

冬期季節風下の日本海沿岸に大雪をもたらす じょう乱の構造と形成について*

植村 八郎**

要旨

季節風下の日本海西部で、時間的に継続して、帯状の雲、弧状の雲 および うず状の雲が現われ、日本海沿岸に強い降雪を起こした。これらじょう乱の構造と形成過程を論ずる。

帯状の雲の西側縁辺に対応して地上気圧の谷線が解析される。この谷線を中心として、700 mb 付近にある安定層の下に下層収束、上層発散の対流循環系が形成されており、その東側の風の鉛直シアアの大きい域に帯状の雲が発生している。そして、西側の鉛直シアアの小さい域では細胞状に近い雲パターンが出現している。

弧状の雲の形成時にはその東側の日本海南部に下層の高気圧循環の発達が見られ、弧状の雲は、この下層高気圧からの気流と朝鮮西方からの気流との間の収束に関係している。

直径 250 km に及ぶうず状の雲の形成は、日本海の南側を通る上層気流に沿って移動してきた cold vortex が日本海上に停滞していた下層構造のじょう乱（弧状の雲）と結合することによっており、その鉛直構造は 500 mb 面に達する。

1. はしがき

よく知られているように、冬期季節風の吹出しがあるときしばしば日本海沿岸・平野部に大雪が降る。大雪の集中性と多量の水分の供給は大雪発現機構上の中心的な課題であって、その究明のために、古くは北陸不連続線概念に基づく研究や気団境界上の小低気圧群に注目した研究等がある（川本, 1968; Fukuda, 1965; 1966）。

1963~1967年の北陸豪雪特別観測およびこのころから展開された気象レーダによる観測は、日本海じょう乱の研究を前進させた。大雪（豪雪）時には日本海上空に寒気ドームが形成されていて、この下で積雲対流が発生していること（Matsumoto *et al.*, 1965; Matsumoto・Ninomiya, 1966）、さらに、寒冷うず中心付近に中規模じょう乱が発達して積雲対流を組織化していることが明

らかになった（Matsumoto *et al.*, 1967 a; 1967 b）。また、レーダ観測によると北陸沿岸でうず状じょう乱が存在することが見出された（Miyazawa, 1967）。

その後、日本海じょう乱についての研究はレーダ・エコー解析によるものが多いが、気象衛星が登場してからは気象衛星観測による雲の分布が研究資料としてさらに加わることになった。北海道の西岸地方の降雪バンドと季節風下の雲列の関係（Higuchi, 1963）をはじめ、最近では、同地方の大雪と北海道西方海上に現われた帯状雲との関連を論じたものがある（岡林・里見, 1971; 元木, 1977）。日本海西部に現われる帯状雲については、それとレーダ・エコーとの対応（深津, 1977）や 850 mb の流れ場の特徴との関係（川添, 1977）等が調べられている。

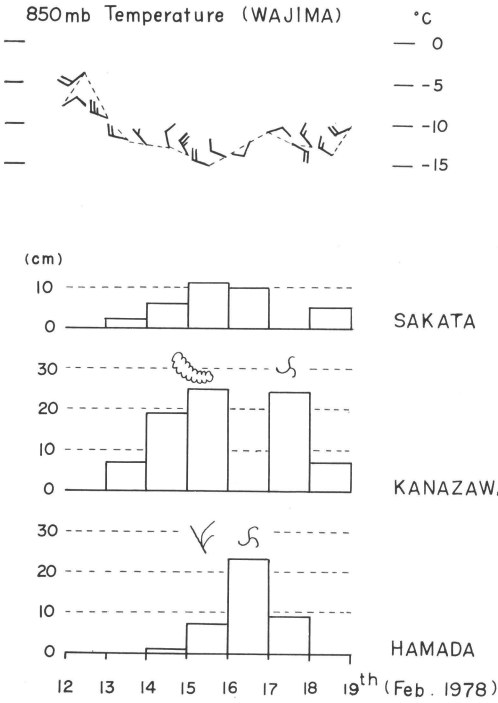
本文では気象衛星雲画像を用い、1978年2月14~17日の間に寒気吹出しに伴って日本海側の地方に強い降雪を起こした、帯状の雲、弧状の雲 および うず状の雲の時間的経過を辿って、それらに関連するじょう乱の形成と構造について述べる。

* On the structure and formation of the disturbances causing a heavy snowfall over the coastal area of the Sea of Japan under the winter monsoon.

** Hachiro Uemura, 気象庁予報課.

—1979年5月4日受領—

—1979年10月29日受理—



第1図 上段は輪島の 850 mb の気温と風速(長矢羽は 10 kt, 短矢羽は 5 kt). 下段は日本海沿岸にある酒田, 金沢および浜田での24時間降雪量(09時日界)を示す.

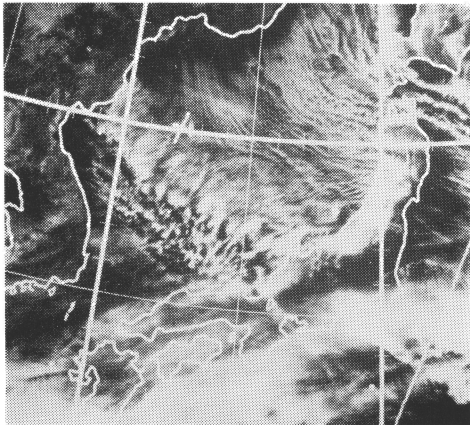
2. 日本海に現われた雲と降雪の経過

季節風の吹出しがあった2月13~18日に日本海側の地方で降雪があった. まず, この経過の概略を示そう.

第1図に, 日本海岸に沿って北から酒田(山形県), 金沢(石川県)および浜田(島根県)の09時日界の24時間降雪量を示す. 同図にはまた輪島の 850 mb の気温と風の観測値を示してある. 本研究では14日09時から17日21時までの期間について取り扱うが, この期間の輪島の 850 mb 気温は, $-12 \sim -15^{\circ}\text{C}$ であった. 福田(1961)によると, 輪島の高層気温が 850 mb で -10°C , 700 mb で -20°C , そして 500 mb で -35°C が大雪発生の目安である. この14日から17日までの間に気象衛星雲画像でみる時間経過は, 日本海上にまず带状の雲が現われ, つぎに弧状の雲, そしてうず状の雲が出現した.

第1図の降雪量を見ると, 3地点での降り方にそれぞれ特徴がある. 酒田での降り方は他の2地点ほど強くない. 金沢での降り方は, 13日以後次第に強くなり, 15日に日降雪量約 25 cm の最大に達するが, 16日はほとんど止み, そして17日に再び強くなっている. 浜田では, それとは対照的に降雪は16日に最も強く, その前後の日は弱い.

これらの降り方を日本海に現われた雲と対照すると, 酒田の14~16日の降雪はおもに北西季節風下の筋状の雲によるものである. 金沢の14~15日の降雪は日本海西部に現われた带状の雲によっており, 浜田の15~17日の降雪はおもに弧状の雲およびうず状の雲によっている. 金

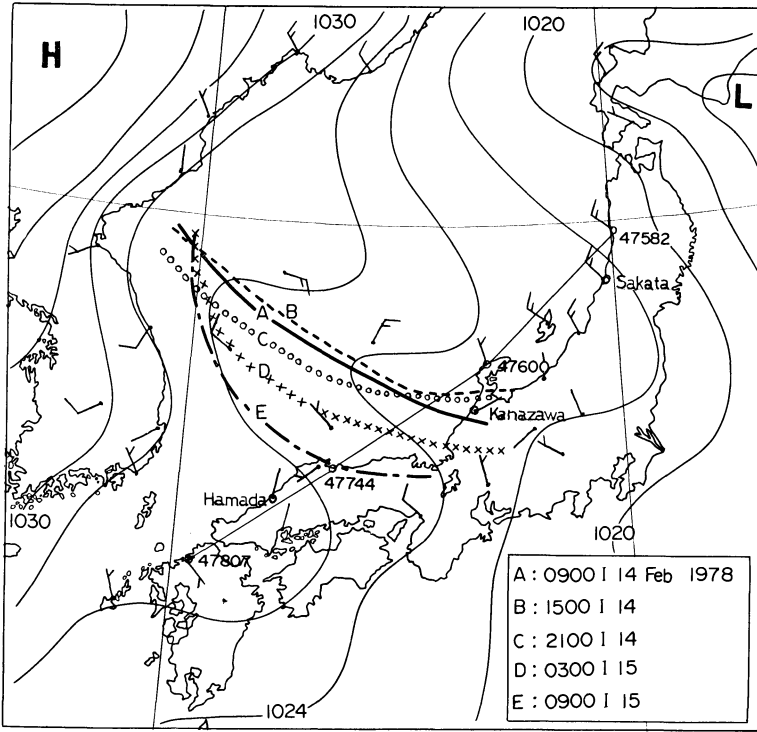


(a) 1978年2月14日09時22分, 極軌道気象衛星ノア5号による可視画像.



(b) 雲パターンのスケッチ. 線分 AA' は同時刻の地上気圧の谷線(第3図参照)の位置を示す.

第2図



第3図 1978年2月14日09時の地上気圧の谷線(図中の線分A). 図中のB, C, D, Eはその後の6時間ごとの気圧の谷線の位置を示す.

沢では、うず状の雲の東北東進により17日に再び強い降雪があった。輪島の850 mbの風は、15日までは北西ないし西北西の風向であったが、16日21時から17日21時にかけてはうず状じょう乱の通過に伴って風向が激しく変化している。

3. 帯状の雲の構造と形成

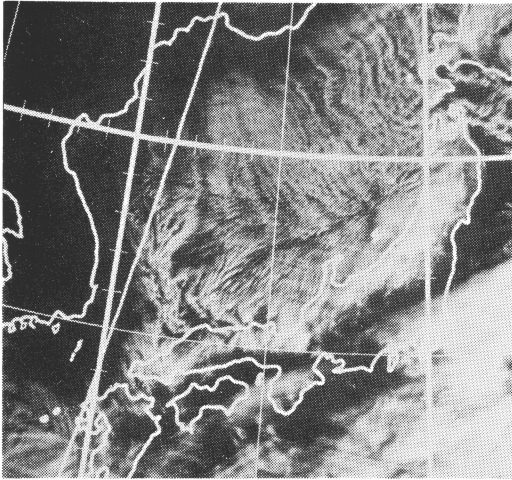
3.1 帯状の雲と地上気圧の谷線

時間的な経過に従って、まず帯状の雲から述べる。第2図(a)(b)には、2月14日09時ごろの気象衛星雲画像とそのスケッチを示した。日本海北部にはほぼ季節風の方向に沿って発生している筋状の雲列があり、同中西部には朝鮮半島北部の東沖から北陸方面に向かう帯状の雲がある。この節ではこの帯状の雲を問題にする。画像では、この帯状の雲域には地上の北西季節風の一般流の方向に対して横方向に走る縞模様の筋が見られる。

さて、この帯状の雲域に注意しながら地上天気図を解析すると、第3図に線分Aで示すような気圧の谷が解析される。それはちょうど帯状の雲域とその西側の細胞状

に近い雲分布域との境界付近、すなわち帯状の雲域の西縁にあっている(第2図b)。地上風はこの谷線に沿って収束するように吹いている。14日09時以後の6時間ごとの地上気圧の谷線の位置を同じく第3図にB, C, ……Eで示したが、いずれも帯状の雲との対応がよい。深津(1977)は東尋坊レーダで観測されるエコーパターンと帯状の雲との対応を調べ、レーダで観測される走向の異なる線状エコーの境界が帯状の雲の南縁に対応していること、またこの南縁に沿って風向の不連続線が対応することを見出しているので、季節風下の日本海西部に現われる帯状の雲は、一般に地上気圧の谷線、あるいは一種の不連続線に伴っているものと理解される。

第3図で、この気圧の谷線は14日09時には朝鮮半島北部の東沖から能登半島方面に向けてほぼ直線状に配置しているが、その後はゆっくり南南西に移動する。しかし北の風上側の位置はあまり移動していない。風下側の部分は移動するにつれて次第に湾曲し、日本海沿岸に平行になるような傾向を示している。15日09時には線Eの状態になり、このときの雲画像が第4図であるが、帯状



第4図 1978年2月15日08時38分、ノア5号可視画像。

の雲は気圧の谷線に対応して湾曲し、いくぶん変形し始めている。

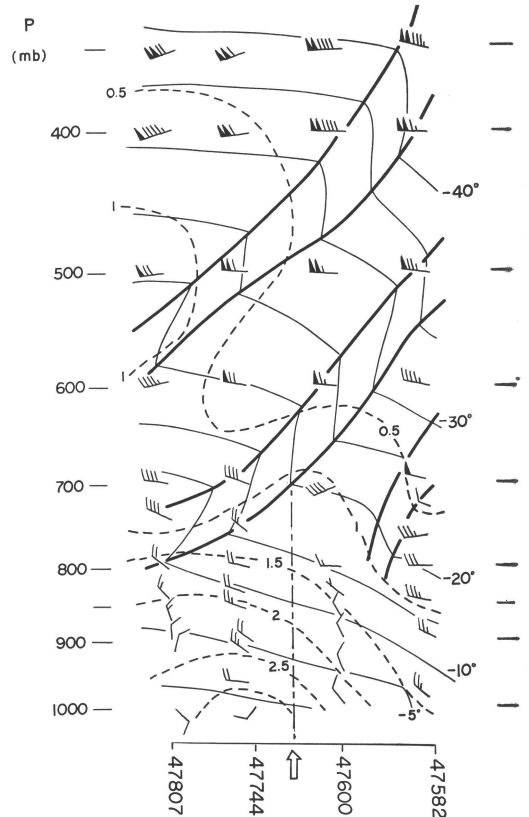
15日は金沢で大雪が降っているが、この日の金沢は気圧の谷線の東側にあたる帯状の雲の域内にある。日本海の帯状の雲はたしかに大雪をもたらす気象現象の一つである。

3.2 帯状の雲の周辺の鉛直構造

帯状の雲の鉛直構造をみるために、第3図に示した秋田（国際地点番号47582）、輪島（47600）、米子（47744）、福岡（47807）を結んで帯状の雲を横切るような線に沿っての鉛直断面図を作った。2月14日09時の断面図を第5図に示す。地上気圧の谷線の位置の700 mb付近には強い安定層が存在しており、この安定層の上方大気はその下方大気に比べて混合比が小さい。安定層下方の大気中では、地上気圧の谷線の位置より東側で安定層のすぐ下の650~800 mbの気層内では混合比が大きくて、南成分をもつ風が吹いている点が注目される。

風の鉛直構造は、安定層下面から下方の寒気域内では地上気圧の谷線の西側で風の鉛直シアアが小さいのに対して、東側では風向・風速とも鉛直シアアが比較的大きい。

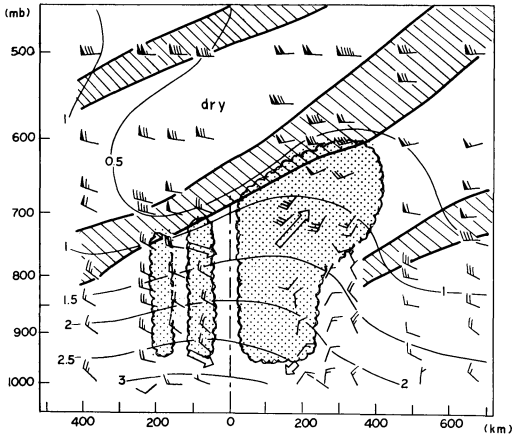
この鉛直断面上の構造の特徴は、14日21時および15日09時の場合についてもほぼ同じである。水平的には、前述のように地上気圧の谷線は15日09時にかけて次第に湾曲し、これに対し帯状の雲はやや変化してくるが追跡は可能である。それで、14日09時~15日09時の間は近似的に構造が保存されていると考えて、同期間の日本海岸沿い（4地点を結ぶ線上）にとった合成鉛直断面図を作成



第5図 1978年2月14日09時の秋田、輪島、米子および福岡を結ぶ線に沿う鉛直断面図。細実線は温度、点線は混合比、太い実線は安定層を表わす。長矢羽は風速10 kt、短矢羽は5 kt、旗矢羽は50 ktを表わす。また、下方の二重矢印は地上気圧の谷線の位置を示す。

した（第6図）。同図は、14日09時から15日09時までの6時間ごとの気圧の谷線の位置を中心として、それに相対的な、秋田、輪島、米子、福岡までの距離に相当した位置にそれぞれの09, 21時の高層観測データおよび03, 15時の高層風データを記入して作成したものである。風の記入は、見やすくするため風の鉛直構造の特徴を損なわない程度に時刻を選択してある。混合比は14日09, 21時および15日09時の平均の値をとり、安定層についても同じく平均的な位置を定めた。

この図によると、帯状の雲を横切る鉛直構造の特徴がさらにはっきりする。すなわち、安定層下の地上気圧の谷線の位置から西側約200 kmの範囲内では風は西北西20 kt（約10 m/sec）ぐらいであって、鉛直シアアが小さい。これに対して、東側の400 kmぐらいまでの範囲内



第6図 带状の雲を横切る日本海沿岸での合成鉛直断面図 (1978年2月14日09時~15日09時の期間)。点彩部は湿度90%以上と気象衛星画像の雲分布から判断してモデル的に表現した地上気圧の谷線周辺の雲域を示す。細実線は混合比。

では 850 mb 面付近から下方は北よりの風が約 10 kt (5 m/sec) であり、800 mb 面付近から上方の安定層までの間は西南西~南西の最大 30 kt (約15 m/sec) ぐらいの比較的強い風が吹いていて、風の鉛直シアーが大きい。図中の二重矢印は風の場をベクトル的に表示したものであるが、850 mb 面以下では地上気圧の谷線的位置に向かって両側から風が収束するような方向に吹いており、800 mb 面付近から上方の安定層までの間では風は発散するように吹いていることがわかる。つまり、安定層下方の大気中では地上気圧の谷線の近傍で下層収束と上層発散の中規模の対流循環系が形成されている。

前に、Matsumoto *et al.* (1967 a) は寒冷うず中心付近の逆転層で境された寒気内に下層の収束と低気圧性うず度、上層の発散と高気圧性うず度という中規模の対流系が存在することを指摘した。しかし、彼等の解析した中規模じょう乱は逆転層を速い速度 (85 km/hr) で伝播する重力波の性質をもっていたのに対して、ここで取り扱っている带状の雲を生起させている対流系はほぼ停滞的である。14~15日の間は、带状の雲の位置は風上側ではほとんど変わらないが風下側の北陸沿岸に近いほうではゆっくり南南西に移動を示した。第6図の鉛直断面図によると、地上気圧の谷線的位置の東側 300 km ぐらいの範囲内の 850 mb 面以下の大気中では北北西~北東の風向をもつ風が吹いている。このことは、日本海西部の

带状の雲の準定常的な動きには 850 mb 面以下の下層大気の気流が主に効いていることを示唆するものである。

3.3 風の鉛直シアーと雲分布

つぎに、地上気圧の谷線の周辺の風の鉛直シアーと雲分布との関係をみよう。高層観測で湿度90%以上のところを雲とみなし、これにこの期間の気象衛星画像上でみた雲分布の特徴を加味して鉛直方向の雲分布の特色をモデル的に表現したのが、第6図の点彩部分である。

同図に示した鉛直方向の雲分布の特徴は、地上気圧の谷線から西側 (図では左側) の約 200 km の範囲内には地上近くから安定層にまで伸びる細胞状に近い雲が現われていることと、東側のおよそ 250 km の範囲内では地上近くから安定層まで一様に雲が占め、さらに東側の 250 km から 400 km までの範囲内では 800 mb 面付近と安定層の間の気層の西南西~南西風の気流域に雲が拡がっていることである。この带状の雲の雲頂高度は、高いところで約 4.5 km と推定された。

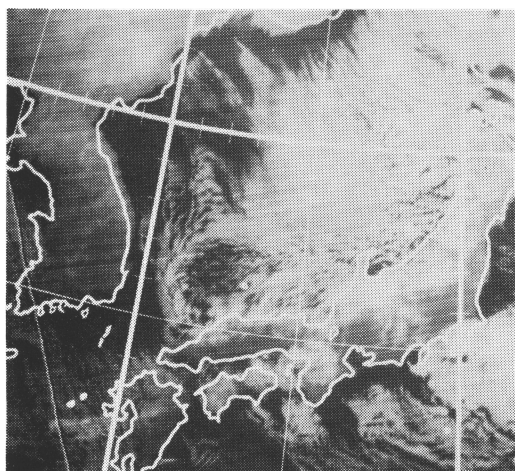
鉛直断面図のもう一つの特徴は、地上気圧の谷線から 400 km 以上離れた東側の 800 ないし 750 mb 面付近に2次的な弱い安定層が形成されていることである。すでに気象衛星画像でみたきたように、日本海北部の北~北西気流の中には筋状の雲が現われており、その雲頂高度は 2~2.5 km 程度である。地上気圧の谷線の東側 250~400 km の範囲の 800 mb 以下の雲の状態はそれより上方の雲におおわれていて不明であるが、日本海北部と同様の筋状の雲が発生していることを想像するに難くない。

地上気圧の谷線から西側の細胞状の雲パターンが出現しているところは、すでに述べたように風の鉛直シアーの小さい領域である。Krueger-Fritz (1961) や Tsuchiya-Fujita (1967) の研究では、風の鉛直シアーの小さいところに対流セル状の雲が分布するという結果があるが、ここで取り扱っている例でも同様のことが認められる。

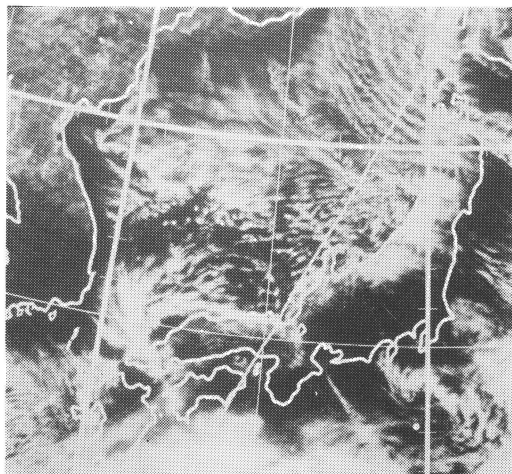
4. 弧状の雲の構造と形成過程

4.1 弧状の雲の形成

15日09時 (第4図) 以後は、山陰の海上での带状の雲の東西分離が次第に山陰沿岸に近い方から沖合いに向かって進行し、15日20時ごろ (第7図) には島根半島の沖合い 250 km ぐらいまで分離が進んだ。その西側の雲の部分は、やや弧状を呈して浜田の沖合いに位置している。さらに、時間とともに進展して16日10時ごろには西



第7図 1978年2月15日19時41分、ノア5号赤外画像。



第8図 1978年2月16日09時51分、ノア5号可視画像。

側の雲の部分は完全に独立した弧状の雲となって萩付近の沖合い約 300 km の範囲内に現われた (第8図)。

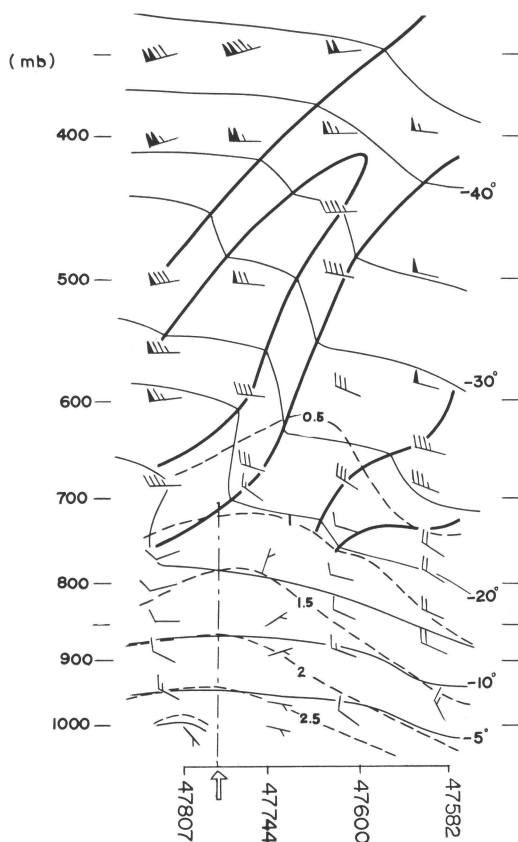
この弧状の雲の南の先端がかかった萩付近では、15日09時から16日09時までの24時間に降雪量 31 cm を記録した。降雪は、萩を中心として半径およそ 50 km 範囲内が 10 cm 以上という局地的な性質を示した。

これに類似した降雪現象として、秋田県や北海道などの北日本の日本海側で帯状の雲あるいはバンド状のレーダ・エコーが海上から陸上にかかり、その陸地に侵入している先端部に局地的な大雪を降らしている例が報告されている (岡林・里見, 1971; 坂下・渡辺, 1977; 土屋・加藤・越後屋, 1975; 阿部, 1976)。いま問題の16日に萩付近に強い降雪をもたらした山陰沖の弧状の雲も、筆者は大雪を降らす雲パターンの一つと考えたい。

4.2 弧状の雲の周辺の鉛直構造と下層高気圧循環

この弧状の雲はどのような鉛直構造になっているのだろうか。いま弧状の雲が形成された16日09時の鉛直断面図を第9図に示す。図中、福岡と米子の間にある二重矢印は形成されつつある弧状の雲の位置を示す。この位置では 700 mb 付近に安定層があり、GMS 観測からこの付近の雲頂高度は 3.8 km と推定されているから、弧状の雲はちょうどこの安定層の下に形成されていることがわかる。弧状の雲のあるところでは、福岡と米子の上層風はおよそ 800 mb 面以下では収束するような風向になっている。そして、その東側にあたる米子と輪島では、風の場合は発散の状態を示している。

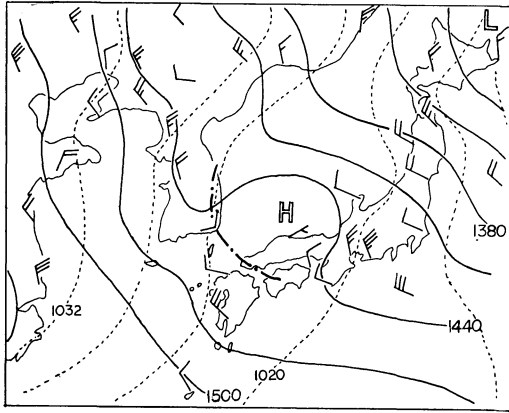
第10図の 850 mb 面解析をみると、日本海南部に高気



第9図 1978年2月16日09時、鉛直断面図。説明は第5図に同じ。ただし下方の二重矢印は弧状の雲に対応した地上気圧の谷線の位置。

圧循環が解析され、この循環の西側ではこの高気圧循環からの風と朝鮮方面からの風との間にシアア・ラインが形成された状態になっている。このことから、弧状の雲は 800 mb 面以下の下層収束に伴って発生していると理解したい。

以上の気圧場の特徴は、16日09時の状態であるが、同



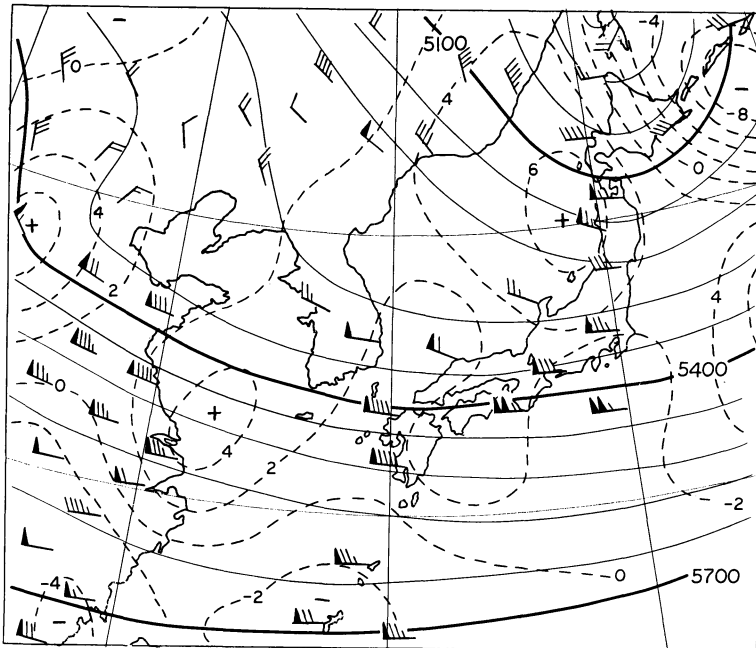
第10図 1978年2月16日09時、850 mb 面の等高線(実線)と風速 (kt). 点線は地上気圧 (mb).

じ特徴は弧状の雲が形成されつつある15日21時の鉛直構造および 850 mb 解析でもすでに認められ (図略), 16日の方がより顕著である。弧状の雲の東側にあたる下層大気中の高気圧循環の発達は、弧状の雲の形成に重要な役割りを果たしていることを示している。

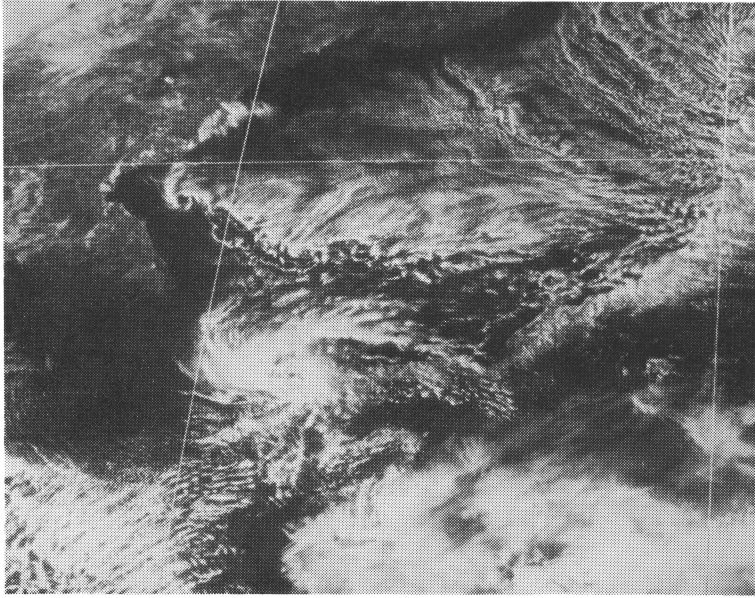
4.3 上層の流れ場の特徴と鉛直運動

弧状の雲の形成時にみられた東側の下層高気圧循環はどのような大気状態で発達したのだろうか。

第11図で15日21時の上層の流れを見ると、風速の大きい流れ域は大まかに沿海州側から北日本を通るものと華中東岸から日本南岸沿いに走るものがある。16日09時の 500 mb 面の流れもほぼ同じ状態 (第14図) であって、15~16日の期間は総じてこの二つの流れが卓越している。このような上層の流れの場は、冬季亜欧大陸上の特徴である。川添 (1978) によると、冬季亜欧大陸上の 500 mb 面の流れは北側から Ja (Arctic front jet stream), Jp (Polar front jet stream) および Js (Subtropical jet stream) の三つの卓越したジェット気流系からなり、北側のジェット気流 Ja は中国東北区方面から日本海側に向かい、つぎのジェット気流 Jp は華北方面から日本付近に向かっていて、両者は日本海付近を相接近するようにして走っている。



第11図 1978年2月15日21時、500 mb 面における高度(実線)と風速 (kt). 点線は 700 mb 面の鉛直 P 速度 (mb/hr).



第12図 1978年2月16日15時03分，静止気象衛星（GMS）による可視画像。

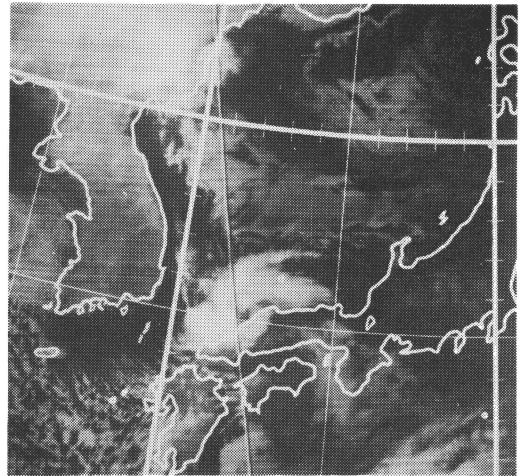
さて，2月15日21時（第11図）で500 mb 等圧面高度場の特徴は，北側の流れに沿って進む気圧の谷が北日本にある．同図にはまた，700 mb の鉛直 P 速度 (ω) を破線で示してあるが，この気圧の谷のすぐ後面にあたる日本海は下降流域 ($\omega > 0$) に占められている．このとき，850 mb 天気図では日本海南部に下層の高気圧循環が解析されている（図略）．一般に700 mb 面で下降流の存在はその下方大気中の発散を意味していることを考えると，15日後半から16日にかけての日本海南部における下層高気圧循環の発達には上層の下降流域，とくに上層気流の北系を通る気圧の谷の後面の下降流域の支配が大きく関係しているようにみられる．

5. うず状の雲の形成と鉛直構造

5.1 弧状の雲からうず状の雲への変化

山陰西部沿岸海上に停滞していた弧状の雲は16日09時以後数時間内に急速に変化し，16日15時には山陰の浜田付近の海上に見事なうず状の雲が形成された（第12図）．さらに16日21時の画像（第13図）をみると，そのうず状の雲は少し東に移動し始めている．

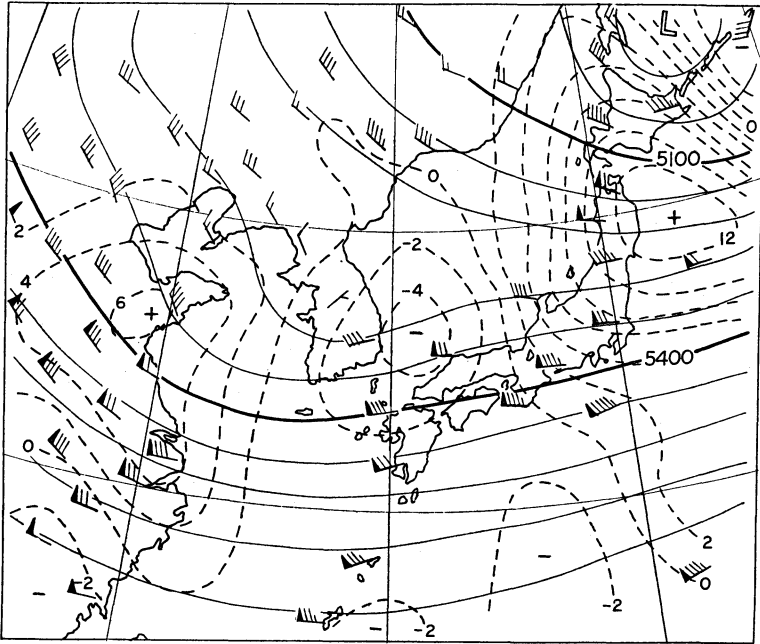
第12，13図から認められるうず状の雲の規模は直径にして250～300 km であるから中規模じょう乱といえるが，Miyazawa (1967) の指摘した50～80 km のうず状じょう乱よりやや大きい．一般に，帯状の雲の内部にも



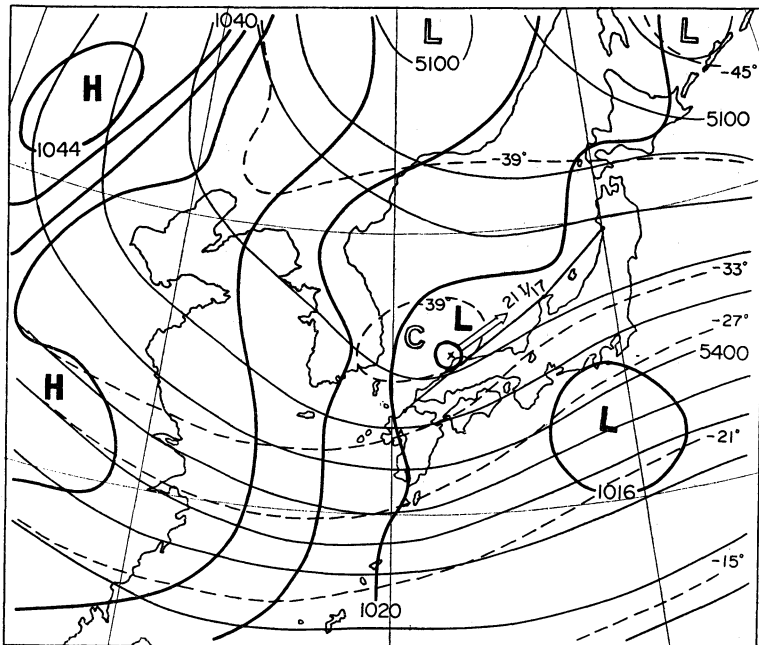
第13図 1978年2月16日20時53分，ノア5号赤外画像。

しばしば100 km 以下の規模のうず状じょう乱の存在が観測される．今ここで問題にしているうず状の雲は，帯状の雲からは完全に独立していて，しかも規模がやや大きいことが特徴である．

このうず状の雲によって，16日は浜田で強い降雪が起きた（第2節）．以下にこのうず状の雲の形成過程と構造について述べる．



第14図 1978年2月16日09時. 説明は第11図に同じ.



第15図 1978年2月16日21時, 地上気圧(太い実線)および500 mb面における高度(細実線)と温度(点線). 山陰沖の低気圧に付した二重矢印は, 以後の24時間の低気圧の変位を示す.

5.2 上層の寒冷うずの移流

上層 500 mb の流れで華北方面から日本南岸沿いに走る、いわゆる南系の流れに沿って進む気圧の谷を注目してみよう。15日21時(第11図)に華北にあった気圧の谷は、16日09時(第14図)には黄海から東シナ海北部にかけての位置に進んでいる。第14図で 700 mb の上昇流をみると、この気圧の谷に伴う前面の上昇流域の中心は日本海西部にある。このときちょうど弧状の雲の位置に上昇流の中心域がきている。このことから、16日09時にはすでに、上昇流に伴う下層収束によって日本海西部にある弧状の雲を形成するシア・ラインの付近では、低気圧性循環が成長する傾向にあったことがわかる。

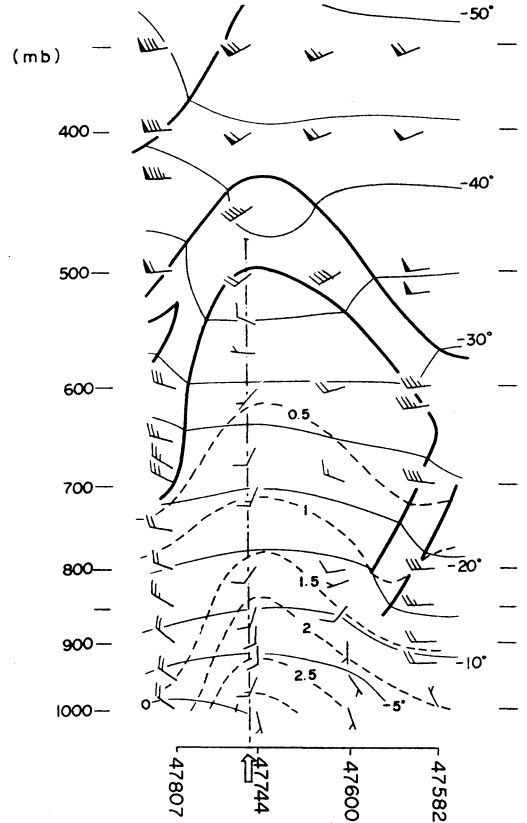
さらに時間を経た16日21時(第15図)には、着目する 500 mb の気圧の谷は日本海西部にあって、152.4 km の格子間隔を用いたルーチン・モデルのうず度解析によると、中心のうず度の値は $9 \times 10^{-5} \text{ sec}^{-1}$ である。そして、この気圧の谷には -39°C の閉じた等温線域があり、非常に冷たい空気から成っている。われわれはこのような寒冷空気で形成された上層うずを cold vortex と呼んでいるが、この cold vortex が南系の流れに沿って日本海上に移動してきているわけである。

第15図にはまた同時刻の地上気圧場を示したが、山陰沖に小低気圧が解析されており、うず状の雲はこの低気圧に対応して現われている。この低気圧の位置は上層の cold vortex の直下かやや東にあり、鉛直構造としては下層から上層にほぼ鉛直に立ったじょう乱であることがわかる。実際、このとき(16日21時)の鉛直構造を示したのが第16図である。うず状の雲を形成するじょう乱は 500 mb 以上に及ぶ背の高い構造になっている。

上述したうず状の雲パターンが形成された時刻、うず状の雲を構成するじょう乱の鉛直構造、弧状の雲からうず状の雲への過渡期の雲頂高度の変化、および上層の cold vortex の移動経過などから判断すると、うず状の雲の出現は、南系の流れに沿って西から移動してきた上層の cold vortex が日本海西部に停滞している相対的に背の低い中規模じょう乱(この場合は弧状の雲)と結合して背の高い構造のうず状じょう乱を形成させたものと結論される。

5.3 うず状の雲の鉛直構造

第16図は、うず状の雲が米子のすぐ北西にある16日21時の秋田、輪島、米子および福岡を結ぶ線に沿っての鉛直断面図で、第15図に示したように、うず状じょう乱の南東側数十 km の距離のところを通る線に沿ったもので



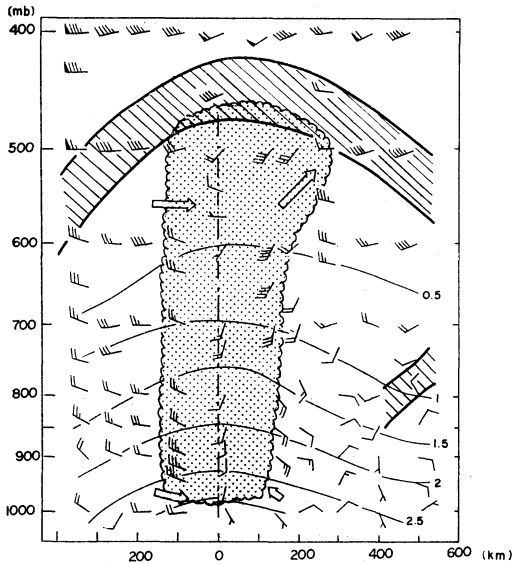
第16図 1978年2月16日21時。説明は第5図に同じ。

ある。

第16図をみると、安定層の高さはうず状じょう乱のある場所において最も高く、500 mb 面に以上に及んでいる。GMS 観測によるうず状の雲の雲頂高度は 5.8 km と推定され、ちょうど安定層の高さに相当している。17日09時の場合についても同じくらいの雲頂高度が得られた。

寒気ドーム内にあるうず状じょう乱の中心付近の温度場の鉛直構造は、安定層の直下では周辺より相対的に温度が低いが、700 mb から 950 mb 付近にいたる下層では周辺より相対的に温度は高く、かつ混合比が大きい。これは、Matsumoto・Ninomiya (1967) が中規模じょう乱について指摘したような、活発な積雲対流活動に伴う潜熱放出効果によるものであろう。

つぎに、合成鉛直断面図を前と同様に日本海岸に沿って作成した。16日午後以降のうず状の雲の動きは、第15図の二重矢印で示されているように、16日21時の米子沖



第17図 うず状じょう乱の中心から南東側数十 km の位置を通る線に沿った合成鉛直断面図 (1978年2月16日21時~17日21時の期間)。点彩部は湿度90%以上と気象衛星雲画像の雲分布から判断してモデル的に表現したうず状の雲の域。細実線は混合比。

から17日21時の若狭湾沖に至るまで日本海沿岸に沿って東北東に移動した。移動速度はおよそ 12 km/hr で、その方向はほぼ 500 mb の一般流の方向に近い。この期間のうず状の雲は、水平規模として直径 250 km ぐらいをもち、気圧鉛直構造もあまり変化せずに移動した。第17図は、16日21時から17日21時までの期間について作成した合成鉛直断面図である。うず状の雲の移動コースは、秋田、輪島、米子および福岡を結ぶ線にほぼ平行であるので、第17図はちょうどうず状の雲の中心から南東側に数十 km 離れた位置における鉛直断面を表わしていることになる。

図から、うず状じょう乱は寒気ドーム安定層の盛り上がった位置にあって、その安定層の高さはおよそ 6 km である。このことと気象衛星画像のうず状の雲のひろがりを見ながら、高層観測で湿度90%以上を雲と仮定してモデル的に雲域をマークすると、図中の点彩部のようになる。雲は 1000 mb 面付近から安定層まではほぼ鉛直な柱状であることがわかる。

安定層より下方の大気中の風の場合は、うず状の雲の南側の域ではあまり大きな鉛直シアーはない。北側の域では 800 mb より下層では風の東成分があって閉じた低気

圧循環の流れをしているようであるが、それより上方は次第に西風の成分が増している。このような風の場合はうず状じょう乱が一般場の風の中に存在しているため、この期間のうず度 (前述の 152.4 km の格子間隔を用いたルーチン・モデルの解析による) をみると、うず状じょう乱の付近ではうず度の等値線は円形に近い形で閉じていて、鉛直にはほぼ立ったうず管が構成されている。

うず状の雲の構造が 500 mb 以上に及ぶ背の高いものであること、その形成後は上層 (500 mb) の流れに沿って移動していることから判断して、うず状の雲の維持や移動はおもに上層大気の流れの力学的機構に依存していると考えられる。

7. まとめ

冬期に季節風下の日本海西部に出現している带状の雲の西側の端に対応して、地上天気図上では気圧の谷線が解析され、地上風はこの気圧の谷線に向かって収束するように吹いている。带状の雲を横切る鉛直断面の構造を日本海沿岸で調べると、700 mb 付近に顕著な安定層があり、その下の寒気内で、地上の谷線の位置を中心に下層収束、上層発散の対流循環系が形成されていることがわかった。風の場合は、地上気圧の谷線の東側ではおよそ 850 mb 面より下層では北よりの風、800 mb 面付近より上方の安定層までの気層内では西南西~南西の風となっていて、風の鉛直シアーが大きい。このような風の場の構造の中に带状の雲は発生している。一方、地上気圧の谷線の西側では西北西~北西の風で風の鉛直シアーは小さく、ここでは細胞状に近い雲パターンが出現している。

この季節風下の日本海西部の地上気圧の谷線は準定常的であって、ゆっくり南南西に変位した際、その風下側の走行は湾曲して北陸沿岸に並行するような配置を示した。かつて北陸不連続線という概念で北陸地方の豪雪機構が論じられたことがあったが、その概念の実態は上述の地上気圧の谷線とこれに伴う带状の雲の状況を指しているのではあるまいか。

带状の雲は、山陰の島根半島沖合いで海岸に近いほうから東西に分離し始め、その西側の部分は弧状を呈してやがて独立した存在となり、山陰西部 (萩) 沖に弧状の雲パターンが出現した。この弧状の雲の形成過程で、東側にあたる日本海南部の下層大気中に高気圧循環の発達認められ、この高気圧循環と朝鮮西方の高気圧からの気流との間の収束域に弧状の雲域が対応している。

うず状の雲の形成は、上層 (500 mb 面) の日本海の

南側を通る南系の流れに沿って華北方面から移動してきた上層寒冷うず (cold vortex) が、日本海に停滞していた背の低いじょう乱 (弧状の雲) と結合して、500 mb に及ぶ背の高い構造の (中規模) 低気圧を発達せしめたことによっている。うず状の雲は、1000 mb 付近から安定層まで柱状をなしている。

うず状の雲は、形成後は 500 mb 面の流れとほぼ同じ方向に移動した。このことは、うず状の雲の維持や移動はおもに上層大気の力学に支配されていることを示唆している。

以上、日本海側の地方に強い降雪を起こした3種類の雲パターンに関して述べてきた。大雪を伴う雲パターンの形態としては、これらの他に、蛇行形状をした雲バンド (村松, 1978) や帯状雲内に 100 km 以下のメソじょう乱を伴うもの (元木, 1977) 等が報告されており、総じて日本海側の降雪機構には複数の形態があると考えられる。

謝辞

本研究に際して、気象研究所の内田英治 予報研究部長からご指導と励ましを受け、予報課の宮沢清治 主任予報官ならびに気象衛星センター解析課の山下 洋 課長、村松照男氏には有役な助言とご教示をいただきました。また、資料の作成に関して、予報課の三橋 実 氏にお世話になりました。深く感謝の意を表します。

文 献

- 阿部能明, 1976: エコーパターンと降雪について, 昭和51年度仙台管区調査研究会資料, 106-109.
- 深津 林, 1977: 東尋坊レーダーで観測される冬の線状エコーと帯状雲について, 天気, 24, 183-189.
- 福田喜代志, 1961: 日本の大雪 (第2報), 雪氷, 23, 46-53.
- Fukuda, K., 1965: Synoptic study on the mechanism of heavy snowfall, Geophys. Mag., 32, 317-359.
- , 1966: A synoptic study on the heavy snowfall in the Japan Sea coastal area of the Hokuriku district, J. Met. Soc. Japan, 44, 201-208.
- Higuchi, K., 1963: The band structure of snowfall, J. Met. Soc. Japan, 41, 53-70.
- 川本敏夫, 1968: 豪雪に関する研究および北陸不連続線論の沿革, 気象庁技術報告, 66, 3-13.
- 川添信房, 1977: 1977年1月末から2月上旬にかけての季節風雪雲と 850 mb 面の流れの場との対応について, 昭和52年度仙台管区調査研究会資料, 47-50.
- , 1978: 冬季, 亜欧域における 500 mb 面の3ジェット気流系について, 天気, 25, 365-372.
- Krueger, A.F. and S. Fritz, 1961: Cellular cloud patterns revealed by Tiros I, Tellus, 13, 1-7.
- Matsumoto, S., T. Asai, K. Ninomiya, M. Iida and M. Takeuchi, 1965: Behavior of the extraordinary cold vortex over the Far East coastal area observed during the period from 22 January to 24 January, 1963, J. Met. Soc. Japan, 43, 100-115.
- Matsumoto, S. and K. Ninomiya, 1966: Some aspects of an inversion layer over the Japan Sea under a winter monsoon situation as revealed by dropsonde and areal photographic observation, Pap. Met. Geophys., 17, 51-64.
- , ——, 1967: On the meso-scale warm core above the condensation level related to convective activities under the influence of dome shaped cold air, J. Met. Soc. Japan, 45, 306-314.
- Matsumoto, S., K. Ninomiya and T. Akiyama, 1967 a: A synoptic and dynamic study on the three dimensional structure of mesoscale disturbances observed in the vicinity of a cold vortex center, J. Met. Soc. Japan, 45, 64-82.
- , ——, ——, 1967 b: Cumulus activities in relation to the mesoscale convergence field, J. Met. Soc. Japan, 45, 292-305.
- Miyazawa, S., 1967: On vortical mesoscale disturbances observed during the period of heavy snow or rain in the Hokuriku district, J. Met. Soc. Japan, 45, 166-176.
- 村松照男, 1978: 蛇行した雲バンドによる8時間周期の降雪量の変動, 天気, 25, 199-207.
- 元木敏博, 1977: 帯状雲内にメソじょう乱を伴う局地的な大雪の解析, 1977年秋季大会講演予稿集, 32, 87.
- 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.
- 坂下三郎, 渡辺 貢, 1977: 気象衛星写真による大雪の事例解析 (1977年1月31日~2月8日), 昭和52年度仙台管区調査研究会資料, 111-114.
- Tsuchiya, K. and T. Fujita, 1967: A satellite meteorological study of evaporation and cloud formation over the western pacific under the influence of the winter monsoon, J. Met. Soc. Japan, 45, 232-250.
- 土屋正一, 加藤和夫, 越後屋哲志, 1975: 東北地方北部の冬季の帯状 (弧状) エコーについて, 昭和50年度仙台管区調査研究会資料, 123-126.