



HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	融雪による積雪内固体粒子の移動
Author(s)	鴻野, 繁和; KOHNO, Sigekazu; 前野, 紀一 他
Citation	低温科学. 物理篇, 38, 81-92
Issue Date	1980-03-10
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/18393
Type	departmental bulletin paper
File Information	38_p81-92.pdf



融雪による積雪内固体粒子の移動*

鴻野 繁 和

(北海道大学大学院 理学研究科)

前野 紀 一

(低温科学研究所)

(昭和54年10月受理)

I. 緒 言

融雪期に入り、積雪が融解と蒸発によって消耗を開始すると、積雪表面の汚れが目立ってくる。春先のこのような汚れの原因としては、一般に、降雪結晶が空気中を落下中に捕捉(いわゆる“wash-out”)した固体粒子、あるいは積雪表面に自由落下(いわゆる“fall-out”)した固体粒子が、融雪の進行とともに積雪表面に露出、集積するためと考えられている。しかし、融雪によって積雪内の不純物は流れさり、雪自身の純度はむしろ増加することが古くから知られているので^{1),2)}、積雪中の固体粒子が、融雪水とともに流下せず常に積雪表面に留まるという上の解釈には疑問の余地がある。

これまで、融雪を促進させる目的で、積雪表面に各種の固体粒子を散布する研究が数多く行われたが^{3),4)}、固体粒子が融雪によって下方へ移動するかどうかの詳しい観察は行われたことがない。しかし、融雪による固体粒子の移動の有無は、融雪促進材の有効性の判断にも重要な問題である。また、融雪期における積雪表面の汚れは、アルベドの変化と関連して、融雪の促進、遅延、あるいは極地を含む広い積雪地域の熱収支を考察する際、重要不可欠の問題である。

筆者らは、融雪による固体粒子の移動の研究の手始めとして、まず、融雪期における自然積雪内の固体粒子の濃度とその時間変化を調べた。その結果、固体粒子の移動は、融雪速度、雪質、固体粒子の粒径などの多くの因子に依存する微妙な現象であることが判明したので、次の段階として、これらの因子を独立に変化させながら固体粒子の濃度変化を測定する室内実験に移った。これらの結果のうち、本論文では、主として前者の野外観測で得られた結果について報告する。

II. 測定の場合と方法

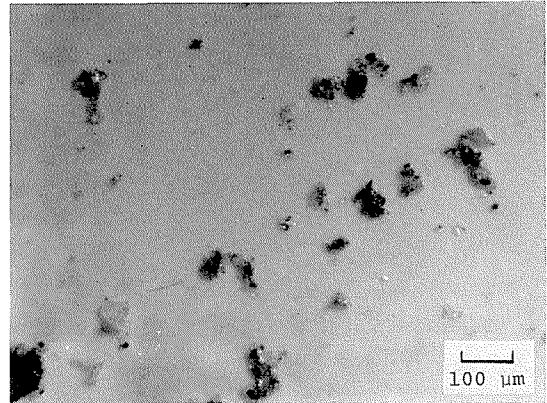
測定は、昭和53年4月18日~22日北海道大学雨竜地方演習林(母子里)と、同年7月5日大雪山高根ヶ原東斜面の通称“雪壁”雪渓で行われた。母子里の測定場所は、広い平坦な雪面で、各日の測定は1mずつ離れた新しい雪面で行われた。雪壁雪渓は表面傾斜が約14°の上部

* 北海道大学低温科学研究所業績 第2170号

斜面と、約 40° の下部斜面から成るが、測定は上部斜面のほぼ中央で行われた。

積雪に含まれる固体粒子は、次のような方法で測定された。まず積雪に大きさ $1\text{ m} \times 1\text{ m}$ の穴を地面まで掘り、垂直壁から試料を採取する。採取には、高さが 1 cm あるいは 2 cm で、奥行面積 $6 \times 7\text{ cm}^2$ のステンレス製角型サンプラーを用いた。

試料は融雪水の状態で研究室に持ち帰り、孔径 $0.1\ \mu\text{m}$ のミリポア・フィルターでろ過した。採取時、試料には直接手を触れないようにし、ろ過の過程で、器具は測定毎に純水（イオン交換樹脂および $0.2\ \mu\text{m}$ フィルターを通した純水、電気伝導度 $5 \times 10^{-8}\ \Omega^{-1}\text{ cm}^{-1}$ 以下）で洗浄して、人為的な物質が混入しないよう十分留意した。フィルター上に捕捉された固体粒子の大きさと数は、光学顕微鏡（倍率 100 倍）を用いて測定された。固体粒子の写真の例を第 1 図に示す。固体粒子



第 1 図 積雪内の固体粒子の顕微鏡写真（母子里）

の化学組成についての詳しい解析は行われなかったが、色と形状からほとんどが粘土鉱物からなる土壌粒子と考えられる。なお、雪壁雪溪においては直径 7.5 cm のコアボーリングも行われた。

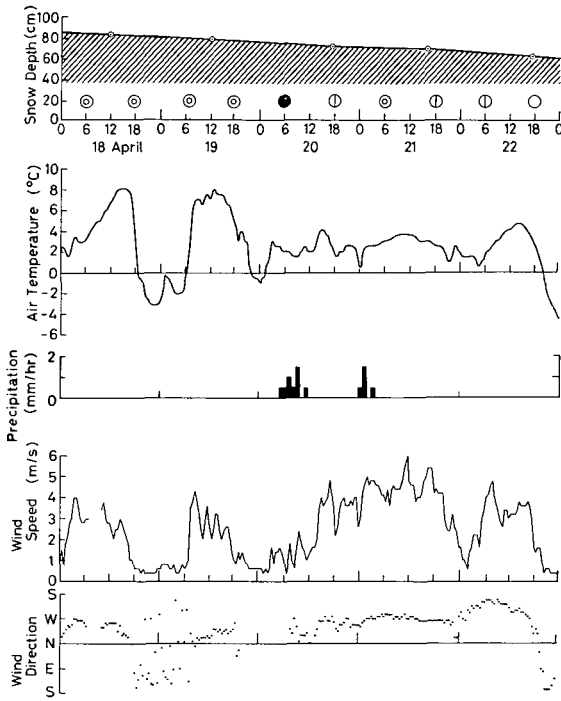
III. 測定結果

1. 母子里の結果

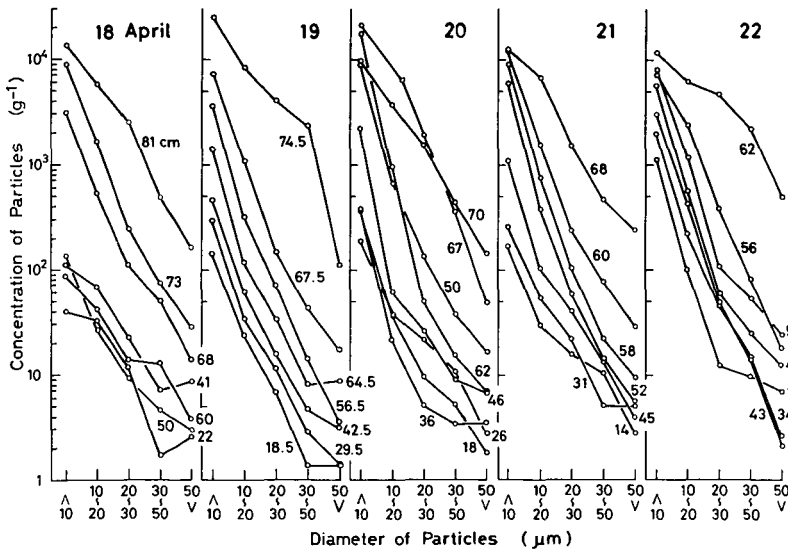
観測期間中の融雪による積雪深の減少の様子と気象状況を第 2 図に示した。天候は、20 日 5 時～12 時に合計 4.5 mm 、および 21 日 0 時～3 時に合計 2.5 mm の雨が降ったほかは、晴または曇りであった。気温は 18 日の 15 時頃と 19 日の 13 時頃の最高約 8°C 、および 19 日と 20 日 0 時前後の氷点下を除けば、おおよそ $+1 \sim 4^\circ\text{C}$ であった。

積雪深は測定期間中に 82 cm から 63 cm に減少した。融雪速度は測定期間中、平均 3.8 cm/day で、風の吹いた日（例えば 21 日）特に大きくなるということはない。ただし、20 日の雨は、固体粒子の移動の立場からは、多量の融雪に相当し、後で述べるように、固体粒子の表面濃度の特徴的な変化を与えた。

第 3 図は、母子里の雪に含まれていた固体粒子の粒径分布を地面からの高さをパラメータにして日別に示したものである。ただし、縦軸の粒子濃度の意味は、積雪 1 g に含まれる粒子の数である。粒径 (D_p) は 5 段階 ($D_p < 10\ \mu\text{m}$, $10 \sim 20\ \mu\text{m}$, $20 \sim 30\ \mu\text{m}$, $30 \sim 50\ \mu\text{m}$, $50\ \mu\text{m} < D_p$) に分けた。雪質は全層ぬれざらめ雪で、地面から 24 cm , 31 cm , 42 cm , 56 cm , 72 cm のところに氷板が見られた。雪粒の粒径は氷板部分を除き $0.5 \sim 2\text{ mm}$ であった。密度は雪面付近で $0.35 \sim 0.40\text{ g/cm}^3$ 、雪面から 20 cm 以深で $0.45 \sim 0.55\text{ g/cm}^3$ 程度で、測定期間中ほとんど変化しなかった。



第2図 観測期間中の積雪の深さの変化と気象状況(母子里)



第3図 固体粒子の粒径分布(母子里)

縦軸は粒子濃度, パラメーター(図中の数字)は地面からの高さである

第3図から、幾つかの一般的結論が導き出される。どの粒径分布をみても、粒子濃度のピークは全て $D_p < 10 \mu\text{m}$ のところにあり、この傾向は、特に時間が経過し融雪が進行するにつれて顕著になる。また、20日を除けば、積雪面の粒子濃度（各図において地面からの高さが最大の分布曲線）は最大値を示している。これは、粒子が積雪表面に集積しやすいことを示唆するが、20日の逆転が強い融雪（雨）による表面粒子の優先的移動によるということは、あとで明らかになるであろう。一方、融雪が進むと粒子は全体的に下部へ運ばれ、深部の粒子濃度も次第に増加する。

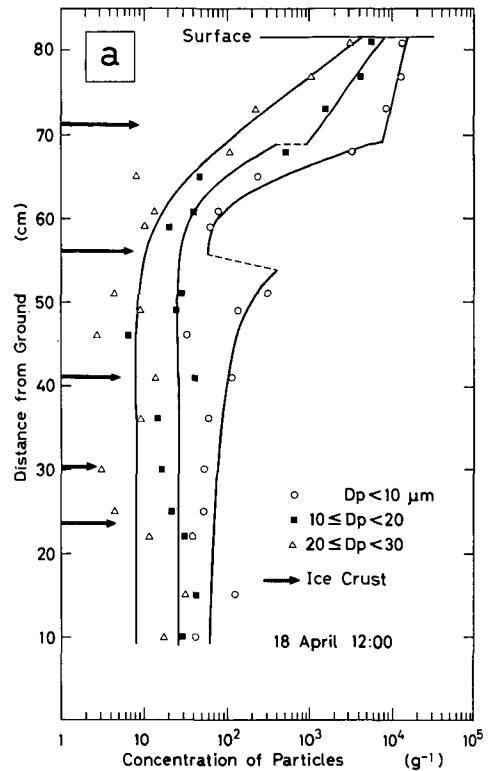
第4図は粒子濃度の深さ分布を粒径をパラメーターにして図示したものである。矢印は氷板の位置を示す。30 μm 以上の粒子は粒子数が少いため図示していない。

18日（第4図a）の粒子濃度は、どの大きさの粒子についても、表面から深さとともにほぼ指数関数的に減少し、56 cm 付近の氷板より下でおおよそ一定値になっている（20~30 μm の粒子で約 8 g^{-1} 、10~20 μm の粒子で約 25 g^{-1} 、10 μm 以下の粒子で約 80 g^{-1} ）。ただし、10~20 μm の粒子については70 cm、10 μm 以下の粒子については56 cmと70 cm付近で特徴ある不連続を示している。この深さに氷板が観測されたことを考慮すれば、この不連続は、融雪水が連続的には通過できなかったため生じたものと考えられる。

第4図bは、第4図aの測定後6cmの融雪が起った時（19日）の粒子濃度の分布である。濃度の値は全体的に増加しており、融雪による上部からの粒子の移動があったことを示している。ここで特に注目すべきことは、56 cm 付近の、氷板による不連続が顕著になった点である。

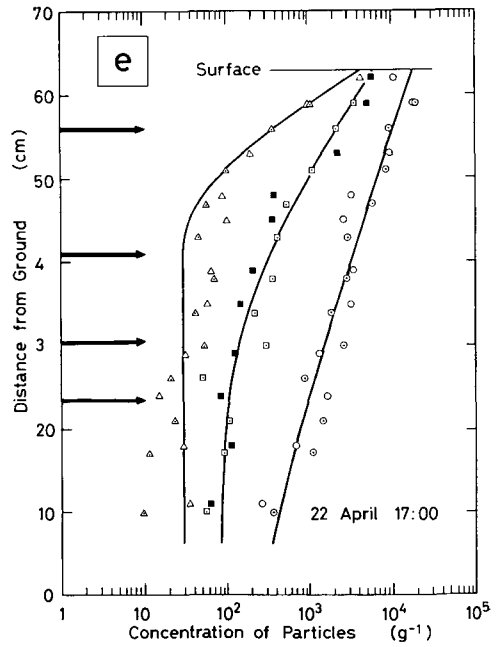
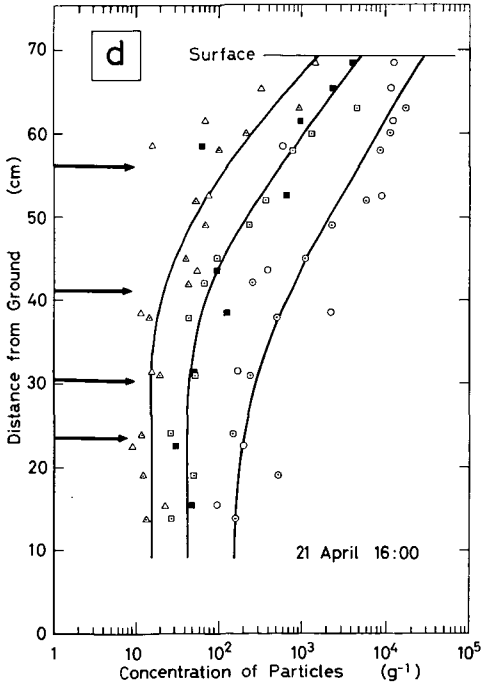
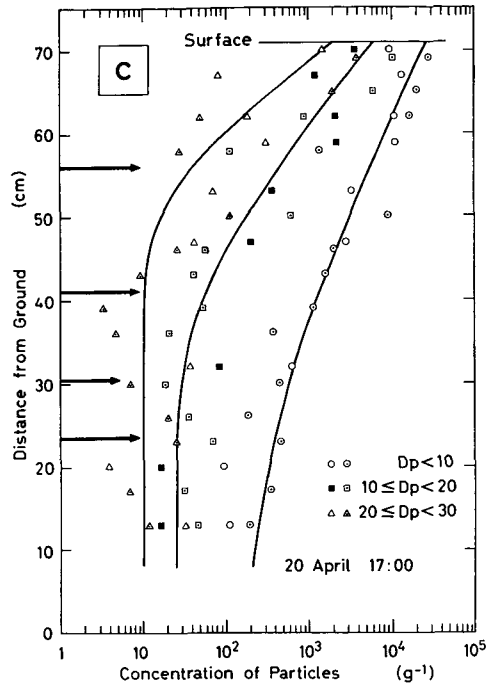
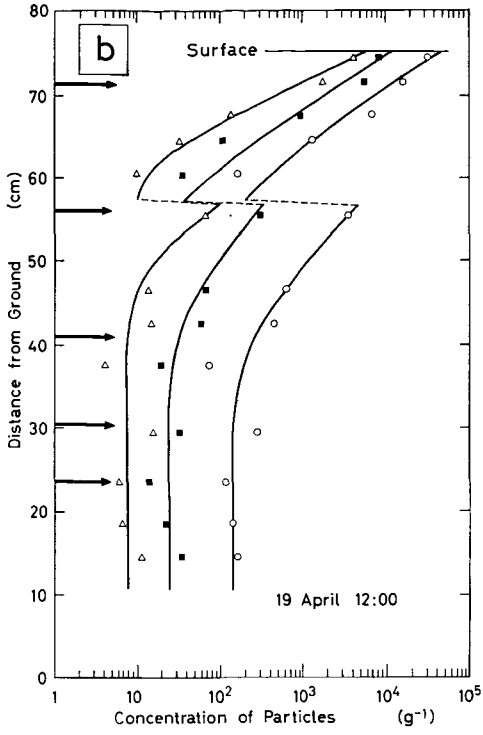
第4図c（20日）の濃度分布は20日5時から12時にわたり合計4.5 mmの雨が降った後の測定結果である。図には、互いに約40 cm離れた2地点の測定結果をプロットしてある。この図を第4図bと比べると、雨は多量の融雪に相当し、積雪内の大小の固体粒子を効果的に下方に移動させたことが理解される。

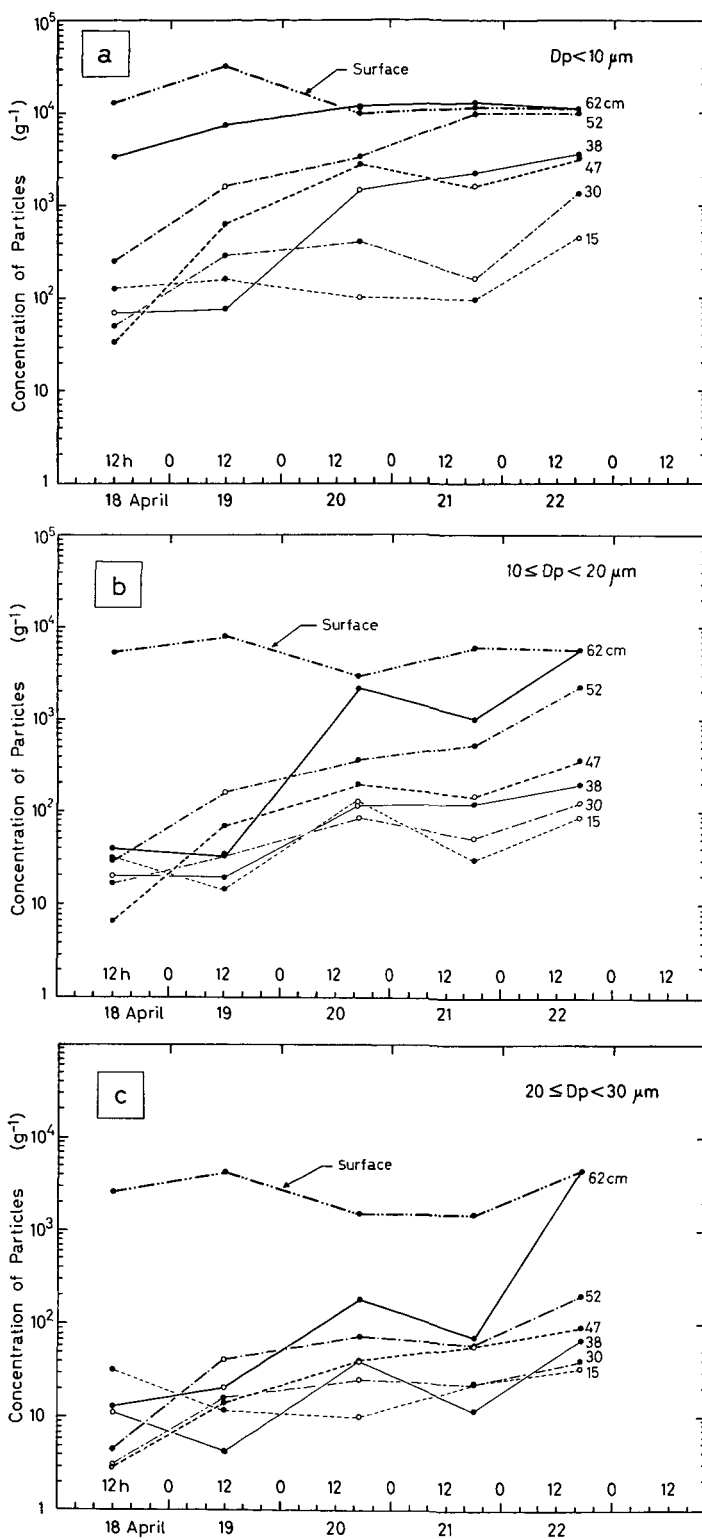
第4図d（21日）と第4図e（22日）は再び通常の融雪が進行した時の粒子の濃度分布である。分布の形はほとんど変化せず、値のみ増加している。この2日間のデータでは、小さな粒子に比べ、大きな粒子の濃度が、表面付近で著しく増加しており、表面に集積しやすい、すなわち融雪で流下しにくい傾向があることが、より明確に現われている。



第4図 固体粒子濃度の深さ分布（母子里）

(a)4月18日, (b)4月19日, (c)4月20日, (d)4月21日, (e)4月22日。一番上の横線は積雪表面の位置を、矢印は氷板の位置を示す





第5図 種々の深さにおける固体粒子濃度の時間変化

(a) 粒径 $D_p < 10 \mu\text{m}$, (b) $10 \mu\text{m} < D_p < 20 \mu\text{m}$, (c) $20 \mu\text{m} < D_p < 30 \mu\text{m}$

第5図は、積雪中の任意の深さの粒子濃度に着目し、その時間変化を示したものである。●印は実測値であるが、○印は濃度の深さ分布曲線において上下の実測値から内挿した値である。第5図a(粒径10μm以下の粒子)において、表面近く(62cm)と地面近く(15, 30cm)で濃度増加が少く、中間部(38cm, 47cm, 52cm)で大きいのは、表面近くでは融雪が盛んなため下方への粒子の移動が多く、地面付近では上部からの粒子の移動が少いためと考えられる。

第5図b(10~20μmの粒子)では、表面に近いほど粒子濃度の増加が大きい。これは粒子径が増加したため、積雪内に捕捉される割合が増加したためと考えられる。

第5図c(20~30μmの粒子)の場合には、粒子の移動は表面付近に限られ、積雪に含まれていた粒子はほとんどが表面付近にとり残されたことを示している。

第5図a, b, cにおいて、積雪表面層の粒子濃度を2点鎖線で示した。表面濃度は観測期間中増加の傾向を示したが、ほぼ一定値とみなすことができる。しかし、20日の場合だけは例外である。この日は前述のように雨が降ったため、表面層の粒子は洗い流され、表面濃度はむしろ減少した。

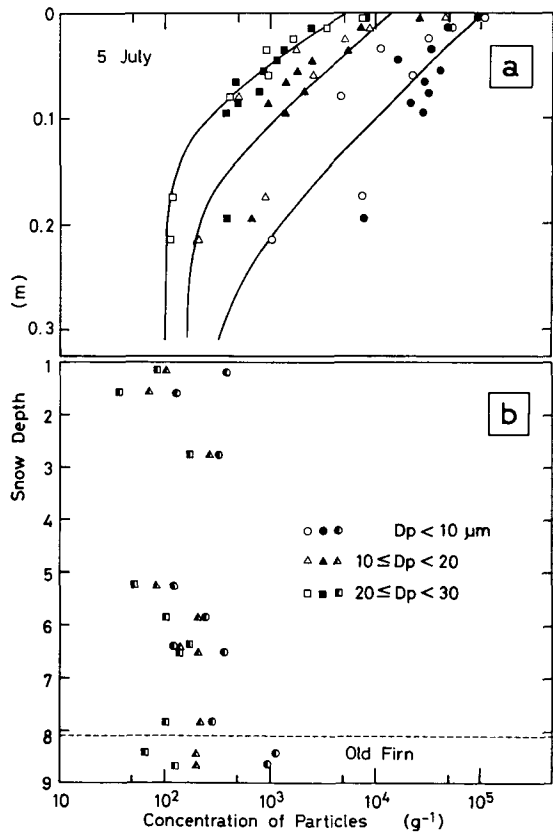
2. 雪壁雪溪の結果

雪壁雪溪は吹きだまり型の雪溪であるため、積雪内の粒子が、全て降雪時に捕捉された粒子と考えることはできず、積雪内の粒子濃度は場所的に不均一であった。また雪面が傾斜しているため、水みちや傾斜した不連続面も多く、融雪水の流下は一般に複雑であった。

粒子濃度測定用の雪試料は、ボーリングが行われた地点の近くの比較的きれいな場所で採取された(第6図a)。第6図bはボーリング・コア中の粒子濃度分布である。ボーリング・コア試料には、深さ8.1mのところを越年雪が認められた。

表面から約30cmまでの分布の形(第6図a)は母子里における分布(第4図)と似ている。すなわち、どの粒子濃度も表面からはほぼ指数関数的に減少しており、かつ10~20μmおよび20~30μmの粒子は、小さな10μm以下の粒子よりも表面付近に集積する傾向を示している。

深さ1m~8m(第6図b)では、いずれの粒子濃度もほぼ一定で、10μm以下で(1~4)×10²g⁻¹、20~30μmで(0.5~2)×10²g⁻¹である。しかし、10μm以下の粒子では、年層境界を



第6図 固体粒子濃度の深さ分布(“雪壁”雪溪)
深さ1m以下のデータは、ボーリング・コア試料を使って求めた。8.1mの破線は年層境界を示す

越えると再び濃度は増加している。これは、越年雪が積雪表面にあった時の、粒子濃度の指数関数的分布を示しているものと解釈できるであろう。ただし、ここに示したデータは年層境界、すなわち過去の表面そのものの値ではなく、年層境界から 40 cm および 60 cm 離れた所の値なので、第 6 図 a と比較して明らかなように、濃度はそれほど大きな値を示していない。

3. 粒子濃度とアルベドとの関係

雪面が汚れると、光の反射率が減少する、すなわち、アルベドが減る。いま雪に含まれる固体粒子が全て完全な球であると仮定し、積雪の表面積 S_0 の下 z の範囲に含まれる固体粒子の断面積の総和を S とすると、

$$\frac{S}{S_0} = \frac{\pi \rho_s z}{4} \sum_i D_i^2 N_i \quad (1)$$

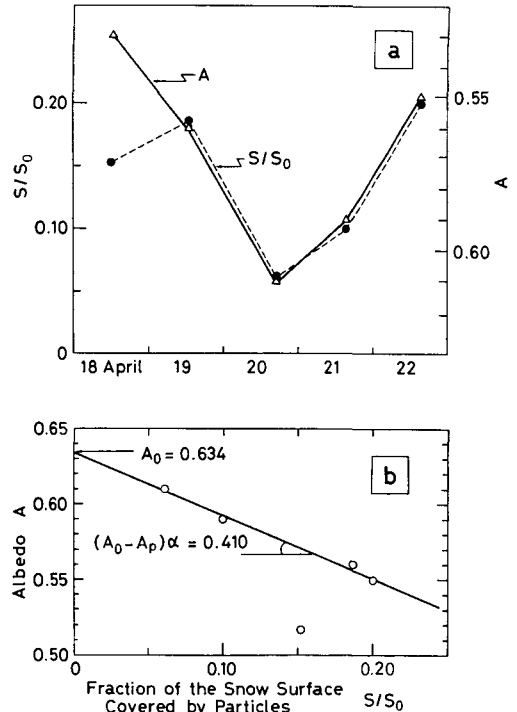
と書ける。ただし、 N_i は粒径 D_i の粒子の個数、 ρ_s は雪の密度である。これらの固体粒子が光の反射、吸収に関与するとすれば、雪面のアルベド A を、雪による反射と固体粒子による反射の和と考え、

$$\begin{aligned} A &= \left(1 - \alpha \frac{S}{S_0}\right) A_0 + \alpha \frac{S}{S_0} A_p \\ &= A_0 - (A_0 - A_p) \alpha \frac{S}{S_0} \end{aligned} \quad (2)$$

と表わせる。ここに、 A_0 は固体粒子を含まない積雪のアルベド、 A_p は固体粒子のアルベド、そして α は粒子の反射、吸収への関与の仕方(配列の仕方)に関する定数で、全ての粒子が重ならず雪の表面に並んだとすると、 $\alpha=1$ となる。

第 7 図 a に、ゴルチンスキー日射計 (EKO, MS-12) を用いて実測した母子里の雪のアルベド (A) の値と、第 3 図、第 4 図および第 (1) 式を用いて計算した、粒子が積雪表面を占める割合 (S/S_0) の時間変化を示した。 S/S_0 の計算には、実測値 $\rho_s=0.4 \text{ g/cm}^3$ を使用した。また、 z の値としては、湿雪における光の減衰の測定結果⁵⁾を参考にし、光の強度が $1/e$ に減少する深さ $z=4 \text{ cm}$ (雪の密度 $\rho_s=0.4 \text{ g/cm}^3$) を用いた。 A と S/S_0 の時間変化は非常によく対応しており、雪面のアルベドの変化が積雪表面層の固体粒子の濃度変化で説明されうることを示している。

第 7 図 b に、 A を S/S_0 に対して目盛っ



第 7 図 積雪表面を固体粒子が占める割合 (S/S_0) と実測アルベド (A) の関係

(a) S/S_0 と A の時間変化, (b) S/S_0 と A の関係。
 S/S_0 の計算には $\rho_s=0.4 \text{ g/cm}^3$, $z=4 \text{ cm}$ を用いた

た。粒子濃度分布の複雑な観測初日(18日)の1点を除けば、測定結果は1本の直線上にのっており、第(2)式を満足していることが分かる。直線の切片と傾きから、

$$A_0 = 0.634, \quad (A_0 - A_p)\alpha = 0.410 \quad (3)$$

が求まる。定義により $\alpha \leq 1$ であるから $A_p \leq 0.224$ でなければならない。いま、固体粒子が互いに重っていない($\alpha=1$)と仮定すると、 $A_p=0.224$ となるが、これは土壌粒子のアルベドとして不適当な値ではなく、上のモデルが基本的には誤っていないことを示している。

IV. 考 察

以上の測定結果から、融雪あるいは降水によって、固体粒子が下方へ運ばれることが分った。粒子の移動速度は融雪の速度、固体粒子の大きさ、雪質などに依存する。一般的には、融雪速度が速いほど、また粒径が小さいほど移動しやすい。通常の融雪では、小さい粒子が優先的に移動するが、降雨によってみかけの融雪速度が増加すると、大きな粒子も同様に下方へ移動する(第4図c)。この融雪水によって、もともと積雪中に存在していた氷板付近の、粒子移動の不連続性は緩和される。

融雪が起ると、固体粒子は下方へ流されるが、今回得られた観測結果(第3図、第4図)をまとめると、固体粒子の濃度 C の分布は、積雪表面からの深さを z とすれば、ほぼ

$$C = (C_0 - C_\infty) \exp(-\lambda z) + C_\infty \quad (4)$$

と書き表わせる。ただし、 C_0 は表面の粒子濃度、 C_∞ はまだ融雪の起っていない積雪中の粒子濃度である。 λ は粒子濃度の減少率、すなわち、濃度の深さ分布の曲線の傾きを与える定数で、おそらく、雪質(雪の密度、粒径など)、融雪速度、および固体粒子の性質(粒子の大きさ、形、表面の性質など)に関係する量と考えられる。

第3図および第4図から求めた λ 、 C_0 、 C_∞ の値を第1表に示した。ただし定数 k は、第(3)式を

$$C = (C_0 - C_\infty) \left(\frac{1}{2}\right)^{z/k} + C_\infty \quad (5)$$

と書き換えた時の粒子濃度減少率

$$\lambda = \frac{1}{k} \log_e 2, \quad \text{すなわち} \quad k = \frac{1}{\lambda} \log_e 2 \quad (6)$$

である。任意の深さの粒子濃度は、距離 k だけ下方で半分になるから、 k は「半値深(half-value depth)」と呼ぶことができる。半値深が大きければ、固体粒子は下方へ移動しやすい。

第1表から分かるように、18日の半値深 k の値は、分布曲線の不連続(第4図a)を反映して複雑であるが、あとの日の値は、すべて、粒径(D_p)が小さい程 k の値は大きい、すなわち移動しやすいことを示している。今回の測定結果によれば、 k はおよそ 0.5~10 cm の範囲にあったが、この値が雪の構造や融雪機構と関連してどのような物理的意味を持つのかは、今後の問題である。特に、降雨があった20日には、いずれの粒径についても前日(19日)の k の値より大きくなっているが、これは降雨によって積雪の構造(空隙率、粒径など)が変化したこ

第1表 第3図, 第4図および第(4)~(6)式から求めた固体粒子の表面濃度($C_0 - C_\infty$), 融雪前の深部の濃度(C_∞), 半値深(k)および減少率(λ). 4月18日と19日において, k と λ が複数個求められたのは, 固体粒子の深さ分布をいくつかの層に区分したためである

項 目	粒 径 (μm)	観 測 日				
		4月18日	4月19日	4月20日	4月21日	4月22日
表面濃度 (g^{-1}) $C_0 - C_\infty$	$D_p < 10$	15×10^3	40×10^3	25×10^3	30×10^3	20×10^3
	$10 < D_p < 20$	7×10^3	10×10^3	6×10^3	5×10^3	6×10^3
	$20 < D_p < 30$	4×10^3	5×10^3	2×10^3	1.5×10^3	4.4×10^3
深部濃度 (g^{-1}) C_∞	$D_p < 10$	80	150	150	150	150
	$10 < D_p < 20$	25	25	25	40	90
	$20 < D_p < 30$	8	8	10	15	30
半 値 深 (cm) k	$D_p < 10$	15.1, 1.0, 0.6	2.0, 3.0	7.0	5.0	9.0
	$10 < D_p < 20$	4.3, 1.7	2.0, 3.0	4.0	4.0	5.0
	$20 < D_p < 30$	2.3	1.5, 2.0	2.5	3.5	2.0
減少率 (cm^{-1}) λ	$D_p < 10$	0.05, 1.0, 0.1	0.35, 0.37	0.18	0.14	0.08
	$10 < D_p < 20$	0.16, 0.41	0.35, 0.37	0.17	0.17	0.14
	$20 < D_p < 30$	0.30	0.45, 0.35	0.28	0.20	0.35

とを反映しているのであろう。

固体粒子が積雪の中を下方に移動するのは, 融雪水によって流されるからである。融雪水の流下の仕方には, 水が積雪内のある範囲の隙間を満してほぼ柱状の水路をつくりながら流れる「水路流下」と, 積雪を構成する氷の骨組の表面を薄い膜となって流れる「被膜流下」とがある⁶⁾。通常の融雪のように, 少量の水が雪粒の表面を伝って流れる被膜流下の場合, 固体粒子はどのような機構で流されるのであろうか。このことを調べるために, 水膜の厚さを見積ってみる。

ぬれ雪の密度 ρ_s は, 単位体積中に含まれる氷の質量 M_i と水の質量 M_w の和である。いま, 雪が半径 r の氷球から成っているとすれば,

$$\begin{aligned} \rho_s &= M_i + M_w \\ &= \frac{4}{3} \pi r^3 \rho_i n + 4\pi (r^2 d + r d^2) \rho_w n \end{aligned} \quad (7)$$

である。ここで, ρ_i は氷の密度 ($=0.92 \text{ g/cm}^3$), ρ_w は水の密度, n は雪粒の数, d は水膜の厚さである。第(7)式の右辺第2項は雪の重量含水率 W を用いて $\rho_s W$ と表すことができるから, 結局水膜の厚さは, r と W の関数として

$$d = \frac{r}{2} \left(-1 + \sqrt{1 + \frac{4}{3} \cdot \frac{\rho_i W}{\rho_w (1-W)}} \right) \quad (8)$$

と書くことができる。

19日11時の母子里の雪の含水率と雪粒の粒径の測定によれば, 雪面付近で $W=0.20$, $r=$

5×10^{-2} cm, 深さ 45 cm では $W=0.15$, $r=5 \times 10^{-2}$ cm であった。したがって第(8)式から, 水膜の厚さは, 雪面付近でおおよそ $d=36 \mu\text{m}$, 45 cm 付近で $d=26 \mu\text{m}$ となる。上の計算では, 雪粒が互いに離れているモデルを考えたが実際は互いに接触しているのだから, 水膜の厚さはこれらの値とはいくらか異なる。

固体粒子が, この水膜によりどのような機構で流されたかは明らかではない。しかし, 水膜の厚さと注目している固体粒子の直径がほぼ等しいということは, 粒子が水膜に完全に埋没する場合と, 部分的に濡れる場合とがあることを意味する。したがって, 水膜の化学的純度と固体粒子表面の化学的性質は極めて重要な因子である。今後, 含水率, 融雪速度および固体粒子の化学的性質などを考慮した注意深い実験が必要とされる。

ところで, 第4図に示した固体粒子の深さ分布をみると, いずれの粒径についても, 表面の濃度は深部の濃度の約 200 倍に濃縮されている。例えば 18 日の表面濃度は, 積雪の平均的密度 0.4 g/cm^3 を用いると, 積雪深 500 cm の雪に含まれていた固体粒子が全て表面に集積したことに相当する。しかし, 実際の母子里における 18 日までの融雪深は約 70 cm にすぎない。このことから, 母子里の場合, 表面の汚れの原因は, もともと積雪中にあった固体粒子の表面への露出だけではなく, 大部分は, 自由落下 (fall-out) によるものと結論できる。

同様の計算を雪壁雪渓について行ってみると, 約 3 m~10m の融雪があったことになるが, これはほぼ実際の融雪深に合う。雪壁雪渓は吹きだまった雪であるから, もともと雪の汚れは多く, また, 測定は比較的きれいな場所を選んだためこのような結果になったものと思われる。

この研究は, 筆者の一人(鴻野)が北海道大学大学院理学研究科修士課程の課題として行った。お世話になった低温科学研究所の気象部門の方々, および, 母子里の気象データ, アルペド, 含水率のデータを提供して下さった融雪部門の方々に深く感謝いたします。

文 献

- 1) 杉浦吉雄 1955 融雪時に於ける雪の化学組成の変化について. 雪氷, **16**, 13.
- 2) Johannessen, M. and Henriksen, A. 1978 Chemistry of snow meltwater: Changes in concentration during melting. *Water Resources Res.*, **14**, 615-619.
- 3) 孫野長治・熊井 基 1955 撤土融雪の熱学的研究. 雪氷の研究, **2**, 63-79.
- 4) 大沼匡之・中村千里・小林一雄・高橋久三郎 1967 農耕地における融雪促進法に関する研究(その1). 雪氷, **29**, 10-25.
- 5) Thomas, C. W. 1963 On the transfer of visible radiation through sea ice and snow. *J. Glaciol.*, **4**, 481-483.
- 6) 吉田順五 1965 融雪水の積雪内浸透. 低温科学, 物理篇, **23**, 1-16.

Summary

The concentration of minute solid particles (no. of particles per gram of snow) in a natural snow cover was measured in a snow-melting season as a function of particle diameter, distance from the ground surface and time. It was found to be largest near the snow surface, decrease exponentially with depth, and become almost constant 30 cm below the surface (Fig. 4). Concentrations near the snow surface and about 30 cm below it were roughly 10^4 g^{-1} and 100 g^{-1}

for particles smaller than $10\ \mu\text{m}$ in diameter, $7 \times 10^3\text{g}^{-1}$ and $30\ \text{g}^{-1}$ for those from $10\ \mu\text{m}$ to $20\ \mu\text{m}$, and $4 \times 10^3\text{g}^{-1}$ and $10\ \text{g}^{-1}$ for those from $20\ \mu\text{m}$ to $30\ \mu\text{m}$, respectively.

The concentration was observed to increase with time because of the migration of solid particles caused by the flow of snowmelt, the migration becoming more effective with decreasing particle diameter and increasing snow melting rate.

The vertical profile of the particle concentration (C) can be expressed as follows:

$$C = (C_0 - C_\infty) \left(\frac{1}{2}\right)^{x/k} + C_\infty, \quad (1)$$

where C_0 and C_∞ are respectively the concentration of solid particles at the snow surface and that at a deep point in the snow cover, x is the distance from the surface, and k is a constant which gives the slope of the concentration curve. The large value of k implies that particles can migrate downward effectively in the snow cover, which is generally the case when the particle diameter is small or the melting rate of snow is large.

The surface concentration of particles was found to be 200 times as large as that in deep layers, which suggests that about 200 g of snow, i. e. a layer 500 cm in thickness and $0.4\ \text{g cm}^{-3}$ in density, should have been melted leaving solid particles on the surface. It exceeds the thickness of actually melted snow by far, however, leading to a conclusion that particles at the snow surface were mostly supplied by the free deposition of solid particles suspended in the atmosphere by gravity, i. e. "dry fallout".

An increase in particle concentration near the surface results in a decrease in albedo of snow. The albedo (A) of snow can be expressed by

$$A = \left(1 - \alpha \frac{S}{S_0}\right) A_0 + \alpha \frac{S}{S_0} A_p, \quad (2)$$

where A_0 and A_p are respectively the albedo of snow containing no particles and that of the particle. S is the total of cross-sectional areas of particles lying in the area S_0 . It follows from measurements of A and S/S_0 (Fig. 7) and Eq. (2) that $A_0 = 0.634$ and $(A_0 - A_p)\alpha = 0.410$.

If no particles overlap each other, i. e. $\alpha = 1$, the particle albedo (A_p) becomes 0.234. The above calculation shows that a variation in albedo of wet snow can be reasonably explained by a variation in solid particle concentration.