

## ライダーとエアロゾルゾンデ同時観測で得られた 対流圏エアロゾルの光学特性について

白石 浩一<sup>1)</sup>・林 政彦<sup>1)</sup>・山下 克也<sup>2)</sup>・尾塚 馨一<sup>2)</sup>・佐賀 克己<sup>2)</sup>  
神谷 佳輝<sup>2)</sup>・芦田 政己<sup>2)</sup>・東 ひとみ<sup>2)</sup>・藤原 玄夫<sup>1)</sup>

(平成 21 年 5 月 30 日受理)

## Optical Properties of Tropospheric Aerosol Obtained by Lidar and Balloon-borne Optical Particle Counter

Koichi SHIRAIISHI<sup>1)</sup>, Masahiko HAYASHI<sup>1)</sup>, Katsuya YAMASHITA<sup>2)</sup>, Keiichi OZUKA<sup>2)</sup>, Katsumi SAGA<sup>2)</sup>,  
Yoshiki KAMIYA<sup>2)</sup>, Masaki ASHIDA<sup>2)</sup>, Hitomi HIGASHI<sup>2)</sup>, and Motowo FUJIWARA<sup>1)</sup>

(Received May 30, 2009)

### Abstract

The size and number concentration of tropospheric aerosols and stratospheric aerosols were observed with balloon-borne particle counter (OPC) on May 1, 2003 and June 1, 2003 at Fukuoka, Japan (33.55N,130.37E). Three wavelengths (1064nm, 532nm and 355nm) lidar observations were carried out simultaneously. The aerosol layer detected by lidar in the height range between surface to a few km height on both days showed high scattering ratio at the wavelength of 532 nm (3.5-5) and low depolarization ratio (<10%). Trajectory analysis showed the layer might be anthropogenic pollutant from Korea peninsula or the coast of China continent. In the middle - high troposphere, aeolian dust with relatively low scattering ratio (~1.2) and high depolarization ratio (15-20%) were detected on both days. OPC observation showed that the size distributions of aeolian dust were clearly bimodal. Comparison of the aerosol backscattering coefficients derived from the OPC with those derived from the lidar both in the troposphere and stratosphere showed good correspondence. The contributions of aeolian dust to backscattering coefficients at wavelength of 532nm observed by lidar and to those estimated from the large mode of the size distribution observed by OPC agreed with each other. This indicates the size of aeolian dust detected by lidar might be 1.1-1.5 $\mu$ m in radius.

Keywords: atmospheric aerosol, lidar, opc

<sup>1)</sup> 福岡大学理学部地球圏科学科, 〒814-0180 福岡市城南区七隈 8-19-1

Department of Earth System Science, Faculty of Science, Fukuoka University, 8-19-1 Nanakuma, Jonan-ku, Fukuoka, 814-0180, Japan

<sup>2)</sup> 福岡大学大学院理学研究科地球圏科学専攻, 〒814-0180 福岡市城南区七隈 8-19-1

Graduate School of Science, Fukuoka University, 8-19-1 Nanakuma, Jonan-ku, Fukuoka, 814-0180, Japan

## はじめに

大気エアロゾルは、不均一反応による大気化学や放射過程に直接・間接的に影響を与えられている。とりわけ、中国内陸部の砂漠地帯から砂塵嵐により巻き上げられ自由対流圏に流入される風送ダストは、日本や韓国などの東アジア諸国だけでなく、ハワイや北アメリカ、ヨーロッパや北極圏内に位置するグリーンランドなどでも非常に広い地域で観測されている。それらは、大気化学や放射場への影響だけでなく、海洋に沈着すればプランクトンの栄養源としても働くと考えられている。

2000年以降中国内陸部や沿岸部など東アジア地域でのダストイベントの発生頻度が急激に増加している。これは、人間活動による植生の変化が主要因である可能性が指摘されている [Kurosaki and Mikami, 2003]。また、こうした風送ダストが東アジアの工業

地帯で発生した人為起源の汚染物質とともに、混合しながら太平洋を横断し、変質したダストが北アメリカへ到達したことが近年報告されている。風送ダストは、層雲などの氷晶核として利用されることが分かっているが、変質することでその粒子の持つ氷晶化能力を著しく変化させ、雲の降水機構を抑制し、雲中の氷の量も変化させる可能性も指摘されている [Rosenfeld, 2000; Sassen et al., 2003; Takemura et al., 2005]。

近年、我々の住む東アジア地域は、急激な経済発展に伴い人為起源汚染物質の排出量が年々増加しているため、大気汚染粒子の流出は今後深刻化することが予想されている。東アジアは、急激な工業化に伴い地球規模での大気環境の動向を決定する最重要地域と考えられ、風送ダストや人為起源の汚染物質等の動向も含めた大気環境影響の現象解析や対策の策定が緊急課題となっている。

こうした研究背景を受けて、我々は、文部科学省

Table 1. The configuration of optical system of OPC

| 気球搭載用粒子計数装置 諸元 |  |
|----------------|--|
| 光源             | 780nm 70mW LD                                      |
| 集光光学系          | 交軸交角：60° 集光全角：88°                                  |
| しきい粒径          | 0.3, 0.5, 0.8, 1.2, 2.0, 3.6, 5.0, 7.0 (m=1.40+0i) |
| サンプル流量         | 3.0 liter/min.                                     |
| 計測時間分解能        | 16秒 (高度約80mに対応)                                    |
| 最大計数濃度         | 100,000 個/liter                                    |
| 気象計測           | 気圧, 気温, 相対湿度, 風向・風速 (GPS単独測位による)                   |
| データ通信          | 400 MHz  |
| 重量             | 約4kg   |

Table 2. The configuration of lidar system

| ライダー装置 諸元 |  |
|-----------|--|
| レーザー      | Nd : YAG laser (Continuum Powerlite 9020)                            |
|           | 出力 1064nm 400mJ/pulse  |
|           | 532nm 250mJ/pulse  |
|           | 355nm 150mJ/pulse  |
|           | 繰り返し 20pps   |
| 望遠鏡       | シュミットカセグレン式ニュートン式  |
|           | 口径 35cm 50cm   |
|           | 視野角 1 mrad 1 mrad  |
|           | 受信器 4チャンネル 1チャンネル  |
|           | 1064nm, 532nm   , 355nm<br>532nm ⊥, 607nm                            |
| データ取得     | デジタルオシロスコープ (Lecroy LT224)   |
|           | 200MHz, 8bit ADconverter<br>(4ch : 1064nm, 532nm   , 532nm ⊥, 355nm) |
|           | フォトンカウンター<br>(5ch : 1064nm, 532nm   , 532nm ⊥, 355nm, 607nm)         |

振興調整費「東アジアにおけるエアロゾルの大気環境インパクト」の一環として、2003年5月から2005年6月にかけて福岡でエアロゾルゾンデ (balloon-borne optical particle counter 以下 OPC と称す) による対流圏・成層圏エアロゾル粒径分布観測を行った。これまで計11回 (2003年5/1, 6/1, 8/23, 10/9, 12/23, 2004年3/14, 3/30, 4/2, 4/24, 2005年1/17, 6/21) 実施した。そのうち3波長ライダーによる同時観測を10日行うことが出来た。本論文では、2003年5月1日と2003年6月1日のライダーとOPCの観測結果について詳細を述べ、比較解析した結果について述べる。

## 測定

観測に使用したOPCとライダーの諸元を表1と2に示す。

OPCは、光源に半導体レーザー (780nm) を利用し、光軸交角60度、集光全角88度の側方散乱型エアロゾルゾンデである [Iwasaki et al., 2007]。エアロゾルゾンデは、光学チャンバー内に取り込んだサンプリング空気に含まれるエアロゾル粒子にレーザー光を照射し、フォトダイオードにより検出した散乱光強度から粒径、個数濃度を計測する。粒径は、球形で屈折率1.4のエアロゾル粒子の等価粒径として決定し、8ch (直径  $D > 0.3, 0.5, 0.8, 1.2, 2.0, 3.6, 5.0, 7.0\mu\text{m}$ ) のしきい粒径で分級し、粒子数濃度を計測している。気球の上昇速度は約4~5m/sであり、これは高度分解能80~100mに相当する。

ライダーシステムは、光源にNd:YAGレーザーを使用し、1064nm, 532nm, 355nmの3波長に対して観測を行った。受信には、口径50cmと35cmの望遠鏡を利用し、3波長の後方散乱係数を計測している。532nmについては、射出したレーザー光の偏光面に対して、平行な成分と垂直な成分に分けて計測した。地上から10kmの高度までは、ADコンバータによるアナログ計測、高度10kmから30kmにかけては、フotonカウンタ計測を行った。得られたデータからエアロゾルの後方散乱係数を導出する。1064nm, 532nmのエアロゾルの後方散乱係数を導出は、Hirono et al. (1985) の反復法を利用した。また、355nmは、 $S1=30$ を仮定しFernald法 [Fernald, 1984] を用いて導出した。

ライダーの解析パラメータとして、1064nm, 532nm, 355nmの散乱比R, 532nmでの偏光解消度 $\delta$ 、及び波長依存性 $\alpha$ を使用した。

散乱比Rは、 $R = (\beta_r + \beta_M) / \beta_r$ と定義され、 $\beta_r$ と $\beta_M$ は空気分子とエアロゾルの後方散乱係数である。

R-1はエアロゾルの体積混合比におおよそ比例する (Pinnick et al., 1976)。また、偏光解消度 $\delta$ は、 $\delta = \beta_{\perp} / (\beta_{\perp} + \beta_{\parallel})$ と定義され、ここでの $\beta_{\perp}$ と $\beta_{\parallel}$ は射出したレーザーの偏光面に対する垂直と平行な成分の後方散乱光係数である。 $\delta$ は粒子の非球形度を表す。大気分子の偏光解消度 $\delta_{\text{air}}$ は0.05と仮定し、Adachi et al. (2001) の方法により補正を行った。 $\delta$ の値は、散乱体が液滴のような球形粒子からなる場合には0を示す。また、ダスト粒子や氷粒子の様な非球形粒子の場合、高い値を示す。波長依存性 $\alpha$ は1064nmと532nmの2波長のエアロゾル後方散乱係数 $\beta_{M1064}$ ,  $\beta_{M532}$ を用いて、 $\alpha = -\ln(\beta_{M1064}/\beta_{M532}) / \ln(1064/532)$ で定義され、エアロゾル後方散乱係数 $\beta_M$ が $\lambda^{-\alpha}$  ( $\lambda$ : 波長) に比例するという仮定のもとで、散乱に主に寄与する粒子の大きさの指標を表す。

## 観測

OPCの観測は、福岡大学理学部校舎屋上で夜間晴天時 (22時以降) に行われた。またライダー装置も、同校舎の屋上に設置し、測定を行っている。

Figure 1に2003年5月1日ライダーにより観測した532nmの散乱比とエアロゾルの偏光解消度の時間変化を示す。5月1日は、ライダー観測は、19時28分から翌日4時15分まで行った。観測期間中、地上から高度2kmにかけて散乱比が3.5程度の光学的に厚い層が観測されている。エアロゾルの偏光解消度は10%程度である。また、自由対流圏では高度3kmから9kmにかけて散乱比1.2程度で高い偏光解消度 (17%) をもつ光学的に薄いエアロゾル層を検出している。福岡管区気象台による21時の気象ゾンデ観測によれば、地上から高度2kmにかけて湿度が40%から80%まで増加しているが、それより高い高度 (高度3~7km) では20%以下と低く乾燥しており、高度3kmから7kmで観測された偏光解消度の高いエアロゾル層は、ダスト層であると推測できる。

Figure 2にOPCで測定した粒子数濃度と同時測定した温度、湿度の鉛直分布を示す。気球の放球は23時11分 (日本時刻) に行われ、高度34.7kmまで到達した。対流圏界面高度は、12.3kmと16.4kmに存在し、それより低い高度で対流圏エアロゾルは観測されている。地上から高度2kmまでの混合層内では、全てのチャンネル ( $r > 0.15\mu\text{m} \sim r > 3.5\mu\text{m}$ ) で数濃度の増加を観測し、3kmより上方の自由対流圏では、混合層内と比べ、エアロゾル数濃度がどのチャンネルでも急激に減少し、粒径分布も異なっている。10kmより高い対流圏上部では、 $r > 0.4\mu\text{m}$ より大きい粗大粒子の数濃度は急激に減少している。また、対流

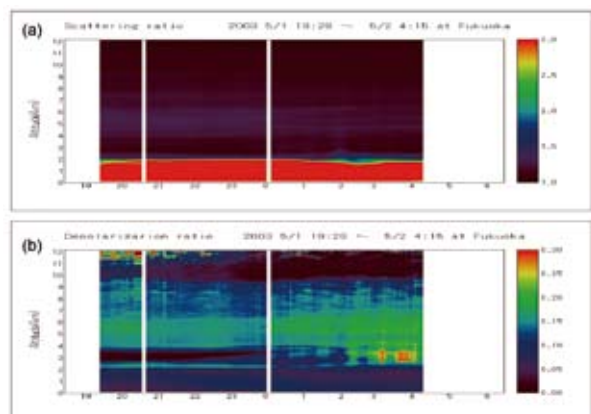


Fig. 1 Temporal and height cross section of (a) scattering ratio and (b) aerosol depolarization ratio at the wavelength of 532nm from 19:28 JST on 1 May, 2003 to 4:50 JST on 2 May, 2003.

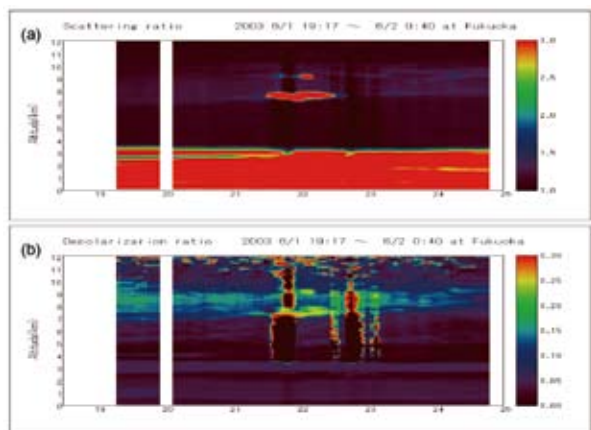


Fig. 3 Same as Figure 1 but for from 19:17 JST on 1 June, 2003 to 0:40 JST on 2 June, 2003.

圏界面 12.3km と 16.4km のあいだで、 $r > 0.4\mu\text{m}$  よりも小さいチャンネルの微小粒子で数濃度の増加が観測されていた。ライダーによりダスト層が観測された 3-7km の高度域では、 $r > 2.5\mu\text{m}$  よりも大きいチャンネルでの数濃度の顕著な増加が観測された。

Figure 3 に 6 月 1 日にライダーで観測した 532nm の散乱比と偏光解消度を示す。地上から高度 3.5km にかけて散乱比の高く偏光解消度の低い ( $R:3 \sim 5$ ,  $\delta:5\%$ ) エアロゾル層が観測期間継続して観測された。さらに高度 7km から 10km にかけて偏光解消度の高い光学的に薄い層 ( $R:1.2$  程度,  $\delta:15\%$ ) を観測した。21 時 20 分から 22 時 40 分にかけて高度 7 ~ 8 km に観測された散乱比の高い層は雲である。この時間帯の雲より低い高度でのエアロゾルの偏光解消度は、信号が弱く誤差が多くなっている。

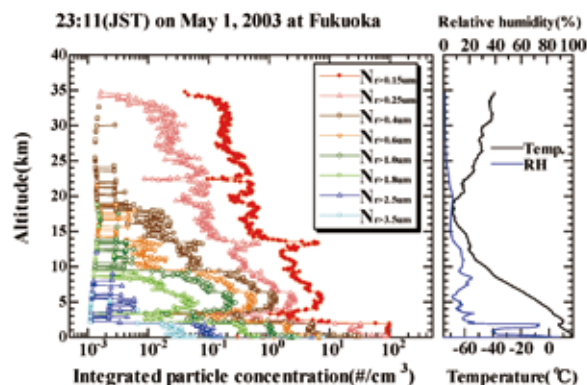


Fig. 2 Vertical distributions of (a) size-integrated particle concentration for eight channels, (b) temperature and relative humidity observed by OPC on May 1, 2003.

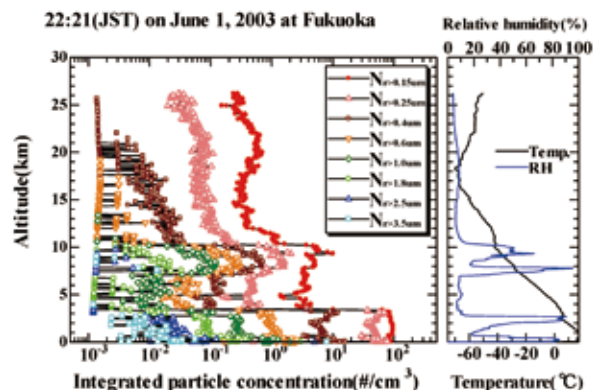


Fig. 4 Same as Figure 2 but for on 1 June, 2003.

6 月 1 日は 22 時 21 分に OPC の放球を行った。OPC で測定した粒子数濃度の鉛直分布を Figure 4 に示す。ライダーで観測された散乱比、偏光解消度の時間変化と良い対応を示している。3.5km より低い高度では全てのチャンネルの粒子数濃度が増加している。また偏光解消度が高い高度 7km から 10km の高度域では、全粒子チャンネルで数濃度は増加しているが、とりわけ粒径  $2.5\mu\text{m}$  よりも大きい粒子数濃度の増加がみられている。また、湿度が 100% 近く到達している高度 7.9km では、粒径  $0.4\mu\text{m}$  より大きい粒子数濃度は最大になっている。7-10km の高度域では、湿度が低い (20% 以下) 高度でも数濃度の増加が観測されていることから、ダストが観測されていることがわかる。ダストは、層雲の氷晶核として知られている。湿度の高い高度域で OPC やライダーにより観測され

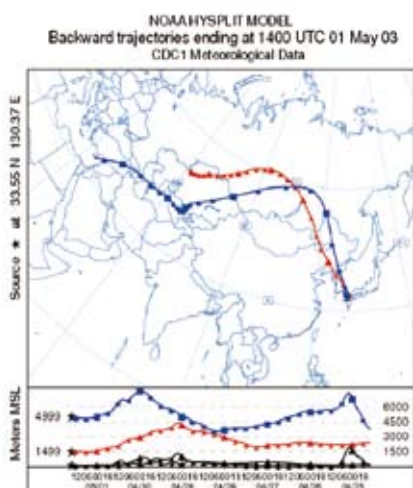


Fig. 5 Result of trajectory analysis for the air mass detected by OPC sonde on May 1, 2003.

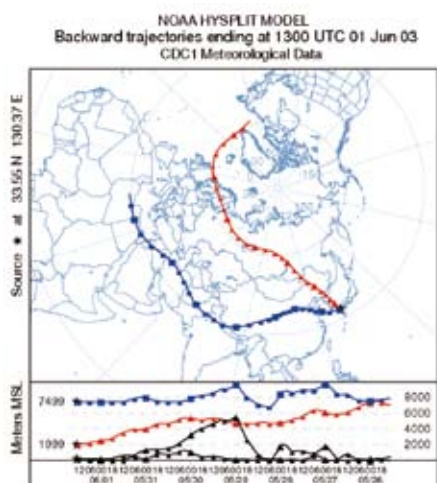


Fig. 6 Same as Figure 5 but for on 1 June, 2003.

た雲は、こうしたダストを氷晶核として生成されたものと考えられる。

### エアロゾル層の輸送経路と発生源について

5月1日に高度2km以下の散乱比の高い境界層エアロゾルと自由対流圏で観測された偏光解消度の高い風送ダストの輸送経路、発生源を調べるため、福岡上空で23時に高度1.5kmと5kmを通過した空気塊に対してNOAAのHYSPLITによる7日間の後方流跡線解析を行った (Figure 5)。境界層内で観測されたエアロゾルは、シベリア高地上空から朝鮮半島経由して福岡上空に輸送されていた。数日前からゴビ砂漠でダストストームが発生し、中国沿岸部でもダスト浮遊の報告がSYNOP報により報告されている。ダストが

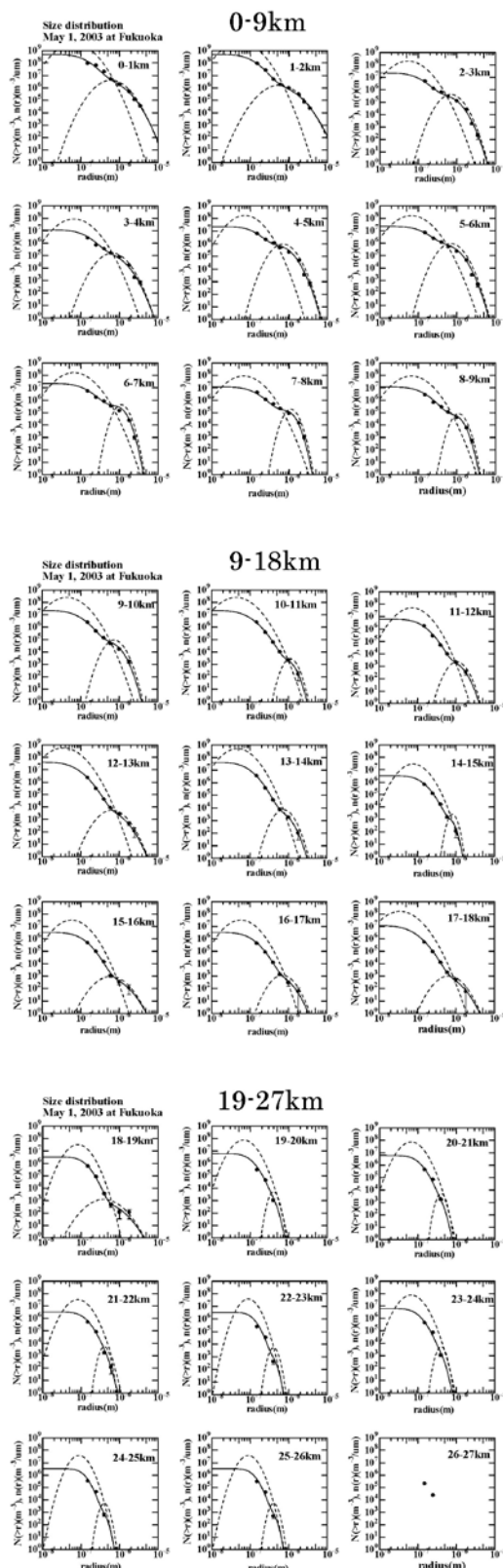


Fig. 7 Size distribution of aerosol from the ground to 26km height obtained fitting with the result of OPC on 1 May, 2003. Solid line shows integrated particle number concentration. Dotted line shows differential particle size distribution.

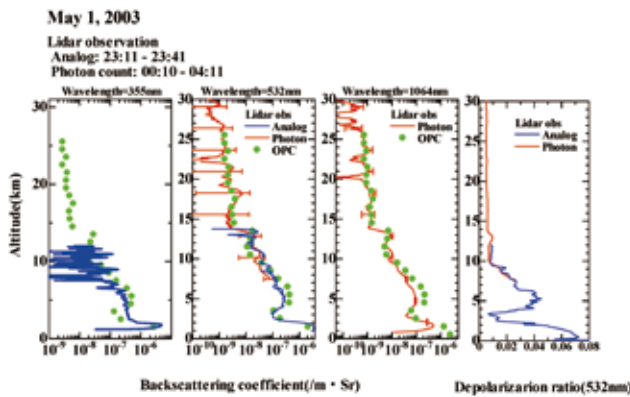


Fig. 8 Comparison of the aerosol backscattering coefficients derived from the OPC with those derived from the lidar.

飛来して観測された可能性があるが、ライダーで観測されたエアロゾル偏光解消度は10%程度であり、ダストの偏光解消度15-20% [Shimizu et al., 2004] に比べて低い。中国沿岸部や韓国、北朝鮮などの工場地帯で排出した汚染物質は、主に2次粒子からなる微小粒子で構成される場合が多く、偏光解消度は10%以下の報告がされている [Shimizu et al., 2004]。一方、OPCの観測では、地上から2kmの高度域で、微小粒子と粗大粒子ともに数濃度が増大していた。これらのことから、混合層内で観測された中程度の偏光解消度(10%程度)をもつ濃度の高いエアロゾル層は、ダストと一緒に中国大陸沿岸部からの汚染物質が運ばれてきている可能性が考えられる。この日は、福岡管区気象台の発表では煙霧飛来の報告がなされていた。

自由対流圏4-7kmにかけて観測されたダスト層は、中東の黒海南部の上空から天山山脈の北側を通過し、シベリア高地上空を経由して福岡上空に到達している。空気塊が黒海南部からカスピ海上空を輸送される間の4月25日、26日にアラビア半島で顕著なダストストームが観測されている。また、シベリア高地上空を経由して中国沿岸部を輸送される間にゴビ砂漠でもダストストームの報告がされている。そうしたダストの発生に関係した風送ダストが観測されていた可能性が考えられる。

6月1日ライダーとOPCで観測された地上から高度3kmの散乱比が高く偏光解消度が低い(R:3~5, δ:5%)層と7-10kmで観測された風送ダストを含む空気塊について流跡線解析を行った結果をFigure 6に示す。計算は、福岡上空を6月1日23時、高度2kmと7.5kmを通過した空気塊に対して行った。高

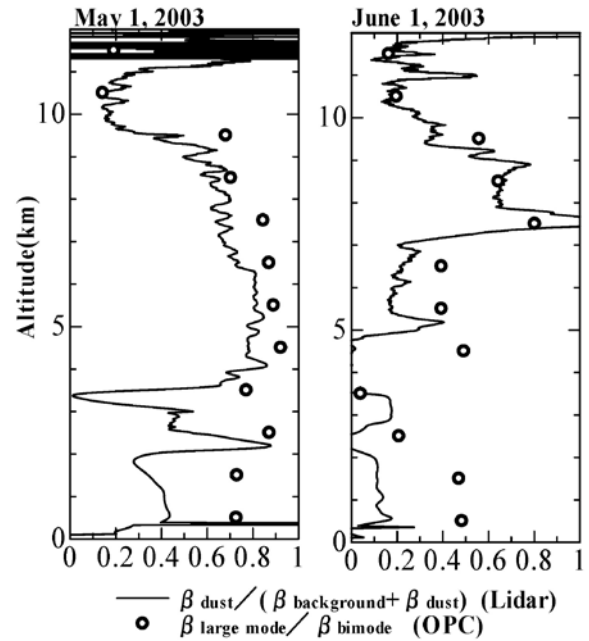


Fig. 9 Ratio of backscattering coefficient of aeolian to total aerosol backscattering coefficient observed by lidar, and ratio of backscattering coefficient estimated from large mode of size distribution observed by OPC to the total.

度2kmの空気塊は、数日前にバイカル湖東部から朝鮮半島を経て、福岡上空に到達していた。観測の数日前までの経路は、5月1日の1.5kmのトラジェクトリー解析と非常に似ている。偏光解消度が低い(5%以下)ことから、中国や韓国の沿岸部から人為起源の汚染物質が飛来している可能性がある。

また、高度7.5kmの空気塊の流跡線解析によれば、7-10kmで観測された風送ダストは、45日前は中東のタール砂漠上空を通過し、チベット高原南部上空を通過して、日本上空に到達している。SYNOP報によれば、5日前の5月27日にはタール砂漠でダストストームが観測されている。また、同日にタクラマカン砂漠でもダストストームが発生しており、そのダストが東アジアに広がるような分布が大気輸送モデルSPRINGAR [Takemura et al., 2000] でも報告されている。そのような起源をもつ風送ダストが観測されている可能性がある。

### ライダーとOPCで得られた後方散乱係数の比較

OPCの観測結果は、球形、屈折率1.4のエアロゾルの光学的等価粒径として得られる。この結果に対し

て、二山の対数正規分布でフィッティングを行い、粒径分布を得た。この粒径分布から得られる後方散乱係数をライダーの 355nm, 532nm と 1064nm における後方散乱係数観測結果と比較を行った。ここでは対流圏エアロゾルと成層圏エアロゾルの観測結果の比較を示す。Figure 7 には、5 月 1 日に OPC で測定した粒子数濃度を高度 1 km 毎に平均し、粒径分布関数をフィッティングした結果を示している。観測された粒子数濃度は二山の対数正規分布でよく再現できていることが分かる。自由対流圏の広い高度域 (3-12km) や成層圏下層部 (15-20km) で巨大粒子を含んだ層が観測された高度域でも、二山分布を示している。また 20km 以上では、急速に一山になっていく傾向を示していた。自由対流圏上部 7-10km と成層圏下部 12-19km で示した二山分布の大きいモードの平均半径は、それぞれ 1.2 $\mu$ m, 0.8 $\mu$ m 程度であり、成層圏下部での平均半径のほうがいくぶん小さい値を示していた。フィッティングにより得られた粒径分布から、エアロゾルの屈折率を 1.4 に仮定し Mie 散乱理論により導出した後方散乱係数とライダーで得られた後方散乱係数の比較を Figure 8 に示す。OPC から導出した 3 波長の後方散乱係数は、ライダーの結果と非常によく対応を示している。しかし、非球形粒子が多く観測されている(偏光解消度の高い) 高度域、圏界面付近の高度域 (12.3 ~ 16.4km) では違いが多く見られている。風送ダストが観測された非球形粒子が多く存在する高度域については、エアロゾルが非球形であることが、違いの要因の一つとして考えられる。非球形粒子の場合、球形粒子の場合に比べて後方散乱係数は小さくなる。各波長での OPC から導出した後方散乱係数が、ライダーの結果よりも大きい値を示していることから、定性的な傾向はいえるが、定量的評価を行うためには非球形の粒子の空間的な分布や非球形の散乱特性も考慮して検討することが必要である。高度 12.3km から 16.4km 付近の圏界面付近では対流圏界面ギャップのため、成層圏と対流圏の境界がはっきりしていない。この高度域での OPC から導出した後方散乱係数とライダーによる後方散乱係数の違いの要因としては、エアロゾルの空間的な分布の不均一性やエアロゾル粒子の組成(屈折率)の違いが考えられる。

### 観測された風送ダストの光学特性について

5 月 1 日と 6 月 1 日は、自由対流圏でいずれも風送ダストを観測していた。ダストを観測した高度域でライダーにより得られた光学特性は、風送ダストだけでなく、その他のエアロゾル種の寄与も含まれると考えられる。観測した風送ダストが固有の偏光解消度を持

ち、風送ダストを観測した高度域での散乱比の増加が風送ダストだけに寄与すると仮定すると、Adachi et al.(2000)の方法により大気の前光解消度  $\delta_r$  と  $(1-1/R)$  の相関図を用いて風送ダスト固有の前光解消度を推定することができる。この方法を使い、5 月 1 日と 6 月 1 日に観測された風送ダストの前光解消度は、それぞれ 14.6% と 19.9% と推定された。さらに、観測されたエアロゾルが 2 種類の固有の前光解消度を持つエアロゾル種の外部混合からなると仮定すると、Shimizu et al. (2004) の方法を用いてそれぞれのエアロゾルの後方散乱係数への寄与を求めることが可能である。エアロゾルが風送ダスト(前光解消度 14.6% (5/1) と 19.9% (6/1)) とバックグラウンドエアロゾル(前光解消度 5%) の 2 種類のエアロゾルの外部混合からなると仮定し、風送ダストの 532nm のエアロゾル後方散乱係数への寄与率を導出した。結果を Figure 9 に示す。同時に OPC により得られた粒径分布 (Figure 7) に対して導出した後方散乱係数に対して粗大粒子モードの後方散乱係数の寄与率を導出し、一緒に示している。いずれの観測日でもダストを検出した高度域では、ライダーで導出した後方散乱係数に対するダストの寄与率と OPC の粗大粒子モードの寄与率がおおよそ一致していた。これは、ライダーで検出したダスト層の後方散乱係数が OPC により得られた粗大粒子モードの粒径分布で表すことができることを意味している。粗大粒子モードのモード半径は 5 月 1 日、6 月 1 日ともに 1.1-1.5 $\mu$ m 程度であり、Matsuki et al. (2003) が航空機観測により名古屋上空で検出したダストエアロゾルの大きさとおおよそ一致していた。

### まとめ

2003 年 5 月 1 日と 6 月 1 日の OPC とライダーで検出したエアロゾル層について、後方流跡線解析、SYNOP 報等を用いて、輸送経路・発生源の推定を行った。両日ともに地上から数 km の高度域では、中国沿岸部から汚染物質と思われる前光解消度の低く散乱比が高い、微小粒子の寄与の大きいエアロゾル層を検出していた。また自由対流圏では 5 月 1 日は 3-7km, 6 月 1 日は 7-10km に風送ダストと思われるエアロゾル層を検出していた。5 月 1 日はゴビ砂漠またはアラビア半島起源、6 月 1 日は中東のタール砂漠またはタクラマカン砂漠起源のダスト層でないかと推測された。OPC とライダーで導出した後方散乱係数の比較は、おおむね良い対応をしていた。ただし、前光解消度の高い高度域、圏界面から成層圏下部数 km にかけてライダーの結果がいくぶん小さくなる傾向を示していた。これは、非球形粒子であるための光学特性の違い

や水平方向の空間分布の不均一性が各々要因として考えられた。また、風送ダストを観測した高度域でのライダーで得られた光学特性と OPC で得られた粒径分布との比較から、5月1日と6月1日に検出したダスト層の偏光解消度は、大きいモードの粒径分布（モード半径 1.1-1.5 $\mu\text{m}$ ）が寄与していることを示した。

### 謝 辞

本研究は、文部科学省振興調整費「風送ダストの発生量評価とその気候影響に関する研究」および文部科学省科学研究費補助金特定領域研究「東アジアにおけるエアロゾルの大気環境インパクト」の補助をうけて実施された。

### 参考文献

- Adachi, H., T. Shibata, Y. Iwasaka and M. Fujiwara, *Applied Optics*, 40, 6587-6595, (2001).  
Fernald, F. G., *Applied Optics*, 23, 5, 652-655, (1984).  
Hirono, M., N. Fujiwara, M. Fujiwara and T. Shibata, *J. Meteor. Soc. Japan*, 63, 2, 294-302, (1985).  
Iwasaki, S., K. Maruyama, M. Hayashi, S.-Y. Ogino, H. Ishimoto, Y. Tachibana, A. Shimizu, I. Matsui,

- N. Sugimoto, K. Yamashita, K. Saga, K. Iwamoto, Y. Kamiakito, A. Chabangborn, B. Thana, M. Hashizume, T. Koike, and T. Oki, *Atmos. Chem. Phys.*, 7, 3507-3518, (2007).  
Kurosaki, Y. and M. Mikami, *Geophys. Res. Lett.*, 30, 14, 1736, doi:10.1029/2003GL017261, (2003).  
Matsuki, A., Y. Iwasaka, K. Osada, K. Matsunaga, M. Kido, Y. Inomata, D. Trochkin, C. Nishita, T. Nezuka, T. Sakai, D. Zhang, and S-A. Kwon, *J. Geophys. Res.*, 108 (D23), 8663, doi:10.1029/2002JD003266, (2003).  
Rosenfeld, D., *Science*, 287, 1793-1796, (2000).  
Sassen, Y., P. J. Mott, J. M. Prospero, and M. R. Poellot, *Geophys. Res. Lett.*, 30, 12, 1633, doi:10.1029/2003GL017371, (2003).  
Shimizu, A., N. Sugimoto, I. Matsui, K. Arai, I. Uno, T. Murayama, N. Kagawa, K. Aoki, A. Uchiyama, A. Yamazaki, *J. Geophys. Res.*, 109, D19S17, doi:10.1029/2002JD003253, (2004).  
Takemura, T., T. Nozawa, S. Emori, T. Y. Nakajima, and T. Nakajima, *J. Geophys. Res.*, 110, D02202, doi:10.1029/2004JD005029, (2005).  
Takemura, T., H. Okamoto, Y. Maruyama, A. Numaguti, A. Higurashi, and T. Nakajima, *J. Geophys. Res.*, 105, 17853-17873, (2000).