

第7章 降雪雲内の鉛直積分雲水量*

7.1 はじめに

冬季日本海沿岸で降る雪やあられは、降雪雲内で起こっている降雪機構からの出力である。2章の地上降雪粒子の統計からは、気候学的に東北地方から北陸地方の日本海沿岸であられ降水が卓越していることが示された。また、3章の降雪粒子の諸特性では、個々の降雪雲の通過に伴って riming 率の大きな降雪粒子（あられが主体）が降雪の前半に、また riming 率の大きな降雪粒子（雪片や雪結晶が主体）が降雪の後半に降るといふ降雪現象の変化が示された。以上の結果は、冬季日本海沿岸の降雪機構における過冷却水滴の重要性を示唆するものである。

これらの降雪雲内の過冷却水滴に関する基礎的データを得るため、降雪雲の実態把握を目的とした総合観測においてマイクロ波放射計による鉛直積分雲水量の観測を実施した。この章では、降雪雲の通過に伴う鉛直積分雲水量の変化とその統計的特徴を報告する。

7.2 観測方法

7.2.1 マイクロ波放射計の概要

降雪雲内の鉛直積分雲水量を観測するため、Radiometrics 社製のマイクロ波放射計 WVR-1000 を用いた。第7.2.1図に、観測の様子を示す。水滴が付着して観測が妨げられることを避けるため、マイクロ波放射計の窓と呼ばれる部分へ強風を送る送風機を設置している。

マイクロ波放射計による鉛直積分雲水量観測の原理は、次の通りである。大気から放射されている微弱な電磁波のうち、水蒸気量に敏感に変動する 23.8 GHz の輝度温度 (T_{23} , K) と雲水量により敏感に変化する 31.4 GHz (T_{31} , K) の輝度温度とを測定することによって、大気中の水蒸気鉛直積分量 (VAP, cm) と雲水鉛直積分量 (LIQ, cm) を推定する次式が知られている (Westwater and Guiraud, 1980; Wei et al., 1989)。

$$VAP = C_{OV} + C_{IV} \tau_{23} + C_{2V} \tau_{31} \quad (7.2.1)$$

$$LIQ = C_{OL} + C_{IL} \tau_{23} + C_{2L} \tau_{31} \quad (7.2.2)$$

ここで、

$$\tau_{23} = -\ln((T_{m23} - T_{23}) / (T_{m23} - T_{bc})) \quad (7.2.3)$$

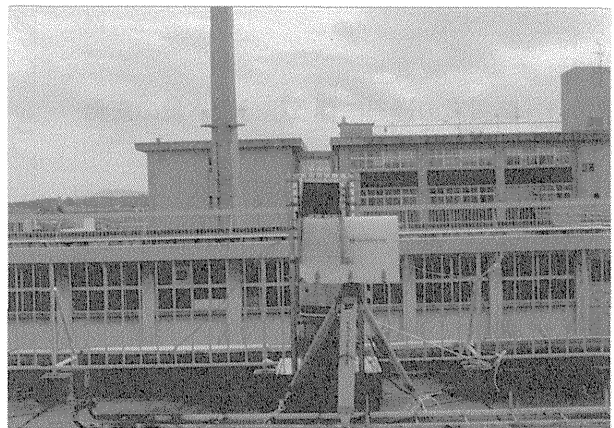
$$\tau_{31} = -\ln((T_{m31} - T_{31}) / (T_{m31} - T_{bc})) \quad (7.2.4)$$

$$C_{ov} = 0.194, C_{IV} = 22.685, C_{2V} = -15.04 \quad (7.2.5)$$

$$C_{OL} = -0.014, C_{IL} = -0.312, C_{2L} = 0.783, \quad (7.2.6)$$

$$T_{m23} = 273.45, T_{m31} = 278.04, T_{bc} = 2.73, \quad (7.2.7)$$

である。(7.2.5)式の水蒸気鉛直積分量を求める係数は、1990年5月～11月に茨城県つくば市の気象研



第7.2.1図 マイクロ波放射計による積分雲水量観測の様子。マイクロ波放射計は三脚の上にあり、送風機からの強風がマイクロ波放射計の窓の部分に吹き出している。1991年11月9日、秋田大学教育学部屋上で撮影した。

第7.2.1表 マイクロ波放射計観測の観測期間・地点一覧。

観測期間	観測地点
1991年11月9日～ 1992年1月19日	秋田県秋田市秋田大学教育学部
1992年1月30日～2月10日	山形県酒田市飛鳥
1992年2月12日～2月20日	山形県飽海郡余目町
1993年1月31日～2月8日	山形県酒田市落野目

* 水野 量：物理気象研究部（現 気象大学校）

究所構内で連続観測を行い、ラジオゾンデによる高層気象観測との比較から求められている。(7.2.6)式の雲水鉛直積分量を求める係数については、米国で統計的に得られている値をそのまま用いている。

なお、観測は、約2分間隔で連続して実施されている。

7.2.2 観測期間と観測地点

マイクロ波放射計による鉛直積分雲水量の観測は、地上降雪観測と同様に降雪雲の実態把握を目的とした総合観測の一部として実施された。その観測期間・地点は第7.2.1表の通りである。

7.3 結果

ここでは、降雪雲の通過に伴う積分雲水量の変化を1991年2月2日午後の事例について示し、また、鉛直積分雲水量の大きさと継続時間についての統計的特徴を報告する。

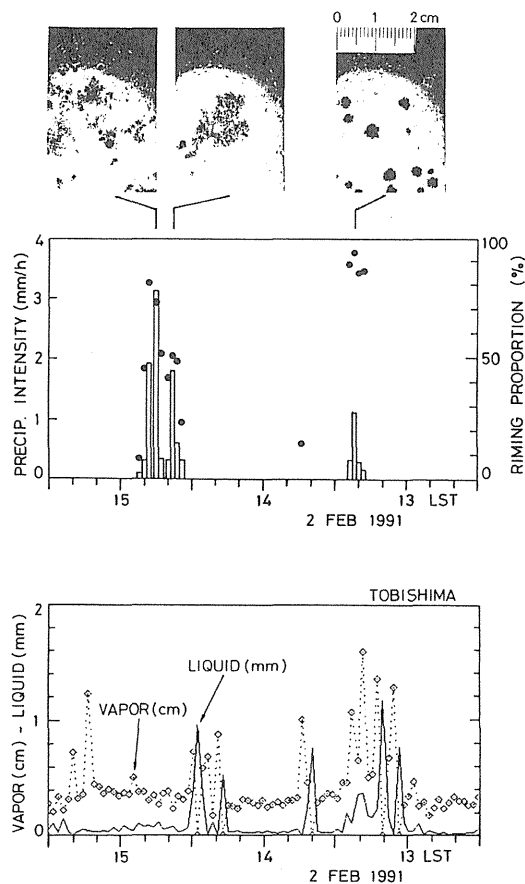
7.3.1 降雪雲の通過に伴う積分雲水量の変化

1991年2月2日日中、北西季節風の吹き出しに伴う筋状雲が日本海海上で卓越する気象条件下で、山形県酒田市の沖合にある飛島観測点を降雪雲が次々と通過した。ここでは、2月2日13時~15時に通過した二つの降雪雲の通過に伴う降雪粒子と積分雲水量の時間変化を解析する。

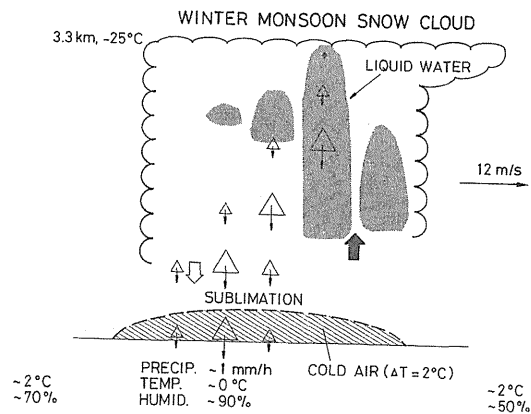
第7.3.1図は、二つの降雪雲の通過に伴う降雪粒子(上段)、降水強度とriming率(中段)、積分雲水量と積分水蒸気量(下段)の時間変化である。13時15分~13時30分にあられ粒子が卓越した降雪現象があり、riming率は90%以上である。また、14時30分から15時00分に雪片主体の降雪現象があり、riming率は50%前後である。しかし、降水強度のピーク時には、雪片に混じってあられ粒子が降っており、riming率も70~80%と高くなっている。

レーダエコーから見ると、最初の降雪現象は直径5km以下の小さな降雪雲エコーのほぼ中央部分が観測点を通過してもたらされている。二番目の降雪現象は、直径約10kmのエコーが飛島の南を通り、エコーの北縁部分が観測点上空を通過することによって起こっている。

積分雲水量は、最初の降雪現象が始まる約15分前



第7.3.1図 二つの降雪雲の通過に伴う降雪粒子(上段超接写真)と各気象要素の時間変化。1992年2月2日、山形県酒田市飛島での観測による。降水強度(中段棒グラフ)、riming率(中段●印)、積分雲水量(下段折れ線グラフ)、積分水蒸気量(下段◇印)の時間変化。下段上の横軸目盛りは、降雪雲の移動速度で換算した距離を表している。



第7.3.2図 降雪雲の通過に伴う雲水量と降雪現象の変化を示す模式図。

の13時00分から増大して、13時30分まで降雪時にも一定量の雲水量が観測されている。二番目の降雪現象については、降雪の始まる約15分前の14時15分~14時30分に積分雲水量が大きくなっている。この

第 7.3.1 表 北西季節風が卓越した代表的な雲頂温度の日 (秋田) .

月 日	天気(6-18時)	日平均気温	日最大風速	日降水量	雲頂温度
1991年		°C	ms ⁻¹	mm	°C
12月26日	曇り時々雪	0.5	6.2 N	2.0	-16
12月12日	雪一時曇り あられを伴う	-0.6	13.1 WNW	3.5	-24
12月29日	雪、あられを伴う	1.4	19.3 WNW	2.0	-30

資料：秋田地方気象台における地上気象観測原簿，高層気象観測資料。
雲頂温度は，状態曲線から求めた。

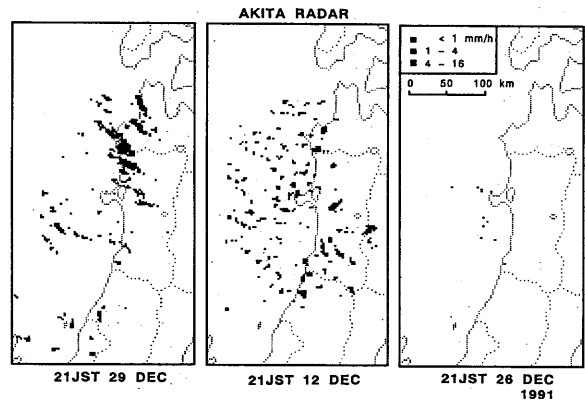
とき大きな雲水量の継続時間は，最初のものよりも短い。しかし，両方の降雪現象とも積分雲水量は，地上の降雪現象よりも時間的に先行している。すなわち，降雪雲の時間変化が小さい場合には，降雪雲の進行方向の前方部分に雲水量が存在することを示している。このことは，3章の降雪雲通過時の降雪粒子や riming 率の変化から推定されていたが，マイクロ波放射計観測によって確認されたと言える。第 7.3.2 図に，降雪雲の通過に伴う雲水量，降雪現象の変化の模式図を示した。

7.3.2 積分雲水量の統計的特徴

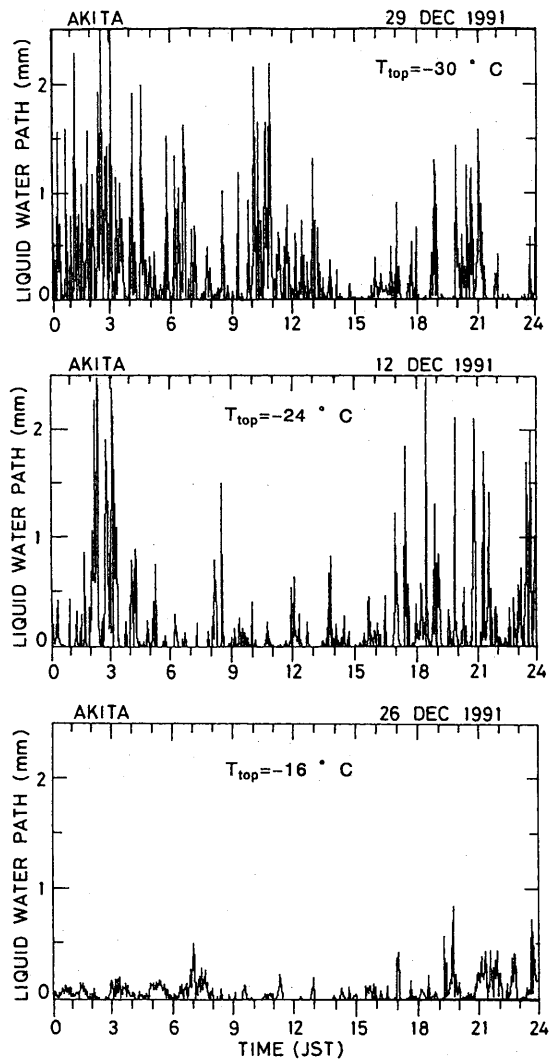
ここでは，第 7.2.1 表で約 2 カ月という最も長い期間実施された秋田市における観測について，積分雲水量の統計的特徴を調べる。マイクロ波放射計観測から得られる積分雲水量のデータは，約 2 分間隔の積分雲水量の数値である。そこで，積分雲水量の統計的特徴として，積分雲水量の頻度分布と雲水継続時間の頻度分布を選んだ。なお，雲水継続時間は，移動速度を考慮することによって，風向に沿った方向の雲水域の水平スケールを表すことになる。これらの頻度分布が，雲頂温度によってどのように変化するかに着目して調べた。

第 7.3.1 表には，秋田において北西季節風が卓越した代表的な雲頂温度の日が示されている。これらの日における地上の日平均気温は 0°C 付近で大きく違わないから，雲頂温度が低い日ほど降雪雲の背が高いことになる。第 7.3.3 図は，これらの日におけるレーダエコーを示している。雲頂温度が低い日ほど降雪雲の水平スケールが大きいことが，第 7.3.3 図から分かる。

第 7.3.4 図は，これらの日における積分雲水量の



第 7.3.3 図 北西季節風時の代表的な雲頂温度の日におけるレーダエコー状態曲線から推定される雲頂温度は左から-30°C，-24°C，-16°Cである。レーダエコーは高度約 2 km のものであり，秋田レーダ観測による。



第 7.3.4 図 北西季節風時の代表的な雲頂温度の日における積分雲水量の変化。状態曲線から推定される雲頂温度は，上から-30°C，-24°C，-16°Cである。積分雲水量は，秋田市の秋田大学教育学部で観測された。

変化である。積分雲水量が降雪雲の通過に伴って大きく変化していることが、どの日についても言える。しかし、積分雲水量の大きさは、雲頂温度が低い日ほど、従って降雪雲の背が高いほど大きいという傾向がある。このことは、つぎのように理解される。すなわち、対流によって上昇中の気塊を考えると、雲底高度から凝結し始め、上昇する高度が高いほど温度が低くなるため凝結する水の量が大きくなる。このため、雲頂温度が低いほど積分雲水量は大きくなる。

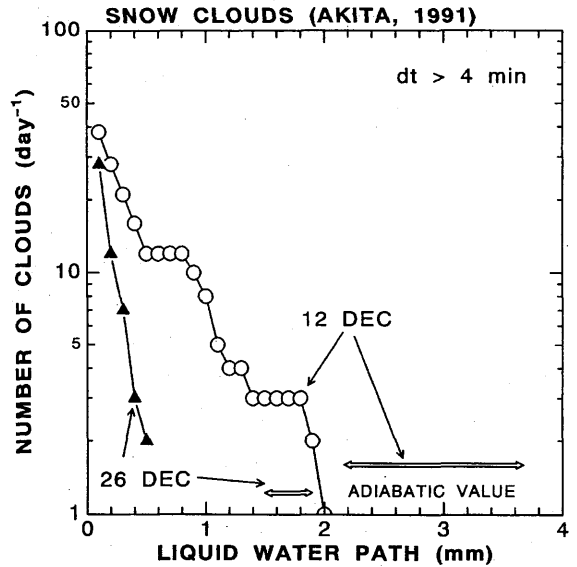
第 7.3.5 図は、北西季節風時の代表的な雲頂温度の日における積分雲水量の頻度分布を示している。積分雲水量の頻度は、1 日当たりの回数で表されている。第 7.3.5 図から、大きな積分雲水量を示す回数は指数関数的に減少していること、及び雲頂温度は低く降雪雲の背が高い北西季節風日ほど積分雲水量の頻度が大きい、という傾向が分かる。また、積分雲水量は、それぞれの日におけるゾンデ観測から推定される断熱上昇時の積分雲水量よりも小さな値である。この理由は、雲水量は空気の断熱上昇によって生成されるが、雲の周囲の乾燥空気との混合と降雪粒子の成長に消費されるためと考えられる。

第 7.3.6 図は、雲水継続時間についての頻度分布である。縦軸には、積分雲水量が 0.2 mm を越える雲水量が横軸の値以上となる 1 日当たりの回数で示されている。第 7.3.6 図から、雲水継続時間が長くなるほどその頻度は指数関数的に減少している。大部分の雲水継続時間は、5 分未満である。したがって、 10 ms^{-1} の移動速度を仮定すると、風向に沿った方向の雲水域の水平スケールは 3 km 未満の場合が大部分である。また、雲頂温度が高く背が低い降雪雲の場合には、雲水域の水平スケールがより小さくなる傾向がある。

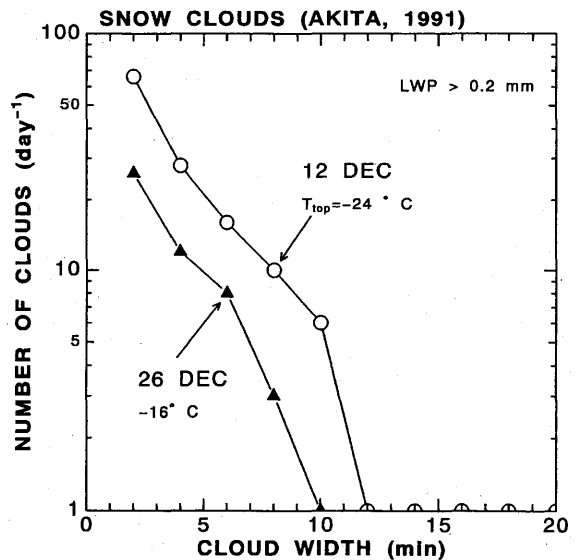
7.4 結 び

冬季日本海沿岸の降雪機構においては、過冷却水滴が重要な役割を果たしている。これらの降雪雲内の過冷却水滴に関する基礎的データを得るため、降雪雲の実態把握を目的とした総合観測においてマイクロ波放射計による鉛直積分雲水量の観測を実施した。得られたデータを用いて、降雪雲の通過に伴う積分雲水量の変化と統計的特徴を調べた。その結果、次のことが示された。

(1) 降雪雲の通過に伴う積分雲水量は、地上の降



第 7.3.5 図 北西季節風時の代表的な雲頂温度の日における積分雲水量の頻度分布状態曲線から推定される雲頂温度は、 -16°C (12月26日) と -24°C (12月12日) である。縦軸の頻度は、横軸の積分雲水量以上となる 1 日当たりの回数で示されている。雲水量の継続時間が 4 分を越えるものについて調べている。矢印の範囲は、それぞれの日におけるゾンデ観測から推定される断熱上昇時の積分雲水量の範囲を示す。



第 7.3.6 図 北西季節風時の代表的な雲頂温度の日における雲水継続時間の頻度分布。状態曲線から推定される雲頂温度は、 -16°C (12月26日) と -24°C (12月12日) である。縦軸の頻度は、横軸の雲水継続時間以上となる 1 日当たりの回数で示されている。積分雲水量が 0.2 mm を越えるものについて調べている。

雪現象よりも時間的に先行して増大する。降雪雲の進行方向の前方部分に、雲水量が存在すると推定される。

(2) 積分雲水量の頻度は雲水量の増加とともに指

数関数的に減少し、大部分の雲水量は断熱上昇値よりも小さい。また、雲水継続時間の頻度分布、継続時間の増加とともに指数関数的に減少し、大部分の雲水継続時間は5分未満である。降雪雲の雲頂温度が低く背が高くなると、積分雲水量の頻度と雲水継続時間の頻度は増加する傾向がある。

参考文献

- Wei, C., H. G. Leighton and R. R. Rogers, 1989: A comparison of several radiometric methods of deducing path-integrated cloud liquid water. *J. Atmos. Oceanic Tech.*, **6**, 1001-1012.
- Westwater, E. R. and F. O. Guiraud, 1980: Ground-based microwave radiometric retrieval of precipitation water vapor in the presence of clouds with liquid content. *Radio Sci.*, **15**, 947-957.