

文 献

石井幸男, 武石良雄, 1953: 内陸の冷気塊と沿岸の小低気圧について, 研究時報, 5, 732-785.
 岡林俊雄, 1967: 気象衛星から見た小低気圧と雪雲について, 北部管区気象研究会誌, 昭和42年度, 48-51.
 ———, 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.
 小野寺晶夫, 1965: 冬の西岸小低気圧についての私考, 札幌管区気象台技術時報, 40, 24-34.
 木村隆昭, 1987: 衛星画像で見た冬期日本海北部に発現する中規模擾. 札幌管区技術時報, No. 109, 36-49.
 斎藤 実他, 1968: 北海道石狩湾付近の降雪のレーダー角析. 天気, 15, 42-50.
 下田正一, 1965: 北海道西海岸の小低気圧. 技術時報, 42, 8-12.
 杉中誠一, 1952: 北海道西岸地方に発生する低気圧について. 北部気象研究会誌, 4, 41-44.
 ———, 1964: 北海道西岸の小低気圧と局地豪雪. 天気, 11, 183-188.
 中岡裕之・山崎道夫, 1966: 北海道西岸の局地的大

雪に関する総観解析. 日本気象学会1966年度秋季大会予稿集, 10, 159-160.
 長谷川徳太郎, 1949: 北海道西岸に発生する副低気圧について. 研究時報, 1, 207-212.
 村松照男・他, 1975: 北海道西海岸小低気圧型の大雪. 天気, 22, 177-179.
 村松照男, 1976: 石狩湾小低気圧による大雪. 札幌気象100年記念論文集, 31-49.
 八木正允, 1972: 北海道西岸地方の小低気圧について(1), 大気, 7, 45-54.
 八木正允他, 1975: 北海道西岸地方の小低気圧について(2), 大気, 14, 25-30.
 若原勝二・大窪 浩, 1987: 北海道西岸に発生する暴風雪を伴う小低気圧の解析. 日本気象学会1987年秋季大会講演予稿集, 135.
 若原勝二, 1987: 札幌中心の大雪の解析. 日本気象学会1987年秋季大会講演予稿集, 139.
 札幌管区気象台, 1965: 北海道地方予報技術検討会資料, 1-50.
 札幌管区気象台, 1973: 全国予報技術検討会資料, 1-48.
 札幌管区気象台, 1974: 全国予報技術検討会資料, 1-27.

1051 (収束雲)

4. 日本海上の収束雲の数値実験*

永 田 雅 猪 川 元 興**

日本海西部の, いわゆる収束雲について, Nagata *et al.* (1986) は微格子モデルを使った数値実験によって, その形成には朝鮮半島と日本海の間熱的性質の対照が最も重要であり, その北方の山岳もこれを部分的に強めるように働いていることを示した. ここでは, 類似の現象とみられる北海道西岸沖の収束雲について, 基本的に同じ数値モデルと実験の方法によって調べる. まず北日本を中心とする冬型気圧配置の下で, 収束雲と見られる雲帯が現われたケースを選び, 気象庁客観解析値を初期値として, 42 km メッシュ13層の微格子モデルによって予報を行う. 収束雲に対応する, 降水を伴った下層の収束帯と低圧部が再現されたら, 次に下面境界の状態を変

第1表 標準実験Aと四つの比較実験B-Eの内容

要素	海面水温分布	山 岳 (H, S)	ラフネス (H, S, I)	海水 (I)	陸 地 (H, S)
実験					
A	実 測	○	大	○	○
B	緯度平均	○	大	○	○
C	緯度平均	×	小	○	○
D	緯度平均	×	小	×	○
E	緯度平均	×	小	×	×

注 1 H:北海道, S:樺太, I:海氷域

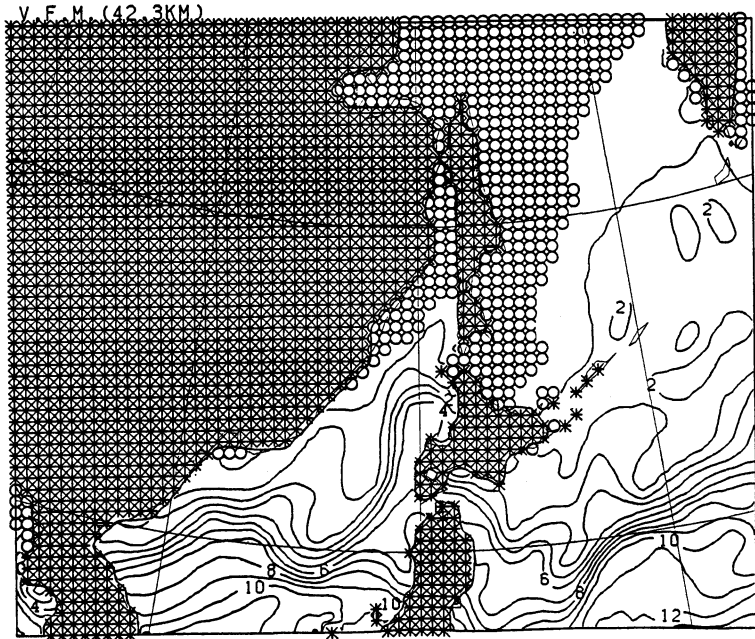
注 2: ○:有, ×:無

えて実験を行い, 結果を比較して要素ごとにその効果を調べるというものである.

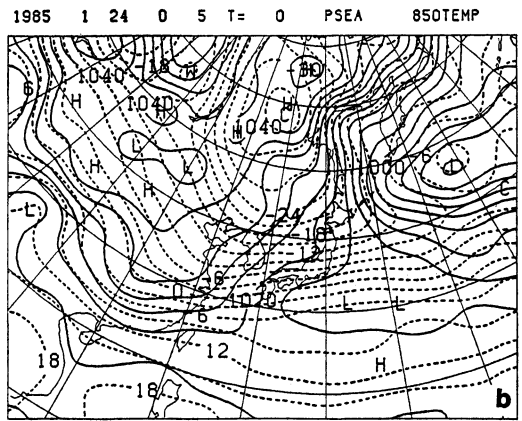
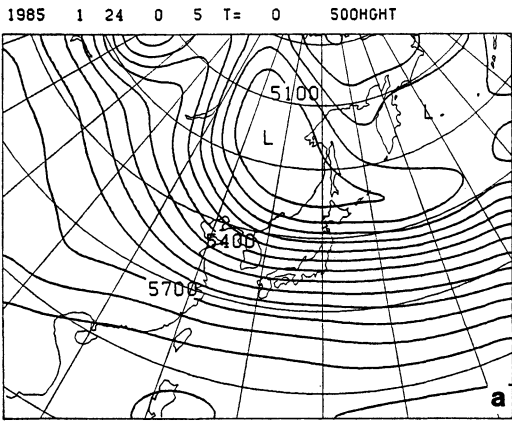
これまでの観測的・解析的研究の結果を考慮して, 海

* Numerical experiments of the convergent cloud Band over the Japan Sea.

** Masashi Nagata and Motohki Ikawa, 気象研究所.



第1図 モデルの予報領域，海陸・海水（丸印）分布，および，海面水温分布（°C）



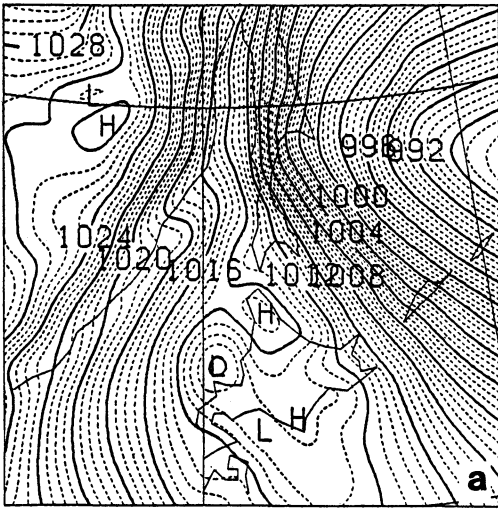
第2図 初期場（1985年1月24日（00 GMT）
 a : 500 mb 高度 (gpm), b : 海面気圧 (実線, mb) と 850 mb 気温 (破線, °C)

面水温分布，地形とラフネス，海水分布，海陸分布を変えた実験を行った。ただし，いずれの要素もモデルの格子間隔で決まる表現上の限界があり，特に，地形については，数 10 km 以下のスケールの山が全く表現されない。従って，そのような小さなスケールの山の効果についてはこの実験からは何も言えない。また，今回の実験

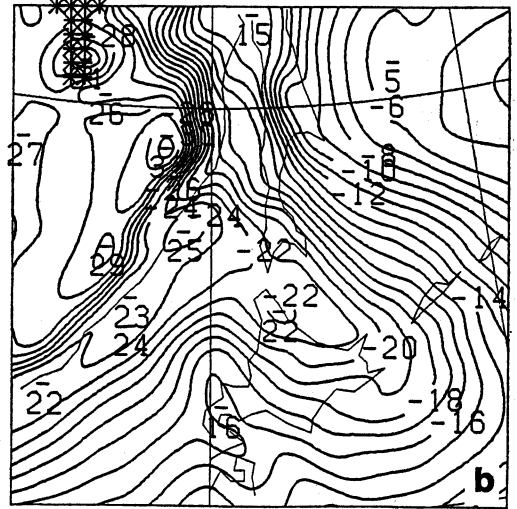
では，簡単のため，海水域はすき間のない陸地として扱っているのので，その熱的效果を多少過大に評価している可能性がある。

日本海西部の収束雲帯の実験結果から，今の場合も，陸地のラフネスの効果は相対的に小さいと予想されたので，これをモデルの地形といっしょに扱い，次のような

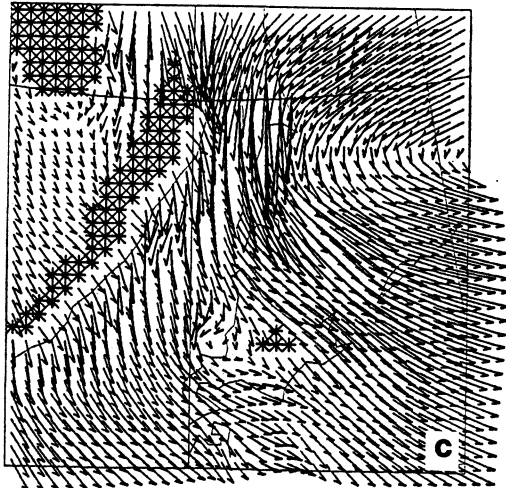
1985 1 24 0 24 PSEA



1985 1 24 0 24 900TEMP



1985 1 24 0 24 950WIND



→ 5.0 M/SEC

第3図 標準実験Aの24時間予報場。

- a : 海面気圧 (mb)
- b : 900 mb 気温 (°C)
- c : 950 mb 風ベクトル

標準の実験Aと4つの比較のための実験B-Eを行った(第1図, 第1表参照)。

(標準実験)

A : 現実的な海陸分布と地形, 旬平均実測海面水温分布, および旬最大海水域を使った実験。

(比較実験)

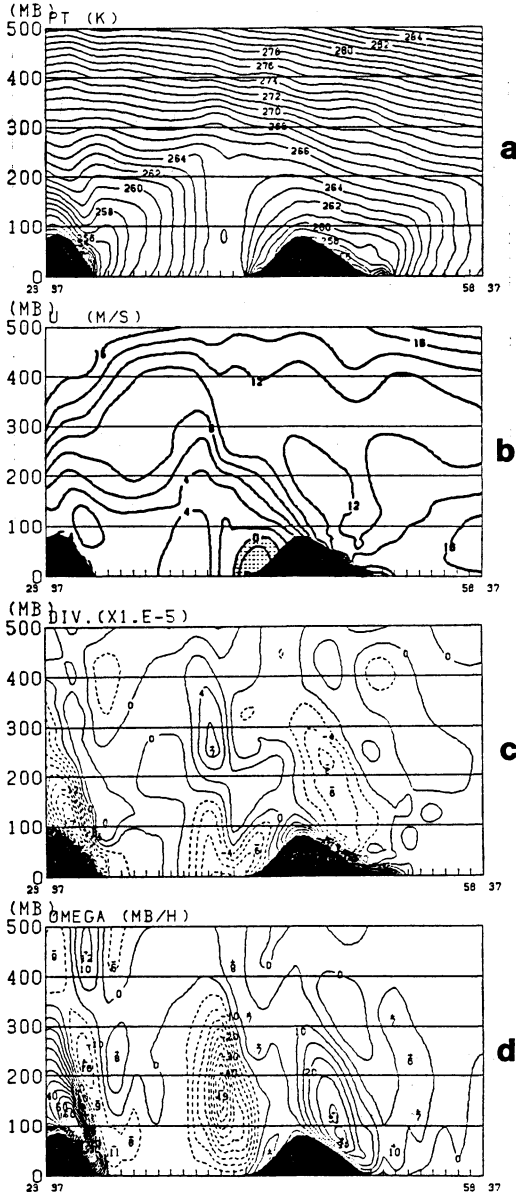
B : まず, 海面水温分布を予報領域内で緯度平均した値に変えた実験。

C : さらに, 北海道と樺太の山を取り去り, 海水域も含めてラフネスを海面並の小さな値に変えた実験。

D : さらに, 海水域を海に変えた実験。海面水温はBと同じものを用いる。

E : さらに, 北海道と樺太を海に変えた実験。海面水温はBと同じものを用いる。

それぞれの実験で, 第2図に示す初期場(1985年1月24日 00GMT)からの24時間予報を行った。結果を, 次



第4図 標準実験Aの24時間予報(北海道中部を通る東西鉛直断面)

a : 温位 (K), b : 東西風 (m/sec), 影は東風領域, c : 水平発散 ($\times 10^{-5} \text{ sec}^{-1}$), d : 上昇流 (mb/hr)

に示す。モデルの予報はアリュージョン低気圧の西方への伸長という系統的な誤差(このモデルに境界値を与えている127 km メッシュ12層ファインメッシュモデルで

第2表 日本海上の収束雲の形成に効く要素

	朝鮮半島東岸沖	北海道西岸沖
海面水温分布	日本海中部に傾度が集まっている形 ○	北海道西岸沖に暖域が北上している形 ○
地形(山岳)	朝鮮半島部 × 朝鮮北方 ○	×
粗度	×	×
熱的性質	陸地—海面 ⊙ 海水—海面 なし	⊙ ⊙

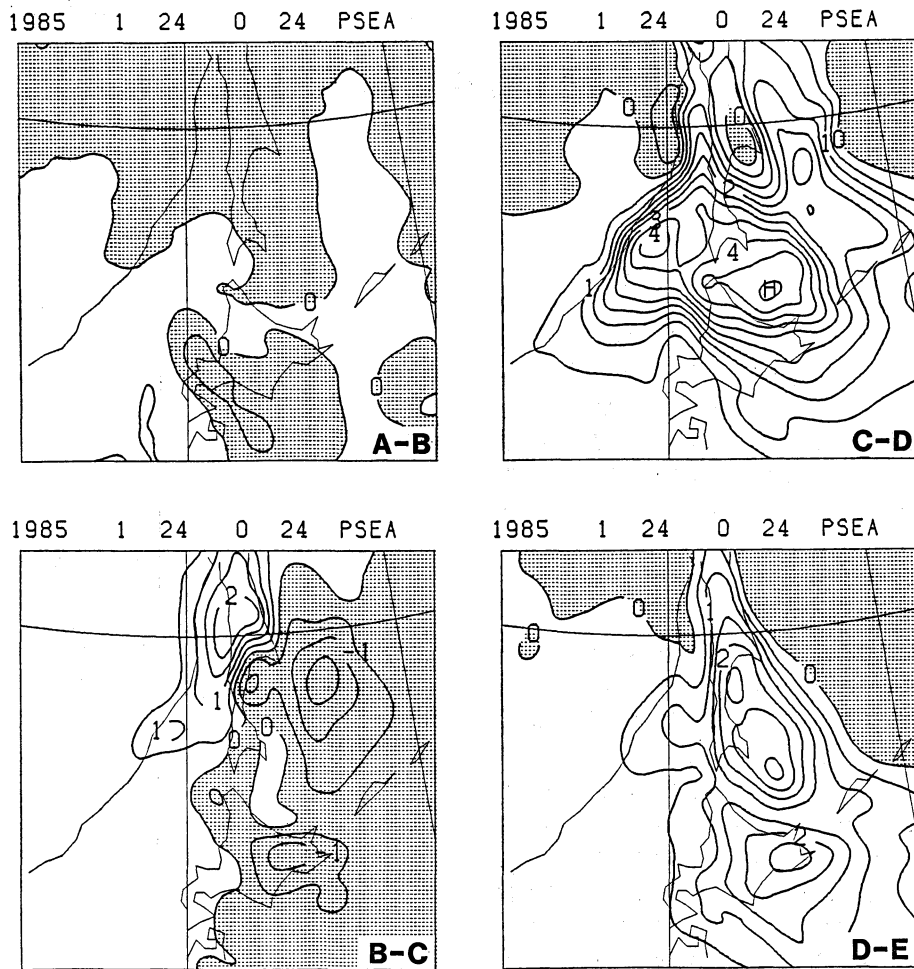
⊙ : 最も重要
○ : 強める効果を持つ
× : ほとんど効果がない

も同じ)があつて、樺太周辺やオホーツク海西部の気圧傾度が予報時間と共に実況からずれて大きくなっていく傾向がある(原因は調べていない)。従つて、今回取り上げたケースは実況との厳密な対応という観点からはあまり適当とはいえない。しかし、数値実験結果の比較によつて、多くの知見が得られた。

第3図、第4図は標準実験Aの24時間予報結果(3a : 海面気圧, 3b : 900 mb 気温, 3c : 950 mb 風ベクトル, 4a : 温位, 4b : 東西風, 4c : 水平発散, 4d : 上昇流)である。北海道西岸沖に帯状の下層の収束域が見られ、周りに比べて暖かく低圧部となっている。これに沿つて、降水の極大が予想されており、いわゆる収束雲に対応するものと考えられる。この下層の収束帯(低圧部)は比較実験Bでは少し弱くなり、CではBとあまり変わらず、Dで相当弱まって、Eではほとんど見られなくなった。その様子は各実験の間の海面気圧の差を示した第5図から読み取ることができる。

以上の結果から、収束雲の形成には陸地と海水の熱的性質が及ぼす効果が最も重要で、この他に、北海道西岸沖に暖かい領域が北上している形の海面水温分布も、多少その強化に寄与しているといえる。

つまり、部分的に気団変質の弱い領域が、おおむね一般風に沿う方向に長く伸びているため、その部分と隣接する海上との間に一般風を横切る方向に熱的な対照が生じ、この結果、下層の中規模の寒冷な高気圧からの吹き出しの先端に帯状の収束域ができる。これは逆に、北海道西方海上での部分的な強い気団変質による熱的な対照の生成と言い換えることもできる。



第5図 各実験の24時間後の海面気圧の差 (mb). 等値線は 0.5 mb 毎, 影は負の領域

このような形成機構は日本海西部の収束雲帯の場合と共通しており (第2表参照), その場合の朝鮮半島の役割を樺太と北海道および海水域が果たしていることになる. 以上の結果はこれまでの岡林・里見 (1971) や岡林 (1972) の解析, 孫野 (1971) の室内実験, 村松他 (1975) の解析のうちの第一の場合 (季節風末期の気圧傾度がゆるんだ時の小低気圧型の大雪) と調和する.

謝 辞

この研究を勧めて下さった吉田泰治, 吉住禎夫の両氏に感謝いたします. また, 数値予報モデルは, 気象庁予報部電子計算室 (現, 数値予報課) で開発されたものに著者が一部手を加えたものです.

文 献

Magono, C., 1971: On the localization phenomena of snowfall. *J. Meteor. Soc. Japan*, **49**, 824-835.
 村松照男・小倉士郎・小林尚治, 1975: 北海道西海岸小低気圧型の大雪. *天気*, **22**, 369-379.
 Nagata, M., M. Ikawa, S. Yoshizumi and T. Yoshida, 1986: On the formation of a convergent cloud band over the Japan Sea in winter; numerical experiments. *J. Meteor. Soc. Japan*, **64**, 841-855.
 岡林俊雄, 1972: 気象衛星からみ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.
 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**, 573-581.