2015)。高原积雪作为一种重要的陆面强迫因子,与东亚、南亚季风以及长江中下游的旱涝等灾害性天气紧密相关(陈烈庭, 2001; 陈乾金等, 2000; 郭其蕴和王继琴, 1986; 徐国昌等, 1994; 徐士琦和李栋梁, 2016),是短期气候预测的重要指示因子(朱玉祥和丁一汇, 2007)和全球气候变化最为敏感的响应因子之一(朱玉祥等, 2009; 杨存建等, 2011; 王叶堂等, 2007)。

积雪深度是指积雪表面到地面的垂直深度(中国气象局, 2003),是表征积雪特征的重要参数和常规气象观测要素之一,是估算雪水当量、研究积雪气

候效应、流域水量平衡和融雪径流模拟以及监测和评估雪灾发生和等级划分的重要参数。目前积雪深度观测主要有地面观测和卫星遥感两种方式。由于卫星遥感具有监测范围广、覆盖时次多等特点在获取大范围积雪覆盖信息方面有其独特的优势,但是在雪深反演方面还未达到相当可信的程度(李栋梁和王春学, 2011)。多通道微波扫描辐射计(scanning multichannel microwave radiometer, SMMR)、特种微波成像仪(special sensor microwave/imager, SSM/I)和高级微波辐射扫描(advanced microwave scanning radiometer-earth observing system, AMSR-E)等被动微波遥感及其根据台站雪深资料拟合订正的雪深反演算法普遍存在高估青藏高原雪深的问题,而且局部地区误差较大(马丽娟和秦大河, 2012; 张若楠等, 2014; 李小兰等, 2012; 宾婵佳等, 2013)。地面气象站观测的雪深资料虽然存在空间分布不均匀,区域代表性欠缺等不足,但是到目前为止,作为第一手观测资料仍是积雪和相关长期气候变化研究领域应用最广泛、最可靠的资料(韦志刚等, 2002; 李栋梁和王春学, 2011),也是卫星遥感结果不可或缺的验证资料。韦志刚等(2002)对各类积雪资料进行对比研究后发现,高原地面积雪资料是目前最为可靠和应用最多的积雪资料,地面雪深资料能更好地代表高原地区积雪量的年际变化。柯长青和李培基(1998)研究表明,积雪深度是比积雪面积更为重要的积雪气候参数,它不仅可以用来研究积雪反照率辐射和水文效应,也是研究高原积雪对亚洲季风影响的最主要积雪变量和高原雪灾的主导指标。Liu et al(2007)研究表明,青藏高原冬季积雪深度异常比雪盖对区域气候影响更为重要。郑益群等(2000)研究指出,高原冬季积雪深度的增加,比积雪面积的扩大和春季积雪深度的增加

对后期气候的影响更大。青藏高原的雪深与冬季北大西洋涛动(North Atlantic Oscillation,NAO)变化密切相关(Xin et al, 2010)。Ge and Gong(2008)利用格点雪深资料定量计算了北美雪盖面积与雪深之间的关系,结果表明两个变量在区域尺度上并不一致,认为雪深的影响要重要得多,雪深与气候遥相关指数的关系也明显强于积雪面积。大量研究表明,积雪覆盖范围对气候变化具有重要影响,但它仅反映了部分积雪与气候之间的关系,雪深变化同样对各种时空尺度的气候具有相当重要的影响(Ge and Gong, 2008)。当今国际上先进的陆面过程模型CLM3中采用的依然是基于积雪深度和地面粗糙度的积雪覆盖率参数化方案(李伟平等, 2009)。

李培基和米德生(1983)利用1951—1980年气象站观测的逐日积雪资料分析了我国季节积雪资源及其波动,指出我国大部分地区的积雪深度在5 cm以下,以3 cm覆盖的积雪面积最大。韦志刚等(2002)利用青海和西藏境内的72个气象站1999年12月之前逐日观测的积雪深度资料研究表明,青藏高原积雪总的来讲呈平缓增长态势。马丽娟和秦大河(2012)研究表明,我国年平均雪深为0.49 cm,其中青藏高原地区年平均雪深为0.29 cm,2月达到峰值,1957—2009年青藏高原年平均积雪深度表现为增加趋势,但不显著。青藏高原大部分地区的平均雪深呈单峰值特征,峰值一般出现在1—2月,但在纳木错流域积雪深度、雪水当量、积雪密度等积雪要素的年内变化存在双峰值特征(万欣等, 2013)。王春学和李栋梁(2012)利用1958—2008年气象站的积雪观测资料对青藏高原最大积雪深度演变规律进行了分析,结果表明近50年来春、秋季最大雪深在整体上呈现缓慢减少的趋势,冬季最大雪深呈现增加的趋势,气温是影响积雪产生和维持的重要因素。

目前,针对青藏高原的积雪研究主要集中在积雪异常的气候效应(竺夏英等, 2013; 罗勇, 1995; 霍飞等, 2014; 卢楚翰等, 2014)、强降雪过程诊断分析和影响系统(索渺清和丁一汇, 2014; 柳龙生等, 2015)以及基于不同时空尺度光学遥感的积雪覆盖面积变化和基于微波遥感的雪深时空变化特征上(白淑英等, 2014; 柏延臣等, 2001; Duo et al, 2014)。对青藏高原地面台站观测的雪深变化规律和时空差异研究有限,而且多数集中在全国和我国西部地区,缺少高原整体近几十年雪深时空变化特征方面的研究。为此,本研究利用青藏高原94个气

象站1981—2010年地面观测的雪深资料,基于数理统计方法较系统地分析了近30年高原积雪深度的时空变化特点和演变规律,旨在揭示最近30年高原雪深对全球气候变暖的响应。积雪作为高原及其下游地区重要的水资源、气候预测指示和变化的响应因子,准确而详实的高原雪深空间分布与年际变化特征对气候变化诊断、亚洲季风的演变和区域融雪水资源的管理具有重要意义。

## 1 研究区概况与数据

本研究的青藏高原边界采用了以自然地貌为主导因素,同时综合考虑海拔高度、高原面和山地完整性原则确定的高原范围(张懿锂等, 2002)。高原主体部分在西藏自治区和青海省,范围为 $26^{\circ}00'12''\sim 39^{\circ}46'50''N$ 、 $73^{\circ}18'52''\sim 104^{\circ}46'59''E$ ,面积 $257.2\times 10^4\text{ km}^2$ ,约占我国陆地总面积的26.8%。

雪深观测数据是经过质量检测和 quality 控制的逐月最大雪深资料,是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信息中心提供。本研究范围内共有105个气象站,多数始建于20世纪50—70年代,部分站点在这一时期存在有些月份或年份缺测情况,个别台站是80年代以后新建的,有的则在80年代以后停止运行。所以,最后采用了1981—2010年30年有完整观测记录的所有台站,共有94个站。文中四季是指春季(3—5月)、夏季(6—8月)、秋季(9—11月)和冬季(12月至次年2月)。

## 2 方法

雪深变化趋势分析采用了下面的一元线性趋势方程:

$$y = a_0 + a_1 t \quad (1)$$

式中, $y$ 为积雪深度(单位:cm); $t$ 为年; $a_0$ 为常数; $a_1$ 为斜率即线性趋势项,其值正负表示雪深增加或减少。

雪深的突变检测采用了滑动 $t$ 检验。该方法是通过考察两组样本平均值的差异是否显著来检验突变,是把一气候序列中两段子序列均值有无显著差异看做来自两个总体均值有无显著差异的问题来检验。如果两段子序列的均值差异超过了一定的显著性水平检验,可以认为均值发生了质变,有突变发生(魏凤英, 2007)。

对于具有  $n$  个样本量的时间序列  $x$ , 人为设置某一时刻为基准点, 基准点前后两段子序列  $x_1$  和  $x_2$  的样本分别为  $n_1$  和  $n_2$ , 两段子序列平均值分别为  $\bar{x}_1$  和  $\bar{x}_2$ , 方差分别为  $s_1^2$  和  $s_2^2$ 。定义统计量:

$$t = \frac{\bar{x}_1 - \bar{x}_2}{s \sqrt{\frac{1}{n_1} + \frac{1}{n_2}}} \quad (2)$$

$$s = \sqrt{\frac{n_1 s_1^2 + n_2 s_2^2}{n_1 + n_2 - 2}} \quad (3)$$

式(2)遵从自由度  $\nu = n_1 + n_2 - 2$  的  $t$  分布。

### 3 雪深时空变化规律

#### 3.1 年变化

##### 3.1.1 雪深极值空间分布

在 94 个气象站中, 位于喜马拉雅山脉南麓的聂拉木气象站雪深最大, 30 年极值达到 230 cm, 出现在 1989 年。该站 1996、1988 和 1997 年的最大雪深超过或达到 1 m, 分别是 121、113 和 100 cm。其次是其东侧同样位于喜马拉雅山脉南坡的帕里气象站, 30 年极值为 87 cm(1996 年), 1995 年的最大雪深也达 83 cm。此外雪深极值较大的有德钦、错那和中甸站, 分别是 70、64 和 60 cm。极值超过 30 cm 的共有 13 个站, 基本上分布在喜马拉雅山脉南侧以及高原东南部和东部边缘(图 1)。降雪季节这些地区由于受到西南暖湿气流的影响, 丰富的水汽在地形动力抬升作用下降雪量大, 加之气温低, 为积雪的累积提供了良好的条件。雪深极值最小出现在小灶火、茫崖和巴塘站, 仅 4 cm, 其次是格尔木和日喀则站(6 cm)。雪深极值不足 10 cm 的站共有 14 个, 基

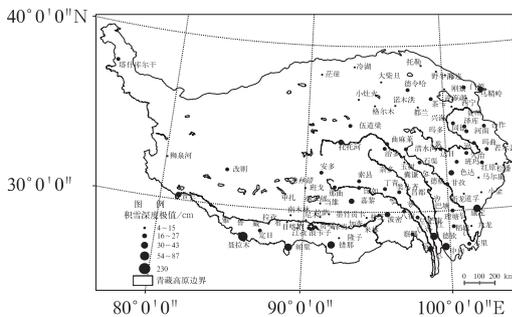


图 1 1981—2010 年青藏高原雪深极值空间分布

Fig. 1 Spatial distribution of highest snow depth record on the Tibetan Plateau from 1981 to 2010

本分布在北部柴达木盆地、南部雅鲁藏布江河谷及其同纬度东部河谷地带。雪深极值 10~30 cm 的台站共有 68 个, 为台站总数的 72.3%。由此可见, 青藏高原多数台站的历年积雪深度极值都不大, 多数在 10~30 cm。雪深极值较大的台站基本分布在高原南部和东南部边缘地区, 极值较小值则出现在柴达木盆地、雅鲁藏布江河谷及其东部高原历年积雪最少的区域。

##### 3.1.2 平均最大雪深空间分布

平均年最大雪深空间分布(图 2a)显示, 最大值同样出现在聂拉木气象站(58.6 cm), 其次是其东侧的帕里(25.2 cm)和错那站(21.5 cm), 超过 20 cm 的气象站还包括德钦(20.9 cm)、普兰(20.4 cm)和嘉黎站(20.2 cm)。除嘉黎站之外都分布在喜马拉雅山脉南坡。平均雪深最小值出现在巴塘气象站(0.3 cm), 其次是冷湖站(1.2 cm), 之后是小灶火、拉孜和贵州站, 均为 1.4 cm。平均雪深不足 2 cm 的共有 11 个站, 基本分布在柴达木盆地和南部雅鲁藏布江谷地及其东侧河谷。平均雪深在 2~20 cm 的台站共有 77 个, 占台站总数的 81.9%。

##### 3.1.3 最大雪深变化趋势

30 年间, 年最大雪深呈减少趋势的台站共有 58 个, 12 个站通过了  $P < 0.05$  显著性水平检验, 其中聂拉木站最明显, 年均减幅超过了 1 cm, 达  $1.4 \text{ cm} \cdot \text{a}^{-1}$ , 其次是托托河 [ $3.4 \text{ cm} \cdot (10 \text{ a})^{-1}$ ] 和帕里站 [ $3.2 \text{ cm} \cdot (10 \text{ a})^{-1}$ ]。此外, 同德、德钦、波密、木里、改则和乌鞘岭站, 也超过  $2 \text{ cm} \cdot (10 \text{ a})^{-1}$ 。托托河和改则站位于高原内陆, 其余多数在高原南部边缘和东北部(图 2b)。27 个站的雪深存在不同程度的增加趋势, 其中稻城站最明显, 达  $2.2 \text{ cm} \cdot (10 \text{ a})^{-1}$ , 而且是唯一通过  $P < 0.05$  显著性水平检验的台站, 此外还有 7 个站的增加幅度在  $1 \text{ cm} \cdot (10 \text{ a})^{-1}$  以上, 这些站点在高原东南部分布相对居多。可见, 过去 30 年间高原多数台站的年最大雪深呈现减少趋势, 且历年雪深较大的高原南部边缘地区这一减少趋势尤为明显; 而不到三分之一台站的雪深有增加趋势, 多数台站位于高原东南部, 增加幅度明显要小于减少幅度。

##### 3.1.4 平均最大雪深变化趋势

图 3 给出的高原平均年最大雪深 30 年时间序列可以看出, 平均最大雪深呈减少趋势, 其线性趋势通过了  $P < 0.05$  的显著性水平检验, 表明过去 30 年高原平均最大雪深减少趋势显著, 减幅为

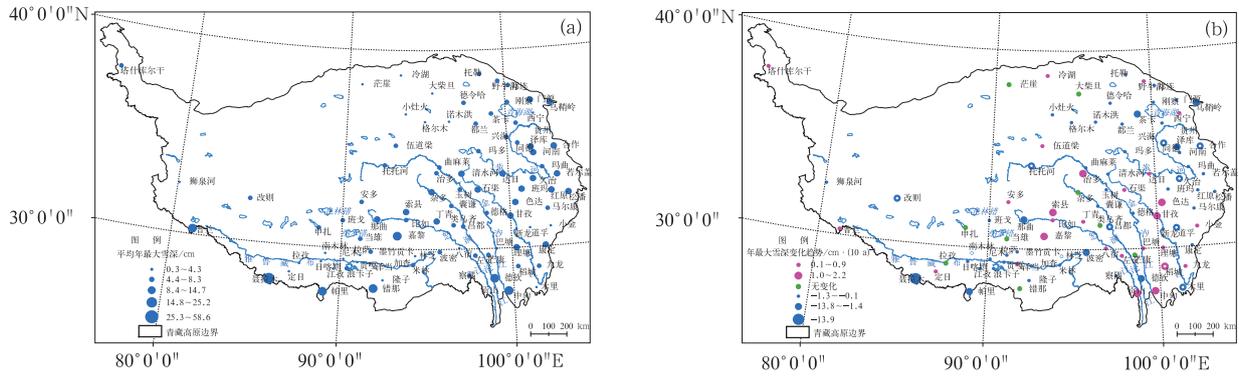


图 2 1981—2010 年青藏高原平均年最大雪深空间分布(a)及年最大雪深变化趋势(b)  
(空心圆表示通过了  $\alpha=0.05$  显著性水平检验)

Fig. 2 Mean annual maximum snow depth (a) and change trend of annual maximum snow depth (b) on the Tibetan Plateau from 1981 to 2010  
(Hollow circle means having passed the significance test at 0.05 level)

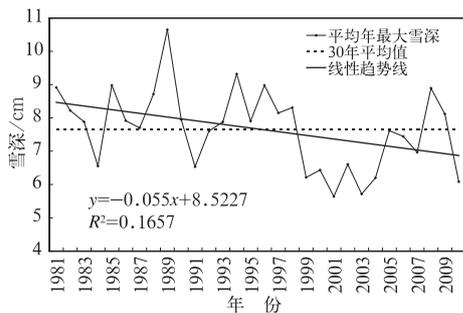


图 3 1981—2010 年青藏高原  
平均年最大雪深时间序列

Fig. 3 Time-series of annual mean maximum snow depth on the Tibetan Plateau from 1981 to 2010

$0.55 \text{ cm} \cdot (10 \text{ a})^{-1}$ ,同时年代际差异较大。具体而言,20 世纪 80 年代至 90 年代末平均最大雪深较大,除个别年份之外多数年份为正距平,1989 年达到了 10.6 cm,出现了距平大于标准差 2 倍的异常偏大水平,之后进入了明显减少阶段。21 世纪初至 2010 年除 2008 和 2009 年出现了正距平之外,其余均为负距平,其中 2001 年出现了最低值,只有 5.6 cm,较平均值偏小 2.1 cm,2003 年则偏少 2.0 cm,但是两者均未达到异常偏少水平。可见,最近 30 年内高原平均年最大雪深伴随着较大的年际波动出现了明显减少趋势,20 世纪 80 年代至 90 年代末积雪深度相对较大,1989 年达到了 10.6 cm 的异常偏大水平,而 21 世纪初头 10 年是高原积雪深度偏小时期,其中 2001 年出现了比均值少 2.1 cm 的 30 年最低值,30 年平均最大雪深为 7.7 cm。

在此基础上,利用滑动  $t$  检验对其时间序列做了突变分析,结果见图 4a。可以看出,高原平均最

大雪深在 1997 年发生了由大到开始显著减少的气候突变,其  $t$  检验值超过了  $\alpha=0.01$  显著性水平检验的临界值 3.2。为了进一步分析高原长期雪深变化特点,利用 1961—2012 年有完整观测资料的 74 个气象站平均年最大雪深做了同样的趋势分析。结果表明,20 世纪 60 年代高原雪深较浅,多数年份为负距平,70—90 年代中期雪深增大趋势明显,尤其是 1981—1998 年除个别年份之外都出现了正距平,之后减少趋势明显,至 2012 年多数年份为负距平。从图 4b 给出的滑动  $t$  检验可以明显地看出,高原平均最大雪深同样在 1997 年左右发生了由大到显著减少的气候突变。

### 3.2 季节变化

#### 3.2.1 雪深极值空间分布

春季最大雪深极值(图 5a)出现在聂拉木气象站,为 88 cm,其次是帕里(83 cm)和德钦站(70 cm),之后分别是康定(54 cm)、嘉黎(39 cm)、中甸(36 cm)、乌鞘岭(36 cm)、普兰(33 cm)及色达站(31 cm)。以上 9 个作为雪深极值超过 30 cm 的台站,大多分布在高原南部及东南部。雪深极值 10 cm 以上的共有 70 个站,在 10~30 cm 的共有 61 个站,占台站总数的 64.9%。春季雪深极值最小出现在巴塘站,基本没有积雪分布,贵州和诺木洪两站的雪深仅为 2 cm,之后是小灶火、冷湖、茫崖和江孜站,只有 4 cm。雪深极值不到 10 cm 的台站共有 24 个,基本上分布在雅鲁藏布江谷地及其东部干暖河谷区域和柴达木盆地流域。可见,春季是高原平均积雪深度最大的季节,多数台站在 10~30 cm,雪深较大的台站基本分布在高原西南及东南春季西南暖

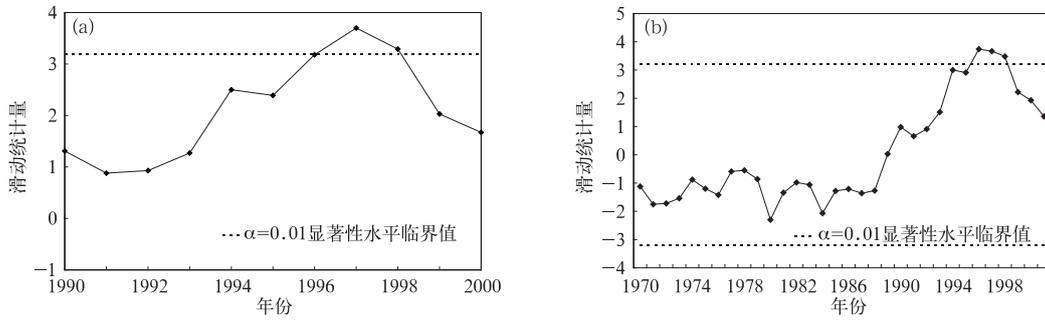


图 4 青藏高原平均年最大雪深滑动  $t$  统计量曲线

(a)1981—2010 年, (b)1961—2012 年

Fig. 4 Moving  $t$ -test of annual mean maximum snow depth

in 1981—2010 (a) and 1961—2012 (b)

(Dashed line shows critical value having passed the significance test at 0.01 level)

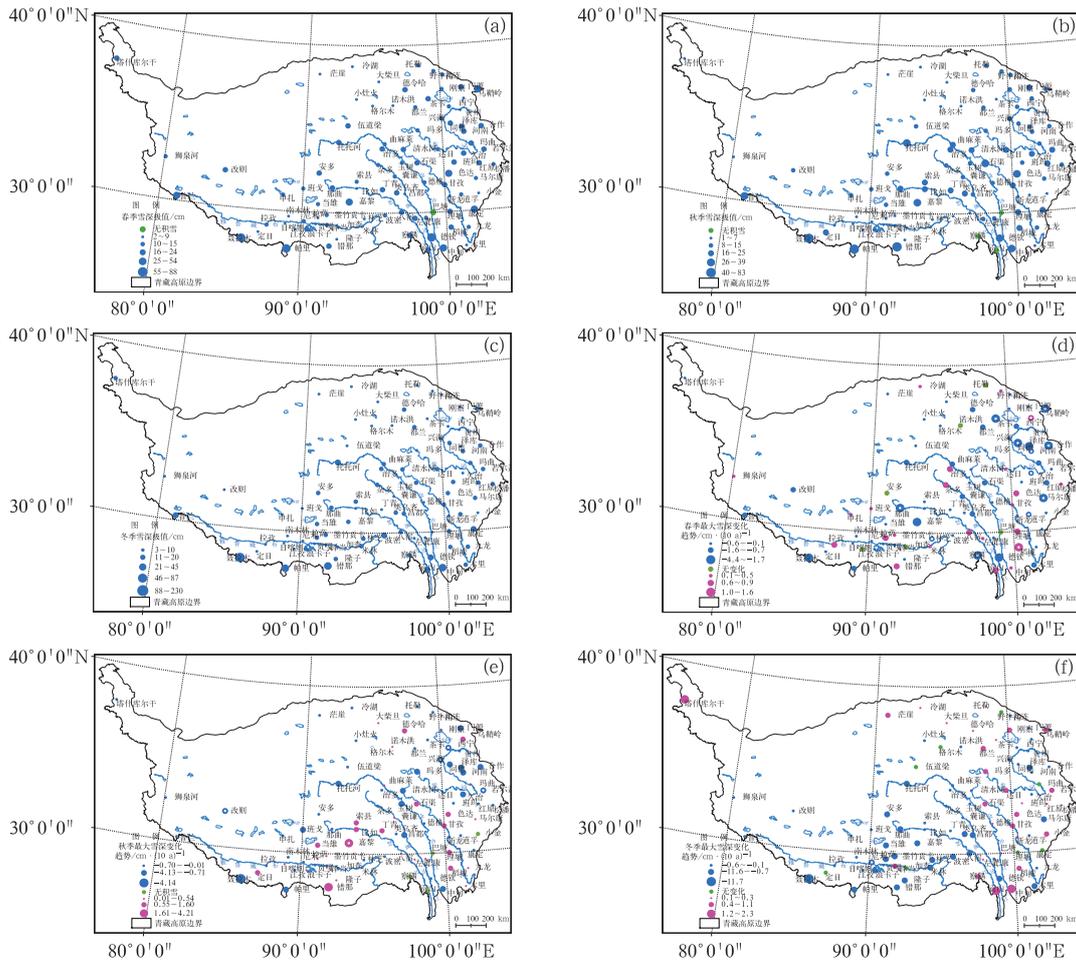


图 5 1981—2010 年青藏高原春季(a)、秋季(b)、冬季(c)雪深极值空间分布(单位:cm)

及春季(d)、秋季(e)、冬季(f)最大雪深变化趋势[单位:cm · (10 a)<sup>-1</sup>]

(空心圆表示通过了  $\alpha=0.05$  显著性水平检验)

Fig. 5 Highest snow depth records (unit: cm) in spring (a), autumn (b) and winter (c),

and the change trend of maximum snow depth [unit:cm · (10 a)<sup>-1</sup>] in spring (d),

autumn (e) and winter (f) on the Tibetan Plateau from 1981 to 2010

(Hollow circle means having passed the significance test at 0.05 level)

湿气流影响最大的地区,其中最大雪深出现在聂拉木气象站,而雪深不足 10 cm 的台站基本分布在南部雅鲁藏布江谷地及其东侧河谷和北部柴达木盆地。

夏季正值高原雨季,降水主要是以降雨形式为主,只有在海拔和纬度较高的地区才有降雪现象。夏季雪深极值(图略)在 1 cm 以上的站共有 50 个,其中清水河站最大,达 25 cm,其次是嘉黎站(14 cm),之后是班戈、稻城、伍道梁、玛多和泽库站,都为 12 cm。此外还有红原(11 cm)、那曲和托勒站(10 cm)。这些作为夏季雪深记录超过 10 cm 的台站,基本上分布在高原中东部藏北和青海南部高海拔地区。夏季没有雪深记录的共有 44 个台站。

秋季是高原雪深较大的时期,仅次于春季和冬季,跟其他季节一样,雪深极值区域差异很大(图 5b)。最大出现在帕里气象站,达 83 cm,其次是错那(64 cm)和聂拉木站(55 cm),此外 4 个站超过 30 cm,分别是嘉黎(39 cm)、托托河(39 cm)、德钦(35 cm)和普兰(32 cm)。除了托托河和嘉黎站位于高原内陆之外,其他都分布在秋季西南暖湿气流影响最明显的高原西南和南部边缘地区。秋季多数台站的雪深极值在 5~20 cm,共有 55 个站点。秋季雪深极值最小出现在巴塘、察隅和贡山站,这三个站由于海拔低,加上秋季较高的气温,30 年内没有出现积雪现象。其次是冷湖、茫崖和小金站,均为 1 cm,之后是诺木洪和格尔木站,各为 2 cm。秋季雪深极值在 5 cm 以下的台站共有 26 个,主要分布在雅鲁藏布江河谷至东部同纬度的干暖谷地和北部柴达木盆地。

跟其他季节一样,冬季不同区域雪深极值存在很大的空间差异(图 5c)。最大值出现在聂拉木气象站,达 230 cm,时间是 1989 年 1 月,其次是帕里(87 cm)和中甸站(60 cm),此外还有 3 个站雪深在 40 cm 以上,分别是错那(55 cm)、德钦(45 cm)和普兰站(43 cm)。冬季雪深极值 30 cm 以上的台站还有康定(34 cm)、波密(32 cm)和贡山(30 cm)。以上作为高原冬季积雪深度较大的台站,均分布在高原西南和南部边缘地区。高原多数台站的雪深在 7~20 cm,共 67 个站,占台站总数的 71.3%。冬季雪深极值最小值出现在拉孜站,雪深仅 3 cm,其次是 4 cm 的雪深,共有 8 个站,分别是青海省境内的贵州、小灶火、格尔木、茫崖、托勒和野牛沟站,西藏境内的日喀则及四川的巴塘站,主要分布在南部雅鲁藏布江中游、北部柴达木盆地以及东北部祁连山脉流域。冬季平均最大雪深标准差是 1.1 cm,春、秋季均为

0.8 cm,夏季最小(0.3 cm),表明四季中冬季高原雪深的年际差异和变幅最大,其次是春、秋季两个过渡季节,而夏季高原本身积雪少,进而年际差异也自然最小(表 1)。可见,高原冬季雪深极值较大的台站都分布在高原西南和南部西南暖湿气流活跃及地形抬升作用强烈的边缘地区,而受干热河谷和盆地气候影响的南部雅鲁藏布江河谷及北部柴达木盆地是雪深最低的两个区域。冬季高原平均气温最低,对于积雪的维持和发展非常有利,但是冬季高原受冷高压的控制,大气环流背景不利于降雪,使得高原内陆积雪深度非常有限,多数台站在 7~20 cm。

### 3.2.2 最大雪深变化趋势

春季高原不同区域最大雪深变化趋势不尽相同(图 5d),65 个气象站有不同程度减少趋势,11 个站通过了  $P < 0.05$  显著性水平检验,其中聂拉木站减幅最大,达  $4.4 \text{ cm} \cdot (10 \text{ a})^{-1}$ ,其次是乌鞘岭 [ $2.7 \text{ cm} \cdot (10 \text{ a})^{-1}$ ]、嘉黎 [ $2.5 \text{ cm} \cdot (10 \text{ a})^{-1}$ ]、同德 [ $2.3 \text{ cm} \cdot (10 \text{ a})^{-1}$ ] 和那曲站 [ $2.2 \text{ cm} \cdot (10 \text{ a})^{-1}$ ]、之后是察隅和泽库站,减幅均为  $2 \text{ cm} \cdot (10 \text{ a})^{-1}$ 。最大积雪深度有不同程度增加的台站共有 23 个站,其中位于高原东南部的稻城站增幅最为明显,每 10 年达到 1.6 cm,且通过了  $P < 0.05$  的显著性水平检验,其次是色达、理塘和杂多站,均为  $0.9 \text{ cm} \cdot (10 \text{ a})^{-1}$ ,之后是贡山、西宁和治多站,增幅都是  $0.8 \text{ cm} \cdot (10 \text{ a})^{-1}$ 。除了稻城站,只有西宁站通过了  $P < 0.05$  的显著性水平检验,表明稻城和西宁两个站雪深上升趋势是比较显著的。总之,由于受到地形地貌、地理位置和各种气象要素等的综合影响,过去 30 年间高原春季最大雪深变化的空间差异很大,近 70% 的台站出现了减少趋势,而 24.5% 的台站出现了增加态势,且减少程度要大于增加程度,雪深增加趋势相对较大的在高原南部分布居多。

秋季最大雪深呈不同程度减少趋势(图 5e)的有 53 个气象站,5 个站通过了  $P < 0.05$  显著性水平检验,其中减幅最大出现在聂拉木站,达每 10 a 减少 4.1 cm,其次是托托河站 [ $2.3 \text{ cm} \cdot (10 \text{ a})^{-1}$ ]、之后相对较大的有若尔盖 [ $1.8 \text{ cm} \cdot (10 \text{ a})^{-1}$ ] 和改则站 [ $1.4 \text{ cm} \cdot (10 \text{ a})^{-1}$ ]、其次是同德和玉树站 [ $1.3 \text{ cm} \cdot (10 \text{ a})^{-1}$ ]。雪深减少幅度在  $1 \text{ cm} \cdot (10 \text{ a})^{-1}$  以上的站点共有 12 站,在高原中部、南部和东部均有分布,相对而言阿尼玛卿山脉东部和青海湖南部等黄河源头居多。积雪深度有不同程度增加的台站共有 29 个站,其中嘉黎站增加最明显,每 10 年达 4.2 cm,且通过了  $P < 0.05$  的显著性水平检验,其

次是错那站 $[3.5 \text{ cm} \cdot (10 \text{ a})^{-1}]$ ,接着是比如 $[1.6 \text{ cm} \cdot (10 \text{ a})^{-1}]$ 和甘孜站 $[1.3 \text{ cm} \cdot (10 \text{ a})^{-1}]$ ,其他升幅达到 $1 \text{ cm} \cdot (10 \text{ a})^{-1}$ 的还有石渠、丁青、德令哈和色达站,在空间上西藏东北和四川西北分布相对居多。

冬季 57 个站的最大雪深呈不同程度减少趋势(图 5f),2 个站通过了 $P < 0.05$  显著性水平检验,其中聂拉木气象站减幅最大,达 $11.7 \text{ cm} \cdot (10 \text{ a})^{-1}$ ,其他都在 $2 \text{ cm} \cdot (10 \text{ a})^{-1}$ 以下,相对较大的是波密 $[1.9 \text{ cm} \cdot (10 \text{ a})^{-1}]$ 和木里站 $[1.8 \text{ cm} \cdot (10 \text{ a})^{-1}]$ ,其次是托托河 $[1.5 \text{ cm} \cdot (10 \text{ a})^{-1}]$ 和帕里站 $[1.4 \text{ cm} \cdot (10 \text{ a})^{-1}]$ ,之后是减幅 $1 \text{ cm} \cdot (10 \text{ a})^{-1}$ 的台站,包括嘉黎、八宿和马尔康站。除托托河站位于高原内陆之外,其他均分布在高原南部和东南部边缘。多数台站的减幅在 $0.2 \sim 1.0 \text{ cm} \cdot (10 \text{ a})^{-1}$ 。冬季 29 个站的最大雪深有增加趋势,较集中分布在高原东半部。其中,中甸站的增加幅度最大,每 10 年达 $2.3 \text{ cm}$ ,其次是塔什库尔干 $[1.6 \text{ cm} \cdot (10 \text{ a})^{-1}]$ 、贡山 $[1.5 \text{ cm} \cdot (10 \text{ a})^{-1}]$ 和若尔盖站 $[1 \text{ cm} \cdot (10 \text{ a})^{-1}]$ 。总之,高原 60.6% 的台站冬季最大雪深出现了减少趋势,而且减幅较大的主要分布在高原西南,而 31.0% 的台站则出现了增加趋势,基本分布在高原东部区域。

### 3.2.3 平均最大雪深变化趋势

30 年间高原春季平均最大雪深存在明显减少趋势(图略),线性趋势方程通过了 $P < 0.01$  的显著性水平检验,表明这种减少趋势是非常显著的,减少幅度为 $0.47 \text{ cm} \cdot (10 \text{ a})^{-1}$ 。除了总体上显著减少趋势之外,雪深的年代际波动很大。20 世纪 80 年代至 1998 年高原春季平均最大积雪深度相对较大,多数年份为正距平,1998 年之后进入了明显下降过程,至 2010 年除 2005 和 2006 年之外都为负距平,

平均最大雪深为 $5.5 \text{ cm}$ ,在四季中最大。由此得出,1981—2010 年伴随着明显的年际波动,高原春季平均最大雪深经历了非常显著的下降趋势,下降幅度达每 10 年 $0.5 \text{ cm}$ ,这一过程中总体上 20 世纪 80 年代至 90 年代末雪深较大,1998 年之后雪深下降程度尤为突出,根据滑动  $t$  检验 1998 年出现了雪深由大到小的气候突变。

夏季虽然高原只有一半多的气象站观测到积雪,且平均最大雪深仅为 $0.5 \text{ cm}$ ,但减少趋势同样明显,线性趋势方程通过了 $P < 0.05$  的显著性水平检验,表明这一减少趋势很显著,减少幅度为 $0.11 \text{ cm} \cdot (10 \text{ a})^{-1}$ 。年代际变化主要体现在,20 世纪 80 年代初和 90 年代的 1996 年之前是高原夏季雪深较大的时期,期间 1985 和 1996 年属异常偏大水平。80 年代末处于相对较少的阶段。1996 年是雪深由大到小的一个转折点,之后除了 1999 和 2004 年之外均为负距平,其中最低值出现在 2000 和 2006 年,平均仅为 $0.2 \text{ cm}$ 。可见,高原夏季地面观测到的积雪很少,但是过去 30 年里平均最大雪深出现了显著的减少趋势,减幅达 $0.1 \text{ cm} \cdot (10 \text{ a})^{-1}$ ,同时,年际波动很大,20 世纪 80 年代初和 90 年代初中期雪深相对较大,1996 年是平均最大雪深由大到小的一个转折点,之后减少尤为突出,但未发生突变现象。

秋季平均最大雪深略显减少趋势,减少幅度为 $0.12 \text{ cm} \cdot (10 \text{ a})^{-1}$ ,但是未通过显著性水平检验。秋季是高原雪深较大的季节,平均最大积雪深度 $3.4 \text{ cm}$ ,仅次于冬、春两季。年代际波动特点主要表现在,20 世纪 80 年代至 1997 年雪深的年际或每两年间波动明显,但是总体趋势平稳,1997—2007 年处于明显减少期,绝大多数年份为负距平。2008 年出现 $5.8 \text{ cm}$  的雪深,属于异常偏高年,之后两年减少又明显。

表 1 1981—2010 年青藏高原最大雪深变化特征统计

Table 1 Summary of statistical analysis for maximum snow depth on the Tibetan Plateau from 1981 to 2010

	春	夏	秋	冬	年
最大雪深极值/cm	88	25	83	230	230
最小雪深极值/cm	0	0	0	3	4
平均雪深极值/cm	17	3	14	16	22
平均最大雪深/cm	5.5	0.5	3.4	4.4	7.7
最大雪深标准差/cm	0.8	0.3	0.8	1.1	1.2
最大雪深变化倾向率/ $\text{cm} \cdot (10 \text{ a})^{-1}$	-0.47 **	-0.11 *	-0.12	-0.30	-0.55 *
雪深异常偏大/年份		1985, 1996	2008	1989	1989
雪深异常偏小/年份					
雪深突变检测/年份	1998				1997

注: \* 和 \*\* 表示通过 $P < 0.05$  和 $P < 0.01$  显著性水平检验。

Note: \* and \*\* denote having passed the  $P < 0.05$  and  $P < 0.01$  significance level test, respectively.

冬季平均最大雪深总体上略显减少趋势,减少幅度为  $0.30 \text{ cm} \cdot (10 \text{ a})^{-1}$ , 小于春季的减少幅度,但略大于夏、秋季,但不显著。冬季是仅次于春季的高原雪深较大时期,平均最大雪深是  $4.4 \text{ cm}$ 。年代际变化而言,20世纪80年代初至1988年是冬季积雪深度较小时期,期间除1982年之外基本为负距平,且年际波动较小,1989年积雪深度有个明显的上升,达  $7.7 \text{ cm}$ ,达到了距平大于标准差2倍的雪深异常偏大程度。此后至1998年是雪深相对较大的阶段,除1997年之外基本都是正距平。1999年开始高原积雪深度进入了一个明显的减少期,除2005、2007和2008年略大于多年均值之外,其他都为负距平,尤其是最近的2010年出现了  $2.7 \text{ cm}$  的30年内最低值,而且年际波动明显要比积雪较多时期平稳。由表1可知,高原年平均最大雪深为  $7.7 \text{ cm}$ ,其中春季平均最大,为  $5.5 \text{ cm}$ ,其次是冬季( $4.4 \text{ cm}$ )和秋季( $3.4 \text{ cm}$ ),夏季最小,平均只有  $0.5 \text{ cm}$ 。

### 3.3 月均最大雪深变化

图6给出了高原月平均最大雪深分布特点。3月平均雪深最大,为  $4.4 \text{ cm}$ ,其次是4月( $3.9 \text{ cm}$ ),之后是10和2月,均为  $3.4 \text{ cm}$ ;平均最小值出现在7月,仅为  $1.3 \text{ cm}$ ,其次是8和9月,都为  $2.0 \text{ cm}$ ,之后是6月( $2.2 \text{ cm}$ )。从图中可以看出,高原平均最大雪深年内变化有两个明显的峰值,1—3月雪深增加明显,且在3月达到年内第一个峰值,之后经逐渐减少,7月降至年内最低点。8月开始雪深有增加,10月达到年内的第二个峰值,但峰值幅度明显要比3月小,之后至冬季12月雪深反而有所减少。3和10月正是高原的过渡季节和冬、夏季环流转换期,这一期间与上升运动相联系的低值天气系统和高温湿条件均有利于高原降雪。以上是30年平

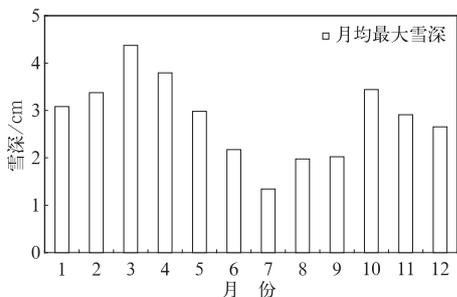


图6 1981—2010年青藏高原月均最大雪深年内分布

Fig. 6 Monthly mean maximum snow depth on the Tibetan Plateau from 1981 to 2010

均状况,由于受到大气环流、观测台站地理位置、海拔高度以及山脉和其走向的影响,高原各站最大雪深峰值出现的月份具有明显的区域差异。

### 3.4 大气环流背景分析

降雪是大气环流的产物,其强度取决于大气环流背景及其相互的配置,且存在季节差异。青藏高原雪深时空分布特征与大气环流的变化密不可分。为此,对平均雪深进行标准化处理,其值大于(小于) $0.2(-0.2)$ 为典型多(少)雪年。1989和1994年的标准化值大于 $0.2$ ,为典型多雪年,而2001、2003、2010、2004和1999年的标准化值小于 $-0.2$ ,属典型少雪年,分别对其冬季500 hPa环流场进行了合成分析。

图7给出了多雪年(图7a)和少雪年(图7b)500 hPa高度场距平,可见两者在环流形势上存在显著差异。多雪年冬季北半球极涡强度偏强,中心偏向西半球,少雪年则偏弱,中心偏向东半球,极涡区的多雪年(偏强)和少雪年(偏弱)均通过 $0.1$ 显著性水平检验。多雪年北半球中高纬度500 hPa气流的经向扰动更加明显,其中北大西洋中高纬度500 hPa低压槽明显加强南伸,由少雪时的 $20^\circ\text{E}$ 左右东移至多雪时的 $50^\circ\text{E}$ 左右里海附近,且强度加大。与此同时,乌拉尔山附近的高压脊东移至贝加尔湖附近,强度亦加大(马丽娟,2008)。北半球中高纬度槽脊强度和位置的这种变化使大气受到扰动,产生一系列波列向下游传播,使得青藏高原上游的副热带西风因受到槽南偏西气流的影响而加强,乌拉尔山高压脊的偏东有利于其更加深入同纬带的欧亚大陆(马丽娟,2008)。加强了西风气流遇到青藏高原大地形发生绕流和爬坡(乔全明和张雅高,1994),在多雪年高原南侧为负异常,标志着印缅槽偏强,活跃的印缅槽前西南气流可为高原地区形成有利的水汽输送;相反,少雪年印缅槽偏弱,气流更趋于平直,高原区域的水汽输送偏弱。多雪年西太平洋副热带高压(以下简称西太副高)偏强偏西,而少雪年西太副高偏弱偏东,偏强的副热带暖湿气流为高原降雪准备了更充足的水汽条件。冬季西太副高的增强和减弱是暖湿气流能否进入高原使是否高原多降水的关键,所以西太副高的变异对高原积雪起重要的作用(李吉均等,1986)。

此外,从20世纪70年代后期冬季青藏高原雪深增加与冬季北大西洋涛动(W-NAO)指数的增强紧密相关。W-NAO正相位时亚洲副热带西风急流

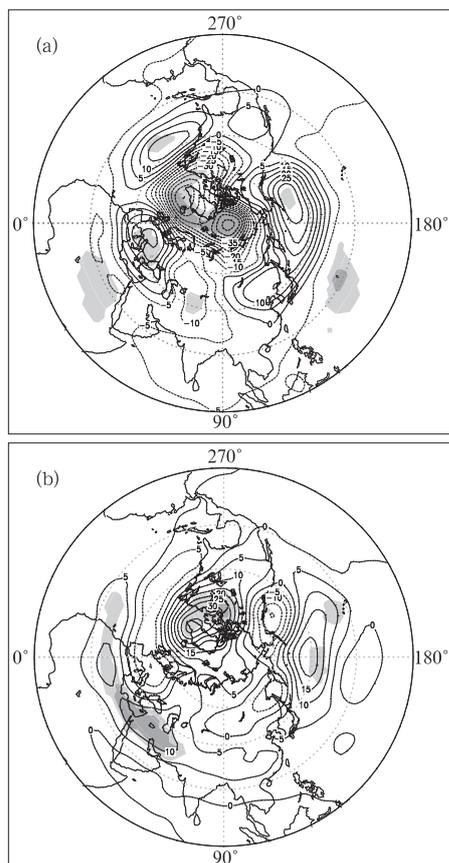


图 7 多雪年(a)和少雪年(b)的  
500 hPa 高度场距平  
(浅和深阴影区分别为通过 0.1 和 0.05 显著性  
水平检验区域;等值线间隔 5 gpm,  
虚线为负值,单位:gpm)  
Fig. 7 The 500 hPa height anomaly of  
(a) more-snow and (b) less-snow years  
(Light and dark grey areas indicate the region having  
passed the significance test at 0.1 and 0.05 levels,  
respectively; contours indicate interval 5 gpm,  
dashed line is negative value, unit: gpm)

更强,加深印缅槽,从而更多的暖湿气流从孟加拉湾输送至高原,同时低值辐合系统出现在高原周边,这些系统引发高原上的异常上升运动,充足的水汽供应和上升运动有利于高原上的降雪(Xin et al, 2010)。冬季 NAO 的偏强有利于冬季积雪的增加。NAO 正是通过加强北大西洋上空南高北低的高度场型式,迫使欧洲槽东移至里海附近,青藏高原上游副热带西风因受槽前偏西气流影响而加强,为青藏高原多雪创造了合适的大气环流条件(马丽娟, 2008)。

## 4 结 论

利用青藏高原 94 个气象站 1981—2010 年地面

雪深观测资料较系统地分析了近 30 年内高原积雪深度的时空变化特点,得出的主要结论如下:

(1) 青藏高原平均最大雪深为 7.7 cm,多数台站平均最大雪深在 2~20 cm。较大的雪深主要出现在积雪季节西南暖湿气流影响最大的高原西南和南部喜马拉雅山脉南麓,而较小的雪深则出现在雅鲁藏布江谷地及其东侧干暖河谷和柴达木盆地。最近 30 年内高原平均最大雪深伴随着较大的年际波动出现了显著减少趋势,减幅达  $0.55 \text{ cm} \cdot (10 \text{ a})^{-1}$ , 1997 年高原雪深经历了由大到减少的显著气候突变。

(2) 春季是高原平均积雪深度最大的季节,多数台站雪深在 10~30 cm,雪深较大的台站基本分布在高原西南和东南部,而雪深不足 10 cm 的台站主要分布在高原南部河谷以及北部柴达木盆地。30 年间高原春季平均最大雪深经历了非常显著的下降趋势,平均每 10 年下降幅度达 0.47 cm,且在 1998 年出现了由大到小的气候突变。

(3) 夏季高原积雪分布极为有限,过去 30 年里仅有 50 个气象站有雪深观测记录,基本分布在海拔和纬度较高的高原内陆高寒地带,其中清水河站雪深最高,达 25 cm。1981—2010 年高原夏季平均最大雪深减少趋势同样显著,减少幅度为  $0.1 \text{ cm} \cdot (10 \text{ a})^{-1}$ 。

(4) 秋季高原平均最大雪深减少趋势不明显,但是在不同区域雪深增减趋势不尽相同,56% 的台站最大雪深呈现不同程度减少趋势,而 31% 的台站有不同程度增加趋势,其中聂拉木气象站减幅最大,平均每 10 年减少 4.1 cm,嘉黎站则增加最明显,达到了  $4.2 \text{ cm} \cdot (10 \text{ a})^{-1}$ 。

(5) 冬季高原平均最大雪深略有减少趋势,但不显著。由于观测站所在地理位置和各种气象等因素的综合影响,最大雪深变化的区域差异很大,61% 的台站出现了减少趋势,而且减幅较大的台站主要分布在高原西南,而 31% 的台站则出现了增加趋势,这些台站主要分布在高原东部地区。

## 参考文献

- 白淑英,史建桥,高吉喜,等,2014. 1979—2010 年青藏高原积雪深度时空变化遥感分析[J]. 地球信息科学学报,16(4):628-637.
- 柏廷臣,冯学智,李新,等,2001. 基于被动微波遥感的青藏高原雪深反演及其结果评价[J]. 遥感学报,5(3):161-165.
- 宾婵佳,邱玉宝,石利娟,等,2013. 我国主要积雪区 AMSR-E 被动微波雪深算法对比验证研究[J]. 冰川冻土,35(4):801-813.
- 陈烈庭,2001. 青藏高原异常雪盖和 ENSO 在 1998 年长江流域洪涝中的作用[J]. 大气科学,25(2):184-192.

- 陈乾金,高波,李维京,等,2000.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[J].气象学报,58(5):582-595.
- 郭其蕴,王继琴,1986.青藏高原的积雪及其对东亚季风的影响[J].高原气象,5(2):116-124.
- 霍飞,江志红,刘征宇,2014.春夏季青藏高原积雪对中国夏末秋初降水的影响及其可能机制[J].大气科学,38(2):352-362.
- 柯长青,李培基,1998.用EOF方法研究青藏高原积雪深度分布与变化[J].冰川冻土,20(1):64-67.
- 李栋梁,王春学,2011.积雪分布及其对中国气候影响的研究进展[J].大气科学学报,34(5):627-636.
- 李培基,米德生,1983.中国积雪的分布[J].冰川冻土,5(4):9-18.
- 李吉均,郑本兴,杨锡金,等,1986.西藏冰川[M].北京:科学出版社.
- 李伟平,刘新,聂肃平,等,2009.气候模式中积雪覆盖率参数化方案的对比研究[J].地球科学进展,24(5):512-522.
- 李小兰,张飞民,王澄海,2012.中国地区地面观测积雪深度和遥感雪深资料的对比分析[J].冰川冻土,34(4):755-764.
- 刘屹岷,钱正安,2005.海-陆热力差异对我国气候变化的影响[M].北京:气象出版社:1-193.
- 柳龙生,李英,赵毅勇,2015.孟加拉湾风暴费林(1302)对藏南一次暴雪过程的影响分析[J].气象,41(9):1079-1085.
- 卢楚翰,管兆勇,李震坤,等,2014.春季欧亚大陆积雪对春夏季南北半球大气质量交换的可能影响[J].大气科学,38(6):1185-1197.
- 罗勇,1995.青藏高原冬春季雪盖对东亚夏季大气环流影响的研究[J].高原气象,14(4):505-512.
- 马丽娟,2008.近50年青藏高原积雪的时空变化特征及其与大气环流因子的关系[D].北京:中国科学院研究生院.
- 马丽娟,秦大河,2012.1957—2009年中国台站观测的关键积雪参数时空变化特征[J].冰川冻土,34(1):1-11.
- 乔全明,张雅高,1994.青藏高原天气学[M].北京:气象出版社.
- 索渺清,丁一汇,2014.南支槽与孟加拉湾风暴结合对一次高原暴雪过程的影响[J].气象,40(9):1033-1047.
- 万欣,康世昌,李延峰,等,2013.2007—2011年西藏纳木错流域积雪时空变化及其影响因素分析[J].冰川冻土,35(6):1400-1409.
- 王叶堂,何勇,侯书贵,2007.2000—2005年青藏高原积雪时空变化分析[J].冰川冻土,29(6):855-861.
- 王春学,李栋梁,2012.中国近50a积雪日数与最大积雪深度的时空变化规律[J].冰川冻土,34(2):247-256.
- 韦志刚,黄荣辉,陈文,等,2002.青藏高原地面站积雪的空间分布和年代际变化特征[J].大气科学,26(4):496-508.
- 魏风英,2007.现代气候统计诊断与预测技术[M].北京:气象出版社:57-70.
- 徐国昌,李珊,洪波,1994.青藏高原雪盖异常对我国环流和降水的影响[J].应用气象学报,5(1):62-67.
- 徐士琦,李栋梁,2016.东北地区春季首场透雨的变化特征及与青藏高原地面加热场强度的关系[J].气象,42(3):271-279.
- 徐祥德,赵天良,施晓晖,等,2015.青藏高原热力强迫对中国东部降水和水汽输送的调制作用[J].气象学报,73(1):20-35.
- 杨存建,赵梓健,倪静,等,2011.基于MODIS数据的川西积雪时空变化分析[J].中国科学:地球科学,41(12):1743-1750.
- 张若楠,张人禾,左志燕,2014.中国冬季多种积雪参数的时空特征及差异性[J].气候与环境研究,19(5):572-586.
- 张德铨,李炳元,郑度,2002.论青藏高原范围与面积[J].地理研究,21(1):1-8.
- 郑益群,钱永甫,苗曼倩,等,2000.青藏高原积雪对中国夏季风气候的影响[J].大气科学,24(6):761-774.
- 中国气象局,2003.地面气象观测规范[M].北京:气象出版社:1-62.
- 朱玉祥,丁一汇,2007.青藏高原积雪对气候影响的研究进展和问题[J].气象科技,35(1):1-8.
- 朱玉祥,丁一汇,刘海文,2009.青藏高原冬季积雪影响我国夏季降水的模拟研究[J].大气科学,33(5):903-915.
- 竺筮英,陈丽娟,李想,2013.2012年冬春季高原积雪异常对亚洲夏季季风的影响[J].气象,39(9):1111-1118.
- Barnett T P, Adam J C, Lettenmaier D P, 2005. Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions[J]. Nature, 438(7066):303-309.
- Duo Chu, Xie Hongjie, Wang Pengxiang, et al, 2014. Snow cover variation over the Tibetan Plateau from MODIS and comparison with ground observations[J]. J Appl Remote Sens, 8(1):84690.
- Ge Yan, Gong G, 2008. Observed inconsistencies between snow extent and snow depth variability at regional/continental scales [J]. J Climate, 21(5):1066-1082.
- Groisman P Y, Karl T R, Knight R W, 1994. Observed impact of snow cover on the heat balance and the rise of continental spring temperatures[J]. Science, 263(5144):198-200.
- Immerzeel W W, Droogers P, Jong S M, et al, 2009. Large-scale monitoring of snow cover and runoff simulation in Himalayan river basins using remote sensing[J]. Remote Sens Environ, 113(1):40-49.
- Liu Yimin, Bao Qing, Duan Anmin, et al, 2007. Recent progress in the impact of the Tibetan plateau on climate in China[J]. Adv Atmos Sci, 24(6):1060-1076.
- Qin D H, Liu SY, Li P J, 2006. Snow cover distribution, variability, and response to climate change in Western China[J]. J Climate, 19(9):1820-1833.
- Xin Xiaoge, Zhou Tianjun, Yu Rucong, 2010. Increased tibetan plateau snow depth: an indicator of the connection between enhanced winter NAO and late-spring tropospheric cooling over East Asia[J]. Adv Atmos Sci, 27(4):788-794.
- Yao Tandong, Thompson L, Yang Wei, et al, 2012. Different glacier status with atmospheric circulations in Tibetan Plateau and surroundings[J]. Nat Climate Change, 2(9):663-667. DOI: 10.1038/nclimate1580.