



Title	融雪期における積雪の短波長放射特性
Author(s)	石川, 信敬; 小島, 賢治
Citation	低温科学. 物理篇, 42, 111-122
Issue Date	1984-03-05
Doc URL	<a href="http://hdl.handle.net/2115/18487">http://hdl.handle.net/2115/18487</a>
Type	bulletin (article)
File Information	42_p111-122.pdf



[Instructions for use](#)

## 融雪期における積雪の短波長放射特性 I\*

石川信敬・小島賢治

(低温科学研究所)

(昭和58年10月受理)

### I. ま え が き

積雪の放射特性とは、反射特性、透過特性、および射出特性が考えられ、前者2項は短波長放射、後者は長波長放射の特性である。これまでも積雪の放射特性について多くの報告があり、Mellor<sup>1)</sup>やWarren<sup>2)</sup>らによってとりまとめられたが、研究者によって種々異なる値が報告されており、画一的にはきまらない。一口に積雪といっても粒径や密度に相異があり、温度によっては乾いたり湿ったりする。短波放射はその源を太陽に発しているため、太陽高度や雲により特性が変化する場合もある(Carroll<sup>3)</sup>, Yamanouchi<sup>4)</sup>)。すなわち積雪の短波長放射特性を左右する要因がいくつもあるために、その時間変化や異なる場所における比較を行なう時には、どの要因による変化なのかをはっきりさせなければならない。

これまでは積雪表面の反射率の長期にわたる変化や波長別特性、さらには積雪が全層に融雪水を含んでぬれた時の積雪内への日射透過を報告した例は少ない。今回は融雪期における積雪の波長別反射特性と日射の透過特性について報告する。

### II. 観 測 方 法

反射率の測定は1983年3月に札幌、4月に母子里で行なった。全天日射量と全反射量は全天日射計(MS-42, MS-43F: 英弘精機製)を用い、波長別の入射量と反射量は4波長(305~2,800 nm, 395~2,800 nm, 530~2,800 nm, 695~2,800 nm)のカットオフフィルターを取付けた日射計(MS-800: 英弘精機製)を用いて測定した。

積雪内への日射の透過量は1982年4月に母子里においてシリコンフォトセル(Photo Cell S 642-B: 浜松テレビ製)を用いて測定した。フォトセルは波長320~1,050 nm範囲に应答し、750 nmに最大感度をもっている。この透過量測定装置については深見・小島<sup>5)</sup>が詳細に報告しているので参照されたい。

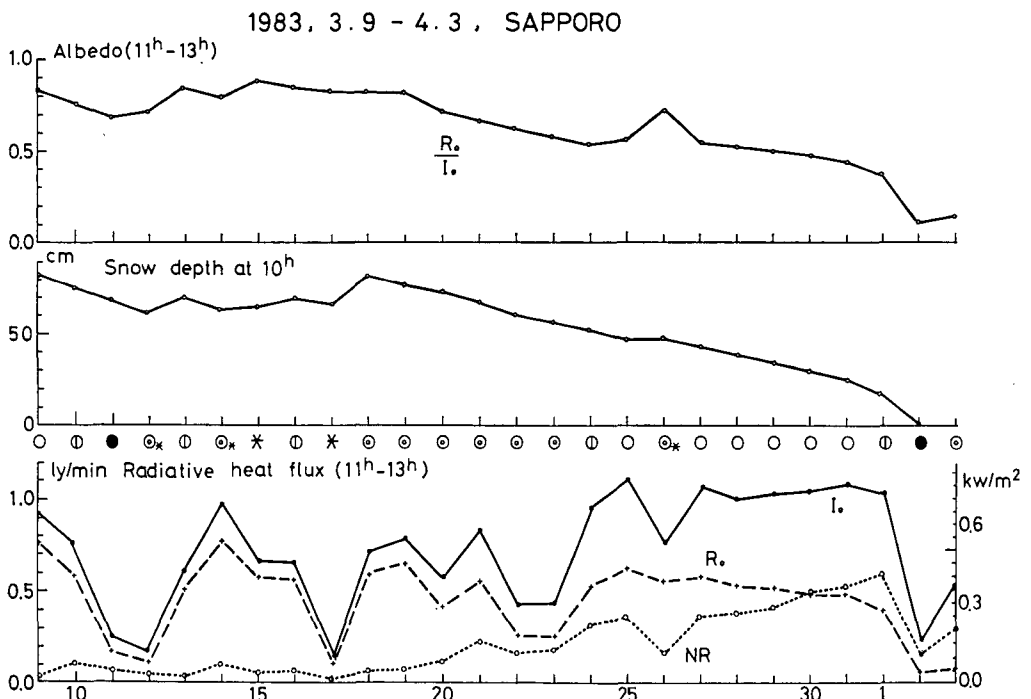
日射観測と平行して他の気象要素(気温、風速、湿度、露点、放射収支、顕熱フラックス等)も連続測定し、積雪の密度、含水率、融雪量は毎日2回(9~10時と16~17時)測定した。なおアルベドと反射率は同意語であるが、本論文では全天日射量に対する全反射量の比を全アルベド、各波長帯ごとの比を反射率と呼ぶことにする。

\* 北海道大学低温科学研究所業績 第2603号

### III. 融雪面の波長別反射率

#### (1) 融雪期における放射量及び反射率の変化

第1図は札幌における1983年3月9日から消雪日までの放射量(日射, 反射, 放射収支), 全アルベード, 積雪深の変化を示したものである。太陽高度依存性を除くため放射量と全アルベードは毎正午(11~13時の平均)の値だけを用いている。3月18日までは度々降雪があり, 積雪深は増減を繰り返した。全アルベードは約0.7~0.85の値をとり, 降雪後により高い値を示す。3月18日以降, 曇天日が多いが積雪深と全アルベードは順調に減少している。3月25~26日にわずかな降雪があり全アルベードは一時増加した。3月27日以降快晴日が続ぎ急速に融雪が進み, 4月2日に雪は消えた。放射収支量は日射の増加と全アルベードの低下に伴ない3月20日以降大きくなった。



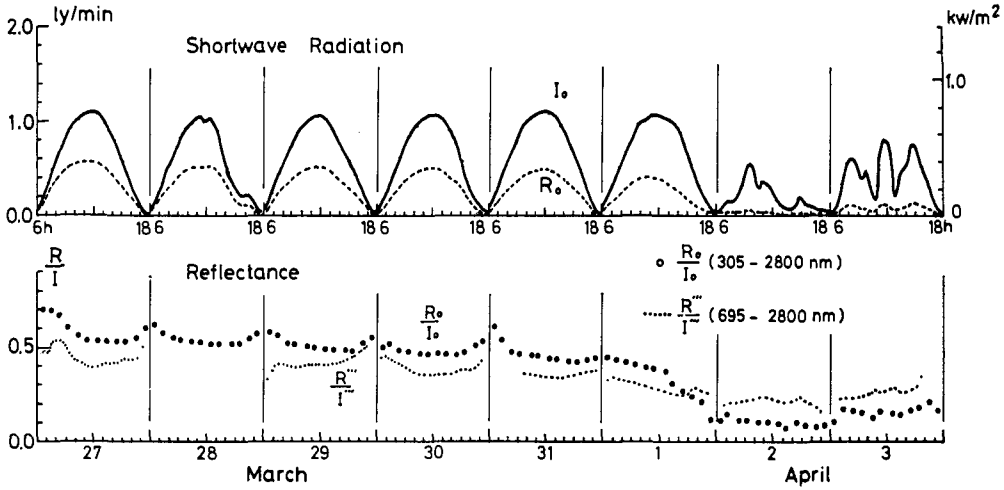
第1図 放射量とアルベードの日変化(3月9日~4月3日)1983年,札幌  
 $I_0$ : 全天日射量  $R_0$ : 全反射量 NR: 放射収支量

融雪後期の日射量と全アルベードの時間変化(06~18時)を第2-1図に示した。ここで  $I_0$  と  $R_0$  は全天日射量と全反射量(波長 305~2,800 nm),  $I'''$  と  $R'''$  は近赤外の日射量と反射量(波長 695~2,800 nm)である。3月27日から4月1日まで快晴の日が続ぎ南中時には,  $1 \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{min}$  ( $700 \text{ W/m}^2$ )以上の全天日射量を得た。全アルベードは早朝と夕方に高い値をとり, 日中に低くなる時間変化を示しているが, 太陽高度が低い時の日射計の検定がなされていないので, 今回はこの点には触れない。日中の全アルベードは約0.5のほぼ一定値をとり, 近赤外の反射率0.35~0.4より大きな値になっている。雪が消失した4月1日午後全アルベードは

急激に減少し、4月2日は融雪水が多量にたまった草地において全アルベードは約0.1、翌3日には乾いた草地となり全アルベードは約0.2の値をとった。この時、近赤外の反射率の変化はそれ程大きくなく、草地になると全アルベードより逆に高い値0.23~0.28をとった。

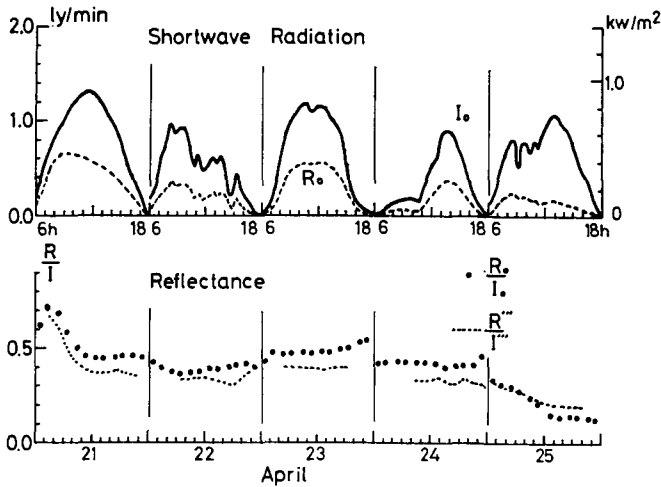
第2-2図は母子里における融雪後期5日間(4月21日~25日)の値であり第2-1図と同じ表わし方をした。21日の早朝の降雪で全アルベードは一時増加したが日中には新雪も消失し、古いザラメが現われ0.43~0.45の値となった。23日には真白いザラメ層となりやや全アルベードは増加した。なおこの時までには近赤外の反射率は全アルベードよりも小さい値をとって

## 1983, 3.27 - 4.3, SAPPORO



第2-1図 融雪後期(3月27日~4月3日)の放射量と反射率の時間変化(06~18時)1983年,札幌

## 1983, 4.21 - 4.25, MOSHIRI



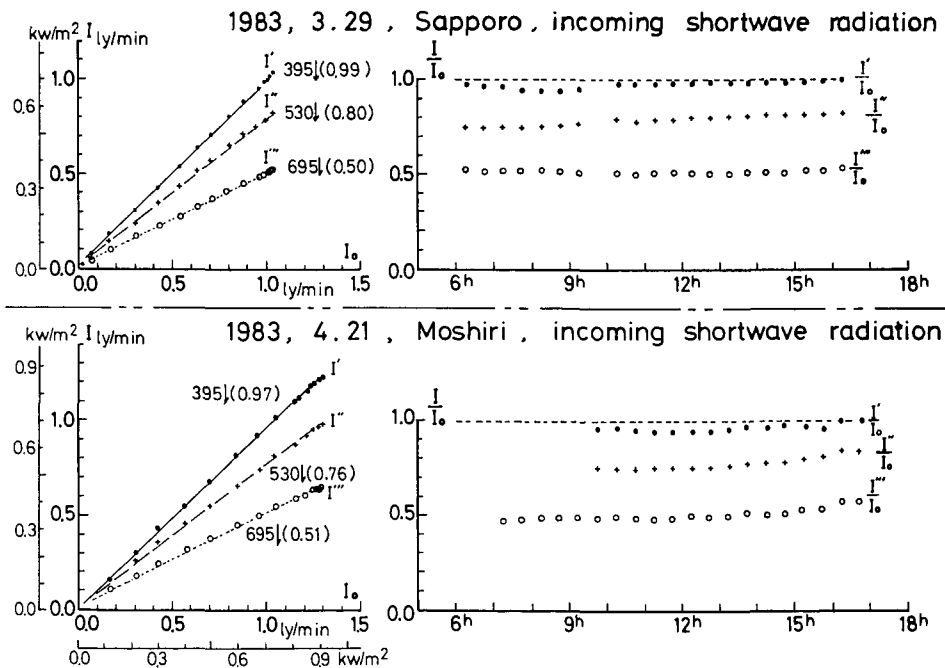
第2-2図 融雪後期(4月21日~25日)の放射量と反射率の時間変化。1983年,母子里

る。25日の日中に積雪は完全に消え、湿った草草が現われ、全アルベードは約0.13となった。一方近赤外の反射率は約0.22で、全アルベードより大きな値となっており、札幌とほぼ同じ傾向がみられる。

会田<sup>6)</sup>によると積雪の反射率は波長500nmにおいて最大値をとり、波長が長くなるほど反射率は小さくなり、他の多くの物質は積雪とは逆に波長が長くなるほど反射率は大きくなっている。今回の測定でも積雪と草地のそれぞれの反射率は異なる波長特性を示した。そこで積雪の波長別反射率を詳しくみることにする。

(2) 波長別入射, 反射光

第3図は札幌(3月29日)と母子里(4月21日)の快晴日に測定した波長別入射光を示したものである。 $I'$ ,  $I''$ ,  $I'''$ はそれぞれ395~2,800nm, 530~2,800nm, 695~2,800nmの波長帯の入射光量であり30分あたりの平均値(単位ly/min=cal/cm<sup>2</sup>・minとkW/m<sup>2</sup>)で表わした。 $I'$ は全日射量から紫外線を除いたもの、 $I'''$ は近赤外線(厳密には740nm以上であるが、ここでは695nm以上を近赤外線と呼ぶ)であり、 $I'-I'''$ が可視光線となる。札幌と母子里において各波長帯の入射光( $I$ )が全日射量( $I_0$ )にしめる割合( $\frac{I}{I_0}$ )はほぼ一定な値をとっている。日平均をとると全日射(305~2,800nm)のうち紫外線(305~395nm)が1~3%, 可視光線(395~695nm)が46~49%, 近赤外線(695~2,800nm)が50~51%をしめている。全日射に対する近赤外線の割合( $\frac{I'''}{I_0}$ )を長期(3月9日~4月2日)にわたって示したものが第4図である。南

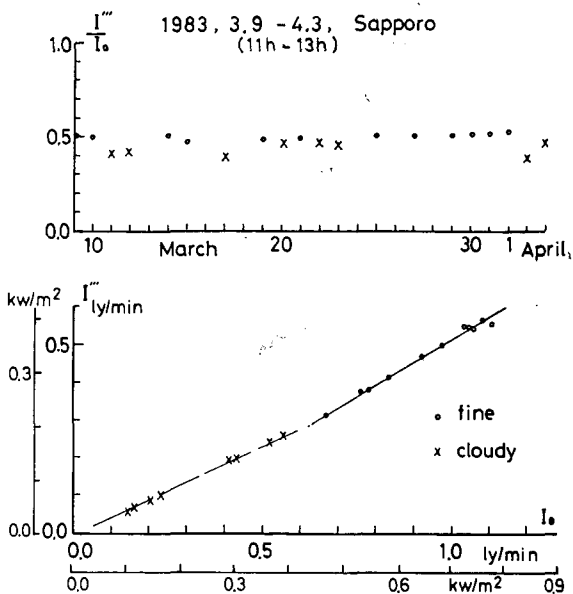


第3図 波長別日射量(30分間平均値) 1983年3月29日, 札幌;  
4月21日, 母子里

$I_0$ : 波長305~2,800nmの日射量  $I''$ : 波長530~2,800nmの日射量  
 $I'$ : 波長395~2,800nmの日射量  $I'''$ : 波長695~2,800nmの日射量

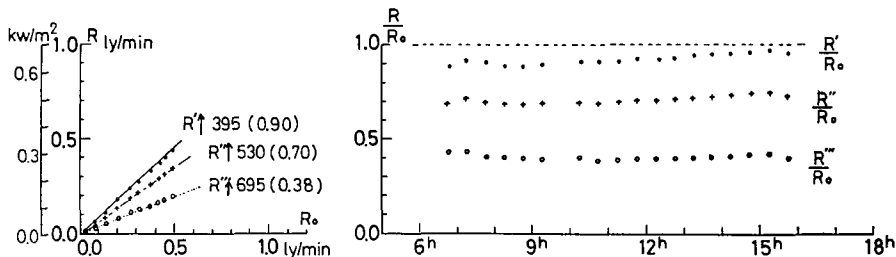
中時 (11~13 時) の平均値を使用した  
 全天日射量が 0.6 ly/min (0.42 kW/m<sup>2</sup>) 以下を曇天日、0.6 ly/min (0.42 kW/m<sup>2</sup>) 以上を晴天日としてそれぞれ (×) と (○) 印で表わした。近赤外線の割合は曇天日で 0.39~0.47、晴天日で 0.47~0.53 をとり、曇天日に可視光線の割合が多くなっている。

一方、波長別反射量 (R) を第 5 図に示した。全反射光量 (R<sub>0</sub>) にしめる各波長帯の反射光量 (R) の割合 ( $\frac{R}{R_0}$ ) も日中はほぼ一定値をとり、早朝と夕方にそれぞれわずかに増加している。日平均値で見ると、紫外線が 7~10%、可視光線が 52~53%、近赤外線が 38~40% あり、第 3 図の入射光と比較して反射光ではより長い波長帯の割合が少なくなっている。

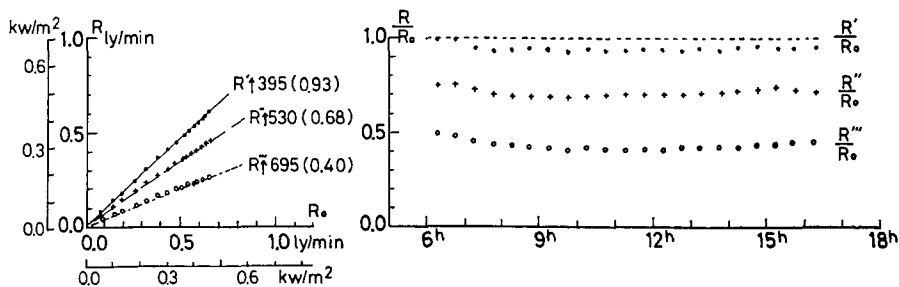


第 4 図 全日射 (I<sub>0</sub>) にしめる近赤外線 (I''') の割合 1983 年 3 月 9 日~4 月 3 日, 札幌  
 (×): 曇天日 (○): 晴天日

1983, 3. 29, Sapporo, outgoing shortwave radiation



1983, 4. 21, Moshiri, outgoing shortwave radiation

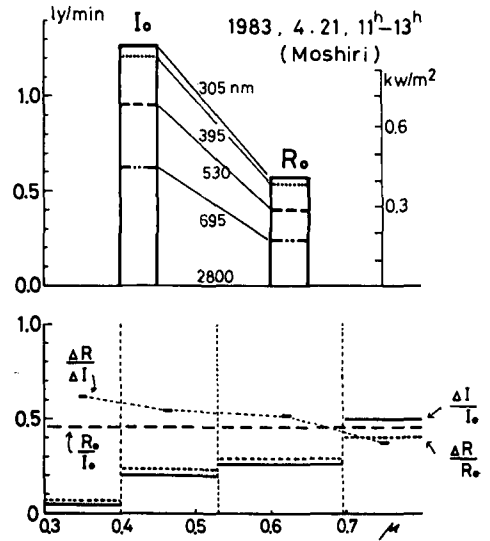


第 5 図 波長別反射量 (30 分間平均値) 1983 年 3 月 29 日, 札幌;  
 4 月 21 日, 母子里

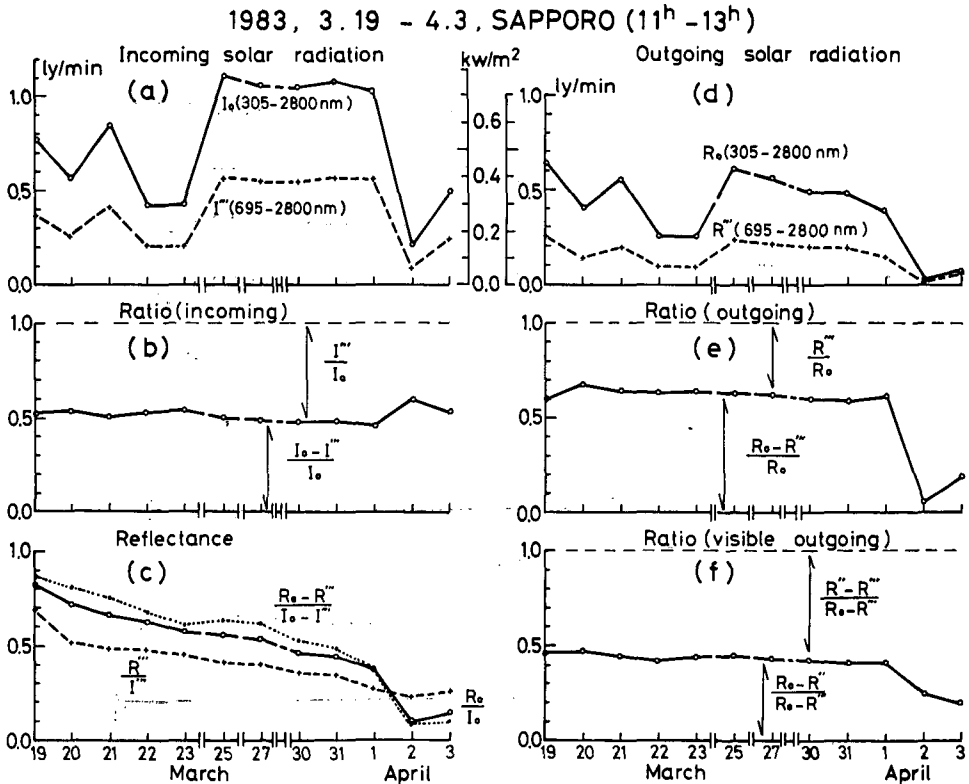
R<sub>0</sub>: 波長 305~2,800 nm の反射量 R'': 波長 530~2,800 nm の反射量  
 R': 波長 395~2,800 nm の反射量 R''': 波長 695~2,800 nm の反射量

(3) めれ雪の波長別反射特性

代表的な晴天日の日中(11~13時)における各波長帯の入射光と反射光がそれぞれ全入射光と全反射光にしめる割合、および各波長帯の反射率を詳細に第6図に示した。日射と反射光を4波長(305~395 nm, 395~530 nm, 530~695 nm, 695~2,800 nm)に分けてみると、全日射量( $I_0$ )と全反射量( $R_0$ )にしめるそれぞれの波長帯の日射量( $\Delta I$ )と反射量( $\Delta R$ )の割合( $\frac{\Delta I}{I_0}, \frac{\Delta R}{R_0}$ )は、より長い波長帯で大きくなっている。さらに695 nm以下では全入射光にしめる可視光線の割合( $\frac{\Delta I}{I_0}$ )より、全反射光にしめる可視光線の割合( $\frac{\Delta R}{R_0}$ )がわずかながらまさっており、一方、695 nm以上では入射光より反射光にしめる近赤外線の割合( $\frac{\Delta R}{R_0}$ )が小さ



第6図 入射光と反射光の波長別割合、及び波長別反射率  
1983年4月21日、母子里



第7図 融雪期(3月19日~4月3日)の波長別入射光とめれ雪の波長別反射光

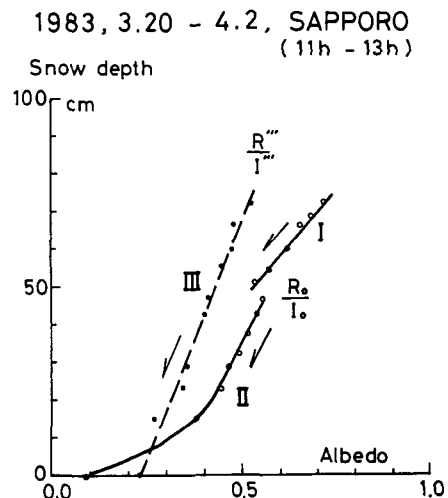
(a): 入射光 (b): 入射光にしめる近赤外入射光と可視入射光の割合 (c): 波長別反射率  
(d): 反射光 (e): 反射光にしめる近赤外反射光と可視反射光の割合 (f): 可視反射光成分

くなっている。この時全アルベド  $\left(\frac{R_0}{I_0}\right)$  は約 0.47 であったが、各波長帯の反射率  $\left(\frac{\Delta R}{\Delta I}\right)$  は、紫外線で 0.62、可視光線で 0.52~0.55、近赤外線では 0.38 を得た。波長が長くなるほど、反射率は減少しており、より長い波長帯が積雪表面層でより多く吸収されていることがわかる。

次に融雪後期約 2 週間 (24, 26, 28 日は欠測) にわたって求めた全日射と全反射に対する波長別の入射光と反射光のそれぞれの割合と反射率を第 7 図に示した。値はいずれも南中時 (11~13 時) の平均値 (単位  $\text{ly}/\text{min}$ ,  $\text{kW}/\text{m}^2$ ) である。ここで (a) は日射量, (b) は全日射量に対する近赤外と可視光 (紫外線を含む) の割合, (c) は全アルベドおよび近赤外線と可視光線のそれぞれの反射率, (d) は反射量, (e) は全反射量に対する近赤外線と可視光線のそれぞれの割合, (f) は可視反射光をさらに 2 分 (305~530 nm と 530~695 nm) してその割合を示したものである。先に述べたように 4 月 2 日の天候は雨であり積雪は無く、表面は濡れた枯草であり、3 日は乾いた草地である。融雪後期 (札幌では 3 月中・下旬) の南中時に限ると、全水平面日射は快晴の時で 1.05~1.1  $\text{ly}/\text{min}$  (0.73~0.77  $\text{kW}/\text{m}^2$ ) であり、その約 50% が可視光であった。曇天日には可視光成分がわずかであるが増加している。一方反射光においては、可視光成分が多く約 6 割をしめている。しかし積雪が無くなり地表面が現われると、急激に可視光成分は減少し、融雪水に浸された草地 (4 月 2 日) で約 5%, 乾いた草地 (4 月 3 日) でさえも約 20% をしめるに過ぎない。(f) からは可視反射光においてもより短い波長成分が (より強い吸収を受けて) 減少していることがわかる。(c) では各波長帯における反射率の変化を示した。積雪が存在している 4 月 1 日までは可視の反射率が最も大きく、続いて全アルベド、近赤外の反射率の順になっている。わずかな降雪があった 25 (26) 日に可視の反射率がやや増加したが、それ以外は消雪日まで順調に減少している。可視の反射率や全アルベドの変化に較べて近赤外線の反射率の変化は小さい。消雪日以降 (草地) は積雪の場合と全く逆の傾向、すなわち第 2 図で述べたように近赤外線の反射率ももっとも大きく続いて全アルベド、可視光線の反射率の順になっている。

#### (4) 反射率と積雪深の関係

上記のように融雪末期には積雪の反射率は減少していく。そこで積雪深と反射率の関係を第 8 図に示した。図中の I は 3 月 20 日~24 日, II は 3 月 26 日~4 月 2 日までのそれぞれ全アルベド, III は 3 月 20 日~4 月 2 日までの近赤外線の反射率である。3 月 25, 26 日にわずかな降雪があったために I と II は不連続な変化をしているように見える。融雪期に反射率が減少する原因としては積雪層が融雪水を含むこと、さらには融雪により積雪内の汚れが表面に蓄積することが考えられる。第 9 図には測定期間における積雪表面層 (0~3 cm) の密度と含水率の変化を 1 日 2 回 (10 時と



第 8 図 融雪後期における反射率と積雪深の関係。1983 年, 札幌

- I: 全アルベド (3 月 20 日~24 日)
  - II: " (3 月 26 日~4 月 2 日)
  - III: 近赤外線の反射率 (3 月 20 日~4 月 2 日)
- 矢印は時間の経過方向を示す



17時)の測定値で示した。密度は小さな値、含水率は大きな値がそれぞれ午前中の値である。融雪末期(3月27日～4月1日)において日中の表面層密度は $0.35\sim 0.42\text{ g/cm}^3$ 、含水率は $8\sim 13\%$ でほぼ一定値とみなすことができる。このため今回はぬれ雪の反射率と積雪の密度、含水率との量的な関係を述べるまでにはいかない。積雪深が $10\text{ cm}$ 以下になると全アルベードは急激な減少を示し、一方近赤外線の反射率はほぼ直線的に減少している。積雪表面上で測定される反射光は表面からの反射ばかりでなく、積雪内部の各層で散乱した後に表面に再び出てきた散乱光も含んでいる。反射率の悪い物質上に積雪がある場合、下の物質の影響が現われることが考えられる。積雪深

と反射率の関係について、Giddings and LaChapelle<sup>7)</sup>が理論的考察を加え、O'Neill and Gray<sup>8)</sup>が測定を行ない、乾いた雪(密度 $0.26\text{ g/cm}^3$ )では積雪深約 $5\text{ cm}$ 以下で下の影響が急速に現われることを指摘した。また大浦・小林<sup>9)</sup>は理論と室内実験から、反射率 $\mu$ の物質上に厚さ $h$ の積雪がある時、積雪表面で測定される反射率 $R$ を

$$R = \frac{s - s\mu - k\mu + \lambda\mu}{s - s\mu + k + \lambda} \cdot \frac{1 - \frac{s - s\mu - k\mu - \lambda\mu}{s - s\mu - k\mu + \lambda\mu} e^{-2\lambda h}}{1 - \frac{s - s\mu + k - \lambda}{s - s\mu + k + \lambda} e^{-2\lambda h}} \quad (1)$$

で表わした。ここで $s$ ,  $k$ ,  $\lambda$ はそれぞれ積雪の光に対する吸収、散乱、減衰係数であり、

$$\lambda = \sqrt{k(k + 2s)} \quad (2)$$

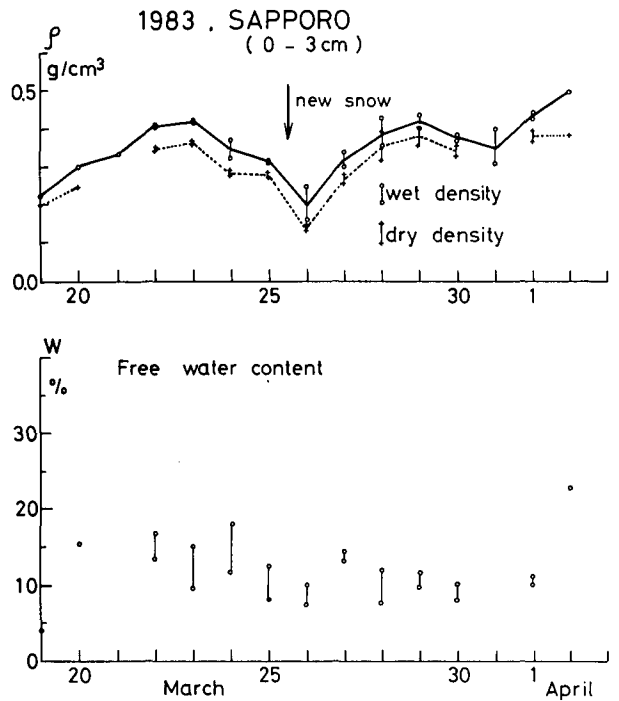
の関係がある。さらに

$$\lambda h > 2.65 \quad (3)$$

ならば(1)式は $1\%$ 以下の誤差で

$$R \doteq \frac{s}{s + k + \lambda} \quad (4)$$

となり、積雪の反射率 $R$ は下の物質の影響を受けなくなる。小島<sup>10)</sup>は上記の関係を用いて減衰係数 $\lambda = 0.4\text{ cm}^{-1}$ の積雪であれば、約 $7\text{ cm}$ の厚さで下の物質に無関係になると報告している。今回の測定ではアルベードが急激に変化する積雪の厚さは約 $10\text{ cm}$ であったが、融雪末期の積



第9図 融雪後期の積雪表面層(0~3 cm)における密度と含水率

雪は水を含んでおり、次章で詳しく述べるように減衰係数 $\lambda$ は乾き雪よりやや小さい。このためより深くまで日射が透過することが考えられる。

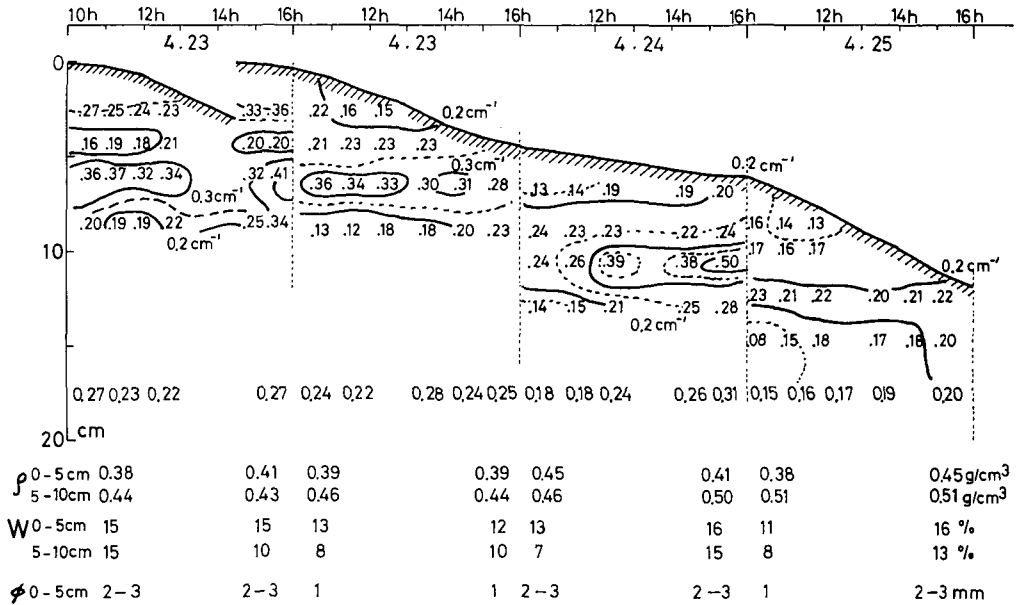
IV. 融雪期における積雪の減衰係数

積雪は日射に対して半透明物質であり、表面から積雪内部に入った日射は雪粒により吸収や散乱を受けて減衰する。この減衰はベアーの法則(ランバードの法則またはブーゲの法則ともいう)にしたがい

$$I = I_0 \exp(-\lambda Z) \tag{5}$$

で表わされる。ここで $I$ は積雪表面からの深さ $Z$ における日射量、 $I_0$ は表面直下 $Z=0$ における日射量である。減衰係数 $\lambda$ は多くの研究者によって求められており、その結果反射率と同様に積雪の密度、粒径、透過散乱光の波長等に大きく依存することが報告されている(Mellor<sup>1)</sup>, Warren<sup>2)</sup>。しかし積雪が全層にわたって融雪水を含んだ状態での減衰係数の測定は極めて少ない(深見・小島<sup>3)</sup>)。これまでは日射の吸収は積雪表面で生じており、積雪の融雪は主に表面からの融解(一部底面融解)を考えており、ぬれ雪の内部融解は厳密には考慮されない場合が多かった。今回はこの内部融解量が無視できるものなのかを量的に把握するための予備観測として、表面近く(0~10 cm)において積雪内への透過日射量を測定し、ぬれ雪内の日射の減衰係数を測定した。

1982, MOSHIRI



第10図 ぬれ雪の減衰係数の時間変化(10~16時)

$\rho$ : 平均密度(0~5 cm, 5~10 cm)  
 $W$ : 平均含水率(0~5 cm, 5~10 cm)  
 $\phi$ : 平均粒径(0~5 cm)

(5)式を用いて $\lambda$ は求められるが、表面直下の日射量 $I_0$ を測定するのは極めて難しい。そこで深さ $Z_1$ と $Z_2$ の透過日射量 $I_1, I_2$ を測定し

$$\lambda = \frac{\log I_1 - \log I_2}{Z_2 - Z_1} \times 2.302 \quad (6)$$

式から求めた。測定は1982年4月22日～25日に母子里で行なった。センサーを表面下5点(1.5, 3.0, 5.0, 7.0, 10.0 cm)に設置し(表面低下量の測定と同時に)15分毎に測定した。第10図は上記の方法で求めた積雪表面近傍(0～10 cm)の減衰係数の変化を10～16時にわたって示したものである。同図には1日2回(10時, 17時), 2層(0～5 cmと5～10 cm)で測定した密度( $\text{g/cm}^3$ ), 含水率(%), 粒径(mm)も示されている。雪質は全て濡れザラメであり途中に薄い氷板があった。いずれの期間も表面近く(0～5 cm)の密度が下層(5～10 cm)より小さく, 含水率は大きい。氷板の上は融雪水を多量に含んだ大粒のザラメ層になっており, 減衰係数は $0.1\sim 0.2\text{ cm}^{-1}$ をとるものが多く, 一方氷板の下では含水率がやや小さな小粒のザラメ層になっており, 減衰係数は $0.3\sim 0.4\text{ cm}^{-1}$ を示している。今回の測定は密度が $0.38\sim 0.51\text{ g/cm}^3$ , 含水率が $6.9\sim 16.2\%$ のザラメ雪で行なわれたが, 減衰係数と含水率, 粒径, 密度との関係を詳細に得るまでにはいかなかった。深見・小島<sup>4)</sup>の報告にもあるが, 粒径が大きくなり含水率が増加するほど減衰係数が小さくなる傾向がみられる。表面から0～10 cmの層を平均すると減衰係数は $0.15\sim 0.36\text{ cm}^{-1}$ であった。これは表面下10 cmにおいても, 表面直下の日射量 $I_0$ の約22～27%が依然として透過していることを意味する。

## V. ま と め

全層濡れ雪になる融雪後期に, 波長別反射率と日射の減衰係数が求められた。反射率は融雪が進むにつれて減少した。さらにより波長の長い光の反射率が小さく, これは裸地(草地)と全く異なる特性である。積雪深が少なく(約10 cm)なると反射率の小さな下の物質の影響が現われ全アルベードは急激に減少した。濡れ雪の減衰係数は表面近く(0～10 cm)では,  $0.15\sim 0.36\text{ cm}^{-1}$ であり, 含水率や粒径が大きくなるほど小さくなる傾向がみられた。今後は波長別の反射率や減衰係数と含水率, 粒径, 積雪深との量的な関係を求め, さらに濡れ雪内の内部融解の実測を行なう必要がある。

本観測に際し, 北海道大学演習林母子里作業所の皆様の御世話になった。さらに気象観測, 積雪の断面観測は低温科学研究所大学院生本山秀明, 山田芳則両君に手伝って頂いた。記して感謝いたします。この研究に要した費用の一部は文部省科学研究費補助金(自然災害特別研究(1), 寒冷地域における融雪および融雪流出の予測に関する雪氷学的研究, 代表者 小林大二)から支出された。

## 文 献

- 1) Mellor, M. 1977 Engineering properties of snow. Journal of Glaciology, Vol. 19, No. 81, 15-66.
- 2) Warren, S. G. 1982 Optical properties of snow. Reviews of Geophysics and Space Physics,

20, 67-89.

- 3) Carroll, J. J. and Fitch, B. W. 1981 Effects of solar elevation and cloudiness on snow albedo at the South Pole. *Journal of Geophysical Research*, **86**, 5271-5276.
- 4) Yamanouchi, T. 1983 Variations of incident solar flux and snow albedo on the solar zenith angle and cloud cover, at Mizuho Station Antarctica. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, in press.
- 5) 深見浩司・小島賢治 1980 積雪内部における日射の減衰. *低温科学, 物理篇*, **39**, 119-126.
- 6) 会田 勝 1982 大気と放射過程. *気象学のプロムナード*, 8, 東京堂出版, 280 pp.
- 7) Giddings, J. C. and LaChapelle, E. R. 1961 Diffusion theory applied to radiant distribution and albedo of snow. *Journal of Geophysical Research*, **66**, 181-189.
- 8) O'Neill, A. D. J. and Gray, D. M. 1973 Solar radiation penetration through snow. The role of snow and ice in Hydrology. Vol. 1, IAHS-UNESCO, Proceeding of Banff Symposium, September, 1972, 227-241.
- 9) 大浦浩文・小林大二 1965 積雪の光に対する散乱・吸収係数測定法試案. *低温科学, 物理篇*, **23**, 87-98.
- 10) 小島賢治 1981 積雪下の日射融雪への影響. 新幹線の雪害対策に関する研究報告書, 日本鉄道施設協会, 81-90.

### Summary

Radiative properties of snow are considered to have the following three main factors: reflectance, transmittance and emittance. The first two are for shortwave (optical) radiation and the last for longwave radiation. Despite that these radiation properties of dry snow have been studied and reported extensively, researches on those of melting snow have remained a few, especially on spectral reflectance (albedo) and transmittance (extinction). An investigation of the optical property of melting snow is of great importance for the estimation of a heat balance or internal melting amounts.

Spectral reflectance of melting snow was measured by using four pyranometers with four different cutoff filters, each 305~2800 nm, 395~2800 nm, 530~2800 nm and 695~2800 nm in response range, in Sapporo and Moshiri during the snow melting season of 1982 and 1983; and the extinction amounts of transmitted solar radiation through melting snow were measured by five silicon photo cells 320-1050 nm in response range in Moshiri in 1982. The snow cover during these observational times was characterized by coarse grained granular snow with the surface density of 0.38~0.51 g/cm<sup>3</sup> and the free water content of 6.9~16.2 % (Fig. 9).

Based on data obtained on some specific days, Figs. 3, 4 and 6 show the ratio of spectral incoming and outgoing radiative fluxes to the total incoming and outgoing solar radiation  $\left(\frac{I}{I_0}, \frac{R}{R_0}\right)$ , total albedo  $\left(\frac{R_0}{I_0}\right)$  and spectral reflectance  $\left(\frac{\Delta R}{\Delta I}\right)$ . Only 1~3% of the total incoming solar radiation is ultraviolet (305~395 nm), 46~49% visible (395~695 nm) and 50~51% near infrared (695~2,800 nm). In the case of outgoing radiation, spectral ratios of radiation fluxes under the wavelength of 695 nm are larger than those of incoming radiation, namely 7~10% for ultraviolet and 52~53% for visible, but the ratios are much smaller in the near infrared region like 38~48%.

The spectral reflectance of 0.64 is taken for ultraviolet, 0.52~0.55 for visible and 0.38 for near infrared, and that of 0.47 is for total albedo. The spectral reflectance decreases with increasing wavelength. On the contrary the reflectance of the surface without snow cover (soil ground covered with dry grass) takes the highest value in the near infrared region (Fig. 7).

During the snow melting season the surface albedo decreases monotonously due to changes in free water content, density and grain size. In the end of the snow melting season (less than 10 cm in snow depth) the surface albedo changes very rapidly, which might be explained by the scattering theory of snow overlying materials which are fairly poor in reflectance.

Transmitted solar radiation was measured through the melting snow layer near the surface (0~10 cm). The extinction coefficients are about  $0.15 \sim 0.36 \text{ cm}^{-1}$ , and these values seem to decrease with increasing free water content and grain size.