

東京大学大学院新領域創成科学研究科

環境学研究系 自然環境学専攻

地球環境モデリング分野

平成22年度

修士論文

ライダーデータによる大気エアロゾルの同化に関する研究

A study for the aerosol assimilation by Lidar data

提出2011年2月25日

2011年度3月修了

指導教員 中島映至 教授

47096610 岡田 暁矩

目次

1.	背景	
1.1	エアロゾルの放射強制力	3
1.2	モデルによるエアロゾル分布の再現性	5
1.3	ライダーによるエアロゾル観測	8
1.4	データ同化	9
1.5	研究の目的	13
2.	実験方法	
2.1	データ詳細	14
2.2	雲マスク	16
2.2.1	誤差判定	16
2.2.2	雲判定 (クラウドマスク)	18
2.2.3	大気分子の散乱	21
2.2.4	偏光解消度判定	22
2.3	雲マスクまとめ	23
2.4	SPRINTARSデータ同化システム	25
3.	結果と考察	
3.1	ライダーデータ解析	26
3.2	データ同化結果の解析	31
3.2.1	エアロゾルの水平分布	31
3.2.2	エアロゾルの鉛直分布	35
3.2.3	人工衛星による観測結果との比較	36
4.	まとめ	39
	謝辞	41
	参考文献	43
	修士論文和文要旨	
	修士論文英文要旨	

1.背景

1.1.エアロゾル放射強制力

地球の大気や海洋の循環を駆動する主なエネルギー源は、太陽から入射する放射エネルギー（太陽放射）である。一方で、地球自身も、放射エネルギー（地球放射または赤外放射）を宇宙空間へ放出している。放射過程とは、陸面、海面や大気と、宇宙空間との間における放射エネルギーの入出力に関する物理過程であり、大気や地球表層におけるエネルギー分布を決定する重要なファクタである。放射エネルギーは大気中を伝達する過程において、大気中の気体分子やエアロゾル（大気中に浮遊する液体や固体の微粒子状物質）、雲などによって散乱・吸収される。以上のようなエネルギー収支は図1.1 のようにまとめることができる。

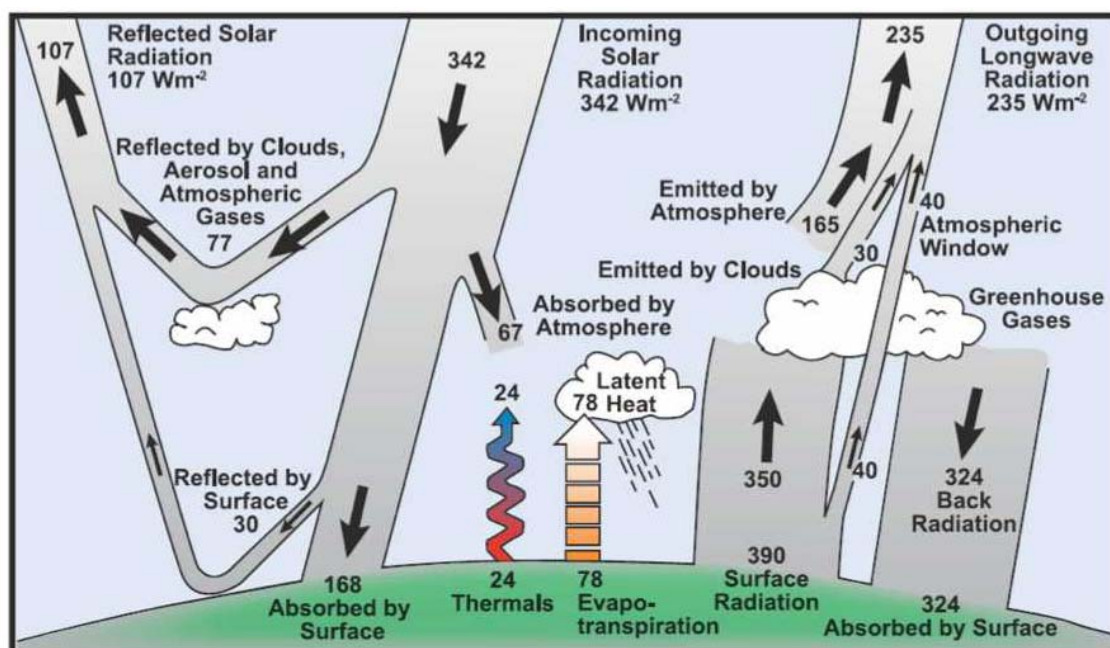


図1.1 地球の放射収支の模式図 (Kiehl and Trenberth, 1997)

気候変動のメカニズムを定量的に評価する場合、放射強制力という概念が使われる。これは、ある大気上端において放射エネルギーが平衡状態にある気候系に、何かの気候変動要因が大気に加わり、放射収支が変化した場合、この放射収支の不均衡を放射強制力と呼ぶ。通常、太陽放射が入射する方向を放射収支の正の方向と仮定することが多いが、この場合、気候変動要因によって正の放射強制力が発生する時、地球の気候系は加熱され、負の放射強制力が働いた時には系は冷却される。このような気候変動要因には、人為起源の二酸化炭素やメタンなどの長寿命温室効果気体、エアロゾル、対流圏オゾン、成層圏オ

ゾン、地表面アルベド、太陽活動の変化などが挙げられる。特に、産業革命以前 (1750 年) と現在 (2000 年) の間の変化を考えた場合、人間活動の発展によって増大した温室効果気体やエアロゾルによって放射フラックスが変化していると考えられている。図1.2 には、IPCC第四次報告書による、産業革命以前 (1750 年) と現在 (2000 年) の間の、各要因による大気上端における気候の放射強制力が示されている (IPCC, 2007)。図1.2によると、二酸化炭素やメタンによる放射強制力は、それぞれ $+2.63 \pm 0.17 (\text{W/m}^2)$ ($\pm 6.5\%$)、 $+0.48 \pm 0.05 (\text{W/m}^2)$ ($\pm 10.4\%$)と見積もられており、どちらも正の値であることから、地球を温暖化する効果があると考えられている。一方、エアロゾルの直接効果による放射強制力は $-0.5 \pm 0.4 (\text{W/m}^2)$ ($\pm 80\%$)、間接効果による放射強制力は $-0.7 [-1.1, +0.4] (\text{W/m}^2)$ ($-158\%, +58\%$)と報告されている。() 内は不確定性の幅の割合を示す。値が負であることから、エアロゾルは地球を冷却する効果をもつと考えられている。

エアロゾルの放射強制力には大きく分けて二つの異なった効果が指摘されている。直接効果とは、エアロゾル自身が太陽放射や地球放射を散乱・吸収することで地球大気の放射収支に影響を与える効果である。もう一方の間接効果とは、エアロゾルが雲凝結核になり、雲の光学特性を変化させ、エアロゾルが間接的に雲に作用して放射収支に影響を与える効果である。間接効果には大きく分けて二種類の過程がある。一つが第一種間接効果 (粒径効果) と呼ばれるもので、エアロゾル数の増加と共にそれが雲核となって作用するために、雲粒数が増加し、雲水量が一定の場合、雲粒半径は減少する。そのために、水雲の光学的厚さが増えて反射率が高くなる効果である (Twomey, 1974)。もう一つは第二種間接効果 (寿命効果) と呼ばれるものであり、第一種の間接効果のために雲粒半径が減少すると重力落下速度が小さくなるために、落下中に他の粒子と衝突して粒子が成長する衝突併合過程が起こりにくくなる。その結果、雲粒の成長が遅くなって雨粒になりにくくなることで雲の寿命が延び、雲水量が増え、水雲の光学的厚みが増える効果である (Albrecht, 1989)。また、温室効果ガスの放射強制力の不確定性を比べると、エアロゾルは非常に大きな不確定性があることがわかる。エアロゾルは、温室効果ガスと比較して大気中での滞留時間が短く、濃度や化学組成の時間的・空間的変動が大きいことが挙げられる。またエアロゾルは、その大きさが数nmから10 μm の広い範囲に及び、その化学組成も多種に渡っており、さらにこれらの混合状態も多様であるため、こうした多種多様な物理化学特性が複雑な光学特性 (光学的厚さや単一散乱アルベド) を生むために、エアロゾルが及ぼす放射収支への影響を見積もることは困難である。

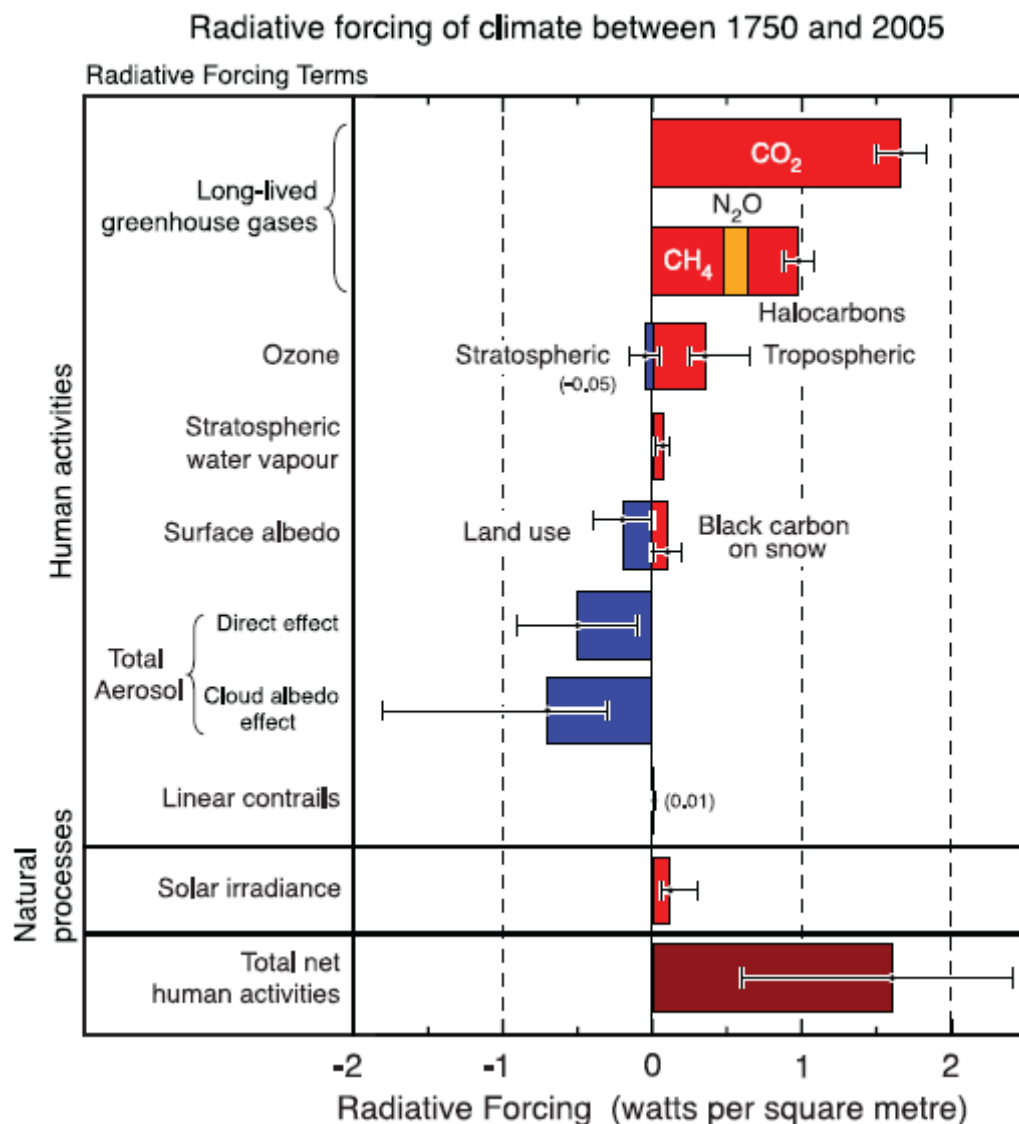


図1.2 気候変動に関する、主な外部因子による放射強制力のまとめ（大気上端における
 全球平均かつ年平均值、1750 年と2005 年との比較）（IPCC, 2007）

1.2 モデルによるエアロゾル分布の再現性

現在、エアロゾルが及ぼす放射収支の影響を算出するべく、多くの全球モデルによるシミュレーションが行われ、多くのエアロゾルモデルが作成されている。そこで現在作成されている多種多様に発達したエアロゾルモデルを評価、改善するべく、互いのエアロゾルモデルを比較することを目的としてAeroComプロジェクトが2003年に発足した(<http://nansen.ipsl.jussieu.fr/AEROCOM/>)。

図1.3で示すのは、AeroComプロジェクトに参加した15のエアロゾルモデルによる経度平

均した緯度方向のエアロゾル濃度の鉛直分布である (Texter et al., 2006)。エアロゾルの滞留時間や乾性・湿性沈着の速度モデルごとに異なっているため、エアロゾルのエミッションインベントリが同じでも、エアロゾルの鉛直分布に違いが見られる。図を見ると、エアロゾルが水平方向、鉛直方向ともに広く広がっているモデルもあれば、発生源付近のみに制限されているものもある。北半球と南半球でそれぞれ山のようにエアロゾル濃度が分布しているが、北半球は主にダスト、植生燃焼や工業起源のエアロゾルによるもので、南半球は主に植生燃焼起源エアロゾル、海塩粒子によるものである。また、モデルの解像度は、水平方向のグリッド数が304から51200、鉛直方向のグリッド数は18から40とモデルごとに大きく異なっており、解像度の違いはモデルの結果に影響を与えるひとつの要因となり得る。例えば、MPI_HAMとMOZGN、UMIとGOCARTの解像度は、ほぼ同じである。特に後者の2つのモデルでは、同じ気象データを用いてシミュレーションを行っている。しかし、MOZGN (図10-h) ではエアロゾルの分布が上空まで広がっているが、MPI_HAM (図10-i) ではそれが見られない。またUMI (図10-o) の図ではエアロゾルが極域で薄くなっているのに対し、GOCART (図10-c) ではエアロゾル濃度が極域まで幅広く伸びている。このように解像度が同じであり、同じ気象データを用いてもモデルの種類によって結果が大きく異なる。

モデルごとにエアロゾル分布の鉛直分布が異なる理由として、大きく2つの理由が挙げられる。1つはエアロゾルの鉛直分布に関する情報が依然として少ない傾向にあることである (Takemura et al., 2009)。従来は航空機やゾンデによりエアロゾルの鉛直分布を観測していた。しかし、前節で説明した通りエアロゾルは時間的、空間的な変動が激しいため、これら観測では時空間的に非常に限られており、エアロゾルの分布を把握することが困難である。近年、能動センサの1つであるライダーを地上観測網に配置したり、人工衛星に搭載することによってそのデータを解析していくことで、広域的なエアロゾルの鉛直分布を得ることができるようになった。エアロゾルの気柱量が同じであっても鉛直分布が異なると、定量的にエアロゾルの直接・間接効果も異なるだけでなく、エアロゾルの放射強制力の符号さえも変化するため、数値モデルによる鉛直分布の再現性は非常に重要である (Takemura et al., 2002a)。

モデルごとによってエアロゾル分布の不確定性を生み出す2つ目の要因は、使用する排出量インベントリおよび排出量推定式で生じる誤差である。基本的に自然起源エアロゾルの場合は、数値モデルパラメータを用いた経験推定式により発生量とその時空間分布を決定し、人為起源のエアロゾルは資源・エネルギー消費量の国別統計値などをベースとして推定されている。このようにエアロゾル量を経験的に推定しているため、誤差が含まれており、また統計量自体やそれをベースとした推定方法にも誤差が含まれている。すなわち、エアロゾルの分布に生じるばらつきを軽減するには、これら方法により発生する誤差を軽減する必要がある (Takemura et al., 2002b)。

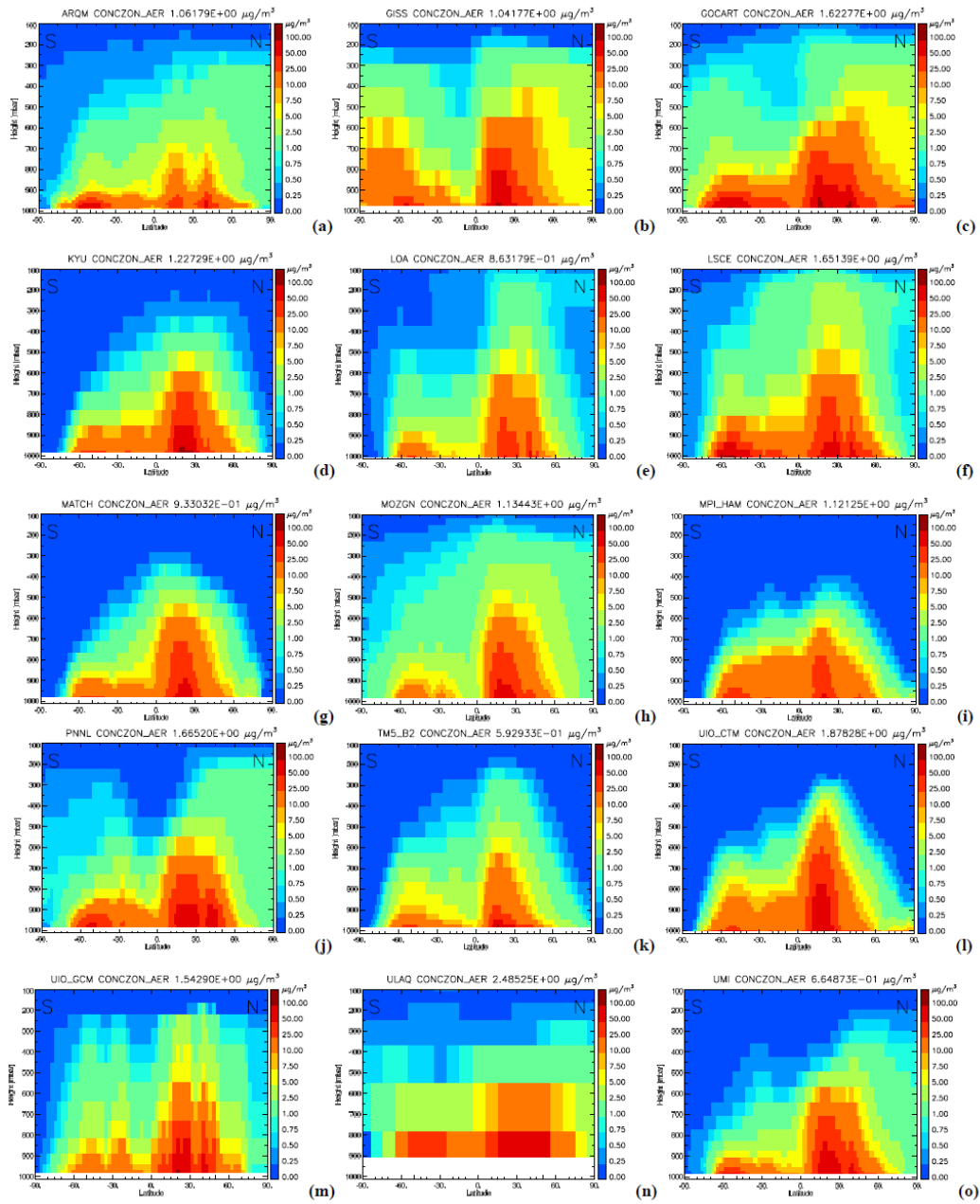


図 1.3 各全球シミュレーションが算出したエアロゾル濃度 ($\mu\text{g}/\text{m}^3$) の鉛直分布の比較 (Textor et al., 2006)

1.3 ライダーによるエアロゾル観測

エアロゾルの鉛直分布に関する詳細な情報を観測研究によって蓄積していくことは、エアロゾルに含まれる不確定性を軽減する上で重要である。

レーザーを用いた能動型センサであるライダーは、エアロゾルや雲の鉛直分布を精度良く測定できる観測機器である。現在、ライダーを用いた観測が様々な場所で行われている。例えば、アジアやヨーロッパなどではライダー観測サイトを多地点に配置し、それらを統合した地上観測網（ライダーネットワーク）が敷かれるようになった。また、地上観測だけでなく、船舶、航空機、衛星観測と幅広いプラットフォームでライダー観測が行われ、様々なエアロゾルの詳細な情報が収集されている。ライダーはレーザーライダーとも呼ばれることがあり、気象レーダーと似た原理の観測装置である。図 1.4 はライダー観測のイメージ図であり、雲やエアロゾルを測定対象とするライダーは、通常パルスレーザー光を大気中へ発射し、大気中の分子や粒子（雲やエアロゾル）に衝突して後方散乱されたレーザー光を観測する。観測されたレーザー光の強度と射出したレーザー光と反射光が測定されるまでの時間から、雲やエアロゾルの鉛直分布を求めることができる(Nishizawa et al., 2009)。

エアロゾルを観測するライダーの技術には、ミー散乱ライダー（ Sugimoto et al., 2005 ）、高スペクトルライダー（ HSRL ）(Liu et al., 1999)、そしてラマン散乱ライダー(Ansmann et al., 1992)の技術が挙げられる。このうち、ミー散乱ライダーは大気中の分子やエアロゾルによって散乱されたレーザー光の強度を測定する。測定される信号強度（ P ）と大気中の分子やエアロゾルの物理量との関係はライダー方程式と呼ばれる下記の公式で表現できる。

$$P(R) = \frac{C}{R^2} (\beta(R) + \beta_m(R)) \exp \left\{ -2 \int_0^R (\alpha(r) + \alpha_m(r)) dr \right\} \quad (1)$$

R はライダーから観測対象の層までの距離、 C はレーザーの送信出力などの機器に依存する校正定数を表す。 β と σ はエアロゾルの後方散乱係数と消散係数を表し、 β_m と σ_m は分子の後方散乱係数と消散係数を表している。 P に対して C と R^2 を補正することで減衰補正なしの後方散乱係数（ β_{obs} ）と呼ばれる物理量が得られる。すなわち減衰補正なしの後方散乱係数（ β ）は下記の式で与えられる。

$$\beta' (R) = P(R) * (R^2 / C) \quad (2)$$

この値をミー散乱の測定値として用いることがある。(1)式より、ミー散乱の測定値から共に未知数である β もしくは σ を推定するためには、 β と σ の間にある関係式を立てる必要が

ある。例えばFernaldの立てた解法では、エアロゾルのライダー比 (S) と呼ばれる β と σ の比 ($S = \sigma / \beta$) を仮定することで、 β と σ を推定する。なおこの時、 β_m と σ_m の値はゾンデ観測などで得られた大気分子の情報より算出した既知の値を用いる (Fernald, 1984)。

レーザー光は電磁場であり、特定の方向に振動する偏光特性を持っている。レーザー光が散乱されると、球形散乱体では散乱光の偏光方向は変化しないが、非球形散乱体では散乱光の偏光方向は変化する。直線偏光したレーザー光の後方散乱光のうち、射出時の直線偏光の偏光面と垂直の成分の割合を偏光解消度といい、偏光解消度の値が低いほど球形粒子であり、高いと非球形粒子である。

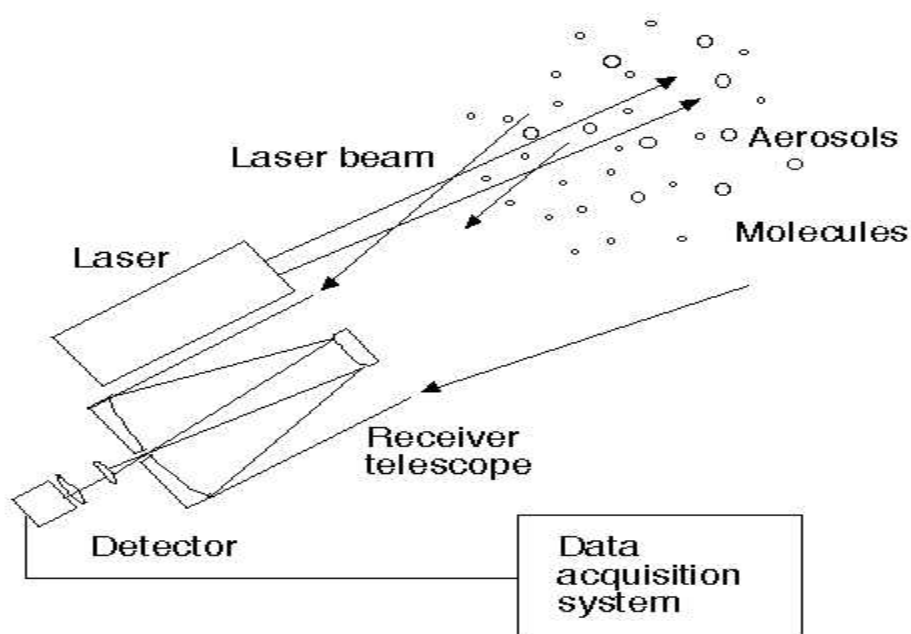


図 1.4 ライダー観測のイメージ図 (像計測工学 8.ライダー計測より抜粋)

1.4 データ同化

前節で述べた通り、エアロゾルモデルには様々な違いがあり、エアロゾルモデルの大きな不確定性を生み出す原因となっている。そこで、モデルでのエアロゾルの時空間分布やエアロゾルの排出量の誤差を軽減するべく、データ同化という手法を用いることは非常に有効である。データ同化は、観測とシミュレーションの両方のデータを用いることにより、この2つより確からしい解析値を得る方法である。現在広く用いられているデータ同化の

手法は、4次元変分法とアンサンブルカルマンフィルタ法である。この2つの手法による結果は、理想的な条件下では同値となる。

図1.5はエアロゾルデータ同化の1例を表したものであり、仙台と北京における消散係数の鉛直分布の観測値、データ同化なしのモデル結果と同化後のモデル結果である (Yumimoto et al 2007) 黄砂の発生輸送モデルRAMS・CFORSに仙台・札幌・富山・筑波の4点のライダー観測によるダストの消散係数を4次元変分法でデータ同化し、ダストの発生源強度・分布の推定を行っている。計算領域は、中心を37.5° N, 115° E、水平解像度40km (180×100)とし、鉛直方向は地表面から上空23kmまでを40層で分割している。仙台では、4月30日に高濃度のダストの飛来が観測されている(左図上段)。従来のモデルの結果(左図中段)ではダストの飛来時刻と高度を捉えているものの濃度はそれほど高くなかった。しかし、データ同化を行うことにより、ダスト濃度の過小評価が改善されていることが見て取れる(左図下段)。北京の観測データは同化には用いていないが、4月28日のダスト層の再現がデータ同化により改善している。これは、発生源強度・分布の逆推定により、同化に用いていない地点でもダストの分布が改善していることが示唆される。

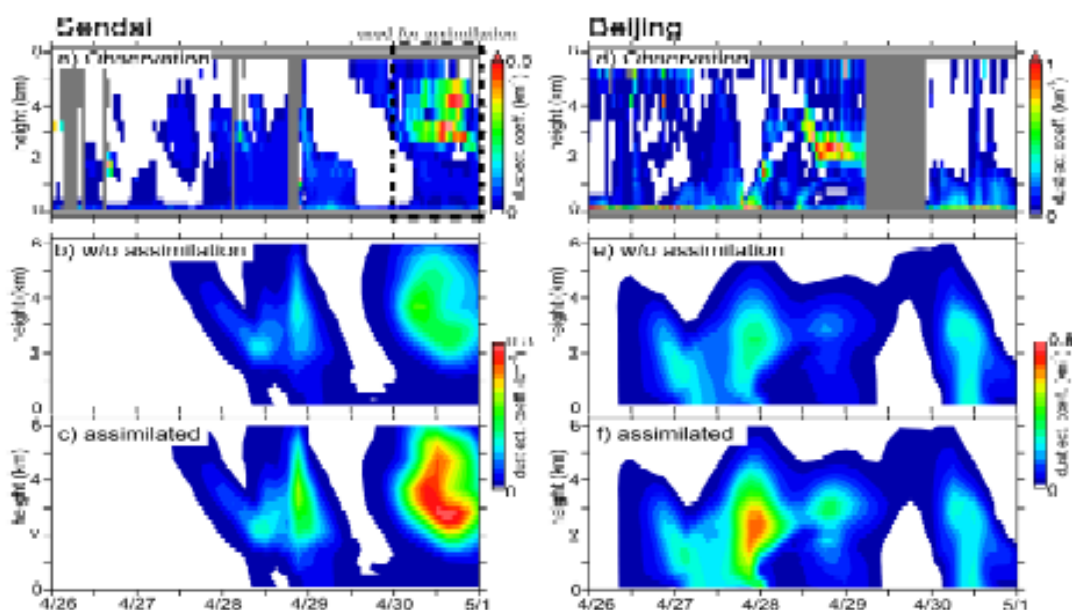


図 1.5 仙台・北京におけるライダー観測とモデルのダスト消散係数の時間 - 高度断面図の比較。上段：ライダー観測、中段：計算結果(データ同化前)、下段：データ同化後 (Yumimoto et al., 2007)。

エアロゾルの不確定性を改善するためには、より正確なエアロゾルの影響を把握するためには、時間分解能が高く、エアロゾルの変動を常に把握できるデータが必要である。これまで MODIS センサで観測されたエアロゾルの光学的厚さ (Yumimoto et al 2008a) や衛星搭載ライダー-CALIOP の観測データ (Yumimoto et al., 2008b) などがエアロゾル排出量推定に用いられている。そして近年では、人工衛星や地上観測によって時空間的に不連続にサンプリングされたエアロゾルデータを最適にシミュレーションして、時空間的に一様な配置された格子化データセットを構築するデータ同化手法が開発され始めた (Schutgens et al., 2010)。

Schutgens et al. (2010) では、東京大学気候システム研究センター(CCSR)・国立環境研究所(NIES)・地球環境フロンティア研究センター(FRCGC)が共同で開発している大気大循環モデルMIROC-AGCM に組み込まれた三次元全球エアロゾル放射輸送モデルSPRINTARS(Spectral Radiation-Transport Model for Aerosol Species)にアンサンブルカルマンフィルタ法を適用させ、地上のサン・スカイフォトメータによるエアロゾル観測ネットワーク AERONET からのエアロゾルの光学的厚さと粒径サイズの指標となるオングストローム指数の同化実験を行った。図1.6 は、同化なしのシミュレーション結果と同化結果のエアロゾルの光学的厚さ(500nm)をMODISの550nmのエアロゾルの光学的厚さと比較している。モデルと観測の光学的厚さの波長がわずかに異なるが、エアロゾル分布の傾向を比較することが可能である。この3種の図を比較すると、エアロゾルデータ同化前と後では過大評価の傾向であったスーダン、アラブ、エチオピアの光学的厚さが小さくなっている。また、データ同化によって、アルジェリアでのダストストームも抑えられ、フランス付近では光学的厚さが増加するなど、データ同化なしの値と比べデータ同化後の値が増加すると、データ同化によってエアロゾルの分布に改善が見られる。しかし、MODIS衛星搭載センサで観測されているアフリカ西海岸付近のダストストームやスペイン上空での大気汚染が、データ同化後でも反映されていないなどの課題も挙げられる。この場合、MODISによるリモートセンシング値事態にも観測誤差による問題があることを留意しなければならない。

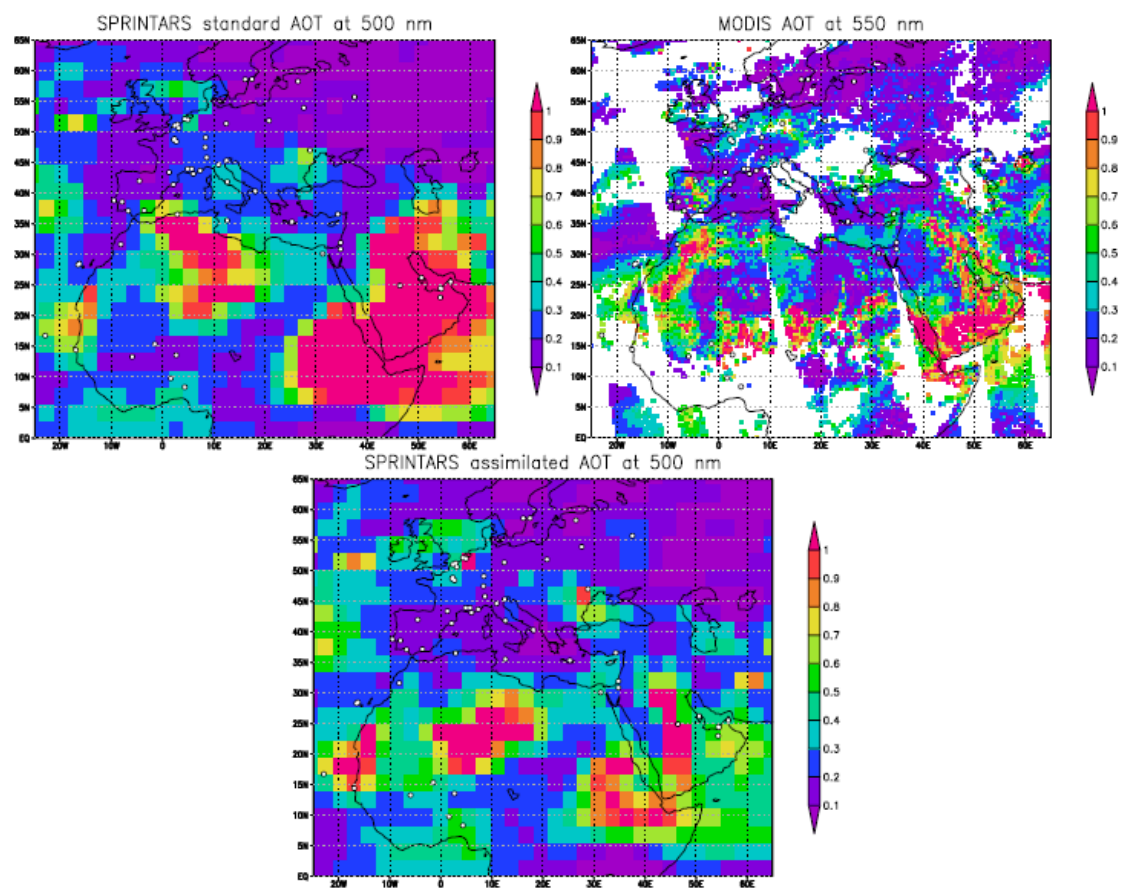


図 1.6 2005 年 7 月 13 日におけるヨーロッパや北アフリカ上空のエアロゾルの光学的厚さ。
 上段左：SPRINTARS 単体のシミュレーション結果(500nm)、上段右：MODIS による観測
 結果(550nm)、下段：データ同化後の SPRINTARS の結果(500nm) (Schutgens et al., 2010)

1.5 研究の目的

前節までの議論から、エアロゾルの特徴や気候影響について以下のことが示される。

- ・ エアロゾルの不確定性を表す要因は、エアロゾルの激しい時空間変動によるものである。特に鉛直分布に関しては十分な検討がされていない。
- ・ 多くのモデルによってエアロゾルの影響評価が試みられているが、その結果はモデルごとに大きく異なっている。
- ・ そのため、エアロゾルシミュレーションと観測データを統合してより精度の高い解析値を得るデータ同化の手法が開発されている。データ同化には精度の高い観測データが必要である。
- ・ 地上のライダー観測は、全球をカバーすること難しいが、時間分解能が高くかつ鉛直分布の情報が得られる。このような地上ネットワークは最近、やっと整備されてきたところである。そこで、ライダーデータをデータ同化に用いることにより、エアロゾルの不確定性を軽減する研究が重要になっている。しかし、そのためにはライダーデータに含まれる雲や不確かなデータを精度よく取り除く雲マスクの開発が必要である。

そこで本研究の目的を以下の通りとする。

- ① 全球エアロゾルモデル SPRINTARS を用いたデータ同化システムに適用するための良質なエアロゾルデータを構築する。そのために、ライダーデータに含まれる雲や雲と疑わしいもの、観測ノイズなどを取り除くアルゴリズムを作成する。
- ② ①で得られたエアロゾルデータを SPRINTARS データ同化システムに適用し、同化前後でエアロゾル分布にどのような違いが生じるかを調べる。①で作成した雲マスクや国立環境研究所の標準雲マスクによるマスキングの結果を比較することにより、雲マスクの違いによる同化結果への影響を調べる。

2. 実験方法

2.1 データ詳細

本研究で用いたライダー観測データは、国立環境研究所 (NIES) によって作成されたものである (<http://www-lidar.nies.go.jp/>)。観測地点はアジア 5 ヶ国 (日本、中国、韓国、タイ、モンゴル) の大学や研究機関と共同し計 22 地点に及ぶ (図 2.1)。ライダー観測は自動化され昼夜連続観測が実施されている。この時、測定信号の校正、測定信号を用いた雲や雨の判定、そしてエアロゾル特性の導出といった一連のデータ解析もリアルタイムで自動処理されている (Shimizu et al., 2004)。表 1 には、NIES のライダーの性能を示す。NIES のライダーでは、エアロゾルの粒子の大きさに近い 532nm と 1064nm の波長が用いられている。また定点観測であるため、時間分解能が高くエアロゾルの激しい変動を追跡することができる。しかし、エアロゾルだけでなく、雲粒子や大気分子もライダー光を反射する。したがってエアロゾルの情報を取り出すためには、エアロゾル粒子による散乱と雲粒子および大気分子による散乱を明確に分離する必要がある。

今回用いたライダーデータの詳細を表 2 に示す。

表 1.NIES のライダーの仕様 (sugimoto et al., 2004)

Laser	Flashlamp pumped Nd:YAG laser		
Output power	1064nm	20mJ/pulse	
	532nm	20mJ/pulse	
Repetition rate	10pps		
Telescope	Schmidt Cass egrain		
Diameter	25cm		
Field of view	1 mrad		
Receiver	3 channels		
	(1064nm,532nm dual polarization)		
Detector	Photmultiplier tubes (532nm)		
	Avalanche photodiode(1064nm)		
Data acquisition	Digital ascilloscope		

表 2 . 本研究で使したライダーデータの詳細

-
- ・使用データ
 - 後方散乱係数 (Attenuated back Scattering coefficient) (/m/sr)
 - 2波長 (532nm,1064nm)
 - 偏光解消度 (532nm)
 - ・観測時期 2005年3月1日0:00~31日23:45 1ヶ月間
 - ・観測場所 12箇所
 - 北京、筑波、富山、松江、長崎、スウォン、
 - フフホト、済州、福江、宮古島、奄美大島、札幌
 - ・時間間隔 15分 (5分間の観測での平均値)
 - ・高度 0~11970m
 - ・鉛直分解能 30m
-

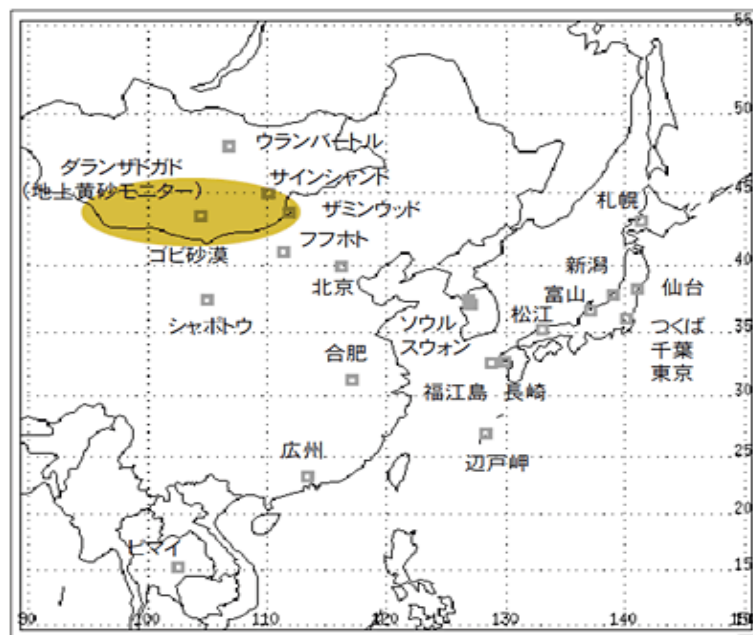


図 2.1.国立環境研究所ライダーネットワークの観測地点 (2008 年 2 月時点、
<http://www.nies.go.jp/kanko/news/27/27-1/27-1-03.html> より抜粋)

2.2 雲マスク

1 章で説明したとおり、ライダーデータには、エアロゾルだけでなく雲や大気分子、観測ノイズなどが混在しており、エアロゾルの情報を取り出すためには、これらの夾雑物を取り除くマスクングが必要である。ここではマスクング手続きを単純に、雲マスクと呼ぶことにする。図 2.1 は本研究で用いた雲マスクの概要を示しており、この手順に従い、ライダーデータから雲や観測ノイズを取り除き、データ同化に適用するためのデータとした。

2.2.1 ノイズレベル推定

各月、各地域におけるにおけるノイズレベルを見積もる。2 章で述べたとおりライダー光は、高度と共に減衰し、後方散乱光強度は小さくなる。また、大気密度も高度と共に減少していくため、高高度のデータでは相対的にノイズの割合が大きくなる。そこで、高い高度の後方散乱係数のデータはノイズであると仮定し、ノイズレベルを推定する。

ノイズレベルを見積もるために、高度 11~12km における 532nm と 1064nm の 2 波長の後方散乱係数 (/m/sr) を用いて、各波長でのノイズレベルを見積もった。この条件で、各地点、2 波長のノイズの月平均値 n_{532} と n_{1064} 、標準偏差 σ_{532} と σ_{1064} を算出する。標準偏差 σ_{532} と σ_{1064} の 3 倍である $3\sigma_{532}$ と $3\sigma_{1064}$ を閾値とし、その値以下のものをノイズとして判断する。

(1) 式に観測機器のノイズ n_0 を加えると、

$$P(R) = \frac{C}{R^2} (\beta(R) + \beta_m(R)) \exp \left\{ -2 \int_0^R (\alpha(r) + \alpha_m(r)) dr \right\} + n_0$$

右辺の第一項は高度 11-12km ではゼロと近似でき、両辺に R^2/C を掛け、平均を取ると、

$$\left\langle \frac{R^2}{C} P(R) \right\rangle \approx \left\langle \frac{n_0}{C} R^2 \right\rangle \approx 0$$

上式は、減衰補正なしの後方散乱係数 β と同じ単位系なので、 β の値からノイズレベルを見積もることが可能となる。

$(n_0 + dn)/C$ の標準偏差 σ は以下のように表せる。

$$\sigma = \sqrt{\left\langle \left(\frac{n_0}{C} \right)^2 \right\rangle - \left\langle \frac{n_0}{C} \right\rangle^2}$$

各高度でのノイズレベルの閾値を標準偏差 σ の 3 倍である $3\sigma R^2$ と仮定すると、観測ノイズはほぼ全てこの閾値より小さいと考えられるので、この手法により観測ノイズをほぼ取り除くことが可能である。

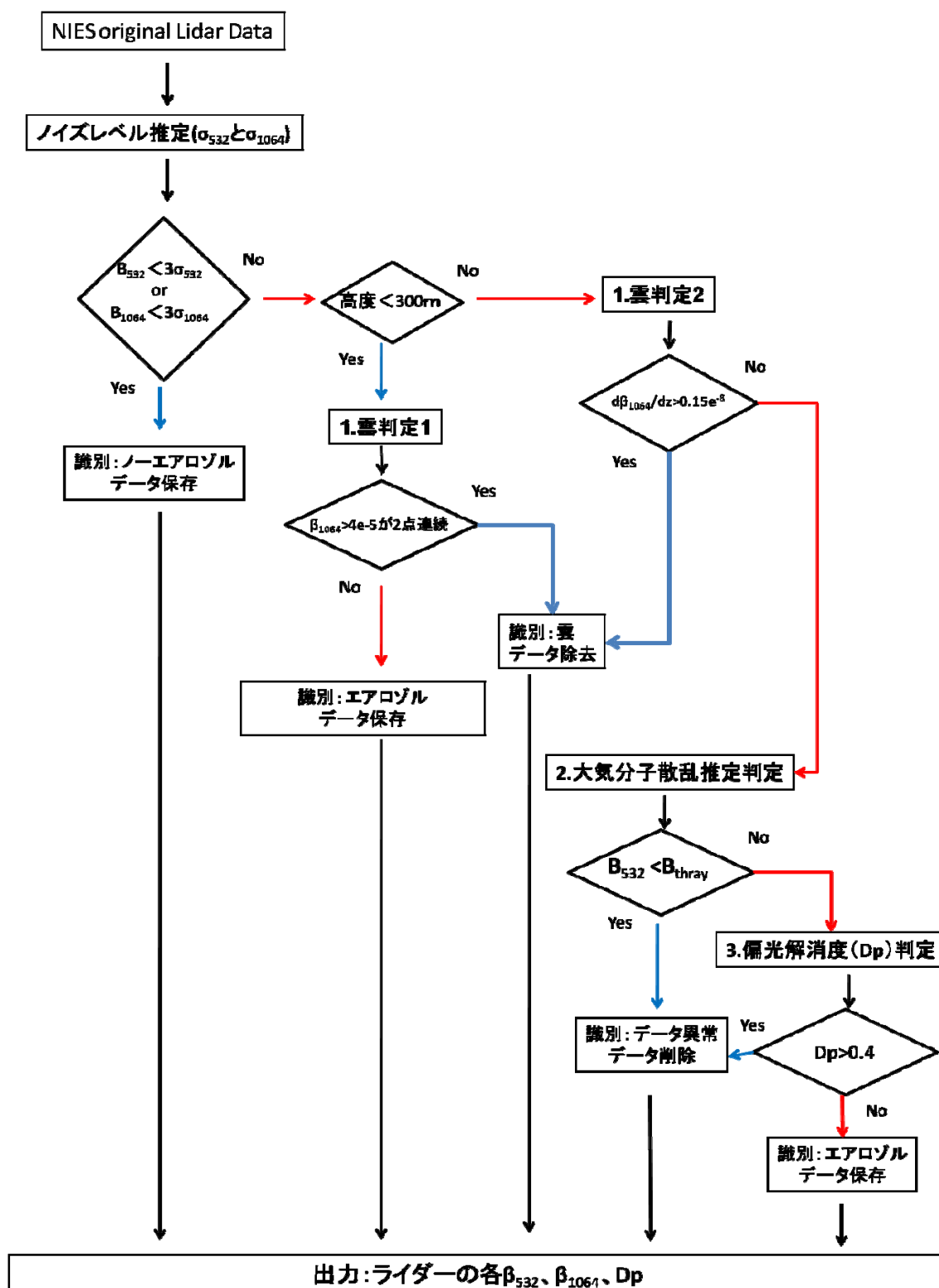


図 2.1 本研究の雲マスクの概要

このようなノイズ以下のデータではエアロゾル濃度が 0 に近い場合と判断できるので、そのデータは下記の 3 つの判定を行わず、データを保存する。NIES のライダーデータは清水研究員の解析によって、ライダー校正定数 C が求められているが、誤差解析は全く行われていない。そのため、ここで求めるノイズレベルを算出する必要がある。

2.2.2 雲判定 (クラウドマスク)

ライダー光が雲分子に当たるとライダー光は散乱され、大きく減衰する。ライダー光が雲底に当たって減衰を受けると、それより上層のエアロゾルや雲の分布を精確に観測することができない。例えば、光学的厚さが 3 以上の雲はライダー光を大きく減衰させる (Sassen and Cho, 1992)。こうした強い減衰をうけたデータを取り除くことで、良質なエアロゾルのデータを収集することは、エアロゾルを解析する上で重要である。図 2.2 は現在、国立環境研究所のライダー観測で用いられている雲判定の概要である。この雲判定の手順は大きく 3 つに分けられる。

- 1) 1064nm の波長での後方散乱係数の増加率 $d\beta_{1064}/dz \geq 2 \times 10^{-8} (/m^2 / sr)$ となる点が 4 点連続して存在する時、最も高度の低い点を雲底と仮定する (図 2.2 の右図の 111 点目)。
- 2) 上記 1) で雲底とした高度より高い高度で、雲底での後方散乱係数 ($/m/sr$) の値と等しくなる高度を雲頂と仮定する (図 2.2 の左図の 146 点目)。
- 3) 上記で仮定した雲底と雲頂の間の後方散乱係数の最大値が $1 \times 10^{-5} (/m/sr)$ を超える場合、仮定した雲底から雲頂までを雲とする。

NIES の雲マスクをエアロゾルデータ同化のために改良したものでは、後方散乱係数の増加率が $d\beta_{1064}/dz \geq 5 \times 10^{-8} (/m^2 / sr)$ となる領域を雲と判定している。

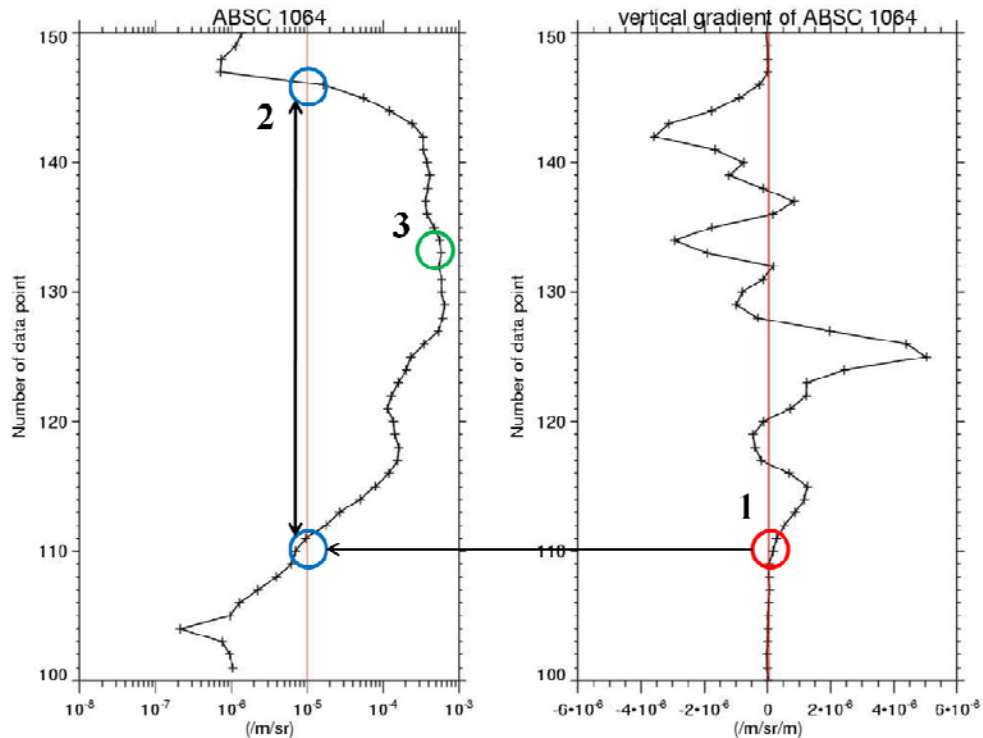


図 2.2 現在用いられている国立環境研究所のライダー観測の雲マスクの設定。赤丸 1：雲判定手順 1、青丸 2：雲判定手順 2、緑丸 3：雲判定手順 3（2010 年 国立環境研究所 清水 研究員 提供）

この手法では確実に雲だと判断できるものだけを選別しているので、光学的厚さが 0.01 を下回るような薄い雲を判別することができない(Shimizu et al., 2004; Sassen and Cho, 1992)。そこで今回は、この NIES の雲マスクを基に、雲と疑わしいものを削除するための雲マスクを作成する。

上記の 2 つとは別に、今回作成した雲マスクの設定は下記の 2 つである

- 1.) 高度 300 ~ 11970m で 1064nm の後方散乱係数の増加率 $d\beta_{1064}/dz \geq 1.5 \times 10^{-8}$ (/m²/sr) が存在した場合、その 3 点下の高度を雲底と判断して、雲底の点と雲底より高い高度に存在するデータを全て削除する。
- 2.) 地表面付近(0~300m)で 1064nm の後方散乱係数が 4.0×10^{-5} (/m/sr) を超える点が 2 点連続して存在する場合、その点を雲底として判断し、雲底の点と雲底より上に存在するデータを全て削除する。

2つの設定を設けたのは、1章で説明した通りライダー方程式が距離の2乗に反比例しているからである。ライダーシグナルが距離の2乗に反比例しているため、ライダーとの距離が近い場所、すなわち今回の地上観測では地表面付近の値のばらつきが大きい。そのため、地表面付近で後方散乱係数の増加率を見ても、その精度は低く、またバラツキが大きい。そのため設定1を地表付近のデータに適用しても、多くのデータを雲と誤判定し、殆どのデータを削除してしまう。そこで今回は300mを1つの基準として考え、300m以下の観測では後方散乱係数の値で雲かどうかを判断する。図2.3に用いた雲判定のみを適用した結果を表す。

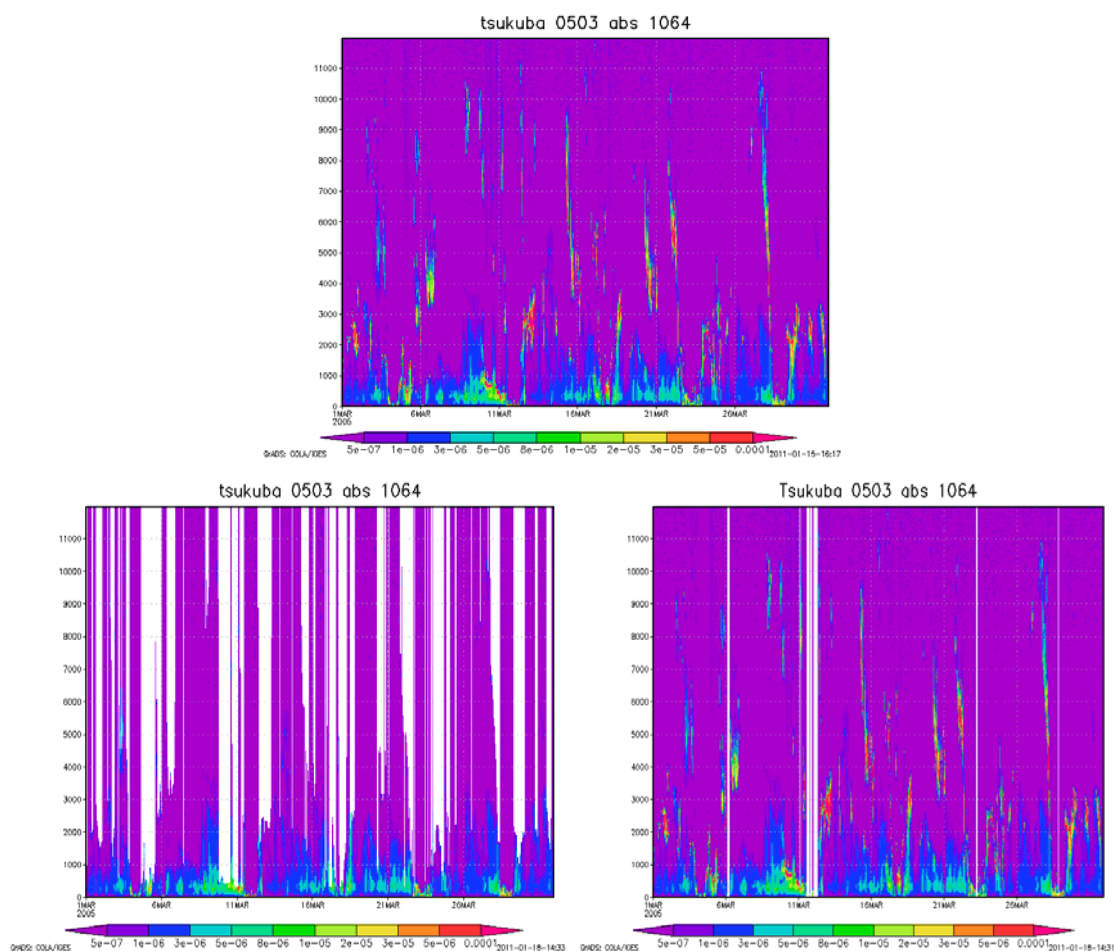


図 2.3 作成雲判定の結果一例 (2005 年 3 月筑波の 1 ヶ月間のデータ上：ライダーの元データ、左下：雲判定 1) のみを適用したライダーデータ、右：雲判定 2) のみを適用したライダーデータ)

2.2.3 大気分子の散乱判定

ライダーはエアロゾルや雲が存在しない場合、大気分子からの散乱を受信する。受信されたシグナル強度が大気分子による散乱強度より小さい場合、うまく散乱シグナルを測定できていない可能性が示唆されるため、大気分子によって散乱されたデータを取り出す必要がある。ここでは、波長 532nm の後方散乱係数を使用する。その理由は、大気分子の散乱強度は波長の 4 乗に反比例するため、532nm の大気分子の散乱は 1064nm のものに比べ 16 倍の大きさになっており、大気分子による弱い散乱の影響を見積もりやすいからである。一般的に海拔 0m のアメリカ標準大気(15°C, 1atm)における 532nm の後方散乱係数と消散係数はそれぞれ、 $1.59 \times 10^{-3} / (\text{km}/\text{sr})$ と $1.33 \times 10^{-2} / (\text{km})$ である (Measure et al., 1984)。全球エアロゾルモデル SPRINTARS のライダーシミュレータによるレイリー散乱の後方散乱係数(β_{ray})の平均値は下記の式(3)の近似式で表せる。

$$\beta_{\text{ray}} = 0.1 * 10^{(-5.311 * 10^{-5} * z - 5.811)} \quad (3)$$

z は地表面からの高度(m)を表しており、エアロゾル濃度は 0 と仮定している。実際の大気密度は気温や気圧に依存するので、大気分子の散乱強度も、高度ごとの気温、気圧に依存することとなる。しかし、ここでの目的はレイリー散乱の影響を見積もることではなく、観測の異常を取り除く点にあるので、式(3)を用いた。

しかし、実際の観測では気圧や気温の変化によって、実際の観測値が β_{ray} の値を下回ることがある。特に 300m 以下の条件では、大気やエアロゾル以外の要因が強く働くため、この判定は 300m より高い高度で行う。そして、この閾値を下回る点が続いた場合、ライダーに異常が起きたと判断し、これら点とその点より上に存在するデータを全て削除する。図 2.4 に大気分子の散乱判定のみを適用した結果を示す。

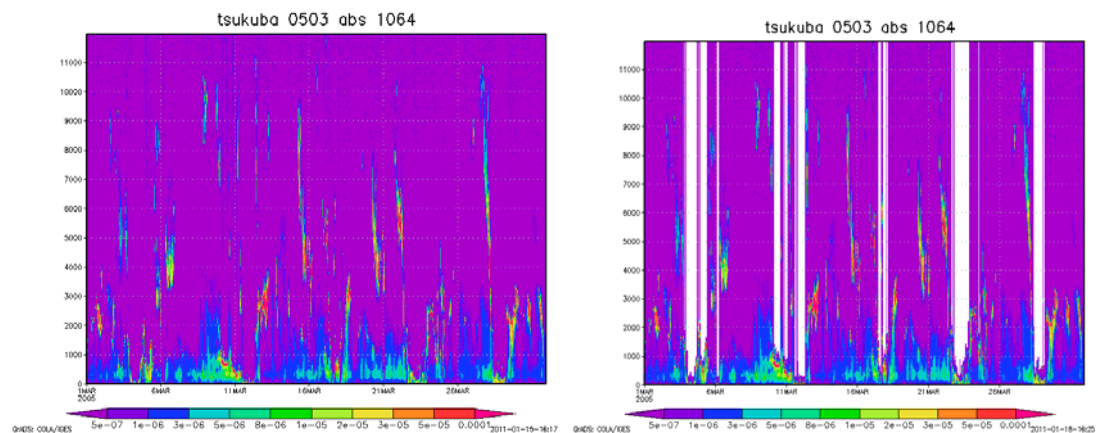


図 2.4 大気分子の散乱判定の結果一例 (2005 年 3 月筑波の 1 ヶ月間のデータ左: ライダーの元データ、右: 大気分子の散乱判定のみを適用したライダーデータ)

2.2.4 偏光解消度による判定

本研究で用いるライダーからは、直線偏光しているレーザーが照射されているので、反射光を測定することで、偏光解消度を見積もることができる。これにより、散乱体の粒子の非球形性が推定できる。図 2.5 は 2001 年に北京、長崎、筑波の 3 箇所におけるエアロゾルの偏光解消度の存在分布を表している。横軸はエアロゾルの持つ偏光解消度を、縦軸は対象となる偏光解消度を持つエアロゾルがどれだけ存在しているかを表している。この図より、エアロゾルの偏光解消度が 0.4 を超えることがほとんどないことが分かる。偏光解消度の高いダストの平均偏光解消度が 0.35 となっている (Murayama et al., 1999; Shimizu et al., 2004; Yumimoto et al., 2007)

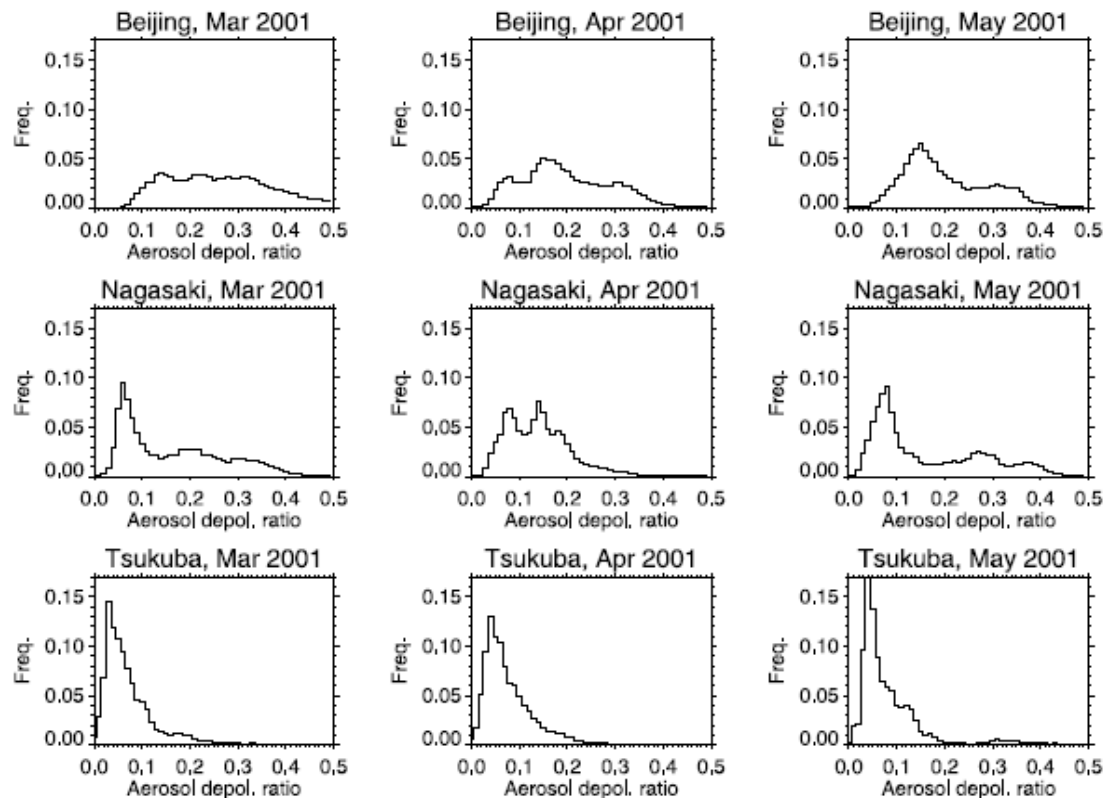


図 2.5 2001 年におけるエアロゾルの偏光解消度の発生頻度分布。地表 0km から 6km でエアロゾルの後方散乱係数が $8 \times 10^{-4} / \text{km/sr}$ を超えたところだけをカウントした (Shimizu et al., 2004)。

そこで本研究では偏光解消度 0.4 を閾値とし、偏光解消度が 0.4 を超えるデータはエアロゾルではないと判断し、除去することにする。しかし、高度 300m 以下では偏光解消度が精度よく測定できない場合があるので、この判定は 300m より上の高度で判定を行う。また、本研究で用いたサイトのデータには、タクラマカン砂漠やゴビ砂漠などから発生する非球形な土壌粒子の情報が含まれているので、この判定によるエアロゾルの過小評価が懸念される。図 2.6 に偏光解消度による判定だけを適用した結果を示す。

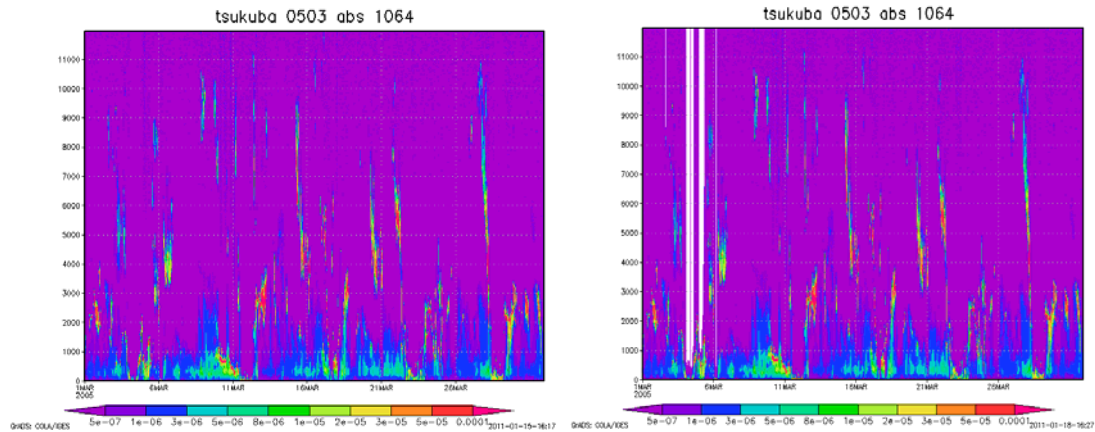


図 2.6 偏光解消度による判定の結果一例 (2005 年 3 月筑波の 1 ヶ月間のデータ左：ライダーの元データ、右：偏光解消度判定のみを適用したライダーデータ)

2.3 雲マスクまとめ

2.2.2 で述べたとおり、本研究ではNIESの雲マスク、NIES改良版の雲マスク、本研究の雲マスクと 3 種類の雲マスクを用意した。図 2.7 と表 3 はそれぞれの雲マスクにおける概要を表している。表 3 の C1 と C2 は、C1：後方散乱係数 ($/m/sr$) の閾値、C2：後方散乱係数 ($/m^2/sr$) の閾値をそれぞれ表している。各々の雲マスクの特徴を挙げると、NIES雲マスクは閾値が小さいが、雲を判定するのに 3 つの条件を満たす必要があるので、3 種の雲マスクの中で 1 番雲の判定が厳密である。NIES改良版は 3 種の中で閾値が一番大きい、1 点だけで雲かどうかを判断しているので、結果としてNIES雲マスクより判定が甘い。本研究の雲マスクは閾値の値が小さく、特に高度 300m 以上の条件では閾値を満たす点から 3 点下のものを削除すると、本研究で用意した雲マスクの中で判定が 1 番甘い。

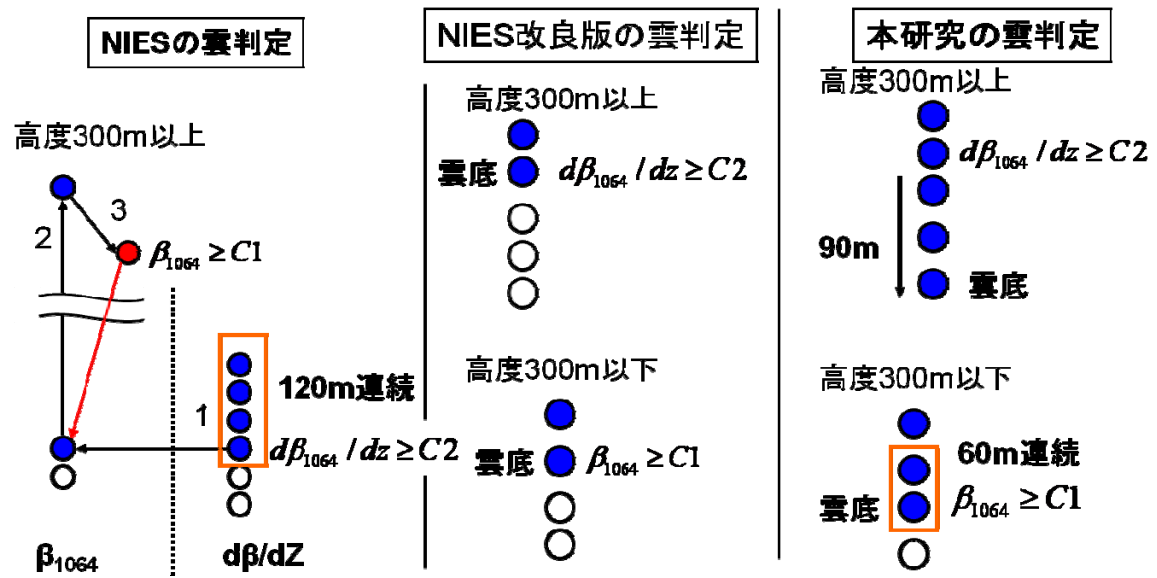


図 2.7 雲マスクまとめの概要、青丸は雲領域。C1 と C2 の値は下表を参照。

表 3 . 雲マスクまとめ

	NIES 雲マスク	NIES 改良版雲マスク	本研究の雲マスク
C1(/m/sr)	1.0×10^{-5}	5.0×10^{-5}	4.0×10^{-5}
C2(/m ² /sr)	2.0×10^{-8}	5.0×10^{-8}	1.5×10^{-8}
ノイズ	10 ~ 12km	10 ~ 12km	11 ~ 12km
レイリー判定	×	○	○
偏光解消 度判定	×	0.4	0.4

2.4SPRINTARS データ同化システム

アンサンブルカルマンフィルタ法はデータ同化の1種である。この方法では、非線形問題 $y=f(x)$ を局所的に線形化した切空間における、解析値(x_a)と予測値(x_f)の間の下記の関係を利用する(Rodgers, 2000)。

$$x_a = x_f + P_a \cdot H^T \cdot R^{-1} \cdot (y - H \cdot x_f)$$

ここで x はモデル量(エアロゾル濃度など)を表している。予測値(x_f)は観測地(y)とシミュレーション値($H x_f$)によって改善される。ここで y は各地点でのエアロゾルの光学的厚さやオングストロームを表し、 H は観測操作を表す行列である。そして P はモデルに含まれる誤差共分散行列、 R は観測自体に含まれる誤差共分散行列を表している。

SPRINTARS は、ダスト、海塩粒子、硫酸塩、ススと有機炭素エアロゾルを合わせた炭素性エアロゾル、硫酸塩の前駆物質である二酸化硫黄(SO_2)と硫化ジメチル(DMS)をトレーサーとして取り扱っている(Takemura et al., 2000; 2002; 2005)。Schutgens et al.(2010)では、全球エアロゾルモデルSPRINTARS にアンサンブルカルマンフィルタ法を用いて、地上観測によるエアロゾルの光学的厚さやオングストローム指数をデータ同化させている。このシステムを拡張し、ライダー観測による減衰補正なしの後方散乱係数のデータを同化させるためのシステムが開発中である。そこで、NIES の雲マスク、NIES の雲マスクを改良したもの、本研究で開発した雲マスクの3種類の雲マスクによって得られたエアロゾルや大気分子による後方散乱係数をこのデータ同化システムに適用させた。モデル分解能は、水平解像度はT42(約 $2.8^\circ \times 2.8^\circ$)で、鉛直分解能は σ 座標系で20層である。同化期間は雲マスクの解析期間と同じ2005年3月1日から31日であり、アンサンブルメンバー数は24、局所化のパッチサイズは4グリッド、膨張係数 $\delta=0.1$ とした。気象場はNCEPの再解析データをナッジングしている。本研究では、このシミュレーション結果の解析・比較を行った。エアロゾルの光学特性は、6時間ごとに出力した結果である。

3. 結果と考察

ライダー観測のデータから良質なエアロゾルデータを得るための雲マスクを作成した。また、この雲マスクでマスキングしたライダーデータをエアロゾルデータ同化に適用することで、エアロゾル濃度分布の改善を試みた。3.1 節では新しく作成した雲マスクを、NIES の雲マスクや SPRINTARS のデータ同化を目的とした NIES の雲マスクを改良したものとの比較して、それらの雲マスクの性能の評価を行った。3.2 節では、雲マスキング後のライダーデータを SPRINTARS データ同化システムに適用した同化結果の解析を行った。

3.1 ライダーデータの解析

本研究で作成した雲マスクを NIES のライダー観測で導入されている雲マスクやエアロゾルデータ同化のために改良された NIES の雲マスクをそれぞれ比較し、雲マスクの性能の評価を行った。図 3.1、図 3.2 及び図 3.3 はライダーの観測値と、NIES の雲マスク、NIES の改良版雲マスク、本研究で作成した雲マスクを適用させた後の 1064nm の後方散乱係数の結果である。本研究で扱った 12 の観測サイトの中でも特にこれらの雲マスクの違いが顕著に分かる松江、筑波、スウォンの結果をここでは示す。これらの図から、NIES の雲マスクに比べると本研究で作成した雲マスクや改良版の NIES の雲マスクは多くの観測値をマスキングしていることがわかる。このことから、すでに導入されている雲マスクとは異なる、エアロゾルデータ抽出のための雲マスクの必要性が確認できる。また、NIES の雲マスクの改良版では除去し切れていない雲と疑わしいデータを完全に除去している。しかし、スウォンの 23 日の高度 300m 付近は $1\text{e-}5(\text{m/sr})$ 以下の比較的值が小さい値であるためエアロゾルの領域であると考えられるが、本研究で作成した雲判定では雲と認識し、削除してしまっている。これはエアロゾル濃度が高いため、大気分子の層から雲層へ移る場合と同様に大気中の後方散乱係数が急激に上昇しているためだと考えられる。一方、NIES の雲マスクは確かに多くの雲の部分削除しているが、雲の判定が厳密なため、雲底付近の後方散乱係数の大きい領域が雲として判別されずに残存している部分が目立つ。例えば、図 3.1 松江の 11 日で上空約 7000m に存在する雲や図 3.2 スウォンの 16 日の高度 3000m 上空に存在する雲を NIES 雲判定が判定しているものの、完全に除去できず半分以上の雲がまだ残っている。さらに、図 3.1 松江の 27 日の高度 7000m 上空に存在する雲や、図 3.3 スウォンの 21 日の高度 3000m 上空に存在する雲など作成した雲マスクでは雲として削除しているのに対し、NIES の雲マスクでは削除されていない部分も存在した。両者の雲マスクの違いは、本研究で作成した雲マスクが雲と疑わしき箇所を完全に除去することを目的としているのに対し、NIES の雲判定では厳密に雲と判定している箇所を抽出する目的で作成されたためだと考えられる。

次に、本研究で作成した雲判定の結果とエアロゾルデータ用抽出のために改良したNIESの雲マスクの結果を比較する。NIESの雲マスクの改良版では、高度 300m以上で 1064nmの後方散乱係数が 5×10^{-5} (/m/sr) を越えた場合、その高度より上空の高度のデータをマスクキングする。本研究の雲マスクとNIESの雲マスクの改良版を比較すると、両方の雲マスクで同じ雲を対象としている場合であっても、NIESの雲マスクの改良版では雲を除去しきれずに雲底付近の後方散乱係数の値が高い領域が多く残っているが、本研究の雲マスクではその部分を除去できている。図 3.2 の筑波では 6 日の高度 3000~4000mの地点や 26 日の高度 5000m地点の雲、図 3.3 のスウォンでは 20 日の 4000m地点の雲がこれにあたる。この理由は大きく 2 つ考えられ、1 つは後方散乱係数の増加率の閾値がNIES雲マスクの改良版では 5×10^{-5} (/m²/sr) であるのに対し、本研究で作成した雲判定では 1.5×10^{-5} (/m²/sr) と半分以下の値を用いたため、NIES雲マスクの改良版では雲の判定がゆるく、より多くの領域を雲として判定しているためである。また、閾値を下げることによって、図 3.2 の筑波 9 日ごろ高度 8000mの雲、図 3.3 スウォン 27 日の高度 7000mの雲と、NIESの雲マスクの改良版では判定できなかったものが、本研究で作成した雲マスクではそれを判定し除去できていることが分かる。2 つ目の理由は本研究で作成した雲マスクでは、閾値を超えた高度より、3 点分 (90m) 低い高度部分から雲として除去するためである。これにより、雲底付近の後方散乱係数が比較的大きい 3×10^{-5} (/m/sr)程度の領域を除去しやすくなった。特に雲底は雲の状況によっては 1064nmの後方散乱係数の増加が少ないので、3 点先のデータを含めて判定を行うことは非常に有効であると考えられる。このように、NIESの雲マスクの改良版では判定できていなかった雲や雲底付近の後方散乱係数の大きい部分を本研究で作成した雲マスクでは削除できるようになり、雲判定の改善を確認することができた。しかし、課題点も残っている。例えば、図 3.3 に示すスウォンの 8~10 日の高度 500~3000mのデータを比較すると、NIESの雲マスクの改良版に比べ、本研究で作成した雲マスクがエアロゾルと思われる領域 ($1.0 \times 10^{-6} \sim 1.5 \times 10^{-5}$ (/m/sr)) のデータを一部削除していることが分かる。このような点から、本研究で作成した雲マスクは全ての観測地点で同じアルゴリズムを用いたが、それぞれの観測サイトで観測されるエアロゾルの特徴を考慮し、各観測サイト特有のエアロゾルイベントに対応できるような雲マスクへの改良が求められる。

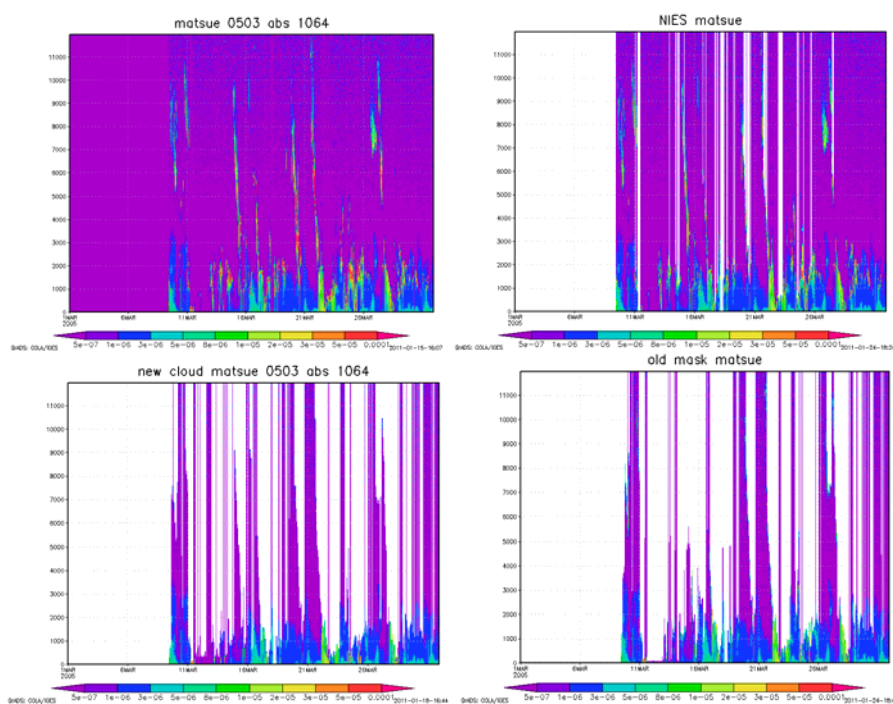


図 3.1 2005 年 3 月松江における 1064nm の後方散乱係数の時系列変化(上段左: 観測値、上段右: NIES の雲マスク適用後の結果、下段左: 本研究で作成した雲マスク適用後の結果、下段右: NIES の雲マスクの改良版適用後の結果)

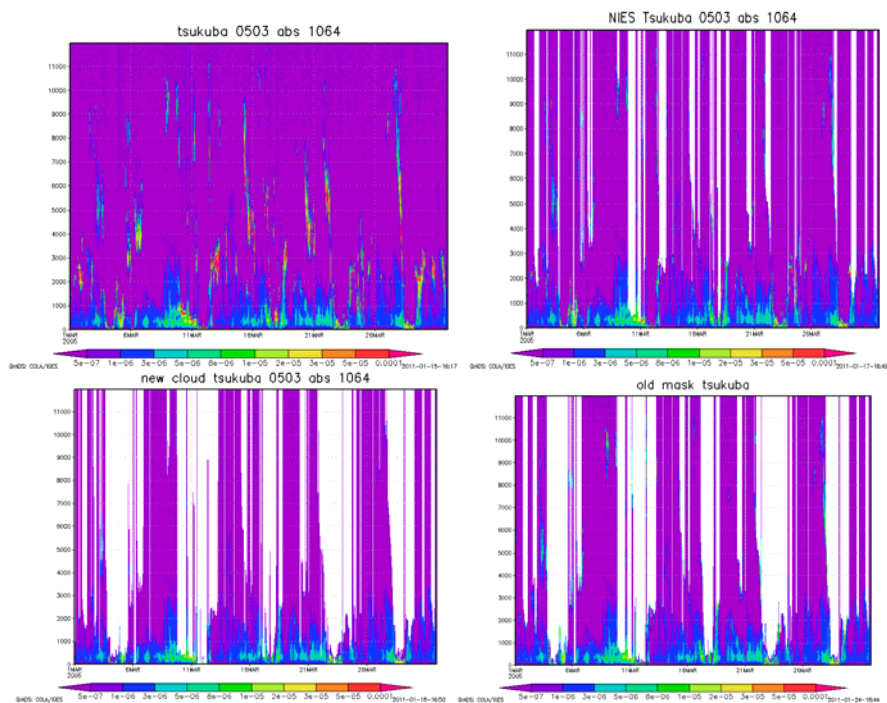


図 3.2 2005 年 3 月筑波における 1064nm の後方散乱係数の時系列変化(上段左: 観測値、上段右: NIES の雲マスク適用後の結果、下段左: 本研究で作成した雲マスク適用後の結果、下段右: NIES の雲マスクの改良版適用後の結果)

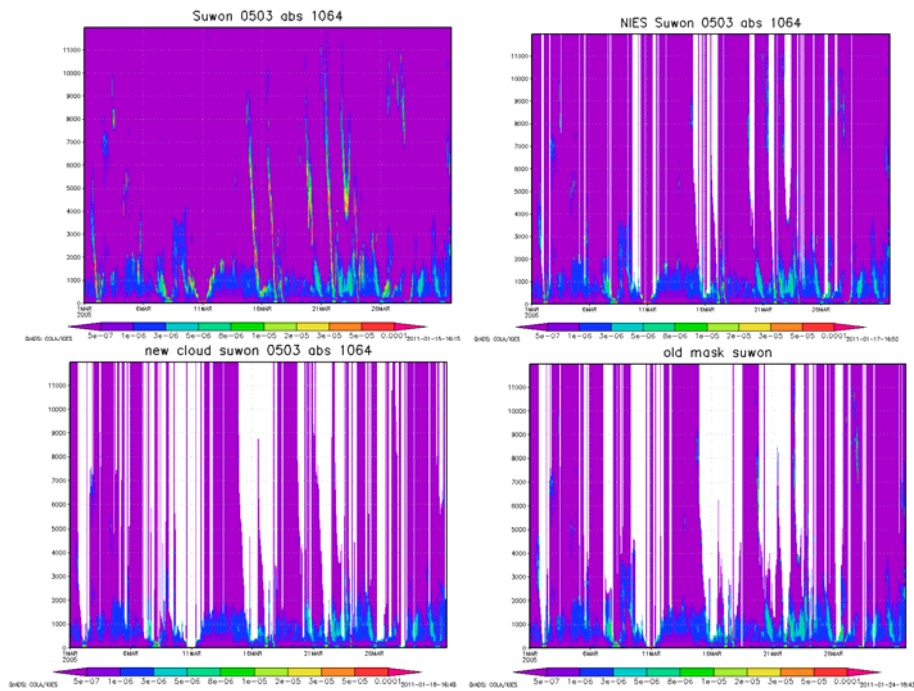


図 3.3 2005 年 3 月スウォンにおける 1064nm の後方散乱係数の時系列変化 (上段左 : 観測値、上段右 : NIES の雲マスク適用後の結果、下段左 : 本研究で作成した雲マスク適用後の結果、下段右 : NIES の雲マスクの改良版適用後の結果)

図 3.4 は、本研究で作成した雲マスクが実際に削除した雲と、本研究で作成した雲マスクと他の雲マスクで除去できなかった雲を表している。ライダーの元データと比較すると、本研究で削除した雲は 1×10^{-5} (/m/sr) 程度の後方散乱係数をもつ高く、雲と疑われる領域が削除されていることが分かる。NIES 改良版との比較では、NIES 雲マスクは雲判定の設定が厳密なため、多くの雲が削除できず残っているのが分かる。NIES 改良版との比較では、NIES の雲マスクより削除できなかった雲が目立たない。しかし、3 月 21 日の高度 5000m 上空の雲や 3 月 26 日の 7000m 上空の雲と本研究の雲マスクによって初めて削除できる領域があることが分かった。またエアロゾルと思われる ($1.0 \times 10^{-6} \sim 1.5 \times 10^{-5}$ (/m/sr)) のデータを一部削除していることを改めて確認することができた。

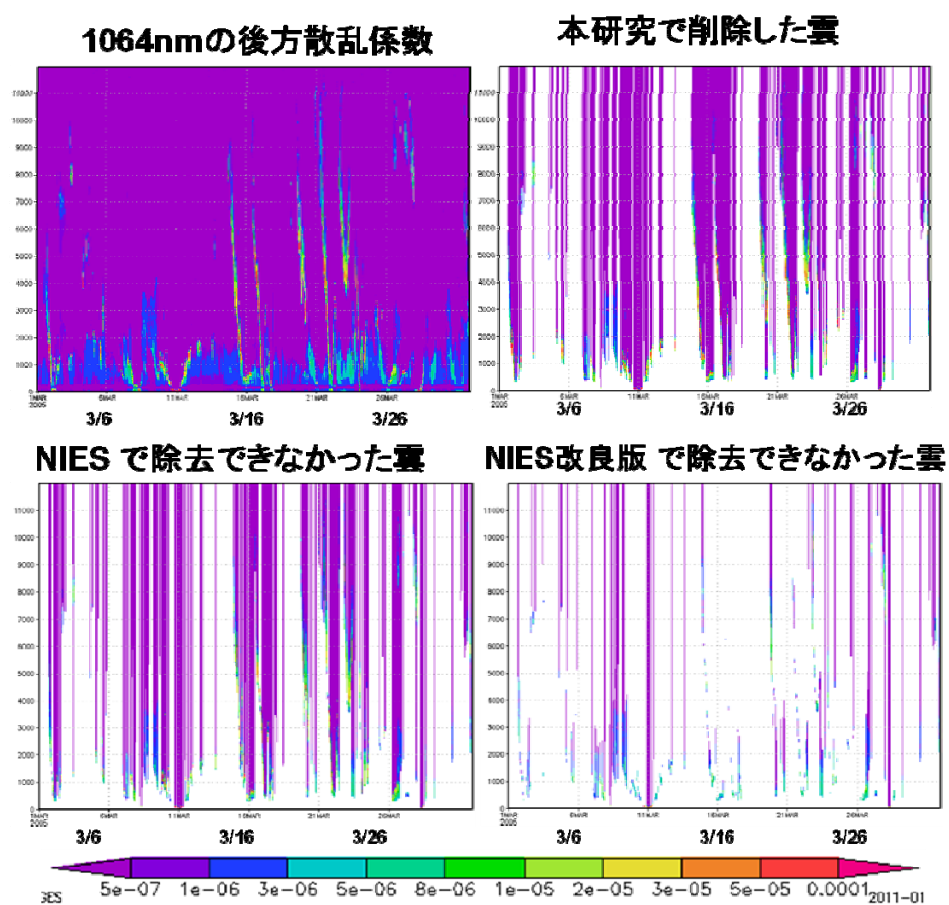


図 3.4 2005 年 3 月スウォンにおける 1064nm の後方散乱係数の時系列変化 (上段左 : 観測値、上段右 : 本研究で作成した雲マスクで削除できた雲、下段左 : 本研究で作成した雲マスクで削除できたが、NIES 雲マスクで削除できなかった雲、下段右 : NIES の雲マスクの改良版適用後の結果)

3.2 データ同化結果

3.2.1 エアロゾルの水平分布

本研究で作成した雲マスクを適用した 532nm の後方散乱係数をデータ同化システムに導入した結果の解析を行い、他の雲マスクの同化結果やデータ同化なしの標準のモデル結果との比較も行った。比較した結果は、1.データ同化なしの標準のモデル結果、2. NIES の雲マスクを適用させた後のライダーデータの同化結果、3. NIES の雲マスクをエアロゾルデータ同化のために改良した雲マスクを適用させた後のデータの同化結果 4.本研究で作成した雲マスク適用後のライダーデータの同化結果の 4 種類である。

図 3.4 は 2005 年 3 月の 550nm における全エアロゾルの光学的厚さの月平均値を示したものである。同化なし標準のモデル結果と他の 3 種類の同化結果では、同化結果の方がエアロゾルの濃度の高い領域が大きく広がり、値も高くなる傾向が見られる。同化なしのモデル結果では、エアロゾル濃度の高い領域が中国南東付近に集中し、この領域から離れるにつれ光学的厚さは減少していき、アジア周辺の海上を除いた太平洋上では光学的厚さが 0.1 以下となっている。しかしエアロゾルデータ同化を行った結果は多くの領域でエアロゾル光学的厚さの値が増加している。特に、本研究で用いたライダー観測サイトが存在する中国、韓国、日本周辺ではエアロゾルの光学的厚さが 0.5 以上に増加している。また、アジア域からの太平洋上へのエアロゾルの流入も増加し、北太平洋上での光学的厚さは 0.1 以上となり、アメリカ大陸でもその影響が見られる。データ同化した 3 種の結果同士を比較すると、NIES の雲マスクは、その影響が最も大きく西はインド、東はアメリカまでと大きく広がっている。また全種類の中で最もエアロゾルの光学的厚さが大きい傾向にあり、エアロゾル光学的厚さ 1.0 以上の領域が本州全土を包み込んでしまっている。これは NIES の雲マスクは雲の研究を目的としているため、雲判定によって厳密に雲とみなせるものだけを雲として抽出するため、比較の後方散乱係数の値が大きいものも同化データに残存しているため、残り 2 つの雲マスクよりもエアロゾルの光学的厚さが大きくなった。本研究の雲マスクと NIES の雲マスクの改良版の同化結果を比較すると、NIES の雲マスクの改良版では日本の九州上空でのエアロゾルの光学的厚さが 1 以上であるが、本研究で作成した雲マスクでは 1 以下であり、エアロゾルの流入量の若干の減少が見られるが、特に大きな違いは見られなかった。

図 3.5 はエアロゾルの光学的厚さのアンサンブルスプレッドの相対値 stau/τ を表している。ここで、 τ はエアロゾルの光学的厚さの平均値であり、 stau はそのアンサンブルスプレッドである。アンサンブルスプレッドはアンサンブルメンバーのばらつきを表すものであり、この相対値が小さければ小さいほど観測データによる制約が大きくなり、不確定性が小さいことを示している。逆に、相対値が大きいと観測値の同化が不十分であり、不確定性が大きいことを示している。まず、標準のモデル結果と同化結果を比較すると、デ

ータ同化なしの結果では太平洋上の赤道付近を除いた領域で相対値が 0.7 以上の大きい値を示している。一方、3 種類の同化結果ではすべて本研究で用いたライダー観測サイトのあ中国、韓国、日本を中心に相対値が 0.4 以下となっている。これはデータ同化によってライダー観測で得られる鉛直分布の情報を組み込むことにより、エアロゾルの光学的厚さの水平分布の不確定性を軽減できることを表している。特に、NIES の雲判定による相対値は小さく、日本や韓国周辺だけでなく、太平洋西部まで相対値が 0.3 以下となる領域に広がっている。これは、NIES の雲マスクではマスキングされた観測データが他の 2 つの雲マスクと比べると少ないため、同化に適用されたデータ量が多くなり、アンサンブルスプレッドが小さくなる結果となった。本研究の雲マスクよりも NIES の雲マスクの改良版の方が雲を除去しきれていない分、多くのデータが同化に適用された。しかし、日本付近において、本研究の雲マスクの同化結果では相対誤差が 0.3 以下となる領域が NIES の雲マスクの改良版の結果より広がっている。このことから、本研究で作成した雲マスク後のデータは、NIES の雲マスクの改良版のマスキングされたデータより、エアロゾルデータ同化システムに適した良質なエアロゾルデータを作成できた。

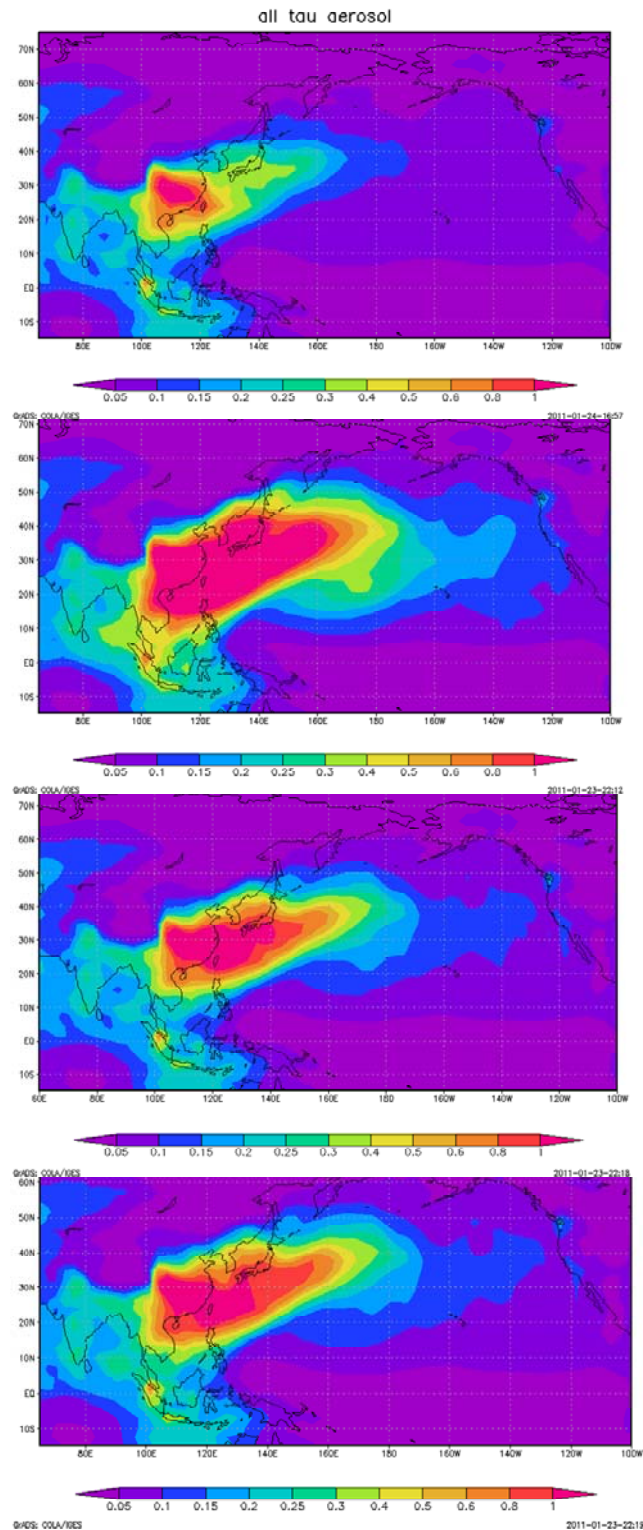


図 3.5 2005 年 3 月の 550nm のエアロゾルの光学的厚さの月平均値(上から順に a:データ同化なしのモデル結果 b: NIES の雲判定を用いた同化結果 c: NIES の雲マスクの改良版を用いた同化結果 d:本研究で作成した雲マスクを用いた同化結果)

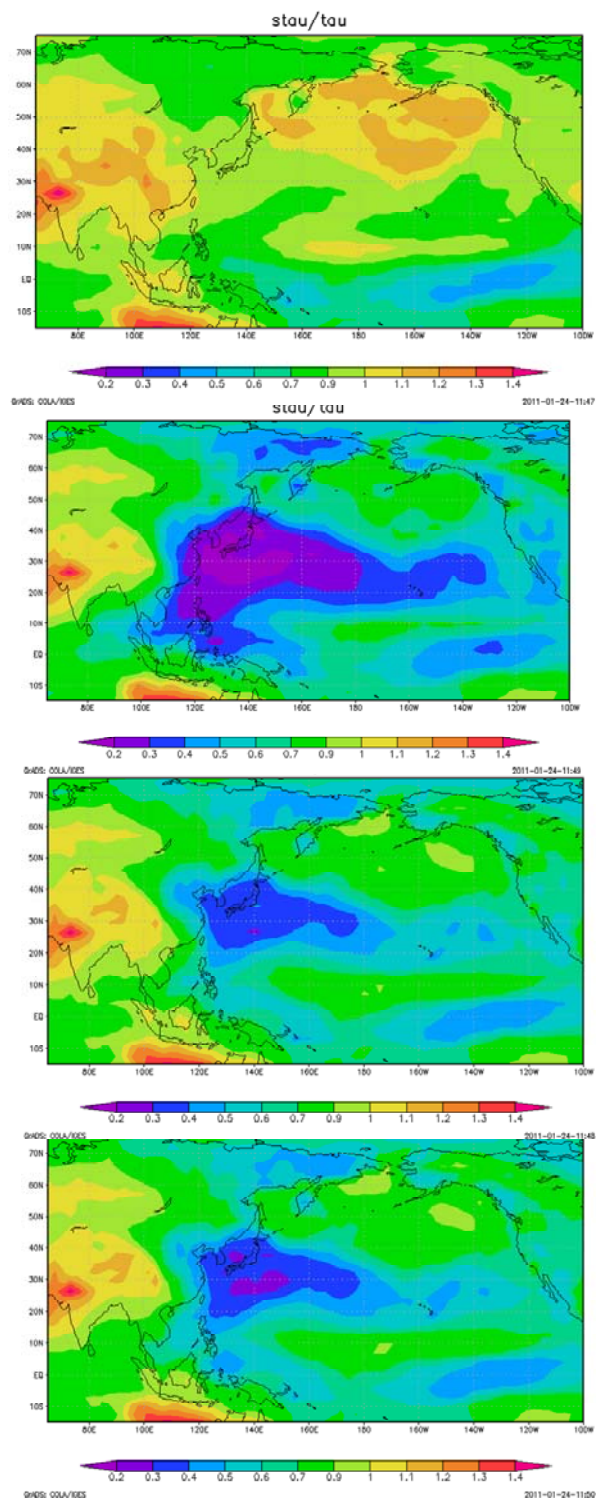


図 3.6 2005 年 3 月のエアロゾルの光学的厚さのアンサンブルスプレッドの相対値(上から順に a:データ同化なしのモデル結果 b:NIES の雲マスクを用いた同化結果 c : NIES の雲マスクの改良版を用いた同化結果 d:本研究で作成した雲マスクを用いた同化結果)

3.2.2 エアロゾルの鉛直分布

前節では、本研究で作成した雲マスクの同化結果と NIES の改良版雲マスクの同化結果でのエアロゾルの光学的厚さの水平分布には、大きな違いは見られなかった。そこで、この両者の違いをさらに詳しく調べるために、この 2 つで各層のエアロゾルの光学的厚さの鉛直分布の結果の比較を行った。

図 3.6 は、東経 132°、北緯 30~38°のエアロゾルの各層の光学的厚さの鉛直断面図を表している。北緯 35°、東経 132°付近には NIES の観測サイトの一つである松江の観測サイトが存在している。まず両者の特徴であるが、NIES の雲マスクの改良版によるデータ同化の結果では σ 座標系高度 0.5 付近までエアロゾルの光学的厚さが 0.05 以上である領域が満遍なく広がっており、北緯 30~34°付近では σ 座標高度 0.7 付近で光学的厚さが 0.1 以上となっており、中国大陆からのエアロゾル輸送が確認できる。本研究で作成した雲マスクのデータ同化の結果では緯度が高くなるにつれて、 σ 座標高度 0.7 より高い高度のエアロゾルの光学的厚さが減少していることが分かる。さらに、 σ 座標高度 0.9 付近では、本研究の雲マスクを用いた同化結果の方が NIES の雲マスクの改良版より光学的厚さが大きく、光学的厚さの大きい領域が高緯度まで広がっている。図 3.7 は松江付近 (北緯 35°、東経 132°) におけるエアロゾルの各層の光学的厚さの時間変動を表している。NIES の雲マスクの改良版による同化結果は 17 日に、 σ 座標高度 0.6~0.7 の領域でエアロゾルの光学的厚さが 4 以上と大きくなっている。特に、17 日、 σ 座標高度 0.6~0.7 でのエアロゾルの光学的厚さの増加は大きく、スウォン (北緯 37°、東経 127°)、長崎(北緯 33°東経 129°)、済州 (北緯 34 度、東経 126°) 付近でも確認された。一方、本研究で作成した雲判定では σ 座標系高度 0.9 付近での光学的厚さが NIES の雲マスクの改良版を適用させた結果より大きくなっている。この結果から、NIES の雲マスクの改良版で残存していた高高度における後方散乱係数の高い部分をデータ同化を適用したことにより、高高度における高濃度のエアロゾル輸送を促進する結果となったと思われる。逆に、本研究で作成した雲マスクでは高高度での後方散乱係数の大きい領域は少なくなっているため、高高度へのエアロゾル輸送が抑えられ、境界層内のエアロゾルの光学的厚さが増加していると考えられる。

本研究で作成した雲マスクと NIES の雲マスクの改良版による、観測データのマスクング結果の主な違いは、高高度での後方散乱係数の大きい領域の有無であり、その差が同化結果に大きな影響を与えることがわかった。このことから、精度の良い雲マスクの重要性が再確認された。

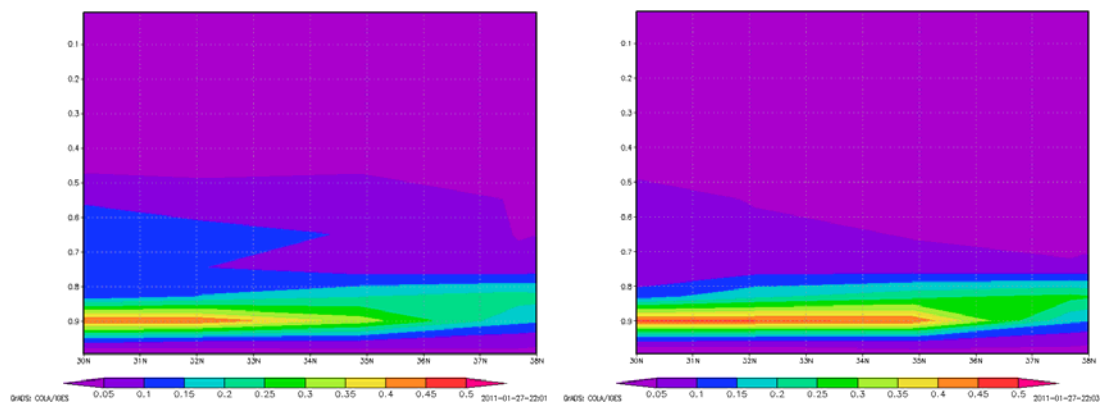


図 3.7 エアロゾルの各層光学的厚さの鉛直断面図(緯度：北緯 30～38°、経度：東経 132°、左：NIES の雲判定の改良版を適用させた同化結果、右：本研究で作成した雲マスクを適用させた同化結果)

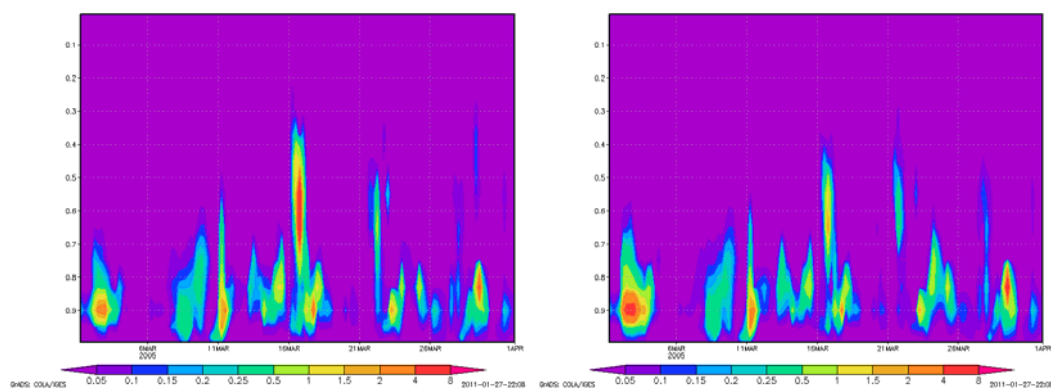


図 3.8 エアロゾルの各層の光学的厚さの時間変化 (北緯 35°、東経 132°、左：NIES の雲マスクの改良版の同化結果、右：本研究で作成した雲マスクを適用させた同化結果)

3.2.3 人工衛星による観測結果との比較結果

最後に、今回のデータ同化の影響が顕著に表れたアジア域において、同化結果のエアロゾルの光学的厚さと、Terra 衛星、Aqua 衛星に搭載されている MODIS センサによる観測結果との比較を行った。ここでは、図 3.8 は MODIS センサの観測結果であり、同時期の図 3.4 に示したエアロゾルデータ同化結果と比較する。まずデータ同化なしの結果と MODIS の値を比較すると、データ同化なしのモデル結果ではエアロゾルの分布は中国の南東のみに広がっているのに対し、観測では、中国南東部から東部へ流れ込み、日本付近でも光学的厚さが 0.5 以上と大きい値を示している。このことからデータ同化なしのモデル結果では、

エアロゾルの大気中濃度は過小評価傾向であると判断できる。

次に、NIES の雲マスクの同化結果では、日本周辺で低かったエアロゾルの濃度が増加しているが、日本東部の太平洋上まで光学的厚さが 0.5 以上となっており、観測結果と比較するとエアロゾル濃度の過大評価が目立つ結果となった。これは NIES の雲マスクでは雲と疑わしいものを完全に除去できていないため、データ同化によりエアロゾル濃度の過大評価が生じ、エアロゾルの光学的厚さが増加したと考えられる。

最後に、NIES の雲マスクを改良したものによる同化結果と本研究の雲マスクの同化結果を MODIS センサの観測結果と比較した。これらの雲マスクによる同化結果では、両者共に日本やアジア付近での過小評価が改善されたが、MODIS の観測結果と比較すると過大評価となった。しかし、NIES の雲マスクの同化結果と比較すると、本研究の雲マスクではエアロゾル濃度の高い領域が抑えられている。また、観測サイトから離れたインド洋上やベトナム付近の領域では、本研究で作成した雲マスクの同化結果の方が光学的厚さが大きく、MODIS の観測値に近づくという改善が見られた。これは、本研究で作成した雲マスクにより良質なエアロゾルの情報を取り出せたことにより、モデル内でのエアロゾル輸送が改善されたと考えられる。しかし、赤道付近の太平洋上では、全てのモデル結果においてエアロゾル濃度の過小評価がみられ、依然として改善が見られないという課題も残った。また、Terra 衛星、Aqua 衛星は共に太陽準回帰軌道を飛行しているため、Terra 衛星は現地時刻 10:30 に、Aqua 衛星は現地時刻 13:30 のみで観測が行われる問題もある。これらの問題点を改善するためには、赤道付近でのライダー観測地点の設置や、常時観測が可能な静止衛星データの解析などが、今後重要な研究になると思われる。なお、Terra 衛星の結果の方が日本付近で光学的厚さが大きくなっているが、観測時刻による大きな違いは見られなかった。4 種類のモデル結果の月平均値は 6 時間ごとの値の平均値であるが、モデル結果の月平均値を 2 つの衛星の MODIS センサの月平均値と比較することは問題ないと考えられる。

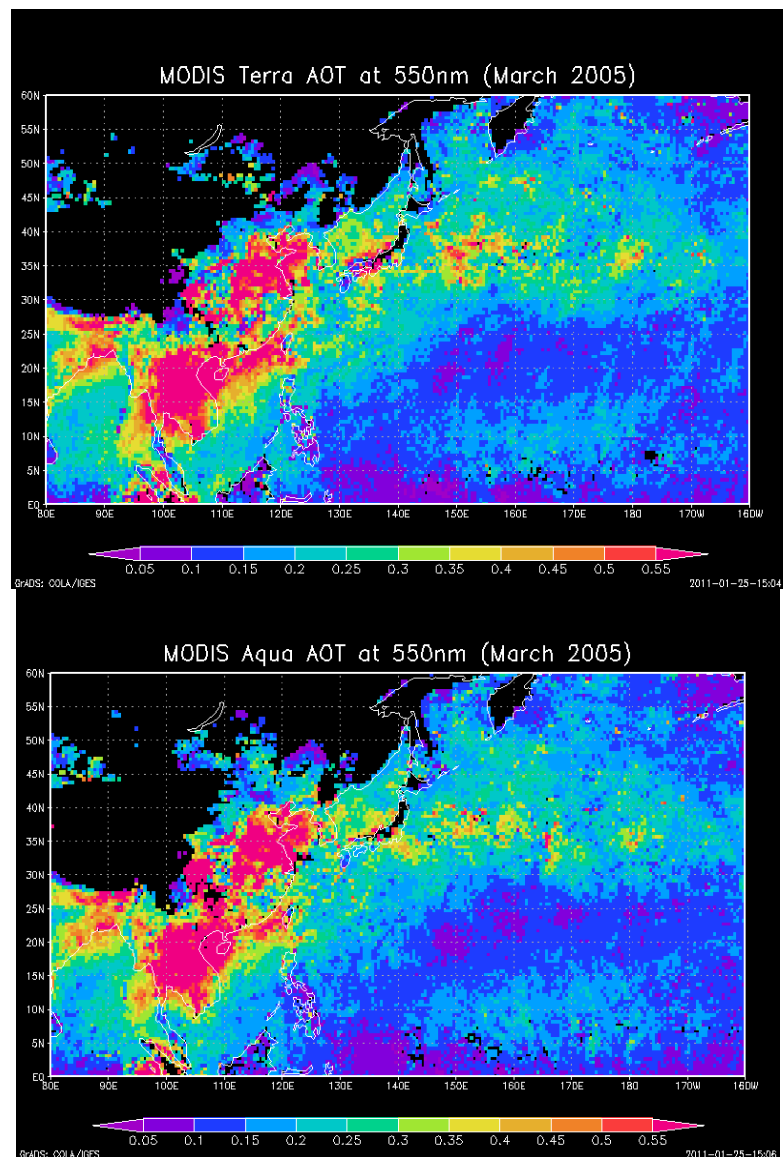


図 3.9 2005 年 3 月のアジア域における MODIS センサで観測されたエアロゾルの光学的厚さ (上段 : Terra 衛星搭載センサ、下段 : Aqua 衛星搭載センサ)

4. まとめ

気候変動の研究に際してエアロゾルの放射強制力の正確な評価が必要であるが、未だ不確定性が大きい。エアロゾルの不確定性を軽減するために、多くのモデルでエアロゾルの放射影響をシミュレーションしている。しかし、エアロゾルに対する総合的な知見が少なく、同じシミュレーション条件でもモデルによってエアロゾルの分布が異なるなど、ばらつきが大きい。そして近年では、人工衛星や地上観測によって時空間的に不連続にサンプリングされたエアロゾルデータを最適にシミュレーションするために、時空間的に一様なデータセットを構築するデータ同化手法が開発され始めた。

そこで、本研究ではエアロゾルの鉛直分布が推定可能なライダーによる観測データを全球エアロゾルSPRINTARSの同化システムに適用することを目的とした。ライダーで観測されたデータにはエアロゾルの他、雲や大気の大気散乱の情報が含まれているため、雲などを除去して良質なエアロゾルを抽出する雲マスクと称する作業が不可欠である。ここでは既存の雲マスクとは異なる新しい雲マスクを開発し、開発した雲マスク及び他の既存の雲マスクを用いて同化実験を行った結果についての評価を行った。

まず、作成した雲マスクを既存の NIES の雲マスク、SPRINTARS のデータ同化の目的で作成された NIES の雲マスクを改良したものとの比較を行い、性能の評価を行った。NIES の雲マスクや NIES の雲マスクの改良版では雲として判定されなかった雲や雲底付近で削除されずに残った部分など後方散乱係数の大きい箇所が多く存在した。しかし、本研究で作成した雲マスクでは後方散乱係数の増加率の閾値を小さくしたり、閾値を超えた高度から 90m(3 グリッド)低い点まで雲として含めるなどの工夫をすることで、他の雲マスクが削除や認識されなかった雲を削除することに成功した。しかし、その一方で、高濃度のエアロゾルデータを削除するなど、マスキングの過大評価が見られた。

次に、3 種類の雲マスクをそれぞれ適用したライダーデータを用いて SPRINTARS のエアロゾルデータ同化を行った結果と同化なしの標準のモデル結果、及び Terra 衛星と Aqua 衛星に搭載された MODIS センサによる観測結果を合わせた 6 種類の結果と比較した。まず、エアロゾルの光学的厚さの水平分布については、データ同化なしの結果と比較して、各種ライダーデータを同化した結果は観測サイトの存在する地域である中国、韓国、日本を中心にエアロゾルの光学的厚さが増加し、またエアロゾルの光学的厚さの大きい領域が広がり、東部太平洋上でも光学的厚さが 0.1 を超えていた。特に、NIES の雲マスクによるデータ同化の結果は、雲マスクの判定が厳密であるため、後方散乱係数の大きいデータが同化に用いられたため、エアロゾルの光学的厚さが大きくなり、光学的厚さの大きい領域も、3 種類の雲マスクの中で最も広くなっていた。また、エアロゾルの光学的厚さのアンサンブルスプレッドの相対値は、雲マスクが厳密であり、最も多くの観測データを同化に用いた

ことにより、最も小さい値を示した。本研究で作成した雲マスクと NIES の雲マスクの改良版のエアロゾル濃度の水平分布は差異がなかったが、アンサンブルスプレッドは本研究で作成した雲マスクの方が小さい結果となった。このことから、本研究で作成した雲マスクは、NIES の雲マスクの改良版よりもエアロゾルデータ同化システムに適した良質なエアロゾルデータを作成できたと確認できた。

なお、MODIS センサによる観測結果との比較から、データ同化なしのモデル結果ではエアロゾル濃度が過少評価であることが分かった。3 種類のマスクによる同化結果では、日本付近での過小評価は改善されたが、東太平洋上での光学的厚さは過大評価となった。また、データ同化を行っても赤道付近の太平洋上ではエアロゾル濃度の過小評価を改善できていないなどの課題も残った。

同化結果のエアロゾルの水平分布では、NIES の雲マスクの改良版と本研究で作成した雲マスクによる結果とは大きな違いを示さなかった。そこで、この二つの雲マスクによるエアロゾルの各層の光学的厚さの鉛直分布の比較を重点的に行ったところ、作成した雲マスクの同化結果では下層に高濃度のエアロゾルが確認されたのに対し、NIES の雲マスクの改良版では高高度へのエアロゾルの輸送が見られた。これは、NIES の雲マスクの改良版で残存していた高高度における後方散乱係数の大きい部分をデータ同化に適用したことにより、高高度における高濃度のエアロゾル輸送を促進する結果となったと推察される。一方、本研究で作成した雲マスクでは高高度での後方散乱係数の大きい領域は少なかったため、高高度へのエアロゾル輸送が抑えられたと推察される。

これらから、ライダーデータのデータ同化システムへの適用により、ライダー観測データから良質なエアロゾルの鉛直分布を求めることができ、作成した雲マスクの有用性が示唆された。

謝辞

本研究では、雲マスク後のライダーデータをデータ同化に導入は、Nick Schutgens 研究員に行っていただきました。

NIES の雲マスクの提供および、NIES の雲マスクのプログラムに関する助言を国立環境研究所の清水研究員からいただきました。

本研究は、東京大学大気海洋研究所の中島映至教授の指導の下で行われました。中島先生はとても気さくな方で、講義終了後には喫茶店に連れて行っていただき、ホームパーティにも招待していただきました。また、ご多忙な中、研究や論文発表に関する助言を幾つもいただきました。そして、私が精神的にまいっているときには、檄を飛ばして私を叱咤激励してくださりました。心から感謝を申し上げます。本当にありがとうございました。

同研究室の Nick Schutgens 研究員、博士課程の及川さんは、私の面倒を良く見ていただきました。雲マスクなど実験の設定で分からないことがあれば、私が設定を完全に理解するまで、辛抱強く教えていただきました。それなのに遅遅として研究の進まない私でしたが、諦めずに研究を終えることのできたのは 2 人のおかげです。心から感謝を申し上げます。本当にありがとうございました。

同研究室の特任教員の鶴田治雄博士は、会う度に優しい言葉をかけて下さいました。また、発表練習の時には発表のコメントや、論文の添削など影ながら私の研究をサポートしてくださりました。本当にありがとうございました。

同研究室の先輩方である、清木さん、五藤さん、福田さん、佐藤さんにも大変お世話になりました。研究の進まない私に対して、学生に近い視点から助言していただきました。清木さんは私に対して 1 対 1 で接していただけることが多く、親身になって色々な相談を受けてくださりました。五藤さんは落ち着いた方で、私の話をいつもしっかり聞いてくださりました。福田さんは私達後輩の研究が上手くいくよう、いつも目にかけて下さりました。そして、佐藤さんは面倒見が良く、後輩の研究や発表に対する助言だけでなく、社会にでる心構えを教えていただきました。先輩方、本当にありがとうございました。

同研究室の同期の金澤くん、橋本さんは、同じ研究室の仲間として多くの時間を共有しました。時にはすれ違ったこともあったかもしれませんが、お互いを認め合い、励ましあうことで、無事全員が修士論文を書き上げることができました。橋本さんは博士、金澤くんは就職と、今後の進路は違いますが、この 2 人の成功をただただ祈るばかりです。

今須研究室の宮村くん、研究室は違いますが同じ新領域の同期として多くの時間を過ごしました。私の実験が上手くいかず研究室に行かなかった時は、研究が上手くいくよう祈ってくれた優しい友人です。また、新領域の講義ではレポートに何を書くか、テストはどうするか相談したこともありましたね。特に修士論文を書き上げる 1 月には、修士論文を

書きあげるその時まで励まし合いました。彼は大企業に就職するのですが、決して宮村くんがそこで満足して慢心することなく、更なる飛躍のできる人材になることを心から祈ります。

スタッフの浅田さん、大蔵さんもいつも優しく部屋に向かい、丁寧に仕事をしてくださり、ありがとうございました。

修士論文を書き上げることができたのは、私1人だけの力では無理でした。しかし、私の周りにある全ての環境、そして中島先生を初めとする多くの人々がいたおかげで、私は心身共に成長し、修士論文を書き上げることができました。本当に貴重な体験、ありがとうございました。

最後に私を生み、育ててくれた両親に感謝します。

参考文献

- Albrecht, B., A. (1989): Aerosols, cloud microphysics, and fractional cloudiness, *Science*, 245, 1227-1230.
- Ansmann, A., Riebesell, M., Wandinger, U., Weitkamp, C. and Michaelis, W. (1992): Combined Raman Elastic-Backscatter LIDAR for Vertical Profile of Moisture, Particle Extinction, Backscatter and Lidar Ratio, *Appl. Phys.*, 55, 18-28 (1992)
- Intergovernmental Panel of Climate Change (IPCC), *Climate Change 2007*. (2007): The physical Science Basis, Solomon, S., D. Qin, M. Manning, M. Marquis, K. Averyt, M. M. B. Tignor, H. Miller Jr., L. and Chen, Z. 881pp., Cambridge University Press
- Fernald, F., G. (1984): Analysis of Atmospheric Lidar Observations: Some Comments, *Appl. Opt.*, 23, 652-653
- Kiehl, J., T. and Trenberth, E., K. (1997): Earth's Annual Global Mean Energy Budget., *Bull. American Meteorol. Soc.*, 78, 197-208.
- Liu, Z., Matsui, I. and Sugimoto, N. (1999): High-Spectral-Resolution Lidar Using an Iodine Absorption Filter for Atmospheric Measurements, *Optical Engineering*, 38, 1661-1670
- Measures, R., M. (1984) : *Laser Remote Sensing*, 510pp., John Wiley, New York,
- Murayama, T., Okamoto, H., Kaneyasu, N., Kamataki, H., and Miura, K. (1999): Application of lidar depolarization measurement in the atmospheric boundary layer: Effects of dust and sea-salt particles, *J. Geophys. Res.*, vol 104, 31, 781-31, 792
- Nishizawa, T. and Sugimoto, N. (2009): Aerosol Observation Research Using "LIDAR" Active Laser Remote Sensing Instruments, *Eurozoru Kenkyu*. 24 (4), 242-249
- Rogers, C. (2000): *Inverse methods for atmospheric sounding: theory and practice*, vol. 2 of *Atmospheric, Oceanic and planetary physics*, World Scientific
- Sassen, K. and Cho, B., S. (1992): Subvisual-Thin Cirrus Lidar Dataset for Satellite Verification and Climatological Research, *Department of Meteorology*, 1275-1285
- Schutgens, N. A. J., Miyoshi, T., Takemura, T. and Nakajima, T. (2010): Applying an ensemble Kalman filter to the assimilations in a global aerosol transport model ACP, 10, 2561-2576.
- Shimizu, A., Sugimoto, N., Matsui, I., Arao, K., Uno, I., Murayama, T., Kagawa, N., Aoki, K., Uchiyama, A. and Yamazaki, A. (2004): Data Continuous observations of Asian dust and other aerosols by polarization lidars in China and Japan during ACE-Asia. *J. Geophys. Res.* 109(D19)
- 椎名 達雄 (2009) : 像計測工学, 千葉大学, 8 章 , p13

- Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Marquis, M., Aveyt, K., Tignor, M. M. B., Miller Jr, H. L. and Chen, Z. (2007): Intergovernmental Panel of Climate Change (IPCC), Climate Change 2007, The physical Science Basis, 881pp., Cambridge University Press
- Sugimoto, N., Matsui, I. and Shimizu, A.(2004) : Observation of distribution and movement of aerosols in east Asia using a network of two wavelength polarization lidars, laser sensing symposium 23th.
- Sugimoto, N., Matsui, I., Liu, Z., Shimizu, A., Tamamushi, I. and Asai, K. (2005): Study of Dust Transport Using a Network of Continuously Operated Polarization Lidars, Water, Air, and Soil Pollution: Focus, 5, 145-157
- Takemura, T., Okamoto, H., Maruyama, Y., Numaguti, A., Higurashi, A. and Nakajima, T. (2000):Global three-dimensional simulation of aerosol optical thickness distribution of various origins, J. Geophys. Res., 105, 17,853– 17,873.
- Takemura, T., Nakajima, T., Dubovik, O., Holben, B. N.and Kinne, S. (2002a), Single scattering albedo and radiative forcing of various aerosol species with a global three-dimensional model, J. Clim., 15, 333–352.
- Takemura, T., Uno, I., Nakajima, T., Higurashi, A. and Sano, I.(2002b) : Modeling study of long-range transport of Asian dust and anthropogenic aerosols from East Asia, Geophys. Res. Lett., 29 (24) , 2158, doi : 10.1029 / 2002GLO16251.
- Takemura, T., Nozawa, T., Emori, S., Nakajima, TY. and Nakajima, T. (2005): Simulation of climate response to aerosol direct and indirect effects with aerosol transport-radiation model, J. Geophys. Res.-Atmos., 110, D02202, doi:10.1029/2004JD005029
- Takemura, T. (2009) : Review and Future Studies of Estimating Aerosol Effects on Climate System. Earozoru Kenkyu, 24 (4),237-241
- Textor, C., Schulz, M., Guibert, S., Kinne, S., Balkanski, Y., Bauer, S., Bernsten, S., Berglen, T., Boucher, O., Chin, M., Detener, F., Diehl, T., Easter, R., Feichter, R., Fillmore, D., Ghan, S., Ginoux, P., Gong, S., Grini, A., Hendricks, J., Horowitz, L., Huang, R., Isaken, I., Iversen, T., Kloster, S., Koch, D., Kirkevag, A., Kristjansson, E. J., Kro, M., Lauer, A., Lamarque, F. J., Liu, X., Montanaro, V., Myhre, G., Penner, J., Pitari, G., Reddy, S., Seland, O., Stier, P., Takemura, T. and Tie, X. (2006) : Analysis and quantification of the diversities of aerosol life cycles within AeroCom, Atmos. Chem. Phys., 6, 1777-1863
- Twomey, S., (1974): Pollution and the planetary albedo., Atmos. Environ., 8, 1251-1256.
- Yumimoto, K., Uno, I., Sugimoto, N., Shimizu, A. and Satake, S. (2007): Adjoint inverse modeling of dust emission and transport over East Asia. Geophysical Research letter., 34, L08806
- Yumimoto, K., Uno, I., Sugimoto, N., and Shimizu, A.(2008a):MODIS AOT Based Inverse Modeling for Asian Dust, SOLA, vol4, pp.89-92
- Yumimoto, K., Uno, I., Sugimoto, N., Lin, A. and Walker, M D. (2008b): Numerical Modeling of Asian Dust Emission and Transport by Adjoint Inversion using Lidar Observation Network, Atmos. Chem. Phys., 8, 2869-2884
- Yumimoto, K., Takemura, T., Eguchi, K. and Uno, I. (2009): Data Assimilation with Aerosol Transport Model, Earozoru kenkyu, 24(4),256-261