

(69)

無降水時の輝度温度に関する統計的情報を利用した
マイクロ波放射計による陸上の降雨判定

情報通信研究機構

○瀬戸 心太, 高橋 暢宏, 井口 俊夫

1. 序論

衛星搭載の降水レーダ(TRMM/PR, GPM/DPR)は、海陸問わず3次元の降水情報を高精度に取得できるが、洪水監視などの目的で高頻度の観測を実現するには、マイクロ波放射計(TRMM/TMI, GPMで約8機)と併用することが必要である。マイクロ波放射計では、陸上の地表面付近の降雨強度を直接的に観測することは困難であり、0℃高度より上層の固体降水粒子による散乱の影響により高周波数帯の観測輝度温度が減少することを利用して間接的に推定する散乱アルゴリズム[代表例として, Spencer *et al.*, 1989]が一般に用いられている。その際、陸面の物理温度・植生・土壌水分量などによる輝度温度変動を、降水による変動と区別すること、すなわち観測輝度温度の情報から降水の有無を判定すること(以下、降雨判定)が散乱アルゴリズムの前処理として必要となる。本研究では、既往の降雨判定手法に対して、無降水時の輝度温度についての統計的情報に関するデータベースを参照する降雨判定手法を提案する。

2. 既往の降雨判定手法

Grody[1991]による降雨判定手法は、最初に1)高周波数帯の観測輝度温度(TB)を、無降水時に相当するTBの推定値(TB*)と比較し、 $SI=TB^*-TB$ が大きい観測を取り出す。次に、2)その中から、砂漠域・積雪域上の観測を取り除き(スクリーニング)、残りを「降水あり」とする。これは、地表面の乾いた砂や雪が散乱を起し高周波数帯の輝度温度を低下させるためである。この手法は、多くの有名な降雨強度推定アルゴリズムで利用されている。TMIの標準アルゴリズムであるGPROF[Kummerow *et al.*, 2001]では、1)で85GHz,垂直偏波(85V)のTBを利用し、TB*は22GHz,垂直偏波(22V)のTBと等しいとして、SIが8[K]より大きい観測を取り出す。2)の砂漠域の抽出には、19GHzの偏波間輝度温度差が大きい部分を砂漠域とする。積雪域の抽出には、基本的に22VのTBが低い部分を積雪域とする。

3. 本研究の降雨判定手法

本研究では、事前の観測から無降水時の輝度温度に

についてのデータベースを作成し、TB*の推定に利用する。データベースは、TMIとPRの共通観測域において、TMI 85GHzのフットプリントに対応するすべてのPRが「降水なし」と判定している場合のTMI観測輝度温度を集計して作成する。データベースへの集計は1ヶ月・緯度経度1°を最小単位とする。以下、4つの降雨判定手法(M1, M1+, M2, M2+)を提案する。いずれも、Grodyの1)の部分と同様にして、SIを計算し、その大小で降水の有無を判定する。2)のスクリーニングは行わない。M1では、 $TB^*(85V)$ として、データベースから同じグリッドでのTB(85V)の平均値 μ を参照して与える。また、その標準偏差を σ として、 $SI=TB^*(85V)-TB(85V)_{obs} > k_0 \times \sigma$ である場合を降水ありとする。ただし、 k_0 はグローバルに一律な定数である。2000年X月の判定のために、M1は1998年X月と1999年X月を集計したデータベースを用いる。M1+では、理想実験として、2000年X月のデータベースを参照する。M2では、データベースによる無降水時の線形回帰式(1)に、TB(22V)の観測値を代入して得た値をTB*(85V)とする(2)。

$$TB(85V)_{norain} = a + b \times TB(22V)_{norain} \quad (1)$$

$$TB^*(85V) = a + b \times TB(22V)_{obs} \quad (2)$$

この回帰式の残差を σ_e として、 $SI > k_0 \times \sigma_e$ の場合を降水ありと判定する。M2は1998年1999年のデータベースを参照し、M2+は2000年のデータベースを参照する。

4. 判定精度の比較

本手法とGPROFについて、2000年1年分の判定試験を行い、その結果をPRによる判定を基準として評価する。PRが「降水あり」と判定した観測のうち、TMIによる各手法が正しく判定できた回数の割合をRTDOとする。これを、PRが推定した地表面降雨強度[Iguchi *et al.*, 2000]の重みつきで計算したものをRTDAとする。さらに、PRが「降水なし」と判定した観測のうち、TMIが誤って「降水あり」と判定した回数の割合をRFAOとする。試験全体を通したRTDO(RTDA)とRFAOの手法間での比較を図1に示す。本手法については、 k_0 が2.0から5.0までの場合についてそれぞれ示している。

GPROF では、RFAO が 0.85%程度であるが、M1 で $k_0=2.8$, M2 で $k_0=3.5$ とすると、ほぼ同等となる。このとき、RTDO は、M1 で 57%, GPROF で 59%, M2 で 63%であり、RTDA は、GPROF で 80%, M1 で 81%, M2 で 86%となる。M2 はほかの 2つの方法に比べて優れており、M1 と GPROF は回数ベースと降水量ベースの評価で精度が逆転している。また、M1+は M1 と比べて、同じ k_0 のとき、RTDO(RTDA)はほぼ等しいが、RFAO が低い。M2+も、M2 と比べて同様である。手法間の差の原因として、以下の(A)-(C)が考えられる。

(A)年々変動の影響：グリッド内での無降水時の輝度温度分布が正規分布に従うならば M1+の RFAO は k_0 のみで決まる。実際には、正規分布に比べてわずかに低温側に裾の長い分布となることが多く、その結果 RFAO が正規分布の場合よりも大きくなるが、季節・地域による RFAO の違いは大きくない。しかし、M1 の場合、分布の年々変動の影響が加わるので、全体として M1+より RFAO が大きくなる。(B)日内変動の影響：ローカルタイム別の RTDA, RFAO の変化をみると、M1 の場合、いずれも夜に高くなっている(図 2)。これは、地表面物理温度の日内変動により降水有無の閾値を変化させるべきであるのに、M1 では 1ヶ月の間一定としているためである。(C)砂漠域・積雪域上での降雨判定：GPROF では、砂漠域・積雪域のスクリーニングを行い RFAO を下げているが、同時に RTDO も大きく下がる。すなわち、砂漠域・積雪域の上の降水はほとんど判別できない。これに対して、M2 は砂漠域・積雪域上の降水を一定程度判別できている(図 3)。

5. 結論

本研究で開発した降雨判定手法のうち、M2 は砂漠・積雪による輝度温度低下、地表面物理温度の日内変動による輝度温度変化を考慮しているため、GPROF や M1 より高い降雨判定精度を示した。より長い期間のデータベースを利用することで、年々変動の影響を低減し、M2+に近い判定精度を上げることが可能と期待できる。

謝辞 本研究は、「衛星による高精度高分解能全球降水マップの作成(CREST/GSMaP)」の援助を受けて行われました。

参考文献

- Grody, 1991: *JGR*, 96, 7423-7435.
- Iguchi *et al.*, 2000: *JAM*, 39, 2038-2052.
- Kummerow *et al.*, 2001: *JAM*, 40,1801-1820.
- Spencer *et al.*, 1989: *JTEC*, 6, 254-273.

キーワード 降水, 衛星観測, マイクロ波, レーダ, TRMM

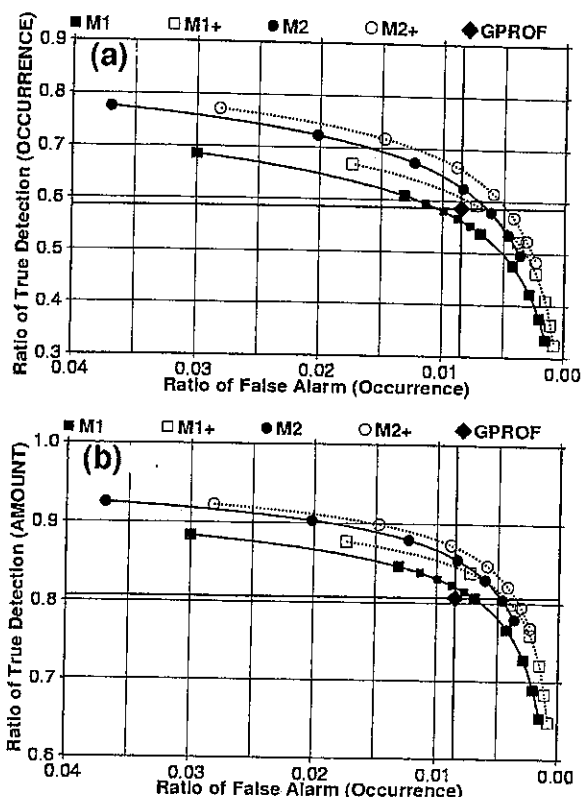


図1 試験全体での各手法の判定精度(十字の交点が GPROF)。横軸は RFAO。縦軸は、(a)RTDO(b)RTDA。

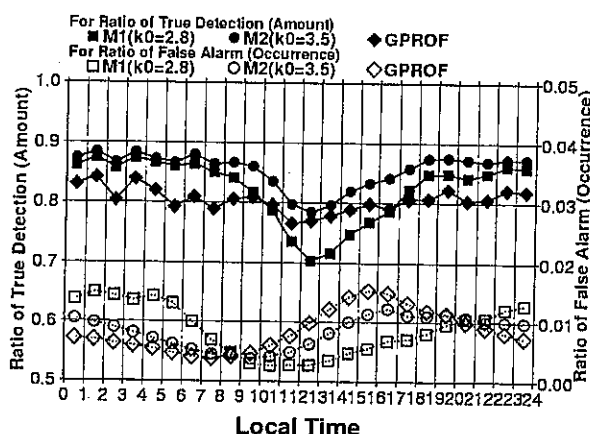


図2 ローカルタイム別の RTDA(黒塗り、左軸)と RFAO(白抜き、右軸)。M1,M2,GPROF の比較。

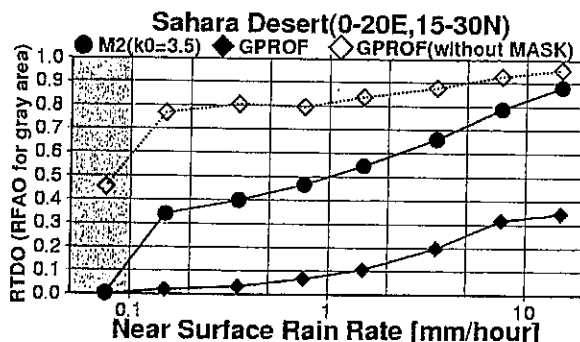


図3 サハラ砂漠(0-20E,15-30N)における地表面降雨強度別の RTDO。ただし、左端(灰色網掛け)は RFAO。