

# 基于MODIS的长江源近10年积雪 反照率时空分布及动态变化

吴雪娇<sup>1,3</sup>, 鲁安新<sup>2</sup>, 王丽红<sup>1</sup>, 张华伟<sup>1,3</sup>

(1.中国科学院寒区旱区环境与工程研究所 冰冻圈科学国家重点实验室, 甘肃 兰州 730000;  
2.中国科学院对地观测与数字地球科学中心, 北京 100094; 3.中国科学院研究生院, 北京 100049)

**摘要:**利用EOS-MODIS卫星的积雪反照率数据和一元线性回归法分析2001~2010年长江源区积雪反照率的分布及变化趋势。结果表明:① 长江源区积雪季积雪反照率空间分布差异大。冰川区是积雪反照率高值中心(0.67~0.91),长江源东部地区是低值中心(0.15~0.48)。② 积雪反照率空间分布四季变化明显,峰值出现在次年1月份。③ 长江源区近10 a积雪季平均积雪反照率在高海拔区和冰川区增大比较显著(0.001 2/a)。与积雪面积和积雪季降雪量变化呈显著正相关;而源区夏季各月积雪反照率有明显降低趋势,与夏季温度的变暖趋势呈正反馈关系。

**关 键 词:**MODIS; 积雪反照率; 长江源; 温度

**中图分类号:**TP 79 **文章标识码:**A **文章编号:**1000-0690(2013)03-0371-07

积雪反照率的特征和变化规律已有了大量的研究工作<sup>[1~6]</sup>。那么,大陆尺度的积雪异常会通过反照率改变地表热力状况及地气之间的热量交换,积雪水分效应会影响地表水平衡<sup>[7]</sup>,从而影响积雪融化和融雪径流过程<sup>[7~10]</sup>。长江来源于源头的冰雪融化,积雪反照率变化可反映积雪层吸收热量的多少,进而影响积雪的融化程度和速率。因此,对长江源积雪反照率变化研究可为长江流域冰雪水文过程研究提供依据。目前,关于积雪和反照率或太阳辐射的研究大都集中在整个青藏高原<sup>[10~13]</sup>,该区域内也有相关研究,但多局限在某个点上<sup>[14,15]</sup>,流域尺度的研究较少。

近几年利用MODIS的反照率产品反演地表反照率,其时空分辨率明显提高,有利于反演地表反照率复杂的时空变化<sup>[16,17]</sup>。本研究在ArcGIS的支持下,通过数据分析,旨在揭示近些年长江源区积雪反照率的时空分布及变化特征,探讨影响积雪反照率变化的因子,为进一步研究积雪在长江流域融雪径流中的作用提供科学依据。

## 1 研究区概况

长江上游聂恰曲与通天河交汇口以上为长江源区,流域面积为 $12.24 \times 10^4 \text{ km}^2$ <sup>[18]</sup>。位于 $89^\circ 45' \sim 96^\circ 24' \text{ E}$ ,  $32^\circ 44' \sim 36^\circ 12' \text{ N}$ 。长江源区是由昆仑山(北)、唐古拉山(南)、巴颜喀拉山(东)与乌兰乌拉山、祖尔肯乌拉山(西)形成的一个巨大的高原盆地<sup>[18]</sup>,四周山峰一般在5 500 m以上,其它地区海拔多在4 000 m以上,源区平均海拔为4 777 m。年平均气温 $-1.5 \sim -5.6^\circ \text{ C}$ ,夏季均温也不超过 $10^\circ \text{ C}$ ,年降水量从东南向西变化于400~200 mm之间<sup>[19]</sup>。长江源区边缘高山上共发育有冰川753条,总面积 $1\,276.02 \text{ km}^2$ ,冰储量 $104.409\,4 \text{ km}^3$ ,相当长江水系总数的56.5%,67.3%,70.9%<sup>[20]</sup>。

## 2 资料与方法

### 2.1 资料来源与处理

美国对地观测系统(EOS)的中分辨率光谱仪(MODIS)(MOD10A1)日反照率产品被广泛使用<sup>[21]</sup>,

收稿日期:2012-06-04; 修订日期:2012-07-11

**基金项目:**全球变化国家重大科学研究计划(2010CB951403)、国家自然科学基金重点项目(40930526)、国家自然科学基金重大项目(41190084)、国家自然科学基金委基础科学人才培养基金冰川学冻土学特殊学科点(J0930003/J0109)联合资助。

**作者简介:**吴雪娇(1986-),女,黑龙江五大连池人,博士研究生,主要从事寒区旱区遥感与地理信息系统应用研究。E-mail: wxjia0608@126.com

**通讯作者:**鲁安新,研究员。E-mail: axlu@ceode.ac.cn

本研究选取美国国家冰雪数据中心(National Snow and Ice Data Center, NSIDC) 提供的 Terra/ MODIS 每日积雪合成产品 MOD10A1, 空间分辨率为 500 m。数据集包含有积雪、积雪反照率、积雪覆盖比例和质量验证数据, 其中积雪反照率为短波波段(0.25~5.0 m)的反照率<sup>[21]</sup>, 该数据产品已进行辐射定标, 去云处理, 大气校正, 并用 DISORT 模型进行各项异性校正<sup>[22]</sup>。选取数据轨道号为 h25v05, 时段为 2001~2010 年。数据进行批处理的方法和流程主要包括: ① 图像格式与坐标转换: 使用 MRT (MODIS reprojection tools) 软件将数据进行格式和地图投影转换, 把 HDF 格式转换成 Geotiff; 将 SIN 地图投影重投影为 WGS 1984/Geographic 系统; 并提取其中的积雪反照率数据; ② 目标流域截取: 在 ArcGIS 中, 用空间分析模块下的 Extraction 工具利用长江源矢量边界截取目标流域。

气象资料来源于中国气象科学数据共享服务网, 采用研究区伍道梁、沱沱河、曲麻莱气象站 2001~2010 年的气象资料来研究区域的气候变化趋势; 用中国西部环境与生态科学数据中心提供的 1 km×1 km 分辨率的 DEM 数据进行海拔高程分析。

## 2.2 方 法

采用 ArcGIS 空间分析技术和数理统计方法, 对长江源积雪反照率进行统计和分析。首先使用算术平均值, 将 2001~2010 年 MOD10A1 日积雪反照率资料处理成每月平均的积雪反照率数据, 再计算季节平均的积雪反照率。12~2 月为冬季, 3~5 月为春季, 6~8 月为夏季, 9~11 月为秋季, 积雪季为上年 10 月至当年 3 月。分析积雪反照率年内季节分布和变化状况, 统计其空间平均值、标准差。

对积雪季资料序列  $T(t), t=1, 2, \dots, n$ , 以线性函数  $T(t)=at+b$  来拟合, 按最小二乘法可求得  $a$  和  $b$ , 其中,  $t$  为年份,  $a$  为趋势项,  $b$  为常数项。 $a$  值的正负表示该资料序列随时间变化的方向, 正值表示反照率随时间有增长的趋势, 负值则表示有减小的趋势,  $a$  绝对值的大小表示变化的快慢程度。统计样本数为 10, 通过显著性  $\alpha=0.1$  的显著性检验。用积雪季积雪反照率与时间做空间相关, 并对每个象元的变化趋势做显著性检验。最后, 在 ArcGIS 中进行分类。

对伍道梁、沱沱河、曲麻莱的逐日气象数据中的积雪季节(10 月至翌年 3 月)中的降水量进行按月加和, 而对非积雪季节(4~9 月)的温度距平按月

求算术平均值, 再进行 3 个站点的算术平均处理。长江源内治多气象站的资料不全, 这里没有采用。

## 3 结果与讨论

### 3.1 积雪反照率的空间分布特征

对 2001~2010 年积雪季多年平均状况进行分析, 将积雪反照率值的特征分为 5 类(图 1a), 长江源区积雪反照率表现出一定的规律, 整体上有从东北向西南增加的趋势。低值在 0.15~0.48 间, 主要分布在长江源的东北部巴颜喀拉山以西的区域, 中间大部分区域的反照率值在 0.48~0.66 间, 而西南部则出现明显的高值区间, 高值达 0.66~0.91。

对长江源区积雪反照率按海拔分布情况进行研究, 以 400 m 为间隔对 DEM 高程进行重分类, 发现海拔有从东北向西南逐渐增加的趋势(图 1b), 海拔越高积雪反照率值越大。杨建平等的研究结果<sup>[23]</sup>表明, 在黄河源头以西长江源东北部, 年累积积雪深度 < 50 cm, 为积雪低值区; 在长江源北部, 昆仑山以南至沱沱河之间的高原面上, 年累积积雪深度介于 50~150 cm 之间, 为积雪高值区; 长江源西南部的唐古拉山区, 年累积积雪深度在 200~300 cm 之间, 是积雪分布较多的地区(图 1c)。不难发现积雪深度越深, 积雪反照率越高。如果积雪较薄, 受温度和下垫面影响, 粒雪过程会比较快, 积雪反照率降低。如几个湖泊分布区的积雪反照率值就很低, 在 0.14~0.43 之间。而西南部高海拔地区则是海拔较高, 有大面积的冰川分布。

### 3.2 积雪反照率的季节分布特征

积雪的季节变化十分明显, 积雪反照率的变化无疑反映了积雪对区域能量的季节分布产生重大影响。图 2 显示了研究区四季积雪反照率的空间分布多年平均情况。冬季长江源区大部分地区, 特别是 35°N 以北昆仑山以南的高原面上积雪反照率在 0.66~1 之间, 只有长江源东部小部分地区以及长江源西南部边缘一带积雪反照率在 0~0.48 之间(图 2a)。春季中国高纬度地区和高原地区的地表反照率仍然受到积雪的影响, 特别是青藏高原地区的积雪面积在春季达到最大, 所以春季的地表反照率很大程度上会受积雪的影响<sup>[24]</sup>。图 2b 是长江源春季多年平均积雪反照率分布。除唐古拉山几个冰川区还高于 0.66 以外, 其它大部分地区的积雪反照率在 0.48~0.66 之间。与冬季相比, 35°N 以北昆仑山以南的高原面上积雪反照率

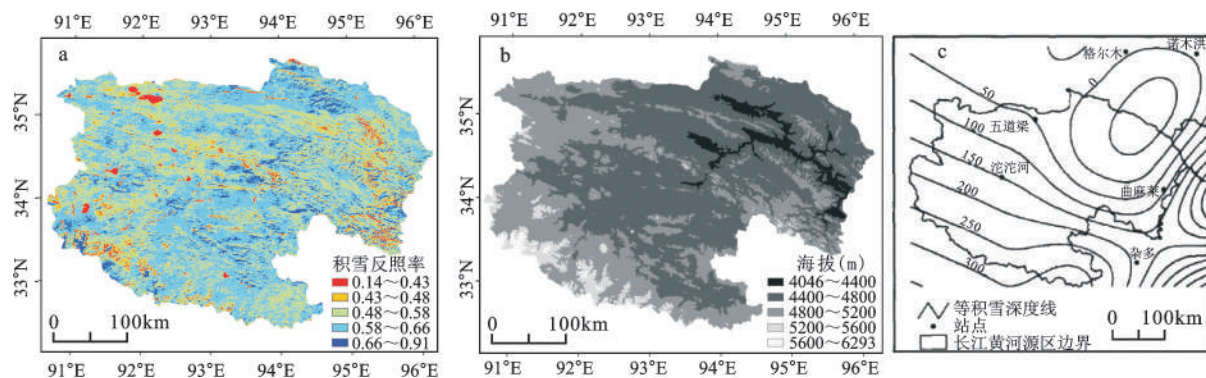


图1 2001~2010年积雪季长江源区年平均积雪反照率分布(a)、海拔分类(b)及长江源区冬春<sup>[23]</sup>(上年10月至当年5月)积雪分布(c)

Fig.1 The mean annual snow albedo attribution during snow season from 2001 to 2010 (a), the classified raster map of altitude (b) and snow cover distribution from October of the current year to May in the following year on the source region of the Yangtze River(c)

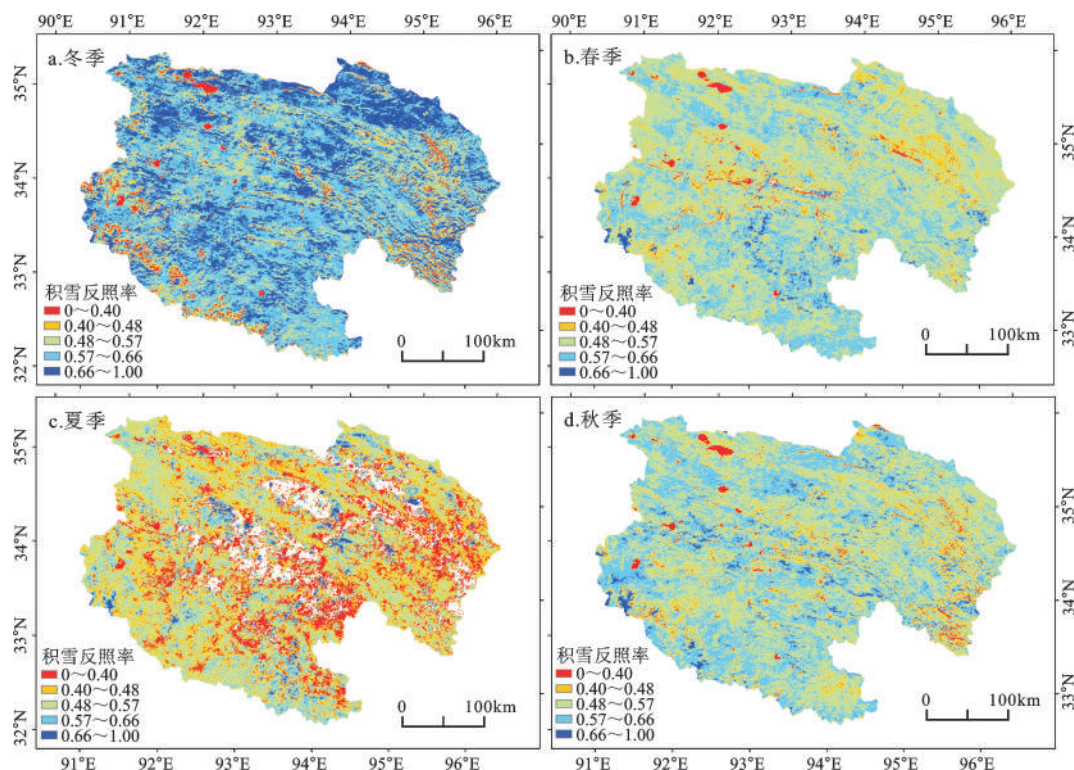


图2 2001~2010年平均季节积雪反照率分布

Fig.2 Mean seasonal snow albedo distribution from 2001 to 2010

减小最快,减小到0.4~0.57之间,比冬季减小0.2~0.4。而长江源东部地区以及长江源西南部边缘一带冬季积雪反照率较低区域,春季增加到了0.4~0.57之间。长江源积雪反照率在夏季的分布情况(图2c),只有长江源西南比较大的一个冰川区积雪反照率还明显比较高,在0.66以上。其它大部分地区都降低到了0~0.4之间。由于青藏高原东部季节性积雪的融化,长江源区的春夏之间积雪反照率变化最大,差值达到0.3~0.5。秋季中国区

域的高纬度和高海拔地区已经开始受降雪影响,长江源积雪从9月开始,所以与夏季相比秋季的积雪反照率迅速增大(图2d)。秋季大部分地区的积雪反照率在0.48~0.66之间,与春季状况十分相近。源区东部的低值区与冬季状况很相似。

长江源区多年平均各月的积雪反照率峰值出现在1月(0.6),而最低值出现在7、8月,积雪反照率值分别为0.41和0.42。沱沱河气象站月积雪深度的年变化呈现单峰,且峰值出现为1月<sup>[23]</sup>。长江

源区的积雪反照率年变化状况与沱沱河站记录的雪深年变化高值时间比较一致。而转入夏季,温度升高,积雪融化,积雪反照率在7、8月份达到最低。

### 3.3 积雪季积雪反照率年际变化空间分布

长江源区积雪反照率年际变化趋势,用平均每年的变化量表示,把趋势结果分为快速减小、减小、基本不变、增加、快速增加五类(图3a)。统计结果显示,积雪季积雪反照率年际变化趋势空间分布有很大差异。积雪反照率增加比较快的区域有昆仑山南坡一带、长江源西南部唐古拉山地区、色的日峰附近以及巴颜喀拉山以西、通天河北部高山区小部分区域,增加速率为 $(0.000\ 3\sim0.005)/a$  ( $p<0.05$ ),主要分布在高海拔地区。这一结论也进一步证实了王艺等<sup>[24]</sup>的研究结果,近10 a(2000~2009年)青藏高原边缘山脉地区冬季地表反照率增加趋势较明显,喜马拉雅山脉西麓、昆仑山脉、巴颜喀拉山脉、念青唐古拉山脉的增加速率达 $(0.000\ 5\sim0.001)/a$ 。快速减小的区域主要分布在长江源东部雅拉达泽峰南侧曲麻莱气象站以北的地区,减小趋势约为 $(-0.008\sim-0.003)/a$  ( $p<0.05$ 图3b)。

提取长江源冰川区研究,发现10 a来冰川区积雪季积雪反照率有明显的增加趋势 $(0.001\ 2/a)$ 。除了唐古拉山北坡尕尔曲流域(5K444)的部分冰川区积雪反照率不变或有轻微减少外,其它大多数冰川上积雪反照率积雪季增加速率为 $(0.000\ 3\sim0.003)/a$ 。由于积雪反照率高达0.3~0.8,冬季积雪覆盖会强烈影响地表反照率大小,积雪范围、积雪时长和积雪自身性质的年际变化都在不同程度上决定了地表反照率的变化。近些年青藏高原的积雪面积呈增加趋势<sup>[25, 26]</sup>。这可能是青藏高原西部冰川地区地表反照率增长较快的原因<sup>[24]</sup>。本文利

用MOD10A1积雪数据对长江源区积雪近10 a的变化研究表明,源区积雪季积雪面积有明显增加趋势,平均每年增加约 $0.242\times10^4\text{km}^2$ ,平均每年增长5.83%,且与冰川区积雪反照率增加趋势十分吻合(图4a),相关系数达到0.81,通过99%的显著性检验。同时,对源区近10 a曲麻莱(海拔4 175 m)、五道梁(海拔4 612 m)、沱沱河(海拔4 533 m)气象站积雪季降水量进行分析,发现在不同海拔气象站记录的积雪季降水量也有明显增长趋势(图4b)。把长江源冰川区积雪反照率与气象站平均降水量做相关分析,相关系数为0.66,通过95%的显著性检验。由此,近年来长江源冰川区积雪季积雪反照率的快速增大是受积雪季降雪量增加的影响。说明,冬季积雪季节冰川区相对其它下垫面更有利于对积雪的保存,它的积雪反照率变化趋势与积雪面积变化趋势和长江源区气象台站记录的降雪量趋势吻合的更好。

### 3.4 非积雪季积雪反照率年际月变化趋势

由于地表热力性质会随着季节的变化而有不同,因此月积雪反照率多年变化趋势也会有很大差异。非积雪季6个月份(4~9月)整个源区积雪反照率的年际变化情况分别进行了统计。非积雪季各月近10 a来的变化趋势主要以降低为主,10 a来在非积雪季节的各月,特别是4、5、7、9月积雪反照率有明显的降低趋势。

图5可以看出,非积雪季积雪反照率与温度的负相关十分明显,其中,8月两者相关系数达-0.65,9月的为-0.61,其次是5月-0.5。在长江源区,夏季温度高于熔点温度 $0^{\circ}\text{C}$ 。那么温度升高,积雪融化程度大,积雪反照率因雪中含水量增加而降低明显,从而温度又会加速升高,体现出明显的正反馈

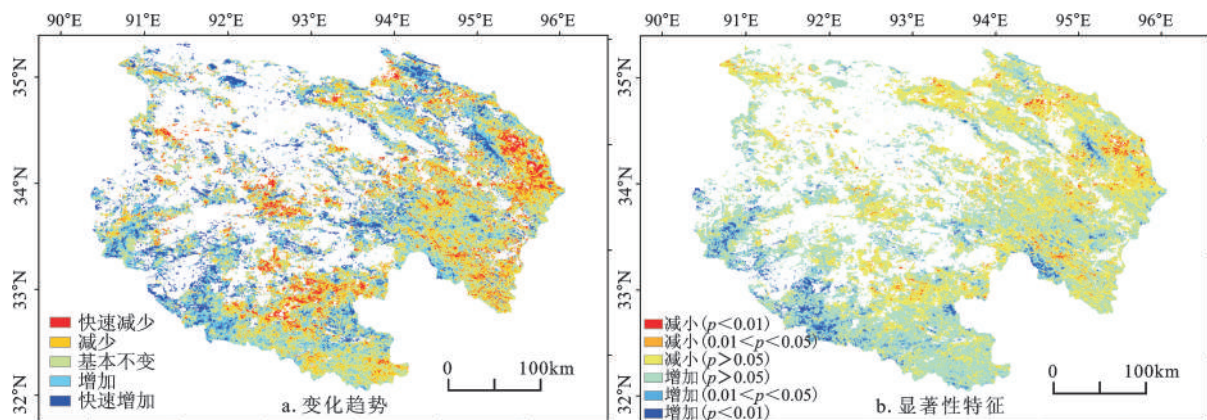


图3 2001~2010年积雪季积雪反照率变化趋势空间分布

Fig.3 Spatial distribution of snow albedo changes in the snow season from 2001 to 2010

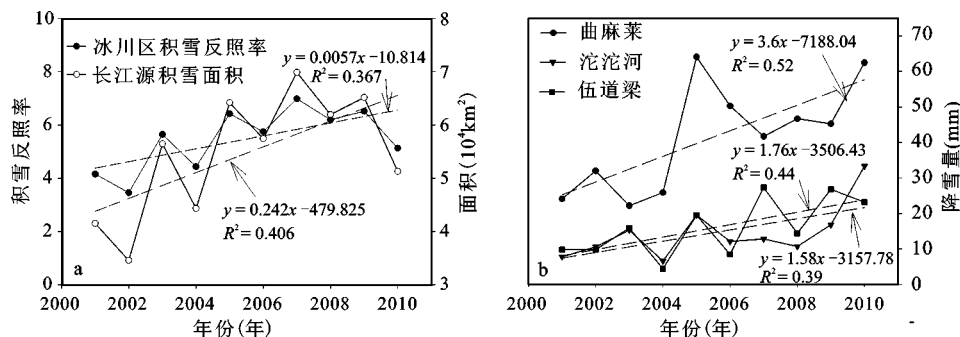


图4 2001~2010年积雪季长江源冰川区平均积雪反照率及积雪面积和降雪量变化

Fig.4 The snow albedo changes of the glacier area, change of snow cover area and precipitation in the source region of Changjiang River during the snow season from 2001 to 2010

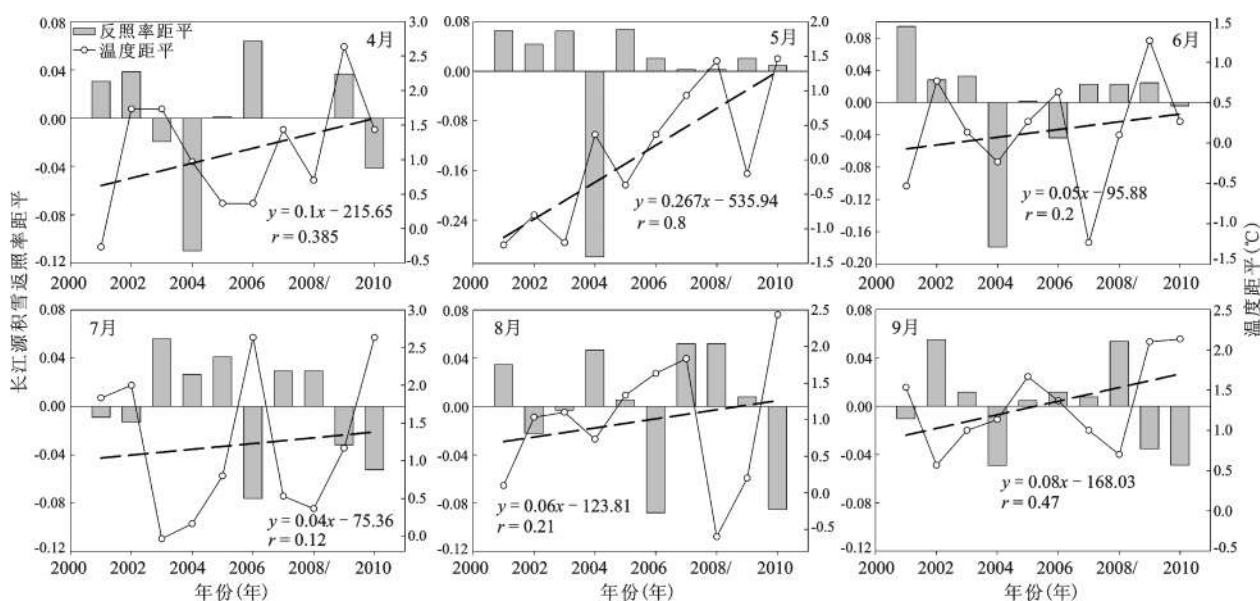


图5 长江源区平均的月积雪反照率2001~2010年变化

Fig.5 The monthly albedo change of snow in the source region of Changjiang River from 2001 to 2010

效应。近年来长江源区有夏季强烈变暖趋势<sup>[28,29]</sup>,很可能直接加大了夏季积雪的消融程度,从而导致了近年来长江源区夏季积雪反照率明显降低。

## 4 结论与讨论

分析了长江源区积雪反照率的空间分布及季节分布特征及2001~2010年年际积雪季(10月至当年3月)和非积雪季节(4~9月)积雪反照率变化趋势。

1) 长江源区积雪季积雪反照率空间分布差异大,积雪反照率有随海拔的升高而增加的趋势,与积雪深度的分布特征有紧密联系。

2) 积雪反照率四季的空间分布变化明显。长江源区大部分区域春夏秋冬的积雪反照率区间分别为0.66~1, 0.4~0.57, 0~0.4, 0.48~0.66其中春

夏积雪反照率变化最大,差值在0.3~0.5之间。且长江源区积雪反照率年内季节变化有明显特征,1月份为峰值月,7、8月份为最低值月。

3) 长江源地区近10 a积雪季节平均积雪反照率有增大趋势,但不显著,平均每年增大0.000 2,增大比较显著的地区主要分布在高海拔区和冰川区,其中冰川区增大值平均每年可达0.001 2。高山冰川区积雪反照率的快速增加与积雪面积和降雪量呈显著正相关。

4) 长江源地区近10 a非积雪季节积雪反照率变化以降低为主,与温度反向相关关系明显。

降雪对地表反照率有正反馈作用;积雪在消融过程中,融雪水对雪面反照率很敏感<sup>[30]</sup>。如果积雪反照率显著改变,对区域气候是否产生影响,产

生何种影响,影响的作用又有多大,这需要进行更细致的研究工作。

致 谢:感谢 NASA 提供的 MODIS 遥感数据,感谢中国气象科技共享网提供的气象数据,青藏高原科学数据共享平台提供的流域基础数据,感谢西部数据中心提供的 DEM 数据,再次感谢审稿人提出的宝贵意见。

## 参考文献:

- [1] Zhang X, Wang W C, Fang X, et al. Agriculture development-induced surface albedo changes and climatic implications across northeastern China[J]. Chinese Geographical Science, 2012, **22**(3): 264-277.
- [2] Zhang H, Liu G, Huang C. Modeling All-sky Global Solar Radiation Using MODIS Atmospheric Products: A Case Study in Qinghai-Tibet Plateau[J]. Chinese Geographical Science, 2010, **20**(6): 513-521.
- [3] Bloch M R. Dust-induced albedo changes of polar ice sheets and glacierization[J]. Journal of Glaciology, 1964, **5**(38): 241-244.
- [4] McGuffie K, Henderson-Sellers A. The diurnal hysteresis of snow albedo[J]. Journal of Glaciology, 1985, **31**(108): 188-189.
- [5] Yang F, Kumar A, Wang W, et al. Snow-albedo feedback and seasonal climate variability over North America[J]. Journal of Climate, 2001, **14**(22): 4245-4248.
- [6] Qu X, Hall A. What controls the strength of snow-albedo feedback?[J]. Journal of Climate, 2007, **20**(15): 3971-3981.
- [7] 陈海山, 许 蓓. 欧亚大陆冬季雪深的时空演变特征及其影响因素分析[J]. 地理科学, 2012, **32**(2): 129-135.
- [8] 陈烈庭. 青藏高原冬春季异常雪盖与江南前汛期降水关系的检验和应用[J]. 应用气象学报, 1998, **9**(增刊): 1-8.
- [9] 陈兴芳, 宋文玲. 冬季高原积雪和欧亚积雪对我国夏季旱涝不同影响关系的环流特征分析[J]. 大气科学, 2000, **24**(5): 585-592.
- [10] 韦志刚, 吕世华. 青藏高原积雪的分布特征及其对地面反照率的影响[J]. 高原气象, 1995, **14**(1): 67-73.
- [11] 刘晓东, 良 田, 韦志刚. 青藏高原地表反射率变化对东亚夏季风影响的数值试验[J]. 高原气象, 1994, **13**(4): 468-472.
- [12] 陈乾金, 波 高, 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[J]. 气象学报, 2000, **58**(5): 582-595.
- [13] 沈志宝, 左洪超. 青藏高原地面反射率变化研究[J]. 高原气象, 1993, **12**(3): 294-301.
- [14] 蒋 熹, 王宁练, 杨胜朋. 青藏高原唐古拉山多年冻土区夏、秋季节总辐射和地表反照率特征分析[J]. 冰川冻土, 2007, **29**(6): 889-899.
- [15] 江 灏, 季国良. 五道梁地区的辐射特征[J]. 高原气象, 1988, **7**(2): 145-155.
- [16] Knap W H, Oerlemans J. The surface albedo of the Greenland ice sheet: satellite-derived and in situ measurements in the Sondre Stromfjord area during the 1991 melt season[J]. Journal of Glaciology, 1996, **42**(141): 364-374.
- [17] Salomon J G. Validation of the MODIS bidirectional reflectance distribution function and albedo retrievals using combined observations from the aqua and terra platforms[J]. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 2006, **44**(6): 1555-1565.
- [18] 丁永建, 杨建平, 刘时银. 长江黄河源区生态环境范围的探讨[J]. 地理学报, 2003, **58**(04): 519-526.
- [19] 杨建平, 丁永建, 陈仁升, 等. 长江黄河源区多年冻土变化及其生态环境效应[J]. 山地学报, 2004, **22**(3): 278-285.
- [20] 蒲健辰. 中国冰川目录Ⅷ——长江水系[M]. 兰州: 甘肃文化出版社, 1994.
- [21] Stroeve J C, Box J E, Haran T. Evaluation of the MODIS (MOD-10A1) daily snow albedo product over the Greenland ice sheet[J]. Remote Sensing of Environment, 2006, **105**(2): 155-171.
- [22] Klein A G, Stroeve J. Development and validation of a snow albedo algorithm for the MODIS instrument[J]. Annals of Glaciology, 2002, **34**(1): 45-52.
- [23] 杨建平, 丁永建, 兰 州. 长江黄河源区积雪空间分布与年代际变化[J]. 冰川冻土, 2006, **28**(05): 648-655.
- [24] 王 艺, 朱 彬, 刘 煜, 等. 中国地区近 10 年地表反照率变化趋势[J]. 气象科技, 2011, **39**(02): 147-155.
- [25] 邵 春, 沈永平, 张 姣. 气候变化对寒区水循环的影响研究进展[J]. 冰川冻土, 2008, **30**(1): 72-80.
- [26] Qin D H, Liu S Y, Li P J. Snow cover distribution, variability, and response to climate change in Western China[J]. Journal of Climate, 2006, **19**(9): 1820-1833.
- [27] 周 杨, 林振山. 北半球过去 2000 年气温变化的多尺度分析[J]. 地理科学, 2010, **30**(2): 295-299.
- [28] 王宁练, 姚檀栋, 蒲建辰, 等. 青藏高原马兰冰芯记录的近百年来气温变化[J]. 科学通报, 2003, **48**(11): 1219-1223.
- [29] 康世昌, 张拥军, 秦大河. 近期青藏高原长江源区急剧升温的冰芯证据[J]. 中国科学, 2007, **52**(4): 457-462.
- [30] Kondo J S, Yamazaki T S, 陈志荣. 一个利用热量平衡方法对融雪、雪面温度和冻结深度的预报模式[J]. 气象科技, 1991, **2**(2): 60-69.

## Spatial and Temporal Distribution and Trend of Snow Albedo Changes in the Source Region of the Yangtze River in Last Decade Based on MODIS

WU Xue-jiao<sup>1,3</sup>, LU An-xin<sup>2</sup>, WANG Li-hong<sup>1</sup>, ZHANG Hua-wei<sup>1,3</sup>

(1. State Key Laboratory of Cryospheric Sciences, Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou, Gansu 730000, China; 2. Center for Earth Observation and Digital Earth, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100094, China; 3. Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China)

**Abstract:** Albedo determines surface absorption capability for the solar radiation and impacts the surface radiation balance. The albedo on snow and ice is higher comparing other surfaces, and the absorption of energy from the sun is little on an ice or snow field. Monitoring and researching snow and ice albedo characteristics and variation are necessary to provide accurate data and the theoretical basis for hydrological process research of snow and ice. EOS-MODIS satellite data of snow albedo (MOD10A1 on Level3) were used in the article to analyze the regional and seasonal distribution of snow albedo, as well as the inter-annual trends in the source region of the Changjiang River from 2001 to 2010 using softwares such as ArcGIS and ENVI. Based on the meteorological data of 3 stations on the source region of the Changjiang River from 2000 to 2010, the basic features of temporal changes of temperature and precipitation were investigated. The results show that: 1) Snow albedo were different with space distribution in the snow season in the source region of the Yangtze River. The snow albedo was high on the northern source region of the Yangtze River and on the southwest of the source region of the Changjiang River with 0.67 to 0.91, respectively, whereas part of the east of the source region of the Changjiang River was low (0.15 to 0.48). The distribution of snow albedo closely related to spatial distribution of snow depth and effected by altitude. 2) The seasonal spatial distributions of snow albedo changed obviously in the source region of the Changjiang River. The snow albedo for the large proportion area of study area were 0.66-1, 0.4-0.57, 0-0.4 and 0.48-0.66 in winter, spring, summer, and autumn respectively. The variation of the seasonal snow albedo between spring and summer was the largest with difference of 0.3 to 0.5. In monthly scales, the mean snow albedo of the whole source region of the Changjiang River had the largest value in January (0.6), and the lower values in July (0.41) and August (0.42). 3) For the first decade in 21st century, mean annual snow albedo during the snow season had non-significant increasing trend in the most areas of the source region of the Changjiang River, whereas it increased significantly on the high altitude regions. The rate of regional snow albedo in the source region of the Changjiang River is 0.0002/a, but it was up to 0.0012/a on the glacier areas of the study area. There were statistical significantly positive correlations between snow albedo and snow cover and precipitation (snow fall) during the snow season. This suggests that snow albedo was sensitive to snow fall through the snow season. 4) The monthly snow albedo in summer on the source region of the Changjiang River showed a decreasing trend from 2000 to 2010, which is markedly affected by summer temperature, and there was a positive feedback relationship between them.

**Key words:** MODIS; snow albedo; the source region of the Changjiang River; temperature