吹雪吹きだまりの予測技術の精度向上と 情報提供システム開発に関する研究

共同研究報告書

令和3年3月

国立研究開発法人土木研究所寒地土木研究所 一般財団法人日本気象協会北海道支社

Copyright © (2021) by P.W.R.I.

All rights reserved. No part of this book may be reproduced by any means, nor transmitted, nor translated into a machine language without the written permission of the Chief Executive of P.W.R.I.

この報告書は、国立研究開発法人土木研究所理事長の承認を得て刊 行したものである。したがって、本報告書の全部又は一部の転載、複 製は、国立研究開発法人土木研究所理事長の文書による承認を得ずし てこれを行ってはならない。

共	同	研	究	報	告	書
第	529	号	令利	3 :	年 3	月

吹雪吹きだまりの予測技術の精度向上と 情報提供システム開発に関する研究

共同研究報告書

国立研究開発法	长人土木研究所	寒地土木研究所			
寒地道路研究グ	ブループ 雪氷き	F-J	上席研究員	松澤	勝(平成 25-28 年度)
			主任研究員	金子	学(平成 25-26 年度)
			研究員	原田	裕介(平成 25-28 年度)
			研究員	武知	洋太(平成 25-28 年度)
			研究員	國分	徹哉 ^{※1} (平成 25-28 年度)
			研究員	大宮	哲(平成 27-28 年度)
一般財団法人	日本気象協会	北海道支社	担当部長	佐藤	隆光
		情報事業課	主任技師	小倉	勉
			技師	小松	麻美

※1:現 北海道開発局 室蘭開発建設部

要旨

近年、2013年3月初旬に見られる様な極端な暴風雪で、多くの交通障害等社 会生活に影響を与える事象が度重なって発生している。寒地土木研究所では、 暴風雪を吹雪の厳しさの指標となる吹雪量等で評価する技術、道路構造による 吹きだまり対策効果の定量化、ならびに道路利用者の判断を支援するための吹 雪視程障害の情報提供技術に取り組んでいる。これらの技術と、民間が所有し ている細かなメッシュ気象予測情報及び道路上の吹雪吹きだまり数値シミュ レーションを組み合わせた技術を用いることで、将来的な吹雪吹きだまりの予 測技術の精度向上と、その情報を提供するシステムの開発について検討する。

キーワード:吹雪吹きだまり、吹雪量、システム開発検討

т.	はじめに	1
~		
2.	吹雪量や吹きだまりの予測技術開発	2
	2.1 隆雪を伴う吹雪時の吹雪量の推定手法	
	2.1.1 運動力学モデルに基づく跳躍層の吹雪量 <i>Q_{sal}の推定</i>	
	2.1.2 乱流拡散モデルに基づく浮遊層の吹雪量 Q _{sus} の推定	
	2.1.3 全層の吹雪量	
-	2.2 現地観測に基づく吹雪量推定式の算出	
	2.2.1 現地観測	
	2.2.2 観測に基づく吹雪量の算出	
	2.2.3 各気象要素と吹雪量の比較	
	2.2.4 べき乗式による吹雪量推定式の検討	
-	2.3 降雪を伴う吹雪時の吹雪量推定手法の比較	
	2.3.1 降雪を伴う吹雪時の吹雪量の推定手法(2.1 再掲)	
	2.3.2 現地観測に基づく吹雪量推定式(2.2 再掲)	
	2.3.3 比較結果	
3.	吹雪量や吹きだまりの情報提供システム開発	16
3.	吹雪量や吹きだまりの情報提供システム開発	
3.	吹雪量や吹きだまりの情報提供システム開発 3.1 吹雪量や吹きだまり予測に必要なパラメータの検討 3.1 吹雪量推定経験式に関する理論的考察 ¹⁾	
3.	吹雪量や吹きだまりの情報提供システム開発 3.1 吹雪量や吹きだまり予測に必要なパラメータの検討 3.1.1 吹雪量推定経験式に関する理論的考察 ¹⁾ 3.1.2 多高度 SPC 連続観測による吹雪浮游層の解析 ¹⁰⁾	
3.	吹雪量や吹きだまりの情報提供システム開発 3.1 吹雪量や吹きだまり予測に必要なパラメータの検討 3.1.1 吹雪量推定経験式に関する理論的考察 ¹⁾ 3.1.2 多高度 SPC 連続観測による吹雪浮遊層の解析 ¹⁰⁾ 3.1.3 多高度 SPC 連続観測による吹雪浮遊層の粒径分布解析 ¹⁵⁾	
3.	吹雪量や吹きだまりの情報提供システム開発 3.1 吹雪量や吹きだまり予測に必要なパラメータの検討 3.1.1 吹雪量推定経験式に関する理論的考察 ¹⁾ 3.1.2 多高度 SPC 連続観測による吹雪浮遊層の解析 ¹⁰⁾ 3.1.3 多高度 SPC 連続観測による吹雪浮遊層の粒径分布解析 ¹⁵⁾ 3.2 吹雪量予測の試行システムの開発.	
3.	吹雪量や吹きだまりの情報提供システム開発 3.1 吹雪量や吹きだまり予測に必要なパラメータの検討 3.1.1 吹雪量推定経験式に関する理論的考察 ¹⁾ 3.1.2 多高度 SPC 連続観測による吹雪浮遊層の解析 ¹⁰⁾ 3.1.3 多高度 SPC 連続観測による吹雪浮遊層の粒径分布解析 ¹⁵⁾ 3.2 吹雪量予測の試行システムの開発 3.2.1 吹雪量予測の試行システムの開発	
3.	吹雪量や吹きだまりの情報提供システム開発	16
3.	吹雪量や吹きだまりの情報提供システム開発	16
3.	吹雪量や吹きだまりの情報提供システム開発	16 16 16 20 26 32 32 32 34 36 37
3.	吹雪量や吹きだまりの情報提供システム開発	16
3.	吹雪量や吹きだまりの情報提供システム開発	16 16 16 20 26 32 32 32 34 34 36 37 37 37
3.	吹雪量や吹きだまりの情報提供システム開発	16 16 16 20 26 32 32 32 34 36 37 37 37 40

1. はじめに

(1) 目 的

近年、2013 年 3 月初旬に見られる様な極端な暴風雪で、多くの交通障害等社会生活に影響 を与える事象が度重なって発生している。国立研究開発法人土木研究所寒地土木研究所では、 暴風雪を吹雪の厳しさの指標となる吹雪量等で評価する技術、道路構造による吹きだまり対策 効果の定量化、ならびに道路利用者の判断を支援するための吹雪視程障害の情報提供技術に取 り組んでいる。これらの技術と、民間が所有している細かなメッシュ気象予測情報および道路 上の吹雪吹きだまり数値シミュレーションを組み合わせた技術を用いることで、将来的な吹雪 吹きだまりの予測技術の精度向上と、その情報を提供するシステムの開発について検討する。

(2) 研究の実施場所

国立研究開発法人 土木研究所 寒地土木研究所 一般財団法人 日本気象協会 北海道支社

(3) 研究内容

・吹雪量や吹きだまりの予測技術開発

・吹雪量や吹きだまりの情報提供システム開発

(4) 参加者

機関名	所属名	氏名		役職名
寒地土木研究所	寒地道路研究グループ	松澤	勝	上席研究員
	雪氷チーム	金子	学	主任研究員
		原田	裕介	研究員
		武知	洋太	研究員
		國分	徹哉	研究員
		大宮	哲	研究員
日本気象協会	北海道支社	佐藤	隆光	担当部長
	北海道支社	小倉	勉	主任技師
	情報事業課	小松	麻美	技師

表 1-1 参加者の一覧

(5) 研究の実施期間

平成25年12月24日~平成29年3月31日

2. 吹雪量や吹きだまりの予測技術開発

吹雪の運動形態は、転動、跳躍、浮遊の3種類があり、一般に吹雪は転動から始まり、風速の増加に伴い跳躍から浮遊へと発達する(図 2-1)¹⁾。転動は、雪粒子が雪面上を転がる運動である。跳躍は、雪粒子が雪面上をバウンドしながら風によって運ばれる運動であり、その高さは、概ね 0.1m 程度とされている。浮遊は、風によって雪粒子が空気中に舞い上げられる運動であり、その高さは 100m 以上に達することもある。以上より、雪面からの高さが大きいほど、雪粒子が少なく吹雪量に占める割合も小さくなる。

吹雪量や吹きだまりの推定に際し広範囲に展開させるには、一般的な気象要素を用いること が肝要である。本章では、より妥当な吹きだまりの推定につなげるために、一般的に入手可能 な降水量や風速から降雪を伴う吹雪時の吹雪量を推定する手法を提示した。ここでは、道路防 雪柵や道路標識の高さの大半が7m以下であることから、道路管理の実務においては高度7m 程度までの吹雪量を加味すれば十分と考えた(図 2-1の赤)。以下に、その概略を示す。



図 2-1 吹雪の運動形態(転動・跳躍・浮遊))と、本研究の吹雪量の検討高さ(赤)

2.1 降雪を伴う吹雪時の吹雪量の推定手法

吹雪粒子の運動は、図 2-1 に示したとおり転動、跳躍、浮遊の3種類ある。このうち、転動 が吹雪量全体に占める割合はごく小さいので、吹雪量を推定する上では無視できる。跳躍層に は、Bagnold(1941)の飛砂の研究を基にした運動力学モデルが適用される²⁾。また、浮遊層に は、塩谷(1953)に始まる乱流拡散モデルが適用される³⁾。ここでは、浮遊層と跳躍層に分けて 推定手法を検討し、最後に両者を併せて、全層の吹雪量を求めることとする⁴⁾。

2.1.1 運動力学モデルに基づく跳躍層の吹雪量 Qsal の推定

表面(雪面)において、空気層が単位時間、単位面積において失う運動量は、表面のせん断応力に等しいと見なし、跳躍層の吹雪量 *Q*_{sal}は、式(2-1)で表される。

$$Q_{sal} = \frac{C}{g} \rho u_*^3 \qquad \dots (2-1)$$

ここで、*C*は定数、*u**は摩擦速度(m s⁻¹)、*ρ*は空気密度(kg m⁻³)、*g*は重力加速度(m s⁻²)である。 ここで、表面粗度を一定と仮定すると、式(2-1)は任意の高さ *z*の風速 *V*(*z*)を用いて次のように 書き換えることができる。

$$Q_{sal} = C'V(z)^3 \qquad \dots (2-2)$$

ここで、C'は定数である。

すなわち、跳躍層の吹雪量は風速の3乗式で表すことができる。小林ら(1969)が野外観測で 得た高さ1mの風速 *U*₁と吹雪量 *Q*の関係式(式(2-3))も風速の3乗に比例する⁵。

$$Q = 0.03U_1^3$$
 ...(2-3)

小林ら(1969)は、長さ10m、幅1.6m、深さ0.6~0.8mの溝に溜まった雪の質量を計測し て式(2·3)を求めている⁵⁾。したがって、式(2·3)で得られる吹雪量は、跳躍層の吹雪量に概ね等 しいと考えられる。しかし溝が大きいことから、乱流渦が生成されて浮遊粒子が捕捉されてい る可能性も否定できない。Kobayashi(1972)は、幅0.2m、奥行き0.1m、深さ0.05mの箱型 吹雪計を6~8台連結させて(すなわち、風向に沿った長さは0.6~0.8m)開いている上面の 高さが雪面と等しくなるように埋設し、箱に溜まった雪の量を計測して式(2·4)を得た⁶⁾。

$$Q = 0.03(U_1 - 1.3)^3 \qquad \dots (2-4)$$

Kosugi, et al.(2004)によると、軟雪上では 0.6 m 以上の跳躍距離をもつ吹雪粒子の確率密度 はきわめて低い ⁷。吹雪が継続して発生するためには、雪面に飛び出しやすい雪粒子が十分に 存在する軟雪であることが必要と考えられる。従って、Kobayashi(1972)の観測方法で捕捉さ れる吹雪粒子は、ほぼ跳躍粒子だけと判断できる 6。そこで本研究では、式(2-4)を跳躍層の吹雪量 Qsalを推定する式として採用する。

2.1.2 乱流拡散モデルに基づく浮遊層の吹雪量 Qsusの推定

本項では、乱流拡散式に基づく浮遊層における吹雪量 *Q*_{sus}の算出について検討する。浮遊層 では、雪粒子が風に乗って運ばれると仮定できる。そのため、任意の高さ *z* の浮遊層の飛雪流 量 *q*(*z*)は、単位体積当たりの雪粒子の質量である飛雪空間密度 *N*(*z*)と風速 *V*(*z*)を用いて

$$q(z) = N(z) \cdot V(z) \qquad \cdots (2-5)$$

と表すことができる。浮遊層の吹雪量 Qsusは、飛雪流量を高さ方向に積分した値なので、

$$Q_{sus} = \int q(z)dz \qquad \cdots (2-6)$$

となる。式(2-6)を解くため、式(2-5)の N(z)を定める。ここでは、松沢・竹内(2002)⁸による、 降雪を伴う吹雪時の飛雪空間密度の鉛直分布式(2-7)を採用する。なお、式(2-7)中において、第 1項は降雪成分の、第2項は地吹雪成分による N(z)を示すものである。

$$N(z) = \frac{P}{w_f} + \left(N_t - \frac{P}{w_f}\right) \left(\frac{z}{z_1}\right)^{-\frac{w_b}{ku_s}} \cdots (2-7)$$

ここで、

P: 飛雪粒子の鉛直フラックス(g m⁻² s⁻¹)

z1: 基準高さ(m)

N: 基準高さ z1 での飛雪空間密度(g m⁻³)

k: カルマン定数(=0.4)

u∗: 摩擦速度(m s⁻¹)

wf:降雪粒子の落下速度(m s⁻¹)

wb:浮遊粒子の落下速度(m s⁻¹)

である。なお、式(2-7)は吹雪が十分発達した条件下で成り立つ式であることに留意されたい。 次に式(2-5)の V(z)を定める。大気安定度が中立の場合、風速の鉛直分布は式(2-8)で与えられる。

$$V(z) = \frac{u_*}{k} \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) \tag{2-8}$$

ここで、zoは表面粗度(m)である。

式(2-7)と式(2-8)を式(2-5)に代入すると、飛雪流量の鉛直分布式(式(2-9))が得られる。

$$q(z) = \frac{Pu_*}{kw_f} \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) + \frac{u_*}{k} \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) \cdot \left(N_t - \frac{P}{w_f}\right) \left(\frac{z}{z_1}\right)^{-\frac{w_f}{ku_*}} \cdots (2-9)$$

ここで、

$$a = \frac{u_*}{k} \left(N_t - \frac{P}{w_f} \right) \tag{2-10a}$$

$$b = -\frac{w_b}{ku_*} \qquad \cdots (2-10b)$$

とおくと、

$$q(z) = \frac{Pu_*}{kw_f} \ln \frac{z}{z_0} + a \left(\frac{z}{z_1}\right)^b \ln \left(\frac{z}{z_0}\right)$$
$$= \frac{Pu_*}{kw_f} \left(\ln z - \ln z_0\right) + \frac{a}{z_1^b} \cdot z^b \ln z - \left(\frac{a}{z_1^b} \ln z_0\right) \cdot z^b \qquad \cdots (2-11)$$

これを式(2-6)に代入すると

$$Q_{sus} = \frac{Pu_*}{kw_f} \int (\ln z - \ln z_0) dz + \frac{a}{z_1^b} \int z^b \ln z dz - \frac{a}{z_1^b} \ln z_0 \int z^b dz$$

= $\frac{Pu_*z}{kw_f} \left(\ln \frac{z}{z_0} - 1 \right) + \frac{a}{b+1} \frac{z^{b+1}}{z_1^b} \left(\ln \frac{z}{z_0} - \frac{1}{b+1} \right) + c$...(2-12)

が得られる。ここで、cは積分定数である。

式(2-9)を高さ z1から浮遊層の上端の高さ z2まで積分すると式(2-13)が得られる。

$$Q_{sus} = \left[\frac{Pu_{*}z}{kw_{f}}\left(\ln\frac{z}{z_{0}}-1\right) + \frac{a}{b+1}\frac{z^{b+1}}{z_{1}^{b}}\left(\ln\frac{z}{z_{0}}-\frac{1}{b+1}\right)\right]_{z_{1}}^{z_{2}} \cdots (2-13)$$

式(2-10)および式(2-13)の各変数を適切に定め、式(2-13)の定積分を解くことで *Q*_{sus}を算出する。その際、一般的な気象値以外の物理量については、松澤(2007)⁹⁾、松澤(2016)⁴⁾を参考に表 2-1 に示す値を与える。

	值	備考
Z_1	0.15 m	
Wf	1.2 m s ⁻¹	
Wb	0.031 U_1 -0.15 m s ⁻¹ , 0.69 u *-0.15 m s ⁻¹	
Z_0	1.5x10 ⁻⁴ m	
U*	$0.036U_{10} \mathrm{~m~s^{-1}}$	U ₁₀ は高さ 10 m の風速
Nt	$0.116 \exp(0.309 U_{10}) \text{ g m}^{-3}, 0.116 \exp(8.58 u_*) \text{ g m}^{-3}$	降水強度 ≧1.0 mm h ⁻¹
Nt	$0.021 \exp(0.401 U_{10}) \text{ g m}^{-3}, 0.021 \exp(11.14 u_*) \text{ g m}^{-3}$	降水強度 <1.0 mm h ⁻¹

表 2-1 浮遊層の吹雪量を計算する際に式(2-10)と式(2-13)に付与する値

2.1.3 全層の吹雪量

当初の仮定より、吹雪量 Qは跳躍層と浮遊層の吹雪量の和とみなし、次式で表す。

$$Q = Q_{sal} + Q_{sus} \qquad \dots (2-14)$$

2.2 現地観測に基づく吹雪量推定式の算出

2.2.1 現地観測

(1) 概要

当研究所の石狩吹雪実験場(N43°12', E141°23')にて、自動計測による気象観測(気温(10 分平均値)、風向風速(10分平均値)、積雪深(10分値)、降雪強度(10分積算値:(2)で後述))および人力による飛雪流量観測((3)で後述)を、平成 26-28 年度にかけて実施した(図 2-2)。



図 2-2 石狩吹雪実験場(国土地理院地図に加筆したもの)

(2) 降雪強度の観測

降雪強度(mmh⁻¹)は雪の降る強さを示す指標で、単位面積に単位時間あたりに積もった雪 の重さに等しい水の深さで定義され¹⁰、その計測には一般に雨量計が用いられる。しかし、降 雪粒子は雨滴よりも風による影響を受けやすく、風が強いほど雨量計に捕捉されにくくなる。 よって、風の強い吹雪時における雨量計の観測値は、実際の降雪強度より過小に出力されるこ とになる。また、風による影響に加え、降水が雨量計自身を濡らすために消費される「濡れ損 失」や計測前に蒸発により失われる「蒸発損失」なども、実際の降雪強度を過小評価する要因 として挙げられる¹¹。

本研究では、物理量としての「降雪」をより正しく計測するために、世界気象機関(WMO)が 推奨する二重柵基準降水量計(Double Fence Intercomparison Reference,以下 DFIR)を石 狩吹雪実験場内に設置し降雪強度観測を行った。WMOは、DFIRによる実測値に対し降雪形 態に応じた変換式¹²⁾を適用することで、その値を「真の降雪強度」とみなしてよいとしている。 図 2-3 に DFIR の外観写真を、図 2-4 に DFIR の平面図をそれぞれ示す。DFIR はサイズの 異なる 2 つの正八角形の風除け柵(外側柵・内側柵の対角長はそれぞれ 12m、4m)からなり、 中央部に雨量計が設置されている。外側柵・内側柵はともに長さ 1.5m の板からなり、外側柵 の上端は内側柵の上端よりも 0.5m 高い。なお、柵部分の空隙率は 50%、内側柵の上部と雨量 計の受水口が等しい高さになるように設置されてある。なお。ここでは真の降雪強度に変換し た値を解析に使用している。



図 2-3 DFIR の外観写真(於:石狩吹雪実験場)



図 2-4 DFIR の平面図

(3) 飛雪流量の観測

開口部が 0.02 m×0.15 m と 0.04 m×0.15 m の枠を組み合わせたタンス型ネット式吹雪計と、 直径約 0.1 m の筒型ネット式吹雪計とを用いて、人力による飛雪流量(g m⁻² s⁻¹)の計測を行っ た(図 2-5)。タンス型ネット式吹雪計は開口部中心の高さ 0.02, 0.05, 0.07, 0.1 m、筒型の ネット式吹雪計は開口部中心の高さ 0.1, 0.3, 0.5, 1.0, 2.0 m である。測定時間(開口部を解放 して吹雪粒子のサンプリングを行った時間)は 5~10 分である。飛雪流量の計測は、平成 26 ~28 年度にかけて 69 回実施し、そのうち DFIR で降水が計測されたのは 42 回である。降雪 強度は時間降水量で 0.1~4.0 mm h⁻¹相当であった。



図 2-5 タンス型ネット式吹雪計(左)および筒型ネット式吹雪計(右)

2.2.2 観測に基づく吹雪量の算出

実測した飛雪流量観測データから吹雪量(gm⁻¹s⁻¹)を算出する。吹雪量は、飛雪流量を高さ方 向に積分することによって求められる。しかし、降雪がある時に飛雪流量を上空まで積分する と、吹雪量は膨大な値になる。そこで、本計算では、図 2·1 に基づき、雪面から高度 7m まで の範囲を吹雪量の積算範囲とした。Naaim-Bouvet, et al. (2010)の降雪を伴う吹雪時における 吹雪粒子計を用いた観測結果によると、高さ 3.4 m における飛雪流量は風速にほとんど依存し ない13)。これは、吹雪に含まれる地吹雪成分が飛雪流量に与える影響が小さいことを意味する。 従って、降雪を伴う吹雪時は、高さ7m での飛雪流量の地吹雪成分(浮遊粒子)は十分小さい と考えられる。そこで、高さ7mでの飛雪流量は全て降雪成分(降雪粒子)のみと仮定し、図 2-6 のように各高さでの計測値を結び高さ7mまで積算して吹雪量を求めた。図 2-6 の網掛け 部分に相当する飛雪流量の合計値が吹雪量に相当する。実際には、高さ 0.1m 以上を浮遊層の 吹雪量、0.1 m 以下を跳躍層の吹雪量として各々の値を算出し、最後に両者を合計して吹雪量 とした。高さ 0.1 m の飛雪流量は、タンス型ネット式吹雪計と筒型吹雪計の両方で計測してい るが、跳躍層の吹雪量 Q_{sal}の算出にあたっては、タンス型ネット式吹雪計の計測値を用い、浮 遊層の吹雪量 Qsusの算出にあたっては、筒型ネット式吹雪計の計測値を用いた。なお、捕捉し た飛雪から飛雪流量を求めるに際して、竹内ら(1975)¹⁴⁾や竹内・福沢(1976)¹⁵⁾を参考に、表 2-2 に示す捕捉率を採用した。竹内ら(1975)14)や竹内・福沢(1976)15)によると風速の低下に伴い、 捕捉率は低下するが、風速5ms⁻¹以上では、その低下割合は小さい。本研究の観測では、ほぼ 風速が 5 m s⁻¹以上だったので、捕捉率は一定の値とした。ここで、ネット式吹雪計による飛 雪流量計測は高度 2m までしか実施していないが、高度 7m における飛雪流量は DFIR による 観測結果から推定した値を使用した。DFIR 観測から求められる降雪フラックス(g m² s ¹)を降 雪粒子の落下速度(m s⁻¹)で除することで降雪粒子の空間密度(g m⁻³)が求められ、これに高度7m における風速(m s⁻¹)を掛けることによって、高度 7m における飛雪流量が得られる。ここで、 降雪粒子の落下速度は Ishizaka(2013)¹⁶⁾を参考に、1.2m s⁻¹とした。



図 2-6 ネット式吹雪計による飛雪流量観測結果から吹雪量を算出する方法の模式図

吹雪計の形式	測定高さ	捕捉率
	0.02 m	0.6
タンス型	0.05 m	0.65
ネット式吹雪計	0.07 m	0.7
	0.1 m	0.75
筒型 ネット式吹雪計	すべて	0.85

表 2-2 吹雪計の捕捉率

2.2.3 各気象要素と吹雪量の比較

3 冬期分の飛雪流量観測データを用いて、ネット式吹雪計(タンス型、筒型)による観測結 果から推定した吹雪量と、各気象要素を比較した結果について述べる。その結果、吹雪量に対 して、降雪の有無に関わらず風速と気温が、降雪がある時には降雪強度あるいは降雪量が、降 雪が無い時には降雪終了からの経過時間が大きく寄与することが分かった。結果の一例として、 無降雪時の吹雪量と高度 10m における風速の関係を図 2-7 に、吹雪量と降雪強度の関係を図 2-8 にそれぞれ示す。



図 2-8 吹雪量と降雪強度の関係

2.2.4 べき乗式による吹雪量推定式の検討

吹雪は、降雪粒子と地吹雪粒子(一度地面に積もった雪粒子が風によって舞い上がった粒子) から成る。そこで、吹雪量推定式には、降雪項と地吹雪項の両方を含む形の関数を考える 17。 ここで、「降雪粒子に起因する吹雪量」は降雪量と風速に比例する。また、「地吹雪粒子に起因 する吹雪量」は、既往の研究成果 5,6,18,19)^{など}から、風速のべき関数で表されることが分かって いる。そこで、吹雪量推定式は以下の形のものを検討することとした。

$$Q = \underbrace{aPU}_{Qs} + \underbrace{bU^{c}}_{Qb} \cdots (2-15)$$

ここで、*Q*は吹雪量、*P*は降雪に関する変数、*U*は風速、a、b、c は係数を示す。第一項が降 雪項 *Q*s、第二項が地吹雪項 *Q*bに相当する。

降雪項については、*U*の鉛直分布と*P*が分かれば雪面から高さ*H*までの範囲における吹雪 量 *Q*_sを求めることができ、次式によって与えられる。

$$Q_s = \frac{P}{W_f} \int_0^H U(h) \, dh \qquad \cdots (2-16)$$

式(2-16)における Pは降雪フラックス(g m⁻² s⁻¹)、 W_f は降雪粒子の落下速度(m s⁻¹)、U(h)は 高度 h における風速(m s⁻¹)を指す。雪粒子の落下速度 W_f は、前述のとおり 1.2m s⁻¹ とした ¹⁶⁾。ここで、風速の鉛直分布が対数則であると仮定し、測定高さ H_0 の風速 U_0 と任意の高さ hから、次式によって U(h)を求めた。

$$U(h) = U_0 \frac{\ln(h/z_0)}{\ln(H_0/z_0)}$$
 ...(2-17)

ここで、zoは雪面の粗度長を指し、表 2-1 に基づき 0.00015 m (1.5×10⁻⁴ m) とする。式 (2-16)および式(2-17)を吹雪量の積算高さ 7 m まで積分すると、式(2-18)が求められる。ここ で、式中の *U*7 は高度 7 m における風速のことを指す。

$$Q_s \approx 6.15 U_7 \frac{P}{W_f} \qquad \dots (2-18)$$

次に、降雪フラックス $P(g \text{ m}^2 \text{ s}^1)$ を単位変換することによって降雪強度 $P(\text{mm h}^1)$ に変換のうえ、雪粒子の落下速度 W_f に 1.2m s⁻¹を用いると、式(2-18)は式(2-19)のように書き換えることができる。

$$Q_s \approx 1.42P'U_7 \qquad \cdots (2-19)$$

実際の自然環境の中では、植生や地形の起伏などの影響によって雪面の粗度長 zoが 0.00015 m よりも大きくなる場合が多々ある。地面粗度長が大きくなると雪面付近の風速が小さくなる。したがって、式(2-19)で求められる降雪に起因する吹雪量は、ほぼ最大値と仮定してもよいと考えられる。

次に、*Q*_sの最大値と *Q*_bの最大値の和、すなわち吹雪量 *Q*の最大値を推定するための関数に ついて検討する。ここでは、ネット式吹雪計(タンス型、筒型)による観測データを使用した 結果について述べる。ここで最大吹雪量に着眼した根拠は、防災の観点から、吹雪の激しさを 示す指標を作成するうえで安全側を考える必要があるためである。

最大吹雪量の推定式は、式(2-15)の Qsに式(2-19)を用いることで、以下の式(2-20)となる。

 $Q = 1.42P'U_7 + bU^c \qquad \cdots (2-20)$

次に、係数 b と c を求めるため、実測吹雪量 Q_o から降雪項 Q_s を差し引いた値、すなわち地 吹雪粒子に起因する吹雪量 Q_b と風速の関係について検討する。ここでは、最大吹雪量を推定 するための関数を作成するため、風速を 1m s⁻¹ 毎に階級分割し、各階級の最大風速を抽出し た。なお、同じ風速階級内に振り分けられたデータ数が少ない場合(本研究では 10 個以下の 場合とした)には、その風速階級における値は解析に使用しないこととした。

地吹雪項 *Q*_b と風速の関係を図 2-9 に示す。図中に示す累乗近似曲線は、各風速階級におけ る最大値に対してべき乗近似曲線を引いたものである(近似曲線の作成に用いた対象データを 赤丸で囲ってある)。この結果、式(2-20)中の係数、b と c が求められ、最大吹雪量の推定式は 式(2-21)のとおりとなった。ここで、式中の *U*₇ は高度 7m における風速のことを指す。

$$O = 1.42P'U_7 + 0.00053U_7^{4.6}$$

...(2-21)



図 2-9 地吹雪粒子による吹雪量と風速の関係

2.3 降雪を伴う吹雪時の吹雪量推定手法の比較

2.1 節で示した、乱流拡散モデルと経験式を交えて、降雪を伴う吹雪時の吹雪量を推定する 手法 4と、2.2 節で示した飛雪流量観測と DFIR での降雪強度計測から、降雪強度および風速 から簡易に吹雪量を求めることのできる経験式 170について、両者の吹雪量推定手法による試算 結果を比較した 200。

2.3.1 降雪を伴う吹雪時の吹雪量の推定手法(2.1 再掲)

この手法では、跳躍層の吹雪量 *Q_{sal}*(g m⁻¹ s⁻¹)と、浮遊層の吹雪量 *Q_{sus}*(g m⁻¹ s⁻¹)に分けて計算を行う。

(1) 跳躍層の吹雪量

跳躍層の吹雪量 Qsal は次の経験式 ³より求める。(U1 は高さ1mの風速)

$$Q_{sal}=0.03(U_1-1.3)^3$$
 ...(2-22)

(2) 浮遊層の吹雪量

高さ z1から z2までの浮遊層の吹雪量 Qsus は次の定積分で与えられる。

$$Q_{sus} = \left[\frac{Pu_*z}{kw_f} \left(\ln\frac{z}{z_0} - 1\right) + \frac{a}{b+1} \frac{z^{b+1}}{z_1^b} \left(\ln\frac{z}{z_0} - \frac{1}{b+1}\right)\right]_{z_1}^{z_2} \cdots (2-23)$$

ただし

$$a = \frac{u_*}{k} \left(N_t - \frac{P}{w_f} \right) \qquad \cdots \quad (2-24a), \qquad b = -\frac{w_b}{ku_*} \qquad \cdots \quad (2-24b)$$

ここで、Pは降雪粒子の鉛直フラックス (g m⁻² s⁻¹)、u*は摩擦速度(m s⁻¹)、wrは降雪粒子の 落下速度(m s⁻¹)、wbは地吹雪起源の吹雪粒子(以下では浮遊粒子とする)の落下速度(m s⁻¹)、 z₁ は基準高さ(m)でここでは浮遊層の底面高さとする、 z_2 は吹雪量を求める浮遊層上端の高さ (m)、N: 基準高さ z₁ での飛雪空間密度(g m⁻³)、 z_0 は表面粗度(m), kはカルマン定数(=0.4) である。上記に付与する値は、表 2-3 のとおりで、降雪フラックス Pは降雪強度 P' (mm h⁻¹) を用い P=0.278P' で与えた。

	值	備考
Z_1	0.15 m	
w_{f}	1.2 m s ⁻¹	
Wb	0.031 U_1 -0.15 m s ⁻¹ , 0.69 u *-0.15 m s ⁻¹	
Z_0	1.5x10 ⁻⁴ m	
$\mathcal{U}*$	$0.036U_{10} \mathrm{~m~s^{-1}}$	U ₁₀ は高さ 10 m の風速
$N_{\rm t}$	$0.116 \exp(0.309 U_{10}) \text{ g m}^{-3}, 0.116 \exp(8.58 u_*) \text{ g m}^{-3}$	降水強度 ≧1.0 mm h ⁻¹
$N_{\rm t}$	$0.021 \exp(0.401 U_{10}) \text{ g m}^{-3}, 0.021 \exp(11.14 u_*) \text{ g m}^{-3}$	降水強度 <1.0 mm h ⁻¹

表 2-3 浮遊層の吹雪量を計算する際に式(2-23)と式(2-24)に付与する値(表 2-1 再掲)

(3) 全層の吹雪量

吹雪量 Qは跳躍層 Q_{sal} と浮遊層 Q_{sus} の吹雪量の和とみなし、次式で表す。

$$Q = Q_{sal} + Q_{sus} \qquad \dots (2-25)$$

ここでは、高さ0~7mの吹雪量を対象とし、高さ0.15m以下を跳躍層、0.15~7mを浮遊 層と仮定して計算を行った(図 2-10参照)。

2.3.2 現地観測に基づく吹雪量推定式(2.2 再掲)

高さ 0~7 m の吹雪量の推定式は、式(2-26)のとおりである(図 2-10 参照)。

$$Q = 1.42P'U_7 + 0.00053U_7^{4.6} \qquad \dots (2-26)$$



図 2-10 吹雪の運動形態(転動・跳躍・浮遊))と、本研究の吹雪量の検討高さ(赤)(図 2-1 再掲)

2.3.3 比較結果

図 2-11、図 2-12 に計算結果を示す。式(2-26)について、 z_0 を表 2-3 と同様に仮定して高さ 7 mの風速 U_7 を摩擦速度に変換して図示した。その結果、降水強度 $P' = 1 \text{ mm } h^{-1}$ のケース で、摩擦速度 $u^* \leq 0.4 \text{ m } \text{s}^{-1}$ の場合に、2.3.2 項の経験式は 2.3.1 項の推定手法による推定値を 下回る。しかし、全体的に両者の推定値は概ね一致することが分かった。

2.3.1 項では、乱流拡散モデルを適用するため、吹雪が十分に発達した状態を仮定している。 また、2.3.2 項は数多くの計測値の中から、ある風速階級における最大値のみを採用して関係 式を得ている。すなわち、両者とも、任意の降雪強度と風速条件下での可能な最大吹雪量を推 定していることに留意が必要である。



図 2-11 2.3.1 項で推定した摩擦速度と吹雪量の関係



図 2-12 2.3.1 項と2.3.2 項に基づく推定吹雪量の比較

【第2章 参考文献】

- 1) 竹内政夫, 1984: 吹雪と吹きだまりの発生機構. 鉄道土木, 26, 12, 41-44.
- 2) Bagnold R. A., 1941: The Physics of Blown Sand and Desert Dunes. London, Methuen and Co. ltd, 265pp.
- 3) 塩谷正雄, 1953:吹雪密度の垂直分布にたいする一考察, 雪氷, 15, 6-9.
- 4) 松澤勝, 2016: 降雪を伴う吹雪時の吹雪量の推定手法に関する研究. 雪氷, 78, 255-268.
- 5) 小林大二・小林俊一・石川信敬, 1969:みぞによる地ふぶき量の測定. 低温科学・物理編, 27, 99-106.
- Kobayashi, D., 1972: Studies of Snow Transport in Low-Level Drifting Snow. Contributions from the Institute of Low Temperature Science, A24, 1-58.
- 7) Kosugi K., Sato T., and Sato A., 2004: Dependence of drifting snow saltation lengths on snow surface hardness, *Cold Region Science and Technology*, **39**, 133-139.
- 8) 松沢勝・竹内政夫, 2002:気象条件から視程を推定する手法の研究, 雪氷, 64, 77-85.
- 9) 松澤勝, 2007: 吹雪時の視程推定手法の改良に関する研究, 雪氷, 69, 79-92.
- 10) 日本雪氷学会, 2014: 新版雪氷辞典, 古今書院, 50.
- 11) Sevruk B., 1985: Summary report. Correction of Precipitation Measurements, Swiss Federal Institute of Technology, Zurich, 13-23,.
- Goodison, B.E, et al., 1998: WMO Solid Precipitation Measurement Intercomparison Final Report, WMO, WMO/TD-No.872, Instruments and Observing Mathods Report No.67, 14.
- Naaim-Bouvet, F., Bellot H., Naaim M., 2010, Back analysis of drifting-snow measurements over an instrumented mountainous site, *Annals of Glaciology*, **51(54)**, 207-217.
- 14) 竹内政夫・石本敬志・野原他喜男, 1975: 吹雪量と飛雪量垂直分布.雪氷, 37, 114-121.
- 15) 竹内政夫・福沢義文, 1976: 吹雪時における光の減衰と視程.雪氷, 38, 165-170.
- 16) Ishizaka.M, et al., 2013: A New Method for Identifying the Main Type of Solid Hydrometeors Contributing to Snowfall from Measured Size-Fall Speed Relationship, Journal of the Meteorological Society of Japan, 91(6), 747-762.
- 17) 大宮ら、2018:降雪時における吹雪量推定式の提案-降雪強度と風速による吹雪量の算定
 -.雪氷研究大会(2018・札幌)講演要旨集,P2-55,273.
- 18) Budd.W. F, 1966 : The Drifting of Non-uniform Snow Particles. Studies in Antarctic Meteorology, American Geophysical Union, Antarctic Research Series, 9, 59-70.
- Takeuchi.M, 1980 : Vertical profile and horizontal increase of drift-snow transport, J.Glaciology, 26, 481-492.
- 20) 松澤, 2019:降雪を伴う吹雪時の吹雪量推定手法の比較.雪氷研究大会(2019・山形)講演要 旨集, D2-3, 99.

3. 吹雪量や吹きだまりの情報提供システム開発

3.1 吹雪量や吹きだまり予測に必要なパラメータの検討

吹雪量や吹きだまりの予測には多数のパラメータが必要であり、パラメータ値が予測精度に 影響を与える。そこで、観測結果等をもとにパラメータを考察した。

3.1.1 吹雪量推定経験式に関する理論的考察^{*1)}

(1) はじめに

吹雪対策の調査・計画や道路管理者への吹雪予測情報として吹雪量が用いられている。 気象データから吹雪量を推定する場合、風速と吹雪量の経験式から推定することが多く、 その経験式は多くの研究者によって求められている。

これまで、吹雪量推定経験式に関する理論的な考察は少なかった。本研究では跳躍層と 浮遊層の吹雪量の比を求める理論式を導入し、風速や粒径の依存性について解析した。さ らに、既往の吹雪量推定経験式に関して考察した。

(2) 解析モデル

吹雪量 Qを跳躍層の吹雪量 Q_{sal} と浮遊層の吹雪量 Q_{sus} との和として考える。本研究では 両者の比 Q_{sus}/Q_{sal} に着目する。なお、簡単化するために降雪は考慮しない。

$$\frac{Q}{Q_{sal}} = 1 + \frac{Q_{sus}}{Q_{sal}} \tag{3-1}$$

1) 跳躍層の吹雪量 Q_{sal}

*Qsal*は跳躍層の飛雪流量 *q*(*Z*)を雪面から跳躍層高さ *Zt* まで積分したものである。跳躍層 上端の飛雪空間密度 *Nt* および風速鉛直分布に対数則を用いて式(3-2)で表す。

$$Q_{sal} = \int_0^{Zt} q(Z) dZ = Nt \cdot Zt \cdot \frac{U_*}{\kappa} \log\left(\frac{Z_t}{Z_0}\right)$$
(3-2)

2) 浮遊層の吹雪量 Q_{sus}

浮遊層における飛雪密度の鉛直分布に乱流拡散理論を、風速鉛直分布に対数則を用いる と、Q_{sus}は式(3-3)、(3-4)で表すことができる。

$$Q_{sus} = \int_{Zt}^{\infty} q(Z) dZ = \frac{Nt \cdot U_*}{\kappa} \int_{Zt}^{\infty} \left(\frac{Z}{Zt}\right)^a \log\left(\frac{Z}{Z_0}\right) dZ$$
(3-3)

$$a = \frac{-|Wb|}{\kappa U_*} \tag{3-4}$$

*2015年5月、日本雪氷学会北海道支部会で発表

ここで、U*:摩擦速度、κ:カルマン定数、Zo:表面粗度、Wb:雪粒子落下速度である。

3) Q_{sus}/Q_{sal}の導入

式(3-2)、(3-3)を用いて Q_{sus}/Q_{sal} を求める。 Q_{sus} 1 $\int_{-\infty}^{\infty} {\binom{Z}{2}}^a$ $\lfloor z \rfloor$ $\lfloor z \rfloor$

$$\frac{Q_{sus}}{Q_{sal}} = \frac{1}{Zt \cdot \log\left(\frac{Zt}{Z_0}\right)} \int_{Zt} \left(\frac{Z}{Zt}\right) \log\left(\frac{Z}{Z_0}\right) dZ$$
(3-5)

式(3-5)の定積分は無限大になる。そのため、積分区間上限に有限値 Zu を与えて式(3-5) を積分すると式(3-6)が導入される。

$$\frac{Q_{sus}}{Q_{sal}} = \frac{\left(\frac{Zu}{Zt}\right)^{a+1} \left\{ (a+1)\log\left(\frac{Zu}{Z_0}\right) - 1 \right\} - \left\{ (a+1)\log\left(\frac{Zt}{Z_0}\right) - 1 \right\}}{(a+1)^2 \log\left(\frac{Zt}{Z_0}\right)}$$
(3-6)

4) 吹雪量 *Q* の算出

小林他(1969)²⁾の吹雪量推定経験式(式(3-7))は跳躍層の吹雪量 Q_{sal} とみなすことができる ³⁾。

$$Q_{sal} = 0.03U_1^3 \tag{3-7}$$

ここで、*U*₁:高さ 1m の風速である。 式(3-1)、(3-6)、(3-7)を用いれば全層の吹雪量 *O* を算出することができる。

(3) 解析結果

1) 風速と Q_{sus}/Q_{sal} の関係

式(3-6)を用い、高さ 1m の風速 $U_1 \ge Q_{sus}/Q_{sal}$ の関係を図 3-1 に示す。以降、特に断りがない限り、 $Z_0=1.5\times10^{-4}$ m、Zt=0.15m、Wb=0.35m s⁻¹ とした(松澤, 2007)⁴)。

図 3-1 によれば、風速の増加に伴い Q_{sus}/Q_{sal} が増加する。すなわち、浮遊層の吹雪量 Q_{sus} が Q_{sal} に比較して大きくなることを示している。 $U_1=10m s^{-1}$ 付近に着目すると、 $Zu=1\sim 2m$ では $U_1 \ge Q_{sus}/Q_{sal}$ がほぼ直線関係、すなわち Q_{sus}/Q_{sal} は U_1 の 1 乗に比例する。一方、 $Zu \ge 10m$ では下に凸の曲線関係、すなわち Q_{sus}/Q_{sal} は U_1 の n 乗(n>1)に比例する。



図 3-1 高さ 1mの風速 U₁と Q_{sus}/Q_{sal}の関係

2) 吹雪量 Q

図 3-2 は前記で示した方法で吹雪量を算出したものである。同図では比較のために既往の経験式で算出した結果も示す。

図 3-2 によれば、本研究による算出結果は小林他(1969)²⁾の経験式(式(3-7))の結果と差が 大きい。しかし、Takeuchi(1980)⁵⁾の経験式(式(3-8))および松澤他(2010)³⁾の経験式(式(3-9))に よる結果に近い。

$$Q = 0.0029U_1^{4.16}$$
(3-8)
$$Q = 0.00504U_1^{3.99}$$
(3-9)



図 3-2 吹雪量 Q の算出結果(Zu=2m)

(4) 考察

1) 既往の吹雪量推定経験式の考察

前記で示したように U₁=10m s⁻¹付近において Zu=1~2m では U₁ と Q_{sus}/Q_{sal} がほぼ直線関係であり、回帰式を求めると図 3-3 で示すとおりである。この回帰式と式(3-1)、(3-7)を用いると式(3-10)が導入される。式(3-10)は式(3-9)にほぼ等しい。

$Q = 0.0054U_1^4 + 0.012U_1^3 \approx 0.0054U_1^4$

(3-10)

図 3-2 に示すように、小林他(1969)²⁾の経験式(式(3-7))と松澤他(2010)³⁾の経験式(式(3-9)) による吹雪量算出結果は大きく異なる。しかし式(3-6)によって両経験式を結びつけたこと は興味深い。ただし後述するように、*Q*_{sus}/*Q*_{sal}(式(3-6))は雪の粒径(落下速度)に対する依 存性が大きいのでさらなる考察が必要であろう。

Takahashi(1985)⁶は、南極での観測結果から高さ 30m までの吹雪量は風速の 5.2 乗に比例 することを示している。前記で示したように、 $Zu \ge 10m$ では $U_1 \ge Q_{sus}/Q_{sal}$ が曲線関係なの で、吹雪量算出の高度が高くなるほど風速のべき乗が大きくなることを示すことができる 可能性がある。



図 3-3 高さ1mの風速 $U_1 \ge Q_{sus}/Q_{sal}$ の相関関係(Zu=2m)

2) 雪の粒径(雪粒子の落下速度)に対する依存性

竹内(1996)⁷⁾によれば風速 15m s⁻¹程度で浮遊層の雪粒子の割合は 40%以下である。一方、 図 3-1 によれば $U_1=15m s^{-1}$ でおよそ $Q_{sus}/Q_{sal}=2$ であり浮遊層の雪粒子の割合は約 70%に達 する。

図 3-4 は雪粒子落下速度 *Wb* を変化させ、式(3-6)を用いて $U_1 \ge Q_{sus}/Q_{sal}$ の関係を示したものである。図 3-4 によれば、落下速度 *Wb* が大きくなるに従い Q_{sus}/Q_{sal} は小さくなる。 *Wb*=0.55m s⁻¹の場合、風速 15m s⁻¹のとき $Q_{sus}/Q_{sal}=1$ である。すなわち浮遊層の雪粒子の割 合は 50%であり、竹内(1996)⁷⁾の観測結果とほぼ等しい。このように、 Q_{sus}/Q_{sal} は雪粒子の 落下速度に対する依存性が大きい。



図 3-4 Wbを変化させたときの $U_1 \ge Q_{sus}/Q_{sal}$ の関係(Zu=2m)

(5) まとめ

吹雪量 Q を跳躍層の吹雪量 Q_{sal} と浮遊層の吹雪量 Q_{sus} との和として考え、両者の比 Q_{sus}/Q_{sal} を求める理論式を導入した。同式を用いて風速と Q_{sus}/Q_{sal} の関係、Q を風速から推 定する経験式との比較、風速と Q_{sus}/Q_{sal} の関係を用いた異なる経験式の結び付け、 Q_{sus}/Q_{sal} に対する雪粒子落下速度の依存性について考察した。

理論的に整合した解析にはラグランジェ型モデル^{8,9)}を用いることが望ましいが、同モデル ルは複雑である。本研究は簡単なモデルを導入して、吹雪量の考察を試みたものである。

3.1.2 多高度 SPC 連続観測による吹雪浮遊層の解析*10)

(1) はじめに

吹雪やそれに伴う視程障害を予測する上で、吹雪浮遊層の特性と風速等の気象要素を関係づけることは重要である。本研究は、4 高度に設置した SPC (Snow Particle Counter)を用いて飛雪フラックスを約2か月間連続観測した。この観測結果を用いて浮遊層における雪粒子落下速度・飛雪空間密度と摩擦速度の関係を解析した。

(2) 観測概要

1) 観測地点および観測要素

2015年1月23日~3月31日に北海道弟子屈町において飛雪フラックスの連続観測を実

^{*2016}年5月、日本雪氷学会北海道支部会で発表

施した。観測地点の北北西側は約1kmにわたって農地が広がっており、冬期間は平坦な積雪状態となっていた。

観測要素は飛雪フラックス、風向風速であり、飛雪フラックスの観測には SPC(新潟電 機株式会社製 SPC-S7)、風向風速の観測には風車型風向風速計(ヤング社製 KDC-S04)を 用いた。これらの観測機器は、高度 0.5m, 1m, 3m, 7m(無雪状態時)に設置し、支柱の影響 を避けるため支柱に対して北北西側に配置した。さらにレーザ積雪深計(KADEC21-SNOW) を高さ 6m に設置して観測地点周辺の積雪深を観測し、SPC および風向風速計の雪面から の高度を求めた。

前記観測要素を1秒間隔で計測し10分平均値として整理した。以降では10分平均値を 用いて解析を行う。

2) 観測結果

観測期間中、高度 7m 風速が 10m s⁻¹を超える強風が半日以上継続した事例が 8 回あった。強風時に飛雪フラックスの増加が明瞭にみられた。図 3-5 に高さ 7m の風配図を示す。 北北西風向が卓越し、同風向は他風向に比べて風速 10m s⁻¹以上の頻度が多い。



図 3-5 高度 7m における風配図

(3) 解析方法

1) 解析モデル

本解析で使用したモデルは、風速 U の鉛直分布(式(3-11))、飛雪フラックス Q(式(3-12))、 浮遊層における飛雪空間密度 C の鉛直分布(式(3-13))である。ここで、U*:摩擦速度、k:カル マン定数、Z₀:雪面粗度、W_b:雪粒子の落下速度、Z_{ref}:基準高、C_{ref}:基準高における飛雪空間 密度、Z:高度である。式(3-13)は降雪を考慮しない飛雪空間密度の鉛直分布式であることに 注意されたい。

$$U(Z) = \frac{U_*}{k} \log\left(\frac{Z}{Z_0}\right)$$
(3-11)

$$\boldsymbol{Q}(\boldsymbol{Z}) = \boldsymbol{C}(\boldsymbol{Z}) \cdot \boldsymbol{U}(\boldsymbol{Z}) \tag{3-12}$$

$$C(Z) = C_{ref} \left(\frac{Z}{Z_{ref}}\right)^{-\frac{W_b}{kU_*}}$$
(3-13)

各高度の風速 U(Z)および飛雪フラックス Q(Z)の観測値から、各時刻毎に式(3-11)~(3-13) を用いて最小二乗法によって、摩擦速度 U_* 、雪面粗度 Z_0 、基準高($Z_{ref}=0.15m$)の飛雪空 間密度 C_{ref} 、雪粒子の落下速度 W_b を算出した。

2) 使用したデータ

観測機器の配置を考慮し、風向が北西、北北西、北のときで、さらに4高度すべての SPC が飛雪フラックスを観測している時刻のデータを抽出した。抽出した結果、1475 時刻分の データが解析対象となった。

(4) 解析結果

1) 高度 10m 風速 U₁₀と摩擦速度 U*

高度 10m 風速 U₁₀と摩擦速度 U*の関係を図 3-6 に示す。ここで U₁₀ は高度 7m 風速から式(3-11)を用いて外挿した。図 3-6 によれば、U₁₀ と U*はほぼ直線関係である。



図 3-6 高度 10m 風速 U10と摩擦速度 U*の関係

2) 摩擦速度 U*と雪面粗度 Z₀

摩擦速度 U_* と雪面粗度 Z_0 の関係を図 3-7 に示す。同図によれば、 U_* はおよそ 10^4 m~ 10^3 m である。平均すると $Z_0=4\times10^4$ m であり、これまでの北海道における観測結果(松澤, $2007)^4$ とほぼ同じである。 Z_0 の U_* 依存性が指摘されているが(例えば Owen, 1964)¹¹、本解 析ではその依存性はみられなかった。



図 3-7 摩擦速度 U*と雪面粗度 Z₀の関係

3) 摩擦速度 U*と雪粒子落下速度 Wb

摩擦速度 U*と雪粒子落下速度 W_bの関係を図 3-8 に示す。一般的に W_bは高度によって 異なるが、本解析方法に基づけば本研究の W_bは高度 0.5~7m の平均的な落下速度とみな すことができる。

図 3-8 によれば、 U_* と W_b はほぼ直線関係がみられる。これは、風速が大きくなるにつれて飛雪粒子の粒径が大きくなることを示している。 U_* と W_b の回帰式を求めると(図 3-8 に掲載)、 $W_b = 0$ m s⁻¹のとき $U_* = 0.18$ m s⁻¹となる。これは吹雪発生臨界摩擦速度に近い値である。Naaim-Bouvet, et al.(2010)¹²による経験式と比較すると、摩擦速度が小さいとき同経験式は W_b を過大評価している。



図 3-8 摩擦速度 U*と雪粒子落下速度 Wbの関係

4) 摩擦速度 U*と 15cm 高の飛雪空間密度 Cref

摩擦速度 U_* と 15cm 高の飛雪空間密度 C_{ref} の関係を図 3-9 に示す。 U_* の増加とともに C_{ref} が増加している。しかし、 $U_*=0.6m \text{ s}^{-1}$ 付近では $C_{ref}=0.1\sim 50g \text{ m}^{-3}$ であり、ばらつきが大きい。このばらつきについて、次ページ(5)で考察する。



図 3-9 摩擦速度 U*と 15cm 高の飛雪空間密度 Crefの関係

(5) 考察

先の解析結果によれば、摩擦速度 U*と 15cm 高の飛雪空間密度 Cref はばらついた関係であった。このばらつきに関して、降雪の影響に着目して考察する。

本観測地点近傍に位置する気象庁弟子屈アメダスの降水量データ(10分値)に基づき降雪の有無を判別した。図 3-10(a)(b)は、この判別結果によって図 3-9 のデータを分離したものである。U*が同じとき、降雪ありのほうが Crefが大きい。また降雪あり(図 3-10(a))に着目すると、図 3-9 に比べて U*と Crefの関係が明瞭になった。

一方降雪なしの場合(図 3-10(b))に着目すると、ばらつきが大きい。そこで、降雪終了後に 10m s⁻¹以上の強風が継続した事例(2015 年 2 月 3 日~4 日)を除外してみた。その結果は図 3-10 (c)である。図 3-10(b)と比較して *C*_{ref}が小さな領域が削除され、*U**と *C*_{ref}の関係が明瞭になった。

これらのことから、次が考えられる。降雪時は雪粒子間の結合力が弱く飛雪しやすい粒子が多く、飛雪空間密度 *C*_{ref}が大きくなる。一方、降雪後、時間経過とともに焼結が進行して雪粒子間の結合力が大きくなり、飛雪しやすい雪粒子が減少し *C*_{ref}が小さくなる。

図 3-10(c)には、Sato, et al.(2002)¹³⁾、松澤(2007)⁴⁾の経験式もプロットした。Sato, et al.(2002)¹³⁾の経験式は、本解析結果の上限となっている。



図 3-10 降雪有無等で分類した摩擦速度 U*と 15cm 高の飛雪空間密度 C_{ref}の関係

(6) まとめ

4 高度で観測した SPC による飛雪フラックスデータを用いて、浮遊層における雪粒子落 下速度および 15cm 高の飛雪空間密度と摩擦速度の関係を解析した。得られた結果を以下 にまとめる。

- ・摩擦速度と雪粒子落下速度に直線関係がみられた。
- ・飛雪空間密度は降雪の影響を受け、同じ摩擦速度でも降雪時のほうが大きい。

・降雪終了後に強風が継続すると、降雪時よりも飛雪空間密度は減少した。

この原因として、無降雪で強風が継続すると、表層の飛雪しやすい小さな雪粒子が無く なること、降雪後の時間経過とともに焼結が進行して雪粒子の結合力が大きくなり、飛雪 しやすい雪粒子が減少することが考えられる。

3.1.3 多高度 SPC 連続観測による吹雪浮遊層の粒径分布解析*¹⁴⁾

(1) はじめに

吹雪やそれに伴う視程障害を予測する上で、吹雪浮遊層の特性と風速等の気象要素を関係づけることは重要である。本研究は、4 高度に設置した SPC を用いて飛雪フラックスを約2か月間連続観測した。この観測結果のうち粒径データを用いて、浮遊層における粒径分布の特徴、粒径の高度分布、摩擦速度と粒径の関係、飛雪空間密度と粒径の関係を解析した。

(2) 観測概要

2015年1月23日~3月31日に北海道弟子屈町において飛雪フラックスの連続観測を実施した(佐藤他,2016)¹⁰。粒径分布はSPC(新潟電機株式会社製SPC-S7)を用い、4高度(0.5,1,3,7m)で観測した。SPCは36~500µmの粒径範囲を約14µm間隔のステップに分割して各ステップの雪粒子数を計測している。1秒間隔で計測し10分間の粒子数として整理した。風向が北西、北北西、北の場合で、10分間の総粒子数が100個以上のときのデータを解析対象にした。

(3) 観測結果

1) 粒径分布の特徴

図 3-11 に各高度の粒径分布例を示す。同図の縦軸は粒子数である。高度が高くなるほど 粒子数が減少し、どの高度も小粒径(100µm 付近)の粒子が多いことがわかる。

図 3-12 は縦軸を確率密度にした粒径分布図である。同図ではガンマ分布で近似した曲線も示す。なお、本報告書ではモード粒径とはガンマ分布において確率密度が最大となる 粒径をいう。

高度 3m, 7m では粒径 100µm 以下の割合が大きく、100µm 以上は急激に減少する。高度 0.5m, 1m では粒径 200µm 以下の割合が大きい、200µm 以上は緩やかに減少する。高度が 高くなるほど、平均粒径・モード粒径が小さくなる。

^{*2017}年5月、日本雪氷学会北海道支部会で発表



図 3-11 粒径分布(縦軸:粒子数), 2015 年 2 月 15 日 9:20 の例



図 3-12 粒径分布(縦軸:確率密度), 2015年2月15日9:20の例

2) 摩擦速度と平均粒径・モード粒径

図 3-13 に各高度における摩擦速度 U*と平均粒径・モード粒径の関係を示す。ばらつきが大きいものの、摩擦速度 U*が大きくなるに従い平均粒径、モード粒径が大きくなる傾向がある。しかし、この特徴は高度 3m, 7m では不明瞭である。



図 3-13 摩擦速度 U*と平均粒径・モード粒径の関係, (A)平均粒径, (B)モード粒径

3) 平均粒径・モード粒径の高度分布

図 3-14 に平均粒径・モード粒径の高度分布を示す。高度 3m, 7m では摩擦速度 U*が変 化しても平均粒径・モード粒径の変化は小さい。高度が低くなるに従い U*の変化による平 均粒径・モード粒径の変化が大きくなる。



(4) 考察

1) 昇華の影響

図 3-14 によれば、高度が高くなるに従い U*の変化による平均粒径・モード粒径の変化 が小さくなっている。これは、大きな粒子(重い粒子)は上層へ移動しにくいこと、大きな 粒子の上層移動過程で粒子間衝突によって小さくなってしまうこと、大きな粒子が上層へ 移動する間に昇華によって小さくなってしまうことなどが考えられる。 昇華の影響を考察する。図 3-15 は昇華による氷球直径変化モデル(Thope, 1966)¹⁵⁾によっ て求めた氷球直径の時間変化である。同図によれば直径 200µm の氷球は約 300 秒で直径 100µm に減少することが分かる。



図 3-15 昇華による粒径の時間変化

2) 平均粒径の高度分布モデル

Budd(1966)¹⁶は平均粒径の高度分布モデルを提案している(式 3-14)。式(3-14)において、 *D_m*:平均粒径、*U**:摩擦速度、*k*:カルマン定数、*Z*:高さ、*Z_{ref}*:基準高さ(15cm)、β₂:パラメータ、 *D_{mref}*: *Z_{ref}*における平均粒径である。

$$D_m(Z) = \frac{D_{m_{ref}}}{1 + \frac{\beta_2}{kU_*} \log(\frac{Z}{Z_{ref}})}$$
(3-14)

各観測から平均粒径を求め、最小二乗法により式(3-14)の β_2 、 D_{mref} を求めた結果を図 3-16に示す。同図によれば、 D_{mref} はU*に比例し、 β_2 はU*の2乗に比例する。



図 3-16 U_* と D_{mref} 、 β_2 の関係

3) 平均粒径と飛雪空間密度

図 3-17(A)に、摩擦速度 U*と高さ 0.5m の飛雪空間密度 C₀₅の関係を示す。U*が 0.5~1.0m s⁻¹においてばらつきが大きい。粒径分布をみると、図 3-17(B)のように C₀₅が小さいとき、 高度 0.5m の平均粒径 D_{mean}が小さい。そこで D_{mean} と C₀₅の関係をみると図 3-18 となり、 両者に相関性があることがわかる。

図 3-19 に示すように、*C*₀₅ を推定するにあたり、説明変数が *U**のみの推定式(図 3-19(A)) よりも、説明変数が *U**と *D*_{mean}の推定式(図 3-19(B))のほうが、観測値に対する推定値のば らつきが小さくなることがわかる。なお、図 3-18、図 3-19(B)の回帰分析にはロバスト回 帰(Yohai, 1987)¹⁷⁾を用いた。

図 3-17 摩擦速度 U*と高さ 0.5m の飛雪空間密度 C05の関係および粒径分布

図 3-18 平均粒径と飛雪空間密度の関係

図 3-19 高さ 0.5m の飛雪空間密度 C₀₅の推定結果

(A)説明変数 U*, (B)説明変数 U*, Dmean

(5) まとめ

4高度で観測した SPC による粒径データを用いて、浮遊層における粒径分布の特徴、粒径の高度分布、摩擦速度と粒径の関係、飛雪空間密度と粒径の関係を解析した。結果を以下にまとめる。

- ・高度が高くなるに従い平均粒径が小さくなり、粒径 100µm 以下の割合が増加する。
- ・摩擦速度 U*が大きくなるに従い平均粒径 Dmean が大きくなる。U*の変化による Dmean の変化は高度が低いほど大きい。
- ・Dmean と飛雪空間密度に正の相関性があり、U*と Dmean を説明変数にして飛雪空間密度に関する回帰分析を行うと、観測値に対する推定値のばらつきが小さくなる。

3.2 吹雪量予測の試行システムの開発

3.2.1 吹雪量予測の試行システムの開発

(1) システム構成

システム構成を図 3-20 に示す。データ入力部、吹雪量予測計算部、予測情報配信部の3 つのサブシステムから成る。

入力データは、日本気象協会所有の降雪量、風向風速、気温の各予測メッシュデータである。吹雪量予測計算は、前述の吹雪量推定式を用い、1時間毎に予測計算を行う。

予測結果は、日本気象協会の気象情報提供システム MICOS を通して情報配信する。配信 媒体は、携帯 Web とメールである。

図 3-20 システム構成

(2) 機能

予測情報および配信内容は次のとおりである(図 3-21)。

- ・24時間先までの3時間積算吹雪量、降雪量、風向の予測情報を提供する。
- ・予測情報は1時間毎に更新する。
- ・24時間先までの予測で指定の基準値に達する場合にメール通知する。
- ・メールには、発表時刻、基準に達する地点が示され、詳細は URL から携帯 Web で参照 することができる。

・詳細情報では、基準以上の3時間吹雪量に対して、赤文字と#マークを付して、警戒すべき時間帯をわかりやすく表示する。

3.2.2 運用と検証

システム運用期間は、2014年12月~2015年3月である。道内の国道・道道を対象に、北海道開発局、北海道庁の道路管理者に予測情報を提供した。

図 3-22 にシステム運用期間における 3 時間積算吹雪量の日最大値を示す。また、同図で は、通行止め発生を赤枠で示した。3 時間積算吹雪量が大きくなるときと通行止め発生が良く 対応しており、予測精度が妥当であることが分かる。

3.2.3 情報提供者へのアンケート結果

システム運用後に情報提供者に対してアンケートを実施した(図 3-23)。結果は以下のと おりであり、情報の有効性が確認された。

○吹雪量予測情報の利用状況

- •7割の方が「メールが来たとき」と回答、メール通知の有効性がアンケートからも見て取れる。
- ・予測利用目的は「道路管理体制の判断」が3~4割を占める。
- ・携帯メール頻度は「適当である」が5割、通知タイミングは「適切である」が5~6割の他は「やや早い」が若干多い。

○吹雪量予測情報の再現精度

・吹雪量予測値と実況との差異について、アンケートでは23%の方が「妥当」、43%の方が 「過大」と回答、安全側の予測であった路線(地点)が多かった。

図 3-23 アンケート結果

3.3 リアルタイム吹きだまり予測手法の検討

雪堤による吹きだまりの堆積量に関して、風速および雪堤高さが及ぼす影響について、吹 きだまりの数値シミュレーションを用いて解析する。さらに、風速と吹きだまりの堆積量の 実験式を作成する。

3.3.1 吹きだまり予測システムの問題点

近年のコンピュータの発達により、吹きだまりの解析に数値シミュレーションを利用する ことが多い。吹きだまりの数値シミュレーションは膨大な演算処理が必要である。吹きだま りの数値シミュレーションを予測運用する場合、演算処理に長時間を要するため、リアルタ イムに予測情報を提供することが困難である。また、膨大な演算処理はコンピュータの負荷 を増大させ、システム障害リスクが高まり、予測システムの安定運用が困難になる。

一方、雪氷観測によって予測式を作成しようとしても、目的とする気象条件時の観測がで きないなど困難が多い。そこで、様々な気象条件において数値シミュレーションを実施し、 その結果から予測式を作成することで、前記問題を克服し、吹きだまりのリアルタイム予測 を可能にするものである。

3.3.2 吹きだまりの数値シミュレーション

(1) 数値シミュレーションモデル

佐藤他(2014)¹⁸⁾による吹きだまりの数値シミュレーションモデルを用いた。

(2) シミュレーションの条件

次のとおり、雪堤高さ、風速を変えてシミュレーションを行う。 地上高 10m 風速(m/s): 5.0, 7.5, 10.0, 12.5, 15.0, 17.5, 20.0 雪堤高さ(m): 0.5, 0.75, 1.0, 1.2, 1.4, 1.6 雪密度: 150kg/m³ 雪粒子落下速度: 0.5m/s 降雪: なし(地吹雪想定)、

(3) シミュレーション結果

1) 風速分布

図 3-24 に風速 10m/s、雪堤高 1m のケースの風速分布を示す。雪堤端から 3~4m 付近に再 付着点があり、ここで、吹きだまりが発生する。

図 3-24 風速分布(雪堤高 1m)

2) 吹きだまり

雪堤端から風下側の堆積量分布を図 3-25 に示す。これは、吹きだまりによって1時間あたりに堆積する量、すなわち、吹きだまりによる1時間あたりの路面の降雪深さである。

- ・風速が大きくなるほど、吹きだまりが大きくなる。
- ・雪堤高が低くなるほど、吹きだまりが大きくなる。
- ・雪堤に接した部分と本線上に吹きだまりが発生し、中間部は吹き払いになる。

雪堤が高い場合、雪堤から飛び出た雪粒子は拡散して地表に届く粒子数が少なくなるものと 考えられる。

雪堤高 0.75m

雪堤高 1.6m

図 3-25 雪堤端から風下側の吹きだまり堆積量分布(1時間あたり)

3.3.3 予測式の作成

風速と吹きだまり量の予測式を作成する。

前記のように路面上の吹きだまり量の分布は単純ではない。風速と吹きだまり量の実験式を 作成するにあたり、吹きだまり量を代表する指標が必要である。ここでは、道路管理および人 間が見た目のイメージを考慮して、次の3つの吹きだまり指標と風速の関係を検討した(図 3-26)。

雪堤に接した部分(路肩)の吹きだまりよりも、本線上の吹きだまりのほうが重要であることから、

①本線上の吹きだまりのピーク値

②本線上の吹きだまりの平均値

③雪堤端から本線までの吹きだまりの平均値

これらの指標と風速の関係を実験式にした。結果を図 3-27 に示す。

図 3-26 吹きだまり量の指標

雪堤高 0.75m

雪堤高 1.4m

雪堤高 1.6m

図 3-27 風速(地上高 10m)と吹きだまり量との実験式

①本線上の吹きだまりのピーク値
 ②本線上の吹きだまりの平均値
 ③雪堤端から本線までの吹きだまりの平均値

標準的な雪堤高 1m においては、風速と1時間あたりの吹きだまり量の実験式をまとめると表 3-1のとおりである。ただし、風速 5m/s 以下では吹きだまり量はゼロとする。

この実験式を用いることで、リアルタイム予測などが可能である。風向変化や車両の影響に より、吹きだまりの形状は平滑化される、すなわち明瞭なピークは現れないと考えられる。そ のため、吹きだまり量の指標として、②または③を用いるのが妥当であり、人間の見た目とも 一致すると考えられる。 雪堤高 0.75m、0.5m の実験式では、風速が大きくなると吹きだまり量が雪堤高を越えるこ とがある。実際は、雪堤高を越えて堆積した雪は吹き飛ばされて、雪堤高を越えることはない。 実験式を運用するにあたり、吹きだまり量の最大値(例えば雪堤高)を設定しておいて、最 大値を越えたら、最大値にしてしまう等の配慮が必要である。

表 3-1 雪堤高 1m での風速と1 時間あたりの吹きだまり量の実験式

雪堤高 1m

	У	х	実験式	備考
1	本線上の吹きだまりのピー	地上高10mの風	$y = 0.0018x^2 - 0.0172x + 0.0439$	x<5 のときは
	ク値(m/hr)	速(m/s)		y=0
2	本線上の吹きだまりの平均		$y = 0.0009x^2 - 0.0086x + 0.022$	
	值(m/hr)			
3	雪堤端から本線までの吹き		$y = 0.0005x^2 + 0.0031x - 0.0292$	
	まりの平均値(m/hr)			

3.3.4 まとめ

雪堤による吹きだまりの堆積量に関して、風速および雪堤高さが及ぼす影響について、吹 きだまりの数値シミュレーションを用いて解析し、風速と吹きだまりの堆積量の実験式を作 成した。

本実験式を用いることで、コンピュータ負荷を軽減して、吹きだまりの予測情報をリアル タイムに安定的に提供できる。 【第3章 参考文献】

- 1) 佐藤隆光, 2015: 吹雪量推定経験式に関する理論的一考察, 北海道の雪氷, 34, 131-134.
- 2) 小林大二他, 1969: みぞによる地ふぶき量の測定, 低温科学・物理編, 27, 99-106.
- 3) 松澤勝他, 2010: 風速と吹雪量の経験式の適用に関する一考察, *寒地技術論文・報告集*, 26, 45-48.
- 4) 松澤勝, 2007: 吹雪時の視程推定手法の改良に関する研究, 雪氷, 69, 79-92.
- Takeuchi, M., 1980: Vertical Profile and Horizontal Increase of Drift-Snow Transport, J. Glaciol., 26, 481-492
- Takahashi, S., 1985: Characteristics of drifting snow at Mizuho Station, Antarctica. Annals Glaciol., 6, 71-75.
- 7) 竹内政夫, 1996: 吹雪とその対策(1)-吹雪のしくみ-, 雪氷, 58, 161-168.
- 8) Sato, T., et al., 1997: Application of a random walk model to blowing snow, *Snow Engineering: Recent Advances*, 133-138.
- 9) Nemoto, M., et al., 2004: Numerical simulation of snow saltation and suspension in a turbulent boundary layer, *J. Geophys. Res.*, **109**, D18206.
- 10) 佐藤隆光他, 2016: 多高度 SPC 連続観測による吹雪浮遊層の解析, 北海道の雪氷, 35, 25-28.
- 11) Owen, P.R., 1964: Saltation of uniform grains in air. J. Fluid Mech., 20, 225-242.
- 12) Naaim-Bouvet, F., et al., 2010: Back analysis of drifting-snow measurements over an instrumented mountainous site. *Ann. Glaciol.*, **51**, 207-217.
- 13) Sato, T., et al., 2002: Estimation of Blowing Snow and Related Visibility Distributions above Snow Covers with Different Hardness. 11th International Road Weather Conference.
- 14) 佐藤隆光他, 2017: 多高度 SPC 連続観測による吹雪浮遊層の粒径分布解析, 北海道の雪氷,
 36, 145-148.
- 15) Thorpe, A.D., et al., 1966: The Evaporation of ice spheres and ice crystals. Brit. J. Appl. Phys., 17, 541-548.
- Budd, W.F., 1966: The drifting of non-uniform snow particles. Studies in Antarctic Meteorology, American Geophysical Union, Antarctic Res. Ser., 9, 59-70.
- 17) Yohai, V.J., 1987: High breakdown-point and high efficiency robust estimates for regression. *The Annals of Statistics*, **15**, 642-656.
- 18) 佐藤隆光他, 2014: 吹き払い柵の防雪効果に関する数値シミュレーション, 寒地技術論文・ 報告集, 30, 47-52.

共同研究報告書

COOPERATIVE RESEARCH REPORT of P.W.R.I.

No. 529 March 2021

編集·発行 ©国立研究開発法人土木研究所

本資料の転載・複写の問い合わせは

国立研究開発法人土木研究所

寒地土木研究所 寒地技術推進室

〒062-8602 北海道札幌市豊平区平岸1条3丁目1番34号 電話 011-590-4046