

基于HJ-1数据的木孜塔格峰地区雪深时空变化

吴红波^{1,2}, 贺建桥¹, 郭忠明^{1,2}, 毛瑞娟^{1,2}, 吴玉伟^{1,2}

(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, 兰州 730000;

2. 中国科学院大学, 北京 100049)

摘要:以木孜塔格峰地区为研究区, 从不同坡度、坡向的样方内测量雪深和采集光谱, 通过分析归一化差分雪盖指数(Normalized Difference Snow Index, NDSI)、反照率、HJ-1卫星的红外波段反射率与雪深的相关关系, 建立了适用于HJ-1星的积雪深度反演模型, 估算出2012年4月14日-25日木孜塔格峰地区的雪深时空变化, 并结合实测数据进行验证。结果表明: 反照率反演模型的复相关系数为0.992; 通过NDSI阈值区分混合雪盖像元和积雪像元, 雪深估测精度可达92.78%。冰川区的反照率、NDSI与海拔的相关系数分别为0.626和0.733, 且高海拔带反照率值明显高于低海拔带的反照率值。受西风带降雪的影响, 非冰川区的北坡雪深值较大; 西坡、南坡次之; 东坡最小, 且雪深最大值出现在坡度约等于10°处。雪深估测的相对误差随着样地的坡度增大而增加, 坡度为15°时相对误差较大。

关键词: HJ-1卫星; 反照率; 雪深; 反演模型; NDSI; 木孜塔格峰地区

DOI: 10.11821/dljy201310002

积雪深度和反照率变化是影响全球水平衡的重要因素之一, 与地表净辐射、冰川积累量变化、动物卧息地选择、植被覆盖度与分布等紧密相关^[1], 其中冰川、季节性积雪与融雪也是干旱、半干旱地区重要的淡水资源。但过量降雪也会导致雪灾, 影响农牧业、社会生产和生活。

随着多源遥感数据越来越多, 而且数据的时空分辨率也在不断提高^[2], 卫星遥感能够客观地反映大范围积雪覆盖的变化状况^[3], 是分析大尺度积雪变化和信息的重要手段之一。目前, 积雪信息的提取以光学遥感和微波遥感为主^[4], 光学遥感资料中有 AVHRR、MODIS、MSS/TM/ETM等数据, 积雪信息提取是根据积雪在可见光波段的高反射率和近红外波段的低反射率^[5], 并通过建立回归模型反演积雪盖度和深度。微波遥感中的被动微波遥感^[6](SSM/I、SMMR、AMS-E等)通过计算地表的亮温差, 建立雪深反演模型得到积雪深度^[7]; 主动微波遥感(SAR、微波散射计等)利用积雪与其它地物的后向散射系数的不同来识别积雪^[8], 但存在雪特性变化、时间分辨率低等问题^[9]。Greuell等^[10]曾利用BDRF模型对TM 2和TM 4波段对消融冰雪的反射率特性进行研究, 能在太阳天顶角26°-75°内获得较好的估测结果。Wang等^[11]利用MOD10A 1数据对中国新疆北部地区浅层积雪(0-4 cm)覆盖的像元进行估测, 但精度较低, 这可能是混合像元所致。Gupta等^[12]

收稿日期: 2012-12-25; 修订日期: 2013-06-18

基金项目: 全球变化研究国家重大科学研究计划项目(2010CB951404); 国家自然科学基金重点项目(40930526, 41190084)

通讯作者: 吴红波(1984-), 男, 河北栾城人, 博士研究生, 主要从事冰川与环境变化研究。

E-mail: wuhongbo12366@sina.com

利用2000年3-11月的IRS-LISS-III多光谱数据构建了归一化差分雪盖指数NDSI (Normalized Difference Snow Index), 并用近红外波段对喜马拉雅山脉的Gangotri冰川上的湿、干雪进行识别。Salomonson等^[13]对美国Alaska、俄罗斯Siberia、加拿大Labrador等地的NDSI结果进行验证, 结果表明MODIS像元内的坡度、坡向、大气状况、雪类型和下垫面是导致估测精度降低重要因素。中国105°E以西地区的气象台站密度低, 分布不均匀, 记录历史短等问题, 致使雪深估测结果可信度较低。该地区地理位置、闭塞的交通环境、恶劣的气候条件等因素均导致木孜塔格峰地区的积雪变化监测、光谱测量与验证工作存在较大困难^[14]。因此, 利用HJ-1数据对木孜塔格峰地区的反照率及雪深时空变化研究相对较少。

为了验证HJ-1卫星数据在积雪信息估测的可行性, 本文综合考虑坡度导致光学影像像元的畸变和光谱的振荡^[15], 从不同坡度和坡向的下垫面来测量雪深和采集光谱, 通过分析归一化差分雪盖指数NDSI、反照率、HJ-1卫星波段(绿光波段、近红外波段、近红外波段)反射率与积雪深度的相关关系, 建立适用于HJ-1星的积雪深度反演模型, 并结合实测数据对雪深和反照率模型估计值进行验证与精度评价。

1 研究方法与数据来源

1.1 研究区概况

研究区以昆仑山木孜塔格峰地区为主, 位于36°16'1.459"-36°37'21.584"N、87°8'41.805"-87°39'43.056"E (图1)。该地区位于阿尔金山自然保护区的西南角与西藏的交界处, 西南距新疆且末县约240 km, 西有鸭脖梁, 东南靠西藏, 北邻若羌。木孜塔格峰海拔6973 m, 是东昆仑山脉上的最高峰, 在其方圆200 km²内, 坐落着海拔6000 m以上的山峰30座。该地区的现代冰川极为发育, 冰川116条, 海拔均在5042 m以上, 总面积达680 km²。最长的冰鳞川长达8 km, 冰厚300 m左右。冰川区光谱采集和雪深测量在木孜塔格冰川(编号: 5Y624E0034)上完成, 冰川表面坡度平缓, 面积为73.569 km²。冰川融水为车尔臣河提供了充沛的水源, 该河发源于木孜塔格峰的西北冰坡。受西风带的影响, 该地区风力可达12级左右, 极端气温低于-30℃。

1.2 数据来源及处理

遥感数据选用2012年4月18日、19日、20日、22日、24日和26日的环境灾害卫星HJ-1A/1B所搭载的CCD成像数据, 其数据来源于中国资源卫星应用中心 (<http://www.cresda.com/n16/index.html>)。HJ-1星搭载了CCD相机均推扫成像, 以星下点对称放置, 平分视场、并行观测, 其中蓝色波段(0.43-0.52 μm)、绿色波段(0.52-0.60 μm)、红色波段(0.63-0.69 μm)和近红外波段(0.76-0.90 μm)的幅宽均为700 km, 空间分辨率30 m。红外多光谱相机IRS中(1.55-1.75 μm)短波红外波段, 空间分辨率150 m。采用ENVI软件对HJ-1卫星遥感图像进行格式转换、图像增强、几何纠正、剔除云、辐射校正等预处理, 用波段4、3、1合成彩色图像。其他资料包括数字高程模型采用Aster GDEM数据, 空间分辨率为30 m, 派生所需的坡度、坡向数据, 可从美国NASA的LP DAAC (Land Processes Distributed Active Archive Center) 网站<http://www.gdem.aster.ersdac.or.jp/index.jsp>获取数据。

1.3 雪深测量与光谱采集

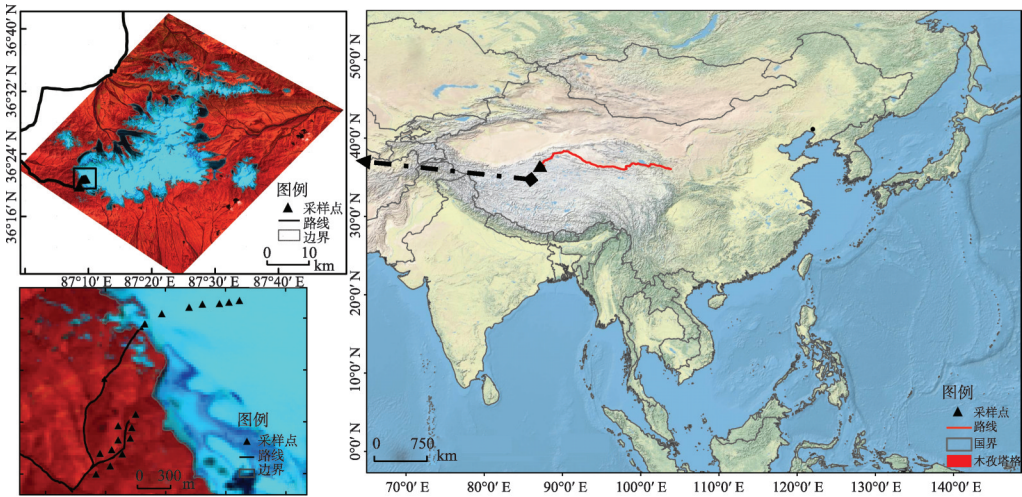


图1 木孜塔格峰位置及采样点分布

Fig.1 The map for location of Ulugh Muztagh and distribution of measured sites

研究中采用美国 ASD 公司 FieldSpec 3 型地物光谱仪采集光谱数据, 光谱范围 350-2500 nm, 包括紫外光波段、蓝色波段、绿色波段和近红外波段, 光谱采样间隔 1.4 nm, 光谱分辨率为 3 nm。为了对比观测期内积雪信息的变化, 选择坡度 $\leq 35^{\circ}$ 的区域, 布设 30 m \times 30 m 的 7 个固定样地 (南坡和北坡各 2 个、东坡和西坡各 1 个、平地 1 个), 于 2012 年 4 月 14 日-26 日期间连续观测, 测量不同地物的反射率光谱曲线 (图 2)。测量时间在 10:00-14:00 之间, 每个样方内布设 5 个测量点, 均匀分布在样方四角和中心点, 光谱数据总数为 455 组。光谱仪传感器探头为 25 $^{\circ}$ 前视场角, 方向垂直向下, 距雪面 0.3 m 处采集, 光谱反射率经专用参考白板优化, 在每个点上进行 10 次反射光谱曲线, 取其平均值。除测量光谱外, 还在每个样方内测量点附近挖雪坑获取雪深数据, 样方 (像元) 的平均雪深是 5 个测量点的雪深平均值。

1.4 反照率数据处理

FieldSpec 3 型地物反射率光谱数据处理^[16], 需根据测量时间段的太阳天顶角、方位角以及大气状况进行大气校正^[17]、地形校正; 其次通过地物波谱和参考白板比值法, 计算地物的反射率:

$$R_{s(\lambda)} = \frac{D_{s(\lambda)}}{D_{w(\lambda)}} \times R_{w(\lambda)} \quad (1)$$

式中: $R_{s(\lambda)}$ 、 $R_{w(\lambda)}$ 分别为地物和参考白板的反射率; $D_{s(\lambda)}$ 、 $D_{w(\lambda)}$ 分别为地物和参考白板的反射亮度平均值; λ 为波谱采样点的中心波长。

最后, 将式 (1) 中计算结果按照 HJ-1 卫星各波段的反射率与波谱的反射率进行等效计算, 将波长反照率转换^[18]为波段反照率:

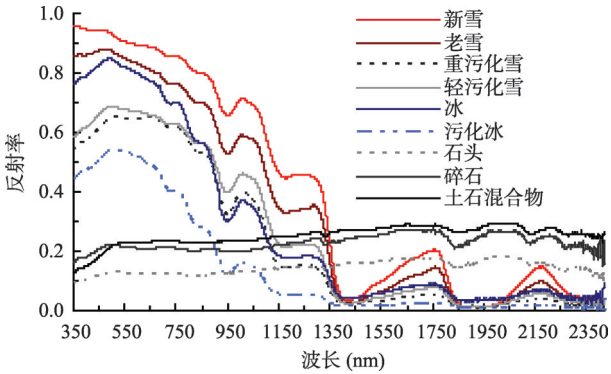


图2 木孜塔格峰地区地物反射光谱特性曲线

Fig.2 The spectral reflectance characteristics curve of different surface covers in Ulugh Muztagh

$$A_s = \sum \left(R_{s(\lambda)} \times \sum f_{(\lambda)} \right) \quad (2)$$

式中: A_s 为反照率; $R_{s(\lambda)}$ 为反射率; $f_{(\lambda)}$ 为 HJ-1 卫星各波段响应函数, 可从中国资源卫星应用中心获取。

HJ-1 数据反照率数据计算流程: ① 辐射定标。头文件说明, 将原始影像的 DN 值转换为大气层顶辐射亮度值。② 地形校正, 减小山区地形起伏而造成的地物地表反射率的变化^[19]; ③ 大气纠正。选取 6S 模型纠正大气成分的吸收和散射的复杂影响, 将大气顶部辐射量转化为地表反射率^[20]。④ 窄波段向宽波段转换^[21]。由于 HJ-1 卫星波段数据采集是在不连续的较窄波段(波谱区间)进行的, 必须将以上所得各光谱反射率转化为宽带反照率^[22]。通过相关性分析, 反照率 A_s 与蓝色波段、绿色波段、近红外波段和短波红外波段反射率的相关系数分别为 0.996、0.997、0.998 和 0.995, 显著水平小于 0.01。考虑到 HJ-1 卫星蓝色波段、绿色波段、近红外波段和短波红外波段与 Landsat TM 数据的波谱范围近似, 故文中选择近红外波段 ρ_4 和绿色波段 ρ_2 作为自变量, 参考 Greuell 等^[10]、Liang 等^[20]、Knap 等^[23]对 TM/ETM+影像的 TM 2 和 TM 4 波段建立的转换方程模型, 求得 HJ-1 卫星的窄波段转宽波段的反照率反演方程:

$$A_s = 0.626 \times \rho_2 - 0.207 \times \rho_2^2 - 0.053 \times \rho_4 + 0.398 \times \rho_4^2 \quad (3)$$

式中: A_s 为地物反照率; ρ_2 为 HJ-1-CCD 数据中的绿色波段反射率; ρ_4 为 HJ-1-CCD 数据中的近红外波段反射率。用 SPSS 软件做方差分析求得, 式(3)回归残差平方和为 0.0015, 回归平方和为 6.7574, 复相关系数 $R^2=0.992$, 显著性水平小于 0.05。

1.5 NDSI 的计算

综合考虑植被覆盖状况、雪深与可见光波段、红外波段反射率二者之间的复杂关系^[24], 用 NDSI 值来衡量雪盖度变化比较合理。文中结合可见光高反射率、近红外波段低反射率的差异性, 对 HJ-1 波段数据经过大气校正、几何纠正以及太阳天顶角修正处理后, 运用 $NDSI_s$ 的定义对积雪变化特征区域进行提取:

$$NDSI_s = \frac{\rho_2 - \rho'_2}{\rho_2 + \rho'_2} \quad (4)$$

式中: $NDSI_s$ 为归一化差分雪盖指数; ρ_2 为 HJ-1-CCD 第 2 波段的地表反射率; ρ'_2 为 HJ-1B-IRS 数据中的第 2 波段的地表反射率。它能较好的识别积雪区和深度的变化特征, 并可以进一步消除部分云层和地形阴影等影响, 观测期内的雪盖变化结果。为排除水体的干扰, 针对式(4), 文中将红色波段的反射率值大于 0.11, 且像元 NDSI 阈值为 0.40 时, 则判定为积雪覆盖像元。

1.6 雪深遥感反演模型

在实际工作中发现, 积雪深度与近红外波段反射率值呈较好的正相关关系, 但是当浅层雪 < 5 cm 时, 像元估测误差较大。为提高积雪深度估测精度和回归方程的可靠度, 突出雪深与 $NDSI_s$ 、反照率、波段反射率之间的相关关系。本文根据混合雪盖像元的 NDSI 阈值范围, 将混合雪盖像元和纯积雪像元区分, 分别对其雪深进行估测。选取 455 组观测点的近红外波段反射率、反照率等回归分析后, 求得浅层雪深反演模型(5)和深层雪深反演模型(6):

$$SD = -0.129 + 1.639 \times A_s - 2.534 \times A_s^2 + 17.77 \times A_s^3; \text{当 } 0.1 \leq NDSI_s < 0.4 \text{ 时} \quad (5)$$

$$SD = 2.34 \times 34.456^{\rho_4}; \text{当 } NDSI_s \geq 0.4 \text{ 时} \quad (6)$$

式中： SD 为积雪深度(cm)； A_s 为反照率； ρ_4 为 HJ-1-CCD 的近红外波段反射率。针对雪面在冰川区和非冰川区的反射特性差异，设置 $NDSI_s$ 阈值区别雪盖混合像元和雪盖像元，用式 (5) 和式 (6) 分别估测平均雪深。式 (5) 的复相关系数 $R^2=0.991$ ，回归平方和为 17.348，残差平方和为 0.152， F 值为 76.290，显著性水平 P 值小于 0.013。式 (6) 的复相关系数 $R^2=0.890$ ，回归平方和 4.087，残差平方和 0.507， F 检验值 104.888，回归系数 t 检验值为 2.900，通过了 0.012 显著水平的置信度检验。

1.7 精度评价方法

样本观测值 SD 与 $NDSI_s$ 、反照率、波段反照率数据，采用逐步回归法^[25]得到的回归系数估计值，所求回归方程须进行总体显著性 (F 检验)、回归系数显著性 (t 检验) 等检验^[26]，获得复相关系数 R^2 、 F 统计值、回归平方和、残差平方和等值。精度验证需以观测的雪深数据为真值，随机抽取不同积雪深度、坡向条件下的 15 个检验样地：冰川上 6 个，非冰川区 9 个，共 150 组数据，计算雪深模型的估计值与雪深实测值的平均误差、绝对误差，用以对雪深反演模型估计值进行精度验证与评价。

2 结果分析

2.1 积雪信息变化与分析

经处理后的 HJ-1-CCD 数据中 4、3、1 波段，合成真彩色图像 (图 3a)；根据式 (3) 的反照率反演模型，估测出木孜塔格峰地区的反照率 A_s 估计值 (3b)；按照式 (4) 对 $NDSI_s$ 的定义，计算出研究区 $NDSI$ 值分布图 (图 3c)。

由于传感器、地表覆盖及积雪覆盖率等因素的差异，由式 (4) 知，一般积雪覆盖度

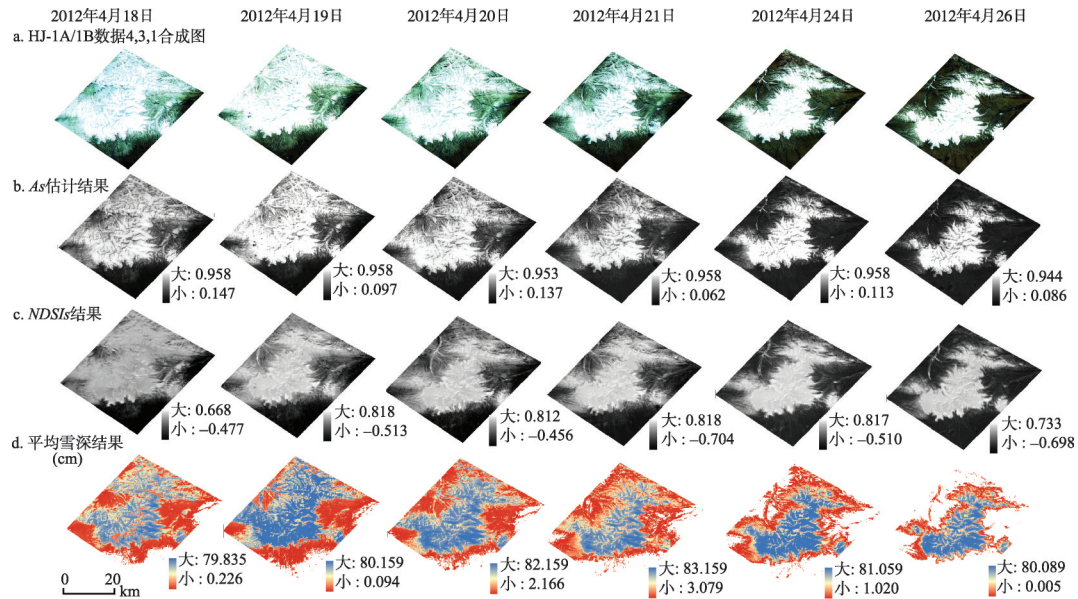


图3 2012年4月木孜塔格峰地区的HJ-1卫星影像(a)、反照率(b)、NDSI值(c)和积雪平均雪深(d)分布图

Fig. 3 The maps of HJ-1 satellite imagery (a), albedo (b), NDSI value (c) and snow depth (d) of Ulugh Muztagh area in April, 2012

50%左右, NSDI 值在 0.1-0.4 之间, 为混合区域雪盖; 若 NSDI 值小于 0.1 时, 则为无积雪覆盖像元; 当 NSDI 值大于等于 0.4 时, 为积雪覆盖像元。然而, NSDI 值存在一定的饱和现象, 低估了像元的雪盖率, 可能是由于山谷内的地表覆盖情况复杂, 受地形变化影响明显; 积雪像元的识别对估测雪深精度提高提供了参考依据。

通过简单相关分析, 可知在冰川区的反照率 A_s 估计值、 $NSDI_s$ 估测值与海拔的相关系数分别为 0.626 和 0.733, 通过 0.01 显著水平的置信检验, 其两者估测值与 DEM 中高程数据的变化曲线 (图 4)。由图 4 可知, 高海拔带反照率值明显高于低海拔带的反照率值, 由于冰川平衡线 (带)、表碛物和污化状况的存在, 容易导致冰川反照率较大的差异, 但是当海拔达到一定高度, 反照率随着海拔、雪深的变化不明显。另外, 在低海拔带的地区, 不同位置上地形遮蔽度的不同会导致坡地太阳入射条件的差异, 从而引起冰面反照率的差异。

为了研究非冰川区雪深小于等于 5 cm 混合区域, 将雪深进行分级, 采集了 1 cm、2 cm、3 cm、4 cm、5 cm 的积雪光谱, 对反照率与浅层雪深采用 Logarithmic 法估计回归系数估计值和回归方程 (图 5), 回归系数估计值显著性检验用 t 检验, 回归方程显著性用 F 检验。图 5 中非冰川区反照率整体上随着雪深的增加而增加, 但是均低于冰川区的雪面反照率 (表 1)。

由表 1 可知, 新雪的反照率估计值大于老雪的反照率, 受雪面下垫面的影响, 冰川区的雪面反照率高于非冰川区的雪面反照率。与非冰川新雪反照率相比, 冰川区的新雪反照率高出 0.0995; 老雪的反照率高出 0.0307。此外, 样方内的坡度增大会导致估测值的误差较大。HJ-1-CCD 影像反照率反演值与光谱反照率差值在 -0.0016-0.0376 之间, 平均相对误差为 1.76%, 反照率反演值与实测值的差异性主要是由遥感反演算法所致。

2.2 雪深模型精度评价与验证

通过相关性分析, 得出雪深与近红外波段 ρ_4 反射率、 $NSDI_s$ 、反照率的相关系数分别为 0.999、0.883、0.833, 通过 0.01 显著水平的置信检验。雪深与近红外波段反射率相关性较大, 其次为 NSDI 值和反照率。故文中采用近红外波段反射率估测积雪像元 ($NSDI_s \gg 0.4$); 混合雪盖像元则采用反照率数据来估测雪深。利用遥感反演模型式 (5) 和式 (6), 将两者的估测结果进行叠加, 得出 2012 年 4 月 18-21 日、24 日、26 日木孜塔格峰地区的积

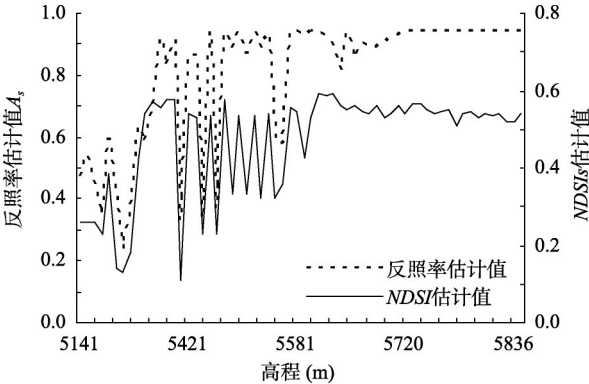


图 4 NSDI 估计值和反照率估计值随高程的变化
Fig.4 The relationship between inversed NSDI value and inversed albedo value along with elevation

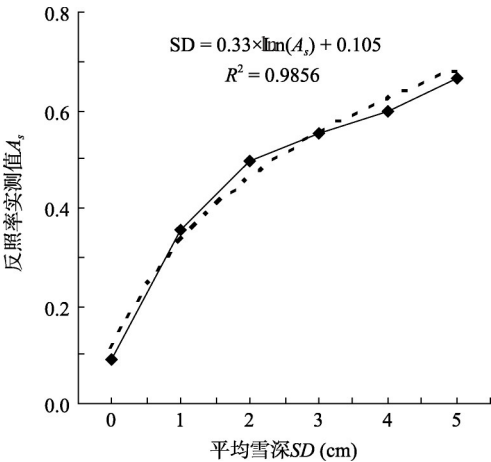


图 5 雪深在 0-5 cm 之间的反照率变化
Fig.5 The albedo change of snow depth at 0-5 cm

表1 2012年4月木孜塔格峰地区反照率反演值与实测值对比

Tab. 1 Analysis of inversed albedo and the measured albedo at west suburb of Ulugh Muztagh on Apr, 2012

区域	地物类型	坡向	坡度(°)	实测值	反演值	绝对误差	相对误差(%)
非冰川区	新雪	平地	-	0.8196	0.8590	0.0394	4.80
	老雪	平地	-	0.7357	0.7476	0.0119	1.62
	污化雪	平地	-	0.5459	0.5501	0.0042	0.78
	轻污化雪	平地	-	0.5680	0.5987	0.0307	5.40
	洁净冰	北坡	5	0.6888	0.6970	0.0082	1.20
	污化冰	南	4	0.4002	0.4104	0.0102	2.56
	石头	南	6	0.0881	0.0876	-0.0005	0.53
	碎石	南	12	0.1593	0.1489	-0.0104	6.52
	土石混合物	北	5	0.1564	0.1530	-0.0034	2.16
	老雪	南	6	0.7547	0.7843	0.0296	3.92
冰川区	新雪	南	6	0.9191	0.9175	-0.0016	0.18
	新雪	南	4	0.8088	0.8439	0.0351	4.33
	老雪	南	10	0.7465	0.7721	0.0256	3.43
	老雪	南	3	0.7545	0.7783	0.0238	3.16
	新雪	南	2	0.8125	0.8501	0.0376	4.62

注：文中坡向是以正北为0°，顺时针递增，南为180°，西为270°，东为90°等，范围在0°-359°59'59"之间。

南坡包括135-225°、东坡包括45-135°、西坡包括225-315°、北坡包括315-360°和0-45°。

雪平均深度分布图（图3d）。结果表明：木孜塔格峰西部、北部一带雪深较大，而在东部和南部的雪层相对较浅，这可能是受西风带的降雪所影响。

为研究雪深与估测精度的内在关系，将布设的5个在30 m×30 m的样方的平均雪深与式（5）、式（6）的估测值进行分析，总体精度可达92.78%（表2）。对比2012年4月18日-21日的雪深估测值，结合北坡、南坡、东坡、西坡、平地5个样方的实测数据进行比较。由表2可知，雪深估测的相对误差随着样地坡度的增加而增加；当坡度约为15°时，反演结果与实测结果的差值在2.9-4.3 cm内，最大相对误差为15.38%；当坡度小于10°时，雪深估测误差较小，在0.46%-6.52%之间。平地内雪深估测误差在5%以内。另外，当雪深大于20cm时，反演模型式（5）的误差随着雪深的增加而增大，HJ-1卫星雪深最大估计值可达到80 cm，这与近红外波段不具备穿透性有关。表1中的冰川上的6个验证雪坑深度测量值分别为43.0 cm、69.3 cm、56.0 cm、46.0 cm、43.0 cm、48.0 cm，而估测值依次为42.0 cm、72.2 cm、50.1 cm、41.2 cm、42.1 cm、50.4 cm，平均误差为5.75%，可能是雪坑内的垂直结构层次、质地等因素综合影响到近红外波段的穿透能力，进一步影响雪深反演模型的精度。

文中提取了非冰川区的雪深与坡度、坡向的数据，得到了坡度小于35°测量样地的雪深与坡度、坡向变化趋势（图6）。北坡的雪深较大；西坡、南坡次之；东坡雪深最小，且4个坡向的雪深最大值均出现在10°左右，积雪深度达到最大。木孜塔格冰川区的坡度较小，雪深变化不明显，但是随着冰川海拔上升略有增加。

为分析混合像元对积雪NDSI和反照率的影响程度，同时也为了探究较大空间尺度的雪深变化情况，结合2012年4月14日-25日的雪深和盖度变化观测数据，利用雪深估测值

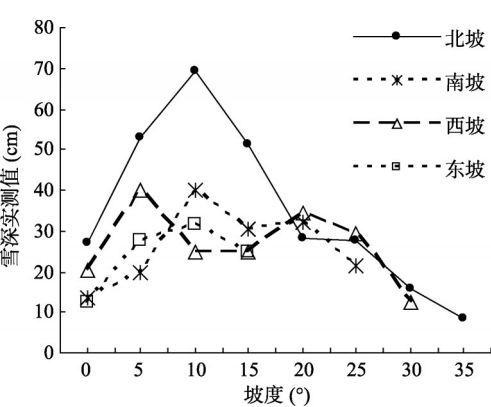


图6 不同坡向雪深随坡度变化的关系

Fig.6 The relationship between snow depth and slope in different aspects

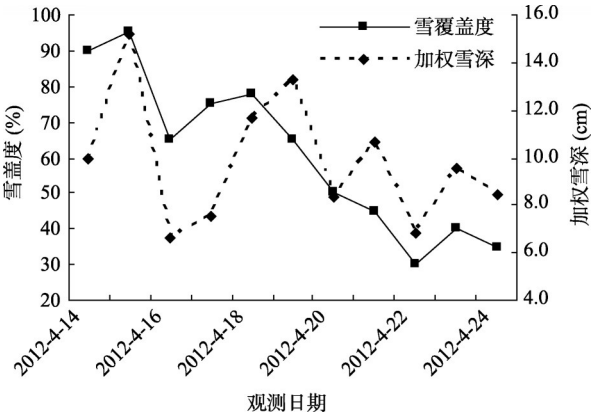


图7 观测期内研究区雪深盖度和雪深变化

Fig. 7 The time-varying curve of snow cover and snow depth in observation period

和 $NDSI_s$ 值大于0.1的像元面积之积, 求出面积加权雪深 (图7)。虽然高海拔冰川地区存在风力和地形对雪再分配的影响, 但是这基本能反映出木孜塔格峰地区的雪深分布状况。

3 结论

(1) 受遥感反演算法和雪面、冰川表面空间异质性的影响, HJ-1卫星波段数据反演出反照率、 $NDSI_s$ 、雪深均存在着数值误差, 这些误差源于混合雪盖像元和遥感反演算法, 但其数据精度能够满足冰川反照率和平均雪深

表2 2012年4月木孜塔格峰地区积雪深度反演结果与实测值对比分析

Tab. 2 Comparative analysis between snow depth inversed and snow depth data measured in the vicinity of Ulugh Muztagh on April 2012

日期	坡向	雪盖度 (%)	平均坡度 (°)	实测值 (cm)	反演值 (cm)	差值 (cm)	相对误差 (%)
2012-4-18	北坡	78	14.9	14.8	15.8	1.0	6.76
	南坡	70	10.8	18.1	19.1	1.0	5.55
	东坡	75	15.0	29.0	33.3	4.3	14.67
	西坡	73	11.3	13.6	14.6	1.0	7.35
	平地	86	-	12.7	13.0	0.3	2.50
2012-4-19	北坡	74	13.3	32.2	35.2	3.0	9.22
	南坡	70	10.5	12.3	13.0	0.7	5.83
	东坡	65	13.7	29.5	33.6	4.1	13.81
	西坡	57	9.6	19.7	21.0	1.3	6.53
	平地	84	-	11.5	12.0	0.5	4.50
2012-4-20	北坡	59	12.9	20.3	22.5	2.2	10.68
	南坡	57	11.3	23.3	25.0	1.7	7.30
	东坡	54	14.2	19.1	22.0	2.9	15.38
	西坡	52	10.7	21.1	22.0	0.9	4.12
	平地	68	-	12.7	13.0	0.3	2.34
2012-4-21	北坡	56	13.6	26.4	28.0	1.6	5.98
	南坡	51	11.5	34.5	36.0	1.5	4.23
	东坡	51	13.2	28.4	32.0	3.6	12.83
	西坡	55	9.0	28.9	29.0	0.1	0.46
	平地	65	-	15.3	16.0	0.7	4.36

时空变化的研究。反照率反演模型的复相关系数 $R^2=0.992$, 通过 0.05 显著水平的置信检验, 平均相对误差 1.76%。冰川区的反照率估计值、 $NDSI_s$ 估测值与海拔的相关系数分别为 0.626 和 0.733, 已通过 0.01 显著水平的置信检验, 且高海拔带反照率值明显高于低海拔

带的反照率值;当海拔达到一定高度时,反照率和NDSI值变化较小。

(2) 通过积雪反射率光谱值和雪深的相关分析,得出HJ-1卫星的近红外波段、NDSI值和反照率均与雪深间存在较大正相关性;由于雪面的下垫面不同,冰川区的雪面反射率大于非冰川的反射率;雪深估测值的相对误差随着样地坡度增大而增加,当坡度约为 15° 时,反演结果与实测结果的差值在2.9-4.3 cm范围内,最大相对误差15.38%,当坡度 $<10^{\circ}$ 时,雪深估测误差较小,在0.46%-6.52%之间。平地的雪深估测相对误差在5%以内。

(3) 分析非冰川区的雪深与坡度、坡向的数据后,得出木孜塔格峰地区的北坡雪深较大;西坡、南坡次之;东坡雪深最小。且四个坡向的雪深最大值均出现在 10° 左右。木孜塔格峰北部和西北部的雪深较大,可能是受西风带降雪的影响所致。

致谢: 此次野外工作中得到王宁练教授和蒲健辰老师的指导、李真老师和武小波师兄的鼎力帮助以及2012年4月木孜塔格考察队全体队员的大力支持,表示由衷感谢。

参考文献(References)

- [1] 李培基. 青藏高原积雪对全球变暖的响应. 地理学报, 1996, 51(3): 260-265.
- [2] Foppa N, Stoffel A, Meister R. Synergy of in situ and space borne observation for snow depth mapping in the Swiss Alps. International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation, 2007, 9(3): 294-310.
- [3] Stroeve J, Box J E, Gao F et al. Accuracy assessment of the MODIS 16-day albedo product for snow: comparisons with Greenland in situ measurements. Remote Sensing of Environment, 2005, 94(1): 46-60.
- [4] Goward S N, Chander G, Pagnutti M et al. Complementarity of ResourceSat-1 AWiFS and Landsat TM/ETM+ sensors. Remote Sensing of Environment, 2012, 123: 41-56.
- [5] Goetz A F H, Vane G, Solomon J E et al. Imaging spectrometry for earth remotesensing. Science, 1985, 228(4704): 1147-1153.
- [6] Biancamaria S, Mognard N M, Boone A et al. A satellite snow depth multi-year average derived from SSM/I for the high latitude regions. Remote Sensing of Environment, 2008, 112(5):2557-2568.
- [7] Grippa M, Mognard N, Le T T et al. Siberia snow depth climatology derived from SSM/I data using a combined dynamic and static algorithm. Remote Sensing of Environment, 2004, 93(1-2): 30-41.
- [8] Tedesco M, Miller J. Observations and statistical analysis of combined active-passive microwave space-borne data and snow depth at large spatial scales. Remote Sensing of Environment, 2007, 111(2-3): 382-397.
- [9] 李新, 车涛. 积雪被动微波遥感研究进展. 冰川冻土, 2007, 29(3):487-496.
- [10] Greuell W, Ruyter de Wildt M. Anisotropic reflection by melting glacier ice: Measurements and parametrizations in Landsat TM bands 2 and 4. Remote Sensing of Environment, 1999, 70(3): 265-277.
- [11] Wang X W, Xie H J, Liang T G. Evaluation of MODIS snow cover and cloud mask and its application in Northern Xinjiang, China. Remote Sensing of Environment, 2008, 112(4): 1497-1513.
- [12] Gupta R P, Haritashya U K, Singh P. Mapping dry/wet snow cover in the Indian Himalayas using IRS multispectral imagery. Remote Sensing of Environment, 2005, 97(4): 458-469.
- [13] Salomonson V V, Appel I. Development of the Aqua MODIS NDSI fractional snow cover algorithm and validation results. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 2006, 44(7): 1747-1756.
- [14] Wang L T, Zhou Y, Zhou Q et al. Snow cover monitoring method by using HJ-1 satellite data. Spectroscopy and Spectral Analysis, 2011, 31(8): 2226-2232.
- [15] Pendry J B, Aubry A, Smith D R et al. Transformation optics and subwavelength control of light. Science, 2012, 337(6094):549-552.
- [16] Vane G, Goetz A F H. Terrestrial imaging spectroscopy. Remote Sensing of Environment, 1988, 24(1): 1-29.
- [17] 李莘莘, 陈良富, 陶金花, 等. 基于HJ-1-CCD数据的地表反射率反演与验证. 光谱学与光谱分析, 2011, 31(2): 516-520.
- [18] Knap W H, Reijmer C H. Anisotropy of the reflected radiation field over melting glacier ice: Measurements in

- Landsat TM Bands 2 and 4. *Remote Sensing of Environment*, 1998, 65(1): 93-104.
- [19] Ekstrand S. Landsat TM-based forest damage assessment: Correction for topographic effects. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 1996, 62(2):151-161.
- [20] Liang S. Narrowband to broadband conversions of land surface albedo I: Algorithms. *Remote Sensing of Environment*, 2001, 76(2):213-238.
- [21] Greuell W, Oerlemans J. Narrowband-to-broadband albedo conversion for glacier ice and snow: Equations based on modeling and ranges of validity of the equations. *Remote Sensing of Environment*, 2004, 89(1):95-105.
- [22] Greuell W, Reijmer C H, Oerlemans J. Narrowband-to-broadband albedo conversion for glacier ice and snow based on aircraft and near-surface measurements. *Remote Sensing of Environment*, 2002, 82(1):48-63.
- [23] Knap W H, Reijmer C H, Oerlemans J. Narrowband to broadband conversion of Landsat TM glacier albedos. *International Journal of Remote Sensing*, 1999, 20(10): 2091-2110.
- [24] Salomonson V V, Appel I. Estimating fractional snow cover from MODIS using the normalized difference snow index. *Remote Sensing of Environment*, 2004, 89(3):351-360.
- [25] Jennrich R I, Sampson P F. Application of stepwise regression to non-linear estimation. *Technometrics*, 1968, 10(1): 63-72.
- [26] Wilkinson L. Tests of significance in stepwise regression. *Psychological Bulletin*, 1979, 86(1):168-174.

The temporal and spatial changes of snow depth in Ulugh Muztagh area derived from HJ-1 satellite data

WU Hongbo^{1,2}, HE Jianqiao¹, GUO Zhongming^{1,2}, MAO Ruijuan^{1,2}, WU Yuwei^{1,2}

(1. State Key Laboratory of Cryospheric Sciences, Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, CAS, Lanzhou 730000, China; 2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China)

Abstract: The paper analyzes the relationship among the NDSI (Normalized Difference Snow Index) albedo, the HJ-1 satellite infrared band reflectance and snow depth in the vicinity of Ulugh Muztagh. At the same time, snow depth and reflectance spectrum are measured in different slopes and aspects on April 14 to 26, 2012. In order to estimate spatial and temporal changes in snow depth, snow depth inversion model was established by their correlation among measured snow depth data, infrared band reflectance and albedo; furthermore, its accuracy is verified by the measured snow depth and spectral data. The results show the multiple correlation coefficient of albedo inversion model is 0.992, and the significance level is less than 0.05. Through setting distinguishing between mixed and pure snow coverage pixel by NDSI threshold, its estimated accuracy is up to 92.78%. The correlation coefficients between albedo of the glacier area, NDSI value and altitude data are 0.626 and 0.733, respectively, and the significance level is less than 0.01. Moreover, albedo value in high altitude zone is significantly higher than that of the low altitude zone. The snow depth value of northern aspect in non-glacier area is larger, followed by the southern and western aspects; while the snow depth in southern aspect reaches the minimum value, under influence of the westerlies snowfall. When the slope is about 10° , there is the maximum snow depth. The relative error with snow depth estimated increases as the increase of the plot slope, and when the slope is 15° , the relative error is the largest.

Key words: HJ-1 Satellite; albedo; snow depth; inversion model; NDSI; Ulugh Muztagh area