

2004年2月5日柏崎突風時にドップラーレーダーで観測された 降雪バンドと風の場

中 井 専 人*・石 坂 雅 昭*・岩 本 勉 之*
清 水 増 治 郎*・山 口 悟*

要 旨

2004年2月5日に柏崎で突風災害が発生したときの降雪バンドと風の場をドップラーレーダー観測した。突風発生直前に西南西―東北東にエコー頂5000 mを越える降雪バンドが発達し、その南側は高度500 mから4000 mまで局地的な強風域となっていた。降雪バンドと強風域の接するところに 10^{-3}s^{-1} オーダーの渦度を持つシアラインが形成され、これら全体がゆっくり南下した。シアライン上には直径5 kmのメソ渦が形成され、渦度は 10^{-2}s^{-1} オーダーであった。ここに南下してきた降雪バンドの上昇流が作用し、竜巻の発生した可能性が高い。

1. はじめに

突風災害の原因には、竜巻、マイクロバースト、だし風に伴う突風などがある。これらはごく局地的なものであるが、家屋の屋根や自動車を吹き飛ばすなど強い破壊力がある。2004年2月5日1510JST（日本標準時）―1520JST ごろ、新潟県柏崎市番神（ばんじん）地区の柏崎港付近の海岸において突風災害が発生した（東京管区気象台・新潟地方気象台、2004）。被害状況は船小屋の破損とその飛散物の落下、陸揚げ中のポート横転などであったが、突風原因の断定に至る事実は確認されなかった。

このとき防災科学技術研究所長岡雪氷防災研究所（NISIS）ではドップラーレーダーX-POLを用いた降雪観測を行っていた。この観測に基づき、突風発生に関わる降雪バンドと風の場を解析した結果を報告する。

2. 観測とデータ

X-POLの周波数は9445 MHz、観測データ分解能は 0.703° （方位）、250 m（距離）、観測要素はレーダー反射強度因子 Z_e と動径速度 V_r である。X-POLの設置場所は長岡雪氷防災研究所屋上（北緯 $37^\circ 25'$ 、東経 $138^\circ 53'$ ）であり、観測範囲は長岡より北西側の半円状

領域で、半径は64 km、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。観測は7.5分毎に12仰角CAPPI走査（6 rpm）と1方向RHI走査を繰り返して行った。

本報では極座標上のCAPPI走査データに対してクラッター除去と折り返し補正を行い、Cressman(1959)に準じた方法で直交座標に変換した。クラッター除去は6時間平均した Z_e 分布をもとに予め作成したクラッターマップに基づいて行い、折り返し補正は風向 270° の二次元的プロファイルとの比較によって行った。直交座標は水平分解能1 kmの 129×129 格子、鉛直方向は500 mから6000 mまで500 m毎12層である。なお、小スケールの現象を見る際には、内挿の影響を避けるため、極座標のまま変換しないデータを使用した。

X-POLデータ以外には、長岡雪氷防災研究所の地上観測データ、アメダス10分値、GOES-9赤外データを使用した。

3. 結果

3.1 総観場

5日09JSTには上空に寒気が入り、沿海州と朝鮮半島から吹き出した季節風に伴う筋雲が見られ、日本海寒帯気団収束帯（JPCZ：浅井、1988）が形成されていた。第1図は12JSTのGOES-9による赤外等価黒体温度（TBB）である。図中の●が長岡雪氷防災研究所（NISIS）の位置を示す。JPCZに伴う带状雲は南に凸

* 防災科学技術研究所雪氷防災研究部門。

―2004年6月10日受領―

―2004年11月12日受理―

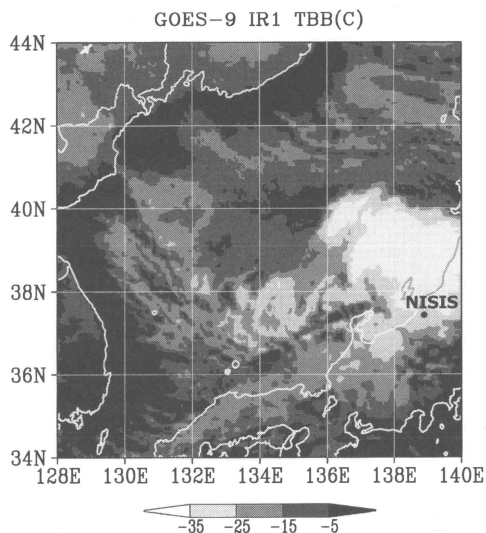


Fig. 1 Thermal infrared cloud image at 12 JST 5 February 2004 observed by GOES-9 IR1 channel. Equivalent blackbody temperature (TBB) is shown in degree Celsius. '●' indicates the Nagaoka Institute of Snow and Ice Studies (NISIS).

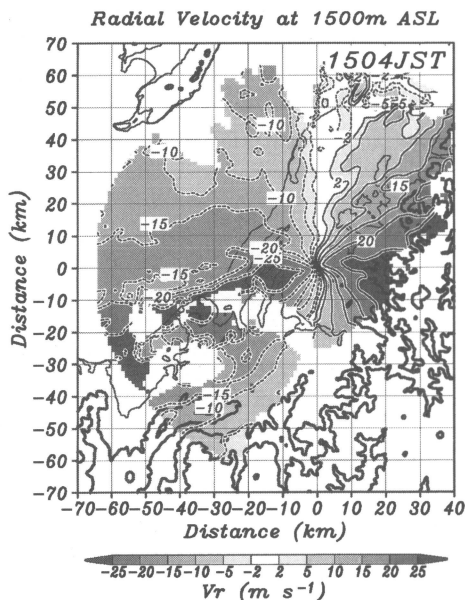


Fig. 3 V_r distribution at a height of 1500 m at 1504 JST 5 February 2004. The ordinate and the abscissa are the distance (km) from X-POL located at the origin.

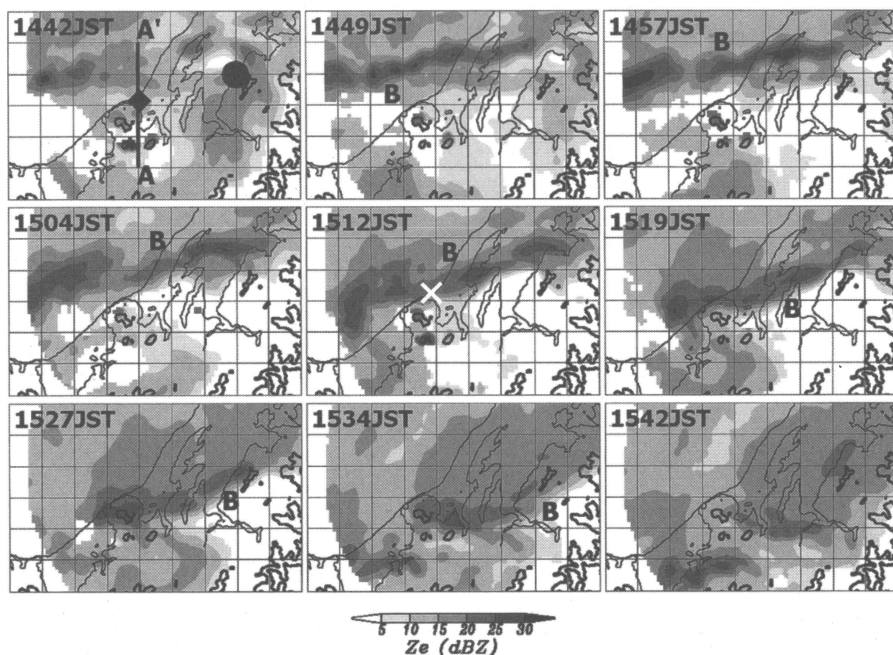


Fig. 2 Time sequence of the Z_e distribution on 5 February 2004. The size of a grid is 10 km x 10 km. '●' and '◆' indicate NISIS and AMEDAS Kashiwazaki station, respectively. A line A-A' indicates the location of a vertical section in Fig. 4.

のくの字型となり、日本列島上の雲との間に TBB の高いスリットが見られた。このスリットは気象庁レーダーでは無エコー域となり、アメダスデータによると強い西風を伴った周囲より約 2°C 高温の領域と重なっていた(図略)。これは朝鮮半島回りの西寄り季節風が東進し、沿海州からの北西季節風と日本列島の山地との間に挟まれて残ったものといえる(中井, 2000)。

3.2 ドップラーレーダー観測

高度1000 m の Z_e 分布の時系列を第2図に示す。図中の格子間隔は10 km で、●と◆がそれぞれ長岡雪氷防災研究所(及び X-POL)と柏崎アメダスを示す。また×が突風災害の発生した番神地区を示す。1442JST から1449JST にかけて、既存エコーセルの東方に複数のエコーセルが一度に形成され、海岸から内陸にかけて西南西—東北東に延びる明瞭な強い降雪バンド(第2図の B)となった。降雪バンドの大部分はそのままゆっくりと南下しつつ1519JST まで明瞭に維持され、1527JST 以降は衰弱していくとともに、その北側にやや強い降雪域が広がった。

突風災害発生直前(1504JST)における観測範囲全体の V_r 分布(高度1500 m)を第3図に示す。図の原点が X-POL の位置である。 0° – 180° 方向に X-POL を通る 0 ms^{-1} の線があり、観測範囲全体としては西風であったことがわかる。従って、一様な風であれば 270° 方向に動径速度の極大が現れるはずであるが、第3図では西南西方向に 25 ms^{-1} 以上の極大があり、その南北の動径速度分布が非対称であった。すなわち、西方向の動径速度($\sim 20\text{ ms}^{-1}$)が平均的な風に近く、西南西方向から X-POL に向かって強い風が吹き込んでいたと解釈できる。この特徴は降雪バンドの形成された1449JST から1519JST まで明瞭であり、これに対応して長岡雪氷防災研究所でも1340JST から1530JST まで南南西—南西、 5 ms^{-1} – 10 ms^{-1} の風が吹き続け、最大瞬間風速 17.8 ms^{-1} が観測された。

第2, 3図に見られるように、柏崎付近で Z_e と V_r の分布は二次元性が強かった。そこで、降雪バンドと強風域の走向に直角に近く、かつ番神地区近傍を通る線 A-A' (第2図)に沿った南北鉛直断面を作成した。突

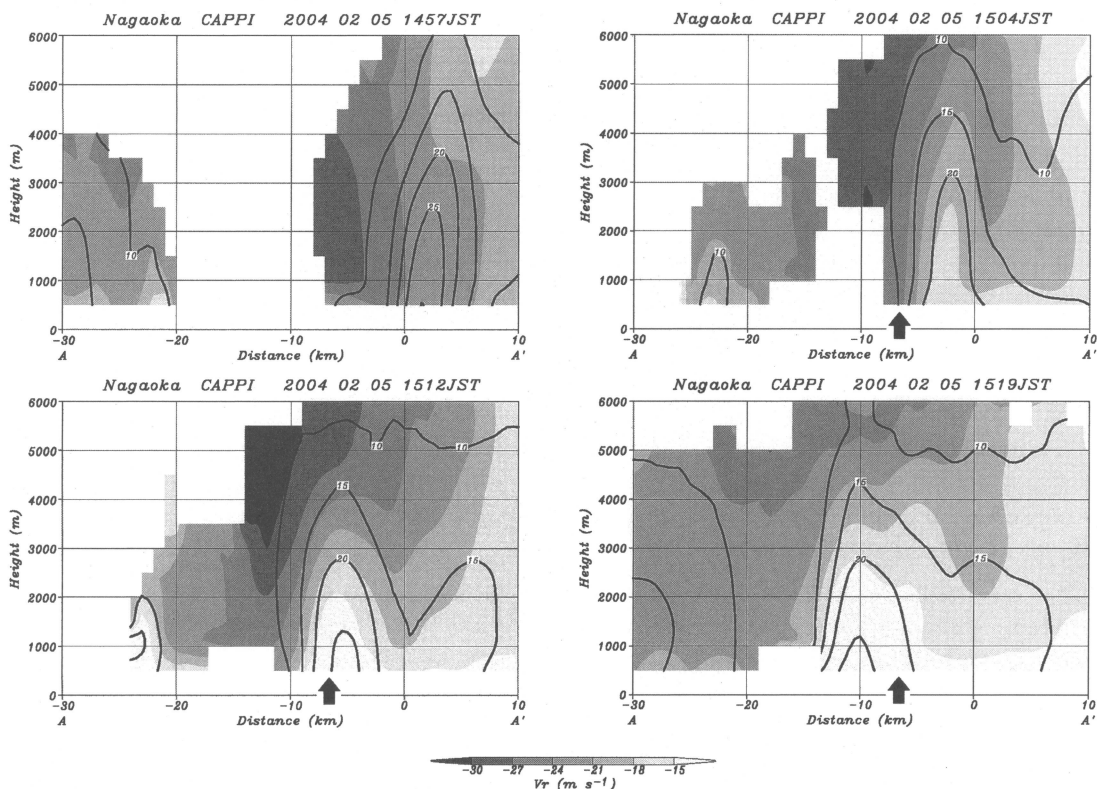


Fig. 4 Time sequence of Z_e (contour lines) and V_r (shading) on a vertical section A-A' shown in Fig. 2. Bold arrows indicate the Banjin area in Kashiwazaki city.

風災害発生前後の1457JSTから1519JSTまでの時系列を第4図に示す。等値線が Z_e 、濃淡が V_r を表す。太い矢印は番神地区の位置をこの面上に投影したものである。降雪バンドの10 dBZエコー頂は5000 mから6000 mに達し、強風域も高度500 mから4000 mまでの厚いものであったことがわかる。強風域は降雪バンドのすぐ南側に位置し、降雪バンドが南下してもその位置関係は維持された。降雪バンドと強風域はその境界で重なる形になっており、そこでは降雪バンドの Z_e 傾度と強風域の V_r 傾度がともに大きかった。すなわち、降雪バンドの南縁に強いシアラインが存在したと言うことができる。このような構造は長さ数10 kmにわたり、降雪バンドの形成から1519JSTまで明瞭に見ることができた。

降雪バンドは約 9 ms^{-1} でゆっくりと南下し、降雪バンド内とその南側(図中左側)の V_r の値の差は1512 JSTに最も大きくなった。1 km 格子の直交座標上で接線シア ξ_t (Appendix)を計算すると、 ξ_t は1504JSTと1512JSTで特に大きく 10^{-3} s^{-1} オーダーとなった。シアラインはほぼ動径方向に延びていたので、この ξ_t は水平シアに伴う渦度が 10^{-3} s^{-1} オーダーであったことを意味する。番神地区の位置は1504JSTには強風域の北端かつシアラインの南側(左側)、1512JSTにはシアラインの北側かつ降雪バンドの下、1519JSTには降雪バンドの中心より北にあった。これは、災害をもたらせた突風が ξ_t の極大に表れたシアラインの強化とそれに続く降雪バンドの通過に同期して発生したことを示している。

突風災害の発生は1510JSTから1520JSTであり、1512JSTに番神地区は幅10 km-20 kmの降雪バンドの南端に近い位置にあった。その付近の Z_e と V_r につ

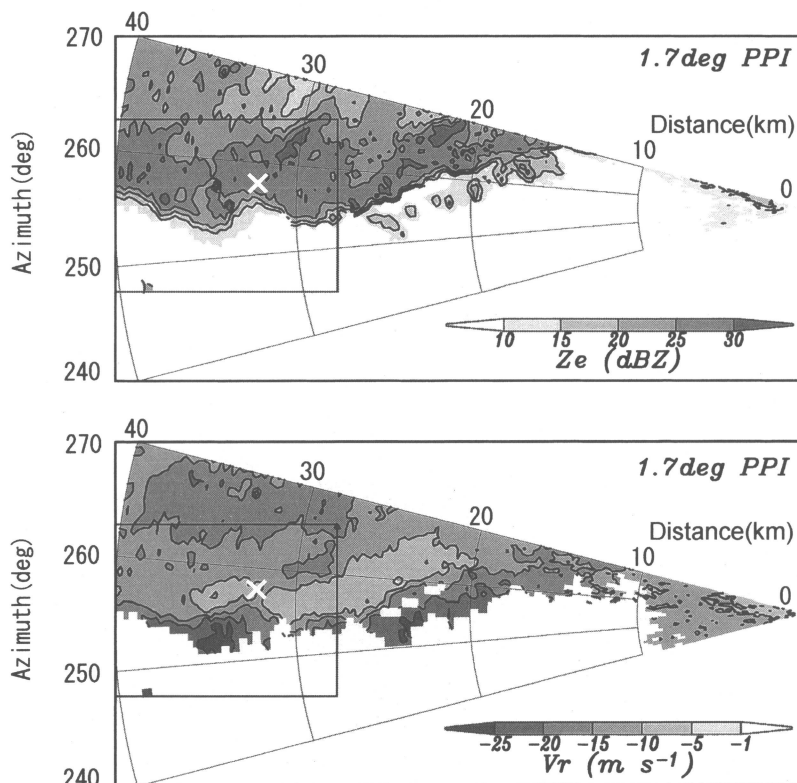
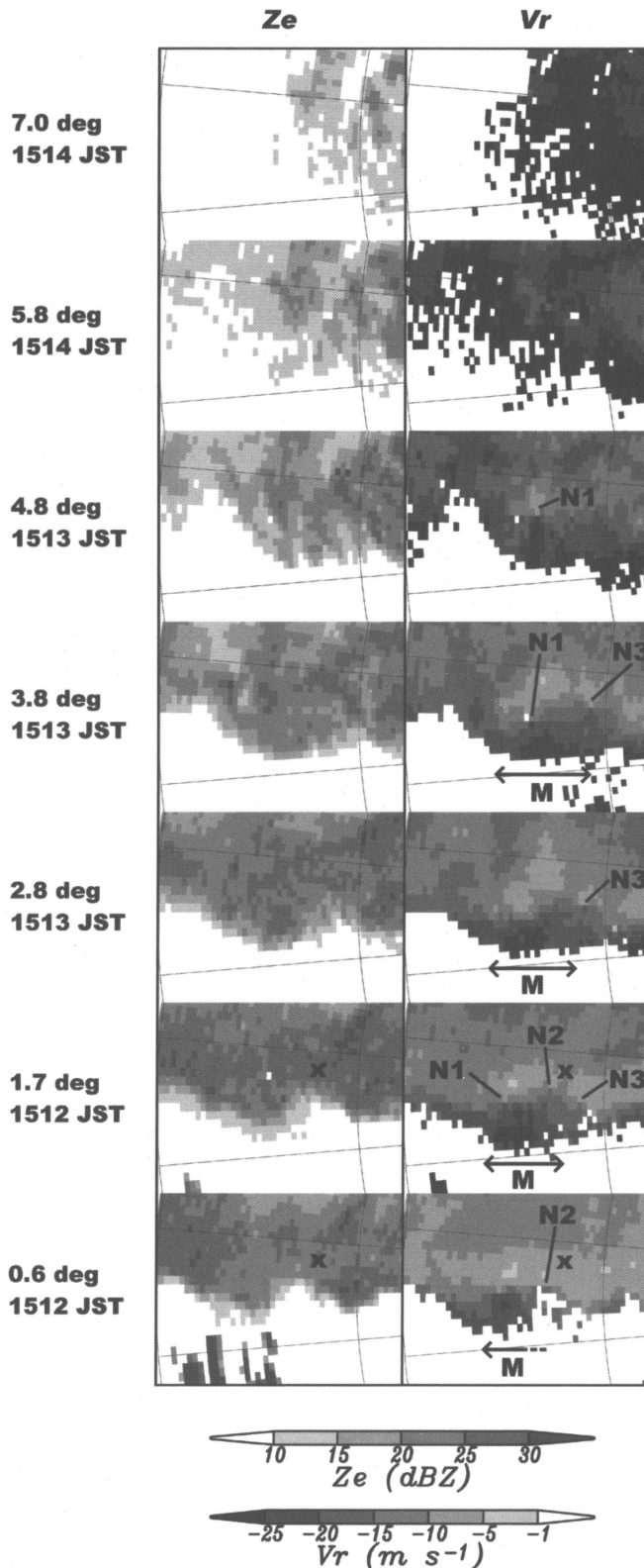


Fig. 5 Z_e (upper panel) and V_r (lower panel) on a PPI plane at an elevation of 1.7 degrees. The radius of the sector is the distance from X-POL. White X indicates the Banjin area in Kashiwazaki city. Rectangles drawn by thin solid lines indicate the area of a section in Fig. 6.

いて、仰角1.7度のPPIを第5図に示す。×が番神地区の位置である。1 km 格子データと異なり、座標変換による内挿がないので詳細な分布を見ることができる。 V_r 分布には直径約5 kmのメソ渦が明瞭に見られ(34 km, 255°)、メソ渦に伴う接線シアは 10^{-2} s^{-1} オーダーであった。同様なメソ渦は(24 km, 259°)にも見られ、こちらは直径約2 kmであったが7.5分後には直径約5 kmにまで発達した。第4図に示したシアラインの強化は、このようなメソ渦の発達を表したものと見える。

(34 km, 255°)のメソ渦付近における Z_e と V_r の高度変化を7仰角のPPIで第6図に示す。第6図には各仰角PPI毎の観測時刻も示す。CAPPI走査の開始は1512JSTであるが、1仰角の走査に数十秒かかるため、その分メソ渦(Mで示す)が移動している。×が番神地区の位置である。メソ渦Mは仰角0.6°、1.7°、2.7°、3.8°(X-POLからの距離35 kmにおいてそれぞれ高度370 m, 1040 m, 1650 m, 2320 m)のPPIにおいて明



瞭で、仰角 4.8° (同じく2930 m)以上のPPIでは次第にはっきりしなくなった。仰角によっては、メソ渦の中心やや西より(N1)と東北東側周辺部(N2)の2カ所に小さい渦を示す V_r 分布が見られ、このメソ渦Mは内渦を持つ二重構造になっていたといえる。同様な特徴は1519JSTにも見られた。さらに、このメソ渦Mの東側には直径約1 kmの渦パターン(N3)が見られた(仰角 3.8° で明瞭)。

このようにいくつもの渦パターンが見られた中で、番神地区はメソ渦Mの北東象限、内渦N2の近傍に位置していた。この内渦N2は観測された時刻には番神地区と少し離れていたが、災害要因の突風発生に関係していた可能性がある。一方、 Z_e 分布ではメソ渦に対応して曲率を持ったパターンや凹部が見られたが、スーパーセルと思われる構造や明瞭なフックエコーは見られなかった(第5, 6図)。

Fig. 6 Z_e (left panels) and V_r (right panels) around (34 km, 255°). Small sections on seven PPI planes are shown. The location of a section is shown in Fig. 5. X indicates the Banjin area in Kashiwazaki city. M indicates the mesoscale vortex. N1, N2 and N3 are the small vortices in and out of the mesoscale vortex.

AMeDAS Kashiwazaki, 5 Feb 2004

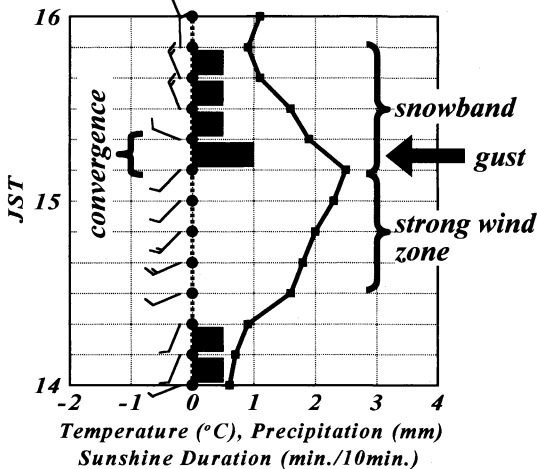


Fig. 7 Temperature (solid line), 10-minute precipitation (horizontal bars), 10-minute sunshine duration (dotted line) and wind (barbs) observed at the AMeDAS Kashiwazaki station.

4. 考察とまとめ

本報で扱った突風災害は Fujita (1981) の分類では misoscale (4 km–40 m) にあたり、ドップラーレーダーで主として観測されるメソスケールの現象を環境場として発生するものである。このスケールに位置する現象にはマイクロバーストと竜巻があり、突風の原因としていずれの可能性も東京管区気象台・新潟地方気象台 (2004) によって指摘されている。

X-POL の観測では高さ4000 m に及ぶ厚い層にわたって局所的な強風域が観測され、これに伴って作られたシアラインやメソ渦が突風の発生に関与していたと考えられる。ダウンバーストは親雲からの下降流が大気下層の限られた厚さの領域で突風となるものであるが、そのような構造は X-POL では観測されなかった。竜巻についてはスーパーセル竜巻と非スーパーセル竜巻とがあり、その発生に必要な場はかなり異なっている。スーパーセル竜巻の場合、親雲は発達した積乱雲であり、フックエコーなどの特徴的なパターンがしばしばドップラーレーダーで観測される。しかし、本報の事例ではそのような特徴は見られなかった。非スーパーセル竜巻は、シアラインなど渦度の大きい領域にメソ渦が形成され、上昇流により渦管が鉛直に引き延ばされることが発生につながると考えられている (例えば Houze, 1993)。番神地区付近で

は V_r に表れた水平シアが突風発生時刻を中心として強化され、その直後に降雪バンドが上空を通過した。水平シアの強化はメソ渦の発達に対応したものである。番神地区から南東2 km に位置するアメダス柏崎の10分データによると、西南西・南西の風が1430JST から1510JST まで数十分続いた後に降水が始まり、1520JST には風向が北寄りに変化していた (第7図)。1420JST から1510JST にかけて気温が上昇しているが日照はなく、これは西南西・南西風が西寄りの暖かい季節風に起因するためである (3.1節)。降雪バンドと強風域が南下していたことを考慮すると、上記の西南西・南西風は強風域の通過に、降水は降雪バンドの通過にそれぞれ対応する。突風の発生と降水の開始はともに1510JST–1520JST の間であり、同時に南北方向に収束があったと考えられる。

よって、柏崎付近では、シアライン上のメソ渦の発達に伴い強い水平シアが作られ、そこに発達した雪雲による上昇流がもたらされ、渦管の伸張による渦度の集中が起こったと考えられる。従って、ドップラーレーダー観測に基づく結果としては、突風の実体は非スーパーセルの竜巻である可能性が高いと結論づけられる。また、その竜巻は二重構造を持つメソ渦の内渦のひとつに関係して発生した可能性がある。

シアラインにはほぼ直交する鉛直断面 (第4図) によると、水平シアの強い領域は鉛直に近い立った形をしていた。また二次元性の高いシアラインに沿って複数のメソ渦が発達していた。これらの特徴は、水平シアを持つ平均的な流れをエネルギー源とする順圧過程が主としてメソ渦の発達に寄与したことを示唆する。しかし、シアラインは温度傾度帯にもなっていたはずであり、発達のメカニズムについて明確な結論を出すためにはさらに調査が必要である。シアラインそのものは、GOES-9画像と気象庁レーダーの時系列によると、3.1節で述べた JPCZ から変化した不連続線であったと考えられる。第7図に示した温度変化もそのことを示している。しかし、局所的な水平シアの強化などには柏崎近くの山地地形が影響したことも考えられる。

Niino *et al.* (1997) は日本の竜巻についての統計を示し、日本では海岸付近で起こる竜巻が非常に多いこと、日本海側では太平洋側と異なり1月にも竜巻発生数のピークが出ること、冬季季節風時の発生が竜巻全体の12%にのぼることを示している。冬季日本海側の竜巻は海上で発生することが多く、被害がないため注

目されなかったものを含めると、発生数は記録に残っているものよりもかなり多いと考えられる (Kobayashi, 2002).

Kobayashi (2002) は冬季日本海側でドップラーレーダーによって観測した竜巻の特徴を整理し、多様な特徴を持つ竜巻が発生した事を示した。その中には misoscale の渦を持つものから、スーパーセル竜巻までが含まれている。彼らの観測は海岸近くで行われており、ドップラーレーダー近傍を通過したかなり小さいスケールの渦を解像している。一方、長岡雪氷防災研究所におけるドップラーレーダー観測では、これまでのところフックエコーや misoscale の渦はほとんど見つかっていない。これは一つには海岸から30 km ほど内陸に位置する長岡雪氷防災研究所近傍には竜巻が発生しにくいと考えられるが、解析のほとんどを1 km 格子の直交座標上で行ってきたことにも原因がある。これは降雪分布の観測を主目的とするためであるが、今後は V_r に表れる強風のシグナルにも注意を払う必要があろう。例えば真木ほか (1992) が指摘しているように降雪時は強風が視程悪化を伴う。それによる災害の可能性は高速交通網の整備などにより増えていると考えられる。冬季の竜巻やダウンバーストの発生過程および発生条件の解明はその予防のためにも必要といえよう。

謝 辞

本研究の観測は防災科学技術研究所『雪氷災害の発生予測に関する研究』によります。アメダスデータは気象庁作成のものです。GOES 画像は高知大学気象情報頁を利用しました。ドップラーレーダーデータ解析には DRAFT を使用しました。田中恵信氏はじめ DRAFT の開発、維持に努力されている方々に感謝します。作図には GrADS を使用しました。

Appendix

動径速度 V_r の接線方向のシアを接線シア ξ_t とし、

$$\begin{aligned}\xi_t &= -\frac{\partial V_{rx}}{\partial y} + \frac{\partial V_{ry}}{\partial x} \\ &= -\cos\phi \frac{\partial V_r}{\partial y} + \sin\phi \frac{\partial V_r}{\partial x}\end{aligned}\quad (A1)$$

によって求めた。ただし、 V_{rx} 、 V_{ry} はそれぞれ動径速度の東西成分と南北成分、 ϕ は東方向から反時計回りに測った角度である。計算は1 km 分解能の直交格子上の中央差分で行ったため、ある点の計算に用いた点の ϕ はわずかに異なる。しかし、その影響は第4図の断面上では 10^{-8} のオーダーであり、無視して良い。

参 考 文 献

- 浅井富雄, 1988: 日本海豪雪の中規模の様相, 昭和62年度日本気象学会秋季大会シンポジウム「“どか雪” — 日本海における中小規模じょう乱」の報告5, 天気, **35**, 156-161.
- Cressman, G. W., 1959: An operational objective analysis system, Mon. Wea. Rev., **87**, 367-374.
- Fujita, T. T., 1981: Tornadoes and downbursts in the context of generalized planetary scales, J. Atmos. Sci., **38**, 1511-1534.
- Houze, R. A., Jr., 1993: Cloud dynamics, Academic Press, 573pp.
- Kobayashi, F., 2002: Tornadoes with snowclouds, International Conference on Mesoscale Convective Systems and Heavy Rainfall/snowfall in East Asia, 29-31 October, 2002, Tokyo, 411-415.
- 真木雅之, 中井専人, 八木鶴平, 中村秀臣, 1992: 吹雪のドップラーレーダー観測: Lモード降雪雲のケース, 天気, **39**, 551-563.
- 中井専人, 2000: 雲パターンに表れた3段階の寒気吹き出し, 天気, **47**, 183-188.
- Niino, H., T. Fujitani and N. Watanabe, 1997: A statistical study of tornadoes and waterspouts in Japan from 1961 to 1993, J. Climate, **10**, 1730-1752.
- 東京管区気象台, 新潟地方気象台, 2004: 現地災害調査速報 平成16年2月5日に新潟県柏崎市で発生した突風による風害について, 13pp.

A Snowband and Wind Field Observed by Single-Doppler Radar in the Kashiwazaki Gust Case of 5 February 2004

Sento NAKAI, Masaaki ISHIZAKA, Katsushi IWAMOTO,
Masujiro SHIMIZU and Satoru YAMAGUCHI

*Snow and Ice Research Group, National Research Institute for Earth Science and
Disaster Prevention, Meyama 187-16, Suyoshi-machi Nagaoka 940-0821, Japan*

(Received 10 Jun 2004 ; Accepted 12 November 2004)

Abstract

A snowband and a wind field around Kashiwazaki were observed by single-Doppler radar when a wind disaster occurred. The snowband developed from west-southwest to east-northeast just before the disastrous gust occurred. The echo top of the snowband was more than 5000 meters. A deep strong-wind zone extended from 500 meters to 4000 meters above sea level on the south side of the snowband. A shear line with a vorticity on the order of 10^{-3} s^{-1} formed where the snowband bordered the strong-wind zone, and the whole structure slowly propagated southward. A mesoscale vortex with a diameter of 5 km formed on the shear line. The vorticity in the mesoscale vortex was on the order of 10^{-2} s^{-1} . The evidence strongly suggests that the disastrous gust was a tornado which formed as the updraft of the snowband caused the concentration of the vorticity of the mesoscale vortex on the shear line.
