

4-11 Observation of the tropospheric aerosol by using a Mie Lidar — Observation at the arid region in China —

安井元昭 周 紀侠 水谷耕平 板部敏和 青木哲郎 劉 立超 YASUI Motoaki, ZHOU Jixia, MIZUTANI Kohei, ITABE Toshikazu, AOKI Tetsuo, and

要旨

LIU Lichou

中国、寧夏回族自治区の沙坡頭に設置したミーライダーを用いて、2001年3月~5月の時期に、対流 圏エアロゾル鉛直分布の集中観測を行った。解析の結果、以下の特徴が明らかになった。(1) 混合層に対応する最下層2~3km部分に高濃度の砂塵粒子層が常に存在していた。(2) 4kmから5km付近の自由大気中に、輸送途上にあると考えられる砂塵粒子層が時折観測された。(3) 5月には下層の高濃度の砂塵粒子層のトップが5km付近にまで達した場合があり、自由対流圏への注入が起きやすい状況であったと考えられる。(4) 光学的厚さは概して午後から夕方に大きく、早朝に小さい傾向を示していたが、時折、深夜から真夜中の時間帯に極大値が現れることがあった。

We made intensive observations of the tropospheric aerosols at Shapotou, Ningxia province, China in the period from March to May 2001. Preliminary analysis of the data shows following features. (1) A dense atmospheric dust layer was always existed in the lowermost troposphere which top was 2 - 3 km above the ground surface. It is considered that the layer corresponded to the local mixing layer. (2) Distinct dust layers sometimes appeared at height around 4 or 5km. It is considered that these layers were on the way of long-range transport. (3) In May, there was a case that tops of the local dust layer reached up to height around 5km. In such a condition, injection of the dust into free atmosphere might have occurred easily. (4) Generally, aerosol optical depth was small in the early morning, and large in the period of afternoon to the evening. However, maximum optical depth was observed in the midnight in several cases.

[キーワード] ライダー,エアロゾル,ダスト,黄砂,沙漠 Lidar, Aerosol, Dust, Kosa, Desert

1 まえがき

中国内陸部の乾燥地域では、大気中への砂塵 粒子巻上げが活発に起きており、下層2~3km の混合層内には常に高濃度の砂塵粒子層が形成 されている。擾乱発生時には、この混合層内の 砂塵粒子の上方へ輸送が活発になり、自由大気 中へ注入されたものは長距離輸送されて広範囲 に拡散する。このような、中国内陸部の乾燥地 域を起源として自由大気中を長距離輸送される 砂塵粒子は日本付近では黄砂としてよく知られ ており、春季に多く観測される (Murayama et al, 2001)。黄砂は北太平洋を横切って、非常に長い 距離を輸送されることもあり [Shaw, 1980; Merrill

et al. 1989]、アジア太平洋地域から北米にわた る広範囲の気候、特に大気の放射過程に大きな 影響を及ぼしていると考えられている。また、 その大半が海洋上に降下、沈着すると考えられ る黄砂は海水中へのミネラルの供給等を通して 海洋生物圏にも大きな影響を与えていると考え られている。このように、様々な角度から大気 中の砂塵粒子の重要性が指摘されているが、そ の効果の定量的な見積りはまだ不十分で、その ための基礎データも極めて少ない現状である。 大気中の物質による放射強制力についての調査 結果は IPCC の報告 「IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) Third Assessment Report 2001] にも記述されているが、砂塵粒子 (鉱物粒子)の効果と雲による間接効果について はほとんど見積りができていないため、極めて 大きな誤差範囲として残されたままである。砂 塵粒子の効果の見積りを難しくしている原因と しては、大陸上の沙漠地域での地表面状態の季 節変化等についての基礎的情報の不足、それら の地域における鉱物粒子の大気中への巻き上げ プロセスについての観測に基づいた理解の不足、 変質しながら自由大気中を輸送される砂塵粒子 の物性についての理解の不足、砂塵粒子三次元 分布データの不足などが挙げられる。

通信総合研究所のライダーグループは、中国 のほぼ中央部、トングリ沙漠 (Tenger Desert)の 南端に位置する沙坡頭に1994年にライダーを設 置し、現地の混合層内の砂塵粒子鉛直分布量、 自由対流圏内への注入量、上空の自由大気中を 輸送されてくる砂塵粒子量をモニターすること を目的とした観測を続けてきた [Yasui et al., 1998 (a), 1998(b)]。2000年からは文部科学省振興調整 費による研究プロジェクト「風送ダストの大気 中への供給量評価と気候への影響に関する研究| (通称、風送ダストプロジェクト)が始まり、沙 坡頭のライダーもこれに参加し、強化観測を開 始した [Yasui et al., 2000]。このプロジェクトで は、中国西部のタクラマカン沙漠から日本にわ たる広範囲の要所にライダー、放射計、サンプ ラー等の観測機器を装備したスーパーステーシ ョンを開設、ネットワーク観測を行うことによ って複数点での鉛直分布を把握し、さらに人工 衛星による水平分布データと合わせて解析する

ことによって三次元分布情報を得ることを目的 としている。

ここでは、2002年春に開始される本格観測に 先立って2001年春に行った試験観測[Yasui et al, 2002]データの予備解析を行った結果を紹介する。

2 観測

2.1 観測地(沙坡頭実験站)

図1に沙坡頭の位置を示す。中国科学院、寒区 旱区環境与工程研究所(旧蘭州沙漠研究所)の沙 坡頭実験站(緯度:37°27′N、経度:104°57′E、 標高:海抜1250m)は蘭州の北東約300km、寧夏 回族自治区内にある。北方にはトングリ沙漠 (Tenger Desert)が広がり、南側は黄河に面して いる(図2)。通信総合研究所のライダーグループ は1994年にこの沙坡頭実験站の敷地内にエアロ ゾル観測用のライダーを設置し、観測を続けて きた。

この地域では、冬期の12月から3月中旬まで の時期は非常に気温が低いので、観測所全体が 閉鎖される。このため、観測活動を行うことが できるのは、3月下旬から11月までの間である。



沙坡頭(37°27′N、104°57′E、標高:海 抜1250m)は蘭州の北東約300kmの寧夏 回族自治区内にある。

2.2 観測装置

沙坡頭に設置した装置は、Nd: YAG レーザ ーの第二高調波 (532nm)を用いたエアロゾル観

地上における地球環境計測技術/ミーライダーによる対流圏微粒子の観測



北方にトングリ沙漠(Tenger Desert)が広がり、南側は黄河に面している。

測用ライダー(レーザーレーダー)である。装置 の仕様を表1、構成を図3に示す。送信鏡で鉛直 上空へレーザーパルスを発射すると、大気中の 物質(エアロゾル+大気分子)による散乱成分の

Transmitter		이 집안 이 것이 가 집안 같았다.
Laser	Nd:YAG Laser	
Wavelength	532nm (SHG)	
Output	150mJ/Pulse	
Repetition Rate	10Hz	
Beam Divergence	0.1mrad	
Coolant	Laser Head	Water
	Power Supply	Air
Receiver		
Telescope	28cm (Diameter) Schmidt Cassegrain	
Field of View	1mrad	
Detector	Photomultiplier (Hamamatsu R3234)	
Signal Processing	Troposphere :	
	AD-Converting by Digita	al Oscilloscope (LeCroy LT224
	Stratosphere :	
	Photoncounting by Mult	i-channel Scaler (SR430)



受信系「(中、」) 皆正測用) で高度 3000mよ り上層の計測を行い、受信系2(下層受信用) で高度 200~300mからの観測を行う。 うちの地上方向への成分、すなわち、後方散乱 成分が受信系のある地上へ向けて帰ってくる。 パルスを発射した瞬間の時刻は実験室内の光セ ンサーで取得され、その時刻と光が返ってくる 時刻までの時間差から距離が分かる。また、受 信される信号の強さにより散乱体(エアロゾル+ 大気分子)の光学的な量が分かる。このライダー の信号処理系は、主に夜間の成層圏(30km付近 まで)を計測するフォトンカウンティング(光子 計数法)による信号処理部分と、昼夜連続的に 対流圏内を計測するためのAD変換による信号処 理部分とで構成されている。

対流圏最下層にある混合層内では砂塵濃度が 極めて大きく、信号のダイナミックレンジが極 めて大きいので、成層圏までの計測を前提とし て設計された1系統の受信系だけではすべてをカ バーすることができない。このため、2001年8月 には、図3に示したように、用途を対流圏の下層 の測定に限った新たな受信系(図3中の受信系2) を追加し、これら二つの受信系(受信系1、受信 系2)による計測結果をつなぐことで、下層から 上層までの測定領域をカバーできるように改良 した。これにより、2002年春からの本格観測で は、二つの系統の受信系を用いて高度約200~ 300mからの計測を行う。

ここで結果を紹介する2001年春季の観測は装置の改良以前に行ったもので、対流圏から成層 圏を観測する1系統の受信系だけで、受信下限高 度を600mに設定して計測した。

2.3 観測日

2001年3月~5月の期間に観測を行った日時を 表2に示す。

表2	2001年3月~5月に沙坡頭で観測を行っ た時刻			
Month	Date		Time	
March	20		20:57 24:00	
	21	00:00 12:57		
	22		14:23 24:00	
	23	00:00 08:23		
	24		16:40 24:00	
	25	00:00 08:40	11:08 24:00	
	26	00:00 07:08		
April .	23		13:11 24:00	
	24	00:00 09:11		
	25		19:28 24:00	
	26	00:00 15:28		
Мау	15		22:02 24:00	
	16	00:00 06:02	06:58 24:00	
	17	00:00 02:58	13:27 24:00	
	18	00:00 05:27		

3 データ解析

3.1 ライダーにおけるデータ解析方法

3.1.1 成層圏までの一般的な解析方法

ライダーによる観測データの解析では通常、 散乱体の光学的な量を示す物理量である後方散 乱係数(β (z))を求め、それによって定量的な議 論を行う。この後方散乱係数と受信信号(P(z)) は次のライダー方程式で関係付けられる。

$$P(z) = EC \ z^{-2} [\beta_{\sigma}(z) + \beta_{m}(z)] T_{\sigma}^{2}(z) T_{m}^{2}(z) \qquad (1)$$

$$T_{\sigma}(z) = \exp\left[-\int_{0}^{z} \sigma_{\sigma}(z) dz\right] \qquad (2)$$

$$T_{m}(z) = \exp\left[-\int_{0}^{z} \sigma_{m}(z) dz\right] \qquad (3)$$

$$f \ge f \ge U_{n}$$

- z :高度
- P(z) :高度zからの受信信号
- E :送信レーザーパルスの出力に関する定数
- C : 受信光学系に関する定数
- β_a(z): 高度zにおけるエアロゾルの後方散乱 係数
- β_m(z): 高度zにおける大気分子の後方散乱係 数
- T_a(z):高度zにおけるエアロゾルの透過率
- T_m(z):高度zにおける大気分子の透過率
- σ_a(z):高度zにおけるエアロゾルの消散係数
- σ_m(z):高度zにおける大気分子の消散係数

この解析では、Fernaldの方法 [Klett et al., 1981; Fernald et al., 1972; Fernald, 1984] を用いて 後方散乱係数の計算を行った。この方法は、ラ イダー方程式を変形することで得られる以下の 関係式を使って計算するものである。

$$P(z)z^{2} \exp[-2(S_{1} - S_{2})\int_{0}^{z} \beta_{m}(z)dz]$$

$$\beta_{a}(z) = \frac{1}{CE - 2S_{1}}\int_{0}^{z} P(z)z^{2} \exp[-2(S_{1} - S_{2})\int_{0}^{z} \beta_{m}(z')dz']dz$$
(4)
$$z \ge \sqrt{C}$$

$$S_1(z) = \frac{\sigma_a(z)}{\beta_a(z)} \tag{5}$$

$$S_2(z) = \frac{\sigma_m(z)}{\beta_m(z)} = \frac{8\pi}{3}$$
 (6)

これらをS-パラメータと呼ぶ。エアロゾルの S-パラメータ(S₁(z))はエアロゾルの粒径分布、 形状、複素屈折率等によって決まる値なので、 実際の大気中では場所 (高度)によって異なる値 になるが、これらの高度分布についての情報が ない場合には、一定値 (S1)を仮定した計算を行 うことが多い。ここでは、文献等でよく用いら れている砂塵粒子についての値、 $S_1 = 35$ 、を用 いた [Karyampudi et al,1999]。大気分子につい てのS – パラメータは (6) 式に示したように、す べての高度で一定の値である。

今、ある高度(キャリブレーション高度)にお けるエアロゾルの後方散乱係数の値が既知(β_a (z_c))であるとすると、高度zにおける値との関 係は以下の式で表される[Fernald, 1984]。

 $\beta_a(z) + \beta_m(z) =$

$X(z) \exp \left[-2(S_1 - S_2) \int_{z_e}^{z} \beta_m(z) dz\right]$	
$\frac{X(z_c)}{\beta_a(z_c)+\beta_m(z_c)}-2S_1\int_{z_c}^{z}X(z)\exp\left[-2(S_1-S_2)\int_{z_c}^{z}\beta_m(z')dz'\right]dz$	(0
ただし、	

 $X(z) = P(z)z^2$

 $X(z) = P(z)z^{2}$ (8) キャリブレーション高度の値が決まれば、この 式を用いて高度zの値を計算することができる。

キャリブレーション高度のエアロゾル後方散 乱係数の初期値 $\beta_a(z_a)$ は、「マッチング法」と呼 ばれる方法で求めた。これは、中緯度の場合、 30km以上の高度にはエアロゾルがほとんど無い と仮定できるので、これらの高度からの信号は すべて大気分子によるレイリー散乱によるもの であるとみなし、そこでの受信信号プロファイ ルを理論的に計算されたレイリー散乱プロファ イルに合わせる (マッチさせる) ことによって信 号を規格化(キャリブレーション)するものであ る。レイリー散乱成分は、ラジオゾンデなどに よる気温、気圧の高度分布から計算した大気密 度のプロファイルを用いて算出する。今回の解 析では、ワイオミング大学のウェブサイト (http://weather.uwvo.edu/) に公開されているサ ウンディングデータを用いた。また、ここでは ライダー方程式中の透過率の項((2)式、(3)式)が 共に1であると仮定してキャリブレーション高度 におけるエアロゾル後方散乱係数の値を見積も る。つまり、マッチングによってライダー方程 式の中の定数E、Cを消去し、更に透過率を1と 仮定することで、次式で表されるキャリブレー



ション高度の散乱比の初期値R。を求める。

$$R(z_{\epsilon}) = \frac{\beta_{*}(z_{\epsilon}) + \beta_{*}(z_{\epsilon})}{\beta_{*}(z_{\epsilon})}$$
(9)

大気分子の後方散乱係数 $\beta_m(z_c)$ は大気密度分 布を用いて理論的に計算されるので、その値と (4)式からエアロゾル後方散乱係数の初期値 β_a (z_c)が求まる。

その後、Fernaldの方法を用いた透過率の項を 含めた解析を行う。大気を鉛直方向に多層(分解 能 Δz)に分け、キャリブレーション高度から計 算を開始し、順次下層へ計算を進めることで β_a (z)の鉛直分布を計算する。

3.1.2 昼夜連続対流圏観測結果の解析

前節に述べたマッチング法は、エアロゾルの 信号がほとんどないと仮定できる成層圏の30km 以上の部分まで計測されたデータの解析にしか 適用できない。現在のシステムでは、太陽光に よるバックグラウンドノイズの多い昼間には成 層圏までの観測はできず、また、夜間でも、雲 などの光学的に厚い層が存在する時には成層圏 からの十分な信号が得られないので、マッチン グ法を直接には適用できない部分が多い。しか し、対流圏内の砂塵粒子観測の場合、日変化を とらえることが非常に重要で、昼夜を問わず、 雲の有無に関わらずに観測を行うので、成層圏 までの観測ができない昼間のデータ解析にも適 用できる方法を工夫する必要がある。そこで、 沙坡頭のライダーデータの解析では、まず、夜 間に観測されたデータの中で30km以上の成層圏 まで計測できたデータを選び出してマッチング 法で規格化し、次に、この規格化結果から逆に 装置に関する定数((1)式のEC)の値を求め、そ れを使って昼間を含む全データの規格化を行っ た。続いて、キャリブレーション高度における 後方散乱係数の初期値を計算し、Fernald の方法 を適用した。

3.2 最下層の取扱い

今回の観測で用いたライダーの装置構成では、 地表から高度600mまでの間は送信光が受信系の 視野に完全には入らないので観測できない。下 層大気中のエアロゾル濃度は下層になるにつれ て指数関数的に増大することが多く、実際には 今回用いたライダーでは見えなかった地表から 600mの間にも極めて多量の砂塵粒子が浮遊して いたと考えられる。この見えない部分の量を試 験的に見積もるため、見えている部分の形、す なわち、600mより上層のプロファイルの形から、 最下層を指数関数で外挿できそうだと考えられ る部分については、外挿による見積りを試み(図 4)、参考情報として結果に加えた(図5)。形が複 雑で、指数関数的な分布を仮定することが困難 な部分については外挿は行わず、600m以上の高 度の解析だけにとどめた(図5の黒塗りの部分)。



4 結果と議論

4.1 後方散乱係数の鉛直分布

図5は、2001年3、4、5月に観測された結果から計算したエアロゾル後方散乱係数を、地表から10kmの間について、時間-高度断面図として表示したものである。各図の最下層の点線は高度600mを表し、前節に述べたように、これより下の部分は実際に観測された値ではなく、指数関数的な分布を仮定した外挿値である。指数関数での外挿が不適当と考えられた部分については計算せず、黒塗り表示にした。主に高度5km





肉本高さ。沙坡頭は海抜1250mであるので、 この図の高さの値に1250mを足すと海抜高度になる。

より上層(図5-(b)の場合は4km付近)に頻繁に 現れた散乱の強い層は雲である。雲と砂塵粒子 層の見分けについては、層内部構造の時間変化 状況を調べて判断した。図6は、3月25日から26 日にかけての観測結果を基に計算した消散係数 の高度方向積算値を示している。この図は、高 度0.6~5km、0.6~10kmの区間について計算し た結果を示しており、これらはそれぞれ0.6~ 5km、0.6~10kmの区間にある粒子層の光学的厚 さを意味する。この例では、観測開始後約600分 (50×12分)の間は雲がなくエアロゾル粒子層だ けが観測されたが、それを過ぎたあたりから雲 が現れ、光学的厚さが急激に増加している。さ らに、この雲の層の光学的厚さは短時間の激し い変動を伴っており、これは雲特有の内部構造 によるものと考えられる。このように、雲の場 合には、雲特有の短時間で変動する構造が見ら



れることが多い。今回の解析では、それを調べ ることですべての雲の分離を行うことができた。

図5の全体に共通する特徴は、常に高度2~ 3kmをトップとする砂塵粒子層が対流圏の最下 層に存在していたことである。この層はローカ ルな混合層に対応していたと考えられ、擾乱に よる上層への輸送が少ないときには、大気中の 砂塵粒子の大部分はこの層内にとどまっていた と考えられる。これら混合層内の層構造は変化 に富んでおり、図5-(c)では、夜中の1時前後か ら明け方にかけて下方へ沈み込む傾向、一方、 図5-(a)では、夜明け前の3時、4時頃の時間帯 に上向き傾向の動きが見られ、昼間に限らず夜 間にも活発な動きがあったことを示すものであ る。

このような混合層とは別に、4~5km付近に時 折、砂塵粒子の層が観測されることがあった。 3月20~21にかけての観測(図5-(a))では4km 付近を中心とする層が長時間にわたって観測さ れた。この層は混合層の砂塵粒子層とは隔たっ ており、また、比較的安定した状態で層が維持 されていることから、他の場所で自由大気へ注 入された砂塵粒子が自由大気中の風によって輸 送されてきたものであった可能性が高い。この ような層は4月23~24日(図5-(e))の結果にも 認められる。

·)の度 の全観

5月に観測された結果のうち、17日午後から18 日早朝にかけて観測された結果(図5-(i))では、 高度5km付近にまで達する厚い一つの層が観測 され、自由対流圏への砂塵粒子の注入が起こり やすい状況であったと考えられる。

4.2 砂塵粒子層の光学的厚さ

4.2.1 高度0.6kmから5kmの間の光学的厚さ

図7は高度0.6kmから5kmの間の光学的厚さを 計算した結果である。非常に大きな値の部分の 多くは雲によるものである(図7(b)、(d)、(e)、 and (f))。また、図8(a)は高度0.6kmから5kmの 間のエアロゾル光学的厚さ(AOD0.6-5km)が高度 0.6kmから10kmの間のエアロゾル光学的厚さ (AOD0.6-10km)に占める割合(パーセント)の度 数分布を示す。これは、3月から5月までの全観 測結果から雲のない部分のみを抽出して調べた 結果である。エアロゾル光学的厚さの約70パー セント以上が高度0.6kmから5kmの間のエアロ ゾルによるものであったことが分かる。

図7によれば、概して、AOD_{065km}は午後から夕 方にかけて大きく、早朝に小さくなる傾向があ り、太陽高度変化に伴う日変化の表れと考えら れる。これは、晴天時の昼間は日射による地面 の加熱で生じるサーマルによる砂塵の上昇が活 発であるのに対し、夜間晴天時の下層大気中で は放射冷却による安定な成層構造が形成される ので、昼間に巻き上げられた粒子のうち、比較





て、AOD_{o.6-5km}は午後から夕方にかけて大きく、早朝に小さくなる傾向が見られたが、時折、深夜から真夜中の時間帯に極大値が現れることもあった(図7(a)、(c))。

● 特集 ● 地球環境計測特集

的大きな粒径のものは夜間に重力沈降によって 地表へ落下するという、比較的静かな晴天時の 典型的な日変化の特徴の現れであると考えられ る。

しかし、時折、深夜から真夜中の時間帯に極 大値が現れることもあった(図7(a)、(c))。この ような深夜に極大値が現れたことは、夜間にも 砂塵巻上げの動きがあることを示しており、そ のメカニズムを明らかにするためには、昼夜連 続のモニタリングによるデータの蓄積が重要で ある。

4.2.2 地表から 5km の間の光学的厚さ(外挿 による試算結果)

ライダーで観測できない0.6km以下の部分を外 挿して地表から5kmまでの間の光学的厚さを試 算した結果を図9、その場合の地表から5kmの間 のエアロゾル光学的厚さ(AOD_{0.5km})が地表から 10kmの間のエアロゾル光学的厚さ(AOD_{0.10km})に 占める割合(パーセント)の度数分布を図8(b)に 示す。全体的な傾向はAOD_{0.65km}の場合に似てい るが、外挿した最下層の部分に非常に高濃度の 砂塵が漂っていたと推測される場合(図9(c)、(e)、 (g))があった。また、図8(b)は、地表付近の最 下層まで含めると、対流圏エアロゾル光学的厚 さの約80パーセント以上の部分が5km以下の高 度内のエアロゾルによるものであった可能性を 示している。

5 まとめ

2001年3月から5月に中国の沙坡頭で、対流圏 砂塵粒子層鉛直分布のライダー観測を行った。 データの予備解析の結果、以下の特徴が明らか になった。

- (1) 高度2kmから3kmをトップとする高濃度の 砂塵粒子層が常に存在する。この層はローカ ルな混合層に対応するものと考えられる。こ の混合層内の砂塵粒子層の構造は昼間だけで なく夜間にも活発に変動している。
- (2)時折、4kmから5km付近の自由大気中に砂 塵粒子の層が観測された。これらの層はロー カルな混合層内の砂塵粒子層とは完全に独立 していることが多く、他の場所で自由大気中 へ注入されたものが沙坡頭上空へ輸送されて



Okmから0.6kmの人間の値を外挿して計算 した結果である。図中の黒塗りの部分は、指 数関数による外挿が不適当と考えられた部分 で、これらの部分は0.6km以下の高度の値 は計算に入っていない(つまり、黒塗りの部 分については、図7の場合と同じ値である)。 図7同様、非常に大きな値は雲によるもので ある。

きたものと考えられる。

- (3) 5月17日、18日には混合層から5km付近に まで達する連続した厚い層が観測され、混合 層から自由大気中への注入が起きやすい状況 にあったと考えられる。
- (4) エアロゾル光学的厚さ、AOD_{0.65km}は、概し て午後から夕方に大きく、早朝に小さい傾向 を示していたが、時折、深夜から真夜中の時 間帯に極大値が現れることがあった。このよ うな深夜の極大の出現は、混合層内の砂塵粒 子層の振る舞いが太陽高度の変化に直接連動 した単純な日変化だけでは理解できないこと

を示し、ライダーによる昼夜連続モニタリン グの重要性を示している。

謝辞

この研究は、文部科学省振興調整費のサポートを受けて行ったものである。また、中国国内 での活動は中国科学院との共同で行われた。多 くの関係者に感謝する。

参考文献

- G. E. Shaw, "Transport of Asian desert aerosol to the Hawaiian Islands", J. Appl. Meteor., 19, 1254-1259, 1980.
- 2 IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) Third Assessment Report 2001.
- **3** J. T. Merrill, M. Uematsu, and R. Bleck, "Meteorological analysis of long range transport of mineral aerosols over the North Pacific", J. Geophys. Res., 94, 8584-8598.
- 4 J. D. Klett, "Stable analytical inversion solution for processing lidar returns", Appl.Opt., 20, 211-220, 1981.
- 5 F. G. Fernald, B. M. Herman, and J. A. Reagan, "Determination of Aerosol Height Distributions by Lidar", J.Appl.Meteor., 11, 482-489, 1972.
- 6 F. G. Fernald, "Analysis of atmospheric lidar observations: some comments", Appl.Opt., 23, 652-653, 1984.
- 7 M. Yasui, K. Mizutani, T. Itabe, M. Takabe, J. Zhou, Y. Ling, and L. Liu, "Lidar Observation of Tropospheric Aerosols at Lanzhou in China", J. Arid Land Studies, 7-2, 169-173, 1998(a)
- 8 M. Yasui, K. Mizutani, T. Itabe, M. Takabe, J. Zhou, Y. Ling, and L. Liu, "Lidar Observation of Atmospheric Aerosol Particles at Lanzhou in China", J. Arid Land Studies, 8-2, 177-180, 1998(b)
- 9 M. Yasui, K. Tsuchiya, K. Kai, T. Uehara, T. Ootomo, T. Nagai, K. Mizutani, J. Miyamoto, A. Itou, M. Nakazato, and A. Ichiki, "Observational and Analytical Studies on the Mechanism of the Long-Range Transport of Aeolian Dust", J. Arid Land Studies, 10-3, 238-245, 2000.
- 10 M. Yasui, J. Zhou, L. Liu, T. Itabe, K. Mizutani, and T. Aoki, "Lidar Measurements of the Airborne Dusts in Shapotou --- Preliminary Results in the springtime 2001.", J. Arid Land Studies, 2002, printing
- T. Murayama, N. Sugimoto, I. Uno, K. Kinoshita, K. Aoki, N. Hagiwara, Z. Liu, I. Matsui, T. Sakai, T. Shibata, K. Arao, B. Sohn, J. Won, S. Yoon, T. Li, J. Zhou, H. Hu, M. Abo, K. lokibe, R. Koga, and Y. Iwasaka, "Ground-based network observation of Asian dust events of April 1998 in east Asia", J.Geophys.Res., 106, 18345-18359, 2001.
- 12 V. M. Karyampudi, S. P. Palm, J. A. Reagen, H. Fang, W. B. Grant, R. M. Hoff, C. Moulin, H. F. Pierce, O. Torres, E. V. Browell, and S. H. Melfi, "Validation of the Saharan Dust Plume Conceptual Model Using Lidar, Meteosat, and ECMWF Data", Bul.Amer.Meteor.Soc., 80, 1045-1075, 1999.





安井売昭 電磁波計測部門ライダーグループ主任 研究員 博士(理学) 大気科学





天文学

所助教授 大気科学、乾燥地科学

中国科学院 寒区早区環境与工程研究

液 な 勤約 基礎先端部門長 理学博士 レーザーリモートセンシング

周 紀侠

劉 立超中国科学院 寒区早区環境与工程研究所助手大気科学、乾燥地科学