

連載講義

衛星搭載マイクロ波放射計降水リトリバルアルゴリズム に関するレビュー

PART I: 降水リトリバルの概要

高橋暢宏*¹・重 尚一*²・佐藤晋介*¹・清水収司*³・瀬戸心太*¹

A Review of Rain Retrieval Algorithms for Space Borne Microwave Radiometers

PART I: Overview of the Rain Retrieval Algorithm

Nobuhiro TAKAHASHI*¹, Shoichi SHIGE*², Shinsuke SATOH*¹,
Shuji SHIMIZU*³ and Shinta SETO*¹

1. はじめに

地球温暖化の気候への影響として最も注目されるものの一つに降水への影響が挙げられている。温暖化に対する降水の応答については、まだ不明の点が多く、解明が急がれている研究テーマとなっているとともに、継続的な全球規模での降水モニタリングが必要となっている。海上の降水の全球的なモニタリングには、衛星を使うことが最も適しており、精度、観測頻度、利用可能な衛星の数などを考えるとマイクロ波放射計が最も適している。これまで、数種類のアルゴリズムが提案されて実際に降水強度（R）の推定に用いられている。特に、熱帯降雨観測衛星（Tropical Rainfall Measuring Mission, TRMM）において、世界初の衛星搭載降雨レーダとの同時観測によりマイクロ波放射計による降水推定精度が向上しつつある。また、現在 NASA と JAXA が中心となって進めている GPM（Global Precipitation Measurement）計画では TRMM タイプの主衛星とマイクロ波放射計を搭載した 8 機程度の副衛星群により短時間での全球降水観測を目指しており、マイクロ波放射計による降水リトリバルアルゴリズムがより重要になってきている。本講義では、マイクロ波放射計を用いた降水リトリバル手法を 4 回に分けてレビューする。

まず、PART I では、マイクロ波放射計降水リトリバルアルゴリズムについて概観し、基本的なアルゴリズムの考え方について述べる。PART II, III では、アルゴリズム

本体について、個々のリトリバルアルゴリズムについて、決定論的方法と確率論的方法に分けてレビューする。PART IV では、アルゴリズムのパーツを横断的に比較した。

本レビューにおいては、なるべく原著者の用いた表現を用いることにした。特に、確率論的なアルゴリズムでの式の記述には、著者間で共通なものもあるが、原著にあたる時の利便性を考慮し、ほぼ原著のままに記した。また、PART IV の横断的な比較においては PART II, III で説明したものを比較しているため若干の冗長気味になっている。

2. マイクロ波放射計降水リトリバル アルゴリズムの概要

衛星による地球放射の観測では、波長（周波数）に応じて観測対象が異なっている。例えば静止気象衛星でよく知られている赤外観測は、雲の表面付近ですぐに飽和に達すること（即ち、そこでの雲粒が下からの放射を十分に吸収するため、表面付近の放射による輝度（温度）が観測される）を利用して雲の高さや雲の表面付近の雲粒子のサイズに関する情報を得ている。一方、ここでとり上げるマイクロ波帯は、波長が長い（3 cm = 10 GHz 程度から 3 mm = 100 GHz 程度までを用いているものが多い）、雲粒に対する感度は小さく、サイズの大きい降水粒子に大きな感度を持っている。また、波長と降水粒子の関係、降水粒子の相（雨や雪など）の関係から、降水粒子（主に雨）からの放射（射出 = emission）が卓越する周波数（低周波）とおもに氷（氷晶、雪）による散乱（scattering）が卓越する周波数（37 GHz や 85 GHz）が存在する。前者は背景（即ち地球表面）からの放射輝度が低く、かつ安定している海上で有効であり、後者の周波数では水雲の光学的厚さが十分厚く背景をマスクした状態で用いることができるので、背景から

*¹ 情報通信研究機構

〒184-8795 東京都小金井市貫井北町 4-2-1

*² 大阪府立大学大学院工学研究科

〒599-8531 大阪府堺市学園町 1-1

*³ 宇宙航空研究開発機構地球観測利用推進センター

〒104-6023 東京都中央区晴海 1 丁目 8 番 10 号 晴海アイランドトリトンスクエア オフィスタワー X 23 階

の放射が大きく、かつ変動の大きい陸上や emission が使えない降雪に対して有効である。衛星搭載マイクロ波放射計による降水リトリバルは、このようなマイクロ波のもつ 2 つの性質を利用している。

マイクロ波放射計の例として熱帯降雨観測衛星 (Tropical Rainfall Measuring Mission, TRMM) 搭載の TRMM マイクロ波イメージャ (TMI) (Table 1) と米国軍事気象衛星 (Defense Meteorological Satellite Program, DMSP) 搭載の Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I) (Table 2) を挙げると、TMI は 5 周波、9 チャンネル、SSM/I は 4 周波、7 チャンネルの輝度温度データを取得している。これらのうち、10 GHz、19 GHz は emission のアルゴリズムに用いられ、37 GHz、85 GHz は散乱のアルゴリズムに用いられる。また、21.3 GHz は水蒸気の吸収帯の観測である。これらの輝度温度情報は、地表面や大気による、放射や散乱が重なり合ったものである。マイクロ波放射計のデータを用いて降水強度を推定することは、9 つのパラメータで大気 (降水雲) を表現することに他ならないため、降水のモデルなどの仮定が必要になる。

これまで用いられてきたマイクロ波放射計による降水リトリバルアルゴリズムとしては、おおよそ 3 つのタイプがある。1 つ目は、地上の雨量計ネットワークあるいは地上レーダ観測と輝度温度 (Brightness Temperature, Tb) との関係を経験的に表したもので、もっともプリミティブな方法である。この方法は、観測したチャンネルで最も降水相関の高いチャンネル (および、その組み合わせ) を探すものであるため、ある意味で最適化された方法であるが、物理的な因果関係は不明確でありさらに地域的な特徴を反映している可能性が高いため全球に応用するには問題が残る。2 つ目は Tb と降水強度に明瞭に物理的関係を持たせることにより降水リトリバルを行う方法である (決定論的手法)。この方法では、降水モデルを導入することにより、観測パラメータの数で降水雲を表現しようとするもの

である。3 つ目は、降水システムの数値シミュレーション結果を用いて、それを衛星で観測したときに得られるであろう Tb のデータベースを作成し、確率論的に降水強度を求める方法である (確率論的手法)。この方法では、数値シミュレーションが信頼できれば降水雲はほぼ完璧に表現されるが、各周波数で観測した Tb からは一意に降水雲は決まらないため、確率論的アプローチをとる必要がある。これら 3 タイプのアルゴリズムのうち、経験的手法を除いた 2 つのアルゴリズムに関して以後のレビューで取り扱う。

アルゴリズム全体の流れを支配する考え方は、全てのアルゴリズムにおいて共通である。即ち、上述のように観測した Tb から物理的に直接、降水 (プロファイル) を求めることは不可能に近いということである。よって、現在のアルゴリズムのアプローチは、「降水モデルを与える」→「放射伝達の式を計算する (Tb のテーブル作成)」→「観測した Tb から最も適当な降水強度を選び出す」という方法をとっている。初めの 2 つは、(物理現象の) 順方向に計算しているのでフォワード計算 (フォワードモデル) と呼ばれ、最後の部分が逆方向の計算であり、リトリバル (または、インバージョン) と呼ばれる。即ち、マイクロ波放射計アルゴリズムは、図 1 に示すような

(ア) 降水物理モデルと放射伝達モデルによるフォワード計算

(イ) リトリバル

から成り立っている。

図 1 の右側がフォワード計算の部分である。ここでは、雲のモデル (降水プロファイル等) を与えて、放射伝達計算により衛星が観測する Tb をシミュレートするものであり、それにより、観測した Tb と降水強度の関係 (lookup table, 数値雲モデルから得られたものはデータベースと呼ぶこととする) を与えている。このフォワード計算の構成を図 2 に示す。放射伝達計算に入力するパラメータは大きく分けて、観測条件 (入射角など)、環境条件 (大気の情報)、降水構造、地球表面の情報 (海面・陸面の射出率)、

表 1 TMI の主要諸元

TMI (TRMM Microwave Imager) onboard TRMM			
Swath width 760km			
Frequency (GHz)	Polarization	Footprint	Sensitivity (K)
10.65	H,V	63.2 x 36.8 km	0.975
19.35	H,V	30.4 x 18.4km	1.045
21.3	V	27.3 x 18.4 km	1.196
37.0	H,V	16.0 x 9.2 km	0.783
85.5	H,V	7.2 x 4.6 km	1.165

表 2 SSM/I の主要諸元

SSM/I (Special Sensor Microwave/Imager) onboard DMSP		
Swath width 1400km, Sensitivity 0.8 K, Absolute accuracy 1.5K		
Frequency (GHz)	Polarization	Footprint
19.35	H,V	70 x 45 km
22.24	V	
37.0	H,V	
85.5	H,V	16 x 14 km

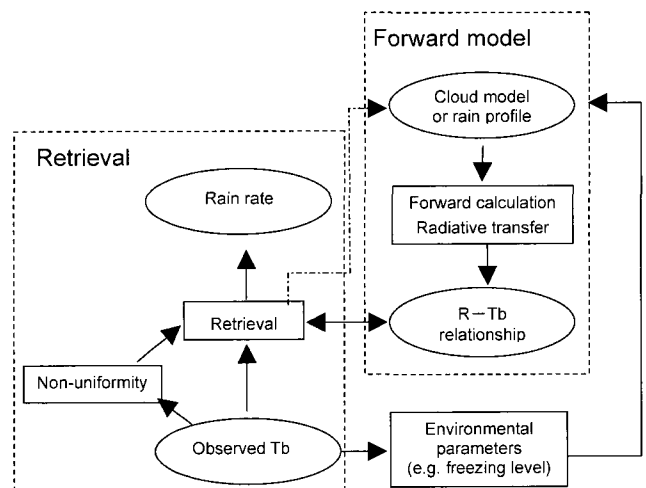


図 1 マイクロ波放射計による降水リトリバルアルゴリズムの概念図

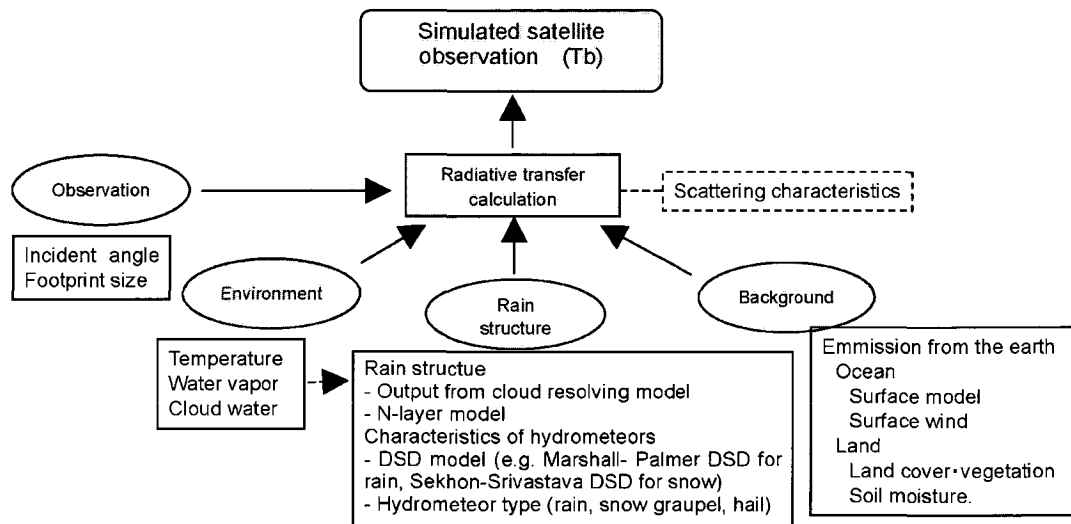


図 2 フォワード計算の概念図

の4つである。とくに、降水構造のモデルは、降水強度のリトリバルに密接に関係しているため、重要な研究課題となっている。

リトリバルの部分は、lookup table（または、データベース）を参照することにより、全ての周波数の観測輝度温度を説明できるような降水強度を求める。この部分でも決定論的手法と確率論的手法で異なる。また、この部分では、降水の非一様性の補正も重要になっている。降水の非一様性の問題とは、降水がマイクロ波放射計のフットプリントの中で不均一である場合、均一であると仮定した場合に比べて T_b と R （の平均値）の関係が異なることをさす。

非一様性の補正には、周波数によってフットプリントサイズが異なることを利用している。海上における降水強度の推定は、低周波のフットプリントサイズで計算することになるので、例えば 10 GHz のフットプリントには、70 個程度の 85 GHz のフットプリントが入ることになる。

さて、一般的な降水モデルを与えてどのように輝度温度 T_b が観測されるか考えてみる（図3参照）。宇宙から地球を観測するわけであるので、最も遠方の境界は地表面（または海面）である。そこでは、大気や雲からの放射の反射と地表面からの放射が起こっている。地表面での物理温度（輝度温度と区別するために地表面温度を物理温度と呼ぶことにした）は、およそ 270 K から 300 K 程度である。そこからの放射は、地表面の状態により変化するが、一般に陸上では射出率が 0.9 程度（物理温度が 300 K なら輝度温度は 270 K）、海上では射出率が 0.5 程度であるので物理温度が 300 K であるなら輝度温度は 150 K となる。降水粒子からの放射は、周波数や粒子のサイズにより吸収係数は異なるが、それぞれの粒子の吸収係数の重ね合わせ（足し合わせ）になるので、降水強度が大きいほど（即ち多くの降水粒子が存在するほど）黒体に近くなり輝度温度が上昇する（図4、Petty, 2001 より）。実際には、散乱の効果も大きくなっていくのである程度の降水強度で飽和に達する。図

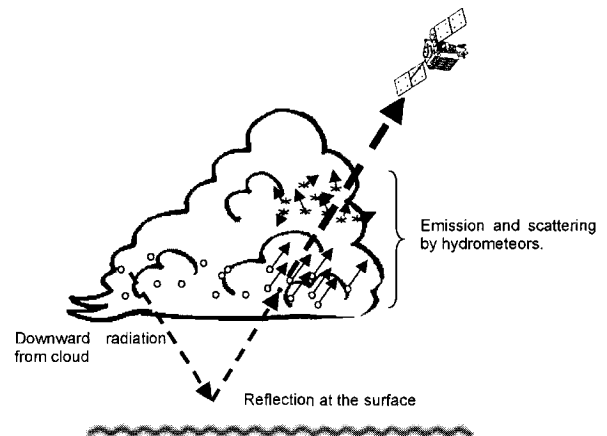


図 3 マイクロ波放射計による降水観測の概念図

4に示すように飽和に達する降水強度は周波数が高くなるほど小さくなる（降雨減衰が大きくなることと同じ意味である）。0°C 高度以上では雪や氷が存在するがその散乱特性は、吸収が小さく、散乱が卓越することにあり、このことは特に高周波で顕著になる。

このように、海上では海面からの低い放射輝度を降水からの放射、上空の雪による散乱の結果としてのエネルギーが衛星に受信される。ただし、図4に示すように降水強度に対してとりうる T_b が飽和の前後に存在することから（2価性）、取り扱いに工夫が必要になる（6章参照）。

陸上では、地表面からの射出率が大きく変動も大きいいため、降水の輝度温度の変化に対する寄与は小さい。そのため、陸上では散乱の情報（即ち、0°C 高度以上の固体降水層の光学的厚さ）と地上の降水強度の関連付けを用いる試みがなされている（例えば、Grody²¹⁾）。

アルゴリズムの多くは、降水強度または、雨滴粒径分布（Drop Size Distribution, DSD）のプロファイルを与えて、

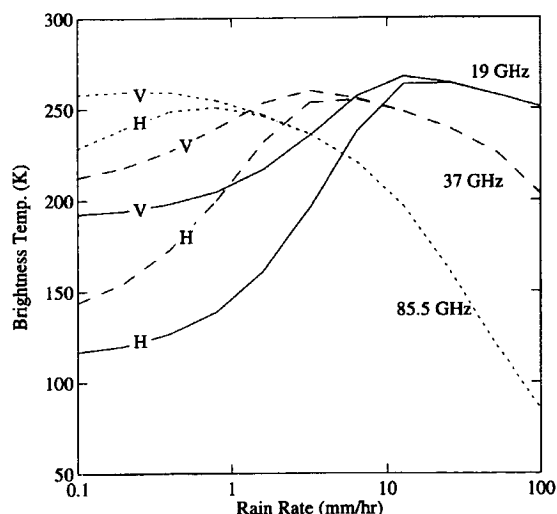


図 4 単純な降水モデルを用いて計算した輝度温度と降水強度の関係 (Petty¹⁾ © 2001 American Meteorological Society)

放射伝達計算を行い、そのプロファイルにおける輝度温度（即ち衛星が受信するエネルギー量）を計算し、テーブル化しておく。このテーブルと実際に観測した T_b とを照らし合わせて降水強度を算出する。よって、アルゴリズムではどのような降水プロファイルを与えるか、放射伝達をどう解くか（多数の降水粒子による吸収や散乱をどう表現するか）、事前に求めておいたテーブルと観測値をどう結びつけるか、の3つの点に特色を求めることになる。

3. 降水物理モデル

マイクロ波放射計観測と直接結び付けられる物理量は、降水強度そのものではなく、バックグラウンド（地表面、海表面）からの放射、DSDの高度プロファイルなどを足し合わせたものであり、これらは観測されるパラメータの数では表現しきれない（降水強度はDSDから雨滴の落下速度を与えることにより求まる）。そこで、降水構造を観測パラメータの数で表現できる程度のパラメータで規定し、インバージョンのための lookup table を作成する。DSDはマッシュ・パルマー分布 ($N(D) = N_0 \exp(-\Lambda D) dD$ 、ここで、 R は mm/h、 $\Lambda = 4.1 R^{-0.21}$ (mm⁻¹)、 N_0 は一定値であり、 $N_0 = 8,000 \text{ m}^{-3} \text{ mm}^{-1}$ で与えられる) を仮定することにより、降水強度と関連づける方法が、ほとんどのマイクロ波放射計アルゴリズムで採用されている。

降水強度のプロファイルは、まず、降雨（液体）と降雪（固体降水）では散乱特性が大きく異なるため、0°C 高度を与えて分離する必要がある。0°C 高度を求めるアルゴリズムは、マイクロ波観測から水蒸気チャンネル (22 GHz) を用いて直接求める方法 (Wilheit et al.³⁾) や数値予報の解析値を外部から与える方法 (Aonashi et al.⁴⁾, Aonashi and Liu⁵⁾) がある。

降水構造の与え方で最もシンプルなのは 0°C 高度以下で

は降水強度が一定であることを仮定することであり、Wilheit et al.³⁾ がそのような降水モデルを提案している。Petty⁷⁾ のアルゴリズムでも基本的に同様の降水モデルを仮定している。Aonashi et al.⁴⁾ は、1970 年台に行われた地球大気開発計画 (Global Atmospheric Research Program, GARP) 大西熱帯実験 (GARP Atlantic Tropical Experiment, GATE) のレーダ観測によって得られた平均的なレーダ反射因子 (Z) の鉛直変化率を雨と雪 (0°C 高度以上) のプロファイルとしている。また、Aonashi and Liu⁵⁾ は、TRMM/PR のプロファイルから同様の関係式を与えている。Liu and Fu⁸⁾ では、TRMM/PR の R の鉛直プロファイルを用いて主成分分析を行い、降水強度別に R プロファイルを変える方法を提案している。同様に Bennartz and Petty⁹⁾ は、地上レーダと組み合わせたアルゴリズムを提案している。

Kummerow and Giglio¹⁰⁾ は、降水構造を 5 層（液層 1 層、融解層 2 層、固体降水 2 層）で与えることにより、融解層以上のプロファイルを調整して観測 T_b を表せるようなデータベースを作っている。この方法も降雨に関しては鉛直方向に一定の R を仮定している。Petty¹¹⁾ は、層状降水のような定常状態にある降水を仮定して（つまり水のフラックスが一定）、より複雑な降水物理モデルの構築を提案している。

もう 1 つの降水物理モデルは、数値シミュレーションを用いる方法である (Smith et al.¹²⁾, Kummerow et al.¹³⁾¹⁴⁾)。この場合、降水システムは物理的（力学的、熱力学的）に整合性のあるものであり、シミュレーション結果を用いたフォワード計算は、より現実的であると考えられる。降水プロファイルと T_b のデータベースは雲の発達段階を追って、雲の様々な場所においてフォワード計算することによって得られる。Kummerow et al.¹³⁾¹⁴⁾ のアルゴリズム (Goddard PROFiling algorithm, GPROF) は TRMM の標準アルゴリズムに用いられているが、熱帯太平洋の降水システム（スコールライン）、ハリケーンなどのシミュレーションのデータベースを用いている。ただし、この方法では、多周波の T_b の組み合わせが（ほぼ）同じもので異なる降水プロファイルで存在しうるので、確率論的なアプローチがとられる。確率論的な観点から考えるとデータベース自体が自然界に存在する降水と統計的に同じ性質を持つことが必要になる。現在、各種のアルゴリズムで用いられている主なデータベースは、Tao¹⁵⁾ による熱帯のスコールラインと Tripoli¹⁶⁾¹⁷⁾ による台風の 2 つシミュレーションである。

降水物理モデルとは異なるが、マイクロ波放射計観測から、より物理的に意味のあるパラメータを抽出する研究もなされてきている。Spencer¹⁸⁾ は、Polarization Corrected Temperature (PCT) を提案している。PCT は偏波間の差を無降水時の偏波間の差で補正することにより、降水強度と関連づけるものである。Grody²⁾ は、陸上の降水を散乱の情報から見積もるために Scattering Index (SI) を導入して散乱の効果のみを取り出す工夫をしている。Petty¹⁹⁾ は、偏波

間の T_b の差を背景（海面）の偏波間の T_b の差で規格化した Attenuation Index (P) を提案している。このインデックスが意味するところは、背景の T_b と比較することにより海面が雨雲を通してどの程度透けて見えているかであり、偏波間の差をとり、規格化することにより、散乱の影響や水蒸気の影響を取り除くことができたとしている。Petty¹⁹⁾ の実験では、 P は光学的厚さに対して単調に変化（0 から 1 まで）するので、降水強度推定には有用なインデックスになる。また、Petty¹⁹⁾ は PCT と類似した Scattering Index (S) を提案している。 S は P による降水の光学的厚さの効果を取り除くことにより、散乱の効果を取り出すようにしている。これらのパラメータについては 6 章において詳しく述べる。

4. 放射伝達モデル (Radiative Transfer Model, RTM)

フォワード計算に欠かせないのが放射伝達の計算であるが、降水粒子の散乱をどのように記述して、どのように輝度温度を求めるかについて数々の研究がなされているが、本講義では概略のみを示す。放射伝達計算については、もっともシンプルな平行平板（水平方向に一樣な降水粒子の分布）から、3 次元計算、モンテカルロ法といったものがある。実際のアルゴリズムでは、計算速度の制約もあるため、平行平板を用いるものがほとんどであり、平行平板の 2-stream, Eddington, または 4-stream モデルが使われており、2 つないしは 4 つの角度方向の計算を行い、入射角方向の輝度温度計算を行う。Kummerow²⁰⁾ は 3 次元の RTM と Eddington モデルを比較し、Eddington モデルで十分な精度を得られることを示した。Liu²¹⁾ は、高速な 4-stream モデルを開発し、32-stream と比較することにより氷雲が存在する場合では Eddington モデルより良い精度になることを示した。これらの場合、計算の精度はおよそ 3 K 程度であった。

これらのモデルでは、Mie 散乱を用いており、降水粒子の形状は球を仮定している。そのため、偏波間の輝度温度の違いは、主に地表面（特に海面）の反射（射出）の偏波特性に依存している。実際の観測では、特に降雪粒子において偏波特性があるため、RTM で計算した T_b が特に高周波で観測と合わなくなる可能性がある。

5. インバージョン手法

インバージョンの方法についても概観しておく。インバージョンの手法は、3 章で述べた降水物理モデルの考え方に依存している。即ち、シンプルな N-層モデルを与えて、lookup table の T_b - R 関係から降水強度を求める方法（決定論的手法）と数値シミュレーションの結果を用いて大量の観測 T_b - R のデータベースを用いて確率論的に求める方法である。前者は、観測した T_b が持っている情報（降水からの放射、散乱の積算値）以上の物理量は原理的に取

り出しえないという考え、または、観測できるパラメータ（複数周波数の T_b の観測値）で解けるモデルを作るという考えである。後者は、 T_b の観測をより現実に近いプロファイルで与えるべきであるということと、自然界にある全ての降水現象とその観測 T_b を網羅するべきである、という考え方である。この方法については、ある程度現実的な雲を数値シミュレーション（雲解像モデル=Cloud Resolving Model, CRM）で表現できるようになったことが大きな要因である。また、この数値シミュレーションから大量の T_b データベースが得られることから、確率論的なアプローチが必要になる。繰り返しになるが、この方法を用いるためには、データベースにおける降水の出現頻度が自然界とほぼ同じである必要がある。

決定論的アルゴリズムに属するのは、Wilheit et al.³⁾⁶⁾, Liu and Curry²²⁾, Petty⁷⁾, Aonashi et al.⁴⁾, Aonashi and Liu⁵⁾ などである。インバージョン手法は、lookup table を用いて、全周波数の観測を説明できる最適なモデルを選ぶことになる。最適にすべきパラメータとして、多くは T_b を用いているが、Petty⁶⁾ のように P を用いているケースもある。Liu and Curry²²⁾ は、2 周波 4 チャンネルを用いて降水強度と偏波間の差の周波数差の関係式を構築した。さらに、フットプリントサイズでコンボリューション（非一様性の補正）を行うために、初期値としてフットプリント内の降水分布を精度は悪いが簡単な方法で与えて、放射伝達の計算および、降水のリトリバルを繰り返すことにより、非一様性を含んだリトリバルを行う手法も Petty⁷⁾ や Aonashi et al.⁴⁾ で提案されている。

確率論的なインバージョンでは、チャンネル数の要素を持つ T_b のベクトル (T_b) を観測したときに降水強度が R である条件付き確率 $P(R|T_b)$ を求めることになる。この考えの背景には、異なる降水プロファイルでも似たような T_b を観測する可能性があること、また、実際の T_b の観測や、フォワード計算には誤差が伴うことを考慮している。 $P(R|T_b)$ を求めるには、Bayes (ベイズ) の定理を使って、

$$P(R|T_b) = \frac{P(T_b|R) \cdot P(R)}{P(T_b)}$$

と表すことができる。ここで、 $P(T_b|R)$ は、 R を観測したときに T_b となる確率であり、色々な R についてデータベースから求めることができる。また、 $P(R)$ は、降水強度が R となる確率（出現頻度）であり、これもデータベースから求めることができる。ただし、 T_b の観測値やフォワード計算の誤差分布なども考慮する必要がある。確率論的なアルゴリズムを採用しているのは、Kummerow et al.¹³⁾¹⁴⁾ や Pierdicca et al.²³⁾, Marzano et al.²⁴⁾, Bauer et al.²⁵⁾ 等である。

6. アルゴリズムに用いられているパラメータ

一般的なマイクロ波放射計の降水リトリバルアルゴリ

ズムでは、輝度温度（TB）を直接用いているが、2章でも述べているように、Petty⁷⁾は、輝度温度（TB）と降水強度（R）を直接関連つけることの難しさを以下のようにまとめている。

- ・TBのRに対する2価性、即ち、輝度温度の冷たい海面がどの程度見えるかによってRを決めていたわけであるが、Rが大きくなり飽和に達すると散乱の効果により輝度温度が低下する。
- ・そのため1周波で散乱の量を見積もるのは難しい。
- ・一般的にこの方法は、水からの射出と氷による散乱を独立な変数として扱っておらず、ある関数でRと結び付けているために、warm rain やアンビルの時などに問題が起こる。
- ・TBの変化には、海面の状態や水蒸気量が大きく影響し、それは変化する値であるが、それらを取り込むのはこのようなやり方では難しい。

以上のようなことから、TBをパラメータ化することが行われてきている。以下に代表的なパラメータについて概観する。

PCT (Polarization Corrected Temperature)

Spencer et al.²⁶⁾が背景の輝度温度の効果に左右されないような輝度温度パラメータを提案したものである。PCTの定義は、

$$PCT = (\beta T_{BH} - T_{BV}) / (\beta - 1)$$

ここで、 $\beta = (T_{BVC} - T_{BVO}) / (T_{BHC} - T_{BHO})$ であり、 T_{BV} は垂直偏波の観測値、 T_{BH} は水平偏波の観測値、 T_{BVC} は雲無し時の垂直偏波の観測値、 T_{BHC} は雲無し時の水平偏波の観測値、 T_{BVO} は大気無し時の垂直偏波の観測値、 T_{BHO} は大気無し時の水平偏波の観測値を示す。

β は大気存在による輝度温度の上昇の比率を示している。SSM/Iの観測からは、 β の値は約0.45になり、一般に用いられるPCTは、 $PCT = 1.1818T_{BV} - 0.818T_{BH}$ と表すことができる。

ある周波数におけるPCTを表すときはPCTの後に周波数をつけて表す（例えば、85 GHzではPCT85）。図5（Spencer et al., 1989より）にPCT85と降水強度の関係について示す。

P (Normalized polarization difference)

(Petty and Katsaros²⁷⁾²⁸⁾, Petty¹⁹⁾)

Pの定義は、

$$P = \frac{(T_V - T_H)}{(T_{VO} - T_{HO})}$$

である。ここで、 T_V は垂直偏波の観測値、 T_H は水平偏波の観測値、 T_{VO} は雲無し時の垂直偏波の観測値、 T_{HO} は雲無し時の水平偏波の観測値である。即ち、Pは観測した偏波の差を雲無し時の海面の偏波差で規格化したものである。水

蒸気の効果は海面の偏波差に含まれることになるので、Pは0から1の間で変動し、 $P=0$ が完全に不透明になっているときで、 $P=1$ のとき雲の無い状態を示すことになる（図6）。

Pと透過率（ τ ）は、

$$P \approx \tau \equiv \exp \left[\frac{-\alpha \sigma}{\cos(\theta)} \right]$$

と関連付けられる。ここで、 σ は雲と降水による光学的厚さ、 θ は天頂角（SSM/Iの場合、約35度）を表す。

ある周波数におけるPを表すときはPの後に周波数をつけて表す（例えば、85 GHzではP85）。

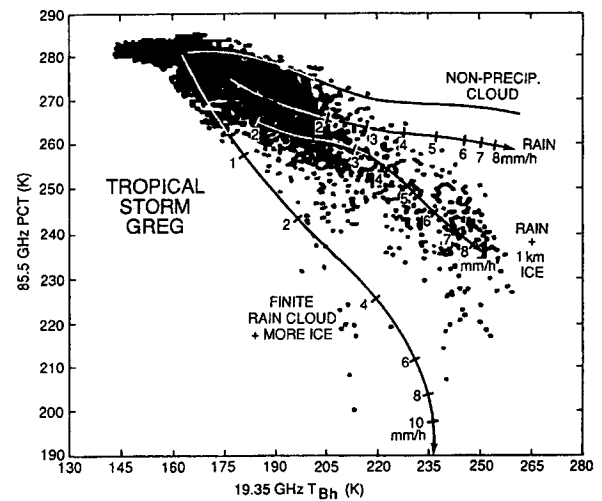


図5 PCT85, 19 GHzの水平偏波の輝度温度、および様々な降水モデルによる降水強度との関係 (Spencer²⁵⁾ © 1989 American Meteorological Society)

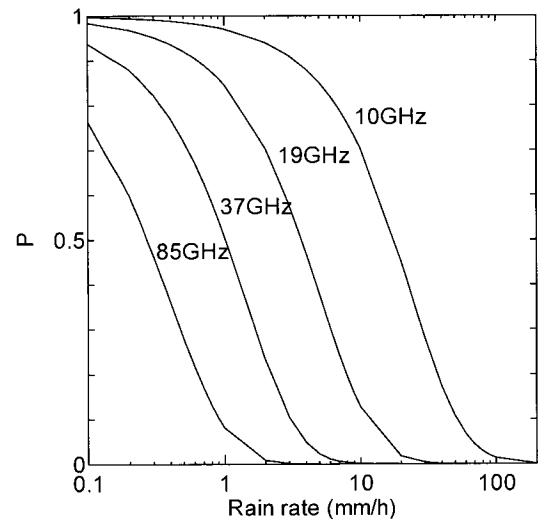


図6 様々な周波数におけるPと降水強度の関係。Petty¹⁹⁾の方法をもとにLiu²¹⁾の放射伝達モデルで計算。

S (Scattering index)

Petty¹⁹⁾による Scattering Index の定義は、

$$S = PT_{vo} + (1 - P)T_c - T_v$$

である。ここで、 T_c は十分光学的厚さがあるときの水雲からの（偏波のない）輝度温度であり、 $T_c = 273 \text{ K}$ を用いている。以上の P と S の導入に関しては、降水強度と線形の関係を持ち、地表面の影響を除外でき、液相と固相を区別でき、inversion 法などのアルゴリズムによらないもの、として考案された。たとえば、 $P = 1$ （no cloud = 水雲がない）の時には $S = T_{vo} - T_v$ となり海面の輝度と観測した輝度の差が散乱の効果であることを示す、また $P = 0$ （十分に水雲が厚いとき）には、 $S = T_c - T_v$ と表されることになり、水雲からのみの輝度温度と観測値の差をもって散乱の強さを表している。すなわち、 S は水雲からの輝度温度の寄与を除外した輝度温度の低下分を示すことになる。また、 S が負の値をとるときは 273 K より暖かい雲が支配的であることを示し、 S が大きい正の値をとるときは 0°C 高度以上に大量の過冷却水滴が存在するか氷による散乱を示す。過冷却水滴の場合は最大 10 K 程度である（Petty¹⁹⁾）。

ある周波数における S を表すときは S の後に周波数をつけて表す（例えば、 85 GHz では $S85$ ）。

SI (Scattering index) (37, 85 GHz)

Grody²⁾による Scattering Index は、 85 GHz の場合

$$SI(85V) = T_i - T85V$$

と定義している。ここで、 $T_i = 4.502 - 0.506 \cdot T19V - 1.874 \cdot T22V + 0.00637 \cdot (T22V)^2$ である。また、 37 GHz では、

$$SI(37V) = T_i - T37V$$

と定義している。ここで、 $T_i = 60.1 + 0.781 \cdot T19V$ である。

T_i は、 19 GHz （と 22 GHz ）の輝度温度を用いて推定した 85 GHz と 35 GHz の散乱がない場合の輝度温度である。（雪、氷の層に入射する放射の強さと言い換えても良い。）Petty の S と Grody の SI の違いは、Grody の SI には水蒸気の影響が現れる可能性があり、散乱そのものを表すには、Petty の S の方がよいとしている（Petty¹⁹⁾）。

その他のパラメータ化の研究として Liu and Curry²²⁾ がある。彼らの提案したパラメータ、 $(\Delta T_B - \Delta T_{Bo})$ や $f = \left(1 - \frac{D}{D_0}\right) + 2\left(1 - \frac{PCT}{PCT_0}\right)$ も降水強度に対して相関の良いパラメータであることが指摘されている。

7. Part I のまとめ

Part I では、マイクロ波放射計アルゴリズムに関して、

アルゴリズムのタイプや基本的な構成、リトリバルに用いられるパラメータを概観した。Part II からは、個々のアルゴリズムに関して詳細に説明してゆく。

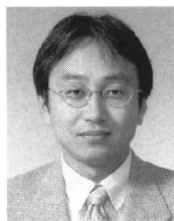
参考文献

- 1) G. W. Petty, Physical and microwave radiative properties of precipitating clouds. Part 1 : principal component analysis of observed multichannel microwave radiances in tropical stratiform rainfall. J. Appl. Meteor., 40, 2105-2114, 2001.
- 2) N. C. Grody, Classification of snow cover and precipitation using the special sensor microwave imager. J. Geophys. Res., 96, 7423-7435, 1991.
- 3) T. T. Wilheit, A. T. C. Chang, M. S. V. Rao, E. B. Rodgers, and J. S. Theon, A satellite technique for quantitatively mapping rainfall rates over the Oceans. J. Appl. Meteor., 16, 551-560, 1977.
- 4) K. Aonashi, A. Shibata, and G. Liu, An over-ocean precipitation retrieval using SSM/I multichannel brightness temperatures. J. Meteor. Soc. Japan, 74, 617-637, 1996.
- 5) K. Aonashi and G. Liu, Passive microwave precipitation retrievals using TMI during the Baiu period of 1999. Part I : Algorithm description and validation. J. Appl. Meteor., 39, 2024-2037, 2000.
- 6) T. T. Wilheit, A. T. C. Chang, and L. S. Chiu, Retrieval of monthly rainfall indices from microwave radiometric measurements using probability distribution functions. J. Atmos. and Oceanic Technol., 8, 118-136, 1991.
- 7) G. W. Petty, Physical retrievals of over-ocean rain rate from multichannel microwave imagery. Part 2 : Algorithm implementation. Meteor. and Atmos. Physics, 54, 101-121, 1994.
- 8) G. Liu and Y. Fu, The characteristics of tropical precipitation profiles as inferred from satellite radar measurements. J. Meteor. Soc. Japan, 79, 131-143, 2001.
- 9) R. Bennartz and G. W. Petty, The sensitivity of microwave remote sensing observations of precipitation to ice particle size distributions. J. Appl. Meteor., 40, 345-364, 2001.
- 10) C. Kummerow and L. Giglio, A passive microwave technique for estimating rainfall and vertical structure information from space. Part 1 : Algorithm description. J. Appl. Meteor., 33, 3-18, 1994.
- 11) G. W. Petty, Physical and microwave radiative properties of precipitating clouds. Part 2 : A parametric 1D rain-cloud model for use in microwave radiative transfer simulations. J. Appl. Meteor., 40, 2115-2129, 2001.
- 12) E. A. Smith, X. Xiang, A. Mugnai, and G. J. Tripoli, Design of an inversion-based precipitation profile retrieval algorithm using an explicit cloud model for initial guess microphysics. Meteor. and Atmos. Physics, 54, 53-78, 1994.
- 13) C. Kummerow, W. S. Olson, and L. Giglio, A simplified scheme for obtaining precipitation and vertical hydrometeor profiles from passive microwave sensors. IEEE Trans. Geo. Remote Sens., 34, 1213-1232, 1996.
- 14) C. Kummerow, Y. Hong, W. S. Olson, S. Yang, R. F. Adler,

- J. McCollum, R. Ferraro, G. Petty, D.-B. Shin, and T. T. Wilheit, The evolution of the Goddard Profiling Algorithm (GPROF) for rainfall estimation from passive microwave sensors. *J. Appl. Meteor.*, 40, 1801–1820, 2001.
- 15) W. -K. Tao and J. Simpson, Goddard Cumulus Ensemble Model. Part I : Model description. *Terr. Atmos. Oceanic Sci.*, 4, 35–72, 1993.
- 16) G. J. Tripoli, A nonhydrostatic model designed to simulate scale interaction. *Mon. Wea. Rev.*, 120, 1342–1359, 1992 a.
- 17) G. J. Tripoli, An explicit three-dimensional nonhydrostatic numerical simulation of a tropical cyclone. *Meteor. Atmos. Phys.*, 49, 229–254, 1992 b.
- 18) R. Spencer, A satellite passive 37GHz scattering-based method for measuring oceanic rain rates. *J. Climate Appl. Meteor.*, 25, 754–766, 1986.
- 19) G. W. Petty, Physical retrievals of over-ocean rain rate from multichannel microwave imagery. Part 1 : Theoretical characteristics of normalized polarization and Scattering indices. *Meteor. and Atmos. Physics*, 54, 79–99, 1994.
- 20) C. Kummerow, On the accuracy of the Eddington approximation for radiative transfer in the microwave frequencies. *J. Geophys. Res.*, 98, 2757–2765, 1993.
- 21) G. Liu, A fast and accurate model for microwave radiance calculation. *J. Meteor. Soc. Japan*, 76, 335–343, 1998.
- 22) G. Liu, and J. A. Curry, Retrieval of precipitation from satellite microwave measurement using both emission and scattering. *J. Geophys. Res.*, 97, D9, 9958–9974, 1992.
- 23) N. Pierdicca, F. S. Marzano, G. d'Auria, P. Basili, P. Ciotti, and A. Mugnai, Precipitation retrieval from spaceborne microwave radiometers based on maximum a priori probability estimation. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 34, 831–846, 1996.
- 24) F. Marzano, A. Mugnai, G. Panegrossi, N. Pierdicca, E. Smith, and J. Turk, Bayesian estimation of precipitating cloud parameters from combined measurements of spaceborne microwave radiometer and radar. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 37, 596–613, 1999.
- 25) P. Bauer, P. Amayenc, C. D. Kummerow and E. A. Smith, Over-Ocean rainfall retrieval from multisensor data of the Tropical Rainfall Measuring Mission, Part 2 : Algorithm implementation, *J. Atmos. and Oceanic Technol.*, 18, 1838–1855, 2001.
- 26) R. W. Spencer, H. M. Goodman, and R. E. Hood, Precipitation retrieval over land and ocean with the SSM/I : Identification and characteristics of the scattering signal. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 6, 254–273, 1989.
- 27) G. W. Petty, and K. B. Katsaros, The response of the Special Sensor Microwave/Imager to the marine environment. Part I : An analytic model for the atmospheric component of observed brightness temperatures. *J. Atmos. Ocean. Tech.*, 9, 746–761, 1992.
- 28) G. W. Petty, and K. B. Katsaros, Precipitation observed over the South China Sea by the Numbus7 Scanning Multichannel Microwave Imager during WMONEX. *J. Appl. Meteor.*, 31, 489–505, 1990.

〔著者紹介〕

●高橋 暢宏 (タカハシ ノブヒロ)



所属：情報通信研究機構。1994年北海道大学理学研究科博士後期課程修了。博士（理学）。1994年郵政省通信総合研究所（現 情報通信研究機構）入所，以来 熱帯降雨観測衛星（TRMM）搭載降雨レーダ（PR）を主とする降雨レーダを用いた研究に従事する。1996-1999年 NASA

Goddard Space Flight Center 客員研究員，1999年-2002年宇宙開発事業団副主任開発部員。日本リモートセンシング学会，日本気象学会，米国気象学会。E-mail : ntaka@nict.go.jp

●重 尚一 (シゲ ショウイチ)



所属：大阪府立大学大学院工学研究科航空宇宙工学分野。2001年京都大学大学院理学研究科博士後期課程修了。博士（理学）。熱帯降雨観測衛星（TRMM）搭載降雨レーダ（PR）の潜熱加熱アルゴリズム開発に従事する。1999-2001年 日本学術振興会特別研究員，2001年-2003年宇宙

開発事業団招聘研究員，2003年-2004年宇宙航空研究開発機構研究員。日本気象学会，米国気象学会。E-mail : shige@aero.osakafu-u.ac.jp

●佐藤 晋介 (サトウ シンスケ)



所属：宇宙航空研究開発機構。1994年北海道大学理学研究科博士後期課程修了。博士（理学）。1995年郵政省通信総合研究所（現 情報通信研究機構）入所，1998-2000年オクラホマ大学客員研究員，2002年～宇宙開発事業団（現 宇宙航空研究開発機構）副主任開発部員。航空機搭載降

雨レーダ（CAMPR）を用いた研究，TRMM/PRによる潜熱加熱アルゴリズムの開発，沖縄バイスタティックドップラーレーダ（COBRA）の開発，全球降雨観測主衛星（GPM）搭載二周波降水レーダ（DPR）の開発に従事。日本気象学会，米国気象学会。E-mail : satoh@nict.go.jp

●清水 収司 (シミズ シュウジ)



所属：宇宙航空研究開発機構。1996年北海道大学理学研究科博士後期課程修了。博士（理学）。1995年新技術事業団（現 科学技術振興機構）より科学技術特別研究員として宇宙開発事業団（現 宇宙航空研究開発機構）にて勤務，1997年宇宙

開発事業団に入社。熱帯降雨観測衛星（TRMM）搭載降雨レーダ（PR），地上気象レーダを用いた研究に従事する。現在宇宙航空研究開発機構副主任研究員。日本気象学会，水文・水資源学会。E-mail : shimizu@eorc.jaxa.jp

●瀬戸 心太 (セト シンタ)



所属：情報通信研究機構。2003年東京大学工学系研究科博士課程修了。博士（工学）。2003年より独立行政法人通信総合研究所（現 情報通信研究機構）専攻研究員。熱帯降雨観測衛星（TRMM）搭載降雨レーダ（PR）およびマイクロ波放射計

（TMI）を利用した降水・陸面物理量のリトリーバルアルゴリズム開発を行う。日本気象学会，土木学会，水文・水資源学会。E-mail : seto@nict.go.jp