

第6章 雪雲の構造の解析

6.1 はじめに*

降雪現象は悪視程、積雪などにより交通障害を起すほか、豪雪地帯では農林業その他にも大きな被害を出すことがある。このため降雪現象の精度良い予測に対する要望が高まっている。この精度よい予測の確立には雪雲の構造をよく知ることが重要である。

太平洋側における雪雲の多くは層状性で低気圧に伴う雲であり、雨をもたらず雲と本質的な差はない。ここで取りあげる雪雲は冬季日本海側における寒気吹き出し時の、対流性の雪雲である。この雪雲の構造については水平分布が現業レーダ、気象衛星から知られるだけでその内部構造はほとんど知られていなかった。ここではドップラーレーダのデータにより対流性雪雲の解析を行った。解析に用いたデータは科学技術振興調整費「局所的短時間降雪予測技術の開発」により1984年1月20日～2月3日、1985年1月19日～1月31日にかけて北陸地方を中心に行った特別観測時のものである。兩年とも3cm波ドップラーレーダは金沢市郊外河北潟干拓地に設置した。観測はレーダより半径64kmの円内で行なわれた。したがって観測・解析領域は北陸地方西部である。中心付近は金沢平野であり、南方には白山がある。観測・解析領域の南東側は山岳地帯である。この付近の降雪は、東西の気圧傾度が強くない時に平野部に多く降る時もあるが、山沿いと山間部に多いのが一般的である。

解析は三つの特徴的な降雪雲について行った。すなわち(1)海上十数キロメートルに海岸線に平行に形成され平野部に雪をもたらず帯状**降雪雲、(2)海上ですでに線状**に組織化されており、内陸に進入し、山間部に大雪をもたらず降雪雲、そして(3)大規模に組織化され、山ぞい・山間部に大雪をもたらず帯状降雪雲である。

6.2 平野部に降雪をもたらしした帯状降雪雲の構造***

6.2.1 天気概要

1984、1985年の豪雪特別観測期間中、レーダサイト付近の平野部に降雪をもたらしした里雪型の場合について、降雪雲の構造とその発達過程について述べる。2年間の特別観測期間中、顕著な里雪型の降雪をもたらしした日は、1984年1月23日、27日、2月3日と1985年1月24日～25日、28日～29日で、図6.1に各々の日のレーダサイトにおける地上気象要素の時間変化を示した。

* 榊原 均：予報研究部

** ここでは雲の高さHと幅Lを用いて、L～Hの時「線状」、L～10Hの時「帯状」と呼ぶことにする。

*** 柳沢善次・石原正仁：台風研究部、榊原 均：予報研究部

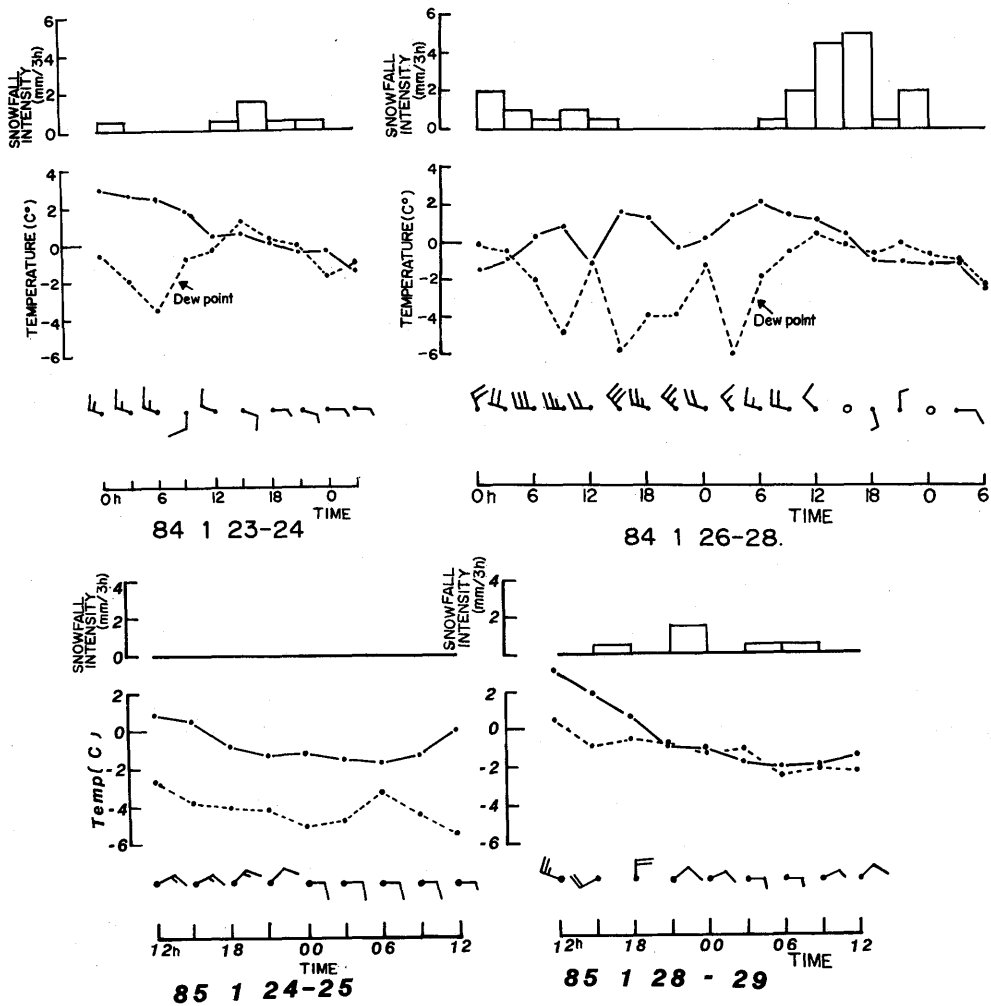


図6.1 レーダーサイトで観測した地上の降雪量、気温（一点鎖線）、露点温度（破線）、風の時間変化。

里雪型降雪時の地上気象要素変化の特徴として、風向が西寄りに変り、気温が下降して湿度がほぼ100%に達することがあげられる。これは、気象の日変化として、陸地の放射冷却によって気温が下降するとともに、雪面付近の冷たい空気が暖かい海に向って陸風となって吹き出す現象である。図6.2は、アメダスデータから求めたレーダ観測域内の地上風分布の1例で、他の里雪型降雪を観測した日もほぼ同じような分布となっている。能登半島先端の輪島付近は日変化がなく西寄りの風である。

図6.3は、レーダサイトにおけるゾンデ観測の結果で、1月27日は今回の特別観測期間中もっともはげしい降雪を観測した日で、15時から18時の間には降雪量が10 cm以上に達した。1月27日09時、15時のゾンデ観測によると、気温逆転面は高度4,000 m以上にあり、レーダ観測によるエ

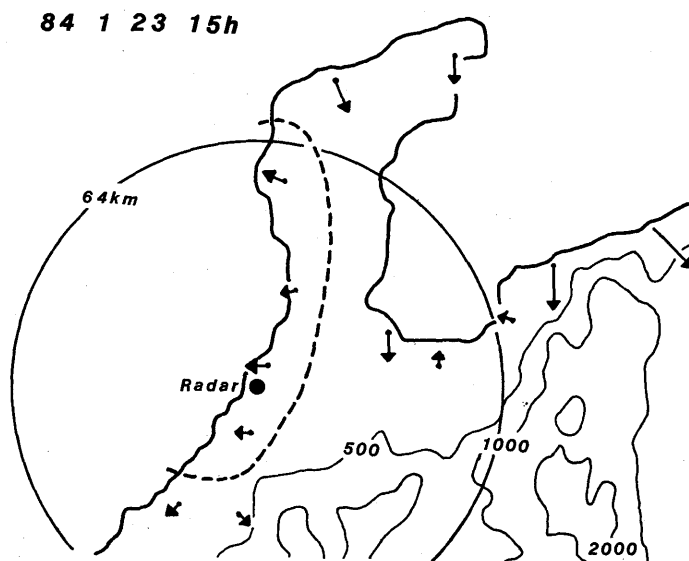


図 6.2 レーダー観測域と里雪型降雪時の地上風分布例。

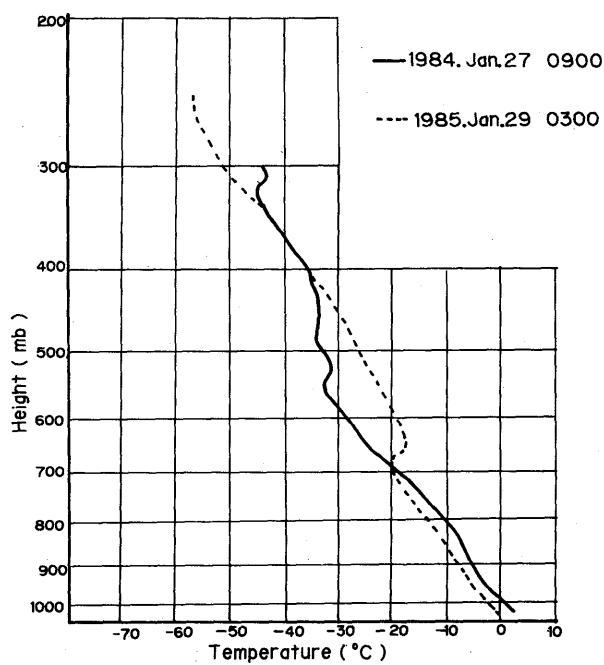


図 6.3 レーダーサイトにおけるゾンデ観測による気温の鉛直分布。

コー頂高度は5,000 mに達していた。他の降雪日のエコー頂高度は平均3,000 m程度なので、エコー頂高度の高いことは降雪量の多い原因と考えられる。気温逆転面高度は28日15時には3,000 m近くまで降下し、降雪も弱まってきた。

図6.4には、1月27日の3時間毎の降雪量分布を示した。レーダの西20 km付近で発達した降雪雲は、東に移動し、その中心部はレーダの北10 km付近で海岸線に到達し、その後は、1,000 m以上の高度で観測された北寄りの風によって特徴的な図のような降雪量分布になったと思われる。

6.2.2 PPI像からみた風の場合・エコー強度の特徴

大きな凝集雪片が降って平野部で積雪のはじまる1~2時間前のドップラー速度のPPI像をみると特徴的な分布となることがわかった。口絵写真6.1にはドップラー速度で表示したPPI像の観測例を示した。

ドップラー速度の零線は、これが通る点では、レーダビームに直角な風向の風が吹いている事を

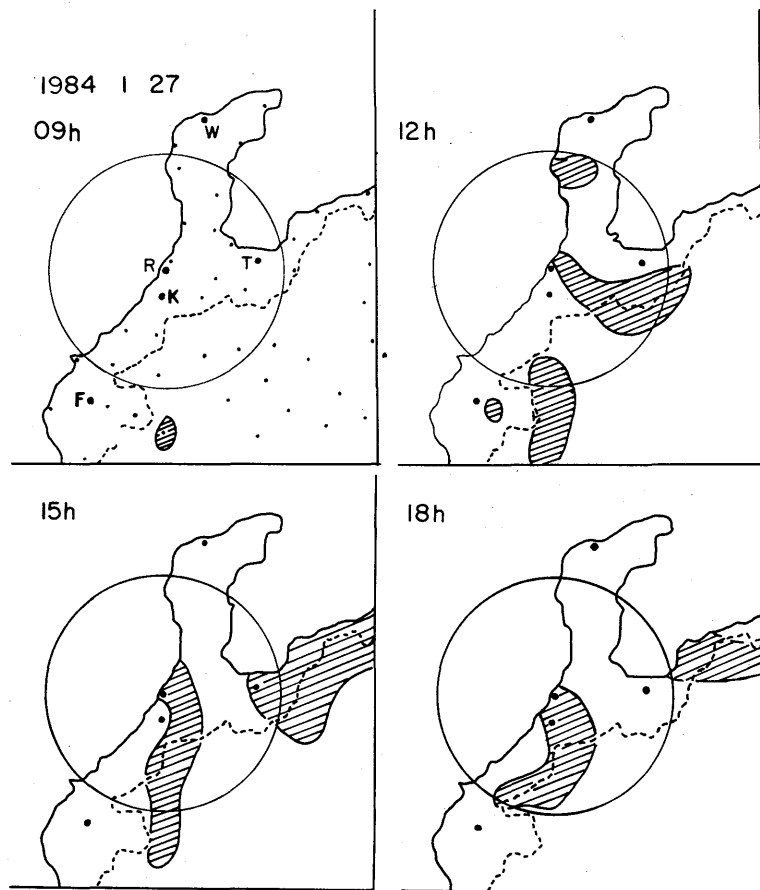


図6.4 3時間毎の降雪量分布図

示す。逆に、ゾンデの観測により風向がわかれば、ドップラー速度の零線に相当する線を求める事が出来る。図 6.5 に 1985 年 1 月 25 日 03 時のドップラー速度の零線（破線）とゾンデ観測（輪島・金沢）の結果から求めた零線（実線）の分布を示した。距離マーカーのところに示した括弧内の数字は、距離とレーダ空中線の仰角できまるビーム高度を示している。

図 6.5 で、レーダ右象限（大部分陸地）では、レーダの零線と、レーダサイト（金沢）のゾンデ観測の風から求めた零線とはほぼ一致し、地表付近では東寄りの風となっている。しかし、左象限では、レーダとゾンデ観測（輪島）の結果は一致せず、輪島では各層とも西寄りの風が卓越していて、レーダサイト近くの風と大きく異なることがわかった。

いま、レーダから 32 km の範囲内で一様な風が吹いているとすれば、左象限の破線は点線のようになるはずで、レーダサイトで観測した下層風とも多少異なる風が海上で吹いている事を示している。ただし、この図は特定仰角での観測結果なので、高度別の風向の水平分布はわからない。すなわち、地表面近くの東寄りの風が海上に吹き出し遠方の西海上から吹いてくる西寄りの風との間に作る収束場を調べるには、CAPPI 観測や REI 観測を行う必要がある。

図 6.6 には、レーダサイトで降雪を観測した他の日のドップラー速度の零線の分布を示した。右象限の零線分布は 1 月 25 日の右象限の零線分布とほとんど同じであるため省略した。図 6.1 に示し

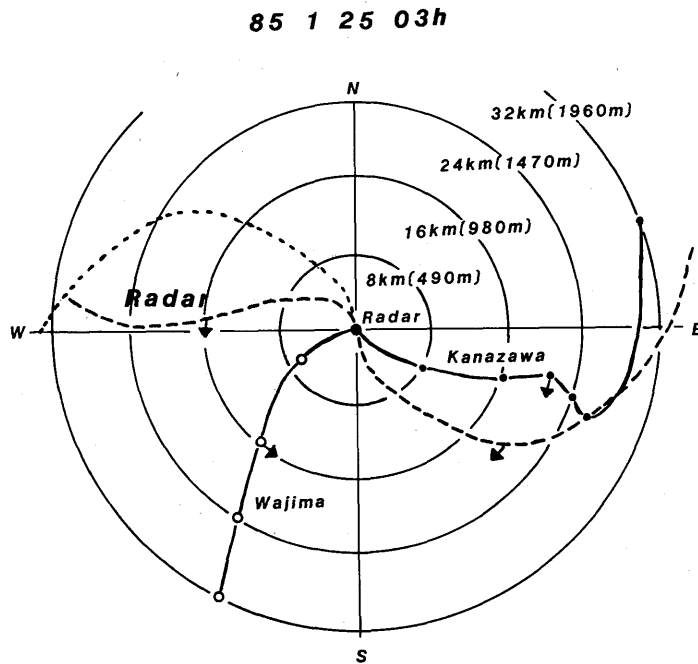


図 6.5 レーダーの PPI 観測とゾンデの風データから得られたドップラー速度の零線分布。括弧内の数値はビーム高度 (m) を示す。

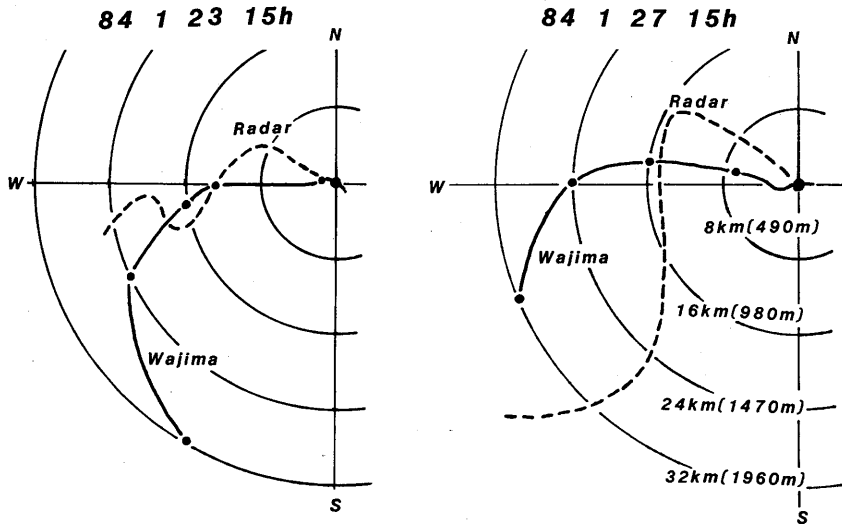


図 6.6 レーダーサイトの西海上におけるドップラー速度の零線分布。括弧内の数値はビーム高度 (m) を示す。

たように、1月23日は降雪量は少なかったが、大きな凝集雪片を地上で観測している。1月27日はもっともはげしい降雪を観測した日で、レーダの観測結果をみても、高度900m付近までは東寄りの風が吹いている事を示している。

図 6.7 には、1月25日03時10分54秒のドップラー速度 (左図) とエコー強度 (右図) のPPI像を示した。この日は、24日午前から地上風は東寄りの風で、レーダ観測結果でも、高度1,000m以上まで東寄りの風で、図 6.5 と同じような零線分布になったのは25日01時過ぎで、海岸線から西10km付近の海上でエコー強度が強まりはじめたのは02時頃からである。

図 6.7 から、03時頃にはレーダの西20kmの海上ではっきりした収束場が形成され、海岸線に平行な発達したバンドが形成されているのがわかる。03時過ぎより時々強い降雪が観測され、03時から06時の間に2cmの降雪を観測した。図 6.8 には、図 6.7 に対応した福井地方気象台 (東尋坊) の5cm気象レーダで観測したエコーの時間の変化を示した。

次に1985年1月28日の例を見てみる。図 6.9 に、この日の西海上におけるエコー強度分布の時間変化を示した。28日17時頃までは西寄りの風が強く、孤立した対流性のエコーが観測されていたが、18時過ぎには地上風は東寄りに変わり、19時以降には、海岸線近くの海上で海岸線に平行なバンド状エコーが発達している。凝集雪片は19時45分頃より降りはじめ、18時から21時の降雪は3.5cmに達した。

図 6.10 a、b、c、に、ドップラーレーダで観測したドップラー速度 (左図) とエコー強度 (右図) の時間変化を示した。

図 6.10 a の17時49分11秒のドップラー速度では、レーダの西南西10km付近に東寄りの風を

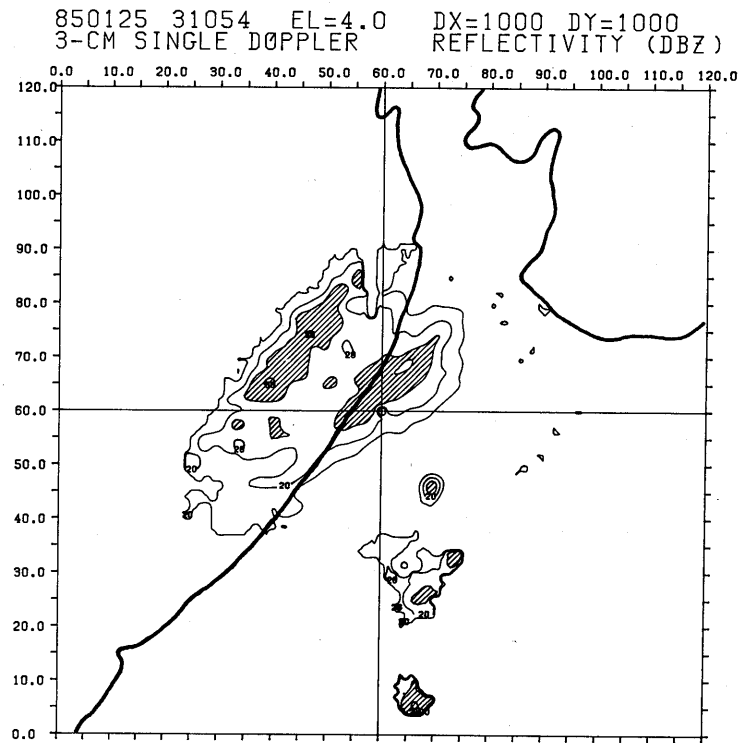
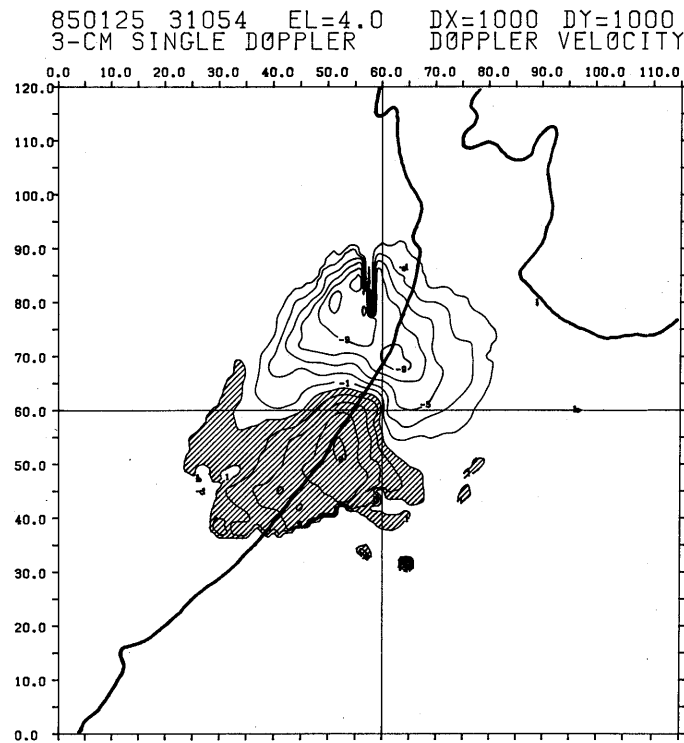


図 6.7 レーダーの PPI 観測から得られたエコー強度 (右、斜線部 30 dBZ 以上) と
ドップラー速度 (左、斜線部プラス域) の分布図。

FUKUI RADAR **00JST 25 Jan.**

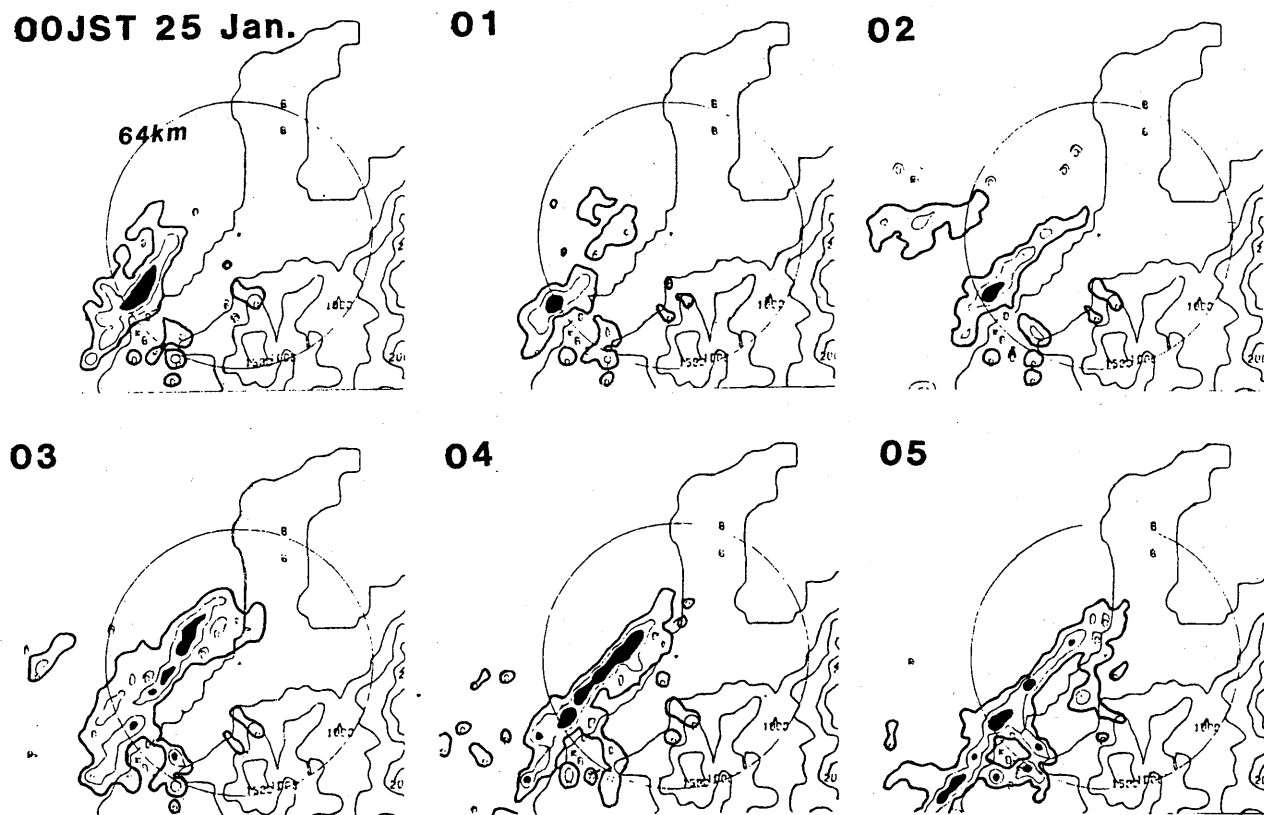


図 6.8 福井地方気象台の気象レーダーで観測した雪エコーの時間変化 (1985 年 1 月 25 日)

FUKUI RADAR
16JST 28 Jan.

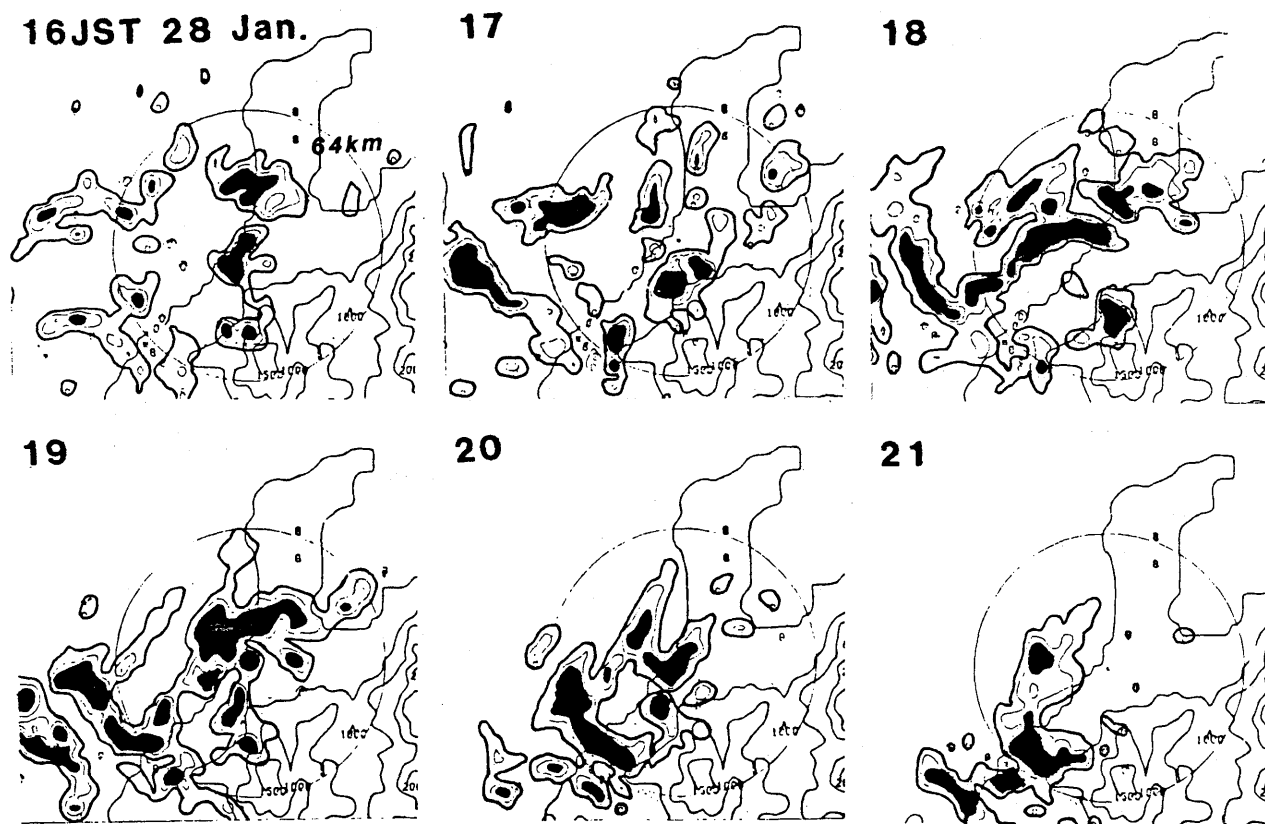


図 6.9 図 6.8 と同じ。ただし 1985 年 1 月 28 日

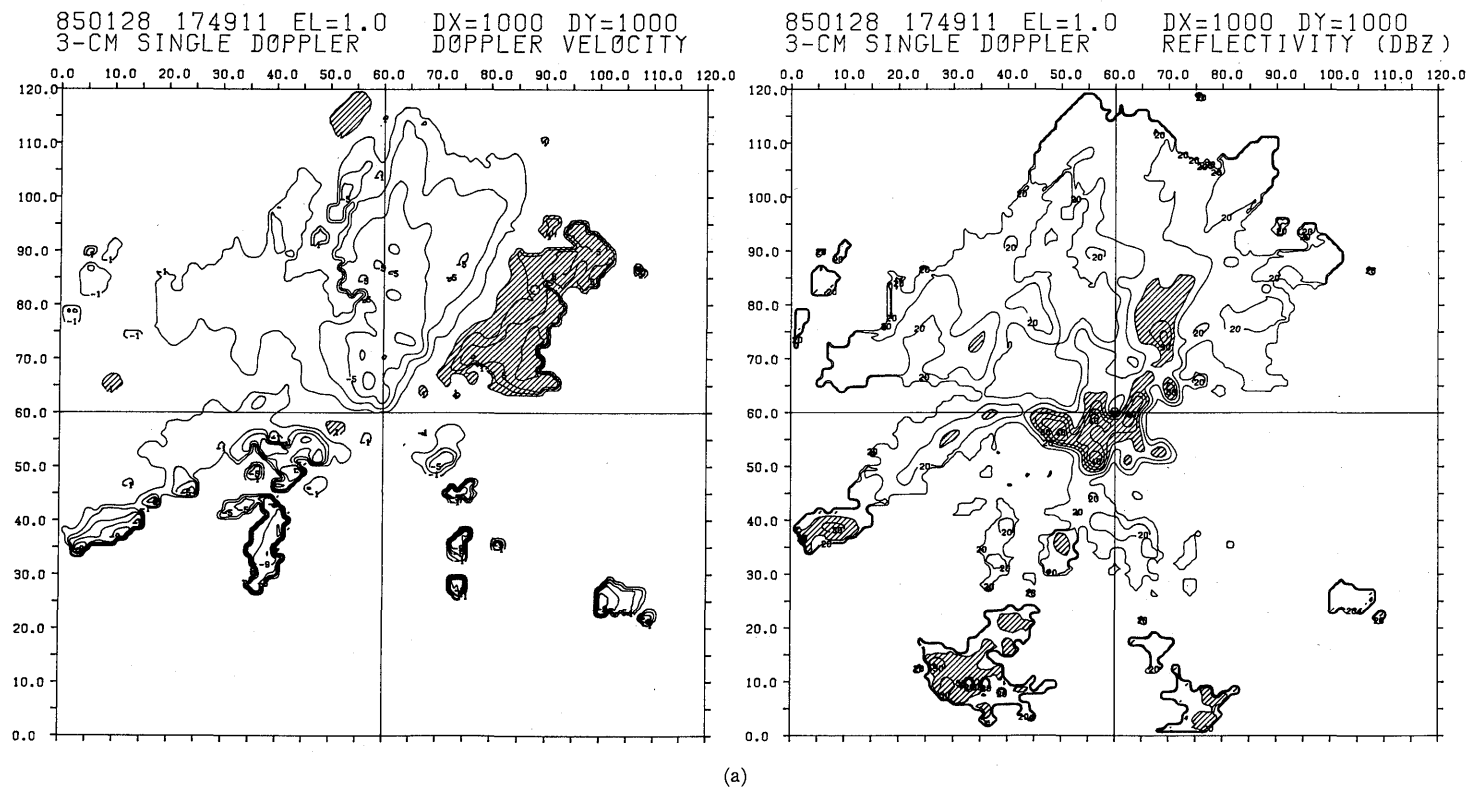
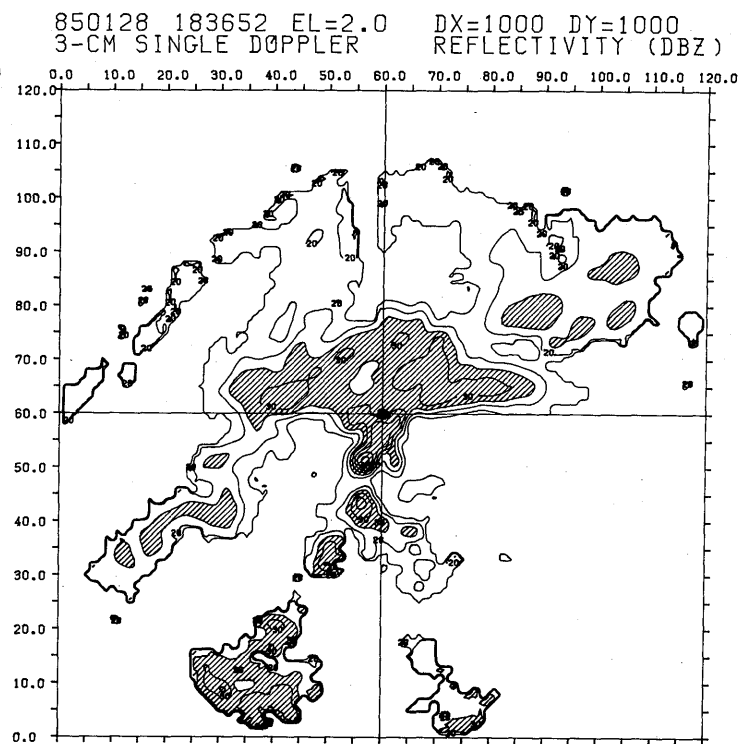
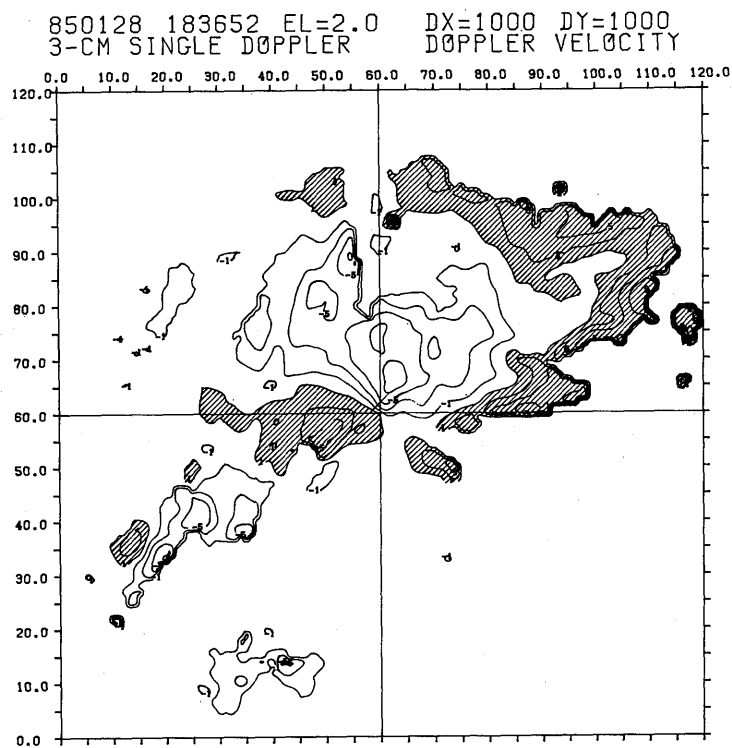
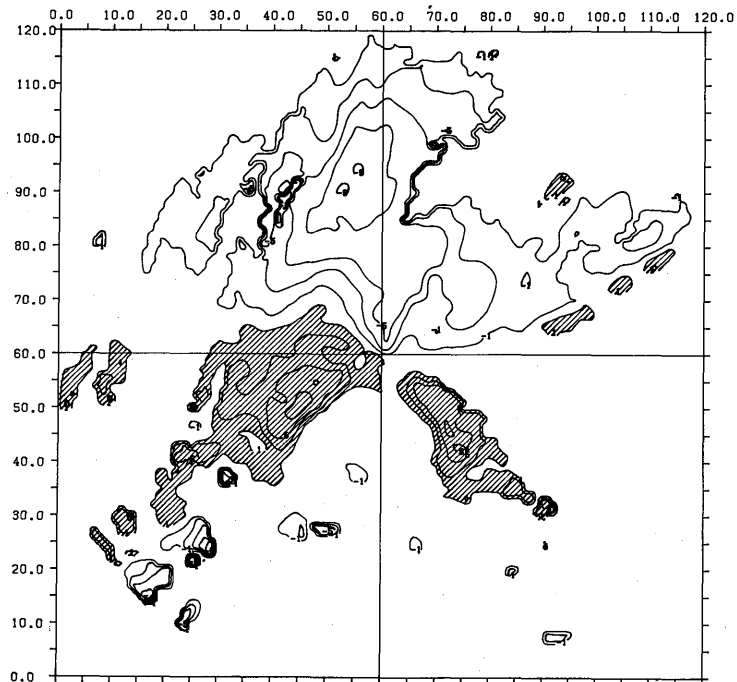


図 6.10 レーダーの PPI 観測から得られたエコー強度 (右) とドップラー速度 (左)
の時間変化 (斜線部は図 6.7 と同じ)

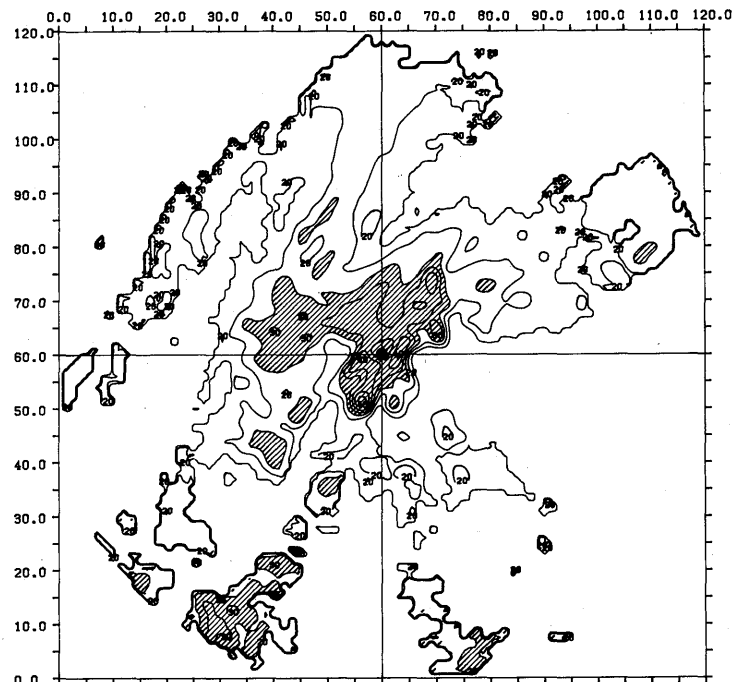


(b)

850128 190031 EL=1.1 DX=1000 DY=1000
3-CM SINGLE DOPPLER DOPPLER VELOCITY



850128 190031 EL=1.1 DX=1000 DY=1000
3-CM SINGLE DOPPLER REFLECTIVITY (DBZ)



(c)

示すプラス域（斜線部分）がまずあらわれ、このプラス域は徐々に海上で増加し、18時36分52秒（図6.10 b）には、レーダの西北西20 km付近にはっきりした収束場を形成して、この頃より海上のエコー強度も強まってきた。19時00分31秒（図6.10 c）には、発達したエコー域がレーダサイト付近に達し、海上の収束場が維持されて、次々とエコーが発達する状態が続いた。

6.2.3 REI 像からみた風の場合・エコー強度の特徴

前項で、PPI 像からみた風の場合の特徴について解析し、境界層内の陸風が海上にまで吹き出し、レーダの西海上で収束場を形成している事について述べた。このような風の場の構造については、ドップラー速度の鉛直構造をみる事によって、より詳しく調べる事が出来る。このような鉛直構造は、レーダの REI 観測を行う事によって得られる。口絵写真 6.2 にドップラー速度で表示した REI 像の観測例を示した。

図 6.11 a, b に、1984 年 1 月 27 日のドップラー速度とエコー強度の REI 観測結果を示した。この日、海上では東寄りの風が 14 時頃より吹きはじめ、図 6.11 a の 14 時 57 分 57 秒には、地表面から高度 700 m までの東寄りの風はレーダの西の海上 25 km にまで達し、日本海上からの西風との間に収束場を形成し、この領域でエコーの強度が増加している（斜線部分）。図 6.11 b の 15 時 22 分 56 秒には、収束場の高度は地表面より 1,000 m 近くの高度にまで達し、エコー強度よりも強まっている。14 時 57 分 57 秒に、海上 25 km 付近で観測した強いエコー域は約 17 m/sec の速度で東に移動し、15 時 22 分 56 秒には海岸線付近に達し、レーダサイトでは、15 時 21 分頃より大きい雪片が降り出す。このように、海上 20 km 付近に形成された収束場で、エコーは次々と発達して東に移動し、レーダサイトでは 15 時～18 時の 3 時間に降水量にして 5 mm の降雪を観測した。

図 6.12 には、1985 年 1 月 25 日 03 時 20 分 32 秒の REI 観測による東西方向の断面図を示した。図はエコー強度 (Z_e) とドップラー速度 (V_r) を示したもので、02 時 17 分には、25 km 付近でエコーが発達し、03 時 20 分にはエコーの発達域は 20 km 付近となり、 Z_e の値 25 dBZ 以上のエコー域があらわれ、この強いエコー域は東に移動してレーダサイトで降雪をもたらした。 Z_e の鉛直断面をみると、エコー頂高度、エコー強度の強いコア部分とも、レーダサイトに近づくに従って高度は下がってきて、雪片が徐々に下降している事を示している。このエコーの通過後はほとんどエコーの発達は観測されず、降雪量も比較的少ない。

図 6.13 には、図 6.11 のような REI 観測結果を用いて、1 月 27 日 14 時 58 分から 15 時 23 分の 25 分間、270 度（西）方向で行った 4 回の REI 観測の平均値を示した。下図の鉛直流 W の鉛直断面は中図の水平風（ U 成分：斜線部分は西向きで正符号）から求めた収束量を用いて得たものである。海上 20 km～23 km 付近に 1～2 m/s の上昇流（斜線部分）があり、これにより降雪雲の中層に 25 dBZ 以上の強いエコー域が形成されている（図 6.13 上図）。

図 6.14 は、図 6.13 と同じような方法で求めた 1984 年 1 月 23 日の REI 観測による降雪雲の断面図である。この図は 14 分間の 4 回の観測による平均である。エコー強度 (Z_e) の分布では～20 km

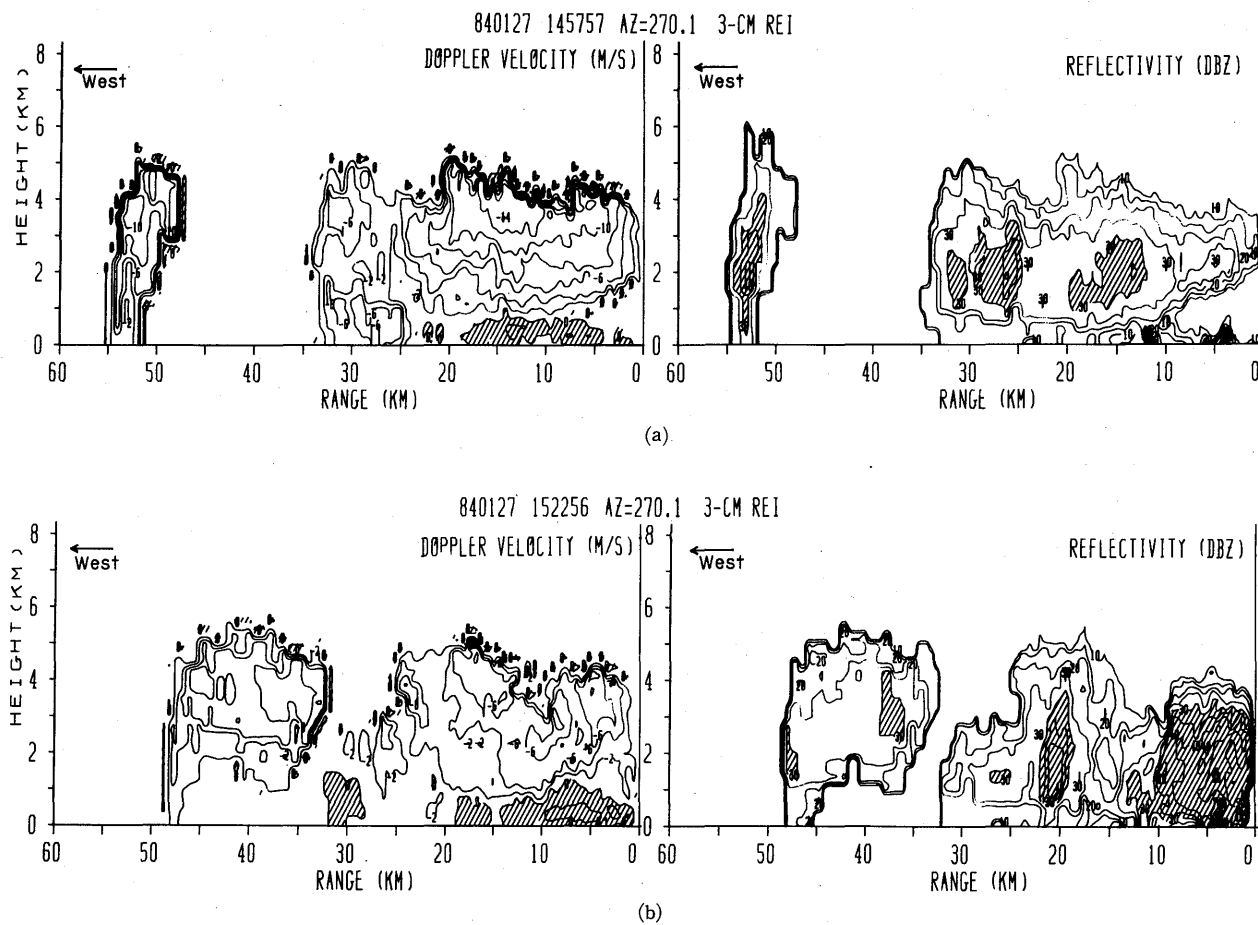


図 6.11 レーダーの REI 観測から得られたエコー強度 (右、斜線部 30 dBZ 以上) とドップラー速度 (左、斜線部プラス域で東風) の東西断面図。

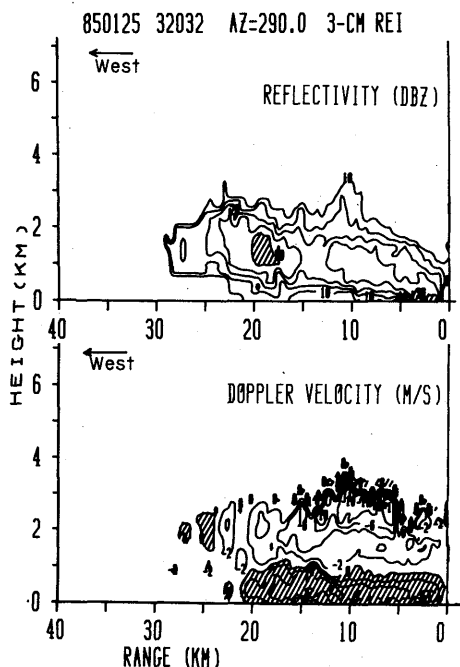


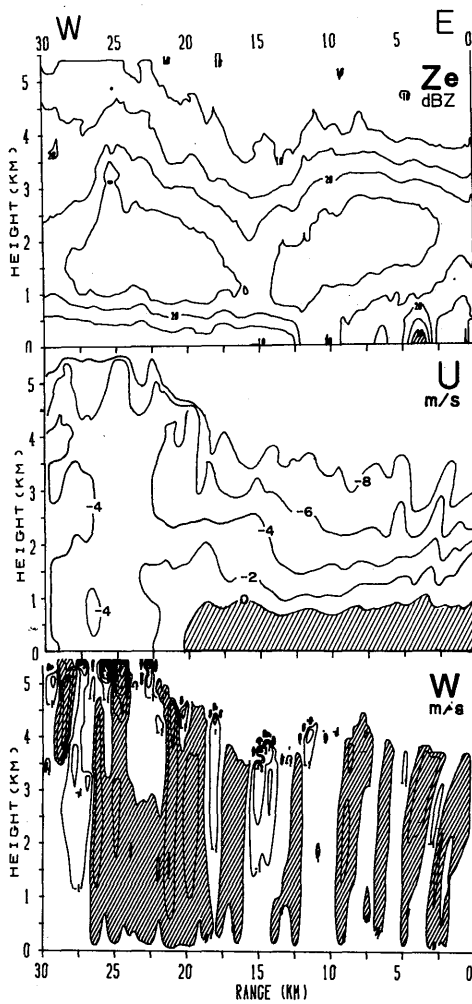
図 6.12 レーダーの REI 観測から得られたエコー強度 (上) とドップラー速度 (下) の鉛直断面図 (斜線部は図 6.11 と同じ)。

西方よりエコーが発生している事がわかる。また 25 dBZ 以上の強いエコーは 15 km 付近では高さ 2 km 付近であるが、10 km 付近では高さ 1 km 付近まで下がっている。次にこの面内の水平風(U、西向に正符号)を見ると下層 700~800 m の層に西向きの風がある。これは陸上で観測された陸風が海上に出たものである。そして 16 km 付近より西側および高度 700~800 m 以上では東向きの風である。風速分布から 10 km 付近より西側では下層に顕著な収束域があり、上層では発散となっている事がわかる。ここでは鉛直流(W)の図からわかるように 1~2 m/s の上昇流があり、上層に 25 dBZ 以上の強いエコーが形成されている。10 km より東側では下層発散、上昇収束の傾向が認められ、平均するとごく弱い下降流になっていると考えられる。

6.2.4 ま と め

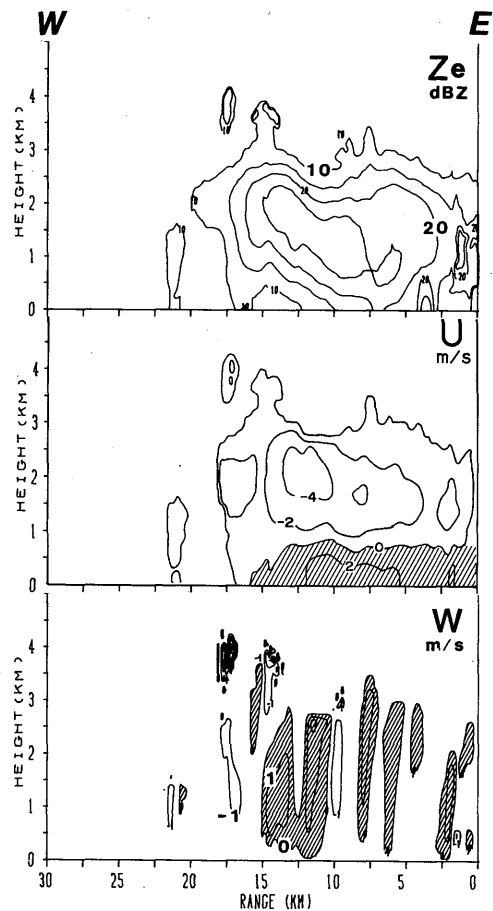
北陸地方の金沢市の海岸線近くにドップラーレーダを設置して、降雪雲の発達、移動、衰弱などの過程について解析を行った。この節では、レーダ近傍の平野部に降雪をもたらすような降雪雲について、とくに、雲内のドップラー速度から求めた風の特徴について調べた。

大きな凝集雪片を降らせて平野部に積雪をもたらすような降雪雲は、海岸線の西の海上 20 km 付近で発達することがレーダ観測で明らかになった。このようなエコーの発達、ドップラー速度から求めた水平風、鉛直流の分布から、①降雪粒子は、海上 20 km 付近に形成された収束域によって



1458-1523 27 JAN.

図 6.13 1984 年 1 月 27 日 14 時 58 分から
15 時 23 分の間の合成断面図。
Ze : レーダー反射強度、
U : ドップラー速度(斜線部分ブ
ラス域)、
W : 鉛直流(斜線部分上昇流域)。



1504-1518 23 JAN.

図 6.14 図 6.13 と同じ。
ただし、1984 年 1 月 23 日 15 時 04 分から
15 時 18 分の間を合成した。

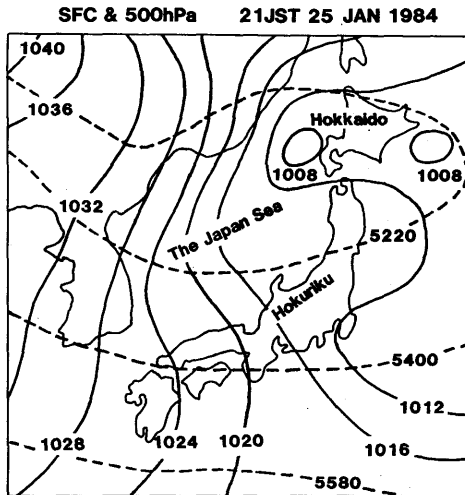


図 6.15 1984 年 1 月 25 日 21 時の地上および 500 hPa の気圧および高度分布。実線は地上の等圧線で 4 hPa 間隔で示してある。破線は 500 hPa の等高線で 180 m 間隔である。

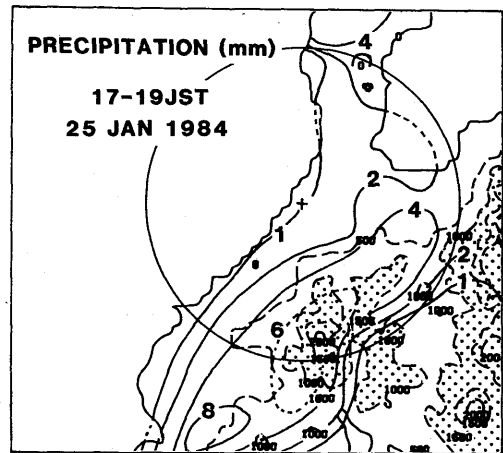


図 6.16 1984 年 1 月 25 日 17 時—19 時の 2 時間降水量分布。等降水量線は 1、2、4、8 mm で、第 2 のピークが点線 (6 mm) で示してある。破線は 500 m 間隔の等高線で、1,000 m 以上の領域には点影が施してある。

できる上昇流によって急速に成長する。上昇流は $1\sim 2\text{ m/s}$ と降雪粒子の落下速度より大きいので、粒子は上方に運ばれる。②この上昇流域より東側では、鉛直流はごく弱いので降雪粒子はほとんど成長せず、ほぼその終末速度で落下しながら 10 m/s 近い下層風によって東に流され、平野部で地上に達することがわかった。

6.3 山間部に大雪をもたらした線状降雪雲の構造*

6.3.1 周囲の状況とレーダエコーの概要

解析した雪雲は 1984 年 1 月 25 日 18 時前後に観測された。1 月 25 日 21 時には北陸地方上空では西南西の風が吹き、500 hPa には $\sim -36^\circ\text{C}$ の寒気が入り成層状態は非常に不安定となった(図 6.15)。新潟県ではこの状況の時にいわゆる「里雪」が降りやすい。しかしながらドップラーレーダ観測を行った北陸地方西部の降雪はこのような状況でも山間部に多いのが普通である。実際、25 日 17 時から 19 時までの 2 時間の降水量は図 6.16 のように山間部で $6\sim 8\text{ mm}$ と多く、海岸付近では 1 mm 程度である。

次に大気の垂直安定度と風の垂直シャーについて調べる。これら是对流性降水雲の構造をきめる主要な因子である。冬期季節風時の日本海上の成層状態の特徴は下面から加熱された、よく混合し

* 榊原 均：予報研究部、柳沢善次・石原正仁：台風研究部

た対流層である。1月25日の15時と21時の平均の温位 θ 、相当温位 θ_e 、飽和相当温位 θ_e^* の垂直分布を図6.17に示す。相当温位の分布は1,000~600 hPaの層がよく混合していることを示している。海面気圧1,020 hPa、気温4.0°Cそれに露点温度1.0°Cを暖かい海面(〜10°C)上で仮定すると、1,000hPa高度以下の最下層は超断熱となる。この時の海面上の θ_e は〜286Kとなる。このような高い相当温位は上昇流*中でよく観測された。最下層の高い θ_e の空気がうすめられずに上昇すれば、600 hPa以上にある安定層に入入することが期待できる。

冬期日本海側における寒気吹き出し時には、対流性の雪雲が密に存在し、大気の運動は非常に乱れている。レーウィンゾンデの経路上の風により一般風を代表させることはできない。ここでは一定高度円周上のドップラー速度によりVAD方式により求めた平均風**の垂直分布を用いる。

図6.18は上記の方法で求めた今対象としている雪雲の到来前17時05分と通過の最終段階18時37分の風の hodograph である。対象としている雪雲の到来前でもすでに別の雪雲がレーダ付近に存在し、風の場合はかなり乱れていることに留意する必要がある。これら二つの hodograph は一般場が対流層下部で北西風、上部で西風であることを示している。また、17時05分はかなり強い南西から北東への直線状シアーが見られるのに対し、18時37分にはシアーは強くない(シアーの方向はほぼ南→北である)。平均の風速は12~13 ms⁻¹である。

雪雲の分布を図6.19に示す。図6.19はGMSの赤外画像である。この図は北陸西部の雪雲が主として中規模細胞状対流(オープンセル型)に組織化されていることを示している。能登半島から西に連なる高い雲は日本海中部によく現れる帯状雲である。図6.20は福井レーダで観測された雪エ

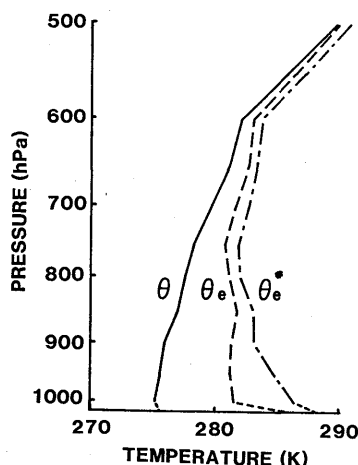


図6.17 1984年1月25日15時と21時の金沢における高層観測データから得られた温位 θ 、相当温位 θ_e 、飽和相当温位 θ_e^* の平均垂直分布。

* レーウィンゾンデの上昇率が大きいことにより上昇流の存在を推定する。

** 平均風の場合でも平均する面積によりかなりの変化が出る。ここでは半径20 kmの円周上の平均風を用いている。

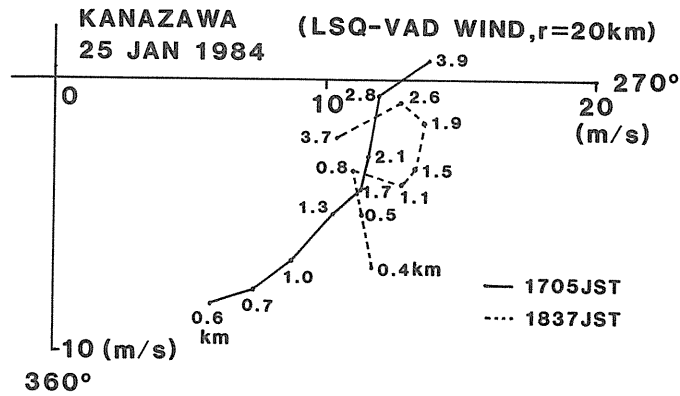


図 6.18 最小二乗法を用いて VAD 方式により求めた 1984 年 1 月 25 日 17 時 05 分と 18 時 37 分の金沢付近の平均風のホドグラフ。平均は半径 20 km の円周上で行った。

GMS (IR)

1800JST 25 JAN 1984

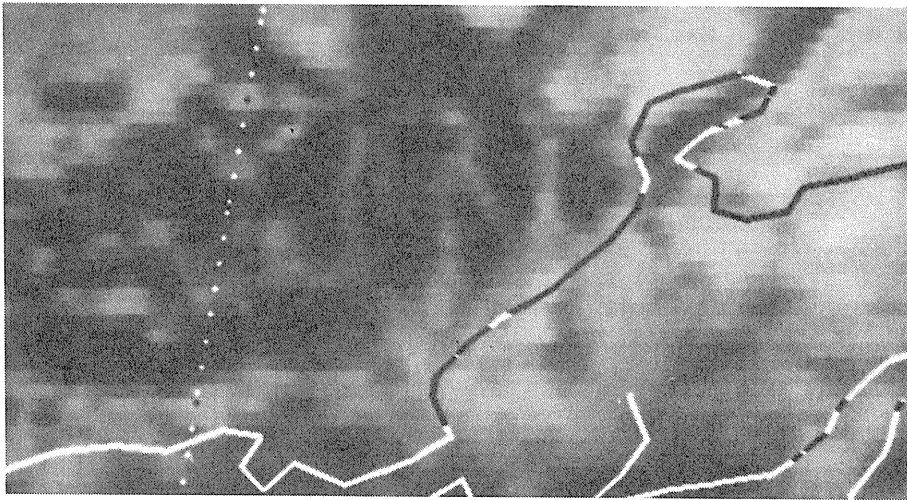


図 6.19 1984 年 1 月 25 日 18 時の北陸西部周辺の GMS による赤外雲画像。

コーである。図 6.19 と比較すると、オープンセルは必ずしも対流性雪エコーで囲まれていないことがわかる。金沢付近にはほぼ南北に伸びた 2 本の線状降雪雲 A、B がある。これらの線状降雪雲は 600hPa にある安定層以下の対流層平均速度と方向はやや異なるがほぼ同じ速さ ($\sim 13\text{ms}^{-1}$ 、ENE) で移動した。線状降雪雲の走向は対流層の平均風向にほぼ直交していた。この走向に直交する面内のレーダ反射強度をドップラーレーダにより観測した。この線状降雪雲には反射強度のコアが含まれているが、ここでは二次元的なエコーとして解析する。

FUKUI RADAR 1752JST 25 JAN 1984

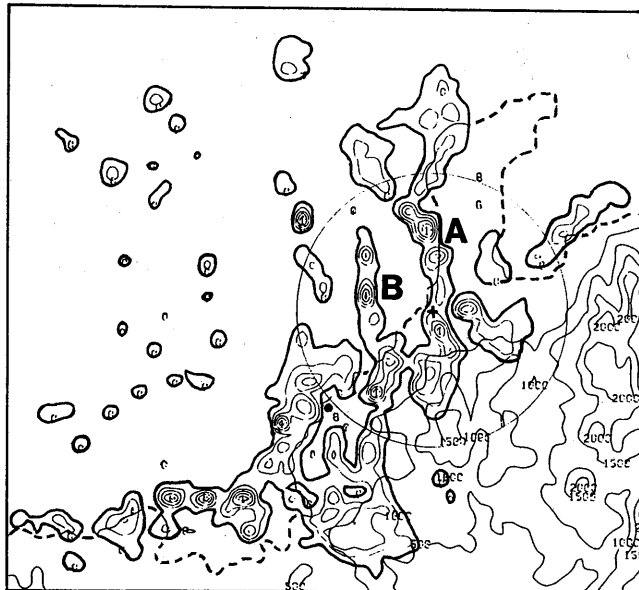


図 6.20 1984 年 1 月 25 日 17 時 52 分の福井レーダによるエコー分布。仰角は 1° である。解析対象の線状降雪雲に A、B と名付ける。

6.3.2 線状降雪雲内の反射強度とドップラー速度分布

図 6.21 に方位 260° に沿う垂直断面内の反射強度とドップラー速度の時間変化を示す。この断面は線状降雪雲 A、B にほぼ直交していた。観測は 17 時 40 分より 18 時 25 分まで行った。以下では風下側 (80° 方向) を「前方」、風上側 (260° 方向) を「後方」と呼ぶことにする。図 6.21 a は反射強度の時間変化である。降雪雲 A、B とも最大反射強度はふつう 25 dBZe 以上で、時には 35 dBZe をこえた。反射強度分布の特徴の一つは薄い小さな (厚さ $\sim 2 \text{ km}$ 、長さ $\sim 10 \text{ km}$) 後方に伸びるカナトコ雲である。カナトコ雲の反射強度は $\sim 20 \text{ dBZe}$ なので、カナトコ雲はあられではなく、雪粒子から成っていると思われる。もう一つの特徴は反射強度の upshear tilt である。すなわち、この断面内では風速は高さとともに増す一方、強いエコーの軸は風上側に傾く。これは線状降雪系の上昇流が upshear に傾いていることを示唆している。これらの特徴をドップラー速度により吟味する。

図 6.21 b は反射強度と同じ垂直断面内の水平速度* である。17 時 40 分の線状降雪系 A には後方中層から前方地表に達する強風軸がある。17 時 40 分から 17 時 59 分の線状降雪系 B ではドップラー速度場から下層収束と上層発散、したがって上昇流が示唆される。17 時 59 分には最下層で発散が示唆される。これは地表付近の下降流の開始を示唆する。18 時 05 分以降、線状降雪系 B は非常

* 垂直速度 = 0、降雪粒子の落下速度 $= -1 \text{ ms}^{-1}$ を仮定してドップラー速度より求めた。
系の平均移動速度 13 ms^{-1} を差し引いてある。

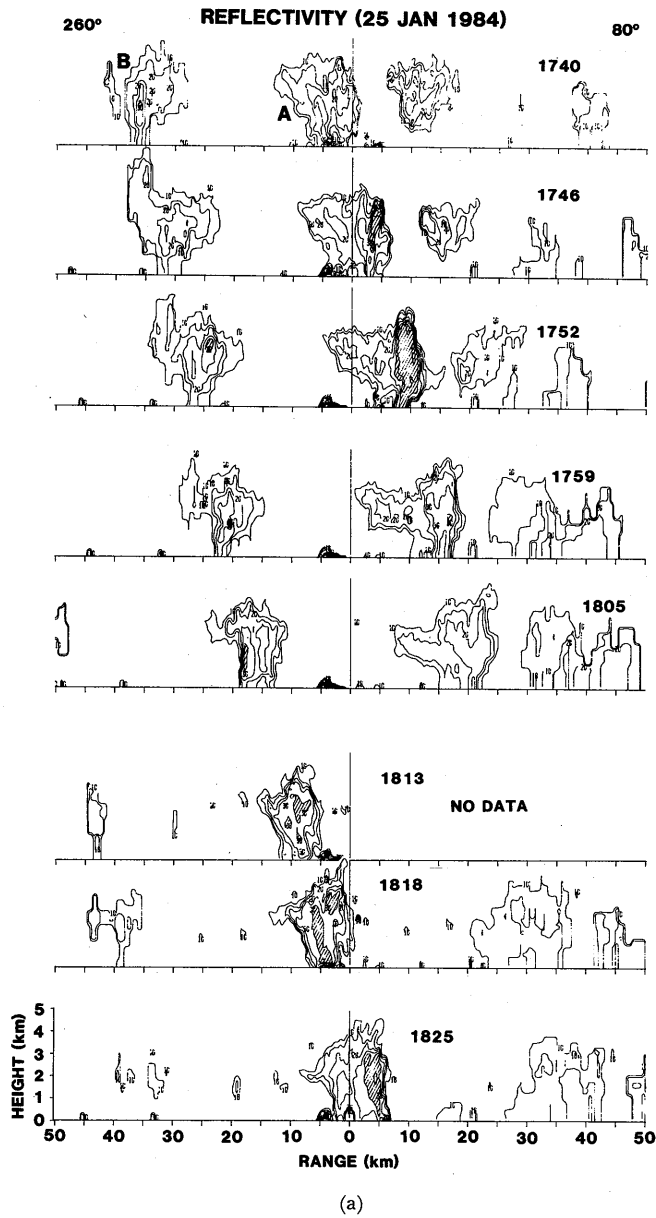
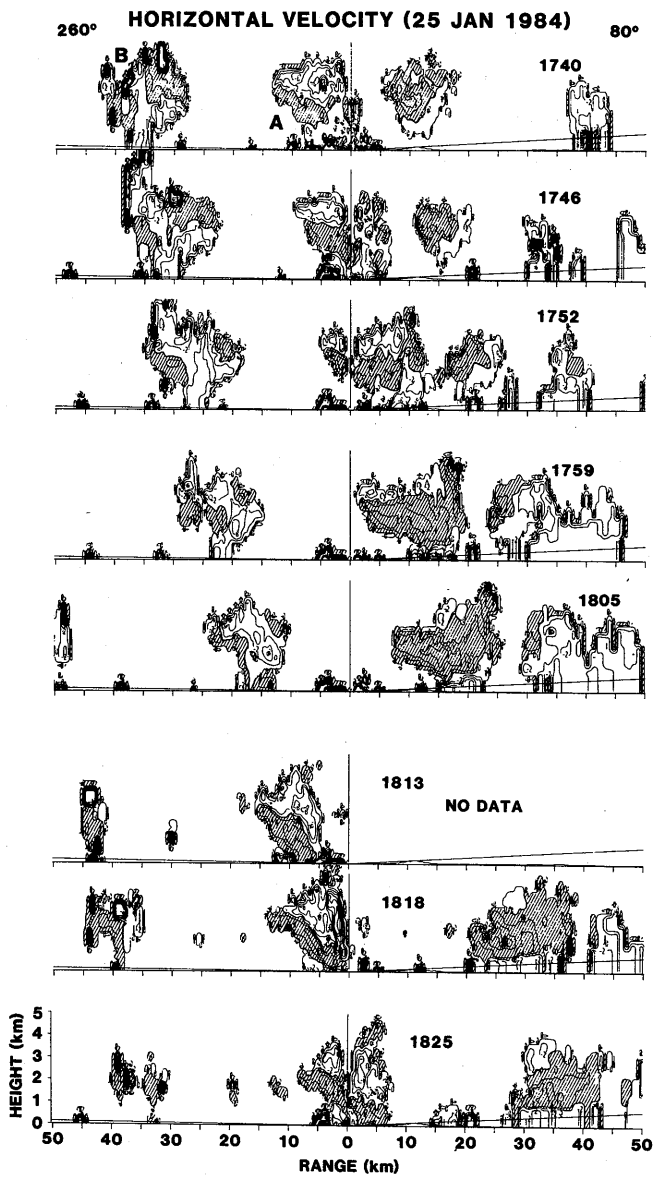


図 6.21 ドップラーレーダによる線状降雪雲 A、B の断面観測 (方位 260—80°、25 日 17 時 40 分—18 時 25 分)。(a)反射強度 (dBZe)。30 dBZe 以上の領域に斜線がつけてある。(b)系に相対的な水平速度 (ms^{-1})。80°の方向に向う場合を正とする。正符号の領域に斜影がつけてある。



(b)

に特徴的な水平速度場を示す。すなわち後方中層から前方地表にかけての強風軸と前方地表から後方上層にかけての弱風域である。これらはそれぞれ中層（～2 km）から始まる中規模下降流と最下層（＜1 km）から始まる中規模上昇流を示唆する。この強風軸は強エコー域（＞25 dBZe）を横切っている。強エコー域の傾きは下層の強風と上層の弱風に起因している。

6.3.3 線状降雪雲内の垂直速度分布

垂直速度場は線状降雪雲内の循環モデルを考える上で重要であろう。ここではドップラーレーダ上空通過時の系の定常性を仮定して一連の垂直方向のデータから垂直速度場を推定する。線状降雪雲 B の後方の垂直速度場は観測されていない。しかしこの後部の構造は線状降雪雲 A の後部に似ている。またレーダ上空通過中の構造の変化は小さかった。そこで17時47分から18時08分までと18時11分から18時26分までのデータを用いて垂直速度場の合成図を作成した。REI 観測は1分間隔で行ったので、ドップラー速度と反射強度の垂直ビームデータも1分間隔で得られている。空気の垂直速度（ W ）はドップラー速度（ V_r ）と、反射強度から推定する空気に相対的な降雪粒子の平均落下速度（ V_T ）* から $W = V_r - V_T$ により推定される。

図 6.22 は中層からの強風軸が地表に達している線状降雪雲内の反射強度および空気の垂直速度の合成図である。反射強度の合成図パターン（図 6.22 a）は17時46分の降雪雲 A のパターンおよび18時25分の降雪雲 B のパターンとよく一致する。最大反射強度（～30 dBZe）は中層で見られ、地表に向って反射強度が減少していることがわかる。もう一つの反射強度の極大（～20 dBZe）はカナトコ雲で見られる。非常に弱いエコー（0～10 dBZe）が線状降雪雲 A と B の間をうめている。また先端部の対流性エコーは安定層（4～4.5 km 以上）へ貫入している。これらの特徴は後に垂直速度の特徴との比較により調べられる。

垂直速度の合成パターンを図 6.22 b に示す。上昇流は強エコー域（＞25 dBZe）内およびその上部で観測される。最大の上昇流は 4 ms^{-1} に達する。もしあられが存在したと仮定されると、空気に相対的な落下速度はより大きくなるので、上昇流の速度もより大きくなる。上昇流の幅は2.3 km である。上昇流は周囲の流れの垂直シャーに抗して風上側に傾いている。上昇流は高度2 km 以上では垂直から～50°傾いている。2 km 以下では上昇流は強くない。上昇流は高度～4.75 km にまで達しており、安定層の中へ貫入していることを示している。主上昇流および他のより小さな規模の上昇流に隣接して補償下降流が存在している。

垂直速度の他の主な特徴はカナトコ雲の下層部と強エコー域の下における中規模の下降流である。カナトコ雲の下半分ではこの下降流が卓越しており、より小さな規模の上昇流はなかった。中規模下降流の強さは～1 m/s である。この下降流の先端で、最大下降流～3.9 m/s が観測された。一般に下降流中では気温は上昇し、湿度は低下する。したがって、このケースではカナトコ雲

* $V_T = -0.817 \times Z^{0.063} \times \left(\frac{\rho_s}{\rho}\right)^{0.4}$ (Atlas et al., 1973)

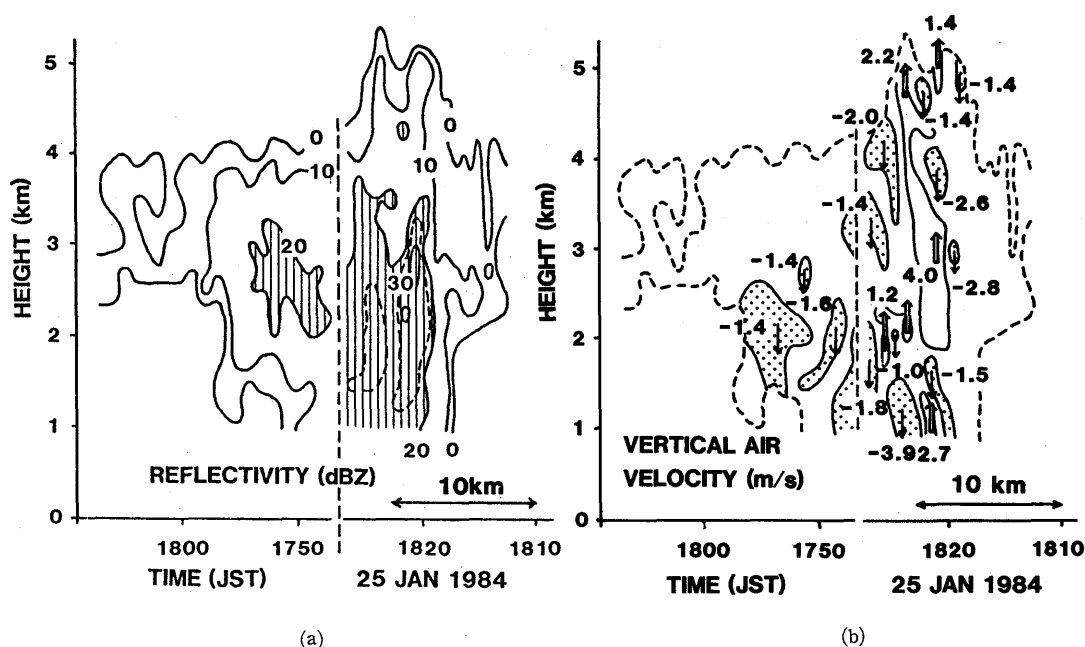


図 6.22 ドップラーレーダ直上通過時の線状降雪雲の合成反射強度分布 (dBZe) (a) と合成垂直速度分布 (ms^{-1}) (b)。 (a)の反射強度が 20 dBZe 以上のところには影がつけてある。 (b)の実線は $+1$ と -1 ms^{-1} の等値線である。 $W < -1 \text{ ms}^{-1}$ の下降域には点影がつけてある。

から落下してくる降雪粒子は乾燥した空気中で蒸発する。下方への反射強度の減少 ($\sim 13 \text{ dBZe/km}$) は下降流中の降雪粒子の蒸発で説明できる。反対にこの降雪粒子の蒸発は空気を冷却し、下降流を強化する。図 6.21 b の水平速度分布を考慮すると、以下のように結論していいだろう。すなわち、(1)弱い水平風の軸は upshear に傾いた上昇流である、(2)強い水平風の軸は蒸発冷却により強化された中規模下降流である。

カナトコ雲の上部における垂直速度は小さい。この事は、このカナトコ雲には熱帯スコールラインのカナトコ雲中で見られるような上昇流を含んでいなかった、ことを示している。線状降雪雲 A のカナトコ雲の変化を観察するとこのカナトコ雲は線状降雪雲の前方部で発達した古い対流セルの残りと考えられる (図 6.21 a 参照)。

6.3.4 考 察

(1) 線状降雪雲の通過時における地上気象要素の変化

線状降雪雲 A、B の通過時に、レーダサイトでは風、気温、露点温度がかなり変化した (図 6.23)。線状降雪雲 A は 17 時 40 分にレーダサイトに達した。この時ガストと風向の逆転が観測された。気温は $\sim 0.4^\circ\text{C}$ と低下した。露点温度はほとんど変化していない。線状降雪雲 B が 18 時 18 分にレーダサイトに達した時、地上気象要素はより激しい変化を示した。激しいガスト (最大風速は 19.2 m/s)

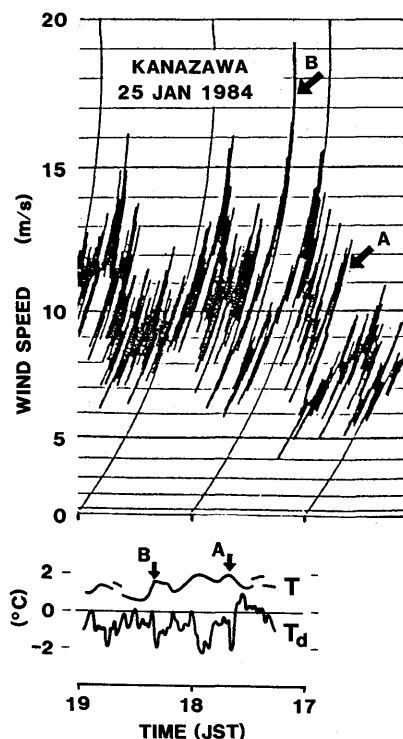


図 6.23 1984 年 1 月 25 日 17～19 時のレーダサイトにおける風速、気温、露点温度の時間変化。線状降雪雲 A、B の到来時刻も表示してある。

と風向の逆転が観測された。また、気温の低下($\sim 1.0^{\circ}\text{C}$)と露点温度の上昇($\sim 0.5^{\circ}\text{C}$)が観測された。この激しいガストは 18 時 18 分の地表付近の水平速度の極大 (図 6.21 b 参照) とよく一致する。

6.3.2 および 6.3.3 で明らかになったように線状降雪雲の後方からの強風軸は中規模下降流である。したがって激しいガストはこの中規模下降流の先端である。図 6.21 と図 6.22 は降雪粒子が中規模下降流内で蒸発し、下降流の空気は冷されるとともに水分の供給をうけることを示している。もしその空気の相当温位が十分低く、蒸発冷却が十分速ければ、下降流の空気は地表に達するまで周囲の空気より冷たい。降水粒子の蒸発速度は空気中と降水粒子表面の水蒸気密度の差に比例する。したがってこの下降流の温度領域 ($-15 \sim -5^{\circ}\text{C}$) では蒸発はそれほど速くないと考えられる。それにもかかわらず地表でわずかではあるが気温の低下と露点温度の上昇を観測したことは、これくらいの下降速度であれば降雪粒子の蒸発速度でも十分であることを示している。

しかし線状降雪雲の中規模下降流中の蒸発冷却はそれほど速くないので、中規模下降流は時には地上にまで達しないことがある。たとえ地表にまで達したとしても、下降流中の気温減率は乾燥断熱減率に近くなる。このため下降流の空気は周囲の地表の気温より高くなるか、あるいは低くてもその差は小さくなる。線状降雪雲 A ではドップラー速度分布から考えられるよりも地表のガストは弱く、気温低下も少なかった。これは蒸発冷却が十分には速くなかった例と考えられる。

(2) 線状降雪雲と他のスコールラインの比較

Zipser (1977) と Houze (1977) はある種の熱帯スコールラインには対流規模と中規模の下降流があることを示した。対流規模の下降流はスコールフロントのすぐ後方にあり、冷たく、ほぼ飽和している。地表近くに冷たく、ほぼ飽和した空気の薄い層があるが、これはこの下降流により生じる。中規模下降流はスコールフロントの後方に生じ、飽和していない。この下降流は湿球温位が地表の湿球温位よりはるかに低い中層から始っている。地表付近の冷気層の上には暖かく、飽和していない空気の厚い層がある。6.3.3で考察した垂直速度の分布は Zipser や Houze の模式図のそれと非常によく似ていた。すなわち、線状降雪雲先端の対流規模の上昇、後方の中規模下降流である。そして中規模下降流を維持する機構としては双方とも降水粒子の蒸発を考えている。

しかしながら、2つの点でこれらには差がある。線状降雪雲の場合には対流規模の冷たい下降流の存在がはっきりしないことである。地表付近の冷たい空気は後方からの中規模下降流によってもたらされていると考えられる。第2には系の大きさは熱帯スコールラインよりはるかに小さい。典型的な大きさは前者では長さ ~ 15 km、高さ ~ 5 km であり、一方後者ではそれぞれ ~ 150 km、 ~ 15 km である。線状降雪雲のカナトコ雲の厚さと広がりには特に小さい。これは雲底の温度が低いため*、前方部の活発な対流からの凝結した水の流出が少なくなることによると思われる。なお、線状降雪雲においても対流層全層で前面からの流入があるかどうかは前述のように一般風の定義が困難なためはっきりしない。

熱帯スコールラインでは冷たい下降流が最下層を完全に安定化し、不安定成層に戻るまで新しい対流セルの発生を数時間にわたって妨げる。一方、線状降雪雲の場合一旦冷たい下降流により地表に形成された寒気層も地表が温かい海面 ($T_{海}-T_{気}\sim 8^{\circ}\text{C}$) 上では下から暖められ、成層は容易に不安定化する。こうして直前に降雪雲が通過したところでさえ、間もなく新しい対流セルが発生する。降雪雲の間隔は一般に ~ 30 km 程度である。このように相対的に暖かい海の上の降雪雲は成層を部分的に安定化するだけである。

6.3.5 ま と め

山間部に大雪をもたらした線状降雪雲の垂直構造を調べたが、その結果を模式図に表わすと図 6.24 のようになる。地表の気象要素の変化は陸上で観測されたものであったが、海岸からの距離が ~ 4 km と小さいので、ここでは海上での測定値とみなして海上での模式図を作成した。大気は海面から 1,000 hPa までは超断熱層、その上には ~ 585 hPa まで θ_e 一定の対流層があり、 ~ 585 hPa 以上は安定層となっている。ここに発生した線状降雪雲では暖かい海面付近の空気がガストフロント前面で上昇し、風の垂直シャーと反対向きの上昇流は安定層に入り込んでいる。しかし後方に伸びるカナトコ雲の雲頂高度は安定層下面以下である。反対に中層からの空気が降雪粒子の蒸発冷却により下降流となり地上に達してガストフロントを作る。地表の気温低下は $\sim 1^{\circ}\text{C}$ で、後方に 20 km

* 雲底の気温は凝結の量をきめる決定的な因子である。

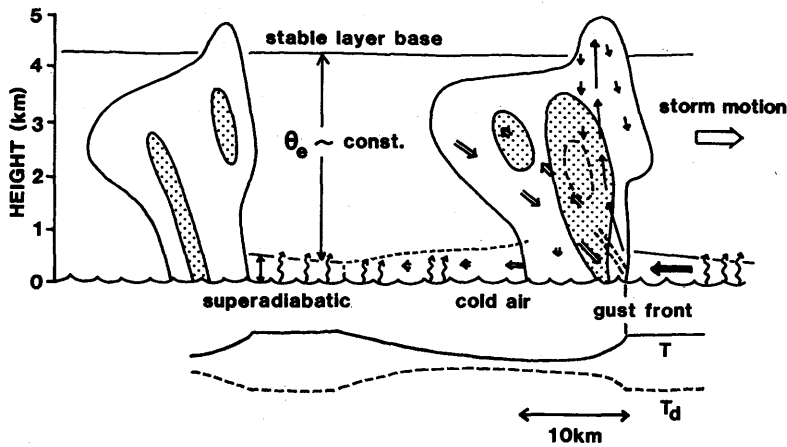


図 6.24 内陸部に大雪をもたらした線状降雪雲の垂直構造の模式図。流れは雲に相対的に表示してある。

以上流れて海面付近の成層を安定化する。しかし、海面からの熱補給により再び最下層には超断熱層があらわれ、その後方には次の線状降雪雲が存在している。二つの線状降雪系の間隔は～30 kmである。

6.4 山ぞい・山間部に大雪をもたらした帯状降雪雲の構造*

6.4.1 周囲の状況

この帯状降雪雲は1985年1月29日から30日にかけて観測された。29日21時の500 hPa天気図(図6.25)によると日本海北部に低気圧があり、気圧の谷が南西にのびている。地上天気図では北海道東方に主な低気圧があり、北海道のすぐ西と山陰沖に小さな低気圧がある。

対馬付近から東北東進してきた山陰沖の低気圧は前方に高い雲のかたまりを伴っている。(図6.26)。朝鮮半島の東方沖を南東に伸びる帯状の雲は地上の低気圧付近で東西の走向に変わっている。

この低気圧は30日0時すぎに北陸西部を通過したと考えられるが、このころはレーウィン観測のデータがない。そこでドップラー速度のVAD表示により対流層内の風の時間変化を求めた(図6.27)。これによると30日0時40分ごろ風が急に西風から北風に変っていることがわかる。これは地表付近の強い正うず度の集中帯の通過を示唆する。地上気圧の最低もこのころ観測されている。また地上気温は30分間に～2.5℃下っている。

成層状態はレーダサイトにおける29日20時30分、および30日3時23分のレーウィンゾンデにより調べる。図6.28は温位 θ 、相当温位 θ_e 、飽和相当温位 θ_e^* の垂直分布である。500 hPa付近に安定層の下面がある(3時23分には460 hPa付近まで上っている)500 hPaには-43℃以下の寒気

* 楠原 均：予報研究部、柳沢善次・石原正仁：台風研究部

SFC & 500hPa 21JST 29 JAN 1985

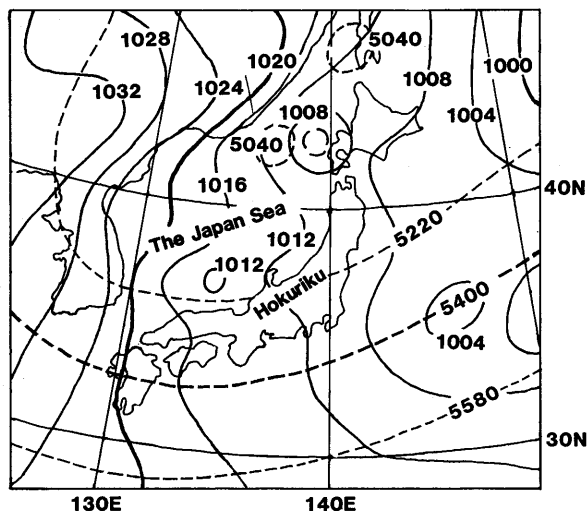


図 6.25 1985 年 1 月 29 日 21 時の地上および 500 hPa の気圧および高度分布。実線は地上の等圧線で 4 hPa 間隔で示してある。破線は 500 hPa の等高線で 180 m 間隔である。

が流入している。以下の対流層は 20 時 30 分の方が θ_e が高く全層一様で対流の活発なことを示している。3 時 23 分には θ_e の一様な層は 700 hPa 付近までで、それ以上はやや安定となっている。

次に福井レーダと松江レーダの合成エコー図 (図 6.29) により広域のエコーの様子を見る。朝鮮半島方面から伸びてくる帯状の雲にともなうエコーと山陰から福井県にかけて伸びる帯状のエコーが顕著である。金沢の西方海上は両者の間になり、中規模細胞状対流 (オープンセル型) によるエコーが観測されている。北側の帯状エコー A は西の方で南下し、南側の帯状エコー B は東側で北上しつつある。このため北陸西部では両者の間隔が次第に狭くなり、この後走向は東一西から北東一南西にかわる。

福井レーダにより金沢周辺のエコーの状況を調べる (図 6.30)。29 日 23 時 30 分から 30 日 2 時 30 分までのものである。23 時 30 分にはすでに二つの帯状エコー A、B は走向は北東一南西になっておりかなり接近している。その後前方のエコーは内陸に進んで消滅していく一方で後方 (西北西) から近づいてきたエコーが合流する。このようにして全体は一つの帯状のエコーとして長続きしたことがわかる。

この帯状降雪雲による降雪分布をアメダスの毎時降水量分布によって調べる (図 6.31)。降水量は海岸線に平行に分布し、山沿いで 5—6 mm と多くなっている。特に白山山系の北西斜面と富山平野東部で多い。また降水量分布には定常性が見られる。以下のドップラーレーダ資料の解析は、この降雪域にほぼ直交する 310° — 130° の断面について行う。

GMS-III IR

21JST 29 JAN 1985

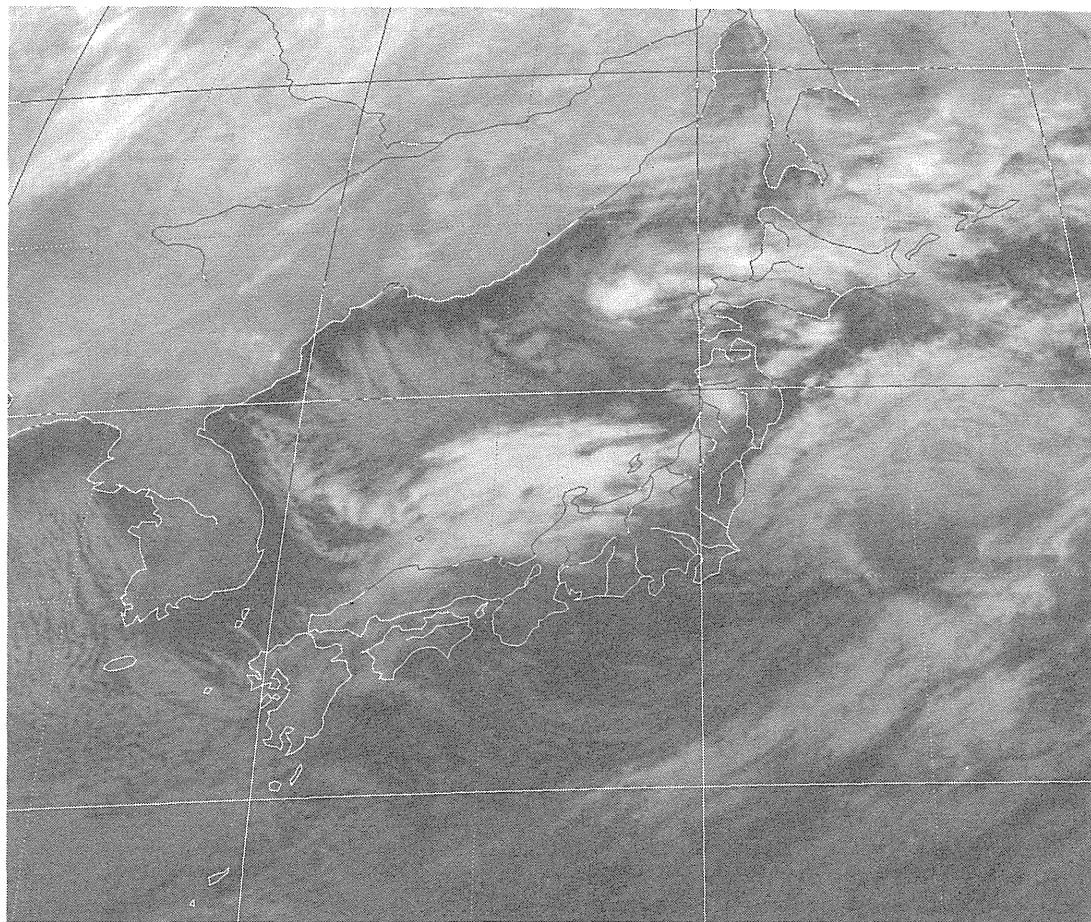


図 6.26 1985 年 1 月 29 日 21 時の北陸西部周辺の GMS-III による赤外雲画像。

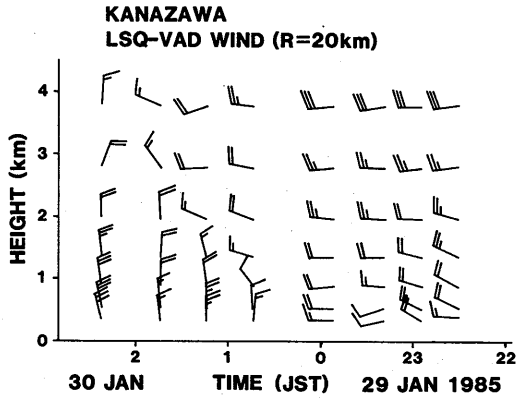


図 6.27 最小二乗法を用いて VAD 方式により求めた金沢付近の平均風の 1985 年 1 月 29 日 22 時より 30 日 3 時までの時間高度断面図。平均は半径 20 km の円周上で行った。

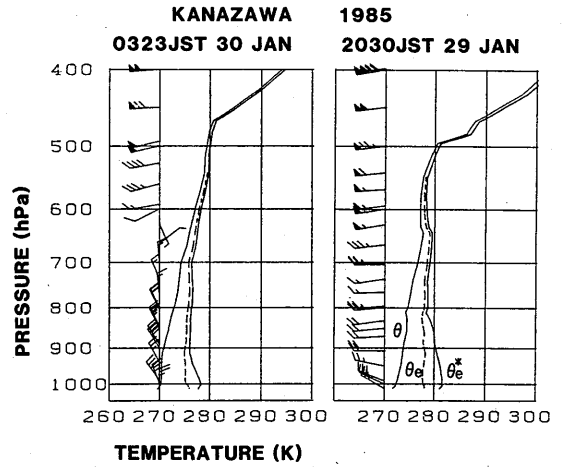


図 6.28 1985 年 1 月 29 日 20 時 30 分と 30 日 3 時 23 分の金沢における温位 θ 、相当温位 θ_e 飽和相当温位 θ_e^* の垂直分布。風の垂直分布も示す。

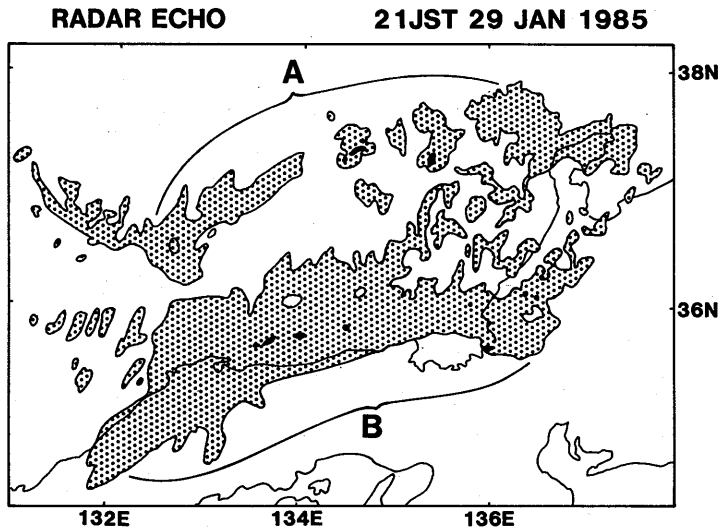


図 6.29 1985 年 1 月 29 日 21 時の松江レーダと福井レーダの合成エコー図。黒く塗りつぶした領域は降水強度 4 mmhr^{-1} 以上に相当するエコー域である。

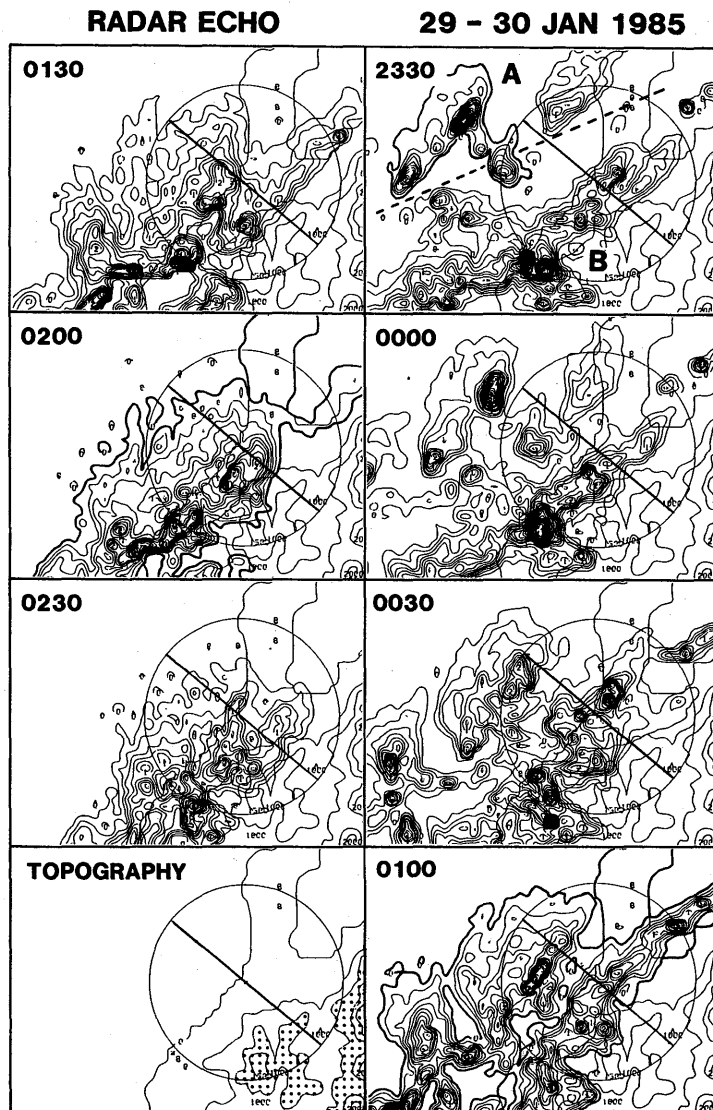


図 6.30 1985 年 1 月 29 日 23 時 30 分から 30 日 2 時 30 分までのドップラーレーダ
 付近の福井レーダによるエコーの変化。等値線は降雨強度に換算した反射
 強度で 0.25 mmhr^{-1} 間隔である。円はドップラーレーダの観測範囲を示
 す。また直線は図 6.32 の断面の位置を示す。また地形を左下に示す。海拔
 1,000 m 以上の領域に点影をつけた。

PRECIPITATION (mm)

29 - 30 JAN 1985

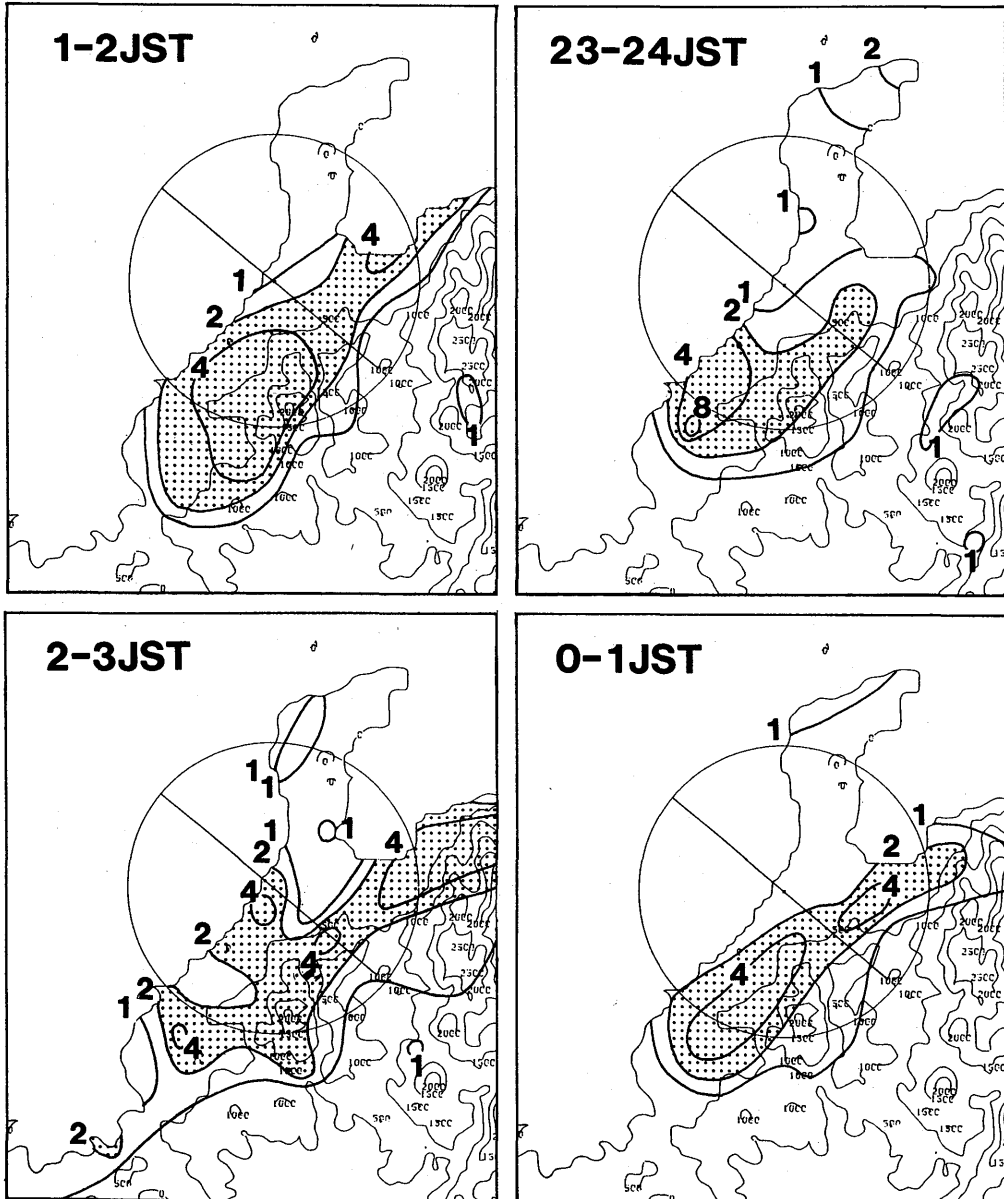


図 6.31 1985 年 1 月 29 日 24 時から 30 日 03 時までのアメダスによる前 1 時間降水量 (mm)。円と直線は図 6.30 と同じ。

6.4.2 帯状降雪雲の垂直構造

図6.32 a は 310° — 130° の断面内の反射強度分布である。 130° の方向は山岳地帯となっている。また 310° 方向の ~ 4 km 以遠は日本海上である。上から下に 29 日 23 時 30 分から 30 日 2 時 40 分までの反射強度を時間軸にそって並べてある。この図で顕著なことは 0 時以降、約 2 時間 30 分にわたって 60 $\sim$ 70 km と幅の広い降雪系が停滞したことである。この帯状降雪雲には 1 ないし 2 個の強いエコー域が含まれている。全体としての降雪雲の停滞にもかかわらず、この強いエコー域はこの断面内を海上から陸上へと停滞せずに進んでいる。そして風下側 (130°) の 40 km 以遠では、ほとんどレーダエコーが観測されていない。この事実はアメダス降水量分布 (図 6.31 参照) の極大が風下側 30 km 付近にあり、それ以遠で急に降水量が減少している事実とよく一致する。

帯状降雪雲の全体としての停滞は一部は風下側でのほぼ同じ位置での消滅によることが明らかとなったが、風上側ではどうであろうか。 310° の方向でははっきりしないが図 6.30 および 290° — 110° の断面図 (図省略) では明らかにすでに発達した雪雲の接近が見られる。したがってこの停滞の機構は次のように考えられる。すなわち、(1) この期間には金沢周辺には地形性上昇以外にも雪雲を発達させる機構があり、風上から続いて流入するエコーを発達させて一つの大きな帯状降雪雲とする、(2) 一方 130° 方向 40 km 以遠では下層水蒸気量が減少したため、または山岳波の下降流域に入ったため雪雲は消滅させられる、これがその機構であろう。金沢周辺におけるエコー発達の機構については後に考察する。

次にこの帯状降雪雲内のドップラー速度* の分布 (図 6.32 b) を調べる。この帯状降雪系の全体としての特徴は循環の水平方向の大きなひろがりである。すなわち 0 時 22 分の 130° 方向 5 km から 35 km にかけての強風、また 1 時 12 分の 310° 方向 15 km から 130° 方向 25 km にかけての強風、同じく 310° 方向 45 km から 25 km にかけての強風等、水平のひろがり が 25 $\sim$ 40 km の流れが存在している。このひろがり は雲頂高度が 5 $\sim$ 6 km の雪雲に対しては大規模であると言える。このような大規模な循環は二つの強エコー域を結んでいることが多い (たとえば 0 時 22 分、1 時 12 分の強風域)。この意義については後で考察する。

次に内陸部における降雪系の特徴を調べる。冬の季節風による日本海側の降雪には山岳地形が大きく影響していると言われるが、実際に白山山系の風上北西側斜面上では雪雲はどうなっているだろうか (地形は図 6.30 参照)。23 時 35 分、0 時 10 分、1 時 12 分はそれぞれ内陸部に強いエコーがあるが、いずれも強風軸が風下に向って上昇している。このことはもし系が二次元的であれば上昇流を意味する。一方で 2 時 00 分および 11 分にも強いエコーがある。この時は後方 (北西側) から下層に強風が入り、前方の弱風域との間に収束域が形成されている。ここで凝結した水は後方にたたむく弱風域に残り、雲粒から降雪粒子となって落下すると考えられる。この場合は後方に傾いた弱風域に残ることが雲粒 $\rightarrow$ 降雪粒子の変換に十分な時間を与えていると考えられる。この降雪機構

* レーダ直上付近を除けばほぼ水平風とみなせる。

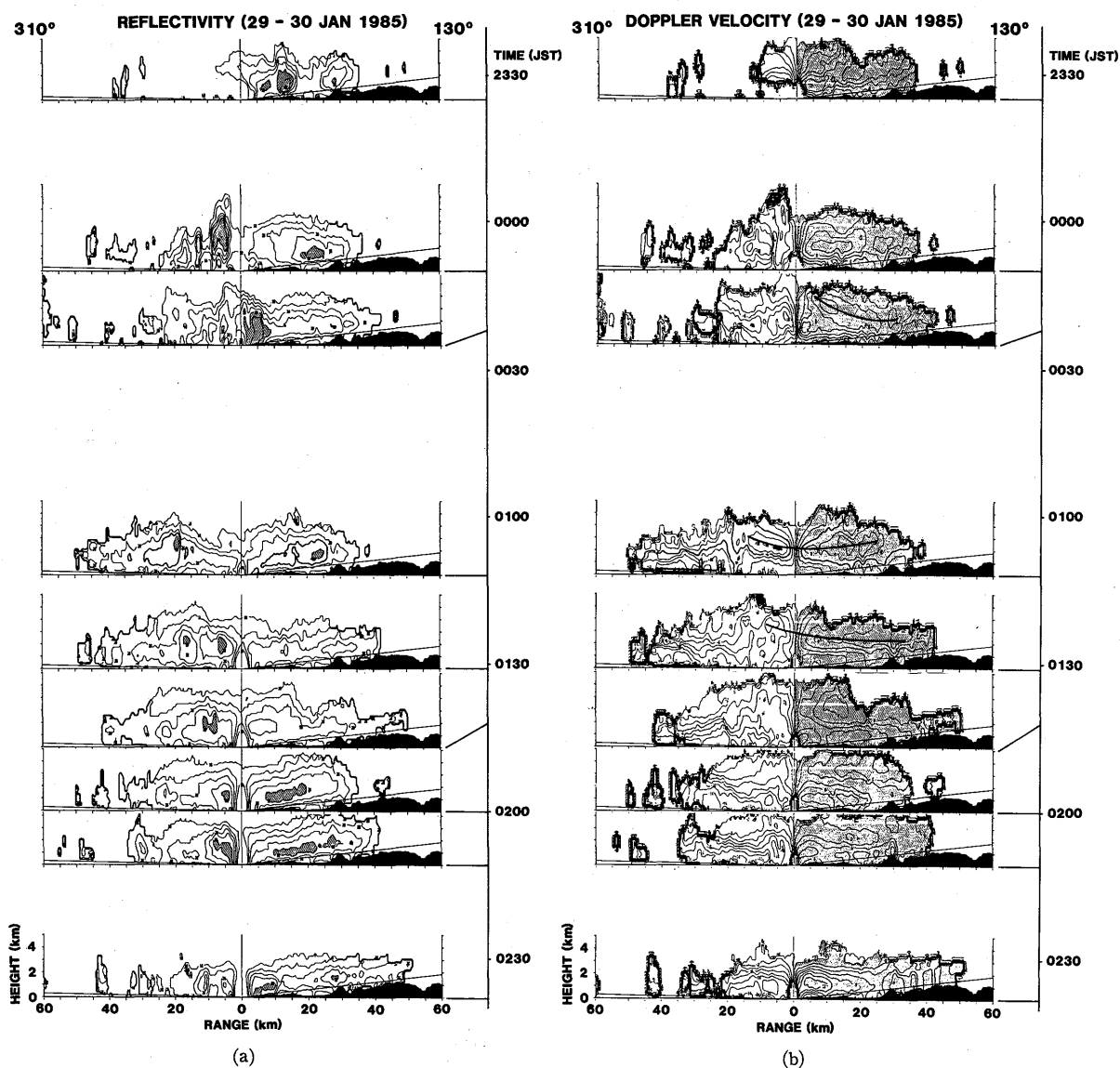


図 6.32 1985 年 1 月 29 日 23 時 30 分から 30 日 2 時 40 分までの方位 310°—130° 方向の(a)反射強度 (dBZe) と(b)ドップラー速度 (ms^{-1}) の時間変化。反射強度が 30 dBZe 以上の領域には斜影がつけてある。また南東側の黒塗りの部分は山岳をあらわす。ドップラー速度はレーダから遠ざかる場合を正符号とする。ドップラー速度の正領域には斜影がしてある。主な強風域の軸を太実線で示す。

の特徴はそれが時間的に溯ってゆくと1時14分の海上のエコーにおける下層の収束にまで達することである。すなわち基本的な構造は数十kmにわたる進行にもかかわらず変化していない。

反対に風上側斜面上でもエコーが弱いことがある。たとえば0時22分、1時31分はともにエコーが弱くなっている。どちらの場合も海岸付近に強いエコーがあり、その前方（南東側）上部からの山側へ発散する大規模な強風がある。この強風域の中心軸は山岳に向って下降している。これは山岳斜面よりやや上層における下降流を示唆する。このような状況下では山岳斜面のすぐ上に地形性上昇流が存在しても、雪雲は発達しない。

最後に二つの強いエコー域が接近した時の特徴的な流れを調べる。1時12分の310°方向～25kmの強エコー域と130°方向～15kmの強エコー域は反射強度分布およびその～40kmにおよぶ間隔からは独立の系のように考えられる。しかしながら、すでに見たように、この二つの強エコー域をむすぶ強風軸の存在が明らかで、強いエコー域は～40km程度までに接近してくると強い相互作用を持つことを示している。他の例として290°方向の0時40分の垂直断面を示す（図6.33）。290°方向～45kmのところに強エコー域が接近してきている。一方110°方向～5kmの強エコー域は後方に～30kmひろがる弱エコー域をともなっている。反射強度分布ではこれらのエコー域は分かれている。一方、ドップラー速度分布のレーダへ向う速度成分が10m/sを超す部分は、後方の強エコー域の前方上層および前方の弱エコー域の中層で強い。このドップラー速度分布はこの二つの強風域が一連のものであることを強く示唆する。

この強風域が真に一連のものであるか、またこの断面に直交する方向にはどれくらいの水平のひろがりを持つのか、を次に調べる。図6.34は0時44分の高度2kmにおける反射強度とドップラー速度分布である。レーダ付近とその北西に北東から南西に伸びる2本の強エコー域がある。ドップラー速度分布を見ると-10m/s以上の領域は二本の強エコー域にはさまれており、幅は～25km、

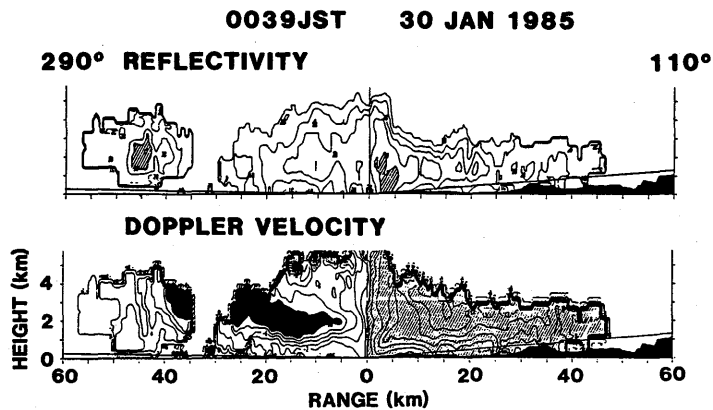


図6.33 1985年1月30日0時39分の290°—110°方向の垂直断面図。ドップラー速度の黒塗り部分は 10 ms^{-1} 以上の領域を示す。

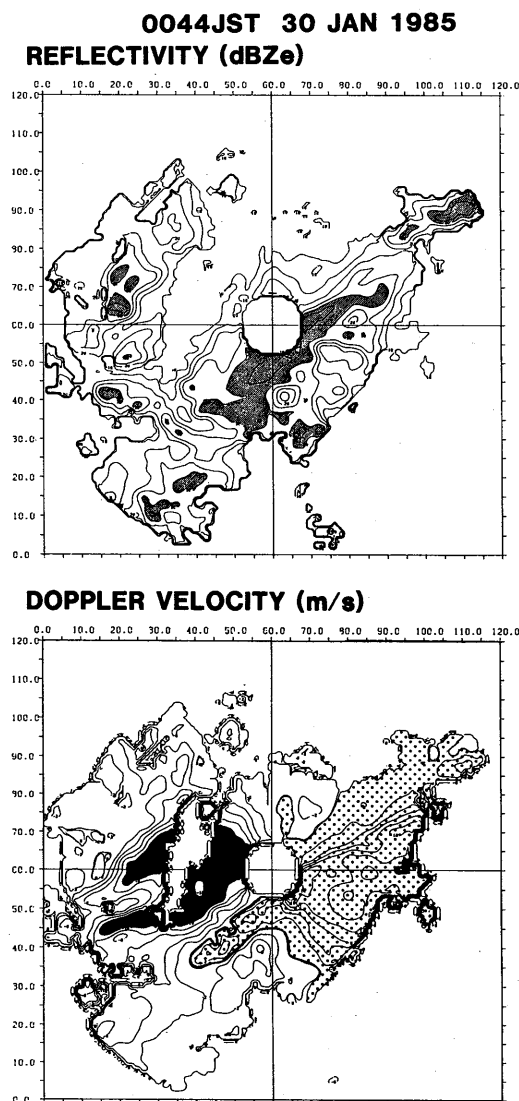


図 6.34 1985 年 1 月 30 日 0 時 44 分の高度 2 km における反射強度 (dBZe) とドップラー速度 (ms^{-1})。南北、東西各 120 km の領域を示す。反射強度が 30 dBZe 以上の領域には斜影がつけてある。またドップラー速度 $\leq -10 \text{ ms}^{-1}$ の領域は黒塗りをしてある。ドップラー速度の正領域には点影がしてある。

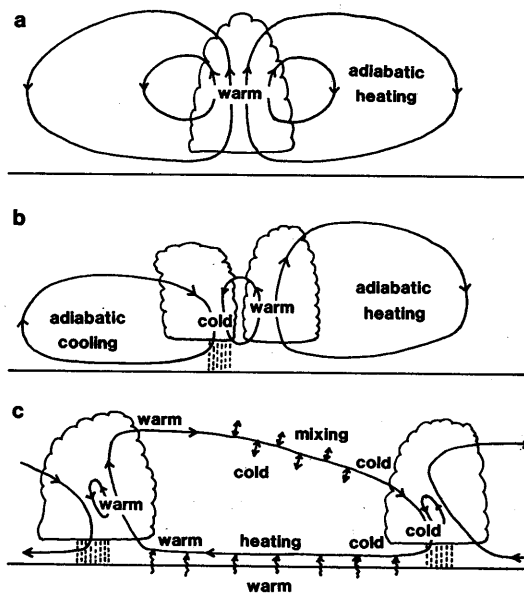


図 6.35 各種対流雲にともなう循環の模式図。

- (a) 成長期の孤立した対流雲。
- (b) 接近して存在する成長期と消滅期の対流雲。
- (c) 暖かい上昇流と冷たい下降流の対をもつ対流雲が二つ接近して存在し、しかも下面からの加熱、上層での混合による冷却がある場合。

長さは検出できるだけでも～45 km に達する。風向の関係で検出できないが、北西側強エコー域から南東側エコー域に向う強風域はさらに北東にひろがっていたと推定される。図 6.33 で見たようにこの強風域は傾いている。したがって強風域の真のひろがりとは水平面で見た図 6.34 より更に大きいことは確かである。このように強エコー域が接近した時には大きな循環を生じ相互作用をしていることが明らかになった。この大きな循環の成因については後に考察する。

6.4.3 考 察

(1) この期間に金沢周辺で見られたエコーの発達機構

この帯状降雪雲はエコー頂高度 5～6 km と高く、中でも 0 時ごろには 7 km 近くにまで達した。金沢における 29 日 20 時 30 分と 30 日 3 時 23 分のレーウィンゾンデ観測 (図 6.28) によると 500 hPa ではともに -43°C 以下となっており、非常に強い寒気が上空に入り成層が不安定となっていたことがわかる。エコー頂は 500～460 hPa で安定層下面とほぼ一致している。

地上低気圧の存在および、20 時 30 分、3 時 23 分の高層風変化からこの帯状降雪雲付近には下層に強い低気圧性シャーが存在していたことが推測される。この様子は図 6.27 の最小二乗法 VAD により求めた、半径 20 km 円内の平均風の変化に見られた通りである。したがって金沢付近のこの期間のエコーの発達は、常時存在する地形の効果の他に、上空への寒気の移流による成層の不安定化および下層の低気圧性シャーによるまさつ収束の増大によるものと考えられる。

(2) 帯状降雪雲内で見られた水平規模の大きな流れの成因と役割

ここでは、はじめに孤立した対流雲について、次に成長期と消滅期にある対流雲の対について、それらにともなう循環の水平規模とエネルギーの変換効率の関係を議論する。この議論は対流雲の発生する場の状況に依存しない一般論である。最後に具体的現象として帯状降雪雲内で見られた水平規模の大きな循環をとりあげ、先に行った議論をもとにその成因と役割を考察する。

一般に、対流雲にともなう水平の流れは規模が大きいほど対流雲にとって都合がよい。なぜなら、規模の大きい流れは広い範囲における補償下降流を意味し、この時下降流は弱く、それによる断熱昇温は少ない。これは対流雲の維持にとって好都合である。しかし実際には対流雲の運動エネルギーはその源の位置エネルギーにより大きさを制約されるため、対流雲にともなう循環はその大半が対流雲の近くで閉じるのが普通である (図 6.35 a)。

次に、成長中で暖かい上昇流を持つ対流雲と消滅期で冷たい下降流を持つ対流雲の対を考えると、これらが互いに独立に存在するのは位置エネルギーの変換効率が悪い。なぜならそれぞれの補償下降流または上昇流は断熱的に昇温または降温し、主たる垂直流との温度差を小さくするからである。ところがこれらの対流雲の循環により組織化されると効率は良くなる。すなわち暖かい上昇流と冷たい下降流が互いの補償流の役割をする時、それぞれの周囲の断熱昇温と降温は減少する。このため温度偏差は維持され易くなり、位置エネルギー交換効率は高くなる (図 6.35 b)。マルチセルストームにおける発達期、消滅期等各発達段階の対流の混在は一つにはこの理由によると考えられる。

以上の一般論を念頭におき、ここで調べた帯状降雪雲中に見られた水平規模の大きな流れの成因と役割を考察する。図 6.33、6.34 に見られた循環を例にとる。この二つの強エコー域はともに上昇、下降流の対からなっていたと推定され、それぞれ単独でも効率のよいシステムであったと考えられる。

冬期日本海上では、海面水温が気温より著しく高く、相当温位がほぼ一定の対流層ができる*。そこではある対流雲の上昇流からの流出と他の対流雲の下降流への流入、下降流からの流出と上昇流への流入が位置エネルギーの補給をうけながら結びつくことにより、周囲の断熱昇温、降温がさらに小さくなりうる（図 6.35 c）。このような循環を持つ対流雲群では効率がさらに良くなっている。（暖候期では海面水温と気温の差が小さく、また雲頂付近の相当温位が中層のそれにくらべかなり高い。このため以下に述べるような機構は働かず、このような循環をもつ対流雲群は生じない。）

図 6.33、6.34 の例では、周囲の状況とドップラー速度場を考慮すると次のような機構が働いていたと考えられる。後方（北西側）の強エコー域の上昇流から前方に流出した空気は、周囲の冷たく乾燥した空気との混合により相当温位が低くなる。この空気は前方（南東側）の強エコー域に入って下降流となり、そこで位置エネルギーを放出する（図 6.35 c）。海面付近に下降した冷たい空気は一般場の西よりの風より遅く流れながら海面から熱の供給を十分受け、相当温位は再び十分高くなる。この空気は後方の強エコー域より動きが遅いため、このエコー域の前方から流入する。そして上昇流となり位置エネルギーを放出する。

このようなシステムには、(1)下降してきた空気に対する海面からの加熱と上昇流から流出した空気の冷却が十分に行なわれること、(2)循環のエネルギーを小さくすること、が同時に要請される。(1)については強エコー域の間隔がある程度大きい方が有利となり、(2)については小さい方が有利となる。強エコー域の間隔はこれらの兼ねいで決まっていると考えられる。

結局、今回見出された水平規模の大きな流れは(1)成層の不安定化と下層のまさつ収束の増大により対流雲が活発となり、運動エネルギーが十分あったため生じることができた。(2)循環の途中の加熱と冷却（すなわちエネルギー補給）を十分にすることによって対流雲群の組織化を最も高度なものにしている。

6.4.4 ま と め

海岸線にほぼ平行な走向をもち、山ぞい・山間部に大雪をもたらした帯状降雪雲を調べた。この帯状降雪雲の形成は 500 hPa における寒気の流入および地表の小さな低気圧の通過と同じ時期であった。ドップラー速度の VAD による対流層内の風の時間変化は、強い正うず度集中帯の通過を示している。

このような状況下で発生した雪雲はエコー頂が 5~6 km と高く、一時的には 7 km 近くにまで達

* 対流層の上には、上層寒気の沈降と対流による垂直混合により生じた顕著な安定層が存在する。安定層高度は大陸東岸より日本に向かって次第に高くなっている。

した。また幅も 60~70 km と非常に広いものだった。この帯状降雪雲には 1 ないし 2 個の強エコー域が含まれており、これらは海上から内陸へ、基本的な構造を維持したまま停滞せずに進む。

この帯状降雪雲の最大の特徴は循環の水平方向の大きなひろがりである。すなわち二つの強エコー域を結んで水平のひろがり が 25~40 km の流れが存在していた。この成因について位置エネルギーから運動エネルギーへの変換効率および位置エネルギーの補給（下層の空気に対する下面からの加熱および上層の空気の混合による冷却）を考慮して考察した。その結果、冬の日本海上のように熱補給が速く相当温位が垂直方向にほぼ一様な地域では、活発な対流が生じる状況の時は更に効率をよくするような水平に大きな循環が生じうることがわかった。

さらに内陸部の強いエコーは(1)内陸部に向って上昇する強風域（上昇流を示唆する）または(2)下層の収束と風上側に傾く弱風域（上昇流を示唆する）を伴っていた。山岳斜面上のエコーでもその上空に下降流を示唆する流れがある場合には反射強度は弱かった。

謝 辞

本章の結果は科学技術振興調整費「局所的短時間降雪予測技術の開発」の成果の一部である。観測にあたり農林水産省北陸農政局河北潟干拓建設事業所、気象庁東京管区气象台、金沢地方气象台には多くの便宜をはかって頂きました。また仙台、東京、大阪の各管区气象台管内の関係気象官署および気象衛星センターには観測および資料収集でご協力頂きました。

参 考 文 献

- Atlas, D., R. C. Srivastava and R. S. Sekhon, 1973: Doppler radar characteristics of precipitation at vertical incidence. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **11**, 1-35.
- Houze, R. A., Jr., 1977: Structure and dynamics of a tropical squall-line system. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 1541-1567.
- Zipser, E. J., 1977: Mesoscale and convective-scale downdrafts as distinct components of squall-line structure. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 1568-1589.