

多波長偏光放射計の校正

保本正芳¹，向井苑生¹，中村良介²，佐野 到¹

1. 地球大気光補正

近畿大学地球環境システム研究室では、エアロゾルの光学的厚さや粒径分布などのエアロゾル粒子特性の推定を目的とし、また、衛星搭載偏光センサ ADEOS/POLDERの地上検証のため1996年よりポータブル型多波長偏光放射計(オプトリサーチ社/PSR-1000)を導入し、地上・洋上での大気散乱光の偏光観測と太陽直達光観測を行っている[1]。太陽直達光観測データの解析には、PSR-1000固有の大気圏外での輝度観測値(校正定数)が必要となる。校正定数決定のため、ハワイ島マウナケア山で観測を実施した。

地球大気では、大気構成粒子を酸素や窒素などの大気分子と、大気中に浮遊している微粒子(エアロゾル)に分けて考えられる。大気分子の時空間変動は小さいが、エアロゾルの変動は大きい。大気観測時における精度の高いエアロゾル情報が必要となる。

特に、衛星データから、必要な地表面・海洋の物理量を精度良く取り出すためには、大気光による影響(散乱、吸収)を補正する(大気効果補正)必要がある[2]。大気光の大部分は、エアロゾルによる散乱光によって占められる。大気効果は、地球観測に限らず惑星探査においても無視できない[3]。地上からの黄道光

観測においても、大気散乱光に比べ黄道光の光量がきわめて弱いため、大気補正は解析のための重要な前処理となる[4]。

2. 吸収気体による透過率補正

2.1 ラングレープロット法

校正定数の導出方法としてラングレープロット法がある[5]。この方法では、長時間安定した大気状態で観測した太陽直達光の輝度カウント値を基にして校正定数が決められる。1997年10月27日～11月2日の期間にハワイ島マウナケア山で、PSR-1000の校正定数を導出するための観測を実施した。データを取得したのは、10月27日、31日、11月1日、2日の4日間である。表1に観測状況を示す。雲の影響を避けるため、10月27日と11月2日は高度2.8km、10月31日は高度3.55km、11月1日は高度3.85kmの地点で観測した。マウナケア山を選んだのは、次の観測条件を満たしているためである。

- (a) ハワイ島が、太平洋の中央に位置するため大陸の大気汚染の影響が小さい。
- (b) 高度が高いため、大気低層部のエアロゾルの影響が少なく、比較的大気が安定している。

吸収気体を考慮したラングレープロット法(modified Langley calibration method)[6]の基本式を次に示す。

$$V'(m, \lambda_0) = \frac{V'(m, \lambda_0) R^2}{T_G(m, \lambda_0)} = V_0(\lambda_0) \exp[-\tau(\lambda_0) m], \quad (1)$$

表1 4日間の観測状況。

| Date | 10/27 | 10/31 | 11/1 | 11/2 |
|---------------------------------|-------------|------------|-------------|------------|
| Time | 14:25-17:18 | 7:01-10:33 | 15:42-17:14 | 6:46-10:03 |
| Altitude(km) | 2.8 | 3.55 | 3.85 | 2.8 |
| Surface Pressure(mb) | 733 | 670 | 645 | 733 |
| Water Vapor(g/cm ²) | 0.5158 | 0.3006 | 0.2467 | 0.5158 |
| Comment | 晴れ | 下層に雲 | 下層に雲 | 晴れ |

¹ 近畿大学理工学部

² 神戸大学総合情報処理センター

λ_0 は観測波長, $\tau(\lambda_0)$ は大気分子散乱 $\tau_R(\lambda_0)$ とオゾン吸収 $\tau_{O_3}(\lambda_0)$ とエアロゾルの光学的厚さ $\tau_a(\lambda_0)$ の和, m は大気のエアマス値, R は測定時の太陽-地球間距離の平均距離に対する比率, V と V_0 は太陽直達光の輝度カウント値と校正定数, T_c はオゾン以外の吸収気体による透過率を表す. T_c は, 次節で説明する標準大気コードから算出できる. この値と観測値によりラングレープロット法に基づき, V_0 を導出することができる. $\tau(\lambda_0)$ は, ラングレープロットの傾きとなる.

2.2 LOWTRANとFASCODE

大気光による散乱, 吸収, 放射に基づき一定光路での大気透過率や放射輝度を求めるデータセットには, LOWTRAN (LOW resolution TRANsmittance) と, HITRAN (High resolution TRANsmittance) を基に導出するFASCODE (Fast Atmospheric Signature CODE) がある. 両者共, 米国空軍地球物理研究所 (AFGL) の大気光学モデルを用いている. 6つの標準大気モデル (Tropical, MidLatitude Summer, MidLatitude Winter, SubArctic Summer, SubArctic Winter, 1976 US

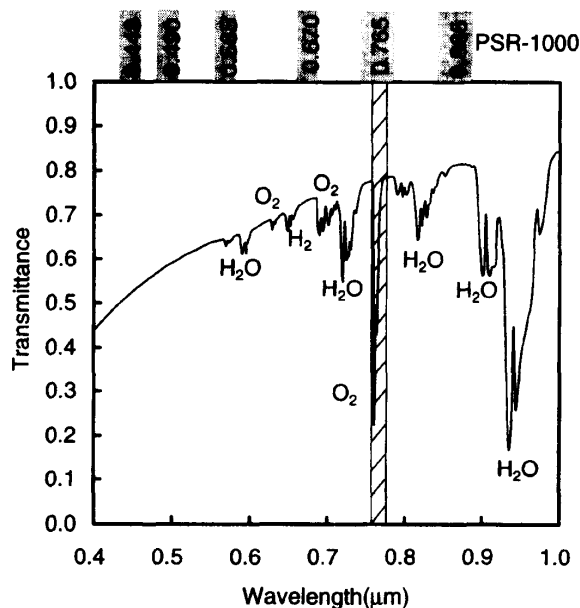


図1 LOWTRAN (MidLatitude Summer, $\theta_0=0\text{deg.}$)を用いた波長0.4~1.0 μm での地球大気透過率.

Standard) に対し, 4つの垂直ゾーン(境界層, 対流圏, 成層圏, 上層大気)に分け, それぞれ異なったエアロゾルモデルを内蔵している. 捕間法により値を求めるため計算時間が短く, データを交換することにより, 常に新しい大気状態のシミュレータとして用いることができる. 本研究で使用したLOWTRAN 7[7]は, 波数区間を5 (1/cm) 刻みで, 平均化操作により20 (1/cm) の分解能で計算を行う. また, FASCODE [8] (FASCOD3p:1993) は, HITRAN 92を基に, スペクトルの半値半幅以下の高分解能で計算を行う. HITRANでは, 吸収線のパラメータが用意されているのが, 0~17900 (1/cm) の区間であり, それより短波長 (0.56 μm 以下) ではLOWTRANと同じ内蔵された吸収帯データを使用している. 図1にLOWTRAN 7から算出した地球大気による透過率, 及びPSR-1000の観測バンドを示す. 横軸は0.4~1.0 μm での波長を表し, 縦軸は大気モデルを中緯度夏型 (MidLatitude Summer), 太陽天頂角 (θ_0) を 0° , 高度を0~100kmとした時の透過率を表す. 強い吸収帯と合わせて, 主要気体を示す. 特に, 波長0.756~0.777 μm の間で強い酸素の吸収帯が見られる(図1斜線部). 図2に, 図1斜線部を拡大表示する. 波長0.740~0.780 μm 間でのLOWTRAN7(図2 (a))とFASCOD3p(図2 (b))を用い

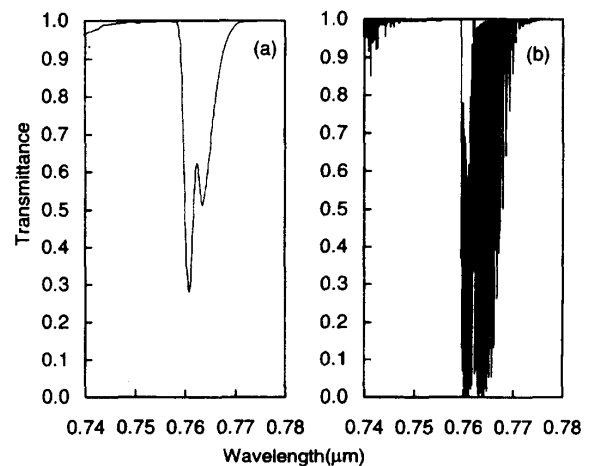


図2 波長0.74~0.78 μm での吸収気体による透過率.
(a) LOWTRAN7(MidLatitude Summer, $\theta_0=0\text{deg.}$)を使用
(b) FASCODE(MidLatitude Summer, $\theta_0=0\text{deg.}$)を使用

て導出した吸収気体の透過率を示す。図2(b)より、酸素吸収帯が何本もの吸収線からなっているの分かる。校正定数は、分子吸収の影響を強く受ける為、LOWTRANとFASCODEを用いて比較検討する。

3. 機械校正定数の決定

オゾン以外の吸収気体による透過率 $T_G(m, \lambda_0)$ は、それぞれの吸収気体の透過率 $T_i(m, \lambda_0)$ の積で得られる。

$$T_G(m, \lambda_0) = \prod T_i(m, \lambda_0), \quad (2)$$

大気透過率 $T_i(m, \lambda_0)$ は、フィルター透過関数 $f(\lambda)$ を考慮して次式で与えられる。表2にPSR-1000のフィルター特性、図3に波長 $0.765 \mu\text{m}$ のフィルター透過関数を示す。表2の右欄はPSR-1000の実際の波長、左欄はADEOS/POLDERに合わせた規格波長である。ここでは斜線部分も考慮して積分を行う。

$$T_i(m, \lambda_0) = \frac{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} T_i(m, \lambda) f(\lambda) d\lambda}{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} f(\lambda) d\lambda}, \quad (3)$$

吸収は、水蒸気($i = H_2O$)と酸素を中心とした一様混合ガス($i = uni$)で考慮するが、式(1)の V_0 の導出に際し必要となる太陽直達光の輝度データが膨大なため、Shiobara et al.[6]やMasuda and Sasaki[9]等は次の近似式を提案している。

表2 PSR-1000のフィルター特性

| Channel/ Wavelength(μm) | Band-center Wavelength(μm) | Half-transmission bandwidth(μm) |
|---|--|---|
| 1/0.443 | 0.4434 | 0.0161 |
| 2/0.490 | 0.4880 | 0.0200 |
| 3/0.565 | 0.5635 | 0.0250 |
| 4/0.670 | 0.6673 | 0.0175 |
| 5/0.765 | 0.7615 | 0.0370 |
| 6/0.865 | 0.8620 | 0.0420 |

$$T_{H_2O}(m, \lambda_0) = \exp(-k u_{H_2O}^\alpha), \quad (4)$$

$$T_{uni}(m, \lambda_0) = \exp[-(k_1 u_{uni}^* + k_2) u_{uni}^{(\alpha_1 u_{uni}^* + \alpha_2)}], \quad (5)$$

$T_{H_2O}(m, \lambda_0)$ は波長 λ_0 における水蒸気の透過率、 u_{H_2O} は吸収量を表し、鉛直水蒸気量(g/cm^2)とエアマス値(m)の積で与えられる。 $T_{uni}(m, \lambda_0)$ は一様混合ガスの透過率、 u_{uni}^* 、 u_{uni} はそれぞれ $u_{uni}^* = P_s / 1013.25$ 、 $u_{uni} = u_{uni}^* \times m$ と表される。 P_s は地表面気圧(mb)とする。先ず、近似式にフィルターを考慮した大気透過率(T_{H_2O} 、 T_{uni})、地表面気圧、エアマス値、鉛直水蒸気量を与えて、係数 k 、 k_1 、 k_2 、 α 、 α_1 、 α_2 の最適解を求める。大気透過率は、大気モデルを観測地点がハワイ島であることからTropical(熱帯型)、太陽天頂角は、エアマス値がほぼ2, 3, 4, 5, 6に対応する値としてLOWTRANとFASCODEから求める。地表面気圧、水蒸気量は大気モデル値を用いる(表1参照)。なお、波長 0.443 、 $0.490 \mu\text{m}$ の $T_{H_2O}(m, \lambda_0)$ と波長 0.443 、 0.490 、 0.565 、 $0.865 \mu\text{m}$ の $T_{uni}(m, \lambda_0)$ はLOWTRANでは全て1を示すので考慮しない(図1参照)。LOWTRAN及びFASCODEをそれぞれ用いた場

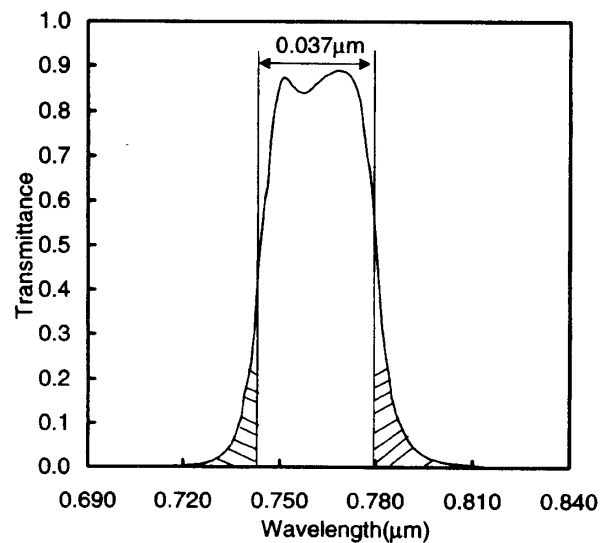


図3 波長 $0.765 \mu\text{m}$ のフィルター透過関数。

合の式(4), (5)の係数が導出できれば, 各エアマスにおける大気透過率を求めることができる。

これによって $T_G(m, \lambda_0)$ が得られ, 式(1)を変形した式(6)の関係から横軸がエアマス値のグラフにおける切片($m=0$)より $\ln(V_0)$ が求まる。

$$\ln(V'(m, \lambda_0)) = \ln(V_0(\lambda_0)) - \tau(\lambda_0)m, \quad (6)$$

図4に10月27日の観測結果に対し, FASCODEを用いたラングレーブロット結果を示す。図中の数式が, 各波長での式(6)の結果を示している。これより, 4日間のマウナケア山での観測結果を基にしたPSR-1000の校正定数(V_0)を求めることができる。表3にFASCODEを用いて導出した4日間の校正定数を示す。観測日によるばらつきは, 4日間で最大4.9%となるが, 11月1日を除く3日間の場合1.8%, 10月31日, 11月1日を除く2日間の場合1.2%となる。校正定数の導出において, 気圧や水蒸気量などの必要な大気情報は, 大気モデル値を使用しているが, 10月31日, 11月1日は下層部分に雲が存在した為, 実際の水蒸気量とモデル値との差が大きくなったと推測できる。それ故校正定数は, ばらつきの小さい10月27日, 11月2日の2日間の平均値を採用する。次に, FASCODEから算出した10月27

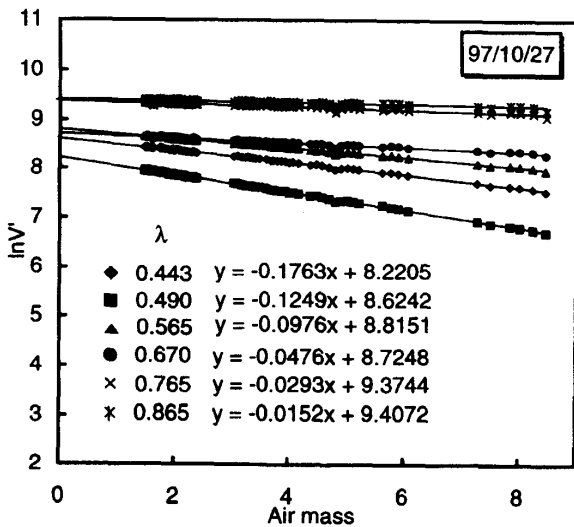


図2 FASCODEを用いた10月27日のラングレーブロット結果。

日, 11月2日の平均値と, LOWTRANから算出した結果とを比べる(表4参照)。表より明らかなように, FASCODEによる値とLOWTRANによる値に差が生じている。FASCODEの方が波長分解能は良いので, 校正定数の決定にはFASCODEを使用する。

4. エアロゾルの光学的厚さ

式(1)を変形した次式でエアロゾルの光学的厚さ τ_a を求める。

$$\tau_a = -\frac{1}{m} \ln\left(\frac{V'}{V_0}\right) - \tau_R - \tau_{O_3}, \quad (7)$$

$$\left. \begin{aligned} \tau_R &= -\ln(T_R) \\ \tau_{O_3} &= -\ln(T_{O_3}) \end{aligned} \right\}, \quad (8)$$

V_0 は校正定数, T_R は大気分子散乱による鉛直方向の透過率, T_{O_3} はオゾンの吸収による鉛直方向の透過率である。それぞれの透過率は, 大気モデルを基に式(3)より算出する。マウナケア山上空では, エアロゾルの光学的厚さは非常に薄い。それ故ここでは, 1997年9月28(8:02~11:26), 29日(9:04~11:29)の瀬戸内海

表3 4日間の校正定数

| Wavelength (μm) | 10/27 | 10/31 | 11/1 | 11/2 |
|------------------------------|---------|---------|---------|---------|
| 0.443 | 3716.4 | 3734.6 | 3544.3 | 3750.3 |
| 0.490 | 5564.7 | 5593.2 | 5325.7 | 5634.7 |
| 0.565 | 6735.2 | 6767.6 | 6475.0 | 6774.4 |
| 0.670 | 6153.6 | 6145.0 | 5931.9 | 6211.8 |
| 0.765 | 11782.8 | 11739.3 | 11329.9 | 11850.2 |
| 0.865 | 12175.7 | 12107.7 | 11761.7 | 12326.4 |

表4 LOWTRANとFASCODEを用いて校正定数を導出した結果

| Wavelength (μm) | LOWTRAN | FASCODE |
|------------------------------|---------|---------|
| 0.443 | 3733.3 | 3733.3 |
| 0.490 | 5599.7 | 5599.7 |
| 0.565 | 6769.6 | 6754.8 |
| 0.670 | 6177.4 | 6182.7 |
| 0.765 | 11981.4 | 11816.5 |
| 0.865 | 12325.4 | 12251.1 |

上でのエアロゾルの光学的厚さを求める(図5)。大気モデルは、MidLatitude Summer(中緯度夏型)を採用する。横軸が波長(μm)、縦軸がエアロゾルの光学的厚さを表している。記号(●, ▲)は各日の観測値, 実線が各日の平均値を示す。明らかに9月28日の方が高い値を示す。もちろん, 船の航海分だけ観測点が移動しているので, この差が日変化によるものか場所変化によるものかは, 断定できない。ただし, エアロゾルの光学的厚さが, 空間的あるいは時間的に変動しているのが分かる。光学的厚さは, エアロゾルの基本的な光学パラメータであるため, 精度の高い値を保たなければならない。校正定数のばらつきに伴う光学的厚さのばらつきは, 28日の観測値に対して最大12%となる。校正定数のばらつき(1.2%)に対して, 一けた大きくなっている。エアロゾルの光学的厚さは, 校正定数の値に強く依存している。光学的厚さの観測においては, 校正定数を精度よく決めねばならないことが分かる。

以下に得られた結論をまとめる。

- (a) PSR-1000の校正定数を, ハワイ島マウナケア山での1997年10月27日, 11月2日の観測データと, 吸収気体を考慮したラングレープロット法から算出した。

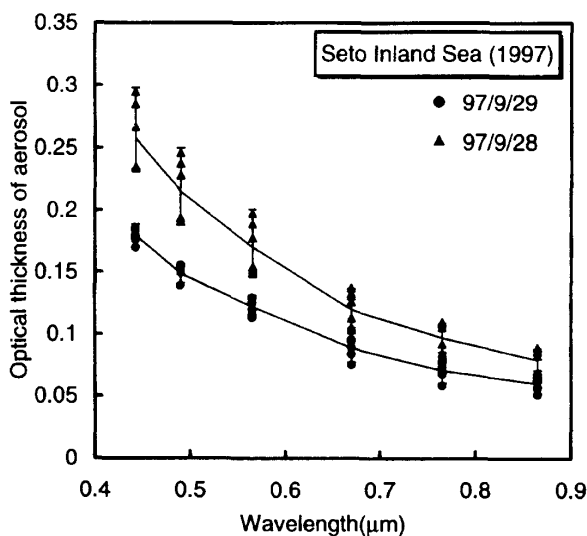


図5 1997年9月28, 29日瀬戸内海上空で測定したエアロゾルの光学的厚さ。

- (b) 高分解能のFASCODEを用いて吸収補正する必要がある。
- (c) エアロゾルの光学的厚さへの影響を考えると, 毎年機器校正を行い, 精度の高い校正定数を保つ必要がある。

謝辞

マウナケア山での観測に際し, 神戸大学理学部太陽系物理学研究室の黄道光観測グループの協力を得ました。また, 洋上観測では, 神戸商船大学石田廣史教授, 深江丸乗員の方々にご協力をいただきました。ここに深く感謝の意を表します。

参考文献

- [1] Sano, I., Mukai, S., and Takashima T., 1997: Polarimetric Properties of Atmospheric Aerosols. *SPIE* **3121**, 361-369.
- [2] Mukai, S., 1990: Atmospheric Correction of Remote Sensing Images of the Ocean Based on Multiple Scattering Calculations. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing* **28**, 696-702.
- [3] Wuttke, M.W., Keller, H.U., Markeiewicz, W.J., Petrova, E., Richter, K., and Thomas, N., 1997: Properties of Dust in the Mars Atmosphere: A Revised Analysis of Phobos/KRFM Data. *Planet.Space Sci.* **45**, 281-288.
- [4] Hong, S.S., Kwon, S.M., Park, Y.-S., and Park, C., 1998: Transfer of Diffuse Astronomical Light and Airglow in Scattering Earth Atmosphere. *Earth Planets Space* **50**, 487-491.
- [5] Tanaka, M., Nakajima, T., and Shiobara, M., 1986: Calibration of A Sunphotometer by

- Simultaneous Measurements of Direct-Solar and Circumsolar Radiations. *Appl. Opt.* 25, 1170-1176.
- [6] Shiobara, M., Spinhirne, J.D., Uchiyama, A., and Asano, S., 1996: Optical Depth Measurements of Aerosol, Cloud and Water Vapor Using Sun Photometers During FIRE Cirrus IFO II. *J. Appl. Meteorol.* 35, 36-46.
- [7] Kneizys, F. X., Shettle, E. P., Abreu, L. W., Chetwynd, J. H., Anderson, G. P., Gallery, W. O., Selby, J. E. A., and Clough, S. A., 1988: Users Guide to Lowtran 7. AFGL-TR-88-0177.
- [8] Smith, H.J.P, Dube, D.J., Gardner, M.E., Clough, S. A., Kneizys, F. X., and Rothman, L.S., 1981: FASCODE - FAST ATMOSPHERIC SIGNATURE CODE (SPECTRAL TRANSMITTANCE AND RADIANCE) . AFGL-TR-78-0081.
- [9] Masuda, K., and Sasaki, M., 1997: A Multi-Spectral Polarimeter for Measurements of Direct Solar and Diffused Sky Radiation: Calibration and Measurements. *Optical Review* 4, 496-501.