

新潟県中部の雪雲モード別降水分布

著者	中井 専人, 岩波 越, 三隅 良平, 朴 相郡, 清水 増治郎, 小林 俊市
雑誌名	防災科学技術研究所 研究報告
巻	64
ページ	9-17
発行年	2003-03
URL	http://doi.org/10.24732/nied.00001138

新潟県中部の雪雲モード別降水分布

中井専人*・岩波 越**・三隅良平**
朴 相郡**・清水増治郎*・小林俊市*

Relation between Snow-cloud Mode and Snowfall Distribution Observed in Central Niigata Prefecture

Sento NAKAI *, Koyuru IWANAMI **, Ryohei MISUMI **, Sang-Goon PARK **,
Masujiro SHIMIZU *, and Toshiichi KOBAYASHI *

** Snow and Ice Research Group,
National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention (NIED), Japan
** Advanced Technology Research Group,
National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention (NIED), Japan*

Abstract

This paper describes the relation between snow-cloud mode and surface precipitation distribution for central Niigata prefecture based on Doppler radar observation and analysis. Fourteen cases (from 4 to 21.5 hours) were selected from 10-day continuous radar observation data (10 to 19 February 2000). We classified the 14 cases into four snow-cloud modes based on the equivalent radar reflectivity factor (Z_e) pattern. The snow-cloud modes were spreading mode (S-mode) and mountain-slope mode (M-mode) as well as the well-known longitudinal mode (L-mode) and transversal mode (T-mode). Precipitation of L-mode snow clouds was characterized by a local maximum extending from the sea inland. The maximum was formed by the consecutive passage of snow bands through a specific path. T-mode snow clouds brought snowfall with inland maxima, although the radar echoes were observed both over the land and over the sea. S-mode was characterized by precipitation that continued to cover most of the observation area. M-mode means that stationary precipitation was observed around the windward slope of the mountains. Both of S- and M- modes tended to appear at the beginning and the end of a sequence of precipitation accompanying a cold outbreak. L- and T- modes tended to appear in the middle of a cold outbreak. Mean Z_e and surface precipitation exhibited qualitatively similar distributions in most cases. Surface precipitation amount and precipitation aloft derived from Z_e were compared at 16 AMeDAS observation sites for each case. The correlation coefficients of nine cases exceeded 0.7. We examined the ratio of surface precipitation to precipitation aloft for each case and found it to be twice as large in S- and M- modes than in L- and T- modes. This suggested that precipitation enhancement between 1.6km aloft and the surface was stronger in S- and M- modes than in L- and T- modes.

Key words : Snow cloud, Precipitation amount, Orographic enhancement, Doppler radar

* 独立行政法人 防災科学技術研究所 雪氷防災研究部門

** 独立行政法人 防災科学技術研究所 防災基盤科学技術研究部門

1. はじめに

冬期季節風に伴う雪雲は日本列島に接近、上陸する過程で熱的、力学的に陸地の影響を受ける。上陸に伴い地表面からの潜熱、顕熱の供給が絶たれる一方、山岳地形による強制上昇に伴い、新たに凝結が起り雲粒が形成される。雪雲の運んできた降雪粒子はこの雲粒との相互作用によって成長し、風下の降雪量を増加させる (Nakai and Endoh, 1995)。また、山岳地形による力学効果は単純に斜面に沿った上昇ではない。風向に直交する走向を持つ 2 次元的な丘陵の場合、風速や成層によって山岳上のエコー頂低下 (Nakai and Endoh, 1995) や山岳風上のエコー頂上昇 (Kodama *et al.*, 1999) の起こることがドップラーレーダー観測によって示されている。また、山岳地形上空の強風が風下降雪分布の広がりに関係することが指摘されている (藤吉ほか, 1996)。孤立峰や島嶼では雪雲がそれを迂回する動き (八木・内山, 1983) や定在エコー (藤吉, 1992) が見られる。力石ほか (1989) は青森市の多雪時には風上の地形性上昇流が影響していると考え、さらに力石・林 (1995) はこのときには山岳地形による局地的な収束があると指摘した。彼らの解析には上空の雲や降水は含まれないが、おそらく地形性の上昇流だけではなく雪雲の迂回も起こり、その結果が地上降雪に表れたものと思われる。

このように、山岳地形は雪雲の移動と雲物理過程に影響を与え、その結果が地上降雪分布に表れる。しかし山雪、里雪に代表されるように降雪分布は偏在することが多い。どのような雪雲が来ればどのような分布になるの

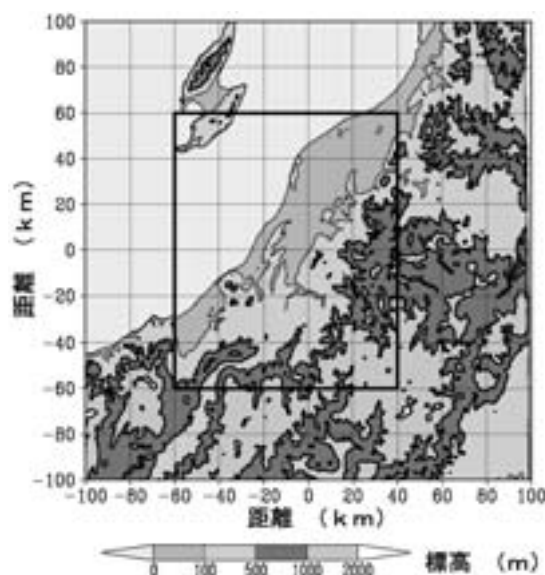


図 1 研究対象区域。図中の四角が図 5 の範囲である。等高線は細線が標高 0, 100m, 太線が 500, 1,000, 2,000m

Fig. 1 Analysis area. The rectangle enclosed by thick lines is the area shown in Fig. 5. Contours indicate 0 (thin lines), 100 (thin lines), 500 (thick lines), 1,000 (thick lines), and 2,000 (thick lines) meters.

か、雪雲の形状と地上降雪分布の関係を整理する必要がある。そこで、ドップラーレーダーを用いて雪雲の形状と上空の風を観測し、地上降雪分布との比較を行った。研究対象区域は新潟県中部を中心とする範囲 (図 1) とした。

2. 観測

観測は、防災科学技術研究所長岡雪氷防災研究所屋上に X バンドドップラーレーダー (X-POL, 図 2) を設置して行った。レーダー設置点は図 1 の原点である。観測範囲は長岡より北西側の半円状領域で、半径は 64km である。長岡周辺の地形は海岸線と山脈の走向がほぼ南西-北東であり、海岸に近い方から順に東頸城丘陵、魚沼丘陵、越後山脈と並び、徐々に標高が高くなる。長岡は魚沼丘陵北西側に位置し、レーダー観測範囲には越後平野の西半分から佐渡の手前までの海上が含まれる。この範囲の観測を行うことにより、雪雲の上陸に伴う変



図 2 観測に使用した防災科学技術研究所 X バンドドップラーレーダー (X-POL)

Fig. 2 NIED X-band Doppler radar (X-POL) used for the observations.

表 1 観測諸元

Table 1 Specifications of the observation.

レーダー	X-POL
周波数	9445MHz
設置点	長岡雪氷防災研究所屋上 (北緯37° 25', 東経138° 53')
観測間隔	原則10分1サイクル(～144サイクル/日)
走査	15step PPIs 仰角(°)は、 0.6, 1.5, 2.4, 3.3, 4.2, 5.1, 6.0, 7.1, 8.4, 9.9, 11.6, 13.6, 16.0, 18.8, 22.0
空中線回転速度	6rpm
平均化サンプル数	32(sweep), 4(range)
観測データ分解能	0.703° (方位), 250m(距離)
観測範囲	半径64km
観測要素	レーダー反射強度因子Ze, 動径速度Vr, 他1

質，海岸線に平行な丘陵や孤立峰の影響を調べることが可能である．観測諸元を表 1 に示す．約 10 分間隔で 15 仰角の PPI 走査を行い，等価レーダー反射強度因子 Z_e と動径速度 V_r の 3 次元分布を得ることができた．

観測で得られた極座標上の Z_e と V_r は，Cressman (1959) に準じた方法で水平分解能 1km，鉛直分解能 500m のデカルト座標の格子点に変換された．データサイズは水平 129×129 ，鉛直 12 層で，レーダーの位置は (65, 65) である．鉛直方向にはレーダー空中線高度 114m の 500m 上空から 500m 毎であり，これは以後 0.6km, 1.1km, ..., 6.1km のように表記する．

解析期間は 2000 年 2 月 10 日－19 日とした．これは天気図ではひとつの冬型の後半から次の冬型が終わるまでであり，新積雪深で見るとそれぞれの冬型にピークが

見られた．X-POL から半径 60km 内の 22 観測点を平均すると，この期間の新積雪の合計は 137.6cm であった (図 3)．

3. レーダーエコーパターンによる雪雲の分類

上述の期間について高度 1.1km の Z_e と V_r のアニメーションを作成し，これを用いてレーダーエコーパターンによる雪雲の分類を行った．分類の基準として，1) 観測されている範囲全体の傾向で分ける，2) 細かい遷移期は除き，特徴的な形状が継続した期間を 1 事例とする，の方針を用いた．風向は V_r 分布から各事例の期間を通して卓越した風向を求めた．この分類により，雪雲が特徴的な形状を示した 14 事例を選んだ (図 4)．各事例の継続時間は 4 時間－21.5 時間であり，観測された雪雲

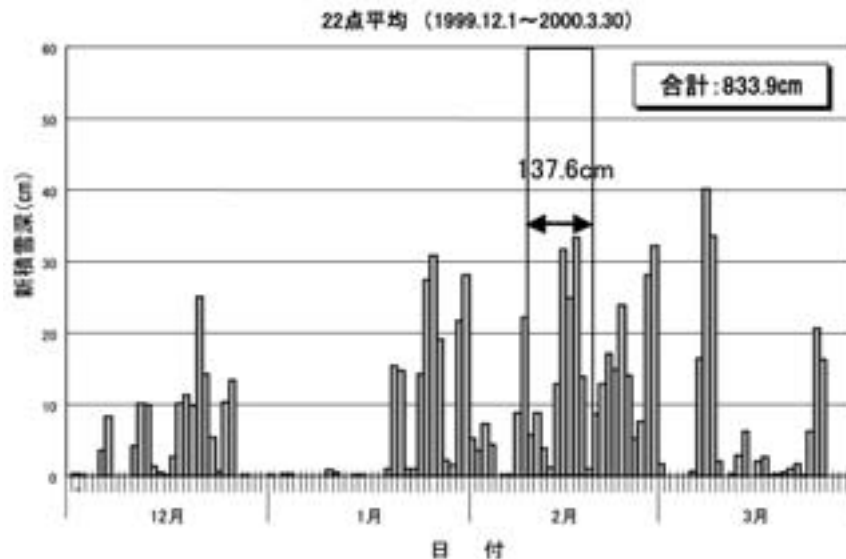


図 3 新潟県観測地点（長岡雪氷防災研究所から半径 60km 以内）における日別新積雪深（09JST 観測）の平均値

Fig. 3 Average of daily new snow depth observed by Niigata Prefecture within 60km from X-POL.

日	事例	雪雲モード	風向	日	事例	雪雲モード	風向
10	1	Lモード	WNW	15	9	面状モード	N→NW
11	2	Tモード(セル状)	WSW	16	10	Tモード	NW
	3	面状モード	W	17	11	Lモード	WNW
12	4	山岳斜面モード	NW		12	Lモード	WNW
	5	Lモード	W		13	Tモード	WNW
13	6	山岳斜面モード	NW	18	14	Lモード	W-WNW
	7	山岳斜面モード	WNW	19			
14	8	面状モード	W				

図 4 各事例の期間，雪雲モード，風向

Fig. 4 Duration, snow-cloud mode and wind direction of each case.

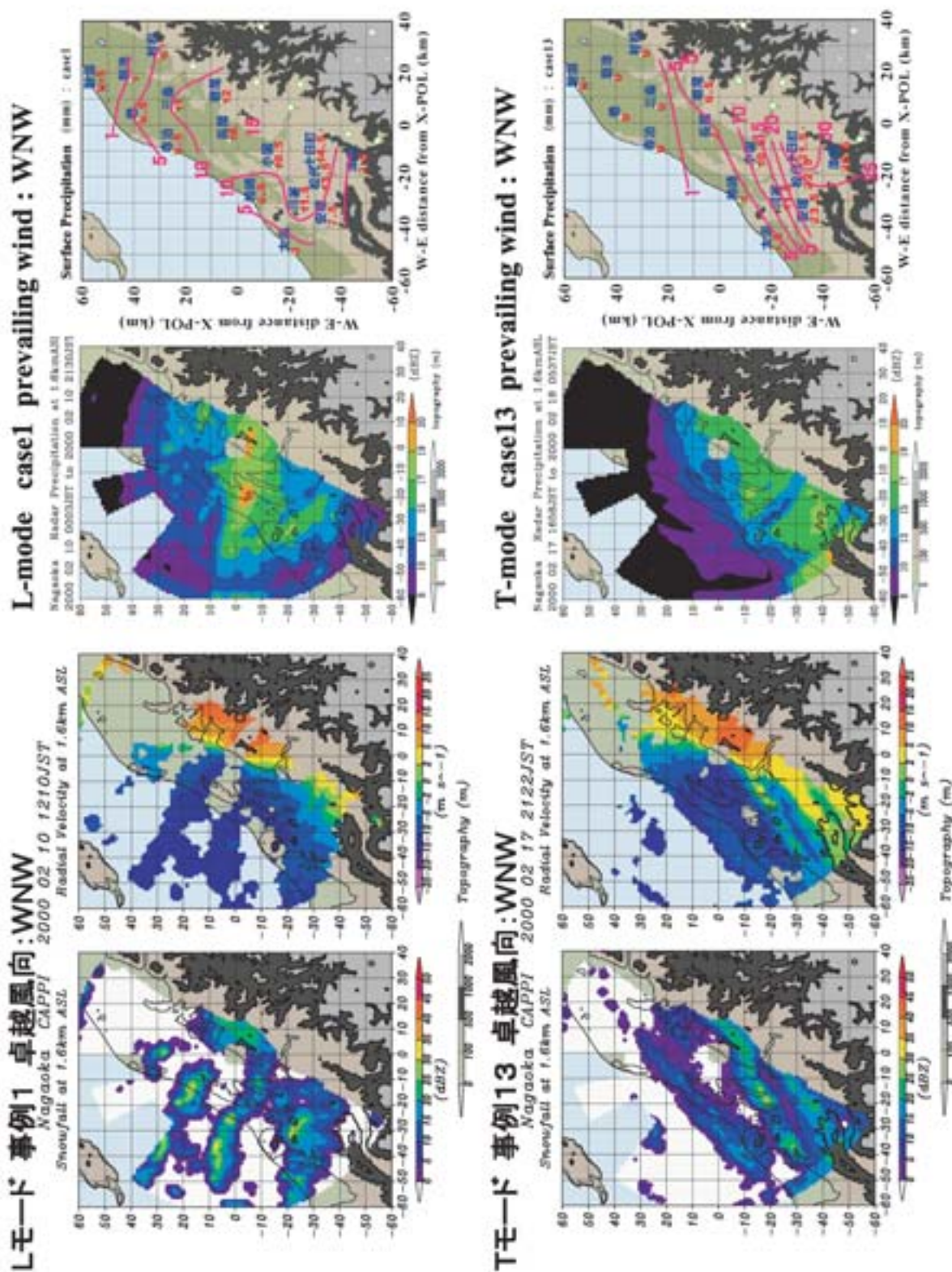


図 5 分類された雪雲モードが典型的に現れた事例。L モード (事例 1), T モード (事例 13), 面状モード (事例 8), 山岳斜面モード (事例 4) の順に示す。各モード左から, 高度 1.6km の Ze と V_r の典型的な例, 平均 Ze, 地上降水量を表す。

Fig. 5 Typical examples of classified snow-cloud modes : L-mode (case 1 in Fig. 4), T-mode (case 13), S-mode (case 8), and M-mode (case 4). For each mode, a horizontal section of Ze and V_r at 1.6km, mean Ze at 1.6km, and surface precipitation are shown.

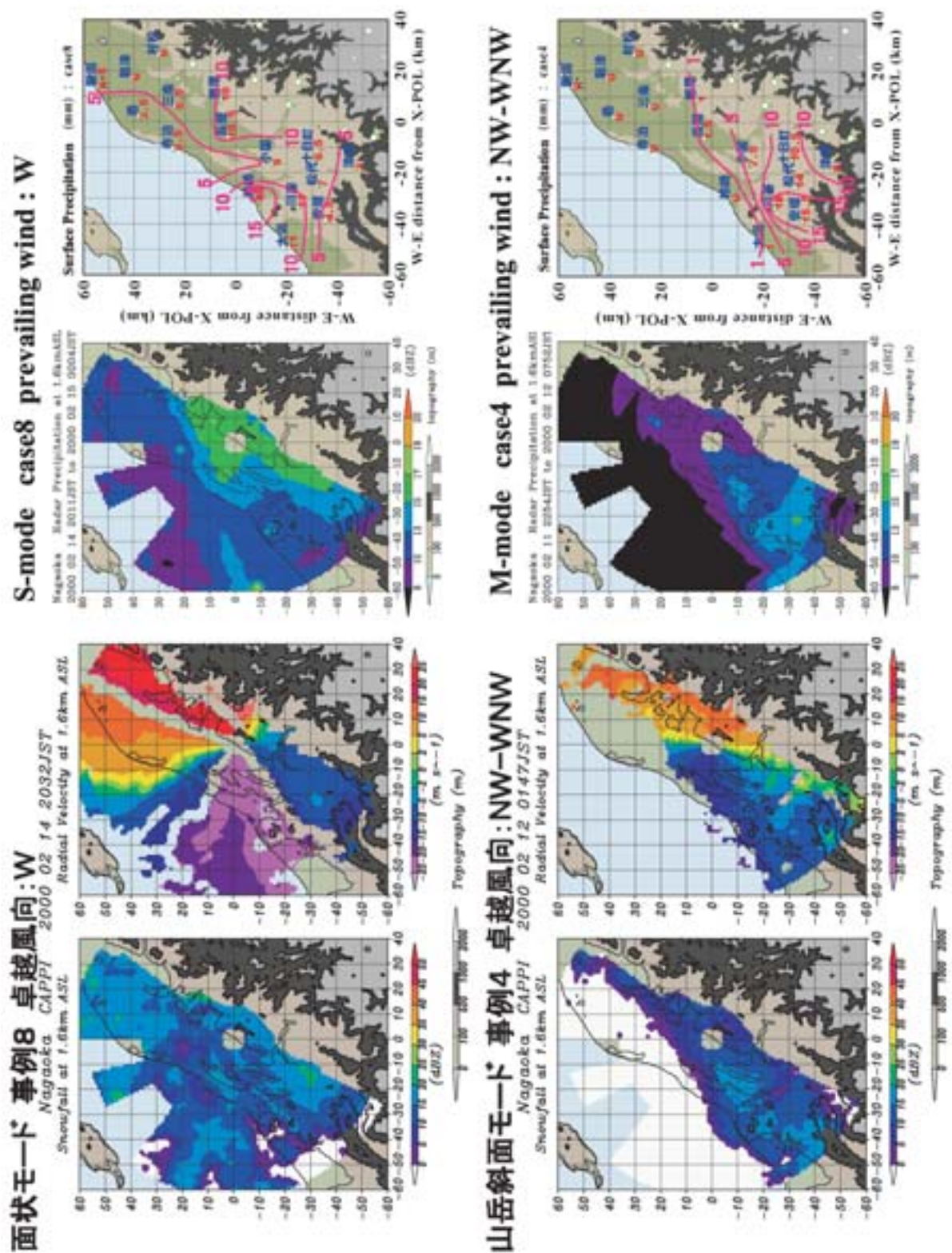


図 5 (続き)
Fig. 5 (continued)

の形状は L モード、T モード、面状モード、山岳斜面モードの 4 種類に分類された。

各タイプの雪雲を図 5 に示す。典型的な形状は次の通りである。L モードは longitudinal mode の略で、卓越風向と平行な方向に長く伸びる、もしくは筋状となる降水パターンを持つ雪雲のことである。T モードは transversal mode の略で、卓越風向と交差する方向（例えば直角）に長く伸びる、もしくは筋状となる降水パターンを持つ雪雲のことである。この両者は定着した呼称である。面状モードは X-POL 観測域のほとんどに広がる降水が続いたものである。山岳斜面モードは、山岳風上斜面を中心とした範囲に貼りついたように移動しない降水が継続し、海上では降水エコーがほとんど観測されなかったものである。

解析期間中、1 回目の冬型は 2 月 13 日までであり、2 回目の冬型は 14 日の終わりから 19 日にかけてであった。面状モード、山岳斜面モードは冬型を中心とした一連の降水の始めと終わりに現れる傾向があり、L モード、T モードは冬型の最盛期に現れる傾向があった。Nakai *et al.* (1998) は強い季節風時には対流セルが明瞭で霰を含む降雪があり、弱い季節風時には対流が明瞭でなく霰を含まない降雪であったことを山形県北部での観測に基づくデュアルドップラー解析で示した。L モード、T モードは鉛直シア下での対流によって作られる構造であり、これらが寒気吹き出し最盛期に見られたことは合理的である。ただし 19 日の寒気吹き出し終了時には L モードが観測されており、これらの雪雲モードの出現条件は今後定量的に求めていく必要がある。

U による上空の風向を見ると、L モード時の卓越風は西北西のことが多かった。アニメーションによると雪雲の移動方向もこれに近く、新潟県の海岸線や丘陵、山岳の走向と直交に近い形で雪雲が進入していた。また、T モードや山岳斜面モードの時には北風成分が大きくなった。図 5 ではこの両者は似たような Ze 分布に見えるが、T モードではこの Ze 分布が卓越風に従って内陸に移動していたのに対して、山岳斜面モードではこの Ze 分布がこのまま維持されており、両者の降り方は全く異なるものであった。

高度 1.1km および 1.6km の U では南風成分はほとんど見られなかった。新潟県中部の降雪時に地上で南風の見られることがあるが、これは地形の影響を受けた浅いものであると考えられる。

各事例について高度 1.6km の平均 Ze と地上降水量の分布を求めて比較した。 Ze は通常 dB で表されているが、dB のままではなく Ze (mm^6m^{-3}) に変換して各事例の継続時間について平均した。地上降水量には X-POL 観測範囲内のアメダス 10 分降水量を使用し、やはり各事例の継続時間についての合計を求めた。

平均 Ze と地上降水量分布は、分類された雪雲モードによって特定の分布傾向を示した。一方、雪雲モードによらず高度 1.6km の平均 Ze と地上降水量は定性的に似たパターンを示し、これは雪雲の形状と移動が地上降雪

分布を形成する大きな要因であったことを示している。

L モードでは局所的に海上まで平均 Ze の大きな値が延びていたのに対応して、地上降水量も内陸から海岸まで比較的大きな値になっていた。図 5 の事例 1 ではアメダス降水量は海岸より長岡で特に多かったように見えるが、これは長岡の風上側に降水量観測点がなかったため、観測があればその南北の寺泊と柏崎よりも大きな値が出ていたと考えられる。大きな平均 Ze が見られたところは L モードの雪雲が次々と入り続けたところである。雪雲の移動方向は卓越風に近いことが多く、L モード時の降水量分布は雪雲がどこに上陸しているかに大きく影響されるといえる。

一方、T モードでは海上からレーダーエコーが見られたにもかかわらず平均 Ze 、地上降水量ともに内陸部で大きくなっていた。図 5 では (−20km, −30km) 付近の内陸部に U の縞模様が見られ、これは Ze に現れる降水分布と共に内陸方向へ移動した。このことは T モードの雪雲が対流の循環を残したまま上陸していたことを示す。図 5 の T モード Ze に見られる 3 本の筋状降水域は内陸のものほど強いわけではないが、平均 Ze では 100m 等高線から内陸にかけて大きな値が見られ、地上降水量も内陸の十日町、津南で最も大きかった。従って、いくつも上陸した筋状の雪雲が少しずつ降水強度を増しながら移動していたと考えられる。

面状モードは広い範囲に降雪があったのが特徴である。面状モード以外では観測範囲内に地上降水量 1mm 以下や平均 Ze 6dBZ 以下（黒色）の領域がある程度存在したが、面状モードの降水の場合これが少なかった。図 5 の事例 8 では平均 Ze と地上降水量のピークが海上～海岸と長岡周辺に分かれていたが、分布のピークは事例によって異なった。山岳斜面モードはこれと対照的に、山岳風上斜面に定定的に降水が存在し、平均 Ze や地上降水量分布もこれを反映していた。図 5 の事例 4 では Ze の 0dBZ 等値線、平均 Ze の 6dBZ 等値線、地上降水量の 0mm 等値線が全て標高 100m 等高線の包絡線に近いところにある。風向は図 5 に示した時刻には U 分布から西北西であったことがわかる。注意すべきは風上の海上に降水エコーが現れていなかったことである。山岳斜面モードでは、それ自体降水を作る能力のない雪雲に地形の強い影響が加わって降水がもたらされたと考えられる。

4. 山岳地形による地上降水量の増幅

前節で、上空の平均 Ze と地上降水量が定性的には似たパターンになると述べた。では、地上における降水はレーダーで観測された上空の降雪粒子がそのまま地上に落下したと考えて良いのだろうか。この点について考察を行った。

上空の降水強度と図 5 のアメダス観測地点の地上降水量を比較するため、観測された Ze 分布からアメダス観測点に対応する上空 1.6km の降水量を求めた。まず、アメダス観測点直上を中心に 5×5 点の算術 dBZ 平均による平滑化を行ったものを地上降水に対応する上空の Ze

とした。

レーダーで計測した Z_e を降水量と比較するためには、通常 Z - R 関係と呼ばれる経験式を用いて Z_e を降水強度 R (mm hour^{-1}) に変換する。本報告でもこの方法を用いた。 Z_e は Fujiyoshi *et al.* (1990) に従い

$$Z = 554 R^{0.88} \quad (1)$$

を用いて R に変換した。これは地上観測に基づく式であるが、レーダーと降雪重量との注意深い比較によるものであり、経験式の中では適切なものとして採用した。この式の Z は氷相当の Z であり、X-POL では氷相当の Z_e を求めているので、この分の差を補正してから (1) を適用した。 R は瞬時値なので、レーダーの観測時間間隔 (10 分) を考慮して各事例の期間降水量に変換した。

現在、この計算には問題があるが、原因は Z - R 関係以外のところにあり、不明である。そこで、最も単純な補正として Z_e に dB でバイアスを加え、L モードの雪雲で地上降水量と上空降水量が定性的に等しくなるようにした。これは、L モードの降雪が高度 1.6km から地上までの間で平均的には降水強度が変化しないと仮定したことにあたる。よって、今回は絶対値についての比較は行わず、以下、雪雲のモード毎の差異および観測点毎のばらつきについてのみ議論を行う。

X-POL による 1.6km の平均 Z_e と地上降水量分布とを比較すると、定性的に分布パターンが合っていると判断されるものが多かった。合っていないと判断されたものは図 4 の事例 2, 11, および 12 であり、L モードと T モードの雪雲であった。これらはいずれも冬型の最盛期で強い対流セルが発達したときである。アメダス観測点の間隔 (十数 km) は雪雲を構成する対流セルのスケールと等しく、このような事例では実際の降水量分布の特徴が地上観測で捕らえきれない可能性がある。地上降水量分

布がレーダーと一致しなかったのはこのためであろうと思われる。

X-POL 観測範囲内のアメダス観測点 16 地点について、地上降水量 (AMeDAS) と上空降水量 (X-POL) の値を比較した。全事例についての散布図を作成すると (図 6)、ばらつきが非常に大きく特定の傾向は見つけれない。しかし、これを事例別にプロットすると (図 7)、事例毎に地上降水量に対して上空降水量が大きめ/小さめに出るなど一定の傾向が現れ、相関係数は 14 事例中 9 事

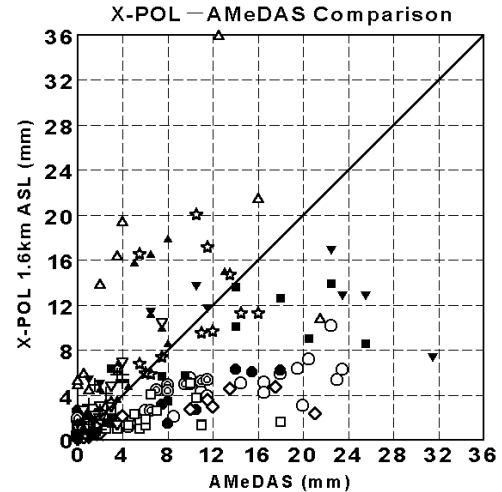


図 6 図 4 の全事例についての地上降水量 (AMeDAS) と上空降水量 (X-POL) の比較。上空降水量はバイアスを掛けてある。本文参照

Fig. 6 Comparison of surface precipitation (AMeDAS) and precipitation aloft (X-POL) for all cases in Fig. 4. Precipitation aloft was derived by applying artificial bias. See text.

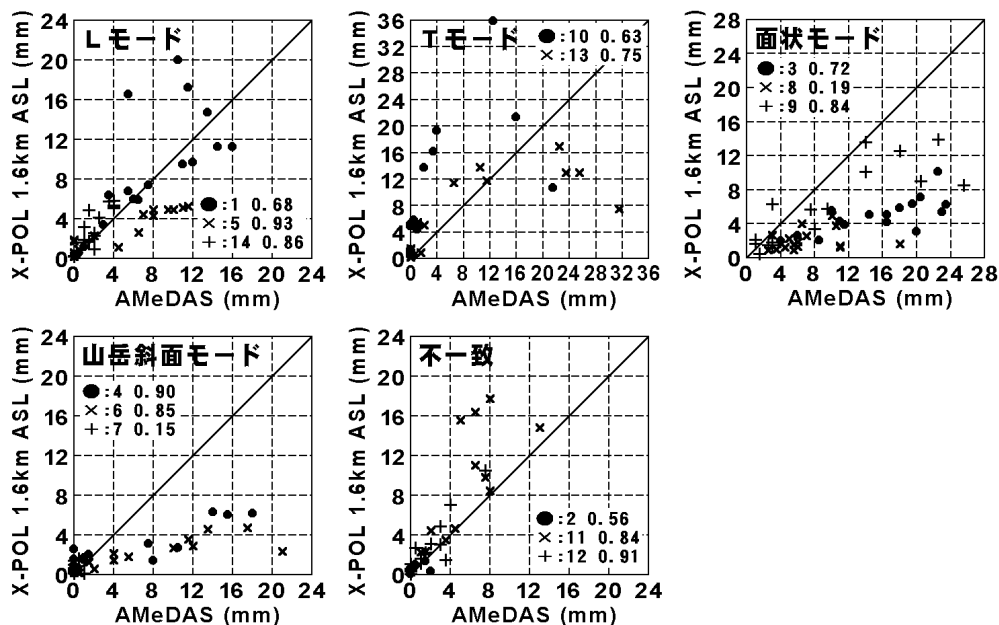


図 7 図 6 に同じ。ただし事例別に示す。図中の数字は相関係数

Fig. 7 Same as Fig. 6, except for each case. Numbers shown in the panels are correlation coefficients.

例で 0.7 を越えた。相関係数が低いものは降水量が小さい地点を多く含むものであった。

雪雲モード別に、L モードを基準とした傾向を見ると、雪雲モードを 2 グループに分けることができる。一つは L モードと T モードであり、もう一つは面状モードと山岳斜面モードである。前者は（上空降水量／地上降水量）がほぼ L モードに等しいのに対して、後者はこの値が L モードの半分程度しかない。言い換えると、上空降水量が同じ値の場合、地上降水量は面状、山岳斜面モードにおいては L モードの 2 倍程度になる。これは面状、山岳斜面モードで高度 1.6km から地上までの間に降水量の増幅が特に強く起こっていたことを示唆する。これらのモードは冬型を中心とする一連の降雪の始めと終わりに出現する傾向があり、対流活動は比較的弱かったと考えられる。従って、降水量増幅の実態は昇華凝結成長と思われるが、これは地上降雪観測との比較により検証する必要がある。

L モード、T モードなど冬型最盛期の事例では、降水強度が大きくなるにつれてばらつきも大きくなっていた。（図 7）また、そのような点ではしばしば上空降雪量が地上降雪量よりも大きくなっていた。これらの事例では対流セルやバンド構造が明瞭に表れ、降水分布は対流スケールで大きく変化していた（図 5）。このようなときの上空降水量と地上降水量のばらつきは昇華蒸発による降水の減少、風速による降雪域のズレ、あるいは捕捉率の低下が理由として考えられる。このそれぞれがどの程度効いているかは今後の課題である。

5. まとめ

長岡雪氷防災研究所屋上に 1999/2000 冬期にドップラーレーダー（X-POL）を設置して雪雲からの降水と風の観測を行い、そのうち厳冬期 10 日分のデータの解析を行った。エコーパターンで分類した雪雲モード毎に特徴的な平均 Ze 分布が得られ、これは地上降水量分布と定性的に対応していた。しかし量的には同じ平均 Ze に対して地上降水量は雪雲モード間で約 2 倍の差があった。降水の増幅は冬型を中心とした一連の降雪の始めと終わりで強くなる傾向があった。これは高度 1.6km 以下の低高度で解析されたものであることから、原因としては地形性の雲との相互作用による降雪粒子の成長（Nakai and Endoh, 1995）が有力である。この点を含めて雪雲の構造と地上降雪分布との関係について、現在行っているドップラーレーダー観測、高層データの解析、降雪粒子観測、数値モデル研究により明らかにしていきたいと考えている。

本報告で扱った問題は下層風と強制上昇など降水過程と力学がポイントである。しかし、付随する問題として解決もしくは対処しなければならない点も多い。例えば、仰角ギャップなどデータ処理上の問題、Z-R 関係など降水粒子に関する問題、総観場に関する問題がそれぞれある。解析領域全体の降水分布については総観場と卓越雪雲モードとの関係を明らかにする必要がある。また

レーダーを用いて降水量を正確に出すためには高度 1.6km 以下の降雪粒子の移動や正確な Z-R 関係を知る必要があり、霰、雪片を始めとする降雪粒子の種類を雪雲の構造と関係づけることが不可欠である。これらを課題として、現在、レーダー／地上降雪粒子観測、既存データの解析、数値実験を進めている。本報告で述べた内容は、それらの研究を進めるにあたって、対象領域である新潟県中部の降雪分布と雪雲の形状に対する概念を整理するために行ったものである。

謝辞

本研究は防災科学技術研究所プロジェクト研究「雪氷災害の発生予測に関する研究」、及び、防災科学技術研究所特定プロジェクト特別研究「全球水文過程における災害予測に関する研究」によります。

参考文献

- 1) Cressman, G.W. (1959): An operational objective analysis system. *Mon. Wea. Rev.*, **87**, 367-374.
- 2) 藤吉康志 (1992): 降雪と地形. 水の気象学, pp41-58, 東京大学出版会.
- 3) Fujiyoshi, Y., Endoh, T., Yamada, T., Tsuboki, K., Tachibana, Y. and Wakahama, G. (1990): Determination of a Z-R relationship for snowfall using a radar and high sensitivity snow gauges. *J. Atmos. Sci.*, **29**, 147-152.
- 4) 藤吉康志・藤田岳人・武田喬男・小尻利治・寶馨・池田繁樹 (1996): 複雑山岳地形が風下の降雪分布に及ぼす効果 — 濃尾平野を例として —. *天気*, **43**, 391-408.
- 5) Kodama, Y.-M., Maki, M., Ando, S., Otsuki, M., Inaba, O., Inoue, J., Koshimae, N., Nakai, S. and Yagi, T. (1999): A weak-wind zone accompanied with swelled snow clouds in the upstream of a low-altitude ridge — Single Doppler radar observations over the Tsugaru District of Japan —, *J. Meteor. Soc. Japan*, **77**, 1039-1059.
- 6) Nakai, S. and Endoh, T. (1995): Observation of snowfall and airflow over a low mountain barrier. *J. Meteor. Soc. Japan*, **73**, 183-199.
- 7) Nakai, S., Kajikawa, M. and Yamada, Y. (1998): The relation between hydrometeor type and radar echo structure around the Dewa Hills. *Atmospheric Research*, Vol. **47-48**, 97-112.
- 8) 力石國男・林 敏幸 (1995): 地形による風の収束と青森市の降雪. *雪氷*, **57**, 221-228.
- 9) 力石國男・菅谷重平・前田秀樹 (1989): 青森市の降雪特性. *雪氷*, **51**, 253-264.
- 10) 八木正允・内山良子 (1983): 能登半島と佐渡島を迂回し合流する雪雲の流れ — 上越地方の大雪に関連して —. *天気*, **30**, 291-294.

(原稿受理: 2002 年 10 月 25 日)

要 旨

ドップラーレーダーを用いた観測と解析を行い、新潟県中部における雪雲の形状と地上降雪分布の関係を記述した。2000 年 2 月 10 日－19 日の連続観測データから継続時間が 4 時間－21.5 時間の 14 事例を選び出し、等価反射強度因子 (Ze) 分布をもとに各事例を 4 種類の雪雲モードに分類した。雪雲モードとしてよく知られた T モード、L モードに面状モード、山岳斜面モードを加えた。L モードでは局所的に内陸から海上まで降水量極大域が延び、これは雪雲がどこに上陸したかに影響されていた。T モードでは海上からレーダーエコーが見られたにもかかわらず降水量は内陸部で大きくなっていた。面状モードは観測域のほとんどに広がる降水が続いたもので、山岳斜面モードは、山岳風上斜面に移動しない降水が継続したものである。面状モード、山岳斜面モードは冬型を中心とした一連の降水の始めと終わりに現れる傾向があり、L モード、T モードは冬型の最盛期に現れる傾向があった。雪雲モードによらず高度 1.6km の平均 Ze と地上降水量のパターンは定性的に一致することが多かった。アメダス観測点 16 地点について地上降水量と上空降水量を事例別に比較すると、相関係数は 14 事例中 9 事例で 0.7 を越えた。上空降水量が同じ値の場合、地上降水量は面状、山岳斜面モードにおいては L モード、T モードの 2 倍程度になった。これは面状、山岳斜面モードで高度 1.6km から地上までの間に降水量の増幅が特に強く起こっていたことを示唆する。

キーワード：雪雲，降水量，地形性増幅，ドップラーレーダー