

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 IV : アルゴリズムの横断的比較

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 IV : Inter-comparison among Algorithms

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

1. はじめに

マイクロ波放射計の降水リトリバルアルゴリズムのレビューの最終回として今回はこれまで紹介したアルゴリズムを様々な面から横断的に比較することにより、マイクロ波放射計降水リトリバルアルゴリズムの本質的な姿を明確にするとともに今後取り組むべき課題を示してゆく。

2. 横断的比較

以下では、マイクロ波放射計アルゴリズムに関するいくつかのトピックについて論文ごとの取り扱いを比較する。まず、「マイクロ波放射計は一体何を観測しているのか」という根本的な問題に関する研究のレビューからスタートし、衛星搭載の放射計が比較的粗い分解能であることに起因する分解能内での降水の非一様性の問題、低周波における降水からの射出を利用したアルゴリズム（emission アルゴリズム）にとってクリティカルな 0°C 高度推定の問題、背景の状態の推定に関する研究、さらには、降雨判定といったアルゴリズムを構成する様々な要素に注目する。

2.1 観測データの特徴、データベースの解析

Petty¹⁾とBauer²⁾は、それぞれ観測した輝度温度 (T_b) ベクトルと数値シミュレーションで構築したデータベースについて主成分分析を行っている。Petty¹⁾の目的は、PART II で紹介した決定論的アルゴリズムにおいて仮定してい

る降水物理モデルの正しさを検証するためであり、後者は PART III で紹介した確率論的アルゴリズムに用いる雲解像モデルによるデータベースの代表性を実際に観測したデータセットの主成分分析と比較することによりその妥当性を調べている。

2.1.1 Petty¹⁾における解析

フォワード計算において、「どの程度、現実的な降水構造モデルを用いているか」ということに関して、主成分分析により T_b と降水強度 (R) の関係を考察している。ここでは、平行平板モデルを用いているため、海上で一様性が仮定できるケースを対象とし、 $T_{22V}-T_{19V}<5\text{ K}$ かつ 50 ピクセル以上の広がりをもつ降水雲を抽出した（ここで T_{22V} は 22 GHz の垂直偏波チャンネル、同様に T_{19V} は 19 GHz の垂直偏波チャンネル）。即ち、雨に感度をもつ 19 GHz の輝度温度は降水層が十分に厚いと水蒸気チャンネル (22 GHz) の輝度温度に近づくことを利用して雨域を抽出している。 $T_{22V}-T_{19V}<5\text{ K}$ という条件はおよそ 5 mm/h 程度の降水強度に相当する。用いたデータは Defense Meteorological Satellite Program (DMSP) 搭載の Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I) の熱帯付近における観測値である。

まず、図 1 に理想化したモデルから求めた海上での T_b と R の関係を示しておく。ここでのモデルは、一様降雨（地表面から 0°C 高度まで一様な雨、その上は一様な雪で、 R は一定）を仮定している。ここで注目すべき点は、弱い降水強度において水平偏波と垂直偏波の差があること、これは海面の偏波特性を表している。降雨強度が強くなると、高い周波数ほど早く H と V での降雨強度の差はなくなり（光学的厚さの増加による）、そのあとで散乱の効果が強まるため、また T_b が下がってくる (T_b の 2 価性)。

降水雲の特徴

図 2 に $T_{22V}-T_{19V}$ と各 T_b の値、及び、偏波差との分布

*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

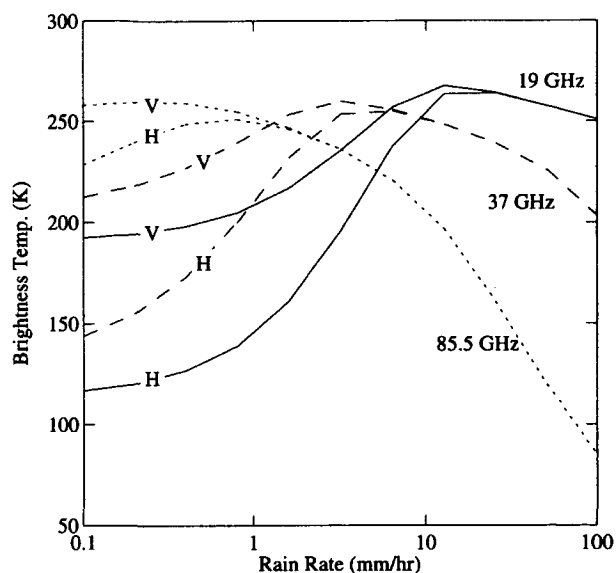


図 1 単純な降水モデルを用いて計算した輝度温度と降水強度の関係。(Petty¹⁾)
(©2001 American Meteorological Society)

図を示している。この図で用いているのは、それぞれの輝度温度および以下に示す量である。

1) T19V-T19H (T22V-T19V と同様の傾向を示し、偏波差のある海面がどのくらい見えているかを示している。)

2) T37V-T37H, T85V-T85H (雲の層が充分厚い場合、偏波の差は氷による散乱の違いを表しており、向きのそろった非球形粒子 (oriented non-spherical particles) の存在を示唆するものである。)

T19V と T19H の関係についてみると (図 2 (g)), 両者はほぼ直線に乗っていることから 19 GHz では氷による散乱の影響がほとんど見られないことがわかる。図 1 のモデル計算では 270 K あたりで水平 (H) と垂直 (V) 偏波の差がなくなっていたが、図 2 の観測値ではまだ差が見られるため図 1 で用いているモデルが氷の散乱の効果を過大評価していること示している。また、37, 85 GHz の H と V の差については氷の散乱の影響が明確であり、37 GHz ではわずかではあるが 230 K まで下がっているものもある。偏波間の差は T_b が下がると増加する傾向にある。85 GHz では、およそ 160 K まで下がる。最大値と最小値のあたりで偏波の差がなくなっている。この理由としては、粒子が揺れながら落ちてくる効果 (tumbling) や球形に近い霰が対流雲の中に存在することが挙げられる。暖かい T_b については水雲 (または氷の少ない厚い雲) で説明できる。

主成分分析

SSM/I の 4 周波 7 チャンネルのそれぞれの輝度温度において平均と標準偏差を計算して規格化して、チャンネル間の相関マトリックス (7×7) をつくり、固有値を求めている。表 1 に主成分分析の結果を示す。第 1 主成分 (E1) は、選んだケースが光学的に充分厚いことから、散乱の効果を表すものと考えられ、第 1 主成分が周波数との間で

(log-log) の直線に乗ることを示していた ($\log(E1) \propto \nu^{1.76}$, ここで ν は周波数を表す)。この関係式は散乱に効果的な平均粒子サイズを規定しているものと考えられる。第 2 主成分 (E2) に関しては、19 GHz の H と V の差の大きさが寄与していることがわかる。即ち、第 2 主成分は降雨強度に大きく依存している。85 GHz の寄与も大きい第 1 主成分に比べて小さいことから、85 GHz のシグナルから降水強度を見積もること (散乱アルゴリズム) は大きな誤差を含むことを示している。第 3 主成分は 85 GHz を除いて寄与が 1 以下であるので、これは 85 GHz 特有 (他の周波数と無相関) の輝度温度の変動を示している。第 4 主成分以降の寄与は非常に小さくあまり物理的な意味があるとは思えないが、Petty は表 2 に示すようなそれぞれの主成分の意味づけを行っている。

以上のことから、輝度温度データを以下の式で代表させるものとして

$$T = c_1 \hat{E}_1 + c_2 \hat{E}_2 + c_3 \hat{E}_3 + \langle T_b \rangle$$

という式を提案している。ここで、 c_i は単位変動幅をもつ係数、 $\hat{E}_i$ は固有値ベクトル、 $\langle T_b \rangle$ は観測 T_b の平均値を示す。この関係式は、実際のデータやフォワードモデルをあてはめることにより、環境条件の推定や、放射伝達モデルの問題点を洗い出すための、指標になりうるとしている。

2.1.2 Bauer²⁾ による解析

データベースの代表性 (どの程度正確に自然現象を表しているか) がアルゴリズムの精度に重要であるので、Bauer²⁾ は熱帯降雨観測衛星 (Tropical Rainfall Measuring Mission, TRMM) 搭載 TRMM マイクロ波イメージャ (TRMM Microwave Imager, TMI) で観測した T_b と雲解像モデルのシミュレーションからの T_b の比較のため、主成分 (EOF) 分析を行っている。

まず、データベースの基となる 5 つのシミュレーションデータについて各チャンネル (TMI 場合 5 周波 9 チャンネル) の T_b 間の共分散マトリックス (相関係数のマトリックス) を作り、そこから固有値ベクトルを計算している。また、固有値ベクトル E_s , T_b のベクトル TB から EOF ベクトル $EOF = E_s TB$ を計算して、観測データの比較に用いる。シミュレーションデータの EOF 解析では実際に観測したデータを参照して EOF (シミュレーションの EOF は $EOF_s = E_s TB_s$, 観測の EOF は、 $EOF_o = E_s TB_o$, サフィックスの s と o はそれぞれシミュレーションと観測を表す) が一致するものを選び出し、それぞれのシミュレーションについて計算し、最後に全てを結合して database-all としている。同様に TMI で観測した T_b についても EOF 解析を行っている。1998 年 8 月の 130 オービット分のデータを用いているがデータベースとの整合性を持たせるためのスクリーニングを行っている。用いたシミュレーションは PART III で示した Goddard Cumulus Ensemble Model (GCE) によるスコールライン (Tao and Simpson³⁾), Uni-

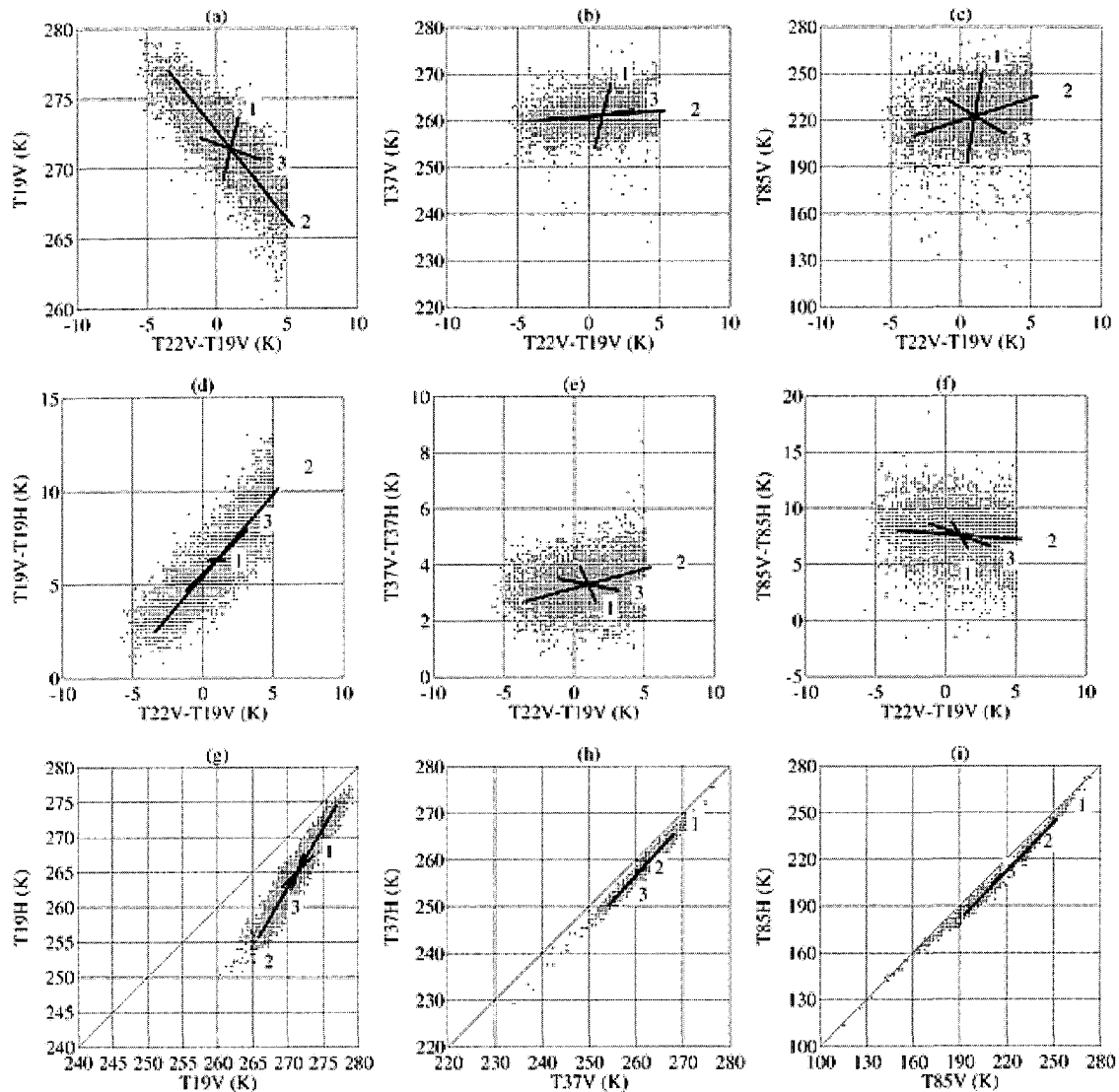


図 2 大規模な広がりをもつ中程度から強い降水を伴う降水システムの SSM/I によって観測された輝度温度に関して (a)–(c) は垂直偏波と 22 GHz の垂直偏波と 19 GHz の垂直偏波の差 ($T_{22V}-T_{19V}$) の関係、(d)–(f) は偏波間の差と $T_{22V}-T_{19V}$ の関係、(g)–(i) は垂直偏波と水平偏波の関係を示す。図中左から 19.35, 37, 85.5 GHz を示す。全ての図において実線は表 1 に示した第 3 主成分までの固有値ベクトルを示す。それぞれのベクトルは 2 倍して表示してある。(Petty¹⁾)

(©2001 American Meteorological Society)

versity of Wisconsin Non-hydrostatic Modeling System (UW-NMS) による台風 (Tripoli⁴⁾⁵⁾), JCMM (Large Eddy model by Met Office) (Swann⁶⁾) によるスコールライン、および、Meso-NH (Large Eddy model by Meteo France) (Redelsperger and Sommeria⁷⁾) によるスコールラインである。ただし、GCE については 2 つの条件で計算している。

それぞれの EOF 解析の結果を TRMM に TMI とともに搭載されている降雨レーダ (Precipitation Radar, PR) と比較することにより検証している。TMI の雨水量 (w) の代表性の最も高いと考えられるマイクロ波の重み関数の重心の高度 (z_{CG}) での PR の雨水量 (w_{PR}) を TMI の参照サイズである $44\text{ km} \times 27\text{ km}$ で平均して、 w_{PR} が 0.01 gm^{-3} のときのみのデータを用いて比較している。

EOF 解析の結果は図 3 に示されている (図の左端の RAMS/HC-3 は UW-NMS/HC-3 のことである)。右端の TMI-PR (観測) 基準にして比較してみる。この図の a) では、UW-NMS/HC-3 と GCE/TC-3 および Meso-NH/TC-1 の TB のダイナミックレンジが大きいことが特徴的である。即ち、10 GHz での高い TB は降水粒子の体積が多いことを意味し、85 GHz での低い TB は雪の体積が多いことによる大きな散乱が考えられる。database-all と TMI-PR (観測) を比較すると、21 GHz (図中の番号 3) の差が大きいこと (即ち、観測に比べて水蒸気負荷が大きい)、さらに 19 GHz と 37 GHz (H, V) (図中の番号 7, 4, 8) にも大きな差が現れている。これは、各シミュレーションは海面の状態の変動を導入しているが充分でないことを意味してい

表 1 SSM/I のピクセルの統計的特徴 (Petty¹⁾ より再構成)

Channel	<TB>(K)	σ (K)	Eigenvectors of correlation matrix converted to physical units and normalized to unit variance						
			E1	E2	E3	E4	E5	E6	E7
T19V	271.4	3.0	1.09	-2.77	0.39	0.03	0.35	0.02	-0.01
T19H	265.4	5.0	1.10	-4.69	1.19	0.25	-0.52	-0.06	0.03
T22V	272.4	1.7	1.37	-0.57	-0.68	-0.45	-0.04	0.00	0.00
T37V	261.2	3.6	3.46	0.48	-0.57	0.62	0.04	-0.32	0.05
T37H	257.9	3.9	3.78	0.18	-0.68	0.79	-0.06	0.33	-0.05
T85V	222.5	17.1	14.77	6.32	5.70	-1.47	-0.09	-0.32	-0.92
T85H	214.9	17.5	15.34	6.53	5.20	-1.68	0.13	0.47	0.95
Variance explained in correlation matrix									
			59.7%	30.4%	7.0%	2.2%	0.4%	0.2%	0.1%
Cumulative variance explained in correlation matrix									
			59.7%	90.1%	97.1%	99.3%	99.7%	99.9%	100%

表 2 各固有値の意味 (Petty¹⁾ より再構成)

E1	Variations in overall intensity of scattering, uncorrelated with near-surface precipitation
E2	Intensity of near-surface precipitation
E3	Anomalous 85.5-GHz scattering with respect to near-surface precipitation
E4	Anomalous scattering at 85.5 GHz with respect to scattering at 37 GHz
E5	Anomalous 19-GHz polarization with respect to 19-GHz TB
E6	Oriented scatterers affecting both 37- and 85.5-GHz polarization
E7	Oriented scatterers affecting 85.5-GHz polarization only

る。

図3のb)は9チャンネル全てを使ったEOF解析結果である。この場合、3つの固有ベクトルで97%から98%を説明できる。低周波側で大きな正の値を示し、高周波側で大きな負の値を示す。第1主成分は大きな周波数依存性と中程度の偏波依存性があることを示している。また、第2主成分は、周波数依存性のみで偏波依存性はない。

図3のc)は85GHzを除く7チャンネルでEOF解析を行ったものであるが、この場合2つの主成分でほぼ図3のb)のケースを同様のパーセンテージ説明できる。第1主成分をみると、GCE/TC-1とJCMM/TC-1の37GHzの偏波間の差を除いて、それぞれが同じパターンを示している。また、第2主成分は図3のb)と同様であった。

この解析ではそれぞれのシミュレーションに対して、観測値がシミュレーションデータに合致した割合をいろいろ

な w_{PR} と R の大きさを変えて比較している。全般的な傾向として、弱い雲システムのシミュレーションのデータベース(GCE/TC-1, JCMM/TC-1)は、ミスする確率が高い。台風の場合も同様である。これは、弱い雨ではS/Nの問題があること、また、強い雨では高周波の寄与が小さくなり代表性が悪くなることを意味している。最も成績が良いのは R が1mm/h付近のときである。7チャンネルを用いたときも同様に比較すると、台風のモデル(UW-NMS)だけに改善がみられることから、このモデルにおいて85GHzの散乱に影響を与える氷相の物質の取り扱いに問題があるとしている。

2.1.3 両者の比較

Petty¹⁾とBauer²⁾の主成分分析の結果は簡単には比較できない。例えば、用いている周波数が、Petty¹⁾はSSM/Iの周波7チャンネル(19, 22, 37, 85GHz 22GHzはV偏波

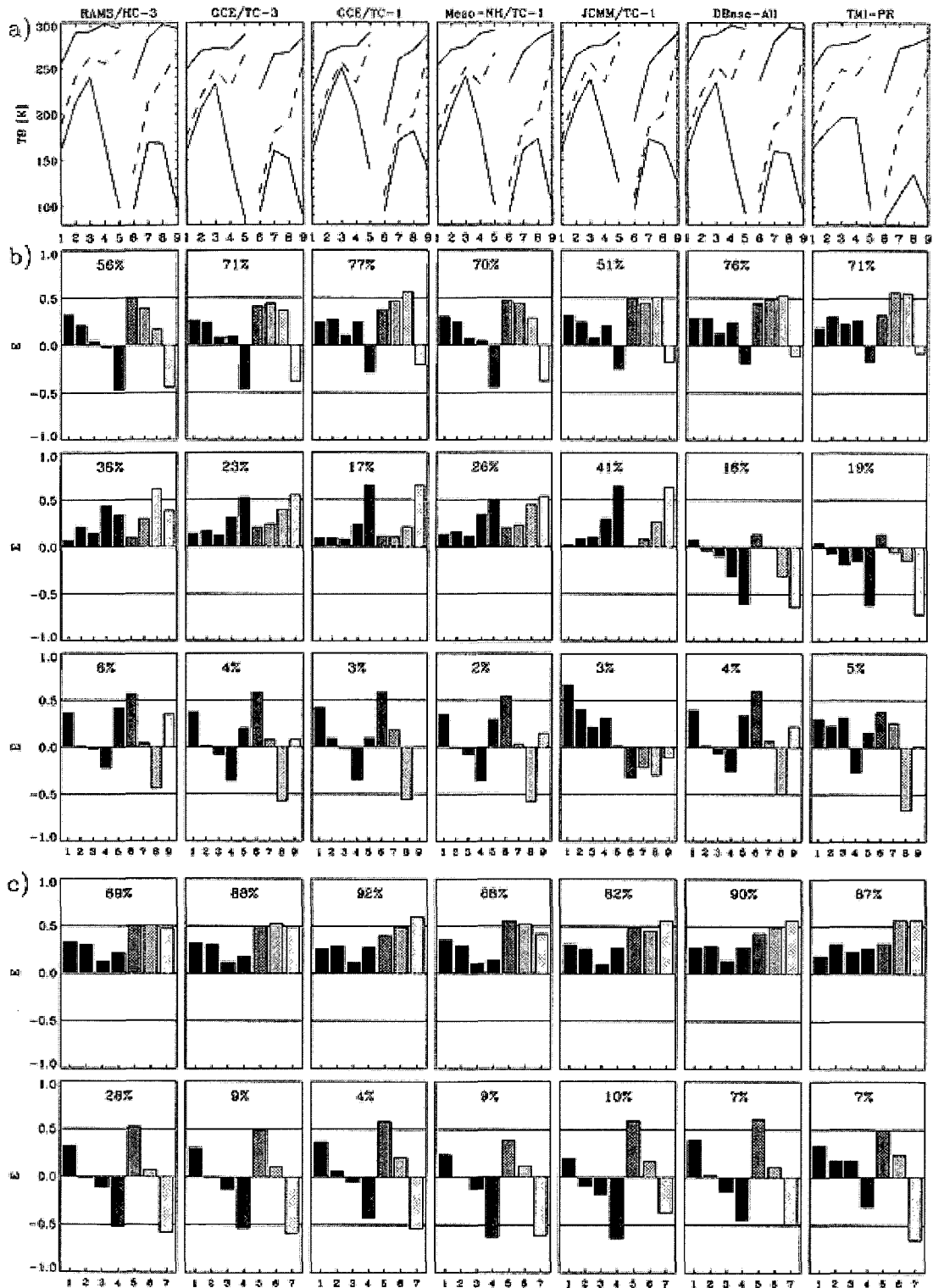


図 3 Bauer のアルゴリズムにおいて用いているデータベース（個々のデータベースとマージしたデータベース）における (a) 輝度温度の最小、最大値（実線）、平均値（破線）また TMI-PR による観測値もあわせて示している。チャンネルの番号 1 から 9 は 10.65 V, 19.35 V, 21.3 V, 37.0 V, 85.5 V, 10.65 H, 19.35 H, 37.0 H, 85.5 H をそれぞれ示す。同様に (b) 各主成分の固有値ベクトルと寄与率を示す。(c) (b) と同様であるが、10.65 V, 19.35 V, 21.3 V, 37.0 V, 10.65 H, 19.35 H, 37.0 H の 7 チャンネルを用いたものを示す。(Bauer²²)
(©2001 American Meteorological Society)

のみ)であるのに対して Bauer²⁾は TMI の 5 周波 9 チャンネル (10, 19, 21, 37, 85 GHz 21 GHz は V 偏波のみ)である。また, Petty¹⁾では一様性の高い雲のみについて解析している (即ち層状性の降水雲) のに対して, Bauer²⁾では対流・層状の区別はなされていない。そのほか, データの規格化の方法が異なっているため, 計算された固有値ベクトルの値に差がでていると考えられる。

しかし, 第 1, 第 2 主成分の周波数に対する変化傾向は, 両者ともに良く似ており, 両者ともに第 3 主成分までで全体の約 97% から 98% を説明できる。さらに, 両者とも海上の降水雲を取り扱っているため, 降水強度推定に 85 GHz の寄与が小さいことは両者とも示しているとともに, 低周波ほど, 寄与が大きいことを示している, などの共通点も見られる。

2.2 非一様性の補正

PART II でも述べたが, 観測視野内で様な降水が仮定できない場合には降水量が同じであっても輝度温度に違いが生じる。実際に一般的な対流雲のもつスケールが十数 km 程度であり, TMI の 10 GHz のフットプリントサイズが 37 km×63 km 程度の楕円であることを考えると降水の一様性が必ずしも成り立たないことがわかる。降水の非一様性の補正の方法としては, およそ 3 つの方法が提案されている。1 つ目の方法は, 85 GHz などの最も細かい分解能をもつデータを 10 GHz (または, 19 GHz) のフットプリント内の非一様性の初期値として与え, 放射伝達計算を介したインバージョンの結果により, その値を更新しながら収束するまで繰り返し行う方法である (例えば, Petty⁸⁾)。ただし, この方法は, 明示的に非一様性の補正を行っているものではなく, 観測データのフットプリントサイズよりも小さいグリッドサイズでインバージョンを行い, それをフットプリントサイズにコンボリューションすることにより, 非一様性の補正も行っていると考えられる。2 番目の方法は, 非一様性の R に対する分布関数を地上レーダのデータなどで構築しておき, 85 GHz のデータからその非一様性を推定し, R の平均値を求めるものである (例えば, Kummerow and Giglio⁹⁾, Kummerow et al.¹⁰⁾, Aonashi et al.¹¹⁾, Aonashi and Liu¹²⁾)。3 番目の方法は, Liu and Curry¹³⁾などが採用している経験式に基づくものである。以下にそれぞれの方法について説明する。また, 最後に雲解像モデルを用いた方法における非一様性の取り扱いについても述べる。

2.2.1 Petty⁸⁾による方法

12.5 km グリッド単位で計算を行っており, その中では一様な降雨を仮定している。フットプリントの大きさで実際の観測値と比較するために, 空間的なコンボリューションを行っており (85 GHz では, 3×3, 37 GHz では 7×7, 19 GHz では 11×11 のグリッド), イタレーションの過程で 12.5 km 単位の非一様性を求めることにより, 最終的な解を導き出している。

2.2.2 非一様性の分布関数 (Kummerow and Giglio⁹⁾,

Aonashi et al.¹¹⁾, Aonashi and Liu¹²⁾)

あるフットプリントの中の降水強度の分布は, 対数正規分布 (lognormal distribution) であると仮定できる (即ち, フットプリント内の無数の点で降水強度を観測し, 降水強度に対するヒストグラムをつくと, 平均と標準偏差で表現できる対数正規分布に近似できる) として,

$$Tb(<R>) = \int_0^{\infty} Tb(R) \frac{1}{(2\pi)^{1/2} \zeta R} \exp\left\{-\frac{1}{2\zeta^2} [\ln(R) - \mu]^2\right\} dR$$

という形で表す。ここで, $<R>$ は平均降水強度, $\zeta^2 = \ln(\sigma^2 + 1)$, $\mu = \ln(<R>) - 0.5\zeta^2$ である。 σ は標準偏差である。

この式から, σ を与えることにより, 平均降水強度 R と観測 Tb の関係式を導くことができる。そこで, σ の計算には 85 GHz のデータから 19 GHz (SSM/I の場合) のフットプリントの領域で標準偏差を下の式のように求める。

$$\sigma = \frac{\frac{1}{N} \left[\sum_{i=1}^N (R_i - R_{avg})^2 \right]^{1/2}}{R_{avg}}$$

ここで, R_i は 85 GHz のデータから簡易な方法で求めた降水強度をしめし, R_{avg} はそれらを 19 GHz のフットプリントで平均したものである。

さらに, 実際にはもっと小さいスケールで非一様性を考える必要があるため, この式で用いる σ の値として, 地上レーダの 1 km のメッシュから求めた σ を真値として, 12 km サイズのフットプリント (85 GHz) の σ の関係について導かれた式は,

$$\sigma_{actual} = 10.25 - \left[\frac{2.83 - \sigma_{sampled}}{0.0283} \right]^{1/2}$$

となっている (図 4 参照)。

Kummerow and Giglio⁹⁾では, $\sigma_{sampled}$ は, 精度は劣るが Adler et al.¹⁴⁾の 85 H を用いた式 R (mm/h) = 37.080 - 0.1440 T (85 H) を用いている。

Aonashi et al.¹¹⁾や Aonashi and Liu¹²⁾では, 85 GHz のフットプリントサイズ間の降水強度の標準偏差を計算し, 分布関数を計算することにより, 大きいフットプリントの降水強度の lookup table を修正している。降水強度推定のイタレーションを行うことにより, 非一様性を決定する標準偏差の値を更新し, 収束するまで計算を行っている。その結果を空間分解能の良い TRMM/PR から求めた標準偏差と比較している (図 5)。この結果, イタレーションを行わない初期値のみからの標準偏差に比べて, 大幅に改善されていることがわかった。

2.2.3 Liu and Curry¹³⁾の方法

Liu and Curry¹³⁾では, 以下の 3 点を考慮して補正方法を検討している, 1) 補正後も, α と γ をパラメータとして降

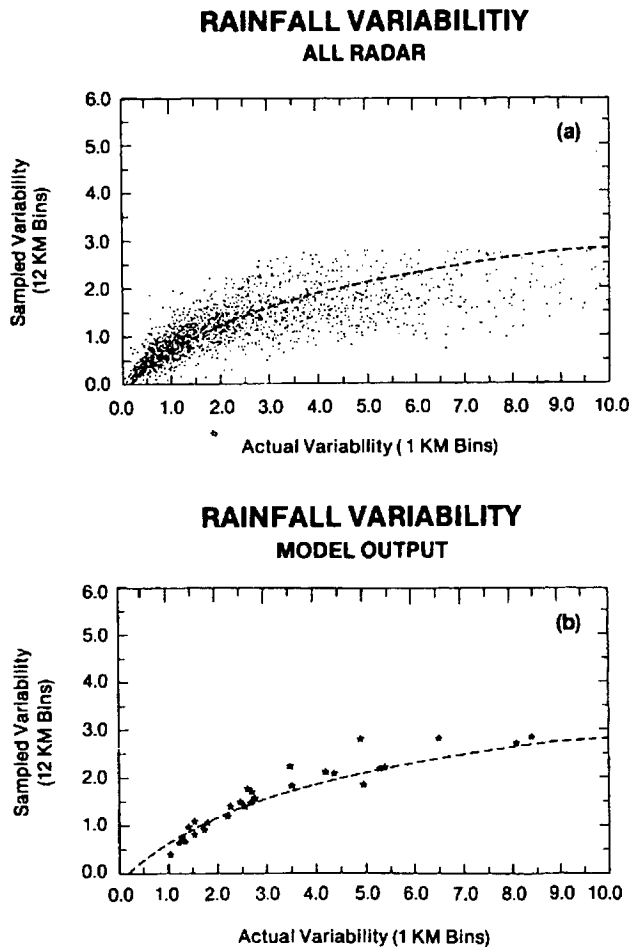


図 4 降水の実際の変動と SSM/I 85-GHz の 9 つのフットプリントから推定した変動の関係 (a) はレーダデータによるもの (b) は雲力学モデルから再現した降水から輝度温度に変換したもの。(Kummerow and Giglio⁹⁾)

(©1994 American Meteorological Society)

水強度を求める式 $R = \alpha (\Delta T_B - \Delta T_{BO})^\gamma$ と同じ形で表現できる (ここで $\Delta T_B = T_{B19} - T_{B85}$, $\Delta T_{BO} = T_{BO19} - T_{BO85}$ である。ここで T に $_{BO}$ がついていいるのは無降水から降水に変わる境界を意味している), 2) Spencer et al.¹⁵⁾ の観測結果から, 補正後の関係式はより線形な関係になる。3) 地球大気開発計画 (Global Atmospheric Research Program, GARP) 大西洋熱帯実験 (GARP Atlantic Tropical Experiment, GATE) のデータを Wilheit et al.¹⁶⁾ のアルゴリズムを用いて行った解析結果から Short and North¹²⁾ は, マイクロ波放射計の見積もりはレーダの見積もりの約 50% 程度であることを示した。

これらから, 非一様性の補正の指針は式の形を保持しながら, 降水強度を増加させる。まず Chiu et al.¹⁷⁾ によると非一様性の誤差は,

$$\delta R = [R] - R_E = -1/2 \{ (R - [R])^2 T''([R]) / T'([R]) \}$$

と与えられる。ここで, $[R]$ はエリア平均の観測値, R_E は非線形方程式 $T(R)$ を用いて得られたマイクロ波放射計による見積もり, 即ち, $T(R) = \Delta T_B - \Delta T_{BO}(R) = aR^b$ であり, ここでは $a=54$, $b=0.44$ を与えている。相対的な非一様誤差を β とすると,

$$\begin{aligned} \beta &= [R] / R_E \\ &= 1 + \delta R / R_E \\ &= 1 - 1/2 \{ (R - [R])^2 T''([R]) / T'([R]) \} / R_E \end{aligned}$$

であり, Wilheit et al.¹⁶⁾ では, $T''/T' = -c$ として定数で与えており,

$$\beta = 1 + c/2 \cdot (R - [R])^2 / R_E \approx 2$$

としている。Liu and Curry¹³⁾ は, $T''/T' = -(1-b)/[R]$ とあたえ,

$$\beta = 1 + (1-b) / (R - [R])^2 / R_E / [R] = 1 + c_0 / [R]$$

とした。ここで c_0 は定数である。最終的にこの β を求めた降水強度に掛けて, 補正後の降水強度を求めている。最終的に Liu and Curry が提案している降水強度を求める式 $R = \alpha (\Delta T_B - \Delta T_{BO})^\gamma$ において, 非一様性の補正を行った後の α と γ の値は $\alpha = 5.5E-03$, $\gamma = 1.6$ となり, 補正前の降水強度が 5 mm/h の時には 2 倍に補正し 50 mm/h では 1 倍に補正する。補正前後の関係式を図 6 に示すが補正後の方がより線形になっている。

陸上については, モデルの計算ですでにほぼ線形な関係を示しているの, 非一様性の補正を行っていない。

2.2.4 雲解像モデルを用いるアルゴリズム (Smith et al.¹⁹⁾, Kummerow et al.¹⁰⁾²⁰⁾, Pierrdicca et al.²¹⁾, Bauer et al.²²⁾)

雲解像モデルを用いるアルゴリズムでは, 約 1 km から 3 km の分解能を持つ雲解像モデルの出力自体が空間的に非一様であることから, 非一様性の補正は必要としていない。しかし, Bauer²²⁾ が指摘しているように, 降水の 3 次元性が強い場合には (例えば孤立した対流雲の側面をとらえているような状況), 非一様性の補正が必要になる。また, Kummerow et al.²⁰⁾ では, TMI の標準アルゴリズムが対流降水域の近くの層状降水域の降水量を過大に見積もっていることの原因の 1 つに非一様降水の影響を挙げている。この場合, 対流と層状の降水が混在しているため, データベースも混在したものを用いるため, 層状域では過大評価, 対流域では過少評価となる。

2.3 0°C 高度推定

低周波を用いた emission (放射) に基づくアルゴリズムでは, 0°C 高度の推定に大きく影響されている。ここでは, 多くのアルゴリズム (例えば, Kummerow et al.²⁰⁾ = GPROF) に採用されている Wilheit et al.²³⁾ に基づくアルゴリズムを紹介するほか, Petty⁸⁾ で用いられている方法, および, Aonashi et al.¹¹⁾ で採用している外部データを用いる方法について紹介する。そのほかのアルゴリズムでは,

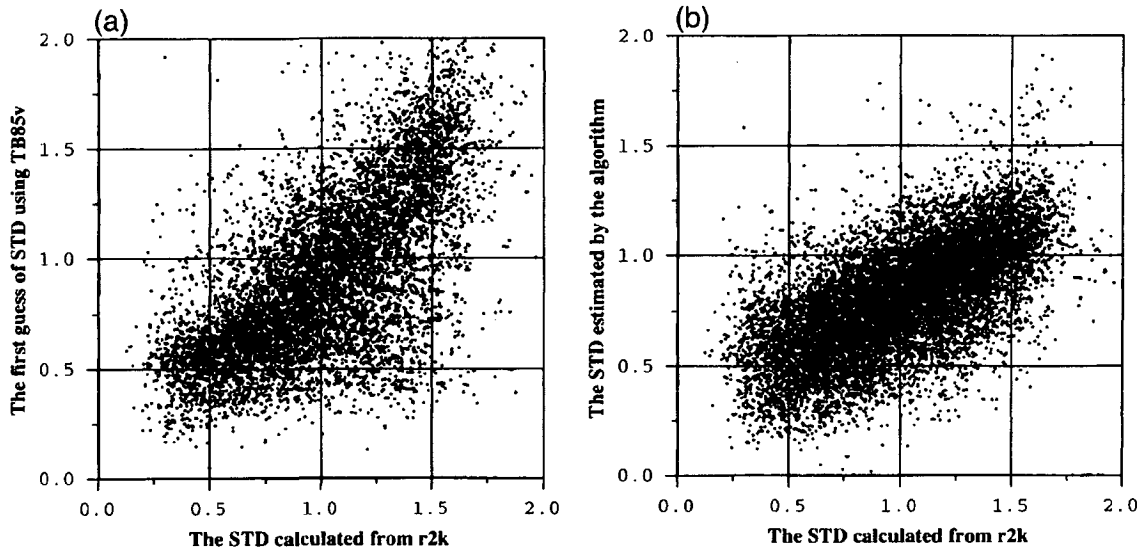


図 5 降水の変動を対数正規分布で表したときの標準偏差について、Aonashi and Liu¹²⁾のアルゴリズムから推定したものと PR2A25 の高度 2 km のデータから推定したものの比較。データは日本西部の海上のもので 1998 年 6 月から 7 月のものである。(a) は TB85V を用いた初期値であり、(b) は最終的にアルゴリズムの中で得られたものである。(Aonashi and Liu¹²⁾)
(©2000 American Meteorological Society)

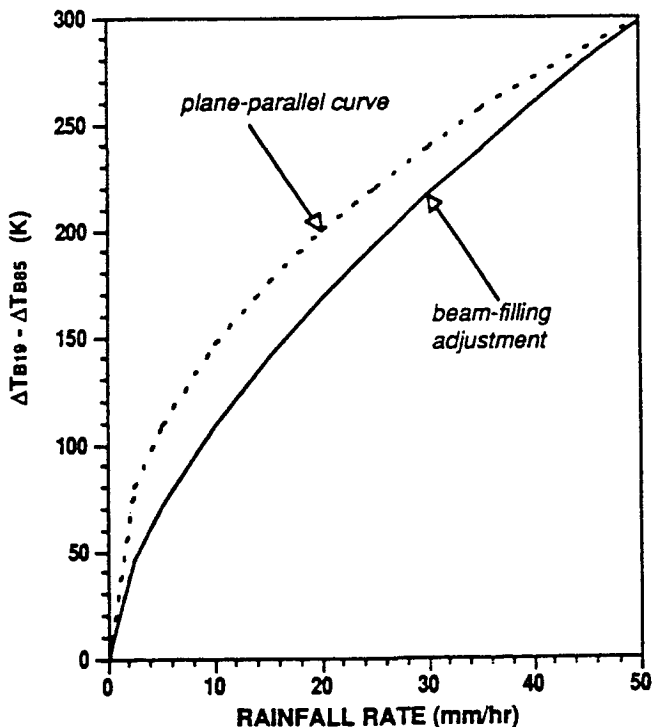


図 6 海上における降水強度と $\Delta T_{B19} - \Delta T_{B85}$ (19 GHz と 85 GHz の偏波間輝度温度差の差) の関係について実線は、降雨の非一様性の補正を施したものを示し、破線は水平的に均質な降水雲について示している。(Liu and Curry¹³⁾ ©1992 American Geophysical Union)

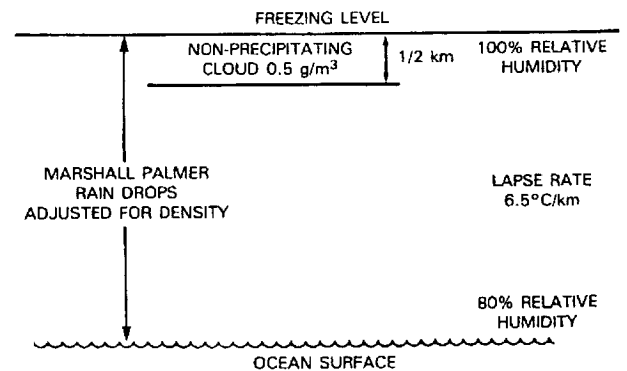


図 7 Wilheit et al.¹⁶⁾ によって提案された降水モデル。
(Wilheit et al.²³⁾)
(©1977 American Meteorological Society)

気候値または、European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) の解析値を用いているもの (Kummerow and Giglio⁹⁾, Kummerow et al.¹⁰⁾) がある。これまでに紹介した論文 (Smith et al.¹⁹⁾ や Pierdicca et al.²¹⁾, Bauer²²⁾) では、0°C 高度については明確な説明がない。また、Liu and Curry¹³⁾ では、彼らが用いているパラメータが 0°C 高度にそれほど敏感でないとしている。

2.3.1 Wilheit et al.²³⁾ の方法

PART II で示した Wilheit et al.¹⁶⁾ のリトリバルアルゴリズムは、図 7 に示した降水構造モデルを用いて降水強度の推定をしているが、そのときに必要となるのが 0°C 高度 (freezing level) の情報である。Wilheit et al.¹⁶⁾ のリトリバルアルゴリズムにおいて 0°C 高度は降雨層の厚さと水蒸

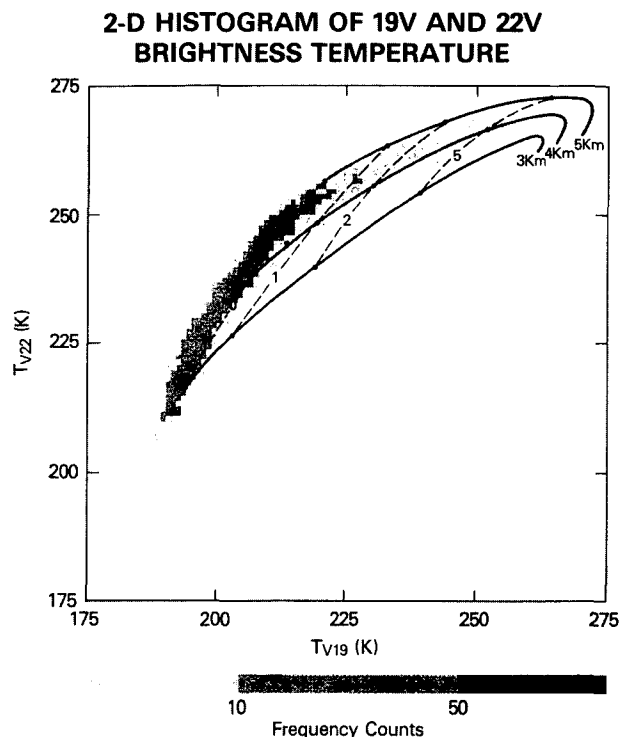


図 8 SSM/I の T19V と T22V のヒストグラムを示す。図中に降水モデルで降水強度 (R) と 0°C 高度 (F) を変えて計算した結果を重ねて示す。(Wilheit et al.²³⁾)
(©1991 American Meteorological Society)

気量の両方を表すための変数となっている。即ち弱い降水では 0°C 高度の違いによる R - T_b 関係の違いが水蒸気量の寄与の違いを示している一方で、輝度温度が飽和に近くなったときの降水強度は降雨層の厚さで決まってくる。よって 0°C 高度が高いほうが弱い降水強度で輝度温度は飽和に達する。そのため 0°C 高度を 10% 過少評価すれば降水強度は 10% 過大評価することになる。

Rao et al.²⁴⁾ は Nimbus 5 に搭載された Electrically Scanning Microwave Radiometer (ESMR) のデータを用いた全球降水マップの作成に 0°C 高度として気候値を用いたが誤差が大きかった。特に冬季の 0°C 高度が 1 から 2 km にあるときは、かなり過大に降水量を推定していた。彼らは、3 km 以下の場合は 3 km とするという特別な条件を設定することにより整合性を取っていたが、Wilheit et al.²³⁾ は観測値データから整合性のある 0°C 高度を推定する方法を提案している。

図 8 は、T19V と T22V の 2 次元のヒストグラムを示している。この図で分解能は 1K^2 (即ち $1\text{K} \times 1\text{K}$) である。図中の等値線は Wilheit et al.¹⁶⁾ のモデルからの 0°C 高度 (F = 実線) と降水強度 (R = 破線) を示している。図ではほとんどが $R=0$ のところと F が 4 から 5 km のところに集中している。このことは、降水があるときはほとんどが 4 から 5 km に 0°C 高度を持っていることを示している。よって、水蒸気量の分布はほとんどが (Wilheit et al.¹⁶⁾ のモデル

における) 4 から 5 km に 0°C 高度をもつことが示されている。

この比較は、 R - T_b の関係を用いることにより、客観的に 0°C 高度を推定できることを示しているが、この 2 次元のヒストグラムを全てのセル (5 度 $\times$ 5 度ボックス) で行うことは現実的ではないので、それぞれのセルを代表する T19V と T22V のペアを求めている。ここでは、それぞれ 1 次元のヒストグラムにおいて 99% のところにある値を取り出す。この 2 つの輝度温度と R と F の関係は放射伝達計算からあらかじめ求められているので、イタレーションによって 0°C 高度を求めている。これは Rao et al.²⁴⁾ で用いていた 0°C 高度とほぼ一致していたが、特定の条件を付加することなく求めることができていた。この手法も降水構造のモデルに依存している。例えば warm rain のように 0°C 高度まで降水が届かないケースでは、うまく適用できない。

2.3.2 Petty⁸⁾ の方法

0°C 高度は水蒸気量から推定している。基本的には水蒸気量から地表面温度を推定し、気温減率を $6.5^{\circ}\text{C}/\text{km}$ として 0°C 高度 (Z_f) を求めている。まず、水蒸気量推定は可降水量 (Column water vapor content) を V として、

$$V \approx C e_s(T_0) \propto e^{-B/T_0}$$

と近似できると考える。ここで、 T_0 は地表面気温、 e_s は飽和水蒸気圧、 C は 0°C 高度が 5 km のときに $V = 70\text{ kgm}^{-2}$ となるように決める。また、 $B = 5420\text{ K}$ (Rogers and Yau²⁵⁾) であるとする、 0°C 高度 Z_f は、

$$Z_f \approx \frac{1}{6.5} \left[\frac{-5420}{\ln V - 22} - 273 \right]$$

と与えられる。ここで V は、Alishouse et al.²⁶⁾ による以下の関係式を用いている。

$$\begin{aligned} V = & 174.1 + 4.638 \ln(300 - T_{19V}) \\ & - 61.76 \ln(300 - T_{22V}) \\ & + 19.58 \ln(300 - T_{37V}) \end{aligned}$$

2.3.3 Aonashi et al.¹¹⁾ の方法

この方法は 0°C 高度の情報をマイクロ波放射計の観測自身に求めるのではなく外部から入力するという考えに基づいており、気象庁の全球客観解析 (GANAL) の 0°C 高度を初期値として与え、Wilheit et al.²³⁾ のアルゴリズムと同様に、初期値の 0°C 高度を用いて降水強度を求めるとともに、21 GHz (水蒸気の吸収チャンネル) の輝度温度計算を行い、観測値と比較することにより、 0°C 高度を調整し、収束するまで計算を行っている。その結果を TRMM/PR からとめたブライトバンド (融解層) 高度と比較して、良い結果を得ている (図 9)。

2.4 バックグラウンド、環境条件のパラメータ

フォワード計算では、バックグラウンド (海面の射出など) や環境条件のパラメータを正しく与えることが非常に重要

である。ここでは、まず、これまで紹介してきたアルゴリズムについてどのようなバックグラウンドや環境条件の与え方をしているのかを表3にまとめておく（ただし、Bauer²⁾による取り扱いは表4に示す）。また、Bauer²⁾が入射角、海

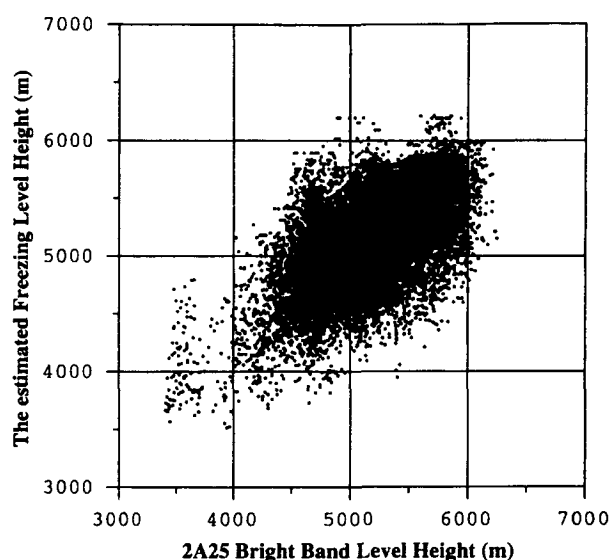


図9 Aonashi and Liu¹²⁾のアルゴリズムで推定した0℃高度とPRの2A23のブライトバンド高度の散布図。データは日本西部の海上のもので1998年6月から7月のものである。
(©2000 American Meteorological Society)

上風速、SSTなどの条件を変えたときにどの程度フォワード計算に影響が出るか調査しているので、その結果も紹介する。

水蒸気量

表3において明らかなように雲解像モデルを用いたKummerow等のアルゴリズムでは、モデルの出力を用いているが、それ以外は固定値を用いている。

海面状態

基本的にはFresnel表面を仮定しており、それに海上風の影響の反映方法が異なっている。

海面の状態のパラメータ化の影響評価 (Bauer²⁾)

TRMMの標準アルゴリズムであるGoddard PROFiling Algorithm (GPROF)等の、雲解像モデルの出力を用いているアルゴリズムは、本来は雲解像モデルで用いた環境条件でのみ有効であり、すべての環境 (SST, 海上風速など) でシミュレーションすることは困難である。実用上それらの問題に対応させるためGPROFのVer. 5までは、0℃高度に応じて雲解像モデルの出力の降水層の下部を切り取って用いていた。Bauer²⁾は海面状態のパラメータ化の影響の評価を行っており、以下にその概要を示す。

雲解像モデルからの降水のデータベースに加えて、海上風速やSST、入射角の変化のすべてをデータベース化することは、大変な計算量を要することになるため、大気と海面を別々に計算してテーブル化する方法をとっている。即ち、海面の状態を1つ与えて雲放射の計算を行い、海面の

表3 各アルゴリズムにおける水蒸気と海面の取り扱いの比較

Author(s)	Humidity, Water vapor	Sea surface
Wilheit et al. ¹⁶⁾	Setting relative humidity of 80% at the surface. The relative humidity increases linearly to 100% at freezing level.	Fresnel
Kummerow and Giglio ⁹⁾	Fixed (values are unknown)	Emissivity is based on Wilheit ²⁷⁾ . (Fresnel)
Kummerow et al. ¹⁰⁾	Given by cloud model	Emissivity is based on Wilheit ²⁷⁾ . (Fresnel)
Pierdicca et al. ²¹⁾	Fixed (values are unknown)	Lambertian
Petty ³⁾	Water vapor calculation is based on Alishouse et al. ²⁶⁾	Fresnel. Introducing surface wind algorithm by Goodberlert et al. ²⁸⁾
Aonashi et al. ¹¹⁾ , Aonashi and Liu ¹²⁾	Precipitable water is set to 0.5kg/m ² exist from cloud base (950 hPa) to freezing level +2km.	SST and surface wind is given by GANAL.
Bauer ²⁾	Given by cloud model	表4参照

表 4 Bauer et al.¹⁷⁾ が用いている放射伝達モデルパラメータ

Input parameter :	$z, p, T, q_{v,w,i,r,s,g}, T_o, u, \theta$
Output parameter:	TB, Z, LWP, IWP, WVP, Wf
Model dimension:	1D, quasi 3D double slant path
Model type:	Eddington with δ -scaling or Matrix Operator
Cloud microphysics:	Model output, melting layer (Bauer ³⁴⁾)
Hydrometeor size distributions:	modified gamma (nonprecipitating), exponential (frozen precipitation), gamma (liquid precipitation)
Gas absorption:	MPM-92 (all other MPMs available)
Particle permittivity:	Liebe et al. ³⁵⁾ for water, Hufford ³⁶⁾ for ice, Maxwell-Garnett for melting graupel, Fabry and Szyrmer ³⁷⁾ for melting snow
Ocean surface:	Guillow et al. ³⁸⁾ for water permittivity, Monahan and O'Muicheartaigh ³⁹⁾ , Stogryn ⁴⁰⁾ for foam coverage/emissivity, Guissard et al. ⁴¹⁾ for scatting model, Lemaire et al. ⁴²⁾ for wave model

表 5 陸上のピクセルの無降雨判定基準. (Kummerow and Giglio⁹⁾ より再構成)

Criteria for no rain	Description
$T_{85H} > 265$	No hydrometeors in atmosphere
$T_{85H} > T_{37H}$	No atmospheric scattering
$T_{19V} - T_{19H} > 15$	Wet soil
$T_{19H} < 225$ and $T_{85H} > 150$	Snow on ground
$T_{85H} < 230$ and $T_{19H} < 160 + 0.40T_{85H}$	Glacial ice and aged sea ice

状態による補正をその後で行う。海面の状態を海面の射出率の計算のための入射角，海上風速，海面水温で表現できると仮定し，それらのうち2つの入射角の値のみを同じ値に固定した場合（海上風速，海面水温は変化させる）と，全てを固定した場合（即ち，全てに平均値を用いる）で誤差の評価を行った。図 10 にその結果が示されている。入射角のみを固定した場合（a, b, e, f）は，実際の入射角の変動に対して，特に低い周波数では無視できる程度の小さな変動であった。即ち，入射角の影響はそれほど大きくないことを示している。全てに平均値を用いた場合には（c, d, g, h），最大 20 K 程度の補正が必要になり，データベース構築には海上風，海面水温を正しく導入することが不可欠であることを示している。

2.5 降水判別アルゴリズム

ほとんどの降水リトリバルアルゴリズムは前処理として降雨の有無の判定を行っている。多くのアルゴリズムは輝度温度にある閾値を与えることにより降雨判定を行っている。例えば，Wilheit et al.²⁷⁾ は 37 GHz の輝度温度を降雨判定に用いている ($T_{B37} > 190$ K)。Spencer et al.¹⁵⁾ は 170 K

を閾値としている。ただし，この値は一定値ではなく 0°C 高度に依存している。Grody²⁸⁾ は，複数周波数の散乱インデックス (Scattering Index, SI) を用いて降水判定を行っている。Petty and Katsaros²⁹⁾ は 37 GHz の規格化偏波差 (P) が 0.8 以下の時に降雨と判定している。Spencer et al.³⁰⁾ は 85.5 GHz の Polarization Corrected Temperature (PCT = $1.81 \cdot T_{85V} - 0.81 \cdot T_{85H}$) 225 K を閾値としている。以下では，単純な閾値以外を用いたものを紹介する。

Kummerow and Giglio⁹⁾

海上では，熱帯でのレーダ観測に基づき， $\Delta 37$ (37 GHz の偏波の差) > 40 K を rain/no rain の指標としている。また，陸上では，雪面や土壌水分などを考慮して，無降雨ピクセルを表 5 のような基準で分類している。

Petty⁸⁾

85 GHz の散乱インデックス，S85 を用いて， $S85 > 10$ K を降雨の有無判定に使っている。また，積算液水量 (Column Liquid Water) と雲水量の和 L (kgm^{-2}) を $L = -0.323 \ln(P85)$ と与えて，possible rain/no rain の判定に用い， $L > 0.5 \text{ kgm}^{-2}$ の時，“possible rain”としている。これ

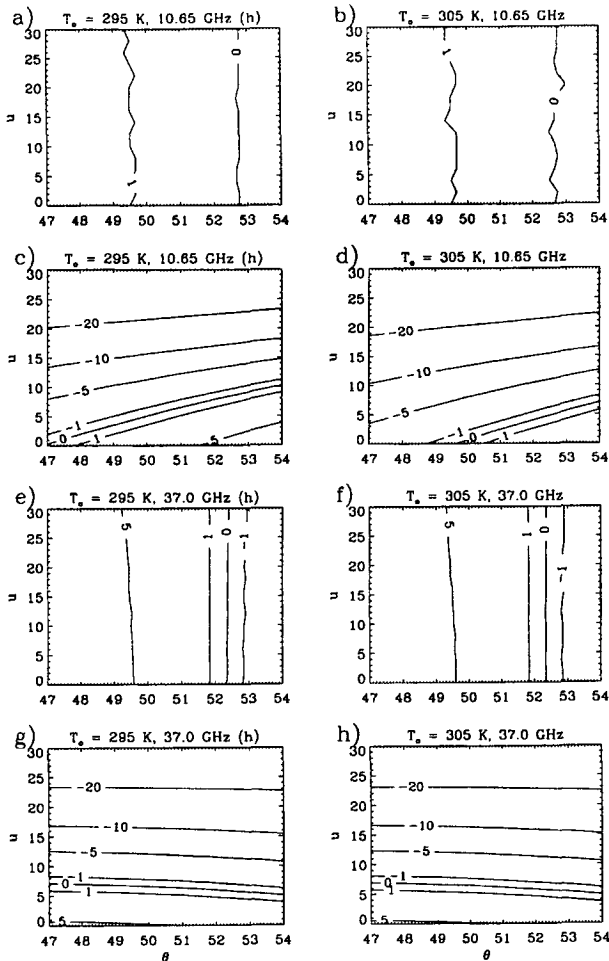


図 10 晴天時の放射伝達計算による輝度温度と海面の状態を海面温度 (T_0)、海上風 (u) および入射角 (θ) を与えてそれ以外に平均値を用いた場合の輝度温度との差を示す。(a) と (e) は $T_0=295$ K としたときの 10.65 GHz および 37.0 GHz の輝度温度をそれぞれ示す。(b) と (f) は $T_0=305$ K としたときの 10.65 GHz および 37.0 GHz の輝度温度をそれぞれ示す。(c) と (g) は、全てのパラメータを平均値から算出した $T_0=295$ K としたときの 10.65 GHz および 37.0 GHz の輝度温度を示し、(d) と (h) は同様に $T_0=305$ K としたときの 10.65 GHz および 37.0 GHz の輝度温度を示す。(Bauer²⁾)

(©2001 American Meteorological Society)

は、基本的に海上のみに適応している。

Aonashi et al.¹¹⁾, Aonashi and Liu¹²⁾

陸上、海上とも Shibata and Aonashi³¹⁾ に基づいて Liquid Water Content (LWC=液水量) と PCT85 (Spencer et al.³⁰⁾) の値で判定する。PCT85 に相当する降水強度が 1 mm/h より大きい場合は、“rain certain” とし、それ以外で LWC が 0.5 kgm^{-2} より大きいとき “rain possible” としている。

Liu and Curry¹³⁾, Liu et al.³²⁾

海上の降水について、5 度×5 度の領域 (20–25N, 135–140E) における 10 日間の SSM/I の $T_{B19}-T_{B85}$ をプロットすると最小値となるのは 19 GHz の T_b が 150 K のときである (T_{B19min})。Petty and Katsaros²⁹⁾ の基準で考えると 160 K になるので閾値 (T_{BTH}) を、

$$T_{BTH} = T_{B19min} + 10 \text{ K}$$

としている。データは 5 度×5 度の範囲を 10 日間サンプルしたのを使い、回帰曲線をフィットさせて求めている。

2.6 非一様性等を求めるための簡単な降水強度推定法

非一様性やイタレーションの初期値を与えるために、精度が落ちるが簡単に使える降水強度推定方法を多くのアルゴリズムで採用している。例えば、

$$R(\text{mm/h}) = 37.080 - 0.1440 \cdot T85H (\text{Adler et al.}^{14)})$$

$$R(\text{mm/h}) = S85/4.19 (\text{Petty}^{8)})$$

などがある。Aonashi et al.¹¹⁾ や Aonashi and Liu¹²⁾ では、PCT85 を lookup table に参照して降水強度を求め、初期値としている。

2.7 雲解像モデルを用いたアルゴリズムの比較

今回紹介した 4 つのアルゴリズムについて、表 6 にまとめた。ベイズの定理を用いる確率論的方法のアルゴリズムでは、Kummerow et al.¹⁰⁾²⁰⁾, Bauer et al.²²⁾ が期待値を計算しているが、Pierdicca et al.²¹⁾ のアルゴリズムは最尤値を求めている。これらの違いは、分布の関数が Gauss 分布的であればほとんど相違がないが、ふた山の分布をしているときには、大きな差が現れる。また、これらのアルゴリズムに共通するのは、データベース作成に対する工夫である。このことは、確率論的手法の精度がデータベースの代表性に大きく依存していることを示している。

3. ま と め

マイクロ波放射計を用いた降水リトリバルアルゴリズムについて、現在 SSM/I や TRMM/TMI, AMSR-E など に用いられているものを中心として 4 回にわたり解説してきた。このレビューを通じて、まだ改善の余地が多くあることを示してきたつもりである。特に、レーダと同時観測が可能になった TRMM の出現によりアルゴリズムの改善すべき点が PR との比較により明確になってきた。例えば、対流・層状の分類といった降水の特徴づけや雨滴粒径分布モデル、融解層モデルなどは降雨レーダとの比較によりその重要性が明確になってきている。2004 年 4 月にリリースされた TRMM のバージョン 6 プロダクトにおいて PR と TMI の降水強度の見積もりは全球的にはほぼ同程度になったが地域別で比較するとまだ明確な差が残っており、上に挙げた改善点をアルゴリズムに取り込む必要がある。

最後に、連載講義として 4 回にわたり衛星搭載マイクロ波放射計を用いた降水リトリバルアルゴリズムについて

表 6 雲解像モデルを用いたアルゴリズムの比較

Authors	Database	Database variables	Input variables	Note
Kummerow et al. ^{10), 20)}	GCE UW-NMS	LWC, IWC	Tb P	Adding a convective/stratiform separation scheme
Pierdicca et al. ²¹⁾	UW-NMS	LWC, IWC	Tb	Original database is categorized into five classes by a cluster analysis. Each class of data is reconstructed to have Gaussian distribution.
Bauer et al. ²²⁾	GCE UW-NMS JCMM Meso-NH	LWC, IWC	Tb	Calculation is done in EOF space. Introducing a calibration routine by PR, it can be used as stand alone system.
Smith et al. ¹⁹⁾	UW-NMS CSU-RAMS	LWC, IWC	Tb	It does not use Bayesian method, but uses golden section method to find the closest Tb vector to the observation.

GCE simulated tropical squall line.
 UW-NMS simulated Hurricane Gilbert.
 JCMM simulated tropical squall line.
 Meso-NH simulated tropical squall line.

述べてきたが、関係する論文を完全に網羅したわけではないことはご容赦願いたい。特に、海上風の推定とそれによる海面の射出率の変化や放射伝達モデル等については筆者らの勉強不足もありほとんど触れられていない。しかしながら今回の連載が降水リトリバルアルゴリズムについて理解を深めるきっかけとなれば幸いである。

謝辞：この研究は、独立行政法人 科学技術振興機構の戦略的創造研究（CREST）「水の循環系モデリングと利用システム」の研究課題「衛星による高精度高分解能全球降水マップの作成」の一環として行われた。また、このレビューをまとめるにあたり、気象研究所 青梨和正博士には基本的な事柄から丁寧な助言をいただいた。さらに、コロラド州立大学 C. Kummerow 博士、ウイスコンシン大学 G. Petty 博士、フロリダ州立大学 G.S. Liu 博士には、CREST 開催のワークショップにおいて有益な助言を頂いた。ここに感謝の意を表する。最後に、今回の連載講義の機会を頂いた日本リモートセンシング学会編集委員会ならびに細部にわたり原稿を読んでくださりアドバイスを頂いた同編集委員の皆様には感謝いたします。

【訂正】 前回の PART III において図 1 の出典は Spencer et al. (本稿の参考文献 30)) でした。また、図 2 の出典も Olson et al. の 1999 年ではなく 2001 年のもの (PART III の参考文献 30)) でした。ここにお詫びして訂正します。

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) P. Bauer, Over-ocean rainfall retrieval from multisensor data of the Tropical Rainfall Measuring Mission. Part 1 : Design and evaluation of inversion databases. J. Atmos. and Oceanic Technol, 18, 1315-1330, 2001.
- 3) W.-K. Tao and J. Simpson, Goddard Cumulus Ensemble Model. Part I : Model description. Terr. Atmos. Oceanic Sci., 4, 35-72, 1993.
- 4) G.J. Tripoli, A nonhydrostatic model designed to simulate scale interaction. Mon. Wea. Rev., 120, 1342-1359, 1992a.
- 5) G.J. Tripoli, An explicit three-dimensional nonhydrostatic

- numerical simulation of a tropical cyclone. *Meteor. Atmos. Phys.*, 49, 229–254, 1992b.
- 6) H. Swann, Sensitivity to the representation of precipitating ice in CRM simulations of deep convection. *Atmos. Res.*, 48, 415–435, 1998.
 - 7) J.-L. Redelsperger and G. Sommeria, Three dimensional simulation of a convective storm : Sensitivity studies on sub-grid parameterization and spatial resolution. *J. Atmos. Sci.*, 43, 2619–2635, 1986.
 - 8) 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.
 - 9) 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.
 - 10) 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
 - 11) 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.
 - 12) 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.
 - 13) 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.
 - 14) R.F. Adler, A.J. Negri, N. Pasad, and W.-K. Tao, Cloud model based simulations of satellite microwave data and their application to an SSM/I rain algorithm. *Proc. Fourth Conf. On Satellite Meteorology and Oceanography*, San Diego, CA, Amer. Meteor. Soc. J12–J15, 1989.
 - 15) R.W. Spencer, W.S. Olson, W. Rongzhang, D.W. Martin, J. A. Weinman, and D.A. Santek, Heavy thunderstorms observed over land by the Nimbus 7 Scanning Multichannel Microwave Radiometer, *J. Climate Appl. Meteor.*, 22, 1041–1046, 1983.
 - 16) 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.
 - 17) D.A. Short, and G.R. North, The beam filling error in the Nimbus 5 Electronically Scanning Microwave Radiometer observation of Global Atlantic Tropical Experiment rainfall. *J. Geophys. Res.*, 95, 2187–2193, 1990.
 - 18) L.S. Chu, G.R. North and D.A. Short, Errors in satellite rainfall estimation due to nonuniform field of view of spaceborne microwave sensors. *Microwave remote sensing of the earth system*, A. Chedin Ed., A. Deepak 173 pp, 1989.
 - 19) 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.
 - 20) 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.
 - 21) 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.
 - 22) 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.
 - 23) 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.
 - 24) M.S. Rao, and J.S. Theon, New features of global climatology revealed by satellite-derived oceanic rainfall maps. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 58, 1285–1288, 1977.
 - 25) R.R. Rogers, and M.K. Yau, A short course in cloud physics, 3rd ed. New York : Pergamon Press, 293 pp, 1989.
 - 26) J.C. Alishouse, S. Snyder, and R.R. Ferraro, Determination of oceanic total precipitable water from the SSM/I. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 26, 811–816, 1990.
 - 27) T.T. Wilheit, J.R. Greaves, J.A. Gatlin, D. Han, B.M. Knupp, A.S. Milman, and E.S. Chang, Retrieval of ocean surface parameters from the Scanning Multichannel Microwave Radiometer (SMMR) on the Nimbus 7 satellite, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 22, 133–143, 1984.
 - 28) N.C. Grody, Classification of snow cover and precipitation using the special sensor microwave imager. *J. Geophys. Res.*, 96, 7423–7435, 1991.
 - 29) G.W. Petty, and K.B. Katsaros, Precipitation observed over the South China Sea by the Nimbus 7 Scanning Multichannel Microwave Imager during WMONEX. *J. Appl. Meteor.*, 31, 489–505, 1990.
 - 30) 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.
 - 31) A. Shibata, and K. Aonashi, Earth observation by passive microwave radiometers. *J. Space Technol. Sci.*, 10, 38–43, 1995.
 - 32) G. Liu, J.A. Curry and R.-S. Sheu, Classification of clouds over the western equatorial Pacific ocean using combined infrared and microwave satellite data. *J. Geophys. Res.*, 100, 13811–13826, 1995.
 - 33) M.A. Goodberlet, C.T. Swift, J.C. Wilkeson, Remote sensing of ocean surface winds with the Special Sensor Microwave/Imager, *J. Geophys. Res.*, 94, 14547–14555.

- 34) P. Bauer, Over-ocean rainfall retrieval from multisensor data of the Tropical Rainfall Measuring Mission. Part 1 : Design and evaluation of inversion databases. *J. Atmos. and Oceanic Technol.*, 18, 1315–1330, 2001.
- 35) H. Liebe, T. Manabe, and G. Hufford, Millimeter wave attenuation and delay rates due to fog and cloud conditions. *IEEE Trans. Antennas Propag.*, 37, 1617–1623, 1989.
- 36) G. Hufford, A model for the complex permittivity of ice at frequencies below 1 THz. *Int. J. Infrared Millimeter Waves*, 12, 677–682, 1991.
- 37) F. Fabry, and W. Szyrmer, Modeling of the melting layer. Part II : Electromagnetic. *J. Atmos. Sci.*, 56, 3593–3600, 1999.
- 38) C. Guillow, W. Wllison, L. Eynmard, Lamkaouchi, C. Prigent, G. Delbos, G. Balana, and S. Boukabara, Impact of new permittivity measurements on sea surface emissivity modeling at microwaves. *Radio Sci.*, 33, 649–667, 1998.
- 39) E. Monahan, and I. O’Muicheartaigh, Whitecaps and the passive remote sensing of the ocean surface. *Int. J. Remote Sens.*, 7, 627–642, 1986 : .
- 40) A. Stogryn, The emissivity of sea foam at microwave frequencies. *J. Geophys. Res.*, 77, 1650–1666, 1972.
- 41) A. Guissard, C. Baufays, and P. Sobieski, Fully and non-fully developed sea-models for microwave remote sensing applications. *Remote Sens. Environ.*, 48, 25–38, 1994.
- 42) D. Lemaire, P. Sobieski, and A. Guissard, Full-range sea surface spectrum in on-fully developed state for scattering calculations. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 37, 1038–1051, 1999.