



Title	吹雪における熱伝達係数の測定
Author(s)	金田, 安弘; KANEDA, Yasuhiro; 前野, 紀一 他
Citation	低温科学. 物理篇, 39, 33-47
Issue Date	1981-03-18
Doc URL	<a href="https://hdl.handle.net/2115/18411">https://hdl.handle.net/2115/18411</a>
Type	departmental bulletin paper
File Information	39_p33-47.pdf



## 吹雪における熱伝達係数の測定\*

金 田 安 弘

(日本気象協会北海道本部)

前 野 紀 一

(低温科学研究所)

(昭和55年10月受理)

### I. ま え が き

吹雪は、風のために雪粒子が雪面を離れ、空中を運動する現象である。従来、吹雪の研究では、降り積った雪が風によって再配分される質量輸送の現象、あるいは、吹雪時の風の構造等に主眼が置かれてきた (Mellor,<sup>1)</sup> Budd *et al.*<sup>2)</sup>)。その結果、吹雪の種々の物理的性質の詳細については、あまり分っていない。しかし、それは、吹雪という複雑な現象の総合的理解に、必要不可欠なことと考えられる。とくに、吹雪が頻繁に発生する地域、例えば、極域における大雪原や、広大な南極氷床などにおける、接地大気層の熱収支や質量収支を考える際、吹雪は無視し得ない効果を持つであろう。

筆者達は、吹雪中の物理的性質のうち、熱輸送に着目し、野外と風洞とで熱伝達係数の測定を行なった。本論文の目的は、吹雪中の熱伝達係数を測定することによって、雪粒子が熱伝達に果たす役割りを、明らかにする点にある。

### II. 熱伝達係数の測定

熱伝達係数の測定は、非定常法に因った。使用した方法は、原理的には、西村達<sup>3,4)</sup>の方法とまったく同様である。すなわち、熱伝達係数は、中心に熱電対を埋め込んだ測定球 (真鍮球、直径6 mm) を冷却し、その温度変化から求めた。

測定にあたっては、測定球をドライアイスまたは液体窒素によって、 $-80\sim-100^{\circ}\text{C}$ 程度に冷却した後、雪面上のある高さに固定し、その温度変化をペン書き記録計で記録した。同時に、熱電対あるいは棒状温度計によって、測定球の高さの気温を測定した。

### III. 野 外 実 験

1979年1月、北海道留萌管内、羽幌において、吹雪中の熱伝達係数の測定を行なった。第1図に、観測期間中の平均的な気象状況を示す。気温は、平均として約 $-7^{\circ}\text{C}$ 程度、風速は、雪面上1 mの高さで $6\sim 10\text{ m/s}$  (平均、約 $7\text{ m/s}$ )であった。吹雪量の測定によれば、飛雪空間

\* 北海道大学低温科学研究所業績 第2276号

濃度  $n'_p$  (単位,  $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ ) は, 雪面上約 10 cm より下では急速に増加していた。

測定は, 雪面直上 (0.5 cm) から, 80 cm までの高さの範囲で行なった。第 2 図に, 種々の高さで測定した熱伝達係数を, その高さの平均風速に対して示した。測定結果は, 吹雪量計と目視観測により, 吹雪の強さに応じて 3 段階に分類してある (降雪を伴った強い吹雪: ●, 弱い雪面を掃くような低い吹雪: ×, 間欠的な吹雪: ○)。図中の下の曲線 (R) は, 空気 (風) のみによる時の熱伝達係数を示すもので, Rantz・Marshall による次の半理論式をもとに, 計算したものである<sup>5,6)</sup>。

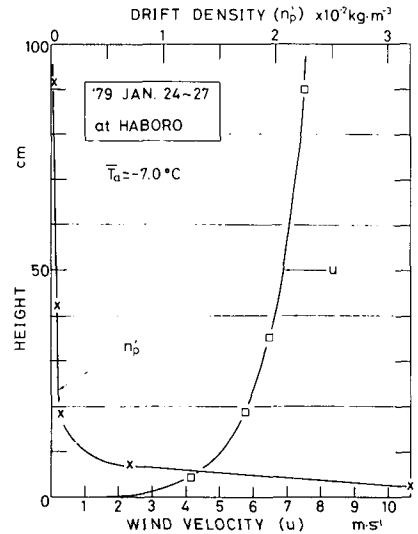
$$Nu = 2.0 + 0.6 Re^{1/2} Pr^{1/3} \quad (1)$$

ここで,  $Nu$  はヌッセルト数,  $Re$  はレイノルズ数,  $Pr$  はプラントル数である。

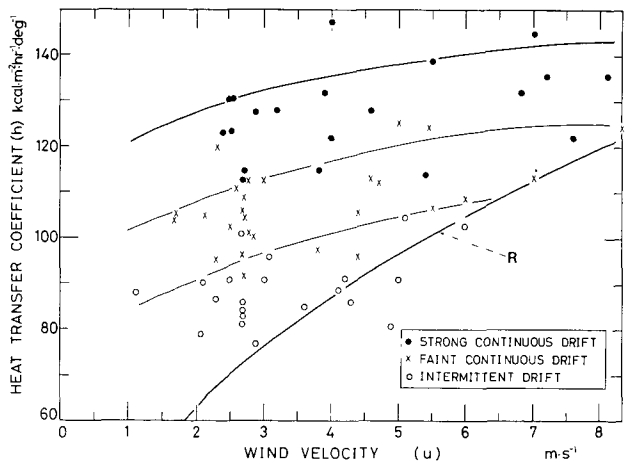
(1) 式で示されるように, 本来, 熱伝達係数は, 風速によって, ほぼ一義的に決定される。しかし, 測定された熱伝達係数の値は大きくばらつき, (1) 式による曲線 (R) が, 測定値のほぼ下限を与えている。全体の傾向として, 風速の増加と共に熱伝達係数も増加していくが, 同一風速についてみると, 吹雪発生による飛雪空間濃度の増加に応じて, 風のみによる時の 2 倍もの値が測定された。また, 吹雪時において, 風速が小さい程, 熱伝達係数の増加は大きく, 風速が増加するにつれて, 値の幅は小さく一定値に近づく傾向がある。第 1 図にみられるように, 風速の小さい場合の測点は, 雪面上の高さの低い所に相当する。従って, 低風速域での熱伝達係数の大きな増加は, 低い高さでの大きな飛雪空間濃度に対応しているものと予想される。

第 3 図は, 1980 年 3 月, 北海道大雪山系旭岳の, ロープウェイ姿見駅付近 (標高 1595 m) において行なった熱伝達係数の測定例である。羽幌での測定 (第 2 図) を平地での代表例とすれば, 旭岳での測定 (第 3 図) は, 高山での代表例と考えられる。測定時の気象状況は, 平均気温, 約  $-15^\circ\text{C}$ , 1 m の高さの平均風速, 約 7 m/s で, 吹雪の程度は羽幌での測定時の状況とほぼ同じであった。

結果としては, 第 2 図と同様な傾向がうかがえる。即ち,

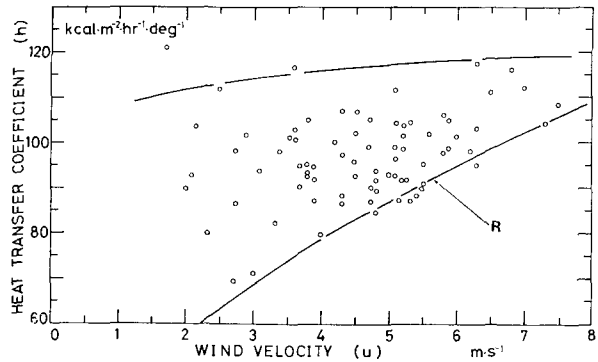


第 1 図 観測期間中の平均的な気象状況 (1979 年 1 月, 羽幌)



第 2 図 野外での吹雪時の熱伝達係数 (1979 年 1 月, 羽幌)

Rantz・Marshall の式 (1) による曲線 (R) は、測定値の下限を与え、また、低風速域程、測定値の幅は大きい。ただ、旭岳での測定は、羽幌での測定値より、全体的に少し小さい。これは、両地点の高度差による空気の密度の違いによって説明される。旭岳における空気密度は、羽幌におけるより15%程小さく、この差は、Rantz・Marshall の式 (1) によると、8%程の熱伝達係数の低下をもたらす。



第3図 野外での吹雪時の熱伝達係数  
(1980年3月、大雪山系旭岳)

#### IV. 風洞実験

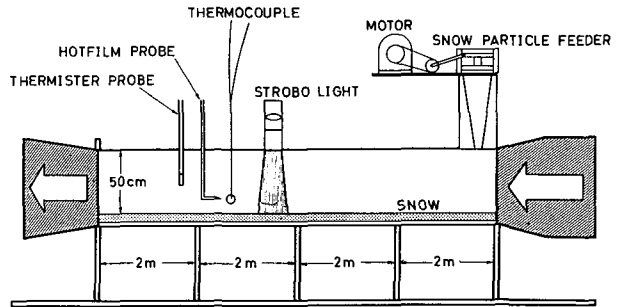
野外実験から、吹雪時には熱伝達係数が増加することが明らかとなった。また、その熱伝達係数の増加は、吹雪の強さによって変化し、飛雪空間濃度に関係していることが示唆された。そこで、条件の制御しやすい風洞において吹雪を発生させ、より詳細に、熱伝達の様子を調べた。

##### 1. 実験方法

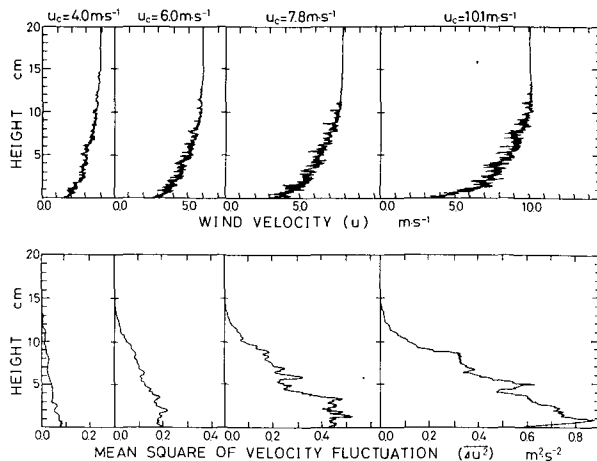
使用した風洞は、ゲッチンゲン型回流風洞で、約 $-30^{\circ}\text{C}$ までの温度制御が可能な低温風洞である。風洞測定部と実験装置の概略を、第4図に示した。測定部は、実効断面積が $50\text{ cm} \times 50\text{ cm}$ で、全長は $8\text{ m}$ である。測定は、測定部のほぼ全域にわたって雪を敷き、吹き出し口の后方、約 $6\text{ m}$ の位置で行なった。

中心風速の測定には、サーミスタ風速計を用いた。風速と乱れの測定には熱線風速計を用い、センサー(ホットフィルム)を上下方向に移動させることによって、垂直分布を求めた。検定には、サーミスタ風速計を用いた。

吹雪が発生していない時の、



第4図 風洞測定部と実験装置の概略



第5図 風洞内の風速と乱れの垂直分布

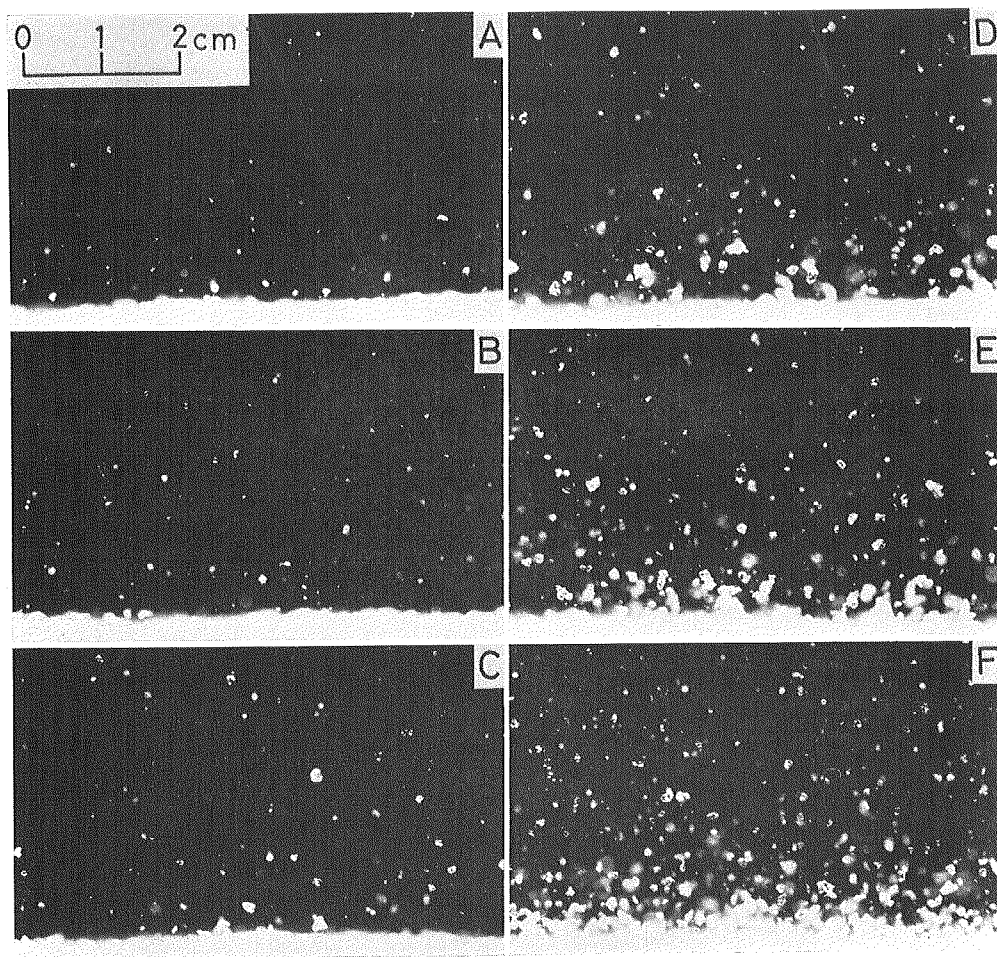
風速と乱れの垂直分布を第5図に示した。高さ約10cm程度まで乱流境界層が形成されている。

飛雪空間濃度の測定は、ストロボ装置を用いた写真撮影によって行なった。暗視野で、ストロボ光（閃光時間は $25\mu\text{sec}$ ）を、スリットを通して1回発光させて撮影すると、静止した雪粒子の写真が得られる。飛雪空間濃度の垂直分布は、写真上の雪粒子の個数を数えることによって求めた。

吹雪の発生には、降雪装置が用いられた。この降雪装置から雪粒子を種まきしてやると、吹雪が発生する。従って、同一風速で、吹雪が発生している場合と、していない場合の状況が設定できる。

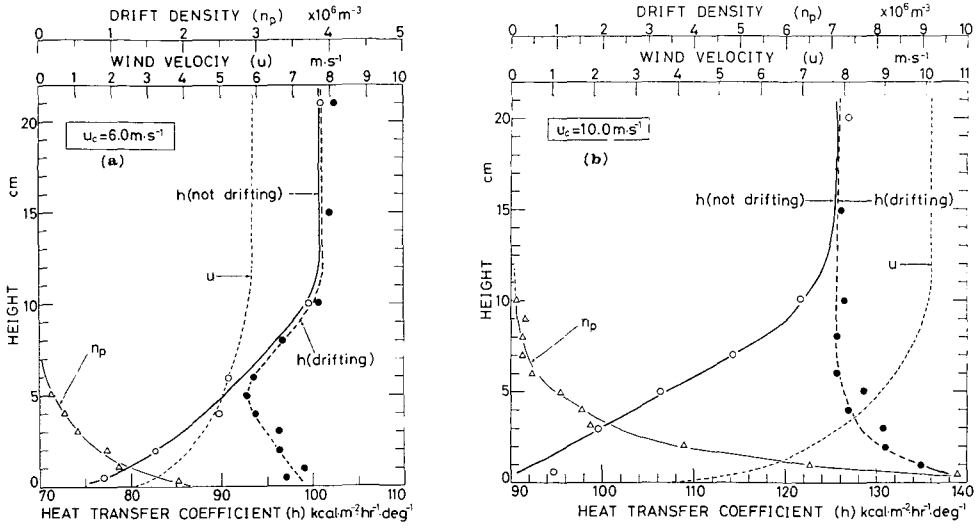
## 2. 実験結果

ストロボ装置を用いて撮影した雪粒子の写真を、第6図に示した。雪粒子の種まき量を一定にして、中心風速を増加させていくと、それに対応して、空中の雪粒子の数も増加する。こ



第6図 風速による飛雪空間濃度の変化

(A)  $u_c = 5.0\text{ m/s}$ , (B)  $u_c = 6.0\text{ m/s}$ , (C)  $u_c = 7.0\text{ m/s}$ , (D)  $u_c = 8.0\text{ m/s}$ ,  
 (E)  $u_c = 9.0\text{ m/s}$ , (F)  $u_c = 10.0\text{ m/s}$



第7図 熱伝達係数，飛雪空間濃度，風速の垂直分布

- (a) 中心風速 6.0 m/s  
 (b) 中心風速 10.0 m/s

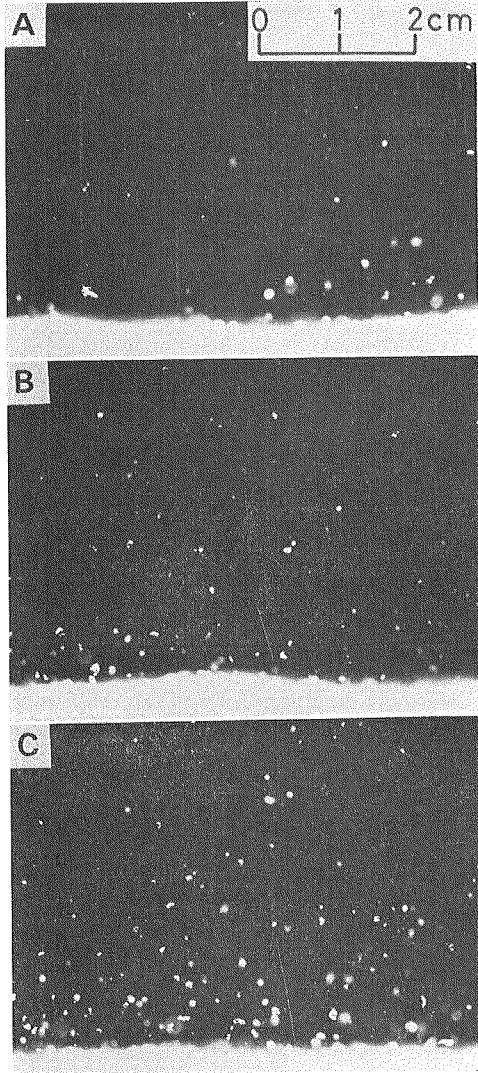
うした状況において測定した熱伝達係数の測定例を，第7図(a)(b)に示した。

中心風速，6.0 m/sの時の測定結果が，第7図(a)である。吹雪が発生していない時の熱伝達係数( $h$ )の垂直分布(白丸，実線)は，風速( $u$ )の垂直分布に対応し，雪面より約10 cmの上では，ほぼ一定値であるが，雪面に近づくに従って，次第に減少する傾向がある。一方，種まきして，吹雪を発生させた時の熱伝達係数の垂直分布を，黒丸と破線で示した。吹雪が発生すると，熱伝達係数は雪面近くで大きく増加し，雪面上5 cm付近で，吹雪の発生していない時の値に一致している。この時の飛雪空間濃度 $n_p$ (単位体積あたりの雪粒子の個数： $m^{-3}$ )の垂直分布を三角印で示した。垂直分布の形から，熱伝達係数の雪面近くでの増加は，飛雪空間濃度の雪面近くでの増加に対応していると考えられる。

第7図(b)は，中心風速を10.0 m/sとし，吹雪をさらに発達させた時の例である。中心風速6.0 m/sの例と同様な傾向がみられるが，飛雪空間濃度が高いため，熱伝達係数の増加も著しい。また，吹雪が発生したことによる熱伝達係数への影響は，雪面から10 cm以上の高さまで及んでいる。

吹雪発生による熱伝達係数の変化を，さらに明確にするため，同一風速で吹雪の強さのみを変化させて，熱伝達係数の測定を行なった。吹雪の強さは，種まき量を変化させることによって制御した。第8図は，中心風速を7.0 m/sの一定値に保ち，雪粒子の種まき量を変化させた時の飛雪粒子の写真である。A, B, Cと種まき量を増加させると，それに応じて空中の雪粒子の数も増加する。

この時の熱伝達係数の垂直分布を，第9図に示す。図中には，参考のため，雪面上1 cmの高さでの飛雪空間濃度の値を示してある。吹雪の発生していない時(白丸)に比べて，飛雪空間濃度が増加すると，熱伝達係数は，A, B, Cと増加していく。熱伝達係数の垂直分布曲線，

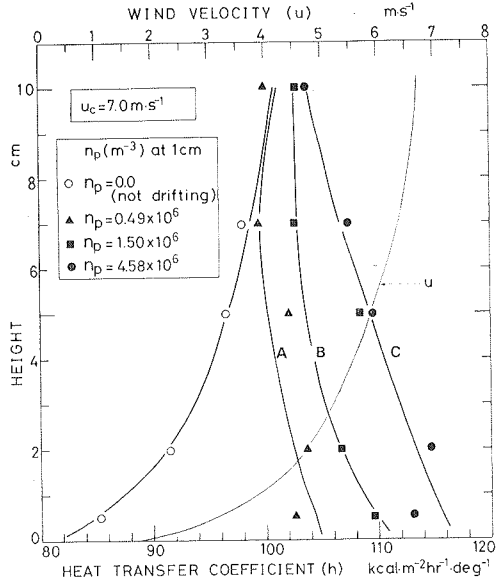


第8図 雪粒子の種まき量による飛雪空間濃度の変化 (中心風速 7.0 m/s)

ある。もしも、雪粒子の移動速度が風速に等しいとすると、 $n_p u$  は、単位時間あたり単位面積を通過する雪粒子の個数を意味する。図には、中心風速、9.0、10.0 m/s の2例について示した。測点の隣の数字は、雪面からの高さを意味する。ある高さを境に、飛雪空間濃度の高い下部領域と、濃度の低い上部領域とでは、明らかに熱伝達の増加傾向の異なることがわかる。

この熱伝達係数の増加傾向の変化する高さを、その時の中心風速に対して、第1表にまとめた。\*印は、他より雪粒子の種まき量を多くした場合である。吹雪の発達と共に、その高さも増加していく傾向がある。

一般に、雪面近くの下部領域は、飛雪空間濃度が高く、雪粒子は主として跳躍運動 (saltation) によって移動するが、上部にいくと飛雪空間濃度は急速に減少し、乱流拡散による浮遊



第9図 吹雪の強さが熱伝達係数におよぼす影響 (中心風速 7.0 m/s)

第1表 熱伝達係数の増加傾向の変化する高さ。\* は他より雪粒子の種まき量を多くした時の値

WIND VELOCITY (m/s)	7.0	7.0*	8.0	9.0	10.0
HEIGHT (cm)	1.0	3.0	3.0	4.5	5.5

A, B, C は、それぞれ第8図の A, B, C に対応している。

吹雪が発生したことによる熱伝達係数の増加分  $\Delta h$  を、飛雪空間濃度 ( $n_p$ ) と風速 ( $u$ ) との積 ( $n_p u$ ) に対して目盛ったのが、第10図で

(suspension) という形で移動する<sup>1)</sup>。このことから、熱伝達の増加傾向の変化する高さは、その下の飛雪空間濃度の高い領域と、その上の希薄な領域の境界に相当し、この2つの領域では、熱伝達の増加を支配する因子の異なることが予想される。

## V. 吹雪が発生していない時の熱伝達の考察

熱伝達の機構として、本研究の実験条件下では、強制対流による伝熱、水蒸気が昇華凝結して潜熱を放出することによる伝熱、および放射による伝熱の3つが考えられる。

### 1. 強制対流による伝熱

球表面と周囲の流体との間の熱および物質輸送に関しては、伝熱工学、雲物理学等の分野で、多くの研究が行なわれている。その中から、先に述べた Rantz・Marshall<sup>5,6)</sup> の結果を使用すると、強制対流による単位時間あたりの熱輸送量  $\dot{Q}$  (convection) は、次式で表される。

$$\dot{Q}_{\text{con}} = 4\pi R k_a (\theta_a - \theta_s) \cdot f_h \quad (2)$$

$$f_h = \frac{1}{2} Nu = \frac{1}{2} (2.0 + 0.6 Pr^{1/3} Re^{1/2}) \quad (3)$$

ここで、 $R$ ,  $k_a$ ,  $\theta_a$ ,  $\theta_s$ ,  $f_h$  は、それぞれ、測定球の半径、空気の熱伝導度、気温、測定球の表面温度、熱輸送に関する通風係数である。

### 2. 水蒸気の昇華凝結による伝熱

測定球と回りの空気の間には温度差があるため、球表面には水蒸気が昇華凝結する。この際、単位時間あたりに放出される潜熱  $\dot{Q}$  (sublimation) は、同様に Rantz・Marshall の結果を利用すると、次式で表される。

$$\dot{Q}_{\text{sub}} = 4\pi R D L_s \left( \frac{RH}{100} \rho_{\text{sat}}(\theta_a) - \rho_{\text{sat}}(\theta_s) \right) \cdot f_m \quad (4)$$

$$f_m = \frac{1}{2} Sh = \frac{1}{2} (2.0 + 0.6 Sc^{1/3} Re^{1/2}) \quad (5)$$

ここで、 $D$ ,  $L_s$ ,  $RH$ ,  $\rho_{\text{sat}}(\theta)$ ,  $Sh$ ,  $Sc$ ,  $f_m$  は、それぞれ、水蒸気の拡散係数、水蒸気の昇華の潜熱、相対湿度、その温度における飽和水蒸気密度、シャーウッド数、シュミット数、水蒸気輸送に関する通風係数である。

本来、熱伝達係数 ( $h$ ) は、次の (6) 式によって定義される量であるが、

$$\dot{Q} = 4\pi R^2 h (\theta_a - \theta_s) \quad (6)$$

測定される全熱輸送量  $\dot{Q}$  が、 $\dot{Q}_{\text{con}}$  と  $\dot{Q}_{\text{sub}}$  の和と考えるならば、(2)~(6) 式から簡単な操作を経て、次の関係が得られる<sup>7)</sup>。

$$h_{\text{sub}} = \frac{\beta D L_s}{k_a} \cdot h_{\text{con}} \quad (7)$$

ここで、 $h_{\text{sub}}$  は、水蒸気の昇華凝結による潜熱輸送に対する、見掛け上の熱伝達係数、また  $h_{\text{con}}$

は、強制対流伝熱に対する熱伝達係数であり、 $\beta$  は次式で定義される量である。

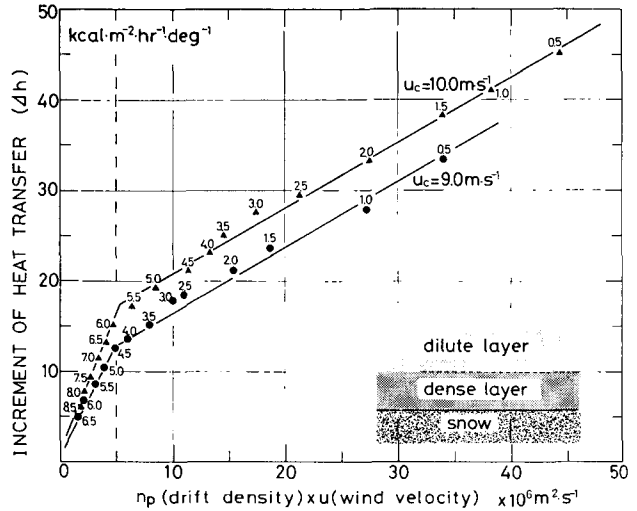
$$\beta = \frac{\frac{RH}{100} \rho_{\text{sat}}(\theta_a) - \rho_{\text{sat}}(\theta_s)}{\theta_a - \theta_s} \tag{8}$$

第 11 図は、水蒸気の昇華凝結が熱伝達に与える影響をみるために、(7) 式をもとに計算したものである。計算にあたっては、気温 ( $\theta_a$ ) を  $-10.0^\circ\text{C}$ 、測定球の表面温度 ( $\theta_s$ ) を  $-60.0^\circ\text{C}$  とし、定常状態で考えた。風速

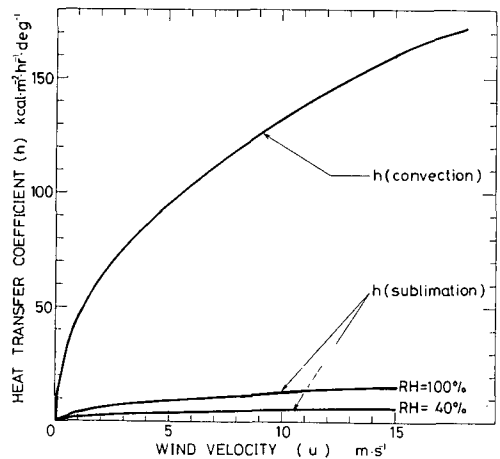
10 m/s で、相対湿度が 100% の時、水蒸気の昇華凝結による潜熱の放出量は、熱伝達係数に換算すると、約  $13 \text{ kcal}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{hr}^{-1}\cdot\text{deg}^{-1}$  に相当する。全体の熱伝達量における、潜熱輸送量の割合は、相対湿度が 100%、40% の時、それぞれ、9%、4% 程度である。本研究の実験条件下で、風洞内の相対湿度の垂直分布を測定したところ、雪面近くでわずかに増加するが、高さ 20 cm 位まではほぼ一定で、90% 程度の高い値が得られた。従って、吹雪の発生していない時に測定された熱伝達係数のうち、8% 程度は、水蒸気の昇華凝結による潜熱の放出によると考えられる。

3. 主流の乱れの熱伝達に与える影響

先に述べた、Rantz・Marshall の式(1)、および強制対流による熱および物質輸送を表す多くの式は、流れが層流の場合か、あるいは、それに近い条件 (乱流強度にして 1% 以下) のもとで得られたものである。この場合、(3) および (5) 式において、プラントル数、またシュミット数はほぼ一定と考えられるので、熱および物質伝達率は、レイノルズ数、即ち風速のみで決定されることになる。しかし、熱および物質の伝達は、物体表面に存在する境界層における移動現象であるから、境界層の状態を変化させるすべての要素は、伝達率に少なからず影響を与えることが予想される。従って、流体中に乱れが含まれている場合、同じ流体でも、乱れの



第 10 図 熱伝達係数の増加分と飛雪量の関係。測定の雪面からの高さを、印の隣に、cm で示した



第 11 図 熱伝達係数の計算値。(2)~(7) 式から計算

程度によって伝達率は変化すると考えられる。本研究において測定した熱伝達係数は、野外、風洞共に、乱流境界層内での測定である。この観点から、一定風速（一定レイノルズ数）のもとで主流の乱れの程度を変化させ、乱れが熱伝達に与える影響を実験で調べた。

気流の乱れの程度は、風洞内に、丸棒または角棒を組み合わせた格子、あるいはプラスチックのネット（開口率：65%）を設置することによって調節した。第12図に、ネット後方（風下側）の風速と乱れの水平分布を示した。風洞内の中心風速と、ネットあるいは格子からの距離を変化させることによって、種々の乱れの程度を持った流れの状況が設定できる。

乱れは等方的であると仮定し、乱れの程度を代表する量として、次式で定義される、乱流強度 ( $a_t$ ) を使用する。

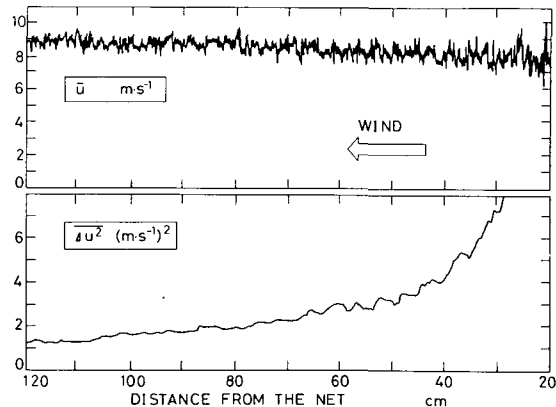
$$a_t = \frac{\sqrt{\Delta u^2}}{u} \times 100 \quad (\%) \quad (9)$$

ここで、 $u$ ,  $\Delta u$  は、それぞれ平均風速、風速変動である。

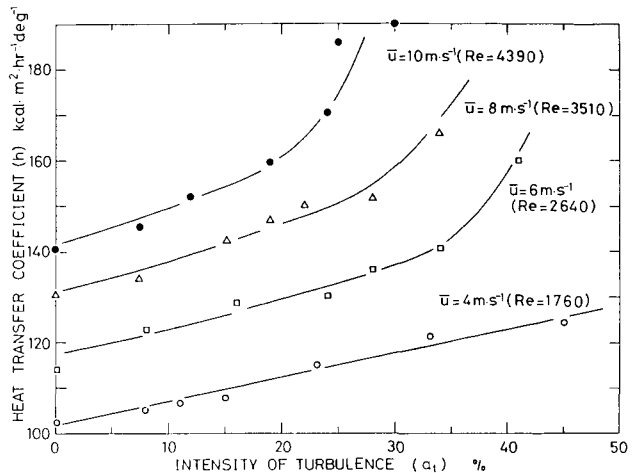
熱伝達係数の測定は、平均風速 ( $u$ ) が、4, 6, 8, 10 m/s ( $1750 < Re < 4400$ ) の4種類の時に、乱流強度を0%から45%の範囲で変化させて行なった。

第13図に測定結果を示す。熱伝達係数は平均風速が同じであっても、乱流強度の増加と共に、乱流強度にほぼ比例して増加するが、ある点（風速10 m/sで、 $a_t = 23\%$ , 8 m/s 28%, 6 m/s で38%付近）を境に、増加の割合は急速になる。この熱伝達係数の増加率が変化する点は、測定球の周りの境界層が、層流から乱流に移る臨界点と考えられる（例えば Lavender and Pei<sup>8)</sup>）。また、平均風速が大きい程、乱れ（乱流強度）の熱伝達に与える影響が顕著になる傾向がうかがえる。

第14図に、球の回りの流れの様子を表す写真を示した。流れの局所的な密度差による光学的な乱れを、シュリーレン法<sup>9)</sup>によって可視化したものである。平均風速を、1.0 m/s（レイノルズ数：3040）とし、乱流強度は、約10% (a) と



第12図 ネットより風下側の風速と乱れの水平分布



第13図 乱流強度が熱伝達係数に与える影響

20% (b) に変化させた。球の直径は 4 cm で、これを上からつるし、回りの空気より 100°C 程度、冷却した。比較的、小さい乱流強度 (a) では、規則正しい定常的な境界層が形成されている。しかし、乱流強度が大きくなると (b)、球の回りの流れは不安定になって、後流は激しく振動し、球表面における乱流域の割合の増加しているのがわかる。こういった乱れによる球の回りの境界層の変化が、熱伝達の増加をもたらす。

#### 4. 乱れ係数

熱伝達に対する乱れの影響を定量的に表すため、次式で定義される、乱れ係数 (turbulence factor)  $b$  を導入する。

$$b \equiv \frac{h}{h_0} \quad (10)$$

ここで、 $h_0$  は、層流中での熱伝達係数である。(10) 式からわかるように、乱れ係数は、乱れがない場合 ( $\alpha_t=0$ ) に比べて、熱伝達係数が何倍に増加するかを示す量である。上の測定で得られた乱れ係数を風速の関数として第 15 図に示した。

放射伝熱量に関する簡単な見積りによれば、その効果はきわめて小さく無視できる<sup>7)</sup>。結局、吹雪が発生していない時の熱伝達は、主として、強制対流と水蒸気の昇華凝結によると考えてよい。それで、(10) 式で定義された乱れ係数を使用すると、吹雪が発生していない時の、単位時間あたりの測定球への熱輸送量  $\dot{Q}$  (not drifting) は、次のように表される。

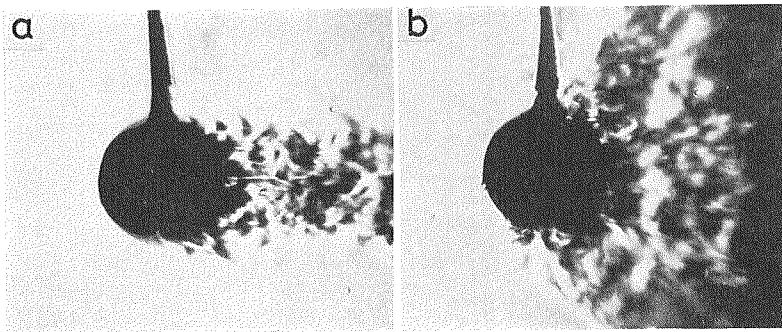
$$\begin{aligned} \dot{Q} &= \dot{Q}_{\text{con}} + \dot{Q}_{\text{sub}} \\ &= 4\pi R k_a (\theta_a - \theta_s) b f_h + 4\pi R \beta D L_s (\theta_a - \theta_s) b f_m \\ &= 4\pi R (k_a + \beta D L_s) (\theta_a - \theta_s) b f \end{aligned} \quad (11)$$

また、熱伝達係数に関しては、

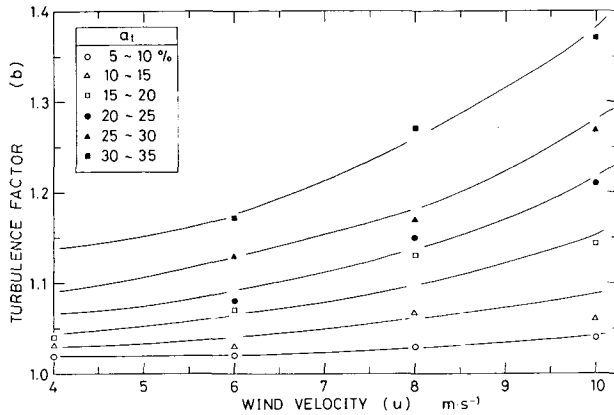
$$h = h_{\text{con}} + h_{\text{sub}} + \Delta h \quad (12)$$

$$\begin{aligned} \Delta h &= \Delta h_{\text{con}} + \Delta h_{\text{sub}} \\ &= (b-1)(h_{\text{con}} + h_{\text{sub}}) \end{aligned} \quad (13)$$

ただし、熱輸送と水蒸気輸送に関する通風係数は、ほぼ等しいと仮定した。



第 14 図 主流の乱れによる球の回りの流れの変化 (シュリーレン写真)  
(a) 乱流強度, 約 10%。(b) 乱流強度, 約 20%。風は左から右に吹いている



第15図 乱れ係数 (turbulence factor) の風速による変化

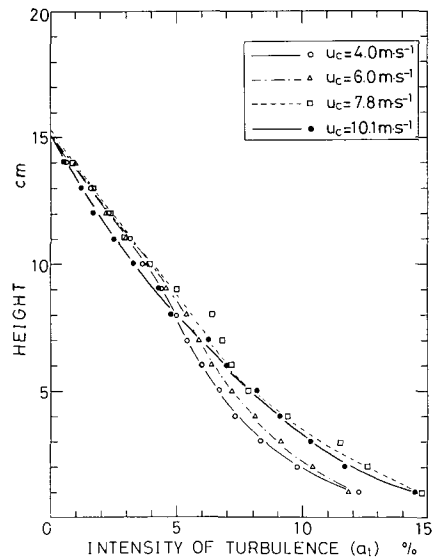
$$f \approx f_h \approx f_m \quad (14)$$

第16図には、吹雪が発生していない時の、風洞内における、乱流強度の垂直分布を示した。中心風速が違って、値と分布の形は、ほぼ同じである。雪面近くで、13~15%の最大値をとり、高さと共に指数関数的に減少する。このため、第13図から、吹雪が発生していなくとも、雪面近くでは6~8%程、熱伝達係数の増加が予想されるが、全体として乱れによる影響は少なく、第15図からわかるように、乱れ係数  $b$  は、ほぼ1に等しいと考えてよい。

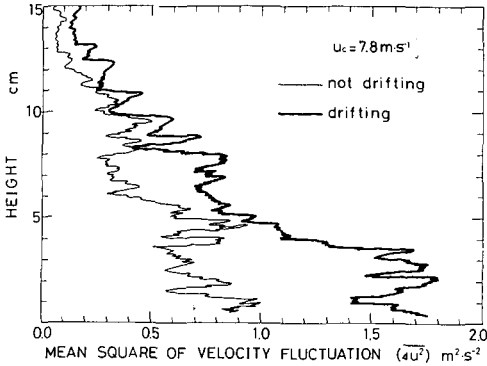
## VI. 吹雪発生による熱伝達係数増加の考察

前節で述べたように、気流の乱れは、 $Q_{con}$  と  $Q_{sub}$  の両方を増大させる。そこで吹雪発生による熱伝達係数増加の原因の1つとして、「吹雪が発生すると、気流の乱れが増大し、それが熱伝達の増加をもたらす」と考え、風洞実験を行なった。第17図は、吹雪中の乱れを測定した結果の1例である。風上側で種まきをして吹雪を発生させると、気流の乱れは増大する。また、乱れの増大は、雪面上3~4 cm 付近で急激になるような傾向を持ち、その程度は、吹雪の強さにもよるが、同一風速の吹雪が発生していない時と比較して、2倍あるいはそれ以上の値にさえた。この雪面近くでの急激な乱れの増大は、そこでの高い飛雪空間濃度と雪粒子の激しい跳躍運動によって、引き起こされたものと考えられる。

こうした吹雪時の気流の乱れの測定は少ないが、小林・石田 (1970<sup>10)</sup>, 1972<sup>11)</sup> は、野外において雪面上約1mの高さに超音波風速計を設置して風の乱れを測定し、地吹雪時には、約2倍近い乱流強度



第16図 風洞内における乱流強度の垂直分布



第17図 吹雪時の乱れの垂直分布  
(中心風速 7.8 m/s)

の増大がみられたことを報告している。

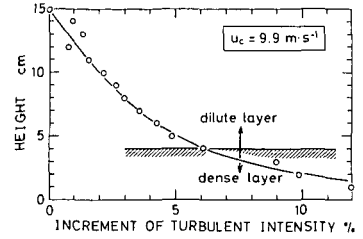
第18図には、中心風速 9.9 m/s の例について、吹雪が発生したことによる、乱流強度の増加分の垂直分布を示した。雪面近くの飛雪空間濃度の高い領域で、急速に乱れが増大する様子が表れている。

次に、吹雪時の乱れの増大のみによる熱伝達係数の増加量を見積るために、測定された吹雪時の乱流強度のデータから、第15図によって、乱れ係数( $b$ )を求め、(13)式から気流の乱れによる熱伝達係数の増加量を計算した。中心風速 9.9 m/s についての計算結果が第19図である。図には、乱れの増加による熱伝達係数の増加分  $\Delta h_{\text{sub}}$  と  $\Delta h_{\text{con}}$ 、および2つの和  $\Delta h$  (turbulence) の計算結果を示した。気流の乱れによる熱伝達係数の増加量は、雪面に近づくとつれて急速に増大する。

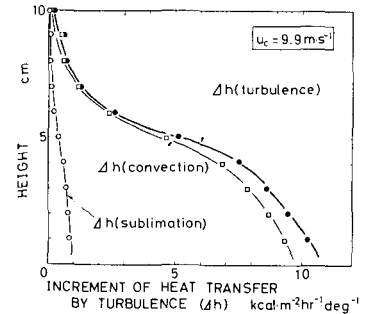
さらに、この気流の乱れのみを考慮して計算された熱伝達係数の増加量と、同条件下で測定した飛雪空間濃度と風速の積との関係を、第20図に示した。図には、この時、実際に測定された熱伝達係数の増加量  $\Delta h$  の値も合わせて示した。この図から、吹雪時に増大する熱伝達係数のうち、30~50%は、気流の乱れの増大によって説明できることがわかる。また、第10図において述べた、雪面のある高さで、熱伝達の増加率が急速に変る傾向も、よく現われている。このことから、吹雪時の気流の乱れの増加が、吹雪時の熱伝達量増加に関して、かなり重要な役割りを果たしていることが示唆される。

これまで述べたのは、吹雪、すなわち雪粒子の運動による熱伝達の増加を、強引に気流の乱れに置き換えての議論であった。しかし、この他に、「雪粒子の測定球への衝突および接近」による、より直接的な影響がある。これに含まれるものとしては、次に挙げる事項が考えられる。

- (a) 雪粒子と測定球との間の衝突の瞬間の伝導伝熱
- (b) 雪粒子の衝突によって発生する摩擦熱
- (c) 雪粒子と測定球の回りの空気との間の対流伝熱
- (d) 雪粒子の衝突・接近による測定球の回りの境界層の乱れ



第18図 吹雪発生による乱流強度の増加分の垂直分布 (中心風速 9.9 m/s)

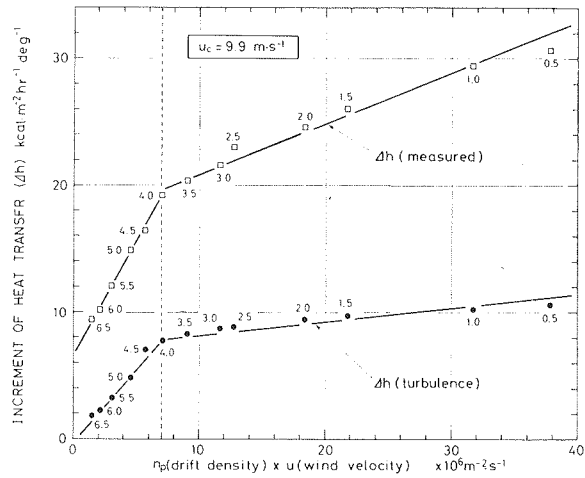


第19図 気流の乱れによる熱伝達係数の増加量 (中心風速 9.9 m/s)

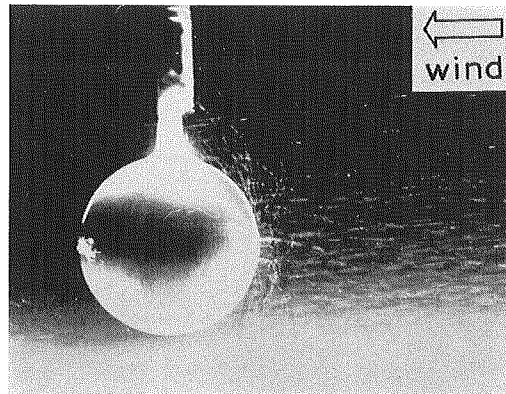
第 21 図は、吹雪層に固定された測定球の写真である。ただし、状況をわかりやすくするため、直径 4 cm の球を使用した。雪粒子の測定球への衝突・接近は複雑な軌跡を描いており、(a)~(d) の熱伝達のメカニズムが、直観的に理解される。

上記の (a) と (b) に関して、理論的に見積りを行なったところ、その効果は、ほとんど無視できるほど小さかった<sup>7)</sup>。(c) は、雪粒子が測定球の表面に十分近く接近した際、表面近傍の温度が急変する薄い温度境界層との間で、対流によって輸送される熱である。これに関しては雪粒子と回りの空気との間の相対速度の評価、温度境界層の厚さなど、量的見積りに困難な点が多いが、熱伝達への影響は無視し得ない可能性がある。(d) は、気流そのものの乱れとは別に、雪粒子が測定球に衝突したり、あるいは近傍を通過することによって、測定球の回りの境界層が乱され、その結果として熱伝達が促進される効果である。第 22 図は、この効果を示すシュリーレン写真である。回りの空気よりも 100°C 程度冷却した球を上からつるした場合、静止空气中 (a) では、球後端部から自然対流が発生し、流れは層流状に下方に伸びていく。この時、上からガラスビーズ (直径: 100  $\mu\text{m}$ ) を落下させると、気流そのものに乱れはなくとも、球の回りの流れは乱流に変化し、不規則に振動し始める。

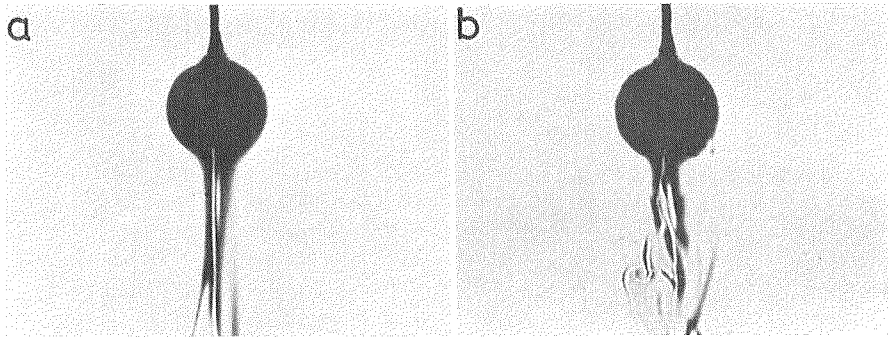
以上のように、吹雪時に熱伝達が促進される大きな 2 つの原因として、「気流の乱れの増大による影響」と「雪粒子の測定球への衝突・接近による影響」を考えた。第 10 図で述べた、飛雪空間濃度の高い下部領域と希薄な上部領域とで、熱伝達増加の支配的な要因が異なるという点は、この 2 つによって説明される可能性がある。しかし、この 2 つは、それほど明確に分離できるとは限らない。我々の解析においても、乱れの測定は、熱線風速計を直接吹雪層の中に置いて行なわれたから、ここで求められた「乱れ」には、雪粒子のより直接的な熱伝達機構である、(a)~(d) の効果が部分的には含まれていると考えられる。吹雪における熱伝達のメカニズム



第 20 図 熱伝達の増加量と飛雪量の関係 (気流の乱れのみを考慮した場合と実際に測定された熱伝達の増加量)。測点の雪面からの高さを、印の隣に、cm で示した



第 21 図 吹雪層に固定された測定球の様子。中心風速 6.0 m/s。風は右から左



第22図 粒子の衝突による球の周りの流れの変化 (シュリーレン写真)

の解明には、更に詳細なかつ慎重な研究が必要であろう。

## VII. あとがき

野外と風洞における熱伝達係数の測定から、吹雪中では熱輸送が促進されることを明らかにした。また、その原因について、いくつかの考察と実験を行なった。本研究は吹雪の熱的研究としての第1段階を成すものである。将来は、個々の雪粒子に関する、熱および水蒸気輸送を見積る必要があるだろう。雪粒子への昇華凝結については、樋口 (1974)<sup>12)</sup> が、その可能性を示唆し、反対に雪粒子からの昇華蒸発については、Schmidt (1972)<sup>13)</sup> が、簡単なモデルを提唱している。しかし、水蒸気輸送の問題に加えて、接地大気層に強い気温の逆転を生じている地域では、雪粒子による熱輸送の問題も重要な課題となる。

この論文をまとめるにあたっては、石田完教授をはじめとして、低温科学研究所気象学部門の皆様大変お世話になった。同部門、荒岡邦明氏には、第21図の写真撮影のために、同氏が作製したタイムマーク入り照明装置をお貸し頂いた。高知大学理学部菊地時夫助手には、野外での風速の測定に関して御協力を頂いた。また、日本気象協会東京本部鴻野繁和氏にも実験等で御協力を頂いた。北海道大学工学部柏村正和教授には、シュリーレン装置をお貸し頂いた。以上の方々に深く感謝申し上げます。この研究に要した費用の一部は文部省科学研究補助金から支出された。

## 文 献

- 1) Mellor, M. 1965 Blowing snow. *CRREL Report*, Part III, Section Ac., 79 pp.
- 2) Budd, W., Dingle, R. and Radok, U. 1966 The Byrd snow drift project: outline and basic results. *Antarctic Res. Ser.*, **9**, 71-134.
- 3) 西村浩一・前野紀一 1978 流動状態の雪の研究. II. 低温科学, 物理篇, **36**, 93-102.
- 4) Maeno, N., Nishimura, K. and Kaneda, Y. 1980 Viscosity and heat transfer in fluidized snow. Presented at the Snow in Motion Conference, held at Fort Collins, August 1979 (To be published in *J. Glaciol.*, **26**, No. 94).
- 5) Rantz, W. E. and Marshall, W. R. Jr. 1952 a Evaporation from drops. *Chem. Eng. Prog.*, **48**, 141-146.
- 6) Rantz, W. E. and Marshall, W. R. Jr. 1952 b Evaporation from drops. *Chem. Eng. Prog.*,

48, 173-180.

- 7) 金田安弘 1980 吹雪における熱伝達. 北海道大学地球物理学科, 修士論文 (未印刷).
- 8) Lavender, W. J. and Pei, D. C. T. 1967 The effect of fluid turbulence on the rate of heat transfer from spheres. *Int. J. Heat Mass transfer*, **10**, 529-539.
- 9) 浅沼強編 1977 流れの可視化ハンドブック. 朝倉書店, 377 pp.
- 10) 小林俊一・石田 完 1970 地ふぶき時における風の乱流. 低温科学, 物理篇, **28**, 125-133.
- 11) 小林俊一・石田 完 1972 地ふぶき時における風の乱流. II. 低温科学, 物理篇, **30**, 73-84.
- 12) 樋口敬二 1974 南極内陸における雪面凝結の見積り. 日本気象学会秋季大会予稿集, 155.
- 13) Schmidt, R. A., Jr. 1972 Sublimation of wind transported snow—a model. U. S. Dept. of Agriculture, Forest Service. Research Paper RM-90.

### Summary

Heat transfer in blowing snow being an important subject in snow and ice fields, its mechanism was studied in natural blowing snow and a cold wind tunnel by measuring changes in temperature of a small brass sphere.

In natural blowing snow, the heat transfer coefficient ( $h$ ) increased with increasing wind velocity and drift density. The rate of the increase was found to be much larger at lower wind velocities, namely at lower levels (Figs. 2 and 3).

Wind tunnel experiments at  $-9^{\circ}\text{C}$  (Fig. 7) showed that before blowing snow began, the heat transfer coefficient was larger at higher positions and smaller at lower positions, corresponding to the profile of wind speed. But after blowing snow occurred, the value increased near the snow surface corresponding to the profile of drift density. Figure 10 gives the relation of the increment of heat transfer coefficient in blowing snow and the number of snow particles passing in a unit area and time. The relationship is different at high and low drift densities, implying that dominant factors differ in the two layers.

An increase in turbulence of air stream can enhance heat transfer at the same wind velocities (Fig. 13). When blowing snow occurred, the strength of turbulence increased at lower levels (Fig. 17). It was found that thirty to fifty percent of the increment of heat transfer in blowing snow can be attributed to the increment of turbulence (Fig. 20).