

# 天山乌鲁木齐河源1号冰川夏季 消融期内反射率的变化<sup>①</sup>

白重瑗

(中国科学院兰州冰川冻土研究所)

大畑哲夫

(日本名古屋大学水圈科学研究所)

**提 要** 制约冰川反射率变化的主要因素是颗粒物污化率和积雪厚度。新雪和粒雪的反射率随着雪颗粒粒径和含水量的增大而降低。夏季频繁降雪和融化导致冰川反射率大幅度变化。其变率指标是新雪厚度的函数。在冰川反射率空间分布图中自然冰雪面上平均反射率变化于70%至25%之间。

**关键词** 乌鲁木齐河源1号冰川 反射率 颗粒物污化率 降雪 空间变化

## 1 概 述

为了研究和提供冰川自然表面上的辐射和热量交换过程及变化的参量和数据,对整个冰川在夏季消融期间不同雪盖厚度和污化状态下的反射率测量和时空变化因素的分析是必不可少的。根据中日“天山冰川对气候变化的响应”合作研究计划,在乌鲁木齐河源1号冰川辐射和热量平衡观测期间对整个冰川区的反射率和相应的影响因素,如冰雪密度、颗粒粒径、颗粒物污化率和积雪厚度等进行测量。不同密度、雪粒粒径和含水量的冰雪覆盖层对反射率的影响观测主要集中在1号冰川热量平衡场(HB-1, 3895 m)进行的。使用NEO型辐射强度表记录同步的向上和向下辐射辐照度( $W/m^2$ ),以求取平均反射率( $\bar{R}_e$ , %)。应用雪坑剖面观测方法,在相应时段对雪盖表层密度、颗粒粒径和含水量以及积雪厚度进行测量,以求取各影响因子平均值。不同地形部位、不同类型冰雪表面的反射率观测是沿东支冰川A、B、C、D、E、F和G 7条积消横剖面上以行动式反射率表于晴天少云天气下正午时刻进行的。与此同时,选择测点上有代表性的冰雪面测取冰雪层密度,采集 $1 m^2$ 面积内,深2 cm的雪样。通过室内分析求取单位面积上的颗粒物聚集量(又称为污化率,以 $g/m^2$ 表示)。

此外,在HB-1和OS-2站(3810 m)的热量平衡观测期间还进行了反射率日际变化、积雪厚度和冰雪密度的观测。在该课题研究中还引用了刘光远、曾祥银等人在

<sup>①</sup> 本文系中日合作《天山冰川对气候变化的响应研究》课题成果之三。

1962年夏季消融期内(6月18日至8月10日)所观测到的反射率及其影响因素的资料(刘光远等, 1965)和天山冰川研究站1980—1984年间各积雪观测剖面处的积雪厚度、积累量和冰雪密度资料。由上述观测所整理的分析结果还与中国西部山地毗邻的苏联中亚及帕米尔山地冰川的反射率特点进行了比较。

## 2 影响冰雪反射率变化的主要因素

由于冰川自然表面性质、雪盖厚度和冰碛颗粒物污化率的差异,冰川反射率不仅有差别明显的平均值,而且还具有较大的变率。根据1962年6—8月和1983年7月期间在天山乌鲁木齐河源1号冰川上的观测和计算证实,不同类型的冰川表面,其平均反射率具有明显差别,并在一定区间内变化。其中,新降的干洁新雪的反射率最大,平均为0.850,变化于0.806—0.957之间;随着含水量增大和细颗粒风尘物质的轻度污化而变为陈雪,其平均反射率( $\bar{Re}$ )相应下降至0.630(变化于0.510—0.790)。密实化粗粒径的清洁粒雪,其 $\bar{Re}$ 值进一步降低至0.584(变化于0.457—0.715)。清洁冰川 $\bar{Re}$ 冰的为0.416(变化于0.336—0.530),并按其冰碛颗粒物污化率和覆盖聚集程度又可将冰川冰分为轻度污化冰、污化冰、强烈污化冰和冰碛覆盖冰。其中轻度污化冰的 $\bar{Re}$ 较高,为0.340(变化于0.320—0.390);污化和强烈污化冰次之, $\bar{Re}$ 分别为0.239(变化于0.211—0.267)和0.182(变化于0.154—0.220);冰碛覆盖冰的 $\bar{Re}$ 值最低,为0.178(变化于0.146—0.192)。各类型冰川表面反射率的变化主要取决于其表层结构、雪颗粒平均粒径、含水量、污化率和表征冰雪性质的表层密度。

### 2.1 积雪的雪颗粒平均粒径对反射率的影响

颗粒粒径不同的积雪,其单位体积内粒子表面面积有很大差异。这不仅影响太阳辐射在雪层中的传播和吸收,而且还导致颗粒散射面积的大小差异。因此,不同颗粒粒径组成的积雪具有不同的反射性能。根据Giddings(1961)的理论公式计算表明, $Re$ 为0.6的陈雪雪颗粒平均粒径要比 $Re$ 为0.9的新雪大22.6倍。选择HB-1站和粒雪区内干洁雪和粒雪上的观测资料,求取平均粒径( $\bar{G}_s$ , mm)和 $\bar{Re}$ (%)的相关关系(图1, A)。在 $0.25 < \bar{G}_s < 3.5$  mm时, $\bar{Re}$ 将随 $\bar{G}_s$ 的增大而呈线性增加,其经验方程是:

$$\bar{Re} = 78.451 - 8.651\bar{G}_s \quad (r = 0.9922) \quad (1)$$

这与Ohata等人(1980)在尼泊尔东部索荣喜马拉雅山AX 010冰川上获得的变化规律( $\bar{Re} = -0.16\bar{G}_s + 0.78$ )相类似。对比其参变量可知,1号冰川的 $\bar{Re}$ 降低速率仅是AX 010号冰川的54.1%,这可能是1号冰川此时已有微弱消融( $\bar{a} = 4.2$  mm),致使雪层中含水量较大所致。

### 2.2 积雪层中含水量对反射率的影响

在粒径相似的表层雪层中,含水量的不同对其反射性能也有明显的影响。融雪后,雪粒子间的空隙被融水所充填。由于水对太阳辐射的强烈吸收,雪颗粒散射能力相应降

低, 从而引起反射率呈幂函数规律迅速降低。当含水量 ( $\omega_w$ , %) 超过 15% 后, 其降低速率逐渐减缓。饱含融水 ( $\omega_w$  为 30.0—35.0%) 的湿陈雪 ( $0.370—0.425 \text{ g/cm}^3$ )  $Re$  接近极限值 (48.0%)。因此, 当  $5\% < \omega_w < 35\%$  时,  $\bar{Re}$  随雪层平均含水量 ( $\bar{\omega}_w$ , %) 变化 (图 1, B) 的经验方程可表达为:

$$\bar{Re} = 137.8\bar{\omega}_w^{-0.306} \quad (r = 0.9668) \quad (2)$$

而对于颗粒间空隙较大的粗粒雪来说, 由于充水后雪粒子散射能力呈正比减弱, 因此  $\bar{Re}$  和  $\bar{\omega}_w$  的相关变化则遵循线性规律, 而与新雪和陈雪层反射率与雪层含水量相关关系有明显差别。

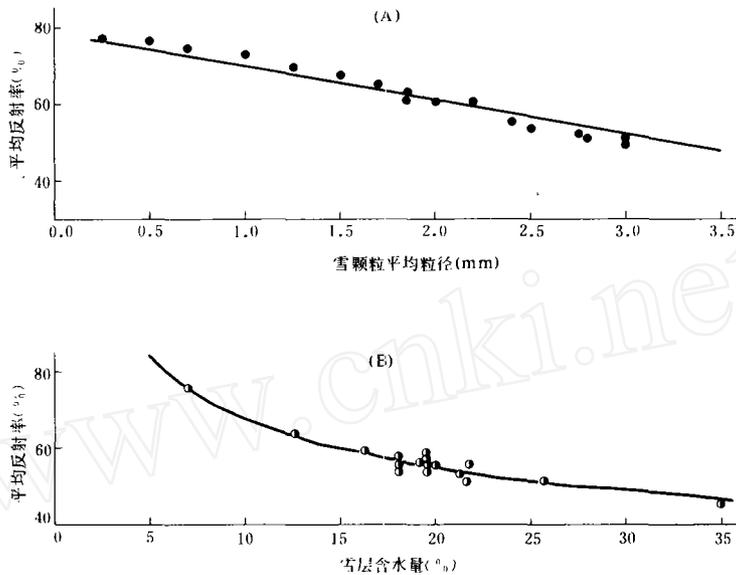


图 1 粒雪和新雪层平均反射率 ( $\bar{Re}$ , %) 与雪颗粒平均粒径 (A;  $\bar{G}_s$ , mm) 和平均含水量 (B;  $\bar{\omega}_w$ , %) 的相关关系

Fig. 1 Relationship of average albedo ( $\bar{Re}$ , %) to mean values of grain size for snow particles (A;  $\bar{G}_s$ , mm) and water content (B;  $\bar{\omega}_w$ , %) in the layer of new snow and granular snow

### 2.3 颗粒物污染化率和冰雪密度对反射率的影响

不管冰碛颗粒物质和冰雪性质差别如何, 冰雪污化后都能使其平均反射率 ( $\bar{Re}$ , %) 随颗粒物污染化率 ( $C_d$ ,  $\text{g/m}^2$ ) 的增加而明显降低。尤其是在新雪和粒雪表面上, 轻度的污化即可引起反射率的迅速降低 (图 2, 曲线 A)。当  $0 < C_d < 20 \text{ g/m}^2$  时,  $\bar{Re}$  将遵循负指数规律而降低。污化至一定程度后, 其降低速率减缓。当  $20 < C_d < 200 \text{ g/m}^2$  时,  $\bar{Re}$  随  $C_d$  呈线性减小。拟合这种变化关系的经验方程, 可表达为:

$$\bar{Re} = 52.23 - 0.1599C_d + 22.49\exp(-0.714C_d) \quad (r = 0.9604) \quad (3)$$

值得指出的是, 上述变化将随冰碛颗粒物质的颜色 (黑色度) 和颗粒粗细的差异而有不同的参变量值。这与人工黑化冰雪面后反射率随黑化粉量的变化相似 (白重媛等, 1985)。

不同含水量的粒雪,产生不断增加的冰雪密度,从而导致  $Re$  的下降。随着雪层密实化和污化颗粒物质的聚集也会增大冰雪密度,反射率也随之明显下降。相反,消融壳能使污化颗粒物质向下沉积并使密度减小,反射率也因此而上升。至于反射率较低的污化冻结冰层的密度大于反射率较高的清洁冰川冰则是常见的规律。这均表明,在冰川自然表面上,冰雪粒径大小,水分和颗粒物质含量以及积消状态等的变化综合反映在冰雪密度的变动之中。因此,冰川能量场中反射率变化的主要因素是污化率和冰雪密度 ( $\rho_s, \text{g/cm}^3$ ) 等。对于整个冰川不同类型冰雪表面来说,  $\bar{Re}(\%)$  和  $\bar{\rho}_s$  有良好的相关关系(图2,曲线B),亦可用指数函数表示:

$$\bar{Re} = 101.18 \exp(-1.954 \bar{\rho}_s) \quad (r = 0.9870) \quad (4)$$

然而对于不同地形部位的冰雪来说,其瞬时反射率却不完全依赖于冰雪密度,而是两者共同影响的结果,特别是新雪和粒雪更是如此。根据沿着各积消测杆剖面观测的同时段  $\bar{Re}$ ,  $\bar{C}_d$  和  $\bar{\rho}_s$  的平均值资料进行回归分析,结果表明,给定时段的平均反射率 ( $\bar{Re}, \%$ ) 取决于颗粒物质的平均污化率 ( $\bar{C}_d, \text{g/m}^2$ ) 和平均密度 ( $\bar{\rho}_s, \text{g/cm}^3$ ):

$$\bar{Re} = 88.57 - 75.92 \bar{\rho}_s - 0.031 \bar{C}_d \quad (r = 0.9554) \quad (5)$$

这种相关变化规律同时也控制着由地形条件明显差异而引起的  $Re$  值的横向变化。它们在夏季消融期的平均状况也相应地反映在其随高度的变化之中。

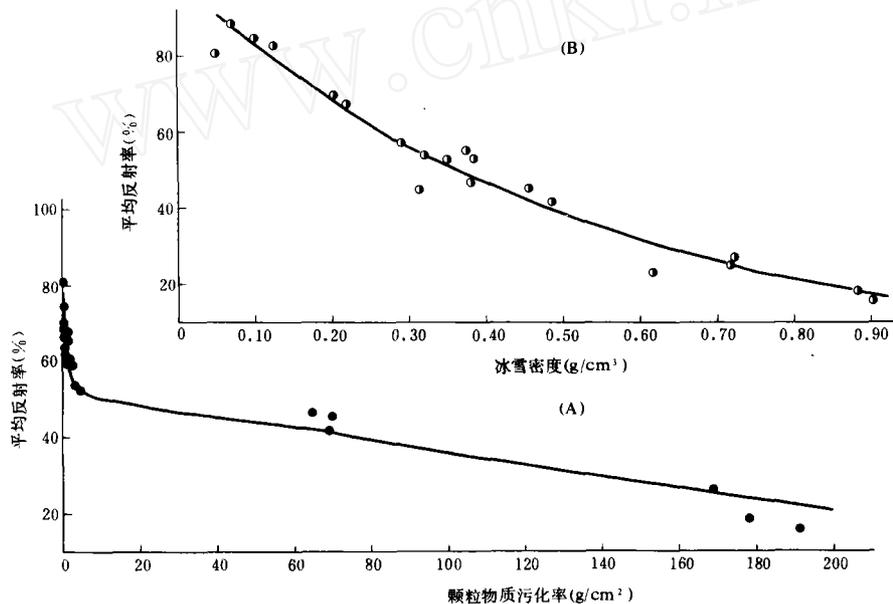


图2 冰川自然表面平均反射率( $\bar{Re}, \%$ )与颗粒物污化率(A;  $C_d, \text{g/m}^2$ )和平均冰雪密度(B;  $\rho_s, \text{g/cm}^3$ )相关关系

Fig. 2 Relationship of average albedo ( $\bar{Re}, \%$ ) to the rate of dusting (curve A,  $C_d, \text{g/m}^2$ ) and the average density of snow and ice (curve B,  $\rho_s, \text{g/cm}^3$ ) for the physical surface of glacier

## 2.4 新降雪对反射率的影响

降落在冰川表面的新雪层经常引起冰雪表面  $Re$  的变化。冰川区的低温使降雪率极高。因此, 无论是裸露冰面, 或是厚粒雪层的积累区, 新雪覆盖都能引起  $Re$  的增加。其效应主要取决于新雪层的厚度 ( $d_s$ , mm)。由于叠加新雪层本身反射性能的不同和下伏冰雪层对太阳辐射吸收和反射散射能力的差异, 都影响着反射率升高幅度和比率。据 Ohata 等人(1980)的研究, 新雪厚度对反射率影响所引起的反射率升高的幅度和比率可以用变率指标  $I(d)$  (%)表示。它与上述各影响因素的关系可以表达为:

$$I(d) = \frac{Re_d - Re_p}{Re_s - Re_b} \times 100 \quad (6)$$

式中,  $Re_d$  是  $d_s$  厚新雪覆盖后的反射率;  $Re_p$  为叠加新雪层本身的反射率, 为观测时段新雪的  $\bar{Re}$  值;  $Re_b$  是下伏冰雪层 (粒雪或冰面) 的反射率, 可由降雪前的  $\bar{Re}$  值求出。根据 1983 年 7 月在 3900 m 以下冰舌中上段积雪和裸露地段降雪后的大量观测资料统计证实, 在  $4.0 < d_s < 90.0$  mm 的区间内, 变率指标  $I(d)$  随新雪厚度 ( $d_s$ , mm) 呈明显的对数变化, 其经验方程是:

$$\lg I(d) = 0.8533 + 0.5979 \lg d_s \quad (r = 0.9659) \quad (7)$$

由上式计算得知, 当  $d_s$  为 26.0 mm 和 76.0 mm 时, 相应的  $I(d)$  值分别是 50% 和 95%。当叠加新雪层  $d_s > 83.0$  mm 时, 叠加新雪层的  $Re$  值已不再受下伏冰雪层的影响。这个厚度值与中断人工黑化辐射效应的新雪厚度 (100 mm) 和太阳短波辐射在雪层中的吸收系数及透射率的分布规律是比较一致的 (白重媛等, 1985; 谢应钦等, 1988)。

## 3 冰川反射率的时空变化

在夏季消融季节里 (6—8 月), 由于融化和冻结及冷空气入侵所带来的低温降雪, 时刻都对冰雪自然表面的反射率产生影响。因此, 反射率不仅在整個冰川空间内具有可变性, 而且在某一给定地形特征点上也有着明显的日及日际变化。

### 3.1 冰川表面反射率的日变化和日际变化

夏季消融期内, 除部分冰舌外, 雪盖是乌鲁木齐河源经常出现的表面状态。因此, 一日内反射率的逐时变化除受太阳高度角的影响外, 冰川表面的降雪和融冻变化也有明显的影响。统计 HB-1 站 1983 年 7 月 5 日至 25 日不同类型天气条件的  $\bar{Re}$  日变化状况得知, 频繁出现在清晨的新雪盖往往使反射率偏高, 随着融化和新雪层减薄,  $Re$  随之降低。日落后的冻结和地方性阵性降雪也带来  $Re$  的波动变化。以各类天气的平均状况而论, 上述影响表现的最为明显, 早、中、晚三个时段的  $\bar{Re}$  值分别为 0.821, 0.655 和 0.712。平均日较差为 0.179 (图 3, 曲线 A)。其中以降雪后的晴天 (总云量  $\bar{C}_N = 1.4$ , 总辐射平均日总量  $\overline{GR} = 30.3 \text{ MJ/m}^2 \cdot \text{d}$ , 平均气温  $\bar{t}_a = 2.1 \text{ }^\circ\text{C}$ ) 的日较差最大为

22.9%，中午后变化平缓(曲线 B)；而在阵性降雪频繁的多云天( $\overline{C_N} = 5.6$ ,  $\overline{GR} = 26.3$  MJ/m<sup>2</sup>·d,  $\overline{t_a} = 2.3$  °C)，午后的频繁起伏波动使日较差最小，为 14.4% (曲线 C)。各类天气情况下， $Re$  的不同日变化过程主要是不同总辐射收入量下的雪面能量交换过程差异较大所致。气温影响则居次要地位。然而降雪后裸露冰面上的  $Re$  日变化过程却与新雪层的厚度 ( $d_s$ , mm) 与覆盖面积有密切联系。随着日出后融化的增强以及相应的厚度与面积的减薄和缩小， $Re$  也随之逐渐下降，而  $Re$  随太阳高度和天气状况的变化反而不甚显著 (图 4)。这种由于新雪累积和随之而融化所引起的反射率日变化，经常频繁地出现在冰川下部裸露冰面上。

降雪覆盖和随之而来的融化，傍晚降温冷却作用以及不同总辐射条件下的能量交换过程在冰川上的日际变化，同样导致  $Re$  的相应变化，产生变幅较大的日际变化过程。无论是积雪覆盖的冰舌上部，或者是呈现裸露冰的冰舌下部， $Re$  的周期性波动变化都很明显，并与冷空气入侵的天气过程紧密联系在一起。在积雪厚达 1 m 的 HB-1 观测场上，6 月末和 7 月初，冷空气入侵所带来的低温降雪过程产生了一个长达一周 (5—11 日) 的负温低辐射量高反射率期， $\overline{Re}$  为 0.774。随后出现的低反射率期 ( $\overline{Re}$  为 0.663) 与净辐射 ( $\overline{NR} = 6.5$  MJ/m<sup>2</sup>·d) 和总辐射日总量 ( $\overline{GR} = 28.8$  MJ/m<sup>2</sup>·d) 的高值期相一致。在日平均气温  $\overline{t_a} > 0$  °C 的稳定高温期内  $Re$  的几次波动变化都与新雪覆盖和  $GR$  及  $NR$  日总量的增减密切相关 (图 5)。在冰舌下部冰碛污化的裸露冰面上，新雪覆盖和辐射能量交换条件的影响更为突出。根据 1962 年 6 月 18 日至 8 月 10 日期间， $Re$ 、 $d_s$ 、 $GR$  和  $t_{a, 08-20}$  (08 时至 20 时白天时段平均气温) 的观测资料点绘的  $Re$  及其影响因素日际变化图如图 6 所示。从图中可以看出，出现在 6 月 23—30 日的长时段  $Re$  高值期 ( $\overline{Re} = 0.700$ ) 是由冰面上厚 7—20 cm 的新雪-粒雪层覆盖和降温低辐射影响所致。嗣后，分别在 7 月和 8 月初出现的 4 次相对高值期都与降温和雪覆盖有关。

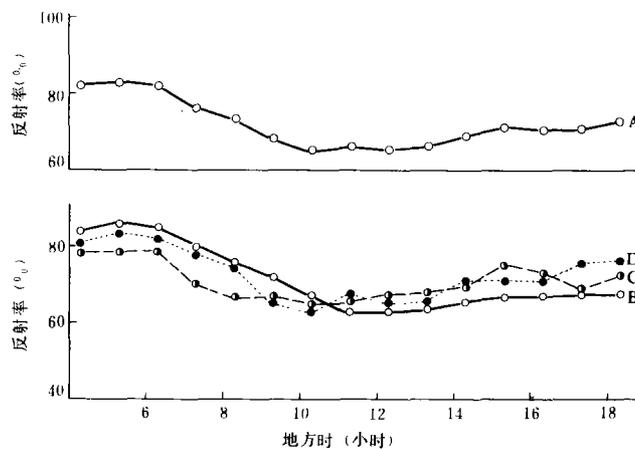


图 3 在 HB-1 观测场上，不同天气情况下雪面反射率的日变化过程  
A——平均日变化过程；B、C、D——分别为晴天、多云天和阴天的日变化过程

Fig. 3 Diurnal variation of albedo on snow surface at HB-1 Site under the various weather situation.  
A: Curve of average diurnal variation; B, C, D: Curves for clear days, cloudy days and overcast days respectively

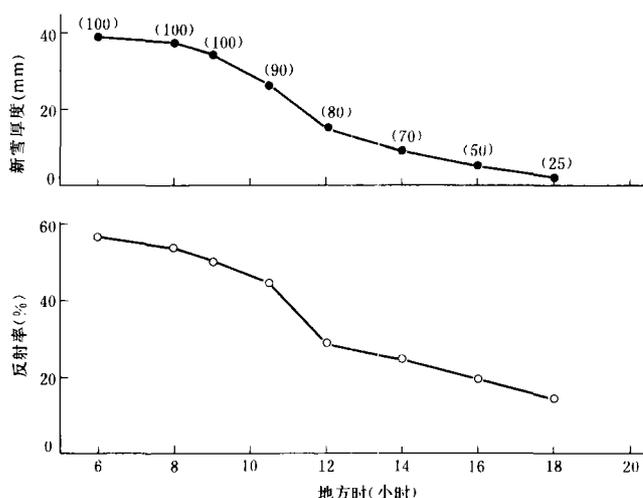


图 4 在 OS-2 观测场上, 降雪后裸露冰面反射率的日变化  
(括号内的数字表示雪覆盖面积的百分率)

Fig. 4 Diurnal variation of albedo on the bare ice surface at OS-2 Site after snowfall  
(The number in parentheses indicates the percentage of area covered with snow)

相反, 其间出现在升温高辐射收入 ( $t_{a, 08-20} > 4.0^{\circ}\text{C}$ ,  $GR > 20.0 \text{ MJ} / \text{m}^2 \cdot \text{d}$ ) 时段内的低值期则与雪盖融化消失和污化冰面出现密切相关。并达到  $Re$  的最低值 ( $\bar{Re} = 0.212$ , 变化于 0.17—0.29 之间)。

然而, 气温升降和辐射收入量的增减主要通过能量交换过程而对冰雪积消和物理过程产生影响, 并使冰雪层内的各影响因素发生变化。这种变化又与雪盖厚度有关。因此, 在夏季消融期内  $Re$  随时间变化取决于雪盖厚度 ( $d_s$ , cm)。统计表明, 无论是在 HB-1 站或是在 HB-62 站, 其平均反射率 ( $\bar{Re}$ , %) 与平均雪盖厚度 ( $\bar{d}_s$ , cm) 之间都存在着良好的相关关系 (图略), 其相应的回归经验方程分别是:

$$\bar{Re} = 0.2796 \bar{d}_s^{1.0975} + 37.5 \quad (r = 0.9846, \text{HB} - 1) \quad (8)$$

$$\bar{Re} = 15.55 \bar{d}_s^{0.4345} + 21.2 \quad (r = 0.9707, \text{HB} - 62) \quad (9)$$

对比上述经验方程发现, 无论观测站的地形部位和冰川自然表面状况如何,  $\bar{Re}$  随  $\bar{d}_s$  的变化都遵循带常量的幂函数变化规律。其通式为  $\bar{Re} = a\bar{d}_s^b + c$ , 系数  $c$  与下伏冰雪面的反射率一致, 而系数  $a$ ,  $b$  则是冰川高度和夏季气温的函数。研究系数  $a$ ,  $b$  和  $c$  的空间分布和地域性变化, 对冰川物质和能量平衡研究是有意义的。

### 3.2 冰川反射率的空间变化

影响反射率的各种因素在不同海拔高度和地形部位上的差异和变化是冰川上  $Re$  随空间产生明显变化的主要原因。这种差异和变化包括: (1) 发生在高海拔粒雪区的吹雪输送, 直接影响新雪厚度; (2) 邻近山坡岩屑风化作用的强弱和古冰碛出露情况对冰川污化差异的影响; (3) 夹带于冰川冰中的冰碛颗粒物质在消融时的分离沉积状况取决于冰面形态; (4) 顺山谷谷风流动的携尘空气层只把粉尘沉积在静风地段; (5) 不同坡度

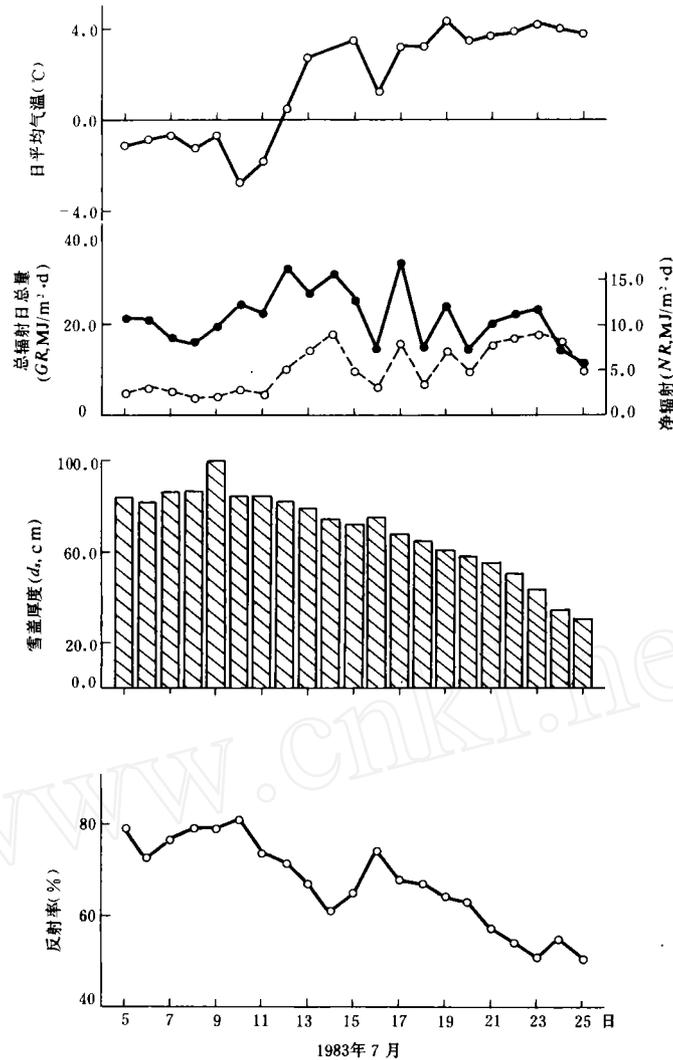


图5 在 HB-1 观测场雪面上反射率及其影响因素的日际变化  
(1983 年 7 月 5 日至 7 月 25 日)

Fig. 5 Interdiurnal variations of albedo and its affecting factors on the snow surface at the HB-1 Site (July 5 to July 25, 1983)

坡向和海拔高度的坡面雪盖, 其消融强弱差异将导致雪层组构和含水量在纵横剖面上发生变化。因此, 反射率的空间变化也是非常复杂的。

### 3.2.1 反射率在横向剖面上的变化

由东高西低不对称基底槽谷控制下的 1 号冰川东支冰川, 冰面自东向西倾斜, 冰舌上部与东南侧雪坡毗邻。在这种地貌形态影响下, 冰川表面上的雪盖有自东向西减薄, 而污化程度则具有相反变化。相应的冰碛颗粒物污化率, 由东向西不断增大, 从而导致反射率沿横向剖面的变化。如果冰川中心轴线上的反射率平均值为  $\overline{Re}_c$ , 那么, 可以引入修正值  $\Delta Re$  代表横向变化引起的差值。由 1 号冰川东支 A 至 G 号横剖面上的实测

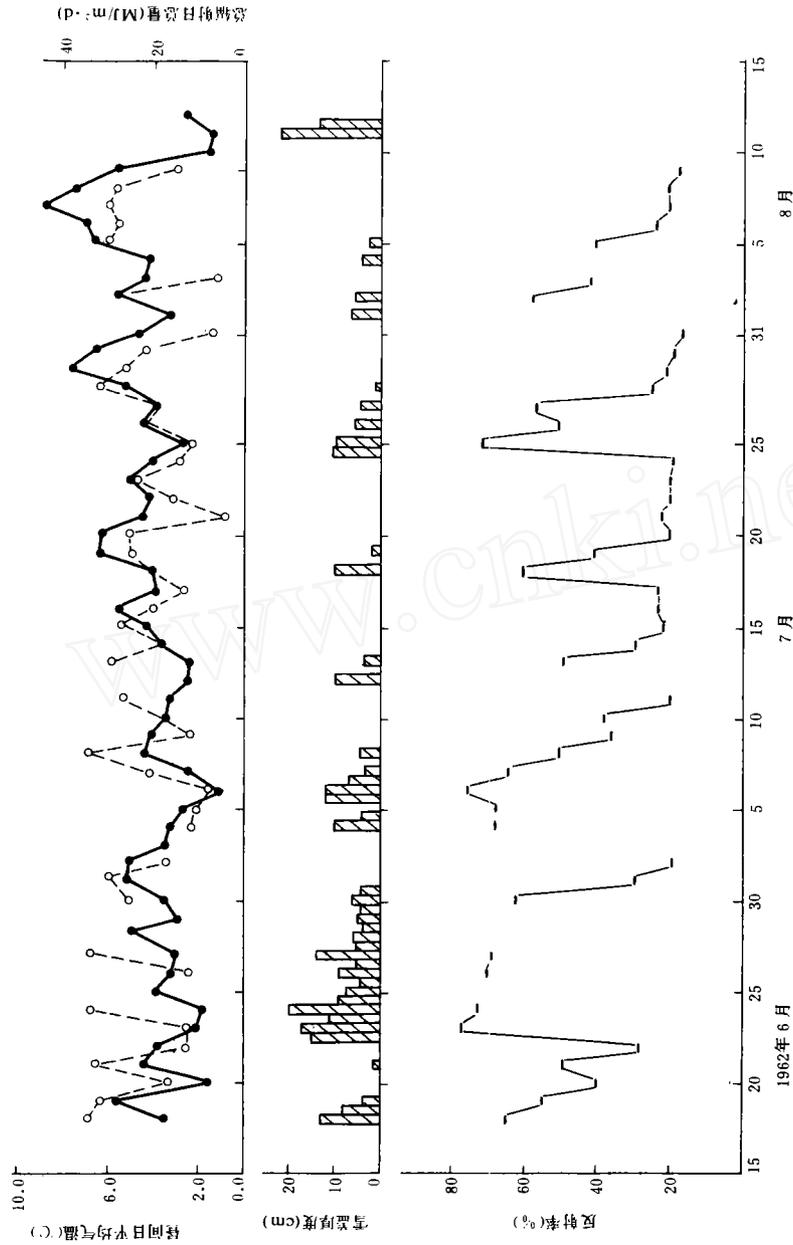


图 6 在 HB-62 观测场(3850 m)冰雪面上反射率及其影响因素的日际变化  
(1962 年 6 月 18 日至 8 月 10 日, 根据刘光远等人资料绘制)

Fig. 6 Interdiurnal variations of albedo and its affecting factors on the snow-ice surface at the HB-62 Site with the altitude of 3850 m (June 18 to August 10, 1962, Data from Liu Guangyuan et al., 1965)

资料分析得知,各横剖面上的 $\Delta \bar{Re}$ 值随海拔高度升高而降低,至 3970 m 的 F 剖面处,趋近于零,而使横向差异消失。在海拔高度  $H$  (m) 处,反射率随横剖面变化的修正值 ( $\Delta Re, \%$ ) 与测点距冰川中心轴线的距离 ( $L_d, m$ ),剖面间平均垂直等高距 ( $\Delta H, m$ ) 以及  $\Delta Re$  随高度减小的上限高度 ( $H_u, H_u = 3970 m$ ) 有一定的相关联系,并有如下经验关系:

$$\Delta Re = (0.0013 \frac{H_u - H}{\Delta H}) L_d \quad (10)$$

其中  $H_u = 3970 m$ ,  $\Delta H = 38 m$ 。这和 Черкасов (1976) 在苏联准噶尔阿拉套山苏姆斯基冰川 (Шумский Ледник) 上的观测结果以及所得经验方程

$$\Delta Re = (0.002 \frac{H_u - H}{\Delta H}) L_d \quad H_u = 3400m \quad \Delta H = 25m$$

相似。

### 3.2.2 冰川反射率随海拔高度的变化

选取坡向、坡度及其雪盖厚度和污化率都有一定变幅的各不同高度横剖面处平均值,来研究反射率在冰川不同海拔高度上的空间分布是可取的。根据不同横剖面上反射率及其影响因素  $d_s, \rho_s$  和  $C_d$  的实际观测资料,求取沿冰川中心轴线各横向剖面平均高度处的平均值,并绘制各横断面平均反射率 ( $\bar{Re}, \%$ ) 及其相应的雪盖厚度 ( $\bar{d}_s, cm$ )、冰雪密度 ( $\bar{\rho}_s, g/cm^3$ ) 和冰碛颗粒物污化率 ( $\bar{C}_d, g/m^3$ ) 平均值的变化图 (图 7)。从图中可看出,冰雪表面  $\bar{Re}$  及其影响因子随海拔高度的分布是有规律可循的。从冰舌前端的 A 剖面至粒雪线附近 G 剖面,其冰川表面  $\bar{Re}$  值随海拔上升而呈指数型式增大 (0.253—0.701)。其增加速率 ( $dRe/dH = \gamma_{Re}$ ) 随雪盖增厚和污化率降低而逐渐变小。在冰舌下部 A—B 剖面间,  $\bar{C}_d$  从  $168.4 g/m^2$  减少至  $69.0 g/m^2$ ,  $\bar{d}_s$  由 0 cm 增厚至 6.3 cm 时,其  $\gamma_{Re}$  值最大,为  $45.4\% / 100 m$ 。而在 F—G 剖面间,厚 1.0—1.2 m 的积雪面上,污化极其微弱 ( $\bar{C}_d < 0.5 g/m^2$ ),因此  $\gamma_{Re}$  最小,约为  $7.6\% / 100 m$ 。而反映冰雪粒径、含水量及融化状况的综合指标——冰雪密度随各剖面平均高度的变化曲线 (图中虚线) 则与平均反射率变化曲线存在着极其对称的关系。由于冰川平均积雪厚度对给定冰川来说取决于物质平衡。因此,相应夏季消融期内的雪盖分布又与纯积累量和固态降水补给有一定联系。所以由物质平衡观测中的积累及消融资料和雪层剖面观测中的  $\rho_s, d_s$  资料即可按上述各经验方程补足给定时段内的  $\bar{Re}$  值 (张金华等, 1984)<sup>①②</sup>。

然而对于不同积雪覆盖和消融速率影响下的  $\bar{Re}$  值随高度分布来说则是经常变动的。其平均状态并不能完全揭示  $Re$  的空间变化规律。故此,分析不同雪盖和融化状态下  $Re$  随  $H$  的变化是必要的。根据 1983 年 7 月 12 日、14 日、15 日、19 日和 28 日 5 次不同雪盖和融化状态下的纵横剖面路线观测资料,按照经验方程 (10) 和所规定的订

①张金华、王新中 (1984): 乌鲁木齐河源 1 号冰川积累与消融, 天山冰川站年报 (2)。

②张金华、王新中 (1984): 乌鲁木齐河源 1 号冰川积累区雪层剖面资料说明, 天山冰川站年报 (2)。

正方法对每次路线观测各测点的  $Re$  值进行修正, 从而获得某一冰川积雪状态下不同海拔高度处  $Re$  值。平滑每次观测的冰川自然表面反射率和绝对高程之间的相关曲线, 并按物质平衡观测资料补插海拔 4050 m 以上的  $Re$  值, 便可得到乌鲁木齐河源 1 号冰川 1983 年消融期 (7 月), 给定高度上冰川表面平均正午反射率随地区高度之间的相关曲线图 (图 8)。该图可以作为冰面不断出露, 和大量降雪情况下  $Re$  时空变化的例证。从该图还可得知,  $Re$  的平均状况和相对最大、最小值。

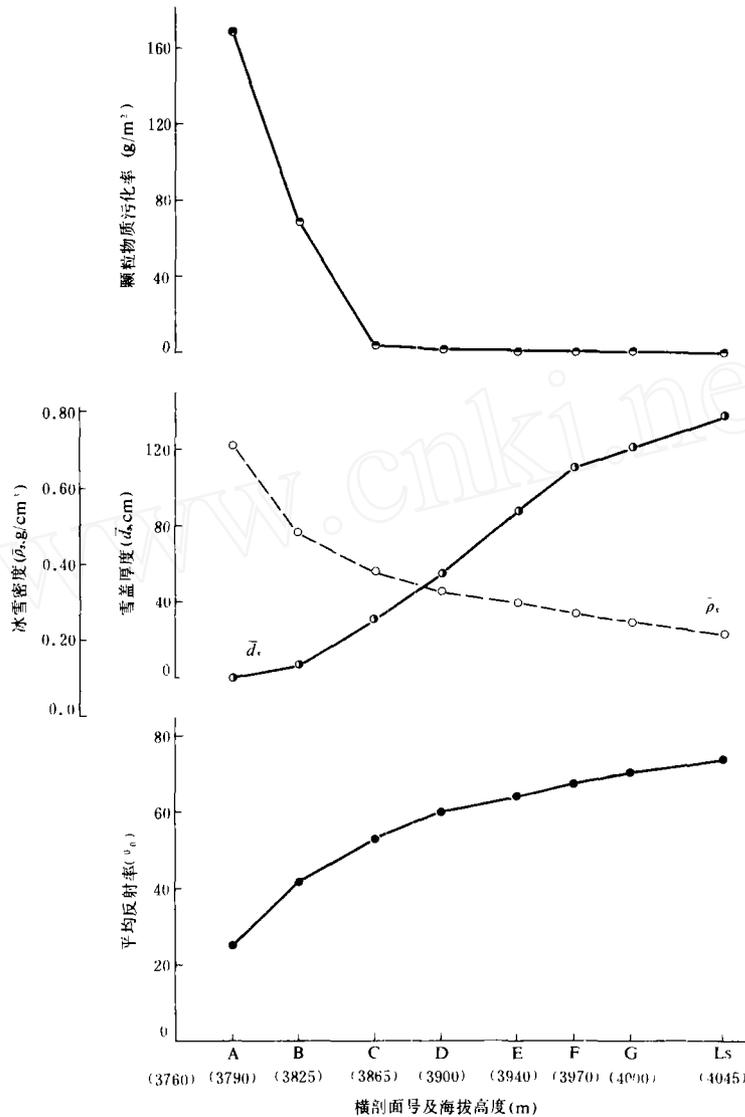


图 7 不同高度各断面处冰川表面反射率平均值( $\bar{Re}$ , %)和相应的雪盖厚度( $\bar{d}$ , cm)、  
冰雪密度( $\bar{\rho}_s$ ,  $g/cm^3$ )及污化率( $\bar{C}_d$ ,  $g/m^2$ )平均值的变化

Fig. 7 The mean values of the surface albedo ( $\bar{Re}$ , %) on the various cross-sections at different altitudes and correspond to the changes for mean values of thickness of snow-cover ( $\bar{d}$ , cm) and density of snow-ice ( $\bar{\rho}_s$ ,  $g/cm^3$ ) as well as rate of dusting ( $\bar{C}_d$ ,  $g/m^2$ ).

为了计算1号冰川夏季消融期内(6—8月)冰川能量场中冰雪反射率平均值的空间分布,我们先统计分析了1980—1984年间,纵横积累消融观测剖面上各地形特征点上的积雪厚度、冰雪密度和冰雪性质等资料,绘制6—8月间 $d_s$ 和 $\rho_s$ 平均值,最大及最小值的空间分布图(图略)。嗣后,按经验方程(5)、(8)和(9)及图7、8的 $Re$ 与 $H$ 相关关系及 $C_d$ 值随海拔变化规律即可估算出给定地形特征点上的 $\bar{Re}$ 值。由此绘制的平均反射率分布图揭示了1号冰川东支夏季消融期内(6—8月),季平均反射率因受积雪厚度和污化率的控制及影响而具有的下密上疏,由东南侧向西北侧逐渐降低的分布特色(图9)。由其平均值分布可知,其变化区间较大(由冰舌前端的0.25增大至粒雪区的0.70),随海拔高度的递增速度极不均匀。显示出各影响因素和地形条件对反射率分布的制约作用。该图可作为夏季消融期能量场计算的重要参量依据。对整个冰川系统内物质和能量平衡研究是很有实用价值的。

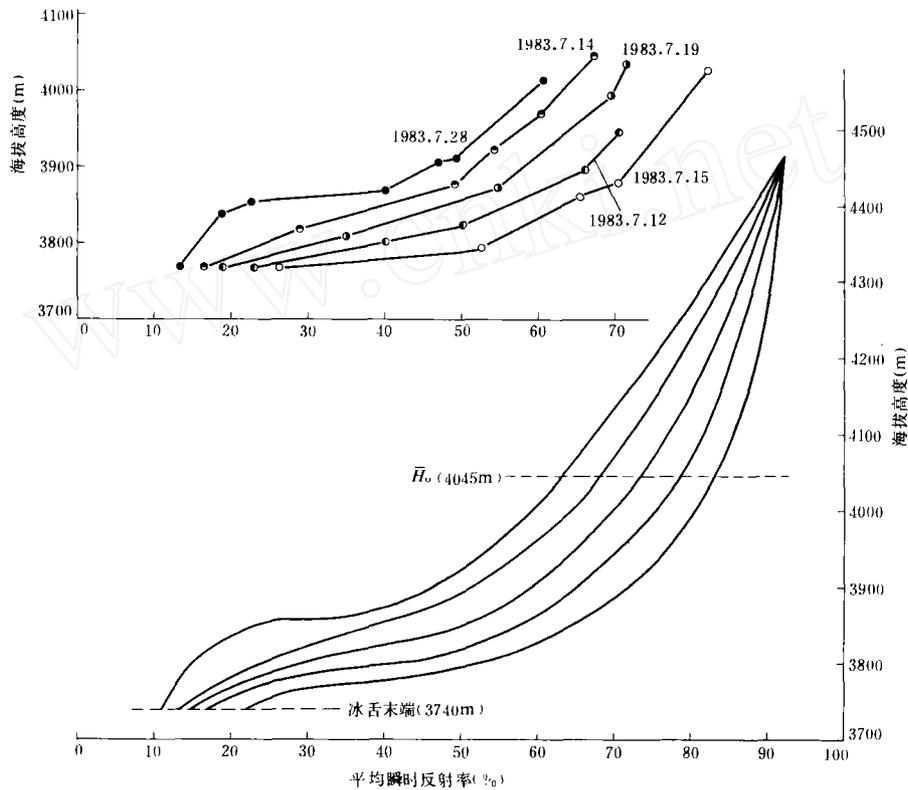


图8 天山乌鲁木齐河1号冰川表面给定高度平均正午反射率( $\bar{Re}$ , %)与地方高度( $H$ )的相关关系

Fig. 8 Relationship between the mean midday albedo at the given altitude ( $\bar{Re}$ , %) and the altitude of the locality on the Glacier No. 1 at headwater of Urumqi River, Tianshan Mountains

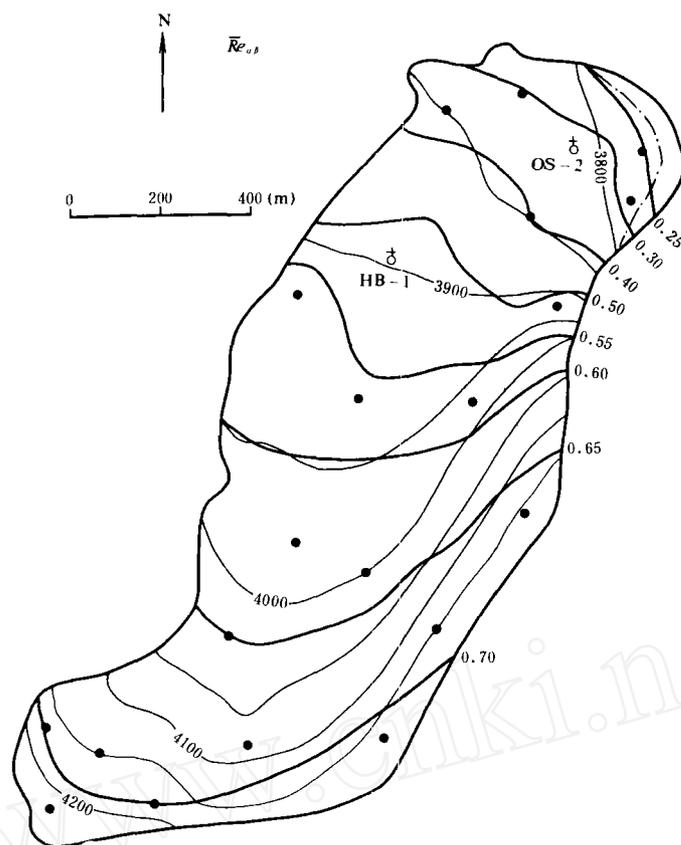


图9 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川东支在夏季消融期内(6—8 月)自然表面上平均反射率( $\bar{Re}$ )分布图

Fig. 9 Distribution chart of mean seasonal value of albedo ( $\bar{Re}$ ) on the physical surface of the east-branch of Glacier No. 1 at headwater of Urumqi River in Tianshan Mountains, during summer ablation period (from June to August)

致谢：野外工作中得到张祥松教授和天山冰川站的多方面帮助和所提供的后勤支援，才使该项工作顺利完成。在此深表感谢。

### 参 考 文 献

- 白重媛、田翠侠、谢应钦等 (1985): 祁连山人工调节冰川的冰雪消融试验研究. 见: 中国科学院兰州冰川冻土研究所集刊, 第 5 号(祁连山冰川变化及利用), 北京: 科学出版社, 150—162.
- 刘光远、曾祥银 (1965): 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川消融期辐射平衡的某些特征. 天山乌鲁木齐河冰川与水文研究. 北京: 科学出版社, 54—62.
- 张金华、王晓军、李军 (1984): 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川物质平衡变化与气候相互关系的研究. 冰川冻土, 6 (4): 25—36.
- 谢应钦、张金生 (1988): 雪层内太阳的穿透辐射. 冰川冻土, 10 (2): 135—142.
- Giddings, J. C. and Lachapelle, E. R. (1961): Diffusion theory applied to radiant energy distribution and albedo of snow. *Journal of Geophysical Research*, 66(1): 181—189.

- Ohata, T., Ikegami, K. and Higuchi, K. (1980): Albedo of Glacier AX 010 during the summer season in Shorong Himal, East Nepal. *Seppyo, Journal of the Japanese Society of Snow and Ice*, 40 Special Issue, Part 4: 48—54.
- Черкасов, П.А. (1976): Альbedo поверхности ледников Джунгарского Алатау. *Материалы Гляциологических Исследований, Хроника, Обсуждения*, вып.27: 113—119.

## Variations of Albedo on the Glacier No. 1 at the Headwater of Urumqi River, Tianshan Mountains, During the Summer Ablation Period<sup>1</sup>

Bai Zhongyuan

(Lanzhou Institute of Glaciology and Geocryology, Chinese Academy of Sciences)

Tetsuo Ohata

(Water Research Institute, Nagoya University, Japan)

### Abstract

The variations of the albedo on the glacier No. 1 were investigated during the summer ablation period in 1983. In the wide ablation area situated under snow-line of the glacier where granular snow and glacial ice appeared, main factors controlling the variation of the albedo are the rate of dusting and thickness of snow-cover. The albedo decreased with the increase of grain size and water content of granular snow for thick snow layer. Owing to the effect of snowfall on the albedo of glacier surface remains longer at higher elevations, so that frequent snowfall and subsequent melting cause large variation of albedo during the summer ablation period, especially in the lower part of the glacier. Based on analysis and computation of spatial variation of main affecting factors and real field observed data at the HB-1 and OS-2 Sites as well as along glacial cross-section (from A to G), the graph reflecting relationship between the albedo and altitude of the locality has been constructed. On their basis, the distribution chart of mean value of glacial albedo was plotted in figure. Corresponding to the variations in the field of albedo, the albedo of the physical surface of east-branch of Glacier No 1 changed from 70% to 25% during the summer ablation period.

**Key words:** Glacier No. 1 at headwater of Urumqi River, albedo, rate of dusting of particulate matter, snowfall, spatial variation

---

<sup>1</sup> This paper is part 3 of "The Researches on the Response of glacier to the climatic variation in Tianshan Mountains" carried out by the Sino-Japanese joint project.