

第5章：光学センサの前処理

5.3.1 可視・近赤外域における大気補正

5.3.1.1 可視・近赤外域における放射伝達

可視・近赤外リモートセンシングでは波長 0.4 ~ 2.5 μm 付近の電磁波を観測する。この波長帯は太陽からの放射が強く、観測される電磁波のほとんどが太陽放射の反射・散乱であり、地表からの熱放射・射出の影響は弱い。しかし、このことは逆に、太陽放射のない夜間においては、熱源からの射出の影響が相対的に大きくなるため、熱放射の観測も可能である。火山における溶岩や人工的な高温物体などが、その観測例である。よって、可視・近赤外域においては、散乱・吸収そして射出の影響を加味しなければならない。しかし、実際の衛星による大気補正では、日中の晴天域の解析がほとんどであり、このため、太陽以外の熱源射出の項はしばしば取り除いて計算される。

ここで、平行平面大気における散乱・吸収・射出過程についての放射伝達式を示す。

$$\mathbf{m} \frac{dI(z, \mathbf{mf})}{k \mathbf{r} dz} = -I(z, \mathbf{mf}) + J(z, \mathbf{mf}) \quad (5.3.1.1)$$

μ , \mathbf{r} は放射輝度 I の伝播方向に関する天頂角（ただし μ は \cos (: 天頂角)) および方位角, z は伝播方向に対する座標, ρ は大気の密度, J は放射源関数である。 k は単位質量あたりの消散係数であり、散乱係数 k_s と吸収係数 k_a の和としてあたえられる。

$$k = k_s + k_a \quad (5.3.1.2)$$

なお、質量単位ではなく、単位体積あたりの消散係数 ($=k$), 散乱係数 s , 吸収係数 a もあり、これも同様な関係にある（以後、特に断りがなければ本項中では、消散・散乱・吸収係数は単位体積あたりのものとする）。

$$\mathbf{S} = \mathbf{S}_s + \mathbf{S}_a \quad (5.3.1.2)'$$

ここで、座標を地表から垂直上向きにとり、大気上端面からの光学的厚さ

$$\mathbf{t} = \int_z^\infty k \mathbf{r} dz' = \int_z^\infty \mathbf{S} dz' \quad (5.3.1.3)$$

を導入すると、(5.3.1.1)式は以下の \mathbf{t} , μ , \mathbf{r} に関する式となる。

$$\mathbf{m} \frac{dI(\mathbf{t}, \mathbf{m}, \mathbf{f})}{d\mathbf{t}} = I(\mathbf{t}, \mathbf{m}, \mathbf{f}) - J(\mathbf{t}, \mathbf{m}, \mathbf{f}) \quad (5.3.1.4)$$

ここで，放射源関数の項は，

$$\begin{aligned}
 J(\mathbf{t}, \mathbf{m}, \mathbf{f}) = & \frac{\mathbf{w}_o}{4\mathbf{p}} \int_0^{2\mathbf{p}} \int_{-1}^1 I(\mathbf{t}, \mathbf{m}', \mathbf{f}') \mathcal{P}(\mathbf{m}, \mathbf{f}; \mathbf{m}', \mathbf{f}') d\mathbf{m}' d\mathbf{f}' \\
 & + \frac{\mathbf{w}_o}{4\mathbf{p}} P(\mathbf{m}, \mathbf{f}; \mathbf{m}_o, \mathbf{f}_o) \mathbf{p} F_o \exp\left(-\frac{\mathbf{t}}{\mathbf{m}}\right) \\
 & + (1 - \mathbf{w}_o) B(\mathbf{t})
 \end{aligned}
 \tag{5.3.1.5}$$

と表せ，第1項は全方向放射から伝播方向への散乱（多重散乱），第2項は直達太陽放射から伝播方向への散乱（太陽直達光の1次散乱），第3項は熱源 $B(\mathbf{t})$ としての射出である。 \mathbf{w}_o は単一散乱アルベド

$$\mathbf{w}_o = \frac{k_s}{k} = \frac{\mathbf{S}_s}{\mathbf{S}}
 \tag{5.3.1.6}$$

であり， P は (μ', θ') (もしくは (μ_o, θ_o)) から (μ, θ) への散乱の強さを示す位相関数であり，全球積分して4となる。また， F_o は太陽照度，直達光（積分時にはデルタ関数を利用）である。なお，前述したように，多くの場合，第3項は無視して利用する。ここでも，以降は第3項を除いて進める。

(5.3.1.4)および(5.3.1.5)が放射伝達式の基本であり，平行平面大気中における放射輝度の伝播を，その伝播方向 (μ, θ) ，太陽の照度 F_o と放射方向 (μ_o, θ_o) ，光学的厚さ \mathbf{t} ，位相関数 P ，および単一散乱アルベド \mathbf{w}_o によって記述している。よって，これらのパラメータの値があれば，(5.3.1.4)および(5.3.1.5)の式より $I(\mathbf{t}, \mathbf{m}, \mathbf{f})$ を求めることができる。ただし，(5.3.1.5)の式には二重積分を含み計算が重くなるため，求積法に関して簡略化（たとえば，ルジャンドル級数とフーリエ余弦級数の組合せ）を行い，多重散乱計算の解法（加算倍増法等）等を適用して，実際には計算される。

5.3.1.2 放射伝達計算による大気補正

前項で示したように，太陽照度，太陽放射の入射方向，観測者への伝播方向，光学的厚さ，位相関数，単一散乱アルベドを得ることによって，放射伝達計算による大気補正は可能となる。太陽放射の入射方向および観測者への伝播方向については，太陽・地球・観測者の幾何学的位置によって決まり，光学的厚さ・位相関数・単一散乱アルベドは，分子の散乱・吸収およびエアロゾルの散乱・吸収によってほぼ決定される（晴天域に限る）。よって，以下，(1) 太陽照度，(2) 太陽・地球・観測者の幾何学的位置，(3) 分子散乱（レイリー散乱），(4) 分子吸収，(5) エアロゾルについて述べる。

(1)太陽照度

太陽照度については多くのテーブルが用意されているが、現在、最もよく利用されているテーブルは、おそらく Modtran が採用している Kurucz によるものであろう。しかし、世界的に最も認知されているテーブルはおそらく WRC (World Radiation Center) のテーブルであり、たとえば、Terra 衛星上の各センサのプロダクト・校正に関する作業には WRC のテーブルが採用されている。図 5.3.1.1 に Modtran と WRC の大気圏外分光太陽照度およびその2つのテーブル間の差を示した (WRC を真値と仮定)。一見してわかるように、短波長赤外域において大きな差が認められる。この差は、衛星搭載センサの高精度化が進むにしたがい問題となっている。ASTER/TERRA で言えば、誤差の大きな波長帯域はバンド8にあたる。

なお、波長帯を可視域およびその近傍の紫外域、近赤外域に限れば、現時点で、最も正確な太陽照度テーブルは SOLSPEC-ATLAS (ATLAS プロジェクト：高精度分光放射計をシャトルに搭載・打ち上げ前後に校正) によるものである。他のテーブルと比較して、大きな差はないが、より厳密な解析には SOLSPEC-ATLAS のテーブルの利用が望まれる。

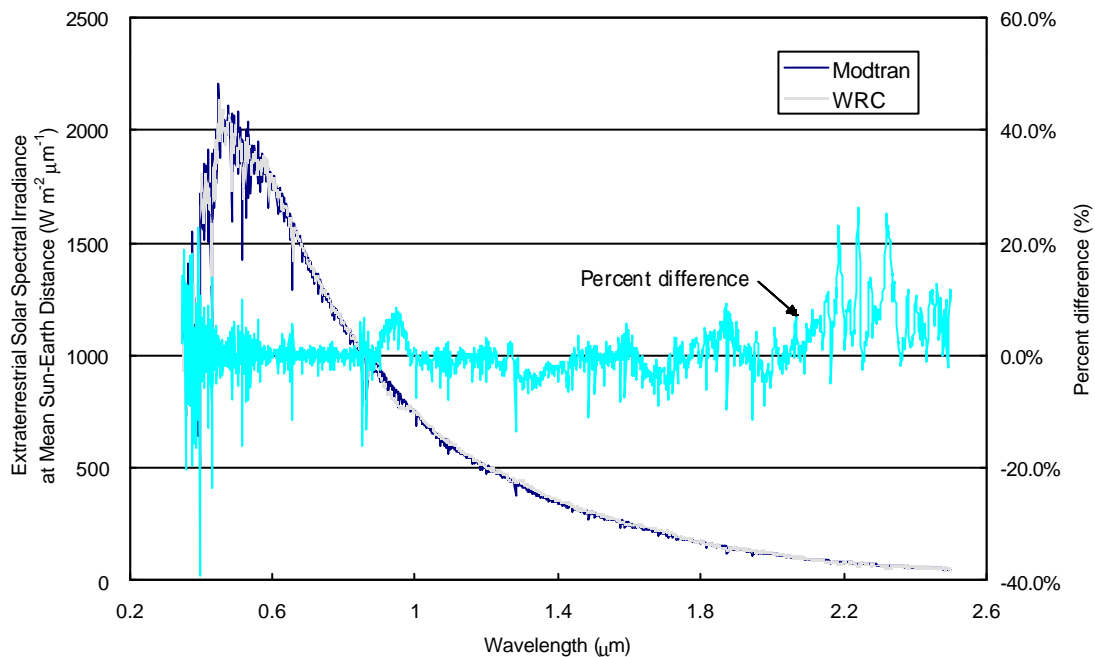


図 5.3.1.1 太陽-地球間平均距離における大気圏外分光太陽照度

図 5.3.1.1 には太陽-地球間平均距離における太陽照度である。地球の公転軌道は楕円のため、太陽-地球間平均距離は季節変動し、太陽照度にして約 ± 3 % 前後も変動する。この補正にあたっては、フーリエ級数を利用した

$$E_o = \left(\frac{r_o}{r}\right)^2 = 1.000110 + 0.034221\cos\Gamma + 0.00128\sin\Gamma + 0.000719\cos 2\Gamma + 0.000077\sin 2\Gamma \quad (5.3.1.7)$$

の近似式で補正できる．ここで， E_o ：太陽軌道補正係数， r_o ：太陽-地球間平均距離， r ：対象日における太陽-地球間距離であり， Γ は，年始めからの日数 d_n (Day Number：1月1日を1日目とする)により決まる変数（Day Angle，単位 radian）であり，次式により計算される．

$$\Gamma = \frac{2\pi(d_n - 1)}{365} \quad (5.3.1.8)$$

なお，太陽の黒点活動による11年周期やフレア等による変動もあるが，その変動幅は紫外域で大きいのであって，可視・近赤外域では小さく（0.1%程度），リモートセンシングの大気補正においては，通常考慮しない．

(2) 太陽・地球・観測者の幾何学的位置

観測時の太陽放射の入射方向および観測者（センサ）への伝播方向の情報を得る方法は，その方向を現地で直接測定するか，もしくは，観測データに付随する情報を利用するのが一般的であろう．しかし，衛星データに限れば，衛星トラッキングソフト（WinOrbit, NOVA や STK 等）がフリー（もしくは試供版・廉価版）で多数あり，これを用いればセンサへの伝播方向は比較的容易に求められる．また，太陽放射の入射方向については，以下に示す理論式によって計算できる．

太陽放射の入射方向の天頂角の余弦 μ_o および方位角 ϕ_o （単位 radian）は，測定ターゲットの緯度経度（ (ϕ_a, λ_a) ，単位 degree），測定時間 LST (地方標準時間，単位 hour) の情報から以下の式より求められる．

$$m = \sin d \sin q_{la} + \cos d \cos q_{la} \cos w \quad (5.3.1.9)$$

$$\cos f_o = \frac{m \sin q_{la} - \sin d}{(1 - m^2)^{1/2} \cos q_{la}} \quad (5.3.1.10)$$

は赤道面からの太陽の傾き(Solar declination, 単位 radian)， w は太陽日周軌道（Sun's Daily Path）上での南中時と観測時での太陽方向の角度差（Hour angle，単位 radian）であり，それぞれ，

$$d = 0.006918 - 0.399912\cos\Gamma + 0.070257\sin\Gamma - 0.006758\cos 2\Gamma + 0.000907\sin 2\Gamma - 0.002697\cos 3\Gamma + 0.00148\sin 3\Gamma$$

(5.3.1.11)

$$\mathbf{w} = \frac{2\mathbf{p}(12 - LAT)}{24} \quad (5.3.1.12)$$

で計算できる．ここで， LAT (Local Apparent Time，単位 hour)は太陽を基準とした時間（視太陽時．測定地における南中時が 12:00 となる）で次式によって求める．

$$LAT = LST + (4(\mathbf{q}_s - \mathbf{q}_{lo}) + E_t) / 60 \quad (5.3.1.13)$$

ここで， s は地方標準時間(LST)が設定された経度（単位 degree）であり， E_t は視太陽時算出における僅かな均時差（Equation of Time，単位 minute）であり，以下の近似式で計算される．

$$E_t = 229.18(0.000075 + 0.001868\cos\Gamma - 0.032077\sin\Gamma - 0.014615\cos 2\Gamma - 0.04089\sin 2\Gamma) \quad (5.3.1.14)$$

(3)分子散乱（レイリー散乱）

分子は，可視・近赤外の波長に対しそのサイズパラメータが非常に小さいため，レイリー散乱と呼ばれる散乱を生じさせる．

レイリー散乱の位相関数 $P_m(\mathbf{q})$ は

$$P_m(\mathbf{q}) = \frac{3}{4}(1 + \cos^2 \mathbf{q}) \quad (5.3.1.15)$$

となる．ただし，より厳密には，減偏光因子（depolarization factor） \mathbf{d}_p のパラメータを導入し，

$$P_m(\mathbf{q}) = \frac{3}{2(2 + \mathbf{d}_p)} [1 + \mathbf{d}_p + (1 - \mathbf{d}_p)\cos^2 \mathbf{q}] \quad (5.3.1.16)$$

と計算される． \mathbf{d}_p の値については，最近では $\mathbf{d}_p=0.0279$ が利用されることが多い．ただし， $\mathbf{d}_p=0.0350$ などといった説もある．

一方，レイリー散乱の光学的厚さ $t_{ms}(\mathbf{I})$ の求め方には，多数の経験式がある．一例を以下に示す．

$$t_{ms}(\mathbf{I}) = \left[0.008569\mathbf{I}^{-4} (1 + 0.0113\mathbf{I}^{-2} + 0.00013\mathbf{I}^{-4}) \right] \frac{p}{p_o} \frac{T_o}{T} \quad (5.3.1.17)$$

波長，地表面気圧，温度の関数であり実用的な式である。は波長 (μm)， p ， T はそれぞれ地表面での気圧(mb)と温度(K)を示し， p_0 ， T_0 はその標準状態での値 ($p_0=1013.25\text{mb}$ ， $T_0=288.15\text{K}$) である。

しかし，より正確に計算を行うには下記の式を用いる（もしくはこれに類する式．たとえば，より厳密に高度毎に算出するもの）。

$$t_{ms}(I) = \frac{8p^3(n^2-1)^2 N_c}{3I^4 N_s^2} \left(\frac{6+3d_p}{6-7d_p} \right) \frac{p}{p_0} \frac{T_0}{T} \quad (5.3.1.18)$$

ここで， n ， N_s ， N_c は，それぞれ空気の屈折率，分子密度 (cm^{-3}) および気柱の分子密度 (cm^{-2}) を示す。(5.3.1.18)式の場合，気圧，温度で標準状態からの補正を行っているので， N_s ， N_c には標準状態での値を入れる ($N_s = 2.547 \cdot 10^{19}$ ， $N_c = 2.154 \cdot 10^{25}$)。屈折率 n については，多くの近似式があるが，一般に広く使われている以下の式を代表として示す。

$$10^8 \cdot (n-1) = 8342.13 + \frac{2406030}{130 - I^2} + \frac{15997}{38.9 - I^2} \quad (5.3.1.19)$$

(4)分子吸収

可視・近赤外域の大気補正において，分子吸収による誤差の最も大きな原因は，水蒸気 (Water Vapor) およびオゾン量の推定（もしくは測定）精度にある。その分子吸収を図 5.3.1.2 に示す（米国空軍研究所 AFRL 開発 Modtran 3 利用）。

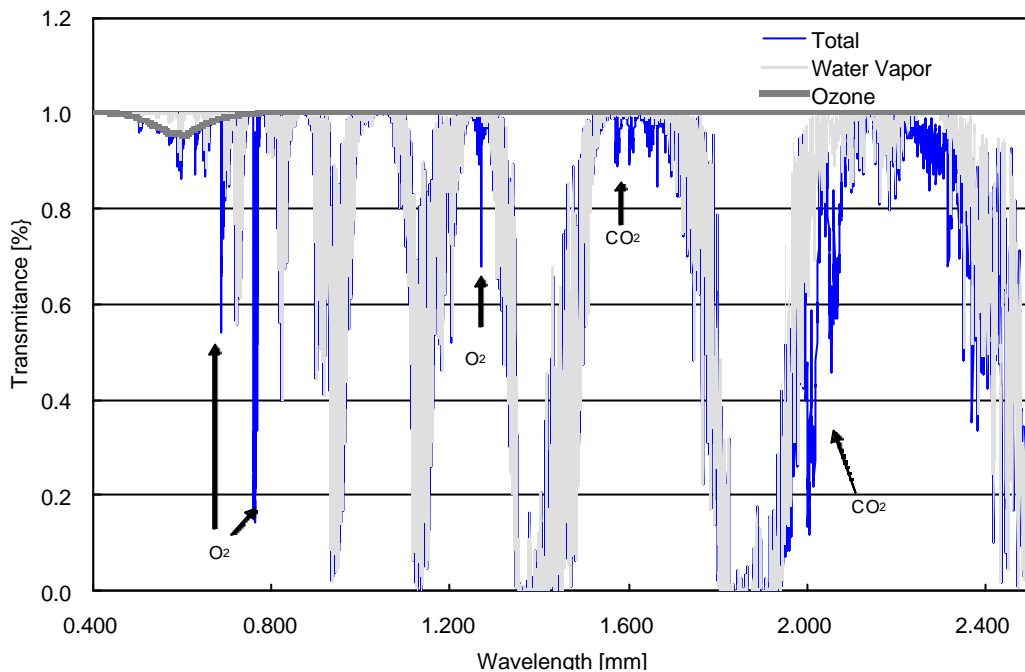


図 5.3.1.2 分子吸収による可視・近赤外透過率（伝播方向：鉛直）.
Modtran3 の中緯度夏モデルをベースとして、2000.5.16 の茨城県つくば市での水蒸気観測（ゾンデ+GPS）および TOMS データで計算．

水蒸気，オゾン吸収が強いだけでなく，その量の時空的変動が激しいため，リモートセンシング観測にほぼ同期したこれらの量の実測値が望まれる．一方，強い吸収を示す分子はほかにも存在するが（たとえば， CO_2 ， O_2 ， CH_4 等），その変動は比較的小さいため，一様混合気体の既定値の濃度を基に換算すれば十分である．

水蒸気量算出においては，ゾンデ，全球客観解析データ，衛星データもしくは地上測器からの情報を用いる．ゾンデ，全球客観解析データ，衛星データについては，次項（5.3.2.1）“熱赤外域における大気補正”において概説されているので，そちらを参照されたい．

地上測器による方法には，GPS，マイクロ波ラジオメータ，または近赤外域ラジオメータ等によるものがある．

GPSによる水蒸気量算出は，GPS測位において位置決定が大気中の水蒸気によって変動する（GPS大気遅延誤差）といった問題があり，この影響を除くことにあった．しかし，その推定精度の高さから，この気象学への利用が始まり，GPS可降水量観測として定着している．その精度は日進月歩であるが，現在の国土地理院GPS観測網を利用した場合，可降水量にして2mm以下との見方が多い．このGPS観測網（電子基準点）はかなりの高い密度で張り巡らされているため，国内観測において，GPSは水蒸気補正の実用的な方法の一つである．また，海外でも米国を始め，その設置密度こそ低いものの，観測網が整備

されている。ただし、GPS はその観測タワーから見える全ての GPS 衛星（天頂角の高いものは除く）との間の大気を対象としているため、全天の平均的な水蒸気量が得られると考えた方がよい。このため、ある特定方向だけを対象とするようなリモートセンシングでの大気補正においては、利用時にやや注意が必要である。なお、GPS 可降水量観測では、昨今、トモグラフィを導入し、垂直プロファイルを含む3次元可降水量計測が試みられ、一部では良い結果が報告されている。しかし、この方法にはまだ多くの問題点があり実用レベルにはなく、今後の技術の発展が望まれている。

マイクロ波ラジオメータによる方法は、比較的精度も高く（1mm 程度）、昼夜を問わず、任意方向への観測データが得られる点で、リモートセンシングには適している（衛星追尾での計測も可能）。また、最近では、測定バンドの複数化によって垂直プロファイルの測定を可能にした機器も現れた。しかしながら、一般のリモートセンシング利用者にとってはかなり高価な機器のため、実利用は限られたものになっている。

近赤外域ラジオメータ（Solar radiometer）による方法は、940nm 前後の水蒸気の吸収帯を利用して、可降水量を算出する。携帯性に優れ安価な機器もあり、昨今では利用者が増えている。その精度もマイクロ波ラジオメータと同等とも言われ、リモートセンシングの利用者にとって実用的な水蒸気量の計測手段である。ただし、この機器の校正は難しく、精度維持にも手間がかかり、また、太陽からの直達光を利用するため、測定方向が太陽方向のみに限られ、当然ではあるが夜間の利用も望めない。

この方法とは異なり直達光を利用しないが、MODIS においても 940nm の吸収帯を利用した水蒸気量算出は行われている。これは標準プロダクトともなっているので、プロダクト精度が保障され、これが認知されれば大気補正にとって有効なデータとなろう。

なお、水蒸気に関する情報を得るには、この他に LIDAR(Light Detection And Ranging) による方法もあるが、LIDAR は高価で規模も他の機器に比べ大きく設置場所も限られる。LIDAR については、後述するオゾンやエアロゾルに関する情報も得られ、今後、一般利用者に向けての軽量化等の技術進歩が期待される（軽量化に向けた研究はここ10年ほどの間に進んでいる）が、現時点では LIDAR 研究者の協力でもない限り、その実用は難しい。

一般利用者においては、水蒸気を計るための特別な地上測器はなく、衛星データも測定対象域における解析データ信頼度の不明確さやデータ欠損等の理由から活用できず、さらに、近隣にゾンデデータの打ち上げも無く、GPS タワーも遠い（もしくは測定対象地域と高度差がある）といった場合もある。このような場合、残された方法は、地表面での気圧・温湿度のデータから推定する方法か、温度・気圧・水蒸気に関する大気モデル（高度プロファイルのテーブル。McClatchey らによるものが有名であるが、日本国内に限れば有山らによる国内に特化したテーブルが有効であろう）を利用する方法しかないであろう。地表面での気圧・温湿度情報から推定する方法にも幾つか方法があり、露点温度から経験的な

関係式から求める方法，対象とする地表面高度での大気モデル値が実測値に適合するように大気モデルの全高度（もしくは対象域に近接した高度）の値に対して同一係数かける方法，さらに，近隣には無くともやや遠地点にゾンデデータが存在する場合，地表面での気圧・温湿度情報のみを現地測定から求め，あとはゾンデデータを用いるといった方法である．いずれの方法も，その誤差はかなり大きく（数10%から100%以上とも言われる），利用には細心の注意が必要である．ただし，衛星センサの場合，水蒸気吸収の強い波長帯を避けたバンドが多く，そのようなバンドでは，この程度の誤差でも十分に使えることが多い．

オゾン量の最も一般的な情報源は，EP-TOMS からのものである．観測データも Web を介し一般に公開されている．オゾン検知ということでは SAGE II 衛星等もあるが，観測域やデータ取得頻度を考えると，TOMS に比較して実用性は低い．一方，地上測器による方法もある．地上測器の場合，TOMS と同様に紫外域を利用するオゾン用放射計がある（たとえば MicroTopsII）．また，エアロゾル測定を主眼とするがサンフォトメータ（紫外域～可視・近赤外域）によってもオゾン計測は可能である．ただし，この場合，エアロゾル算出とオゾン算出における誤差が混在し，このことによりオゾン量の推定精度が大きく劣化しがちのため，その処理には注意が必要である．ただし，地上測器は，衛星データに比較して，測器精度や算出アルゴリズムの管理が可能であり，自由な頻度で測定できるという優位点を持つ．

分子吸収の光学的厚さ $m_a(\lambda)$ は，これらの各分子の吸収を波長（もしくは波数）ごとに積算し算出する．その上で，前述した分子散乱の光学的厚さ $m_s(\lambda)$ との関係から一次散乱アルベド $\omega_0(\lambda)$ を算出する．ただし，一般的には大気を幾つかの均質な水平層に区分けしてから計算するため，各分子の高度分布を考慮（多くの場合は実測が難しいので経験的な大気モデルの高度分布を参考に推定）し，各層 i での散乱係数 $m_s(i, \lambda)$ および吸収係数 $m_a(i, \lambda)$ を求めてから $m(i, \lambda)$ を(5.3.1.2)および(5.3.1.6)式から計算する．

(5) エアロゾル

エアロゾルの散乱・吸収はエアロゾルの構成種類およびその各々の量が決めれば求まる．物理・化学特性にまで踏み込んで厳密に種類・量を特定することは難しいが，エアロゾルの光学的な特性（光学的厚さ τ_a ，位相関数 P_a および一次散乱アルベド ω_a ）に限定すれば，わずかな物理化学特性（サイズ分布，形状および屈折率）のみに着目すればよく，数種類のエアロゾル要素でも重要な違いは表現できる．このエアロゾル要素については，幾つかの提案があるが，WMO(World Meteorological Organization)で提唱された基本エアロゾル要素（Water-Soluble, Dust-like, Soot, Oceanic, 75% H_2SO_4 , Volcanic Ash）が一般によく利用されている．ただし，WMO の要素は1983年に提案されたもので必ずしも十分なものでなく，その後も，より高精度化を目指したエアロゾル要素の提案（OPAC や

AERONET によるもの) がなされている。

提案されている基本要素だけで実在するエアロゾルの光学的特性を表現できると仮定しても、その組み合わせおよび比率を特定するのが難しく、さらに、この特定を高度ごとに行う(エアロゾルプロファイルを加味)とすれば、さらに難しくなる。よって、この比率やプロファイルについても、何らかのモデル(たとえば WMO 提唱のもの)を基本として、その構成比率・高度分布を多少変化させたものを使うのが一般的であろう。

一方、このようなエアロゾルタイプ(基本エアロゾル要素、基本要素組合せ、基本プロファイル等を用いたものを総称する)を用いる方法とは別に、経験的にエアロゾルの光学的厚さ t_a と波長 λ の間にはオングストローム指数 m を用いて、

$$t_a = bI^{-a} = bI^{-(m-2)} \quad (5.3.1.20)$$

という関係がよく見出されることから、この関係を導き易いサイズ分布、

$$n(r) = \frac{dN(r)}{dr} = C(z)r^{-(n+1)} \quad (5.3.1.21)$$

Junge 分布を採用することがある。 $n(r)$ は粒子半径 r の分布関数で $N(r)$ はその累積分布(サイズ分布)関数である。 $C(z)$ は高度 z に対する分布比率を示す係数である。また、

m は Junge パラメータであり $m = 2 \sim 4$ を示すことが多い。つまり、これらの式から、波長に対する光学的厚さの変化が大きければ大きいほど、エアロゾルのサイズ分布の傾きも大きくなると言える。平たく言えば、 m が小さければ(もしくは m が大きければ)、比較的粒子の大きなエアロゾルが多い分布となる。Junge 分布を採用しなくとも、オングストローム指数 m を利用することが多いのは、このようにサイズ分布を実感しやすいことにもあるう。

なお、 b は以下の式で表される。

$$b = p(2p)^{n-2} \int_0^\infty C(z) dz \int_0^\infty Q(x, n) x^{-(n+1)} dx \quad (5.3.1.22)$$

ここで、 $Q(x, n)$ はサイズパラメータ $x (= 2r/\lambda)$ と屈折率 n からミー理論によって計算される消散効率(Extinction efficiency)である。

この分布は非常に便利ではあるが、粒子半径の減少に伴い、常に粒子数が増加するため、粒子半径の範囲を設定しないと微小粒子の数が無限大近くなり、本来のサイズ分布から大きく逸脱する。この範囲を $0.1 \sim 10.0 \mu\text{m}$ 程度にすることが多いが、設定の仕方によって大きな誤差を招き易いので、利用には十分な注意が必要である。また、このように Junge 分

布を仮定できたとしても、エアロゾル粒子の屈折率は何らか別の手段で決めなければならない。エアロゾルタイプによる構成比率やその選定と同様（もしくはそれ以上）に屈折率の決定も難しい。よって、Junge 分布を採用する場合は、その地域での経験的な屈折率が既知であるか、何らかの実測値から類推できることを前提にするしかない。

エアロゾルタイプを利用するにしても、Junge 分布を利用するにしても、観測対象地域でのエアロゾルパラメータ取得が非常に重要となっている。地上からのエアロゾルパラメータの測定手法としては、視程、サンフォトメータ、オリオールメータ、LIDAR 等があり、衛星からの（特に陸域をターゲットとした）測定手法としては、MODIS、MISR 等からの観測データがあげられる。

このうち最も歴史があり、一般的によく知られているのは視程 V (visibility) であろう。視程は地表付近の大気の混濁度合いを示すものであり、日中の水平方向の天空を背景として、黒色物体の特徴を肉眼で検知、識別できる最大距離（単位は m, yard, km, mile と様々）である（夜間においては既知の適度な光源を用いる）。この定義から、消散係数 $s_{ab(550)}$ （単位は V の逆）との関連づけを行うと

$$V = \frac{1}{s_{ab(550)}} \log\left(\frac{1}{e}\right) = \frac{3.912}{s_{ab(550)}} \quad (5.3.1.23)$$

となる。ここで、 e は人間のコントラストを識別する限界（しきい値）であり、おおよそ 0.02 と言われている。このため、 $e = 0.02$ としている。視程は肉眼による観察なので、消散係数 $s_{ab(550)}$ はおおよそ 550nm 前後を対象としていると考える。また、地表付近、つまり大気境界層（地表から数 100m~2km 程度）の状態を示していると考えてよい。つまり、視程により、大気境界層の波長 550nm の光学的厚さ $s_{ab(550)}$ ($= \int_0^{z_b} s_{ab(550)} dz'$) を求めることができる。ただし、このことは逆に、視程のみしか測定値がない場合には、その他のエアロゾルパラメータを何らかの推定をしなければならない。また、視程からの光学的厚さの精度には常に疑問が持たれ、特別に正確な測定でも行わない限り、大きな誤差が含まれている危険性を認識する必要がある。

エアロゾルのパラメータを測定する方法として、最も一般的なのは、比較的安価で携帯性にも優れた（測定波長チャンネルを増加し、太陽自動追尾機器を付けた場合にはやや携帯には不向き）サンフォトメータによる光学的厚さ s_a 測定であろう。サンフォトメータは、大気による吸収が無い（もしくは少ない）波長 λ において、太陽直達光を測定することによって、光学的厚さ $s_a(\lambda)$ を得るものである。波長 λ のサンフォトメータで得られる値（多くは Voltage）を $V(\lambda)$ とすれば、

$$t_a(\lambda) = \frac{1}{m_r} \log\left(\frac{V_o(\lambda)}{V(\lambda)}\right) - t_{ma}(\lambda) - t_{ms}(\lambda)$$

(5.3.1.24)

となる。 $m_a(\lambda)$ および $m_s(\lambda)$ は前述の分子に関する吸収と散乱による光学的厚さ， $V_o(\lambda)$ は大気圏外で測定を行ったと仮定した場合の測定値（太陽直達光を大気無しで測定したと仮定した場合の測定値）， m_r は大気路程（Relative Optical Air Mass）である。

$m_a(\lambda)$ 値が0もしくは微小になるように、波長 λ を選択しているため、 $m_a(\lambda)$ 計算にとって $m_a(\lambda)$ 値の推定誤差の影響は小さい。また、 $m_s(\lambda)$ については、(5.3.1.17)式で比較的精度高く求まる。 $V_o(\lambda)$ については、それぞれの機器において太陽-地球間平均距離における大気圏外太陽分光照度に対する値が与えられており（もしくは、各自でラングレー法による校正か、より信頼できるサンフォトメータとの比較校正を行って得る）、これを(5.3.1.7)式で太陽-地球間距離補正したものをを用いる。大気路程は、厳密には分子ごとに異なっているが、一般には標準大気に対する以下の近似式がよく利用される。

$$m_r = \frac{1}{m + 0.15 (93.885 - \cos^{-1} m)^{-1.253}} \quad (5.3.1.25)$$

サンフォトメータでは、測定波長ごとに光学的厚さを算出するのみではなく、(5.3.1.20)式より、オングストローム指数を算出し、そのサイズ分布についての情報を得ることもできる。さらに、必要に応じ、測定波長以外の波長におけるエアロゾル光学的厚さの推定を行う場合もある。

サンフォトメータ以外のエアロゾルパラメータ計測用地上機器としては、大気の専門家もしくはごく限られた大気補正利用者のみにはしか、まだ使用されていないが、太陽からの散乱光を計測するタイプものや、前述した LIDAR といった機器もある。

オリオール(Aureole)メータに代表されるような散乱光を計測する機器では、多数の方向の大気散乱光データを得ることにより、位相関数 P_a の導出が可能である。また、これらの機器の多くはサンフォトメータと同様な太陽直達光の計測も同時に行うため、 a の導出も可能である。さらに、最近では Alumcantar の測定（太陽と同じ天頂角を持つ複数方位角からの散乱光計測）の解析手法の進展により一次散乱アルベド a_1 の抽出も可能となっている。また、この物理化学的特性として、サイズ分布に関する諸パラメータや限定的ながら屈折率に関する情報も得られるようになってきている。ただし、移動操作性の点では、太陽方向を自動追尾するシステムや角度振機構を備える必要があり、やや規模が大きくなるため、携帯には不向きである。しかし、携帯不可能なものでもなく、その能力からすれば今後の利用拡大が期待される。

LIDAR は、レーザ光の反射強度および偏光からエアロゾルの濃度、粒子形状に関する情報を得るが、垂直分布情報としてこれらを得られることに他の地上機器にはない利点があ

る。ただし、前述したように、機器は高価であり、その規模も他の機器に比べ大きく設置場所も限られる。比較的軽量のものも開発されつつあるが、まだ、一般利用者が利用するまでには時間がかかりそうである。

おおよそ以上が地上測器による観測である。一方、衛星データからもエアロゾル情報は得られる。特に AVHRR と TOMS によるものが有名であるが、AVHRR は主に海洋上のエアロゾル情報を、TOMS は紫外域に関するエアロゾル情報を提供する点で、ここで主眼としている陸域の可視・近赤外域の大気補正にはあまり有効ではない。陸域でのエアロゾル情報を得る衛星センサとしては、TERRA 上の MODIS と MISR が上げられる。MODIS は既にグローバルなエアロゾル情報を安定して提供している。MISR については、MODIS に比べ、観測頻度も低く、現時点ではまだ Beta バージョンのみの配布であるが、その多方向性のデータから得られる情報には大きな期待が寄せられる。なお、成層圏エアロゾルまで視野に入れば、SAGE II からのデータも有効であるが、大気補正においては成層圏に至るような火山の大噴火直後でもない限り、その必要性は少ないであろう。なお、将来的には、GLI/ADEOS II や OMI/EOS-CHEM センサも有効なエアロゾル情報を提供するものと期待される。

以上のようにして測定・解析し求めたエアロゾルパラメータ ($\tau_a(\lambda)$, $\tau_m(\lambda)$, および $P_a(\lambda, \theta)$) は、分子に関する吸収・散乱のパラメータと、以下の式のように組合せ、重み付けを行い、全体としての平均的な光学的厚さ ($\tau(\lambda)$)、一次散乱アルベド $w_o(\lambda)$ および位相関数 $P(\lambda, \theta)$ を求める。また、必要に応じて、これを幾つかの水平層に区分して計算を行う。

$$\begin{aligned} \tau(\mathbf{l}) &= \tau_{aa}(\mathbf{l}) + \tau_{as}(\mathbf{l}) + \tau_{ma}(\mathbf{l}) + \tau_{ms}(\mathbf{l}) \\ &= \tau_a(\mathbf{l}) + \tau_m(\mathbf{l}) + \tau_{ms}(\mathbf{l}) \end{aligned} \quad (5.3.1.26)$$

$$w_o(\mathbf{l}) = \frac{\tau_{as}(\mathbf{l}) + \tau_{ms}(\mathbf{l})}{\tau(\mathbf{l})} = \frac{\tau_a(\mathbf{l}) \cdot w_a(\mathbf{l}) + \tau_{ms}(\mathbf{l})}{\tau(\mathbf{l})} \quad (5.3.1.27)$$

$$P(\mathbf{q}, \mathbf{l}) = \frac{\tau_{as}(\mathbf{l})}{\tau_{as}(\mathbf{l}) + \tau_{ms}(\mathbf{l})} P_a(\mathbf{q}, \mathbf{l}) + \frac{\tau_{ms}(\mathbf{l})}{\tau_{as}(\mathbf{l}) + \tau_{ms}(\mathbf{l})} P_m(\mathbf{q}, \mathbf{l}) \quad (5.3.1.28)$$

この結果を、前述の(5.3.1.1)～(5.3.1.6)の放射伝達式の入力パラメータとして利用し、大気補正計算を行うこととなる。なお、逆問題として地表面パラメータを解く方法もあるが、放射伝達計算を厳密に行いたい場合は、あらかじめ地表面パラメータを変化させてシミュレーションした計算結果をテーブル化し、その上で近似計算(内挿等)する方法が実用的であろう。

参考文献

- [1] Chandrasekhar, S., Radiative Transfer, Dover Publications, 1960.
- [2] Hansen, J. E. and L. D. Travis, Light Scattering in Planetary Atmospheres, *Space Science Reviews*, 16, 527-610, 1974.
- [3] 会田勝, 大気と放射過程, 東京堂出版, 1982.
- [4] Iqbal, M., Solar Radiation, Academic Press, 1983.
- [5] 柴田清孝, 光の気象学, 朝倉書店, 1999.
- [6] Berk, A., Bernstein, L.S. and Robertson, D.C., MODTRAN: A Moderate Resolution Model for Lowtran 7, GL-TR-89-0122, 1989.
- [7] Kurucz, R. L., The solar irradiance by computation, Proc. of the 17th Annual Review Conference on Atmospheric Transmission Models, Geophysics Directorate/Phillips Laboratory, 333-334, 1995.
- [8] Neckel, H. and D. Labs, The solar radiation between 3300 and 12500Å, *Solar Physics*, 90, 205-258, 1984
- [9] Thuillier, G., M. Herse, P. C. Simon, D. Labs, H. Mandel, D. Gillotay, and T. Foujols, The Visible Solar Spectral Irradiance from 350 to 850 nm as measured by the SOLSPEC Spectrometer during the ATLAS I Mission, *Solar Physics*, 177, 41-61, 1998.
- [10] Spencer, J. W., Fourier series representation of the position of the Sun, *Search* 2(5), 172, 1971.
- [11] Lean, J., Variations in the sun's radiative output, *Reviews of Geophysics*, 29(4), 505-535, 1991.
- [12] Teillet, P. M., Rayleigh optical depth comparisons from various sources, *Applied Optics*, 29(13), 1897-1990, 1990.
- [13] Reagan, J., K. Thome, B. Herman, R. Stone, J. DeLuisi and J. Snider, A comparison of columnar water vapor retrievals obtained with near-IR solar radiometer and microwave radiometer measurements, *Journal of Applied Meteorology*, 34(6), 1384-1391, 1995.
- [14] McClatchey, R. A., R. W. Fenn, J. E. A. Selby, F. E. Volz and J. S. Garing, Optical properties of atmosphere. AFCRL Environ. Res. Papers No.411, 1972.
- [15] 有山俊朗・六川修一, レーウィンゾンデに基づく日本の大気モデルの作成と ASTER TIR の大気補正における水蒸気量プロファイルの影響評価, 日本リモートセンシング学会誌, 15(3), 2-15, 1995.

- [16] 近藤純正, 地表面に近い大気の科学, 東京大学出版会, 2000 .
- [17] Spinhirne, J. D., Micro Pulse Lidar, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 31(1), 48-54, 1993.
- [18] World Meteorological Organization, A preliminary cloudless standard atmosphere for radiation computation, World Climate Programme, WCP-112, WMO/TD-NO.24, 1986.
- [19] Biggar, S. F., D. I. Gellman and P. N. Slater, Improved Evaluation of Optical Depth Components from Langley Plot Data, *Remote Sensing of Environment*, 32, 91-101, 1990
- [20] Meteorological Office, Meteorological Glossary, HMSO Publication Centre, 1991.
- [21] Hess, M., P. Koepke, and I. Schult, Optical Properties of Aerosols and Clouds: The Software Package OPAC, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 79(5), 831-844, 1998.
- [22] Dubovik, O., B. Holben, T. F. Eck, A. Smirnov, Y. J. Kaufman, M. D. King, D. Tanre, and I. Slutsker, Variability of Absorption and Optical Properties of Key Aerosol Types Observed in Worldwide Locations, *Journal of the Atmospheric Science*, 59, 590-608, 2002.
- [23] Nakajima, T., G. Tonna, R. Rao, P. Boi, Y. Kaufman, and B. Holben, Use of Sky Brightness Measurements from Ground for Remote Sensing of Particulate Polydispersions, *Applied Optics*, 35, 2672-2686, 1996.
- [24] King, M. D., Y. J. Kaufman, D. Tanre, and T. Nakajima, Remote Sensing of Tropospheric Aerosols from Space: Past, Present, and Future, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 80(11), 2229-2259, 1999.