

吹雪のドップラレーダー観測: Lモード降雪雲のケース*

真 木 雅 之** 中 井 専 人**
八 木 鶴 平** 中 村 秀 臣**

要 旨

吹雪, 地吹雪の発生機構を解明する目的で, 青森県津軽平野を観測フィールドに選び, ドップラレーダー観測, 低層ゾンデ観測, 地上観測を行った。

吹雪, 地吹雪をもたらしたLモード降雪雲は, 幅が約 10 km で, その走向はほぼ主風向と一致した。線状降雪雲はその走向に約 5 km 間隔でほぼ規則正しく並ぶエコーセルから構成されていた。そして, それらのエコーセルの長軸の方向は線状降雪雲の走向に対して約 45° の方向であった。エコー頂は高いもので約 3 km であった。

降雪エコーの中心には 1 m/s 以上の下降流があり, 下降流が始まる高度は約 1.3 km であった。上昇流は降雪雲の進行方向の前面にあった。下降流は地表面近くで水平に広がる冷たい外出気流 (cold outflow) となり, 降雪雲の進行方向の前面に突風域を, 降雪雲の後面に相対的に弱風な領域を形成した。cold outflow の厚さは降雪雲の進行方向の境界付近で約 600 m と推定された。また降雪エコーの中心から突風前線までの距離は約 9 km であった。cold outflow の速さは密度流の理論で説明できた。

このような気流構造を持った降雪雲の通過にともない, 地上の水平視程は 10 m 以下となり, 気温は約 1.5 °C 下降した。地吹雪の形態や強度を決定するパラメータの一つである摩擦速度は突風域で最大となり, 降雪域や弱風域では小さかった。

1. はじめに

吹雪, 地吹雪は北海道や東北地方の日本海側の平野部で多発し, 北国の冬の生活環境に大きな障害をもたらす。吹雪, 地吹雪が発生すると, 視程障害や吹き溜まりのために陸上交通や航空交通網の機能がマヒする。また, 近年の高速道路網の発達にともなって, 多重衝突といったこれまでに見られなかったタイプの交通事故が吹雪, 地吹雪がきっかけとなって発生するようになった。吹雪, 地吹雪が長時間継続すると, 吹雪の中での行きだおれや車の中に閉じ込められての凍死といった事態に陥ることもある。

このような吹雪, 地吹雪は日本国内はもちろん, 北米大陸や南極大陸でもブリザードという名前でよく知られ

ている。吹雪, 地吹雪, ブリザードはいずれも空気中を落下する, あるいは浮遊する雪粒子のために視程が悪くなる現象で, 強風を伴うのが特徴である。しかし, しばしばそれらは混同して使われることがある。

気象の辞典 (和達, 1974) と雪氷辞典 (日本雪氷学会編, 1990) によれば, 地吹雪 (drifting snow and blowing snow) は, 強風のために地表面に積もった雪粒子が空中に舞上げられて視程が悪くなる現象と定義される。これに対して, 吹雪 (snow storm) は地吹雪に降雪が加わって, 見通しが悪くなる現象である。このように, 日本では吹雪と地吹雪を降雪の有無で区別するのに対して, 海外では両者を特に区別しない場合が多い。日本における吹雪, 地吹雪に対して, 北米大陸で使われるブリザードは, 猛吹雪を伴う極めて冷たい強風, 暴風雪で, 風速が 14 m/s 以上で低温, 視程が 500 ft 以下の状態と定義される。また, 南極地方で使われるブリザードは, 氷冠からの猛烈なおろし (カタバ風) を意味する場合が多い。本論文では日本流の定義に従う。

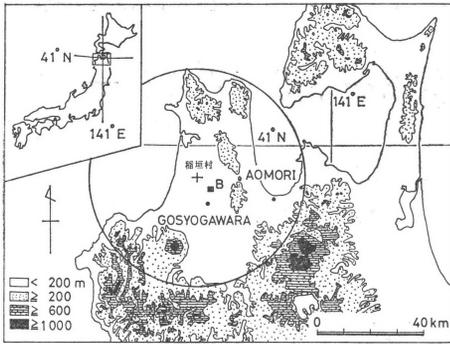
吹雪, 地吹雪についてはこれまで数多くの研究が行わ

* Doppler radar observations of snow storms: L-mode case.

** Masayuki Maki, Sento Nakai, Tsuruhei Yagi and Hideomi Nakamura, 防災科学技術研究所。

——1991年12月20日受領——

——1992年5月25日受理——



第1図 レーダー設置点とレーダー観測範囲。
+印がレーダー設置点、B点は地上
観測点(毘沙門)。

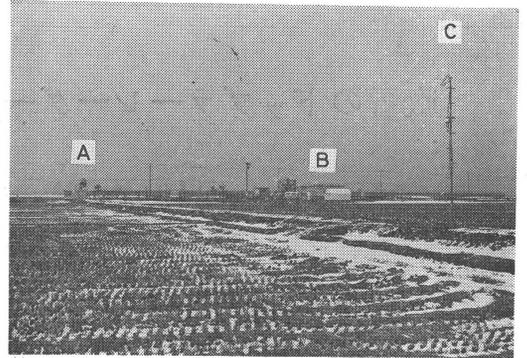


写真1 ドップラーレーダー観測点全景(青森県津軽平野)。A：ドップラーレーダー，
B：低層ゾンデ観測小屋，C：超音波風向風速温度計。

れてきた。それらの研究は、地吹雪発生の際の臨界条件に関する研究(例えば、Oura *et al.*, 1967; Kind, 1975; Schmidt, 1980; 佐藤, 1982; 西村・前野, 1987)、飛雪粒子の運動形態についての研究(例えば、塩谷, 1953; Budd, 1966; Kobayashi, 1972)、吹雪時の視程に関する研究(例えば、Mellor, 1966; O'Brien, 1970; 竹内, 1980)、吹雪フラックス(snow drift flux)や吹雪輸送量(snow drift transport)の研究(例えば、竹内ほか, 1975; Kobayashi, 1985)であった。最近では、数値シミュレーション(Uematsu *et al.*, 1991)や、地球温暖化に関連して、南極氷床の質量収支の観点からの研究もなされている(例えば、Takahashi, 1985; 小林, 1991)。

これらの従来の研究は接地気層内での吹雪計、超音波風向風速温度計、視程計などを用いた野外観測や実験室内での風洞を用いた研究、あるいは吹き溜まりや防雪柵に関する数値モデルを用いた研究が主流であった。そして、吹雪、地吹雪を地上から10m程度の接地気層内の現象として捕えた研究であった。

一般に、あるスケールの気象現象はそのスケールの中だけで閉じているわけではなく、様々なスケールの現象と関連しあっている。吹雪、地吹雪についても接地気層の中だけで閉じている現象というよりも、むしろ、空間的にも時間的にも大きなスケールの現象と関連したものとして捕える方が妥当である。例えば、吹雪、地吹雪の飛雪粒子の供給源は接地気層の上空の降雪雲であるし、また、地吹雪を引き起こす強風はシノプティックな気圧配置やメソスケール、積雲対流スケールの擾乱に伴う気流に密接に関連している。そして、その関係を明らかにすることは、吹雪、地吹雪の発生のメカニズムを知る上

で、また、その発生を予測する上で重要である。しかしながら、これまでの吹雪、地吹雪の研究ではこのような観点から行われたものはほとんどなかった。そこで、防災科学技術研究所では青森県津軽平野をテストフィールドに選び、1989年にはドップラーレーダーを導入して、地上観測、低層ゾンデ観測などと共に、吹雪、地吹雪の研究を総合的に行った(東浦, 1989, 1990)。

これまでに、Lモード、Tモード、シングルセルモードの降雪雲や、低気圧の通過にもなって発生した吹雪、地吹雪を観測しているが、本論文ではそのうち1989年の観測期間中にLモードの線状降雪雲の通過にもなって発生した吹雪、地吹雪の事例解析の結果について述べる。

2. 観測の概要

2.1 観測フィールド

観測期間は毎年1月下旬の約10日間で、1989年から、吹雪、地吹雪の多発地帯である青森県津軽平野をテストフィールドとして行われた。津軽地方の地形とレーダー観測範囲を第1図に、ドップラーレーダー設置点の全景を写真1に示す。ドップラーレーダーは津軽平野の中央部の+印で示した青森県西津軽郡福垣村(北緯40°53.6′, 東経140°23.8′)に設置された。第1図の半径40km(ただし1991年には64kmに拡張された)の円内がレーダー観測可能な領域で、津軽平野のほぼ全域と冬型の気圧配置のもとで雪雲が進入してくる方向の日本海上をカバーしている。レーダー観測のシャドウ領域はレーダー設置点の東にある、南北に走る高度約600mの津軽山地の東側だけであり、レーダー観測にとってはほぼ

理想的な設置点といえる。

2.2 観測体制

観測体制は、対象とする観測領域と手法の違いをもとに次の3つに分けることができる。

(1) 地上観測：雪面から10m程度の接地気層内を対象として、吹雪時の乱流構造を調べる。超音波風向風速温度計が地表面から高さ5.4mの高度に設置され、0.05秒毎に風速の3成分と気温の変動が測定された。このほか地表面から約1.5mの高さに設置された放射温度計により、雪面温度が測定された。

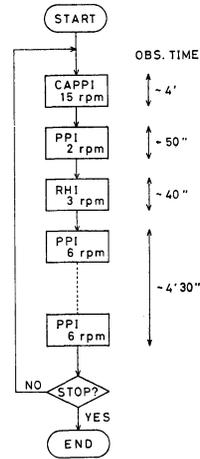
(2) 低層ゾンデ観測：接地気層から高度数kmまでの大気境界層内を対象とし、吹雪、地吹雪発生時の強風の挙動、大気の成層状態を調べる。観測は24時間体制で、基本的には3時間毎に、吹雪の激しいときには1時間30分毎に行われ、高度3,000mまでの風向、風速、気温、相対湿度の鉛直プロファイルが測定された。

(3) ドップラーレーダー観測：鉛直方向には高度約10kmまでの対流圏を、水平方向には100km程度の領域を対象として、吹雪、地吹雪の広域的な分布状況、飛雪粒子を供給する降雪雲と吹雪、地吹雪の発生関係を調べる。

そのほかに、本論文では触れないが、防災科学技術研究所新庄雪氷防災研究支所が展開している地上観測点がある(東浦, 1990)。

2.3 レーダー観測モード

用いたドップラーレーダーは、予めプログラムを組んでおくことにより、自動的にアンテナを走査し、データを取得することができる。第2図は1989年の観測で用いられたアンテナ走査プログラムの例である。一サイクルは4種類の観測モードから成る。最初のCAPPIは吹雪の3次元的な構造を観測するモードで、合計19の高度角(0.6から20.4度まで)のPPIスキャンからなる。アンテナスキャン速度は15rpmで、約4分間でレーダー反射因子、ドップラー速度、ドップラー速度の分散の3種類のデータが取得される。その次のPPIはVAD法(Velocity Azimuth Display法; Lhermitte and Atlas, 1961)による風の鉛直プロファイルを求めるための走査モードで、高度角は20°とした。次のRHI(Range Height Indicator)は、レーダー設置点からほぼ南東方向に位置する毘沙門観測点(B点)方向の鉛直断面を観測するモードで、本論文では触れないが、接地気層内の地吹雪の発生状況と上空の降雪雲の構造や風の場との関係を調べるためのものである。次の6rpmのPPIは、



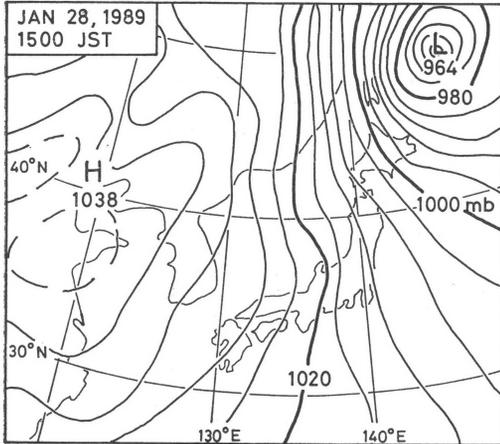
第2図 ドップラーレーダーのアンテナスキャンモードの流れ図。

地表付近の吹雪の広域的な発生状況を監視するためのモードで、高度角は0.6度である。これら一連のモードから成る一サイクルの観測時間は約10分間で、無人運転も含めて24時間連続して行なわれた。

3. 観測結果

3.1 総観場の特徴

1989年の観測期間(1月21日から1月31日)の前半は、地表面には積雪がほとんどなく地吹雪が発生する状況になかった。観測期間の後半の1月27日午後からは冬型の気圧配置が強まり、特に、1月28日には上空に強い寒気が入り、日中に吹雪、地吹雪が観測された。解析したのはこの時の事例である。第3図に1月28日15時の地上天気図を示す。発達した低気圧がオホーツク海上にあり、日本付近はいわゆる西高東低の冬型の気圧配置となっている。12時の静止気象衛星(GMS)の可視画像(第4図)によれば、日本海上に雪雲が発生し、日本列島の西側海岸地方に進入している。本研究の観測領域である青森県津軽地方に着目すると、大陸沿岸から約100km沖合いの日本海上で発生した線状の降雪雲が進入している。雲列の水平スケールと高さスケールの比を表すアスペクト比は約10であった。Sakakibara *et al.* (1988b)は北陸地方西部に現われる降雪雲についてGMSの赤外面像を解析してその形態を分類し、下層の風向に平行な走向を持ち幅30km未満の線状に並んだ対流雲をLタイプと呼んでいるが、第4図に見られる降雪雲の走向は寒気の吹き出しの方向と一致しており、本事例は典型的なL



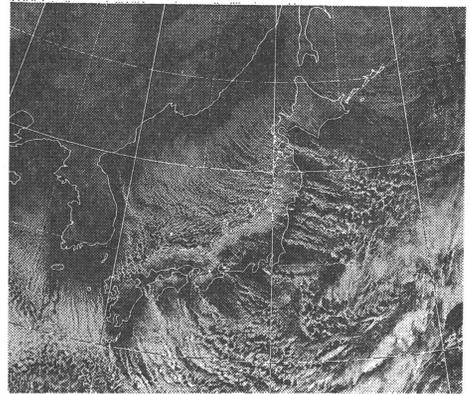
第3図 地上天気図 (1989年1月28日15時)。

タイプの降雪雲である。また、八木 (1985) のいうロール軸の方向が風の鉛直シアベクトルの方向に一致するロンジチューディナルモード (Lモード) の降雪雲に相当する。本論文では以降、Lモードの線状降雪雲、あるいは単に線状降雪雲と呼ぶ。なぜこのように降雪雲が組織化されるのかということについても興味があるが、吹雪、地吹雪との関係を議論するのが本論文の目的であるので、ここではそのことには言及しない。第4図の線状降雪雲の本がレーダー観測領域を通過し、地上では吹雪、地吹雪の状態になったが、その一連の過程をドップラーレーダーで捕えることができた。以下はその解析結果である。

3.2 線状降雪雲の構造

吹雪、地吹雪と降雪雲の関係について述べる前にまず、第4図の静止衛星の可視画像に現われていた線状降雪雲の構造について調べた。第5図はレーダーで観測された線状降雪雲の CAPPI 画像で、レーダー反射強度の水平分布を高度 500m 間隔で示した。線状降雪雲は北西から南東に走向を持ち、約 10km の幅である。低い高度での水平断面図では良く見えないが、例えば高度 1.5 km と 2km の水平断面図を見ると、線状降雪雲は、その走向に約 5 km 間隔で並び、ほぼ東西方向に長軸 (第5図の細線) をもつエコーセルから構成されていることがわかる。一つのエコーセルは一様ではなく、長軸の方向にいくつかの反射強度の強い部分が見られ、特に、上陸後にその傾向が強い。エコー頂は高いもので約 3 km である。第5図で線状降雪雲の南東端部分ではセル構造が不明瞭になるとともに強められているが、これは八甲田山

GMS-3 VIS (03Z, JAN 28, 1989)



第4図 静止気象衛星 (GMS) の可視画像 (1989年1月28日12時日本標準時)。

の地形の影響を受けたものと考えられる。真木ほか (1992) は 3 次元グラフィックコンピューターを用いてこのような線状降雪雲の 3 次元的な構造を確かめている。

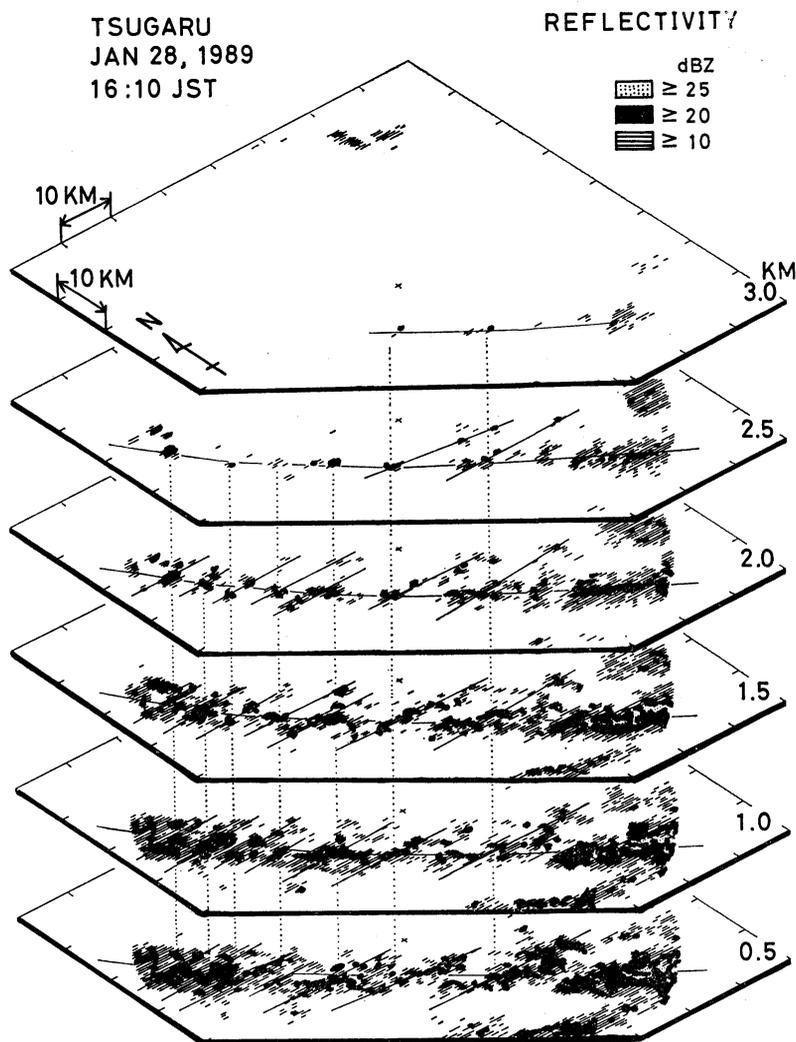
3.3 線状降雪雲の通過に伴う吹雪、地吹雪の発生

第6図はレーダーで観測された線状降雪エコーの移動を 20 分間隔の PPI 画像で示したものである。第6図によれば、線状降雪雲の全体の移動速度 (線状エコーの走向に直交する方向に定義する) は約 18 km/h (=5 m/s) であった。一方、線状降雪雲を構成する個々のエコーセルの移動速度は、10 分毎の CAPPI 画像 (未掲載) から、約 54 km/h (=15 m/s) で時計回りに約 115° の方向であった。このように、線状降雪雲の走向 (時計回りに約 135° の方向) と個々のエコーセルの移動方向が一致しないために、線状降雪雲は全体としては第6図に示すように移動したことになる。Boucher and Wexler (1961) によれば一般に線状の降水エコーの移動は

$$C = U_E \sin \alpha + C_0 \quad (1)$$

で表される。ここで、 C は線状エコーの移動速度、 U_E は個々のエコーセル要素の移動速度、 α は線状エコーの移動方向と個々のエコーセル要素の移動方向の間の角度、 C_0 は個々のエコーセル要素の消滅・発生の繰り返しのエコーセル要素の伝播速度である。本事例の場合、 $U_E = 54 \text{ km/h}$ 、 $\alpha = 20^\circ$ 、 $C = 18 \text{ km/h}$ から、 $C_0 = 0 \text{ km/h}$ となり、線状降雪エコーの移動は個々のエコーセル要素の移動、すなわち上式の移流項 ($U_E \sin \alpha$) のみで説明できた。

線状降雪雲の通過に伴って、地上では吹雪、地吹雪となった。写真2はそのときの地上での視程の変化を示し



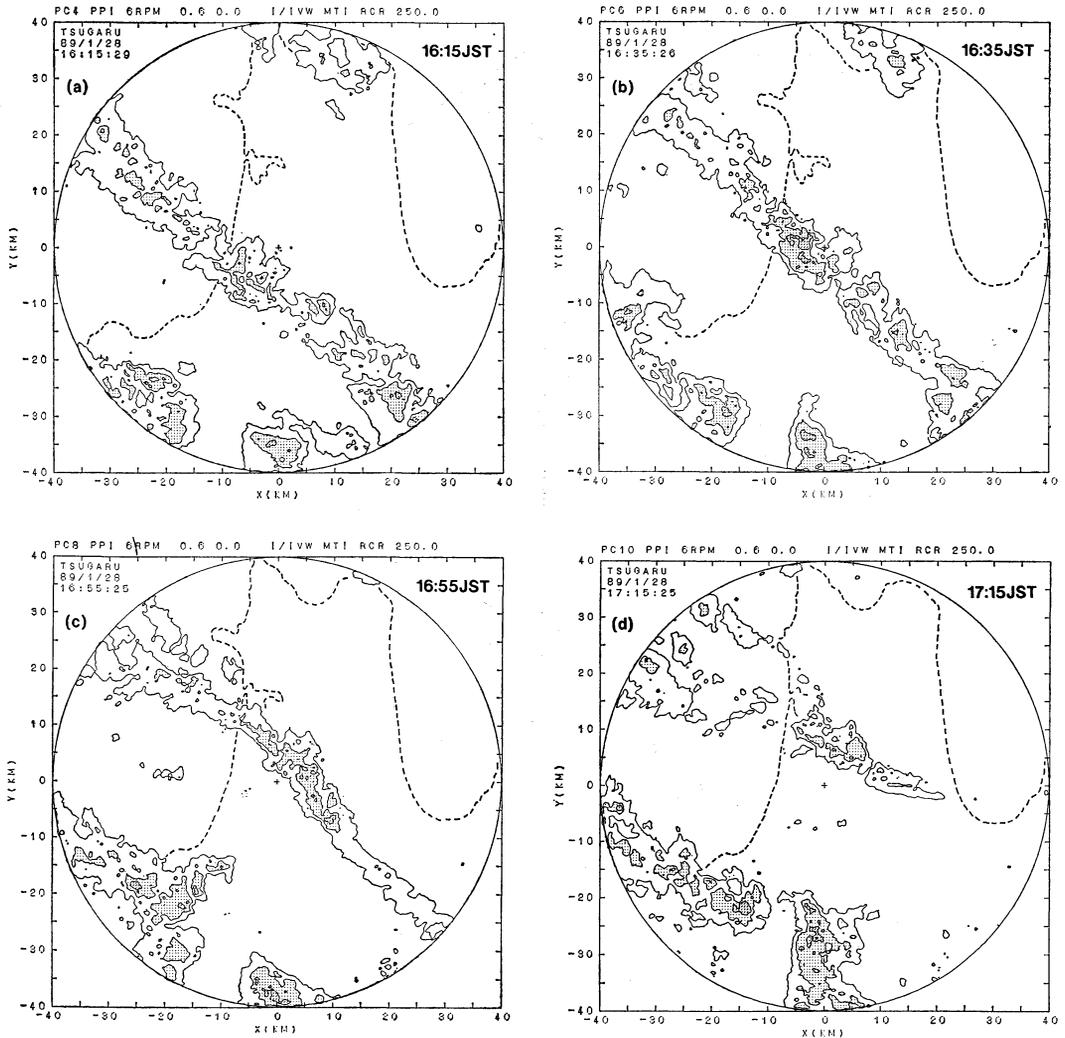
第5図 線状降雪雲の3次元構造を示すCAPPI画像。+印はレーダー上空の天頂方向を示す。ほぼ東西方向の細線は線状降雪雲を構成する個々のエコーの長軸の方向を、点線は各高度のセル間の対応を示す補助線である。

たものである。見ている方向はほぼ西で日本海の方
 である。写真2(a)の左部分には、これからレーダー設置
 点上空を通過しようとする降雪雲とその下部の降雪域が認
 められる。降雪雲の下では吹雪、地吹雪状態となってい
 ると推定されるが、レーダー観測点での視程はまだ悪く
 なっていない。ただ、局所的な地吹雪が断続的に発生し
 ているのが認められた。写真2(b)は降雪雲がレーダー観
 測点上空を通過中の時のもので、見ている方向は写真2
 (a)とほぼ同じである。この時の視程は極端に悪化し、ま

わりの樹木や建物から10m程度と推定された。このよ
 うな吹雪の状況は、強弱はあるものの、線状降雪雲が観測
 点上空を通過し終わるまでの約40分間続いた。

3.4 降雪雲の通過ともなる地上気象要素の変化

降雪雲の通過ともなって、地上付近の気象要素に特
 徴的な変化が観測された(第7図)。図には参考のため
 に高度500mのレーダー反射因子の時間変化も同時に示
 したが、顕著な降雪のあった16時15分から16時55分の時
 間帯に2つのレーダー反射因子のピークが見られる(第



第6図 1989年1月28日16時15分から17時15分までの、レーダー反射因子で示した線状降雪雲の動き。等値線は13、20、25 dBZで20 dBZ以上の領域に陰影をつけた。

7図(a)。一つは16時25分でもう一つは16時45分である。これは、この時間帯に線状降雪雲を構成する2つのエコーセルがレーダー上空を通過したことを示すものである。このうち16時45分のエコーセル(エコー E_1 と呼ぶ)はその中心部分がレーダー設置点を通過した(第8図も参照)ので、このエコーの通過にともなう地上気象要素の変化について調べた。

まず風速について、第7(b)図に示したように、エコー E_1 の中心が通過する約10分前の16時35分頃には、13.7 m/sの突風域(G)が観測され、エコー E_1 の中心が通

過した約7分後の16時52分頃には9.6 m/sの弱風域(G')が観測された。この期間、エコーが定常的だったと仮定して、この時間変化を空間変化に置き換えて表現すれば、突風域(G)はエコー E_1 の進行方向前面に、弱風域(G')はエコー E_1 の後面にあるといえる。そして、エコー E_1 の移動速度が約54 km/hであったことを考慮して、エコー E_1 の中心から突風域、弱風域までの距離はそれぞれ約9 km、約6 kmとなる。

この突風の存在は地吹雪の発生機構、形態を考える上で重要である。雪面上の雪粒子は焼結や融解凍結によっ

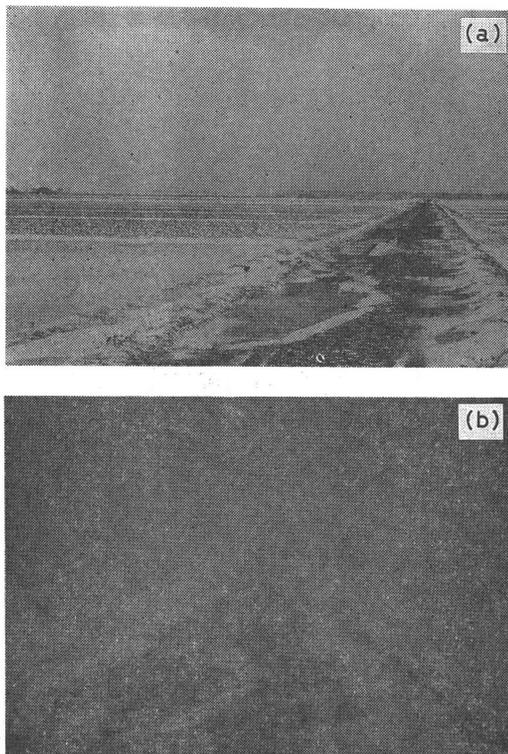
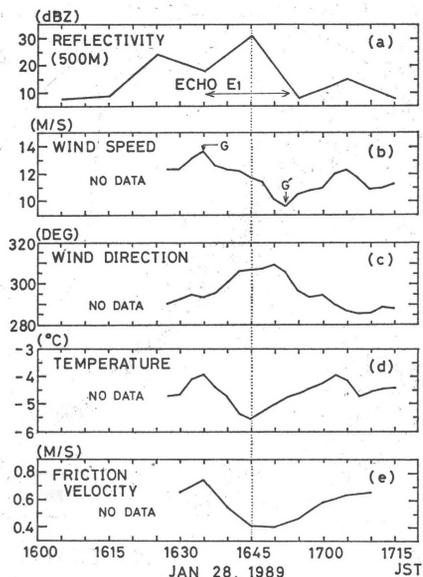


写真2 降雪雲通過前と通過中の視程の変化。(a)は通過前(1989年1月28日16時04分)、(b)は通過中(16時51分)。

て互いに結合しあっていて、風が弱い間は雪面に固定されて動くことはない。ところが、風が強くなり、雪面に作用するせん断応力がある臨界値を越えると、雪面上の雪粒子どうしの結合が壊れて雪粒子が移動し始め、地吹雪が発生する。せん断応力の大きさを表す摩擦速度の時間変化(第7図(e))を見ると、その値は突風時に約0.75 m/sと最大となっている。一方、エコー E_1 の中心と弱風域では約0.4 m/sと最小となっている。このことは、突風域、エコー E_1 の中心、弱風域で、地吹雪の形態や強さが異なることを示唆するもので、このことについてはあとで詳しく議論する。

風向についてもエコー E_1 の通過にともなって変化がみられた(第7図(c))。おおまかに言って、エコー E_1 の中では北西風で、エコーの外では西北西の風である。弱風域については風向の変化と関連しているように見えるが、突風と風向の関係をみると、特に両者が直接的に関係しているとは見えない。むしろ気温の変化(第7図(d))と密接に関連している。気温は突風が観測された時



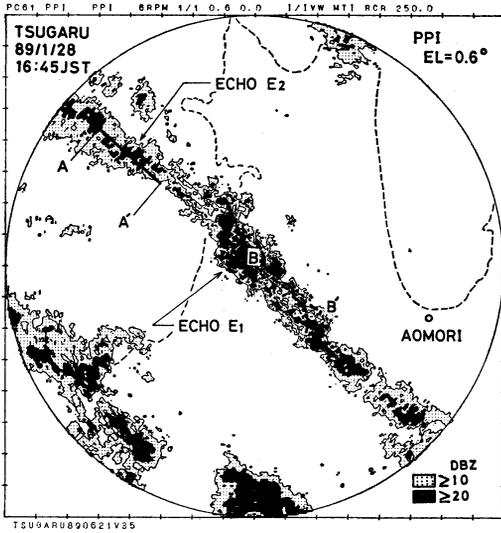
第7図 1989年1月28日16時00分から17時20分までの地上気象要素の時間変化。(a)レーダー反射因子、(b)風速、(c)風向、(d)気温、(e)摩擦速度。

刻には約 -4°C であるが、エコー E_1 の中心では最も低くなっている。エコーの周辺部との気温差は最大で約 1.5°C である。この気温の変化は突風発生メカニズムを知る上でヒントになる。よく知られているように、夏の発達した積乱雲からの cold outflow は地上で突風前線を形成する(例えば、Wakimoto, 1982)。そして、突風前線の通過に伴い明瞭な気温降下が認められることがしばしばある。このような夏の積乱雲の突風前線の形成には降水粒子の蒸発、融解による空気の冷却によって生じる下降流が重要な役割を果たしている。降雪雲の場合にも、規模は異なるであろうが、これと同様なメカニズムが考えられる。

3.5 降雪雲の気流構造

ドップラー速度のデータから降雪雲の気流構造、特に下降流と cold outflow の有無について調べた。降雪雲の気流構造を求める場合、1台のドップラーレーダーでは、3方向の成分をもつ降雪粒子の速度のレーダー方向の成分しか検出できないという、本質的な制約がある。しかしながら、いくつかの仮定を設ける事によって、降雪雲の気流構造を知る事ができる。

極座標におけるある点 (r, ϕ, θ) の降雪粒子の速度の水平成分を V_h 、移動方向を δ 、鉛直成分を w_d とすれ



第8図 線状降雪エコーのPPI画像(1989年1月28日16時45分)。アンテナのスキャン高度角は0.6°、B-B'は低層ゾンデの軌跡(地上から高度3,000mまで)でB点での時刻は16時45分、B'点での時刻は16時56分である。破線は海岸線を表す。

ば、測定されるドップラー速度 (V_d) は

$$V_d = V_h \cos \theta \cos(\delta - \phi) + w_a \sin \theta \quad (2)$$

と表される。いま、風向に沿った方向 ($\phi = \delta$) の鉛直断面での系の2次元性を仮定する。そして、その面内でのドップラー速度の分布を測定し、さらに低高度角のスキャンから得られたデータを用いることにすれば、(2)式は、

$$V_d \doteq V_h \cos \theta \quad (2)'$$

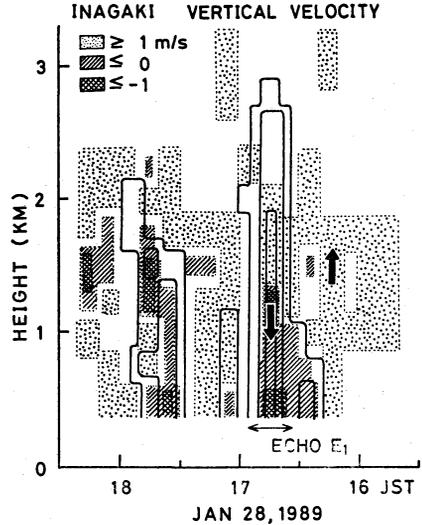
と近似することができるので、 V_d から V_h を求めることができる。

一方、鉛直流 w は

$$w = w_a - w_t \quad (3)$$

から求められる。ここで、 w_a はアンテナを天頂 ($\theta = 90^\circ$) に向けたときに測定されるドップラー速度、 w_t は降雪粒子の静止空気に対する落下速度である。本論文では $w_t = 1 \text{ m/s}$ として w を求めた。

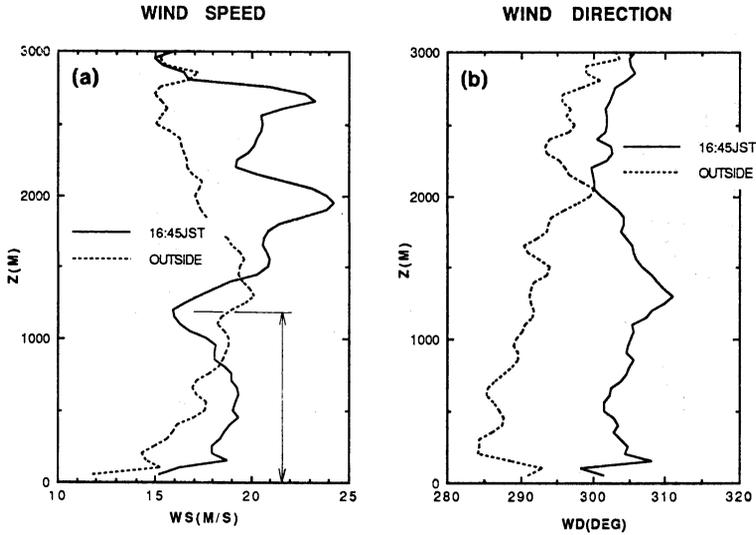
第8図は線状降雪エコーが今まさにレーダー上空を通過しつつある時のレーダー反射因子のPPI画像である。第8図において、エコーセルの気流構造を求めるためにエコー E_1 と E_2 に着目した。すなわち、レーダー上空を通過したエコー E_1 については、鉛直流 w を、また、エコー E_2 の A-A' の方向 ($\phi = 131^\circ$ でほぼ風向に沿っ



第9図 エコーセル (E_1) のレーダー反射因子と上昇流・下降流の時間高度断面図。

た方向) のドップラー速度の鉛直断面からは水平風 V_h を求めた。理想的には同一のエコーセルについて V_h と w を推定すべきであるが、レーダー上空を通過したエコー E_1 については不幸にも RHI 断面を観測することができなかった。また、エコー E_2 はレーダー上空を通過しなかったために w を求めることができなかった。

第9図は線状降雪雲がレーダー設置点を通過したときの鉛直流の分布を示す時間高度断面である。点彩部分は 1 m/s 以上の上昇流があるところを、網目部分は 1 m/s 以下の下降流があるところを表す。図には参考のために、レーダー反射強度の分布を 10 dBZ から 5 dBZ 毎の等値線で示したが、問題としているエコー E_1 は16時35分頃から16時55分頃までの約20分間のまとまりの降雪域である。第9図は時間軸の方向を右から左にとっているが、もし線状降雪雲がレーダー上空を通過した時間内で、定常的であったと仮定すれば、第7図と同様に、この間の時間変化を空間変化に置き換えて議論することができる。その際、この時刻に放球した低層ゾンデの軌跡(直線 B-B') を参考にすれば、空間変化は第8図で B-B' の方向と同じ方向と考えてよい。第9図は10分毎の観測から得られたもので、時間分解能は良くないが、次のことがわかる。エコーセルの中心部分(16時45分頃)には 1 m/s 以上の強い下降流がある。エコー頂は約 2.9 km であるが、下降流は高度 1.3 km 付近から始まっている。上昇流はエコーセルの中心の高度 1.3 km 以上の

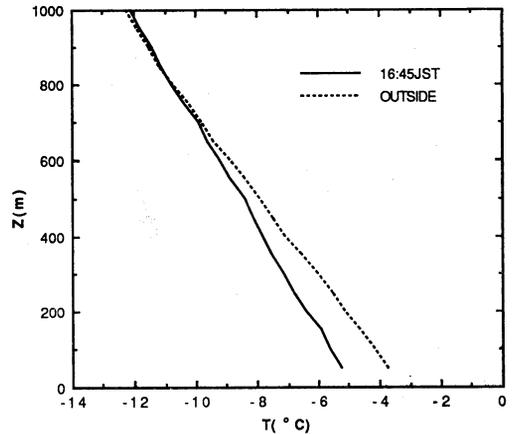


第10図 降雪域内の風速(a)と風向(b)の鉛直プロファイル。点線は14:50 JSTと17:48 JSTの観測値の平均。

領域およびエコーセルの進行方向の前面にある。17時以降のエコーは線状降雪雲を構成する別の弱いエコーセルであるが、同様に降雪域には1 m/s以上の下降流がある。

このエコー E_1 が通過中に低層ゾンデによる観測を行ったが、その時の風速、風向の鉛直プロファイルを第10図に示した。エコー E_1 と低層ゾンデの飛翔軌跡 B-B' の位置関係からわかるように、低層ゾンデのデータはエコー E_1 の進行方向前面付近のものと考えてよい。図にはこの約2時間前の14時50分と約1時間後の17時48分に測定された風速、風向を平均したプロファイルを示した。これは線状降雪雲が通過する前後の状態、降雪域の外側の状態と見なせる。風速のプロファイル(第10図(a))を見ると、降雪域の外側の風速プロファイルは高度1,300mに極大値をもつプロファイルとなっており、Lモードの対流雲が観測されるときの特徴的なジェット形をしている。これに対して16時45分には地表から高度約1,200mの間に特徴的なプロファイルが見られ、高度500mあたりに約20 m/sの風速の極大値がある。このときの風向のプロファイル(第10図(b))は、高度3,000mまではほぼ一様で約305度であり、風速の極大値がある高度500m付近には顕著な風向の変化は見られない。気温のプロファイルを第11図に示したが、16時45分には高度600m以下では降雪域の外側に比べて気温が低く、地上付近では約1.5°Cの差がある。このことから、

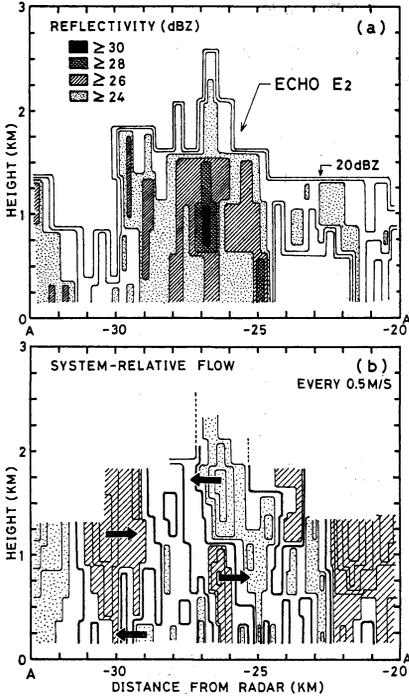
TEMPERATURE



第11図 降雪域の中と外の大気の気温プロファイル。

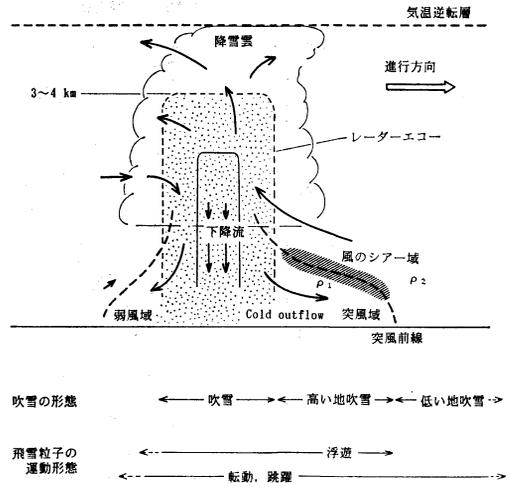
第10図(a)の高度約500mに極大値をもつ風速の鉛直プロファイルは、降雪雲からの cold outflow によるものであると考えられる。

cold outflow の存在を確かめるために、エコー E_2 のドップラー速度の鉛直断面についても調べた。第12図(a)は降雪エコー E_2 の直線 A-A' に沿ってのレーダー反射因子の分布の鉛直断面である。エコー E_2 はレーダーからの距離が-24 km から-31 km のところにあり、その



第12図 線状降雪雲を構成するエコーセル (E₂) のレーダー反射因子(a)と系に相対的な水平風の分布(b). 等値線は 0.5 m/s 毎である.

中心 (レーダー反射因子が 30 dBZ 以上のところ) はレーダーから約 -27 km, 高度約 1 km のところにある。エコー E₂ はレーダーからある程度離れた位置にあるので、水平風を推定するときの降雪粒子の落下速度の影響 ((2)' 式の右辺第 2 項の影響) は $w_d = 5 \text{ m/s}$ としても 0.5 m/s 程度である。又、断面 A-A' の方向は主風向にほぼ一致するので、系の 2次元性を仮定してエコーセルの気流構造を議論することができる。このエコー E₂ の鉛直断面での水平風の分布を示したのが第 12 図 (b) である。ただし、系に相対的な流れを示してある。エコーセルの進行方向は、図の左から右であるが、斜線部分はエコーセルに対して進行方向へ 0.5 m/s 以上の気流がある領域である。この領域は地上では突風域として観測される。エコー E₁ と同様にエコー E₂ についてもその中心で下降流、気温の低下があるとすれば、この強風域は cold outflow を表していると考えられる。その厚さは降雪雲の中心付近では約 1,000m で、進行方向前面では薄くなっている。また、点彩の部分はエコーセルに対して右から左(エコーセルの進行方向とは逆方向)へ 0.5 m/s



第13図 降雪雲と吹雪, 地吹雪の発生を説明する模式図.

以上の気流がある領域を示している。この領域は地上では相対的に風の弱くなる領域として観測される。ドップラー速度の分布から求められた降雪雲のこのような気流構造は、第 7 図の地上で観測された突風域 (G), 弱風域 (G') と矛盾しない。

4. 議 論

4.1 降雪雲と吹雪, 地吹雪

降雪雲と吹雪, 地吹雪の関係は北国で生活する人には経験的によく知られていて、降雪雲がやってくれば吹雪, 地吹雪になる場合が多い。そして、吹雪の領域はしばしば限られた領域であることは、冬期の国道あるいは高速道路を車で走ったことのある人は経験していることである。ドップラーレーダー観測, 低層ゾンデ観測, 地上観測から得られた結果をもとにして推定した、降雪雲と吹雪, 地吹雪の関係を第 13 図に模式的に示したが、図はこのような日常の経験を良く説明するものである。

第 13 図に示した降雪雲は、線状降雪雲を構成する一つの降雪雲で、その進行方向は図の左から右である。気流構造は降雪雲に相対的なものである。降雪雲の中心には下降流がある。この下降流は地上で発散して cold outflow となり地上で降雪雲の進行方向前面で突風域, 突風前線を、進行方向後面では相対的に弱風な領域を形成する。突風前線の進行方向前面には上昇流があり、cold outflow と上昇流の境界付近は強い風のシア領域となる。Sakakibara *et al.* (1988a) も北陸地方の T モードの

降雪雲についてのドップラーレーダー観測から第13図に示したような降雪雲からの下降流、約 1°C の気温低下を伴う突風前線を観測している。cold outflowの厚さや突風前線の位置は降雪雲の規模や発達どののステージにあるのかによって異なると考えられるが、本事例の場合、cold outflowの厚さは降雪雲の進行方向の境界付近で約600mである。また、突風前線の位置は降雪雲の中心から約9kmである。一方、cold outflowの強さ、言い換えれば突風の強さは降雪雲からの下降流の強さによると考えられる。Shirooka and Uyeda (1990)は降雪の連続写真撮影から、約10m/sにも達する強い下降流があることを示しているが、そのメカニズムについては不明な点が多い。降雪雲からの下降流は落下する降雪粒子のdrag forceと降雪粒子の昇華による大気冷却によると考えられるが、そのうち降雪粒子の昇華は図の降雪雲の中層に左から右に入ってくる乾燥した空気の流入(第11図(b)の、レーダーからの距離が-30kmで高度が約1kmのところにある左から右への気流に相当する)によるものであろう。量的な評価は今後の課題である。

このような降雪雲の気流構造は地上での地吹雪の発生形態や強度を決定すると考えられる。雪氷辞典(日本雪氷学会編, 1990)によれば、地吹雪は雪粒子の運動形態の違いをもとにして低い地吹雪(drifting snow)と高い地吹雪(blowing snow)に分類することができる。低い地吹雪での雪粒子の運動形態は雪粒子が雪面から離れずに移動する転動(creep)と、雪面から数十cm程度の高さまでの大気層内で雪粒子が衝突と跳ね返りを繰り返す跳躍(saltation)である。高い地吹雪では、これに跳躍粒子の一部が風にのり舞い上がる浮遊(suspension)が加わる。低い地吹雪では目の高さの水平視程は減じないのに対して、高い地吹雪では浮遊する雪粒子のために目の高さの水平視程が悪くなる。Oura *et al.* (1967)によれば、気温が -4°C ~ -5°C のとき、低い地吹雪の発生臨界風速は約8m/sである。また、竹内ほか(1986)の観測によれば、降雪時の高い連続的な地吹雪の発生臨界風速は約11m/sである。第7図のデータにこれらの結果をあてはめると、本事例の場合、定性的には降雪雲の進行方向前面の突風前線が到達するまでの領域では低い地吹雪が、突風域では連続的な高い地吹雪が、降雪雲の中心では降雪が加わった吹雪が、そしてその後面の相対的に弱風の領域では、弱い地吹雪が断続的に発生していたと推定される。

地吹雪の形態や強さはケース毎によって、また降雪雲の発達段階で異なると考えられるので、より一般的な降

雪雲と吹雪、地吹雪の関係を知るためには、様々な事例について調べる必要がある。また、その際、vertical pointingモードによる降雪雲の微細構造、上昇流と下降流のより詳しい解析や、VAD法による運動学的な解析を通じて、より定量的に明らかにする必要がある、これらは今後の課題である。

4.2 密度流としての降雪雲からの cold outflow

発達した夏の積乱雲からの cold outflow は突風前線を形成することが知られているが、この cold outflow は密度流(重力流)の性格を持っている(Simpson, 1969; Charba, 1974; Simpson and Britter, 1980)。本事例で観測された降雪雲からの cold outflow についても密度流として説明できるかを考察した。密度流の理論によれば密度流の速さは

$$C = k[gh(\rho_0 - \rho_1)/\rho_1]^{1/2} \approx k[gh(T_1 - T_0)/T_0]^{1/2} \quad (4)$$

で表される(例えば、Simpson, 1969)。ただし、近似式 $\rho_0/\rho_1 \approx T_1/T_0$ を用いた。ここで、 g は重力加速度、 h は cold outflow の厚さ、 ρ_0 は cold outflow 内の空気の密度、 ρ_1 はその外側の相対的に暖かい空気の密度、 T_0 は cold outflow の平均的な気温、 T_1 はその周囲の気温、 k は重力に対する慣性力の比の1/2乗すなわち内部フルード数の1/2乗で0.6から1.3の間の値をとる。(4)式に実際に観測された値($T_1 - T_0 \approx 1.5\text{ K}$, $T_0 \approx 268\text{ K}$, $h \approx 600\text{ m}$)を代入し $k=1$ として C を求めると $C \approx 5\text{ m/s}$ となる。降雪雲の移動速度が約15m/sであるので予測される突風は約20m/sとなる。この値は低層ゾンデで観測された高度500m付近の風速の値と一致する。

5. まとめ

ドップラーレーダー、低層ゾンデ、超音波風向風速温度計などを用いた吹雪の観測を青森県津軽平野で行った。1989年1月28日に観測された吹雪、地吹雪をもたらしたLモードの線状降雪雲の事例解析から次のことがわかった。

(1) 吹雪、地吹雪をもたらした線状降雪雲は、全体としてみれば幅が約10kmで、その走向はほぼ主風向(北西から南東方向)であった。線状降雪雲はその走向に対して約 45° の方向に長軸をもつエコーセルから構成されていた。そしてエコーセルはさらに線状降雪雲の走向に約5km間隔でほぼ規則正しく並んでいた。エコー頂は高いもので約3kmであった。

(2) 吹雪、地吹雪をもたらした降雪雲の気流構造をドップラー速度のRHI分布および時間高度断面から調べ

た。降雪雲の進行方向の前面では上昇流が、降雪域では下降流があった。下降流が始まる高度は約 1.3 km でその強さは 1 m/s 以上であった。

(3) 個々の降雪雲からの下降流は地上で発散して cold outflow となり進行方向前面に突風域を、降雪雲後面に相対的に弱風な領域を形成した。cold outflow の厚さはレーダー及び低層ゾンデのデータから降雪雲の進行方向の前面境界付近で約 600m と推定された。また、降雪雲の中心から cold outflow の先端部に相当する突風前線までの距離は約 9 km であった。cold outflow の強さは密度流の理論で説明できた。

(4) このような気流構造を持つ降雪雲と吹雪、地吹雪の発生の関係を、降雪雲の通過前後に測定された地表付近での気温、風速、摩擦速度などの気象要素の時間変化から調べた。その結果、降雪雲の通過に伴って、地上気象要素に以下のような特徴的な変化が認められた。

- 地吹雪の強さ、形態を決定する一つのパラメータである摩擦速度は降雪強度が最大となる時点の約10分前に最大となっていて、地上では激しい吹雪状態となっていた。

- この吹雪、地吹雪状態は線状降雪雲を構成する個々の降雪雲からの下降流が原因となって発生した突風に関係していた。

- 気温は降雪雲の中心ほど低く、気温下降量は地上付近で約 1.5°C であった。

謝 辞

現地での観測を行うにあたって青森県西津軽郡稲垣村役場の皆様には様々な便宜を図って頂きました。ここに記して感謝いたします。

文 献

- Boucher, R.J. and R. Wexler, 1961: The motion and predictability of precipitation lines. *J. Meteor.* 18, 160-171.
- Budd, W.F., 1966: Glaciological studies in the region of Wilkes, Eastern Antarctica, 1961. *ANA RE Sci. Rep.*, Ser. A (IV), No. 88, 1-149.
- Charba, J., 1974: Application of gravity current model to analysis of squall-line gust front. *Mon. Wea. Rev.*, 102, 140-156.
- 東浦将夫, 1989: 雪と風一吹雪一. 地学雑誌, 98, 93-108.
- , 1990: 防災科学技術研究所の「吹雪研究」について. 雪氷, 52, 224-225.
- 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.

Kobayashi, D., 1972: Studies of snow transport in low-level drifting snow. *Contr. Inst. Low Temp. Sci.*, Ser. A., 24, 58 pp.

Kobayashi, S., 1985: Annual precipitation estimated by blowing snow observations at Mizuho station, East Antarctica, 1980. *Mem. Natl. Inst. Polar. Res., Spec. Issue*, 39, 117-122.

小林俊一, 1991: 吹雪時における降雪量の一推定法. 雪氷, 53, 53-59.

Lhermitte, R.M. and D. Atlas, 1961: Precipitation motion by pulse Doppler. *Proc. 9th Weather Radar Conf.*, Boston, Amer. Meteor. Soc., 218-223.

真木雅之・大倉博・御子柴正, 1992: ドップラーレーダーデータ処理への3次元コンピューターグラフィックスの利用. 防災科学技術研究所研究報告, 49, 53-64.

Mellor, M., 1966: Light scattering and particle aggregation in snow storms. *J. Glaciol.*, 6, 237-248.

日本雪氷学会編, 1990: 雪氷辞典. 古今書院, 196 pp.

西村浩一・前野紀一, 1987: 判別分析による吹雪発生の臨界条件算出の試み. 低温科学, 物理篇, 46, 111-117.

O'Brien, H.W., 1970: Visibility and light attenuation in falling snow. *J. Appl. Meteor.*, 9, 671-683.

Ôura, H., T. Ishida, D. Kobayashi, S. Kobayashi and T. Yamada, 1967: Studies on blowing snow. II. *Proc. International Conference on Low Temp. Sci.*, Sapporo, Japan. 1099-1117.

Sakakibara, H., M. Ishihara and Z. Yanagisawa, 1988a: Squall line like convective snowbands over the Sea of Japan. *J. Meteor. Soc. Japan.*, 66, 937-953.

———, Z. Yanagisawa and M. Ishihara, 1988b: Classification of mesoscale snowfall systems observed in western Hokuriku during a heavy snowfall period in January 1984. *J. Meteor. Soc. Japan.*, 66, 193-199.

佐藤清一, 1982: 地吹雪生起条件の研究, 弘前大学医療技術短期大学部紀要, 6, 20-26.

Schmidt, R.A., 1980: Threshold wind-speeds and elastic impact in snow transport. *J. Glaciol.*, 26, 453-467.

Shirooka, R. and H. Uyeda, 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, 758-765.
 ——— and R. E. Britter, 1980: A laboratory model of an atmospheric mesofront. *Quart J. Roy. Meteor. Soc.*, 106, 485-500.
 塩谷正雄, 1953: 吹雪密度の垂直分布にたいする一考察. 雪氷, 15, 6-9.
 Takahashi, S., 1985: Estimation of precipitation from drifting snow observations at Mizuho Station in 1982. *Mem. Natl. Inst. Polar Res., Spec. Issue*, 39, 123-131.
 竹内政夫, 石本敬志, 野原他喜男, 1975: 吹雪量と飛雪量垂直分布. 雪氷, 37, 114-120.
 ———, 1980: 吹雪時の視程に関する研究. 土木試験所報告, 74, 1-31.
 ———, 石本敬志, 野原他喜男, 福沢義文, 1986: 降雪時の高い地吹雪の発生限界風速. 昭和61年度

- 日本雪氷学会予稿集.
 Uematsu, T., T. Nakata, K. Takeuchi, Y. Arisawa and Y. Kaneda, 1991: Three-dimensional numerical simulation of snowdrift. *Cold Reg. Sci. Technol.*, 20, 65-73.
 和達清夫監修, 1974: 気象の辞典. 東京堂出版, 704 pp.
 Wakimoto, R.M., 1982: The life cycle of thunderstorm gust fronts as viewed with Doppler radar and rawinsonde data. *Mon. Wea. Rev.*, 110, 1060-1082.
 八木正允, 1985: 冬期の季節風の吹き出し方向に対して, おおよそ直交する方向にロール軸をもつ大規模な雪雲-対流雲の走向についての解析と理論的な検討. 天気, 32, 175-187.

月例会「長期予報と大気大循環」プログラム

本誌6月号でお知らせしました月例会「長期予報と大気大循環」のプログラムが下記のように決まりましたのでお知らせします。なお、プログラム終了後に懇親会を予定しております。

記

1. 日 時: 1992年10月26日(月) 13:30~17:30
2. 場 所: 気象庁第一会議室(5F)
3. プログラム:
 - セッション1 座長 内野 修(気象研 気象衛星・観測システム)
 - 13:30~14:00 ピナトゥボ噴火後のエアロゾルの粒径分布と放射効果
浅野 正二(気研・気候)
 - 14:00~14:30 GMS リモートセンシングによる成層圏汚染の観測
中島 映至・仙波 秀志(東大・気候システム)
 - セッション2 座長 馬淵 和雄(気象庁・長期予報)
 - 14:30~15:00 エルニーニョと赤道波
和方 吉信(東海大・海洋)

- 15:00~15:30 エルニーニョ現象の観測・監視体制の進展
佐伯 理郎(気象庁・エルニーニョ監視センター)
- 15:30~15:45 休憩
- セッション3 座長 広岡 俊彦(気象大学校)
- 15:45~16:15 熱的条件が2次元対流セルサイズに及ぼす影響
石渡 正樹・竹広 真一・林 祥介(東大・理)
- 16:15~16:45 成層圏の予報解析サイクル導入に関する問題
多田 英夫(気象庁・数値予報)
- 16:45~17:15 積雪データの数値予報モデルへの利用
益子 直文(気象庁・数値予報)
- 17:15~17:30 総合討論
- 4. 問い合わせ先:
〒100 東京都千代田区大手町 1-3-4
気象庁長期予報課 高野清治
TEL. 03-3212-8341(内線 3158)