

北疆地区不同雪粒径光谱特征观测及反演研究

郝晓华¹, 王杰^{1,2}, 王建¹, 张璞³, 黄春林¹

1. 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 甘肃 兰州 730000

2. 中国科学院研究生院, 北京 100049

3. 乌鲁木齐气象卫星地面站, 新疆 乌鲁木齐 830011

摘要 雪粒径反演是冰冻圈遥感的重要研究内容之一。本研究通过设计不同雪粒径观测方案,在我国北疆地区利用 SVC HR-1024 野外便携式光谱仪观测了不同雪粒径的光谱特征;同时利用可拍照显微镜测量了雪粒径的大小和形状,并通过 DSPP 方法计算其等效粒径;最后,基于渐进式积雪辐射传输模型(ART)对反演波段和积雪形状因子进行优化,反演并验证雪粒径。研究表明 DSPP 方法获取积雪等效粒径是可行的,但由于同层积雪中样本选择存在较大差异,在样本选择方面需要进一步改进;近红外波段还是区分雪粒径的有效波段,在研究区积雪是干雪的条件下,基于 ART 优化反演波段和积雪形状因子优化方法反演雪粒径是可行的,根据试验获取在该地区雪粒径反演最佳波段为 $1.20 \mu\text{m}$,最佳积雪形状因子 b 值为 3.62。

关键词 雪粒径;光谱特征;DSPP;ART

中图分类号: TP751.1 文献标识码: A DOI: 10.3964/j.issn.1000-0593(2013)01-0190-06

引言

积雪是冰冻圈重要的组成部分,具有较高的反照率且季节变化明显,也是影响地球能量平衡进而影响全球气候的重要因素。其中雪粒径和雪污染是引起积雪反照率变化的重要参数之一,雪粒径影响积雪近红外波段的反照率特性,雪污染影响了积雪可见光波段的反照率特性^[1]。雪粒径还是许多积雪模型和气候模型的重要输入因子。此外,雪的粒径大小和气孔分布对建立溶解物迁移和浓缩变化模型至关重要。因此,目前国内外也对雪粒径开展了广泛的研究。

由于受地理环境和观测仪器的限制,雪粒径直接观测较为困难,因此,遥感技术是获取雪粒径参数的最佳方式。雪粒径反演的核心是建立雪粒径与光谱之间的关系^[2],从20世纪80年代开始科学家已开始对其进行研究,Dozier最早利用 WW 模型和 NOAA-6 AVHRR 数据评估遥感反演雪粒径能力,认为遥感具有反演雪粒径的潜力^[3];随后科学家也利用 TM 数据反演积雪粒径^[4],但由于受传感器的波段较少且对于积雪粒径并不是很敏感,因此反演精度并不高。随着高光谱影像的出现和辐射传输模型的改进,科学家利用高光谱影像 AVIRIS 和 Hyperion 结合离散辐射传输模型(DIS-

ORT)反演雪粒径,取得较好效果^[5-7]。但无论是 WW 模型还是 DISORT 模型都将雪粒径等效为球体,利用 MIE 散射理论计算其散射特性。事实上,雪颗粒呈现不规则性,这种模拟与实际积雪场存在差异。因此发展非球形雪粒径的辐射传输模型,进而发展非球形雪粒径的反演算法是当前积雪研究的热点。

Kokhanovsky 针对雪层弱吸收特性,发展了考虑雪粒径形状的简化的渐进辐射传输模型(asymptotic radiative transfer theory, ART)^[8]。实践证明基于非球形雪粒径的反演具有较高的精度^[9-11],Negi^[12]在喜马拉雅山附近利用实测光谱对该模型发展的反演算法进行比较,但其缺少雪粒径观测资料,并没有对模型模拟不同粒径的效果进行评估。因此,本研究选择我国主要季节性积雪区北疆作为观测场,利用积雪分层特性设计观测方案观测不同粒径的积雪光谱特征,并记录雪粒径大小和形状,对适用 ART 模型模拟不同粒径、不同形状的积雪光谱特征进行准确性评估,最终该研究将为遥感反演雪粒径算法的发展提供更好的依据。

1 实验部分

该试验是积雪遥感协同观测系列第一次试验(coopera-

收稿日期: 2012-09-10, 修订日期: 2012-11-18

基金项目: 国家自然科学基金项目(41001197, 41071227), 西部博士资助项目(29Y128861), 中国科学院西部行动计划三期项目(KZCX2-XB3-12)和中国科学院百人计划项目(29Y127D01)资助

作者简介: 郝晓华, 1979年生, 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所助理研究员 e-mail: haoxh@lzb.ac.cn

tive observation series for snow 1) 中的一个观测内容, 简称为 COSS1。

1.1 观测仪器及研究区

积雪光谱利用美国 Spectra Vista 公司生产的 SVC HR-1024 便携式野外光谱仪测量, 该光谱仪可测量光谱范围从 350~2 500 nm, 光谱分辨率可达 1 nm。

研究区位于富蕴县, 地处北疆阿勒泰地区, 观测点位置为 46°59'40", 89°30'40"E, 海拔 805 m。地处欧亚大陆腹地, 远离海洋, 纬度较高, 属大陆性温带寒冷气候区, 年降水量 186.4 mm^[13]。选择的测量日期为 2010 年 12 月 13 日, 属于积雪积累期。

2.2 光谱采集方案

在试验中为了获取不同粒径的积雪光谱特征, 采用了分层观测方案。即根据积雪积累的自然分层分别测量积雪粒径, 每层的雪粒径认为是一致的。这样的雪粒径光谱方案优点是在同一研究区观测不同粒径的, 避免了在不同地区取样难以保证观测时间一致, 因此便于和模型结果进行对比。另外选择自然分层积雪, 受温度差异变化的影响, 其粒径差异较大, 适合研究分析不同粒径的光谱特性。图 1 是研究区积雪剖面图和积雪分层示意图, 根据积雪剖面以雪层积累特性将其自然分为五层, 观测点积雪总厚度为 33 cm, 五层厚度分别为 10, 6, 2, 7 和 8 cm。

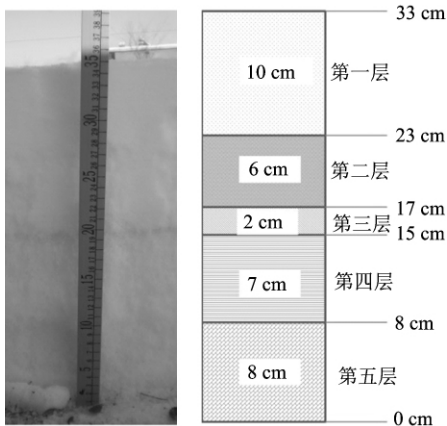


Fig 1 The sketch of snow profile on study area



Fig 2 The in situ measurement of spectral reflectance of different snow grain size

图 2 是观测点光谱特征实测照片, 为了降低误差, 提高观测精度, 选择了三个观测点测量积雪光谱, 采用多次测量取平均值方式获取光谱。每个观测点大小为 1m × 1 m, 间隔为 2 m。观测时按照图 1 所示的积雪分层通过人工铲雪的方式分别测量每层积雪的光谱特性, 光谱采集时刻为 2010 年

12 月 13 日 13:15—13:36, 总共不超过 0.5 h, 在此测量过程中, 假定太阳天顶角和方位角是不变的。除光谱特征外, 同时也测量了每层积雪的雪粒径、雪密度及液态水含量等其他相关积雪参数。

2.3 雪粒径观测及等效粒径计算

雪粒径形状和大小的观测是一个难点, 传统的方法是利用人工观测记录或样品实验室立体分析, 前者对于定量遥感验证来说精度偏低, 后者虽然准确, 但需要实验室条件, 不适合野外快速获取。本研究发展了一种带刻度显微镜摄影测量方法, 通过影像记录并分析雪粒径形状和大小。图 3 是雪粒径测量仪器和实测照片, 利用 40 倍带刻度显微镜观测积雪粒径, 并通过数码相机拍照, 为降低观测误差, 观测时采用多样本多次测量的方式。

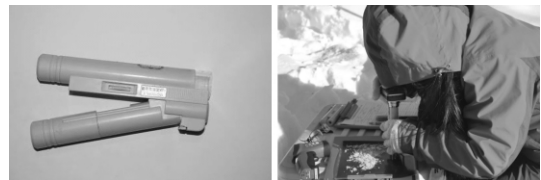


Fig 3 The measurement of snow grain size by a hand-loupe

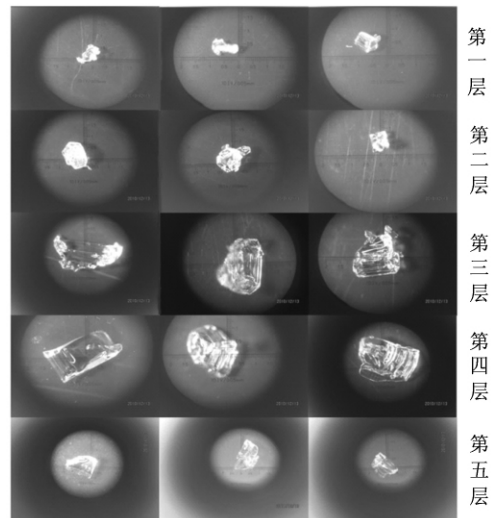


Fig 4 Part of the photo from measured snow grain size sample on different snow layer

将获取的雪粒径照片利用图像处理软件进行分析, 以获取雪粒径形状, 并结合影照片上刻度获取雪粒径大小。图 4 展示了五层雪粒径的部分拍摄照片, 可以看到, 即便是在同一层中, 雪粒径形状也各异, 要准确获取雪粒径需要雪粒径立体照片, 利用该方法仅仅获取了平面图, 并不能获取立体照片。因此采用了 Susanne^[14]发展的利用平面求等效粒径的 DSPP 方法, 该方法利用平面照片将雪粒径等效为椭球体, 最终计算积雪等效粒径。如图 5 所示, DSPP 方法假设雪粒径椭球体的高度等效为椭球体短轴的长度, 因此根据椭球体体积计算式(1)和表面积式(2)获取其体积和表面积, 该方法经在瑞典地区积雪观测验证, 准确度较高。根据等效粒径的定义, 等效粒径为与粒子体积和表面积比相同的球体的半

径, 因此根据式(3)可计算等效粒径, 公式如下

$$V_{\text{ellipsoid}} = \frac{4}{3}\pi ab^2 \quad (1)$$

$$S_{\text{ellipsoid}} \approx 4\pi \left(\frac{b^{2p} + 2(a^p b^p)}{3} \right)^{\frac{1}{p}}, p \approx 1.6065 \quad (2)$$

$$d = \frac{6V_{\text{ellipsoid}}}{S_{\text{ellipsoid}}} \quad (3)$$

式中 $V_{\text{ellipsoid}}$ 是椭球体体积, $V_{\text{ellipsoid}}$ 是椭球体表面积, a 是长半轴, b 是短半轴, d 为等效粒径(直径)。每一层测量了 10 个雪粒径样本, 根据等效粒径计算方法求各个雪层的等效粒径, 然后将平均值作为该层雪粒径。表 1 显示了各个雪层的积雪特性及样本等效粒径和平均等效粒径, 并统计了观测样本的标准差, 可以看到每层积雪样本中样本存在较大差异, 特别是对于雪粒径较大的时候, 样本标准差接近 200 μm 。表 1 可以看到随着雪层的逐渐下降, 雪粒径也逐渐增大, 雪密

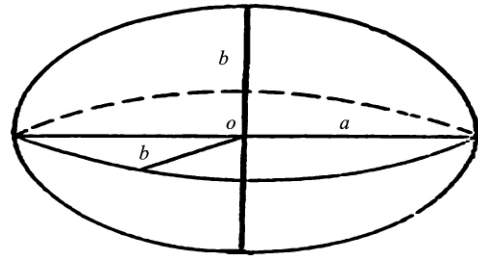


Fig 5 Inequilateral ellipsoid assumption of snow grain samples

a, b represent semi-major axis, semi-minor axis of ellipsoid respectively

度也存在一定程度变化, 这是由于雪层温度差及积雪压力引起的积雪粒径形变。

Table 1 The equivalent snow grain size of every snow layer

雪层	密度 ($\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$)	体积液态水 含量/(vol%)	样本等效粒径/ μm										平均等效 粒径/ μm	标准差
一	0.12	0.3	199	317	239	249	142	441	175	245	268	389	266	88
二	0.16	0	432	302	354	294	334	298	406	276	458	337	349	60
三	0.12	0.5	614	711	387	527	626	751	508	349	726	498	570	132
四	0.20	0.1	1033	678	553	513	625	438	664	601	549	950	660	180
五	0.14	1.1	749	628	565	572	463	613	696	1177	578	865	691	194

2 积雪粒径反演

2.1 渐进辐射传输模型(ART)

在以往反演雪粒径中, 用到较多的辐射传输模型是 WW 和 DISORT 模型, 这两个模型都将积雪视平面平行的分层球形粒子, 利用 MIE 散射理论获取单个粒子光学特性, 再利用辐射传输模型模拟积雪光谱特性。实践证明积雪光谱特性不仅与粒径大小有关, 而且与粒径形状也有关, 因此基于非球形雪粒径的反演具有更高的精度。渐进辐射传输模型(ART)就是将雪粒子认为是不规则粒子, 针对微弱吸收的雪层由 Kokhanovsky 和 Zege^[8]发展的简化辐射传输模型, 该模型采用了几何光学方程计算单个粒子的光学特性, 并通过简化的渐进辐射传输理论来计算积雪的光学特性。其主要公式如下

$$R(\mu, \mu_0, \varphi) = R_0(\mu, \mu_0, \varphi) r_s^{f(\mu, \mu_0, \varphi)} \quad (4)$$

式中, $R(\mu, \mu_0, \varphi)$ 是半无限空间的雪反射率, $\mu_0 = \cos(\vartheta_0)$, $\mu = \cos(\vartheta)$, ϑ_0 , ϑ 和 φ 分别是太阳天顶角, 观测天顶角, 相对方位角。 r_s 根据如下的公式获取

$$r_s = \exp(-4s/\sqrt{3}) \text{ 与 } s = \sqrt{\frac{1-\omega_0}{1-g\omega_0}} \quad (5)$$

其中 r_s 是球形雪反照率, ω_0 是单次散射反照率, g 是不对称因子, $f(\mu, \mu_0, \varphi)$ 按照如下公式计算

$$f(\mu, \mu_0, \varphi) = \frac{u(\mu_0)u(\mu)}{R_0(\mu, \mu_0, \varphi)} \quad (6)$$

函数 $u(\mu_0)$ 在辐射传输模型中被称作逃逸函数, 其决定了光线从半无限空间非吸收物质逃逸的角分布, 渐进辐射传输模

型按照如下经验公式进行求解

$$u(\mu_0) = \frac{3}{7}(1 + \mu_0) \quad (7)$$

式(4)中, R_0 是假定单次反照率等于 1 下的半无限雪层反射率函数, 在 ART 中它被近似地表达为

$$R(\mu, \mu_0, \varphi) = \frac{A + B(\mu + \mu_0) + C\mu\mu_0 + P(\theta)}{4(\mu + \mu_0)} \quad (8)$$

其中 $A = 1.247$, $B = 1.186$, $C = 5.157$, $P(\theta) = 11.1 \exp(-0.087\theta) + 1.1 \exp(-0.014\theta)$, 同样 θ 被定义为: $\theta = \arccos(-\mu\mu_0 + s_0 \cos\varphi)$, $s = \sin(\vartheta)$, $s_0 = \sin(\vartheta_0)$ 。以上即为 ART 理论公式, 根据该方法 Kokhanovsky 和 Zege^[8]同时提出了单波段的雪粒径反演算法

$$d = \frac{1}{ab^2 f^2} \ln^2 \left(\frac{R}{R_0} \right) \quad (9)$$

式中 d 是积雪等效粒径, $\alpha = 4\pi\chi(\lambda)/\lambda$ 是积雪的吸收系数, $\chi(\lambda)$ 积雪的复折射指数的虚部, λ 为波长, 同式(6), R_0 同(8)式, 参数 b 是依赖于雪粒径形状与不对称因子, 称其为积雪形状因子, 其取值范围大约在 3.62~4.53 之间, 对于非球形雪粒径 b 最小值为 3.62, 对于球形雪粒径 b 为 4.53, 是实测积雪光谱反射率。

2.2 积雪粒径反演方法

Kokhanovsky 和 Zege 提出的单波段雪粒径反演算法, 可以根据积雪光谱反演雪粒径, 因此积雪光谱模拟的过程就是式(9)的逆过程, 所获取的积雪等效粒径是半径(r), 可以根据以下公式模拟积雪光谱

$$R = R_0 \exp\left(-2bf \sqrt{\frac{\pi r \chi(\lambda)}{2\lambda}}\right) \quad (10)$$

模型的输入值包括观测点的太阳天顶角、方位角、传感器天顶角、方位角、积雪等效粒径和积雪复折射指数。根据观测点位置和观测时间可以获取观测点太阳天顶角为 20.2° ，方位角为 174.2° ，光谱仪探头为垂直面观测，天顶角和方位角都可以认为是 0° ，积雪复折射指数采用 Warren 等^[15]的实测值，只有反演波段波长和积雪形状因子这两个参数需要进一步优化。

图 6 是研究区光谱测量结果，其中图 6(a)–(c)是在三个观测点测量的光谱，图 6(d)是三个点测量的光谱平均值，为了提高反演精度，选择用图 6(d)所代表的平均实测光谱来进行不同雪粒径反演研究。从图 6 也可以看到，在可见光波段雪粒径较大的雪层反射率反而较高，这是由于是人工铲雪，破坏了雪层的表面，使得表面积雪更加平滑，因此这说明在可见光波段，雪层主要受表层影响，不能有效区分雪粒径。研究表明，积雪粒径的有效反演波段主要集中在近红外波段，从图上近红外波段 $1.00\sim 1.50\ \mu\text{m}$ 之间可以看到雪粒径有一个较明显的分界，特别是在 $1.20\sim 1.35\ \mu\text{m}$ 附近可以

看到雪粒径具有较好的区分。为了获取研究区最佳反演波段和 ART 中应该使用的最佳积雪形状因子 b ，根据雪粒径反演理论并结合实测积雪光谱我们选择了 $1.00\sim 1.35\ \mu\text{m}$ 之间为有效反演波段，该波段范围一方面可以区分雪粒径，另一方面受积雪中灰尘影响较低，此外该波段区间积雪依然保持了较高的反射率。在 $1.00\sim 1.35\ \mu\text{m}$ 之间进一步以 $0.01\ \mu\text{m}$ 为间隔分析了 36 个波段的反演精度，同时，以 0.01 为间隔对 b 值取值范围 $3.62\sim 4.53$ 在 ART 中进行计算，然后将实测的雪粒径作为参考值，对所有组合进行优化并计算总体偏差，最终与实测雪粒径偏差最小的波段和积雪形状因子被作为雪粒径反演组合。通过计算发现波段为 $1.20\ \mu\text{m}$ ， b 值为 3.62 时候精度最高。而当 b 值选取 4.53 时，相同波段雪粒径反演精度最低。因此可以认为将积雪颗粒等效为球体进行模拟时发展的雪粒径反演算法与实际情况存在差异，在辐射传输模型模拟中将积雪认为是非球体进行处理更符合实际情况。

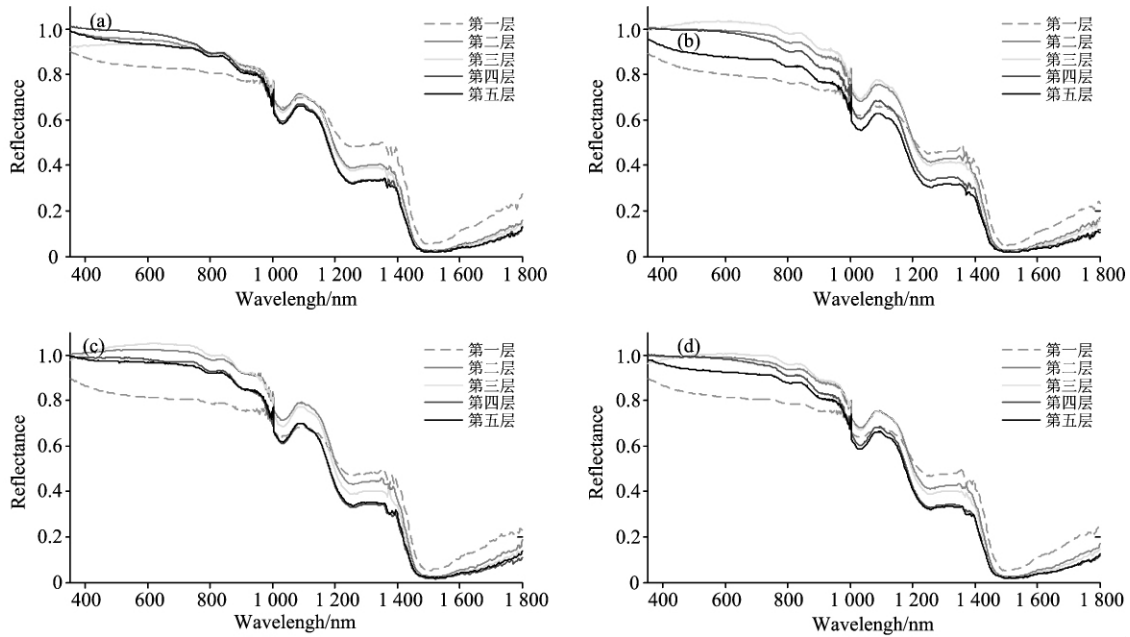


Fig 6 Measured snow spectral and average snow spectral of different snow grain size on three measurement fields

3 结果分析

图 7 显示了优化方法反演的雪粒径和实测的雪粒径的比较，可以看到，反演结果都存在一定偏低，从表层向下分别偏低 3, 49, 235, 192 和 $195\ \mu\text{m}$ ，其中观测值和反演值相关系数为 0.71。但可以看到第一层反演结果较好，其他层偏低，特别是第三、四、五层，反演结果偏低较多。造成这样的结果有两个方面原因，首先是试验方案决定的，因为人工的铲雪虽然对雪层内部粒径没什么影响，但是破坏了雪表面的粒径，人工铲雪使表面更加平滑，表层雪粒径偏小，这样所测量的包含雪表层结构的光谱并没在实测粒径中反映，造成结果偏低；其次在人工观测雪粒径时，从表 1 中可以看到，

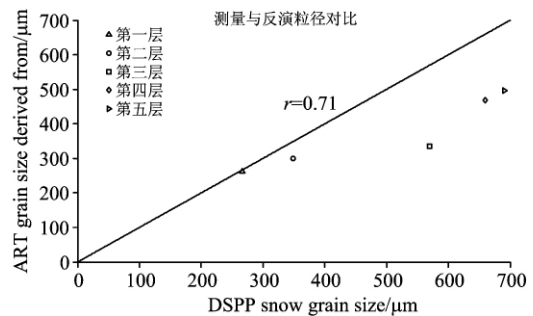


Fig. 7 Scatterplot showing the correlation between measured snow grain size from DSPP method and grain size derived from ART method

由于同一雪层中积雪粒径样本标准差较大,特别是第三、四、五层,标准差分别为 132, 180 和 196 μm ,因此反演精度不高,这说明所使用的观测方法在获取雪粒径时受样本选择影响较大,还需要进一步改进。从表层反演结果较好可以表明,选择的雪粒径假设方法 DSPP 是较为合理和快速的获取积雪粒径的方法,但是由于人工筛选造成样本差异较大,考虑通过广角镜头可以一张照片获取较多积雪样本的方式来解决。研究区积雪湿度最高值仅为 1.1%,属于干雪,通过以上分析可以得到,在干雪条件下,基于 ART 理论发展的优化算法反演表层积雪粒径是可行的。

4 结 论

研究利用手持带刻度显微镜拍照的获取积雪粒径,通过图像分析获取长短轴,并进一步利用 DSPP 方法获取等效积

雪粒径,通过表层反演结果表明这种假设方法获取雪粒径是可行的,适合低温条件下野外雪粒径快速获取。但由于积雪粒径的复杂性,同一层积雪中样本选择存在较大偏差,特别是雪粒径较大时,偏差更大,雪粒径样本获取方面还需要进一步的改进。

基于 ART 辐射传输理论的波段和积雪形状粒子优化方法反演积雪粒径是可行的,研究表明,近红外波段还是区分雪粒径的有效波段,在北疆研究区干雪的情况下,雪粒径反演的最佳波段是 1.20 μm ,使用球形粒子对积雪粒径模拟反演会造成雪粒径反演结果偏低,使用非球形粒子模拟取得较好地效果,当积雪形状因子 b 值取最小值 3.62 时精度最高。

致谢:感谢 COSS1 试验的其他成员车涛,梁继,李红星,戴礼云,毕健,林金堂,李晖在观测中的支持和帮助,感谢李哲英文校稿。

References

- [1] Wiscombe W J, Warren S G. *J. Atmos. Sci.*, 1980, 37: 2712.
- [2] Zege E P, Katsev I, Malinka A, et al. *Annals of Glaciology*, 2008, 49: 139.
- [3] Dozier J, Schneider S R, McGinnis J D F. *Water Resources Research*, 1981, 17(4): 1213.
- [4] Bourdelles B, Fily M. *Antarctica. Annals of Glaciology*, 1993, 17: 86.
- [5] Nolin A W, Dozier J. *Remote Sensing of Environment*, 1993, 44(2-3): 231.
- [6] Nolin A W, Dozier J. *Remote Sensing of Environment*, 2000, 74(2): 207.
- [7] Painter T H, Dozier J, Roberts D A, et al. *Remote Sensing of Environment*, 2003, 85(1): 64.
- [8] Kokhanovsky A A, Zege E P. *Applied Optical*, 2004, 43(7): 1589.
- [9] Tedesco M, Kokhanovsky A A. *Remote Sensing Environment*, 2007, 110: 317.
- [10] Lyapustin A, Tedesco M, Wang Y, et al. *Remote Sensing Environment*, 2009, 113: 1976.
- [11] Kokhanovsky A A, Rozanov V V. *Light Scattering Reviews 6*, Springer-Praxis, Chichester, UK, 2011. 289.
- [12] Negi H S, Kokhanovsky A A. *The Cryosphere*, 2011, 5: 203.
- [13] WANG Xue-mei, ZHANG Chun, CHAI Zhong-ping, et al(王雪梅,张春,柴仲平,等). *Soil and Water Conservation in China(中国水土保持研究)*, 2011, 9: 25.
- [14] Susanne I, Cecilia J, Peter J, et al. *Hydrology Research*, 2011, 5: 203.
- [15] Warren S G, Brandt R E. *J. Geophys. Res.*, 2008, 113, D114220.

The Measurement and Retrieval of the Spectral Reflectance of Different Snow Grain Size on Northern Xinjiang, China

HAO Xiao-hua¹, WANG Jie^{1,2}, WANG Jian¹, ZHANG Pu³, HUANG Chun-lin¹

1. Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000, China
2. Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China
3. Urumqi Meteorological Satellite Ground Station, Urumqi 830011, China

Abstract The retrieval of snow grain size is one of the important research directions for cryosphere snow remote sensing. In the present study, we designed the measurement plan of different snow grain size by different snow layer. A SVC HR-1024 ground-based spectral radiometer was used for measuring the spectral property of different snow grain size in northern Xinjiang, China. At the same time, the snow grain size and shape were measured by a hand-loupe with scale. Then the DSPP method was used to calculate the equivalent snow grain size. Finally, the asymptotic radiative transfer (ART) theory was applied to retrieve the snow grain size from measured snow spectral reflectance of different snow layer by optimizing the inversion band and the snow

grain size factor “ b ”. The retrieved snow grain size was validated by the measured snow grain size from DSPP method. The results showed that the DSPP method is an effective means of measuring the equivalent snow grain size. However, there is a large deviation of the snow grain size sample in the same snow layer. It is necessary to improve the measurement method of the single snow grain size sample; The study showed that the near-infrared bands are the most effective selection for retrieval of snow grain size. The retrieval algorithm from ART is feasible. When the snow is dry, the authors optimize the inversion band and the snow grain size factor b in the Northern Xinjiang, China. The optimal band wavelength is 1.20 μm and b is 3.62.

Keywords Snow grain size; Spectral reflectance; DSPP; ART

(Received Sep. 10, 2012; accepted Nov. 18, 2012)

欢迎投稿 欢迎订阅 欢迎刊登广告

《分析测试学报》2013 年征订启事

国内统一刊号：CN44-1318/TH

国际标准刊号：ISSN1004-4957

国际 CODEN：FCEXES

邮发代号：46-104

国外代号：BM6013

广告经营许可证：440000100186

《分析测试学报》是由中国广州分析测试中心、中国分析测试协会共同主办的全国性学术刊物，中文核心期刊。刊登质谱学、光谱学、色谱学、波谱学、电化学、电子显微学等方面的分析测试新理论、新方法、新技术的研究成果，介绍新仪器装置及在生物、医药、化学化工、商检、食品检验等方面实用性强的实验技术。适合科研院所、高等院校、检测机构、医药、卫生以及厂矿企业分析测试工作和管理人员阅读。

经过多年的发展，本刊已成为国内知名的化学类核心期刊。2010 年，影响因子在全国化学类刊物排名中列第 5 名，被引频次每年递增约 30%，稿件来源丰富，基金论文比超过 70%。近几年，本刊刊发的论文被 CA（美国化学文摘）收录率达 94%，2006 年引文频次在 CA 千种表中国部分中列第 38 名，并被国际上其他知名的数据库如日本科技文献速报、俄罗斯文摘、英国分析文摘（AA）、《质谱公报》等收录。在《中文核心期刊要目总览》2008 年版的化学类期刊列第 10 位；进入由全国 8000 种期刊遴选出的 500 种科技期刊组成的“中国科技期刊精品数据库”；中国学术期刊综合评价数据库（CAJCED）统计刊源；中国科技论文统计源期刊（中国科技核心期刊）；《中国科学引文数据库》来源期刊；中国期刊全文数据库（CJFD）收录期刊；《中国核心期刊（遴选）数据库》收录；《中国学术期刊（光盘版）》全文收录期刊；《中国期刊网》全文收录期刊；《中国学术期刊文摘（中、英文版）》收录为源期刊等。

本刊为月刊，国内外公开发行人。大 16 开，单价：12.00 元/册，全年 144 元。请在全国各地邮局订阅。未在邮局订到者可直接向本编辑部补订。补订办法：请从邮局汇款至广州市先烈中路 100 号《分析测试学报》编辑部，邮编：510070，写明订户单位、详细地址、收刊人姓名、邮编及补订份数（全年或某期）。

电话：(020) 87684776 或 37656606，<http://www.fxcsxb.com>（可在线投稿），E-mail：fxcsxb@china.com。