

# 上部オゾン層と下部対流圏を加熱した場合の 風系について

松 島 晟

(昭和45年9月30日受理)

The Wind System in the Case of Heating the Upper Part of the  
Ozonosphere and the Lower One of the Troposphere

A. MATSUSHIMA

## Abstract

In this paper some physical quantities, especially wind components are studied when the upper part of the ozonosphere and the lower one of the troposphere are heated simultaneously.

The result is as follows:

so far as the total heat given to the lower part of the troposphere is up to approximately three times more than the total heat given to the upper part of the ozonosphere;

- (1) the physical quantities in the troposphere are much influenced, but those in the mesosphere are little influenced, by this tropospheric heating,
- (2) the northerly wind component has two nodes in the region below 25 km,
- (3) at least in the troposphere, the more the total heat given in the troposphere is, the stronger the vertical wind component becomes.

## 記 号

- z : 鉛直座標  
h : 変数分離定数  
g : 重力の加速度  
x :  $= \int^x H^{-1} dz$   
u, w : 北風, 上昇気流  
P, T : 乱れのない大気の圧力, 温度  
p,  $\tau$  : 大気の乱れによる圧力, 温度変動  
D : 空気塊 1 gr に吸収される熱量  
H :  $= RT/g$   
 $\gamma$  :  $= C_p/C_v$  ( $C_p, C_v$  は空気の定圧, 定積比熱)

## I まえがき

冬の極地方大気中間圏の風系と昇温について SAWADA and MATSUSHIMA (1964) は等温層お

よび指数函数近似の温度分布を用いて、上部オゾン層を加熱することによって生じる風系等を解析的に調べた。さらに、松島 (1969) は実際に観測される大気の温度分布を用いて、やはり上部オゾン層の加熱について調べた。その結果は、風速成分に関しては定性的に殆んど同じであるが定量的に少々差があり、また、温度変化に関しては、高さ70 km あたりで位相が  $\pi$  だけ異なることがわかった。しかし、太陽光線の吸収について考えられる主な層は、高さ約90 kmで酸素分子による吸収、約50kmあたりのオゾンによる吸収、地面および下層の水蒸気、炭酸ガスの赤外線吸収等がある。

今回は上部オゾン層 (49~54 km) と対流圏下部 (0~6.3 km) を同位相で同時に加熱し、対流圏下部の加熱量の変化が特に風系に及ぼす影響を調べた。もちろん、海陸分布等の地形の影響は対流圏では顕著に現われるが、こゝでは一つには global な風系について論じており、一つには取扱の便宜さのため、この影響を省略して取扱った。

得られた結果は対流圏下部の総加熱量を上部オゾン層の3倍程度の強度で熱する限りでは、中間圏への下層加熱の影響は殆どないが、対流圏では大きな影響があり、両層を同じ割合で加熱しても高さ約6.3 km あたりで北風や相対圧力変化において下層を加熱しないとときと位相が  $\pi$  だけ異なることがわかった。したがって、下層に加熱がないとき、北風が仮りに吹くとすれば、加熱が大きくなると、南風が吹くようになる。また上昇気流については、下層の加熱量が大きくなるにつれて強くなることがわかった。

## II 加熱について

鉛直方向の方程式：

$$\frac{d^2y}{dx^2} + \left[ -\frac{1}{4} + \frac{1}{h} \left( \frac{dH}{dx} + \frac{r-1}{r} H \right) \right] y = \frac{r-1}{r} \frac{D}{rgh} e^{-\frac{x}{2}}$$

上式を Green 函数を用いて解き議論した。そのさい用いられる境界条件はいままでと同じである。

加熱量についてもいままでと同じ表現を用いたが、便宜上のため再び記述する。

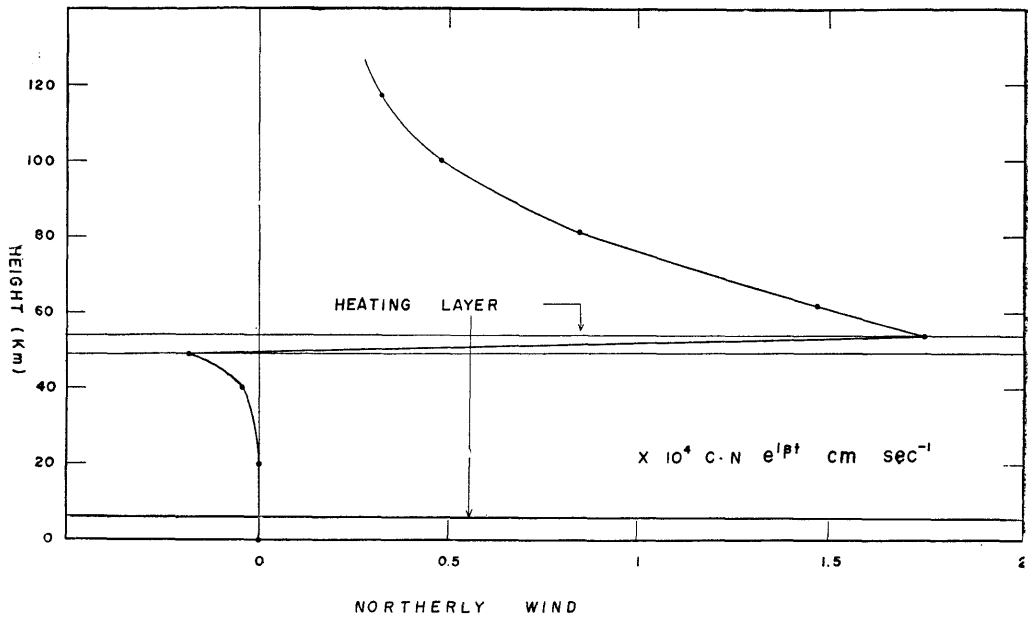
熱量  $D$  については新しく記号  $C$  を用い、この  $C$  を加熱域  $\xi_{i-1} \leq x \leq \xi_i$  として次の式で定義する。

$$C = \frac{60}{4.185 \times 10^7} \frac{1}{g} \int_{\xi_{i-1}}^{\xi_i} DP dx \quad \text{cal min}^{-1} \text{cm}^{-2}$$

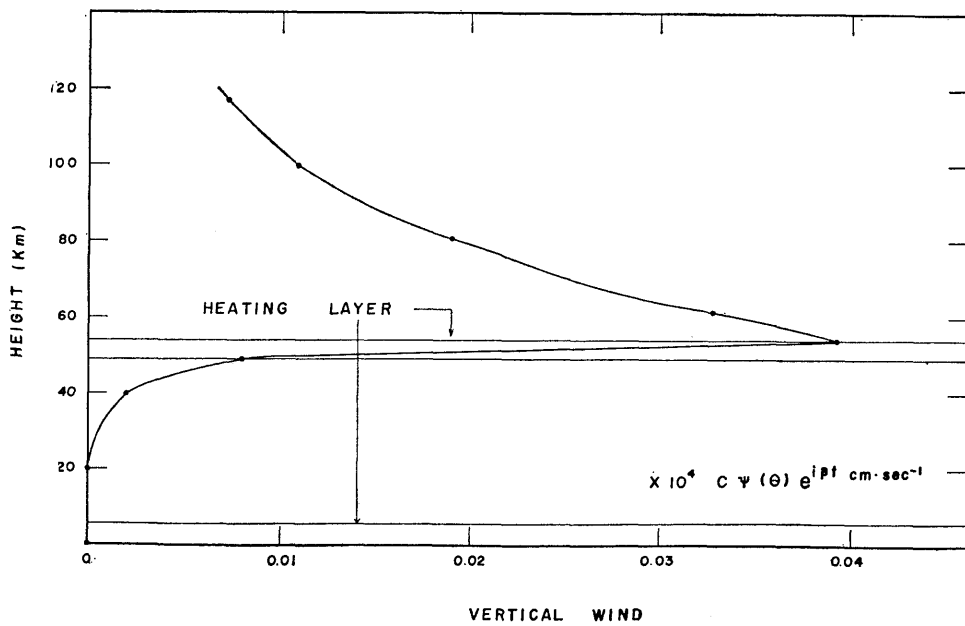
こゝでは上部オゾン層の総加熱量を基準にとり、対流圏下部の総加熱量を0.5倍きざみで3.5倍まで調べた。また加熱域はオゾン層では (49~54 km)、下層では (0~6.3 km) とした。

## III 結果について

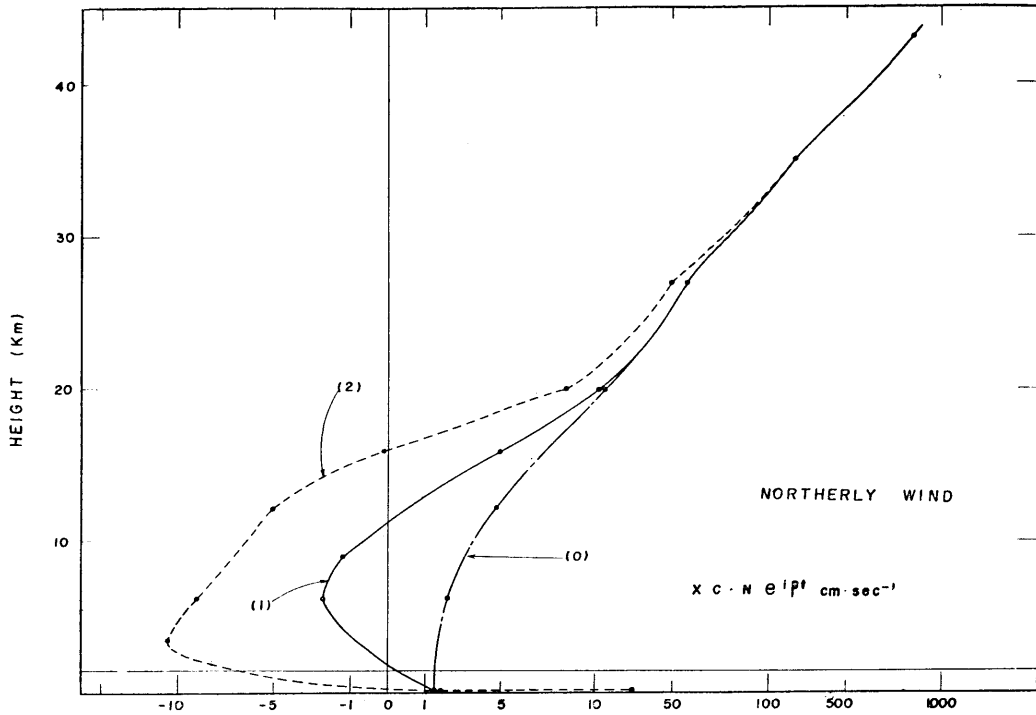
風速の南北成分、上昇気流については、中間圏では下層の総加熱量が3.5倍まででは全くない。第1図および第2図はその結果を示すが、第1図は北風の振幅の高さによる変化を、第2



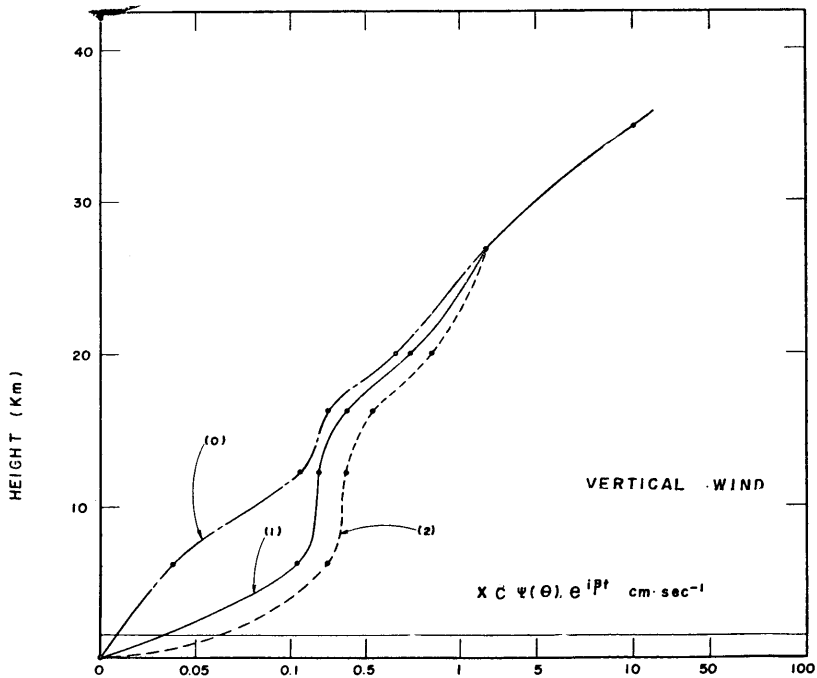
第1図：北風の振幅の高さによる変化。対流圏下部（0～6.5 km）の総加熱量が上部オゾン層（49～54 km）の総加熱量の3倍の場合である。



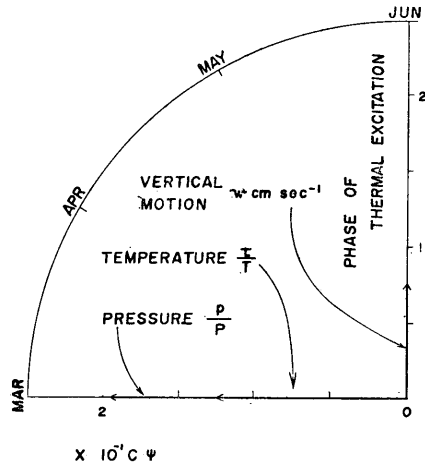
第2図：上昇気流の振幅の高さによる変化。対流圏下部の総加熱量が上部オゾン層の総加熱量の3倍の場合である。



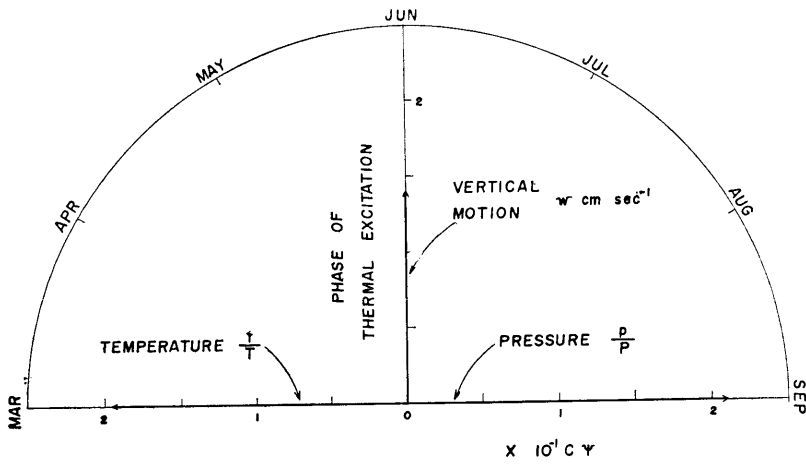
第3図：北風の振幅の高さによる変化。対流圏下部の総加熱量がない ( $a_3$ ) の場合を記号 (0)、または一点鎖線で、同じ量の ( $a_1$ ) の場合を(1)、または実線で、2倍の ( $a_2$ ) の場合を(2)、または破線で示している。 ( $a_1$ ) ( $a_2$ ) の場合では高さ 20km までに節が2箇所あるのがわかる。



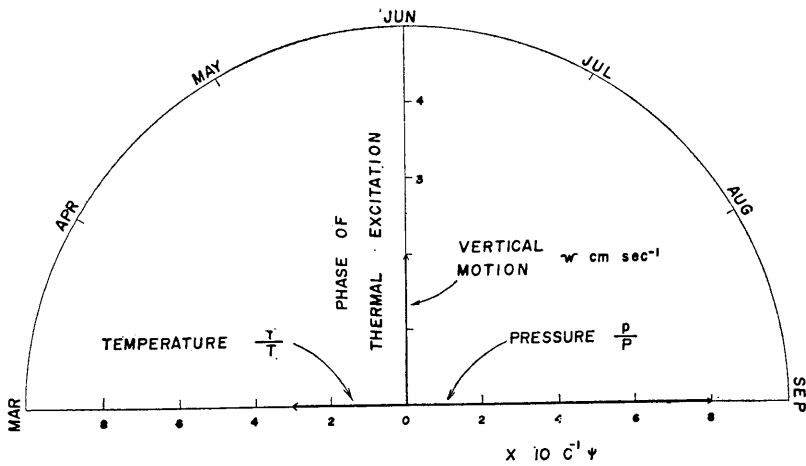
第4図：上昇気流の高さによる変化。第3図と同じ記号を用いている。対流圏下部の総加熱量が大きくなるにつれて、上昇気流は大きくなるのがわかる。



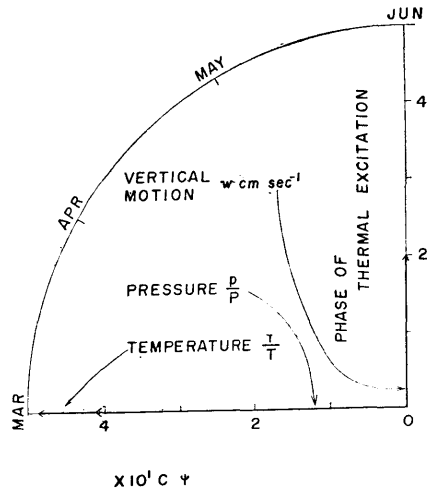
第5図：高さ6.3 km の相対圧力変化，相対温度変化，上昇気流の位相と振幅。(a<sub>0</sub>) の場合である。



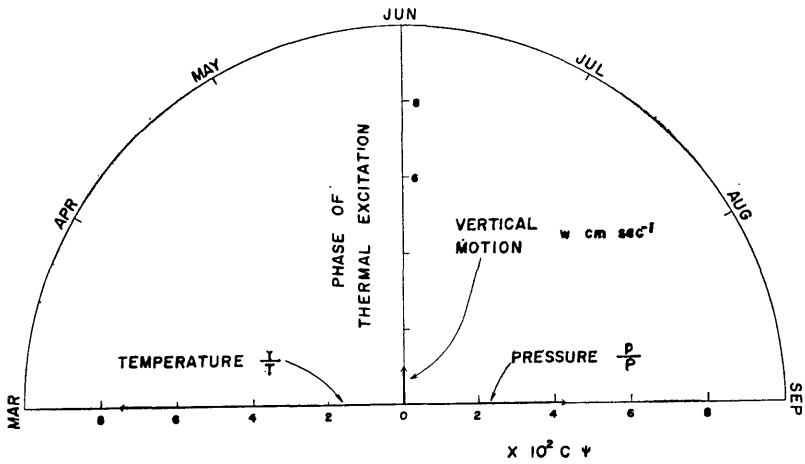
第6図：高さ6.3 km の相対圧力変化，相対温度変化，上昇気流の位相と振幅。(a<sub>1</sub>) の場合である。



第7図：高さ6.3 km の相対圧力変化，相対温度変化，上昇気流の位相と振幅。(a<sub>2</sub>) の場合である。



第8図：高さ40 km の相対圧力変化，相対温度変化，上昇気流の位相と振幅。対流圏下部の総加熱量が上部オゾン層の総加熱量の3倍の場合である。



第9図：高さ100 km の相対圧力変化，相対温度変化，上昇気流の位相と振幅。対流圏下部の総加熱量が上部オゾン層の総加熱量の3倍の場合である。

図は上昇気流の変化をそれぞれ表している。第1, 2図は対流圏下部の総加熱量が上部オゾン層の総加熱量の3倍の場合である。図から中間圏では下層が加熱されないときと全く同じであることがわかる。

第3, 4図は上に述べた変化を対流圏を拡大して描いたものである。第3図で一点鎖線, 実線, 破線はそれぞれ, 下層の加熱量が ( $a_0$ ) ない場合 ( $a_1$ ) 上部オゾン層の加熱量と同じ場合 ( $a_2$ ) 上部オゾン層の2倍の場合を示す。図ではそれらを記号(0), (1), (2)で表わしている。(  $a_0$  ) では地面から高さ20km までには節がなかったが, (  $a_1$  ), (  $a_2$  ) の場合には節が2つ現われ, しかも節と節との間隔が (  $a_1$  ) の場合より (  $a_2$  ) の場合の方が長いことがわかる。実際の計算では下層の加熱量が上部オゾン層の加熱量の0.5倍では節が現われなかった。さらに, (  $a_1$  ) の場合について云えば, 高さ約6.3kmの level では, 下層の加熱がない (  $a_0$  ) の場合と比べて位相が  $\pi$  だけ異なる。換言すれば, 下層に加熱がない場合に仮りに北風が吹くとすれば, 少々の加熱があるとき南風が吹くことになる。

第4図では, 上昇気流が下層での加熱量が増大するにつれて強くなることを示している。地面付近で空気を加熱すれば上昇気流が増大するのは予期できよう。

第5, 6, 7, 8, 9図は相対圧力変化, 相対温度変化, 上昇気流の状態を harmonic dial で示したものである。第5, 6, 7図は高さ約6.3kmの状態を示したものであるが, それぞれ (  $a_0$  ), (  $a_1$  ), (  $a_2$  ) の場合に相当している。また, 第8, 9図は (  $a_2$  ) の場合で, 高さ約40 km と約100 km の状態をそれぞれ示している。

第5図と第6, 7図との比較からわかるように, 下層を加熱すると相対圧力変化も当然のことながら位相が  $\pi$  だけ異なり, さらに, 加熱量が増すにつれて,  $\alpha$  で示す物理的変化量は増大するのがわかる。

第8, 9図は下層に加熱がない場合と殆ど同じである。第7, 8, 9図を比較すると, 高さが高くなるにつれて, 相対圧力変化の位相が互に  $\pi$  だけ変化して行くのがわかる。しかし, 第5, 8, 9図では, 第5図と第8図では位相に変化はないが, 第8図と第9図では  $\pi$  だけ変っているのがわかる。振幅についてはいずれも100 km までは高さと共に増大することがわかる。

## 文 献

- 松島 晟, 1969: Bulletin of Faculty of Liberal Arts, Nagasaki Univ. Natural Sci., 10, 39—48.  
SAWADA, R and A. MATSUSHIMA, 1964: J. Meteor. Soc. Japan, 44, 97—108