

雪粒径高光谱遥感估算模型研究

王剑庚^{1,2}, 冯学智^{1,2}, 肖鹏峰^{1,2*}, 梁继³, 张学良^{1,2}, 李海星^{1,2}, 李云^{1,2}

1. 南京大学江苏省地理信息技术重点实验室, 江苏 南京 210093

2. 南京大学地理信息科学系, 江苏 南京 210093

3. 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 甘肃 兰州 730000

摘要 雪粒径是影响全球/局地能量收支和表征积雪水热状态的重要参数, 大面积监测和估算雪粒径的分布及大小对于全球/局地气候变化和水资源管理具有重要意义。目前遥感技术已成为大面积监测和估算雪粒径的重要手段。针对雪粒径的遥感监测与估算, 该研究采用辐射传输模型模拟雪面可见光-近红外波段的光谱曲线, 经过分析光谱曲线并结合一阶微分和累计差异值选取对雪粒径敏感的波段和积雪指数, 建立单变量雪粒径高光谱遥感估算模型, 并用地面实测数据进行验证, 结果表明, 单波长 1 030 nm, 1 260 nm 和归一化差值积雪指数(460 和 1 030 nm)构建的估算模型预测精度较高, 雪粒径估算值与实测值的相关斜率分别为 1.37, 0.61 和 0.62, R^2 分别为 0.82, 0.86 和 0.93, RMSE 分别为 55.65, 50.83 和 35.91 μm , 可用于雪粒径的估算研究。研究成果为雪粒径的高光谱遥感反演提供科学依据。

关键词 雪粒径; 高光谱遥感; 积雪指数; 估算模型

中图分类号: TP79 文献标识码: A DOI: 10.3964/j.issn.1000-0593(2013)01-0177-05

引言

积雪是冰冻圈的重要组成部分, 也是地表最活跃的自然要素之一, 与其他地物相比其反射率较高, 因此积雪对于全球或局地气候具有正反馈作用, 另外季节性积雪是干旱、半干旱地区主要的淡水资源^[1, 2]。积雪主要分布于高纬度和高海拔地区, 这些地区条件恶劣且较难到达, 因此作为对地观测的有效手段, 遥感可以大面积、快速、准确地监测雪盖和估算积雪参数^[3, 4]。

雪粒径作为气候、融雪径流和雪化学等模型的输入参数之一, 是表征积雪水热状态和影响雪面能量收支的重要参数^[5]。已有学者利用多光谱图像定量地获取雪粒径的大小和空间分布, 取得了较好的结果^[6, 7]。然而, 传统的多光谱图像光谱分辨率较低, 且所选的波长范围并不包括对雪粒径敏感的波段, 这些都制约着雪粒径的多光谱遥感反演^[8]。随着遥感技术的发展, 高光谱遥感具有很高的光谱分辨能力, 可以获取目标物更多的有用信息, 已应用于雪粒径地估算研究^[9]。Hyvarinen 和 Lammasniemi^[9]通过理论和实验得到近

红外波段的 1 030, 1 260 和 1 370 nm 是雪粒径的敏感波长, 但其估算精度较低; Nolin 等^[10]仅利用波长中心在近红外 1 040 nm 的单波长 AVIRIS 高光谱数据估算雪粒径大小; Jin 等^[11]利用中心波长在 640 和 1 640 nm 的单波段 MODIS 数据研究了南极洲雪粒径的年内/际变化, 结果表明雪粒径在可见光和短波红外波段的估算精度较高; Lyapustin 等^[12]利用波长中心在 645, 870, 1 240 和 1 640 nm 的 MODIS 数据, 通过单波段或波段比值研究了格陵兰岛的雪粒径年内变化。以上研究表明利用高光谱数据进行雪粒径地估算是可行的, 然而估算模型的波段选择和积雪指数构建仅局限于近红外波段的单个波长或有限的几个波长组合, 并未就可见光-近红外全波段进行雪粒径地光谱响应研究, 对于高光谱数据的利用明显不足。

本研究利用辐射传输模型, 在模拟积雪可见光-近红外波段(400~2 500 nm)光谱曲线的基础上, 开展雪粒径地光谱响应研究, 选取对雪粒径变化敏感的波段和积雪指数, 得到单变量雪粒径高光谱遥感估算模型, 并用实测数据进行验证, 为进一步提高雪粒径高光谱估算的数据利用率和估算精度提供科学依据。

收稿日期: 2012-06-28, 修订日期: 2012-09-21

基金项目: 国家自然科学基金项目(41271353, 41101319), 江苏省研究生培养创新工程基金项目(CXZZ11_0032)和中国科学院西部之光人才培养计划项目(29Y229D31)资助

作者简介: 王剑庚, 1982年生, 南京大学地理信息科学系博士研究生 e-mail: wjg0932@yahoo.com.cn

*通讯联系人 e-mail: xiaopf@gmail.com

1 积雪反射模型

自然积雪是由致密颗粒状介质组成的散射体,其表面粗糙度为毫米级到厘米级,研究表明 280~2 500 nm 波长范围内积雪的反射率仅受雪面 0~3 cm 处的雪层影响^[13],因此本文所讨论的是积雪表层的反射特性。为计算积雪表层的辐射特性,要分别计算雪粒的单次散射和多次散射特性。

雪粒的单次散射特性由粒径大小、形状、粒子谱分布和复折射指数共同决定。自然状态下积雪粒子是非球形的,但是在雪粒变形的自然力作用下雪粒趋向于球形,因此可以用等效体积直径把非球形的雪粒看作球形粒子。有效雪粒径大小的变化范围主要在 50 μm(新雪、冷雪)到 1 000 μm(湿雪、雪簇)之间,粒径大于入射波长,其散射模式符合米氏散射理论。米氏散射理论是在球形均匀颗粒的边界条件下,对颗粒内部和外部区域的麦克斯韦方程组求解,得到散射振幅的严格光散射理论^[3]。研究采用米氏散射理论计算得到表征不同波长和粒径大小的雪粒单次散射特性的参数,即:雪粒的消光系数、单次散射反照率、不对称因子和散射相函数。

雪面多次散射特性计算的重要环节是辐射传输方程的求解,在此采用离散坐标法(DIScrete ordinate method for radiative transfer, DISORT)计算雪面的反射率。DISORT 模型假设介质为多层平面平行模式以解决辐射传输问题,每一层有不同的单次散射反照率和相函数,用求和公式替代辐射传输方程中的积分部分,从而把积分微分方程对转化为耦合微分方程组,是一种广泛使用的辐射传输方程的数值解法。在 DISORT 模型中忽略大气的影响,输入由米氏散射理论得到的不同波长和粒径大小的单次散射反照率和不对称因子即可得到“半无限”积雪的表层反射率^[14]。

2 研究方法

2.1 研究区

玛纳斯河流域位于新疆准噶尔盆地南缘,发源于天山北坡,位于 43°20′~45°55′N, 85°00′~87°00′E,全长约 400 km,流域面积 5 156 km²,平均雪线为 3 970 m,冰雪融水量为 4.422 亿 m³,占玛纳斯河径流量的 35.3%。

2.2 积雪光谱采集及雪粒径测定方法

分别于 2011 年 12 月和 2012 年 4 月赴玛纳斯河流域三岔口气象站(43°55′53″N, 86°12′33″E,海拔 1 341 m)和敦德铁矿(43°15′5″N, 85°20′49″E,海拔 3 815 m)、阿尔先沟(43°25′27″N, 84°42′3″E,海拔 2 956 m)附近进行稳定积雪期和融雪期地雪面光谱采集和雪粒径测定。

利用 FieldSpec3 高分辨率便携式野外光谱仪[Hi-Res Portable Spectroradiometer, Analytical Spectral Devices (ASD), 2011]测定积雪表层反射率,其有效波长范围 350~2 500 nm,视场角为 25°。光谱测量时光谱仪探头垂直向下,距雪面 1.2 m 使得对应地面采样面半径为 27 cm,面向光源,每次采集积雪样本光谱前后均进行参考板校准,记录参考板反射率。为避免随机噪声的影响,每个样本面测量三次后取

平均值作为最后的光谱结果。

利用 40 倍带光源读数显微镜观测雪粒径,通过数码相机记录单个雪粒径并提取粒径大小,观测精度为 50 μm。

2.3 数据预处理

将得到的 350~2 500 nm 的光谱曲线,去除受水汽、气溶胶影响较大的波段(350~400 nm, 1 340~1 450, 1 780~2 000 和 2 350~2 500 nm)。为消除噪声影响用均值滤波平滑光谱曲线,取样间隔为 10 nm。

2.4 模型建立及精度验证

通过光谱曲线的一阶微分和累计差异值选取对雪粒径敏感的波段。在 400~2 350 nm 范围内以任意两个波长反射率矩阵联立的形式构建比值积雪指数(ratio snow index, RSI)、差值积雪指数(difference snow index, DSI)和归一化差值积雪指数(normalized difference snow index, NDSI),通过相关分析和累计差异值选取对雪粒径敏感的积雪指数。然后,建立四个线性或非线性单变量雪粒径估算模型,分别是:

简单线性模型

$$y = b_0 + b_1 x \quad (1)$$

对数模型

$$y = b_0 + b_1 \ln x \quad (2)$$

倒数模型

$$y = b_0 + b_1/x \quad (3)$$

二次函数模型

$$y = b_0 + b_1 x + b_2 x^2 \quad (4)$$

式中, y 代表雪粒径拟合值, x 代表光谱反射率或积雪指数, b_0 , b_1 和 b_2 代表拟合系数。

用决定系数(R^2)判定模型拟合优度,并用均方根误差(RMSE)判定模型拟合精度。

3 结果与讨论

3.1 雪粒径对积雪反射率的影响

积雪的反射率曲线具有在可见光波段高反射和在近红外、短波红外波段强吸收的特征。图 1(a)为积雪反射模型得到的 400~2 350 nm 波长范围内积雪反射率随粒径的变化图,由图中可以看到:在可见光波段(400~700 nm)反射率很高,达到 0.95 以上,且变化很小,其中在 400~500 nm 反射率略有上升,500~700 nm 反射率逐渐减小;在近红外波段 700~1 000 nm 反射率持续降低,到 1 000 nm 左右达到最小值,粒径越大吸收越明显;在短波红外波段 1 000~2 350 nm,反射率有规律的增大或减小。形成这些积雪光谱特性的原因是积雪复折射系数的变化,在 400~2 350 nm 范围内积雪的折射指数变化不大,但吸收系数随着波长的增加有八个量级的变化,因此在可见光波段雪粒接近透明,吸收系数很小,反射率不随粒径的增大而减小;而在近红外、短波红外波段雪粒的吸收系数有较大变化^[6]。图 1(a)中曲线 A 是各波段光谱的累积差异值,可以看到在可见光波段反射率变化不大,而在近红外及短波红外波段反射率变化明显。图 1(b)为不同粒径的一阶微分光谱特征,由图中零交点可以得到 460, 1 030, 1 090, 1 260, 1 500 和 2 200 nm 是表征积雪光

谱曲线变化的特征波长。

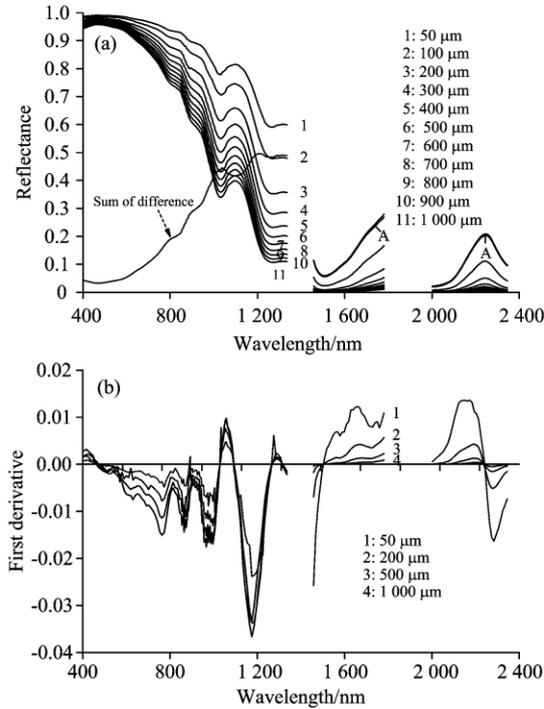


Fig 1 Modeled reflectance curves (a) and first derivative curves (b) of snow surface with different snow grain size

3.2 雪粒径估算模型

3.2.1 雪粒径单波段估算模型

由3.1节分析可知460, 1 030, 1 090, 1 260, 1 500和

2 200 nm 是表征积雪光谱曲线变化的特征波长, 剔除累计差值较小的波长 460 和 1 500 nm, 建立单波段的雪粒径估算模型。表 1 为四个波长的雪粒径估算模型的决定系数 (R^2) 和均方差 (RMSE), 结果表明所选的四个波长均可以有效地估算雪粒径的大小。四个模型的决定系数均达到 0.91 以上, 而均方差随着模型参数的增多而降低, 最小达到 11.45 μm , 其中 1 030 和 1 090 nm 的估算结果较稳定。雪粒径最优单波段估算模型分别为

$$y = 3\,043.4 - 7\,860.5R_{1\,030} + 5\,194.2R_{1\,030}^2 \quad (5)$$

$$y = 3\,662.9 - 8\,962.5R_{1\,090} + 5\,583.8R_{1\,090}^2 \quad (6)$$

$$y = -152.8 + 126.4/R_{1\,260} \quad (7)$$

$$y = 82.3 + 4.3/R_{2\,200} \quad (8)$$

Table 1 The regression of linear or non-linear between snow grain size and spectral reflectance

波长 /nm	简单线性模型		对数模型		倒数模型		二次函数模型	
	R^2	RMSE	R^2	RMSE	R^2	RMSE	R^2	RMSE
$\lambda_{1\,030}$	0.916	89.38	0.969	54.88	0.996	19.74	0.997	17.75
$\lambda_{1\,090}$	0.922	86.36	0.967	56.27	0.993	25.77	0.998	14.07
$\lambda_{1\,260}$	0.829	127.97	0.961	60.86	0.999	11.45	0.977	46.68
$\lambda_{2\,200}$	0.537	210.49	0.889	103.05	0.992	27.87	0.771	147.93

3.2.2 雪粒径积雪指数估算模型

在 400~2 350 nm 范围内以任意两个波长反射率矩阵联立的形式构建比值积雪指数 (RSI)、差值积雪指数 (DSI) 和归一化差值积雪指数 (NDSI), 求得各积雪指数与雪粒径的决定系数和归一化累计差值, 绘制成等高线图, 如图 2 所示, 其中(a)(c)(e)分别为决定系数, (b)(d)(f)分别为归一化累积差值。结合表征积雪光谱曲线变化的特征波长可以得到比

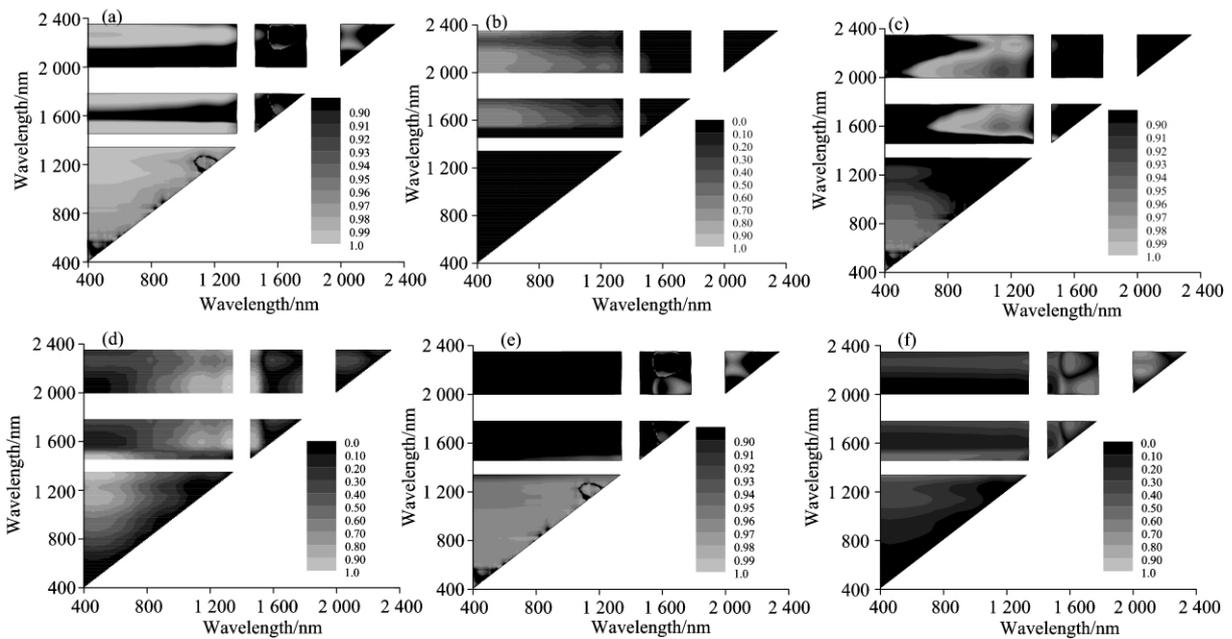


Fig 2 2-D correlation plots illustrating the coefficient of determination between snow indices (RSI(a), DSI(c) and NDSI(e)) and snow grain size; 2-D correlation plots illustrating the sum difference of snow indices (RSI(b), DSI(d) and NDSI(f))

Table 2 The regression of linear or non-linear between snow grain size and snow indices

积雪指数	简单线性模型		对数模型		倒数模型		二次函数模型	
	R^2	RMSE	R^2	RMSE	R^2	RMSE	R^2	RMSE
RSI($\lambda_{460 \text{ nm}} \& 2 \text{ 200 nm}$)	0.993	26.47	0.888	103.49	0.538	210.12	0.997	15.65
DSI($\lambda_{460 \text{ nm}} \& 1 \text{ 090 nm}$)	0.917	88.94	0.816	132.55	0.688	172.83	0.997	16.11
NDSI ₁ ($\lambda_{460 \text{ nm}} \& 1 \text{ 030 nm}$)	0.956	65.24	0.853	118.71	0.705	167.94	0.999	6.55
NDSI ₂ ($\lambda_{1 \text{ 030 nm}} \& 1 \text{ 260 nm}$)	0.935	79.04	0.826	129.11	0.681	174.71	0.998	12.19

值积雪指数 RSI ($\lambda_{460 \text{ nm}} \& 2 \text{ 200 nm}$)、差值积雪指数 DSI ($\lambda_{460 \text{ nm}} \& 1 \text{ 090 nm}$)、归一化差值积雪指数 NDSI₁ ($\lambda_{460 \text{ nm}} \& 1 \text{ 030 nm}$)和 NDSI₂ ($\lambda_{1 \text{ 030 nm}} \& 1 \text{ 260 nm}$)决定系数较大 (> 0.96)且累积差值较大 (> 0.5)，是估算雪粒径较为理想的积雪指数。表 2 为四个积雪指数雪粒径估算模型的决定系数 (R^2)和均方根误差 (RMSE)，结果表明归一化差值积雪指数可以更有效地估算雪粒径，NDSI₁ 的二次函数模型决定系数较高 (> 0.999)且均方根误差最小 (RMSE = 2.03 μm)。雪粒径最优指数估算模型分别为

$$y = 45.8 + 5.7\text{RSI} - 0.006\text{RSI}^2 \quad (9)$$

$$y = 319.1 - 2.610.2\text{DSI} + 6.757.6\text{DSI}^2 \quad (10)$$

$$y = 73.5 - 821.8\text{NDSI}_1 + 5.766.0\text{NDSI}_1^2 \quad (11)$$

$$y = 168.0 - 1.577.6\text{NDSI}_2 + 6.052.2\text{NDSI}_2^2 \quad (12)$$

3.3 估算模型的验证

从采集的雪粒径照片中提取粒径的平均凸半径 (mean convex radius) 作为雪粒的物理半径。雪粒的物理半径大于模型中所用的光学等效体积半径，研究表明物理半径约为光学半径的 1.1 倍^[15]。将四次测量得到的平均凸半径转换为光学等效半径与最优的单波段和指数模型估算的雪粒径大小分别进行相关分析，用相关斜率、决定系数和均方根误差评估模型的估算精度。表 3 为实测粒径与估算粒径间的相关分析结果。结果表明，单波段估算模型 1 030, 1 260 nm 和归一化积雪指数 NDSI₁ ($\lambda_{460 \text{ nm}} \& 1 \text{ 030 nm}$) 所构建的雪粒径估算模型具有较好地估算能力，相关斜率分别为 1.37, 0.61 和 0.62, R^2 分别为 0.82, 0.86 和 0.93, RMSE 分别为 55.65, 50.83 和 35.91 μm 。由于 40 倍读数显微镜的精度为 50 μm ，因此模型的估算精度符合反演要求，可用于雪粒径地高光谱遥感估算研究。

Table 3 The regression of linear between estimated and observed radius

	相关斜率	R^2	RMSE
公式(5)	1.37	0.82	55.65
公式(6)	1.25	0.72	70.83
公式(7)	0.61	0.86	50.50
公式(8)	0.14	0.89	44.44
公式(9)	0.13	0.83	54.50
公式(10)	0.12	0.18	120.35
公式(11)	0.62	0.93	35.91
公式(12)	0.22	0.58	85.85

4 结 论

利用积雪反射率模型模拟雪面反射率，在可见光-近红外波段分析选取对雪粒径敏感的波长和积雪指数，利用逐步回归方法分别建立四个基于单波段和积雪指数的最优雪粒径估算模型，并通过实测数据对模型精度进行检验。主要结论如下：(1)在可见光波段(400~700 nm)雪面反射率较高受雪粒径影响很小。在近红外、短波红外波段(700~2 350 nm)雪面反射率受雪粒吸收系数变化的影响，存在独特的吸收谷和反射峰，如 1 030, 1 090 和 1 260 nm 等；(2)四个单波段雪粒径估算模型中 1 030 和 1 260 nm 所构建的模型能够较好地估算雪粒径的大小；(3)构建的四个积雪指数雪粒径估算模型中，归一化差值积雪指数 NDSI₁ ($\lambda_{460 \text{ nm}} \& 1 \text{ 030 nm}$) 能够较好地估算雪粒径的大小。

本研究为进一步提高雪粒径高光谱估算的数据利用率和估算精度提供科学依据，为全球/局地能量收支平衡和融雪径流模型研究提供一定的参考和借鉴。

References

- [1] Barry R G. Polar Geography, 2011, 34(4): 219.
- [2] Schlapfer D R, Lauenroth W K, Bradford J B. Global Change Biology, 2012, 18(6): 1988.
- [3] Dozier J, Green R O, Nolin A W, et al. Remote Sensing of Environment, 2009, 113: S25.
- [4] Dietz A J, Kuenzer C, Gessner U, et al. International Journal of Remote Sensing, 2012, 33(13): 4094.
- [5] Domine F, Albert M, Huthwelker T, et al. Atmospheric Chemistry and Physics 2008, 8(2): 171.
- [6] Dozier J. Remote Sensing of Environment, 1989, 28: 9.
- [7] Fily M, Bourdelles B, Dedieu J P, et al. Remote Sensing of Environment, 1997, 59(3): 452.
- [8] Warren S G. Reviews of Geophysics and Space Physics, 1982, 20(1): 67.
- [9] Hyvarinen T, Lammasniemi J. Optical Engineering, 1987, 26(4): 342.
- [10] Nolin A W, Dozier J. Remote Sensing of Environment, 2000, 74(2): 207.
- [11] Jin Z H, Charlock T P, Yang P, et al. Remote Sensing of Environment, 2008, 112(9): 3563.
- [12] Lyapustin A, Tedesco M, Wang Y J, et al. Remote Sensing of Environment, 2009, 113(9): 1976.

- [13] Nakamura T, Abe O, Hasegawa T, et al. *Cold Regions Science and Technology*, 2001, 32(1): 13.
- [14] Stamnes K, Tsay S C, Wiscombe W, et al. *Applied Optics*, 1988, 27(12): 2502.
- [15] Sergent C, Pougatch E, Sudul M, et al. *Annals of Glaciology*, 1993, 17: 281.

Hyperspectral Remote Sensing Estimation Models for Snow Grain Size

WANG Jian-geng^{1,2}, FENG Xue-zhi^{1,2}, XIAO Peng-feng^{1,2*}, LIANG Ji³, ZHANG Xue-liang^{1,2}, LI Hai-xing^{1,2}, LI Yun^{1,2}

1. Jiangsu Provincial Key Laboratory of Geographic Information Science and Technology, Nanjing University, Nanjing 210093, China
2. Department of Geographical Information Science, Nanjing University, Nanjing 210093, China
3. Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000, China

Abstract Snow grain size is a key parameter not only to affect the energy budget of the global or local region but also characterizing the status of snow vapor transport and temperature gradient. It is significant to monitor and estimate the snow grain size in large area for global or local climate change and water resource management. Recently, remote sensing technology has become a useful tool for snow grain size monitoring and estimating. In the present paper, the estimate models were built based on simulating the snow surface spectral reflectance curve in visible-infrared region and the sensitive bands and snow indices for snow grain size were selected. These models help estimate snow grain size by hyperspectral remote sensing. Through validating with ground true data, the results show that these models have higher explorative accuracy using 1 030, 1 260 nm and normalized difference snow index (460 and 1 030 nm). In addition, the correlation slopes of estimated and observed values are 1.37, 0.61 and 0.62, respectively. R^2 are 0.82, 0.86 and 0.93 and RMSE are 55.65, 50.83 and 35.91 μm , respectively. The result can provide a scientific basis for snow grain size monitoring and estimating.

Keywords Snow grain size; Hyperspectral remote sensing; Snow indices; Estimation models

(Received Jun. 28, 2012; accepted Sep. 21, 2012)

* Corresponding author