

9 成層圏突然昇温に伴うエアロゾル粒径分布の変化

Variability of the Aerosol Size Distribution Associated with the Sudden Warming of Stratosphere

広野求和 藤原玄夫 長沢親生

M. Hirano M. Fujiwara C. Nagasawa

九州大学理学部 物理学教室

Department of Physics, Kyushu University

成層圏エアロゾル生成論は従来未開拓の領域とされていたが、最近 Hamill (1977) の努力により、ようやく定量的な議論もできるような段階に進みつつあり、興味深い展開をみせている。ここでは約 $10^{\circ} \sim 20^{\circ}$ 昇温した際のエアロゾル粒径分布の変化をこれらの理論にもとづいて考えてみる。本年7月IMSシンポジウムで Fujiwara et al (1977) によって発表されたように、77年1月に成層圏突然昇温が高緯度地方に発生し、その間成層圏エアロゾル層のライダー観測値 β_M のピーク値は減少を示している。30mの天気図を見れば、福岡に達する流線はかなり昇温した領域を通加してきているようである。一般に成層圏突然昇温は、数日間に 40° の変化を示すこともある。また火山大爆発の直後エアロゾルの異常増加の際は太陽の輻射を吸収して約 10° 昇温の可能性もある。然し中緯度

での平均的季節変化は意外に小さく、夏が約5%高い程度である。エアロゾルの主成分は H_2SO_4 (以下 a とかく) と H_2O (以下 b とかく) であって、 a, b の (飽和) 蒸気圧 p_{as} , p_{bs} は、温度と a, b の組成によって著しく変化する。その変化の様子は、Gmitro et al. ('64), Giauque et al. ('60) や、上記 Hamill ら ('77) の計算値を利用してみる。下部成層圏での a, b の分圧はおよそ 10^{-11} mmHg , 10^{-14} mmHg の程度であるので、 b 分子は、 a 分子よりエアロゾルに5千万倍多く衝突する。それで温度の上昇と共に、 p_{bs} は著しく p_{as} より大きくなり、主として b の蒸発により、 a, b の組成は変化し、 $p_{bs} = p_{as}$ の成立する組成に移行する。この変化は速やかであり、ほとんど各瞬間に上記算式が成立する組成であるとみてよい。これに反し a 分子の行動ははるかにゆるやかである。

$$p_a/kT = N_a, \quad p_{as}/kT = N_{as}, \quad \text{etc}$$

とすればエアロゾル粒径 r の変化はこのような一定組成のまま、次のように進行する；

$$\begin{aligned} dr/dt &= (\bar{v}/\chi) (kT/2\pi m_a)^{\frac{1}{2}} (N_a - N_{as}), \\ \chi &= n_a/(n_a + n_b) \end{aligned} \tag{1}$$

n_a, n_b は液滴中の分子数、 m_a は a 分子の質量、 $(4/3)\pi r^3 = (n_a + n_b)\bar{v}$ で $\bar{v} \sim 4 \times 10^{-23} \text{ cm}^3$ である。

$10^3 \text{ cm}^3 \leftrightarrow \text{collision efficiency}$

ここで次の二つの Case を考える。

Case 1 エアロゾル粒子の総表面積を S とし, Q 分子の平均速度を $\bar{c}$, 生成量を $Q/\text{cm}^3\text{s}$, 拡散等による損失を L とすれば

$$\partial N_a / \partial t = -(1/4) S \cdot \bar{c} (N_a - N_{as}) + Q - L \quad (2)$$

この場合は昇温による蒸発は僅少にとどまる。

Case 2 粒径の分布を次の三つの領域に分ける。

$$\text{I} : r_1 < r < r_2, \quad \text{M} : r_2 < r < r_3,$$

$$\text{II} : r_3 < r < r_4,$$

$$r_1 = 5 \times 10^{-3}, \quad r_2 = 2 \times 10^{-2}, \quad r_3 = 0.08, \quad r_4 = 1 \quad (\text{何れも } \mu\text{m}).$$

エアロゾル粒子は最初の生成の際、隕石または対流圏起源の外來微粒子を核として成長するものが多いので 以後の成長は、 Q , $\bar{c}$ の凝縮を主とすれば、I の粒子は II の粒子に比し、 Q , $\bar{c}$ 以外の不純物のモル分率が約 1000 倍多く、 P_{as1} , P_{as2} をそれら粒子の蒸気圧とし、上記の記法に従い $N_{as1} = \epsilon N_{as2}$ とすれば $\epsilon \ll 1$ ということか Raoult の法則により推定される。このとき

$$\begin{aligned} \partial N_a / \partial t = & -(1/4) S_1 \bar{c} (N_a - N_{as1}) - (1/4) S_2 \bar{c} (N_a - N_{as2}) \\ & + Q - L \end{aligned} \quad (3)$$

$\epsilon \sim 1/10$ とする。低温のときは(3)の $N_{as1,2}$ を含む項は Q に比し充分小さいので(2)と同じ結果を与える。昇温の際、 N_{as2} は著しく増加し II 粒子から Q が蒸発、I 粒子には Q の凝縮が進行し、結局ライダー観測値 β_H は減少するがフィルターで捕集した硫酸塩総

• tropopause dust to peak



量は 不変という状況に発展する可能性が出てくる。

文 献

Fujiwara et al., I M S Symposium ('77)

Giaugue et al., J. Am. C. Soc. 82 62 ('60)

Gmitro et al., A. I. Ch. E. J. 10, 740 ('64)

Hamill et al., J. A. S. 34 150 ('77)