

## 衛星観測情報から推定する瞬時降雨量の時間相関長さの グローバル分布

中北英一・木島梨沙子\*

\*京都大学大学院工学研究科

### 要 旨

本研究では、月降雨量の分散を補正する式 (中北ら, 2006) を用いて、TRMMの低頻度観測情報から降雨場確率パラメータである瞬時降雨量の時間相関長さの全球推定を試みた。既往研究 (中北ら, 2006 ; Nakakita et al., 2007) による推定手法では、時間相関長さの推定可能領域が、TRMM/PRの観測頻度の多い中緯度領域のみであった。そこで本研究では、PRよりも観測頻度の多いTRMMのマイクロ波放射計TMIのデータを用い、さらに、TRMMの観測時間情報を取り込むことで、地点ごとにパラメータ推定を行う手法を新たに開発し、その結果、全球推定が可能となった。

**キーワード：**降雨場、TRMM搭載降水レーダ、TRMMマイクロ波放射計、低頻度観測、月降雨量、時間相関長さ

### 1. 序論

#### 1. 1 本研究の背景と目的

地球上で雨がどのような降り方をしているのか、降雨の継続時間や空間的広がりといった特性は、未だ未知な部分が多い。その理由は、降雨特性はさまざまな物理現象が複雑に絡んでおり、降雨の時空間分布特性には多くの要因が絡み合ってたまたま生起する現象としての要素が強いからである。

一方で、近年、世界各地で様々な豪雨災害が頻発しており、各地における降雨現象の時空間分布特性の解明は緊急な課題といえる。現在、日本ではレーダ網と雨量計ネットワークによる世界最高水準の降雨観測網を持ち、時々刻々と変化する降雨分布をほぼリアルタイムで得ることが可能であるが、世界各地に目を移せば、多くの国で観測設備の整っていない地域や海洋上など、雨量の計測が行われていない地域は多い。

そこで、20 世紀後半から、地球規模の降雨の時空間分布特性の把握のために人工衛星による降雨観測が始まった。その中でも特に、これまで観測がほとんどされてこなかった熱帯域や海域を含んだほぼ全球を、時空間的にくまなく観測しているのが、熱帯降雨観測衛星 (TRMM: Tropical Rainfall Measuring

Mission) である。TRMM は、世界初の衛星搭載降水レーダ (PR: Precipitation Radar)、TRMM マイクロ波観測装置 (TMI: TRMM Microwave Imager) を含む計 5 つの観測機器を搭載し、1997 年の打ち上げ以来、熱帯域を中心とした北緯 35 度から南緯 35 度までの全球の降雨観測を行っている。TRMM は軌道傾斜角を小さくして熱帯域を高頻度で観測できるよう軌道設計され、またローカルな観測時刻を変化させて降水の日周変化を観測できるように、太陽非同期軌道をとっている。

このような TRMM の観測では、全球的にさまざまな地点、時刻をカバーすることが可能である反面、それぞれの地点で時間間欠的な観測になるということが問題になる。そのため TRMM を用いてあらゆる気候値を算出する際には、サンプリングエラーの影響は無視できない。そこで TRMM は緯度経度  $5^{\circ} \times 5^{\circ}$  の領域平均降雨量の推移の把握が大きな目的として掲げられ、計画の段階からそのフィージビリティの検討のため、海洋上での推定精度の検討 (Bell, 1987) やゴビ砂漠と我が国での推定精度の比較 (Ikebuchi et al., 1993) が行われている。

これらの既往研究では、TRMM による領域平均月降雨量の推定の精度評価にあたり、既存のレーダ情報やアメダスといった長期観測情報から降雨場に関

する気候値としての確率パラメータをあらかじめ算定して利用している。もちろん、過去の長期情報が存在するところでは問題ないが、TRMM の観測範囲はそうでない領域の方が大きい。

そこで、中北・沖村ら (2002) は、時間・空間平均降雨量を推定し精度評価する際、打ち上げ以来蓄積された TRMM/PR 情報のみから得られる降雨場における確率パラメータを標本値として推定し、その推定値が TRMM/PR の観測頻度に依存することを示し、さらには観測頻度をパラメータとしてその推定値の補正の可能性を定性的に示した。すなわち、降雨場確率パラメータの補正方法が開発されれば、TRMM 観測情報から算出される降雨特性の気候値としての確率パラメータの精度が向上するばかりか、領域平均月降雨量の推定の精度等、あらゆる指標の精度向上に繋がる。

これを受け、中北・岡根 (2006) は、地点月降雨量の分散に焦点をあて、観測頻度に応じて算定される標本分散の確率モデルを開発し、TRMM/PR 観測情報から得られる推定値の定量的な補正方法を提案した。そして日本の近畿地方で TRMM/PR 観測情報に適用し、推定された母分散および、同時に得られた瞬時降雨量の時間相関パラメータの値が同領域で地上レーダから得られた観測値とほぼ一致することを確認した。つまり、この手法によって、月降雨量の標本分散が補正可能となっただけでなく、低頻度の衛星情報を用いて算定した月降雨量から瞬時降雨量の時間相関長さなど、瞬時降雨量の時空間的な分布の特徴を抽出することが可能となった。この開発された推定式は、観測月数 (data length) とひと月の観測頻度 (observation frequency) に依存した標本期待値を表しており、TRMM の観測頻度ならびに長期観測の有効性を示す重要な指標ともなる。これはさらに今後、TRMM の後継・拡張ミッション計画として、2013 年に打ち上げ予定の次世代衛星である GPM (全球降水観測計画: Global Precipitation Measurement) における打ち上げの前情報として貴重な情報といえる。

ここで、推定可能となった降雨の時間相関長さが、降雨情報としてどのような重要性を持つか述べる。流域、特に中小河川においては、ピーク流量や総流出量の算定に、流域降雨の時空間分布を考慮することが、その推定精度に大きく寄与する。その時間的な指標となるのが、瞬時降雨量の時間相関長さである。しかしこれまで、その推定範囲は、長期間にわたり、ほぼ連続的な観測が行われている一部地域のみに限られていた。そこで、低頻度の衛星情報から、全球規模の降雨の時間相関長さの推定が可能となれば、さまざまな地域の流域スケールの降雨量推

定、また流量特性の把握に、今後大いに役立つことが予想される。

しかしその一方で、TRMM の観測では緯度が低下するにつれ、観測頻度が低くなるため、低緯度では瞬時降雨量の時間相関パラメータの推定が困難となる恐れがある。そこで Nakakita *et al.* (2007) では、空間相関を取り込み、領域平均値を用いることで、物理的に観測頻度の問題を解決し、低緯度での推定を試みている。しかしこの推定手法では、観測面積の小さい情報を空間平均することの精度低下に加え、標本数の減少によりパラメータ推定精度の低下が著しく、全球規模での推定には問題が残った。

## 1. 2 本研究の概要

そこで、本研究では、中北・岡根 (2006) の地点月降雨量の標本分散の補正式を用いて、TRMM の低頻度観測から得られる時間間欠的な観測情報から、瞬時の降雨量の時空間分布特性として重要な、瞬時降雨量の時間相関長さおよび月降雨量の母分散の全球推定を行うことを目的として掲げ、その中でも特に、観測頻度の少ない低緯度でも瞬時降雨量の時間相関長さが推定可能となる方法を模索し、全球規模の推定ができることに焦点を置く。

そこで本研究では、月降雨量の分散補正式において、パラメータとして考慮されているひと月の観測頻度 (observation frequency)、観測月数 (data length) に加えて新たに、TRMM の様々な観測時間間隔  $\Delta T$  を導入することにより、TRMM の観測の特徴を生かし、標本期待値をさらに精度よく求める手法を開発する。

そして、南西モンスーンの卓越する期間に、アジアモンスーン域において推定を行い、全球における推定可能性を示す。また本研究では、降水レーダでの結果とマイクロ波放射計による結果の比較も行う。

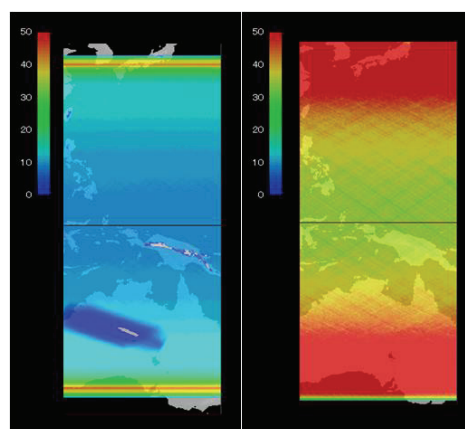


Fig. 1 Monthly observation frequency of TRMM/PR (left) and TMI (right) in 120°E-150°E [count]

## 2. 衛星観測を考慮した観測頻度に依存した月降雨量の標本分散補正式

### 2. 1 標本分散と観測頻度の関係

中北ら(2002)によると、第1章で述べた TRMM の軌道特性から、TRMM/PR 観測情報から算定する確率パラメータである地点月降雨量の分散値は、TRMM の観測頻度の多い中緯度地域に比べ、頻度の少ない低緯度地域では過大に推定される。すなわち、TRMM の観測では各地点の観測頻度が緯度ごとに異なり、観測幅の狭い PR の場合は日本の近畿地方(北緯 33°)を含む中緯度地域でひと月の観測頻度は約 30 回あり最大で 60 回を超えるものの、低緯度地域(緯度 0°~20°)ではひと月に約 15 回である(Fig. 1, left)。また観測幅の広い TMI においても、全域で観測頻度は増えるものの、同様なことが言え、中緯度では最大観測頻度が 100 回を超えるが、低緯度では最大 30 回程度にとどまる(Fig. 1, right)。そのため、低緯度の地域と高緯度の地域では、月降雨量を推定する際のひと月の標本数が異なってくるため、大数の法則に従って、少ない標本数から計算する低緯度標本分散値は真の分散値よりも過大な値を算出する。

この関係を明らかにするために、地上レーダである国土交通省深山レーダ雨量計を用いて 5 分毎に得られる観測情報を、時間間隔が等間隔になるように間引いて観測頻度を操作し、地点月降雨量の標本分散期待値とひと月の観測頻度(一ヶ月の観測回数)の関係を示したのが Fig. 2 である。Fig. 2 から、観測頻度が少ないところでは標本分散は大きな値を示しているが、観測頻度が十分多くなるにつれ、標本分散の値はある一定値(母分散)に収束していくことがわかる。すなわち、大数の法則に従った標本分散パラメータと観測頻度の関係が見てとれる。

この観測頻度と月降雨量の標本分散の関係を理論的に導くことで、中北・岡根(2006)は、低頻度観測情報から得られる確率パラメータの月降雨量の標本分散を補正する手法を開発した。本研究で用いるこの分散補正式の導出過程を、次節に示す。

### 2. 2 既往研究による時間相関を考慮した分散補正式

中北・岡根(2006)は、瞬時の地点降雨強度を確率変量とみなして、時間相関を組み込むことにより、月降雨量の標本分散の期待値と観測回数の関係を以下のように導出した。

TRMM の離散的な観測情報から得られるある地点  $x$  の  $j$  月の標本月降雨量  $H_{j,n}(x)$  は、TRMM のひと

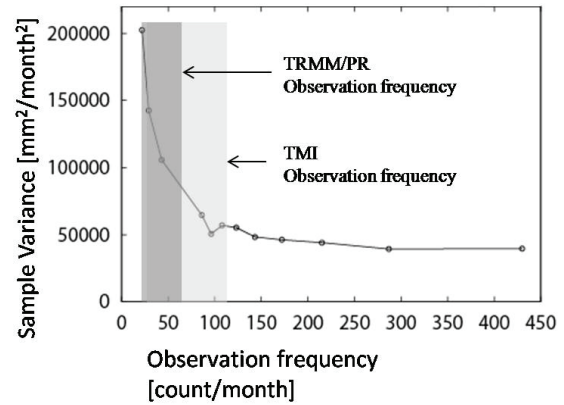


Fig. 2 A Relation between sample variance and monthly observation frequency (Nakakita *et al.*, 2002)

月の観測回数を  $n$  とすると、

$$H_{j,n}(x) = \frac{T}{n} \sum_{i=1}^n P(x, t_{ij}) \quad (1)$$

と表わされる。ここで、 $T$  はひと月の総時間数、 $t_{ij}$  はある  $j$  月の第  $i$  番目観測の時刻、 $P(x, t_{ij})$  はその時刻の瞬時の降雨強度である。

標本月降雨量の  $m$  ケ月平均値  $M_{n,m}(x)$  は、(1) 式より、

$$M_{n,m}(x) = \frac{1}{m} \sum_{j=1}^m H_{j,n}(x) \quad (2)$$

である。これらを用いると、TRMM 観測情報から算定される月降雨量の標本分散の期待値  $E[S_{n,m}^2]$  は、

$$E[S_{n,m}^2] = E\left[\frac{1}{m} \sum_{j=1}^m \{H_{j,n}(x) - M_{n,m}(x)\}^2\right] \quad (3)$$

と表される。ここで、互いに  $\tau$  時間離れた瞬時降雨強度の時間相関を指数関数  $e^{-\nu|\tau|}$  で近似すると、瞬時降雨強度の共分散関数は、瞬時降雨強度の期待値を  $\mu_{11}$ 、瞬時降雨強度の二乗期待値を  $\mu_{22}$  として、

$$c(\tau) = \mu_{22}e^{-\nu|\tau|} - \mu_{11}^2 \quad (4)$$

と表わすことができる (Cox and Isham, 1988)。(3) 式を (4) 式を用いて展開すると、月降雨量の標本分散の期待値と観測回数  $n$  及び月数  $m$  の関係として、

$$E[S_{n,m}^2] = \mu_{22} \left\{ \frac{1}{m} \frac{T^2}{n^2} \sum_{j=1}^m \sum_{i_j=1}^n \sum_{k_j=1}^n e^{-\nu|(k_j-i_j)\Delta T|} - \frac{1}{m^2} \frac{T^2}{n^2} \sum_{j=1}^m \sum_{l=1}^m \sum_{i_j=1}^n \sum_{k_l=1}^n e^{-\nu|(l-j)T+(k_l-i_j)\Delta T|} \right\} \quad (5)$$

が導かれる。ここでは、TRMM の観測時間間隔は  $\Delta T = T/n$  とし、ひと月で一定であると仮定している。

さらに、観測頻度  $n$ 、月数  $m$  を無限大にすること

で月降雨量の分散の不偏推定値は、

$$\lim_{n \rightarrow \infty, m \rightarrow \infty} E \left[ S_{n,m}^2 \right]_{(x)} = \frac{2\mu_{i2}}{\nu} \left( T + \frac{e^{-\nu T}}{\nu} - \frac{1}{\nu} \right) \quad (6)$$

となり、分散はある値に収束していく。

(5) 式から、(3) 式の標本値として算定される月降雨量の標本分散の期待値が、ひと月の観測回数  $n$  と月降雨量のサンプル数に対応する月数  $m$  に依存していることがわかる。また、時間相関パラメータ  $\nu$  にも依存しているため、衛星による低頻度観測情報からいかにモデルパラメータ  $\nu$  をうまく推定するかが、月降雨量の分散の補正の精度に関わっていることがわかる。

そこで時間相関パラメータ  $\nu$  を推定する際、中北・岡根 (2006) は、全ての  $n, m$  を通して、衛星観測情報から直接算定される標本分散の期待値 ((3) 式) とモデル値 ((5) 式) との差の二乗和が最小となるものを最適な値として同定する方法を用いている。ただし、(3) 式の期待値操作はある空間領域内での空間平均操作で持って代用する。この同定方法によって、観測頻度の幅が少ない TRMM 観測の場合でも異なる月数もとるために最小自乗和を求める際に標本値が多く得られることになり、安定した  $\nu$  が得られる。ただし、月数  $m$  が小さい場合は、月降雨量の分散標本値の標本誤差が大きいため、標本値として信頼性の低い月数 15 ヶ月以下は除外している。本研究においても、この推定手法を採用し、TRMM の観測情報を用いて月降雨量の母分散並びに瞬時降雨量の時間相関長さの全球推定を行った。

### 3. TRMM/PRとTMIを用いた月降雨量の標本分散補正式の適用

#### 3. 1 TRMM/PRとTMIのデータ

本研究では、PR2A25 Ver.6 の高度 3 km の rain データ、TMI2A12 Ver.6 の Surface Rain を用いて解析を行った。Ver.6 を用いた理由としては、PR と TMI の差が小さく、TMI の陸域での降雨量が大きく改善されている点にある。TRMM/PR および TMI の観測方法については、TRMM Sensor Package (Kummerow, 1998) にある。以下簡単に、PR と TMI の観測から得られる降雨量およびその空間分解能について述べる。

降水レーダ PR は、13.8GHz の降水粒子の後方散乱を測って降雨プロファイルを算定している。PR の観測幅は 215km と TMI に比べ狭いため、サンプルが少ないという欠点がある反面、降雨を直接測定し、また空間分解能が、鉛直 0.25 km、水平 4.3 km と優れているため、詳細でより精度の高い降雨推定ができることが特徴である。

一方のマイクロ波放射計 TMI は、水平・鉛直の 2 偏波、観測周波数 10.65 GHz, 19.35 GHz, 21.3 GHz, 37 GHz, 85.5 GHz の 5 周波 9 チャンネルを持ち、さまざまな周波数から得られた輝度温度を用いて降雨プロファイルを算定している。そのため、PR に比べると低周波数の空間分解能に制約され、多少粗い分解能の影響が残るが、TMI2A12 の降雨量の算定時には、Goddard Profiling Algorithm (GPROF) によって 85.5 GHz の最高解像度に落とされている (Kummerow, 1996 ; Kummerow, 2001)。

両者の水平空間分解能は、2001 年 8 月に TRMM の軌道変更が行われ、PR は軌道高度変更前 4.3 km、変更後 5 km、TMI は軌道高度変更前 4.4 km、変更後 5.1 km である。

これら PR と TMI の観測空間分解能を考慮し、本研究では、スキャンごとに送られてくる観測情報を、データの存在する北緯 40 度から南緯 40 度において約 4 km×4 km に相当する 2 分×2 分にメッシュ化したデータを利用する。本研究で『地点』として扱う場合は、この 2 分メッシュを指す。

これらの地点データを用い、第 3 章では、2.5 度×2.5 度領域で推定を行う。また、観測値から直接 (3) 式の値を算定する場合には、期待値を求めるが必要になるが、2.2 で述べたように、この領域内の空間平均によってその期待値操作を代行することとする。

#### 3. 2 TRMM/PR によるアジアモンスーン域への時間相関長さの適用結果

今回、対象としている期間は、東アジア域において南西モンスーンの卓越する 6 月から 10 月である。月数 (データ長) としては、1998 年-2006 年のうち、TRMM が軌道変更した 2001 年の 8 月を除いた全ての月数 44 ヶ月分を用いている。

この期間の月平均降雨量と月降雨量の標本標準偏差を Fig. 3 に示す。ここで、ヒマラヤ・チベット域の標高が 3000m 以上ある山岳域は、今回は対象外とした。Fig. 4 から、TRMM から得られる月降雨量の標本標準偏差の分布は、月平均降雨量に依存するだけでなく、日本付近の中緯度に比べ、観測頻度の少ない赤道付近の低緯度で、非常に大きくなっていることがわかる。

第 2 章で詳しく述べた月降雨量の分散補正式を、このアジアモンスーン域において適用した結果、北緯・南緯とも 36 度から 21 度までの 2.5 度×2.5 度領域で時間相関パラメータ  $\nu$  の推定が可能であった。ここで得られた瞬時降雨量の時間相関長さ (時間相関パラメータの逆数) の分布を、Fig. 4 に示す。時間相関パラメータ  $\nu$  の同定方法としては、中北・岡根



(2006) に習い、全ての  $n, m$  において、標本分散の期待値とモデルから推定される標本分散期待値の差の二乗和が最小となるものを最適な  $v$  とした。ただしここでも中北・岡根 (2006) と同様に標本値として信頼性の低い月数 15 ヶ月以下を除外し、 $m=16\sim44$  ヶ月を用いた。

北緯 36 度から 31 度にかけての観測頻度の高い領域では、日本列島にかけて延びる梅雨前線の影響による、帯状に長い時間相関長さの分布が見られ、時間相関長さが短い中国の内陸との差がよくでている。また、この時期、比較的雨の少ない南半球においても、南緯 36 度から 31 度までの領域では、陸域から離れたインド洋南部で、時間相関長さの長い分布がでているのが見てとれる。しかし 31 度よりも低い緯度の推定領域では、緯度方向に同じ値が続く、また不自然な値と思われる極端に長い推定結果となった領域も多く見られた。これは PR の観測頻度が十分にないために、モデル式 (5) から推定された分散期待値との最小自乗和を求めるための TRMM の標本分散値が、十分な観測頻度で得られず、適切な  $v$  が推定されなかったのだと考えられる。さらに 21 度以下の低緯度領域においては最小自乗和が得られず、 $v$  の推定自体が不可能であった。

一方、推定結果の時間相関パラメータ  $v$  を用いて (6) 式より得られた月降雨量の母分散の値 (Fig. 4, right) と、補正前の標本分散の値 (Fig. 3, right) を、緯度ごとに比較したのが Fig. 5 である。ここでは横軸に月平均降雨量、縦軸にそれぞれの分散値をとっている。すると、緯度が低くなるにつれ過大評価されていた月降雨量の標本分散値 (Fig. 5, left) が、母標準偏差の推定値では大幅に補正され (Fig. 5, right), 補正後は月平均降雨量と、月降雨量の母分散の間にべき乗則 (Iturbe, 1998) が成り立っていることがわかる。すなわち、月降雨量の母分散の値については、時間相関パラメータ  $v$  の推定が不自然であった 31 度以下の緯度においても、うまく補正されているといえる。今回、推定された時間相関長さお

よび補正された母分散が、このような結果となった理由については、後の第 3 章で、パラメータ  $v$  と分散補正式の関係をもとに、詳しく解析していく。

以上から、現方法では、TRMM/PR を用いて推定した瞬時降雨量の時間相関パラメータ  $v$  は、ひと月の観測頻度が 30 回以上ある地点を含む、36 度–31 度の間の 2.5 度領域でしか適切に求まらず、瞬時降雨量の時間相関長さの全球推定は難しいことがわかった。

### 3. 3 TRMM/TMI による時間相関長さの全球推定

そこでまずは、PR でのパラメータ推定において最大の障害となったひと月の観測頻度の不足を根本的に解決する方法として、観測頻度の多い TMI のデータを用いて、瞬時降雨量の時間相関長さの全球推定を試みた。期間は PR と同様、5 月-10 月で 2004 年から 2006 年の 3 年分を用い、15 ヶ月間で推定を行った。TMI 観測情報から得られたこの期間の月平均降雨量と月降雨量の標準偏差を、Fig. 6 に示す。Fig. 6 から、月平均降雨量の分布は PR とほぼ変わらないが、TMI は PR よりもひと月の観測頻度が多いために、月降雨量の標準偏差の値が PR に比べ、特に低緯度域で小さく算出されていることがわかる。

この TMI 観測情報を用いて推定した瞬時降雨量の時間相関長さとも月降雨量の母標準偏差を Fig. 7 に示す。Fig. 7 に示すように、TMI を用いることによって、低緯度を含む全ての緯度で時間相関長さの推定が可能になったものの、推定された時間相関長さは、全ての地域で非常にばらついた結果となった。このことから、TMI の観測頻度を持ってしてもなお、現推定手法では、時間相関パラメータ  $v$  の同定が困難であることが分かった。そこで、時間相関パラメータ  $v$  を推定する際に実際にどのような問題があるのかを調べるため、いくつかの領域において、パラメータ  $v$  を推定する際に求めたモデル式 (5) の値 (以下、モデル値と呼ぶ) と標本値である (3) 式の値

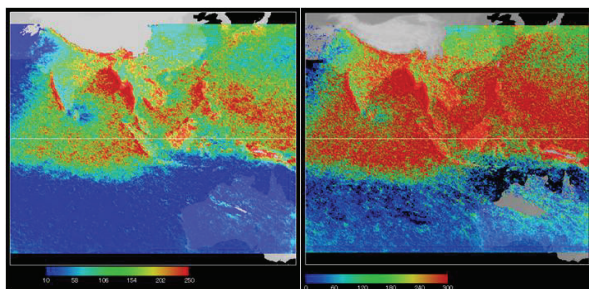


Fig. 3 Average monthly rainfall [mm] (left) and sample standard deviation of monthly rainfall [mm] (right) of TRMM/PR

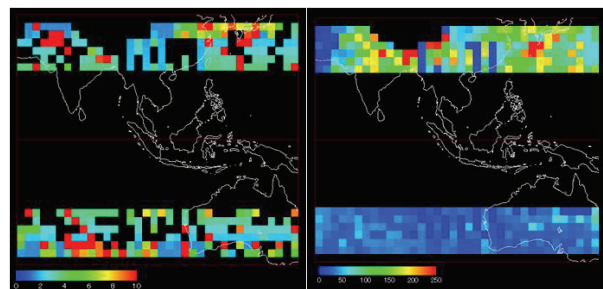


Fig. 4 Estimated temporal correlation length [hrs] (left) and population standard deviation [mm] (right) of TRMM/PR

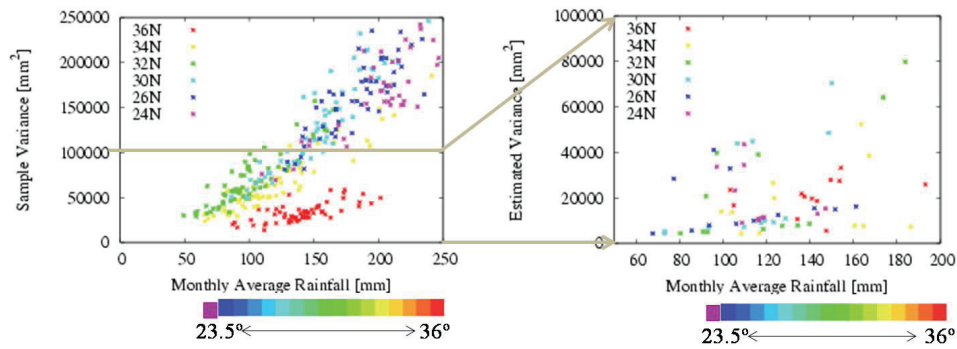


Fig. 5 Sample variance of TRMM/PR (left) and estimated population variance (right) in 24°N-36°N [count]

(以下、直接算定値と呼ぶ) との残差の最小自乗和、ならびに推定されたモデル式の値についての結果を示す。

その結果の一例を Fig. 8 の (a) - (d) に示す。それぞれ、上段が残差自乗和で下段がモデル式の値である。ここで選択した領域は全て、観測頻度が十分ある中緯度における領域である。それぞれの領域の特徴を述べると、(a) は太平洋アメリカの西海岸沖の月降雨量が 50[mm]以下、瞬時降雨量の二乗期待値が 0.01[mm²]以下と、この時期の降雨量が非常に少なく、したがって標本分散値も極端に少ない地域である。(b) は中国東部であり、モンスーン域に属するため、この時期に降雨のある領域であるが、月降雨量、瞬時降雨量の二乗期待値とも全球においてほぼ平均値をとっている領域である。(c) はフィリピン海上、この時期、南西モンスーンの非常に卓越しているフィリピン海上であり、月降雨量、月降雨量の分散値とも非常に多い領域である。(d) は陸上でもっとも月降雨量、月降雨量の分散値の値が大きいヒマラヤの山岳域の南東部である。

これらの領域で、まずは、パラメータ  $v$  を同定する際に求めた、残差最小自乗和を見る (Fig. 8 上

段)。それぞれの領域で最適値として推定されている時間相関長さ ( $1/v$ ) は、(a) 1.5 時間、(b) 2.8 時間、(c) 11 時間、(d) 16 時間である。(b) - (d) の領域では、ある  $v$  の値で最小自乗和が求まっているが、(a) のように時間相関長さが短く 1.5 時間と推定された領域では、 $v$  が 0.004 以上からは残差最小自乗和の値が変化せず、最適な  $v$  が求まっていないことがわかる。また、全てのグラフにおいて  $v$  が 0.004 以上では最小自乗和がほぼ一定の値をとっているため、 $v$  が 0.004 以上、すなわち時間相関長さが 4 時間より短いところでは時間相関パラメータ  $v$  が適切に求められないと考えられる。

次に、同領域で推定された  $v$  を用いて求めたモデル値の、観測頻度による変化を Fig. 8 の下段にピンクのラインで示した。またここで、TMI から直接算定された標本分散値が、水色のプロットである。

Fig. 8 の下段から言えることは、(a) の領域では、各観測頻度で直接算定値とモデル値が、よくマッチしており、(a) のように月降雨量が非常に少ない地域でも、(5) 式の標本分散と観測頻度の関係がよく成り立っている。このことはこの関係式は、月降雨量の値と標本分散値に関わらず成り立つことを示し

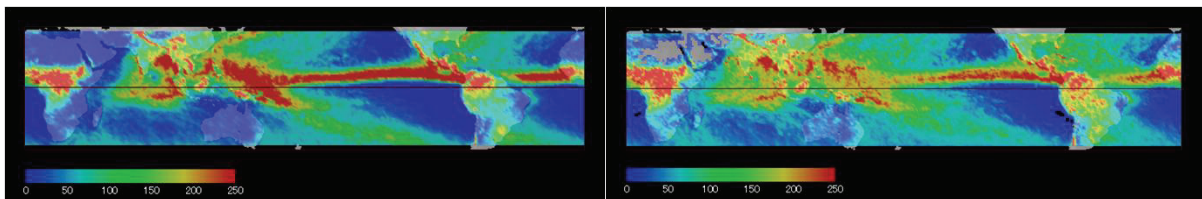


Fig. 6 Average monthly rainfall [mm] (left) and sample standard deviation of monthly rainfall [mm] (right) of TMI

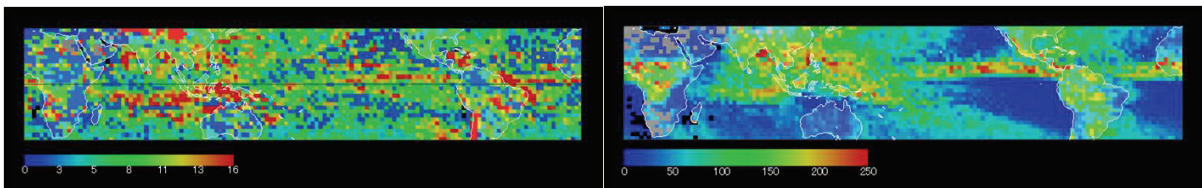
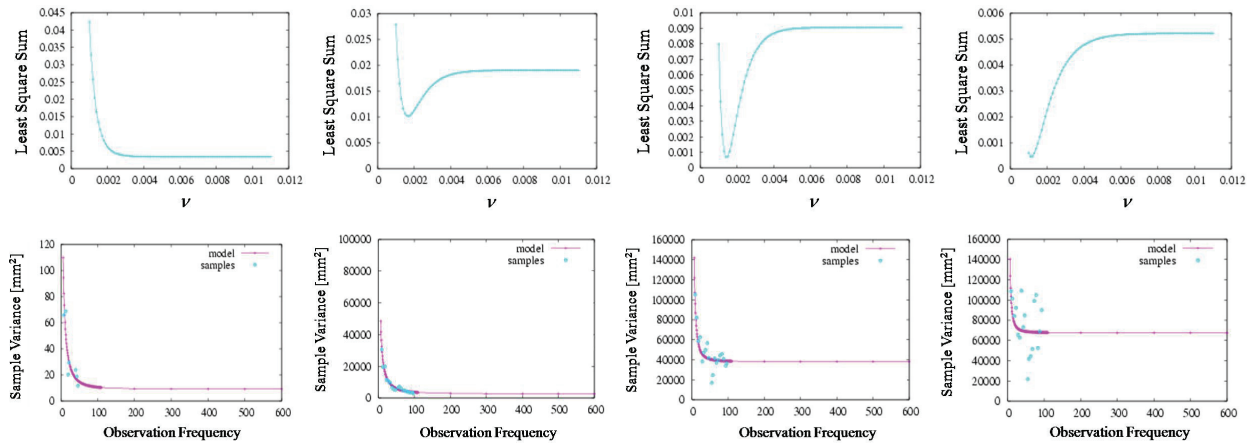


Fig. 7 Estimated temporal correlation length [hrs] (left) and population standard deviation [mm] (right) of TMI



(a) the Pacific ocean, off the west coast of North America (b) West part of China coast (c) Philippine sea (d) Himalayas

Fig. 8 Top: Least square sum of expectation of sample variance estimated directly from TMI and from the parameter  $\nu$   
Bottom: Expectation of sample variance estimated directly from TMI and from the parameter  $\nu$  obtained from the least square sum (top figure) in various observation frequency  $n$

ている。また、(b) の領域でも、直接算定値とモデル値のフィッティングがうまくいっていることがわかる。しかし、(c) の領域では、観測頻度に応じた直接算定値の変化を見ると、ある一定の観測頻度までは、過大な標本分散値が減少しているが、ある観測頻度からは多少ばらつく傾向にある。一方、(d) の領域では、直接算定値と観測頻度の関係を見ると、観測頻度が多くなるにつれ分散値が激しくばらつき、このような領域では (5) 式の標本分散と観測頻度の関係が成り立っていないことがわかる。

以上の結果をまとめると以下のとおりである。すなわち、[1] それぞれの観測頻度での直接算定値とモデル値とがよくマッチし、モデル式が標本分散値と観測頻度の関係をうまく表現しているにも関わらず、最適なパラメータ  $\nu$  が決定されていない領域もあれば、[2] それぞれの観測頻度での直接算定値とモデル値とのばらつきが非常に大きくても、最小自乗和をとることでパラメータ  $\nu$  の同定が明確にできている領域がある。[1] の関係は時間相関長さが 1.5 時間と短く推定された領域 ( (a) に代表される領域) に見られ、[2] は時間相関長さが 16 時間と長く推定された領域 ( (d) に代表される領域) に見られる。[3] またそれ以外の領域では、直接算定値とモデル値とがほぼ一致し、最小自乗和によるパラメータ  $\nu$  の推定もできていた ( (b), (c) のような領域)。

そこで、上記[1] のように標本分散値と観測頻度の関係がモデル式でうまく表現できているにも関わらず、パラメータ  $\nu$  がうまく求まらない理由と、[2] のように標本分散値と観測頻度の関係がモデル式でうまく表現できていない領域について、その原因を

探るために、モデルの月降雨量の標本分散補正式 (5) について、TRMM から得られる統計値および時間相関パラメータ  $\nu$  と時間相関の項の関係をもとに、考察を行う。

### 3. 4 時間相関モデル式の検証

月降雨量の標本分散の期待値と観測回数  $n$ 、月数  $m$  の関係として、2.2において (5) 式が導かれている。この式を、

$$\frac{E[S_{n,m}^2]}{\mu_{12}} = f_{n,m}(\nu) = \frac{1}{m} \frac{T^2}{n^2} \sum_{j=1}^m \sum_{i=1}^n \sum_{k_j=1}^n e^{-\nu(k_j-i_j)\Delta T} - \frac{1}{m^2} \frac{T^2}{n^2} \sum_{j=1}^m \sum_{i=1}^m \sum_{l=1}^n \sum_{k_j=1}^n e^{-\nu[(l-j)T + (k_j-i_j)\Delta T]} \quad (7)$$

と変形すると、左辺はTRMM観測情報から直接算定する項 (月降雨量の標本分散値および瞬時降雨量の二乗期待値) であり、右辺はパラメータ  $n$  (観測頻度)、 $m$  (月数)、 $\nu$  (時間相関パラメータ) で変化する時間相関の項というように分けられる。

左辺はTMIから得られる観測頻度  $n$  での標本分散と瞬時降雨量の二乗期待値の比である。すなわち、左辺の値の精度は、TRMM からこれらのサンプルを十分に多くとれるかで決まってくるが、現在ではTRMMの観測情報が10年近く貯まっていることを考えれば、そのデータ長 (月数) を十分に多く用いることで、左辺のTRMMの標本値の精度は十分に得られ、右辺のパラメータ推定時に問題となってくることはあまりないように考えられる。

一方、右辺は、第一項が、ひと月の全ての観測時間についての時間共分散に関する項であり、第二項



が月をまたいだ時間間隔についての時間共分散に関する項である。

この右辺の項、すなわちモデルの時間相関の項の値を、様々な観測頻度  $n$  と様々な時間相関パラメータ  $\nu$  に対して示したのが Fig.9 である。すなわち、観測頻度  $n$  に依存して変化しているこの右辺の項の値がとる範囲に、TRMM の観測値により算定される左辺の値が含まれない場合は、いかなる時間相関パラメータをもってしてもモデル式が観測値を表現できないことを意味する。さらに、この図から、観測頻度が 600[回]以下の  $n$  では、パラメータ  $\nu$  が 0.04 以上、すなわち時間相関長さ 4 時間以下の範囲では、パラメータ  $\nu$  による時間相関の項がほとんど変わらないことが分かる。すなわち、右辺による最適なパラメータ  $\nu$  の決定は不可能となる。

以上の解析結果を踏まえて、ここで、時間相関長さが 4 時間以下では現実的な最適値としての時間相関長さが求まらない原因を、モデルの原点に立ち返って考えてみる。瞬時降雨量の時間相関関数を指数関数  $f(\tau) = e^{-\nu\tau}$  で表すと、離散的な TRMM の観測では、

$$f(\tau) = e^{-\nu\tau} = e^{-\nu(k_j - i_j)\Delta T} \quad (8)$$

となる。ここで  $\Delta T$  は  $T/n$  として一定と仮定していた。時間間隔  $\tau$  が長くなると、(8) 式の値は次第に小さくなり、特に  $1/\nu$  が小さいときはほぼ 0 に等しい。具体的には、 $1/\nu$  が 3 時間以下の場合では時間間隔が 15 時間以上、 $1/\nu$  が 1.5 時間以下の場合では時間間隔が 7 時間以上にもなれば、時間相関  $e^{-\nu\tau}$  の値はほぼ 0 となる。

一方、TMI の観測頻度  $n$  を用いて、 $\Delta T$  を  $T/n$  として一定と仮定したとき、 $\Delta T$  がとり得る範囲は、 $n$  が 30 回で  $\Delta T \approx 24$  時間、 $n$  が 60 回で  $\Delta T \approx 12$  時間、 $n$  が 100 回でも  $\Delta T = 7$  時間程度となる。 $\Delta T$  は  $\tau$  が 0 以外でとり得る最小の値なので、時間相関長さ  $1/\nu$  が短い場合はいかなる  $\nu$  の値でも時間相関  $e^{-\nu\tau}$  の値がほぼ 0 となってしまうことがわかる。このことが (7) 式の右辺の値がパラメータ  $\nu$  に実質依存しなかった理由である。

以上のことを簡潔にいうと次の通りである。短い時間相関をもつ瞬時降雨量の時間相関長さを推定する際、得られる観測時間間隔が長ければ、それよりも短いスケールの時間相関を同定するのは、感度の問題で明らかに不利である。すなわち、観測頻度に応じてその範囲は異なってくるが、時間相関の項はある一定の  $\nu$  の範囲でしか感度がないために、その範囲内の  $\nu$  が選択されてしまうということが起きてくる。

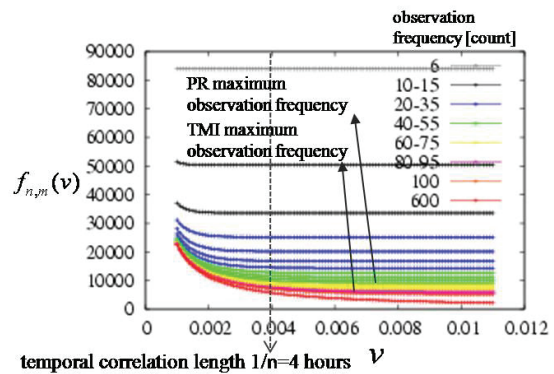


Fig. 9 Value of the temporal correlation term (ordinate) depending on  $\nu$  (abscissa) in various observation frequency  $n$

このことは 3.2 で PR による  $\nu$  の推定結果が緯度ごと (すなわち観測頻度ごと) に同じ値になってしまったこともよく説明付けている。さらに、それにも関わらず補正された月降雨量の母分散の値は、緯度ごとの影響がなく、適当な値に補正されていたのは、モデル式が異なる  $\nu$  によってほとんど変化しなかったためであることが、以上により明らかになった。

以上、中北・岡根 (2006) による月降雨量の分散補正式では観測時間間隔  $\Delta T$  を  $T/n$  として一定として、実際に存在するより短い時間間隔を無視していたため TRMM のような低い観測頻度の範囲ではパラメータ  $\nu$  の同定ができていなかったことがわかった。

#### 4. TRMMの観測時間間隔を考慮した月降雨量の標本分散補正式

第3章で観測時間間隔を  $\Delta T = T/n$  と仮定したことで、時間相関モデルのパラメータ推定精度に限界があることが明らかになった。しかし、もともと、実際の TRMM の観測時間間隔は  $\Delta T = T/n$  と一定ではなく、観測周期に伴って短い時間間隔と長い時間間隔を交互に繰り返している。そこで、本章では TRMM の変化する観測時間間隔を導入することにより、前章よりも短い時間間隔での降雨特性をより精度よく得られるように推定手法を大幅に改良する。

##### 4. 1 TRMMの観測時間間隔

TMI は 848km という広い観測幅を持つために、TRMM が地球を一周して巡ってくる度、何度か重複して同じ地点を観測する。そのため、TMI の観測時系列では、全ての緯度において短い観測時間間隔が連続的に現れ、さらに TRMM の軌道が東西方向となる中緯度地域においてはそれよりもさらに短い観測時間間隔が多く存在する。



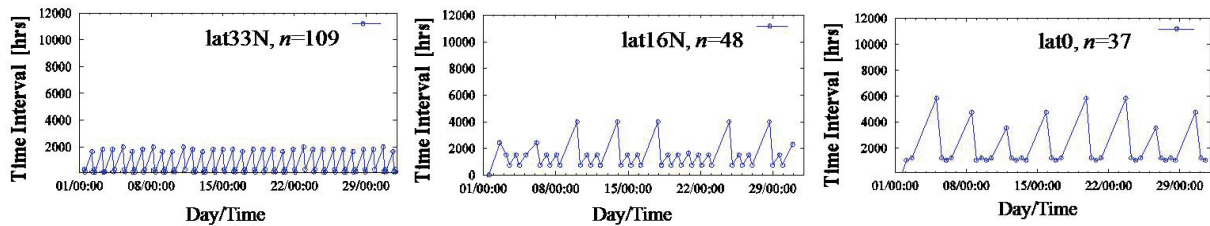


Fig. 10 Time series of TMI observation interval ( $\Delta T$ )

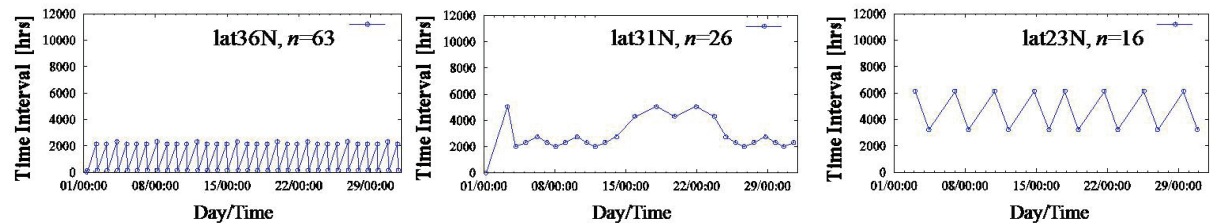


Fig. 11 Time series of PR observation interval ( $\Delta T$ )

そこで、緯度ごとに、最大観測頻度をもつ地点のひと月（2007 年 7 月）の観測時間間隔の時系列を Fig. 10 に示した。各図の右上に、その領域の緯度およびひと月の観測頻度を記してある。Fig. 10 を見ると、ひと月の観測頻度が 109 回と最も多い中緯度では、20 時間程度の観測時間間隔の後に、1.5～3 時間という短い観測時間間隔が連続的に現れている。また、緯度が低くなるにつれ、平均的な観測時間間隔は長くなるものの、赤道付近においても、6～7 時間という観測時間間隔が得られており、この観測時間間隔は  $\Delta T = T/n$  としたときの  $n=100$ [回]における  $\Delta T$  よりも短いものである。

すなわち、実際の TMI の観測でとり得る短い観測時間間隔  $\tau$  の範囲では、 $v$  によって (8) 式の値が大きく異なるため、実際の TRMM の観測時間間隔を (5) 式に取り込めば、 $v$  を推定する際のモデル式の感度が向上すると考えられる。また TMI の観測時系列では短い時間間隔が連続的に存在することから、観測時間間隔  $\tau$  が、特に中緯度においては、1.5 時間単位で様々に得られるため、短い時間相関を同定する際に、非常に精度よく求まると考えられる。

また、PR を用いた推定においても、実際の観測時間間隔を取り入れることで推定精度が向上する可能性がある。PR においても同様に、緯度ごとに最大観測頻度のある地点のひと月（2006 年 7 月）の観測時間間隔の時系列を取り出した (Fig. 11)。Fig. 11 からわかるとおり、PR でも短い観測時間間隔が存在する。しかし、TMI の観測時間間隔 (Fig. 10) と大きく異なる点は、PR の観測では連続的には短い観測時間間隔が得られないことである。これは TMI の観測幅に対し PR の観測幅が 247 km と非常に狭いためである。したがって PR ではとくには短い時間間隔

がさまざまには存在せず、残念ながら TMI のような精度向上は期待できないと考えられる。加えて、観測幅が狭いために、PR では中緯度においても同じ 2.5 度領域で観測頻度の多い地点が極端に減少する。これらのことを併せて考えると、PR の観測ではやはり観測頻度の限界が推定精度に影響してくると予想される。

#### 4. 2 TRMMの地点観測時間間隔を考慮した時間相関パラメータ推定手法

ここでは第 3 章及び 4.1 での考察結果から、TMI の観測情報を用いて TRMM の変化する実際の観測時間を取り入れた新たな推定手法の開発を試みる。

TRMM の観測周期は、基本的には一定であるものの、大気の摩擦がもたらす軌道のずれによって観測時間や観測の有無が変化する。またひと月の日数によってもひと月の観測頻度は異なる。さらに、地点ごとに観測時刻の異なるフットプリントをもつため、正確な TRMM の観測時間間隔を得るには、各地点において用いた月数分の TRMM の軌道情報全てを用い、それぞれの地点の観測のあった時刻差を順次計算していかなければならない。すなわち、地点  $x$  の観測時間間隔の時系列を  $\Delta(x)$  と表記すると、(5) 式は、

$$f(x)_{\Delta(x),n,m} = u_{12} \left\{ \frac{1}{m} \frac{T^2}{n^2} \sum_{j=1}^m \sum_{i=1}^n \sum_{k=1}^n e^{(-v)(t_k - t_i)} - \frac{1}{m^2} \frac{T^2}{n^2} \sum_{j=1}^m \sum_{l=1}^m \sum_{i_j=1}^n \sum_{k_l=1}^n e^{(-v)((l-j)T + (t_k - t_i))} \right\} \quad (9)$$

と表わされる。ここで  $t_i$  がその地点  $x$  を TRMM が観測した時刻であり、TRMM の軌道情報から得る。(9) 式から、ある領域に含まれる時間相関パラメータ

$v$ を求める際には、ある領域に含まれる全ての地点 $x$ での各月数 $m$ での標本分散と標本分散の期待値 (モデル式) の差の自乗和が最小になるよう求めることになる。すなわち、評価式

$$s'^2 = \sum_{BR} \sum_m \left\{ S_{n,m,\Delta(x)}^2 - f(x)_{\Delta(x),n,m} \right\}^2 \quad (10)$$

を最小にする $v$ を求める。ここで、 $B_R$  はパラメータ $v$ 及び月降雨量の母分散が一樣として推定する領域 (推定値の空間分解能) である。

第3章での、モデル式 (5) を用いた推定方法では、観測値から(3)式の値 (直接算定値) を求める場合には期待値を求めることが必要で、あらかじめ設定した領域内の標本分散の空間平均によって期待値操作を代行した。一方、本章で提案する手法では、(10) 式の評価式で用いられる、観測値から直接算定する標本値は、期待値ではなく、あくまで標本値としたので、空間平均による期待値操作の代行は不要となった。これにより以下のような利点が得られる。この新しい方法では、(9) 式から地点ごとに標本期待値を計算するため、(10) 式の最小自乗和を求める際の標本数が増え、空間分解能 $B_R$  も以前のように標本値の数の制約にとらわれず自由に設定できるようになった。この点は、非常に重要であり、第5章で改めて議論する。すなわち、これまでのように観測頻度毎に標本分散の期待値をあらかじめ算定しておく必要がなくなったため、様々な分解能での算定も可能となった。

## 5. TRMMの地点観測時間間隔を考慮した月降雨量の標本分散補正式のアジアモンスーン域への適用

本章では、第4章で提案した新しい推定手法におい

てTMIを用いた際の空間分解能 $B_R$ を考察し、第4章の推定手法を用いて、TMI及びPRの観測情報から瞬時降雨量の時間相関長さおよび月降雨量の母分散の推定を行った結果とその推定精度を検討する。

### 5. 1 TMIによるアジアモンスーン域での瞬時降雨量の時間相関長さの推定結果

第4章で提案した推定手法を用いて、TMIの観測情報から瞬時降雨量の時間相関長さおよび月降雨量の母分散の推定を行った。用いたのは2002年から2007年までの5-10月の30ヶ月である。

まずは推定可能な空間分解能を調べるために、アジアモンスーン域の南東域 (東経120度-東経150度) において様々な大きさの空間領域で時間相関パラメータ $v$ を推定した。空間領域 $B_R$ として用いたのは、 $1 \times 1$ メッシュ (約 $4 \text{ km} \times 4 \text{ km}$ )、 $5 \times 5$ メッシュ (約 $20 \text{ km} \times 20 \text{ km}$ )、 $15 \times 15$ メッシュ (約 $60 \text{ km} \times 60 \text{ km}$ )、 $25 \times 25$ メッシュ (約 $100 \text{ km} \times 100 \text{ km}$ )、そして第3章の手法で空間分解能としていた、 $2.5 \text{ 度} \times 2.5 \text{ 度}$  ( $75 \times 75$ メッシュ、約 $300 \text{ km} \times 300 \text{ km}$ ) の領域である。これらの空間分解能 $B_R$ で推定された、瞬時降雨量の時間相関長さの分布を、Fig. 12に示す。

Fig. 12を見ると、 $1 \times 1$ メッシュの $4 \text{ km} \times 4 \text{ km}$  分解能、 $5 \times 5$ メッシュの $20 \text{ km} \times 20 \text{ km}$  分解能ではノイズが多くまじり、全域的に分布のばらつきが目立つ。しかし、 $15 \times 15$ メッシュの $60 \text{ km} \times 60 \text{ km}$  分解能になるとそのようなノイズが減り、時間相関長さの分布としてのまとまりが明確に表れていることが見てとれる。

一方で、時間相関パラメータを同定する際の空間分解能において考慮すべきことは、TMIの観測空間分解能 (フットプリント) と、少ないサンプル数から得られる標本期待値の精度を十分にあげるための空間分解能である。第3章で示した既往手法では期待値

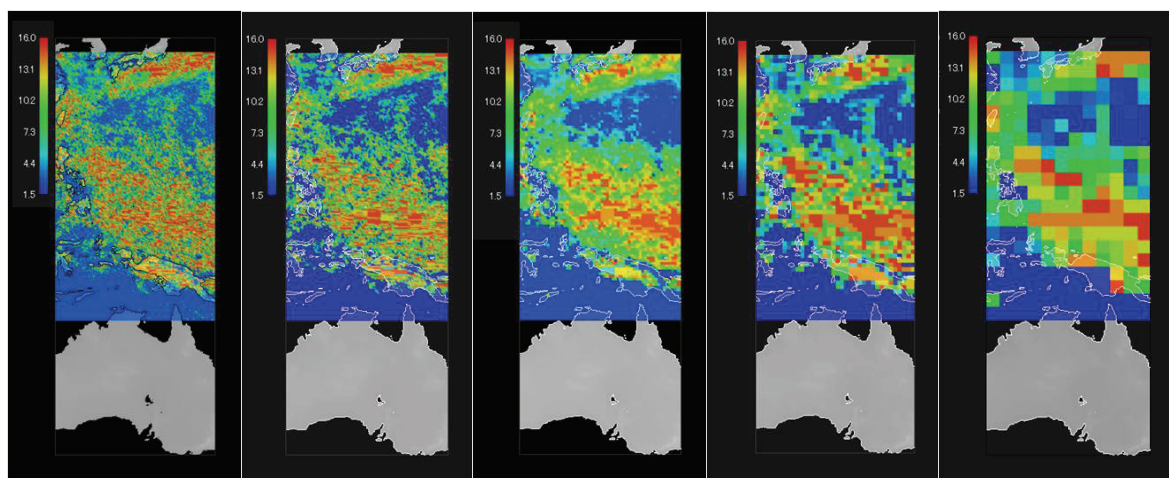


Fig. 12 Estimated temporal correlation length [hrs] from TMI in various spatial scales (from left,  $B_R=4 \text{ km} \times 4 \text{ km}$ ,  $20 \text{ km} \times 20 \text{ km}$ ,  $60 \text{ km} \times 60 \text{ km}$ ,  $100 \text{ km} \times 100 \text{ km}$ ,  $300 \text{ km} \times 300 \text{ km}$ ) in  $120^\circ\text{E}$ - $150^\circ\text{E}$

操作が必要であったために、後者が大きな問題となり、かなり広い2.5度×2.5度の分解能で推定していたが、本手法では期待値操作の必要がないため、前者の観測空間分解能のみを考慮すればいいことになる。TMIによる降雨量推定は、3.1で述べたとおり、幾つかの周波数の異なる空間分解能で観測された輝度温度を用いて行われているのであるが、最も低い空間分解能が10.65 GHz の38.3 km であることを考えれば、このことから、60km×60 km が最適な空間分解能であるといえる。

そこで、本研究では、時間相関長さを推定する空間分解能 $B_R$ として、60km×60 km の15×15メッシュを採用する。

この空間分解能を用いて、アジアモンスーン域全域において瞬時降雨量の時間相関長さ及び月降雨量の母標準偏差の推定を行った結果を、Fig. 13 に示す。第3章で既往手法を用いて推定した結果 (Fig. 4, Fig. 7) に比べ、

1. 低緯度でも推定可能になった
  2. 全球 (全ての緯度) での推定精度が向上した
  3. 高い空間分解能での推定が可能になった
- の全てにおいて、手法の性能が飛躍的に向上したことが見てとれる。

推定された瞬時降雨量の時間相関長さは、主に海洋で長く、陸域で短い結果となっている。日本の沿岸では梅雨前線の影響と見られる帯状の長めの時間相関長さの分布が推定されており、実際の現象の特性をうまく推定できているものと考えられる。また低緯度においても、海洋で南西モンスーンが卓越する領域や、積雲活動が活発な赤道付近を中心に、長めの時間相関長さが推定されており、低緯度においても、実際の降雨現象の特性をうまく推定できていると考えられる。一方、陸域では特に山岳域で長く推定されており、これは山岳域における地形性降雨

の影響がでていると考えられる。

一方、月平均降雨量がほぼ0[mm] なチベット域で一部、時間相関長さが16時間以上の長い推定が出ていることに関しては、次のような問題が考えられる。すなわち、TRMMの観測時系列には無降雨期間も多く含まれており、その時間相関 (すなわち無降雨期間の時間相関長さ) も含んだ推定となっているためである。逆に、この時期はほぼ常時、降雨が観測されている海洋において、瞬時降雨量の時間相関長さが16時間以上と若干長めに推定されている領域に関しては、無降雨期間の影響は少ないと考えられることから、主に降雨の日周変化の影響がでていると考えられる。

そこで今後、無降雨期間を除いた時間相関長さの推定や、各地域の降雨の日周変化について調べていく必要があると考えられる。

## 5. 2 PRによる瞬時降雨量の時間相関長さの推定結果

PRについては、その観測頻度の少なさから標本数を十分に確保するため、2.5度×2.5度の領域で、2001年から2006年の間の5-10月の30ヶ月を用いて推定をおこなった。Fig. 14 が推定された瞬時降雨量の時間相関長さと月降雨量の母標準偏差の結果である。

このように PR を用いた推定結果は、中緯度においては TMI の推定結果と似た分布が得られたが、低緯度ではばらつきの多い分布となった。これは、TMI と PR の観測頻度の差 (Fig. 1) および、4.1 で述べたように PR では連続的な短い観測時間間隔が得られないためであると考えられる。また、PR では中緯度においてすら 2.5度×2.5度領域でしか求まらなかったのも、4.1 で述べたように PR では中緯度領域でも観測頻度が多い地点の数が極端に少ないことが原因であると考えられる。しかし、第3章で以前の

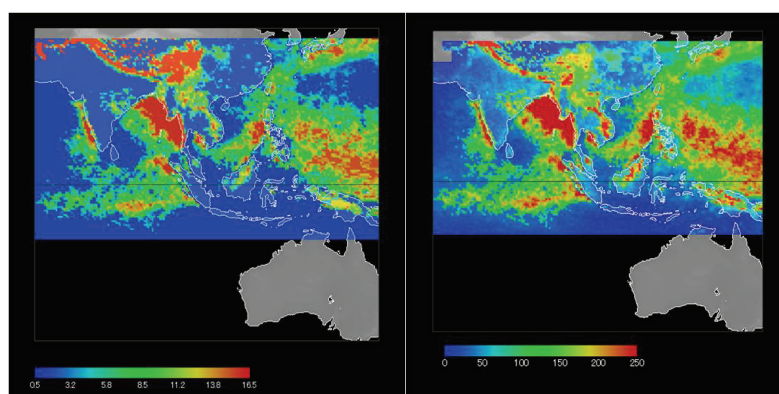


Fig. 13 Estimated temporal correlation length [hrs] (left) and population standard deviation [mm] (right) from TMI, in Asian monsoon region

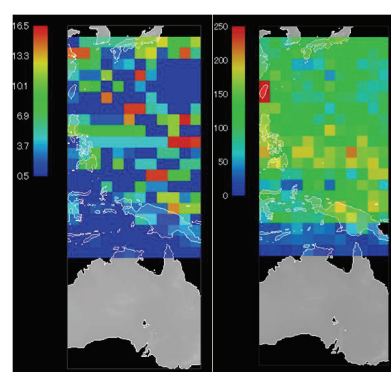


Fig. 14 Estimated temporal correlation length [hrs] (left) and population standard deviation [mm] (right)



手法で推定した際の結果 (Fig. 4) と比較すると、中緯度でも不自然な値が推定されていた領域の結果が改善され、PR についても、今回の推定方法によってその推定精度が向上したことがわかる。

## 6. 結論

本研究は、確率論的なアプローチから、TRMM の低頻度観測から得られる時間間欠的な観測情報を用い、瞬時の降雨量の時空間分布特性として重要な瞬時降雨量の時間相関長さを推定することを目的とした。特に、本研究では、中北・岡根 (2006) より得られた月降雨量の分散補正式をもとに、TRMM の観測時間間隔を新たに考慮し、加えてより高い空間分解能で推定できる新しい手法を提案することで、これまで推定の難しかった低緯度も含めた全球での推定を可能にすることに重点をおいた。

本研究で開発された新しい手法を用い TMI 観測情報から推定した結果、モデルの精度が飛躍的に向上し、全ての領域において推定精度の向上が見られた。本研究において特に向上した点を以下に挙げる。

- TRMM の実際の観測時間間隔を取り入れたことで、短時間スケールの降雨の時間相関を捉えることができるようになり、月降雨量の分散補正式において推定する時間相関パラメータの精度が向上した。
- 上記から、さらに、低緯度でも高精度で求まるようになったため、全球推定が可能となった。
- 新たに提案した手法では、パラメータ推定のための評価式で用いるのは、観測値から直接算定される標本値の期待値ではなく、あくまで標本値としたので、空間平均による期待値操作の代行は不要となった。これによって標本数が増え、推定できる空間分解能が大幅に向上した。

また、この新しい推定手法で PR による推定も行い、以前の手法で得られた結果と比較すると、中緯度では精度の向上が見られた。またこれまで推定不可能であった低緯度では、TMI を用いた場合と比べ精度が劣るものの、推定可能となった。

今後、モデルにおけるさらなる改善と発展に関しては、無降雨期間を考慮すること、また TRMM 観測によって現在解明されつつある日周変化や MJO 等の季節内振動をモデルに考慮していくことが考えられる。また、この推定式に空間相関関数を導入した理論式を展開することで、瞬時降雨量の空間相関長さも推定可能にすること、また領域平均する際の降雨

の空間分布を考慮することが挙げられる。また、異なる季節や異なる年での全球分布の推定も行うことで、季節変動や年変動の理解につながることも、今後期待される。

## 謝 辞

本研究で用いた TRMM/PR および TMI 観測情報は、宇宙航空研究開発機構 (JAXA) に提供いただいた。ここに、感謝の意を表する次第である。

## 参考文献

- 中北英一・沖村俊郎・鈴木善晴・池淵周一 (2002): 降雨の標高依存特性を導入した TRMM/PR による時間・空間平均降雨量の推定, 土木学会水工学論文集, 第46巻, pp. 25-30.
- 中北英一・岡根俊介 (2006): 人工衛星による低頻度観測情報から直接算定される地点月降雨量分散値の補正手法, 土木学会水工学論文集, 第50巻, CD-ROM, 6pp.
- Bell, Thomas L. (1987): A Space-Time Stochastic Model of Rainfall for Satellite Remote Sensing Study, *J. Geophys. Res.*, Vol.92, pp.9631-9643.
- D.R.Cox, F.R.S., and Valerie Isham (1988): A simple spatial-temporal model of rainfall, *Poc.R.Soc.Lond.*, A415, pp.317-328.
- Ikebuchi, S., E. Nakakita, K. Kakimi and T. Adachi (1993): Accuracy of space and time average estimation on precipitation by using satellite data, *Proc. of International Symposium on HEIFE*, pp.216-226.
- Kummerow et al. (1998): The Tropical Measuring Mission (TRMM) Sensor Package.
- Kummerow et al. (2001): The Evolution of the Goddard Profiling Algorithm (GPROF) for Rainfall Estimation from Passive Microwave Sensors, *American Meteorological Society*.
- Nakakita, E., S. Okane, L. Konoshima (2007): Method of Correcting Variance of Point Monthly Rainfall Directly Estimated Using Low Frequent Observations From Space, *Advances in Geosciences 2006*, Vol.6, pp.35-45.
- Rodriguez-Iturbe, Ignacioi, Narco Marani, Paolo D'Odorico, and Andrea Rinaldo (1998): On space-time scaling of cumulated rainfall fields, *Water Resources Research*, Vol.34, No.12, pp.3461-3469.



## **Estimating Global Distribution of Temporal Correlation Length of Instantaneous Rainfall using Spaceborne Rainfall Observations**

Eiichi NAKAKITA and Lisako KONOSHIMA\*

\* Graduate School of Engineering, Kyoto University

### **Synopsis**

This paper aims at estimating a global distribution of temporal correlation length of instantaneous rainfall, only from a low frequent satellite data. Nakakita *et al.* (2006, 2007) developed a method of correcting the sample variance of monthly rainfall and estimating a stochastic parameter of temporal correlation of instantaneous rainfall from a low frequent observation of TRMM/PR. However, the estimates were possible only in middle latitude, where TRMM/PR observation frequency was high. This research seeks a better method for estimating parameters by considering TRMM observation time intervals, and also changing the estimation method to a point-to-point estimation. As a result, a finer distribution of temporal correlation lengths of instantaneous rainfall was obtained in all latitudes.

**Keywords:** Precipitation field, TRMM/PR, TRMM/TMI, Low frequent observation, Monthly rainfall, Temporal correlation length