

### 3. 下層風から見た石狩湾上の降雪雲の形成過程\*

藤 吉 康 志\*\*

#### 1. はじめに

前線を例にとるまでもなく、雲の発生には大かれ少なかれ気流の収束が必要である。アメダス等の固定観測点を設けることのできる陸上では風の連続的な測定が行われており、地表付近に限られはするが下層風の流線解析が可能である。近年、海上風の測定を目的とした衛星が打ち上げられ測定に成功してはいるが、メソスケールの現象の解析に用いるには時間及び空間分解能が粗い。海岸から遠く離れた海上では、地形によって乱された下層風も均一化し、細かいスケールの変動は少ないであろう。一方、石狩湾の様に、三方を陸地で囲まれた海の上に吹く風は、かなり複雑であることが予想される。

湾内の波の動きは波高レーダを用いて測定でき、流水のような良いトレーサーがあれば流水レーダを用いて海流を観測することができる。しかし、海上の水平風の詳細な分布及びその時間変化は、これまで良い測定手段が無かったため殆ど知られていない。河野・孫野(1967)は、レーダエコーの動きから海上の風を推定し、石狩湾南方の山岳地帯に遮られることによって生じた、低気圧性の回転運動を見いだしている。Kikuchi *et al.* (1987)は、積丹半島の影響でエコーの動きが変化していることを明らかにし、Lavoie (1972)のモデルを用いて、風上で一様な風が半島の影響で風向及び風速を変化させられる様子をシミュレートした。

しかし、これらの研究では、地形によって向き及び速さを変えられた風が、エコー(即ち雪雲)の動きにどう影響しているのかについて述べているのみで、新たな雲の発生との関わりについては述べていない。一方、遊馬・菊地(1987)、及びFujiyoshi *et al.* (1992)は、石狩湾上に山の影響で雪雲が発生すると述べてい

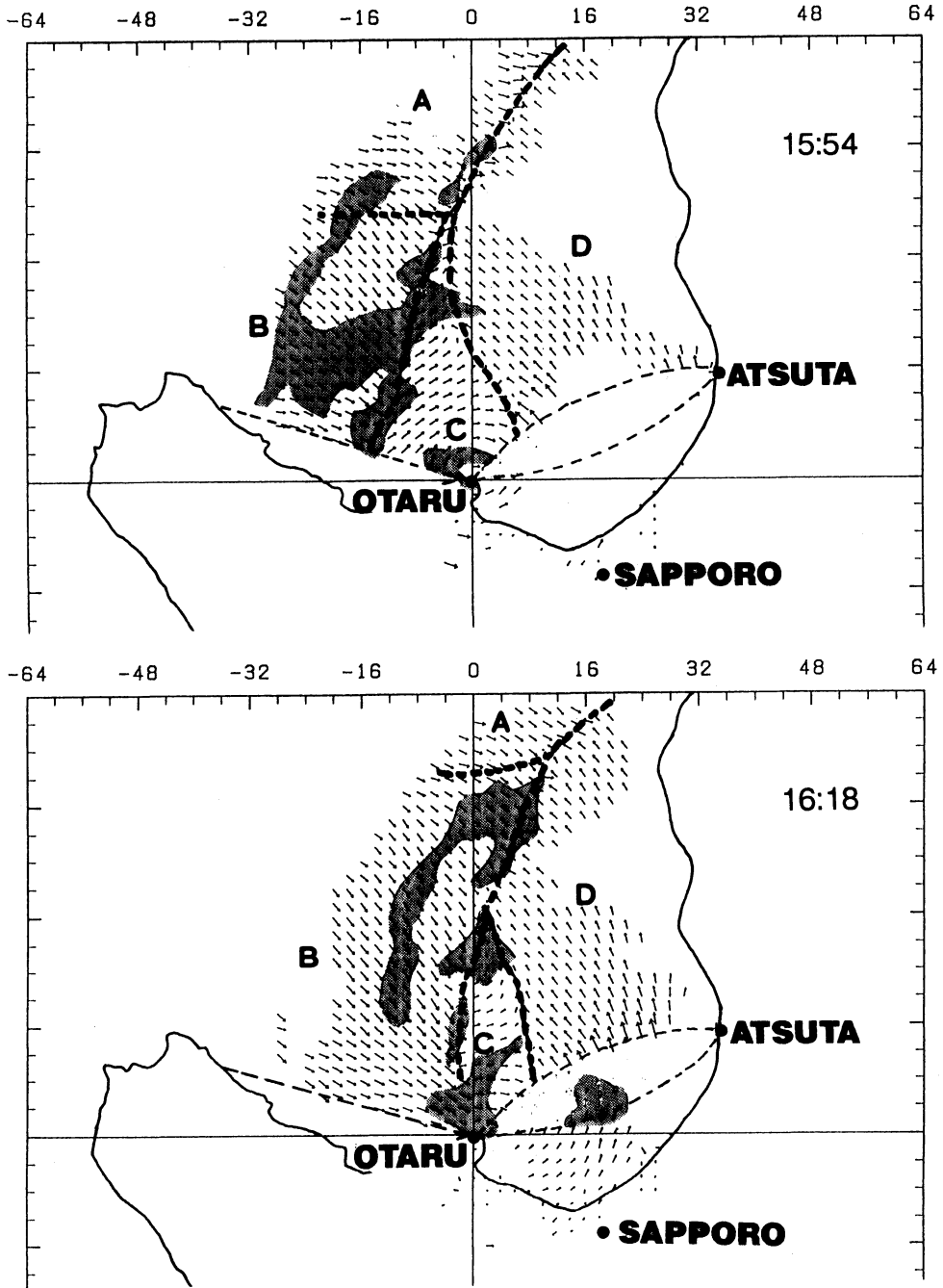
る。しかしながら、石狩湾上の下層風が雪雲の形成と発達にどのように関与しているのかについての系統的な研究は、これまでになされていない。特に、季節風吹き出し時に現れるバンド状エコーについては、風の鉛直シアーが主に議論され、水平シアーとの関連については殆ど調べられていなかった。

異なった向きを持つ、下層の気流同士の水平収束によって海上に雲が形成されている典型例が、北海道西岸帯状雲である。この帯状雲は、ほぼ南北に~1000 kmの長さ、東西に数10 kmの幅を持つ雲であり、豪雪をもたらす北海道特有の雪雲である。この雲は、岡林(1972)が衛星画像で初めて見いだしたときから、北西の季節風と、北海道側からの相対的に冷たい東風(陸風と呼ぶ)との収束線上に発生することが指摘されていた。藤吉他(1988)は、1台のドップラーレーダを用いて、帯状雲の鉛直断面内の気流の詳細な観測に成功した。しかし、この雲は広い幅と高い雲頂高度を持つなど、北海道に上陸する雲としてはかなり特殊な雲である。言い換えれば、これまでは風の水平分布及びその時間変化を詳細に測定することが出来なかったため、特殊な形態をした雪雲以外のほとんどの雪雲の形成・維持には、陸地の影響は大きくはないと仮定して解析を行わざるを得なかった。

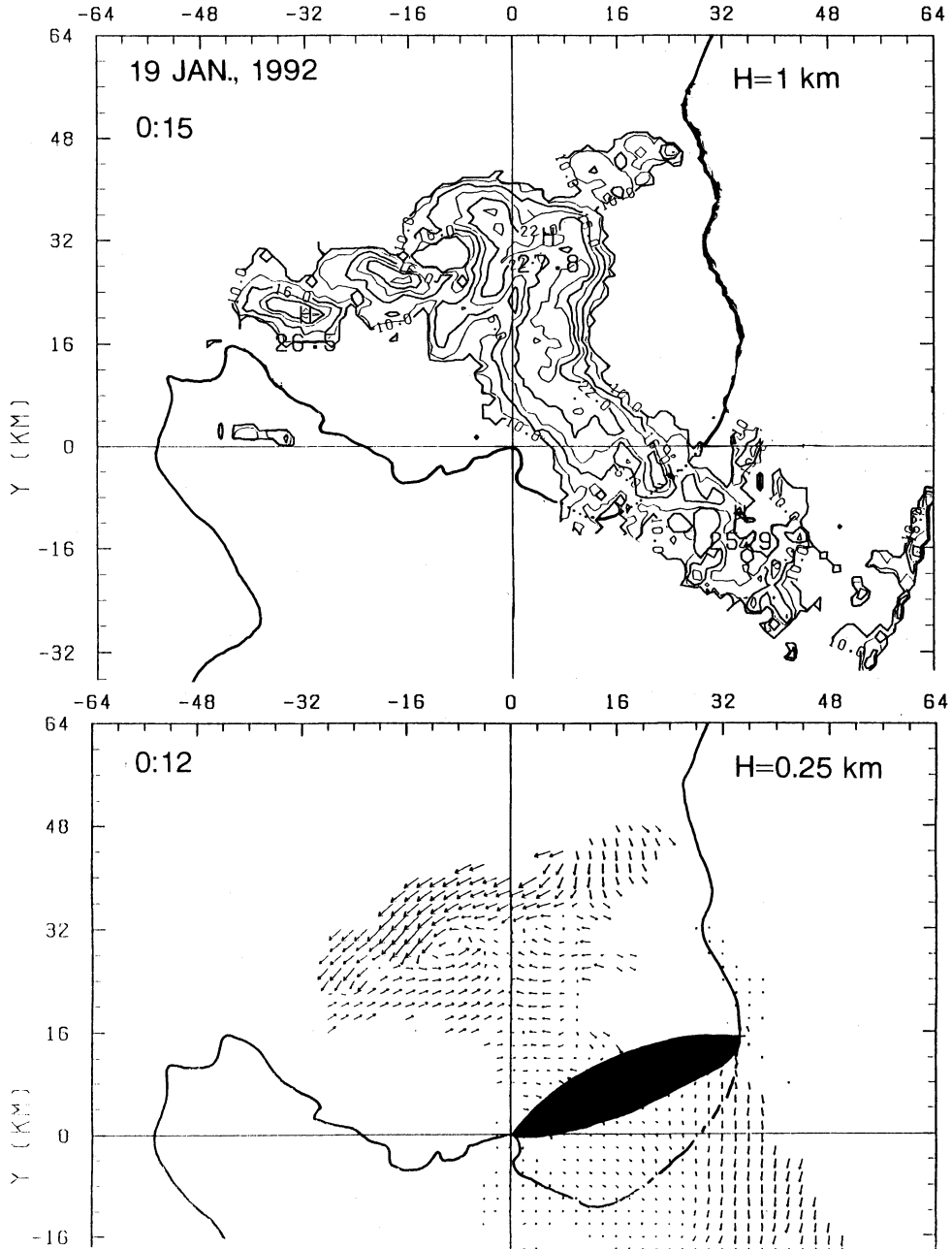
ところが、1991年12月から1992年2月まで、文部省科学研究費重点領域(自然災害)「都市の豪雪」(研究代表者: 菊地勝弘(北大理))の一環として行った、複数のドップラーレーダを用いた石狩湾及び石狩平野上の降雪雲の観測結果を見ると、石狩湾内での風の水平分布は予想以上に一様では無く、かつその水平分布の時間変動も大きいことが分かった。レーダエコーと風の分布とを対応させると、異なった風向と風速をもつメソスケール規模の気塊が互いに接する境界線に沿ってバンド状エコーが形成されたり、渦状エコーが発生していることが明らかになった。以下に、具体例を示す。

\* Low-level wind field associated with formation of snow clouds over the Bay of Ishikari, Hokkaido.

\*\* Yasushi Fujiyoshi, 名古屋大学大気水圏科学研究所.



第1図 1992年2月3日、15時54分と16時18分の、高度約200mのレーダエコー強度と風の水平分布。影を付けた領域が強度10dBZ以上のエコー域。太い破線は風の不連続線。ドップラーレーダーは小樽と厚田に設置した。この2点の間に存在する細い破線で囲まれた領域は、精度上水平風を求めることが出来ない領域である。



第2図 1992年1月19日0時15分のレーダエコー強度の高度1000mのCAPPI画像(上)と、0時12分の高度250mの風の水平分布(下).

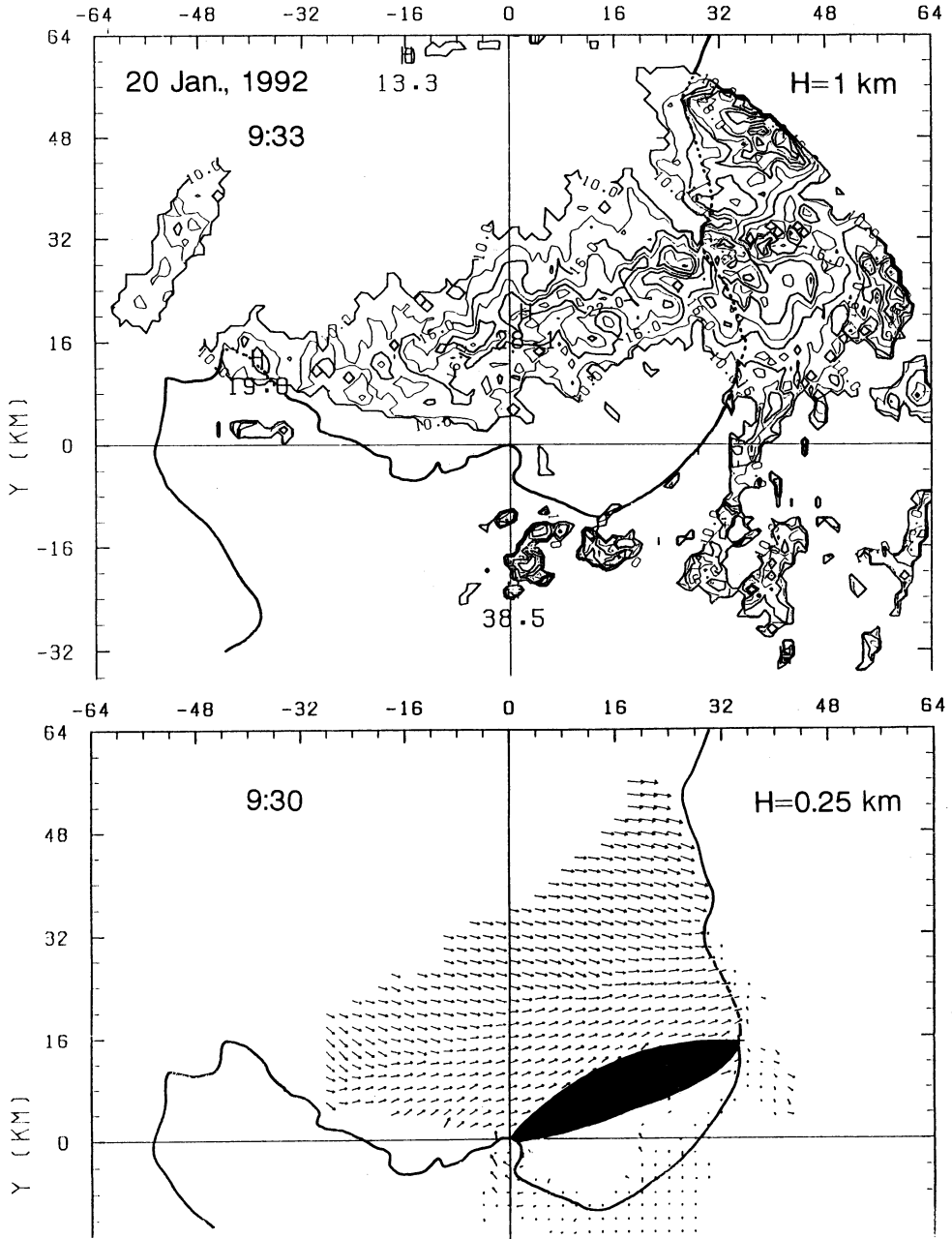
2. 観測例

2.1 気流の合流

同じ陸風でも、積丹半島から吹き出すものと、石狩平野から吹き出すものとは風向が異なり、北西の季

節風との間のみではなく、陸風同士の間でも収束が生じ、雪雲を形成している。更に、異なった風向の風が合流する地点では渦が発生した。

一例として、低気圧通過後の1992年2月3日の観測



第3図 1992年1月20日9時33分のレーダーエコー強度の高度1000mのCAPPI画像(上)と、9時30分の高度250mの風の水平分布(下)。

結果を紹介する。第1図は、高度約200mのレーダエコーと風の水平分布を示したものである。太い破線は風のシアラインを示している。図より、石狩湾上に(A)西風領域、(B)北西風領域、(C)南西風領域、(D)南東風領域が同時に存在し、ほぼシアラインに沿ってバン

ド状エコーが形成されていることが分かる。また、或る1地点の風の鉛直分布のみからこのバンド状エコーの成因を議論することが出来ないことも明らかである。(B)は時間と共に東方及び北方に拡大し、(A)、(C)、(D)は何れも領域が狭まっている。小樽では、16時20分

頃降雪と同時に強風が吹いたが、風の水平分布から、この強風が(B)領域の拡大によるものであったことが分かる。同じ(B)領域中でも、石狩湾の中央部に比べて積丹半島近くでは風向きが西寄りに変化し、地形効果が働いていることも分かる。(C)と(D)の何れも陸から海に向かう風であるが、風向が異なるため、(C)と(D)の間でも風の合流が生じている。レーダエコーの時間変化を見ると、16時18分に石狩湾のほぼ中央に存在するエコーは、低気圧性の回転を示していた。図を見るとこの領域は(B)、(C)、(D)の合流点に位置しており、渦状エコーがこのような風の場の中で形成されたことが分かる。

## 2.2 石狩湾内と湾外の気流

第2図の上図は、1992年1月19日00時15分のレーダエコー強度の高度1000mでのCAPPI画像である。石狩湾のほぼ中央にバンド状のエコーがあり、その西側にほぼ一定間隔で小さなエコーが並んでいる。これらのエコーは、東から西へ移動している。エコーのみを調べるだけでは、これらのエコーの成因を明らかにすることは困難であるため、下図には、ほぼ同じ時間の、高度250mでの水平風の分布を示した。この図から、小樽に置いたレーダの真北を境に風向が逆転しており、このシアラインに沿ってバンド状のエコーが存在していたことが分かる。また、一定間隔で並ぶ小さなエコーが存在しているところには、渦が見られる。この渦は、強い風の水平シア中に存在していることから、シア不安定によって形成されたものであろう。

風の時間変化を見ると、西風の領域は次第に西側に後退し、やがて湾内の風はすべて東風が変わった。湾外では、図に示した時間で既に東風になっており、風速も湾内に比べて大きい。このことから、湾内では周りの山の影響で東風が弱められ、西風領域への侵入が遅くなったため、図に示されたような風系とエコーが形成されたものと考えられる。

## 2.3 風の入替わり

第3図の上図は、1992年1月20日09時33分の高度1000mのCAPPI画像である。石狩湾のほぼ中央に南西から北東に並ぶ太いバンド状のエコーが形成されている。このバンド状エコーは、北西から南東へ移動した。下図にはほぼ同じ時間の、高度250mの水平風の分布を示した。図より、バンド状エコーの中心は下層の北西風と南西風とのシアライン上に存在していることが分かる。湾内の下層の風向は初めは南西風であり、後に気圧配置の変化に伴って北西風と入れ替わっ

た。ここに示した時間は丁度湾内の風が入替わる時に対応している。このように、下層の風が入替わる時には大気中に一種のしわが生じ、そこに雪雲が発生している。従って、図に見られるようなシアラインは、石狩湾に限って形成されたというよりは、地形の影響を受けない海洋上でも、気圧配置の変化に伴って風向が変化する際に形成されている可能性がある。

## 3. おわりに

紙数の都合もあり、観測結果の全てを系統的に記述することはできなかったが、ここで強調したかったことは、石狩湾内の雪雲の形成に、異なった風向・風速を持つ気塊が重要な役割を果たしていること、さらにこれらの気塊の形成には地形と下層大気自身の流れの特性とが関与していることの2点である。即ち、海上にメソスケールの風の変動が現れる要因としては、地形効果(山を迂回する気流、山を越える気流、谷筋を流れる気流)のみでは無く、例えば冷気流と季節風の様子に異なった時間に異なった原因で発生した気塊の移動、更に対流によって上下の大気の運動量の混合が生じること等が考えられる。また、ここでは触れなかったが、シアライン上に発生するバンド状エコーの幅やバンド状エコーを構成する個々の対流性エコーの大きさには、互いに大きな差がある。これらの違いを説明するためには、シアラインに沿っての収束・発散・渦度及び熱力学的諸量の定量的解析が必要である。また、季節風卓越時に見られる筋状エコーのように、下層にメソスケール規模の顕著なシアラインが存在しなくとも雪雲が形成される場合もあり、シアライン上に発生するバンド状エコーとの構造の違いも興味ある課題である。

バンド状降雪域の幅は一般に狭いので、わずかな方向の変化によって降雪域が変化する。また、降雪雲の雲頂は3km程度と低いため、下層風の影響を受け易い。従って、降雪予測を行うためには、どこに下層のシアラインが形成されるかを正確に予報する必要があり、そのためには細かい地形を考慮した局地モデルが必要であろう。

## 参考文献

- 遊馬芳雄・菊地勝弘, 1987: レーダーエコーの侵入方向別にみた札幌市内域の降雪特性とエコーの出現頻度特性について, 北大地球物理学研究報告, 44, 53-65.  
藤吉康志・坪木和久・小西啓之・若濱五郎, 1988: 北海

道西岸帯状収束雲のドップラーレーダ観測 (I) —温暖前線型—, 天気, 35, 427-439.  
 Fujiyoshi, Y., K. Tsuboki, S. Satoh and G. Wakahama, 1992; Three-dimensional radar echo structure of a snow band formed on the lee side of a mountain. J Meteor. Soc. Japan, 70, 11-24.  
 Kikuchi, K., S. Azumane, M. Murakami and T. Taniguchi, 1987; Precipitating snow clouds during winter monsoon seasons influenced by topography

of the Shakotan Peninsula, Hokkaido Island, Japan (SHAROP). Environ. Sci., Hokkaido, 10, 109-128.  
 河野安威・孫野長治, 1967; 石狩湾小低気圧の研究. 北大地球物理学研究報告, 18, 71-81.  
 Lavoie, R. L., 1972; A mesoscale numerical model of lake-effect storms. J. Atmos. Sci., 29, 1025-1040.  
 岡林俊雄, 1972; 気象衛星から見た雪雲と降雪についての研究への利用. 気象研究ノート, 113, 74-106.

105:1051 (日本海; 帯状雲; 収束帯; メソ低気圧; 小低気圧; 数値実験; 渦状擾乱; Polar low)

## 4. 冬季日本海上に発生する帯状雲と小低気圧の数値実験\*

浅井 富雄\*\*

### 1. はじめに

日本海西部と北海道西岸沖に発生する帯状雲とメソスケールの低気圧は、冬季季節風の寒気流中に発生する擾乱として非常に顕著な現象である。これらの擾乱は降水の集中化をもたらすメソスケール現象としての気象学的な興味からばかりでなく、日本海沿岸に局地豪雪や突風をもたらすものとして防災の観点からも、これらのメカニズムの解明と予測は重要な問題である。これらの擾乱はある特定の気象条件が整ったとき、日本海西部と日本海西岸沖という特定の領域に発生する。しかも日本海西部と北海道西岸沖の擾乱はしばしば同期して発生することがある。これまで別々に研究されてきたこれらの擾乱は、実は共通の要因があって、もっと統一的に解釈できるものであるように思われる。ここでは数値モデルを用いて、これらのメソスケールの擾乱をよりよく理解することを試みる。

### 2. 数値モデル

数値実験に用いたモデルは日本域スペクトルモデル (JSM) を基本としたものである。JSM は気象庁の現

業用に開発された局地スペクトルモデルで、鉛直19層、水平分解能 40 km 相当を持ち、メソスケール現象の予測を目的としている (Segami *et al.*, 1989)。初期値には日本域客観解析値を内挿したものをを用いた。通常の子報では側面境界条件にアジアスペクトルモデル (ASM) の予報値を用いるが、数値実験では客観解析値を用いた。

### 3. 日本海西部の帯状雲とメソスケール低気圧

気象衛星画像にみられる日本海西部の帯状雲は、日本列島に上陸するところは山陰から北陸まで様々に変化するが、その始まるころはいつも朝鮮半島の付け根のやや北東の大陸沿岸からと一定している。この帯状雲の風上にはペクト山 (白頭山; 2,744 m) を主峰とするケーマ高原やいくつかの山脈が大きな一つの山塊を構成している。これは日本の中部山岳全体とほぼ同じくらい大きいものである。この山岳が収束帯やメソ低気圧の形成に何らかの役割をはたしているのではないかということは容易に考えられる。これまでの研究でもこの山岳が収束帯上の帯状雲の形成に重要であることが示されてきている (Nagata, 1987, 1991)。メソ低気圧は帯状雲に沿って発生するが、それではこの山岳がメソ低気圧の発生にどのような役割をはたしているのだろうか。また日本海西部のメソ低気圧は、次の節で述べる北海道西岸小低気圧やそのほかの polar-

\* Numerical experiments of a convergence zone and a mesoscale cyclone over the Sea of Japan.

\*\* Tomio Asai, 東京大学海洋研究所, 現広島大学総合科学部.