長岡における降雪粒子のZ-R関係および粒度分布の特徴

著者	八木 鶴平, 清野 豁
雑誌名	国立防災科学技術センター 研究報告
巻	22
ページ	49-61
発行年	1979-01
URL	http://doi.org/10.24732/nied.00000799

551.578.4:551.501.8(521.41)

長岡における降雪粒子の Z-R 関係および粒度分布の特徴　I

八木鶴平*・清野　豁**

国立防災科学技術センター

Size Distribution and Z-R Relationship of Snow Particles Observed in Nagaoka, I

By

Tsuruhei Yagi and Hiroshi Seino

National Research Center for Disaster Prevention, Japan

Abstract

Observations of snow particle-size distributions were made under winter monsoon, 1978 in Nagaoka, Niigata Prefecture. The purpose of the observations was to clarify the characteristics of size distribution of snow particles and their relationships between the radar reflectivity Z and precipitation intensity R, prevailing in the district.

Average-size distributions are generally presented by $N_D=N_0\exp(-\Lambda D)$ for snow particles where D is the diameter in mm of the water drop to which the snow particle would melt. The observed characteristics of size distribution in this equation were $N_0=3.7\times10^3R^{0.57}$ and $\Lambda=2.6R^{-0.10}$ for aggregated snowflakes, and $N_0=3.6\times10^3R^{0.98}$ and $\Lambda=2.9R^{-0.002}$ for graupels where R is in mm hr^{-1}. The Z-R relationships obtained were $Z=1200R^{1.3}$ for aggregated snowflakes and $Z=650R^{1.1}$ for graupels.

The importance for considering the locality in Z-R relationship was discussed at comparing with other observational results under different situations of snowfall.

1. まえがき

レーダーにより降雪の降水強度を測定するためには，降雪粒子のレーダー反射因子Zと降水強度Rの関係を調べておく必要がある．この関係は一般に Z-R 関係と呼ばれ，雨滴に関しては数多くの観測がなされて気象条件・レーダーエコーパターン等により整理されているが，降雪粒子については比較的観測例が少ない．以下列挙すると，Imai *et al.* (1955) は東京における雪片について，Gunn and Marshall (1957) は Montreal における雪片について，

* 第1研究部異常気候防災研究室
** 同（現在農林水産省九州農業試験場農業気象研究室）

Ohtake and Henmi (1970) は Alaska での雪片について，藤原・柳瀬・高橋 (1972) は金沢付近のあられ・雪片について，武田ら (1972) は九州の雪片について，播磨屋 (1973) と由田 (1975) は札幌およびその近郊での雪片とあられについて，梶川 (1978) は秋田におけるあられについて，それぞれ粒度分布を観測して Z-R 関係を求めた．これらの観測結果は降雪粒子の Z-R 関係が気象条件の地域による差により大きく異なることを示唆しており，単に観測例が少ないというだけではなくその多様性のために統一的に整理される段階にはないといえる．これは，雨滴の場合と違って，降雪粒子の場合は形態・密度・含水量等の相異により種々の Z-R 関係が観測され，形態・密度・含水量の相異は気象条件，ひいてはその気象条件が卓越し易いという地域性の現われであると考えてよい．したがってある地域でのレーダーによる降雪強度のルーチン観測には，むしろその地域での降雪粒子の Z-R 関係を限定的に決める方が実用的であり合理的であるといえるかも知れない．

著者らは，このような観点で，豪雪地域である新潟県長岡市において降雪粒子の観測を行い，同地での降雪粒子の Z-R 関係および粒度分布の特徴を調べ，従来の他の地域との比較を行った．本報告はその序報として昭和 52 年度に観測した結果について述べる．

観測期間は昭和 53 年 1 月 20 日から 2 月 1 日である．観測にあたっては，従来一般に採用されてきた，降雪粒子の粒度を融解直径として固定する沪紙法によった．また空間粒度分布の計算に際し必要な降雪粒子の落下速度は著者らの観測地と同じ日本海側の秋田での実測値 (梶川, 1974 および Kajikawa, 1975) を用いた．

2. 観測方法

降雪粒子の Z-R 関係を求めるためには，レーダー反射因子が融解水滴の大きさに直した理論に基づいているため，融かして水滴とした場合の粒径 (融解直径) による空間粒度分布が必要である．この観測では融解直径の固定に一般に利用されている沪紙法を用いた．この方法による観測の手順は次のようになる (図 1)．あらかじめ，板に貼った黒い布 (毛羽立ったビロード，B 4 判) にシリコンで防水処理をほどこしたものを用意しておく．この黒布を戸外で降雪に晒し，適当量の降雪粒子を受け，その露出時間を正確に計時する．これを戸内で接写した後，弱い電熱で暖められた密閉加湿箱 (梶川・木場, 1978) の中で，できるだけ蒸発を抑えた状態で降雪粒子を融かし水滴とする．この水滴を water blue 処理した沪紙に，均一に吸収させ，青いしみとして残す．写真 1 a および b はこのようにして観測した雪片およびあられの接写とそれぞれに対応する沪紙の例である．

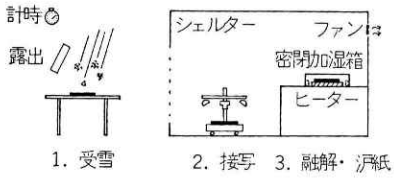


図 1　観測の手順．

昭和 52 年度冬期の観測では合計 160 枚の沪紙に粒度分布を固定することができたが，解析にあたっては，観測時に一部の降雪粒子が風のため黒布から

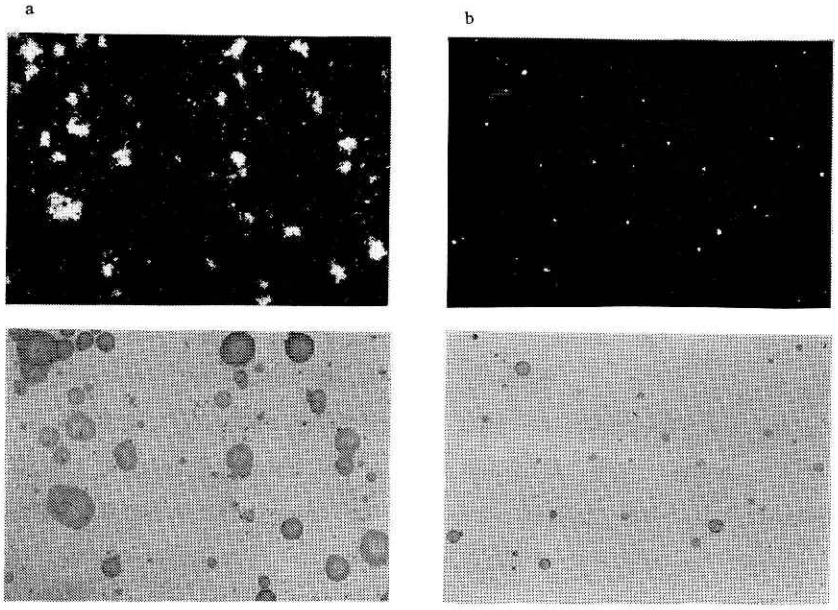


写真 1 黒布に受けた降雪粒子の接写と融解してウォーターブルー戸紙上に残した痕跡の例．a は雪片，b はあられである．

跳び出したものや，黒布上で粒子が破壊し散開したものなどを除く 116 枚について解析した．

3. 解析方法

レーダーで受信される電波の受信電力 P_r は，目標が降雪でありその粒子の直径が波長に対して十分小さくレーダー近似が成立する時は，$P_r=Cr^{-2}|(\varepsilon-1)/(\varepsilon+2)|^2\rho^{-1}Z$ で表わされ，これをレーダー方程式と呼ぶ．ここで C はレーダー諸元に関わる定数，r は目標物までの距離，ε と ρ はそれぞれ氷の複素誘電率および密度である．Z は雨の強さに関係する項で前に述べたようにレーダー反射因子である．これは降雪粒子の空間粒度分布 N_D と融かして水滴にした時の直径（融解直径）D の 6 乗で決まり，

$$Z=\int N_D D^6 dD \qquad (1)$$

となる．また降水強度 R は

$$R=\frac{\pi}{6}\int VD^3 N_D dD \qquad (2)$$

で表わされる．ここで V は降雪粒子の落下速度である．この時レーダー反射因子と降水強度の関係は，

$$Z=BR^\beta \qquad (3)$$

で表現することができる．ここに B および β の値は降水の型や降水粒子の種類によって決

まる定数である．本報告の目的は新潟県長岡市で観測した降雪粒子についての B 値と β 値を求め，他の地域の観測結果と比較することである．

実際の解析にあたっては，以下の手順によった．

黒布上に受けた降雪粒子の接写写真を実物大に焼付けて，沪紙の読み取りはそれと対照しながら行った．この検証は，大きな雪片は融解の過程で単一の水滴にならないで数個の水滴に分散し，沪紙上に隣接したいくつかの痕跡として転写される場合が多いために必要となる．

沪紙の読み取りは，1 mm 間隔の円定規を用いて，沪紙上の痕跡の大きさと階級ごとの個数を計数することにより行った．痕跡の大きさはあらかじめ実験的に定めた検定曲線により水滴径に変換した．沪紙上の読み取り幅は 1 mm であるが，融解直径に変換した読み取り幅は $\Delta D=0.1\sim0.3$ mm であり，$D>2$ mm では $\Delta D\fallingdotseq0.1$ mm となる．ここでは ΔD を一定とするため，上記の方法で読み取った後，$\Delta D=0.2$ mm となるように個数を比例配分した．

それぞれの沪紙について得られた融解直径 $D_i\sim D_i+\Delta D$ の水滴の個数 N_i と露出時間 T，露出面積 S (25.7 cm×36.4 cm)，読み取り幅 ΔD を用いると，直径 $D_i\sim D_i+\Delta D$ の水滴の単位体積あたりの個数 N_{Di} およびレーダー反射因子，降水強度は次式のようになる．

$$N_{Di}=\frac{N_i}{S\cdot T\cdot V_i\cdot \Delta D} \tag{4}$$

$$Z_{Di}=\frac{N_i\cdot D_i^6}{T\cdot S\cdot V},\qquad Z=\sum Z_{Di} \tag{5}$$

$$R_{Di}=\frac{\pi}{6}\frac{N_i\cdot D_i^3}{T\cdot S},\qquad R=\sum R_{Di} \tag{6}$$

ここで (5) 式は (1) 式に，(6) 式は (2) 式に対応する．

以上の計算で必要な落下速度は次のように取扱った．

雪片の落下速度の観測例としては Langleben (1954), Imai *et al.* (1955), Magono and Nakamura (1965) などがあるが，ここでは長岡と同じく，日本海側に位置する秋田における梶川 (1974) の観測結果から，雲粒付立体型結晶よりなる雪片に対する式と，雪粒付六花からなる雪片に対する式の係数を平均した次式を用いた．

$$V=97D^{0.667} \tag{7}$$

ただし雪片と粉雪が混在するものについては，便宜上 $D<0.9$ mm の粒子を粉雪として扱った．大部分の粉雪の融解直径は 0.9 mm 以下であり，またこの大きさの微小な降雪粒子のほとんどが粉雪であったためである．粉雪の落下速度は形態的に近いあられの式を適用して求めた．ここでいう粉雪とは，後述の写真 2 の f にあるような粒状の降雪粒子をさす．

あられの落下速度は同じく秋田における Kajikawa (1975) の観測結果から次式を用いた．

$$\left.\begin{array}{l} \text{地上気温が } 0.5°\text{C 未満の時} \\ \quad V=152D^{0.833} \quad (D<2\text{ mm}) \\ \quad V=205D^{0.421} \quad (D\geq 2\text{ mm}) \\ \text{地上気温が } 0.5°\text{C 以上の時} \\ \quad V=202D^{0.833} \quad (D<2\text{ mm}) \\ \quad V=269D^{0.421} \quad (D\geq 2\text{ mm}) \end{array}\right\} \qquad (8)$$

以上の計算に用いた変数・定数は以下の単位を使った.

N_D: $\text{mm}^{-1}\cdot\text{m}^{-3}$, R: $\text{mm}\cdot\text{hr}^{-1}$, Z: $\text{mm}^6\cdot\text{m}^{-3}$, S: cm^2, T: sec, V: $\text{cm}\cdot\text{sec}^{-1}$, D: mm.

4. 結　　果

4.1 1, 2 時間連続降雪の Z-R 関係

持続的な降雪について約 10 分間隔で 1 時間から 2 時間の間，連続観測を実施した．図 2 の左図は 1 月 30 日 22 時 08 分から 23 時 38 分の 90 分間，図 2 の右図は 1 月 31 日 16 時 00 分から 17 時 15 分の 75 分間の観測例である．横軸の個々の観測実施時刻に対し，縦軸に各観測沪紙より (6) 式で計算した降水強度をプロットしてある．図中 S は雪片，G はあられ，P は粉雪を表わし，それぞれその型の降雪があった期間を横線で示した．1 月 30 日の例は対流性のエコーからの降雪，同 31 日の例は層状のエコーからの降雪である．写真 2 の a から j は 30 日の 22 時 08 分から 23 時 38 分までの 10 分ごとの観測の降雪粒子である．対流性エコーからの降雪は降水強度の変動だけではなく，降雪粒子の種類も雪片，あられ，粉雪が短時間で変化して降る場合が多い．この例では観測を開始した 22 時 08 分の 40 分前に観測点で降雪が始まり一連の観測を終った 23 時 38 分からさらに 30 分持続したが，観測を継続した時間内においても 22 時 08 分から 22 時 48 分は雪片と粉雪，22 時 58 分は粉雪だけ，23 時 08 分から 23 時 28 分はあられを主として若干の粉雪が混り，23 時 38 分は雪片と粉雪に再び変化した．降雪粒子の粒径も変化が激しく，たとえば 22 時 08 分の

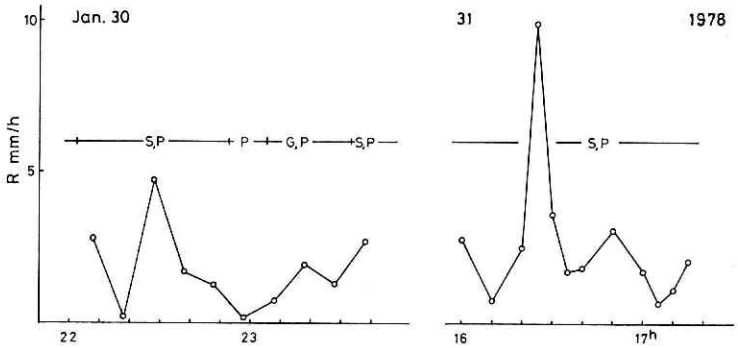


図 2　沪紙法により観測した降雪の降水強度と降雪粒子の変化.
S: 雪片，G: あられ，P: 粉雪.

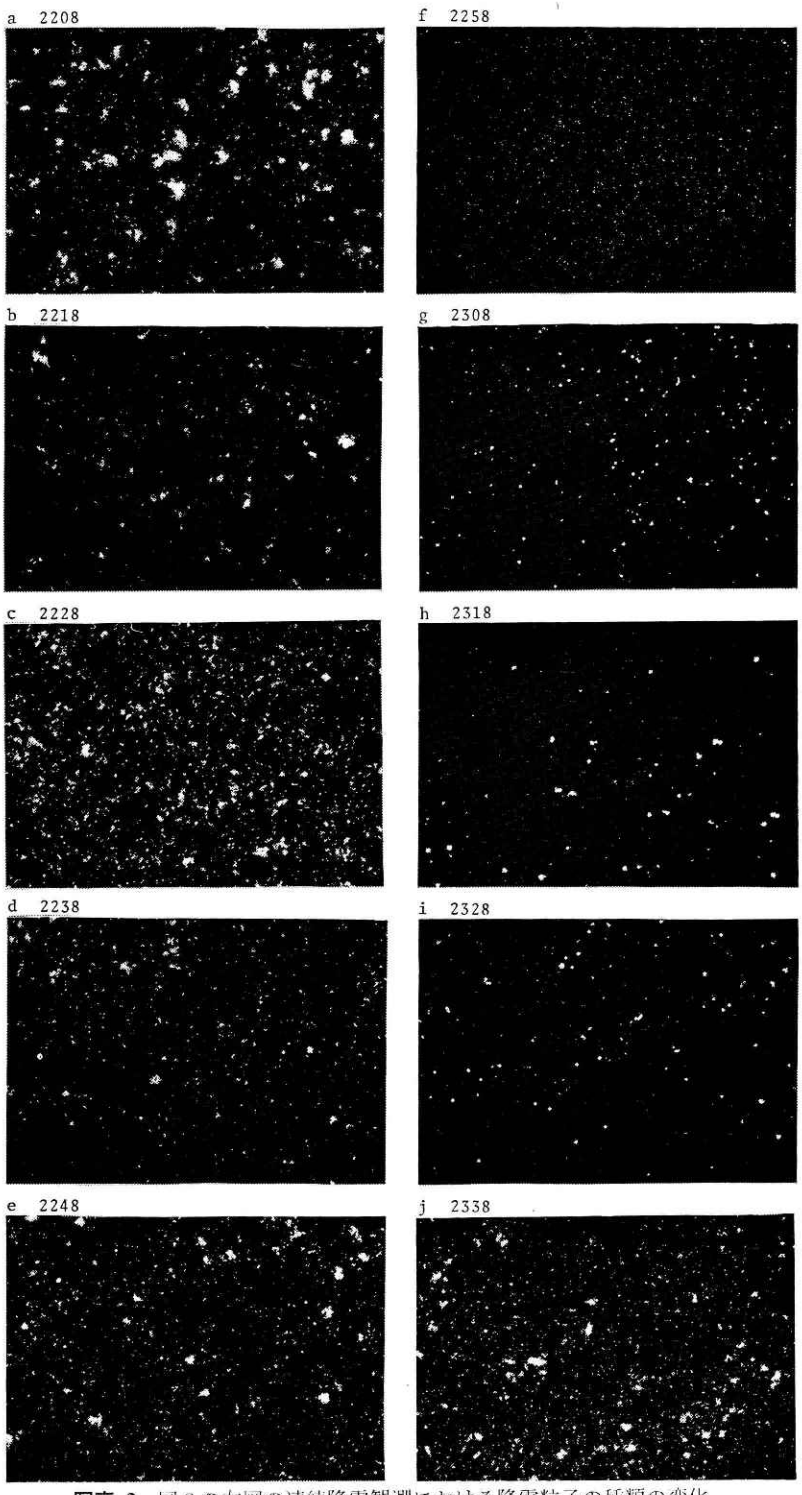


写真 2　図2の左図の連続降雪観測における降雪粒子の種類の変化.

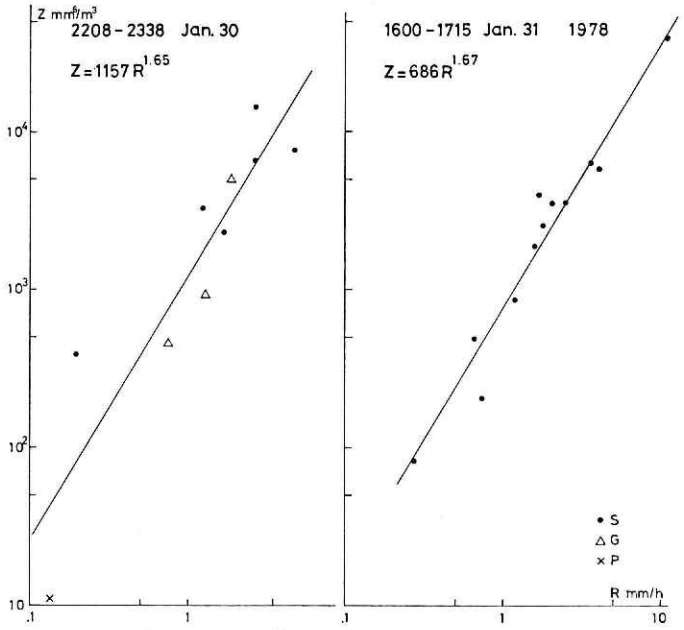


図 3 図 2 の持続的な降雪の Z-R 関係.

雪片は大きいものは 2 cm を越すが，22 時 38 分については 1 cm 足らずである．あられについても 23 時 18 分には 5 から 6 mm の粒径が顕著で，10 分前と 10 分後のあられより大きい．写真上の降雪粒子の個数は露出時間がそれぞれ異なるので直接降水強度に対応しない．降水強度は図 2 の左図にみられるようにほとんど 0 から 5 mm/hr まで刻々の変動を示した．1 月 31 日の右図の場合は雪片と粉雪が降り続き，降水強度は 0.3 から 10 mm/hr の変動があった．

ここで示した 2 例の連続した降雪について Z-R 関係を求めた結果が図 3 の左図と右図である．縦軸にレーダー反射因子，横軸に降水強度をとり，雪片は黒点，あられは三角で表わした．粉雪だけの降雪は×印である．実線は最小自乗法で計算した回帰直線を示す．1 月 30 日の 90 分にわたる降雪は左図で，関係式 $Z=BR^{\beta}$ における B 値は 1157，β 値は 1.65 であった．同 31 日の 75 分にわたる降雪期間の B 値と β 値は，右図のとおり，それぞれ 686 と 1.67 であった．

このような持続した降雪の 1 時間数十分から 2 時間にわたる連続観測は，昭和 52 年度冬期の全観測期間を通じて 6 回実施できた．前述の 2 例を含めた，6 例の連続観測の結果を表 1 に示す．一貫して雪片が降ったのは 1 月 28 日から 29 日にかけてと 1 月 31 日の 2 例で，他の 4 例は雪片とあられが観測された．またいずれの場合も粉雪が混り，逆に粉雪だけが 1 から 2 時間にわたり持続して降ることはなかった．6 例の連続観測を通じて，B 値は大体 700 から 2000，β 値は 1.2 から 1.7 であった．由田 (1975) によると昭和 50 年現在，札幌管区気象台の札幌レーダーでは，Gunn and Marshall (1958) による $Z=2000R^{2.0}$ を冬期間の

表 1　1，2 時間連続して観測した降雪の Z-R 関係式.

年 月 日	観測時刻	観測回数	粒 子 の 種 類	Z-R 関係式
1978.1.25	1740～1940	20	雪片・あられ・粉雪	$Z=691R^{1.28}$
1.27	2247～0005	16	雪　片・粉　雪	$Z=2013R^{1.45}$
1.29	0520～0705	19	雪片・あられ・粉雪	$Z=786R^{1.22}$
1.30	1340～1507	10	雪片・あられ・粉雪	$Z=766R^{1.40}$
1.30	2208～2338	10	雪片・あられ・粉雪	$Z=1157R^{1.65}$
1.31	1600～1715	12	雪　片・粉　雪	$Z=686R^{1.67}$

現業観測で使用していた．これに比べると今回の結果は B 値と β 値の両方において全体的に小さいといえる．

4.2　降雪粒子の種類別の Z-R 関係

前節で述べた持続的な降雪の 1 から 2 時間にわたる連続観測の解析に使用した観測沪紙枚数は 87 枚である．この他，短時間の観測を含めると，2 章で述べたように，116 枚の有意な観測資料を取得した．これを降雪粒子の種類別に，雪片（と粉雪），あられ（と粉雪）および粉雪の三種に大別し，それぞれの Z-R 関係を求めた．

雪片が観測されたのは 68 回で，降水強度の範囲は 0.013 から 11 mm/hr であった．図 4 に解析結果を示す．実線は回帰直線を表わし，Z-R 関係式における B 値は約 1200 で β 値は約 1.3 であった．

あられが観測されたのは 38 回である．図 5 に解析結果を示す．黒点は観測地点での気温

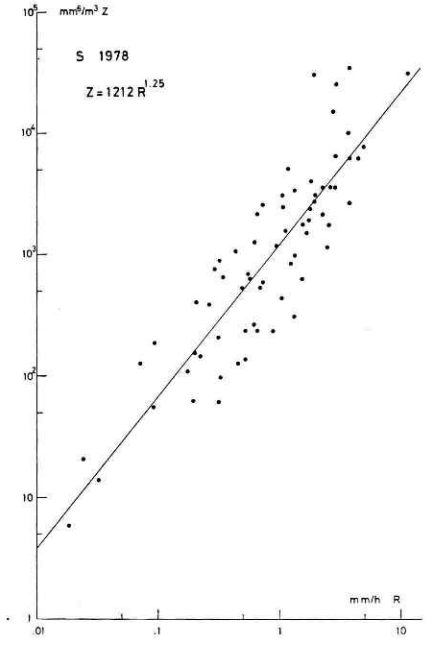


図 4　雪片の Z-R 関係.

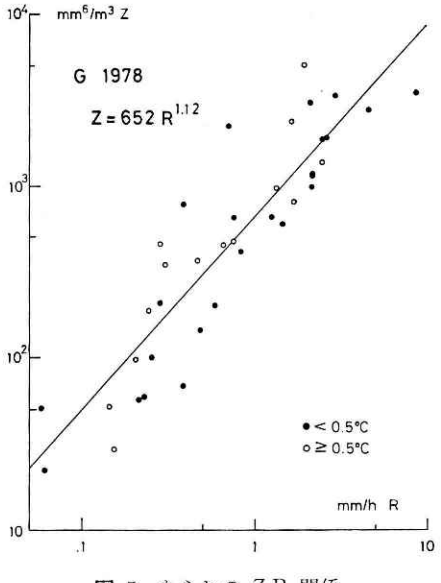


図 5　あられの Z-R 関係.

が 0.5°C 未満の時で，白点は 0.5°C 以上の時を表わし，(8) 式の落下速度の計算式に対応する．今回の結果は，あられの場合，Z-R 関係式における B 値は約 650 で β 値は約 1.1 であった．この時の降水強度の範囲は 0.058 から 8.1 mm/hr であった．

粉雪だけの観測回数は少なく 10 回であった．粉雪だけが単独で降り続くことが少なかったためである．降水強度は 0.0086 から 0.98 mm/hr で，$Z=81R^{0.88}$ であった．

4.3 降雪粒子の粒度分布の特徴

観測された各沪紙について計算した空間粒度分布（N_D 分布）から降雪粒子の粒度分布の特徴を調べるため，降水強度の階級ごとに分類して相互に比較した．

一般に降雪粒子の空間粒度分布は，雨滴の場合 (Marshall and Palmer, 1948) と同様に，

$$N_D=N_0\exp(-\Lambda D) \qquad (9)$$

の指数関数で表現される．個々の観測事例について，必ずしもきれいな指数関数にあてはまらない場合もあるが，第一近似として (9) 式を適用する．ここで，N_0 は $D=0$ を仮定した場合の N_D の値であり，Λ は回帰直線のこう配である．

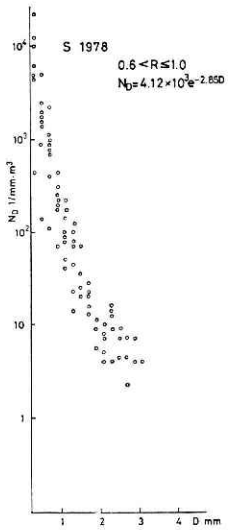


図 6 降水強度が 0.6～1.0 mm/hr の時の雪片の N_D 分布．

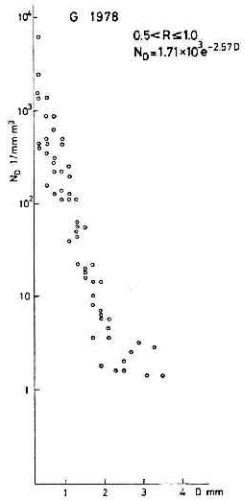


図 7 降水強度が 0.5～1.0 mm/hr の時のあられの N_D 分布．

このようにして求めた雪片とあられの N_D 分布の一例を図 6 と図 7 に示す．この章では，粉雪については観測回数が少ないので除外した．図 6 は降水強度が 0.6 から 1.0 mm/hr の時の雪片の N_D 分布である．最小自乗法で求めた N_0 は 4.12×10^3，Λ は 2.85 であった．同じく図 7 はあられの 0.5 から 1.0 mm/hr の時の N_D 分布で，N_0 は 1.71×10^3，Λ は 2.57 であった．

表 2 雪片の降水強度別の N_D 分布における N_0 値と Λ 値．$\bar{R}$ はそれぞれの階級での平均降水強度で，各階級の降水強度の幅は観測回数がおおむね平均化するように定めた．

R (mm/hr)	$\bar{R}$	N_0	Λ	観測回数
0.01～ 0.2	0.0873	6.81×10^2	3.08	8
0.2 ～ 0.4	0.283	1.27×10^3	2.73	10
0.4 ～ 0.6	0.514	5.54×10^3	3.31	7
0.6 ～ 1.0	0.731	4.12×10^3	2.85	9
1.0 ～ 1.5	1.19	5.65×10^3	2.77	9
1.5 ～ 2.0	1.78	2.69×10^3	2.03	9
2.0 ～ 3.0	2.63	5.36×10^3	2.25	9
3.0 ～12	5.09	9.18×10^3	2.24	7

降水強度の幅はこの例でも分るように，一定していない．雪片について表 2，あられについて表 3 に示したように，おおむね観測回数が平均化するようにそれぞれ階級の幅を決めた．表 2 は雪片について降水強度を 8 階級に分け，それぞれの階級に対して求めた N_0 と Λ の値を表わす．同様に表 3 はあられの降水強度の 7 階級の N_0 と Λ である．$\bar{R}$ は

表 3　あられの降水強度別の N_D 分布における N_0 値と Λ 値．$\bar{R}$ はそれぞれの階級での平均降水強度で，各階級の降水強度の幅は観測回数がおおむね平均化するように定めた．

R (mm/hr)	$\bar{R}$	N_0	Λ	観測回数
0.05～0.16	0.105	7.09×10^2	3.38	4
0.16～0.27	0.232	1.37×10^3	3.32	5
0.27～0.50	0.370	5.97×10^2	2.49	7
0.50～1.0	0.718	1.71×10^3	2.57	6
1.0 ～2.0	1.54	2.65×10^3	2.49	6
2.0 ～2.5	2.23	1.00×10^4	3.07	6
2.5 ～9.0	4.63	3.38×10^4	3.55	4

各階級の降水強度の平均値である．

図8と図9はそれぞれ雪片とあられについて，粒度分布の特徴，すなわち N_0 と Λ が降水強度の変化に対しどのように変動するかを表わしたもので，直線はそれぞれ表2と表3の N_0, Λ の $R(\bar{R})$ に対する回帰直線である．

雪片の場合，N_0 は降水強度の増加に伴って，$N_0=3.7\times10^3R^{0.57}$ で増加した．一方 Λ は $\Lambda=2.6R^{-0.10}$ で減少傾向を示した．すなわち雪片の空間粒度分布の特徴は降水強度が増加すると共に，分布の幅が広がり，全体的に個数も増加するという結果であった．播磨屋(1973)の札幌およびその近郊の雪片の観測結果と同じ傾向である．

あられの場合は，降水強度の増加に伴って，$N_0=3.6\times10^3R^{0.98}$ の関係で増加するが，Λ は $\Lambda=2.9R^{-0.002}$ でほんのわずかな減少しか示さない．すなわちあられの空間粒度分布の特徴は降水強度が増加すると共に，分布のパターン（勾配）はほとんど一定で全体的に個数が増加するという傾向を示した．梶川・木場(1978)は N_0 が増加し勾配は小さくなって分布の幅が広くなる観測結果を得ている．著者らの結果では分布の幅の広がりは特に指摘するほどの特徴ではない．

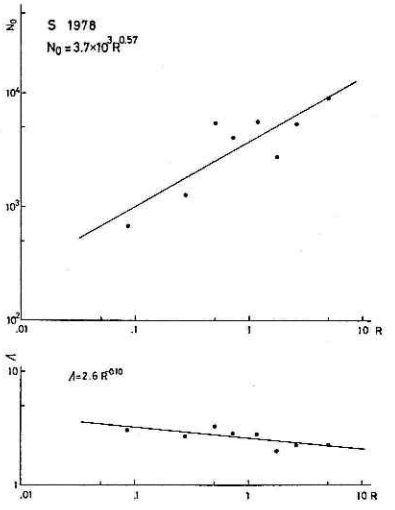


図 8　雪片の N_D 分布 ($N_D=N_0e^{-\Lambda D}$) の特徴．上図は N_0 の，下図は Λ の，それぞれ降水強度 R に対する関係を表わす．

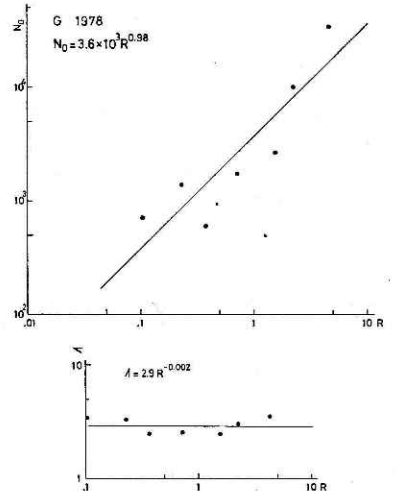


図 9　あられの N_D 分布 ($N_D=N_0e^{-\Lambda D}$) の特徴．上図は N_0 の，下図は Λ の，それぞれ降水強度 R に対する関係を表わす．

5. 考　　察

昭和 52 年度の観測結果では，雪片の Z-R 関係式における B 値および β 値はそれぞれ約 1200 と約 1.3 であった．これと従来の他の地域の観測結果をまとめたのが表 4 である．降雪粒子の主たる形態である雪片の Z-R 関係は，古く 1950 年代，気象レーダーの実用化に伴って観測が始められている．一般に日本海側の豪雨時の大量降雪や関東の春の雪は濃密雲粒付雪片である場合が多い．また雪片を構成する個々の結晶型も多量の雪粒付着ないし部分的な融解により判別しがたいことが多い．これがより高緯度になると雲粒付着などが比較的少なく，たとえば札幌の由田 (1975) や Alaska の Ohtake and Henmi (1970) のように構成結晶別の雪片についてそれぞれ Z-R 関係を求めることが可能となっている．したがって表 4 に現われた B 値についての数百から数千および β 値についての 1.1 から 2.7 にいたる数値の変動は，それぞれの観測地点個有の気象状況の反映である可能性が考えられる．

あられの B 値および β 値はそれぞれ約 650 と約 1.1 であった．表 5 は著者らの結果と他の地域の結果を表にしたものである．あられは比較的近年になり観測されだした．この表より明らかなように B 値と β 値双方において比較的近い一致をみているのは，札幌およびその近郊における播磨屋 (1973) と秋田の梶川・木場 (1978)，長岡の著者らの三者である．

表 4　雪片について，他の地方で観測された Z-R 関係式における B 値および β 値と長岡における著者らの観測値の比較．

出　典　と　観　測　地	R (mm/hr)	B	β	観測回数
Imai *et al.* (1955) 東京		600～2400	1.8	
Gunn and Marshall (1958) Montreal		2000	2.0	
Ohtake and Henmi (1970) Alaska		400～3300	1.5 ～2.3	
藤原他 (1972) 金沢付近		2000～2900	1.27～1.70	
武田他 (1972) 英彦山 (福岡)		300～ 650	2.0 ～2.7	
由田 (1975) 札幌と近郊		1400	1.1	
著者ら 長岡	0.013～11	1212	1.25	68

表 5　あられについて，他の地方で観測された Z-R 関係式における B 値および β 値と長岡における著者らの観測値の比較．

出　典　と　観　測　地	R (mm/hr)	B	β	観測回数
Ohtake and Henmi (1970) Alaska		900	1.6	
藤原他 (1972) 金沢付近	0.001 ～ 2.0	300～2000	1.30～1.66	60
武田他 (1972) 英彦山 (福岡)		200～ 500	1.5 ～2.0	
播磨屋 (1973) 札幌と近郊	0.02 ～ 4.0	110～ 520	1.2 ～1.5	35
由田 (1975) 札幌と近郊	0.02 ～ 2.0	1400	1.3	8
梶川・木場 (1978) 秋田	0.0025～25	793	1.25	63
著者ら 長岡	0.058 ～ 8.1	652	1.12	38

またこの三者は解析の基礎となった観測資料数および観測された降水強度の範囲の双方においても大体似通っているが，この中でも梶川・木場（1978）は広い範囲の降水強度で数多くの資料取得を行っており特筆される．この札幌・秋田・長岡の三地域のあられの Z-R 関係の B 値は数百から 700～800 で β 値は 1.2 前後である．

このような降雪粒子の Z-R 関係を求めるにあたっては，降雪粒子の落下速度が重要である．今回の観測資料の解析では比較的気象条件の似通った秋田での落下速度の測定値を用いたが，理想的には粒度分布の観測と同時に併行して落下速度を観測し，その測定値を使い解析をするのが良い．雨滴と違い，降雪粒子の場合は，雪片であれあられであれ，構成結晶型・雲粒の付着量・部分的融解の程度・密度などが降雪過程の差あるいは地域の差により大きく左右されるからである．そしてこの事は単に落下速度の取扱の仕方だけの問題でなく，レーダーで降水強度観測を実施する場合の Z-R 関係式の妥当な適用の問題でもある．たとえば著者らの観測によると，雪片の粒度分布における特徴として，4 章で述べたように降水強度の増加と共に N_0 の増加および Λ の減少があったことが指摘されるが，Montreal の Gunn and Marshall (1958) は N_0 の減少，Λ の減少を報告している．この N_0 の減少・Λ の減少は，降水強度の増加に伴い，雪片の付着凝集過程において小さな雪片あるいは単一結晶が減少して，それだけ大雪片が増加すると説明されている．しかし著者らの長岡における今回の観測結果は，付着凝集過程で大雪片が増加しても，なお十分に小雪片あるいは粉雪が存在したことになる．このことは冬期日本海の大気中への豊富な水蒸気供給に関係するかも知れない．あるいはこの地域の降雪過程の特殊性を表わしていると考えられるであろう．すなわち降雪粒子の Z-R 関係の比較検討は降雪過程の相異あるいは地域性などに視点をおいて進める必要があると思われる．

6. あとがき

昭和 52 年度冬期の観測の結果，次のようなことが明らかにされた．

（1） 6 回の 1，2 時間連続観測の結果，降雪粒子の Z-R 関係式における B 値は大体 700 から 2000，β 値は 1.2 から 1.7 の間であった．

（2） 雪片についての B 値は 1200，β 値は 1.3 であった．

（3） あられについての B 値は 650，β 値は 1.1 であった．

（4） 雪片の空間粒度分布の特徴として，降水強度の増加と共に分布の幅が広がり全体として個数が増加するという傾向が観測された．

（5） あられの空間粒度分布の特徴は，降水強度の増加に伴って分布の幅はほとんど一定であるが全体的に個数が増加するという傾向が観測された．

今回の報告は昭和 52 年度の観測についてである．昭和 53 年度の観測については次報で報告し，昭和 52 年度の結果と合せて考察を進める．

謝　　辞

この観測を計画するにあたり，秋田大学教育学部梶川正弘氏，気象庁気象衛星センター（現在科学技術庁研究調整局宇宙開発課）由田建勝氏，北海道大学理学部播磨屋敏生氏には有益な助言をいただいた．観測の実施にあたっては国立防災科学技術センター雪害実験研究所に様々な便宜を計っていただいた．また当研究室米谷恒春研究員（現在第1研究部主任研究官）には観測の援助，上田博研究員には有益な討論をしていただいた．それぞれ記して感謝の意を表わしたい．

本研究は特別研究促進調整費による「豪雪時における降積雪の監視システムならびに降雪過程に関する総合研究」（昭和 51～53 年度）の一環として行われたものである．

参 考 文 献

1) 藤原美幸・柳瀬利子・高橋克己（1972）：霰のレーダ反射係数Zと降水強度Rとの関係．天気，**19**，31-36.
2) Gunn, K. L. S. and J. Marshall (1958): The distribution with size of aggregate snowflakes. *J. Meteor.*, **15**, 452-461.
3) 播磨屋敏生（1973）：雪片・霰の粒度分布．昭和 48 年度日本気象学会北海道支部研究発表会予稿集，8-9.
4) Imai, I., M. Fujiwara, I. Ichimura and Y. Toyama (1955): Radar reflectivity of falling snow. Papers in Meteor. *Geophys.* **6**, 130-139.
5) 梶川正弘（1974）：雪片の落下速度の測定．秋田高専研究紀要，**9**，83-87.
6) Kajikawa, M. (1975): Measurement of falling velocity of individual graupel particles. *J. Meteor. Soc. Japan*, **53**, 476-481.
7) 梶川正弘・木場和子（1978）：霰の粒度分布の観測．天気，**25**，390-398.
8) Langleben, M. P. (1954): The terminal velocity of snowflakes. Quart. *J. Roy. Meteor. Soc.*, **80**, 174-181.
9) Magono, C. and T. Nakamura (1965): Aerodynamic studies of falling snowflakes. *J. Meteor. Soc. Japan*, **43**, 139-147.
10) Marshall, J. S. and W. Mck. Palmer (1948): The distribution of raindrops with size. *J. Meteor.*, **5**, 165-166.
11) Ohtake, T. and T. Henmi (1970): Radar reflectivity of aggregated snowflakes. Proc. 14th Radar Meteor. Conf., Tucson, Arizona, Amer. Meteor. Soc., 209-210.
12) 武田京一ら（1972）：降水粒子の形態変化に伴う粒度分布の特徴．日本気象学会 1972 年度春季大会講演予稿集（21），81.
13) 由田建勝（1975）：石油づけ沪紙により求めた雪のレーダー反射係数と降水強度の関係．研究時報，**27**，107-111.

（1979 年 6 月 1 日　原稿受理）