

# 衛星搭載降雨レーダによる地表面後方散乱係数と 植生・表層土壌水分の季節変動

瀬戸心太・沖大幹・虫明功臣・平林由希子・鼎信次郎  
(東京大学生産技術研究所)

宇宙からの地球環境モニタリングフォーラム

## 1 はじめに

### 1.1 土壌水分情報の必要性

水文・水資源工学における大きな課題の一つに降水量の中期予測の精度向上がある。洪水や渇水をあらかじめ予測することができれば、ダム操作など水資源の管理に役立つ。

こうした予測は大気の振る舞いをシミュレーションする数値モデルを用いて行なわれる。

1日後などの短期的な予測精度は比較的よいが、1ヶ月先以上の中期予測に関しては十分な精度が得られていない。

中期的には、大気と陸面の相互作用により、地表面の状態が大気の状態に影響を与えることが知られている。このため、地表面の状態を的確に把握しておかないと、よい予測結果が期待できない。

数値モデルの初期値として与えるための全球スケールをカバーし、数十kmから数百kmのグリッドを代表する地表面の物理量を求めることが重要となってくる。

土壌水分(土壌内に含まれる水の量)は蒸発散を通して、大気に影響を与える重要な物理量である。

土壌水分は時間的・空間的な変動が大きく、また直接観測がほぼ不可能であるため、衛星観測に期待がかけられている。

### 1.2 熱帯降雨観測衛星および降雨レーダの概要

本研究で使用した衛星とセンサの概要を紹介する。

熱帯降雨観測衛星(TRMM=Tropical Rainfall Measuring Mission)は、熱帯・亜熱帯域の降雨の観測を主目的としており、1997年11月に打ち上げられた。TRMMは、

北緯37度から南緯37度の間を観測する太陽非同期衛星である。TRMMには、5つのセンサが搭載されている。

- PR(Precipitation Radar=降雨レーダ)
- TMI(TRMM Microwave Imager=マイクロ波放射計)
- VIRS(Visible Infrared Scanner=可視赤外放射計)
- CERES(Clouds and the Earth's Radiant Energy System=雲および地球放射エネルギー観測装置)
- LIS(Lightning Imaging Sensor=雷観測装置)

PRは、史上初めて衛星に搭載された降雨レーダである。マイクロ波を射出して、その降雨による散乱強度を観測し、降雨強度を推定することを目的としている。その原理は地上レーダと同じである。

PRは地表面方向にマイクロ波を射出し、進行方向と直行する方向に走査を行う。この場合のオフナディア角は、直下から18度まで変化する。

散乱強度の観測は、地表面から上空約20kmまで、約250mの鉛直分解能で行われる。また、降雨減衰の評価用に地表面での散乱も計測されている。

## 2 地表面観測センサとしてのPR

### 2.1 アイディア

図1に、全観測回数に対する(0mmでない)降雨を観測した回数の割合を示す。一部海上を除けば、降雨を観測した割合はおおむね5%以下であり、全球平均では3.6%である。

常にマイクロ波を射出し、観測をしているが、実際に降雨の情報を得る機会は少ない。しかし、地表面からの散乱強度のデータは常に得られている。この観測データか

RATIO OF NON ZERO RAIN (1998 ANNUAL)

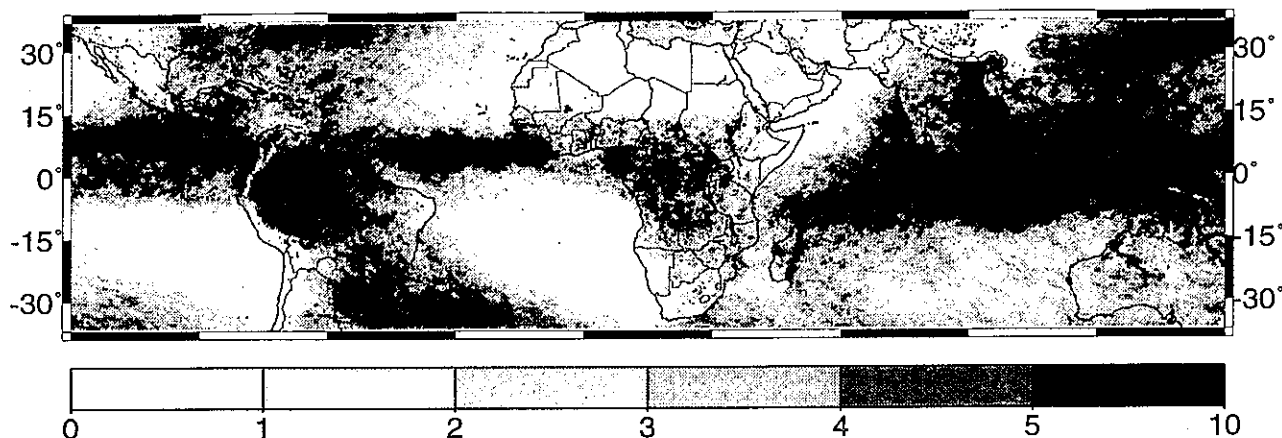


図 1: 0mm でない降雨を観測した比率

ら何かできないだろうか?ここが、本研究の発想の原点である。

PR が地表面を観測する原理は、マイクロ波散乱計と同じである。マイクロ波散乱計のように、地表面のモニタリングに使用できるのではと考えた。

## 2.2 センサの特徴

PR の地表面観測センサとしての特徴を他のマイクロ波散乱計と比較して述べる。

### (1) 地表面入射角—0°から 18°

マイクロ波の散乱係数には顕著な入射角依存性があり、システムパラメータである入射角の違いは重要である。

マイクロ波散乱計の入射角は、JERS で 35 度、ERS で 23 度であり、いずれと比較しても PR の方が小さい。

また、入射角の変化幅が大きいため、複数の入射角による観測データを得ることができる。擬似的に、複数のシステムパラメータによる観測が行えるので、未知数が複数ある場合に有効である。

### (2) 水平分解能が粗い

水平分解能は約 4.3km (直下) であり、合成開口レーダと比べると粗い。

### (3) 観測頻度が高い

走査幅が大きいことと、観測範囲が熱帯・亜熱帯域に限られていることから、観測頻度は高い。2 日間で熱帯・亜熱帯のほぼ全域をカバーすることができる。

### (4) 周波数—13.8GHz

JERS の 1.275GHz,ERS の 5.3GHz と比べて、周波数が高い。

このため、土壌への侵入はほとんどない。また、植生などによる減衰も強いと思われる。また、強い雨の場合には減衰の影響を受ける。

## 2.3 本研究の目的

PR を地表面観測センサとして利用し、地表面物理量との関係を解析し、とくに土壌水分についての推定アルゴリズムを作成することが本研究の目的である。

今回は特に季節変動について注目した。

本研究の大きな特徴の一つに、(観測可能な範囲内において) 全球を対象に、比較的大きなグリッド (1°グリッド) で、データを集計し解析したことがあげられる。

今後衛星観測データを数値モデルの初期値として使用していくためには、こうしたスケールで解析することが必要であると考えている。

## 3 地表面での散乱

### 3.1 土壌面での散乱

土壌面での散乱は、表層の土壌水分と地表面の凹凸を表す粗度をパラメータとしてモデル化されている。

土壌を構成する要素である土と水の誘電率を比較すると水の方が圧倒的に高い。このため、土壌水分が増えると

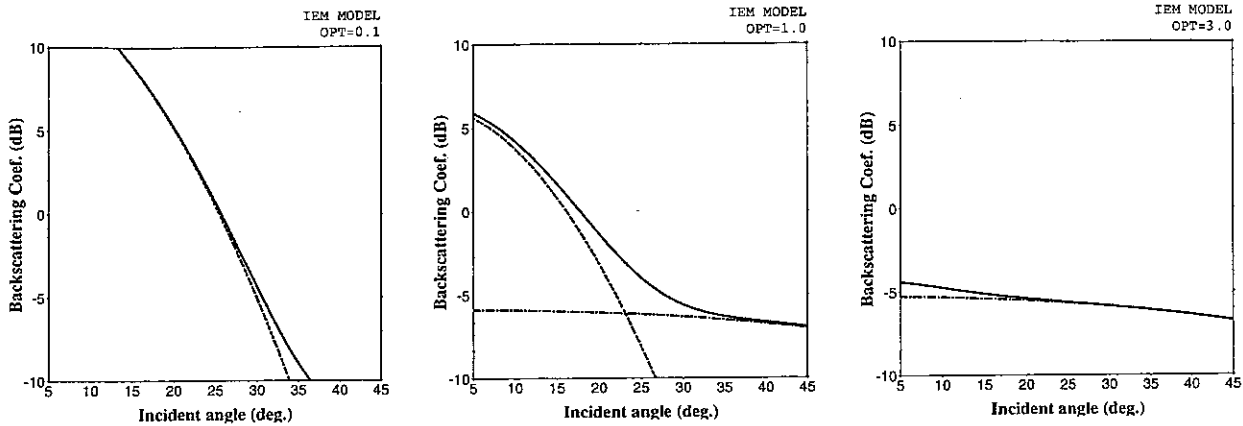


図 2: 植生量の違いによる入射角依存性の違い。(左) 植生がほとんどない場合 ( $\tau = 0.1$ ) (中) 植生が少しある場合 ( $\tau = 1.0$ ) (右) 植生が多い場合 ( $\tau = 3.0$ ) 点線は第 1 項 (土壌面から), 鎖線は第 2 項 (植生から), 実線は 2 成分の合計

土壌の誘電率が増加し, マイクロ波の反射強度も高くなる。この原理により, 土壌水分計測が行なわれる。

本研究では, 散乱モデルとして IEM モデル (例えば田殿 [1] を参照) を用いた。

### 3.2 植生の影響

現実の地表面はほとんどが植生に覆われており, その影響は無視できない。

Ulaby ら [2] を参考に植生の影響を以下のように取り扱う。

植生のある場合の後方散乱係数  $\sigma^0$  は, 2 つの成分の和で表される。

$$\sigma^0 = \Upsilon^2(\theta)\sigma_s^0 + \sigma_p^0 \quad (1)$$

第 1 項  $\Upsilon^2(\theta)\sigma_s^0$  は, 土壌面からの散乱に植生による減衰乗数をかけたものである。植生の量を表すパラメータを  $\tau$  とし, 減衰乗数とは次のような関係がある

$$\Upsilon^2(\theta) = \exp(-2\tau \sec \theta)$$

$\tau = 1$  の場合, 植生層を鉛直に通過したマイクロ波は  $e^{-1}$  倍に減衰される。

第 2 項  $\sigma_p^0$  は, 土壌面に到達せず植生により散乱される成分である。

$$\sigma_p^0 = 0.75a \cos \theta (1 - \Upsilon^2(\theta))$$

ただし,  $a$  は植生の反射率である。

パラメータを変えて計算を行うと以下のことがわかる。

- 土壌面からの散乱 (第 1 項) は入射角依存性が強いが, 植生からの散乱 (第 2 項) は入射角によらずほぼ一定のレベルを示す。
- 植生がほとんどない場合は, 土壌面からの散乱が卓越する。(図 2 左)
- 植生がやや多くなると, 入射角の大きい場合に植生からの散乱が卓越し, 土壌面の情報を捕らえにくくなる。(図 2 中)
- 植生がさらに多くなると, ほとんどの入射角で植生からの散乱が卓越する。(図 2 右)

## 4 地表面物理量データを用いた解析

グローバルなスケールで整備された地表面データを利用して, 地表面後方散乱係数と地表面物理量の関係について解析する。

今回解析した, 地表面後方散乱係数のデータは 1998 年度分すべてを利用し, 対象範囲も観測域全域とした。

月ごと・入射角ごと (25 段階)・水平方向  $1^\circ$  グリッドに分類した。

なお, 今回用いた地表面データは以下のものである。  
土地被覆データ

USGS が作成した Global Land Cover Characterization を用いた。全球を対象に土地被覆を 24 種類に分類している。

解像度は 1km である。オリジナルのデータを  $0.01^\circ$  グリッドに変換したのち,  $1^\circ$  にグリッドに集計している。その際,  $1^\circ$  内にもっとも多く含まれる土地被覆を代表としている。

## 葉面積指数 (LAI)

今回使用したのは、ISLSCP Initiative 1 CD-ROM に含まれるデータで、1987年と1988年の旬（10日平均）ごとのデータが含まれている。

## 降水量

TRMMのプロダクト3B43で作成されているものを用いた。各1°グリッドの1ヶ月平均降水強度がおさめられている。

なお、現在入手できるデータは1998年2月以降のものである。このため、1998年1月のデータについては、1999年1月のデータで代用している。

## 表層土壌水分

比較用に、数値モデルが計算した表層土壌水分のデータを利用する。

GSWP(Global Soil Wetness Project = 全球土壌水分計画)において、1987年および1988年の2年間を対象に、地表面モデルに降水量・気温などの外力を与えて土壌水分・地表面からのフラックスなどが計算されている。

今回使用したのは、JMA-SiB (Simple Biosphere Model) によって計算された結果である。ここでは、表層土壌水分を地表面から深さ5cmの平均値として定義されている。

## 4.1 土地被覆ごとの特性

まず最初に、土地被覆ごとの特性について調べた。図3は、各土地被覆について、横軸に入射角、縦軸に後方散乱係数をとった結果である。

以下のことに気づく。

- BarrenやSavannaなど植生が少ない土地被覆では、入射角が小さいときには後方散乱係数が高いが、入射角が大きくなると急激に減少する。
- Forestなど植生が多い土地被覆では、入射角による変化が少ない。
- BarrenやSavannaでは、一般的に土壌面散乱の影響が卓越するのに比べて、Forestでは、一般的に植生散乱の影響が卓越していると推察できる。
- このメカニズムの違いにより、入射角10度近辺で土地被覆ごとの後方散乱係数の大小関係が変化している。

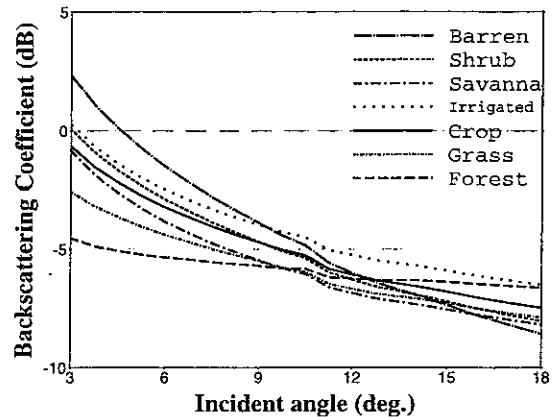


図3: 土地被覆ごとの後方散乱係数

## 4.2 葉面積指数 (LAI) との関係

次に土壌面からの散乱成分とLAIの関係に注目した。土壌面からの散乱成分を次のように求める。

式(1)から

$$\sigma^0(3^\circ) = \Upsilon^2(3^\circ)\sigma_s^0(3^\circ) + \sigma_p(3^\circ) \quad (2)$$

$$\sigma^0(18^\circ) = \Upsilon^2(18^\circ)\sigma_s^0(18^\circ) + \sigma_p(18^\circ) \quad (3)$$

として、植生からの散乱成分は角度依存性がほとんどないから  $\sigma_p(3^\circ) \approx \sigma_p(18^\circ)$  と見なせるので、式(2)から式(3)をひくと、

$$\sigma^0(3^\circ) - \sigma^0(18^\circ) \approx \Upsilon^2(3^\circ)\sigma_s^0(3^\circ) - \Upsilon^2(18^\circ)\sigma_s^0(18^\circ)$$

となる。 $\Upsilon^2(3^\circ)\sigma_s^0(3^\circ) \gg \Upsilon^2(18^\circ)\sigma_s^0(18^\circ)$  であるから、 $3^\circ$ の後方散乱係数から $18^\circ$ の後方散乱係数をひいた値は $3^\circ$ での土壌面からの散乱成分であると思なすことができる。

図4は、LAIと土壌面からの散乱成分の関係を見たものである。LAIが増加するにつれて、土壌面からの散乱成分が減少する傾向が顕著に見られた。回帰分析を行ったところ、

$$\sigma^0 = 2.04 - 4.66 \times \text{LAI} \quad (4)$$

となる。

土壌面からの散乱成分をdB表示で表すと、

$$\sigma^0(\text{dB}) = 10 \log \Upsilon^2(\theta) + \sigma_s^0(\text{dB})$$

となる。 $\Upsilon^2(\theta) = \exp(-2\tau \sec \theta)$  を代入して、

$$\sigma^0(\text{dB}) = -20 \sec \theta (\log e) \tau + \sigma_s^0(\text{dB}) \quad (5)$$

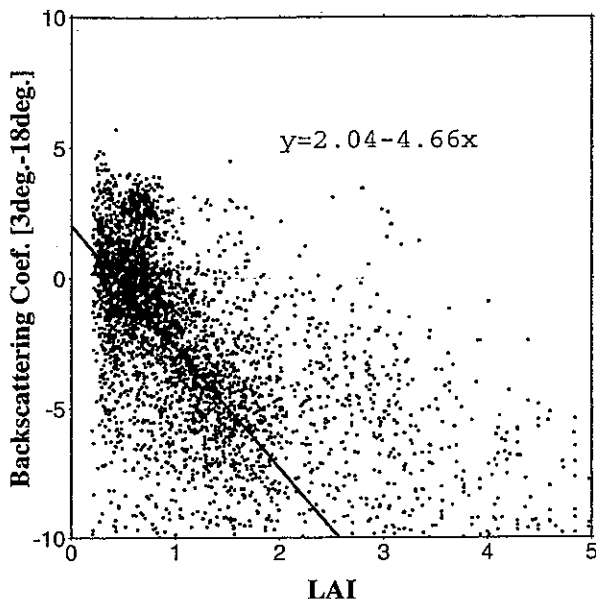


図 4: LAI と後方散乱係数 [3deg.-18deg.]

を得る. 式 (4) と式 (5) を比較すると,

$$\tau = 0.54 \times \text{LAI} \quad (6)$$

との関係が得られる.

## 5 季節変動に関する解析

最後に季節変動について, 水分量との関係に注目しながら解析する.

土壌水分量の増加は, 土壌面からの散乱成分を増加させる. また, 降雨遮断などで植生表面の水分量が増えた場合に, 植生からの散乱成分も増加する.

後方散乱係数 [3deg.] と表層土壌水分および降水量について, それぞれ各月の平均から年平均をひいた偏差を求めた. 代表として 2 月の結果を, 図 5 から図 7 に示す.

また図 12 から図 15 までに, 代表的な土地被覆を持つ 4 領域について, 後方散乱係数 [3deg.] および表層土壌水分の偏差と降水量の月変化を示した.

まず, 全般的に見て, 土壌水分の増加 (減少) と後方散乱係数の増加 (減少) はよく対応している.

土地被覆により以下のような特徴がある.

- 裸地面では, 植生の影響が少ないため, 後方散乱係数と土壌水分が良く対応すると理論的な期待が持てるが, 裸地面は土壌水分の季節変動自体がほとん

どなく, 季節変動の一致について議論することができない. (サハラ砂漠=図 12)

- サバンナや耕地などやや植生のある地点では, 土壌水分・後方散乱係数ともに変動がみられ, 季節変動の傾向はよく対応している. (サヘル地帯=図 13, タイ水田地帯=図 14)
- 森林では, 土壌水分の変化に対して, 後方散乱係数の変化が少ない. (アマゾン=図 15)

森林においては, 植生からの散乱成分が卓越しており, 土壌面からの散乱成分の変化が (植生のない場合と比べて) 弱く観測されると説明できる.

しかし, 水分量の変化にともなう植生からの散乱成分の変化を捕らえている可能性もあり, 後方散乱係数の季節変動が, 土壌水分の季節変動をとらえたものであるとは, 断定できない.

図 8 から図 11 は, 後方散乱係数 [3deg.] と降水量, 後方散乱係数 [3deg.] と土壌水分の月データの相関を調べた結果である.

全体的に見て, 降水量の変化と土壌水分量の変化は対応しているのに対して, 土壌水分量の変化は後方散乱係数の変化に比べて遅れている.

これは, PR の後方散乱係数はほとんど表層の数 mm 程度の土壌水分を観測しているのに対して, モデルで予測する土壌水分は表層 5cm までの平均値であり, 弱い雨の場合には, 表面を濡らすだけですぐに蒸発してしまい, モデルでの土壌水分の変化は, 降水量や表層土壌水分の変化と比べて遅れるためと考えられる.

また, サヘル地帯においては, 後方散乱係数の変動のピークが雨季の前半に位置し, 降水量や表層土壌水分の季節変動より早くなっている. これは, 雨季の後半には, 植生が成長し減衰が強くなるためと考えられる.

## 参考文献

- [1] 田殿武雄. 地表面粗度特性に基づく合成開口レーダによる陸面水文量算定手法の開発. 長岡技術大学博士論文, 1998.
- [2] F. T. Ulaby, R. K. Moore, and A. K. Fung. *Microwave Remote Sensing*, Vol. III. Artech House INC., 1986.

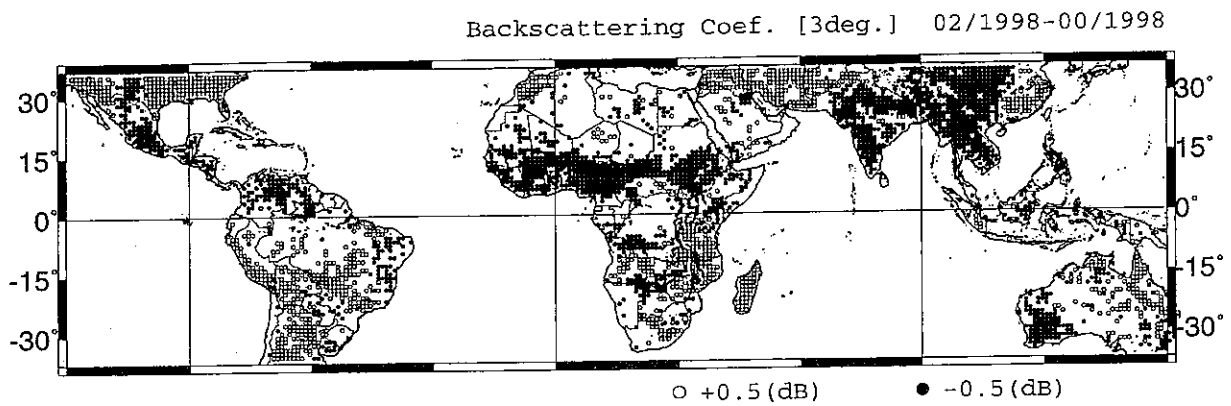


図 5: 後方散乱係数 [3deg.] の月偏差 (2月). ただし, 白丸は年平均より 0.5dB 以上高い地点. 黒丸は年平均より 0.5dB 以上低い地点.

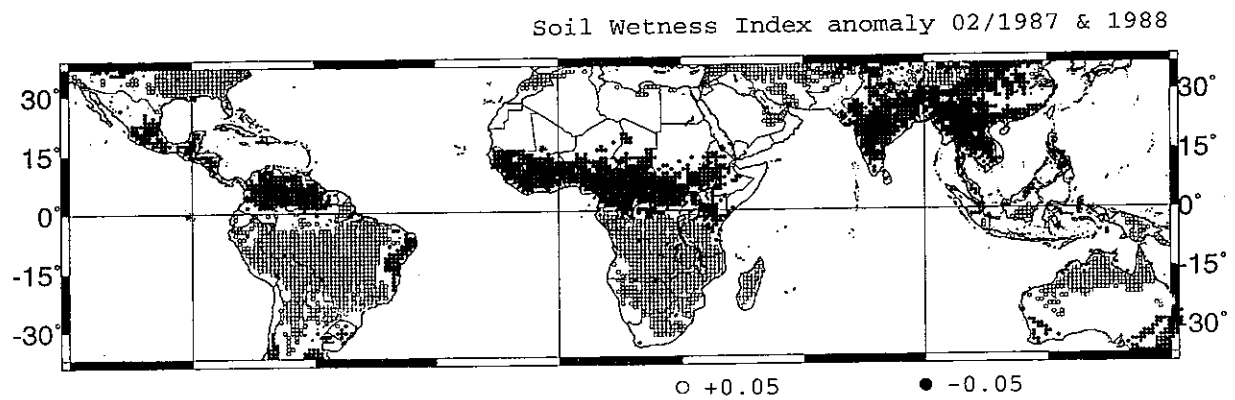


図 6: 表層土壌水分量の月偏差 (2月). ただし, 白丸は年平均より 0.05 以上高い地点. 黒丸は年平均より 0.05 以上低い地点.

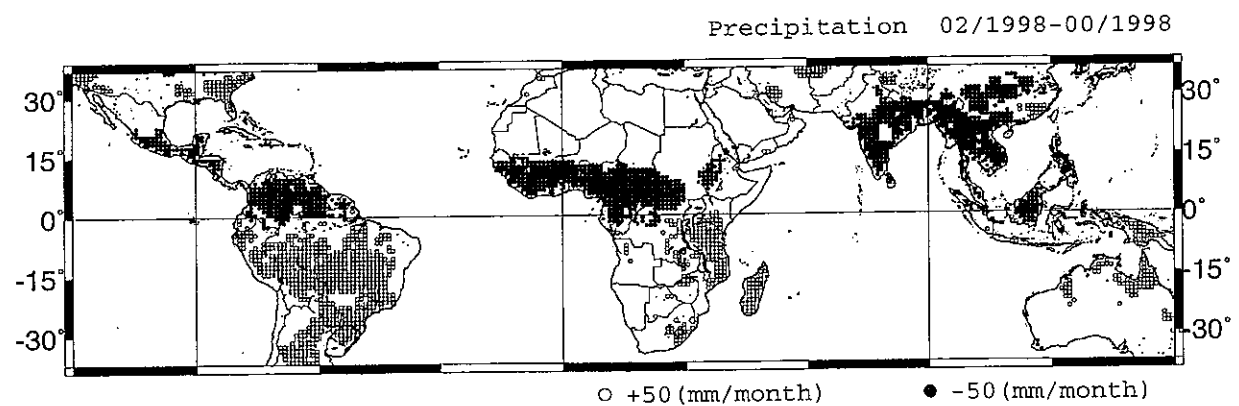


図 7: 降水量の月偏差 (2月). ただし, 白丸は年平均より 50mm/月以上多い地点. 黒丸は年平均より 50mm/月以上低い地点.

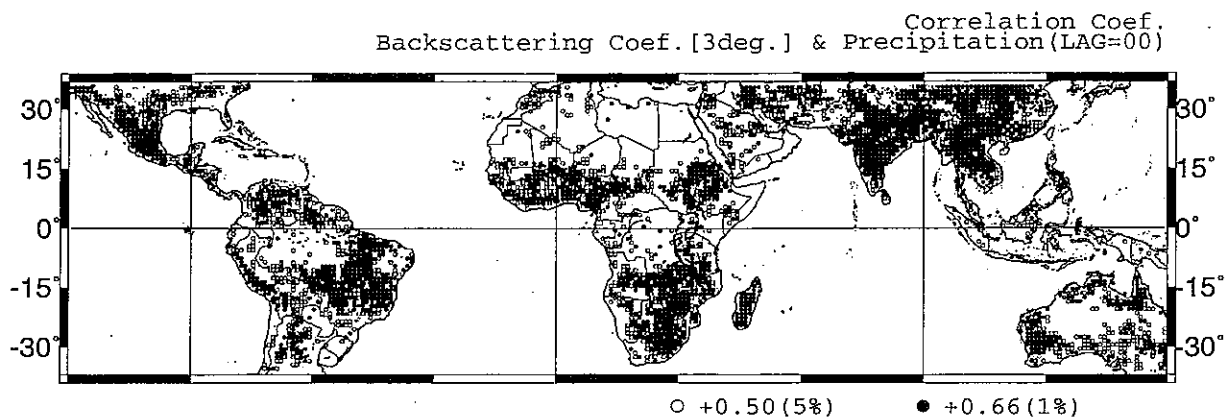


図 8: 後方散乱係数 [3deg.] と降水量の月データの相関解析。(黒丸は相関係数 0.66=有意水準 1%以上, 白丸は相関係数 0.50=有意水準 5%以上, 以下同じ.)

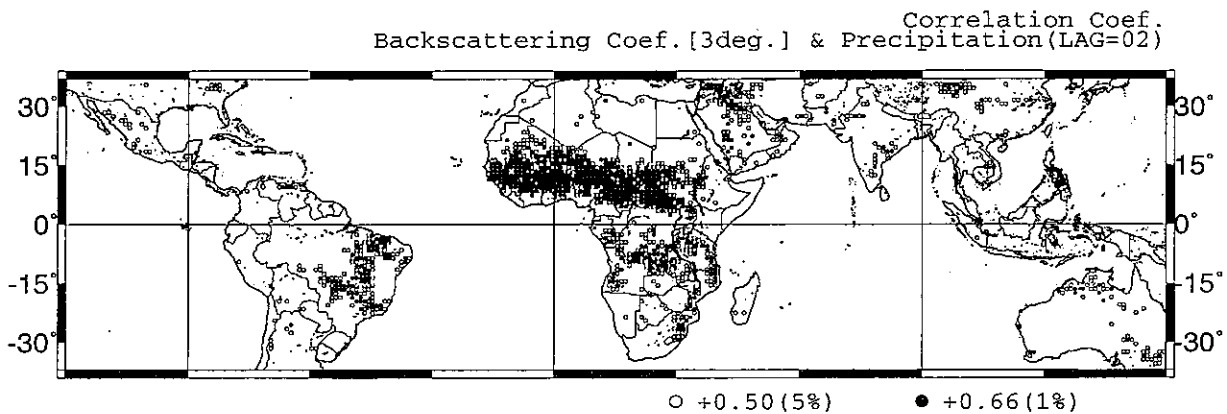


図 9: 後方散乱係数 [3deg.] と降水量の月データの相関解析. ただし, 降水量データを 2ヶ月前にずらしている.

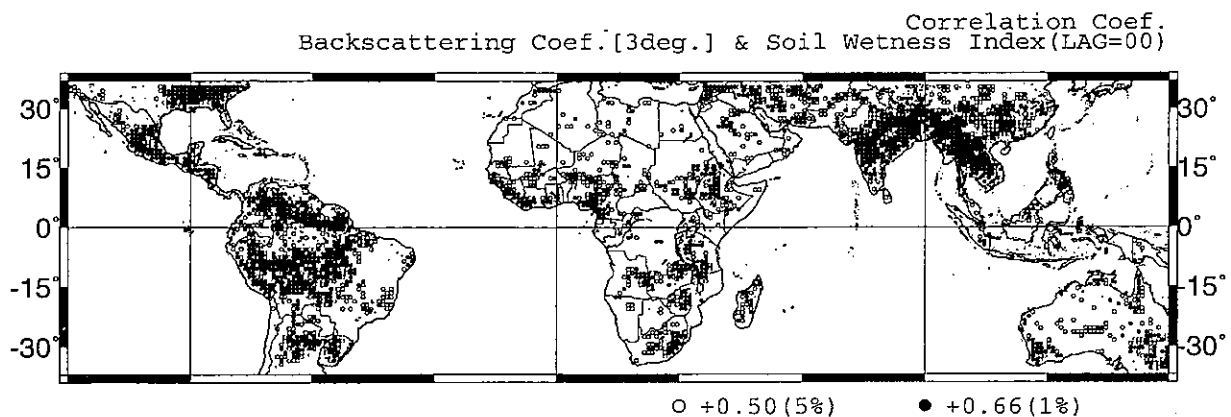


図 10: 後方散乱係数 [3deg.] と土壌水分の月データの相関解析.

Correlation Coef.  
Backscattering Coef. [3deg.] & Soil Wetness Index (LAG=02)

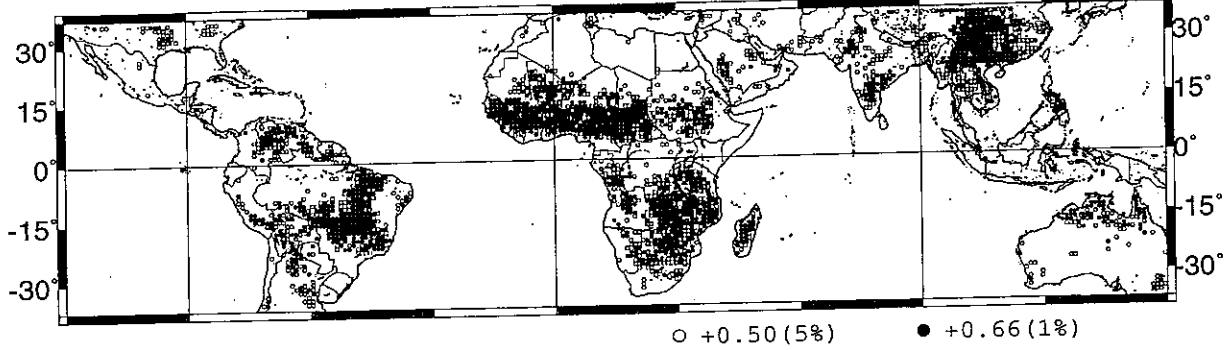


図 11: 後方散乱係数 [3deg.] と土壌水分の月データの相関解析. ただし, 土壌水分データを 2ヶ月前にずらしている.

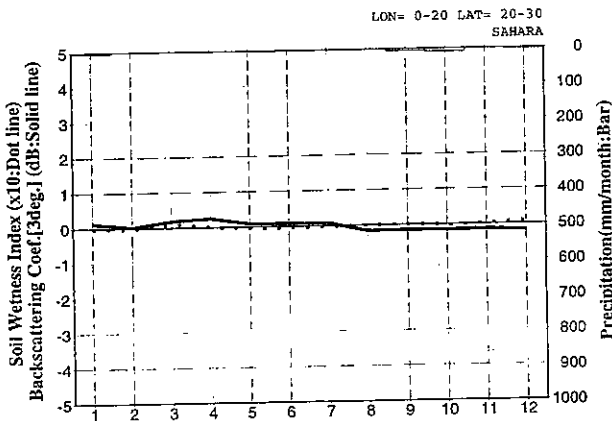


図 12: サハラ砂漠 (0°E-20°E, 20°N-30°N). 実線は後方散乱係数の月偏差, 点線は土壌水分の月偏差, 棒グラフは降水量, 以下同じ.

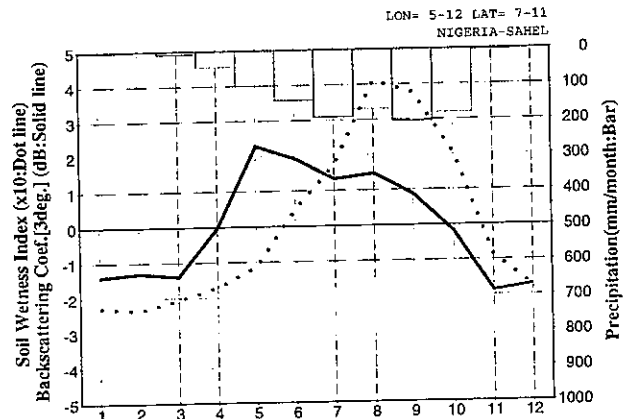


図 13: サヘル地帯 (5°E-12°E, 7°N-11°N)

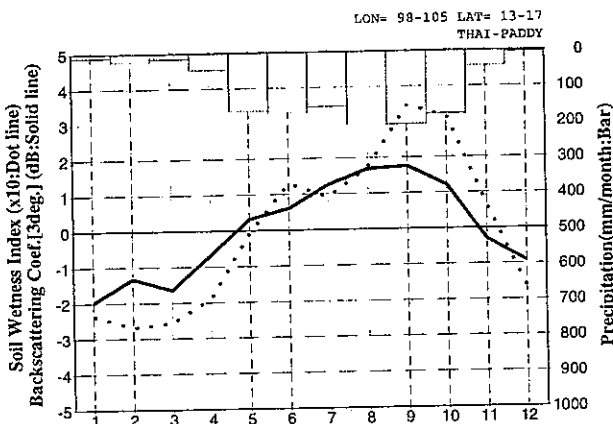


図 14: タイ水田地帯 (98°E-105°E, 13°N-17°N)

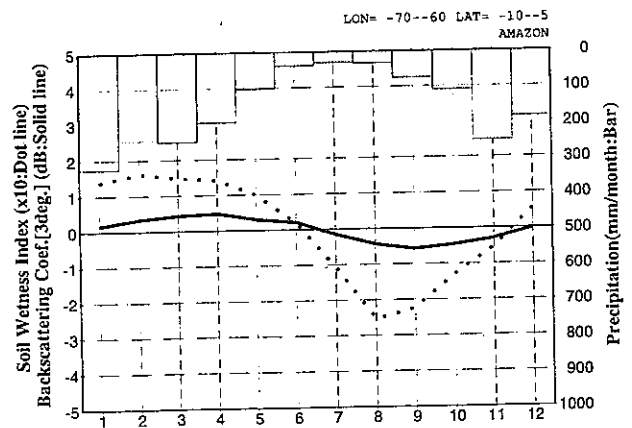


図 15: アマゾン (70°W-60°W, 10°S-5°S)