研究ノート

平成 18 年豪雪における降雪分布の特徴： 10 分間隔 3 ケ月間のレーダーデータ解析

中井 専 人¹⁾, 熊倉 俊 郎²⁾

要 旨

2005/2006 冬季は広範囲にわたり多量の降積雪が観測され、「平成 18 年豪雪」と命名された。12 月から 1 月前半にかけて寒気が断続的に南下し、これに伴って強い降雪が続いた。この冬季のうち 2005 年 12 月から 2006 年 2 月までについて、10 分間隔の気象庁全国合成レーダーデータを使用し、北海道、東北、北信越および中国地方の降雪分布を解析した。解析期間中は 4 地方とも降水系が入れ替わりながら継続的に出現し、特に線状降雪雲は期間を通して多く見られた。寒気南下の著しかった期間には渦状降雪雲が多く、その後これと入れ替わるように前線等による降雪が増加した。解析期間全体について積算した降雪は特定の地域に集中する分布を示した。北信越地方において降雪分布に最も寄与したのは線状降雪雲で、山沿いから内陸地域に集中する分布を示した。渦状降雪雲と前線などによる降雪は、平地周辺の降雪に多く寄与した。津南から奥只見にかけての降雪の集中については上越近辺の山地の影響が相関解析から示唆された。

キーワード：平成 18 年豪雪，降雪分布，レーダー，メソスケール

Key words: heavy snow of the 2006 winter season, snowfall distribution, radar, mesoscale

1. はじめに

2005/2006 冬季（平成 17 年度，2006 寒候年）は広範囲にわたり多量の降積雪が観測された。これは 1984～1986 年以來の“20 年ぶりの豪雪”と言われ、気象庁が「平成 18 年豪雪」と命名を行った。気象庁が豪雪に命名するのは昭和 38 年 1 月豪雪以来 2 度目のことである。さらに、北信越地方などでは昨冬季も豪雪となっており（上村，2005；中井ら，2005），2 年連続の豪雪に襲われたともいえる。2005 年 12 月 1 日から 2006 年 3 月 31 日までの降雪深積算値は、北海道を除く全国で平年を大きく上回った。特に北信越・関東北部平均では平年プラス 190 cm，近畿・中国地方日本海側では平年プラス 179 cm という大きな値を示し

（気象庁，2006a），広域的に見ると、やはり平年を上回った昨年度と比べても飛び抜けた豪雪であったといえる。季節内の推移としては、12 月から 1 月前半にかけて寒気が断続的に南下したため全国的に気温が平年を 1℃ から 4℃ 下回る状態が続き（気象庁，2006b，北日本，東日本，西日本の地方平均），これに伴って強い降雪の続いたことが特徴である。

図 1 に、2005/2006 冬季最深積雪と平年値（もしくは統計開始からの平均値）とを地点毎に比較した結果を示す。最深積雪は山沿いや内陸地域で通常より目立って多く、反対に通常より最深積雪の少ない地点は主に平野部や海岸近く、及び脊梁山脈より風下側に見られた。ただし北海道は例外で、図 1 では石狩湾沿いから道央の北西側海岸周辺に最深積雪の通常より多かった地点が集中していた。また、本州においても、新潟県南部、石川県から福井県にかけて、島根・広島県境付近な

1) 防災科学技術研究所雪氷防災研究センター

〒940-0821 長岡市栖吉町前山 187-16

2) 長岡技術科学大学環境・建設系

〒940-2188 長岡市上富岡町 1603-1

図 1 積雪深計が設置されている観測所（アメダスおよび気象官署）の速報値に基づく、2005/2006 冬季の最深積雪が平均値より 40 cm 以上多かった地点（濃灰色丸）、平均値より少なかった地点（白丸）、およびその中間の値を取った地点（黒点）の分布。気象庁（2006a, 2006 年 3 月 26 日 17 時現在）による数値から作図。

ど、通常より最深積雪の多かった地点は集中して現れる傾向が見られた。雪氷災害が多発したのはそのような地域においてである。

通常に比べて積雪の多かった地域は、どのような降雪によって形成されたのであろうか。降雪を直接もたらすのは、寒気ではなくその中で発達した個々の降雪雲であり、降雪雲やその集団（降水系）の大きさはメソスケールといわれる数 km ～ 数 100 km のスケールを持つ。大雪の原因たり得る降雪雲または降水系としては、日本海中部と北海道西岸に出現する帯状雲、polar low と呼ばれる小低気圧、渦列、陸風と季節風の収束によって発達した降雪雲、特異的に発達した筋雲があり、これらの構造や発達、維持の仕組みは近年次第に明らかになってきている（坪木, 1992; 吉崎ら, 2005）。しかし、それらが日本列島に上陸後の降雪分布をどのように決めているかについての研究は少ない。児玉ら（1995）は 12 冬季の日降水量をコンポジット（合成）し、メソスケールの局所的降水には季節風時に出現するメソ擾乱（小低気圧など、発達した雲の集団を伴うメソスケールの大気の変動）が寄与していたことを示した。一方、降雪雲の上陸後には地形性上昇流による降雪増幅

図 2 気象庁全国合成レーダーデータの解析範囲。灰色がデータのある範囲、太枠の四角が解析範囲を示す。解析範囲の名称は、hdo: 北海道地方、thk: 東北地方、hse: 北信越地方、chg: 中国地方をそれぞれ表す。●は気象庁レーダーの位置を示す。

図 3 降水系ごとの降水強度分布例. 図の下に示した凡例の Intensity は降水強度 (mm hour^{-1}), Topography は標高 (m) である. 日時を図の上に示す (JST は日本標準時). (a) 前線や低気圧など総観規模の擾乱に伴う降雪 (前線など; SY), (b) 渦状雲や渦列に伴う回転する動きを持つ降雪 (渦状降雪雲; VX), (c) 筋雲などによる降雪 (線状降雪雲; LT), (d) 停滞性降雪 (MD), 図中の M, D については本文参照.

(Nakai and Endoh, 1995; Kusunoki *et al.*, 2004), 降雪雲が山地を回り込むことによる降雪の集中 (力石ら, 1989; 力石・林, 1995) といったプロセスがある. 陸上降雪分布はこれらの要素の組み合わせによって形成されると考えられるが, その解明のためには観測, 解析による実態の把握が必要である.

平成 18 年豪雪は, その規模の大きさと集中した降雪量の多さで, 社会的にのみならず雪氷学的にも注目すべき対象である. 2005/2006 冬季には, 12 月から 1 月前半にかけてほぼ継続的に日本海上で降雪雲が発達し, 日本列島上に上陸し続けた. 本研究では, この状況を全国的に把握するため, 気象庁全国合成レーダーデータを使用し, 平

成 18 年豪雪におけるメソスケールの降雪雲と降雪分布の特徴について述べる.

2. 気象庁全国合成レーダーデータの処理

気象庁全国合成レーダーデータ (以下, 合成レーダー) は, 2005 年 10 月 25 日から分解能及び記録フォーマットが変更となった. 合成レーダーの処理については, 基本的には中井ら (2005a) に記述したものと同様であるが, 本研究ではデータ分解能や処理内容の一部が異なるため, ここで改めて述べることにしたい.

合成レーダーは気象庁において品質チェックがなされ異常値の取り除かれた, 緯度経度座標系上の格子データである (新保, 2001). このうち, 本

研究では空間分解能が東西 0.0083 度, 南北 0.0125 度 (1 km 格子相当) の“エコー強度”を使用した. 時間分解能は 10 分で, 内容は mm hour^{-1} で表された降水の強度である. 定量的な解析・検証には, 同時刻の地上データによる補正を施した“解析雨量”が用いられることが多いが, これは 30 分毎のデータである. 本研究では降水強度分布の時間変化から降雪雲の分類も行うため, 時間分解能が良く降雪雲の動きを見ることのできる合成レーダーを使用した.

使用した合成レーダーデータは国際気象通報式のひとつである GRIB2 フォーマットで記録されており, 気象庁観測部 (2004) などを参照して読み出しを行った. そのままではデータ量が膨大になるため, 読み出し後まず最初に図 2 に示す 4 地方を切り出し, そのそれぞれについて解析を行った. 降水強度分布と標高を重ねた図 3 の形ものを 12 月 1 日から 2 月 28 日まで 10 分毎に (12960 枚) 描画し, それを用いたアニメーションを作成した.

レーダー観測はアンテナを向けた方向に直進する電波を用いた観測である. そのアンテナを横方向, 縦方向に回転させることにより面的な, また高度の異なるデータが得られる. 合成レーダーは, そのような観測による極座標上の値を処理して得られる高度 2000 m を基準とした降水強度分布である. しかし, 山間部やレーダーから遠い場

所ではこれより上の高度しか観測できないことがある (新保, 2001). 一方, 降雪雲による降水域は地上より 2000 m ないし 5000 m までにほぼ限られ, 降水強度はしばしば地上に近くなるほど強くなる (中井ら, 2003). そのため, 特に冬季には降水強度が過少評価となる領域が現れやすい. 時間分解能 10 分の降水強度に対して, 地上データを用いた補正は難しいので, 定量的な解析からは降水強度過少と見られる領域を外すことが望ましい (中井ら, 2005). しかし, 本研究においては全国にわたる解析でデータ量が多かったため, データ処理としてはこれを行わず, 処理後の分布パターンと気象庁レーダーの位置 (図 2 の●印) を考慮し, 解析結果の解釈の際に注意を払うことにした.

なお, 合成レーダーデータから解析される数値は「降水強度」「降水量」であり, また降雪雲の集団に対して「降水系」という用語がある. これらについては「降水」という用語を用いるが, 合成レーダーで見ているものは高度 2000 m を基準とする降水強度であり, 解析期間においては, この高度で観測されているものは降雪である. そこで, 以下, 上記の用語と特に必要な場合を除いて, 原則「降雪」の用語を使用する.

3. メソスケール降水系の出現頻度

作成したアニメーションをコマ送り/戻しすることにより, 降雪雲の動きと発達, 消滅を含めた特性を知ることができる. その作業により降雪雲

図 4 降雪雲の地方別, 降水系別出現状況の推移. 出現している時間帯を黒線で示す. 横軸は時間, 縦軸は解析した地方と降水系の種類を表す.

表 1 降雪雲の降水系別出現頻度。月毎、地方毎の頻度を時間の比率 (%) で示す。薄灰色は 20% から 39%、濃灰色は 40% 以上を表す。

		12月	1月	2月	全期間
北海道	前線など	6%	6%	19%	10%
	渦状降雪雲	55%	20%	6%	28%
	線状降雪雲	32%	59%	44%	45%
	地形性降雪	1%	5%	0%	2%
東北	前線など	13%	17%	25%	18%
	渦状降雪雲	41%	10%	0%	18%
	線状降雪雲	44%	60%	44%	49%
	地形性降雪	1%	1%	1%	1%
北信越	前線など	9%	18%	25%	17%
	渦状降雪雲	31%	17%	9%	20%
	線状降雪雲	47%	41%	29%	39%
	地形性降雪	11%	1%	4%	5%
中国	前線など	3%	30%	29%	20%
	渦状降雪雲	23%	19%	10%	18%
	線状降雪雲	54%	7%	7%	23%
	地形性降雪	8%	4%	4%	6%

■ 40%以上 ■ 20%以上40%未満

を分類し、出現状況を調べた。分類は Nakai *et al.* (2005) に準じたがデータの範囲が広く分解能がやや粗いため、1) 前線や低気圧など総観規模の擾乱に伴う降雪 (前線など; SY), 2) 渦状雲や渦列に伴う回転する動きを持つ降雪 (渦状降雪雲; VX), 3) 筋雲などによる降雪 (線状降雪雲; LT), 4) 停滞性降雪 (MD) の 4 種類とした。それぞれの例を図 3 に示す。図 3 (a) は前線などによる降雪 (SY) の例で、広い範囲を比較的なめらかに変化して覆う降雪域である。図 3 (b) は渦状降雪雲 (VX) の例で、能登半島の北に中心のある直径約 250 km の渦である。渦の大きさは、小さいものでは直径 30 km くらいのこともあるが、回転は常に反時計回りである。図 3 (c) は線状降雪雲 (LT) の例で、北西から南東に線状に連なる降雪域である。図 3 (d) は停滞性降雪 (MD) の例で、金沢から福井にかけての沖合に海岸に平行な降雪域 (D) と上越付近に山地風上側斜面の降雪域 (M) が見られる。どちらも図に表れた位置に停滞していた降雪域である。

この 4 種類の降水系について、出現状況の時系列を図 4 に示す。解析領域は海上まで含み、その領域内に出現していれば降水系のある期間として

いる。全体的に、どの地方においても 12 月上旬から 2 月中旬まで何らかの降水系が入れ替わりながら継続的に出現していたことがわかる。降水系別の出現頻度を表 1 に示す。2 タイプ以上の降水系が同時に出現した時刻は、その両方を計数してある。北海道、東北、北信越地方では期間を通して線状降雪雲による降雪が多く、時間にして 29% から 60% に達していた。これに対して、中国地方では 1 月以降は線状降雪雲が少なかった。渦状降雪雲の出現はどの地方でも 2005 年 12 月から 2006 年 1 月前半にかけて多く、これは寒気の南下が著しかった期間と一致している。その出現頻度は北に行くほど高く、北海道の 12 月では時間にして 50% を越えていた。総観規模の擾乱に伴う降雪は渦状降雪雲の減少と入れ替わるように南方の地方から増加し、2 月には時間にして 19% から 29% を占めた。停滞性降雪に分類されたものは少なかったが、寒気の南下が著しかった期間にはそれ以後に比べてやや多く見られた。

長岡雪氷防災研究所 (防災科学技術研究所雪氷防災研究センター) レーダーを用いた分類によれば、一冬季 (1999/2000 冬季) の降雪について線状降雪雲による降雪の出現頻度は 49%、渦状降雪雲の出現頻度は 7% であった (Nakai *et al.*, 2005)。また別の冬季に 1 回の寒気吹き出しについての分類では線状降雪雲の出現頻度は 38%、渦状降雪雲の出現頻度は 8% であった (藤沢, 2006)。レーダーの観測範囲や分解能が異なるので単純比較はできないが、北信越地方において、今冬季、線状降雪雲は他の年と同様の出現頻度をもち、渦状降雪雲の出現頻度は寒気の南下が著しかった期間に他の年より高かったと思われる。特に、12 月には渦状降雪雲の比率は地方別に見て 23% から 55% に達していた。Nakai *et al.* (2005) では渦状降雪雲は 1 月から 2 月にかけて観測されており、出現しやすい時期が気候的に固定されているとは考えにくい。むしろ、寒気の南下時に polar low や水平シアーを伴う収束帯の発達した結果と考えられるが、これについてはさらに調査が必要である。

4. 積算降水量の分布

合成レーダーのエコー強度を使用し、図 2 に示した地方ごとに 3 ヶ月積算降水量分布を求めた。

図 5 気象庁全国合成レーダーデータを用いた、2005 年 12 月 1 日 9 時から 2006 年 3 月 1 日 9 時までの積算降水量。等値線の値はそれぞれの図の下に示す。濃淡は標高を表し、X および※は明らかに過少評価と考えられる領域を示す。(a) 北海道地方、ローマ字は地点名で、A: 厚田, O: 小樽, K: 黒松内 (以上気象庁観測点) を示す。(b) 東北地方。(c) 北信越地方、ローマ字は地点名で、K: 金沢, S: 津南, T: 十日町 (以上気象庁観測点), H: 白山白峰, M: 妙高笹ヶ峰 (以上防災科学技術研究所雪氷防災研究センター山地積雪観測点) を示す。(d) 中国地方。

エコー強度は瞬時の降水強度であるから、積算降水量の算出にあたっては、観測された降水強度が 10 分間継続したと仮定し、10 分間降水量を

$$(10 \text{ 分間降水量}) = (\text{エコー強度}) / 6$$

とした。これを積算することにより求める期間の積算降水量とした。なお、本研究ではデータ処理上の都合により 10 分間降水量分布を 5×5 格子で重み付き平滑化し、その後に積算するという処理を行っているが、格子スケールより十分大きな現象を見るのが目的なので、以下の解析については

問題ないと考えられる。このようにして求めた積算降水量分布を図 5 に示す。この積算降水量分布は高度約 2000 m を中心とした上空の値である。降雪粒子の代表的な落下速度は雪片で約 1 ms^{-1} 、霰で 2 ms^{-1} から 4 ms^{-1} である (実際にはもっと変動がある。詳細は水野 (2000), 梶川ら (2005) にまとめた記述がある)。降雪時の典型的な上空風速は 10 ms^{-1} から 20 ms^{-1} であり、地上の降雪分布は合成レーダーで得られるものより風下側 (通常山寄り) にずれたパターンになると考えら

れる。

本研究のデータ処理では、2 節でも述べたように降水強度過少と見られる領域を除外せずに作図している。そこで、作図後の積算降水量分布と気象庁レーダーの位置 (図 2) とから、明らかに積算降水量が過少となっている領域を判断した。その主なものは図 5 に×印で示したが、山間地、及び高山の後面で楔状に見えるパターンが過少評価領域である。これ以外にも、山岳の後ろ側、レーダーから遠距離の領域は過少評価になっていると考えられ、分布図を見るときには注意が必要である。

北海道地方の 3 ケ月積算降水量分布 (図 5 (a)) によると、石狩湾から渡島半島西岸にかけての北西側海岸から内陸約 30 km にかけての領域で総降水量 400 mm 以上の多雪域となっている。この領域内の厚田、小樽、黒松内 (図 5 (a)) などの地点では平年より 40 cm 以上多い最深積雪を記録しており (図 1)、道央の山地内部や道央南岸に近い地点では最深積雪がそれほど多くないか、例年より少なかった。

北海道地方には渦状降雪雲と線状降雪雲がともに多く出現していた (表 1)。渦状降雪雲は風の分布が渦状であるに加えて移動方向も大きく変化したものが多く、様々な方向から降雪雲が上陸していた。渦状降雪雲が卓越して出現した 12 月 8 日から 22 日までの積算降水量では、厚田から黒松内にかけての海岸近くに特に集中した降雪がもたらされていた。線状降雪雲の卓越した 1 月 17 日から 31 日までの積算降水量は小樽付近の海岸部に集中する分布を示したが、黒松内など南方向にはその分布は広がっておらず、渦状降雪雲とは対照的に石狩平野内陸部に降雪の多い領域が広がっていた。

東北地方では西～北西方向から降雪雲の上陸することが多く、その多くは線状降雪雲 (LT) であった。それに加えて前線など (SY) の降雪雲が南西～西方向から、渦状降雪雲 (VX) が北西～北北西方向からしばしば進入した。3 ケ月積算降水量は山岳西側の斜面にあたる地域で多くなっており (図 5 (b))、これは秋田県内陸から青森県中央部において地上最深積雪の多かった (気象庁, 2006a) ことと整合性がある。東北地方の全体的な降雪分布を降水系別に見ると、線状降雪雲の卓

越した 2 月 8 日から 10 日までの積算降水量は山地の西向き斜面を中心に多くなっており、3 ケ月積算降水量の分布に近いパターンを示した。これに対して、渦状降雪雲が卓越して出現した 12 月 21 日から 24 日までの積算降水量分布では、山地の南西向き斜面を中心に降雪の多い領域が見られた。最深積雪が例年より多い地点は青森県西部、岩手県中部、山形県内陸部に見られた (図 1)。しかし、これらと合成レーダーとの比較には過少評価領域の厳密な判定が必要である。

北信越地方の 3 ケ月積算降水量分布によると、妙高笹ヶ峰から津南、十日町にかけてと金沢から白山白峰にかけての内陸地域に、積算降水量 1300 mm を越える地域が存在した (図 5 (c))。この地域には地上でも平年より 40 cm 以上多い最深積雪を記録した地点が集中しており (図 1)、雪氷災害も多く発生した (佐藤, 2006)。この地域の 3 ケ月積算降水量の最大値は約 2100 mm に達し、全国的な豪雪の中でも特に降雪の集中したことが、雪氷災害の発生しやすい条件をもたらしただといえる。降水系別の特徴については、降雪の集中と関連づけて次節で詳しく述べる。

中国地方の 3 ケ月積算降水量分布では、京都府から島根県東部まで海岸線に沿って極大が見られ、図 5 (d) の範囲内では兵庫県日本海岸の積算降水量が最も多かった。東方ほど積算降水量が多いのは、吹送距離の長い降雪雲が多く進入することが理由と考えられる。極大が海岸に現れたことについて、海岸近くの降雪雲の移動方向を調べると、中国地方では降雪雲の進入方向が西北西から西南西のことが多かった。これは米子の高層観測による 800 hPa (合成レーダーの観測高度 2000 m に近い気圧面) の卓越風向であり、中国地方の降雪雲の多くはこの風に流されて海岸線に平行に近い角度で上陸し、内陸に入りにくかったと考えられる。これは、卓越風向が海岸線に直角に近くなる東北地方とは対照的である。また、この地域の最深積雪は通常と比べてそれほど大きくない (図 1)。これは標高の低い海岸近くでは気温が高いため、地上降水のある程度の部分が降雪ではなく降雨になったことが理由として考えられる。

中国地方で 3 ケ月積算降水量分布の極大が内陸部にあるのは、海岸線が南西-北東になる島根県

西部から西側である。この地域では降雪雲が海岸線と大きな角度をなして上陸することが多く、内陸にまで強い降雪がもたらされたと考えられる。また、地上の最深積雪では通常より 40 cm 以上多くなった地点がいくつもあり (図 1), 標高の高い内陸では地上降水の多くが降雪としてもたらされたと考えられる。

降水系別の頻度分布からは、渦状降雪雲が通常より多かったことが指摘された。しかし、最深積雪 (図 1) や積算降水量分布 (図 5) からは、中国地方東部や北海道を除く多くの地域で山沿いや内陸地域に降積雪の多かったことが示された。一般に筋雲は山地により多くの降雪をもたらすと言われ、北海道地方や東北地方の解析からも、渦状降雪雲より線状降雪雲が内陸寄りに多くの降雪をもたらしたことが示唆される。そこで、内陸地域に集中した降雪はどのような降雪雲によるもので

あったのか、特に積雪の多かった北信越地方に焦点を当て、次節において考察を加える。

5. 内陸地域への降雪集中

前節で述べたように、雪氷災害の多く発生した北信越地方では、妙高笹ヶ峰から津南、十日町にかけてと金沢から白山白峰にかけての地域に、特に降雪の多い領域が存在した (図 5 (c))。図 6 下段に、津南の毎時アメダスデータから雨量計の捕捉率 (横山ら, 2003) を考慮して求めた補正降水量を示す。補正にあたっては簡単のため、毎正時の気温、風速値から求めた捕捉率を用いて時間降水量を補正する方法を用いた。この補正によって増加した降水量を補正後/補正前の比率にすると、まとまったひと降り毎で約 1.6 倍となった。12 月はじめから 1 月前半にかけては強い寒気が南下しており、この期間には津南においても平年を 2°C

図 6 津南アメダスの 2005 年 12 月から 2006 年 2 月までの日別値。上段: 積雪深 (24 時)。中段: 日平均気温 (太線) および日平均気温の準平年値 (細線), それらの差を影付きで表す。下段: 降水量。無補正 (濃灰色), 及び毎時降水量をもとにした捕捉率補正をしたもの (白) を示す。下段図中の数値はその下の矢印に対応する期間のひと降り降水量。

図 7 気象庁全国合成レーダーデータを用いた、北信越地方の降水系別コンポジット積算降水量。左上：前線など (SY)，右上：渦状降雪雲 (VX)，左下：線状降雪雲 (LT)，右下：停滞性降雪 (MD)。等値線は 5 mm, 15 mm, 30 mm, 60 mm, 120 mm, 240 mm, および 480 mm, 濃淡は標高を表す。

から 5°C 下回る状態が続いた (図 6 中段)。ひと降り毎に水相当で 200 mm を越える降雪が何度ももたらされ (図 6 下段)，それに対応して積雪深が急激に増加した (図 6 上段)。寒気南下の持続に伴って強い降雪が継続し，その結果が図 5 (c) に表れた降雪の集中につながっていたといえる。1 月後半以降は気温が平年値付近を上下し，降水量が少なくなるとともに積雪深の変化は横ばいとなった。

北信越地方の降雪雲は西南西～北西方向より上陸することが多く，降雪の集中は降水系の特性や地形の影響を大きく受けていたと考えられる。これに関して，降水系別の降雪分布，および風上の海上や山岳と中越内陸の降雪との関係の 2 点について考察する。

まず，12 月から 1 月にかけて顕著な降雪の見られた 12 月 10 日-14 日，12 月 17 日-18 日，12 月 21 日-24 日，1 月 2 日-5 日について，解析期間を

図 8 時系列の特徴抽出のための区域設定。1 区域の大きさは緯度 0.3°×経度 0.3°。区域名は，中越風上の海上-沿岸域 (coastal areas) が輪島 (WA)，糸魚川沖 (S1)，妙高沖 (S2)，米山 (YO)，黒部 (KR)，糸魚川 (IT)，妙高 (MY)，中越内陸域 (inland areas) が長岡 (NA)，栃尾 (TO)，津南 (TS)，湯沢 (YZ)，奥只見 (OK) を表す。

合成レーダーによる降水系分類の区切りに従って定め、降水量の多い順に

c1: 12月11日1250JST—12月15日1000JST

c2: 1月2日0040JST—1月5日0900JST

c3: 12月21日0210JST—12月25日0210JST

c4: 12月17日0450JST—12月18日0900JST

のように名称を付けた (JST は日本標準時). それぞれの期間に含まれる降水系は,

c1: c1-1 (LT), c1-2 (SY), c1-3 (LT)

c2: c2-1 (SY), c2-2 (VX), c2-3 (LT),

c2-4 (MD)

c3: c3-1 (VX), c3-2 (LT)

c4: c4-1 (VX), c4-2 (LT)

の11事例で, うち前線など (SY) が2事例, 渦状降雪雲 (VX) が3事例, 線状降雪雲 (LT) が5事例, 停滞性降雪 (MD) が1事例であった. これらについて降水系の種類ごとのコンポジット積算降水量を求めた (図7). ただし山地周辺はレーダー観測上の理由で過少評価となっているため注意して見る必要がある (図5 (c) 参照).

線状降雪雲 (LT) では山沿いから内陸地域 (ほぼ標高100 m以上の地域の上空) で降雪が多く, 3ヶ月積算降水量の多かった妙高笹ヶ峰から津南, 十日町にかけてと金沢から白山白峰にかけての地域に集中した降雪分布となっていた. 期間を限った解析ではあるが, 量としても他の降水系よ

りはるかに大きい値を示しており, 今冬季の降雪の集中には線状降雪雲の寄与が重要であったと考えられる. 一方, 渦状降雪雲 (VX) と前線など (SY) による降雪では, 海岸付近から山沿い (標高100 m付近) を中心としたピークが見られ, 線状降雪雲に比べて平地寄りの降雪の増加に寄与していた. 停滞性降雪 (MD) では, まとまった降雪の分布は降雪雲のしばしば停滞した山岳風上斜面 (標高100 mから1000 mの地域) に限られた.

これらの降水系について, 長岡, 津南など中越内陸の降雪と風上の海上や北アルプス, 妙高などの山岳地形との関係を見るため, 両者の特徴を抽出する区域を図8のように設定した. 中越内陸域には西北西を中心とした方向から降雪雲が進入することが多く, 設定した海上-沿岸域は中越内陸域の風上にあたる. 1区域の大きさは緯度 $0.3^\circ \times$ 経度 0.3° で, 風上の海上-沿岸域について7区域, 中越内陸域について5区域の計12区域である. 前者は, 海上に加えて沿岸域の山地が風下の降雪に影響を及ぼす可能性がある区域, 後者は中越内陸の谷筋ごとに区域を設定した. これら12区域について, 降水強度変動の状況を抽出して議論するため, 風上区域と中越内陸区域の間で区域平均降水強度の相互相関係数を求めて比較した.

区域間の相関係数を降水系別に求めるのは, 降水系の種類によって降雪分布の現れ方に差異があ

表2 中越風上海上-沿岸の区域と中越内陸の区域との間で算出した, 区域平均降水強度 (エコー強度) 時系列の降水系別コンポジット相関係数. 各表の1行1列目に, コンポジットに用いた降水系の略称と事例数を示す. 左上: 前線など (SY), 右上: 渦状降雪雲 (VX), 左下: 線状降雪雲 (LT), 右下: 停滞性降雪 (MD). 色分けは, 薄灰色が0.3以上0.5未満, 灰色が0.5以上0.7未満, 濃灰色が0.7以上である.

SY, 2事例	長岡	栃尾	津南	湯沢	奥只見
輪島	0.29	—	—	—	—
糸魚川沖	0.62	0.79	0.78	0.80	0.69
妙高沖	0.82	0.74	0.84	0.74	0.64
米山	0.93	0.75	0.54	0.56	0.61
黒部	0.60	0.81	0.72	0.58	0.74
糸魚川	0.56	0.84	0.91	0.84	0.75
妙高	0.66	0.94	0.87	0.95	0.85

VX, 3事例	長岡	栃尾	津南	湯沢	奥只見
輪島	—	—	—	0.37	0.42
糸魚川沖	—	—	—	—	0.02
妙高沖	0.30	—	—	—	—
米山	0.64	0.48	—	—	0.45
黒部	0.61	0.61	0.64	—	0.53
糸魚川	0.71	0.64	0.85	0.69	0.65
妙高	0.71	0.62	0.75	0.65	0.70

LT, 5事例	長岡	栃尾	津南	湯沢	奥只見
輪島	0.47	0.30	—	—	0.20
糸魚川沖	0.39	0.17	—	—	—
妙高沖	0.53	—	—	—	—
米山	0.69	—	—	—	—
黒部	0.26	—	0.50	0.47	0.48
糸魚川	—	—	0.54	0.48	0.45
妙高	—	0.28	0.68	0.50	0.41

MD, 1事例	長岡	栃尾	津南	湯沢	奥只見
輪島	—	—	0.72	0.87	0.90
糸魚川沖	0.50	—	0.71	0.96	0.93
妙高沖	0.64	—	0.38	—	—
米山	0.70	0.37	—	—	—
黒部	—	0.50	0.93	0.49	0.58
糸魚川	—	0.52	0.89	—	0.32
妙高	0.30	0.46	0.92	0.68	0.61

るかどうかを見たいからである。しかし、元データの時間間隔は 10 分であり、様々な時間、空間スケールの変動が混在している。特に、線状降雪雲のように周期的な変化のある降水系では、その位相の関係を拾い出してしまうおそれがある。そこで、まずデータを 7 項移動平均した。7 項平均は 1 時間平均、すなわち移動速度 60 km hour^{-1} の降水系とすれば距離にして 60 km 相当の平滑化に相当し、これは例えば線状降雪雲の周期的構造の波長と同程度以上である。従って、7 項移動平均後のデータから得られた相関係数は降雪雲の内部構造による見かけの変動の一致を反映したのではなく、目的の降水系による降水量の時系列全体の変動の類似性を捕らえると考えられる。

さらに、解析区域をひとつの降雪雲が通過する時間差を考慮し、降雪雲の移動速度を $10 \text{ km}/10$ 分とし、比較する 2 区域の間隔を移動する時間 (10 分に丸める) でラグ (時間差) をつけた相関係数を求めた。ラグの大きさは例えば輪島-長岡間で 160 分、妙高-奥只見間で 90 分である。c1-1 から c4-2 までの 11 降水系について、風上 7 区域に対する中越内陸 5 区域、計 35 組の相互相関係数を求めたところ、同タイプの降水系では区域毎の差異において類似した傾向を示した。そこで、同タイプの降水系についてその代表的な傾向を見るため、求めた相関係数を降水系のタイプ毎に平均したコンボジット相関係数を求めた (表 2)。各事例の相関係数を求める際には、信頼限界 95% で無相関の検定を行った。表 2 には、解析を行った同タイプの降水系全てで相関ありと判定された区域間についてのみ数値を示してある。

このようにして求めたコンボジット相関係数を見ると、前線など (SY) では、輪島を除き全ての組み合わせで平均降水強度時系列の相関係数が高めであった。これは富山県から中越にわたる地域全体で似た変動をする成分が多いことを示し、規模の大きい擾乱による降雪が比較的一様であったことを裏付けている。しかし、やや距離の離れた輪島と中越内陸域との間には有意な相関がほとんど得られなかった。渦状降雪雲 (VX) による降水強度は中越内陸の全区域について、糸魚川、妙高区域、次いで黒部区域との相関が高く、糸魚川沖、妙高沖の海上区域との間では有意な相関があまり

得られなかった。これは渦状降雪雲が西及び西南西方向から来る傾向のあること (Nakai *et al.*, 2005) に関係すると思われる。線状降雪雲 (LT) による降水強度は長岡区域と津南区域で対照的な傾向を示した。長岡区域の降水強度は妙高沖、米山区域とやや高い相関を示したのに対し、津南、湯沢、奥只見区域の降水強度は黒部、糸魚川、妙高など上越の山地にある区域とやや高めの相関を示す一方、それより沖寄りの区域とはほとんど相関がなかった。これは中越内陸の降雪に対して、それぞれの風上側にある山岳が影響していたことを示唆する。線状降雪雲は北西～西北西方向から上陸することが多いが、津南など中越内陸地域においては、しばしば飛驒山地や妙高など上越付近の山地を回り込んで発達した線状降雪雲の入り込むことがあった。このような山岳を迂回する降雪雲による大雪の発生は、青森においても指摘されている (力石ら, 1989; 力石・林, 1995)。停滞性降雪 (MD) は 1 例だけだったが、特に津南区域の降水強度が黒部、糸魚川、妙高の 3 区域と相関が高かった。一方で長岡区域の降水強度はこれらの区域とは相関がほとんどなく、それより沖寄りの 3 区域と相関があった。津南、湯沢、奥只見と輪島、糸魚川沖の区域間で相関が高かったが、これは停滞性降雪後面に現れた線状降雪雲が後者の区域にかかってきたことによる見かけの相関の高さであり、停滞性降雪によるものではなかった。

全ての降水系に共通する特徴として、津南、湯沢、奥只見 3 区域の降水強度が黒部、糸魚川、妙高 3 区域と比較的相関の高かったことが指摘できる。妙高区域付近では地形による降雪の強化が指摘されており (Iwamoto *et al.*, 2004; 岩本ら, 2005)、津南、湯沢、奥只見区域の降雪には上越の山地による降雪強化の影響があると思われる。その効果が寒気の持続による強い降雪雲の上陸に加わることにより、津南アメダスで観測されたような水相当でひと降り 200 mm を越えるような降雪の繰り返しがもたらされたのであろう。しかし、降水系によってもとの雲の構造、例えば鉛直方向の降雪強度分布は異なると考えられる (中井ら, 2003)。定量的な降雪分布の理解のためには、降水系ごとに降雪の強化過程を調べていく必要がある。

6. まとめ

2005/2006 冬季は全国的に多くの降雪がもたらされ, 平成 18 年豪雪と命名された. 地上の積雪深分布は北海道地方と中国地方東部を除き, 山沿いや内陸地域で通常より特に多く, 海岸近くや脊梁山脈より風下では通常より少ない地点が見られた. 本研究では, メソスケールの降雪雲と降雪分布の特徴について, 気象庁全国合成レーダーデータを主に使用し, 全国を 4 地方に分けて解析を行った. その結果をまとめると次のようになる.

- 2005 年 12 月から 2006 年 2 月まで, 4 地方とも何らかの降水系が入れ替わりながら継続的に出現していた. 特に, 線状降雪雲はこの期間を通して多く見られた (中国地方の 1 月以降を除く). また, 寒気南下の著しかった 2005 年 12 月から 2006 年 1 月前半には渦状降雪雲が多かった. その後は, これと入れ替わるようにして前線等による降雪が増加した.
 - 渦状降雪雲の頻度は北に行くほど高く, また少なくとも北信越地方では寒気南下の著しかった期間において特に頻度が高かったと考えられる.
 - 積算降水量分布で大きな値を示したのは, 北海道地方では石狩湾から渡島半島西岸にかけての海岸から内陸にかけての地域, 東北地方では山岳西側の斜面にあたる地域, 北信越地方では妙高笹ヶ峰から津南, 十日町にかけてと金沢から白山白峰にかけての内陸地域, 中国地方では兵庫県日本海岸付近と島根県西部以西の県境付近であった.
 - 北信越地方において降雪分布に最も寄与したのは線状降雪雲で, 山沿いから内陸地域に集中する分布が見られた. 渦状降雪雲と前線などでは, 線状降雪雲より平地寄り海上にかけての降雪に多く寄与しており, 停滞性降雪では山岳風上斜面にピークを持つ降雪分布が解析された.
 - 中越内陸域の降水強度時系列は, 上越地方海上-沿岸の特定区域の降水強度と相関が良くなる傾向があった. 特に, 津南から奥只見にかけての降雪の集中には, 妙高山など上越近辺の山地が影響することが示唆された.
- 今後の課題としては, 降雪集中のタイミングと

その地域がどのように決められていくのかという点が挙げられる. その予測のためには, 観測による検証と基礎的なモデル研究による裏付けが必要である. 寒気南下の持続が特定地域へ繰り返し降雪集中をもたらすメカニズムについても解明の必要点が多い.

謝 辞

弘前大学の力石國男教授からは解析期間, 手法などについて有益なコメントをいただきました. 記して感謝いたします. 本研究の一部は, 平成 17 年度科学研究費補助金 (特別研究促進費) 『2005-06 年冬期豪雪による広域雪氷災害に関する調査研究 (課題番号 17800006, 研究代表者: 佐藤篤司)』によります. 作図には GrADS と GMT を使用しました.

文 献

- 藤沢 仰, 2006: ドップラーレーダーを用いた寒気進入に伴う降雪域・降雪量の変化に関する研究. 富山大学大学院理工学研究科修士論文, 128 pp.
- Iwamoto, K., S. Nakai, M. Ishizaka, M. Shimizu, A. Sato and T. Maruyama, 2004: A numerical study of the snowfall around the Niigata region. The 14th International Conference on Clouds and Precipitation, 18-23 July 2004, Bologna, Italy, 1673-1674.
- 岩本勉之・中井専人・石坂雅昭・佐藤篤司, 2005: 新潟県中越地域における 2005 年冬の集中豪雪のメカニズム. 寒地技術論文・報告集, **21**, 284-289.
- 梶川正弘・播磨屋敏生・藤吉康志, 2005: 雪片の諸特性. 雪片の形成と融解-雪から雨へ- (藤吉康志編), 気象研究ノート. 第 207 号, 33-58.
- 上村靖司, 2005: 中越地震と 17 豪雪の複合災害 (速報). 日本雪工学会誌, **21**, 97-101.
- 気象庁, 2006a: 平成 18 年豪雪のデータ. 気象庁ホームページ, 電子閲覧室, <http://www.data.kishou.go.jp/index.htm>.
- 気象庁, 2006b: 2 月の天候. 気象庁報道発表資料 (平成 18 年 3 月 1 日).
- 気象庁観測部, 2004: 配信資料に関する技術情報 (気象編), 第 162 号, 31 pp.
- 児玉安正・中山高德・尾崎尚則, 1995: 冬季季節風時に見られる東北日本の 100 km から数 100 km スケールの降水変動. 天気, **42**, 85-96.
- Kusunoki, K., M. Murakami, M. Hoshimoto, N. Ori-kasa, Y. Yamada, H. Mizuno, K. Hamazu and H. Watanabe, 2004: The characteristics and evolution

- of orographic snow clouds under weak cold advection. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 174-191.
- 水野量, 2000: 雲と雨の気象学. 朝倉書店, 196 pp.
- Nakai, S. and Endoh, T., 1995: Observation of snowfall and airflow over a low mountain barrier. *J. Meteor. Soc. Japan*, **73**, 183-199.
- 中井専人・石坂雅昭・清水増治郎・佐藤篤司・丸山敏介, 2003: 降雪のモードと地上降雪: 長岡 2003 年 1 月 4-6 日の事例. 日本気象学会 2003 年度秋季大会, 2003 年 10 月 15-17 日, 仙台, C107.
- 中井専人・山口 悟・佐藤篤司・西村浩一・岩本勉之・平島寛行, 2005: 新潟県中越地域における 2005 年 1 月および 2 月の集中豪雪. 寒地技術論文・報告集, **21**, 276-283.
- Nakai, S., Iwanami, K., Misumi, R., Park S.G. and Kobayashi, T., 2005: A classification of snow clouds by Doppler radar observations at Nagaoka, Japan. *SOLA*, **1**, 161-164.
- 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.
- 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.
- 佐藤篤司, 2006: 平成 17 年度科学研究費補助金 (特別研究促進費)『2005-06 年冬期豪雪による広域雪氷災害に関する調査研究 (課題番号 17800006, 研究代表者: 佐藤篤司)』研究成果報告書, 198 pp.
- 新保明彦, 2001: レーダー・アメダス解析雨量 (I). 天気, **48**, 579-583.
- 坪木和久, 1992: 冬期季節風卓越時の日本海上に発生する帯状雲と渦状擾乱について. 月刊海洋, **24**, 350-358.
- 横山宏太郎・大野宏之・小南靖弘・井上 聡・川方俊和, 2003: 冬季における降水量計の補足特性, 雪氷, **65**, 303-316.
- 吉崎正憲・村上正隆・加藤輝之 (編), 2005: メソ対流系. 気象研究ノート, 第 208 号, 日本気象学会, 386 pp.

Snowfall distribution characteristics of the heavy snow of the 2005/2006 Japanese winter : An analysis of the radar data of 3 months in 10-minute intervals

Sento NAKAI¹⁾ and Toshiro KUMAKURA²⁾

1) NIED Snow and Ice Research Center, Suyoshi, Nagaoka 940-0821

2) Department of Civil and Environmental Engineering,

Nagaoka University of Technology,

1603-1 Kamitomioka, Nagaoka, Niigata 940-2188

Abstract: Heavy snowfall was observed in many areas in Japan in the 2005/2006 winter. Strong cold-air outbreaks were observed almost continuously from December 2005 to the first half of January 2006, resulting in continuous strong snowfall. The snowfall distributions in the Hokkaido Region, the Tohoku Region, the Hoku-Shin'etsu Region and the Chugoku Region were analyzed from December 2005 to February 2006 using nationwide radar data in 10-minute intervals provided by the Japan Meteorological Agency. Precipitating cloud systems were continuously observed during the analysis period in all regions. Linear snow clouds were frequently observed through the analysis period. Moreover, many vortical snow clouds appeared during the period of the strong cold-air outbreak. Many fronts and cyclones appeared during the subsequent period. The precipitation in the entire analysis period showed the distribution concentrated on some specific areas in all regions. In the Hoku-Shin'etsu Region, linear snow clouds contributed the most to the snowfall distribution, and the snowfall was concentrated in the inland areas. The vortical snow clouds, fronts, and cyclones contributed to the snowfall in the vicinity of the plains. The result of a correlation analysis suggested that the mountains near Joetsu influenced the concentration of the snowfall of the areas around Tsunan and Okutadami.

(2006 年 7 月 20 日受付, 2006 年 9 月 28 日改稿受付, 2006 年 11 月 20 日再稿受付, 2006 年 11 月 28 日受理,
討論期限 2007 年 7 月 15 日)