

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

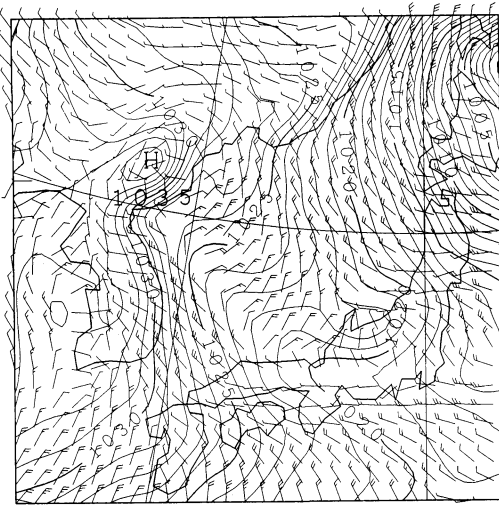
業用に開発された局地スペクトルモデルで、鉛直19層、水平分解能 40 km 相当を持ち、メソスケール現象の予測を目的としている (Segami *et al.*, 1989)。初期値には日本域客観解析値を内挿したものをを用いた。通常の子報では側面境界条件にアジアスペクトルモデル (ASM) の予報値を用いるが、数値実験では客観解析値を用いた。

### 3. 日本海西部の帯状雲とメソスケール低気圧

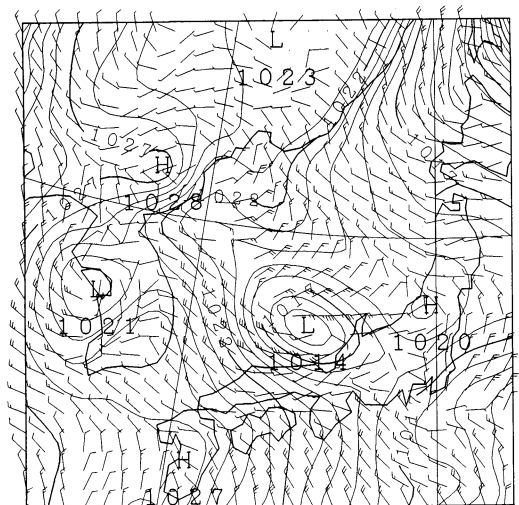
気象衛星画像にみられる日本海西部の帯状雲は、日本列島に上陸するところは山陰から北陸まで様々に変化するが、その始まるころはいつも朝鮮半島の付け根のやや北東の大陸沿岸からと一定している。この帯状雲の風上にはペクト山 (白頭山; 2,744 m) を主峰とするケーマ高原やいくつかの山脈が大きな一つの山塊を構成している。これは日本の中部山岳全体とほぼ同じくらい大きいものである。この山岳が収束帯やメソ低気圧の形成に何らかの役割をはたしているのではないかということは容易に考えられる。これまでの研究でもこの山岳が収束帯上の帯状雲の形成に重要であることが示されてきている (Nagata, 1987, 1991)。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



第1図 日本海西部のメソ低気圧の予報実験。1990年1月22日 00Z (09JST) を初期値とし、18時間後の地上の気圧分布および地上風(矢羽根は通常の knot 表示)。朝鮮半島の北東の山岳の風下に、大陸沿岸から山陰地方にかけて収束帯が形成されている。



第2図 第1図と同じ、ただし36時間後の結果である。若狭湾沖の日本海上に中心気圧1014 hPa のメソ低気圧が形成されている。

low などのメソスケールの低気圧と同様に、比較的暖かい海洋上の寒気流中に発生する。寒気流が海洋上に流出したとき、海洋から大気への大きな熱フラックスが起きるが、このような熱の供給はメソ低気圧の発生や発達にどのような働きをしているのであろうか。

日本海西部のメソ低気圧の典型例として、1990年1月23日に発生した事例を調べた。1990年1月22日 00Z に日本海上にあった総観規模の低気圧は発達しながら北東に移動し、23日 00Z には千島列島付近に達した。その西側の日本海上ではこの年の最も強い寒気の吹き出しが起き、日本海西部では顕著な帯状雲とメソ低気圧が観測された。この翌日、若狭湾では収束帯に伴う突風のためマリタイムガーディニア号が座礁したことは記憶に新しいことである。気象衛星の画像から、日本海上にまず収束帯に伴う帯状雲が形成され、それに沿って23日 09Z 頃、渦状擾乱が発生したことがわかる。この渦状擾乱は直径が 700 km 程度に発達し南東に移動して、23日 20Z 頃には日本列島に達した。また1990年1月23日 12Z の地上天気図には、石川県沖にこの擾乱に対応する 1010 hPa のメソ低気圧が解析されている。

JSM を用いた予報実験では、1990年1月22日 00Z を初期値として36時間積分を行った。積分を始めて18時

間後頃までには、朝鮮半島北東の山岳の風下に大陸の海岸から日本列島の山陰地方にかけて収束帯が形成された(第1図)。収束帯は朝鮮半島から来る流れと沿海州方面から来る流れとの間に形成され、下層では正過度帯の暖かいトラフとなっていた。30時間後(1990年1月23日 06Z) あたりにこの過度帯上に低気圧が形成し始め、36時間後(1990年1月23日 12Z) には、地上気圧が 1014 hPa の低気圧が若狭湾沖に形成された(第2図)。この結果から JSM を用いた数値実験では実況がよく再現されていると言ってよい。収束帯に直交する断面をみると、700 hPa 以下の層で二つの異なる気塊が収束していることがわかる。収束帯に沿って-50 hPa/hour 程度の上昇流があり、そこは周囲より気温が数度ほど高くなっている。低気圧の中心も同じ程度の強さの上昇流があり、中心では warm core となっていた。この warm core 構造は低気圧の発達とともに形成されたものである。

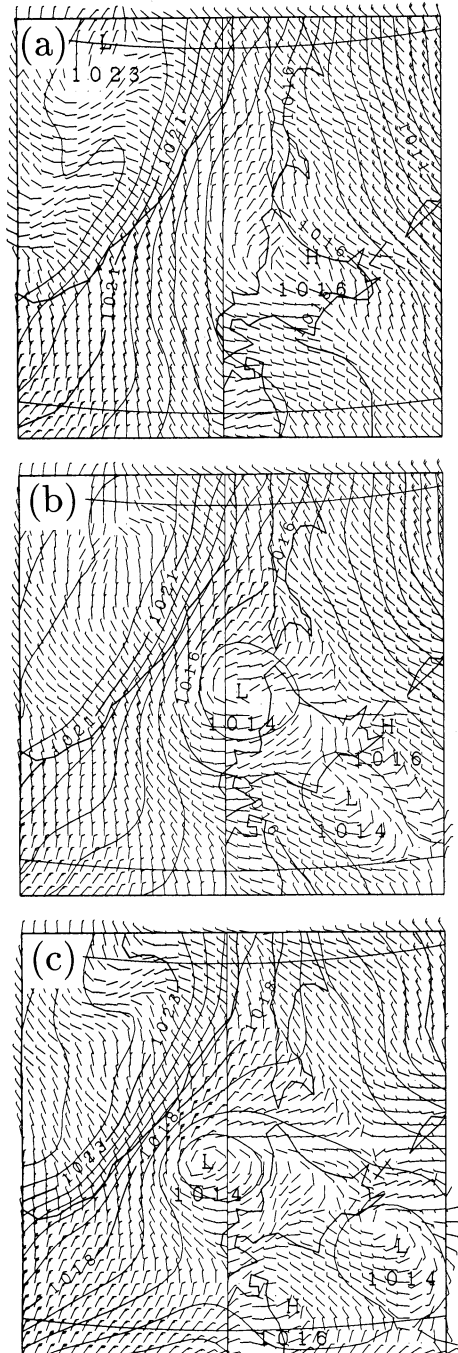
これらの収束帯とメソ低気圧の発生の要因を調べるため、条件を変えていくつかの数値実験を行った。これらの結果は第1表にまとめてある。これらの数値実験より、先に述べた山岳と海面からの熱フラックスがメソ低気圧の形成に重要な要因であることが推察される。山岳の効果はそれを取り除くことで明らかになると考えられる。そこでペクト山を中心とする山岳の 500 m より高いところを取り除いて数値実験を行っ

第1表 日本海西部のメソ低気圧の数値実験のまとめ。○は顕著に現れた, △は弱く現れた, ×はほとんど現れなかったことを示す。それぞれの実験は1990年1月22日 00Z (09 JST) を初期値とし36時間積分を行った。

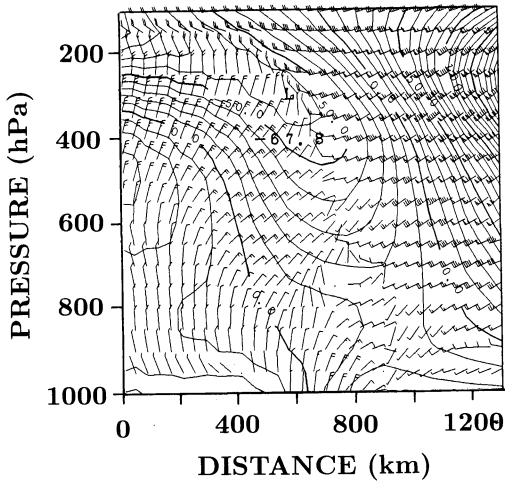
数値実験の条件	メソ低気圧	収束帯
予報実験	○	○
すべての山を 0m	×	×
顕熱 flux を除く	×	○
顕熱及び潜熱 flux を除く	×	△
対流による加熱を除く	△	○
白頭山付近を 500 m	×	×
海面水温一定 (12°C)	○	○
ベル型の山 (2000 m)	○	○
ベル型の山 (1000 m)	△	△
ベル型の山 (200 m)	×	×
朝鮮半島を海にする	○	○

た。その結果, この山岳を除いただけで収束帯もメソ低気圧も形成されなかった。この山岳は寒気流を二つに分流する働きがあり, これによって風下に収束帯を形成するきっかけを作る。山岳を取り除くと日本海上には寒気が一様に流れ出し, 収束帯は形成されなくなる。収束帯が形成されなければメソ低気圧も発生しなくなる。山岳が寒気流を分流させるためには山岳を乗り越えにくいような大気成層をしていなければならない。山岳の風上の大気成層を調べてみると, 混合層が850-900 hPa まで達しており, それより上が強い安定成層となっている。この高さは山岳に比べて充分低く, 山岳が寒気流を分流するのに有効である事がわかる。山岳のこの働きをより明らかにするために, 全ての山を取り除き(海陸分布は与える), ベル型の山をもとの山岳の位置において数値実験を行った。ベル型の山の高さが, 風上の混合層の高さより十分高い 2000 m のとき, 収束帯が同じように形成され, 同様のメソ低気圧が発生した。これが混合層の高さと同じ程度の 1000 m のとき, 収束帯もメソ低気圧も顕著に弱まり, さらに混合層より十分低い 200 m のとき, 収束帯もメソ低気圧もほとんど形成されなかった。これらのことから山岳が寒気流の高さに比べて相対的に高く寒気流の分流に有効な障害になることが, 収束帯を形成するための要因であることがわかる。

海面からの熱フラックスについては, これを取り除いて数値実験を行った。顕熱フラックスまたは潜熱の解放による加熱のどちらかを除いても, 収束帯は形成するが, メソ低気圧はほとんど発生しなくなる。メソ



第3図 北海道西岸小低気圧の予報実験。1992年1月30日 00Z (09 JST) を初期値として, (a) 9時間後 (1月30日 09Z), (b) 21時間後 (1月30日 21Z), (c) 33時間後 (1月31日 09Z) の結果で, それぞれの地上の気圧と風の分布 (矢羽根は通常の knot 表示) を示した。



第4図 予報実験でメソ低気圧が最盛期に達したとき(1992年1月31日09Z)の地上のメソ低気圧の中心と500 hPaの低気圧の中心を通る鉛直断面。等値線は高度偏差で、等圧面上の平均値からの偏差である。矢羽根で断面内の水平風の分布を示した。

低気圧の形成には山岳によって収束帯が形成されるだけでは不十分で、さらに海面からの加熱が必要である。海面からの顕熱で暖められた気塊は収束帯で上昇し、潜熱を解放してさらに上昇流を強める。つまり顕熱の補給は大気の安定度を小さくすることに寄与し、潜熱の放出による加熱は上昇流を強め収束を維持強化することに寄与する。収束帯は正渦度の帯であるが、収束によりさらに渦度が増加しメソ低気圧が発生する。すなわちこのメソ低気圧は海面から補給される熱(顕熱・潜熱)をエネルギー源として発達する低気圧であると考えられる。もし顕熱と潜熱のフラックスの両方を除くと、日本海上の流れの場自体が大きく変わってしまい、収束帯も非常に弱くなり、メソ低気圧も発生しない。

以上の結果より、日本海西部で発生する寒気流中のメソ低気圧には、山岳によって形成される収束帯が存在することが必要条件であり、さらに海洋から供給される熱がメソ低気圧のエネルギー源となっているといえる。

#### 4. 北海道西岸小低気圧

北海道西岸小低気圧は、北海道の西岸に形成される収束帯に沿ってしばしば発生する。日本海西部の収束帯が主に山岳によって形成されるのに対して、北海道

西岸の収束帯は暖かい日本海と冷たい陸の間の温度差による地面付近の温度傾度の frontogenesis 的な強化過程によって形成される。これまでの観測から収束帯上の帯状雲の形成時には北海道側から下層の寒冷な東風成分をもつ流れが発生し、海上の西風成分をもつ流れとの間で収束していることが示されている。またこれまでの数値実験(Sasaki and Satomura, 1991)からも同様の結果が得られている。

北海道西岸小低気圧の数値実験は1992年の冬に行われた北海道特別観測の期間中に発生した事例(1992年1月31日)について行った。1992年1月30日00Zの地上天気図では、千島列島の東に総観規模の低気圧があり、北海道付近は西高東低の気圧配置になっていた。しかも、気圧傾度が小さくなり季節風は弱まっていた。700 hPaでは北海道の西に cold trough があり、500 hPaでは北海道の北西に cold low が存在していた。気象衛星画像あるいは地上天気図によると、31日00Zには北海道の西岸沖でメソ低気圧が発達を始めていた。メソ低気圧は南西に移動しながら発達し、2月1日の午前には南下しながら衰弱し消滅した。

この事例について1992年1月30日00Zを初期値として予報実験を行った。第3図は再現されたメソ低気圧の発生・発達する過程である。地上気圧と地上風からみると、メソ低気圧は北海道北部の西岸沖で発生し、南西に移動しながら、最盛期で中心気圧1014 hPaに発達した。その後さらに南西に移動しながら衰弱した。最盛期の中心気圧は1992年1月31日12Zの地上天気図の解析された低気圧に等しく、この低気圧の振る舞いは気象衛星から観測されたメソ低気圧に伴う渦状雲の振る舞いとよく一致していた。メソ低気圧に伴う温度場の構造の特徴は、メソ低気圧が発達するにつれて、中心が暖まり warm core を形成した点である。

数値実験において、上層850 hPaより上にあつた cold low は大陸上からゆっくりと北海道上空に移動した。メソ低気圧が最盛期に達したとき(積分を始めて33時間後、1992年1月31日09Z)の、地上のメソ低気圧の中心と500 hPaの低気圧の中心を通る鉛直断面をみると(第4図)、地表付近から発達し始めたメソ低気圧が上層の低気圧とつながった形になっている。地上のメソ低気圧は800 hPa付近まで達しており、地上の混合層もこの程度の高度まで達していた。地上付近にはメソ低気圧に伴う $-10$  hPa/hour程度の鉛直流がある。これは上記の日本海西部のメソ低気圧に比べて5分の1程度の大きさである。

このメソ低気圧も寒気流に比べて比較的暖かい海上で発生し発達する。上記の日本海西部のメソ低気圧と同様に海面からの熱フラックス（顕熱・潜熱）が、低気圧の発生や発達に重要な要因となっていることが考えられる。そこでこれらを取り除いて同じ事例について数値実験を行った。結果は、上空の cold low はほとんど影響を受けずに予報実験と同じ振る舞いをし、下層のメソ低気圧だけ形成しなかった。これまでの研究で北海道西岸小低気圧の発生には上空の低気圧が要因としてあげられてきたが、それだけではメソ低気圧は発達しないようである。このメソ低気圧の発達においても日本海西部のものと同様に海洋からの熱補給が重要なエネルギー源となることが考えられる。

それでは地上のメソ低気圧はどのようなメカニズムで発生するのであろうか。上記の実験は上空の低気圧のメソ低気圧の発生における何らかの役割を否定したのではない。上空の低気圧もメソ低気圧の発生に何らかの寄与をしている可能性もある。また、発生のメカニズムとして地表付近の傾圧不安定も一つの可能性であろう (Tsuboki and Wakahama, 1992)。この数値実験からいえることは、北海道西岸小低気圧も日本海西部のものと同様に収束帯上に発生した初期擾乱が、海面からの熱をエネルギー源として発達したものであるということである。

## 5. まとめ

北欧などで観測される polar low も、暖かい海上に流出した寒気流中に発生する。このような polar low が海洋からの熱によって発達するという報告 (Emanuel and Rotunno, 1989) もある。日本海上のメソ低気圧が他の地域で観測される polar low と同じメカニズムであるとは単純にいけないが、ここに述べた二つのメソ低気圧の発生・発達には海洋からの潜熱・顕熱がエネルギー源として重要であり、大気に供給さ

れた熱を低気圧発生のために集中させる機構として収束帯が働いていることは共通にいえることであろう。

本稿では二つのメソ低気圧に共通して重要な要因を強調したが、実際のメソ低気圧にはそれぞれの固有の特徴がある。たとえば、北海道西岸小低気圧が発生するときはしばしば上空の cold low を伴っていることが多い。また日本海西部はさらに水平スケールの小さい (100 km 程度) 渦列状擾乱を伴っていることがしばしばある。これらはメソ低気圧の形成とどのような関係があるのであろうか。近年になってメソ低気圧や帯状雲の数値実験が行われるようになり、これらの擾乱の構造やメカニズムが明らかにされつつある。

## 参考文献

- Emanuel, K. A. and R. Rotunno, 1989 : Polar lows as arctic hurricanes, *Tellus*, 41A, 1-17.
- Nagata, M., 1987 : On the structure of a convergent cloud band over the Japan Sea in winter : A prediction experiment, *J. Met. Soc. Japan*, 65, 871-883
- Nagata, M., 1991 : Further numerical study on the formation of the convergent cloud band over the Japan Sea in winter, *J. Met. Soc. Japan*, 69 : 419-428.
- Sasaki, H., and T. Satomura, 1991 : Numerical experiment on convergence cloud bands over the northern part of the Japan Sea, *J. Met. Soc. Japan*, 69, 375-388.
- Tsuboki, K. and G. Wakahama, 1992 : Mesoscale cyclogenesis in winter monsoon air streams. : Quasi-geostrophic baroclinic instability as a mechanism of the cyclogenesis off the west coast of Hokkaido Island, Japan, *J. Met. Soc. Japan*, 70, 77-93.
- Segami, A., K. Kurihara, H. Nakamura, M. Ueno, I. Takano and Y. Tatumi, 1989 : Operational mesoscale weather prediction with Japan Spectral Model, *J. Met. Soc. Japan*, 67, 907-924.