

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 II : 決定論的降水リトリバルアルゴリズム

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 II : Deterministic Rain Retrieval Algorithms

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

1. はじめに

マイクロ波放射計による降水リトリバルのアルゴリズムについて、PART I では衛星搭載マイクロ波放射計の観測原理から降水リトリバルの考え方やアルゴリズムのタイプについて概要を述べた。PART II から、これまで提案されてきたアルゴリズムそれぞれについて紹介する。PART I でも述べたように、現在用いられているアルゴリズムには大きく分けて、決定論的アルゴリズムと確率論的アルゴリズムの2つのタイプがあり、決定論的アルゴリズムではあらかじめ設定しておいた降水構造モデルを用いて降水強度 (R) と輝度温度 (T_b) の関係を求めておき、観測輝度温度を満足する降水強度を求めるものである。この手法の利点は物理的な明瞭さであり、輝度温度、降水構造、降水強度の対応が容易に理解できる。それに対して、確率論的アルゴリズムでは数値雲解像モデルから降水プロファイルの出力を用いて同様に降水プロファイルと輝度温度の関係を求めておき、これらを自然界に存在する全ての降水プロファイルとみなして確率的に観測輝度温度を満足する降水強度を推定するものである。このPART II では、これらのうち決定論的アルゴリズムを紹介する。なお、文中の表記はなるべく原著に沿ったものとしているため、同じものを表す場合にも異なる表記 (例えば輝度温度を T_b や T_b , もしくは TB と表記) している点については留意願いたい。

2. 決定論的リトリバルアルゴリズム

以下から、5つの決定論的アルゴリズムについて論文ごとに紹介してゆく。最初に草分け的なアルゴリズムであり、決定論的アルゴリズムの基本的な考え方を最初に示した Wilheit et al.^{1,2)} のアルゴリズムを紹介し、基本的な考え方を説明する。その後、このような考え方にたった4つのアルゴリズムを紹介してゆく。

2.1 Wilheit et al.^{1,2)} のアルゴリズム

1970年代に Nimbus 5 に搭載された Electrically Scanning Microwave Radiometer (ESMR) のアルゴリズムとして提案されたこのアルゴリズムは、決定論的手法の原点というべきアルゴリズムである。降水物理モデルの基本的な考え方がこの論文で初めて提案された。図1に彼らが考えているモデルを示す (図は Wilheit et al.²⁾ より) が、低周波 (19 GHz) のみを考慮しているため 0°C 高度以上の降水プロファイルは与えず、また降水は鉛直方向に一樣といった簡単なモデルである。しかしながら、現在のマイクロ波放射計観測でもこのような仮定を観測データから直接補うのは困難なのが現状である。以下にアルゴリズムの概要をいくつかの項目に分けて示す。

降水モデルの設定

雨滴粒径分布 (DSD) : Modified Marshall-Palmer (M-P) 分布 (M-P 分布の最大径が 1 から 1.5 mm としたときの関係式) M-P 分布は、直径 D の雨滴の数濃度を、

$$N(D) = 8000 \exp(-4.1R^{-0.21}) \quad (m^{-3}mm^{-1})$$

と表すものである。ここで R は降水強度 (mm/h) を示す。

降水構造 : 地表面から 0°C 高度まで一樣 (それ以上の高度は考えない。19.35 GHz のみを使用)

相対湿度 : 地表面 80%, 0°C 高度 100% とし線形に変化

*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

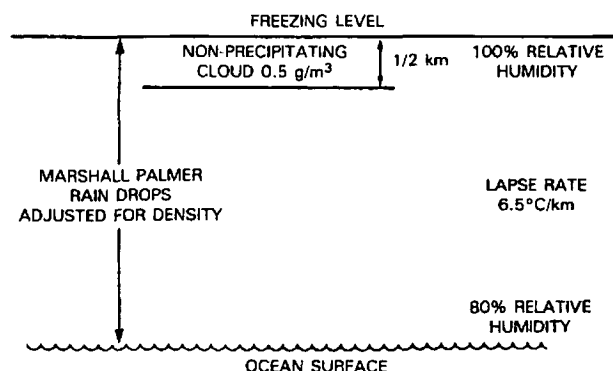


図1 Wilheit et al.¹⁾によって提案された降水モデル (Wilheit et al.²⁾) (©1991 American Meteorological Society)

気温減率： $-6.5^{\circ}\text{C}/\text{km}$

雲水量： 0°C 高度より 0.5 km 低いところから地表までに $25\text{ mg}/\text{cm}^2$ 存在する。

海面の状態：フレネル (Fresnel) の関係式を用いる。

フォワード計算法 (降水モデルからの輝度温度計算)

① まず散乱を無視して輝度温度 (T_b) を計算する。② 求めた T_b を用いて散乱項を含む式を解く、③ それを用いて再び T_b を計算する。④ 収束するまで繰り返す。(この方法は、当時の計算機的能力から考えると、計算時間を短縮させるための手法、または、良い放射伝達モデルが無かったためであったと思われる。)

散乱、吸収、消散断面積は、レーリー (Rayleigh) 近似を用いている。

フォワード計算

地表面温度は 0°C 高度が $1, 2, 3, 4, 5\text{ km}$ となるように設定した。降水強度の範囲を $0.2\text{ mm}/\text{h}$ から $200\text{ mm}/\text{h}$ として計算を行う。

リトリバルアルゴリズム

フォワード計算により、直接 T_b - R の関係 (Lookup Table) が決まる。ただし、 0°C 高度を与える必要がある (図2 参照)。

使用データ

Nimbus 5 搭載 ESMR

周波数： 19.35 GHz (1.55 cm)

分解能： 25 km (直下) $45 \times 160\text{ km}$ (スキャンエッジ)

検証用地上レーダ：フロリダ半島 WSR-57

検証

ESMR のフットプリントサイズに地上レーダからの降水強度を平均して、 0°C 高度 4 km に設定したモデルでの計算結果と比較した。推定精度は約 2 倍であった。

月平均降水量の推定法

Wilheit et al.²⁾ では、上で述べたアルゴリズムを用いて月平均、 $5^{\circ} \times 5^{\circ}$ 領域の降水量を推定する方法について述べたものである。ここでは、Probability Distribution Function (PDF) を用いて、サンプリングエラーや T_b の飽和による降水強度推定の不確定さを克服しようとしている。

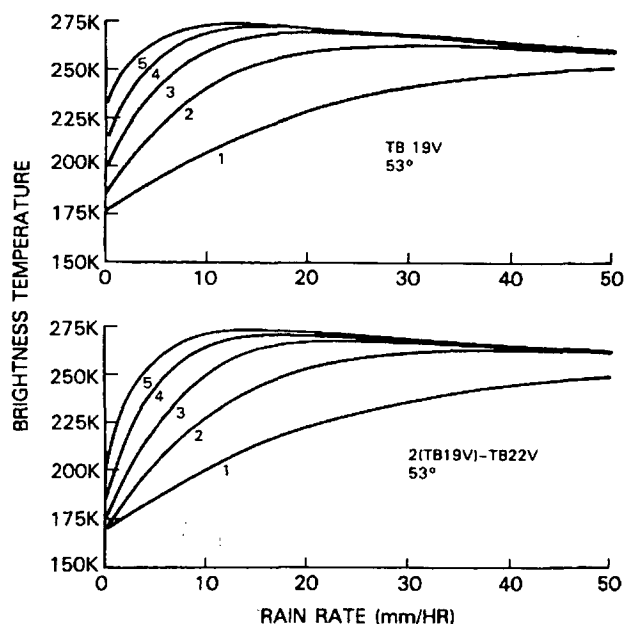


図2 様々な 0°C 高度に対する (図中の数字で示している) (上) 降水強度と 19 GHz 垂直偏波 (TB 19V) の輝度温度の関係および (下) 降水強度と 19 GHz と 22 GHz の垂直偏波を用いた $2(TB19V) - TB22V$ の値の関係 (Wilheit et al.¹⁾) (©1977 American Meteorological Society)

また、この論文のアペンディクスに 0°C 高度を推定する方法について述べており、この手法が他の多くのアルゴリズムにも適用されている。

2.2 Petty³⁾ のアルゴリズム

これは 1990 年代前半に提案されたアルゴリズムで、アルゴリズムの特徴は輝度温度ではなく PART I で紹介した Emission index (P) と Scattering index (S) に基づくアルゴリズムであり、Defense Meteorological Satellite Program (DMSP) 衛星搭載の Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I) を想定して 19 GHz と 37 GHz の P と 85 GHz の S を用いている。放射伝達モデルと降水構造モデルからこれらのパラメータの計算を行い、Lookup Table を作成し観測値に近い降水構造モデルを選び出す。このアルゴリズムでは複数周波数を用いているため、周波数間でフットプリントサイズが異なることを考慮する必要がある。さらに、最も低い周波数の 19 GHz ではフットプリントが $70\text{ km} \times 45\text{ km}$ もあるためその中での降雨の一様性が成り立たない。そのためイタレーションの手法により降水強度を求めている。

降水物理モデル

論文では明示していないが Wilheit et al.¹⁾ が提案したモデルに近いと思われる。ただし、 0°C 高度以上のプロファイルも与えていると考えられる。

放射伝達モデル

論文では明示していないが、放射伝達計算には平行平板モデルを使用している。

アルゴリズム

P と S の定義は、

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

および

$$S = P \cdot T_{VO} + (1 - P)T_C - T_V$$

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} : 雲無し時の水平偏波の観測値、 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。 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、 $P=0$ の時完全に不透明になっている状態を示し、 $P=1$ のとき雲の無い状態を示すことになる。

これらのことから P と透過率 (τ) の関係は、近似的に

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

と表される。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。また、 α は定数であり、Petty³⁾ は 1.69 を用いている。Petty³⁾ のアルゴリズムは、この透過率と R が以下のように関連づけられることを利用している。

$$\tau = \exp \left[- \frac{k_e L + Z_f k_{e,r}(R)}{\cos\theta} \right]$$

上の式のように、透過率は雲水量 (L)、雲水の消散係数 ($k_{e,i}$)、 0°C 高度 (Z_f) までの厚さと降雨の消散係数 ($k_{e,r}$) で表わせるとし、雲の消散係数は、Petty and Katsaros⁴⁾ により与えられたものを用いており、雨の場合は Marshall-Palmer 分布を仮定して Mie 散乱を仮定して求めた降水強度 (R) と消散係数 (k) の関係 ($k = aR^b$, a , b は係数) を用いている。

実際の計算は 12.5 km ごとのグリッド単位で行っており、観測値と比較するためには空間的に畳みこみ積分 (Convolution) を行う必要があり 85 GHz では、 3×3 , 37 GHz では 7×7 , 19 GHz では 11×11 のグリッドを用いアンテナゲインで重み付けを行っている。すなわち、 i 番目のフットプリントにおける P の値は、

$$[P_i] = \sum_{j,k} W_{i,jk} P_{jk}$$

と表される。ここで、 j, k は平均するグリッドの番号を示している。

降水推定に用いるインデックスは、P19 と P37 であり (P19 は 19 GHz における P , P37 は 37 GHz における P を示す。S についても同様である)、P85 は降雨判定 (possible rain/no rain) の区別に用いる。そして、S85 は R の初期推

定値を求めるために用いている。

アルゴリズムの流れは、まず初期推定値の R を求め、 P を求める。そのときの P の値と観測値の差が ε 以下であれば、 R を最終値として決定する。 ε の条件を満たさない場合には、

$$\frac{\partial [P']_i}{\partial R_{jk}} = W_{i,jk} \frac{dP(R_{jk})}{dR}$$

を用いて R の推定値を補正し、 τ の値を更新して再び P を求め、 ε の条件を満たすまで行う。

バックグラウンドの輝度温度

雲の無い海面の輝度温度を決定するのは、 P と S の計算に必要であるが、そのような条件はなかなか存在しない。Petty and Katsaros⁴⁾⁵⁾ では、該当するピクセル周辺の雲の少ないピクセルでヒストグラムを作成し、それに基づいて内挿していたが、広い領域に雲が広がっている場合には問題が生じる。そのため Petty³⁾ のアルゴリズムでは、水蒸気量 (V) と海上風速 (U) から決定している。 U のアルゴリズムは Goodberlert et al.⁶⁾ に拠り、 V のアルゴリズムは Alishouse et al.⁷⁾ を用いている。水蒸気量 V の式は、

$$V = 174.1 + 4.638 \ln(300 - T19V) \\ - 61.76 \ln(300 - T22V) + 19.58 \ln(300 - T37H)$$

である。ここで、T19V 等の T の後の数字は周波数、そのあとのアルファベットは偏波 (垂直: V, 水平: H) を表している。すなわち T19V は 19 GHz の垂直 (V) 偏波を表す。

これらを用いて、GOES の画像から雲の無いシーンを選んで、バックグラウンド輝度温度と V , U の関係を導いた (O をつけているのは、雲の無いことを意味している)。

$$\begin{aligned} T19VO &= 173.7 + 0.219U + 0.773V \\ T19HO &= 92.46 + 0.801U + 1.180V \\ T37VO &= 197.5 + 0.063U + 0.522V \\ T37HO &= 120.5 + 1.033U + 0.845V \\ T85VO &= 280 - \exp(4.20 - 0.00567U - 0.0406V) \\ \Delta 85O &= \exp(4.44 - 0.0241U - 0.0271V) \\ T85HO &= T85VO - \Delta 85O \end{aligned}$$

0°C 高度

0°C 高度は水蒸気量 (V) から推定する。基本的には水蒸気量から地表面温度 (T_0) を推定し、気温減率から 0°C 高度 (Z_f) を求める。即ち、

$$V = C \cdot e_s(T_0) \exp\left(-\frac{B}{T_0}\right)$$

$$B = 5420(\text{K}) \text{ (Rogers and Yau⁸⁾)}$$

ここで、 C は定数、 $e_s(T_0)$ は気温 T_0 のときの飽和水蒸気圧を示す。よって、気温減率を 6.5 K/km とすると、

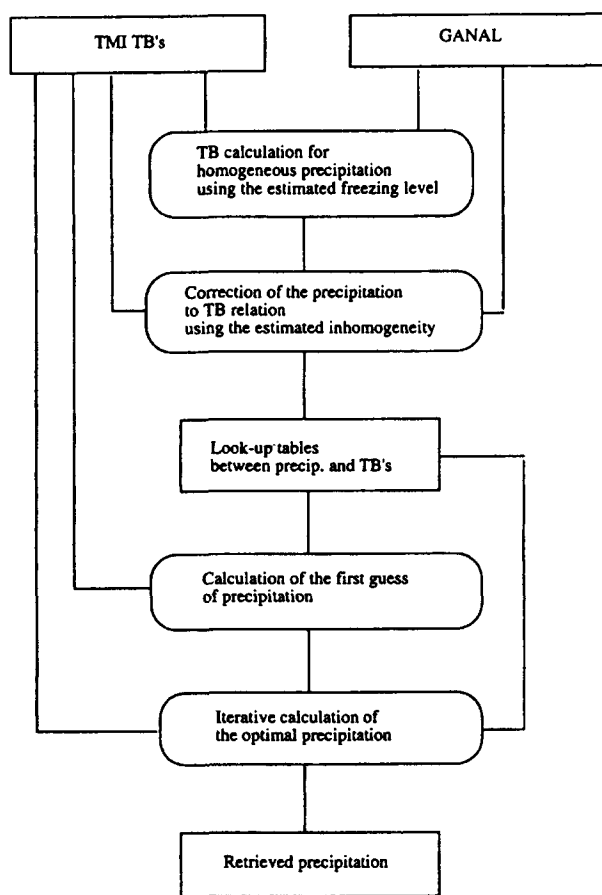


図3 Aonashi and Liu⁹⁾により提案されているアルゴリズムのフローチャート (©2000 American Meteorological Society)

$$Z_f = \frac{-5420}{\ln V - 22} - 273$$

$$Z_f = \frac{-5420}{6.5}$$

と求まる。

積算液水量 (Column Liquid Water) 雲水量

$$L \text{ (kg m}^{-2}\text{)} = -0.323 \ln(P85)$$

降雨タイプの初期値 (降水判定)

$P85 < 0.213 + 0.2$ または、 $L > 0.5 \text{ kg m}^{-2}$ の時に possible rain (降雨あり) としている。

降雨強度の推定値の初期値

$$R_0 \text{ (mm/h)} = S85/4.19$$

使用データ

DMSP 搭載 SSM/I (85 GHz のフットプリントサイズに近い 12.5 km をグリッドサイズとして変換する)

2.3 Aonashi and Liu⁹⁾, Aonashi et al.¹⁰⁾ のアルゴリズム

このアルゴリズムは、各周波数の降水強度に対する感度に重みをつけたコストファンクションを最小にする方法を採用しているほか、0°C 高度推定に気象庁の客観解析データ (GANAL) を用いている。1996 年に提案された Aonashi et al.¹⁰⁾ は SSM/I 用のアルゴリズムであり、2000 年に提案された Aonashi and Liu⁹⁾ は Aonashi et al.¹⁰⁾ を改

良し、さらに Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) 衛星搭載の TRMM Microwave Imager (TMI) 用に変更を加えたものであるが、基本的な考え方は同じである。図3に Aonashi and Liu⁹⁾ のアルゴリズムのフローを示す。

降水モデルの設定

降水モデルの設定として、まず以下のような2つの降水タイプ設定している。

Deep precipitation…0°C 高度以下に降水、0°C 以上に雪

Shallow precipitation…0°C 高度以下に降水のみ

Aonashi et al.¹⁰⁾ のプロファイルの与え方は、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) におけるレーダ観測の統計から反射強度因子 (Z) の平均的な鉛直プロファイル与えて、これを Z-R 関係を用いて降水強度プロファイルに変換しており、0°C 高度以下で -1.25 dBZ/km 、0°C 高度以上で -5 dBZ/km としている。また、Z-R 関係は、 $Z = 200R^{1.6}$ を用いている。

Aonashi and Liu⁹⁾ では、TRMM の降雨レーダ (Precipitation Radar, PR) の降水強度リトリバルアルゴリズムである 2A25 の R プロファイルの統計から

$$r(z) = r_{surf} \quad (z < z_{fr})$$

$$= r_{surf} \cdot 10^{-0.375(z - z_{fr})} \quad (z \geq z_{fr})$$

を与えている。ここで、 r_{surf} は地上降水強度、 z_{fr} は 0°C 高度。即ち、0°C 高度以下 (雨) は、鉛直方向に一様であり、0°C 以上の雪は高度とともに降水強度が減少する。T85V が 1 mm/h に相当する輝度温度減少を超えると deep convection の降水モデルを用い、それ以外では、shallow のモデルを用いる。

0°C 高度の推定法

気象庁の全球客観解析データを初期値に用いて、その相対湿度から T21V を計算しておき、観測した T21V と合うように地表面温度調節する。

降水強度の初期値

基本的なサイズを 85 GHz のフットプリントとし、PCT 85 ($= 1.81 \cdot T85V - 0.81 \cdot T85H$, Spencer et al.¹¹⁾, PART I 参照のこと) を用いて Lookup Table から降水強度を計算する。これをもとに非一様補正のパラメータを計算し、低周波を用いた降水推定に用いている。

降水判定

Aonashi et al.¹⁰⁾ では、Shibata and Aonashi¹²⁾ に基づいて求めた雲水量 (Liquid water content, LWC) と T85H の関係から、以下の条件を降水域がフットプリントの 50% 以上を満たす基準とした。

$$LWC > 1.0 \text{ kg/m}^2 \quad \text{かつ} \quad T85H < T85H_1$$

または、

$$LWC < 2.5 \text{ kg/m}^2 \quad \text{かつ} \quad T85H > T85H_1$$

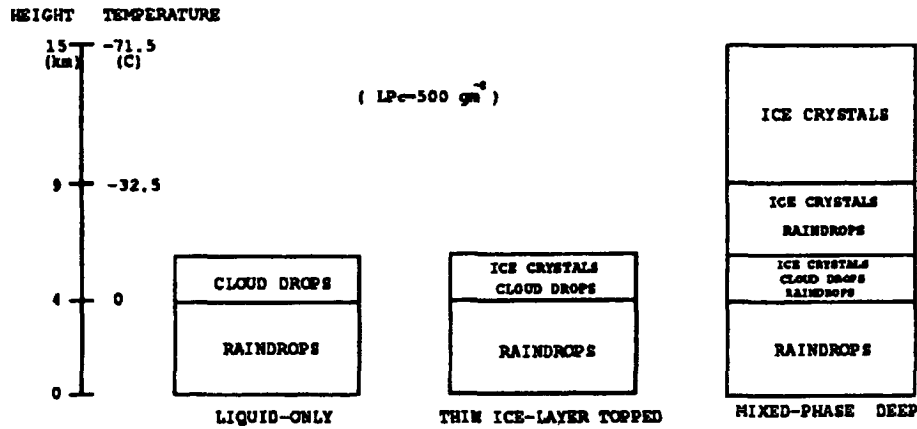


図 4 Liu and Curry¹⁵⁾により提案されている降水モデル
 全てのモデルにおいて Cloud liquid water path (LP) は 500 gm^{-2} である。
 (©1992 American Geophysical Union)

ここで、 T_{85H_1} は降水強度 1 mm/h としたときの 85 GHz 水平偏波の輝度温度の計算値である。

非一様性の補正

基本的な考え方は、降水強度の分布が対数正規分布するという Kummerow and Giglio²⁰⁾ (2.5 章参照) と同じである。まず、初期値で求めた対数正規分布の標準偏差を用いて、 $Tb-R$ の Lookup Table を作り直し、それを用いてインバージョンを行い、対数正規分布の標準偏差を更新して、収束するまで繰り返す。

インバージョンアルゴリズム

基本的な概念としては、コストファンクション

$$I = \sum_{f=1}^{k_m} \frac{1}{\sigma_f^2} \{TBf^o(\hat{y}_k) - \overline{TBf^c}[\hat{y}_k : r(\hat{x}_j)]\}^2$$

を最小にする降水物理モデルを見つけ出すことである。ここでは $\hat{y}_k$ ピクセルの位置、 $\hat{x}_j$ はグリッドポイント、 $TBf^o(\hat{y}_k)$ は観測した輝度温度を示し、 $\overline{TBf^c}(\hat{y}_k : r(\hat{x}_j))$ は、放射伝達モデルから計算した輝度温度を観測視野で平均したもの、 f は周波数である。 σ_f は観測と放射伝達モデル計算の差の不確定さを示すパラメータである。この最適値は、 I の傾きが 0 になるところを意味する。

周波数ごとの感度の重み付けによって求められた降水強度 ($r^e(\hat{y}_k)$) は、

$$r^e(\hat{y}_k) = \frac{\sum_f r_f(\hat{y}_k) \frac{1}{\sigma_f^2} \left[\frac{\partial TBf^c(\hat{y}_k)}{\partial r(\hat{y}_k)} \right]^2}{\sum_f \frac{1}{\sigma_f^2} \left[\frac{\partial TBf^c(\hat{y}_k)}{\partial r(\hat{y}_k)} \right]^2}$$

と表される。ここで、 $TBf^c(\hat{y}_k)$ は輝度温度、 $r(\hat{y}_k)$ は降水強度を表すので、 $\frac{\partial TBf^c(\hat{y}_k)}{\partial r(\hat{y}_k)}$ は降水強度の微小変化に対する輝度温度の変化の割合、すなわち放射伝達モデルの計算上で TB の与えられた降水強度に対する感度を示す。 $TB-R$ のルックアップテーブル (例えば、PART I の図 4) を

参照して考えると $\frac{\partial TBf^c(\hat{y}_k)}{\partial r(\hat{y}_k)}$ が 0 に近いところ (即ち感度が 0 のところ) は、飽和しているところにほぼ位置している。

それゆえに、この式は感度のよい周波数の降水強度に重みをつけて平均していることになる。

グリッドポイント $\hat{x}_j$ において降水強度 $r^e(\hat{y}_k)$ となっていたときのコストファンクションの変化傾向 $\delta r(\hat{x}_j)$ は、

$$\delta r(\hat{x}_j) = \sum_{f=1}^{k_m} \frac{1}{\sigma_f^2} \frac{\partial \overline{TBf^c}}{\partial r(\hat{x}_j)} \{TBf^o(\hat{y}_k) - \overline{TBf^c}[\hat{y}_k : r^e(\hat{x}_j)]\} \left/ \left[\sum_f \frac{1}{\sigma_f^2} \left(\frac{\partial \overline{TBf^c}}{\partial r} \right)^2 \right] \right.$$

であり、これを用いて降水強度の初期値を更新して、収束するまで繰り返す。

放射伝達モデル

4-stream の平行平板モデル (Liu¹³⁾) を使用。

雲粒、降水粒子、(球形の) 雲氷と雪 (密度は 0.3 g/cm^3) を取り入れている。

雨滴粒径分布は M-P とし、可降水量は 0.5 kg/m^2 を雲底 (950 hPa) から雲頂 (0°C 高度 $+2 \text{ km}$) までに分配している。散乱は Mie 理論を用い、大気吸収は Liebe¹⁴⁾ に基づいている。他の大気要素は GANAL を用いている。

使用データ

DMSP 搭載 SSM/I (Aonashi et al.¹⁰⁾)

TRMM 搭載 TMI (Aonashi and Liu⁹⁾)

2.4 Liu and Curry¹⁵⁾ のアルゴリズム

Liu and Curry¹⁵⁾ のアルゴリズムは、3 つの降水構造モデルをもとに放射伝達計算を行い、最も降水強度との線形性よいパラメータを求めるところに特徴を持っている。用いたパラメータは降水強度に対する輝度温度 (T_B) と降水となる境界 (閾値) の輝度温度 (T_{Bo}) の差 (δT_B) である。

降水物理モデル (図 4)

3 種類の雲モデル

- 1) 液相のみの雲,
- 2) 雨に氷雲が乗っているもの,
- 3) 相が混じった深い対流。

最初の2つは層状性降雨や弱い降雨を想定している。3番目は強い対流性降雨を想定している。1)と2)では、降水強度は0℃高度以下において鉛直方向に一様である。また、0℃高度は4kmとして雲は0℃高度より2km上空まで存在するとしている。3)の場合、降水の高さは降水強度とともに変化し降水強度2.5mm/hで7km、50mm/hで15kmであり、降水強度は降水のトップまで一様である。0℃高度は他と同様に4kmである。

雲水による Liquid water path (LWP) は 500 g/m^2 としている。

降水粒子の相は0℃から-32.5℃まで線形（雨から氷へ）に変化するとした。

放射伝達モデル

平行平板モデルを用いている。

降水粒子

粒子は雲粒、雨粒、氷の三種類。

雲は $100 \mu\text{m}$ 以下の粒子でサイズ分布は Deirmendijian¹⁶⁾ の式を用いているが、輝度温度は雲粒子のサイズ分布にそれほど敏感ではない。

雨と氷は M-P 分布を用いている（ただし、氷に M-P 分布を用いるのは不自然としている）。

アルゴリズム

この論文で提案しているアルゴリズムは、 δT_B について 19 GHz と 85 GHz の差をとることである ($\delta T_{B19} - \delta T_{B85}$)。この値は、図5に示す海上の場合、降水強度とともに単調に増加し、50mm/hまで飽和に達しない。ただし、線形性は雲モデルに依存する。陸上の場合、深い対流のときのみ良い関係式を得ている。

そこで、降水強度を

$$R = \alpha (\Delta T_B - \Delta T_{B0})^\gamma$$

と表すこととした。ここで、 α と γ は係数であり、 $\Delta T_B = T_{B19} - T_{B85}$ 、 $\Delta T_{B0} = T_{B019} - T_{B085}$ である。

海上の場合、図5の深い対流のケースにこの関係式を当てはめると α と γ の値はそれぞれ、 1.163×10^{-4} 、2.276であった。

降水の閾値の決定

$T_{B19} - T_{B85}$ と LWP について雲のみ（降水なし）の場合と液相のみの雲モデル（降水あり、雲の LWP は 500 gm^{-2} ）と比較すると $T_{B19} - T_{B85}$ の最小値は 85 GHz による放射が飽和したところ付近にある。Takeda and Liu¹⁷⁾ や Curry et al.¹⁸⁾ による雲の LWP は 400 から $1,000 \text{ gm}^{-2}$ である。例えば、LWP が 500 gm^{-2} 以下であり降水がある状況でも 85 GHz は飽和すると考えられるので、 $T_{B19} - T_{B85}$ を指標にしている。ここでは、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19GHzの輝度温度が150Kのときであ

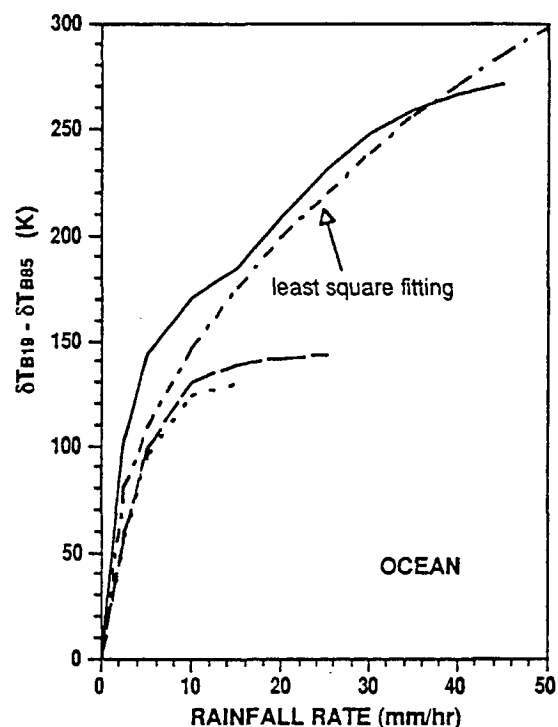


図5 海上における降水強度と $\delta T_{B19} - \delta T_{B85}$ (19 GHz と 85 GHz の偏波間輝度温度差の差) の関係
点線は液相のみの雲、破線は薄い氷層が液相の上に存在する場合、実線は深い対流の場合を示し、一点破線は最小2乗近似曲線を示す (Liu and Curry¹⁵⁾, ©1992 American Geophysical Union)

る。Petty and Katsaros⁵⁾ の基準で考えると 160 K になる。よって閾値は、

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

とした。データは5度×5度の範囲を10日間サンプルしたのものを使い、回帰曲線を当てはめて求める。

Liu et al.¹⁹⁾ のアルゴリズム

Liu らによる AMSR 研究アルゴリズム (Liu et al.¹⁹⁾) は、Liu and Curry¹⁵⁾ を発展させ、新たに $f = \left(1 - \frac{D}{D_0}\right) + 2 \left(1 - \frac{PCT}{PCT_0}\right)$ というパラメータを導入し、降水強度を f のべき乗 ($R = \alpha f^\beta$) の関係で表す。ここで D は、19 GHz における偏波間の輝度温度差、0がつくのは無降雨となる閾値での値としている。図6に f と R の関係を示すが、降水強度が 0.2 mm/h 以上で f と良い線形関係を示している。 D_0 、 PCT_0 は 37 GHz と海面水温の3度×6度の領域における1ヶ月データから求めてテーブル化している。

使用データ

DMSP 搭載 SSM/I

2.5 Kummerow and Giglio²⁰⁾

5層モデルを用いて、27個のプロファイルを生成し、さ

らに降水強度、降水域のフットプリントにおける割合、海上風速を変えて降水強度 (R) と輝度温度 (Tb) 関係のデータセットを作っている。彼らのデータセット作成手法は、次の PART III で述べる確率論的なアプローチに近い。降水モデルの設定 (図 7 参照)

降水構造: 5 層 (最下層は地表から 0°C 高度で液相=雨のみ, 対流性では 0°C 高度以上に液相を含める, 層状性では 0°C 以上は固相), 降水強度, 雲水量, 雲氷量を任意に与えることができる。

大気: 地表面温度, 大気温度, 相対湿度を外から与える。 0°C 高度は 4.5 km から 2.0 km まで 0.5 km 間隔で設定し, 各 0°C 高度, R に対して 27 個の構造について Tb を計算, うち 18 個が対流性, 9 個が層状性となる。

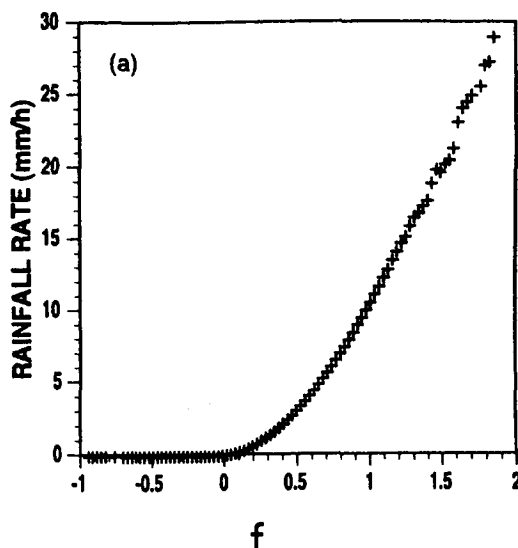


図 6 Liu et al.¹⁹⁾ によるパラメータ f と降水強度の関係 (©1995 American Geophysical Union)

DSD: M-P 分布を使用。

酸素と水蒸気の吸収率: Liebe¹⁴⁾ のモデルを使用。

海の射出率: Wilheit²¹⁾ のモデル。

陸の射出率: 0.9 で固定する。

フォワード計算

地表の降水強度, 降水域のフットプリントにおける割合, 海上風速を未知数としてランダムに変化させて輝度温度のデータセットを構築する。

放射伝達モデル

平行平板モデルの Eddington 近似による 2-stream 法を使用。

降水構造のモデルの出力

各 0°C 高度において, 27 個のプロファイルをつくる (最下層は必ず降雨とする)。そのうち 18 個が対流性で 9 個が層状性である。

リトリバール方法 (海上)

地表面の R , フットプリント内の降水域の割合, 海上風速を変化させて, Tb のデータセットをつくる。これをもとに Tb の線形関数でフォワード計算に与えた未知数との関係式を求める。その際に, R を強度で分類することにより, より線形的な関係式が得られる。

前処理として構造を環境条件でふるいわけしておく。

0°C 高度については, 気候値が米国の National Meteorological Center (NMC, 現在の National Centers for Environmental Prediction, NCEP) や European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) の解析データを用いる。

対流/層状の分類は, σ_{85} (85 GHz のみで求めた降水強度の標準偏差) の大きさで行う ($>5 \text{ mm/h}$: 対流, $<0.5 \text{ mm/h}$: 層状)。

雨の無い雲の判断は輝度温度の計算に雲水 (Cloud liquid water, CLW), 可降水量, 海上風, 海面温度を入力し, 観測

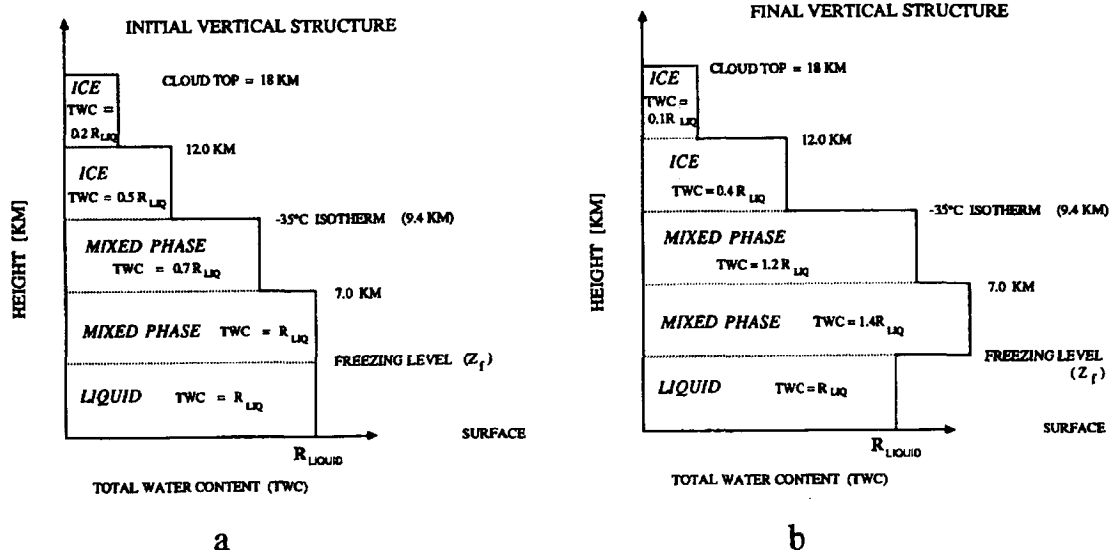


図 7 Kummerow and Giglio²⁰⁾ により提案されている降水構造モデル (©1994 American Meteorological Society)

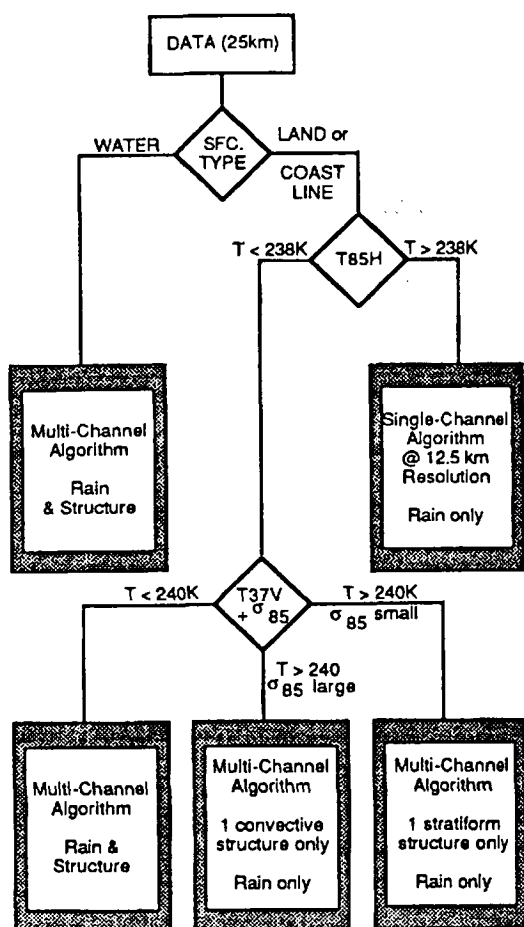


図 8 Kummerow and Giglio²⁰⁾ のアルゴリズムのフローチャート (©1994 American Meteorological Society)

値との rms 差が 5 K 以下の場合、無降雨と判断する。

このリトリバル法の問題点は、レーダと比較したときに強い降水強度において過小評価していることである。これは、平行平板を用いていることに起因していると説明している。

リトリバル法（陸上）

前処理として T19H と T85H を用いて無降水の判断を行っている。

陸上で推定方法は、図 8 に示したような流れで行い、まず T85H で判断する（閾値は 238 K）。238 K より高いときは、Huffman et al.²²⁾ の方法を用い、 $R = 0.239 (251 - T85H)$ として求める。

それ以外は、T37V と 85 GHz の R の初期推定値の 19 GHz のフットプリント内の標準偏差 σ_{85} で分類する。T37V が高いときは対流、層状にわけて、それぞれ雨のみのリトリバルをおこない、T37V が低いときは海上と同様に、但し海上風の変わりに土壌水分のパラメータを導入し、線形回帰により降水強度を求めている。

その他の処理

海陸マスク：陸上と海上を区別するための $0.5 \times 0.5^\circ$ グ

リッドの地形図でマスクをする。

降雨判定： $\Delta 37$ （37 GHz の H と V の差）を用いて行っている（ $\Delta 37$ が 40 K 以上のとき雨）。

グリッドサイズ：25 km, 12.5 km（high resolution = 85 GHz のフットプリントサイズ）

降水の初期値（非一様性の計算に用いる）： R (mm/h) = $37.080 - 0.1440 \cdot T85H$ (Adler et al.²³⁾)

例外処理：モデル構造とリトリバルの Tb の rms 差が 5 K 以上のものは例外処理を行っている。

非一様降水の取り扱い

85 GHz のデータから 19 GHz のフットプリントの領域での降水強度の平均 (R_{avg}) を計算し、標準偏差 (σ) を求める。

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

ここで、 N は平均するフットプリント数を表し、 R_i は i 番目のフットプリントの降水強度を表す。非一様性の分布の形は、対数正規分布 (lognormal distribution)

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

を仮定する。ここで、 $\langle R \rangle$ は平均降水強度、 $\zeta^2 = \ln(\sigma^2 + 1)$ 、 $\mu = \ln(\langle R \rangle) - 0.5\zeta^2$ である。

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) を用いた値との関係式を求めておく。その式は、

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

としている。

$\sigma_{sampled}$ の算出には、精度は劣るが Adler et al.²³⁾ の T85H を用いた以下の式で計算した R を用いている。

$$R(\text{mm/h}) = 37.080 - 0.1440 \cdot T85H$$

使用データ

DMSP 搭載 SSM/I

3. ま と め

ここまで、決定論的アルゴリズムを紹介してきた。これらと次回に述べる確率論的アルゴリズムの両方に共通することは、輝度温度などのパラメータと降水強度の関係をフォワード計算により求めておきテーブル化（ルックアップテーブル）していることである。このことはマイクロ波放射計の観測原理によるものであり、その中でそれぞれのアルゴリズムは降水構造モデルやルックアップテーブルに用いるパラメータに工夫を凝らしている。また、降水が空

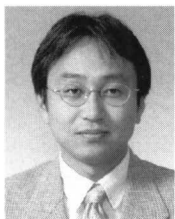
間的に一様でない効果をどう補うかもアルゴリズムの特徴を表すものとなっている。次回の PART III では、確率論的アルゴリズムについて紹介するが、基本的な考え方は同じであり、降水構造の与えかたやそれに伴うリトリバル手法に大きな特徴を持っている。

参考文献

- 1) 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.
- 2) 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.
- 3) 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.
- 4) 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.
- 5) G.W. Petty, and K.B. Katsaros, Precipitation observed over the South China Sea by the Nimbus7 Scanning Multichannel Microwave Imager during WMONEX. *J. Appl. Meteor.*, 31, 489-505, 1990.
- 6) 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, 1989.
- 7) 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.
- 8) R.R. Rogers, and M.K. Yau, A short course in cloud physics, 3rd ed. New York : Pergamon Press, 293 pp, 1989.
- 9) 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.
- 10) 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.
- 11) 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.
- 12) A. Shibata, and K. Aonashi, Earth observation by passive microwave radiometers. *J. Space Technol. Sci.*, 10, 38-43, 1995.
- 13) G. Liu, A fast and accurate model for microwave radiance calculation. *J. Meteor. Soc. Japan*, 76, 335-343, 1998.
- 14) H.J. Liebe, An updated model for millimeter wave propagation in moist air, *Radio Sci.*, 20, 1069-1089, 1985.
- 15) 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.
- 16) D. Deirmendijan, Scattering and polarization properties of water clouds and hazes in the visible and infrared, *Appl. Opt.*, 3, 187-196, 1964.
- 17) T. Takeda, and G. Liu, Estimation of atmospheric liquid water amount by Nimbus 7 SMMR data : A new method and its application to the western North Pacific region, *J. Meteor. Soc. Japan*, 65, 931-946, 1987.
- 18) J.A. Curry, C.D. Ardeel and L. Tian, Liquid water content and precipitation characteristics of stratiform clouds as inferred from satellite microwave measurements. *J. Geophys. Res.*, 95, 16659-16671, 1990.
- 19) 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.
- 20) 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.
- 21) T.T. Wilheit, A model for the microwave emissivity of the ocean's surface as a function of wind speed, *IEEE Tans. Geosci. Electron.*, GE-17, 244-249, 1979.
- 22) G.J. Huffman, R.F. Adler, P.R. Keehn, and A.J. Negri, Examples of global rain estimates from combined low-orbit microwave and geosynchronous IR data. Fourth Symp. On Climate Changed Studies, Anaheim, CA, Amer. Meteor. Soc., 1993.
- 23) 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.

〔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）の潜熱過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）



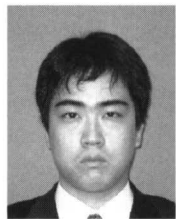
所属：宇宙航空研究開発機構。1994年北海道大学理学研究科博士後期課程修了。博士（理学）。1995年郵政省通信総合研究所（現 情報通信研究機構）入所，1998-2000年オクラホマ大学客員研究員，2002年～宇宙開発事業団（現 宇宙航空研究開発機構）副主任開発部員。航空機搭載降雨レーダ（CAMPR）を用いた研究，TRMM/PRによる潜熱加熱アルゴリズムの開発，沖縄バイスタティックドップラーレーダ（COBRA）の開発，全球降雨観測主衛星（GPM）搭載二周波降水レーダ（DPR）の開発に従事。日本気象学会，米国気象学会。E-mail：satoh@nict.go.jp

●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