

doi: 10. 6046/gtzyyg. 2017. 02. 17

引用格式: 除多,达娃,拉巴卓玛,等. 基于 MODIS 数据的青藏高原积雪时空分布特征分析[J]. 国土资源遥感,2017,29(2): 117 – 124. (Chu D, Da W, Laba Z M, et al. An analysis of spatial – temporal distribution features of snow cover over the Tibetan Plateau based on MODIS data[J]. Remote Sensing for Land and Resources, 2017, 29(2) :117 – 124.)

基于 MODIS 数据的青藏高原积雪时空分布特征分析

除 多^{1,2}, 达 娃³, 拉巴卓玛², 徐维新⁴, 张 娟⁴

(1. 中国气象局成都高原气象研究所拉萨分部, 拉萨 850000; 2. 青藏高原大气环境科学研究所, 拉萨 850000; 3. 西藏自治区气象局气象服务中心, 拉萨 850000; 4. 青海省气象科学研究所, 西宁 810001)

摘要: 利用 2000 — 2014 年间获取的 MOD10A2 积雪产品, 结合数字高程模型数据, 借助 GIS 空间分析方法, 以积雪覆盖率(snow cover fraction, SCF) 为指标, 定量分析了青藏高原积雪的整体空间分布特征及高程、坡度和坡向等地形因素对高原积雪时空分布的影响。主要结论有: ①青藏高原积雪覆盖具有高原周围和中部高大山脉积雪丰富、SCF 高, 内陆盆地和谷地积雪少、SCF 低的特点; ②海拔越高, SCF 越高, 积雪持续时间越长, 年内变化越稳定; ③海拔 4 000 m 以下年内积雪覆盖呈单峰型分布特点, 海拔 4 000 m 以上则为双峰型; ④SCF 最低值在海拔 6 000 m 以下出现在夏季, 而在海拔 6 000 m 以上则出现在冬季; ⑤SCF 在不同坡向中, 北坡向最高, 南坡向最低, 东坡和西坡向居中。

关键词: 积雪覆盖率(SCF); 时空分布; MODIS; 地形; 青藏高原

中图法分类号: TP 79 **文献标志码:** A **文章编号:** 1001 – 070X(2017)02 – 0117 – 08

0 引言

全球 98% 的季节性积雪位于北半球^[1], 是北半球陆地表面季节性变化最为迅速的地表特征^[2–3]。青藏高原平均海拔在 4 000 m 以上, 成为仅次于南北两极的全球冰冻圈所在地^[4], 被称为“世界第三极”, 素有“雪域高原”之称。高原积雪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^[5]。青藏高原也是我国和亚洲主要大江大河的发源地, 冰雪融水是这些河流重要的补给水源^[6]。对积雪的观测主要依靠地面调查和卫星遥感。卫星遥感监测积雪具有监测范围广、响应速度快等特点, 在大范围积雪监测中发挥着不可替代的作用。目前, 很多学者利用遥感积雪产品, 结合数字高程模型(digital elevation model, DEM)开展了区域积雪的时空分布和地形条件对积雪分布影响的研究。蔡迪花等^[7]利用 MODIS 积雪产品, 结合 DEM 数据分析了祁连山区地形对积雪分布和季节变化的影响。娄梦筠等^[8]对新疆积雪的空间分布特征进行了分析。林金堂等^[9]基于 MO-

DIS 积雪产品与 DEM 数据, 研究了新疆玛纳斯河山区雪盖时空分布特征及高程对积雪空间分布的影响。杨存建等^[10]利用 GIS 技术分析了川西高原积雪变化的时空特征及雪线的变化特征。窦燕等^[11]和林金堂等^[12]基于遥感积雪产品分析了新疆天山山区积雪分布时间序列趋势、空间分布特征及高程对积雪时空分布的影响。

针对青藏高原积雪的卫星遥感应用, 更多学者关注的是利用不同卫星遥感积雪数据研究高原雪盖随时间序列的变化趋势及其与气象要素之间的关系^[13–15], 目前还没有开展过高原整体地形条件与积雪时空分布变化之间关系的系统研究, 部分研究工作仅限于高原东北部^[7]和东部^[10]。因此, 本文利用 2000 — 2014 年间的 MOD10A2 积雪产品, 结合 DEM 数据, 系统分析青藏高原积雪的整体空间分布特征, 重点研究高程、坡度和坡向等地形条件对高原积雪时空分布的影响。

1 研究区概况

青藏高原南北以喜马拉雅山和昆仑山—祁连山

收稿日期: 2015 – 11 – 11; 修订日期: 2015 – 12 – 08

基金项目: 国家自然科学基金项目“多源卫星遥感积雪资料在青藏高原的验证与应用研究”(编号: 41561017)、公益性行业(气象)科研专项“青藏高原遥感积雪气候数据集建设”(编号: GYHY201206040)和“青藏高原融雪与降雪过程镶嵌的雪灾动态预报预警技术研究”(编号: GYHY201306054)共同资助。

第一作者: 除 多(1969 –), 男, 西藏白朗县人, 理学博士, 正研级高级工程师, 主要从事卫星遥感应用方面的研究。Email: chu_d22@万方数据l.com。

为边界,中间夹着高原、盆地和相对起伏不大的山脉。从地貌上划分为西部褶皱极高山区、中部断块高原盆地区和东部深切峡谷—山原区 3 大地形单元。我国境内的青藏高原主体部分在西藏自治区和青海省,面积 257.2 万 km²,约占我国陆地总面积的 26.8%^[16-17]。研究区范围见图 1。

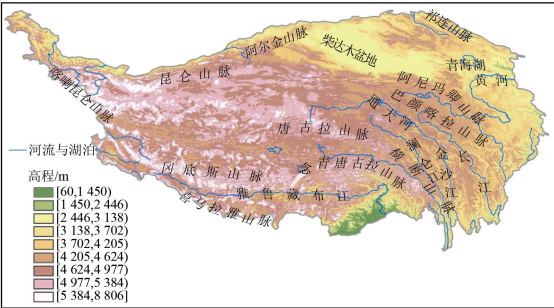


图 1 青藏高原地形与主要河流

Fig. 1 Topography and main river systems of Tibetan Plateau

2 数据与方法

2.1 MODIS 数据

遥感资料来源于美国国家雪冰数据中心(www.nsidc.org)提供的 MOD10A2 积雪产品。该产品是由 MODIS 逐日积雪分类产品 MOD10A1 影像经 8 d 最大合成方法获得的^[18-19],目的是保证影像像元内积雪覆盖面积最大、云的影响最少。数据投影方式为正弦曲线投影,空间分辨率为 500 m。

针对 MODIS 积雪产品精度评价方面在国内外开展了大量的研究工作。在北半球的晴空条件下,MODIS 积雪产品的年平均误差在 8% 左右^[18-20]。在我国新疆地区,MODIS 逐日积雪产品 MOD10A1 在晴空条件下积雪分类精度为 98.2%,雪深是影响 MODIS 积雪制图精度的主要因素之一^[21]。在我国西北地区,MOD10A2 产品可以较好地消除云层对地表积雪分类精度的影响,平均积雪识别率达 87.5%^[22];若在晴空条件下,MOD10A2 则有很高的精度,积雪覆盖制图精度可达 94%^[23]。Pu 等^[24]利用地面气象台站积雪观测资料首次评估了 MOD10A2 积雪产品在青藏高原的总精度为 90%。可见,MOD10A2 积雪产品在中国西部和青藏高原地区具有较高的精度,能够较好地刻画这些地区的积雪时空分布特点。

2.2 积雪覆盖率

为了反映高原积雪过程、覆盖程度和出现次数,定义了平均积雪覆盖率(snow cover fraction, SCF),即对 8 d 合成的时间序列 MODIS 影像进行统计,在

不同时间尺度内计算总像元中积雪像元所占的百分比,其表达式为

SCF = [\frac{1}{15} \sum_{i=1}^{15} \sum_{k=1}^{46} \frac{N_{ik(1)}}{N_{ik(1)} + N_{ik(0)}}] \times 100\% , (1)

式中:SCF 为积雪覆盖率;N_{ik(1)} 为第 i 年第 k 个 MOD10A2 图像序列中的积雪像元;N_{ik(0)} 为第 i 年第 k 个 MOD10A2 图像序列中的非积雪像元。对年数据统计时,k 为 8 d 合成图像 MOD10A2 的序列号,k = 1,2,3,...,46;对不同季节平均 SCF 统计时,k 是指春(3—5 月)、夏(6—8 月)、秋(9—11 月)和冬(12 月—次年 2 月)季各月份内出现的 MOD10A2 图像序列号。

2.3 高程、坡度和坡向分带处理

DEM 数据是从青藏高原科学数据中心下载的青藏高原 SRTM 镶嵌图,分辨率为 90 m,将其重采样至 500 m 的空间分辨率。利用该 DEM 数据,根据高原地形特点,对高程、坡度和坡向进行了分带处理。其中,高程以 1 000 m 间隔分为 7 个分带,即 1 000~2 000 m,2 000~3 000 m,3 000~4 000 m,4 000~5 000 m,5 000~6 000 m 及 1 000 m 以下和 6 000 m 以上高程带;坡向以 90°间隔从 315°起分为北坡(315°~45°)、东坡(45°~135°)、南坡(135°~225°)和西坡(225°~315°)4 个坡向,分别对应山体的阴坡、半阳坡、阳坡和半阴坡,无坡向(即平地)用“-1”表示;坡度则分为 4 个分带,即小于 5°,5°~10°,10°~20°和 20°以上分带。

3 分析与结果

3.1 积雪的空间分布

3.1.1 年平均 SCF

图 2 示出基于 MOD10A2 的 2001—2014 年青藏高原年平均 SCF 的空间分布特征。

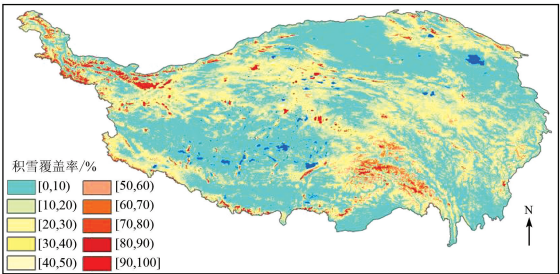


图 2 2001—2014 年青藏高原年平均 SCF

Fig. 2 Annual mean SCFs over Tibetan Plateau from 2001 to 2014

从图 2 可以看出,高原积雪的空间分布极不均匀,总体上呈现高原周围和中部高大山脉积雪丰富、

永久性积雪多、SCF 高、内陆平地和谷地积雪覆盖少的特点。其中,西藏东南部的念青唐古拉山脉和伯舒拉岭山脉以及西北部的帕米尔高原、喀喇昆仑山、西昆仑山和西喜马拉雅山是青藏高原积雪最多、SCF 最高的 2 个区域,其次是北部昆仑山和唐古拉山、巴颜喀拉山、阿尼玛卿山等高原内陆的高大山脉流域,以及东北部祁连山脉、西南和南部的喜马拉雅山脉。高原内陆除高大山脉的 SCF 较高外,其余广大地区积雪覆盖很少,其中北部柴达木盆地、南部藏南谷地和东南部干暖河谷地区为青藏高原积雪覆盖最少的地区,SCF 很低;其次是藏北羌塘高原、青海湖盆地和阿尼玛卿山脉东部的广阔区域,积雪覆盖也很少。青藏高原积雪的这些分布特点与影响高原的大气环流、高海拔引起的低温以及局地地形、环流和气候条件密不可分。具体而言,高原年平均 $SCF = 15.7\%$, 其中 $SCF < 10\%$ 的面积大约是高原总面积的一半(表 1), 主要分布在柴达木盆地及其东南部区域以及高原南部雅鲁藏布江中下游河谷和藏北羌塘高原; $SCF > 60\%$ 的面积仅为 3.1%, 主要分布在念青唐古拉山及其东侧地区、喀喇昆仑山脉、昆仑山脉、喜马拉雅山脉、祁连山脉以及高原中部的唐古拉山脉、巴颜喀拉山和阿尼玛卿山等高大山脉上部。

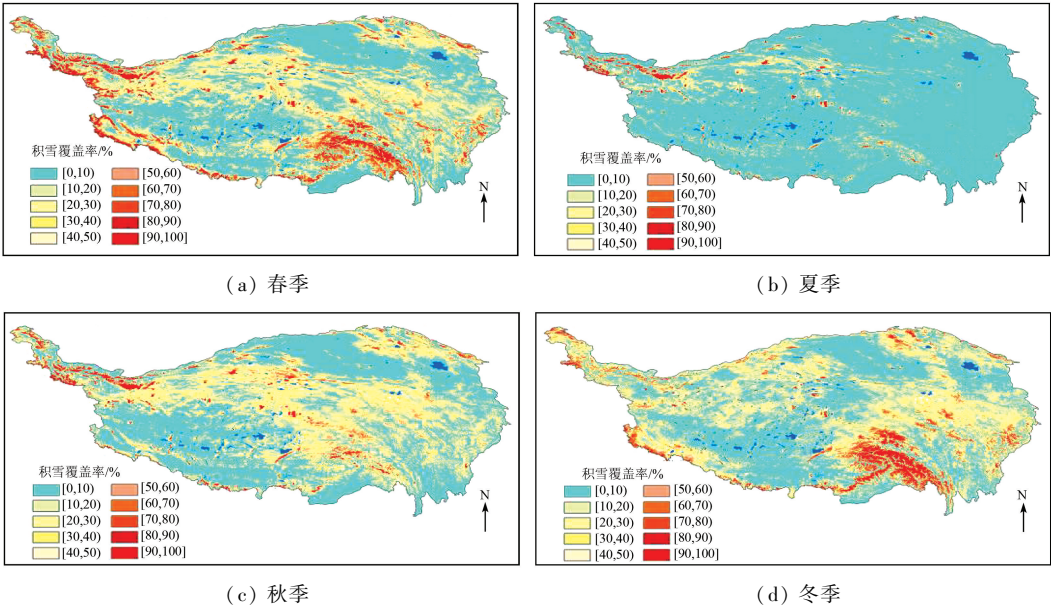


图 3 2000 — 2014 年青藏高原不同季节平均 SCF

Fig.3 Mean SCFs over Tibetan Plateau in different seasons from 2000 to 2014

逐渐向夏季型转变的过渡季节,随着南支暖湿气流的增强,高原降雪的天气明显增多。

3.1.3 夏季平均 SCF

夏季正值高原雨季,地面气温在 0℃ 以上,除极高海拔山脉上部因气温在 0℃ 以下有积雪分布之外,高原上积雪分布很少,平均 $SCF = 5.4\%$ 。相对而言,西北部的喀喇昆仑山脉和北部的昆仑山脉积

表 1 2000 — 2014 年青藏高原平均 SCF

Tab.1 Mean SCFs over Tibetan Plateau from 2000 to 2014 (%)

编号	SCF 范围	高原总面积占比				
		全年	春	夏	秋	冬
1	[0,10)	49.9	44.2	87.8	47.3	42.1
2	[10,20)	24.5	20.7	6.6	20.8	25.3
3	[20,30)	11.2	11.7	2.2	13.0	11.9
4	[30,40)	5.7	6.9	0.9	8.2	6.2
5	[40,50)	3.4	4.4	0.5	4.6	4.0
6	[50,60)	2.1	3.2	0.3	2.6	2.9
7	[60,70)	1.1	2.8	0.3	1.1	2.3
8	[70,80)	0.8	2.2	0.3	0.6	2.0
9	[80,90)	0.9	2.1	0.4	0.6	1.8
10	[90,100]	0.3	1.6	0.8	1.3	1.5
平均 SCF		15.7	20.9	5.4	17.5	20.6

3.1.2 春季平均 SCF

高原春季 SCF 的空间分布与年平均分布基本类似,主要表现在高原内陆和周边的高大山脉是 SCF 最高的区域,而盆地、谷地、羌塘高原仍是 SCF 最低的区域(图 3(a))。春季平均 $SCF = 20.9\%$, 在 4 季中最高。从图 3(a) 和表 1 可以看出,春季 SCF 的高值区域范围要明显大于年平均值,年平均 $SCF > 50\%$ 的面积仅占高原总面积的 5.2%, 而春季达到 11.9%。由于春季是高原大气环流从冬季型

雪覆盖范围较大(图 3(b))。

3.1.4 秋季平均 SCF

与夏季相比,秋季积雪覆盖增加非常明显,其空间分布与年和春季平均分布基本一致,主要表现在高原内陆和周边的高大山脉仍是 SCF 最高的区域,盆地、谷地和羌塘高原地区 SCF 很低。与年平均空间分布相比,念青唐古拉山脉、唐古拉山脉东南段、

巴颜喀拉山、阿尼玛卿山及其东南部的高原内陆高寒地区 SCF 有明显的增加;与春季相比,秋季高原西南和南部喜马拉雅山脉等纬度较低的地区 SCF 增大不明显,平均 $SCF = 17.5\%$ (表 1),小于春季的 20.9% ,主要是高原南部积雪覆盖增加不明显有关(图 3(c))。由于秋季是高原大气环流从夏季型到冬季型的过渡季节,随着气温的降低和北部冷空气逐渐活跃,这种有利的降雪和积雪条件使得秋季积雪覆盖范围较大,仅次于春季和冬季。

3.1.5 冬季平均 SCF

冬季平均 SCF 空间分布与年平均分布基本类似,高大山脉仍是 SCF 最高的区域,而盆地、谷地和羌塘高原仍是最少的区域。但与春、秋两季相比存在明显的差异,冬季高原腹地的 SCF 有明显的增加,尤其是在昆仑山脉东段和唐古拉山脉及其东部区域增加明显(图 3(d))。冬季平均 $SCF = 20.6\%$ (表 1),与春季相差不大, $SCF < 10\%$ 的面积占 42.1% ,在 4 季中最小,其空间分布与年平均和春秋季的主要差异在于高原南部和东南部低纬度区域积雪增加明显,而藏北羌塘高原的分布面积较春、秋 2 季出现了减少特征。冬季积雪覆盖的空间分布除了受到高大山脉的地形作用影响之外,与高原冬季大气环流密不可分。冬季高原整体上受西风气流控制,高原腹地气温低,有利于积雪的保持,而高原东南部受到西南暖湿气流的影响,与来自北部的冷空气交汇,形成了有利于降雪的天气条件。

3.2 积雪随高程的分布

就年平均而言,青藏高原海拔 $3\,000\text{ m}$ 以下地区的 SCF 很低($SCF < 3.5\%$),海拔 $6\,000\text{ m}$ 以上地区的 $SCF = 76.8\%$ 。就不同季节而言,高原积雪覆盖随高程分布特征存在明显的差异(图 4)。图 4 中,春、秋 2 季高原 SCF 随海拔高程的分布基本一致,同样呈现为海拔越高 SCF 越高的特点,最高值均出现在海拔 $6\,000\text{ m}$ 以上的地区($SCF = 86\%$),海拔 $3\,000\text{ m}$ 以下的区域积雪覆盖很少($SCF < 3\%$)。

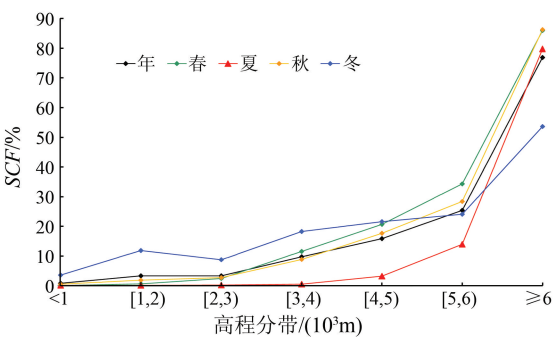


图 4 2000 — 2014 年青藏高原年和四季平均 SCF 随高程的分布

Fig. 4 Distribution of mean SCFs with different elevation zones over Tibetan Plateau in annual and four seasons from 2000 to 2014

春、秋 2 季的主要差异出现在春季海拔 $3\,000 \sim 6\,000\text{ m}$ 之间,春季积雪覆盖要略大于秋季,其中 $5\,000 \sim 6\,000\text{ m}$ 之间两者相差最大,达 6% 。冬季的最大 SCF 同样出现在海拔 $6\,000\text{ m}$ 以上,但覆盖程度要明显小于春秋季节(相差 32%);而在低海拔区域与其他季节相比积雪覆盖出现了明显的增加,尤其是在海拔 $4\,000\text{ m}$ 以下的区域更为明显,这些分布特点与有利于保持积雪的高原冬季低温条件密切相关。夏季高原积雪主要分布在 $6\,000\text{ m}$ 以上的高海拔区域($SCF = 79.7\%$), $4\,000\text{ m}$ 以下积雪分布很少($SCF < 0.7\%$)。可见,除了冬季海拔 $2\,000 \sim 3\,000\text{ m}$ 地区的 SCF 要略小于海拔 $1\,000 \sim 2\,000\text{ m}$ 地区之外,高原积雪覆盖具有随海拔高程的升高而增大特点。海拔 $1\,000 \sim 2\,000\text{ m}$ 区域主要位于西藏东南部喜马拉雅山以南地区,这里较丰沛的南部水汽和冬季低温使得积雪相对较多;而海拔 $2\,000 \sim 3\,000\text{ m}$ 区域很大一部分是柴达木盆地,这里冬季积雪覆盖少,因而引起了 $1\,000 \sim 3\,000\text{ m}$ 这 2 个高程分带上积雪覆盖的差异。

在此基础上,进一步分析了高原月平均积雪覆盖随海拔高度的分布特征(图 5 和表 2)。

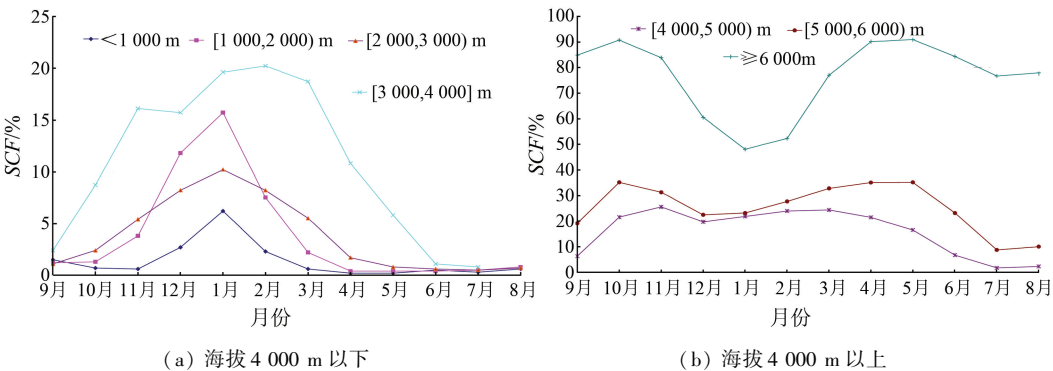


图 5 青藏高原不同海拔高程分带逐月平均 SCF 分布

Fig. 5 Distribution of monthly mean SCFs with elevation zones over Tibetan Plateau

表 2 2000 — 2014 年青藏高原逐月平均 SCF 随高程的分布

Tab.2 Distribution of monthly mean SCFs with elevation zones over Tibetan Plateau from 2000 to 2014

编号	高程范围/ 1 000 m	SCF 均值 / %												变异系数
		1 月	2 月	3 月	4 月	5 月	6 月	7 月	8 月	9 月	10 月	11 月	12 月	
1	<1	6.2	2.3	0.6	0.2	0.2	0.5	0.3	0.6	1.5	0.7	0.6	2.7	1.3
2	[1,2)	15.7	7.5	2.2	0.4	0.4	0.4	0.5	0.8	1.2	1.3	3.8	11.8	1.3
3	[2,3)	10.2	8.2	5.5	1.7	0.8	0.6	0.5	0.7	1.1	2.4	5.4	8.2	0.9
4	[3,4)	19.6	20.2	18.7	10.8	5.8	1.1	0.8	1.0	2.4	8.7	16.1	15.7	0.8
5	[4,5)	21.8	23.9	24.3	21.4	16.5	6.7	1.7	2.3	6.3	21.5	25.5	19.7	0.6
6	[5,6)	23.1	27.6	32.7	35.0	35.1	23.1	8.7	10.0	19.1	35.1	31.2	22.4	0.4
7	≥6	48.0	52.2	76.9	90.0	90.8	84.2	76.6	77.8	84.7	90.6	83.7	60.4	0.2
平均		20.8	22.8	23.8	21.2	17.9	9.3	3.4	4.1	8.4	20.9	23.5	18.8	—

从表 2 给出的变异系数可以看出,海拔 2 000 m 以下的 2 个分带变异系数均为 1.3;随着海拔升高,变异系数在逐渐减小,到了海拔 6 000 m 以上,变异系数降至 0.2,表现出海拔越高、变异系数越小的特点。表明海拔越高,高原上积雪持续的时间越长,年内变化越稳定。

从图 5 可以看出,在海拔 3 000 m 以下高程分带中,SCF 的逐月分布特点基本一致,积雪主要出现在冬季的 3 个月,其中 1 月的 SCF 最大,其次是 12 月和 2 月;而夏季月份的 SCF 最低($SCF < 1\%$)。在 3 个分带中,除了 12 月和 1 月[1 000,2 000) m 分带的 SCF 略大于[2 000,3 000) m 分带之外,其余都具有海拔越高、SCF 越高的特点(图 5(a))。积雪季逐月变化特点是 9 月积雪范围开始增大,之后增加迅速,而且海拔越高积雪覆盖增加越明显,到了冬季的 1 月 SCF 达到年内的峰值,而后减少同样迅速,直至夏季的 7 月达到年内的最低值(图 5(b))。年内逐月 SCF 呈典型的单峰型分布特点(图 5(a))。

在海拔[3 000,4 000) m 区域的 SCF 比海拔 3 000 m 以下区域有显著的增加(平均 $SCF = 9.8\%$),9 月开始积雪覆盖增大,之后覆盖范围增大显著,2 月达到年内最大值;3 月之后迅速减少,直至夏季 7 月达到年内的最低值,变化特点呈单峰型分布(图 5(a))。

在海拔[4 000,5 000) m 区域,月平均 SCF 最大值并没有出现在冬季,而是出现在秋季的 11 月份($SCF = 25.5\%$);其次是春季的 3 月份,与 11 月差异不大($SCF = 24.3\%$);之后是冬季 2 月和 1 月,年内变化呈双峰型分布,2 个峰值分别在 11 月和 3 月(图 5(b))。

在海拔[5 000,6 000) m 区域,平均 SCF 有明显的上升($SCF = 25.4\%$),与[4 000,5 000) m 分带相比,每月 SCF 增大明显,尤其是在秋季和春季 2 个过度季节更为明显,年内变化表现为双峰型(图 5(b))。

在海拔 6 000 m 以上是高原 SCF 最高的区域(平均 $SCF = 76.8\%$),年内变化呈双峰型,峰值出现在 10 月和 5 月。这一积雪分布特点主要与高原环流特征和温度条件密切相关。春、秋两季是过度季节,高原上的降雪过程多,有利于高海拔地区积雪。夏季正值高原雨季,但在海拔 6 000 m 以上高山地区气温低,降水仍以降雪形式存在,为夏季高原积雪提供了有利条件。而在冬季,高原是在西风气流的控制下,基本上是以冷高压控制,天气大多晴好为主,降雪较少;加上冬季大风引起的吹雪,致使海拔 6 000 m 以上的 SCF 最低值出现在冬季,而不像其他区域那样出现在夏季。

3.3 积雪随坡向的分布

高原积雪覆盖的坡向分布分析结果见表 3。

表 3 青藏高原逐月和季节平均 SCF 随坡向的分布

Tab.3 Distribution of monthly and seasonal mean SCFs with aspect zones over Tibetan Plateau

坡向范围/(°)	SCF 均值 / %													
	1 月	2 月	3 月	4 月	5 月	6 月	7 月	8 月	9 月	10 月	11 月	12 月	全年	春
[315°,45°)	23.9	24.8	25.9	23.3	20.2	10.8	3.8	4.6	10.1	25.2	27.8	22.3	18.5	23.0
[45°,135°)	20.5	23.2	24.8	21.9	18.1	9.5	3.7	4.3	8.5	20.7	23.8	18.7	16.4	21.5
[135°,225°)	16.7	19.1	19.3	17.1	14.8	7.9	2.7	3.2	6.7	16.6	18.1	14.2	12.9	17.0
[225°,315°)	22.2	24.3	25.5	22.9	18.8	9.3	3.5	4.2	8.6	21.7	25.0	20.0	17.1	22.3
-1(平地)	16.9	17.6	17.2	13.8	8.3	2.8	0.6	0.7	1.1	2.7	8.3	14.5	8.6	13.0

从表 3 可以看出,4 个不同坡向上的年内积雪覆盖均表现为双峰型分布特点。1 月平均 SCF 都在

16% 以上,其中南坡 SCF 最低(16.7%),北坡最高(23.9%),东坡和西坡位居两者之间;1 月之后各

个坡向上的积雪都有增加,3 月出现了年内的第一个峰值,其中北坡 SCF 最高(25.9%),而南坡最低(19.3%);该峰值至 5 月积雪覆盖缓慢减少,之后迅速减少,7 月达到年内的最低值;8 月相比 7 月积雪覆盖略有上升,9 月开始不同坡向上积雪覆盖又出现了快速上升的趋势,直至 11 月达到年内第二个峰值,大小基本与春季出现的峰值差异不大。相比之下,无坡向(即平地)的积雪分布要明显小于 4 个不同坡向上的积雪覆盖,而且其年内变化呈冬季大、夏季小、春秋介于其中的单峰型分布特征。同样,针对 4 季和年平均而言,除了无坡向的平地积雪覆盖

最小之外,北坡 SCF 最大,南坡 SCF 最少,东坡和西坡 SCF 居中,且西坡 SCF 稍微大于东坡 SCF。高原不同坡向上的积雪分布差异与山体坡向对高原水热条件的再分配作用密切相关。山体南坡太阳辐射强,气温要高于北坡,较高的气温不利于积雪的保持,进而影响到积雪的时间和空间分布。这些分布特征都表明了高原高大地形通过水热条件的再分配进而影响高原积雪时空分布特点。

3.4 积雪随坡度的分布

高原积雪在不同坡度上的逐月和季节分布特点见表 4。

表 4 青藏高原逐月和季节平均 SCF 随坡度的分布
Tab.4 Distribution of monthly and seasonal mean SCFs with different slope zones over Tibetan Plateau

坡度分带/(°)	SCF 均值/ %																
	1 月	2 月	3 月	4 月	5 月	6 月	7 月	8 月	9 月	10 月	11 月	12 月	年	春	夏	秋	冬
[0,5)	16.9	23.0	16.8	14.8	14.4	8.0	1.0	2.6	7.1	19.4	19.2	14.3	12.7	15.3	4.0	15.1	16.2
[5,10)	21.6	19.8	27.7	25.5	21.3	10.6	2.0	5.0	9.6	23.7	26.9	19.9	18.4	24.7	6.4	20.0	21.8
[10,20)	25.6	24.2	32.7	29.5	22.3	11.0	3.0	5.9	10.2	22.9	28.9	24.2	20.6	28.1	7.2	20.6	26.0
[20,90]	30.1	28.7	34.3	29.0	19.5	9.8	4.0	5.9	9.6	18.9	28.3	28.7	21.0	27.4	6.9	18.8	30.4

分析结果表明,5°以下坡度的 1 月 SCF 为 16.9%,2 月达到年内的第一个峰值(23.0%);之后的春季月份 SCF 缓慢减少,7 月到达年内最低点;10 月出现了 19.4% 的 SCF 次峰值。年内变化呈双峰型分布特点。5°以上 3 个坡度带年内变化基本与此相类似,均为双峰型分布,但峰值出现的时间都推迟了 1 个月(分别出现在 3 月和 11 月)。20°以上坡度的 1 月 SCF 为 30.1%,3 月峰值达 34.3%。冬季和春季的 3 个月积雪分布具有坡度越高积雪覆盖越丰沛的特点,而其他月份的这个特点并不明显。此外,坡度越高,积雪覆盖从 3 月的峰值到 7 月的最低值的减少速率越快,而 7—11 月的积雪覆盖增加速率在不同的坡度之间没有明显差异,只是坡度小于 5°的分带较其他坡度带变化缓慢。

就年平均而言,5°以下坡度的 SCF 在 4 个坡度分带中最小,年平均为 12.7%,且坡度越大、SCF 越高;5~10°坡度带的年平均 SCF 为 18.4%;20°以上的 21% 覆盖率属年均最高。

就季节性而言,坡度在 5°以下的 SCF 最低,春季 10°~20°坡度的积雪覆盖最大(SCF=28.1%),秋季 SCF 最大值出现在 5°~20°的 2 个分带中(基本在 20% 左右),夏季 SCF 最大值出现在坡度 10°~20°,冬季 SCF 最大值则出现在 20°以上坡度带(SCF=30.4%)。由此得出,在高原不同坡度带中,5°以下坡度的年平均和季节平均 SCF 最低,而且仅在冬春季存在坡度越大 SCF 越高的特点,其他季节则不明显。 万方数据

4 结论

1)青藏高原积雪覆盖具有高原周围和中部高大山脉积雪丰富、SCF 高,内陆盆地和谷地积雪少、SCF 低的特点。念青唐古拉山脉流域和由帕米尔高原、喀喇昆仑山、西昆仑山和西喜马拉雅山组成的高原西北部是积雪覆盖最高的两个区域,而柴达木盆地、高原东南和藏南谷地是积雪覆盖最少的地区。高原年平均 SCF 为 15.7%,其中春季和冬季 SCF 相当,为全年最高(均为 21%),其次是秋季(17.5%),夏季最低(仅为 5.4%)。

2)青藏高原的海拔高度对积雪的空间分布具有重要的影响,海拔越高 SCF 越高,持续时间越长,年内变化越稳定。海拔 3 000 m 以下 SCF 不足 4%,而海拔 6 000 m 以上 SCF 达 76.8%。在海拔 4 000 m 以下区域,年内积雪覆盖变化呈单峰型,且海拔越低、单峰型越典型,峰值出现在冬季;在海拔 4 000 m 以上区域,积雪覆盖的年内分布呈双峰型,海拔越高、双峰型越明显,2 个峰值分别出现在春秋两季。在海拔 6 000 m 以下区域,SCF 最低值出现在夏季,而在 6 000 m 以上区域则出现在冬季。

3)高原山体不同坡向通过水热条件再分配影响积雪的时空分布特点。在 4 个不同坡向中,南坡的积雪覆盖最高,北坡最低,东坡和西坡居中;而无坡向的平地积雪覆盖要小于有坡向的山地,且其年内变化呈单峰型分布特点。

4)坡度是影响高原积雪时空分布的又一重要地形要素。在 4 个坡度分带中,5°以下坡度带年平均 *SCF* 最低(为 12.7%),20°以上坡度带达21.0%。不同坡度带年内积雪覆盖变化呈双峰型,坡度越大积雪覆盖越高的特点仅出现在 12 月一次年 5 月,而在其他月份不明显。

参考文献 (References):

[1] Armstrong R L, Brodzik M J. Recent Northern Hemisphere snow extent:A comparison of data derived from visible and microwave satellite sensors [J]. *Geophysical Research Letters*, 2001, 28 (19):3673 – 3676.

[2] Hall D K. Assessment of polar climate change using satellite technology[J]. *Review of Geophysics*,1988,26(1):26 – 39.

[3] Robinson D A,Dewey K F,Heim R R. Global snow cover monitoring:An update[J]. *Bulletin of the American Meteorological Society*,1993,74(9):1689 – 1696.

[4] Yao T D,Thompson L,Yang W,et al. Different glacier status with atmospheric circulations in Tibetan Plateau and surroundings[J]. *Nature Climate Change*,2012,2(9):663 – 667.

[5] 刘屹岷,钱正安. 海 – 陆热力差异对我国气候变化的影响 [M]. 北京:气象出版社,2005:1 – 193.

Liu Y M,Qian Z A. The Impact of Sea – land Interaction on Chinese Climate Change [M]. Beijing: China Meteorological Press, 2005:1 – 193.

[6] Immerzeel W W,Droogers P,de Jong S M,et al. Large – scale monitoring of snow cover and runoff simulation in Himalayan river basins using remote sensing[J]. *Remote Sensing of Environment*, 2009,113(1):40 – 49.

[7] 蔡迪花,郭 锐,王 兴,等. 基于 MODIS 的祁连山区积雪时空变化特征[J]. *冰川冻土*,2009,31(6):1028 – 1036.

Cai D H,Guo N,Wang X,et al. The spatial and temporal variations of snow cover over the Qilian Mountains based on MODIS data [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*,2009,31(6):1028 – 1036.

[8] 娄梦筠,刘志红,娄少明,等. 2002—2011 年新疆积雪时空分布特征研究[J]. *冰川冻土*,2013,35(5):1095 – 1102.

Lou M Y,Liu Z H,Lou S M,et al. Temporal and spatial distribution of snow cover in Xinjiang from 2002 to 2011 [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*,2013,35(5):1095 – 1102.

[9] 林金堂,冯学智,肖鹏峰,等. 基于 MODIS 数据的玛纳斯河山区雪盖时空分布分析[J]. *遥感技术与应用*,2011,26(4):469 – 475.

Lin J T,Feng X Z,Xiao P F,et al. Spatial and temporal distribution of snow cover in mountainous area of Manasi River Basin based on MODIS[J]. *Remote Sensing Technology and Application*,2011,26 (4):469 – 475.

[10] 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[J]. *中国科学 (地球科学)*,2011,41(12):1743 – 1750.

Yang C J,Zhao Z J,Ni J,et al. Temporal and spatial analysis of changes in snow cover in western Sichuan based on MODIS images [J]. *Science China Earth Sciences*,2012,55(8):1329 – 1335.

[11] 窦 燕,陈 曦,包安明,等. 2000 – 2006 年中国天山山区积雪时空分布特征研究[J]. *冰川冻土*,2010,32(1):28 – 34.

Dou Y,Chen X,Bao A M,et al. Study of the temporal and spatial distribute of the snow cover in the Tianshan Mountains, China[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*,2010,32(1):28 – 34.

[12] 林金堂,冯学智,肖鹏峰,等. 天山典型区卫星雪盖时空特征研究[J]. *冰川冻土*,2011,33(5):971 – 978.

Lin J T,Feng X Z,Xiao P F,et al. Spatial and temporal characteristics of satellite snow cover in a typical area of Tianshan mountains [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*,2011,33(5):971 – 978.

[13] Duo C,Xie H J,Wang P X,et al. Snow cover variation over the Tibetan Plateau from MODIS and comparison with ground observations[J]. *Journal of Applied Remote Sensing*,2014,8(1):84690.

[14] Zhang G Q,Xie H J,Yao T D,et al. Snow cover dynamics of four lake basins over Tibetan Plateau using time series MODIS data (2001—2010) [J]. *Water Resources Research*,2012,48(10): W10529,doi:10. 1029/2012WR011971.

[15] 王叶堂,何 勇,侯书贵. 2000—2005 年青藏高原积雪时空变化分析[J]. *冰川冻土*,2007,29(6):855 – 861.

Wang Y T,He Y,Hou S G. Analysis of the temporal and spatial variations of snow cover over the Tibetan Plateau based on MODIS [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*,2007,29(6):855 – 861.

[16] 张德铨,李炳元,郑 度. 论青藏高原范围与面积[J]. *地理研究*,2002,21(1):1 – 8.

Zhang Y L,Li B Y,Zheng D. A discussion on the boundary and area of the Tibetan Plateau in China[J]. *Geographical Research*, 2002,21(1):1 – 8.

[17] 孙鸿烈,郑 度. 青藏高原形成演化与发展[M]. 广州:广东科技出版社,1998:231 – 296.

Sun H L,Zheng D. Formation,Evolution and Development of Qinghai—Xizang (Tibetan) Plateau [M]. Guangzhou: Guangdong Science & Technology Press,1998:231 – 296.

[18] Hall D K,Riggs G A,Salomonson V V,et al. MODIS snow – cover products[J]. *Remote Sensing of Environment*,2002,83(1/2):181 – 194.

[19] 刘玉洁,杨忠东. MODIS 遥感信息处理原理与算法[M]. 北京: 科学出版社,2001:187 – 192.

Liu Y J,Yang Z D. Processing Principle and Algorithm of MODIS Data[M]. Beijing: Science Press,2001:187 – 192.

[20] Klein A G,Barnett A C. Validation of daily MODIS snow cover maps of the Upper Rio Grande river basin for the 2000 – 2001 snow year[J]. *Remote Sensing of Environment*,2003,86(2):162 – 176.

[21] Liang T G,Zhang X T,Xie H J,et al. Toward improved daily snow cover mapping with advanced combination of MODIS and AMSR – E measurements [J]. *Remote Sensing of Environment*, 2008, 112 (10):3750 – 3761.

[22] 黄晓东,张学通,李 霞,等. 北疆牧区 MODIS 积雪产品 MOD10A1 和 MOD10A2 的精度分析与评价[J]. *冰川冻土*, 2007,29(5):722 – 729.

Huang X D,Zhang X T,Li X,et al. Accuracy analysis for MODIS snow products of MOD10A1 and MOD10A2 in Northern Xinjiang area[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*,2007,29(5):722 –

729.

[23] Wang X W,Xie H J,Liang T G. Evaluation of MODIS snow cover and cloud mask and its application in Northern Xinjiang, China [J]. Remote Sensing of Environment, 2008, 112 (4) : 1497 -

1513.

[24] Pu Z X,Xu L,Salomonson V V. MODIS/Terra observed seasonal variations of snow cover over the Tibetan Plateau[J]. Geophysical Research Letters,2007,34(6):L06706.

An analysis of spatial – temporal distribution features of snow cover over the Tibetan Plateau based on MODIS data

CHU Duo^{1,2}, DA Wa³, LABA Zhuoma², XU Weixin⁴, ZHANG Juan⁴

(1. *Lhasa Campus of Chengdu Institute of Plateau Meteorology, CMA, Lhasa 850000, China*; 2. *Tibet Institute of Plateau Atmospheric and Environmental Sciences, Lhasa 850000, China*; 3. *Meteorological Service Center of Tibet Meteorological Bureau, Lhasa 850000, China*; 4. *Qinghai Institute of Meteorological Sciences, Xining 810001, China*)

Abstract : In this paper, the spatial – temporal distribution of snow cover and the impact of topographic factors such as elevation, aspect and slope on snow cover distribution over the Tibetan Plateau were analyzed based on MOD10A2 acquired from 2000 to 2014 and the digital elevation model (DEM) using GIS spatial analysis techniques. The results are as follows: ① The snow cover over the Tibetan Plateau is characterized by rich snow and high snow cover fraction(SCF)in the surrounding areas and interior high mountains but less snow and low SCF in inland basins and valleys. ② Snow cover over the Tibetan Plateau exhibits the feature the higher the altitude, the higher the SCF, the longer the snow cover duration and the more stable the intra – annual variations. ③ Intra – annual snow cover distribution below 4 000 m is characterized by single – peak type, and that above 4 000 m is characterized by double – peak type. ④ The lowest SCF below 6 000 m occurs in summer while SCF above 6 000 m occurs in winter. ⑤ In different aspects, SCF is the highest in north aspect, the lowest in south aspect, and the middle between them in east and west aspects.

Keywords: snow cover fraction(SCF) ; spatio – temporal distribution; MODIS; DEM; Tibetan Plateau
(责任编辑: 刘心季)