

# 衛星搭載マイクロ波放射計を用いた 地表面放射を考慮した降水量推定法の検討

## DEVELOPMENT OF A MICROWAVE RADIOMETER ALGORITHM FOR PRECIPITATION BY CONSIDERING EFFECTS OF LAND SURFACE EMISSIVITY

藤井秀幸<sup>1</sup>・小池俊雄<sup>2</sup>

Hideyuki FUJII, Toshio KOIKE

<sup>1</sup> 正会員 工修 長岡技術科学大学 環境・建設系 (〒 940-2188 新潟県長岡市上富岡町 1603-1)

<sup>2</sup> 正会員 工博 東京大学 大学院工学系研究科 (〒 113-8656 東京都文京区本郷 7 丁目 3-1)

This paper proposes a new algorithm for precipitation over land by deriving the optical thickness from TMI brightness temperature, in which the effect of land surface emissivity on radiation transfer is taken into account. In turn, soil moisture can be estimated by using the land surface emissivity in addition to precipitation. Based on a microwave radiative transfer equation, two indices, Index of Soil Wetness (ISW) and Polarization Index (PI) are introduced into the algorithm to remove the effect of land surface physical temperature. Surface roughness effects on land surface emissivity is included by using the polarization mixing ratio and r.m.s. height.

The application of the algorithm to the GAME-Tibet meso-scale experimental field shows a good agreement with the spatial patterns of precipitation observed by the 3D Doppler radar. The estimated soil moisture shows good correspondence with observed one.

**Key Words :** *microwave remote sensing, precipitation, soil moisture, TRMM, Tibetan plateau*

### 1. はじめに

降水は、水資源や災害という人間活動への影響ばかりではなく、地球上の水やエネルギーの循環にも大きなインパクトを持つ。しかし、各機関の GCM の比較<sup>1)</sup>によって示されているように、降水量の算定結果は熱帯域のみならず中高緯度においても各モデル間に大きな格差があり、降水現象は必ずしも正確に把握されていない。この原因の一つとして、面的な降水量の観測が不十分であることが挙げられる。通常、降水量は雨量計によって観測されているが、陸域の観測網は一樣ではなく、人口の多い地域に集中する傾向がある。Oki ら<sup>2)</sup>は、全球土壌水分プロジェクトにおいて、流量データを用いて陸面スキームの相互検証を行った結果、雨量計密度の低い地域でモデルの推定誤差が大きくなることを指摘している。このような地域では、衛星による広域観測手法の確立が必要不可欠となる。一般に、降水の衛星リモートセンシングに用いられるセンサーには、1) 可視・赤外センサー、2) 降水レーダ、3) マイクロ波

放射計がある。1) は雲頂温度が測定可能であり、雲が発達するにつれて雲頂が高くなると、雲頂温度が低下することから、統計的に雲頂温度と地上雨量を関係付ける方法である。しかし、地域性や季節特性を持ち、十分な精度を得ることは難しい。2) は、1997 年 11 月に打ち上げられた熱帯降雨観測衛星 TRMM によって初めて衛星に搭載され、水平 4km、鉛直 250m という細かなグリッドで降水の三次元観測が可能である。しかし、観測幅が 215km と狭く、観測頻度が低いため、面的な降水分布の定量観測には不向きである。3) は、空間分解能については劣るものの、広い観測幅を有し、高頻度の観測が可能である。また、周波数や偏波の選択が容易であり、様々な水文量の抽出に適している。しかし、受動型のセンサーであるため、陸域の降水を対象とする場合、背景となる地表面の多様性が問題となる。

本研究では、3) のマイクロ波放射計に注目し、土壌水分や地表面粗度といった地表面の多様性の影響を、マイクロ波放射伝達の基礎理論に基づくアルゴリズムに取り入れ、降水量推定手法の検討を行った。なお、解析

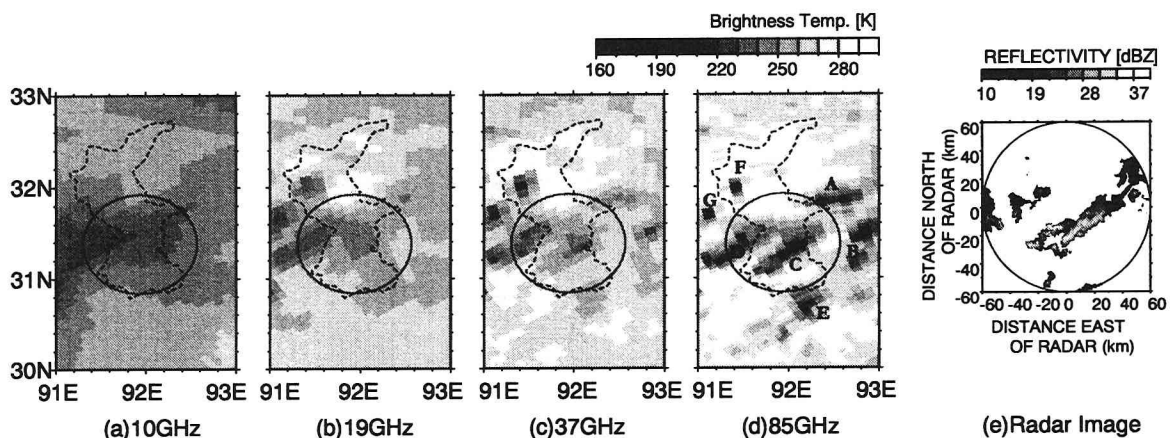


図-1 TMIの観測例。左から順に、10GHz、19GHz、37GHz、85GHzの水平偏波の画像と同一時刻に3次元ドップラーレーダーで観測したPPI画像。TMI画像における点線は流域境界を示し、実線はレーダーのレンジを表す。(1998/07/04 0651UTC)

はチベット高原を対象とした。チベット高原は約海拔4,500mに広がり、強い日射により形成される高原上の降水現象は、潜熱加熱によって対流圏上層へ効率的に熱を供給し、アジアモンスーン循環の駆動力としての役割を果たしており、モンスーンの年々変動を支配する重要な要素である。しかしながら、地上観測点は極めて少なく、衛星によるモニタリングが必要とされている地域である。

## 2. マイクロ波放射計による降水量推定

TRMMは、降水レーダー(Precipitation Radar, PR)、可視赤外観測装置(Visible Infrared Scanner, VIRS)、マイクロ波放射計(TRMM Microwave Imager, TMI)などの降水センサーを搭載しており、熱帯から中緯度にかけての降水観測を目的とする衛星である。なかでも、TMIは700km以上の観測幅を有し、わずか1日で高原全体を観測することが可能である。

図-1は、TMIで観測された輝度温度分布の一例である。チベット高原東部に位置するDasa流域を対象に、東経91度から93度、北緯30度から33度の領域をNearest Neighbor法を用いて作成した水平偏波の輝度温度の分布である。また、このとき、地上では降水が確認されており、図-1(e)は、同一時刻に地上の3次元ドップラーレーダーで観測したレーダー反射因子のPPI画像である。このレーダーによる降水域の分布をTMIの各画像と比較すると、図-1(d)の85GHz帯における輝度温度の低い領域が最も良く対応している。一般に、降水をマイクロ波放射計で観測した場合、地表面からの射出は降水粒子によって消散されるために輝度温度が低く観測され、その消散の割合は波長が短くなるほど大きな傾向がある。逆に、波長が長くなるほど消散の程度は弱まり、図-1(a)の10GHz帯では、降水域が確認できない。この周波数帯では降水粒子の影響が少なく、むしろ、土壌水分や表面粗度などの変化による誘

電率の影響が大きくなる。

これら85GHz帯および10GHzのそれぞれの特徴を生かし、射出率の多様性の影響を考慮しながら降水による消散効果を用いたアルゴリズムの開発を行った。

### (1) 放射伝達方程式

アルゴリズム構築の基となる放射伝達について説明する。

衛星からのリモートセンシングでは地表面からセンサーまで様々な過程を経て伝播してくる放射を観測する。この電磁波の放射伝達は、吸収や散乱によって減衰する消散や、物質からの放射と散乱によって付加される射出の影響を受け、さらに、物質の境界面では散乱もしくは反射・屈折の影響を受ける。熱源としては、地表面の放射、宇宙の背景雑音、大気放射など様々あり、水文量とマイクロ波放射伝達の関係を記述するには、これらの要素を考慮しなくてはならない。しかし、注目すべき放射伝達項は、対象とする水文特性によって変わってくる。

陸域の降水を対象とする場合、地表面、植生層および降水層からなる3層モデルとして取り扱うことができる。

$$T_b = T_{bs}e^{-\tau_c}e^{-\tau_r} + (1 - \omega_c)(1 - e^{-\tau_c})T_c e^{-\tau_r} + \int (1 - \omega_r(R))(1 - e^{-\tau_r(R)})T_r(R)dR \quad (1)$$

ここで、 $T_b$ は衛星に搭載されたマイクロ波放射計で観測される輝度温度。 $\omega$ は単一散乱アルベドで $\omega = \kappa_s/\kappa_e = \kappa_s/(\kappa_s + \kappa_a)$  ( $\kappa_s$ :散乱係数、 $\kappa_a$ :吸収係数)、また、 $\tau$ は光学的厚さと呼ばれ、消散係数 $\kappa_e$ の積分で定義される。なお、添え字の $s, c$ と $r$ は、それぞれ、地表面、植生層、降水層を表す。右辺の第1項は、輝度温度 $T_{bs}$ の地表面の射出が植生層および降水層において消散されながら衛星まで伝播することを意味し、第2項は、物理温度 $T_c$ をもつ植生層からの射出が、降水層で消散

を受けることを表す。最後の項は、降水層自身からの射出であり、通常、降水セル中の粒子のプロファイルは一樣ではないので、経路長  $R$  に沿った積分の形式で表している。

第一項の地表面からの射出には、宇宙空間からの背景雑音や大気下向き放射の反射も含まれるが、それらは、地表面放射に比べて遥かに小さく無視することができ、 $T_{bs}$  は放射率  $\varepsilon_s$  と地表面の物理温度  $T_s$  との積となる。

$$T_{bs} = \varepsilon_s T_s \quad (2)$$

この地表面放射は、陸域リモートセンシングにおいて最も影響が大きく、また、地表面の不均一性による変動の影響が現れる要素である。

## (2) 解析モデル

式(1)を解析的に解くのは煩雑であり、複雑な推定モデルは、大量な衛星データを処理するには不適切である。そこで、幾つかの仮定をおき、式を簡略化する。1) 対象とするチベット高原の植生は短かく、マイクロ波への影響が少ない。よって、植生の効果はないものとする。2) 地表面放射に比べ降水層からの射出が小さいことから、これを無視する。3) 降水層の散乱効果は周波数が高く波長が短いほど大きくなり、10GHz 帯では散乱の影響をほとんど受けないことことから、降水の影響はないものとする。以上より、式(1)は、

$$T_{b10} = \varepsilon_{s10} T_s \quad (3)$$

$$T_{b85} = \varepsilon_{s85} T_s e^{-\tau_{r85}} \quad (4)$$

のように変形できる。ただし、添え時の 10 および 85 は、周波数帯を表す。

次に、Index of Soil Wetness (ISW)<sup>4)</sup>、Polarization Index (PI)<sup>5)</sup>を導入し、上式より地表面温度  $T_s$  の項を消去する。ISW は周波数特性を利用した指標であり、ここでは、85GHz と 10GHz の水平偏波を使用する。また、PI は偏波特性を利用した指標で、10GHz の垂直偏波と水平偏波を用いる。

$$ISW = \frac{T_{b85h} - T_{b10h}}{\frac{1}{2}(T_{b85h} + T_{b10h})} \quad (5)$$

$$PI = \frac{T_{b10v} - T_{b10h}}{\frac{1}{2}(T_{b10v} + T_{b10h})} \quad (6)$$

式(3)、式(4)を代入すると、

$$ISW = \frac{\varepsilon_{s85h} e^{-\tau_{r85}} - \varepsilon_{s10h}}{\frac{1}{2}(\varepsilon_{s85h} e^{-\tau_{r85}} + \varepsilon_{s10h})} \quad (7)$$

$$PI = \frac{\varepsilon_{s10v} - \varepsilon_{s10h}}{\frac{1}{2}(\varepsilon_{s10v} + \varepsilon_{s10h})} \quad (8)$$

となり、式(7)、式(8)が、本研究において基本の式となる。

## (3) 地表面の放射率

次に、地表面の放射率について考える。一般に、海洋では放射率が 0.6 程度と小さく、波による粗度の変化を考慮すれば良いので比較的取り扱いやすい。しかし、陸域では放射率が 0.9 以上と大きく、地表面の種類はもちろんのこと、土壤水分や粗度、植生や積雪の有無などにより大きく変化し、精度良く降水観測を行うためには、地表面の放射率を把握することが重要となる。チベット高原は比較的均一であり植生も少ないので、ここでは種類を土壤に限定し、土壤水分と表面粗度を考慮することにする。

Kirchhoff の法則に従えば、放射率は吸収率に等しく、さらに、土壤は半無限媒体と考えられるので透過率を 0 とすると、放射率  $\varepsilon_s$  は、1 から反射率  $\Gamma$  を引いたものに等しくなる。

$$\varepsilon_s = 1 - \Gamma \quad (9)$$

滑面の場合、 $\Gamma$  は、Fresnel の電力反射係数となり観測角度と誘電率で決まる。しかし、実際の地表面では凹凸のために偏波混合が発生するため、粗度を考慮した電力反射係数<sup>3)</sup>を用いることにする。

$$\Gamma'(\theta, p) = [(1 - Q)\Gamma(\theta, p) + Q\Gamma(\theta, q)]e^{-h' \cos^2 \theta} \quad (10)$$

$\Gamma$  は Fresnel の電力反射係数、 $\theta$  は観測角度、 $p, q$  は偏波を表わし、 $h'$  は粗度パラメータである。この式は、 $Q$  の割合で偏波が混合し、その際、 $h'$  によって減衰することを表す。本解析では、 $\theta$  を TMI の入射角  $52.8^\circ$  とし、10GHz で  $Q = 0.35, h' = 0.2$ 、85GHz で  $Q = 0.40, h' = 0.3$  とした。また、Fresnel の電力反射係数の計算に必要な誘電率は、Semi-Empirical Model による経験式<sup>6)</sup>を使用した。これは、土壤を土・空気・自由水・非自由水から構成されるとし、体積含水率  $M_v$  によって誘電率を表す経験式である。

## (4) ルックアップテーブルの作成

以上をまとめると、ISW と PI は、

$$ISW = \frac{2(\Gamma'_{s10h} - \Gamma'_{s85h} e^{-\tau_{r85}})}{2 - (\Gamma'_{s10h} + \Gamma'_{s85h} e^{-\tau_{r85}})} \quad (11)$$

$$PI = \frac{2(\Gamma'_{s10h} - \Gamma'_{s10v})}{2 - (\Gamma'_{s10h} + \Gamma'_{s10v})} \quad (12)$$

となる。ただし、粗度を考慮した電力反射係数  $\Gamma'$  の添え字  $h$  と  $v$  は、偏波を表わす。

式(11)、式(12)を用いて衛星データ処理するには、あらかじめ、土壤水分と光学的厚さの複数の組合せで ISW と PI を求めてルックアップテーブルを作成し、衛星データから計算した ISW と PI からルックアップテーブルを参照して土壤水分と光学的厚さを推定した。なお、ルックアップテーブルの計算範囲は、光学的厚さを範囲 0~6、間隔 0.001、土壤の体積含水率を 0~100%、間隔 0.01% とした。

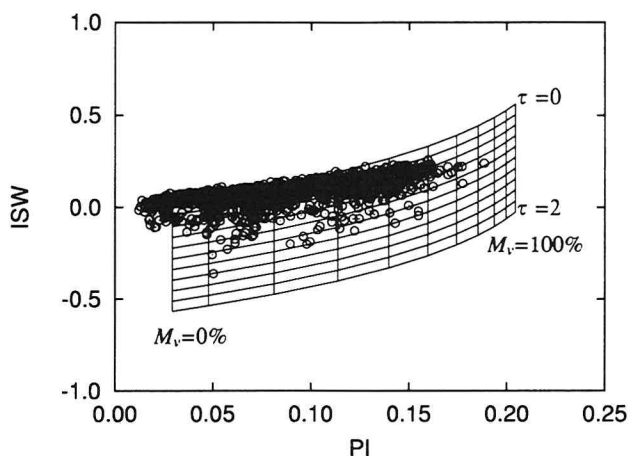


図-2 ルックアップテーブル. (ISW,PI)-(光学的厚さ  $\tau_{85}$ , 土壌水分  $M_v$ ) との関係. 格子は計算値. プロットは観測値.

図-2 は、ルックアップテーブルと実際の TMI データから計算した ISW および PI の関係である。対象とする地表が岩石や氷河のように土壌以外である場合や、山岳地帯のように様々な方向へ傾斜した斜面で構成されている場合、計算条件を満たさないため、ルックアップテーブルの適用範囲外となる。図-2 において、ISW と PI がゼロに近い領域で適用範囲外の点が存在し、これらの点の大部分は、そのような地域であった。ちなみに、観測角度を小さくするとルックアップテーブルは左側へ移動し、これらの点が範囲内へ納まるようになる。しかし、チベット高原上は比較的平坦であり、このような山岳地域はあまり存在しないので大きな問題にならないと考え、本解析では、これらの点をアルゴリズムの適用範囲外とした。

図-3 は、本アルゴリズムを図-1 で示した TMI データへ適用した結果であり、光学的厚さ  $\tau_{85}$  と土壌水分の体積含水率  $M_v$  の分布図である。図中に斜線で示した領域は、計算の適用範囲外であった領域である。降水域は、レーダ観測データにより西から移動してきたことを確認した。図-1 の (a)10GHz 帯と (d)85GHz 帯の輝度温度の分布と比較すると、光学的厚さの分布図は降水域が明確になり、土壌水分分布図は降水が移動してきた西側が湿潤で東側は比較的乾燥していることが確認できる。なお、図-1(d) で示した A~G の輝度温度の低い領域のうち、D,F,G は湖に対応しており、水面であるために放射率が低く、降水域と識別が困難な領域である。

### 3. アルゴリズムの検証

TMI の 10GHz 帯と 85GHz 帯の輝度温度データから推定した光学的厚さと土壌水分を地上観測データによ

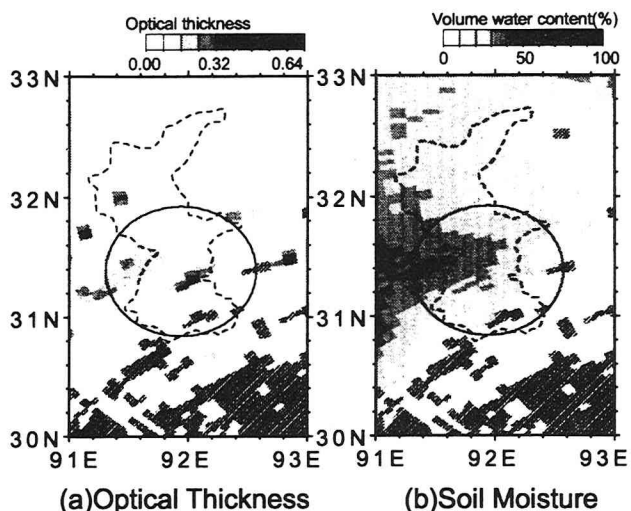


図-3 解析結果の一例. (a) は光学的厚さ, (b) は土壌水分の分布図. 斜線の領域は、計算適用範囲外を表す

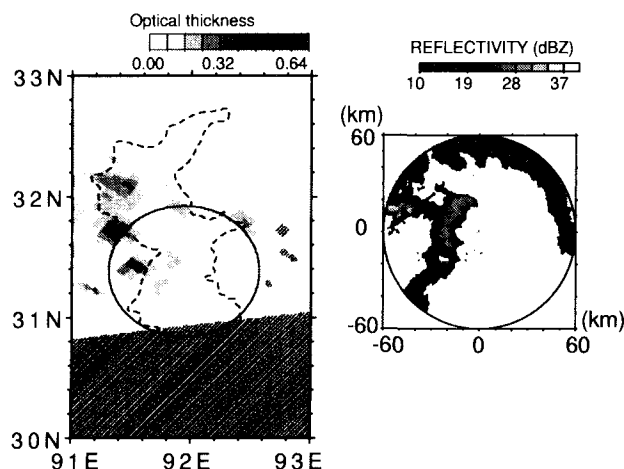
り検証を行い、アルゴリズムの妥当性を検討する。なお、ここで用いた降水量や土壌水分などの地上観測データは、1998 年に行われた GAME-Tibet 集中観測にて取得されたものであり、レーダデータは、同年、宇宙開発事業団の TRMM 検証実験の一環として、那曲市近郊に設置された三次元ドップラーレーダ (東経  $91^{\circ} 56' 20''$ , 北緯  $31^{\circ} 22' 59''$ , 標高 4580m) によって観測されたものである。

#### (1) 降水域の比較

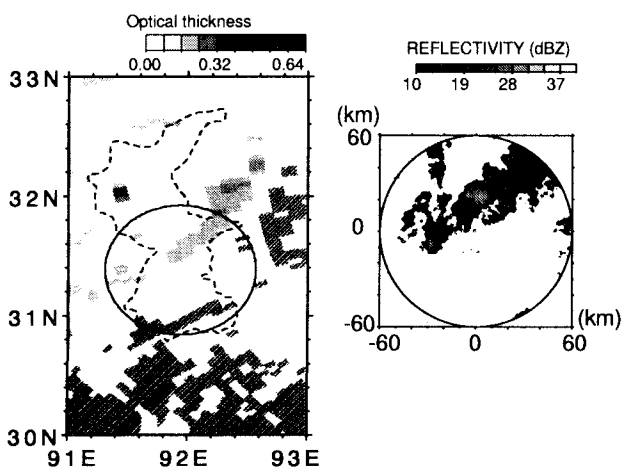
図-4 は、衛星データから推定した光学的厚さ  $\tau_{85}$  と地上の三次元ドップラーレーダで観測したレーダ反射因子の PPI 画像とを比較したものである。図-4(a) は、7 月 29 日に観測された複数の対流性セルからなる降水である。このときは、TMI の観測幅の端に位置したため、南の斜線の領域は観測されていなかった。一方、図-4(b) は 8 月 18 日に観測された層状性の降水で、下層約 1km 程度にブライトバンドが存在するケースである。対流性と層状性いずれも、光学的厚さとレーダ反射因子の空間分布パターンは良く一致しており、光学的厚さを指標とした降水量推定法の可能性を示唆している。しかも、降水に強く依存する 85GHz の解像度は 4km ほどであり、メソ  $\beta$  スケールの降水現象の把握が可能である。

#### (2) 土壌水分の比較

このアルゴリズムでは、光学的厚さ  $\tau$  と同時に地表面の土壌水分が推定できる。図-5 は、気象観測地点 MS3637 (東経  $91^{\circ} 39' 19''$ , 北緯  $31^{\circ} 01' 11''$ , 標高 4820m) において、表層 4cm の深さに埋設された TDR 土壌水分計により観測された土壌水分と、衛星から推定した土壌水分を比較したものである。比較の期間は、



(a)1998/07/29 1530UTC



(b)1998/08/18 0720UTC

図-4 衛星データから推定した光学的厚さ  $\tau_{r85}$  と地上で観測したレーダ反射因子の分布。光学的厚さの分布図の円はレーダの観測範囲を表す

1998年7月1日から8月31日の2ヶ月間で、観測値は1時間間隔で取得されている。両者を比較すると10%から20%程度の差が見られるが、これは、観測値が1地点のデータであるのに対し、推定値は数kmから数十kmの範囲を観測していることを考えると、多少の異差は当然であり、むしろ、定量的な土壌水分の値や変化の様子が一致していることから、本アルゴリズムが目的とする降水観測ばかりではなく、土壌水分の推定にも有効であること示している。

### (3) 地上降水量と光学的厚さとの比較

図-6は、1998年7月から8月の2ヶ月間に渡って、Dasa流域の日降水量と光学的厚さ  $\tau_{r85}$  を比較したものである。降水量は、流域内11地点の降水量データの平均値である。また、 $\tau_{r85}$  はTMIの観測範囲が流域面積の9割以上を占めるシーンをを用いた流域日平均値である。なお、降水域と識別不可能な湖はマスクした。こ

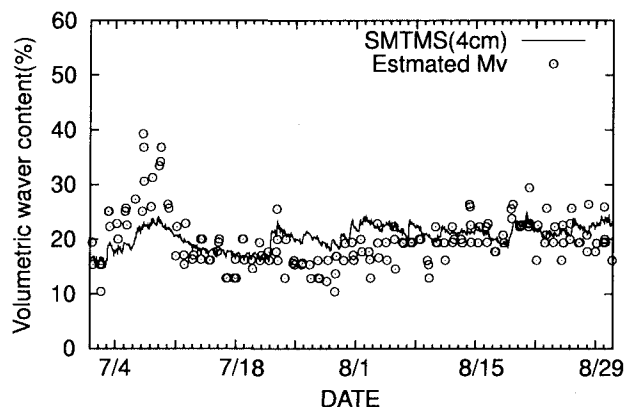


図-5 土壌水分の比較。実線は実測値、プロットはTMIによる推定値

の図によると、降水量と光学的厚さの相対的な変化は比較的良く一致しているが、その変化量は一定ではなく、降水量と光学的厚さは単純な線形の関係ではないことがわかる。

この原因として、2つ考える。1つ目は、降水量と光学的厚さとの関係が非線形であるということである。光学的厚さは、消散を受ける距離、つまり降水セルの大きさや、そこにどのような粒子がどれだけ存在するかによって決定されるが、これらの特性と降水量との関係が現在明らかにされていない。もう一つは、観測頻度の問題である。TRMMは1日に地球を約16周し、そのうち、この領域を2回から4回程度通過するが、太陽非同期衛星であるため、観測時刻が毎回少しずつ変化する。これは、TRMMが降水の日周変化を捉えることを目的の1つとするためであるが、ローカルな領域の日降水量を推定する際には、これが問題となる。

図-7は、那曲水文観測所(東経  $91^{\circ}58'49''$ 、北緯  $31^{\circ}25'22''$ )における降水イベントとTRMMの観測時刻を比較したグラフである。横軸に日付、縦軸に時間を取り、降水が観測された時刻を、黒もしくは灰色でマークするとともに、TRMM/TMIが通過した時刻に○を記してある。なお、降水データは、10分間隔で観測されており、2mm未満を灰色、2mm以上を黒で示している。また、グラフ縦軸の時間はUTCで表示しており、0時が現地時間で午前8時に相当する。まず、光学的厚さが過小に評価されている7月6～7日についてみると、特に強い降水がある夜間にTRMMの観測がなく、日中の降水が比較的弱い時間帯に、TRMMの観測が集中している。このように、降水イベントと観測時刻が一致していないケースが他の日でもみられ、むしろ、降水とTRMMの観測がほぼ一致している8月14日が稀であるように見える。

先に、光学的厚さと降水量の関係における問題点を2つ挙げたが、光学的厚さを決定する物理特性と降水量との関係よりも、この観測頻度の問題は、TRMMに

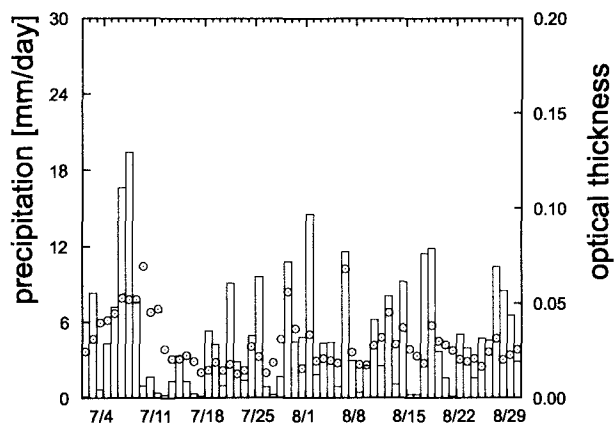


図-6 流域スケールでの日降水量(棒グラフ)と光学的厚さ $\tau_r$ (プロット)の変化

よる算定において降水の再現性に関わる重要な問題である。

#### 4. おわりに

陸域の射出率の不均一性を考慮したアルゴリズムの開発を行った。このアルゴリズムは、TRMMに搭載されたTMIを使用し、地表面の射出率の影響の大きい10GHz帯と降水層での消散の影響が大きい85GHz帯を組合せることによって降水層の光学的厚さを算定するものである。本アルゴリズムをチベット高原へ適用した結果、衛星から推定された光学的厚さの分布は、レーダによる降水の空間パターンと良く一致し、また、光学的厚さと同時に推定される土壌水分についても、実測値と定量的に良く一致する傾向を示した。しかし、降水量との対応については、今後さらなる検討を必要とする。

本研究で取り扱ったマイクロ波放射計による降水量算定アルゴリズムはTRMM/TMIだけではなく、1987年以来継続観測されているDMSPに搭載されたSSM/Iへも適用可能であり、また、今後2000年から2005年にかけて打ち上げが予定されているTRMM follow-on, EOS-AM, EOS-PMなどの新たな衛星群もマイクロ波放射計が搭載され、複数のマイクロ波放射計で同時観測が可能になることから、アルゴリズム開発のメリット

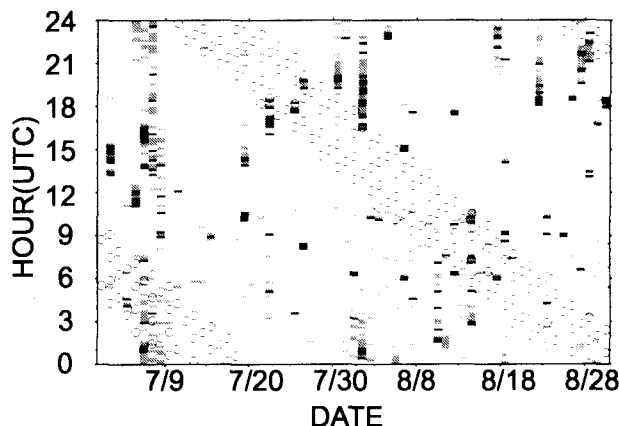


図-7 降水継続時間とTRMMの観測頻度。那曲水文観測所(東経 $91^{\circ}58'49''$ 、北緯 $31^{\circ}25'22''$ )における比較。

は大きく、観測頻度の問題は、これらの複数のマイクロ波放射計を使用することにより、解決されるであろう。

謝辞: 本研究は、GAME-Tibetプロジェクトで得られたデータを使用している。また、本研究を進めるに当たり、戦略的基礎研究、通信放送機構、宇宙開発事業団より協力を得ている。ここに謝意を表す。

#### 参考文献

- 1) J.T.Houghton, et al, Climate Change 1995 Cambridge Univ. Press, p.241, 1996
- 2) Taikan Oki, Teruyuki Nishimura, Paul Dirmeyer: Assessment of Annual Runoff from Land Surface Models Using Total Runoff Integrating Pathways (TRIP), *Journal of the Meteorological Society of Japan*, Vol.77, NO.1B, pp.235-255, 1999
- 3) Wang, J.R., and B.J. Choudhury: Remote Sensing of Soil Moisture Content Over Bare field at 1.4 GHz Frequency, *J. Geophys. Res.*, 86, pp.5277-5282, 1981
- 4) Koike, T. et al.: Spatial and Seasonal Distribution of Surface Wetness Derived from Satellite Data, *Proceeding of the International Workshop on Macro-Scale Hydrological Modeling*, 1996
- 5) Shimonetta Paloscia, Paolo Pampaloni: Microwave Polarization Index for Monitoring Vegetation Growth, *Geoscience and Remote Sensing*, Vol.26, No.5, pp.617-621, September 1988
- 6) 三枝健二 他: Semi-Empirical Modelによる関東ローム土の誘電率評価: 電子情報通信学会秋季大会, p.158, 1994

(1999. 9. 30 受付)