

基于MODIS积雪产品的高亚洲融雪末期 雪线高度遥感监测

王晓茹^{1,2}, 唐志光¹, 王建³, 王欣^{2,3}, 魏俊锋²

(1. 湖南科技大学地理空间信息技术国家地方联合工程实验室, 湖南湘潭 411201; 2. 湖南科技大学资源环境与安全工程学院, 湖南湘潭 411201; 3. 中国科学院西北生态环境资源研究院, 兰州 730000)

摘要: 以2001—2016年逐日MODIS积雪产品为主要数据源, 在高亚洲区域发展了大尺度融雪末期雪线高度的遥感提取方法, 并对其2001—2016年的时空变化特征进行了分析。提取方法首先对逐日的MODIS积雪覆盖率产品进行去云处理, 获得积雪覆盖日数(SCD)数据集; 并用冰川年物质平衡观测数据、融雪末期Landsat数据对提取终年积雪的MODIS SCD阈值进行率定; 最后以MODIS SCD提取的终年积雪面积结合地形“面积—高程”曲线实现大尺度融雪末期雪线高度信息的提取。结果表明: ① 高亚洲融雪末期雪线高度的空间异质性较强, 总体上呈南高北低的纬度地带性分布规律; 并因受山体效应的影响, 雪线高度由高海拔地区向四周呈环形逐渐降低的特点。② 高亚洲2001—2016年融雪末期雪线高度总体上表现为明显的增加趋势。在744个30 km的监测格网中, 24.2%的格网雪线高度呈显著增加, 而仅0.9%的格网呈显著下降。除兴都库什、西喜马拉雅外, 其他地区雪线高度均表现为升高趋势, 显著上升的地区主要分布在天山、喜马拉雅中东部和念青唐古拉山等, 其中以东喜马拉雅升高最为显著(8.52 m yr⁻¹)。③ 夏季气温是影响高亚洲融雪末期雪线高度变化的主要因素, 两者具有显著的正相关关系($R = 0.64, P < 0.01$)。

关键词: 雪线高度; MODIS; 积雪覆盖率产品; 高亚洲; 遥感监测

DOI: 10.11821/dlxb202003003

1 引言

积雪和冰川是冰冻圈的重要组成部分, 其变化不仅影响着全球辐射和能量平衡, 而且对水资源的调节有着举足轻重的作用。雪线作为地球陆地表面有雪覆盖区与无雪覆盖区之间的分界线^[1-2], 其高度变化信息是冰雪水资源变化的直观反映。在中纬度地区, 季节变化能引起雪线位置的升降, 这种临时界线也称为季节雪线^[3-4]。而终年积雪区与夏季最大融化区之间的界线即为融雪末期雪线^[5-7], 常用于指示冰川物质平衡^[7-11], 直接反映着冰川的进退。准确获取融雪末期的雪线高度信息, 探究雪线高度的时空差异, 可为研究冰雪系统的变化及其对气候变化的响应提供关键信息, 对寒区水资源的管理和生态环境可持续发展具有重要意义。

收稿日期: 2019-01-23; 修订日期: 2019-12-14

基金项目: 国家自然科学基金项目(41871058, 41501070, 41701061, 41771075); 湖南省自然科学基金项目(2018JJ3154)
[Foundation: National Nature Science Foundation of China, No.41871058, No.41501070, No.41701061, No.41771075; Natural Science Foundation of Hunan Province, No.2018JJ3154]

作者简介: 王晓茹(1993-), 女, 陕西渭南人, 硕士, 主要从事积雪遥感方面的研究。E-mail: wangxiaoru93@126.com

通讯作者: 唐志光(1985-), 男, 湖南邵阳人, 副教授, 主要从事冰冻圈遥感方面的研究。

E-mail: tangzhg11@hnu.edu.cn

高亚洲(又称中央亚洲)是地球上除南极和北极地区之外的第三大冰冻圈。高亚洲大量分布的冰川积雪不仅对全球水循环而且对亚洲中部干旱区的水资源及生态环境均有举足轻重的影响^[12]。在气候变化的大背景下,高亚洲的冰冻圈(冰川、积雪、多年冻土等)正经历着快速的变化;而且由于区域环境的差异,使得高亚洲各区域冰雪系统的变化及其对全球变化的响应也表现出明显的时空差异^[13-14]。高亚洲地区还是多民族聚集的地方,是“一带一路”的核心区,许多国际性河流发源于这一地区,该地区冰雪的存在及变化与共享这些河流水利、水资源的国家息息相关。开展高亚洲融雪末期雪线高度的遥感监测及其时空变化的研究,可为研究高亚洲的冰冻圈变化机制及其资源环境可持续发展提供方法与数据支持,与中国“一带一路”倡议思想是一致的。

传统的冰川雪线位置测定方法主要包括野外直接测量和大比例尺地形图判读法^[8, 15]。这些传统方法需要大量人力和资金保障且数据不完整,难以系统的反映大范围雪线高度的时空分布规律。随着卫星遥感技术的发展,遥感数据已经成为了监测雪线高度的有效途径。特别是MODIS积雪产品因其在晴空条件下积雪的识别精度较高,基于该数据提取雪线高度的相关研究^[5, 16-20],均表现出良好的雪线高度监测效果,同时也表明:如何最大程度消除MODIS积雪产品中云像元的影响,是准确进行积雪制图、获取雪线高度的关键。对于融雪末期雪线的遥感识别,以往研究仅利用接近融雪末期的较高分辨率遥感数据(Landsat MSS/TM/ETM+, SPOT等),往往会导致对雪线高度的低估^[8];同时,这些遥感传感器也因重访周期较长、扫描带宽较小等因素的限制,难以实现对融雪末期雪线大范围时空连续的监测。对发展成熟的MODIS积雪产品而言,理论上可以采用MODIS提取的积雪覆盖日数(Snow Covered Days, SCD)识别终年积雪区,其边界线即为融雪末期雪线;但前期研究^[19, 21-22]发现:由于遥感积雪产品制图误差、去云算法误差等在一年中的累积,使得理论上 $SCD \geq 365$ d的区域难以真实反映终年积雪区。因而,亟需利用融雪末期雪线“真值”对提取终年积雪的SCD阈值进行率定,另外如何确定终年积雪区边界线(融雪末期雪线)的高程信息也是需要解决的问题。

本文基于MODIS积雪覆盖率产品(Fractional Snow Cover, FSC),在对其进行去云处理的基础上发展了融雪末期雪线高度的遥感提取方法,建立了2001—2016年高亚洲地区30 km格网尺度的融雪末期雪线高度数据集,并对研究区融雪末期雪线高度的时空变化特征及其与气温、降水的关系进行分析。

2 研究区及数据

2.1 研究区概况

高亚洲是位于亚洲中部地势较高的大山脉地区,位于25°N~51°N、65°E~105°E之间(图1),平均海拔4000 m以上,面积超过400万km²;范围西起兴都库什山脉、帕米尔,东至横断山脉;南自喜马拉雅山脉,北至阿尔泰—萨彦岭,涉及中国、缅甸、印度、巴基斯坦等14个国家。区域内积雪、冰川分布广泛。

2.2 数据源及预处理

2.2.1 MODIS 积雪数据及去云处理 研究区2001—2016年的MODIS积雪产品(MOD10A1)来源于美国冰雪数据中心(NSIDC)(<http://nsidc.org/data/MOD10A1>),数据格式为hdf,数据投影为正弦地图投影,空间分辨率为463.3 m,时间分辨率为1 d。本研究中选用MOD10A1产品中的积雪覆盖率数据(FSC)。利用MODIS Reprojection Tool

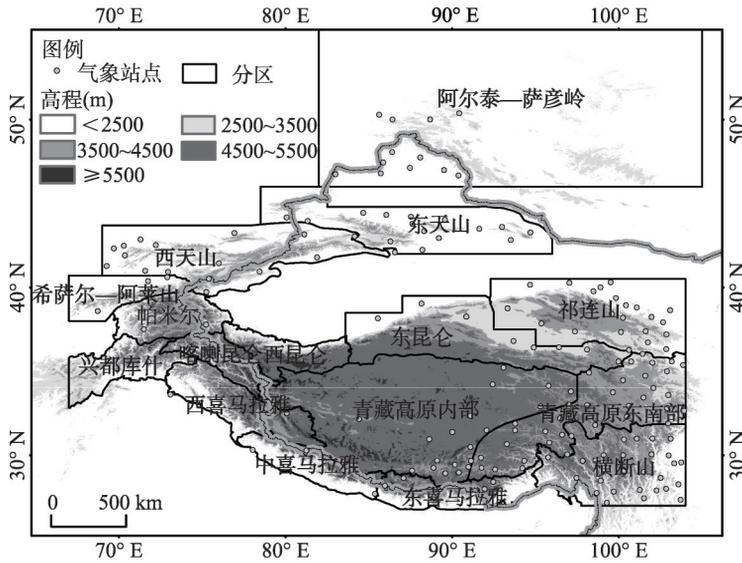


图1 研究区范围及气象台站分布

Fig. 1 Location of the study area and the spatial distribution of climate stations

(MRT) ^[23]对覆盖研究区 (H22V04、H23V03、H23V04、H23V05、H24V03、H24V04、H24V05、H25V05、H25V06、H26V05和H26V06) 的逐日产品进行预处理 (拼接、重投影、数据格式转换等), 预处理后数据输出格式为tif, 投影转化为Geographic Lat/Lon, 空间分辨率为 0.005° (约500 m)。

针对MODIS积雪产品中存在大量云覆盖的问题, 采用已发展的基于三次样条函数插值去云算法进行去云处理^[24], 最终得到2001—2016年高亚洲逐日无云的MODIS积雪覆盖率数据集。有关该去云算法的研究^[24-25]已经证明其在青藏高原以及天山地区的可靠性, 去云算法的总体平均绝对误差小于0.1, 去云后的MODIS积雪产品与地面积雪观测之间具有较高的一致性, 平均一致性高于85%。

2.2.2 冰川物质平衡观测数据 选用冰川年物质平衡观测数据对提取终年积雪的MODIS SCD 阈值进行率定。冰川年物质平衡观测数据由世界冰川监测服务网 (<https://wgms.ch/>) 提供的2017版冰川波动数据库^[26], 该数据库是有关冰川变化 (长度、面积、体积和质量) 的标准化数据集, 其中包含了冰川年物质平衡观测数据。本研究选取了研究区2001—2016年间冰川年物质平衡观测年份在6年以上的观测冰川共12条 (图2, 其中8条冰川的观测年份超过10年)。

2.2.3 气象数据 气象观测数据来源于国家气象信息中心 (<http://data.cma.cn/>) 和美国国家海洋和大气管理局国家环境信息中心 (<https://www.ncdc.noaa.gov/>), 选取研究区172个气象站点2001—2016年的气温、降水数据, 气象站点位置分布如图1所示。

2.2.4 其他数据 采用冰川编目数据来划分研究区冰川格网 (30 km), 研究区国内部分采用中国第二次冰川编目数据、国外部分采用Randolph Glacier Inventory (RGI) 5.0冰川编目数据。此外, 选用了多景Landsat TM/OLI遥感数据 (<http://glovis.usgs.gov/>) 以评估提取终年积雪的MODIS SCD 阈值。研究区SRTM DEM (90 m) 数据 (<https://srtm.csi.cgiar.org/>) 用于提取每一冰川格网的“面积—高程”曲线, 进而获取融雪末期雪线的高度信息。

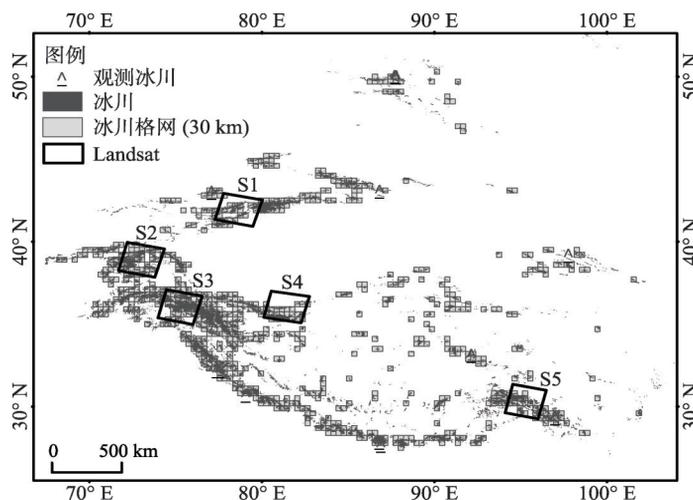


图2 观测冰川、冰川格网及采用的Landsat影像的空间分布

Fig. 2 Spatial distribution of glacier observations, glacier grids and Landsat scenes

3 融雪末期雪线高度提取

理论上,融雪末期雪线的遥感提取可以通过去云后的MODIS积雪产品提取积雪覆盖日数(SCD)来界定,即 $SCD \geq 365$ d的终年积雪区(等同于融雪末期积雪区)的边界线即为融雪末期雪线。但是,在利用逐日无云MODIS积雪产品提取SCD过程中,由于遥感积雪产品制图误差、去云算法误差在一年内的累积,使得利用理论上 $SCD \geq 365$ d的面积难以真实反映终年积雪区的面积。已有研究^[19, 21-22]发现逐日无云MODIS FSC产品提取的 $SCD \geq 365$ d的面积远小于冰川编目的面积,这可能会造成对冰川雪线高度的高估。因而,首先需要利用融雪末期雪线“真值”进行MODIS SCD阈值率定,以确定最佳的SCD阈值来提取终年积雪区。其次,如何确定终年积雪区边界线的高程信息(即融雪末期雪线的高度值估算)也是需要解决的问题。

鉴于以上考虑,本文拟采用的解决方案为:①根据冰川编目数据,将研究区划分为若干个30 km的冰川格网;②利用冰川年物质平衡观测数据、高分辨率遥感数据(Landsat TM/OLI)对提取终年积雪的MODIS SCD阈值进行率定;③利用DEM数据提取每一冰川格网的“面积—高程”曲线,以估算终年积雪区($SCD \geq$ 阈值)面积所对应的雪线高度。

3.1 冰川格网划分

将冰川编目数据(国内部分采用中国第二次冰川编目数据、国外部分用RGI 5.0冰川编目数据)划分为30 km尺度的冰川格网。对研究区任一格网单元(30 km×30 km),以冰川面积大于25 km²为指标提取冰川格网,研究区共划分出744个冰川格网(图2)。以MODIS积雪产品和冰川格网为基础,对融雪末期雪线高度进行逐格网逐年提取,实现研究区30 km格网尺度的融雪末期雪线高度监测。

3.2 MODIS SCD阈值率定

融雪末期雪线高度常作为冰川物质平衡线高度的近似,融雪末期雪线高度变化与冰川年物质平衡的变化密切相关。因此,以融雪末期雪线高度与冰川年物质平衡之间的相关性最高为标准,可采用冰川年物质平衡观测数据对提取终年积雪的MODIS SCD阈值进行率定。

选取2001—2016年间年物质平衡观测年份在6年以上的观测冰川参与MODIS SCD阈值率定实验(截至2016年,观测6年以上的冰川共12条,图2)。设置提取终年积雪区的MODIS SCD阈值从280~365 d以1 d为步长变化($SCD \geq 280$ d的区域已经远超出冰川分布范围^[22]),逐步统计每一SCD阈值提取的多年融雪末期雪线高度与对应观测冰川多年的年物质平衡观测数据之间的总体相关系数(图3)。总体相关性最大时所对应的SCD值即可作为提取融雪末期雪线高度的MODIS SCD阈值。

从图3可以看出,不同SCD阈值提取的融雪末期雪线高度均与冰川年物质平衡呈负相关关系,且随着SCD阈值的增大(280~365 d),所提取的融雪末期雪线高度与冰川年物质平衡的负相关性出现先增强后减弱的特征,而且当SCD阈值取347 d左右时,负相关性最强。SCD阈值从280~347 d,提取的融雪末期雪线高度与冰川年物质平衡的负相关性逐渐增强,这与像元SCD值越高终年积雪区的概率越大相一致。而SCD阈值从347~365 d变化时,这种负相关性显著下降,可以解释为遥感积雪产品制图误差及去云算法误差在一年内的累积导致的,这种误差引起终年积雪区的SCD值从理论上的365 d下降为347 d。总之,综合图3的分析,负相关性最高点对应的SCD值347 d能最好地识别终年积雪区以提取融雪末期雪线高度。

此外,本研究还采用了较高分辨率的Landsat TM/OLI数据以辅助评估MODIS SCD阈值的可靠性。筛选出成像时间在融雪末期(8月左右)的多时相(2~3次成像)的Landsat TM/OLI影像(云量控制在10%以内)。首先利用SNOWMAP算法^[27]对选取的Landsat TM/OLI影像进行积雪制图,并对多时相的积雪制图结果进行积雪面积最小化合成^[9],以提取最能代表一年中融雪末期的“最小化”积雪面积作为终年积雪面积的“真值”。然后用终年积雪“真值”对同一地区同一年份,不同MODIS SCD阈值提取的终年积雪区面积进行对比,以评估阈值的可靠性。共选取了5个区域的Landsat TM/OLI影像(图2)进行了实验,采用Landsat TM/OLI与MODIS提取的终年积雪区面积的比例关系(公式(1))来进行对比。

$$P = \frac{S_{MODIS}}{S_{Landsat}} \quad (1)$$

式中: P 为终年积雪面积比; S_{MODIS} 、 $S_{Landsat}$ 分别为MODIS和Landsat TM/OLI提取的终年积雪区面积值。图4为5个试验区的不同MODIS SCD阈值提取得到的终年积雪区面积与其“真值”(Landsat)的对比。随着SCD阈值的增大,试验区MODIS与Landsat提取的终年积雪区面积比以不同速率下降并在SCD等于347 d左右接近于1(MODIS终年积雪区面积接近“真实”值)。同样证明了MODIS SCD阈值取347 d具有较高的可信度。

3.3 融雪末期雪线高度估算方法——“面积—高程”曲线

对任一冰川格网(图2),通过MODIS SCD提取其终年积雪面积后,可以利用该格网对应的地形“面积—高程”曲线来估算终年积雪面积所对应的雪线高度值。具体方法为:对每个冰川格网(30 km),利用研究区DEM数据重采样为MODIS分辨率(500

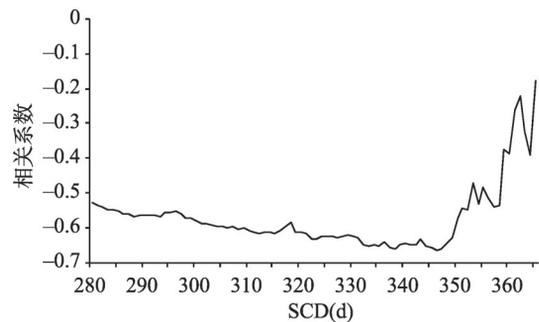


图3 12条实测冰川年物质平衡与对应格网雪线高度(30 km)的平均相关系数随MODIS SCD阈值的变化
Fig. 3 Average correlation coefficients between annual mass balance of the 12 measured glaciers and their corresponding grid (30 km) snowline altitude changing with the MODIS SCD threshold

m), 从最低高程值开始, 统计格网内逐一高程值以上的分布面积, 即可拟合得出该格网的“面积—高程”曲线关系; 根据格网的终年积雪面积, 对应其“面积—高程”曲线关系, 即可查找计算雪线高度。以CHORABARI冰川所对应的格网为例, 得到“面积—高程”曲线(图5)。

4 结果分析

利用逐日无云MODIS积雪覆盖率数据, 对高亚洲2001—2016年融雪末期雪线高度进行了提取, 获得高亚洲30 km格网尺度的融雪末期雪线高度数据集, 并对高亚洲融雪末期雪线高度空间分布特征、时空变化及其与气温、降水之间的关系进行了分析。

4.1 融雪末期雪线高度空间分布特征

图6为高亚洲2001—2016年平均融雪末期雪线高度空间分布。可以看出, 高亚洲融雪末期雪线高度随空间位置的不同, 变化范围在3114~6907 m之间, 体现出较高的空间异质性。从整个高亚洲来看, 其平均融雪末期雪线高度为5256 m。整体上高亚洲融雪末期雪线高度呈现南高北低的纬度地带性分布规律(图6); 高亚洲南部的东喜马拉雅地区的融雪末期雪线高度最高(6091 m), 向北依次为青藏高原内部(5941 m)、昆仑山(5670 m)、天山(4255 m)、直至阿尔泰—萨彦岭(3575 m)。此外, 融雪末期雪线高度出现从青藏高原内部及喜马拉雅高海拔地区向外围低海拔地区呈环形逐渐降低的特点; 30 km格网的融雪末期雪线高度与对应高程之间存在明显的正相关关系($R^2 = 0.67$)(图7), 山体海拔高度也是影响雪线高度空间分异的重要因素。

4.2 融雪末期雪线高度时空变化

对研究区744个格网2001—2016年的融雪末期雪线高度进行线性趋势分析, 得出2001—2016年研究区融雪末期雪线高度的变化趋势, 并对变化趋势进行了显著性检验(图8)。高亚洲2001—2016年融雪末期雪线高度变化总体上表现为增加趋势。研究区75.3%的格网雪线高度呈现不同程度的增加趋势(趋势线斜率值为0~24.5 m yr⁻¹), 其中24.2%的格网呈显著增加($p < 0.05$); 显著性增加且年均增长8 m以上的格网主要分布在天山、喜马拉雅中部和东部、念青唐古拉山、以及青藏高原内部的局部地区。雪线高度呈下降趋势的格网占总格网数的16.1%(趋势线斜率为-13.6~0 m yr⁻¹), 主要分布在喀喇昆仑山西部、兴都库什、西喜马拉雅山脉以及帕米尔地区, 而仅0.9%的格网呈显著下降趋势($p < 0.05$)。

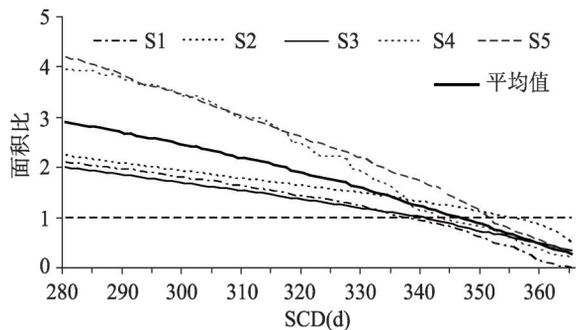


图4 不同MODIS SCD阈值提取的终年积雪区面积与Landsat终年积雪区“真值”的对比

Fig. 4 Comparisons of MODIS-derived perennial snow cover area and that of Landsat-derived truth value changing with the MODIS SCD threshold

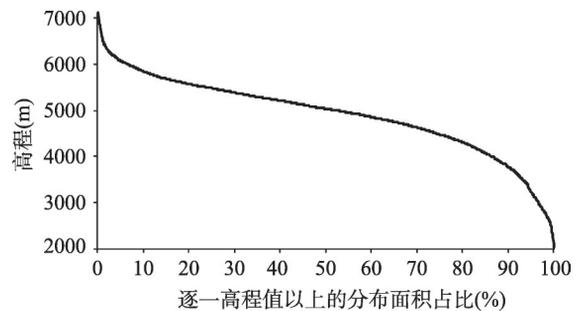


图5 以CHORABARI冰川所在格网为例的“面积—高程”曲线关系

Fig. 5 An example of area-elevation distribution curve for one of the glacier grids in which the CHORABARI glacier is located

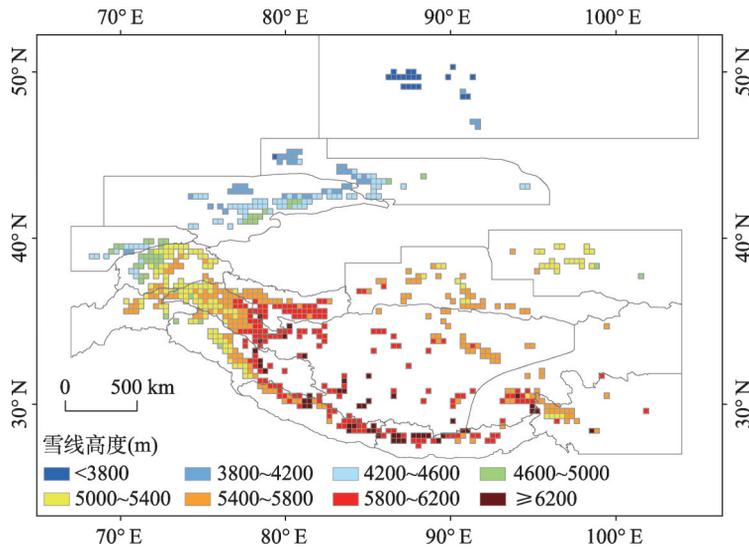


图6 2001—2016年高亚洲平均融雪末期雪线高度的空间分布

Fig. 6 Spatial distribution of average snowline altitude at the end of melting season in the High Mountain Asia during 2001-2016

图9为按研究区中16个不同子区域统计的2001—2016年融雪末期雪线高度变化情况。除兴都库什、西喜马拉雅地区融雪末期雪线高度呈微弱的下降趋势外，其余14个区域融雪末期雪线高度年际变化均以不同程度呈上升趋势；东天山、西天山、青藏高原内部、东喜马拉雅、横断山以及青藏高原东南部6个区域的雪线高度呈显著增加趋势 ($p < 0.05$)，特别是后三者的增加趋势更显著 ($p < 0.01$)，趋势线斜率在 7.48 m yr^{-1} 以上。高亚洲西部的兴都库什、希萨尔—阿莱山以及帕米尔3个区域

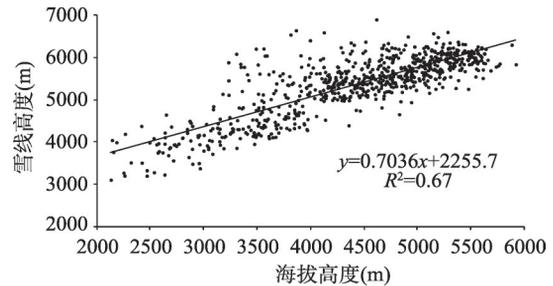


图7 高亚洲30 km 网格融雪末期雪线高度与对应网格高程的散点图

Fig. 7 Scatter plots of grid (30 km) grids snowline altitude at the end of melting season and the corresponding grid elevation in the High Mountain Asia

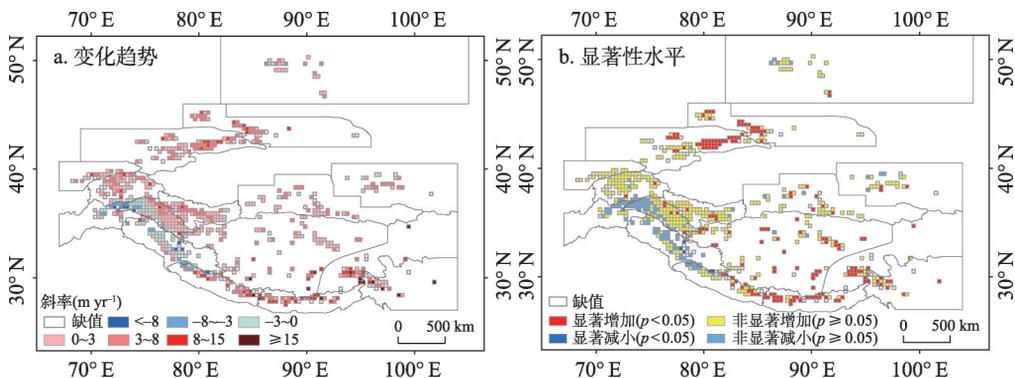
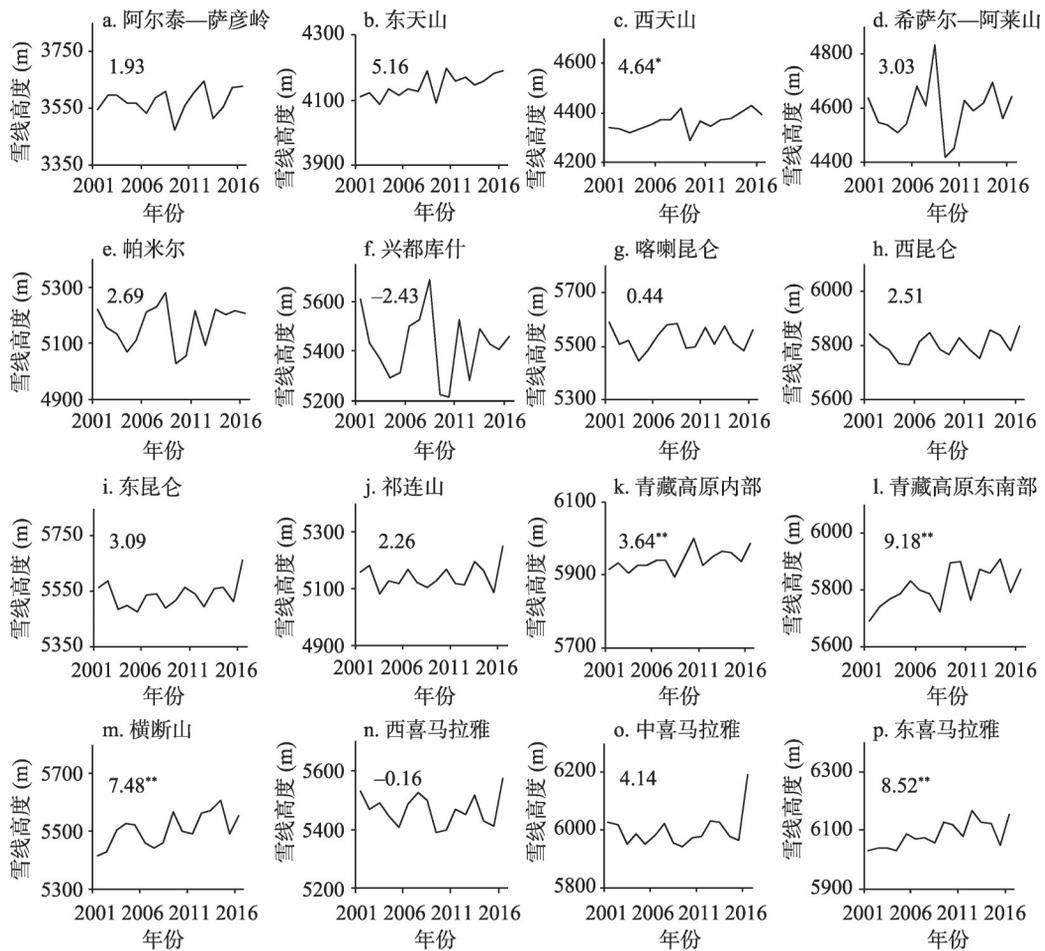


图8 2001—2016年高亚洲融雪末期雪线高度变化趋势及其显著性水平分布

Fig. 8 Change trend and significance level of snowline altitude at the end of melting season of High Mountain Asia during 2001-2016



注: *、**分别表示统计显著性达到0.05和0.01的水平。

图9 2001—2016年高亚洲不同分区融雪末期雪线高度的年际变化及线性趋势线斜率

Fig. 9 Interannual variation and linear trend (slope) of snowline altitude at the end of melting season for different subregions of High Mountain Asia from 2001 to 2016

融雪末期雪线高度的年际波动较大, 均在2008年出现融雪末期雪线高度的峰值, 而且在2008—2009年间出现雪线高度的大幅度下降。东、西天山融雪末期雪线高度年际波动相对较小, 两者表现出相似的规律, 均在2009年出现雪线高度谷值; 此外, 还有中喜马拉雅与西喜马拉雅、东昆仑与祁连山等邻近区域也表现出相似的年际波动规律。

4.3 融雪末期雪线高度变化与气温、降水之间的关系

分别统计了2001—2016年融雪末期雪线高度与夏季气温、夏季降水、年平均气温、年降水之间的相关系数(表1)。其中西昆仑、喀喇昆仑区域无气象站点数据, 希萨尔—阿莱山、兴都库什区域缺失站点的降水数据。由表1可见, 各区域融雪末期雪线高度与气温之间呈正相关关系, 特别是与夏季气温之间呈显著正相关($R = 0.64$, $P < 0.01$); 而融雪末期雪线高度与降水之间总体上表现为弱的负相关关系。这说明就气温和降水而言, 夏季气温是控制融雪末期雪线高度变化的主要因子; 然而融雪末期雪线高度与气温、降水量之间的关系也存在一定的空间差异, 其中西天山、帕米尔、西喜马拉雅和希萨尔—阿莱山区域融雪末期雪线高度受夏季气温影响极为显著($R = 0.742$, $P < 0.001$)。

表1 2001—2016年高亚洲不同分区融雪末期雪线高度与气温、降水之间的相关系数
 Tab. 1 Correlation coefficients between the snowline altitude at the end of melting season and temperature, precipitation in different subregions of High Mountain Asia during 2001-2016

区域	夏季气温	年平均气温	夏季降水	年降水
青藏高原东南部	0.69**	0.72**	0.42	0.40
横断山	0.34	0.34	0.29	-0.01
祁连山	0.72**	0.60*	0.19	0.03
青藏高原内部	0.32	0.13	-0.26	-0.23
东天山	0.60*	0.22	-0.01	0.08
西天山	0.76**	0.29	0.004	-0.16
东喜马拉雅	0.67**	0.38	-0.14	-0.21
东昆仑	0.64**	0.47	-0.09	-0.06
中喜马拉雅	0.58*	0.53*	0.31	-0.23
帕米尔	0.75**	0.37	0.02	-0.02
西喜马拉雅	0.83**	0.55*	0.01	-0.01
阿尔泰—萨彦岭	0.66**	0.12	0.28	0.02
希萨尔—阿莱山	0.83**	0.11	-	-
兴都库什	0.63**	0.26	-	-
西昆仑	-	-	-	-
喀喇昆仑	-	-	-	-

注：*、**分别表示统计显著性达到0.05和0.01的水平，“-”表示气象数据缺失。

5 讨论

5.1 融雪末期雪线高度提取方法

长期以来，卫星遥感数据被广泛应用于监测区域雪线高度，其中通过目视解译夏季末 Landsat MSS, TM 和 ETM+ 等影像来提取雪线是最常用的方法^[28-31]，但由于 Landsat 数据时间分辨率低以及成像范围的限制难以对大范围连续时间和空间的雪线高度变化进行评估，而 MODIS 积雪产品已广泛用于瞬时雪线（或季节性雪线）的时空变化研究中^[5, 16]。本文基于高时间分辨率的 MODIS 数据，发展了基于去云后 MODIS 积雪覆盖率产品的大尺度融雪末期雪线高度的提取方法。本方法的亮点主要有：① 充分考虑了云覆盖对 MODIS 积雪产品的影响，采用了本文作者已发展成熟的三次样条函数插值去云方法，对研究区的 MODIS 积雪覆盖率产品进行了去云处理；② 采用了冰川年物质平衡观测数据、接近融雪末期的 Landsat 数据对提取终年积雪的 MODIS SCD 阈值进行了率定；③ 对高亚洲进行了冰川格网（30 km）的划分，并通过每个格网的地形“面积—高程”曲线来实现融雪末期雪线高度信息的提取。

本文中采用的 12 条观测冰川的年物质平衡与对应格网的融雪末期雪线高度之间呈明显的负相关关系（平均相关系数 $R = -0.66$ ）（表 2，图 10）；除 CHORABARI、LEVIY AKTRU 和 POKALDE 冰川的年物质平衡与融雪末期雪线高度之间的负相关关系不明显之外，其他 9 条观测冰川负相关性比较明显（ $R < -0.6$ ）。因此，本文发展的大尺度融雪末期雪线高度提取方法可以较好的指示冰川年物质平衡，可为大范围冰川年物质平衡的长时间序列重建提供重要的数据支持。此外，本文的研究结果如研究区融雪末期雪线高度的空间分布规律（图 6）、邻近区域融雪末期雪线高度年际波动的相似性（图 9）、以及与

表2 12条实测冰川的年物质平衡与对应格网融雪末期雪线高度(30 km)之间的线性回归参数
 Tab. 2 Linear regression parameters between annual mass balances and the grid (30 km) snowline altitude at the end of melting season for the 12 measured glaciers

编号	冰川名称	物质平衡观测年数	线性方程	R^2
1	帕隆94号冰川	10	$y=-20.797x+112856$	0.36
2	七一冰川	7	$y=-6.0463x+30172$	0.50
3	乌源1号冰川	16	$y=-4.4547x+19215$	0.42
4	小冬克玛底冰川	10	$y=-49.359x+279566$	0.64
5	CHHOTASHIGRI	12	$y=-8.8258x+46542$	0.86
6	CHORABARI	7	$y=-0.3482x+1257.1$	0.19
7	TS.TUYUKSUYSKIY	16	$y=-12.608x+50791$	0.58
8	MERA	8	$y=-6.4232x+39766$	0.58
9	POKALDE	6	$y=-6.415x+39131$	0.32
10	LEVIYAKTRU	12	$y=-0.7471x+2283.9$	0.01
11	MALIYAKTRU	12	$y=-6.7223x+22876$	0.72
12	VODOPADNIY(NO.125)	12	$y=-5.0136x+17001$	0.67

注: x 表示融雪末期雪线高度, y 表示冰川年物质平衡。

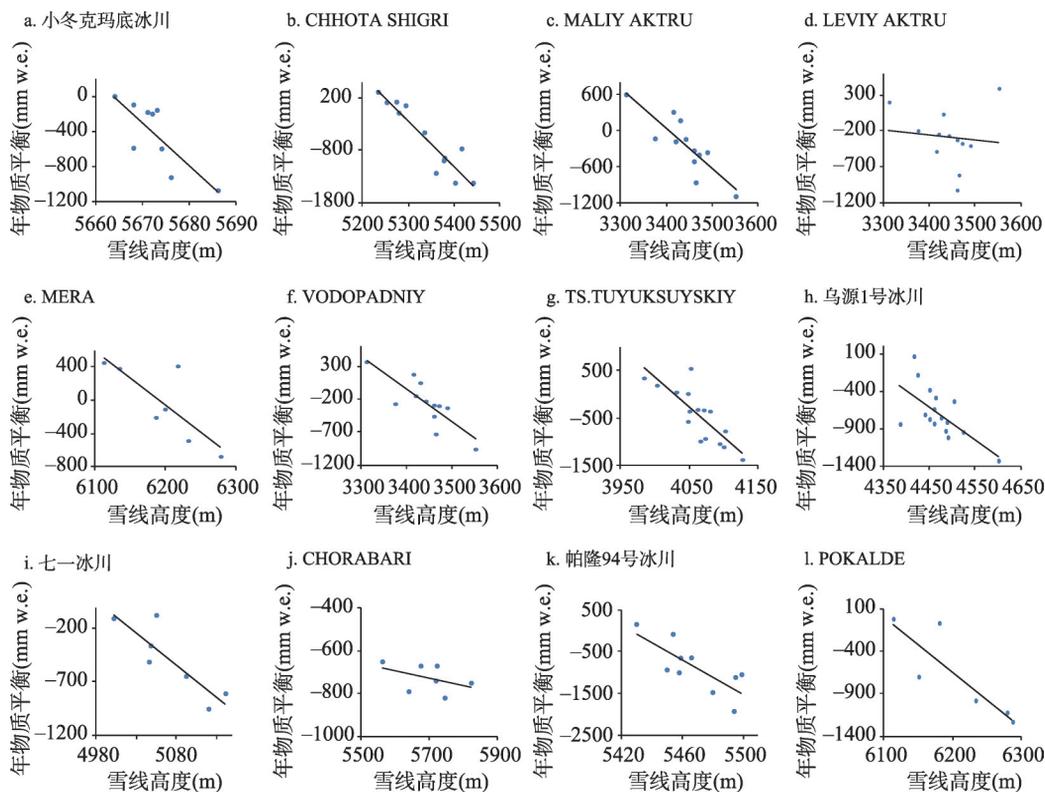


图10 12条冰川年物质平衡与对应格网融雪末期雪线高度的散点图及线性拟合

Fig. 10 Scatter plots between glacier annual mass balances and their corresponding grid (30 km) snowline altitude at the end of melting season for the 12 glaciers

夏季气温之间显著正相关关系(表1)等,也均表明该大尺度融雪末期雪线高度提取方法具有良好的可靠性。

5.2 融雪末期雪线高度的时空变化

高亚洲是冰川、积雪水资源分布最为广泛的地区,也是冰冻圈研究的热点区域,准确地获取该区域冰雪时空变化规律,对该区域水资源的利用与管理、应对气候变化有着重要意义。本研究发现高亚洲融雪末期雪线高度的空间分布存在南高北低的纬度地带性规律,即存在从喜马拉雅、青藏高原内部、昆仑山、天山到阿尔泰—萨彦岭融雪末期雪线高度依次降低的特点(图6)。这一结论与叶万花等^[32]研究高亚洲定位监测冰川平衡线高度时空分布结论是一致的,他们得出冰川平衡线高度在空间上总体呈现纬度地带性分布规律,以喜马拉雅山绒布冰川平衡线最高且随纬度升高,平衡线高度降低。太阳辐射和温度变化引起的纬度差异可能是雪线高度纬度地带性分布的主要原因。此外,高亚洲融雪末期雪线高度的空间分布还与山体地形高度具有明显的正相关关系,存在由高海拔的喜马拉雅山、青藏高原内部向四周低海拔地区呈环形逐渐降低的特点(图6~图7),这与唐志光等^[21]在对青藏高原季节雪线高度进行遥感监测时发现夏季雪线高度的等值线分布规律具有一致性。高亚洲融雪末期雪线高度的空间分布与地形高度存在正相关关系,主要受山体效应^[33-34](即山体的隆起产生的增温效应)的影响;山体效应已经被认为是大尺度上影响雪线、林线等垂直带分布的主要因素^[35-36],青藏高原及周边地区山体效应对雪线高度的影响率可达32.2%^[31]。此外,在小尺度上,雪线高度的空间分布还受其他地形因素(坡度、坡向等)的影响。因此,在研究局地范围雪线高度空间分异特征时,还应该考虑这些微地形因素的作用。

在全球变暖的大背景下,高亚洲的积雪、冰川、冰湖以及多年冻土正在加速变化^[37]。高亚洲融雪末期雪线高度的年际变化总体上表现为升高的趋势,特别是在天山、喜马拉雅中东部、青藏高原东南部的念青唐古拉山等区域的上升趋势显著(图8~图9)。已有研究表明^[38-40],在过去的几十年里,高亚洲冰川的物质平衡普遍在下降,但在某些区域部分冰川保持稳定,甚至有增长的趋势,这种特殊的行为首先在喀喇昆仑发现,并称为“喀喇昆仑异常”^[38],而这种异常在高亚洲西北部的喀喇昆仑和帕米尔也得到了证实^[41]。本研究中发现,高亚洲融雪末期雪线高度总体上呈上升趋势(图8~图9),并且融雪末期雪线高度在东天山(5.16 m yr^{-1})、西天山(4.64 m yr^{-1})、青藏高原内部(3.64 m yr^{-1})、青藏高原东南部(9.18 m yr^{-1})、东喜马拉雅(8.52 m yr^{-1})和横断山(5.16 m yr^{-1})地区上升趋势显著。

5.3 融雪末期雪线高度与气候变化的关系

自20世纪以来,全球平均气温表现为明显的上升趋势,导致区域降水形式以及降水的时空分布发生改变^[42]。雪线作为一种气候标志线,其高度受气候因素的影响同时也会反映气候的变化。现有的研究^[37]指出:高亚洲冰川在气候变暖的影响下随着冰川物质平衡的持续亏损而不断退缩,尤其是过去10年是20世纪高亚洲冰川退缩最强烈的时期,如果按照目前的融化速度,这些冰川很可能会接近消失。这意味着人类以及其他物种正在面临着严重威胁和挑战。本研究发现高亚洲融雪末期雪线高度变化与气温之间的关系较为密切,尤其以夏季气温最为显著,这与相关研究^[43-44]发现夏季气温是影响冰川平衡线变化的主导因子相一致。近期许多研究^[43, 45-46]也表明,雪线高度与气温呈正相关关系,其中暖季气温是影响雪线的主导因子,气温升高会促进雪线的升高,反之亦然;雪线高度与降水呈负相关,降水量增加会引起雪线高度的降低,并且降水对雪线的影响是间断的,

而气温的影响是连续的。然而,雪线高度变化的遥感监测是一个长期动态的过程,因此很有必要在以后的研究中利用更长时间序列的遥感数据分析其时空变化规律及其与气候因素的响应关系。

6 结论

本文发展了基于MODIS积雪产品的大尺度融雪末期雪线高度遥感提取方法,建立了高亚洲2001—2016年长时间序列30 km 格网尺度的融雪末期雪线高度;并对高亚洲融雪末期雪线高度的时空变化特征及其与气温、降水之间的关系进行分析,得出以下结论:

(1)发展的基于无云MODIS积雪覆盖率产品的大尺度融雪末期雪线高度提取方法具有良好的可靠性,能有效的应用于大范围长时间序列雪线高度的遥感监测。提取的融雪末期雪线高度与冰川年物质平衡观测数据之间呈明显的负相关关系($R = -0.66$),表明提取的融雪末期雪线高度可以较好的指示冰川年物质平衡,可为大尺度长时间序列的冰川年物质平衡重建提供重要的数据支持。

(2)高亚洲融雪末期雪线高度的空间分布存在较大的空间异质性,体现出明显的纬度地带性分布规律;因受山体效应的影响,雪线高度由山体基面高度较高的地区向较低的四周地区呈环形逐渐降低的特点。高亚洲2001—2016年融雪末期雪线高度整体上呈明显的上升趋势,其中24.2%的格网呈显著增加趋势($P < 0.05$);而仅有不足1%的格网呈显著降低趋势。雪线高度显著上升的地区主要分布在天山、喜马拉雅中东部、青藏高原东南部的念青唐古拉山等。高亚洲西部的兴都库什、西喜马拉雅区域雪线高度表现为较大的年际波动和非显著的微下降趋势。

(3)高亚洲融雪末期雪线高度主要受气温的影响,与夏季气温之间具有显著的正相关关系($R = 0.64$, $P < 0.01$),而与降水呈微弱的负相关关系。夏季气温上升是导致高亚洲融雪末期雪线高度上升的主要原因。

参考文献(References)

- [1] Parker S P. Dictionary of Earth Science. New York: McGraw-Hill Higher Education, 1997.
- [2] Wunderle S, Droz M, Kleindienst H. Spatial and temporal analysis of the snow line in the Alps: Based on NOAA-AVHRR data. *Geographica Helvetica*, 2002, 57(3): 170-183.
- [3] Baum S K, Crowley T J. Seasonal snowline instability in a climate model with realistic geography: Application to carboniferous glaciation. *Geophysical Research Letters*, 1991, 18(9): 1719-1722.
- [4] Mengel J G, Short D A, North G R. Seasonal snowline instability in an energy balance model. *Climate Dynamics*, 1988, 2(3): 127-131.
- [5] Krajčič P, Holko L, Perdigão R A P, et al. Estimation of regional snowline elevation (RSLE) from MODIS images for seasonally snow covered mountain basins. *Journal of Hydrology*, 2014, 519: 1769-1778.
- [6] Flint R F. *Glacial and Quaternary Geology*. New York: John Wiley Press, 1971.
- [7] Pandey P, Kulkarni A V, Venkataraman G. Remote sensing study of snowline altitude at the end of melting season, Chandra-Bhaga basin, Himachal Pradesh, 1980-2007. *Geocarto International*, 2013, 28(4): 311-322.
- [8] Guo Zhongming, Gu Zhujun, Wu Hongbo, et al. Research progress of glacier snowline altitude. *Remote Sensing Technology and Application*, 2016, 31(4): 645-652. [郭忠明, 顾祝军, 吴红波, 等. 冰川雪线高度研究进展. *遥感技术与应用*, 2016, 31(4): 645-652.]
- [9] McFadden E M, Ramage J, Rodbell T. Landsat TM and ETM+ derived snowline altitudes in the Cordillera Huayhuash and Cordillera Raura, Peru, 1986-2005. *The Cryosphere*, 2011, 5(2): 419-430.
- [10] Rabatel A, Bermejo A, Loarte E, et al. Can the snowline be used as an indicator of the equilibrium line and mass

- balance for glaciers in the outer tropics? *Journal of Glaciology*, 2012, 58(212): 1027-1036.
- [11] Tawde S A, Kulkarni A V, Bala G. Estimation of glacier mass balance: An approach based on satellite-derived transient snowlines and a temperature index driven by meteorological observations//American Geophysical Union. American Geophysical Union Fall Meeting Abstracts, 2015. 2015: C13B-0810.
- [12] Xie Zichu, Zhou Zaigen, Li Qiaoyuan, et al. Progress and prospects of mass balance characteristic and responding to global change of glacier system in High Asia. *Advances in Earth Science*, 2009, 24(10): 1065-1072. [谢自楚, 周宰根, 李巧媛, 等. 高亚洲冰川系统物质平衡特征及其对全球变化响应研究进展与展望. *地球科学进展*, 2009, 24(10): 1065-1072.]
- [13] Huang X, Deng J, Wang W, et al. Impact of climate and elevation on snow cover using integrated remote sensing snow products in Tibetan Plateau. *Remote Sensing of Environment*, 2017, 190: 274-288.
- [14] Liu Shiyin, Ding Yongjian, Ye Baisheng, et al. Regional characteristics of glacier mass balance variations in High Asia. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2000, 22(2): 97-105. [刘时银, 丁永建, 叶佰生, 等. 高亚洲地区冰川物质平衡变化特征研究. *冰川冻土*, 2000, 22(2): 97-105.]
- [15] Li Jijun. An overview of China's glaciers. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 1992, 14(3): 287. [李吉均. 《中国冰川概论》. *冰川冻土*, 1992, 14(3): 287.]
- [16] Lei L, Zeng Z, Zhang B. Method for detecting snow lines from MODIS data and assessment of changes in the Nianqingtanglha Mountains of the Tibet Plateau. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 2012, 5(3): 769-776.
- [17] Spiess M, Huintjes E, Schneider C. Comparison of modelled-and remote sensing-derived daily snow line altitudes at Ulugh Muztagh, northern Tibetan Plateau. *Journal of Mountain Sciences*, 2016, 13(4): 593-613.
- [18] Verbyla D, Hegel T, Nolin A, et al. Remote sensing of 2000-2016 alpine spring snowline elevation in Dall Sheep Mountain Ranges of Alaska and Western Canada. *Remote Sensing*, 2017, 9(11): 1157-1174.
- [19] Wang J, Li H, Liang J, et al. Extraction and assessment of snowline altitude over the Tibetan Plateau using MODIS fractional snow cover data (2001 to 2013). *Journal of Applied Remote Sensing*, 2014, 8(1): 084689.
- [20] Bao Weijia, Liu Shiyin, Wu Kunpeng, et al. A method for extracting snowline altitude based on MODIS snow product. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2017, 39(2): 259-272. [鲍伟佳, 刘时银, 吴坤鹏, 等. 一种基于MODIS积雪产品的雪线高度提取方法. *冰川冻土*, 2017, 39(2): 259-272.]
- [21] Tang Zhiguang, Wang Jian, Liang Ji, et al. Monitoring of snowline altitude over the Tibetan Plateau based on MODIS data. *Remote Sensing Technology and Application*, 2015, 30(4): 767-774. [唐志光, 王建, 梁继, 等. 基于MODIS的青藏高原雪线高度遥感监测. *遥感技术与应用*, 2015, 30(4): 767-774.]
- [22] Tang Zhiguang, Wang Jian, Wang Xin, et al. Extraction and spatiotemporal analysis of snow covered days over Tibetan Plateau based on MODIS data. *Mountain Research*, 2017, 35(3): 412-419. [唐志光, 王建, 王欣, 等. 基于MODIS数据的青藏高原积雪日数提取与时空变化分析. *山地学报*, 2017, 35(3): 412-419.]
- [23] Dwyer J, Schmidt G. The MODIS Reprojection Tool//Qu J J, Gao W, Kafatos M, et al. *Earth Science Satellite Remote Sensing*. Berlin: Springer, 2006.
- [24] Tang Zhiguang, Wang Jian, Li Hongyi, et al. Accuracy validation and cloud obscuration removal of MODIS fractional snow cover products over Tibetan Plateau. *Remote Sensing Technology and Application*, 2013, 28(3): 423-430. [唐志光, 王建, 李弘毅, 等. 青藏高原MODIS积雪面积比例产品的精度验证与去云研究. *遥感技术与应用*, 2013, 28(3): 423-430.]
- [25] Tang Zhiguang, Wang Jian, Wang Xin, et al. Spatiotemporal variation of snow cover in Tianshan Mountains based on MODIS. *Remote Sensing Technology and Application*, 2017, 32(3): 556-563. [唐志光, 王建, 王欣, 等. 近15年天山地区积雪时空变化遥感研究. *遥感技术与应用*, 2017, 32(3): 556-563.]
- [26] Haerberliw. WGMS (World Glacier Monitoring Service). Netherlands: Springer, 2011.
- [27] Hall D K, Riggs G A, Salomonson V V. Development of methods for mapping global snow cover using moderate resolution imaging spectroradiometer data. *Remote Sensing of Environment*, 1995, 54(2): 127-140.
- [28] Zhang Q, Kang S. Glacier snowline altitude variations in the Pamirs, Tajikistan, 1998-2013: Insights from remote sensing images. *Remote Sensing Letters*, 2017, 8(12): 1220-1229.
- [29] Zhang Qibing, Kang Shichang, Zhang Guoshuai, et al. Changes of snow line altitude for glaciers on Western Nyainqentanglha range observed by remote sensing. *Scientia Geographica Sinica*, 2016, 36(12): 1937-1944. [张其兵, 康世昌, 张国帅. 念青唐古拉山脉西段雪线高度变化遥感观测. *地理科学*, 2016, 36(12): 1937-1944.]

- [30] Klein A G, Isacks B L. Spectral mixture analysis of Landsat thematic mapper images applied to the detection of the transient snowline on tropical Andean glaciers. *Global and Planetary Change*, 1999, 22: 139-154.
- [31] Han Fang, Zhang Baiping, Tan Jing, et al. The effect of mountain basal elevation on the distribution of snowline with different mountain basal elevations in Tibetan Plateau and its surrounding areas. *Geographical Research*, 2014, 33(1): 23-30. [韩芳, 张百平, 谭靖, 等. 山体基面高度对青藏高原及其周边地区雪线空间分布的影响. *地理研究*, 2014, 33(1): 23-30.]
- [32] Ye Wanhua, Wang Feiteng, Li Zhongqin, et al. Temporal and spatial distributions of the equilibrium line altitudes of the monitoring glaciers in High Asia. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2016, 38(6): 1459-1469. [叶万花, 王飞腾, 李忠勤, 等. 高亚洲定位监测冰川平衡线高度时空分布特征研究. *冰川冻土*, 2016, 38(6): 1459-1469.]
- [33] Han F, Zhang B P, Zhao F, et al. Estimation of mass elevation effect and its annual variation based on MODIS and NECP data in the Tibetan Plateau. *Journal of Mountain Science*, 2018, 15(7): 1510-1519.
- [34] Zhang Baiping, Yao Yonghui. Implications of mass elevation effect for the altitudinal patterns of global ecology. *Journal of Geographical Sciences*, 2016, 26(7): 871-877.
- [35] Han F, Zhang B, Yao Y, et al. Mass elevation effect and its contribution to the altitude of snowline in the Tibetan Plateau and surrounding areas. *Arctic Antarctic and Alpine Research*, 2011, 43(2): 207-212.
- [36] Han F, Yao Y, Dai S, et al. Mass elevation effect and its forcing on timberline altitude. *Journal of Geographical Sciences*, 2012, 22(4): 609-616.
- [37] Yao Tandong, Liu Shiyin, Pu Jianchen, et al. Recent retreat of high Asian glaciers and its impact on northwest water resources. *Earth Science*, 2004, 34(6): 535-543. [姚檀栋, 刘时银, 蒲健辰, 等. 高亚洲冰川的近期退缩及其对西北水资源的影响. *地球科学*, 2004, 34(6): 535-543.]
- [38] Brun F, Berthier E, Wagnon P, et al. A spatially resolved estimate of High Mountain Asia glacier mass balances from 2000 to 2016. *Nature Geoscience*, 2017, 10(9): 668-673.
- [39] Yao T, Thompson L G, Mosbrugger V, et al. Third Pole environment (TPE). *Environmental Development*, 2012, 3: 52-64.
- [40] Hewitt K. The Karakoram anomaly? Glacier expansion and the 'elevation effect' Karakoram Himalaya. *Mountain Research and Development*, 2005, 25(4): 332-340.
- [41] Bolch T, Kulkarni A, Kääb A, et al. The state and fate of Himalayan glaciers. *Science*, 2012, 336(6079): 310-314.
- [42] Chen Yaning, Li Zhi, Fang Gonghuan, et al. Impact of climate change on water resources in the Tianshan Mountains, Central Asia. *Acta Geographica Sinica*, 2017, 72(5): 18-26. [陈亚宁, 李稚, 方功换, 等. 气候变化对中亚天山山区水资源影响研究. *地理学报*, 2017, 72(5): 18-26.]
- [43] Chen Anan, Chen Wei, Wu Hongbo, et al. The variations of firn line altitude on the Binglinchuan Glacier, Ulugh Muztagh during 2000-2013. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2014, 36(5): 1069-1078. [陈安安, 陈伟, 吴红波, 等. 2000—2013年木孜塔格冰鳞川冰川粒雪线高度变化研究. *冰川冻土*, 2014, 36(5): 1069-1078.]
- [44] Wang Ninglian. Grey relational analysis of the leading climatic factor influencing the changes of the equilibrium line. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 1995, 17(1): 8-15. [王宁练. 冰川平衡线变化的主导气候因子灰色关联分析. *冰川冻土*, 1995, 17(1): 8-15.]
- [45] Wang Ninglian, He Jianqiao, Pu Jianchen, et al. Altitude of glacier balance line changes in Qilian Mountain in the last 50 years. *Chinese Science Bulletin*, 2010, 55(32): 3107-3115. [王宁练, 贺建桥, 蒲健辰, 等. 近50年来祁连山七一冰川平衡线高度变化研究. *科学通报*, 2010, 55(32): 3107-3115.]
- [46] Zhao Jun, Huang Yongsheng, Shi Yinfang, et al. Relationship between snowLine change and climate change in the middle of Qilian Mountains during 2000-2012. *Mountain Research*, 2015, 33(6): 683-689. [赵军, 黄永生, 师银芳, 等. 2000—2012年祁连山中段雪线与气候变化关系. *山地学报*, 2015, 33(6): 683-689.]

Monitoring of snowline altitude at the end of melting season in High Mountain Asia based on MODIS snow cover products

WANG Xiaoru^{1,2}, TANG Zhiguang¹, WANG Jian³, WANG Xin^{2,3}, WEI Junfeng²

(1. National-local Joint Engineering Laboratory of Geo-spatial Information Technology, Hunan University of Science and Technology, Xiangtan 411201, Hunan, China; 2. Department of Resources, Environment and Safety Engineering, Hunan University of Science and Technology, Xiangtan 411201, Hunan, China; 3. Northwest Institute of Eco-Environment and Resources, CAS, Lanzhou 730000, China)

Abstract: The remote sensing extraction method of large-scale snowline altitude at the end of melting season is developed based on MODIS snow cover products. The spatial and temporal variation characteristics of snowline altitude at the end of melting season of the High Mountain Asia during 2001-2016 are detailedly estimated on a grid-by-grid (30 km) basis. In this method, the cloud removal of the daily MODIS snow cover products was firstly carried out based on the developed cubic spline interpolation cloud-removal method, and snow covered days (SCD) of the 16 years are extracted using the cloud-removed MODIS snow cover products. In addition, the MODIS SCD threshold for estimating perennial snow cover is calibrated using the observed data of glacier annual mass balance and Landsat data at the end of melting season. Finally, the altitude value of the snowline at the end of melting season is determined by combining the perennial snow cover area and the terrain area-elevation curve. The results are as follows: (1) There is strong spatial heterogeneity of the snowline altitude at the end of melting season in the High Mountain Asia, and the snowline altitude at the end of melting season generally decreases with the increase of latitude. Under the influence of mass elevation effect, snowline altitude at the end of melting season gradually decreases from the high altitude area to the surrounding low mountainous area. (2) Generally, the snowline altitude at the end of the melting season from 2001 to 2016 in High Mountain Asia shows an obvious increasing trend. In the 744 monitoring grids (30 km), the snowline altitude at the end of melting season in 24.2% of the grids shows a significant increasing trend, while only 0.9% with a significant decrease. The snowline altitude at the end of melting season shows an increasing trend almost in the whole the High Mountain Asia, except for the regions of Hindukush and West Himalayas. The Tianshan Mountains, central and eastern Himalayas and Nyainqentanglha mountains show a significant increasing trend, and the eastern Himalayas experiences the most significant increase of 8.52 m yr^{-1} . (3) The summer temperature is the main factor affecting the change of snowline altitude at the end of melting season in the High Mountain Asia, with a significant positive correlation ($R=0.64, p<0.01$).

Keywords: snowline altitude; MODIS; snow cover products; High Mountain Asia; remote monitoring