

レーダ・マイクロ波放射計観測による降雪鉛直観測

Vertical observation of snowfall

by using the combination of radar and the microwave radiometer

藤井 秀幸*・小池 俊雄**・梶川 正弘***

Hideyuki FUJII and Toshio KOIKE and Masahiro KAJIKAWA

ABSTRACT

Radar is a powerful instrument in meteorology not only for research but for operational use. For quantitative measurements of precipitation, however, further studies need to be done for reducing measurement errors. Satellite microwave radiometer begins to be used for estimation of precipitation not only over sea but over land by using scattering models. To improve the accuracy of estimation, information vertical profile of size distribution of rain and snow derived from radar process should be combined data observed by passive microwave sensors. This study shows the possibility of snowfall observation with the combination of the radar and the microwave radiometer.

Key Words : radar, microwave radiometer, snow particle, scattering

1. はじめに

降雪は水資源として重要であると同時に、雪崩や交通障害をもたらす災害要因でもある。したがって、降雪状況の時間・空間分布の定量観測は、積雪地域にとって重要である。この点、レーダは、広域同時性という利点をもち有効な手段となりえる。しかしながら、降雪機構には未解明な部分が多く、また、降雪粒子は降雨粒子以上に形状・粒径分布・密度・落下速度などレーダ反射の支配因子の変動が大きいと、降雪領域の定性的把握はできても、その定量観測は困難な状況にある。

マイクロ波放射計は、多偏波・多波長観測が容易であるという利点をもち、観測される輝度温度は伝搬中の多くの情報を含んでいる。このため、様々な物理量の推定が可能であり、降雪観測において有効な手段となる。しかし、マイクロ波放射計で観測できる物理量は積算量であり、空間分布ではない。逆に、電磁波の放射伝達を考える際、気象粒子の空間分布の情報を必要とされる。この点、レーダ観測は空間分布を知ることは容易である。したがって、降雪観測においてレーダとマイクロ波放射計を組み合わせた観測の利点は大きい。しかし、対象とする降雪粒子の放射は非常に小さく、直接的な観測は不可能であり、マイクロ波放射計によって降雪観測を行うためには、電磁波が雪粒子によって散乱され減衰した量を検出できなければならない。

本研究では、レーダとマイクロ波放射計を用いた降雪観測アルゴリズムの開発のために、地上降雪粒子観測データからレーダ反射因子と降雪粒子特性の関係を明らかにし、さらに、マイクロ波放射計観測における雪粒子の散乱の評価を行った。

* 学生会員 工修 長岡技術科学大学 環境・建設系(〒940-21 新潟県長岡市上富岡町 1603-1)
** 正会員 工博 長岡技術科学大学 環境・建設系(〒940-21 新潟県長岡市上富岡町 1603-1)
*** 理博 秋田大学 教育学部(〒010 秋田県秋田市手形学園町 1-1)

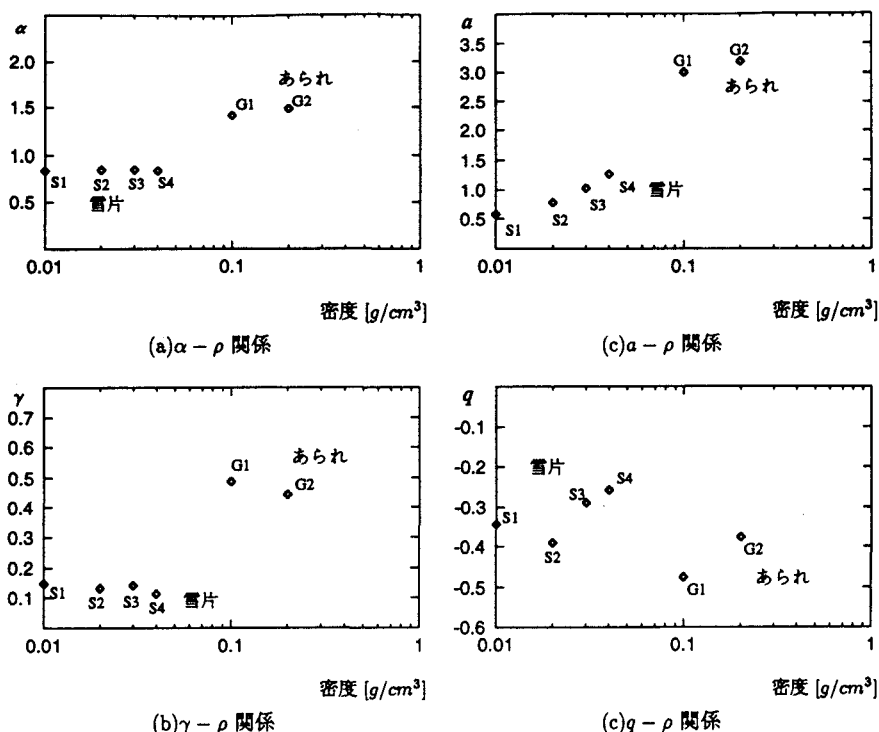


図-1 落下速度分布とΛ値

2. Z-R 関係

はじめに、雪粒子の粒径分布、落下速度、密度などの粒子特性がレーダ反射因子 Z と降雪強度 R の関係に与える影響について考える。

一般に降雪強度 R [mm/h] およびレーダ反射因子 Z [mm⁶/m³] は、その定義から次式のように表せる。

$$R = 6\pi 10^{-4} \int_0^{D_{\max}} D^3 V(D) N(D) \rho_0 dD \quad (1)$$

$$Z = \int_0^{D_{\max}} D^6 N(D) dD \quad (2)$$

粒径 D [mm], 落下速度 $V(D)$ [m/s], 密度 ρ_0 [g/cm³], 最大粒径 $D_{\max}$ [mm]。ここで、落下速度に次式を仮定する。

$$V(D) = \alpha D^\gamma \quad (3)$$

α, γ は係数。また、降雪粒子の粒径分布 $N(D)$ [mm⁻¹m⁻³] に指数分布を適用する。

$$N(D) = N_0 \exp(-\Lambda D) \quad (4)$$

ここで、 N_0 は $D=0$ を仮定した場合の $N(D)$ の値、 Λ は粒径分布形状の傾きを表わす係数である。さらに、降雨の場合に良く用いられているように、係数 Λ と降雪強度 R との関係を次のように置く。

$$\Lambda = a R^q \quad (5)$$

次に、式(1), (2) に式(3), (4) を適用すると、係数 Λ は次式より求められる。

$$\Lambda = \exp \left\{ \left[\ln \frac{6\pi 10^{-4} \alpha \rho_0 Z \Gamma(4+\gamma)}{720 R} \right] \frac{-1}{3-\gamma} \right\} \quad (6)$$

先に仮定した式(5)を検討し、係数 a, q が定まれば、 $Z-R$ 関係は次式であらわせる。

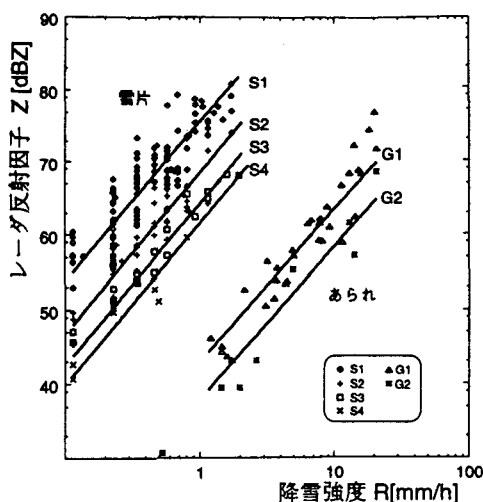


図-2 Z-R関係

表-1 密度による分類

降雪タイプ	CASE	密度 [g/cm ³]
雪片	S1	0.005 ~ 0.015
	S2	0.015 ~ 0.025
	S3	0.025 ~ 0.035
	S4	0.035 ~ 0.045
あられ	G1	0.05 ~ 0.15
	G2	0.15 ~ 0.25

$$Z = \frac{720}{6\pi 10^{-4} \alpha \rho_0 \Gamma(4 + \gamma)} a^{-(3-\gamma)} R^{-q(3-\gamma)+1} \quad (7)$$

ここでは、粒径分布、落下速度分布の観測結果から各係数を決定し、Z-R関係の検討を行った。

2.1 地上降雪粒子観測

観測は、1996年1月下旬、新潟県三和村にて行った。降雪粒子観測装置を設置し、装置内部を落下する降雪粒子を小型CCDカメラで撮影し、また、これと並行して電子天秤により1分毎の降雪強度を測定した。

撮影した画像は1分間あたり32フレームの画像処理して各粒子の長径・短径・落下速度の計測を行い、粒径分布、落下速度分布を求めた。また、式(1)において、密度は粒径によらず一定とすると、次式によって求めることができる。

$$\rho_0 = \frac{R_{obs}}{6\pi 10^{-4} \int_0^{D_{max}} D^3 V(D) N(D) dD} \quad (8)$$

ここで、 R_{obs} は、実測降雪強度である。

2.2 降雪粒子観測結果

解析は、主な降雪形態である「あられ」のみが降っている場合と「雪片」のみが降っている場合について行った。さらに、表1のように粒子密度による分類を行った。

図1は、式(3)の落下速度分布の係数 α (図1(a))、 γ (図1(b))および式(5)の Λ 値の係数 a (図1(c))、 q (図1(d))を各密度帯ごとに求めた結果を示している。この図によると、落下速度分布は α 、 γ ともにほぼ一定の値を示しており、「あられ」と「雪片」によって表現できることが分かる。 Λ 値については、 q は一定の傾向が見られないが、 a は密度との間に相関がみられる。そこで、落下速度の係数 α 、 γ は降雪タイプ毎に一定とし、粒径分布の係数 a 、 q は、 a を密度の関数とし、 q を一定($q = 0.41$)として、Z-R関係を求めたものが、図2である。図2は、実線が各密度ごとのZ-R関係式で、プロットは式(1)、(2)より求めた観測値である。これらを比較すると、多少バラツキがあるが、比較的良く一致しており、Z-R関係式の妥当性が確認できる。

したがって、落下速度、粒径分布、粒子密度などの粒子特性のうち、Z-R関係においては、粒子密度の影響が最も大きいことがわかる。

3. マイクロ波放射計による観測

3.1 観測概要

94年2月28日～3月18日、新潟県長岡市において、23GHz, 31GHz 帯のマイクロ波放射計およびXバンド鉛直ドップラーレーダによる降雪観測を行った。また、これと並行して電子天秤による地上降雪強度の測定、上空に向けたCCDカメラによる雲の状況の撮影を行った。

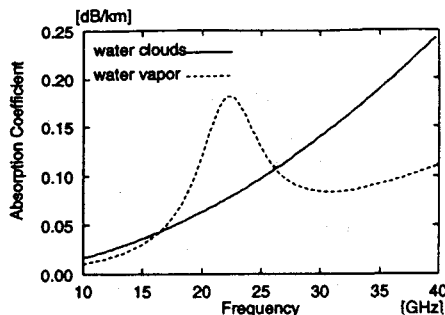


図-3 雲水(実線)および水蒸気(破線)の吸収係数
気温 4 [°C], 雲水量 0.2 [gm⁻³], 水蒸気量 7.75 [gm⁻³].

(a) マイクロ波放射計

放射計は、radionetrics 社製 Water Vapor Radiometer WVR1100 (周波数 23.8 GHz, 31.4 GHz を受信)を使用し、サンプリング間隔 80 ～ 90 秒、鉛直上向きの観測を行った。

マイクロ波放射計によって観測する電磁波は、主に大気中の雲水や水蒸気によって放射されたものが、射出や散乱の影響を受けながら伝搬してきたものである。

図3は、雲水と水蒸気の吸収係数を示したもので、温度 4 [°C]、雲水量 0.2 [gm⁻³]、水蒸気量 7.75 [gm⁻³]とおき、周波数の関数として計算した。キルヒー・ホッフの法則によると、熱的平衡状態にある物質では、放射と吸収が等しくなり、その量は電磁波の波長と物体の絶対温度で決定される。したがって、吸収係数はマイクロ波放射計で観測される輝度温度へ直接影響する。観測周波数 23 GHz, 31 GHz それぞれを見ると、水蒸気は、吸収帯にあたる 23 GHz の影響が大きく、雲水は、23GHz より 31GHz の影響が大きいことがわかる。

(b) Xバンド鉛直レーダ

マイクロ波放射計が受動的センサーであるのに対し、レーダは、電磁波を照射して粒子による後方散乱を観測する能動的センサーである。観測周波数 9.415 GHz では、雲水や水蒸気の影響はほとんどなく、主に雪粒子による後方散乱を受信する。なお、サンプリング間隔はレーダの性能上の理由から 120 秒とした。

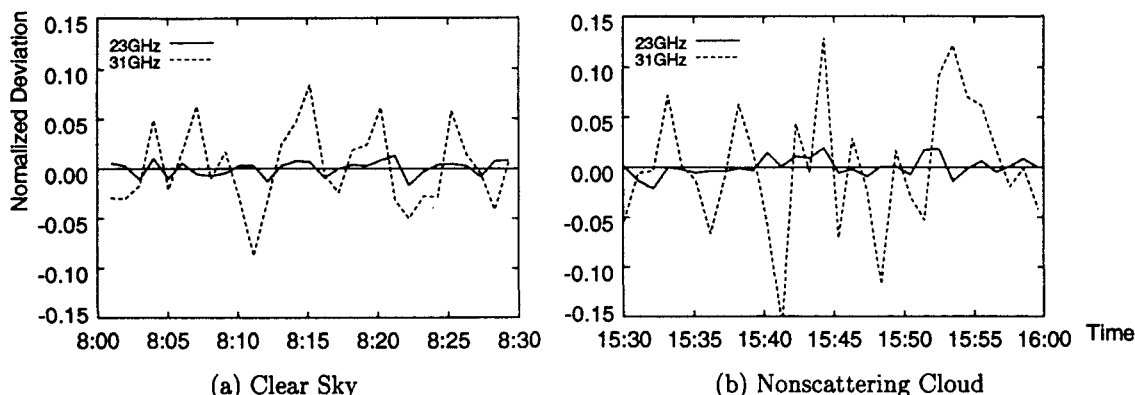


図-4 輝度温度 T_b の変動

3.2 観測結果および考察

(a) 降雪粒子の散乱がない場合

マイクロ波放射計で観測される輝度温度について考えると、雲水や水蒸気からの放射は温度に依存し、伝搬中、他の雲水や水蒸気による射出・吸収や雪粒子による散乱を受ける。したがって、散乱の影響を評価するためには、雲水、水蒸気の変動を把握する必要がある。そこで、はじめに散乱の影響がないケースについて考察する。

図4に、レーダにエコーが見られないケース、つまり、降雪粒子が存在しないと考えられる場合の輝度温度の変動を示した。グラフの縦軸は、次式のように平均値で正規化した偏差 δ である。

$$\delta = \frac{Tb - \bar{T}b}{\bar{T}b} \quad (9)$$

ここで、 Tb は 23 GHz, 31GHz で観測した輝度温度、 $\bar{T}b$ は、図(a), (b) それぞれの時間(30分間)の平均輝度温度。また、図4(a) は Clear Sky、図4(b) は降雪粒子による散乱がない雲である。これによると、23GHz での変動(δ_{23})が小さく、31GHz の変動(δ_{31})が大きい、また、 δ_{23} の変動の幅は図(a)(b)でほぼ同じであるが、 δ_{31} の変動の幅は、雲水量が多くなると考えられる図4(b)の方が大きい。前述のように水蒸気は 23GHz の影響が大きく、雲水は 23GHz より 31GHz の影響が大きいという特性をもつ。したがって、雲水量の変化による輝度温度の変動は大きい、水蒸気量の変化による輝度温度の変動は小さく無視できると考えられる。このことは、水蒸気分布は一樣で雲水は変動が大きいという日本海海上での水蒸気の衛星観測結果¹⁾(小池ら,1989)と同様の傾向を示している。よって、降雪粒子の散乱を評価するにあたり、雲水による放射・吸収の影響を考慮することとする。

(b) 降雪粒子の散乱がある場合

解析は3月1日 AM8:00~AM8:46の期間を行なった。その時の鉛直ドップラーレーダのレーダエコーを図5に示す。雪粒子による散乱は、その粒径分布と密度に依存し、高度には無関係であることから、雪を定性的に表すパラメータとして、 $\Sigma\sigma$ を用いた。 $\Sigma\sigma$ は、図5に示すレーダエコーを後方散乱断面積で表した時のカラム量である。

図6(a)(b) は、観測された輝度温度(実線)の時間変化であり、レーダとの対応をみるため、 $\Sigma\sigma$ (破線)も同時に示した。また、各ポイントに1~26の番号を付けてある。これによると、ポイント10~14の間では、 $\Sigma\sigma$ の増加とともに輝度温度も増加しているが、14~16, 20~26の区間(黒マーク)では、輝度温度と $\Sigma\sigma$ との間に逆相関の関係がみられる。図7(a)(b)は、輝度温度を縦軸、 $\Sigma\sigma$ を横軸にプロットしたものである。図中の黒マークは、図6において逆相関がみられた区間と対応している。

一般的に、雲水が多くなると輝度温度が大きくなり、降雪粒子による散乱の影響を受けると輝度温度は低下すると考えられる。このことを考慮し、輝度温度と $\Sigma\sigma$ の関係を考える。

まず、1~8の区間は、輝度温度、 $\Sigma\sigma$ ともに小さく、図5でも高度2km付近にエコーがみられるのみで、ほとんど雪粒子による散乱の影響はないと考えられる。

次に輝度温度と $\Sigma\sigma$ がともに増加する10~14の区間では、レーダのエコー(図5)が徐々に下層まで広がっており、図7をみると輝度温度が急激に上昇していることから、降雪雲中心付近の雲水の収束帯に近づいてきたと推測できる。この雲水の収束帯はポイント18,19でピークがみられるが、その前後の逆相関がある部分(黒マーク)では輝度温度が同レベルで変動しており、雲水量がほぼ一定であるとする、この時の変動が雪粒子による散乱の効果を表していることになる。図7(a)(b)において、この散乱による低下の割合を比較すると、波長の短い31GHzの方が傾きが大きく、妥当な傾向を示している。また、その散乱の影響は2K~3Kあり、0.1Kの精度をもつマイクロ波放射計で十分に観測可能である。

4. おわりに

降雪粒子観測データよりレーダ反射因子 Z - 降雪強度 R 関係を検討した結果、降雪粒子の粒子密度の影響が大きいことが確認できた。また、マイクロ波放射計による降雪観測が可能であることも示唆された。

今後の課題として、放射計を降雪定量観測に利用するために放射伝達のプロセスを明らかにする必要がある。

参考文献

- 1) 小池俊雄 他；衛星リモートセンシングによる雪雲観測、水文・水資源学会 1989 年研究発表会要旨集, pp.263-266
- 2) Ulaby, F. T., R. K. Moore and A. K. Fung, 1981；Microwave Remote Sensing - Active and Passive -, Vol.I Artech House, Inc., Norwood, MA

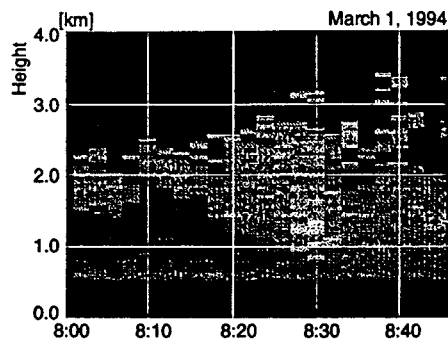


図-5 レーダエコー鉛直分布の時間変化

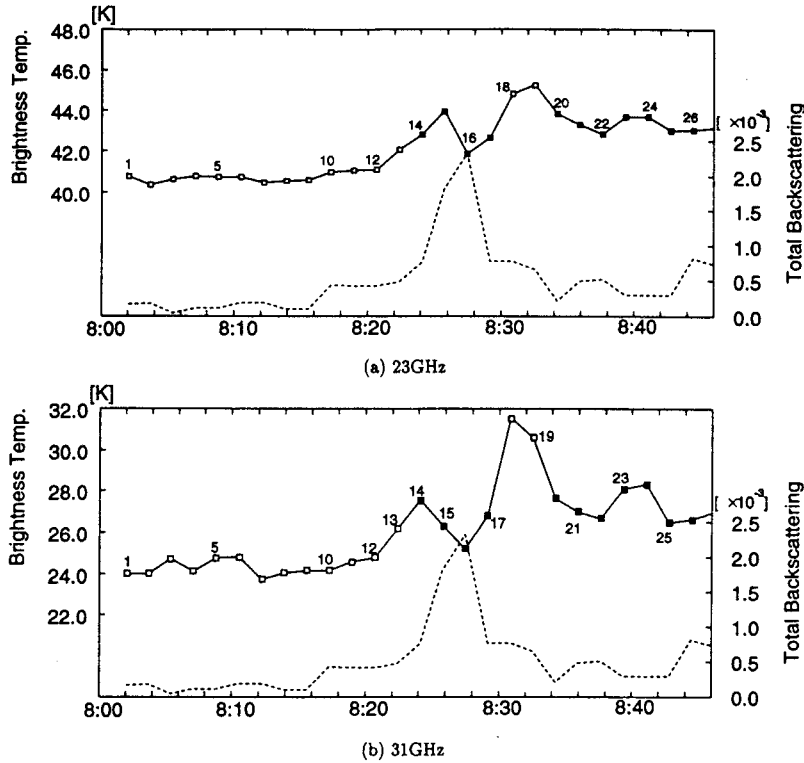


図-6 輝度温度 (実線) と $\Sigma\sigma$ (破線) の変動 (1994 年 3 月 1 日 AM 8:00 ~ AM 8:46)

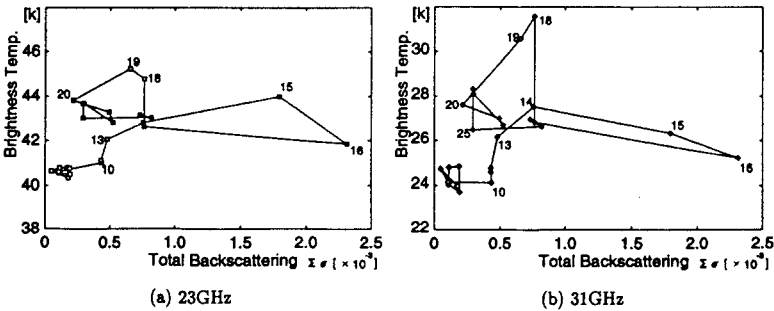


図-7 輝度温度と $\Sigma\sigma$ の関係