

解説

大気散乱と衛星リモートセンシング

高島 勉

宇宙開発事業団地球観測センター 〒350-03 埼玉県比企郡鳩山町大橋 1401

(1994年9月20日受理)

The Role of Atmospheric Scattering on Satellite Remote Sensing

Tsutomu TAKASHIMA

Earth Observation Center, National Space Development Agency of Japan,
1401, Ohashi, Hatoyama, Hiki-gun, Saitama 350-03

衛星は、地球上の人間が行けないようないかなる場所でも定期的に観測することが可能である。しかし、搭載機器開発には長い年月が必要で、かつ経費も高い。したがって衛星で観測されたデータはより一層高度利用される必要がある。

図1に地表面、海洋等に関するデータ解析の流れを示す。まず、衛星に搭載されている機器が正しく作動し観測が行われているかどうかを吟味することが要求される(機器校正、検証)。次に取得された画像(ここでは特に散乱が強い可視域のデータを想定している)の中で、雲域の除去を施す。大気中の下層にある厚い層状の雲は識別が簡単であるが、大気中の上層にある巻雲は時として透明に近く識別が難しい。特に雲が薄い場合は雲域があるのかわかるのが良くわからないことがある。雲域の除去ができ、画像の中に雲のない領域を取り出せた後は、大気中の分子やエアロゾルによる散乱、吸収による画像のぼやけを補正して、地表面や海洋の本来の各種パラメータを抽出する。これを大気補正という。たとえば海洋観測では、90%が大気情報であり残りの10%が海洋情報であるため、大気補正は重要である。また、目的地域の近隣に異なった反射特性を持つ地域があると、そこからの反射光が混入して画像がぼけることがある。月の表面のように大気がない場合はこのようなことは起こらない。

画像は太陽高度、方位角に関連した大気補正を施し、季節や場所が変わっても比較ができるようにするが、抽出したパラメータは他の方法で推定した場合と比較する

ことにより、採用した補正アルゴリズムが適正であるかどうかを検討する必要がある。

可視～近赤外域では、エネルギー源としての太陽光の伝達が問題となる。大気上端より入射した太陽光は、大気中のガス等により、散乱、吸収を受け、部分的にそのまま宇宙空間に反射するが、大部分は周りにエネルギーを散乱しながら下の方へ伝達してゆく。大気の下端には地表面があり、それによって反射したエネルギーはまた大気中で散乱過程を繰り返しながら、一部は宇宙空間へ、また一部は再度下の方へ伝達する。このようにしてエネルギーは太陽入射方向以外に伝達してゆくのである。

図2(a)に、大気中の分子やエアロゾルによる多重散乱のため太陽光がエネルギーを伝達してゆく様子を示す。多重散乱とは2回以上の散乱をいう。図2(b)は、一つの分子、エアロゾルによる散乱を描いたもので、全球に散乱する。散乱方向(前方)からの角度を散乱角、後方からの角度(θ で表示)を位相角と呼ぶ。すなわち位相角 $=\pi$ -散乱角である。散乱強度の角度変化は、エアロゾルがどのような粒子からできているかによる。入射光の波長に比べて粒子の大きさが小さい場合は、その形状に関係なく分子散乱(Rayleigh scattering)となり、 $\theta=0$ または π で最大となり、角度とともに次第に減少して直角方向で最小となり、最大値の半分となる。粒子が波長と同じくらいか大きい場合、全球に散乱する強度分布はいつそう複雑になる。形状が球形の場合、Mie散乱となり、 $\theta=\pi$ で最大になり、 θ の減少とともに急速

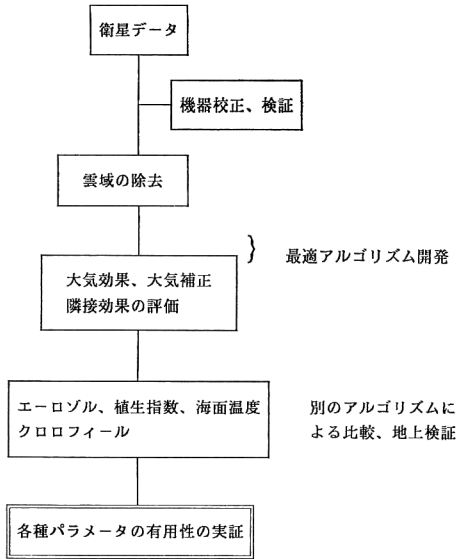


図1 衛星データ解析の流れ図
最適アルゴリズム開発には基礎となる観測データが必要。

に散乱強度が減少する。全球の強度分布は、粒子の大きさと屈折率の関数である。大気中のエアロゾルの放射モデルは、この二つのパラメータで表す。

エアロゾルモデルは、国際大気放射学会がこれまでのデータを基に1986年にまとめたが、西太平洋域では基礎となるデータがない。衛星データの定量的解析には大気補正が不可欠なので、基礎となるエアロゾルの観測が必要である。

地表面に到達したエネルギーはいろいろな方向に反射する。地表面が海水である場合、反射と同様、大気から海中へ、また海中から大気へと透過する。地球ではこれらの組合せによって、太陽エネルギーが伝達する。

エネルギーの伝達過程では、大気と地表面の間で相互作用があり、地表面が不均質の場合は観測目標以外からの反射光が混入する。特に反射率が高い場合はその効果も大きいことが予想される。このように大気補正は大気のみならず近隣の地表面の状態にも関係してくる。

図3(a)に機器の空間分解能を示す。黒く塗り潰したところを観測する場合、近隣の画素からの反射光が混入してくる。大気が混濁状態になるとその効果も大きい。問題はどの程度混濁しているかを知らなければどの程度補正すれば良いかわからないという点である。図3(b)では二つの異なる空間分解能を比較した。右は比較的粗い空間分解能の場合で、隣接する画素からの影響はあるが(斜線で示す)、画素が大きいの、最小単位の

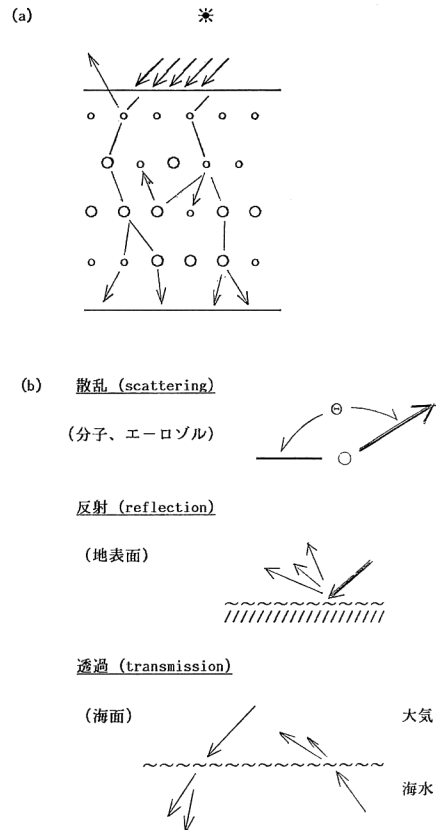


図2 太陽光が地球大気～地表面系を伝達する様子 (a)分子、エアロゾル等からなる大気中を多重散乱により太陽エネルギーを伝達する様子、(b)太陽光の放射伝達の種類。海水から大気へは、入射角が大きくなると完全反射して透過しない。

画素ではその中のエネルギーを積分するので影響は少ない。左は空間分解能が高い場合で、隣接効果は相対的に大きくなる。すなわち隣接効果は機器の空間分解能が高くなれば大きくなるのである。隣接効果は機器の分解能の問題だけではない。

図4に衛星画像の一例を示す。図4(a)の実線で示す衛星軌道から目標R₀を観測する場合、背景R_aや反射特性の異なる地表面R_b、R_cからの反射光が混入してくる。その様子を図4(b)に示す。

海においては、太陽光は海面で一部反射されるが80%またはそれ以上が海中に透過する。海中では水の分子やクロロフィル等で散乱して海面に到達し、そこで一部は大気中に透過するが、一部はまた海中に逆に戻る。海面で反射した大気からの太陽光は、反射後、一部は大気で散乱し再び海面に到達する。このように海面は大気や海中からの光をそれぞれに伝達させる媒体として位置づけ

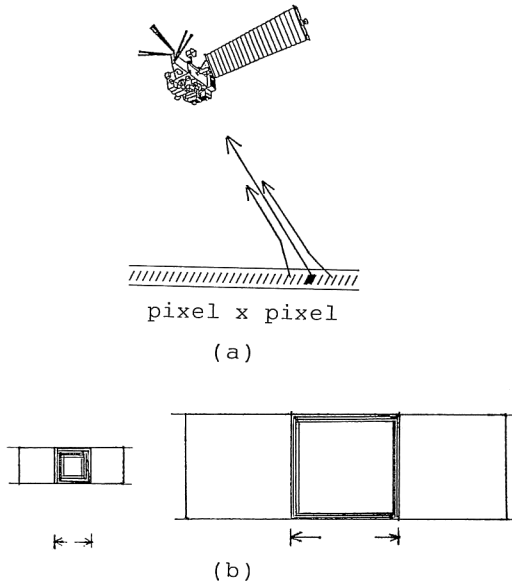


図3 隣接効果

(a)黒く塗りつぶした部分は瞬時視野角 (IFOV) すなわち空間分解能を表す。衛星によって受信する地表面からの反射光は大気による散乱のため、隣接した部分からの反射光の影響がある。(b)右は空間分解能が悪い場合で、やはり隣にある表面からの影響があるが、IFOVが大きいため影響が少ない。例えば NOAA-AVHRR (ピクセル 1km)。左は空間分解能が小さいため、隣接する表面からの影響が大きい。例えば ASTER-VNIR (ピクセル 15m)。

ることができる。衛星データから地表面に関する情報をより正確に求めようとすると、この大気～海面～海中系による放射伝達の過程を正確に把握しなければならない。大気のみを取り出して放射伝達過程、またはその基になる散乱特性を議論するわけにはいかない。大気～地表面(海洋)系全体を考えなくてはならないのである。

雲がある場合、問題はいっそう複雑になる。大気は様々なガス成分やエアロゾル等から構成されており、大気の大部分を占める窒素や酸素等は比較的安定した混合比を持つが、エアロゾル、水蒸気、オゾン等は時間や地域によって変化する。地表面情報をより正確に知るためには、これらについての情報も同時に求めておく必要がある。まず水蒸気、オゾン等は吸収特性が波長に依存しているので、その性質を利用して補正の方法を考える。しかしエアロゾルについてはあまり良くわかっていないのが現状である。

このように大気効果をより高精度で把握するには、大気中の様々なガス成分、エアロゾル分布や放射特性、地表面の反射特性を知らなければならない。第一段階とし

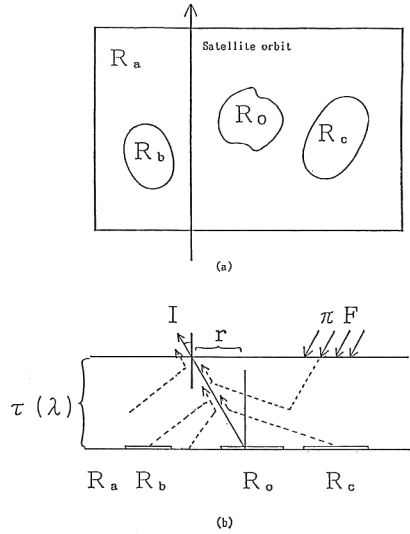


図4 衛星画像の例

(a)衛星軌道から、観測目標 R_o を測定する。画像には背景 R_a 、反射特性が R_o と異なる R_b, R_c からなる。(b)観測目標 R_o には、 R_a, R_b, R_c からの反射光が混入する。

でのシミュレーションを実施するだけでもなかなか困難なことではあるが、平行平面大気～地表系のシミュレーション実施にあたっては、光学パラメータが水平面で一様で、垂直方向のみ変わるような一次元モデルの場合では、例えば加算・増倍法による数値計算アルゴリズム⁴⁾が参考になると思われる。そこでは偏光効果も考慮されているので、わが国が1996年に打ち上げを予定している地球観測衛星「アデオス」搭載の海面海温走査放射計(OCTS)や高性能可視近赤外放射計(AVNIR)のみならず、地表面反射光測定装置(POLDER)の偏光データ解析にも役立つと思われる。ちなみにこのプログラムでは、満足する計算精度を得るため大気中の散乱過程では数十万回の多重散乱を考慮している。

衛星で均質地表面を観測する場合、地表面からの反射光の中に異なった特性をもつ反射面からの反射光の影響があることは先に述べた。したがって大気補正を考える時、観測目標の地表面のみならず周りの地表面の反射特性も考慮する必要がある。特に機器の空間分解能が高くなればなおさらである。均質な地表面の場合、先のシミュレーションでは異なった方向からの影響が考慮されている。しかし反射特性の異なる地表面の境界近傍の観測では、衛星直下点から境界までの距離、観測方向、地表面アルベドの差異、太陽光の方向、大気中のエアロゾルの性質や光学的厚さなどの不均質要因による影響が大き

い。したがって、例えば極端な場合には異なったアルベドからなる地表面の境界線を多波長で観測すると、波長によってこの境界の観測位置がずれることも予想され、地表面がこのように不均質の場合、従来の一次元モデルで利用してきたシミュレーション法が使えなくなる。

わが国が打ち上げを予定している「アデオス」には幾つかの機器が搭載される。搭載機器の相互検証のために、地表面のテスト領域を同時にお互いの機器で観測する計画がある。この場合、瞬時視野角の異なる機器によるデータ比較の難しさと同様、一様な地表面を捜すのに苦労するであろう。さらに周りからの散乱光の影響の評価は是非確かめる必要がある。大気-地表面系で一次元の場合に利用する加算および増倍法は、高い計算精度を維持でき、偏光計算も可能である。しかし、地表面が不均質であると、直接この方法を適用するわけにはいなくなる。このような場合、これまでモンテカルロ法によって計算しなければならなかったが、計算精度上の理由で必ずしもすべて満足できるというわけではない。効率の良い計算方法の開発が望まれるわけである。

この分野ではこれまで多くの論文が発表されていて、例えば加算および増倍法は光学的厚さや地表面反射率に特に制約されないが、不均質地表面の場合にまで拡張する方法はこれまで検討されていない。そこで筆者らはこの一次元手法を拡張する方向で検討し、大気-地表面系において大気中の多重散乱を考慮しながら不均質地表面の影響を定量的に調べるために数値シミュレーションを試みた⁵⁾。その対象は例えば均質な地表面に湖や河川があったり、異なった植生からなる地表面の平均反射率、海岸や孤島の放射場などである。さらに幾多の異なった反射特性からなる衛星画像解析が最終的な問題となる

う。地表面の凹凸による効果はここでは考えていない。

その応用例として地表面が二つの半無限等方拡散面からなる場合(図5)、大気効果のためにどのように観測されるかを検討した。図5ではそれぞれの反射率を A^+ , A^- とし、大気は一様とし、衛星は境界から r だけ離れた軌道から観測するとした。境界線と垂直な方向から太陽光が天頂角 30.43° で入射し、その面内で観測した結果を図6に示す。境界線から 60° くらい離れた方向でも、他の面の影響が残っていることは注目に値する。こ

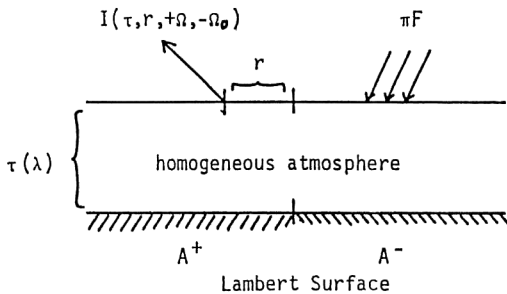


図5 大気～不均質地表面放射モデル

大気上端から、一様に太陽光 (πF) が降り注ぐ。大気は一様とし、波長 λ での光学的厚さを $\tau(\lambda)$ で表す。地表面は二つの半無限等方拡散面からなりそれぞれの反射率を A^+ , A^- とする。 I は大気上端からの放射輝度で、観測位置、光学的厚さ、地表面反射率等の関数である。

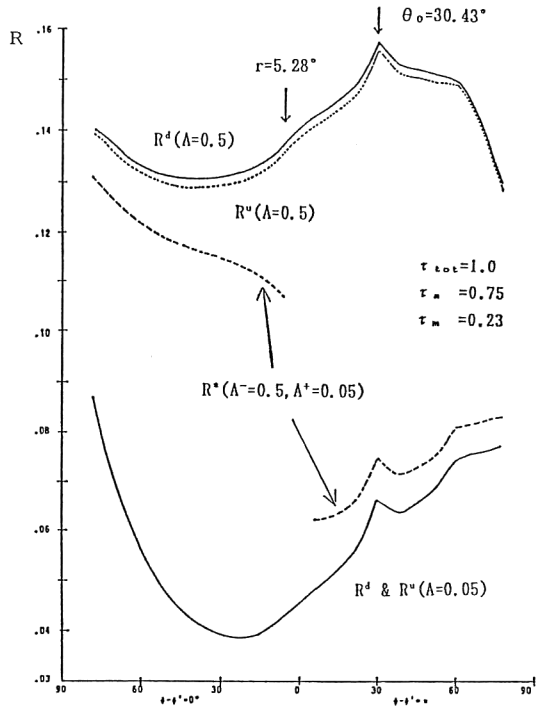


図6 図5の数値計算の例

主観測面が二つの半無限等方拡散面に垂直であるとす。太陽の天頂角 $\theta_0=30.43^\circ$ 、大気上端から地表面の境界線を望む角 $r=5.28^\circ$ 、大気的全光学的厚さ $\tau_{tot}=1.0$ 、エアロゾル散乱による光学的厚さ $\tau_a=0.75$ 、分子散乱による光学的厚さ $\tau_m=0.23$ 、二つの半無限等方拡散面の反射率を $A^-=0.5$, $A^+=0.05$ とする。地表面を一樣な A^- または A^+ からなるとした場合の大気上端からの上向き放射輝度を R^d とし、加算増倍法で計算した。同様に現計算方法で計算した放射輝度を R^u で表した。 R^* は A^- および A^+ からなるとした場合の放射輝度を現計算方法で計算した。境界線で放射輝度が不連続になっている。すなわち衛星から境界線を認識することができる。 A^- の観測天頂角が増加するにつれて放射輝度は増加して、一樣な A^- の場合の放射輝度に漸近的に近づく。しかし A^+ からの影響が大きい。この影響は大気の光学的厚さに特に関係し、 τ とともに大きくなることが予想される。

の場合、大気の厚さに $\tan 60^\circ$ を乗じただけの水平方向に対応する。したがって大気を仮に 10 km の厚さとする、17 km くらい離れた地点でも影響があることになり、20 km とすると 34 km となる。さらに 70° まで影響があるとすると、それぞれ 27 km, 54 km となる。計算上はもっと角度の大きい方向まで影響があるが、計算精度の問題が残されているため信頼性は不明である。ここで、大気の光学的厚さは 1.0 と仮定している。これは波長 $0.55 \mu\text{m}$ で混濁状態に対応している。反射率はそれぞれ 0.5 と 0.05 である。沿岸域を想定すると、実際には陸域の反射率は高々 0.3 程度で海は 0.05 と思われるので影響はこれよりやや少ない。

本方法を拡張し二つの半無限等方拡散面に挟まれた河川の放射計算、円状の湖や市松模様が存在する二つの異なった反射率からなる植生の放射輝度分布を求めた。本方法は自然界に存在する地形を背景とする大気中のエアロゾル観測法や大気効果計算アルゴリズムとして利用できるものと考えられ、衛星計測、航空機や地上観測に関連したシミュレーションにも適用できる。偏光効果を考慮することも可能である。他の方法による結果との比較が今後の問題として残されているが、最近、金沢工大の川田教授がモンテカルロ法を使って計算した結果は本計

算結果と概して一致していた。

実際の衛星画像解析には図7で示すような四つの場合が想定される。しかし不均質地表面のシミュレーションは計算量が多いことが予想され、アルゴリズムの単純化と一般性が今後の課題である。

図8は1992年10~12月、東大海洋研究所の白鳳丸にて、赤道から日本に至る西太平洋域の大気中のエアロゾルの放射特性を観測した時の様子である。機器はポータブル型偏光分光放射計で、極めて小型であるところに特徴がある。地質調査所の山口靖氏が J-ERS 衛星の地上検証のために開発した FPR-2000 で、筆者らはその先端に偏光子を取り付け、太陽、天頂、観測点で決まる主観測面で、太陽から 90° 離れた方向の放射輝度、偏光度を3波長で観測した。結果は波長の増加とともに偏光度が単調に減少しており、観測場所、時間による特徴が少なかった。これらの特徴はその後、気象研究所で翌年の冬季に観測した結果と異なった。エアロゾルの特性が西太平洋の場合と異なるものと思われる。

アデオス搭載地表面反射光観測装置 (POLDER) は大気からの偏光度および放射輝度を、ちょうど地球の写真撮るように次々と波長を変えながら観測する。これに対応して気象研究所では、千葉大学工学部安田教授設計の地上設置用偏光分光放射計を整備した。さらに筆者らの施設では、航空機 POLDER シミュレータを整備している。これらの機器を活用して、西太平洋域のエアロゾルの特性を観測し、その特徴を知りながら衛星からのデ

<Topography>

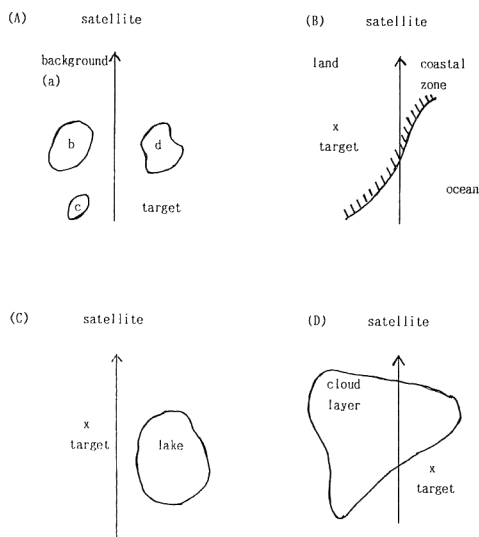


図7 大気~地表系の代表的な例
(A) 観測目標の近隣には、反射特性の異なる表面が存在する。(B) 沿岸域の観測。海洋と陸域の反射率が大きく異なる。(C) 観測目標の近隣に反射特性の異なる湖、河川等が存在する。(D) 観測目標の近隣に雲が存在する。



図8 白鳳丸による大気エアロゾルの偏光観測
西太平洋域のエアロゾルの放射特性を把握して、衛星データ解析に役立っている。

ータ解析を役立てることが期待される。

最後に参考となる英文文献^{1,2)}, 和文文献³⁻⁵⁾を挙げる。和文文献はシミュレーションの方法について述べたもので、それぞれ単散乱の有効性、一次元モデル、地表面が不均質のモデルについてのものである。

文 献

- 1) V.V. Sobolev: *A Treatise on Radiative Transfer* (D. Van Nostrand Company Inc., Princeton, 1963) pp. 1-72.
- 2) J.E. Hansen and L.D. Travis: "Light Scattering in planetary atmosphere," *Space Sci. Rev.*, **16** (1974) 527-610.
- 3) 高島 勉, 増田一彦: "可視域衛星データに対する単散乱大気補正モデルの有効性", *日本リモートセンシング学会誌*, **8** (1988) 101-111.
- 4) 高島 勉, 増田一彦: "多重散乱, 海面による乱反射・乱屈折を考慮した大気～海洋系上端からの放射計算アルゴリズム", *日本リモートセンシング学会誌*, **6** (1986) 5-35.
- 5) 高島 勉, 増田一彦: "衛星による不均質地表面計測のための可視域大気補正アルゴリズム", *日本リモートセンシング学会誌*, **12** (1992) 23-46.