

# 降雪雲に伴う突風の統計的特徴

—北陸沿岸における観測—

小林 文明\*・白 岩 馨\*・上 野 洋 介\*

## 要 旨

冬期北陸（石川県小松市と福井県三国町（現坂井市））沿岸における2冬期間の気象レーダーと地上観測により、突風の統計的特徴を調べた。1994/1995、1995/1996の2冬期間で検出された157事例の突風をもとに以下の特徴がわかった。検出された突風の60%以上が15 m/s以上の風速であり、3/4の突風は寒気吹き出し時のエコーに伴い発生した。「エコーあり」の突風の場合、平均で約0.5°Cの気温降下と約0.2 hPaの気圧上昇を示した。最大反射強度が強いほど、またエコー頂高度が高いほど突風の風速が増大し、ほとんどの突風はエコーエッジから10 km以内で発生した。突風をもたらした対流雲の約7割は、最大反射強度28 dBZ以上、エコー頂4 km以上で、寒気吹き出し時に発達した対流雲であった。突風の要因として、あられの荷重効果により下降流が強化される点が議論された。突風発生時の環境として、地上から雲頂700 hPaに達する対流不安定層の存在が必要であった。

### 1. はじめに

積乱雲に伴う突風は竜巻やダウンバーストに代表されるように、しばしば顕著な被害をもたらす。近年、羽越線列車横転事故（2005年12月25日、小林ほか2006；田村ほか2007）、延岡市の竜巻被害（2006年9月17日、例えば、宮城ほか2007）、北海道佐呂間町の竜巻被害（2006年11月7日、例えば、曹ほか2007）が相次いで発生し、突風予測の社会的なニーズも高まっている。しかしながら、地上における突風（最大瞬間風速値）は、観測地点が少なく事例解析でも議論されることはほとんどない。

冬期の積乱雲（降雪雲）に伴う竜巻やダウンバーストの構造や突風の実態は、観測事例が少ないこともあり不明な点が多い（例えば、Shirooka and Uyeda 1990；Kobayashi *et al.* 2007）。冬期日本海沿岸においてこれまでの報告以上に高頻度で竜巻が発生している可能性についての指摘もあるが（小林2007）、1

地点の風速計で竜巻を捉えるのは困難である。一方、ダウンバースト／ガストフロントに関しては、暖候期の報告例は増えつつある（例えば、小林1996；大久保ほか2004；森・高谷2004；小林ほか2007）。しかし、大野ほか（1996）のリストをみても、冬期の事例はほとんど報告されていない。冬期、被害をもたらすようなダウンバーストの発生は確認されていないものの、日本海沿岸における降雪雲からのあられを伴う下降流は突風の一因となることは知られている。このような突風は航空機の離着陸や列車・車の交通障害など社会活動に大きな影響を及ぼす。また、季節風卓越時に断続的な降雪が続くため、何時、何処で、どのような環境下でどの程度の風速の風が吹くか、突風の実態を把握することは重要である。

Shirooka and Uyeda（1990）は石狩平野における観測から、降雪雲からのダウンバーストには、gust typeとvirga typeの2つのタイプが存在することを示した。彼らは米国中西部で発生するダウンバーストは雲底下における降水の蒸発効果が大いなのに対して、日本海上の降雪雲は環境が大きく異なることから“スノーバースト”と呼んだ。また、真木ほか（1992）は津軽平野における吹雪の観測を行い、地吹雪の発生

\* 防衛大学校地球海洋学科。

—2007年12月12日受領—

—2008年5月12日受理—

メカニズムには降雪（下降流）が寄与していることを示した。北陸沿岸の降雪雲に関して、Sakakibara *et al.* (1988) は、特別観測の結果から、降雪バンドの気流構造を議論した。また、メソ $\alpha$ スケールの寒気内低気圧に伴う突風の報告もある（例えば、山岸ほか1992；Ninomiya *et al.* 1996）。しかしながら、冬期日本海沿岸におけるマイクロスケールの突風構造や突風の特徴を統計的に議論した報告はない。本論文は、北陸沿岸における長期間の観測データから地上における突風の統計的な特徴を明らかにすることを目的とする。

## 2. 北陸沿岸における観測

1994/1995, 1995/1996の2冬期, 12月15日から1月末まで石川県小松市（小松空港）と福井県三国町（現坂井市）を中心に観測を行った。可搬型Xバンドレーダーを小松空港に設置し、3分間隔で5仰角（0°, 2°, 4°, 8°, 12°）のPPIスキャンを実施した。レーダーのビーム幅は2°であるので、このボリュームスキャンにより、レーダーサイトから約30 km離れた三国上空の地上から高度7 kmまでのエコー分布を把握することができた。

一方、地上の風速は三国町の海岸に自動地上気象観測装置を、一辺約2 kmをなす3地点に設置した（第1図）。レーダーサイトと地上観測点を離れたのは、突風発生時のレーダーエコーの全体像を把握するためである。地上気象観測装置（マメダス、コーナーシステム（株））は、風向・風速（3杯式）、気圧（静電容量式センサーの精度は0.5 hPa）、気温（白金抵抗温度センサーの精度は0.2°C）、相対湿度、日射量を1分間隔で測定した。瞬間風速はピークホールドユニット

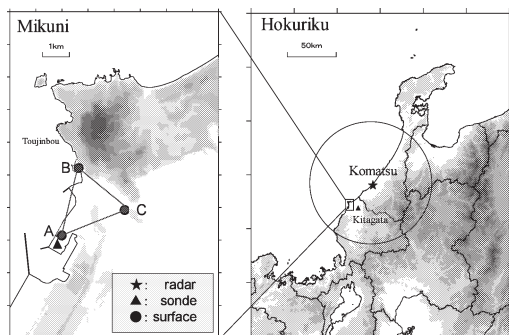
を付加し、前1分間の最大瞬間風速値を計測した。これら地上観測装置は地形や構造物の影響を受けない海岸線に設置され、解析では最も海岸に近いA地点（海岸線から500 m、海拔3 m）のデータを主として使用し、他の2地点（B, C）は検証に用いた。風速計は地上高3 mの位置に設置した。

1994/1995冬期は北潟（Kitagata）湖畔で、1995/1996冬期は三国の地上観測A地点で高層観測を実施した（1994/1995冬期はオメガゾンデ、1995/1996冬期はGPSゾンデを使用）。また、三国のゾンデ観測地点では、ドップラーソーダを設置して1分毎に上空風を観測した。なお解析では、北陸電力雷センターの落雷位置評定システムで観測された落雷データも用いた。

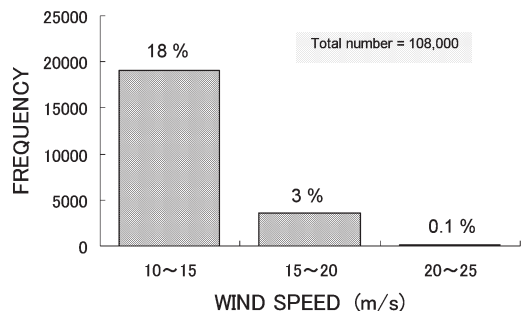
## 3. 突風の検出

解析はまず、レーダーと地上観測データが得られた、2冬期間合計75日、108000個の1分値データをもとに行った。第2図は最大瞬間風速の頻度分布を示す。全体の約8割近くが10 m/s未満の風で、10 m/s以上15 m/s未満の風速は18%、15 m/s以上20 m/s未満の風速は3%、20 m/s以上の風速は全体の0.1%であった。このデータをもとに、以下の方法で“突風”を検出した。

突風の原因は、西高東低の気圧傾度力によって吹く強風、地形的な強風から対流雲下で発生するものまで多岐にわたる。しかも冬期日本海沿岸では季節風が卓越するため突風の検出は困難になる。本研究では、前後の時系列のなかで顕著な風速ピークを有するものを突風と考え、Wakimoto (1985) を参考に以下のピーク風速  $W_c$  を突風と定義した。



第1図 1994/1995, 1995/1996冬期の観測地点。



第2図 1994/1995, 1995/1996の2冬期解析期間75日、108000データ中における最大瞬間風速（1分値）の風速別頻度。

$$W_c \geq 8 \text{ m/s} \quad (1)$$

$$W_c \geq W_{+ave} + 4 \text{ m/s} \text{ and } W_c \geq W_{-ave} + 4 \text{ m/s} \quad (2)$$

$$W_c \geq 1.25 W_{+ave} \text{ and } W_c \geq 1.25 W_{-ave} \quad (3)$$

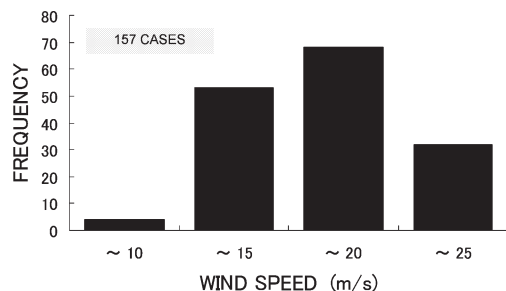
$$W_{+ave} \leq 1.5 W_{-ave} \quad (4)$$

ただし、 $W_{-ave}$  ( $W_{+ave}$ ) は前 (後) 6 分間の毎分最大瞬間風速の平均値とした。この平均化時間は、1 個の対流セル (直径約 5 km) が季節風 (約 15 m/s) により移動する時間に相当する。条件式 (1) から (3) 式はピーク風速  $W_c$  を規定するための式であり、(4) 式は総観スケールの寒冷前線通過時など比較的長時間継続する強風を除くための式である。本解析では (1) から (4) まですべてを満たすピーク風速  $W_c$  を“突風”と定義した。なお、(1) 式の定数は 2 冬期間の最大瞬間風速の平均値を用いた。また、(2) 式の係数は冬期季節風が卓越し、突風との風速差が小さくなるため、Wakimoto (1985) の係数より 20% 小さい値を採用した。

この条件式により、157 例の突風が検出された。第 3 図は検出された突風の風速別頻度分布を示しており、15 m/s 以上 20 m/s 未満の突風は全体の 43%、20 m/s 以上 25 m/s 以下の突風は 20% を占めた。本研究の解析期間における最大値は 25 m/s であった。なお、Wakimoto (1985) の条件式で検出した場合は、突風数は約 1/3 に減少したが、風速別頻度分布に大きな違いはみられなかった。

#### 4. 冬期季節風下の突風

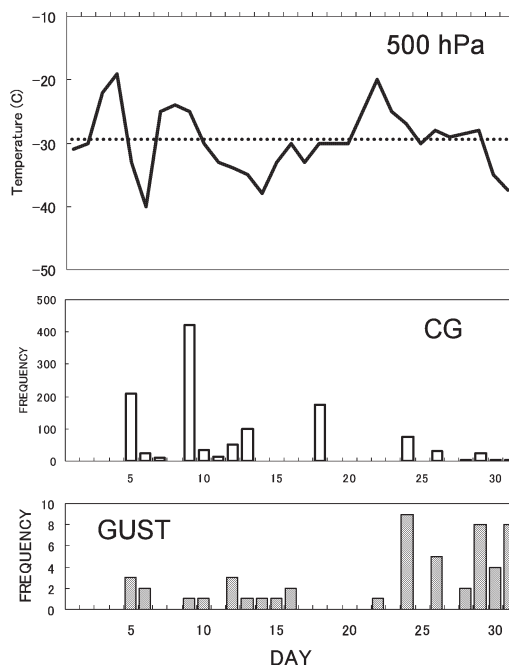
総観パターンと検出された突風との関係を地上天気図でみると、大部分の突風は西高東低の冬型気圧配置で発生し、高気圧や日本海で低気圧が発達する状況では突風はほとんど検出されなかった。第 4 図は 1995 年 1 月の輪島上空 500 hPa における気温、レーダーレン



第 3 図 検出された突風 157 事例の風速別頻度。

ジ内の 1 日あたりの落雷数、検出された突風数を示している。検出された突風は寒気の南下に対応しており、寒気場内で数回/日の割合で発生した。また、寒冷前線通過時に 200 回/日を越える落雷が観測されたが、突風が集中して検出されることはなかった。これは前述したとおり、寒冷前線通過時の連続した強風は条件式 (4) により検出されなかったためと考えられる。

そこで、検出された 157 例の突風とレーダーエコーの有無を確認した (第 5 図)。観測点の半径 10 km 以内にレーダーエコーが認められた事例を「エコーあり」とした。レーダーエコーは冬型の気圧配置下で、大部分が対流性エコーであったが、寒気場内の降雪雲はその雲頂が低くアンビルも伴うので、本解析では対流性エコーと層状性エコーを分けた議論は行わなかった。解析の結果、全体の 65% が「エコーあり (with echo)」, 22% が「エコーなし (no echo)」であった。判別不可能、当該時刻のレーダーデータがない場合を「その他 (others)」とした。その他を除くと突風の約 3/4 がエコーを伴っており、多くの突風が降雪雲 (対流雲) と関連していることを示唆している。なお、



第 4 図 1995 年 1 月の輪島上空 500 hPa の気温 (上)、レーダーレンジ内の日別落雷頻度 (中)、検出された突風頻度 (下)。

当該解析期間中に観測地点周辺で竜巻の発生は観測されなかった。今回検出された突風はそのほとんどが季節風卓越時に断続的に降雪雲が上陸した時のデータといえる。

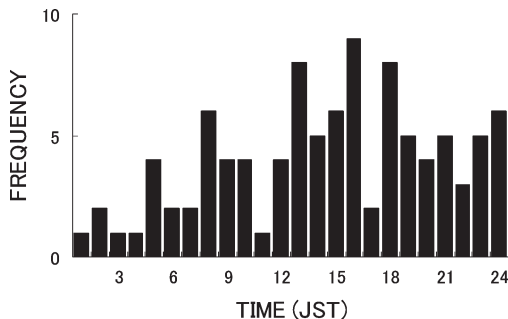
第6図は突風の時刻別発生頻度である。明瞭な傾向を結論づけることはできないものの、日中(07~18 JST)に相対的に高頻度で、深夜(00~04 JST)に頻度が低いことがわかる。この時刻別発生頻度の非一様性は、陸風など局地循環による対流の抑制や強化、混合層内の対流強化などの要因が考えられるが、本論文では言及しない。

5. 上空のレーダーエコーと地上突風との関係

検出された突風は第5図に示したように、多くがエコーに伴っていた。そこで、エコーと突風の空間的な関係を調べる。まず、周囲にエコーのあった100事例

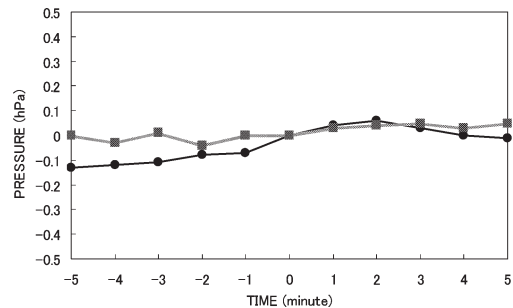
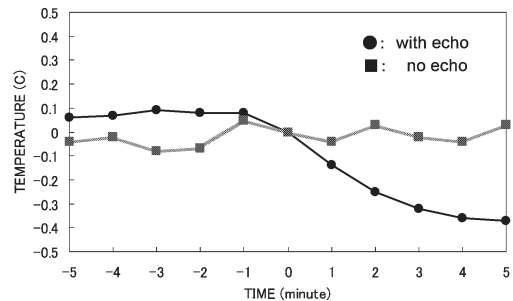


第5図 検出された突風のレーダーエコー有無との関係。



第6図 検出された突風の時刻別発生頻度。

とエコーの無かった35事例について、突風時を基準にその前後5分間の気温と気圧の偏差を求めた(第7図)。気温の平均偏差は「エコーあり」の事例(●印)と「エコーなし」事例(■印)で大きく異なった。すなわち、「エコーなし」では突風後ほとんど気温の変化はみられないが、「エコーあり」の場合は突風後に平均で0.4°Cの低下が認められた。気圧については、「エコーあり」の場合、突風前から上昇をはじめ(0.02 hPa/min)、突風後1分から2分後に気圧上昇のピークを迎えた。「エコーあり」の気圧変化は、例えば Droegemeier and Wilhelmson (1987) の数値実験と比較してもオーダーとして近い。以上の結果は、「エコーあり」の突風は対流雲からの下降流が地上発散する際生じたことを示唆している。一般に、冬期は相対的に周囲に対する温度差、気圧差が小さく、ガストフロント通過前後の変化は暖候期のように顕著な変化(5~10°C, 数 hPa)はみられない。ガストフロント接近時には、非静力学的な気圧上昇(動圧)と、冷気流入によるコールドドーム(冷気層)下の静力学的な気圧上昇が考えられるが、本解析ではサンプリングが1分であること、平均値をとっているため、

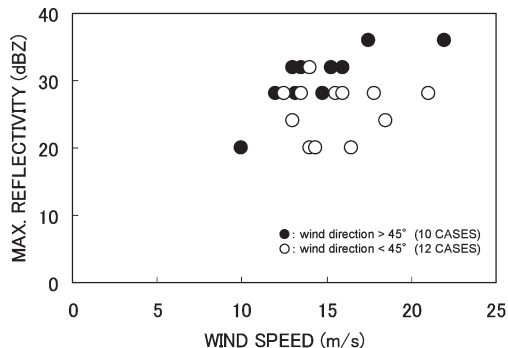


第7図 突風発生前後10分間の気温(上)と気圧(下)の平均偏差。●印は「エコーあり」100事例、■印は「エコーなし」37事例の平均を示す。

pressure jump や pressure nose は現れなかった。

レーダーエコーの発達度を示すパラメータとして、最大反射強度 (第 8 図)、エコー頂高度 (第 9 図) を用いた。第 8 図は三国でゾンデ観測を実施した期間中に発生した「エコーあり」の事例について、エコーセルの最大反射強度と突風風速の関係を示したものである。図には上空の季節風 (三国における 850 hPa 風向) と地上風との風向の大小 (45°を基準) で分けて示した。一般に、季節風が強い場合、地上と上空 (雲内) の風向差は小さいが、季節風が弱まり、季節風に直交する雲バンド (いわゆる T モード) が形成される場合や、内陸からの陸風が卓越する場合などは風向の鉛直シアは増大する。このような背景により、便宜上 45°で分けた。最大反射強度と風速は、反射強度が強いほど突風の風速が増大し、この傾向は風向差が大きい事例の方がよい相関 (比例) 関係を示した。相関係数は風向差が大きい場合が 0.81、風向差が小さい場合が 0.06 と計算された。エコー頂高度に関しても同様の傾向が認められ、相関係数は風向差が大きい場合が 0.78、小さい場合が 0.21 であった。上空の季節風との風向差が大きい事例のほとんどは、季節風速が弱い (850 hPa で 15 m/s 未満) 場合に対応していた。これは風向差が小さい場合は上空の運動量が輸送されることで地上風速が増大するのに対して、風向差が大きい場合は上空の水平風速の影響は相対的に小さく、地上風速に下降流の効果が一義的に現れた結果と考えられる。

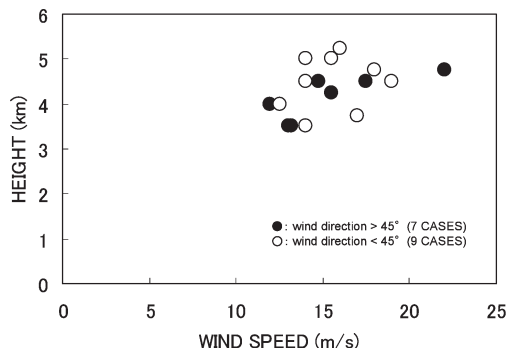
次に、エコーと突風の位置関係について、観測地点



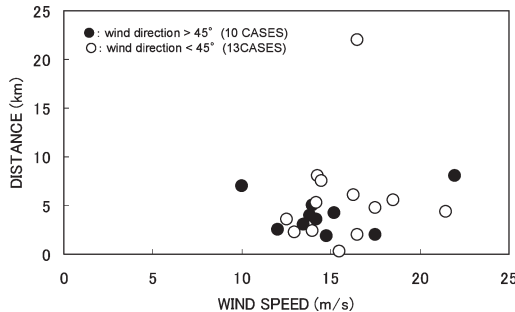
第 8 図 1995/1996 冬期に三国でゾンデ観測を行った期間に検出された突風の、最大反射強度との関係。上空の季節風 (三国における 850 hPa 風向) と地上突風との風向差が 45°より大きいものを塗りつぶし (●)、45°未満を白ぬき (○) で示す。

とエコーのエッジ (高度 1 km における 16 dBZ の等値線) との距離を求めた (第 10 図)。ほとんどの突風はエコーから 10 km 以内で発生しており、約 7 割の突風は 5 km 以内で生じた。すなわち、「エコーあり」の突風には、エコーセルから 10 km 程度離れたガストフロントで生じる事例と、セル近傍で下降流が直接影響する突風の 2 種類存在することが推測される。突風の風速はエコーから近いほど風速が大きいようにもみえるが、この点はデータ数を増やして検討する必要がある。

第 11 図は観測点周辺 (半径 10 km 以内) をエコーが通過した、1994/1995 冬期の 36 事例について、突風の有無を最大反射強度とエコー頂高度ごとに頻度を示したものである。「突風なし」の事例はほとんどが最大反射強度 28 dBZ 以下、エコー頂 4 km 未満であったのに対して、「突風あり」の事例は約 7 割が最大反射強度 28 dBZ 以上でエコー頂はすべて 4 km 以上で



第 9 図 第 8 図と同じ。ただし、エコー頂高度との関係。



第 10 図 第 8 図と同じ。ただし、エコーからの距離との関係。観測地点とエコーのエッジ (高度 1 km における 16 dBZ の等値線) との距離で示す。

あった。平均を計算すると、「突風あり」の場合は、28.5 dBZ, 5.7 kmであるのに対し、「突風なし」の場合は、24.3 dBZ, 3.8 kmであった。この結果は、最大反射強度が28 dBZ, エコー頂が4 kmを超えると突風が発生しやすいことを示唆している。

6. 突風発生時の環境場

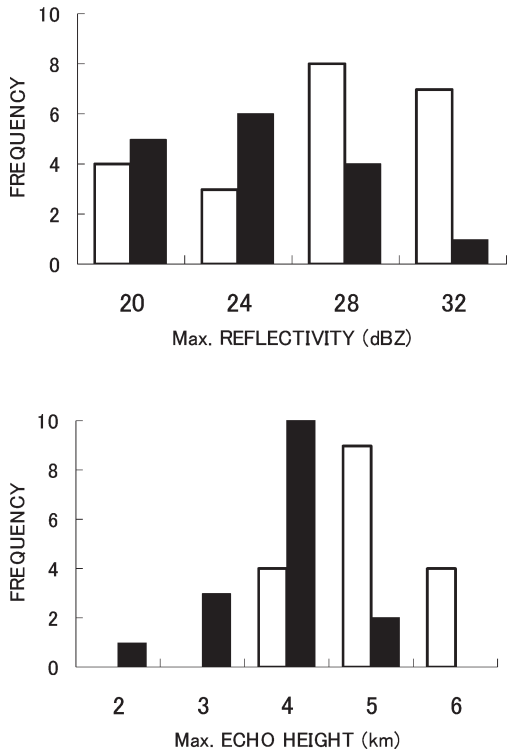
次に、環境場の特徴を大気安定度の観点から議論する。第12図にGPSゾンデの連続観測を実施した、1995年12月23日から27日までの三国における相当温位差を示す。ゾンデは6時間から12時間間隔で飛揚し、700 hPa（雲頂付近）と900 hPa（雲底付近）のそれぞれ1000 hPa（地表付近）との相当温位差を計算した。図中●印はゾンデ飛揚前後3時間以内に突風が検出された事例を、□印は突風が検出されなかった事例を示す。 $\Delta\theta_e$  (900-1000) は突風発生時にはすべて負の値をとり、 $\Delta\theta_e$  (700-1000) も負の値をとることが

多かった。一方、突風なしの時間帯は $\Delta\theta_e$  (900-1000) は0近傍を、 $\Delta\theta_e$  (700-1000) は正の値を示した。すなわち、突風発生時には雲頂付近まで対流不安定層が卓越していた。以上の結果から、大気下層の安定度が突風発生の際の指標になりうることを示唆される。

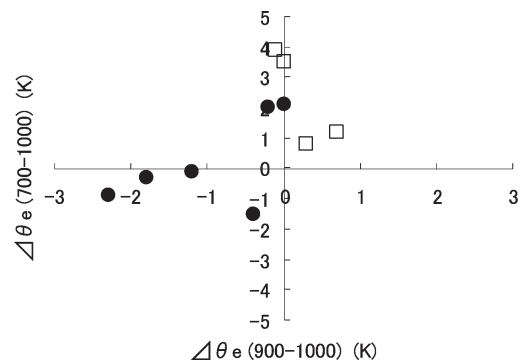
7. 考察

本章では、北陸における降雪雲に伴う突風の要因について議論する。5章で示したように、「エコーあり」の突風は降雪雲からの下降流によると考えられた。小倉(1997)によると、積雲対流内の鉛直流を決める因子は、浮力、水の荷重、鉛直気圧傾度力、エントレインメントが考えられる。浮力に関しては、降水粒子の蒸発、融解、昇華により負の浮力が生じる。北陸沿岸の降雪雲の場合、雲頂が3-4 km、雲底が500 m程度と低く、また雲底下の湿度も高い(相対湿度で80%以上)。また、寒気場内では高度1.5 kmの気温が-10°C、地上気温が0°C付近という環境状態である。このため、融解は考えにくく、雲底下の蒸発による冷却効果 (evaporative cooling) は期待できず、昇華の効果も大きいとはいえない。鉛直気圧傾度力とエントレインメントについては定量的な評価は難しいが、雲の鉛直スケールが相対的に小さいこと、下層から雲頂まで湿っている点からこれらの効果は相対的に小さいと考えられる。

そこで、ここでは降水粒子の荷重効果 (drag force) による下降流の強化について考える。一般に、



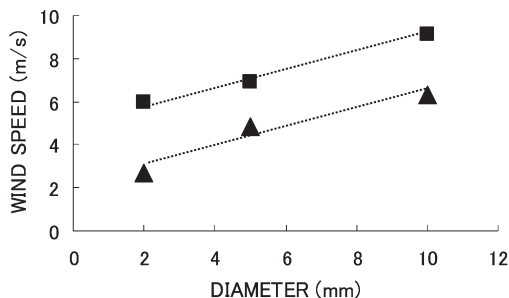
第11図 観測点を対流性エコーが通過した1994/1995冬期の36事例について、突風の有無と最大反射強度(上)、エコー頂高度(下)の頻度。塗りつぶしは「突風なし」、白抜きは「突風あり」を示す。



第12図 1995年12月23日から27日までの三国におけるゾンデデータから計算された相当温位差 $\Delta\theta_e$  (900-1000) と $\Delta\theta_e$  (700-1000) の関係。図中●印はゾンデ飛揚前後3時間以内に突風が検出された事例を、□印は突風が検出されなかった事例を示す。

冬期北陸沿岸では対馬暖流の影響で対流雲が急速に発達し、上陸時にあられの降水を伴い雲は衰弱する。降雪雲からのあられを伴う下降流の直接観測例として、鉛直ドップラーレーダー観測とドップラーソーダ（音波レーダー）観測の結果を示す。2000年12月に三国の同じ観測地点（第1図A地点）で鉛直ドップラーレーダー観測を行った（吉崎ほか 2001）。レーダーサイトの真上を通過した降雪雲について、あられの直径と下降流の関係は第13図に示す。降水粒子（あられと雪片）のサンプリングはレーダーサイトにおいて降雪時に実施し、あられの最大直径を  $d$  とした。鉛直ドップラー速度は雲底下における10秒平均値の最大値 ( $V_d$ ) を求めた。この鉛直ドップラー速度 ( $V_d$ ) は、あられ（降水粒子）の終端速度と空気塊の下降流速の和と考えられる。観測された3事例の結果から、地上における直径2 mmのあられ降水で最大6.0 m/sの下降流 ( $V_d$ ) が、直径5 mmで6.9 m/s、直径10 mmで最大9.1 m/sの下降流が認められた（第13図、■印）。さらに、地上で観測された、最大瞬間風速から前10分間平均風速との差 ( $\Delta V$ ) をプロットすると（図中▲印）、 $V_d$ 、 $\Delta V$  とあられの直径  $d$  とは正の相関関係が認められた。この結果は、降雪雲に伴う突風はあられによる荷重効果が寄与していることを示唆している。

1994/1995冬期の観測では、ドップラーソーダを用いて雲底下（高度500 mまで）の鉛直流を観測した。あられを伴う下降流時には、地表付近で最大3~5 m/s（1分平均値）の下降流が観測された。この下降流速は同じ場所で観測された冬期雷雲下の結果（Kobayashi *et al.* 1994）とほぼ一致した。以上の下



第13図 2000年12月に観測された、降雪雲上陸時におけるあられの直径と鉛直ドップラー速度 ( $V_d$ 、下降流を正、図中■印)、地上における最大瞬間風速と前10分間平均風速との差 ( $\Delta V$ 、図中▲印) の関係。

降流の直接観測結果は、あられによる荷重効果の重要性を支持している。5章で述べたように、突風の風速は最大反射強度（第8図）およびエコー頂高度（第9図）に比例しており、いかに大きなあられ粒子が高い高度で形成されるかが下降流の強化に寄与していると考えられる。降水粒子の荷重効果に関しては、降水コアの下降という形でレーダーエコーから確認できることもある（Caracena and Maier 1987；Atkins and Wakimoto 1991；石原・田畑 1996）。実際、本事例でもレーダーの鉛直スキャン（RHIモード）から、反射強度が32 dBZを越える降水コアが高度4 km程度から約5分で降下する様子が確認された。

上空のレーダーエコーと地上の突風に関して、他に同様の研究がないため単純な比較はできないが、国内の事例解析を以下に示す。石狩平野における観測結果では反射強度19-22 dBZ、エコー頂2 km程度の対流雲のエッジから数 kmの場所で、10 m/sの突風が観測された（Shirooka and Uyeda 1990）。一方、津軽平野の事例では反射強度25-30 dBZ、エコー頂3 kmの対流セルから約9 km離れた地上で30 m/s近い突風が観測された（真木ほか 1992）。このように、降雪雲の構造の違いから突風の様相も大きく異なっている。本研究では検出された突風の60%以上は15 m/sを越える風速を有していた。石狩平野と北陸沿岸とでは、海岸線からの距離や地表の条件が異なるものの、降雪雲の構造として北陸の方がエコー頂高度で1~2 km程度、反射強度で10 dBZ程度強かった。相対的に気温が高く雲水量の多い北陸周辺の対流雲では、より高高度であられ粒子が形成されやすいことが考えられる。第14図に小松空港で撮影したガストフロントの例を示す。降雪雲の場合、降水セル前面の雪足（virga）によってガストフロントが可視化されることが多い。この事例でもガストフロント通過時に、直径5 mm程度のあられと突風が確認された。対流雲がより発達しやすい点、あられの成長を考慮すると、北陸沿岸では石狩平野に比べて、より強い風速の突風が高頻度で発生する可能性がある。

米国ではダウンバーストが地上発散する際のガストフロントの研究結果が報告されているが（観測的研究では、例えばGoff (1976), Fujita (1986), Droegemeier and Wilhelmson (1987), Martner (1997) など）、わが国における観測例は少なく（小林ほか 2007）、寒候期における突風のマイクロスケール構造を明らかにする必要がある。本論文の目的は検



第14図 2003年1月31日に小松空港で観測された、降雪雲前面で可視化されたガストフロント。

出された突風の統計的特徴を示すことであり、個々の事例には触れなかった。突風をもたらしたエコーシステムの構造をみると、孤立したセル状エコーや海岸線に平行なバンド状エコーなどいくつかの特徴を有していた。地上の突風は上空の季節風速が強い時、弱い時双方で発生していた。また、陸風など季節風に相対する下層風系が卓越した場合には、地上突風が観測されない事例もあった。このような異なる構造を有した降雪雲からの気流構造を明らかにしていく必要がある。また、風況は地形の影響を強く受けるとともに、地域特性があるため、さまざまな地域、場所における観測データの比較を行うことも今後の課題である。

## 8. 結論

冬期北陸（石川県小松市と福井県三国町）沿岸における2冬期間の気象レーダーと地上観測により、突風の統計的特徴を調べた。2冬期間で検出された157事例の突風をもとに以下の特徴がわかった。

- (1) 10万個を超える最大瞬間風速データ（1分値）のうち、21%が10 m/s以上の風速、3%が15 m/s、0.1%が20 m/s以上の風速であった。突風として検出された157事例の中で、約60%が15 m/s以上の風速、20%が20 m/s以上の風速であった。

- (2) 突風のエコー有無を調べたところ、3/4がエコーを伴っていた。「エコーあり」の突風の場合、平均で約0.5°Cの気温降下と約0.2 hPaの気圧上昇を示した。
- (3) 突風の風速は最大反射強度とエコー頂高度により相関を示し、ほとんどの突風はエコーエッジから10 km以内で発生した。
- (4) 突風をもたらした対流雲の約7割は、最大反射強度28 dBZ以上、エコー頂4 km以上で、寒気吹出し時の発達した対流雲であった。

以上の結果は、対流雲内で形成されるあられによる下降流の強化が地上の突風に密接に関係していることを示唆しており、突風発生時の環境場の特徴として、地上から雲頂700 hPaに達する対流不安定層の存在が必要であった。

## 謝辞

本観測に際し、北陸電力雷センター、電力中央研究所、気象庁、航空自衛隊第6航空団に協力を頂いた。論文作成にあたっては、担当編集委員、2名の査読者から有益なコメントを頂いた。ここに、謝意を表します。本研究の一部（2000年の観測）は科学技術振興事業団・戦略的基礎研究（CREST）からサポートを受けました。

## 参考文献

- Atkins, N. T. and R. M. Wakimoto, 1991: Wet microburst activity over the southeastern United States: Implications for forecasting. *Wea. Forecasting*, 6, 470-482.
- Caracena, F. and M. W. Maier, 1987: Analysis of a microburst in the FACE meteorological mesonet network in southern Florida. *Mon. Wea. Rev.*, 115, 969-985.



- Dröegemeier, K. K. and R. B. Wilhelmson, 1987 : Numerical simulation of thunderstorm outflow dynamics. Part I : Outflow sensitivity experiments and turbulence dynamics, *J. Atmos. Sci.*, **44**, 1180-1210.
- Fujita, T. T., 1986 : DFW Microburst. University of Chicago, 155 pp.
- Goff, R. C., 1976 : Vertical structure of thunderstorm outflows. *Mon. Wea. Rev.*, **104**, 1429-1440.
- 石原正仁, 田畑 明, 1996 : 降水コアの下降によるダウンバーストの検出. *天気*, **43**, 215-226.
- 小林文明, 1996 : ガストフロントに伴って形成されたアーチ状の雲. *天気*, **43**, 727-728.
- 小林文明, 2007 : 竜巻の多様性—2006年9月17日台風13号に伴う竜巻を中心として—. *天気*, **54**, 891-892.
- Kobayashi, F., G. Naito, T. Wakai and T. Shindo, 1994 : The role of the lower atmospheric condition to development of winter thunderclouds in the Japan Sea Coast. *J. Atmos. Electr.*, **14**, 31-40.
- 小林文明, 松井正宏, 田村幸雄, 2006 : 2005年12月25日から26日にかけて北日本で発生した突風災害. *日本風工学会誌*, **31**, 137-144.
- Kobayashi, F., Y. Sugimoto, T. Suzuki, T. Maesaka and Q. Moteki, 2007 : Doppler radar observation of a tornado generated over the Japan Sea coast during a cold air outbreak. *J. Meteor. Soc. Japan*, **85**, 321-334.
- 小林文明, 鈴木菊男, 菅原広史, 前田直樹, 中藤誠二, 2007 : ガストフロントの突風構造. *日本風工学会論文集*, **32**, 21-28.
- 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.
- Martner, B. E., 1997 : Vertical velocities in a thunderstorm gust front and outflow. *J. Appl. Meteor.*, **36**, 615-622.
- 宮城弘守, 菊川裕規, 松井正宏, 曹 曙陽, 田村幸雄, 2007 : 2006年台風13号に伴って発生した竜巻による延岡市の被害. *日本風工学会風災害研究会*, 2006年台風13号および同年11月7日に北海道佐呂間町で発生した竜巻による強風災害に関する調査報告書, 71-80.
- 森 真理子, 高谷美正, 2004 : 関東地方で発生した降ひょう・ダウンバーストを伴ったスーパーセルの事例解析. *天気*, **51**, 567-581.
- Ninomiya, K., J. Fujimori and T. Akiyama, 1996 : Multi-scale features of the cold air outbreak over the Japan Sea and the northwestern Pacific. *J. Meteor. Soc. Japan*, **74**, 745-761.
- 小倉義光, 1997 : メソ気象の基礎理論. 東京大学出版会, 215 pp.
- 大久保 篤, 柴田のり子, 根口光太郎, 辻本嘉大, 橋田重延, 大石喜仁, 武井康郎, 水野康隆, 宮原寿夫, 仲居史志, 2004 : 2003年10月13日に千葉県, 茨城県で発生したダウンバーストについて. *天気*, **51**, 363-369.
- 大野久雄, 鈴木 修, 楠 研一, 1996 : 日本におけるダウンバーストの発生の実態. *天気*, **43**, 101-112.
- Sakakibara, H., M. Ishihara and Z. Yanagisawa, 1988 : Squall line like convective snowbands over the sea of Japan. *J. Meteor. Soc. Japan*, **66**, 937-953.
- Shirooka, R. and H. Uyeda, 1990 : Morphological structure of snowburst in the winter monsoon surges. *J. Meteor. Soc. Japan*, **68**, 677-686.
- 曹 曙陽, 小林文明, 吉田昭仁, 松井正宏, 菊池浩利, 佐々浩司, 田村幸雄, 2007 : 北海道佐呂間町における竜巻による建物被害. 北海道佐呂間町で発生した竜巻による甚大な災害に関する調査研究, 平成18年度科学研究費補助金(特別研究促進費:研究課題番号18900003)研究成果報告書, 130-140.
- 田村幸雄, 須田健一, 吉田昭仁, 松井正宏, 2007 : 2005年12月25日 JR 羽越本線いなほ14号脱線現場付近の風況推定. *日本風工学会誌*, **32**, 177-178.
- Wakimoto, R. M., 1985 : Forecasting dry microburst activity over the High Plains. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 1131-1143.
- 山岸米二郎, 土井雅彦, 北畠尚子, 上口弘晃, 1992 : 強い突風を伴った寒気(団)内低気圧. *天気*, **39**, 27-36.
- 吉崎正憲, 加藤輝之, 永戸久喜, 足立アホロ, 村上正隆, 林 修吾, WMO-01観測グループ, 2001 : 「冬季日本海メソ対流系観測-2001 (WMO-01)」の速報. *天気*, **48**, 893-903.