

Development for measurement of physical characteristics of falling snowflake and its application to radio wave attenuation

メタデータ	言語: jpn 出版者: 公開日: 2017-10-05 キーワード (Ja): キーワード (En): 作成者: Muramoto, Kenichiro メールアドレス: 所属:
URL	https://doi.org/10.24517/00034841

This work is licensed under a Creative Commons Attribution-NonCommercial-ShareAlike 3.0 International License.



自然落下中降雪雪片の物理量測定装置の 開発と降雪電波減衰特性評価への応用

(研究課題番号 09555124)

平成9年度～平成11年度科学研究費補助金〔基盤研究(B)(2)〕

研 究 成 果 報 告 書

平成12年3月

研究代表者 村 本 健一郎

(金沢大学工学部)

金沢大学附属図書館



8000-89017-8

降雪雪片は雲内で発生した氷晶が成長し、さらにいくつも併合して落下してきたものである。すなわち雲内の過冷却下で氷晶が氷粒子までに成長すると、ついに自分の重みで落下が始まるが、この氷粒子は落下速度が遅いので、空間密度が高まり、互いに接触する割合が高く、しかも機械的にからみやすい構造のため、いくつもの氷粒子が併合し雪片となり、雪片同士も併合する。この落下中の氷粒子や雪片の併合には、これらの落下運動並びに形状が関与していることが報告されているが、定量的な解析は行われていない。また、これらが複雑な運動を伴って落下する理由も充分には解明されていない。

本研究では、できるだけ自然に近い状態で落下中の雪片の映像を録画しするシステムを開発した。次にそれらの映像を画像処理技術を使って定量化し、降雪現象の物理的特性を定量的に解明するシステムおよび落下中の密度を測定するシステムを開発した。これらのシステムを用いて、雪片の衝突による併合過程や落下運動に与える因子を調べた。また、落下中の降雪雪片の物理的特徴量の中で、最も典型的な物理的特徴量は、粒径分布、降雪強度および密度と言えるので、これら3つの特徴量を、日本の代表的な降雪地域である北海道地方と北陸地方で、大量の雪片について観測し、詳細に解析した。

一方、電波伝播空間に雨滴や降雪粒子が存在すれば、それらの粒子により吸収や散乱され損失を受けることになるが、その減衰特性は複雑である。特に、降雪粒子は雨滴に比べて複雑である。これは降雪現象が降雨現象に比べて多くのパラメータが複雑に関与していることに原因がある。そこで、降雪粒子の物理的特徴量と電波減衰特性との関係を解明するために、レーダ反射因子(Z)と地上観測で得た降雪強度(R)との関係を求め、 $Z-R$ 関係に降雪粒子の物理的特徴量がどのように影響を与えるかを調べた。

以上のように、本研究では、自然に近い状態で落下中の雪片の物理的特徴量を定量的に測定するシステムを開発し、実際に観測し、更に解析することにより、地上付近の降雪雪片と雲内での雪結晶の生成過程との関係ならびに降雪による電波減衰の影響を考察した。

本研究を進めるにあたり、降雪粒子観測装置の開発には、金沢大学工学部古川政弘技官の援助を頂きました。また、観測には、北海道大学大学院理学研究科（播磨屋研究室）の村井臣哉氏並びに児玉裕樹氏、金沢大学大学院自然科学研究科（村本研究室）後期課程の Henri Servomaa 氏、前期課程の丸山光明氏、杉浦智一氏並びに澤木啓之氏のご協力を頂きました。ここに、これらの方々に心から感謝申し上げます。

平成 12 年 3 月

村本 健一郎

著 者 寄 贈

目 次

はしがき

研究組織・研究経費・研究成果等 1

第1章 研究の概要 村本健一郎 4

第2章 降雪雪片の落下運動パターンの解析 村本健一郎・椎名 徹 9

第3章 降雪粒子の形状解析 椎名 徹・村本健一郎 32

第4章 落下中の降雪粒子の密度の解析 椎名 徹・村本健一郎 51

第5章 落下中の降雪雪片の粒径分布 播磨屋敏生 67

第6章 降雪の物理的特性と電波減衰量の解析 村本健一郎・椎名 徹・長野 勇 102

付 録 参考成果 123

椎名 徹, 村本健一郎: 降雪粒子の落下速度と落下中の粒径および融解直径の関係, 電子情報通信学会論文誌, 第 J81-D-II 巻, 第 6 号, 1108-1114 頁, 1998.6.

H. Servomaa, T. Shiina, T. Sugiura, H. Sawaki, K. Muramoto, T. Harimaya : Experimental determination of a Z-R relation for snowfall and its evaluation by shape characteristics, Technical Report of IEICE, AP98-99, pp.49-54, 1998.10.

T. Harimaya and Y. Nakai : Riming growth process contributing to the formation of snowfall in orographic areas of Japan facing the Japan Sea, Journal of the Meteorological Society of Japan, Vol. 77, No. 1, pp.101-115, 1999.1.

椎名 徹, 村本健一郎: 降雪粒子映像の画像解析と粒子分類への応用, 電子情報通信学会論文誌, 第 J82-D-II 巻, 第 2 号, 240-249 頁, 1999.2.

播磨屋敏生, 沢田敏隆, 金村直俊: 降雪粒子の雲粒捕捉成長過程の地域特性, 北海道大学地球物理学研究報告, 第 62 号, pp.1-13, 1999.3.

播磨屋敏生, 村井臣哉, 橋元明弘: 山岳地域における降雪形成の微物理過程, 北海道大学地球物理学研究報告, 第 63 号, pp.1-14, 2000.3.

T. Shiina, K. Muramoto : Relationship between image data of snow particles and a Z-R relation, Proceedings of International Symposium on Antennas and Propagation, 2000.8 (Accepted).

H. Servomaa, K. Muramoto : Precipitation phenomena observed by microwave radar and optical Lidar, Proceedings of International Symposium on Antennas and Propagation, 2000.8 (Accepted).

研究課題名

自然落下中降雪雪片の物理量測定装置の開発と降雪電波減衰特性評価への応用

課題番号

09555124

研究期間

平成 9 年度－平成 11 年度

研究種目

基盤研究 (B) (2)

研究組織

研究代表者	村本健一郎	金沢大学・工学部・教授
研究分担者	長野 勇	金沢大学・工学部・教授
	播磨屋敏生	北海道大学大学院理学研究科・教授
	椎名 徹	富山工業高等専門学校・助教授
研究協力者	久保 守	金沢大学・工学部・助手

研究経費

平成 9 年度	3,700 千円
平成 10 年度	2,700 千円
平成 11 年度	1,000 千円
計	7,400 千円

研究発表

[1] 学会誌等

- (1) 椎名徹, 村本健一郎, “降雪粒子の落下速度と落下中の粒径および融解直径の関係”, 電子情報通信学会論文誌, D-II, Vol. J81-D-II, No. 6, pp. 1108-1114, 1998. 6.
- (2) 椎名徹, 村本健一郎, “降雪粒子映像の画像解析と粒子分類への応用”, 電子情報通信学会論文誌, D-II, Vol. J82-D-II, No. 2, pp. 240-249, 1999. 2.
- (3) T. Harimaya and Y. Nakai, “Riming growth process contributing to the formation of snowfall in orographic areas of Japan facing the Japan Sea”, Journal of the Meteorological Society of Japan, Vol. 77, No. 6, pp. 101-115, 1999. 1.
- (4) 播磨屋敏生, 沢田敏隆, 金村直俊, “降雪粒子の雲粒捕捉成長過程の地域特性”, 北海道大学地球物理学研究報告, 第 62 号, pp. 1-13, 1999. 3.
- (5) 播磨屋敏生, 村井臣哉, 橋元明弘, “山岳地域における降雪形成の微物理過程”, 北海道大学地球物理学研究報告, 第 63 号, pp. 1-14, 2000. 3.
- (6) T. Harimaya, H. Ishida and K. Muramoto, “Characteristic of snowflake size distributions connected with the difference of formation mechanism”, Journal of the Meteorological Society of Japan, Submitted, 2000.

[2] 口頭発表

- (1) 村井臣哉, 播磨屋敏生, 村上正隆, 村本健一郎, “山岳性降雪の雲粒捕捉成長過程”, 日本気象学会講演予稿集, p. 24, 1997. 10.
- (2) 丸山光明, 椎名徹, 村本健一郎, 松浦弘毅, “降雪粒子の落下運動と形状の関係”, 電子情報通信学会信学技報, IE97-91, pp. 7-12, 1997. 11.
- (3) 村井臣哉, 播磨屋敏生, 村上正隆, 村本健一郎, “山岳性降雪の雲粒捕捉成長過程(その 2)”, 日本気象学会講演予稿集, p. 195, 1998. 5.
- (4) T. Shiina and K. Muramoto, “Measuring density of snow particles and its effect to radio wave attenuation”, Progress in Electromagnetic Research Symp., p. 153, 1998. 7.
- (5) 児玉裕樹, 播磨屋敏生, 村本健一郎, “雲片粒径分布の地域特性”, 日本気象学会講演予稿集, p. 228, 1998. 10.

- (6) H. Servomaa, T. Shiina, T. Sugiura, H. Sawaki, K. Muramoto and T. Harimaya, "Experimental determination of a Z-R relation for snowfall and evaluation by shape characteristics", Technical Report of IEICE, AP98-99, RCS98-144, pp. 49-54, 1998.10.
- (7) 村本健一郎, "コンピュータで観る雪の舞い", 電子情報通信学会信学技報, AP98-99, RCS98-135, pp.103-108, 1998.10.
- (8) 河里陽子, 播磨屋敏生, "雲片形成とその地域特性", 日本気象学会講演予稿集, p.196, 1999.4.
- (9) H. Servomaa, T. Shiina and K. Muramoto, "Radar measurement of snowfall and its evaluation by shape characteristics", Abst. 16th Int. Union of Radio Science, p. 343, 1999. 8.
- (10) H. Servomaa, K. Muramoto, and T. Shiina, "Snowfall rate determined by image processing", Abst. 16th Int. Union of Radio Science, p. 382, 1999. 8.
- (11) K. Muramoto, T. Sugiura, H. Servomaa, and K. Ikeda, "Relationship between raindrop size distribution and rainfall", Abst. 16th Int. Union of Radio Science, p.385, 1999. 8.
- (12) 児玉裕樹, 播磨屋敏生, 村本健一郎, 椎名徹, "雲片粒径分布の地域特性 (その2)", 日本気象学会講演予稿集, P.84, 1999.11.
- (13) H. Servomaa, K. Muramoto and T. Shiina, "A Z-R relationship for snowfall and its evaluation by size distribution", Proc. Int. Conf. Geosci. Remote Sensing, 2000. 7 (Accepted).
- (14) T. Shiina, K. Muramoto, "Relationship between image data of snow particles and a Z-R relation", Proc. International Symposium on Antennas and Propagation, 2000. 8 (Accepted).
- (15) H. Servomaa, K. Muramoto, "Precipitation phenomena observed by microwave radar and optical lidar", Proc. International Symposium on Antennas and Propagation, 2000. 8 (Accepted).

第1章 研究の概要

1.1 研究の背景

降雪雪片は雲内で発生した氷晶が成長し、さらにいくつも併合して落下してきたものである。この併合の起こる主な理由として

- (1) 落下中の降雪雪片は複雑な運動をすることにより、互いに接触する割合が高い
- (2) 雪片自身が機械的にからみやすい構造を有する

の2点があげられる。このように落下中の雪片同士の併合には、雪片の落下運動並びに形状が関与していることが報告されているが、実際に雪片同士が衝突した瞬間の映像は捉えられていない。また、雪片が複雑な運動を伴って落下する理由も充分には解明されていない。一方、最近の映像撮影および録画技術の発展はめざましく高速シャッター撮影や高速コマ撮りが可能になった。これまで、降雪雪片の形状の複雑さを定量化した。また、降雪雪片の落下運動解析システムの開発の開発を目的として、小さい観測空間における雪片映像の撮影より、運動パターンは直線、回転および振動運動に分類できることを示した。更に、電子天秤により測定された降雪強度と画像データより、落下中の雪片の密度の計算も行った。しかし、同一雪片について形状、運動、密度を同時に解析することはできなかった。

1.2 研究の目的

本研究の目的は、自然現象に近い状態で落下している降雪雪片について、運動軌跡と形状を立体的に撮影するシステム、および落下中の密度を測定するシステムを開発することにより、雪片の衝突による併合過程や落下運動に与える因子を明らかにすると共に降雪の物理的特性と電波減衰との関係も解明することにある。そこで本開発システムを使って以下の課題を遂行した。

- (1) 降雪雪片の落下運動パターンの解析
- (2) 降雪粒子の形状解析
- (3) 落下中の降雪粒子の密度解析

(4) 落下中の降雪粒子の粒径分布

更に、これらの地上付近の観測に加えて、10GHz 帯の小型ドップラーレーダを用いて降雪による電波反射の実験的解析を行った。

降雪雪片の形状や落下運動についてのこれまでの研究は、理論的解析や実験室内でのモデルを使って行われた場合がほとんどであり、実際の雪片を直接観測した報告はわずかである。しかも実際に雪片を観測している場合でも、横方向からの写真撮影による目視観測を行っているだけであったので、雪片の形状や落下運動軌跡を正確に解析するには限界があった。本研究は自然の状態で落下中の降雪雪片の動的な測定とその定量化を可能にするものである。本研究の特色は以下のようにまとめることができる。

- (1) 非接触による自然現象に近い状態で降雪現象の計測が可能
- (2) 連続自動観測が可能
- (3) タイムコードを記録することにより、撮影された映像の検索が容易
- (4) 降雪の発生源である雪雲と地上付近の降雪現象との相関解析が可能
- (5) 本開発システムの応用として落下中の降雪雪片の物理的特徴量と電波反射因子との相関解析が可能

1.3 研究成果の概要

降雪雪片の衝突併合成長には、雪片同士の落下速度の相違や雪片が落下するときの揺らぎが関係しているので、雪片の落下運動の解析は重要である。この運動を解析するための技術の一つとして、雪片の落下運動を連続的に撮影し、画像処理する方法がある。第2章では、水平同一方向からシャッタースピードおよび撮影視野の設定が異なる 2 台の CCD カメラを用いて、降雪雪片の形状と落下運動を同時撮影し、連続した映像をオンラインで画像処理するシステムを作成した。雪片の落下姿勢とその変動および形状特徴量の解析を行うために、落下中の雪片を狭い視野にて数フィールド連続して撮影した。また、広い視野を撮影した映像には狭い視野で撮影された雪片と同一の雪片が約 20 フィールド連続して観測されるので、その雪片の落下軌跡を追跡することにより落下運動を解析した。落下運動の特徴量として平均移動比と平均角度変動量を定義

し、形状特徴量と落下姿勢および落下運動の変化の関係を求めた。その結果、落下の過程で雪片同士が衝突・併合を繰り返すにつれて、水平方向に雪片が次第に成長して大きくなり、複雑な形状の雪片に発達することが確認された。また、小さな雪片は断面積の大きな雪片に比べて水平方向への移動速度が大きく、水平方向での雪片同士の衝突・併合に貢献し、大きな雪片は落下速度が大きいため、鉛直方向での雪片同士の衝突・併合に寄与することがわかった。本システムを用いることにより、個々の雪片の形状特徴量と落下運動および落下速度のオンライン自動測定が可能となった。

次に、同一の降雪粒子をシャッタースピードおよび倍率の異なる 2 台の CCD カメラを同期させ撮影し、個々の粒子映像を画像処理して、雪片とあられに自動分類する手法を提案した。最初に、雪片とあられの落下速度と形状の特徴量をそれぞれ抽出した。降雪粒子の落下速度を得るため、1 台の CCD カメラのシャッタースピードを低速の 1/60 秒に設定し、その残像と粒径を用いて落下速度分布を求めた。このカメラの視野は比較的大きな範囲に設定して、粒径分布も同時に求めた。次に、形状特徴量を求めるためにもう 1 台のカメラのシャッタースピードを高速の 1/8000 秒に設定し、視野を前述のカメラに対して 1/5 の大きさに設定した。2 値画像と濃淡画像から物理的特徴量を抽出したところ、あられと雪片の分布の違いが濃淡画像を用いることにより明瞭になった。これら落下速度と形状の特徴量を判別関数に用いて、個々の降雪粒子を雪片とあられに分類し、1 分ごとに雪片とあられの含まれる割合を求め、本システムを利用することにより、冬期期間連続してあられと雪片の自動分類が可能となった。また、北陸・信越地方の降雪では、あられまたは雪片が別々に降ることはまれで、両者が混ざりあって降る場合がほとんどである。あられと雪片ではそれぞれのレーダ反射強度が異なるため、全降雪粒子数に対するあられの数の割合を求めることにより、レーダ観測を用いた積雪・降雪量推定に役立つことが期待される。

第 4 章では、画像処理による降雪粒子データベースと電子天秤法による降雪強度から降雪粒子の平均密度を算出し、1 分ごとの観測データの平均量から降雪粒子の落下現象の定量的な解析を行った。最初に、画像処理手法によって観測された降雪粒子のデータの中から 1 分ごとの平均粒径、落下速度および平均密度データを抽出し、粒径と密度の相関から落下中の粒径と融解直径の関係を導いた。次に、この関係を利用して、粒径 d を変数とした落下速度の式 $v = \kappa \cdot d^{\epsilon}$ を

融解直径 D を変数とした落下速度の式 $v = k \cdot D^n$ に変換し、両式のパラメータの変換式を求めた。これにより直接Langlebenの値と比較することが可能になった。更に、Reynolds数と抵抗係数を1分ごとに求め、これらの物理量が落下中の降雪粒子の落下速度と粒径および融解直径の間に与える影響を調べた。Reynolds数と抵抗係数の回帰式からパラメータ a, j が落下速度のパラメータ k, n および κ, ε に影響することがわかり、各値を求めた。最後にこれらを考慮して、画像処理手法により得られた落下中の降雪粒子の観測データのみを利用して降雪強度を求めたところ、良好な結果が得られた。電子天秤による降雪強度の測定は、天秤の最大秤量に達する前に天秤に降り積もった雪を人手により取り除く必要がある。また、風の影響により天秤の重量が変化し、これにより測定精度が制限された。落下中の粒子の粒径と落下速度を測定する本手法を用いることにより、降雪強度の自動測定が冬季期間連続して可能であり、年間降水量を求めることが可能となる。

第5章では、雪片粒径分布の地域特性を調べるために、1991年から1999年にかけて行われた雪片粒径分布観測のデータを使用して解析を行った。解析対象とした地域は、北海道石狩地方の札幌、篠路と岩見沢、北陸地方の新潟三国川ダムと富山の計4地域である。大量に得られたデータに対し、まず雪片粒径分布変動を調べるために4地域それぞれの粒径分布データに対して客観的統計手法である主成分分析を行った。その結果、第1主成分、第2主成分ともスコア毎の平均粒径分布はほぼ指数分布に近似できた。そして、寄与率の最も大きい第1主成分では降雪強度が強くなるとともに、雪片粒径分布はその傾きを保ちながら粒子数濃度の多い方へ平行移動する変動が見られた。一方、寄与率が2番目に大きい第2主成分では、雪片の平均密度を表す物理量 V/D が大きくなると、雪片粒径分布は傾きが急になる、つまり指数関数の傾きパラメータ λ が大きくなるような回転運動が見られた。このように、雪片粒径分布変動は降雪強度に最も強く依存しているが、等降雪強度でも平均密度が異なることによって雪片粒径分布は変動するということが分かった。一方、雪片粒径分布形を比較するために、粒径分布を指数関数に近似したときの λ を等降雪強度において4地域で比較した結果、北陸2地域の平均的な λ は石狩2地域のそれに比べて小さく、つまり雪片粒径分布の傾きが緩やかであることが分かった。石狩と北陸の平均密度の違いについて、雪片の平均密度を決定する要素として付着雲粒量と構成結晶の密接度を調べた結果、構成結晶の密接度は北陸では小さく、つまりスカスカな雪片であり、一方、石狩では大きい、

つまり、ギッシリ詰まった雪片であることが分かった。北陸は石狩に比べて降雪中の湿度が高く、また気温も高いため氷の付着力が強く、氷晶同士が少し触れあうだけで雪片が形成されるため密接度が小さい雪片が形成され易くなることが示唆された。

以上のように、雪片粒径分布形に地域特性が見られた原因の 1 つとして、石狩と北陸の降雪時における湿度と温度条件の違い、つまり気候学的要因を考えた。両地域の湿度と温度の違いによる凝集力、すなわち凝集過程の違いから、密接度の異なる雪片が形成された。その結果、両地域の雪片平均密度が異なった。そして、平均密度と粒径分布の傾きの関係から、石狩地方と北陸地方の雪片粒径分布形に地域特性が見られることを示した。

第6章では、小型ドップラーレーダを用いた反射因子(Z)の測定と地上での降雪強度測定(R)を短い時間間隔で同期測定し、降雪時の Z - R 関係を求めた。この測定と同時に降雪粒子観測装置を併用して、地上付近での落下中の降雪粒子の空間数密度、粒径、落下速度、平均密度を同じ時間間隔で測定し、降雪粒子の物理量が Z - R 関係に及ぼす影響について解析した。レーダの反射因子を画像処理データから求め、天秤の降雪強度および受信電力との関係を求めた。受信電力と反射因子は比例するが、平均密度によって異なる曲線群になった。また、降雪強度と受信電力から Z - R 関係を解析したところ、平均密度、降雪粒子の種類によって Z - R 関係に相違がみられた。降雪粒子の特徴量に基づいた Z - R 関係の対応づけが有効であると考えられる。

本開発システムが実用化されると、自然現象に近い状態で降雪雪片を観測できるので、雪片生成メカニズムの解明に役立つものと期待される。また近年、需要が拡大されてきている衛星放送や携帯電話は雪国においては電波減衰が重要な問題となっているが、これまでの研究のほとんどは降雪量と電波減衰量との関係が調べられているだけで、実際の落下中の雪片の物理的特徴量との関係は十分に調べられていなかった。本研究はこれらの分野にも貢献できるものと期待される。

第2章 降雪雪片の落下運動パターンの解析

2.1 まえがき

地上で観測される降雪雪片は、上空の降雪雲内での氷晶の発生および拡散成長と雲内での力学過程により成長すると考えられている[1]。降雪雪片は、雲粒捕捉成長、衝突併合成長により複雑な形状となり地上へと達する[2]-[5]。特に、降雪雪片の衝突併合成長では、雪片同士の（鉛直方向の）落下速度の相違や、雪片が落下するときの（水平方向の）揺らぎが関係している。雪片の粒径が同じでも雲粒の付着具合により質量が異なり、それぞれの落下速度が異なるため、雪片同士の衝突・併合が起こる。この落下速度の相違による衝突併合過程を想定することにより、雪片の粒径分布を理論的に計算する方法が試みられた[6]-[8]。しかし、雲粒付着具合と質量および落下速度の関係については定量的に測定されていなかった。また、平板樹枝状結晶等の雪結晶の形により、不規則な水平運動と落下姿勢の変化を伴うことが報告されているが[7], [8]、雪片の形状とその落下姿勢および落下運動パターンとの関係について定量的に測定されていないため、雪片同士の水平方向の衝突・併合を考慮した粒径分布の算出は不可能であった。

我々はこれまで、空中を落下中の降雪雪片の大きさと落下速度を自動的に長期間観測するシステムを作成した。雪片映像から得られる降雪情報をデータベース化することを目的として、パーソナルコンピュータと画像処理ボードを用いて毎分48フィールドずつリアルタイム処理した[9]。このシステムにより個々の雪片の大きさと落下速度は自動測定できたが、雪片生成メカニズムの解明に不可欠となる形状と落下運動の同時解析はできなかった。降雪雪片の落下運動を詳細に解析するには、より高頻度のフィールド数が必要となる。本章では、NTSC方式において毎秒60フィールドの連続した映像を全て画像処理することにした。また、より多くの野外観測を行うため、形状および落下運動のオンライン自動解析システムの確立が不可欠である。

本章では、水平および鉛直方向の運動と落下姿勢の変化について、雪片の形状とその落下姿勢および落下運動パターンとの関係を求めるために、落下中の降雪雪片の連続映像を画像処理するオンライン自動解析システムを作成し、水平方向および鉛直方向の雪片同士の衝突・併合に関する物理量を測定し、雪片の衝突・併合による成長メカニズム解明に必要なパラメータを求めた。

2.2 降雪雪片の落下運動観測システム

2.2.1 落下運動観測装置

図2.1に降雪雪片の落下運動観測装置の概観を示す。落下中の降雪雪片の運動が風の影響を受けないように縦横1m、高さ2mのアルミフェンスで囲み、更にその周囲を2重の防風ネット（縦横7m、高さ6mおよび縦横4m、高さ5m）で囲んだ。また、複数個の雪片が同時に観測されないように、観測塔の上部は5cm×5cmの窓を開けた板で覆った。この板を設置したことによって降雪雪片の運動の変化が起こらないように、観測装置下部に足を作成し、アルミフェンスと地面との間に通気口を設けた。これにより無風状態の観測装置の上空から雪片が自然落下し、装置上部の小さな窓を通過する前後において、雪片の運動に変化がないことを目視により確認した。また、単位時間に小さな窓を通過する雪片の粒径分布を調べたところ、観測塔上部を板で覆わない場合と同様の粒径分布が得られた。窓から入り込んだ雪片は自然落下し、250Wのハロゲンランプ4台により照射された観測空間内を落下するときに白く反射するので、2台のCCDカメラ（シャッタースピード：1/60秒および1/4000秒）を用いて撮影し、ビデオ録画した。2台のカメラの映像を同期録画するため、タイムレコーダ内蔵の録画機（松下電器（株）製、AG7750）を2台用いた。これにより、同期の取れた映像を再生することが可能となった。なお、降雪雪片の落下運動の解析（合計232個）は、1997年1月10日～30日の新潟県南魚沼郡六日町にて観測された雪片を用いた。

図2.2に示すように、シャッタースピードを1/60秒に設定したカメラは連続映像による落下運動解析用とした。同一の雪片の落下軌跡をより長く追跡するために、観測空間は縦240mm、横96mm、奥行き70mmの広い空間に設定し、連続した7～24フィールドの画像から雪片軌跡を追跡することにより落下運動を求めた。また、シャッタースピードを低速に設定することにより雪片映像の残像の長さより落下速度を同時に測定した。

次に、1/4000秒に設定したカメラにより形状情報および映像の濃淡を詳細に捕らえるために、このカメラの撮影空間は縦48mm、横32mm、奥行き70mmの狭い空間に設定した。また、雪片が落下中に連続して2～5フィールド撮影されるので、落下姿勢を示す慣性主軸の角度と落下運動による角度の変化をモーメント法により求めた。

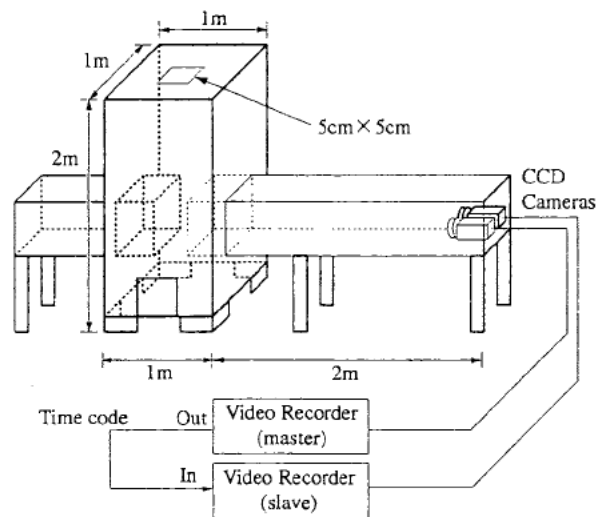


図 2.1 降雪雪片の落下運動観測装置

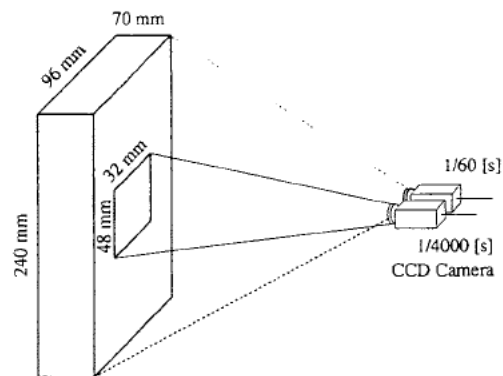


図 2.2 カメラの設定と撮影空間

2台のカメラの観測空間の大きさは、図2.2のように広く設定した観測空間の中心部に狭く設定した空間が位置するように設定して、同一の雪片を撮影できるように2台のカメラの撮影方向を一致させた。また、カメラと観測空間の距離を2.5mに離すことにより、撮影空間はレンズの被写界深度内に設定され、雪片の形状と落下運動を鮮明に撮影することができた。なお、上記の観測空間を用いると、今回の観測において1/4000秒のCCDカメラの映像1画面に2個以上の雪片が観測されることはなかった。また、平均約5分間隔で1個の雪片が撮影された。

2.2.2 落下運動画像解析システム

2.2.1の落下運動観測装置を用いて得られた映像をパソコン(PC/AT互換機)用の画像処理ボード((株)フォトロン製FDM-PCI II, PCIバス)にて自動解析するシステムを作成した。この画像処理ボードは、パソコンのメインメモリにNTSC映像信号をデジタル記録することが可能なため、連続数十フィールド以上の映像を蓄積することができるようにパソコンのメインメモリを128MBに増設した。また、映像入力端子を6個装備しているため、最大6個まで同時接続可能であり、本研究では2台のCCDカメラの映像を同時に取り込み、映像を合成して使用した。入力信号はNTSC信号のため、1/60秒ごとに奇数、偶数フィールドを連続して読み込み(1/30秒ごとに合計1フレーム)、各フィールドごとに画像解析し、画像の寸法は縦横512×240画素、白黒濃淡は256階調に設定した。

実際に観測、録画した雪片映像をビデオ再生し、リアルタイムで自動解析することにより、目的どおりに動作することを確認した。

(1) 降雪雪片映像の画像処理手順

画像処理ボードにて1フィールドを取り込み、2値化処理した後の降雪雪片の映像例を図2.3に示す。2台のカメラを用いて撮影された降雪雪片の映像を1枚の画像に合成しながら、毎秒30フレーム(60フィールド)の連続画像として画像処理ボードを用いてメインメモリに取り込み、オンライン自動解析した。左の領域はシャッタースピードが1/4000秒に設定されたカメラにより取り込まれた雪片映像を示しており、右の領域は1/60秒に設定されたカメラにより取り込まれた映像を示し、左右の領域には同一の雪片が撮影されている。画面右側の破線で囲まれた領域が画面左側の全視野範囲に相当する。

本システムの画像解析の処理手順を図2.4に示す。1個の雪片の落下中の連続映像を画像処理する手順を以下に示す。

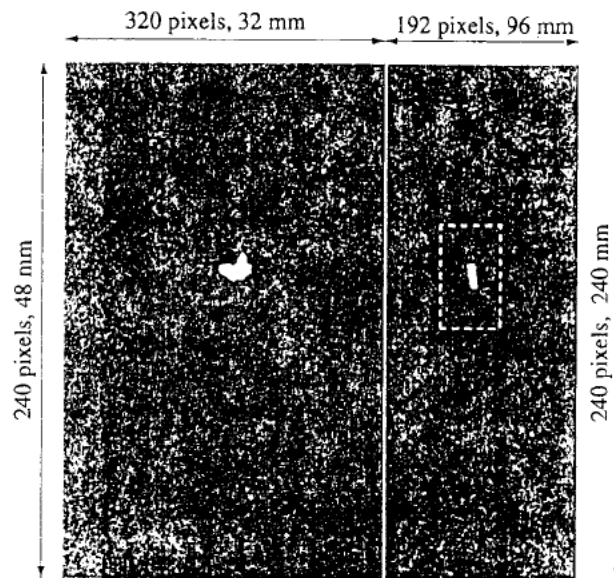


図 2.3 降雪雪片映像

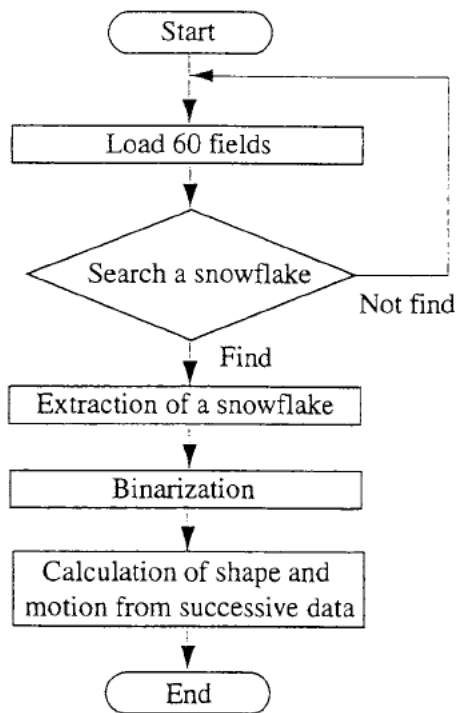


図 2.4 処理手順

- (i) 画像処理ボードを用いて連続 60 フィールド（1 秒間分）の画像をメインメモリに取り込む。
 - (ii) 図 2.3 の画面右側の破線で囲まれた領域内において水平走査線の数本を検索し、雪片（ある濃度値以上の白い領域）が存在するかどうか調べる。最初のフィールドから順次各フィールドについて検索する。
 - (iii) あるフィールドにおいて白い領域が存在する場合は雪片を検出したものとして、(iv)以降の処理（雪片の画像解析）を行う。雪片が存在しない場合には再び(i)の処理に戻る。
 - (iv) 雪片の検出されたフィールドを中心として、前後の連続したフィールドから同一の雪片の検索を行う（後述の(2)を参照）。
 - (v) 連続画像から雪片の落下映像が撮影された映像のみを 2 値化し、形状および落下運動を解析してその結果を保存する。
- (i)～(v)の処理を繰り返すことにより、個々の雪片の形状および落下運動の自動解析を行う。
- (ii)の画面右側の領域に雪片が存在する場合には、撮影された雪片映像が任意の水平走査線を必ず通過するため（後述の(2) および図 2.5 参照）、5cm × 5cm の窓から降ってくる降雪雪片を確実に検出し、画像処理することができた。また、雪片を検出したときの画像解析は 10 秒間以内で処理されるため、約 5 分ごとに窓から入ってくる雪片も今回の観測では 100% 検出することができた。

(2) 連続フィールドにおける同一の雪片の抽出

(1)で述べたように、60 フィールドの映像の中に同一の雪片映像が複数フィールド連続して存在する。奇数および偶数フィールドを複数枚連続して重ね合わせ、1 個の雪片が落下する様子を 1 つの映像に合成した例を図 2.5 に示す。画面の左右両側に雪片が存在するフィールドには、対応するそれぞれの雪片映像に番号を付記した。画面右側には連続した 7～24 フィールドに同一の雪片映像が存在し、それらフィールドの中で連続した 2～5 フィールドにおいて画面左側にも同一の雪片映像が撮影された。

今回の落下運動の観測では、1 フィールドに降雪雪片が 1 個のみ撮影されたので、画面右側の広い視野内で検出された雪片の重心座標から画面左側の対応する位置座標を求め、この座標を中心として雪片を検索することにより画面右側と左側の同一の雪片の対応を求めた。この方法によ

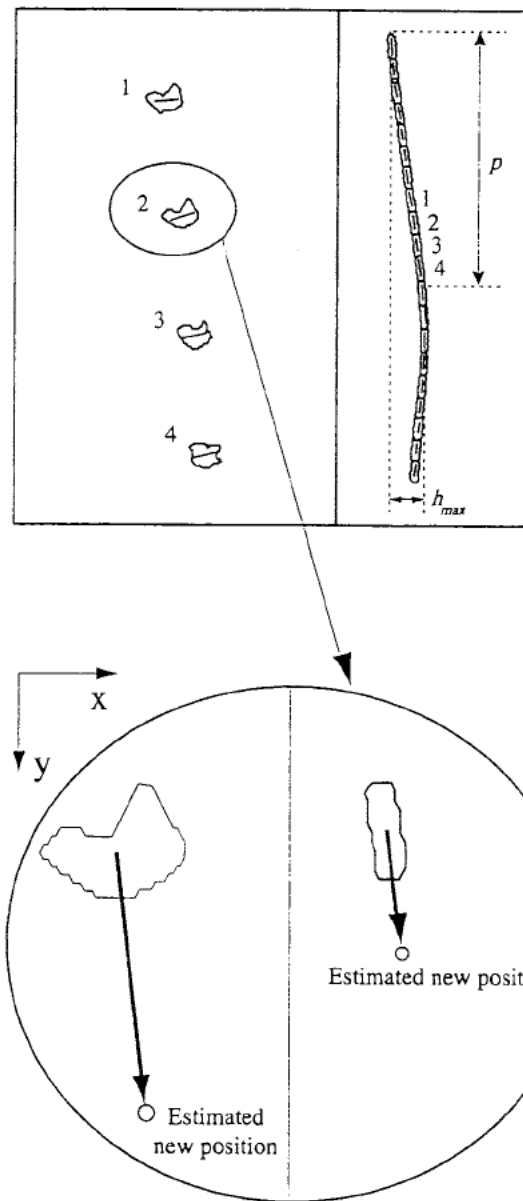


図 2.5 降雪雪片の落下姿勢と落下運動

り全ての雪片の対応が取れた。また、図2.5の広い視野内（画面右側）での映像において、連続したフィールドの前後の雪片映像はほとんど接触しており、撮影された雪片映像が任意の走査線を必ず通過することがわかる。

図2.5の広い視野内の各々の雪片映像は落下方向を表しており、落下運動の軌跡を描くことがわかる。そこで、カメラのシャッタースピードが1/60秒による雪片の残像を利用して、1/60秒後（または1/60秒前）のフィールドにおける雪片の位置を予測することが可能である。次のフィールドにおける雪片位置の推定方法を図2.5左の拡大図に示す。上から下へ雪片はほぼ鉛直方向に落下し、1/60秒間に移動した雪片の残像が撮影される。そこで、画面右側の2値化した雪片映像の各 y 座標における左右の x 座標（雪片の輪郭）を求める2点追跡法により骨格線を求めた。この骨格線を直線近似し、方向をもつベクトルとして、次のフィールドにおける雪片の予測される座標を重心からの移動ベクトルにより計算した。この予測した座標の近傍を検索することにより、新しいフィールドでの同一の雪片を高速に特定できた。

(1)の(iii)のように、あるフィールドの画面右側において雪片が一度検出されると、その前後のフィールドについて雪片の予測位置を推定し、その近傍を検索することにより同一の雪片の落下運動を連続して追跡できた。保存されている毎秒60フィールド全てについて順番に雪片を検索、追跡する方法よりも、本手法は高速に雪片を検出し、雪片の撮影された映像のみを画像解析することが可能である。

2.3 形状および落下運動の解析方法

2.3.1 形状特徴量と落下姿勢

1画面ごとに図2.6のように抽出された雪片領域について、モーメント法を用いた形状解析を行った。座標 (i, j) における濃度 $f(i, j)$ の $(p+q)$ 次のモーメント m_{pq} は、

$$m_{pq} = \sum_i \sum_j f(i, j) i^p j^q \quad (2.1)$$

で定義される。対象となる画像は2値化画像とし、濃度 $f(i, j)$ は雪片領域では1、背景領域では0とした。重心を中心としたモーメント M_{pq} は特に重心モーメントと呼ばれ

$$M_{pq} = \sum_i \sum_j f(i, j) (i - i_G)^p (j - j_G)^q \quad (2.2)$$

で与えられる。ここで, (i_G, j_G) は重心の座標を表す。

(1) 面積および重心

雪片の断面積 A は, 雪片領域の濃度を全て1として, 式(2.1)における0次モーメント m_{00} で与えられる。また, 1次モーメント m_{10} および m_{01} を面積にて正規化することにより, 雪片領域内における重心が求められる。

(2) 正規化慣性モーメント

2次の重心モーメントは慣性モーメントとも呼ばれている。形状に依存する成分を取り出すため, 同一の面積をもつ円の慣性モーメントで正規化した慣性モーメント M_n

$$M_n = \frac{(M_{02} + M_{20})}{\left(\frac{m_{00}^2}{2\pi}\right)} \quad (2.3)$$

を用いる。正規化慣性モーメント M_n は, 領域の大きさ, 座標および回転に関して不変的な特徴量である。 M_n は領域の形状が円のときに最小値1となり, 円より変形するに従って大きな値となる。そこで, M_n の逆数を雪片形状の特徴量として使用する。

(3) 慣性主軸と主軸角

雪片の x 軸ならびに y 軸についてのそれぞれの2次重心モーメント M_{02} および M_{20} より, 雪片の慣性主軸すなわち短軸 $2a$ と長軸 $2b$ は,

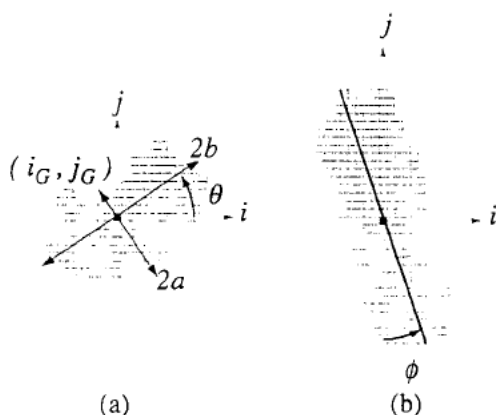


図 2.6 特徴量の抽出

$$\begin{aligned} a^2 &= 2 \left\{ M_{02} + M_{20} - \sqrt{4M_{11}^2 + (M_{02} - M_{20})^2} \right\} / m_{00} \\ b^2 &= 2 \left\{ M_{02} + M_{20} + \sqrt{4M_{11}^2 + (M_{02} - M_{20})^2} \right\} / m_{00} \end{aligned} \quad (2.4)$$

で表される。また、その主軸 $2b$ の水平面となす角度（慣性主軸角） θ は次式で表される。

$$\theta = \frac{1}{2} \tan^{-1} \left(\frac{2M_{11}}{M_{20} - M_{02}} \right) \quad (2.5)$$

この主軸角 θ が落下中の降雪雪片の傾き、すなわち図 2.6(a) の落下姿勢を表している。

短軸と長軸の比は形状を表す特徴量であり、伸長度 e を式 (2.6) により定義した。

$$e = \frac{a}{b} \quad (2.6)$$

2.3.2 落下速度と落下運動

(1) 落下速度と落下方向

雪片領域の重心座標が画像 1 フィールドごとに移動する距離をフィールド間の時間間隔 (1/60 秒) で除算することにより、雪片の移動速度が求められる。特にここでは、鉛直方向の移動速度を落下速度と定義した。また、図 2.6(b) のようにシャッタースピードが 1/60 秒に設定されたカメラにより撮影された雪片映像は、落下にともなって残像が生じる。この残像の慣性主軸と鉛直軸との傾きから落下（移動）方向の傾き角 ϕ が求まる。

(2) 平均移動比

広い観測空間を撮影するように設定された映像では、個々の雪片の一連の運動は 7～24 フィールドが連続して図 2.5 のように撮影された。右側映像の各雪片の重心座標から落下軌跡を求め、その水平方向の座標の最大値と最小値の差（最大水平移動距離 $h_{\max}$ ）およびその鉛直方向の移動距離 p の比から、平均移動比 α

$$\alpha = \frac{h_{\max}}{p N} \quad (2.7)$$

を求めた。ここで、 N は同一の雪片について $h_{\max}$ 移動するまでのフィールド数を表している。平均移動比の値が大きくなる雪片は水平方向に大きく揺らぎ、この値が 0 の場合には雪片は鉛直方向に落下していることを表す。

(3) 平均角度変動量

形状解析用の雪片映像（図 2.3 左画面）の慣性主軸角 θ は雪片の水平面からの傾きを表しており，落下運動解析用の映像（図 2.3 右画面）の慣性主軸角 ϕ は 1/60 秒ごとの雪片の落下方向を示している．雪片の連続画像から，これら主軸角の時間的変動量の平均を平均角度変動量 ω_θ および ω_ϕ として

$$\begin{aligned}\omega_\theta &= \frac{1}{NT} \sum_{i=1}^{N-1} |\theta_i - \theta_{i-1}| \\ \omega_\phi &= \frac{1}{NT} \sum_{i=1}^{N-1} |\phi_i - \phi_{i-1}|\end{aligned}\tag{2.8}$$

を定義した．ただし， T はフィールド間の時間間隔（1/60 秒）を表す．この値は直線的に落下する雪片では 0 となり，移動方向が変動する雪片ほど大きな値を示す．

2.4 解析結果と考察

2.3 で述べた方法を用いて降雪雪片の形状と落下運動を解析する前に，既知の図形をカメラから取り込んで測定誤差を求める．次に実際の降雪雪片映像を自動解析した結果を示す．

2.4.1 測定誤差

実際のカメラから降雪雪片の映像を取り込み，2 値化処理して輪郭線を抽出する場合には，画像を取り込む際の量子化誤差やレンズによるひずみ，被写界深度による誤差をとまなう．そこで，降雪雪片とほぼ同じ面積をもつ矩形紙片の画像を取り込み，2.3.1 の形状特徴量と落下姿勢に用いる各パラメータの誤差をシャッタースピード 1/4000 秒のカメラにて測定した．種々の大きさおよび伸長度をもつ矩形紙片（面積 $A=8 \sim 64\text{mm}^2$ ，伸長度 $e=0.1 \sim 1.0$ ，合計 36 個）を撮影空間内で位置，角度を変化させて，雪片と同じ撮影条件にてカメラより取り込み，真値との誤差を求めた．面積および伸長度ごとに分類して，表 2.1 に 2.3.1 の各パラメータの測定誤差(%)を示す．ここで，表中の値は，重心 (i_c, j_c) ，短軸および長軸 $2a, 2b$ ，モーメント M_x ，主軸 $2b$ の水平面となす角度 θ において，分類された矩形群の中で得られた最大誤差(%)を示す．面積が大きくなると各パラメータの最大誤差は小さくなり，伸長度が小さくなると θ の誤差は小さくなることがわかる．伸長度が小さいほど矩形紙片の落下姿勢は明確になるため，誤差が小さいと考えられる．実際の降雪雪片の伸長度は 0.5 ～ 1.0 がほとんどなので，本手法で求める各パラメータの測定誤

差は10.9 %以下である。また、慣性モーメントの誤差がその他のパラメータの誤差に比較して小さいことから、本手法のモーメントによる形状特徴量の解析が有効であることがわかる。

2.4.2 形状特徴量と落下姿勢

視野が狭いカメラ（シャッタースピード：1/4000 秒，図 2.3 左領域）により撮影された映像は，雪片の形状を捕らえており，この画像より雪片領域を抽出し，面積，慣性モーメント，伸長度（最短径と最長径の比）を求めた。

図 2.7(a)は雪片の面積に対する正規化慣性モーメントの逆数，図 2.7(b)は面積と伸長度，図 2.7(c)は正規化慣性モーメントの逆数と伸長度との関係を232個の雪片について求めたものである。なお，面積による形状特徴量の変化を解析するため，雪片面積によって分類し，形状特徴量の平均値と標準偏差を求めた。表 2.2 に正規化慣性モーメントの逆数と伸長度の各々の統計量を示す。

表 2.2 から危険率0.05 にて統計的に検定すると，正規化慣性モーメントの逆数の値は雪片面積が大きくなるほど減少する傾向にあることがわかる。これは大きな雪片ほど形状が複雑になることを示している。また，伸長度も雪片面積が大きくなるにつれて小さな値となる傾向がある

表 2.1 各特徴量の誤差 (%)

(i_G, j_G)				$A(m_{00})$			
$Area(mm^2)$	$A<10$	$10<A<40$	$40<A$	$Area(mm^2)$	$A<10$	$10<A<40$	$40<A$
$e=1.0$	8.7	3.8	1.9	$e=1.0$	5.7	3.4	2.7
$0.5<e<1$	6.4	3.9	2.0	$0.5<e<1$	5.8	5.2	4.9
$e<0.5$	6.1	3.6	1.8	$e<0.5$	9.0	8.0	5.4

a, b				e			
$Area(mm^2)$	$A<10$	$10<A<40$	$40<A$	$Area(mm^2)$	$A<10$	$10<A<40$	$40<A$
$e=1.0$	7.2	5.2	4.9	$e=1.0$	1.5	1.3	0.3
$0.5<e<1$	10.6	8.2	6.7	$0.5<e<1$	4.8	3.7	1.2
$e<0.5$	14.2	10.0	8.7	$e<0.5$	15.3	8.6	1.9

M_n				θ			
$Area(mm^2)$	$A<10$	$10<A<40$	$40<A$	$Area(mm^2)$	$A<10$	$10<A<40$	$40<A$
$e=1.0$	0.5	0.4	0.2	$e=1.0$	10.9	8.1	1.8
$0.5<e<1$	2.7	2.3	0.3	$0.5<e<1$	4.2	3.7	0.4
$e<0.5$	7.5	4.6	1.8	$e<0.5$	0.3	0.2	0.1

(危険率0.05にて検定) ので、大きい雪片ほど扁平な形状になることを示している。落下の過程で雪片同士が衝突・併合を繰り返し、成長するにつれて（面積が大きくなると）形状が複雑化していくと考えられる。また、慣性モーメントと伸長度は図2.7(c)のように近似曲線で表されることから、以後の節では慣性モーメントを中心に解析する。2次関数で近似したときの曲線を図中に破線で示す。

雪片面積が小さな場合には画像の解像度により、数値にばらつきが生じる可能性がある。また、慣性主軸角を求める際に、最長軸と最短軸がほとんど等しくなる丸い雪片の場合には、慣性主軸角を求める意味がなくなる。そこで、雪片面積が 8mm^2 以上でかつ伸長度が0.9以下の雪片（79個）について、落下姿勢の評価を行うことにする。

狭い視野の映像において、同一の雪片が数フィールドに連続して観測された場合について、図2.6(a)のように雪片の慣性主軸の長軸が水平となす角（慣性主軸角） θ を計算し、各々の雪片について落下姿勢を求めた。なお、各フィールドにおける同一の雪片の θ の中から最大値を個々の雪片の代表値に選んだ。落下姿勢を表す慣性主軸角の最大値は、ほとんどの雪片が $\pm 0.7\text{rad}$ の範囲内に分布しており、 $\pm 0.2\text{rad}$ の範囲内に45.8%の雪片が存在していた。表2.3に慣性主軸角 θ の中央値および平均値とその標準偏差を示す。表より、多くの雪片は長軸をほぼ水平の向き

表 2.2 形状特徴量および $|\phi|$ の統計量

$1/M_n$		
Area(mm^2)	$8 < A < 20$	$20 < A$
Number	50	37
Mean	0.938	0.890
Stdev	0.055	0.053
e		
Area(mm^2)	$8 < A < 20$	$20 < A$
Number	50	37
Mean	0.778	0.704
Stdev	0.111	0.104
$ \phi $		
Area(mm^2)	$8 < A < 20$	$20 < A$
Number	50	37
Mean	0.0909	0.0597
Stdev	0.0693	0.0472

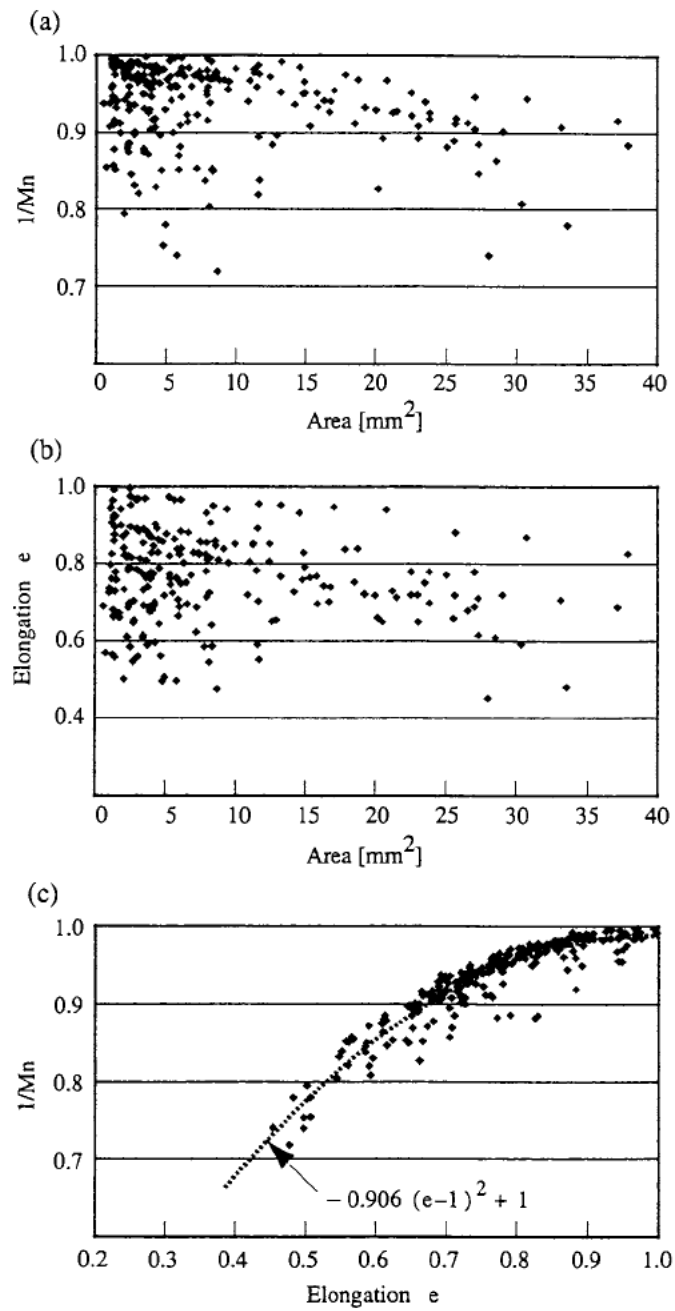


図 2.7 形状特徴量間の関係

にした状態で落下していることがわかる。

図 2.6(b) のような視野角が広い映像から落下運動の方向角 ϕ を求めた。鉛直下向きの場合を 0 rad とし、撮影方向から見て右下方に向かって落下した場合を正とする。表 2.3 に落下運動の方向角 ϕ の中央値と平均値を示す。 ϕ は 0 rad 付近に分布し、雪片はほぼ鉛直方向に落下することを示す。

次に同一の雪片の落下姿勢と落下方向との関係を求めるために、各雪片の落下姿勢 θ と落下の方向角 ϕ との関係を図 2.8 に示す。図中の第 1 象限と第 3 象限に全体の 65% が分布し、残りが第 2, 4 象限に分布しており、 θ と ϕ の間に正の相関関係があることがわかる。本論文では同一の雪片の θ の中から最大値を代表値に選んだので、 θ の標準偏差は比較的大きいが、ほとんどの雪片は落下姿勢を示す慣性主軸（長軸）に対して垂直な方向に落下する傾向がみられる。すなわち、

表 2.3 落下姿勢角 θ と落下方向角 ϕ の中央値と平均値

[rad]	Median	Mean	(Stdev)
θ	0.0480	-0.0177	0.433
ϕ	0.0228	-0.0069	0.0624

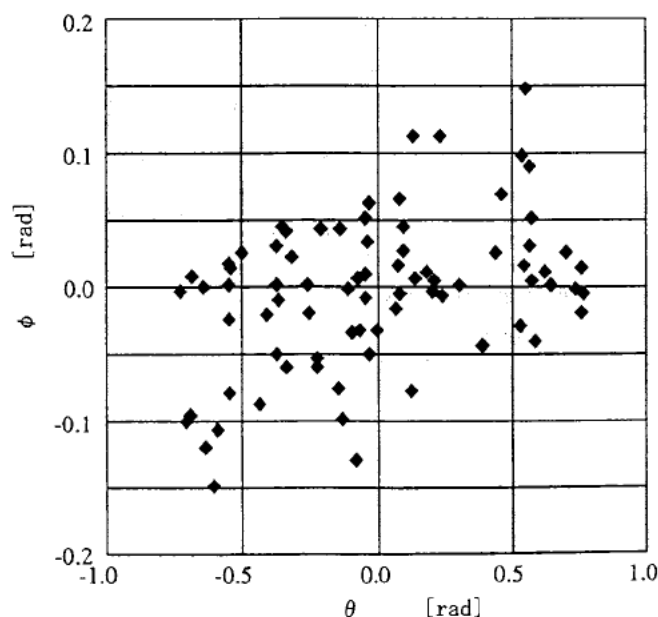


図 2.8 落下姿勢と落下方向

空気抵抗を大きく受ける方向に落下することに対応している。

2.4.3 形状と落下方向の関係

形状と落下方向の関係を求めるため、落下方向を表す角度の絶対値 $|\phi|$ と面積および正規化慣性モーメントの逆数との関係を図2.9に示す。なお、図中の座標平面上($1/M_n = 1.0$ および $Area = 0$)に面積および正規化慣性モーメントの逆数と落下方向の角度との関係における上限を2つの破線で示す。また、表2.2に雪片の面積にて分類したときの $|\phi|$ の平均値と標準偏差を示す。面積の小さな雪片は落下方向にばらつきがあるが、面積が大きくなると分散が小さくなり鉛直方向に落下していることがわかる。危険率0.05にて検定すると、面積が大きくなると $|\phi|$ が小さくなることがわかる。大きな雪片に比べて、小さな雪片は落下時の水平方向の揺らぎによる雪片同士の衝突・併合に貢献すると考えられる。また、図2.7(c)より慣性モーメントの逆数が小さくなると、雪片形状が円形でなくなり、落下の方向角 $|\phi|$ が小さくなることがわかる。雪片の形が扁平になると、空気抵抗を大きく受ける方向に安定に落下するため、落下の方向角が小さくなると考えられる[8]。

前項2.4.2の表2.2と表2.3の結果も考慮すると、落下の過程で雪片同士が衝突・併合を繰り返すにつれて、水平方向（雪片の長軸方向）に雪片が成長して、その面積が次第に増加

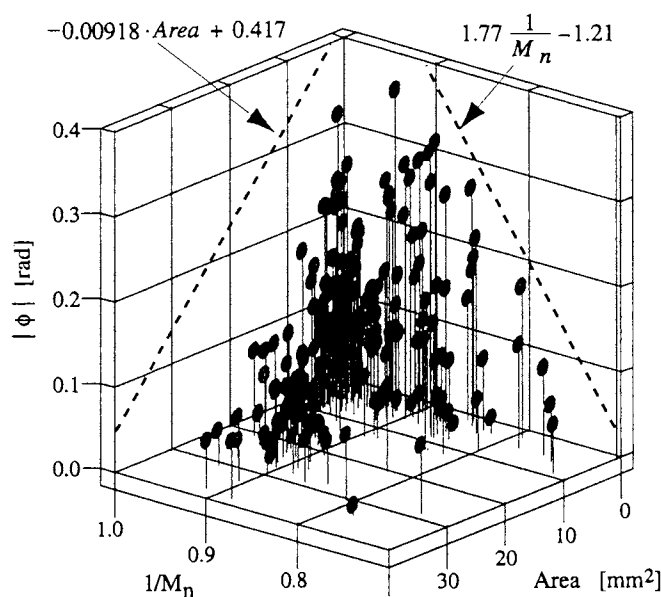


図 2.9 $|\phi|$ と面積および M_n の関係

し、伸長度（最短径と最長径の比）の小さな複雑な形状の雪片に発達することがわかる。この結果は、これまでの報告例[2]-[5]と一致している。

2.4.4 落下運動

広い視野の雪片画像を用いて、連続したフィールド間の移動距離から同一の雪片の落下速度を時間系列で観測することができる。図 2.10 は図 2.5 で示した雪片の各フィールドごとの落下速度と水平方向および鉛直方向の移動量を示したものである。この雪片の平均落下速度は 0.340 m/s、標準偏差は 0.025 m/s であった。次に、典型的な 7 個の雪片の落下運動の様子を図 2.11 に示す。広い視野で撮影された連続画像から 1 フィールドおきに雪片映像を重ねた画像である。雪片 1, 3, 5 は面積が小さく、雪片 3, 5, 6, 7 は落下速度が遅く、雪片 1, 2, 3 は直線的に落下運動し、その他は振動しながら落下している。

落下速度 v [m/s] と粒径 d [mm] の間には

$$v = \kappa d^{\epsilon} \quad (2.9)$$

の関係があることが報告されている。本システムの形状解析から得られた雪片の断面積 A より等価粒径 $d = 2\sqrt{A/\pi}$ を計算し、粒径と落下速度の関係を求めた。雪片 232 個について最小 2 乗法により曲線式 (2.9) を求めたところ、 $\kappa = 1.71$ 、 $\epsilon = 0.253$ を得た。なお、狭い視野内に撮影された雪片映像を用いて、同一の雪片が連続した数フィールドの間に移動する距離を求めることにより、

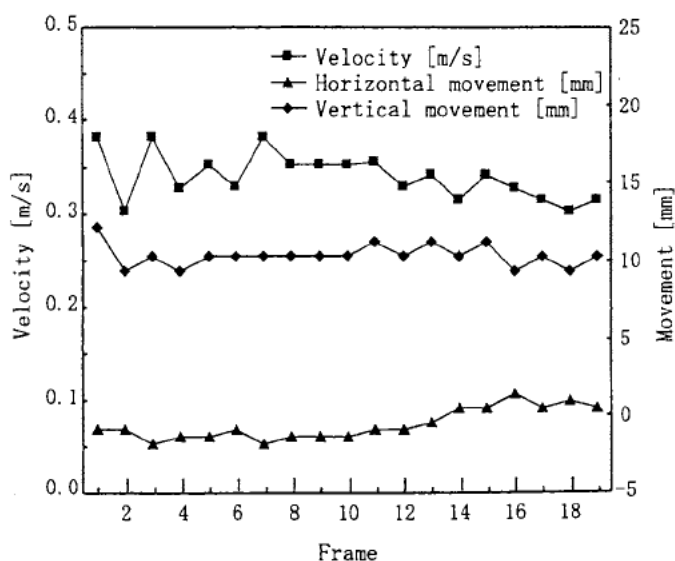


図 2.10 雪片の移動速度の変化

落下速度 v の測定誤差を求めた。画面内の左右の領域に雪片映像が存在する場合について、狭い視野から計算した落下速度の値と広い視野から求めた値 ($0.252\text{m/s} < v < 0.964\text{m/s}$) との相対誤差は最大 12.5 % であった。

図 2.12 に落下速度の度数分布と正規化慣性モーメントの逆数 $1/M_n$ との関係を示す。図中には、 $1/M_n$ の平均値を●印、最大および最小値を■印で示した。落下速度が小さな雪片では正規化慣性モーメントが広い範囲にばらついているが、落下速度が大きくなるにつれて正規化慣性モーメントはほぼ一定になる傾向がみられる。

一般に、振動しながら落下する雪片は水平方向の衝突・併合に関係し、雪片同士の落下速度の相違は鉛直方向の衝突に寄与すると考えられる[1]–[5]。単位時間、単位体積あたりに落下速度 v_p の雪片が N_p 個と落下速度 v_q の雪片が N_q 個存在するときの鉛直方向の衝突回数 f_{pq} は

$$f_{pq} = N_p N_q A_{pq} |v_p - v_q| \quad (2.10)$$

で表される。ここで、 A_{pq} は 2 つの雪片がお互いに重なり合うときの面積に関する量、すなわち鉛直方向の衝突断面積であり、雪片の形状より求められる[6]。衝突回数は雪片同士の落下速度の差に比例するので、本システムにより得られた図 2.12 の落下速度の分布を雪片のタイプごとに求めることにより、降雪雪片の衝突併合過程をシミュレーションすることが可能である。

2.4.5 形状と落下運動の関係

運動を評価するパラメータとして、連続した画像から式(2.7)、(2.8)の平均移動比 α と平均角度変動量 ω_ϕ 、 ω_θ を求めた。観測期間に得られた降雪雪片 232 個の中から、画面左側の映像が 4 フィールド以上連続して撮影された雪片 109 個について解析を行った。

図 2.13 に、雪片の面積と平均移動比 α の関係を示す。なお、図 2.11 の 7 個の雪片の値を表すために、番号を付記した●印で図中に示す。また、表 2.4 に雪片の面積にて分類したときの α の平均値と標準偏差を示す。面積が小さいときには平均移動比 α の値はばらついているが、面積が大きくなると比較的小さな値をとる傾向が見られる。表 2.4 から (危険率 0.05 の検定より)、面積が大きくなると平均移動比 α は小さくなることがわかる。雪片の面積が落下運動の方向に影響を与えていると考えられる。

図 2.14 に雪片の面積と水平方向の移動速度との関係を示す。水平方向移動速度は式(2.7)の平均移動比 α に密接に関係しており、図 2.14 は図 2.13 の分布とよく似ている。表 2.5 に面積ごと

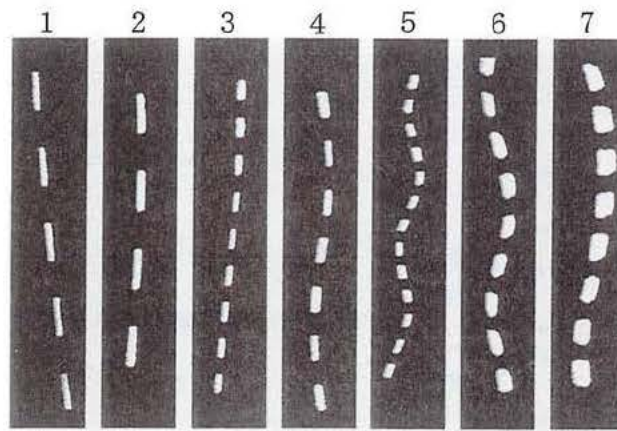


図 2.11 降雪雪片の落下運動例

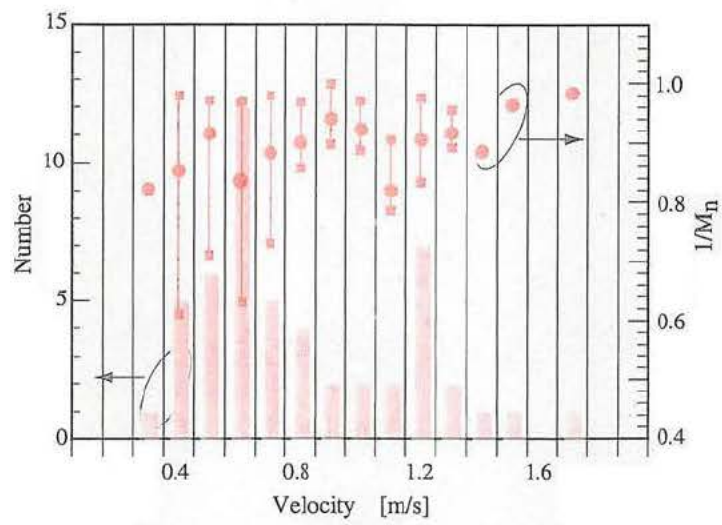


図 2.12 落下速度分布と正規化慣性モーメント

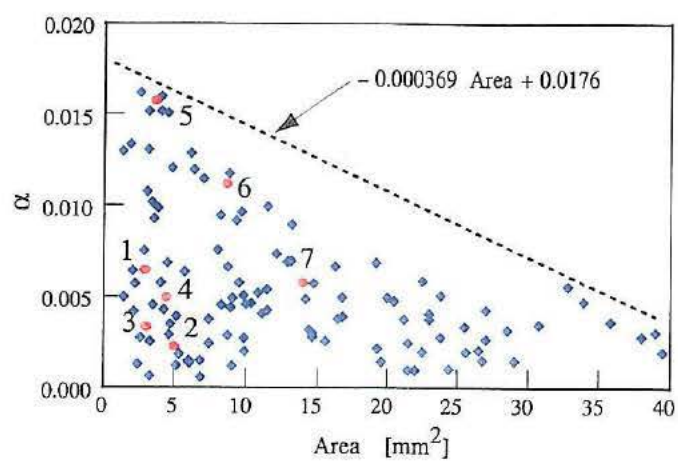


図 2.13 面積と落下方向の関係

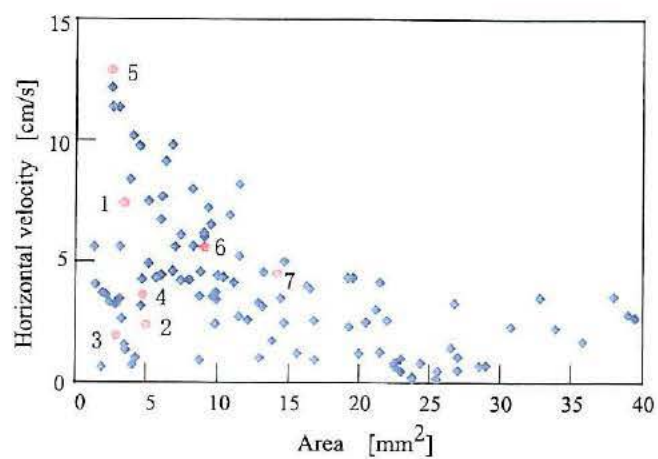


図 2.14 面積と水平方向移動速度の関係

の水平方向移動速度の平均値と標準偏差を示す。危険率 0.05 の検定により、面積が大きくなると水平方向の移動速度が小さくなることがわかる。水平方向の衝突回数は鉛直方向の衝突回数の式(2.10)と同様に水平方向の移動速度の差と水平方向の衝突断面積に比例する[6]。図 2.14 および表 2.5 から、断面積の小さな雪片は大きな雪片に比べて水平方向への移動速度が大きいので、水平方向での雪片同士の衝突・併合に貢献すると考えられる。また、前項 2.4.4 より、大きな雪片は落下速度（鉛直方向の移動速度）が大きいため、鉛直方向での雪片同士の衝突・併合に寄与することがわかる[6]。

次に、平均角度変動量 ω_ϕ および狭い視野の画像から求めた雪片の落下姿勢（慣性主軸角 θ ）の平均角度変動量 ω_θ と雪片断面積との関係を図 2.15 に示す。また、表 2.4 にそれぞれの角度変動量の面積別の統計量を示す。危険率 0.05 の検定より、面積が大きくなると、各々の角度変動量が小さな値になることがわかる。図 2.7(b) より雪片の面積が大きくなると短径と長径との比が次第に小さな値になるという検定結果と関連付けると、形状が円形から扁平になると空気抵抗を大きく受ける状態で安定して落下するために角度変動量が小さくなると考えられる。図 2.15 より、 ω_θ が大きくなると ω_ϕ が小さくなる傾向が見られる。図 2.15 には、各々雪片の測定値の上限と接する面と式を示す。今回観測された雪片の平均角度変動量 ω_ϕ 、 ω_θ の値は、図中の平面より

表 2.4 落下運動パラメータの統計量

α		
Area(mm ²)	8<A<20	20<A
Number	40	28
Mean	0.00541	0.00318
Stdev	0.00253	0.00142

ω_θ		
Area(mm ²)	8<A<20	20<A
Number	40	28
Mean	12.41	5.39
Stdev	8.30	2.69

ω_ϕ		
Area(mm ²)	8<A<20	20<A
Number	40	28
Mean	1.369	0.707
Stdev	0.746	0.433

表 2.5 水平方向移動速度の統計量

Horizontal velocity(cm/s)		
Area(mm ²)	8<A<20	20<A
Number	40	28
Mean	4.07	1.70
Stdev	1.85	1.66

小さな値を持つことがわかる。

2.5 む す び

降雪雪片の衝突併合成長の過程を解析するためには、雪片の落下運動を連続した映像として捕らえ、画像解析する必要がある。本章では、水平同一の方向からシャッタースピードおよび視野範囲の異なる2台のCCDカメラを用いて降雪雪片の落下運動を毎秒60フィールドの連続画像として撮影し、落下中の雪片の形状と落下運動を同時にオンライン測定する画像解析システムを開発した。実際に観測された映像をビデオ再生し、本システムに取り込んで自動解析することにより目的どおりに動作することを確認した。

次に、解析データから形状と落下運動の関係を求めるため、形状特徴量として伸長度と正規化慣性モーメントを用い、降雪雪片の連続画像から落下姿勢と形状の関係を求めた。また、落下運動の解析には連続して撮影された同一の雪片の軌跡から平均移動比と平均角度変動量を定義し、落下運動の特徴量として利用した。本システムにより、落下の過程で雪片同士が衝突・併合を繰り返すにつれて、水平方向に雪片が次第に成長して大きくなり、複雑な形状の雪片に発達するこ

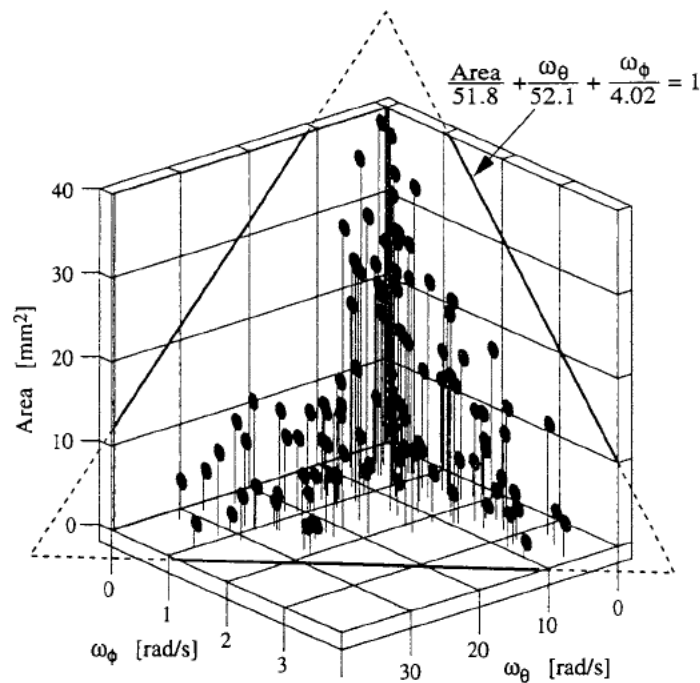


図 2.15 面積と落下運動 ω_{θ} , ω_{ϕ} の関係

とが確認された。また、小さな雪片は断面積の大きな雪片に比べて水平方向への移動速度が大きく、水平方向での雪片同士の衝突・併合に貢献し、大きな雪片は落下速度が大きいため、鉛直方向での雪片同士の衝突・併合に寄与することがわかった。

本システムを用いることにより、個々の雪片の形状特徴量と落下運動および落下速度のオンライン自動測定が可能となった。観測塔内を落下中の雪片を自動解析し、観測空間を通過した後の雪片を観測塔の下部にて(ビロードで覆った板を用いることにより)捕捉することができるので、捕捉した雪片を写真撮影し、雲粒付着割合を求めて、落下中の形状および落下運動と雪片の構造を同時に測定することが可能である。捕捉した雪片の構造と空中での形状との比較を行い、雲粒付着割合および形状と落下運動のより詳細な解析に利用できる。

参考文献

- [1] R. R. Rogers and M. K. Yau, "A short course in cloud physics", Pergamon Press, 1989.
- [2] K. Higuchi, "On the coalescence between plane snow crystals", J. Meteor., vol. 17, pp. 239-243, 1960.
- [3] J. Jiusto and H. K. Weickmann, "Types of snowfall", Bull. Amer. Meteor. Soc., vol. 54, pp. 1148-1162, 1973.
- [4] K. K. Lo and R. E. Jr. Passarelli, "The growth of snow in winter storms : an airborne observational study", J. Atmos. Sci., vol. 39, pp. 697-706, 1982.
- [5] L. Vardiman, "The generation of secondary ice particles in clouds by crystal-crystal collision", J. Atmos. Sci., vol. 35, pp. 2168-2180, 1978.
- [6] R. E. Jr. Passarelli, "Theoretical and observational study of snow-size spectra and snowflake aggregation efficiencies", J. Atmos. Sci., vol. 35, pp. 882-889, 1978.
- [7] R. E. Jr. Passarelli and R. C. Srivastava, "A new aspect of snowflake aggregation theory", J. Atmos. Sci., vol. 36, pp. 484-493, 1979.
- [8] J. Zikmunda and G. Vali, "Fall patterns and fall velocities of rimed ice crystals", J. Atmos. Sci., vol. 29, pp. 1334-1347, 1972.
- [9] 村本健一郎, 椎名徹, "画像処理による降雪粒子の大きさと落下速度の自動測定," 電子情報通信学会論文誌 D-II, vol. J72-D-II, No. 9, pp. 1382-1387, 1989.

第3章 降雪粒子の形状解析

3.1 まえがき

水資源の一つとして、山岳地帯に積もった冬季の雪が春先以降に融けて流出する水資源が重要な役割を果たしている。その際にどこにどのくらいの降雪量があるかを知ることが、積雪融水を利用する場合の基礎データとして重要である。

雪雲からの電磁波反射エコーを利用するレーダ観測では、降雪粒子の空間数密度、粒径分布、降雪強度の時間変化・空間的分布を算出することが可能であり、広域の山岳地帯に適用できるため特に有用である。気象庁ではレーダ反射因子(Z)から換算した降水強度(R)を約17km四方に1地点設置されたアメダス観測による実測雨量で較正し、5km四方ごとの空間分布で全国の1時間積算雨量を毎時間求めている。降雨に関しては数多くの Z - R 関係が報告され、また降雨の種類とエコーの特徴との関係が調べられているが、降雪粒子についてはそれほど多く研究されていない。豪雪時のレーダエコーは、間隔数十km、幅10～20kmであり、各種レーダにより数百m～数十kmのメッシュ上での反射因子データと約10km程度離れた数地点での降雪強度が観測されている[1]。

レーダ反射因子と降雪強度の Z - R 関係は、降雪粒子の密度、誘電率、導電率、散乱断面積等の雪質によって大きく変化する。特に、降雪粒子の中でもあられと雪片は、その質量が大きいことから降雪強度に大きく影響を与える。また、あられと雪片はその生成、発達過程が異なることから雪質が大きく異なり、両者を分離して Z - R 関係を求め、それぞれの Z - R 関係が大きく異なることが報告されている。従って、レーダを用いた降雪強度算出において、降雪粒子をあられと雪片とに分類することはとても重要である。一方、通常の降雪ではあられと雪片は同時に降り、その割合が時間とともに変動するため、全降雪粒子に対するそれぞれの個数割合を求める方がより実用的である。しかしながら、従来の観測では、降雪粒子を捕捉し目視にてあられと雪片を区別する方法しかなく、両者の割合を求めることは不可能であった。なお、雪の結晶は国際雪氷学会によって10種類に大別され、そのうち3種があられに属する[2]。あられは、白色不透明、半透明な直径約2～5mmの氷の粒である。一方、雪片は雪結晶が数個から数百個付着・併合したものであり、温帯地方に降る雪の多くは単結晶の形よりはむしろ雪片の形をとる場合が多い[3]。

落下中の降雪粒子映像を画像処理装置に取込み、パソコンによりリアルタイム処理し、粒径(横幅)と落下速度を長期間にわたって解析するシステムについては既に第2章にて報告した。また、オフラインで少数の雪片を選んで、形状を詳細に解析する方法についても提案した。しかし、これらの方法では、長期間にわたって自動的に大量の粒子の形状と落下速度を同時に求めることは不可能であった。

本章では、シャッタースピードおよび倍率の異なる2台のCCDカメラを用いて同じ降雪粒子を同時に撮影し、個々の映像を画像処理する。次に、落下速度と形状の新しい特徴量をそれぞれ同時に求め、これらをもとに降雪粒子を雪片とあられに自動分類を試みる。

雪片とあられの落下速度による分類を行うため、1台のCCDカメラのシャッタースピードを低速の1/60秒に設定し、その残像と後述の形状特徴量から得られた粒径を用いて粒径と落下速度の関係を求める。また、このカメラの視野は従来と同じ範囲に設定して、粒径分布および空間数密度を同時に求める。

降雪粒子の形状を求めるため、もう1台のカメラのシャッタースピードは高速の1/8000秒に設定し、視野を従来の1/5に設定し、粒子映像の2値画像および濃淡画像から幾何学的特徴量を抽出する。一般に、あられの落下速度は、同じ粒径の雪片の落下速度よりも大きく、あられの形状は丸く、雪片は扁平な形状をもつことが多い[4], [5]。目視によりあられと雪片进行分类する場合、それぞれの落下速度の違いと、光学レンズ等を使って拡大した輪郭形状の相違によって判別する方法が一般的と言える。本研究においても最初に落下速度と粒子の輪郭形状(2値画像)を解析して、粒子の分類に役立つ特徴量を求めた。しかしながら、2値画像による粒子の輪郭形状では、あられと小さな粒径をもつ雪片とを明確に分類する形状特徴量が得られなかった。そこで、粒子の濃淡画像を利用した新しい形状特徴量を提案し、画像解析を行った。その結果、この形状特徴量は、あられと雪片に大きな相違が見られた。

最後に、落下速度と濃淡画像からの形状特徴量をパラメータとして、降雪粒子を雪片とあられに分類し、1分ごとの空間数密度とその中に雪片とあられが含まれる割合を求める[6]。なお、解析に用いたデータは、1997年1月11日より29日までに新潟県南魚沼郡六日町三国川ダム管理所付近にて連続観測されたものである。

3.2 2台のカメラを用いた降雪粒子の観測

3.2.1 観測装置

図3.1に雪片とあられを分類するための降雪粒子観測装置を示す。降り込み型の防風タワー内にハロゲンランプ（岩崎電気(株)製，防滴・反射鏡付フラッド型250W，左右各2台）の平行光線により照射空間を図3.1(b)のように形成した。防風タワー内を落下する降雪粒子が照射空間を通過するときだけ白く反射するので，その降雪粒子を低速と高速のシャッタースピードに設定した2台のCCDカメラで同一視野を異なる倍率で撮影した。この2つの映像をビデオミキサーで1画面に合成して，画像処理装置に毎分約80画面ずつ取り込み，リアルタイム処理した。なお，粒子の濃淡映像を用いるため，照明用電源は独立した照明制御用電力盤にて安定供給した。また，防風タワーを2重の防風ネットで囲み，タワー内は黒く塗装したアルミ製にすることにより，昼と夜の日射強度変化による照射空間内の光強度の変化を除去し，照射空間内の明るさを測定して一定照度となるよう設定した。

図3.2(a)に観測された降雪粒子の映像例を示す。1台のカメラのシャッタースピードは，低速の1/60秒に設定し，比較的低い倍率で観測空間全体を撮影した。低速のシャッタースピードに設定されたカメラで撮影した画面右側（図中の1点鎖線より右側の部分）は，残像により縦方向に長く伸びた映像となっている。この残像の長さから画面左側より得られる形状から落下速度を求める。また，もう1台のカメラのシャッタースピードは，粒子の実際の形状を撮影するために，高速の1/8000秒に設定し，低速の観測空間の一部を5倍に拡大して撮影して，形状解析する。図中の1点鎖線より左側の部分がその映像であり，落下速度解析用の画面右側の破線で囲まれた空間が，形状解析のために拡大された観測空間に相当する。

降雪粒子の落下速度だけでなく，空間数密度を求めるために，落下速度解析用の観測空間（縦横の寸法）として比較的大きな空間を選んだ。一方，形状解析用の撮影空間は狭くして，拡大映像の撮影を優先することにした。撮影空間の奥行きは，被写界深度による誤差および粒子同士の映像が重ならないように選び，7cmとした。

図中には本研究に用いた画像処理ボードの分解能（縦240×横480画素）と撮影空間の大きさ（距離）を示す。本画像処理ボードの鉛直方向の分解能は水平方向の半分である。これらの対応から，形状解析および落下速度解析用の各画面での水平方向の1画素の長さは0.1mmおよび0.5mm

となる。あられの粒径は数 mm 以下でその落下速度も速いが、形状解析用のシャッタースピードを $1/8000$ 秒にすることにより、形状の誤差は 8% 以内、落下速度の誤差は 6% 以内となった。

3.2.2 粒子検索

図 3.2(a) の映像は、判別分析 2 値化法により粒子映像を背景から分離すると、図 3.2(b) のようになる。2 台の CCD カメラにより同一空間を撮影し、ビデオミキサーにより 1 画面に合成したので左右に同一粒子が存在する。しかし、2 台のカメラの倍率、カメラの設定位置等が異なるため、左右の映像の位置座標のみから、同一粒子を判別することは難しい。本章では、左右の画像から粒子同士の対応をとるために、ファジィ検索の手法を用いた [7]。以下に、その手順を示す。

(1) 図 3.2(b) の画面全体を左右に分けて粒子検索を行い、粒子映像の中心座標 (x_c, y_c) と横

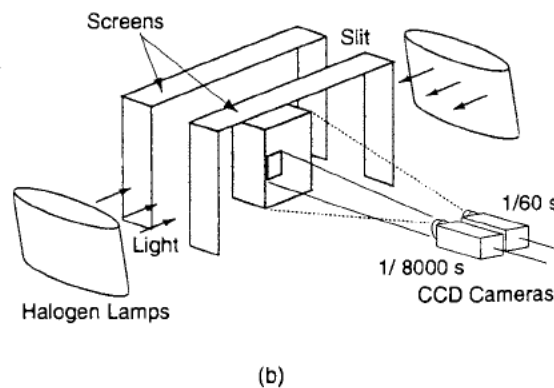
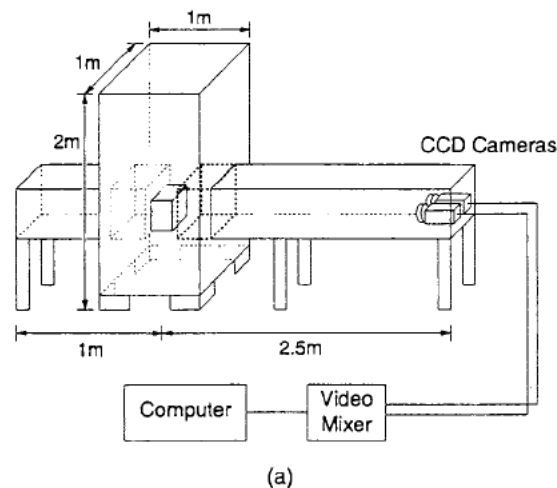


図 3.1 降雪粒子観測システム

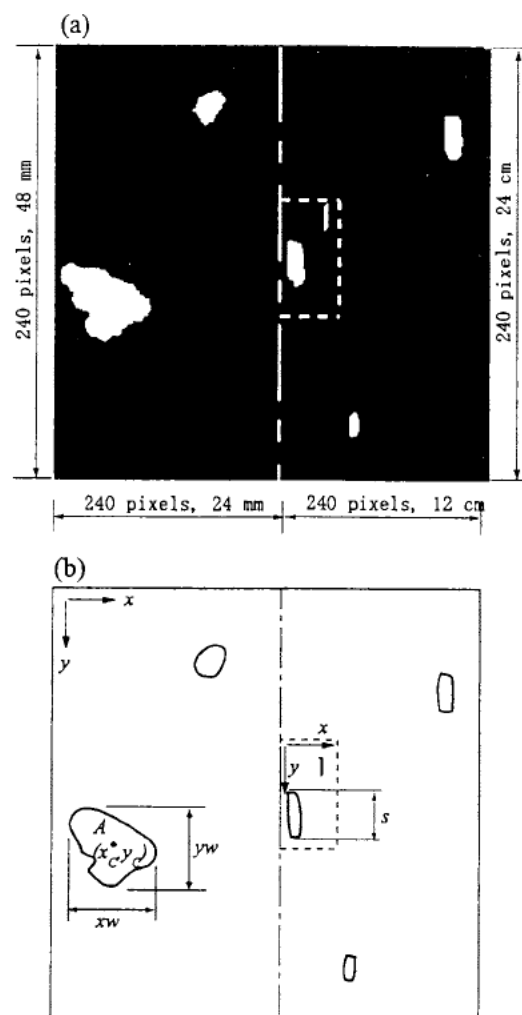


図 3.2 降雪粒子映像の例

および縦方向の長さ xw, yw を求める。なお、画面の左右において1画素の長さが異なるため、左右の画像を画素単位的位置座標から実際（実寸）の位置座標に変換して、中心座標 (xc, yc) と長さ xw, yw を求める。

- (2) 画面左側の各粒子に対して、画面右側の全ての粒子と対応をとるため、以下のメンバーシップ値を求める。

$$\begin{aligned} mx &= \exp \left\{ -ax \left(\frac{|xc_l - xc_r|}{xw_l} \right)^{bx} \right\} \\ my &= \exp \left\{ -ay \left(\frac{|yc_l - yc_r|}{yw_l} \right)^{by} \right\} \\ mw &= \exp \left\{ -aw \left(\left| \frac{|xw_l - xw_r| - cw}{xw_l} \right| \right)^{bw} \right\} \end{aligned} \quad (3.1)$$

ここで、画面の左側(l)と右側(r)の粒子映像をそれぞれ区別するために、添字 l および r を付記した。また、 $ax, ay, aw (>0)$, cw および bx, by, bw は定数であり、 mx, my, mw が0から1の値となるように選ぶ。

- (3) 各々のメンバーシップ値より適合度を次式より求める。

$$m = \frac{(mx + 1)(my + 1)(mw + 1)}{8} \quad (3.2)$$

- (4) 画面左側の1個の粒子映像に対して画面右側の破線で囲まれた観測空間内の全粒子映像の適合度を求め、ある基準値(0.5)以上で最大の適合度をもつ右画面の粒子映像を左画面の映像と同一の粒子であると判定する。

本手法により、同一粒子として対応付けされた降雪粒子数は全左画面の粒子数に対して平均95.5%であった。なお、計算には $0.3 < ax, ay, aw < 9.0$, $cw = 2.0$ および $bx = by = bw = 2.0$ を用いた。

3.3 降雪粒子の特徴量

3.2で検出された降雪粒子の輪郭追跡によって得られる輪郭線情報を8方向のチェーンコードで表し、以下の降雪粒子の落下速度と形状に関する特徴量を求める。

3.3.1 落下速度

粒子の残像から落下速度を求めるため、画面右側の映像を判別分析2値化法により得られた閾値にて2値化した後、落下速度と空間数密度を計算した[8].

粒子の粒径は後述の画面左から得られる等価粒径 D を用いて、毎秒の落下速度 v は画面右側の残像の長さ s から

$$v = (s - D) / (1 / 60) \quad (3.3)$$

と計算できる. なお、残像のぼけによる影響は2値化することにより除去できた.

3.3.2 粒径分布と空間数密度

粒径は等価粒径を用い、画面右側の撮影空間の粒径別個数より、単位空間当りの粒径分布および空間数密度を求めた.

3.3.3 形状特徴量

形状解析には画面左側の映像を用い、2値化した映像から粒子を検索し、発見された粒子の輪郭線をチェーンコード化する. この輪郭線に囲まれた領域内の画像の濃淡情報(256階調)をもとに以下の形状特徴量をモーメント法により求めた. モーメントを用いることにより、座標および回転に対して不変的な形状特徴量を求めることが可能である.

座標 (x, y) における画像濃度 $f(x, y)$ の $(p+q)$ 次のモーメント m_{pq} は

$$m_{pq} = \sum_x \sum_y f(x, y) \cdot x^p y^q \quad (3.4)$$

で定義される[9]. ただし、 $f(x, y)$ は輪郭線で囲まれた領域内で256階調の濃度値をとり、その他の領域では0となる半閾値処理または2値化処理を行った. また、重心を中心とした $(p+q)$ 次のモーメント M_{pq} を

$$M_{pq} = \sum_x \sum_y f(x, y) \cdot (x - x_G)^p (y - y_G)^q \quad (3.5)$$

とする. ただし、 (x_G, y_G) は重心の座標であり、式(3.4)の0次および1次モーメントから求まる.

(1) 2値画像

(I) 面積と粒径

降雪粒子の断面積 A は、粒子の領域内の濃度が全て1とし、式(3.4)の0次モーメント m_{00} より求められる. また、降雪粒子の粒径として、面積 A から得られる等価粒径 $d = 2\sqrt{A/\pi}$ を用いた.

(ii) 円形度

降雪粒子の形を表す指標として、円形度を用いる。円形度 ϕ は、輪郭線長さを L とすると

$$\phi = \frac{4\pi A}{L^2} \quad (3.6)$$

で表される。

あられのような円形状ではほぼ1.0となり、雪片のような複雑な形では1.0よりもかなり小さな値となる。

(iii) 慣性モーメント

2次モーメントは慣性モーメントと呼ばれ、形状と回転との関係を表す物理量である。降雪粒子と同じ面積をもち、領域内の濃淡が一定(階調値:128)である円形状の2次モーメントにより正規化した慣性モーメント

$$M_n = \frac{(M_{02} + M_{20})}{128 \cdot \left(\frac{m_{00}^2}{2\pi} \right)} \quad (3.7)$$

を求めた。この正規化慣性モーメントの逆数を形状特徴量の1つとした。

(iv) 慣性主軸と伸長度

降雪粒子の x 軸および y 軸に対する2次重心モーメント M_{02}, M_{20}, M_{11} より、粒子の慣性主軸である短軸 $2a$ と長軸 $2b$ は、

$$\begin{aligned} a^2 &= 2 \left\{ M_{02} + M_{20} - \sqrt{4M_{11}^2 + (M_{02} - M_{20})^2} \right\} / m_{00} \\ b^2 &= 2 \left\{ M_{02} + M_{20} + \sqrt{4M_{11}^2 + (M_{02} - M_{20})^2} \right\} / m_{00} \end{aligned} \quad (3.8)$$

で与えられる[10]。短軸と長軸の比は、粒子の扁平の割合を表すので、伸長度 e として

$$e = \frac{a}{b} \quad (3.9)$$

を定義し、形状特徴量とする。

(2) 画像の濃淡分布

新しい形状特徴量を導入するため、粒子映像の濃淡画像を解析した。2値化映像から粒子を検出した後、その輪郭線で囲まれた領域内およびその周囲について濃淡分布を求めた。すなわち、

粒子映像についてその階調値 l ごとの画素数 $A(l)$ を求めた。この画素数の階調値による微分変化量 $B(l)$

$$B(l) = \frac{1}{A(l_0)} \frac{dA(l)}{dl} \quad (3.10)$$

を計算する。ただし、この値は規格化するために、2 値化のしきい値 $l=l_0$ での画素数 $A(l_0)$ にて除算する。

3.4 雪片とあられの特徴量

降雪粒子の落下速度と形状に関する特徴量を求め、あられと雪片の分類に役立つ特徴量を抽出することが本節の目的である。なお、あられと雪片の特徴量をそれぞれ求めるため、観測期間（1997 年 1 月 11 日～29 日）の全降雪（約 2 週間分）の中から、目視により降雪粒子が分類できた全時間帯のデータを解析した。本節では特に代表的な 25 日のデータを示す。

3.4.1 粒径と落下速度の関係

あられと雪片の粒径と落下速度の関係を図 3.3 に示す。落下速度 v と粒径 d は

$$v = \kappa \cdot d^\varepsilon \quad (3.11)$$

の関係があることが実験的に報告されている。ここで、 κ, ε は定数である。図 3.3 よりあられと雪片で異なる κ, ε をもつことがわかる。粒径の大きな範囲では、落下速度をもとにしてあられと雪片を区別することが容易であることを示している。

3.4.2 2 値画像の形状特徴量

目視により分類された降雪粒子について、3.3.3(1)の 2 値画像に対する形状特徴量を求めた。降雪粒子の面積と形状特徴量の関係を図 3.4 に示す。一般にあられの粒径は数 mm 以下であり、雪片の粒径は数 mm 以下から 2, 3 cm の大きな雪片まで様々な粒径をもつ。あられと雪片との両者を十分に分類するためには、粒径が同じ範囲内に存在する数 mm 以下での分類が重要である。そこで、雪片の面積を 10mm^2 を境にして大きな雪片群 Snowflake1 と小さな雪片群 Snowflake2 に分類し、あられと比較して形状特徴量を求めた。

図 3.4(a) は、円形度 ϕ と面積 A の関係を示す。雪片は、面積が大きくなると、円形度が小さくなり、次第に輪郭線の凹凸が増えてくることがわかる。また、あられは、ほぼ同じ面積をもつ小

小さな雪片よりも円に近い形状をもつことが図より求められる。

図3.4(b), (c)はモーメント法により求めた伸長度 e および慣性モーメントの逆数 $1/M_n$ と面積の関係を示す。雪片は、面積が大きくなると、伸長度および慣性モーメントの逆数は小さな値となり、扁平な形状になることがわかる。また、あられとほぼ同じ面積をもつ小さな雪片は比較的広い範囲に分布するが、あられは1に近い値に分布し、円に近い形状をもつことがわかる。

本論文の高倍率の画像より得られる2値画像の形状特徴量を用いることにより、あられと大きな雪片が明確に区別できることがわかる。しかしながら、粒子の断面積が 10mm^2 より小さい場合には、円形度 ϕ 、慣性モーメント $1/M_n$ 、伸長度 e からあられと雪片を明確に分類することは図3.4のように困難である。そこで、次節のような形状解析用の左側画像の濃淡情報を画像解析する。

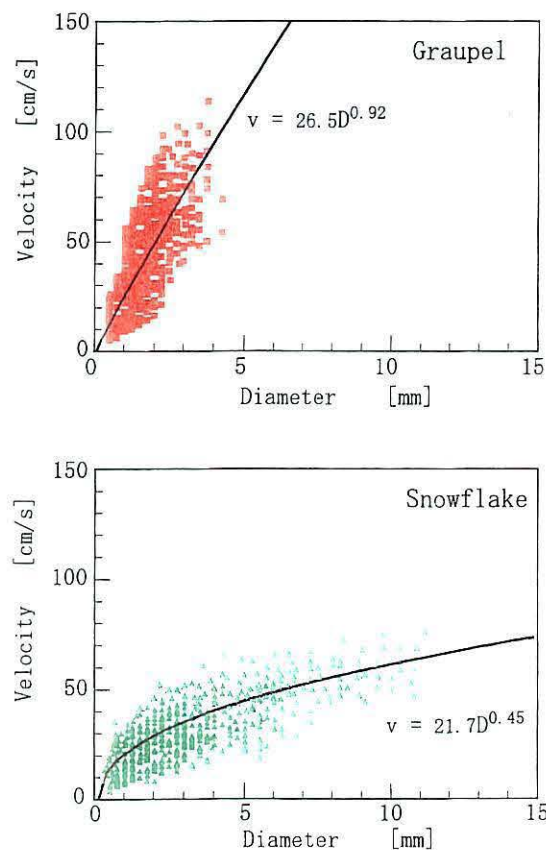


図 3.3 落下速度と粒径の関係

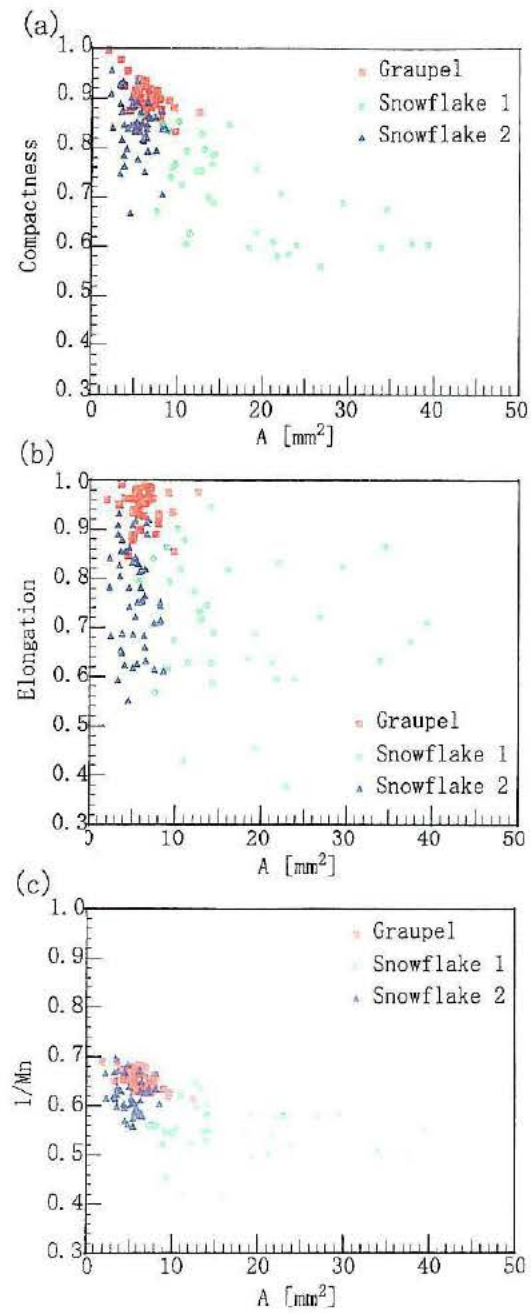


図 3.4 形状特徴量と面積の関係

3.4.3 濃淡画像の形状特徴量

あられと雪片の濃淡分布（階調値）の例を図3.5に示す。G1, G2 はあられの階調値 I の等高線を表し、S1, S2 は大きな雪片、S3, S4 は小さな雪片の等高線を示す。ほぼ同じ面積をもつあられと小さな雪片を比較すると等高線の形状に相違が見られる。雪片の画像において、階調値が高い所（ $I=256$ 付近）では等高線に囲まれた領域の形状が急激に変化し、その形状も円形ではないことがわかる。一方、あられについては等高線で囲まれた領域はほぼ円形であり、階調値に関係なく同じ形をしていることがわかる。

次に、階調値 I ごとの等高線の面積 $A(I)$ を図3.6(a)に示す。なお、粒子同士を比較するため、階調値の低いときの面積で規格化している。階調値が高くなると面積は減少するが、大きな雪片では面積の減少が少なく、階調値の高いところでも比較的大きな面積比をもつ。一方、小さな雪片の階調値ごとの面積は、値が大きくなると急激に減少し、同じ面積をもつあられよりもその低下が激しいことがわかる。あられの密度は雪片の密度より大きいいため、照明光からの反射率が高く、同じ面積の雪片よりも階調値による変化が小さいと考えられる。これにより、大きな雪片、あられ、小さな雪片の順に階調値による面積変化が小さいと考えられる。

図3.6(b)は階調値による面積の変化を式(3.10)より求めた結果である。いずれも階調値 $I=48$ 付近で $A(I)$ は急激に変化するので、 $B(I)$ は最大値をとる。小さな雪片が最も大きな変動を伴うこ

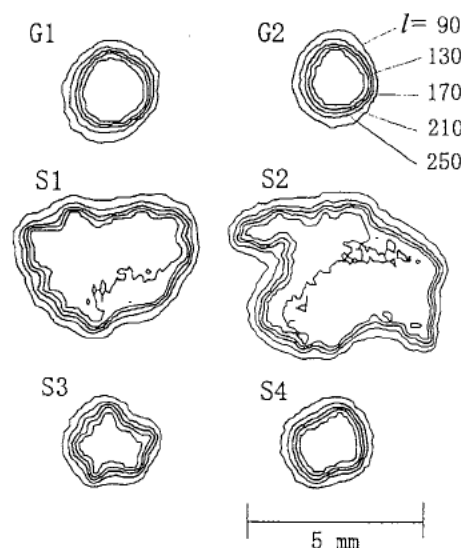


図 3.5 降雪粒子映像の濃淡分布

3.4.3 濃淡画像の形状特徴量

あられと雪片の濃淡分布（階調値）の例を図3.5に示す。G1, G2 はあられの階調値 I の等高線を表し、S1, S2 は大きな雪片、S3, S4 は小さな雪片の等高線を示す。ほぼ同じ面積をもつあられと小さな雪片を比較すると等高線の形状に相違が見られる。雪片の画像において、階調値が高い所（ $I=256$ 付近）では等高線に囲まれた領域の形状が急激に変化し、その形状も円形ではないことがわかる。一方、あられについては等高線で囲まれた領域はほぼ円形であり、階調値に関係なく同じ形をしていることがわかる。

次に、階調値 I ごとの等高線の面積 $A(I)$ を図3.6(a)に示す。なお、粒子同士を比較するため、階調値の低いときの面積で規格化している。階調値が高くなると面積は減少するが、大きな雪片では面積の減少が少なく、階調値の高いところでも比較的大きな面積比をもつ。一方、小さな雪片の階調値ごとの面積は、値が大きくなると急激に減少し、同じ面積をもつあられよりもその低下が激しいことがわかる。あられの密度は雪片の密度より大きいため、照明光からの反射率が高く、同じ面積の雪片よりも階調値による変化が小さいと考えられる。これにより、大きな雪片、あられ、小さな雪片の順に階調値による面積変化が小さいと考えられる。

図3.6(b)は階調値による面積の変化を式(3.10)より求めた結果である。いずれも階調値 $I=48$ 付近で $A(I)$ は急激に変化するので、 $B(I)$ は最大値をとる。小さな雪片が最も大きな変動を伴うこ

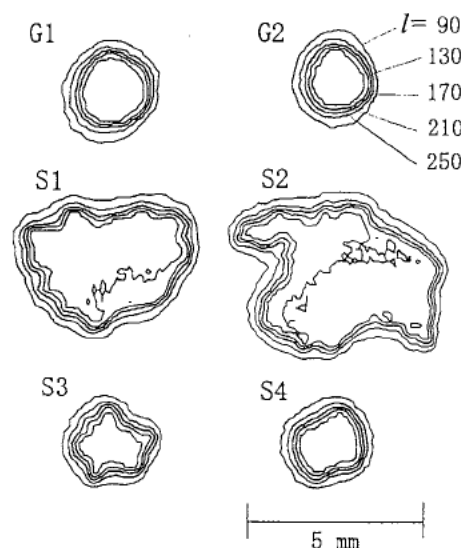


図 3.5 降雪粒子映像の濃淡分布

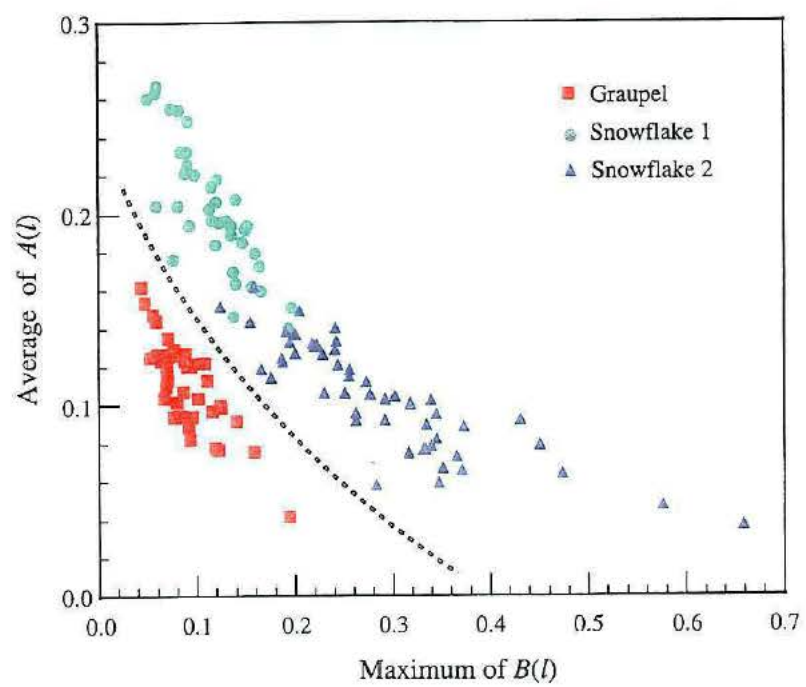


図 3.7 $A(l)$ と $B(l)$ の関係

粒径と落下速度の関係を表す図3.3より、あられでは $\kappa=26.5$, $\varepsilon=0.92$, 雪片では $\kappa=21.7$, $\varepsilon=0.45$ としたときに特性曲線式(3.11)と約2週間分の全降雪データとが最も一致した。あられの特性曲線を $v_g(d)$, 雪片の曲線を $v_s(d)$ として、個々の粒子の粒径と落下速度がこれらの曲線のどこに位置するかにより分類を試みた。粒径 d に対する落下速度 v を次式のように正規化して、個々の粒子のあられの度合 $H(v,d)$ を求める。

$$H(v,d) = \frac{1}{1 + \exp \left\{ -2a \frac{v - b(v_g(d) + v_s(d))}{v_g(d) - v_s(d)} \right\}} \quad (3.12)$$

ここで、 $a(>0)$, b は定数である。この値は落下速度が雪片の特性曲線 $v_s(d)$ に近づくと0, あられの特性曲線 $v_g(d)$ に近づくと1になる。図3.8に $a=1.0$, $b=0.5$ のときの $H(v,d)$ を示す。図3.9に $H(v,d)$ の値と落下速度分布の関係を示す。図3.8の $a=1.0$, $b=0.5$ を用いると、落下速度が雪片の特性曲線 $v_s(d)$ 上に乗ると $H(v,d)=0.27$, あられの特性曲線 $v_g(d)$ 上に乗ると0.73になる。この正規化関数を個々の粒子に適用し、あられの度合を求める。なお、粒径および落下速度の小さな範囲では、両者を分離することは目視においても難しく、降雪強度への影響が少ない範囲である。粒径が2 mm以下で落下速度が40cm/s以下の範囲の分類不可能な粒子群は、正規化関数を適用しないで、あられの度合を $H(v,d)=0.5$ と仮定した。

次に、形状特徴量を用いたあられと雪片の分類を行うために、降雪粒子の濃淡画像から得られる図3.7の $A(I)$ および $B(I)$ の分布を利用する。図3.7の破線より上方に位置するときは雪片、下

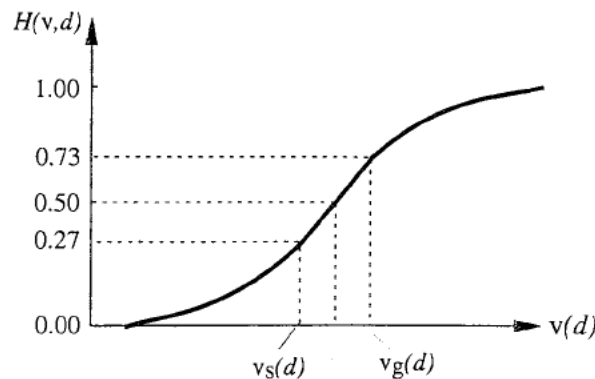


図 3.8 特徴量の正規化

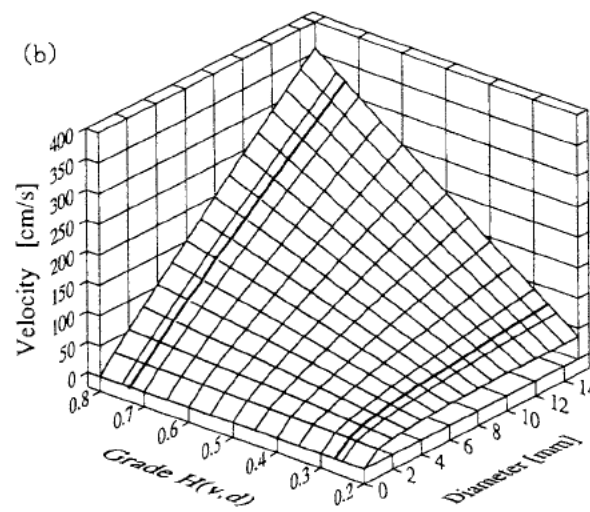
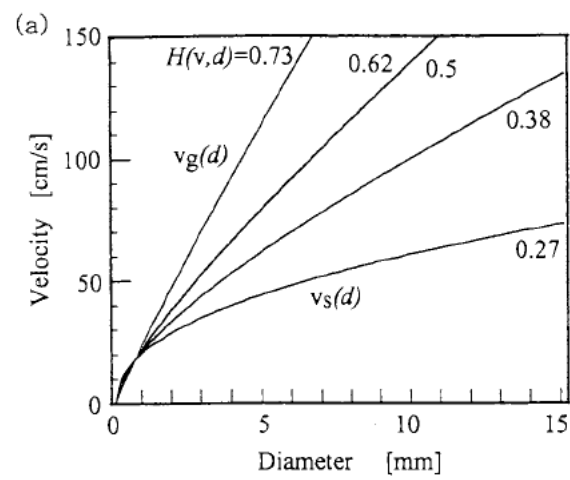


図 3.9 落下速度特徴量の正規化関数

方に位置するときをあられと判断し、正規化された形状特徴量に関するあられの度合 I を定める。個々の降雪粒子の濃淡画像から形状特徴量を求めて、あられと判定された場合に $I=1$ とし、雪片と判定されたときに $I=0$ となるように選ぶ。

粒径と落下速度の関係および濃淡画像から求めた形状特徴量($A(I)$ および $B(I)$)のそれぞれについて正規化されたあられの度合関数 $H(v,d)$ および I を用いて、雪片とあられの判別関数 R を次式で定義する。

$$R = p H(v,d) + (1 - p) I \quad (3.13)$$

個々の降雪粒子の判別関数 R を求め、その値が0.5以上のときにはあられであると判断する。1分ごとに全降雪粒子に対してあられの判別関数を個々に適用し、全粒子に対してあられと判断された粒子数の割合をあられ含有割合として計算した。観測された空間数密度と全降雪粒子数中のあられ含有割合の計算結果を図3.10に示す。観測日は1997年1月25日であり、図3.10(a)、(b)は比較的大きな雪片が安定して降り続いた期間、図3.10(c)、(d)はあられが降った期間である。あられだけが降る期間は一般に30分以内と短いため、図3.10(c)、(d)の横軸は図3.10(a)、(b)の2倍に拡大している。図中の○印は1分ごとのあられ含有割合の計算結果であり、■印は10分ごとに目視で求めたあられ含有割合である。なお、 $p=0.4, q=0.6$ として判別を行った。

目視によるサンプリングを観測地点の付近で同時刻に複数箇所で行った結果、目視によるあられ含有割合は観測場所によって最大10%の差があった。また、目視にて観測されたあられの含有割合の平均値と本手法で得られた結果との差は最大6%であった。本手法で得られた値が目視による値のばらつき範囲以内にあることから、本手法で用いた判別関数が全降雪粒子数中のあられ含有割合の測定に有効であることがわかる。

3.6 む す び

レーダ反射因子と降雪強度の関係を解析するためには、降雪粒子を雪片とあられに分類することが重要である。本章では、シャッタースピードおよび倍率の異なる2台のCCDカメラを用いて同じ降雪粒子を同時に撮影し、個々の映像を画像処理して、雪片とあられに自動分類するシステムを作成した。最初に、雪片とあられの落下速度と形状の特徴量をそれぞれ抽出した。形状の特

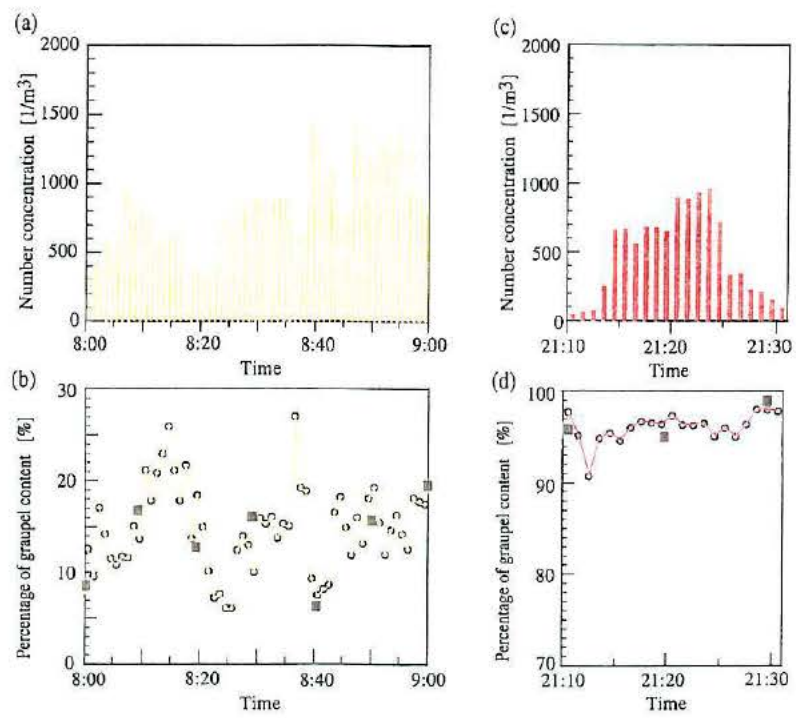


図 3.10 空間数密度とあられ含有割合の時間変化 (1997年1月25日)

微量求めるため2値画像と濃淡画像から物理的特徴量を抽出し、あられと雪片のそれぞれ分布の違いが濃淡画像を用いることにより明瞭になった。次に、これら落下速度と形状の特徴量を判別関数に用いて、個々の降雪粒子を雪片とあられに分類し、1分ごとに雪片とあられの含まれる数の割合を求め、その有効性を示した。約3週間の連続観測により、日中や夜間の降雪に関係なく良好な結果が得られたが、更に降雪時の気象条件、観測場所等により、式(3.11)の κ, ε 、式(3.12)の a, b 、式(3.13)の p および判別のしきい値を検討する必要がある。また、粉雪の降る北海道のような寒冷地では観測空間を小さくする必要があるため、観測条件の異なる場合について図3.7の分布を調べることが課題である。

目視によるあられと雪片の観測は、ビロード布上に降った降雪粒子を人手により解析するため時間と労力を要する。また、1回のサンプル数が少なく、サンプリング間隔が長いと誤差を伴い、あまり利用されていなかった。本システムを利用することにより、冬季期間連続してあられと雪片の自動分類が可能となった。

北陸・信越地方の降雪では、あられまたは雪片が別々に降ることはまれで、両者が混ざりあって降るのがほとんどである。あられと雪片ではそれぞれのレーダ反射強度が異なるため、全降雪粒子数に対するあられの割合を求めることにより、レーダ観測を用いた積雪・降雪量推定に役立つことが期待される。

参考文献

- [1] 村本 健一郎, 藤吉康志, 藤田博之, 北野康一, "降雪のZ-R関係と降雪粒子の諸特性", 電子情報通信学会論文誌B- II, vol. J78-B-II, no. 8, pp. 568-572, 1995.
- [2] B. J. Mason, "The physics of clouds", 2nd ed., Clarendon Press, p. 671, 1971.
- [3] C. Magono and H. Oguchi, "Classification of snow flakes and their structures", Sci. Rep. Yokohama Nat. Univ., Sec. 1, vol. 4, pp. 47-57, 1955.
- [4] 村本健一郎, 椎名徹, 北野孝一, 高木繁則, "降雪粒子の3次元解析", 第21回画像コンファレンス論文集, pp. 89-92, 1990.
- [5] 村本健一郎, 高木繁則, 椎名徹, 松浦弘毅, "2台のカメラを使った降雪粒子の形状と落下速度の同時測定", 電子情報通信学会論文誌D-II, vol. J78-D-II, No. 8, pp. 1249-1253, 1995.
- [6] 椎名徹, 村本健一郎, "降雪粒子映像の画像解析と粒子分類への応用", 電子情報通信学会論文誌D-II, Vol. J82-D-II, No. 2, pp. 240-249, 1999.
- [7] A. Kaufmann and M. M. Gupta, "Introduction to fuzzy arithmetic", Van Nostrand Reinhold, 1991.
- [8] R. C. Gonzalez and R. E. Woods, "Digital Image Processing", Addison-Wesley Publishing Company, 1992.
- [9] E. L. Hall, "Computer Image Processing and Recognition", Academic Press, 1979.
- [10] M. R. Teague, "Image analysis via the general theory of moments", J. Opt. Soc. Am., vol. 70, 8, pp. 920-930, 1980.

第4章 落下中の降雪粒子の密度の解析

4.1 まえがき

北陸地方の降雪は、雪結晶が単独で降ることは非常にまれであり、結晶同士が併合、分裂して降雪粒子は複雑な形状となり、雪片あるいはあられの形態として降る。また、雪片を構成する雪結晶には多くの雲粒が付着するため、雪片の密度が大きく変化し、降雪強度に影響する。この複雑な降雪粒子の落下運動の解析は、粒子生成のメカニズム解明、降雪量の推定等のために重要である。

降雪粒子の落下現象の研究は、降雪粒子の落下速度の理論解析[1]、終端速度の測定を中心にこれまで多くの研究が行われてきた。特に、Langleben[2],[3]は雪片の融解直径 D を用いて落下速度 v を関係式 $v = k \cdot D^n$ の形で導出した。Langlebenは、落下中の雪片の一部を写真撮影し、その残像より落下速度を求めた。また、落下してくる雪片をろ紙で受け取り、溶けてろ紙に浸み込んだ面積から、水に換算したときの直径、すなわち融解直径を雪片の直径として代用した。さまざまな研究者によって雪片の落下速度の測定結果に、上記の関係式が適用された[4],[5]。個々の雪片の粒径ではなく融解直径を用いることにより、この関係式は降雪雪片の密度（雪質）に依存しないため、ほとんどの雪片に適用できる優れた式である。また、雪片の雲粒付着割合が大きくなると、 k, n の値はいずれも大きくなる傾向にあった。しかしながら、これまでの研究では、落下中の降雪粒子の3次元的な形状および粒径を直接測定せずに、落下後の2次元的な形状（面積）から間接的な融解直径を求めている。また、カメラによるマニュアル撮影のため、大きな雪片だけを測定したので[3]、測定する雪片の個数が増加すると関係式の k および n が異なる値になる等の問題点があった[2],[4],[5]。

第2章で述べたように、高解像度のCCDカメラと画像処理手法を用いた降雪粒子の観測を行い、落下中の個々の粒子の粒径と落下速度および空間数密度を測定した。従来のカメラを用いた降雪観測では人手により個々の粒子を測定するため、短い時間間隔で変化する降雪現象を観測できなかったが、CCDカメラ映像と画像処理手法を用いることにより高速に大量の降雪粒子を測定することが可能になった。更に、粒子観測の結果から大量のデータを用いても落下中の粒径 d と

落下速度 v との間に $v = \kappa \cdot d^\varepsilon$ の関係式が成り立つことがわかった。本手法を用いた降雪観測では、落下中の降雪粒子の粒径を測定するため、降雪粒子の密度により、 κ, ε が特徴的に変化した。すなわち、 κ, ε を求めることにより、降雪粒子の雪質の情報を得ることが可能となった。しかしながら、多くの研究に使われている融解直径 D を用いたLanglebenの関係式と直接比較することはできなかった。

本章では、最初に、電子天秤を用いた降雪強度測定と画像処理手法を用いた降雪観測を併用することにより、降雪粒子の密度を測定するシステムを提案する。このシステムは観測される全ての降雪粒子の1分ごとの平均粒径、平均落下速度および電子天秤の降雪重量から1分ごとの平均密度を求めるものである。平均密度は粒子の雪質を定量的に表す重要な因子であり、1分ごとの定量的な雪質測定が可能である。しかし、密度を粒径の関数として表しただけでは、降雪粒子の密度が落下運動に与える影響について考察できない。

次に、種々の降雪粒子の落下現象を規定する物理量として、1分ごとの落下中の降雪粒子の粒径、落下速度および平均密度を直接的に自動測定し、これら測定量と粒子のReynolds数と抵抗係数との関係から落下運動を定量的に明らかにする。画像処理手法によって観測された降雪粒子データの中から粒径、落下速度および平均密度のデータを統合し、粒径と融解直径の関係を導く。次に粒径 d を変数とした $v = \kappa \cdot d^\varepsilon$ の関係式から融解直径 D を変数としたLanglebenの関係式 $v = k \cdot D^n$ に変換する式を導き、画像処理による観測データとLanglebenのパラメータ k, n とを直接比較し、雪片の雲粒付着割合等について議論する。更に、Reynolds数と抵抗係数を求める。従来、融解直径 D とこれらとの関係が調べられてきたが、本章では、これら物理量が落下速度 v と落下中の粒径 d の関係式に与える影響について明らかにし、密度との関連を調べる。最後にこれらを考慮して、画像処理手法により得られた落下中の降雪粒子の観測データのみを用いて降雪強度を求める。

4.2 降雪粒子観測装置と降雪強度計

図4.1に降雪粒子観測装置と降雪強度計を示す。降雪粒子の観測方法については第2章で報告したので、ここでは、降雪強度計を中心に説明する。

降雨に比べて降雪の場合には、降雪粒子の種類が様々で、数分から数十分の短い間隔で変動

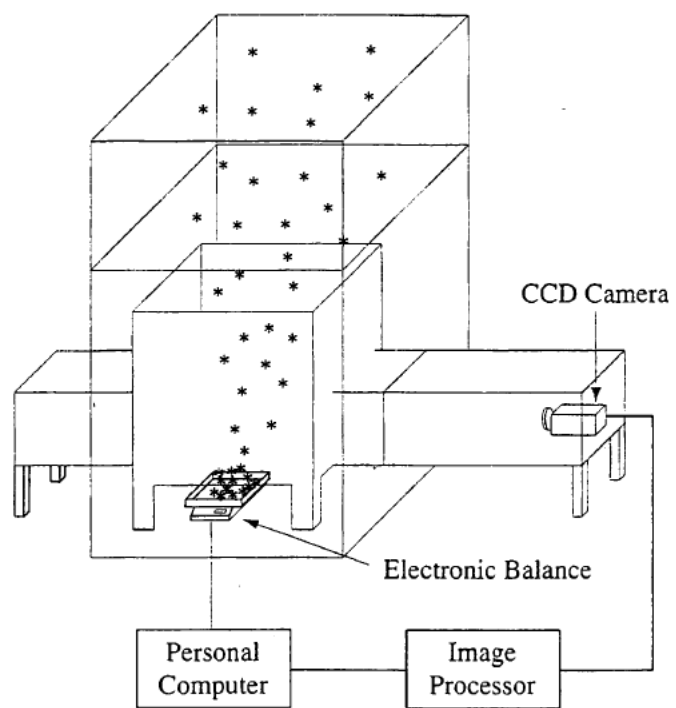


図 4.1 降雪粒子観測装置と降雪強度計

し、しかもその重量は小さい。従って、密度の測定には、短い時間間隔で感度の良い測定法が不可欠である。

本研究では、受雪面の広い面積を有する容器に降り積もった降雪粒子を1分間ごとに電子天秤を使って重量を直接測定し、そのデータをRS-232Cによりコンピュータに転送して、単位時間に降り積もった降雪粒子の総重量に対して水の密度を $1.0[\text{g}/\text{cm}^3]$ として降雪強度 $[\text{mm}/\text{h}]$ を計算した。

測定時には電子天秤は風により振動しやすいので、周囲に風避けを設置して、容器に蓄積された重量を測定した。受け皿として直径35cmの円筒容器を用いると、使用した天秤の最小感度0.1gに対して、0.062mm/hの最小感度が得られる。任意の時間間隔で連続して自動計測できるが、天秤の最大秤量により観測期間の限界があり、容器内の雪を取り除く必要がある。

なお、観測は1996年1月に富山高専電気棟屋上（富山市本郷町、標高50m）にて行った。

4.3 全降雪粒子の平均密度と粒径

ある時刻に降っている全降雪粒子の平均密度は、観測空間中を落下する全降雪粒子の総体積と総重量より得られる。電子天秤を用いることにより、単位面積当りに降り積もった重量を測定することが可能なので、単位面積を通過する降雪粒子の総体積と天秤の重量から平均密度を求めた。

落下中の降雪粒子の形状は複雑で、雪片の密度を求める場合にはこの複雑な形の雪片の体積をどのように見積もるかが大きな問題である。降雪粒子の形状および落下姿勢の解析によれば、雪片の最短径と最長径は鉛直および水平断面積ともにほぼ同じ値であり、横方向から見た雪片の断面積（鉛直断面積）を用いて、体積はその断面積と同じ投影断面積をもつ球の体積として密度の計算が行われている[3]。また、最短径と最長径の比が $1/3$ 以下の細長い粒子の落下姿勢においても、水平からの角度が0度付近と90度付近に主軸の分布をもつことが報告されている。北陸地方の観測では、丸形と逆円錐形の雪片が全粒子の大半を占め、縦横比の同じ円錐の場合には、球との差は数パーセントと報告されている[3]。そこで、これらを考慮して本章では球形と仮定して議論する。

個々の降雪粒子を粒径ごとに分類して、粒径 d の平均落下速度を v_d 、単位空間に存在する個数を n_d とする。単位時間に単位面積を通過する全降雪粒子の総体積は

$$V = \sum_d \frac{4}{3} \cdot \pi \cdot \left(\frac{d}{2}\right)^3 \cdot n_d \cdot v_d \quad [\text{cm}^3/\text{s}] \quad (4.1)$$

となる。また、単位時間当りに単位面積に降り積もる全降雪粒子の総重量 M [$\text{g}/\text{cm}^2\text{s}$] は、電子天秤から直接測定できる。従って、全降雪粒子の平均密度 ρ は

$$\rho = \frac{M}{V} \quad [\text{g}/\text{cm}^3] \quad (4.2)$$

より求められる。図4.2に1996年1月9日の1分ごとに観測された全粒子の平均粒径と平均密度の関係を示す。粒径の小さい粒子の数が指数関数的に多いので平均粒径 d は小さくなり、0.2cm 付近に多く分布している。密度は粒径が大きくなると減少するので、密度を粒径 d の関数として

$$\rho = \rho_0 \cdot d^{-r} \quad (4.3)$$

と表す。図中の全てのデータについて回帰曲線を計算すると、 $\rho_0=0.0148$, $r=0.326$ となる。図中にこの回帰曲線を実線で示す。

Langlebenの用いた融解直径は、個々の雪片の重さをそのまま天秤で測定し、その重さに等しい水滴の直径を意味する。従って、粒径 d の降雪粒子の密度 ρ とその融解直径 D の間には次の関係式が成り立つ。

$$\rho = \left(\frac{D}{d}\right)^3 \quad (4.4)$$

この式と図4.2から求めた融解直径と粒径の関係を図4.3に示す。次に、式(4.3)と式(4.4)より、粒径と融解直径は次のような関係式で表される。

$$d = \rho_0^{\frac{1}{r-3}} D^{\frac{-3}{r-3}} \quad (4.5)$$

これにより融解直径と空中での粒径との関係が求まる。図中にはデータから求めた回帰曲線を示す。

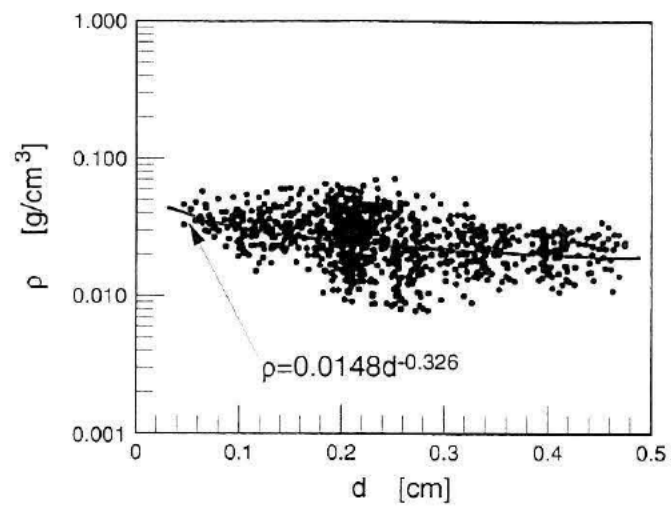


図 4.2 平均粒径と平均密度の関係

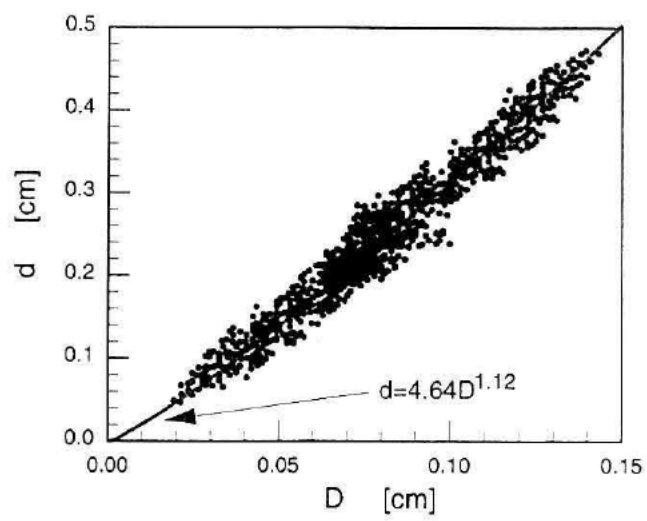


図 4.3 融解直径と粒径の関係

4.4 降雪粒子の平均落下速度

4.4.1 落下速度と粒径および融解直径

Langlebenは個々の粒子をカメラで撮影，捕捉して，その写真映像と捕捉質量から，落下速度 v と融解直径 D を求め，

$$v = k \cdot D^n \quad (4.6)$$

の関係式を求めた[1]．人手により測定したためデータ数は少ないが，密度を直接含まずに融解直径と落下速度の関係を初めて明らかにした．一方，CCDカメラによる映像を画像処理した降雪観測では，落下中の降雪粒子の粒径と落下速度の同時測定が可能であり，式(4.6)と同様に

$$v = \kappa \cdot d^\varepsilon \quad (4.7)$$

の関係があることが示されている．画像処理手法を用いた自動観測は短い時間間隔で連続して大量に降雪粒子を測定することができるので，式(4.7)のパラメータ κ , ε の経時変化を求めることが可能である．また，式(4.7)は粒子の密度に大きく依存するため，雪質を知るうえで κ , ε は重要なパラメータである．式(4.6)と式(4.7)を比較することは大変興味深いが，そのためには融解直径 D と落下中の粒子の粒径 d との関係を求める必要がある．4.3の画像処理手法を用いた降雪粒子観測データと密度の測定結果を用いて，式(4.4)を式(4.7)に代入すると

$$\begin{aligned} v &= \kappa \cdot d^\varepsilon \\ &= \kappa \cdot \rho_0^{-\frac{\varepsilon}{3}} \cdot D^\varepsilon \end{aligned} \quad (4.8)$$

を得る．すなわち，密度の測定を行うことにより画像処理手法を用いた観測データを式(4.7)から式(4.6)の関係へ変換することが可能となる．更に，密度を粒径の関数で近似する式(4.3)を用いて

$$v = \kappa \cdot \rho_0^{\frac{\varepsilon}{-3}} \cdot D^{\frac{-3\varepsilon}{-3}} \quad (4.9)$$

を得る．従って，式(4.6)と式(4.7)のパラメータの間に次のような関係が成り立つ．

$$k = \kappa \cdot \rho_0^{\frac{\varepsilon}{-3}} \quad (4.10)$$

$$n = \frac{-3\varepsilon}{r-3} \quad (4.11)$$

図4.4に画像処理手法を用いた降雪観測から得られた粒径と落下速度の関係を示す。測定期間は、図4.2と同じ時間帯であり、1分ごとのこれらのデータから回帰曲線式(4.7)を求めると、 $\kappa=100.4$ 、 $\varepsilon=0.279$ であった。 κ 、 ε および図4.2における式(4.3)のパラメータ $\rho_0=0.0148$ 、 $r=0.326$ を用いて、式(4.10)、(4.11)からLanglebenの関係式のパラメータはおおよそ $k=155.8$ 、 $n=0.313$ に相当することがわかった。画像処理手法による降雪観測では、 κ 、 ε のみ計算され、直接、Langlebenの関係式のパラメータ k 、 n と比較できなかったが、式(4-10)、(4.11)より比較が可能になった。これまでの報告では、 k は数十から数百の値をもち、 n は0.2から1.0前後の値である[2]、[4]、[5]。式(4.10)、(4.11)から求めた値 $k=155.8$ 、 $n=0.313$ は、この範囲の中にあり、その中でも比較的中間の値をもつことがわかる。このことから、測定した時間帯においては雪片に付着した雲粒の割合があまり多くないことがわかる。

4.4.2 Reynolds数と抵抗係数

粒径および融解直径と落下速度の関係が求められると、Reynolds数および抵抗係数を計算することができる。Reynolds数と抵抗係数は、降雪粒子の落下速度を決定する重要な物理量であり、

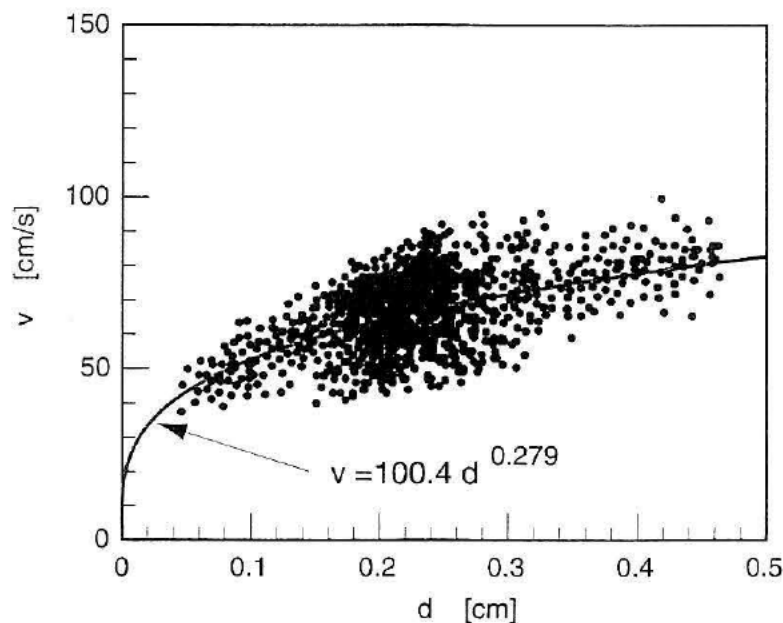


図 4.4 粒径と落下速度の関係

式(4.6)と式(4.7)のパラメータ n , k と ε , κ をそれぞれ関連づける大切な因子である。

最初に, Reynolds数は

$$R_e = \frac{d \cdot v}{\nu} \quad (4.12)$$

から求まる。ここで, ν は空気の運動粘性係数であり, 0°C において $1.33 \times 10^{-1} (\text{cm}^2/\text{s})$ である。観測地における降雪時の気温は平均 0°C 前後であったので, この値を用いる。

次に, 地上付近を落下する降雪粒子は, 重力と空気抵抗が釣り合って終端速度で落下するので, 抵抗係数 C_D は

$$m \cdot g = \frac{1}{2} \cdot \rho_a \cdot v^2 \cdot C_D \cdot S \quad (4.13)$$

から求めることができる。ここで, m は降雪粒子の質量, ρ_a は空気の密度で $1.29 \times 10^{-3} (\text{g}/\text{cm}^3)$, g は重力加速度, S は降雪粒子の断面積である。ここでは, 重力に対して降雪粒子の浮力は小さいので無視した。また, 降雪粒子は球形と仮定しているので, 粒径 d を用いて断面積 $S = \pi (d/2)^2$ とした。

図4.2の降雪粒子のReynolds数と抵抗係数の分布を図4.5に頻度分布にて示す。図中の数字は1分を1単位とする頻度を表わす。Reynolds数は80から200の範囲, 抵抗係数は0.2から7の間に分布することがわかる。また, Reynolds数の増加とともに抵抗係数が減少していくことがわかる。図中に参考として流体力学から得られる球体および円柱（半径と高さが同じ）のReynolds数と抵抗係数の関係曲線を示す。本論文では降雪粒子を球と仮定して, 落下速度等を計算してきた。図中の曲線と頻度分布を比較すると, 分布はかなりばらつきがみられるが, 球と円柱付近は頻度が高いことがわかる。

4.4.3 落下速度と物理量の関係

これまでの研究では, Reynolds数と抵抗係数を求め, Langleben の関係式(4.6)の融解直径に対するパラメータ k , n との関係を調べていた[3]。しかし, Reynolds数と抵抗係数は落下中の降雪粒子の落下速度を決める重要な物理量であるため, 融解直径よりも落下中の粒子の形状, 粒径および密度と落下速度の関係を求めることが重要である。そこで, 落下中の降雪粒子の粒径を用いて, 式(4.6)だけでなく式(4.7)とこれら物理量の関係を導く。

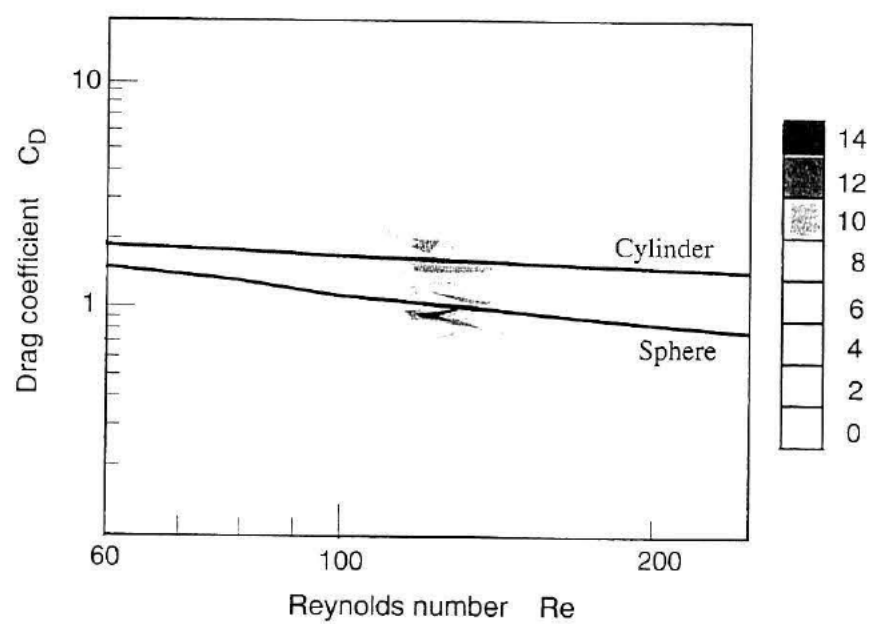


図 4.5 Reynolds数と抵抗係数の関係

物理量と式(4.6)との関係については、Fujiwaraにより抵抗係数がReynolds数のべき乗に比例することを仮定した式(4.14)を用いて求めている[6].

$$C_D = a \cdot (d \cdot v)^j \quad (4.14)$$

ただし、 a および j は定数であり、本論文でもこの仮定を用いる。式(4.13)と式(4.14)より、

$$v = \left(\frac{4g}{3a\rho_a} \right)^{\frac{1}{j+2}} \cdot \rho_0^{\frac{1}{j+2}} \cdot d^{\frac{-j+1}{j+2}} \quad (4.15)$$

を得る。この式において、 ρ もまた粒径の関数である。そこで、式(4.3)を用いて

$$v = \left(\frac{4g}{3a\rho_a} \right)^{\frac{1}{j+2}} \cdot \rho_0^{\frac{1}{j+2}} \cdot d^{\frac{-j-r+1}{j+2}} \quad (4.16)$$

となる。この式と式(4.7)を比較すると、落下速度のパラメータは

$$\kappa = \left(\frac{4g}{3a\rho_a} \right)^{\frac{1}{j+2}} \cdot \rho_0^{\frac{1}{j+2}} \quad (4.17)$$

$$\varepsilon = \frac{-j-r+1}{j+2} \quad (4.18)$$

のようになる。粒径と密度の関係から ρ_0 、 r が、Reynolds数と抵抗係数の回帰式から a と j が得られ、落下速度のパラメータ κ 、 ε が式(4.17)、(4.18)から計算される。

κ 、 ε の特徴を調べるために、1分間に観測された全ての降雪粒子の粒径と落下速度から回帰曲線(式(4.7))を求め、得られた1分ごとの κ と ε を図4.6に示す。式(4.17)、(4.18)より ρ_0 が増えると κ が大きくなり、 r が増えると ε が大きくなり、結果として落下速度が大きくなると考えられる。また、 j が小さくなると κ と ε は大きくなるが、 κ はべき乗で変化するのに対して ε は比較的緩やかに変化するため図4.6のような分布関係になると考えられる。

これらの結果を確認するため、Langlebenの式(4.6)のパラメータも同様の手順で、式(4.8)を用いることにより

$$v = \left(\frac{4g}{3a\rho_a} \right)^{\frac{1}{j+2}} \cdot \rho_0^{\frac{1}{r+3}} \cdot D^{\left(\frac{3}{j+2} - \frac{3}{r+3} \right)} \quad (4.19)$$

を得る。これは石坂の導いた結果[3]と一致していることがわかる。式(4.16)–(4.18)は本システムを利用して初めて得られたものであり、落下中の降雪粒子の落下速度を表す重要な関係式であ

る。

図4.2の観測データから得られた回帰曲線のパラメータ ρ_0 , r と, 図4.5から回帰曲線を求めて得られる式(4.14)のパラメータ a , j とを使って求めた式(4.17), (4.18)の各値を表4.1に示す。表の下部には石坂の雲粒付着度によって分類された3タイプ(A, B およびCタイプ)のデータを比較のために示す[3]。雲粒が比較的少なく構成結晶が明瞭にわかるものをAタイプ, 雲粒が多く結晶が明瞭でないものをBタイプ, Bタイプの雪にあられ状の雪塊が混入しているものをCタイプとして分類している。本論文の a , j の値はAタイプとCタイプの間にあることがわかる。図4.6は1分ごとに κ , ε をプロットしたものであり, 表4.1に示す κ , ε は1分ごとのデータを1点として全観測時間帯について回帰曲線を求めて得られたものである。従って, 表4.1の値は図4.6のほぼ平均値を示していると考えられる。

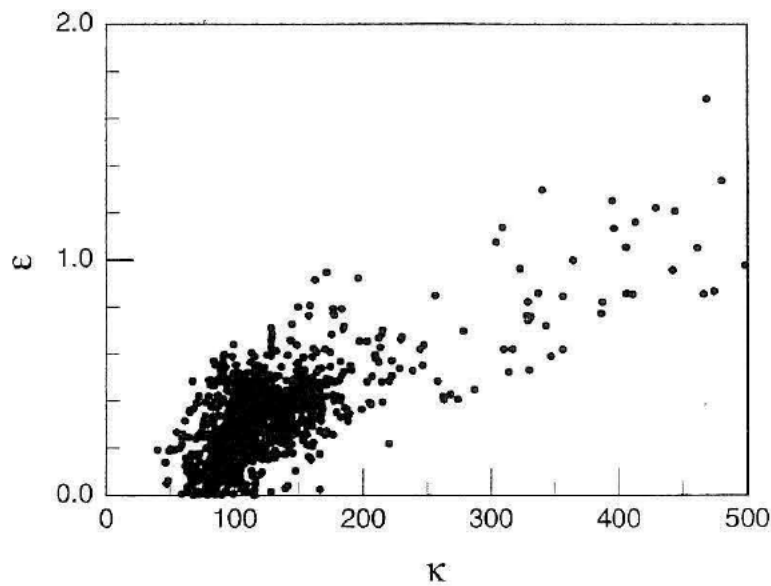


図 4.6 落下速度パラメータの関係

表 4.1 落下速度に関する各定数

	j	a	κ	ε
This work	-0.22	2.65	128	0.255
A type	-0.28	3.04		
B type	-0.24	2.48		
C type	-0.20	1.92		

4.5 降雪強度の算出

落下速度と物理量の関係が明らかになったので、画像処理手法による降雪観測データのみを用いて降雪量を推定する。降雪量は降雪強度を時間で積分することによって得られるので、ここでは降雪強度を直接求める。

粒径 x に対する粒子数 $N(x)$ は指数分布に従い、

$$N(x) = N_0 \exp(-\lambda x) \quad (4.20)$$

で表される。ここで、 N_0 、 λ は定数である。図4.7に粒径に対する粒子数を示す。なお、使用したデータは図4.2と同じ時間帯である。図には式(4.20)で、 $N_0=512$ 、 $\lambda=1.12$ のときの関係を破線で示す。

降雪強度は、1時間当りに降り積もる降雪量を降水量(mm/h)に換算した高さで表される。従って、降雪強度は粒径 x の数密度 $N(x)$ 、落下速度 $v(x)$ と密度 $\rho(x)$ を用いて

$$R = \int_{x=0}^{x=\infty} \frac{4}{3} \pi \left(\frac{x}{2}\right)^3 \cdot \rho(x) \cdot v(x) \cdot N(x) \cdot dx \quad (4.21)$$

により求めることができる。ここで、粒径 x の落下速度 $v(x)$ と密度 $\rho(x)$ は式(4.7)および式(4.3)を用いて、更に式(4.20)を代入して、

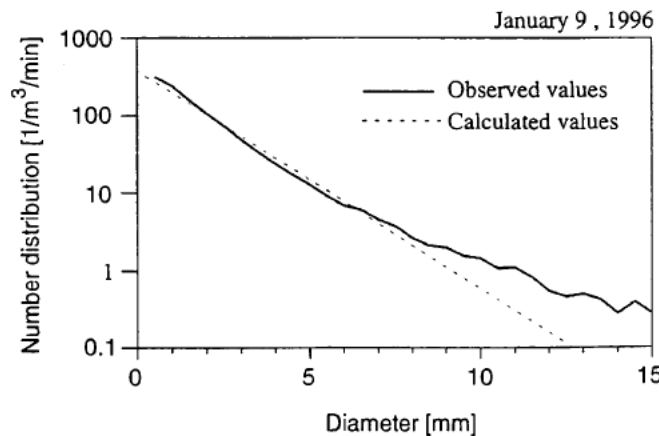


図 4.7 降雪粒子の粒径分布

$$R = \frac{\pi}{6} \int \rho_0 \cdot \kappa \cdot N_0 \cdot x^{3+\varepsilon-r} \cdot \exp(-\lambda x) \cdot dx \quad (4.22)$$

を得る．この積分を求めることは容易ではないが，4.4 の観測結果から x の指数部の ε と r はほぼ等しいので， $3 \gg \varepsilon - r$ と仮定することが可能となり，積分は解析的に解けて，

$$\begin{aligned} R &= \frac{\pi}{6} \int \rho_0 \cdot \kappa \cdot N_0 \cdot x^3 \cdot \exp(-\lambda x) \cdot dx \\ &= \frac{\pi}{\lambda^4} \cdot \rho_0 \cdot \kappa \cdot N_0 \end{aligned} \quad (4.23)$$

となる．ここで， $\varepsilon = r$ は，密度と落下速度の積が粒径によらず一定になることを意味している．すなわち

$$\rho(d) \cdot v(d) = \rho_0 \cdot \kappa \quad (4.24)$$

を仮定したことになる．図4.8 に $\rho \cdot v$ の分布を示す．分布にかなりばらつきがみられるが，粒径による変化が少ないことがわかる．以上のように，画像処理手法を用いた降雪観測データのみから落下中の降雪粒子の降雪強度を式(4.23)を用いて求めることが可能となった．

図4.9(a)は，1996年1月9日に観測された画像データから求めた落下中の降雪粒子の降雪強度である．また，図4.9(b)には従来の電子天秤を用いた降り積もった降雪粒子の降雪強度測定結果を

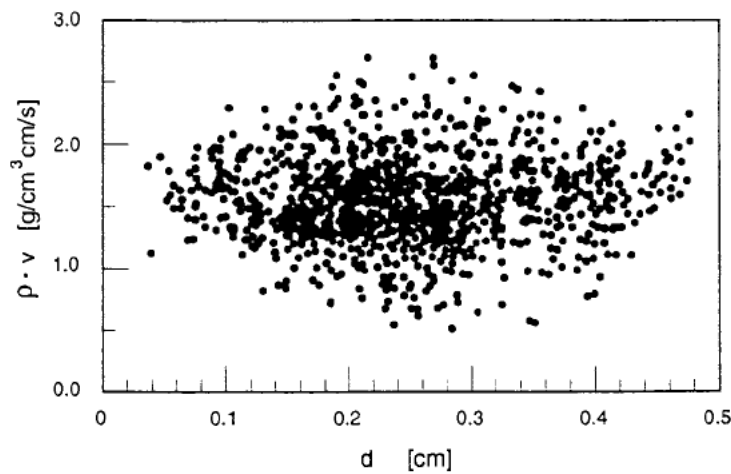


図 4.8 $\rho \cdot v$ と粒径の関係

示す．両方の曲線のこの時間帯での重なりを求めたところ83%の一致が得られた．電子天秤の風による影響は $\pm 0.5\text{mm/h}$ 程度含まれるため，本提案手法は電子天秤による測定法と比較しても実用上有効と言える．

4.6 む す び

地上付近の降雪粒子の落下運動を解析することは，粒子生成のメカニズムを解明する上で重要である．特に，落下中の個々の降雪粒子の落下速度，粒径，密度を同時に測定することは，種々の落下運動を定量的に解析する上で大切である．

本章では，画像処理手法によって観測された降雪粒子のデータの中から1分ごとの平均粒径，落下速度および平均密度データを抽出し，粒径と密度の相関から空中を落下中の粒径と融解直径の関係を導いた．次に，この関係を利用して，粒径 d を変数とした落下速度の式 $v = \kappa \cdot d^{\epsilon}$ を融解直径 D を変数とした落下速度の式 $v = k \cdot D^{\eta}$ に変換し，両式のパラメータの変換式を求めた．これにより直接 Langlebenの値と比較することが可能になった．更に，Reynolds数と抵抗係数を1分ごとに求め，これらの物理量が落下中の降雪粒子の落下速度と粒径および融解直径の

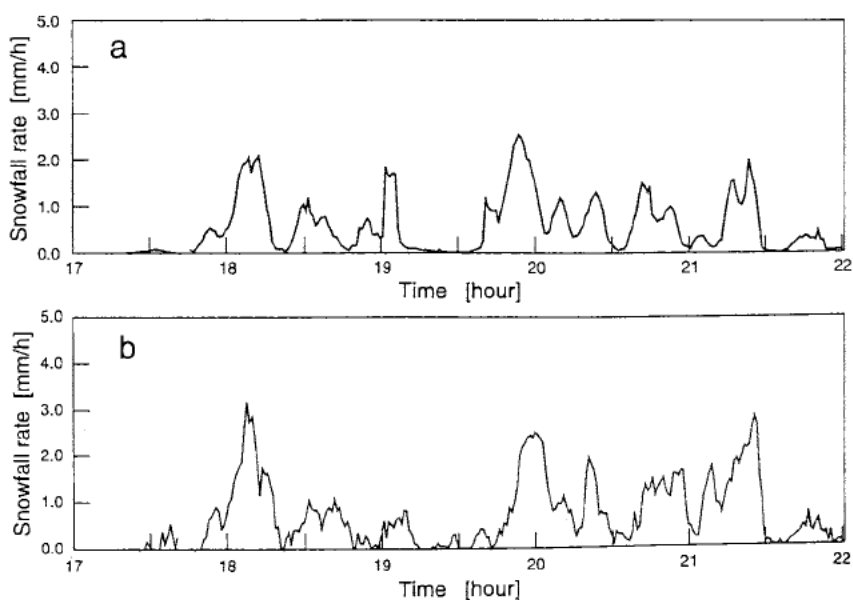


図 4.9 降雪強度の時間変化

間に与える影響を調べた。Reynolds数と抵抗係数の回帰式からパラメータ a , j が落下速度のパラメータ k , n および κ , ε に影響することがわかり、各値を求めた。最後にこれらを考慮して、画像処理手法により得られた落下中の降雪粒子の観測データのみを利用して降雪強度を求めたところ、良好な結果が得られた。電子天秤による降雪強度の測定は、天秤の最大秤量に達する前に天秤に降り積もった雪を人手により取り除く必要がある。また、風の影響により天秤の重量が変化し、これにより測定精度が制限された。本手法を用いることにより、降雪強度の自動測定が冬季期間連続して可能となり、年間降水量を求めることができる。

参考文献

- [1] C. Magono and T. Nakamura, "Aerodynamic studies of falling snowflakes", J. Meteorol. Soc. Japan, vol. 43, pp. 139-147, 1965.
- [2] M. P. Langleben, "The terminal velocity of snowflakes", Quart. J. Roy. Meteor. Soc., vol. 80, pp. 174-181, 1954.
- [3] 石坂雅昭, "雲粒付雪片の落下速度について", 雪氷, vol. 57, no. 3, pp. 229-238, Sept. 1995.
- [4] I. Imai, M. Fujiwara, I. Ichinura and Y. Toyama, "Radar reflectivity of falling snow", Papers Meteor. Geophys., vol. 6, pp. 130-139, 1955.
- [5] I. V. Litvinov, "Determination of the steady state velocity of falling snow particles", IZV. Akad. Nauk. SSSR Ser. Geofiz. vol. 7, pp. 853-856, 1956.
- [6] M. Fujiwara, "Note on collision frequency of snowflakes", 75th Anniv. Vol. of J. Meteorol. Soc. Japan, pp. 57-64, 1957.

第5章 落下中の降雪雪片の粒径分布

5.1 まえがき

雪片粒径分布は、雪片成長過程や雲の種類、あるいは発達過程と密接に関係している。また、雪片成長過程や雲の種類、発達過程は地域によって異なる。このことから、雪片粒径分布も地域によって異なることが予想される。地域毎の代表的な雪片粒径分布を知ることは、レーダー反射強度(Z)と降雪強度(R)の関係(Z - R 関係)を用いてある地域の正確な降雪量を算定する際に非常に重要になる。特に、積雪計の設置が困難な山岳部においては、これを利用して冬季積雪量を算定し、水資源の有効利用に活かすことができるであろう。また、地域毎の雪片粒径分布の特徴から逆に雪片成長過程を推測し、その地域での主な雪片成長過程と自然条件の関係をすることもまた、降雪機構の地域特性を解明する上で重要である。

雪片成長過程には主に昇華凝結、凝集、雲粒捕捉、分裂の4過程がある。これら4過程のうち、雲中でどの過程が卓越しているかによって雪片粒径分布の特徴も異なる。Lo and Passarelli (1982)は、航空機を用いて空気塊を雲頂から雲低まで追跡する観測を行った[1]。この研究では、測定された粒径分布は指数分布 $N_p = N_0 \exp(-\lambda D)$ に近似された。ただし、 D は雪片の粒径、 N_0 は $D \sim D+dD$ 間の粒子数濃度をそれぞれ示している。解析の結果、雲頂付近から高度が低下するにしたがって、最初に傾き λ はほぼ一定で y 切片 N_0 は増加するステージ、次に λ 、 N_0 ともに減少するステージ、最後に λ 、 N_0 ともあまり変動しないステージの計3段階の粒径分布変動が示された。そして、それぞれ順に昇華凝結成長、凝集成長、分裂の各成長が卓越していることが示唆された。この結果はその後、Mitchell (1988) のモデルによってもよく再現された[2]。

一方、降雪強度と粒径分布の関係に関する研究もこれまで数多くなされている。雪片粒径分布に関する研究の草分けでもある Gunn and Marshall (1958)は、雪片の融解直径から求めた雪片粒径分布を、降雪強度毎に平均し、その変動を調べた[3]。その結果、降雪強度毎に平均化された粒径分布は指数分布 $N_p = N_0 \exp(-\lambda D)$ にフィットでき、降雪強度が強まるにつれて粒径分布の傾き λ 、 y 切片 N_0 ともに減少する変動が示された。このことは、降雪強度が強まるにつれて凝集成長過程が卓越してくることを示唆していた。しかし、その後行われた研究では、降雪強度に対す

る雪片粒径分布の変動はこの限りではなかった[4], [5].

金村他(1991)及び播磨屋他(1992)は、雪片粒径分布と雲の発達過程の関係を調べ、対流活動が活発な最盛期の場合、降雪強度が強まるにつれて雪片粒径分布の傾きは急になり、対流活動の弱い消滅期の場合、降雪強度が強まるにつれて傾きは緩やかになることを示した[6], [7]. また、Houze and Churchill(1984)は航空機観測の結果から、対流性雲より層状性雲の方が凝集過程による雪片形成が起こり易く、その結果大きい雪片が形成され易いことを示した[8].

今まで述べてきたように、雪片粒径分布と雪片成長過程あるいは雲の種類や発達過程の関係については理解が進んでいるが、前述のように雪片成長過程や雲の発達過程は地域によって異なるため、観測する時期や場所によって粒径分布やその変動も異なる可能性がある。しかしながら、雪片粒径分布の地域特性に注目した研究はこれまであまり行われていない。そこで、本章では、雪片粒径分布とその変動の地域特性を異なる4地域で比較し、その違いを明らかにすることと、違いが生じる原因を解明することを目的とした。

近年、村本他により、画像処理装置を利用した雪片粒径分布測定装置が開発され、従来に比べ大量のデータを自動的に得ることができるようになった(第2章, 第3章参照)。そこで、本研究ではまずこのようにして得られた大量の雪片粒径分布データに対し主成分分析を行い、雪片粒径分布の変動を統計的に解析した。そして、その結果を用いて4地域の雪片粒径分布変動の特徴を比較した。一方、雪片粒径分布の形そのものの比較を行うために、粒径分布を近似的に表す指数関数のパラメータ N_0 , λ を等降雪強度で比較して、その地域特性を調べた。

5.2 観測

5.2.1 観測の概要

観測は、1991年から1999年のいずれも1月から2月上旬にかけて、北海道石狩地方2地域、北陸地方2地域の計4地域で行われた。表5.1に観測場所、期間を示す。また、図5.1に観測地域、場所を地図に示す。三国川ダム以外は標高50m以下の平野部に位置するが、三国川ダムは標高約440mの山中に位置する。

各観測では、降雪粒子観測システムによる雪片粒径分布測定、電子天秤を用いた降雪強度測定

が行われた。前者については、次節で詳しく述べる。後者については、小西他(1988)の方法で行われた[9]。また、富山を除いた3地域では分解法による降雪粒子観測も行われた。富山では気温が高く雪片が融け易かったため、この観測を実施することができなかった。この観測についても、後の節で詳しく述べる。各観測点では、強風による影響を極力おさえるために測器の周囲に、外側7m×7m×高さ6m、内側に4m×4m×高さ5mの二重防風ネットが設けられた。この防風ネットの設置により、ネット外部で10m/s程度の風が吹いていても、内部では雪片はほぼ鉛直に落下することができる。

解析で用いた気象要素(気温、相対湿度)のデータは、篠路と岩見沢はそれぞれ札幌管区気象台、岩見沢測候所の現業気象観測データを用いた。三国川ダムは近くに気象官署がなかったため、建設省三国川ダム管理所による気象観測データを用いた。

5.2.2 雪片粒径分布の測定

雪片粒径分布の測定には降雪粒子観測システムが用いられた。この装置は図5.2に示すようなシステムで構成されており、画像処理技術を利用して個々の雪片の粒径及び落下速度を求めることができる。今回の解析に使用する雪片粒径分布データは、以下の方法で求めた。図5.6の本体上部の開口部(1m×1m)から筒内(2m)を落下してくる雪片を、向かって本体右端のCCDカメラで撮影する。図5.3はその概念図である。CCDカメラは図に示された空間を撮影する。CCDカメラで撮影された画像は、図5.6に示すようにVTRに録画され、さらに画像処理ボードを経由してパソコンに取りこまれ、リアルタイムで解析を行うことができる。また、VTRに録画しているため、後で解析を行うことも可能である。

パソコンに取りこまれた画像から以下のような画像処理を経て粒径分布データが得られる。CCDカメラのシャッタースピードは遅く(1/60s)設定し、また画像を2値化することにより、実際には図5.4のような雪片の軌跡を表すような白黒画像が得られる。この画像から次式を用いて、雪片の粒径 D_i [cm]及び v_i [cm/s]をそれぞれ求める。

$$D_i = XW$$

$$v_i = (YW - XW) \times 60$$

画像は、1分間に約440枚取り込まれ、データは雪片1つ1つについての粒径と落下速度という形で得られる。そこで、まず1分間の画像データから単位体積当りの雪片粒径分布を求め、次

表 5.1 観測場所及び期間

Region	Cite	Period
ISHIKARI, Inland area	IWAMIZAWA (Iwamizawa City, Hokkaido Pref.)	21 Jan. - 3 Feb. 1991
ISHIKARI, Coastal area	SHINORO (Sapporo City, Hokkaido Pref.)	15 Jan. - 4 Feb. 1992
HOKURIKU, Orographic area	SAGURIGAWA-DAM (Muikamachi Town, Niigata Pref.)	15 Jan. - 27 Jan. 1997
HOKURIKU, Coastal area	TOYAMA (Toyama City, Toyama Pref.)	28 Jan. - 6 Feb. 1999

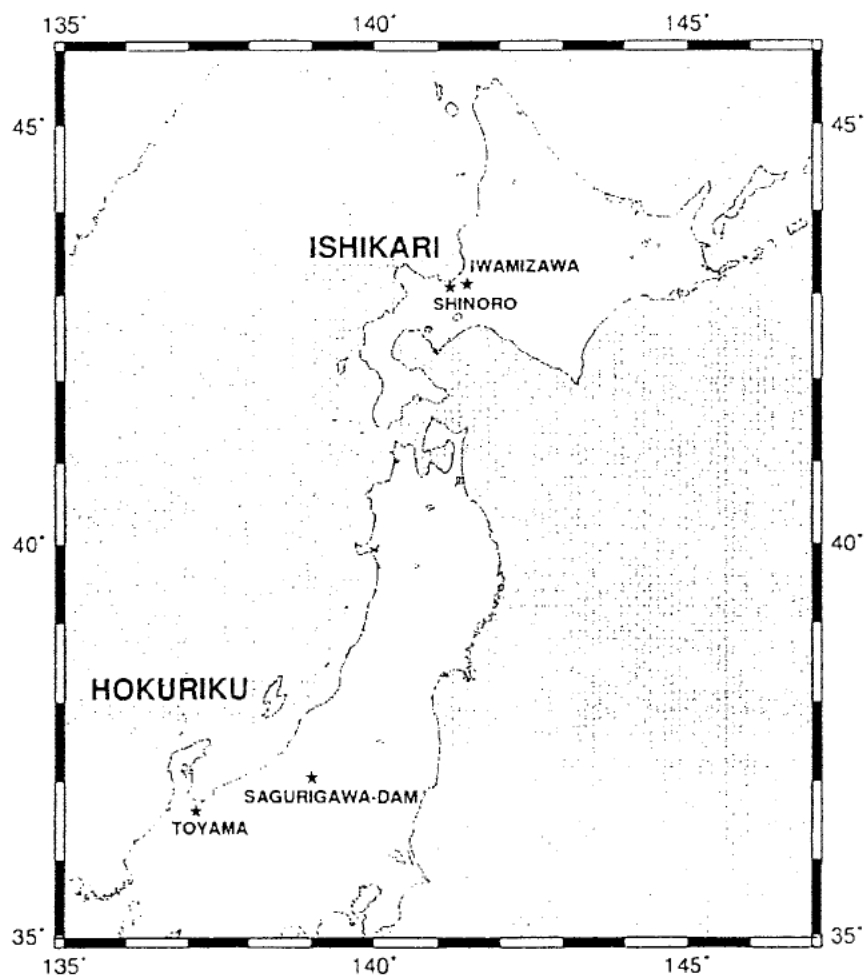


図 5.1 観測地点の位置

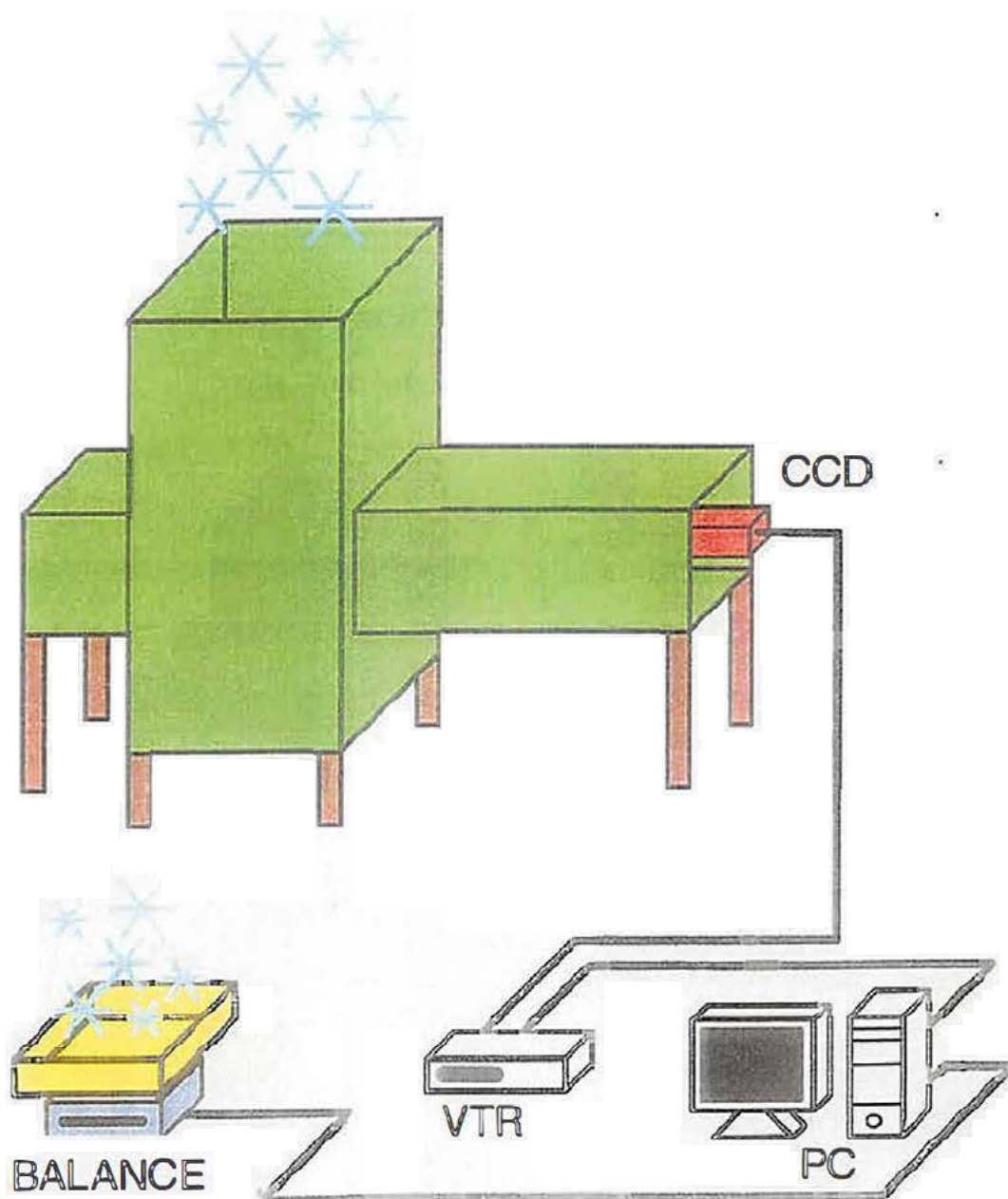


図 5.2 視測システム概略図

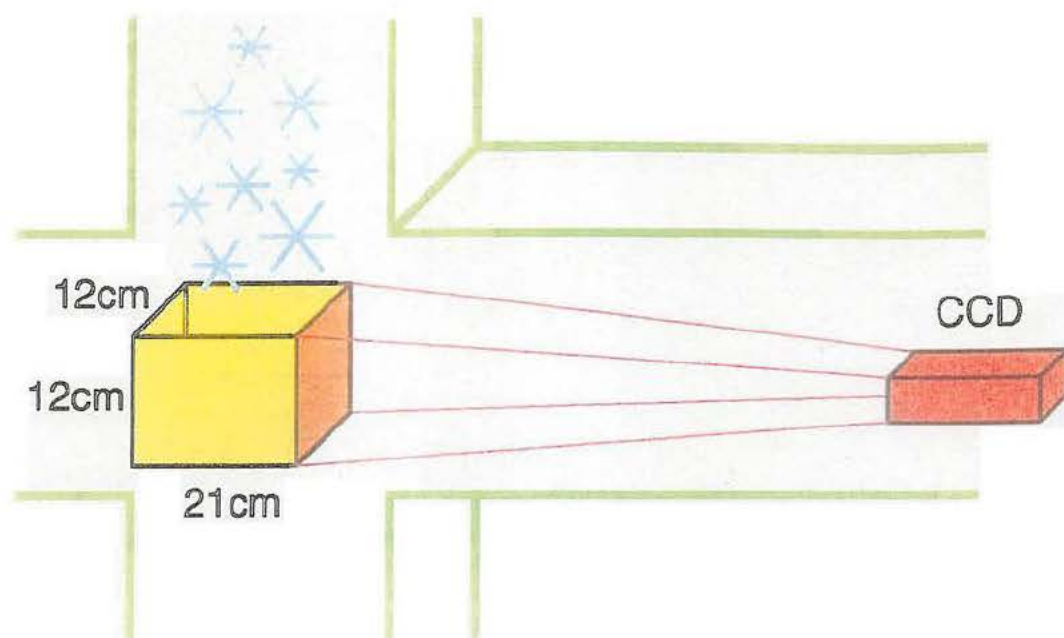


図 5.3 装置本体内部概略図

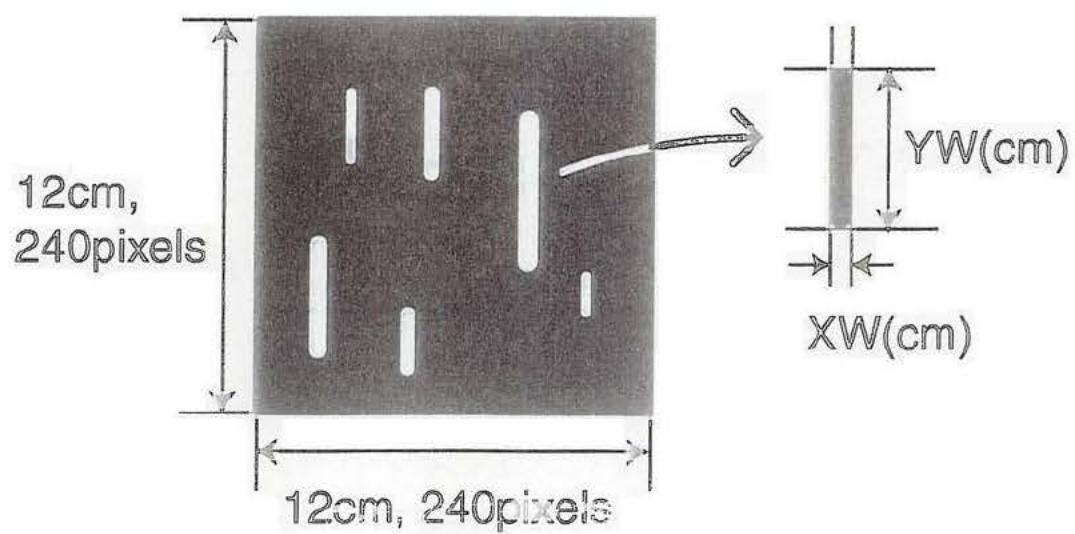


図 5.4 取り込み画像

に1分間の雪片粒径分布を5分間で積算して得られるデータを1つのデータとするデータセットを作成した。ここで、図 5.4 に示すとおり、得られる画像の測定範囲ならびに解像度は、横は12cm, 480pixels, 縦は12cm, 240pixelsであるので測定最小単位は粒径が0.025cm, 落下速度が3cm/sとなる。

以上のような観測システムにより、データは5分間に1つ自動で得られるため、手作業で行ってきた従来の方法に比べて、大量のデータを得ることが可能となった。

5.2.3 平均密度の計算

個々の雪片の粒径と落下速度のデータから、雪片の平均密度を求めた。図 5.5 のような体積 $V_0 = Sh[\text{cm}^3]$ の直方体中を落下している雪片を考える。このとき、個々の雪片の粒径 $D_i[\text{cm}]$, 落下速度 $v_i[\text{cm/s}]$ を用いて、単位時間に水平面を通過する雪片の体積フラックス $F_v[\text{cm}^3/\text{cm}^2 \cdot \text{s}]$ を求める。

$$F_v = \sum_i \left(\frac{4}{3} \pi \left(\frac{D_i}{2} \right)^3 \frac{v_i}{V_0} \right)$$

一方、水の密度を 1g/cm^3 とすると、降雪量 $R[\text{mm/h}]$ から降雪量フラックス $F_g[\text{g/cm}^2 \cdot \text{s}]$ が次のように求まる。

$$F_R = \frac{1 \times 0.1 \times 300 \times R}{3600}$$

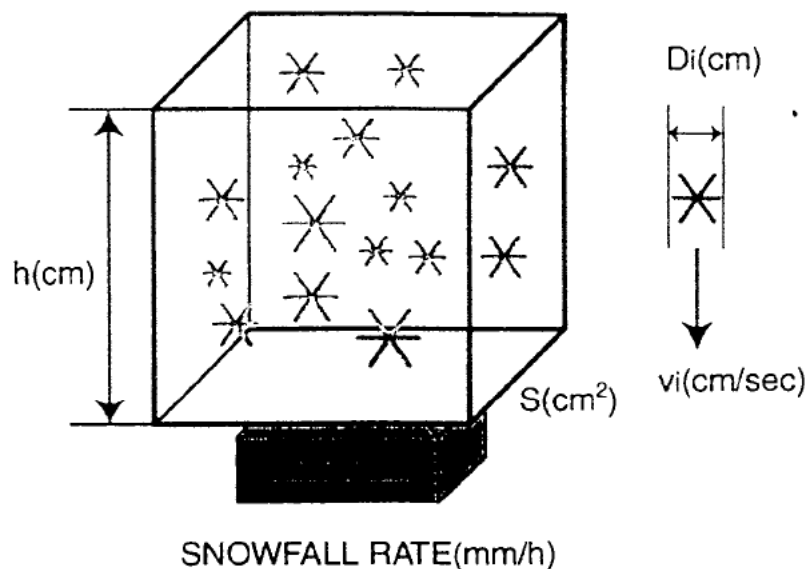


図 5.5 平均密度計算

以上から、雪片の平均密度 ρ [g/cm³] を次のように求めることができる。

$$\rho = \frac{F_R}{F_V} = \frac{300}{36000} \frac{RV_0}{\sum_i \left(\frac{4}{3} \left(\frac{D_i}{2} \right)^3 v_i \right)}$$

この方法で雪片の平均密度を求めるためには、最初に述べたように個々の雪片の粒径と落下速度データが必要となる。本来、降雪粒子観測システムではこのデータが初期データとして得られるが、雪片1つ1つについてのデータをすべて保存すると膨大なデータ量となってしまう。そのため、データ容量の節約のため岩見沢、篠路そして三国川ダムの大部分の観測については、観測段階で粒径分布あるいは落下速度分布を計算し、保存するという方法がとられた。一方、三国川ダムの一部と富山の観測では、パソコンのハードの進歩とデータ保存方法の改良により、雪片1つ1つに関するデータを観測段階で直接ハードディスクに保存することが可能となった。以上の理由から、この方法による雪片の平均密度の計算は、三国川ダムと富山の観測データについてのみ行った。

5.2.4 分解法による雪片観測

降雪粒子観測システムは、上述のとおり画像処理技術を利用することにより、自動で大量のデータを得ることができるが、雪片を画像で取りこんで2値化するためその形状や種類の判別といった雪片の性質を知ることは現段階では不可能である。そこで、このことを補うために分解法による雲粒寄与率と密接度の測定があわせて行われた。雲粒寄与率とは、雪片中に含まれる雲粒の割合を質量比で求めたもので、Harimaya and Sato(1989)の方法で行われた[10]。詳しい測定方法は、そちらを参照されたい。

密接度とは、雪片を構成する構成結晶の詰まり具合を意味する。密接度の測定は、以下の手順で行った。まず、黒いビロード布を張った板で落下してきた雪片を採取する。次に、採取した雪片の中から代表的な雪片を1つ選び、雪片の状態で拡大写真撮影を行う。さらに、雪片をガラス板の上に移して竹串を用いて1つ1つの雪結晶に分解し、分解した状態で拡大写真撮影を行う。図5.6に、その例を示す。このようにして得られた2枚の拡大写真から、図5.7に示すように、雪片の円相当径 D [cm] と各構成結晶最大粒径 d_i [cm] を求める。円相当径は、雪片の拡大写真から雪片の部分の面積を画像処理によって計算し、その面積と等しい円の直径を求めることによって得られる。構成結晶の最大粒径は、拡大写真からメジャーを使って直接測定する。

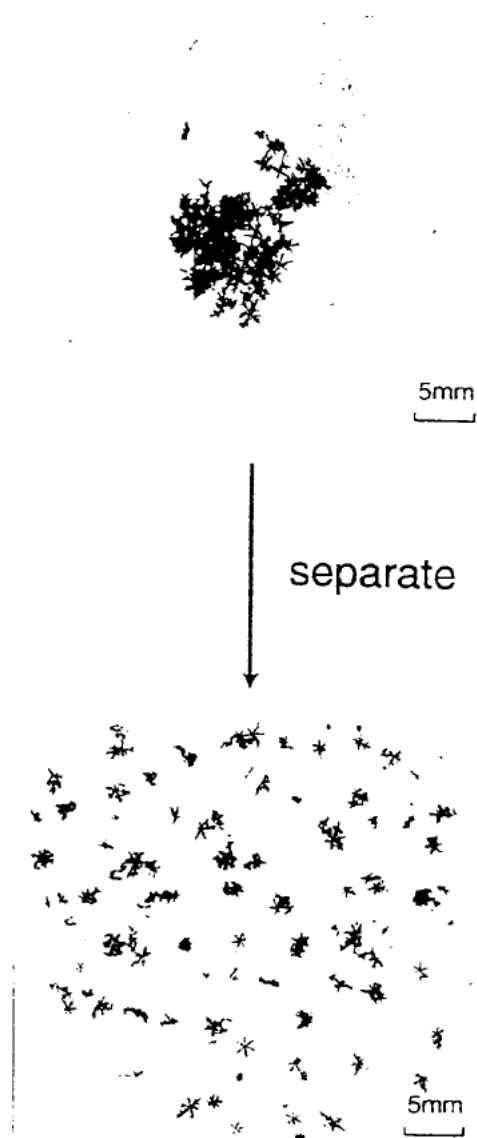


図 5.6 分解前(上)と分解後(下)

以上の手順で求めた D と d_i を用いて、雪片の円相当面積 $A_f[\text{cm}^2]$ とそれを構成する構成結晶の総面積 $A_c[\text{cm}^2]$ を次式で得る.

$$A_f = \pi \left(\frac{D}{2} \right)^2$$

$$A_c = \sum_i \pi \left(\frac{d_i}{2} \right)^2$$

A_f と A_c を比較することで、大まかな構成結晶の密接度を知ることができる. つまり, A_f に比べて A_c が大きいほど, 雪片の構成結晶は密な構造であり, A_c がそれほど大きくない場合は雪片の構造は疎であることが推測できる.

これらの分解法による観測は, 気温が高いため不可能であった富山を除いた3地域で行われた. また, 岩見沢では1989年に, 篠路では1987年に(雲粒寄与率のみ), 三国川ダムでは1995年にそれぞれ同様の観測が行われたため, 各年のデータもあわせて解析に使用した.

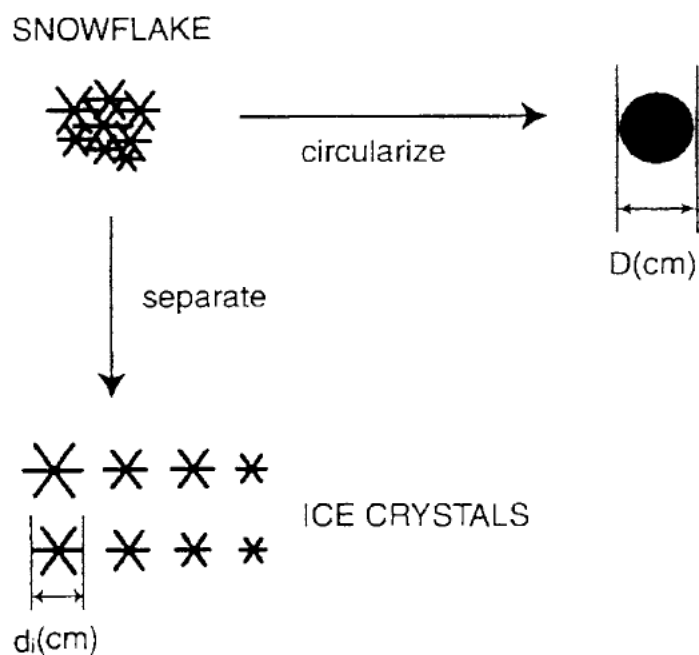


図 5.7 分解法による密接度測定

5.3 結果

5.3.1 主成分分析

雪片粒径分布データは、前章で述べたとおり5分間で1つのデータが得られる。よって、観測期間中に得られるデータ総数は大量になる。そこで、単純に降雪強度等で平均化を行うのではなく、雪片粒径分布のデータを客観的に解析するために、統計解析手法の1つである主成分分析を用いて解析を行った。主成分分析とは、いくつかの説明変量を1つ1つ独立に扱うのではなく、総合的に取り扱うことによって元のデータの総合的特性を調べることを可能とする解析手法である。主成分分析を用いて客観的に雪片粒径分布を解析することで、雪片粒径分布変動の総合的特性を知ることができる。主成分分析は、各地域毎の5分間積算雪片粒径分布データに対して、粒径範囲毎の粒子数濃度を説明変量にとって行った。主成分分析を行った粒径範囲、範囲数、解析データ数を、表5.2に示す。粒径範囲は、いずれも測器の測定最小単位である0.25mm幅毎とした。また、岩見沢と篠路の粒径範囲の上限が三国川ダムと富山のそれと比べて小さいことについては、両地域ではこの範囲を越える粒径の雪片があまり観測されなかったため、このような粒径範囲をとった。以降は、富山の結果についてのみ述べる。4地域の比較については、次節で述べる。

図5.8は、主成分分析を行う前の5分間積算雪片粒径分布データを1本の実線で表示した図である。全体的に小さい粒径で数濃度が大きく、大きい粒径で数濃度がちいさいことは分かるが、データが多いためそれ以上のことは分かりかねる。そこで、このデータに対して主成分分析を行った。

主成分分析を行うと、まず表5.3に示す寄与率が求まる。左から、主成分、寄与率、累積寄与率を示している。寄与率とは、各主成分が元のデータをどのくらい表しているかを示す値である。富山の場合、粒径範囲が25個であったので主成分は第1主成分から第25主成分までとなる。表を見ると、第2主成分までで累積寄与率が90%を超えているため主成分分析の結果、第2主成分まででこのデータの主要な変動を表しているといえる。よって、今後の解析は第2主成分までで行う。

まず、寄与率の最も大きい、すなわち元のデータを最もよく表しているといえる第1主成分に

表 5.2 主成分分析に使用したデータ

Cite	Range of diameter (Number)	Number of data
IWAMIZAWA	0.75 - 6.25mm (12)	128
SHINORO	0.75 - 6.25mm (12)	172
SAGURIGAWA-DAM	1.25 - 13.25mm (25)	302
TOYAMA	1.25 - 13.25mm (25)	263

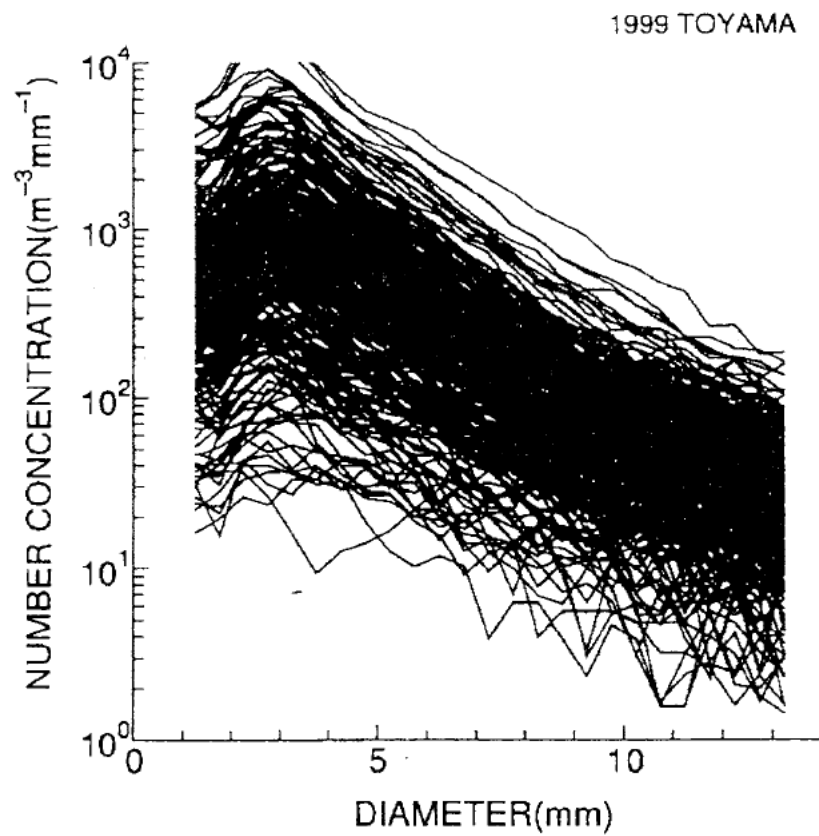


図 5.8 5 分間積算の雪片粒径分布データ

表 5.3 寄与率

Proportion

Principal component	Proportion (%)	Accumulated proportion(%)
1	89.71	89.71
2	6.65	96.36
3	1.27	97.64
4	0.42	98.06
5	0.32	98.38
6	0.26	98.64
7	0.22	98.86
8	0.17	99.03
9	0.14	99.17
10	0.14	99.31
11	0.12	99.43
12	0.10	99.53
13	0.09	99.62
14	0.07	99.69
15	0.06	99.75
16	0.05	99.80
17	0.04	99.84
18	0.04	99.88
19	0.04	99.92
20	0.02	99.94
21	0.02	99.96
22	0.01	99.97
23	0.01	99.98
24	0.01	99.99
25	0.01	100.00

1999 TOYAMA

注目して解析を行った。図 5.9 は第 1 主成分の固有ベクトル要素を表す。固有ベクトル要素がいずれの粒径範囲でも正で、さらにその値はほぼ等しいことから、第 1 主成分スコアが大きくなるとどの粒径範囲でも同じくらいずつ粒子数濃度は増加する変動を示していることが分かる。このことを分かり易く書き換えたものが、図 5.10 である。凡例の () 内の数字はデータ数を示す。客観的な指標である第 1 主成分スコアで平均すると、雪片粒径分布はほぼ指数分布であることが、まず分かる。すなわち、ここで示された平均粒径分布は、粒径を $D[\text{mm}]$ 、 $D \sim dD$ 間の粒子数濃度を $N_D[\text{m}^{-3}\text{mm}^{-1}]$ にとすると、次のような指数関数で近似できる。

$$N_D = N_0 \exp(-\lambda D)$$

ここで、 N_0 、 λ は定数でそれぞれ粒径分布の y 切片、傾きを表している。一方、スコア毎の平均粒径分布の変動に注目すると、第 1 主成分スコアが大きくなると平均粒径分布はその傾きを保ったまま粒子数濃度の大きい方へ平行移動することが分かる。つまり、第 1 主成分における雪片粒径分布変動の特徴は、粒径分布の平行移動を表す変動であった。

雪片粒径分布の平行移動と関係があることが分かった第 1 主成分スコアの気象学的意味について、次に調べた。第 1 主成分スコアが大きくなるにつれて粒子数濃度も大きくなることから、第 1 主成分スコアは降雪強度と関係があることが期待される。そこで、図 5.11 に両者の関係を示す。多少ばらついてはいるが、両者の間には降雪強度が強まると第 1 主成分スコアも大きくなるといった関係が見られる。以上の主成分分析第 1 主成分の結果から、つまり図 5.10 と図 5.11 から、降雪強度が強まると雪片粒径分布は傾きを保ったまま粒子数の多い方へ平行移動するような、降雪強度と雪片粒径分布の平行移動の関係が明らかになった。すなわち、雪片粒径分布の最も大きな変動は、降雪強度に依存する粒径分布の平行移動であった。

次に、寄与率が 2 番目に大きかった第 2 主成分について第 1 主成分と同様の解析を行った。図 5.12 に第 2 主成分の固有ベクトル要素を示す。第 1 主成分の場合とは異なり、粒径約 6mm を境として粒径の小さいほうでは正、大きい方では負となった。これはつまり、第 2 主成分スコアが大きくなると小さい粒径の雪片ほど数濃度は増加し、大きい粒径の成分から分かった。このことは、第 1 主成分の関係量であった降雪強度に関係なく、つまり等降雪強度でも平均密度の違いによって雪片粒径分布は変動するということを示している。具体的には、 V/D が大きくなると傾きは急に、つまり λ は大きくなり、 V/D が小さくなると傾きは緩やかに、つまり λ は小さくなる。

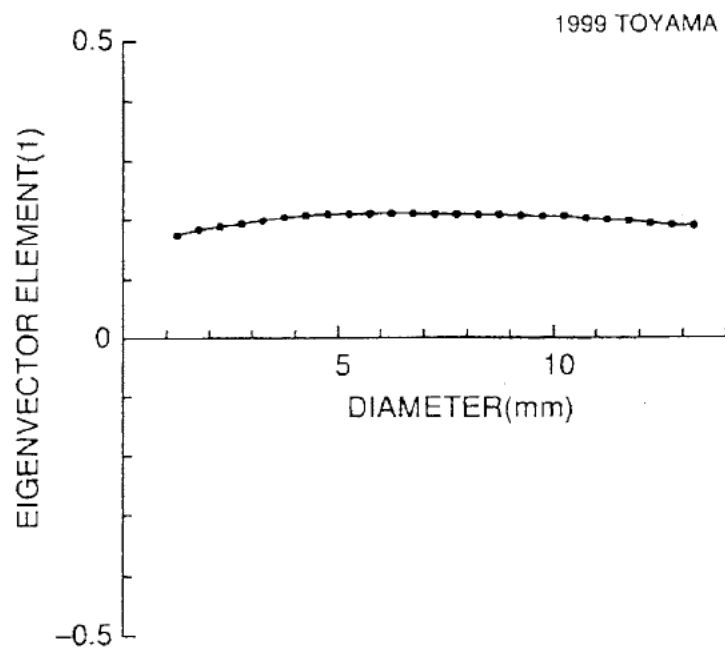


図 5.9 第1主成分固有ベクトル要素

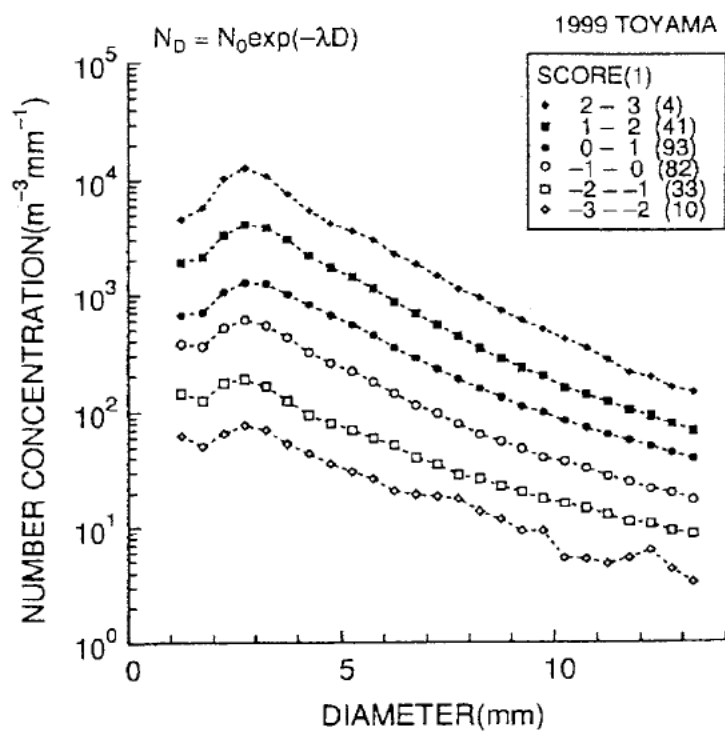


図 5.10 第1主成分スコア毎の平均粒径分布

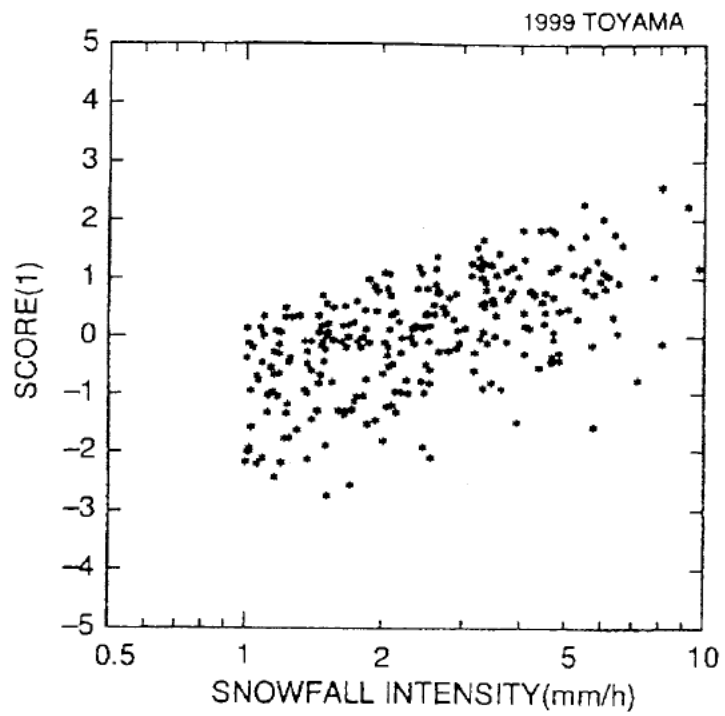


図 5.11 降雪強度と第 1 主成分スコアの関係

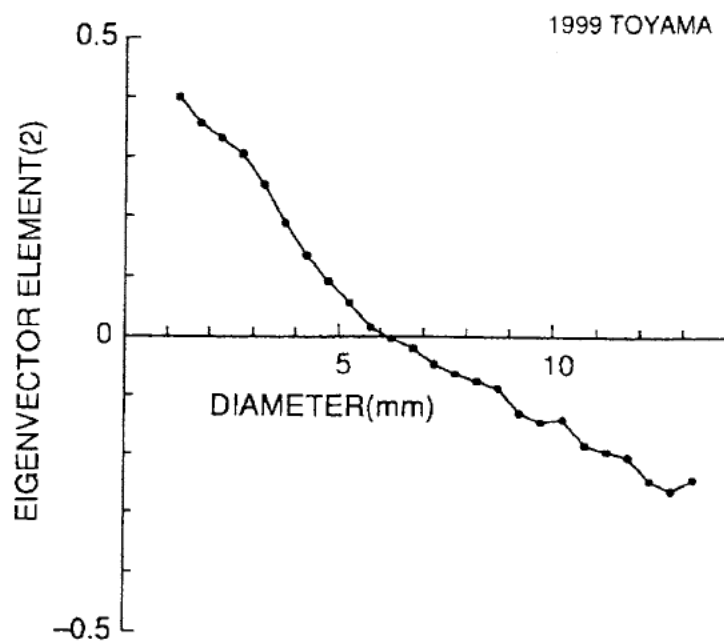


図 5.12 第 2 主成分固有ベクトル要素

雪片ほど減少するといった変動を表している。このことを分かり易く表した図が、図 5.13 である。凡例の () 内はデータ数を表す。まず、第 1 主成分と同様に第 2 主成分スコア毎の平均粒径分布も指数関数であり、前に示した指数関数に近似できる。そして、スコア毎の平均粒径分布の変動を見ると、第 2 主成分スコアが大きくなるにつれて、粒径の小さい雪片の粒子数濃度は増加し、一方、粒径の大きい雪片の粒子数濃度は減少する変動であることが分かる。つまり、粒径分布はスコアの変化に対して傾きが変化する。いわば回転の変動を示している。このことを指数関数で表現すると、傾き λ の変動ということである。このように、第 2 主成分では粒径分布が回転変動を示すような雪片粒径分布変動が見られた。

次に、第 2 主成分の気象学的意味を調べるために、第 1 主成分の場合と同様に図 5.14 に降雪強度と第 2 主成分スコアの関係性を調べた。両者に明確な関係は見られなかった。つまり、粒径分布の回転変動は降雪強度に関係ないといえる。そこで、次に雪片の雪質に注目し、第 2 主成分スコアと雪片の平均密度の関係を調べた。雪片の平均密度は、5.2.3 節で粒径分布と降雪強度データから求める計算方法を示したが、この方法を用いることのできるデータは全観測データのうち一部であるので、平均密度を表す物理量として $V/D[\text{sec}^{-1}]$ (平均粒径 $D[\text{mm}]$, 平均落下速度 $V[\text{mm}/\text{sec}]$) という量を考えた。 V/D を求めるための D は雪片粒径分布から、 V は落下速度分布からそれぞれ全地域の全データで求めることができる。一般的に、雪片の落下速度は、密度が大きいほど大きく、雪片の密度は、粒径が大きいほど小さい (Magono and Nakamura, 1965) [11]。この三者の関係から、平均密度と関係のある量として V/D を考えた。実際、5.2.3 節の方法で求めた平均密度と V/D の比較を図 5.15 で行った。ここにプロットされているデータは、前者の方法で平均密度を求めることができる富山と三国川ダムの一部のデータのみであるが、両者の間には良い相関が見られる。よって、今後の地域比較のためにも、全地域で得ることができる V/D を平均密度の代わりとして使用する。そこで、図 5.16 は V/D と第 2 主成分スコアの関係性を示した図である。 V/D が大きくなるにつれて、つまり平均密度が大きくなるにつれて、第 2 主成分スコアも大きくなることが分かる。図 5.13、図 5.16 から、平均密度の大小によって雪片粒径分布はその傾きが変化するような、回転運動をすることが主成分分析第 2 主成分から分かった。このことは、第 1 主成分の関係量であった降雪強度に関係なく、つまり等降雪強度でも平均密度の違いによって雪片粒径分布は変動するということを示している。

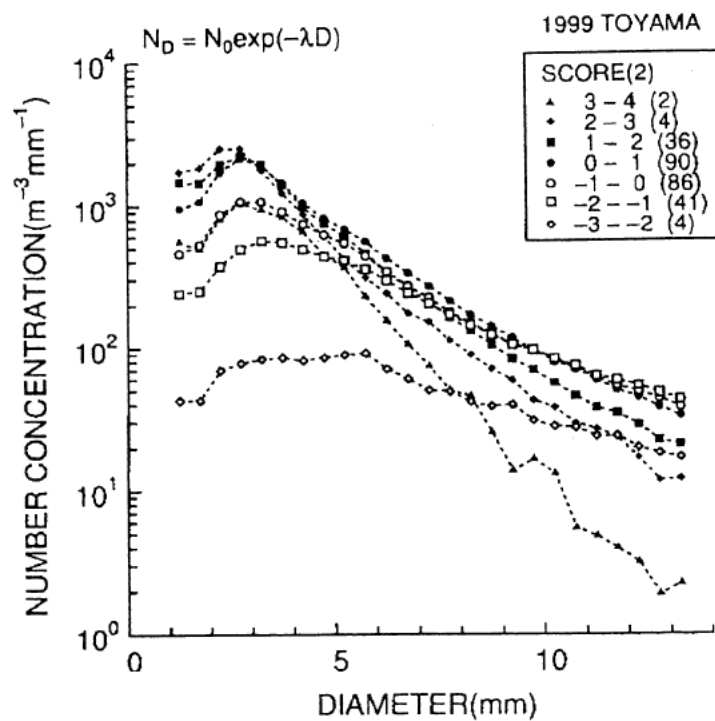


図 5.13 第 2 主成分スコア毎の平均粒径分布

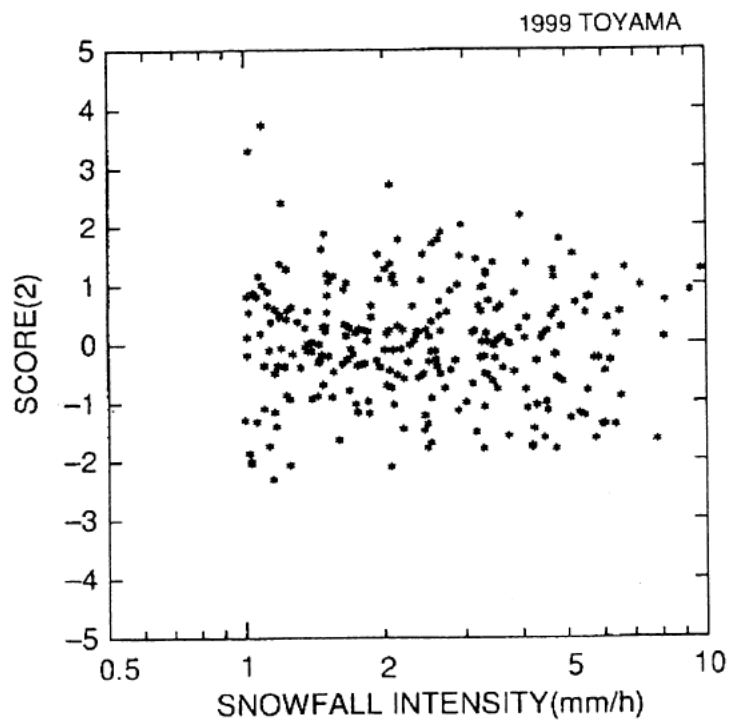


図 5.14 降雪強度と第 1 主成分スコアの関係

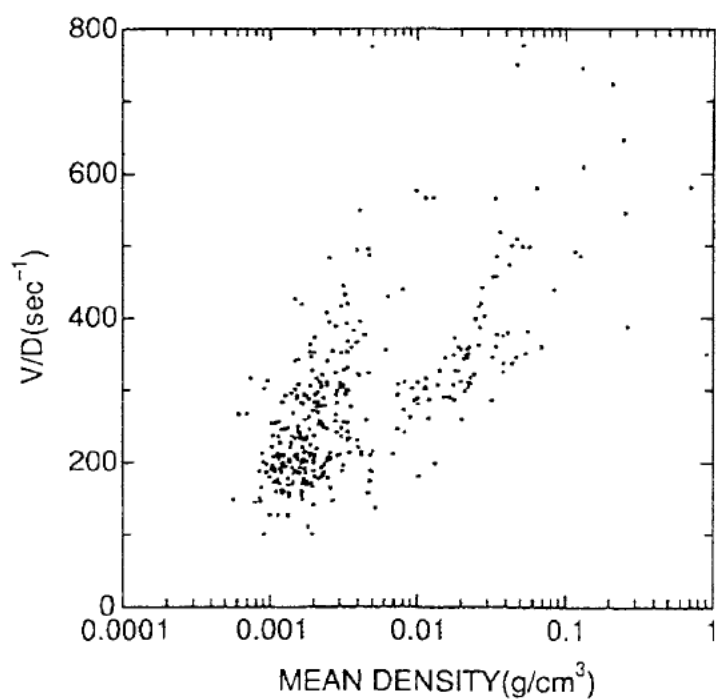


図 5.15 平均密度と V/D の関係

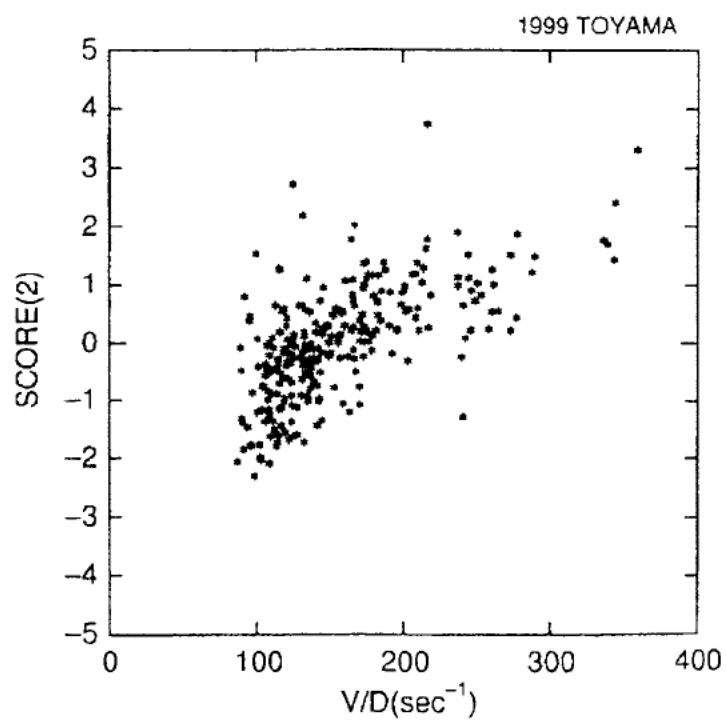


図 5.16 と第 2 主成分スコアの関係

以上の主成分分析の結果をまとめたものが、図 5.17 である。図の波線は、第 1 主成分スコアを基準にした等降雪強度毎の平均粒径分布を表している。凡例の()は、データ数を表す。一方、丸印の粒径分布は、破線 3(+)の降雪強度範囲のうち、傾きが最大のもの(○)、最小のもの(●)を表している。この図は、以下のことを表している。雪片の粒径分布変動は、主成分分析の第 1 主成分スコアと関係があった降雪強度に最も依存しており、降雪強度が強まるにつれて粒径分布は傾きを保ったまま粒子数濃度の大きな方へ平行移動する(破線)。しかし、第 2 主成分で示されたように、等しい降雪強度範囲でも平均密度の違いによって粒径分布の傾きは異なる(+ , ○, ●)。主成分分析の結果、雪片粒径分布変動には以上の 2 種類の変動があることが分かった。

次節では、他の 3 地域の主成分分析の結果とあわせて、4 地域の雪片粒径分布の地域特性を比較する。

5.3.2 雪片粒径分布変動の地域特性

前節で述べた主成分分析は、富山以外の 3 地域に対しても同様に行った。その結果、他の 3 地域ともいずれの解析においても、その傾向は富山の主成分分析の結果とほぼ同じであった。図 5.18、図 5.19、図 5.20 は、図 5.17 と同じ図をそれぞれ岩見沢、篠路、三国川ダムについて描いたものである。つまり、解析を行った 4 地域で見る限り、雪片粒径分布変動に地域特性はあまり見られなかった。4 地域に共通して見られた変動の特徴を、以下にまとめる。

- (1) 累積寄与率は第 2 主成分までで 80% を越え、第 2 主成分までで元のデータの特徴をほとんど表していた。
- (2) 第 1 主成分、第 2 主成分とも、スコア毎の平均粒径分布はほぼ、指数関数に近似することができた。
- (3) 第 1 主成分では、降雪強度が強まると、スコア毎の平均粒径分布は傾きを保ったまま粒子数濃度の増える方向へ平行移動する変動を示した。この変動が最も重要な変動である。
- (4) 第 2 主成分では、平均密度の大小で、スコア毎の平均粒径分布は傾きが変化する変動を示した。負面的には、平均密度を表す物理量 V/D が大きくなると傾きは急に、つまり λ は大きくなった

以上の雪片粒径分布変動の特徴は、場所に依らない雪片粒径分布の性質といえる。

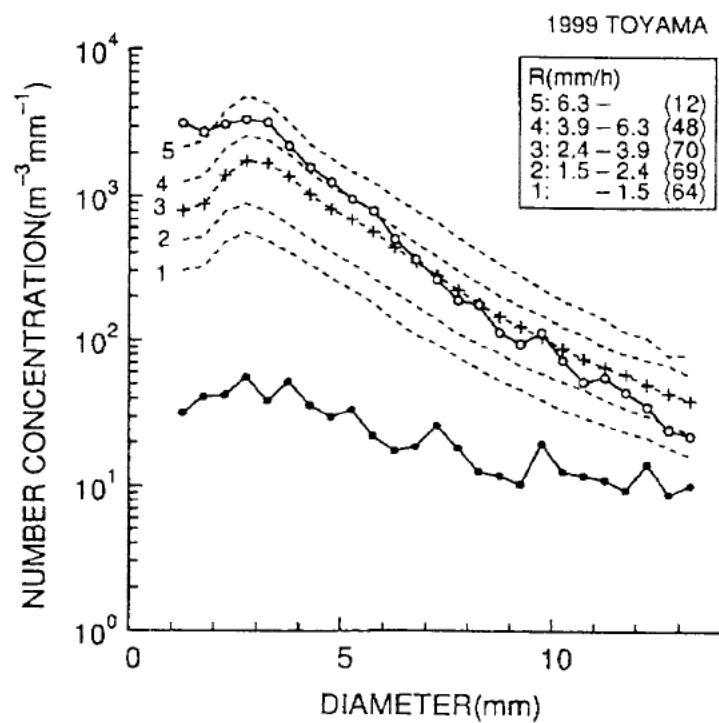


図 5.17 降雪強度と第2主成分スコアの関係

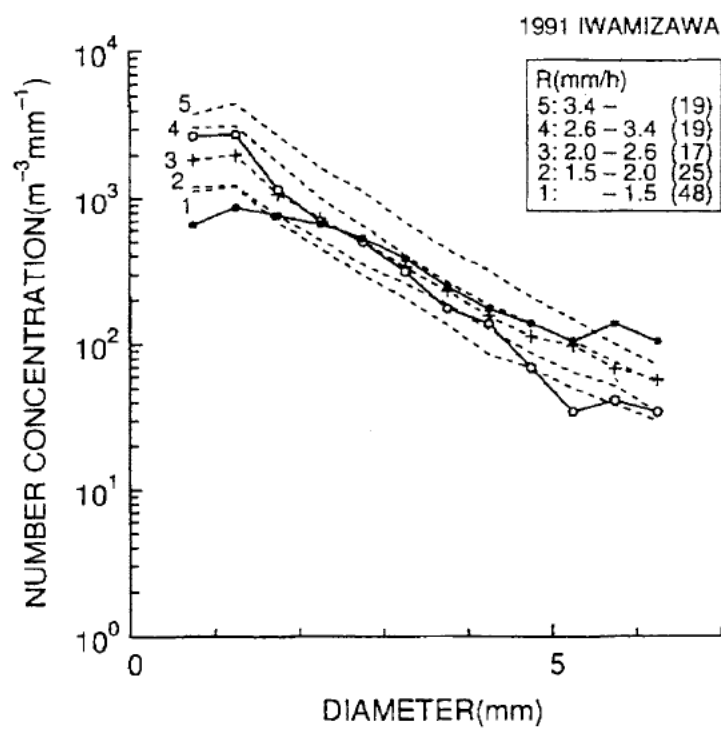


図 5.18 降雪強度と第2主成分スコアの関係(岩見沢)

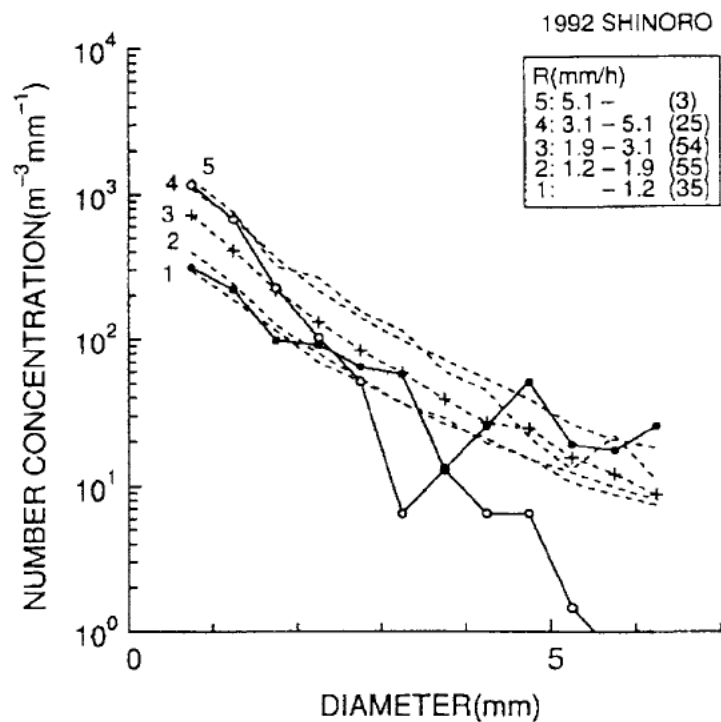


図 5.19 降雪強度と第 2 主成分スコアの関係(篠路)

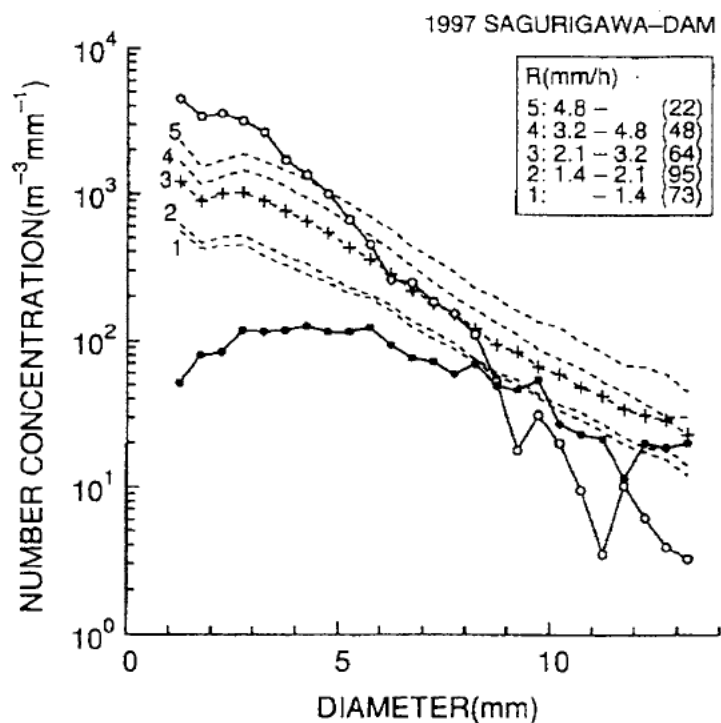


図 5.20 降雪強度と第 2 主成分スコアの関係(三国川ダム)

5.3.3 雪片粒径分布の形の地域特性

前節までは、雪片粒径分布変動の地域特性に注目してきたが、本節では雪片粒径分布の形の地域特性について調べた。雪片粒径分布の形を4地域で比較するために、粒径分布を指数関数に近似したときのパラメータ N_0 , λ を用いた。雪片粒径分布を指数関数に近似させることについては、客観的解析手法である主成分分析で第1主成分、第2主成分ともスコア毎の平均粒径分布がほぼ指数関数であったこと、過去の研究でも多く用いられていること、地域特性を調べるという研究の第一歩として雪片粒径分布の形を非常にシンプルに表現できること、等から妥当であると考えた。

図5.21に N_0 , λ の関係を地域毎にプロットした図を示す。両者の関係は、4地域で異なることが分かる。つまり、雪片粒径分布の形には地域特性が現れた。雪片粒径分布の研究で、雪片粒径分布が降雪強度に対して5.3.1節の主成分分析では、最も代表的な変動である第1主成分に關係する重要な物理量でもあった。そこで、次に、 N_0 , λ についてそれぞれ降雪強度との関係を調べた。図5.22に前者を、図5.23に後者をそれぞれ示す。どちらもデータにばらつきがあるが、各地域毎に最小二乗近似で近似線を引いた。凡例の r は、その相関係数を表す。そうすると、どちらの關係についても平均的に見れば地域によって違いがあることが分かる。 N_0 については、降雪強度が強まると各地域とも値が大きくなる。そして、その増加率は4地域ともほとんど同じである。つまり、等降雪強度に対して平均的な N_0 は地域によって異なる。一方、 λ は各地域とも降雪強度に対してはほとんど一定である。これは、主成分分析の結果を表している。そして、 N_0 と同様に、等降雪強度に対して平均的な λ は地域によって異なる。このように、等降雪強度に対する雪片粒径分布の形には、明確な地域特性が見られた。本論文では、特に粒径分布の傾き λ の地域特性に注目し、以後解析を進めた。

図5.23を再び詳しく見ると、特に石狩2地域と北陸2地域で λ の値が大きく異なることが分かる。その値は、石狩2地域で大きく、つまり傾きが急で、北陸2地域で小さい、つまり傾きが緩やかであった。この石狩2地域と北陸2地域の雪片粒径分布の形の違いを分かり易くするために、図5.24に等降雪強度(1.75-2.25mm/h)における各地域毎の平均粒径分布を示す。凡例の()内は、この降雪強度範囲内のデータ数を表す。石狩と北陸では、雪片粒径分布がはっきりと異なることが分かる。そして、特にその傾きが大きく異なることに注目されたい。

では、なぜ石狩と北陸で雪片粒径分布の傾きがはっきりと異なるかについて、次に調べた5.3.1節の主成分分析第2主成分の結果から、粒径分布の傾きの変動は平均密度を表す物理量 V/D と関係があることが分かった。そこで、図5.25に V/D と λ の関係を調べた。両者の関係に地域差はあまり見られず、全地域のデータが1本の線に乗るような相関関係が得られた。そして、北陸の λ が石狩のそれに比べて小さいことは、北陸の傾きが石狩の傾きに比べて緩やかであったのは、北陸で観測される雪片が石狩で観測される雪片よりも、その平均密度が小さいことが原因であるといえる。

以上のように、雪片粒径分布の形の地域特性を調べた結果、北陸2地域と石狩2地域でその傾き λ は大きく異なった。そして、その原因として北陸と石狩の平均密度 (V/D) の違いを示した。

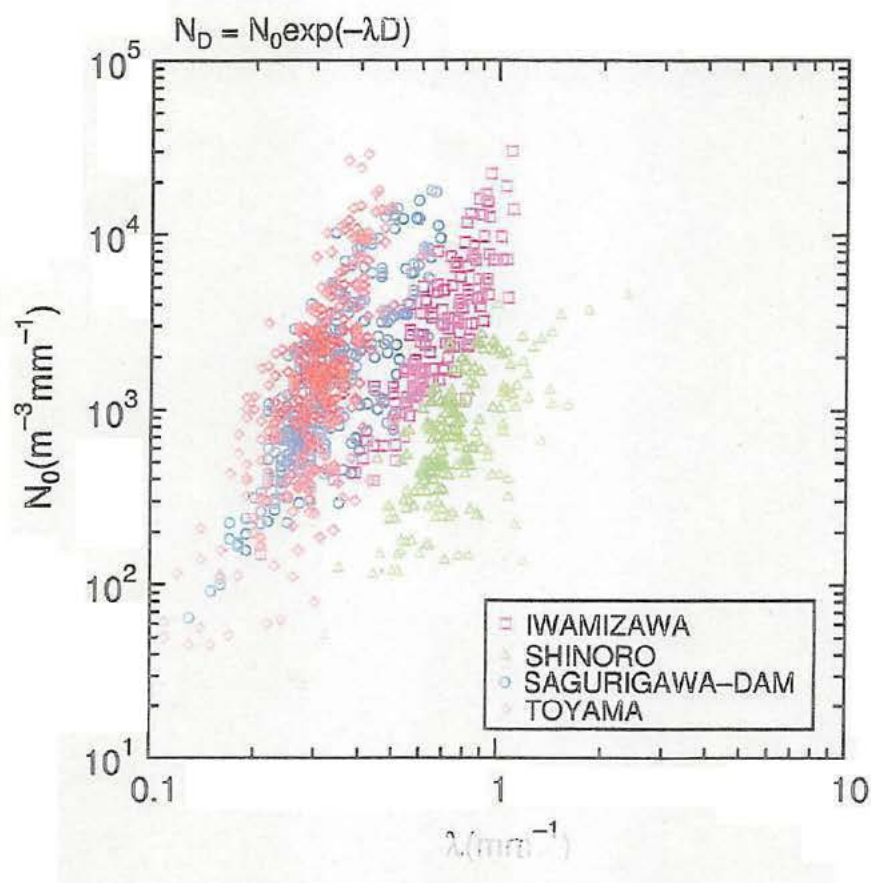


図 5.21 雪片粒径分布の傾き λ と y 切片 N_0 の関係

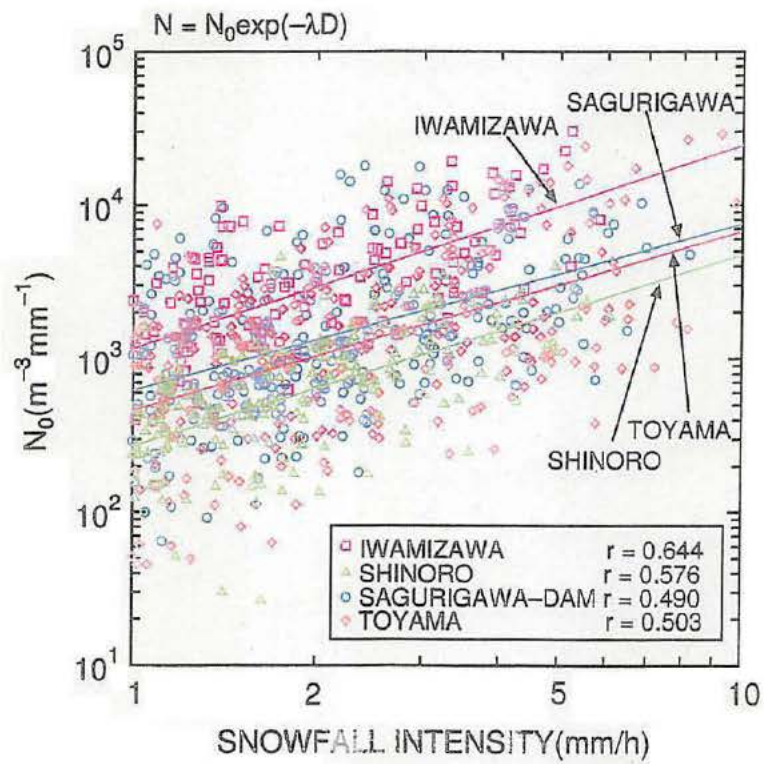


図 5.22 降雪強度と y 切片 N_0 の関係

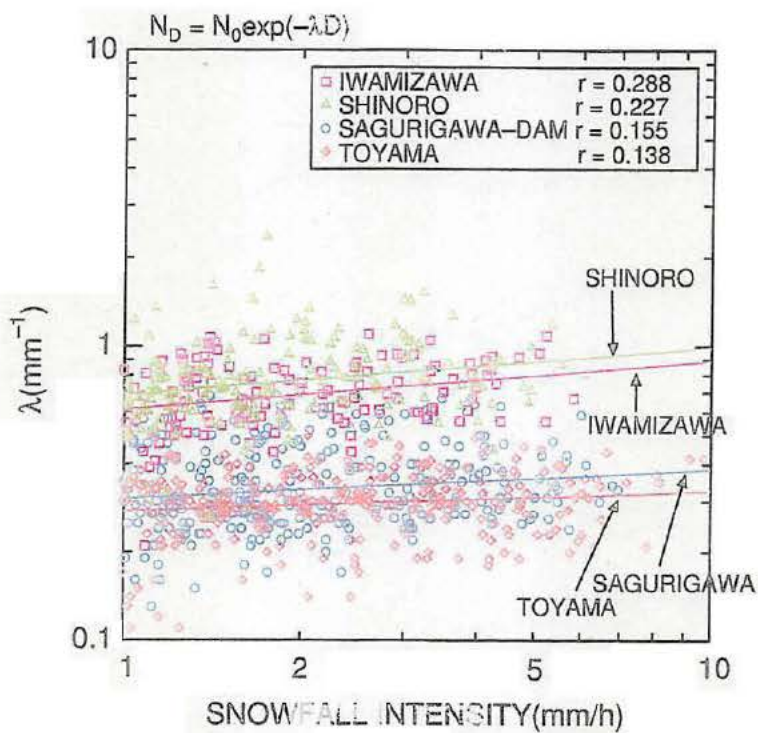


図 5.23 降雪強度と傾き λ の関係

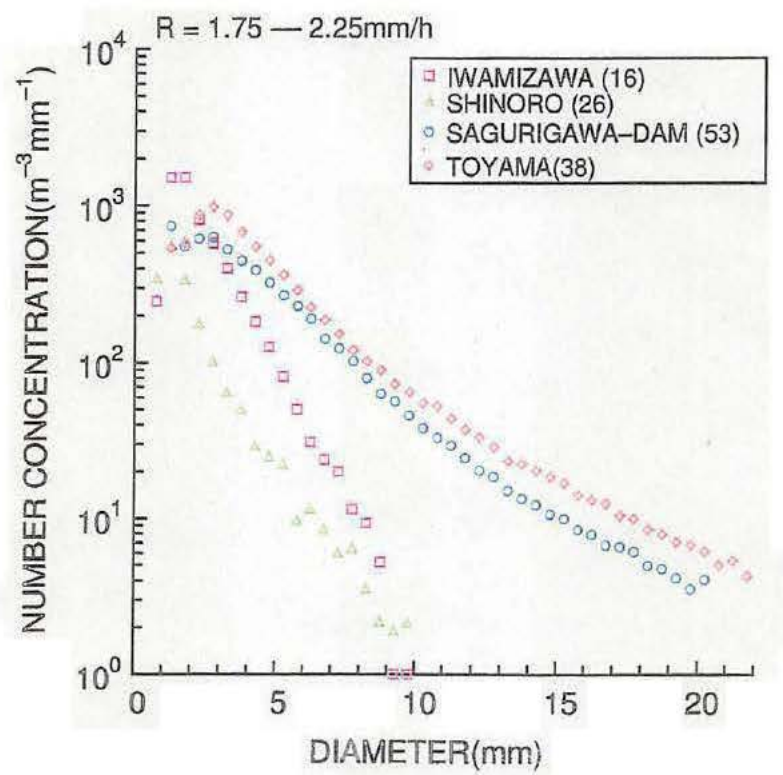


図 5.24 等降雪強度[2mm/h]における雪片粒径分布比較

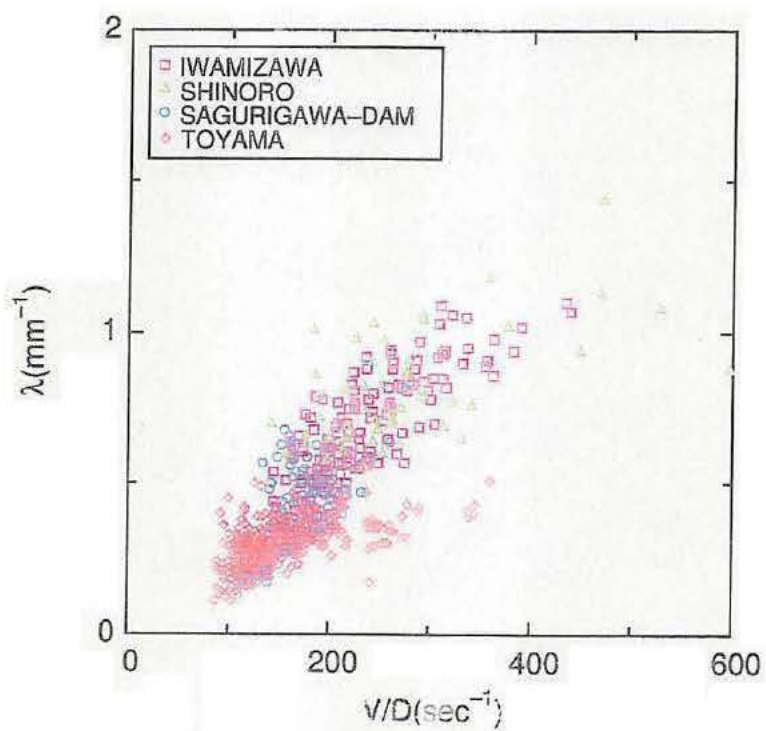


図 5.25 V/D と λ の関係

5.4 考察

前章では、雪片粒径分布と雪片粒径分布の形の地域特性を調べた。前者では地域特性はあまり見られず、一方、後者では石狩と北陸の違いによる地域特性がはっきりと見られた。本章では後者について、その原因であることが分かった雪片平均密度の地域特性について考察する。

雪片の平均密度を決定する主要要素として、以下の2つを考えた。

1. 付着雲粒量
2. 構成結晶の詰まり具合(密接度)

分解法による雪片データを使用して、この2つについて調べた。

まず、1. について調べた。雲粒自体の密度が大きいことから、付着雲粒が多いと雪片平均密度も大きくなるであろう。付着雲粒量を地域で比較するために、雲粒寄与率の地域比較を行った。雲粒寄与率とは、雪片中に含まれる雲粒の量を質量比で求めたものである。図5.26は、雲粒寄与率が50%を越える降雪の頻度を地域毎に表した図である。各地域とも、この観測は過去に2回行われており、数字はその観測年を表している。そして、×印が2回の平均を示している。縦軸の頻度が高い程、その地域において付着雲粒量が多い降雪が多かったことになる。平均的に見て、付着雲粒量の多い降雪は篠路、三国川ダム、岩見沢の順で多いことが分かる。つまり、付着雲粒量の地域特性から北陸の雪片が石狩のそれに比べて平均密度が小さいことは説明できない。付着雲粒量が増えれば雪片平均密度も大きくなるであろうが、今回の北陸と石狩の平均密度の違いには付着雲粒量以外の効果がより大きく効いているのであろう。

次に、2. について調べた。密接度については、5.2.4節を参照されたい。5.2.4節の方法で求めた雪片の円相当面積(A_p)と、構成結晶の総面積(A_c)の関係を図5.27に示す。凡例の()内はデータ数を表す。また、各印が各地域毎の平均値を、エラーバーが標準偏差をそれぞれ表している。5.2.4節でも述べたように、ある雪片の円相当面積(横軸)に対して構成結晶の総面積(縦軸)が大きいほど、その雪片の密接度は大きい、つまりギッシリ詰まっており、構成結晶の総面積が小さいほど、その雪片の密接度は小さい、つまりスカスカであることが推測できる。この図から、概して北陸(三国川ダム)は石狩(岩見沢、篠路)に比べて、密接度が小さいことが分かる。つまり、北陸の雪片の構造が石狩のそれに比べてスカスカな構造であったことが、北陸の雪片平均密度が石狩のそれに比べて小さくなった原因の1つであるといえる。

では、なぜ北陸で降る雪片の密接度が石狩のそれに比べて小さいのかについて、次に考えた。密接度が異なるということは、雪片成長過程のうち凝集過程がことなるということになる。そこで、北陸と石狩では凝集力に違いがあると考え、特に凝集力と関係のある氷の付着力に注目した。氷の付着力が大きいと、氷晶同士が少し触れあうだけで簡単に凝集してしまうため、密接度の小さい、スカスカな雪片が形成され易くなるのであろう。逆に氷の付着力が小さいと、氷晶同士が少し触れるだけでは凝集は起こらず、しっかりと絡みあうことによって凝集が行われるため密接度の大きい、ギッシリと詰まった雪片が形成されるであろう。Magono (1953)やHobbs et al. (1974)は凝集力と気象条件の関係について、気温が0℃付近のとき、大きな雪片が最も観測され易くなることを示した[12], [13]。そして、Hosler et al. (1957)は氷の付着力と気象条件の関係を実験によって調べた[14]。その結果、氷の付着力について以下の3点が明らかになった。

- 氷過飽和の条件下では、温度に依らず大きい。
- 氷過飽和の条件下では、温度が0℃で最大となり、温度が低くなるにつれて指数関数的に小さくなり、-24℃以下では最小値となる。
- 氷過飽和の条件下では、温度が0℃の近傍でのみ大きい。温度がわずかに0℃以下に下がるだけで急激に小さくなり、-4℃以下では最小値となる。

つまり、氷過飽和度が高いこと、また温度が氷点下よりも0℃に近づくことが氷の付着力が大きくなる条件、すなわち密接度が小さくなる条件であるといえる。昇華蒸発の潜熱と熱伝導の顕熱の収支関係から、このような条件の場合は氷の表面に水膜がより広い面積で形成されるため、焼結(sintering)の効果によって氷の付着力が大きくなる。

そこでまず、図5.28に示すような地上気温と密接度の関係を調べた。密接度は A_f と A_c の関係で決まるので、以下のように定義した。

$$\frac{A_f}{A_c} = \frac{\sum_i d_i^2}{D^2}$$

ここで定義した密接度(図5.28の縦軸)が大きいほど、雪片の構成結晶は密に詰まっていると、言うことになる。雪片の分解法による観測は、雪片が融けてしまう前に雪片を分解して写真撮影を行わなければならない。0℃付近の高い気温では雪片は非常に融け易く、特に北陸では観測条件の違いからこの温度域でデータを得ることは困難であった。つまり、一般的に気候学的に考えても北陸は石狩よりも温度が高いにもかかわらず、今回の観測では低い温度域でのみし

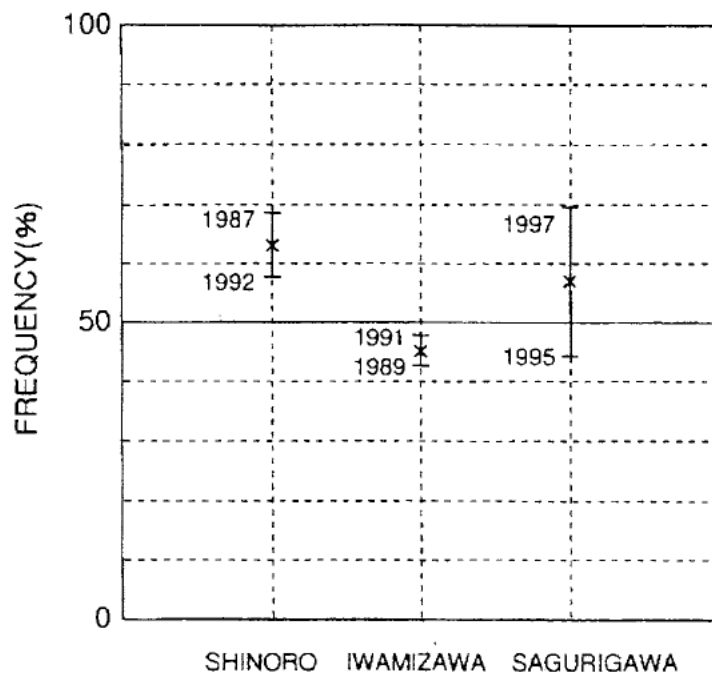


図 5.26 雲粒寄与率が50%を越える降雪の頻度

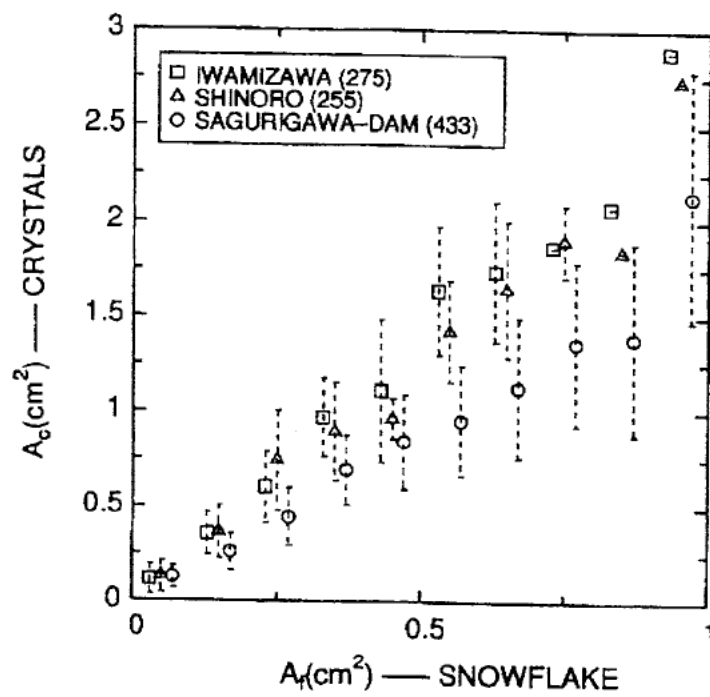


図 5.27 雪片の円相当面積 (A_f) と構成結晶の総面積 (A_c) の関係

か観測を行うことができなかった。そこで、ここではこの図で地域比較は行わず、一般的に Hosler et al. (1957) の実験のとおり温度による氷の付着力の違いで密接度が異なるかについてのみ注目することとした[14]。よって、この図では分解法で得られるデータ地域を区別することなくプロットしてある。図 5.28 から、データはばらついているものの、気温が高くなると破線で示すように密接度の上限は小さくなることが分かる。等しい条件でも密接度が異なることについては、前に述べたように氷の付着力が温度以外にこのあとに示す湿度にも関係しているためと思われる。また、 -5°C 以下では氷の付着力の実験からも分かるように、温度による効果は小さくなるであろう。

一般的に、北陸は石狩よりも平均気温は高い。そこで、図 5.29 で北陸と石狩で平均気温がどれくらい異なるかを比較した。この図は 1961 年から 1990 年までの 12 月から翌 3 月の冬季気温平年値を、今回雪片粒径分布観測を行った 4 地域で比較した図である。三国川ダムについては、最も近い気象官署である高田測候所（新潟県上越市）のデータを代用した。石狩と北陸では、 $6\sim 10^{\circ}\text{C}$ 程度の平均気温の違いがあることが分かる。この平均気温の違いと図 5.28 の関係から、間接的ではあるが北陸では石狩よりも気温が高いことが密接度が小さくなった原因の 1 つであるといえる。

次に、Hosler et al. (1957) の実験で氷の付着力と関係があるとされたもう一方の条件である湿度について調べた[14]。図 5.30 に相対湿度と密接度の関係を示す。()内はデータ数を表す。この関係については、湿度によって温度の場合のように観測が制限されることもないので、石狩と北陸という形で比較を行った。先程と同じようにデータがばらついているが、まずデータ全体に対して湿度が高くなるにつれて破線で示すように密接度の上限は小さくなっていることが分かる。そしてさらに、三国川ダムの湿度は石狩のそれに比べて非常に高い。そのため、密接度の上限は押さえられ北陸では石狩に比べて平均的な密接度が小さくなっている。一般的にも、冬季降雪期間においては北陸では湿度が高いことは有名である。つまり、Hosler et al. (1957) の示した氷の付着力が大きくなるもう一方の条件についても北陸では満足していた[14]。等しい湿度条件でも密接度が異なることについては、温度の場合と同様に氷の付着力が湿度以外にも温度と関係してくるためであろう。またその他にも、図 5.28 と図 5.30 でデータがばらつくことに対して共通していえることだが、自然界では実験室とは異なり様々な条件が複雑に重なり合うため、密

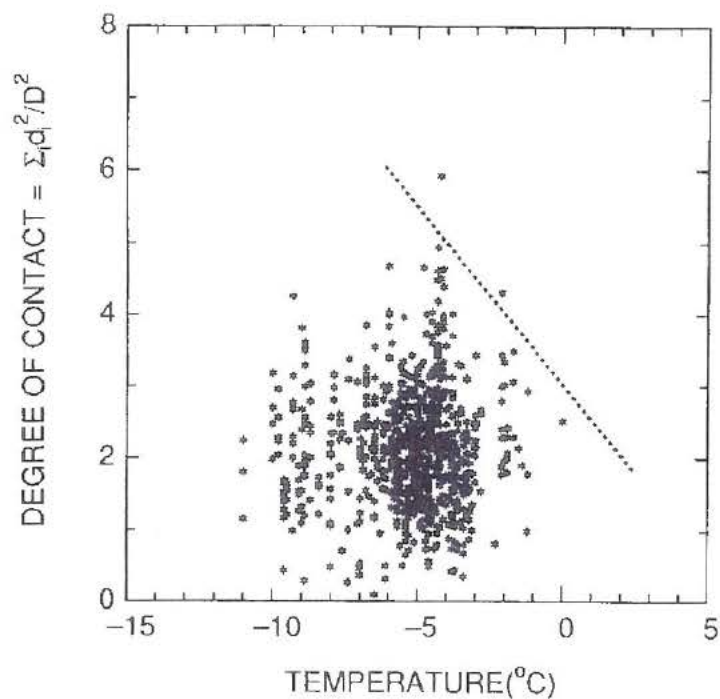


図 5.28 地上気温と密接度の関係

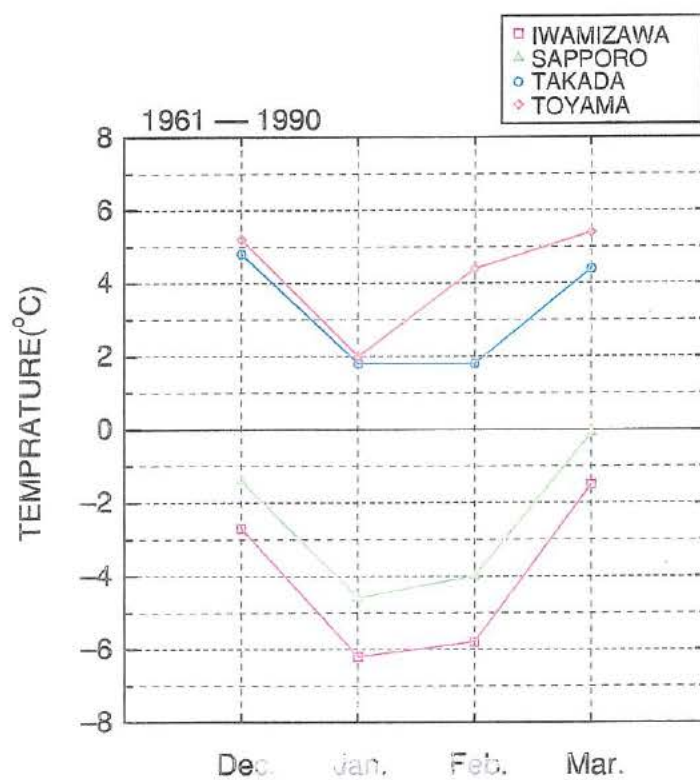


図 5.29 冬季気温平年値の比較

接度が氷の付着力だけでは決まらず、他のプロセスが効いてくることもあるだろう。例えば、雲中の鉛直流速や氷晶の落下速度差に影響される衝突係数、結晶形で決まる氷晶同士の絡み易さが挙げられる。あるいは河里(1999)が指摘したように付着雲粒の有無等にも影響される可能性もある。ただし、結晶形については今回解析を行ったいずれの地域も、その大部分が樹枝状であったことから影響は少ないと考えている[15]。その他の影響因子については、今後さらに詳しく調べていく必要があるだろう。

以上で議論してきた雪片粒径分布の形に地域特性が見られる原因について、まとめたものが表5.4である。石狩と北陸では降雪時の湿度と温度条件が大きく異なった。北陸では湿度が高く、温度も平均的にが高かった。このため氷の付着力の違いから、形成される雪片の構成結晶の密接度は石狩で大きく(密に)、北陸で小さく(疎に)なった。つまり、石狩と北陸では雪片成長過程のうち凝集過程に違いが見られた。そしてその影響で平均密度(V/D)も石狩で大きく、北陸で小さくなり、粒径分布の傾き n は前者で大きく、後方で小さくなる地域特性が現れた。

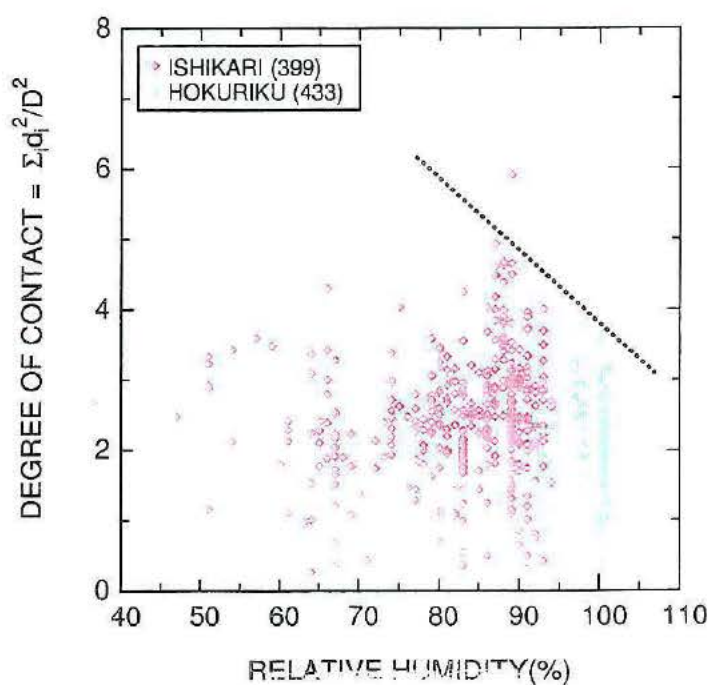


図 5.30 相対湿度と密接度の関係

5.5 まとめ

雪片粒径分布の地域特性を調べるために、1991年から1999年にかけて行われた雪片粒径分布観測のデータを使用して解析を行った。解析対象とした地域は、北海道石狩地方の札幌篠路と岩見沢、北陸地方の新潟三国川ダムと富山の計4地域である。観測では、画像処理技術を利用したシステムを使用して雪片粒径分布の測定が行われ、従来に比べて大量にデータを得ることができるようになった。

大量に得られたデータに対し、まず雪片粒径分布変動を調べるために4地域それぞれの粒径分布データに対して客観的統計手法である主成分分析を行った。その結果、第1主成分、第2主成分ともスコア毎の平均粒径分布はほぼ指数分布に近似できた。そして、寄与率の最も大きい第1主成分では降雪強度が強くなるとともに、雪片粒径分布はその傾きを保ちながら粒子数濃度の多い方へ平行移動する変動が見られた。一方、寄与率が2番目に大きい第2主成分では、雪片の平均密度を表す物理量 V/D が大きくなると、雪片粒径分布は傾きが急になる、つまり指数関数のパ

表 5.4 石狩と北陸の雪片の地域特性

ISHIKARI HOKURIKU		
<u>Relative humidity</u>	Low	High
<u>Temperature</u>	Low	High
<u>Degree of contact</u>	 Dense	 Sparse
<u>Mean density (V/D)</u>	Large	Small
<u>Slope λ</u> (Spectrum)	Large (Narrow)	Small (Broad)

ラメータ λ が大きくなるような回転運動が見られた。このように、雪片粒径分布変動は降雪強度に最も強く依存しているが、等降雪強度でも平均密度が異なることによって雪片粒径分布は変動するということが分かった。主成分分析の結果は、解析を行った4地域ともほぼ同様であった。つまり、雪片粒径分布変動については地域特性はあまり見られなかった。

一方、雪片粒径分布の形を比較するために、粒径分布を指数関数に近似したときの傾き λ を等降雪強度において4地域で比較した。その結果、北陸2地域の平均的な λ は石狩2地域のそれと比べて小さく、つまり雪片粒径分布の傾きが緩やかであることが分かった。さらに、その原因として北陸の雪片平均密度が石狩のそれに比べて小さいことが関係してくることが明らかになった。

石狩と北陸の平均密度の違いについて、雪片の平均密度を決定する要素として付着雲粒量と構成結晶の密接度を調べた。付着雲粒量については、特に北陸で少ないということはなく、石狩と北陸の平均密度の違いを説明するには至らなかった。一方、構成結晶の密接度は北陸では小さく、つまりスカスカな雪片で、石狩で大きい、つまり、ギッシリ詰まった雪片であることが分かった。さらに密接度に違いが生じる原因としては、石狩と北陸の気象条件の違いを考えた。北陸は石狩に比べて降雪中の湿度が高く、また気温も高いため氷の付着力が強く、氷晶同士が少し触れあうだけで雪片が形成されるため密接度が小さい雪片が形成され易くなることが示唆された。

以上のように、雪片粒径分布の形に地域特性が見られた原因の1つとして、石狩と北陸の降雪時における湿度と温度条件の違い、つまり気候学的要因を考えた。両地域の湿度と温度の違いによる凝集力、すなわち凝集過程の違いから、密接度の異なる雪片が形成された。その結果、両地域の雪片平均密度が異なった。そして、平均密度と粒径分布の傾き λ の関係から、石狩地方と北陸地方の雪片粒径分布の形に地域特性が見られることを示した。

参考文献

- [1] Lo, K. K., and R. E. Passarelli, Jr., "The growth of snow in winter storms", An airborne observational study., J. Atmos. Sci., 39, 697-706, 1982.
- [2] Mitchell, D. L., "Evolution of snow-size spectra in cyclonic storms. Part I", Snow growth by vapor deposition and aggregation., J. Atmos. Sci., 45, 3431-3451, 1988.
- [3] Gunn, K. L. S., and J. S. Marshall, "The distribution with size of aggregate snowflakes.", J. Meteor., 15, 452-461, 1958.
- [4] Harimaya, T., "Observation of size distribution of graupel and snow flake.", J. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. VII, 5, 67-77, 1978.
- [5] Yagi, T., H. Uyeda, and H. Seino, "Size distribution of snowflakes and graupel particles observed in Nagaoka, Niigata prefecture.", J. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. VII, 6, 79-92, 1979.
- [6] 金村直俊, 播磨屋敏生, 佐藤節, "降雪粒子の粒径分布と降雪雲の発達段階との関係", 北海道大学地球物理学研究報告, 55, 1-12, 1991.
- [7] 播磨屋敏生, 金村直俊, 石田晴彦, 岡崎賢治, "雪片の粒径分布とその成長過程", 北海道大学地球物理学研究報告, 56, 21-32, 1992.
- [8] Houze, R. A., Jr., and D. D. Churchill, "Microphysical structure of winter monsoon cloud clusters.", J. Atmos. Sci., 41, 3405-3411, 1984.
- [9] 小西啓之, 遠藤辰雄, 若濱五郎, "電子天秤を用いた降雪強度計の試作", 雪氷, 50, 3-7, 1988.
- [10] Harimaya, T., and M. Sato, "Measurement of the riming amount on snowflakes.", J. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. VII, 8, 355-366, 1989.
- [11] Magono, C., and T. Nakamura, "Aerodynamic studies of falling snowflakes.", J. Meteor. Soc., Japan, 43, 139-147, 1965.
- [12] Magono, C., "On the growth of snow flake and graupel.", Sci. Rep., Yokohama Natl. Univ., Sec. I, No. 2, 18-40, 1953.
- [13] Hobbs, P. V., S. Chang, and J. D. Loctelli., "The dimensions aggregation of ice crystals in natural clouds.", J. Geophys. Res., 79, 2199-2206, 1974.
- [14] Hosler, R. A., D. C. Jensen, and L. Goldshlak, "On the aggregation of ice crystals to form snow.", J. Meteor, 14, 415-420, 1957.
- [15] 河里陽子, "雪片形成とその地域特性", 北海道大学大学院理学研究科修士論文, 1999.

第6章 降雪の物理的特性と電波減衰量の解析

6.1 まえがき

気象レーダによる降水粒子の観測は、集中豪雨による災害監視、積雪融水を利用した水資源の推定等に重要である。降雨や降雪現象をレーダによって定量的に観測するためには、一般的に地上観測データとの重畳によって行う。両者の観測からレーダ観測で得られるレーダ反射因子(Z)と地上観測で得られる降雨や降雪強度(R)との関係を求めることが主な目的の一つである[1]、[2]。Z-R関係が求まれば、レーダ反射因子(Z)から降雨や降雪強度(R)を推定し、レーダ観測だけでグローバルに降雨、降雪状況を連続して把握することが可能である。

降雨の種類とレーダエコーとの関係については詳しく研究されているが[3]–[8]、降雪粒子に関してはそれほど多くは行われていない[9]–[11]。これは、降雨に比較して降雪粒子の形状が複雑であり、その密度が個々の粒子で異なり、更に観測地域、気象条件によっても大きく変化するためである。降雪現象が降雨現象に比べて多くのパラメータが複雑に関与しているので、降雪時のZ-R関係のばらつきが雨に比べて大きくなると考えられる。すなわち、降雪粒子の形状、落下速度、密度、誘電率等のレーダ反射に関係する因子を含めて解析する必要がある。しかしながら、今まで行われた降雪時のZ-R関係を求める研究の多くは、地上での降雪強度観測が不十分であった[8]。また、レーダの観測空間と地上観測の場所が異なるため、レーダ反射因子(Z)と降雪強度(R)の測定間隔、測定時刻が異なり、十分な同期観測が行われていなかった[9]、[10]。

本章では、小型ドップラーレーダを用いた反射因子の測定と、地上での降雪強度測定を短い時間間隔で同期させて行うことにより、降雪のZ-R関係を求める。測定に用いたレーダは、地上から約2, 3m上空の比較的狭い空間の反射因子を測定することが可能である。次に、ZとRの測定と同時に、前章まで論じてきた降雪粒子観測装置を用いて、地上付近を落下中の降雪粒子の空間数密度、粒径、落下速度、平均密度を短い時間間隔で測定し、それらがZ-R関係に及ぼす影響について解析する[11]–[15]。

6.2 降雪定量観測システム

降雪粒子の物理的特徴量とZ-R関係の同期観測を行う降雪定量観測システムの概要を図6.1に示す。降雪粒子観測システムにて降雪粒子の粒径と落下速度、空間数密度を測定する。また、電子天秤法により降雪強度(R)、小型ドップラーレーダによりX-band帯の反射因子(Z)を同時に測定する。更に、降雪強度と画像データを用いて、降雪粒子の平均密度を求める。各測定装置の内部時計を一致させて同期測定を行い、測定間隔は各装置の最小測定間隔の中から最大値を選択し、1分間隔とした。なお、Z-R関係の同期観測を確実にかつ明確に測定するため、観測地として豪雪地帯を選び、1997年1月11日より29日まで新潟県南魚沼郡六日町三国川ダム管理所内にて集中観測を実施した。観測付近の地形図を図6.2に示す。この地区は2mから4mの積雪深、降雪強度は1から20[mm/h]であり、平野から吹き上げる風とダムの背後の山岳地帯により降雪の変化に恵まれた環境である。以下、各観測装置について述べる。

(1) 降雪粒子観測装置および降雪強度測定器

図6.3に画像処理による降雪粒子観測装置と降雪強度測定器を示す。また、図6.4に降雪粒子観測装置の写真を示す。観測方法、装置内部、観測空間等については前章までに述べているのでここでは省略する。観測装置は2重のネットで覆われており、ネット内部は無風状態を維持できた。映像信号および降雪強度器からの信号はケーブルを介してプレハブ（ホットルーム）内のコンピュータにて処理した。

電子天秤（エー・アンド・ディ製:FA-6000、最大秤量:6000g、最小測定単位:0.1g）は受皿（断面積554.6cm²）に降り積もった降雪粒子の重量を測定し、RS-232C（2400 bps, even, parity, 1 stop bit）を介して毎秒5回の重量を処理して、降雪強度に換算する。

(2) 小型ドップラーレーダ

本観測に用いた小型ドップラーレーダ（Precipitation Occurrence Sensor System, Andrew 社製。以下、POSSと略す）を図6.5に、装置写真を図6.6に示す。POSSは10.525GHzのTE波の小型ドップラーレーダ方式降水検知システムであり、送信アンテナ部と受信アンテナ部が約31cm 離れて、水平より70度傾いて設置されている[16], [17]。2つのアンテナはアルミ製の三角錐型アンテナであり、3dBビーム幅は、H、E面ともに25度である。ビームの交差する図中の実線で囲まれた空間内が検知空間である。送信アンテナから連続的に43mWの信号が放射され、空間を落下する降水

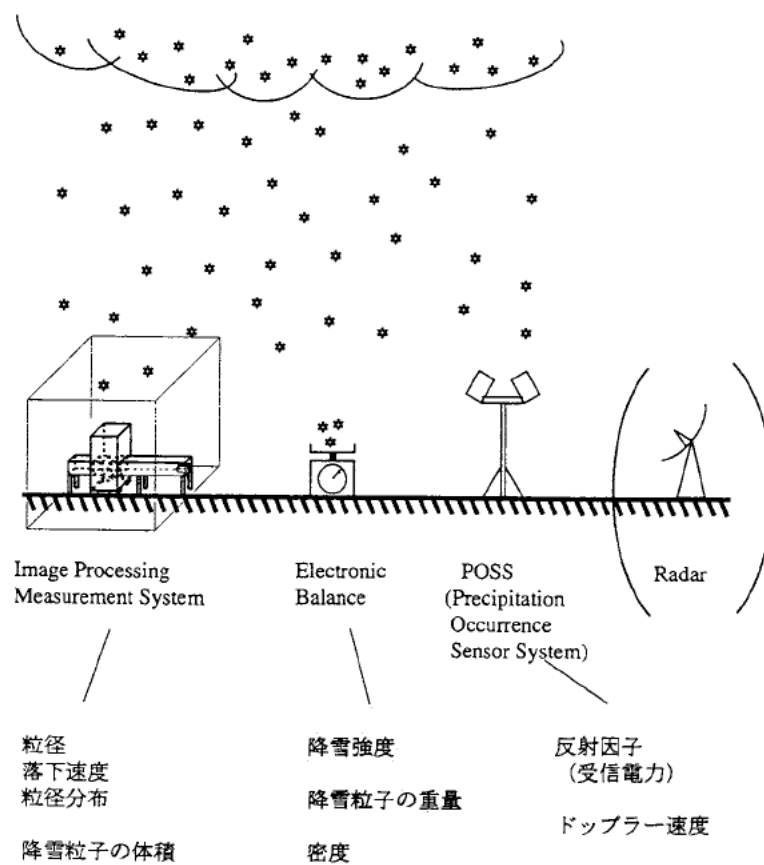


図 6.1 降雪粒子の物理的特徴量とZ-R関係の同時観測



図 6.2 観測地の地形

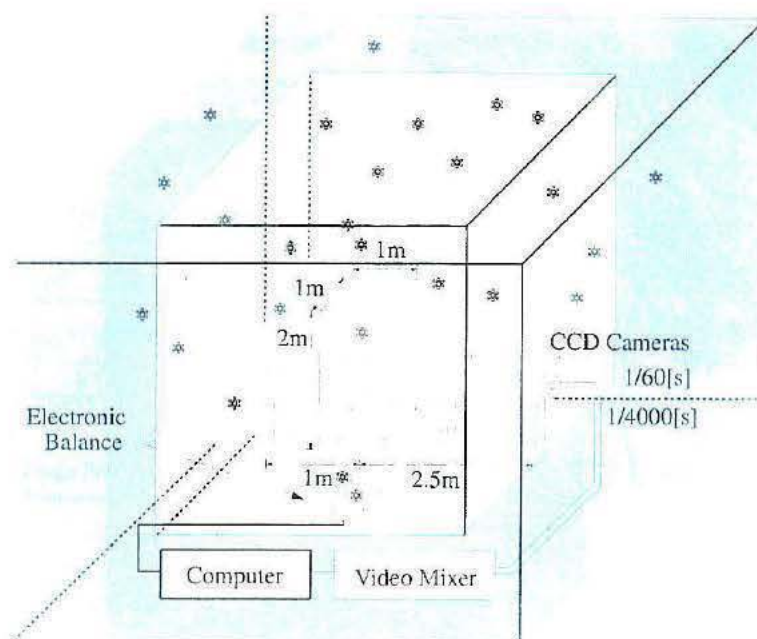


図 6.3 降雪粒子観測装置と降雪強度測定器

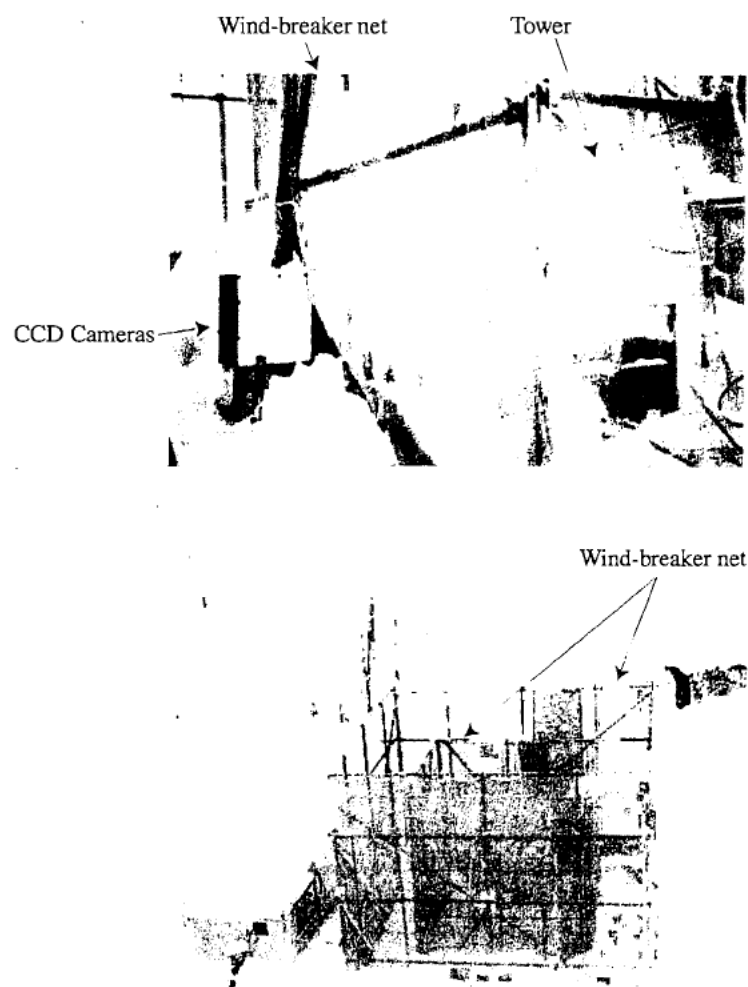


图 6.4 观测装置写真

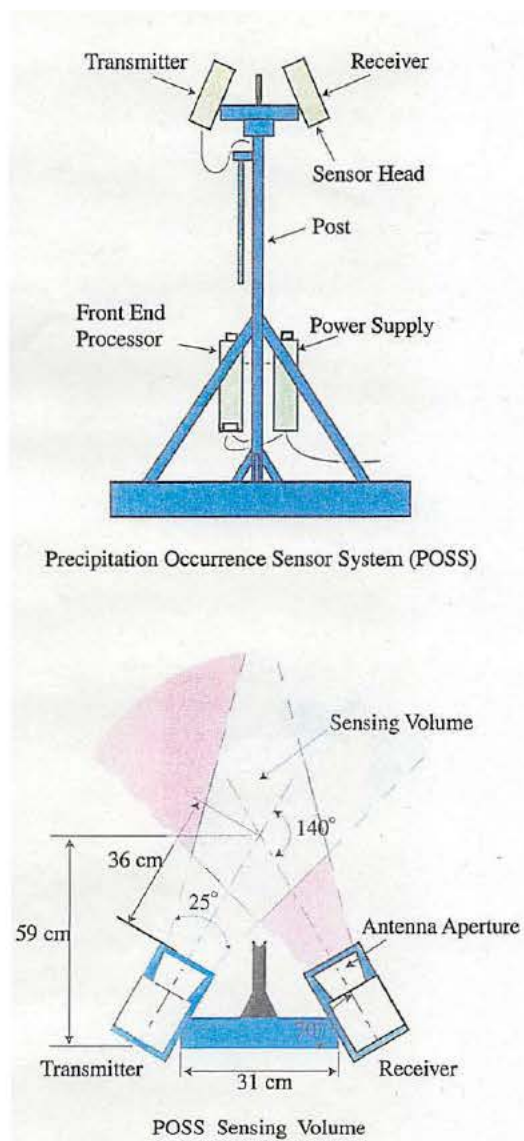


図 6.5 小型ドップラーレーダ (POSS)

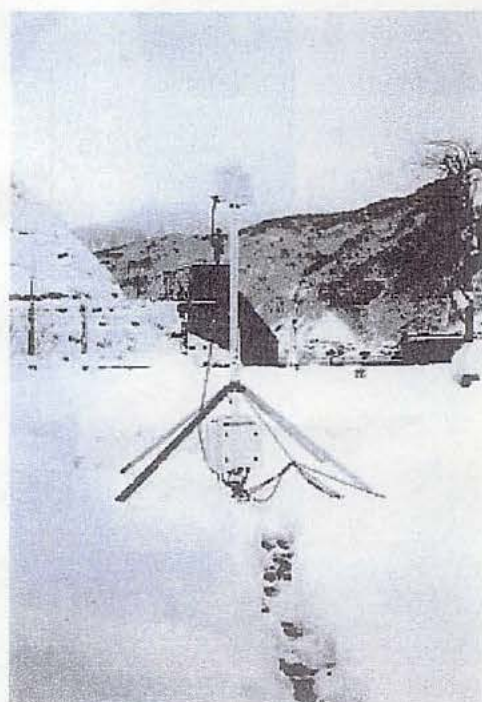
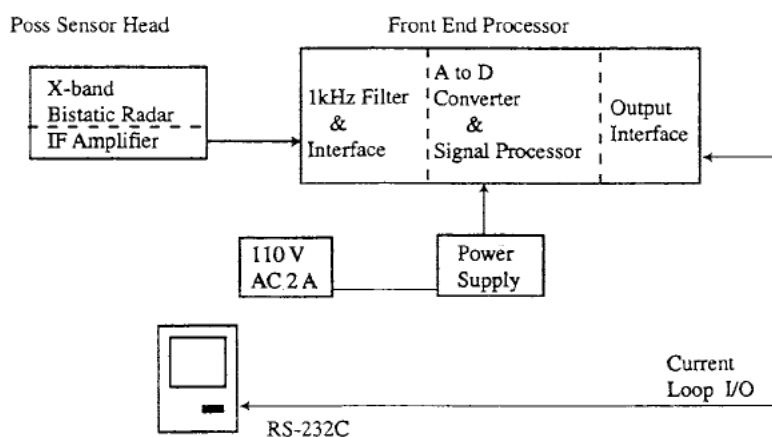


図 6.6 小型ドップラーレーダの写真 (POSS)

粒子により散乱された信号を受信アンテナで検出し、ミキサで処理する。POSS内部での信号処理の流れを図6.7に示す。ミキサからの出力信号は増幅されて、1100Hz以下の信号に変換され、FFT（サンプリング数128点）によりドップラー信号からパワースペクトルを計算する。

降水からの反射信号の周波数は降水の落下速度に比例し、ドップラー周波数71Hzは、落下速度1[m/s]に相当する。パワースペクトルの最頻度値が現れる周波数は降水のタイプを決定するとき用いられる。降水強度はパワースペクトルと総合電力から決定される。



POSS Function Block Diagram

POSS Sensor Head	S1050-03
SPECIFICATIONS	
- Transmitter frequency	: 10.525 GHz $\pm$ 0.1 GHz
- Transmitter power	: 43 mW $\pm$ 3 mW
- Tx/Rx antennas beamwidth	: 25 degrees H-plane
- Antenna frequency range	: 8 GHz - 12.4 GHz
- Sensor sensitivity	: 3.1 Volts $\pm$ 0.1 Volts
- Signal bandwidth 3dB	: 50 Hz to 1100Hz
- Deicing heater	: 20 Watts per radome
- Operating temperature range	: -40°C to +40°C
- Sensor weight	: 4 kg
- Size	: W = 21 cm, L = 54 cm, H = 41 cm

図 6.7 POSS のブロックダイアグラムと仕様

6.3 Z-R関係

レーダ送信機からアンテナによって放射された電波は、散乱体で散乱し、一部が受信機に戻ってくる。受信された電力は、送信電力、散乱体までの距離、使用波長、アンテナの大きさ、散乱体の大きさと種類によって左右されるが、これらの関係を表す式は、レーダ方程式と呼ばれている。

気象観測では一般にビーム幅の狭いレーダが用いられるので、本節では降水域全部にビームが照射されている場合を考える。また、降水粒子は観測空間内を均等に分布していると仮定すると、目標体積内の散乱体からの平均受信電力 P_r は、次の気象レーダ方程式で表される。

$$P_r = K \frac{\lambda^2}{r^2} \sum \sigma \quad (6.1)$$

ここで、 K はレーダ固有の定数、 r はレーダと散乱体との距離、 λ は波長、 σ は後方散乱断面積であり、 Σ 記号は単位体積内の σ の総和を意味する[2]。

目標体積内の散乱体が、降水粒子（降雨粒子）であり、その粒子の直径 D が電波の波長に対して十分小さく、レーリー近似が成立する場合には、後方散乱断面積は次の式で与えられる[18]。

$$\sigma = \frac{\pi^5}{\lambda^4} \left| \frac{\epsilon - 1}{\epsilon + 2} \right|^2 D^6 \quad (6.2)$$

ここで、 ϵ は降水粒子の比誘電率を表す。従って、降雨粒子の場合には、気象レーダ方程式は

$$P_r = K \frac{\pi^5}{\lambda^2 r^2} \left| \frac{\epsilon - 1}{\epsilon + 2} \right|^2 \int N(D) \cdot D^6 \cdot dD \quad (6.3)$$

を得る。ただし、 $N(D)$ は空間数密度であり、積分変数に粒径を用いた。

降水強度 R とレーダ反射強度の関係を求めるため、式(6.3)の積分の項を Z とおき、これをレーダ反射因子と呼んでいる。

$$Z = \int N(D) \cdot D^6 \cdot dD \quad (6.4)$$

Z を用いると、レーダ方程式は

$$P_r = K \frac{\pi^5}{\lambda^2 r^2} \left| \frac{\epsilon - 1}{\epsilon + 2} \right|^2 Z = C \cdot \frac{Z}{r^2} \quad (6.5)$$

となり、レーダ受信電力を計測すればレーダ反射因子が求まる。ここで、 C はレーダ定数と呼ば

れる。

Z と R の関係は、降水粒子の粒径分布によって決まり、次のような指数関数の関係として

$$Z = B \cdot R^\beta \quad (6.6)$$

で表して、実測値から係数 B , β の算出が行われる。

降雨粒子の場合には、散乱断面積は式(6.2)のように簡単に表されるが、降雪粒子の場合には複雑になる。降雪粒子の比誘電率を ϵ_s 、粒径を D_s とすると、降雪粒子の散乱断面積 σ_s は

$$\sigma_s = \frac{\pi^5}{\lambda^4} \left| \frac{\epsilon_s - 1}{\epsilon_s + 2} \right|^2 f_s D_s^6 \quad (6.7)$$

である[2]。ただし、 f_s は形状因子でその値は、1から1.5である。この式をレーダ方程式に代入すると

$$P_r = K \frac{\pi^5}{\lambda^2 r^2} \int \left| \frac{\epsilon_s - 1}{\epsilon_s + 2} \right|^2 f_s \cdot N(D_s) \cdot D_s^6 \cdot dD_s \quad (6.8)$$

を得る。また、降雪粒子を氷と空気の混合物と考えて、雪片の融解直径 D_m を用いると、

$$\sigma_s = \frac{\pi^5}{\lambda^4} \left| \frac{\epsilon_i - 1}{\epsilon_i + 2} \right|^2 \frac{1}{\rho_i^2} f_s D_m^6 \quad (6.9)$$

を得る。ここで、 ϵ_i は氷の比誘電率、 ρ_i は氷の密度である。この式をレーダ方程式に代入すると

$$P_r = K \frac{\pi^5}{\lambda^2 r^2} \left| \frac{\epsilon_i - 1}{\epsilon_i + 2} \right|^2 \frac{1}{\rho_i^2} \int f_s \cdot N(D_m) \cdot D_m^6 \cdot dD_m \quad (6.10)$$

となる。

散乱体が降雪粒子の場合には、レーダ方程式は式(6.8), (6.10)のように積分の中に形状因子や誘電率が含まれるため、受信電力からレーダ反射因子 Z (式(6.5))を容易に求めることができない。そこで、本章では、小型ドップラーレーダの受信電力と降雪強度の関係を求め、画像解析によるレーダ反射因子 Z_i および降雪粒子の粒径、落下速度、空間数密度、平均密度の関係を求める。なお、式(6.10)には、氷の密度が含まれているが、本論文で用いている降雪粒子の密度とは異なり、受信電力が降雪粒子の密度の2乗に反比例することを意味していない。むしろ、誘電率に降雪粒子の密度が関係していると考えられる。

6.4 解析結果と考察

降雪粒子の物理量を画像解析により求め、小型ドップラーレーダの受信合計電力と降雪強度 R の関係に与える影響について求めた。最初に、第4章で述べた平均密度をパラメータとして降雪粒子の Z - R 関係と降雪物理量を求める。次に、第3章での解析手法を用いて、降雪粒子があられと雪片に明確に分類された時間帯のデータにおいて、降雪粒子の物理量が Z - R 関係に及ぼす影響を定量的に解析する。なお、解析に用いたデータは、1997年1月25日に新潟県六日町にて観測されたものである。

6.4.1 平均密度と Z - R 関係

POSSの受信合計電力 P と降雪強度 R の時間変化を図6.8に示す。両者に正の相関があることがわかる。図6.9(a)に受信合計電力 P と画像データから求めた(式(6.4)の)反射因子、図6.9(b)に受信合計電力 P と降雪強度 R の関係を平均密度をパラメータにして示す。式(6.8)、(6.10)で示したように受信合計電力は降雪粒子の密度に依存するため、平均密度ごとに異なる分布になることがわかる。同じ反射因子の降雪粒子群において、密度が大きい場合には粒子から散乱されて、受信する電力は大きくなることを意味する。また、受信合計電力 P と降雪強度 R の関係から、同じ降雪強度の粒子群において密度が大きな粒子群では受信合計電力が小さくなる傾向がある。これは、受信合計電力が粒径の6乗で変化し、降雪強度は粒径の3乗と密度に比例するためと考えられる。

6.4.2 降雪粒子の種類と Z - R 関係

第3章の降雪粒子の分類方法を利用して、落下中の降雪粒子があられと雪片に明瞭に分類できた時間帯を選んで、降雪粒子の種類ごとの Z - R 関係を定量解析する。

図6.10に、あられと雪片に分類できた時間帯の空間数密度、降雪強度、小型ドップラーレーダの受信電力の時間変化を示す。3つのデータともにあられと雪片では異なる値を取ることがわかる。また、それぞれ正の相関がある。降雪強度は粒径の3乗に比例し、レーダの受信電力は粒径の6乗に比例するので、あられと雪片の粒径分布は重要な因子である。図6.11におのおの時間帯での粒径分布の平均値を示す。また、粒径分布のパラメータ N_0 、 λ の時間変化を図6.12に示す。Gunn and Marshallは粒径分布のパラメータ N_0 、 λ が降雪強度の関数としてその値を

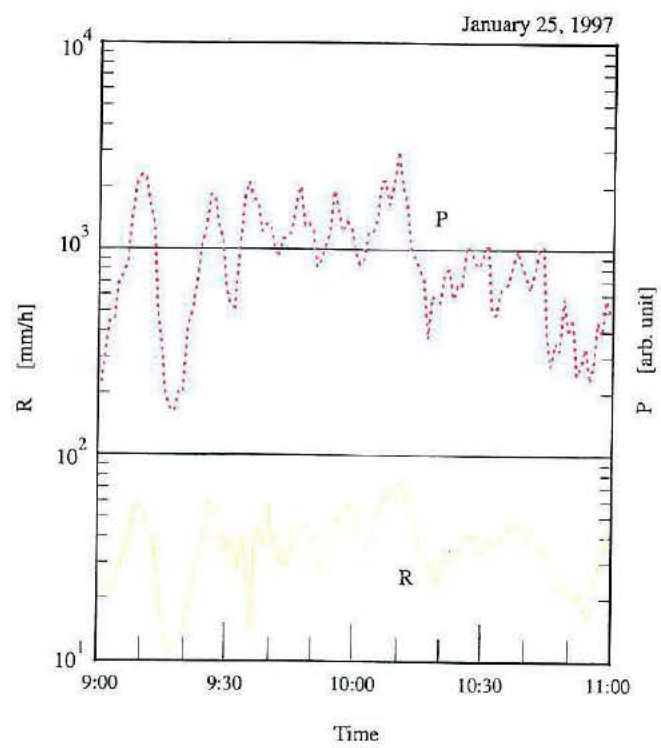


図 6.8 降雪強度および受信合計電力の時間変化

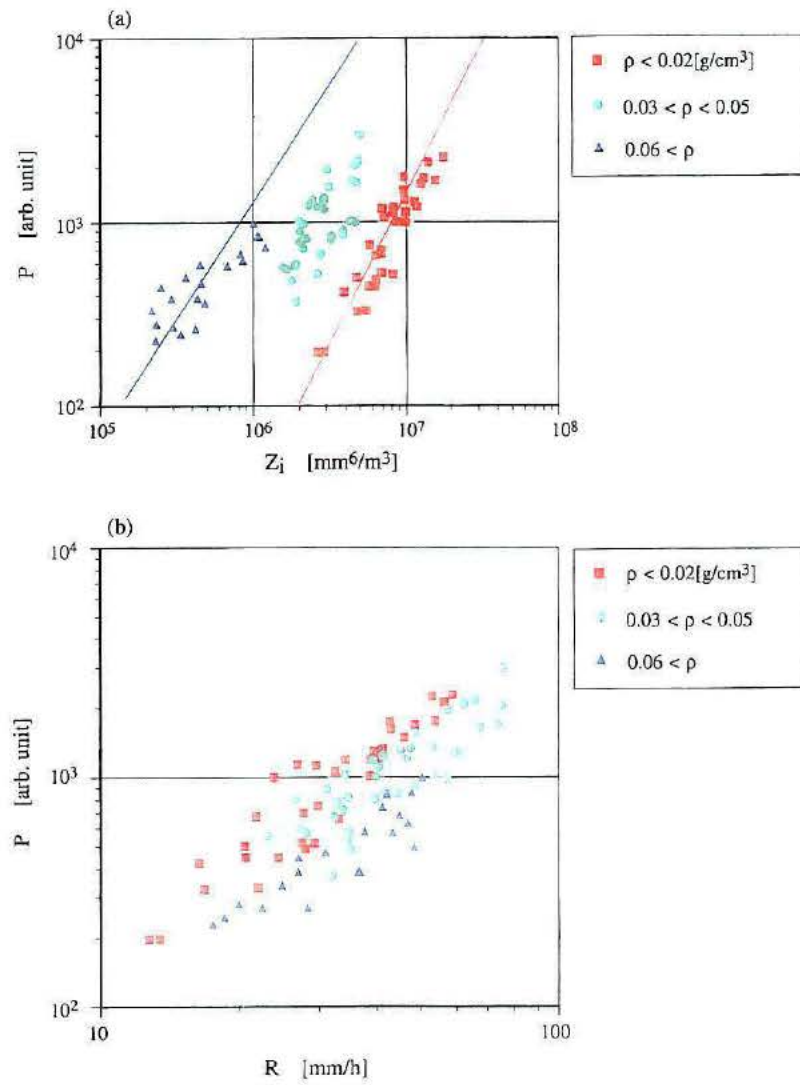


図 6.9 降雪強度と反射因子の関係

$$N_0 = 3.8 \times 10^3 \cdot R^{-0.87} \quad (6.11)$$

$$\lambda = 2.55 \cdot R^{-0.46} \quad (6.12)$$

として求めた。図6.13に降雪強度と粒径分布のパラメータ N_0, λ の関係を示す。Gunn and Marshallの値を図中の破線で表す。Gunn and Marshallは、粒径に融解直径を用いたので、 N_0 は彼等の値と大きくことなるが、 λ は同じオーダーである。しかしながら、 N_0 は降雪強度に指数関数的に比例するが、 λ はあまり変化しないことがわかる。

図6.14に画像データから求めた反射因子と受信合計電力、降雪強度の関係を示す。図6.9と同様に降雪の種類（密度の相違）によって異なる分布になることがわかる。図6.15に受信合計電力と降雪強度の関係を示す。式(6.6)のZ-R関係において、両辺の対数を求め、

$$\log Z = \log B + \beta \cdot \log R \quad (6.13)$$

更に、以下のように整理する。

$$\frac{\log Z}{\log R} = \beta + \frac{\log B}{\log R} \quad (6.14)$$

この式において、降雪強度が大きくなると左辺は β に近づくことがわかる。図6.15(b)にこの値を示す。図より、 β として1.9を得る。

6.4.3 ドップラー周波数と落下速度

第2章のデータベースを利用することにより、落下速度ごとの個数分布を求めることができる。また、小型ドップラーレーダの受信電力のパワースペクトルから周波数ごとの電力が求まる。ドップラー周波数は降雪粒子の落下速度と対応しているので、両者を比較することは興味深い。図6.16に画像処理データから得られた落下速度分布とレーダのパワースペクトルの時間変化を示す。両者とも落下速度の120cm/s付近にピークが見られる。

6.5 む す び

地上付近において、小型ドップラーレーダの受信電力と電子天秤法による降雪強度からZ-R関係を求め、画像処理手法により得られた降雪粒子の物理量と同期測定した。レーダの反射因子を画像処理データから求め、天秤の降雪強度および受信電力との関係を求めた。受信電力と反射因

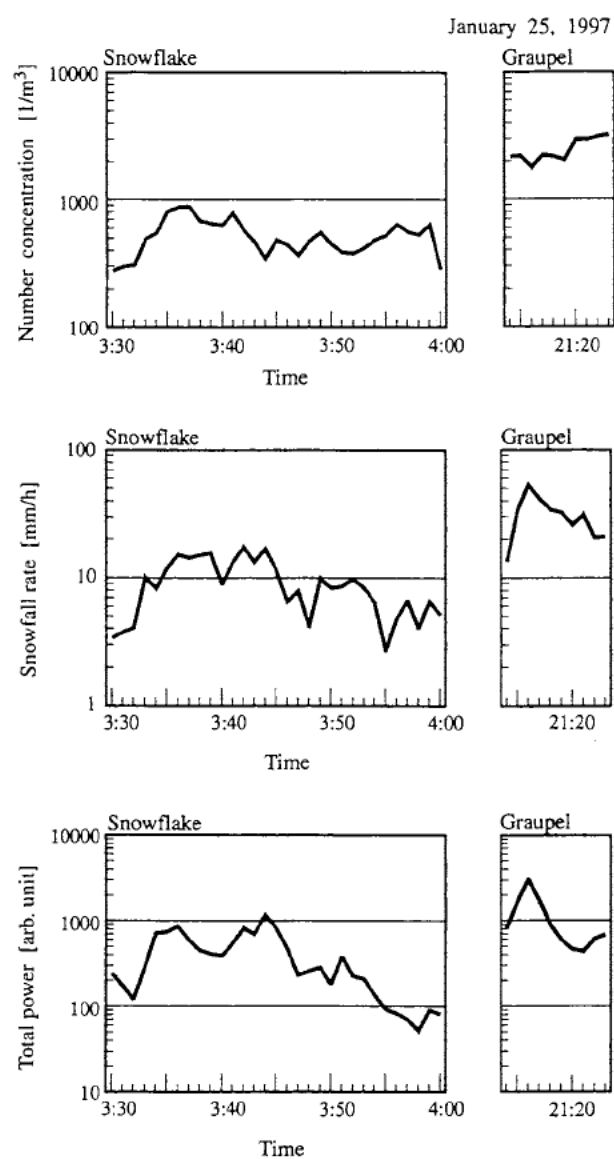


図 6.10 空間数密度, 降雪強度, 受信電力の時間変化

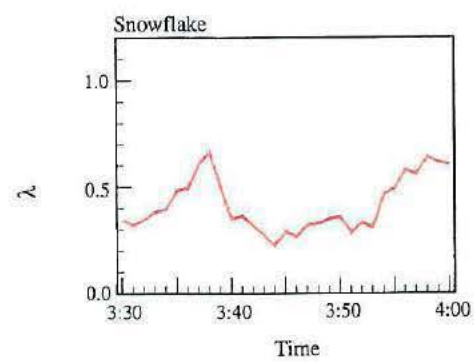
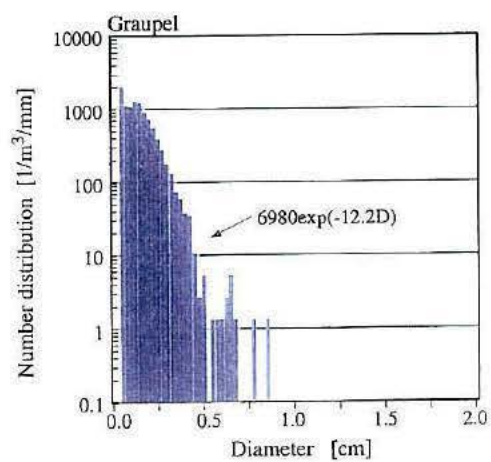
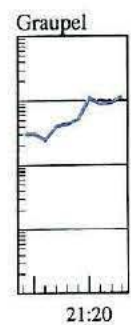
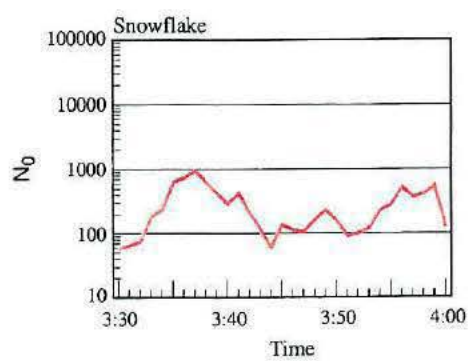
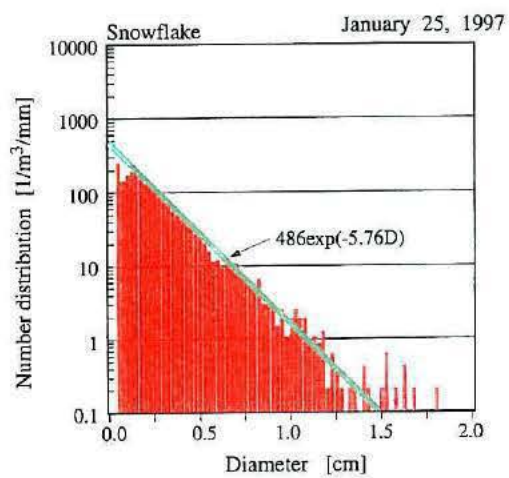


図 6.12 N_0 , λ の時間変化

図 6.11 粒径分布

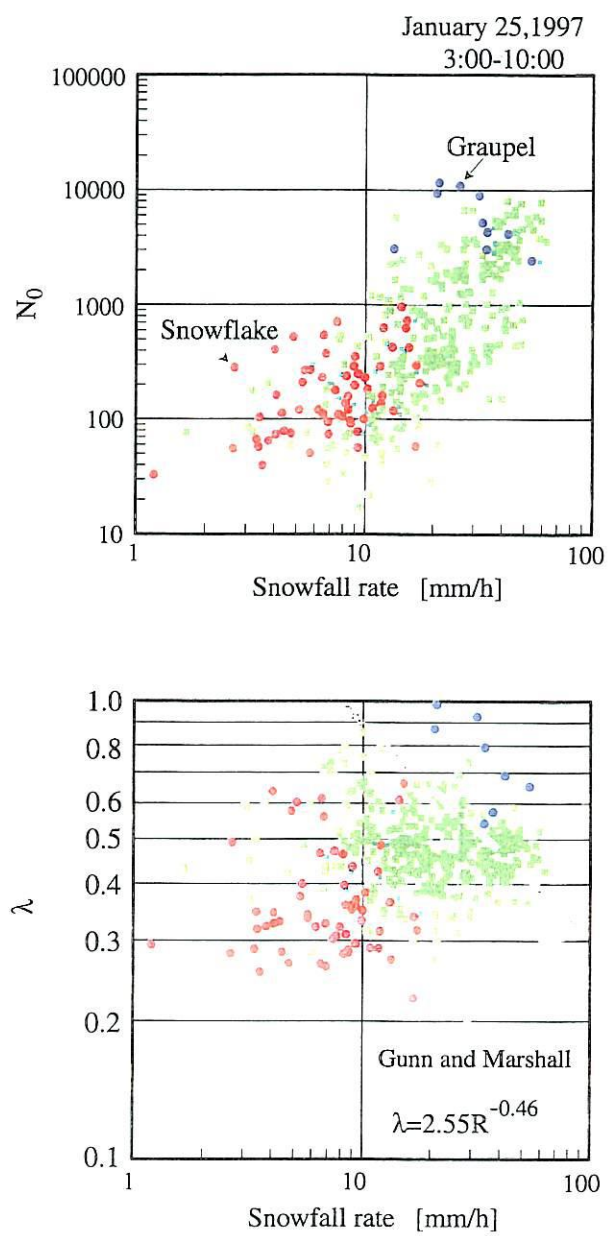


図 6.13 降雪強度と粒径分布パラメータの関係

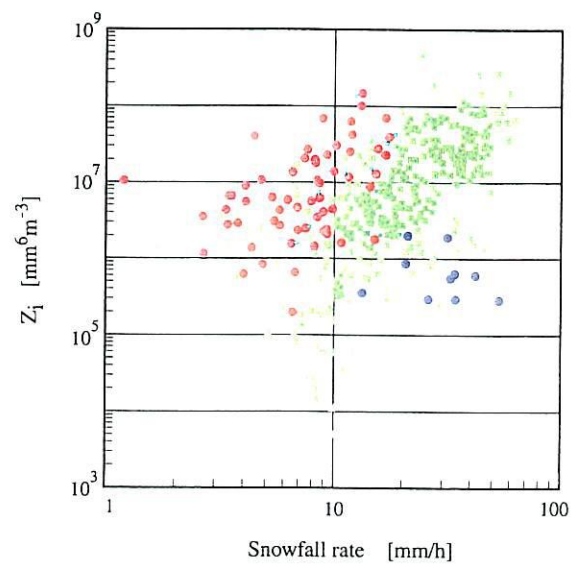
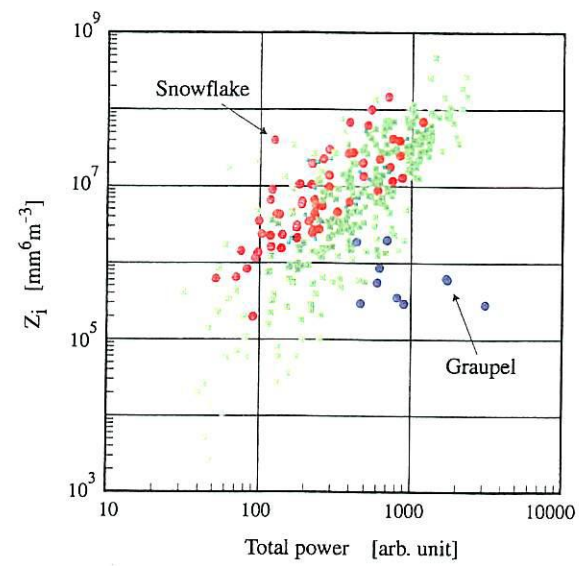


図 6.14 受信電力，降雪強度と反射因子

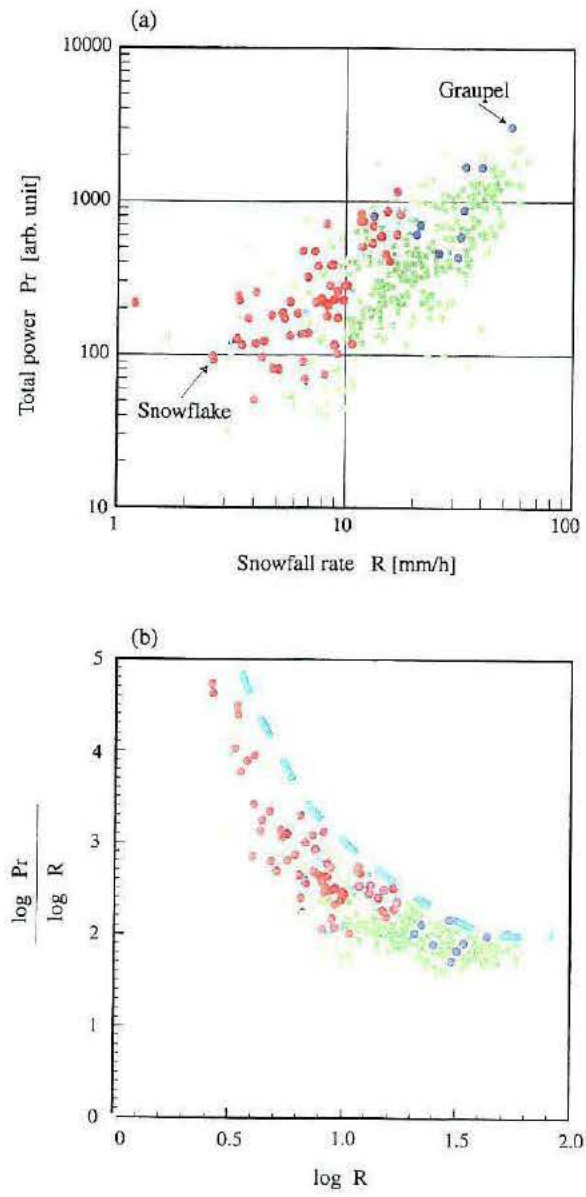


図 6.15 受信合計電力と降雪強度

子は比例するが、平均密度によって異なる曲線群になった。また、降雪強度と受信電力から $Z-R$ 関係を解析したところ、平均密度、降雪粒子の種類によって $Z-R$ 関係に相違がみられた。降雪粒子の特徴量に基づいた $Z-R$ 関係の対応づけが有効であると考えられる。今後、受信電力のパワースペクトルと第4章の個々の粒子の質量を利用して、1分ごとの $Z-R$ 関係を解析し、降雪粒子の特徴量別の詳細な B, β を求めることが可能である。

(a) Image Processing Data

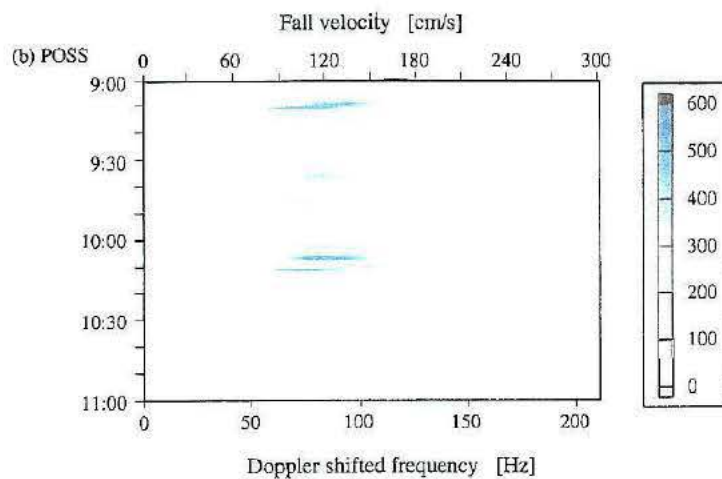
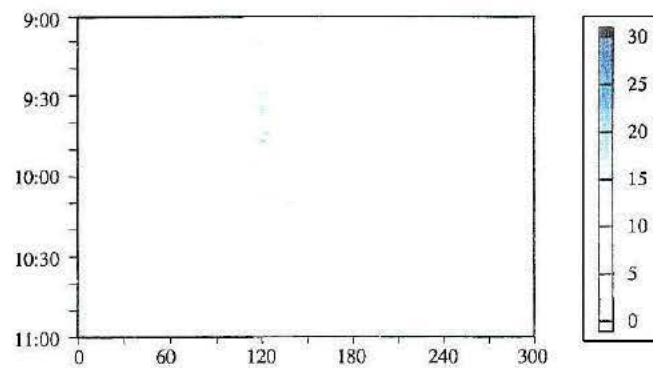


図 6.15 落下速度とドップラー周波数分布の時間変化

参考文献

- [1] H. Sauvageot, "Radar Meteorology", Artech House, 1992.
- [2] 小平信彦, "気象レーダの基礎", 気象研究ノート, vol. 139, pp.279-309, 1980.
- [3] J. S. Marshall, R. C. Langille and W. M. Palmer, "Measurement of rainfall", J. Meteor., vol. 4, pp. 186-192, 1947.
- [4] M. Fujiwara, "Raindrop-size distribution from individual storms", J. Atmos. Sci., vol. 22, pp. 585-591, 1965.
- [5] G. B. Foote, "A Z-R relation for mountain thunderstorms", J. Appl. Meteor., vol. 2, pp. 229-231, 1966.
- [6] R. Cataneo and G. E. Stout, "Raindrop-size distribution in humid continental climate, and associated rainfall rate radar reflectivity relationships", J. Appl. Meteor., vol. 7, pp. 901-907, 1968.
- [7] D. Rosenfeld, D. B. Wolfe and D. Atlas, "General probability-matched relations between radar reflectivity and rain rate", J. Appl. Meteor., vol. 32, pp. 50-72, 1993.
- [8] K. Muramoto, K. Matsuura, M. Furukawa and T. Shiina, "Raindrop size distribution and its application to radio wave attenuation", Progress in Electromagnetic Research Symp., p. 436, 1996.
- [9] Y. Fujiyoshi, T. Endoh, T. Yamada, K. Tsuboki, Y. Tachibana and G. Wakahama, "Determination of a Z-R relationship for snowfall using a radar and high sensitivity snow gauges", J. Appl. Meteor., vol. 29, pp. 147-152, 1990.
- [10] H. Konishi, K. Muramoto, T. Shiina, T. Endoh and K. Kitano, "Z-R relation for graupels and aggregates observed at Syowa Station, Antarctica", Proc. NIPR Symp. Polar Meteorol., Glaciol., vol. 5, pp. 97-103, 1992.
- [11] K. Muramoto, Y. Fujiyoshi, T. Shiina and K. Kitano, "Determination of a Z-R relationship for snowfall and its evaluation", Advances Ecotech., vol. 1, pp. 309-317, 1995.
- [12] K. Muramoto, Y. Fujiyoshi and T. Shiina, "Time series of a Z-R relation for snowfall and its evaluation", 12th Proc. Int. Conf. Cloud. Precip., 1, pp. 228-231, 1996.
- [13] セルボマ ヘンリー, 椎名徹, 杉浦智一, 澤木啓之, 村本健一郎, 播磨屋敏生, "降雪粒子の形状特徴量のZ-R関係への影響", 電子情報通信学会技術報告書, AP98-99, RCS98-144, pp. 49-54, 1998.
- [14] H. Servomaa, K. Muramoto, and T. Shiina, "Snowfall rate determined by image processing", U. R. S. I., 1999.
- [15] H. Servomaa, T. Shiina and K. Muramoto, "Radar measurement of snowfall and its evaluation by shape characteristics", U. R. S. I., 1999.
- [16] B. E. Sheppard and K. K. Wu, "An improved AES precipitation occurrence sensor system", Preprint of the Third WMO Tech. Conf. on Instruments and Methods of Observation, 1985.
- [17] B. E. Sheppard, "Measurement of raindrop size distributions using a small doppler radar", J. Atmos. Oceanic Technol., vol. 7, no. 2, pp. 255-268, 1990.
- [18] D. Kerr, "propagation of short radio wave", M. I. T. Radiation Lab. Series, vol. 13, MacGraw Hill Book, 1951.

付 録 参 考 成 果

椎名 徹, 村本健一郎 : 降雪粒子の落下速度と落下中の粒径および融解直径の関係, 電子情報通信学会論文誌, 第 J81-D-II 巻, 第 6 号, 1108-1114 頁, 1998.6.

H. Servomaa, T. Shiina, T. Sugiura, H. Sawaki, K. Muramoto, T. Harimaya : Experimental determination of a Z-R relation for snowfall and its evaluation by shape characteristics, Technical Report of IEICE, AP98-99, pp.49-54, 1998.10.

T. Harimaya and Y. Nakai : Riming growth process contributing to the formation of snowfall in orographic areas of Japan facing the Japan Sea, Journal of the Meteorological Society of Japan, Vol. 77, No. 1, pp.101-115, 1999.1.

椎名 徹, 村本健一郎 : 降雪粒子映像の画像解析と粒子分類への応用, 電子情報通信学会論文誌, 第 J82-D-II 巻, 第 2 号, 240-249 頁, 1999.2.

播磨屋敏生, 沢田敏隆, 金村直俊 : 降雪粒子の雲粒捕捉成長過程の地域特性, 北海道大学地球物理学研究報告, 第 62 号, pp.1-13, 1999.3.

播磨屋敏生, 村井臣哉, 橋元明弘 : 山岳地域における降雪形成の微物理過程, 北海道大学地球物理学研究報告, 第 63 号, pp.1-14, 2000.3.

T. Shiina, K. Muramoto : Relationship between image data of snow particles and a Z-R relation, Proceedings of International Symposium on Antennas and Propagation, 2000.8 (Accepted).

H. Servomaa, K. Muramoto : Precipitation phenomena observed by microwave radar and optical lidar, Proceedings of International Symposium on Antennas and Propagation, 2000.8 (Accepted).