

Terra 衛星搭載 ASTER 可視域大気補正

Atmospheric correction for the visible data of ASTER on Terra satellite

気象研究所、気象衛星・観測システム研究部 高島勉、増田一彦

要旨 衛星が改良され、高分解能で大気～地表(海洋)系を観測できるようになると、取得データ解析に利用される此までの一次元放射伝達コードでは、不十分になってきた。本研究は今年米国航空宇宙局(NASA)が打ち上げ予定の地球観測衛星に搭載された可視～赤外域高分解能放射計のデータ解析に使われる放射伝達コードについて紹介する。

1. はじめに

高性能可視近赤外放射計(AVNIR)の特徴の一つは空間分解能が16mで走査幅が80kmである。これは衛星の視野角 $\pm 2.85^\circ$ に対応している。即ち衛星直下点付近を狭く細かく観測する構造になっている。地表面の反射特性を一層精密に定量的に測定する為には、地表面からの放射が大気を通過して衛星に到達する事を考えると、その大気の影響を補正する必要がある。観測方向にはその方向以外からの光の混入があるものと考えられるが、背景にある自然の地表面は色々な組成からなっており、大気と地表面の間の放射伝達相互作用の結果、観測方向に光が混入するものと考えられるので反射光の算出は複雑となる。既に存在する一次元のシミュレーション法を利用した衛星による不均質地表面観測の大気補正法を考案した。この分野は特に新しい訳ではなく1970年代後半以来幾多の論文が発表されてきた。参考文献の例は我々の論文に掲載したので参照していただきたい。ここでは数値演算という点を強調した方法を紹介する。

2. 問題提起

衛星が地上の点Pを観測する(図1)。衛星は点Pで反射した光が大気中を通過して衛星に到達する時、大気中の分子、エアロゾル等により散乱、吸収を受け減衰する。更に衛星には大気そのもので散乱した光も混入し同時に観測する。地表面が一様で、且つ大気中の光学的パラメータが鉛直方向に沿って変化しても水平面に沿っては同じである場合には、一次元の放射伝達モデルと呼ばれ光学的パラメータを与えれば、例えば加算増法を用いて衛星に到達する放射輝度値や大気の影響等を効率良く計算する事が出来る。しかし当該の問題では、仮に大気が一次元として扱える場合でも、地表面が一様では無いので、上述の方法を使う事が出来ない。

歴史的な経緯として放射伝達の問題をたどれば、太陽光が地球大気上端に放射照度として到達する。即ち太陽光を大気上端の場所によらず一様な平行光束として扱った。この境界条件の基に太陽放射が大気中をどのように散乱して、伝達して行くのかが問題であった。即ち可視域ではこの散乱過程でどの様に多重散乱を扱うかが問題であった。太陽光が上端で平行光束として扱うので、大気中の分子やエアロゾル等の散乱体も水平面に沿って光学特性が一様で、垂直方向でのみ変化する厚みのある集合体と設定すると極めて便利である。同様に下端の境界である地表面や海面も場所によらず反射特性が一様であるとした。これが上述の一次元の問題である。近年衛星による全球観測が実用化され、搭載機器の改良に伴って全球モニタリングを定量的に実施しようと試みられている。この

様な状況で大気の役割は極めて重要となり、一層細かく問題設定をしなければならなくなってきた。もともと地球大気は半径 6500km の球に近い形をした固体の表面に厚さわずか 10~15km で薄く張り付いている。当然大気中の放射伝達は球面として扱う方が望ましいわけである。地表面も都市、植生や起伏に富んだ地形からなっている。細かく観測すると、様々な反射体から構成されており、従って反射特性も場所によって異なっている。衛星観測が精密に出来るようになったおかげでこの様な状態の問題も解決しなければならなくなりつつあるわけである。我々の論文では、一次元の放射伝達モデルを拡張し地表面が一様ではない場合、どのように衛星で計測されるかを扱うのである。衛星画像という大量のデータを認識し、且つ精度を吟味しながら大気の影響を補正して地表面特性を求める近似手法を提案したものである。

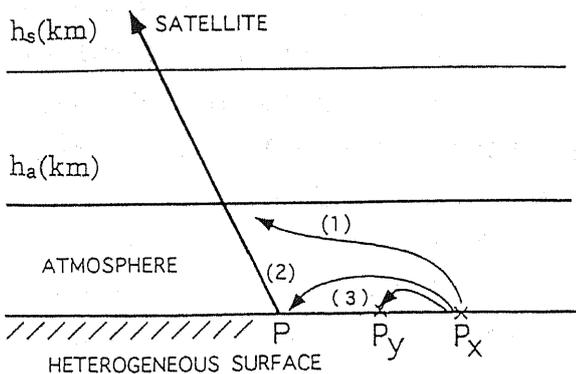


図1 隣接効果を考慮した放射伝達概念図

地表面の点 P の観測方向には、地表面の別の点 P_x で反射した光が大気で散乱してこの方向へ混入すると考えられる(1)。先に述べた様にこの効果は地表面が一様な場合、即ち一次元の場合既に考慮されていた。地表面が不均質の場合は、個別にその影響を評価しなければならない。即ち太陽の様な平行光束ではなく点 P_x から大気中の適当な方向

へ光を投入した時、点 P の観測方向にどの様に伝達するかが問題となる。この混入する光の強さは点 P_x が観測方向から遠ざかるにつれて減少するものと考えられる。更に点 P_x で反射した光は大気中で散乱し点 P に伝達する場合も考えられる(2)。この場合は点 P に入射する光に既に点 P_x の影響があるのである。又 P の近隣の点 P_y に伝達して、そこで反射してから P の観測方向に混入する場合(3)は点 P_y からの反射光も又点 P_x の影響を受けている。更に幾多の方法で混入する場合は考えられる。これらの場合を整理すると、点 P_x で反射した光が大気中で散乱して大気を上端の方へ透過する場合と散乱して点 P や別の地上点 P_y に伝達する場合の2つの混入方法とそれらの組み合わせから成り立っている事が解る。点 P_x からの光が混入する寄与の割合は、観測方向、太陽の入射方向、大気中の分子やエアロゾルの量、その鉛直分布や放射特性等によって変わるものと考えられる。寄与度は散乱、吸収に関係しているので、大気中で役割の重要なエアロゾルの量や鉛直分布に関係していると考えられる。問題は地上の点 P を観測する場合、これら近隣素面からの寄与度をどのように計算するか、その寄与度を使ってどのように大気上端からの放射輝度値を求めるかである。

3. 不均質地表面の取扱方

まず地表面を囲碁盤の様な多数の格子で区切る。各々の格子(即ち素面)は一様と扱える程度に十分小さく区切る。素面の集合を考える時は平均値を考える。ある素面を衛星が観測するものとし、隣接する素面の影響を求める為の手段について述べる。近隣素面が観測目標から相対的に何処にあるかのみを考える。この為地表面から放射された光は単位放射量とする(図2)。

(1)隣接する各々の素面 から出た光が大気で多重散乱して、観測方向 に至る。一次元の問題の場合

は、これらの放射の合計は大気と地表面との間の半球積分に対応する。(2) (1)で各素面から観測方向へ伝達する放射を求める事は多重散乱取扱の為難しい。近似的にどのように求めるかが本論文の目的である。即ち近隣素面の相対的な寄与が知りたい。(3)素面 a から射出して大気中の点 b に伝達する energy を考える。大気中では散乱、吸収により減衰する。もし吸収がない場合、散乱しても全ての energy が伝達方向へ散乱すれば、即ち前方方向のみに散乱すれば、散乱による減衰はなく、素面 a から射出した energy は全て点 b に到達し、素面 a と点 b の間では減衰させる粒子は何もない状態と同じとなる。即ち散乱によって伝達方向以外に、粒子に当たる energy を散乱しなければ、減衰はしない。エアロゾルは前方へ多く散乱させる特性があるので、この状態に近い。ただしエアロゾルだけが大気中にあるわけではない。分子も存在し、これは伝達方向以外にも散乱させる。従って近似的にどうするかが問題となる。

更に点 b や素面 a は大気～地表系の放射場の中で定義されている。従って点 b に至る energy を考えると、それは素面 a から伝達して来た energy 以外にも回りから混入してきた energy もある。又素面 a から点 b に伝達する途中で散乱により回りとの相互作用を受ける。

大気中の点 b に伝達する放射を3つに分けて考える。先ず素面 a が点 b により決まる立体角 (IFOV) を考える。ここで IFOV が大気中に独立して存在しているわけではなく、大気の一部を構成しているので、点 b に至る energy にはまわりからの混入してくる energy もある。第一に素面の立体角内 (IFOV) で素面 a から伝達する場合、第二に IFOV 内で素面 a から伝達していた放射が IFOV 外へ散乱して、再度 IFOV へ入ってくる場合、第三に IFOV 外で伝達していた放射が散乱によって、IFOV へ入ってくる場合がある (図 2 上)。細かく言えば

IFOV を出たり入ったりする項もある。これらがどの程度の割合であるかは光学的厚さ、エアロゾルの特性、IFOV 等に依存するが、エアロゾルは前方散乱が強いので第一の場合による寄与度が

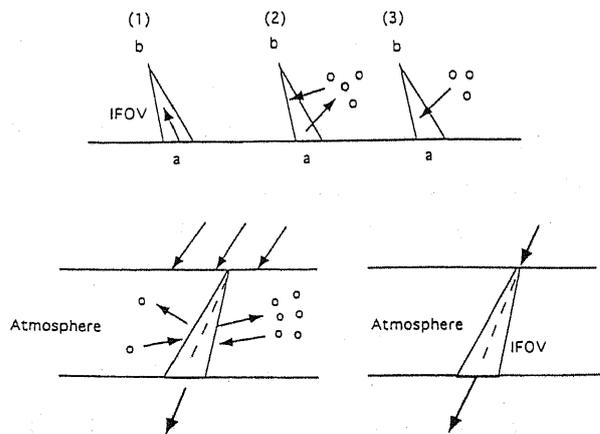


図 2 大気中の粒子による散乱放射伝達の様子

大きい。第二、第三の場合は比較的小さい。近隣素面も観測目標素面と同じであるが、観測目標から離れるにつれて IFOV 以外へ散乱して、再度 IFOV へ入ってくる放射は増加する。即ちこの場合観測目標は天底付近にあり、近隣素面はその目標の近くにあるとする。その場合近隣素面は斜めになるため、伝達する光学的厚さが大きくなり散乱過程が大きくなる為である。しかし近隣素面の観測素面への寄与度は一方で減衰が大きくなる為減少するので、近隣素面が観測目標から大きく離れた場合影響は小さい。この仮定により近似的に多重散乱過程、大気と地表面との相互作用をさらに進めて考える事が出来る。即ち地表面と大気との放射伝達相互作用を簡便的に扱う事が可能となる。ここでは素面 a から点 b への寄与 $c(a, b)$ とその近隣の素面 a' から点 b への寄与 $c(a', b)$ の比を求めたい。a から点 b への寄与の絶対値ではない。素面 a とその隣の素面 a' では点 b の成す IFOV は a' の方が小さい。但し a と a' は同じ大きさの素面か

ら成り立っていると仮定し、a より a'の方が b から斜めに見える位置にあるとする。しかしこの場合伝達する光学的厚さは a'の方が大きい。従って a、a'どちらの素面からの寄与が大きいかは計算してみなくては解らない。(4) IFOV とまわりとの相互作用が小さいとすると、逆に回りからの影響を加えた場合 (IF+S) と IFOV のみ (IF) の伝達が近似的に同じという事と同じである。即ち

$$c(a',b)/c(a,b) \text{ for IF} \sim c(a',b)/c(a,b) \text{ for (IF+S)} \quad (1)$$

どの程度 IFOV 内の放射伝達とまわりからの影響を含んだ放射伝達に差があるのかを調べてみる。大気上端から点光源が大気に入射して大気下端の素面によって決まる IFOV 内を伝達して大気下端に至るとする(図 2 下)。一次元の場合は大気上端で点光源のまわりからの入射光が大気中で散乱して、この IFOV に混入してくる寄与を全て合計した場合に等しい。この寄与は IFOV から遠ざかるにつれて減少するので、ある範囲で考慮すればよい。今 IFOV 以内の散乱のみを考えると、これは大気上端から限られた範囲で大気中に光源を入射させた光束、即ち点光源が大気中を伝達して行く場合に対応する。一次元の場合、IFOV の外から散乱して入射してくるエネルギーも考慮している。この寄与がどの程度か解れば、IFOV 以内の散乱のみを考えた場合の精度を推定する事が出来る。

大気中で伝達するエネルギーが粒子による単散乱によると仮定し、大気上端で点光源を入射させると、IFOV 内での伝達エネルギーのみを求める事が出来る。しかし IFOV 内での多重散乱は考慮していないので、近似的に求まるだけである。大気中で単散乱のみを考慮した場合と多重散乱を考慮した場合について、大気を透過したエネルギーの比較をした。大気分子、エアロゾルの光学

表 1 分子及びエアロゾルの光学的厚さ。エアロゾルは dust like aerosol モデル。波長は 0.56 μm. 単散乱アルベドは 0.703.

	<u>tot aer(sct,abs) mol (sct,abs)</u>				
clear.	233	.0771	.0229	.0932	.0398
hazy	.4821	.2690	.0799	.0932	.0398

的厚さは Table 1 にまとめた。エアロゾルは dust-like model である。大気上端から入射する平行光束の天頂角が、6.28°、30.43°、60.0° の 3 つの場合で計算してみると、大気下端での下向きエネルギーは、大気中で多重散乱を考慮した場合には、観測角度が大気上端からの放射照度と同じ方向で大きく、観測角度がその方向から離れるに従って減少する。±10° 観測角度が離れると、放射輝度は 1%位に減少する。このように放射輝度は観測角が入射角と同じ場合に大きく、観測角が入射角から離れると急速に放射輝度は減少する。さらに角度が離れると減少するが単調に減少しているわけではない。入射方向から離れた角度での放射輝度は大気中の粒子による多重散乱による寄与と考えられる。大気中では単散乱のみを考慮するモデルでは放射輝度は多重散乱の場合に比べてやや小さいが、放射輝度の角度変化を図に示すと多重散乱の場合と同じ傾向を示している。これは単散乱を仮定しても一次元の問題と仮定したので当然である。しかし角度が大きく入射角から離れると多重散乱の為両者のずれが大きくなって来る。点光源を大気上端から入射させると IFOV のまわりからの寄与はないので、観測角度と入射角が同じ時は放射輝度は同じであるが、観測角度が入射角から離れると急速に減少すると考えられる。

ここで $c_{if+s}(a',b)/c_{if+s}(a,b)$ は、角度が ±10° 以内で一次元の伝達による寄与と近似的に同じと考えてもよい。なぜなら、透過エネルギーがこの

角度で大きいからである。即ち IFOV はこの角度程度以内で考えればよい。全体としての透過エネルギーは透過した放射輝度の半球積分を考えなくてはならないので、 $\pm 10^\circ$ 以内で大きいとは必ずしも言えない。角度がこれより大きくなると近似の精度が悪くなるが、一方で素面の寄与度が小さくなる。衛星で地上の目標 p を観測する場合とその近隣の素面(i)のその方向への寄与の比を素面の重み関数、 α_i と定義すると、 $\sum \alpha_i \sim 1$ となる。

$$\alpha_i = c(a_i, b) / c(p, b) \quad (2)$$

即ち点 b が衛星と観測目標の地表面 p の視線方向にあるとすると、 α_i は素面 a_i から射出した放射が観測目標の視線方向へ混入する放射の寄与度を表わしている。

更に素面(a)から放射したエネルギーが観測目標 P に大気中で散乱して到達する寄与度を求めたい。素面(a)と素面(a')で放射し大気で反射したエネルギーの比は透過関数のように明確ではない。これは反射したエネルギーでは多重散乱の影響が強いためと考えられる。従って単散乱と多重散乱の比を求めても良く解らない。一次元の場合、

$$\int T d\Omega + \int S d\Omega + \int A d\Omega = 1 \quad (3)$$

ここで、T, S, A は大気の透過関数、反射関数、大気中で吸収されたエネルギーである。半球積分をとる。この式から大気による反射伝達過程即ち、 $\int S d\Omega$ を求める事が出来る。但し半球積分を実施しなければならないので、素面 a, a' の寄与の比は精度が悪くなる。素面 a から大気中の点 b に伝達し、点 b から観測目標へ伝達する過程を考える。点 b から点 p への伝達過程は共通である。違いは素面 a, a' 等から点 b への伝達過程である。しかし点 b の範囲は広く点 b への寄与はその範囲で積分

する事になる。その過程では素面 a, a' 等が点 b によって決まる IFOV は必ずしも素面 a による IFOV の方が大きいとは限らないが、大きさは概して素面 a, a' 等が点 p に対してどの位置にあるかに依存する。又素面 a, a' 等から点 b への伝達過程にも依存する。反射関数を基にした素面 a, a' 等の観測目標への寄与を β_i であらわす。 β_i を単散乱を仮定して計算してみると、 α_i と同様の傾向を示す。これは IFOV, 減衰による伝達過程を有効な領域で計算した結果である。

素面 a, a' 等からの放射輝度の点 p に対する寄与の比は、重み関数として与えられる。ここで大気中で多重散乱を考慮しなければならないが、単散乱に置き換えたのである。これは一次元の場合多重散乱を考慮した場合と単散乱を考慮した場合は、角度に関しての放射輝度は概して同様の分布傾向を示している事による。しかし素面のこの反射伝達過程による寄与度は透過伝達過程による寄与度に比べて小さいので、透過伝達過程による寄与度のみを考慮する事が実用的と考えられる。一旦各素面の寄与度が与えられると、各素面と大気間の相互作用では、この寄与度を重み関数として、地表面の反射関数に作用させて、大気と地表面の相互作用を計算する。

(5) 全体の地表面の寄与度は 1 になる。但し素面全部を考える事は不可能であるので、観測素面から離れるにつれて近隣素面の寄与度が小さくなる事を考え、全寄与度、 $\sum \alpha_i \sim 1$ の条件の下で囲碁板の大きさを設定する。

(6) 衛星画像は AVNIR の場合、観測幅が $\pm 40\text{km}$ である。仮に影響の大きい領域 $\pm 20\text{km}$ を考慮したとして、素面の数は 2500×2500 となる。これら全ての近隣素面の観測素面への影響を計算する事は不可能に近い。近隣素面の影響は観測素面から離れるにつれて、急速に減少する事を考え、ある程度の数の素面からなる領域を導入して、そこでは素面の特性の平均値を与える。領域の大き

さは観測素面から離れるに従って大きくすると、上述の計算しなければならない近隣素面の数は、少ない領域の数に集約される。即ち領域の大きさを r 、観測素面の大きさを r_0 とすると、経験によって決まる値 a, b を導入して

$$r = \begin{cases} r_0 a^{n-1} & \text{at } n=1, 2, 3, \dots \\ b & \text{at } r > b \end{cases} \quad (4)$$

ここで、霞ヶ浦の例では、 $a=1.2, b=1$ とした。領域 $\pm 20\text{km}$ を考慮したが、もっと小さい領域でも良いかもしれない。その場合例えば $a=1.1, b=0.3$ と細かく近隣素面の影響を計算出来る。一度 α, β を計算すると、任意の画像に適用する事が出来る。

4. 計算方法

観測方向へ地表面の近隣素面で反射した光が大気中で散乱しながら大気上端に伝達する場合、素面の寄与度は観測方向、素面が張る立体角(地表面では面積に対応)、太陽の入射方向、大気状態等に依存する。この寄与度は大気中を観測方向へ伝達する場合と大気中で散乱して地表面に到達する場合及びその組み合わせとして表わす事が出来る。図 3a は

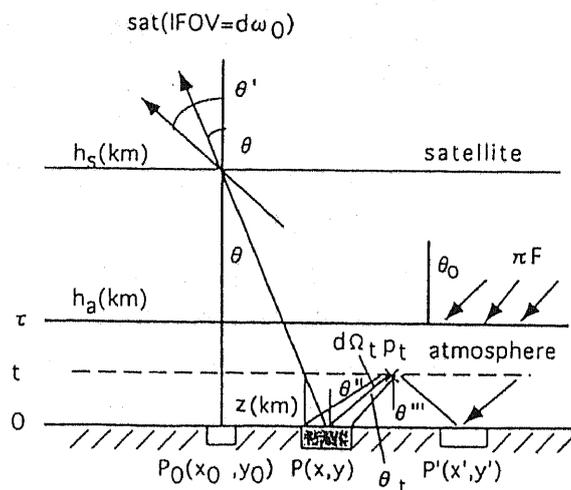
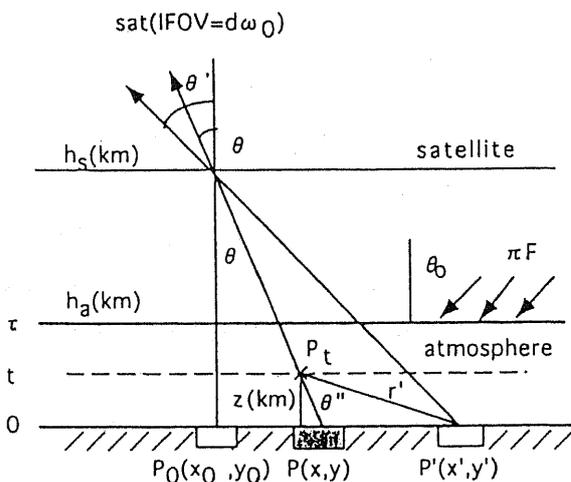


図 3 a 衛星による地表面観測における透過光の様子。b 大気による反射光の混入状態

近隣素面の寄与度 α を示す。観測素面から離れるにつれて寄与度が小さくなる事がわかる。ここで観測素面は衛星直下点にあるとしたので、 α は観測素面に対して対称である。既に述べたが $\sum \alpha_i = 1$ 、即ち全ての地表面からの寄与度を考慮すると 1 になるような値である。実際の場合地表面の反射率が異なるので、この値を掛けると反射した放射輝度に対応する事になる。地表面の観測目標へ近隣素面から大気中の粒子による散乱のため混入してくる寄与度が β である (図 3b)。図 4 は隣接素面の影響の例で α である。隣接素面が観測目標から離れるに連れて影響が小さくなっている。

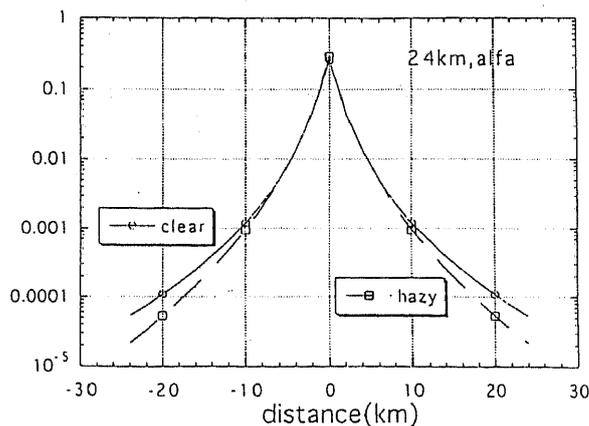


図4 観測方向への隣接素面の影響。観測方向を鉛直方向とした場合、隣接した素面からの光が散乱によって観測方向へ混入する割合

5. 霞ヶ浦近隣大気上端からの放射輝度における湖面反射光の影響

図5は衛星で取得したつくば地域の地形図である。大学や研究所が多い事から、良く衛星の校正・検証の為のテストサイトとして選ばれる地域の一つである。中心に霞ヶ浦があり、東側には北浦さらにその東側には太平洋が位置している。地図から都市を拾い上げ黒く塗りつぶした。この図では水、植生、都市を分類した。衛星は中心の線を南北に飛行するとした。観測幅のうちは±30kmのみを示した。図6は湖面上大気上端からの放射輝度における陸域反射光の影響を示す。画像は±20kmの領域で考えた。数字は陸域の影響で放射輝度が増加した値を%で示す。太陽の天頂角は本シミュレーションでは、 30.43° とした。波長は $0.56\mu\text{m}$ 、陸域は反射率0.2のLambert面、湖面は風速5m/secのCox & Munkモデルとした。大気の等価高度は7kmとした。左の図は清浄大気モデル(視程23km)、右の図は混濁大気モデル(視程5km)の場合である。

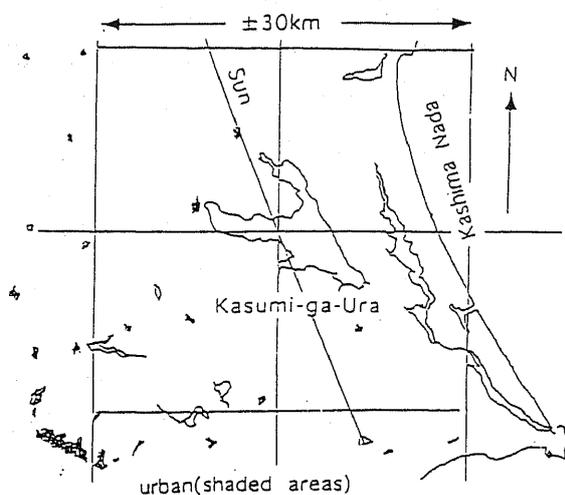


図5 衛星画像で取得した霞ヶ浦地域の解析

湖面から離れるにつれて、陸域の影響が急速に小さくなっている。図7は陸域を観測した場合である。反射率は0.4とした。反射率の高い地表面上

6. アルゴリズムの検証

不均質地表面を扱った本アルゴリズムの検証は、地表面が一様な場合、既にある一次元の放射伝達

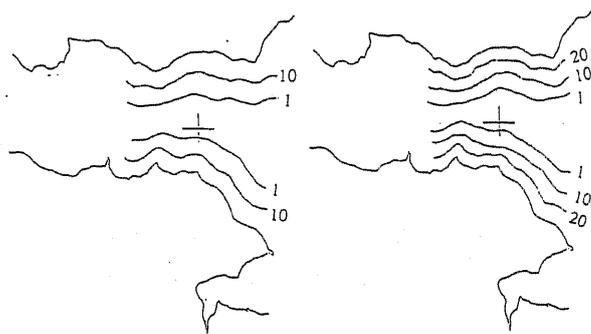


図6 霞ヶ浦を観測した場合の陸域の影響

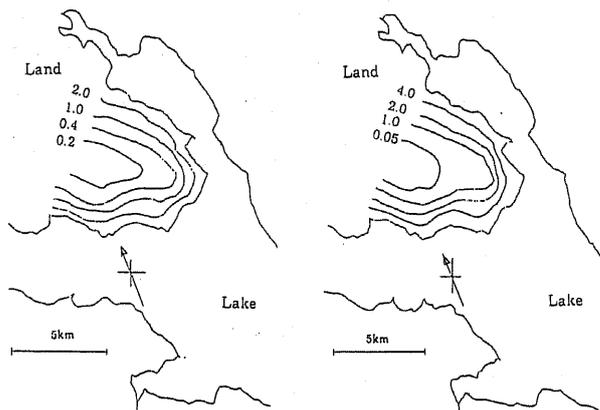


図7 陸域を観測した場合の霞ヶ浦の影響

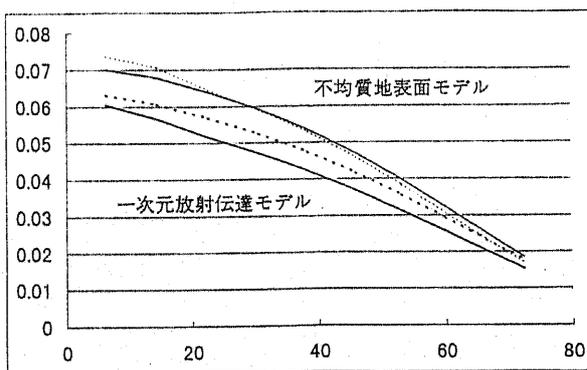
の放射輝度では近隣の反射率の低い湖面の影響が小さい事を示している。本方法は地表面が平面と仮定出来る場合適用出来る。コードとの比較で容易に出来る。アルゴリズムで使用したLegendre多項式で15点の格子点は荒い事が解った。又地表の素面の大きさも細かくすると計算精度の向上が見込まれるものと思われる。図8は地表面が反射率

0.2 の Lambert 面の場合と、Cox&Munk による海面で海上風が 5m/sec の場合の本アルゴリズムと一次元モデルによって求められた大気上端の放射輝度の比較である。

6. 結論

衛星で地表面を観測する場合、近隣の地表面か

(a)



(b)

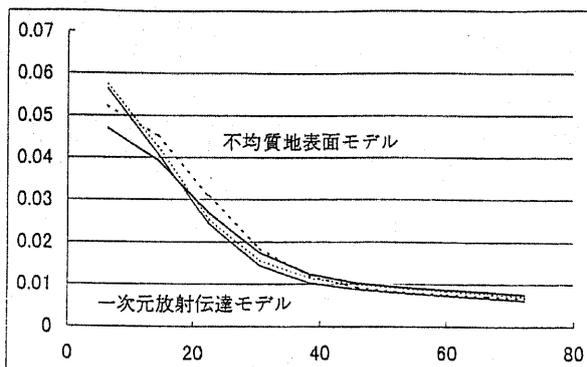


図 8 アルゴリズムの精度の検証。一次元モデルと現モデルを使って計算した一様な地表面（海面）からの上向き放射輝度の比較 (a) 地表面は Lambert 面、反射率 0.2, 波長 $0.56 \mu\text{m}$. 大気は清浄、混濁モデル (b) 海面(Cox & Munk)モデル。海上風 5m/sec. 縦軸は放射輝度、横軸は太陽の天頂角。

らの反射・散乱光が混入してくる。その影響を計算する手法を開発し、例としてつくば地域で大気上端からの上向き放射輝度を求める際、陸域又は湖面の放射輝度への湖面又は陸域反射光の影響を求めた。本方法は既に実用化されている一次元モデルを少し拡張して、隣接効果を簡便的に求める点に特徴を有する。

参考文献

K. Thome, F. Pallconi, T. Takashima and K. Masuda, Atmospheric correction on ASTER, pp1199-1211, Special Issue of TGARS, IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. 1998.

T. Takashima and K. Masuda, Atmospheric correction algorithm for the visible data over heterogeneous surface, To appear in Appl. Math. Computation, 1999.

高島勉、増田一彦、沿岸域における大気上端からの放射輝度に及ぼす陸域反射光の影響計算アルゴリズム、日本リモートセンシング学会誌, 17, 4, pp3-13. 1997.

高島勉、増田一彦、大気上端からの放射輝度に及ぼす隣接地表面（海面）反射光の影響計算アルゴリズム、日本リモートセンシング学会誌, 17, 5, pp94-100. 1997.