



Title	山岳地域における降雪形成の微物理過程
Author(s)	播磨屋, 敏生; HARIMAYA, Toshio; 村井, 臣哉 他
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 63, 1-14
Issue Date	2000-03-15
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.63.1
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/14281
Type	departmental bulletin paper
File Information	63_p1-14.pdf



山岳地域における降雪形成の微物理過程

播磨屋敏生・村井 臣哉*・橋本 明弘

北海道大学大学院理学研究科地球惑星科学専攻

(1999年12月27日受理)

Microphysical Process of Snowfall Formation in Orographic Areas

Toshio HARIMAYA, Shigeki MURAI* and Akihiro HASHIMOTO

(Received December 27, 1999)

Observations of orographic snowfall were carried out at Sagurigawa-dam in Niigata Prefecture, Japan in January 1997. Specially, the riming amount collected by ice crystals was measured as the riming proportion, and the relationships of riming proportion to the snowfall intensity, wind velocity and liquid water content were investigated.

The riming growth process was found to be predominant in the snowfall formation in orographic areas of Japan facing the Japan Sea during winter. The degree of contribution was related to the strength of the winter monsoon, and the riming proportion became greater with increase in wind speed at 850hPa.

The above results were analyzed in detail. It was shown that the riming proportion was higher in the case of a strong wind under the condition of a constant ice crystal intensity. In the figure in which the abscissa represents the wind speed on the ground and the ordinate represents the riming proportion, the lower limit of the riming proportion tended to increase with increase in wind speed. The lower limit shows the amounts of cloud droplets newly formed by the topographic updraft when the advection effect of cloud droplets was subtracted.

The liquid water content in snow clouds became less with increase in the ice crystal intensity under the condition of constant wind speed. The liquid water content in snow clouds became greater with increase in wind speed under the condition of constant ice crystal intensity. The increase ratio of liquid water content in snow cloud became greater with increase in wind speed under the condition of less ice crystal intensity. Therefore, the observations showed quantitatively that the liquid water content in snow clouds depended on both the production rates of cloud droplets and the ice crystal intensity. The results solidified the foundation of artificial seeding experiments conducted in orographic areas.

*現在, 網走地方気象台

* Now with, Abashiri Meteorological Observatory

I. ま え が き

日本の北陸地方での降雪のタイプには、以前から、里雪型の降雪、山雪型の降雪、あるいはその混合型の降雪があるといわれている。宮沢(1962)は、大雪の定義を日降雪量 30 cm 以上として、新潟県の海岸・平野部（佐渡を含む）に大雪の中心がある場合を里雪、山沿いの山間部に大雪の中心がある場合を山雪とした。そして、山沿いの山間部と海岸・平野部の両者に大雪の中心が現れているものを混合型として区分した。具体的に見るために、山雪型の降雪量分布の例を Fig. 1 に示す。1995 年 1 月 14 日の降雪量分布において、平野部・海岸部にはほとんど降雪は見られないが、降雪の大部分が山岳地域で観測されている。このように、この日の降雪量分布は、明らかに山雪型の分布を示している。

Akiyama(1981 a)は、新潟県の冬季の日降水量の時間的・空間的変動を、EOF(empirical orthogonal function)によって解析し、日降水量分布を山地型、平均型、平野型の 3 分布型に分類した。そして、Akiyama(1981 b)はこの 3 分布型の豪雪期間の総観場の変動状況を、輪島の高層資料及び合成天気図を用いて解析した。その結果、山地型の豪雪は、くさび型の深いトラフが急速に通過し、それに伴って急速に発達した地上低気圧の後面の強い季節風下に発生し、厚い対流層の西北西から北西の風向は山岳に対してほぼ直角をなしており、その地形上昇によって豪雪がもたらされるとしている。しかし、山岳地域における降雪形成の微物理過程はまだ明らかにされて



Fig. 1. Horizontal distribution of daily amount of snowfall in Niigata Prefecture on 14 January 1995.

いない。

降雪形成の微物理過程の一つである降雪粒子の成長過程には、昇華成長、併合成長、雲粒捕捉成長の三つの過程があることはよく知られており、降雪粒子はこれらの過程の組み合わせによって、形成される。雨滴に関して言えば、地上における降水粒子には成長過程の痕跡がなく、各成長過程を調べることは困難である。しかし、降雪粒子に関しては、昇華成長は雪結晶の大きさ、併合成長は雪片を構成する雪結晶の数、雲粒捕捉成長過程は付着雲粒量という形で痕跡があり、各成長過程を測定することができる。降雪粒子の三つの成長過程の中でも、雲粒捕捉成長過程は、強い降雪強度をもたらすことが観測されている(Harimaya and Sato, 1992)。そのため、雲粒捕捉成長過程が降雪形成に対してどれほど貢献しているかを調べることは、降雪機構の解明や降雪量予測の基礎となる重要なものであると考えられる。

北西季節風時の日本海側における降雪では、降雪粒子の成長において、海岸部では雲粒捕捉成長過程が重要な役割を果たしているが、内陸部ではそれほど重要な役割を果たしていないことが示された(Harimaya and Kanemura, 1995; 播磨屋他, 1999)。これは、降雪雲内の最大上昇流が強い発達期や最盛期に雲粒捕捉成長過程の貢献度が増加するが、海岸部では降雪雲の発達段階が発達期にあることが多いからであり、他方内陸部ではむしろ消滅期に近づいているからである。海岸部、内陸部よりも更に内陸に位置する山岳部では、降雪雲の発達段階は消滅期に入っていることが多いと考えられる。しかし、山岳部では山岳斜面という地形の影響を考慮する必要があり、雲粒捕捉成長過程の降雪形成に対する貢献度は複雑になる。Harimaya and Nakai(1999)は、消滅期に入った降雪セルが山岳部へ移動する際に、地形性上昇流によって多くの雲粒が形成され、それを捕捉することによって降雪の形成強化が起こることを示した。

本論文では、山岳部での降雪の形成過程、特に雲粒捕捉成長過程について、さらに詳しく調べるために、山岳地域で降雪を観測し、その付着雲粒量を雲粒寄与率という形で定量的に測定した。そして、降雪強度、風速などの気象条件と雲粒寄与率との関係を調べ、山岳の地形の効果を考えた。さらに、生成された雲粒、降雪として捕捉されて落下した雲粒、上空に残された雲粒の相互間の定量的な関係を求めた。この上空に残された雲粒は、人工降雪実験のポテンシャルとして重要な物理量である。

II. 観 測

1997年1月9日から31日にかけて、新潟県六日町の三国川(さぐりがわ)ダムに観測サイトを設け、降雪の観測を行った。Fig. 2に観測域の地図を示す。観測サイトは三国(みくに)山脈の中腹の標高約440mに位置して周囲を1000m以上の高山で囲まれ、群馬県との県境に近い山中であり、冬季の北西季節風時にはほぼ山脈に直角に風が吹きつける。

観測点における地上での降雪観測は、強風時には舞い上げられた雪と降雪の区別が難しくなることがある。そのため、外側7m×7m×高さ6m、内側4m×4m×高さ5mの二重の防風ネットを設置し、その中で降雪の採取や降雪強度の測定を行った。防風ネットの外部で10m/s程の風

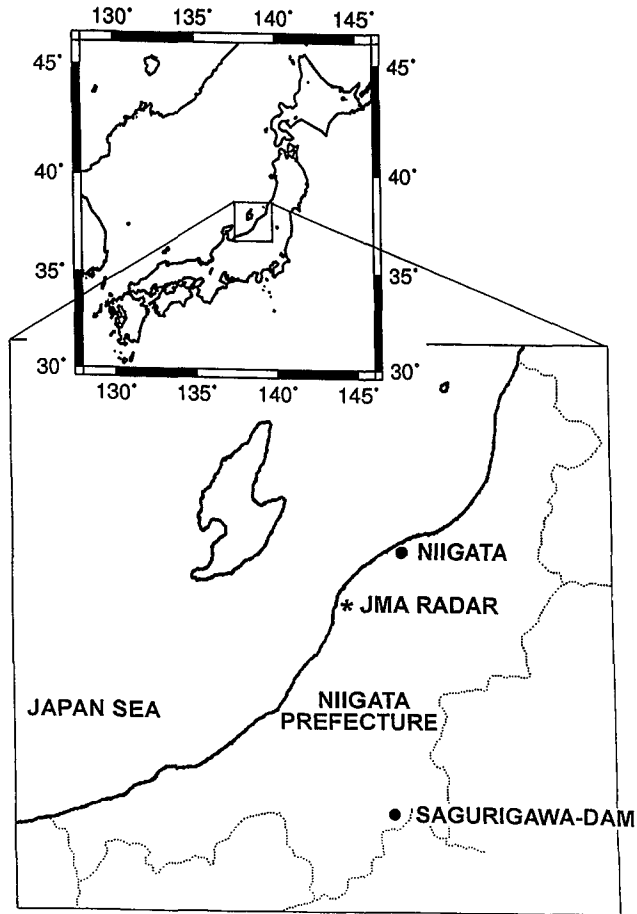


Fig. 2. Map of the observational area.

が吹いていても、内部では降雪粒子はほぼ鉛直に落下し、強風の影響を防いでいることがわかる。

降雪強度の測定は電子天秤を用いたもので、基本的には小西他(1988)と同様の方法で行った。しかし、長時間の連続測定を行う必要上、排雪のために測定器の1時中断をさけるために、雪受皿に受けた雪をヒーターで溶かしながら測定を行った。降雪が捕捉した雲粒量を調べるために、雪片分解法による雲粒寄与率の測定(Harimaya and Sato, 1989)を行った。観測点上空の積算雲水量は気象研究所所有のマイクロ波放射計で連続的に測定した。

この測定器は、ラジオメトリックス社製 WVR1100 であり、23.8 GHz と 31.4 GHz を受信するポータブルタイプのマイクロ波放射計である。ある物体が熱力学的平衡状態にある時、放射エネルギーを吸収すると、速やかに熱エネルギーに変換され、同じだけの熱放射を射出する。一般に、マイクロ波の領域では、放射強度を輝度温度で表現することが多い。これは、温度と波長の間には関係があり、熱放射は温度の関数として表されるからである。マイクロ波放射計を用いた水蒸気及び雲のリモートセンシングは、主に水蒸気分子あるいは雲粒子から放出される放射を観測することにより行う。しかし、ある周波数の輝度温度に対する水蒸気量と雲水量の寄与は分離する

ことが難しいので、水蒸気と雲水量で放射特性が異なるいくつかの周波数について観測を行い、水蒸気量と雲水量を決定する。23.8 GHz と 31.4 GHz はそれぞれ水蒸気量と雲水量に敏感に反応するため、この2周波数の輝度温度を測定することにより、大気中の水蒸気量と雲水量の鉛直積分量を測定することができる。マイクロ波放射計で測定された雲水量は、液体の雲水に対するものであり、気温が0℃以下の場合、測定された雲水量は過冷却の雲水の鉛直積分量である。

その他、気温、風向、風速などの気象観測データは、三国川ダム管理所によって観測されたものや、気象研究所によって観測されたものを使用した。

III. 観測結果

1. 気象状況

地上での降雪の観測は Table 1 に記された十の時間帯に行われた。ここではその各々に、P1 から P10 と名前を付けて参照する。各観測期間には、数時間から 12 時間ほどの連続観測を行っており、延べ 64 時間ほどの観測を行った。

Table 1. Observational periods.

P1	12 JAN. 1997, 0520JST - 12 JAN. 1997, 0650JST
P2	15 JAN. 1997, 0140JST - 15 JAN. 1997, 0830JST
P3	15 JAN. 1997, 1640JST - 15 JAN. 1997, 2120JST
P4	19 JAN. 1997, 0200JST - 19 JAN. 1997, 0920JST
P5	21 JAN. 1997, 1720JST - 22 JAN. 1997, 0520JST
P6	22 JAN. 1997, 0820JST - 22 JAN. 1997, 0930JST
P7	22 JAN. 1997, 1850JST - 23 JAN. 1997, 0720JST
P8	25 JAN. 1997, 0110JST - 25 JAN. 1997, 1130JST
P9	25 JAN. 1997, 1930JST - 25 JAN. 1997, 2250JST
P10	26 JAN. 1997, 2320JST - 27 JAN. 1997, 0350JST

Fig. 3 は、観測期間の気温、風向、風速の変化を時系列にしたものである。上段の気温の時系列の下部に、Table 1 の十の地上観測期間を記している。気温の時系列を見ると、全観測期間の間に数回、寒気が入り込み気温が低下した。地上での降雪観測は、ほぼこれらの寒気の流入時に行われた。これは、このような寒気の流入時に比較的強い降雪が観測されるためと、雪片分解法による雲粒寄与率の測定は、気温の高いときには雪片の分解作業中に雪片が融けてしまうため、気温の低いときにしかできないためである。1月21日から22日にかけては、特に強い寒気が入り込み、-10℃前後まで気温が下がった。この時には、同時に北西風が顕著になり、風速も 10 m/s 近くまで増加して、かなり強い北西季節風となった。

2. 降雪強度と雲粒寄与率

観測で得られた雲粒寄与率から、各時刻での降雪強度を、雲粒による分(雲粒降雪強度, Cloud Droplet Intensity) と、氷晶による分(氷晶降雪強度, Ice Crystal Intensity) とに分離することができる。つまり、ある時刻での降雪強度のうち、雲粒がどれだけを占め、氷晶がどれだけを占

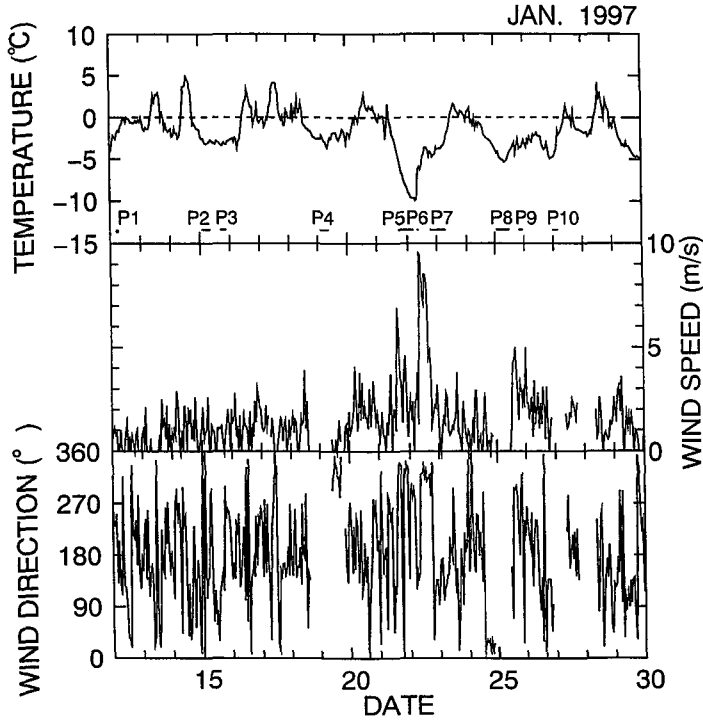


Fig. 3. Time changes in air temperature, wind speed and wind direction at Sagurigawa-dam.

めるかを求めることができる。ある時刻での雲粒寄与率を $R(\%)$ 、降雪強度を $I(\text{mm/h})$ とすると、雲粒降雪強度 $CD(\text{mm/h})$ 、氷晶の降雪強度 $IC(\text{mm/h})$ は、

$$CD = I \times \frac{R}{100}$$

$$IC = I - CD$$

で得られる。

観測で得られた全データに対して、降雪強度と雲粒降雪強度、氷晶降雪強度との関係をプロットしたのが Fig. 4 である。図中の破線は、降雪強度のちょうど半分を雲粒が担っていた場合の直線である。つまり、雲粒寄与率にすると 50% を表している直線である。また実線はデータの回帰直線である。左側の降雪強度と雲粒降雪強度との関係の図によると、ほとんどのデータは、雲粒寄与率 50% を表す破線よりも上側に位置している。これは、降雪粒子の質量の半分以上が雲粒によって占められていることを意味している。つまり、この地域での降雪形成には雲粒が重要な役割を果たしており、雲粒捕捉成長過程が卓越しているといえる。また、データの回帰直線が右上がりであることは、降雪強度の増加には雲粒の増加が伴うことを示しており、このことから、降雪形成に雲粒が重要な役割を果たしていると考えられる。

但し、右側の氷晶降雪強度の図でも、データの回帰直線は右上がりになっている。従って、降

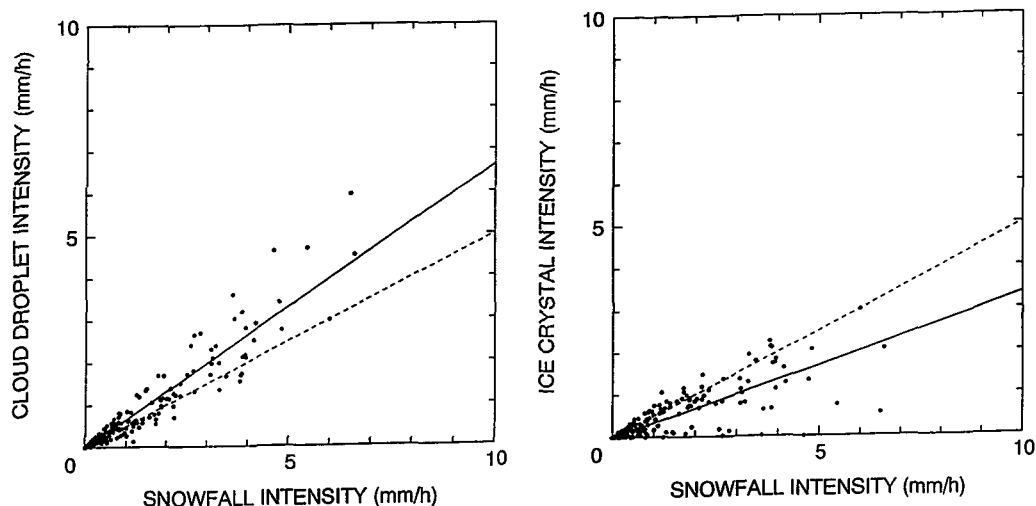


Fig. 4. Relationships between snowfall intensity and cloud droplet intensity (left) and between snowfall intensity and ice crystal intensity (right).

雪強度を増加させる要因として、上空から降ってくる氷晶も考えられることを示している。しかし、雲粒による寄与に比べて、降雪形成に与える氷晶の寄与は相対的に小さく、雲粒捕捉成長過程が主な降雪形成過程となっている。そこで、雲粒捕捉成長過程に着目してこの地域での降雪形成過程を考えていく。

地上風の観測データに基づくと、Table 1 の十の観測期間を地上風向で分類することができる。各観測期間の1つ1つの地上風向のデータを、北西風（風向きが北東-北西-南西の間であるもの）と南東風（風向が北東-南東-南西の間であるもの）のどちらかに分ける。そして、それぞれに分けられたデータの個数の一方が他方の2倍以上になっていれば、その観測期間は北西風（あるいは南東風）が卓越していたとする。例えば、北西風が南東風の2倍以上観測されていれば、その観測期間は北西風が卓越していたとする。このように分類すると、十の観測期間は、P5, P6, P9が北西風の卓越した期間、P7, P8が南東風の卓越した期間、それ以外のP1, P2, P3がそのどちらでもない期間、とに分けられる。P4, P10は、風向データが得られていないので除いている。

そこで、このように分けた地上風向ごとに、雲粒捕捉成長過程に違いがあるかどうかを見てみる。Fig. 5は、地上風向が北西風、南東風の時の降雪強度と雲粒降雪強度との関係を図にしたものである。図中の破線は、降雪強度の半分を雲粒が占めている場合の線である。この図によると、地上風向が北西風の時に、降雪強度に占める雲粒の割合が高く、雲粒捕捉成長過程の寄与が大きくなっていることがわかる。南東風時には、降雪の50%以上を雲粒が占めていて、雲粒捕捉成長過程が卓越していることには変わりはないものの、北西風時ほどその割合は高くない。

この違いがなぜ起きているのかを次に見てみる。高層観測データによると、地上で南東風が観測された期間でも、上空は北西の冬季季節風が吹いていた事がわかった。しかし、Table 2にある

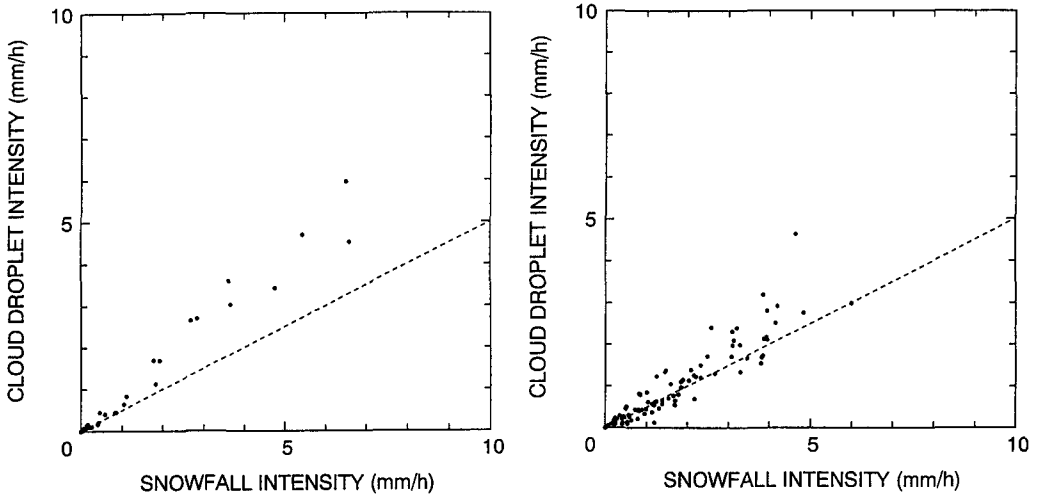


Fig. 5. Relationships between snowfall intensity and cloud droplet intensity in periods of northwestern (left) and southeastern winds (right).

ように、850 hPa 面での風速の平均は、北西風時が 18.0 m/s、南東風時が 11.6 m/s であった。地上風向が北西時よりも南東風時の方が 850 hPa の風速が弱く、したがって、山岳斜面へ吹き付ける季節風が弱かったと考えられる。以上のことから、山岳斜面へ吹き付ける季節風の強弱が、雲粒捕捉成長過程に寄与していることがわかる。そこで、次に風速と雲粒寄与率がどのように関係しているかを次節で見てみる。

Table 2. Mean wind speed at 850hPa in periods of northwestern and southeastern winds.

	NW-WIND PERIOD	SE-WIND PERIOD
850 hPa	18.0 m/s	11.6 m/s

3. 風速と雲粒寄与率

Fig. 6 は、地上風速と雲粒寄与率の関係を示したものである。図中には、観測された降雪の雲粒寄与率の下限を実線で示している。風速が弱いときには、雲粒寄与率は小さな値から 100% 近くまで、さまざまな値をとっている。ところが、風速が強くなるにしたがい、雲粒寄与率の低い降雪は観測されなくなることがわかる。これは、山岳斜面に向かう風速が強いことにより、斜面での地形性上昇流も強くなり、そのための雲粒生成が促進されて雲粒寄与率が高くなったものと考えられる。

図中の、データの下限を表す実線より上にあるデータは、降雪雲が最初から含んでいた雲粒によるもので、含まれる雲粒量の違いや、各時点での氷晶量の違いなどにより、値は大きく散らばっている。しかしながら、図中の雲粒寄与率の下限の線が風速の増加とともに上昇していることから、たとえもともと降雪雲が含んでいる雲粒量が少なくても、風速が強ければ地形性上昇流の強

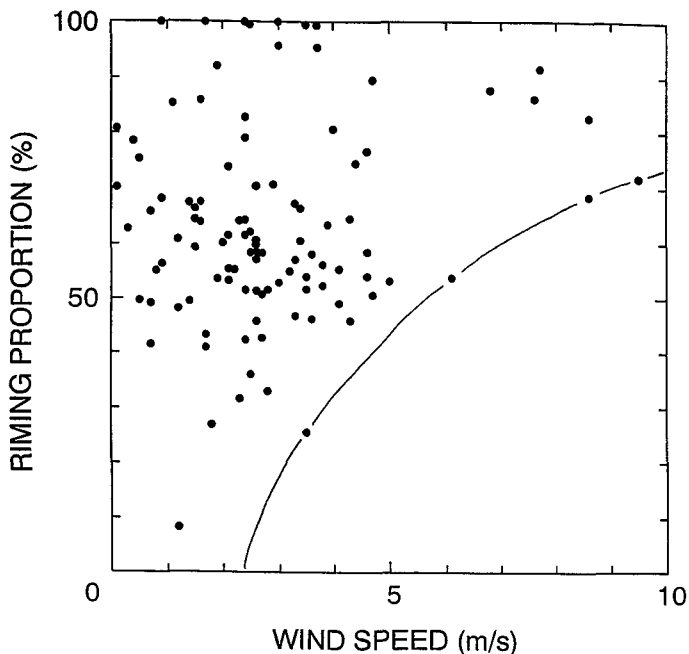


Fig. 6. Relationship between wind speed and riming proportion. The curved line represents the lower limit of the riming proportion.

化によって雲粒生成が促進され、雲粒捕捉成長過程が卓越して、結果として雲粒寄与率が大きくなることを示している。このように、Fig. 6の雲粒寄与率の下限の線は、降雪雲中にはじめから含まれているものを除いた地形性上昇流による雲粒生成の効果を表している。

Fig. 6におけるデータのばらつきの原因の一つである氷晶量の違いを次にみってみる。Fig. 7は、氷晶降雪強度と雲粒寄与率の関係をプロットしたものである。この図に使用したデータは、北西風が卓越しているとされた観測期間のものである。この図では各観測期間を、地上風速が4 m/sを超えるデータがあるかどうかで、風の弱い期間と強い期間とに分類し、その区別を図中で白丸と黒丸に分けて表している。そして、図中の実線は風の強い期間のデータの上限を、破線は風の弱い期間の期間のデータの上限を、それぞれ表している。この図によると、横軸の氷晶降雪強度が一定の場合、つまり上空から降ってくる氷晶量が一定の場合、雲粒寄与率の上限値は、風が強いときの方が弱いときよりも大きい。したがって、風が強いときの方が弱いときよりも雲粒寄与率が高くなりうることがわかる。また、それぞれの上限を表す線は右下がりとなっている。氷晶量が増えると、氷晶同士による雲粒の奪い合いが起こり、一つの氷晶が捕捉できる雲粒が少なくなるために、結果として雲粒寄与率が小さくなるものと考えられる。以上の結果は、先に述べた雲粒寄与率の変化をもたらす要因のうち、氷晶の量の影響を除いても、風速の違いによって雲粒の発生に違いが生じることを示している。

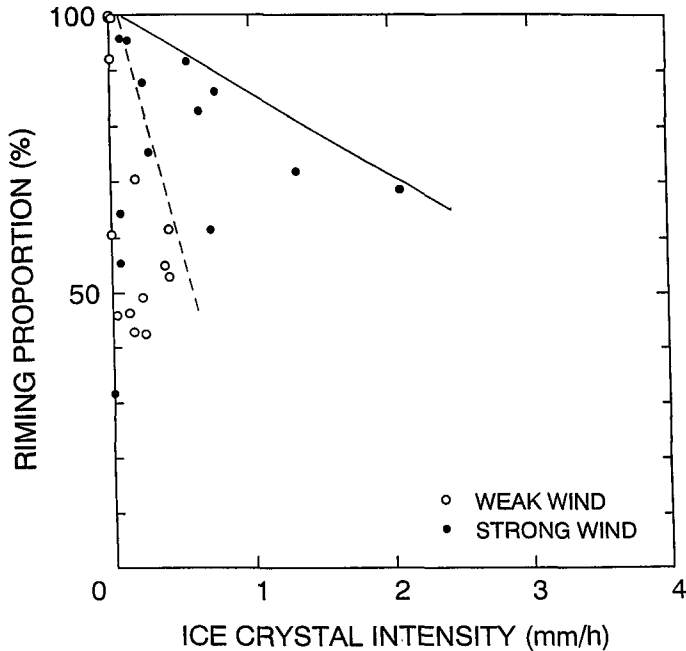


Fig. 7. Relationship between ice crystal intensity and riming proportion with consideration to wind speed.

IV. 考 察

山岳地域の雲に対しての人工降雪実験のポテンシャルである雲内の雲粒量が、どのような微物理過程でもって変化するかを考察する。雲粒の生成、氷晶による雲粒の捕捉、上空に残る雲水量の間の関係を、マイクロ波放射計による観測点上空の積算雲水量や、これまでに見てきた風速や降雪強度のデータをもとにして次のように調べた。地上での降雪の観測期間には、マイクロ波放射計によって観測点上空の積算雲水量も測定されていた。マイクロ波放射計による積算雲水量は、ある時点での上空に存在する雲水量の総量である。これは、移流や生成によって上空にもたらされた雲水と、降雪として氷晶によって捕捉されて地上へ落下した雲水の差し引きであると考えられる。

Fig. 8は、各観測期間の各種気象要素、観測要素の時間変化を示したものである。一番上の数字は、850 hPaの風速の北西成分の値であり、グラフは上から、気温、地上風速、降雪強度、雲粒寄与率、雲粒降雪強度、氷晶降雪強度、積算雲水量である。一番下に記したP1からP10の文字は、観測期間の番号を表している。また、図中に記した数字は、各観測要素の観測期間毎の平均値を表している。

マイクロ波放射計による観測点上空の積算雲水量の測定は最下段に示されているが、観測期間によって変動が大きい。つまり、上空に残っている雲水量は大きく変化することがわかる。前節の議論で、850 hPaの風速が強いほど、山岳斜面での地形性上昇流の強化によって雲粒生成が促進

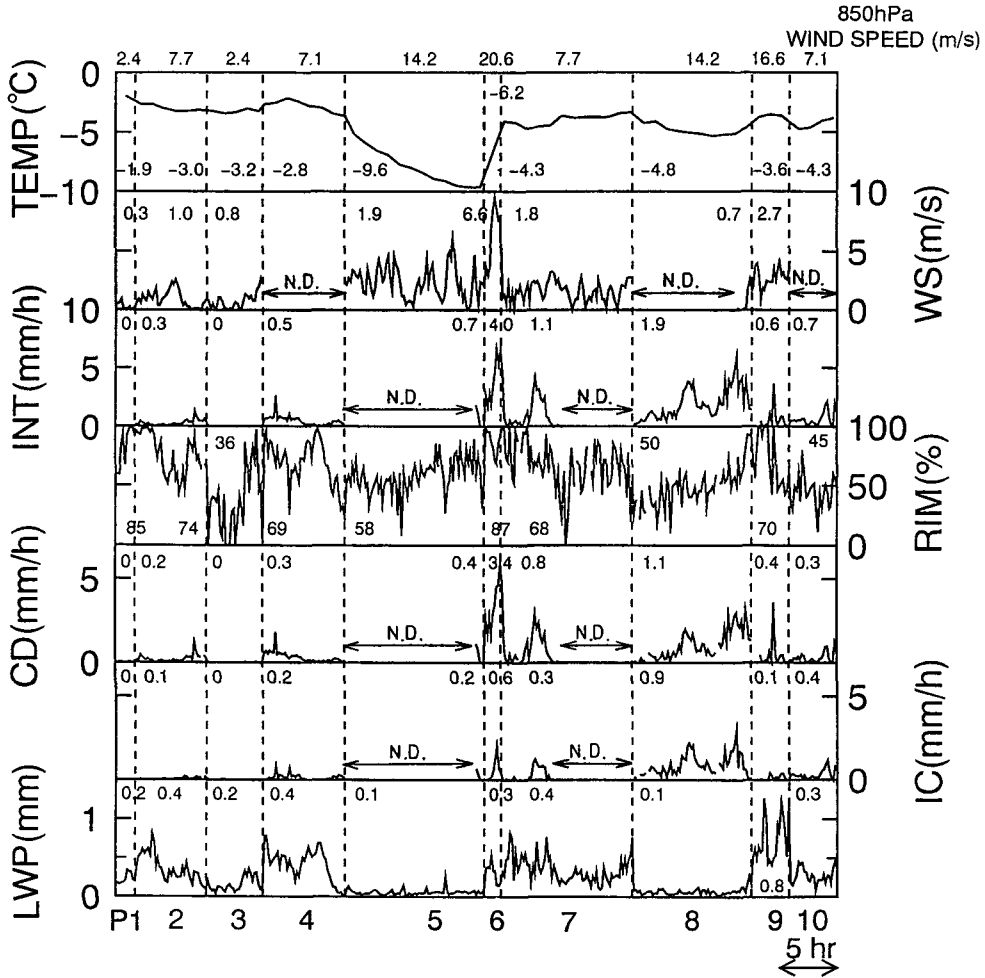


Fig. 8. Variables involved in the microphysical processes. Numerals in each column show the mean values of each variable during the observational period (see text for detail). Broken lines represent observational periods.

されることが示された。したがって、850 hPa の風速が大きいほど上空の雲水量が多くなることが予想される。しかし、降雪として氷晶に捕捉され地上へと落下して失われる雲水があるため、上空に結果として残る雲水を考えるには、風速と氷晶降雪強度の両方を考慮しなければならない。

Fig. 8 で、P7 と P8 を比較してみると、850 hPa の平均風速は P7 が 7.7 m/s、P8 が 14.2 m/s であり、P8 の方が風速が大きく、生成される雲粒量が多いと考えられる。ところが積算雲水量 LWP を比較すると、P7 が 0.4 mm、P8 が 0.1 mm であって、P8 の方が上空に残っている雲水が少ない結果となっている。これは、氷晶降雪強度 IC を見てみると、P7 が 0.3 mm/h、P8 が 0.9 mm/h であり、P8 の方が大きな値である。したがって、P7 よりも P8 の方が生成された雲水は多いと考えられるが、氷晶によって捕捉されて降雪として落下する量が多く、結果として、上空にはあまり雲水として残らなかったと考えることができる。

一方、P3 と P7 を比較してみると、850 hPa の風速は P3 が 2.4 m/s、P7 が 7.7 m/s となっており、P7 の方が強く、雲粒生成量も多いと考えられる。ところが先程とは異なり、積算雲水量は P3 が 0.2 mm、P7 が 0.4 mm であり、雲粒生成量が多いと考えられた P7 の方がそのまま積算雲水量も多いという結果となっている。氷晶降雪強度をみてみると、P3 がほとんど 0 mm/h、P7 が 0.3 mm/h となっている。この場合、生成された雲水が、氷晶によって捕捉されて失われているものの、0.3 mm/h という氷晶降雪強度は積算雲水量を逆転させるほど強いものではなかったため、P7 の方が上空に雲水が多く残ったと考えられることもできる。しかし、では氷晶降雪強度がどれくらいの強さだと積算雲水量を逆転させるほど雲粒を捕捉するのかというようなことはわからない。したがって、以上のことをより統一的に考える必要がある。

Fig. 9 は、降雪強度が 0.1 mm/h 以下の P1、P3 を除いた各観測期間の 850 hPa の風速と積算雲水量の関係を図にしたものである。図中の数字は、氷晶降雪強度 IC (mm/h) を示しており、等値線を引いてある。ただし、図の左方にある氷晶降雪強度が 0.07 mm/h のデータは、降雪強度がもっとも弱かった期間であり、データの信頼性に幾分欠けるため、除外して考えている。この図によると、風速が一定の時、等値線で表されている氷晶降雪強度が増加すると、積算雲水量が少なくなることがわかる。これは、氷晶降雪強度が増加すると、増加した氷晶によってより多くの雲粒が捕捉され、地上へと落下するため、その結果上空にはあまり雲水が残らず、積算雲水量が減少することを表している。また、氷晶降雪強度の等値線は、右上がりの曲線になっている。つ

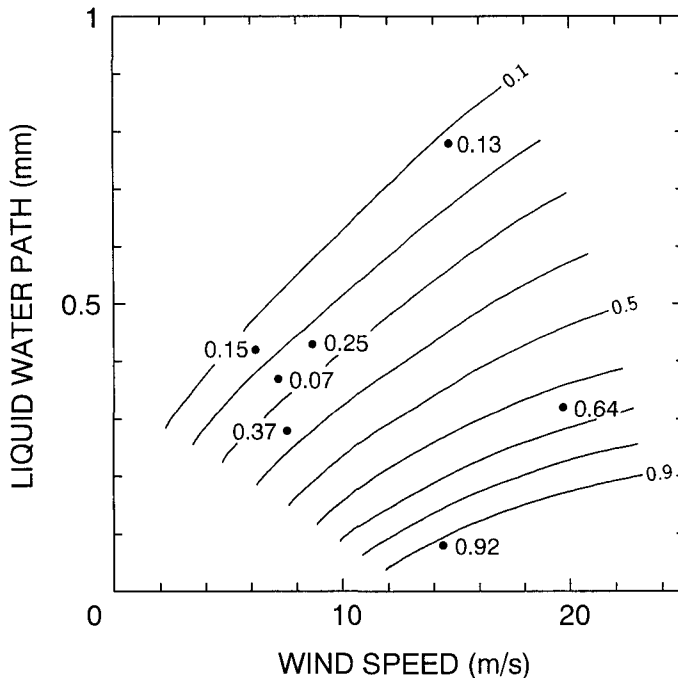


Fig. 9. Relation between wind speed and liquid water path. Numerals in figure show ice crystal intensity (mm/h).

まり、氷晶降雪強度が一定の場合、風速が増加するにつれて、積算雲水量が増加している。これは、降雪として氷晶によって捕捉されて地上へ落下する雲粒量が一定でも、風速が強くなると、地形性上昇流の増加による雲粒生成が進んで、結果として上空により多くの雲粒が残ることを示している。氷晶降雪強度の等値線の傾きに注目すると、氷晶降雪強度が小さいときの方が大きいときよりも傾きが大きくなっている。つまり、同じだけ風速が強くなっても、氷晶降雪強度が少ない時は、発生する雲粒を捕捉する量が少ないので上空に残る雲水量は大きく増加する。逆に氷晶が多い時は、捕捉される雲粒量が多いので上空に残る雲水量の変化は少なくなることを示している。

以上のように、生成される雲粒量と、降雪として氷晶によって捕捉されて落下する雲粒量との兼ね合いで上空に残る雲水量が決定されることが、観測データから定量的に示された。

V. ま と め

1997年1月9日から31日にかけて、新潟県六日町の三国側ダムに観測サイトを設け、山岳性降雪の観測を行った。山岳性降雪では、雲粒捕捉成長過程が降雪形成に重要な役割を果たしていると考えられるため、雲粒寄与率の観測を中心に行い、降雪強度、風速、雲水量との関係を調べた。

冬季の日本海側の山岳地域での降雪は、その形成過程に着目すると、当初の予想通り雲粒捕捉成長過程が卓越していた。雲粒捕捉成長過程の寄与の程度は、山岳斜面に吹き付ける冬季季節風の強弱に強く関連しており、850 hPaの風速が大きいほど雲粒寄与率が大きくなった。

風速が強い時には、降雪雲に含まれ移流してくる雲水量も多く、また、山岳斜面での地形性上昇流の強化による雲粒生成が促進されることによっても雲水量が多くなると考えられる。しかし、風速が強くなるにしたがい、雲粒寄与率の下限の値が増加した。これは山岳斜面での地形性上昇流による雲粒生成の効果を表している。また、雲粒寄与率は、上空にもたらされる雲水の量、及び氷晶と雲粒の質量の相対的な関係によって変化するが、氷晶量が一定の場合でも、風速が強いときの方が雲粒寄与率が大きくなった。

このようにして生成された雲水と、降雪として氷晶に捕捉されて地上へ落下する雲水、上空に残される雲水との間の量的関係が次に調べられた。生成された雲水量が一定の場合、地上へ落下する雲水量が多いほど上空に残される雲水量は少なくなる。また、地上へ落下していく雲水が一定の場合には、風速が強いほどつまり生成される雲水量が大きいほど、上空に存在する雲水量も多くなる。そして、氷晶降雪強度が少ないときの方が、風速の増加による影響を受けやすく、上空に残される雲水量の増加率が大きい。以上のことが、観測データから確かめられた。このことは、山岳地域での人工降雪実験に対しての基礎を与える。

謝辞 気象研究所の村上正隆博士、宮尾みずほ氏には、マイクロ波放射計データ、気象庁レーダーデータの提供をしていただきました。また、建設省のレーダーデータに関して防災科学技術研究所の岩波越博士に助言をいただきました。記して感謝申し上げます。観測の際には、共同で

観測を行った金沢大学工学部の村本健一郎教授と学生の方々の協力にも感謝いたします。また、三国川ダム管理所、桑原建設株式会社の方々には観測全般にわたりお世話になりました。

文 献

- Akiyama, T., 1981 a. Time and spatial variations of heavy snowfalls in the Japan Sea coastal region. Part I. Principal time and space variations of precipitation described by EOF. *J. Meteor. Soc. Japan*, **59**, 578–590.
- Akiyama, T., 1981 b. Time and spatial variations of heavy snowfalls in the Japan Sea coastal region. Part II. Large-scale situations for typical spatial distributions of heavy snowfalls classified by EOF. *J. Meteor. Soc. Japan*, **59**, 591–601.
- Harimaya, T. and N. Kanemura, 1995. Comparison of the riming growth of snow particles between coastal and inland areas. *J. Meteor. Soc. Japan*, **73**, 25–36.
- Harimaya, T. and A. Nakai, 1999. Riming growth process contributing to the formation of snowfall in orographic areas of Japan facing the Japan Sea. *J. Meteor. Soc. Japan*, **77**, 101–115.
- Harimaya, T. and M. Sato, 1989. Measurement of the riming amount on snowflakes. *J. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. VII*, **8**, 355–366.
- Harimaya, T. and M. Sato, 1992. The riming proportion in snow particles falling on coastal areas. *J. Meteor. Soc. Japan*, **70**, 57–65.
- 播磨屋敏生・沢田敏隆・金村直俊, 1999. 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, **62**, 1–13.
- 小西啓之・遠藤辰雄・若浜五郎, 1988. 電子天秤を用いた降雪強度計の試作. *雪氷*, **50**, 3–7.
- 宮沢清治, 1962. 北陸地方の豪雪について — 里雪の予報検討 —. *研究時報*, **14**, 703–718.