

研究報告集第4号

衛星データにおける大気補正と大気観測
Atmospheric Correction of Satellite Data
and Monitoring of the Atmosphere

2000年1月

千葉大学環境リモートセンシング研究センター
センサ/大気放射研究部門センサ研究分野

CEReS, Chiba University

研究報告集第4号

衛星データにおける大気補正と大気観測
Atmospheric Correction of Satellite Data
and Monitoring of the Atmosphere

2000年1月

千葉大学環境リモートセンシング研究センター
センサ/大気放射研究部門センサ研究分野

CEReS, Chiba University

はじめに

本報告書の趣旨は、大気補正の手法について述べるとともに、その基礎となる大気の光学的性質について明らかにしようというものである。地表面観測を目的とする衛星データに対しての大気補正では、大気の影響をノイズとして取り扱い、これを取り除くことに主眼が置かれているが、リモートセンシングの目的は地表面の観測のみに限られるものではない。大気補正のプロセスを通じ、衛星データから広域的な大気についての情報を抽出する手法について研究することにも意義がある。

環境リモートセンシング研究センターセンサ/大気放射研究部門センサ研究分野では、衛星データの信頼性を向上させるための大気補正手法のアルゴリズムを、その物理モデルに立ち戻って研究してきた。

また、大気の光学的なモデルの研究のため、1996年度の秋季応用物理学会(1996年9月、九州産業大学)の席を借りて、シンポジウム「大気を探る—マイクロからグローバルの大気光学」を開催したのを皮切りに、毎年、大気光学に関するシンポジウムを開催し、大気補正に関する研究の発展に務めている。我々のグループでこれまで開催したシンポジウム等は以下の通りである。

- ・ (1996年秋) シンポジウム「大気を探る—マイクロからグローバルの大気光学」 秋季応用物理学会 (1996年9月、九州産業大学)
- ・ 1997年度 CEReS 共同利用研究会「環境リモートセンシングにおける大気と大気補正」 (1997年8月25日、けやき会館)
- ・ 1997年度 CEReS 国際シンポジウム "The Atmospheric Correction of Satellite Data and its Application to Global Environment" (1998年1月21-23日、けやき会館)
- ・ 32nd COSPAR A0.3 session "Remote Sensing of Atmospheric Pollution and Atmospheric Correction of Satellite Data :Technology and Algorithms" (1998年7月12日-19日、名古屋) の企画
- ・ 1998年度 CEReS 共同利用研究会「環境リモートセンシングにおける大気と大気補正」 (1999年1月29日、けやき会館)

本研究報告書は、以上の研究会における発表・議論等を元に、衛星データにおける大気補正と大気観測についてまとめたものである。本報告書は朝隈康司を中心に、美濃村満生、汝剣飛(以上自然科学研究科博士後期課程)、大堤新吾(同前期過程)がまとめた。

これまで環境リモートセンシング研究センターの共同利用研究の枠組みなどを通じ、御協力を頂いた方々に感謝の意を表したい。

2000年1月

千葉大学環境リモートセンシング研究センター
センサ/大気放射研究部門
センサ研究分野

竹内延夫
久世宏明

目次

1	大気補正の意義 –その目的と現状–	1
1.1	大気補正の意義	2
1.2	大気補正とエアロゾル	2
1.3	最近の研究とその課題	3
1.4	大気補正で必要とされる物理量	5
2	大気補正に利用されるソフトウェアの紹介	9
2.1	放射伝達コード LOWTRAN,MODTRAN の紹介	10
2.1.1	LOWTRAN と MODTRAN の沿革	10
2.1.2	入力パラメータ	10
2.1.3	放射伝達アルゴリズム	19
2.1.4	まとめ	33
2.2	大気補正プログラム 6S の紹介	34
2.2.1	6S の特徴について	34
2.2.2	5S の基本概念と問題点	35
2.2.3	6S で取り扱う大気の下向き伝達モデル	38
2.2.4	6S で取り扱う目標物反射モデル	41
2.2.5	6S データベースについて	48
2.2.6	6S の入力カードファイルについて	53
3	大気補正処理の例	61
3.1	ライダーによるエアロゾルプロファイルと大気補正	62
3.1.1	MODTRAN3 を用いた人工衛星データの大气補正	62
3.1.2	2-stream 手法の取り扱いにおける注意点	68
3.1.3	大気補正へライダーデータを用いる利点	70
3.1.4	まとめ	72
3.2	大気補正における MODTRAN と 6S の比較	74
3.2.1	MODTRAN と 6S の相違について	74
3.2.2	放射輝度値による比較	74
3.2.3	目標物反射成分の分解による比較	88
3.2.4	大気補正結果による比較	94
3.2.5	おわりに	97
4	衛星によるエアロゾル観測	101
4.1	関東地域における衛星データからの光学的厚さの導出	102
4.1.1	はじめに	102
4.1.2	衛星データにおける放射輝度値の成分への分解	102

4.1.3	光学的厚さの導出方法	106
4.1.4	光学的厚さの導出結果・まとめ	108
4.1.5	今後の課題	123
4.2	2チャンネル衛星データによるエアロゾル解析	124
4.2.1	森林火災によるエアロゾルの影響	124
4.2.2	エアロゾルモデルについて	125
4.2.3	LUTの作成	129
4.2.4	エアロゾルの導出方法	131
4.2.5	利用したデータ	131
4.2.6	エアロゾル導出結果	135
4.2.7	地上観測装置との比較	138
4.2.8	データの再現性について	138
4.2.9	おわりに	140

1 大気補正の意義 –その目的と現状–

1.1 大気補正の意義

地球環境問題の関心が増すとともに、衛星データを利用したリモートセンシングの重要性が高まってきた。衛星から地球を観測する場合、必ず大気を通過して地表の状態を観測するため、大気を与える影響は重要である。同一の画像内の複数の個所を比較する場合には、大気の影響が共通であるとして無視することも可能であるが、異なる画像間を比較する場合には無視することはできない。とくに、海洋や湖沼での解析では水面のアルベドが長波長側で低くなるため、大気の散乱の影響が無視できない [Rees, 1990 ; Szekiolda, 1998 ; Asrar, 1989]。したがって、衛星画像による地表面観測が始まった当初から大気補正には非常に大きな関心が寄せられ多くの研究がなされてきた。それらの研究の中には、実際の観測結果と比較して統計的に換算係数を決める方法 (統計的手法) も取られてきたが、大気の状態が次第に明らかとなるとともに、大気光学モデルに基づいた手法 (物理的手法) が盛んに研究されるようになってきた [Kneizys, 1988 ; Berk, 1989 ; Tanré, Holben and Kaufman, 1992]。

1.2 大気補正とエアロゾル

衛星搭載の地表面観測センサで検出される地表面からの放射輝度の成分 (可視・近赤外線) には、太陽光を光源とする放射輝度の地上反射成分がそのまま観測されるわけではない。太陽光が地上に到達するまでに大気成分によって吸収・散乱されて減衰する他、入射光成分にも大気中で散乱された太陽光成分が含まれる。さらに、検出される放射輝度成分には、地上で反射されることなく大気中で散乱され検出器へ入射する過剰な成分 (光路輝度: path radiance) や、地上の他の場所で反射され、大気中の散乱で方向が変えられて検出器に入射する多重散乱成分などが含まれる [Kaufman, 1997]。大気補正はこれらの影響のうち、大気による減衰と散乱による減衰とを補正するものである。大気による減衰にはその放射の波長領域に共鳴吸収のある気体によるものとエアロゾルなどの散乱によるものがある。前者は気体成分の量が分かっているならば補正可能であり、酸素、炭酸ガス、オゾンなどの気体成分の吸収はほぼ補正可能であるが、水蒸気量は時々刻々変化しているためその補正は難しい。一方、散乱に関しては空気成分によるレイリー散乱は容易に計算が可能であるが、エアロゾルは時々刻々変化しており、また、湿度によって粒径が変化することも考慮しなければならない。

水蒸気の光路での全量については、GPS (Global Positioning System) を用いる方法などで観測可能となってきた [Ware, 1996 ; Businger, 1997]。エアロゾルは吸収スペクトルは滑らかであるが、吸収強度や散乱がその形や種類によって異なるばかりでなく、散乱の角度依存性 (位相関数) もエアロゾルの種類、粒径分布によって異なるという性質がある。

エアロゾルに関する大気補正は、光路のエアロゾル全数による減衰量 (光学的厚

さ)と球面アルベド、前方・後方散乱の異方性によって記述される。エアロゾルの光学的厚さは太陽光を光源としてサンフォトメータやオーリオールメータ(スカイラジオメータ)などで容易に測定可能であるが、後2者はエアロゾルが球形であることを仮定して(実際には非球形の効果も問題となる)、理論計算によって求められる。しかも、このエアロゾルの性質を定める基本的なモデルは提案されているが、恣意性が高くまだ確立されていないという状況にある。しかし、衛星観測の発展・急速な展開によって、エアロゾルの観測に適したセンサーも ADEOS(残念ながら打ち上げ後1年を迎えること無く活動を停止したが)搭載の POLDER、TOMS、OCTS、EOS-AMI 搭載の MODIS、MISR、ENVISAT 搭載の MERIS、ADEOS-II(NASDA:1999年打ち上げ予定)搭載の GLI など、多くのエアロゾル観測センサーが予定されている。これらによって、エアロゾルの研究は急速に発展することが期待され、それに伴い衛星データの大気補正も、今後物理モデル的手法が発展することが予想される。

しかし、以下の概説に述べるように多重散乱を取り入れた大気補正モデルは現状では大気の光学的厚さ(消散係数の積算値)にのみ依存しており、その高度分布にはほとんど依存しない。近接する領域の影響(周辺効果または滲み効果)を考えた場合、例えば、エアロゾルがごく地表付近のみ存在している場合と総量は同じであるが、高い高度まで一様に存在していた場合を比べると、実際には違いが生じると考えられる。これは、まだ大気補正に関わる放射伝達のモデルが改善の余地があることを示している。また、これとも関連したことであるが、一般に水蒸気濃度は地表付近の方が高いが、相対湿度とエアロゾルの粒径の間には強い相関があることが知られている。したがって、水蒸気量が多い場合にはエアロゾルは下層と上層では性質が異なるはずであるが、まだそのような扱いには至っていない。

1.3 最近の研究とその課題

大気補正は、2方向性反射分布関数(BRDF)、アルベド、植生指数(NDVI)、葉面指数(LAI: Leaf Area Index)、光合成放射量係数(FPAR: Fraction of Photo-synthetically Active Radiation)などの物理量を地上での反射率として衛星データから導出するためにはなくてはならない過程である。その際に、最も変化が激しく、かつ影響が大きいのが水蒸気とエアロゾルである。エアロゾルの特徴は形状、大きさ(粒径分布)、化学組成、全量などで示されるが、リモートセンシングの観点からは消散係数、単散乱アルベド、光学的厚さ、位相関数、複素誘電率などが基礎的パラメータとなる。エアロゾルモデル(形、粒径、複素誘電率)が与えられると、吸収・散乱の量は全量に比例する。一般に液体の粒子は球形で小さく(サブミクロン)で、固体粒子は不規則な形状で大きい。最近、非球形粒子を扱うT行列理論が提案されているが[West, 1997]、ミー散乱理論に比べてはるかに複雑な取り扱いが必要となるため、粉塵のような粒子にも近似的に球形粒子のモデルが使用されることがある。最適波長や最適観測については Stowe 等(1989)や Kaufman(1995)の論文がある。

海色のリモートセンシングは Gordon(1978) によって、陸上の画像および周辺効果の補正については Tanré(1979) によってはじめられた。一般的な場合で地表面が完全拡散反射で近似できない (non-Lambertian) 場合には、2 方向性反射が重要となる。この一般的な場合の完全な取り扱いには Vermonte 等 (1997) によって与えられている。

大気補正は海洋と陸域では取り扱いが異なる。海洋上では表面の反射は表面での鏡面反射 (特に太陽光方向)、泡や波頭による反射、海水中に浮遊する粒子による拡散反射からなる。赤色、近赤外領域では、サングリッターや波頭の場合を除いて、透過光も後方散乱光も戻ってこないの、衛星データからエアロゾルの効果を抽出することが可能となる。水面からの反射光は青と緑の波長で強く、海水の濁りや含有クロロフィル量によって異なる海色を示す。

一方、陸上では地面からの反射と大気からの寄与を分けることは困難である。エアロゾルの寄与は、放射伝達理論を用いたシミュレーションによって導出するのが最近の手法である。この手法の適用に当たっては、エアロゾルの性質 (コラム濃度、光学的厚さの波長依存性、波長別位相関数、単散乱アルベドの波長依存性) の情報が必要である。これは、粒径分布、複素屈折率または化学成分、粒子の形状の情報を得ることと同じである。さらに、水蒸気も影響を与えるし、地表面の光学反射特性も知らなければならない。これらを衛星からの観測から得る試みが今までも NOAA/AVHRR、LANDSAT/TM などでおこなわれてきたが、ADEOS、SeaStar や今後の EOS-AM などに搭載の OCTS、POLDER、SeaWiFS、MODIS、MISR、GLI などでは、エアロゾル自体が測定の対象になろうとしている。しかし、エアロゾルの鉛直分布を知るには、ライダーなどのアクティブセンサーによる測定が重要である。

陸域の大気補正では、衛星データを使用して他の衛星センサーの大気補正に役立つデータを導出する研究に多大の努力が払われている。それらには、大気の歪関数 (PSF: Point Spread Function) や、地表面反射の異方性、大気効果の導入が含まれる。また、大気的光学的厚さが大きいとき、および天頂からの観測角が大きいときを扱えるような良い放射伝達コードは得られていない (2.2.2 参照)。ある地点で得られたエアロゾルのデータはその周辺 50km 程度まで使われることが多いが、それ以上は気候学的な平均データを使用している。また、異なるセンサーから得られたエアロゾルデータが矛盾なく一致することが必要である。

陸域の大気補正には、2 方向性反射 (BRDF) と大気のカップリング、大気周辺効果 (空間分解能が 250m より小さいとき)、単散乱アルベドの測定、薄い巻雲の検出 ($1.38 \mu\text{m}$ が有効) も残された重要な課題である (2.2.4 B 参照)。海上の大気補正では、大気のみならず海面での反射も重要であるが、これらをまとめて大気補正と呼んでいる。海上では近赤外領域のバンドは反射率をゼロとみなして、大気効果を求めて青や緑のバンドでの大気補正に用いる (4.1 参照)。とくに多数の方向からの観測や偏光測定は、エアロゾルの同定に有効である。

また、865nm での輝度値もエアロゾルの同定に有効である。海上の大気補正は陸上よりも進んでいるが、POLDER や MISR のような新しいセンサーに通じたアルゴリズムの開発や吸収性のエアロゾルの検討、波頭の考慮、エアロゾルの鉛直分布、巻

雲の補正、成層圏エアロゾルの寄与、エアロゾルモデルの正確さ、大気透過、サンプリターの影響、海洋上の BRDF、大気分子の吸収、センサーの偏光、迷光や周辺効果などさらに検討することは数多い。このうちエアロゾルモデルの正確な同定にはサンフォトメータ、スカイラジオメータを各地に配置する NASA の AERONET、CEReS(高村等)の SKYNET 等が有効である。

大気補正過程を利用してエアロゾル情報を導出する場合、大気の光学的厚さは 0.03-0.05 の精度で求められるが、粒径分布や単散乱アルベドは十分な精度で得られるとは言い難い。今後、2チャンネルまたは多チャンネルセンサから求めるパラメータは有効粒子半径、オングストローム指数、アキュムレーションモードと粗大モードの粒子比などがあり、関連する問題として、紫外域チャンネルからのエアロゾルの導出、エアロゾルの気候学的統計の有効性の検証、鉛直プロファイルと多重散乱の問題、波頭の補正法などがあげられる(4.2 参照)。この他、水蒸気や他の気体の吸収、地表面での BRDF など多くの課題が残っている。

1.4 大気補正で必要とされる物理量

大気の光学モデルを取り込んだ放射伝達コードとしては、米国 AFGL(Air Force Geophysics Laboratory、現 AFRL : Air Force Research Laboratory)が開発した HI-TRAN、LOWTRAN、MODTRAN 等が有名で、現在、波数分解能 1cm^{-1} の MODTRAN が最も多く使われている(2.1 参照)。また衛星データの大气補正のコードとして 6S(Second simulation of the satellite signal in the solar spectrum)が広く利用されている(2.2 参照)。これらには、大気補正に使用するパラメータとして代表的なものが用意され、その中から状況に最も適合するものを選択して使用することが多いが、エアロゾル、水蒸気は地域、季節によって大きく変動するので、観測値を用いるオプションも用意されている。

上層の水蒸気量はラジオゾンデなどで日に 2 回観測されているが、定常的なモニタリングは行われておらず、GPS を用いた連続観測が地上から上層までの全量を観測する場合には最も有効であろう。

一方、エアロゾルは成分、粒径によって無数の種類が存在し、それによって光学的性質も、重量濃度も大きく変化する。これらのエアロゾルの測定は連続的観測は少ないが、光学的な観測手法として、太陽を光源とするサンフォトメータやオーリオールメータ、光源を内蔵して夜間でも使用可能なライダー、最も手軽であるが地上(もしくはプラットフォーム上の一点)しか測定できないサンプリングがある。これらは地上の多数の地点を結んだ観測網を構成していることが多い。有名なものとしては世界に 60 地点以上オーリオールメータを設置した AERONET(NASA/GSFC)、高村らによるアジア版の SKYNET(CEReS)、総合的な大気観測を目指した ARM サイト(米国エネルギー省)、ICSU/WMO 主導の NDSC(Network for Detection of Sudden Stratospheric Change)、UNESCO/NOAA が中心となっている GEMS(Global Envi-

ronment Monitoring System) が知られている。オーリオールメータが日中だけしか使用できないのに対して、ライダーは自分自身レーザー光を光源として有するので、昼夜に関係なく測定できる (3.1 参照)。

しかし、今までのところ無人で連続的に測定するシステムは限られており、市販の製品としては NASA/GSFC が開発した MPL (Micro Pulse Lidar) [Spinhirne, 1993] の SESI (米国) による製品、雲低高度計を発展させた Vaisala (フィンランド)、CNES の技術を導入した Cimel (仏) のシステムなど、現在、市場に出てきたところであるが、まだ耐環境性等に問題がある。前出の ARM のサイトでは MPL が使用されている。また、NDSC でもライダー (オペレータ付き) が主要測定器の一つとなっている。地球規模でエアロゾルの分布を求めるには衛星データを使用するのが望ましいが、その場合に、エアロゾルの光学的性質を知ることと、地表面の反射の効果を除くことが必要となる。海洋上のエアロゾルは水面での赤外域の反射率が無視できるほど小さいので、適当なエアロゾルモデルを仮定して、地球規模のエアロゾル分布が求められている。一方、地上のエアロゾルは地表面反射率が大きいので、大規模な森林の上などの '暗い対象 (dark target)' しか導出されていない [Soufflet, et. al., 1997]。

本報告書では、衛星データの気象補正の目的と同時に、衛星データからのエアロゾル分布の導出を目的としている。この場合、光学的に薄いエアロゾルの導出は難しいが、もし '明るい対象 (bright target)' であっても、高濃度のエアロゾル (例えば、都市汚染 (urban plume)、森林火災の排煙 (biomass burning)、黄砂など) は導出できる可能性が強い。我々はアジアでのエアロゾルの光学特性を求めるために、独自に千葉やスコタイで観測を開始するとともに、アジアのライダーグループと共同してサンプリングとライダー観測を組み合わせたエアロゾルの観測ネットワークを計画している [Takeuchi, 1999]。

参考文献

- Asrar, G. Ed.: *Theory and application of optical remote sensing*, Wiley Interscience, 1989.
- Berk, A. et.al. : *MODTRAN : a moderate resolution model for LOWTRAN 7*, AFGL-TR-89-0122, April, 1989.
- Businger, et.al. : The promise of GPS in atmospheric monitoring, *Bull. Am. Meteor. Soc.*, Vol. 77, 5-18, 1997.
- Gordon, H. R. : Removal of atmospheric effects from satellite imagery of the ocean, *Appl. Opt.*, Vol. 17, 1631-1636, 1978.
- Kaufman, Y. J. : *Remote sensing of direct and indirect aerosol forcing, in aerosol forcing of climate*, John Wiley, 1995.
- Kaufman, Y. J. et.al. : Passive remote sensing of tropospheric aerosol and atmospheric correction for the aerosol effect, *J. Geophys. Res.*, Vol. 102, No. D14, 16815-16830, 1997.
- Kneizys, F. X. et.al. : *Users Guide to LOWTRAN 7*, AFGL-TR-88-0177, August, 1988.
- Rees, W. G. : *Physical Principles of Remote Sensing*, Cambridge Univ. Press, 1990.
- Soufflet, V., D. Tanré, A. Royer and N. T. O'Neill : Remote sensing of Aerosol over Boreal Forest and Lake Water from AVHRR Data, *Remote Sens. Env.*, Vol. 60, 22-39, 1997.
- Spinhrne, J. D. : Micro Pulse Lidar, *IEEE Trans. Geoscience & Remote Sensing*, Vol. 31, No. 1, 48-54, 1993.
- Stowe, L. L., R. Hizenberger, A. Deepac(Ed.) : *Report of the expert meeting of space observation of tropospheric aerosols and complimentary measurements*, Hampton, VA, 1989.
- Szekielda, K. H. : *Satellite monitoring of the earth*, J. Wiley & Sons, 1988.
- Takeuchi, N. : Aerosol characterization for Lidar monitoring in Asia, *CLEO Pacific RIM '99*, Seoul, Aug. 31- Sept, 3, ThESS-2.1, 1999.

- Tanré, D. *et. al.* : Atmospheric modeling for space measurements of ground reflectances including bidirectional properties, *Appl. Opt.*, Vol. 13, 3587–3594, 1979.
- Tanré, D. B. N. Holben and Y. J. Kaufmann : Atmospheric correction algorithm for NOAA-AVHRR products : theory and application, *IEEE Trans. on Geosc. Remote Sensing*, Vol. 80, 231–248, 1992.
- Vermote, E. *et. al.* : Atmospheric correction of visible to middle infra-red EOS-MODIS data over land surfaces : background, operational algorithm, and validation, *J. Geophys. Res.*, Vol. 102, No. D14, 17131–17142, 1997.
- Ware, *et.al.* : GPS sounding of the atmosphere from low orbit, *Bull. Am. Meteor. Soc.*, Vol. 77, 19–40, 1996.
- West, E. R. *et.al.* : Laboratory measurement of mineral dust scattering phase function and linear polarization, *J. Geophys. Res.*, Vol. 102, No. D14, 16871–16882, 1997.

2 大気補正に利用されるソフトウェアの紹介

この章では、大気補正および大気観測に用いられる放射伝達アルゴリズムについて簡単に述べる。とくに放射伝達アルゴリズムとして、現在もっとも一般的に用いられている AFGL(Air Force Geophysics Laboratory,USA) の LOWTRAN、MODTRAN、Laboratoire d'Optique Atomosphérique(France) の 6S について紹介する。

2.1 放射伝達コードLOWTRAN,MODTRANの紹介

2.1.1 LOWTRANとMODTRANの沿革

LOWTRANとMODTRANの沿革について簡単に述べる。

A) LOWTRAN

1970年代の初期にアメリカ空軍ケンブリッジ研究所(Air Force Cambridge Reserach Labratory)によって、コンピュータ計算による大気放射伝達アルゴリズムの開発が始まり、1972年にはLOWTRAN2としてLOWTRANコード(The Low Resolution Transmittance Code)が初めて公開された [Selby and McClatchey, 1972]。その後、アルゴリズムの改良などが行われ、LOWTRAN7バージョンまでになった [Kneizys, Shettle, et. al., 1980; Kneizys, Shettle, et.al., 1983; Kneizys, Shettle, et.al., 1988]。スペクトル分解能は、 2 cm^{-1} であり、短波長から長波長までの計算を行うことができる。また、球形屈折、太陽と月の放射源関数、および、散乱(Rayleigh、Mie、単一、多重)、省略時設定プロファイル(ガス、エアロゾル、雲、霧、雨)のデータベースを備えているが、層状大気プロファイルデータを入力することも可能である。放射伝達計算には、2-streamアルゴリズムを使用している。

B) MODTRAN

MODTRAN(The Moderate Resolution Transmittance)コードはAFGL(Air Force Geophysics Laboratory,USA)により開発されたもので、LOWTRAN7よりも高スペクトル分解能が必要になったため開発された [Berk, Bernstein, et.al., 1989; Anderson, Chetwynd, et.al., 1993; Anderson, Chetwynd, et.al., 1994]。主に 2 cm^{-1} の分解能(紫外線では 20 cm^{-1} 分解能)をもち、0から $50,000\text{ cm}^{-1}$ までの波数に対する大気の透過率および放射輝度を計算する。また、MODTRANは分子のバンドモデルのパラメータ化を除き、LOWTRAN7がもつ全てのデータベースを引き継いでいる。また、MODTRANでは新しくdiscrete-ordinate-method (DISORT)多重散乱アルゴリズム [Stammes, Tsay, et.al., 1988]が導入された。

MODTRAN3.7が最新バージョンである。MODTRAN3にはこのバージョン以外に3.1、3.5があるが、これらはデータベースやアルゴリズムの改良が行われたものである。現在はMODTRAN4が開発中である。

2.1.2 入力パラメータ

MODTRAN3はLOWTRANを基にしているため、両者の入力パラメータにはある程度の互換性があり、相違点は新しく導入されたパラメータである。改訂版毎にも新しい入力パラメータが導入されているため、版により入力パラメータは違うことになる。ここでは、MODTRAN3.1の入力パラメータについて述べる。しかし、これらのパラメータは、本報告で述べる大気補正を主目的とするものであり、利用目

的によっては、不必要なものや追加しなければならないものもあるが、それには触れないことにする。本報告で述べる例では、晴天の千葉上空を想定している。

MODTRAN3 では、入力パラメータは tape5 というファイル名で取り扱われる。その tape5 は、大きく分けて5つのカードから成り、それらカードには、それぞれオプションが用意されている。選択されたパラメータによりそれぞれのオプションカードへ分岐される。したがって、使用環境にあったカードを作成しなければならない。これらは1行で1カード(1カード当たり最大80字)で記述される。

実際にMODTRAN3を実行する場合、入力パラメータを決まった書式でtape5に作成しなければならない。書式を間違えると、MODTRAN3はエラーを起し、強制終了する。本報告で示す書式は、FORTRAN形式である。

カード1： 基礎となる地理的、気象的条件等入力する。

入力パラメータ： LMODTRN、MODEL、ITYPE、IEMSCT、IMULT、M1、M2、M3、M4、M5、M6、MDEF、IM、NORPT、TBOUND、SALB

書式： L1,I4,12I5,F8.3,F7.2

LMODTRN： MODTRAN 計算を行うか、LOWTRAN 計算を行うかの設定。T を選択すれば、MODTRAN が実行される。

MODEL： 中緯度夏、冬などの地理的な8条件(0～7)を入力。これによりその条件に合った気象プロファイルが適用される。7を選択した場合、ユーザー定義の気象プロファイルデータ(高度、気温、気圧、水蒸気量、エアロゾル消散係数等々)を入力することができる(オプションカード2Cが必要)。

ITYPE： 大気の経路を指定する。通常2(2点間の鉛直または斜め経路)を選択。

IEMSCT： 計算方式を指定する。通常2(太陽・月の単散乱放射輝度を含む放射輝度の計算)を選択。

IMULT： 多重散乱を行うかどうかの選択。通常1(多重散乱の計算を行う)を選択。

M1～M6： エアロゾル消散係数を除く気象プロファイルデータの変更・追加設定を行う。これらのパラメータは、それぞれ、気温、気圧、水蒸気量、オゾン、メタン、亜酸化窒素、一酸化炭素である。これらのパラメータの設定は、0か空白またはMODEL設定1～6で指定される。ITYPEが0か空白であれば、MODELで指定された省略時のプロファイルが設定され、1～6であれば、そのMODEL設定でのプロファイルが設定される。

MDEF 通常は0か空白または1を指定。2を指定した場合、重い分子を指定できる。

IM : 次の計算にはじめに読み込んだMODELデータを用いるか、ユーザ指定のデータに初期化するかを指定。ユーザ指定 (MODEL=7) を利用する場合は、1を指定する。

NORPT : 出力データ (tape6、tape7、tape8) の出力形式。通常1を選択。

TBOUND : 地表面温度 (K) の指定。これは、IEMSCTに1または2を選択した場合のみ意味を持つ。省略時は、組み込みデータを使用。

SALB : 地表面反射率の指定。負の整数 (-1~9) を指定することによって、用意されている反射率データを用いることになるが、通常0.2を使用する。

カード1a: MODTRANから導入されたカード。多重散乱、太陽スペクトル、二酸化炭素混合比に関する設定を行う。通常は、LDISORTとISTRMだけで十分である。

入力パラメータ : LDISORT、ISTRM、LSUN1、ISUN、CO2MIX

書式 : L1,I4,L1,I4,F10.3

LDISORT : TかFを選択。Tであれば、discrete-ordinate-method (DISORT) 多重散乱アルゴリズムが使用される。Fであれば、Isaacs two-stream アルゴリズムで計算される。

ISTRM : ストリーム数を指定 (2、4、8、16)。2を選択すれば、Isaacs two-stream アルゴリズムを使用。

LSUN1 : TかFを選択。Fであれば、MODTRAN標準の拡張太陽スペクトルデータが使用される。Tであれば、 1 cm^{-1} 刻みの太陽スペクトル sun2 データが使用される。

ISUN : LSUN1がTである場合に必要。sun2データにかける三角スムージングフィルターの幅を指定 (2以上)。単位は、 cm^{-1} 。

CO2MIX : 二酸化炭素混合比 (単位は、ppmv) の変更。省略時は330 ppmv。現在提唱されている値 (1995年) は355~360 ppmv である。

カード2: 具体的なエアロゾルモデルや気象条件等を設定する。

入力パラメータ : IHAZE、ISEASN、IVULCN、ICSTL、ICLD、IVSA、VIS、WSS、WHH、RAINRT、GNDALT

書式 : 6I5,5F10.3

IHAZE: 標高 0~2km までのエアロゾルモデルを設定 (0~10)。エアロゾルモデルは、RURAL、MARITIME、URBAN、TROPOSPHERIC、FOG1、FOG3、DESERT である。通常は、URBAN(5) を使用する。

ISEASN: 標高 2~10 km までのエアロゾルモデルを設定 (0~2)。IHAZE による省略時設定の使用 (0)、春夏モデル (1)、秋冬モデル (2) を設定。

IVULCN: 標高 10~100 km までのエアロゾルモデルを設定 (0~8)。これは、火山性エアロゾルに関する設定で、通常は、0 もしくは 1(背景成層圏プロファイル) を使用する。

ICSTL: エアマス特性。1(海洋性) から 10(大陸性) までの値を設定。IHAZE=3 の場合有効。通常は指定しない。

ICLD: 雲に関する設定。通常は指定しない。

IVSA: Army Vertical Structure Algorithm (VSA) の設定。1 は使用、0 は不使用。通常は指定しない。

VIS: 地上視程 (単位は km)。IHAZE 設定時に地上視程は決められるが、この設定が指定された場合は、この値を使用する。省略時は、IHAZE 設定に従う。2,5,10,23,50 km の基本となるデータが組み込まれている。

WSS: 現在の風速を指定。IHAZE=3、IHAZE=10 の時有効。通常は指定しない。

WHH: 24 時間平均風速を設定。IHAZE=3 の時有効。通常は指定しない。

RAINRT: 降水量の設定。通常は指定しない。

GNDALT: 地表面の海拔 (単位 km) を設定。

もし、MODEL=0 または 7 が設定された場合は、ここで、カード 2C、2C1、2C2、2C3 を設定しなければならない。

カード 2C: このカードは、大気層の数と次に読み込むカードの指定を行う。

入力パラメータ: ML、IRD1、IRD2、TITLE

書式: 3I5,18A4

ML: 大気層の数を指定。最大 34。

IRD1: カード 2C2 を読む場合は 1、読まない場合は 0 を指定。

IRD2: カード 2C3 を読む場合は 1、読まない場合は 0 を指定。

TITLE: タイトルを指定するようになっているが、特に意味はないので、設定しなくてよい。

カード 2C1: 各大気層の気圧、気温、空気分子量を指定する。このカードの次にカード 2C2、カード 2C3 を設定。これを 1 セットとすると、ML セットが必要になる。IRD1、IRD2 で読まないで指定されたカードは作成しないこと。パラメータを空白にした場合、そのパラメータは、省略時設定のデータに置き換えられる。高度以外の単位は JCHAR で指定される。またこのパラメータで省略設定も決定できる。

入力パラメータ: ZMDL、P、T、WMOD(1-12)、JCHAR(1-14)、JCHARX
書式: F10.3,5E10.3,15A1,1X,A1

ZMDL: 大気層境界の高度 (単位は km)。必ず 0km から始まることが決まり。

P: 気圧。

T: 気温。

WMOD(1): H₂O

WMOD(2): CO₂

WMOD(3): O₃

JCHAR(1-14): 単位、MODEL(1~6) による大気の設定。単位は、必ずユーザ定義のデータを指定しなければならない。空白のデータに対しては、このパラメータで示される大気プロファイルデータが適用される。通常、これらすべての値は、夏であれば 2 を冬であれば 3 を設定する。

JCHARX: 重い分子に関する設定。これは設定しない。

カード 2C2: 残りの空気分子量の設定。

入力パラメータ: WMOD(4-12)

書式: 8E10.3

WMOD(4-12): H₂O, CO, CH₄, O₂, NO, SO₂, NO₂, NH₃, HNO₃ それぞれ気体分子含有量。

カード 2C3: このカードでは、消散係数、水蒸気量、降水率を指定する。

入力パラメータ: AHAZE、EQLWCZ、RRATZ、IHA1、ICLD1、IVUL1、ISEA1、ICHR1

書式: 10X,3F10.3,5I5

AHAZE : ZMDLにおける波長 $0.55 \mu\text{m}$ の消散係数 (単位は km^{-1}) を設定。

EQLWCZ : ZMDLにおける含水比 (単位は mg/m^3) を設定。これは雲または霧モデルに使用される。これは特に設定する必要はない。

RRATZ : ZMDLにおける降水率。これも設定しない。

IHA1 : IHA1、ICLD1、IVUL1はどれか一つが適用される。一つ以外は、0にしなければならない。IHA1は、ZMDLにおける消散係数を IHAZE で指定したプロファイルに設定する。もし AHAZE が設定されていれば無視される。0~5 km までの範囲。

ICLD1 : これは、ICLD モデルを指定。このパラメータは設定しない。

IVUL1 : これは、IVULCN モデルを指定。10~100 km までの範囲。

ISEA1 : ZMDLにおけるエアロゾルの季節モデルを指定。2~30 km の範囲に適用できる。IHA1 と同時に設定することができる。

ICHR1 : これは無視して、0 を設定。

カード 3: このカードで目標物と観測点の位置情報を設定する。設定方法に多くの組み合わせがあるので、ここでは、本研究で使用しているパラメータについてのみ述べる。述べないパラメータは空白にする。

入力パラメータ : H1、H2、ANGLE、RANGE、BETA、R0、LEN

書式 : 6F10.3,I5

H1 : 人工衛星 (観測点) の高度 (km) を設定。大気が存在する高度は 100 km であるため、通常は、100 km とする。

H2 : 地表面 (目標物) の高度 (km)。0 km に設定。

ANGLE : 観測点から目標物までの天頂角。人工衛星に届く光量を計算する場合、通常 180 度にする。

R0 : 地球の半径 (km)。空白にすることにより、MODEL によって規定された値が採用される。Midlatitude Summer/Winter では、6371.23 km である。

LEN : 光路の種類を指定。1 の場合は大気の周縁観測における計算として利用される。通常は、0 を使用。

カード 3A1: このカードは IEMSC=2 とした場合に必ず指定しなければならない。カード 3A1 は次に読み込まれるカード 3A2 の設定とエアロゾル位相関数、ジュリアン日、光源の設定を行う。

入力パラメータ：IPARM、IPH、IDAY、ISOURC

書式：4I5

IPARM：カード3A2の設定。通常2を設定。それ以外の設定に対応するカード3A2の詳細については述べない。

IPH：位相関数データの設定(0~2)。0は、Henyey-Greenstein位相関数を用いる。1は、ユーザ定義の位相関数を使用する。2は、MODTRANで用意されている位相関数を使用する。通常は2を選択。

IDAY：ジュリアン日を設定。1月1日を1日、2月1日を32日とする。

ISOURC：太陽を光源とするなら0を選択。月を光源とするなら1とする。

カード3A2: このカードはカード3A1によって設定する内容が異なるため、上記のカード3A1に対応する設定を示す。

入力パラメータ：PARM1、PARM2、PARM3、PARM4、TIME、PSIPO、ANGLEM、G

書式：8F10.3

PARM1: 衛星-目標物と目標物-太陽の相対方位角。直下観測 (ANGLE=180) を仮定する場合は、方位角による依存性はないので、適当な値でよい。例えば、0度に設定する。

PARM2：太陽天頂角。

PARM3,PARM4,TIME,PSIPO,ANGLEM,G：空白。

カード4: カード4は、スペクトルの範囲を指定する。単位は cm^{-1} である。

入力パラメータ：IV1、IV2、IDV、IRES

書式：4I10

IV1：整数で表された整数で表された始まりの波数。実際に使用する値は、人工衛星の応答関数で示される波長幅に設定する。

IV2：整数で表された整数で表された終わりの波数 (IV1,IV2)。この値もIV1と同様に設定する。

IDV：波数の刻み幅 (整数、最大50)。通常は、40を設定。

IRES : 三角スリット関数の幅。これは光量の積分に用いられる。この値が適切でない場合、正確な答えが得られない。無難な設定は、IDV と同じ値を使用する。

カード 5: MODTRAN 計算を反復計算するかどうかを設定する。

入力パラメータ : IRPT

書式 : I5

IRPT : 通常は 0(終了) を設定する。同じ条件で人工衛星センサのバンドを変更するだけの場合は、4 を設定する。4 を設定した場合は、このカードの後に、カード 4、カード 5 を作成する必要がある。

以上、各カードについての設定を記した。ここで、上の説明にほぼ沿った簡単な例を示す。


```

53: 3.675 33333333333333
54: 5 2
55: 3.825 33333333333333
56: 5 2
57: 5.000 33333333333333
58: 5 2
59: 7.000 33333333333333
60: 5 2
61: 10.000 33333333333333
62: 5 2
63: 20.000 33333333333333
64: 5 2
65: 30.000 33333333333333
66: 0 2
67: 50.000 33333333333333
68: 0 2
69: 70.000 33333333333333
70: 0 2
71: 100.000 33333333333333
72: 0 2
73: 100.0 0.0 180.0
74: 2 2 339 0
75: 67.104
76: 14184 17467 40 40
77: 0

```

2.1.3 放射伝達アルゴリズム

ここでの内容は、可視・近赤外域の光に限定しているが、放射伝達アルゴリズムは、この範囲に限定されない。放射伝達アルゴリズムとは、ある波長の光がある大気層を通過するときのエネルギー収支を求める手法である。一般に Chandrasekhar(1960)によって求められた放射伝達式が基になっており、求める波長範囲によってさまざまな近似式が導出されている。放射伝達式の計算の複雑さと計算時間の増大を防ぎ、より正確な答えを求めるために、1960年代から 2-stream 放射伝達近似アルゴリズムが研究されてきた。これらの研究は、霧と雲による惑星アルベドの効果 [Sagan and Pollack, 1967; Liou, 1973, 1974; Lyzenga, 1973]、不均質な混濁大気を通過する太陽放射 [Shettle and Weinman, 1973]、全球気象モデル [Weare and Snell, 1974; Temkin, Weare et. al., 1975]、エアロゾルの気象への効果 [Rasool and Schneider, 1971; Coakley and Chylek, 1975] 等である。これらの手法の相違点は、単純化された定義式の係数の求め方の違いである。代表的な 7つの 2-stream 手法の比較 [Meadow and Weaver, 1980] において、2-stream 手法は、太陽天頂角 μ_0 が 0 度付近で誤差が大きくなる傾向が示されている。その中で Hybrid modified Eddington-delta function が最もその誤差が小さく、かつすべての太陽天頂角 ($0 \leq \mu_0 \leq 1$) において理想的な数値解が求められた。LOWTRAN と MODTRAN はその Hybrid modified Eddington-delta

function を使用している。

A) 2-stream 手法

通常、散乱・吸収物質により光のエネルギーは減少するが、散乱されたエネルギーが伝達方向に加わることによってその分エネルギーが増加する。その成分が放射源関数と呼ばれる。2-stream 手法は、この放射源関数を数値解析によって求める。これを簡単に述べると、光の伝達において光の進行方向を方位角に対して半球積分することにより上下の2方向(2-stream)の1次元空間に限定して計算を行う手法である。前述のとおり、2-stream 手法にたいして、単純化された近似解の係数を導き出す研究が行われてきた。それらを列挙すると、Eddington 法、Modified Eddington 法、Quadrature 法、Modified quadrature 法、Hemispheric constant 法、Delta function 法、Hybrid modified Eddington-delta function 法である。それぞれの違いは、後述の近似解の係数 $\gamma_1 \sim \gamma_4$ の導き方である。2-stream 手法の利点は、計算を単純化しかつ計算時間を短縮できることである。しかしその反面、近似による誤差を免れることはできない。ここでは、LOWTRAN と MODTRAN で使用されている、誤差の比較的小さい Hybrid modified Eddington-delta function について簡単に述べる。

2-stream 手法は、上下方向の拡散透過成分 I^\pm を次のように定義し、放射過程を単純化している。ここで、上方向を正、下方向を負の上付き添え字で示してある。

$$\frac{dI^+}{d\tau} = \gamma_1 I^+ - \gamma_2 I^- - \pi F \omega_0 \gamma_3 e^{-\tau/\mu_0} \quad (2.1)$$

$$\frac{dI^-}{d\tau} = \gamma_2 I^+ - \gamma_1 I^- + \pi F \omega_0 \gamma_4 e^{-\tau/\mu_0} \quad (2.2)$$

ここで、 ω_0 は単散乱アルベド、 τ は光学的厚さ、 μ_0 は太陽天頂角の余弦、 πF は大気上端での太陽光の放射照度である。Hybrid modified Eddington-delta function では、 γ_1 から γ_4 までの係数は次のように与えられる。ただし、 g はエアロゾルの散乱における非対称性パラメータである。(2.1)、(2.2) 式はそれぞれ、 $d\tau$ 内での上方向、下方向収支であり、 $d\tau$ 内の上下方向の拡散成分と太陽光の入射によって決まる。そして、係数については、

$$\gamma_1 = \frac{7 - 3g^2 - \omega_0(4 + 3g) + \omega_0 g^2(4\beta_0 + 3g)}{4(1 - g^2(1 - \mu_0))} \quad (2.3)$$

$$\gamma_2 = \frac{1 - g^2 - \omega_0(4 - 3g) - \omega_0 g^2(4\beta_0 + 3g - 4)}{4(1 - g^2(1 - \mu_0))} \quad (2.4)$$

$$\gamma_3 = \beta_0 \quad (2.5)$$

$$\gamma_4 = 1 - \gamma_3 \quad (2.6)$$

$$\begin{aligned} \beta_0 &= \frac{1}{2\omega_0} \int_0^1 p(\mu_0, -\mu') d\mu' \\ &= 1 - \frac{1}{2\omega_0} \int_0^1 p(\mu_0, \mu') d\mu', \end{aligned} \quad (2.7)$$

$$p(\mu, \mu') = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} p(\mu, \phi; \mu', \phi') d\phi \quad (2.8)$$

で示される。ここで、 ϕ は方位角、 $p(\mu, \phi; \mu', \phi')$ は方向 (μ', ϕ') から方向 (μ, ϕ) への散乱の位相関数である。境界条件、大気上端 $\tau = 0$ での下方向拡散透過成分は $I^-(0) = 0$ である。また、地表面 $\tau = \tau'$ では、地表面反射率が ρ である場合、 $I^+(\tau') = \rho I^-(\tau')$ である。

(2.1)、(2.2)式で表される I^\pm から、加算法 [Isaacs, Wang, 1987]を用いて実際のフラックスプロファイルを求める。まず、ある層における反射率と透過率は、それぞれ、

$$R = \frac{F^+}{\mu_0 \pi F}, \quad (2.9)$$

$$T = \frac{F^-}{\mu_0 \pi F} + \exp(-\tau/\mu). \quad (2.10)$$

で定義される。層 N と層 $N-1$ の境界における上向きおよび下向きのフラックスは

$$F_N^+ = \frac{{}^1F_N^+ + {}^1F_{N+1}^- R_N^+}{1 - R_N^+ R_{N+1}^-} \quad (2.11)$$

$$F_{N-1}^- = \frac{{}^1F_{N+1}^- + {}^1F_N^+ R_{N+1}^-}{1 - R_N^+ R_{N+1}^-} \quad (2.12)$$

で与えられる。ここで、 ${}^1F_N^+$ 、 R_N^+ は独立した2層 $(N, N+1)$ を合成したときのの上向きフラックスと反射で、これらは N と $N-1$ 層の拡散透過フラックスから次のように計算される。

$${}^1F_N^+ = F_N^+ + \frac{T_N({}^1F_{N-1}^+ + F_N^- R_{N-1}^+)}{1 - R_N R_{N-1}^+} \quad (2.13)$$

$$R_N^+ = R_N + \frac{R_{N-1}^+ T_{N+1}^2}{1 - R_N R_{N-1}^+} \quad (2.14)$$

同様に、 $N+1$ と N 層について、 ${}^1F_N^-$ 、 R_N^- が求まる。

(2.2)から(2.14)式までを用いて、大気パラメータを仮定して解析を行なった。単散乱アルベド $\omega_0 = 0.9$ 、非対称性パラメータ $g = 0.75$ 、地上視程 $V = 20\text{km}$ 、太陽天頂角 $\theta_s = 30$ 、観測天頂角 $\theta_o = 0$ とし、地表面反射率を0から1まで変化させたときに、各大気層から上向き拡散フラックス F^+ へ加わる増加成分をFig.2.1に示した。この各成分を積分することによって、大気上端での拡散透過フラックス(光路輝度)が求まる。Fig.2.1から分かるように、大気上端の拡散透過フラックスはほぼ4km以下の大気層によって決まる。また、地表面反射率が低い場合には寄与最大となる層も存在する。エアロゾルによる散乱を取り扱う上でエアロゾルプロファイルが重要になることが分かる。

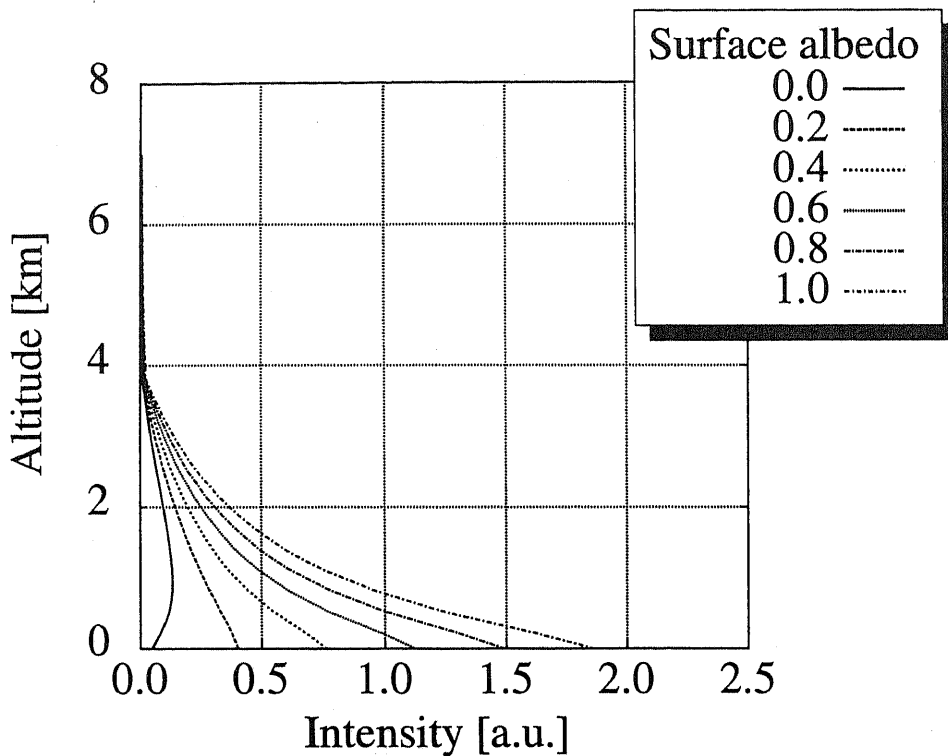


Fig. 2.1: Increasing components of upward diffusive flux at the each of atmospheric layers.

B) 層状大気

tape5の説明で述べたように、LOWTRAN、MODTRANは、シュミレーション計算を行う上での膨大なデータベース(太陽スペクトル、気温、気圧、気体分子、エアロゾル等)をもっている。ここでは、エアロゾルに関わる因子である、消散係数プロファイルとエアロゾルモデルについて述べる。

エアロゾル消散係数プロファイルは、波長 $0.55 \mu\text{m}$ における消散係数(単位は km^{-1})が用意されている。エアロゾルモデルは、47波長(うち可視・近赤外域は5波長)に対する消散係数スケールファクター、吸収係数、非対称性パラメータの3つと、それぞれ4つの相対湿度に対する参照データが用意されている。消散係数スケールファクターは、波長依存性を示す消散係数を波長 $0.55 \mu\text{m}$ における値を1とするように規格化されたものである。したがって、消散係数プロファイルとエアロゾルモデルによって決められた消散係数スケールファクターを乗ずることにより、各波長における消散係数プロファイルが求められる。LOWTRAN、MODTRANは共に最大34層の大気層を取り扱うように設定されているが、これは開発当時の計算機性能により決められたものであり、2-stream手法自体に34層分割という制限があるのではない。しかし、LOWTRANとMODTRANは34層であることを前提にデータベースを作成しているため、最大分割数を増やすための努力は容易ではない。そして、最大34層としているために、省略時設定では、対流圏(1~10 km)は1 km刻みで扱わ

れる。

エアロゾル消散係数プロファイルの決定については、Fig.2.2(a)に示した。0~5 kmはIHAZEまたはVIS、2~30 kmはISEASN、10~100 kmはIVULCNにより消散係数プロファイルが決定される。0~5 kmについては、VISが省略されると、IHAZEの省略時設定が適用される。エアロゾルモデルの決定は、Fig.2.2(b)に示すように4層に分けられ、それぞれ0~2 kmはIHAZE、2~10 kmはTropospheric aerosol、10~30 kmはIVULCN、30~100 kmはMeteoric dust aerosolである。Tropospheric aerosolとMeteoric dust aerosolは単体のエアロゾルモデルであり、tape5の設定によらない。

モデルでは、地上視程VISによって消散係数プロファイルが決定されるため、設定によって異なるが、消散係数の全体量を示す光学的厚さと地上視程の間には1対1の関係が成り立つ。spring/summer設定における両者の関係をFig.2.3に示す。Fig.2.3から、VISと光学的厚さは、ほぼ反比例の関係であることが分かる。モデルプロファイルを用いる場合、光学的厚さからVISを求めることが可能である。晴天の場合のエアロゾル光学的厚さは0.5よりも小さいので、通常の設定では、 $VIS > 13 \text{ km}$ である。spring/summer設定での目安として、地上視程と光学的厚さの関係は、 $VIS = 2 \text{ km} \leftrightarrow \tau = 2.610$ 、 $VIS = 5 \text{ km} \leftrightarrow \tau = 1.177$ 、 $VIS = 10 \text{ km} \leftrightarrow \tau = 0.680$ 、 $VIS = 23 \text{ km} \leftrightarrow \tau = 0.331$ 、 $VIS = 50 \text{ km} \leftrightarrow \tau = 0.167$ である。

通常、対流圏の下層(約4 km以下)には、混合層と呼ばれるよく混合された大気層が存在する。この混合層の高度は温度環境と密接に関係しており、夜間や日の出前や冬期に混合層高度は低く、観測によってもその構造をはっきりと捕らえることができる。その高度は約数100 m~4 kmである。LOWTRAN、MODTRAN (3.1バージョン)では、VISによって混合層内の消散係数を決定しているが、混合層高度を1 kmに限定している。そして、 $2 > VIS > 10 \text{ km}$ では、混合層がはっきりと現れているが、 $10 > VIS > 50 \text{ km}$ はその構造が消滅していくようになっている。しかし、実際の観測において、混合層内とその層を超えた高度の消散係数を比較すると、光の波長によって絶対量は違うが、晴天時の比較的清浄な大気であっても約10数倍の差となり、混合層の存在を確認することができる。また、混合層内の大気はよく混合され、消散係数が一定であると仮定されるが、実際の消散係数プロファイルの変動は大きく一定ではない。つまり、大気で重要な役割を持つ混合層内の大気情報をより詳しく取り扱う必要がある。これを踏まえて、我々の通常解析はモデルを使用する場合は、34層大気のうち4 kmまで26層(約150 mきざみ)、残りの100 kmまでを8層に分けて行っている。

C) エアロゾルモデル

前節で述べたが、ここで改めてLOWTRAN、MODTRANで使用されるエアロゾルモデルについて述べる。エアロゾルの光学的特性として表せるパラメータは、消散係数、吸収係数、非対称性パラメータ、位相関数である。ここでは、消散係数、非対称性パラメータ、位相関数について述べる。

先に述べたように、エアロゾルモデルの適用範囲はFig.2.2で示された4層であ

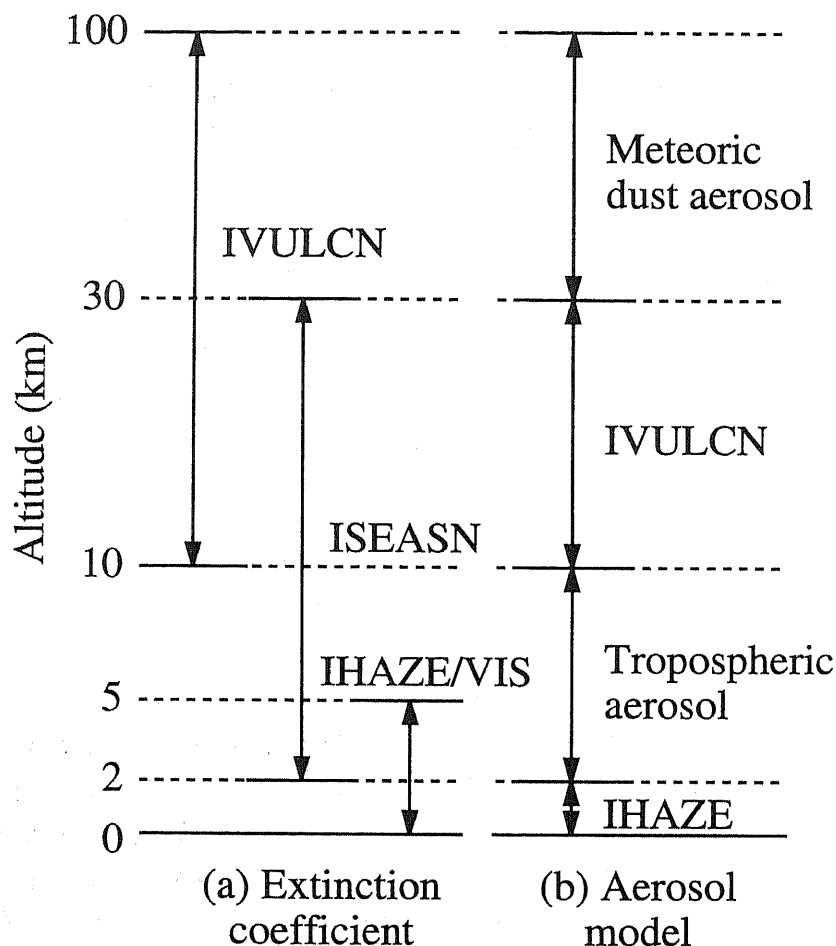


Fig. 2.2: Control parameters for (a) the aerosol extinction coefficient and (b) aerosol models.

る。対流圏では、都市型、海洋性、郊外型、対流圏エアロゾルであり、成層圏では、成層圏エアロゾルと隕石屑エアロゾルである。対流圏のエアロゾルモデルには、それぞれ相対湿度 0、70、80、90% に対するデータベースが用意されている。成層圏のエアロゾルには相対湿度に対するデータはなく、単一のモデルである。

まず、各エアロゾルモデルの消散係数について述べる。これらの消散係数データベースは、波長 $0.55 \mu\text{m}$ に対して規格化されたものである。その消散係数データを Fig.2.4 から Fig.2.8 に示した。都市型エアロゾル (Fig.2.4) は、相対湿度 0 から 80% まで波長依存性が強く、99% で依存性が緩やかになるエアロゾルである。海洋性エアロゾル (Fig.2.5) は、波長依存性が弱く、相対湿度に対してさらに波長依存性は小さくなる。対流圏エアロゾル (Fig.2.6) は、都市型エアロゾルよりも波長依存性が強く、相対湿度 99% においても強い傾向性を示している。成層圏エアロゾル (Fig.2.7) は紫外域において対流圏エアロゾルと異なるが、可視・近赤外域での依存性はほぼ同じ

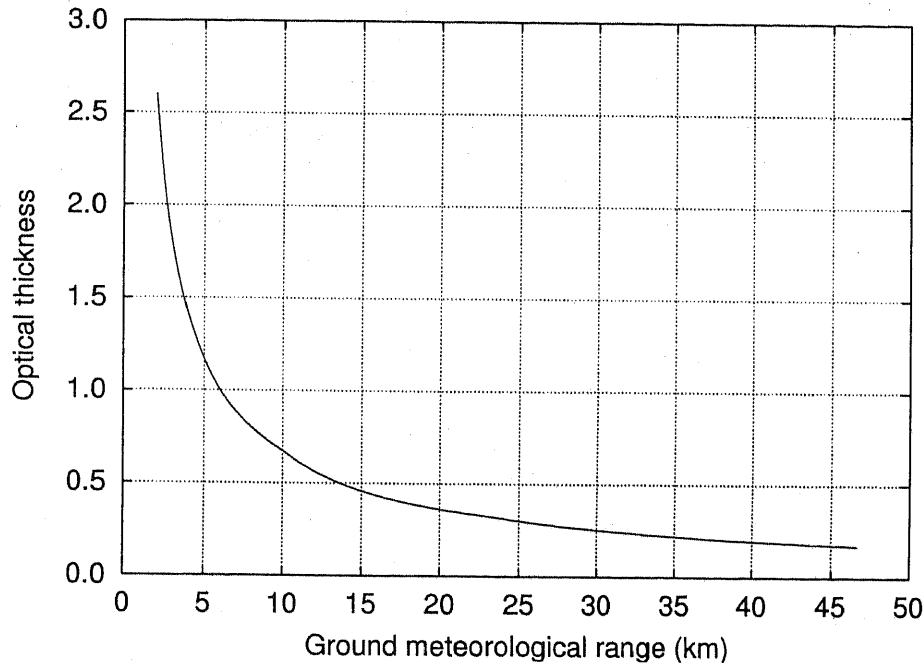


Fig. 2.3: Ground meteorological range (Visibility) dependence of optical thickness.

である。隕石屑エアロゾル (Fig.2.8) は最も波長依存性の少ないエアロゾルである。可視域から近赤外域までほぼ直線的に減少していることが分かる。

これらのデータから、ある程度のエアロゾルの特性が分かる。つまり、波長依存性が強い(傾きが大きい)ということは、そのエアロゾルの粒径が比較的小粒子の分布であり、逆に波長依存性が弱い場合は、比較的大粒子の分布である。

非対称性パラメータは、位相関数で重みづけられた散乱角の余弦 ($\cos \Theta$) の重み平均で、前方散乱の度合いを示すパラメータである (一般に g として表される)。つまり、

$$g = \frac{\int_{-1}^1 \cos \Theta p(\cos \Theta) d(\cos \Theta)}{\int_{-1}^1 p(\cos \Theta) d(\cos \Theta)} \quad (2.15)$$

で定義される。ここで、 Θ は散乱角、 $p(\cos \Theta)$ は位相関数である。このパラメータからある程度の散乱特性を把握することができる。例えば、完全前方散乱 $g = 0$ 、等方散乱 $g = 0$ 、完全後方散乱 $g = -1$ である。

エアロゾルの位相関数を求めるためには Mie 散乱理論を用いて計算しなければならない。Mie 散乱理論は複雑であり、エアロゾルの複素屈折率、粒径分布によってさまざまな位相関数が得られるために、単純な角度の関数として表すことが不可能である。しかし、 g をパラメータとして、位相関数を角度の関数として表すいくつかの近似式がある。その一つに Henyey-Greenstein 関数があり、これは、

$$p(\cos \Theta) = (1 - g^2)(1 + g^2 - 2g \cos \Theta)^{-3/2} \quad (2.16)$$

で定義される。Fig.2.9 に、非対称性パラメータ g を 0.60 から 0.90 まで 0.05 刻みで

変え、(2.16)式を用いて計算された位相関数 $p(\cos \Theta)$ を示した。この範囲の非対称性パラメータでは、非対称性パラメータの増加に対して、前方散乱強度が約10倍に増加、後方散乱が約10分の1に減少する。式の定義によって、散乱角に対して単調に減少、 $g = 1$ に近づくとつれ前方散乱強度が極度に増加するという性質がある。(2.16)式を用いることによって、簡単に位相関数を求めることができるが、実際の位相関数と比べると後方散乱において、明らかに違う形をしていることが容易に分かる。tape5-カード3A1のパラメータIPHで位相関数の設定ができることをカードの入力の説明で述べたが、我々の解析においては通常IPH=2、つまり、MODTRANで用意されている位相関数を用いる。この位相関数は、70種類のデータベースがあり、27波長(うち可視・近赤外域は6波長)、26モデルに対して対応するデータを割り当てている。対流圏内のエアロゾルは、消散係数エアロゾルモデルと同様である。MODTRANで用意されている位相関数データをFig.2.10からFig.2.14に示した。都市型エアロゾル(Fig.2.10)は相対湿度0、70、80%に対して同じ位相関数と90%の2種類が用いられている。それぞれの非対称性パラメータは、0.87と0.91である。海洋性エアロゾル(Fig.2.11)は相対湿度0、70%の時に非対称性パラメータは0.87、相対湿度80%で0.93、99%で0.95である。海洋性エアロゾルは、都市型より前方散乱が大きいことがわかる。対流圏エアロゾル(Fig.2.12)は相対湿度0、70%で非対称性パラメータ0.76、相対湿度80%で0.83、99%で0.86である。逆に対流圏エアロゾルは、都市型よりも前方散乱は小さい。成層圏エアロゾル(Fig.2.13)は単一モデル、非対称性パラメータは0.82である。これは、対流圏エアロゾルモデルの中間的な散乱特性である。流星屑エアロゾル(Fig.2.14)は成層圏エアロゾルと同様、単一モデルである。非対称性パラメータは0.87であり、前方散乱が多いことが分かる。粒径分布と非対称性パラメータからある程度の関係性を見出すことができる。それは、エアロゾルが大粒子に分布をもつ場合は前方散乱が増えるため、非対称性パラメータの値は大きくなる。逆に、小粒子に分布がある場合は、前方散乱成分が減少するので非対称性パラメータは小さくなる。この関係性は消散係数の波長依存性にも関わってくる。

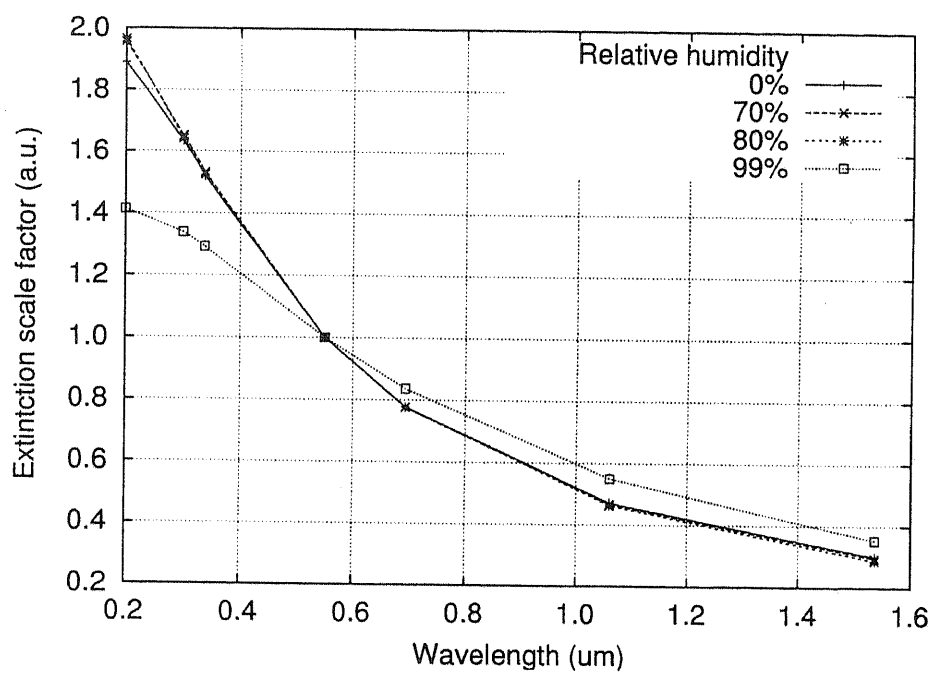


Fig. 2.4: Extinction coefficient factor for urban aerosol model.

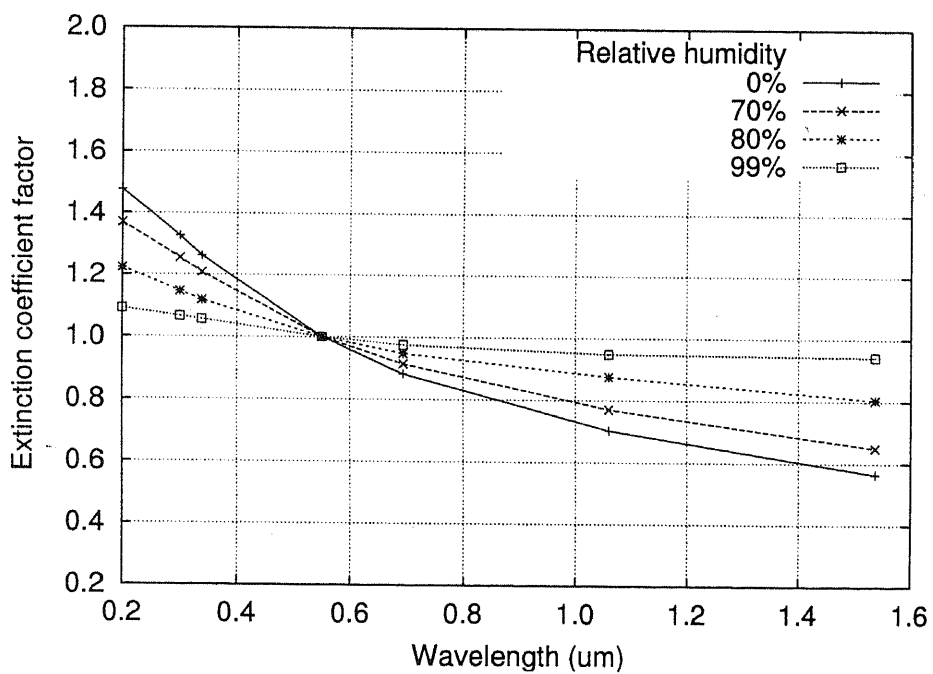


Fig. 2.5: Extinction coefficient factor for maritime aerosol model.

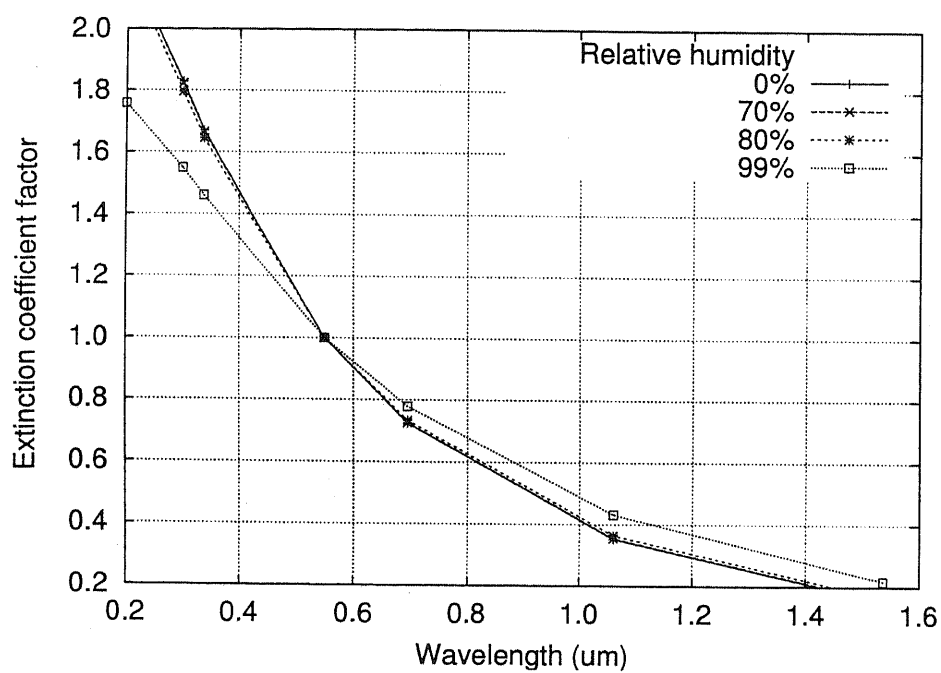


Fig. 2.6: Extinction coefficient factor for tropospheric aerosol model.

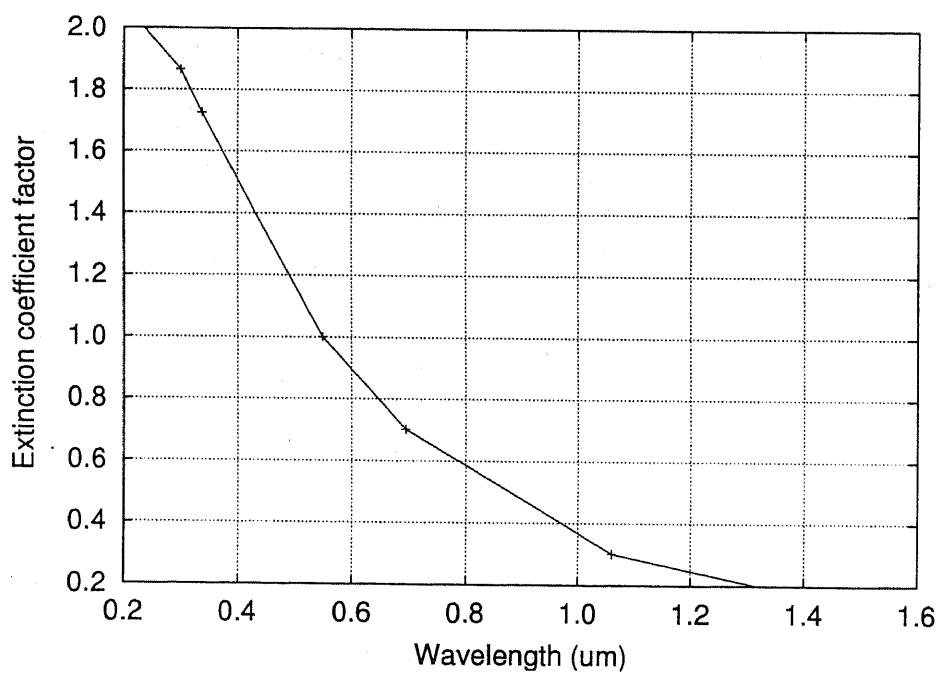


Fig. 2.7: Extinction coefficient factor for stratospheric aerosol model.

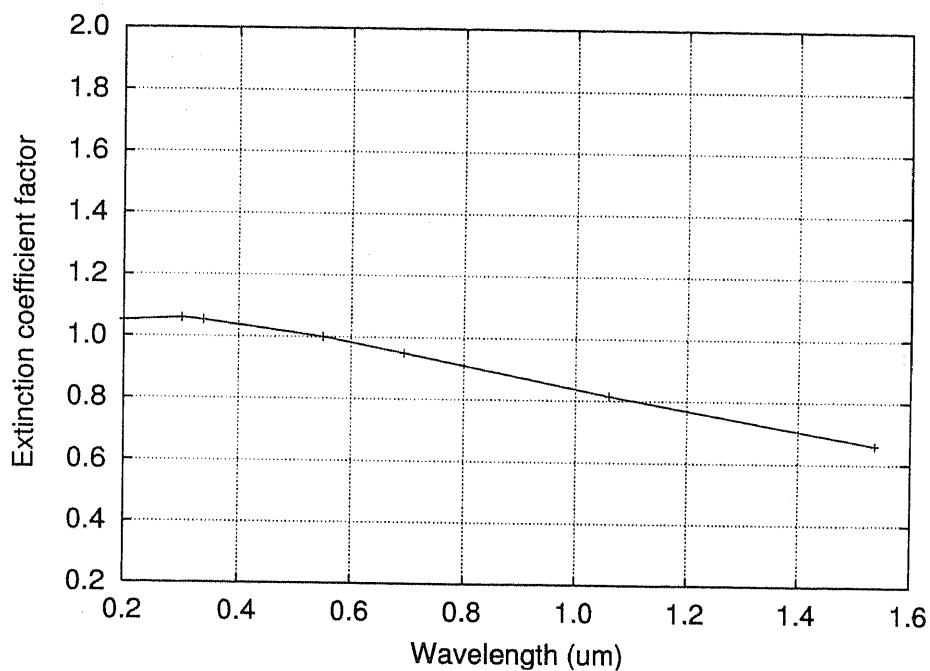


Fig. 2.8: Extinction coefficient factor for meteoric dust aerosol model.

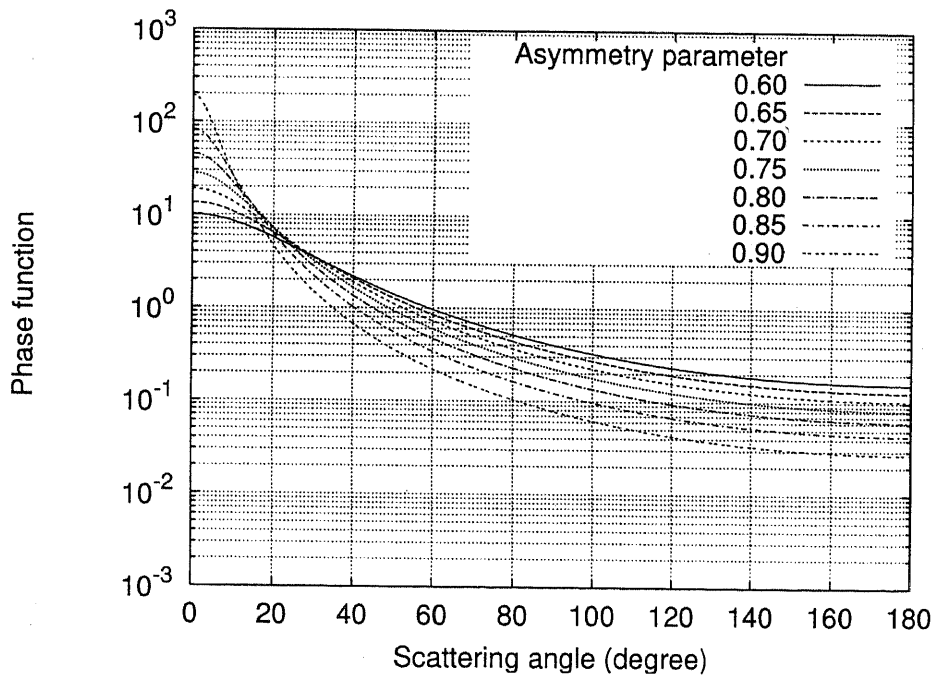


Fig. 2.9: Phase function derived from Henyey-Greenstein function.

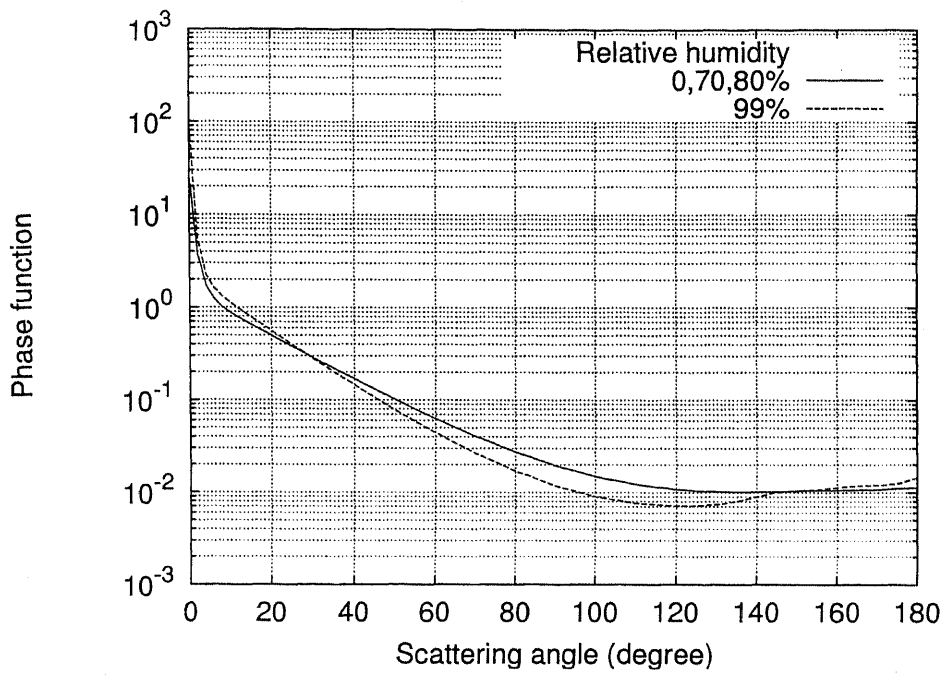


Fig. 2.10: Phase functions for urban aerosol model.

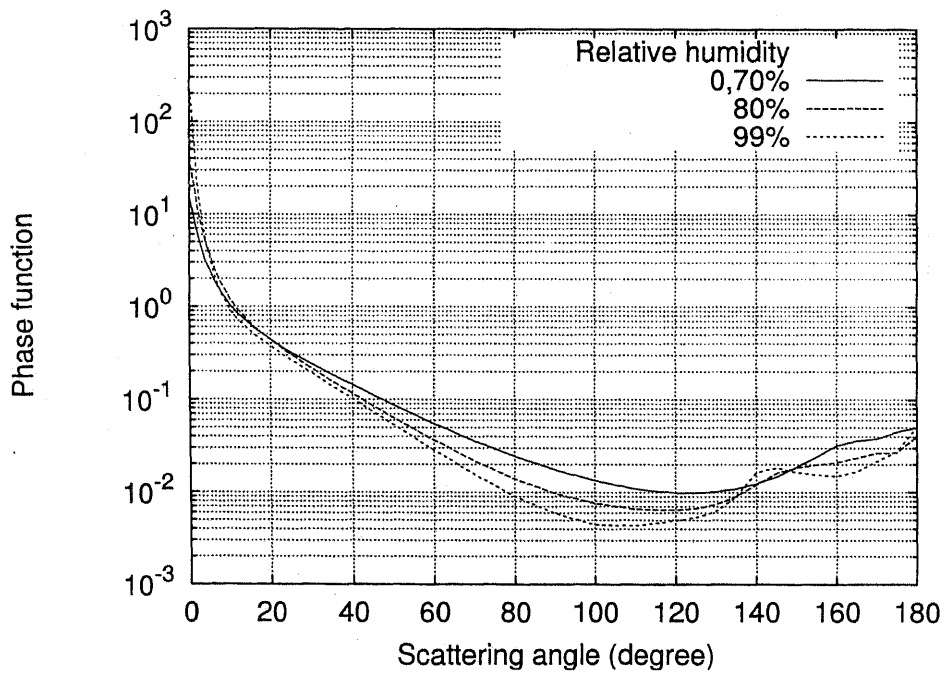


Fig. 2.11: Phase functions for maritime aerosol model.

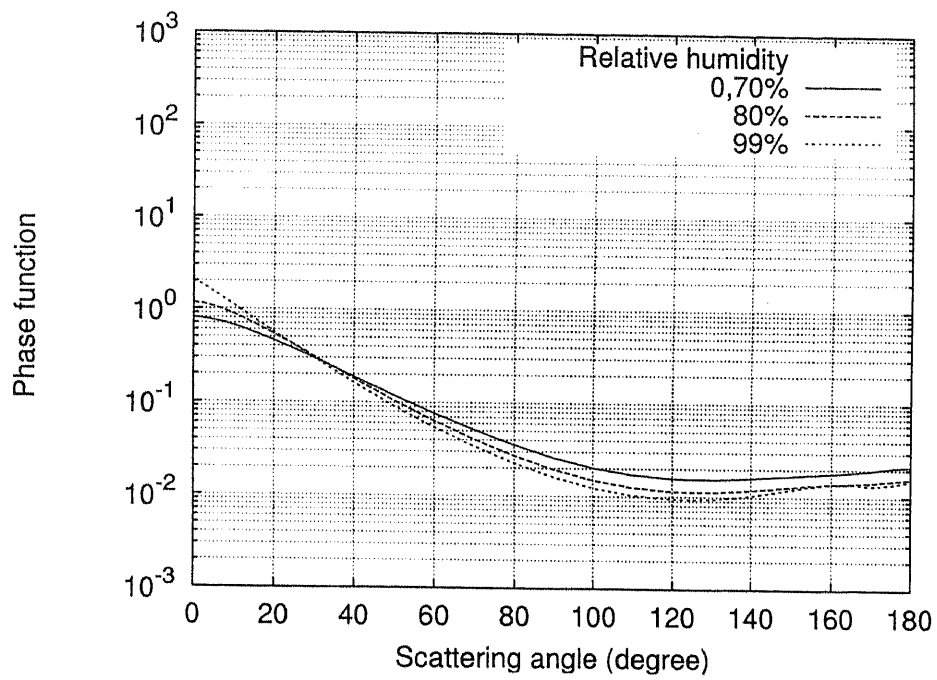


Fig. 2.12: Phase functions for tropospheric aerosol model.

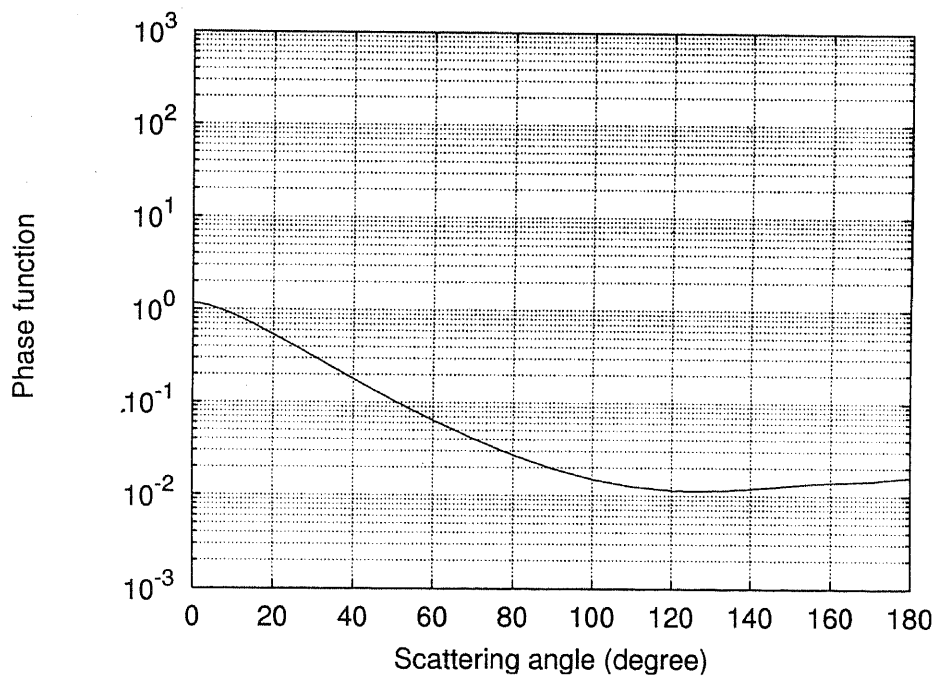


Fig. 2.13: Phase functions for stratospheric aerosol model.

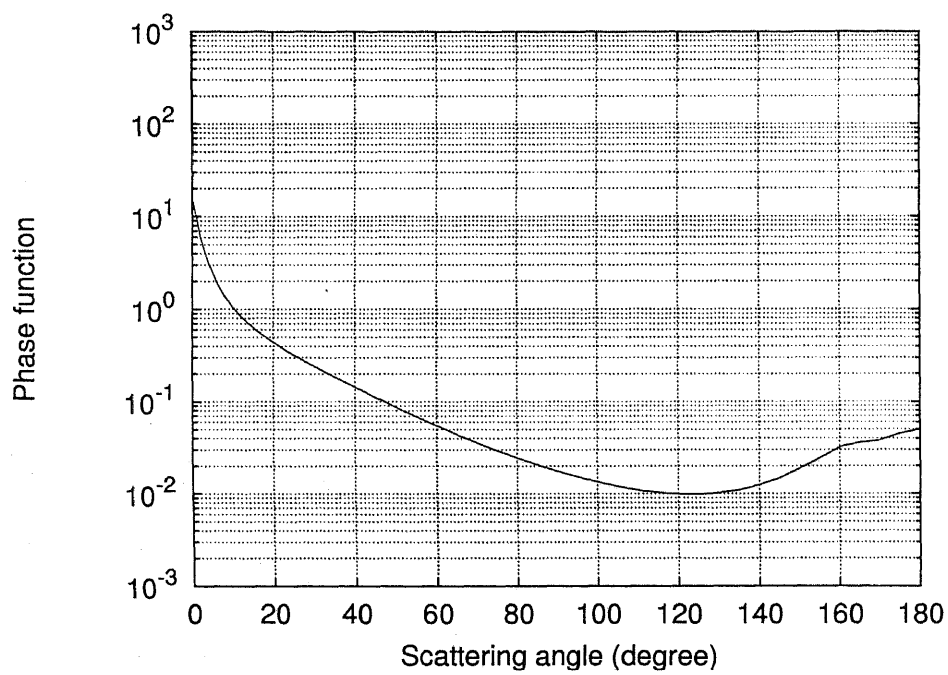


Fig. 2.14: Phase functions for meteoric dust aerosol model.

2.1.4 まとめ

LOWTRAN および MODTRAN について述べた。ここでは、我々が通常使用する MODTRAN3-v15 で採用されている入力パラメータ tape5 について説明した。限定された使用であるが、プロファイルデータを入力する場合において、十分活用できる。

放射伝達アルゴリズムにおいて、2-stream 近似手法は、LOWTRAN、MODTRAN 両者に使用されている。その 2-stream 近似手法の一つで、誤差が比較的小さい Hybrid modified Eddington-delta function についての計算手法を述べた。2-stream 近似は層状大気を仮定しているが、1次元上下方向のエネルギー収支について計算を行っているため、大気上端で観測されるエネルギーは、エアロゾル光学的厚さのみによって支配される。

LOWTRAN、MODTRAN はまた、大気を最大 34 層に分割することができる。省略時設定では、地上視程を設定することにより、 $0.55 \mu\text{m}$ における消散係数鉛直分布を決定する。エアロゾルモデルの設定は、大気を 4 層に分割して取り扱っている。LOWTRAN、MODTRAN で使用されるエアロゾル光学的パラメータについて、消散係数スケールファクター、非対称性パラメータ、位相関数について述べた。MODTRAN では、新たに位相関数データベースが採用され、より正確な散乱計算が行われるようになった。消散係数スケールファクターと位相関数は、各エアロゾルモデルに対し、相対湿度 0、70、80、99% がデータベース化されている。

その他様々なデータベースが用意されており、設定は複雑であるが、tape5 で指定することにより、多目的に利用することができる。

2.2 大気補正プログラム6Sの紹介

2.2.1 6Sの特徴について

人工衛星や航空機を用いた可視及び近赤外域のリモートセンシングでは、太陽 → 目標物 → センサーという光路に沿った大気の影響を強く受けている。6S (Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum) は、この大気の影響を正確にシミュレートできる放射伝達コードである。6S コードは、Laboratoire d'Optique Atomosphérique で10年前に開発された5S コードの改良版である。5S コードは、海拔高度でランバート反射を行う目標物に対して衛星による信号解析を可能とし、はじめて各分野への適用を可能とした放射伝達コードであった。このように5S、6SはLOWTRANなどと比較して、各センサの応答関数を搭載しより使いやすくしたものである。なお、この節は6S:An Overview および6S User Guide Version 2, July 1997を基に簡単にまとめたものである [Vermote, Tanre, *et al.*, 1997]。6Sは、5Sと比較して以下の特徴をもつ。

1. 航空機による天底観測
2. 昇降する目標物の計算
3. BRDFの導入による非ランバートな地表面状態
4. 新しいガス吸収 ($\text{CH}_4, \text{N}_2\text{O}, \text{CO}$) の追加。
5. 大気分子、エアロゾルの散乱計算式の変更 (SOS: Successive Order of Scattering アルゴリズム)
6. スペクトル応答積分の分解能が5.0nm から2.5nm に改良された

6S コードでの限界点を以下に示す。

1. 球面大気を扱うことができない。
2. 周縁観測ができない。
3. 吸収と散乱を個別に計算するので、強い吸収バンドが存在する場合、6S コードの信頼性が低下する。

ここで紹介する内容は、典型的なリモートセンシングの立場から5Sと6Sの特徴、改良点を説明するものである。以下の節で、5Sと6Sを比較しながらその特徴を述べる。

2.2.2 5S の基本概念と問題点

人工衛星などによって宇宙から地上を計測する場合、目標物によって反射された太陽光の輝度は、次の2つの大気の影響をうける。

1. 大気分子による吸収 (観察する波長がガス吸収のバンドと重なる場合)。
2. エアロゾル・分子による散乱。

もし、大気分子による吸収が散乱と重ならない場合は、ランバート面での反射率 ρ_s を考えれば大気上端 (Top of Atmosphere, TOA) で衛星が受ける反射率は太陽と衛星の幾何的条件より、

$$\rho_{\text{TOA}}(\theta_s, \theta_v, \phi_s - \phi_v) = T_g(\theta_s, \theta_v) \left\{ \rho_{\text{R+A}} + T^\downarrow(\theta_s) T^\uparrow(\theta_v) \frac{\rho_s}{1 - S \rho_s} \right\} \quad (2.17)$$

と書ける。ただし、 θ_s および ϕ_s は太陽天頂角と方位角、 θ_v および ϕ_v は衛星天頂角と方位角である。また、大気上端で衛星が観測する輝度を L とすると、反射率は、

$$\rho_{\text{TOA}} = \frac{\pi L}{\mu_s E_s} \quad (2.18)$$

とも書ける。 E_s は大気上端での太陽フラックス、 $\mu = \cos(\theta_s)$ は太陽天頂角の余弦である。(2.17) 式中の $\rho_{\text{R+A}}$ は、分子およびエアロゾル固有の反射率であり、 $T^\downarrow(\theta_s)$ 、 $T^\uparrow(\theta_v)$ は、それぞれ下向き、上向きの大気の透過率である。 S は、大気の球面アルベド (spherical albedo)、つまり、地表面に入射する太陽光照射が等方な場合に、大気によって後方散乱された照度を正規化した値である。 T_g は、太陽放射の主なガス吸収 (H_2O , CO_2 , O_2 , O_3) を考慮するための大気分子の透過率である。分子の透過率 T_g は、大気中の物質による吸収効果の総量を示す非線形関数となり、気圧と温度に依存する。

5S コード中での透過率は各バンドでの吸収モデルで計算されていた。5S コードは10年も前に書かれており、当時のコンピュータリソースでは、多大な計算負荷を必要としていたため放射伝達方程式を正確に解くことが難しかった。5S では、大気分子に関する反射率及び透過率を単一散乱の線形近似として用い、エアロゾルの多重散乱は Sobolev 近似を用いて計算していた。分子の場合、レイリーでの光学的厚さ (または視程) および太陽天頂角が大きい場合、単一散乱の線形近似では問題が生じる。典型例として、波長が $0.55\mu\text{m}$ より短く、天頂角が 30° より大きい場合に誤差が 1.0×10^{-2} 程度に及ぶ。これは、植生が黒く密集しているときや海表面で、測定対象の反射率が、 $1.0 \times 10^{-2} \sim 2.0 \times 10^{-2}$ のとき問題となる。大気分子およびエアロゾルの反射の和を取る場合、大気の反射は黒体を仮定して観測され、 $\rho_{\text{R+A}}$ は5S 中では $\rho_{\text{R}} + \rho_{\text{A}}$ と個別に計算されていた。大気分子及びエアロゾルの和は、太陽スペクトルが短い波長 ($\lambda < 0.45\mu\text{m}$) の場合、もしくは、太陽および衛星の天頂角が大きい場合に正確ではなかった。エアロゾルの場合、多重散乱がすべてのエアロゾル

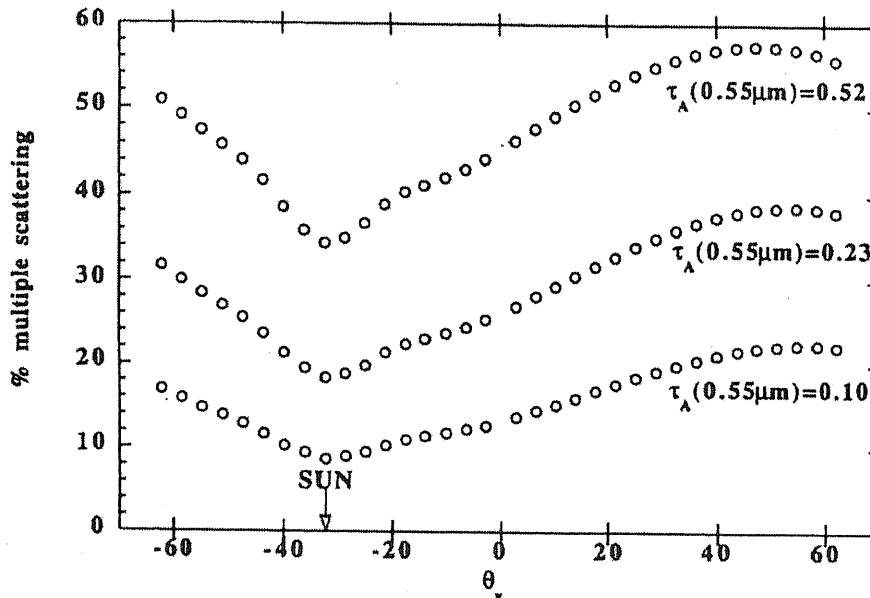


Fig. 2.15: Contribution of multiple scattering to the intrinsic aerosol refractance as a function of the view zenith angle for several aerosol optical thickness in case of continental model for AVHRR Ch.1. Computations are performed for two relative azimuths ($\phi = 0^\circ$ for $\theta = v < 0$, $\phi = 180^\circ$ for $\theta = v > 0$) [Vermote, 1997].

による影響の半分にもおよぶ (Fig.2.15)。したがって、エアロゾルに対しては多重散乱を計算するための正確な方法が必要であった。

分子の散乱プロファイル、位相関数、スペクトル依存性、偏光解消度などはよく知られているし、安定している。反対に、エアロゾルの散乱特性は変動的である。与えられたエアロゾルのモデル、位相関数、消散および吸収係数は波長の関数として計算しなければならない。粒径分布はもちろん、複素屈折率の実部および虚部は、ミー散乱の計算で使われるパラメータである。5Sでは、International Radiation Commissionによって定義された基本的なエアロゾル成分(すす、海洋性、ダストライク、水溶性)のうち、利用可能な成分のみを用い段階的な修正が行われていた。

5Sでは、大気分子の透過率はRandom Exponential Band Modelsで計算していた[Goody, 1964]。これらのモデルは、AVHRRのような 1000cm^{-1} 程度の分解能の吸収シミュレーションの目的に適切であったし、相対的に大きなスペクトルバンド(20cm^{-1})での透過計算では問題にならなかった。しかしながら、数 100cm^{-1} 程度のスペクトルバンドをもつ高解像度センサで吸収をシミュレーションをするときには、モデルの精度が問題となる。Random Exponential Band Modelは、1892年に発表されたAFGL大気吸収線パラメータ(LOWTRANモデル)を用いて計算していた。また、 $0.25 - 4.0\mu\text{m}$ の波長範囲で、光を吸収するいくつかの大気分子: メタン(CH_4)、一酸化二窒素(N_2O)、一酸化炭素(CO)が5Sの計算には取り入れられていない。6Sでは、散乱の影響を無視できるとき、太陽の反射スペクトルでのガス吸収

による大気の透過率を正確に計算する。しかし、吸収・散乱の双方の影響が考えられるときにはまだ限界がある。

5S コードは 10 年前に先立って、各種の計測機器のために予め定義されたスペクトルバンドを直接使うことが可能であった。スペクトル分解能は 5nm であった。さらに、5S の機器スペクトル応答データベースは、一般に利用されている反射型センサーにも対応していた。5S コードでは、地上目標物が一様である必要はなく、またランバート面を仮定しなくてもよかった。自然界の目標物は、ランバートでは無い場合が多い。しかし、ランバートではない目標物の適切な処理をするためには、BRDF を考慮した計算が必要である。6S では BRDF が導入された。5S では、放射の問題を単純化するために、海拔高度のみの目標物と、大気外センサーのみを対象としていた。実際の観測により近づけるためには、分子の散乱と吸収の双方の影響を考慮しなければならない。実際には大気は一様でなく、様々な高度に設置されたセンサーへの影響を考慮するために、鉛直方向の放射分布を計算する必要がある。Successive Order of Scattering(SOS) 法は、一様でない大気の伝達方程式を解くために、大気を不連続な層に分割し計算する手法であり、2.1.3 で紹介した 2-stream モデルを発展させた高速な近似解法である [Lenoble, 1985]。

2.2.3 6Sで取り扱う大気の下向き伝達モデル

A) レイリー散乱

レイリー散乱についてはこれまでに広く研究されてきており、大気の影響は反射率 ρ 、透過率 T 、単散乱アルベド S の3つのパラメータで表現される。これらは Chandrasekher らによって表としてまとめられている [Chandrasekher, 1960]。6Sではこの表を分析し正確に表現する方法を用いた [Vermote, and Tanre, 1992]。反射率の誤差は 0.001 程度であり、5S で最も精度が悪かった $\tau = 0.35$ のときの単散乱アルベドの誤差 0.003 を考えると相対的な精度は、0.7% 以上良くなっている。

B) エアロゾルによる散乱

5S ではエアロゾルの散乱特性は、反射に Sobolev 近似、透過に Zdunkowsky 近似、単散乱アルベドは半経験的に処理されていた [Sobolev, 1975; Zdunkowsky, Welch and Korb, 1980]。5S の目的は、高速な近似計算とコンピュータリソースを極限まで利用できる環境を提供することであった。これらの近似を使うときの欠点は、計算時間を短縮したために (1.0×10^{-2} 程度)、太陽天頂角が高く、光学的厚さが大きいときに計算が不正確になってしまう点であった。さらに、これらの近似を用いた場合、ランバートでない地表面を BRDF を用いてシミュレーションする場合に下向きの放射フラックスの積分計算で不安定になった。

6S では、スカラー版の SOS 法を用いており大気分子とエアロゾルの和として散乱計算をおこなう。SOS 法の誤差は、わずか 1.0×10^{-4} 程度である。また航空観測の正確なシミュレーションも可能である。SOS 法では 12 種の方位角と 13 個のレイヤーでの 2 次連立方程式により下向きの放射フラックスを計算しており、地表面での BRDF を取り扱うことが可能である。Fig.2.16 に濃厚なエアロゾル (550nm) での SOS 法 (24 ガウス角と 26 レイヤー) と 6S (12 ガウス角と 13 レイヤー) の比較を示す。この 2 つの方法における誤差は無視できる程度である。

さらに正確な計算が必要であれば 6S はレイヤー数をユーザーパラメータとして提供しているため 26 レイヤーまでの計算が可能である。5S で問題のあった 0.5 より大きい光学的厚さにおいても、精度が非常によくなっている。しかし、大気分子による反射は波長 (550nm) で精度が高いが、エアロゾルの寄与、とくに前方散乱の計算は 5S と同様である。最後に、スカラー SOS 法 (偏光を無視したもの) とベクター SOS 法 (偏光を考慮したもの) の違いを Fig.2.17 に示す。誤差は大気分子とエアロゾルを併せて計算したとき、スカラーコードに対してベクターコードは輝度値に対して相対的に 1.6% 程度小さくなる。レイリー散乱のみを考える場合でも、偏光を取り入れるには経験的な係数の調整が必要になる。ガス吸収からの透過関数を得るために、正確な統計モデルを考えなければならない。大気分子やエアロゾルの散乱から、透過率と反射率を求め SOS 法を用いて正確な計算を行う。散乱と吸収が同時に起こるときには分離して個別に計算する。この分離はオゾンに関してはよい結果を与えるが、水蒸気に対しては正しいとはいえない。水蒸気による吸収とエアロゾルによる散乱を併せて計算することは重要である。エアロゾルと水蒸気は大気中の同じ高

度 (2~3 km) に位置する場合が多いからである。6S は、吸収と散乱を各光路ごとに沿って計算しているために、同じレイヤーに属する散乱と吸収を完全には分離することができない。この部分が放射伝達を正確に計算する MODTRAN などと大きく異なる点である。したがって、6S では以下の 3 つの極端なケースを考える。

1. 水蒸気がエアロゾルレイヤーの上にある [最大吸収, (2.19) 式で $i = 3$]
2. 水蒸気がエアロゾルレイヤーの下にある [最小吸収, (2.19) 式で $i = 1$]
3. 大気分子がエアロゾルの散乱光を吸収する場合に、水蒸気の寄与が半分であることを考えた場合の平均 [(2.19) 式で $i = 2$]

これを考慮すると、(2.17) 式は次式のように修正される。

$$\rho_{\text{TOA}}^{i=1,3}(\theta_s, \theta_v, \phi_s - \phi_v) = Tg^{\text{OG}}(\theta_s, \theta_v) \times \left\{ \begin{array}{l} \rho_R + (\rho_{R+A} - \rho_R) Tg^{\text{H}_2\text{O}} \left(\theta_s, \theta_v, \frac{i-2}{2} U_{\text{H}_2\text{O}} \right) \\ + T^\downarrow(\theta_s) T^\uparrow(\theta_v) \frac{\rho_s}{1 - S\rho_s} Tg^{\text{H}_2\text{O}}(\theta_s, \theta_v, U_{\text{H}_2\text{O}}) \end{array} \right\} \quad (2.19)$$

ここで、 Tg^{OG} は水蒸気以外の他のガスの透過率であり、 $Tg^{\text{H}_2\text{O}}$ は H_2O の透過率、そして、 $\rho_{R+A} - \rho_R$ はエアロゾルの反射率である。(2.19) 式は、各ケースで生じる水蒸気の影響の近似として非常に明確である。つまり、ケース 2 が統計的に正しいとすると、ケース 1、3 はそれぞれ水蒸気の影響が最大、最小の場合に相当する。各ケースに分けて考えた場合でも、エアロゾルと水蒸気は鉛直方向の分布が変化しやすく結果の評価が難しいため、大気頂点の反射率のみを計算する。大気分子による散乱と水蒸気の影響の合成計算は、(2.19) 式中で考えていない。その理由は、水蒸気の影響の大部分は、レイリー散乱が弱く影響の小さい波長域に位置するからである。したがって、反射率での誤差は 0.001 以下となりこの影響は無視できる。

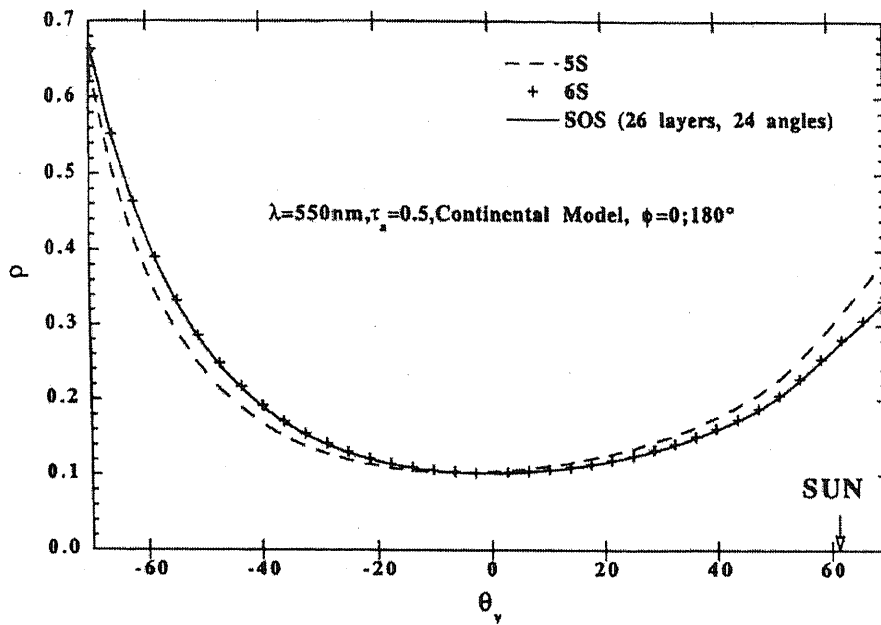


Fig. 2.16: Comparison of 5S and 6S(13 layers, 24 angles) with the Successive Order of Scattering(SOS) computation of the atmospheric intrinsic reflectance for turbid atmosphere [Vermote, 1997].

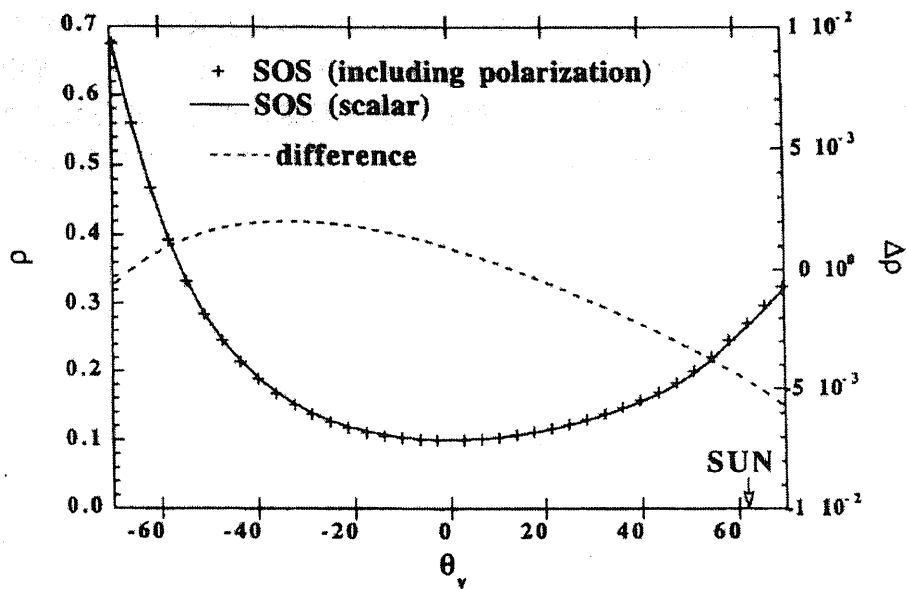


Fig. 2.17: Comparison between two versions the SOS computations of the atmospheric intrinsic reflectance, one includes polarization effect and the other just performs scalar computation as it is done in 6S. The atmospheric parameters are the same as Fig.2.16 [Vermote, 1997].

2.2.4 6S で取り扱う目標物反射モデル

A) 非一様な目標物

はじめに、一様でない地表面上の目標物が十分小さく、その反射光が地表面 → 衛星の光路上で散乱の影響を受けないと仮定する。目標物の反射を ρ 、その目標物を取り囲む周辺の一様な地上反射率を ρ_e とし、大気分子の吸収を無視すれば、大気上端での反射率は、

$$\begin{aligned} \rho_{\text{TOA}}(\theta_s, \theta_v, \phi_s - \phi_v) &= \rho_{\text{R+A}}(\theta_s, \theta_v, \phi_s - \phi_v) \\ &+ \rho \frac{T^\downarrow(\theta_s) e^{-\tau/\mu_v}}{1 - \rho_e S} \\ &+ \rho_e \frac{T^\downarrow(\theta_s) t_d(\theta_v)}{1 - \rho_e S} \end{aligned} \quad (2.20)$$

となる。目標物を取り囲む周辺反射率が一様でなくても、周辺反射 ρ_e が正しく定義されれば (2.20) 式は妥当である。この周辺反射を以下周辺効果 (adjacency effect) と呼ぶ。周辺反射 ρ_e は目標物中心から目標物に隣接する距離に依存している。つまり周辺反射の影響が光路によって異なることを考慮しなければならない。ここで、ある極座標 (r, φ) に存在する目標物 M での周辺反射を考えると、目標物が天底にある簡単なケースの場合では、周辺効果の寄与を示す環境関数 (Environment Function) $F(r)$ を定義し距離 r における反射率を考えればよい。この場合、反射率 ρ_e は、

$$\rho_e = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \int_0^\infty \rho(r, \varphi) \frac{dF(r)}{dr} dr d\varphi \quad (2.21)$$

によって与えられる。 $F(r)$ は、目標物中心 M からの半径 r の円上で、光が大気と地上に反射され目標物まで到達したときの減衰率である。なお、目標物に到達した後目標物で反射された光は、直接センサーに入射するとする。極限状態では、

$$F(0) = 0, F(+\infty) = 1 \quad (2.22)$$

である。目標物の反射率 ρ_s が小さくなく、反射率 ρ_b の一様周辺背景に囲まれた半径 r の円であるなら、周辺反射率 $\langle \rho \rangle$ は、

$$\langle \rho \rangle = F(r) \rho_s + [1 - F(r)] \rho_b \quad (2.23)$$

で定義され、これを (2.20) 式に代入し整理すると、

$$\rho_{\text{TOA}}(\theta_s, \theta_v, \phi_s - \phi_v) = \rho_{\text{R+A}} + T^\downarrow(\theta_s) \left\{ e^{\tau/\mu_v} \rho_s + t_d(\theta_v) \langle \rho \rangle \right\} \frac{1}{1 - S \langle \rho \rangle} \quad (2.24)$$

となる。ここで、ガス吸収層は散乱層の上にあるとする。関数 $F(r)$ は、分子やエアロゾルの位相関数やエアロゾルの光学的厚さと垂直分布によって決まる。分子とエアロゾルの $F(r)$ への寄与は、次のように簡単に分解して計算できる。

$$F(r) = \frac{t_d^R(\mu_v) F_R(r) + t_d^A(\mu_v) F_A(r)}{t_d(\mu_v)} \quad (2.25)$$

ここで、 $t_d^R(\mu_v)$, $t_d^A(\mu_v)$ はそれぞれ、分子、エアロゾルの上向き拡散透過関数、 $t_a(\mu_v)$ は上向き拡散透過関数の合計である。式 (2.25) で環境関数 $F(r)$ は、大気分子の組成とエアロゾルモデル両方の鉛直分布を考えることによって、モンテカルロ法で計算されたものである。6S で扱う大気分子とエアロゾルによる環境関数を衛星天頂角の関数として関係を調べた。Fig.2.18 の (a) と (b) は、衛星天頂角とレイリーとエアロゾルそれぞれの環境関数を示す。

Fig.2.18 の (a) と (b) は、衛星天頂角が 30° より大きい場合の視野方向の環境関数 $F(r)$ である。これらの図によって示された天頂角による環境関数から、それ以外の天頂角が与えられたときの環境関数を求める方法を述べる。Fig.2.18 の (a) と (b) で示される結果は、衛星天頂角の余弦の対数によって決まる。大気分子では関数 F は次のように簡単に書ける。

$$F_R(\theta_v) = F_R(0^\circ) [\ln \{\cos(\theta_v)\} \{1 - F_R(0^\circ)\} + 1] \quad (2.26)$$

エアロゾルでは多項式で近似され、

$$\begin{aligned} F_A &= F_A(0^\circ) [1 + a_0 \ln \{\cos(\theta_v)\} + b_0 \ln \{\cos(\theta_v)\}^2] \\ &+ F_A(0^\circ) [a_1 \ln \{\cos(\theta_v)\} + b_1 \ln \{\cos(\theta_v)\}^2] \\ &+ F_A(0^\circ) [(-a_1 - a_0) \ln \{\cos(\theta_v)\} + (-b_1 - b_0) \ln \{\cos(\theta_v)\}^2] \quad (2.27) \end{aligned}$$

と書ける。ここで、 $a_0 = 1.3347$ 、 $b_0 = 0.57757$ 、 $a_1 = -1.479$ 、 $b_1 = -1.5275$ である。しかしながら、近似式 (2.26)、(2.27) により任意の衛星天頂角の周辺効果を計算する場合、方位角の関数として一様な背景である必要がある。

Fig.2.19 (a)、(b) の各々は、 10^4 W のエネルギー源を与え、一様なランバート面上の 1 点の反射を考えた場合の周辺効果の寄与を等高線図 (isoline) で示す。周辺効果の寄与は、それぞれのセル (201×201) からのエネルギー (W) である。大気分子において、視野角 70° [Fig.2.19 (a)] の極端な例では観測角の方向に対して周辺効果の寄与は大きくなる。その結果、天底視野の場合に円形だった等高線は、観測者の方向へシフトした楕円になる。エアロゾル [Fig.2.19 (b)] に対しては、周辺効果の寄与はあまり重要ではない。視野角 (70°) によるシフトもエアロゾルの前方散乱が顕著であることが理由である。Fig.2.19 (a) と (b) の 1 つの素直な結論は、大きな視野角での周辺効果の寄与は、方位角において対称とはならない。したがって、大きな視野角の場合に 6S を用いる場合、周辺効果の補正を行う方法というよりむしろ、周辺効果を評価するために用いることが好ましい。

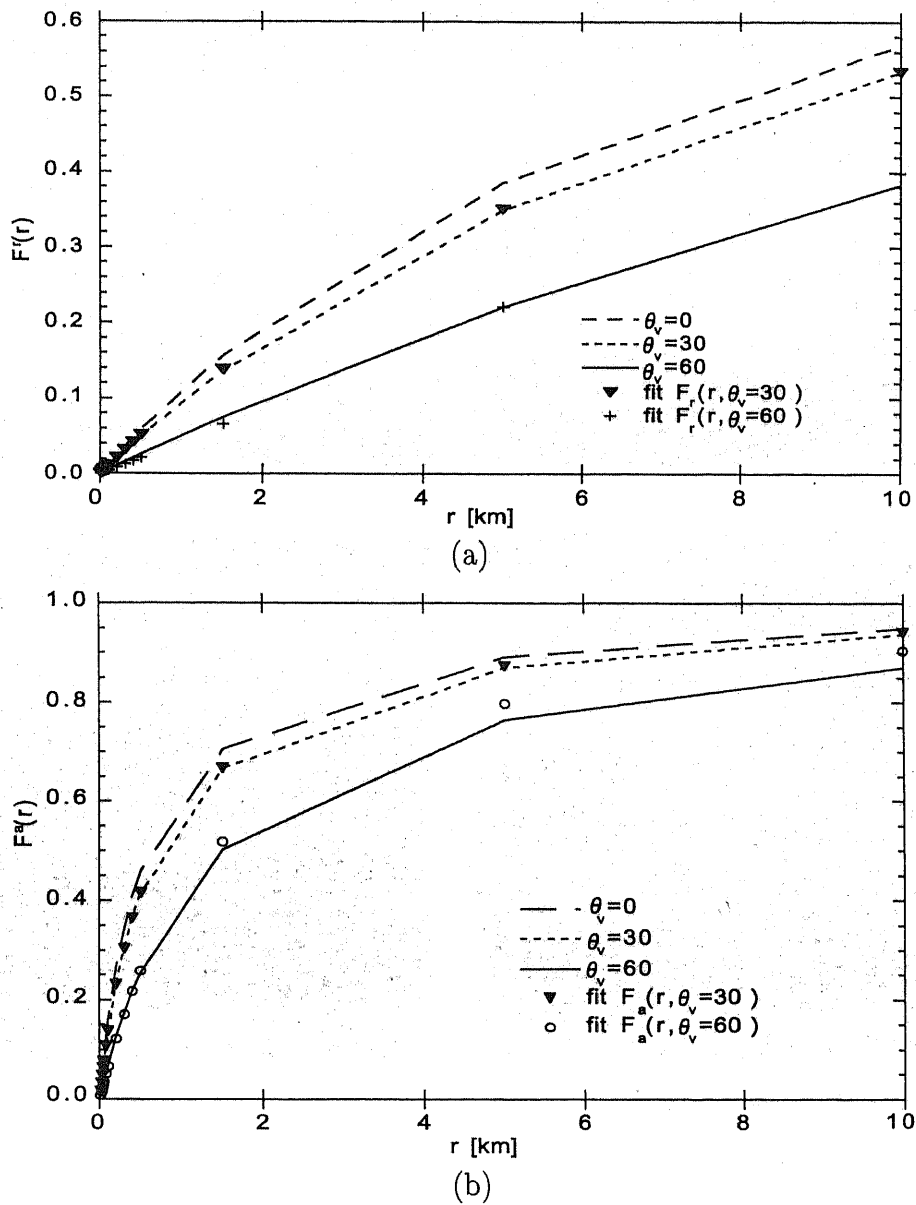


Fig. 2.18: (a) Environment function for the molecular atmosphere. The result of the Monte-Carlo simulation are plotted for three different view angles (θ_v). Also shown are the 6S points for $\theta_v = 30^\circ$ and 60° . (b) same as (a) but for the aerosol atmosphere.

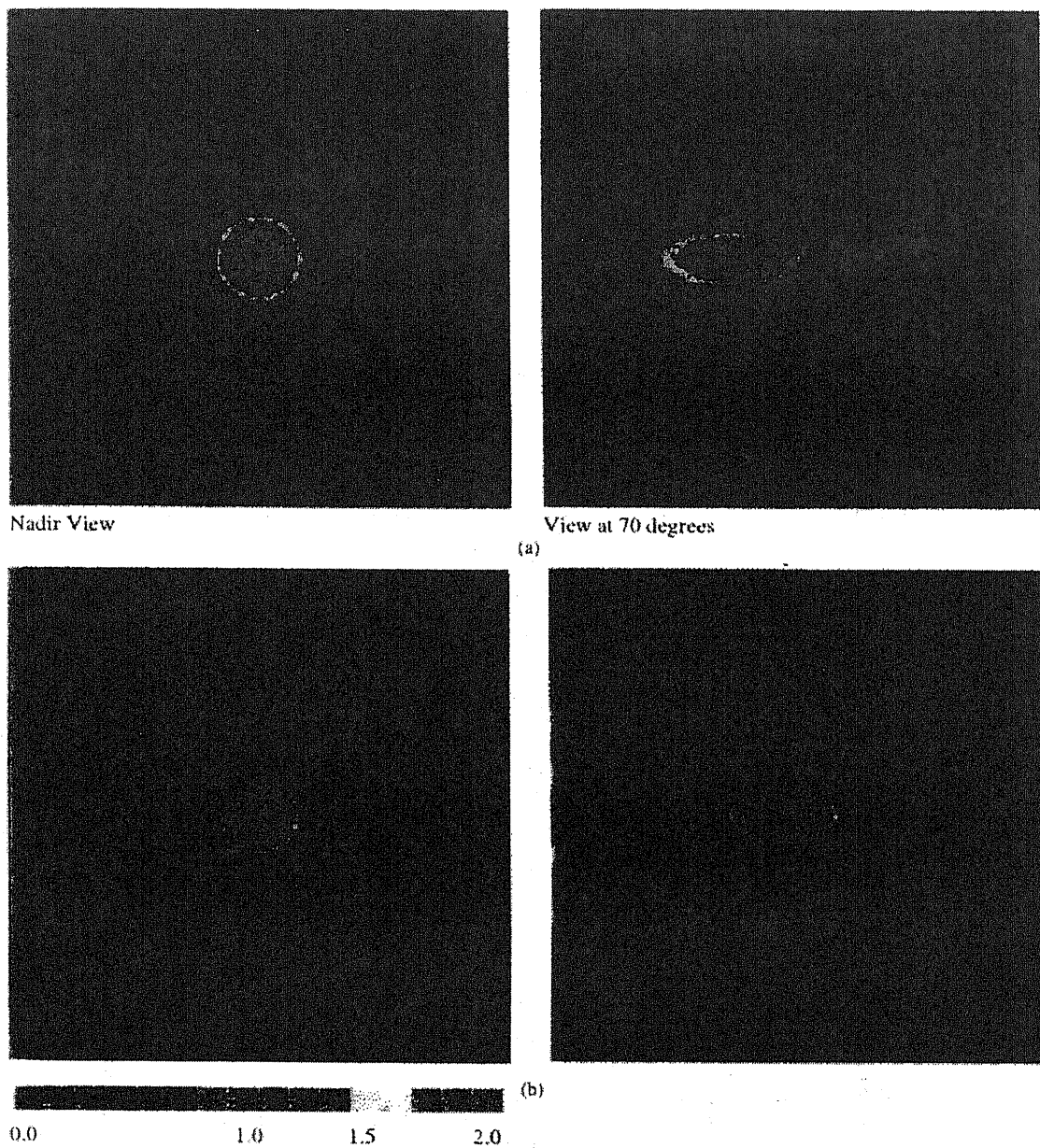


Fig. 2.19: (a) Contour of the adjacency effect contribution to the signal at the top of the atmosphere considering only the molecular scattering. The energy source is 10^4 W and each pixel is considered to have a lambertian reflectance of 1. The number along the index shows the radiance [W] coming from each cell (201×201). The left panel is for the nadir viewing, while the right one is for a view angle of 70° . (b) Same as (a) but for a atmospheric composed exclusively of aerosol particles (Continental model).

B) BRDF

6S では BRDF(双方向反射関数:Bidirectional Reflettance Distribution Function) と、海拔面に入射する下向きの放射伝達を併せて計算する [Tanré, Herman and Deschamps, 1983]。目標物に対する大気上端での反射成分は、次の 4 つの寄与に分けられる：

- a) 光が太陽から目標物に直接透過され、目標物に直接反射されセンサーに入射する。

$$\rho_d = e^{-\tau/\mu_s} \rho_s(\mu_s, \mu_v, \phi_{\theta_s} - \phi_{\theta_v}) e^{-\tau/\mu_v} \quad (2.28)$$

- b) 大気で散乱された光が目標物で反射され直接センサーに入射する。

$$t_d(\mu_s) \bar{\rho}(\mu_s, \mu_v, \phi') e^{-\tau/\mu_v} = t_d(\mu_s) \times \frac{\int_0^{2\pi} \int_0^1 \mu L_{R+A}^\downarrow(\tau_A, \tau_R, \mu_s, \mu_v, \phi') \rho_s(\mu_s, \mu_v, \phi' - \phi) d\mu d\phi'}{\int_0^{2\pi} \int_0^1 \mu L_{R+A}^\downarrow(\tau_A, \tau_R, \mu_s, \mu_v, \phi') d\mu d\phi'} e^{-\tau/\mu_v} \quad (2.29)$$

- c) 光が太陽から目標物に直接透過され、目標物に反射された後大気に散乱される。

$$e^{-\tau/\mu_s} \bar{\rho}'(\mu_s, \mu_v, \phi) t_d(\mu_v) = e^{-\tau/\mu_s} \bar{\rho}(\mu_v, \mu_s, \phi) t_d(\mu_v) \quad (2.30)$$

- d) 大気と目標物の BRDF 双方の作用を受ける場合。

$$t_d(\mu_s) \bar{\rho} t_d(\mu_v) = t_d(\mu_s) \overline{\bar{\rho}'(\mu_s, \mu_v, \phi)} t_d(\mu_v) \quad (2.31)$$

なお、 $t_d(\mu_s)$ は下向きの拡散透過率の合計、 $t_d(\mu_v)$ は上向きの拡散透過率の合計である。6S 中で最初の 3 つの寄与 (式 (2.28)~(2.30)) において、上下それぞれの方向の拡散透過率は SOS 法によって正確に計算される。大気と BRDF の 2 つの作用を伴う寄与 (式 (2.31)) は、 $\bar{\rho}$ を目標物表面のアルベドと等しいとすることによって近似できる。

$$\bar{\rho} = \frac{\int_0^1 \int_0^{2\pi} \int_0^1 \rho_s(\mu, \mu', \phi) \mu \mu' d\mu' d\mu d\phi}{\int_0^1 \int_0^{2\pi} \int_0^1 \mu \mu' d\mu' d\mu d\phi} \quad (2.32)$$

この近似は、式 (2.31) 中で双方向反射の全て影響が上下双方の拡散透過率 ($t_d(\mu_s)$ と $t_d(\mu_v)$) で重みづけすることにより制限されており、また多重散乱が等方性の傾向があることから正しいといえる。この方法は、単純な重積分のみなので扱いやすい。したがって、大気頂点での信号は次のように書ける。

$$\begin{aligned} & \rho_{\text{TOA}}(\theta_s, \theta_v, \phi_s - \phi_v) \\ &= \rho_{R+A} + e^{-\tau/\mu_v} e^{-\tau/\mu_s} \rho_s(\theta_s, \theta_v, \phi_s - \phi_v) \\ &+ e^{-\tau/\mu_v} t_d(\mu_s) \bar{\rho} + e^{-\tau/\mu_s} t_d(\mu_v) \bar{\rho}' \\ &+ t_d(\mu_s) t_d(\mu_v) \bar{\rho} + \frac{T^\downarrow \mu_s T^\uparrow(\mu_v) S(\bar{\rho})^2}{1 - S\bar{\rho}} \end{aligned} \quad (2.33)$$

それゆえ、近似式 (2.32) だけが大気と目標物の BRDF 双方の複雑な相互作用の影響を示す。Fig.2.20 に、Kimes によって測定された農耕地に対し、フーリエ級数で分解した BRDF によって独立に行われた計算と [Kimes, Newcomb, et.al., 1985]、Deuzé によって発表されたモデル [Deuzé, Herman and Santer, 1989] で行われた SOS 法による 6S の結果の BRDF 信号の比較を示す。式 (2.33) の大気と BRDF に関する項 (最後の 4 つの項) だけを比較したものである。この比較から、前述の相互作用に関する近似は正確だと見ることができる。また、光学的厚さが大きく天頂角が大きい場合の誤差は、 2.0×10^{-3} より小さかった。Fig.2.21 に、大気と BRDF の相互作用を無視した場合、つまり式 (2.17) によるランバート面を仮定した場合との比較を示す。

6S が取り扱うその他の目標物の特徴として、目標物が昇降する場合、およびセンサが昇降する場合 (航空機搭載センサ等) が可能であるが、本センサ研究分野では人工衛星による観測を目的としているため、割愛する。

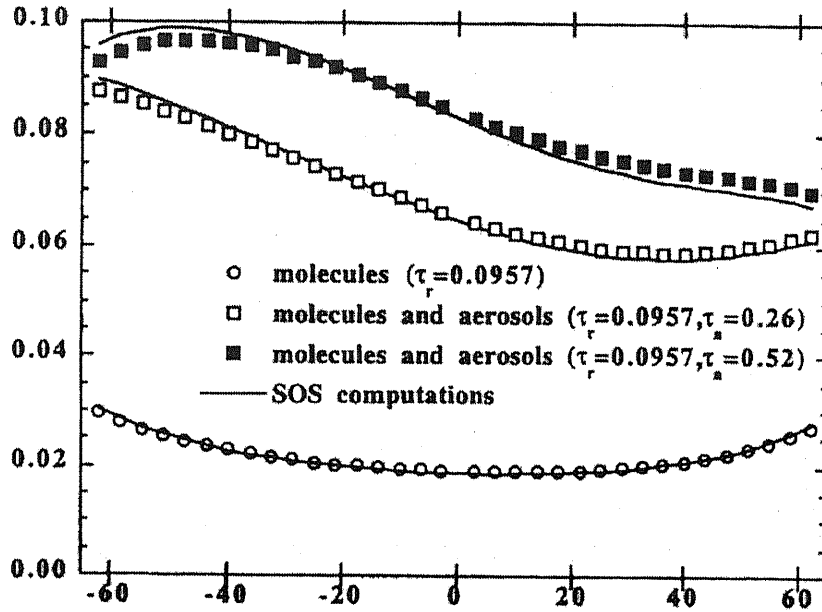


Fig. 2.20: Comparison of the sum of coupling terms of atmospheroc-BRDF: $\rho_{TOA} - (\rho_{R+A} + e^{-\tau_m} \rho_s)$ coupled by 6S with the same quantity computed by the SOS method for different atmospheric conditions (clear, average, turbid). The ground BRDF is Kimes measurements over a plowed field fitted by Hapke BRDF model [Vermote, 1997].

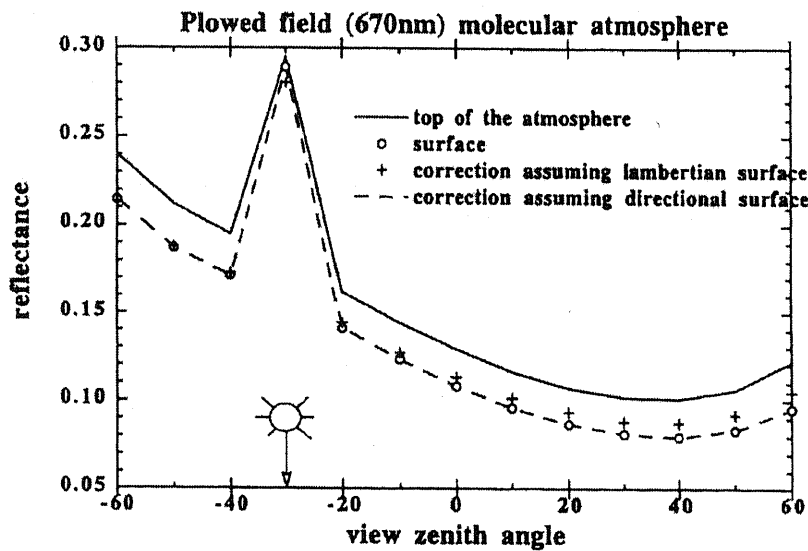


Fig. 2.21: Limitation of the lambertian assumption for the atmospheric correction [use of Eq.(2.17) instead of Eq.(2.26) and (2.27)]. In that case, correction using directional information (dashed line) is corrected by fitting the results of the correction using Eq.(2.17)(+) with the Hopke BRDF model and reinjecting the BRDF to compute coupling terms of Eq.(2.28)~(2.31) [Vermote, 1997].

2.2.5 6S データベースについて

6S のスペクトル分解能は、5S で使われていた 5nm 間隔が 2.5nm に改良された。スペクトルデータベースは各センサで 2.5nm 分解能のオリジナルデータを用いてアップデートされ、オリジナルデータの分解能が粗いときは内挿によって再計算されたものを利用している。この改良によりスペクトル積分の信頼性が増加した。さらに、5S では非常に粗く問題があったファインスペクトルバンドのラジオメーター、スペクトロメーターでの良い操作性を提供する。

A) エアロゾルモデル:

International Radiatoin Commission [IAMAP, 1989] によって定義された基本成分(すす, 海洋性, ダストライク, 水溶性)の放射特性は、5S で用いられたものよりさらに細かい粒径ステップで計算される。さらに、基本成分がいくつか混ざり再現が困難なエアロゾルモデル(成層圏, 砂漠性, 森林火災)を 6S 中で使うことができる。

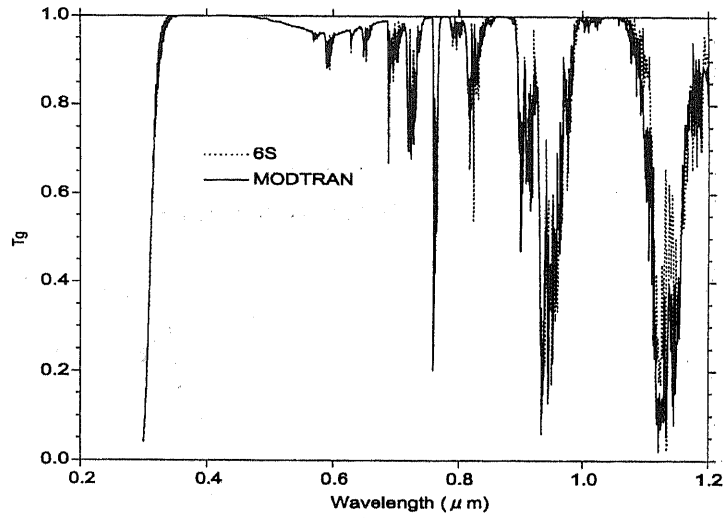
B) 分光データベース:

5S と比較し、計算方法そのものは変更されていない。しかし、改良にあたって分解能と分光データの正確な関係付けがなされた。6S の吸収バンドパラメータは 10cm^{-1} の分解能の HITRAN データベースを用いて計算される。0.25-4.0 μm の範囲に吸収帯をもつ重要なガス、すなわち、 CH_4 , CO , NO_2 がガス吸収計算に追加された。Fig.2.22(a)-(c) に典型的な中緯度夏の大气の放射伝達での MODTRAN(分解能 5cm^{-1}) と 6S の比較を示す。結果を明確にするため、スペクトルを 0.25-1.20 μm [Fig.2.22(a)], 1.20-2.40 μm [Fig.2.22(b)], 2.40-4.0 μm [Fig.2.22(c)] の 3 つのバンドに分割した。この新しいスペクトル分解能によって狭いバンドをもつセンサでの大気補正が可能になった。なお、MODTRAN と 6S のその他の違いに関しては、本報告書の 3.2 を参考にしていきたい。

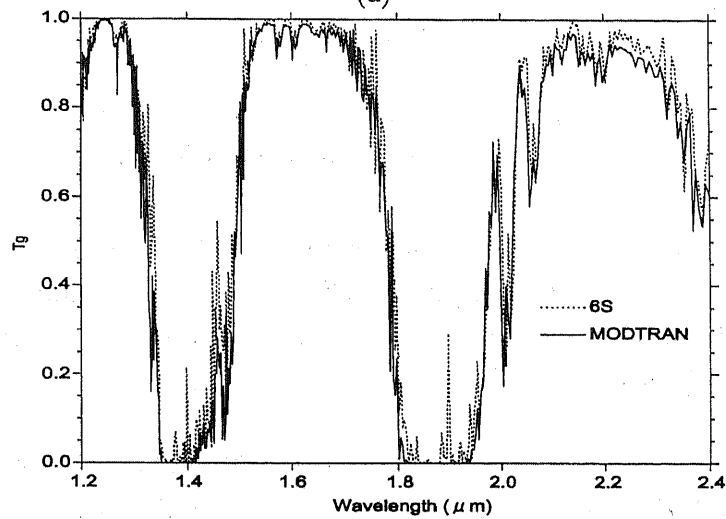
Fig.2.23 は、Konza 平原 (Kansas) での Advanced Solid state Array Spectorometer(ASAS) データを 6S を用いて大気補正したものである [Irons, Ranson, et.al., 1991]。29 のスペクトルバンドそれぞれに対して、ASAS で観測された輝度値を 6S の大気補正パラメータとして入力したものである。パラメータとしては以下の値を採用した: 目標物の高度 (0.433km)、センサ高度 (5.66km)、波長 550nm でのセンサ直下のエアロゾルの光学的厚さ (0.222) と全体での光学的厚さ (0.255)、およびセンサ直下の水蒸気量 (3cm) と全体での水蒸気量 (3.5cm)。補正後の植生スペクトルは、観測信号の期待値より滑らかであった。0.765 μm (酸素の吸収バンド) と 0.830 μm (水蒸気の吸収バンド) 周辺の吸収が補正によって取り除かれたことがわかる。このときのスペクトル分解能は、フィルター上で積分することによって 2.5 μm まで精度を上げたものである。

C) 地表面データベース:

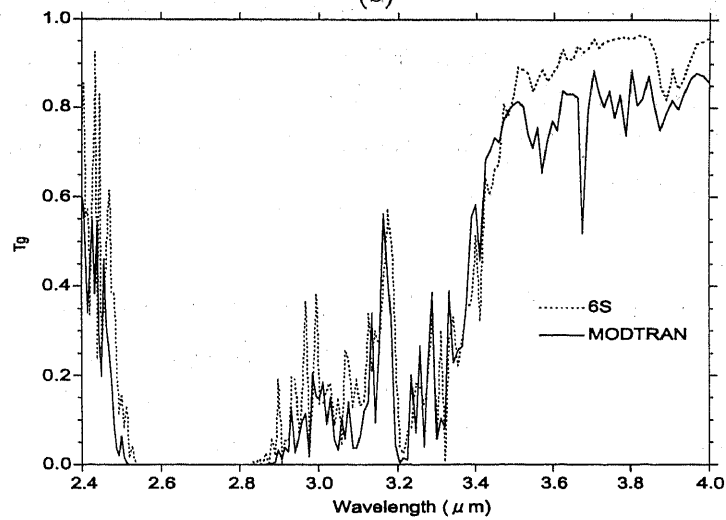
6S は非ランバートな目標物での大気上端の信号をシミュレートすることができる(2.2.4 節参照)。このためには、ユーザは BRDF の特徴を次の 2 つの方法のいずれか



(a)



(b)



(c)

Fig. 2.22: (a) Comparison of gaseous transmission computed by MODTRAN with the result of 6S for a typical mid-latitude summer atmosphere. (a) 0.20-1.20 μm . (b) 1.20-2.40 μm . (c) 2.40-4.0 μm .

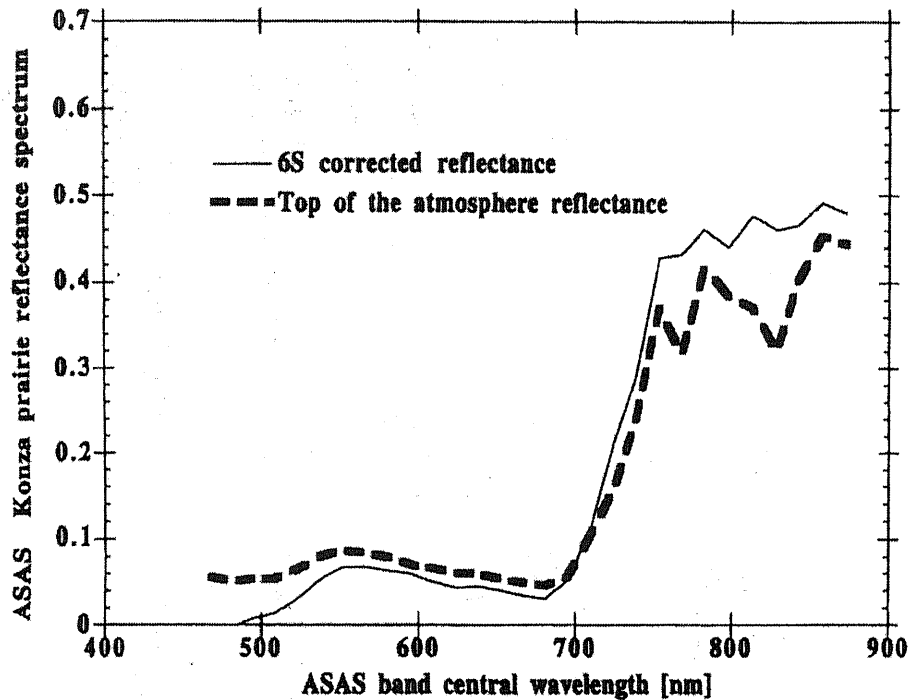


Fig. 2.23: Example of ASAS atmospherically corrected vegetation spectrum using the 6S code. The intrinsic atmospheric reflectance in the visible and gaseous absorption feature by water vapor and oxygen in the near infrared are clearly noticeable before correction [Vermote, 1997].

で入力しなければならない。1) 環境関数 ($F(r)$) を離散的に入力する。2) 6S に搭載されている BRDF モデルのパラメータを入力する。後者の場合、6S に搭載されている単純な経験的モデル (パラメータに制限がある) と、さらに広い範囲が必要な場合には、物理的パラメータを自由に設定するモデルを選ぶことができる。BRDF モデルの選択は、前者の場合にはただ 1 つのパラメータを指定すればよく、後者の場合は自分で作成したモデルを明記しなければならない。以下に、6S に搭載されている BRDF モデルを説明する。

1) Hapke モデル

このモデルは、1981 年に Hapke によって提案された BRDF の基本的な考えであり、後に示す各 BRDF モデルの基となっている [Hapke, 1986]。ここでは、簡単に Hapke モデルを紹介する。太陽天頂角および方位角、衛星天頂角および方位角をそれぞれ $\theta_s, \phi_s, \theta_v, \phi_v$ としたとき、双方向性反射率 ρ_{BRDF} を

$$\rho_{\text{BRDF}}(\theta_s, \phi_s; \theta_v, \phi_v) = \frac{\omega_0}{4} \frac{1}{\mu_s + \mu_v} \cdot [\{1 + B(\theta_s, \phi_s; \theta_v, \phi_v)\} P(\theta_s, \phi_s; \theta_v, \phi_v; g) + H(\mu_s)H(\mu_v) - 1] \quad (2.34)$$

と近似する。ここで、 $\mu_s = \cos(\theta_s)$, $\mu_v = \cos(\theta_v)$ であり、 $P(\theta_s, \phi_s; \theta_v, \phi_v; g)$ は Heyney-Greenstein の位相関数、 g は非対称性パラメータ、 ω_0 は単一散乱アルベドの平均である。(2.34) 式右辺にある $B(\theta_s, \phi_s; \theta_v, \phi_v)$ をホットスポット (Hot Spot) と呼び、

$$B(\theta_s, \phi_s; \theta_v, \phi_v) = \frac{B_0}{1 + (1/h) \tan(\varphi/2)},$$

$$\cos \varphi = \cos \theta_s \cos \theta_v + \sin \theta_s \sin \theta_v \cos(\phi_s - \phi_v) \quad (2.35)$$

と書く。ここで、ホットスポットとは照射方向に対する輝度の損失であり、照射に対する阻害効果 (opposition effect) とも言う。 B_0 はホットスポットの振幅と呼ばれ、ホットスポットの影響量を示すパラメータである。 h はホットスポットの幅と呼ばれ、散乱体の粒径分布と密度勾配の関係を示すパラメータである。また、 $H(x)$ は多重散乱分布関数であり、以下のように近似される。

$$H(x) = \frac{1 + 2x}{1 + 2(1 - \omega_0)^{1/2}x} \quad (2.36)$$

6S では、 ω_0 、 g 、 B_0 及び h を入力パラメータとして指定する。

2) Pinty-Verstraete モデル

このモデルは Hapke モデルを天蓋 (Canopy) 観測用に発展させたものである [Pinty and Verstraete, 1991]。信号の入力方法は Hapke モデルと類似している (単一散乱, 多重散乱, ホットスポット)。違いは、ホットスポットの著しいモデル化、天蓋の散乱特性の完全なパラメータ化 (群葉方位角, 群葉密度, 半径) と、位相関数の補正パラメータを有する点である。このモデルは非常の多くのパラメータをもち、全てのリストをここに載せることができないため 6S User Guide を参照して欲しい。

3) Iaquina-Pinty モデル

このモデルは、Pinty-Verstraete モデルを更に改良したものである [Iaquina and Pinty, 1994]。天蓋は、幾何条件 (群葉角度分布, 群葉密度, 半径) と、散乱特性 (反射率 (r_L), 透過率 (t_L)) の関数として完全にパラメータ化される。ホットスポットはただ 1 つの入力パラメータのみを用いて計算される。さらに、天蓋下の地表面の影響が加えられ、多重散乱は Discrete Ordinate Method を用いて計算される。

4) Roujean モデル

このモデルは、異なる反射率を含む目標物の物理的プロセスを単純化し、3 つのパラメータのみによる半経験的モデルである [Roujean, Leroy and Deschamps, 1992]。パラメータがすべての空間的分解能に有効に反映するため、線形計算に有利である。このモデルは多重散乱とホットスポット双方を考慮している。

次に示す 2 つのモデルは完全に経験的なものである。

5) Walthallモデル

地表面のBRDFでの高い再現性をもつMinnaertの方程式は、2つの調整パラメータをもっている [Minnaert, 1941]。地表面のアルベド (ρ_L) と形状パラメータ (k) であり、以下のBRDF $\rho(\theta_s, \theta_v, \phi_s - \phi_v)$ に作用する。

$$\rho(\theta_s, \theta_v, \phi_s - \phi_v) = \rho_L \frac{k+1}{2} \{\cos(\theta_s) \cos(\theta_v)\}^{k-1} \quad (2.37)$$

Walthallモデルは、地表面の2次元の形状、つまり目標物の輪郭の相似形として式(2.37)に一致する多くのBRDFパラメータを有している [Walthall, Norman, et.al., 1985]。ここで紹介されている方程式は、相互作用の原理に基づいて少し修正されている。6Sで実施される方程式は4つの修正パラメータ (a, a', b, c) によって、

$$\rho(\theta_s, \theta_v, \phi_s - \phi_v) = a\theta_s\theta_v + a'(\theta_s + \theta_v) + b\theta_s\theta_v \cos(\phi_s - \phi_v) + c \quad (2.38)$$

と表現されている。

6) Morelの Clear Waterモデル

開いた海洋での澄んだ水のスペクトルモデルも6Sに含まれる [Morel, 1988]。このモデルは、植物プランクトンの濃度、風速、風向の3つのパラメータをもつ。海面上の正確な反射がMorelの理論に従って計算され、Austinによって開発された方程式を用いている [Austin, 1974]。また、泡の効果および、一定の風向をもつ風による波の影響も計算できる。しかし、短波長 (1×10^{-3}) における精度を保証するためには、海洋学的パラメータと大気との相互作用を考える必要がある。現バージョンの6Sでは偏光を計算できないため、このモデルは6Sの感度評価の用途に用いることが好ましい。

2.2.6 6Sの入力カードファイルについて

この節では、6Sに入力するカードファイルの主なパラメータを示す。

1) igoem : 幾何条件パラメータ

0: 手動設定

太陽天頂角 (°), 太陽方位角 (°), 衛星天頂角 (°), 衛星方位角 (°), 月, 日

1: MeteoSat

月, 日, ユニバーサルタイム (hh.ddd), コラム数, ライン数 (5,000 × 2,500)

2: GOES(EAST)

月, 日, ユニバーサルタイム (hh.ddd), コラム数, ライン数 (17,000 × 12,000)

3: GOES(WEST), 次行に以下の引数をとる。

月, 日, ユニバーサルタイム (hh.ddd), コラム数, ライン数 (17,000 × 12,000)

4: NOAA-AVHRR(PM)

月, 日, ユニバーサルタイム (hh.ddd), コラム数 (1-2048), 赤経 (> 0:東経), 赤道通過時刻

5: NOAA-AVHRR(AM)

月, 日, ユニバーサルタイム (hh.ddd), コラム数 (1-2048), 赤経, 赤道通過時刻

6: SPOT-HRV

月, 日, ユニバーサルタイム (hh.ddd), 赤経, 緯度 (> 0:北緯)

7: LANDSAT-TM

月, 日, ユニバーサルタイム (hh.ddd), 赤経, 緯度

2) idatm : 大気分子パラメータ

以下0~6は6Sに組み込み、LOWTRANモデルに準ずる

0: ガス吸収無し

1: 熱帯

2: 中緯度夏モデル

3: 中緯度冬モデル

4: 極地夏モデル

5: 極地冬モデル

6: US Standard '62

以下はユーザー定義

7: ラジオゾンデデータ、34 レイヤー毎に次行の引数をとる

高度 (km), 気圧 (mb), 温度 (K), H₂O 密度 (g/m³), O₃ 密度 (g/m³)

ただし、レイヤーは0~25kmまで1km刻み、25~50まで5km刻み、70km,100kmの34レイヤー

8: US Standard '62 での水蒸気とオゾン密度
H₂O 密度 (g/m³), O₃ 密度 (cm-atm)

3) iaer : エアロゾルパラメータ

6S 組込みのスタンダードエアロゾルモデル

- 0: エアロゾル無し
- 1: コンチネンタルモデル
- 2: 海洋性モデル
- 3: アーバンモデル
- 4: ユーザー定義、次行に以下の割合を入力
dustlike, watersolve, oceanic, soot
- 5: 砂漠モデル
- 6: 森林火災モデル
- 7: 成層圏モデル

以下ユーザー定義 (各引数は、マニュアル参照)

- 8: Lognormal Distribution
- 9: Modified Gamma Parameter
- 10: Junge Power-Law Distribution
- 11: サンフォトメーターによる観測値
- 12: MIE 散乱パラメータ [11] に例を示す]

4) v : エアロゾル濃度 (視程 or τ_{550})

- v>0: 視程を直接入力 (km)
- v=0: 次行に τ_{550} を指定
- v=-1: エアロゾルを無視する (iaer=0 のとき)

5) xps : 目標物高度

- xps \geq 0: 目標物が海拔にあるとき (正なら常に 0km)。
- xps<0: 目標物の高度を負数で入力。

6) xpp : センサ高度

- xpp=-1000: 衛星搭載センサ
- 0<xpp \leq 100: 航空機搭載センサ (高度:km)
- xpp=0: 地上センサ

7) iwave : センサ応答関数

ユーザ一定義

- 2: フィルタ関数 $S(\lambda) = 1.0$ としたときの観測波長の下限と上限を入力。2.5nm 刻みの各波長に対して結果を出力。
- 1: 単一波長を入力。
- 0: フィルタ関数 $S(\lambda) = 1.0$ としたときの観測波長の下限と上限を入力。波長の中央値に対して結果を出力。
- 1: 観測波長の下限と上限を入力。2.5nm 刻みでフィルタ関数 $S(\lambda)$ を入力。

以下は 6S 組込みの衛星搭載センサの名称

- 2: Meteosat 可視チャンネル
- 3: GOES East 可視チャンネル
- 4: GOES West 可視チャンネル
- 5,6: NOAA-6 AVHRR チャンネル 1,2
- 7,8: NOAA-7 AVHRR チャンネル 1,2
- 9,10: NOAA-8 AVHRR チャンネル 1,2
- 11,12: NOAA-9 AVHRR チャンネル 1,2
- 13,14: NOAA-10 AVHRR チャンネル 1,2
- 15,16: NOAA-11 AVHRR チャンネル 1,2
- 17-19: SPOT1 HRV1 チャンネル 1~3
- 20: SPOT1 HRV1 PAN
- 21-23: SPOT1 HRV2 チャンネル 1~3
- 24: SPOT1 HRV2 PAN
- 25-30: LANDSAT-5 TM チャンネル 1~7
- 31-34: LANDSAT-5 MSS チャンネル 1~4
- 35-41: MAS ER2 チャンネル 1~7
- 42-48: MODIS チャンネル 1~7
- 49,50: NOAA-12 AVHRR チャンネル 1,2
- 51,52: NOAA-14 AVHRR チャンネル 1,2
- 53-60: POLDER チャンネル 1~8

8) inhom : 目標物反射モデル

6S で用いられる目標物反射モデルは 2.2.4 で述べたものである。ランバートな目標物に関しては、直接目標物の反射率を入力することができる (0.0~1.0)。BRDF に関しては、2.2.5 C) で述べたように数多くのパラメータが存在するため、詳しくは 6S User Guide を参照してほしい。

9) rapp : 大気補正パラメータ

rapp < -1:

大気補正をおこなわない。地表面反射率から、大気上端の放射輝度をシミュレートする。

-1 < rapp < 0:

大気補正をおこなう。rapp を大気上端での反射率で記入。

0 < rapp:

大気補正をおこなう。rapp を大気上端での輝度値 [W/m²/sr/μm] で記入。

10) 入力カードの例

```
0#####1) iigoem: User_defined
48.99 0.00 2.99 27.41 10 11 ##### Sun.ze Sun.az Viw.ze Viw.az Mon. Day.
1#####2) idatm: Tropical_Model
6#####3) iaer: Biomass_Burning_Model
0#####4) v: using_optical_thickness(v=0)
0.10#####optical_thickness_at_550nm
0#####5) xps: Altitude_of_target
-1000#####6) xpp: Altitude_of_sensor
51#####7) iwave: NOAA14_AVHRR1
0#####8) inhom: Lambertian
0#####No_BRDF
0#####User_defined
0.02#####Target_Refrectance(Clear_Water)
-2.0#####9) rapp: No_Atmospheric_Correction
```

11) Mie 散乱パラメータの例

```
#####Phase_Function
#####TETA
0.4000 0.4880 0.5150 0.5500 0.6330 0.6940 0.8600 1.5360 2.2500
180.00 0.4418E+00 0.4230E+00 0.4127E+00 0.4028E+00 0.3968E+00 0.3969E+00 0.3519E+00 0.3358E+00 0.3345E+00
178.38 0.4357E+00 0.4180E+00 0.4084E+00 0.3989E+00 0.3933E+00 0.3934E+00 0.3499E+00 0.3342E+00 0.3322E+00
176.03 0.4115E+00 0.3978E+00 0.3908E+00 0.3826E+00 0.3788E+00 0.3787E+00 0.3422E+00 0.3310E+00 0.3288E+00
173.83 0.3817E+00 0.3728E+00 0.3684E+00 0.3618E+00 0.3598E+00 0.3595E+00 0.3310E+00 0.3263E+00 0.3285E+00
171.61 0.3529E+00 0.3481E+00 0.3458E+00 0.3408E+00 0.3405E+00 0.3402E+00 0.3189E+00 0.3209E+00 0.3259E+00
169.36 0.3296E+00 0.3279E+00 0.3271E+00 0.3233E+00 0.3239E+00 0.3236E+00 0.3080E+00 0.3162E+00 0.3219E+00
167.14 0.3140E+00 0.3142E+00 0.3142E+00 0.3111E+00 0.3122E+00 0.3116E+00 0.2996E+00 0.3123E+00 0.3180E+00
```

参考文献

- Anderson, G.P., J H. Chetwynd, J.-M. Thériault, P.K. Acharya, A. Berk, D.C. Robertson, F.X. Kneizys, M.L. Hoke, L.W. Andreu, and E.P. Shettle: MODTRAN2: Suitability for Remote Sensing, *Proc. of SPIE*, 1984, *Remote Sensing*, 1993.
- Anderson, G.P., J H. Chetwynd, F.X. Kneizys, M.L. Hoke, L.M. Kimball, L. Bernstein, P.K. Acharya, A. Berk, D.C. Robertson, E.P. Shettle, L.W. Andreu, K. Minschwaner, and J.A. Conant: MODTRAN3: Suitability as a Flux-Divergence Code, *Proc. of the 4th ARM Science Team Meeting, Charlestons, S.C.*, 1994.
- Austin, R. W. : The remote sensing of spectral radiance from below the ocean surface, in *Optical Aspects of Oceanography*, N. G. Jerlov and E. S. Nielsen, Eds., San Diego, CA : Academic, 1974.
- Berk, A., L.S. Bernstein, and D.C. Robertson: MODTRAN: A Moderate Resolution Model for LOWTRAN7, *GL-TR-89-0122*, 1989.
- Chandrasekher, S. : *Radiative Transfer*, New York : Dover, 1960.
- Coakley, J.A., Jr., and P. Chylek: The two-stream approximation in radiative transfer: including the angle of the incident radiation, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 32, 409-418, 1975.
- Deuzé, J. L., M. Herman and R. Santer : Fourier series expansion of the transfer equation in the atmosphere-ocean system, *JQSRT*, Vol. 41, No. 6, 483-494, 1989.
- Goody, R. M. : *Atmospheric Radiation 1, Theoretical Basis*, Oxford, U.K., Oxford Univ. Press, 436, 1964.
- Hapke, B. : Bidirectional reflectance spectroscopy: 4. The extinction coefficient and the opposition effect, *ICARUS*, Vol. 67, 264-280, 1986.
- Iaquinta, J. and B.Pinty : Adaptation of bidirectional reflectance model including the hot-spot to an optically thin canopy, in *Proc. Spectral Signature in Remote Sensing Conf.*, Val d'Isère, France, 683-690, 1994.
- Irons, J. R., K. J. Ranson, D. L. Williams, R. R. Irish and F. G. Huegel : An off-nadir-pointing imaging spectroradiometer for terrestrial ecosystem studies, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, Vol. 29, No. 1, 66-74, 1991.
- Isaacs, R.G., W.-C. Wang, R.D. Worsham, and S. Goldenberg: Multiple scattering LOWTRAN and FASCODE models, *Appl. Opt.*, Vol. 26, No. 7, 1272-1281, 1987.

- Kimes, D. S., N. W. Newcomb, C. J. Tucker, I. S. Zonneveld, W. Van Wijngaarden, J. De Leeuw and G. F. Epema : Directional reflectance factor distributions for cover types of northern Africa, *Remote Sens. Environ.*, Vol. 17, 1-19, 1985.
- Kneizys, F.X., E.P. Shettle, W.O. Gallery, J.H. Chetwynd, L.W. Andreu, J.E.A. Selby, R.W. Fenn, and R.A. McClatchey: Atmospheric Transmittance/Radiance: Computation Code LOWTRAN5, *AFGL-TR-80-0067*, (NTIS AD A088215), 1980.
- Kneizys, F.X., E.P. Shettle, W.O. Gallery, J.H. Chetwynd, L.W. Andreu, J.E.A. Selby, S.A. Clough, and R.W. Fenn: Atmospheric Transmittance/Radiance: Computation Code LOWTRAN6, *AFGL-TR-83-0187*, (NTIS AD A137796), 1983.
- Kneizys, F.X., E.P. Shettle, L.W. Andreu, J.H. Chetwynd, G.P. Anderson, W.O. Gallery, J.E.A. Selby, and S.A. Clough: Users Guide to LOWTRAN 7, *AFGL-TR-88-0177*, (NTIS AD A206773), 1988.
- Lenoble, Ed. J. : *Radiative Transfer in Scattering and Absorbing Atmospheres: Standard Computational Procedures*, Humpton, VA : A. Deepak, Vol. 300, 1985.
- Liou, K.N.: A numerical experiment on Chandrasekhar's discrete-ordinate method for radiative transfer: Applications to cloudy and hazy atmospheres, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 30, 1303-1326, 1973.
- Liou, K.N.: Analytic two-stream and four-stream solutions for radiative transfer, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 31, 1473-1475, 1974.
- Lyzenga, D.R.: Note on the modified two-stream approximation of Sagan and Pollack, *Icarus*, Vol. 19, 240-243, 1973.
- Meador, W.E., and W.R. Weaver: Two-Stream Approximations to Radiative Transfer in Planetary Atmospheres: A Unified Description of Existing Methods and a New Improvement, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 37, 630-643, 1980.
- Minnaert, M. : The reciprocity principle in lunar photometry, *Astrophys. J.*, Vol. 93, 403-410, 1941.
- Morel, A. : Optical modeling of upper ocean in relation to its biogenous matter content(Case I Waters), *J. Geophys. Res.*, Vol. 93, No. C9, 10,719-10,768, 1988.
- Pinty, B. and M. M. Verstrate : Extracting information on surface properties from directional reflectance measurements, *J. Geophys. Res.*, Vol. 96, No. D8, 2,865-2,874, 1991.

- Radiation commission of IAMAP meeting of experts on aerosol and their climatic effects, *WCP 55*, World Meteorological Organization(CAS), 1983
- Rasool, S.I., and S.H. Schneider: Atmospheric carbon dioxide and aerosols: Effects of large increases on global climate, *Science* Vol. 173, 138–141, 1971.
- Roujean, J. L., M. Leroy and P. Y. Deschamps : A bidirectional refractance model of the earth's surface for the correction of remotesensing data, *J. Geophys. Res.*, Vol. 97, No. D18, 20,445–20,468, 1992.
- Sagan, C., and J.B. Pollack: Anisotropic nonconservative scattering and the clouds of Venus, *J. Geophys. Res.*, Vol. 72, 469–477, 1967.
- Selby, J.E.A., and R.A. McClatchey: Atmospheric Transmittance from 0.25 to 28.5 μm : Computer Code LOWTRAN 2, *AFGL-TR-72-0745*, (AD A 753075), 1972.
- Shettle, E.P., and J.A. Weinman: The transfer of solar irradiance through inhomogeneous turbid atmospheres evaluated by Eddington's approximation, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 27, 1048–1055, 1973.
- Sobolev, V. V. c: *Light scattering in Planetary Atmosphere*, New York : Pergamon, 1975.
- Stammes, K., S-Chee Tsay, W. Wiscombe, and K. Jayaweera: Numerically stable algorithm for discrete-ordinate-method radiative transfer in multiple scattering and emitting layered media, *Appl. Opt.*, Vol. 27, No. 12, 2502–2509, 1988.
- Tanré, D., M. Herman and P. Y. Deschamps : Influence of the atmosphere on space measurements of directional properties, *Appl. Opt.*, Vol. 21, 733–741, 1983.
- Temkin, R.L., B.C. Weare and F.M. Snell: Feedback coupling of absorbed solar radiation by three model atmospheres with clouds, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 27, 873–880, 1975.
- Vermote, E. F. and D. Tanré : Analytical expressions for radiative properties of planar Rayleigh scattering media including polarization contribution, *JQSRT*, Vol. 47, No. 4, 305–314, 1992.
- Vermote, E. F., D. Tanré, J. L. Deuze, M. Herman and J. J. Morcrette : Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum, 6S:An Overview, *IEEE trans. geosc. remote.*, Vol. 35, No.3, 675–686, 1997.
- Vermote, E. F., D. Tanré, J. L. Deuze, M. Herman and J. J. Morcrette : 6S User Guide Version 2, Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum, 1997.

Walthall, C. L., J. M. Norman, J.M. Welles, G. Campbell and B. L. Blad : Simple equation to approximate the bidirectional reflectance from vegetative canopies and bare soil surface, *Appl. Opt.*, Vol. 24, No. 3, 383-387, 1985.

Weare, B.C., and F.M. Snell: A diffuse thin cloud atmospheric structure as a feedback mechanism in global climatic modeling, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 31, 1725-1734, 1974.

Zdunkowsky, W. G. ,R. M. Welch and G. Korb : An investigation of structure of typical two-stream methods for the calculation of solar flux and heating rates in clouds, *Beitr. Phys. Atmos.*, Vol. 53, No. 2, 147-165, 1980.

3 大気補正処理の例

この章では、実際にライダーで得られたエアロゾルのプロファイルを用いて大気補正を行う方法について紹介する。また、前章で紹介したMODTRANと6Sで実際に大気補正を行った場合の補正結果に対する相違点を検討する。

3.1 ライダーによるエアロゾルプロファイルと大気補正

3.1.1 MODTRAN3 を用いた人工衛星データの大气補正

A) はじめに

人工衛星画像データの大气補正の目的は、各画素の地表面反射率を求めることである。これは大気による光路輝度と、近接する画素の存在によって生じる滲み(周辺効果)を取り除くことである。可視、近赤外域の場合、光路輝度と周辺効果は、大気中の空気分子とエアロゾルによる消散過程により決定される [Tanré et al., 1979; Holben et al., 1992; Tanré et al., 1992; Mitchell et al., 1993]。空気分子による散乱(Rayleigh 散乱)を計算することは簡単であるが、エアロゾル粒子の状態は空間的、時間的に変化している。通常、大気補正アルゴリズムにおいては標準大気モデルが仮定され、適当なエアロゾル光学的厚さの値を用いられる。

大気中の散乱過程は、前章に述べたように MODTRAN [Berk et al., 1989] や 6S [Vermote et al., 1997] のような放射伝達コードによってシミュレーションされる。MODTRAN は非常に多目的に使用できるコードであるが、そのアルゴリズムは、2-stream 近似 [Meador and Weaver., 1980] を元としている。2-stream 近似は、放射伝達モデルの複雑さを1次元空間の問題として簡略化しているため、周辺効果を取り込むことは簡単ではない。それに対し、6S コードは人工衛星データの大气補正を目的として開発された。6S において、大気中の光の透過は、空気分子と様々な大気モデルのエアロゾル粒子の鉛直分布を用いて計算している。周辺効果は、目標物を円形であると仮定し、環境関数 $F(r)$ [Tanré et al., 1981] を用いることによって考慮される。この関数は、目標物へ到達するはずの大気中を直達透過した光子が、実際は散乱され、目標物の中心から半径 r の円内の地表面に衝突する確率である。円内のアルベドは一様であると仮定しているために、 $F(r)$ の定義は、実際の衛星データに対し、限られた場合にのみ適用できる手法であることがわかる。例えば、陸と海域表面の境界に沿った周辺効果を適切に取り扱うことはできない。

Richter [1990] は、2段階の計算を通して行う大気補正アルゴリズムを提案した。第1段階では、大気散乱による放射輝度を取り除き、第2段階では、画素ごとの周辺効果を取り除くものである。本報告では、Richter の手法を改良した3段階補正について述べる。この手法は、周辺画素からの放射輝度成分を考慮し、各画素のアルベドを再計算する。Richter の手法に対し、本アルゴリズムは、透過項を取り除き、放射輝度成分のみで表す解析的に簡単な表現を用いた。解析的な表式を導くにあたり、人工衛星センサの応答関数をバンド幅の中で一定と仮定した。

本アルゴリズムは、どのような放射伝達コードに対しても適用できる。それは、実行のために必要なものが大気輝度成分と地表面反射放射輝度成分だけであるからである。本報告における輝度の計算では、MODTRAN3.1 コードを利用した。しかし、実際の計算において、周辺画素からの反射成分を分離するためにコードに若干の改良を加えた。上述の第3段階を含めることによって、目標物アルベドの計算に

において、精度の改善が保証された。6S コードによる周辺効果の計算が限定的であるのに対して、本アルゴリズムは、画素ごとにアルベド値が変化している場合についても適用することができる。

本アルゴリズムを NOAA-14 Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) によって受信された衛星データ、チャンネル1 (可視、 $0.58 \sim 0.68 \mu\text{m}$) とチャンネル2 (近赤外、 $0.725 \sim 1.10 \mu\text{m}$) に適用した。また、2段階補正と3段階補正による結果の比較、可視・近赤外チャンネル間の違い、そして、季節による差について検討した。

B) 大気補正アルゴリズム

本報告で採用した大気補正アルゴリズムの特徴は、輝度地とアルベドの間の簡潔な関係式の利用と、これによる計算速度の速さである。その手法は、衛星データの海面・地表面反射画像に対して適用でき、大気による光路輝度を取り除き、ついで周辺効果の補正を行う、2段階補正からなる。大気補正の手順を示すと、次のようになる。まず、衛星画像データはデジタルデータとして記録されている。そのデジタル値は与えられた校正値を利用してアルベド値に換算される。はじめに画像データの各画素に対して生のアルベドを計算する。

$$\rho_i^{(\text{raw})} = (S_i \times \text{DN} + I_i)/100, \quad (3.1)$$

ここで、DN はデジタルデータ、 S_i 、 I_i はそれぞれチャンネル i に対する傾きとバイアス定数の校正値である。 F_i をセンサの各バンド幅で積分された太陽放射照度であるとする、衛星センサが受信する放射輝度は、 $\rho_i^{(\text{raw})} F_i / \pi$ で表される。大気補正の第1段階によって求められる地表面反射率は、次式で与えられる。

$$\rho_i^{(1)} = \frac{1}{a_1} \left[\frac{d^2}{\cos \theta_s} \cdot \rho_i^{(\text{raw})} - a_0 \right]. \quad (3.2)$$

ここで、 d は地球-太陽の天文単位での距離、 θ_s は太陽天頂角である。パラメータ a_0 と a_1 は、

$$a_0 = \frac{\pi d^2 \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} L_0(\lambda) \Phi(\lambda) d\lambda}{\cos \theta_s \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} F_s(\lambda) \Phi(\lambda) d\lambda}, \quad (3.3)$$

$$a_1 = \frac{d^2 \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} F_g(\lambda) [T_{\text{dir}} + T_{\text{dif}}] \Phi(\lambda) d\lambda}{\cos \theta_s \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} F_s(\lambda) \Phi(\lambda) d\lambda}, \quad (3.4)$$

で表される。ここで、 $\Phi(\lambda)$ はセンサの応答関数 (λ_1 と λ_2 はセンサバンドの下端と上端境界を示す)、 $T_{\text{dir}}(\lambda)$ と $T_{\text{dif}}(\lambda)$ はそれぞれ、地表面からセンサまでの直達・拡散透過率、 $F_s(\lambda)$ は大気上端での太陽放射照度、 $F_g(\lambda)$ は地表面放射照度、 $L_0(\lambda)$ は光路輝度で、ここで考えている可視・近赤外領域では地表面が仮に黒体であるとしたときに観測される輝度である。

第2段階は周辺効果の補正である。これによって得られる地表面反射率は、

$$\rho_i^{(2)} = \rho_i^{(1)} + q \left(\rho_i^{(1)} - \bar{\rho}_i^{(1)} \right) \quad (3.5)$$

である。ここで、パラメータ q は次のように定義される。

$$q = \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \frac{T_{\text{dif}}(\lambda)}{T_{\text{dir}}(\lambda)} \Phi(\lambda) d\lambda. \quad (3.6)$$

そして、

$$\bar{\rho}^{(1)} = \frac{1}{N^2} \sum_{j=1}^{N^2} \rho_j^{(1)}, \quad (3.7)$$

は対象とする画素を中心とした $N \times N$ の画像の平均地表面反射率である。

このアルゴリズムの主要な構成を明らかにするため、ここで応答関数 $\Phi(\lambda)$ をそれぞれのバンド幅に含まれる波長範囲に対して定数であると仮定する。これによって各アルベドは次のように簡略化される。

$$\rho^{(1)} = \rho \frac{L_{\text{pix}} - L_0}{L_{\text{total}} - L_0}, \quad (3.8)$$

$$\rho^{(2)} = \rho^{(1)} + \frac{L_p - L_0}{L_g} (\rho^{(1)} - \bar{\rho}^{(1)}). \quad (3.9)$$

ここでチャンネルを表す下付き添え字 i は省略する。放射輝度成分 L_{pix} 、 L_0 、 L_{total} 、 L_p 、 L_g はそれぞれ、画素の輝度 (観測値)、黒体地面 ($\rho = 0$) に対する光路輝度、全放射輝度、大気に対する光路輝度、地表面での反射後に直達透過によってセンサに届いた放射輝度である。オリジナルのコードでは、次に示される4つの成分の和で表される全放射輝度が求められる。

$$L_{\text{total}} = L_{\text{ps}} + L_{\text{pm}} + L_{\text{gi}} + L_{\text{gd}}. \quad (3.10)$$

右辺にある初めの2成分は光路輝度 (単散乱と多重散乱)、残りの成分は、地表面反射輝度 (間接到達と直接到達) である。4成分のなかで、最後の成分 (L_{gd}) だけが画像データの中にある画素のアルベドと直接関連している。(3.9)式において、 L_p は、 $L_{\text{ps}} + L_{\text{pm}}$ 、 L_g は $L_{\text{gi}} + L_{\text{gd}}$ からなる。

ここで、我々は周辺効果の取り扱いを改良するために、Fig. 3.1で示されるように、放射輝度成分を詳しく分類化した。MODTRANによる計算では、 L_{pm} 成分は地表面反射率 ρ 依存性を示す。これは、センサに到達する前に目標となる画素の外側の地表面で反射する L_{pm_2} 成分の寄与が原因である。そのため、多重散乱の光路輝度成分 L_{pm} を L_{pm_1} (純粋に大気のみで多重散乱された光路輝度) と L_{pm_2} に分割して考える。この改良では、下の式で示される通り、 L_{pm_2} を平均アルベドから求める。同様に、地表面反射の間接到達成分を L_{gi_1} と L_{gi_2} の2成分に分解する。 L_{gi_1} は目標物に関係し、 L_{gi_2} はその周辺に関係している。結果として、我々はこれらの放射輝度成分から次のような関係性を考えた。つまり、(3.9)式のパラメータは、

$$L_g = L_{\text{gd}} + L_{\text{gi}_1} + L_{\text{gi}_2} \quad (3.11)$$

$$L_0 = L_{\text{ps}} + L_{\text{pm}_1}$$

$$L_p = L_0 + L_{\text{pm}_2}$$

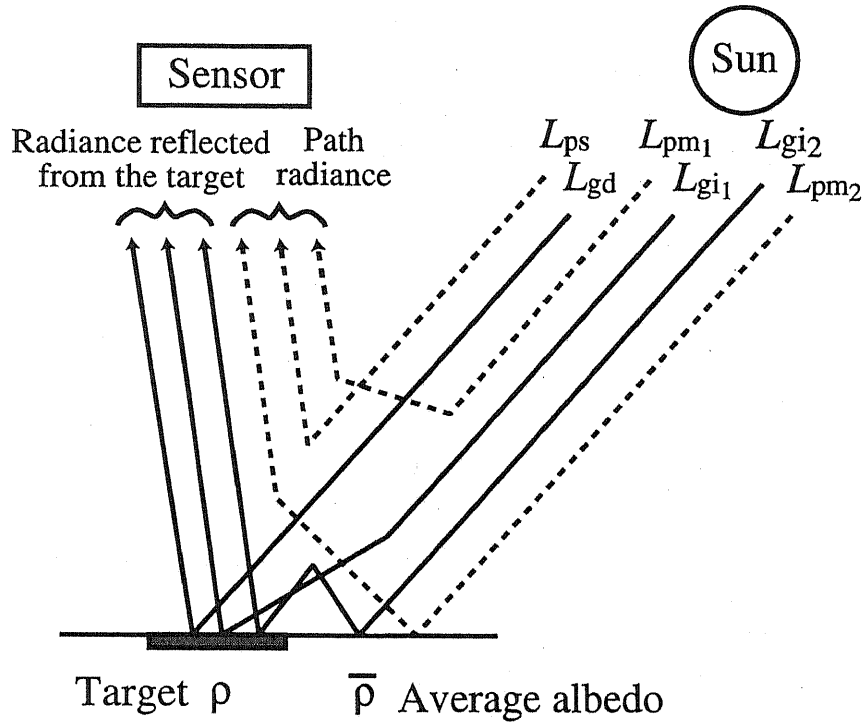


Fig. 3.1: Radiance components observed by a satellite sensor at the top of the atmosphere. The target albedo is denoted as ρ .

で示される。

Richter の大気補正アルゴリズムの第 2 段階は (3.9) 式で示される。この式は、 $\rho^{(2)}$ の平均アルベドが $\bar{\rho}^{(1)}$ と等しいと仮定している。我々のアルゴリズムはこれに次の大気補正式を加えた。

$$\rho^{(3)} = \rho^{(2)} \frac{L_{\text{pix}} - L_0}{L'_{\text{total}}(\rho^{(2)}, \bar{\rho}^{(1)}) - L_0}, \quad (3.12)$$

ここで、

$$\begin{aligned} L'_{\text{total}}(\rho^{(2)}, \bar{\rho}^{(1)}) = & L_{\text{ps}} + L_{\text{pm1}} \\ & + L_{\text{pm2}}(\bar{\rho}^{(1)}) + L_{\text{gd}}(\rho^{(2)}) \\ & + L_{\text{gi1}}(\rho^{(2)}) + L_{\text{gi2}}(\rho^{(2)}, \bar{\rho}^{(1)}). \end{aligned} \quad (3.13)$$

である。(3.12) 式と (3.8) 式とは同様の形をしているが、(3.12) 式ではアルベド $\rho^{(2)}$ と周辺アルベド $\bar{\rho}^{(1)}$ を用いて全放射輝度が計算される。この補正アルゴリズムを NOAA AVHRR データに適用する。

C) 結果

i. 画像データと関連するパラメータ

1997年12月5日(ケース1)と1997年12月15日(ケース2)の2ケースに対して大気補正を行った。NOAA-14号 AVHRR (チャンネル1、2)から千葉市を中心を含む 190×190 の画像を取り出した。式(3.7)の平均アルベドを求める計算に対して、 $N = 3(3 \times 3 \text{ km}^2)$ とした。式(3.1)では、AVHRRチャンネル1に対して $S_1 = 0.1115$ 、 $I_1 = -4.5715$ 、 $F_1 = 221.42$ 、チャンネル2に対して $S_2 = 0.1337$ 、 $I_2 = -5.4817$ 、 $F_2 = 252.29$ の校正用パラメータ値が使用される。式(3.7)で L_{total} と L_0 はMODTRAN3を用いて計算される。大気補正計算において、地上視程をケース1では34.6 km、ケース2に対して29.5 kmを用いた。これらの値は光学的厚さに換算すると、それぞれ0.198と0.232である。光学的厚さは衛星通過時にサンフォトメータ観測によって得られた。この両日について、同時にライダーも行った。MODTRAN3の設定において都市型標準エアロゾル、中緯度の冬を選択した。

MODTRAN3計算で得られた放射輝度成分(ケース1、チャンネル2)のアルベド依存性をFig.3.2に示した。この計算結果から、 L_{ps} と L_{pm_1} は、アルベドに依存しないこと、 L_{gd} 、 L_{gi_1} 、 L_{pm_2} は、目標物のアルベドに正比例すること、そして、 L_{gi_2} はアルベドの自乗に比例していることが分かる。 L_{gi_2} は比較的小さいため、全放射輝度は近似的に目標物アルベドの直線関数である。このことから、仮のアルベド値(例えば、 $\rho = 0.2$)を用いて第1段階補正 $\rho^{(1)}$ を求めることが可能である。

第3段階補正において、平均アルベド $\bar{\rho}$ を計算するために $N \times N$ の画素数を考慮しなければならない。周辺効果の補正に対して画素のサイズが与える影響を調べるために、 $N = 3$ と $N = 9$ に対して求められたそれぞれの $\rho^{(3)}$ を比較した。その結果、 190×190 の全画素において、約90%は、 $|\delta\rho^{(3)}| = |\rho_{N=3}^{(3)} - \rho_{N=9}^{(3)}| / \rho^{(\text{raw})} < 0.1$ の範囲に含まれた。 $\delta\rho^{(3)}$ は陸海の境界にそって大きな値を示し、その海域において正の値、陸域において負の値を示した。しかし、アルベド値について大まかに換算してみると、海域で+0.002、陸域で-0.004であった。これから、約10%より良い精度を必要としない限り、周辺効果の補正の主な特徴を目標物を含む周辺 3×3 の画素から十分に導出することができる。

ii. 大気補正の結果

はじめに、第1段階補正後の画素放射輝度(L_{pix})と地表面反射放射輝度(L_{gd})の関係について調べた。 L_{gd} の値は画素のアルベド $\rho^{(1)}$ と、得られるエアロゾル光学的厚さを用いたMODTRAN計算から求められた $\partial L_{\text{gd}} / \partial \rho$ の積で求められる(Fig.3.2)。Figure 3.3にケース1、ケース2の結果を示す。チャンネル1では、 L_{gd} が L_{pix} に対して半分ぐらいの値を示している。これは可視域において大気による放射輝度の影響が大きいことが原因に挙げられる。一方、チャンネル2では、大気による影響が比較的小さく、大気上端での放射輝度は主に地表面反射成分に支配される。その結果として、求められるチャンネル2の L_{gd} はチャンネル1よりも大きくなる。エアロゾル光学的厚さ τ について、ケース2($\tau = 0.232$)はケース1($\tau = 0.198$)より大きい。Figure 3.3から、減衰が大きい場合には、より小さい傾き $\partial L_{\text{gd}} / \partial L_{\text{pix}}$ が得られることがわかる。

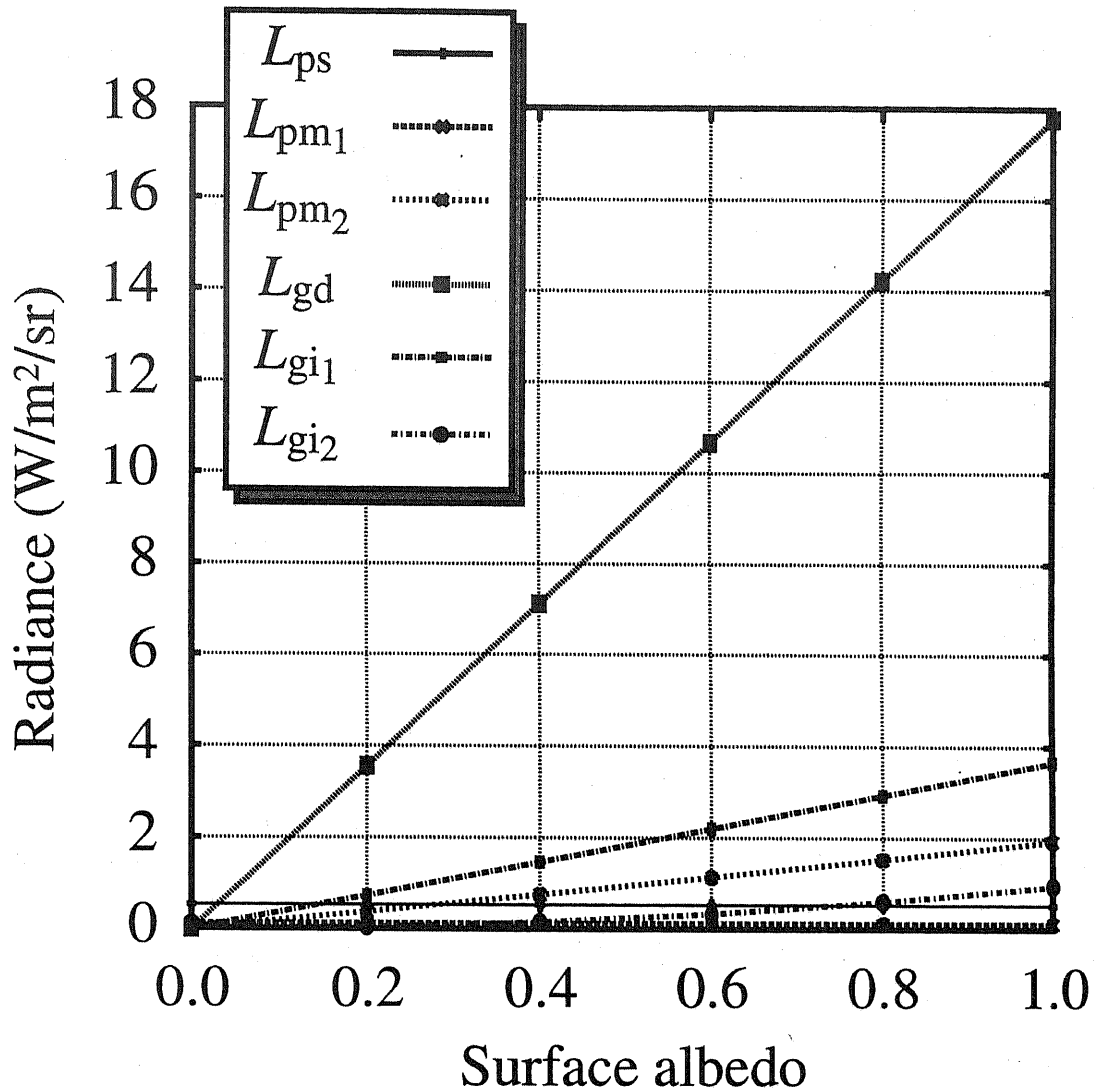


Fig. 3.2: Albedo dependence of each radiance components. Calculated by the MODTRAN code for NOAA-14 AVHRR channel 2 data (December 5, 1997).

Figure 3.4は、第3段階補正後のチャンネル2のアルベド画像である。左側は1997年12月5日13時51分(ケース1)、右側は1997年12月15日13時41分(ケース2)の画像である。画素のアルベドは、0から0.3までを表示し、0.3以上の画素に対しては、0.3で表している。右下の高いアルベドの範囲は雲による影響である。補正前の画像 ($\rho^{(raw)}$)(大気上端の見掛けのアルベド)では、アルベドは0から0.05と比較的低い範囲である。それにも関わらずアルベドの違いによって陸海域間の区別ははっきりしている。大気補正後は、その区別はよりはっきりとし、アルベドは陸域で0.15から0.30、海域で0.03より低い値になった。チャンネル1においても同様の傾向がみられる。補正前はアルベドの範囲は0から0.05の範囲、補正後は0.03と0.70(それぞれ海域と陸域)の付近に2つのピークをもつ分布になった。

周辺効果を明らかにするために、アルベド画像 $\rho^{(3)}$ と $\rho^{(1)}$ の差を調べた。ケース 1 に対する $(\rho^{(3)} - \rho^{(1)})/\rho^{(raw)}$ の分布を Fig. 3.5 (a) に示した。チャンネル 1、チャンネル 2 の両方に対して、それらの値は -0.1 から 0.1 の範囲であった。チャンネル 2 画像において、近傍のアルベドの値大きいところ (海岸線など) で周辺効果が現れた。一方、チャンネル 1 では、その効果を陸域においてもみることができた。比較として、同じケースに対する $(\rho^{(3)} - \rho^{(2)})/\rho^{(raw)}$ を Fig. 3.5 (b) に示した。ほとんどの画像に対して、その値は 0 から 0.05 の範囲に収まった。この差が生じる理由は、第 2 段階補正では大気による寄与のみを表しているのに対して、第 3 段階補正では目標物と周辺画素からの放射輝度を分離しているためである。

Figure 3.5 (b) から、ほとんどの画素に対して、アルベド値の差 $\rho^{(3)} - \rho^{(2)}$ は正の値であることがわかる。これは、第 3 段階補正による平滑化の結果である。それに対し、雲に覆われている部分は、平滑化によって差はわずかに減少している。この特徴は本アルゴリズムの性質によるものである。それは衛星画像の地表面の状態に関わらない。

iii. 季節変動

Figure 3.6 に示すように、2 つの任意の範囲、都市域と植生域を選択した。季節変動を調べるためにそれぞれの植生指数 (NDVI) を計算した。都市域は、千葉市周辺に位置し、植生域は房総半島の中心に位置している。植生域は、年間を通して植生 (主に森) に覆われているところである。大気補正によって都市域の NDVI は増加する傾向を示す。それぞれの季節に対して、都市域で 0.05 から 0.1 まで増加し、植生域で 0.1 から 0.2 まで増加した。NDVI の季節変動は植生域において比較的小さいが、都市域の夏と冬と比較すると、植生の変化によって冬よりも夏の方が 0.1 ほど大きいことがわかった。

C) 結論

衛星データに含まれる周辺効果の補正に関するアルゴリズムについて述べた。目標物とその周辺の画素から影響を受ける放射輝度成分を計算するために、MODTRAN コードを改良して用いた。NOAA AVHRR データに対する計算では、可視、近赤外域の画像に対してアルゴリズムの効果を評価することができた。本研究では、エアロゾル光学的厚さを決定するために、地上観測データを用いた。しかし、本アルゴリズムと黒体目標物手法 [Holben, et.al, 1992] を組合せることにより、人工衛星データだけを取り扱う大気補正に対して、速くかつ汎用性のある手法が得られる可能性がある。また、直接的にライダーデータ (例えば、エアロゾル分布) を周辺補正の計算へ用いることも可能になる。

3.1.2 2-stream 手法の取り扱いにおける注意点

2.1.3 で述べた 2-stream 放射伝達近似アルゴリズムの使用については、いくつかの問題がある。それは、上下方向の 1 次元空間として近似を行っているために、大気層

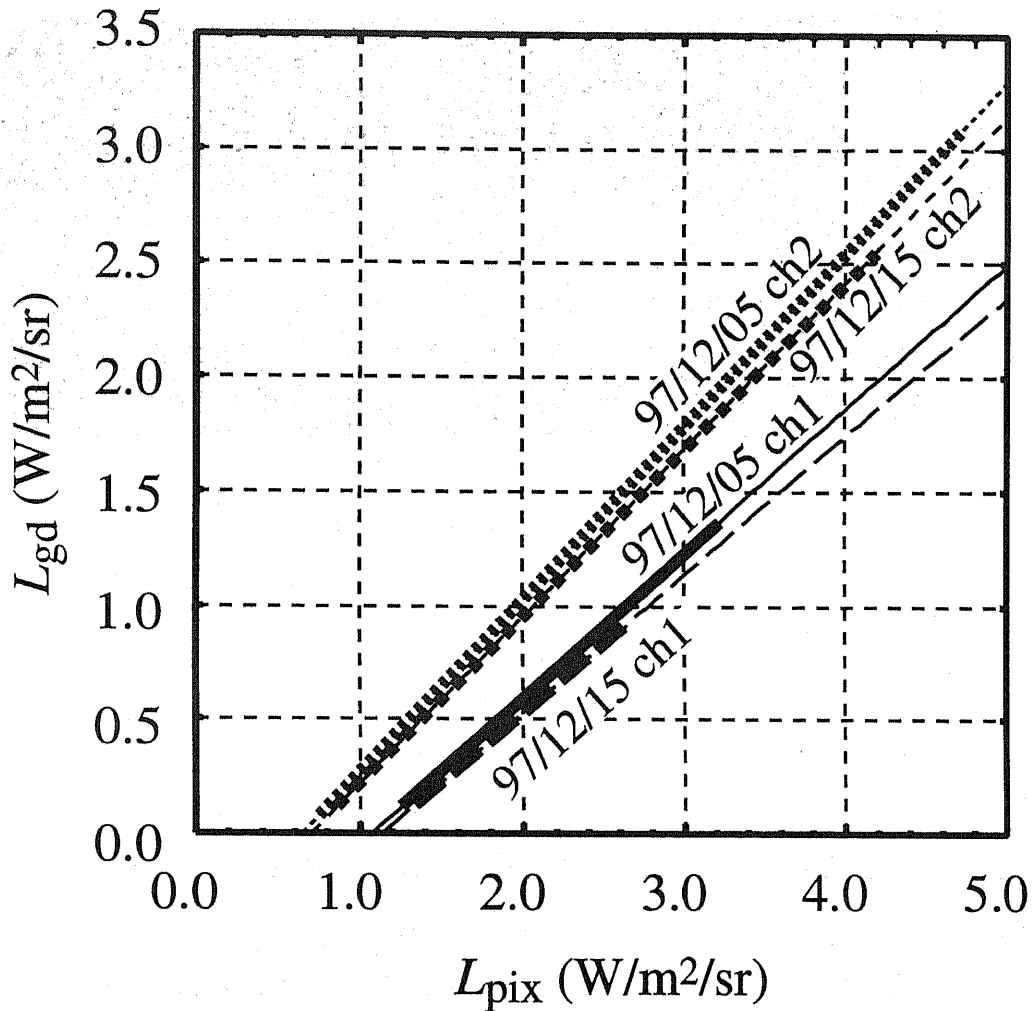


Fig. 3.3: Ground-reflected radiance L_{gd} after the first-step of the atmospheric correction: L_{pix} is the radiance observed by the satellite sensor (NOAA AVHRR, channel 1 and channel 2).

は、各層において一様で均質に広がり、地表面は一様でランバート面であると仮定しなければならない。しかし、実際の人工衛星データ大気補正では、地表面アルベドは一定でもランバート面でもないため、2-stream手法で求められた放射輝度成分と比較すると違いが生じる。そのため、我々は大気補正アルゴリズムを第3段階補正式(3.12)と式(3.13)で示されるように全放射輝度に含まれる目標物寄与の成分とその周辺からの寄与の成分を明確に分割し、この問題を解決した。しかし、2-stream手法では、エアロゾル散乱による大気上端での輝度成分は光学的厚さのみによって決まるため、エアロゾル鉛直分布に依存しない。これは、次に述べるように、周辺効果の補正を行う上で重要な要素となるエアロゾル鉛直分布を活用することができないことを意味する。この逆について改善を行うにはエアロゾル鉛直分布を考慮に

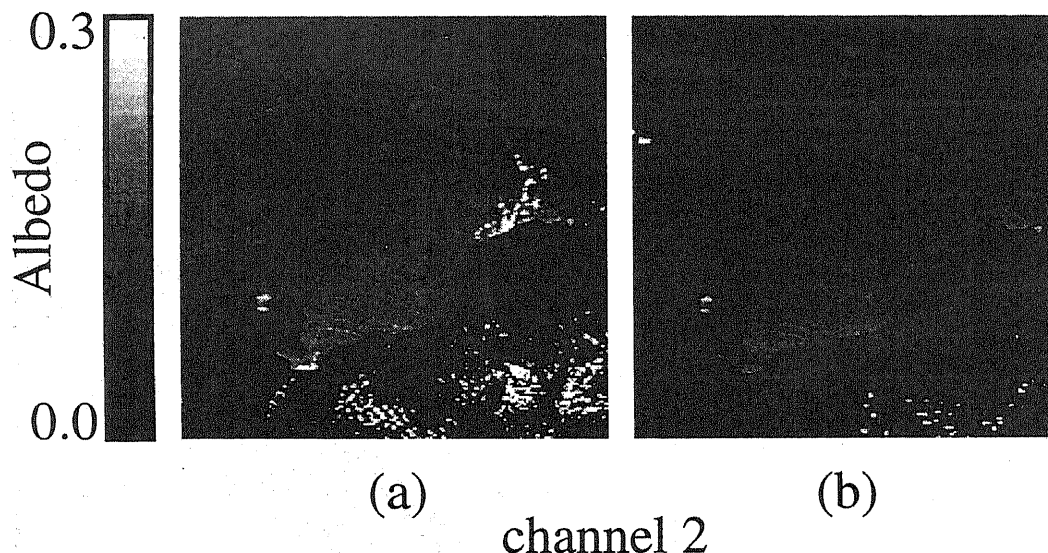


Fig. 3.4: Albedo image for AVHRR channel 2 after the third-step correction. (a) December 5, 1997 (b) December 15, 1997.

いれた散乱過程アルゴリズムの導入が必要である。

3.1.3 大気補正ヘライダーデータを用いる利点

LOWTRAN、MODTRAN では、エアロゾル消散係数の鉛直プロファイルは地上視程により決まる。また、ユーザー指定で、鉛直プロファイルを直接指定することができる。モデルの鉛直プロファイルでは、混合層高度を1 kmに限定し、地上視程が10 kmより大きくなると、混合層高度がなくなるようにしている。これは実際の鉛直分布とは違っている。混合層高度は、1日の気象条件によって短期的に変動し、季節的な気象条件により長期的に変動する。夏季では、混合層高度の日変動は、1から4 kmである。冬季では、日変動の範囲は、500 mから2 kmである。この混合層高度は、大気による光の散乱過程、とくに、目標物周辺の表面で反射された光が、目標物-センサ視野内で散乱されて生じる光路輝度に影響を及ぼす。これが周辺効果の成分となる。6Sでは、半径 r の目標物内で反射する環境関数を $F(r)$ として表しているが、 $F(r)$ を求める過程に、エアロゾル鉛直プロファイルが関わっている [Tanré et al., 1981]。また、高島勉ら [1997] が、多数の素面からなる地表面に対する考察から、周辺効果のエアロゾル分布への依存性について述べている。その結果、光学的厚さが同じ条件での混合層高度の変化に対して、周辺効果は、混合層高度が低い場合よりも高いほうが影響が大きくなること、光学的厚さに対しては、光学的厚さが大きい場合よりも小さい場合のほうが大きくなることが示された。しかも、周辺効果への寄与となる地表面範囲はそれぞれの場合で違ってくる。このように、衛星画像データに及ぼす周辺効果への影響を考慮するためには、エアロゾル消散係数鉛直

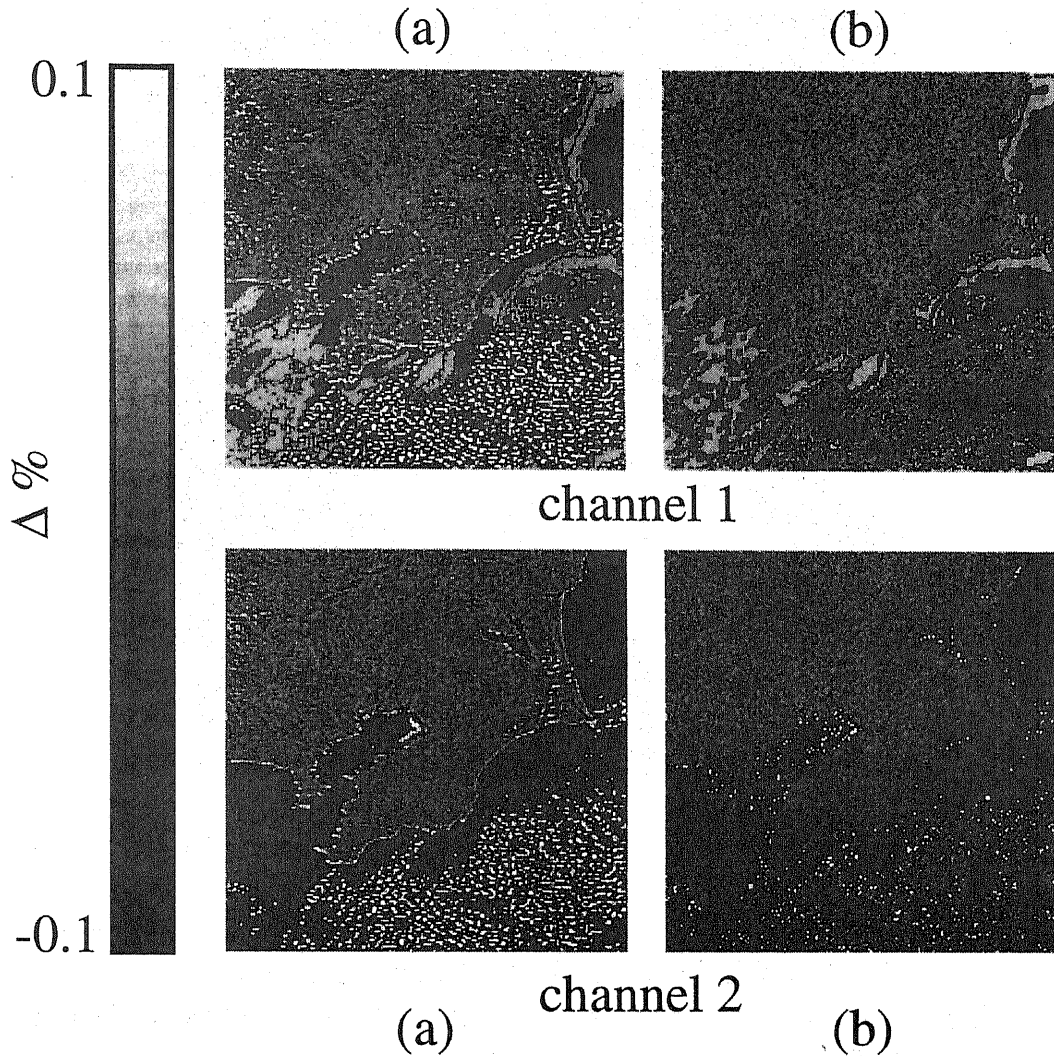


Fig. 3.5: Adjacency effect for channel 1 and channel 2 of AVHRR. (a) $(\rho^{(3)} - \rho^{(1)})/\rho^{(raw)}$ (b) $(\rho^{(3)} - \rho^{(2)})/\rho^{(raw)}$.

プロファイルが必要がある。

ライダーは、エアロゾル消散係数プロファイルを観測することができる装置である(ライダーについては、別刷「大気データ取得用ライダー」に詳しく説明されている)。我々の多波長ライダーは、時間的分解能、空間分解能(3m)がともに高く、詳細な大気情報を取得することが可能である。そして、4波長のレーザーを用いることにより波長依存性についての情報も取得できる。このライダーデータから得られた消散係数プロファイルを用いることにより、周辺効果の評価をより厳密に行うことが可能になる。我々は、現在、MODTRANと同様に34層で限定される大気層に対して、センサ-目標物の視野内で散乱される成分を単散乱のみに限定し解析を行っている。この結果から、周辺効果に寄与する地表面範囲などの情報が得られつつある。このような、単散乱近似によるアルゴリズムは、地表面反射率を一様、ランバート

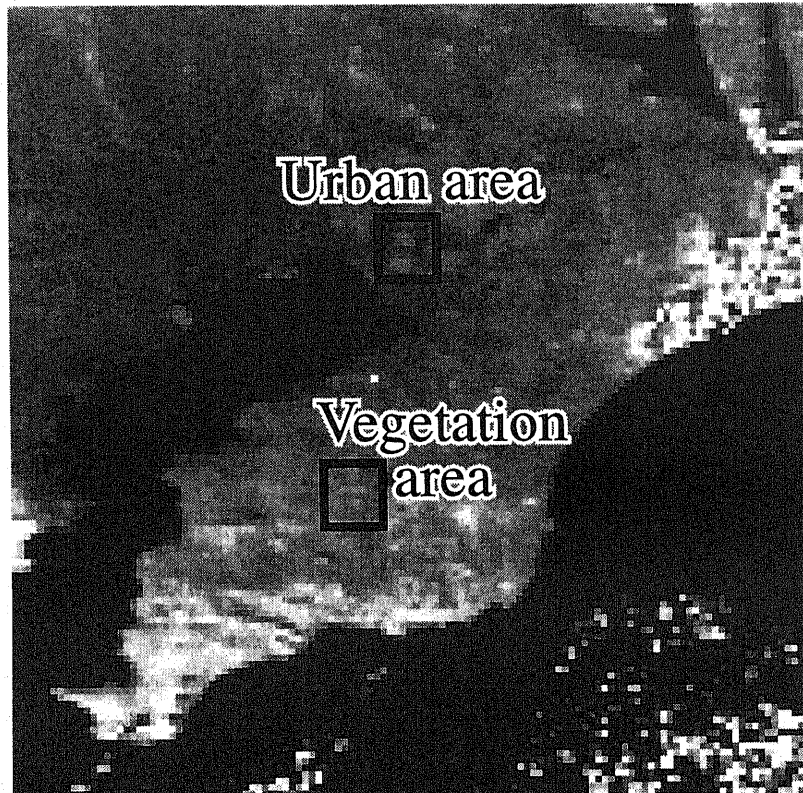


Fig. 3.6: Urban area and vegetation area chosen for the NDVI calculation.

面とする必要がなく、大気層の数を限定しないため、ライダーデータを直接入力パラメータとして実際の衛星データに適用するのに好都合である。これによって、時間的、空間的、スペクトル的に高分解能で、かつ日変動、季節変動などの詳しい情報をもとに、周辺効果を評価することが可能になった。

3.1.4 まとめ

高速で計算を行うことができる Richter の大気補正アルゴリズムを放射輝度成分のみで簡略化表現し、周辺画素からの放射輝度成分を分離、第3段階補正式を導入することによって改良した。本アルゴリズムは、放射輝度成分をパラメータとするため、どのような放射伝達コードでも利用することができる。本研究では、放射伝達コードの1つである MODTRAN3 を用いた。そして、NOAA-14 AVHRR 画像データ (1997年12月5日、1997年12月15日) に対して大気補正を行った。

大気補正の結果について、チャンネル1、チャンネル2、それぞれの補正後の地表面反射率の増加量は、大気上端での放射輝度成分 L_{pix} に含まれる地表面反射成分 L_{gd} の割合によって決まることが分かった。季節による変動については、都市域、植生域においてその変動を見ることができた。

2-stream 手法については、1次元空間に限定されているため、大気補正を行う場合に放射輝度の分離を行う必要がある。そして、エアロゾルの鉛直プロファイルではなく、光学的厚さで放射輝度の結果が求められるため、周辺効果への評価で問題になる。この周辺効果を考慮するために、環境関数 $F(r)$ などが研究されてきた。その効果を求めるためには、エアロゾル鉛直プロファイルが必要になる。ライダーを用いることにより、エアロゾル鉛直プロファイルを観測することが可能である。また、高い空間分解能、時間分解能をもつライダーデータから得られた消散係数鉛直プロファイルを用いることにより、より詳細な周辺効果の評価を行うことが可能になる。

3.2 大気補正におけるMODTRANと6Sの比較

3.2.1 MODTRANと6Sの相違について

2章で放射伝達コードMODTRANと6Sの紹介をした。本節では、この2つのコードを用いて得られる大気補正結果について比較検討する。MODTRANは大気の放射伝達過程を層状大気に対する1次元モデル(2-stream Model: 2.1.3節参照)で計算しているが、6Sは人工衛星を用いた大気補正に対して、より扱いやすくすることを目的としており、センサ感度などの多くのデータベースおよび処理の高速化のために多くの近似式(SOS法: 2.2.2節参照)を用いている。大気補正を行う場合、この2つの放射伝達方程式の実装方法の違いから、どの程度の差が生じるかを把握しておくことは重要である。

3.2.2 放射輝度値による比較

人工衛星に搭載されたセンサが受け取る輝度信号は、地表面および大気によって散乱される成分を含む。輝度成分は光路により、Fig.3.7に示した6つの成分に分離することができる。MODTRANは3.1節で述べたように、この6つの成分のうち4成分を個別に出力し、コードを若干改良することにより6成分を分離することができる。一方、6Sは放射伝達解析の結果として、パストラディアンズ(L_{atm})、周縁反射光(L_{env})、目標物反射光(L_{pix})の3つの輝度値を計算結果として返す。そこで、この6つの成分を次のように3つにまとめる。

- 1) $L_{atm} = L_{ps} + L_{pm}$ (ただし、6Sは多重散乱を独立には取り扱えないため L_{ps} に全て含む)
- 2) $L_{env} = L'_{pm}$
- 3) $L_{pix} = L_{gd} + L_{gi} + L'_{gi}$

この3つの成分をTable 3.1に示す条件で比較した。比較のためのパラメータとして、視程 V (2km~50km)および地上反射率 ρ (0.0~1.0)を用いた。

ただし6SとMODTRANでは、入力パラメータとしての視程 V と光学的厚さの取り扱いに違いがあり、直接比較することはできない。MODTRANでは視程を決めることによって、地上での消散係数

$$\alpha = 3.912/V \quad (3.14)$$

が決定され、これをもとに上空上空プロファイルを用いて光学的厚さが決定される。逆に光学的厚さから視程を求めるには、消散係数プロファイルから作成された $\tau-V$ グラフ(Fig.3.8)を用いて決定する。これに対し、6Sは

$$V = \exp \left\{ -\frac{\log(\tau_{550}/2.7628)}{0.79902} \right\} \quad (3.15)$$

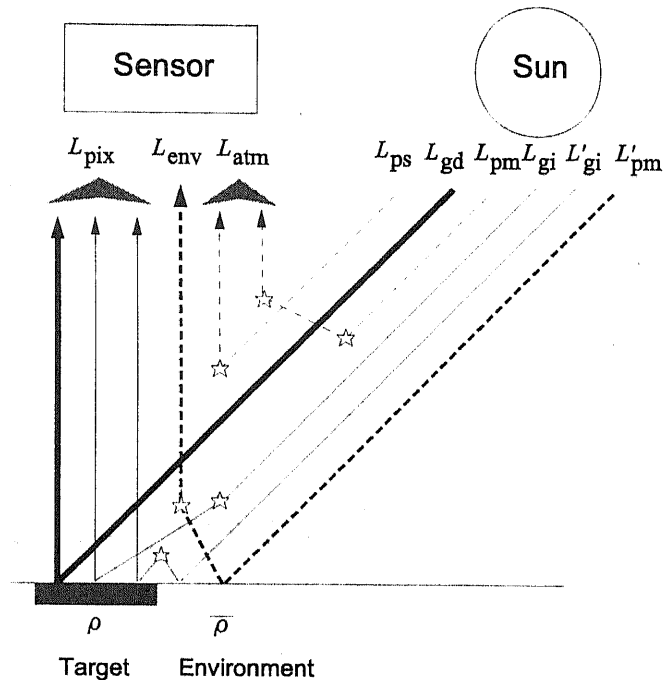


Fig. 3.7: Radiation components detected by a satellite sensor.

の関係式より直接求めている。この関係を Fig.3.8 に示す。本報告では、MODTRAN 側で用いられる τ_{550} の値を 6S に入力し、比較を行った。

Table 3.1: terms of coparison with MODTRAN and 6S

date	soler zenith	sattelite zenith	atmospheric model	aerosol model
May. 10 1997	30.5°	0.0°	midlatitude summer	urban
Dec. 5 1997	65.0°	0.0°	midlatitude winter	urban

Fig.3.9~Fig.3.13 に 5 月 10 日の AVHRR のチャンネル 1、2 の地表面反射率と放射輝度の関係を示す。これらの図は、視程を 2~50km の範囲で変化させたものである。チャンネル 1 の場合に L_{env} 、 L_{atm} では 6S と MODTRAN でほとんど相違が見られないが、 L_{pix} の値については 6S の方が MODTRAN より輝度値が大きく、反射率の増加の伴いその差が大きくなっていくことがわかる。一方チャンネル 2 の場合はチャンネル 1 とは逆に MODTRAN の方が 6S より輝度値が大きい。このことから、6S と MODTRAN では波長依存性が異なっているといえる。

また、Fig.3.14~Fig.3.17 に 5 月 10 日の AVHRR のチャンネル 1、2 の視程と放射輝度の関係を示す。これらの図は、地表面反射率を 0.0 ~ 1.0 の間で変化させたものである。チャンネル 1 の場合に L_{env} は 6S と MODTRAN でほとんど相違が見られないが、 L_{pix} は 6S の方が大きな輝度値を返し、視程の増加に伴い一定間隔で差が開いており、 L_{atm} は逆に視程の増加に伴い一定間隔で差が小さくなっている。チャンネル 2 の場合には L_{atm} が 6S と MODTRAN でほとんど相違が見られないが、チャ

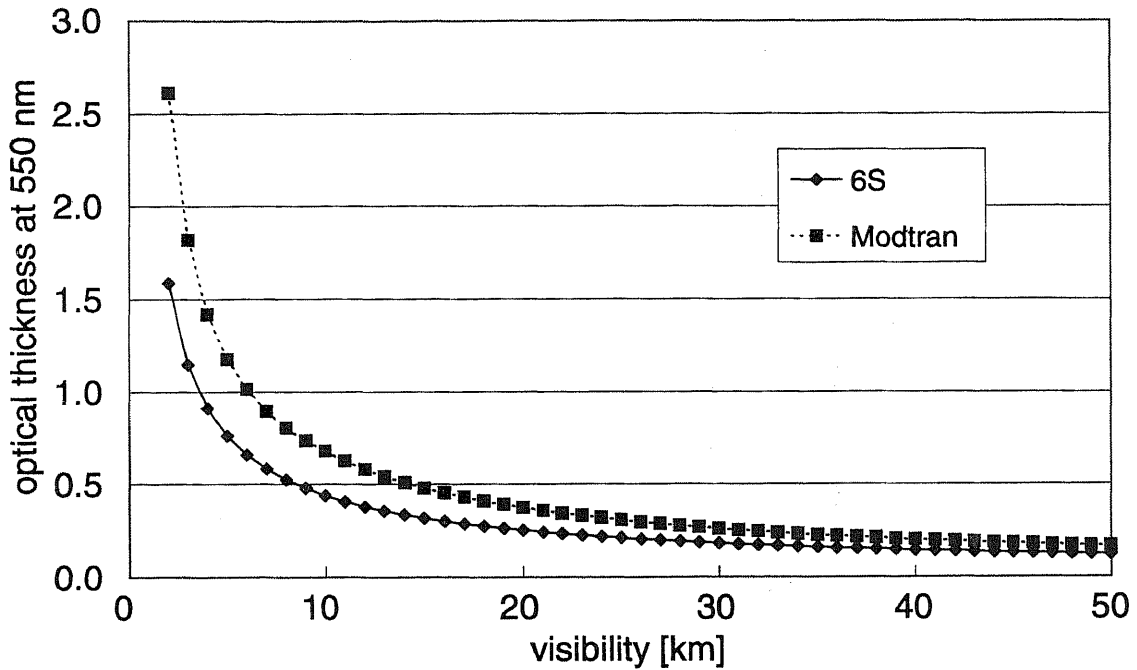


Fig. 3.8: Relation between visibility and τ_{550} for 6S and MODTRAN.

ンネル1では逆に L_{pix} 、 L_{env} とともに MODTRANの方が6Sより輝度値が大きい。

Fig.3.18は、6Sの輝度値をMODTRANの輝度値で割った比で比較したものである。チャンネル1の場合、 L_{pix} と L_{atm} の比は1.0を超えており、常に6SがMODTRANより大きな輝度値を示していることがわかる。チャンネル2の場合、すべての輝度値がMODTRANが6Sより大きな輝度値を示していることがわかる。また、大気夏モデルと冬モデルの相違点を検討するために、同じ計算を12月5日のデータに対して行った結果をFig.3.19に示す。Fig.3.18と比べると、各成分の比は若干異なるが、全体の傾向としては類似している。

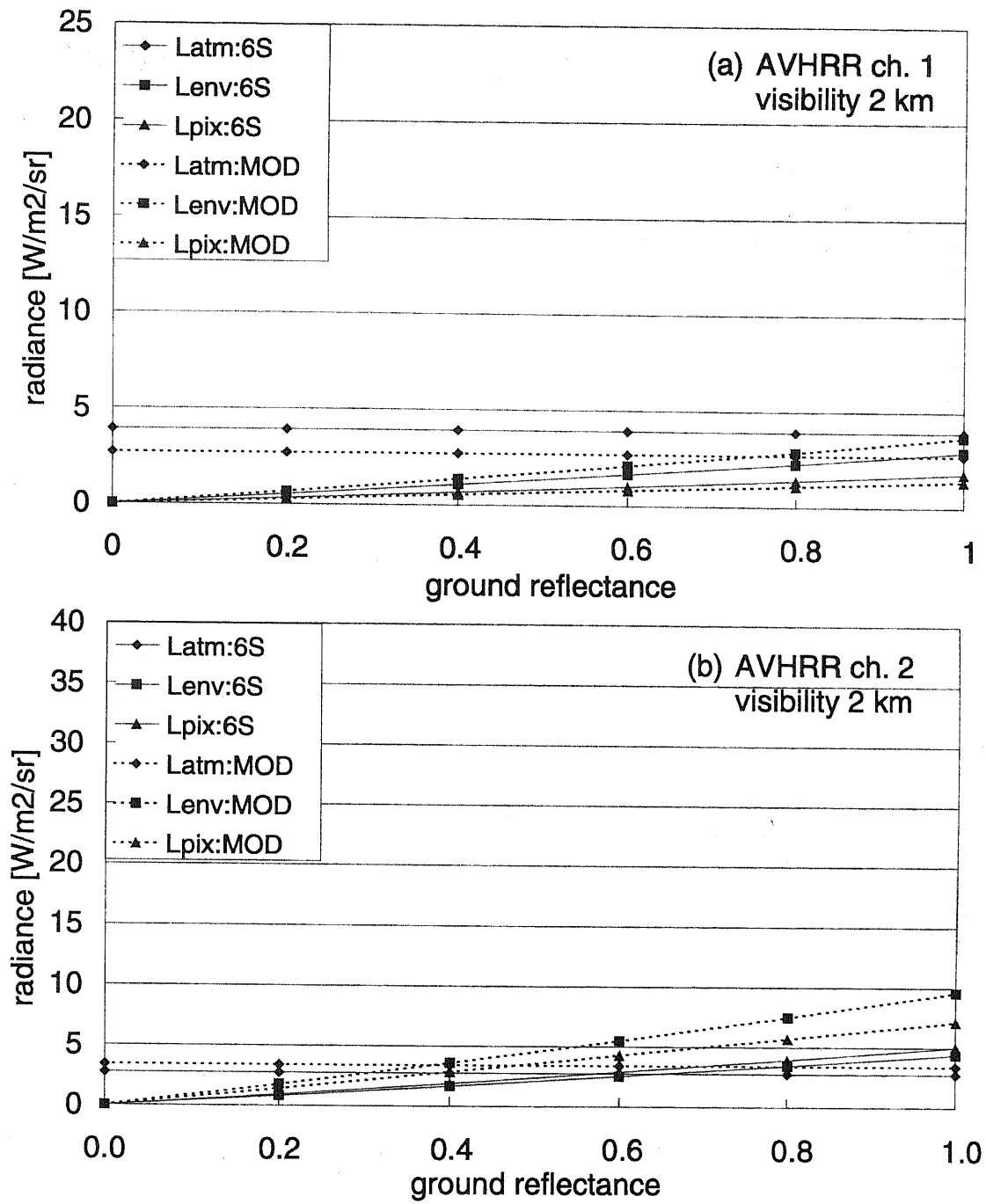


Fig. 3.9: Relation between reflectance and radiance calculated for 2 km visibility. AVHRR data on May 10, 1997 for (a) ch. 1 and (b) ch. 2.

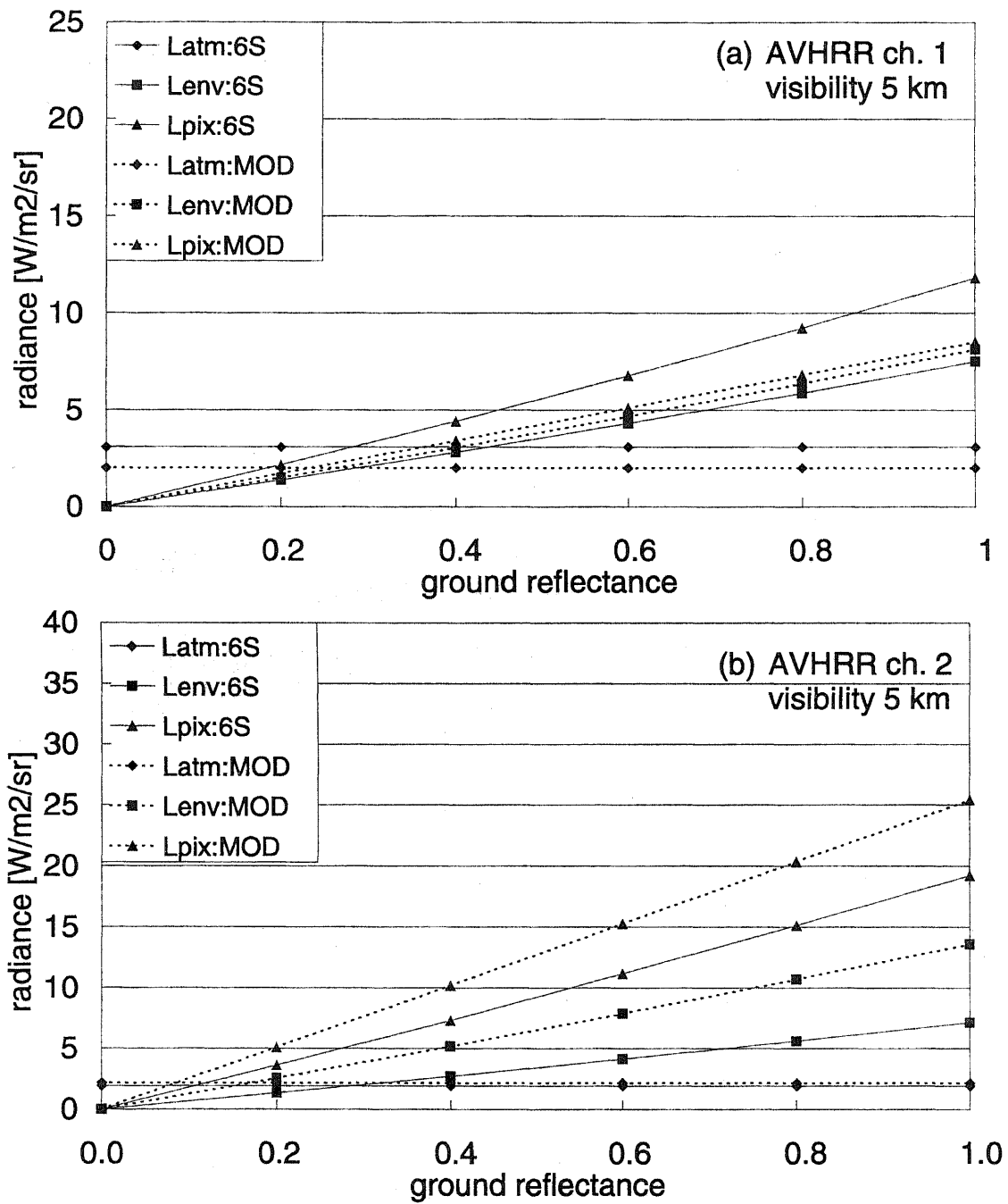


Fig. 3.10: Relation between reflectance and radiance calculated for 5 km visibility. AVHRR data on May 10, 1997 for (a) ch. 1 and (b) ch. 2.

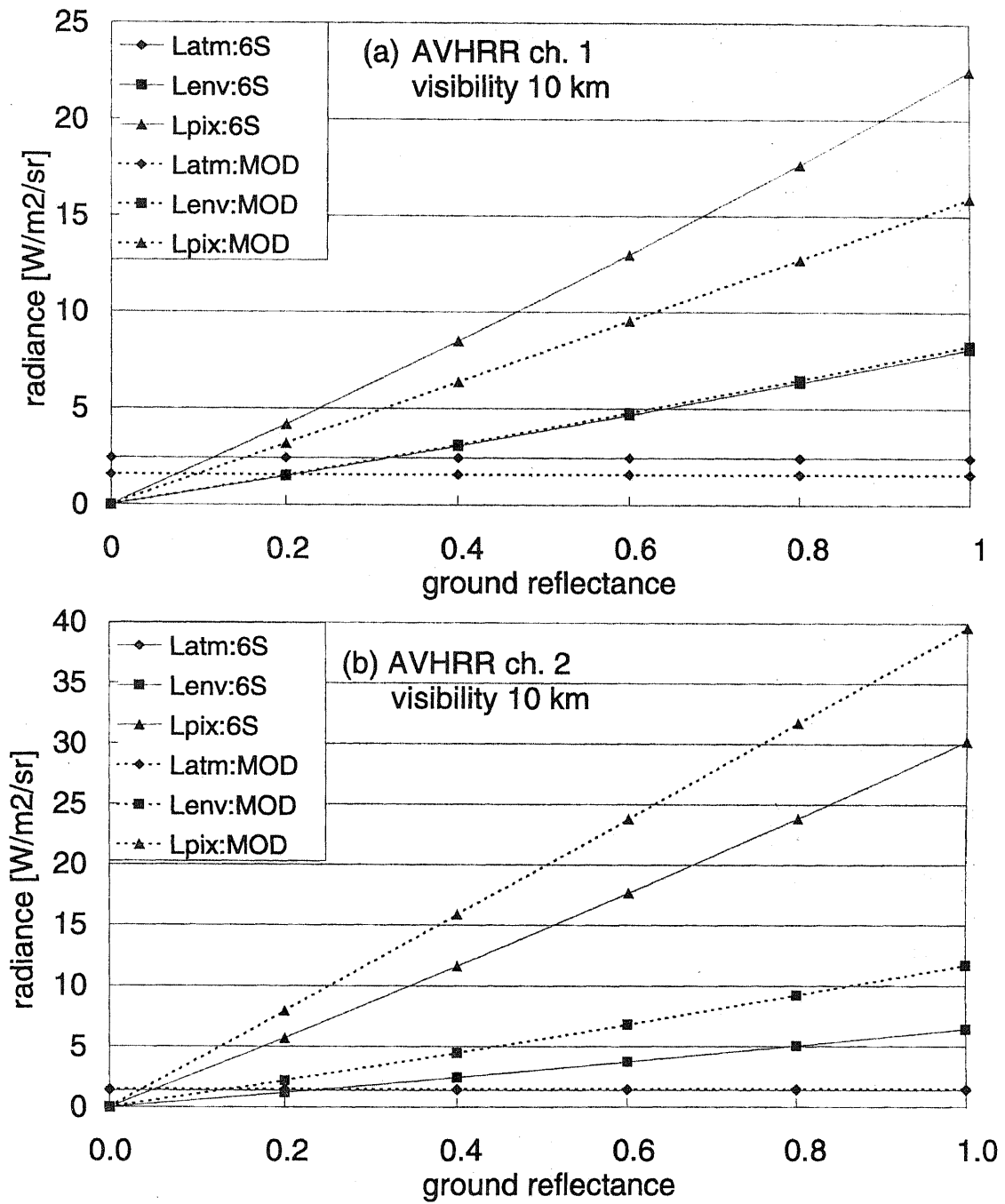


Fig. 3.11: Relation between reflectance and radiance calculated for 10 km visibility. AVHRR data on May 10, 1997 for (a) ch. 1 and (b) ch. 2.

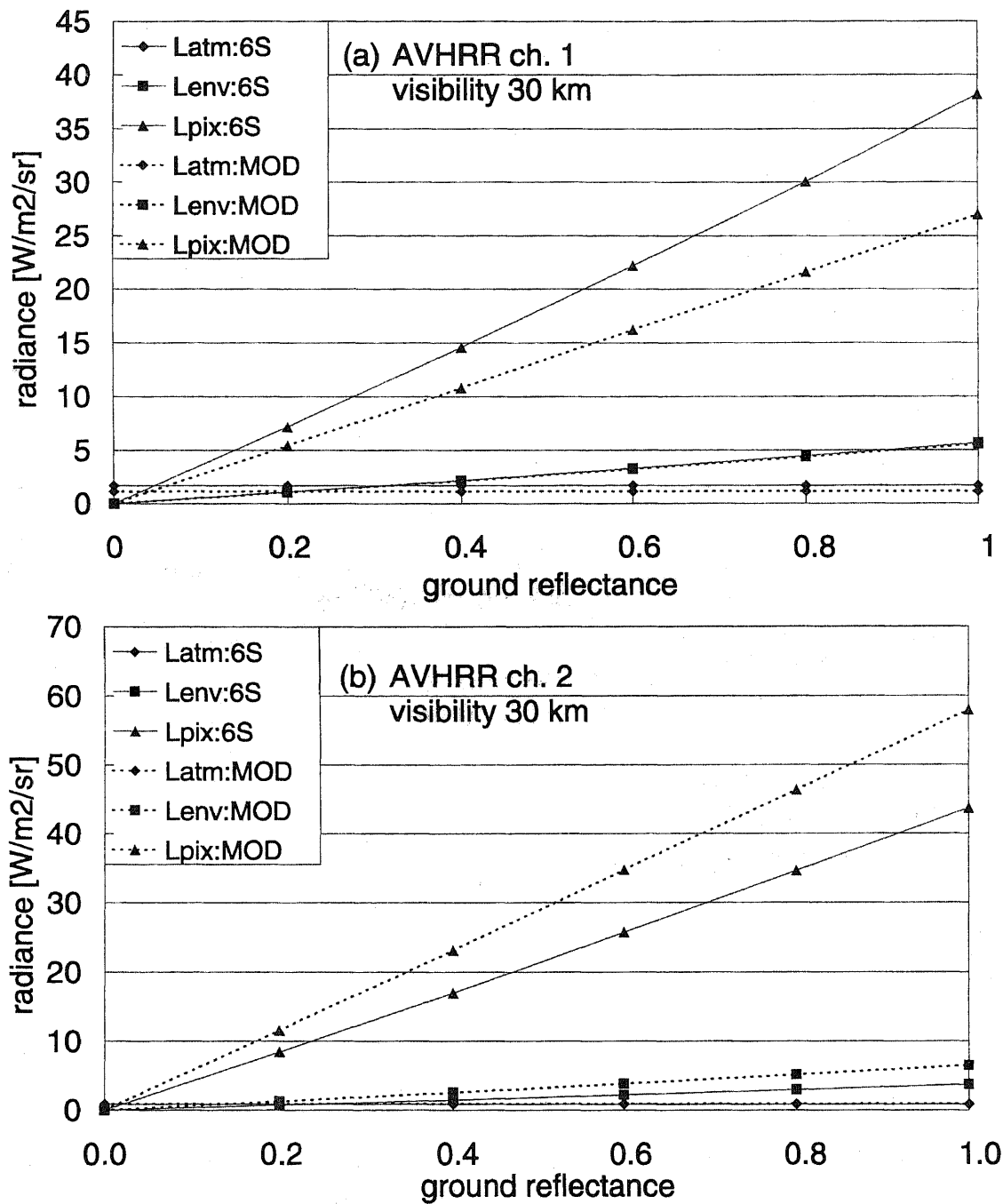


Fig. 3.12: Relation between reflectance and radiance calculated for 30 km visibility. AVHRR data on May 10, 1997 for (a) ch. 1 and (b) ch. 2.

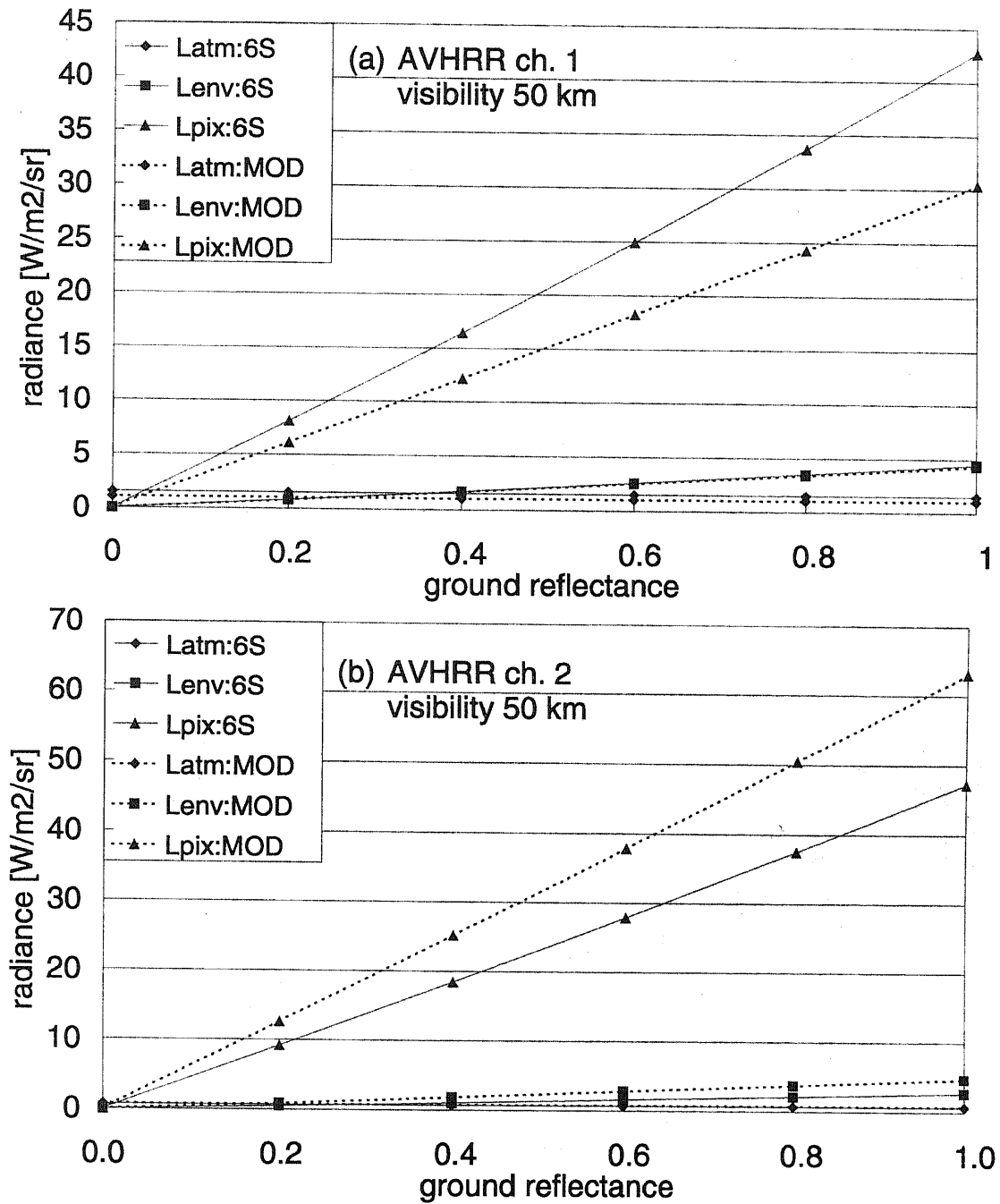


Fig. 3.13: Relation between reflectance and radiance calculated for 50 km visibility. AVHRR data on May 10, 1997 for (a) ch. 1 and (b) ch. 2.

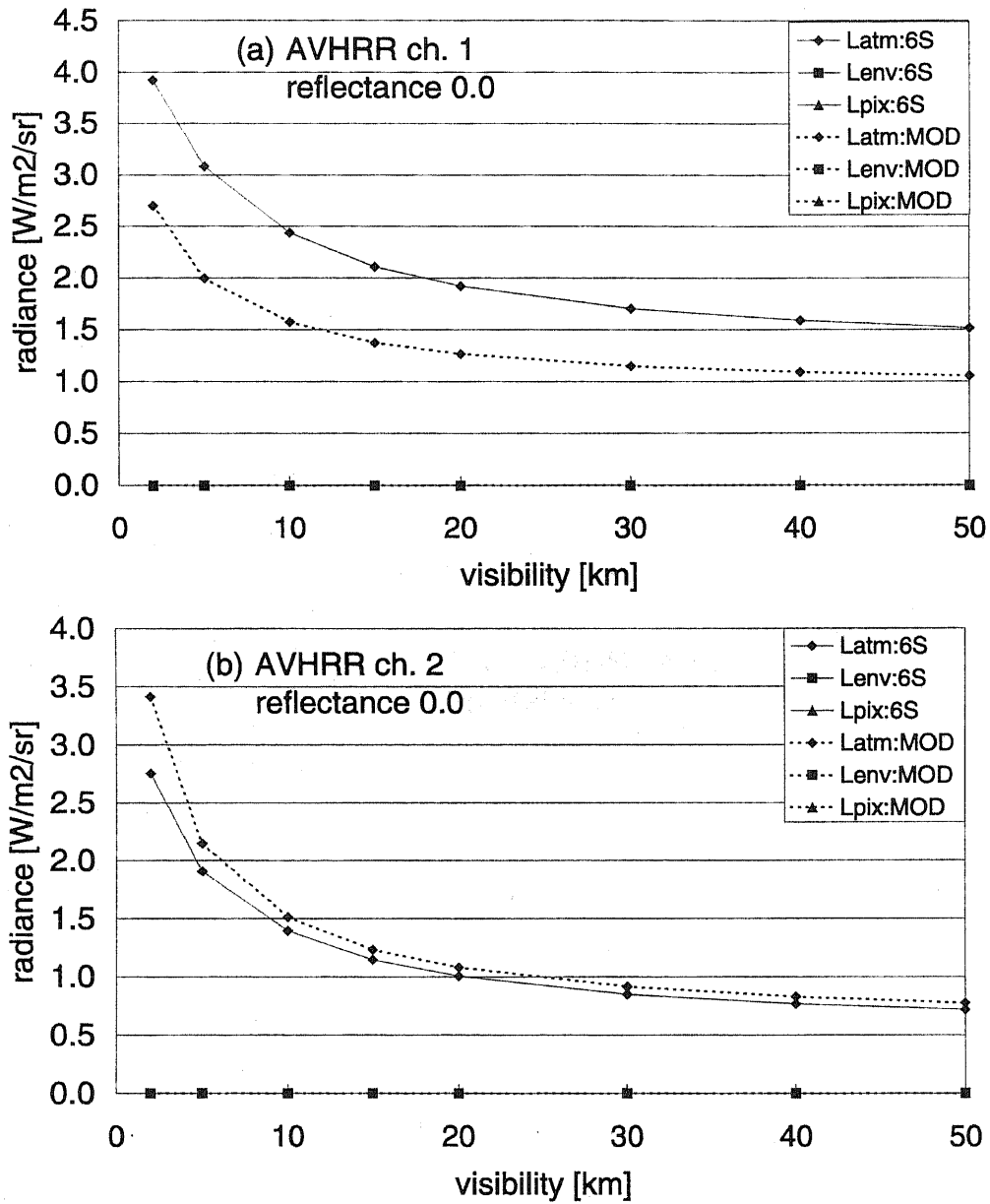


Fig. 3.14: Relation between visibility and radiance calculated for 0.0 reflectance. AVHRR data on May 10, 1997 for (a) ch. 1 and (b) ch. 2.

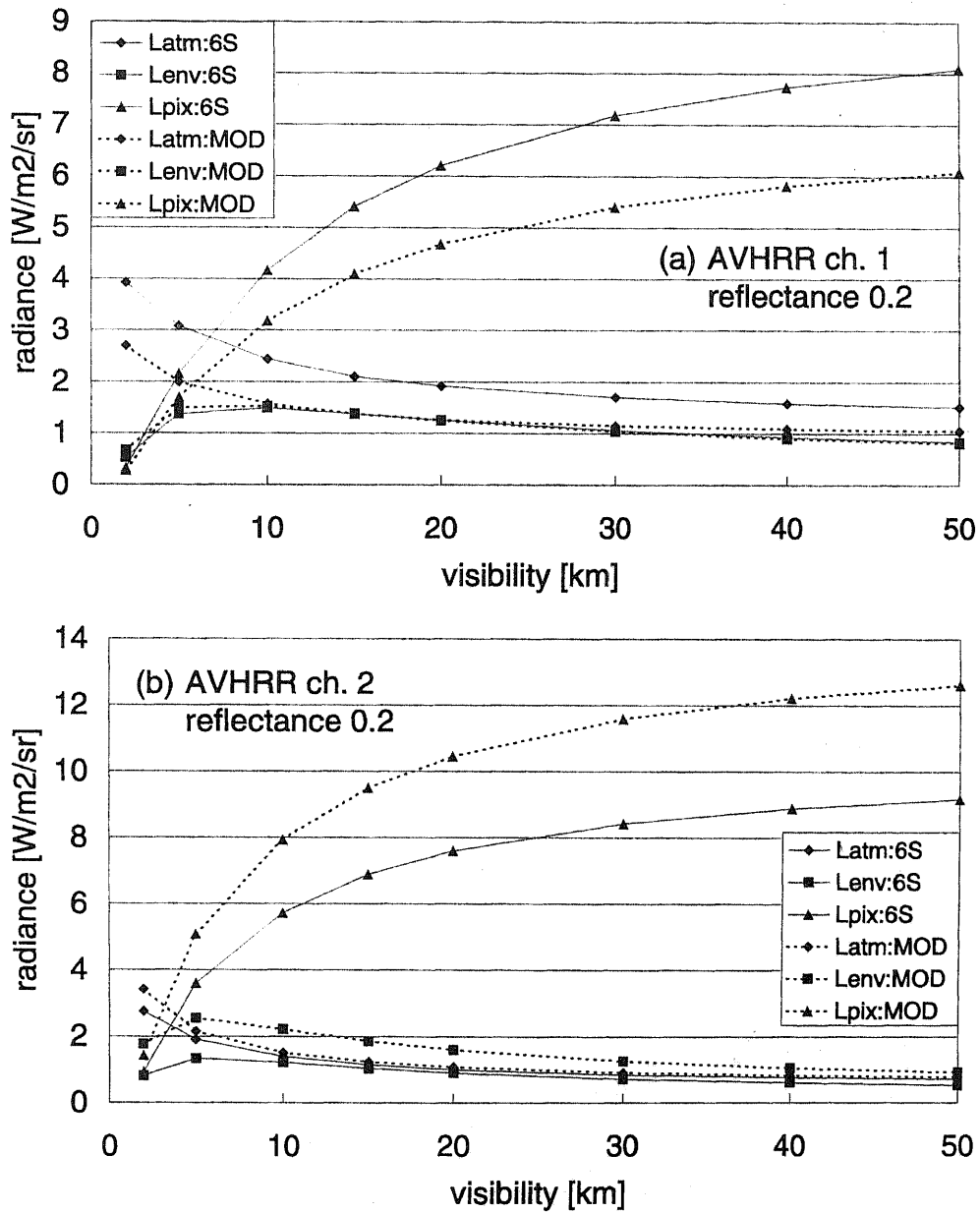


Fig. 3.15: Relation between visibility and radiance calculated for 0.2 reflectance. AVHRR data on May 10, 1997 for (a) ch. 1 and (b) ch. 2.

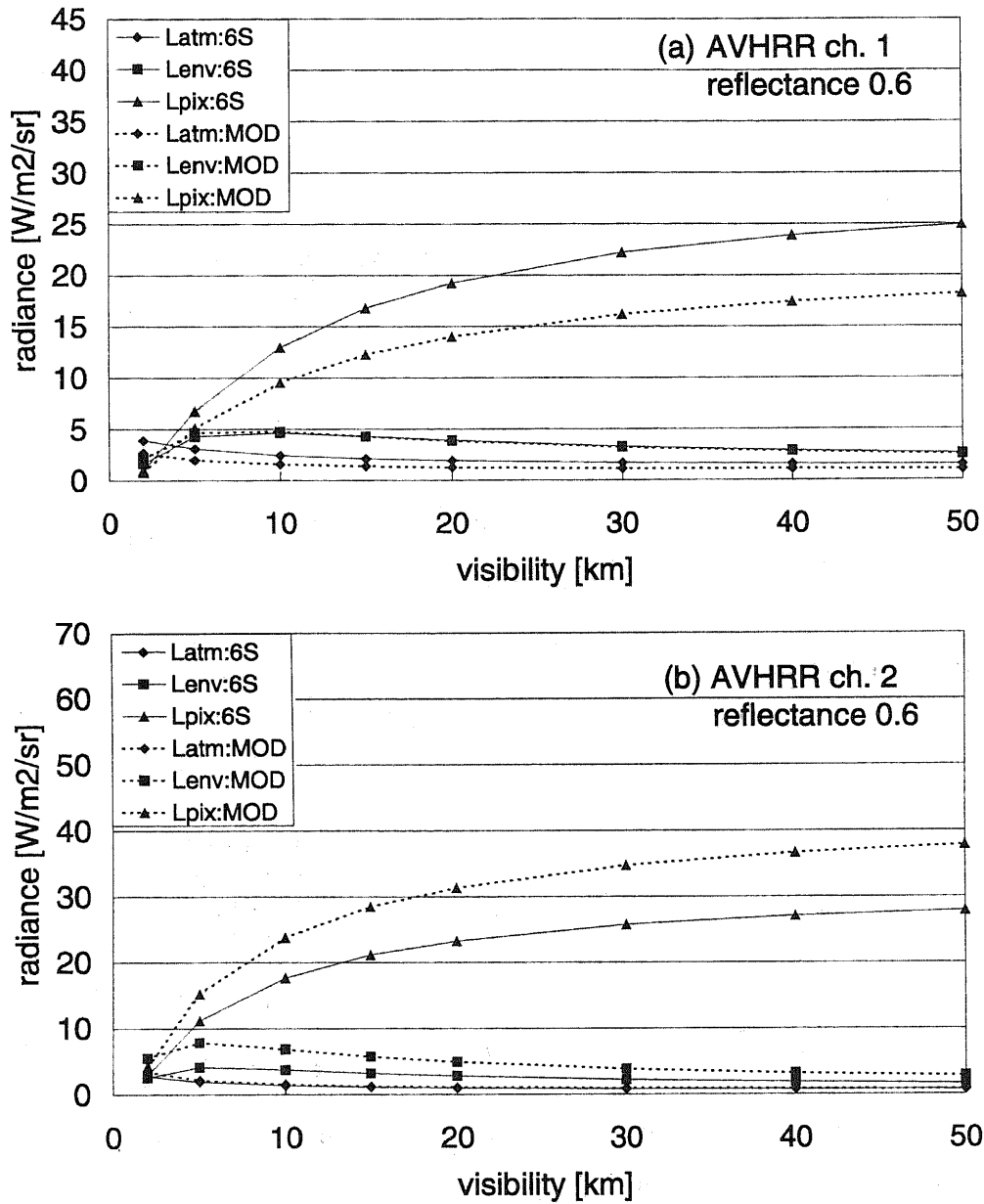


Fig. 3.16: Relation between visibility and radiance calculated for 0.6 reflectance. AVHRR data on May 10, 1997 for (a) ch. 1 and (b) ch. 2.

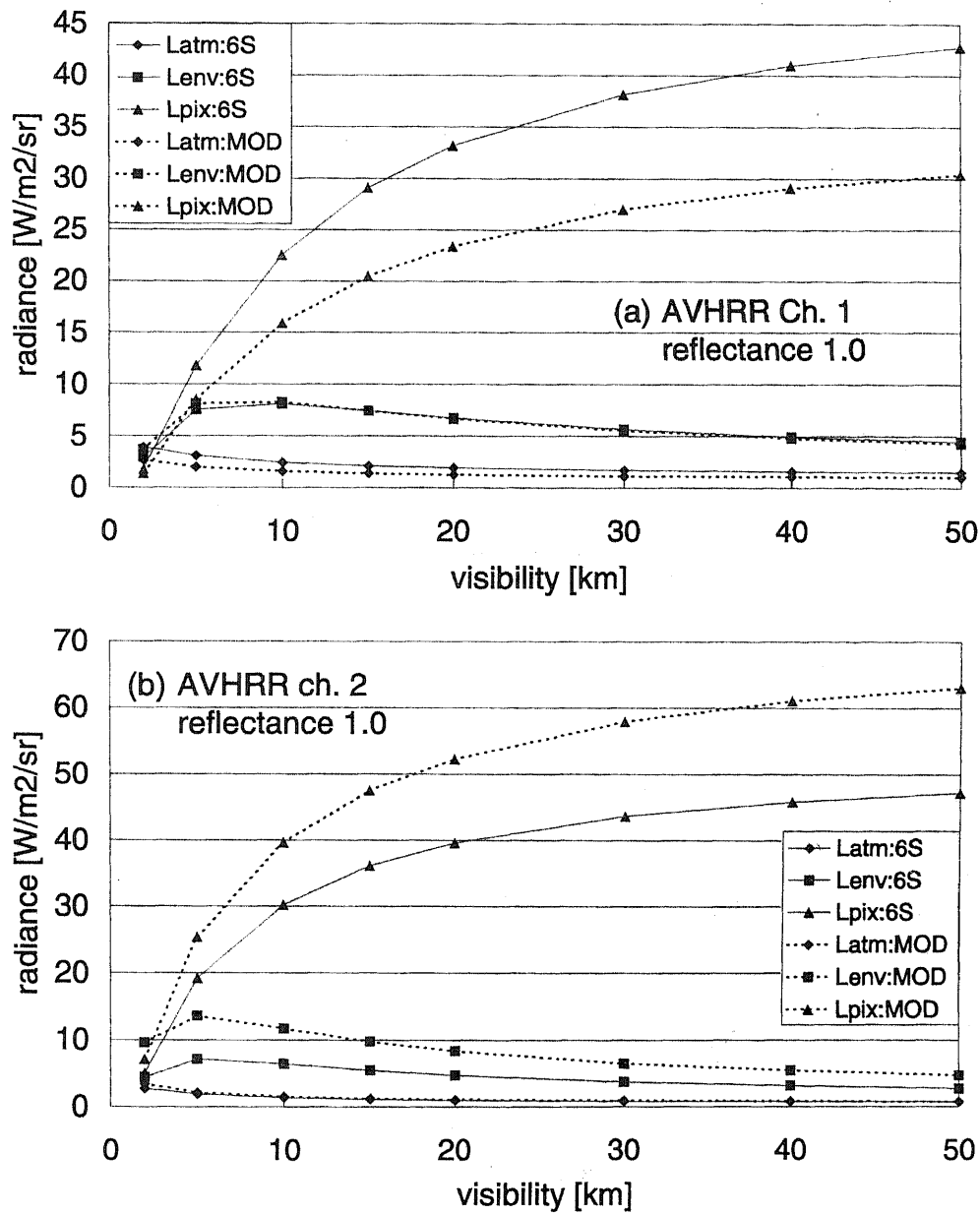


Fig. 3.17: Relation between visibility and radiance calculated for 1.0 reflectance. AVHRR data on May 10, 1997 for (a) ch. 1 and (b) ch. 2.

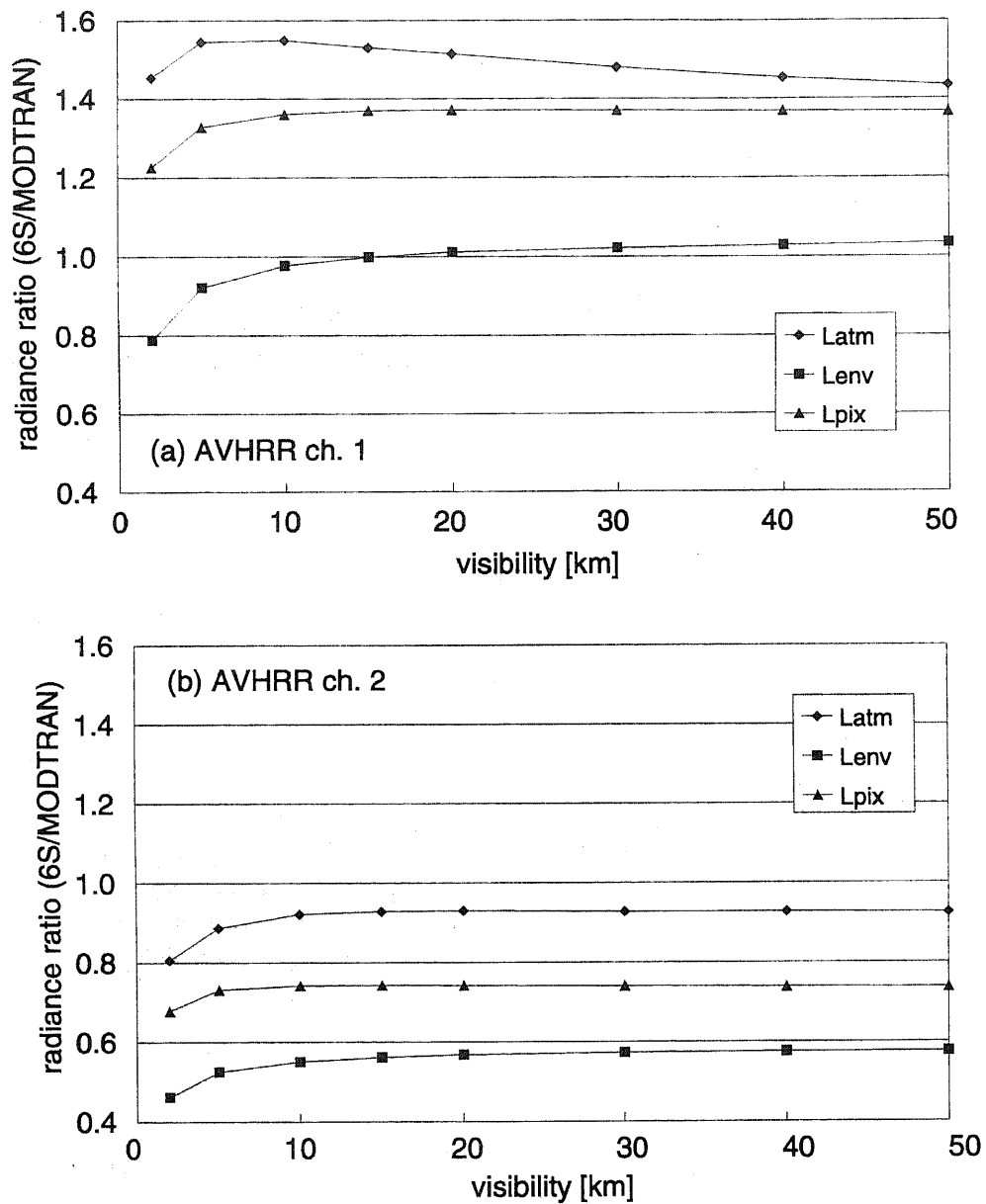


Fig. 3.18: Radiance ratio between 6S and MODTRAN results calculated for AVHRR data on May 10, 1997. (a) ch. 1 and (b) ch. 2.

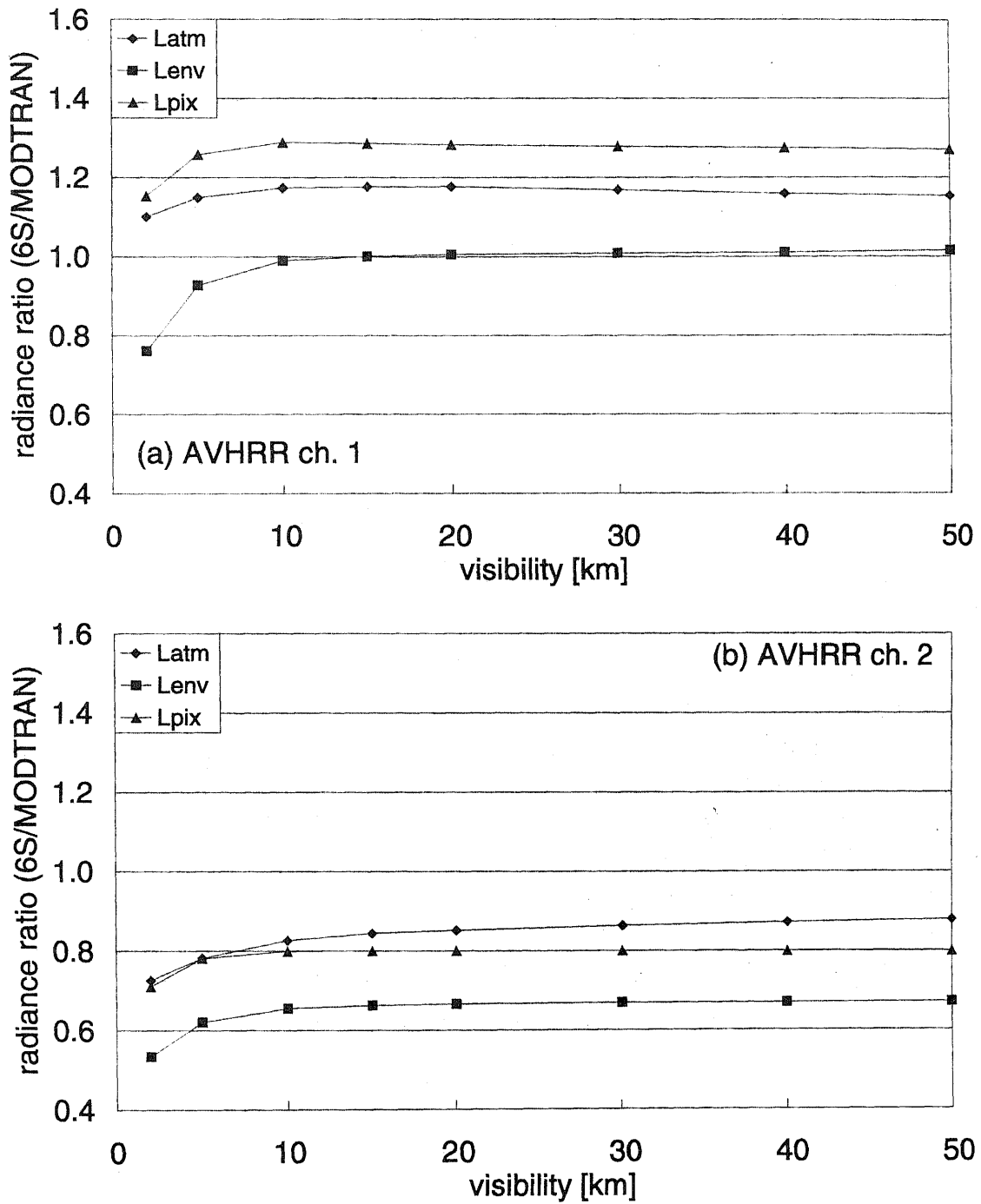


Fig. 3.19: Radiance ratio between 6S and MODTRAN results calculated for AVHRR data on December 5, 1997. (a) ch. 1 and (b) ch. 2.

3.2.3 目標物反射成分の分解による比較

前節に示した地上目標物輝度 L_{pix} の差は、周辺反射光による周辺効果を含む成分である。この成分の違いにより、地上反射率が大きくなるにつれて6SとMODTRANの差が大きくなったと考えることができる。そこで、目標物からの反射光を分解し、比較を行った。以下にその手順を示す。6Sの地上目標物輝度は、拡散透過成分(単散乱)と周辺効果を含み、

$$L_{\text{pix}} = \frac{1}{\pi} \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} E_s(\lambda) \mu_s T_g^\lambda(\theta_s) \frac{\rho_\lambda}{1 - \bar{\rho}_\lambda S} T^\lambda(\theta_s) e^{-\tau/\mu_s} d\lambda \quad (3.16)$$

で定義される。また直達成分は、6S中で計算される $e^{-\tau/\mu_s}$ と $e^{-\tau/\mu_v}$ をもちいて、

$$L_{\text{gd}} = \frac{1}{\pi} \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} E_s(\lambda) T_g^\lambda(\theta_s) \mu_s e^{-\tau/\mu_s} \rho e^{-\tau/\mu_v} d\lambda \quad (3.17)$$

と書ける。さらに周辺効果を無くすため、 $\bar{\rho}_\lambda = 0$ とすることにより、

$$L_{\text{gd}} + L_{\text{gi}} = \frac{1}{\pi} \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} E_s(\lambda) \mu_s T_g^\lambda(\theta_s) \rho_\lambda T^\lambda(\theta_s) e^{-\tau/\mu_s} d\lambda \quad (3.18)$$

が得られ、これらを組み合わせることによって、

$$L'_{\text{gi}} = L_{\text{pix}} - (L_{\text{gd}} + L_{\text{gi}}) \quad (3.19)$$

となり、 L_{pix} を3つの成分に分解できる。

Fig.3.20～Fig.3.23に、5月10日のチャンネル1、2での L_{gd} , L_{gi} , L'_{gi} それぞれの地表面反射率依存性を示す。視程は2～50kmの範囲で変化させた。また、Fig.3.24にその輝度比を示す。

チャンネル1では、視程が小さい ($V \leq 10\text{km}$) 場合を除いて、3成分とも比の値いはほぼ一定で、いずれも6Sの方がMODTRANよりも大きいことを示している。一方、チャンネル2では、比の値は同時にほぼ一定で、いずれの場合も6Sの方が小さい。Fig.3.25に3つの成分の波長(チャンネル)依存性を示す。このことから、6Sが可視域でより大きな輝度を、赤外域でより小さな輝度を返すことがわかる。現在この違いが生じる理由をコードの詳細に立ち帰って調べている。

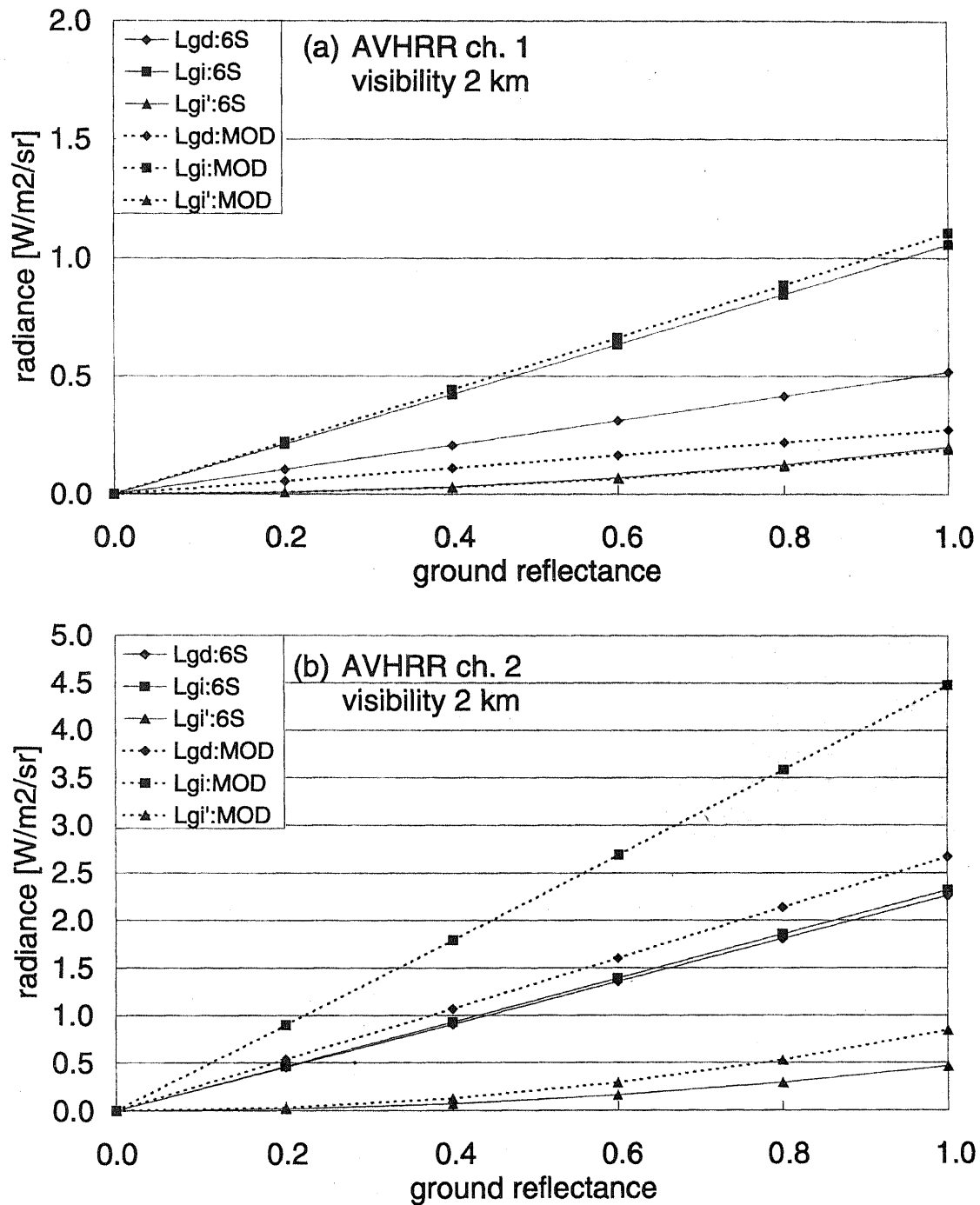


Fig. 3.20: Relation between reflectance and radiance components calculated for 2 km visibility. AVHRR data on May 10, 1997 for (a) ch. 1 and (b) ch. 2.

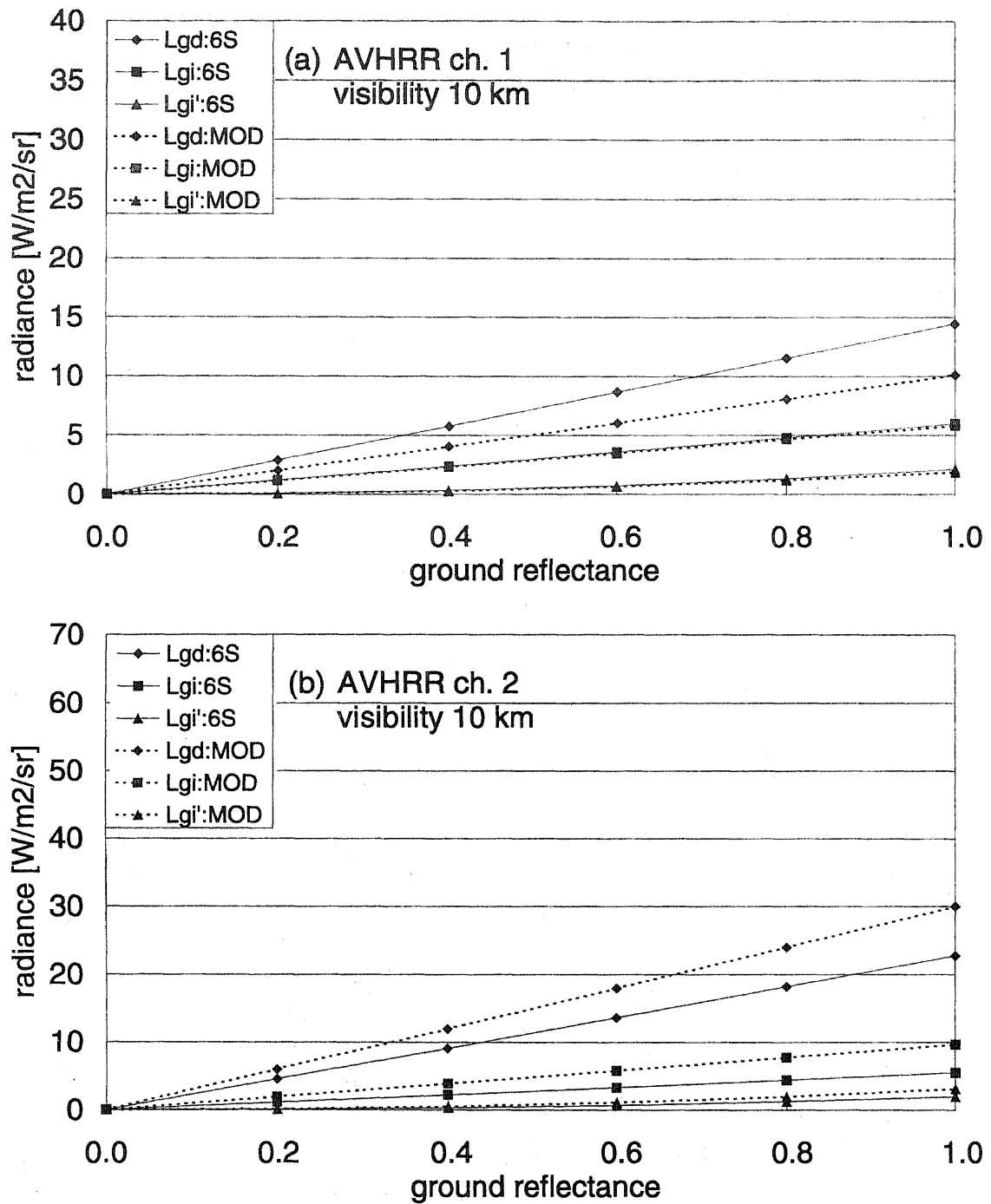


Fig. 3.21: Relation between reflectance and radiance components calculated for 10 km visibility. AVHRR data on May 10, 1997 for (a) ch. 1 and (b) ch. 2.

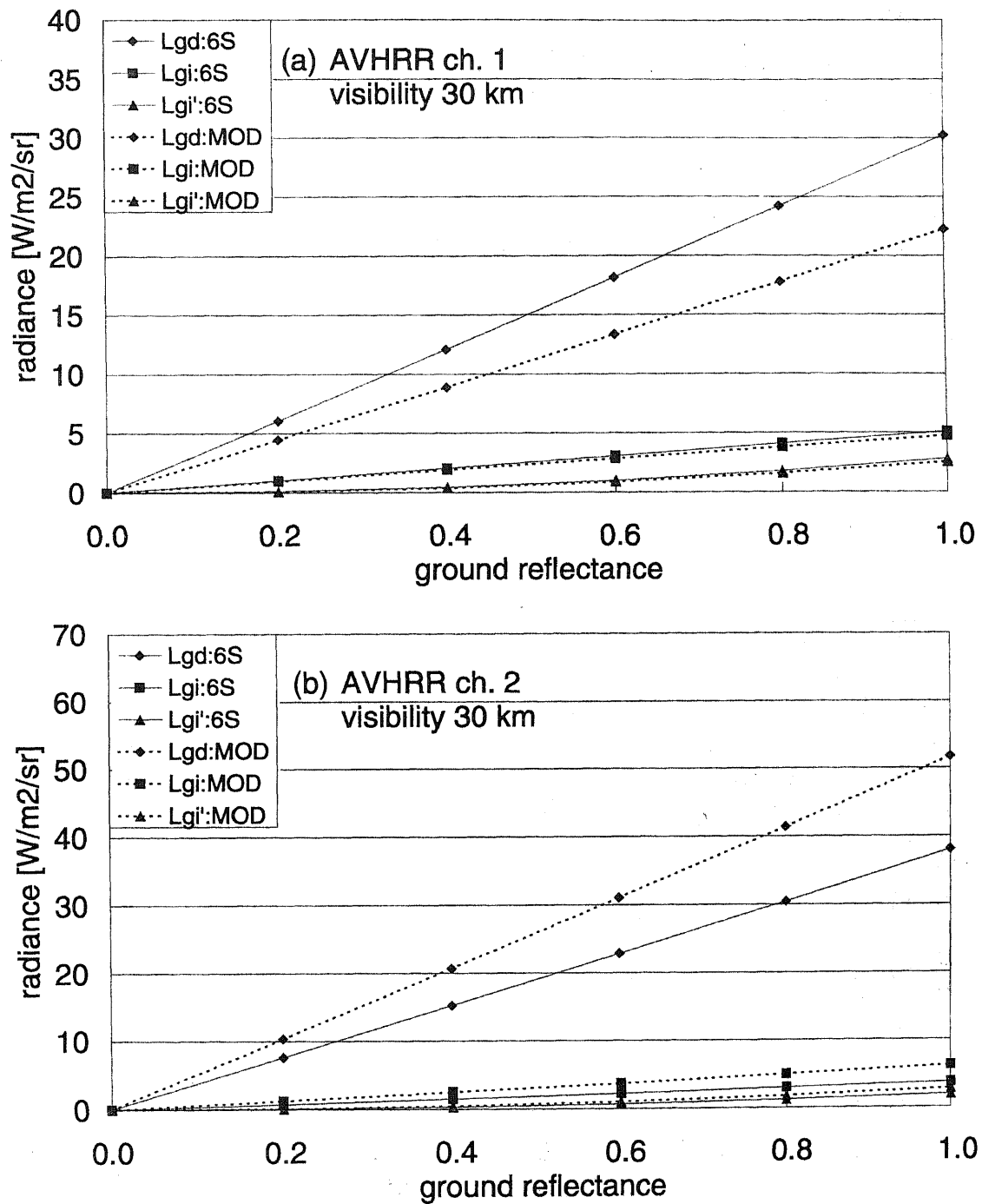


Fig. 3.22: Relation between reflectance and radiance components calculated for 30 km visibility. AVHRR data on May 10, 1997 for (a) ch. 1 and (b) ch. 2.

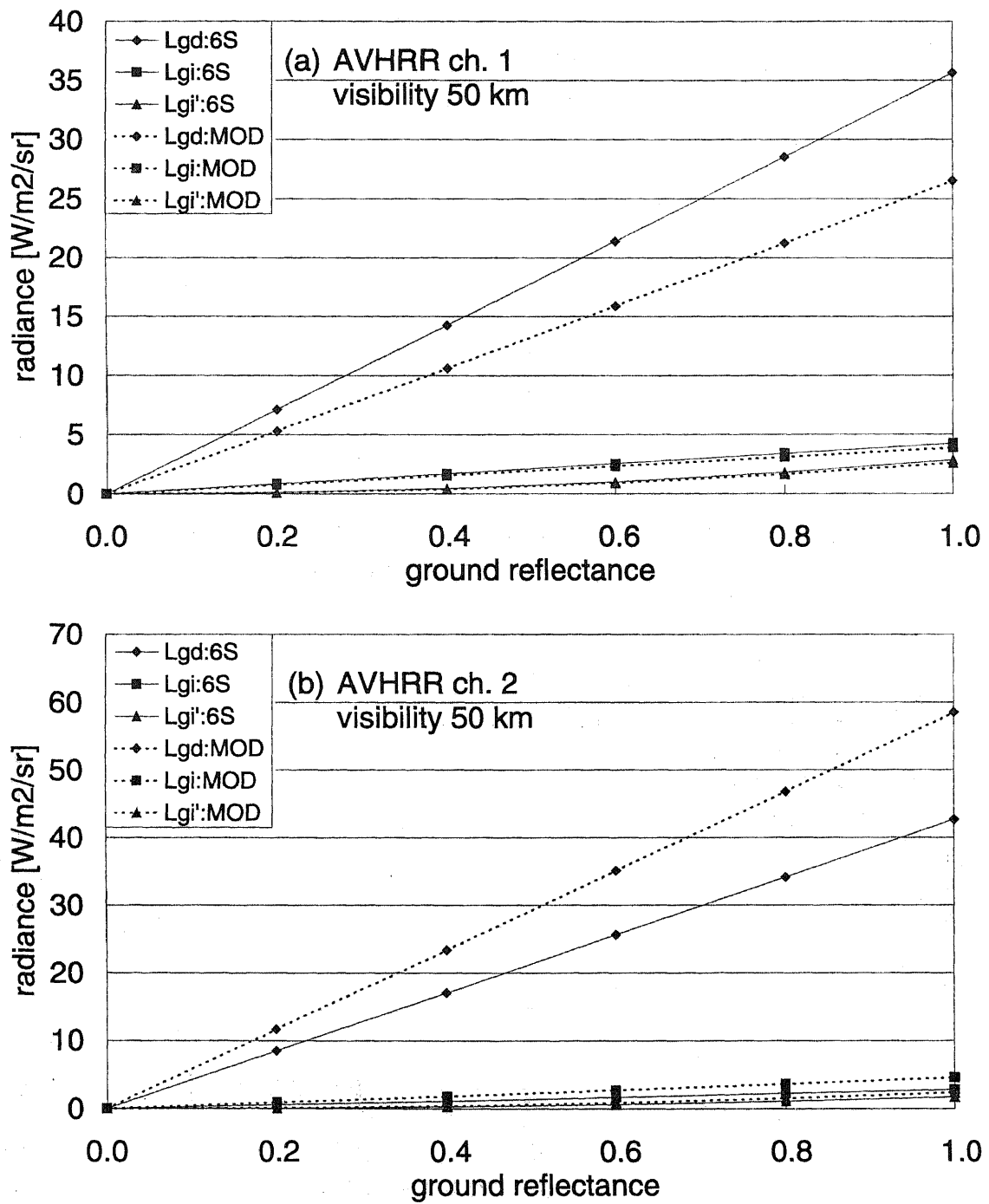


Fig. 3.23: Relation between reflectance and radiance components calculated for 50 km visibility. AVHRR data on May 10, 1997 for (a) ch. 1 and (b) ch. 2.

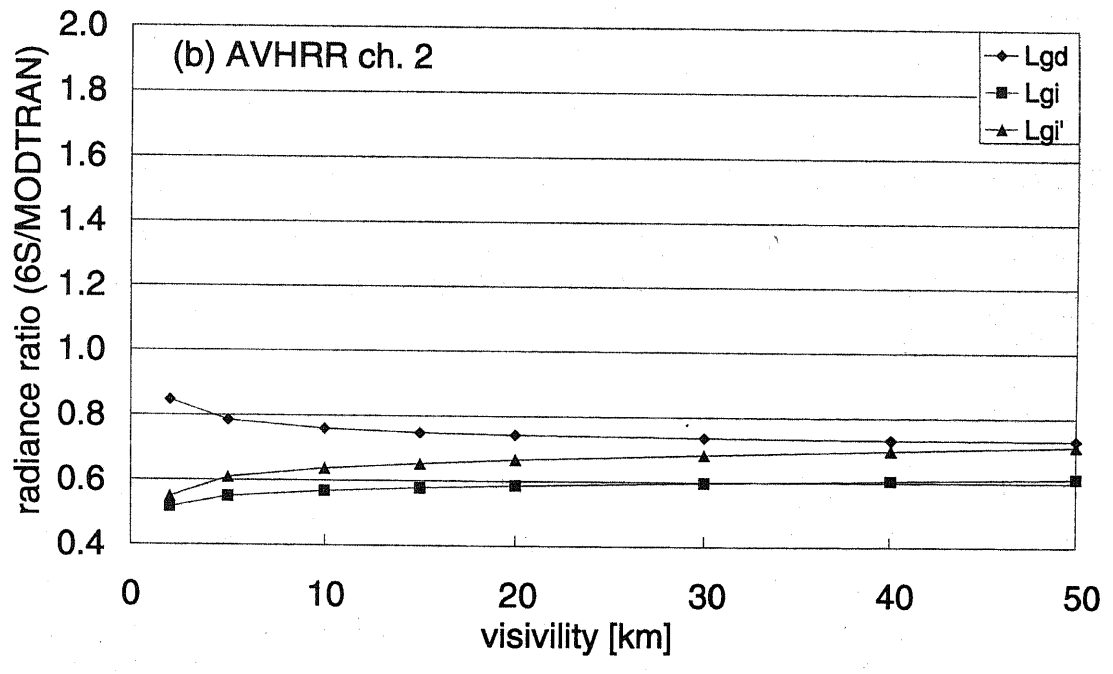
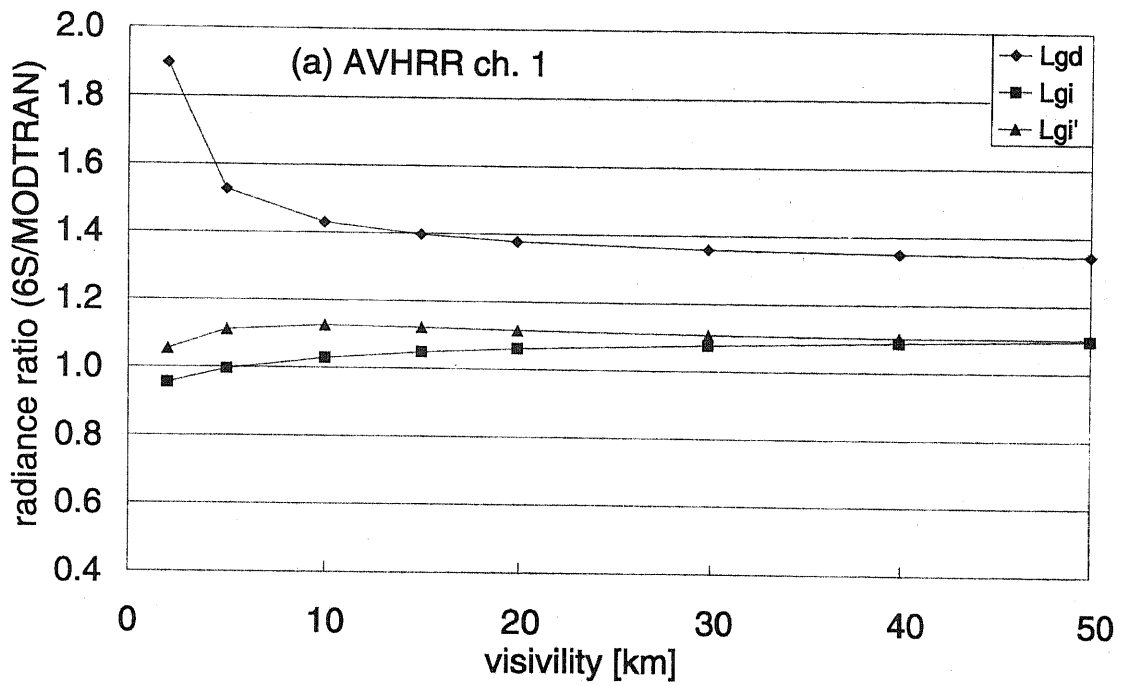


Fig. 3.24: Radiance ratio between 6S and MODTRAN results calculated for AVHRR data on December 5, 1997. (a) ch. 1 and (b) ch. 2.

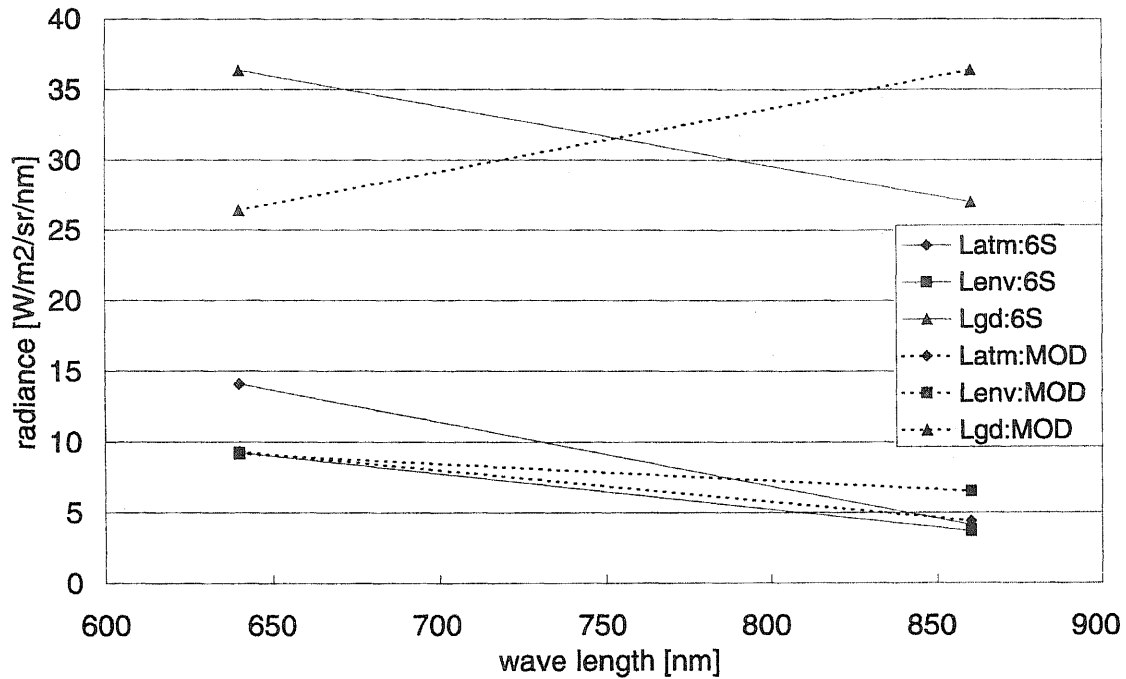


Fig. 3.25: Change of radiance components with AVHRR ch. 1 (630nm) and ch. 2 (860nm).

3.2.4 大気補正結果による比較

前節までの結果をふまえ、実際に大気補正を行った。6Sは単独で大気補正を行うことができるが、ここではMODTRANとの比較のためRichterの大気補正式

$$\rho^{(1)} = \rho \frac{L_{\text{pix}} - L_{\text{atm}}}{L_{\text{TOA}} - L_{\text{atm}}} \quad (3.20)$$

$$\rho^{(2)} = \rho^{(1)} + \frac{L_{\text{env}}}{L_{\text{pix}}} (\rho^{(1)} - \bar{\rho}^{(1)}) \quad (3.21)$$

を用いた。Fig.3.26に5月10日の、Fig.3.27に12月5日の大気補正結果を示す。6SとMODTRANを比較すると、Fig.3.25で示したチャンネル依存性により、6Sではチャンネル1の反射率はより低く、チャンネル2の反射率はより高くなる。このことは、植生指数NDVIに対して大きな差が生じる原因となる。6Sは海面のNDVIが0付近であり植生が0.6付近であるのに対して、MODTRANでは海面のNDVIが-0.2付近であり植生が0.1付近である。したがってこの結果からは、6SのほうがMODTRANより現実に近い値を示していることになる。

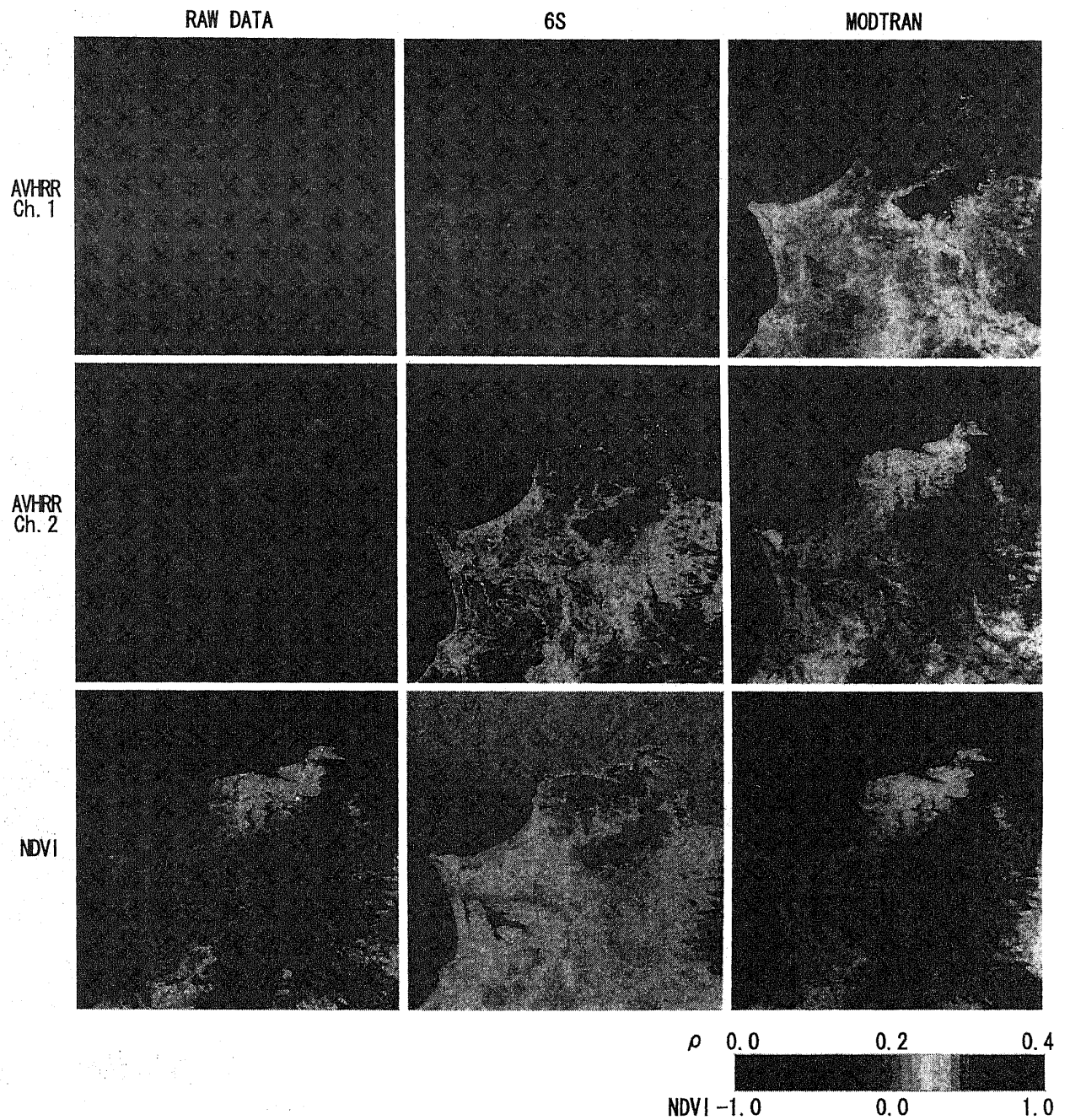


Fig. 3.26: Comparison of atmospheric correction results with 6S and MODTRAN codes (May 10, 1997).

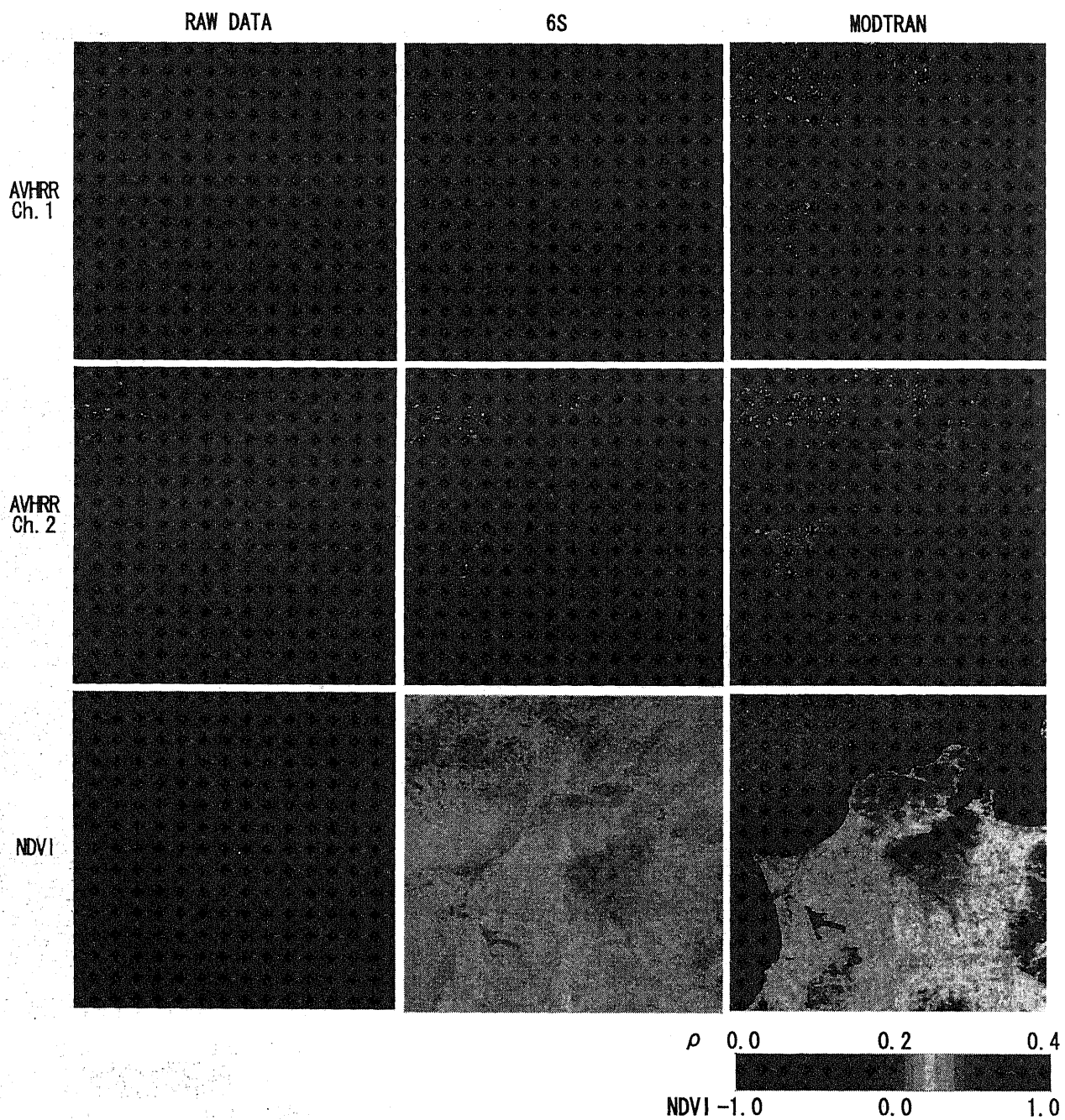


Fig. 3.27: Comparison of atmospheric correction results with 6S and MODTRAN codes (December 5, 1997).

3.2.5 おわりに

6S と MODTRAN の大気補正結果を検討するために、6S の地上目標物成分を直達成分 (L_{gd})、拡散透過された成分が目標物で反射し直達透過された成分 (L_{gi})、拡散透過された成分が周囲の地表面で反射し大気下方で反射を繰り返したのちに目標物で反射して直達透過された成分 (L'_{gi}) の各成分の分解して比較した。

その結果、AVHRR チャンネル1 では直達成分が MODTRAN と比較してより大きな輝度 (約 1.38 倍程度) を、チャンネル2 ではより小さな輝度 (約 0.75 倍程度) を返すことがわかった。このことは、NDVI などリモートセンシングで利用される指標に大きな違いが生じることを意味する。

今後の課題として、6S と MODTRAN で放射輝度値の相違が生じる原因を明確にしていきたい。

参考文献

- Berk, A., L. S. Bernstein, and D. C. Robertson: MODTRAN: A Moderate Resolution Model for LOWTRAN 7, *GL-TR-89-0122*, 1989.
- Holben, B., E. Vermote, Y.J. Kaufman, D. Tanre, and V. Kalb: Aerosol Retrieval over Land from AVHRR Data – Application for Atmospheric Correction, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, Vol. 30, No. 2, 212–222, 1992.
- Meador, W.E., and W.R. Weaver: Two-Stream Approximations to Radiative Transfer in Planetary Atmospheres: A Unified Description of Existing Methods and a New Improvement, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 37, 630–643, 1980.
- Mitchell, R.M., and D. M. O'Brien: Correction of AVHRR Shortwave Channels for the Effects of Atmospheric Scattering and Absorption, *Remote Sensing Environ.*, Vol. 46, 129–145, 1993.
- Richter, R.: A fast atmospheric correction algorithm applied to Landsat TM images, *Int. J. Remote Sensing*, Vol. 11, No.1, 159–166, 1990.
- Tanre, D., M. Herman, P. Y. Deschamps, and A. de Lefte: Atmospheric modeling for space measurements of ground reflectances, including bidirectional properties, *Appl. Opt.*, Vol. 18, No. 21, 3587–3594, 1979.
- Tanre, D., M. Herman, and P.Y. Deschamps: Influence of the background contribution upon space measurements of ground reflectance, *Appl. Opt.*, Vol. 20, No. 20, 3676–3684, 1981.
- Tanre, D., B.N. Holben, and Y.J. Kaufman: Atmospheric Correction Algorithm for NOAA-AVHRR Products: Theory and Application, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, Vol. 30, No. 2, 231–248, 1992.
- Vermote, E. F., D. Tanre, J. L. Deuze, M. Herman, J. J. Morcrette : Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum, 6S : An Overview, *IEEE trans. on geoscience and remotesensing*, Vol. 35, No. 3, 675–686, 1997.
- Vermote, E. F., D. Tanré, J. L. Deuze, M. Herman, J. J. Morcrette : 6S User Guide Version 2, Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum, 1997.
- 高島, 増田: 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, リモートセンシング学会誌, 第17巻, 第4号, 309–321, 1997.

美濃村, 朝隈, 久世, 竹内 : ライダーデータを活用した人工衛星データのにじみ効果の
大気補正, 第24回リモートセンシングシンポジウム講演論文集, (社)計測自動
制御学会, 39-42, 1998.

4 衛星によるエアロゾル観測

大気補正では、大気の影響を地表面反射率の測定におけるノイズとして取り扱い、大気の影響を取り除くことを述べてきた。しかしながら、衛星リモートセンシングの目的は地表面の観測だけではない。大気そのものを観測し、グローバルな地球環境を観測することも重要な課題である。この章では、衛星によるエアロゾル観測の例を紹介する。

4.1 関東地域における衛星データからの光学的厚さの導出

4.1.1 はじめに

衛星データから正確な地表面状態の情報を把握するためには、大気中の分子やエアロゾルによる吸収・散乱の影響が無視できない。とくに、衛星センサの放射輝度から地表面の反射率を算出するには、大気などによる影響を取り除く大気補正を行う必要がある [Tanre, Herman, et al., 1979; Ru, Minomura, et al., 1998]。一般に、陸域の反射率は、都市域や森林など異なる成分が分布しており、複雑である。これに対し、海上は一定の反射率を仮定でき、比較的精度の良い大気補正を行いやすい [朝隈, 美濃村 他, 1999; 美濃村, 朝隈 他, 1999]。そこで、陸域と海域が混在するような衛星データから反射率を推定するには、まず海上の光学的厚さを決定し、それを利用して各ピクセルの反射率を決定する方法が考えられる [大堤, 朝隈 他, 1999]。

光学的厚さを導出するには、衛星センサが受光する放射輝度を直達透過成分と光路輝度などの拡散透過成分に分解して求めた後、直達透過成分と太陽天頂角などの観測条件を示すパラメータを用いて計算を行う。本研究では、放射輝度の計算を行うに当たり、放射伝達コードの1つである6S(Second Simulation Satellite Signal in the Solar Spectrum)を利用した [Vermote, et al., 1997; 6S User Guide, 1997]。6Sは衛星による大気補正を主目的とした放射伝達コードで、多数の近似式や大気・エアロゾルモデル等を備えているため高速な計算処理が可能である(2.2.1節を参照)。

本報告では衛星画像としてNOAA14号-AVHRRデータを利用し、海面上のエアロゾルの光学的厚さを導出するアルゴリズムについて述べる。さらに、衛星画像から得られた結果を、サンフォトメーターにより実際に地上で観測された光学的厚さのデータと比較する。

4.1.2 衛星データにおける放射輝度値の成分への分解

人工衛星センサは、太陽光が地表面で反射されて大気中を通過した放射輝度を受光する。衛星が観測する放射輝度 L_{obs} は次式により計算される。

$$L_{\text{obs}} = (DN \cdot S + I) \frac{F}{100\pi W} \quad (4.1)$$

ここで、 DN は衛星画像の各ピクセルのデジタルナンバー、 S と I は NOAA データの校正係数、 F は太陽光の分光放射照度、 W は AVHRR のスペクトル応答関数の幅である。

放射伝達コード6Sでは、以下の3つの放射輝度成分を考えることができる [Vermote, Tanre, et al., 1997] (Fig.4.1)。

1. L_{tar} —目標物の反射による輝度。目標物の周辺の面からの反射・散乱光が目標物で再び反射された成分も含めたもの。
2. L_{env} —目標物周辺での反射光が散乱された単散乱成分。
3. L_{atm} —大気中でのみ散乱された成分。

ここで、1～3の各放射輝度成分(単位は $\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1}$)は6S中で以下のように定義される。

$$L_{\text{tar}} = \frac{1}{\pi} \int \Phi(\lambda) E_s(\lambda) \mu_s T_g(\lambda, \theta_s, \theta_v) \frac{\rho(\lambda)}{1 - \bar{\rho}(\lambda)S(\lambda)} \cdot T(\lambda, \theta_s) \exp\left(-\frac{\tau}{\mu_v}\right) d\lambda \quad (4.2)$$

$$L_{\text{env}} = \frac{1}{\pi} \int \Phi(\lambda) E_s(\lambda) \mu_s T_g(\lambda, \theta_s, \theta_v) \frac{\rho(\lambda)}{1 - \bar{\rho}(\lambda)S(\lambda)} \cdot T(\lambda, \theta_s) t_d(\lambda, \theta_v) \rho(\lambda) d\lambda \quad (4.3)$$

$$L_{\text{atm}} = \frac{1}{\pi} \int \Phi(\lambda) E_s(\lambda) \mu_s T_g(\lambda, \theta_s, \theta_v) \rho(\lambda) d\lambda \quad (4.4)$$

式(4.2)において、 $\Phi(\lambda)$ は応答関数、 $E_s(\lambda)$ は太陽放射照度、 θ_s 、 θ_v はそれぞれ太陽と衛星の天頂角であり、 μ_s は θ_s の余弦、 $T_g(\lambda, \theta_s, \theta_v)$ は大気成分気体による吸収率、 $\rho(\lambda)$ は地表面反射率、 $\bar{\rho}(\lambda)$ はターゲットピクセル周辺での平均反射率、 $S(\lambda)$ は地表面後方散乱成分の反射率を正規化したもの、 $T(\lambda, \theta_s)$ はレイリー散乱による透過率、 $\exp(-\tau/\mu_v)$ は総透過率である。式(4.3)において、 $t_d(\lambda, \theta_v)$ は大気の拡散透過率である。 L_{env} に式(4.4)の L_{atm} を加えたものがダークターゲットに対して観測される光路輝度である。

また、大気の吸収・散乱の影響を受けない直達反射成分を L_{gd} とすると、

$$L_{\text{gd}} = \frac{1}{\pi} \int \Phi(\lambda) E_s(\lambda) \mu_s \exp\left(-\frac{\tau}{\mu_s}\right) \cdot \rho \exp\left(-\frac{\tau}{\mu_v}\right) d\lambda \quad (4.5)$$

となる。 L_{gd} に関しては6Sのソースコードに修正を加え、算出できるようにした。6Sのパラメータとして与える波長550nmでの光学的厚さを τ_{550} とする。以上に示した4つの各放射輝度成分を使って、式(4.1)の観測輝度値から τ_{550} の関数として直達透過放射輝度 L_{GD} を求めることができる。

$$L_{\text{GD}}(\tau_{550}) = L_{\text{obs}} - L'(\tau_{550}) \quad (4.6)$$

$$L'(\tau_{550}) = L_{\text{total}} - L_{\text{gd}} \quad (4.7)$$

$$L_{\text{total}} = L_{\text{atm}} + L_{\text{env}} + L_{\text{tar}} \quad (4.8)$$

ここで、 L_{obs} は、実際に AVHRR が受光する各ピクセルの放射輝度値、 L_{total} は総放射輝度、 $L'(\tau_{550})$ は光路輝度である。これらの輝度値は衛星のバンドの中心波長に対して計算される。 $L'(\tau_{550})$ は、 $\rho=0$ として計算されるので、 τ_{550} のみの関数であり、センサが受ける全ての成分 L_{total} から L_{gd} を引いた拡散透過成分として与えられる。

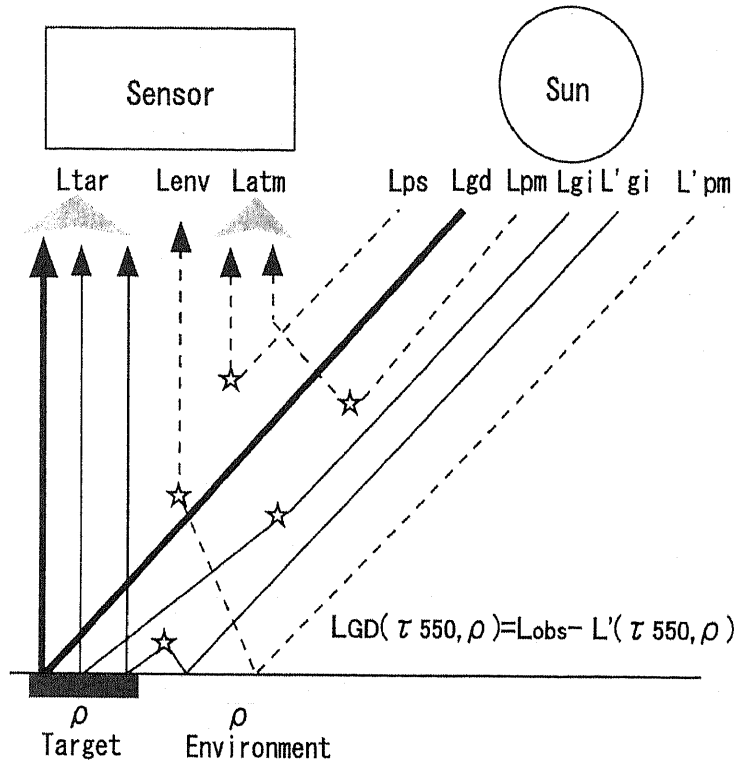


Fig. 4.1: Radiation components detected by a satellite sensor.

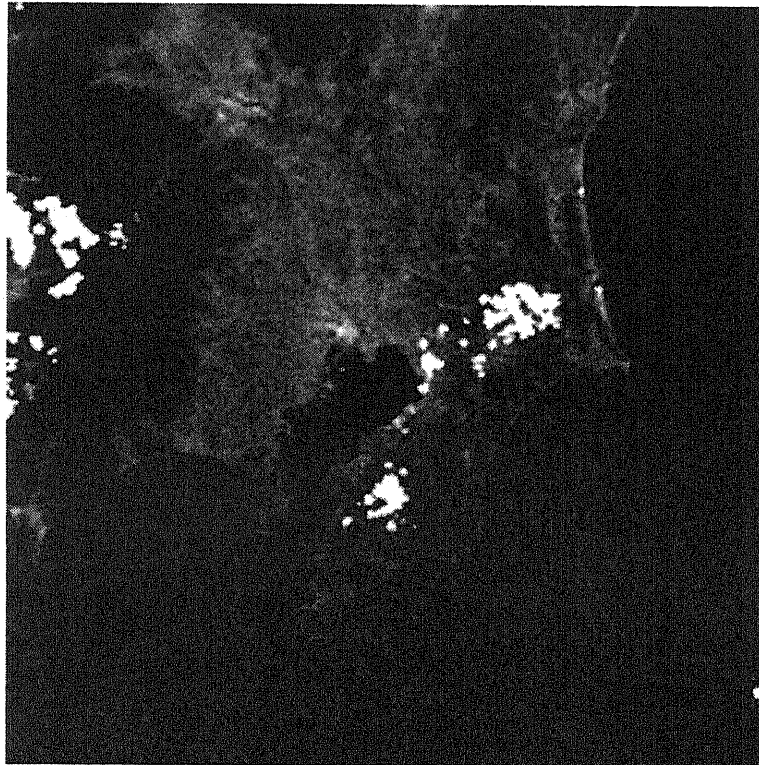


Fig. 4.2: NOAA14-AVHRR ch.1 image on April 30, 1999.

4.1.3 光学的厚さの導出方法

次節の(4.2)・(4.3)式は、ターゲットとなるピクセル周辺の反射率が一樣であると仮定して導かれたものである。したがって海陸の境界のように反射率が不均一に分布する場合には、これらの式による周辺効果(滲み効果)の取り扱いには限界がある。いま、海上で反射率が比較的均一な場合を考え、 L_{GD} が(4.6)で与えられたとする。一方、AVHRR-ch.1の中心波長(630nm)での光学的厚さを $\tau_{630}(\text{NOAA})$ とすると、Lambert-Beerの法則により、

$$\tau_{630}(\text{NOAA}) = \frac{1}{\sec \theta_s + \sec \theta_v} \ln \left(\frac{\pi L_{GD}}{E_{\text{ext}} \rho \cos \theta_s \cos \theta_v} \right) \quad (4.9)$$

となる[Ru, Minomura, et al., 1998]。ここで、 E_{ext} は太陽放射照度である。(4.6)~(4.9)式により、 τ_{550} の値および ρ の値を変えて $\tau_{630}(\text{NOAA})$ を計算することができる。一方、6Sでは、 τ_{550} と ρ の値を入力することにより、中心波長630nmにおけるレイリー散乱成分による光学的厚さ τ_R およびエアロゾルのミー散乱による光学的厚さ τ_A が求められ、これらの和として全光学的厚さ $\tau_{\text{total}}(6S)$ が得られる。 $\tau_{630}(\text{NOAA})$ と $\tau_{\text{total}}(6S)$ の値が一致するとき、この τ_A が、最終的に求めるべきエアロゾルの光学的厚さとする。

本研究では、上記の方法でNOAA-AVHRR ch.1データから海上の τ_A を求めた。Fig.4.2に関東地域のAVHRR-ch.1の画像を示す。今回は、ch.1の海上のみのピクセルを数箇所サンプリングしたものを利用している。

Fig.4.3に、6Sによって実際に計算された出力結果を示す。これは、1999年4月30日の東京湾付近において、 $\rho=0.02$ 、 $\tau_{550}=0.195$ を入力した結果である。Fig.4.3中の下部にある、“Optical depth total”の行の“aerosols”(=0.29)の欄が τ_A に相当する。

以上の方法により、NOAA-AVHRRチャンネル1データを用いて東京湾上空の τ_A を求めた。Fig.4.4に1999年4月30日での東京湾上空の $\tau_{630}(\text{NOAA})$ と、6Sで算出した $\tau_{\text{total}}(6S)$ の関係を示す。6Sに入力する ρ については0.01~0.025と変化させると、光学的厚さも変化することがわかる。このグラフから2つの光学的厚さが一致する点を求めると、 $\tau_{630}=0.162$ 、 $\tau_A=0.105$ となった。上記と同じ方法で、Fig.4.5~Fig.4.28に1998年10月から1999年6月までの $\tau_{630}(\text{NOAA})$ と $\tau_{\text{total}}(6S)$ の関係を示す。これらの場合については $\rho=0.02$ を仮定して計算した。

```

*****
*                                     integrated values of :                                     *
*-----*
*   apparent reflectance 0.0478   appar. rad.(w/m2/sr/mic)   22.022   *
*   total gaseous transmittance 0.910                                     *
*****
*                                     coupling aerosol -wv :                                     *
*-----*
*   wv above aerosol :   0.048   wv mixed with aerosol :   0.048   *
*   wv under aerosol :   0.048                                     *
*
*   int. normalized values of :
*-----*
*   % of irradiance at ground level
*   % of direct irr.   % of diffuse irr.   % of enviro. irr
*   0.727             0.271             0.002
*   reflectance at satellite level
*   atm. intrin. ref. background ref. pixel reflectance
*   0.032             0.005             0.011
*
*   int. absolute values of
*-----*
*   irr. at ground level (w/m2/mic)
*   direct solar irr.   atm. diffuse irr.   environment irr
*   943.640             351.986             2.862
*   rad at satel. level (w/m2/sr/mic)
*   atm. intrin. rad. background rad. pixel radiance
*   14.681             2.188             5.153
*
*   etoa = 1447.85522
*   xavr0 = 5.14208603
*   xdir = 3.7464056
*
*   int. funct filter (in mic)           int. sol. spect (in w/m2)
*   0.0961191                           152.672
*****
*                                     integrated values of :                                     *
*-----*
*   downward      upward      total
*   global gas. trans. : 0.95219  0.94707  0.90987
*   water " " : 0.98453  0.98304  0.97294
*   ozone " " : 0.97344  0.97011  0.94452
*   co2 " " : 1.00000  1.00000  1.00000
*   oxyg " " : 0.99386  0.99346  0.99104
*   no2 " " : 1.00000  1.00000  1.00000
*   ch4 " " : 1.00000  1.00000  1.00000
*   co " " : 1.00000  1.00000  1.00000
*
*   rayl. sca. trans. : 0.96991  0.96621  0.93713
*   aeros. sca. " : 0.96956  0.96200  0.93272
*   total sca. " : 0.93982  0.92923  0.87330
*
*   rayleigh      aerosols      total
*   spherical albedo : 0.04925  0.07216  0.11023
*   optical depth total: 0.05541  0.29027  0.34568
*   optical depth plane: 0.05541  0.29027  0.34568
*   reflectance : 0.01985  0.01330  0.03453
*   phase function : 1.02604  0.10110  0.24935
*   sing. scat. albedo : 1.00000  0.98995  0.99156
*****

```

Fig. 4.3: Part of output 6S result (Chiba, April 30, 1999)

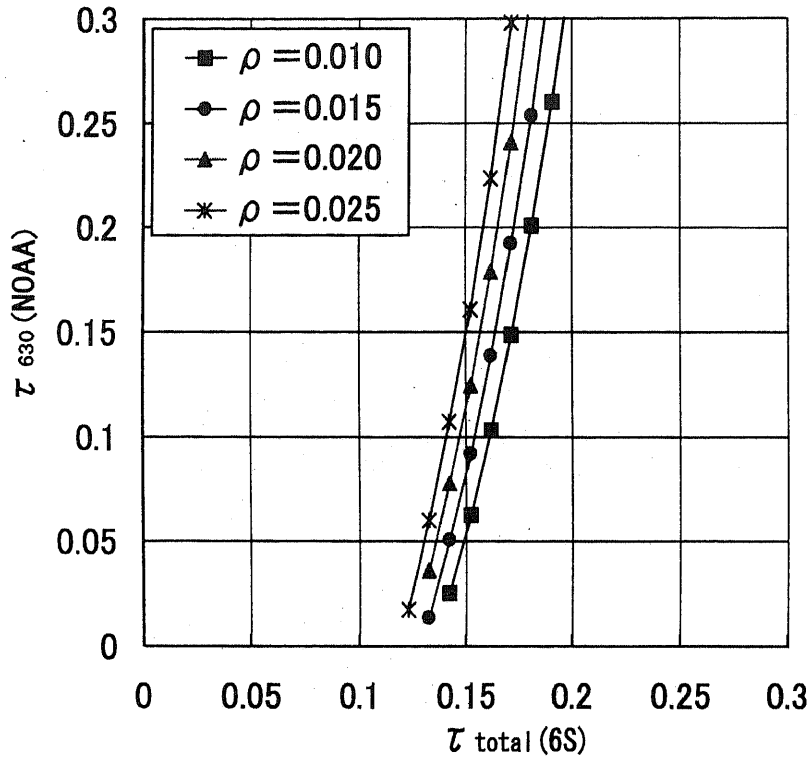


Fig. 4.4: Relation between the optical thickness $\tau_{630}(\text{NOAA})$ and $\tau_{total}(6S)$ on April 30, 1999 ($\rho = 0.010 \sim 0.025$). For $\rho = 0.02$, we obtain $\tau_{630} = 0.16$

4.1.4 光学的厚さの導出結果・まとめ

前節の方法により決定した光学的厚さ τ_A の精度を検証するため、当研究センターに設置したサンフォトメーターで計測した千葉市上空の光学的厚さと比較した。Fig.4.29 にエアロゾルの光学的厚さの年間変動、Fig.4.30～Fig.4.32 に、それぞれ、年間と夏季・冬季における NOAA データからの値とサンフォトメーターからの値の相関関係を示す。これらの図の解析に用いたデータは、1998年10月から1999年6月の間で、関東地方が快晴時のものである。エアロゾルの光学的厚さの相関係数は、年間で0.65、夏季で0.78、冬季で0.83、であり、夏季と冬季に分けて考えると、比較的良い相関が見られた。なお、シミュレーションした結果はあくまで東京湾上のエアロゾルの光学的厚さで、サンフォトメーターの結果は千葉市上空(陸上)のエアロゾルの光学的厚さである。多少の誤差が出ているのは、主にそのためと考えられる。

以上をまとめると、NOAA-AVHRR データの大気補正を目的として、海面上の光学的厚さを6Sコードにより算出し、サンフォトメーターの地上観測値と比較した。その結果、AVHRR-ch.1とサンフォトメーターの間に良い相関が見られた。このことから、衛星画像からある程度信頼できる光学的厚さを導出できるものと考えられる。

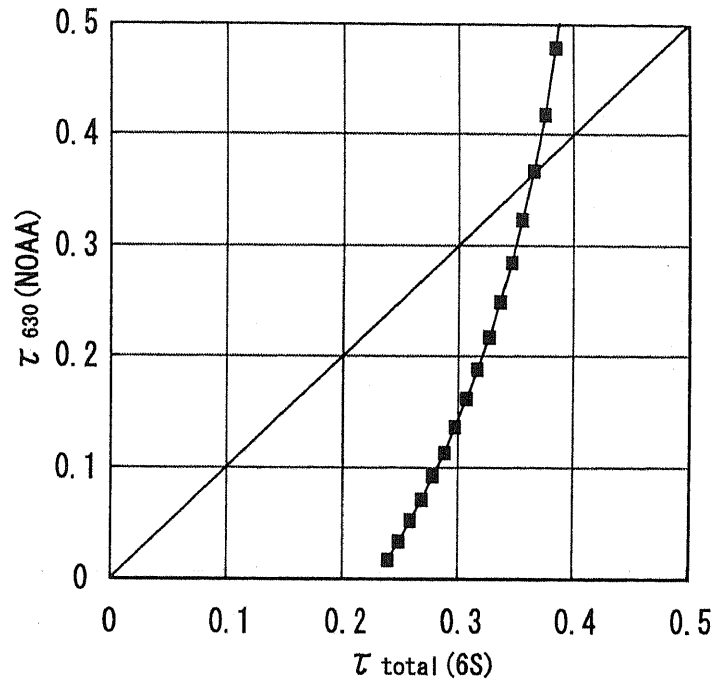


Fig. 4.5: Relation between the optical thickness $\tau_{630}(\text{NOAA})$ and $\tau_{\text{total}}(6\text{S})$ on October 8, 1998 ($\rho=0.02$).

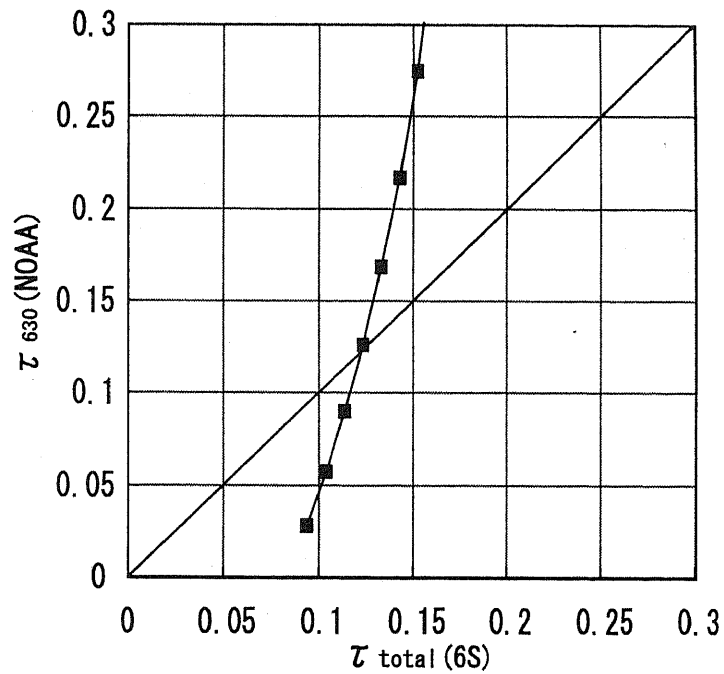


Fig. 4.6: Relation between the optical thickness $\tau_{630}(\text{NOAA})$ and $\tau_{\text{total}}(6\text{S})$ on October 25, 1998 ($\rho=0.02$).

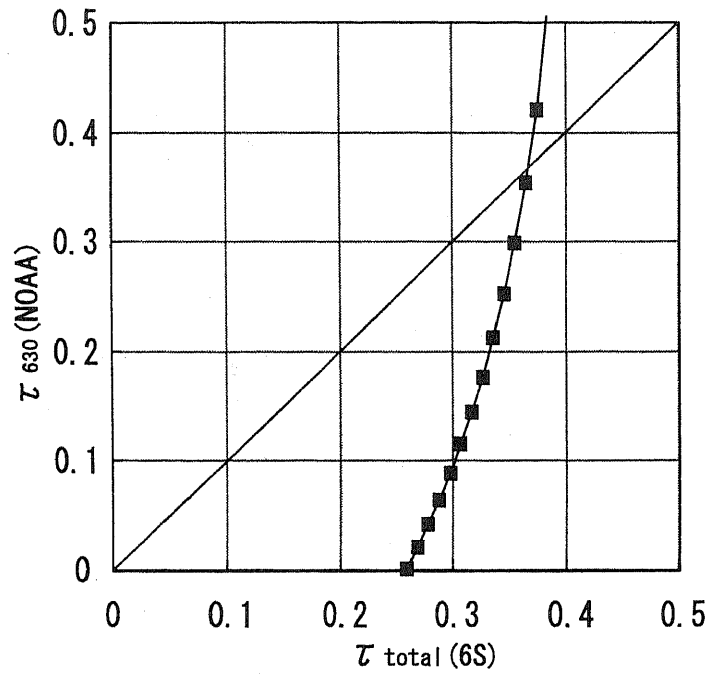


Fig. 4.7: Relation between the optical thickness $\tau_{630}(\text{NOAA})$ and $\tau_{total}(6S)$ on October 28, 1998 ($\rho = 0.02$).

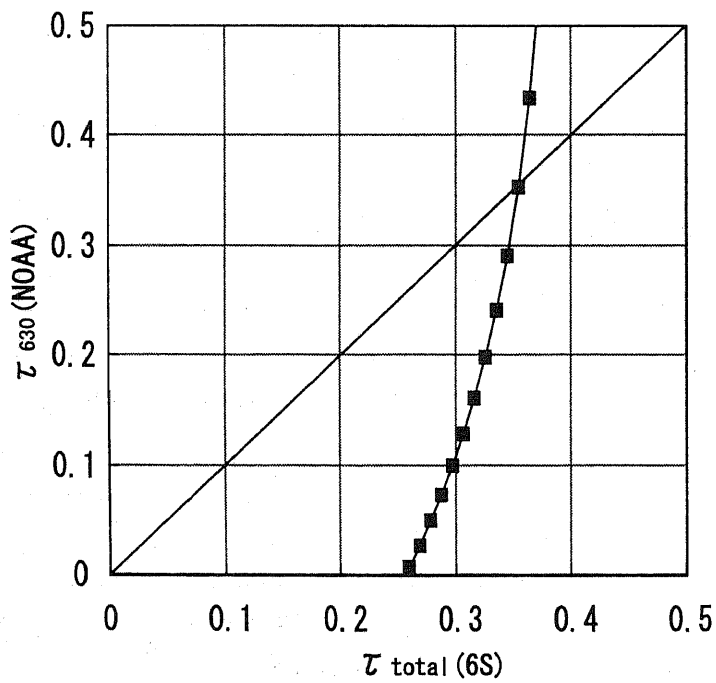


Fig. 4.8: Relation between the optical thickness $\tau_{630}(\text{NOAA})$ and $\tau_{total}(6S)$ on November 3, 1998 ($\rho = 0.02$).

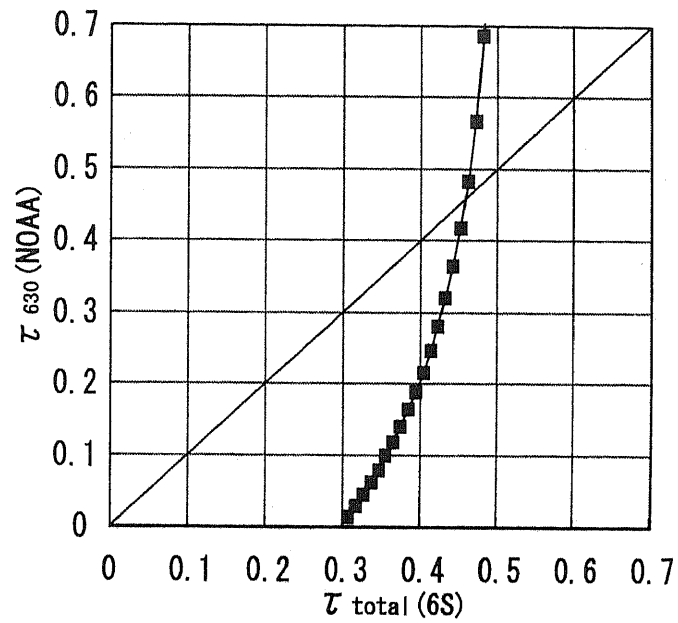


Fig. 4.9: Relation between the optical thickness $\tau_{630}(\text{NOAA})$ and $\tau_{\text{total}}(6\text{S})$ on November 14, 1998 ($\rho = 0.02$).

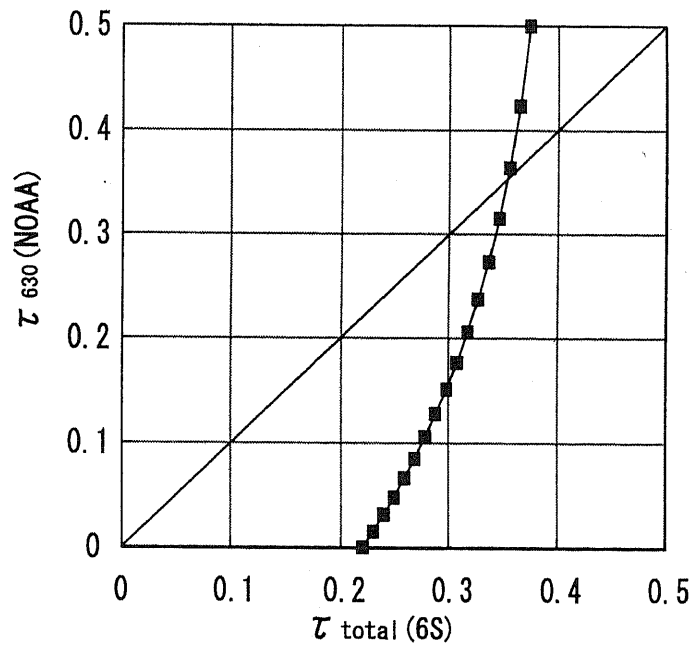


Fig. 4.10: Relation between the optical thickness $\tau_{630}(\text{NOAA})$ and $\tau_{\text{total}}(6\text{S})$ on November 23, 1998 ($\rho = 0.02$).

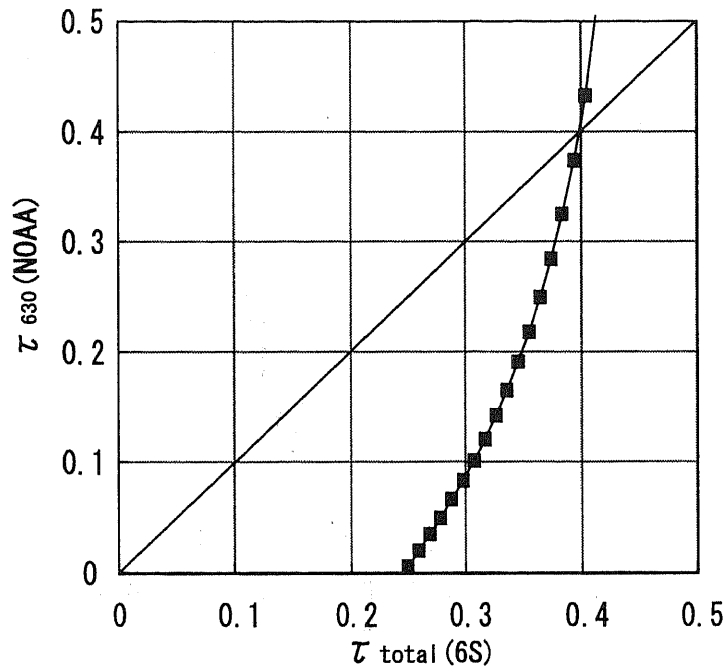


Fig. 4.11: Relation between the optical thickness $\tau_{630}(\text{NOAA})$ and $\tau_{\text{total}}(6\text{S})$ on December 1, 1998 ($\rho = 0.02$).

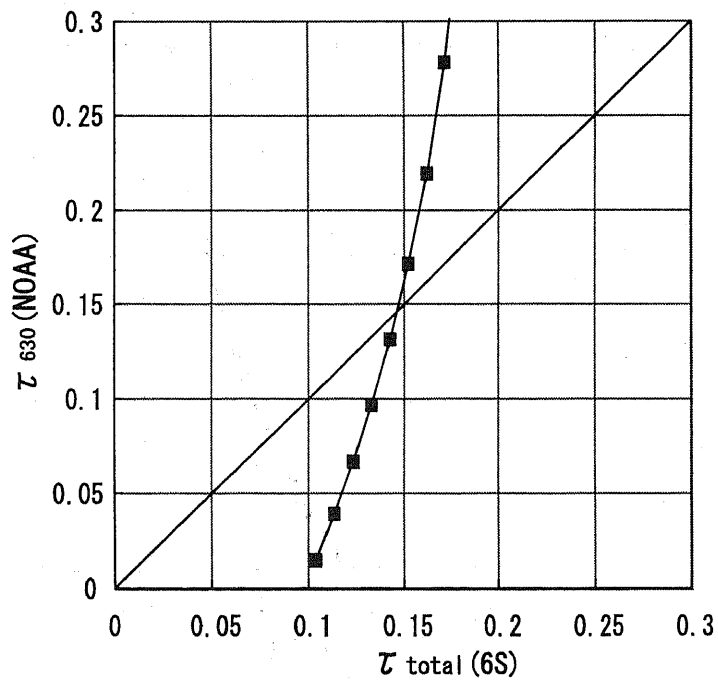


Fig. 4.12: Relation between the optical thickness $\tau_{630}(\text{NOAA})$ and $\tau_{\text{total}}(6\text{S})$ on December 28, 1998 ($\rho = 0.02$).

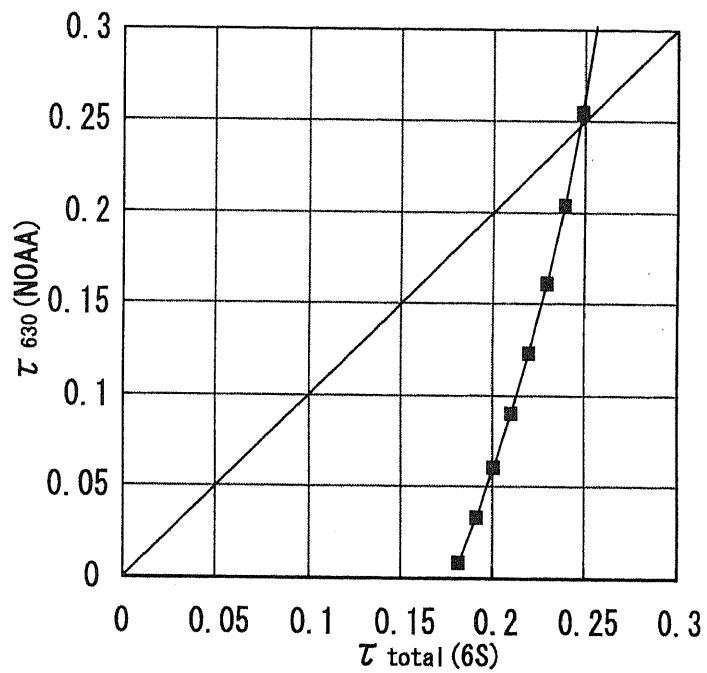


Fig. 4.13: Relation between the optical thickness $\tau_{630}(\text{NOAA})$ and $\tau_{total}(6S)$ on January 17, 1999 ($\rho=0.02$).

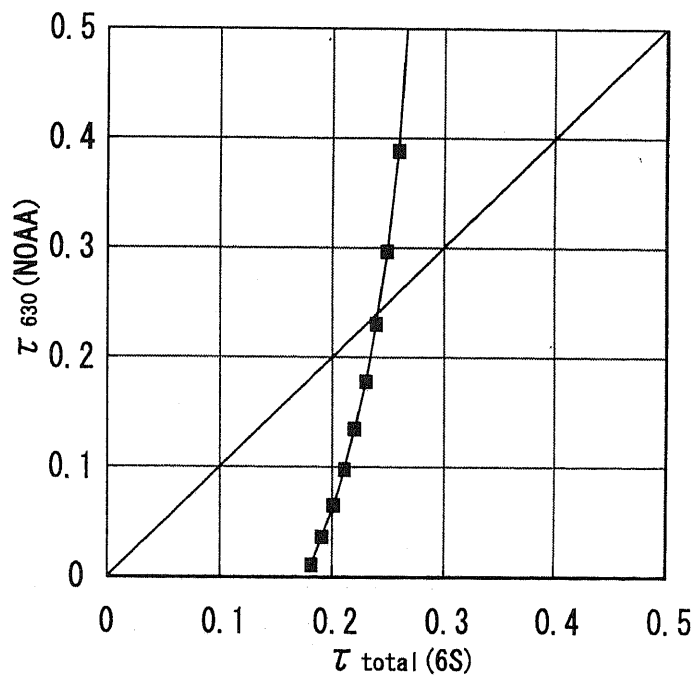


Fig. 4.14: Relation between the optical thickness $\tau_{630}(\text{NOAA})$ and $\tau_{total}(6S)$ on January 22, 1999 ($\rho=0.02$).

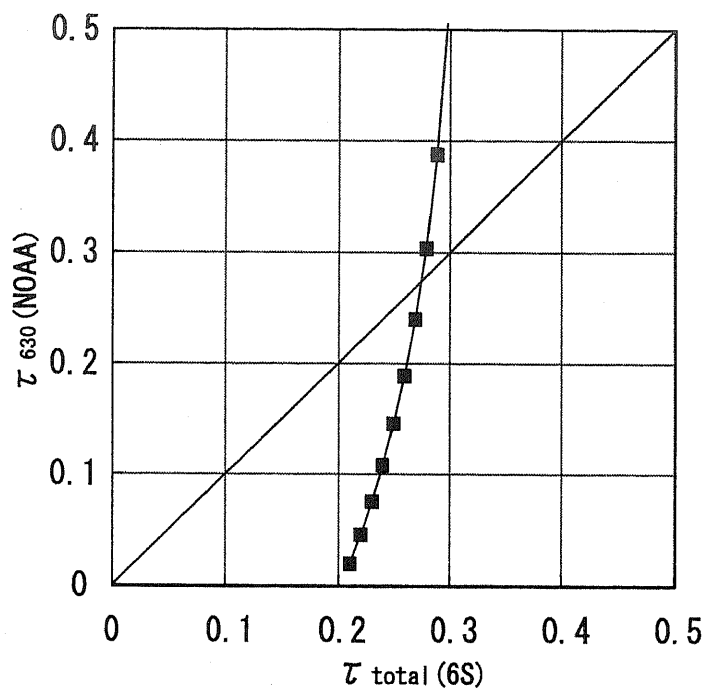


Fig. 4.15: Relation between the optical thickness $\tau_{630}(\text{NOAA})$ and $\tau_{\text{total}}(6S)$ on January 31, 1999 ($\rho = 0.02$).

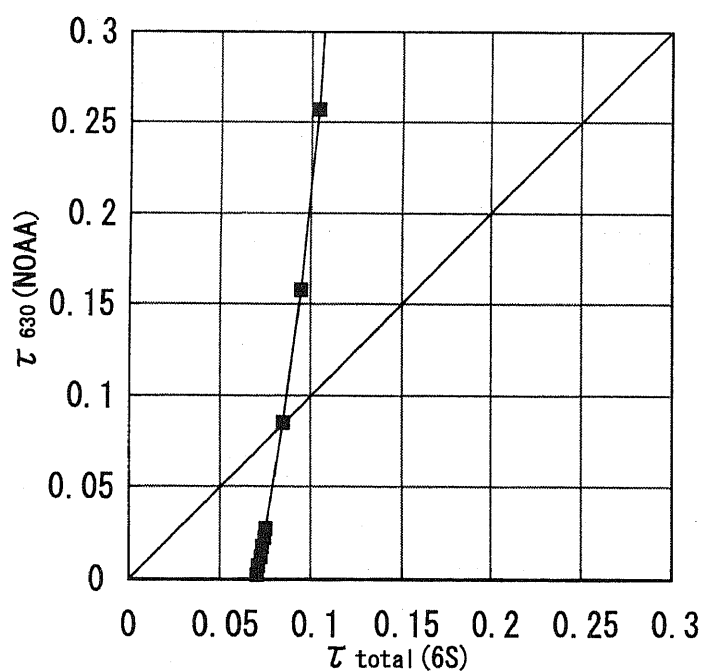


Fig. 4.16: Relation between the optical thickness $\tau_{630}(\text{NOAA})$ and $\tau_{\text{total}}(6S)$ on NOAA on February 17, 1999 ($\rho = 0.02$).

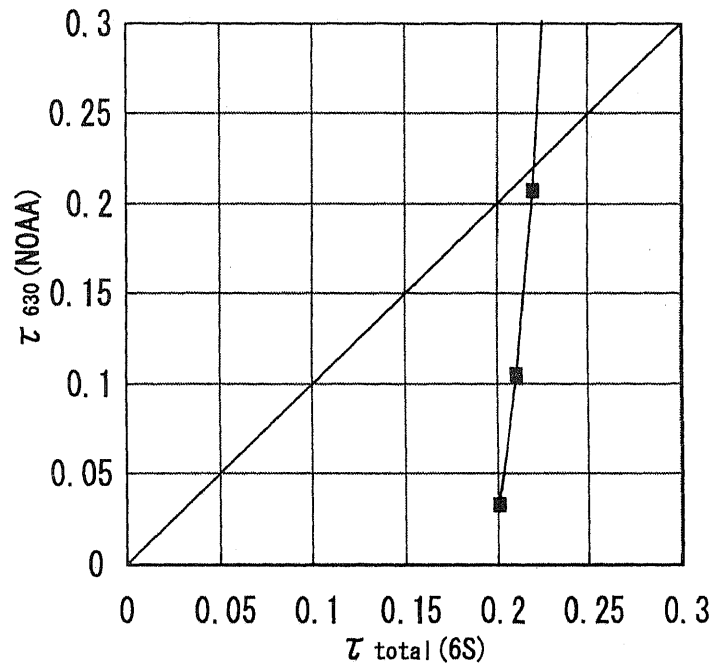


Fig. 4.17: Relation between the optical thickness $\tau_{630}(\text{NOAA})$ and $\tau_{\text{total}}(6S)$ on February 25, 1999 ($\rho=0.02$).

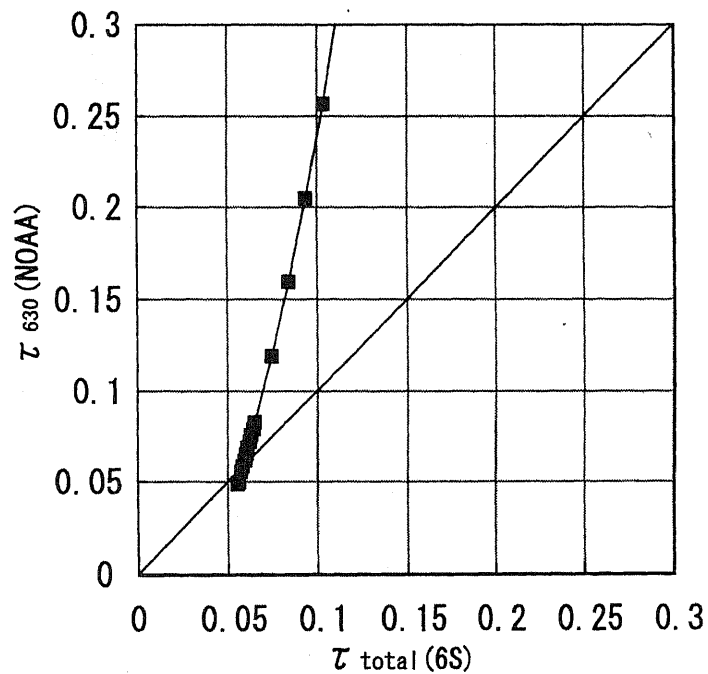


Fig. 4.18: Relation between the optical thickness $\tau_{630}(\text{NOAA})$ and $\tau_{\text{total}}(6S)$ on March 1, 1999 ($\rho=0.02$).

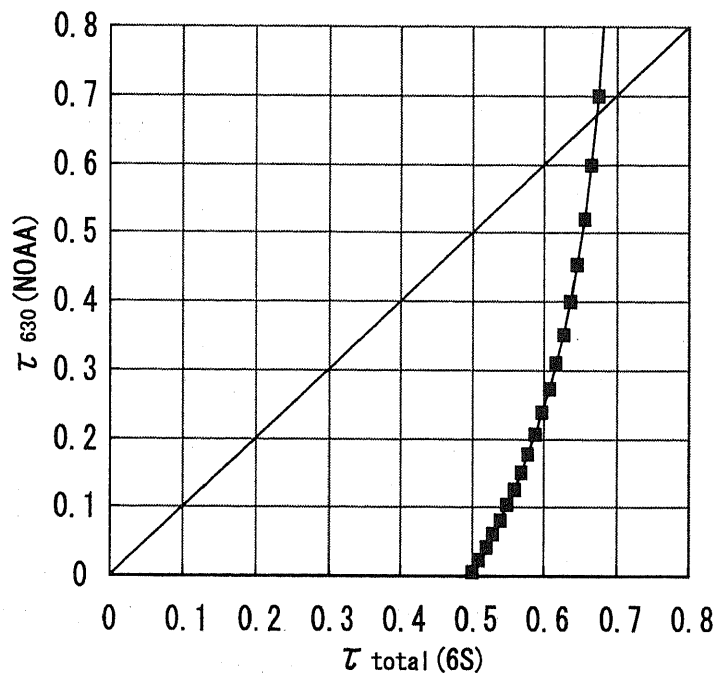


Fig. 4.19: Relation between the optical thickness τ_{630} (NOAA) and τ_{total} (6S) on March 2, 1999 ($\rho = 0.02$).

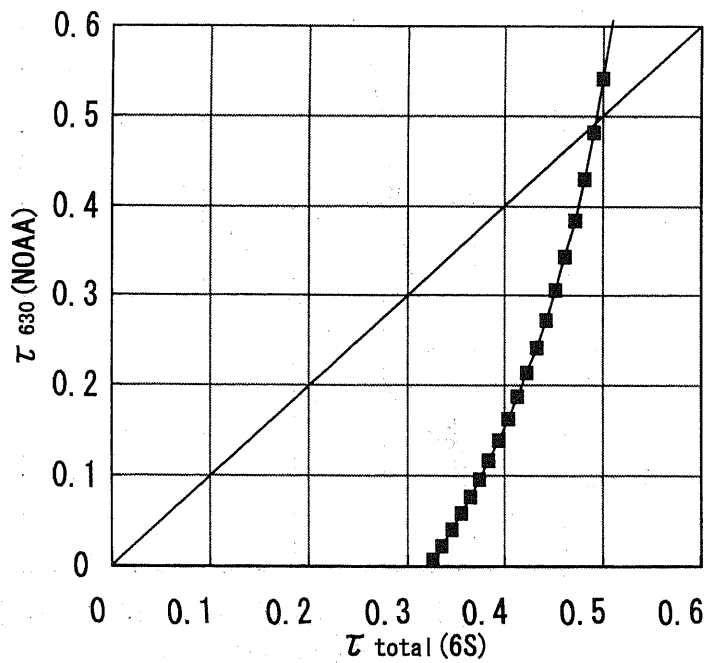


Fig. 4.20: Relation between the optical thickness τ_{630} (NOAA) and τ_{total} (6S) on March 18, 1999 ($\rho = 0.02$).

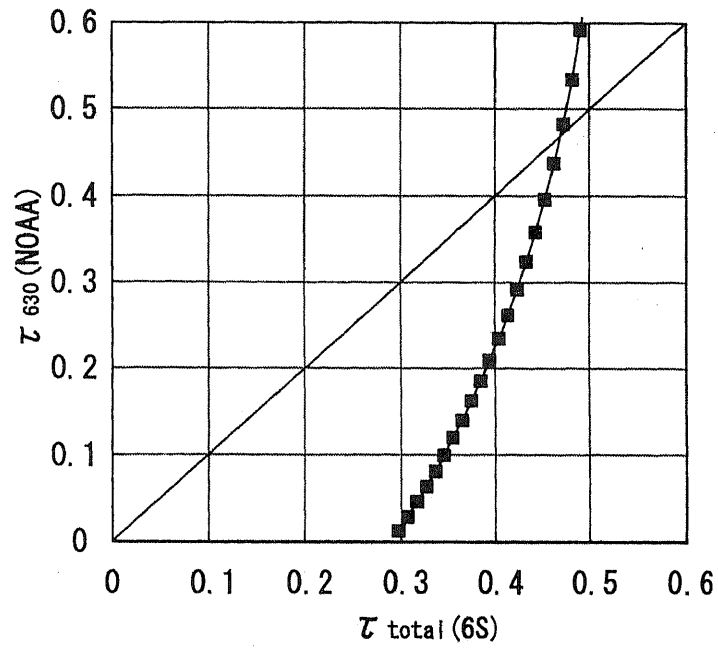


Fig. 4.21: Relation between the optical thickness τ_{630} (NOAA) and τ_{total} (6S) on April 14, 1999 ($\rho = 0.02$).

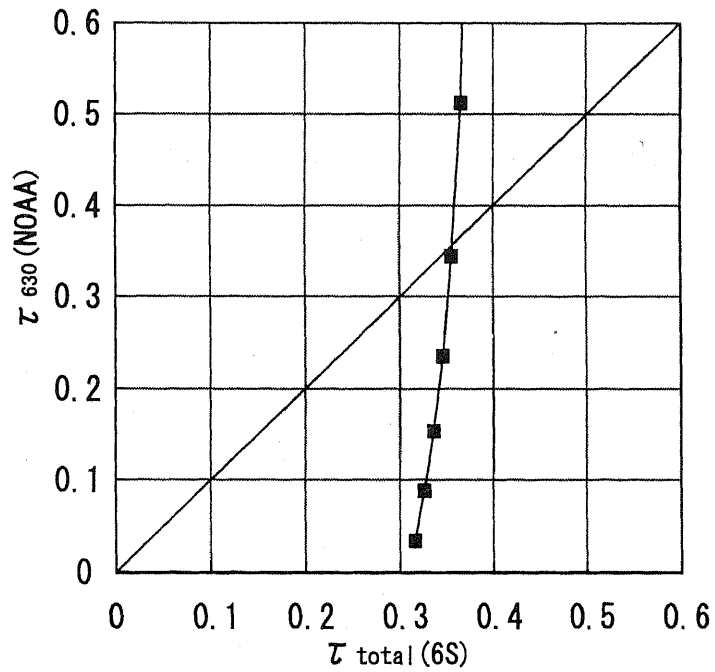


Fig. 4.22: Relation between the optical thickness τ_{630} (NOAA) and τ_{total} (6S) on April 20, 1999 ($\rho = 0.02$).

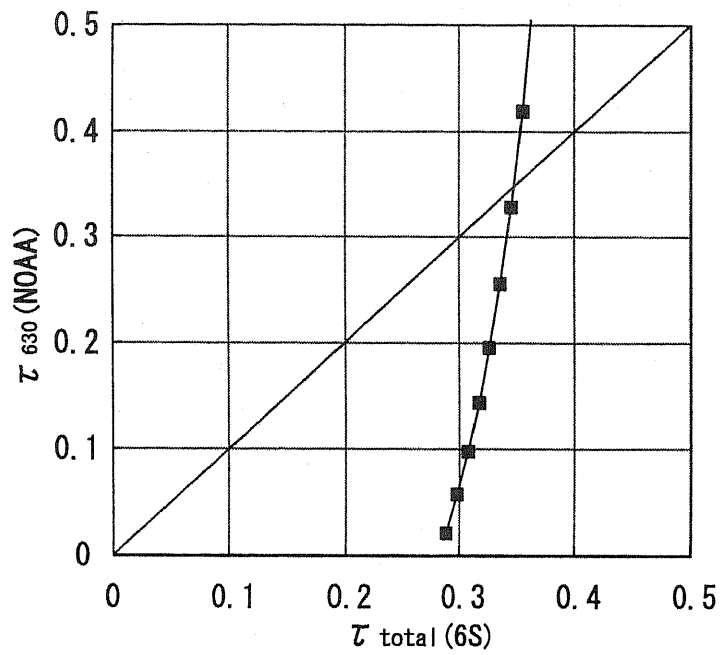


Fig. 4.23: Relation between the optical thickness $\tau_{630}(\text{NOAA})$ and $\tau_{\text{total}}(6S)$ on April 21, 1999 ($\rho = 0.02$).

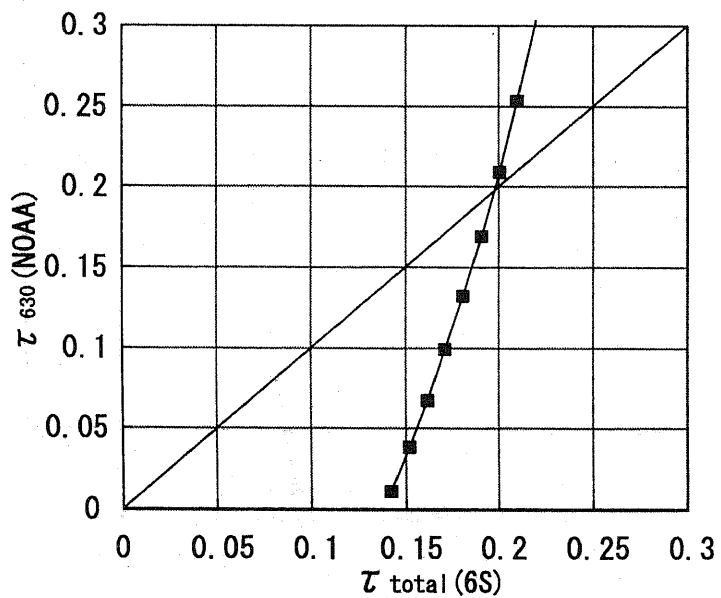


Fig. 4.24: Relation between the optical thickness $\tau_{630}(\text{NOAA})$ and $\tau_{\text{total}}(6S)$ on April 22, 1999 ($\rho = 0.02$).

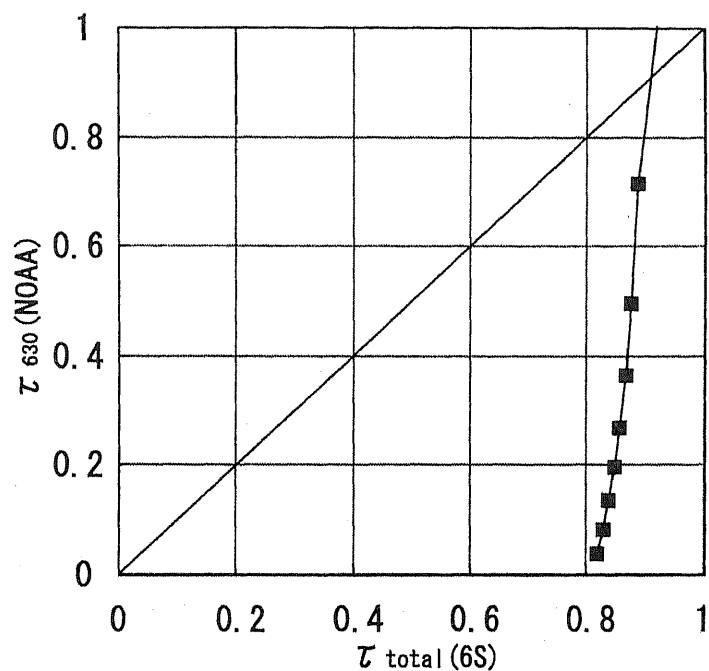


Fig. 4.25: Relation between the optical thickness τ_{630} (NOAA) and τ_{total} (6S) on May 6, 1999 ($\rho = 0.02$).

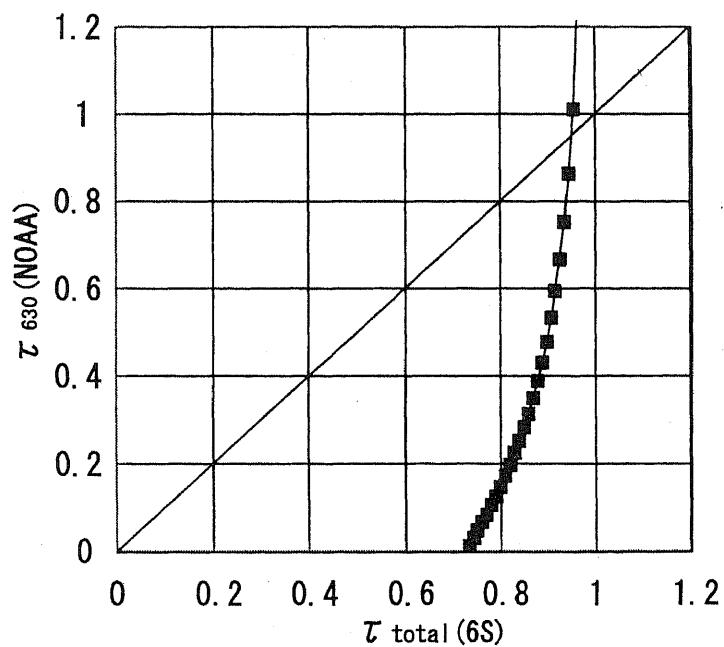


Fig. 4.26: Relation between the optical thickness τ_{630} (NOAA) and τ_{total} (6S) on May 12, 1999 ($\rho = 0.02$).

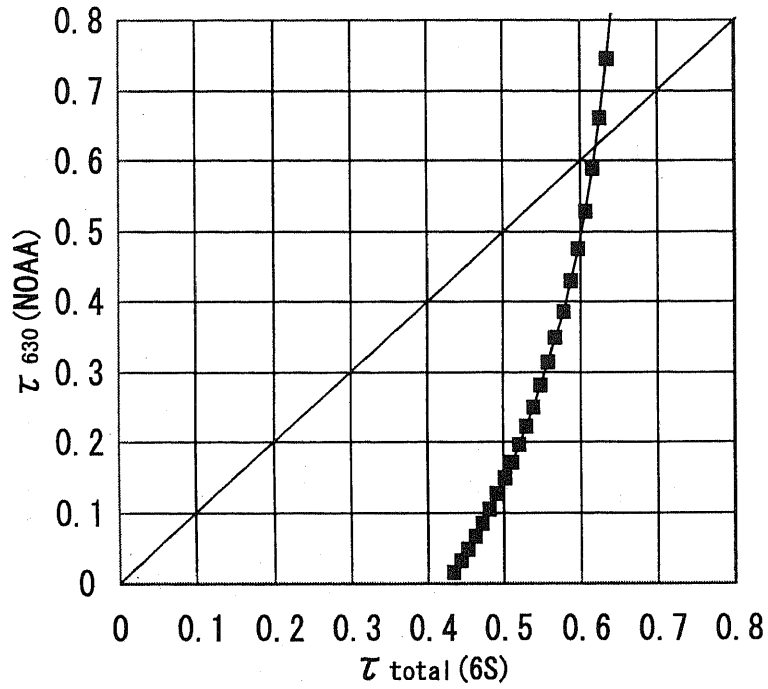


Fig. 4.27: Relation between the optical thickness $\tau_{630}(\text{NOAA})$ and $\tau_{\text{total}}(6S)$ on May 21, 1999 ($\rho = 0.02$).

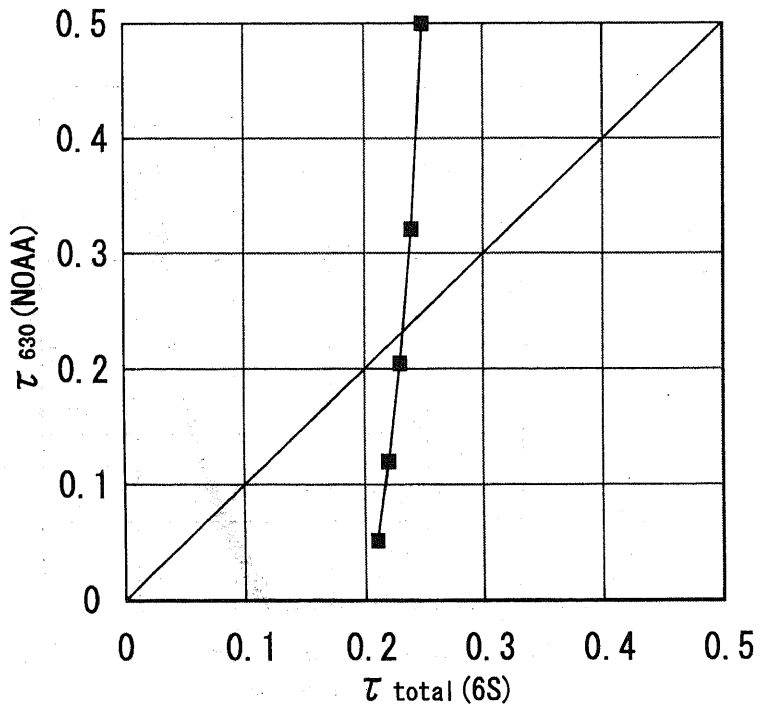


Fig. 4.28: Relation between the optical thickness $\tau_{630}(\text{NOAA})$ and $\tau_{\text{total}}(6S)$ on Jun 12, 1999 ($\rho = 0.02$).

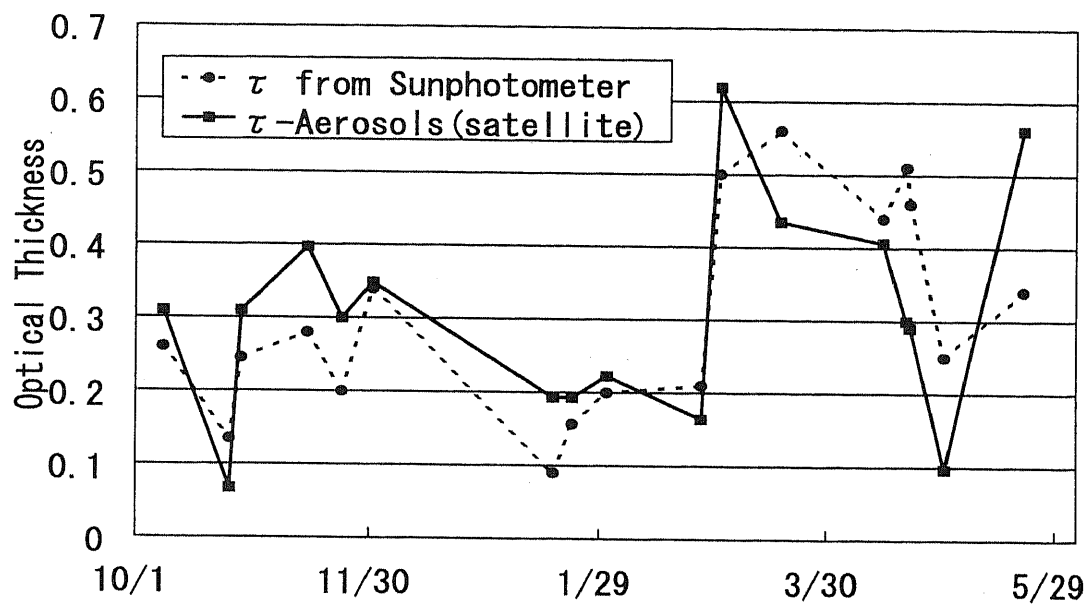


Fig. 4.29: Variation of the aerosol optical thickness. The satellite value is compared with the sunphotometer value (Chiba, October, 1998 to June 1999).

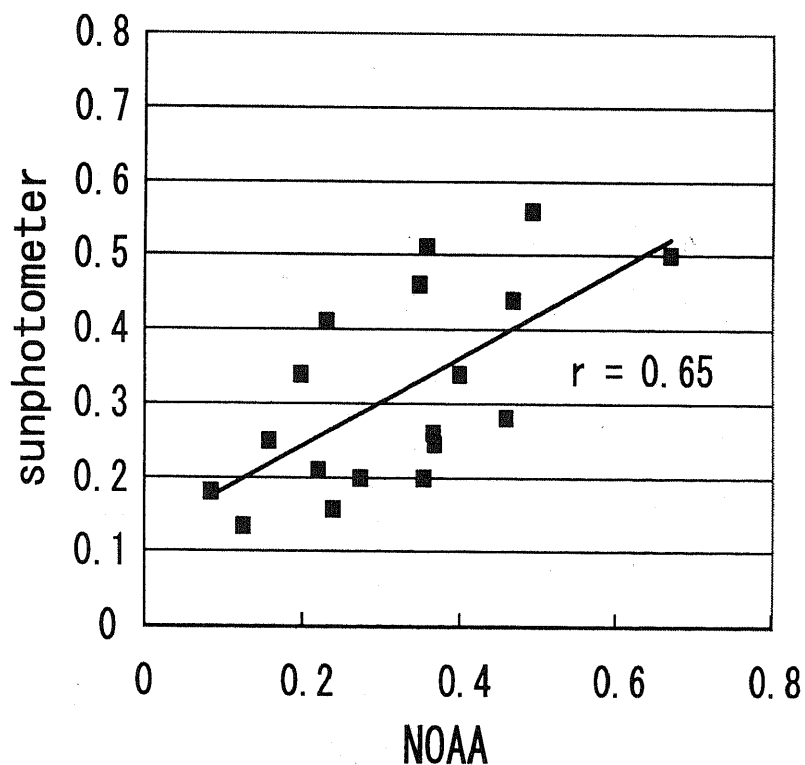


Fig. 4.30: Correlation between the aerosol optical thicknesses derived from the NOAA data and Sunphotometer measurement (Chiba, October 1998 to June 1999).

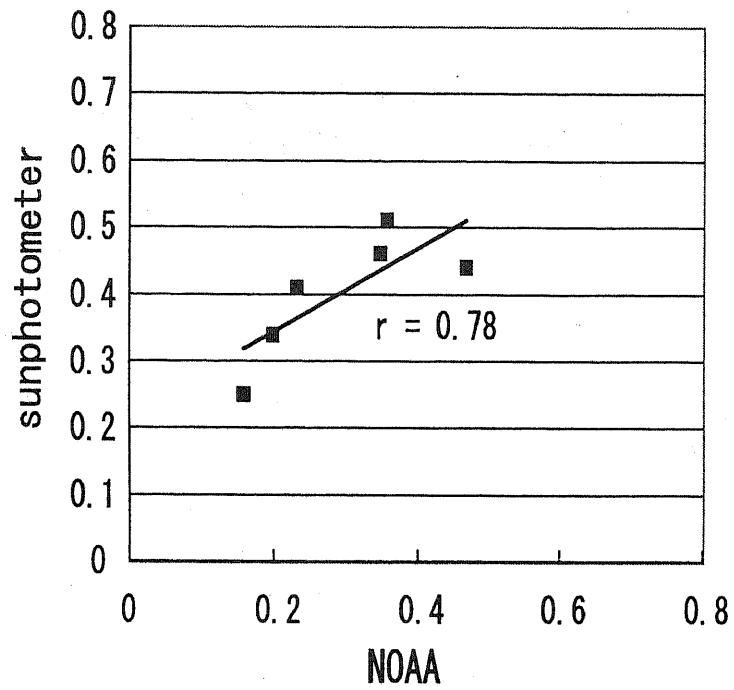


Fig. 4.31: Correlation between the aerosol optical thicknesses in summer (Chiba, October 1998 to March 1999).

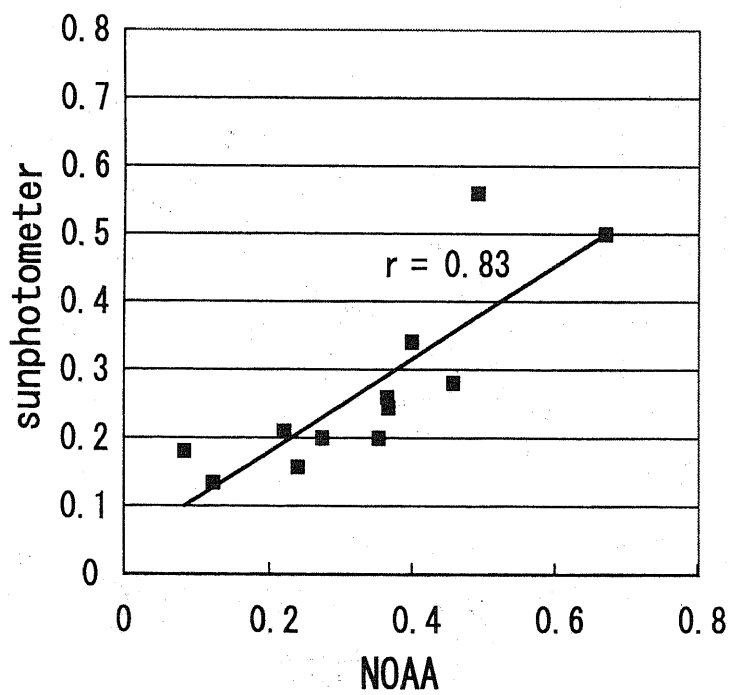


Fig. 4.32: Correlation between the aerosol optical thicknesses in winter (Chiba, April 1999 to June 1999).

4.1.5 今後の課題

本節では、海面のアルベドを仮定してエアロゾルの光学的厚さを求める手法について述べた。3.1.1節に述べたアルベドの補正式

$$\rho = \rho_0 \frac{L_{\text{obs}} - L'(\tau_{550})}{L_{\text{total}} - L'(\tau_{550})}$$

を追加することにより、アルベドについても最適値を算出できる可能性があり、今後そのための条件等を調べていきたい。

本節の手法の最大の特徴は、衛星データのみからエアロゾルについての情報を抽出する方式にあり、その過程で必要となる輝度の計算に6Sコードを利用した。東京湾上の海上の画像を解析した結果、エアロゾルの変動は千葉大学で解析したサンフォトメーターのデータによるものと良い相関を示した。このことは、本手法の有効性を示す一つの証拠となるものである。

今後、本手法を活用して千葉を含む関東地方について陸上を含め、大気補正を行っていきたい。その際、NOAA-AVHRRの他に、TMなどの高分解能データも使用して比較を行っていく。これを通じてアルゴリズムの改良を進めるとともに、大気補正を行った画像から季節変動を含めた、この地域についての標準となる地表面画像をデータセットとして整備する。

4.2 2チャンネル衛星データによるエアロゾル解析

4.2.1 森林火災によるエアロゾルの影響

1997年後半に発生したインドネシア森林火災は、その地域の大気に大きな影響を与えた。カリマンタン島およびスマトラ島において、それ以前にも森林火災はたびたび発生していたが、97年に被害を受けた地域はインドネシアのほかにシンガポールやマレーシアを含む近隣諸国にわたり、その期間も7月から11月の長期間に渡った。この間、影響を受けた地域の気象状態は極端に悪化した。つまり、森林火災はエアロゾルの光学的厚さ(以下AOTと呼ぶ)を非常に大きくするので、地上視程が非常に低下し、また多量の炭素質エアロゾルを作り出した。

雲のない条件で、可視と近赤外のスペクトルバンドにおいて大気上層部に到達する放射は、様々なパラメーター、つまり、分子の散乱や吸収、地表面アルベド、AOTなどの光学的特性に依存している。海域の場合はアルベドが非常に低いので、大気上端での放射輝度の変化はエアロゾルのみに依存すると仮定できる[Rao, McClain, et al., 1989]。NOAA AVHRRデータに対して、海上のAOTを得るいくつかのアルゴリズムが提案されている[Rao, McClain, et al., 1989; Nakajima, Higurashi, 1997]。これらの方法は、地球規模でのエアロゾル分布の解析に応用されている[Higurashi, Nakajima, 1997; Stowe, Ignatov, 1997]。

衛星データから取得されるAOTはエアロゾルの全量に関わる量であるが、そのみではなく、複素屈折率や粒径分布ようなエアロゾルのパラメータはエアロゾルモデルを指定する上で不可欠である。多数の種類のエアロゾルモデルについて、その有効性を検討することは、意義がある。エアロゾルサンプラーや分光計を用いた地上観測および衛星モニタリングは、ともに、エアロゾルの特性について実際の情報を提供する。よく知られているように、十数年前にも同様に、アマゾン盆地で森林火災が起これ、多くの研究者がアマゾンの森林火災のエアロゾル特性を報告した。AOTは排煙によって大幅に増加し、この増加は大粒子モードの増加に関連付けられた。粒径分布の解析は、アマゾンのSun-Sky Radiometer Networkを用いた地上観測によって長期間に渡って得られたデータを基にしている。[Holben, Setzer, et al., 1996]。粒径分布に関連する光学特性は、Remerによって報告された[Remer, Kaufman, et al., 1998]。これらの実測に基づくモデルもまた、インドネシアデータからAOTを取得する我々のアルゴリズムの中で利用される。結果の検証においては、Meteorological Singapore Service(MSS)で得られた気象データ、この地域の地上視程、シンガポールで得たサンフォトメーターデータ、NOAAからの風向データを使用する。

Moderate-resolution imaging spectrometer(MODIS)のアルゴリズム[Tanre, Kaufman, et al., 1997]を参照し、AVHRR ch.1(中心波長 $0.63\ \mu\text{m}$)とch.2(中心波長 $0.83\ \mu\text{m}$)を用いてAOT抽出のアルゴリズムを考える。5つの大粒子モード($0.1\text{-}1\ \mu\text{m}$)と6つの巨大粒子モード($> 1\ \mu\text{m}$)を適用し、エアロゾルの粒径分布に対して、2峰性の対数正規関数を構成する[Tanre, Kaufman, et al., 1997]。6Sコードを用いて、参

照テーブル (Look Up Table:以下,LUT) をあらかじめ計算しておく [Vermote, et.al., 1997]。エアロゾルの光学特性を表すパラメータとして、大粒子モードの寄与を示すパラメーター η を考える。 η を用いて、海上の大気に限定すれば、大気上端におけるエアロゾルによる放射輝度を求めることができる。このエアロゾルによる放射輝度と、AVHRR が受ける放射輝度が一致する条件からエアロゾルの特性を決定することができる。本研究では、1997年10月8日と9日のデータに関して、このアルゴリズムを適用し、海上での AOT と η を求める。LUT 中では AOT が 0-2.0 の範囲で計算を行っているが、AOT がこの範囲をを超えて大きくなる場合は線形外挿を考慮する。また、風向、風速データを補助として、排煙のエアロゾルの移送を考慮する。さらに、エアロゾルの取得結果を確認するために、解析地域付近の日平均の気象データと National University of Singapore(NUS) で測定したサンフォトメーターのデータを使用する。

4.2.2 エアロゾルモデルについて

エアロゾルの光学的特性を正しく評価するためには、正確なエアロゾルモデルを考えることが大切である。エアロゾル濃度と特性は、発生源の強さ、発生源に影響を与える大気状況、そして別の地域からの粒子の移送に依存している [Holben, Setzer, et.al., 1996]。対流圏エアロゾル粒子は時間や地域によって変化することから、エアロゾルモデルはこの変化に対応できるよう、幅をもったものである必要がある。地上観測により、粒径分布や散乱位相関数、複素屈折率のような、エアロゾル粒子を記述する基本的な物理量が測定される [Kaufman, Gitelson, et.al., 1994]。これらのエアロゾルの特性は、Tanré と Kaufman が MODIS の解析で提案したように、大粒子モードと巨大粒子モードの和で表される 2 峰性の粒径分布 (対数正規分布の和) で記述することができる [Tanre, Kaufman, et.al., 1997]。この研究に採用された基礎モデルについて、以下に概略を説明する。対数正規分布は次式で与えられる：

$$\frac{dN}{dr} = \frac{N_0}{\sqrt{2\pi\sigma r \ln(10)}} \exp\left[-\frac{\log(r/r_g)^2}{2\sigma^2}\right] \quad (4.10)$$

ここで、 N_0 は濃度 [cm^{-3}], σ は半径の対数をとった標準偏差であり、 r_g は $\log r$ 分布の頂点と一致する半径である (r_g の単位は μm)。式 (4.10) のように表される幾つかのモードを加え合わせることにより、最終的なエアロゾルモデルの粒径分布が与えられる。本研究では、2 峰性エアロゾル分布を採用する。すなわち、エイトケン核は非常に小さいため、散乱光への寄与は無視できるとし、大粒子モードと巨大粒子モードの和を考える。エアロゾル粒子の光学的特徴は、屈折率や r_g と式 (4.10) の σ によって特徴付けられる。以後、大粒子と巨大粒子モードを、それぞれ Small、Large mode と表す。5つの大粒子モードのうち S_a は気層 S_e は水蒸気 (雲) の相に対応し、 $S_b \sim S_d$ は、この2つの場合の中間を表す。モード半径は $\sigma = 0.4 \sim 0.6$, $r_g = 0.02 \sim 0.08 \mu\text{m}$ び範囲で定義されている。これらの 11 モードの粒径分布を、Fig.4.33 に

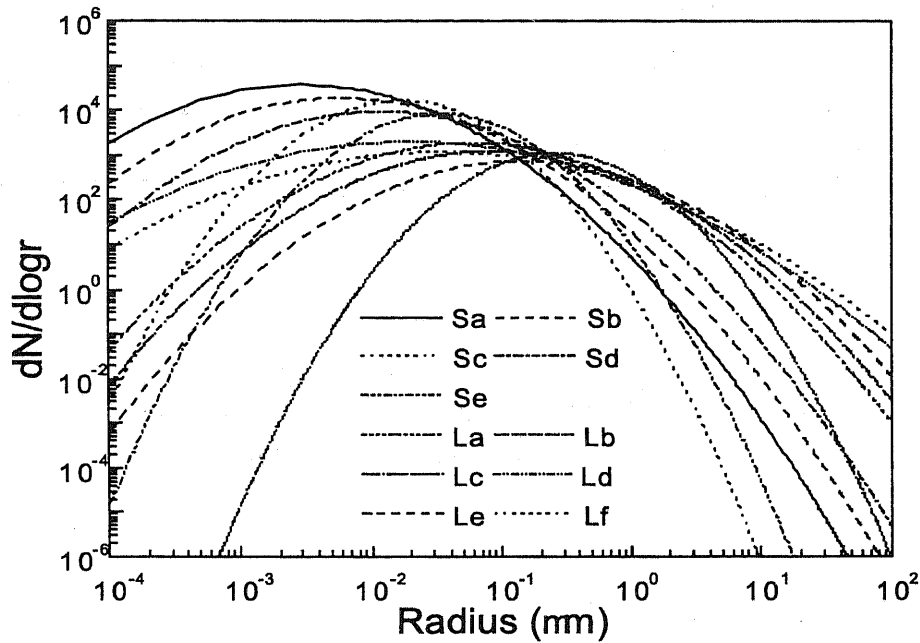


Fig. 4.33: Size distributions of small-mode and large-mode particles in number density.

示す。各モードに対し、ミー散乱理論を用いて波長 550 nm に対して計算した位相関数を、Fig.4.34 に示す [Hulst, 1957]。選択したエアロゾルモデルは、主として地上観測データから得られたもので [Tanre, Kaufman, et.al., 1997]、エアロゾルの鉛直方向の完全な光学的特性を表したものではない。一般に、複素屈折率は、波長と相対湿度の関数として表される [Shettle, Fenn, 1979]。Remer ら [Remer, Kaufman, et.al., 1998] は、森林火災に対して $1.43-0.0035i$ の複素屈折率を仮定している、我々は、 S_a, S_b, S_c, L_c, L_d に対して $1.45-0.0035i$ を、 S_d, S_e, L_a, L_b に対して $1.40-0.0035i$ を、 L_e, L_f に対して $1.50-0.0035i$ をそれぞれ採用した。

これら 11 のモデルに加え、アマゾンのバイオマスバーニングのエアロゾルモデルとして、 $r_g = 0.061 \mu\text{m}$ 、 $\sigma = 0.5$ というモデルも取り入れた。このアマゾンモデルの場合、光学的厚さは巨大粒子モードよりむしろ大粒子モードによって決まることが知られている [Remer, Kaufman, et.al., 1998]。例えば、波長 670 nm で $\text{AOT} > 0.3$ のとき、大粒子モードは全消散のおよそ 95% を占めており、その意味から巨大粒子モードのモデルはあまり重要ではない。そこで、本研究では、アマゾンモデルは単一の大粒子モードとして扱う。位相関数を Fig.4.35 に、また粒径分布を Fig.4.36 に示す。

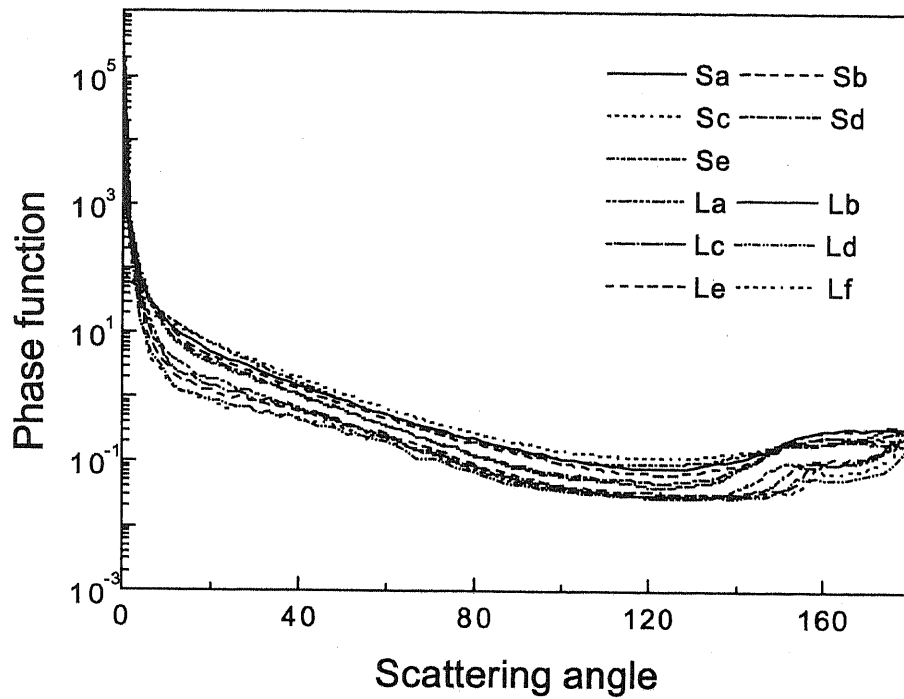


Fig. 4.34: Phase functions of small-mode and large-mode particles at a wavelength of 550 nm calculated by the Mie theory.

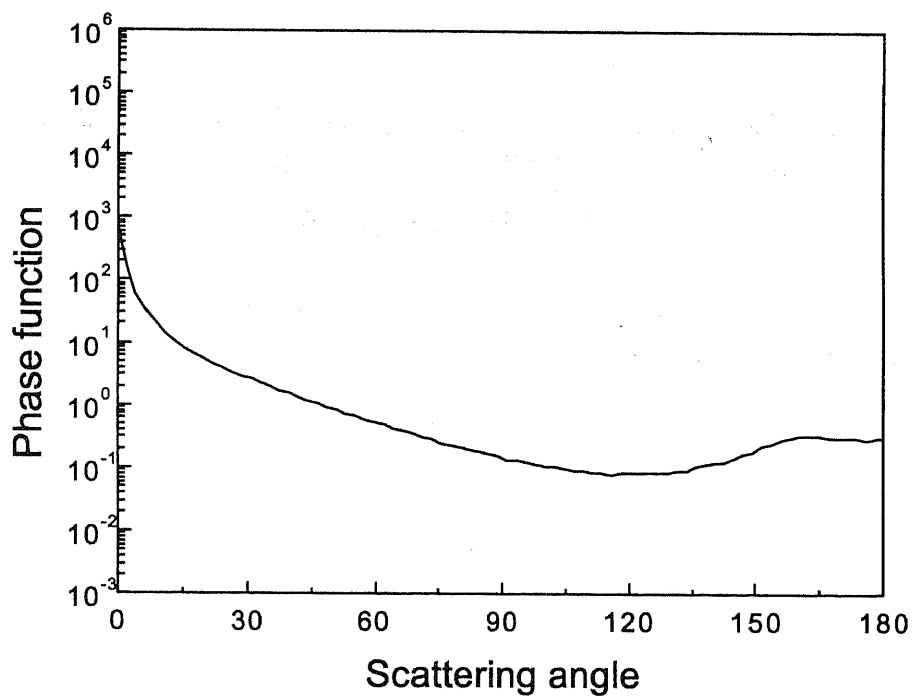


Fig. 4.35: Phase function of Amazon aerosol model at a wavelength of 550 nm.

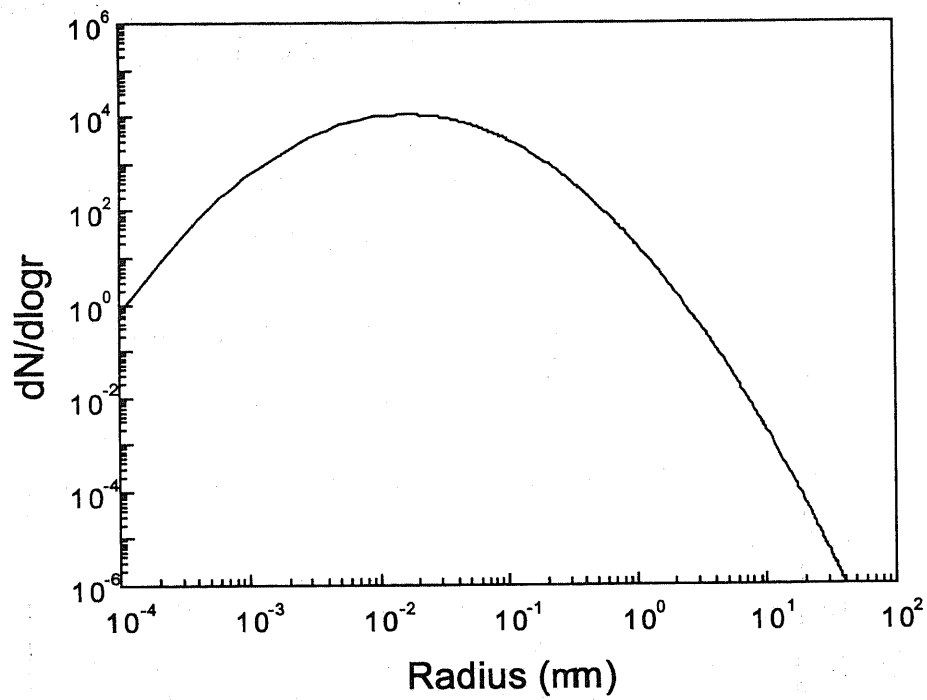


Fig. 4.36: Size distribution of biomass burning aerosol in the forest fire of Amazon [Remer, Kaufman, et.al., 1998].

4.2.3 LUTの作成

衛星が受光する輝度は、大気を通過する放射伝達による放射輝度と地表面反射率という2つの要素によって決定される。本研究では、放射伝達コード6SをLUT作成に利用した。このコードでは、大気分子とエアロゾル分子による多重散乱と衛星のセンサーの応答関数が考慮されている。大気モデルはTropical-Typeを選択した。エアロゾルモデルにおいては、5つ大粒径エアロゾルモードと6つ巨大粒径エアロゾルモードを放射輝度成分の計算に用いた。海面反射率の2方向性反射率の影響は考慮していないが、スペクトル応答関数としてはAVHRR-ch.1 and 2に対して6S中で採用されたものを用いた。

今回の研究に利用する地域は、カリマンタンとスマトラ島付近に限定した。したがって、LUTは選択した幾つかの地点についての太陽天頂角や衛星天頂角(μ_s, μ_v)、および、これらのなす方位角(ϕ_v)に対して計算した。こうすることにより、角度計算に際しての内挿誤差を除去することができる。全エアロゾル量の値は、各モードについて、AOT τ (550 nm)=0.0, 0.2, 0.5, 1.0, 1.5, 2.0, 2.5, 3.0, 3.5, 4.0の10通りを準備し、中間の値については内挿計算を行った、Fig.4.37(a)(b)に、AOTとAVHRR ch.1/2の全放射輝度との関係を示す。各チャンネルにおいて、11個のモードの変化の様子は特徴的であり、2チャンネルを組み合わせることでモードの選別を行うことが容易になる。Fig.4.37において、AOTに対する全放射輝度の増加は大気の光路輝度の増加によるものであって、この増加はAOTに比例している。6Sコードにおいて、地表面反射率は直達成分と拡散成分を含んでいる。拡散成分は最初にエアロゾル粒子により散乱し拡散された後、地表面で反射されたものである。この拡散成分は、幾つかの巨大粒子モードにおいて、AOTの増加に伴って値が減少する。モードによっては、類似したAOTの依存性を示し、したがって区別が困難な場合も生じる。しかし、巨大粒子は、大粒子よりも全放射輝度への影響が少なく、AOTと大粒子モードの寄与を示すパラメータ η の決定への影響は少ない。

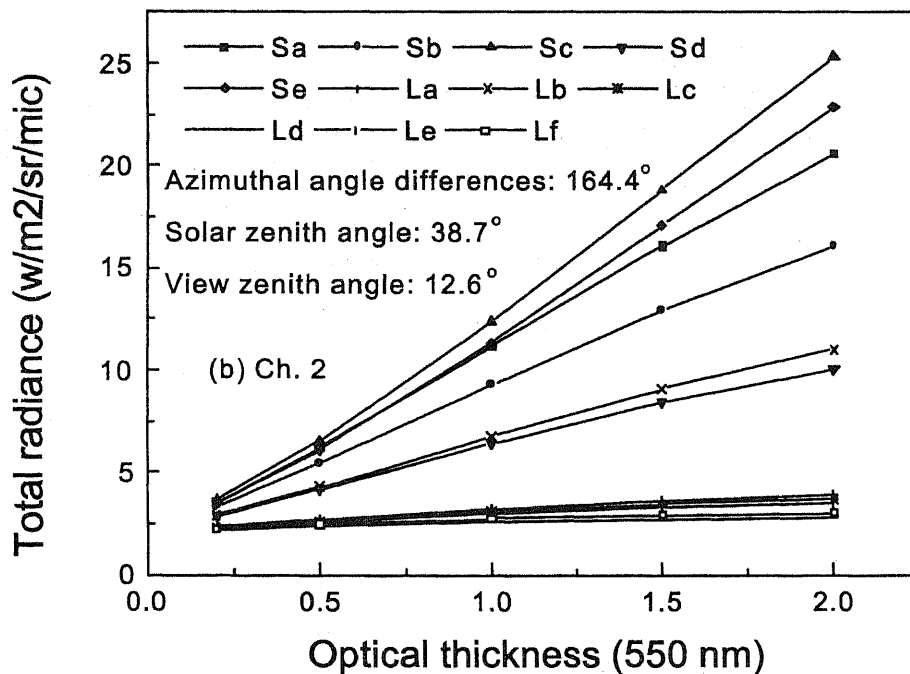
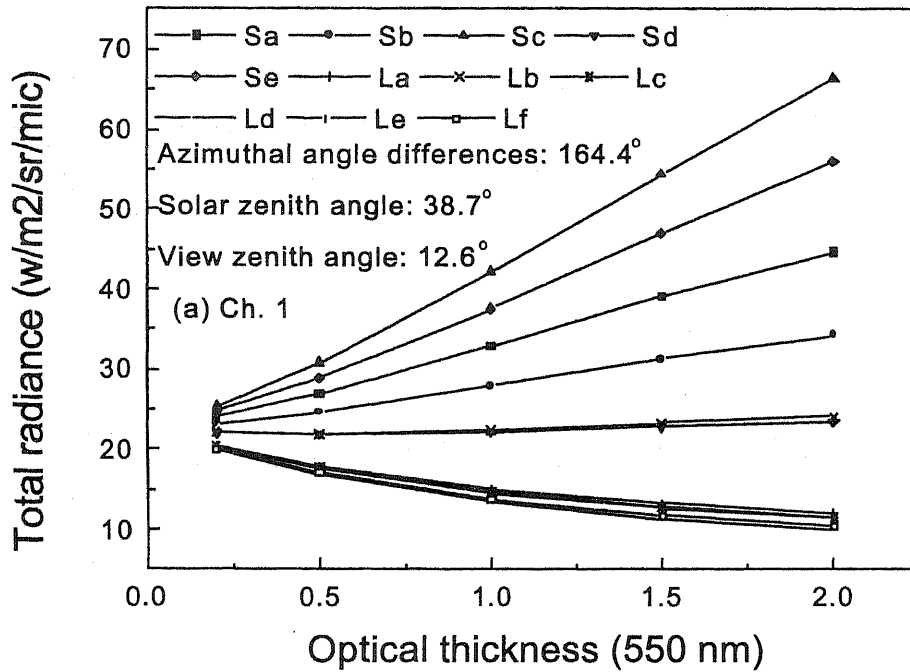


Fig. 4.37: Change of total radiance detected by the satellite sensor according to the change of aerosol optical thickness at 550 nm. Calculated by the 6S code with scattering phase function in Fig.4.37.(a) AVHRR, channel 1(0.58-0.68 μ m) and (b) AVHRR channel 2 (0.72-1.1 μ m).

4.2.4 エアロゾルの導出方法

本研究のLUT法の手順は、WangとGordonによって提案された簡略化された手法を基にしている [Wang, Gordon, 1994]。この取り扱いでは、全放射輝度 L_{λ}^c は、

$$L_{\lambda}^c(\mu_s, \mu_v, \phi_v) = \eta L_{\lambda}^s(\mu_s, \mu_v, \phi_v) + (1 - \eta) L_{\lambda}^l(\mu_s, \mu_v, \phi_v) \quad (4.11)$$

と書ける。ここで、 L_{λ}^s と L_{λ}^l はそれぞれ、大粒子と巨大粒子における放射輝度である。パラメータ η は、全放射輝度に対する大粒子の寄与を表す。エアロゾルモデルの選択およびパラメータ η と 550nm での光学的厚さは、次の $\varepsilon_{sl}(\eta)$ を最小限にすることによって決定される。

$$\varepsilon_{sl}(\eta) = \left[\frac{1}{2} \sum_{j=1}^2 \left(\frac{L_j^m(\mu_s, \mu_v, \phi_v) - L_j^c(\mu_s, \mu_v, \phi_v)}{L_j^m(\mu_s, \mu_v, \phi_v)} \right)^2 \right]^{1/2} \quad (4.12)$$

ここで、 $L_j^m(\mu_s, \mu_v, \phi_v)$ 、 $L_j^c(\mu_s, \mu_v, \phi_v)$ はそれぞれ、チャンネル j における全放射輝度の測定値および計算値である。ここでは、NOAA14 AVHRR ch.1/2 を考慮している。5つの大粒子モードと6つの巨大粒子モードを考えていることから、2峰性対数正規分布としては全部で30通りの組み合わせができる。(4.12)式によるエアロゾルモデルとパラメータの決定は、選択した地域の各ピクセルに対して行う。

4.2.5 利用したデータ

衛星画像としては、Meteorological Singapore Service(MSS)によって提供されたNOAA14 AVHRRによる1997年の森林火災時のデータを用いる。大気中の煙の分布および煙と雲とを区別するため、AVHRRがもつ5チャンネル中の3チャンネルを合成し、カラー画像を作成する。ch.1(可視)を赤色、ch.2(近赤外)を緑色、ch.4(熱赤外)を青色として合成した画像から、黄色の領域が煙の領域として検出される [Takeuchi, Seng, Joko, 1993]。一方地上では、シンガポールの光学的厚さが1997年10月10日から12月12日にサンフォトメーターを用いて測定されたが、衛星データから見た同地域上空のほとんどが排煙もしくは雲で覆われている。したがって、本研究ではFig.4.38の枠で示される領域のデータを用いる。また、同図には12個所の気象台の位置が示してある。Fig.4.39は10月8日におけるAVHRR-Ch.2の画像で、海上の煙を分析するため、A-Gの7つのポイントが選択されている。1997年10月8日と10月9日の両日の結果を森林火災時の典型的な例として解析し、近辺の気象台の地上観測データと比較する。

煙の動向を解析するために、NOAA - CIRES Climates Diagnostics Centerから提供された風向の日平均データを用いる。風向はFig.4.39に示したよになっており、白い矢印が1997年10月8日に、黒い矢印が10月9日にそれぞれ対応している。これらのデータは大気圧が850mbの層での値を表している。これらのデータは巨視的

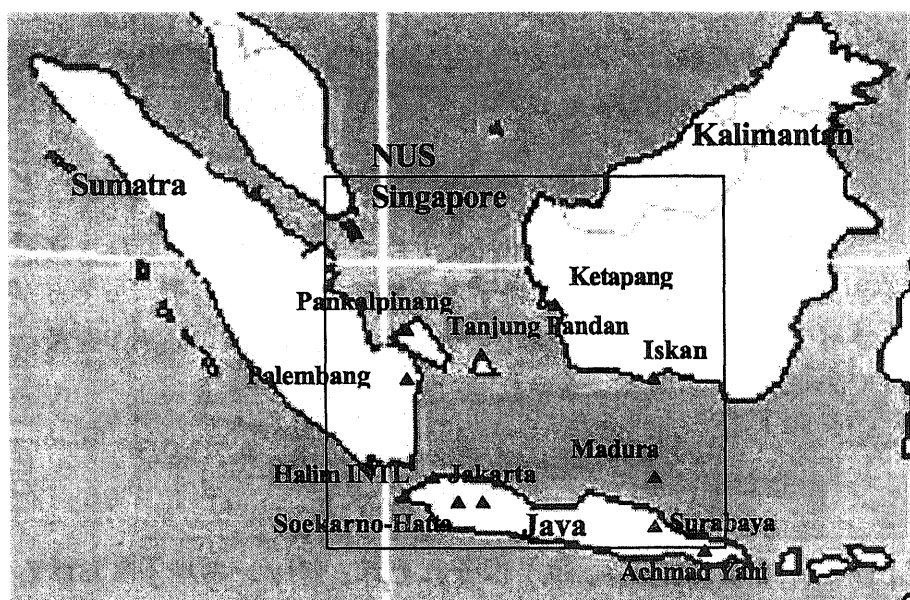


Fig. 4.38: Map of Indonesia. The area surrounded by the square corresponds to the image of Fig.4.39. Locations of twelve observation stations in Table 4.1 are shown.

Table 4.1 : The observed data on NUS.

Station	Visibility(km)	Visibility(km)	Optical thickness	Optical thickness	Analyzed area close to station
	Oct. 8, 1997	Oct. 9, 1997	Oct. 8, 1997	Oct. 9, 1997	
Ketapang	0.4	0.8	5.77	3.30	
Madura	5.9	6.1	0.66	0.65	G
Jakarta Observatory	5.1	4.7	0.75	0.79	E
Halim INTL(CIV/MIL)	2.8	3.5	1.21	1.01	E
Soekarno-Hatta INTL	2.9	3.1	1.17	1.11	E
Tanjung Pandan	1.3	5.8	2.24	0.67	D
Pangkalpinang	0.8	5.5	3.30	0.70	C
Palembang	0.6	0.9	4.16	3.01	A
Banjarmasin	1.3	1.1	2.24	2.56	
Achmad Yani (ARMY)	5.6	5.3	0.69	0.72	
Surabaya	6.6	6.8	0.61	0.59	G
Iskan	0.2	0.1	10.1	17.6	B

な風向の傾向を示しており、必ずしも局所的な風向とは一致しないことに注意を要する。

世界気象機関 (WMO) から、Fig.4.38 の地域における 12 の観測所で測定された地上視程 V の日平均データが得られる。Fig.4.39 で示した地点では煙の海上データが得られないため、最も近い観測所のデータ (Table 4.1) を比較に用いる。比較のため、地上視程を波長 550nm におけるエアロゾルの光学的厚さ τ_{550} に変換する。このパラメータは、6S コードでエアロゾルの量を記述するのにも用いられている。これら 2 つのパラメータの関係を Fig.4.40 に示す。変換式としては次の経験式を用いる：

$$\tau_{550} = 2.76V^{-0.8} \quad (4.13)$$

Table 4.1 に示されているように、 τ_{550} の値は 0.59 から 17.6 まで変動する。その他の比較データとして、1997 年 10 月 10 日から NUS のサンフォトメーターにより観

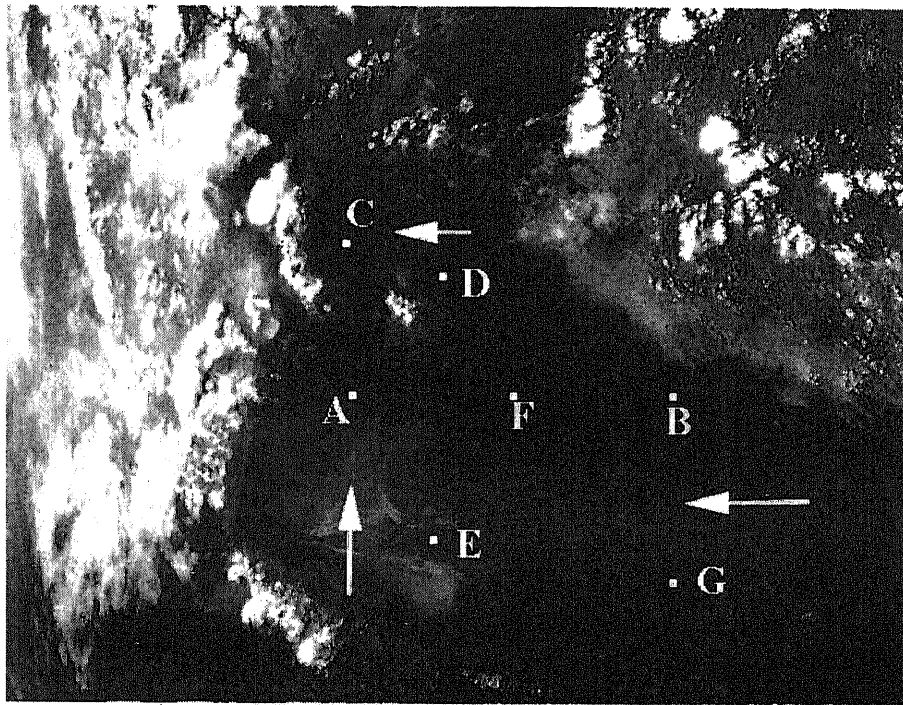


Fig. 4.39: Image of AVHRR channel 2 on Oct. 8, 1997. A, B, C, D, E, F and G are the locations of the pixels (5 × 5 each) in the analysis of the biomass burning aerosol. White arrows illustrate the wind directions on Oct.8, while black ones show those on Oct.9.

測された波長 550 nm での AOT があり、これは、日中 30 分おきに観測された。このデータは人工衛星のデータから 1 日遅れて観測が始まり、また我々の分析地域とは正確には一致しない。しかし、シンガポールは実際にカリマンタン島とスマトラ島から発する煙の影響を受けており、このサンフォトメーターのデータは NOAA 画像の解析結果との比較に有用であると考えられる。Fig.4.41 に 1997 年 10 月 10 日から 11 月 1 日の間サンフォトメーターで観測された波長 550nm における AOT (τ_{550}) を示す。

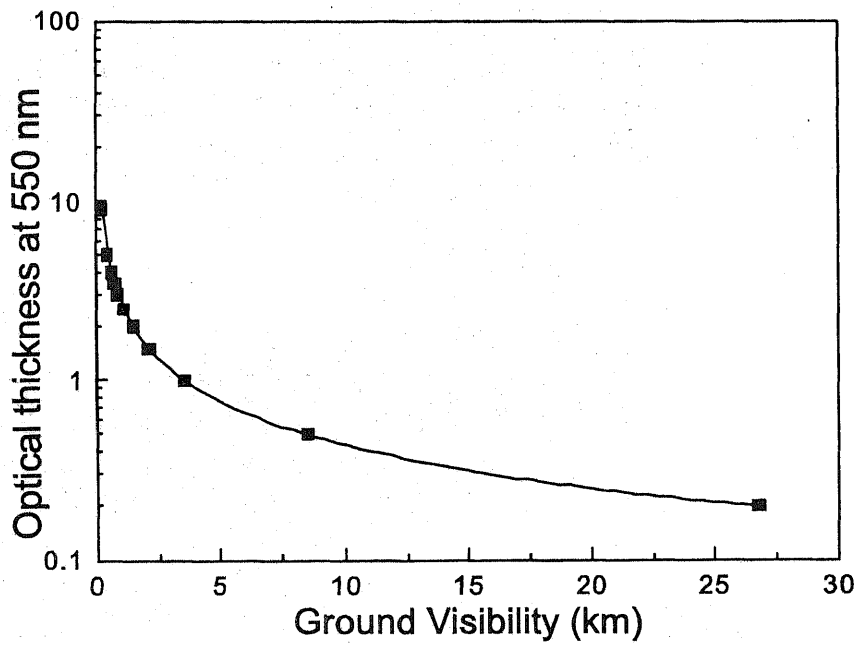


Fig. 4.40: Relationship between the ground visibility and optical thickness at 550 nm defined in the 6S code.

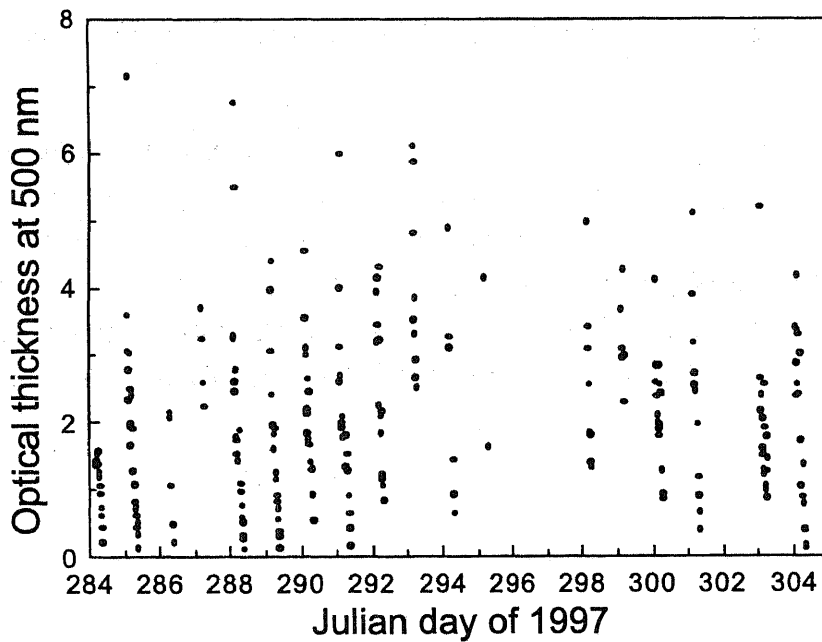


Fig. 4.41: Aerosol optical thickness at 500 nm from Oct. 10 to Nov. 1, 1997. The data are from the sun-photometer measurement at the National University of Singapore.

4.2.6 エアロゾル導出結果

人工衛星データから導出された AOT の値は、地上視程から導出された値と比較すると全体的によい相関を示す。以下に結果を示し、それぞれの地点の比較について考察する。Table 4.2 と Table 4.3 に 1997 年 10 月 8 日、9 日のデータから得られたパラメータをそれぞれまとめた。全放射輝度値への大粒子の寄与 η と、波長 550nm で AOT である τ_{550} は、4.2.4 節で説明したように、人工衛星が受信した放射輝度から決定される。2 峰性対数正規分布にフィッティングすることにより、小粒径エアロゾルと大粒径エアロゾルの半径は Table 4.2, 4.3 に掲げたように決定された。Table 4.3 において G 点の領域での 10 月 9 日における画像は、何らかの障害があったために除外してある。Table 4.2 と Table 4.3 の最後の列には、式 (4.12) の ϵ_{sl} の値が示されている。表中のそれぞれの地点は、 5×5 pixels (11×11 km) より成り立っている。それぞれの数値の後に続く標準偏差は、これらの 25 ピクセルに関する統計偏差を示す。この結果からエアロゾルの空間分布が均一な地点と不均一な地点が存在することが分かる。これら 2 つの表を比較すると、B, D, E, F 地点において 10 月 9 日のほうが、10 月 8 日より AOT の値が大きいことがわかる。Fig. 4.42 に、2 日間の τ_{550} の比較を、また Fig. 4.43 にパラメータ η の比較を示す。Fig. 4.43 は A, B, C, F 地点においては 10 月 8 日より 10 月 9 日の η の値が大きいことを示し、これはこれらの地点での小粒径エアロゾル粒子の増加を意味する。A, C 地点には AOT の値が減少しているのに対して、B, F 地点では小粒径エアロゾル粒子の増加に伴って AOT の値も増加している。D, E 地点に関しては η の値が減少しているのに対して、AOT の値は 10 月 9 日のほうが 10 月 8 日より大きい。この結果はエアロゾルの量 (τ_{550}) の変化に対して、小粒径エアロゾルと大粒径エアロゾルの粒子の比 $\eta : (1 - \eta)$ の一貫した変化が必ずしも伴わないということを示している。Fig. 4.43 ではまた、E 地点の小粒径エアロゾルの比が、その他の地点より小さいことがわかる。これは画像から判断できるように、濃い煙がその地域の周辺に存在するためである。

Table 4.2 : Retrieved aerosol parameters on October 8, 1997.

	Ratio of small mode (η)	Optical thickness (550 nm)	Mode radius of small mode (μm)	Standard deviation of small mode	Mode radius of large mode (μm)	Standard deviation of large mode	ϵ (%)
A	0.72 ± 0.01	3.50 ± 0.00	0.08 ± 0.00	0.40 ± 0.00	0.60 ± 0.00	0.4 ± 0.00	6 ± 1
B	0.82 ± 0.13	1.78 ± 0.25	0.08 ± 0.00	0.40 ± 0.00	0.60 ± 0.00	0.63 ± 0.20	0.7 ± 0.3
C	0.67 ± 0.02	3.50 ± 0.00	0.08 ± 0.00	0.40 ± 0.00	0.60 ± 0.00	0.40 ± 0.00	3 ± 1
D	0.97 ± 0.02	3.00 ± 0.00	0.02 ± 0.00	0.60 ± 0.00	0.60 ± 0.00	0.40 ± 0.00	2 ± 2
E	0.68 ± 0.01	3.00 ± 0.00	0.08 ± 0.00	0.40 ± 0.00	0.60 ± 0.00	0.40 ± 0.00	11 ± 1
F	0.89 ± 0.01	3.20 ± 0.30	0.02 ± 0.00	0.60 ± 0.00	0.60 ± 0.00	0.63 ± 0.20	0.2 ± 0.1
G	0.71 ± 0.22	1.90 ± 0.40	0.06 ± 0.00	0.60 ± 0.00	0.97 ± 0.11	0.61 ± 0.06	0.1 ± 0

Table 4.3 : Retrieved aerosol parameters on October 9, 1997.

	Ratio of small mode (η)	Optical thickness (550 nm)	Mode radius of small mode (μm)	Standard deviation of small mode	Mode radius of large mode (μm)	Standard deviation of large mode	ϵ (%)
A	0.81 ± 0.09	3.13 ± 0.63	0.08 ± 0.01	0.40 ± 0.00	0.62 ± 0.19	0.63 ± 0.13	0.1 ± 0
B	0.92 ± 0.04	4.00 ± 0.00	0.02 ± 0.00	0.60 ± 0.00	0.60 ± 0.00	0.40 ± 0.20	2 ± 1
C	0.76 ± 0.05	2.09 ± 0.27	0.08 ± 0.00	0.40 ± 0.00	0.97 ± 0.11	0.60 ± 0.00	0.1 ± 0
D	0.91 ± 0.03	3.45 ± 0.34	0.02 ± 0.00	0.60 ± 0.00	0.88 ± 0.25	0.76 ± 0.08	0.1 ± 0.1
E	0.63 ± 0.08	3.99 ± 0.03	0.02 ± 0.01	0.59 ± 0.04	0.60 ± 0.00	0.40 ± 0.00	1 ± 0
F	0.97 ± 0.03	4.00 ± 0.00	0.02 ± 0.00	0.60 ± 0.00	0.60 ± 0.00	0.40 ± 0.00	4 ± 1

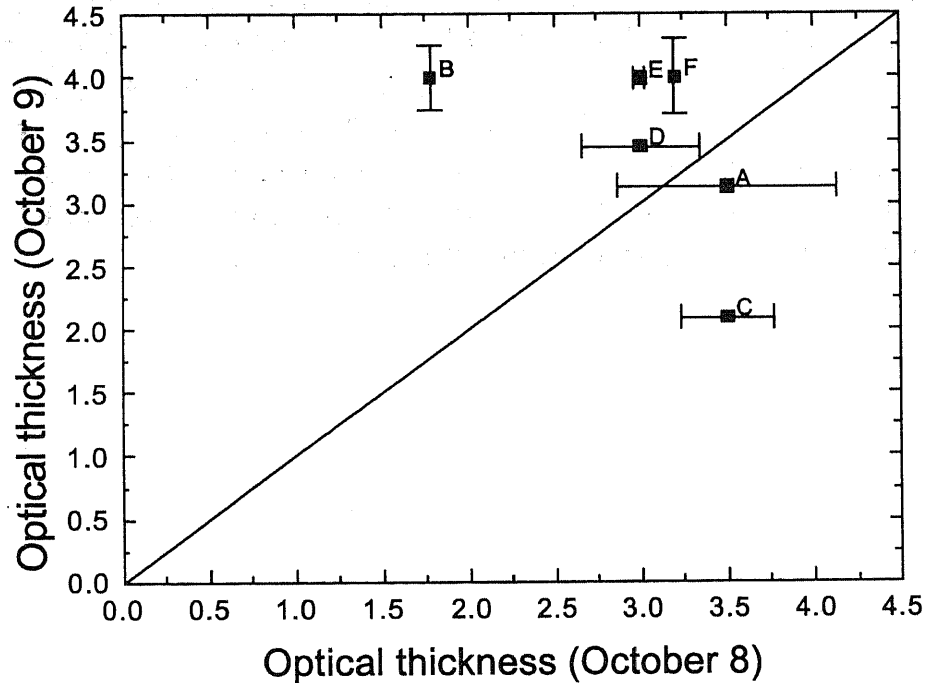


Fig. 4.42: Optical thickness at 550 nm on Oct. 8 is compared with that on Oct. 9 at each point (A~F) in Fig.4.39.

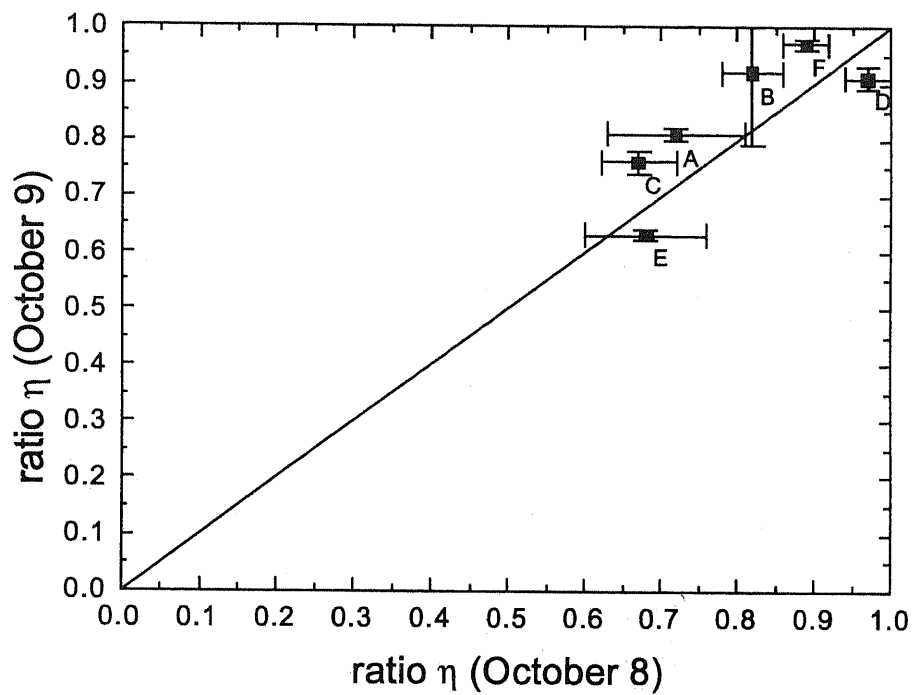


Fig. 4.43: Retrieved value of η on Oct. 8 is compared with that on Oct. 9 at each point (A~F) in Fig.4.39.

4.2.7 地上観測装置との比較

NUSのサンフォトメーターでの観測によると、1997年10月末から12月初めのデータから導出されたオングストローム指数は、0.17から1.83まで分布する。粒径分布として2峰性の対数粒径正規分布を考える場合、オングストローム指数は巨大粒子モードと、大粒子モードの粒子の密度比に関係する。よってこの指数の値の大きな変化はエアロゾル粒子の組成の顕著な変化を示している。この結果は、人工衛星データ (Table 2, Table 3) から得られた η の広い分布 (0.63から0.97) と合致する。1997年10月10日のNUSのスカイラジオメーター観測によると、体積粒径分布のピークに対応する半径は $0.24\mu\text{m}$ となっている、これを粒子数分布に変換すると半径 $0.08\mu\text{m}$ となり、これはTable 2及びTable 3に示した小粒径エアロゾル粒子の半径と近い。スカイラジオメーターのデータの分析から、森林火災が起こっている間、エアロゾル体積スペクトルにおいて小半径の粒子のみが観測されることが明らかとなっている。これはTable 2, Table 3で η の値が0.6より大きいことに符合する。サンフォトメーターの観測によるAOTの値 (Fig.4.41) には、雲による影響が考えられる。しかしながら、ほとんどの値が0から4.5の範囲にあり、これは人工衛星データによる波長550nmでの光学的厚さの1.5から4.0という値に合致している。Fig.4.44には衛星によるAOTの値と地上の気象データから式(4.13)を用いて得られた値とが比較されており、ここでAからFは10月8日に、aからfは10月9日に対応している。海上の観測地域は地上の観測所から離れてはいるが、10月9日のAとF地点、10月8日のA,C,D,F地点に関して、2つの結果は概ねよい一致を示す。B地点に関して、地上と人工衛星の結果はまったく異なっている。これは局地的な風によると考えられる。Fig.4.39の風向によって示されているように、B地点では風により煙がカリマンタン島に向かって吹き付けられたと考えられる。両日においてE地点でのAOTの値は両データに大きな差があるが、これは常に海に向かって風が吹いており、ジャワ島から煙粒子が運ばれたものと考えられる。他の地点、10月9日のB,C,D地点でのAOTの値の違いもまた、風による煙の移動により説明できる。

4.2.8 データの再現性について

本研究では、アマゾンの森林火災のエアロゾルモデル [Remer, Kaufman, et.al., 1998] をインドネシアの森林火災の解析に応用した場合についても調べた。この場合、エアロゾルモデルは固定され、光学的厚さのみが算出できる。各地点の結果を、Fig.4.45に示す。明らかに、アマゾンモデルで取得したAOTの値は、本解析からのものよりも大きくなっており、平均的なアマゾンモデルで、約20%大きいAOTが得られた。このようにモデルを固定した場合と比較すると、本研究の方法は5つの大粒子と6つの巨大粒子モデルに基づいていることから、最も適したモデルが選ばれ、実際の条件のよりよい再現が期待できる。

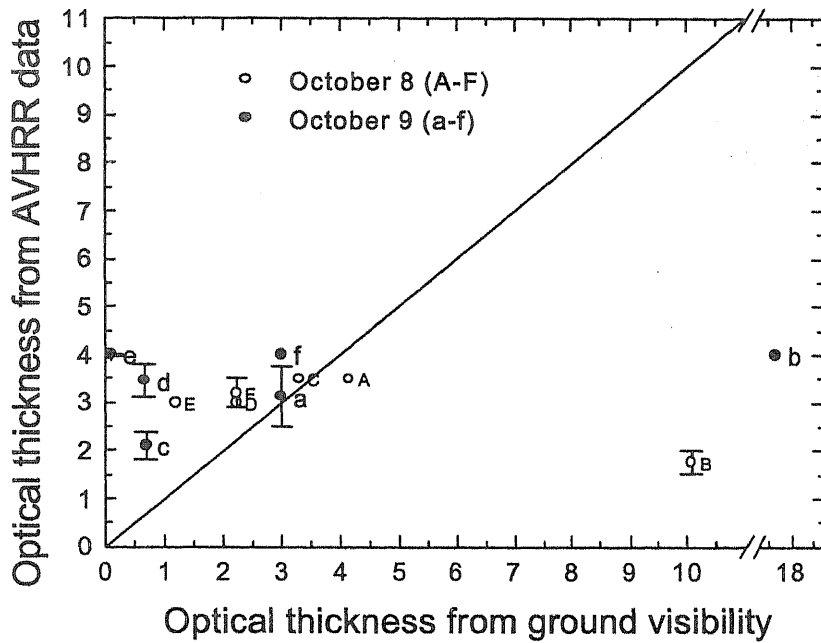


Fig. 4.44: Optical thickness at 550nm from the AVHRR data and that from the ground visibility are compared for each point in Fig.4.39. A~F correspond to the results on Oct. 8 and a~f to those on Oct. 9, 1997.

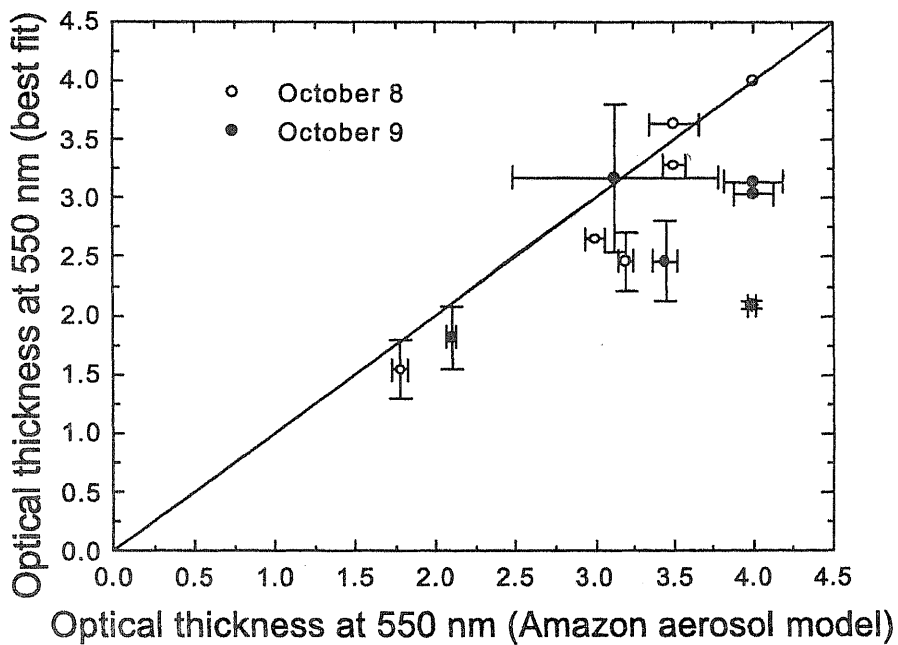


Fig. 4.45: Aerosol optical thickness at 550 nm. The results obtained with the aerosol models of Amazon biomass burning is compared with those from the present results with the look-up table methods.

4.2.9 おわりに

以上、4.2節では、LUTを用いたAOTの導出アルゴリズムについて述べ、可視・近赤外域の衛星画像から海上のエアロゾルの粒径分布とAOTを導出した。1997年のインドネシアの森林火災から発生した大規模な煙を分析するため、NOAA-AVHRRのデータを利用した。AOTの値については、地上視程のデータとサンフォトメーターのデータを用いて検証を作った。また、研究対象地域での風向を考慮することにより、衛星データからと地上観測データと矛盾しない結果が得られることが明らかとなった。

参考文献

- Higurashi, A. and T. Nakajima : Two channel analysis of the aerosol optical properties using NOAA/AVHRR, *Proc. of the Int. Symp. on the atmospheric correction of satellite data and its application to global environment*, Chiba, Japan, 51-54, 1997.
- Holben, B. L., A. Setzer, T. F. Eck, A. Pereira and I. Slutsker : Effect of dry-season biomass burning on Amazon basin aerosol concentrations and optical properties, 1992-1994, *J. Geophys. Res.*, Vol. 101, No. D14, 19,465-19,481, 1996.
- Hulst, V. D. : Light scattering by small particles, John Wiley, New York, 1957.
- Kaufman, Y. J., A. Gitelson, A. Karnieli, E. Ganor, R. S. Fraser, T. Nakajima, S. Mattoo and B. N. Holben : Size distribution and scattering phase function of aerosol particles retrieved from sky brightness measurements, *J. Geophys. Res.*, Vol. 99, No. D5, 10,341-10,356, 1994.
- Nakajima, T. and A. Higurashi : AVHRR remote sensing of aerosol optical properties in the Persian Gulf region, summer, 1991, *J. Geophys. Res.*, Vol. 102, No. D14, 16,935-16,946, 1997.
- Rao, C. R. N., E. P. McClain and L. L. Stowe : Remote sensing of aerosols over the oceans using AVHRR data theory, practice and applications, *Int. J. Remote Sensing*, Vol. 10, 743-749, 1989.
- Remer, L. A., Y. J. Kaufman, B. N. Holben, A. M. Thompson and D. McNamara : Biomass burning aerosol size distribution and modeled optical properties, *J. Geophys. Res.*, Vol. 103, 31,879-31,891, 1998.
- Ru, J., M. Minomura, H. Kuze and N. Takeuchi : The Effect of Indonesian Forest Fire on Local Tropospheric Aerosol Optical Thickness by Using NOAA AVHRR data, in *Proc. of the International Symposium on The Atmospheric Correction of Satellite Data and Its Application to Global Environment*, CERES Chiba Univ., 195-200, 1998.
- Shettle, E. P. and R. W. Fenn : Models for the aerosols of the lower atmosphere and the effects of humidity variations on their optical properties, *Rep. AFGL-TR-79-0214 (U.S. Air Force Geophysics Laboratory, Hanscomb Air Force Base, Mass.)*, 1979.
- Stowe, L. L., A. M. Ignatov and R. R. Singh : Development, validation, and potential enhancements to the second-generation operational aerosol product

at the National Environmental Satellite, Data, and Information Service of the National Oceanic and Atmospheric Administration, *J. Geophys. Res.*, Vol. 102, No. D14, 16,923-16,934, 1997.

Takeuchi, N., C. L. Seng, and K. Joko : Monitoring of tropical forest fire by satellite remote sensing, *ACRS*, Singapore, 357-356, 1993.

Tanré, D., M. Herman, P. Y. Deschamps and A. de Leffe : Atmospheric modeling for space measurements of ground reflectances, including bidirectional properties, *Appl. Opt.*, Vol. 21, No. 18, 3,587-3,594, 1979.

Tanré, D., Y. J. Kaufman, M. Herman, and S. Mattoo : Remote sensing of aerosol properties over oceans using the MOSIS/EOS spectral radiances, *J. Geophys. Res.*, Vol. 102, No. D14, 16,971-16,988, 1997.

Vermote, E. F., D. Tanré, J. L. Deuze, M. Herman and J. J. Morcrette : Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum, 6S: An Overview, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, Vol. 35, No. 3, 675-686, 1997.

Vermote, E. F., D. Tanré, J. L. Deuze, M. Herman and J. J. Morcrette : Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum (6S) : 6S User Guide Version 2, 7-50, 1997.

Wang, M. and H. R. Gordon : Estimating aerosol optical properties over the oceans with the multiangle imaging spectroradiometer: some preliminary studies, *Appl. Opt.*, Vol. 33, No. 18, 4,043-4,057, 1994.

大堤, 朝隈, 美濃村, 金田, 久世, 竹内 : AVHRR 画像を用いた関東域におけるエアロゾルの光学的厚さの導出, (社)計測自動制御学会第25回リモートセンシングシンポジウム講演論文集, 41-44, 1999.

朝隈, 美濃村, 久世, 竹内 : MODTRAN,6S を用いた大気補正における相違点の検討, 千葉大学環境リモートセンシング研究センター共同利用研究会報告集 第4号, 衛星データの大气補正の現状と問題点, 159-166, 1999.

美濃村, 朝隈, 久世, 竹内 : MODTRAN を用いた人工衛星データの大气補正, 千葉大学環境科学研究報告 第24巻, 45-48, 1999.