

衰退する帯状雲の南端部に形成された降雪バンドの構造

大 東 忠 保*・坪 木 和 久*・石 塚 暁**

要 旨

上空の寒気が遠ざかりつつある2003年1月29日夕方、日本海西部の帯状雲は衰退期にあった。この帯状雲の南端部は、既存の帯状雲の降雪域のすぐ近傍で発生したり、既存の降雪域から分裂したりして形成された数十kmから100kmほどの長さの複数の降雪バンドから構成されていた。この降雪バンドの1つの構造を詳しく調べた。降雪バンドは対流セルで構成され、エコー頂高度は最大で5kmを超えていた。対流セルは「海上域」と「海岸域」で多く発生していたが、その発生には対流セル間の相互作用は本質的ではなかった。下層には降雪バンドを挟んでメソスケールの収束が存在し、これが降雪バンドを構成する対流セルの発生に重要であった。「海岸域」では、北よりの相対風が北まで広がっており、局所的に下層収束の層が厚くなっていた。この厚い収束が流れてきた対流セルの維持と、新たな対流セルの発生に寄与し、降雪バンドを部分的に強化していた。

1. はじめに

冬季、ユーラシア大陸から寒気の吹き出しが起るとき、日本海上には降雪雲が形成され日本海側地方に多量の降雪がもたらされる。降雪量は総観的には上空の寒気の強さと深く関係しているが、同じ強さの上空寒気下においても短時間的に、あるいは局所的に活発で集中した降雪がもたらされる。寒気吹き出し時に日本海一面に発達する降雪雲の中で、これら局所的な降雪の強化が引き起こされるときは降雪雲の構造や、組織化の形態・過程は多様であり、その理解は不十分である。

冬季の日本海上で最も広範囲にわたってみられる降雪雲は筋状雲である。筋状雲は主風向に平行な走向をもつ平行型筋状雲と、主風向に直交した走向をもつ直交型筋状雲 (Tsuchiya and Fujita 1967) に見かけ上

分類される。これらの筋状雲はエネルギー論としては、Asai (1970, 1972) が線形理論により示した鉛直シアー流中で熱的不安定によって生じる対流として理解することが可能である (例えば、Eito *et al.* 2010)。一方、Asai (1970, 1972) の理論の適用外のこととして、筋状雲を構成する個々の対流内の降水粒子の昇華蒸発や運動量輸送が新たな対流の発生に寄与すること (Fujiyoshi *et al.* 1998; Yamada *et al.* 2010; 清水・坪木 2005)、雲微物理学的作用 (佐藤 1994) によって筋状雲の形成・維持が助長されること、隣り合う筋状雲間の相互作用によって筋状雲が強化されること (Yoshimoto *et al.* 2000) が示されている。

一方、海岸付近においてはしばしば降雪雲の形成や長時間の停滞、急激な強化がもたらされる。これらは季節風と、海岸付近に局所的に形成される季節風とは異なる風向・温度をもつ流れ・気塊との収束によってもたらされる。この海岸付近で局所的に形成される流れ・気塊として、陸風 (Ishihara *et al.* 1989; Tsuboki *et al.* 1989; Ohigashi and Tsuboki 2005)、地形によって曲げられた風 (Yoshihara *et al.* 2004)、降水粒子の昇華蒸発によって山地の風上に蓄積された冷気

* 名古屋大学地球水循環研究センター。

** 名古屋大学地球水循環研究センター (現：豊川市立小坂井中学校)。

—2011年4月4日受領—

—2011年11月2日受理—

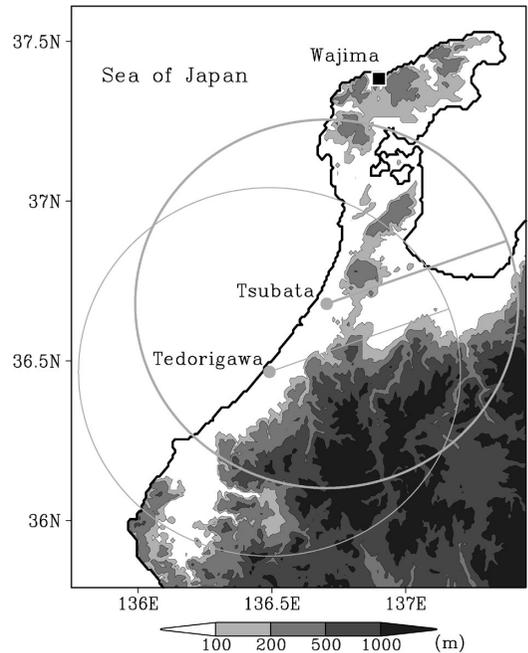
プール (Eito *et al.* 2005) が存在することがこれまでの研究により明らかになっている。これらによって形成される下層収束の走向は海岸線と平行な方向に伸びる。

日本海上においても組織化された降雪雲がしばしば形成し、活発な降雪をもたらす。岡林 (1969) は寒気吹き出し時に筋状雲より顕著に太く発達した帯状雲が日本海西部に形成されることを衛星によって発見し、その上陸部では大雪がもたらされていたことを指摘した。浅井 (1988) はこの帯状雲に沿ってみられる下層収束帯を日本海寒帯気団収束帯 (Japan-Sea Polar-Airmass Convergence Zone; 以下, JPCZ) とよんだ。JPCZ に沿った帯状雲の中でも特にその南端 (南西端) で対流活動が活発であり (Hozumi and Magono 1984; 八木ほか 1986), ここでは雲頂高度が 5 km を超える寒気吹き出し時としては背の高い対流雲が形成されることがある (村上ほか 2005)。帯状雲の範囲のうち南端部以外には層状の雲もしくは直交型筋状雲がみられ、一方、帯状雲を挟んでその北側と南側には平行型筋状雲が形成される (八木ほか 1986)。JPCZ に沿った帯状雲は上空の寒気の通過により盛衰や移動を伴うことが知られているが (Nagata 1992; Ohigashi and Tsuboki 2007; Eito *et al.* 2010), その変化の過程の理解は不十分である。

2002年12月から2003年2月にかけて、戦略的創造研究 (CREST) 「メソ対流系の構造と発生・発達のメカニズムの解明 (研究代表者: 吉崎正憲)」の一環として、「冬季日本海メソ対流系観測-2003 (略称 WMO-03)」(吉崎ほか 2003) が北陸・上越沿岸部と日本海上で行われた。観測期間中の2003年1月29日 18JST (Japan Standard Time, 日本標準時) から 20JST 頃にかけて、JPCZ に沿った帯状雲の衰退期にその南端部においてエコー頂高度が 5 km を超える発達した降雪バンドが形成された。本論文では、この発達した降雪バンドの構造を調べた。

2. データ

対象とする降雪バンドの3次元構造を明らかにするために、石川県河北郡津幡町、能美郡川北町手取川堤防に設置した名古屋大学の2台のドップラーレーダーの観測データを用いた。レーダーの諸元は榊原ほか (2001) に示されている。設置場所と観測範囲を第1図に示す。両レーダーはともに、 0.7° から 25° までの11仰角のPPI (Plan Position Indicator) 走査を5分



第1図 名古屋大学の2台のドップラーレーダーの設置場所 (丸印, 津幡および手取川堤防) と観測範囲 (円), および輪島の高層観測地点の位置 (四角)。また地形の標高 (m) を陰影で示す。

ごとに行って3次元データを取得した。レーダー観測データは極座標系で得られるため、格子間隔が水平方向500m、鉛直方向250mの3次元直交座標系に内挿しCAPPI (Constant Altitude Plan Position Indicator) データを作成した。また、速度場は2台のドップラーレーダーデータから3次元変分法を用いて最適解を推定する方法 (Gao *et al.* 1999; 清水・前坂 2007) により求めた。

これに加えて降雪バンドの環境場と周囲の雲・降水の状況を知るために、気象庁領域客観解析データ (水平格子間隔20km)、静止気象衛星赤外および可視画像、輪島における高層気象観測、気象庁レーダーの降水強度データ、気象庁アメダス10分値データを用いた。

3. 環境場の特徴

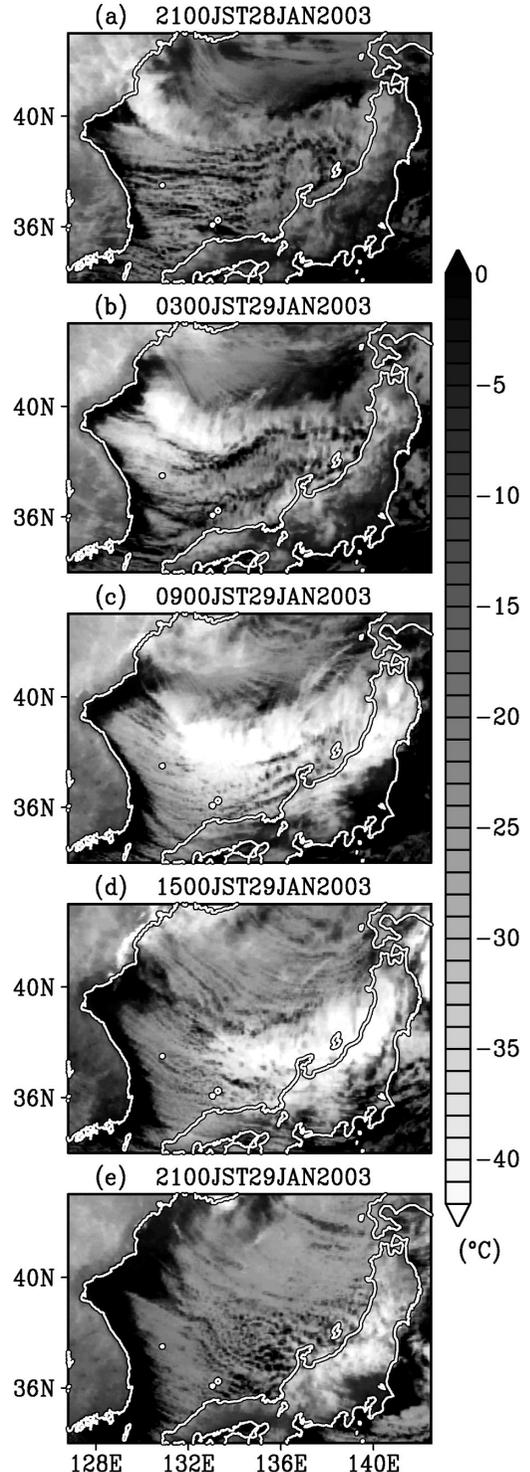
2003年1月27日09JSTに山陰沖に位置していた中心気圧1006hPaの低気圧は日本海上で急発達しながら北東進した。1月29日15JSTにはこの低気圧はサ

ハリンの東海上に位置し、その中心気圧は976hPaに達していた。このため、日本付近は西高東低の冬型の気圧配置となっており、日本海一面に寒気の吹き出しに伴う降雪雲が形成されていた。

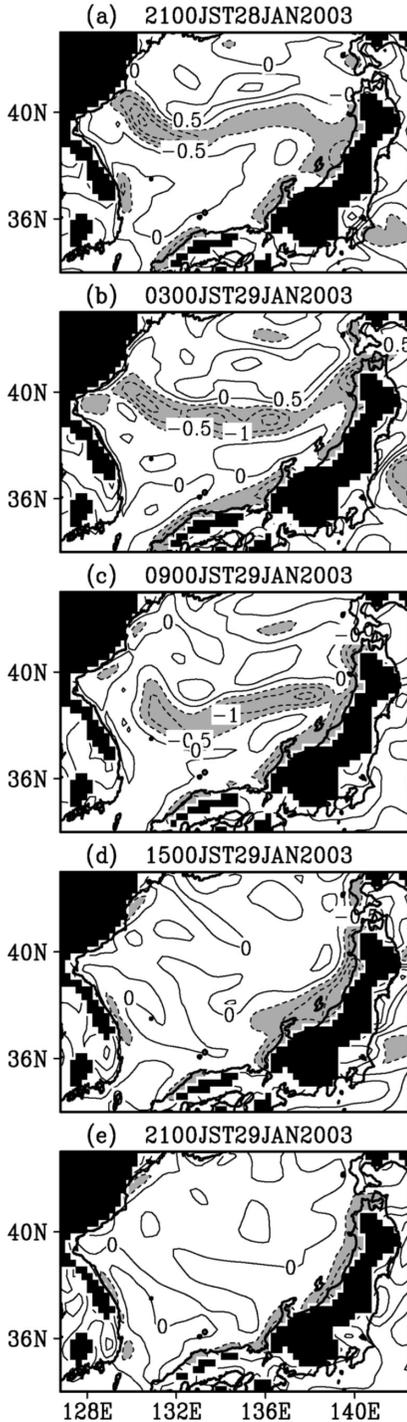
気象衛星赤外画像では、28日21JST（第2図a）にケーマ高原の南東海上（北緯41度，東経130度付近）から日本の東北地方に伸びる帯状雲が確認できる。帯状雲の西端は輝度温度が低く、特に雲が高く発達している。一方、28日21JST，29日03JST（第2図b）の画像では上記の帯状雲よりも輝度温度は高く背が低いものの、朝鮮半島の付け根（北緯39.5度，東経129度付近）から伸びる別の帯状雲がみられる。この特徴は八木ほか（1986）による衛星画像の解析でも指摘されている。29日03JST以降，この2つの帯状雲は南東に移動しながら合流するよう見え、09JST（第2図c）の画像ではその境は不明瞭である。この時間以降，帯状雲の西端はユーシア大陸からはるかに離れて存在している。29日15JST（第2図d）から21JST（第2図e）にかけて発達した領域が日本列島に上陸するとともに，帯状雲は不明瞭になった。

この衛星赤外画像と対応する時間の下層（950 hPa）の水平発散場を第3図に示す。表示する領域は第2図と同じである。28日21JST（第3図a）にはケーマ高原の南東海上から東北地方に伸びる $-0.5 \times 10^{-4} \text{s}^{-1}$ 以下の収束帯（JPCZ）が存在する。大陸に接する西端近くでは $-2 \times 10^{-4} \text{s}^{-1}$ 以下の収束が存在し特に収束が大きい。29日03JST（第3図b）になると大きな収束域は東にも広がる。一方，朝鮮半島の付け根付近にも $-0.5 \times 10^{-4} \text{s}^{-1}$ 以下の収束がみられる。これは，同じ場所にみられたもう一方の帯状雲に対応している。29日09JST（第3図c）になるとJPCZの西端は大陸から離れている。29日09JSTでJPCZの折れ曲がった箇所として認められる部分（北緯38度，東経133度付近）は，15JST（第3図d）には山陰沖約200kmの位置に移動しているが，収束自体は弱まっており， $-0.5 \times 10^{-4} \text{s}^{-1}$ 以下の明瞭な収束域は能登半島の100kmほど西の海上から東北地方の限定された領域となっている。このとき，第2図dに示す29日15JSTの帯状雲の輝度温度は09JSTより高くなり背が低くなっている。29日21JST（第3図e）にはJPCZは明瞭には認められない。衛星画像でも帯状雲は不明瞭である（第2図e）。

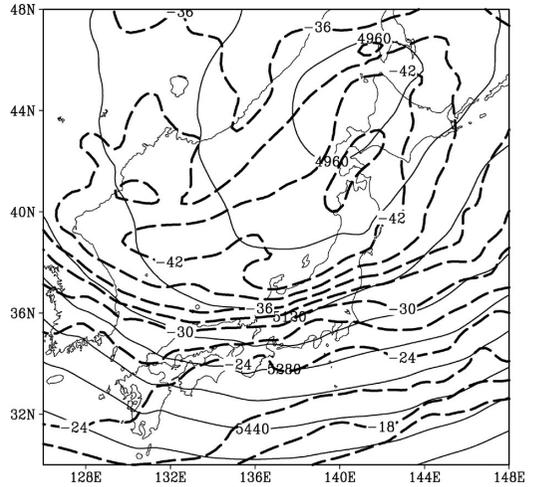
第4図に気象庁領域客観解析における1月29日15JSTの500hPaのジオポテンシャル高度と気温を示



第2図 2003年1月28日2100JSTから29日2100JSTまで6時間ごとの静止気象衛星赤外画像。陰影は輝度温度（°C）を示す。



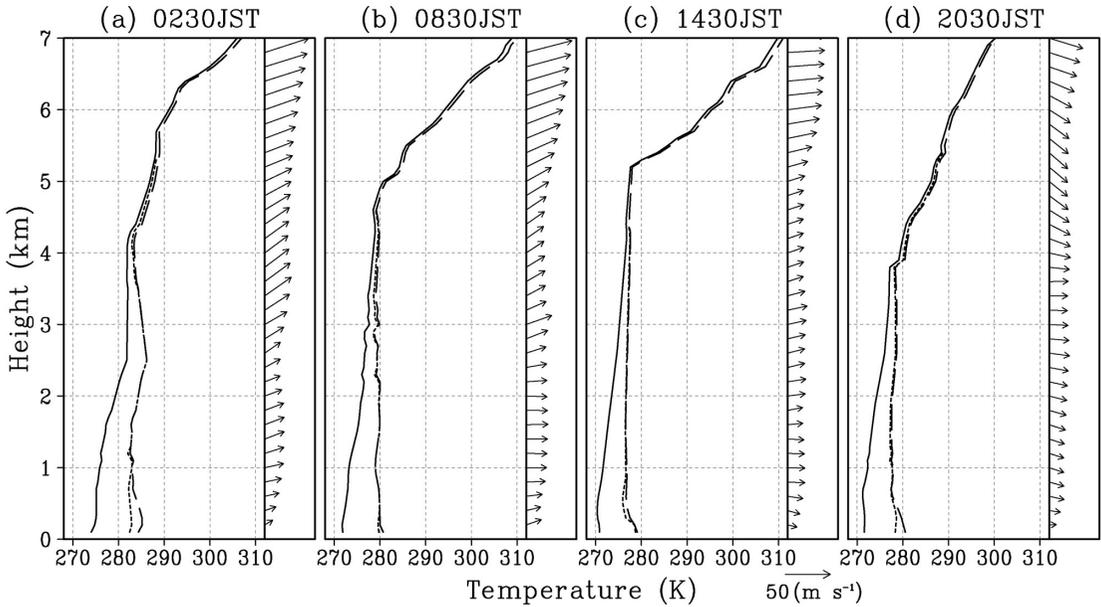
第3図 2003年1月28日2100JSTから29日2100JSTまで6時間ごとの気象庁領域客観解析から得られた950hPaの水平発散場。等値線を $0.5 \times 10^{-4} \text{s}^{-1}$ ごとに、また $-0.5 \times 10^{-4} \text{s}^{-1}$ 以下の部分を陰影で示す。



第4図 2003年1月29日1500JSTにおける気象庁領域客観解析の500hPaのジオポテンシャル高度(実線, 80mごと)および気温(破線, 3°Cごと)。

す。高度場においては北海道の西に上層寒冷渦が確認でき、南方に深いトラフとして広がっている。これに伴い能登半島上空には -42°C 以下の強い寒気が存在していた。

上空の寒気と下層の成層状態を見るために、29日の輪島における温位、相当温位、飽和相当温位、水平風の鉛直分布を第5図に示す。0230JST(第5図a)には高度4.2km以上で温位、相当温位が高度とともに大きく増加しており強い安定成層を示している。0830JST(第5図b)になると高度5.6km以下では温位が低下し、それ以上の高度では温位が上昇することによって、この高度付近の安定度は増加している。温位の低下は、2kmから5kmの高度で特に大きく、3Kから6Kほど低下した。これに伴い、相当温位がほぼ一定である層は高度4.5km以上にまで達していた。風速の変化も同高度を挟んで大きいことから、対流は同程度の高度まで発達していたと考えられる。1430JST(第5図c)には5kmから5.5kmの高度でさらに3Kから6Kほど温位が下がり、対流が到達している高度は高度5.2kmまで増加したと考えられる。この高度5km付近を中心とした温位の低下と、それより上空の温位の上昇は第4図で述べた寒冷渦に伴ったトラフの東進によるものであり、これに伴って対流の到達する高度は高くなった。2030JST(第5図d)には5.7km以上の高度で温位が低下する一方、



第5図 2003年1月29日 (a) 0230JST, (b) 0830JST, (c) 1430JST, (d) 2030JST 放球の輪島の高層観測により得られた温位(実線, K), 相当温位(点線, K), 飽和相当温位(破線, K), 水平風ベクトル(矢印, ms^{-1})の鉛直分布.

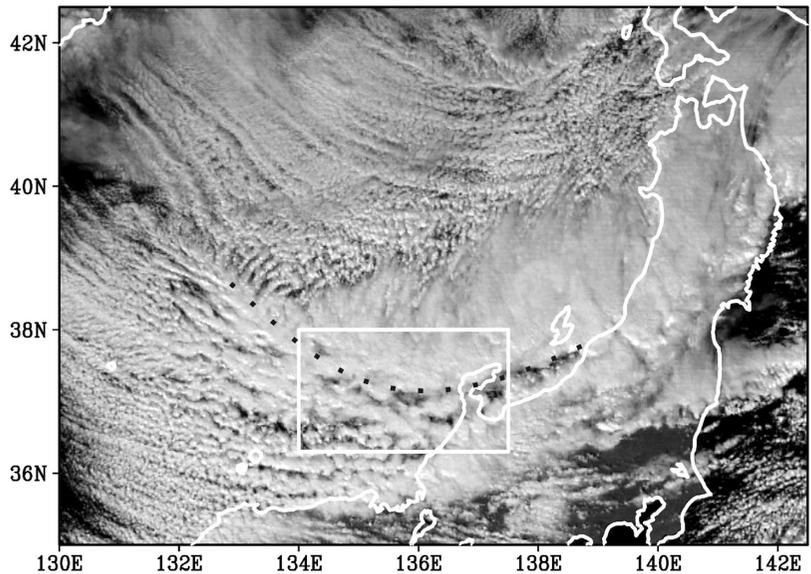
3.9km から5.6km で温位が大きく上昇した. このため, 相当温位一定の層は3.9km より低い高度におさえられた. この温位の変化は, 1430JST 以降, 寒冷渦の中心が能登半島上空から離れる傾向にあったことを示している. このときの帯状雲は既に述べられたように衰退する傾向にあった(第2図).

4. 衰退する帯状雲南端部の構造

4.1 帯状雲南端部の構造とその時間変化

JPCZ に沿った帯状雲は, 衛星画像でも確認できる幅数十km から数百km の雲である. これまでの研究から帯状雲の南端部は特に活発な対流雲から構成され, その北側には層状の雲

14JST29JAN2003

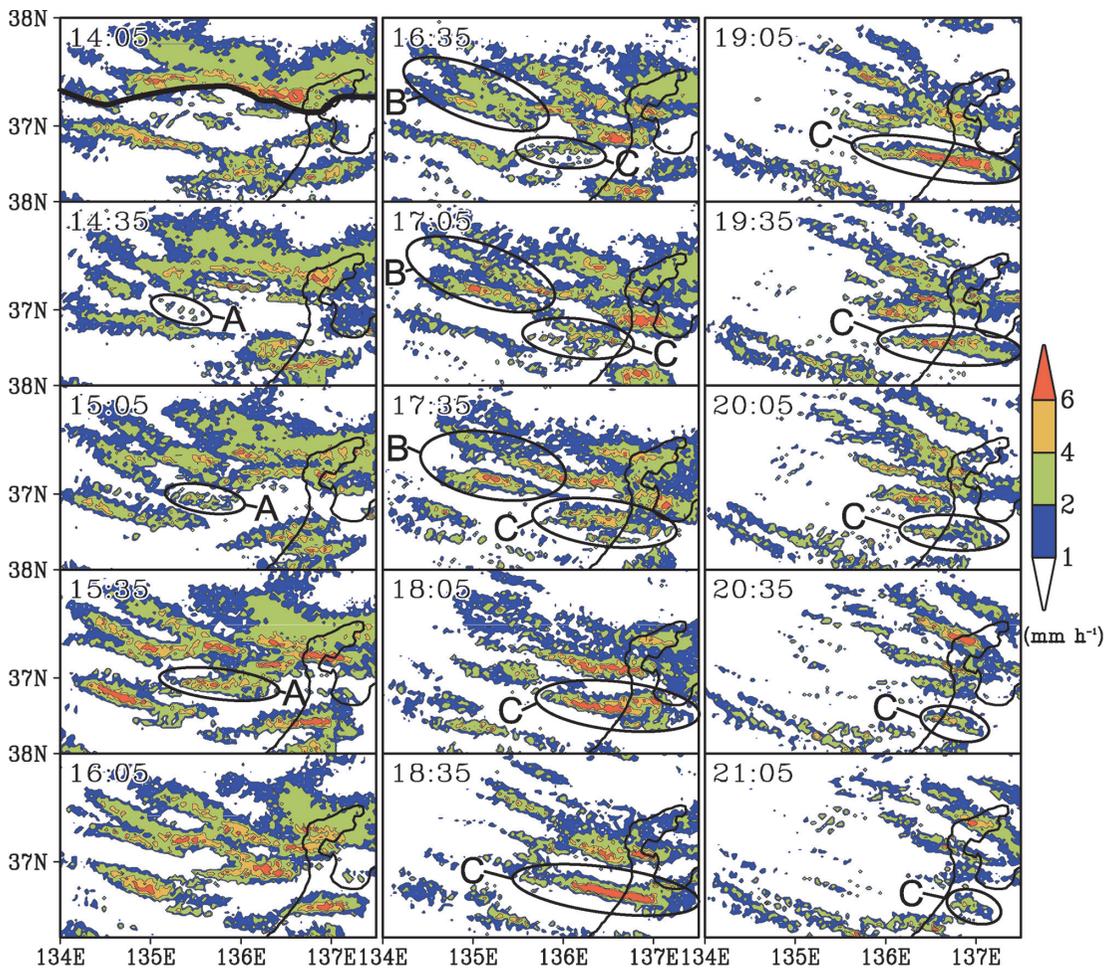


第6図 2003年1月29日1400JSTの静止気象衛星可視画像. 点線は帯状雲の南端を示す.

もしくは直交型筋状雲が, また帯状雲を挟んで南北には平行型筋状雲が形成されることが知られている. こ

これらのことから、第6図に示す29日14JSTの気象衛星可視画像において帯状雲の南端を層状の雲が切れている箇所、もしくは走向の違う筋状雲（直交型筋状雲と平行型筋状雲）の入れ替わる箇所として定義する。すると図中に示される点線付近に帯状雲の南端が位置している。能登半島付近に着目するとその北部に帯状雲南端が位置している。そして、帯状雲南端部より北側には層状の雲がみられる。この層状の雲の29日15JSTの輝度温度は全体的に -40°C 以下を示し、最も低い部分では -45°C に達していた。これは高層観測によると4.5kmから5kmの高度に相当する。この層状の雲は同程度の高さをもった活発な対流雲からのアンビルと考えられる。

この時間以降の第6図の四角で囲まれた領域の降水エコー（降水強度）の変化を第7図に示す。降水強度は表示した時間を中心とする30分間の期間で平均している。1405JSTには能登半島の北部に南北に幅の広い降水域が存在している（図中1405JSTの図の実線の北側）。第6図と比較してこれが帯状雲の南端部の降水エコーと考えられる。この帯状エコーの中でも特に南端部で降水強度が強くなっている。このことはこれまでの研究による認識と同じであるが、このスケールではこの南端部のエコーは一直線にならんでいるわけではなく、折れ曲がったり、一部切れたりしていることが確認できる。また、図中の実線のすぐ南側にもエコーが散在しており雲としてはつながっている可能



第7図 2003年1月29日1405JSTから2105JSTまで30分ごとの気象庁レーダーの降水強度 (mm h^{-1})。各時間を中心とする30分間の期間で平均している。1405JSTに示した実線はこの時間における帯状雲の南端を示す。A、B、Cの記号を付した領域の説明は本文中で行う。

性もある。さらに詳しく見ると、比較的強い降水強度をもつ領域として認識される長さ数十kmから100kmのオーダーの降雪バンドが複数埋め込まれているように見える。1405JSTの帯状エコーの時間変化を追うと、帯状エコーに埋め込まれた降雪バンドはその後の時間においても確認できることに加えて、帯状エコーのすぐ南側で降雪バンドが発達し（1435JSTのA）その後帯状エコー本体に合流していく様子や、降雪バンドが発達しながら本体から分離する様子（1635JSTのBおよびC）が確認できる。

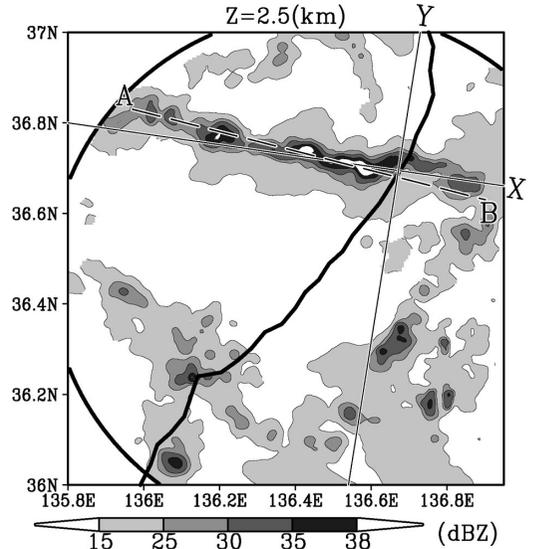
これらのことから対流が特に活発な領域として認識されている帯状雲の南端部は、レーダーのような空間解像度のよいデータを使用すると、一本の線ではなく、長さ数十kmから100kmのオーダーの降雪バンドの集合体として認識される。またこの降雪バンドは帯状エコーの南端近くで発生・発達し帯状エコーに合流したり、逆に帯状エコーから発達しながら分離したりすることがわかった。どちらの降雪バンドについても、本研究では帯状雲南端部の構造の一部と考える。

最終的に、2105JSTには帯状雲の衰退に伴って対応する帯状エコーは不明瞭になった。

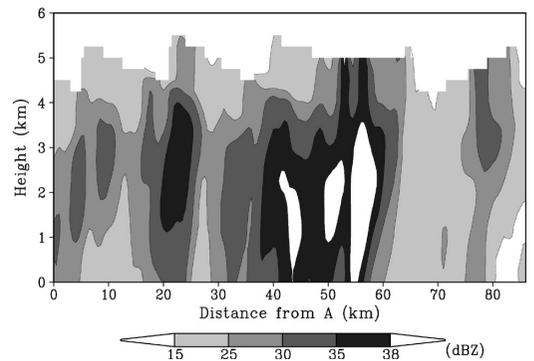
4.2 帯状雲を構成する降雪バンドのエコー構造

名古屋大学のレーダー観測範囲内において第7図のCの領域で示される降雪バンドを観測することができた。そこで、この降雪バンドの発達過程についてドップラーレーダーデータを用いて詳しく調べる。名古屋大学のレーダーで観測された、降雪バンドがほぼ最盛期を迎えた1820JSTの高度2.5kmにおけるレーダー反射強度を第8図に示す。高度2.5kmでは、降雪バンドは北緯36.7度から36.8度付近を西西北一東南東方向に伸びている。降雪バンド内にはセル状のエコーが複数存在し、最大のレーダー反射強度は最大40dBZに達していた。

同時刻の降雪バンド（第8図線分A-B）に沿ったレーダー反射強度の鉛直断面を第9図に示す。第8図で見られた複数のセル状エコーは鉛直断面でも確認できる。15dBZのレーダー反射強度でみると、複数のセル状エコーのエコー頂が4km以上まで発達し、最も背の高いものは5kmを超えている。これらは寒気吹き出し時に日本海上およびその周辺でみられる平行型筋状雲（Miura 1986；真木ほか 1992；Fujiyoshi *et al.* 1998；Yoshimoto *et al.* 2000；Yamada *et al.* 2010）、直交型筋状雲（佐藤 1994；清水・坪木 2005；Eito *et al.* 2010）、ほぼ定常状態にあるときの



第8図 2003年1月29日1820JSTの高度2.5kmにおけるレーダー反射強度 (dBZ)。



第9図 2003年1月29日1820JSTにおける第8図の線分A-Bに沿ったレーダー反射強度 (dBZ) の鉛直断面。

JPCZに伴う帯状雲の南端（メソ気象調査グループ 1988；Eito *et al.* 2010）よりも高い。輪島の高層観測では29日1430JSTにおいて相当温位がほぼ一定の層は高度5km以上まで達している。対象とする降雪バンドと輪島の高層観測の位置および時間のずれはあるが、5kmを超えるエコー頂は成層状態と整合的である。したがって、帯状雲は衰退傾向にあったものの上空の強い寒気の流入に伴って、降雪バンドは高度5km以上まで発達することが可能であった。

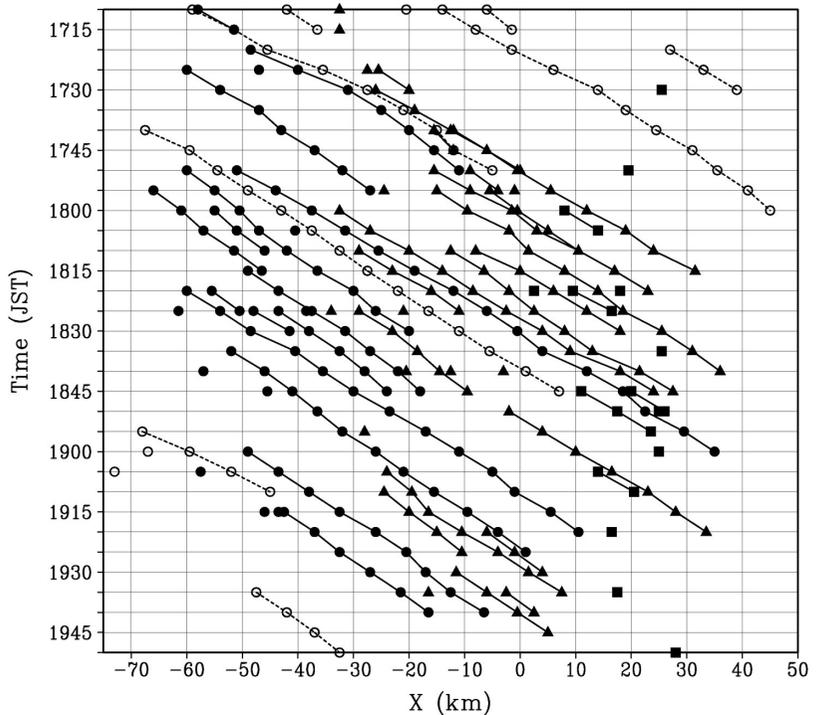
4.3 降雪バンドを構成する対流セルの特徴

第8図および第9図に示したように、この降雪バン

ドは活発な対流を示す複数のセル状エコー（対流セル）から構成されていた。ここでは、対流セルがどのような領域で発生し降雪バンドを形成したのかを調べるために、個々の対流セルを追跡した。本研究では対流セルを(1)高度2.5kmで30dBZ以上のレーダー-反射強度をもち、(2)1dBZごとの等値線において孤立した閉曲線で囲まれた領域と定義する。1つの30dBZのエコー域の中に孤立した閉曲線が2つ以上存在する場合は、それぞれを対流セルと定義する。ここで、第8図に示すように、最盛期の降雪バンドが上陸する付近の一点を原点にとり、対流セルの平均的な移動方向に沿って東側が正となるようにX軸を、それに直交する方向にY軸を定義する。この座標は時間とともに移動はしない。また、 $X < -35\text{km}$ を海上域、

$-35\text{km} \leq X < 0\text{ km}$ を海岸域、 $X \geq 0\text{ km}$ を陸上域とよぶ。追跡の対象とした対流セルは第10図に示した期間（1710JSTから1950JST）において $-10\text{km} \leq Y \leq 10\text{km}$ の範囲で一度でも対流セルの定義を満たしたものとした。対流セルの追跡は目視で行い、対流セル周辺のエコーの形状から同一のものかどうかを判断した。追跡の際にセルの定義を満たさなくなった時点で追跡を終了し、その後その延長線上で対流セルが定義された場合は、新たな対流セルとして扱った。

対流セルを追跡した結果を第10図に示す。縦軸は時間を、横軸はX軸上の水平距離を示す。示した期間のレーダー観測範囲において、発生から消滅まで追跡できたものを塗りつぶした記号で、そうでないものを白抜きの記号で表す。発生から消滅まで追跡できた対流セルのうち、海上域で発生したものを黒丸（●）、海岸域で発生したものを三角（▲）、陸上域で発生し



第10図 対流セルの追跡結果。横軸に第8図で示されるX軸方向の距離、縦軸に2003年1月29日の時間（JST）を示す。表示した期間において $-10\text{ km} \leq Y \leq 10\text{ km}$ の範囲で一度でも対流セルの定義を満たしたものを追跡した。海上域（ $X < -35\text{ km}$ ）で発生した対流セルを黒丸（●）、海岸域（ $-35\text{ km} \leq X < 0\text{ km}$ ）で発生した対流セルを三角（▲）、陸上域（ $X \geq 0\text{ km}$ ）で発生したものを四角（■）で示す。表示期間のレーダー観測範囲内で、発生から消滅までを追跡できなかった対流セルを白丸（○）で示す。

たものを四角（■）で表す。

また、領域ごとの対流セルの発生個数と30分以上継続した対流セルの割合を第1表に示す。対象期間のうち発生から消滅まで追跡できた対流セルの個数は全部で70個であった。その発生場所に着目すると、海上域で発生した対流セルの個数は24個（総発生個数の34%）、海岸域で発生した対流セルの個数は31個（同44%）であり、これらは陸上域で発生した個数15個（同21%）と比較して多かった。

次に対流セルの持続時間（寿命）に着目する。持続時間は各対流セルを連続して追跡できた回数にレーダーのボリュームスキャンの間隔である5分間をかけて算出した。海上域で発生した対流セル24個のうち38%（9個）の対流セルが30分以上持続しており、1時間以上の寿命を持つ対流セルもみられた。一方で、海岸域で発生した対流セルは寿命の長いものの割合は

第1表 対流セルの領域別の発生個数、および持続時間が30分以上だった対流セルの個数と割合(%)。

	対流セルの発生個数	30分以上継続した対流セルの個数(割合)
海上域 (X < -35km)	24	9 (38%)
海岸域 (-35km ≤ X < 0 km)	31	7 (23%)
陸上域 (X ≥ 0 km)	15	0 (0%)

比較的少なく、海岸域で発生した対流セル31個のうち30分以上の寿命を持ったものは23% (7個)であった。陸上で発生した対流セルに関しては、寿命が10分程度であり他の2つの領域で発生したものに比べると持続時間が極端に短かった。

次に、第10図で対流セルの発生・消滅のタイミングや、下層の流れの方向と新たなセルの発生の位置関係を見てみる。新たな対流セルの発生は、その多くが既存の対流セルの近傍で起こっている。しかしながら、新たな対流セルが既存のセルからみて下層風の上流側(西側)で発生する場合もあれば、下流側(東側)発生する場合もある。また、新たな対流セルは既存の対流セルが消滅する時間帯でのみ起こっているわけではない。これらのことから、新たな対流セルの発生は、既存のセルの消滅に伴う下層外流出と環境場の相互作用だけでは説明できない。降雪バンドの最盛期である1820JST前後の時間に着目すると、対流セルの間を埋めるように新たな対流セルが発生している。これらのことから、本事例における新たな対流セルの発生には、個々の対流セルが作り出す収束ではなく、より大きな場の流れによって作り出されるメソスケールの収束が本質的に重要であると考えられる。次節では、対流セルの発生に寄与する降雪バンド周辺の気流場を調べる。

4.4 降雪バンドの気流構造

第11図 a に1820JST の下層(高度0.75km)における対流セルの平均的な移動速度(東向き成分 18.6 ms^{-1} , 北向き成分 -2.7 ms^{-1})に相対的な水平風を矢印で示す。南北成分に着目すると降雪バンドの中心付近の大きなレーダー反射強度を挟んで、南側では相対的な南風成分、北側では相対的な北風成分の風が吹いている。水平発散(陰影)を計算すると降雪バンドの走向に沿って明瞭な収束線が形成されており、 $-2.0 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ の収束が存在する。次に、水平発散を東西方向の速度傾度(第11図 b)と南北方向の速度傾

度(第11図 c)に分解し、水平発散場と比較する。水平発散場にみられる収束線のパターンは、南北成分の速度傾度のパターンでは明瞭に確認できるが、東西方向の速度傾度では見られない。このことから、降雪バンド下層の収束は主に南北方向の速度傾度に

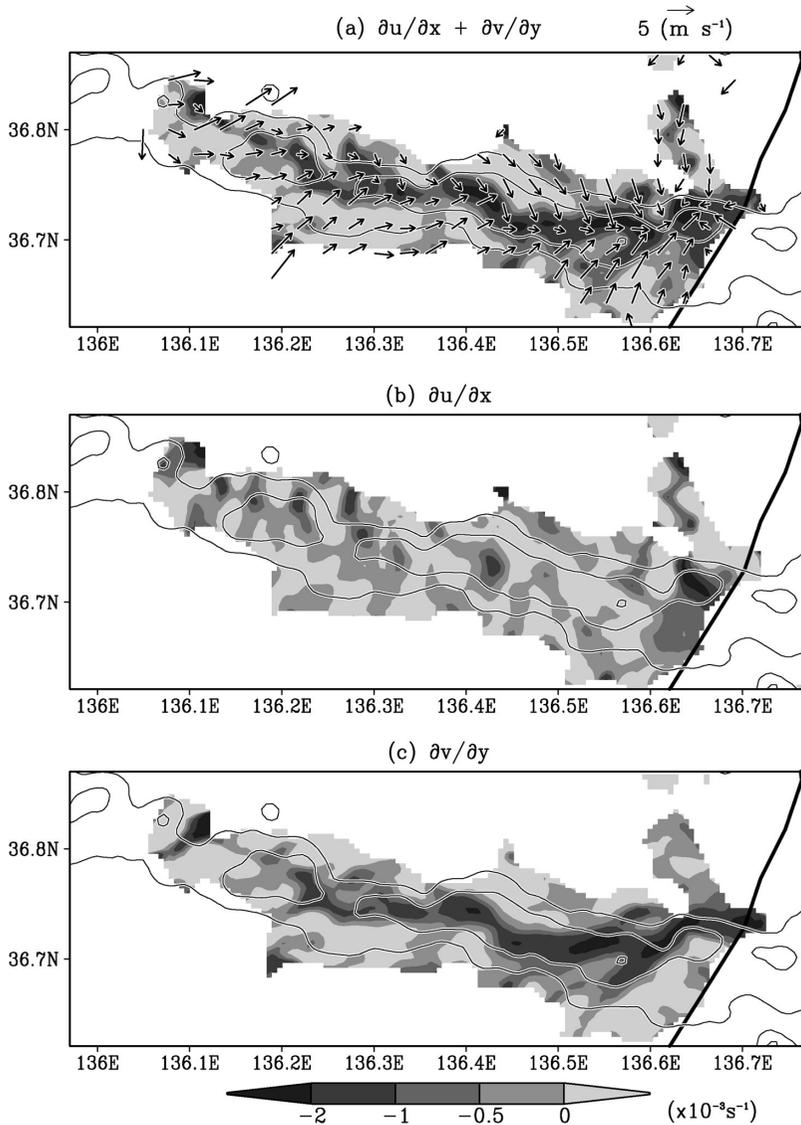
よって特徴づけられる。

このことを踏まえ、南北方向の気流場に着目し、降雪バンドが最も活発であった時間帯についての平均的な気流構造を示す。第12図は1750JST から1850JST まで時間平均したレーダー反射強度と対流セルの平均的な移動速度に相対的な風の南北成分を示す。下層ではあるが少し高め的高度である1.5kmを示す。海岸域に注目すると降雪バンドの北側では、北緯36.75度付近から北緯36.85度付近にかけて北側からのインフローが見られる。しかしながら、海上域の降雪バンドの北側ではセルの移動に相対的に西風かやや南風となっており、降雪バンドへは流入していない。すなわち、海上域では北側からのインフローは降雪バンドのごく近くの範囲にしか存在していない。その厚さも、高度1.5km ではやや不明瞭となっていることから比較的浅い。一方、海岸域では北側からのインフローが降雪バンドの直近だけに限らず、かなり遠方から供給されている。これは示した高度1.5km の高度でも明瞭に確認される。

同期間で時間平均した同じ高度の水平発散を第13図に示す。降雪バンドの走向に沿って収束域が存在しているが、第12図において降雪バンドの北側で遠方からのインフローが存在している海岸域では、海上域と比較して収束が強くなっている。この高度より下層になるほど海上域と海岸域の収束量の差が無くなっており、このことから海岸域においては下層収束の層が厚かったことがわかる。これが、海岸域における下層収束の総量を増大させていた。

4.5 北より相対風の役割と成因

第13図で、北より相対風のインフローが存在した海岸域では下層収束の総量が大きかった。この下層収束が降雪バンドの構造にどのような影響を与えていたのかについて議論する。対流セルは、海上域に加えて海岸域でも多く発生していた(第10図)ことから、海岸域における下層収束は対流セルの発生に寄与していた



第11図 2003年1月29日1820JSTの高度0.75kmにおける (a) 対流セルの平均的な移動に相対的な水平風ベクトル (矢印, ms^{-1}) と水平発散, (b) 速度の東西成分の東西傾度, (c) 速度の南北成分の南北傾度を示す。水平発散, 速度の東西・南北傾度は陰影で示し, 単位は 10^{-3}s^{-1} 。実線はレーダー反射強度を20dBZから10dBZ毎に示す。

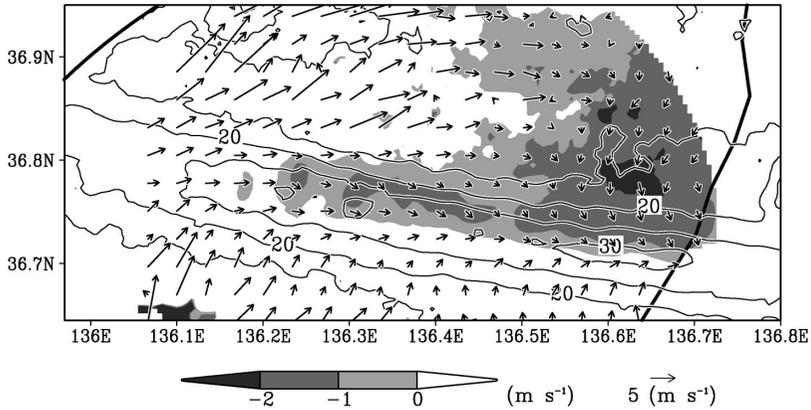
と考えられる。また、海上域で発生した対流セルは比較的長寿命であるという特徴があった。海上域で発生した対流セルは下流に流れ、海岸域に移動する。そして、海岸域の増大した下層収束によって維持され、長寿命化したと考えることができる。これらのことによって、海岸域での下層収束の増大が降雪バンドの局

所的強化に寄与したと考えられる。

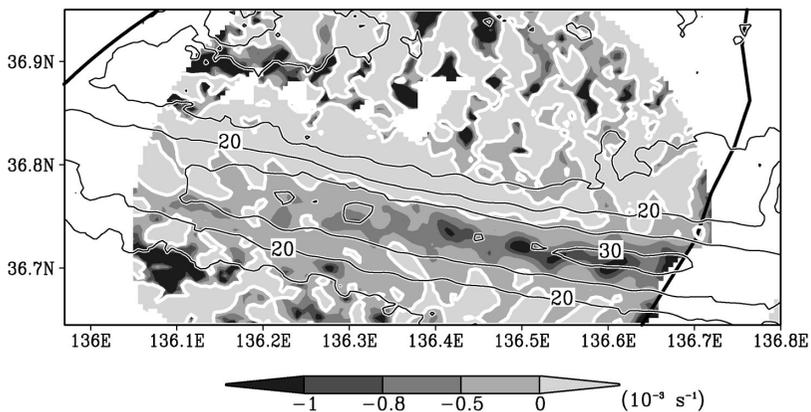
次に、降雪バンドの北側からの北より相対風のインフローの形成要因について議論する。海岸付近でしばしば降雪雲の強化をもたらすものとして、過去の研究では季節風とは異なる風向・温度をもつ海岸付近特有の流れ・気塊の存在が報告されている。しかしながら、本事例の下層収束線は海岸線とほぼ直交する方向に形成されていること、アメダスでは石川県の西部沿岸部で 10ms^{-1} を超える強い海よりの風が吹いていたことから、降雪バンドの形成には海岸付近特有の気流・気塊が寄与していたとは考えにくい。

Yoshimoto *et al.* (2000) は平行型筋状雲に関して、隣接する筋状雲からの下層の外出気流と降雪粒子が、対象とする筋状雲に進入することでエコーの強化をもたらしたことをドップラーレーダーの解析から示した。第11図aでは海岸から10kmほど沖の降雪バンド北側で北より相対風が吹いている。レーダーの有意なシグナルが得られていることは、この北より相対風の領域に降雪粒子が存在することを示してい

る。すなわち、北寄り相対風によって降雪粒子が対象とする降雪バンドに供給されている。第7図にみられるように対象とする降雪バンドのすぐ北側に位置する降雪バンドは1805JSTをピークに衰退傾向にあったことから、第11図に示した時間(1820JST)では下層外出気流が発達していた可能性がある。これらのこと



第12図 2003年1月29日1750JST から1850JST の期間で平均した、高度1.5km における対流セルの平均的な移動に相対的な水平風ベクトル (矢印, ms^{-1}), およびその南北成分の大きさが負の領域 (陰影, ms^{-1}). 実線はレーダー反射強度が15dBZ 以上の領域を 5 dBZ ごとに示す。



第13図 2003年1月29日1750JST から1850JST の期間について平均した、高度 1.5km における水平発散の大きさ (陰影, 10^{-3}s^{-1}). 実線はレーダー 反射強度が15dBZ 以上の領域を 5 dBZ ごとに示す。

から, Yoshimoto *et al.* (2000) が述べているような作用が対象とする降雪バンドの部分的強化に寄与した可能性がある。第12図の平均場における北より相対風はこの作用と整合的である。しかしながら, 降雪バンドの間は反射強度が弱く, 今回用いた波長帯のレーダーでは断片的にしかエコー域と気流場を観測できなかった。また, 2台のレーダーから気流場を解析できたのは, さらに北側に位置する降雪バンドの縁までであり, 北側の降雪バンドとの関連についても十分にはわからなかった。

雪バンドはこのうちのひとつで, 帯状雲の南端部に接して形成されたことから帯状雲の構造の一部と考える。対象とする降雪バンドが消滅する時間帯には, 帯状雲は衰退し, 衛星やレーダーでは帯状雲を確認できなくなった。

ドップラーレーダーデータの解析は, この降雪バンドのエコー頂高度 (15dBZ で定義) が 5 km を超えており, 複数の活発な対流セルが西西北西-東南東方向へ一直線に並ぶことによって構成されていたことを示した。エコー頂は冬季としては非常に高いが, 輪島の高層気象観測から得られた相当温位の成層状態とは整合

5. まとめ

「冬季日本海メソ対流系観測-2003」の観測期間中の2003年1月29日に, 日本海寒帯気団収束帯 (JPCZ) に伴う帯状雲の南端部に形成された降雪バンドを観測した。本論文では, この降雪バンドの構造を調べた。この日降雪バンドが形成される約3時間前の15JST には, 北陸上空500hPa に -42°C 以下の寒気を中心に存在していたものの, この時間以降この寒気は北陸上空から遠ざかりつつあった。これに対応して同日昼頃最盛期を迎えた日本海西部のJPCZ に伴う帯状雲は衰退しつつあった。

帯状雲の南端部は, 長さ数十km から100km ほどの複数の降雪バンドから構成されていた。このような構造は, 定常期の帯状雲を示した Eito *et al.* (2010) の衛星可視画像でも確認できる。時間変化をみると, これらの降雪バンドは既存の帯状雲の降雪域 (エコー域) から分離したり, すぐ近傍で発達したりして形成されていた。対象とする降

的であった。対流セルを追跡したところ、個々の対流セルは平均約 19ms^{-1} で東南東へ移動していた。海上域 ($X < -35\text{km}$) と海岸域 ($-35 \leq X < 0\text{km}$) では対流セルが次々と発生し、海上域で発生した対流セルは比較的長寿命であった。

デュアルドップラーレーダー解析によって、この降雪バンドの3次元気流構造を調べたところ、メソスケールの気流場を作る収束場がその形成に本質的に重要であることがわかった。対流セルの追跡結果はこれを支持する。すなわち、新たな対流セルの形成には、対流セル間の相互作用が本質的に重要とは考えられない。また、対象とする降雪バンドが発達したとき、気象庁領域客観解析で見られたJPCZに対応するスケールの大きな収束場は弱まる傾向にあった。このことは、JPCZのスケールよりも小さなメソスケールの収束場が対象とする降雪バンドの発達に本質的に重要であったことを示している。

降雪バンドのうち海岸域では降雪バンドの北側で北より相対風が遠方から供給されていた。この北より相対風が降雪バンドの南側で卓越する西よりの相対風と収束することにより、海岸域では海上域と比較して下層収束が厚く、その総量が大きくなっていった。このことが海上域で発生し海岸域に移動してきた対流セルの長寿命化と、海岸域での新たな対流セルの発生に寄与していたと考えられる。

上記のように、降雪バンドはメソスケールの収束場によって形成されており、一部は北より相対風のインフローによって強化されていた。しかしながらこれらの気流場がどのように形成されたかについては明らかではない。対象とする降雪バンドが既存の降雪域のすぐ近くで発生することや、北より相対風がかなり遠く北側の降雪バンド付近から到達していることから、周辺に存在する降雪システムの盛衰と関連して調べる必要があると考えられる。この際、降水レーダーでは観測できない降雪域以外の気流場も重要と考えられることから、雲レーダーを含めた観測や、数値モデルを含めた研究が必要とされる。

謝辞

WMO-03観測は科学技術振興機構(JST)戦略的創造研究推進事業(CREST)から補助を受け、気象研究所の吉崎正憲氏(現:海洋研究開発機構)主導で行われたものであり、同氏には大変お世話になりました。レーダーの設置については名古屋大学地球水循環

研究センターの上田博教授、篠田太郎氏、民田晴也氏に、実行にあたっては同センターの服部美紀(現:海洋研究開発機構)、佐野哲也(現:山梨大学)、高橋千陽(現:海洋研究開発機構)、坂下佳一郎、清水健作(現:明星電気株式会社)、中村綾子、野村光春(現:電力中央研究所)各氏の多大な協力を受けました。なお、デュアルドップラーレーダー解析ツールは、防災科学技術研究所の清水慎吾氏より提供を受けました。本論文に対する2名の査読者の方の有益なコメントにも謝意を表します。本研究は、文部科学省特別経費事業「地球気候系の診断に関わるバーチャルラボラトリーの形成(気候診断VLプロジェクト)」より一部補助を受けました。

参考文献

- Asai, T., 1970: Three-dimensional features of thermal convection in a plane Couette flow. *J. Meteor. Soc. Japan*, **48**, 18-29.
- Asai, T., 1972: Thermal instability of a shear flow turning the direction with height. *J. Meteor. Soc. Japan*, **50**, 525-532.
- 浅井富雄, 1988: 日本海豪雪の中規模的様相. *天気*, **35**, 156-161.
- Eito, H., T. Kato, M. Yoshizaki and A. Adachi, 2005: Numerical simulation of the quasi-stationary snowband observed over the southern coastal area of the Sea of Japan on 16 January 2001. *J. Meteor. Soc. Japan*, **83**, 551-576.
- Eito, H., M. Murakami, C. Muroi, T. Kato, S. Hayashi, H. Kuroiwa and M. Yoshizaki, 2010: The structure and formation mechanism of transversal cloud bands associated with the Japan-Sea Polar-Airmass Convergence Zone. *J. Meteor. Soc. Japan*, **88**, 625-648.
- Fujiyoshi, Y., N. Yoshimoto and T. Takeda, 1998: A dual-Doppler radar study of longitudinal-mode snowbands. Part I: A three-dimensional kinematic structure of meso- γ -scale convective cloud systems within a longitudinal-mode snowband. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 72-91.
- Gao, J., M. Xue, A. Shapiro and K. K. Droegemeier, 1999: A variational method for the analysis of three-dimensional wind fields from two Doppler radars. *Mon. Wea. Rev.*, **127**, 2128-2142.
- Hozumi, K. and C. Magono, 1984: The cloud structure of convergent cloud bands over the Japan Sea in winter monsoon period. *J. Meteor. Soc. Japan*, **62**, 522-533.
- Ishihara, M., H. Sakakibara and Z. Yanagisawa, 1989:

- Doppler radar analysis of the structure of mesoscale snow bands developed between the winter monsoon and the land breeze. *J. Meteor. Soc. Japan*, **67**, 503-520.
- 真木雅之, 中井専人, 八木鶴平, 中村秀臣, 1992: 吹雪のドップラーレーダー観測: Lモード降雪雲のケース. *天気*, **39**, 551-563.
- メソ気象調査グループ, 1988: 冬期日本海における帯状雲のメソ構造-啓風丸の特別観測の解析-. *天気*, **35**, 237-248.
- Miura, Y., 1986: Aspect ratios of longitudinal rolls and convection cells observed during cold air outbreaks. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 26-39.
- 村上正隆, 星本みずほ, 折笠成宏, 高山陽三, 黒岩博司, 堀江宏昭, 岡本 創, 亀井秋秀, 民田晴也, 2005: 航空機による日本海寒帯気団収束帯状降雪雲の内部構造観測. *気象研究ノート*, (208), 251-264.
- Nagata, M., 1992: Modeling case study of the Japan-Sea convergent cloud band in a varying large-scale environment: Evolution and upscale effect. *J. Meteor. Soc. Japan*, **70**, 649-671.
- Ohigashi, T. and K. Tsuboki, 2005: Structure and maintenance process of stationary double snowbands along the coastal region. *J. Meteor. Soc. Japan*, **83**, 331-349.
- Ohigashi, T. and K. Tsuboki, 2007: Shift and intensification processes of the Japan-Sea Polar-Airmass Convergence Zone associated with the passage of a mid-tropospheric cold core. *J. Meteor. Soc. Japan*, **85**, 633-662.
- 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.
- 榎原 均, 鈴木 修, 赤枝健治, 遠藤辰雄, 藤吉康志, 上田 博, 真木雅之, 2001: 国内におけるドップラー気象レーダーの利用. *気象研究ノート*, (200), 107-170.
- 佐藤晋介, 1994: 冬期季節風の吹き出し方向に直交する筋状雲の構造. 博士論文, 北海道大学, 126pp.
- 清水健作, 坪木和久, 2005: 2000年12月26日に北陸沖で観測されたトランスバースモード降雪バンドの形成過程. *気象研究ノート*, (208), 243-250.
- 清水慎吾, 前坂 剛, 2007: 三次元風速場の推定のための変分法を用いた複数台ドップラーレーダーデータの解析手法. *防災科学技術研究所研究報告*, (70), 1-8.
- Tsuboki, K., Y. Fujiyoshi and G. Wakahama, 1989: Structure of a land breeze and snowfall enhancement at the leading edge. *J. Meteor. Soc. Japan*, **67**, 757-770.
- Tsuchiya, K. and T. Fujita, 1967: A satellite meteorological study of evaporation and cloud formation over the western Pacific under the influence of winter monsoon. *J. Meteor. Soc. Japan*, **45**, 232-250.
- 八木正允, 村松照男, 内山徳栄, 黒川信彦, 1986: 大陸沿岸の地形の影響を受けた日本海上の‘帯状収束雲’と‘Cu-Cbライン’. *天気*, **33**, 453-465.
- Yamada, Y., M. Murakami, H. Mizuno, M. Maki, S. Nakai and K. Iwanami, 2010: Kinematic and thermodynamical structures of longitudinal-mode snow bands over the Sea of Japan during cold-air outbreaks. Part I: Snow bands in large vertical shear environment in the band-transverse direction. *J. Meteor. Soc. Japan*, **88**, 673-718.
- Yoshihara, H., M. Kawashima, K. Arai, J. Inoue and Y. Fujiyoshi, 2004: Doppler radar study on the successive development of snowbands at a convergence line near the coastal region of Hokuriku district. *J. Meteor. Soc. Japan*, **82**, 1057-1079.
- Yoshimoto, N., Y. Fujiyoshi and T. Takeda, 2000: A dual-Doppler radar study of longitudinal-mode snowbands. Part II: Influence of the kinematics of a longitudinal-mode snowband on the development of an adjacent snowband. *J. Meteor. Soc. Japan*, **78**, 381-403.
- 吉崎正憲, 永戸久喜, 林 修吾, 加藤輝之, 青梨和正, 村上正隆, 黒岩博司, 民田晴也, 2003: 「冬季日本海メソ対流系観測-2003 (WMO-03)」の速報. *天気*, **50**, 661-668.

Structure of a Snowband Formed in the Southern Edge of a Decaying Broad Cloud Band over the Sea of Japan

Tadayasu OHIGASHI*, Kazuhisa TSUBOKI** and Satoshi ISHIZUKA***

* (*Corresponding author*) *Hydrospheric Atmospheric Research Center, Nagoya University, Furo-cho, Chikusa-ku, Nagoya 464-8601, Japan.*

** *Hydrospheric Atmospheric Research Center, Nagoya University.*

*** *Hydrospheric Atmospheric Research Center, Nagoya University (Present affiliation: Kozaikai Junior High School, 103 Koto, Ina-cho, Toyokawa, Aichi 441-0105, Japan).*

(Received 4 April 2011; Accepted 2 November 2011)

Abstract

On the evening of January 29, 2003, when the upper cold air left the Sea of Japan, a broad cloud band along the Japan-Sea Polar-Airmass Convergence Zone (JPCZ) decayed. The southern edge of the broad cloud band consisted of several snowbands with lengths ranging from tens of kilometers to 100 km. These snowbands were generated in the south off the broad cloud band, or were separated from the snowfall regions in the broad cloud band. The structures of a snowband, which formed the broad cloud band, were studied. The snowband contained convective cells having a maximum echo top of more than 5 km. Most convective cells developed over the sea and near the coastal region. The interaction of the convective cells was not necessary for the generation of new convective cells. In the lower levels, a mesoscale convergence line was present, which was important for the generation of new convective cells. In the coastal region, the northerly relative wind extended far north of the snowband and the local convergence layer was thicker than that over the sea. This thick convergence layer contributed to the maintenance of the existing convective cells, which moved from the sea, and to the generation of new convective cells. This resulted in the local intensification of the snowband.