

ライダーネットワークでエアロゾルの三次元的な動態を捉える

杉本伸夫（国立環境研究所大気圏環境研究領域）

1. はじめに

黄砂や大気汚染エアロゾル、森林火災の煙など、アジア大陸から輸送されるエアロゾルの動態把握を目的として、自動連続観測ができる後方散乱ライダーを東アジアの約 20 地点に設置して継続的なネットワーク観測を実施している (Sugimoto et al., 2008)。測定データはリアルタイムで [www](http://www-lidar.nies.go.jp)

(<http://www-lidar.nies.go.jp>) に公開している。ライダーネットワークから得られるデータは、黄砂の監視や東アジアの大気汚染、地球規模のエアロゾルの放射影響などの研究に利用されている他、黄砂飛来情報 [www](http://www.data.kishou.go.jp/obs-env/kosateiky) ページに提供されている。

<http://www.data.kishou.go.jp/obs-env/kosateiky/ou/kosa.html>

本講義では、ライダーの測定原理、装置の概要、測定から得られる情報とその利用手法について解説する。また、[www](http://www-lidar.nies.go.jp) で公開しているデータの表示例を示し、雲とエアロゾルの識別や、黄砂と煙霧の判別の方法などを説明する。

2. ライダーの測定原理

ライダー (LIDAR: Light Detection and Ranging) は、レーダー (RADAR: Radio Detection and Ranging) の Radio を Light に置き換えたもの、すなわち光を使ったレーダーで、レーザーレーダーとも呼ばれる。ライダーとレーダーはいずれも電磁波を使った能動的な遠隔計測技術であるが、大きな違いは波長である。波長によって検知できる物体の大きさが異なる。本講義で紹介するライダーでは、波長 $1.06\mu\text{m}$ と 532nm のレーザーを光源としている。これによって、エアロゾルや大気構成分子 (N_2 や O_2) の散乱光が得られる。(参考までに、雨粒を測定する気象レーダーの波長は $3\sim 10\text{cm}$ 、雲粒を測定する雲レーダーの波長は 3mm くらいである。一般に波長よりも短い散乱体に対しては感度が小さくなるので、例えば雲レーダーではエアロゾルは検知できない。)

エアロゾルは、大気中に浮かぶ液体または固体の粒子であるが、多種多様なエアロゾルがあり、粒径は 1nm 程度から数百マイクロンまでの広範囲にわたる。ライダーで測定されるエアロゾルは、サブマイクロン

から数十マイクロンで、大気汚染性の硫酸塩や硝酸塩、燃焼起源のブラックカーボン、黄砂などの鉱物ダスト、海塩などである。また、雲もライダーで観測される。光学的に厚い雲では雲底近くでレーザーが減衰して内部の構造は見られないが、薄い巻雲などはライダーで感度良く捉えられる。

ライダーには様々な手法があるが、ここで解説するのはエアロゾルや雲の散乱を利用するミー散乱ライダーである。(ミー散乱とは、波長と同程度の大きさの粒子による散乱のことで、理論的な研究を行った Gustav Mie にちなんでミー散乱と呼ばれている。波長よりもずっと小さい粒子の散乱はレイリー散乱である。)

暗室でレーザーポインタの光を煙にあてると、ビームを見ることができ、これは煙の粒子によるミー散乱光が見えているわけである。これを正確に計測するのがライダーの基本原理と言える。通常、ライダーでは散乱角 180 度の後方散乱光のみを受信し、散乱体までの距離を測るために、連続的なレーザー光ではなく瞬間的に光るパルスのレーザーを用いる。レーザーパルスを発射して散乱光が検知されるまでの時間遅れから距離を測定する。光は毎秒およそ 30万 km 進むので、もし散乱体が 15m 離れていれば、往復に要する時間は 100ns 、 150m ならば $1\mu\text{s}$ 、 15km ならば $100\mu\text{s}$ である。ライダーでは、受信信号の時間応答波形 (エコー) を記録して、時間遅れに対応する距離毎に散乱強度を求める。ライダーに使うレーザーパルスは、通常 10ns 程度のパルス幅を持つ。これは空間的な長さに換算すると約 3m である。すなわち 3m くらいの長さの光の塊が大気中を散乱されながら飛んでいくようなイメージである。パルスの繰り返しは国立環境研のネットワークライダーの場合は、 10Hz である。

ライダー装置は、Fig. 1 に示すように、レーザー送信部と受信望遠鏡、光検出器、波形記録装置から構成される。

まず、特徴的なことは、ライダー信号は距離の二乗に逆比例して減少することである。これは、レーザーのビームはほとんど広がらないで送信されるが、散乱光は球面状に広がって戻り、受信望遠鏡で集光

されるのはそのうちの一部分であることによる。また、ごく近距離では送信ビームが受信望遠鏡の視野に入らないので信号が得られない。(この効果を表す因子を geometrical form factor、あるいは視野重なり関数という。) 大気が一様であるとするときライダー信号は、近距離のピークのあと二乗に逆比例するような形になる。これに加えて、エアロゾルの濃い層や雲がある場合には Fig. 2 のように対応する距離(高度)にピークが現れる。

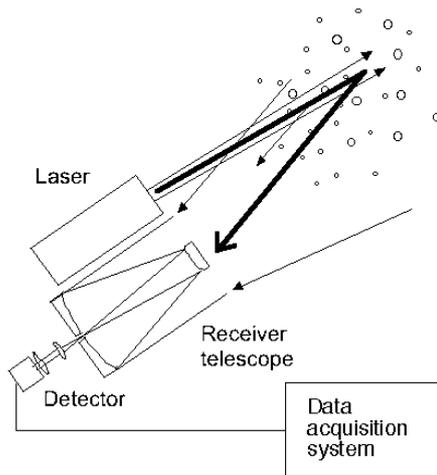


Fig. 1 ライダーの原理

Fig. 2 にライダー受信信号を概念的に示す。

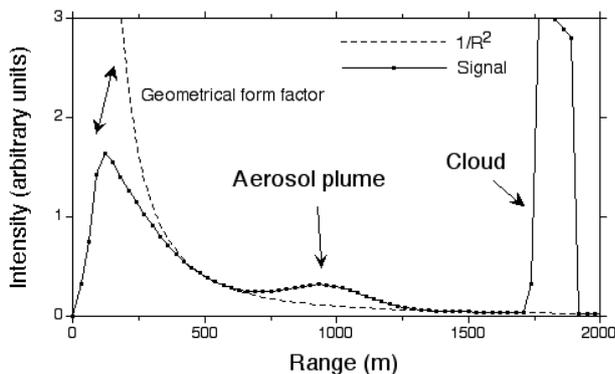


Fig. 2 ライダー信号の概念

もう少し詳しくライダー信号を表すならば、レーザー光が散乱体までを往復する間の減衰(散乱による消散や波長によっては分子による吸収)を考える必要がある。これらを含めて、ライダー信号は以下のライダー方程式で表される。

$$P(R) = P_0 Y(R) C \frac{\beta(R)}{R^2} \exp[-2 \int_0^R \alpha(r) dr] \quad (1)$$

ここで、 $P(R)$ は距離 R に対する信号強度、 P_0 は送信パワー、 $Y(R)$ は geometrical form factor、 C は装置定数、 $\beta(R)$ は後方散乱係数、 $\alpha(R)$ は消散係数である。ライダー測定では、このライダー方程式を使ってエアロゾルの β あるいは α を求めるが、厳密にはひとつの方程式に未知数が2つあるので解くことができない。

そこで、 β と α の間に比例関係を仮定して方程式を解く。(ライダー比と呼ばれるパラメータ、 $S_1 = \alpha_1 / \beta_1$ を導入する。ここで添字の1はエアロゾルを表す。正確には α 、 β ともにエアロゾルと空気分子の寄与の和で表され、添字1、2でエアロゾルと空気分子を表す。空気分子に対する S_2 はレイリー散乱理論から知られている。) エアロゾルのライダー比は、エアロゾルの種類に依存し10-100sr (srは立体角の単位) くらいの間の値を持っている。(黄砂や硫酸塩などでは(波長532nmの場合)50sr程度、海塩は20sr程度。煙では60-90sr程度である。)従って、測定装置としては簡単なミー散乱ライダーであるが、データ解析は大変難しい。

黄砂など非球形粒子の測定では、ミー散乱ライダーの付加的な機能として、偏光解消度(散乱によって偏光が乱れる度合い)の測定が有用である。これは、直線偏光のレーザー送信し、受信光のうちレーザーの偏光に水平な偏光成分 $P_{//}$ と、垂直な偏光成分 P_{\perp} を分けて検知する。散乱体が球形の場合は散乱によって偏光は変化しない(すなわち散乱光の偏光の垂直成分はゼロである)が、例えば黄砂や氷雲のように非球形な散乱体の場合は垂直成分が現れる。受信光の偏光の垂直成分と水平成分の比($\delta = P_{\perp} / P_{//}$)を偏光解消度(depolarization ratio)と呼ぶ。これは厳密には全偏光解消度(total depolarization ratioあるいは volume depolarization ratio)と呼ばれるもので、エアロゾルと空気分子の散乱の両方の成分が入っている。エアロゾルの性質を議論する場合は、厳密には粒子偏光解消度(particle depolarization ratio)を用い必要があるが、本講義では、全偏光解消度を使ってライダーデータの見方を説明する。通常、大気汚染性エアロゾルでは全偏光解消度は10%以下であるが、黄砂時には10%を超える。

ミー散乱ライダーで得られるもうひとつの有用な情報は散乱の波長依存性である。一般にミー散乱は短波長で大きい、エアロゾルの粒径が小さいほど

波長依存性が大きくなる。雲粒子などの大粒子では波長依存性はほとんどない。

3. 東アジアのライダー観測ネットワーク

現在、国立環境研を中心に、多くの研究機関や大学との協力のもとに東アジアの約 20 地点にライダーの観測ネットワークを展開している。Fig.3 ライダーの構成を、Fig.4 にネットワーク地点を示す。

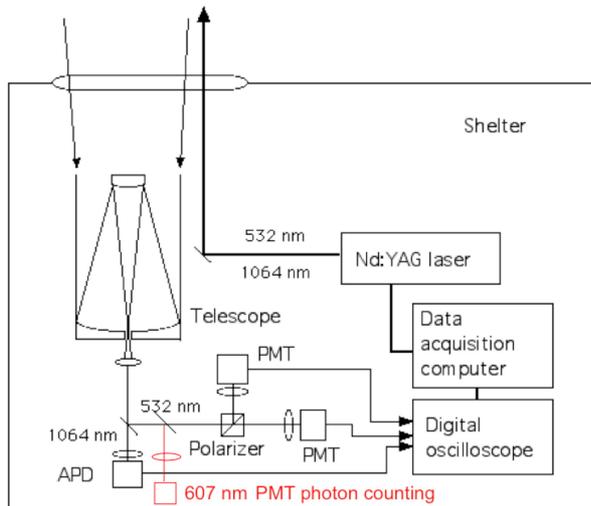


Fig.3 ネットワークライダーの構成

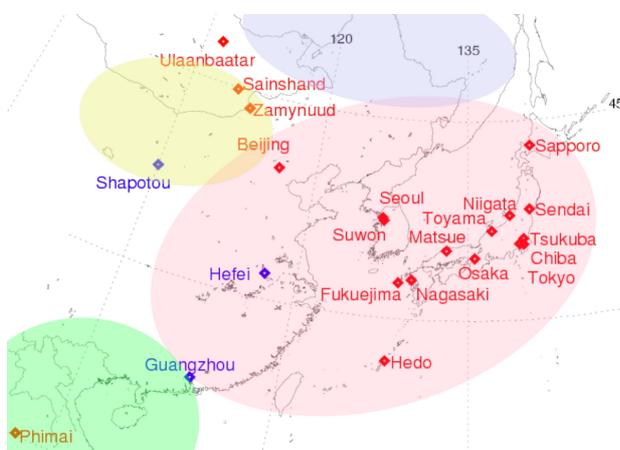


Fig.4 ライダーネットワーク観測地点

ネットワーク展開しているライダーは Nd:YAG レーザーの 2 波長(1064nm, 532nm)を用いたミー散乱ライダーで、532nm では偏光解消度の測定機能を持っている。

4. ライダーデータの読み方

Fig.5 に web ページ上にリアルタイムで表示しているライダーデータの一例を示す。上から、532nm の減衰補正なし後方散乱係数 (距離の 2 乗をかけて近距離の後方散乱係数で校正したもの)、2 番目が

532nm の偏光解消度、下が 1064nm の減衰補正なし後方散乱係数である。本講義では、この図の上の 2 つ (すなわち後方散乱強度と偏光解消度) から、雲とエアロゾル、黄砂と煙霧の見分ける方法を解説する。

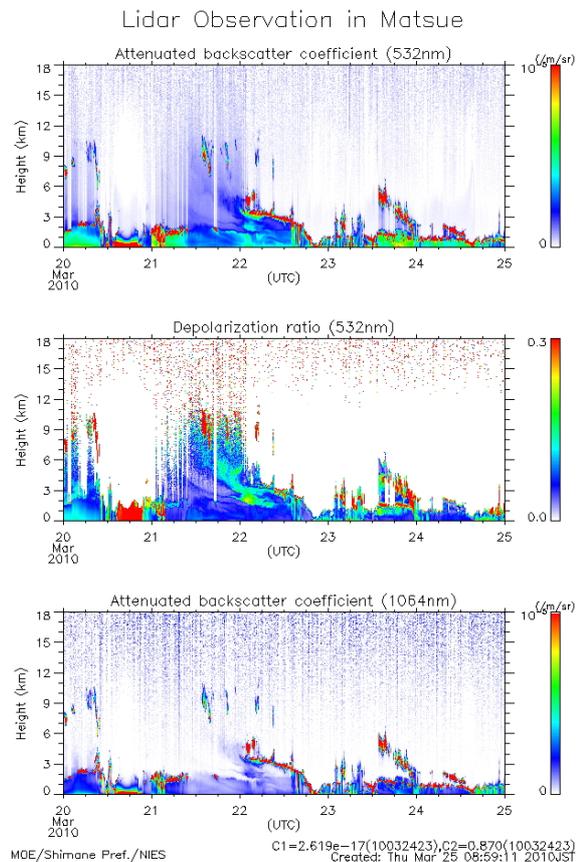


Fig.5 ライダー信号の表示の例

一般に、雲はエアロゾルに比べて後方散乱係数が高いので、簡単にはある閾値を設定してこれを超えたら雲とみなすことができる。さらに、偏光解消度は粒子の非球形性を表すので、雲、エアロゾルそれぞれに閾値を設けて、雲については水雲と氷雲、エアロゾルについては大気汚染性のエアロゾルと黄砂を判別できる。この方法を Fig.6 に概念的に示す。

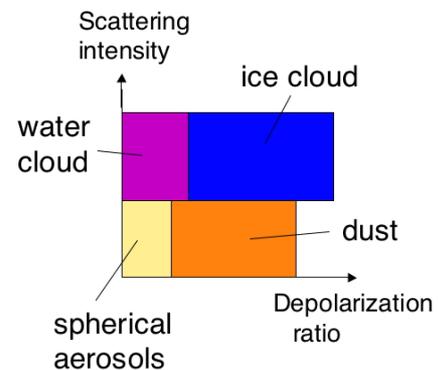


Fig.6 大気汚染性 (球形) エアロゾル、黄砂、水雲、氷雲の判定手法の概念

また、Fig. 7 に実際のデータへの適用例を示す。ここでは、2001年4月の北京、長崎、つくばのデータについて、黄砂とそれ以外の（主に大気汚染性の）エアロゾル、水雲、氷雲の判別を行っている。北京では、黄砂が非常に高頻度で観測されていること、長崎、つくばでは黄砂の頻度は少ないことなどが分かる。また、長崎、つくばでは上空を通過する黄砂がしばしば観測されることも分かる。

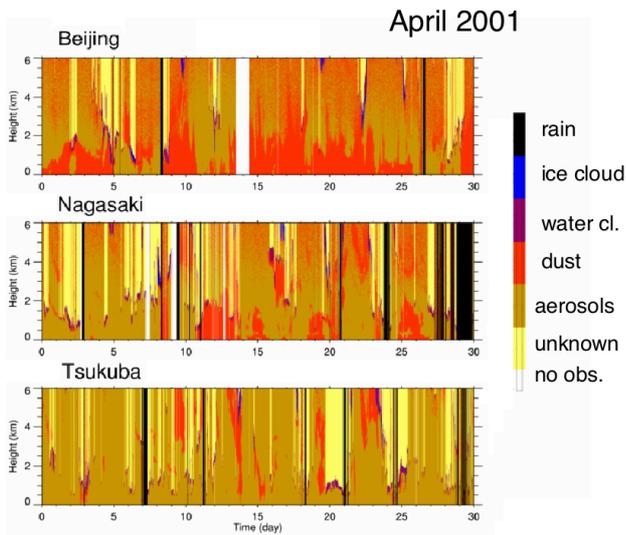


Fig. 7 2001年の4月の北京、長崎、つくばの解析例

以上の方法を Fig. 5 に適用すれば、3月20日に地上から高度1.5kmくらいまでに黄砂があることや、21日から22日には上空に浮かんだ黄砂があることなどが分かる。（但し、20日の夜の黄砂は濃すぎて雲と区別がむずかしいなどの問題点も分かる。）

5. ライダーネットワークデータの利用

以上の方法では、閾値を使ってエアロゾルを判別したが、実際のエアロゾルは混合していると考えられる。そこで、定量的な解析では、黄砂と球形エアロゾルの外部混合を考え、粒子偏光解消度から混合比を求め、それぞれの消散係数を算出している (Shimizu et al., 2004)。Fig. 8 にこの手法を適用した例を示す。ここでは雲は黒で、測定精度の低い領域は灰色で示されている。

Fig. 9 は、2010年3月の11地点の黄砂消散係数の時間高度表示である。現在、2波長の減衰補正なし後方散乱係数、全偏光解消度とともに、黄砂消散係数と球形エアロゾル消散係数をライダーネットワークの標準的なデータとして導出し、ほぼリアルタイムで公開している。

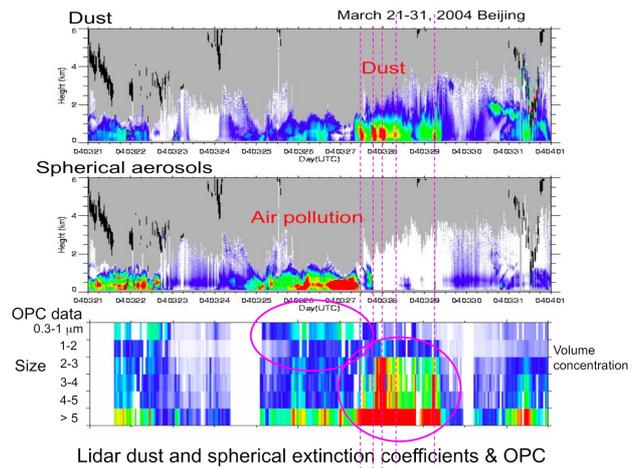


Fig. 8 黄砂と球形エアロゾルの消散係数の解析例。下は光粒子計数器による検証データ。黄砂と大粒子、球形（大気汚染性）エアロゾルと小粒子が対応している。

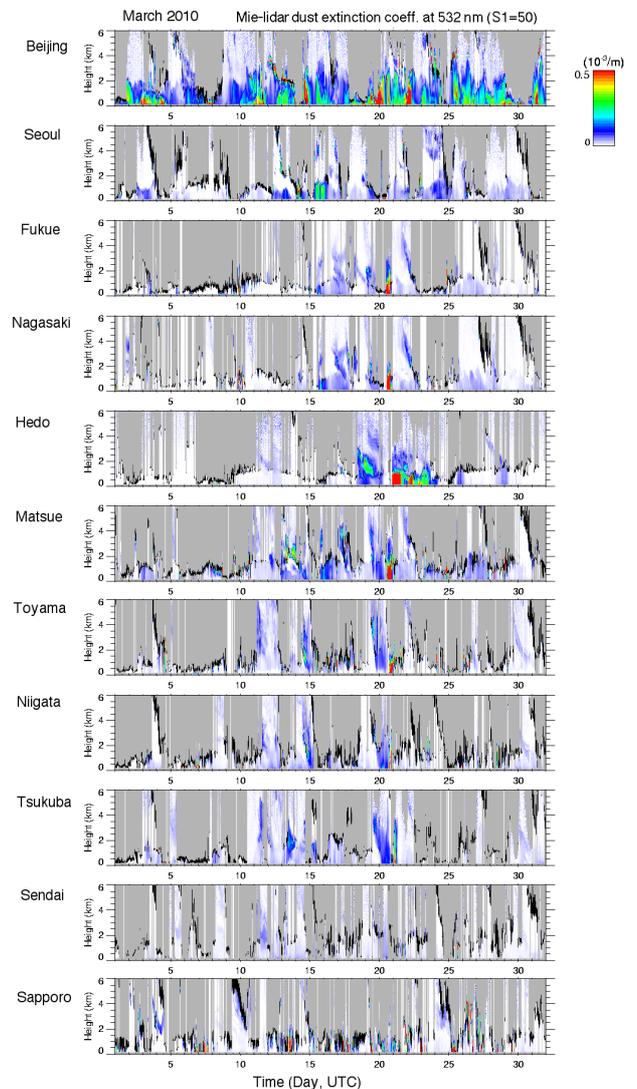


Fig. 10 ライダーネットワークの主な11地点の黄砂消散係数の時間高度表示。2010年3月の例。

ライダーネットワークデータを用いて、黄砂や地域規模の大気汚染の研究、地球温暖化に係るエアロゾルの分布の研究など様々な研究が行われている。

黄砂に関しては、ライダーネットワークデータの同化システムが開発され、データ同化することによって黄砂の分布がより正確に再現できること、また黄砂の発生域と発生量を定量的に推定できることなどが示された。

Fig. 11 は、2007年3月25日から4月3日の黄砂事例についてデータ同化で推定した黄砂発生量の例を示す(Yumimoto et al., 2008)。左下の図はデータ同化しない場合との差を示す。この例では、データ同化をしないモデルでは黄砂の発生が過小評価されていたことが分かる。

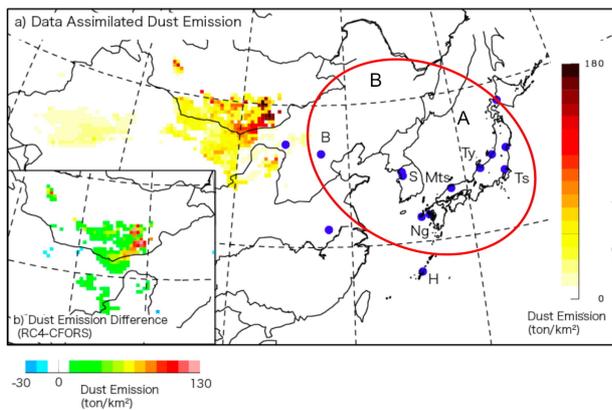


Fig. 11 データ同化による黄砂発生量の推定 (Yumimoto et al., 2008)

Fig. 12 は、データ同化したモデルと衛星ライダー CALIPSO/CALIOP との比較の例を示す(Uno et al., 2007)。

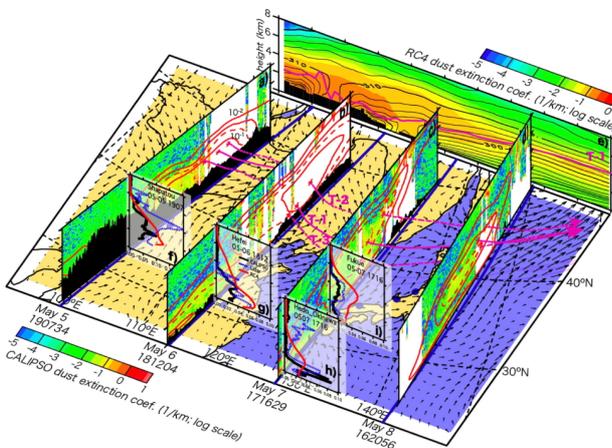


Fig. 12 地上ライダーネットワークでデータ同化したモデルと衛星ライダーCALIPSOデータの比較 (Uno et al., 2007)

地上ライダーネットワークデータで同化したモデルによる黄砂消散係数が等高線で、CALIPSO/CALIOP データから導出した黄砂消散係数がカラースケールで表示されている。両者は良く一致し、地上ライダーネットワークデータで同化したモデルが黄砂の分布を正確に再現していることを示している。

現在、黄砂以外のエアロゾルのデータ同化や地球規模のエアロゾル気候モデルのデータ同化などの研究が進められている。これらでは、地上ライダーネットワークだけでなく、SKYNET や AERONET などの放射観測ネットワーク、CALIPSO や MODIS などの衛星データも用いられるが、地上ライダーネットワークは観測頻度や観測精度などから非常に重要であると考えられている。WMO の GAW(Global Atmosphere Watch)では、東アジアのネットワークや欧州のライダーネットワーク (EARLINET) などの既存のネットワークを連携した GALION(GAW Aerosol Lidar Observation Network)が構成されている (GAW Report No. 178)。

引用文献

- Shimizu, A., N. Sugimoto, I. Matsui, K. Arao, I. Uno, T. Murayama, N. Kagawa, K. Aoki, A. Uchiyama, and A. Yamazaki, 2004: Continuous observations of Asian dust and other aerosols by polarization lidar in China and Japan during ACE-Asia, *J. Geophys. Res.*, **109**, D19S17, doi:10.1029/2002JD003253.
- Sugimoto, N., I. Matsui, A. Shimizu, T. Nishizawa, Y. Hara, C. Xie, I. Uno, K. Yumimoto, Z. Wang, S-C. Yoon, 2008: Lidar Network Observations of Tropospheric Aerosols, *SPIE*, **7153**, doi: 10.1117/12.806540.
- Uno, I., K. Yumimoto, A. Shimizu, Y. Hara, N. Sugimoto, Z. Wang, Z. Liu, and D. M. Winker, 2008: 3D Structure of Asian Dust Transport revealed by CALIPSO and a 4DVAR Dust Model, *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L06803, doi:10.1029/2007GL032329.
- Yumimoto, K., I. Uno, N. Sugimoto, A. Shimizu, Z. Liu, and D. M. Winker, 2008: Adjoint inversion modeling of Asian dust emission using lidar observations, *Atmos. Chem. Phys.*, **8**, 2869-2884.