

冬季日本海西部海上に現れる帯状収束雲の形成：帯状収束雲に見られる前線状構造についての数値実験

池田，倫子
九州大学総合理工学府大気海洋環境システム学専攻

伊賀，啓太
九州大学応用力学研究所

<https://doi.org/10.15017/14545>

出版情報：九州大学大学院総合理工学報告. 27 (2), pp.251-256, 2005-09. Interdisciplinary Graduate School of Engineering Sciences, Kyushu University

バージョン：

権利関係：

冬季日本海西部海上に現れる帯状収束雲の形成 —帯状収束雲に見られる前線状構造についての数値実験—

池田 倫子*1 ・ 伊賀 啓太*2,†

(平成 17 年 7 月 29 日 受理)

Formation of convergent cloud band over western Japan Sea in winter —Numerical experiments on frontal structure in the convergent cloud band—

Michiko IKEDA and Keita IGA

†E-mail of corresponding author: iga@ori.u-tokyo.ac.jp

When cold airmass outbreaks from Eurasian Continent in winter, convergent cloud band is often formed over western Japan Sea. This convergent cloud band is formed in the lee side of the mountains located in northern Korean Peninsula, and it is often characterized by a local front. In order to investigate the formation condition of this convergent cloud band and its frontal structure, numerical experiments by ARPS are performed. A numerical experiment with constant sea surface temperature simulated a cloud band in the lee of the mountain, but it is not accompanied by a frontal structure. On the other hand, a numerical simulation with sea surface temperature gradient successfully simulated a cloud band with a secondary stable layer or a kind of “front”. When a mountain is situated in the uniform wind and latent heat is supplied from the sea surface, convergent cloud band may be generated, but this condition is not enough to construct a frontal structure. The gradient of the sea surface temperature is necessary to form the frontal structure.

Key words : *Convergent Cloud Band, Cold Airmass Outbreak, Sea Surface Temperature Gradient, Local Front, Frontal Structure, Convective Motions*

1. はじめに

冬季、大陸から寒気が日本周辺の海上に吹き出す時には数多くの筋状の雲が発生する。これは、暖かい海の上に吹き出した寒気が熱と水蒸気の供給を受けて対流運動を起こして形成されたものである。このような雲の中でも、日本海の西部には特に発達した帯状の収束雲が形成されることがある。この帯状収束雲は日本列島に到達すると北陸地方や山陰地方にしばしば豪雪をもたらすこともあって、防災の面からも重要な現象であると認識されており、これまでに様々な研究がなされてきた。

この帯状収束雲は、それが日本列島に到達する地点は場合によって様々に変わるものの、朝鮮半島つけねの白頭山付近から出現し始めることが多い。そのため、吹き出した季節風がこの山塊によって分けられ、異なる経路をとって異なる変質を受けた気流が再び出合うことによって前線状の構造を作り、山の風下側にこのような雲が形成され

るのであるという推測が古くからされてきた(例えば Magono 1971¹⁾).

さて、前線状の構造をとるとすれば、山塊によって分けられた空気のうち、片側が暖気でもう一方が寒気になるはずであるが、どちら側の空気が暖気になるかについて異なる考えが存在した。Endoh et al. (1984)²⁾ は航空機・ゾンデデータ・GMS 画像を用いた事例解析を行ったが、彼らは朝鮮半島から吹き出す寒気と日本海上を經由した暖気が前線を形成することによって帯状収束雲が発達することを示唆した。一方、メソ気象調査グループ(1988)³⁾ は、気象庁の観測船、啓風丸による特別観測(高層観測・レーダー観測)を行い、帯状雲の断面のモデルを示している。このモデルには2層の安定層を伴った前線状の構造が導入されているが、南西側に暖域、北東側に寒域が位置する構造となっている。

この現象の予報モデルによる再現が Nagata et al. (1986)⁴⁾ によって行われている。彼らは気象庁の予報モデルである日本域スペクトルモデル(JSM)に、客観解析データによる北西風の総観場を持つ初期値と月平均の気候値の海面水温を与えてシミュレーションを行い、朝鮮半

*1 大気海洋環境システム学専攻修士課程
(現在 気象庁金沢地方気象台)

*2 応用力学研究所
(現在 東京大学海洋研究所)

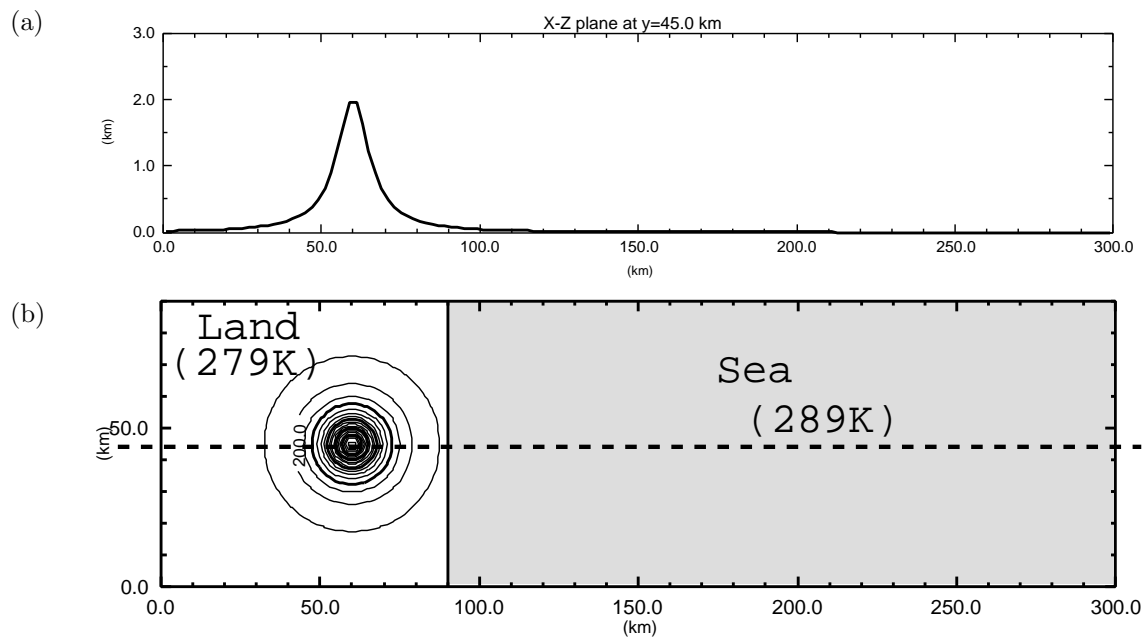


Fig. 1 (a): Orography used for numerical experiments. A bell-shaped mountain with the height $h = 2.0\text{km}$ is located at $(x, y) = (60\text{km}, 45\text{km})$ on the center line of the domain. (b): Land-sea distribution and their surface temperature for the SST-constant experiment. The potential temperature on the land is 279K and that of the sea surface is 289K.

島のつけねの山岳の風下、日本海西部に帯状の収束雲を再現している。さらに Nagata (1987)⁵⁾ では日本海中部の海面温度に勾配の大きな領域があることに注目し、月平均よりもっと明瞭な勾配を持つ 11 日平均値の海面温度を与えた実験を行い、この帯状収束雲の断面模式図を示しているが、その構造は暖域が南西側に位置したものとなっている。

一方、このような予報モデルと実際の初期値を用いた現実的なシミュレーションとは別に、Kang and Kimura (1997)⁶⁾ は単純化した地形や初期値などを用いてこのような帯状雲の形成を調べるという研究を行った。彼らは直線で区切られた海陸分布とベル型の山の存在する設定のもと、水平に一樣な速度分布を与えた初期値から引き起こされる大気の運動を調べ、山岳の後面に帯状の水平収束域とそれに伴う雲が形成されることを示した。これによって、非常に簡単なモデルでも帯状収束雲が作られることが示され、この雲の形成に関する基本的なメカニズムの議論が行われた。しかし、彼らの簡単モデルでは、基本場の温度をはじめとして全ての条件に関して左右に対称な設定で計算を行っている。そのため、帯状雲そのものは再現することができたものの、観測や予報モデルによるシミュレーションにおいて見られた「前線状の構造」という帯状収束雲の顕著な特徴については議論の対象とされていない。

そこで本研究では、帯状収束雲の形成、特にその中でも前線状の構造の形成に対する力学的な理解を深めるため

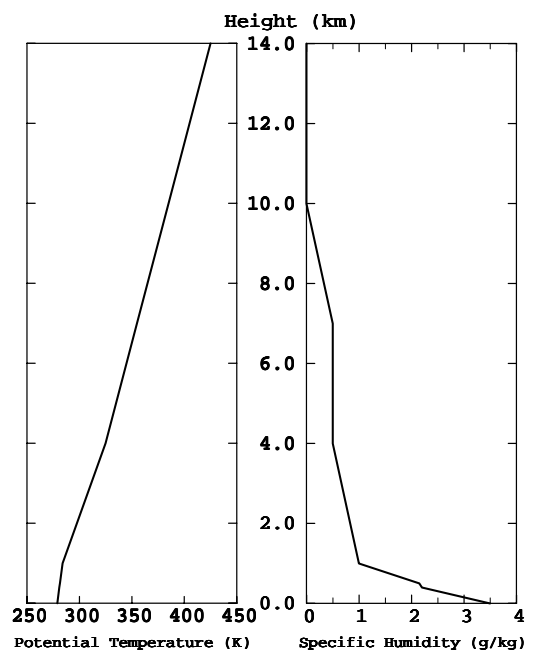


Fig. 2 Potential temperature (left) and specific humidity (right) profiles of the initial state.

に、左右に非対称な境界条件のもとで単純化したモデルを用いた数値実験を行ってこのような構造を再現し、その様子を調べることにする。

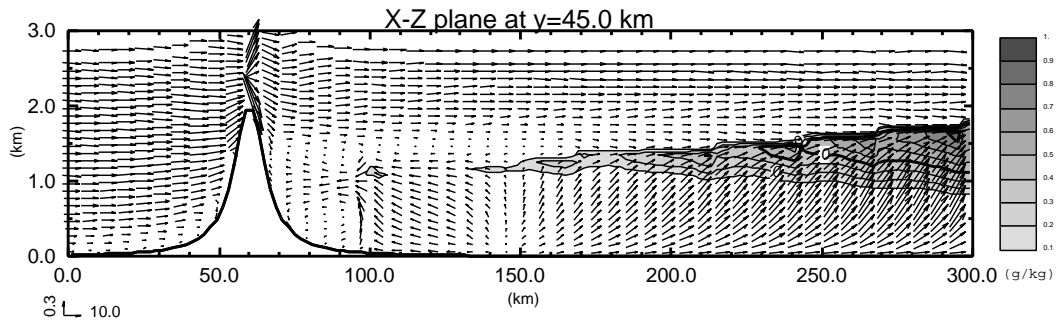


Fig. 3 Cloud mixing ratio (g/kg) and the velocity field on the x - z cross section through the center line of the domain for the SST-constant experiment. Cloud band is simulated at the level $z = 1.0 \sim 1.5$ km.

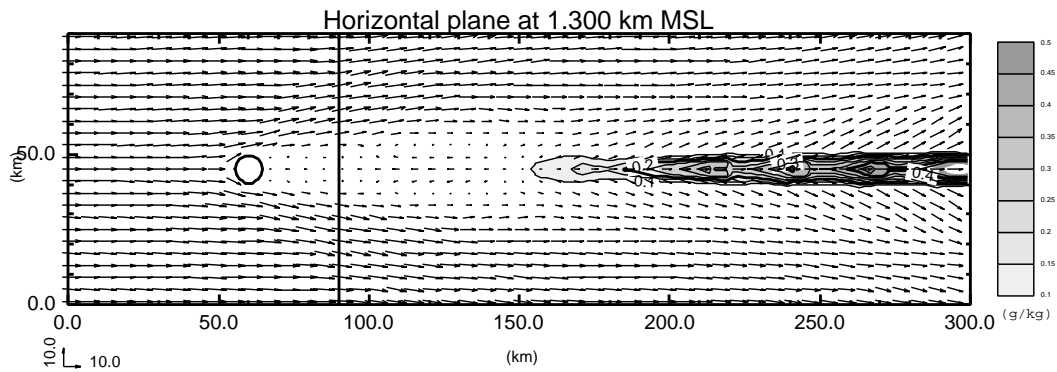


Fig. 4 The cloud mixing ratio (g/kg) and the velocity field on the horizontal level of $z = 1.3$ km for the SST-constant experiment. A cloud street is formed at the lee side of the mountain.

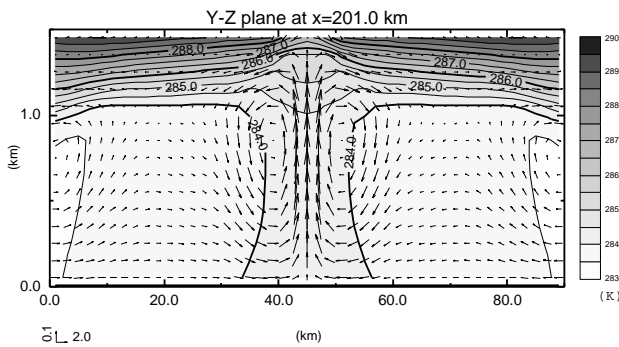


Fig. 5 Potential temperature (K) and the velocity field on the y - z cross section of $x = 201$ km (lee side of the mountain) for the SST-constant experiment. A convective roll is formed which keeps the mixing layer with almost uniform potential temperature below the level $z = 1.0$ km.

2. モデル

2.1 用いたモデル

モデルはオクラホマ大学 CAPS (Center for Analysis and Prediction of Storms) が提供している ARPS (Advanced Regional Prediction System) を用いた。このモデルは非静力学・完全圧縮性のモデルであり、

圧縮性のナビエ・ストークス方程式を地形に沿った z^* 座標系で解くもので、空間差分は Arakawa の C-グリッド、時間差分はリープフロッグを用いる。予報変数としては風速 3 成分・温位・気圧の他に水輸送として今回の実験では比湿・雲水・雨水を考えている。微物理過程のパラメタリゼーションにケスラーのウォームレインパラメタリゼーションを、サブグリッドスケールの乱流過程のクロージャーには 1.5 次乱流エネルギークロージャーモデルを用いた。

2.2 境界条件

モデル領域は Kang and Kimura (1997)⁶⁾ と同様に設定した。つまり、水平領域は $300\text{ km} \times 90\text{ km}$ (基本流の方向に細長い長方形領域)、鉛直方向には高度 13 km までとり、格子間隔は水平には $2\text{ km} \times 2\text{ km}$ 、鉛直方向には高度 2.5 km までは 100 m 間隔でそれ以上は高度に伴って徐々に粗くして合計 37 層をとっている。側面は開境界として Orlandi (1976)⁷⁾ の放射条件を適用する。また、上下端は固定境界とし、重力波の反射を避けるために高度 8 km より上層にレーラーダンピングによるスポンジ層を設けた。基本流に沿った方向を x 軸、それに垂直な方向を y 軸として、 $(x, y) = (60\text{ km}, 45\text{ km})$ 、すなわち流れに沿って中心軸上の上流側から 60 km の位置に、高さ 2 km で半幅幅

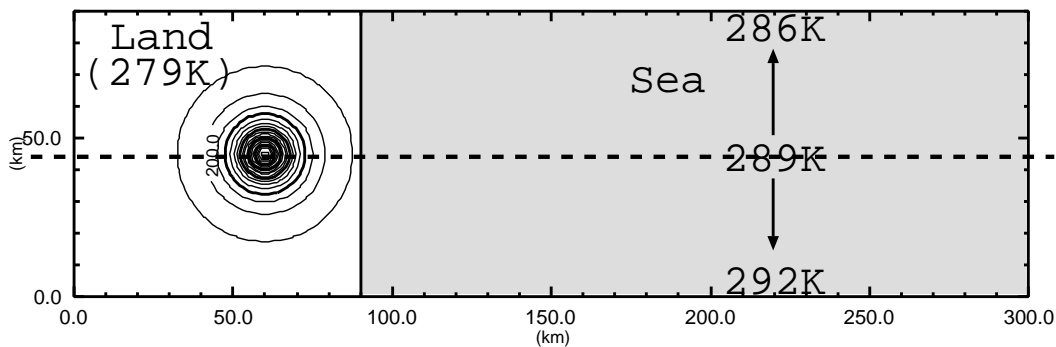


Fig. 6 Sea surface temperature distribution for the SST-grad experiment. SST has constant gradient with the maximum value 29.2K at $y = 0$ km, and the minimum 286K at $y = 90$ km

6.3km のベル型の山を置く (Fig. 1(a)). 運動量・顕熱・潜熱フラックスはバルク法で与えるが、それぞれのバルク係数 c_m , c_h , c_q は、陸面に対しては

$$c_m = 3.0 \times 10^{-3}, \quad c_h = 3.0 \times 10^{-3}, \quad c_q = 0$$

海面に対しては

$$c_m = 2.1 \times 10^{-3}, \quad c_h = 3.0 \times 10^{-3}, \quad c_q = 3.0 \times 10^{-3}$$

と与えている。上流側から 90km までの領域を陸地、それから下流側を海とし、陸面温位を 279K、標準実験として行う海面水温一定実験では、海面温度をそれより 10K 高い 289K に設定した (Fig. 1(b)).

2.3 初期条件

Kang and Kimura (1997)⁶⁾ と同様に、初期条件としては水平様な場を与えた。風速は x 方向を向き、最下層で 2m/s、それより上層では 10m/s とした。温位は最下層で 279K とし、高度 1km までは 5K/km、それ以上では 10K/km で上に行くほど温位が高くなるように設定した。また、比湿は地表面で 3.5g/kg で上層に行くほど小さくなるように設定した (Fig. 2).

3. 計算結果

3.1 SST が一様の場合

まず、標準実験として行った SST が海面全域で 289K と一様になっている場合の計算結果を示す。

この SST 一様実験の場合、高度 1.0km から 1.5km のあたりに雲が形成された (Fig. 3)。帯状雲が安定して形を維持している 14 時間後の状態を上から見た高度 1.3km の水平断面図 (Fig. 4) を見ると、山岳の風下に帯状の雲として再現されていることがわかる。風下方向から見た鉛直断面図 (Fig. 5) を見ると、下層で水平収束、上層で水平発散となっている。下層の収束流によって水蒸気も収束して、これが対流ロールによって上方約 1.2km の高度まで運ばれて帯状雲が形成されている。特に温位分布を

見ると、 $z = 1.0$ km 付近より上は安定成層、それより下はほぼ中立な混合層が形成されていることがわかる。この対流ロールは Kang and Kimura (1997)⁶⁾ でシミュレートされた “inner-roll” にあたるものと考えられるが、それを取り囲むように “outer-roll” にあたると思われる流れも見られる。

3.2 SST 勾配がある場合

次に、SST の値を y 方向に変化させて、左右の非対象性を与えた実験を行った。すなわち、SST が中心軸上では標準実験と同じ 289K となるが、 y 方向に -2 K/30km の SST 勾配をつけ、領域の両端で 29.2K と 286K になるように設定する (Fig. 6).

y 方向に SST の勾配を与えた SST 勾配実験の場合、帯状雲は最初はまっすぐに近い形状であるが、やがて蛇行し始めて渦を形成していく (Fig. 7)。渦が発達する前の本来の帯状雲の構造や性質が残っている 10.5 時間後の断面図を Fig. 8 に示す。

SST 勾配を与えた実験では、SST の非対称性により対流ロールの左と右とで非対称な形状をとる。特に、SST 一様実験の場合における帯状収束雲の流れと最も顕著に異なる特徴は、暖域側から収束してきた上昇流が対流ロールを形成せずに寒域側の対流ロールの上に及んでいることである。高度 1km より上には強い安定層が形成されていることは SST 一様実験と同様であるが、この安定層の下側を通過して右方向に流出していくことになる。その下層、寒域側の高度 0.8km 付近にはもう 1 層の安定層が見られ、この安定層によって下側にある寒域側の対流ロールと隔てられている。その結果、この安定層の上下では風向が大きく変化していることになる。また Fig. 8 の中の大気の温位分布を全体として見ると、地面付近での暖域と寒域の境界がやや不明瞭ではあるが、高度 1km 以下において、SST の低い側を寒域、高い側を暖域とする前線状の構造を形作っていることがわかる。

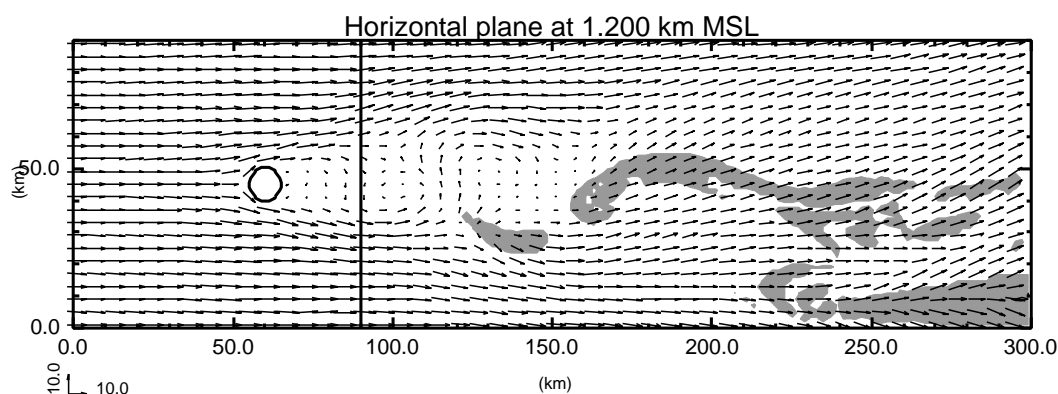


Fig. 7 The velocity field on the horizontal level of $z = 1.2$ km for the SST-grad experiment. The hatched region indicates that the cloud mixing ratio is larger than 0.01 g/kg. The cloud street at the lee side of the mountain begins to meander.

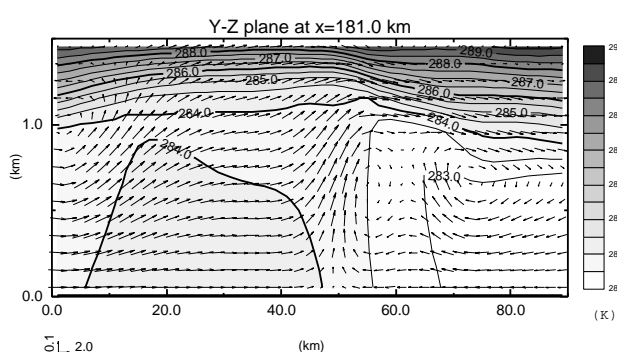


Fig. 8 Potential temperature and the velocity field on the y - z cross section of $x = 181$ km for the SST-grad experiment. The upward flow from the left side goes above the convective flow from the right side, and a second stable layer is formed at the level $z = 0.8$ km which is considered to be a kind of "frontal structure".

4. 議 論

簡略化したモデルを用いた実験において、SST が一樣の場合でも带状収束雲がはっきりと形成された。このことは带状収束雲の形成には山が存在し、その風下の海面から潜熱が供給されて混合層が形成されることが重要で、海面の状態の左右の非対象性というのは本質的に関わっているわけでないことを示している。しかし、この実験で再現された带状収束雲の断面はロール状の対流構造をしており、日本海西部の海上でよく見られるような前線状の構造は見られなかった。ところが、簡略化したモデルの範囲内でも、SST 勾配をつけて左右の非対象性を考慮した実験では带状収束雲が形成されただけでなく、その断面には前線状の構造も再現された。これらのことより、SST 勾配が存在することは带状収束雲の形成そのものには本質的な影響を及ぼしていないが、それに前線状の構造という特徴を与えるのには重要な役割を果たしていることが

わかる。

また、その再現された前線状の構造はメソ気象調査グループ (1988)³⁾ が観測で見出したものや Nagata (1987)⁵⁾ が予報モデルによって再現したものと同一ような構造をしている。これは、带状収束雲の前線構造の暖域・寒域の位置に関して言えば、これらの研究で示唆されたように、南西側が暖域、北東側が寒域に対応しているものであることを支持している。

5. 結 論

直線で隔てられた海陸分布とベル型の山に一樣風が吹く初期場を与えるという簡略化したモデルでの数値実験によって、日本海西部に発生する带状収束雲、特にその特徴的な構造の形成に対して SST の分布がどのように関わっているか調べた。その結果以下のような結論を得た。

1. 带状収束雲の形成そのものに対しては、SST 分布は重要な影響を及ぼさない。すなわち山の風下で水蒸気の供給があることが重要なのであり、両側でその供給に差があることは本質的ではない。
2. 一方、带状収束雲に特徴的に見られる前線状の構造の形成に対しては、SST 分布に勾配があることが重要な役割を果たす。つまり、山の風下の SST の分布に左右の非対称性があることによって、暖かい海域から来た空気が寒域側の空気の上に乗上げ、二重に重なった安定層が現れて前線状の構造が形作られることになる。

謝 辞

非静力学モデルとしてオクラホマ大学 CAPS から提供されている ARPS を利用した。

参考文献

- 1) C. Magono: On the localization phenomena of snowfall, *J. Meteor. Soc. Japan*, **49**, 824-835 (1971).
- 2) T. Endoh, K. Hozumi and C. Magono: Formation mechanism of a notable cloud system that causes heavy snowfall and a tentative prediction of its behavior, *Natural Disaster Sci.*, **6**, 31-42 (1984).
- 3) メソ気象調査グループ: 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 (1988).
- 4) M. Nagata, M. Ikawa, S. Yoshizumi and T. Yoshida: On the formation of a convergent cloud band over the Japan Sea in winter; numerical experiments, *J. Meteor. Soc. Japan*, **64**, 841-855 (1986).
- 5) M. Nagata: On the structure of a convergent cloud band over the Japan Sea in winter; a prediction experiments, *J. Meteor. Soc. Japan*, **65**, 871-883 (1987).
- 6) S.-D. Kang and F. Kimura: A numerical study on the mechanism of cloud-street formation in the lee of an isolated mountain near a coast, *J. Meteor. Soc. Japan*, **75**, 955-968 (1997).
- 7) I. Orlandi: A simple boundary condition for unbounded hyperbolic flows, *J. Comp. Phys.*, **21**, 251-269 (1976).