

### 1. はじめに

吹雪は風の乱れによって、雪粒子が浮遊される現象である。気体である空気と固体である雪粒子が混合して流れることから、吹雪は典型的な固気二相流である。また、吹雪は煙型雪崩の発生要因の一つとも考えられ、その流動特性を知ることは、固気二相流の基本的な流動特性を把握するばかりでなく、雪崩の発生要因の推定という意味でも興味がある。

本研究の目的は、発達過程にある地吹雪について数値計算を行い、風洞実験で発生させた小スケールの地吹雪、さらには南極みずほ基地で観測された、現地規模の吹雪との比較を行う。数値モデルとしては、雪粒子の濃度勾配による成層効果を表現し得るモデルのうちもっとも単純なモデルである  $k$ -乱流モデルを採用した。雪粒子の輸送を沈降速度を考慮した乱流拡散方程式で表されると仮定した。吹雪の特性を表す飛雪流量の分布に着目し、実験結果・観測結果と数値モデルによる計算値と比較することにより、モデルの妥当性を検討する。

### 2. 風洞実験と現地観測

数値解と比較したのは、科学技術庁防災科学技術研究所新庄雪氷防災研究支所の雪氷防災実験棟内にある低温風洞装置を用いて行われた、福嶋他(2001)の風速分布、飛雪流量分布の実験結果を用いた。現地観測として、南極みずほ基地において行われた西村(北大低温研、2001)の風速、飛雪流量の観測結果を用いた。

### 3. 数値解析モデル

吹雪の流動解析において、雪粒子の輸送を乱流拡散方程式で記述できるものと仮定する。平均流の基礎方程式は、連続式、二方向のレイノルズ方程式で記述される。このほか、乱流の特性量として、乱れ運動エネルギー  $k$ 、分子粘性逸散率  $\epsilon$  についての方程式を用いる。

### 4. 計算結果と考察

図 1,2 に風洞実験における風速分布と飛雪流量分布を数値解と比較して示す。風速分布は実験値、数値解ともに壁面から離れるにしたがって増加する、

平板上の乱流境界層の特性を再現している。飛雪流量分布は、底面直上から急速に減少し、15cm ほどで零になる。これは、雪粒子の密度が空気の密度よりはるかに大きいため、底面より離れた領域まで浮遊を維持することが難しいためである。図には示さないが飛雪流量分布は流下方向に漸増する、非平衡な特性を示す。

図 3,4 に、現地観測における風速分布、飛雪流量分布を数値解と比較したものを示す。この場合、流れが等流であると仮定し、1 断面で鉛直方向の解析を行っている。計算では無次元圧力勾配  $I_p$  を調整することによって、風速の大きさを調整できる。現地では高さ 3m での風速が測定されており、この値と数値解が一致するように圧力勾配の値を調整した。この場合も風速分布は壁面流れの分布形を示すことが確認された。飛雪流量分布との比較では、沈降速度を調

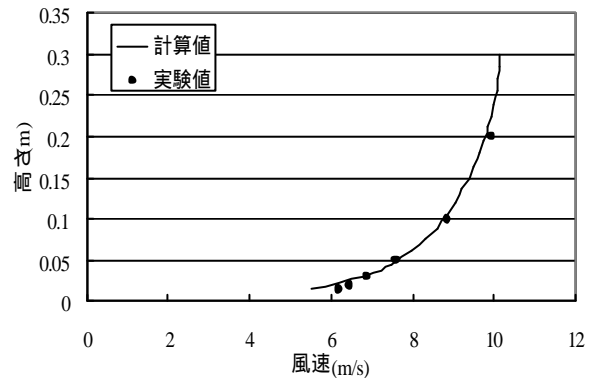


図 1 風洞実験に対する風速分布の比較

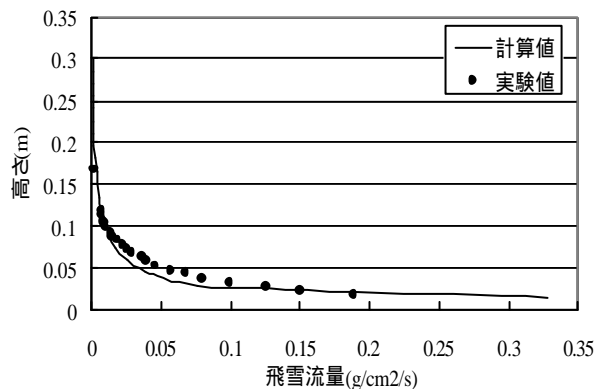


図 2 風洞実験に対する飛雪流量分布の比較

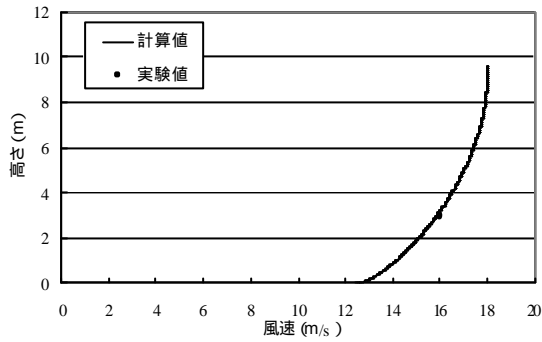


図3 現地観測に対する風速分布の比較

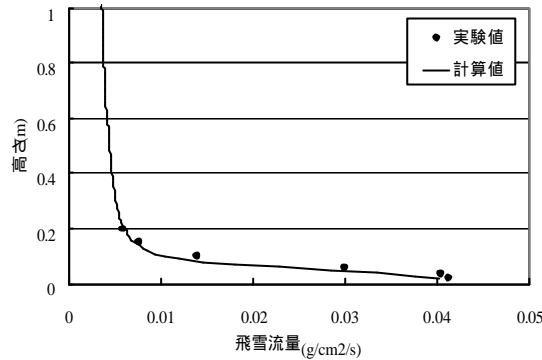


図4 現地観測に対する飛雪流量分布の比較

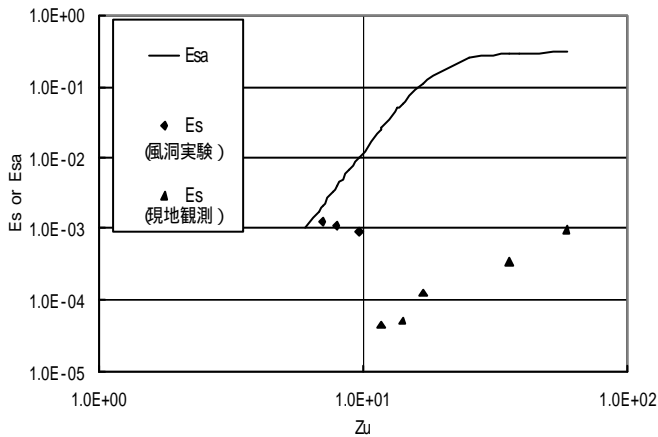


図5 風洞実験・現地観測との比較における連行係数

整し、特に底面付近で測定値と数値解が一致するように試行錯誤した。空中を落下する一般の雪片の幾何形状や密度と落下速度の関係は単純ではない。そこで、雪粒子の密度を以下のようにして見積もった。密度が既知の場合、沈降速度は無風時における雪粒子の力の釣り合い式から求められる。今の場合、現場の測定では、SPCにより雪粒子の粒径が実測されている。そこで、飛雪流量分布の実測値と数値解の比較から求めた沈降速度と粒径を用いて、密度を逆算した。

### 5. 雪粒子の連行係数

雪粒子の体積濃度を計算するためには、乱流拡散方程式を積分する必要があるが、その際、底面での境

界条件が必要になる。ここでは、次のような勾配型の境界条件を設定する。

$$-\frac{n_t}{s_t} \frac{\partial C}{\partial z} = w_s E_s \quad (1)$$

ここで、 $w_s$ は雪粒子の沈降速度、 $C$ は雪粒子の体積濃度、 $n_t$ は渦動粘性係数、 $s_t$ は乱流シュミット数である。 $E_s$ は雪粒子の連行係数である。 $E_s$ は粒径、密度、沈降速度などの雪粒子の特性量、底面での摩擦速度、空気の密度などの流れ場の特性量によって決まると考えられるが、今のところ、その関数形は良く知られていない。Garcia は開水路の浮遊砂流の実験データを整理し、砂の連行係数  $E_{sa}$  について、次のような実験式を提案している。

$$E_{sa} = AZ_u^5 / \left( 1 + \frac{A}{0.3} Z_u^5 \right) \quad (2)$$

$A = 1.3 \cdot 10^{-7}$ 、 $Z_u = R_p^{0.6} u_* / w_s$ 、 $R_p = \sqrt{gRD_s} D_s / \nu$  である。ここで、 $R_p$ は粒子レイノルズ数、 $u_* = \sqrt{\tau / \rho}$ は底面での摩擦速度ある。以下では、風洞実験、現地観測のデータを用い、 $E_s$ を算定する。飛雪流量は、密度×濃度×流速から求められる。そこで、SPCによる飛雪流量の実測値と風速の数値解、上述のように逆算した密度を用い、雪粒子の体積濃度を計算で求めた。流れが等流であると仮定すると底面に最も近い測定値が  $E_s$  となる。 $E_s$ を  $Z_u$  に対して示したのが図5である。図中の実線は、式(2)の Garcia の式である。今回の雪の連行係数  $E_s$  の値は、Garcia の式より2桁ほど小さく、砂の連行係数  $E_{sa}$  よりもかなり小さい。これは、水中での砂粒子の比重に比べて、空気に対する雪粒子の比重が極めて大きいことによると考えている。

### 6. 結論

本研究で用いた数値解析手法によって、風洞実験での小スケールの地吹雪、現地観測の大スケールの地吹雪を説明できることを示した。また、雪の連行係数  $E_s$  を算出し、その値が開水路の土砂流から得られた値に比べて非常に小さいことが分かった。

### 参考文献

- 1) 福嶋祐介他(2000)、土木学会論文集、656 / II-52, 113-120, 2000.8.
- 2) 福嶋祐介他(2001)、雪氷、63(4)、373-383
- 3) Garcia, M. (1990), SAFHL, Univ. of Minnesota, Project Report, 306, p.179.