

## 雲パターンに表れた3段階の寒気吹き出し

中 井 専 人\*

## 要 旨

1996年1月23日から24日にかけて、日本海上の雲パターンの変化は3段階に分かれた寒気の吹き出しに対応した。それらは、沿海州からの寒気C1、朝鮮半島からの寒気C2、沿海州からの寒気C3である。寒気前面には気団間の混合により形成された気団境界の雲域が存在した。また、寒気C1の南東進とともに帯状雲が形成され、これは2個の中規模渦状雲に変化した。寒気先端の山陰から北陸にかけての上陸は高層、アメダス気象要素に現れ、それらは雲パターンと対応がついた。寒気吹き出し以前の暖気団Wは寒気C1と寒気C2に挟まれて8時間以上日本海上に残り、寒気C2は海岸沿いに輪島まで東進した。これらは地形の影響があるものと思われる。上陸時の気団の温位は、 $W > C2 > C1 > C3$ であった。

## 1. はじめに

冬季、大陸から吹き出した寒気団は、日本海上で変質を受けて筋雲を形成する。またしばしばメソスケールの擾乱を発達させ、帯状雲、中規模渦状雲といった雲パターンとして衛星画像に現れる(例えば岡林, 1969; 植村, 1980; Asai and Miura, 1981; メソ気象調査グループ, 1988; Ninomiya and Hoshino, 1990; 坪木, 1992)。こうした寒気吹き出し時の帯状雲や渦状雲は、ノルウェー海や北米五大湖などでも解析されている(例えばShapiro *et al.*, 1987; Businger, 1987; Kristovich and Steve, 1995; Laing and Reid, 1999)。

日本海において、このような特徴的な雲の頻発域は日本海西部と北海道西岸である(中田, 1987)。この場所は寒帯気団内に形成された水平シアーを伴う収束帯であり、浅井(1988)により日本海寒帯気団収束帯(JPCZ)と名付けられている。発達した帯状雲や中規模渦状雲は、日本列島に上陸して冬季の局所的降水の主要因となり(児玉ほか, 1995)、さらに大雪や突風をもたらすことがある。従って、これらの特徴的な雲の振る舞いは、防災上からも注意を払うべきものである。

\* 防災科学技術研究所。

—1999年10月13日受領—

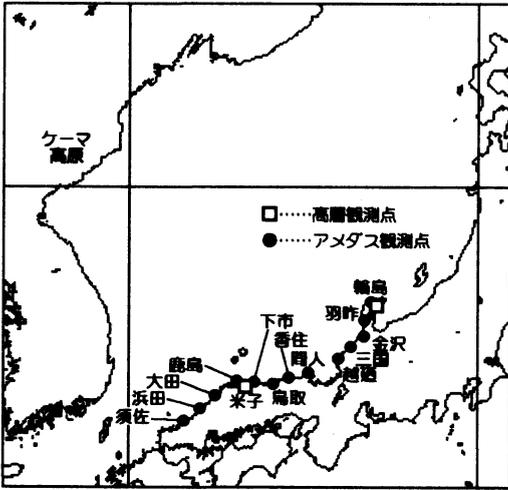
—2000年1月11日受理—

1996年1月23日から24日にかけて、寒気の吹き出しに伴い日本海西部に帯状雲と中規模渦状雲が発生した。日本付近は低気圧の通過後23日から冬型になり、24日には北日本を中心として上空に強い寒気が入った。このときの雲パターンの変化を複数の寒気とその前面の暖気に関係づけて述べる。

データにはGMS-5赤外(IR1, 10.5-11.5  $\mu\text{m}$ )雲画像の他、印刷天気図、雲解析情報図、輪島と米子の高層データ、輪島から須佐まで日本海沿いに約50 km間隔13点のアメダスデータを用いた(第1図)。

## 2. 雲パターンの変化

1月23日01 JST から25日00 JST まで毎時のGMS赤外画像に、大陸および朝鮮半島から日本海上を南下/東進する雲パターンが見られた。このうち特徴的な時刻のものを第2図に示す。1月23日に大陸沿岸から寒気C1が南東に吹き出し、その前面には北東—南西の走向を持つ幅約150 kmの雲域F1が存在した。F1は南東に移動し、23日15-18 JSTに北陸沿岸に到達した。F1の後面には一時的に筋雲が見られたが23日15 JSTまでに消滅し、無雲域かそれに近いと思われるTBB(等価黒体温度)  $> -5^{\circ}\text{C}$ の領域が広がった。同じF1の後面でも、ケマ高原南東の幅約200 kmの領域には、帯状雲Bが現れた。F1とBの到達以前の領域を暖域



第1図 使用したGMS赤外画像の領域。解析に用いた高層観測点とアメダス観測点も示す。アメダス地点名とその読みは西から順に、須佐(すさ)、浜田(はまだ)、大田(おおだ)、鹿島(かしま)、下市(しもいち)、鳥取(とっとり)、香住(かすみ)、間人(たいご)、越廼(こしの)、三国(みくに)、金沢(かなざわ)、羽咋(はくい)、輪島(わじま)である。

Wと呼ぶ。Bの西縁には23日12 JST から屈曲(大久保, 1995)が見られ、23日16 JST には Nagata (1993) の解析したメソβ渦列に似たパターンとなった。

23日20 JST には、帯状雲 B とは離れた位置に山陰沖から北東に延びる雲列 F2 が明瞭になった。F2 は東進するが、帯状雲 B との間の“すきま”は24日03 JST まで維持された。一方、23日20 JST 以後帯状雲 B は蛇行が激しくなり2個の中規模渦状雲 v に変化した。これらの中規模渦状雲の中心が北陸沿岸へ上陸したのは、雲パターンから判断すると24日03 JST 及び24日11 JST であった。上陸時に渦状を示した雲の大きさはいずれも長径約400 km であり、その影響は輪島以西に限っても23日深夜から24日午前にかけて約12時間に及んだと考えられる。

雲列 F2 の後方(西側)には24日02 JST 以後、筋雲が徐々に現れ、F2 が寒気吹き出し C2 の前面であったことが明瞭になった。しかし、24日08 JST 以降 F2 そのものがはっきりしなくなった。F2 の位置には10時間以上前にも B に平行な細い雲があり、雲解析情報図ではシアー対応の Cu ラインと解析されていたが、F2 と異なり後方(西方)に筋雲を伴わず、23日14 JST 以後不明瞭になった。一方、23日21 JST 以降大陸沿岸から再び

南南西-北北東に走向を持つ雲域 F3 が現れ、南東進した。F3 の後面には筋雲が形成され、F3 が寒気 C3 前面の雲域であったことを示している。F3 は24日13 JST 以降、北陸から東北沿岸に上陸し、これに伴い、相川(佐渡島)の最大瞬間風速26.8 m/s (15時03分)を始めとする強風が吹いた。F3 は山陰沖でも南下し、C2 が押し返されたことが雲パターンから見て取れる。このように、雲域 F1, F2, F3 とそれらの後面に発生した筋雲から、23日から24日にかけての寒気吹き出しは C1, C2, C3 の3段階であったと判断できる。

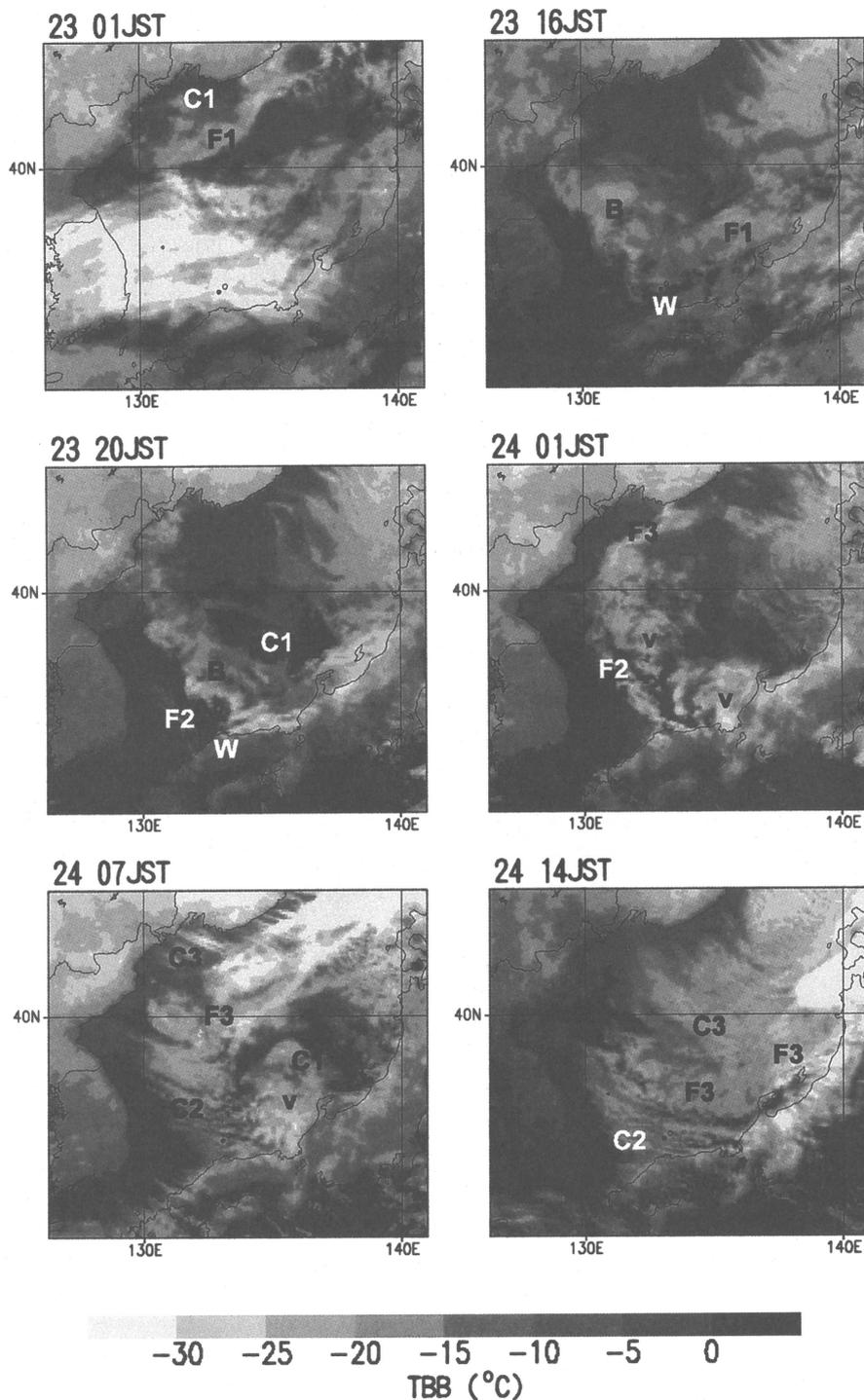
### 3. 気団の特徴と入れ替わり

GMS 画像には、3回にわたって異なる方向から寒気の吹き出しがあったことを示す雲パターンが見られた。そこで、高層データとアメダスデータを用いて雲パターンに対応する気団の入れ替わりがあったかどうかを調べた。アメダスデータについては、須佐から輪島まで13地点(第1図)の気温(第3図)、風(第4図)、降水量(図略)を時間断面にして表し、GMS 赤外画像に現れた特徴的な雲パターンと比較した。

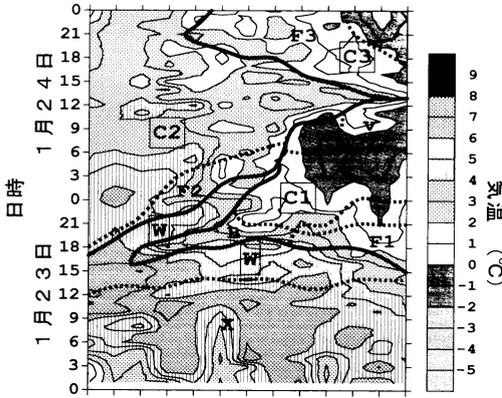
23日15 JST から21 JST にかけての約3度の低下(大田から輪島)は雲画像との対応が良く、F1 または B の上陸と一致した。香住から輪島にかけての気温はその後の渦状雲 v の上陸とともに -2°C 近くまで低下した。C1 には間人から金沢にかけて東北東風が見られるが、これは渦状雲の領域内のものである。越廼と三国では24日07 JST から11 JST までの間、気温が低く弱い南風が現れた。これは中規模渦状雲の上陸、消滅と重なるが、陸風が形成されていた可能性もある。

B の上陸後23日18 JST から23 JST にかけて大田から香住へと東進した暖域は、B と F2 の間に8時間にわたって継続して存在した雲の“すきま”と一致していた。23日から24日07 JST にかけての F2 の東進時には1度から2度の気温低下が見られた。F2 後面の筋雲領域 C2 の気温は約3°C と安定しており、海上の気団変質で気温が決まり気団境界の混合の影響が無かったことを示唆している。C2 域内の代表的な風向は西または西北西であった。C2 はこの風を伴い、24日13 JST 前後の短時間ではあるが輪島まで東進した。

F3 の上陸は3°C から1°C への気温の低下とよく対応する。また上陸後に風向が西北西から北北西に変化した。上陸前の F3 は、輪島以東では北東-南西に走向を持つ構造のはっきりしない雲域、輪島以西では東南東-西北西の走向で北東-南西の筋状構造を持つ雲域

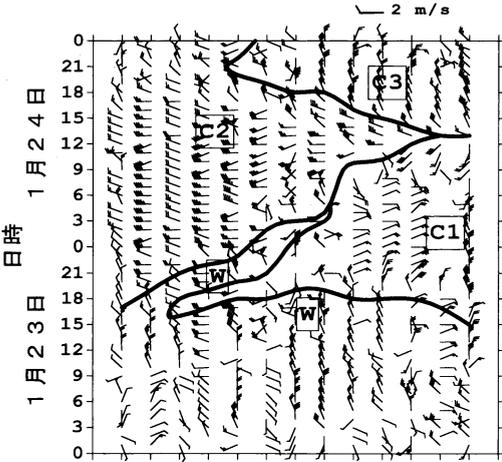


第2図 GMS 赤外画像の TBB (等価黒体温度) 分布. 特徴的な雲パターンの時刻について示す. 解析された気団と雲域も示す. W は寒気が移動してくる前に存在した気団, C1, C2, C3は寒気団, F1, F2, F3はそれぞれ寒気 C1, C2, C3前面に形成された雲域, B は帯状雲, v は中規模渦状雲を表す.



須浜 大鹿 下鳥 香間 越三 金羽 輪  
佐田 田島 市取 住人 迺国 沢 咋島

第3図 アメダス地上気温の時間断面。細実線は気温の等値線、太実線と太破線はそれぞれGMS雲画像から推定した気団の境界と気団内の雲パターンの境界。記号は第2図と同様、またXは吹き出し前の低気圧の雲に覆われていたことを示す。枠囲いの記号が気団につけた名称。

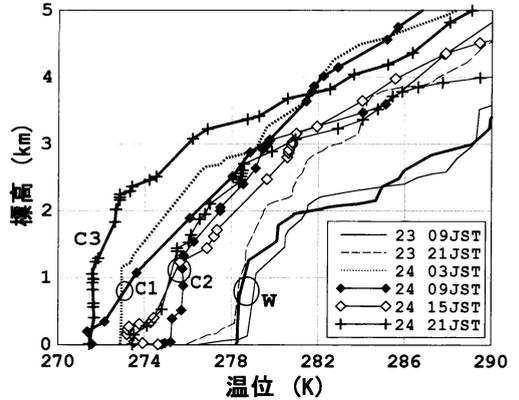


須浜 大鹿 下鳥 香間 越三 金羽 輪  
佐田 田島 市取 住人 迺国 沢 咋島

第4図 アメダス地上風の時間断面。太実線はGMS雲画像から推定した気団の境界を表す。記号は気団を表す。

で、幅は何れも約200 kmであった。F3の通過後気温はさらに低下し、 $-2^{\circ}\text{C}$ 以下となった。

風速はC2では主に西風が、C3では主に北北西風が強く、5 m/sを越えることが多かった。しかし、気団境界で風速が増加するなどの傾向は見られなかった。時



第5図 米子(細線)と輪島(太線)の高層観測による気団W, C1, C2, C3の温位プロファイル。

間降水量は鳥取以东のF1, B, F2, C2の上陸後にまとまったものが見られた。

23日から24日にかけての米子と輪島の成層は、高度0.5 kmから2 kmないし3 kmにかけて湿潤中立に近い混合層、その上が安定層となっていた。第5図に米子と輪島の高層観測による温位を示し、それぞれの観測時刻のGMS赤外画像から推定した気団と雲域を記号で示す。混合層内は気団によって温位が明らかに異なっていたことがわかる。

米子の23日09, 21 JST, 輪島の23日09 JSTの高層観測は、GMS画像との比較によるとWの成層を表す。輪島24日03 JSTから09 JSTの観測値はC1を表す。C2の成層は米子24日09 JST以降に表れており、相当温位にすると観測間の差が非常に少なかった。輪島24日21 JSTのみに現れたC3は解析された寒気の中で最も冷たかった。これらを高度0.5 km-2 kmの温位で比較すると、Wは278 K-281 K, C1は272 K-276 K, C2は274 K-277 K, C3は約272 Kであった。最も暖かいWとC3の間には約7 Kの差があった。

同じ寒気内の空気でも、寒気前面の雲内は寒気内の他の部分よりも暖かかった(図略)。F1については輪島23日21 JSTにC1よりわずかに暖かい成層が観測された。これはGMS画像との比較によると、F1後端でC1の無雲域にごく近い位置であった。米子24日03 JSTは雲としてはF2の領域であったが、混合層の温位プロファイルはC2よりかなり暖かくWに近かった。しかし湿度は低く、W上空にあった暖かく乾いた空気と混合した可能性がある。輪島で24日15 JSTに観測されたF3の温位はC2とC3の中間の値を示した。C2は輪島の

高層観測には表れていないが、アメダスデータでは24日13 JST に西から侵入したC2が輪島に達していた。これらのことから、寒気前面の雲域内の空気は、その前後の気団がよく混合したものと考えられる。これらのプロファイルは地上気温分布(第3図)とも対応し、このことは地上気温の変化には気団の入れ替わりが強く反映していたことを示す。

米子、輪島において、低気圧の雲が東に抜けて寒気の吹き出しに伴う雲が明瞭になったのは、23日13 JST 以降である。米子、輪島上空のTBBから推定した雲頂高度は、23日21 JST 以降の高層観測では2 km から3 km に対応することが多かった。これはほぼ混合層上端の高度に相当し、また湿度80%の等値線に近い高度であった。混合層内の湿度は80%を越えることが多く、雲頂より上空は乾燥していた。

輪島の23日21 JST から24日09 JST までは、湿潤な層が高度約4 km まで達していた。23日21 JST には輪島にはF1の雲がかかり、雲頂高度は2.1 km であった。24日03 JST と09 JST のTBBはそれぞれ高度3.6 km と0.5 km 相当の値を示し、これは渦状雲の雲域と無雲域に対応した。C1は気団内に渦状雲が発達し、地上気温、プロファイル、雲頂高度ともに変動の大きかったことが特徴である。対照的に、C2は気団内の変動が小さく、米子上空の雲頂高度も2.6 km から2.8 km とほとんど変化しなかった。

#### 4. 考察

筋雲が卓越した気団C2、C3の気温と温位は日本海上の気団変質によって説明できるであろう。筋雲の走向から判断すると、寒気C2にはケーマ高原西方から朝鮮半島までのものが含まれる。带状雲Bは吹き出し前の気団Wと寒気C1の境界であり、渦が発達したのは雲パターンから見ると寒気C1の内部に見えた。C1の温位には中規模渦状雲の発達による混合の影響も含むと思われる。

寒気前面の雲(F1, F2, F3)は、温位がその前後の気団の中間の値を示したことから、気団境界における混合が雲パターンとして反映したものと考えられる。带状雲Bについては成層が得られていないが、この意味においてはF1と同様であろう。これらの雲は気団境界の対流によって作られたものと思われる。しかし、F1, F3がなぜ幅200 km に及ぶものになったかは、内部構造の直接観測、またモデル計算による研究が必要と考えられる。

BとC2の間にWが雲の“すきま”として残ったのはなぜであろうか。Wは日本列島の山岳とほぼ同じ高さの安定層以下に限られた気団である。2方向から吹き出したC1とC2に押されたものの日本列島の山岳が南下に対する障害物となる。その結果、一部がC1とC2に挟まれて残り、混合により消滅するまで残ったのではないかと思われる。C2が海岸線に沿って輪島まで達したのも、C3と日本列島の山岳に挟まれたため、やはり南下することができずに東へ流れたと考えられる。

#### 5. まとめ

1996年1月23日から24日にかけての3段階の寒気吹き出しに対応する雲パターン、成層、地上気象要素の変化を解析した。その結果、GMS赤外画像に表れた特徴的な雲パターンは各気団と気団境界の雲域に対応し、寒気吹き出し時の雲パターンと温度変化が気団の入れ替わりを良く表すことが示された。各気団は高度約2 km 以下で良く混合されており、上陸時の温位は $W > C2 > C1 > C3$ であった。

何れの寒気もその前面に気団境界に平行な雲域を持っていた。その雲域はGMS赤外画像において寒気内の筋雲とは別の領域として認識され、地上気温と温位は雲域前後の気団の混合によって説明された。寒気C1は暖気Wとの間に带状雲を作り、带状雲が変化した中規模渦状雲はC1域内で発達した。C1域内で雲頂高度や気温の変化が大きかったのはこの影響が大きいと考えられる。対照的に、朝鮮半島から東に吹き出した寒気C2は、気温も風向も一様性が高かった。

日本列島の山岳は、下部対流圏の障害物として、気団の動きにも影響を与える。寒気吹き出し時の気団は日本列島の山岳と同じオーダーの高さの安定層以下に押さえられており、日本列島付近に存在した気団は後から来た気団と山岳に挟まれて残ったり一時的に海岸沿いに長い距離を進入したりする。これは気団境界の雲の発達に影響を与えたと思われる。

#### 参考文献

- Asai, T. and Y. Miura, 1981: An analytical study of meso-scale vortex-like disturbances observed around Wakasa Bay area, J. Meteor. Soc. Japan, 59, 832-843.
- 浅井富雄, 1988: 日本海豪雪の中規模の様相。昭和62年度日本気象学会秋季大会シンポジウム「“どか雪” 日本海における中小規模じょう乱」の報告, 5, 天気,

- 35, 156-161.
- Businger, S., 1987: The synoptic climatology of polar-low outbreaks over the Gulf of Alaska and the Bering Sea, *Tellus*, **39A**, 307-325.
- 児玉安正・中山高德・尾崎尚則, 1995: 冬季季節風時に見られる東北日本の100 km から数100 km スケールの降水変動, *天気*, **42**, 85-96.
- Kristovich, D. A. R. and R. A. Steve III, 1995: A satellite study of cloud-band frequencies over the Great Lakes, *J. Appl. Meteor.*, **34**, 2083-2090.
- Laing, A. K. and S. J. Reid, 1999: Evidence of meso-scale lows off the west coast of New Zealand, *Weather and Forecasting*, **14**, 369-383.
- メソ気象調査グループ, 1988: 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.
- Nagata, M., 1993: Meso- $\beta$ -scale vortices developing along the Japan-Sea polar airmass convergence zone (JPCZ) cloud band: Numerical Simulation, *J. Meteor. Soc. Japan*, **71**, 43-57.
- 中田裕一, 1987: 冬季季節風の吹き出し時に日本近傍に現れる雲列群の出現分布, *天気*, **34**, 45-53.
- Ninomiya, K. and K. Hoshino, 1990: Evolution process and multi-scale structure of a polar low developed over the Japan Sea on 11~12 December 1985 Part II: Meso- $\beta$ -scale low in meso- $\alpha$ -scale polar low, *J. Meteor. Soc. Japan*, **68**, 307-318.
- 岡林俊雄, 1969: 昭和44年1月上旬の日本海側大雪のときの気象衛星写真, *天気*, **16**, 35-36.
- 大久保篤, 1995: 冬季の北陸地方に見られる2種類の渦状擾乱, *天気*, **42**, 705-714.
- Shapiro, M. A., L. S. Fedor and T. Hampel, 1987: Research aircraft measurements of a polar low over the Norwegian Sea, *Tellus*, **39A**, 272-306.
- 坪木和久, 1992: 冬季季節風卓越時の日本海上に発生する帯状雲と渦状擾乱について, *月刊海洋*, **24**, 350-358.
- 植村八郎, 1980: 冬季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, *天気*, **27**, 33-44.

## Cold Outbreak Proceeded in Three Stages and Corresponding Cloud Patterns

Sento Nakai\*

\* *National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, Tennodai 3-1, Tsukuba 305-0006, Japan*

(Received 13 October 1999; Accepted 11 January 2000)

### Abstract

Cloud patterns over the Japan Sea on 23-24 January 1996 were related to the evolution of cold outbreak proceeded in three stages. First, cold airmass C1 advected southeastward from Russian coastline, next, less cold airmass C2 advected eastward from Korean Peninsula, then the coldest airmass, C3, spread southeastward from Russian coastline. Mixing cloud area was formed along the front edge of each cold airmass. A band cloud, formed at the southwestern side of airmass C1, evolved into two mesoscale cloud vortices. Landfall of the front edge of each cold airmass clearly appeared as the changes of surface temperature and potential temperature aloft. The landfall was also visualized by the cloud patterns. The behavior of C2 and W suggested that the Japan Islands prevented southward advection of the airmass.