

関東南海上の下層雲が上層雲の接近で急発達した事例解析

The Low-Level Cloud Area on the Convergence Line Developed close to the Upper Cloud Area - A Case Study -

庄 司 桂一郎\*  
Keiichiro Syoji

Abstract

In the cold air advection, a low-level cloud area (type N cloud pattern area) under the inversion layer develops close to the upper level clouds in the south sea of Kanto district in Japan (Suzuki and Ando:1992). It appeared to be the followings on the process that low level type N cloud develops type K.

- 1) Decreasing of the cold air advection, low level cloud on the convergence line is organized in the south sea of Kanto district (type N).
- 2) The other hand, in middle Japan area, the middle-level air mass goes down to the lower on the south sea of Kanto district in subsidence region. The air mass is heated in an adiabatic process, in result the inversion layer is strengthened.
- 3) By degrees the low-level convergence strengthens nearby the type N cloud, the moist warm air flows to north of the cloud area under the inversion layer at 700 hPa. The moist warm air outflow is represented by the anticyclonic curvature cloud area with the middle brightness on IR image.
- 4) The inversion layer is pushed up and the high equivalent potential temperature (EPT) air mass is brought under the inversion layer by the anticyclonic curvature cloud area.
- 5) As the upper trough with cold air closes to the anticyclonic curvature cloud area, the inversion layer decays and the low-level cloud area is developed to be type K. The height of the cloud top is determined by the value of EPT under the inversion layer.

1. はじめに

寒気場内の関東南海上で、風のシヤーに伴うメソ擾

乱が発生する場合がある。擾乱の発生初期の雲域は、  
逆転層下シヤーラインの北側に層積雲が広がる N (な  
まこ) 型雲 (1992 鈴木他) の形態をとる。N 型雲域

\* 気象衛星センター 解析課  
(1994年7月15日受領, 9月6日受理)

に西から上層のトラフが接近する時、N型雲域の南縁がしだいに低気圧性曲率を増し、K（くらげ）型雲となり総観規模の低気圧に発達する場合と、エンハンスはするが、トラフが通過してしまいK型雲に発達しない場合とがある。N型雲がK型雲に発達するメカニズムを特に逆転層の破壊に着目し考察し、次のことが分かった。

N型雲域がK型雲域に発達し始める時期に、N型雲域西端付近から逆転層直下の700-600hPa面に沿って、明瞭な南西風に伴う湿り域が雲域北側に吹き出した。衛星画像で観るとこれは、中層輝度の高気圧性曲率をもつ雲域として観測される。この高気圧性曲率をもつ雲域は、逆転層を上空に押し上げた。K型雲に発達した事例では、この雲域に上空のトラフに伴う寒気が接近し逆転層を不明瞭化した。

○ N型雲がK型雲に発達した事例

1991年10月13日12UT から14日12UT の事例

2. 雲域の特徴

風のシヤーによる下層雲列の形成から雲域がK型雲に発達するまでの各ステージについて、衛星

画像から雲域の特徴を抽出した。

(1) N型雲域の形成期(13日12UT~18UT) (写真1-i)

13日12UT 日本の東海上に台風が去り、関東付近は寒気移流場である (第1図)。

御前崎から南東に風のシヤーに伴うCu-ラインが形成される。(A)

16UT Cu-ラインの北側で層積雲域が拡がり始める。(B)

18UT 下層雲域はN型となる。(C) また、九州付近にトラフ前面の上・中層雲域が東進。(D)

(2) N型雲からK型雲への移行期 (13日18UT~14日03UT) (写真1-ii)

13日21UT N型雲域の南縁が低気圧性曲率をもち、北に窪み始める。(E) また、N型雲域の西端には中層輝度の高気圧性曲率をもつ雲域 (以下、高気圧性曲率をもつ雲域) (F) が発生する。

14日00UT N型雲域の南縁の低気圧性曲率が増すと共に、高気圧性曲率をもつ雲域が北東に拡がる。一方、上・中層雲域は32°N, 131°Eまで東進 (G)。

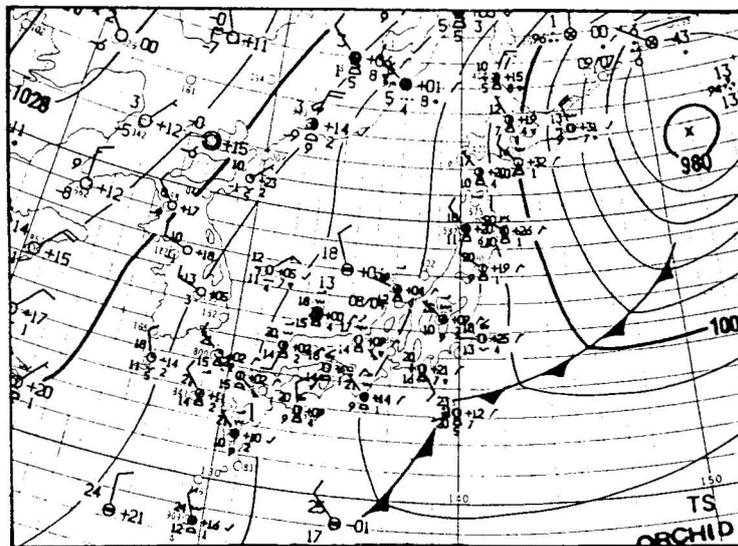


Fig. 1. Surface weather chart 00UTC Oct.14 1991.

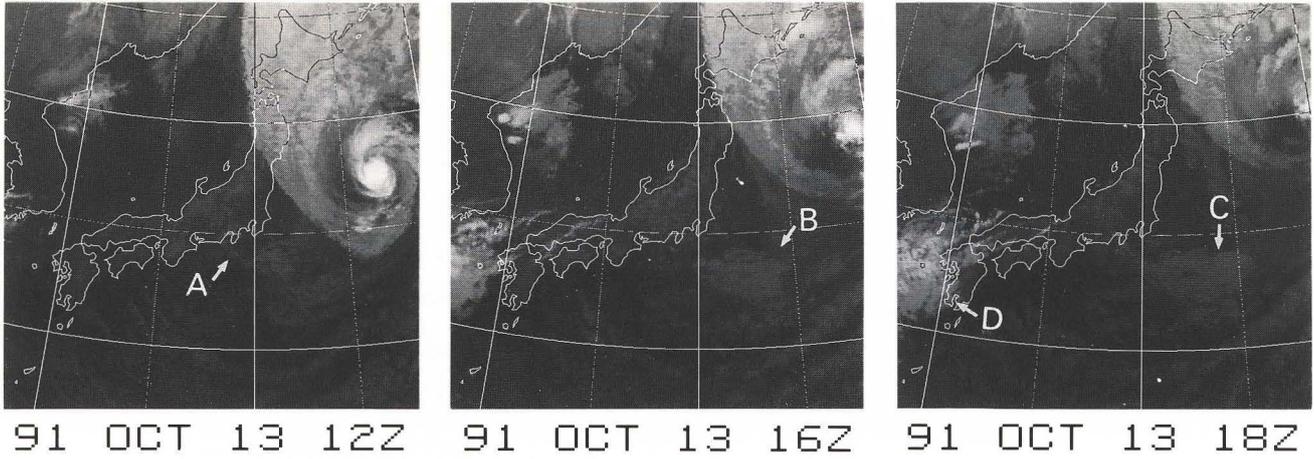


Photo.1-i . From 12 UTC to 18 UTC Oct.13 1991. IR images.  
 The systematization of type N cloud pattern area.  
 Symbol A denotes the convergence line.  
 Symbol B and C denote type N cloud pattern area.  
 Symbol D denotes the upper cloud area.

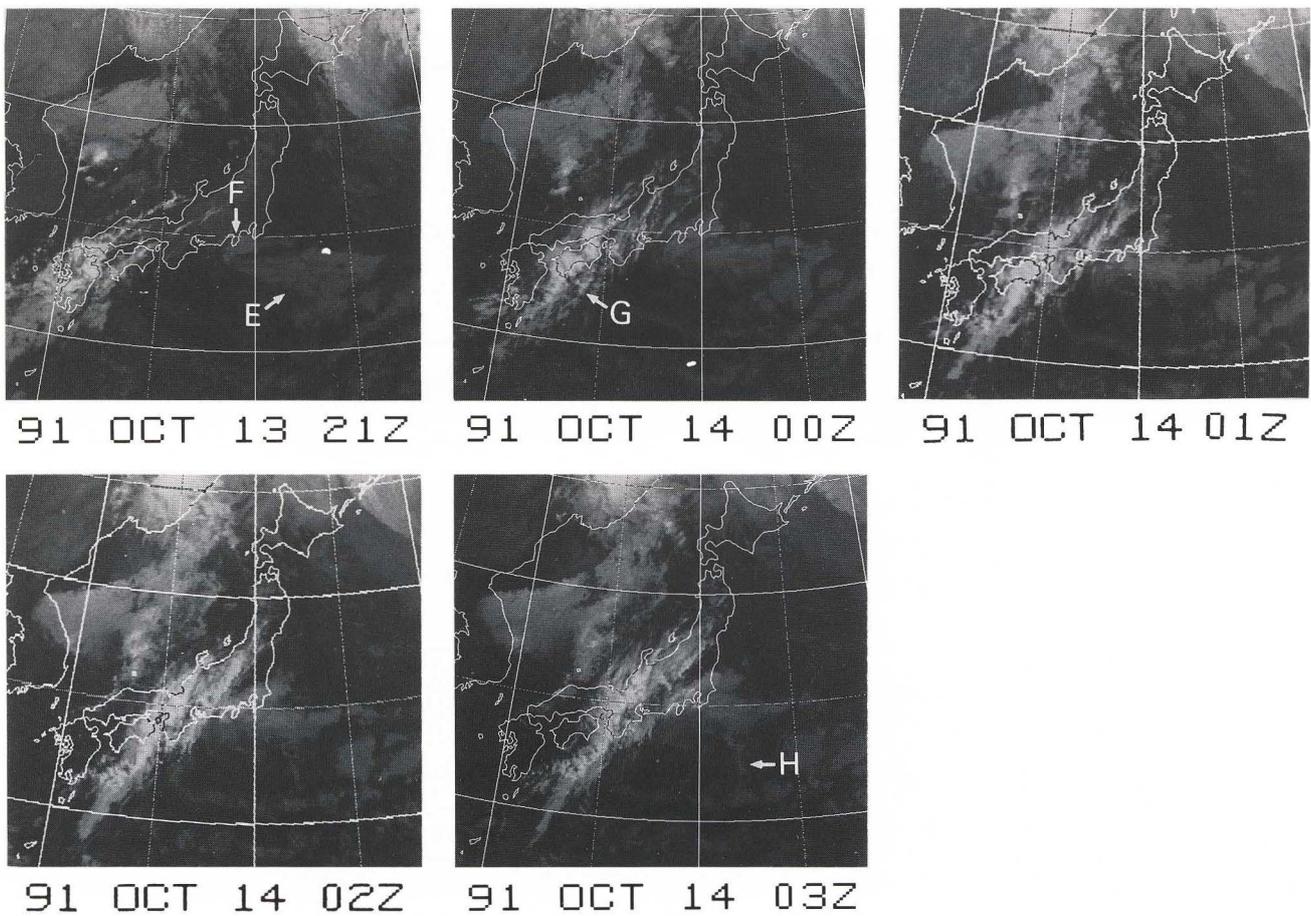
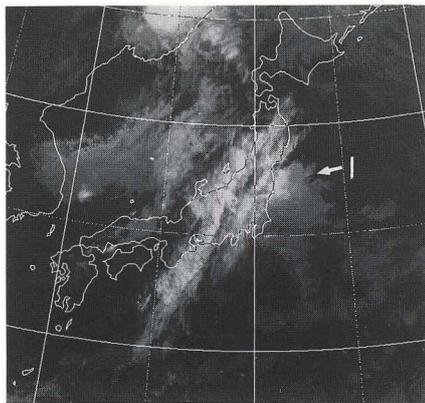


Photo.1-ii . IR images From 21 UTC Oct.13 to 03 UTC Oct.14 1991.  
 The development of type N cloud pattern area.  
 Symbol E denotes a increase in the cyclonic curvature of type N cloud.  
 Symbol F denotes the anticyclonic curvature cloud area.  
 Symbol G denotes the upper cloud area.  
 Symbol H denotes an extension of the convergence line toward southeast.



91 OCT 14 06Z

Photo.1-iii. IR image 06 UTC Oct.14 1991.  
The systematization of synoptic low (type K cloud pattern area). Symbol I denotes the extension of the anticyclonic curvature cloud area.

南東に延びる Cu-ライン (H) が出来はじめる。上・中層雲域の一部がN型雲域にかかり始める。

(3) K型雲域の形成期(14日03UT~06UT) (写真1-iii)

14日06UT N型雲域の南縁の低気圧性曲率がさらに増大し、高気圧性の曲率をもつ雲域の北東への拡大も顕著になる(I)。南東に延びる Cu-ラインも顕在化し、下層雲域はK型雲の形態となる。

03UT N型雲域の南縁の低気圧性曲率がさらに増大。また、N型雲域の南縁に沿って

### 3. 等圧面天気図の特徴

N型雲からK型雲への移行期(14日00UT)における各等圧面天気図の特徴は次の様である。

(1) 500hPa の高度場, 温度場及び風 (第2図)

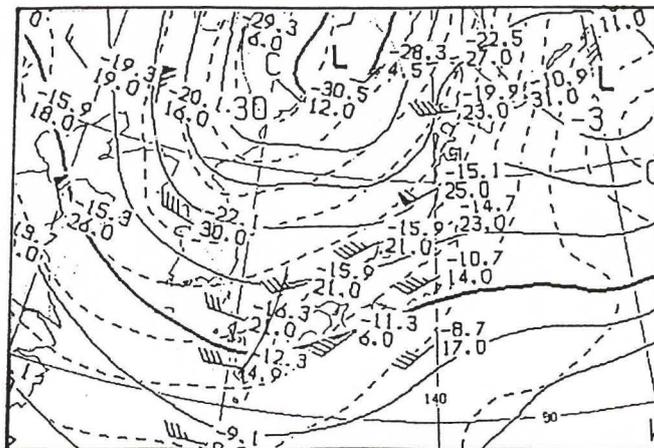


Fig.2. 500hPa chart 00UTC Oct.14 1991.  
Solid lines show geopotential contours and dashed lines show isotherms.

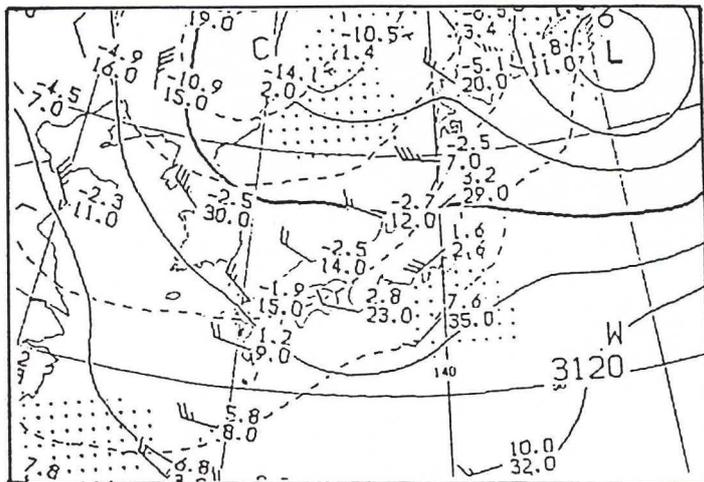


Fig.3. 700hPa chart 00UTC Oct.14 1991.

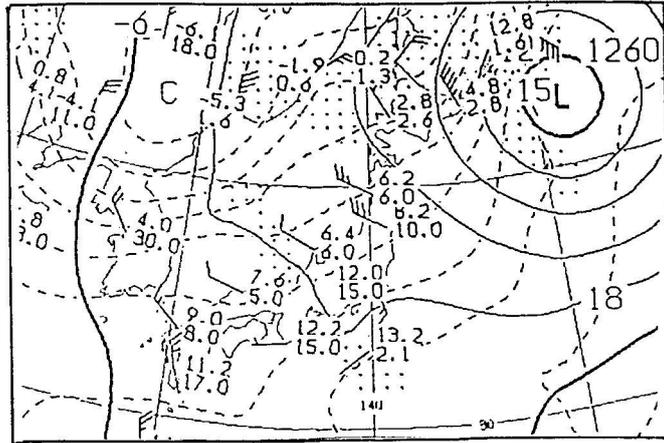


Fig. 4. 850hPa chart 00UTC Oct. 14 1991.

32°N, 131°E にトラフがあり, 13日12UT (図略) に比べて深まっている。500hPa の風は, トラフ前面の潮岬, 浜松, 館野, 八丈島で非地衡風成分が強い。また, トラフ後面の32°N, 127°E には, サーマルトラフが解析できる。

(2) 700hPa の高度場, 温度場及び湿数 (第 3 図)

N型雲域付近に弱いリッジが解析できる。雲域の南側の八丈島は乾燥高温, 北側の館野は湿潤で低温であり, 両地点共南西風で, 館野ではより速い風速が観測されている。

(3) 850hPa の高度場及び温度場 (第 4 図)

東海沖にはトラフが, N型雲域の付近にはリッジが解析できる。下層雲域の付近で暖気移流場である。

4. 大気鉛直構造

(1) エマグラム

14日00UT の潮岬, 浜松, 八丈島, 館野, 輪島のエマグラムを第 5 図に示す。トラフ前面の潮岬では, 530 hPa から上空で湿った南西風, それ以下では乾燥した西風系となっており, トラフ前面であるが, 中・下層では寒気が抜けきっていないことを示している。湿数からみると, トラフ前面の上・中層雲域の雲頂は, 310 hPa 付近, 雲底は530hPa 付近と推定される。

下層雲域の西に位置する浜松では, 700hPa に沈降性の逆転層がある。逆転層より下層では, 850hPa 以下の低温かつやや乾燥した東風系の領域 (I) と,

850~700hPa の湿った南西風の流域 (II) に分けられる。また, 逆転層から上の700~500hPa では, 乾燥した西南西風の領域 (III) である。

下層雲域の北に位置する館野では, 650hPa 付近に沈降性の逆転層が観測される。逆転層より下層では, 800hPa 付近から下の比較的乾燥し, かつ風向の定まらない領域 (I), 800~650hPa の湿った南西風領域 (II) に分けられる。逆転層より上空では, 乾燥した南西風の流域 (III) である。

また, 下層雲域の南側の八丈島では, 770hPa に沈降性の逆転層があり, 逆転層より下層では, 湿った南風系で領域 (II), 逆転層~530hPa では, 乾燥した西南西~南西風の領域 (III) である。

(2) 高層断面図

湿数の高層断面図を第 6 図, 第 7 図に示す。領域 I ~IV は, 前図エマグラムにおける領域 I ~IV に対応する。すなわち, 領域 I はやや乾燥した滞留気流域, 領域 II は南西風の湿り域で, 館野の770~660hPa, 浜松の850~700hPa は, 位置及び高度から14日00UT の衛星画像における高気圧性の曲率をもつ雲域に対応する湿り域である。領域 III は, 南西風の乾燥域で沈降場である。領域 IV は, 仙台-館野-八丈島の断面では不明瞭だが, 上層トラフ前面の南西風湿り域である。領域 II と III の境は, 逆転層が明瞭である。逆転層は南の八丈島では770hPa 付近にあるが, 北に向かうとやや高度を上げている。

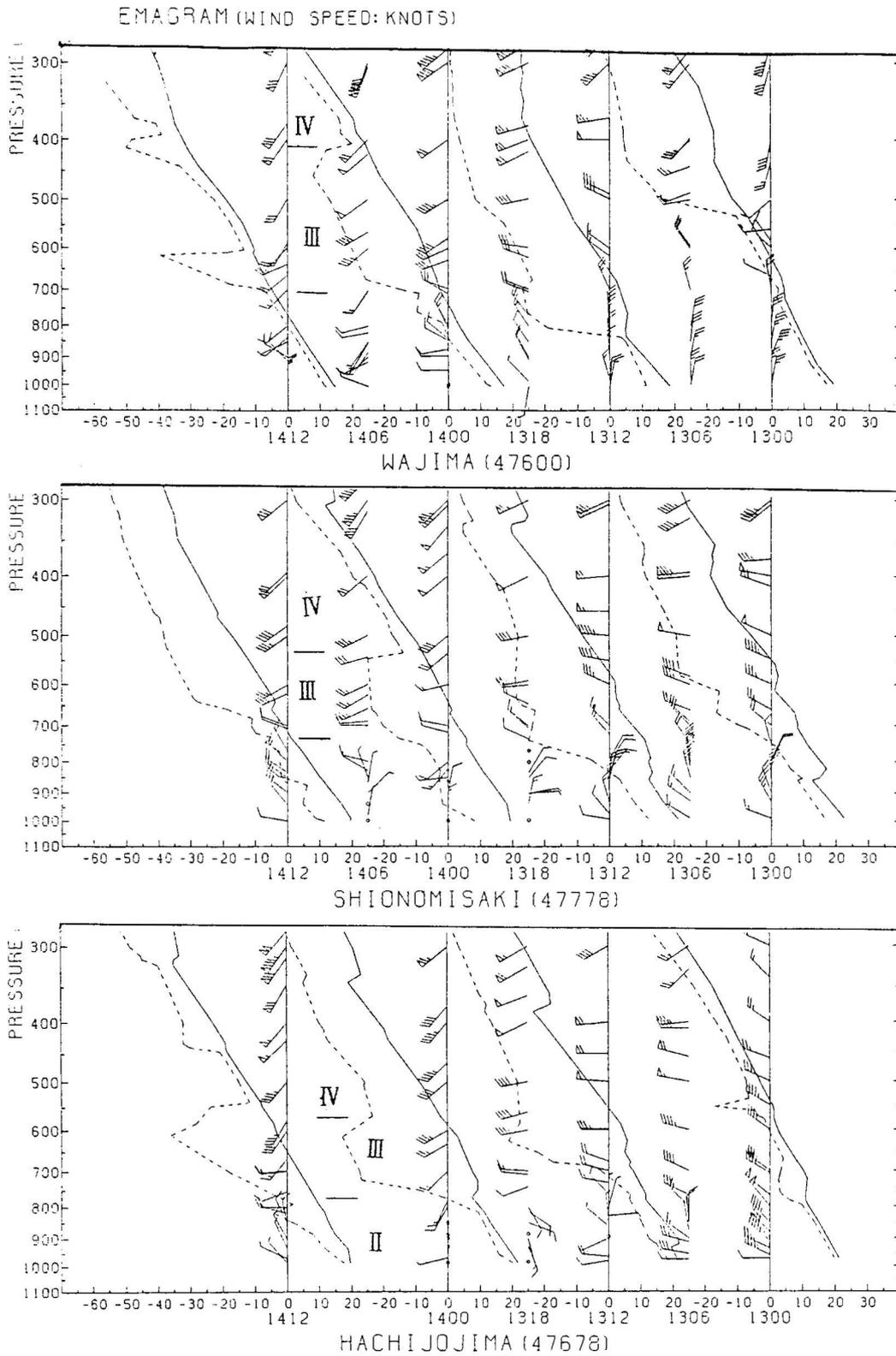
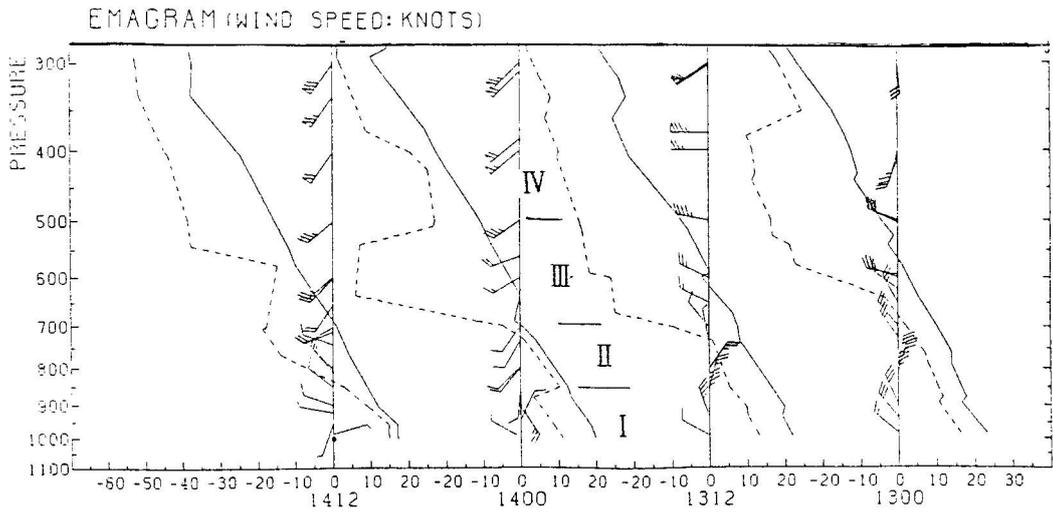
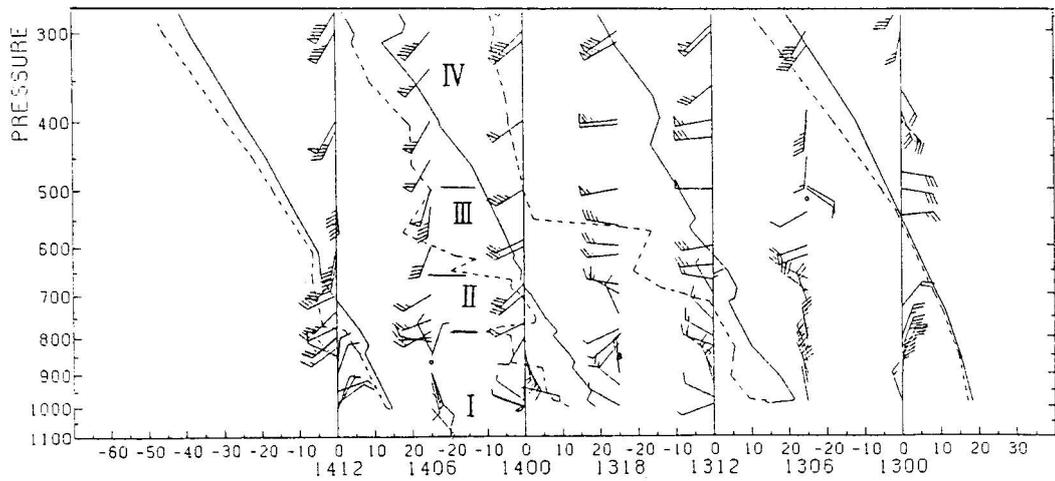


Fig.5-a Vertical time section of upper winds, temperature and dew-point temperature at Wajima, Shionomisaki, Hachijojima, Hamamatsu and Tateno.

- Area I is variable wind and a little moist.
- Area II is south-west wind and moist.
- Area III is south-west wind and dry. It is the subsidence region.
- Area IV is south-west wind and moist ahead of upper trough.



HAMAMATSU (47681)



TATENO (47646)

Fig.5-b. Continues.

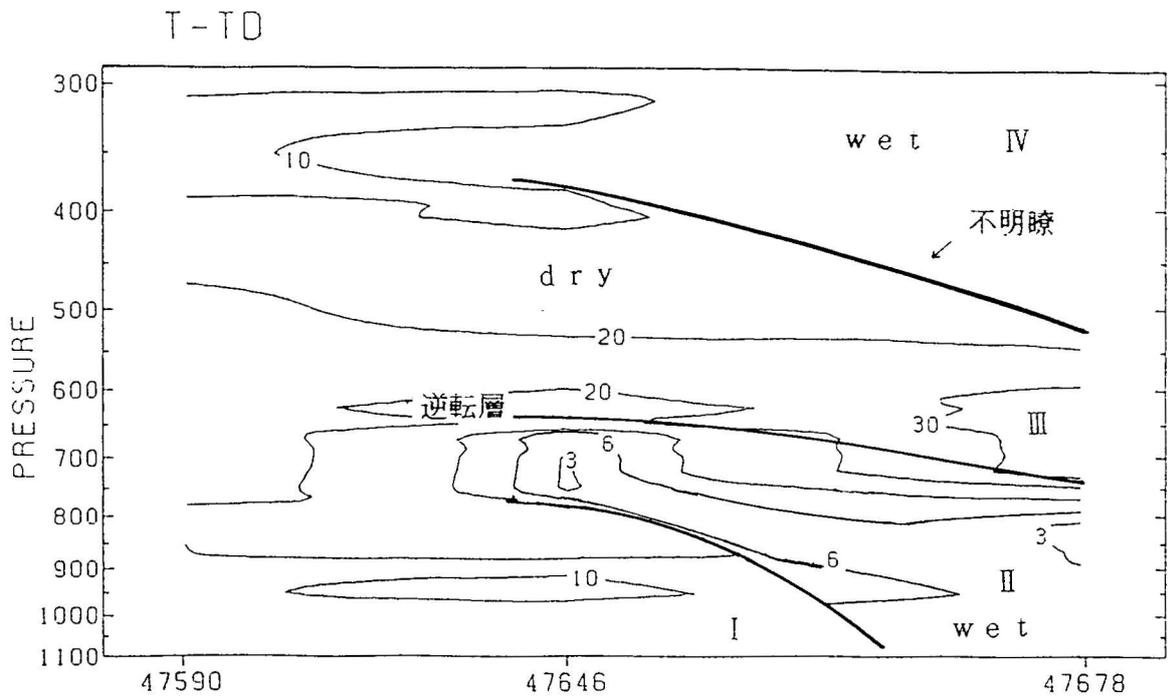


Fig.6. Cross section of upper dew-point depression at 00UTC Oct.14 1991.  
Sendai-Tateno-Hachijyojima.  
Area I ~IV are same as Fig.5-a.  
The boundary between area II and III is the subsidence inversion layer.

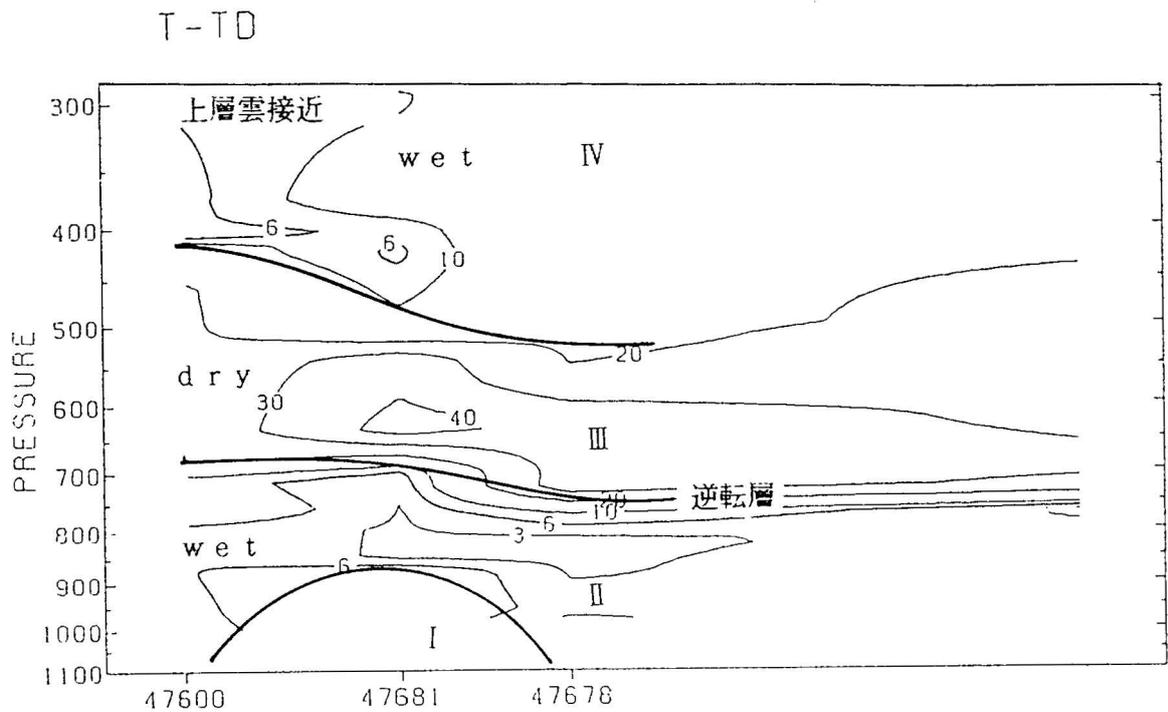


Fig.7. Cross section of upper dew-point depression at 00UTC Oct.14 1991.  
Wajima-Hamamatsu-Hachijyojima.

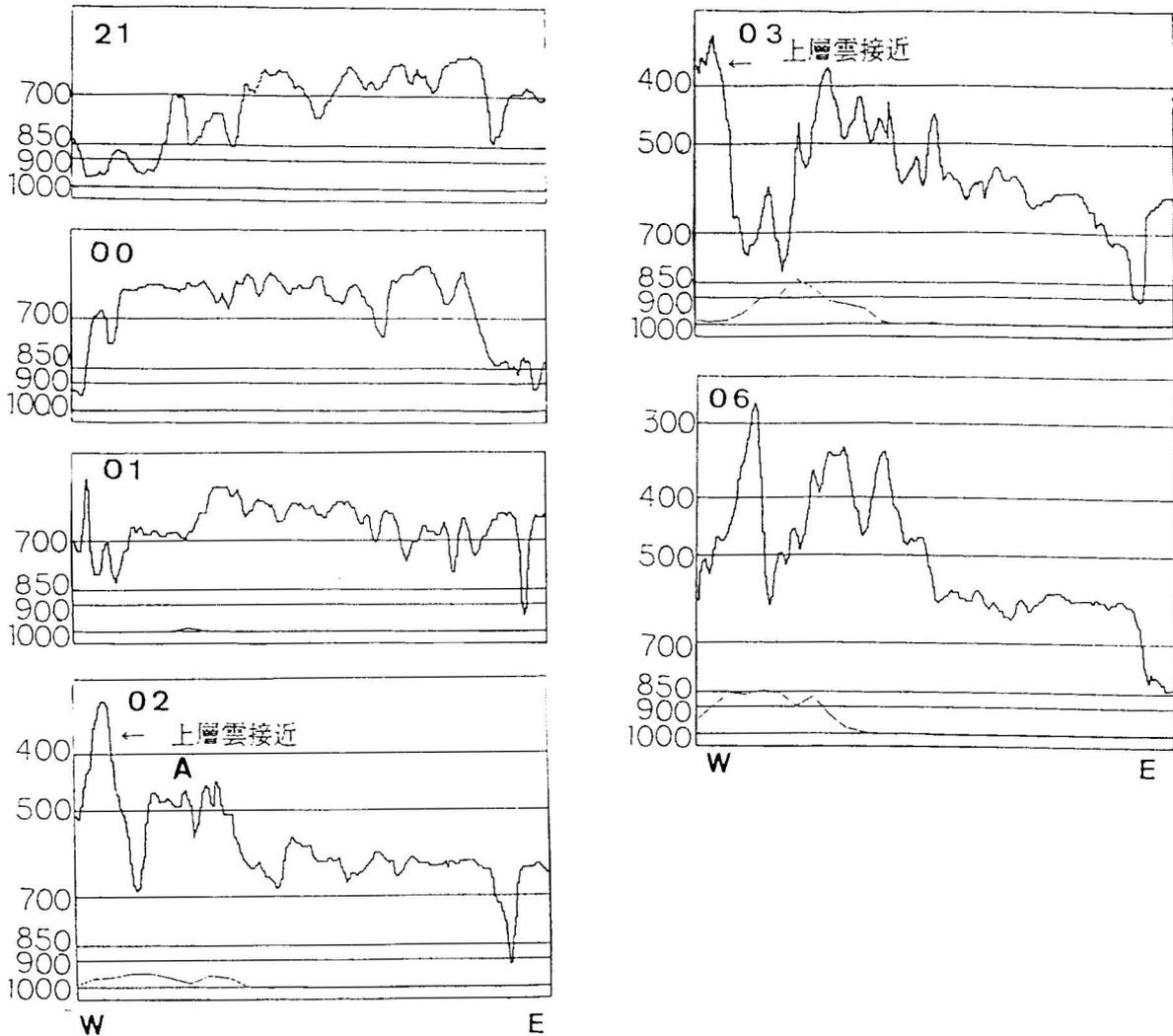


Fig. 8. Time section of  $T_{BB}$  in the type N cloud pattern area from 21UTC Oct.13 to 06UTC Oct.14 1991. The cloud top is held nearby 650 hPa by the subsidence inversion layer by 01 UTC. As upper cloud closes to the type N cloud area, it is developed ahead of upper cloud at 02UTC (Area A). At 02UTC, type N cloud is not covered by the upper cloud yet.

(3) N型雲域及び高気圧性曲率をもつ雲域の  $T_{BB}$  値の時間変化

第 8 図に 13 日 21UT から 14 日 06UT までの N 型雲域の南北幅の中央で計った  $T_{BB}$  値の東西断面の時間変化を示す。 $T_{BB}$  値の取得は VISSR 生データ及び GPV データの初期値もしくは予報値から行った。13 日 21UT から 14 日 01UT までは、N 型雲域の雲頂高度は、650~600hPa であり、前図エマグラムに示した領域 II にある下層雲域が 650hPa 付近の逆転層で発達を抑えられている様子が表れている。雲頂高度は、ほぼ同じでスムーズである。14 日 02UT に、雲頂高度 330hPa の

トラフに伴う上層雲域が接近すると、N 型雲域の西端 (A 域) で雲頂高度が 460hPa に急に上昇した。衛星画像 (写真 1 - ii) を観ると、02UT には上層雲はまだ N 型雲域にかかっていないが、雲域西端で雲頂輝度が上がっていることが観測できる。第 9 図は、14 日 00UT の浜松の状態曲線である。逆転層が不明瞭化する前、相当温位の極大値は 850hPa (領域 II の下限に相当) で 327°K (A 点) である。逆転層が不明瞭化すると同じ相当温位をもつ 450hPa の高度 (A' 点) まで下層雲の雲頂高度が上がる可能性がある。02UT の  $T_{BB}$  値は、ほぼこれに等しい値を示した。

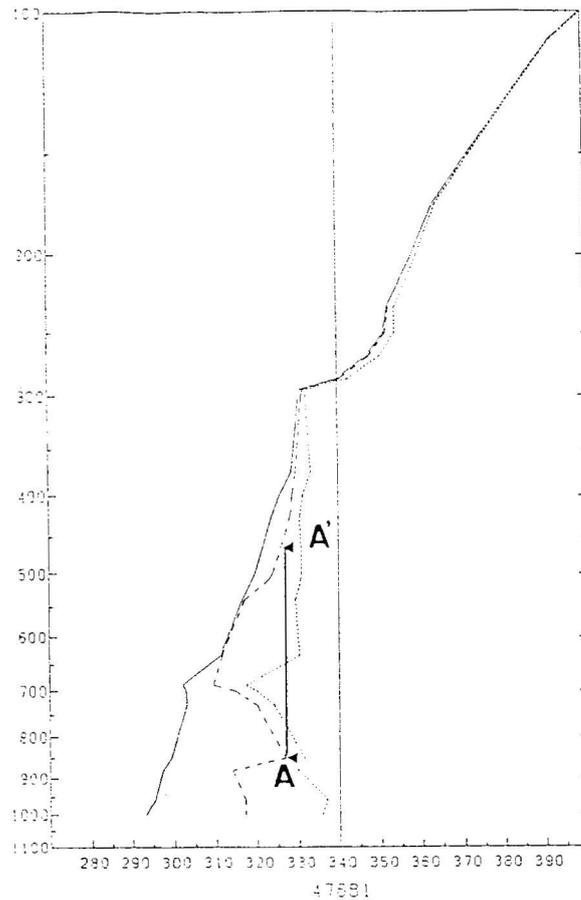


Fig.9. Vertical cross section of potential temperature (solid line), EPT (broken line) and wet-bult PT (dotted line) at Hamamatsu at 00UTC Oct. 14 1991.  
Broken the inversion layer, the cloud top of type N cloud is able to develop to a height of point A'.

06UT の館野のエマグラムでは、南風域が650hPa まで降下している。温度や湿度のデータがないが、06UT には領域IIIの沈降乾燥域が消滅し、下層雲域の領域II と上層湿り域の領域IVが一体化しているものと推定できる。

(4) 中部日本付近の層厚

第10図に中部日本付近の14日00UT 及び03UT の1000-850, 850-700, 700-500及び500-400hPa の各層厚の等値線図を示す。順に前図エマグラムにおける領域 I ~IVに対応する層である。

14日00UT では、1000-850hPa でN型雲域の北側、本州の東岸に沿って層が厚く、N型雲域の北側だが、このレベルで暖気が残っていることを示している。しかし、この付近の上空は700-500hPa の層まで層が薄く寒気場である。

前図エマグラムにおける領域IIIの南西風乾燥域の成因を考えるため、八丈島付近にある高温乾燥した気塊を、等温位面上に等比湿線を描いて風向を考慮してトレースすると(図略)、13日12UT に輪島付近にあった気塊であることが判る。12時間に気塊は、約400m 降下し断熱圧縮され高温で乾燥した気塊になったと考えられる。このことは、高野(1993)の指摘と一致する。700-500hPa の層厚をみると、この高温乾燥の気塊が、N型雲域の南で厚く、北で薄い。これは、00UT のエマグラムで領域IIIの乾燥域が館野より八丈島で、より明瞭であった事実と符合する。

500-400hPa では、本州中部に等値線の谷が解析でき、この付近で相対的に層が薄く寒気場であることを示している。衛星画像で観ると上層雲域の前面に当たる領域である。

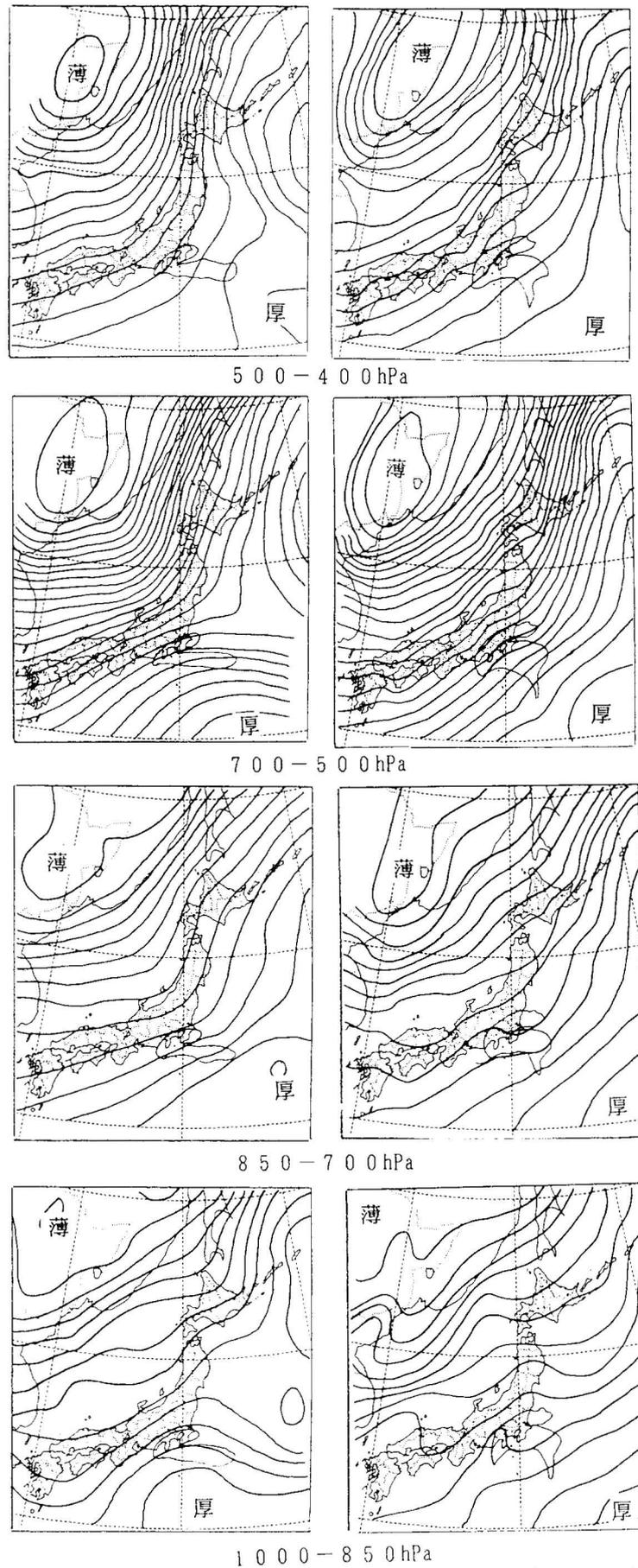


Fig.10. Thickness chart at 00UTC (the left) and 03UTC (the right) Oct.14 1991.  
Solid line is every 10 meters.

14日03UTには、700hPaから上の層で下層雲域、特に高気圧性曲率をもつ雲域付近で層が急に厚くなっている。03UTは、逆転層が不明瞭化し雲頂高度が450hPaまで上昇した時刻である。層厚が増大したのは、下層雲域の発達に伴う凝結熱の放出が主因であると考えられる。一方、700hPaから下の層では、下層雲域の西端で層が厚くなっている、この付近で上昇流が強いことが想像できる。

先に、06UTの館野のエマグラムにおける南風域の

降下から乾燥域の消滅を推定したが、03UTの層厚をみると、乾燥域の消滅—上・下層雲の一体化は、03UT以前に起こっている可能性も考えられる。

尚、1000hPaの高度場（第11図）では、N型雲域の北側は高圧場になっている。本稿では言及しなかったが、N型雲域の発達がみられなかった事例では、この高圧場が形成されずN型雲域が発達する場合の特徴の一つと考えられる。

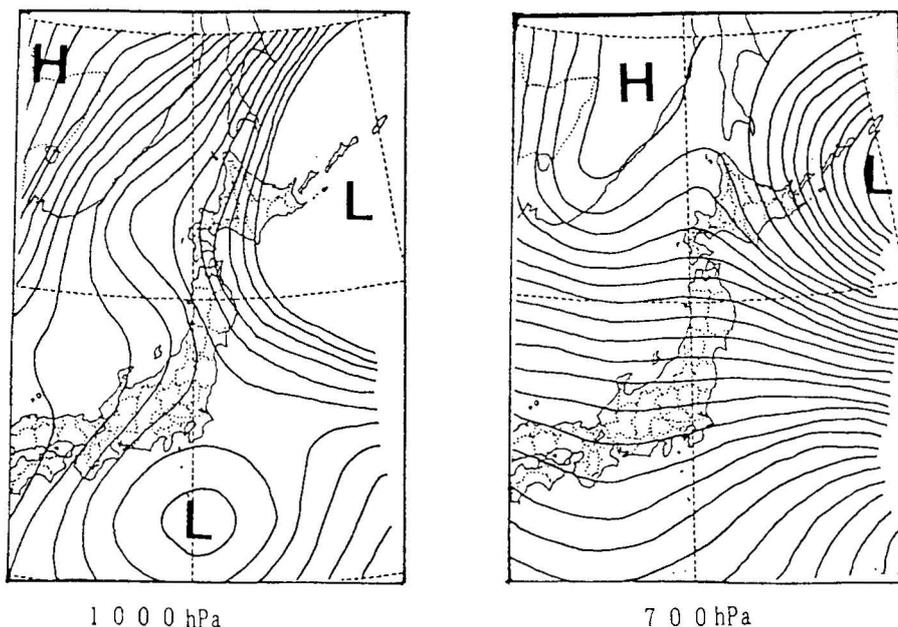


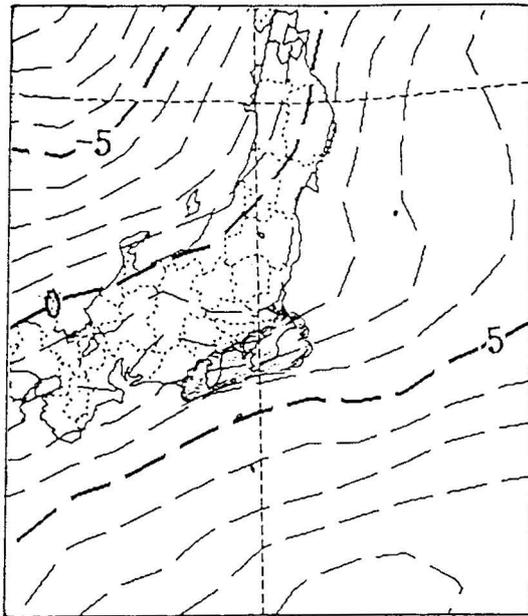
Fig. 11. 1000 hPa and 700 hPa chart at 00UTC Oct.14 1991.  
Solid line is every 10 meters.

## 5. 考察

GPVデータの初期値を用い700hPaの等温線を描き、高気圧性曲率の雲域と重ね合わせると、雲域はほぼ等温線が密な領域で等温線の走行に沿って北東方向に拡がっている（第12図）。実況値で、700hPaの気温は浜松0.4°C、八丈島7.6°C、館野1.6°Cであった。このことから、実際の等温線は、GPVのそれより特に浜松—八丈島間で更に密であったと想像できる。下層雲域の北西で温度傾度が強まると、850~700hPaの湿った暖かい気塊が、この付近で下層雲域の北側に吹き出す。雲域北側の逆転層下は、発散場である。700hPaの風の間をみると、浜松が南西10ktに対し、一般流と発

散場の風とが合流する館野では30ktの強い風が吹いている。雲域北側に吹き出した湿域は、衛星画像で観測できると高気圧性の曲率を持つ中層輝度の雲域として観測できる。逆転層下、ほぼ同高度面に沿って北東に拡大した高気圧性曲率をもつ雲域は、 $T_{100}$ から13日21UTには600hPa、14日00UTには580hPaと雲頂高度が上がり、結果として、逆転層を上方に押し上げた。

浜松の14日00UTの温位 ( $\theta$ )、相当温位 ( $\theta_e$ )、湿球温位 ( $\theta_w$ ) の状態図（第9図）をみると、高気圧性曲率をもつ雲域付近では条件付不安定である。また、高気圧性曲率をもつ雲域の雲頂付近では絶対不安定となっている。熱対流により逆転層下が暖められ、且つ上層トラフに伴う寒気が逆転層の直上を冷やすことに



1991101400 (Z)

Fig.12. 700 hPa chart at 00UTC Oct.14 1991.  
Dotted line shows isotherm by the initial JSM data.  
Shading shows region where the anticyclonic curvature cloud area is.

より、逆転層は不明瞭化する。500hPa のトラフに伴う上・中層雲域が、高気圧性曲率をもつ雲域にかかり始める14日03UT 頃から雲域の雲頂高度が急激に高まった。この頃には、逆転層は不明瞭化したものと思われる。逆転層が破壊されると、雲頂高度が高まる。雲頂の発達可能高度は逆転層下に溜まっていた気塊の相当温位により決まると考えられる。

## 6. まとめ

N型雲域がK型雲域に発達する場合、逆転層が破壊されるメカニズムについて次の事が分かった。

- i) 寒気移流場の中、寒気移流が弱まって来ると、関東南岸に地形性収束に伴うN型雲域が形成される。
- ii) 中部日本では輪島付近の中層の気塊が沈降場の中、下降しながら東海沖に達する。気塊は、断熱圧縮され高温乾燥化し、N型雲域付近に逆転層を形成

する。

- iii) N型雲域付近で下層の収束が強まってくると、700 hPa 付近の逆転層下では、雲域北西端の温度傾度の密な領域に沿って雲域北側に暖湿気流が吹き出し始める。これは衛星画像で観ると、中層輝度の高気圧性曲率をもつ雲域として観測される。
- iv) この中層輝度の高気圧性曲率をもつ雲域は、逆転層を上空に押し上げると共に、逆転層下に高相当温位の気塊を運ぶ働きをする。
- v) 西から上層トラフに伴う寒気が接近すると、逆転層は不明瞭化し、下層雲域の西端から雲域の雲頂高度が高まり、雲域は発達する。雲域の雲頂の到達可能高度は、逆転層下に溜まった気塊の相当温位によって決まる。

## 謝 辞

本調査を行うにあたり、気象衛星センターの小澤芳郎解析課長、黒田雄紀前解析課長、西本洋相調査官及び気象庁予報部予報課太平洋台風センターの菊池正予報官には、貴重な助言を戴いた。また、各データの解析には、気象衛星センター解析課の内藤成規前任技術専門並びに東京航空地方気象台の伊東秀喜技術専門官の開発されたプログラムを使用させて戴いた。衷心より感謝の意を表します。

## 参考文献

鈴木和史，安藤義彦，1992：

関東地方に局地的悪天をもたらすメソ  $\alpha$  スケール雲システムのメソ天気系モデル，研究時報，44，63-79.

高野 功，1994：本州南岸のシアーラインとメソ低気圧の数値シミュレーション，全国予報技術検討会資料，気象研究所。