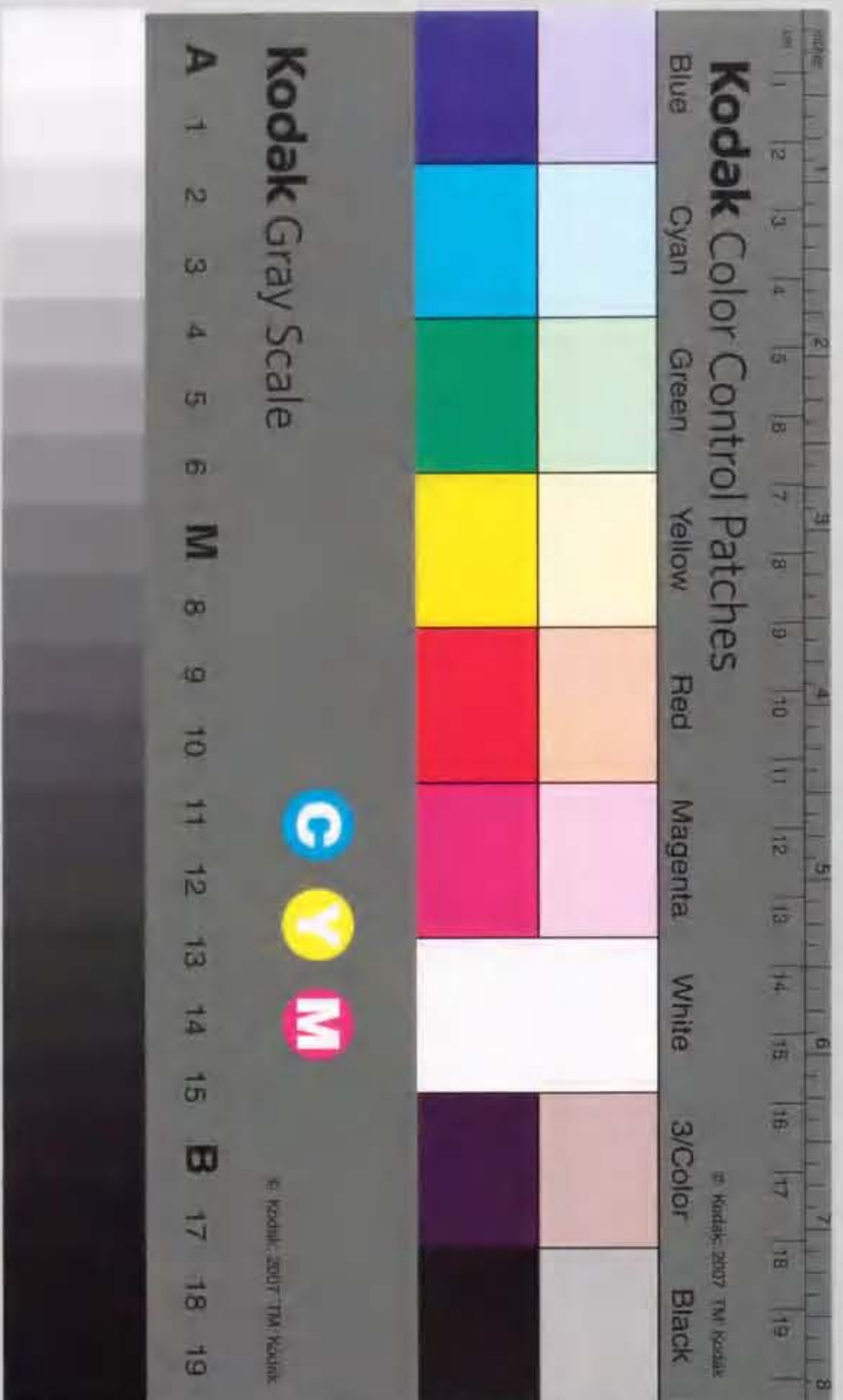


日本海沿岸のメソスケール降雪帯の構造と振舞い

石原正仁



報告 乙 4255 号

主 論 文

石 原 正 仁

①

日本海沿岸のメソスケール降雪雲帯の構造と振舞い

石原正仁

1992年7月

第1章 序論

第2章 降雪雲観測の概要

- 2.1 1984年、1985年の特別観測 8
- 2.2 ドップラーレーダーデータの解析法 8
 - 2.2.1 風測定の基本原理 8
 - 2.2.2 観測方法 11
 - 2.2.3 最小二乗法による局所VAD法 11
 - 2.2.4 2次元運動場解析 17
 - 2.2.5 天頂走査による鉛直流の見積り 18

第3章 日本海沿岸の降雪雲の型

- 3.1 はじめに 19
- 3.2 季節風の吹出しが弱い期間に出現した降雪雲 19
 - 3.2.1 降雪雲の型 19
 - 3.2.2 降雪雲帯が発生した時の大気状況 20
- 3.3 季節風の吹出しが強い期間に出現した降雪雲 24
 - 3.3.1 降雪雲の型 24
 - 3.3.2 降雪雲が発生した時の大気状況 30
- 3.4 まとめ 30

第4章 季節風の吹出しが弱い期間に観測された降雪雲帯

- 4.1 解析対象と大気状況 35
- 4.2 降雪雲帯のレーダーエコー分布と流れの場 38
- 4.3 降雪雲帯の鉛直構造 45
- 4.4 降雪雲帯内の循環 48
- 4.5 降雪雲帯の形成過程 54
- 4.6 陸風の変質過程 54
- 4.7 まとめ 56

第5章 季節風の吹出しが強い期間に観測された降雪雲帯

- 5.1 解析対象と大気状況 60
- 5.2 降雪雲帯のレーダーエコー分布と流れの場 68

5.3 降雪雲帯の鉛直構造 71
5.4 地上気象要素の変化 74
5.5 メソ下降流 76
5.6 降雪雲帯の維持機構 76
5.7 まとめ 77

第6章 考察

6.1 2つのタイプの降雪雲帯 84
6.2 結論 92

引用文献

第1章 序論

日本列島の北海道から本州にかけての日本海沿岸は長さ1000kmに及ぶ海岸線を持ち、寒冷なシベリア高気圧、暖かい日本海、急峻な日本列島という3つの要因によって、世界有数の豪雪が起こる。たとえば、北陸地方では最大積雪深が300cmを超えることもまれではない。1963年のいわゆる「三八豪雪」では、記録的な豪雪が北陸各地にもたらされた。最近では1980年と1981年に豪雪が発生し、このときには海岸地帯でも最大積雪深が100cmを超し、山岳地域では400cmに達した。これらの豪雪は農業、林業、輸送などに多くの被害をもたらした。

大陸性極気団のひとつであるシベリア高気圧に起源する寒冷な北西季節風気団は、日本海上を通過する際に海面から潜熱と顕熱の供給を受けて下層から不安定化し、ついには対流雲が発生し降雪粒子が形成される。これらの対流雲は日本列島の日本海沿岸地方に達し、その沿岸域や内陸の山岳域に降雪をもたらす。

日本海沿岸の降雪に関する研究は1960年代に入り活発となり、その後多くの研究が行われてきた。それらを分類すると次のようになる。

- a. 降雪に関する地域特性、年々変化等を扱う気候学的研究
- b. 降雪をもたらす気圧配置、成層、上層の流れ、寒冷渦等を扱う総観～メソスケールの研究
- c. 日本海上の熱や水の収支、対流活動に関する研究
- d. 降雪をもたらす雲についての形態や構造についての雲力学的研究
- e. 降雪をもたらす雲や降雪粒子についての雲物理的研究

気象庁による1962～1967年の北陸豪雪特別観測（気象庁、1966）は、この地方の降雪を対象として行われた最大規模の特別観測であった。この観測とそれにかかわる研究では、総観場からメソスケールの現象が研究対象とされ、海面からの熱と水蒸気の輸送、寒冷渦の構造、寒冷渦内のメソじょう乱など、上記分類の主にb、c項に重点が置かれた（Ninomiya, 1964, 1968 ; Matsumoto et al., 1965, 1967a、松本、二宮、1969）。

一方、上記d項については、この特別観測の前後から主に気象衛星とレーダーの観測を通じて進められ、降雪をもたらす雲（降雪雲）がその形状によって分類され、それらの発生環境が議論された。第1表は、これまでに行われたd項に関する研究の一覧である。これらの研究から、日本海の降雪雲は主に線状あるいは帯状（帯状は線状より縦横比が小さい）に配列されることが多いことが分かった。これらの降雪雲は、その走向が下層風あるいは下層風の鉛直シャワーに対し平行かあるいは直交か

第1表 これまでに行われた日本海のメソスケール降雪雲の研究。

| 研究者 | 解析対象 | 領域 | 観測手段 |
|--|--|------------|------------------|
| Higuchi (1963) | 降雪バンド 下層風と平行 | 石狩平野 | 衛星(TIROS)、地上 |
| Miyazawa (1967) | 渦状エコー | 北陸地方 | レーダー |
| Tsuchiya and Fujita (1967) | 線状雲 鉛直シャー 弱 cells 中 transverse bands 強 longitudinal bands | 日本海 太平洋 | 衛星(TIROS) |
| Asai (1966) | 季節風吹き出し時のバンド 状降雪雲 | 北陸 | 航空写真 |
| Matsumoto, Ninomiya and Akiyama (1967b) | 中規模じょう乱と積雲対流 の関係 | 北陸 | 航空写真、高層 レーダー |
| 斎藤ら (1968) | 低気圧前面の一様性エコー 季節風時の線状エコー 小低気圧時の弧状エコー (小低の西、南側のみ、 陸からの冷氣が関連) | 石狩湾 | レーダー |
| Matsumoto, Ninomiya and Akiyama (1968) | 線状エコー 温度風と平行 | 富山湾 | レーダー、高層 |
| 岡林 (1969) | 収束雲 | 日本海 | 衛星(ESSA) |
| 松本、二宮 (1969) | 中規模擾乱、 重力波、対流輸送 | 北陸 | 地上、高層 |
| 藤原ら (1971) | 冬期対流雲 | 北陸 | ドップラーレーダー |
| 岡林、里見 (1971) | 小低気圧時の弧状エコー 収束雲(衛星) 季節風と内陸からの北東風 渦状エコー | 石狩湾 | レーダー 衛星 |
| Magono (1971) | 日本海の降雪雲全般 地形効果、メソ前線、メソ 低気圧 | 日本海 | 衛星、レーダー、 室内実験 |
| 山口、孫野 (1974) | 収束雲、渦状エコー メソスケール前線 | 日本海 | 衛星、レーダー |
| 村松、小倉 (1975) | 弧状(帯状)エコー 小低気圧 | 北海道 西岸 | レーダー、高層 |

第1表 つづき

| 研究者 | 解析対象 | 領域 | 観測手段 |
|--|--|------|---------------------|
| Shimizu and Uchida (1974) | longitudinal lines, transverse lines, 渦状エコー | 北陸 | レーダー |
| 深津、服部 (1974) | NE-SWとWNW-ESEの線上エコー、その間に渦状エコー | 北陸 | 東尋坊レーダー |
| 入田、深津、江口 (1976) | 渦状エコー | 北陸 | レーダー |
| 深津 (1977) | 带状雲と関連するエコー： 散乱する対流エコー、 北東-南西線状エコー、 東西線状エコー 海岸線に平行な線状エコー | 北陸 | 東尋坊レーダー |
| 内田 (1979) | V字型雲パターン | 日本海 | 衛星、レーダー 天気図 |
| 植村 (1980) | 带状の雲、 弧状の雲、 渦状の雲 | 日本海 | 衛星(NOAA,GMS)、 高層 |
| Asai and Miura (1981) | 渦状エコー シアー不安定 | 若狭湾 | 東尋坊レーダー |
| Takeda et al. (1982) | 対流性降雪雲 上陸の際の変質過程 | 能登半島 | レーダー |
| 八木 (1985) | transverse modeの雪雲 下層風に直交、 しかし鉛直シアーベクトル には平行 (longitudinal mode雲 と同じ) | 日本海 | 衛星(GMS) |
| 藤吉ら (1988) | 带状収束雲 弱風層、シアー層、強風層 季節風と冷乾な密度流 温暖前線型 | 石狩湾 | ドップラーレーダー |
| Tsuboki, Fujiyoshi and Wakahama (1989a) | 陸風の構造とそれによって 変質させられる降雪雲 带状収束雲(温暖前線型) | 石狩湾 | ドップラーレーダー |
| Tsuboki, Fujiyoshi and Wakahama (1989b) | 陸風の構造とそれによって 変質させられる降雪雲 带状収束雲(寒冷前線型) | 石狩湾 | ドップラーレーダー |

によってそれぞれ、「平行モード(longitudinal mode)」と「直交モード(transverse mode)」に分類され、風の鉛直シヤーや大気の静力学的安定度との関連などが調べられた。また「収束雲」ないしは「帯状収束雲」と呼ばれる特徴的な形状を持つ降雪雲帯が、大雪との関連において議論された。さらに「渦状雲」あるいは「渦状エコー」と呼ばれる特徴的な降雪雲が豪雪時に出現することが知られるようになった。さらに北海道西岸では、比較的小規模な低気圧の出現と「帯状雲」あるいは「弧状雲」との関連が議論されてきた。

これらの研究を通して明らかになったことは、冬季の日本海上の対流の多くが水平規模にして20~200km程度のメソスケールに組織化されており、それらのうち大雪をもたらすようなものは、線状ないし帯状のいわゆる「降雪雲帯」の形状を呈することであった。これは、小規模対流雲がメソスケール降水システムに組織化される過程を考える上で、示唆に富む結論であった。しかしその一方で、上で述べた降雪雲の分類は、多くの研究者の長年の研究の成果の上に成り立ったものであるため、分類の基準は必ずしも統一されておらず、降雪雲の呼称にも混乱がないとも言えない。

さらに、これまでの研究の多くは、降雪雲を形状によって分類し、それらを周囲の場、つまり下層風の分布や温度、水蒸気の鉛直分布と対応させるといった手法による、いわゆる「雲力学上の形態学」であった。一方、個々の降雪雲の内部の循環、熱力学的構造、形成維持機構、移動伝播特性等を扱う分野を「雲力学上の構造学」と呼ぶとすれば、日本海の降雪雲の構造学はこれまでほとんど論じられることがなかった。その第一の理由は、それを議論するに足りる十分なデータがなかったことにある。

これまでの研究で使われてきた観測データは、気象衛星、レーダー、高層観測、地上観測のデータであった。気象衛星の空間と時間の分解能は、それぞれ数kmと1時間程度である。気象レーダーではそれぞれ数kmと数分程度の比較的高密度のデータが得られるが、多くの場合一定仰角ないし一定高度面のデータしか得られない。高層観測データに至っては、特別観測においてもそれらは100kmと3時間程度である。地上観測に関しては、AMeDASによってそれぞれ十数kmと10分の分解能のデータが得られるが、気圧と湿度のデータは得られない。さらに、海上では観測船がない限り海上、高層データは得られない。議論される降雪雲の空間スケールは数km~数10km、寿命は数十分であることが多く、それらは主に海上で発生し発達するから、これらの限られたデータによって、メソスケール降雪雲の3次元構造や形成維持機構を詳しく議論することは困難であった。

1980年代に入り、Takeda et al.(1982)は、数分間隔で得られたレーダーのRHIデータをもとに、孤立性の対流性降雪雲の鉛直構造と変質過程を論じた。藤吉ら(198

8)は、ドップラーレーダーを使って北海道西岸の帯状収束雲を観測し、北西季節風と陸からの寒冷な密度流との間に作られた降雪雲帯内の循環を調べた。Nagata et al.(1986)は数値モデルによって帯状収束雲の数値実験を行いその成因を調べた。Ikawa et al.(1987)は、微物理過程を含んだ2次元数値モデルによって線状降雪雲帯の数値実験を行い、降雪雲帯の力学的構造と雲物理過程を調べた。これらの研究によって、日本海の降雪雲の構造学的研究は、その緒に就いたと言えるであろう。さらに、降雪雲の力学的構造を知るためには既存の観測手段にはおのずと限界があり、新しい観測手段を導入する必要があることを、これらの研究は提言した。

このような研究の現状を背景として、本研究では、日本海沿岸に冬期発生するメソスケール降雪雲帯の構造と振舞いを、1984、1985年に石川県金沢市周辺で行われたドップラーレーダーによる特別観測の結果をもとに、観測・解析的立場から詳しく論じる。本論文は以下のような構成をとる。第2章では、1984、85年の北陸西部における降雪特別観測の概要及びドップラーレーダーの観測とデータ解析法について述べる。第3章では、気象衛星と通常レーダーのデータを使って、この特別観測期間中に北陸西部に出現したメソスケール降雪雲の型を調べる。第4章、第5章では、これらの型の中から発生頻度が高くしかも発生条件が異なる2つの型のメソスケール降雪雲帯を選び出し、詳細な事例解析を行い、それらの構造と振舞いを「構造学的」な視点から議論する。まず第4章では、季節風の吹出しが比較的弱い期間に発生した一連の降雪雲帯を取り扱う。この場合は、陸地起源の局地的な下層風(陸風)が、降雪雲帯の形成維持に深くかかわっていた。第5章では、季節風の吹出しが比較的強い状況下で発生した降雪雲帯を解析する。この降雪雲帯は規模は小さいが熱帯や中緯度でしばしば観測されるスコールラインに似た構造を持っていた。第6章では、発生環境の異なるこれら2つの型の降雪雲帯の構造と振舞いを、周囲の環境や外力と関連づけ、互いに比較検討することによって、それぞれの降雪システムが構造や振舞いにおいてどのような特徴を持ち、日本海沿岸に発生する多様な降雪雲の中で、どのように位置づけられるのかを考察する。

第2章 降雪雲観測の概要

2.1 1984年、1985年の特別観測

この特別観測は1984年1月20日～2月3日の14日間と、1985年1月19日～1月31日の12日間の延べ26日間、北陸沿岸の大雪の特性を調査することを目的として行われた。この観測では、3カ所（金沢市近郊、相川市、上越市）に特別高層観測点が置かれ、金沢市近郊の河北潟（北緯36.6°、東経136.7°、以後、金沢と略す）には気象研究所の可搬型ドップラーレーダーが設置された。第1図はこの特別観測領域内のドップラーレーダーを中心とした解析領域を示す。

本論文の高層気象の解析では、気象庁の高層観測点（輪島測候所）とドップラーレーダーサイト（金沢）における特別高層観測点のデータを主に使用する。この2地点では通常は6時間間隔で気温、湿度、気圧、風の観測が行なわれ、さらに金沢では3時間間隔の強化観測が延べ6日間行なわれた。

地上気象の解析には、気象庁のAMeDAS観測網のデータを使用する。さらに、ドップラーレーダーサイトでは、特別地上観測を行うとともに、降水粒子の形状を判別するためにビデオカメラを用いて、地上に落下する降水粒子の連続撮影を実施した。

気象庁の東尋坊気象レーダー観測所（福井レーダー）ではレーダーの連続観測が行われた。この観測からはレーダーの相当反射強度（以後、反射強度と略す）のデジタルデータが得られた。

第1図に示すように、可搬型ドップラーレーダーは海岸から4km離れた平野部に設置された。この東には約2°の勾配を持つ高度200～500mの低い山地が海岸線に並行してほぼ南北に連なっている。

2.2 ドップラーレーダーデータの解析法

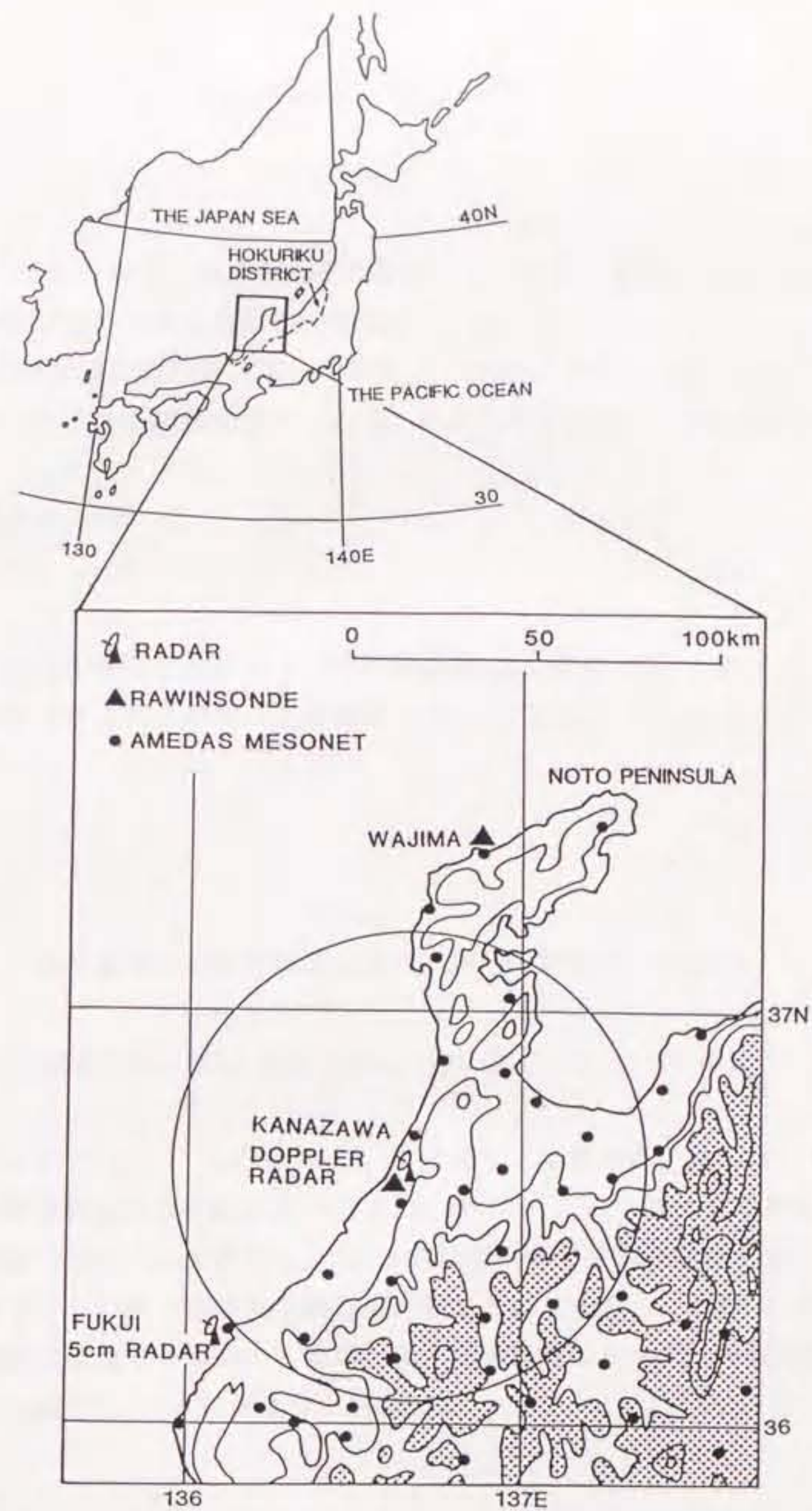
2.2.1 風測定の基本原則

ドップラーレーダーは降水粒子をトレーサーとして、次のような原理にもとづいて空気の流れ（風）を測定する。

ドップラーレーダーの送信信号 f_t は次のように表される。

$$f_t(t) = A_0 \sin(2\pi f_0 t + \phi_0) \quad (1)$$

ここで、 A_0 は振幅、 f_0 は送信周波数、 ϕ_0 は初期位相である。 r_0 の距離にある目標物体が速度 v でレーダーに向かって近づいて来るとき、 t 時間後の距離は、 $r_0 - vt$ である。このときの受信信号 f_r は、



第1図 1984年と1985年の降雪雲特別観測のドップラーレーダー付近の観測領域。
 円はドップラーレーダーの観測領域、三角形は高層観測点、黒丸はAMeDAS
 観測地点を表す。等高線は200,500,1000,2000,3000mで、1000m以上の領域
 には陰影をほどこす。

$$f_r(t) = A_r \sin \left\{ 2\pi f_0 t - \frac{4\pi}{\lambda} (r_0 - vt) + \phi_0 + \phi_r \right\} \quad (2)$$

である。\$A_r\$は目標物の後方散乱断面積によって決まる振幅、\$\lambda\$は波長、\$\phi_r\$は目標物の特性によって決まる位相である。

(2)の右辺かっこ内の第2項、\$-4\pi\lambda^{-1}(r_0 - vt)\$は、レーダーと目標物の間のレーダー波の伝播位相差\$\phi\$であり、この時間についての1次微分をとると、

$$\frac{d\phi}{dt} = \frac{4\pi v}{\lambda} \quad (3)$$

である。位相の時間変化はドップラー周波数\$f_d\$によって\$d\phi/dt = 2\pi f_d\$のように関係づけられるから、これを(3)に代入すると、

$$v = \frac{\lambda f_d}{2} \quad (4)$$

であり、この\$v\$をドップラー速度と言う。(4)を(2)に代入すると、

$$f_r(t) = A_r \sin (2\pi (f_0 + f_d) t + \psi + \phi_0 + \phi_r) \quad (5)$$

を得る。ここで\$\psi = -4\pi r_0\lambda^{-1}\$であり、目標物体が動かないときのレーダー波の伝播位相差を表す。したがって\$\psi + \phi_0 + \phi_r\$は一定である。ドップラーレーダーは(5)の\$f_d\$を測定し、(4)から目標物体の移動速度を求める。

ところで、レーダーのパルス繰り返し数を\$F_p\$とすると、\$F_p/2\$より高いドップラー周波数は認識できない。したがって、測定可能なドップラー周波数の上限\$f_{max}\$は、\$f_{max} = F_p/2\$であり、(4)から、

$$v_{max} = \frac{\lambda F_p}{2} \quad (6)$$

である。この\$v_{max}\$を「Nyquist速度」または「折り返し速度」と呼び、個々のレーダーに固有の定数である。現実の大気中には\$v_{max}\$より大きな風速が存在する。このときドップラーレーダーで測定された風速が\$v\$であるとき、実際の風速は、

$v \pm N \cdot v_{\max}$ ($N = 2, 4, 6, \dots$) である。気象研究所可搬型ドップラーレーダーの特性を第2表に示す。このレーダーでは $v_{\max} = 15.3 \text{ m/s}$ である。

解析にあたっては、まず初めに観測データの品質管理を行う。この一環として、折り返された風速を実風速へ変換する操作を行う。これを「折り返し補正処理」と言い、これにはおおまかに分けて2種類の方式がある。ひとつは人と計算機との対話形式によって、人が折り返し領域を指定し逐次補正を行う、いわゆる「手動方式」であり、これにはかなりの労力を要する。もうひとつは、一定のアルゴリズムにしたがって、計算機によって自動的な補正を行う「自動折り返し方式」である。この方式には、速度の不連続域に着目する方式や、高層観測等をもとにしたモデル風との比較方式などがある。今回は「手動方式」と「モデル風比較自動方式」の両方によって折り返し補正を行った。

2.2.2 観測方法

今回のドップラーレーダー観測では、個々の観測対象の持つ性格を考慮してPPI走査、RHI走査、3次元走査、天頂走査の4つのアンテナ走査を組み合わせた観測を行い、反射強度と平均ドップラー速度の3次元データを取得した。 0° 近辺の低仰角によるPPI走査は、おもに観測対象の検出に用いられた。これによって観測対象が決まると、3次元走査を行った。この走査では、 $0.5^\circ \sim 25^\circ$ の範囲で12の仰角をあらかじめ設定しておき、仰角を順次変えながらPPI走査を行い、3次元的な(空間的な)データを取得した。観測対象が線状や帯状のように2次元性の高い場合には、その走向に平行または直交する方位のRHI走査を重点的に行った。さらに、レーダー上空を観測対象が通過するときには天頂走査を適宜行った。

2.2.3 最小二乗法による局所VAD法

1台のドップラーレーダーによってレーダー上空の水平風を測定するには、Browning and Wexler(1968)が提唱したVAD (Velocity Azimuth Display) 法が一般的である。この方式では、一定仰角のPPI走査で得たドップラー速度の全方位データをフーリエ展開することによって、レーダー上空の平均風と収束量が求められる。この方式を使うと、レーダー上空に降水雲がほぼ一様に分布している場合に、水平風の鉛直分布が測定できる。

一方、レーダー上空に降水雲が一様に存在しないとき、たとえばある位置にのみ対流雲があるようなときに、そこでの水平流を知るためには、uniform wind technique (Waldteufel and Corbin, 1979 ; Smith, 1986) と呼ばれる方式を用いる。これは、VAD法を局所領域に適用する方式であるから、「局所VAD法」と呼ぶことができる。たとえば、レーダーからある距離の小領域において、風向風速が一

第2表 気象研究所可搬型ドップラーレーダーの諸元。

| | |
|--------------------|------------|
| 波長(cm) | 3.06 |
| パルス幅 (μ s) | 1.0 |
| 尖頭出力 (kW) | 50 |
| 最少受信感度 (dBm) | -103 |
| ビーム半値幅 (deg) | 1.0 |
| パルス繰返し数 (Hz) | 2000 |
| 折返し速度 (m/s) | ± 15.3 |
| 探知範囲 (km) | 64 |
| 距離方向サンプリング間隔 (m) | 250 |
| 方位方向サンプリング間隔 (deg) | 1.0 |

定であり、鉛直流はゼロであると仮定する。このとき、この領域において観測されたドップラー速度をもとに、最小二乗法によって観測値に最も適した水平風を求める。

ドップラーレーダーによって測定できる風の情報は、風のレーダービームに沿う成分（ドップラー速度）である。このドップラー速度からある局所的な領域の水平風を求める方法を、Waldteufel and Corbin(1979)にしたがって考える。

ある領域で水平風が一樣であるとすると、得られるドップラー速度 V_r は、

$$V_r = (u_0 \sin \phi + v_0 \cos \phi) \cos \theta + w_0 \sin \theta + \varepsilon \quad (7)$$

である。ここで、 (u_0, v_0) は風の水平成分。 $w_0 = w + v_t$ であり、 w は鉛直流、 v_t は粒子の終端落下速度、 θ はアンテナ仰角、 ϕ は方位角、 ε は V_r の観測誤差である。ある領域とは、一般のVAD法 (Browning and Wexler, 1968) ではレーダーから一定距離上の円周上であるが、これに限らず円周の一部（円弧）や任意の形状の小領域でもよい。

今、 V_r を $V_r' = (V_r - w_0 \sin \theta) / \cos \theta$ と置き換えたとき、 V_r' が

$$\begin{aligned} V_r' &= u \sin \phi + v \cos \phi \\ &= \sum_{j=1,2} \frac{\partial F}{\partial u_j} u_j \end{aligned} \quad (8)$$

のようなlinear function F で表されるとする。ただし、 $u_1 = u$ 、 $u_2 = v$ である。問題はこの F を見出すことにある。

最小二乗法を使うと、 n 個の測定値について、

$$H = \sum_i \frac{(V_r' - F_i)^2}{\sigma_i^2} \quad (9)$$

とするとき、問題は H を最小にする u_j を見出すことに帰着する。ここで、 σ_i は V_r' の測定誤差についての誤差分散で、ここでは i によらず一定とする。 H を u_k で微分して、

$$\begin{aligned} \frac{\partial H}{\partial u_k} &= - \frac{2}{\sigma^2} \sum_i (V_r' - F_i) \frac{\partial F_i}{\partial u_k} \\ &= - \frac{2}{\sigma^2} \sum_i (V_r' - \sum_j \frac{\partial F_i}{\partial u_j} u_j) \frac{\partial F_i}{\partial u_k} \end{aligned}$$

$$= 0 \quad (10)$$

であるから、(10)を満たすような u_j を見出せば良い。
 (10)式から

$$\sum_i^2 \left(\sum_j^n \frac{\partial F_i}{\partial u_j} \frac{\partial F_i}{\partial u_k} \right) u_j = \sum_i^n \frac{\partial F_i}{\partial u_k} V_{ri} \quad (11)$$

今、 $F_i = u_1 \sin \phi_i + u_2 \cos \phi_i + \text{const}$ だから、

$k=1$ では、

(11)式の左辺

$$= \sum_i^n (\sin \phi_i \sin \phi_i) u_1 + \sum_i^n (\cos \phi_i \sin \phi_i) u_2$$

$k=2$ では、

(11)式の左辺

$$= \sum_i^n (\sin \phi_i \cos \phi_i) u_1 + \sum_i^n (\cos \phi_i \cos \phi_i) u_2$$

$k=1$ では、

(11)式の右辺

$$= \sum_i^n V_{ri} \sin \phi_i$$

$k=2$ では、

(11)式の右辺

$$= \sum_i^n V_{ri} \cos \phi_i$$

である。したがって

$k=1$ では、

$$\sum_i^n (\sin \phi_i \sin \phi_i) u_1 + \sum_i^n (\cos \phi_i \sin \phi_i) u_2 = \sum_i^n V_{ri} \sin \phi_i$$

$k=2$ では、

$$\sum_i^n (\sin \phi_i \cos \phi_i) u_1 + \sum_i^n (\cos \phi_i \cos \phi_i) u_2 = \sum_i^n V_{ri} \cos \phi_i$$

これらをマトリックス表示すると

$$\begin{array}{c} \left[\begin{array}{cc} \sum_{i=1}^n \sin \phi_i \sin \phi_i & \sum_{i=1}^n \cos \phi_i \sin \phi_i \\ \sum_{i=1}^n \sin \phi_i \cos \phi_i & \sum_{i=1}^n \cos \phi_i \cos \phi_i \end{array} \right] \\ \mathbf{M}_{jk} \end{array} \begin{array}{c} \left[\begin{array}{c} u_1 \\ u_2 \end{array} \right] \\ \mathbf{U}_j \end{array} = \begin{array}{c} \left[\begin{array}{c} \sum_{i=1}^n V_{r_i} \sin \phi_i \\ \sum_{i=1}^n V_{r_i} \cos \phi_i \end{array} \right] \\ \mathbf{N}_j \end{array} \quad (12)$$

ただし $i=1 \sim n$: n は V_{r_i} の観測個数
 $j=1, 2$: 変数 u_1, u_2 (u, v) に対応
 $k=1, 2$: 同上

であり、正規方程式(12)が得られる。

このとき最小二乗解は、

$$\mathbf{U}_j = \mathbf{M}_{jk}^{-1} \mathbf{N}_j$$

となる。つまり、線形最小二乗解 \mathbf{U}_j は観測値 V_{r_i} の線型結合で表される。

ところで、

$$\mathbf{P}_{n_j} = \begin{array}{c} 2 \\ \left[\begin{array}{cc} \sin \phi_1 & \cos \phi_1 \\ \vdots & \vdots \\ \sin \phi_n & \cos \phi_n \end{array} \right] \\ n \end{array}$$

という行列を考えると、

$$\mathbf{M}_{jk} = \begin{array}{c} \left[\begin{array}{cc} \sin \phi_1 & \cdots \sin \phi_n \\ \cos \phi_1 & \cdots \cos \phi_n \end{array} \right] \left[\begin{array}{cc} \sin \phi_1 & \cos \phi_1 \\ \vdots & \vdots \\ \sin \phi_n & \cos \phi_n \end{array} \right]$$

$$= \mathbf{P}_{n_j}^T \mathbf{P}_{n_j}$$

T : 転置行列を表す

である。さらに、

$$\mathbf{N}_j = \begin{array}{c} \left[\begin{array}{cc} \sin \phi_1 & \cdots \sin \phi_n \\ \cos \phi_1 & \cdots \cos \phi_n \end{array} \right] \left[\begin{array}{c} V_{r_1} \\ \vdots \\ V_{r_m} \end{array} \right]$$

$$= \mathbf{P}_{n_j}^T \mathbf{V}_n$$

である。ゆえに(11)式は、

$$(\mathbf{P}_{nj}^T \mathbf{P}_{nj}) \mathbf{U}_j = \mathbf{P}_{nj}^T \mathbf{V}_n \quad (13)$$

である。したがって求める \mathbf{U}_j は

$$\mathbf{U}_j = (\mathbf{P}_{nj}^T \mathbf{P}_{nj})^{-1} \mathbf{P}_{nj}^T \mathbf{V}_n \quad (14)$$

であり、 $(\mathbf{P}_{nj}^T \mathbf{P}_{nj})$ の逆行列を求める問題に帰着する。

次に誤差について考える。(14)式によって求められた最小二乗解 \mathbf{U}_j 使うと、観測値 \mathbf{V}_r に対応する計算値 $\hat{\mathbf{V}}_r$ は次のように求められる。

$$\hat{\mathbf{V}}_n = \mathbf{P}_{nj} \mathbf{U}_j \quad (15)$$

ただし $\hat{\mathbf{V}}_r = \begin{bmatrix} \hat{V}_{r1} \\ \vdots \\ \hat{V}_{rn} \end{bmatrix}$ である。

そこで、観測値 $\mathbf{V}_n = \begin{bmatrix} V_{r1} \\ \vdots \\ V_{rn} \end{bmatrix}$ との差(残差)は、

$$\begin{aligned} \mathbf{E}_n &= \mathbf{V}_n - \hat{\mathbf{V}}_n \\ &= \mathbf{V}_n - \mathbf{P}_{nj} \mathbf{U}_j \end{aligned} \quad (16)$$

である。このときの残差二乗和は、

$$S^2 = \mathbf{E}_n^T \mathbf{E}_n \quad (17)$$

である。

\mathbf{U}_j についての共分散マトリックス \mathbf{C}_{jj} は、Koscielny et al.(1982)によると、

$$\mathbf{C}_{jj} = (\mathbf{P}_{nj}^T \mathbf{P}_{nj})^{-1} S^2 \quad (18)$$

であり、 \mathbf{C}_{jj} の対角成分が \mathbf{U}_j の誤差の分散を表す。

今回の解析では、各結果について上で述べた誤差を評価し、計算精度の高い結果のみを採用し、精度の低い結果は棄却した。

2.2.4 2次元運動場解析

レーダーのRHI走査からは、鉛直面内のドップラー速度が得られる。このドップラー速度は、水平流、鉛直流、降水粒子の落下速度の3つの合成ベクトルの走査面に沿う成分である。もし、レーダービームに直交する方向の大気の流れが一様であるならば、2次元の連続の式と1台のドップラーレーダーのデータから水平流と鉛直流が求められる。この方式を「2次元運動場解析」と呼ぶ。

まず、降雪雲帯の走向に直角にx軸を、走向に平行にy軸をとる。観測されるドップラー速度を V_r 、風の3成分を u 、 v 、 w 、降水粒子の終端落下速度を v_t とすると、

$$V_r = (\mathbf{V} + \mathbf{v}_t) \cdot \mathbf{r} \quad (19)$$

である。ここでベクトル \mathbf{V} は (u, v, w) 、 \mathbf{v}_t は $(0, 0, v_t)$ であり、 \mathbf{r} はレーダーサイトから目標物までの位置ベクトルである。(19)から、

$$V_r = \frac{x}{R} u + \frac{y}{R} v + \frac{z}{R} (w + v_t) \quad (20)$$

である。ただし、 R はレーダーと目標物との距離であり、

$$R = (x^2 + y^2 + z^2)^{\frac{1}{2}} \quad (21)$$

である。

一方、非弾性系の連続の式 (Ogura and Philips, 1962) は、

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = - \frac{w}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z} \quad (22)$$

であり、 ρ は空気密度である。x軸に沿ってレーダービームが発射され、

流れがy軸方向には一様であると仮定すると、 $\frac{\partial v}{\partial y} = 0$ 、 $\frac{\partial v}{\partial y} = 0$ 、

であるから、(20)式と(22)式はそれぞれ、

$$V_r = \frac{x}{R} u + \frac{z}{R} (w + v_t) \quad (23)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} = - \frac{w}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z} \quad (24)$$

となる。 v_t については、レーダーサイトで行ったビデオカメラによる降水粒子の形

状観測の結果をもとに、今回は雪片の代表的な終端落下速度である -1.0m/s を使う。地上で $w=0$ という境界条件を与え、逐次法によって(23)、(24)を解き u 、 w を求める。

実際の計算では V_r の観測誤差が積み重なり、一般に雲頂において $w=0$ にならない。今回の解析では、雲頂において $w=0$ という条件を設定して、O'Brien(1970)の方法によって各高度の w を補正する。

2.2.5 天頂走査による鉛直流の見積り

レーダーアンテナを天頂に向けて天頂走査を行えば、鉛直流と降水粒子の落下速度の和がドップラー速度として測定される。降水粒子の落下速度が分かれば、ドップラー速度からそれを差し引くことによって鉛直流が求まる。降水粒子の形状観測はレーダーサイトにおいてビデオカメラを使って行われた。それによると、観測期間中の降水粒子は雪片か霰であった。したがって、反射強度から降雪粒子の種類に応じた平均落下速度を表わす経験式(例えば Atlas et al.(1973))等を使って平均落下速度を見積もれば、レーダー上空の鉛直流が算出できる。

第3章 日本海沿岸の降雪雲の型

3.1 はじめに

第1章で述べたように、日本海沿岸に発生するメソスケール降雪雲は多くの研究者によってさまざまに分類され、呼称されてきた。第1表から主なものをあげると、「線状雲」、「帯状雲」、「収束雲」、「弧状エコー」、「渦状エコー」、「longitudinal modeの雪雲」、「transverse modeの雪雲」、「帯状収束雲」、「V字型雲パターン」等であるが、これらは統一的な基準に基づいて分類されたものではなかった。さらに、それらの発生条件、空間規模（空間スケール）、もたらす降水量などについての情報も十分に得られているとは言えない。

第4、5章では2つの型のメソスケール降雪雲帯を詳しく解析するが、それに先立ち、日本海沿岸に出現するメソスケール降雪雲の概要を把握するために、1984、1985年の特別観測期間中に観測されたメソスケール降雪雲の型を調べる。この観測期間中の1984年1月25日から1月28日の4日間は、季節風の吹き出し（寒気の吹き出し）が強く、観測領域では大雪が観測された。北陸地方に限れば、これまでは、このような寒気の吹き出しが強いときに出現する降雪雲が解析の主要なテーマであった。一方、季節風の吹き出しが比較的弱い時にもメソスケール降雪雲が沿岸部にしばしば出現した。ここでは大気状況を、季節風の吹き出しが弱い期間と強い期間とに場合分けして、それぞれの状況下で出現するメソスケール降雪雲の型を調べる。季節風の吹き出しの「強い」、「弱い」の定義は、輪島における800mbの風速が良い指標となる。すなわち、ここでは同高度における1984年と1985年の1月と2月の平均風速である11m/sより強いときを季節風が「強い」とし、それ以下のときを季節風が「弱い」と定義する。この定義の根拠については以下の節で述べる。

3.2 季節風の吹き出しが弱い期間に観測された降雪雲

3.2.1 降雪雲の型

この特別観測期間中の季節風の吹き出しが比較的弱い期間について、降雪雲の型をGMS衛星の雲画像で調べると、海上では下層風に平行な走向を持ち幅が30km以下であるような比較的小規模な線状対流雲や、それぞれが独立した小型の対流雲が観測された。レーダーで観測するとこれらのほとんどはメソスケールには組織化されておらず、上陸しても陸地に多くの降雪をもたらすことはなかった。

一方、福井レーダーのデータを調べると、季節風の吹き出しが弱いときでも、石川県から福井県の海岸に沿い、季節風の風向と直交するような走向を持つメソスケール降雪雲帯がしばしば出現した。このようなときに海岸付近にまとまった降雪を

もたらす降雪雲は、こうした降雪雲帯であった。第4章で述べるように、ドップラーレーダー観測の結果、この種の降雪雲帯は、海上から陸に向かって吹く北西季節風と、陸から海上に向かって吹き出す陸起源の東寄りの風との収束域に位置することが分かった。比較的温度の高い海面から熱と水蒸気の補給を受ける対流圏下層の混合層内では、このような下層収束が対流の発生をコントロールすることは十分予想される。

第4章で述べるように、陸から海上に向かって吹くこのような風は、季節風が地形と雪面によって変質されて作られた流れと、海-陸の温度差によるメソスケール循環、の2つの流れが複合して作られたと考えられる。しかし、本研究では、冬期、陸から海に向かって吹き出すこの地方特有な局地風をまとめて「陸風」と呼ぶことにする。季節風は比較的強い西寄り成分を持つのに対し、陸風は東寄り成分を持つ流れである。

第3表は、特別観測期間中に陸風に関連して発生した7例の降雪雲帯の一覧である。第2図はその代表例である。特別観測期間の総観測時間のうちの12%において陸風が降雪雲の形成に関わっており、その発生頻度は3~5日に1回程度であった。この種の降雪雲帯の典型的な水平スケールは長さ40~80km、幅7~20kmであり、メソ-βスケールの対流システムに分類される。これらは一般に海岸の西10~30kmの海上に発生し、海から陸へ向かって移動した。出現継続時間は4時間から20時間に及び、平均では8時間程度であり、この間に複数の降雪雲帯が発生しては消滅した。第3表に示すように、上陸した一連の降雪雲帯群はドップラーレーダーサイトでは1期間に0.0~3.0mmの総降水量(水換算)をもたらし、これによって積雪深にして数cm~10cmの積雪が観測された。

3.3.2 降雪雲帯が発生した時の大気状況

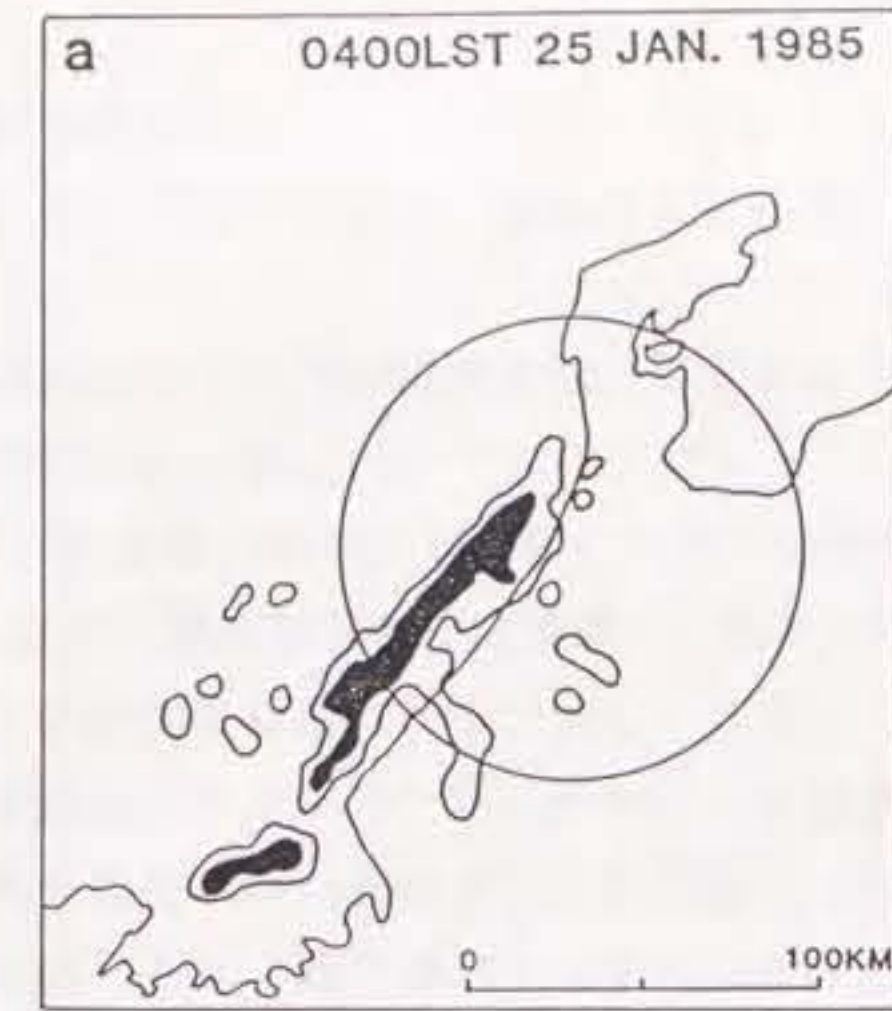
どのような総観場のもとで陸風に関連する降雪雲帯が発生するのかを知るために、季節風の強さと対流圏下層の気温をパラメーターとして、それらの発生状況を調べた。第3図は輪島における特別観測期間中の800mbの風速と気温の散布図である。輪島はドップラーレーダーサイトの北100kmに位置するが、そこには陸風起源の降雪雲帯は存在しないので、ここで得られた高層データは降雪雲帯の周辺的一般場を与えると考えられる。白丸は陸風と関連する降雪雲帯の出現を示す。

第3図によると、降雪雲帯の発生時の800mbにおける気温は $-13\sim-17^{\circ}\text{C}$ であり、これは輪島の1984と1985年の1、2月の平均気温(-11.7°C)より低い。また、風速は1例を除き10m/s以下であり、これは同じ月の平均風速(11m/s)よりも弱い。つまり、陸風は、

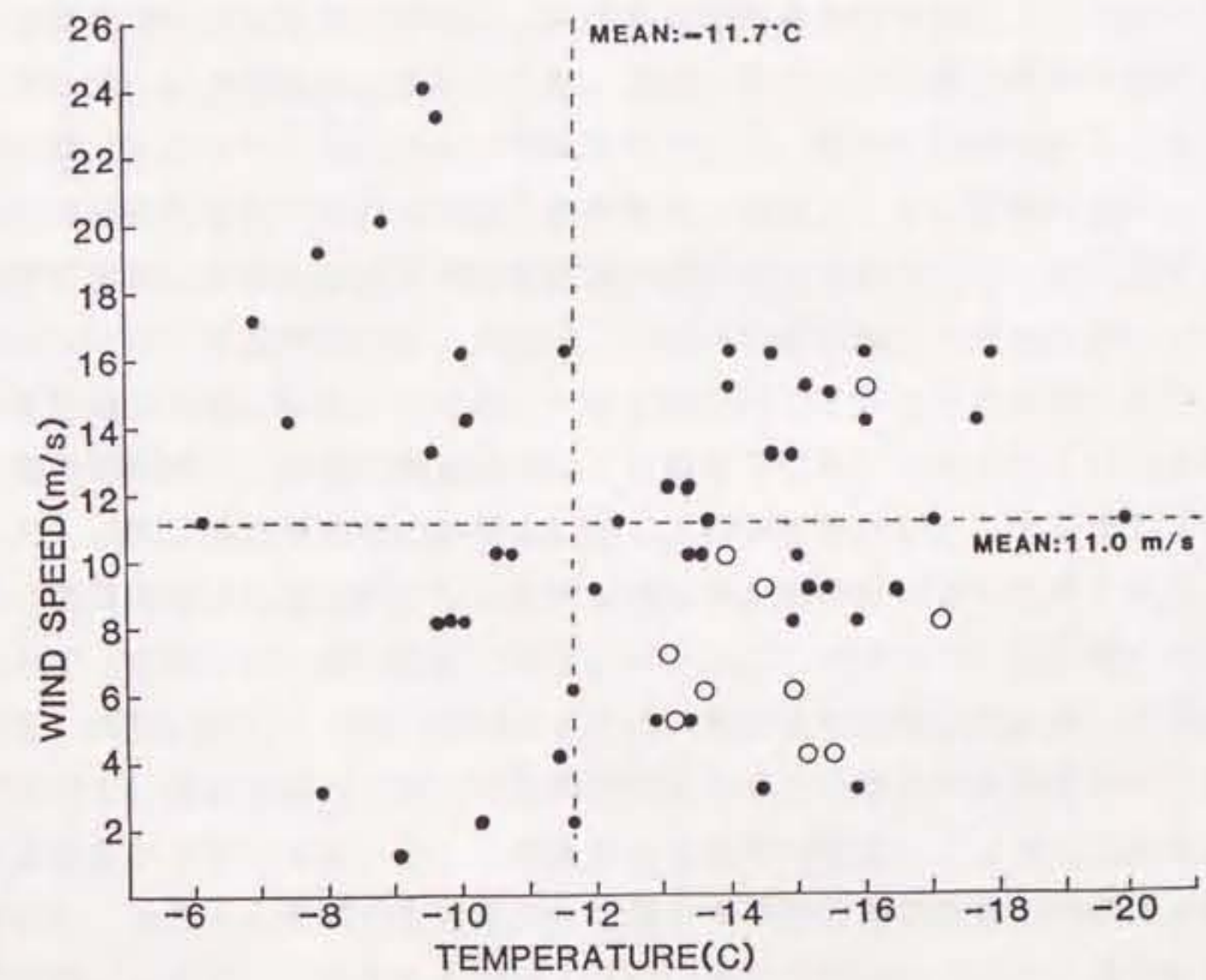
1)冬型の気圧配置のもとで対流圏中下層にはある程度の寒気が存在し、下層に不

第3表 1984、1985年の特別観測期間中に陸風と関連して発生した降雪雲帯

| Event 名 | 発生日時 (LST) | 海岸線との交差角 (degree) | ドップラーライダー における降水量 (mm) | エコー頂 高度 (km) | 陸風層の高さ (mb) | |
|------------|-----------------|----------------------|------------------------------|--------------------|----------------|----------|
| 841 | 23 Jan. 1984 | 1200-2300 | 0 | 2.5 | 3.5-4.0 | 725-900 |
| 842 | 24 Jan. 1984 | 0100-1000 | 20 | 3.0 | 3.7 | 825-875 |
| 843 | 28,29 Jan. 1984 | 2300-0700 | 0 | 1.0 | 3.5 | 925-975 |
| 844 | 29,30 Jan. 1984 | 2300-0800 | | 2.5 | 3.0 | 950-1000 |
| 845 | 3 Feb. 1984 | 0300-1200 | 0 | 2.0 | 3.3 | 875 |
| 851 | 25 Jan. 1985 | 0000-0600 | 0 | 0.0 | 3.2 | 825 |
| 852 | 28,29 Jan. 1985 | 1800-1400 | 0 - 70 | 4.5 | 3.0-4.0 | 800-875 |



第2図 陸風が関与して海岸付近に発生した降雪雲帯の例。福井レーダーの反射強度の分布。黒領域は13dBZ以上を示す。



第3図 特別観測間中の輪島800mbの気温と風速の散布図。白丸は陸風の出現を表わす。破線は輪島における1984年1、2月と1985年1月の同高度での平均気温と平均風速を表す。

安定成層があること、

2) 季節風の吹き出しが比較的弱く、陸風が海上に向かって吹き出せる状況であること、

の2つの条件が満たされる時に沿岸部に出現することが多く、その結果、メソスケール降雪雲帯が形成された。

3.1節において、季節風の吹き出しが弱い・強い境界値を、輪島における800mbの風速11m/sとしたが、観測期間中には陸風がこれ以上の風速ではほとんど発生しなかった事実を、その設定の根拠のひとつとしている。

今回の特別高層観測とドップラーレーダーによる観測によると、東成分を持つ陸風層の厚さは、第3表のevent845のように例外的に3kmに達した例もあるが、一般的には0.2~2kmの範囲にあり、観測期間中の平均は約1kmであった。

陸風の形成は次のように考えられる。冬期の北陸地方沿岸の海面水温は+10℃前後であり、その上の季節風をとまなう大気境界層の温度は海面温度よりも低い。このため、この気層は顕熱と潜熱の形で海面からエネルギーの補給を受ける。一方、観測領域では第1図に示すように、海岸から内陸20km程度までは標高500m以下の山地が緩やかな斜面を形成し、これが北北東から南南西に延びている。この斜面に積もった雪はその上の気層を冷却し、局地的な冷氣層を作り出す。この冷氣と海上の暖気との間に局地的な気圧傾度が生じ、このためこの冷氣層は東寄りの風として陸地から海上に向かって流れ出し、陸風を作り出す。陸風の先端が海上に達すると、沖合いのある地点で一般風である北西季節風と収束し、その結果対流が生じる。生じた降雪雲帯は海岸にほぼ平行な北北東-南南西の走向を持つ。降雪雲帯はその走向に沿っての一様性が高いが、これはこの地方の海岸線が比較的直線的であり、陸風が海岸線から海上に向かってほぼ一様に流れ出したからだと推測される。

観測期間中、この種の降雪雲帯は1日のうちに特に発生しやすい時刻を持たなかった。これは陸風そのものが発生に適した時刻を持たないことを示している。一般に、陸風循環は大気放射がない夜間に陸地が放射冷却によって冷されるために生ずるので、夜明け前に最も顕著となる。一方、ここで扱っている陸風の冷源は雪面である。近藤(1981)や小林(1988)によれば、雪面は短波長放射に関して高い反射率を持つこと、長波長放射に関し完全黒体に近いこと、さらに熱伝導率が小さいこと、表面粗度が小さいこと、から土壌面などに比べ低温化には有利である。今回の場合にも、もちろん夜間の放射冷却は雪面およびその上の気層の冷却に有利であったであろう。しかし、そもそも海面と雪面の間には常時10℃以上の温度差があるので、それにもとづく陸風循環が夜間に限って発生する必要はなく、どの時刻にも発生し得たのである。

3.3 季節風の吹き出しが強い期間に観測された降雪雲

ここでは、はじめに季節風の吹き出しが強い期間にGMS衛星で観測された雲の分布によって、観測領域付近に発生した降雪雲の型を調べる。次に高層観測データが存在する北部領域の降雪雲の発生条件を型別に調べる。さらに、型別の降水強度を北部と南部の両領域で計算する。最後に、ここで調べられた降雪雲を1981年の豪雪期間中に出現した降雪雲と比較して、その一般性を議論する。

3.3.1 降雪雲の型

季節風の吹き出しが強く、大雪が観測された期間の降雪雲の型をGMS衛星のデータによって調べる。解析期間は1984年1月24日15時から1月29日15時の5日間である。この期間における総観場の特徴は、500mbの寒冷低気圧がアジア大陸から日本の東に移動し、極東では寒気の吹き出しが続いたことである。すなわち、1月22日21時にはシベリヤ上空(50°N, 125°E)に大規模な寒冷低気圧があり、その後これが東に広がり、1月24日までにその中心は日本海北部とシベリヤに分かれた。このうちの東側の低気圧の中心は1月26日に日本列島北部に達し、その後西側の低気圧の中心が1月28、29日に日本列島北部上空を通過した。この期間中の輪島における800mbの風速はほとんど11m/s以上であり、これがこの風速を季節風の吹き出しの強弱の基準としたもうひとつの根拠である。

第4図は、この豪雪期間中の金沢における熱的成層と降水量の時間変化を示す。1月26日15時、27日09時、29日21時前後の3回の降水量のピークは、900mbの相当温位(θ_e)と550mbの飽和相当温位(θ_e^*)との差が小さいとき、すなわち成層の静力学的不安定度が大きいときにほぼ対応しており、この期間の降水量は対流圏中下層の成層が不安定化する時に増える傾向にある。

次に、第5図に示すような解析領域を設定し、これを3つの領域(海上領域S、海岸領域C、山岳領域M)に分け、これらの領域内に出現した降雪雲の性質と型を調べた。その結果、季節風の吹き出しが強いときには、弱いときに比べ多彩な降雪雲が出現することが分かった。GMSの赤外雲画像の解析から、この期間中の海上領域Sには次の8つの型の降雪雲が出現した。主要な型の例を第6図に示す。

1)環状降雪雲(O型と略記する)：衛星の雲画像では、100~200kmの直径を持つ環状の対流雲として認められる。解析期間中、環状の一部が帯状または弧状のレーダーエコーとなってしばしば観測された。この型は解析期間中、最も多く発生した。

2)帯状降雪雲帯(B型)：ここではこの型を、幅が30km以上で、走向が下層風向と

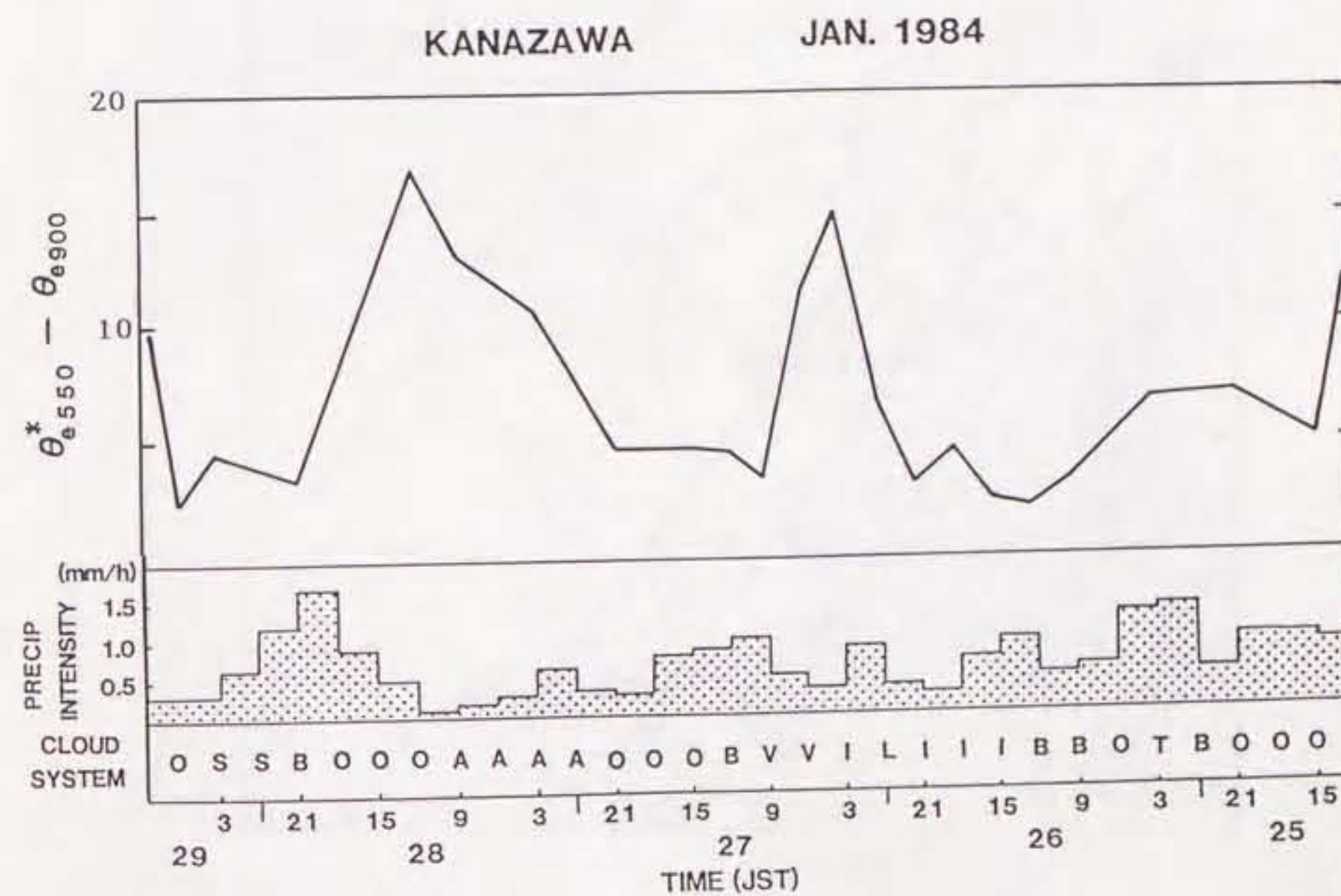
ほぼ平行である帯状の対流雲と定義する。この帯状雲は寒気吹き出し時に日本海に現れる最も顕著な雲システムのひとつである(岡林、1969)。

- 3) 弧状降雪雲帯 (A型) : 下層風にほとんど直角な走向を持つ降雪雲帯は、その曲率によって2種類に分けられ、そのうちの曲率の大きいものである。
- 4) T-モード降雪雲帯 (T型) : 下層風にほとんど直角な走向を持つ降雪雲帯のうち直線状のもの。
- 5) L-モード降雪雲帯 (L型) : 下層風に平行な走向を持ち、その幅が30km以下である比較的小規模な線状降雪雲。
- 6) 層状降雪雲 (S型) : B型の北部を覆っている層状性の傾向が強い降雪雲。
- 7) 渦状降雪雲 (V型) : 渦状を呈するメソスケール降雪雲。これについては、Asai and Miura (1981)の解析がある。
- 8) 孤立対流雲 (I型) : それぞれが独立し、メソスケールには組織化されていない対流性降雪雲。

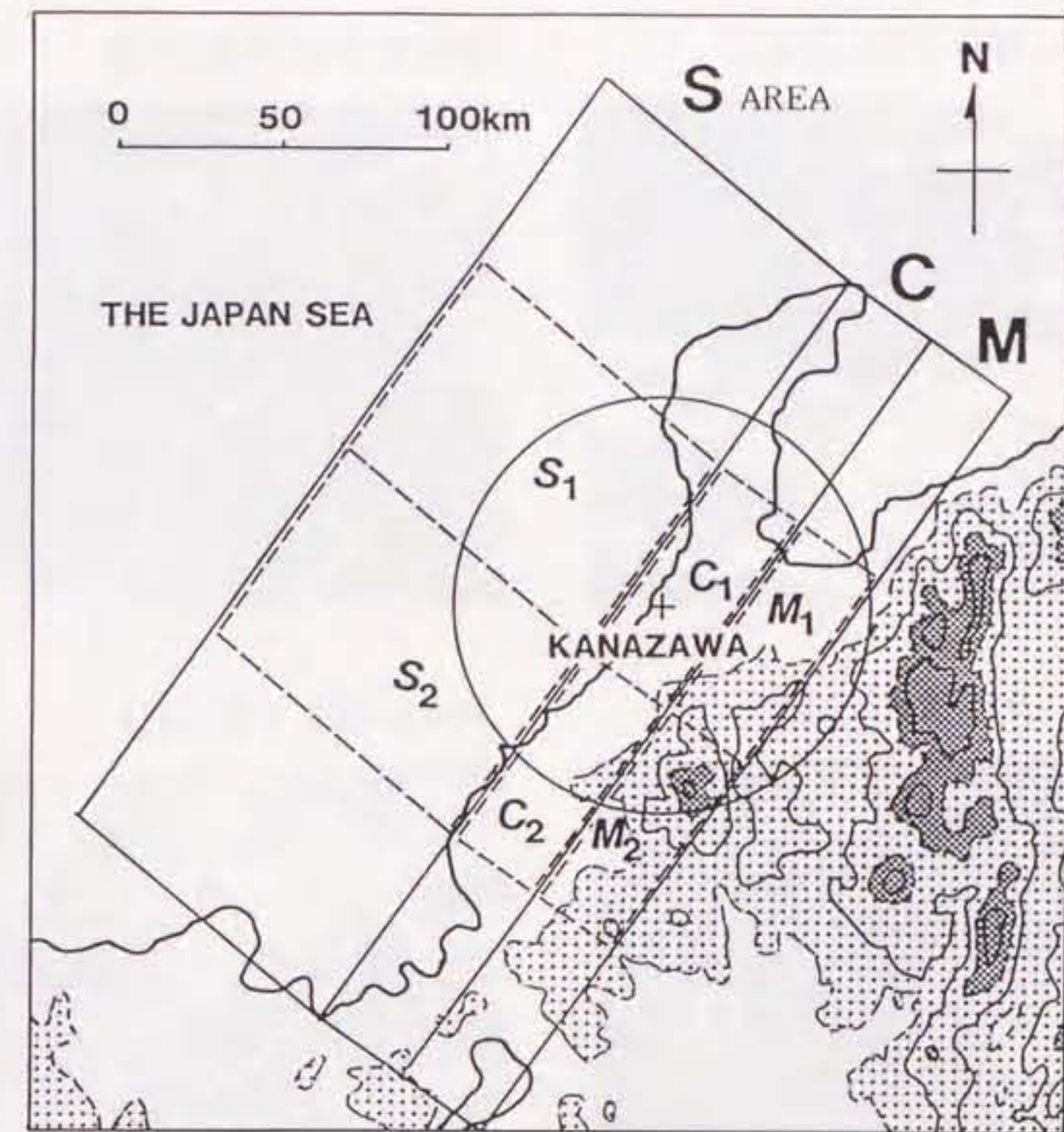
1)から7)までの7つの型はメソ-βスケール(20~200km)の水平規模を持っていた。解析期間中、発生数の多かったものはO、B、Iの3つの型であった。これらが陸地にどの程度の降雪をもたらしたかを、海岸領域と山岳領域とに分けて調べる。これら3つの型の降雪雲が出現したとき、第5図に示す4つの副領域 M_1 、 C_1 、 M_2 、 C_2 内のAMeDAS地点の降水強度の平均値と標準偏差を第4表に示す。降水強度の平均値は衛星観測の行われた時刻を含む2時間の降水量から求めた。

降雪雲の型と降水強度との関係は、北領域(C_1 、 M_1)と南領域(C_2 、 M_2)でほぼ共通しており、それらは次のようにまとめられる。

- ・ O型がもたらした降水強度は海岸、山岳領域ともに中程度で、山岳領域の方が海岸領域よりわずかに大きい。降水強度の標準偏差は海岸領域、山岳領域ともに0.4~0.8mm/hの大きな値を示した。これは、O型がもたらす降雪が、ある地域に集中することを示している。さらに、この型による降雪がどこで起こるかは下層風の強さに応じて決った。すなわち、下層風が弱いときには降水強度は海岸領域で大きく、逆に下層風が強いときには山岳領域で大きくなる傾向があった。
- ・ B型は、すべての型の中で海岸、山岳両領域において最も大きな降水強度(1.5~1.9mm/h)を示した。山岳領域 M_1 を除くと、標準偏差はかなり小さく、この型は広い範囲にまとまった降雪をもたらす傾向を持っていた。
- ・ I型は、山岳領域では中程度の降水強度を示したが、海岸領域の降水強度は小さかった。



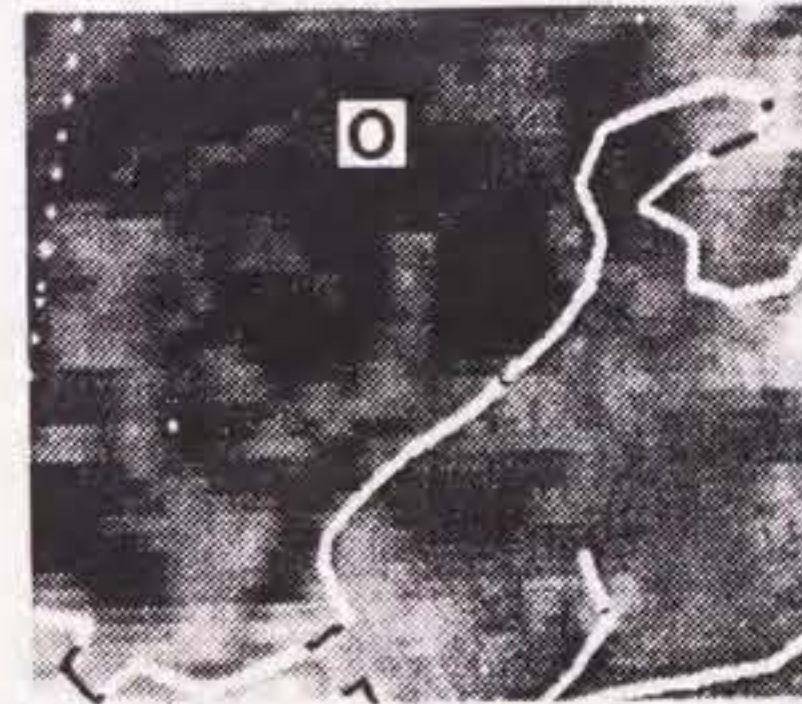
第4図 1984年の大雪期間中の金沢周辺の熱的成層と降水量の時間変化。成層は550mbの飽和相当温位と900mbの相当温位の差で表す。降水量は第5図の円内におけるAMeDAS観測点の降水強度の平均値で示す。金沢の沖合いで確認された降雪雲の型を本文中で用いた略号で表す。



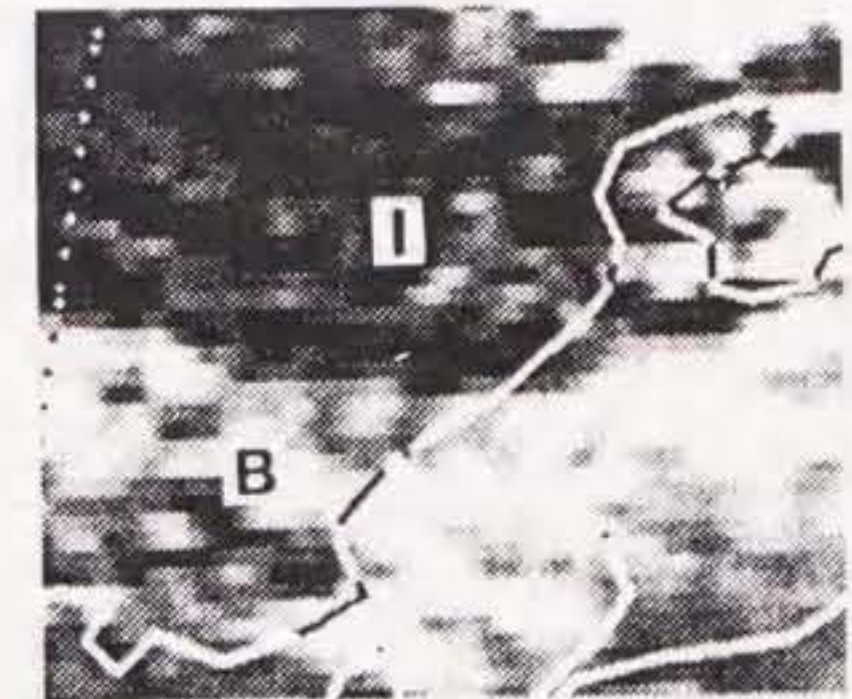
第5図 降雪雲の型を調べた北陸西部沿岸の地形。高度500m以上と1500m以上をそれぞれ薄い陰影、濃い陰影で示す。S、C、Mはそれぞれ海上領域、海岸領域、山岳領域を示し、第4表の降水強度は副領域C₁、M₁、C₂、M₂で計算した。円はドップラーレーダーの観測領域を示す。

- O型：環状降雪雲
- B型：带状降雪雲帯
- A型：弧状降雪雲帯
- T型：直交 (Transverse) モード降雪雲帯
- L型：平行 (Longitudinal) モード降雪雲帯
- S型：層状降雪雲
- V型：渦状降雪雲
- I型：孤立対流雲

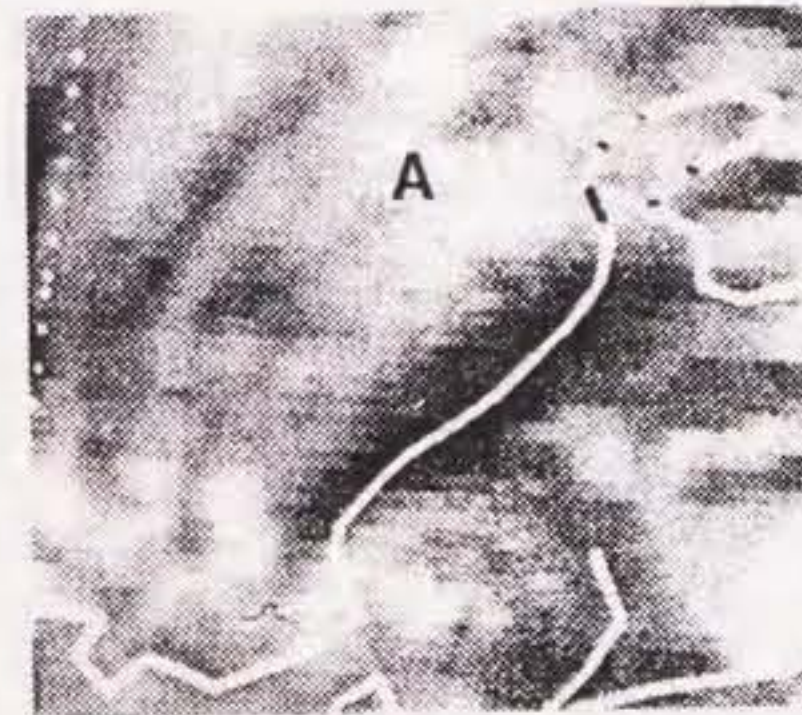
01JST 25 JAN.



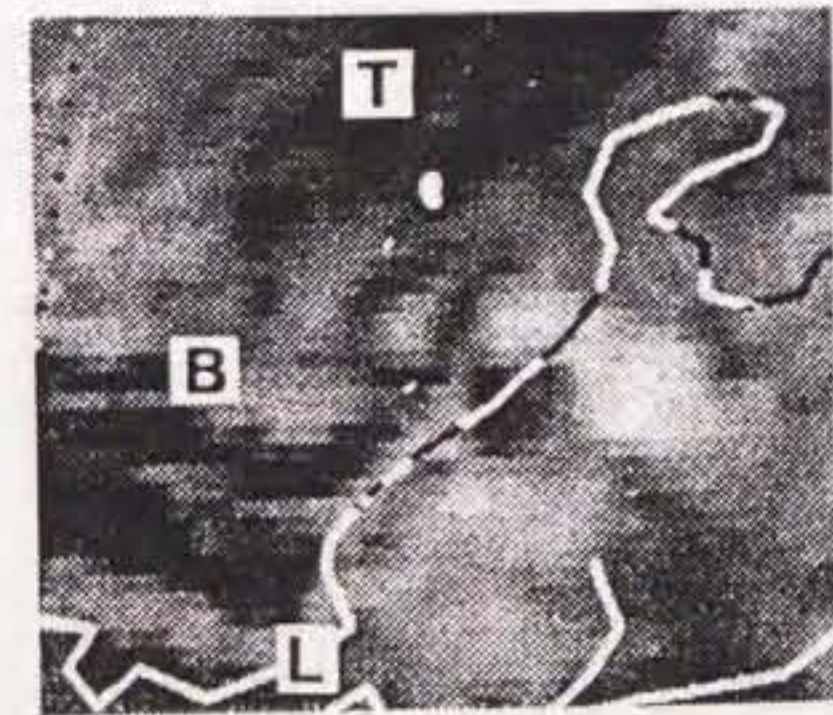
18JST 26 JAN.



06JST 28 JAN.



01JST 26 JAN.



第6図 季節風の吹き出しが強い期間に観測された降雪雲の主な型をGMS衛星赤外雲画像によって示す。

第4表 1984年と1981年の北陸の豪雪期間において、海上領域S₁とS₂に発生した
 主な降雪雲が海岸領域C₁、C₂と山岳領域M₁、M₂にもたらした降水強度
 の平均値と標準偏差

| 年 | 1984 | | | 1981 | | |
|------------------|------|-------------------------|------------------|------|-------------------------|------------------|
| | 発生頻度 | 降水強度の平均値 と標準偏差(mm/h) | | 発生頻度 | 降水強度の平均値 と標準偏差(mm/h) | |
| 領域S ₁ | | 領域C ₁ | 領域M ₂ | | 領域C ₁ | 領域M ₂ |
| O型 | 20 | 0.6(0.4) | 0.6(0.6) | 7 | 0.9(0.6) | 1.5(1.0) |
| B型 | 5 | 0.9(0.3) | 1.5(1.0) | 6 | 0.8(0.2) | 1.8(0.8) |
| I型 | 4 | 0.2 | 0.6 | 4 | 0.2 | 0.6 |
| T型 | 3 | 0.3 | 0.8 | 12 | 0.5(0.5) | 1.6(0.4) |
| その他 | 9 | | | 2 | | |
| 計 | 41 | | | 31 | | |
| 領域S ₂ | | 領域C ₁ | 領域M ₂ | | | |
| O型 | 26 | 0.8(0.6) | 1.0(0.8) | | | |
| B型 | 5 | 1.1(0.3) | 1.9(0.6) | | | |
| I型 | 3 | 0.1 | 0.9 | | | |
| その他 | 7 | | | | | |
| 計 | 41 | | | | | |

*降水強度の標準偏差は事例が4以上の場合に計算した。

上で述べた8つの降雪雲の型がどの程度の一般性を持っているのかを知るために、他の年の大雪期間（1981年1月3日03時～6日21時）の衛星データも調べた。その結果、第4表右欄に示すように、8種類のうちの主要な型であるO、B、I、T型は、発生頻度には差があるにしても両年に共通して発生しており、もたらす降水強度も両年ではほぼ同じ値を示した。これから、1984年に発生した降雪雲の型とそれらがもたらす降水量には、かなりの一般性があったことが分かる。

3.3.2 降雪雲が発生した時の大気状況

前節では金沢沖合に出現する降雪雲をその形状によって8の型に分けた。ここではそれぞれの発生環境を簡潔に述べる。第7図は第5図の領域Sでの衛星画像の時間変化を示している。降雪雲の型と風の鉛直シヤーと静力学的安定度との関係を第8図に示す。これらは以下のようにまとめられる。

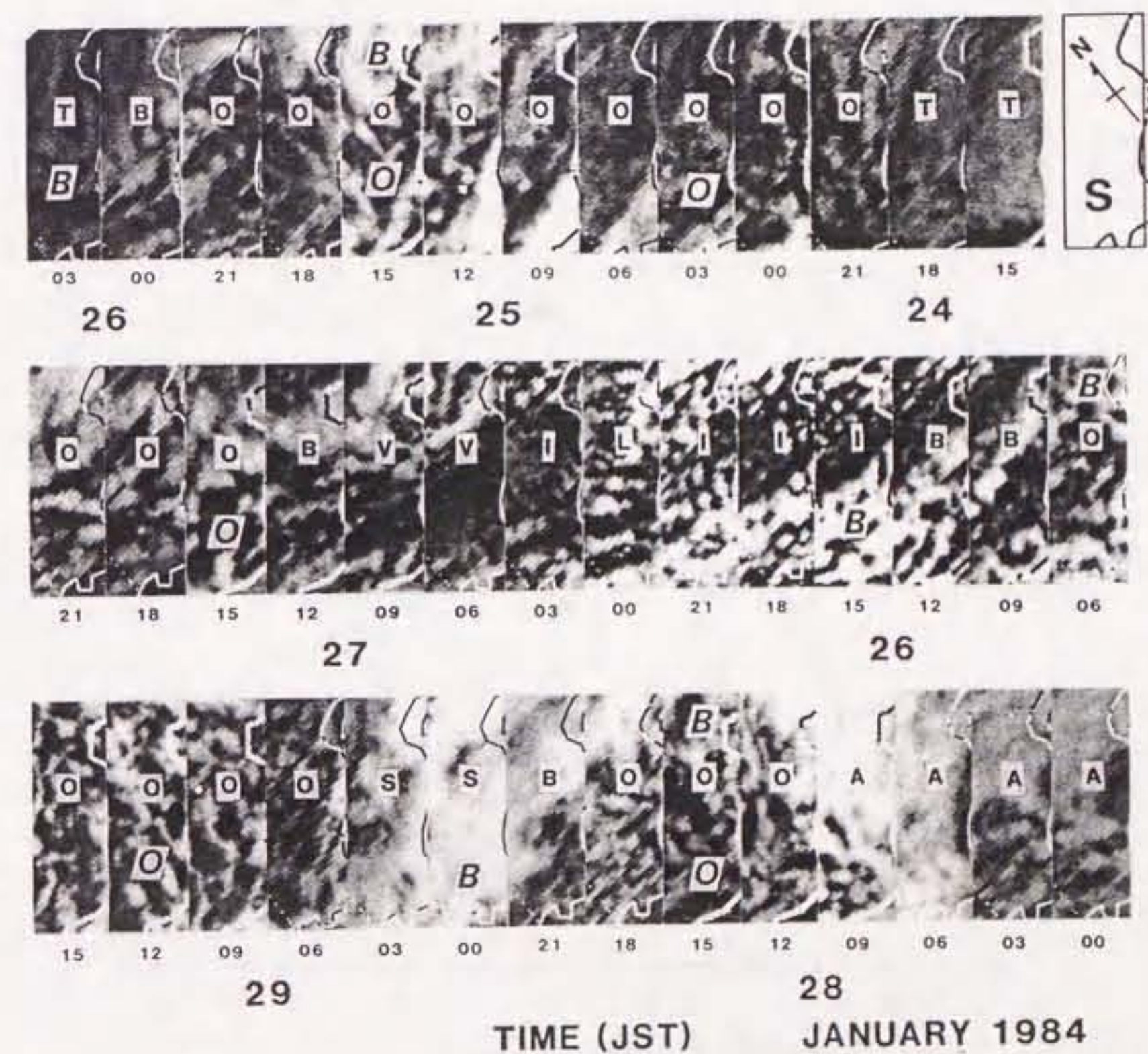
- ・ O型は、550mbの寒気の通過前（1月24日21時～25日21時、26日06時～27日21時、28日12時～18時）と、通過後（29日06時以後）に現れた。第8図に見られるように、これらの期間の安定度は中～大であり、風の鉛直シヤーも中程度であった。
- ・ B型は550mbの寒気が通過する直前（1月26日00時頃、26日09時～12時、27日12時、28日21時頃）に現れた。安定度は小～中程度で、風の鉛直シヤーは小さかった。
- ・ L型とI型は、1月26日15時～27日03時に発生した。安定度と風の鉛直シヤーの両方ともに小さかった。
- ・ V型は1月27日06時～09時に発生した。安定度は中程度で、鉛直シヤーは小さかった。
- ・ A型とT型は、1月24日15時～18時、26日03時頃、28日00時～09時に発生した。安定度は中程度で、鉛直シヤーは大きかった。

このように、周囲の熱的安定度と風の鉛直シヤーは、季節風が強いときに発生する降雪雲を区分するための指標としてある程度使えると言える。

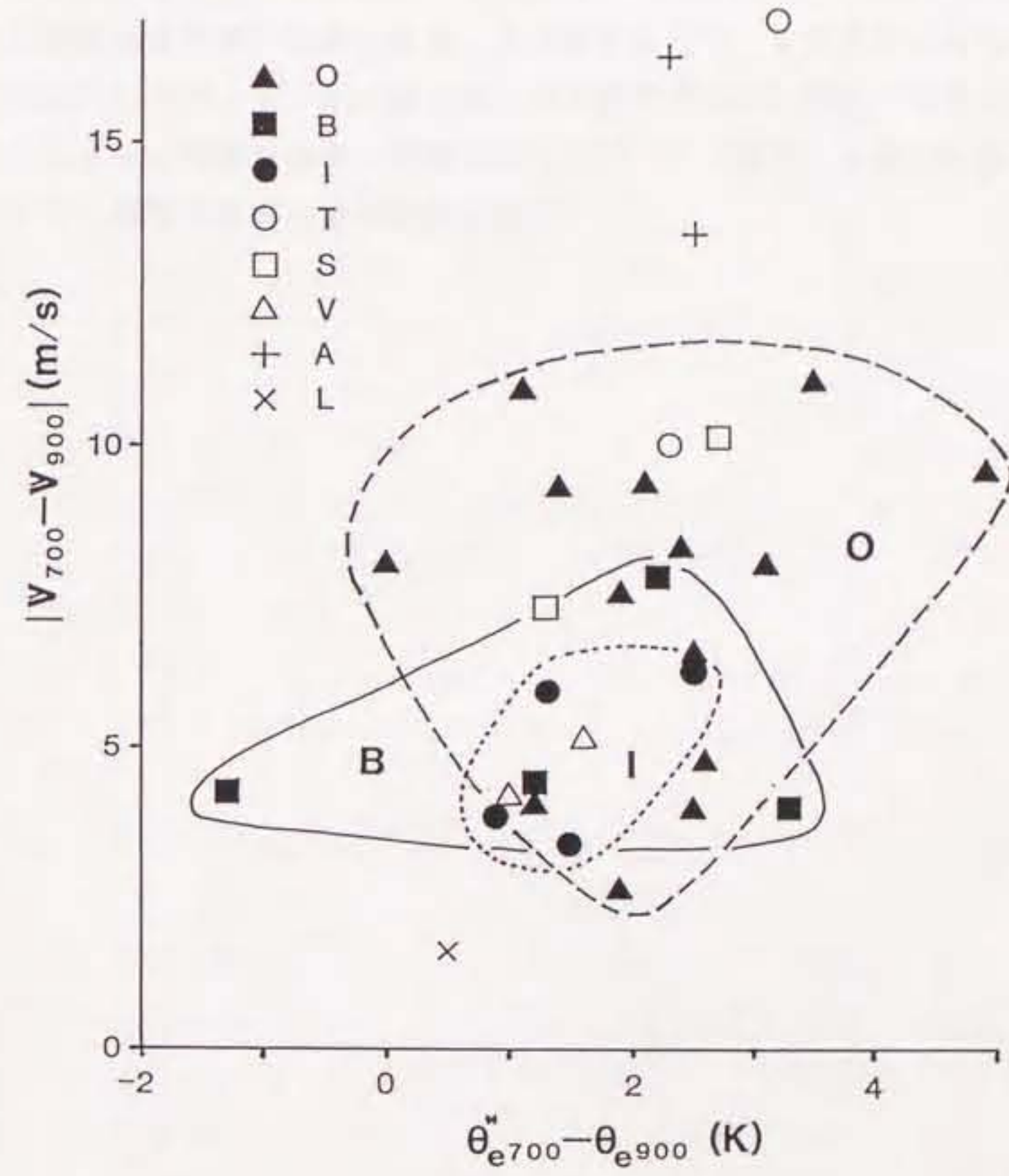
3.4 まとめ

1984年の季節風の吹き出しが弱い期間に北陸西部沿岸には、陸風循環と深く関わったメソスケール降雪雲帯が出現した。季節風の吹き出しが比較的弱く、しかも、ある程度の寒気が対流圏中下層に存在する状況では、陸地から海上に向かう陸風が作られる。互いに逆の風向成分を持つ北西季節風と陸風とは海上で収束し、その結果、海岸に平行に、すなわち季節風の風向と直交した走向の長さ40～100kmのメソスケール降雪雲帯が発生した。

一方、季節風の吹き出しが強く大雪が起きた期間には陸風は発生しなかった。この期間には8つ型の降雪雲が出現し、これらの中で、環状のメソスケール降雪雲が最も多く発生した。この型は下層風が比較的弱いときには海岸領域に、下層風が強いときには山岳領域に大雪をもたらした。8つの型の中では、帯状降雪雲が最も強い降雪を海岸と山岳の両方にもたらした。これら8つの型のうち、4種類までが帯状または線状を呈しており、レーダーで見ると環状降雪雲もその一部分だけが発達して、線状または帯状を示すことが多かった。



第7図 第5図の領域SにおけるGMS赤外雲画像の時間断面図。代表的な降雪雲の型を大文字の略号で、金沢付近の降雪雲の型を小文字の略号で示す。



第8図 降雪雲の型と周囲の条件（700～900mbの層の風の鉛直シヤーと静力学的安定度）との関係。

上に示した各種の型を発生頻度の点から見ると、季節風の吹き出しが弱い期間の陸風に関連したメソスケール降雪雲帯と、吹き出しが強いときの環状降雪雲の2つの型の降雪システムが、金沢を中心とする北陸西部沿岸におけるこの観測期間中の代表的な降雪雲であったと言える。

上で述べたように、環状降雪雲は衛星で見れば環状の雲であるが、レーダーで見るとその中の降水域は常に環状を呈しているわけではなく、その一部分が線状あるいは帯状のメソスケール降雪雲帯として認識されることが多かった。このため、この環状降雪雲と陸風関連の降雪雲帯は、水平規模の点、線状あるいは帯状のレーダーエコーを示すと言う点、さらにそれらが季節風の風向にほぼ直交する走向を持つと言う点で共通していた。また、これらは発生頻度が他の型よりも高いという点でも共通点があった。このように、季節風の吹き出しの強さの違いにもとづく発生環境の違いがあったにもかかわらず、共通点を多く持つこれら2つの型の降雪雲は、この地域の降雪雲の構造と振舞いを理解する上で、まず最初に注目されてよいものである。したがって、第4章では、特別観測期間中に陸風が関与して発生した一連のメソスケール降雪雲帯の事例解析を行い、その構造と振舞いを調べる。続く第5章では、環状降雪雲の事例解析を扱う。

第4章 季節風の吹き出しが弱い期間に観測された降雪雲帯

4.1 観測対象と大気状況

この章では、季節風の吹き出しが比較的弱い期間に観測されたメソスケール降雪雲帯の典型例の事例解析を行う。この降雪雲帯は、北陸西部の金沢周辺の海岸付近の海上において、海岸に沿って形成された一連のメソスケール降雪雲帯である。これらの降雪雲帯は、海上から陸に向かって吹く北西季節風と、陸から海上に吹き出す東成分を持つ下層風（陸風）との間の収束域に作られた、いわば陸風関連の降雪雲帯である。

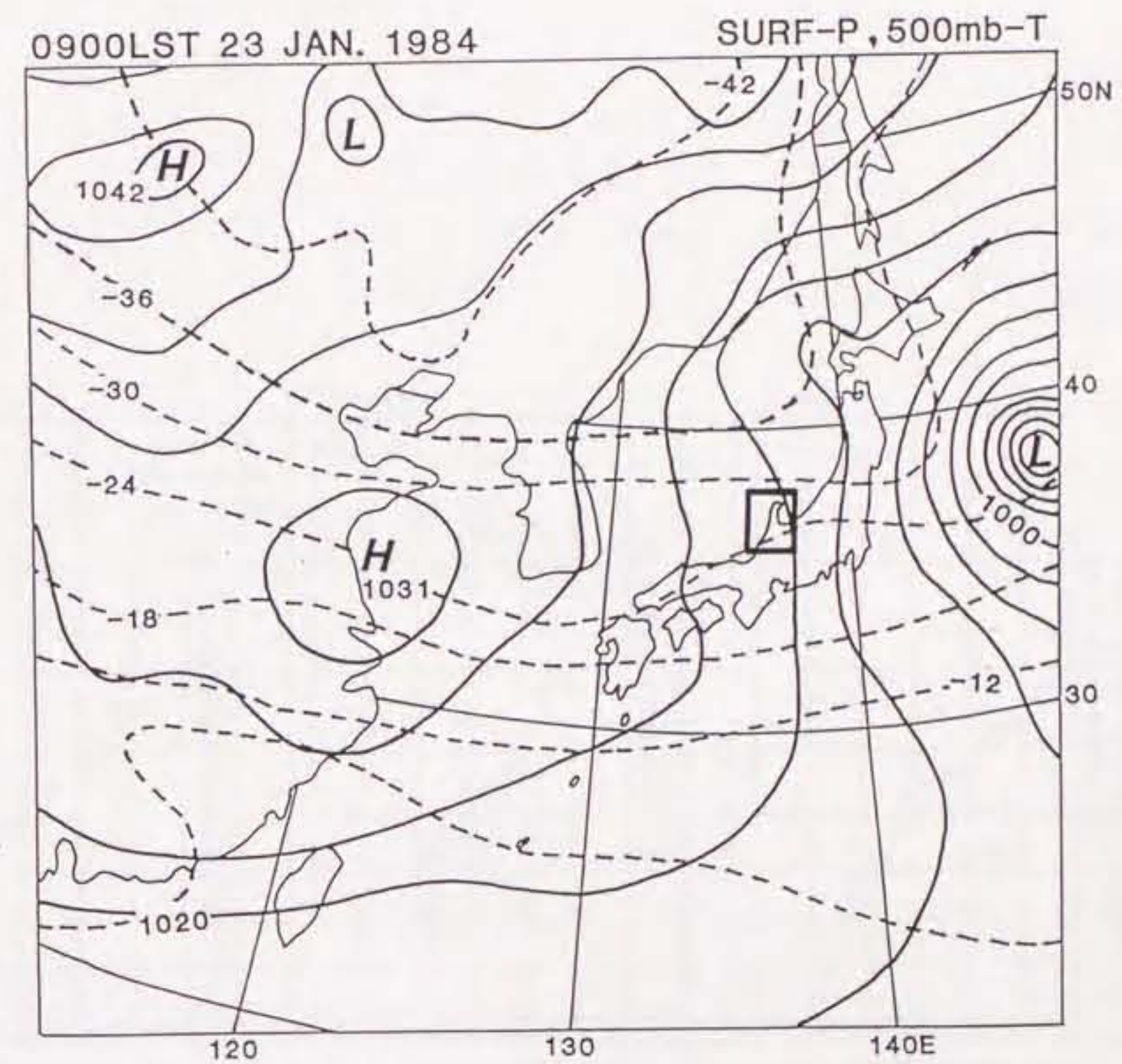
第3章の統計的解析では、1984年と1985年の延べ26日の特別観測期間中、7例の陸風に関連する降雪雲帯が観測されたことを示した。この種の降雪雲帯の構造と振る舞いを理解するため、第4表で示した1984年1月23日のevent841における一連の降雪雲帯について、主にドップラーレーダーのデータを用いて解析を行う。これら一連の降雪雲帯は、同日12時頃に発生し、23時以降は発生が見られなかった。

第9図は、1984年1月23日の09時の地上天気図と500mbの温度場である。21日に日本海にあった低気圧は23日までに太平洋に移り、23日の日本海上の気圧傾度は小さかった。金沢における1000mbと800mbの風速はそれぞれ4m/sと8m/sであり、対流圏下層での季節風の吹き出しは弱かった。観測領域付近の上空には強い寒気団や寒気渦は見られなかったため、この日は「総観規模のじょう乱がなく弱い北西季節風をとまう日」と特徴付けられる。

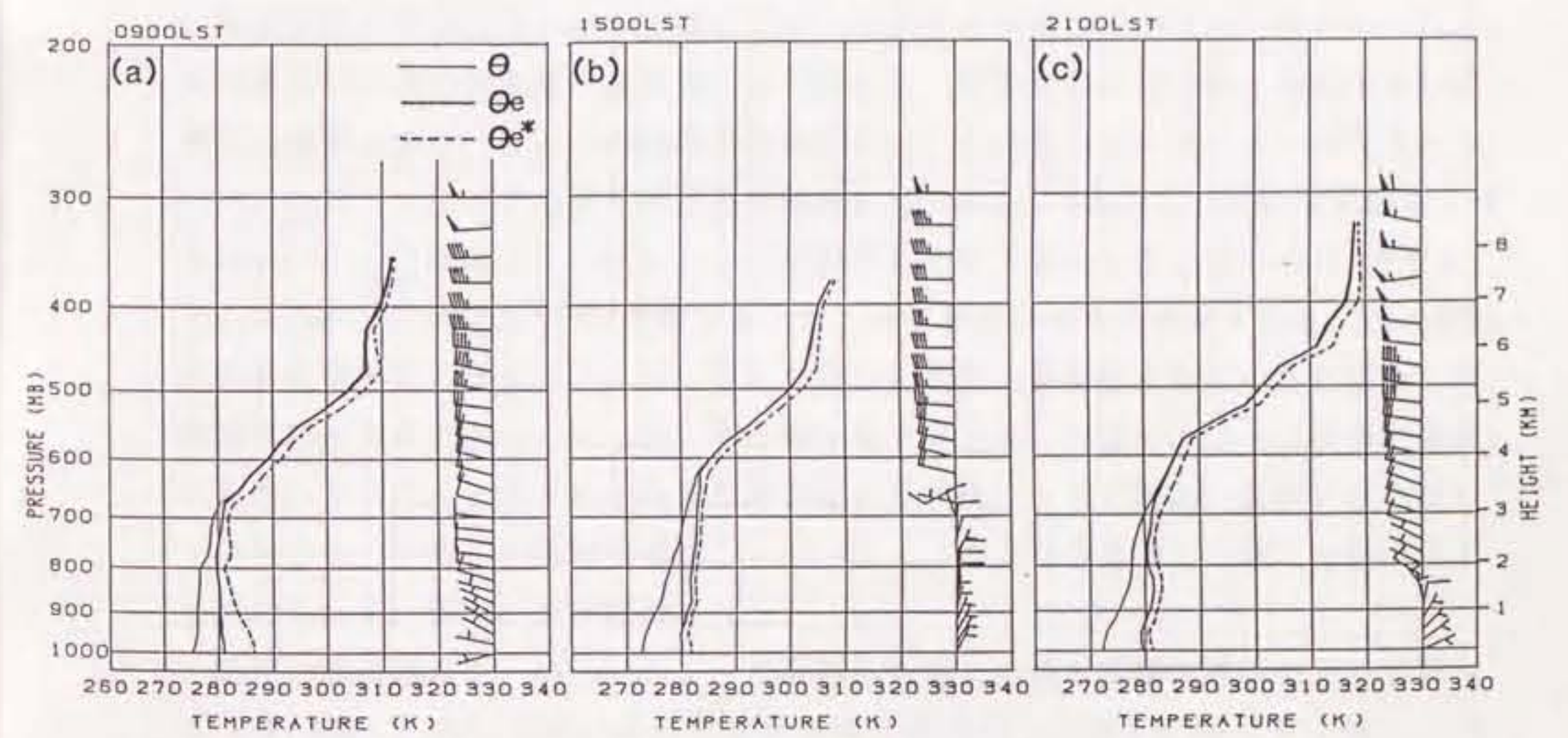
第10図は、降雪雲帯の発生前、発生中、終了後のレーダーサイト上空の熱的成層と風の鉛直分布を示す。降雪雲帯発生の3時間前の09時では（第10図a）、対流圏全層で西寄りの風が卓越し、温度逆転面は675mb（3.2km）にある。この下では相対湿度は39～72%と比較的乾燥しており、対流活動はまだ活発でない。 θ_e と θ_{e^*} の分布によれば、1000～800mbは条件付不安定である。最初の降雪雲帯は12時と13時の間に発生した。

15時の高層観測では（第10図b）、ラジオゾンデは第5表に示す降雪雲帯Bの中を上昇した。逆転面の高さは625mb（3.8km）に増加した。725mb（2.7km）以下に北北東～北東の風を持つ陸風層が現れ、その上の西風成分の季節風層とはっきりとした対比をなしている。この陸風層は湿潤であり、これは対流活動の結果である。

21時には（第10図c）、陸風層の最下層の風向は東風成分を増して東北東になったが、陸風の厚さは1kmに減少した。逆転面高度は15時の高度よりさらに増加し、575mb（4.4km）になった。しかし700mb（2.9km）から逆転面までの厚さ1.5kmは、相対湿度は50%以下で比較的乾燥しており、この頃には対流が逆転面までは達しなかったことを示している。event841は23時に終わった。



第9図 1984年1月23日09時の地上天気図と500mbにおける等温線の分布（破線）。
四角形は第1図の観測領域を表す。



第10図 Event841期間前後の成層状態。1984年1月23日0900時(a)、1500時(b)、2100時(c)における温位 (θ)、相当温位 (θ_e)、飽和相当温位 (θ_{e^*}) と風の分布。矢羽1本は5m/sを表す。

4.2 降雪雲帯のレーダーエコー分布と流れの場

第5表は、ほぼ11時間続いたevent841の期間中に発生した降雪雲帯の一覧である。この期間中に少なくとも9つの降雪雲帯が観測された。これらの降雪雲帯は海岸線の北西14~24kmの海上に40~70分の時間間隔で海岸にほぼ平行に発生し、海上から陸に向かって南東の方向に4~6m/sの速度で移動し、上陸後は急速に衰弱して消滅した。個々の降雪雲帯の寿命は1.0~1.5時間、長さは42~78km、幅は7~20kmであり、ひとつの時刻に2~3個の降雪雲帯が観測されるのが普通であり、それらの間隔は7~15kmであった。

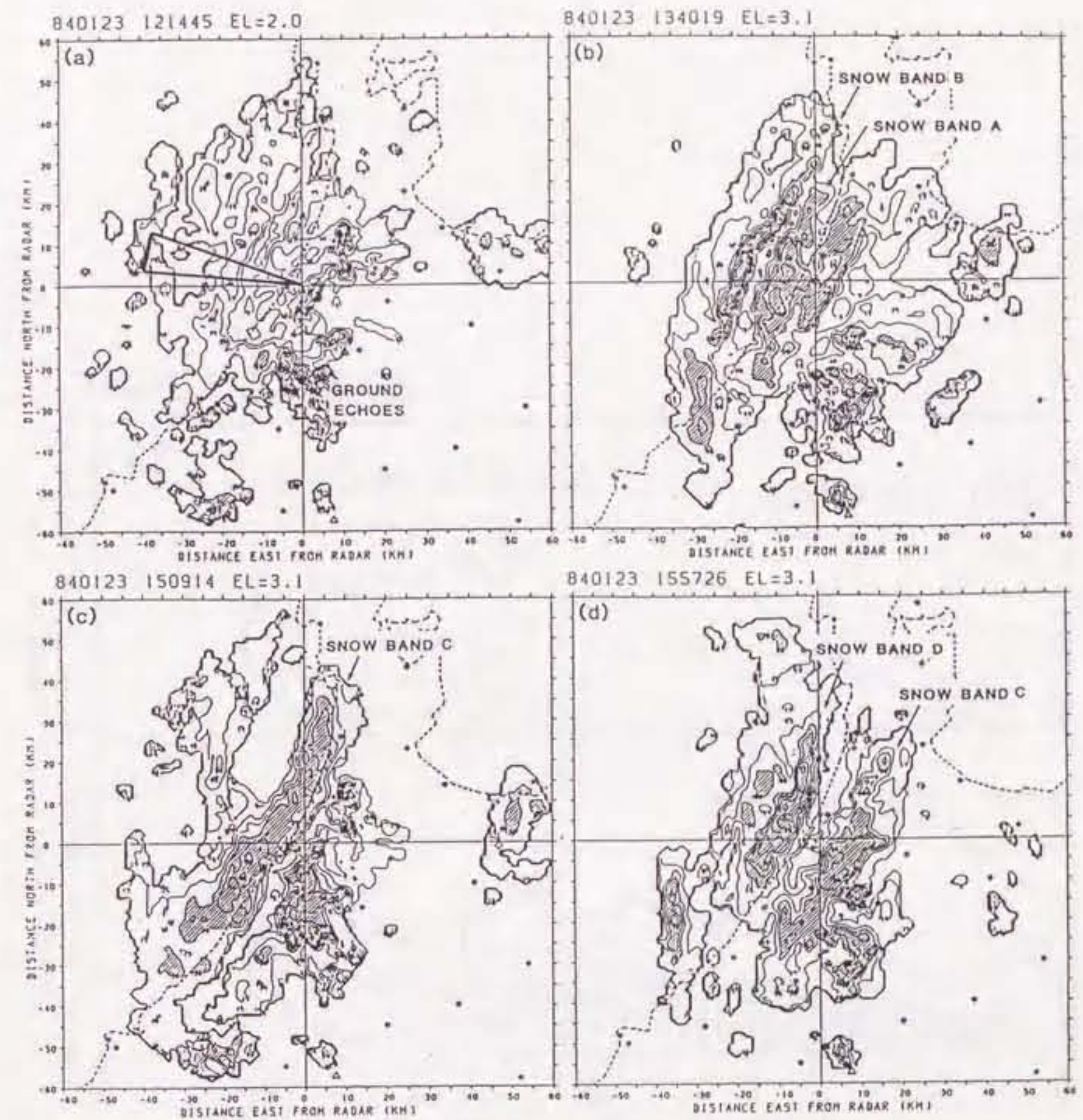
第11図は4つの時刻における、ドップラーレーダーで得られた反射強度のPPIパターンである。1215時(第11図a)では、海上の対流活動はまだランダムのように見えるが、方位角285°のRHI(第12図)は、海岸から13kmの海上(ドップラーレーダーから17km)に、event841の最初の降雪雲帯(降雪雲帯A)がすでに現れていることを示している。さらに第12図は、高度1.5kmより下層に正(レーダーから遠去かる向き、すなわち陸から海への向き)のドップラー速度を持つ陸風層が存在することを示している。1340時(第11図b)には、降雪雲帯Bが海岸の北西20kmの地点に存在している。この時、降雪雲帯Aは海岸と降雪雲帯Bの間に位置していた。1509時(第11図c)には、降雪雲帯Cが海岸付近に見い出せる。1557時(第11図d)には降雪雲帯Cはすでに上陸し、次の降雪雲帯Dが海岸付近にある。

降雪雲帯の形状は互いに多少異なるが、共通する特徴は次のようにまとめられる。降雪雲帯が沖合で発生期~成長期にある時には、降雪雲帯の幅は狭く内部のセル状構造は明瞭であり、ひとつの降雪雲帯の中には、4~8個のセル状エコーが含まれていた。ただし、ここでは便宜的に反射強度が25dBZ以上の細胞状の対流性領域を「セル状エコー」と呼ぶ。セル状エコーの反射強度の最大値はときには35dBZに達することもあるが、平均では30dBZ程度であった。反射強度の値から推定すると、この段階の降雪雲帯のセル状エコーには、雪片のほかに小型の霰が含まれていたと思われる。降雪雲帯が海岸に近づくにつれ、その幅を増すとともに内部のエコーは次第に層状化した。さらに、上陸すると降雪雲帯内部の層状化はさらに進み、最後には分散して消滅した。上陸した降雪雲帯がレーダーサイトの上空を通過した際には霰の落下は認められず、雪片のみが観測された。

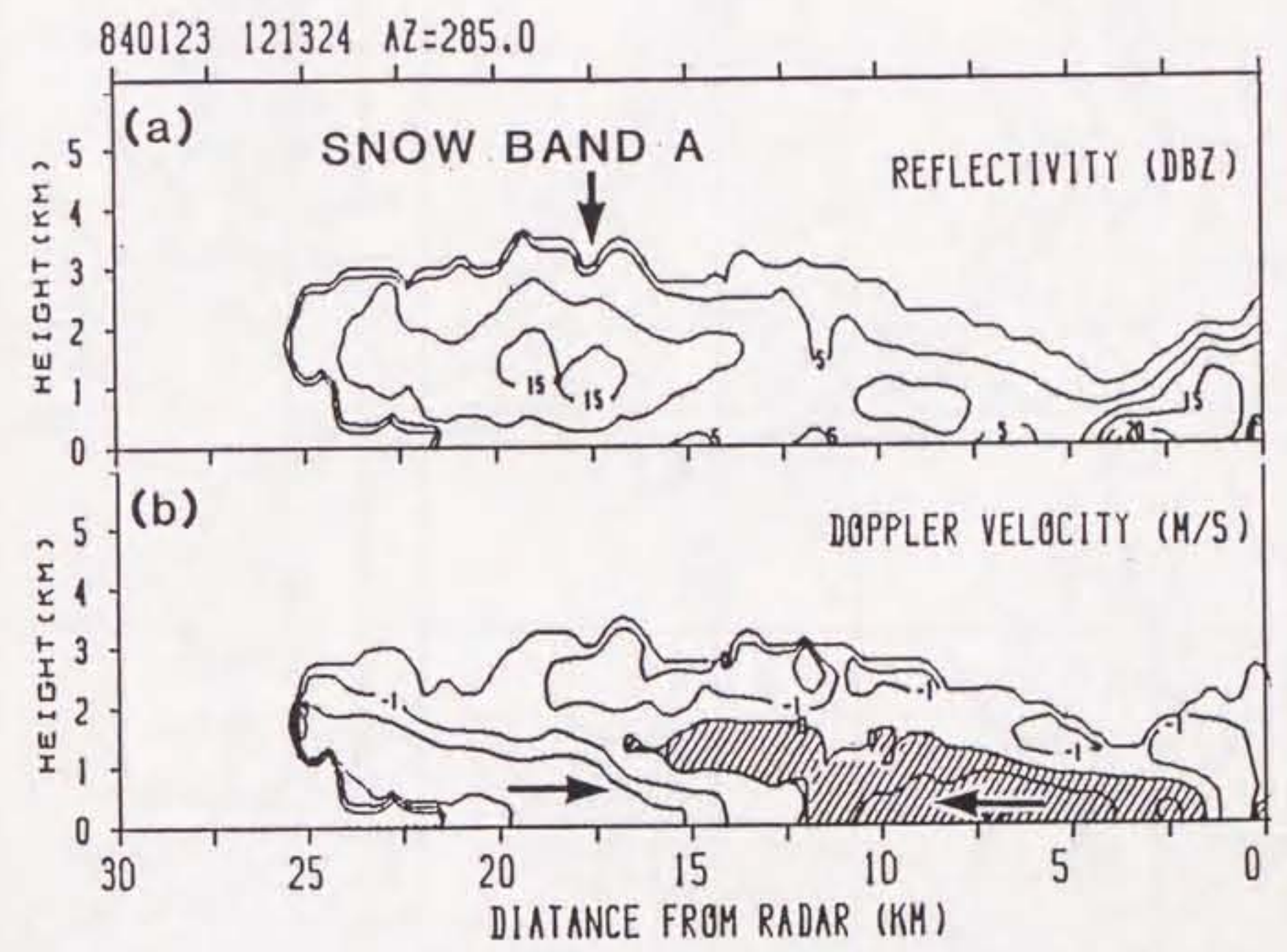
陸風の成長過程を、AMeDASのデータを用いた地上気温と流線の解析によって調べる(第13図)。特に海岸に沿って北から南に並ぶHK(羽咋)、UK(宇ノ気)、KZ(金沢)、KM(小松)の4地点の気温と風に着目する。event841が発生する2時間前の23日10時には、HK、UKでは北北西~北西の季節風が見られ、気温は比較的高い(+2~+3°C)。一般に北西季節風が吹きつけると沿岸部の気温は内陸部に比べて1~3°C高くなる。12時には海岸線北部のHK、UKには北北東の風が現れたが、南部の

第5表 Event841 (1984年1月23日)中に発生した陸風に関連した降雪雲帯。

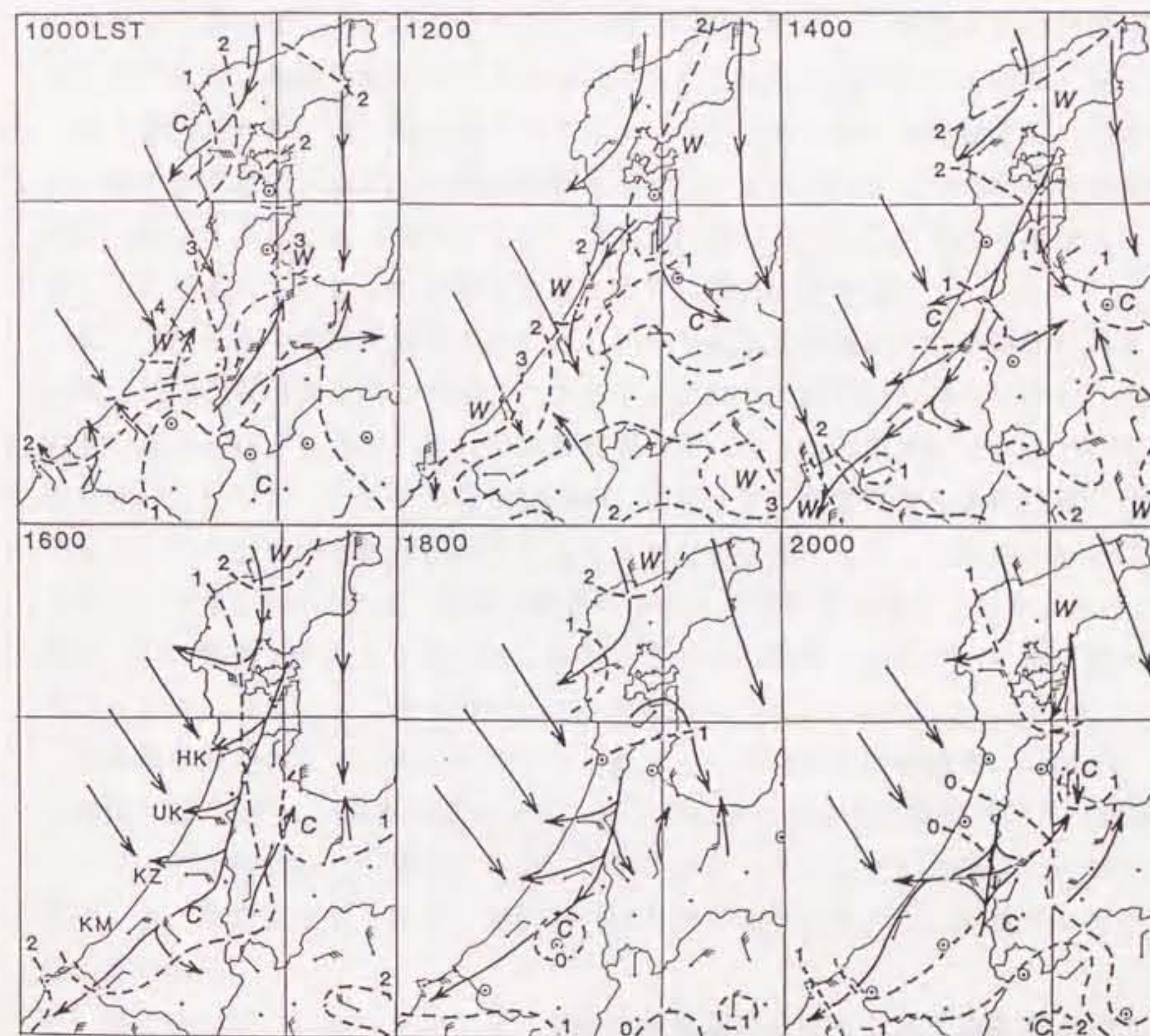
| 降雪雲帯 | 発生時刻 (LST) | 発生場所 海岸からの距離 (km) | 長さ (km) | 幅 (km) | 移動速度 (m/s) | セルの数 | セルの間隔 (km) |
|------|---------------|-------------------------|------------|-----------|---------------|------|---------------|
| A | 1213 | 15 | 47 | >8 | 4.1 | 5 | 6 |
| B | 1254 | 20 | 62 | >7 | 4.1 | 8 | 4~8 |
| C | 1410 | 24 | 68 | >7 | 5.6 | 5 | 8~10 |
| D | 1514 | 20 | 42~78 | 8 | 6.1 | 4 | 8 |
| E | 1638 | 14 | 47~68 | 7 | | 6 | 12 |
| F | 1712 | 14 | 60~75 | 10 | | | |
| G | 1841以前 | >15 | 54~70 | 8 | | 6 | 8~10 |
| H | 2145以前 | >22 | 45 | 7 | | | |
| I | 2216 | 20 | 76 | | | | |



第11図 Event841期間中にドップラーレーダーによって観測された降雪雲帯のエコー分布。(a)1215時、(b)1340時、(c)1509時、(d)1557時。反射強度の等値線は5dBZから5dB間隔で斜線部は20dBZ以上の領域を表す。破線は海岸線を示す。(a)図の三角形は第16~18図に示す合成鉛直断面の合成領域を表す。



第12図 1984年1月23日1213時に観測された降雪雲帯Aにはほぼ直交 (WNW-ESE) する
 ドップラーレーダーのRHI断面図。反射強度(a)とドップラー速度(b)。反射
 強度の等値線は0dBZから5dB間隔。ドップラー速度は1m/s間隔で、正(左向
 きすなわち東南東向き)の領域を斜線で表す。



第13図 AMeDASによって観測されたevent841期間中の地上気温、風、流線の分布の時間変化。矢羽根ひとつは1m/s、丸印は無風を表す。羽咋、宇ノ氣、金沢、小松をそれぞれ HK,UK,KZ,KM で表す。

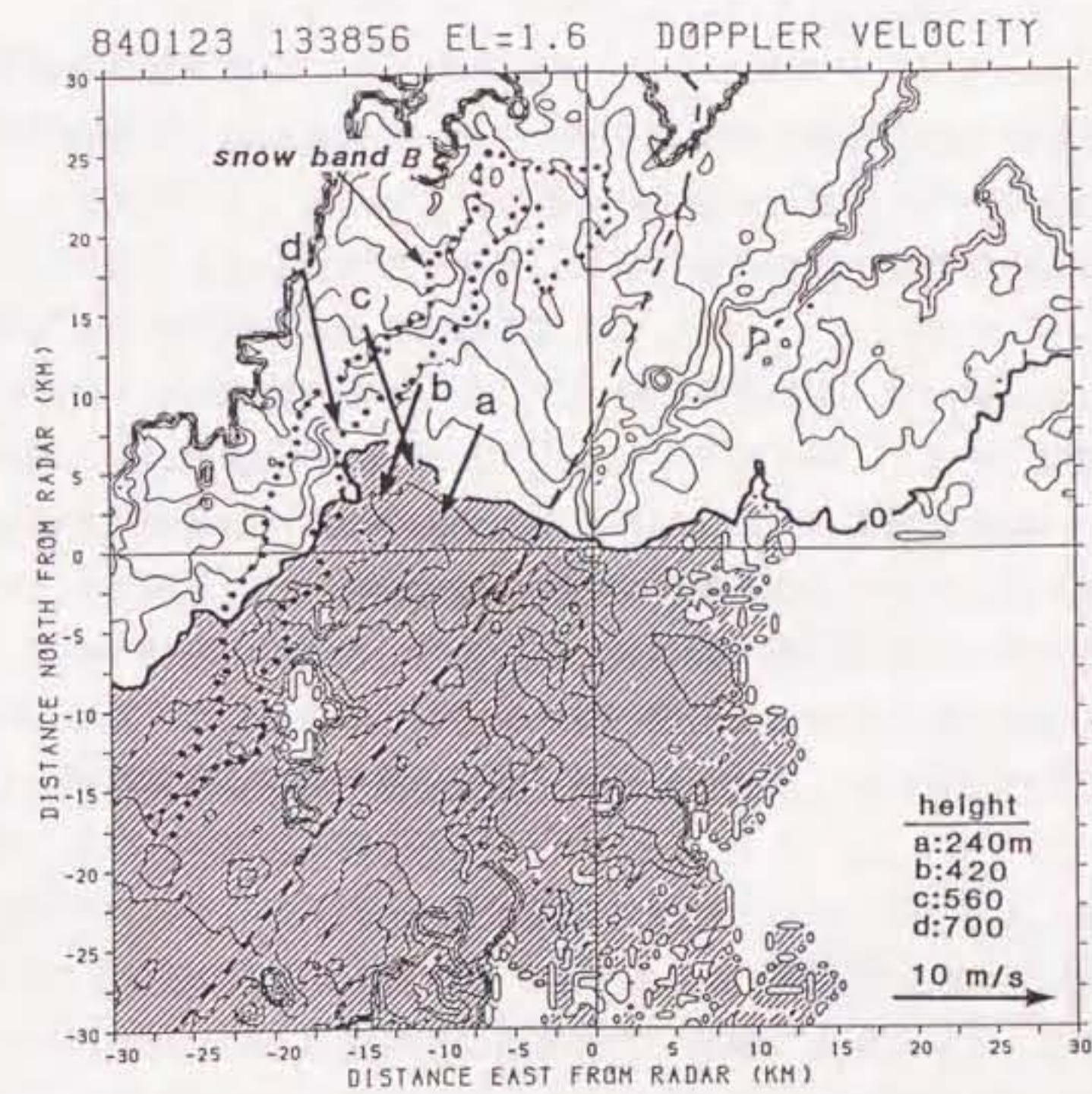
KZとKMでは依然として北西季節風が吹いている。降雪雲帯Aは、この東寄りの風の出現と関連して1210時前後に発生した。14時までは、東寄りの風は最も南に位置するKMにまで達した。16時には、海岸の4地点の風向はすべて東北東～東になり、陸から海上へ向かって吹く風が最も明瞭となった。この時刻には4地点の気温は $+1.0^{\circ}\text{C}$ 以下に下降した。18時過ぎには海岸付近の北東風は弱まり、それとともに降雪雲帯の組織化は不活発になった。

第13図の流線解析によると、16時までの海岸の4地点に見られた北東風は、能登半島からその南に連なる山の西斜面を通過して海岸に達しており、この気流は半島の北方の海上の季節風に源を発している。海上では北西であった季節風の風向が半島の影響で北に変えられ、その後、山の斜面を通過する際に雪面によって冷却され、海岸付近に流れ出したと推測される。一方、18時以降には、能登半島の付け根は無風状態であり、海岸付近の東風の起源はそのすぐ東に位置する山の斜面に移った。このときの流れは、海と陸の温度傾度によって生じた一般的な陸風であったと言える。海上に吹き出す東寄りの風の起源としては、上に述べた2つが考えられるが、両者とも、その形成には海岸の東にほぼ南北に延びる山の西斜面の雪面が大きく貢献したと考えられ、ここでは両者をまとめて「陸風」と呼ぶ。

メソスケールの降水システムは、自らが作り出した循環によって周囲の場を変化させ、新たな循環場を作り出すことがある。これまでは陸から海上に向かう流れを陸風であると断定したが、これは降雪雲帯が自ら作り出した流れであるという可能性も残る。しかし、この特別観測期間中、陸風は常に降雪雲帯の発生以前に発生しており、この型の降雪雲帯が存在しないときにも陸風がしばしば観測された。たとえば、1985年1月24日には、陸風が終日吹いたが降雪雲帯は発生しなかった。この事実は、先に陸風とみなした流れは、降雪雲帯がその起源ではなく、それが陸-海の熱コントラストによって作られたことを裏付けている。

降雪雲帯周辺の水平流の分布を知るために、1339時における仰角 1.6° のドップラー速度のPPIパターンを第14図に示す。破線で示されるように降雪雲帯B（点線）はレーダーの北西16kmに位置している。全般的には、ドップラー速度はレーダーの北象限で負、南象限で正であり、高度700m以下の平均風はわずかに東成分を持つ北寄りの風である。

1台のドップラーレーダーのデータから降雪雲帯B付近の水平流を知るため、第2章で述べた局所VAD法を適用する。まずレーダーを中心とする一定の半径の方位角 $293^{\circ}\sim 338^{\circ}$ の円弧上において風向風速が一定で、鉛直流はゼロであると仮定する。この弧上において観測された複数個のドップラー速度は、それぞれレーダーからの方位角が異なるので異なる値を示し、最小二乗法によって水平風を推定することができる。第14図の4本のベクトルは、この方法で求めた降雪雲帯B周辺での高度



第14図 降雪雲帯Bの周辺のドップラー速度の水平分布。1984年1月23日1339時、仰角は1.6°。ドップラー速度の等値線は2m/s間隔。斜線部は正領域を表す。点線は降雪雲帯Bの位置を表す。破線は海岸線。4つの矢印は局所VAD法で求めた水平風でそれぞれの高度を図の右下に示す。

700m以下の下層風である。降雪雲帯Bの北西側にあるベクトルdとベクトルcは北西季節風を表している。一方、降雪雲帯の南東側のベクトルaとbは陸風である。これらから、東成分を持つ陸風が海上の降雪雲帯B付近まで達し、北西季節風との間に大きな水平シヤーを作ったことが分かる。このシヤーラインが降雪雲帯の維持に強く関与していたと考えられる。

このシヤーラインは、第14図のドップラー速度のゼロ線（太実線）の分布にも現れている。このゼロ線は降雪雲帯の南東端（レーダーから方位 300° 、距離15km付近）で直角に折れ曲がっているが、このような折れ曲がりには陸地側の同距離付近には見られない。ドップラー速度のゼロ線上の風向は、ゼロ線とレーダーを結んだ直線に直交するので、このような直角に近いゼロ線の折れ曲がりには、降雪雲帯に沿って大きな風の水平シヤーが存在したことを示している。

4.3 降雪雲帯の鉛直構造

降雪雲帯の構造と成長過程を、その走向に直交する鉛直断面の時間変化を調べることによって議論する。第15図は1344時～1514時の方位角 290° のRHI走査から得た降雪雲帯にほぼ直交する鉛直断面である。降雪雲帯の走向に直角にx-軸を、走向に沿ってy-軸を、さらに鉛直方向をz-軸をとる。

第15図には4つの降雪雲帯A、B、C、Dが見られる。1344時には、 $x=5\text{km}$ の降雪雲帯A（第11図の降雪雲帯Aに対応する）はすでに上陸しており、衰弱期にある。このとき降雪雲帯Bは $x=18\text{km}$ にあり、成長期にある。降雪雲帯Bは 4.1m/s の速度で海岸に向かって進み、1417時に上陸した。降雪雲帯Cは1410時に降雪雲帯Bの後方（北西）15kmで発達中である。同様に1514時には、降雪雲帯Dは降雪雲帯Cの後方の $x=22\text{km}$ に形成されつつある。このように、第15図は降雪雲帯Bの成長期から衰弱期までと、降雪雲帯Cの発生期から衰弱期までを表現している。今後はこの2つの降雪雲帯に注目して議論を進める。

各降雪雲帯内のセル状エコーはまずはじめに $z=1.5\sim 2.5\text{km}$ に現れ、その後次第に $30\sim 35\text{dBZ}$ にまで反射強度を増す。セル状エコーが成長期にある時（1344、1417時）には、セル状エコーの中心は上空にとどまり、海面には達しない。これは上昇流の中の降水粒子が上昇流に支えられて、ほとんど落下していないことを示している。降雪雲帯が成熟期に達すると（1402、1447時）、セル状エコーの後方に層状性のエコーが現れ、発達中のセル状エコーと共存するようになる。このエコー域はセル状エコーより反射強度が小さく、海面近くにはエコーがない。以後この領域を「層状性領域」と呼ぶ。海岸に近づくにしたがって、層状性領域は相対的に西方向（沖方向）に幅を増すが、反射強度は後部ほど小さい。海岸に上陸すると降雪雲帯全体が層状化し、最終的に衰弱して消散する。

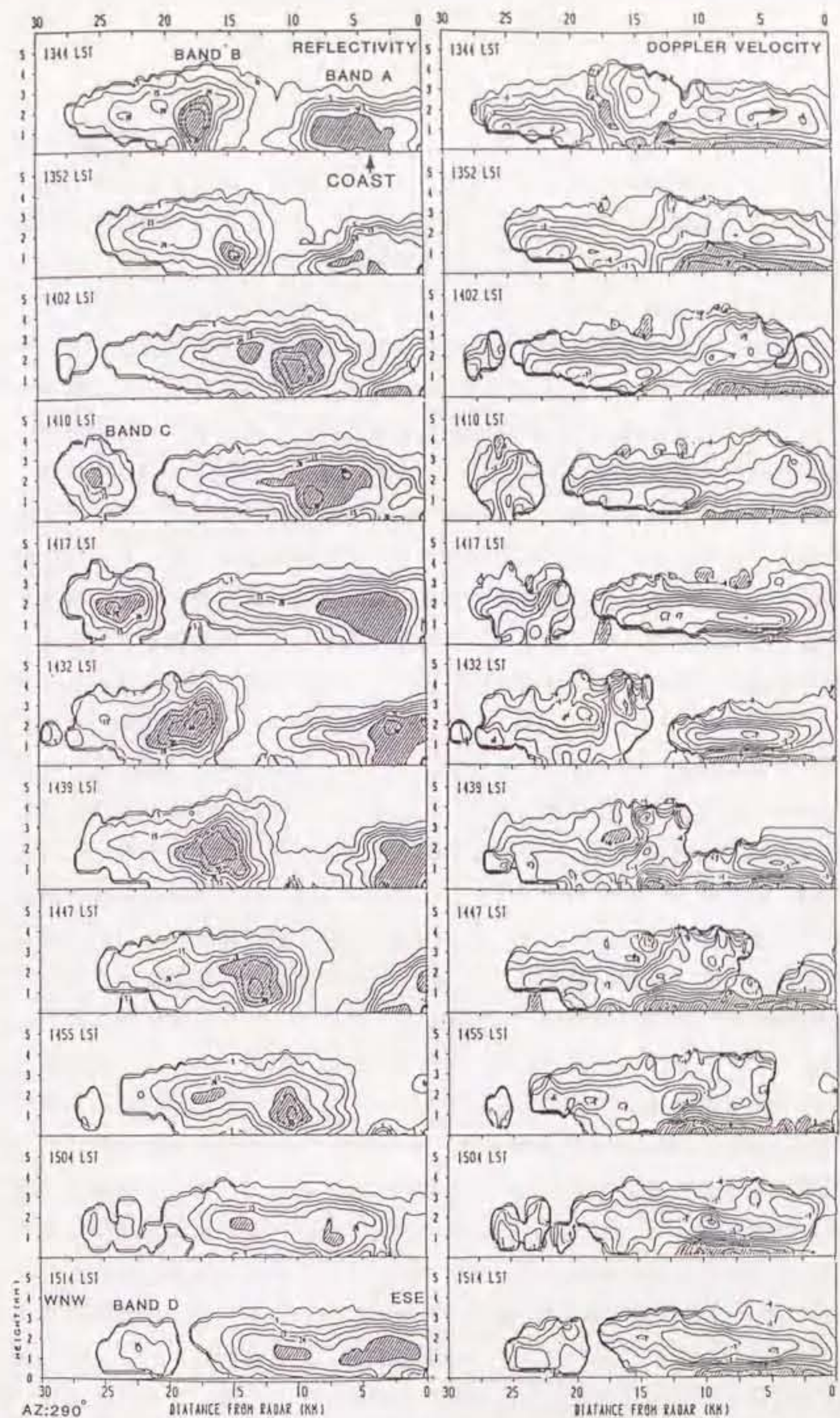
便宜的に0dBZを降雪雲帯の外縁とすると、降雪雲帯BとCの雲頂はそれぞれ4.5 kmと4.8 kmである。これらは1430時の気温逆転面高度の $z=3.8$ km (第10図b) より高い。これは対流が逆転面を貫通したためか、山岸(1980)が指摘したように、メソスケールの対流活動が付近の逆転面が押し上げたのであろう。降雪雲帯が陸に近づき層状化すると、降雪雲帯の雲頂高度は次第に減少する。例えば、沖合いでは4.5 kmであった降雪雲帯Bの雲頂高度は、上陸時(1417時)には3.3 kmに減少した。これは内部の対流活動が弱まったことを示している。

第15図のドップラー速度の鉛直分布で最も特徴的なものは、斜線で示される陸風層であり、この流れは右(海岸)から左(海上)に向かっている。陸風層は1344時には $x=0\sim 16$ kmにあり、その厚さは約1 kmである。陸風の風速の x -成分は $1\sim 2$ m/sである。一方、 $x=21\sim 25$ km、 $z=1$ kmには最大5 m/sの季節風が見られる。これら2つの流れは $x=16$ kmで接している。陸風層の先端は相反する向きの二つの流れが衝突する一種の前線であり、ここではこれを「陸風前線」と呼ぶ。ここで見られる陸風前線の形状は、海陸風にともなう重力流の先端部の形状(Simpson, 1977)に類似している。

陸風層の厚さと沖合いへの広がりとは時間的に変化した。降雪雲帯Bの成長期(1344時)には、陸風前線の位置は降雪雲帯内のセル状エコーの位置と一致していた。その後、降雪雲帯が陸に近づくにしたがって陸風前線も後退した。1352時には陸風層の厚さは最大の1.5 kmに達し、その後次第に減少した。1410時頃には、セル状エコーは陸に向かってさらに移動し続けたが、陸風前線は停滞を始めた。この頃、降雪雲帯Cが陸風前線のさらに沖合い(西方)の $x=26$ kmに作られた。1417時には降雪雲帯Bのセル状エコーが上陸を始めた。このとき陸風層は不鮮明となり、陸風前線の陸への後退は終わった。その後1439時には、陸風前線は再び海上の $x=16$ kmまで広がった。そこでは降雪雲帯Cのセル状エコーが成長している。このような降雪雲帯の一生と、それに対応する陸風前線の変化は、event 841期間中に観測されたすべての降雪雲帯に共通であった。

第5表に示すように、降雪雲帯の移動速度は $4\sim 6$ m/sであった。この速度は、セル状エコーの西方の季節風層の $z=0.5\sim 1.5$ kmにおける風速とほぼ一致する。これから、季節風が降雪雲帯を海岸に向かって移動させたことが分かる。

1417時には降雪雲帯Bの層状性領域の最下層にはエコーは存在しないが、 $x=18$ kmには尾流雲(virgaまたはfall streak)が観測される。この尾流雲は層状性領域の下面から海上まで達している。このような尾流雲は、1447時の降雪雲帯Cにも見られる。尾流雲の中のドップラー速度はわずかであるが正成分を持っている。層状性領域は陸風層からは離れていたにもかかわらず、このとき層状性領域の下には沖に向かう流れがあったことを、この尾流雲が示している。



第15図 降雪雲帯の走向にはほぼ直交する方位290°における反射強度とドップラー速度の鉛直断面図。1984年1月23日1344～1514時。反射強度の等値線は0dBZから5dBZ間隔。斜線部は25dBZ以上の領域を表す。ドップラー速度は1m/s間隔で、正（左向きすなわち西南西向き）の領域を斜線で表す。

4.4 降雪雲帯内の循環

第11図に示したように、降雪雲帯はその走向（北北東-南南西）に沿ってきわめて一様性の高い形状を示した。これは、走向に沿って一様性の高い循環が存在したことを示唆している。つまり、降雪雲帯のどの位置で走向に直交する断面を取っても、それらはほぼ同じ構造を示すということである。ここではこのような前提に立ち、降雪雲帯内の循環を定量的に理解するために、まず降雪雲帯にほぼ直交する4つの方位角（275、280、285、290°）のRHIデータを合成して、ひとつの鉛直断面図を作る。4つの断面を合成することにより走向方向の微少な変動を平滑化することができる。第11図aに合成を行った領域を示す。次に、2.2.4節で述べた2次元運動場解析の手法により、x-軸を降雪雲帯の走向に直角に、y-軸をそれと平行にとり、流れがy-軸に沿って一様であると仮定し、2次元の連続の式と、ドップラー速度から水平流と鉛直流を求めた。第16図~18は降雪雲帯Bの成長期、成熟期、衰弱期における、反射強度と降雪雲帯（システム）に相対的な流線、ドップラー速度、システムに相対的な水平流（ u ）、鉛直流（ w ）、および発散である。なお、この降雪雲帯Bの移動速度のx-成分は3.5m/sであった。

1344時（第16図）の断面図内には2つの降雪雲帯が見える。降雪雲帯A（ $x=5\text{km}$ ）はすでに上陸しており、消滅しつつある。この降雪雲帯の下層には正のドップラー速度を持つ陸風層が広がっている。この降雪雲帯の中の鉛直速度は1m/s以下であり、降雪雲帯内の流れはほとんど水平的である。一方、降雪雲帯B（第16図、 $x=17\text{km}$ ）は成長期にある。第16図eの $x=16\text{km}$ の地表付近には $-2 \times 10^{-3}\text{s}^{-1}$ の収束があり、その上空にはこれを補償するように $+1 \times 10^{-3}\text{s}^{-1}$ の発散が存在する。この収束は $x=18\text{km}$ に2m/sの上昇流を作っている（第16図d）。上昇流付近のエコー頂高度は5km近くにまで達しており、周囲より一段と高い。降雪雲帯Bのセル状エコーの位置はこの上昇流の位置とほぼ一致する。 $x=19\sim 25\text{km}$ には層状性領域が発達し始めている。

システム相対流線（第16図a）を見ると、陸風層内の陸から海上に向かう最下層の流れは、陸風前線で著しく上昇する。陸風前線のすぐ後方（左）の下層の季節風層内の流れも陸風前線の手前で同様に上昇する。これらの流れは、後方に傾いた上昇流となり、温度逆転層に頭を抑えられて後方に向かい層状性領域に達する。後ろに傾いた上昇域に沿って、後方へ向かう $u \sim -3\text{m/s}$ の強風軸が見られる（第16図c）。これは、ドップラー速度の分布（第16図b）の、 $x=18\sim 25\text{km}$ 、 $z=3\sim 4.5\text{km}$ に正の速度領域としても現れている。この強風軸は、陸風層内の水平運動量が上昇流によって中層へ輸送された結果作られたものである。

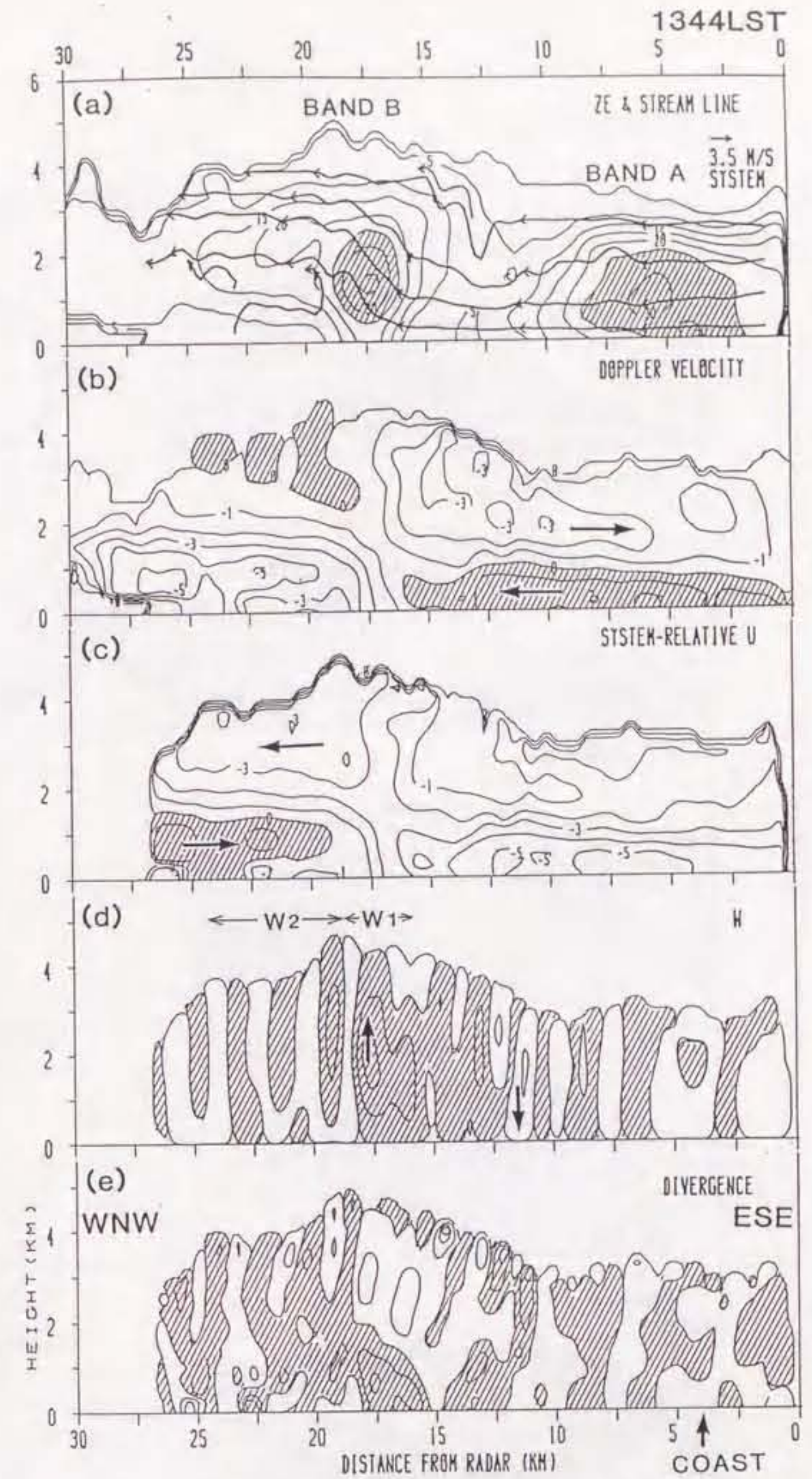
1402時（第17図）には、降雪雲帯Bは成熟期に達した。層状性領域が後方に延び、降雪雲帯全体の幅は20kmに増加した。上昇流の降雪雲帯に対する相対的な位置は変わらないが、その強さは成長期のそれよりやや弱くなった（第17図d）。セル状エコ

一の後方の層状性領域内には 1m/s 以下の下降流が見られる。したがって、降雪雲帯の前半部を上昇域が、後半部を下降域が占めていることになる。システム相対流線（第17図a）のパターンは成長期とほとんど同じだが、層状性領域下層の下降流は海面近くにまで達した後、そこから降雪雲帯の後方に向かっている。セル状エコーの頂部付近の発散は成長期より強まった。

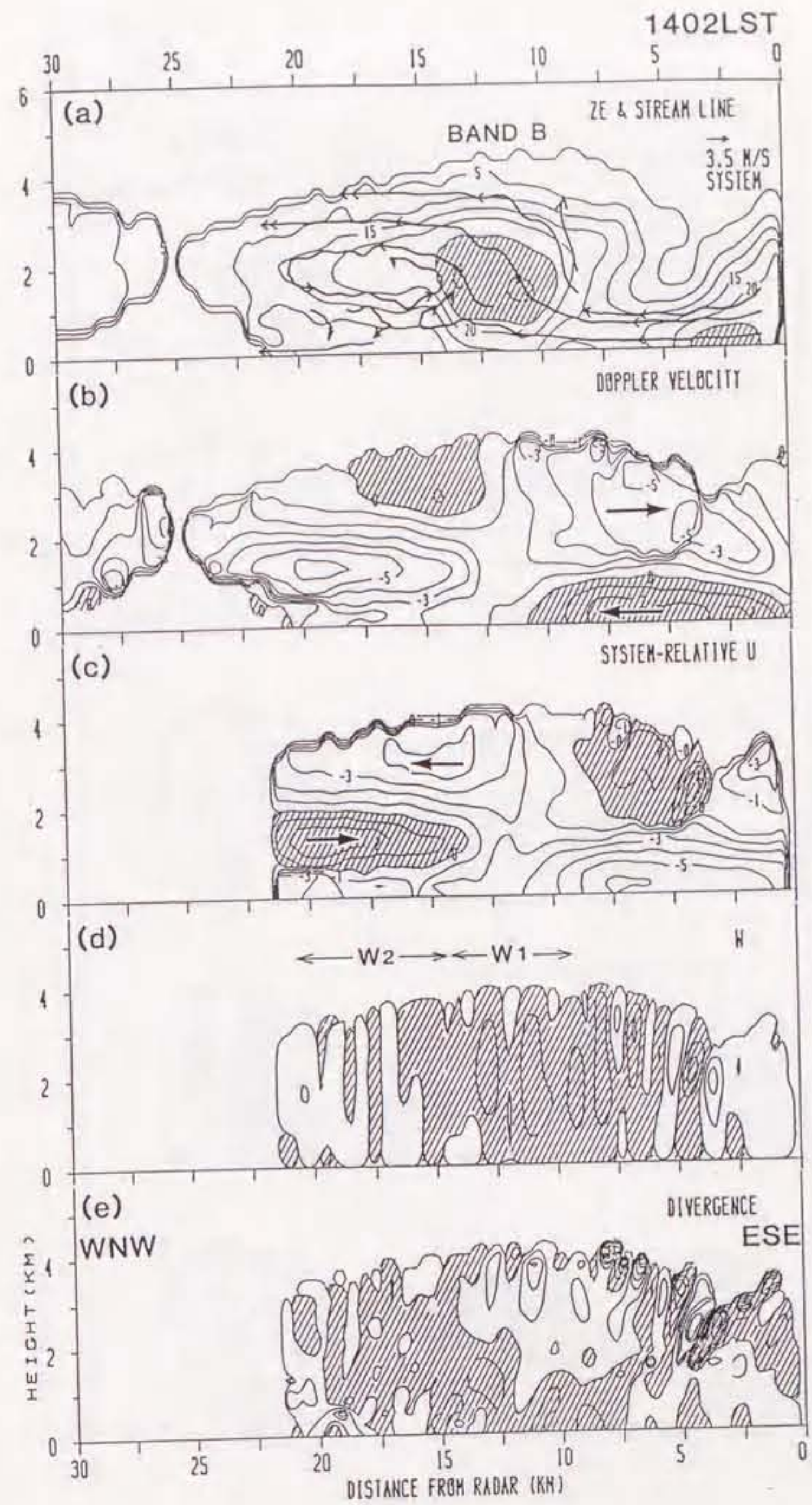
1417時（第18図）には、降雪雲帯Bは衰弱期に入り、内部の鉛直循環は全体に弱まった。セル状エコーの頂部（ $x \sim 5\text{km}$, $z = 2 \sim 3\text{km}$ ）には上昇流が残っているが、最下層には下降流が現れた（第18図d）。上空の上昇流、下層の下降流という組み合わせは衰弱期の対流の特徴であり、Ogura and Takahashi(1971)が行った対流雲の数値実験の結果と一致する。 $x = 6\text{km}$ のセル状エコーの下部は地表に達した。陸風層は $x = 11\text{km}$ に後退し、その厚さは 0.5km に減少した。

第18図cの $x = 18 \sim 21\text{km}$ には、わずかに沖に向かう正のドップラー速度を持つ小領域があり、これに対応して -3m/s の u がある。第18図aのシステム相対流線を見ると、この流れは層状性領域の下部の下降流と連結していることが分かる。さらに、この流れは降雪雲帯に相対的に見ると海面近くを沖に向かって水平に走った後、降雪雲帯Cの先端部の $x = 22\text{km}$ で急激に上昇し、 3m/s の上昇流を形成している。したがって、この後方に向かう流れは降雪雲帯Cの発生に寄与していたと言える。このとき注目すべきことに、下層収束の最大は降雪雲帯Cの位置にあり、 $x = 11\text{km}$ の陸風前線の位置にはない（第18図e）。さらに、成熟期の降雪雲帯B内のシステム相対流線（第17図a）は、このときすでに層状性領域の下部に、降雪雲帯Cに向かう流が現れていることを示している。4.3節で述べたように、層状性領域の下層に現れた尾流雲内のドップラー速度の値は正であり、この後方に向かうこの流れは地表に相対的に見ても沖に向かっていることを示している。この時、地表付近の気層には海と陸の温度対照により水平気圧傾度が作られ、これが陸風循環を駆動したのであるが、この層状性領域下層の後方に向かう流れも、この気圧傾度力によって作り出されたと推測される。

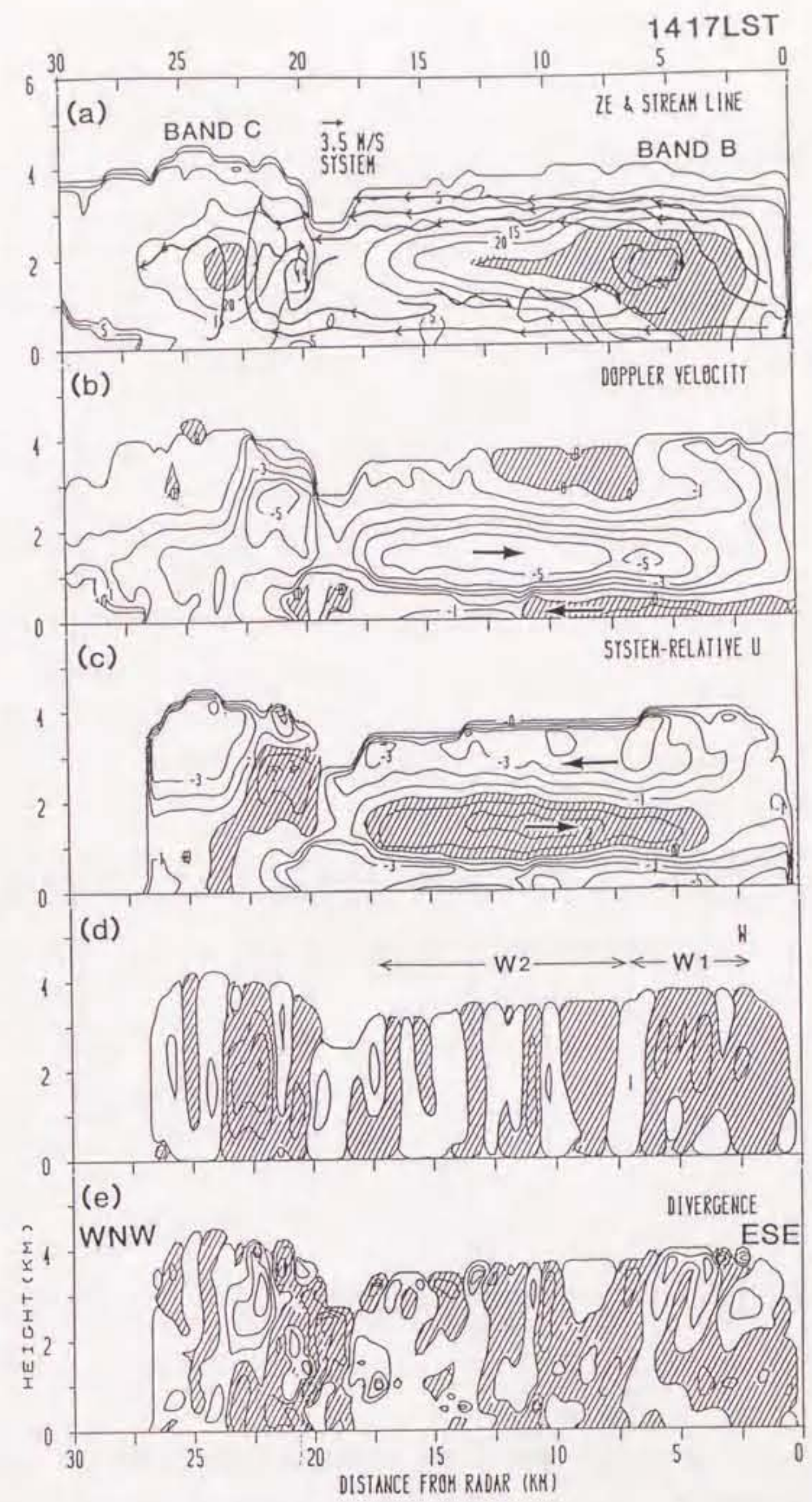
降雪雲帯の成長過程は、その中に含まれる鉛直運動の時間変化によっても特徴づけられる。第19図は降雪雲帯Bのセル状エコー域の平均鉛直流（ w_1 ）と、層状性領域の平均鉛直流（ w_2 ）の鉛直分布である。降雪雲帯の成長期（第19図a）には w_1 は 1.3m/s の最大値に達した。この上昇流はセル状エコーが存在する間持続したが、ピークの高度は成長段階が進むにしたがって上空に移った。すなわち、上昇流最大の高度は成長期には 1.5km であり、衰弱期には 2.2km であった。一方、成熟期（第19図b）の層状性領域の高度 1km 付近には平均 0.4m/s の下降流（第19図の w_2 ）が現れ、衰弱期（第19図c）にもごく弱いがこの下降流が残っている。この下降流の出現と新しい降雪雲帯の発生とは時期を一にしており、この下降流が海面付近に達した後方に



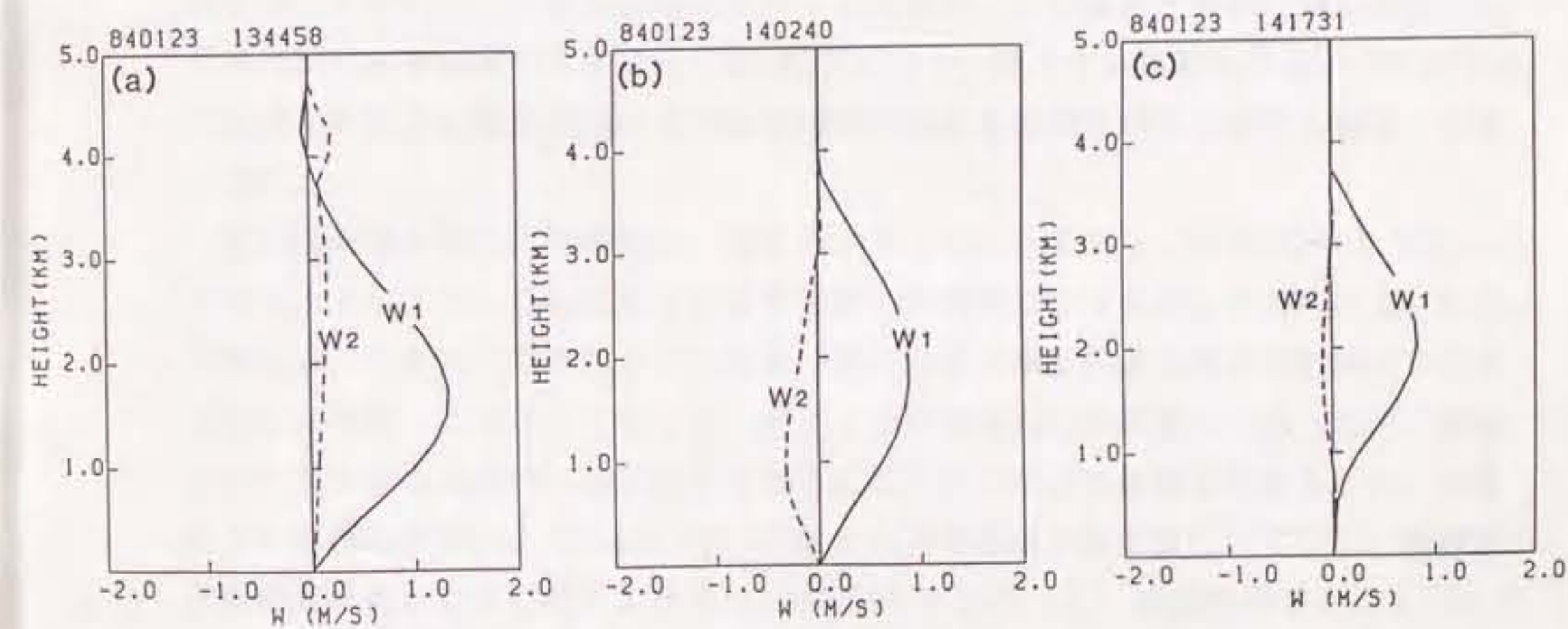
第16図 降雪雲帯Bの成長期(1344時)における合成鉛直断面図。(a)反射強度と降雪帯に相対的な流線、(b)ドップラー速度、(c)降雪帯に相対的な水平流 u 、(d)鉛直流 w 、(e)発散、の分布。反射強度とドップラー速度の等値線は第15図と同様。 u と w の等値線は 1m/s 間隔で、斜線部はそれぞれ右向きと上昇域。発散の等値線の間隔は 10^{-3}s^{-1} で、収束域を斜線で示す。



第17図 第16図と同じ。ただし降雪雲帯Bの成熟期(1402時)。



第18図 第15図と同じ。ただし降雪雲帯Bの衰弱期(1417時)。



第19図 1984年1月23日の(a)1344時、(b)1402時、(c)1417時における降雪帯雲Bのセル状エコー域における平均鉛直流 (w_1) と、層状性領域での平均鉛直流 (w_2) の鉛直分布。平均を求めた領域はそれぞれ第16図d、第17図d、第18図dに示す。

広がり、新しい降雪雲帯の発生を促したことを裏付けている。

4.5 降雪雲帯の形成過程

4.2節で述べたように、event 841の最初の降雪雲帯である降雪雲帯Aは、陸風の発生がトリガーとなって作られた。一方、それに続く降雪雲帯(B、C、D…等)の形成過程は2段階に分けられる。すなわち、新しい上昇流は、既存の降雪雲帯の層状性領域下層の後方に向かう流れと北西季節風との間の収束によってまず作り出された。第14図の1410時あるいは第18図aによると、降雪雲帯Cは陸風前線の位置ではなく、降雪雲帯Bの層状性領域下層の後方に向かう流れの先端部に作られた。ここまでが第1段階である。その後、第14図の1439時に示すように、海岸近くまで後退していた陸風前線が再び沖に進んで来ると、降雪雲帯Cは成長期に入る。この時の降雪雲帯の上昇流の位置は陸風前線と一致し、季節風と陸風の収束が降雪雲帯内の循環を強化し、降雪雲帯を成熟期へと導く。これが第2段階である。したがって、B以降の降雪雲帯にとっては、季節風と古い降雪雲帯から出て後方に向かう流れとの収束は新しい降雪雲帯発生の「トリガー」の役を果たし、季節風と陸風との収束は作られた降雪雲帯の成長を促す「促進力」となった。

降雪雲帯の成長が進むにつれ、対流性のセル状エコーの後方に層状性領域が発達した。第16図～18のシステム相対流線によると、セル状エコーの中で作られた降雪粒子はセル状エコーの後方に輸送される。降雪粒子の終端落下速度(1m/s程度)にくらべ相対水平速度が大きい(-3m/s程度)ので、落下する降雪粒子はすぐには地表には達せず後方に輸送され、上昇流が持続する限り層状性領域は成長し続けその幅を増す。

層状性領域下部の反射強度は下方に向かって減少しており、高度1km以下ではエコーは消えてしまう。これは落下する降雪粒子の蒸発によるものと考えられる。この蒸発により気層は冷却され、その結果、地上に達した下降流は周囲の空気より低温となる。事実、ドップラーレーダーサイトは終始冷たい陸風層内にあったが、衰弱期の降雪雲帯の通過時にはこれよりさらに0.5～1.0℃の気温低下が認められ、湿度の上昇も観測された。これは、冷たく湿った下降流の存在を裏付けている。降雪粒子の蒸発冷却とともに粒子の荷重(loading)が加わって、層状性領域下にメソスケールの下降流(メソ下降流)を作り、それが海面近くに達し後方に向かう流れが生じた。そして、この流れが次の降雪雲帯を発生させた。

4.6 陸風の変質過程

4.5節で述べたように、降雪雲帯の成長期から成熟期には、北西季節風と陸風の両方の気流が陸風前線付近で上昇した。ここでは、暖かい海面上に広がった陸風の変

質について議論する。海面に接する気層における熱の保存式は、

$$\frac{dT}{dt} = \frac{Q_s}{c_p} + \frac{w}{\rho c_p} \frac{\partial p}{\partial z} \quad (25)$$

である。ここで Q_s は海から供給される顕熱、 c_p は空気の定圧比熱である。

Ninomiya(1968) は日本海上の熱収支解析を通して、 Q_s の値を680-970ly/dayと見積った。今回は厚さ1kmの陸風層に700ly/dayの Q_s が供給されたと仮定し、陸風層の温度変化を見積もる。さらに陸風層内では $w=0$ と仮定すると、 $dT/dt=2.5 \times 10^{-4} \text{ K s}^{-1}$ が得られる。(25)式において陸風層内の風速を2m/sとし、陸風が海面から熱を補給されながら海岸から20kmの海上を吹走すると、陸風層の先端では2.5Kの温度上昇が起こる。ただし、ここでは陸風層上面からの熱の拡散を考えていないため、この値はやや見積過剰であると思われる。第13図に示したように、陸上における季節風と陸上の陸風の温度差は1~3°Cであった。はじめ陸風が季節風より2°C低かったとしても、それが海上を20km吹走した後に季節風と出会う時には、両者の温度差はほとんどなくなる。言い換えれば、海岸付近では熱的に安定であった陸風層は、海上の陸風前線付近では季節風層と同じ程度に熱的に不安定となっていたと推測される。このため、第16、17図の相対流線に示されるように、季節風の気塊と陸風の気塊は陸風前線において等しく上昇した。このような気層の変質は、層状性領域の下の方に向かう流れの中でも起こったであろう。この流れも陸風層と同じ機構で暖かい海面から熱を受け、新しい降雪雲帯のセル状エコーの下に達するまでには、対流を作り出せるほどの不安定になっていたと推測される。

陸風前線は降雪雲帯の進行に合わせて、沖合いと海岸の間を振動するように移動した。陸風層内の空気は陸風前線に向かって絶え間なく輸送されているにもかかわらず、このような陸風前線の移動が生じた理由は、陸風層内の空気が降雪雲帯の上昇流に取り込まれる効果(pumping-up)に求められる。陸風前線においてpumping-upによって上昇流に取り込まれる陸風気塊の質量と、陸から輸送されてくる質量がバランスすれば、陸風前線は降雪雲帯との相対位置を変えることなく、降雪雲帯とともに海岸に向かって後退することができる。

降雪雲帯が次々に作られた理由は、このような陸風と降雪雲帯の相互作用があったからである。すなわち、陸風層内の空気が降雪雲帯の上昇流に取り込まれることによって、陸風前線は降雪雲帯とともに海岸に向かって後退する。一方、降雪雲帯が衰弱し上昇流によるpumping-upがなくなると、陸風前線は再び沖に向かって前進し、新たな降雪雲帯の成長を助ける。その中の上昇流が次第に強くなるとpumping-upが作用して再び陸風前線を後退させる。この過程を繰り返すことによって、一連

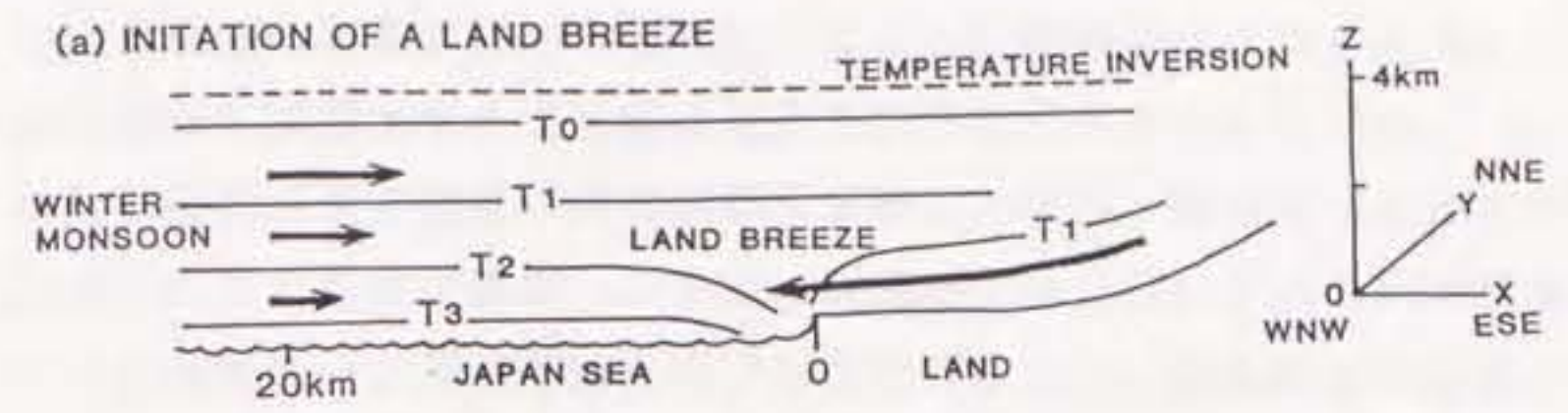
の降雪雲帯が沖で発生し、陸に向かって進み、上陸して消滅するというサイクルを繰り返した。

山岳域の積雪に接する気層で作られた冷氣塊は、山の斜面を密度流として流れ下る。北西季節風はこの密度を山側に押しもどそうとする。このとき、山は冷氣塊にとっては一種の壁として働き、冷気を海と山の間に関閉する作用を果たしていると考えられる。山の斜面にとどまった冷気は陸風層の厚さを増加させ、陸風循環を駆動する力学的トルクを増大させたであろう。したがって、この地方の山は陸風の形成と強化に都合の良い条件を提供したと言える。

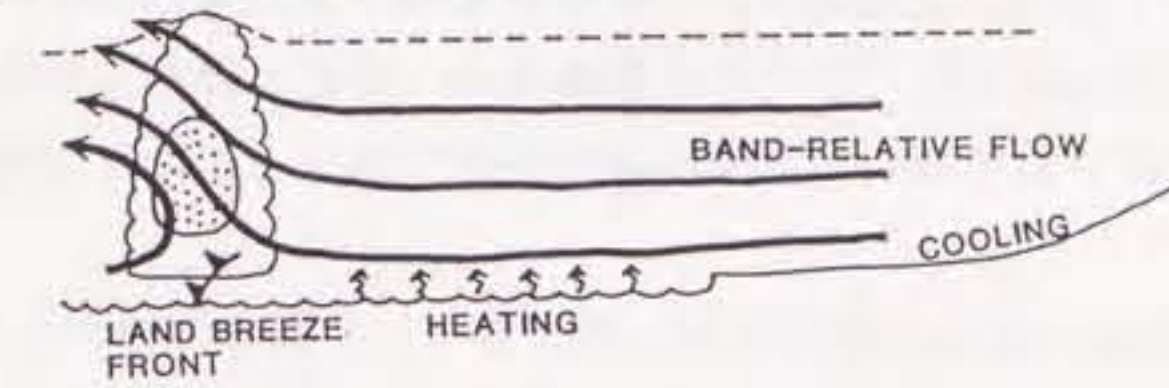
4.7 まとめ

北陸西部沿岸では、季節風の吹き出しが比較的弱い期間に陸風が発生し、それに関連してメソスケール降雪雲帯がしばしば観測された。一連の降雪雲帯は海岸から10~30kmの海上に周期的に発生し、海岸に向かって移動した。これらは、特徴ある一生を持っていた。第20図は模式的に表した降雪雲帯の成長過程であり、その過程は次のようにまとめられる。

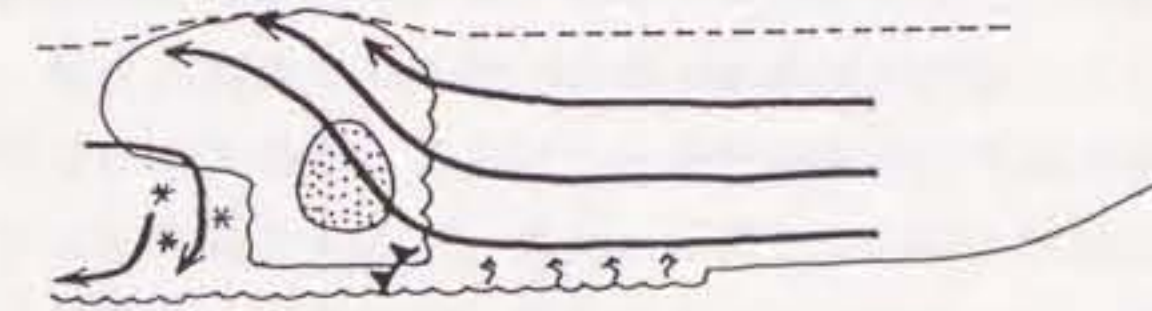
- a) 陸風の始まり：この地方の冬期の海面温度は、+10℃前後の温かさを保っているため、相対的に冷たい北西季節風層は海面から熱と水蒸気の補給を受ける。一方、陸上の境界層は雪面と接することによって冷却される。季節風が弱いと、この温度差によってメソスケールの陸風循環が発達し、冷気が東寄りの下層風となって海に向かって流れ出す。最初の降雪雲帯は、季節風と陸風との収束によって陸風の先端部（陸風前線）に発生する。降雪雲帯の走向は季節風とほぼ直交する。
- b) 降雪雲帯の成長期：陸風と季節風の収束は降雪雲帯の発達を促し、1m/s程度の対流規模の上昇流を作る。陸風気塊は海面上を吹走する間に海面から熱と水蒸気の補給を受けて変質し不安定化する。そして、システムに相対的に見ると、陸風前線において季節風気塊とともに上空に持ち上げられ、上昇流を形成する。季節風は降雪雲帯を陸に向かって押し進め、その一方で陸風層の空気が降雪雲帯の上昇流に取り込まれることによって、陸風前線も海岸に向かって後退する。降雪雲帯内の降水粒子のほとんどは上昇流と同じ程度の（しかし符号は逆の）落下速度を持つ雪片か小型の霰であるから、降水粒子は上空にとどまる。
- c) 降雪雲帯の成熟期：降雪雲帯内のセル状エコーは次第にその強度を増し、上昇流の後面に層状性領域が発達し降雪雲帯の幅が広がる。さらに、降雪粒子の蒸発冷却によって層状性領域の下に数10cm/sのメソ下降流が現れる。
- d) 降雪雲帯の衰弱期：降雪雲帯は引き続いて陸に向かって進み、陸風前線も同様に陸に陸に近づく。降雪雲帯内の対流は次第に弱まり、降雪雲帯全体が層状化する。降雪雲帯の層状性領域の下のメソ下降流は海面近くに達すると、海と陸の温度差



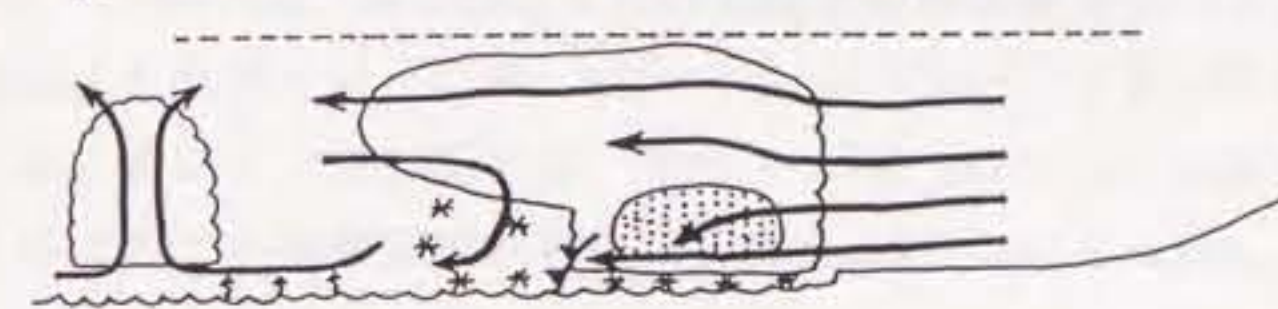
(b) GROWING STAGE OF A SNOW BAND



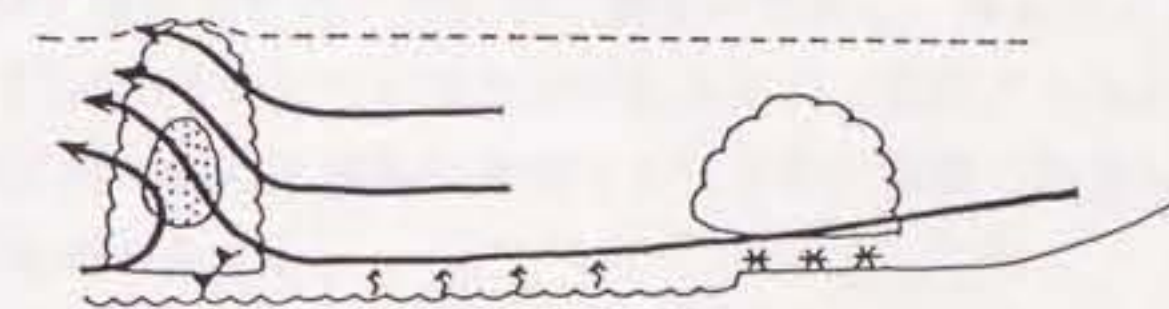
(c) MATURE STAGE



(d) DECAYING STAGE & A NEW BAND FORMATION



(e) DEVELOPMENT OF A NEW BAND



第20図 陸風によって作られた降雪雲帯の成長過程を表す模式図。

による気圧傾度力によって後方に向かい、季節風と収束することによって第2の降雪雲帯を発生させる。この時期には陸風前線は海岸近くに後退しており、第2の降雪雲帯は陸風前線から離れていることに注意する必要がある。したがって、第2の降雪雲帯の発生の起源は最初の降雪雲帯のそれとは違う。

- e) 新しい降雪雲帯の発達：最初の降雪雲帯は上陸し、海面からの熱と水蒸気の補給が途切れると急速に衰弱し、下層の対流活動は止む。このため降雪雲帯による取り込みが終わり、陸風前線は再び海上に侵攻する。陸風前線の位置が第2の降雪雲帯のセル状エコーの位置と一致すると、そこで対流を促進させる。その後は、第2の降雪雲帯は第1の降雪雲帯と同じ過程をたどる。第3の降雪雲帯も第2の降雪雲帯と同様な発生、成長過程をたどり、季節風の強化などによって陸風循環が消滅するまで、一連の降雪雲帯が発生・消滅を繰り返す。

これまでの解析を通じて、この種の降雪雲帯の形成には次の3つの条件が必要であると考えられる。第1は海-陸の温度差が陸風循環を作るほどに大きいこと、第2は周囲の流れと効果的に収束するような角度をもって陸風が海岸に向かって吹き出すこと、第3は海面から気層への熱と水蒸気の供給が十分に大きく不安定な成層が維持できることである。この3つの条件を満たす地域は国内では北陸、東北、北海道の日本海沿岸域であろう。事実、藤吉ら(1988)とTsuboki et al.(1989a)は、温暖前線的な構造、つまり暖かい季節風が冷たい陸風を押し進みながら陸に向かって侵攻する型の降雪雲帯が北海道石狩湾で発生することを報告した。さらにTsuboki et al.(1989b)は、同じ地方に寒冷前線型の降雪雲帯も存在することを確かめた。

米国の五大湖では、"lake effect snow clouds"と言われる陸風起源の降雪雲が発生する。特にミシガン湖では、"shore line parallel bands" や "mid-lake bands" と呼ばれてる降雪雲帯が発生し(Pasarelli and Braham, 1981; Braham, 1983; Hjelmfelt and Braham, 1983; Schoenberger, 1984)、その東湖岸にしばしば大雪をもたらす。今回解析した降雪雲帯は、形状や振舞いの点で shore line parallel bandsと類似してた。ミシガン湖上の陸風は、極高気圧がこの地方を覆い、陸面-湖面の間に十分に大きい温度差があるという条件のもとに発生する。寒冷な北西風は湖水面から熱と水蒸気の補給を受けた後に陸風と収束し、湖の東海岸に沿って降雪雲帯を作り出す。

今回の降雪雲帯とミシガン湖のその最大の相違点は雲頂高度(今回は3~4km; ミシガン湖では2~3 km)と、陸風層の厚さ(今回は1km; ミシガン湖では500m)である。雲頂高度は対流圏中層の温度逆転層高度によって決まる。この逆転層高度は寒冷な高気圧の頂部であり、雲頂高度の差はそれぞれの総観条件の差を反映している。一方、今回とミシガン湖では海・湖-陸の水平温度傾度にほとんど差がないこ

とを考えると、陸風層の厚さの差は地形の違いに依存している可能性がある。すなわち、今回の陸風は山の斜面に作られたが、ミシガン湖の陸風は平らな陸の上に発生する。前に述べた山による陸風循環の「閉じ込め効果」が、今回の厚い陸風層を作った原因のひとつであると推測される。

Houze et al. (1981)は、熱帯のボルネオ島の西海岸において冬の北東季節風と陸風が収束し、大規模なメソスケール対流システムが作られることを示した。この対流システムは陸風起源の対流の典型的な例である。しかしボルネオ島の場合には、今回の場合と異なり、対流の発生には顕著な日変化があり、ボルネオ島の夜間の放射冷却が陸風循環を発生させるために本質的な役割を果たしたことを示している。

第5章 季節風の吹き出しが強い期間に観測された降雪雲帯

5.1 解析対象と大気状況

この章では、季節風の吹き出しが強い期間に観測された環状降雪雲の一部であるメソスケール降雪雲帯について議論する。1984年と1985年の特別観測期間中について考えると、この型の降雪雲は季節風の吹き出しが強い期間のメソスケール降雪雲としては最も出現頻度が高く、海岸部での降雪量も比較的多かった。ここで解析する2つの降雪雲帯は1984年1月25日18時頃海上で発生し、その走向にほぼ直交する方向に移動し、ドップラーレーダーの上空を通過した。

1984年1月25日21時の地上天気図（第21図a）によると、極東地域では比較的強い寒気の吹き出しがあった。1月22日に総観規模の低気圧が日本の西方から東へ通過した後に、寒気の吹き出しが始まった。その後、1月25日の09時頃には北陸上空の気圧傾度が減じ、吹き出しは一時的に弱まったが、その後再び強まり、寒冷な北西風が日本海上を覆った。金沢における降雪雲帯の発生2時間前の1月25日15時の1000mbと800mbの風速はそれぞれ11m/sと18m/sであり、季節風の吹き出しは比較的強かった。

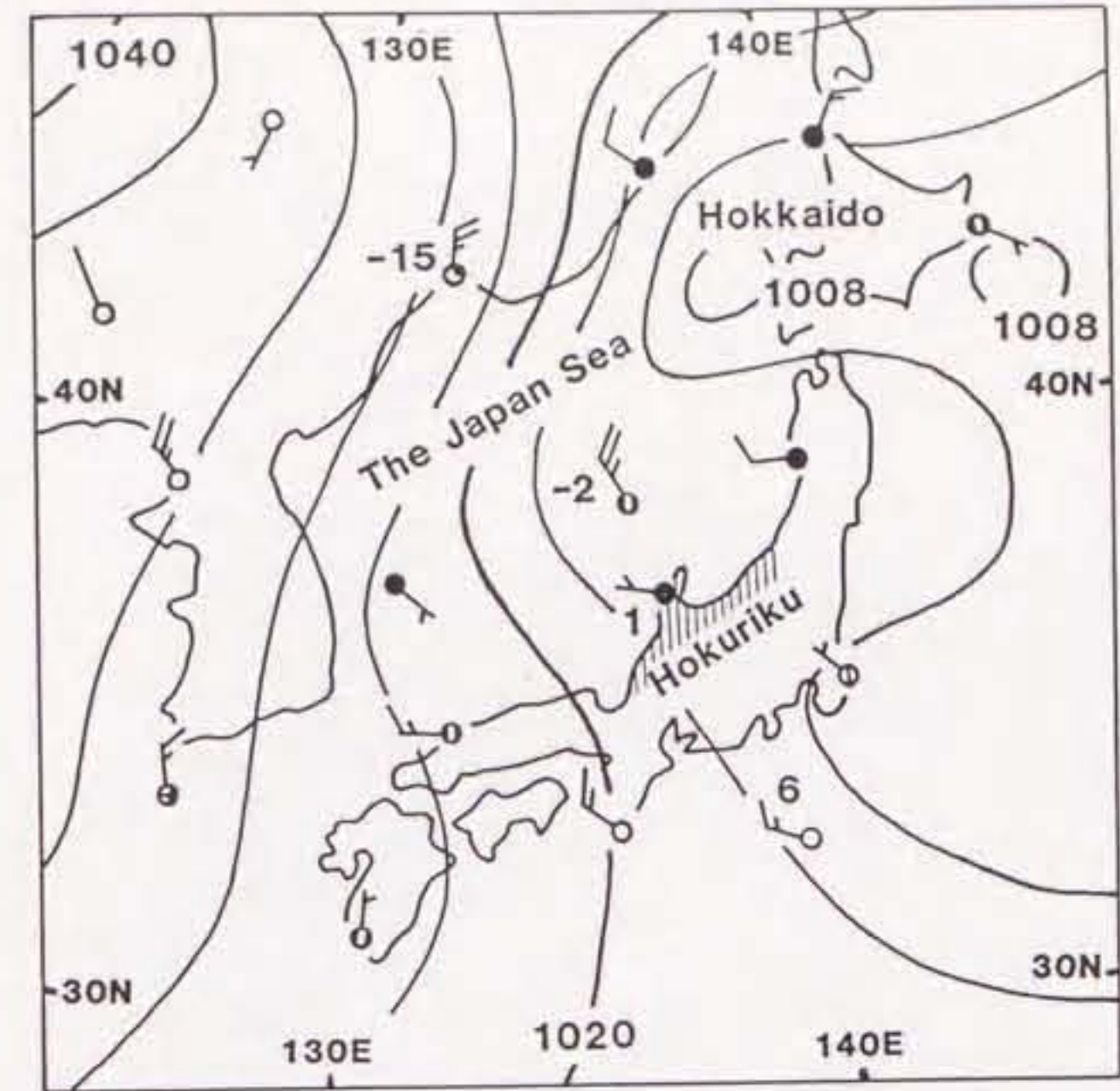
500mb天気図（第21図b）によると、5220mの等高度線によって示される長く伸びた寒冷渦が、アジア大陸と日本海上空にある。輪島測候所の温度は -36.3°C であり、この値は、予報業務において北陸地方に大雪発生の指標として使われる -35°C よりも低い。この寒気移流によって対流圏中～下層で成層の不安定化が起こった。北陸周辺の風は西寄りである。

第22図は、1984年1月25日の17～19時におけるAMeDAS地点で観測された北陸西部の降水量（水換算）の分布である。この期間、2時間に最大6mmを越す降雪があり、山岳域に大雪が起きた。一方、海岸域の降水量は1～2mm程度であった。

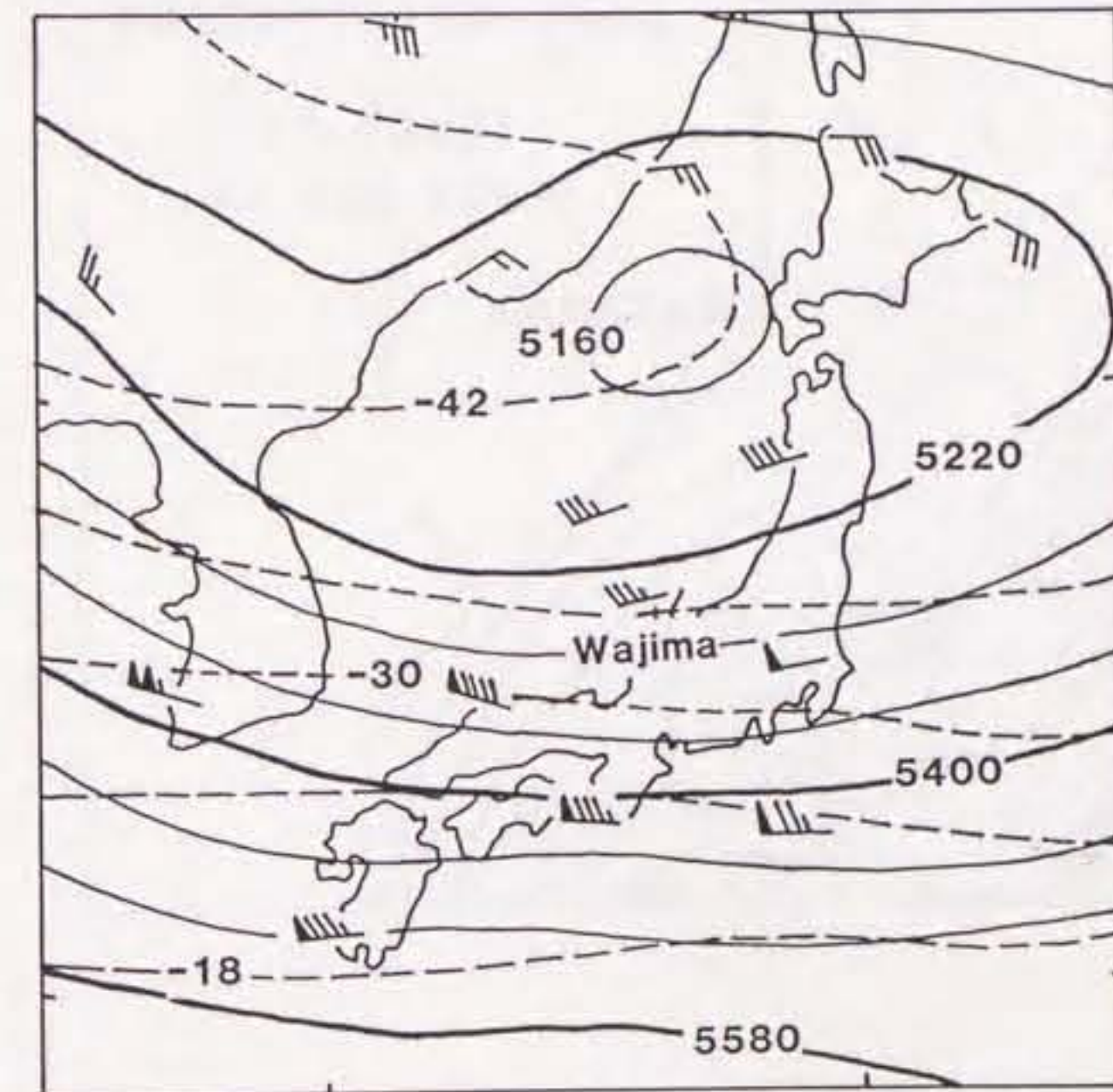
第23図aはGMS赤外画像による降雪雲帯の雲分布である。このとき北陸西部は第2節で述べた環状降雪雲の雲が支配的であった。第23図bは福井レーダーで観測された降雪エコーの分布である。長さ約100kmの南北に並んだ2つの降雪雲帯（降雪雲帯Aと同Bと呼ぶ）が見える。これらは環状降雪雲の一部であるが、東西方向に並ぶ部分には降雪雲帯は組織化されていない。ここでは降雪雲帯Aと降雪雲帯Bの構造をドップラーレーダーによって調べる。両者は東北東に15m/sで移動し、レーダー上空を通過した。観測では、ドップラーレーダーのRHI走査によって、降雪雲帯の走向にほぼ直交する鉛直断面内の反射強度とドップラー速度を得た。第23図bで見られるように、降雪雲帯はその走向に沿っていくつかセル状エコーを含むという微細構造を持ってはいるが、第一義的にはその走向に沿って一様であると見なせる。

2つの降雪雲帯は、1984年1月25日の17時から19時の間に出現した。第24図は、レーダーサイト（金沢）における θ 、 θ_e 、 θ_e^* の同日15時と21時の平均値の鉛直分

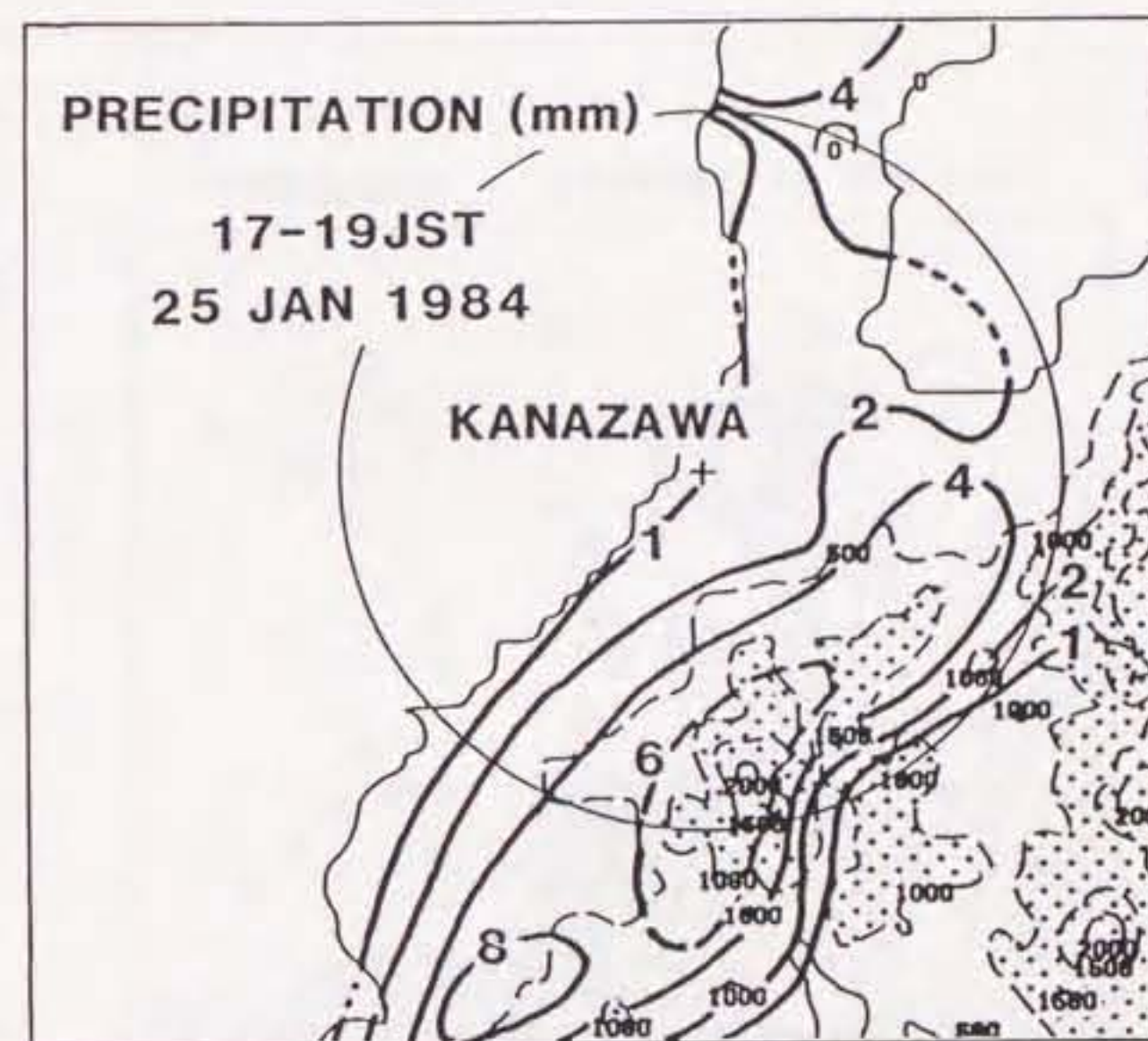
(a) SURFACE 21JST 25 JAN 1984



(b) 500 mb 21JST 25 JAN 1984

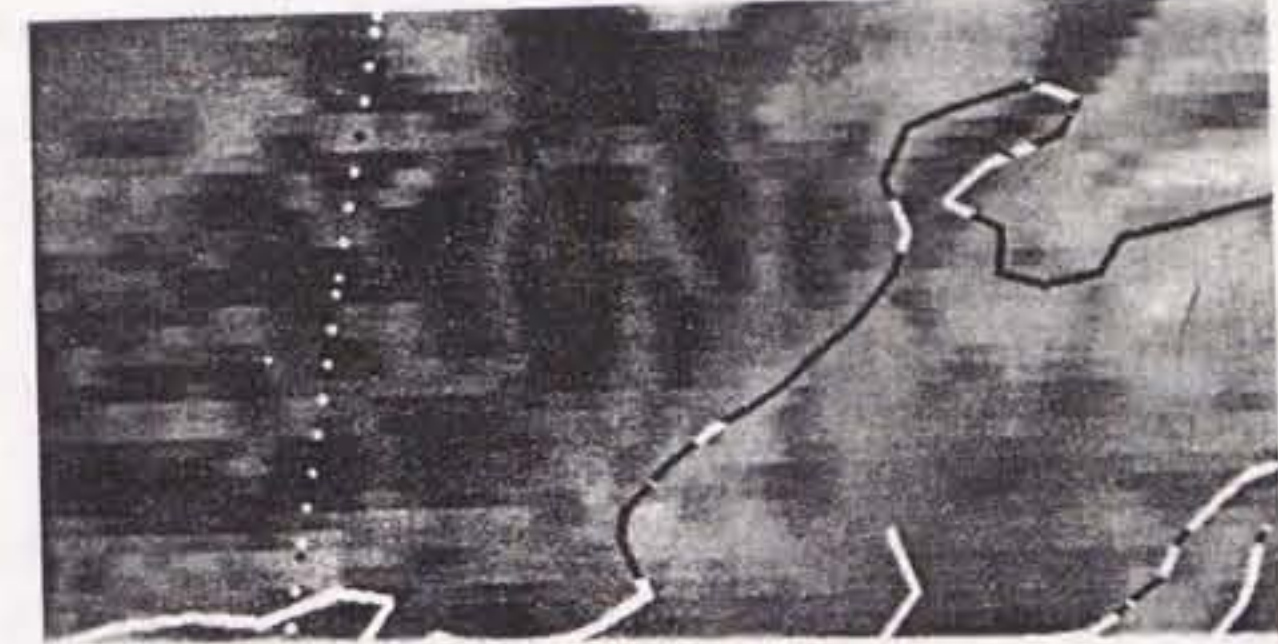


第21図 1984年1月25日21時における地上(a)と500mb(b)の天気図。

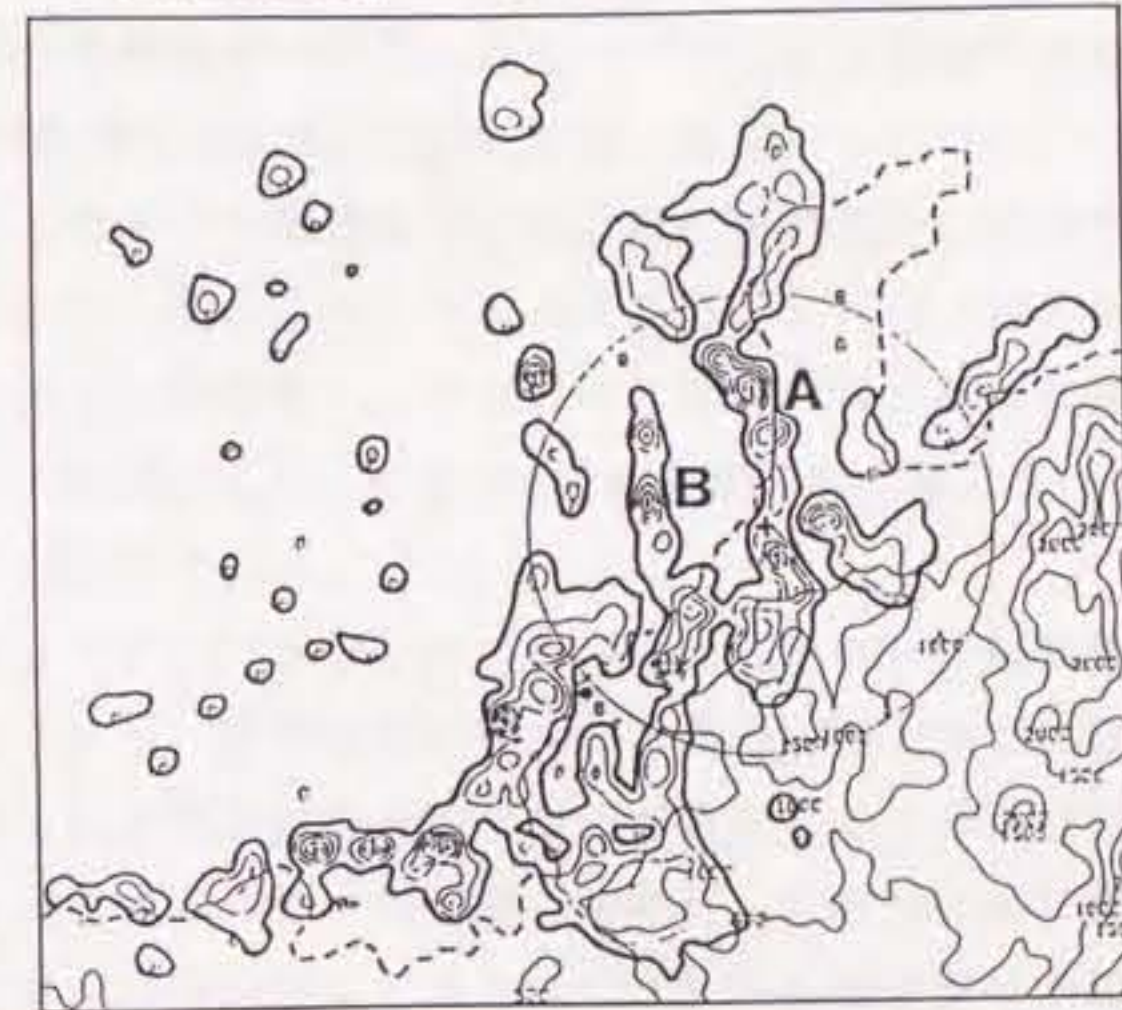


第22図 AMeDASで観測された1984年1月25日の17時～19時の北陸西部の降水量の分布。
破線は500m間隔の等高線。円はドップラーレーダーの観測領域。

GMS (IR) 1800JST 25 JAN 1984



FUKUI RADAR 1752JST 25 JAN 1984

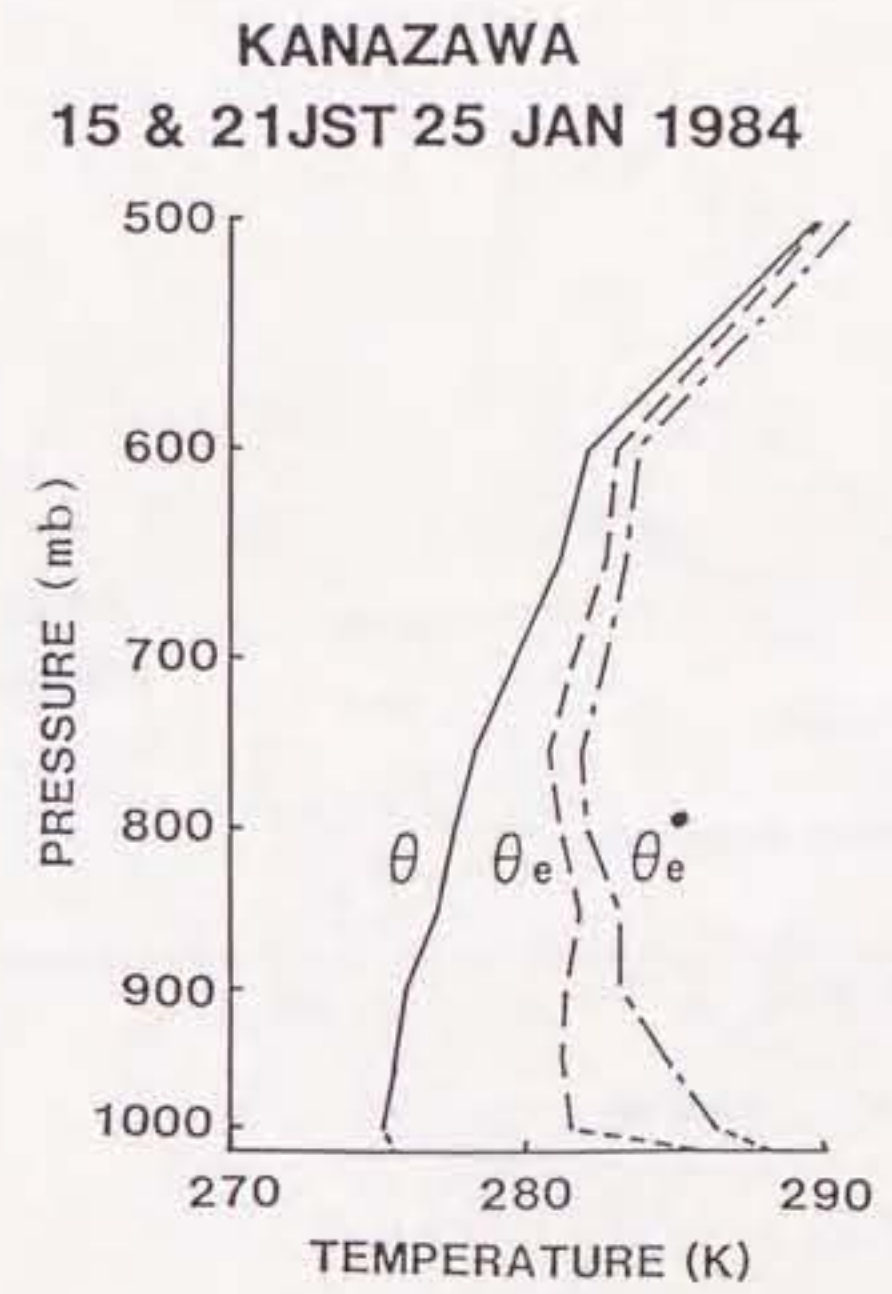


第23図 季節風の吹き出しが強いときに発生した環状降雪雲のGMS赤外雲画像(a)と、福井レーダーで観測されたエコー分布(b)。

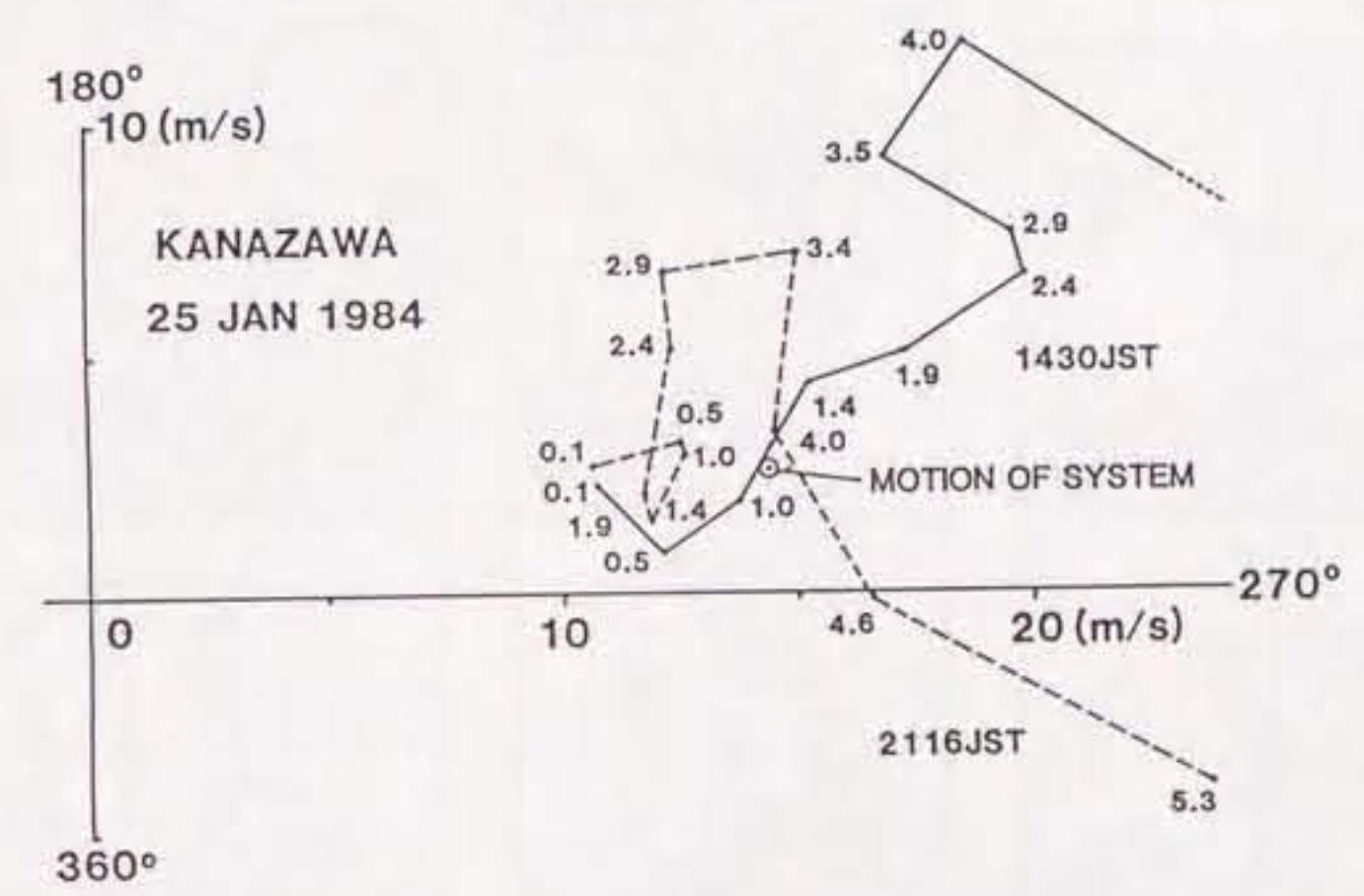
布である。この間北陸西部では活発な対流が続き、成層の時間的变化は小さかった。日本海上の冬季の季節風内の成層は、底から加熱された対流混合層が存在することで特徴づけられる(山岸, 1980)。第24図の θ_e の分布は、1000~600mbに対流混合層があり、温度逆転面は高度4.1kmであることを示している。この対流混合層内の成層は、この θ_e と θ_e^* の分布を見る限りは安定である。しかし海面のすぐ上には薄い暖湿気層があり、これを考慮するとこの混合対流層は実質的には不安定である。すなわち、今回の高層観測データには海面から1000mbまでの値がないが、日本海の活発な気団変質の期間には、一般に海面上10~20mbに絶対不安定層が存在する(山岸, 1980)。25日15時から21時までの間の海面気圧は約1016mbであり、おおよそ1000mb~1016mbの気層が絶対不安定の状態であったと推定される。レーダーサイトでの地上気温と露点温度はそれぞれ3.5°Cと1.0°Cであり、 θ_e は286Kであった。地上の相対湿度は83%であり、この値は活発な気団変質の際にこの地方で観測される値(山岸, 1980)に近い。最下層の高い θ_e を持つ空気が薄められることなく上昇すると、600mb付近の安定層の上数百mに達することが期待できる。15時の高層データによると、ラジオゾンデはしばしば異常な速度で上昇することがあり、その時の地表の θ_e は286K程度であった。この頃は付近には小規模な降雪雲が散在しており、ラジオゾンデがその中に入り、地上付近に源を発生した上昇流の中に取り込まれたことを示している。

第25図は金沢の高層観測で得られたホドグラフと降雪雲帯の動きである。降雪雲帯が発生する約2時間前の1月25日15時では、地表から2.4kmまでは高度とともに風速が増加し、その上ではやや減少している。風の東西成分に着目すれば、高度2.4kmにピークを持つジェット型のプロファイルである。0.1~2.4kmの鉛直シヤーは $4.3 \times 10^{-3} \text{s}^{-1}$ 程度であり比較的強い。同日21時にはこの層の風はほぼ一様となり、混合層内の鉛直シヤーは減少した。これは500mbの寒冷渦の南にあったジェットが観測領域から遠去ったからである。

第26図は福井レーダーのエコー分布の時間変化であり、降雪雲帯AとBの形成と成長過程を示している。降雪雲帯が作られる前の17時07分頃には、ドップラーレーダーの西方の海上には孤立性の対流エコーが散在しているだけである。17時15分には、直線aとbにそってエコーが成長し始めた。17時30分頃に周辺の孤立エコーが衰弱するにつれて、17時37分に2つのメソスケール降雪雲帯が組織化された。このあと降雪雲帯Aは反射強度を増し、17時52分~18時00分に成熟期に達した。降雪雲帯Bは18時22分頃成熟期に達した。降雪雲帯Aの反射強度は18時00分以後次第に減少し、特に18時45分以後減少が大きいが、これは部分的には地形によるレーダーのビームカットによるものである。2つの降雪雲帯の寿命は90分以上であった。ドップラーレーダー観測は17時40分から18時26分に行われた。次節以下では、両降雪雲帯の



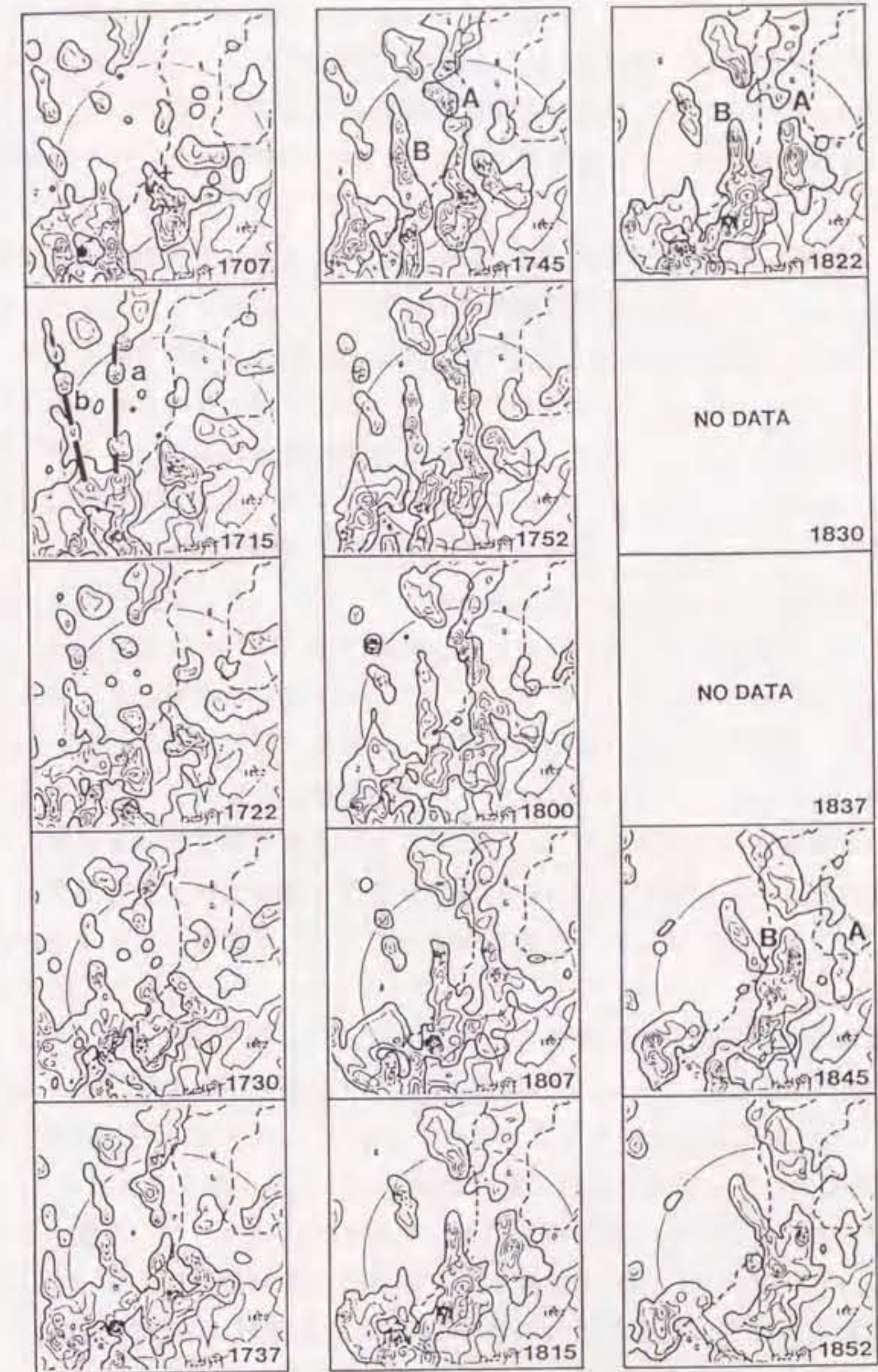
第24図 降雪雲帯発生前後の金沢における温位 (θ)、相当温位 (θ_e)、飽和相当温位 (θ_{e^*}) の鉛直分布。1984年1月25日15時と同日21時の平均値。



第25図 降雪帯発生前後の金沢におけるホドグラフ。1984年1月25日15時と同日21時。

FUKUI RADAR

25 JAN 1984



第26図 福井レーダーのエコー分布から見た降雪帯雲Aと降雪帯雲Bの発生から消滅までの過程。円はドップラーレーダーの観測領域を示す。

発生期の後期から衰弱期にかけて得られたデータをもとに解析を行う。

5.2 降雪雲帯のレーダーエコー分布と流れの場合

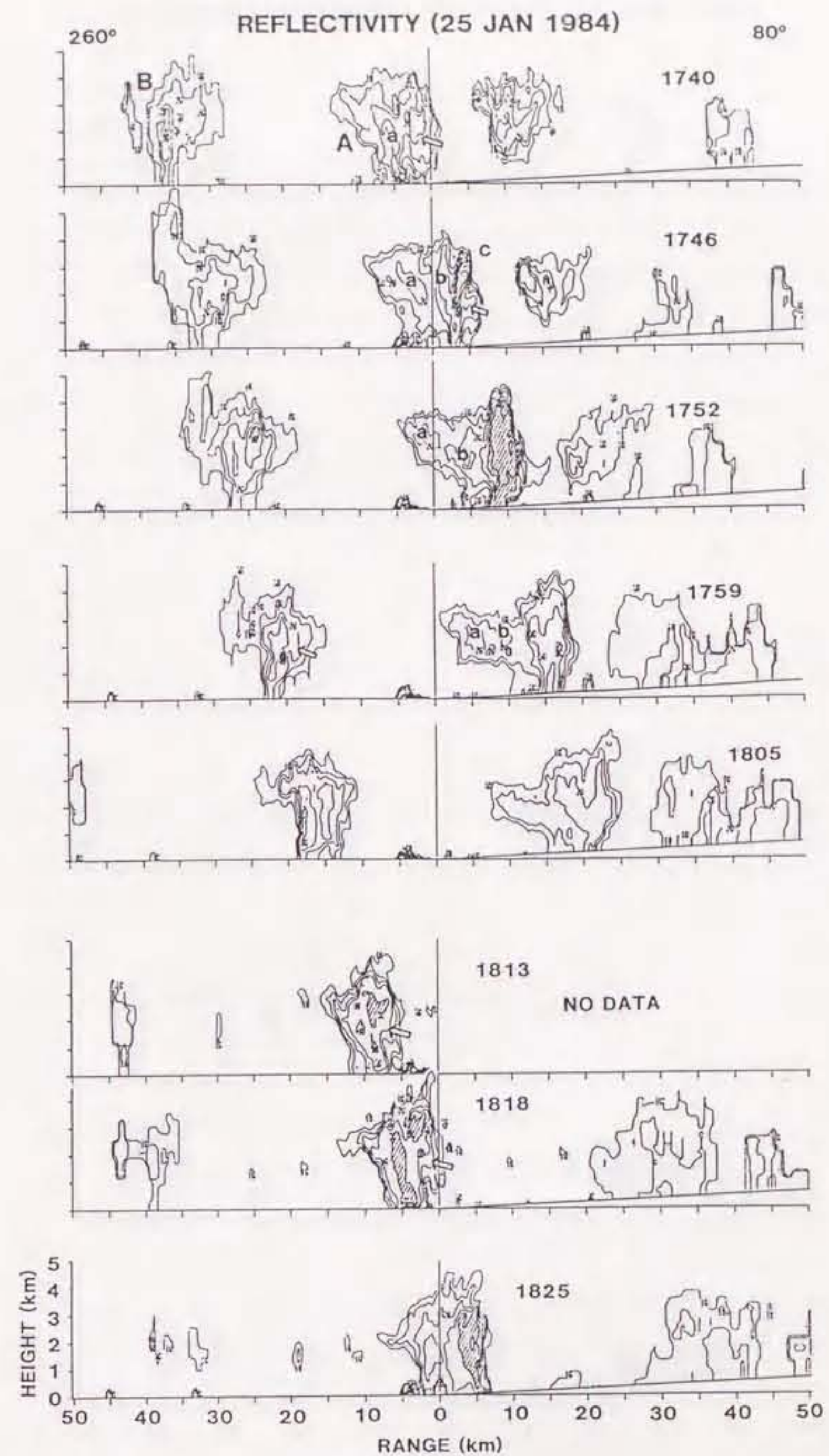
ドップラーレーダーのRHI走査から得られた方位角 260° の鉛直断面の時間変化を、第27図に示す。これらの鉛直断面は降雪雲帯Aと降雪雲帯Bの走向とほぼ直角であり、移動ベクトルとほぼ平行である。2つの降雪雲帯はこの鉛直面内を 15m/s の速度で西から東に移動した。

反射強度の時間変化（第27図a）は、降雪雲帯の内部には前後（東西）に並んだ2～3個のセル状エコーがあり、降雪雲帯が多細胞構造を持っていたことを示している。1752時の降雪雲帯Aの最前部には、 30dBZ 以上の強い反射強度を持つセル状エコーcがある。降雪雲帯Aの最後部には、厚さ $\sim 2\text{km}$ 、長さ $\sim 10\text{km}$ のかなとこ雲状のエコーがあり、この部分は比較的層状であるから、今後これを「層状性領域」と呼ぶ。この層状性領域の中にも、反射強度は弱い2つのセル状エコーaとcが見られる。セル状エコーaは最初は降雪雲帯の中心付近にあり、その後、後方に移動し層状性領域の中に取り込まれた。その下半分は蒸発のために消滅し、上部だけが残り（1759時）、後退するにつれて次第に消滅した（1805時）。セル状エコーbもセル状エコーaと同じような動きを見せた。

1740～1752時の降雪雲帯Aの前面（東端）の高度 1km より下には、エコーが存在しない部分がある。このような形状をエコーのvault（丸天井）と呼ぶことがあり、北米大陸に発生する大規模な積乱雲の上昇流の入り口にしばしば観測され、これは降水粒子の未発達域と考えられている（Chalon et al., 1976）。vaultの上空には発達したセル状エコーがある。同じことが降雪雲帯Bの1813～1818時と1825時についても言える。

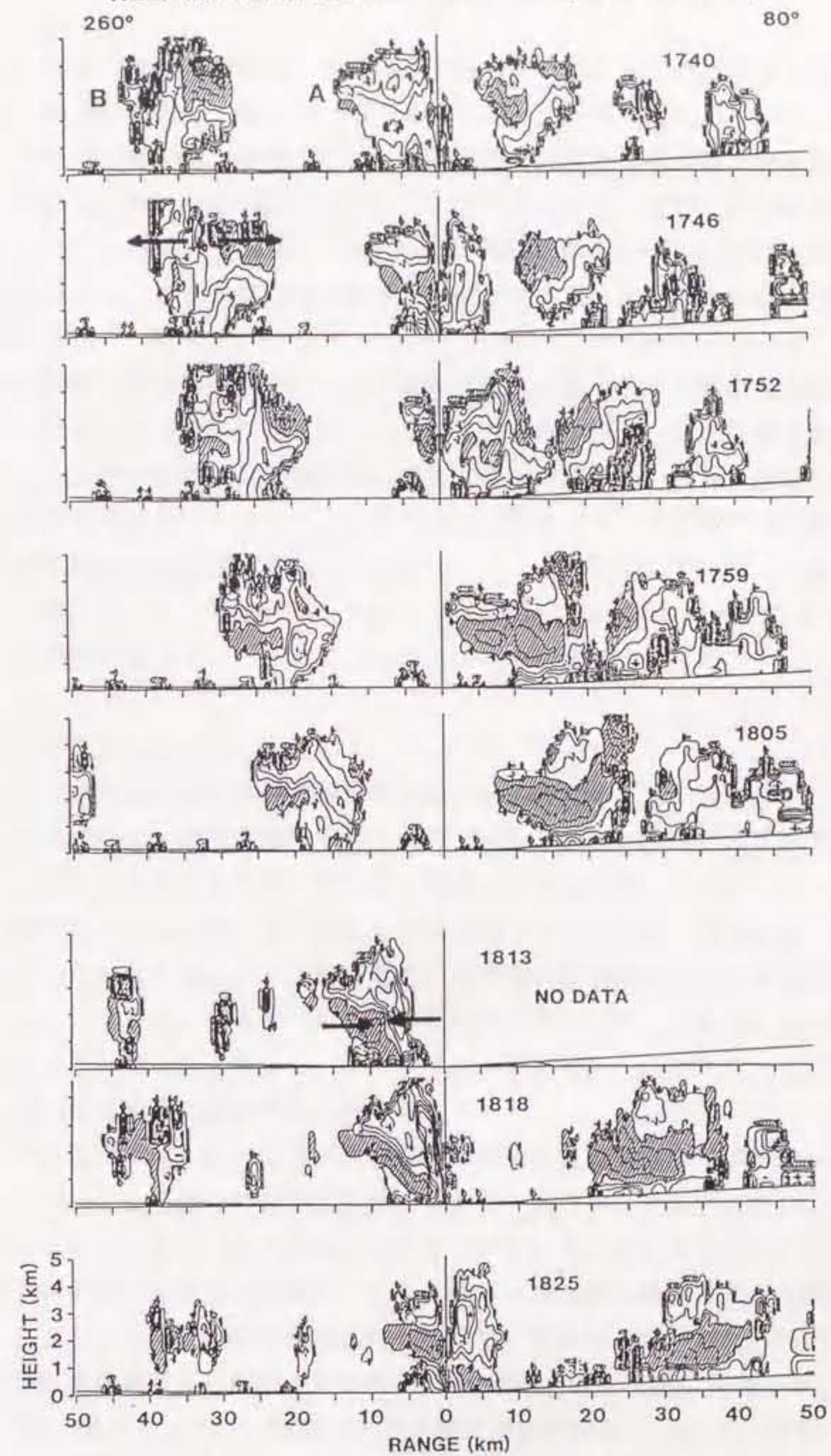
第27図bは、第27図aと同じ鉛直断面内での、降雪雲帯に相対的な水平速度を示している。ただしこの水平速度は、 $V_r = u \cos \phi + (w + v_t) \sin \phi$ の関係から、降水粒子の鉛直速度（ $w + v_t$ ）が無視できるほど小さいとして計算した。 V_r 、 u 、 w 、 v_t 、 ϕ はそれぞれ、ドップラー速度、空気の水平速度、空気の鉛直速度、粒子の終端落下速度、アンテナ仰角である。この仮定では、 ϕ が小さいほど u の計算誤差は小さい。さらに降雪雲帯に相対的な水平速度 u' を、 $u' = u - u_{\text{eye}}$ から求めた。 u_{eye} は降雪雲帯の移動速度の 15m/s である。ここでは、今回の降雪雲帯の走向方向の一様性は陸風関連の降雪雲帯ほどには高くなかったため、第2章で述べた2次元運動場解析は採用しなかった。

降雪雲帯に相対的な水平流分布（第27図b）には2つの特徴的な流れが見い出せる。すなわち、ひとつは最大 6m/s 程度の降雪雲帯の前面から入り後部に向かう流れ（負領域）である。もうひとつは降雪雲帯の中層後面から前部下層に向かう厚さ $1\sim 2\text{km}$ 、



第27図(a) 降雪雲帯Aと降雪雲帯Bの東西鉛直断面の反射強度の時間変化。方位は260° - 80°。等値線は10dBZから5dB間隔で斜線域は30dBZ以上の領域。白矢印はエコーのvaultを示す。

RELATIVE HORIZONTAL VELOCITY (25 JAN 1984)



第27図(b) 降雪帯雲Aと降雪帯雲Bの東西鉛直断面の降雪帯に相対的な水平流。
 方位は $260^{\circ} - 80^{\circ}$ 。等値線は 2m/s 間隔で、斜線部は正の領域（海から陸
 へ向かう領域）。黒矢印は空気の流れの向きを示す。

最大4m/s程度の流れ（正領域、斜線部）であり、1759～1805時の降雪雲帯Aで顕著である。前者の流入は、前に述べたセル状エコーの前部から後部への動きと一致する。1740～1759時の降雪雲帯Bには、顕著な下層収束と上層発散が見られる。特に1759時の高度2kmより下では最大 $\sim 2 \times 10^{-3} \text{s}^{-1}$ の水平収束が、1746時の高度2kmより上では $\sim 3 \times 10^{-3} \text{s}^{-1}$ の発散が存在する。質量の連続性を考えると、このような収束・発散分布は上昇流の存在を示唆する。前に述べたエコーのvaultの位置は、この上昇流の入口と一致する。

1805時以降の降雪雲帯Bの中にも、降雪雲帯Aに見られた後部中層から前部最下層へ向かう流れが明瞭に観測される。このような水平流分布は、後部中層（ $\sim 2 \text{km}$ ）から始まる下降流の存在を示唆する。降雪雲帯の前部からの流入と後部からの流入は、降雪雲帯内に周囲のシヤーとは反対向きの鉛直シヤー、すなわち高度の増加とともに西に向かって風速が増加する鉛直シヤー、を作り出している。発達中のセル状エコーはこのシヤー域を横切っており、第27図aの1818時に見られるようにセル状エコーが西側に傾いていたのはこのシヤーのためである。

5.3 降雪雲帯の鉛直構造

第27図によれば、降雪雲帯の構造は時間とともに変化している。しかし、レーダーの上空通過中は、降雪雲帯の中のメソスケールの循環はほぼ定常状態であったと仮定することが可能であろう。なぜなら通過に要する時間（ ~ 20 分）は降雪雲帯の寿命（90分以上）の時間スケールよりかなり小さく、この間、対流規模の循環には変化があったとしても、メソスケールの立場で見れば循環に大きな変化はなかったからである。そこで、この節では、降雪雲帯内のメソスケール循環は20分間程度は定常性が保たれていたと仮定し、アンテナが天頂を向いたときのデータ（天頂データ）から、降雪雲帯の鉛直構造を調べる。

レーダー観測では、降雪雲帯Aの後部と降雪雲帯Bの前部の天頂データしか得られていないので、それぞれの降雪雲帯の全体像を調べることはできない。ところが第27図によると両者の内部構造は互いによく似ていた。そこで、1747～1808時の降雪雲帯Aの中央部～後部の天頂データと、1811～1826時の降雪雲帯Bの前部のデータから、ひとつの降雪雲帯を合成した。天頂データは30秒ないし1分間隔で得られ、降雪雲帯の移動速度を考慮するとこれは450～900mの水平間隔に相当する。

2.2.5節で述べたように、空気の鉛直速度は鉛直方向のドップラー速度と降水粒子の平均終端落下速度から求める。降水粒子が雪片であったと仮定すると、その平均終端落下速度は次のように反射強度の関数として見積もられる（Atlas et al., 1973）。

$$v_t = 0.817 Z e^{0.063} (\rho_o / \rho)^{0.4} \quad (26)$$

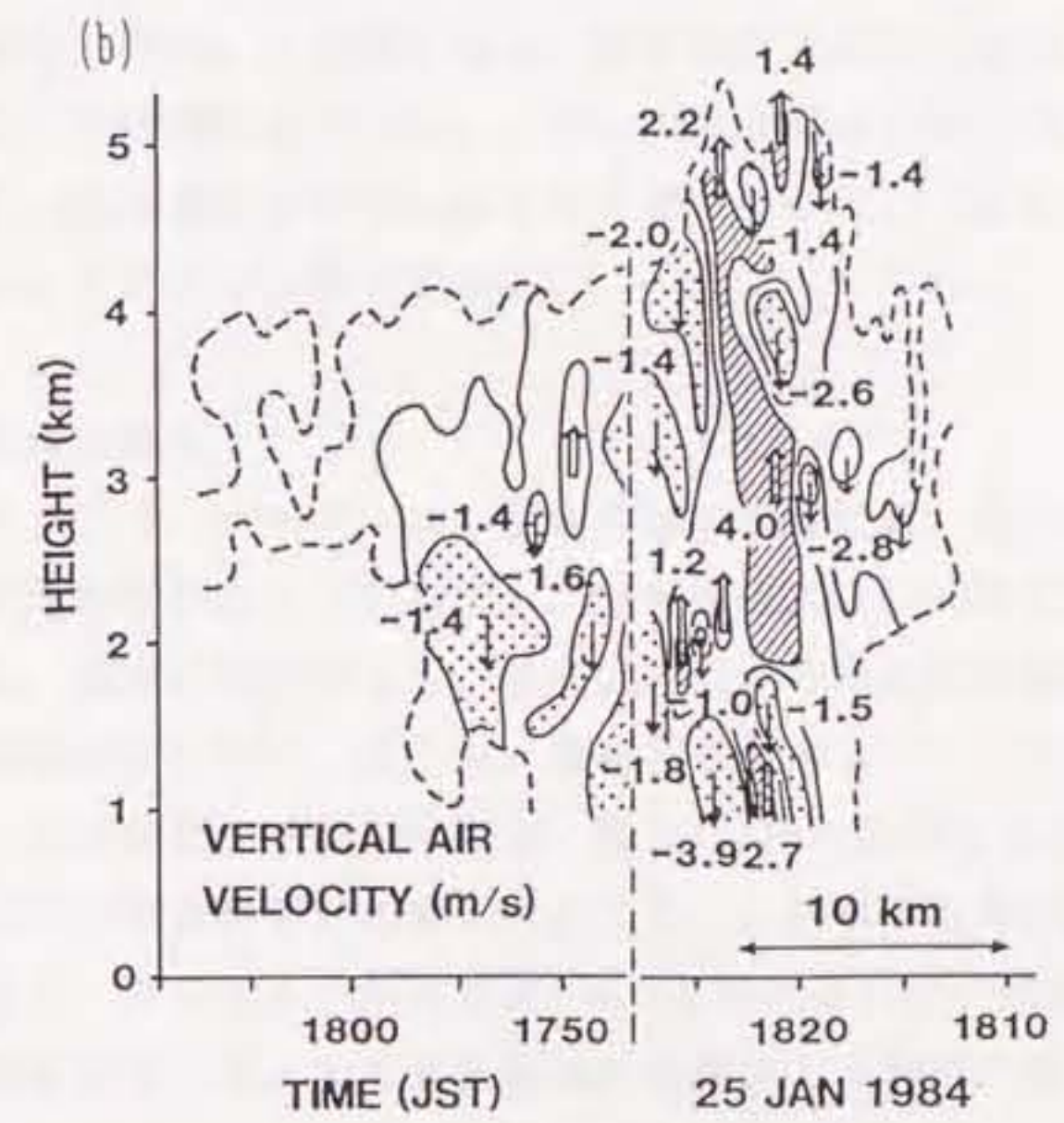
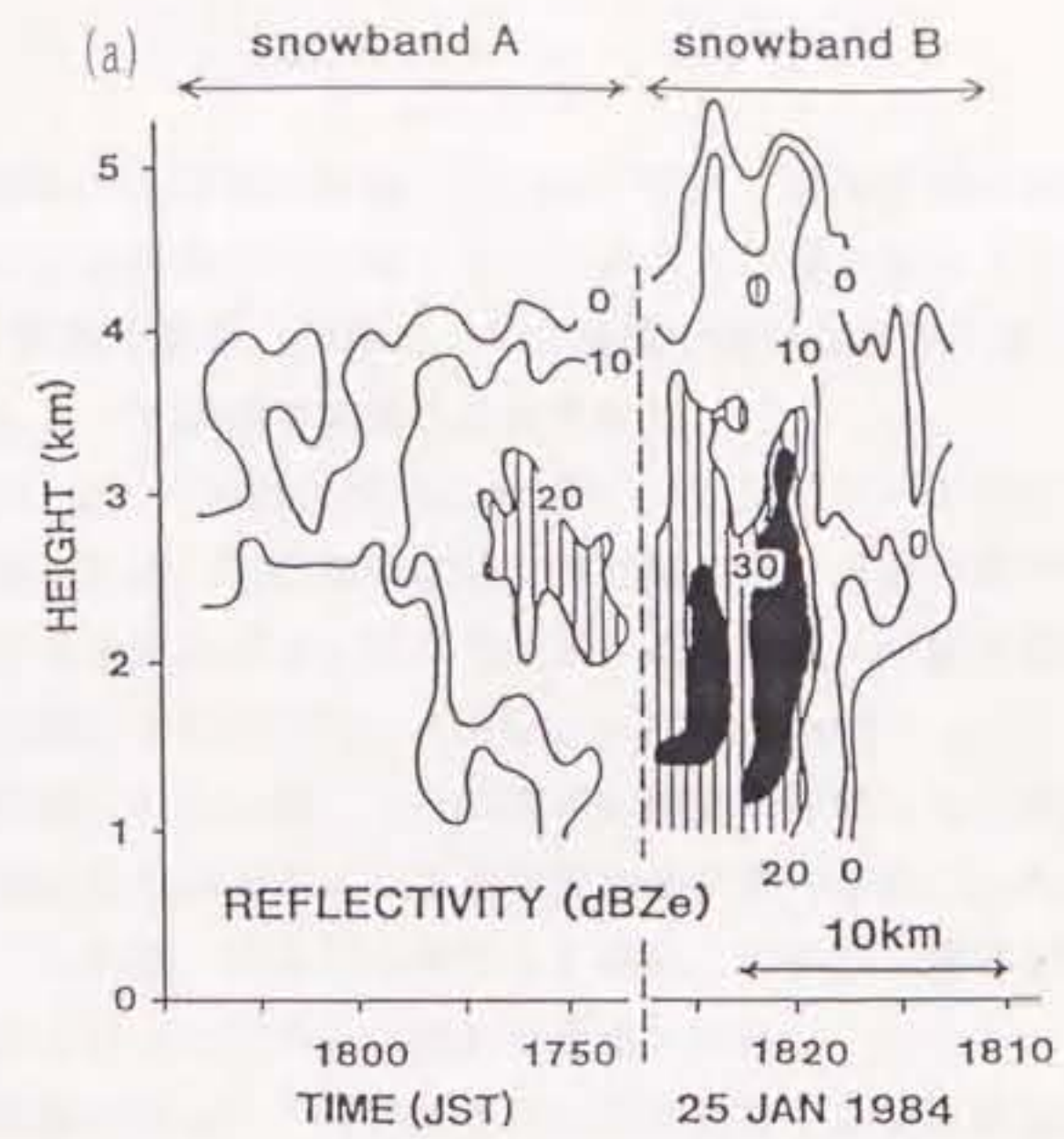
ここで、 v_t は雪片の平均終端落下速度、 Z_e は反射強度、 ρ は空気密度、 ρ_0 は温度 20°C 、気圧1013mbにおける空気密度である。

第28図は合成された降雪雲帯内の反射強度と空気の鉛直速度の分布である。反射強度の分布(第28図a)は、第27図の1746時の降雪雲帯A、および1825時の降雪雲帯Bの反射強度の分布とよく一致した。これは降雪雲帯の定常性の仮定が正当性を持つことを裏付けている。第28図aによると、30dBZ以上の反射強度を持つセル状エコーは、1820~1825時の高度1~3kmの中層にあり、高度1.5kmから下では反射強度は地表に向かって減少している。エコー頂部は高度5kmまで達しており、安定層に貫入している。1750時の層状性領域前部の高度2.5km付近には、20dBZ程度の別のセル状エコーがある。

第28図bは合成断面内の空気の鉛直速度を示している。1822時頃の高度2~4.8kmには対流規模の上昇流が観測される。この上昇流の最大値は4.0m/sに達し、その幅は2.3kmである。これが降雪雲帯の主要な鉛直循環を構成する上昇流である。鉛直流の計算において雪片ではなく霰の終端速度を使うと、上昇流はさらに大きな値に見積もられる。たとえば、3mmの直径の霰の場合には終端速度は2.1~2.8m/sであり(Locatteli and Hobbs, 1974)、雪片の場合(1.1~1.3m/s)より1.0~1.5m/sだけ大きい。したがって、この値で見積もった上昇流の最大値は5.0~5.5m/sとなる。上昇流は高度4.8kmに達しており、高層データから判断すると安定層の中に貫入していた。

上昇流のすぐ後方には対流スケールの下降流が観測される。これは、このセル状エコーが上昇流と下降流を含むような成熟期の段階にあったことを示している。この下降流の最大は3.9m/s(1825時、高度1.2km)である。この他に、上昇流の上部周辺には地上に達しない対流規模の下降流が見られるが、これは上昇流に対する補償下降流であろう。鉛直速度場のもうひとつの特徴は、層状性領域の高度2.5kmより下にある1m/sを越す幅12km程度のメソスケールの下降流(メソ下降流)である。この下降流は層状性領域のほぼ下半分を占めている。このメソ下降流は、高度1km付近で(1823時頃)対流規模の下降流と合流している。一般に下降流は気層を乾燥させる。このため、層状性領域の上部から落下した降雪粒子はメソ下降流の中で蒸発する。ここでは反射強度が地表に向かって減少しているが、これは降雪粒子の蒸発によって説明できる。一方、降雪粒子の蒸発は気層を冷却し、負の加速度を生じさせ下降流を強める。

第27図bの水平風分布と第28図bの鉛直流分布を組み合わせると、降雪雲帯内の循環が理解できる。すなわち、降雪雲帯の前面から後面へ向かう水平流(第27図b)に対流規模の上昇流(第28図b)が加味されると、この流れは大きく後ろに傾くことが



第28図 ドップラーレーダーの天頂走査の時系列データから得られた降雪雲帯Aと降雪雲帯Bの合成鉛直断面図。反射強度(a)と鉛直流(b)の分布。(a)の斜線域は20dBZ以上の領域、黒部分は30dBZ以上の領域。(b)の斜線域は+1m/s以上の上昇域、点影域は-1m/s以下の下降域を表す。

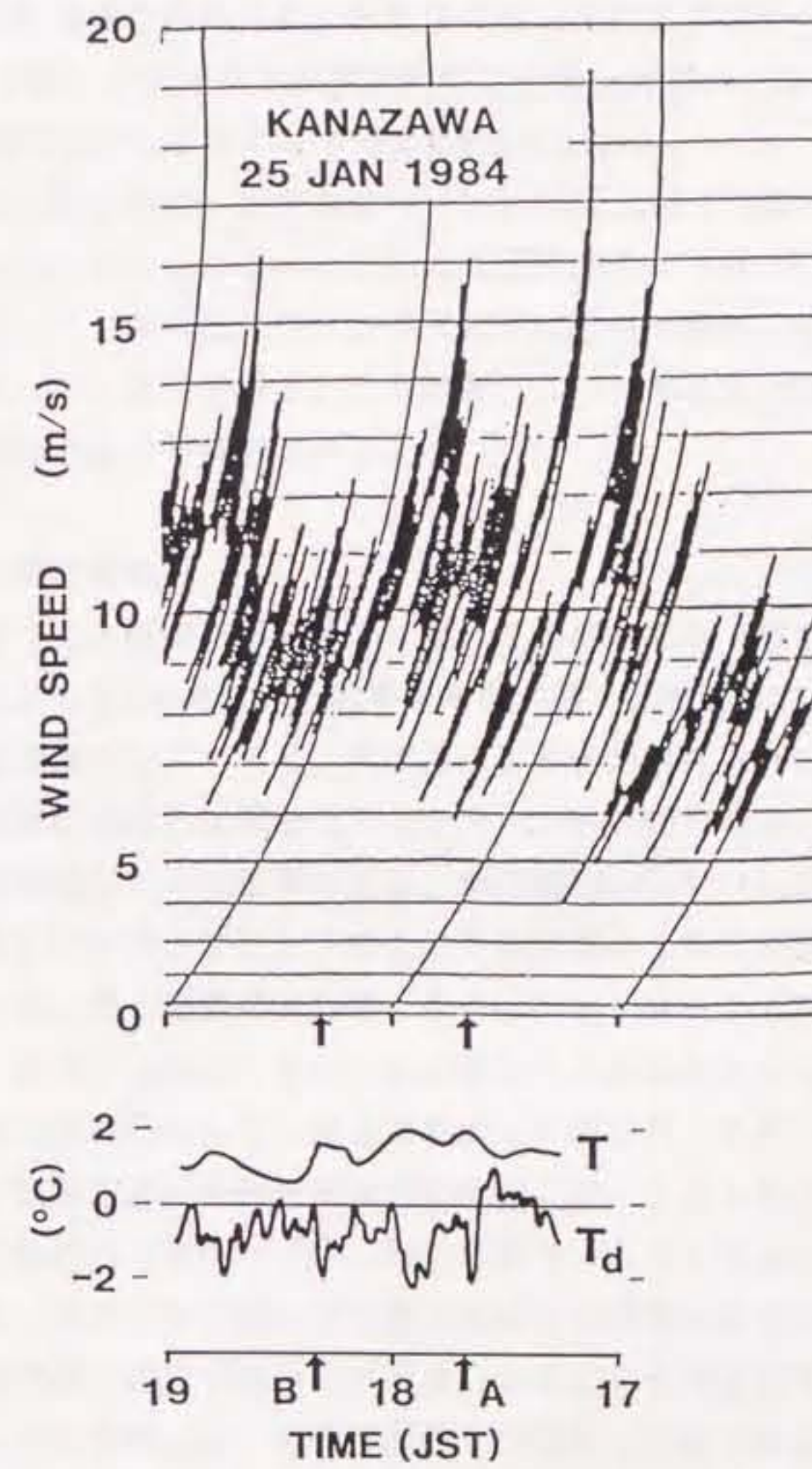
理解できる。周囲の季節風の鉛直シアーは上空ほど東向き成分が増加するから（第25図）、この上昇流は周囲の鉛直シアーと逆向きの傾きを持ついわゆる「upshear tilting」の上昇流である。同様にして、後部中層から前部下層へ向かう流れも、同じ方向に傾いたメソ下降流であることが分かる。

第28図bによると、1750時の高度3kmの弱いセル状エコーの上部にも、0.9m/sの対流規模の上昇流がある。この事実は層状性領域の中にも弱いながらも対流活動が含まれていることを示している。第4章で述べたように、一般に衰弱期の対流の上部にはこのような弱い上昇流が残る（Ogura and Takahashi, 1971）。これから、降雪雲帯の前部で発達したセル状エコーは次第に後方に移動し古いセル状エコーとなるが、その中に残された対流によって層状性領域が維持されていたことが分かる。Ikawa et al. (1987)は、2次元雲モデルを用い、この型の降雪雲帯をシミュレートして、新旧のセル状エコーの入れ換わりを確かめた。

第27図と第28図によって、降雪雲帯の走向に直交する鉛直断面内の構造が明らかになった。一方、第23図の降雪雲帯AとBの反射強度の水平分布にはその走向に沿ってセル状エコーが並び、降雪雲帯の水平構造が完全には一様でないことを示している。しかし、方位角260°の鉛直断面図（第27図）を、これとは異なった方位角275°と290°の断面図（図略）と比較すると、降雪雲帯の後部中層からの流入や前部下層からの流入という特徴的な流れは、いずれの断面にも共通に現れていた。これははじめに立てた、降雪雲帯は走向に沿って一様であるという仮定が、かなりの確かさで成り立っていたことを立証している。

5.4 地上気象要素の変化

降雪雲帯がドップラーレーダーの上空を通過する際には、地上の風、気温、露点温度に顕著な変化が見られた（第29図）。降雪雲帯Aは1740時にレーダーサイトに達した。この時、風速は突然増加し、風向は北西から西北西に変わり、気温は0.4°C下降し、露点温度は1.5°C上昇した。降雪雲帯Bがレーダーサイト上空に到達した1818時には、風向は変わらなかったが、最大19.2m/sのガストが観測された。このガストは、1818時に降雪雲帯Bの地上付近で見られた水平風速の最大値（第27図bの4m/sの相対風速に、システムの移動速度15m/sを加える）と一致する。5.3節では、降雪雲帯の中層後部から流入する強風軸は対流規模の下降流に達することを示した。この強いガストはこの下降流の先端部であったと考えられる。このガストにともなう、1.0°Cの気温の低下と0.5°Cの露点温度の上昇が観測された。この温度低下は25分間続いた。降雪雲帯は15m/sで東に移動したから、この下降流がもたらした冷気プール（cold pool）の水平方向の広がりには23km程度であったことが分かる。



第29図 降雪雲帯Aと降雪雲帯Bの通過時のドップラーレーダーサイトにおける地上風、気温、露点温度の変化。

5.5 メソ下降流

ここでは、メソ下降流に降雪粒子の蒸発がどのように寄与したかを、下降流中の気塊の温度と相対湿度の変化によって断熱図上で調べる。18時前後の温度と相対湿度のプロファイルは、15時と21時の値の平均であったとする。下降流が始まる800mbでの気温と相対湿度はそれぞれ -13.0°C と80%、1000mbでは 2.0°C と57%であり、この2つ高度の間の気温減率はほぼ乾燥断熱的である。800mbの気塊が降雪粒子の蒸発によってその高度で冷やされ完全に飽和すると、その温度はその高度の湿球温度である -13.9°C となる。その気塊が湿潤断熱的に下降し1016mbの地上に達すると、その気塊の温度と相対湿度はそれぞれ -0.5°C と100%となる。一方、もし気塊が800mbから乾燥断熱的に下降すれば、それらは $+5.1^{\circ}\text{C}$ と25%となる。1825時の両者の実測値はそれぞれ 0.5°C と93%であったから、これは湿潤断熱的な下降を行った場合の値に近い。したがって、メソ下降流の中では降雪粒子の蒸発が続き、気塊はほぼ飽和し周囲より低温であったことが分かる。この結果、この気塊は負の浮力を得て下降し、メソ下降流が強められたと推測される。

5.6 降雪雲帯の維持機構

上で述べたように、降雪粒子の蒸発によって冷やされた中層の気塊は下向きに加速され、それとともに800mb付近の水平運動量が地上に輸送された。たとえ下降流の中の下向きの加速度が小さくても、風の鉛直シヤーが大きければこの水平運動量を持った気塊が地表に達すれば顕著なガストフロントが作られる。このガストフロントは降雪雲帯の維持にとって重要である。第27図bの1813、1818時の相対水平流の分布は、降雪雲帯Bのガストフロントの上にその前面から降雪雲帯に入る流れがあることを示している。地上観測によれば、この流れは下降流のもたらした気塊より相対的に暖かい。ガストフロントでは、この暖気と下降流にともなう冷気が収束し、その結果、暖気が強制的に上昇し対流規模の上昇流が作られた。

日本海沿岸で観測される条件付不安定の解消には、こうしたガストフロントによる下層の空気の強制的な持ち上げは、特に必要ないように見える。なぜなら、5.2節で述べたように、この不安定層の最下層は海面から顕熱と潜熱の補給を受けているため実質的には絶対不安定であり、対流はいたるところで発生するように見えるからである。ところが実際には、対流はガストフロント付近で選択的に起きた。これは、第24図で示されているように、たとえ最下層がこのように絶対不安定であっても、対流の開始には、最下層の空気が自由対流高度の980mb付近まで強制上昇させられることが必要だからである。ガストフロントは、この強制上昇を起こす役割を持っていた。したがって、この型の降雪雲帯が90分以上という長い寿命を持ったということは、降雪雲帯が自ら作り出したガストフロントが連続的に維持されていたこ

とを意味する。

5.7 まとめ

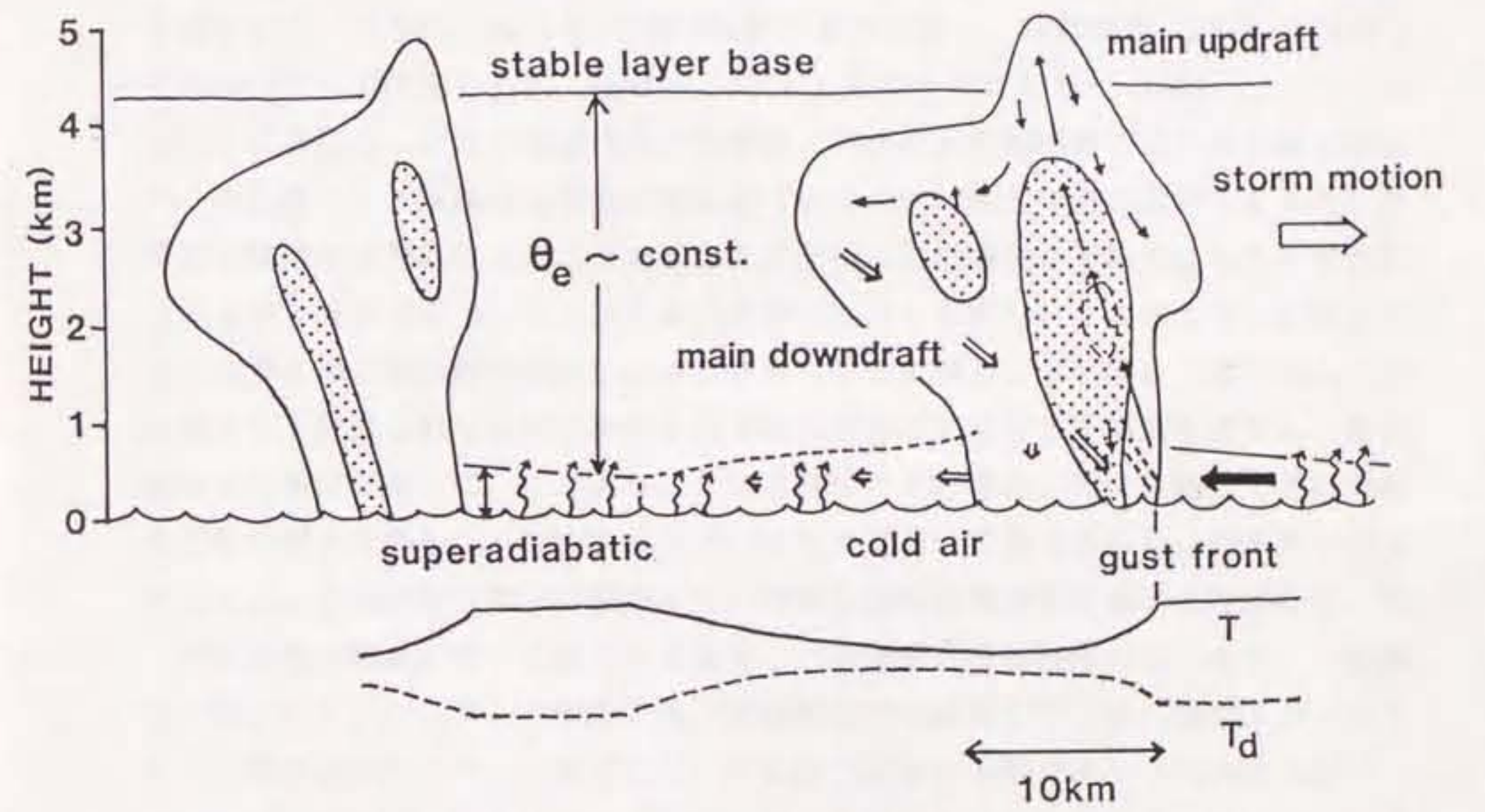
季節風の吹き出しが比較的強い期間に観測された降雪雲帯の代表例は、環状降雪雲の一部であるメソスケール降雪雲帯であった。第30図はこの型の降雪雲帯の成熟期における模式図である。

降雪雲帯に相対的に見ると、海面上の暖気は降雪雲帯の前方から後方へ向かう流れであり、降雪雲帯自らが作り出したガストフロントによって強制上昇させられる。この流れは自由対流高度に達し上昇すると、周囲の風の鉛直シヤーの風上側 (up-shear) に傾いた上昇流となって降雪雲帯の頂部まで達し、ついには安定層をわずかに突き抜ける。上昇流の最大は4m/s程度であり、この上昇流がセル状エコーを成長させる。上昇流のすぐ後ろの下層には、最大3.9m/sの対流規模の下降流が生じる。古いセル状エコーは上部に弱い上昇流を残しながら、後方の層状性領域に移動する。

一方、降雪雲帯に相対的に見ると、降雪雲帯後方中層の気塊はその後面から層状性領域に入り、その下半分を通過して降雪雲帯の前部下層に向かう。このとき、この相対流は層状性領域の上半分から落下してくる降雪粒子の蒸発冷却によって負の浮力を得て、次第に冷たいメソ下降流となる。周囲の静力学的安定度は湿潤過程にとっては中立であり、降雪粒子の蒸発が続けば、この下降流は地表に達するまで周囲の空気より低温を維持する。メソ下降流と対流規模の下降流は合流して地上に達し、冷たい ($\Delta T \sim 1^\circ\text{C}$) 発散流となる。この発散流のうちの前方に向かう流れの先端がガストフロントとして観測される。一方、発散流の一部は海面上を後方に向かって広がり、そこの成層を一時的に安定化させる。このため、ここでは新しい対流の発生が一時的に抑制され、古い降雪雲帯から後方30~40kmの地点までは対流は発生しない。しかし、この冷気は相対的に暖かい海面から顕熱と潜熱の補給を受けて急速に加熱されるので、海面付近の成層は次第にもとの不安定な状態にもどる。しかし後述するように、下降流に起因する海面上の冷気層が対流を抑制する効果は、熱帯のスコールラインの場合にくらべるとこの降雪雲帯の場合の方がはるかに弱かった。

衛星の雲画像を見ると、この型の降雪雲帯は最初は環状降雪雲から出発したが、ドップラーレーダーで観測された頃には、降水域は下層風に直交する走向を持つ降雪雲帯の形状を呈していた。これは、はじめは環状であった対流が、内部の降雪粒子の雲物理的効果と風の鉛直シヤーの力学的効果によって、南北に並んだ対流だけが選択的に発達した結果であろうと推測される。

この特別観測期間には、今回のようなRHIの連続観測が常時行われたわけではないので、これと同じ構造を持つ降雪雲帯がどの程度の頻度で発生したのかを正確に知ることはできない。しかし、この他にも、同じような構造を持つ降雪雲が数例観測



第30図 スコールライン状降雪雲帯の構造の模式図。海面付近の気温と露点温度の分布を図の下に示す。

された。たとえば、1984年1月26日0032~0119時に観測されたB型降雪雲（帯状降雪雲帯）は、内部に降雪雲帯の移動速度よりおそいドップラー速度を持つ領域があり、しかもそれは後ろに傾いていた。これは前部下層から後部上層に向かう傾いた上昇流の存在を示唆している。実際、この領域がレーダー上空を通過したときには上昇流が観測された。さらに、この領域の下には降雪雲帯の移動速度より大きなドップラー速度を持つ領域があった。これは後面中層からの傾いた下降流の存在を示唆しており、レーダーの上空を通過中には下降流が観測され、6m/sの風速の増加と1.7°Cの温度降下をともなうガストフロントも観測された。別の例は1984年1月26日の0315~0343時に観測された。これは下層風と直交する走向を持つ降雪雲帯（T型）であり、これにも同じ構造が見い出された。

この降雪雲帯は総観規模の前線などに関連せず発生しており、いわゆる非前線系のメソスケールの帯状対流システムであった。中緯度や熱帯に発生するスコールラインは、組織化された非前線系の帯状対流システムの代表例である（Zipser, 1977 ; Houze, 1977 ; Ogura and Liou, 1980）。第6表は今回の降雪雲帯とスコールラインの構造を比較したものである。スコールラインの中の特徴的な流れは、システムに相対的な前方からの流入とそれに続く周囲の鉛直シヤーに抗して後方に傾く上昇流であり、さらに、低い θ_e を持つ後部中層から流入、いわゆる“rear inflow”と、それにつづく下降流である（Newton, 1967 ; Houze and Betts, 1981）。スコールラインにおけるこのような鉛直流の配置は、対流を長時間維持するために都合がよい。なぜなら、下降流は上昇流の風上側（upshear side）で地表に達するため、下降流は暖気が上昇流に入ることをさまたげない。この暖気と下降流のもたらす冷気プールが下層で収束し、その結果暖気が持ち上げられ新しいセル状エコーが発生する。上昇気塊は凝結熱の解放によってさらに浮力を得る。上昇流からぬけ出し、その後方の下降流に取り込まれた降水粒子は蒸発冷却によって下降流を冷やし、負の浮力を下降流に与える。このようにして上昇流と下降流は、その経路上でそれぞれ正と負の浮力を得る。これはエネルギーの変換にとって損失の少ない効率良いシステムある。今回の降雪雲帯の場合にも、同様な流れの構造と雲物理過程が存在した。

周囲の風の鉛直シヤーに関して見ると、この降雪雲帯は熱帯スコールラインの場合と似ていた。システムの移動方向の鉛直断面内の鉛直シヤーは、熱帯スコールラインの場合にはシステムの中層にピークを持つジェット型であり（Barnes and Sieckman, 1984）、これは今回の降雪雲帯にも見られた。中緯度スコールラインが発生する場の鉛直シヤーは上空ほど西風成分が強いwesterlyシヤーであり、熱帯ではその逆のeasterlyシヤーであるという違いはあるが、両者の鉛直シヤーには共通点がある（Bluestein and Jain, 1985 ; Barnes and Sieckman, 1984）。すなわち、スコールラインの走向と下層のシヤーベクトルはほとんど直角に交差し、一方、上

第6表 スコールライン状降雪雲帯と熱帯及び中緯度スコールラインとの比較

| | スコールライン状降雪雲帯 | 熱帯スコールライン | 中緯度スコールライン |
|-------------|--------------|--------------|--------------|
| 反射強度の構造 | マルチセル型 | マルチセル型 | マルチセル型 |
| 上昇流の傾き | upshear tilt | upshear tilt | upshear tilt |
| 下降流の位置 | 上昇流の風上側 | 上昇流の風上側 | 上昇流の風上側 |
| 下降流中の蒸発 | あり | あり | あり |
| 下層でのシアーベクトル | 走向に直交 | 走向に直交 | 走向に直交 |
| 周囲の熱力学的成層 | 条件付不安定 | 条件付不安定大 | 条件付不安定大 |
| エコー頂高度 | ~5km | ~15km | ~15km |
| エコーの幅 | ~15km | 200km以下 | ~100km |
| エコーの長さ | 100km以下 | ~200km | 300km以上 |
| 最大上昇速度 | ~4m/s | 5m/s以上 | 12m/s以上 |
| 最大反射強度 | ~35dBZ | ~40dBZ | 45dBZ以上 |

層のシヤーベクトルはスコールラインの走向に近い。Rotunno et al.(1988)は数値実験によって、下層にスコールラインに直交する強いシヤーがあり上層のシヤーが弱い場合に、マルチセル状のエコー構造を持つスコールラインが発生することを示した。これまで観測されたスコールラインのほとんどはマルチセル構造であり (Houze, 1977 ; Zipser, 1977 ; Smull and Houze, 1985, 1987 ; Keissinger et al., 1987)、今回の降雪雲帯もマルチセル構造であった。第25図の15時に見られる降雪雲帯内の風の鉛直シヤーは、上で述べたスコールラインと同じ特徴を持っていた。すなわち、高度2.4km以下ではシヤーベクトルは降雪雲帯の走向にほぼ直交し、2.4kmから4.0kmの間ではほぼ平行であった。

一方、周囲の熱的な成層については、今回の降雪雲帯はスコールラインとはかなり異なっていた。中緯度スコールラインは、大きな静力学的不安定度を持つ環境の中に発生する。Bluestein and Jain(1985)とWyss and Emanuel(1988)は、中緯度スコールラインの発生直前の環境の統計的解析を行った。それによると、中層には潜在的に非常に低温の空気があり、中層と地上の θ_e の差は15K以上に達する。熱帯スコールラインでは、その差は小さいがやはり不安定度は大きい (Barnes and Sieckman, 1984)。一方、今回の降雪雲帯が発生した海面上の10~20mbの気層は超断熱的であるが、対流混合層内の θ_e はほぼ一定である。したがって地表と対流混合層の θ_e の差は6K程度であり、スコールラインの場合にくらべると降雪雲帯の周囲の不安定度はかなり小さいことが分かる。不安定度の小さいことと中層に逆転層があり、そこでは強制的に対流が抑制されることから、降雪雲帯内の鉛直運動はスコールラインにくらべて弱かった。すなわち、降雪雲帯の上昇流の最大値は4m/sであったのに対して、熱帯のスコールラインでは5m/s以上、中緯度スコールラインでは12m/s以上であった (Zipser and LeMone, 1980)。

中緯度や熱帯のスコールラインにくらべると、今回の降雪雲帯の規模はかなり小さい。今回の降雪雲帯の典型的な高さ、幅、長さはそれぞれ~5km、~20km、~100kmである。一方、スコールラインの場合はそれぞれ~15km、>100km、>200kmである (Newton, 1967 ; Leary and Houze, 1979 ; Ogura and Liou, 1980 ; Houze and Hobbs, 1982)。この中でも特に、降雪雲帯の高さと幅が小さいことが特徴的である。降雪雲帯の高さは、中層の寒気の頂上部にあたる温度逆転面の高度(4~5km)によって決まる。層状性領域の幅は、システム前部の対流性領域から層状性領域に向かって運ばれる降水粒子の量に依存する。上昇流内の凝結量は上昇流の強さと雲底の気温で決まる。前述のとおり今回の降雪雲帯の上昇流は比較的弱く、また、降雪雲帯の雲底温度はスコールラインよりはるかに低い。このため、上昇流内の凝結量はスコールラインより少なかったはずである。その結果、降雪雲帯では、対流性領域で作られ層状性領域に運ばれる降水粒子の量は少なく、幅の広い層状性領域を形成

するには至らなかった。

スコールラインや降雪雲帯の冷たい下降流は地表付近に達すると後方に広がり、これによって最下層の成層を安定化させる (Zipser, 1977)。この度合いは、降雪雲帯とスコールラインではかなり異なる。熱帯スコールラインの場合には、海面上に広がった下降流は数百kmの広い領域を安定化させ、不安定成層が再生されるまでの数時間、新たな対流雲の形成を抑制する (Houze and Betts, 1981)。ところが、今回の降雪雲帯は、規模が小さいことと内部の鉛直循環が比較的弱いために、海面付近に輸送される冷気の量が熱帯スコールラインにくらべて格段に少なかったと考えられる。さらに、冷気が海面上に広がっても、暖かい海面からの熱の供給が早く、成層は容易に不安定化し新しい対流雲が作られる状況であった。これらのことを反映して、今回の場合、ひとつの降雪雲帯とその隣の降雪雲帯の間隔は30km程度であり、熱帯スコールラインがその後数数百kmにわたって対流を抑制することとは対照をなしている。

さらに、スコールラインとの大きな違いは、今回の降雪雲帯が液相の降水粒子 (雨滴) を含まず、固相の降水粒子 (雪片ないし霰) だけから成り立っていたことである。降水粒子の蒸発冷却は下降流を強化し、地表に冷気プールとガストフロントを作り、スコールラインや降雪雲帯の形成維持に大きな役割を果たす。特に雨滴の蒸発の効果が大きいことが指摘されている (Zipser, 1977)。しかし、固相の降水粒子からなる降雪雲が、スコールラインと同様な機構によってメソスケールに組織化され得るという報告はこれまでになかった。今回の解析は、降雪雲の場合でもスコールライン状に対流システムが組織化されることを立証した。下降流は主の中に含まれる降水粒子の蒸発によって強化され、これは降水粒子の空間密度 (単位体積の空気に含まれる質量) によって決まる。雪片や霰の空間密度は、スコールラインの対流性領域の雨滴のそれより小さい。たとえば、典型的な降雪雲帯のセル状エコーの反射強度 (Z_e) を30dBZ、スコールラインのそれを45dBZとする。反射強度と降水の空間密度 (M) との間には経験式が導かれており、一例をあげれば、雪片では $Z_e = 3.8 \times 10^4 M^{2.2}$ 、雨滴では $Z_e = 2.4 \times 10^4 M^{1.62}$ である (Douglas, 1964)。これらの値を使うと、雪片では $M = 0.2 \text{ g/m}^3$ 、雨滴では $M = 1.2 \text{ g/m}^3$ 程度と見積もれる。したがって降雪雲帯の降水粒子の空間密度は、スコールラインの1/6程度である。昇華の潜熱 ($\sim 680 \text{ cal/g}$) と蒸発の潜熱 ($\sim 540 \text{ cal/g}$) の違いを考慮したとしても、落下する雪片が蒸発冷却によって下降流を強化する効果は、雨滴の場合の1/5程度である。しかし、Proctor (1989)は、雪片の蒸発冷却だけでも対流雲の中に強い下降流が作られ、それにもなって地表付近に強い発散流 (マイクロバースト) が発生することを数値モデルによって示した。今回の降雪雲帯の中でも、雪片の蒸発冷却が下降流の強化とガストフロントの形成に大きく寄与したと推測され

る。さらに、下降流が中層の大きな水平運動量を地表付近に運ぶ効果も、ガストフロントの強化に寄与したと思われる。比較的小規模であること、大気的不安定度が比較的小さい環境のもとで発生したこと、固相だけから成ること、最下層の加熱が大きいことなどの点で、この降雪雲帯はこれまで議論されたことのない独特なメソスケール対流システムであったと言える。

第6章 考察

6.1 2つの型の降雪雲帯

冬期日本海上に発生する降雪雲帯は、これまでに多くの研究者によって調べられ、各種の型の降雪雲が見い出されたが、個々の降雪雲の構造や形成維持機構はほとんど未知のままであった。本研究は1984、1985年の金沢周辺における降雪雲の観測の結果をもとに、日本海沿岸に出現するメソスケール降雪雲の構造と振舞いを、これまでより踏み込んで理解しようとするものであった。

第4章と第5章では、北陸西部沿岸に出現した代表的な2つの型のメソスケール降雪雲帯の力学的構造と形成維持機構を事例解析によって調べ、両者の概念的モデル（観測的モデル）を提示した。この解析によって今回新たに得られた事実は次のとおりである。

- ・北陸西部沿岸では、季節風が弱い時にも強いときにも、下層風にはほぼ直交するモードのメソスケール降雪雲帯が作られた。
- ・ドップラーレーダーによる観測によってそれらの降雪雲帯の構造と振舞いが以下のように理解された。
- ・季節風の吹き出しが弱い期間、この地方では陸から海上に向かう局地的な循環（陸風）が高い頻度で発生し、この陸風が深くかかわって降雪雲帯が発生した。言い換えれば、この型の降雪雲帯の発生には沿岸の地形が重要な要因となっていた。これを今後「陸風降雪雲帯」と呼ぶ。
- ・陸風循環と陸風降雪雲帯内の循環との間には複雑な相互作用があり、両者の盛衰は互いに深く関連し合っていた。
- ・季節風の吹き出しが強い期間には、熱帯や中緯度のスコールラインと類似な構造と維持機構を持つ降雪雲帯が見い出された。これを「スコールライン状降雪雲帯」と呼ぶ。
- ・液相の降水を含まない対流システム、つまり降雪雲もスコールライン状に組織化され得ることが分かった。

これら2つの型の降雪雲帯は、2次元性の高い帯状を呈しほぼ同程度の水平スケールを持つ点、下層の一般風（季節風）にはほぼ直交する走向を持つ点、下層収束が長時間維持され対流が効率よく持続されたという点で類似していた。第7表は2つの降雪雲帯の形態、発生環境、構造を比較した結果である。

レーダーの反射強度の水平分布で見た2つの降雪雲帯の形態は互いによく似ていた。すなわち、水平規模の点では40～100kmの長さ、7～20kmの幅を持っていた。そ

第7表 スコールライン状降雪帯と陸風降雪雲帯の比較

| | 性 質 | スコールライン状降雪雲帯 | 陸風降雪雲帯 |
|----|---------|--|---|
| 形態 | 形 状 | 幅10~20km、長さ~100km 高さ5.0~5.5km | 7~20km、長さ40~80km、 高さ4.0~4.5km |
| | 寿 命 | 90分以上 | 60~90分 |
| | 走 向 | 北-南 下層の季節風に直交 | 北北東-南南西 下層の季節風に直交 |
| | 移動方向 | 東北東 | 東南東 |
| | 移動速度 | 15m/s | 4~6m/s |
| | 降雪帯の間隔 | 30km | 7~15km |
| 環境 | 季 節 風 | 吹き出し強い 対流混合層内の季節風は10~22m/s 800mbの風 254°、16m/s | 吹き出し弱い 対流混合層内の季節風は3~10m/s 同 294°、6m/s |
| | 逆転面高度 | 4.1km (600mb) | 3.2km (675mb) |
| | CAPE | 232J/Kg | 140J/kg |
| | 鉛直シヤー | 高度0.1~2.5kmで $4.3 \times 10^{-3} \text{s}^{-1}$ | 同 $2.8 \times 10^{-3} \text{s}^{-1}$ |
| 構造 | 最大反射強度 | ~35dBZ | ~30dBZ |
| | セル構造 | マルチセル型 | シングルセル型 |
| | 相対水平流 | ほぼ全層での前面からの流入 後面中層から前部下層への流入 最下層の沖へ後方への流れ | 上昇域での後方へ向かう強風軸 沖へ向かう陸風 層状性領域最下層の後方への流れ |
| | 鉛 直 流 | 風上に傾く対流規模の上昇流 (最大4.0m/s) 対流規模の下降流 (最大3.9m/s) 後部中層からのメソ下降流 (最大~1m/s) | 風上に傾く対流規模の上昇流 (最大2/m以下) 層状性領域のメソ下降流 (最大1m/s以下) |
| | 地上のガス | あり、19.2m/s 気温下降、湿度増加 | なし、 ただし気温下降、湿度増加あり |
| | 発生のトリガー | 環状降雪雲 | 陸風前線、層状性領域の下降流 |
| | 維持機構 | ガスフロントと海面上の暖気との 収束 | 季節風と陸風の収束 |

これらの走向は下層風にはほぼ直交し、走向に沿って一様性の高い帯状を呈した。そして、下層風と同じ方向に海上から海岸に向かって移動した。発生頻度の点からも共通点があった。すなわち、今回の観測期間中には、季節風の弱い期間と強い期間のそれぞれの状況のもとで、それぞれの型が最も数多く観測された。

一方、ドップラーレーダー観測によって明らかにされた両者の構造と維持機構には、明確な相違が存在した。最も顕著な相違は反射強度の分布に現れている。走向と直交する鉛直断面内の反射強度を見ると、陸風降雪雲帯は、その発生から消滅にいたるまでひとつのセル状エコーしか含まない、いわゆる「シングルセル型（単細胞型）」対流システムであった。一連の陸風降雪雲帯の出現時間は平均8時間にも及んだが、個々の降雪雲帯の寿命は90分以下であった。一方、スコールライン状降雪雲帯は、成長段階の異なる複数個のセル状エコーからなる、いわゆる「マルチセル型（多細胞型）」対流システムであった。セル状エコーの入れ換わりによって、降雪雲帯全体が効率よく組織化され、90分以上の長い寿命が保たれた。前述のように、これは典型的な熱帯や中緯度のスコールラインの維持機構と同様である。

両者の相違は鉛直循環においても顕著であった。陸風降雪雲帯のセル状エコー付近には対流規模の上昇流が観測されたが、その強さは、ピーク値で1~2m/s、平均では0.4m/sに過ぎなかった。この上昇流の周辺には際だった下降流は存在せず、層状性領域に数10cm/s程度のメソ下降流だけが認められた。発生期の降雪雲帯の新しい上昇流は、一般風と古い降雪雲帯のメソ下降流に起源する発散流との収束によって作られ、その後は一般風と陸風との収束がその役を取って代わった。陸風降雪雲帯の内部の鉛直循環は、総じて次に述べるスコールライン状降雪雲帯に比べ弱いものであった。

一方、スコールライン状降雪雲帯では、発達中のセル状エコーにおける上昇流は4m/sに達し、そのすぐ後ろには最大3.9m/sの対流規模の下降流が存在した。さらに層状性領域の下部には1m/sを越す顕著なメソスケール下降流が存在し、それは地表付近で対流規模の下降流と結合していた。こうした強い下降流の形成は、下降流の中を落下する降雪粒子による蒸発冷却を考慮に入れないと説明できない。これらの下降流は地表付近でガストフロントを作りだし、これが暖気を強制上昇させて上昇流を維持していた。こうした上昇流と下降流の組み合わせ(coupling)は、この型の降雪雲帯を維持する上に不可欠な構造であった。

気象衛星や一般レーダーで観測すると、これら2つの型の降雪雲帯は一見ほぼ同様な形態を示すにもかかわらず、なぜ構造や振舞いに違いが現れたのであろうか。そもそも、これら2つの型の降雪雲帯は、季節風の吹き出しが弱い時と強い時という場合分けのもとに選ばれた。この場合分けは、季節風の吹き出しの強弱が風の鉛直シヤーと成層の静力学的安定度を支配し、それらが対流の型を決定する重要な因

子となるであろうと推測したからである。一般に対流はこの2つの因子によって支配され、さらに地形や大規模な場の鉛直運動などの外力がある場合にはその強さにも依存する。前述のとおり、冬の日本海沿岸では対流混合層が発達し、熱的には一見安定に見えるが、海面上数十mbの層では相対的に暖かい海面からの熱と水蒸気の補給によって、絶対不安定層が形成されている。この絶対不安定層の気塊は何らかの力によって自由対流高度まで持ち上げられれば、周囲の大気から正の浮力を得て上向きに加速され、対流圏中層の温度逆転層にまで達することができる。

成層の静力学的安定度は対流有効ポテンシャルエネルギー (convective potential available energy, CAPE) によって定量的に表される。Weisman and Klemp(1982)によると、CAPEは単位質量の空気塊が自由対流高度から平衡状態の高度まで上昇する間に周囲の大気によってなされる仕事に相当し、エマグラム上のいわゆる「正の領域の面積」に比例し、次のように表される。

$$\text{CAPE} = \int_{z_1}^{z_2} g \left(\frac{\theta_c - \theta_{\text{env}}}{\theta_{\text{env}}} \right) dz \quad (27)$$

ここで、 θ_c は上昇する気塊の温位、 θ_{env} は周囲の温位、 z_1 は自由対流高度、 z_2 は $\theta_c = \theta_{\text{env}}$ となる高度、 g は重力の加速度である。

第7表によると陸風降雪雲帯の発生前(1月23日9時)のCAPEは140J/kgであった。一方、スコールライン状降雪雲帯の発生前(1月25日15時)と消滅後(同21時)の平均は232J/kgであり、陸風降雪雲帯のそれのほぼ2倍であった。これは後者の場合、最下層が比較的高温であり、さらに中層の安定層高度が高く混合層上部の気温が低かったことによる。降水粒子の荷重や周囲の空気のエントレインメントがなく、CAPEがすべて鉛直方向の運動エネルギーに変換されれば、そのときの上昇流の最大値 w_{max} は、

$$w_{\text{max}} = (2 \cdot \text{CAPE})^{1/2} \quad (28)$$

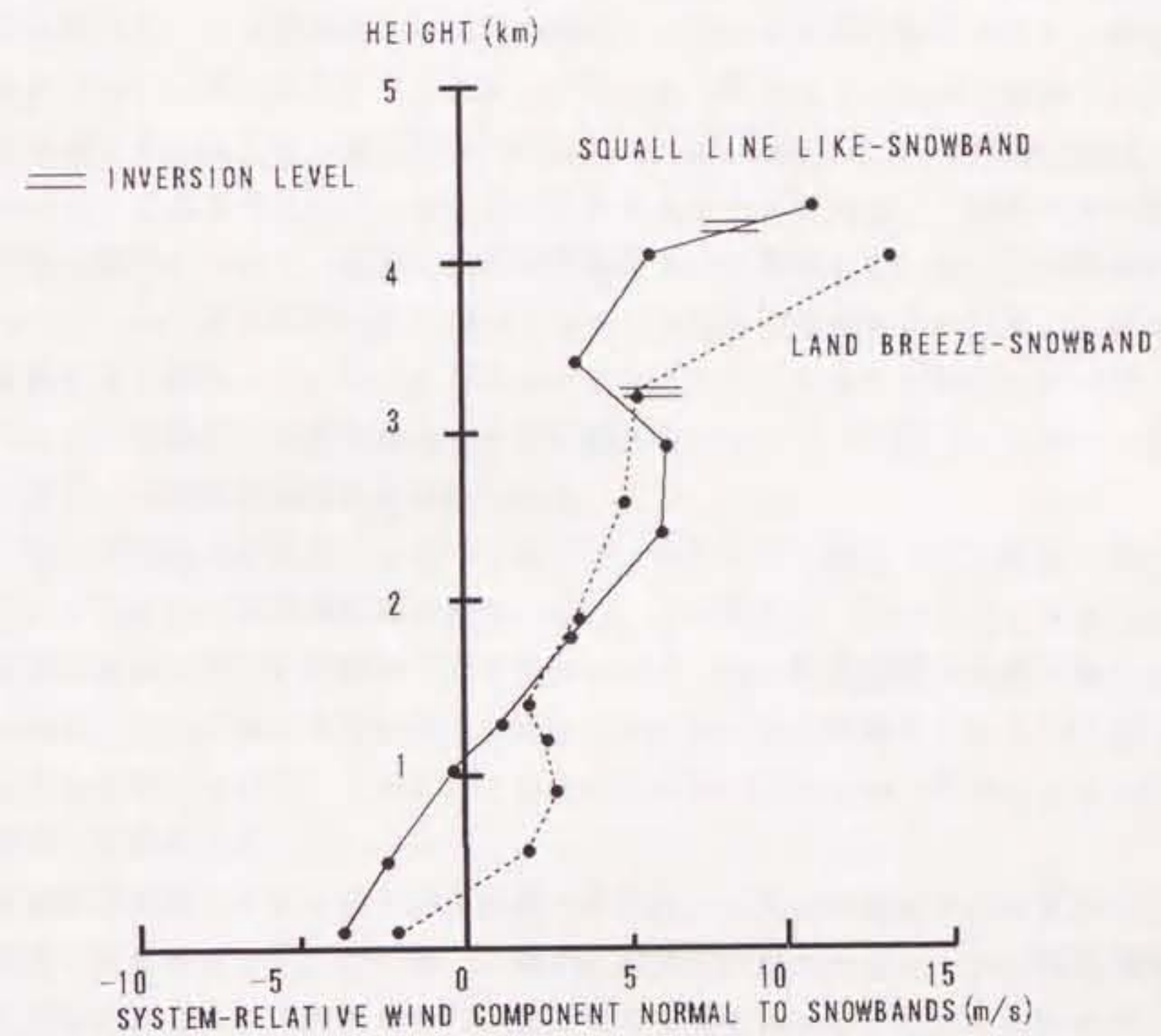
と表される(ただし、上で無視した効果が作用して、一般に実際の上昇流の値はこの値よりかなり小さい)。したがって、陸風降雪雲帯とスコールライン状降雪雲帯の上昇流の強さの違いは、周囲の成層の不安定度とその原因を求めることができる。スコールライン状降雪雲帯では成層の不安定度が大きく、そのため強い鉛直流が作られた。陸風降雪雲帯では成層の不安定度が小さく、鉛直流は弱かった。

両降雪雲帯では下降流によって海面近くに冷気プールが作られた。スコールライン状降雪雲帯では、1m/sに達するメソ下降流と数m/sの対流規模の下降流の結合によ

って多量の冷気が地表にもたらされたが、陸風降雪雲帯では数十 c/m 程度のメソ下降流によってしか冷気は地表にもたらされず、その量は少なかったと推測される。それぞれの冷気プールの一部は降雪雲帯の後方の海上に流出し、海面上の絶対不安定層を冷却し安定化させ、対流の発生を抑制した。第18図cと第27図bによれば、海面上を後方へ向かう流れの速度をシステムに相対的に見ると、陸風降雪雲帯では $3m/s$ 程度であるのに対し、スコールライン状降雪雲帯では $10m/s$ を越え、ときには $14m/s$ に達する場合もあった。この速度の違いは、それぞれの下降流が中層から地表にもたらした冷気の量の差を反映している。4.6節と5.7節で述べたように、後方へ向かう流れははじめは周囲より低温であるが、海面からの顕熱の輸送によって遠方に進むにしたがって次第に暖められ周囲の温度に近づく。その結果、陸風降雪雲帯では、層状性領域の後方 $10km$ 程度の地点に新たな対流が発生した。一方、スコールライン状降雪雲帯AとBの間隔は $30km$ であり、この間が熱的に安定化されていた。(25)式で $w=0$ とし、海面から同じ量の顕熱輸送が行われたとしても、流速の大きいスコールライン状降雪雲帯の方が冷気塊の広がりは大きくなる。 $10km$ と $30km$ という両降雪雲帯の対流と対流との間隔の違いは、後方へ向かう流れの速さの違いを反映したものであり、これによっても両者の鉛直循環の強さの違いが立証される。

風の鉛直シヤーは対流を支配するもうひとつの大きな要素である(Weisman and Klemp, 1986)。第31図は、陸風降雪雲帯とスコールライン状降雪雲帯の発生前の、各降雪雲帯の移動方向に沿った風の成分の鉛直分布である。陸風降雪雲帯における風は下層から逆転層まではほぼ直線的に増加する「準直線的シヤー」であるのに対し、スコールライン状降雪雲帯の場合は高度 $2.5\sim 2.9km$ に最大を持つ「ジェット型」である。高度 $0.1\sim 2.5km$ の鉛直シヤーを比べると、前者は $2.8 \times 10^{-3}s^{-1}$ であるのに対し、後者は $4.3 \times 10^{-3}s^{-1}$ であり、後者は前者より50%程度大きい。すなわち、両者の鉛直シヤーには、形状でも量的にも差異が認められた。

一般に、風の鉛直シヤーが存在しないと対流は組織化されず、降水雲は長続きしない。降水雲内部には対流の発達にともない下降流が作られ、それが地表付近に達するとガストフロントとして周囲に広がる。鉛直シヤーが全くないと、ガストフロントは周囲にまんべんなく広がり、それによって新しい対流が作られたとしても、それは古い対流に隣接した位置にはできず、対流は長続きしない。ところが、地表から上層に向かって風速が強くなるような鉛直シヤーの中では、対流はほぼ中層の風速によって風下側に移動する。この時には、ガストフロントも同様に風下側に移動するので、前方から雲底に流入する暖気の量が相対的に増加し、そこで新しい対流の発生が促進され、風下側の上昇流が強化され生き残る。もし、適度な鉛直シヤーによってガストフロントと対流の移動速度が一致すると、連続的に上昇流が発生し対流は組織化され長続きする。



第31図 2つの型の降雪雲帯の発生2~3時間前における、周囲の風の降雪雲帯の進行方向に沿う成分の鉛直分布。1984年1月23日09時（陸風降雪雲帯）と25日15時（スコールライン状降雪雲帯）。

Ikawa et al. (1987)は、雪片と霰を含む2次元数値モデルを用いて、今回議論したスコールライン状降雪雲帯のシミュレーションを行った。観測が行われた1984年1月25日15時の周囲の場を初期条件として数値積分を行ったところ、120分後に降雪雲帯が形成された。この降雪雲帯は、ひとつの対流セルからなるシングルセル型対流であった。ところが、積分を続けたところ初期状態から200分後に複数の対流セルが現れ、マルチセル型に転換した。この転換は、対流セルの下に作られた冷氣プールの発達と関連していた。すなわち、冷氣プールが未発達のうちはシングルセル型であったが、対流が活発化するにつれ、冷氣プールが発達し風下側のガストフロントが強化され、風下側に新しい対流セルが発生しマルチセル型となった。新しい対流セルの発生によって、古い対流セルへの暖気の供給が絶たれるため、古い対流セルは次第に衰弱した。作られた対流セルは成長にともない次第に後方に後退するが、この原因は次のように説明される。上昇流中の凝結加熱はその中層に局所的な低圧部を作る。この低圧部とその前方領域との間に水平気圧傾度が生じ、降雪雲帯中層前方からの流入が生じ、この流入に押されて降水セルは次第に後退する。この前方中層からの流入は、第27図bの1813時には6m/sを越える強い相対風速となって現れている。このようにシミュレートされたマルチセル型対流は、対流セルの振舞いや内部の循環について、観測された降雪雲帯をよく再現していた。この数値実験によって、このときの周囲の風の場がマルチセル型降雪雲帯を作り出すには都合の良い鉛直シヤーを持っていたことが明らかになった。このような鉛直シヤーは、上で述べたような熱的に不安定度の大きな成層と合いまって、今回のマルチセル型のスコールライン状降雪雲帯を組織化させた。

一方、季節風の吹き出しが弱いときには、外力がない海上では下層風に直交するようなメソスケール降雪雲帯は発生しない。その理由は、このようなときには中層の寒気移流が小さため成層の不安定度が小さく、強い鉛直循環が発達しないことと、風の鉛直シヤーが弱く対流が発生してもマルチセル型に組織化されるには至らないことであると考えられる。しかし、このような状況のもとでも、今回のような陸風降雪雲帯は組織化された。

陸風降雪雲帯においては、陸風前線と季節風との間の下層収束がまず最初の陸風降雪雲帯を発生させた。その後、一連の降雪雲帯が作られると、古い降雪雲帯の層状性領域にあるメソ下降流が新しい降雪雲帯を発生させるトリガーの役を果たし、陸風前線の役割はむしろ降雪雲帯の発達と維持に移った。しかし、いずれの場合にも、陸風は降雪雲帯の形成・維持に決定的な役割を果たした。この降雪雲帯では下降流が弱く、自らが明瞭なガストフロントを作ることはなかった。このため、ひとつの降雪雲帯の中に複数の対流セルが発生することはなく、降雪雲帯の発達期から消滅期までを通じて、ひとつの対流セルが陸風前線による下層収束によって維持さ

れていた。陸風降雪雲帯とともに移動する座標系上で見ると、陸風前線は座標上に固定された高さ数100mの地形と同じような効果を降雪雲帯に与え、常にこの「疑似地形」が降雪雲帯に作用し上昇流を定常的に維持した。言い換えると、陸風前線が存在しなければ、強い下降流を持たないこのような降雪雲帯が長時間維持されることはなかったと言える。

一般にシングルセル型の降水雲の寿命は20~30分であるが、陸風降雪雲帯の寿命は長いもので90分にも及んだ。これは、その維持機構において陸風が外力として働いていたことを裏付けている。さらに、陸風降雪雲帯の場合にはたとえ成熟期であっても、スコールライン状降雪雲帯に見られたような前方中層からの流入は顕著には見られなかった(第17図c)。これは、陸風降雪雲帯の上昇流が弱く、対流加熱が十分行われなかったことを示している。すなわち、両降雪雲帯の鉛直循環の強さの差異は、降雪雲帯内部に作り出される局所的な水平循環の強弱にも影響を及ぼした。この前方中層からの流入は、スコールライン状降雪雲帯の場合には、対流セルを後方へ後退させ、結果的にマルチセル型対流を作る要因のひとつとなったが、陸風降雪雲帯では、対流セルを後退させるには至らず、これがシングルセル構造を維持させた要因のひとつであったと考えられる。

以上のことから、2つの型の降雪雲帯は、一方は陸風循環がその維持に決定的な役割を持つ「他励型」対流システムであり、他方は冷気プールとガストフロントがその維持に決定的な役割を持つ「自励型」対流システムであることが明らかになった。両者の鉛直循環と降水分布は、季節風の吹き出しの強弱によって決まる周囲の成層の静力学的不安定度と風の鉛直シャーに強く支配されていた。

今回解析を行った降雪雲帯は、観測期間中に現れた10種類近くにはのぼる降雪雲の型のうちの2例であったが、季節風吹き出しの弱いときと強いときの代表的な降雪雲帯であった。陸風降雪雲帯は、局地的な循環がより大きな循環と結合してメソスケール降水システムを作り出した好例であると言える。一連の陸風降雪雲帯の発生・発達・消滅のサイクル、すなわち、降雪雲帯の発達→陸風の取り込み→層状性領域におけるメソ下降流の形成→新しい降雪雲帯の発生→古い降雪雲帯の衰弱→陸風の再生→新しい降雪雲帯の発達、という一連のサイクルを考えると、季節風と陸風との収束といった一見単純な機構で維持されているように見えた陸風降雪雲帯が、実は降雪雲帯自らの循環と陸風循環とが相互に作用し合った結果の産物であったことを、今回の解析は明らかにした。

これまでに循環を含む内部構造が調べられた降雪雲帯の例は、国内では今回の例の他には、北海道西岸の「带状雲」と呼ばれるものだけである(藤吉ら、1988; Tsuboki et al., 1989a,b)。この降雪雲帯は弧状に組織化されることが多く、一見すると季節風の風向に平行する走向を持つように見える。しかし、Tsuboki et al.

(1989a)の詳しい解析によれば、降雪雲帯付近では季節風は降雪雲帯に直交する向きに吹いていた。そして、北海道内陸から石狩湾に吹き出す陸風がその形成維持を強く支配しており、それは本質的には今回の陸風降雪雲帯と同型の降雪雲帯であることを示唆している。冬期の陸風は日本海沿岸各地に発生しているはずであり、この地域に発生するメソスケール降雪雲帯を総合的に議論する上では、この型の降雪雲帯は避けて通れない対流システムであると言える。

スコールライン状降雪雲帯は、周囲の場の空間的な一様性が高く熱力学的に不安定な成層中に形成されたこと、さらに対流規模の上昇流、下降流、後面中層からの流入、メソ下降流、ガストフロントといった特徴的構造を有していたことを考慮して、これが熱帯や中緯度のスコールラインと類似した降水システムであると結論した。しかし一方で、これが雨滴を含まない降雪雲であることや最下層の加熱が大きいことを考えると、これまでに議論されたことのないユニークなメソスケール対流システムであるとも言える。さらに、ここで解析された降雪雲帯は環状降雪雲の一部分をなす帯状降雪雲帯であったが、その中に見られた構造は、形状では別の型に属する帯状降雪雲帯や直交モードの降雪雲帯の中にも認められた。この事実は、熱帯や中緯度のスコールラインの場合がそうであるように、この種のスコールライン的な内部構造を持つメソスケール降雪雲帯が、今後この地域の降雪雲帯を体系化する上で、重要な研究的地位を占めるものであることを示唆している。

これまでの議論から、下層風に直交する走向を持つメソスケール降雪雲帯は、出現頻度の高さ、組織化の程度の高さ、寿命の長さ、もたらす降雪量の多さを考慮すると、冬期日本海沿岸に出現する代表的なメソスケール降雪雲帯であると結論される。言いかえると、直交モードの降雪雲帯に組織化されることは、この地域に発生する降雪雲帯が長時間安定に持続するひとつの条件であるといえるであろう。Asai (1970)は、浅い対流に関する線形対流理論から、シヤーベクトルに平行なロール状対流は、それに直交する対流より安定に存在することを示した。確かに衛星雲画像を見る限り、冬期日本海上では平行モードの雲が多く見られる。しかし、実際には直交モードの降雪雲帯がしばしば大雪をもたらすことを今回の解析が示した(今の場合、シヤーベクトルと下層風はほぼ同じ向きである)。この事実は、Takeda (1971)が示したように、線形論では表現されない対流雲中の降水過程が対流の組織化に重要な役割を果たしていることを示している。

6.2 まとめ

本研究の目的は、これまでは主に形態学的な手法で議論されてきた北陸沿岸に発生するメソスケール降雪雲の構造と振舞いを、ドップラーレーダー観測の結果をもとに、今までより一歩踏み込んで考察することであった。気象衛星の雲画像を見る

と、日本海上に発生する雲の様相は、季節風の吹き出しが弱い期間と強い期間ではかなり異なった。そこでこの2つの状況を場合分けの基準として、観測期間中に出現した降雪雲帯の型を調べることから始めた。その結果、季節風の吹き出しが弱い期間に最も多く観測されたメソスケール降雪雲は、陸風に関連した降雪雲帯であった。一方、強い季節風のもとでは8つの型の降雪雲が観測され、そのうちの4ないし5つが帯状または線状のメソスケール降雪雲帯であった。

次のステップとして、これら2つの状況のもとで観測された代表的な型のメソスケール降雪雲帯、すなわち、陸風に関連して発生した降雪雲帯と、環状降雪雲の一部である降雪雲帯の構造と振舞いを、主にドップラーレーダー観測の結果をもとに、詳しい事例解析を行った。両者は季節風の吹き出しの強弱の差があったにもかかわらず、ほぼ同じ程度の空間スケールや形状、さらに下層風に直交する走向を持つという類似点があった。解析の結果、前者は、季節風、陸風前線、上昇流、層状性領域の下での下降流が相互に作用し合って作られた、シングルセル型降雪雲帯であることが理解された。一方、後者は強い上昇流と下降流のカップリングによって維持されたマルチセル型の降雪雲帯であり、降雪粒子のみから形成されているにもかかわらず、熱帯や中緯度のスコールラインと類似した構造と維持機構を持つことが分かった。

これら2つのタイプの構造上の差異は、周囲の場の熱的成層すなわち静力学的不安定度と、運動学的不安定度、すなわち風の鉛直シヤーの違いに求めることができた。すなわち、静力学的不安定度が小さく、鉛直シヤーも弱い環境のもとでは一般にメソスケール降雪雲が組織化されることはないが、このような状況下でも、海岸付近に帯状降雪雲が発生した。この降雪雲帯は、陸から海上に向かって吹き出す陸風がなければ出現することはありません、陸風と季節風の境界である陸風前線が対流を維持する外力として働く、いわば他励的対流システムであった。内部の鉛直循環は比較的弱いにもかかわらず、単独の対流セルが比較的長い時間維持されたが、これは陸風と季節風の相互作用の結果である。一方、スコールライン状降雪雲帯は、大きな静力学的不安定と大きな鉛直シヤーのもとで強い鉛直循環により作られ、比較的強いメソスケール下降流とそれにとまなうガストフロントが作られた。その結果、マルチセル構造の対流が維持され、対流セルの交代を繰り返すことによって降雪雲帯は長い時間維持された。すなわち、降雪雲帯自身の循環によって自らが組織化する、いわば自励的対流システムであった。それぞれの発生頻度と高度に組織化された構造を考慮すると、これらの降雪雲帯は日本海沿岸のメソスケール降雪雲を代表する型のうちのふたつであったと言えるであろう。

今後さらにこれに係わる研究を進展させるためには、次の点に重点を置くことを提案する。

- 1) 今回解析されずに残った型の降雪雲についても、それらの構造と振舞いを解析し、日本海のメソスケール降雪雲を総合的に理解し体系化することが必要である。たとえば、今回は事例解析を行なわなかったBタイプ（帯状降雪雲帯）は、陸地に大雪をもたらす代表的な降雪雲帯であるが、この内部構造と維持機構は今回のスコールライン状降雪雲帯のそれと比較検討されなくてはならない。
- 2) 今回の解析では、降雪雲帯の形状から判断してその内部構造が2次元であると判断した。この仮定は、これまでの解析結果から第一次近似としては十分正しかったと思われる。しかし、いずれの降雪雲帯においても、それらの水平パターンの中には走向に沿って並ぶセル状エコーが確認された。これから、降雪雲帯が構造、循環の点において純粹には2次元であるのではなく、3次元構造を内在したと判断せざるえない。最近のスコールラインに関する数値モデルによる研究でも、2次元性と3次元性の比較が議論され、その違いが本質的な構造の違いをもたらすかどうかの議論が行われている (Nicholls and Weissbluth, 1988)。したがって、今後は、ドップラーレーダーを主体とする観測を行うにしても、複数台の同期観測を行い、降雪帯の3次元構造を重点的に理解する必要がある。さらに、降水粒子の成長過程などを含む雲物理学的観測も行えば、それらによって降雪雲帯の力学的及び雲物理学的な3次元構造が明らかされ、研究の次のステップである「降雪雲帯はなぜ帯状に組織化されるのか」という問いに対し回答を与えることが可能となるであろう。

謝辞

この観測及び解析に際して、気象研究所の榊原均氏と柳沢善次氏（観測当時）には多くのご協力とご助言をいただきました。厚くお礼申し上げます。また同研究所の猪川元興氏には今回の解析結果について多くの議論をお願いし、貴重なご意見をいただきました。深く感謝いたします。

参考文献 (英文)

- Asai, T., 1966 : Cloud bands over the Japan Sea off the Hokuriku District during a cold outburst. Paper Meteor. Geophys., 16, 179-194.
- Asai, T. and Y. Miura, 1981 : An analytical study of meso-scale vortex-like disturbances observed around Wakasa bay area. J. Meteor. Soc. Japan, 59, 832-843.
- 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.
- Barnes, G. M. and K. Sieckman, 1984 : The environment of fast-and slow-moving tropical mesoscale convective cloud lines. Mon. Wea. Rev., 112, 1782-1794.
- Bluestain, H. B. and M. H. Jain, 1985 : Formation of mesoscale lines of precipitation : Severe squall lines in Oklahoma during the spring. J. Atmos. Sci., 42, 1711-1732.
- Braham, R. R., Jr., 1983 : The midwest snow storm of 8-11 December 1977. Mon. Wea. Rev., 111, 253-272.
- Browning, K. A. and R. Wexler, 1968 : The determination of kinematic properties of a wind field using Doppler radar. J. Appl. Meteor., 7, 105-113.
- Chalon, J. P., J. C. Fankhauser and P. J. Eccles, 1976 : Structure of an evolving hailstorm, Part I : General characteristics and cellular structure. Mon. Wea. Rev., 104, 564-575.
- Douglas, R. H., 1964 : Hail size distribution. Proc. 7th Radar Weather Conf. 146-149, Boston, Amer. Meteor. Soc.
- Higuchi, K., 1963 : The band structure of snowfall. J. Meteor. Soc. Japan, 41, 53-70.
- Hjelmfelt, M. R. and R. R. Braham, Jr., 1983 : Numerical simulation of the airflow over Lake Michigan for a major lake-effect snow event. Mon. Wea. Rev., 111, 205-219.
- Houze, R. A. Jr., 1977 : Structure and dynamics of a tropical squall-line system. Mon. Wea. Rev., 105, 1540-1567.
- Houze, R. A. Jr. and A. K. Betts, 1981 : Convection in GATE. Rev. Geophys. Space Phys., 19, 541-576.
- Houze, R. A. Jr., S. G. Geotis, F. D. Marks, Jr. and A. K. West, 1981 : Winter monsoon convection in the vicinity of north Borneo. Part 1 : Structure and time variation of the clouds and precipitation. Mon. Wea. Rev., 109, 1959-1614.

- Houze, R. A. Jr. and P. V. Hobbs, 1982 : Organization and structure of precipitating cloud systems. *Advances in Geophysics*, 24, 225-305.
- Ikawa, M., H. Sakakibara, M. Ishihara and Z. Yanagisawa, 1987 : 2-dimensional simulation of the convective snow band observed over the Japan Sea. :-The structure and time evolution of the organized multicellular convection-. *J. Meteor. Soc. Japan*, 65, 605-633.
- Kessinger, C. J., P. S. Ray and C. E. Hane, 1987 : The Oklahoma squall line of 19 May 1977. Part I : A multiple Doppler analysis of convective and stratiform structure. *J. Atmos. Sci.*, 44, 2840-2863.
- Koscielny, A. J., R. J. Doviak and R. Rabin, 1982 : Statistical considerations in the estimation of divergence from single-Doppler radar and application to prestorm boundary-layer observation. *J. Appl. Meteor.*, 21, 197-210.
- Leary, C. A. and R. A. Houze, Jr., 1979 : The structure and evolution of convection in a tropical cloud cluster. *J. Atmos. Sci.*, 36, 437-457.
- Locatelli, J. D. and P. V. Hobbs, 1974 : Fall speeds and masses of solid precipitation particles. *J. Geophys. Res.*, 79, 2185-2197.
- Magono, C., 1971 : On the localization phenomena of snowfall. *J. Meteor. Soc. Japan*, 49, 824-835.
- Matsumoto, S., T. Asai, K. Ninomiya, M. Iida and M. Takeuchi, 1965 : Behavior of the extraordinary cold vortex over the Far East coastal area observed during the period from 22 January to 24 January, 1963. *J. Meteor. Soc. Japan*, 43, 100-115.
- Matsumoto, S., K. Ninomiya, and T. Akiyama, 1967a : A synoptic and dynamic study on the three dimensional structure of mesoscale disturbances observed in the vicinity of a cold vortex center. *J. Meteor. Soc. Japan*, 45, 64-82.
- Matsumoto, S., K. Ninomiya, and T. Akiyama, 1967b : Cumulus activities in relation to the mesoscale convergence field. *J. Meteor. Soc. Japan*, 45, 64-82.
- Matsumoto, S., K. Ninomiya, and T. Akiyama, 1968 : Mesoscale analytical study on a line-up cumulus row caused by orographic effect under the winter monsoon situation. *J. Meteor. Soc. Japan*, 46, 222-233.
- Miyazawa, S., 1967 : On the vertical mesoscale disturbances observed during the period of a heavy snow or rain in the Hokuriku District. *J. Meteor. Soc. Japan*, 45, 292-305.
- Nagata, M., M. Ikawa, S. Yoshizumi and T. Yoshida, 1986 : On the formation of a convergent cloud band over the Japan Sea in winter. *J. Meteor. Soc. Japan*, 64, 841-855.

- Newton, C. W., 1967 : Severe convection storms. *Advances in Geophysics*, Vol. 12, Academic Press, 257-308.
- Nicholls, M. and M. J. Weissbluth, 1988 : A comparison of two-dimensional and quasi-three-dimensional simulations of a tropical squall line. *Mon. Wea. Rev.*, 116, 2437-2452.
- Ninomiya, K., 1964 : Water-substance budget over the Japan Sea and the Japan Islands during the period of heavy snow storm. *J. Meteor. Soc. Japan*, 42, 317-329.
- Ninomiya, K., 1968 : Heat and water budget over the Japan Sea and the Japan Islands in winter season. *J. Meteor. Soc. Japan*, 46, 343-372.
- O'Brien, J. J., 1970 : Alternative solutions to the classical vertical velocity problem. *J. Appl. Meteor.*, 9, 197-203.
- Ogura, Y. and N. A. Phillips, 1962 : Scale analysis of deep and shallow convection in the atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, 19, 173-179.
- Ogura, Y. and T. Takahashi, 1971 : Numerical simulation of the life cycle of a thunderstorm cell. *Mon. Wea. Rev.*, 99, 895-911.
- Ogura, Y. and M. T. Liou, 1980 : The structure of a midlatitude squall line : A case study. *J. Atmos. Sci.*, 37, 553-567.
- Pasarelli, R. E., Jr. and R. R. Braham, Jr., 1981 : The role of the winter land breeze in the formation of Great Lake snow storms. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 62, 482-491.
- Proctor, F. R., 1989 : Numerical simulations of an isolated microburst. Part II: Sensivity experiments. *J. Atmos. Sci.*, 46, 2143-2165.
- Rotunno, R., J. B. Klemp and M. L. Weisman, 1988 : A theory for strong, long-lived squall lines. *J. Atmos. Sci.*, 45, 463-485.
- Schoenberger, L. M., 1984 : Doppler radar observation of a land-breeze cold front. *Mon. Wea. Rev.*, 112, 2455-2464.
- Shimizu, N. and A. Uchida, 1974 : An observational study of organized snow echo over the Japan Sea. *J. Meteor. Soc. Japan*, 52, 289-299.
- Simpson, J. E., D. A. Mansfield and J. R. Milford, 1977 : Inland penetration of sea-breeze fronts. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 103, 47-76.
- Smith, S. D., 1986 : Next Generation Weather Radar sectorized uniform wind algorithm. Prepared by the NEXRAD Joint System Program Office.

- Smull, B. F. and R. A. Houze, Jr., 1985 : A midlatitude squall line with a trailing region of stratiform rain : Radar and satellite observations. *Mon. Wea. Rev.*, 113, 117-132.
- Smull, B. F. and R. A. Houze, Jr., 1987 : Dual-Doppler radar analysis of a midlatitude squall line with a trailing region of stratiform rain. *J. Atmos. Sci.*, 44, 2128-2148.
- Takeda, T., 1971 : Numerical simulation of a precipitating convective cloud : The formation of a 'long-lasting' cloud. *J. Atmos. Sci.*, 28, 350-376.
- Takeda, T, K. Isono, M. Wada, Y. Ishizaki, K. Okada, Y. Fujiyoshi, M. Maruyama, Y. Izawa and K. Nagaya, 1982 : Modification of convective snow-clouds in landing the Japan Sea coastal region. *J. Meteor. Soc. Japan*, 60, 967-977.
- Tsuboki, K., Y. Fujiyoshi and G. Wakahama, 1989a : Structure of a land breeze and snowfall enhancement at the leading edge. *J. Meteor. Soc. Japan*, 67, 757-770.
- Tsuboki, K., Y. Fujiyoshi and G. Wakahama, 1989b : Doppler radar observation of convergence band cloud formed on the west coast of Hokkaido Island. II: Cold front type. *J. Meteor. Soc. Japan*, 67, 985-999.
- Tsuchiya, K. and T. Fujita, 1967 : A satellite meteorological study of evaporation and cloud formation over the western Pacific under the influence of the winter monsoon. *J. Meteor. Soc. Japan*, 45, 232-250.
- Waldeufel, P. and H. Corbin, 1979 : On the analysis of a single-Doppler radar data. *J. Appl. Meteor.*, 18, 532-542.
- Weisman, M. L. and J. B. Klemp, 1982 : The dependence of numerically simulated convective storms on vertical shear and bouyancy. *Mon. Wea. Rev.*, 110, 504-520.
- Weisman, M. L. and J. B. Klemp, 1984 : The structure and classification of numerically simulated convective storms in directionally varing wind shears. *Mon. Wea. Rev.*, 112, 2479-2498.
- Wyss J. and K. A. Emanuel, 1988 : The pre-storm environment of midlatitude prefrontal squall lines. *Mon. Wea. Rev.*, 116, 790-794.
- Zipser, E. J., 1977 : Mesoscale and convective-scale downdrafts as distinct components of squall-line structure. *Mon. Wea. Rev.*, 105, 1568-1588.
- Zipser, E. J. and M. A. LeMone, 1980 : Cumulonimbus vertical velocity in GATE. Part II : Synthesis and model core structure. *J. Atmos. Sci.*, 37, 2458-2469.

参考文献（和文）

- 植村八郎、1980：冬期季節風下の日本海沿岸の大雪をもたらすじょう乱の構造と形成について、天気、27, 33-44.
- 内田英治、1979：V字型の雲パタンと日本海沿岸の大雪、天気、28, 288-298.
- 岡林俊雄、1969：昭和44年1月上旬の日本海側大雪のときの気象衛星写真、天気、16, 79-80.
- 岡林俊雄、里見穂、1971：レーダーと気象衛星による雪雲の研究（I）、天気、18, 574-581.
- 気象庁、1968：北陸豪雪調査報告、気象庁技術報告、気象庁、pp481.
- 小林俊一、1988：雪氷域の局地循環、気象研究ノート、163, 123-128.
- 近藤純正、1981：地表に近い大気（竹内・近藤著、大気科学講座）、東大出版会、226pp.
- 斎藤実、陳岡富二男、松田一、里見穂、小花隆司、1968：北海道石狩湾付近の降雪のレーダー解析、天気、15, 42-50.
- 藤原美幸、柳沢善次、青柳二郎、1971：冬季対流雲のレーダー観測、気象研究ノート、109, 602-634.
- 藤吉康志、坪木和久、小西啓之、若浜五郎、1988：北海道西岸帯状収束雲のドップラーレーダー観測（I）—温暖前線型—、天気、35, 427-439.
- 深津林、1977：東尋坊レーダで観測される冬の線状エコーと帯状雲について、天気、24, 183-189.
- 深津林、服部満夫、1974：二つの異なる走向を持つ線状エコー群の解析、研究時報、26, 219-224.
- 入田念、深津林、江口博、1976：うず状エコーの解析—特に形成過程と周辺の総観場の特性について、天気、23, 255-266.
- 松本誠一、二宮洗三、1969：降雪に伴う中規模じょう乱に関する研究、天気、16, 291-302.
- 村松照男、小倉士郎、1975：北海道西岸小低気圧型の天気、天気、22, 369-379.
- 山岸米次郎、1980：冬季日本海上に観測される安定層の特性、天気、27, 321-329.
- 山口勝輔、孫野長治、1974：冬期日本海上におけるメソスケール前線上の渦状じょう乱について、天気、21, 83-88.
- 八木正允、1985：冬期の季節風の吹出し方向に対して、おおよそ直交する方向にロール軸をもつ大規模雪雲、天気、32, 175-187.

副論文

1. Classification of mesoscale snowfall systems observed in western Hokuriku during a heavy snowfall period in January 1984.
Sakakibara, H., M. Ishihara and Z. Yanagisawa
J. Meteor. Soc. Japan, 66, 193-199 (1988)
(1984年1月の豪雪期間に北陸西部で観測された中規模降雪系の分類)

2. Squall line like convective snowbands over the sea of Japan.
Sakakibara, H., M. Ishihara and Z. Yanagisawa
J. Meteor. Soc. Japan, 66, 937-953 (1988)
(日本海上のスクールライン状対流性降雪雲帯)

3. Doppler radar analysis of the structure of mesoscale snow bands developed between the winter monsoon and the land breeze.
Ishihara, M., H. Sakakibara and Z. Yanagisawa
J. Meteor. Soc. Japan, 67, 503-520 (1989).
(冬期季節風と陸風の間が発生したメソスケール降雪雲帯の構造についてのドップラーレーダー解析)