

## 大気補正におけるエアロゾルの役割 Role of Aerosols in Atmospheric Correction

向井 苑生, 佐野 到 (近畿大学理工学部)  
東大阪市小若江3-4-1, mukai@im.kindai.ac.jp  
Sonoyo Mukai and Itaru Sano (Kinki Univ.)  
Kowakae 3-4-1, Higashi-Osaka, 577 Japan

### 1. はじめに

地球規模の環境問題がクローズアップされると共に, 人工衛星による継続的で総合的な地球観測に期待が集まっている. 近年日本も遅ればせながら, 1987年にMOS-1 (もも衛星), 1992年にはJERS-1 (ふよう衛星) を打ち上げ, 1996年8月17日には本格的な地球観測プラットフォーム技術衛星 ADEOS (みどり衛星) の打ち上げに成功した. しかし, 残念ながら本年6月30日に機能を停止し10ヶ月の短い寿命となった. この短い期間に得られた貴重なデータをこれからの地球観測のために有効利用しなければならない.

ADEOS衛星のコアセンサの一つはOCTS (Ocean Color and Temperature Scanner) と呼ばれる水色走査計である. 水色走査計は可視波長域データを基に, 海の色の違い (波長特性) から海洋表層部の成分組成 (例えばクロロフィル濃度等) を求めようとするものである. ただし陸や雲に比べ, 非常に暗い海の情報を引き出すには, 効率的な大気補正が不可欠である. 大気補正を精度良く行うためには, 地球大気-海洋モデルでの入射太陽光の多重散乱強度を正確に計算しなければならない<sup>1)</sup>. この地球大気モデルの確からしさは大気構成粒子であるエアロゾルの対象衛星画像への適合性に左右さ

れる. というのは, エアロゾルによる散乱が大気光の大部分を占める上, その光学特性 (密度や化学組成, 大きさ) が時間や場所によって変動するためである. 大気補正はエアロゾル補正であるとも言える.

先ずエアロゾルの大気散乱光に占める役割を考察し, 次にADEOS衛星に搭載された偏光センサ POLDER (POLARization and Directionality of the Earth's Reflectance) データを用いて大気エアロゾルの光学特性を導出する. POLDERは水色センサでもある. ここでは, 輝度値だけではなく偏光度を併用した効率的なエアロゾルモデルの選定を示す<sup>2)</sup>. 最後に得られたエアロゾルモデルを含む大気-海洋モデルでの多重散乱光計算に基づくPOLDER大気補正画像を紹介する.

### 2. 大気光とエアロゾル

地球大気は, 大きく酸素や窒素等の大気分子と大気エアロゾルに分類できる. 大気分子はほぼ恒常的に分布するのに対し, 地球大気中には様々なエアロゾルが浮遊し, その時空間変動も激しい. 地球大気エアロゾルとしてWMOは, 6つの標準モデルを提案している<sup>3)</sup>. 6つの標準モデルは6種類の成分 (溶存有機物 (Water-Soluble; WS), 煤, 塵, 希硫酸, 海塩 (Oceanic; OC), 火山灰)

から構成されている4).

エアロゾル特性は、化学組成や大きさ、数密度、形状等の光学パラメーターで与えられる。化学組成は複素屈折率により表され、実数部は屈折率、虚数部は吸収を表す。サイズ分布関数は、一般にはJunge-power Law 関数、Modified Gamma 分布関数、対数正規分布関数などが用いられる。ここでは、対数正規分布を採用する。モード半径  $r$  と対数正規曲線幅  $\sigma$  がパラメーターとなる。図1は対数正規分布で、代表的な海洋型エアロゾルである海塩粒子(OC)、陸域起源の溶存有機物(WO), 成層圏エアロゾルの希硫酸(HS)に対する標準サイズ分布を表す。

エアロゾルの観測に適する観測波長帯をエアロゾルバンドと呼ぶ。エアロゾルバンドの条件は、大気散乱光がデータに占める割合が高く、その観測データを用いてエアロゾル散乱光成分を取り出せることである。図2はモデル計算によって得られたエアロゾルの光学的厚さ  $\tau_{aero}$  と大気全光学的厚さ  $\tau_{total}$  を示す。大気全光学的厚さは

$\tau_{total} = \tau_{aero} + \tau_{gas}$  で表される ( $\tau_{gas}$  は分子の光学的厚さを示す)。各波長における、分子の光学的厚さはLOWTRANより求める5)。また、エアロゾルの光学的厚さはLOWTRANの晴天モデルとして提案されているものを採用し、図2では波長0.55 $\mu\text{m}$ におけるエアロゾルの光学的厚さを0.25としている。他の波長でのエアロゾルの光学的厚さは、この値で規格化して求める。図2より、波長が長くなると分子成分の寄与が減少する事が分かる。一方右軸は、全光学的厚さにおけるエアロゾルの光学的厚さの割合;  $f_{aero} = \tau_{aero} / \tau_{total}$  を示し、図では点線で示される。上より順に海洋型(OC)、陸域型(WO), 成層圏型(HS)エアロゾルである。WS, HS型エアロゾルの光学的厚さは波長

と共に減少している。一方、OC型ではわずかではあるが増加傾向を示す。エアロゾルの光学的厚さは、一般に波長に逆比例すると言われるが、サイズ分布から明らかのようにOC型では大きな粒子が優勢を占め、波長が長くなってもエアロゾルが有効に作用するため、エアロゾルの光学的厚さが大きなままではないかと推測できる。しかし、どの場合でも波長と共に分子散乱光成分が減少するため、全光学的厚さは波長と共に減少する。

地球大気的光学的厚さの波長変化は次のようにまとめられる。

- 1) 分子散乱光の影響は波長の-4乗で減少し、エアロゾル成分の占める割合が増す。
- 2) 地球大気全光学的厚さは波長共に減少する。

以上より、エアロゾル散乱が大気光の重要な要素である事や、近赤外領域はエアロゾルバンドとして有用なことがわかる。

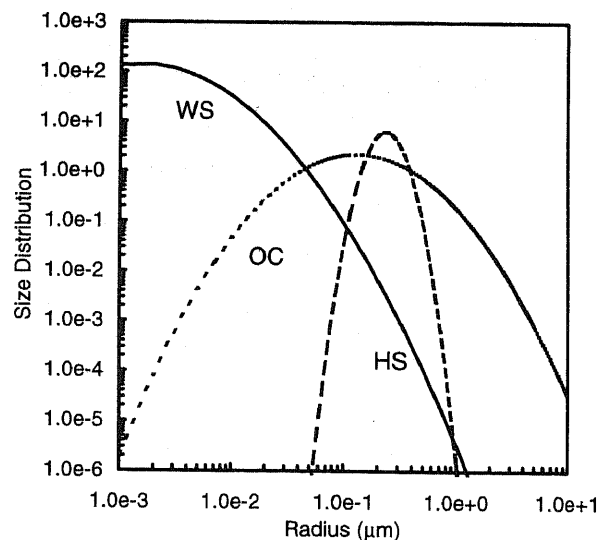


図1 代表的なエアロゾルモデルのサイズ分布。

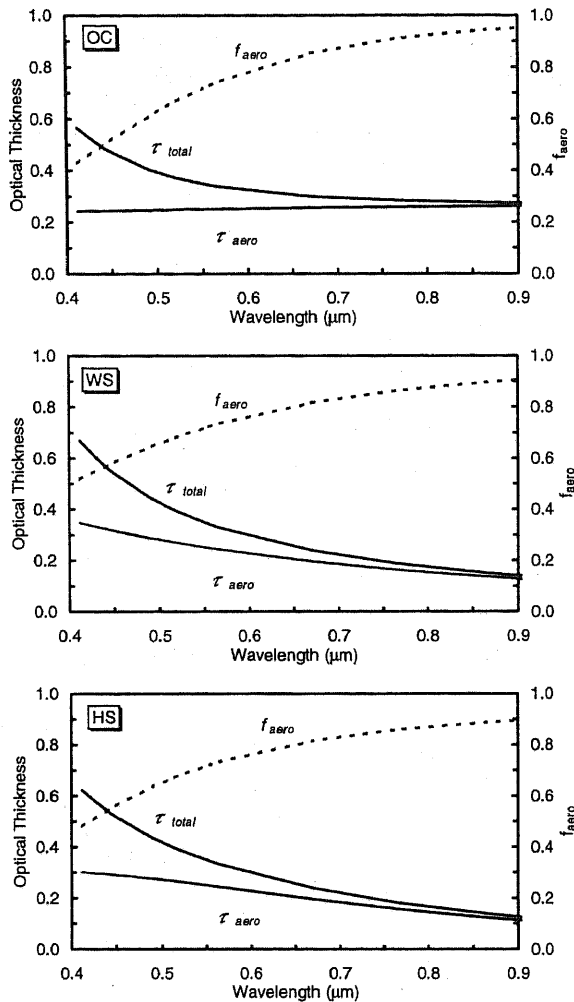


図2 地球大気光学的厚さの波長変化.

$\tau_{total}$ は全光学的厚さを示し、 $\tau_{aero}$ はエアロゾルによる光学的厚さを示す。 $f_{aero}$ は全光学的厚さに占めるエアロゾルによる光学的厚さの割合を示す。各々の図は、エアロゾルを海塩粒子モデル(OC)、陸域モデル(WC)、成層圏モデル(HS)とした場合を表す。

### 3. エアロゾル光学特性の導出

エアロゾル特性の決定には前節で検討したエアロゾルバンドを用いる。この波長(エアロゾルバンド)では海からの光は微小なので、衛星からの海洋上観測値はほぼ大気散乱光のみで占められると考えられる。

そこで、あらかじめ用意した幾つかのエアロゾルサンプルを基に、各々の偏光散乱シミュレーション画像を作成する。得られたシミュレーション画像と、エアロゾルバンドでの衛星画像の相関を調べることにより画像に適したエアロゾルモデルを選定できる。

前節では海塩粒子(OC)あるいは有機物溶解粒子(WC)のみから成る均質粒子モデルを採用したが、両者がMaxwell-Garnett混合則に従って混ざり合っている不均質エアロゾル型の方が、地上から測定した大気偏光データをよく説明できる<sup>6)</sup>。従ってサンプルエアロゾルとして、OC型エアロゾルにWC型が混入した不均質粒子(混入物質の体積混合比を $f$ とする)を仮定する。偏光が散乱粒子の光学特性を強く反映する事はよく知られている。ここではADEOS/POLDERデータのバンド6(0.67  $\mu\text{m}$ )と8(0.865  $\mu\text{m}$ )をエアロゾル選定バンドとして使用する。図3は1996年11月18日にインド西岸のアラビア海で観測されたPOLDERバンド6データから求めた偏光度(%)を表す。この衛星画像をよく説明しうるエアロゾルモデルを探すために、いくつかのサンプルエアロゾルを用いて地球大気モデルでの偏光散乱シミュレーションを行った。図3の走査線X-Yに沿って偏光度を表示したのが図4である。実線がPOLDERデータ(図3の値)を表し、鎖線が不均質型モデルA:  $f=0.4$ , ( $r=0.20$ ,  $\sigma=2.5$ )  $\mu\text{m}$ を、点線がモデルB:  $f=0.2$ , ( $r=0.22$ ,  $\sigma=3.4$ )  $\mu\text{m}$ を採用した場合のシミュレーション結果を示す。点線は観測値には見られない盛り上がり(グラフ左下)を示し、モデルBがこの衛星画像に対するエアロゾルモデルとして適当でないことがわかる。輝度値に関してはエアロゾルモデルによる明らかな差異は見られない。

POLDERバンド6データの角度変化パターンに基づいて、1996年11月18日アラビア海上空エアロゾルとして不均質粒子モデルAを採用する。偏光データがエアロゾルモデル選定に有用な事が確認できた。

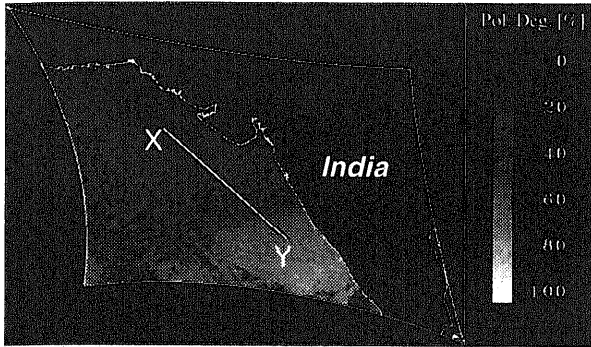


図3 アラビア海上空偏光度。  
1996年11月18日に観測された  
POLDERバンド6データ。

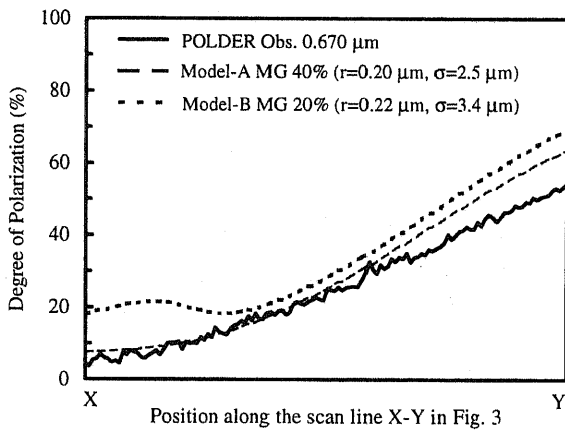


図4 図3 X-Yに沿った偏光度(実線)。  
計算値(エアロゾルモデルA) (鎖線)。  
計算値(エアロゾルモデルB) (点線)。

#### 4. 大気補正処理

エアロゾルモデルが決まると、それを含むような地球大気海洋モデルを作成し、多重散乱計算を行う。多重散乱計算から海面上向き光強度と地球大気表面上向き光強度の比を大気補正係数として求める。この値

をデータベースに蓄える。次に、衛星データの各画素毎に太陽天頂角・衛星天頂角・衛星方位角を計算し、対応する角度に応じた大気補正補正係数値をデータベースから検索する。この値を衛星データに乗じて大気補正画像を作成する<sup>1)</sup>。

大気エアロゾルとして不均質粒子モデルAを使用し、海面は風速5 m/secのCox & Munk<sup>7)</sup>モデル、海は完全拡散モデルとした大気-海面-海洋システムでの多重散乱問題を加算倍増法を用いて数値計算し、大気補正係数を求める。こうして得られたPOLDERバンド1 (0.443 μm)での規格化輝度値の大気補正前と後の画像が図5である。右下に高輝度のサングリッタパターンが見える。大気補正処理により原画像周辺部に見られる大気光が除去されている。

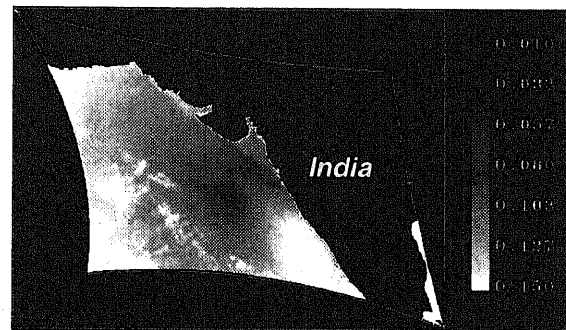


図5a POLDERバンド1画像。  
(:大気補正前)

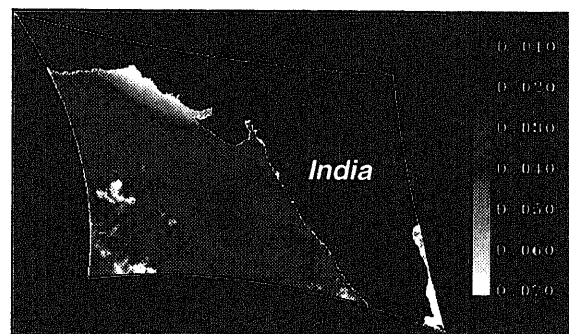


図5b POLDERバンド1画像  
(:大気補正後)

## 5. おわりに

ADEOS/POLDER センサで得られた近赤外データを用いて大気エアロゾルの光学特性を導出し、得られた結果を可視波長水色データの大气補正処理に応用した。エアロゾル特性の時空間変動を解明する事は、大气補正用だけではなく大気環境や気候変動を探る重要な手掛かりとなる。

POLDER センサーは、可視及び近赤外波長に8つの観測帯を持ち地表及び大気による太陽反射光強度と偏光を測る。水色センサーとしても設計されており、0.443, 0.490, 0.565  $\mu\text{m}$  帯で海洋植物色素濃度分布を測定する。主として0.670, 0.765, 0.865  $\mu\text{m}$  は大気エアロゾルと陸域植生用に、0.763  $\mu\text{m}$  狭域帯は O2-A バンド分子吸収補正用、0.910  $\mu\text{m}$  は水蒸気量測定のために設定されている。大きな特徴である偏光観測は0.443, 0.670, 0.865  $\mu\text{m}$  帯で行なわれ、標準 Level 1 プロダクトでストークスパラメーターの第3成分まで(I, Q, U)が提供される。通常のセンサーの設計と異なり、2次元CCDアレイ(242 x 274 画素)を受光素子として用いて、写真撮影のように一度に2次元データ(フレーム画像)が測定される。このフレーム画像形式で、進行方向にオーバーラップしながら観測を行うため、同一地点を最大14回観測方向を変えたデータが得られる<sup>8)</sup>。

本報告では初期解析結果の一例を紹介しただけで、まだPOLDER センサが提供するマルチアングル/マルチスペクトル情報を活用していない。更にエアロゾル特性の導出及びエアロゾル層の同定を行う予定である。

POLDER データはCNESから提供されたものである。本研究の一部は宇宙開発事業団(NASDA-PSPC-20170)や文部省科学研究費補助金(09227223)の援助の下に行ったものである。

## 参考文献

- 1) Mukai, S., I.Sano, K.Masuda and T.Takashima, Atmospheric correction for ocean color remote sensing : Optical properties of aerosols derived from CZCS imagery, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, 30, pp.818-824, 1992.
- 2) Mukai, S., I.Sano and T.Takashima, Investigation of Atmospheric Aerosols Based on Polarization Measurements and Scattering Simulations, *Opt. Rev.*, vol.3, pp.487-491, 1996.
- 3) Radiation Commission, IAMAP, A preliminary cloudless standard atmosphere for radiation computation, World Meteorological Organization, Geneva, WCP-112, *WMO/TD-No.24*, 1986.
- 4) Shettle, E.P. and R.W.Fenn, Models for the aerosols of the lower atmosphere and the effect of humidity variations on their optical properties, *AFGL-TR-79-0214*, 1979.
- 5) Kneizys, F.X., E.P.Shettle, L.W.Abreu, J.H.Chetwynd, G.P.Anderson, W.O.Gallery, J.E.A.Selby, S.A.Clough, Users Guide to Lowtran 7, Air Force Geophysics Laboratory, Hanscom AFB, MA, Rep. *AFGL-TR-88-0177*, 1988.

- 6) Cylek,P. and V.Srivastava, Dielectric Constant of Composite Inhomogeneous Medium, *Phys. Rev.*, vol.B27, pp.5098-5106, 1983.
- 7) Cox,C. and W. Munk, Measurements of the roughness of the sea surface from photographs of the sun's glitter, *J. Opt. Soc. Amer.*, vol.44, pp.838-850, 1954.
- 8) Deschamps,P.Y., F.-M.Bréon, M.Leroy, A.Podarie, A.Bricaud, J.C.Buriez and Sèze, The POLDER mission: Instrument characteristics and scientific objectives, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, vol.32, pp.598-615, 1994.