論文

1台のドップラーレーダにより観測された 降雪雲に伴う強風の形成過程

真木 雅之¹⁾

要 旨

1台のドップラーレーダによる降雪雲の鉛直断面の観測データを解析して降雪雲に伴う強風の形成過程を明らかにする。降雪雲が衰弱期に入ると降雪雲内では下降流が支配的となる。下降流は地表面に達すると水平方向へ流出する外出気流となる。外出気流はくさび状のレーダエコーとして観測される。外出気流は降雪雲内のいくつかの下降流により加速され、進行方向前部では強風域と突風が形成される。この強風域内では風によってまき上げられる地吹雪粒子と降雪粒子のために水平視程が極端に悪化する。下降流内は降雪粒子の昇華により非断熱的に冷却される。このため、外出気流の通過時には突風とともに2°C程度の気温の降下が観測される。降雪雲前部での外出気流が強風域を形成するのに対して、降雪雲後部への外出気流は一般風を弱める。合計34事例の降雪雲のうち、22事例がこのような風系であった。しかしながら、8事例については逆に降雪雲の進行方向後部で強風となっていた。これは降雪雲の発達段階の違いによるもので、発達期から最盛期の降雪雲の中では上昇流が支配的であり、降雪雲下層での流入気流は進行方向の後部で風を強め、逆に、前部では風を弱めるためである。

キーワード：吹雪，ガスト，ドップラーレーダ，降雪雲

Key words: snowstorm, gust, Doppler radar, snow cloud

1. はじめに

これまで、視程障害を引き起こす吹雪・地吹雪の研究は雪氷学、雪氷工学的な観点から地表付近での研究が盛んにおこなわれてきた（例えば Oura *et al.*, 1967；O'Brien, 1970；Kind, 1975；Schmidt, 1980；竹内, 1996；竹内, 1999；松沢・竹内, 2002）。これに対して、吹雪・地吹雪を引き起こす強風の発生機構そのものについての研究は多くない。強風の発生機構としては大きく分けて、大陸からの寒気の張出し時の気圧配置で決まるタイプ（季節風タイプ）と個々の降雪雲に起因するタイプ（降雪雲タイプ）の二通りが考えられる。前者が、水平スケール2000 km以上で時間スケールが1日以上で総観規模の現象であるのに対して、後者はもっとスケールの小さなメソβ

（水平スケールが200 kmから20 km）からメソγスケール（水平スケールが20 kmから2 km）の現象である。ホワイトアウト現象による大きな交通障害を引き起こすのは降雪雲タイプが原因であると考えられる。本論文では降雪雲タイプの強風の発生過程について述べる。

日本海上で発生し日本海側の平野部に侵入する降雪雲は冬季の対流活動の典型的な現象であり、降雪雲タイプの強風の存在は1960年代初めに目視観測や写真撮影により確かめられている。例えば、Higuchi (1962) は航空機からの写真撮影により、最盛期の雪雲からの下降流、地表での突風（ガスト）の発生を確認している。また、Shi-rooka and Uyeda (1990) は地上からの写真撮影から 10 ms^{-1} にも達する強い下降流を解析している。Sakakibara *et al.* (1988) は1台のドップラーレーダ観測から、スコールラインの構造をもった

1) 防災科学技術研究所

〒305-0006 茨城県つくば市天王台3-1

雪雲からのガストを観測している。Maki *et al.* (1993) は 1 台のドップラーレーダ観測データをもとに、降雪雲からの外出気流が突風を発生させること、外出気流は密度流 (Simpson, 1969) の特徴を持っていることを示し、外出気流と高い地吹雪、低い地吹雪の発生場所の関係を議論している。Maki and Miyachi (2001) はレーダデータの 3 次元アニメーション表示から、外出気流の先端に弧状のレーダエコーができることを確認した。ドップラーレーダ観測は降雪雲内部の気流構造を知る上で極めて有効な手段である。本研究では降雪雲と吹雪・地吹雪の発生という観点から、合計 34 の降雪雲の事例についてドップラーレーダの観測データを解析した。

第 2 章ではレーダ観測と解析データの概要について述べる。第 3 章では降雪雲内のドップラー速度についての統計的な特徴について述べる。第 4 章では典型的な二つの事例について、降雪雲内の気流構造と外出気流の形成過程を明らかにする。これらの結果から、第 5 章では降雪雲からの外出気流と地上でのガストの発生と視程の変化を模式的に示す。本論文では強風と降雪雲との関係について述べているが、吹雪・地吹雪の発生の全ての原因が降雪雲にあると主張するものではない。

2. データ

使用したデータは、防災科学技術研究所が 1992 年に津軽平野稲垣村 (青森県) でおこなった降雪雲の観測から得られたデータである。この観測では、吹雪・地吹雪の発生機構を調べるために 1 台の 3 cm 波長のドップラーレーダ (Maki *et al.*, 1990) が用いられた。約 2 週間の観測期間ではあったが、冬型の気圧配置のもとで日本海上で発達し、津軽地方へ進入する多くの降雪雲についての観測データを取得した。図 1 にドップラーレーダの設置場所と観測範囲を示す。レーダ観測では、主風向の方位角を中心にした 45° の方位角範囲を 5° 毎に RHI (Range Height Indicator) スキャンをおこなった。その所要時間は約 4 分である。RHI スキャンは、ある方位角の鉛直断面をアンテナの仰角を変えながらスキャンするモードで、降雪雲内部の鉛直断面上の気流構造とその時間変化を調べるために設定された。1 台のドップラーレ

図 1 レーダ設置場所と観測範囲。+印はレーダの設置場所 (青森県西津軽郡稲垣村) で、北緯 $40^\circ 53.55'$ 、東経 $140^\circ 23.84'$ 、アンテナ位置の海拔高度 5 m。

ーダ観測で気流構造を求める場合、測定できる風はレーダ動径方向の速度成分のみであるという本質的な制約がある。そこで、レーダ方向に向かって進んでくる降雪雲だけに着目し、その中心をスキャンする RHI 観測データ (等価レーダ反射因子とドップラー速度) を解析した。これにより、近似的ではあるが降雪雲内の気流の鉛直断面での構造を知ることができる。解析する降雪雲を選び出す際、降雪雲の進行方向と RHI スキャン方位角のずれの許容範囲を $\pm 5^\circ$ とした。この違いによる風速成分への影響は 0.4 % 程度である。この条件を満たす降雪雲は合計 34 事例あった。観測では RHI スキャンの他に高度角 2.4° の PPI (Plan Position Indicator) スキャンをおこなった。このスキャンモードは高度角一定で方位角を変えながらアンテナを回転するモードで、降雪雲の水平分布、個々の降雪雲の移動速度や移動方向を把握するために設定された。

レーダ設置点ではレーダ観測のほかに 3 時間毎の低層ゾンデ観測と超音波風向風速計や視程計による地上観測がおこなわれた。低層ゾンデ観測データからは降雪雲が形成されときの環境場の気温、風速・風向、湿度のプロファイルが求められた。また、地上観測からは降雪雲の通過にともなう地上での強風の発生や吹雪・地吹雪発生時の視

程の変化が求められた。

3. 降雪雲のドップラー速度の統計的特徴

前節で述べた基準で選び出された合計 34 事例の降雪雲のドップラー速度の統計的な特徴を表 1 にまとめた。降雪雲の平均寿命は約 2 時間、最長寿命は約 3 時間であった。各事例において、発達最盛期の等価レーダ反射因子とエコー頂高度を求めた。等価レーダ反射因子の最大値は 35 dBZ、34 事例の平均値は 30.8 dBZ であった。一般に、レーダ反射因子から降雪強度を精度良く推定することは困難であるが、Sekhon and Srivastava (1970) の換算式 $Z = 1780R^{2.21}$ (R は降雨強度 [mmh^{-1}], Z の単位は mm^6m^{-3}) を用い、降雪粒子の密度を 0.1 gcm^{-3} とすると、30.8 dBZ は 8 mmh^{-1} 、35 dBZ は 13 mmh^{-1} の降雪強度に相当する。エコー頂高度の最大値は 5 km、34 事例の平均値は 3.9 km であった。降雪雲の平均移動方向は 103° 、平均移動速度は 12.8 ms^{-1} で、高度 2 ~ 3 km 付近の風に支配されていた。

ドップラー速度の平均値は降雪雲の進行方向前部で -15.7 ms^{-1} 、後部で -12.0 ms^{-1} で前部のほうが大きかった。しかしながら、事例によっては速度分布パターンが異なる場合があった。図 2 にドップラー速度の頻度分布を示す。34 の事例中 22 の事例では、降雪雲の下層の進行方向前部でのドップラー速度は後部でのドップラー速度よりも大きい。8 事例については逆に降雪雲の下層の進行方向後部でのドップラー速度が大きかった。残りの 4 事例では特に顕著なドップラー速度パターンは認められなかった。ドップラー速度から降雪雲の移動速度を差し引いた相対ドップラー速度は降雪雲前部で -2.9 ms^{-1} 、降雪雲後部 0.8 ms^{-1} である。このような相対ドップラー速度のパター

ンは、降雪雲の下層の風の場合が発散場となっていることを意味し、降雪雲の下層では中心から外に流出する気流が存在することを示唆している。相対ドップラー速度についても一つ着目すべき点として、表 1 に示したように、標準偏差の算術平均に対する比で定義される変動係数が大きいことである。特に、降雪雲進行方向の後部で相対ドップラー速度の変動が顕著である。これは降雪雲の発達段階の違いによる気流構造の違いを反映したものと考えられる。これらの気流構造の詳細を次節の事例解析を通じて示す。

4. 事例解析

降雪雲の下層に強い収束・発散が観測された事例を選び出し、詳細な解析をおこなった。強い収束・発散の目安として、降雪雲進行方向の前部と後部での風速差が 5 ms^{-1} 以上ある場合とした。このような事例は 34 事例中 16 例あった。選び出された事例について、レーダエコーの特徴、ドップラー速度、相対ドップラー速度、地上に設置された超音波風向風速温度計で観測されたガスト

図 2 計 34 事例の降雪雲のドップラー速度の頻度分布。

表 1 レーダ設置点付近を通過した合計 34 の降雪雲の統計的特徴。

	エコー強度		エコーの移動		ドップラー速度		相対ドップラー速度	
	Zmax (dBZ)	Etop (km)	速度 Espd (ms ⁻¹)	方向 Edir (deg)	エコー前部 Vf (ms ⁻¹)	エコー後部 Vr (ms ⁻¹)	エコー前部 Vf+Espd (ms ⁻¹)	エコー後部 Vr+Espd (ms ⁻¹)
平均	30.8	3.9	12.8	102.8	-15.7	-12.0	-2.9	0.8
標準偏差	3.3	0.8	3.2	9.2	-5.0	-2.6	3.4	3.7
変動係数	0.11	0.19	0.24	0.03	-0.32	-0.21	-1.2	-4.3

Zmax: レーダ反射因子の最大値, Etop: 等価レーダ反射因子 10dBZ で定義したエコー頂高度, Espd: エコーの移動速度, Edir: エコーの移動方向, Vf: エコーの移動方向前面で観測されたドップラー速度の最大値 (←はレーダに向かう風), Vr: エコーの移動方向後面で観測されたドップラー速度の最大値, Vf+Espd: エコーの移動方向前面での系に相対的なドップラー速度, Vr+Espd: エコーの移動方向後面での系に相対的なドップラー速度。

(突風), 気温の変化を表2に示す. 他の事例と傾向が異なる事例7を除いた計15事例の平均を見ると, 降雪雲の移動速度は 14.4 m^{-1} , 降雪雲の進行方向前部および後部で観測されたドップラー速度はそれぞれ -20.1 ms^{-1} , -11.0 ms^{-1} である. 降雪雲の移動速度は近似的に環境場の一般風の速度と見なせるので, 降雪雲の前部では一般風よりも 5.7 ms^{-1} だけ強い風が, 降雪雲後部では 3.4 ms^{-1} だけ弱い風が吹いているということが言える. 降雪雲がレーダサイトを通過する際に, 地上1.5 mの高さに設置された超音波風向風速温度計にガストと気温の降下が観測される場合があった. 平均値はそれぞれ 16.2 ms^{-1} と -1.9°C である. ガストが観測される時刻は, 平均では, 降雪雲の中心が通過する4.3分前である. 降雪雲の移動速度を考慮してこの時間を距離に換算すると, ガストの位置は降雪雲の中心から3.7 kmと推定される.

以上のことをより詳細に見るために, 強風の形成過程が特に明瞭に捕らえられた2つの事例(事例11と事例7)についての解析結果を以下に示す.

4.1 降雪雲の最盛期直後から衰弱過程における外出気流の発達 (事例11)

この事例では, 表2に示したようにドップラー速度の最大値 -24.1 ms^{-1} , 相対ドップラー速度の最大値 -11.2 ms^{-1} が降雪雲進行方向前部で観測された. この降雪雲は一度弱まり始めた上空の

寒気が一時的に再び強まる中, 日本海上で形成された非バンド状の降雪雲の一つである. 降雪雲は00:55(以降, 時刻はローカルタイムとする)にレーダ観測範囲(半径64 km)に現れ, 01:13には最盛期となった. 約 14 ms^{-1} の速さで東南東方向へ移動し, 01:47に先端部が津軽平野に上陸した. 降雪雲の中心がレーダサイトを通過する約6分前に, 地上では 17.2 ms^{-1} の突風と 2.2°C の気温の降下が超音波風向風速温度計により観測された(図3参照). 降雪雲はレーダサイトを通過後, 02:33に内陸部で消滅した.

降雪雲の進行方向前部に強風域が形成されるのがレーダにより観測されたのは平野に上陸する約17分前の01:30頃である. このときの降雪雲の等価レーダ反射因子とドップラー速度の水平分布の時間変化を図4と図5に示す. 降雪雲の強さを見ると, 図4a(01:31)から図4c(01:48)の約17分の間, 最大のレーダ反射強度は35 dBZ から30 dBZへ減少しており, 降雪雲は衰弱期に入っていることが示唆される. ドップラー速度パターンの時間変化を見ると, 図5a(01:31)に降雪雲の中心部分で形成され始めた -16 ms^{-1} から -18 ms^{-1} のドップラー速度領域の面積は, 徐々に進行方向前部で大きくなり, 図5c(01:48)には -18 ms^{-1} から -20 ms^{-1} に達する強風域が進行方向前部の先端部で形成されている.

この時間帯の降雪雲の RHI 画像上での等価レ

表2 下層に強い収束・発散を伴った降雪雲の一覧.

事例	月日	時刻* (LST)	レーダエコー		ドップラー速度				相 対 ドップラー速度		地上ガスト		
			Zmax (dBZ)	Etop (km)	Espd (ms^{-1})	Vf (ms^{-1})	Vr (ms^{-1})	Vf-Vr (ms^{-1})	Vf* (ms^{-1})	Vr* (ms^{-1})	Ws (ms^{-1})	Δt (min)	dT (deg)
1	1/23	00:24	32	4.0	15.8	-21.5	-12.5	-9.0	-5.7	3.3	16.2	6	-1.0
2	1/23	01:13	31	4.3	12.4	-20.2	-11.1	-9.1	-7.8	1.3	14.2	4	-2.1
3	1/23	02:34	32	4.6	11.2	-19.1	-11.5	-7.6	-7.9	-0.3	16.0	-	-2.2
4	1/23	03:37	26	4.5	11.9	-17.7	-11.0	-6.7	-5.8	0.9	13.3	13	-1.2
5	1/23	19:16	31	4.0	12.9	-16.6	-11.3	-5.3	-3.7	1.6	-	-	-
6	1/23	23:54	32	4.5	14.9	-18.4	-8.0	-10.4	-3.5	6.9	-	-	-
7	1/24	01:21	34	4.8	12.9	-8.6	-18.9	10.3	4.3	-6.0	-	-	-
8	1/24	11:12	29	3.0	10.3	-16.0	-10.5	-5.5	-5.7	-0.2	-	-	-
9	1/24	12:24	27	3.5	10.8	-14.9	-9.3	-5.6	-4.1	1.5	-	-	-
10	1/26	01:24	29	3.8	14.5	-21.5	-13.6	-7.9	-7.0	0.9	15.5	0	-2.3
11	1/26	01:55	33	4.0	12.9	-24.1	-9.5	-14.6	-11.2	3.4	17.2	6	-2.2
12	1/27	21:47	33	4.0	15.4	-22.7	-13.6	-9.1	-7.3	1.8	-	-	-
13	1/27	00:15	31	4.0	17.9	-25.0	-9.5	-15.5	-7.1	8.4	17.0	2	-2.3
14	1/28	00:45	35	5.0	17.0	-21.5	-11.9	-9.6	-4.5	5.1	17.0	3	-2.1
15	1/28	01:17	35	4.5	19.4	-20.6	-9.4	-11.2	-1.2	10.0	-	-	-
16	1/28	02:17	35	4.7	19.4	-21.6	-13.0	-8.6	-2.2	6.4	19.2	0	-2.0
平均**			31.4	4.2	14.4	-20.1	-11.0	-9.0	-5.6	3.4	16.2	4.3	-1.9

*時刻: レーダ方向のドップラー風速の最大値が観測された時刻, Ws: レーダサイト地上で観測されたガスト, Δt : ガストのピークが観測された時刻から降雪雲の中心が到達するまでの時間, dT: ガスト通過時の気温降下, その他の記号は表1と同じ. 平均**: 事例7を除く平均.

図3 降雪雲の通過に伴い地上で観測された風速，風向，気温の変化．01:56に風速が増大すると同時に気温の急激な降下が始まる．ガストは降雪雲の中心が通過する約6分前の02:00頃観測され，気温は約 2°C 降下した．風向については顕著な変化は認められない．

ーダ反射因子とドップラー速度の時間変化を図6と図7に示す．最盛期の約20分後の図6a (01:34)ではエコー頂高度は約4 kmあるが，その約20分後の図6f (01:55)では3 kmと下降している．また，降雪雲の中心のエコー強度が25 dBZから30 dBZの強い部分も，その高度を低下している．等価レーダ反射因子のこのような時間変化は，図4のPPI画像の時間変化でも示唆されたように，降雪雲がすでに衰弱過程に入っていることを示している．着目すべき点として，エコー頂高度の低下に伴い降雪雲下層の進行方向前部にくさび形の薄い層が形成されていることがあげられる．その様子は例えば，降雪雲の進行方向前部での20 dBZの境界線の時間変化に良く現れている．図6aと図6bではほぼ鉛直方向であった20 dBZ境界線は図6cでは，高度約2 km以下で進行方向へ膨らみ始めている．図6d，図6eと時間の経過とともにこの膨らみは厚さが1 km以下となり進行方向へ突出していく．そして，図6cから約20分後の図6f (01:55)ではくさび状エコーとなり，その長さは5 kmに達している．

図7のドップラー速度の時間変化には，くさび状エコーの中で強風域が形成される過程が明瞭に表されている．図7a (01:34)では -16 ms^{-1} から -18 ms^{-1} の強風域は降雪雲のほぼ中心部分にある．この強風域は時間とともに進行方向前部にシフトしていく．図7c (01:43)では -18 ms^{-1} から -20 ms^{-1} の強風域が進行方向前部に現れている．その後，この強風域は先端部へとひろがり，図7f (01:55)ではくさび状のエコー内部が強風域となっている．

降雪雲の前部で強風域が形成されるのとはほぼ同時に，相対的に風の弱い領域が降雪雲の後部に形成される．強風域が進行方向前部にひろがりはじめた図7d (01:47)には， -18 km 付近で地表付近に -12 ms^{-1} から -14 ms^{-1} のドップラー速度領域が認められる．この相対的に風の弱い領域はその後，後方へひろがり，図7f (01:55)では -10 km から -13 km のところに -10 ms^{-1} から -12 ms^{-1} の弱いドップラー速度領域が現れている．このようなドップラー速度の分布パターンはこの事例だけではなく消滅期のほかの降雪雲でもしばしば見られた．

図7ではRHI画面上でのドップラー速度分布の時間変化から強風の形成過程を示したが，次の二つの単純な仮定をおくことにより，より具体的な気流構造を求めることができる．一番目の仮定として，降雪雲の進行方向に直交する風の成分は大きくない．そうすると，進行方向のRHIスキャン断面上での水平風成分 u は近似的に $u = V_d \cos(\theta)$ で求められる(ここで， V_d は観測されたドップラー速度， θ はスキャン高度角)．二番目の仮定として，降雪雲の高さは通常4 km程度(表1参照)なので，空気密度の高度変化を無視した連続の式，すなわち，浅い対流の連続の式が各高度で成り立つと仮定する．この仮定から， u の分布から求められる各高度の収束発散を積分して鉛直流を計算することができる．その際，O'Brien (1970)に従って，鉛直方向に積算される収束発散の推定誤差が各高度に均等に分配されるように鉛直速度を計算する．このようにして推定した降雪雲内の気流構造の時間変化を図8に示す．図8a (01:28)は降雪雲の最盛期直後であるが，30 dBZから35 dBZの等価レーダ反射因子

図4 衰弱期にある降雪雲の等価レーダ反射因子の時間変化。高度角 1.2° のPPI画像。図(b)でレーダの西5 kmにある南北に伸びる長さが約10 kmのライン状の強いエコーは地形によるものである。同様に図(c)でレーダの北約20 kmから25 kmにある強いレーダエコーとレーダの西約10 kmの強いエコーも地形によるものである。図の直線は図6と図7に示す鉛直断面の方向を示している。

図5 図4と同様。ただし、ドップラー速度の時間変化。

図6 RIHI画像上で観測された、衰弱期の降雪雲の等価レーダ反射因子の時間変化。横軸0 km から-6 km に定常的に見られる地表付近の強いエコーは地形エコーである。

図7 RIHI画像上で観測された、衰弱期の降雪雲のドップラー速度の時間変化。

図8 ドップラーレーダ RHI 観測から推定された降雪雲内の気流構造の時間変化。ただし、降雪雲の移動速度を差し引いた値を示している。

の強い部分が -29 km から -30 km と -30.5 km から -32 km の 2 カ所にある。高度は 2 km 以下である。気流構造を見ると、降雪雲の中心部の -30 km には約 2 ms^{-1} の上昇流がある。約 9 分後 (図 8 b) では強い反射強度の部分はなくなり、降雪雲内には + で示した点を中心に 4 箇所反時計回りのロール状の循環が形成されているのが認められる。そのロール状循環の一部である下降流は反射強度の大きなところに対応して存在しており、その下降流は地上に達して水平方向に流出する気流となっている。図 8 c (01:46) によれば、降雪雲の進行方向前部の地上付近にくさび状エコーが形成され始めている。図 8 b で見られたロール状循環は水平距離 -16 km 、高度 1.3 km を中心にしてより明瞭になっている。下降流もより顕著となり、地上に達した後、一部は進行方向前方へ、一部は進行方向後方へ流出している。このロール状循環とその一部である下降流はこの外出気

流の形成と維持に必要不可欠であり、くさび状エコーを形成する動力となっていると考えられる。図 8 d (01:55) では、津軽平野に上陸後、降雪雲は急速に衰弱し、下降流は降雪雲の中心部から後方に移動し、降雪雲の後部での外出気流を強めている。降雪雲進行方向前部のくさび状エコーの先端部分 (-3 km から -5 km) では特に強い風が吹いている。

4.2 最盛期における降雪雲内の気流構造 (事例 7)

図 7 および図 8 で示したように、降雪の衰弱期には降雪雲内部での下降流によって生じる外出気流が顕著となり、降雪雲の進行方向前部の先端では突風が、後部では前部に比べて相対的に弱い風が形成される。しかしながら、第 3 章で述べたようにこれとは異なる風速分布の事例があった。すなわち、解析した 34 事例中 8 事例では前部よりも後部でのドップラー速度が大きかった。特に、

図9 事例11の最盛期の降雪雲内の気流構造. ただし移動速度を差し引いた値.

表2の事例7では前部のドップラー速度が -8.6 ms^{-1} であるのに対して後部では -18.9 ms^{-1} と 10 ms^{-1} も大きかった. この事例は上空の寒気の強さが最も強い時に日本海上で形成発達した降雪雲で, 前述の事例7がシングルセルタイプの降雪雲であったのとは異なり, バンド状に組織化された降雪雲の例である. 前の事例と同様に降雪雲内の気流構造を求めた. その結果を図9に示す. 水平距離 -21 km から -22 km のところに 30 dBZ から 35 dBZ に強い反射強度の部分があり, その高さは 3.8 km まで達しており, 降雪雲が最盛期にあったことを示している. 気流構造を見ると, この部分では地上付近で降雪雲内に流入した気流が 3 ms^{-1} を越す上昇流となり, 高度 4 km まで達している. 水平距離 -19 km のところにも進行方向にやや傾いた 4 ms^{-1} を越す強い上昇流がある. このように, 最盛期の降雪雲内では上昇流が支配的であり, 降雪雲の下層では降雪雲に流入する気流となっている. そして, 進行方向の後部の地表付近では降雪雲の移動速度に, 収束による流入する風が加わるために強い風が吹き, 逆に, 進行方向前部では流入気流が実際の風を弱める働きをしている.

事例11と事例7の解析結果から, 降雪雲の気流構造を決定するのはその発達段階の違いのほか, 降雪雲のタイプにも依存すると考えられる. 図7, 図8に示した事例11はシングルセルタイプの降雪雲であった. 降雪が強まると下降流が生じるが, シングルセルタイプの降雪雲の場合, この下降流の位置は降雪雲を発達させる上昇流の場所

と同じである. このため, 上昇流は下降流により弱められ降雪雲は急速に衰弱する. その際, 顕著な外出気流が形成される. これに対して図9に示した事例7の降雪雲はバンド状に組織化された降雪雲であった. バンド状降雪雲は上昇流と下降流の位置をずらすことによって古い降雪セルの衰弱と新しいセルの発達を繰り返しながら成長し続けることができる. 実際, 事例7の降雪雲では図9に示したような気流構造が長時間維持された.

5. まとめ

事例解析の結果から, 降雪雲からの外出気流の形成過程および地上での視程の変化を図10に模式的に表した. 冬型の気圧配置のもとで, 大陸からの寒気が日本海上に流出されるとき, 海水面から熱と水蒸気の供給を受け, 降雪雲が形成され発達していく. 降雪雲の発達期から最盛期には地表面近くでの収束により上昇流が支配的である (図10 a). 流入気流により, 降雪雲の進行方向の後部では風が強まり, 逆に, 前部では弱められる. 降雪雲が発達して降雪が強まると降雪粒子自身の落下による引き摺り力 (drag force) による下降流が発達する. シングルセルタイプの降雪雲の場合, 上昇流の場所と下降流の場所が同じところにある場合には上昇流が下降流により打ち消されて弱まる. 平野部へ上陸後は熱源と水蒸気源を絶たれるので, 降雪雲は急速に衰弱し下降流が支配的になる (図10 b). この下降流は地表面に達した後, 水平方向に流出する気流となる. 降雪雲内にいくつかの下降流が存在するときには, 外出気流

図 10 降雪雲からの外出気流の形成と地吹雪の強さを説明する模式図。(a) 発達期から最盛期の降雪雲, (b) 衰弱期の降雪雲。

が加速され, 進行方向前部では突風が形成される。降雪雲の中心から外出気流の先端部までの距離は降雪雲の発達段階によるが, 衰弱末期には 10 km 程度に達することもある。また, 降雪雲の中心から突風域までの距離は平均的には 4 km 程度である。この外出気流は下降流内で落下する降雪粒子の昇華により非断熱冷却されるため, 外出気流が通過する時にはガストとともに気温の低下 (最大で 2°C 程度) が地上で観測される。一方, 降雪雲後部への外出気流は風を弱める働きをする。

降雪雲進行方向前部での外出気流はくさび状のレーダエコーとして観測される。くさび状エコー内には主として降雪粒子によるものと考えられるが, くさび状エコー内の強風域では地表面からまき上げられた地吹雪粒子も加わる。このようなときには視程が極端に悪化する (松沢・竹内, 2002)。通常, 陸上における降雪雲は一般に, 衰弱過程をたどるので, 図 10 b のような強風のパターンが典型的なものである。一方, 図 10 a のようなパターンは最盛期の降雪雲に関するもので, 主として海上で見られる。陸上と異なり, 海上の場合には風で吹き上げられる地吹雪粒子が存在しないので強風域での視程は図 10 b の場合ほどは悪化し

ない。しかしながら, 降雪雲がバンド状に組織化されている場合には, 上昇流と下降流の場所がずれることにより, 自己維持機能が働き, 上陸後もその風系が維持される場合がある。そのような場合には, 降雪雲後部の強風域で発生する地吹雪が降雪に加わるために視程が悪化する。バンド状降雪はほぼ同じ場所に停滞することがしばしばあり, この場合には同じ場所で視程の悪化が長時間継続することもある。

謝 辞

観測をおこなうにあたって, 青森県西津軽郡稲垣村にレーダ設置場所の便宜をはかっていただきました。ここに記して感謝いたします。

文 献

- Higuchi, K., 1962: On the characteristics of snow clouds. *J. Meteor. Soc. Japan*, **40**, 193-201.
- Kind, R. J., 1975: A critical examination of the requirements for model simulation of wind-induced erosion/deposition phenomena such as snow drifting. *Atmos. Environ.*, **10**, 219-227.
- Maki, M. and Miyachi, H., 2001: Visualization of Doppler radar data —Three-dimensional images of snow bands—. Report National Res. Inst. Earth Sci. Disast.

- Prev., No. 49, 53-64.
- Maki, M., Nakai, S., Yagi, T. and Nakamura H., 1993: A case study of snowstorm gusts and blowing/drifting snow. *Annals of Glaciology*, **18**, 142-148.
- Maki, M., Yagi, T. and Nakai, S., 1990: The Doppler radar of NRCDP and observations of meso-scale weather systems. Report National Res. Inst. Earth Sci. Disast. Prev. No. 44, 61-79.
- 松沢 勝, 竹内政夫, 2002: 気象条件から視程を推定する手法に関する研究. 雪氷, **64**, 77-85.
- O'Brien, H. W., 1970: Visibility and light attenuation in falling snow. *J. Appl. Meteor.*, **9**, 671-683.
- Oura, H., Ishida, D., Kobayashi, D., Kobayashi, S. and Yamada, T., 1967: Studies on blowing snow II. Proc. International Conference on Low Temp. Sci., 1099-1117. Sapporo, Japan.
- Sakakibara, H., Ishihara, M. and Yanagisawa, Z., 1988: Squall line like convective snowbands over the Sea of Japan. *J. Meteor. Soc. Japan*, **68**, 937-986.
- Schmidt, R. A., 1980: Threshold wind-speeds and elastic impact in snow transport. *J. Glaciol.*, **26**, 453-467.
- Sekhon, R.S., and Srivastava, R.C., 1970: Snow size spectra and radar reflectivity. *J. Atmos. Sci.*, **27**, 299-307.
- Shirooka, R. and Uyeda, H., 1990: Morphological structure of snowburst in the winter monsoon surges. *J. Meteor. Soc. Japan*, **68**, 677-686.
- Simpson, J. E., 1969: A comparison between laboratory and atmospheric density currents. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **95**, 485-500.
- 竹内政夫, 1996: 吹雪とその対策 (1) —吹雪のしくみ—. 雪氷, **58**, 161-168.
- 竹内政夫, 1999: 吹雪とその対策 (2) —吹雪と視程—. 雪氷, **61**, 303-310.

Formation of strong winds associated with snow clouds observed by a single Doppler radar

Masayuki MAKI¹⁾

*1) National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention,
Tennodai 3-1, Tsukuba, Ibaraki 305-0006*

Abstract: To study the formation of strong winds associated with snow clouds, single Doppler radar data of a total 34 snow clouds are analyzed. Downdraft is dominant in a snow cloud at its decaying stage. When the downdraft reaches the ground surface, it spreads out horizontally to form an outward flow. Multiple downdrafts in the snow cloud accelerate the outflow and form a strong wind region at the forward part of the snow cloud. The outflow is recognized as a wedge shape radar echo. Visibility in the outflow becomes extremely low because snow particles, blown up from the ground surface by strong winds, are added to falling snow particles. Drops in temperature of up to about 2°C are observed during the outflow because of diabatic cooling of the downdraft due to sublimation of falling snow particles. On the other hand, the outflow from the rear of the snow cloud acts as a counter flow, which weakens the actual wind speed. While 22 cases of 34 snow clouds analyzed have this type of wind pattern, 8 cases have strong wind areas in the rear of the cloud. This is due to differences at the development stage of the snow cloud: updraft in a snow cloud is dominant in its development and mature stages. Inflows near the ground surface strengthen the wind speed in the rear of the snow cloud and weaken the wind speed in the forward part.

(2003 年 1 月 30 日受付, 2003 年 3 月 31 日改稿受付, 2003 年 4 月 4 日受理, 討論期限 2003 年 11 月 15 日)