



Title	長期衛星観測データから推定される雲エアロゾル相互作用
Author(s)	関口, 美保
Description	IV. リモートセンシングで観るエアロゾル・雲相互作用
Citation	低温科学, 72, 177-185
Issue Date	2014-03-31
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/55031
Type	departmental bulletin paper
File Information	LTS72_020.pdf



長期衛星観測データから推定される 雲エアロゾル相互作用

関口 美保

衛星解析から求められたエアロゾルと雲微物理量データを用いて、両者の関係を統計的な手法を用いて解析することで雲エアロゾル相互作用の特性を調べた。年変動より季節変動の方が大きいことから、10年分のデータを集めて統計的に解析を行い、より精度の高い推定が可能になった。鉛直積算エアロゾル数密度が 10^9 個/cm² より少ない範囲では、エアロゾルと雲の有効粒径は負の強い相関が、光学的厚さとは正の強い相関が見られ、どちらも間接効果が現れていると考えられる。鉛直積算エアロゾル数密度が 10^9 個/cm² より多い範囲では少ない範囲と逆の相関が現れるケースがみられた。これらの相互作用の季節変動及び地域変動を調べ、夏期より冬期、南半球より北半球の方が大きいことがわかった。

Aerosol-cloud interaction estimated from long-term satellite analysis

Miho Sekiguchi

The present study investigated the correlations between aerosol and cloud parameters derived from satellite remote sensing to estimate properties of aerosol-cloud interactions. In this study, better evaluations are achieved to use monthly data from 2001 to 2010 at once, because seasonal variations are smaller than annual ones. The global statistics showed that effective particle radius and optical thickness of low clouds correlate well with column number concentration of the aerosol particles in small amount of aerosol loading in the atmosphere (about $N_a < 10^9$ (particles/cm²)), indicating aerosol indirect effects. In case of turbid atmosphere, inverse trends between aerosol and cloud microphysics parameters are appeared. Those regression slopes are steeper in winter than summer, and in northern than southern hemisphere, derived seasonal and regional statistics analyses.

1. はじめに

雲が保持する水の量は、雲が形成される大気の力学や熱力学、すなわち気温や湿度、鉛直速度などに支配されているが、雲粒の大きさは大気中に存在する凝結核の数に依存する。その他のパラメータが同一であれば、清浄な空気中では凝結核が少ないため比較的大きな雲粒が形成され、陸域や汚染された空気中では凝結核の数が1～2桁多いため雲粒が小さくなる (Petty 2004)。人間活動によって放出された大量のエアロゾルは凝結核としてはたらき、雲の反射率を下げるため、地球を冷却する効果を持つことが知られている (アルベド効果) (Twomey 1974)。このような小さい雲粒は雨粒にまで

成長するのに時間がかかるため、降水が抑制され雲の滞留時間が長くなると考えられている (寿命効果) (Albrecht 1989)。これらの効果はエアロゾルの間接効果と呼ばれ、人間活動による気候変動の要因の一つとして活発に研究されている。これらの効果はともに地球を冷却する効果があり、気候変動の要因の一つとなっている。さらに、エアロゾルと雲の相互作用として、準直接効果があげられる (Ackerman et al. 2000, 2004)。黒色炭素エアロゾルの直接効果により周囲の大気が暖められると相対湿度の減少とともに雲粒が蒸発し、巨視的に見ると雲量が減少することが観測によって示された。また、雲の端の雲粒が蒸発すると、雲の端の気温が下がるため downdraft wind が生じ雲のエントレインメントが促進され、その結果乾燥した空気を取り込まれ、さらに雲粒が蒸発すると考えられている。

衛星によるリモートセンシングはエアロゾルや雲の全球分布を得られる唯一の観測手法であり、全球的な雲エアロゾル相互作用の研究に適している。衛星観測で得られたエアロゾルと雲の微物理パラメータの統計的な関係

連絡先

関口 美保

東京海洋大学大学院海洋科学技術研究科

Tokyo University of Marine Science and Technology

e-mail: miho@kaiyodai.ac.jp

を調べ、エアロゾルと雲の相互作用を推定する研究が多くなされている。エアロゾル数密度と雲の有効粒径との間には負の相関 (Nakajima et al. 2001; Breon et al. 2002; Sekiguchi et al. 2003; Quass et al. 2004; Kaufman et al. 2005) が、雲粒数密度との間には正の相関 (Nakajima et al. 2001; Sekiguchi et al. 2003; Kaufman et al. 2005; Quass et al. 2006) があり、アルベド効果が現れていると推測される。また、鉛直積算雲水量との間に正の相関がみられ、寿命効果が現れているのではないかと推測される。さらに、雲量との間にも正の相関 (Sekiguchi et al. 2003; Loeb and Manalo-Smith 2005; Kaufman et al. 2005; Kaufman and Koren 2006) があることが示されている。しかし、この手法にはいくつかの問題点が挙げられる。同じ場所にある雲とエアロゾルは同時に衛星から観測することはできず、雲がない場所で観測されたエアロゾルを雲物理量と組み合わせなくてはならない。そのため、雲の中に存在するエアロゾルとは性質が異なるエアロゾルを用いて解析していると考えられる。具体的には、吸湿成長に寄る粒径や複素屈折率の変化等があげられる。そのため、これらの相関については有意性を慎重に議論する必要があることが指摘されている。また、これらの相関の強度を用いて雲エアロゾル相互作用の放射強制力が推定されているが、ばらつきがあり量的な推定は難しいと指摘されている (Rosenfeld and Feingold 2003)。

本稿では衛星解析データを用いた統計的な解析の手法と使用データを紹介し、前述の問題点への対策を述べる。また、本研究の解析で得られた結果を示し、その有効性について議論する。

2. 解析手法と使用データ

本研究では、長期間安定した観測が続けられているアメリカ航空宇宙局 (National Aeronautics and Space Administration, NASA) の地球観測衛星 Terra に搭載されているセンサ MODIS (Moderate-resolution Imaging Spectroradiometer) によって観測されたデータを用いる。Terra は極軌道衛星であり、約 1 日で全球観測を行う。解析期間は 2001 年 1 月から 2010 年 12 月までとした。

雲物理量は、MODIS により観測された放射輝度データを元に Nakajima and Nakajima (1995) および Nakajima et al. (2010) が開発した雲解析アルゴリズム CAPCOM (Comprehensive Analysis Program for Cloud Optical Measurement) によって導出されたものを使用した。本研究では、雲頂温度が 257 K 以上と判別された雲を対象とし、その雲の有効粒径、光学的厚さ、鉛直積算雲水量を解析に用いた。有効粒径は利用する近赤外波長の違いで推定に差異が生ずることがわかっ

ている (Nakajima et al. 2010a, b; Suzuki et al. 2010) が、本研究では Sekiguchi et al. (2003) でも推定に使用されていた $3.7 \mu\text{m}$ の近赤外波長を用いた。

鉛直積算エアロゾル数密度 (以下エアロゾル数密度) は、MODIS エアロゾルプロダクト MOD04 level 2 (Levy et al. 2009, 2010) のエアロゾル光学的厚さ、大粒子と小粒子の比率、エアロゾル種類などを用いて以下の手順で導出した。

単位面積当たりの鉛直積算エアロゾル粒子数 N_a は、個数粒径分布 $n(r)$ の積分値として表される。

$$N_a = \int_0^\infty n(r) dr$$

$n(r)$ が二山の対数正規分布に従うとすると、

$$n(r) = \sum_{n=1}^2 \frac{1}{\sqrt{2\pi} \ln \sigma_n} \exp \left[-\frac{1}{2} \left\{ \frac{\ln r - \ln r_{g_n}}{\ln \sigma_n} \right\}^2 \right] \quad (1)$$

ここで、 r は粒子半径、 r_g は平均粒子半径、 σ は粒径分布の標準偏差である。このときの N_a を体積 V_0 に換算すると、

$$V_0 = \int_0^\infty \frac{4}{3} r^3 n(r) dr = \int_0^\infty v(r) dr \quad (2)$$

ただし $v(r)$ は体積粒径分布である。 V_0 はエアロゾル光学的厚さ τ 、質量濃度 M 、大粒子と小粒子の比率 γ を用いて以下のように式で求められる。

$$V_0 = \sum_{n=1}^2 \frac{\tau_n \gamma_n M_n}{\rho} \quad (3)$$

τ 、 M 、 γ は MODIS プロダクトとして提供されている。海上のみ提供されている r_g 、 σ を用いれば、以下の式から海上の鉛直積算エアロゾル数密度 N_a が導出される。

$$N_a = \sum_{n=1}^2 V_{0n} \frac{3}{4\pi r_{g_n}^3} \exp \left(-\frac{9}{2} \sigma_n^2 \right) \quad (4)$$

陸上のデータには r_g ではなく体積平均半径 r_v が提供されているため、これを r_g に変換する必要がある。(2) 式の第 2 辺の積分項 $r^3 n(r)$ を整理すると

$$\begin{aligned} r^3 n(r) &= \exp(\ln r^3) n(r) \\ &= \exp(\ln r^3) \frac{1}{\sqrt{2\pi} \ln \sigma} \exp \left[-\frac{1}{2} \left\{ \frac{\ln r - \ln r_g}{\ln \sigma} \right\}^2 \right] \\ &= \frac{1}{\sqrt{2\pi} \ln \sigma} \exp \left[-\frac{1}{2(\ln \sigma)^2} \{ (\ln r)^2 - 2 \ln r \cdot \ln r_g \right. \\ &\quad \left. + (\ln r_g)^2 - 2(\ln \sigma)^2 \cdot 3(\ln r) \} \right] \end{aligned}$$

ここで、 $x = \ln r$ 、 $x_0 = \ln r_g$ 、 $s = \ln \sigma$ とすると、

$$\begin{aligned} r^3 n(r) &= \frac{1}{\sqrt{2\pi} s} \exp \left[-\frac{1}{2s^2} \{ (x - (x_0 + 3s^2))^2 \right. \\ &\quad \left. - (x_0 + 3s^2)^2 + x_0^2 \} \right] \\ &= \frac{1}{\sqrt{2\pi} s} \exp \left[-\frac{1}{2} \left\{ \frac{x - (x_0 + 3s^2)}{s} \right\}^2 \right] \end{aligned}$$

従って体積粒径分布 $v(r)$ は、

$$\begin{aligned}
v(r) &= \frac{4}{3}\pi r^3 n(r) \\
&= \frac{4}{3}\pi \frac{1}{\sqrt{2\pi}s} \exp\left[-\frac{1}{2}\left\{\frac{x-(x_0+3s^2)}{s}\right\}^2\right] \\
&= \frac{4}{3}\pi \frac{1}{\sqrt{2\pi}\ln\sigma} \exp\left[-\frac{1}{2}\left\{\frac{\ln r - (\ln r_g + 3(\ln\sigma)^2)}{\ln\sigma}\right\}^2\right] \quad (5)
\end{aligned}$$

(5)式において

$$\ln r_g + 3(\ln\sigma)^2 = \ln r_v$$

であるからこれを変形して、

$$r_g = r_v \exp(-3s^2) \quad (6)$$

となる。(6)式によって r_v と r_g が対応付けられた。陸上の鉛直積算エアロゾル数密度は(4)式と(6)式を用いて導出される。

雲の微物理特性は主に湿度や風などの気象力学的な要因によって左右されるため、エアロゾルの影響だけを抽出して解析するのは難しい。そこで、雲の微物理量（本研究では有効粒径、光学的厚さ）をエアロゾル数密度で分け、各集合で平均や標準偏差を計算した後、改めてエアロゾル数密度と雲微物理量の平均との相関を調べた。これにより、気象力学的な要因の影響が均され、エアロゾルとの関係が抽出できると推測される。また、雲がある状態ではエアロゾルは解析できないため、同じ場所の雲とエアロゾルそれぞれの物理量は得られない。そこで、解析された雲・エアロゾル物理量を空間・時間平均して用いることで、その時間、その場所が持つ代表的な雲、エアロゾル特性を得られるとみなし、この平均化したデータをさらに時間・空間方向に集め、統計的に解析を行った。

本研究では、まず、北緯 60 度から南緯 60 度の領域の衛星解析データを、0.25 度グリッド平均の日平均データとして作成した。次に、単位面積あたりの鉛直エアロゾル数密度 $10^6 \sim 10^{10}$ (particles/cm²) の範囲を $10^{0.02}$ 刻みで対数線形分割し、分割した範囲（以降、この範囲をビンと呼ぶ）ごとに、エアロゾルと同じ場所の雲微物理量を集め、その平均と標準偏差を計算した。その際、ビン内の平均を取る雲微物理量の数が設定したしきい値（以下 N_{th} と呼ぶ）よりも低い場合や、標準偏差がしきい値（以下有効粒径のしきい値は $r_{e,th}$ 、光学的厚さは $\tau_{c,th}$ と呼ぶ）よりも大きい場合は図や次に述べる相関の計算に用いないこととした。最後に各ビンのエアロゾル数密度の中心値の対数と雲微物理量の平均値の対数について回帰分析を行い、回帰直線の傾きと相関係数を求めた。この際、ビンの数が 10 以上であるときのみ相関を計算することとした。回帰直線の傾きが大きいほどエアロゾルの変動に対する雲物理量の応答が大きくなると考えられるので、雲エアロゾル相互作用が大きいと推定できる。

3. エアロゾルと雲微物理量との相関

まず、日平均した海上でのエアロゾルと雲微物理量のデータを月ごとに集めて統計的な解析を行った。2010 年 1 月の結果 ($N_{th}=20$, $r_{e,th}=0.35$, $\tau_{c,th}=0.35$) を図 1 に示す。ここで、大循環規模の気象変化が鉛直積算雲水量の変動として現れ、アルベド効果の影響を過小評価

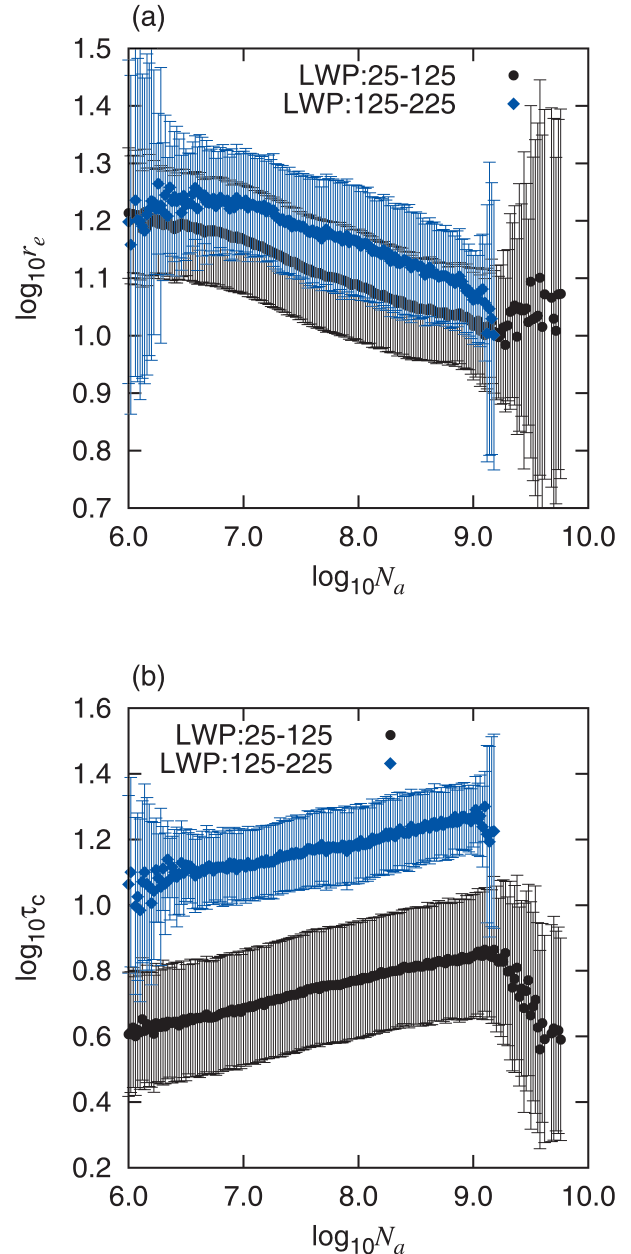


図 1：日平均、0.25 度グリッド平均した 2010 年 1 月の海上の MODIS データを用いたエアロゾル数密度と (a) 雲の有効粒径、(b) 光学的厚さの相関。色の違いは鉛直積算雲水量の制約条件による（黒：25-125、青：125-225 g/m²）。丸とダイヤモンドの点は各ビンの平均値、誤差棒は ± 1 標準偏差を表す。
Figure 1: Correlation plots between column aerosol number and (a) cloud effective radius, (b) cloud optical thickness using 0.25° grids daily averaged MODIS data in January 2010. Black and blue colors show the ranges of liquid water path, 25-125, 125-225 g/m², respectively. Circles and diamonds show the averaged values, respectively, and error bars indicate one standard deviation in each bins.

する可能性が指摘されている (McComiskey and Feingold 2012) ことを踏まえ、鉛直積算雲水量を解析の制約条件として付け加え、 $25\text{--}125\text{ g/m}^2$ と $125\text{--}225\text{ g/m}^2$ の2つの場合に分けて解析を行った。エアロゾル数密度と雲の有効粒径との間には負の相関が現れているが、鉛直積算雲水量が少ない場合にはエアロゾル数密度が大きいところで正の相関に転じている。また、エアロゾル数密度と雲の光学的厚さとの間には正の相関が見られるが、エアロゾル数密度が多いところでは負の相関が現れる。しかし、誤差棒で示されているように、エアロゾル数密度が多い場合は各ピンでの標準偏差が大きく、プロットされるピンも少ないため、1ヶ月分のデータで得られた逆転傾向について考察するのは難しい。逆転後の傾向を把握するには、エアロゾル数密度が多い場所のデータをより多く用いる必要があると考えられる。

図1で示した解析を10年間、各月で行い、エアロゾル数密度の少ない範囲で相関を調べた。エアロゾル数密度 $10^{6.0} \leq N_a \leq 10^{8.8}$ (particles/cm²) の範囲でのエアロゾル数密度と雲の有効粒径の相関は、鉛直積算雲水量が少ないときはほとんどの場合に相関係数が -0.9 以下となり、強い負の相関が見られた。鉛直積算雲水量が多いときも相関係数が -0.8 以下のことがほとんどであった。傾きの年変動と季節変動を比べると、年変動よりも季節変動の方が大きく現れており、夏期と冬期で回帰直線の傾きが急になる傾向がある。これらの傾向は雲の光学的厚さとの相関においても同様である。

このことから、10年分の各月のデータを集めて解析に用い、エアロゾル数密度と雲微物理量の関係を調べた。図2は10年分の1月のデータを集めて統計的に解析したものであり、データ集合以外は図1と同様の設定で解析を行った。図1でみられた傾向がより明確に現れており、データ数が増加したことからエアロゾル数密度が多い場合の傾向も明らかになっている。また、10年間の各月のデータで分析した回帰直線の傾きの10年分の平均と、10年分の各月のデータを1度に用いて回帰分析した場合の回帰直線の傾きはほぼ同じになった。これらより、10年分の各月のデータを用いて解析する手法は、特徴を保ったままデータ数を増加させることができるため、本稿で紹介している統計的な解析において有効であると考えられる。

この手法は陸上での解析にも用いることができる。陸は海より表面積が小さく、また地表面の特性に寄って輝度に変化するため解析が難しくなり、質の高いデータが少ないが、10年分のデータを集めれば統計的な解析が可能であると考えられる。図3に10年分の1月の陸上のデータを集めた解析結果を示す。有効粒径との関係を見ると、鉛直積算雲水量が小さい場合はエアロゾル数密度の増加に伴い有効粒径が減少してから増加するという、海上の結果と同じ傾向が現れている。ただし、傾向

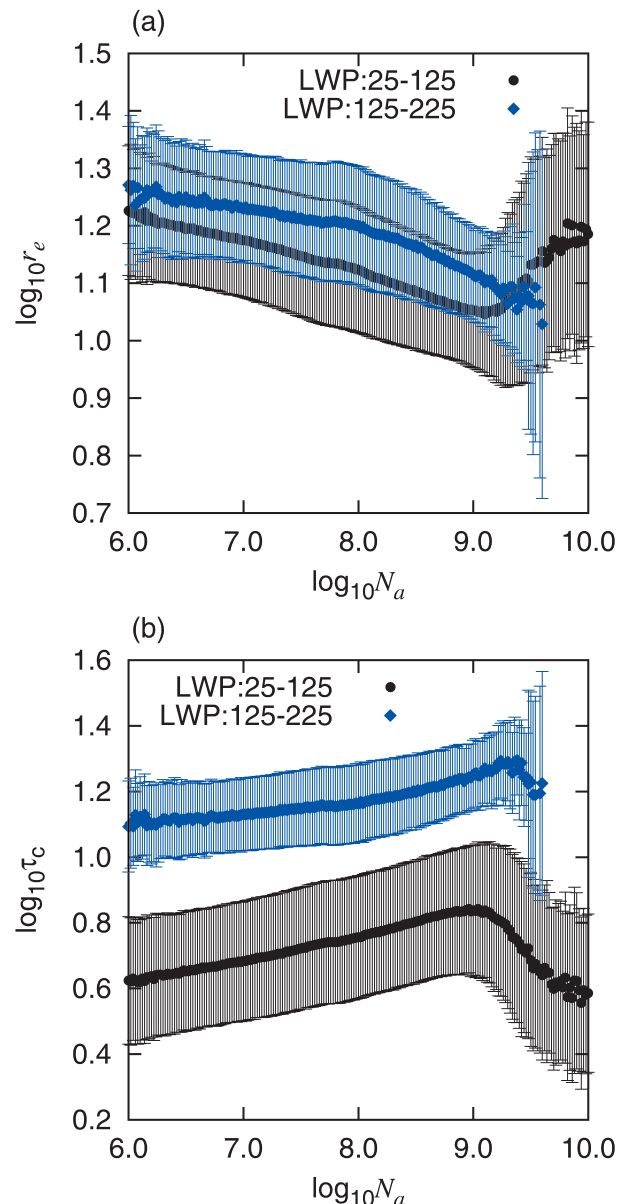


図2：図1と同様、ただし10年分の1月のデータを使用した。

Figure 2 : Same as Figure 1, but for 10-year January data.

が逆転するエアロゾル数密度 (以下 $N_{a,th}$ と呼ぶ) の値がより少なくなっている。また、鉛直積算雲水量が多い場合、単調減少を示しており、海上の結果と同じであったが、傾きがより急であることがわかる。雲の光学的厚さとの関係を見ると、鉛直積算雲水量が小さい場合はエアロゾル数密度の増加に伴い光学的厚さがやや増加してから緩やかに減少しており、海上の場合と比べて大まかな傾向は同じであるが変化が緩やかになっている。鉛直積算雲水量が多い場合は、海上の場合と同じように増加した後減少する傾向にあるが、 $N_{a,th}$ が少ない時に逆転している。図3に示したように、陸上の結果はこのような工夫をしても誤差が大きく、定性的な議論は可能だが定量的な議論は難しい。本研究では海上のデータを用いた相関解析について議論を進める。

10年分の各月のデータを用いた解析結果において、

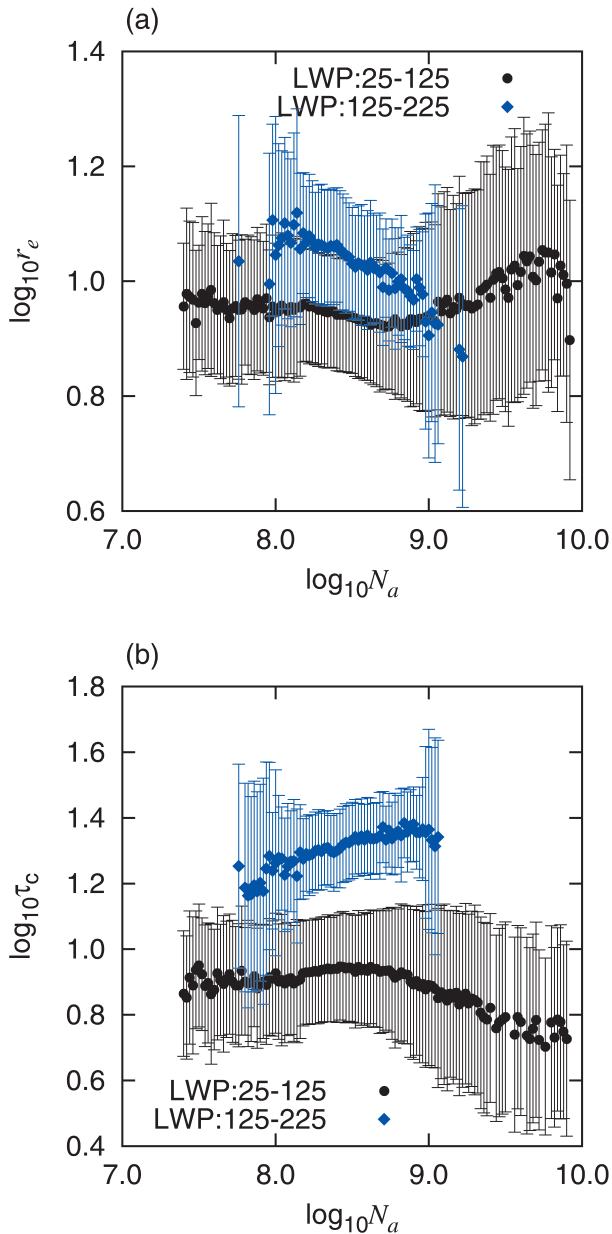


図3：図2と同様、ただし陸上のデータを使用した。
Figure 3：Same as Figure 2, but for over land.

傾向が逆転するエアロゾル数密度 N_{a_th} を図4に示す。有効粒径の相関も光学的厚さにおいても、鉛直積算雲水量が大きい方が N_{a_th} が大きい。また、鉛直積算雲水量が少ない場合、有効粒径の N_{a_th} の方が光学的厚さの N_{a_th} よりやや小さい。次に、エアロゾルの少ない範囲でのエアロゾル数密度と雲微物理量の相関について議論する。10年分の各月のデータを集めた相関のエアロゾル数密度 $10^{6.0} \leq N_a \leq 10^{8.8}$ (particles/cm²) の範囲での傾きを図5に示す。鉛直積算雲水量が少ない場合は多い場合よりも傾きが急になっている。これは、薄い雲の方がエアロゾルの影響を受けやすいことを示していると考えられる。また、夏期・冬期は傾きが大きく、春期・秋期は小さい。相関係数も夏期・冬期で0.9以上の強い相関が見られるが、春期・秋期は0.7~0.9とやや弱くなっている。また、鉛直積算雲水量が少ない場合は多い

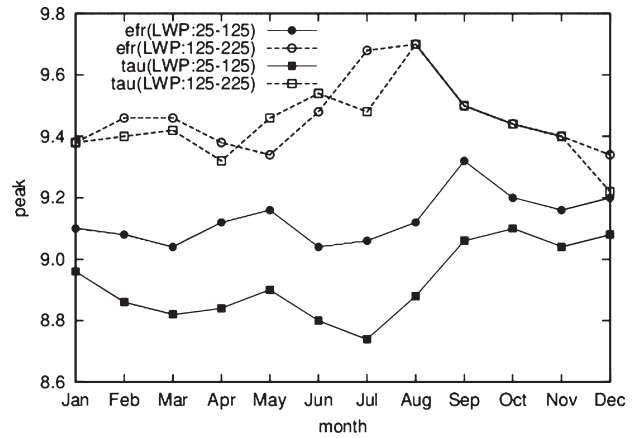


図4：エアロゾル数密度と雲の有効粒径、光学的厚さにおける相関が逆転するエアロゾル数密度。丸は有効粒径、四角は光学的厚さを示し、直線は鉛直積算雲水量 25-125 g/m²、破線は 125-225 g/m² を示す。

Figure 4：Seasonal threshold values at which correlation tendencies are changed. Circles and squares show cloud effective radius and optical thickness, respectively. Solid and broken lines show the ranges of liquid water path, 25-125, 125-225 g/m², respectively.

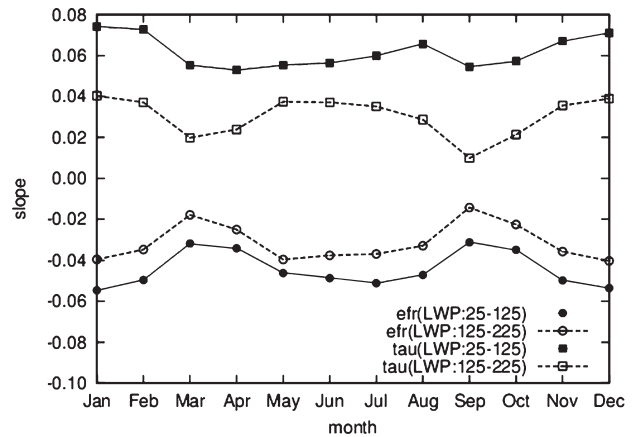


図5：図4と同様、ただしエアロゾル数密度が $10^{6.0} \leq N_a \leq 10^{8.8}$ の範囲での回帰直線の傾きを示す。

Figure 5：Same as figure 4, but for correlation slopes.

場合よりも相関が強くなっている。さらに、エアロゾルの多い範囲での相関について議論する。エアロゾル数密度 $10^{9.0} \leq N_a \leq 10^{10.0}$ (particles/cm²) の範囲での有効粒径との相関は、鉛直積算雲水量が小さい場合は夏期・冬期に正の相関が現れ、春期・秋期には現れない。一方、鉛直積算雲水量が多い場合には常に負の相関が現れている。光学的厚さとの相関については、鉛直積算雲水量が少ない場合は常に負の相関が現れ、多い場合には弱い正の相関が現れることもある。

これらから、季節変動や地域特性の傾向を調べるため、緯度ごとに領域を分けて統計的解析を行った。本研究では、データ数が十分に存在する鉛直積算雲水量が少ない場合 (25-125 g/m²) に焦点を当てて調べた。図6に北半球中緯度 (北緯 35-45 度)、北半球亜熱帯 (北緯 15-25 度)、熱帯 (北緯 5 度-南緯 5 度)、南半球亜熱帯 (南緯 15-25 度)、南半球中緯度 (南緯 35-45 度) に分割

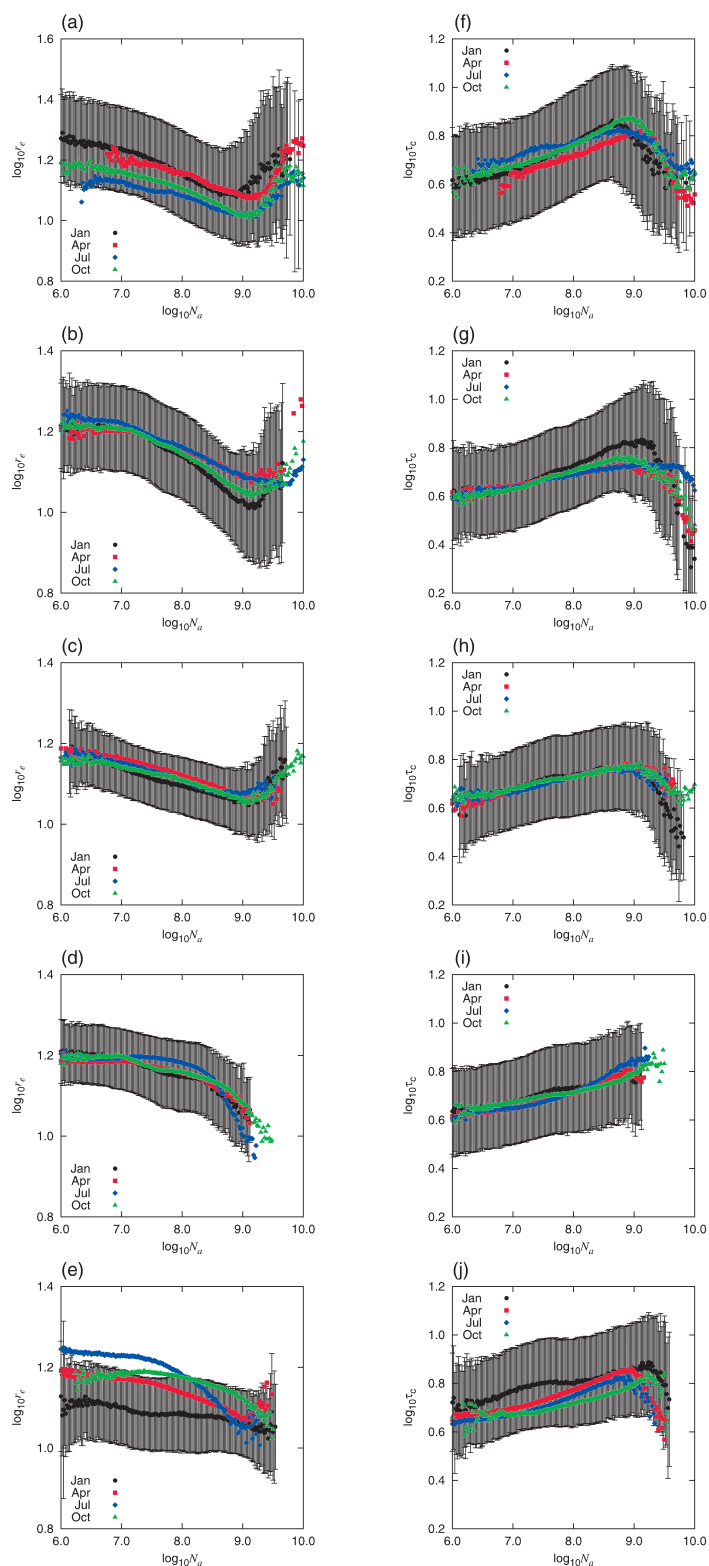


図6：日平均、0.25度グリッド平均した10年分の海上のMODISデータを用いたエアロゾル数密度と雲の有効粒径(a-e)、光学的厚さ(f-j)の相関。相関を取る領域を分割し、(a)、(f)が北半球中緯度(北緯35-45度)、(b)、(g)が北半球亜熱帯(北緯15-25度)、(c)、(h)が熱帯(北緯5度-南緯5度)、(d)、(i)が南半球亜熱帯(南緯15-25度)、(e)、(j)が南半球中緯度(南緯35-45度)のデータを用いた。黒、赤、青、緑はそれぞれ1、4、7、10月を示し、マーカーは各ビンの平均値、誤差棒は±標準偏差を表す。

Figure 6 : Correlation plots between column aerosol number and (a-e) cloud effective radius, (f-j) cloud optical thickness using 0.25° grids daily averaged MODIS data for 10 years. The data ranges are divided into (a), (f) mid-latitude in northern hemisphere (35-45 N°), (b), (g) sub-tropical in NH (15-25 N°), (c), (h) tropical (5 N°-5 S°), (d), (i) sub-tropical in SH (15-25 S°) and (e), (j) mid-latitude in SH (35-45 S°). Black, red, blue and green show January, April, July and October, respectively. Circles, squares, diamonds and triangles show the averaged values, respectively, and error bars indicate one standard deviation in each bins.

した領域内で10年分の1, 4, 7, 10月のデータを用いた解析結果 ($N_{th}=30$, $r_{e,th}=0.30$, $\tau_{c,th}=0.30$) を示す。煩雑になるため誤差棒は1月分のみ示している。まず、エアロゾル数密度と有効粒径の関係 (図 6a-e) をみると、北半球から熱帯にかけてエアロゾルの多い範囲で明らかに相関が逆転する傾向が見られるのに対し、南半球ではほとんどこの傾向が見られない。また、熱帯や南半球亜熱帯での傾きや相関の傾向は年間を通じてほぼ一定であるのに対し、中緯度や北半球亜熱帯では冬期に傾きが大きく $N_{a,th}$ が少ないところで逆転現象が現れる傾向があり、夏期には傾きが小さくなっている。エアロゾル数が少ない、負の相関が見られる範囲では、北半球や熱帯域ではほぼ直線的に減少しているのに対し、南半球ではエアロゾル数密度の増加に伴い傾きが急になっている。ここには示していないが、南半球亜熱帯から中緯度にかけては同じ傾向が見られ、高緯度に近づくともた直線的な負の相関が見られる。

次に、光学的厚さとの関係 (図 6f-g) を見ると、どの領域でもエアロゾル数の少ない範囲では正の相関、エアロゾル数の多い範囲では負の相関が現れている。また、有効粒径の場合と同様、亜熱帯と中緯度において冬期に正の相関の傾きが大きく $N_{a,th}$ が少ないところで逆転現象が現れ、熱帯領域では年間を通じて傾きや相関の傾向の変化が見られない。中緯度の夏期では、有効粒径の場合と異なり、エアロゾル数密度が $10^{8.0}$ (particles/cm²) 付近で増加傾向が一度止まり、それよりやや大きくなると再び増加傾向となっている。エアロゾル数が多い負の相関が現れる範囲でも、傾きは冬期の方が急であることがわかる。

エアロゾル数密度 $10^{6.5} \leq N_a \leq 10^{8.8}$ (particles/cm²) の範囲での回帰直線の傾きの季節変化を図 7 に示す。エアロゾル数密度と有効粒径との回帰直線の傾きは、中緯度で季節変化が大きく冬期で急になっており、夏期と比べて2~3倍にもなる。また、南半球より北半球で急になっている。この範囲での相関係数を確認すると、北緯45度から赤道領域までは12ヶ月を通じて-0.9以下であったが、南緯5度から25度の領域では冬期に、南緯35度から45度の領域では春期に相関がやや弱くなる (相関係数-0.9~-0.75) 傾向がある。これは図 6d, e で示したように、ほとんど傾きがない、あるいは傾きが小さい範囲が $10^{6.0} \leq N_a \leq 10^{7.0}$ (particles/cm²) 付近に存在することに寄る。光学的厚さとの正の相関でも、中緯度で季節変化が大きく冬期で傾きが急になっており、冬期の傾きは夏期と比べて2倍程度になる。同様の季節変化は亜熱帯にも現れているが、傾きは中緯度より緩やかである。北緯45度から南緯45度までの10度ごとに分割した領域での光学的厚さとの相関の相関係数は12ヶ月を通じて0.9以上であった。

エアロゾル数密度 $10^{9.0} \leq N_a \leq 10^{10.0}$ (particles/cm²)

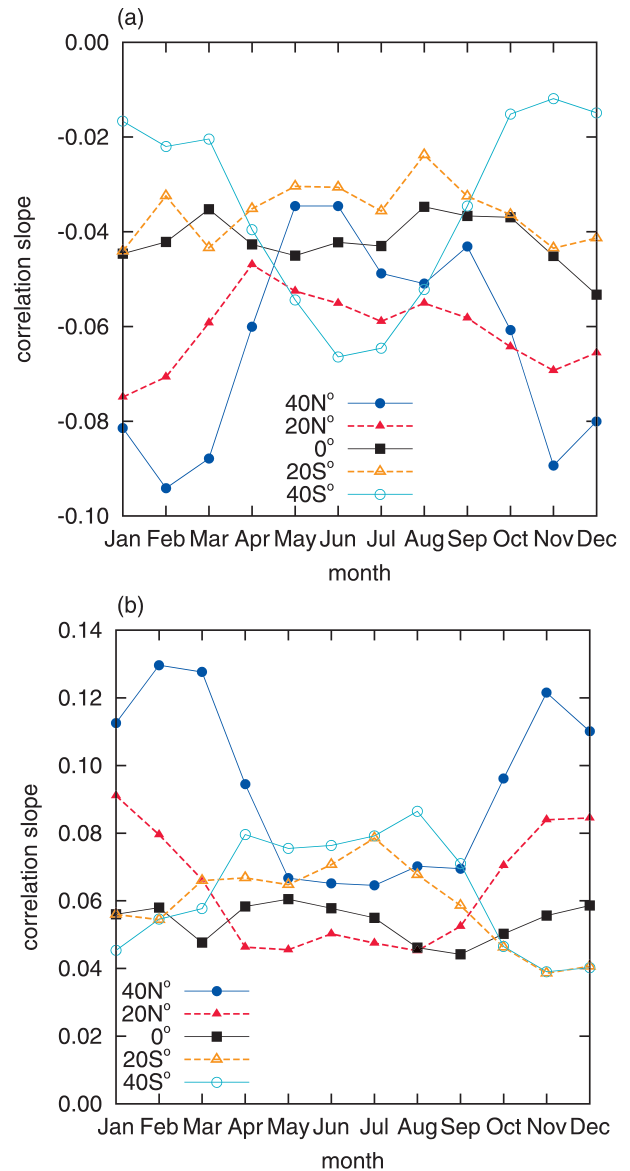


図 7: エアロゾル数密度と (a) 雲の有効粒径, (b) 光学的厚さの領域ごとの相関の回帰直線の傾き。青, 赤, 黒, 橙, 水色はそれぞれ相関に使用したデータの領域 (北緯 35-45 度, 北緯 15-25 度, 北緯 5 度-南緯 5 度, 南緯 15-25 度, 南緯 35-45 度) を示す。

Figure 7: Seasonal variability of correlation slopes between aerosol and (a) cloud effective radius and (b) optical thickness. Blue, red, black, orange and cyan show the data region (35-45 N°, 15-25 N°, 5 N°-5 S°, 15-25 S°, 35-45 S°).

の範囲でのエアロゾル数密度との相関の強弱について、相関係数を用いて議論する。まず、有効粒径との相関係数は、北半球中緯度では強い正の相関が見られるが、亜熱帯ではやや弱くなり、熱帯では負に転じる月も見られた。南半球亜熱帯ではやや強い負の相関を示す月が多く、南半球中緯度になると再び正の相関を示す月が現れる。回帰直線の傾きは月によってまちまちだが、正の相関も負の相関も 0.1 以上になることが多く、エアロゾル数密度が少ない範囲で見られた負の相関よりも回帰直線の傾きが急であることが多い。雲の光学的厚さとの相関については、南半球亜熱帯以外の領域で強い負の相関が

見られた．南半球亜熱帯では負の相関がみられない月が増えるが，これはエアロゾル数が多い領域が少ないことから信頼性のある回帰分析が出来ないためであり，有効粒径の場合のように傾向が変化しているわけではないと考えられる．回帰直線の傾きは $-0.3 \sim -0.1$ であり，有効粒径の場合と同様，エアロゾル数密度が少ない領域で見られた正の相関よりも急であることが多い．北半球において季節性をみると，夏期よりも冬期に回帰直線の傾きが急になっている．

4. 議論

本研究では，エアロゾルと雲微物理量の関係を統計的な手法を用いて解析することで雲エアロゾル相互作用の特性を調べることを試みた．同一の場所の雲とエアロゾルが同時に観測できない問題については，時間・空間平均したデータを解析に用いることで，その場所の代表的な雲及びエアロゾルの特性を抽出したこととみなした．年変動より季節変動の方が大きいことから，10年分のデータを集めて統計的に解析を行い，より精度の高い推定が可能になった．

エアロゾル数密度が 10^9 (particles/cm³) より少ない範囲では，エアロゾルと雲の有効粒径は負の強い相関が，光学の厚さとは正の強い相関が見られ，どちらも間接効果が現れていると考えられる．鉛直積算雲水量で分類すると，雲水量が少ない場合の方が相関が強く，傾きも急であることから，薄い雲の方がエアロゾルの影響が強く現れていると考えられる．さらに，季節変動や地域特性を詳しく検討するため，データの領域を緯度ごとに分割して統計的に解析を行った．中緯度では季節変動が強く現れ，エアロゾルの影響は夏期より冬期に強く現れていることがわかった．また，熱帯域では季節変動が現れず，エアロゾルの影響は中緯度夏期と同程度であることがわかった．中緯度夏期や熱帯域には強い日射によって地表面が暖められることに寄って起こる鉛直循環が存在し，雲はこのような力学的な影響を強く受けると考えられるため，エアロゾルの影響が中緯度冬期より弱く現れていると推測される．また，南半球よりも北半球の方がエアロゾルの影響が強く現れている．これはエアロゾルが北半球の方が多いこともあげられるが，雲核として機能するエアロゾルが北半球に多いのではないかと推測される．

エアロゾル数密度が 10^9 (particles/cm³) より多い範囲では少ない範囲と逆の相関が現れるケースがみられた．この逆転の傾向は，Sekiguchi et al. (2003) のエアロゾル数密度と雲の光学の厚さの図で表れてはいるが，エアロゾル数密度の範囲が狭いためと解像度が粗いため，詳細な議論には至っていなかった．本研究において，10年分のデータを一度に解析することに寄り詳細

な傾向を議論することが可能となった．逆転傾向の出現条件として，鉛直積算雲水量が多い場合，有効粒径との相関では現れず，光学の厚さとの相関において出現した．また，鉛直積算雲水量が少ない場合，南半球亜熱帯領域では有効粒径との相関は逆転しなかった．逆転の傾向が現れ始めるエアロゾル数密度 ($N_{a,th}$) は光学の厚さより有効粒径の方が少なかった．これらより，エアロゾル数密度が多い領域で有効粒径が大きくなる過程と，光学の厚さが小さくなる過程が存在するのではないかと推測される．光学の厚さが小さくなる過程は，黒色炭素が周囲の空気を暖めることで雲を減少させるとする準直接効果と傾向が同じであるが，広域的に起こっているため現段階では特定することができない．どちらの過程も複合的に起こっているので個々に切り分けることは難しいが，領域を細かく分割し，相関の特徴を地域的に分類することで，逆転の傾向の元となる過程を推定することができるのではないかと考えられる．

5. おわりに

本稿では，衛星観測データを統計的に解析し，雲エアロゾル相互作用のいくつかの効果について特徴を推定する手法を示した．雲の中に含まれないエアロゾルを用いているため，エアロゾルの特性が異なる問題点については，エアロゾルの微物理モデルが必要であると考えられるが，雲の中に入り込んで変質する前のエアロゾルと雲との相互作用の特徴を理解しておくことは重要であると考えられる．また，現状でもまだ新たな知見が得られる手法であり，アクティブセンサなど，タイプの異なるセンサを複合的に組み合わせれば雲エアロゾル相互作用への理解をさらに深めることができると考えられる．衛星解析には様々な仮定が元になっているため，放射強制力の推定には適さないという指摘もあるが，他のアルゴリズムを用いた他の衛星データを本手法で解析することによって，誤差の提言を測ることができるのではないかと考えられる．また，近年ではモデルを用いた研究も活発に進められており，最終的に放射強制力を推定するためにはモデルが必要不可欠である．今後の研究として，観測とモデル両面からのアプローチが必要である．

参考文献

- Ackerman, A., O. Toon, D. Stevens, A. Heymsfield, V. Ramanathan, and E. Welton (2000), Reduction of tropical cloudiness by soot, *Science*, **288**, 1042-7
- Ackerman, A., M. Kirkpatrick, D. Stevens, and O. Toon (2004) The impact of humidity above stratiform clouds on indirect aerosol climate forcing. *Nature*, **432**, doi:10.1038/nature03137.1.
- Albrecht, B. A. (1989) Aerosols, Cloud Microphysics, and

- Fractional Cloudiness. *Science*, **245**, 4.
- Bréon, F.-M., D. Tanré, and S. Generoso (2002) Aerosol effect on cloud droplet size monitored from satellite. *Science*, **295**, 834–838.
- Kaufman, Y. J., and I. Koren (2006) Smoke and pollution aerosol effect on cloud cover. *Science*, **313**, 655–658, doi:10.1126/science.1126232.
- Kaufman, Y. J., I. Koren, L. a Remer, D. Rosenfeld, and Y. Rudich (2005) The effect of smoke, dust, and pollution aerosol on shallow cloud development over the Atlantic Ocean. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*, **102** (32), 11207–11212.
- Levy, R., L. Remer, D. Tanré, S. Mattoo, and Y. Kaufman (2009) Algorithm for Remote Sensing of Tropospheric Aerosol over Dark Targets from MODIS: Collections 005 and 051: Revision 2.
- Levy, R. C., L. A. Remer, R. G. Kleidman, S. Mattoo, C. Ichoku, R. Kahn, and T. F. Eck (2010) Global evaluation of the Collection 5 MODIS dark-target aerosol products over land, *Atmospheric Chemistry and Physics*, **10**, 10399–10420, doi:10.5194/acp-10-10399-2010.
- Loeb, N. G., and N. Manalo-Smith (2005) Top-of-atmosphere direct radiative effect of aerosols over global oceans from merged CERES and MODIS observations. *J. Clim.*, **18**, 3506–3526.
- McComiskey, A., and G. Feingold (2012) The scale problem in quantifying aerosol indirect effects, *Atmospheric Chemistry and Physics*, **12**, 1031–1049, doi:10.5194/acp-12-1031-2012.
- Nakajima, T., and T. Nakajima (1995) Wide-area determination of cloud micro-physical properties from NOAA AVHRR measurements for FIRE and ASTEX regions, *J. Atmos. Sci.*, **52**, 4043–4059.
- Nakajima, T., A. Higurashi, K. Kawamoto, and J. E. Penner (2001) A study of correlation between satellite-derived cloud and aerosol microphysical parameters. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 1171–1174.
- Nakajima, T. Y., K. Suzuki, and G. L. Stephens (2010) Droplet Growth in Warm Water Clouds Observed by the A-Train. Part I: Sensitivity Analysis of the MODIS-Derived Cloud Droplet Sizes. *J. Atm. Sci.*, **67**, 1884–1896, doi:10.1175/2009JAS3280.1.
- Petty, Grant William (2006) *A first course in atmospheric radiation*. Sundog Pub.
- Quaas, J., O. Boucher, and F.-M. Bréon (2004) Aerosol indirect effects in POLDER satellite data and the Laboratoire de Météorologie Dynamique-Zoom (LMDZ) general circulation model. *J. Geophys. Res.*, **109**, doi:10.1029/2003JD004317.
- Quaas, J., O. Boucher, and U. Lohmann (2006) Constraining the total aerosol indirect effect in the LMDZ and ECHAM4 GCMs using MODIS satellite data. *Atmos. Chem. Phys.*, **6**, 947–955.
- Rosenfeld, D., and G. Feingold (2003) Explanation of discrepancies among satellite observations of the aerosol indirect effects. *Geophys. Res. Lett.*, **30** (14), 1776, doi:10.1029/2003GL017684.
- Sekiguchi, M., T. Nakajima, K. Suzuki, K. Kawamoto, A. Higurashi, D. Rosenfeld, I. Sano, and S. Mukai (2003) A study of the direct and indirect effects of aerosols using global satellite data sets of aerosol and cloud parameters. *Journal of Geophysical Research*, **108** (D22), 4699, doi:10.1029/2002JD003359.
- Twomey, S. (1974) Pollution and the planetary albedo. *Atmos. Environ.*, **8**, 1251–1256.