

# 沈降性逆転層下に発生した局地的高積雲\*

中山 章\*\*

**要旨:** 本文では静岡県に発生した局地的な高積雲の発生を商業航空機からの観測を利用して解析した。その結果は次のとおりである。

- (i) この高積雲の水蒸気は沈降性逆転層の下で対流によって地表層から運ばれたものであること。
- (ii) この地域に局地的に発生したのは南アルプスと駿河湾の地形が影響していること。
- (iii) 寒気が北に偏って日本付近に出て来た時、東日本の地形と関連していること。

## 1. まえがき

雲の成因を考える場合積雲は別として水平方向のディメンションが鉛直方向より大きい場合には大規模な流れにともなった上昇運動を考え勝ちである。しかし上面を逆転層でおさえられた積雲でも頂部はたいらにみえる<sup>1)</sup>。これらのいずれかを確かめるのに次の二つの要素がしばしば有効になる。

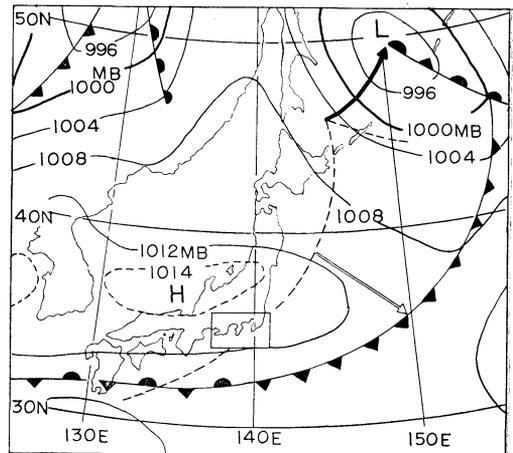
- (i) 状態曲線のどの付近に雲が発生しているか
- (ii) 雲を上方から観測した場合の形態

本文では1965年8月26日静岡県上空(第4図のP)で高度13,000ftのD.C-7C旅客機よりの観測を利用して局地的に発生した高積雲について解析した。

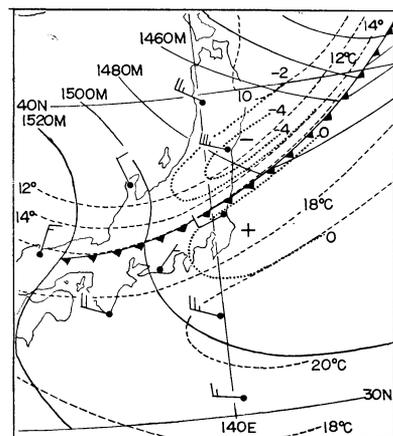
## 2. 大スケールから見た気象状況

第1a図は雲が発生した時の大スケール天気図の一部で、本文で取扱っている地域は矩形の部分である。地上の寒冷前線は25日21時(I)日本標準時に関東地方を通過しているが、12時間後の26日09時(I)に850mbでは寒気との境界は北関東にあり、寒気の実質は地上から850mbの間で約390km後に傾いている。またこの層では後面で大きな寒気移流(下降流)がある(第1b図)。700mb層の流れは時間とともに高気圧性になり、26日21時(I)には顕著な逆転層が発達している(第1c図)。低層の寒気は北関東沖から北東気流として関東南部を通り相模灘からさらには遠州灘に達している(第2図)。従ってこの気象条件は700mb層付近で顕著な沈降性逆転層がある場合、低層で寒気が関東地方から北東風として流れ出てきた時、暖湿な空気を補給できる駿河湾をも

った中部地方南部における局地気象現象である。



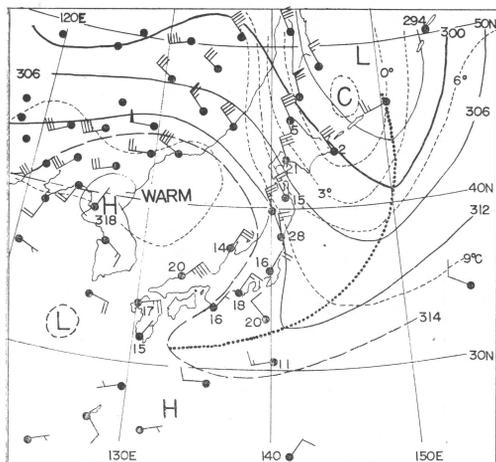
第1a図 1965年8月26日21時地上天気図



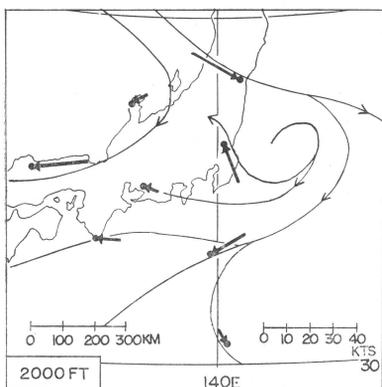
第1b図 1965年8月26日09時850MB天気図  
(実線は等高線、破線は等温線、点線は  $V \cdot \nabla T$  の値  $[m/s \cdot ^\circ C / 300km; \times 10^{-4}]$  を示す)

\* Altocumulus clouds, locally appeared in the layer under the subsidence inversion.

\*\* A. Nakayama: 東京航空地方気象台  
—1965年12月8日受理—



第1c図 1965年8月26日21時700 MB 天気図



第2図 1965年8月26日21時 2000ft 流線図

3. 高積雲の状況

第3ab図は26日18時05分に第4図のP点(高度13,000ft)から撮影したもので、第3a図は南の方向の写真で雲の縁辺はほぼ遠洲灘の海岸線に対応している。図中左上方は駿河湾である。この図の左方の部分をさらに接近して撮ったのは第3b図で積雲の頂部が逆転層でおさえられている様子がよくわかり、航空機の直下の写真では細部は判別されないが、この雲のセルの上部をうすい層状の雲が北東から南西方向に流れているのが認められた。これは浜松の21時(I)の高層観測で風の鉛直シヤーの大きい部分がありこれに対応している。第3b図の中央より右によった部分に雲の切れ目のような部分が見られるが、この問題を議論するだけの資料はない。航空機および地上観測からきめた雲域分布(第4図)では、午前中は静岡県東部の箱根山付近にあったものが午後には県全体にひろがり、さらに夜になってからは北東から南西の



第3a図 1965年8月26日18時05分 高度13,000ft(D-C-7C)より南を撮影したもの(第4図のP点)中央の黒味がかつているのはプロペラの影、雲のはしはほぼ遠洲灘の海岸線である。



第3b図 同じ地点での接近した写真 逆転層で積雲の頂部がおさえられているのが見られる。

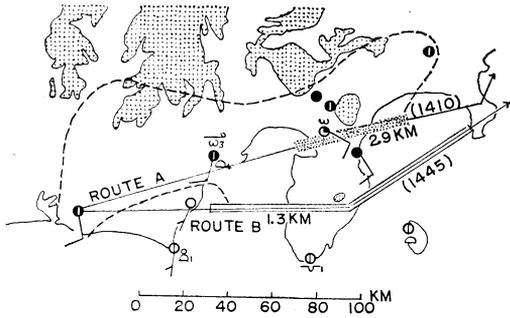


第4図 1965年8月26日の雲域の移動 (実線は水蒸気の流入量を求めた境界、破線は09時、白丸の線は15時、鎖線は21時の雲域分布を示す)

方向に移動している。これは富士山頂の風の変化からもわかるように、17時頃より風向が北東になって風速も増し雲は流されたと解釈される\*。

\* 寒気の高さが次第に高くなっているのに、低層の寒気が伊豆半島をこえて南西方向に移動したことも原因しているかも知れない。





第8図 1965年8月26日15時の雲域と航空機による雲頂

(Route A では伊豆半島北部で雲頂 2.9km を、Route B では雲頂 1.3km を観測している。航空機はそれぞれ 11,000ft を航行している。航路に沿う数字は航空機の東京到着時間、Stipple area は海拔 1000m 以上の地域を示す)

化した高積雲は 1~2 時間で消滅するが、この場合は 6 時間以上も持続している。これは

- (i) 雲の上部を逆転層でおさえられていること。
- (ii) 一般流が北東風で雲域が南アルプスの山かげになっているため

である。

5. 水蒸気の輸送と鉛直運動

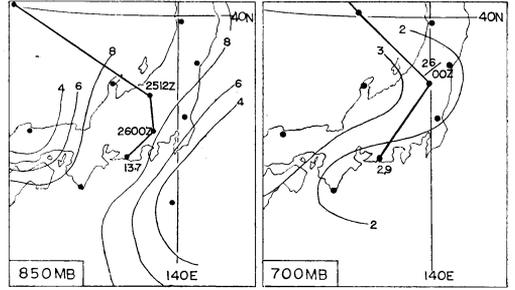
26日09時 (I) と21時 (I) の浜松の混合比の変化は第1表で12時間に大きく増加している。水蒸気の水平移流

第1表 浜松における26日09時 (I) より21時 (I) の間の混合比の変化

気 柱	混合比の増加	21時の混合比
地上~850MB	+1.9g/kg	13.6g/kg
地上~800MB	+3.3g/kg	13.4g/kg
地上~750MB	+4.6g/kg	12.9g/kg
地上~700MB	+4.2g/kg	11.4g/kg

だけからでは21時 (I) の混合比は 850mb で 8~9g/kg, 700mb で 2~3g/kg が期待される。逆転層の上側の700mb では水平移流の値であるが、850mb では実際の値は水平移流から期待されるものより約 5g/kg 大きい (第7図・第9図)。

従って逆転層下の水蒸気増加は下層から補給されたものと考えより他にない。なお26日09時 (I) と21時 (I) の間で等温位面運動を仮定して求めた上昇速度は850mb では 0 cm/sec, 700mb で -0.1cm/sec, T-Td は 700mb で 16°C, 850mb で約 2~3°C であり凝結 (雲の生成)



第9図 1965年8月26日21時に浜松 (数字を記した地点) にきた空気経路と26日09時の等混合比線 (850MB および 700MB)

は起り得ない。

6. 地表層付近からの水蒸気の流入

この地域では海風が発達し、川沿いに内陸まで海上の空気が侵入することが知られている。今海風の 高さ を hm とし海岸線を第4図の AB, BC, CD に分割し、それぞれ浜松 (681), 静浜 (658), 静岡 (656) の観測値がその区間で代表されるとして ABCD より陸地の北の境界 (等高線の 1000m で、この境界線は航空機から観測した雲域と一致) までの間に流入した水蒸気量 (M) を求めると

$$M = \int_A^D \int_0^h x \cdot v_n ds \cdot dz = 1.804 \cdot h \times 10^{13} \text{g/kg/12hr}$$

である。

ただし  $v_n$  は海岸線に直角の実測風速 (m/sec),  $x$  は地上の混合比である。流入水蒸気量が第4図の流入した面積  $6.59 \times 10^9 \text{ m}^2$  の中に地上から 750mb (約 2500m) まで一様に分布したとすると (ただし空気密度は 1000 mb から 700mb までの 100mb ごとの算術平均 1.01

第2表 海風の 高さ を仮定しての流入される水蒸気量と実際の水蒸気増加量との比較

海風の 高さ (hm)	100m	200m	300m	400m	500m
計算水蒸気流入量 (M) × 10 <sup>13</sup>	1.804 × 10 <sup>13</sup>	3.607	5.411	7.214	9.018
地上から 750 MB までの混合比の増加量 (計算) g/kg	2.77	4.53	7.30	10.07	12.84
雲としての水蒸気量 (2,25g/kg) を差引いたもの g/kg	0.5	2.3	5.1	7.9	10.6
実際の増加量との差 g/kg	-4.1	-2.3	+0.5	+3.3	+6.0

kg/m<sup>3</sup>と仮定)第2表である。実際には海風は200m前後のところでも最も強いことも報告<sup>4)</sup>されているので、地上の値だけで求めることは誤りである。また雲の厚さは約900mであり、高積雲の最多頻度含水量0.1g/m<sup>3</sup>を<sup>1</sup>/<sub>4</sub>を用い、雲域を21時の値(およそ6.59×10<sup>9</sup> m<sup>2</sup>の<sup>1</sup>/<sub>4</sub>)とすると海風の高さを300mぐらいに考えるとよい。これは実際の海風の高さとおおよそ一致するので下層からの輸送と考えてよいだろう。

#### 7. 駿河湾を中心とした地形の効果

静岡県の駿河湾に面した安倍川、大井川などの川の流域ではしばしば5、6月頃に低層で、北東風がこのような形で流れこんでくるような気象状況の時に雹をとまなう雷雨の発生することがある。この場合の上層の気象条件は本文とは全く異なり、寒気の構造は850mb~700mbぐらいまでは傾斜が大きい、それから上は鉛直に近く高高度層(300~200mb)では谷の前面に対応<sup>6)</sup>している。地形の影響のないところでは当然地表層付近も寒気内に入るので大規模な積乱雲の発達はない。ところが駿河湾では伊豆半島で寒気の流入がさえぎられ温度が高く、水蒸気が多い空気を補給することができ、大きな積乱雲の発達に寄与していると考えられる。

#### 8. 感謝

本報告の計算・製図などをしていただいた渡辺章子技

官にお礼申し上げる。また安斎予報課長には御閲読、御批判をいただいた。資料については日本航空株式会社からは航空機報告を、東京管区気象台内の気象官署からは地上観測値をいただいた。記してお礼申し上げます。なお本文の資料は筆者が慣熟飛行により得たものである。

#### 文 献

- 1) Squires P. and J. Warner (1957): Some Measurements in the Orographic Cloud of the Island of Hawaii and Trade Wind Cumuli. *Tellus* **9**, 437~474.
- 2) Silverman B.S. (1960): The Effect of a Mountain Convection. *Cumulus Dynamics* 4~27. Pergamon Press.
- 3) Saunders P.M. (1962): Penetrative Convection in Stably Stratified Fluids. *Tellus* **14**, 177~194.
- 4) 舟田正之 (1965): 富山県の海陸風について, 1965年秋季日本気象学会講演.
- 5) A.Kh. Khrigian (1963): *Cloud Physics*. Israel Program for Scientific Translations, Tersalem.
- 6) 中山章・渡辺章子 (1965): 総観的立場から見た対流雲の発達 (第8報)—中・低緯度における高高度まで発達する積乱雲の統計— 研究時報印刷中.

## 海洋研究船の船名募集

現在東京大学海洋研究所には、淡青丸(258トン)が所属し、全国海洋研究者の共同利用の研究船として、物理、化学、地質、生物、水産等海洋科学の各分野での基礎研究に活躍しています。今回同研究所にさらに3,200トンの大型研究船が所属することとなり、7月13日起工式を行いました。昭和42年5月竣工の予定です。この機会に同船の船名を募集することになりましたので、下記要領に従って、応募をお願い致します。採用された船名の応募者の中から1名を抽選し、謝礼金を贈呈致します。

#### 応募要領

1. 官製はがきに、氏名、住所、職業、船名を1つ、お書き下さい。
2. 船名は、……丸として下さい。
3. 1人でいくつ応募されてもかまいません。
4. 送付先は、東京都中野区柴町通1の28 東京大学海洋研究所 庶務係
5. 締切は、昭和41年9月30日。同日消印のものまで有効です。
5. 選考は海洋研究所で行います。