

# 移動性帯状絹雲に伴う積乱雲の列状発生 (事例解析)

## Occurrence of Linearly Ranged Cb-clouds Associated with Migrating Band-shaped Cirriform-clouds —A Case Study—

鈴木 和 史\*

Kazufumi Suzuki\*

### Abstract

In the midsummer, linearly ranged Cb-clouds along the southern coast of Japan were often observed in the southwestern leading edge of migrating band-shaped cirriform-clouds.

These phenomena (rapidly moving band-shaped cirriform-clouds) are usually related to subsynoptic-scale upper troughs with a weak cold air mass.

It is difficult to find out such a weak sub-synoptic-scale upper trough from the conventional data only, however, by tracing the band-shaped cirriform-clouds on the satellite pictures, we can detect such kind of the trough easily.

### 1. はじめに

雲画像上にみられる絹雲の分布やその動きは、総観規模現象を理解するうえで大いに役立っている。

たとえば、ジェット気流に沿い蛇行する絹雲、通常の傾圧波の上昇流域に見られ急速な発達時に現われる高気圧性曲率を持つ絹雲のバルジ、北系の谷に伴う絹雲がバンド状雲に接近し雲域を発達させるインスタントオクルージョンなど、天気図だけでは見つけにくいじょう乱の動きや盛衰を、絹雲は視覚的に表現してくれる。

Shimamura (1981) や小沢 (1981) によると、低緯度の上層寒冷渦は絹雲を伴っており、低気圧性曲率を持つ絹雲の動きから寒冷渦を追跡できる。高瀬 (1984) は、中緯度において上記のじょう乱と類似した上層の谷が、成層不安定を引き起こし対流活動を活発にしたことを報告している。

絹雲が上・中層の谷や寒気に対応して現われ追跡できる現象は、比較的良好に観測されるが、解析された例はまだ少ない。ここでは、サブシノプティックスケールの谷に対応した絹雲が、積乱雲の列状発生を引き起こした例

\* 気象衛星センター解析課, Meteorological Satellite Center

を解析する。

### 2. 積乱雲発生の特徴

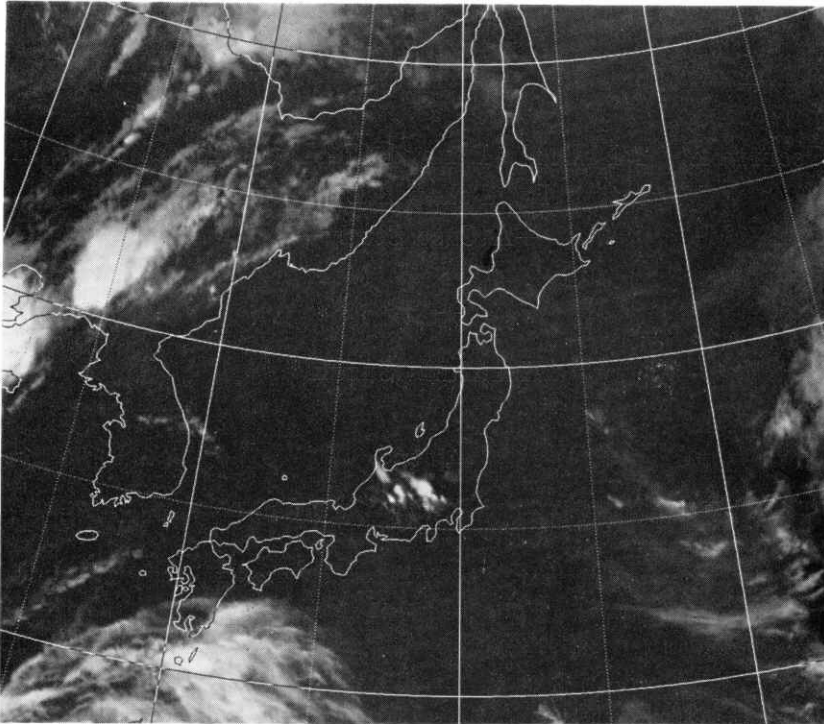
安定した夏型の気圧配置の下で発生する積乱雲を衛星画像で調べたところ、山沿や山岳部でランダムに発生するタイプと、列状に並んで分布するタイプが見られた。特に後者の場合、列状に並んだ積乱雲の延長線上に絹雲が存在した。

調査に選んだ期間は、1984年7月29日から8月17日までである。この期間、日本列島に大きく影響を与えたじょう乱は通っておらず、安定した夏型の気圧配置が続いていた。

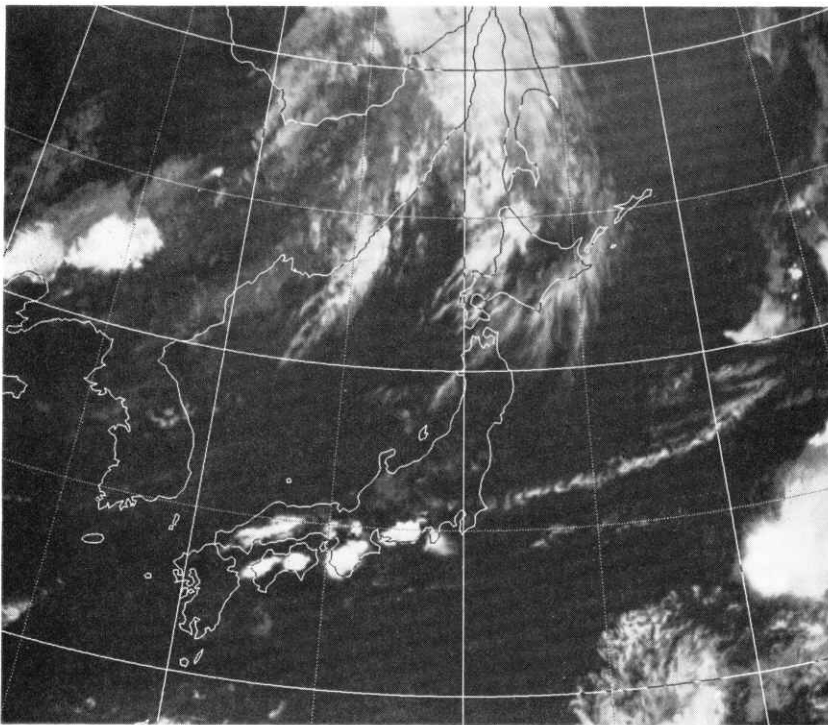
ところでこの時期は、GMS-2の部分的な動作不良から、衛星による観測は1日4回(00Z, 06Z, 12Z, 18Z)に制限されていた。この調査では、熱雷の活動が最も活発になる06Zの画像を用いた。

7月29日から8月17日まで、20枚の06Zの画像を観察してみると、積乱雲の発生形態にふたつのタイプが見られた。

そのひとつを、8月6日(Fig. 1)の例で示す。積乱雲は中部山岳や関東北部に点在するが、他の地域には見



**Fig. 1** 0600Z AUG 6 1984. IR.



**Fig. 2** 0600Z AUG 4 1984. IR.

られない。このように、山岳や山沿で積乱雲がランダムに発生するタイプを、ここではR型と呼ぶ。このタイプは最も出現頻度が大きく、期間中8回観測された。

もうひとつは、8月4日 (Fig. 2) の例で示す。発達した積乱雲が、東海、近畿、四国、九州につらなって分布している。このように、積乱雲が列状に並んで発生するタイプを、ここではL型と呼ぶ。出現回数は少なく、この期間3回観測された。

R型とL型は、共に午後になって積乱雲が発生するため熱雷の一種と思われるが、発達する場所が異なる。R型は、地表面加熱の影響を強く受ける山地で積乱雲が発達する。一方L型は、山地ばかりでなく平野部でも積乱雲が発達する。

L型の特徴は、いずれの例においても、積乱雲が列状に並んだ延長線上の日本の東海上に帯状の絹雲が存在することである。8月4日の例では、銚子付近から東北東にのびる幅50キロ長さ800キロの絹雲の帯が見られる。L型が熱雷の一種でありながら、R型と異なり列状に並ぶ規則性や帯状絹雲の存在は、より大規模な場の影響を思わせる。

3. 積乱雲発生と帯状絹雲の解析

L型の積乱雲発生と帯状絹雲の動きを調べるため、8月7日と8日の例をとりあげる。

地上天気図 (Fig. 3) では、7日06Z、シベリアから東進してきた低気圧がアムール川河口にあり、南西にのびる寒冷前線が北緯50°まで達している。8日06Z、この低気圧はカムチャッカ半島まで進み、寒冷前線の南端がオホーツク海南部を通過した。7日8日共、日本列島は広く高気圧に覆われている。

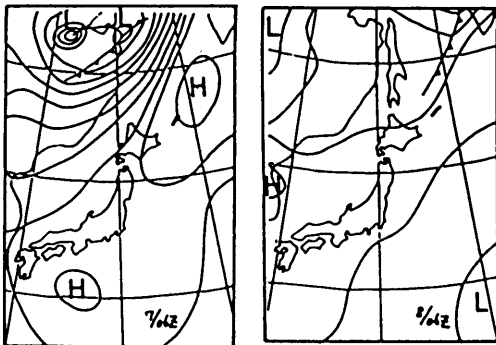


Fig. 3 Surface charts. Left and right charts show 06Z 7 Aug. and 06Z 8 Aug. 1984, respectively.

積乱雲が発生・発達した状況を、雲画像とレーダー合成図で以下に示す。

7日06Z (Fig. 4) はR型で、群馬県から長野県の山地に積乱雲が点在している。7日12Z (Fig. 5) には対流活動が弱まり、積乱雲から吹き出した絹雲が長野県に残っている。レーダー合成図 (Fig. 9) でみると、06Zには関東北部から中部山岳にかけ直径数十キロの強度Sを含むエコーが発生している。夜になるとエコーは弱まり、12Zには栃木県東部だけに残っている。

翌日8日06Z (Fig. 7) にはL型に変わり、東海地方から兵庫、徳島、熊本県をつらねるほぼ直線上に積乱雲が発達している。山地では、前日より積乱雲は活発でない。12Z (Fig. 8) 積乱雲は近畿以西では消滅したが、関東北部では依然活発である。レーダー合成図 (Fig. 9) でみると、06Zに強度Sを含むエコーが静岡、山梨に発生しており、前日はエコーが見られなかった紀伊半島南部、兵庫、大阪にも強度Mのエコーが発生している。12Z、関東北部には依然強度Mのエコーが見られる。8日は前日に比べ、06Z、12Z共対流活動がより活発で広範囲にわたっている。

レーダー合成図では、積乱雲に対応してエコーが列状に並ぶ形態は、衛星写真ほど明らかに認識できない。

次に絹雲の動きを追ってみよう。

8日06Z (Fig. 7) の画像では、三陸沖にaで示した細長い雲域がある。この雲域は積雲列とも見られるが、雲頂温度が-30°Cではほぼ300mb高度に相当していること、前夜から追跡できほぼ形状を保ったまま35ノットの速い速度で移動したことから、絹雲と判定できる。これは、木村 (1984) が絹雲と積乱雲を区別した条件からみても、妥当であろう。

この雲域を絹雲a (Fig. 5からFig. 8まで矢印aで示す) と名付け、その動きを追跡してみよう。

絹雲aは、7日12Z日本海中部に現われ、8日00Z東

Table 1 SSI (left column) and equivalent potential temperature of 850 mb (right column) at Akita (47582), Sendai (47590), Tateno (47646), Hachijo (47678), Wajima (47600) and Shionomisaki (47778).

	47582	47590	47646	47678	47600	47778
7 00Z	7 333	6 338	1 343	10 322	4 338	6 332
7 12Z	4 338	1 346	-1 352	5 333	2 341	0 344
8 00Z	3 337	0 328	0 347	1 344	3 333	7 329
8 12Z	1 337	-2 349	-1 349	0 343	0 340	-2 352
9 00Z	0 339	2 334	0 342	0 342	2 337	0 344
9 12Z	2 337	0 342	-1 344	1 340	-1 344	-2 350
10 00Z	5 333	3 334	1 340	1 338	4 332	-1 348
10 12Z	11 324	3 339	1 346	3 333	10 326	-1 348

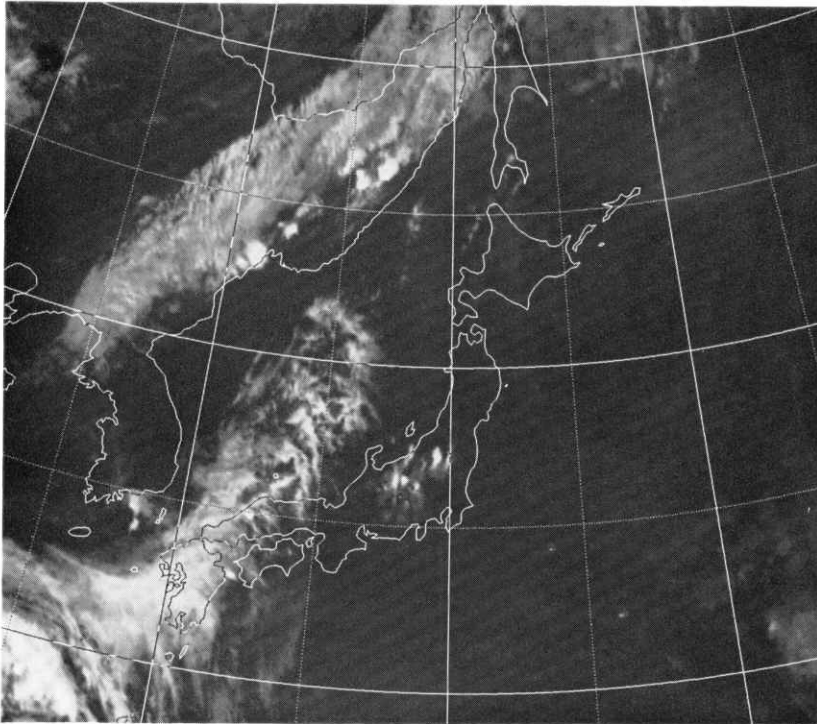


Fig. 4 0600Z AUG 7 1984. IR.

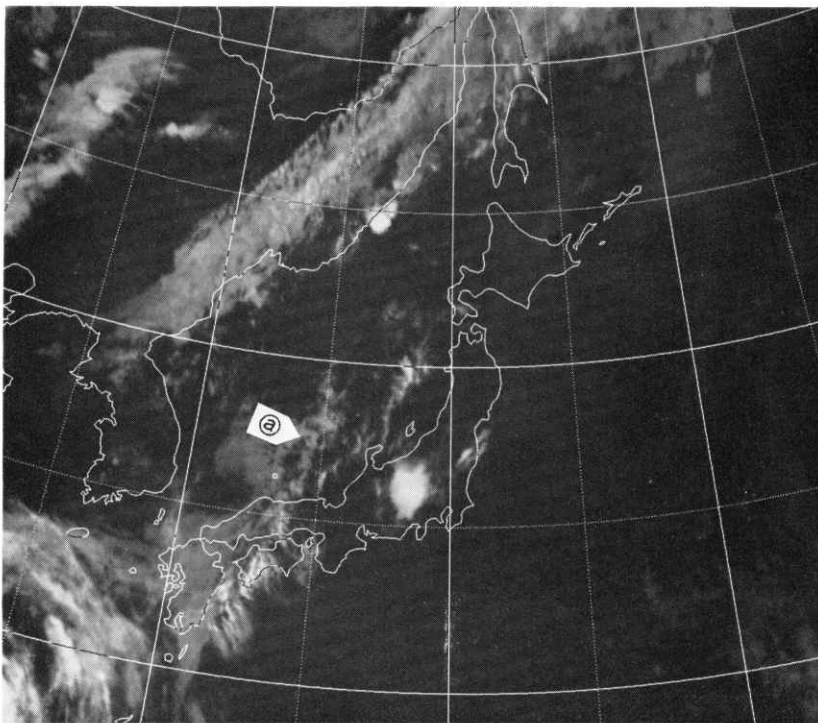


Fig. 5 1200Z AUG 7 1984. IR.

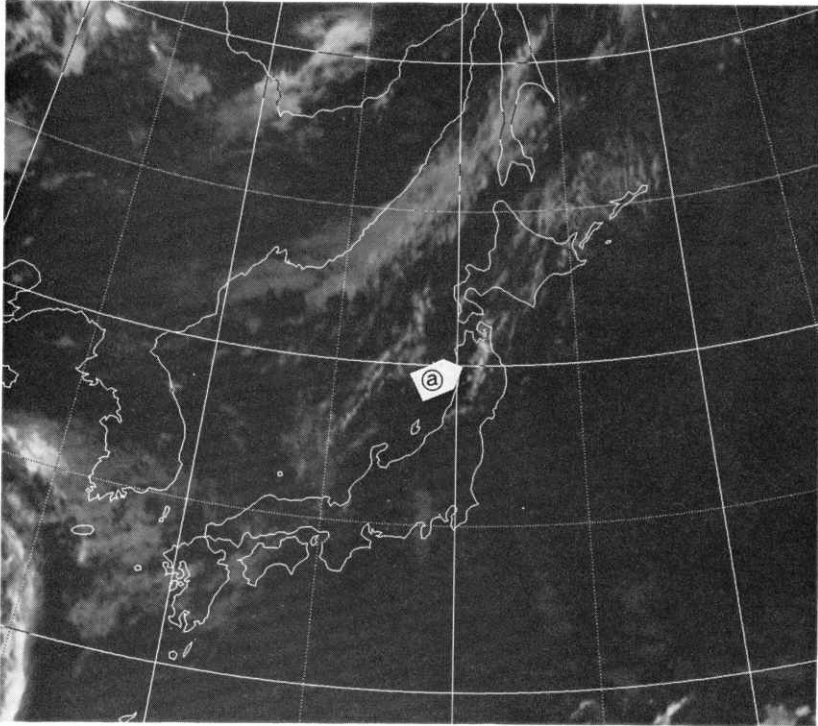


Fig. 6 0000Z AUG 8 1984. IR.

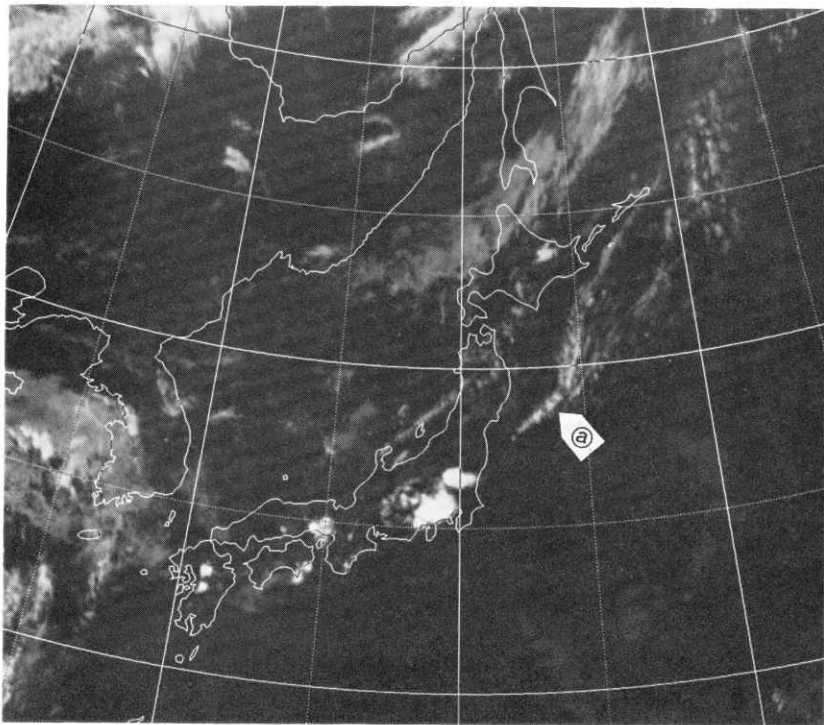


Fig. 7 0600Z AUG 8 1984. IR.

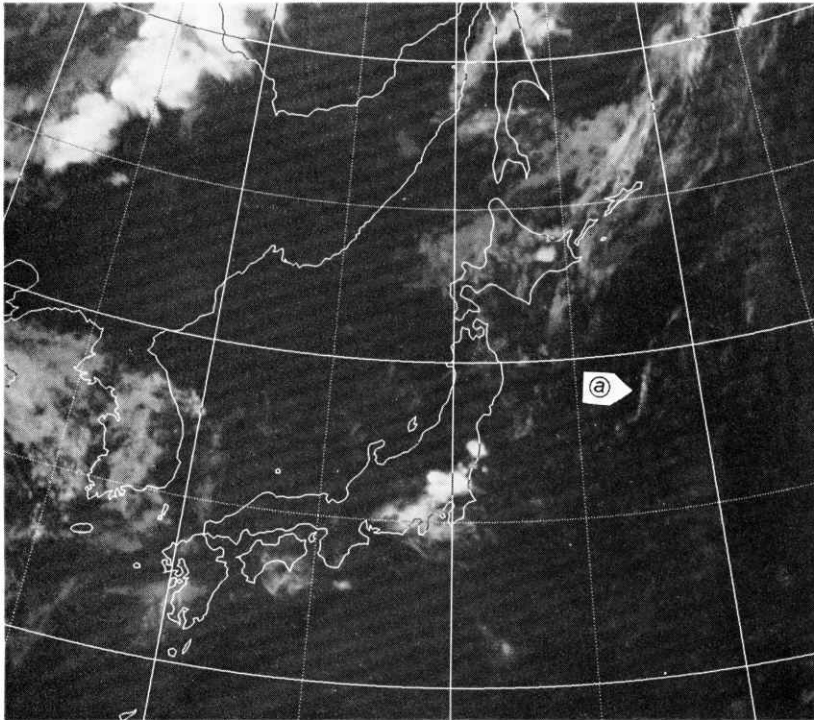


Fig. 8 1200Z AUG 8 1984. IR.

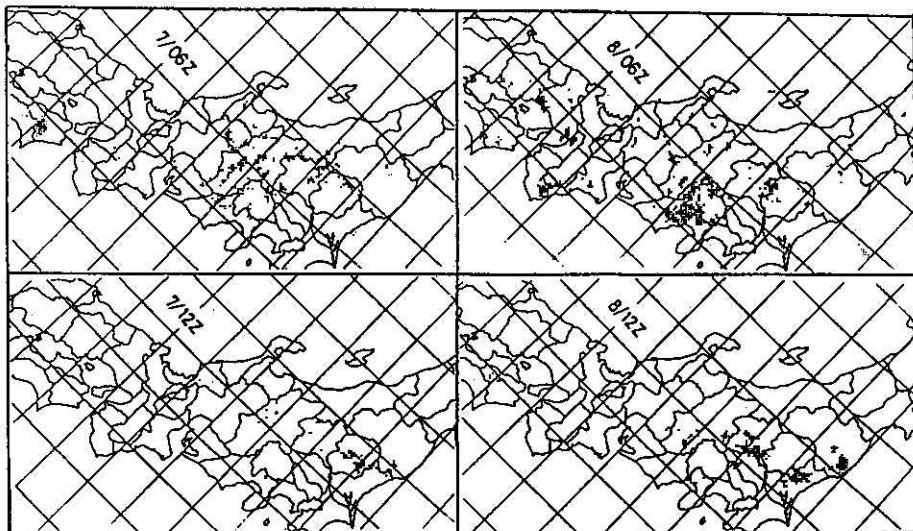


Fig. 9 Digital radar echo composite maps.

北北部に達した。帯状の形が明りょうとなって、8日06Z三陸沖に進み、帯の走向を南西にのぼした延長線上の東海から九州にかけ、列状に並んだ積乱雲が発生して

いる。網雲aは、8日12Z東経150°まで進み、24時間にわたって追跡できた。

4. 一般場の解析

絹雲 a を伴った一般場の構造を解析する。

Table 1 は、各地点の SSI (シュタルターの安定示数。850 mb 層の気塊を断熱的に上昇させて得た温度を、500 mb の気温から引いた値) と、850 mb の相当温位を示した。

SSI が 0 以下を太枠で囲いその推移をみると、この期間大気はやや不安定な状態にあり、特に 8 日 12 Z 以降は全般に安定度が悪くなっているのがわかる。

850 mb の相当温位は、各地共 340 K 前後で大きな変化はなく、この期間下層は高温多湿な気塊で占められていた。

従って 8 日 12 Z からの成層不安定は、8 日 00 Z 以降 500 mb に寒気が流入したためと推測される。

天気図から上層の寒気や谷の動きを調べる。

この期間 500 mb (Fig. 10) では、北緯 40° より南で、谷の通過を表わす明りょうな風向の変化は見られない。しかし、点彩域で表わした前 12 時間温度差が  $-1^{\circ}$  以下の温度下降域 (図中 A で示す部分) は、7 日 12 Z 日本海中部、8 日 00 Z 東北から北陸、8 日 12 Z 日本の東海上に移動している。この温度下降域 A は、8 日 06 Z 頃日本南岸

を通過している。

一方、B で示した北系の寒気は、オホーツク海を東進した寒冷前線に対応し温度下降も  $-2^{\circ} \sim -3^{\circ} \text{C}$  あり、温度下降域 A に比べてスケールが大きい。この温度下降域 B は、沿海州から東進し、9 日 00 Z 日本の東海上で温度下降域 A と位相を合わせ谷を深めている。 $-6^{\circ} \text{C}$  の等温線は北緯 40° 沿いに東進していたが、9 日 00 Z には北緯 36° まで南下してその領域を広げている。

300 mb (Fig. 10) では、谷の通過を表わす風向の変化は、500 mb より明りょうであった。北緯 40° より南では、谷 (図中 C で示す実線。トラフ C と呼ぶ) が、7 日 12 Z 日本海中部、8 日 00 Z 東北から北陸沿岸、8 日 12 Z 日本の東海上にあり、8 日 00 Z と 12 Z の間に日本南岸を通過している。 $-30^{\circ} \text{C}$  の等温線は、トラフ C と位相をあわせて日本海を東進し、8 日 12 Z から日本の東海上で南下をはじめ、谷の深まりを表わしている。

トラフ C の鉛直構造を調べるため、高層風の時間断面を Fig. 11 に示す。

秋田では、300 mb で 8 日 00 Z 頃谷が通っており、トラフ C に対応する。400 mb から 500 mb の層 (8 日 12 Z 以降は 500 mb から 700 mb の層) は、湿数 ( $T - T_d$ ) が  $18^{\circ} \text{C}$  以上の乾燥域であり、700 mb より下層では谷

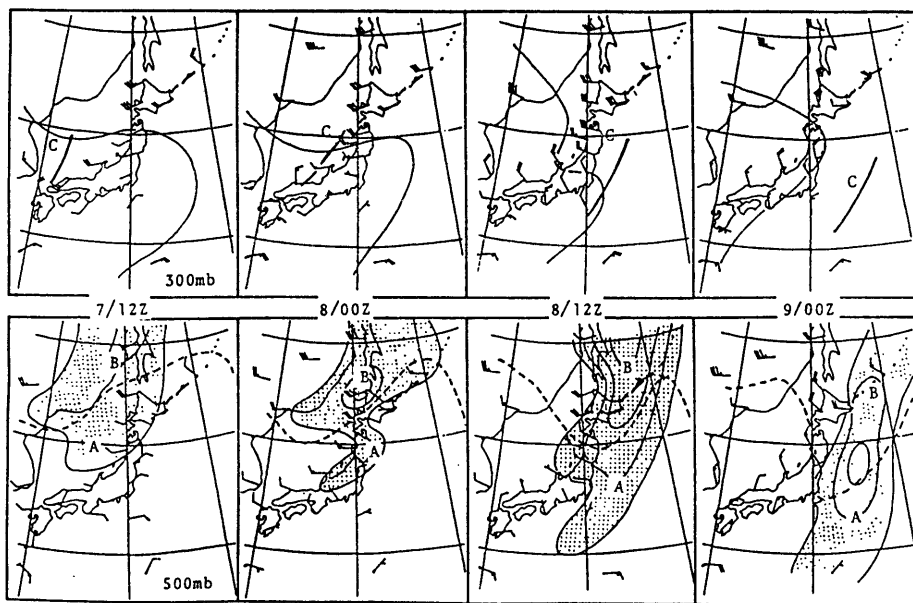


Fig. 10 upper; 300 mb charts. Thin solid lines show isotherms of  $-30^{\circ} \text{C}$ . Solid lines named C indicate trough axis. lower; 500 mb charts. Broken lines show isotherms of  $-6^{\circ} \text{C}$ . The stippled areas represent the temperature descent more than  $1^{\circ} \text{C}$  in preceding 12 hours.

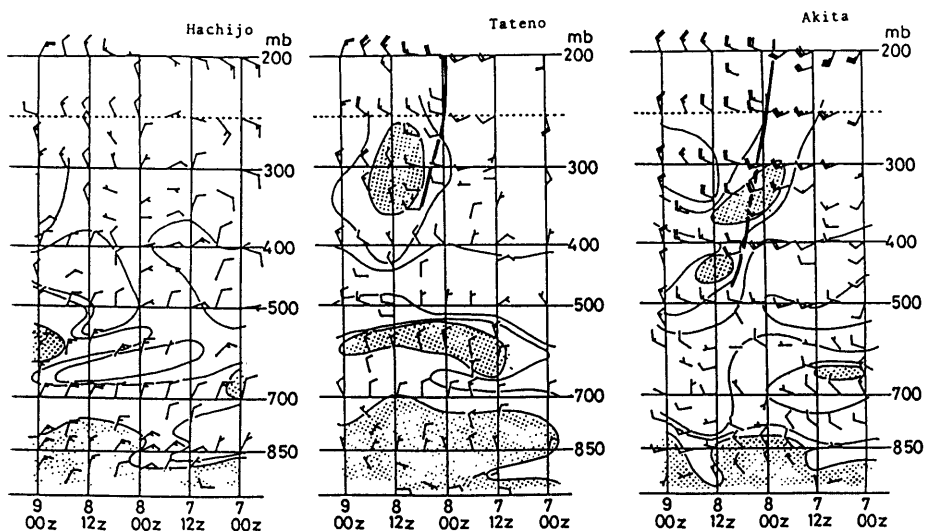


Fig. 11 Vertical wind cross sections at Akita, Tateno and Hachijo. Thin solid lines show isolines of T-Td drawn at intervals of 6°C. The stippled areas show T-Td less than 6°C. Thick solid lines indicate upper sub-synoptic-scale troughs.

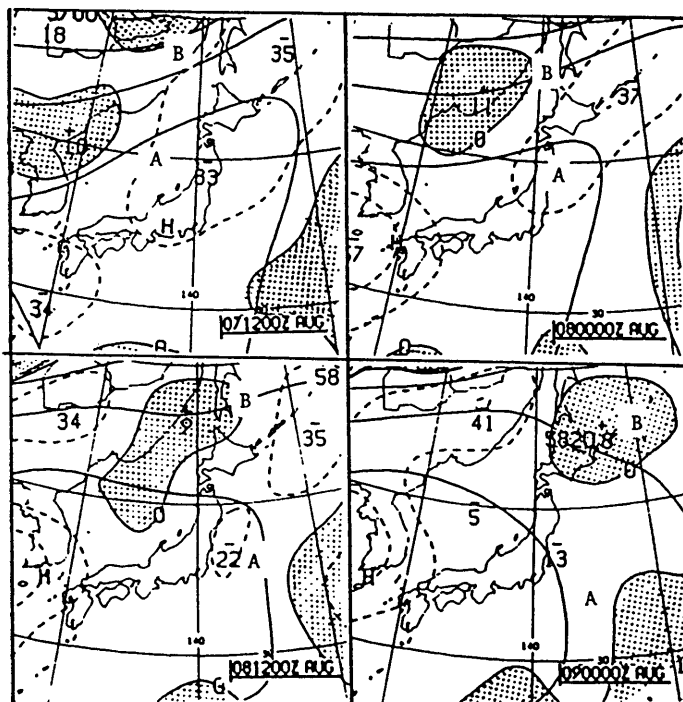


Fig. 12 Vorticity and geopotential height at 500 mb. Positive vorticities are stippled. The letters "A" and "B" denote the centers of the temperature descent areas more than 1°C in preceding 12 hours (refer to Fig. 10).



の通過を示唆する風向の変化がみられないことから、トラフCは500 mbより上層の谷であることがわかる。

また300 mbや400 mbより先に200 mbで風向の変化(西南西から西北西)がみられ、上層が先行した(東に傾いた)トラフである。実測風を地衡風と仮定し温度風の関係から、寒気移流(鉛直方向の風向の逆転)が500 mbより上層のトラフ前面に、暖気移流(鉛直方向の風向の順転)が500 mbより上層のトラフ後面にそれぞれみられ、トラフ軸の東への傾きと符合する。

館野でも、300 mbで8日06Z頃谷が通過し、トラフCに対応する。乾燥域が400 mbから500 mbに見られ、400 mbより下層では谷の通過を示唆する風向の変化がみられないことから、トラフCは400 mbより上層の谷であることがわかり、館野では秋田より谷が浅くなっている。

またトラフ前面で寒気移流、後面で暖気移流がそれぞれみられ、トラフ軸の東への傾きと符合している。

八丈島では、秋田や館野ほど明りょうなトラフの通過は認められず、400 mbより上層で北東から北西への不連続な風向の変化(シャープライン)が見られる程度である。このシャープラインは、300 mbで8日06Z頃通過し、上層ほど先行していることから、トラフCと関連していると考えられる。

トラフCは、500 mbでの温度変化(温度下降域A)が $-1^{\circ}\text{C}$ 程度で小さく、風の変化も中・下層では不明りょうなため、天気図だけからは見出しにくいものであった。

数値予報資料では、この時の一般場をどのように表現していただろうか。Fig. 12は、500 mbの渦度の初期値、等高度線、温度下降域AとB(Fig. 10参照)を示す。

500 mbの温度下降域Bは、北緯 $45^{\circ}$ を東進した正渦度に対応し、シノプティックなスケールを持っていた。一方温度下降域Aは、いずれの時刻にも負渦度の中にあ

って正渦度とは対応しておらず、数値予報資料では表現が難しいサブシノプティックなスケールをしていたことがわかる。

## 5. まとめ

ここで解析したトラフは、弱い寒気を持ち下層まで達しない上・中層の谷であった。このトラフは、8日06Z頃日本南岸を通り、上層に向ってやや東に傾いた構造を持ち、大気の成層を不安定化し、積乱雲の列状発生をひきおこした。

また天気図上のトラフと雲画像上の帯状絹雲は、ほぼ同じ位置に解析され同一な動きを示した。一般に、サブシノプティックスケールのトラフは、数値予報資料も含め天気図からの検出は難しい。しかし今回の解析のように、絹雲の帯としてトラフを把握・追跡できることは、雲画像の利用上注目される現象である。

## 謝辞

本稿をまとめるにあたり、懇切な指導や適切な助言を賜った櫃間道夫解析課長・加藤政勝調査官、ならびに討論に参加して頂いた解析課の皆様へ深く感謝致します。

## 参考文献

- Shimamura, M., 1981: The Upper-Tropospheric Cold Lows in the Northwestern Pacific as Revealed in the GMS Satellite Data, *The Geophys. Mag.*, **39**, 119-156.
- 小沢芳郎, 1981: 低緯度から中緯度へ流入する上・中層雲, *天気*, **28**, 57-60.
- 高瀬邦夫, 1984: 亜熱帯高気圧の周囲を一回転した上層低気圧, *天気*, **31**, 421-424.
- 木村隆昭, 1984: 衛星画像上で積乱雲に似た外観を呈する雲, *気象衛星技術報告*, 第9号, 11-26.