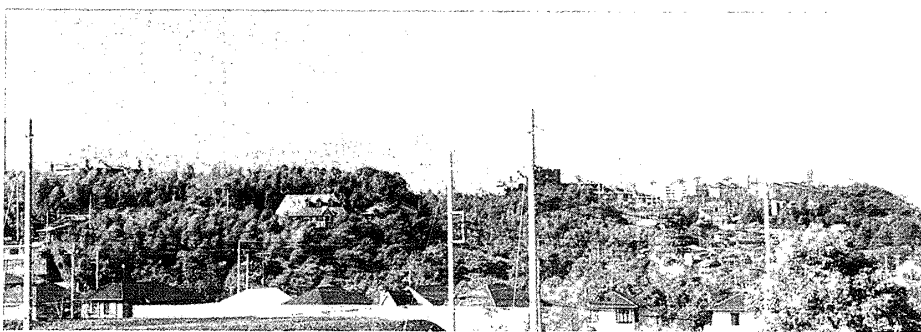
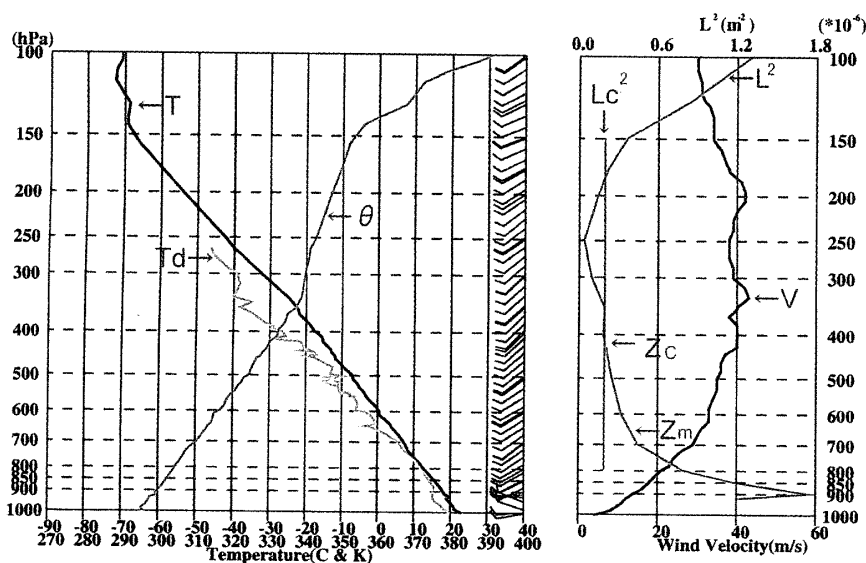




↑ 250.8 ↑ 255.7 ↑ 261.1

写真1 多層になったレンズ状雲 (上) とその位置関係 (下). 上の写真は2002年10月7日14時55分 (日本時間) に, 下の写真は2002年10月28日に国土環境株式会社環境情報研究所にて撮影. 写真の下に数字は, 撮影地点を中心にして北から東まわりの角度. 角度の測定には国土地理院1/2万5千の地形図を使用した.



第1図 2002年10月7日9時 (日本時間), 浜松のエマグラム. 風向は図の上方を北としてある. T は温度, Td は露点温度, θ は温位, V は風速, L^2 は Scorer 数である. また L_c^2 は $\Delta x = 20$ km の $(K_x^2 + K_y^2)$ であり, Z_c は式 (1) の第2項の係数が零となる高度, Z_m は富士山の高度を示す.

多層のレンズ状雲*

和田 光明** 伍 井 稔**

2002年10月7日14時55分, 横浜市都筑区にある国土環境株式会社環境情報研究所で, 写真1 (上) に示した多層になったレンズ状雲を撮影した. 写真1 (下) は, 同年10月28日に同じ場所で撮影したものであり, 富士山の手前にある山岳地帯は丹沢山塊である.

写真1 (下) の下に付した数字は撮影地点を中心とし, 北から東回りに測った角度である. 2枚の写真を比べることにより, その雲は撮影場所から西方に現れており, 撮影場所から見ると富士山に対して北側に現れていることがわかる.

富士山の雲については, 阿部 (1939), 植野 (1950) が雲の雲形を分類し, 大井ほか (1974), 湯山 (1972, 1974) が写真で富士山に関する雲の紹介をしている. それらによると写真1 (上) の雲は渦動吊し雲, あるいは多重吊し雲と言える. また, 荒川 (1999) は, ランドサットが捉えた富士山の吊し雲の写真から, 吊し雲が富士山の山岳波における第1頂部にできたことを解析している. 本稿では, 写真1 (上) の多層の吊し雲が撮影された当日の浜松の高層データを用いて, 富士山の風下山岳波が形成される条件であったことを示す.

当日15時 (日本時間) の地上天気図 (図は省略) では北海道北部に発達した低気圧があり, 高気圧の軸は北緯25度付近となっており, 本州中部では西寄りの風が吹きやすくなっている. 当日9時, 21時 (日本時間) の700 hPa 天気図, 500 hPa 天気図でもともに西寄りの風が吹きやすい状態となっている.

第1図は, 2002年10月7日9時 (日本時間) の浜松エマグラムである. 風向は矢羽で示してあり, 図の上方が北である. 地上から約400 hPa にかけて風速は高度が高くなるにつれて増加し, 風向は900 hPa 以上で西南西となっている. 湿数 ($T-T_d$) は800 hPa 付近で非常に小さいが, そこから400 hPa にかけて小さいところと大きいところが層状になって分布している.

次に, レンズ状雲が山岳の風下波により発生した可能性を検討する (Scorer, 1949; 小倉, 1997). 環境風 U の方向を X 軸方向, 鉛直上方を Z 軸方向にとると, 鉛直速度 W に対する線形化された鉛直方向の方程式は,

$$d^2 W / dZ^2 + \{L^2 - (K_X^2 + K_Y^2)\} W = 0 \quad (1)$$

* Stratified Lenticular Clouds.

** Mitsuaki WADA・Minoru ITSUI, 国土環境株式会社.

© 2003 日本気象学会

である. ただし $L^2 = \{(K_X^2 + K_Y^2) / K_X^2\} (N^2 / U^2) - (1/U) d^2 U / dZ^2$, $N^2 = (g/\theta) d\theta/dZ$, θ は温位, g は重力加速度である. L^2 は Scorer 数, K_X と K_Y はそれぞれ X 軸と Y 軸方向の波数であり, 山岳により励起された波の波長 Λ_X , Λ_Y との間には $K_X = 2\pi/\Lambda_X$, $K_Y = 2\pi/\Lambda_Y$ の関係がある.

環境風が山に当たった場合, 山の水平規模と同じ規模の波長の波が主に励起される. この波は, 式 (1) 第2項の W の係数が正から零に変わる高さまで, 環境風に流されながら鉛直上方に伝搬する. しかし, 負の領域には伝搬しない.

富士山はほぼ軸対象なので $K_X = K_Y$ (即ち, $\Lambda_X = \Lambda_Y$), 富士山の水平規模を10 km の程度とし, 第1図のデータを元にして式 (1) の第2項の係数が零となる高度 (Z_c) を計算した. L^2 は指定気圧面データを用いて計算したが, L^2 は第1図に併せて示したように900 hPa から250 hPa にかけて高度とともに減少している. このため, 式 (1) の第2項の W の係数も高度とともに減少して約7,000 m (約400 hPa) で零となる. したがって, 富士山の高度約3,700 m と Z_c との間に風下波が形成され, 写真1 (上) のような雲が形成されたと考えられる.

ご助言をいただいた査読者, 国土環境 (株) の皆さまに感謝致します. 浜松のエマグラムは気象庁提供のデータを使用して作成した.

参 考 文 献

- 阿部直正, 1939: 富士山の雲形分類, 気象集誌, 17, 163-181.
- 荒川正一, 1999: ランドサットが捉えた富士山の吊し雲, 東京家政大学研究紀要第39集 (2), 121-126.
- 植野隆壽, 1950: 富士山雲の研究 (其2), 気象庁研究時報, 2, 1-9.
- 小倉義光, 1997: メソ気象の基礎理論, 東京大学出版会, 35-54.
- 大井正一, 山本三郎, 曲田光夫, 1974: 富士山の雲と大気の成層状態, 気象研究ノート, (118), 39-53.
- Scorer, R. S., 1949: Theory of wave in the lee of mountain, Quart. J. R. Met. Soc., 75, 41-56.
- 湯山 生, 1972: 富士山にかかる笠雲と吊し雲の統計調査, 研究時報24, 415-420.
- 湯山 生, 1974: 富士山の雲, 気象研究ノート, (118), 23-38.