



Title	降雪時の吹雪空間密度の高度分布式
Author(s)	小林, 俊一; KOBAYASHI, Shun'ichi
Citation	低温科学. 物理篇, 43, 79-83
Issue Date	1985-03-18
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/18502
Type	departmental bulletin paper
File Information	43_p79-83.pdf



降雪時の吹雪空間密度の高度分布式*

小林 俊一

(低温科学研究所)

(昭和59年11月受理)

I. ま え が き

強風時に地上で降雪量を測定しようとする場合、地吹雪の影響を受けて、降雪量のみを測るのは困難である。現在のところ、地吹雪の影響のない高い所で測定する方法が考えられるが、一般に用いられている雨量計では、強風の場合に捕捉率を決定しがたく問題点が多い。

一つの方法として、Föhn (1980)¹⁾は吹雪量の高度分布を測定し、吹雪量が高度軸に漸近する値が降雪量であると報告している。そこで、本論文では、一般的な乱流拡散理論をこの問題に適用して、降雪時の吹雪空間密度の高度分布式を与え、実測値と比較検討した。

II. 降雪がある時の吹雪の乱流拡散

吹雪の輸送現象に乱流拡散理論を最初に適用したのは、塩谷 (1953)²⁾であるが、これは降雪がない時の様な雪粒子についての乱流拡散をみつかったものである。本論文では、降雪がある時の拡散をとりあつかうために、一般的な乱流拡散方程式から出発する。雪粒子の運動機構としては、乱流拡散の他に、ころがりや跳躍があるが、ここでは、乱流拡散のみをみつかう。吹雪量の鉛直分布を考察する場合、水平方向の移流や拡散の影響は、定常ならば長時間にわたって平均すれば考慮する必要はないので、ここでは鉛直方向の定常の拡散方程式は一般的に次の(1)式のごとく表わされる。以下は、胞子の正常型の理論鉛直分布として得られた結果を、吹雪の場合に適用したものである。例えば、大久保 (1975)³⁾の45頁を参照。

$$\frac{d}{dz} \left(K_s \frac{dn}{dz} \right) + \frac{d}{dz} (w \cdot n) = 0 \quad (1)$$

ここで K_s は鉛直方向の拡散係数、 n はある高さ z での吹雪空間密度、 w は雪粒子の落下速度である。(1)式を $z=0$ から、 z まで積分すれば、次の(2)式が得られる。

$$K_s \frac{dn}{dz} + w \cdot n = P \quad (2)$$

ここで P は積分定数であるが、 $P > 0$ の場合を降雪の鉛直フラックス (降雪強度) と考え、ここでは雪面での値で次の(3)式のごとく定義する。

$$\left(K_s \frac{dn}{dz} + w \cdot n \right)_{z=0} \equiv P \quad (3)$$

* 北海道大学低温科学研究所業績 第2686号

(2)式は線型の微分方程式であるから、一般解は次の(4)式となる。

$$n = \exp\left\{-\int_0^z \frac{w}{K_s} dz\right\} \left[\int_0^z \frac{P}{K_s} \exp\left\{\int_0^z \frac{w}{K_s} dz\right\} dz + n_0 \right] \quad (4)$$

ここで、 n_0 は $z=0$ での吹雪空間密度である。

次に特別な場合について考察する。先づ、 $P=0$ 、 w = 一定、 $K_s = ku_*z$ の場合には、(2)式から、

$$\frac{n}{n_1} = \left(\frac{z}{z_1}\right)^{-\frac{w}{ku_*}} \quad (5)$$

が得られる。ここで k はカルマン定数、 u_* は摩擦速度、 n_1 は基準高度 z_1 での吹雪空間密度である。(5)式は、塩谷(1953)²⁾によって与えられた式である。この式は $P=0$ の場合、つまり降雪のない時の式であることを注意しておく。

次に、降雪のある場合を考える。実際には、 K_s, w も高さに依存するが、本論文では簡単のために K_s, w = 一定、 $P \neq 0$ の場合について考察する。この場合には、(4)式は次の(6)式になる。

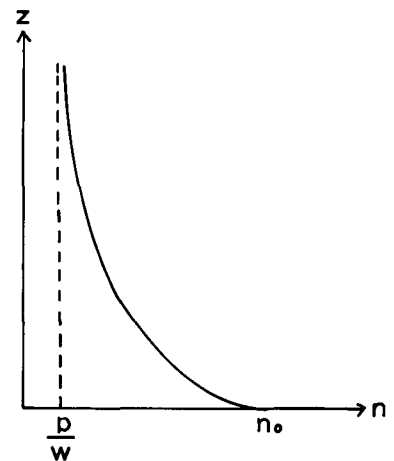
$$n = \frac{P}{w} + \left(n_0 - \frac{P}{w}\right) \exp\left(-\frac{w}{K_s} z\right) \quad (6)$$

ここで意味があるのは、 $wn_0 > P > 0$ の場合でこの時には、 n は高さと共に減少し上方で $\frac{P}{w}$ に近づく。これを模式的に表わせば、第1図のごとくなる。したがって、(6)式が降雪のある時の吹雪の空間密度の高度分布式である。

Ⅲ. 実測値との比較

前章で述べた(6)式を実測値と比較するために、1980年に南極みずほ基地で30 m 気象観測用タワーを利用した吹雪量の測定結果⁹⁾を使う。第2図は、降雪がある場合(No. 8)とない場合(No. 6)の吹雪空間密度の高度分布の例を示してある。降雪のない場合は25 m位でもはや吹雪粒子の浮遊はみられないが、降雪のある場合には、高度が増すにしたがって、空間密度の値は $2 \times 10^{-5} \text{ kg/m}^3$ に漸近している。この値が降雪の空間密度である。そして図中の実線は、実測値を(6)式に回帰させた結果である。更に降雪量の多い場合の例を第3図と第4図に示した。第3図からは、降雪の空間密度の値は $8 \times 10^{-5} \text{ kg/m}^3$ 、第4図からは $5 \times 10^{-4} \text{ kg/m}^3$ の値がそれぞれ得られる。

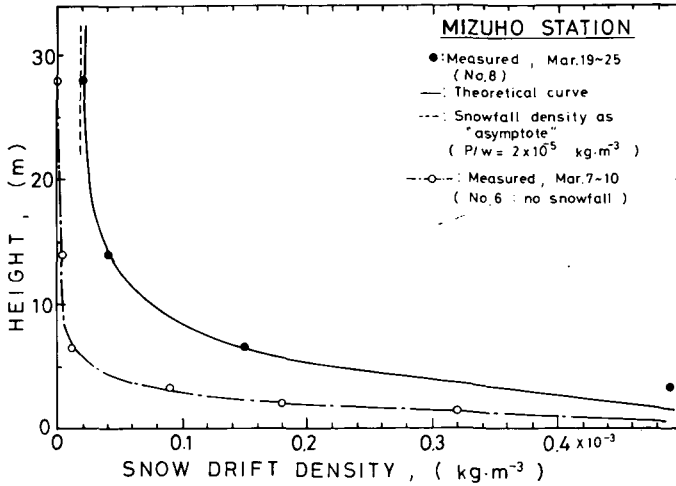
ここで、降雪の降水強度を知るためには、同時に雪粒子の落下速度の値が必要である。そこで、高橋等(1984)⁵⁾の南極みずほ基地での飛雪粒子の落下速度の測定により、 $w = 0.5 \text{ m/s}$ の値を使えば、前述の降雪の空間密度の値に対応する降雪の降水量は、それぞれ0.04, 0.14,



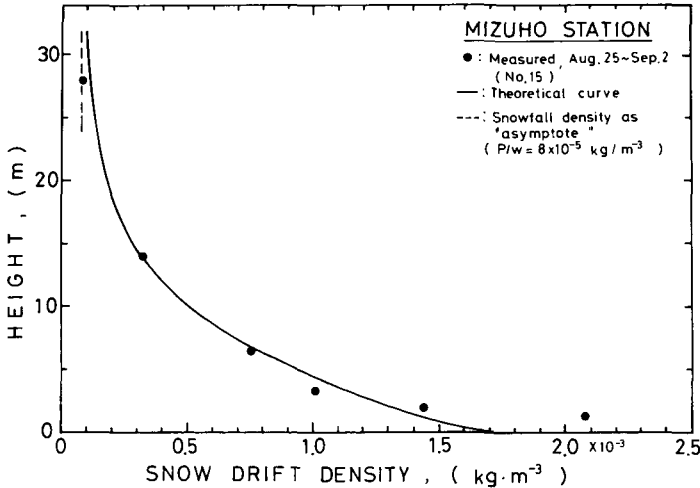
第1図 降雪がある場合の吹雪空間密度の高度分布の模式図

0.9 mm/h となる。

一般に、南極大陸の奥地は降水量が少ないので、第2図と第3図に示したごとく、30 m位の高度まで吹雪量の測定を行わないと漸近値が得られないが、第4図に示したように、降雪量が多くなると5 m位の高度までの吹雪量の測定を行えば漸近値が得られる。Föhn (1980)¹⁾は0.1から2 mまでの間の吹雪量の測定値から漸近値としての降水量を推定している。



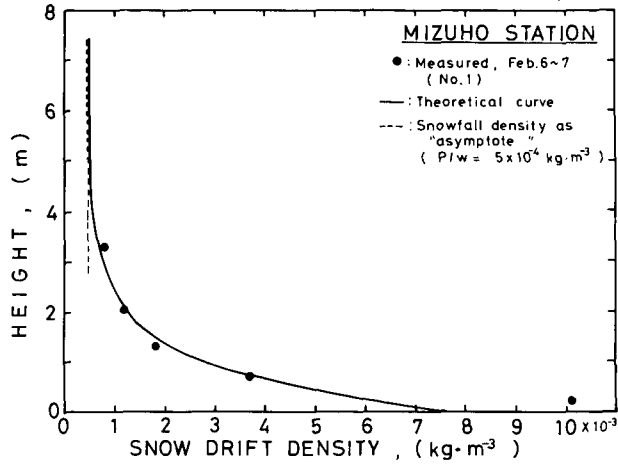
第2図 吹雪空間密度分布
 (●印 降雪のある場合)
 (○印 地吹雪だけの場合)



第3図 吹雪空間密度の分布
 (降雪量が第2図の例より多い場合)

更に、(6)式からは、鉛直拡散係数 K_s の値と雪面での吹雪空間密度 n_0 の値が得られる。南極みずほ基地で測定された30 mまでの吹雪量の値を(6)式に回帰させて得られた以上のパラメータを第1表に示した。ただし、飛雪粒子の落下速度の値は0.5 m/sを使った。また、第1表に

は、30 mまでの風速分布から計算によって求めた15 m高度での拡散係数 $K_m (= ku_* z)$ をも示した。 K_s と K_m はほぼ良い一致を示したので(6)式の有用性が明らかとなった。



第4図 吹雪空間密度分布
(降雪量が第3図の例より多い場合)

第1表 測定結果

測定 番号	P/w (kg/m^2) $\times 10^{-3}$	w/K_s (m^{-1})	n_0 (kg/m^3) $\times 10^{-3}$	P^* (mm/h)	K_s^* (m^2/s)	K_m^* (m^2/s)
4	0.012	0.999	0.084	0.02	5.1	4.6
7	0.005	0.129	0.121	0.01	3.9	5.2
8	0.020	0.250	0.640	0.04	2.0	5.5
10	0.008	0.121	0.117	0.01	4.1	2.0
11	0.016	0.138	0.271	0.03	3.6	3.2
12	0.008	0.125	0.060	0.01	4.0	2.9
13	0.032	0.137	0.223	0.06	3.6	—
15	0.080	0.137	1.720	0.14	3.6	4.5
17	0.018	0.167	0.142	0.03	3.0	6.4
20	0.025	0.133	0.250	0.05	3.8	4.8
21	0.040	0.123	0.180	0.07	4.1	5.0
23	0.010	0.412	3.210	0.02	1.2	5.4
平均				0.04	3.5	4.5

* 落下速度 $w = 0.5 \text{ m/s}$ の場合

** $K_m = ku_* z$ 式から求めた値

しかし、SommerfeldとBusinger (1965)⁶⁾、Businger (1965)⁷⁾ Föhn (1980)¹⁾では、 $K_s \approx 10 K_m$ を報告している。ただし、いずれも、 K_s を決めるのに吹雪の乱流拡散方程式としては、塩谷 (1953)²⁾の結果を用いている。

IV. あ と が き

これまで述べてきた方法は南極のように降水量の少ない所では、高い所まで吹雪量を測定しなければならないという不便や、同時に雪の落下速度を測定しないと精度を高めることができないという欠点はあるが、強風時の降雪量を推定するという点では有効な方法である。ここで述べた、降雪を含む乱流拡散理論も単純化されているので、拡散係数や雪の落下速度の高度依存性を考慮に入れるとより現実的なものになるが、理論は複雑になるであろう。

南極みずほ基地では、現在のところ降水量の見積りは全くなされていないので、以上の結果を用いて年間の降水量を推定することが可能となるであろう。

おわりに、本論文の討論をしていただいた低温科学研究所の前野紀一教授に感謝致します。なお本研究経費の一部は、国立極地研究所の共同利用研究費と北海道大学特定研究経費「広域同時立体観測による豪雪の動態に関する研究」(研究代表者若浜五郎)から支出された。

文 献

- 1) Föhn, P. M. B. 1980 Snow transport over mountain crests. *J. Glaciology*, 26 (94), 469-480.
- 2) 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 (1), 6-9.
- 3) 大久保明 1975 生態学と拡散. 築地書館, 217 pp
- 4) 小林俊一・石川信敬・大畑哲夫 1983 南極における強風時の吹雪, 低温科学, 物理篇, 42, 65-79.
- 5) Takahashi, S., Ohmae, H., Ishikawa, M., Katsushima, T. and Nishio, F. 1984 Some characteristics of drifting snow at Mizuho Station, East Antarctica, 1982 *Mem Natl. Inst. Polar Res., Spec. Issue*, 34, 122-131
- 6) Sommerfeld, R. and Businger, J. A. 1965 The density profile of blown snow. *J. Geophys. Res.*, 70 (14), 3303-3306.
- 7) Businger, J. A. 1965 Eddy diffusion and settling speed in blown snow. *J. Geophys. Res.*, 70 (14), 3307-3313.

Summary

Snowfall densities have been estimated as asymptotes of the vertical profiles of snow drift density, i.e. a method reported by Föhn (1980), which is to separate the amount of snowfall from the drift density in a snowstorm. To illustrate the vertical profile of drift density under the condition of snowfall a general turbulent diffusion equation was considered. On an assumption that K_s and w are constant, and $P \neq 0$, an equation of profile of snow drift density during the snowfall is obtained as follows:

$$n(z) = \frac{P}{w} + \left(n_0 - \frac{P}{w}\right) \exp\left(-\frac{w}{K_s} \cdot z\right)$$

where n is the drift density at the height z , w is the apparent fall velocity of snow particles, K_s is the apparent diffusivity, n_0 is the drift density at the surface and P is the vertical flux of snowfall. If $w \cdot n_0 > P > 0$, the asymptote of the profile in the z -direction approaches the snowfall density: $\frac{P}{w}$.

As a result, the snow drift density was measured at eight heights above the snow surface (between 0.3-28 m), and the snowfall densities were estimated as asymptotes of vertical profile of drift density in the snowstorms.