

レーダーによる降水現象の理解

Precipitation Phenomena Revealed by Radar

藤 吉 康 志

Yasushi FUJIYOSHI

1. はじめに

人は皆、小さいときから雲の外形は見馴れている。しかし、雲の中で何が起きているか、又は、雲の中はどうなっているかに興味を持つ人は少ない。雲物理学は、気象学の中でも、特に雲の内部構造に興味を持つ分野である。

しかし、五里霧中という言葉があるように、雲の中は白く、あるいは暗く、もやもやしているばかりで、単に肉眼で見ただけでは何も分からない。雲の中をのぞくには或る特殊な眼が必要である。

図-1は、我々が雪雲の構造を調べるときに用いるさまざまな手段を模式的に示したものである。即ち、音波を使って風を測ったり、気温や空気密度の急変部を検出するドップラーソダ；気球に

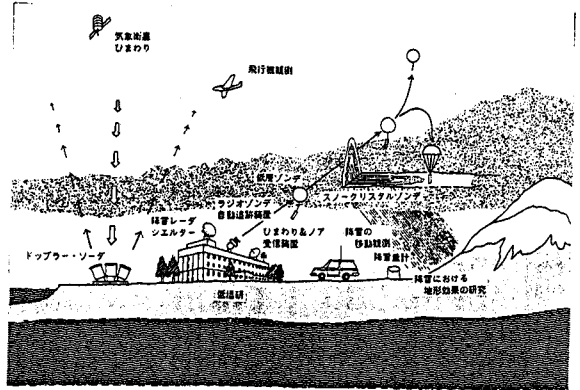


図-1

温度計や湿度計を吊り下げて気温と湿度の鉛直分布を測るラジオゾンデ；テレビカメラや特殊な装置を気球に吊り下げて、雲粒や雪結晶の鉛直分布を測るスノークリスタルゾンデ；様々な計測器を積んで雲内の様子を探る飛行機；宇宙空間から雲を調べる人工衛星などが観測に用いられている。しかし、これらの手法に比べてより重要な眼として働いているのは、レーダーである。

2. レーダーとは

レーダーは、Radio Detection and Ranging の略で、反射物体に電波を当て、返ってくる電波の強さと反射物体までの距離を測定するものである。反射体として雨粒や雪粒子等の気象粒子を選んでるのが気象レーダーである。電波の波長は、8.6mm(K λ ' λ ト'), 3cm(X λ ' λ ト'), 5cm(C λ ' λ ト'), 10cm(S λ ' λ ト')が用いられているが、気象庁が主に用いているのは、5cmと10cmである。その理由としては、一般に波長が短いほど減衰が大きく、従って広範囲のデータが取れないためである。しかし、逆に波長が短いほど感度が良く、弱い雨でも探知できる。又、波長が短いほどアンテナの直径が小さくてすみ、移動が容易であることから、研究用としては、主に 3cm の波長が用いられている。

アンテナの回転のさせ方、即ち、データの取得方法には、水平方向にのみ走査する PPI (Plan Position Indicator) レーダー (このレーダーでは、レーダーエコーの水平分布のみが得られる)、真上に固定された垂直レーダー (このレーダーでは、真上の鉛直一次元のレーダーエコーの時系列データが得られる)、鉛直方向にのみ走査する RHI (Range Height Indicator) レーダー (このレーダーでは、レーダーエコーの鉛直分布のみが得られる) がある。近年、高速で三次元走査が可能なレーダーが登場し、これによって、レーダーエコーの三次元分布を得ることが可能になった。

レーダーは、アンテナの走査方法以外に、得られるデータの種類によっても分類することができる。即ち、反射強度のみを得る通常の気象レーダ；反射体のドップラー速度(と分散)も得られるドップ

ラーレーダー；送られる電波と反射されて返ってくる電波の偏波面の違いを測定できる二重偏波レーダーとがある。ドップラーレーダーは、雨粒や雪粒の動きを利用して風の動きを測定でき、雲内の気流系をも明らかにできる一方、測風ゾンデの代わりに風向・風速の鉛直分布も測定でき、極めて有力な測器である。二重偏波レーダーは、大きさによって雨滴の偏平率が異なることを利用して雨滴の粒径分布を求め、より精度の高い降雨量の推定を行おうとするものである。

利用法によるレーダーの分類も可能であるがかなり主観が入る。以下では①風速計・温度計・吹雪計・雨量計としての利用、②雲物理学（微物理過程）への利用、③流れの可視化技術としての利用、④水循環過程解明の為の利用、⑤降雨予測への利用 について簡単に述べる。

3. 風速計・温度計・雨量計・吹雪計としての利用

3・1 風速計としての利用

ドップラーレーダーでは、雨粒や雪粒等の電波反射物体のレーダービーム方向の速度成分を測定することが出来る。真上にアンテナを向けた場合には、降水粒子の落下速度と上下流の合わさったものを測定するため、反射強度と粒子の落下速度との関係式を仮定する事により、上下流を見積ることが出来、大気の鉛直速度の連続観測が可能となる。又、アンテナを一定仰角で回転させ、その走査円内で風が一様であることを仮定すると、VAD法と呼ばれる方法によって水平風の風向と風速の鉛直分布を連続的に測定することが出来る。図-2 a, bは、VAD法によって得られた北海道西岸帯状収束雲内の風速及び風向の時間変化である。降雨或は降雪時に数分毎に真上の風を測定することは、他の手段では実際上不可能であり、ドップラーレーダーの威力を感じさせる。

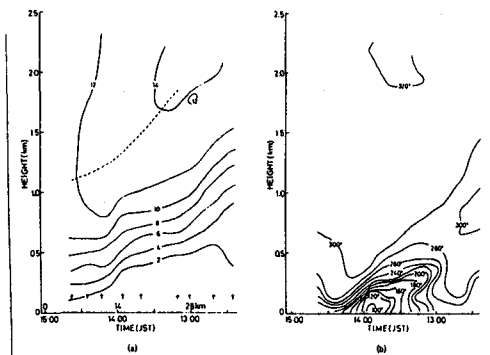


図-2 (藤吉他, 1988)

複数のドップラーレーダーを用いると、真上の風ばかりでなくより広い領域の風の3次元分布を数分以内に作ることが出来る。図-3 a, bは、高度2kmでの雷雲内の気流の水平分布と、図3 a中の実線ABに沿った面内の気流の鉛直分布を示したものである。我が国では、二台のドップラーレーダーを用いた観測はまだ数えるほどしかなく、現在同じ研究機関で二台所有しているところは、気象庁気象研究所と名古屋大学水圏科学研究所のみである。

複数のドップラーレーダーを用いると、真上の風ばかりでなくより広い領域の風の3次元分布を数分以内に作ることが出来る。図-3 a, bは、高度2kmでの雷雲内の気流の水平分布と、図3 a中の実線ABに沿った面内の気流の鉛直分布を示したものである。我が国では、二台のドップラーレーダーを用いた観測はまだ数えるほどしかなく、現在同じ研究機関で二台所有しているところは、気象庁気象研究所と名古屋大学水圏科学研究所のみである。

3・2 温度計としての利用

ドップラーレーダーで測定できるのは、風とレーダー反射強度である。しかし、運動方程式・熱力学の式・水の保存式を組み合わせるリトリーバル法と呼ばれる方法を用いると、本来測定できないはずの雲水量・水蒸気量・圧力・温度分布をも求めることが出来る。図-4 a~dは、リトリーバル法で求めた雨水・雲水・反射強度・温度偏差の鉛直分布の例である。この方法は、計算を可能にするために種々の仮定を立てるため、観測例毎に計算法を工夫する必要があり、未完成の方法であるが今後更に発展させるべき方法である。

3・3 雨量計としての利用

レーダーが簡便な雨量計として利用出来ることは衆知の事実である。しかし、どの程度まで量的正確さが期待出来るかは疑問である。以下では高感度の降雪強度計とレーダから求めた降雪のZ-R関係(Fujiyoshi et al., 1990)を例にしてその理由を説明する。

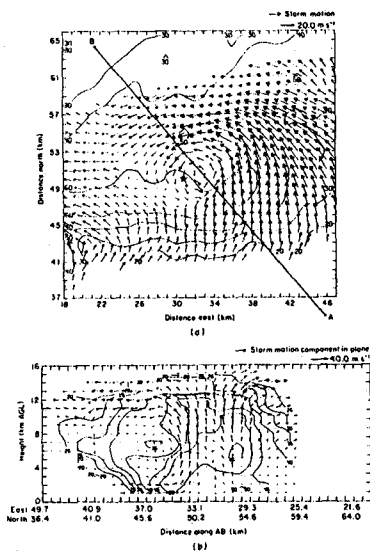


図-3 (Alberty et al., 1979)

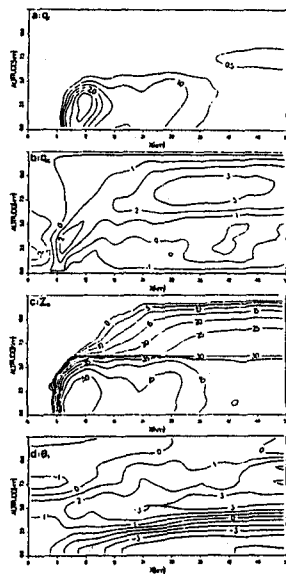


図-4 (Houser and Amayenc, 1986)

降雪のZ-R関係を求める試みは、Langille and Thain (1951)以来少なからず行われてきた。これまでZ-R関係を求めるのに用いられてきた手法は、大きく分けて、i)レーダは用いず、降雪粒子の粒径分布と落下速度とから求める方法(Imai et al. (1955), Gunn and Marshall (1958), Sekhon and Srivastava (1970), Ohtake and Henmi (1970), 由田 (1975), Harimaya (1978), Yagi et al. (1979), 八木・上田 (1980), 上田・八木 (1980))と、ii)レーダと地上の降雪強度あるいは積雪深から求めた降雪量とを比較して求める方法(Langille and Thain (1951), Marshall and Gunn (1952), Kodaira and Inaba (1955), Carlson and Marshall (1972), Jatila (1973), Wilson (1975), Boucher (1978), Collier and Larke (1978), Boucher (1981), Boucher and Wieler (1985))の2通りがあった。i)の方法でZとRを計算するためには、個々の雪粒子の密度及び落下速度を厳密に測定する必要があるが、実際には経験式を用いている。又、サンプリングエリアも小さく、観測毎のZ-R関係のばらつきが、実際のばらつきに対応しているかどうか不明である。そのためにZ及びRの観測精度については疑問が残る。更に、レーリ散乱を仮定して求めたZが実際のレーダから求められるZと常に一致するという保証もない。従って、この手法は、Z-R関係が落下速度や粒径分布、雪粒子の密度、結晶形などによってどの様に変化するのかという検討を行うのにはよいが、この手法で得られたZ-R関係を実際のレーダ観測に適用するのは無理がある。ii)の方法でも、単独にZとRを測定し、その結果からZ-R関係を求めたのは、Langille and Thain (1951)のみである。しかし彼らの測定間隔は5分であり、レーダ信号はデジタル化されていないため、測定精度が悪く測定数も少ない。ほかの多くの研究は、ほかの研究者によって与えられたZ-R関係を用いて、ZからRを求め、その値と実際の降雪量とを比較し誤差を論じている。用いたレーダの分解能はせいぜい3 dBであり、降雪量も30分以上の積算値を用いている。レーダは、パルス幅及びビーム幅によって決められるサンプリングボリューム内のほぼ瞬間的なZを測定するため、地上の降雪強度の測定もできるだけ短時間に行う必要がある。それにも拘らず、これまではZ-R関係を決定するためのもっとも基本的な因子であるZとRの測定が、高精度かつ短時間に測定されていなかった。そこで我々は、高感度の降雪強

度計とレーダとを用いて、降雪のZ-R関係を求めた。

平坦ではあるが、回りに比べて風の弱い地点に巾3m×3m、高さ2.5mの網で風除けを作る。更にその中に巾1m×1m、高さ80cmの木箱を置き、その中に電子天秤を設置する。天秤の上には、直径48cm、高さ15cmの円筒容器を置く。容器の厚さは極めて薄く、容器の縁に雪が積もらないようにしてある。この容器に入った雪の重さを1分間毎に計測し、1分間での重量変化から降水強度(mm/hr)を出力し、パソコンに記録する(小西他(1988))。天秤の重量精度は0.1gであるので、降水強度の測定精度は0.03mm/hrである。積雪深の変化は、1cm毎の目盛りのついた雪尺を立て、それを8mmカメラで90秒に1枚ずつ撮影することによって調べた。フィルムには、時、分、秒まで同時に写しこまれている。積雪深の変化と降水量とから、新雪密度を求めることが出来る。

地上の降雪強度と対応づけたのは、3分間毎に得た仰角1.5°のPPIデータである。反射強度分解能は1dB以下である。レーダデータの取得間隔は3分であるが、約1時間毎にエコーの移動方向と速さを調べ、少なくとも3分間は降雪雲は定常であると仮定して、エコーの移動方向のZの分布から、1分間毎のZの値を読み取った。更にこうして得られたZとRの1分毎の時系列データを比較し、互いの時間変化の相関が最も良くなる時間ΔtだけずらしたときのZとRの値を用いてZ-R関係を求めた。Δtは0～3分程度である。

図-5は全データをプロットしたものである。このデータから回帰直線を求めてZ-R関係を求めるわけであるが、全てのRの範囲について回帰直線を作ると、データ数の少ない両端のデータに回帰直線は強く影響を受けてしまう。我々が欲しいZ-R関係は、Zから換算した降水量 T_R と実際の降水量 T_B との誤差をできるだけ小さくするものである。そこで、相関をとるRの範囲を変え、その範囲内で得られたZ-R関係を用いて T_R を計算し、 T_B との比を求めたものが表-1である。表から明らかなように、相関をとるRの範囲を0.1から3.0mm/hrとしたときに、最も T_R/T_B が小さくなる。このときのZ-R関係は、

$$Z = 427 R^{1.09} \quad (1)$$

であり、相関係数は0.64であった。表-1には、Gunn and Marshall(1958)が与えた、

$$Z = 2000 R^{2.0} \quad (2)$$

を用いて計算した T_R/T_B も示してあるが、 T_R は T_B の半分以上になっている。新積雪深が30分で1cmを越えた場合について

表-1

(1)式を用いてZから換算した30分毎の降水量 T_R (30min.)と、実際の降水量 T_B (30min.)との比と、新雪密度ρと

	Range of R (mm h ⁻¹)							2000R ^{2.0}
	0.1-2.0	-2.5	-3.0	-3.5	-4.0	-4.5	All	
Case I	1.11	1.11	1.09	1.14	1.14	1.14	1.52	0.30
Case II	1.75	1.74	1.73	1.79	1.78	1.78	2.15	0.66
Case III	0.83	0.83	0.82	0.85	0.85	0.85	1.01	0.34
I + II + III	1.26	1.26	1.25	1.30	1.29	1.29	1.63	0.42

の関係を調べると、ρが0.05以下では、このZ-R関係を用いると T_R は T_B よりも大きくなり、0.05以上では逆に小さくなっていた。このことは、密度が大きい雪粒子ほど落下速度が大きいためと考えられる。更に、(1)式とρ=0.05とを組み合わせることにより、新積雪深の精度のよい推定が可能である。

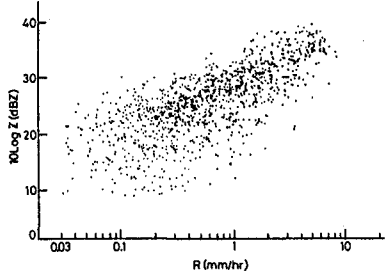


図-5

図-6 は、1985年1月27日から1987年3月6日まで札幌で測定した、降雪の1分間降水強度データをまとめたものである。横軸は降水強度 R であり、縦軸は $R-0.1-R+0.1$ の強さの降水強度が、全出現数 ($N(\text{Total})=19202$) あるいは全降水量 ($R(\text{Total})=252.6\text{mm}$) に占める割合 N_T 、 R_T (%) である。何れも 6mm/hr 以下では図に示した指数関数で近似できる。 $2.9-3.1\text{mm/hr}$ の範囲にある降水強度の出現頻度は、 0.76% であり、全降水量に対する寄与率は、 2.4% に過ぎないことが分かる。全降水量に対する積算寄与率も、 3.0mm/hr で 80% に達する。これらの結果から、 $Z-R$ 関係を 3.0mm/hr 以下の R を用いて求めたのは、統計学的にも意味があることが分かる。逆に、 Z と R の相関を求める R の範囲は、観測を行う地域の R の出現頻度によって変更する必要があることも、このデータは示唆している。

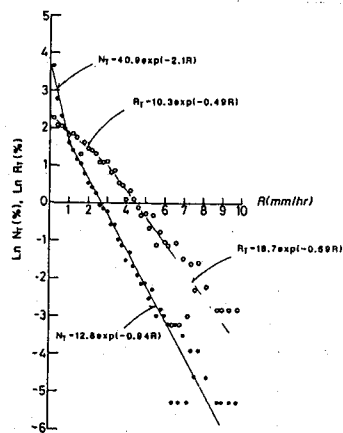


図-6

図-7 及び 図-8 は、平均時間によって、相関係数及び B 、 β の値 (ただし $Z = BR$) がどう変化するかを示したものである。図中 Z と $10\log Z$ と示してあるのは、それぞれ、 Z 或いは $10\log Z$ を平均したものであることを意味する。予想されるように、 Z で平均した方が $10\log Z$ で平均するよりも相関がよい。この両者の何れに対しても、全範囲の R に対して相関をとった方が $0.1 \leq R \leq 3\text{mm/hr}$ より

も相関がよい。又、何れも1分間値を用いたときに最も相関が悪い。しかし、5分以上では、平均する時間によらず相関係数がほぼ一定である。このことは、 $Z-R$ 関係に変動をもたらす因子 (鉛

直流、結晶形、粒形分布、落下速度等) の変動が、1分間程度の短さでは消去しきれないためと考えられる。図-8 は、全ての範囲の R に対して求めた $Z-R$ 関係の B 、 β である。 $10\log Z$ を使って平均した場合には、 B 、 β 共平均時間が長くなるほど小さくなる傾向にある。一方、 Z を使って平均した場合には、 β はほとんど変わらず、 B は平均時間が長くなるにつれて大きくなる傾向にある。

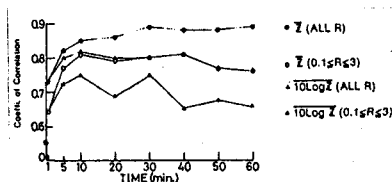


図-7

ある。しかし、30分以上では B 、 β 共ほぼ一定になる。図-9 は、30分平均した Z と R の値をプロットしたものである。このときの Z と R の関係式は、

$$Z = 554 R^{0.88} \quad (3)$$

であり、相関係数は 0.89 であった。

以上の結果から、他地域でレーダと雨量計とを用いて降雪の $Z-R$ 関係を求めるためには、I) その地域の降水特性をよく調べることで、II) Z 及び R 共、30分程度の平均値を用いることで、III) Z はできるだけ短い時間間隔で (1分以内) データをとり、IV) 時間平均を作る際には、 $10\log Z$ ではなく Z を用いて行うことの4点を注意事項としてあげることが出来る。それ以外にもビーム幅、距離及びスweep方向への平均の仕方、地形除去装置の有無等によって同じ現象を見ても異なったレーダー反射強度が得られるため、各レーダー毎に異なった $Z-R$ 関係を持つと言っても過言ではない。

3.4 吹雪計としての利用

これまでの経験から単なる風のみによる視程低下は、降雪時に比べて少ないことが分かっている。降雪雲の下では対流による運動量の鉛直混合が活発であるため、降雪雲外に比べて風が強い。また、降雪粒子は積雪面上の雪粒子をたたき出すことによって地吹雪量を増大させる役割を果たす。従って、

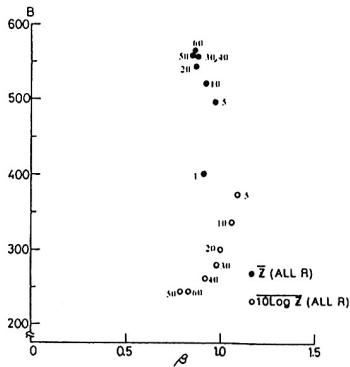


図 - 8

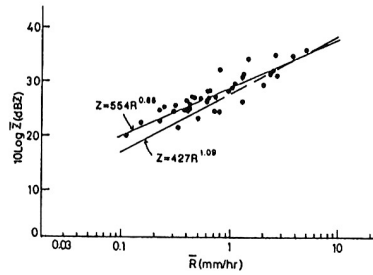


図 - 9

レーダーによって降雪域の水平分布を知る事が出来れば、交通障害となるような吹雪が発生している地点は容易に検出が可能である。吹雪時の視程を地上風速と温度の関数として求める試みがなされている。地上風速の分布は、ドップラーレーダーによって測る事が出来る。気温は場所による変化が少ないのでアメダスデータから補間すればで十分である。更に、降雪強度と降雪のみによって生じる視程低下 (V ; km) の関係については、藤吉他 (1983) が札幌で調べており、

$$V = 1.0 R^{-2/3} \quad (4)$$

の関係をj得ている。これらの経験式を組み合わせることによって、視程の定量的な見積も可能である。

4. 雲物理学 (微物理過程) への利用

レーダー反射強度の鉛直方向の変化は、降水粒子の成長過程 (微物理過程) を反映しているはずである。簡単な仮定を置くことによって、粒子の重要な成長過程である、凝結成長過程・併合成長過程・雲粒付着過程によって生じる反射強度の高度変化を計算することが出来る。垂直レーダーが主に研究に用いられた初期の頃は、この手法によって雲内での粒子の成長過程が議論された。しかし、この種の研究が一段落した現在では余り利用されていず、研究の関心は雲内の直接観測との比較や、ドップラーレーダーを用いた雲内の気流系の構造の方へ移っている。

5. 流れの可視化技術としての利用

そもそもドップラーレーダーは、降水粒子の動きをj探知する事が出来、雲内の気流系をも作ることが出来るという点で、流れを可視化していると言える。しかし、ここで述べようとしていることはそのこととは異なる。どういう事かといえば、降水粒子を気流を可視化するためにばらまかれたトレーサーと考えるわけである。そうすると降水粒子全体が示す形及びその変化が、流体の形及びその動きに対応することになる。形を表現するためには、表面を作る必要がある。これまでのレーダーの表示方法では雲の

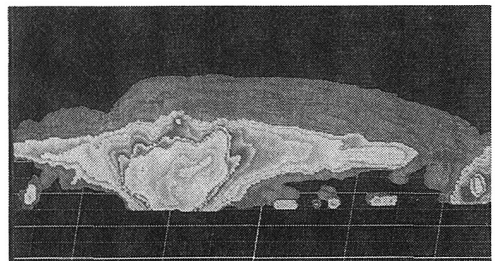


図 - 10

表面を作ることは出来なかった。我々 (Fujiyoshi et al., 1991) は、マーチングキューブ法という3次元グラフィックスの手法と3次元レーダーのデータを組み合わせることにより、レーダーエコーの

3次元立体表示に成功した。図-10はこの方法によって表示した雷雲の例である。この様な画像を作る事により、雲の全体像を一目で眺める事が出来、部分の役割を全体の動きと関連させて考えることが出来るようになった。雲の内部構造は、鉛直断面図や水平断面図というこれまでのレーダーの表示法で調べることが出来るが、恐らく物の特徴を最も良く表現する表面（人であれば顔に相当する）を調べる事により、これまで気づけなかった多くの事が明らかになると思われる。

6. 水循環過程説明の為の利用

何時、何処で、何処からきた水が、どれだけの量、どの様な過程を経て地球表面にもたらされるのかを知る為に、上で述べてきた全ての手法が用いられる。ただし、このテーマ全体の中でレーダーが果たすことの出来る役割は極く一部である。以下では、梅雨末期に豪雨をもたらす擾乱の代表である、クラウドクラスターの観測例と、常に同じ場所で大気中の水蒸気を効率よく失わせることにより、水循環過程に重要な役割を果たす地形効果について簡単に述べる。

6・1 九州で観測したクラウドクラスターの構造

九州では、ほぼ毎年梅雨末期の集中豪雨に見舞われる。このような大雨の多くは、クラウドクラスターと呼ばれる、積乱雲が寄り集まった雲の集団によってもたらされている。このクラウドクラスターは数100kmの水平スケールを有している。面白いことに、このクラウドクラスターは、水平スケールは、一桁ずつ異なるが、互いにはほぼ相似形の階層構造を有し、一種のフラクタル構造を有していることが、気象衛星「ひまわり」とレーダーエコーとから明らかになった。図-11は、気象庁のレーダーが捉えたクラウドクラスターのレーダーエコーの水平分布である。この図で興味深い現象としては、クラウドクラスターに長さ約50kmの小さい擾乱が北西から入り込み、それによってクラウドクラスター内のエコーが強くなり、かつバンド構造が明瞭になったことである。

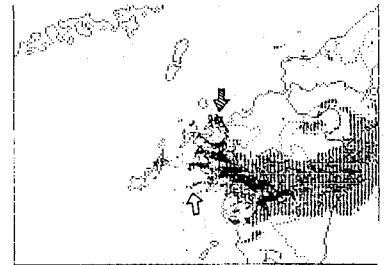


図-11

クラウドクラスターの南端部に位置する強い降雨帯の更に前方には、高さ1km以下に南風成分を持った温湿な弱風層が存在し、強い降雨帯の直前にはこの層が数km上空にまで達し、風向も東寄りに大きく変化した。一方、強い降雨帯の直後には、北寄りの風が0.5kmにまで上空から入り込んでおり、これは降雨による下降流によるものと考えられる。この様子は、気象研究所と行った二台のドップラーレーダーによる気流系の解析結果（図-12）からも確かめることが出来る。更に、この下降流による北寄りの風とは別に、クラウドクラスターの後方から強い降雨帯へ向かう、中層から下層に傾いた北寄りの乾冷な気塊が存在していた。この気塊は、クラスターの中心部付近の北寄りの風の領域にのみ存在し、中心部から後方に向かうほど気温が低く、その水平傾度は 0.15°C/km 程度であった。

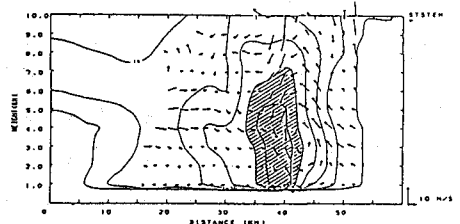


図-12

クラウドクラスターの南端部に存在する強い降雨帯は、高さ16kmに達する対流性エコーから構成されていた。北西から南東へ移動するこの降雨帯の更に前方に位置するエコーは、ほぼ西から東へと移動するため、強い降雨帯と合流する。発達した対流性エコーの頂部には、南西から北東へ伸びる anvil cloud が存在し、北東方向では互いに合流して厚い anvil cloud を形成する。又、この anvil cloud は、北西側

で低く南東側で高いという傾いた構造を持っており、これは、上昇流の傾きに対応していると考えられる。

上記の強い降雨帯の西側後方にも、西北西から東南東へ伸びた強エコー域が存在する。このエコー域は、高さ15km幅10km弱のanvil cloudを持たない、南西側に傾いた対流性エコーが構成されていた。強エコー域に沿って内側約30km以内には高さ6-14kmの間に対流を持つgenerating cellが存在していた。クラウドクラスターの北側部分には、クラスターの西から南端に存在する強エコー域とほぼ平行して、高度12kmにエコートップを持つ厚さ6kmの上空エコーが存在した。この上空エコーの下端は南に行くほど低く、強い降雨帯を形成する対流性エコーとそのすぐ北側に形成されるgenerating cellからの降水域と合流し、ブライトバンドを伴う層状性の降水域を構成していた。これまで、雨を効率良く降らせるプロセスとして上空の雲から下層の雲へ種蒔きする、所謂 seeder-feeder processが知られていた。ところが九州で観測した例では、逆に下層の雲から上層の雲へ種蒔きをする例が見出された。図-13は、その例で、上空エコーの下に対流性エコーが存在しているところでは、部分的に上空エコーが2層になっている。これは、対流雲から上空に運ばれた氷晶或は過冷却水滴が、上層の雲内で成長したためと考えられる。下層から種蒔きをされた上層雲内では降水粒子の成長が早められ、その結果、次には下層雲が上層雲によって種蒔きをされるという positive feedbackが働き出すという点で、このプロセスは重要な意味を持って来る。

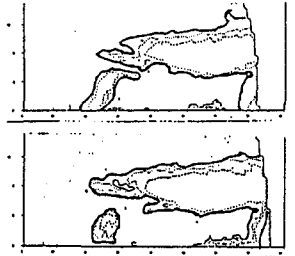


図-13

6・2 地形と降雪

地形効果と言えば、地形性上昇流が一般的であるが、冬期日本海上に発生する雪雲の雲頂高度は低く、別の意味で山岳の影響を受け易い。また、降雪の場合降雪強度が小さいため、特定の地域に長時間降雪をもたらす地形効果は、降雪の集中機構として重要である。

6・2・1 山の風下

日本海に発生する典型的な冬の雲としては、筋雲があげられる。この筋雲のうち特に太い何本かは背の高い山の後方に発生していることが知られている。残念ながら、このような雲の発生地点は中国やソ連領にあるため詳しく調べることが困難である。ところが、北海道では、山の影響によると思われる筋雲が発生する地点が何ヶ所か知られている。そのひとつが、小樽近郊の高島岬にある赤岩山である。図-14は1988年2月6日に発生した筋雲のレーダーエコー例である。図は、高度1.25kmでのレーダーエコーの水平分布であり、16時14分から17時29分までの間のエコーの水平分布を時間平均したものである。エコーの発生地点と地形とを詳しく調べるにより、積丹半島にある天狗岳(872m)のwake流内で発生した筋状エコーの更に風下側に、わずか高度371mの赤岩山のwake流内に生じた筋状エコーが形成されていたことが分かる。筋状エコーの幅は距離の1/3乗に比例して広がっていた。

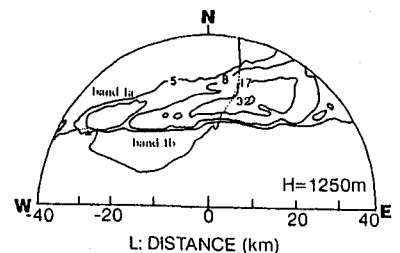


図-14

エコートップの高さは、逆転層高度に達するまでは幅と同様に距離の1/3乗に比例して増加し、地上のレーダーエコー強度の最大値も雲の厚みが増すと共に大きくなって行くが、エコートップが一定になるとこれも一定になった。

鉛直構造では、図-15に示したようにバンド状エコーの南縁で最も背が高く北側で背が低いとい

う非対称な形をしている事が重要である。筋状エコーの鉛直構造が風下に行くにつれてどう変化して行くかを調べてみると、風下に行くにつれて北側に新しい対流セルが形成されることによって次第に筋状エコーの幅が広がって行くことが分かった。エコーの鉛直断面積の距離変化から、エントレインメント係数を求めると、ほぼエコーの幅に比例して増加していた。上で述べたように、筋状エコーが南北の鉛直断面内で一つの対流セルで構成されていず、距離と共に対流セルの個数が増えて行くことがエントレインメント係数を変化させる大きな要因になっていると考えられる。

6・2・2 山の斜面

図-16は1989年2月3日16時34分から19時12分まで時間平均した、高度2kmの鳥海山付近のレーダーエコーの水平分布である。特徴的なことは、鳥海山の山頂を挟んで北と南側にバンド状の強エコー域が存在している事である。山の風下側には定在エコーも現れている。図17は、高度1.5kmでのエコーの動きを示したものである。図から明らかなように、エコーは海上から鳥海山に近づくにつれて山を迂回するように移動している。移動方向の変化は山頂よりも山腹側で大きい、変化を開始する場所(図中白丸で示してある)は、山頂の風上部分で最も沖合いに存在している。エコーの移動速度は、山の風上側よりも風下側の方が速くなっている。雪雲が海上から山に近づくにつれて再び発達を始める位置は、図に斜線で示した地点である。この領域は、山の風上側に生ずる風の水平変化が最も大きく、従って風の水平収束が最も大きい領域に対応している。同様なバンド状の強エコー域は、月山周辺にもよく現れる。

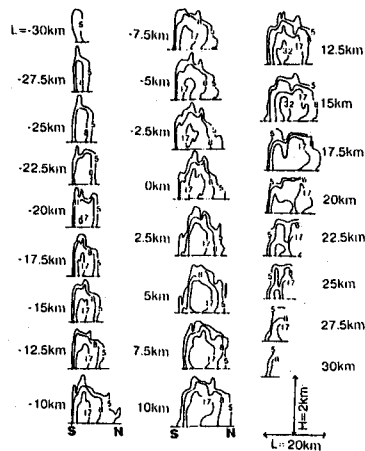


図-15

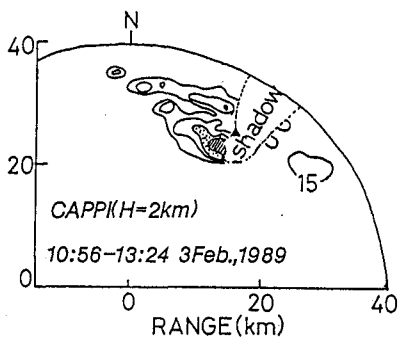


図-16

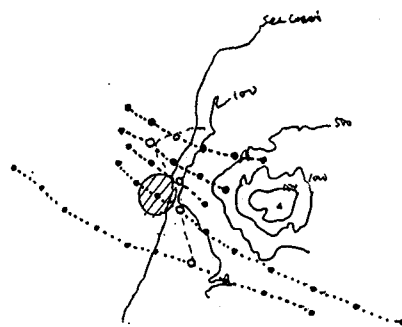


図-17

6・2・3 山の風上

山の高さが逆転層高度に近い複雑山塊や、出羽丘陵のように南北に連なった2次元的な山岳では、孤立峰のように気流が山を迂回しにくい為、山の存在によって上流の風の変化させられる。定性的には、風速が小さく、山が高く、大気の安定度が大きいほど山岳が風をせきとめる効果が大きくなる。図-18と図-19は、それぞれ風速が大きいときと小さいときの酒田周辺の時間平均したエコーの水平分布である。図から分かるように、風が弱いときには月山と出羽丘陵の風上海上にも強いエコーが存在している。図-19の例よりももう少し風が強いときは、出羽丘陵の風上のエコーは逆に弱くなる。このように沖合いから強いエコーが現れるのは、山によるせき止め効果によって山頂より

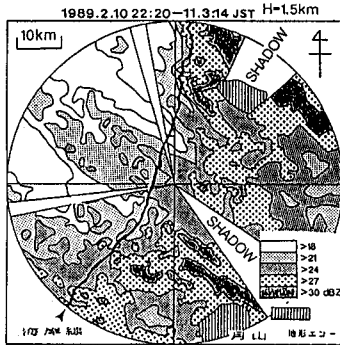


図-18

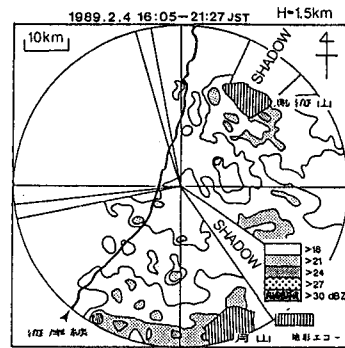


図-19

下の風上側に弱風域が形成され、そのため降雪雲がより沖合いで発達するためと考えられる。重要なことは、季節風が弱いときほど山のせき止め効果が強い事である。従って、朝日山系のように海岸に近い背の高い複雑山塊において、平野部に比べて降雪期間が長くなり、大量の降雪がもたらされる一つの要因になっていると考えられる。また、このメカニズムは山雪・里雪にも関係していると思われる。

7. レーダーを用いた予測法の検討

レーダーを用いた雨や雪の予測はこれまでにいくつかの方法が提出されている。以下では、豪雪の予測法を例にして、これらの手法の検討を行う。

7・1 豪雪の予測法

豪雪の予測を行う方法として、以下の3通りが考えられる。即ち、統計的手法（経験的手法）と観測的手法、及び計算機を用いた理論的手法である。

7・1・1 統計的手法

統計的手法としては、雪がいつ、何処で、どの位降ったかを統計的に調べ、その分布と地形、気圧配置、気温分布、風分布等の気象データとの相関をとり、豪雪が発生し易い典型的パターンを明らかにする方法が考えられる。また、特定地域を限定せず、年々の降雪量の変動から、一定周期を導き出そうという試みもある。衛星画像と気圧配置から、豪雪をもたらす雲の発生予測と豪雪域の予測を行う方法も統計的手法と呼べる。この方法の具体例としては、筋雲や日本海収束雲の南端（ここで豪雪が発生する）の走向がほぼ850mbの等圧線に沿うことを利用した予測；石狩湾小低気圧が、低気圧の中心が何処にあったときに出現していたかを調べ、逆に気圧配置から小低の発生や収束雲のタイプを予測する方法；また、豪雪ではないが、日本海上の筋雲が大陸に向かって伸びていくときは、季節風が強まっているときでありしばらく降雪が続き、逆に筋雲と大陸との間の距離が広がりつつあるときは季節風が弱まっていくときであり、筋雲の長さがどれくらいになったときには平地での降雪が止むかを調べて、筋雲の後退速度から降雪の終了予測を行うという方法も統計的手法である。一般に、衛星画像のパターン認識を用いた予測法はこのような統計的手法にならざるを得ない。レーダを用いた豪雪予測も、PPIデータのみを使う限りは衛星画像と同様にパターン分類が主流となり、どうゆう総観的な大気条件下で、どのようなパターンのエコーが現れ易いか、また、豪雪をもたらすようなエコーパターンにはどのようなものがあるかについての分類が行われている。

統計的手法を用いると、理屈はともかくとして、現在入手可能なデータから、統計的誤差内で豪雪予測が可能である。ただし、相関があるからといって、互いに直接的な物理的因果関係があることは保証できず、期待もできない。従って、応用が利かないという欠点はあるが、逆に豪雪発生の物理的メカニズムを知らなくともある程度は予測ができるという利点もある。気象台が豪雪の予測を行う際に用いるワークシートの随所に、この統計的手法で得た知識が入っている。

7・1・2 理論的手法

統計的手法ではあまりに経験に頼りすぎ、一方現象の物理的解明を待っているのは当面の予報業務には間に合わないことから、計算機を用いた豪雪の理論的予測も行われている。この手法では降雪の集中が生じている、いわゆるメソスケールの量的予測と、どのような構造をもった擾乱が発生するかを予測することはできないが、豪雪が発生し得る大気条件が満足されそうな発生場の予測が可能である。この手法では、空間分解能が粗く、かつ現象の物理的解明が出来ていないことから、降雪量の見積りが特に不完全である。量の見積りを正確に行うためには、発生した擾乱にあったパラメタライズを行う必要がある。そのためにも、以下で述べる観測的手法が不可欠である。

7・1・3 観測的手法

観測を主とした豪雪予測の基本姿勢は、あくまでも「現象の物理的メカニズムを解明することによって、各地点の大気条件が正確に知れた場合には、そのデータを基に誤差の少ない豪雪の量的予測が行える様にする」というものである。観測的手法に基づいた豪雪の予測に果たすリモートセンシングの役割の一つは、現象の物理的解明に如何に役立つかという点にある。一方、仮に現象の物理的解明ができたとしても、豪雪の予測のためには、いつ、何処で豪雪を発生させる擾乱が発生するための条件が整うかを知る必要がある。この点については、ある程度は計算機を使った理論的予測が可能であるが、時々刻々変化する大気条件を、完全に再現することは出来ない。従って、擾乱の発生場を検出することもリモートセンシングの重要な役割である。更に、理論的予測の為には、リモートセンシングを用いて、実際の観測結果に基づいた種々のパラメータの決定方法を開発する必要がある。リモートセンシングには常に、Air Truth または Ground Truth が必要であり、そのためにも、観測は必要である。

7・2 レーダーデータと理論的予測の結合

アメリカでは現在NEXT RAD計画が進み、全土の気象レーダーをドップラー化しようとしている。ドップラーレーダーのデータは、数値予報を計算する際の風の初期値として使われる。大気条件は時々刻々変化する為、精度の良い予報を行うには、出来るだけ最新の観測値を用いる必要がある。しかし、日本の場合は、豪雪をもたらす雲は殆ど海上にあるため、仮に全てのレーダーをドップラー化したとしてもアメリカのように有効には利用される可能性は少ない。但し、風向の測定が予測にとって極めて役立つのは、北海道西岸帯状収束雲及び西岸小低に伴う豪雪である。この場合には、陸風の出現は発生にとって本質的であるからである。しかし、陸風が現れるときには陸上ではほとんど降雪がなく、ドップラーレーダーよりはドップラーソーダーないしはwind profilerの方が役立つであろう。

7・3 レーダーデータと衛星データの結合

強い降雪域からは強い電波が返って来ることから、レーダー反射強度と降雪強度とを関係付ける試み（いわゆるZ-R関係）は1950年代から行われてきた。逆にある程度の精度を持ったZ-R関係が無いと、レーダーによる降雪量の定量的見積り或は予測が出来ない。また、真上のドップラー速度とレーダ反射強度はよい相関関係にあり、いわゆるZ-V_r関係も作る事が出来、Z-R関係とZ

— V_t 関係から、雲内の雪水量 $M = R / V_t$ も求める事が出来る。R は地上に到達した降雪の量であるが、M は途中で蒸発しなければ最終的に地上にもたらされるべき降雪の総量であり、R より M のほうがより重要な値である。

降雪雲の発生初期では、氷晶が発生していず、凝結した水蒸気は 100% 雲水となる。時間の経過と共に氷晶が発生し、降雪雲の末期には雪しか存在しなくなる。雲が定常的に存在している時には、果して単位時間に凝結した水蒸気のうち何% が降雪となっていくのか、即ち雲水から雪水への変換率は計算機による理論的降雪予測にとって、極めて重要な値である。複数のドップラーレーダーを用いれば、上昇流の速さが見積れ、単位時間当りの凝結量も見積れる。しかし、レーダーでは雲水量は測定できない。衛星によるリモートセンサーによってのみこれが可能であり、雲内の直接測定と組み合わせたセンサーの定量的検定が必要である。

雲画像では降雪域の正確な把握が困難であることから、降雪予測は主にレーダーを用いて行われてきており、その手法は程度の差はあれ単純な外捜法である。しかしこの方法ではエコーの発達・消滅が予測できない。一般にレーダーエコーの移動速度と、擾乱の移動速度とは異なる。その顕著な場合は、陸風前線がゆっくりと移動しているときのレーダーエコーである。レーダーエコーは、高度 15000 m の風に乗って移動し、陸風前線上で強く発達し、それを越えると急速に衰える。このような時に、単純な外捜法では豪雪の予測は不可能であり、実際に外捜すべきものは前線の動きである。この前線はドップラーレーダーを用いれば容易に検出が可能である。また、ドップラーレーダーでなくとも、衛星画像で容易に海上の前線の位置は判別出来る。従って、陸風前線に限らず衛星画像で前線等の風の収束場が検出されたならば、その場所でエコーが発達し、そこを通過すると衰えるというアルゴリズムを導入しないと予測は外れてしまう。豪雪にとって重要なことは、降雪の持続時間であることから、降雪雲を次々と発達させる擾乱の動きと寿命を予測する方が、個々のエコーを追跡するよりは豪雪の予測となる。従って、豪雪の場合には、衛星データによって、総観的な規模での雲の変化に注目すべきであろう。

衛星データとレーダーデータの大きな違いは視野の広さであろう。この 2 つのデータを相補的に利用する方法としては、衛星画像とレーダエコーが重なりあった領域で、衛星のリモセンデータと初めに述べたレーダから求めた雪水量 M との関係式を作り、その式を基に衛星データで得られる広領域の雪水量の推定を行うことが考えられている。そのためには、初めに述べた雲水量を測定するセンサーとは別に、積分した雪水量に関するデータを与えてくれるセンサーを同時に搭載する必要がある。

7・4 筋雲からの降雪の積分予測

豪雪か否かの鍵はどれだけ長時間降雪が持続するかにある。事実、一定時間気圧配置が変化せず、筋雲からの雪が同じ場所に連続して降り続いたときは、特にメソスケールの擾乱が存在しなくとも豪雪になる。仮に総観的な場が殆ど変化せず、筋雲からの雪が降り続いたとしたら、地上ではどのような降雪分布となるであろうか。もし、一定時間後の降雪の水平分布の予測が成りたつものならば、事前にその水平分布に合わせた除雪車の配置が可能である。降雪の場合には、一瞬一瞬の降雪量は小さいのであるから、より短い時間間隔で、より狭い領域の降雪を予測するよりは、もしこの雪が或時間降り続いたらどのような降雪分布を示すかを知る方がはるかに有益と考える。このような一定時間が経過した後の降雪の積分量を予測する方法を行うためには、陸上で観測出来る範囲の大気条件（逆転層の高さと強さ、鉛直シアの強さ、風向の鉛直分布、気温の鉛直分布等）が同じであれば、発生する筋雲の高さと幅と対流の強さはほぼ同じであるという前提条件が必要であるが、ほぼ妥当な仮定と考える。

図-20は1987年1月26日10時15分～19時19分の約9時間にわたって筋雲からの降雪があったときのエコーの平均水平分布を示したものである。筋雲の走向は約290度である。図から、9時間という長時間の平均にも拘らず①明瞭な降雪の中心軸が存在すること、②この軸を境として北と南とは明らかに非対称な降雪分布になっていること、③降雪域は上陸後広がりながら急速にエコーが弱くなっていることなどがわかる。この筋雲の走向は、高島岬と積丹岬とを結んだ直線と平行である。この直線の内側には殆ど降雪が無い。筋雲を構成する個々の対流雲はこの9時間の間全く同じ場所で発生し、全く同じ場所を移動しているわけではない（発生場所はかなり変化している）。しかし9時間の平均値を見ると、図に示したようなきれいな降雪分布を示している。上述の③の特徴は、筋雲が非対称な対流を生じているわけではなく、積丹半島よりも西海上からやってくる対流雲のうち、高島岬と積丹岬とを結んだ直線よりも南側に存在した対流雲は、積丹半島に遮られて石狩湾に侵入出来なかったためである。又、積丹半島よりも西海上で一様に対流雲が発生して侵入してくるならば、この直線より北側では一様な降雪分布を示すはずであるが、①のように明瞭な降雪の中心軸が現れている。その理由は、従来shoulder effectと呼ばれている、積丹半島の角で発生する一種のwakeによる乱流の発生によって、海面と大気間の熱や水蒸気の乱流混合が盛んになったためと考えられる。上陸後エコーが消滅する付近では、エコーの幅が急速に広がっているのは、この辺りでは降雪粒子は落下速度の遅い雪片からなっているため風に流され易いことが主な理由と考えられる。

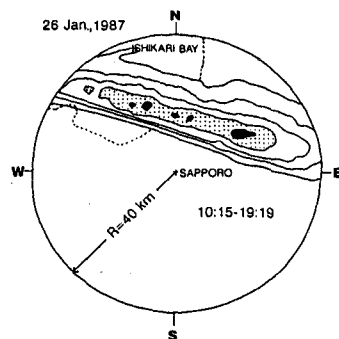


図-20

このように、一定時間の平均的なエコー強度分布をとると、個々のエコーの追跡では不明瞭であった地形効果が明瞭に現れ、且つ全体としてひとつのまとまった降雪分布を示す。同様の事は、衛星画像を平均しても言える。ここで示した降雪の積分予測法は、個々の雲の発達・衰弱・動き等を細かに考慮する必要が無く、かつ除雪対策等に一番必要なデータを与える事が出来るという点で優れている。また、このような筋雲の厚さや走向を決定する場合は、synoptic scaleに近いものであり、それだけ時間変動も小さく、かつ衛星画像や地上天気図を用いての予測も容易である。

8. まとめ

以上述べてきたように、レーダーには様々な利用法があり、かつそれぞれに解決すべき問題点も含んでいる。我々は現在、レーダーエコーの3次元立体表示の中に、気象衛星画像と、二台のドップラーレーダから求めた風の分布も同時に表示し、それを動画として表現しようと考えている。これは冒頭で述べた、雲を眺めることと結果的には同じ事であるが、中の構造まで見ることが出来る点で質的に全く異なる。更に、我々が観測したデータを初期値として3次元の数値シミュレーションを行い、観測値と計算値とを比較しながら雲の構造を明かにして行く予定である。数多くの方々が、レーダーに興味を持ち、様々な利用法を考えて頂ければ幸いである。

引用文献

- Alberty, R.L., D.W. Burgess, C.E. Hane, and J.F. Weaver, 1979: "SESAME 1979 Operations Summary"
NOAA, U.S. Dept. of Commerce, U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C.
- Boucher, R.J., 1978: Correlation of radar reflectivity and snowfall rate during moderate to

- heavy snow. Preprints 18th Radar Meteorology Conf., Amer. Meteor. Soc., 328-331.
- Boucher, R. J., 1981: Snowfall rate obtained from radar reflectivity within a 50km range. Preprints 20th Radar Meteorology Conf., Amer. Meteor. Soc., 271-275.
- Boucher, R. J. and J. G. Wiener, 1985: Radar determination of snowfall rate and accumulation. J. Climate and Appl. Meteor., 24, 68-73.
- Carlson, R. E., and J. S. Marshall, 1972: Measurement of snowfall by radar. J. Appl. Meteor., 11, 494-500.
- Collier, C. C. and P. R. Larke, 1978 : A case study of the measurement of snowfall by radar: An assessment of accuracy. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 104, 615-621.
- 藤吉 康志、若濱 五郎、遠藤 辰雄、入川 真理、小西 啓之、竹内 政夫、1983:札幌に於ける一冬間の降雪強度と視程の同時観測. 低温科学、42, 147-156.
- 藤吉 康志、坪木 和久、小西 啓之、若濱 五郎、1988:北海道西岸帯状収束雲のドップラーレーダー観測 (I) -温暖前線型-、天気、35, 427-439.
- Fujiyoshi, Y., T. Endoh, T. Yamada, K. Tsuboki, Y. Tachibana and G. Wakahama, 1990: Determination of a Z-R relationship for snowfall using a radar and high sensitivity snow gauges. J. Appl. Meteor., 29, 147-152.
- Fujiyoshi, Y., M. Ohi and G. Wakahama, 1991: Three-dimensional display of radar echoes using the technique of "Marching Cubes". J. Atmos. Ocean. Tech. (in press)
- Gunn, K. L. S., and J. S. Marshall, 1958 : The distribution with size of aggregate snowflakes. J. Meteor., 16, 452-461.
- Harimaya, T., 1978: Observation of size distribution of graupel and snow flake. J. Fac. Science, Hokkaido Univ., Ser. VII (Geophysics), 5(3), 67-77 Imai, I., M. Fujiwara, I. Ichimura
- Harimaya, T., and Y. Toyama, 1955: Radar reflectivity of falling snow. Pap. Meteor. Geophys., 6, 130-139.
- Houser, D. and P. Amayenc, 1986: Retrieval of cloud water and water vapor contents from Doppler radar data in a tropical squall line. J. Atmos. Sci., 43, 823-838.
- Jatila, E., 1973: Experimental study of the measurement of snowfall by radar. Univ. of Helsinki, Dept. of Meteor. Paper No. 122, Geophysica, 12(2), 1-10.
- Kodaira, N., and M. Inaba, 1955: Measurement of snowfall intensity by radar. Pap. Meteor. Geophys., 6, 126-129.
- 小西 啓之、遠藤 辰雄、若濱 五郎、1988:電子天秤を用いた降雪強度計の試作. 雪氷、50, 3-7
- Langille, R. C., and R. S. Thain, 1951: Some quantitative measurements of three-centimeter radar echoes from falling snow. Can. J. Phys., 29, 482-490.
- Marshall, J. S., and K. L. S. Gunn, 1952: Measurement of snow parameters by radar. J. Meteor., 9, 322-327.
- Ohtake, T., and T. Henmi, 1970: Radar reflectivity of aggregated snow-flakes. Preprints 14th Radar Meteorology Conf., Amer. Meteor. Soc., 209-210.
- Sekhon, R. S. and R. C. Srivastava, 1970: Snow size spectra and radar reflectivity. J. Atmos. Sci., 27, 299-307.
- 上田 博、八木鶴平、1980:長岡における雪片の落下速度の測定とZ-R関係への適用について. 国

立防災科学技術センター研究報告、23, 39-46.

Wilson, J.W., 1975: Measurement of snowfall by radar during IFYGL. Preprints 16th Radar Meteorology Conf., Amer. Meteor. Soc., 508-513.

Yagi, T., H. Uyeda, and H. Seino, 1979: Size distribution of snowflakes and graupel particles observed in Nagaoka, Niigata prefecture. J. Fac. Science, Hokkaido Univ., Ser. VII (Geophysics), 6(1), 79-92.

八木 鶴平、上田 博、1980: 長岡における降雪粒子の Z-R 関係および粒度分布の特徴 II、国立防災科学技術センター研究報告、23, 29-38.

由田 建勝、1975: 石油づけ濾紙により求めた雪のレーダ反射強度と降水強度の関係. J. Meteor. Res., 27, 107-111.