

浅沼市男

海洋科学技術センター、むつ市北関根690、asanumai@jamstec.go.jp
千葉大学環境リモートセンシングセンター、千葉市稲毛区弥生町1-33

概要

衛星搭載可視光センサーの大気補正方法の中でエアロゾルの推定方法は、植物プランクトン濃度の低い海域からの670nmにおける上向き輝度値を用いて、短波長側のエアロゾルの光学的厚みを推定する方法である。ここでは、放射伝達モデルLowtran-7から推定されるエアロゾルの光学的厚みの波長依存性に対して、実測のエアロゾルの光学的厚みの波長依存性の変動値を正規化し、異なる測点間のエアロゾルの光学的厚みを評価した。この結果、正規化したエアロゾルの光学的厚みの変動は、波長によって異なる応答を示し、一部の波長においては水蒸気圧の変動として与えられることが分かった。一部の波長とは、465、490、520、589nmをさし、これらの波長を利用する生物光学アルゴリズムには誤差を含む可能性が示された。

1 はじめに

ADEOS(Advanced Earth Observation Satellite, Midori)が、97年6月30日に活動を停止し、残念ながらOCTS(Ocean Color Thermal Scanner)の観測が終了した。OCTSは96年11月から8ヶ月間にわたって全球の海色のデータを取得した。これは実験気象衛星NIMBUS-7搭載のCZCS(Coastal Zone Color Scanner)が86年に活動を停止して以来、10年ぶりの貴重なデータとなった。一方、97年8月にはOrbView-2が打ち上げられ、SeaWiFS(Sea Wide Field of View Scanner)が観測を開始した。これらの海色センサーは海色の分光情報を提供するとともに、植物プランクトン分布データを与える。また、Lewis他(1990)らが基礎的研究を行い、我々が観測を行っている赤道直下の海域においても重要な観測支援手段となる。

この海色センサーを利用しようとするとき、衛星到達の海面からの分光輝度値には大気中からのパストラジアン光が含まれ、これを除去するための大気補正手法が論じられてきた(Gordon,1981)。

Sorensen(1979)、Gordon and Clark (1980, 1981)、Gordon and Morel (1983)などは、クロロフィル濃度の低い海域の670nmの海面からの上向き分光輝度が小さいことを利用し、短波長側の大気効果を推定する手法を開発した。また、NASAはSeaWiFSのために長波長側の複数の波長の情報と大気モデルから短波長側の大気効果を推定する手法を開発した(McClain, et al, 1994)。

我々は、赤道上の暖水プールと赤道湧昇帯において海洋観測を継続し、下向き分光照度、上向き分光輝度、植物プランクトン濃度などのデータを得てきた。これらの観測を通して、光学計測値と、数値モデルとの比較を試みた。この中で、下向き分光照度から大気特性を論ずる方法はGordon(1991)などにより論じられてきたが、観測値と大気モデルからエアロゾルの分光特性に関して検討を加えた。

2 大気中におけるエアロゾルの分光依存性

海洋観測において、測点ごとに変動するエアロゾルの光学的厚みの波長依存性を評価するために、船上における全天空光の下向き分光照度を計測した。海面直上において観測される全天空光の下向き分光照度($E_{ao}(\lambda)$)は、次式に示される。

$$E_{ao}(\lambda) = F_0(\lambda) \cos(\mu_0) \exp\{-\tau_r(\lambda) - \tau_o(\lambda) - \tau_{H_2O}(\lambda) - \tau_a(\lambda)\} / \cos(\mu_0) \quad \dots (1)$$

ここで、 $F_0(\lambda)$ は大気上面における太陽の分光照度、 $\tau_r(\lambda)$ は空気分子のレーリ散乱と吸収とによる光学的厚み、 $\tau_o(\lambda)$ はオゾンによる散乱と吸収とによる光学的厚み、 $\tau_{H_2O}(\lambda)$ は水蒸気の散乱と吸収とによる光学的厚み、 $\tau_a(\lambda)$ はエアロゾルの散乱と吸収とによる光学的厚み、 μ_0 は太陽の天頂角を示す。

ここで、実測の海面直上の全天空光の下向き分光照度を $E_{ao_m}(\lambda)$ とし、ローラン放射伝達モデル(Kenizys他、1988)により計算される海面直上の全天空光の下向き分光照度を $E_{ao_L}(\lambda)$ とする。また、

空気分子、オゾン、水蒸気による散乱は測点間において余り変化しないと仮定する。そこで、実測値 $E_{d0_m}(\lambda)$ と、計算値 $E_{d0_L}(\lambda)$ との自然対数の差を取ると、次式のようにエアロゾルの光学的厚みの差として与えられる。

$$\ln(E_{d0_m}(\lambda)) - \ln(E_{d0_L}(\lambda)) = \{-\tau_{a_m}(\lambda) + \tau_{a_L}(\lambda)\} / \cos(\mu_0) \quad \dots (2)$$

さらに、ローラン放射伝達モデルにおいて、エアロゾルの存在しないときの海面直上の全天空光の下向き分光照度を $E_{d0_L_withoutA}(\lambda)$ として求める。同様に、実測値 $E_{d0_m}(\lambda)$ の自然対数との差を求めると、次式のように実測値のエアロゾルの光学的厚みが与えられる。

$$\ln(E_{d0_m}(\lambda)) - \ln(E_{d0_L_withoutA}(\lambda)) = -\tau_{a_m}(\lambda) / \cos(\mu_0) \quad \dots (3)$$

実測値のエアロゾルの光学的厚みを他の測点における実測値と比較するため、(2)式と(3)式との比をとる。

$$\frac{\{\ln(E_{d0_m}(\lambda)) - \ln(E_{d0_L}(\lambda))\}}{\{\ln(E_{d0_m}(\lambda)) - \ln(E_{d0_L_withoutA}(\lambda))\}} = \{-\tau_{a_m}(\lambda) + \tau_{a_L}(\lambda)\} / \{-\tau_{a_m}(\lambda)\} \quad \dots (4)$$

この式によって、モデルのエアロゾルの光学的厚みを基準とし、実測値のエアロゾルの光学的厚みの差の偏差を記述することができる。これを正規化エアロゾル光学的厚み偏差値 (NDA: Normalized Deviation of Aerosol Optical Thickness) と呼ぶ。

3 計測値

洋上において、最も障害物の少ないコンパステッキに、分光照度計を設置し、全天空光の下向き分光照度を計測した。分光照度計は、米国Biospherical社のMER-1010であり、12チャンネルのフィルター式検出器を持つ。観測前に、実験室において米国工業技術基準(NIST: National Industrial Standard of Technology)の標準光源をもとに校正を行った。

4 モデルによる計算値

放射伝達モデルローラン-7を利用し、海面直上の全天空光からの下向き分光照度を求めた。モデルは全天空光からの下向き分光照度を求めるモードを持たないため、海面上に設置した反射率1.0の白色板を輝度計により観測したときの上向き分光輝度を求め、その値から全天空光の下向き分光照度を求めた。海洋観測と同じ時期の赤道における計算とし、その他の条件を次に示す。

- a. Atmosphere model: tropical model atmosphere,
- b. Mode of compute: radiance mode with the solar scattered radiance included,
- c. Scattering mode: multiple scattering,
- d. Haze type: maritime extinction with the visibility of 23 km,
- e. Phase function: Mie generated data base of the aerosol phase function,
- f. Viewing geometry: looking the surface from 1 m height in nadir, of which reflectance is 1.0 for all spectral range.
- g. Zenith angle of Sun: 23.5, the zenith angle at 10:30 in local time on the date corresponding to the date of observation in January of 1997, and
- h. spectral resolution: 1 nm.

5 結果

海面直上の全天空光下向き分光照度は、97年1月の海洋調査船「かいよう」による観測で、赤道上東経173度から西経167度の間の測点における計測により得られた。計測は、OCTSの通過時刻である現地時間の10時30分に合わせて計測した。

表1に観測測点における計測結果を示す。いずれの観測においても、雲量は3以下(3/10)であ

った。

ローTRANによる全天空光下向き分光照度の計算は、1 nmおきにもとめ、今回使用した分光照度計のフィルターの半値幅に相当する区間の積分値を求めた。エアロゾルを含む場合と除いた場合の計算結果を表2に示す。

表1 下向き分光照度の計測値

97年1月の赤道直下の観測時の計測値。日付は97年のジュリアンデーである。全測点とも赤道上の測点であり、その経度を示した。

Stations		Wavelength of Bands (nm) and spectral Irradiance (uW/cm2.nm)												Water Vapor Pressure (hPa)
Day of Meas	Long.	410	441	465	490	507	520	532	550	565	589	671	765	
13.92	-173.89	131	150	179	173	168	162	161	161	162	155	136	83	30.63
15.90	-167.80	133	153	182	177	171	165	164	163	163	158	138	84	28.16
16.91	-167.45	132	152	181	176	170	164	164	162	157	152	136	82	28.33
17.89	-167.93	130	149	177	172	168	162	162	160	161	153	134	81	28.85
19.93	-176.22	132	151	180	174	170	165	165	162	160	154	136	84	29.02
20.93	178.69	130	151	180	175	170	165	165	160	160	156	138	84	31.37

表2 放射伝達モデルにより計算した全天空光下向き分光照度。

(1)は通常の計算結果、(2)はエアロゾルを除いたときの計算結果。

Wavelength (nm)	410	441	465	490	507	520	532	550	565	589	671	765
(1) Lowtran Normal	148	165	184	173	176	166	172	170	165	153	143	80
(2) Lowtran without Aerosol	156	173	190	179	181	171	177	175	169	157	145	83

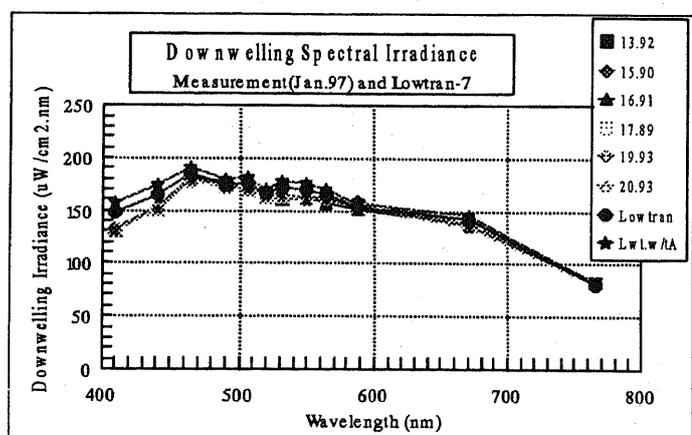


図1 全天空光下向き分光照度 (実測値 (97年1月) 及び計算値)

図1は、実測値と、モデルによる計算値の分光曲線である。400nmから465nmの区間において、実測値とモデルによる計算値との間で若干の差が認められた。エアロゾルを含まない計算値が、大きめの値を示した。

これらの値に対して、(4)式を適用し、NDAを求めた。図2-aはNDAの全範囲を示す。これによると、

590nmから765nmの間において、大きな値の偏差が見られ、590nmにおいて-5から+5の偏差、765nmにおいて-4から14の偏差が見られた。また、490nm付近において若干の偏差が見られた。

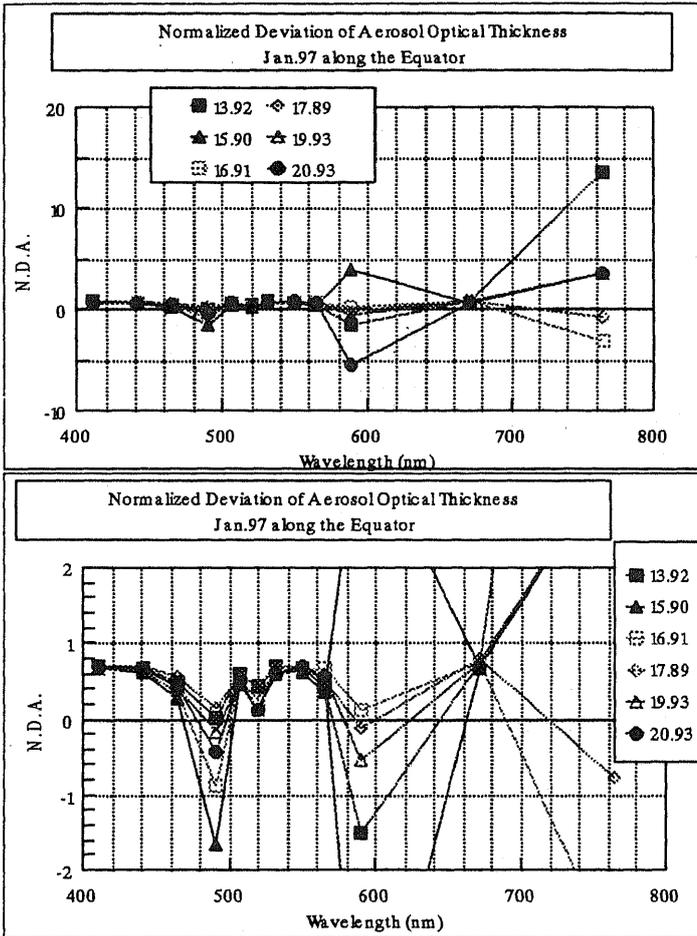


図2-a NDA波長分布図
(97年1月赤道)

図2-b NAD波長分布拡大図
(図2-aの一部)

図2-bは、図2-aのNDAの短波長側における微小の偏差を見るために拡大表示したものである。これによると、410、441、507、532、550、671 nmにおいて0.6から0.7の偏差が見られた。これは、実測値のエロゾルの光学的厚みは、ロートランによるエロゾルの光学的厚みより60から70%大きいことを示す。さらに、490nmにおいては-1.7から0.2の偏差を示し、-170%から20%の差、また、520nmにおいては0.1から0.5の偏差を示し、10%から50%の差が示された。

この中で、490nm、520nm、590nm及び765nmにおける偏差は、他の波長と比較して大きな偏差を持つが、波長依存性及び測点間において大きな差を持つことから、エロゾルによる光学的厚みのみの偏差と考えることが困難である。この波長依存性は、水蒸気などの測点によって変化し、また、波長依存性を持つ他の大気構成成分によるものと考えられる。

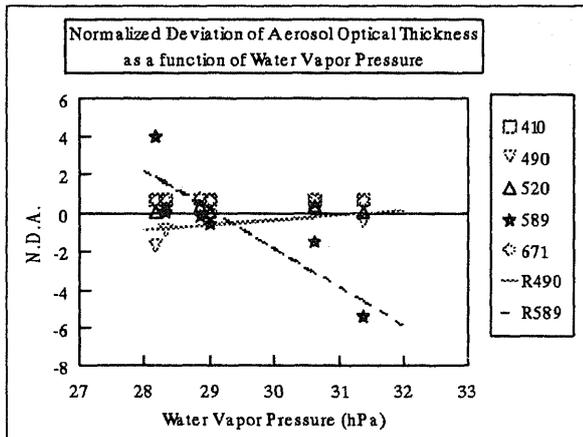


図3 水蒸気分圧に対するNDA

洋上において観測する項目の一つに、大気中の水蒸気分圧がある。大気中の水蒸気分圧は、露点温度

と気圧から計算により求めた。NDAに対する水蒸気分圧を図3に示す。図3において410nm (□)、520nm (△)、671nm (◇) のNDAは、水蒸気圧の変化に対して一定の値を示した。490nm (▽) は低い水蒸気圧の範囲では増加傾向を示し、高い水蒸気圧の範囲では一定の値を示した。また、589nm (☆) のNDAは水蒸気圧の上昇に対して減少の傾向を示した。この観測における水蒸気圧は、海面直上における計測であり、大気カラム全体の水蒸気圧とは異なる。しかし、NDAは波長によりことなるが、一部の波長では水蒸気圧の関数として示された。

6 まとめ

海面直上における全天空光の下向き分光照度の計測値と、放射伝達モデルロートラン7により与えられた計算値から、NDA (正規化エアロゾル光学的厚み偏差値) を定義した。このNDAは、測点間において波長依存性を示した。この波長依存性は、エアロゾルの波長依存性と考えることが困難であり、観測において得られた水蒸気圧と比較したところ、NDAの変動の大きい波長では、水蒸気圧の変化に対応することが示された。CZCSタイプの大气補正においては、670nmから短波長の光学的厚みを推定する方法が採られるが、この研究から465nm、490nm、520nm、589nmではエアロゾル以外の水蒸気などの大气構成因子による誤差の導入が示唆された。

7 References

1. M.R.Lewis, M.E.Carr., G.C.Felduman, "Influence of penetrating solar radiation on the heat budget of the equatorial pacific ocean", *Nature*, 347, 6293, 543-545 (1990)
2. H.R.Gordon and D.K.Clark, "Clear water radiances for atmospheric correction of coastal zone color scanner imagery", *Appl. Optics*, 20, 24, 4175-4180 (1981)
3. B.M.Sorensen, "Recommendations of the international workshop on atmospheric correction of satellite observation of sea water color", *Ispra: Joint Research Center - Ispra Establishment*, 53pp (1979)
4. H.R.Gordon, and D.K.Clark, "Atmospheric effects in the remote sensing of phytoplankton pigments", *Boundary-Layer Meteorology* 8: 299-314 (1980)
5. H.R.Gordon and A.Y.Morel, "Remote Assessment of Ocean Color for Interpretation of Satellite Visible Imagery (A Review)", *Lecture Notes on Coastal and Estuarine Studies*, Springer-Verlag, 114pp (1983)
6. R.S.Fraser and S.Mattoo, "Atmospheric and Glint Corrections", *SeaWiFS Technical Report Series*, S.B.Hooker Editor, 19, 4-20 (1994)
7. D.Antoine and A.Morel, "Atmospheric correction of the ocean color observation of the Medium Resolution Imaging Spectrometer (MERIS)", *Ocean Optics XIII*, S.G.Ackleson Editor, 101-106, (1996)
8. H.R.Gordon, "Absorption and scattering estimates from irradiance measurements: Monte Carlo simulations", *Limnol. Oceanogr.*, 34, 1389-1409 (1991)
9. F.X.Kneizys, G.P.Anderson, E.P.Shettle, W.O.Gallery, L.W.Abreu, J.E.A.Selby, J.H.Chetwynd, and S.A.Clough, *Users Guide to LOWTRAN 7*, Air Force Geophysics Laboratory, AFGL-TR-88-0177, pp.137, (1988)
10. D.Tanre, M.Herman, P.Y.Deschamps, and A.de Leffe, "Atmospheric modeling for space measurements of ground reflectances, including bidirectional properties", *Appl.Opt.* 18, 21, 3587-3594, (1979)