

文章编号: 1000-0240(2009)02-0284-09

# 祁连山区冰沟流域积雪分布特征 及其属性观测分析

郝晓华<sup>1</sup>, 王 建<sup>1</sup>, 车 涛<sup>1</sup>, 张 璞<sup>1, 2</sup>, 梁 继<sup>1</sup>,  
李弘毅<sup>1</sup>, 李 哲<sup>1</sup>, 白云洁<sup>1</sup>, 白艳芬<sup>1</sup>

(1. 中国科学院 寒区旱区环境与工程研究所, 甘肃 兰州 730000;

2. 中国气象局 乌鲁木齐沙漠气象研究所, 新疆 乌鲁木齐 830002)

**摘 要:**以祁连山冰沟流域为研究区, 通过在流域内布设花杆观测积雪深度, 调查了山区积雪分布情况; 利用雪特性分析仪测量了区内积雪密度、介电常数、液态水含量等积雪参数, 光谱仪测量了不同类型积雪的光谱特征, 手持反照率测量计观测积雪表面反照率, 带刻度手持放大镜测量积雪粒径, 红外温度计和针式温度计测量雪层的温度和实地测量积雪属性。同时, 在研究区内选择加强观测区挖雪坑, 对雪层内部属性和雪剖面分层特性作了进一步研究, 计算了流域内积雪等效密度; 最后对试验中所使用的野外实测积雪的各种方法进行了评价。研究表明: 山区积雪分布很不均匀, 在阴坡山谷雪深最深, 阳坡雪积累最少, 即使在同一样区, 积雪分布也不均匀; 研究区的积雪属于潮雪, 体积含水量在 3% 以下; 不同粒径、类型和表面粗糙度的积雪反射率不同, 验证了积雪光谱是雪颗粒、污染物和地面粗糙度的函数; 积雪反照率随太阳高度角升高逐步降低, 在没有新降雪的情况下, 日反照率也逐渐降低; 雪分层比较明显, 雪下冰晶层发育良好。当深度达到 20 cm 时, 积雪具有保温作用; 冰沟流域的积雪等效密度随时间和空间变化不大, 经计算为  $0.16 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ 。

**关键词:**冰沟流域; 积雪分布特征; 积雪属性; Snow Fork; 积雪等效密度

**中图分类号:** P334<sup>+</sup>.7 **文献标识码:** A

## 0 引言

积雪是全球重要的地表类型之一, 也是冰冻圈中最活跃的部分。每年冬季末期, 南北半球的高纬度和高海拔地区, 大面积的陆地被积雪覆盖<sup>[1]</sup>, 其中在中高纬度的山区积雪占了很大的比例。山区积雪是许多河流的主要补给及地下水的重要补充, 别在我国北方干旱地区, 高山积雪是最重要的水资源, 例如在河西走廊农业、工业和生活用水有 50% 来自于祁连山区的融雪<sup>[2]</sup>。积雪面积、雪深以及雪水当量的监测对于融雪径流预报、水资源管理以及洪水控制方面具有重要的作用<sup>[3]</sup>。虽然利用遥感手段可以监测积雪分布, 但是由于山区积雪的空间异

质性、风引起的积雪再分布以及融雪期能量通量的不确定性等因素的影响, 使得目前还没有一种好的方法来准确估计山区的积雪雪水当量<sup>[4]</sup>。近年来, 国外水文科学家利用基于物理过程的模型估计雪水当量, 并取得了许多成果<sup>[5-8]</sup>。但是模型需要许多实测的初始变量, 而这些积雪实测数据在我国的西北山区非常稀少, 这制约了模型的使用。同时, 国内外许多科学家利用被动微波遥感图像来估计雪水当量<sup>[9-16]</sup>, 但是目前反演雪水当量的被动微波影像空间分辨率较低, 适合大尺度的估算雪水当量。Elder<sup>[17]</sup>研究表明, 在地形复杂的山区, 30~50 m 的像元尺度是统计雪水当量的最佳尺度, 对于小流域的雪水当量估算并不准确; 主动微波卫星遥感数

收稿日期: 2009-01-13; 修订日期: 2009-03-17

基金项目: 中国科学院西部行动计划项目(KZCX2-XB2-09-01); 国家自然科学基金项目(40671040); 科技部中央级公益性科研院所基本科研业务费专项资金项目(IDM200704)资助

作者简介: 郝晓华(1979—), 男, 山西原平人, 2003年毕业于兰州大学, 现为中国科学院寒区旱区环境与工程研究所在读博士研究生, 主要从事冰冻圈遥感研究。E-mail: haoxh@lzb.ac.cn

据虽然空间分辨率较高,但时间周期太长,达不到监测的效果. 所以,利用遥感手段进行高精度的雪水当量估算仍然是一个难题. 另外,一些积雪模型也需要大量积雪属性数据,如:雪盖面积、雪粒径、表面反照率、雪密度、雪层温度剖面以及气象站观测资料. 国内许多学者在这方面开展了研究,杨大庆等<sup>[18]</sup>在乌鲁木齐对积雪季节性密度及分布变化做了研究;魏文寿<sup>[19]</sup>以天山雪崩站为例对西北地区的积雪性质与结构做了总体研究;曾群柱等及其相关研究者<sup>[20-22]</sup>对积雪反射特性及反照率做了初步调查;李培基<sup>[23]</sup>对国内季节性积雪做了研究. 一方面由于分布在山区的气象台站很少,再加上山区条件恶劣,人工测量比较困难,使得基于山区的积雪属性数据仍然极度缺乏;另一方面由于观测仪器的限制,数据内容和准确度需要提高.

本文通过野外实测祁连山冰沟流域积雪,对山区积雪空间分布及变化情况进行调查,同时利用几种新兴观测方法,对山区积雪属性进行了实地观测. 目的是更好地了解我国山区积雪空间分布特征和属性,一方面为水文和气象模型服务;另一方面为遥感提供校正和验证数据集,丰富我国的积雪数据库.

1 研究区和观测时期

研究区系祁连山冰沟流域,地处祁连山中段北坡黑河流域上游东支的一个较大二级支流. 流域经纬度范围为 100°12'~100°18' E, 38°01'~38°04' N, 海拔 3 431~4 401 m 间,平均海拔为 3 900 m,总面积为 30.48 km<sup>2</sup><sup>[24]</sup>. 流域具有明显垂直地带性的自然景观,海拔 2 800~3 300 m 为森林带,3 400~3 700 m 是灌丛草甸带,海拔 4 000 m 以上多为无植被的高山荒漠带,属我国西部高山高原多年冻土区<sup>[25]</sup>. 流域降水量丰富,年均降水量达 774 mm;降水量年度分配不均匀,夏季(6-8 月)集中了年降水量的 64.2%,春季(3-5 月)占 20.9%,秋季(9-11 月)占 12.9%,冬季(12 月-翌年 2 月)仅占 2.0%,属于大陆性气候. 流域内积雪属于季节性积雪,深度平均约 0.5 m,最深可达 0.8~1.0 m<sup>[24-25]</sup>. 研究区内有一个冰沟基地,安装有两个自动气象站,图 1 显示了冰沟流域的观测布置的详细信息.

为了研究不同观测时间积雪属性的变化,选择的观测时期包含两个阶段,第一阶段从 2007 年 12 月 2~17 日,第 2 阶段从 2008 年 3 月 2 日~4 月 6

日,分别是隆冬和早春. 第一阶段属于降雪积累阶段,第 2 阶段属于降雪逐渐消融期.

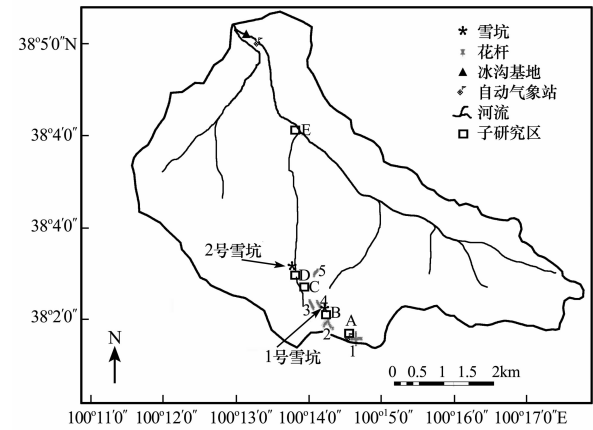


图 1 冰沟流域示意图及流域内子研究区  
Fig. 1 Map showing the Binggou watershed, together with locations of the five sub-regions, snow scales, snow pits, two automatic weather stations and the Binggou Base

2 野外测量方法

2.1 积雪空间分布变化观测

积雪空间分布主要指雪水当量的空间分布,也就是雪深的空间分布. 试验利用花杆测量空间积雪深度,通过观测积雪深度变化来研究积雪空间分布特征. 根据冰沟流域的不同地形和日照条件,观测前在流域内布置了 5 组花杆(图 1). 每根花杆高度均为 2 m,每 20 cm 为一个间隔,颜色为红白相间. 表 1 显示了 5 组花杆布置详细情况. 由于布置的花杆在高山上,受地形限制,有些地方测量困难,测量时间较长,所以在人容易到达的地方采用刻度尺进行测量,在人难以到达的地方采用高倍数望远镜辅助测量. 从 2008 年 3 月 2 日~4 月 6 日,根据当地降雪及其消融情况对花杆进行了共计 10 次观测,部分组进行了 8 次观测.

表 1 研究区花杆布置详细情况						
Table 1 The detailed allocation of snow scales						
组号	数量	花杆 编号	平均坡度 /(°)	平均海拔 /m	地形描述	
1	17	21-37	3.7	4140	地形较平坦的山顶	
2	12	38-49	19.5	4071	山谷阴坡	
3	9	63-71	27.8	3980	山谷半阳坡(上午向阳)	
4	6	50-55	26.3	4011	山谷半阴坡(下午向阳)	
5	7	56-62	26.2	4004	阳坡	

2.2 积雪属性观测

2.2.1 采样方案

积雪属性观测主要目的是为遥感和模型提供数据集，因此，样方的选择要遵循以下两个原则：1) 样方积雪要能代表研究区的积雪属性特征；2) 样方要与遥感像元尽量匹配。根据以上原则，在流域内根据海拔、地形和积雪特征选择了 5 个子研究区观测积雪属性。子研究区为正方形，分别命名为 A、B、C、D、E，大小依次为 120 m×120 m，60 m×60 m，60 m×60 m，90 m×90 m，90 m×90 m(如图 1)。每个子研究区等分成 30 m×30 m 栅格，测量时按照从西北角栅格往东走折返的顺序对每个栅格内积雪属性随机测量 3 次。图 2 以 60 m×60 m 研究区为例说明采样方法。每个子研究区都有挖雪坑试验，但为了更细致地调查雪层属性特征，在 B 区和 D 区域内分别选择两个积雪较深的地方作为加强区挖雪坑进行剖面研究，雪坑分别命名为 1 号和 2 号，如图 1 所示。

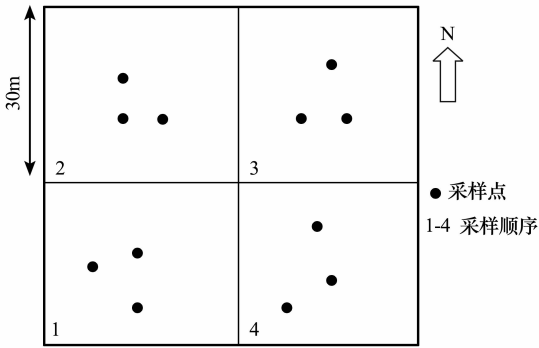


图 2 60 m×60 m 正方形子研究区采样方案  
Fig. 2 The sampling scheme in a square sub-region (60 m×60 m)

2.2.2 雪特性分析仪观测

试验中采用一台便携式雪特性分析仪(Snow Fork)进行部分积雪属性观测。Snow Fork 由芬兰赫尔辛基大学研制，主要用来野外测量积雪参数，其工作最低温度可达−40℃，携带方便，并具备连续 24 h 自动观测的能力。Snow Fork 直接测量 3 个电参数：共振频率，衰减度和 3 dB 带宽。利用这 3 个测量值可以计算积雪介电常数，并通过半经验公式计算积雪密度和液态水容量。测量时，雪分析仪可以依次得到 7 个数据，分别是衰减度、共振频率、3 dB 带宽、介电常数(包括实部和虚步)、体积含水量、密度及重量含水量。参数之间的相互关系如

下：

ε′=(890/f)²=(f<sub>air</sub>/f)² (1)

B<sub>air</sub>=0.04×(f−400) (2)

W<sub>vol</sub>=−0.06+√(0.06)²+ε″/(0.0075f) (3)

ε″=(B−B<sub>air</sub>)/fε′ (4)

ρ=−1.2142857  
+√(1.2142857)−(1+8.7W<sub>vol</sub>+70W<sub>vol</sub>²−ε′)/0.7  
+W<sub>vol</sub> (5)

W<sub>wgt</sub>=W<sub>vol</sub>/ρ (6)

式中：ρ 为积雪密度(g·cm<sup>−3</sup>)；f 为共振频率；B 为 3dB 带宽；W<sub>vol</sub> 为液态水体积含水量；W<sub>wgt</sub> 为液态水重量含水量；ε′ 是相对介电常数实部；ε″ 是相对介电常数虚部。

雪特性分析仪测量方案如下：首先，在子研究区内每个 30 m×30 m 的栅格内根据采样点调查表层积雪信息；其次，每个栅格内选择一个采样点挖雪坑以 5 cm 为间隔测量内部属性；最后，选择子研究区积雪较为典型区进行自动日积雪变化监测。为了分析的积雪属性间的关系以及积雪属性与受气象条件的影响，雪特性分析仪测量与其它积雪参数测量同步进行，气象数据主要来自流域内的两个自动气象站。

2.2.3 积雪光谱及反照率数据

积雪的光学特性主要是反射率和反照率。试验中积雪的反射率利用野外光谱仪(ASD-FR, Analytical Spectral Devices FieldSpec FR field spectroradiometer)测量。ASD-FR 观测的波长范围为 300~2500 nm，测量多次取平均值。光谱观测也在子研究区内，选择不同雪深情况及不同类型的积雪进行观测。除测量积雪的光谱外，也测量了流域内其它主要地物的光谱；此外，还利用多角度观测架测和 ASD-FR 测量积雪的二向反射特性(BRDF)。积雪反照率利用可移动式手持反照率测量计进行观测，积雪反照率测量计是由两个 Kipp & Zone CMP3 日照强度计组成的，背靠背安装，向上的测量太阳辐射能量，向下的测量地表辐射能量，测量的波段范围从 310~2 800 nm。测量中，我们使用电流表观测电压值，并根据式(7)计算出太阳辐射能量，进而计算出反照率。

E<sub>Solar</sub>=U<sub>emf</sub>/S (7)

式中：E<sub>Solar</sub> 为太阳辐射能量(W·m<sup>−2</sup>)；U<sub>emf</sub> 为电压

值( $\mu V$ )； $S$  为仪器灵敏度( $\frac{\mu V}{W/m^2}$ )。为了减少地形对积雪反照率的影响，反照率观测选择在 A 研究区附近较平坦的地方。

2.2.4 雪粒径和温度，雪深及其雪剖面数据与雪密度

积雪粒径目前最好的测量方法是提取积雪样本，在低温实验室采用立体测量技术进行观测<sup>[26-27]</sup>，该技术不仅可以观测积雪粒径，还可以得出积雪体积和表面积。但由于试验条件限制，试验中利用手持 40 倍带刻度显微镜测量积雪粒径，我们记录了积雪长轴的直径和积雪形状，仪器的测量精度是 50  $\mu m$ 。由于冰沟流域积雪深度最大不过 1 m，雪深测量采用直尺直接测量，部分雪深超过 50 cm 时候采用挖雪坑的方式辅助测量；积雪表面温度利用和热红外辐射温度计进行测量，雪层内部温度利用针式温度计进行测量；积雪密度主要利用雪特性分析仪测量。

3 结果和讨论

3.1 积雪空间分布

在利用花杆观测的雪深数据对积雪空间分布进行研究时，首先要分析雪深数据。由于观测者观测误差以及局部地形的影响，部分花杆数据有明显错误。为了更好的表示区域的雪深信息，对出现异常值的花杆数据要删除，剩余的花杆称为有效花杆。经剔除后，1~5 组中剩余的有效花杆数量分别为 16、7、7、6、5 根，然后计算每组有效花杆雪深日平均值。在观测期内，第 1 组观测了 10 次，第 2 组观测了 9 次，其它 3 组观测了 8 次。图 3 是 5 组花杆测量的日平均雪深的变化图。

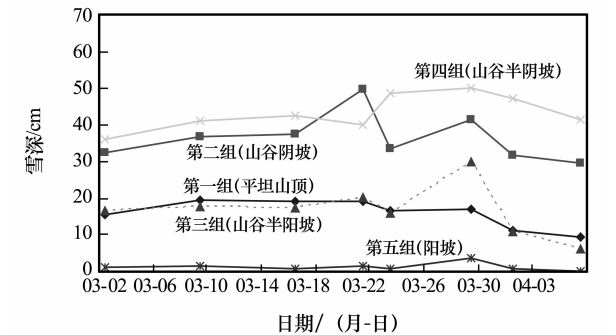


图 3 5 组花杆测量的平均雪深日变化  
Fig. 3 The daily changes of the mean snow depths derived from the five groups of snow scales

可以看到，不同地形条件下雪深分布有很大的不同，1~5 组平均雪深分别为 16.0 cm，35.8 cm，16.8 cm，43.4cm，1.3 cm。其中，位于阳坡的第 5 组平均雪深最小，位于半阴坡(下午向阳)的第 4 组雪深最深，最深处积雪有 64 cm。在同一地形条件下，虽然每组花杆距离为 20 m，但是花杆之间测量的雪深的存在异质性。山区阳坡和其它地形有明显的区别，在祁连山区，非阳坡地形雪深积累超过 50 cm 时，阳坡最多也仅有 3 cm 左右积雪，而在大部分时候积雪都很少，阴坡和坡度较大的山谷半阴坡雪堆积比较多，在地形平坦地区和山谷半阳坡其次。为了更好的表示同组积雪雪深数据的异质性，利用式(8)计算了每组雪深的均方根差(RMSE)：

$$RMSE = \left( \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \right)^{\frac{1}{2}} \tag{8}$$

式中： $n$  为每组的花杆数； $x_i$  为第  $i$  根测量的雪深； $\bar{x}$  为每组的平均观测雪深。表 2 列出了各组雪深数据的均方根差，可以看到，在第 5 组阳坡，由于积雪较少，经常没有雪，异质性最小；而在第二组阴坡山谷，雪深分布很不均匀，雪深异质性最大，在 4 月 5 日测量的数据中，最深为 66 cm，最浅处仅为 6 cm；地形平坦地区和半阳坡、半阴坡地区，除个别值外，总体异质性相对较小。虽然我们对无效花杆做了剔除，但是雪深分布异质性确实是存在的，即便是在平均坡度仅为 3.7 度的顶部雪深，这种空间异质性依然存在。研究表明，造成山区积雪分布不均匀的主要原因如下：一是山区地形复杂，地表粗糙度不尽相同，不同的坡度，坡向引起积雪积累的差异；二是山区风比较大，风对积雪再分布有很

表 2 5 组花杆日雪深数据均方根差(cm)

Table 2 The RMS of the daily snow depths derived from the five groups of snow scales(cm)					
日期/(年-月-日)	第 1 组	第 2 组	第 3 组	第 4 组	第 5 组
2008-03-02	5.70	15.11	5.55	4.83	1.47
2008-03-09	5.90	15.66	5.19	4.57	2.06
2008-03-16	4.25	14.31	5.42	4.00	1.60
2008-03-21	6.97	16.93	6.47	12.81	1.85
2008-03-23	7.78	14.85	9.11	6.37	1.20
2008-03-29	7.00	17.12	14.15	8.79	3.72
2008-04-01	7.21	16.52	5.35	2.85	0.98
2008-04-06	7.43	18.09	5.24	4.25	0.00
平均(RMSE)	6.62	16.12	7.65	6.78	1.89

大影响,使得部分雪深较深,部分雪深较浅,一般来说山谷底部的积雪最深;第三,能量分布也是造成雪深差异的重要原因,能量分布是由于地形,海拔等原因形成的,各组花杆吸收的能量不同,积雪融化程度也不同,使得积雪深度也不相同。

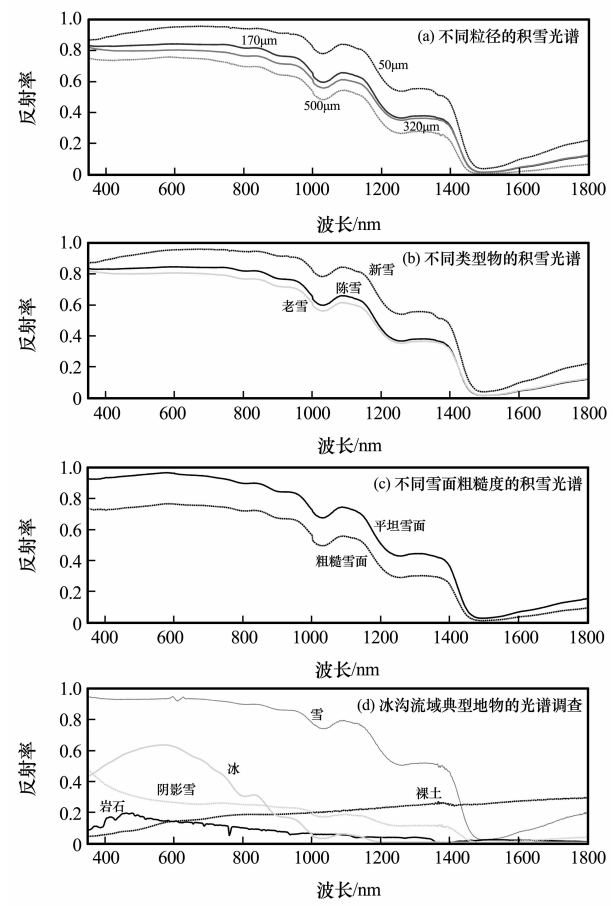


图 4 冰沟积雪及典型地物光谱观测

Fig. 4 The spectra of snow and other typical land in Binggou Watershed of different snow grain sizes (a), of different snow types (b), of different snow surface roughness (c) and of typical lands (d) in the Binggou Watershed, Qilian Mountains

3.2 积雪属性

本文提出几种先进的观测积雪属性的方法. 在试验第一阶段对 A, B, C 区进行积雪属性观测; 在第二阶段对 A, B, C, D, E 区进行积雪空间分布和积雪属性观测。

3.2.1 积雪光学属性

积雪光谱的观测主要在 A 子研究区进行. Male 等<sup>[28]</sup>研究表明, 在自然条件下, 无论是慢散射辐射照亮的雪面还是直接由阳光照亮的雪面, 其

反射率都是雪颗粒大小, 污染和地面粗糙度的一次函数. 为了验证这一结论, 我们选择了不同表面粒径、不同积雪类型和不同雪面粗糙度的积雪进行光谱测量, 图 4 中 (a)、(b)、(c) 是不同积雪在波长 350~1 800 nm 上的反射率. 图 4(a) 中不同粒径的积雪反射率不相同, 波长相同的情况下, 粒径越小, 相对光谱反射率越高, 随着粒径增加, 光谱反射率下降; 图 4(b) 中新雪、陈雪、老雪在同一波长条件下, 光谱反射率逐步降低, 表面污染物越多, 反射率也越低; 图 4(c) 表示在粒径相对不变的情况下, 同一波长平坦的雪面反射率要高于粗糙表面. 此外, 也测量了流域内其它典型地物的光谱, 冬季流域内主要覆盖类型是岩石, 裸土, 积雪, 冰, 此外在山区被遮挡的阴影积雪也比较多; 图 4(d) 是不同地物光谱测量结果。

反照率观测点选择在 A 研究区附近较平坦的地方, 观测时, 反照率测量计探头高度为 1.5 m. 试验中人工观测了 4 日积雪反照率日变化情况, 分别是 2008 年 3 月 17 日、19 日、22 日和 24 日. 根据气象站记录, 3 月 19 日到 3 月 22 日之间有新降雪, 观测日天气晴朗, 偶尔有云的影响, 图 5 是反照率随时间变化结果. 可以看到, 4 d 的日反照率随着时间的变化趋势相同, 都是逐渐降低, 这是由于太阳高度角逐渐增大引起的, 研究表明太阳高度角大于 40° 时, 反照率变化区域平稳<sup>[29]</sup>. 3 月 19 日反照率从 11:40 到 12:20 有一个比较大的降低, 这是因为随着时间变化, 积雪融化导致积雪表层液态水含量逐渐增加, 从而引起反照率降低; 在 3 月 19 日与 3 月 22 日之间, 有新降雪补充, 反照率由原来的 60% 增加到接近 80%; 3 月 17 日和 19 日的反照率相似, 17 日略高于 19 日. 同样 22 日与 24 日反照率相似, 22 日略高于 24 日, 这是因为积雪逐渐融化, 粒径增大、污染物也增大, 在没有新降雪补充时, 使得反照率逐日降低。

3.2.2 积雪其它属性

流域内积雪液态水含量较低, 雪特性分析观测的表明: 在不同观测期所采集的积雪样本液态水含量大部分都在 3% 以下, 图 6 是积雪液态水含量直方图. 液态水含量通用的分类方案是 IAHA(International Association of Scientific Hydrology) 发布的分类标准, 根据液态水百分比将积雪分为干雪 (0%)、潮雪 (<3%)、湿雪 (3%~8%)、非常湿 (8%~15%)、烂泥 (>15%), 流域内积雪在观测期内属于潮雪。

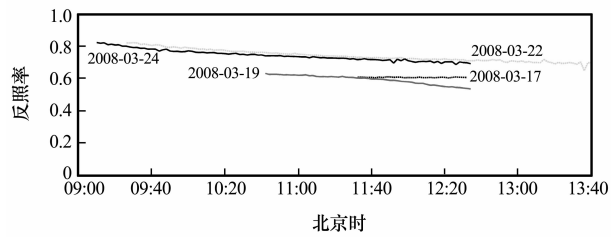


图 5 积雪反照率随时间变化

Fig. 5 Changes of snow albedo during the four days from 9:00 to 13:40

为了研究山区积雪垂直分布特征，在 B、D 子研究区分别选择雪坑 1 号和 2 号进行积雪剖面研究。根据研究区积雪物理性质，将其分为新雪、细冰晶、雪下冰晶和冰层。表 3 和、表 4 是雪坑 1 号和 2 号 2008 年 4 月 5 日的测量结果，其中对于冰层的密度没有测量，认为是  $0.9\text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ 。

通常来说，随着深度的增加，积雪密度也随之增大，但是从表 3 和表 4 中可以看到，下层的积雪密度有时比上层还小。除冰外，密度最大的是近期

形成的下层的细冰晶，如 1 号雪坑 10~15 cm，17~27 cm 的雪层。而最下层的雪下冰晶由于积雪粒径增大，积雪间孔隙度增大，造成粒子数量密度下降，使得积雪密度并不高，如 1 号雪坑的 7~10

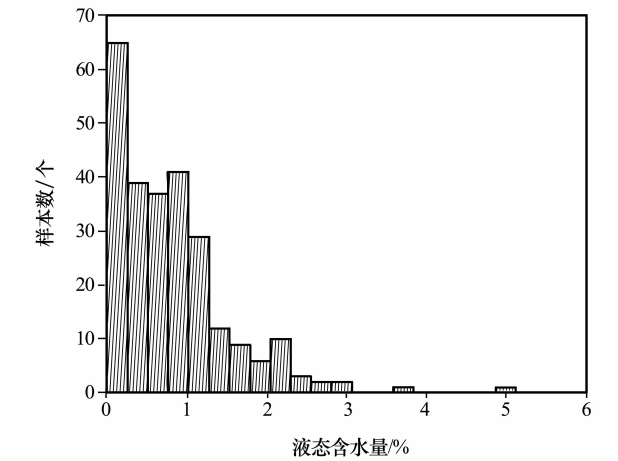


图 6 Snow Fork 测量的积雪液态水含量

Fig. 6 The histogram of liquid water contents in snow derived from Snow Fork

表 3 雪坑 1 号测量参数详细信息

Table 3 The information Snow Pit 1

积雪类型	雪层分布 /cm	雪深 /cm	雪层温度 /℃	雪密度 /(g·cm <sup>-3</sup> )	雪粒半径 /μm	液态水含量 /%	其它
新雪	0~2	2	-0.9	0.20	350	2.61	海拔 4024 m
细冰晶	2~5	3	-4.4	0.17	150	0.46	
冰	5~7	2	/	0.90	/	/	
雪下冰晶	7~10	3	-8.0	0.14	500	0.33	雪坑深 64 cm
细冰晶	10~15	5	-8.5	0.28	800	1.31	
冰	15~17	2	/	0.90	/	/	
细冰晶	17~27	10	-7.9	0.27	750	1.17	
雪下冰晶	27~40	13	-5.4	0.12	750	0.90	
雪下冰晶	40~42	2	-4.5	0.16	1500	0.47	
雪下冰晶	42~64	22	-3.6	0.12	2500	0.78	

表 4 雪坑 2 号测量参数详细信息

Table 4 The information Snow Pit 2

积雪类型	雪层分布 /cm	雪深 /cm	雪层温度 /℃	雪密度 /(g·cm <sup>-3</sup> )	雪粒半径 /μm	液态水含量 /%	其它
陈雪	0~4	4	0	0.18	290	1.28	海拔 3 896 m
细冰晶	4~7	3	-0.4	0.18	500	1.14	
冰层	7~11	4	/	0.90	/	/	雪坑深 38 cm
细冰晶	11~20	9	-6.0	0.17	630	0.94	
雪下冰晶	20~38	18	-4.8	0.17	3000	1.31	

cm, 27~40 cm, 42~64 cm 的密度分别为 0.14、0.12、0.12 g·cm<sup>-3</sup>. 在 2 号雪坑积雪密度比 1 号大, 但雪下冰晶是整个雪坑中密度最小的层, 为 0.17 g·cm<sup>-3</sup>. 因为积雪的这种垂直密度不一致性, 在每个子研究区挖雪坑, 并以 10 cm 为间隔测量了雪层积雪密度. 雪坑的平均密度我们定义为等效积雪密度:

$$SWE = \sum_{i=1}^n (\rho_i d_i)$$

(9)

$$\rho_e = \frac{SWE}{D}$$

(10)

式中:  $SWE$  雪水当量;  $n$  为雪分层数;  $\rho_i$  为  $i$  层的积雪密度;  $d_i$  为  $i$  层的积雪深度;  $\rho_e$  为等效积雪密度;  $D$  为雪坑深. 已知每个雪坑的深度, 层数, 每层密度, 可以计算积雪等效密度. 计算了 2007 年 12 月 A、B、C 研究区与 2008 年 3 月 A、B、C、D 研究区的平均等效密度, 计算结果如表 5 所示. 可以发现, 在同一观测时期内, 2007 年 12 月, 仅 B 研究区等效密度较小, A、C 研究区不大, 平均密度为 0.157 g·cm<sup>-3</sup>. 2008 年 3 月各研究区等效密度, 除 A 区略大外, 其它研究区都相似, 平均密度为 0.16 g·cm<sup>-3</sup>; 对于不同观测时期内同研究区比较发现, 只有 B 研究区密度由 0.142 g·cm<sup>-3</sup> 增大到 0.157 g·cm<sup>-3</sup>, A 研究区略增大, C 研究区减少, 但变化都不是很大. 虽然整个冰沟流域各个研究区雪深和雪剖面情况各异, 但是其等效密度基本相似, 流域内不同时期平均积雪等效密度 0.158 g·cm<sup>-3</sup>, 约等于 0.16 g·cm<sup>-3</sup>.

表 5 研究区等效积雪密度

Table 5 The equivalent snow densities in the study

	2007 年 12 月等效密度 (/g·cm <sup>-3</sup> )	2008 年 3 月等效密度 (/g·cm <sup>-3</sup> )
A	0.165	0.168
B	0.142	0.157
C	0.164	0.158
D	NAN	0.156
平均	0.157	0.160
总平均	0.158	

温度剖面研究表明, 随着深度的增加雪层温度逐渐降低, 但是当积雪厚度在 20 cm 以上时, 从 20 cm 后开始雪剖面温度又开始升高. 这种温度梯度是由雪的较低热传导率造成的, 雪较低热传导率使其具有绝热性, 这种绝热性很大程度上取决于它的

厚度, 如果达到一定深度, 积雪具有保温作用. 积雪的这种温度梯度是积雪下层物理性质变化的动力, 下层雪的变形则主要由贯穿雪层的垂直温度梯度控制, Colbeck<sup>[30]</sup>研究表明, 如果温度梯度很大, 就会产生大剖面晶体, 形成雪下冰晶, 这种晶体被认为是动力生长型, 在冰沟流域积雪中很普遍.

3.3 讨论

研究使用了不同的方法观测积雪参数, 主要讨论一些测量方法的准确性, 以便对数据准确性有更好了解. 采用高倍数望远镜辅助观测花杆测量雪深, 这种方法经观测人员反复试验, 在离花杆 50 m 距离内, 数据精度为 1 cm. 为了保证数据质量, 使用望远镜观测雪深时, 距离花杆在 50 m 以内. 雪粒径的观测误差比较大, 一方面是由于仪器的精度不高, 只精确到 50 μm; 另一方面, 由于积雪易融化, 观测者很可能观测过程中粒径即发生变化. 此外, 相同地方积雪粒径可能存在差异, 观测者选择不同的样本也可能得到不同的结果. 由于以上试验条件限制, 对于雪粒径主要通过多次观测取平均值的方法以尽量减少误差. 雪特性分析仪测量的值在本试验中认为是真值, 但是仪器本身可能存在一定偏差, 这在试验中并没有考虑. 手持反照率测量计和多角度观测架主要误差是系统误差, 从试验要求的精度来讲, 可以忽略. 试验中所采用温度计主要是两种, 一种是辐射温度计, 由于地物发射率的不确定性引起的误差, 试验中通过测量地物的发射率对温度计进行了校正; 另外一种是指式温度计, 误差主要来自系统误差, 我们对用来测量的每个温度计定标, 然后对观测结果进行修正. 总之, 试验方案根据不同观测仪器的特性, 尽可能减少人为误差.

4 结论

本文利用不同的方法, 测量了冰沟流域积雪空间分布和积雪参数, 并对测量结果作了进一步的分析. 研究表明, 冰沟流域雪深空间分布很不均一. 在同一时间, 阳坡和阴坡积雪分布差异很大, 阴坡积雪较厚, 而阳坡融化较快; 在同一地区, 由于局部地形影响及风引起的积雪再分布, 使得每个研究区局部雪深也不尽相同. 这种空间异质性表明山区雪水当量的计算仍然是一个难点.

在积雪积累期, 冰沟流域积雪大都属于潮雪, 一般来说积雪的表面体积液态水含量 1% 左右, 融化时候达到 2%~3%, 雪层内部液态水含量没有明显变化, 在 1% 左右. 对不同粒径、类型和表面粗

糙度的积雪反射率进行观测, 验证了积雪光谱是雪颗粒大小, 污染和地面粗糙度的一次函数这一结论, 得出积雪光谱随不同粒径、不同类型和不同的表面粗糙度的变化关系。反照率观测表明, 在没有新降雪的情况下反照率随着时间增加而降低, 在同一天由于积雪融化引起液态水含量的变化, 上午的反照率要比中午的略大。积雪随着深度的增加温度逐渐降低, 但是当积雪厚度超过 20 cm 时, 20 cm 以下雪剖面温度又开始升高, 这种温度梯度是由雪的较低热传导率造成的, 说明积雪具有保温作用。山区积雪存在垂直分布的密度差异, 新雪的密度较低, 风大的山顶经常可以形成风成雪壳, 密度很大, 底层普遍发育雪下冰晶。一般来说, 随着积雪深度的增加, 雪密度也相应增加, 但是在动力温度梯度的变质作用下形成的雪下冰晶密度小。所以, 研究区积雪密度与深度没有直接关系。本文提出了等效密度概念, 通过计算流域内不同时间和空间的样本等效密度, 得出冰沟流域的积雪等效密度为  $0.16 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ 。

试验通过各种不同方法测量了积雪空间分布及积雪参数, 分析结果表明: 观测方法是合理的, 观测数据是有效的。研究获得的数据集, 丰富了我国的积雪数据库, 一方面可以发展适用于我国的山区雪水当量估算模型; 另一方面可以为遥感反演积雪参数提供验证和校正数据。

## 参考文献 (References):

- [1] Jones H G, Pomeroy J W, Walker D A, *et al.* Snow Ecology—An Interdisciplinary Examination of Snow-Covered Ecosystems [M]. Cambridge: Cambridge University Press, 2001: 1—3.
- [2] Chen Qian, Chen Tianyu. Climatic analysis of seasonal snow resources in Qilian MT [J]. Geographical Research, 1991, **10** (1): 24—38. [陈乾, 陈添宇. 祁连山区季节性积雪资源的气候分析[J]. 地理研究, 1991, **10**(1): 24—38.]
- [3] K? nig M, Winther J G, Isaksson E. Measuring snow and glacier ice properties from satellite [J]. Rev. Geophys. , 2001, **39**(1): 1—27.
- [4] Elder K, Dozier J, Michaelson J. Snow accumulation and distribution in an alpine watershed [J]. Water Resources Research, 1991, **27**: 1541—1552.
- [5] Cline D W, Bales R C, Dozier J. Estimating the spatial distribution of snow in mountain basins using remote sensing and energy balance modeling [J]. Water Resources Research, 1998, **34**(5): 1275—1285.
- [6] Luce C H, Tarboton, D G, Cooley K R. The influence of the spatial distribution of snow on basin-averaged snowmelt [J]. Hydrological Processes, 1998, **12**(10 - 11): 1671—1683.
- [7] Luce C H, Tarboton, D G, Cooley, K R. Sub-grid parameterization of snow distribution for an energy and mass balance snow cover model [J]. Hydrological Processes, 1999, **13**(12 - 13): 1921—1933.
- [8] Colee M T, Painter T H, Rosenthal W, *et al.* A spatially distributed physical snowmelt model in an alpine catchment [J]. Proc. West. Snow Conf. , 2000, **68**: 99—102.
- [9] Foster J L, Chang A T C, Hall D K. Comparison of snow mass estimates from a prototype passive microwave snow algorithm, a revised algorithm and snow depth climatology [J]. Remote Sensing of Environment, 1997, **62**: 132—142.
- [10] Tait A. Estimation of snow water equivalent using passive microwave radiation data [J]. Remote Sensing of Environment, 1998, **64**: 286—291.
- [11] Kelly R E, Chang A T, Leung T. A prototype AMSR-E global snow area and snow depth algorithm [J]. IEEE Transaction on Geoscience and Remote Sensing, 2003, **41**(2): 230—242.
- [12] Foster J L, Sun C J, Jeffrey P, *et al.* Quantifying the uncertainty in passive microwave snow water equivalent observations [J]. Remote Sensing of Environment, 2005, **94**(2): 187—203.
- [13] Shi J, Dozier J. Estimation of snow water equivalence using SIR-C/X-SAR: Part I. inferring snow density and subsurface properties [J]. IEEE Transactions on Geosciences and Remote Sensing, 2000, **38**(6): 2465—2474.
- [14] Shi J, Dozier J. Estimation of snow water equivalence using SIR-C/X-SAR, Part II: Inferring snow depth and grain size [J]. IEEE Transactions on Geosciences and Remote Sensing, 2000, **38**(6): 2475—2488.
- [15] Cao Meisheng, Li Peiji, Robinson D A, *et al.* Evaluation and primary application of microwave remote sensing SM MR derived snow cover in Western China [J]. Remote Sensing of Environment, 1993, **8**(3): 260—269. [曹梅盛, 李培基, Robinson D A, 等. 中国西部积雪 SSMR 微波遥感的评价与初步应用[J]. 环境遥感, 1993, **8**(3): 260—269.]
- [16] Che Tao, Li Xin, Gao Feng. Estimation of snow water equivalent using passive microwave remote sensing data(SSM /I) in Tibetan Plateau [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2004, **26**(3): 363—368. [车涛, 李新, 高峰. 青藏高原积雪深度和雪水当量的被动微波遥感反演[J]. 冰川冻土, 2004, **26**(3): 363—368.]
- [17] Elder K. Snow Distribution in Alpine Watersheds[D]. Santa Barbara: Ph. D. Dissertation, Univ. of Calif. , Santa Barbara, 1995.
- [18] Yang Daqing, Wang Chunzu, Zhang Yinsheng, *et al.* Distribution of seasonal snowcover and variation of snow density on the headwaters of Ürümqi River Basin [J]. Geographical Research, 1992, **11**(4): 87—96. [杨大庆, 王纯足, 张寅生, 等. 乌鲁木齐河源高山区季节积雪的分布及其密度变化[J]. 地理研究, 1992, **11**(4): 87—96.]
- [19] Wei Wenshou. Properties and structure of the seasonal snow cover in the northwest regions of China [J]. Arid Land Geography, 2001, **24**: 310—313. [魏文寿. 中国西北地区季节性积雪的性质与结构[J]. 干旱区地理, 2001, **24**: 310—313.]
- [20] Zeng Qunzhu. Study on spectral reflection characteristics of snow, ice and water of Northwest China [J]. Sci. Sin. (Series B), 1984(4): 370—377. [曾群柱. 我国西北若干种冰、雪及水体反射光谱特性的研究[J]. 中国科学(B辑), 1984(4): 370—377.]



- [21] Cao Meisheng, Li Peiji. Some characteristics of spectral albedo of winter dry snow cover in Urumqi suburb [J]. *Arid Land Geography*, 1991, **14**(1): 69—3. [曹梅盛, 李培基. 乌鲁木齐市郊冬季干积雪光谱反照率的若干特征[J]. 干旱区地理, 1991, **14**(1): 69—73. ]
- [22] Xu Xingkui, Tian Guoliang. Dynamic distribution and albedo change of snow in China [J]. *Journal of Remote Sensing*, 2000, **4**(3): 178—182. [徐兴奎, 田国良. 中国地表积雪动态分布及反照率的变化[J]. 遥感学报, 2000, **4**(3): 178—182. ]
- [23] Li Peiji. Preliminary evaluation of seasonal snow resources in China [J]. *Acta Geographica Sinica*, 1988, **43**(2): 108—119. [李培基. 中国季节积雪资源的初步评价[J]. 地理学报, 1988, **43**(2): 108—119. ]
- [24] Yang Zhenniang, Yang Zhihuai, Liang Fengxian, *et al.* Permafrost hydrological processes in Binggou Basin of Qilian Mountains [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 1993, **15**(2): 235—241. [杨针娘, 杨志怀, 梁凤仙, 等. 祁连山冰沟流域冻土水文过程[J]. 冰川冻土, 1993, **15**(2): 235—241. ]
- [25] Yang Zhenniang, Yang Zhihuai, Zhang Xuecheng. Runoff and its generation model of cold region in Binggou Basin of Qilian Mountain [C]//Memoirs of Lanzhou Institute of Glaciology and Geocryology, Chinese Academy of Sciences, No. 7, 1992: 91—100. [杨针娘, 杨志怀, 张学成. 祁连山冰沟寒区径流及产流模式[C]//中国科学院兰州冰川冻土研究所集刊, 第7号, 1992: 91—100. ]
- [26] Dozier J, Schneider S R, Perla R. On the objective analysis of snow microstructure [J]. *Avalanche Formation, Movement and Effects*, IAHS Publication, 1987, **162**: 49—59.
- [27] Painter T H, Dozier J, Roberts D A, *et al.* Retrieval of sub-pixel snow-covered area and grain size from imaging spectrometer data [J]. *Remote Sensing of Environment*, 2003, **85**: 64—77.
- [28] Male D H, Granger R J. The seasonal snowcover [M]// Colbeck S. *Dynamics of Snow and Ice Masses*. Toronto: Academic Press, 1980: 305—395.
- [29] Liu Huizhi, Tu Gang, Dong Wenjie. Variation of different surface albedo in arid and sub-arid region [J]. *Chinese Science Bulletin*, 2008, **53**(10): 1220—1227. [刘辉志, 涂钢, 董文杰. 半干旱区不同下垫面地表反照率变化特征[J]. 科学通报, 2008, **53**(10): 1220—1227. ]
- [30] Colbeck S C. Snow metamorphism and classification [C]// NATO-ASI Series C: Mathemat. Physic. Sci., 1987, **211**: 1—35.

## The Spatial Distribution and Properties of Snow Cover in Binggou Watershed, Qilian Mountains: Measurement and Analysis

HAO Xiao-hua<sup>1</sup>, WANG Jian<sup>1</sup>, CHE Tao<sup>1</sup>, ZHANG Pu<sup>1, 2</sup>, LIANG Ji<sup>1</sup>,  
LI Hong-yi<sup>1</sup>, LI Zhe<sup>1</sup>, BAI Yun-jie<sup>1</sup>, BAI Yan-fen<sup>1</sup>

(1. Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou Gansu 730000, China; 2. Institute of Desert Meteorology, China Meteorological Administration, Ürümqi Xinjiang 830002, China)

**Abstract:** The study area is Binggou watershed of the Qilian Mountains, located in Qinghai province, China. In this paper, the snow properties were measured using some advanced instruments in Binggou watershed, and then the temporal and spatial relationships of the properties of snowpack were analyzed. With snow scales, snow forks, handheld loupes with scale, ASD-FR, portable albedometer and so on, the distribution of snow depth, along with other properties such as snow density, snow liquid water content, snow reflectance, snow surface albedo, snow grain size and temperature, were measured during December 2007 and March 2008. In addition, snow profile properties were measured with snow pit work and the snow equivalent density was calculated. Results of snow depth measured from snow scales indicate the spatial distribution of snow depth in al-

pine is quite various. The snow in shade slopes is much deeper than that in sunny slopes. The liquid water content derived from snow fork is less than 3%. The measured snow spectral reflectance demonstrates firmly that the snow reflectance has a strong dependence on snow grain size, snow type (contamination) and surface roughness. Snow surface albedo was measured using a portable albedometer. The results show that the snow surface albedo varies in dependence of surface liquid water content, except for new snow. Results of the snow pit work reveal various snow vertical structures: fine snow, old snow, ice, coarse grain snow. When the snow depth is more than 20 cm, the snow cover often works like a heat insulation layer. The snow equivalent density varies temporally and spatially in a small extent. The snow equivalent density was calculated to be  $0.16 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ .

**Key words:** Binggou watershed; spatial distribution of snow cover; snow properties; snow fork; snow equivalent density