

TRMM/PR などのマイクロ波センサを用いた土壌水分および植生情報の抽出と解析

RETRIEVAL AND ANALYSIS OF SOIL MOISTURE AND VEGETATION
BY TRMM/PR AND OTHER MICROWAVE SENSORS

瀬戸 心太¹・沖 大幹²・鼎 信次郎³・虫明 功臣⁴

Shinta SETO, Taikan OKI, Sinjiro KANAE, and Katumi Musiake

¹東京大学工学系研究科社会基盤工学専攻 大学院博士課程 (〒153-8505 東京都目黒区駒場 4-6-1)

²東京大学生産技術研究所 助教授 (〒153-8505 東京都目黒区駒場 4-6-1)

³東京大学生産技術研究所 助手 (〒153-8505 東京都目黒区駒場 4-6-1)

⁴東京大学生産技術研究所 教授 (〒153-8505 東京都目黒区駒場 4-6-1)

1. はじめに

地球規模の水循環を考えると、土壌水分として貯えられる水の量は全淡水のおよそ 0.03% を占めるにすぎないが、大気と陸面の境界に位置するために、土壌水分が気候システムを介して地球規模の水循環に与える影響は大きい。大気大循環モデルなどの気候モデルで再現される降水量は、初期条件としての土壌水分に大きく影響されることが示されている^{1),2),3)}。一方で、土壌水分は水資源量の分布をあらわすための簡便な指標ともなりうる。温暖化を大気海洋結合モデルでシミュレーションした実験において、北米や南欧の中高緯度地域、中央アジアや地中海沿岸地域などの半乾燥地域において夏期の土壌水分が減少する傾向にあるとの結論が得られている⁴⁾。しかしながら、現在利用できる地球規模の土壌水分情報はほとんどが数値モデルの計算結果として得られたものである。最近のものとしては、GSWP(Global Soil Wetness Project, 全球土壌水分計画)⁵⁾のもと、1°×1°に整備された ISLSCP の気象データセット(降水量, 放射, 風速など)を地表面のサブモデル(Bucket, SiB など)に与えて、土壌水分を蒸発量などのフラックスと同時に求めている。これに対して、土壌水分を直接に観測したデータセットとよべるものは地球規模ではほとんどない。TDR などの計測機器を用いて、土壌水分を直接に観測している地点はごく限られている⁶⁾。このため、GSWP においても、例えば河川流量を用いた水収支の面からのシミュレーションの妥当性の検証は行なわれているが⁷⁾、土壌水分そのものの観測値を利用した検証はごく限られた地点についてのみである。粗度や植生といった多くの問題はあっても、マ

イクロ波センサを利用した広域かつ継続的な観測が、土壌水分の気候システムへの影響、水資源指標としての役割の大きさ考えたときに、不可欠であると言える。

2. マイクロ波センサによる土壌水分測定

マイクロ波帯の周波数に対する土壌の誘電率が土壌水分量によって変化することを原理として、マイクロ波センサにより土壌水分が推定される。受動型、能動型ともに共通であるが、受動型の場合は土壌水分のほかに物理温度の影響が卓越する。一方、能動型の場合には粗度によって観測値(後方散乱係数)は大きく変化する。さらに、現実の地表面では多くの場合に植生の影響があり、植生の存在は一般に土壌水分に対する観測感度を下げる働きをする。

一方で、観測の時空間スケールの違いに注目してみると、能動型のセンサの一部に実現されている合成開口レーダ(SAR)は、高い空間解像度(10m 程度、衛星搭載の場合=以下同様)に特徴があるが、観測の軌道幅が狭いために観測の周期(時間解像度)は1ヶ月程度と低い。マイクロ波センサで推定可能な表層付近の土壌水分量は、降雨イベントごとに急激な、季節変化の幅にも相当する上昇を示し、その後の無降雨期間に次第に乾燥化による減少を見せる。したがって、土壌水分の観測に適した時間スケールとしては、月単位よりも日単位程度が望ましく、SAR による観測は時間スケールの面で不十分であると言える。このため、地球規模での土壌水分情報の作成のためには、空間解像度を犠牲にしても時間解像度の高い受動型や SAR 以外の能動型センサを使う必要があると考える。こうした空間解像度の低いマイ

クロ波センサとして現在運用中のものには、受動型のセンサで DMSP(Defence Meteorological Satellite Program) 搭載の SSM/I(Special Sensor Microwave/Imager) シリーズ, TRMM(Tropical Rainfall Measuring Mission) 搭載の TMI(TRMM Microwave Imager) などがある。また、能動型のセンサとして ERS(European Remote-sensing Satellite) 搭載の Windscatterometer(WSC), TRMM 搭載の PR(Precipitation Radar) などがある。低空間解像度のセンサを使う際の問題点としては、地表面の不均一性の影響がある。また、とくに能動型のセンサに表れる粗度の影響については、考慮することが非常に難しくなる。

3. 本研究の目的

マイクロ波センサからの、地球規模での土壌水分情報の作成は依然として研究段階にとどまっている。本研究では、低空間解像度のマイクロ波センサを利用した土壌水分データセットの作成に向けて、基礎となる検討を行なう。

土壌水分データセット作成のための目標期間を 1998 年から 2000 年の 3 年間として、その間順調に運用された TRMM 搭載の PR および TMI を利用することにする。著者らは、TRMM/PR の計測する後方散乱係数の特性を解析し、それを利用した月単位、1 度×1 度グリッドで、熱帯域を対象とした土壌水分推定を既に行なっている⁸⁾。この手法を改良して、日単位、0.25 度グリッドでの推定を目指すこととする。手法の開発について、本論文では報告する。

4. 推定のための基本式

能動型のマイクロ波センサで観測される後方散乱係数を説明するために次の式(1)を用いる。以下、この式を基本式と呼ぶ。

$$\sigma^0 = (1 - f)\sigma_s^0 + f\sigma_v^0 \quad (1)$$

ここに、 σ_s^0 は土壌面からの散乱、 σ_v^0 は植生層からの散乱であり、観測される後方散乱係数 σ^0 は以上の 2 成分の面積比率による重み付け和として表現される。 f は植生面の割合である。

σ_s^0 , σ_v^0 の値は、砂漠、森林で観測される後方散乱係数で代表されると考え、USGS(US Geological Survey) の土地被覆分類データセット Global Land Cover Characterization から裸地(分類 17-20)、森林(分類 11-15)に相当するグリッドを TRMM/PR が観測可能な 37S-37N の範囲で抽出し、該当グリッドの年平均後方散乱係数を計算した。その結果得られた値の各入射角ごとの値を図-2に示す。

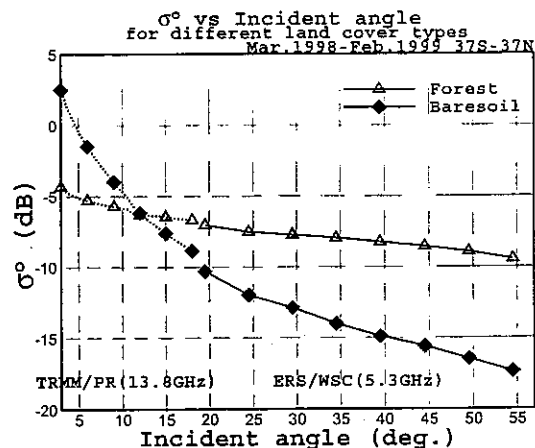


図-1 裸地面、森林面での平均的な後方散乱係数の入射角依存性

0-18 度の範囲は TRMM/PR での観測値、20-55 度の範囲は ERS/WSC での観測値である。2つのセンサが使用する周波数は異なるが、後方散乱係数の代表値でみると、18 度付近で2つのセンサの観測値は近い値を示している。とくに、森林の場合にセンサ間の観測値の差が小さく、曲線がより接続しているように見える。対して、裸地の場合にはやや差があり ERS/WSC での観測の方が低い。これは、土壌面での散乱において周波数が異なることで粗度の影響が変化するためではないかと推測される。いずれにせよ、この値を σ_s^0 (ただし、土壌水分量が 0% の場合)、 σ_v^0 の代表値として用いることにする。

5. 能動型センサによる土壌水分観測への入射角の影響

TRMM/PR での観測の特徴は、入射角が小さい(0-18 度)、すなわち直下に近い観測が行なえることにある。対して、低空間解像度のセンサである ERS/WSC の入射角は 17-57 度であり、斜め方向からの観測となっている。SAR においても、20 度以下の入射角で観測されるケースは少ない。RADARSAT において、一部観測モードで実現される程度である。10 度以下の入射角で観測するセンサは PR のほかにはない。そこで PR を利用するための事前検討として、入射角の違いにより土壌水分の観測にどのような影響が表れるのか、言い換えれば「どの入射角での観測が土壌水分の観測に適しているのか」という疑問に答えるための解析を行なう。

(1) 統計解析

まず実際のデータに基づき統計解析により検討する。ERS/WSC で計測された後方散乱係数(入射角 20

度-55度について、5度ごとに集計)、土壌水分、NDVI(植生指標)のデータセットから、後方散乱係数と土壌水分、後方散乱係数とNDVIの相関係数を計算した。なお、ERS/WSCのデータは、ESA(European Space Agency)などから配布されている“Database of Global C-band Radarbackscatter CD-ROM”⁹⁾より取得した。このCD-ROMには、17度-57度を5度ごとの入射角帯に分けて50kmグリッドでの後方散乱係数の平均値、頻度分布が収録されているが、時間解像度が3か月であり季節変化の解析には不十分である。ただし、入射角40度の場合の平均値および入射角依存性(入射角と後方散乱係数の関係を直線回帰したもの)については、1か月単位で提供されているので、この値をもとにして20度-55度に相当する後方散乱係数を月単位で算出した。土壌水分のデータは、Nijssen et al.¹⁰⁾が地表面のマクロ水文モデルであるVIC(Variable Infiltration Capacity)モデルに地上気象データを与えて計算したものを利用した。NDVIはNOAA/AVHRRから計算され、NASA/DAACのftpサイトで公開されているものを利用した。いずれも1992年-1993年の月単位のデータを利用した。空間解像度は、もっとも粗い土壌水分データの2度グリッドに合わせた。

図-2において、濃い青は土壌水分とのみ有意な正の相関が見られた地点、濃い緑はNDVIとのみ有意な正の相関が見られた地点、薄い青(緑)は両者ともに有意な相関が見られたが土壌水分(NDVI)との相関係数の方が高かった地点である。上の図は入射角20度の場合、下の図は入射角55度の場合を示す。

また、各入射角ごとにヒストグラムを作成したものが図-3である。

図-3から明らかに分かるように、濃い(薄い)青に該当するグリッド数は入射角が大きくなるほど減少し、逆に濃い(薄い)緑に該当するグリッド数が増加する。このことは、少なくともERS/WSCの観測システムのもとでは、入射角が小さい方が土壌水分計測に適しているということを示している。ERS/WSCよりも小さな入射角で計測されるTRMM/PRは、さらに土壌水分観測に適したセンサであると期待できる。

(2) 基本式の感度

次に、基本式をもとにして、土壌水分変化、植生量変化に対する観測値の感度を検討する。土壌水分の変化に相当する場合として、 σ_0^0 が1(dB)増加した場合を、また植生量の変化に相当する場合として、 f が0.01増加した場合を考え、それぞれの場合の観測値の変化を図-4に示した。図-4の縦軸は基準となる植生被覆率であり、横軸は $\sigma_0^0(0\%) - \sigma_0^0$ の値を示す。すなわち、横軸は入射角に対応する。

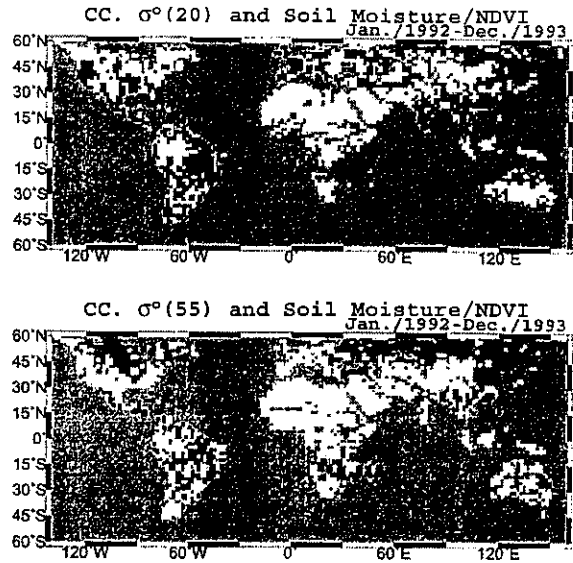


図-2 ERS/WSCの後方散乱係数 σ^0 と土壌水分およびNDVIの相関係数による分類図(上:入射角20度の場合、下:入射角55度の場合)

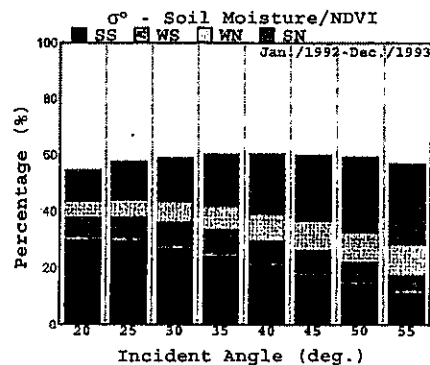


図-3 図-2のヒストグラム表示

σ_0^0 が1dB増加した場合の σ^0 の変化を示したのが左の図である。当然ながら、植生被覆率が少ない方が感度は高くなる。入射角との関係でみると、入射角が小さくなるほど土壌水分に対する感度が強くなり統計解析の結果に矛盾しない。また、右の図では f が0.01増加した場合の σ^0 の変化を示しているが、入射角12度において感度がゼロになり、それより大きい場合には σ^0 は増加、反対に小さい場合には σ^0 は減少する。現実の地表面では、土壌水分と植生被覆率が同時に変化し、そのなかから土壌水分の変化のみを抽出しなければならない。このため、土壌水分変化に対する感度は最大でないものの、植生被覆率に対する感度がゼロに近づく入射角12度付近の計測を利用するのが土壌水分観測にもっとも有利であると考えられる。

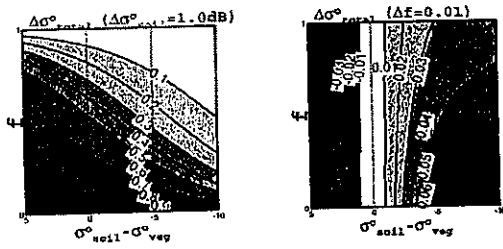


図-4 基本式に基づく後方散乱係数の感度分析(左: σ_s^0 が 1dB 増加した場合, 右: f が 0.01 増加した場合)

6. TRMM/PR による土壌水分推定

(1) 推定手法

前節の検討から TRMM/PR は入射角の面で土壌水分推定に有利であり, とくに 12 度付近での観測が有効であることを示した. 次に, 土壌水分を定量的に推定する手法を述べる. 簡単のために, 植生被覆率 f が時間変化しないと仮定する.

基本式において, 土壌水分が 0% の状態を考える.

$$\sigma^0(0\%) = (1-f)\sigma_s^0(0\%) + f\sigma_v^0 \quad (2)$$

$\sigma_s^0(0\%)$, σ_v^0 は先に示した砂漠, 森林の値を利用する. 年間を通じた σ^0 の最低値を $\sigma^0(0\%)$ と見なして, f の値を計算する. この計算は, 原理的にはどの入射角を利用しても構わないが, 計算上は $\sigma_s^0(0\%)$ と σ_v^0 の差ができるだけ開いている方が適当だと考えられる. したがって, TRMM/PR の場合には入射角 3° での観測を利用する. 次に, 基本式と式 (2) の差をとる.

$$\sigma^0(M_v\%) - \sigma^0(0\%) = (1-f) \{ \sigma_s^0(M_v\%) - \sigma_s^0(0\%) \} \quad (3)$$

毎回の観測から, 左辺の値 (土壌水分 0% の状態からの変化分) が計算される. これに先に計算した f を利用すると, 土壌面からの後方散乱係数の変化分が求まる. 土壌面からの散乱成分の変化は, 粗度が変化しない場合には, 土壌水分の変化との間に 1 対 1 の関係が成り立つこと¹¹⁾を利用して, 土壌水分量 $M_v\%$ を求める.

(2) オクラホマへの適用

この推定手法を適用して, アメリカ中央部に位置するオクラホマ州 (33-37N, 100-94W の領域) を対象に, 日単位, 0.25 度グリッドでの土壌水分推定を試みた. この領域には, オクラホマメソネットとよばれる気象観測網が展開されている. 図-5 にその観測点を示す.

土壌水分についても 30 分間隔で, Heat Dissipation Method (熱拡散法) により自動的に観測されており, 地上検証が可能である. 土壌水分を推定するためには, 同一の入射角での観測を利用する必要がある. しかし, 図-6 に示すように同一の入射角での観測は, 数日に 1 回程度しか得られない.

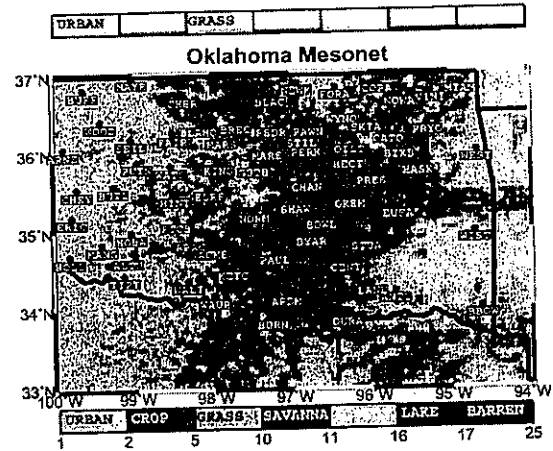


図-5 オクラホマメソネットにおける土壌水分観測点の分布

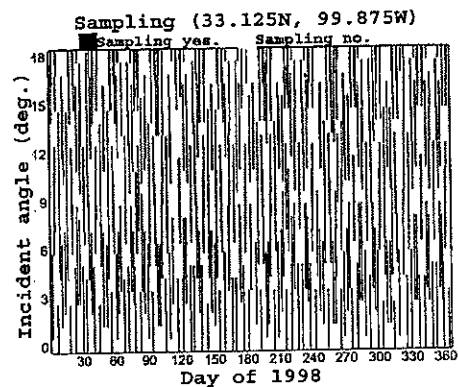


図-6 オクラホマ (33-33.25N, 100-99.75W) での各日, 各入射角ごとの観測の有無

このため, 異なる入射角での観測を, 直線回帰により同一の入射角での観測に相当する値に変換して利用することにした. 図-7 に異なる入射角間で観測された後方散乱係数の相関係数を示す (月単位で計算). オクラホマ領域では, 全般的に入射角間の相関がよく, 3 度から 18 度の間ではどの入射角の組み合わせをとっても 0.90 以上の高い相関係数を示している.

そこで, 3 度から 18 度で観測された後方散乱係数を 12 度での観測値に変換して, 推定に利用することにした. これにより, ほぼ毎日観測値が得られることになり, 日単位での推定が可能となった. 推定結果の一例を図-8 に示す. 現地観測の土壌水分値と比較したところ, 降水イベントによる土壌水分の上昇とその乾燥過程が, 5cm で観測値との間でよく一致することが示された.

(3) 他の地域への適用可能性

次に, TRMM が観測可能な他の地域でも, オクラホマと同様な手法で推定が可能かどうかを調べることにする. オクラホマの場合には次の 2 つの理由により, 比

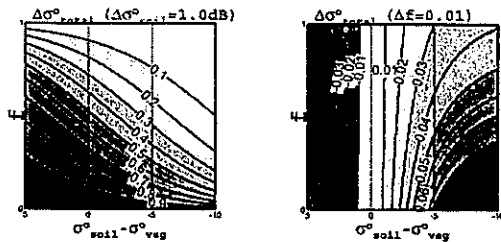


図-4 基本式に基づく後方散乱係数の感度分析(左: σ_{soil}^0 が 1dB 増加した場合, 右: f が 0.01 増加した場合)

6. TRMM/PR による土壌水分推定

(1) 推定手法

前節の検討から TRMM/PR は入射角の面で土壌水分推定に有利であり、とくに 12 度付近での観測が有効であることを示した。次に、土壌水分を定量的に推定する手法を述べる。簡単のために、植生被覆率 f が時間変化しないと仮定する。

基本式において、土壌水分が 0% の状態を考える。

$$\sigma^0(0\%) = (1 - f)\sigma_{soil}^0(0\%) + f\sigma_v^0 \quad (2)$$

$\sigma_{soil}^0(0\%)$, σ_v^0 は先に示した砂漠、森林の値を利用する。年間を通した σ^0 の最低値を $\sigma^0(0\%)$ と見なして、 f の値を計算する。この計算は、原理的にはどの入射角を利用して構わないが、計算上は $\sigma_{soil}^0(0\%)$ と σ_v^0 の差ができるだけ開いている方が適当だと考えられる。したがって、TRMM/PR の場合には入射角 3° での観測を利用する。次に、基本式と式 (2) の差をとる。

$$\sigma^0(M_v\%) - \sigma^0(0\%) = (1 - f) \{ \sigma_{soil}^0(M_v\%) - \sigma_{soil}^0(0\%) \} \quad (3)$$

毎回の観測から、左辺の値(土壌水分 0% の状態からの変化分)が計算される。これに先に計算した f を利用すると、土壌面からの後方散乱係数の変化分が求まる。土壌面からの散乱成分の変化は、粗度が変化しない場合には、土壌水分の変化との間に 1 対 1 の関係が成り立つこと¹¹⁾を利用して、土壌水分量 $M_v\%$ を求める。

(2) オクラホマへの適用

この推定手法を適用して、アメリカ中央部に位置するオクラホマ州 (33-37N, 100-94W の領域) を対象に、日単位、0.25 度グリッドでの土壌水分推定を試みた。この領域には、オクラホマメソネットとよばれる気象観測網が展開されている。図-5 にその観測点を示す。

土壌水分についても 30 分間隔で、Heat Dissipation Method(熱拡散法)により自動的に観測されており、地上検証が可能である。土壌水分を推定するためには、同一の入射角での観測を利用する必要がある。しかし、図-6 に示すように同一の入射角での観測は、数日に 1 回程度しか得られない。

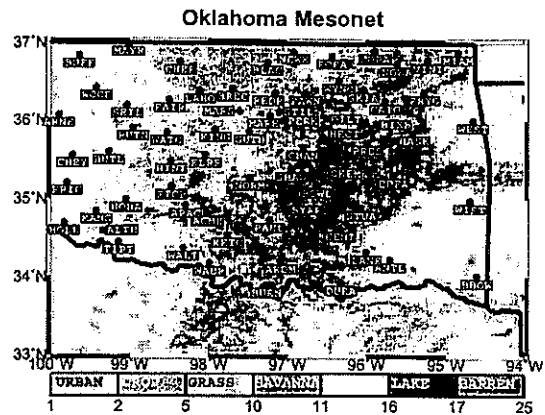


図-5 オクラホマメソネットにおける土壌水分観測点の分布

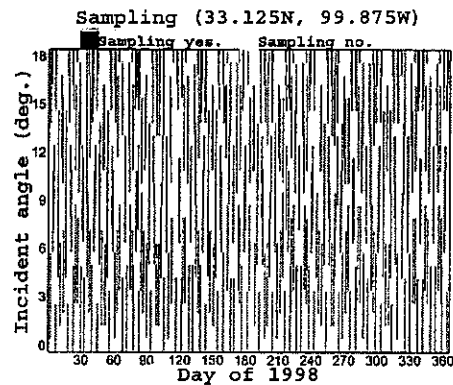


図-6 オクラホマ (33-33.25N, 100-99.75W) での各日、各入射角ごとの観測の有無

このため、異なる入射角での観測を、直線回帰により同一の入射角での観測に相当する値に変換して利用することにした。図-7 に異なる入射角間で観測された後方散乱係数の相関係数を示す(月単位で計算)。オクラホマ領域では、全般的に入射角間の相関がよく、3 度から 18 度の間ではどの入射角の組み合わせをとっても 0.90 以上の高い相関係数を示している。

そこで、3 度から 18 度で観測された後方散乱係数を 12 度での観測値に変換して、推定に利用することにした。これにより、ほぼ毎日観測値が得られることになり、日単位での推定が可能となった。推定結果の一例を図-8 に示す。現地観測の土壌水分値と比較したところ、降水イベントによる土壌水分の上昇とその乾燥過程が、5cm で観測値との間でよく一致することが示された。

(3) 他の地域への適用可能性

次に、TRMM が観測可能な他の地域でも、オクラホマと同様な手法で推定が可能かどうかを調べることにする。オクラホマの場合には次の 2 つの理由により、比

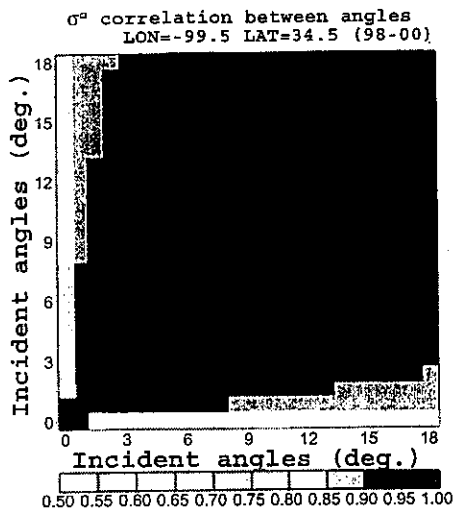


図-7 オクラホマ (33-34N, 100-99W) での異なる入射角で観測された後方散乱係数の相関

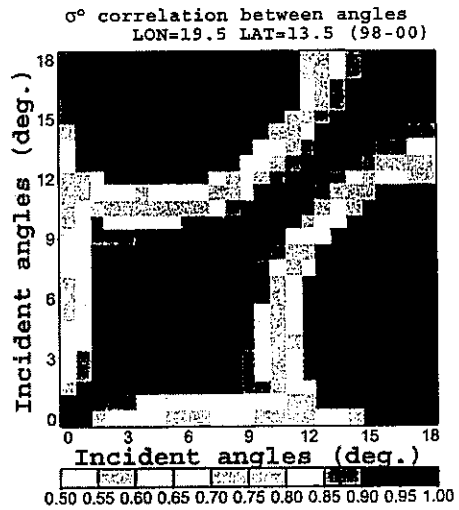


図-9 サヘル (13-14N, 19-20E) での異なる入射角で観測された後方散乱係数の相関

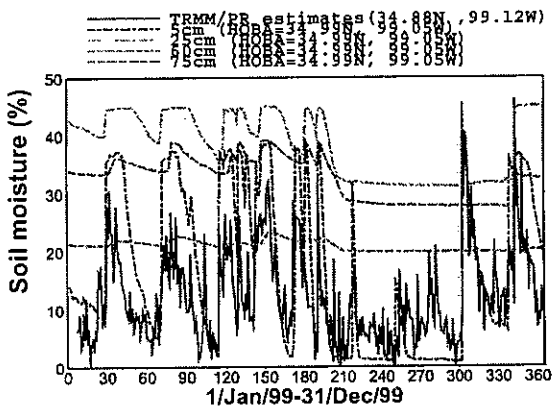


図-8 オクラホマ (34.75-35N, 99.25-99W) での TRMM/PR による土壌水分推定値と Hobart (34.99N, 99.05W) での土壌水分観測値の比較

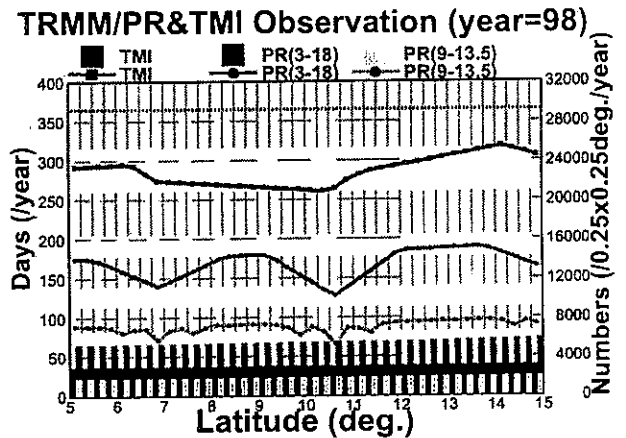


図-10 サヘルに相当する緯度帯 (5-15N) での PR, TMI の年間観測数, 観測日数

較的容易に日単位で土壌水分の推定が行なえた。

a) 植生変化の影響が小さい

基本式から、植生の被覆率が変化すると、その効果は入射角 12 度より小さい場合と大きい場合で異なる符号の変化を示すことが分かる。したがって、植生の被覆率が変化すれば、後方散乱係数の変化は入射角により位相がずれてくることになる。オクラホマの場合には、入射角 3 度から 18 度の間で高い相関を示していることから、植生被覆率の変化の影響が少なく、推定手法で述べた仮定が利用できた。

b) 観測数が多い

衛星の観測範囲の両端に位置する緯度帯では、観測数が赤道付近に比べて高くなる。オクラホマの場合には熱帯域のほぼ 5 倍のサンプリング数があり、入射角を区別しなければ 0.25 度グリッド内がほぼ毎日観測される。

また、a) の理由から幅広い入射角帯での観測値の相関が高いために、推定に利用できるサンプリング数、観測日数も高い。

オクラホマと対照的な地域としてアフリカのサヘル地域をあげることができる。図-7と同様な入射角間の後方散乱係数の相関を計算すると、12 度を境にして違う傾向の変化を示していることが分かる (図-9)。このことは、植生被覆率の変化が後方散乱係数の観測に表れていることを示唆している。このため、先に述べた f の変化がないとする仮定にずれが生じる。また、この緯度帯では観測数が少なく、観測日数は入射角 3-18 度を合わせても年間 150 日前後、植生の影響を比較的受けにくいと考えられる入射角 9-13.5 度の範囲にしぼると年間 100 日前後となる (図-10)。

a) に示した植生被覆率変化の影響の大小により、

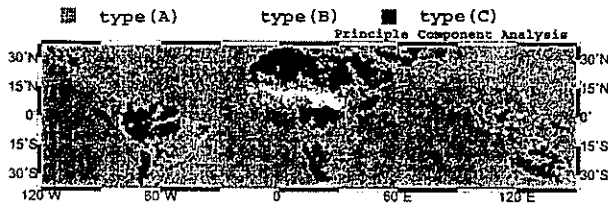


図-11 $\sigma^0(3^\circ), \sigma^0(18^\circ)$ の変動についての主成分分析を利用した分類結果

地域を分類する。1度グリッドを対象として、タイプA($\sigma^0(3^\circ), \sigma^0(18^\circ)$ ともに変動が大きくその変動が一致する地域)、タイプB($\sigma^0(3^\circ), \sigma^0(18^\circ)$ ともに変動が大きくその変動が一致しない地域)、タイプC($\sigma^0(3^\circ), \sigma^0(18^\circ)$ ともに変動が小さい)に分類した。これには $\Delta\sigma^0(3^\circ), \Delta\sigma^0(18^\circ)$ の2変数(ただし Δ は年平均からの偏差を表す)を対象とした主成分分析の手法を用いることにした。タイプAは第1主成分得点の分散が大きく(0.5dB以上)、第2主成分得点の分散が小さい(0.5dB以下)地点、タイプBは第1主成分得点の分散が大きく(0.5dB以上)、第2主成分得点の分散も大きい(0.5dB以下)地点、タイプCは第1主成分得点の分散、第2主成分得点の分散ともに小さい(0.5dB以下)の地点となる。

この結果、タイプBとして分類されるのはサヘル地域のみとなり、この地域でもっとも植生被覆率の変動が大きいことが示された。タイプAに分類された地域は、オクラホマと同様に植生被覆率の変動が少ないと見なせ、広い範囲の入射角帯の情報が利用できる。タイプCに分類された地域は、砂漠と森林という極端な2つの土地被覆を含むがいずれも後方散乱係数の変化が小さい。これは、砂漠では $f=0$ に近いが土壌水分の変化がほとんどないため、また森林では $f=1$ に近く土壌水分変動の影響がでないためと考えることができる。タイプCについては土壌水分推定の対象外とする。

7. TRMM/TMI を利用した推定

前節で示したように日単位の土壌水分推定をTRMM/PRのみで行なうことは、地域により難しい場合がある。そのために、TRMMに搭載された受動型マイクロ波センサであるTMIを併用することにする。TMIでは年間300日以上観測が可能である(図-10)。TMIは10,19,22,37,85GHzの周波数で水平垂直両偏波による観測を行なう(ただし、22GHzは垂直偏波のみである)。周波数が低いほど大気中の水蒸気、降水などの影響を受けにくいので、陸面観測に有利である。ただし、空間解像度は周波数が高い方が細くなる。

本節ではTMIによる観測を利用して、土壌水分変動を再現する簡便な手法を提案する。

(1) 土壌水分変動、植生変動に対応するインデックス

土壌水分変動に対応するインデックスとして代表的なものに偏波間輝度温度差がある。これは、同周波の両偏波で計測された輝度温度を用いるもので、垂直偏波での値から水平偏波での値を引いたものである。例えば、植生と土壌層からなる層を対象にして、次のような放射伝達式を考える。

$$T_B^q = (1 - e^{-\tau})(1 - \omega)T_c + e^{-\tau}e_g^q(M_s)T_s \quad (4)$$

ここで、 T_B^q は偏波 q による観測輝度温度、右辺第1項は植生層からの射出項であり、 τ は植生の光学的厚さ、 ω は植生の反射率、 T_c は植生の物理温度である。右辺第2項は土壌面からの射出項であり、 e_g^q は土壌の射出率で土壌水分 M_s の関数となる。また、 T_s は土壌面の物理温度である。

偏波間の輝度温度差(Polarization Difference=PD)を計算すると、植生からの射出項が消去され、土壌からの射出項のみが残るが、この項は植生による減衰の効果 $e^{-\tau}$ を含むので、植生の影響を完全に排除したとは言えない。しかしながら、Vinnikov et al.¹²⁾は、アメリカイリノイ州を対象とした分析のなかで、PDが植生にも影響を受けることを言及した上で、土壌水分観測値とPDの間により相関がみられることを示している。また、Lakshmi et al.¹³⁾は、土壌植生層の有効反射率の偏波間の差として、PDI(Polarization Difference Index)を定義し、PDIが土壌水分と関係があることを示すなど、対象とする地域によってはPDなど偏波間の差をとる手法は有効と思われる。

一方、小池ら^{14),15)}は、異周波数(同偏波)の観測からISW(Index of Soil Wetness)と呼ばれるインデックスを提案している。同時に同周波数の水平垂直両偏波から計算したPIと名付けたインデックスを用いて、事前に用意したルックアップテーブルを利用して土壌水分を、植生層や降水層に関するパラメータと同時推定している。この手法では、最低3つの観測が必要となる。

本研究では、同周波数の水平垂直2偏波のみを利用して、土壌水分と植生に関する情報を算出できる簡便な手法を提案する。地表面を、密な植生、乾燥した裸地、水面の3つからなると考え、それぞれの寄与する割合を計算する。ここで、水面の寄与率に相当するものをPWI(Polarization Wetness Index)と名付けて、土壌水分変動を表すインデックスと定義した。同様に、密な植生の寄与率に相当するものをPVI(Polarization Vegetation Index)と名付けて、植生被覆率の変動を表すインデックスとして使用する。基準となる3つの地

表-1 基準となる地表面での輝度温度 (K)

地表面状態	19G,H	19G,V	37G,H	37G,V
水面	120	190	140	210
乾燥土壌	260	300	265	295
密な森林	285	285	280	280

表面での水平、垂直偏波輝度温度を、SSM/I データでの観測値をもとに、表-1のように定めた。

PWI インデックス、PVI インデックスを計算するための式は次のようになる。

19GHz の場合

$$PWI = \frac{-3T_B^H - 5T_B^V + 2280}{970} \quad (5)$$

$$PVI = \frac{11T_B^H - 14T_B^V + 1340}{485} \quad (6)$$

37GHz の場合

$$PWI = \frac{-T_B^H - T_B^V + 560}{210} \quad (7)$$

$$PVI = \frac{14T_B^H - 21T_B^V + 2030}{910} \quad (8)$$

(2) 入射角 12 度での後方散乱係数との比較

PR が計測した入射角 12 度の後方散乱係数 $\sigma^0(12^\circ)$ 、TMI の観測した輝度温度から計算される PWI は、その季節変化がよく一致している。一方、 $\sigma^0(12^\circ)$ と PD はサヘル地域でその季節変化が大きくずれる (図-12)。

(3) 謝辞

本研究で使用した TRMM/PR の 2A21 データセットは、NASDA との共同研究により提供されているものである。また、Oklahoma Mesonet の土壌水分データセットについては Rutgers 大学の Alan Robock 教授により提供を受けた。

8. まとめ

TRMM/PR および TMI による土壌水分推定手法をまとめる。

事前に準備するデータセット

a) PR が観測する後方散乱係数の異なる入射角間の相関係数、線型回帰式

b) PR の $\sigma^0(12^\circ)$ と TMI から算出される PWI の線型回帰式

準リアルタイムでの計算

手順 1) TRMM/PR 地表面後方散乱係数を日単位、0.25 度グリッドで集計する。

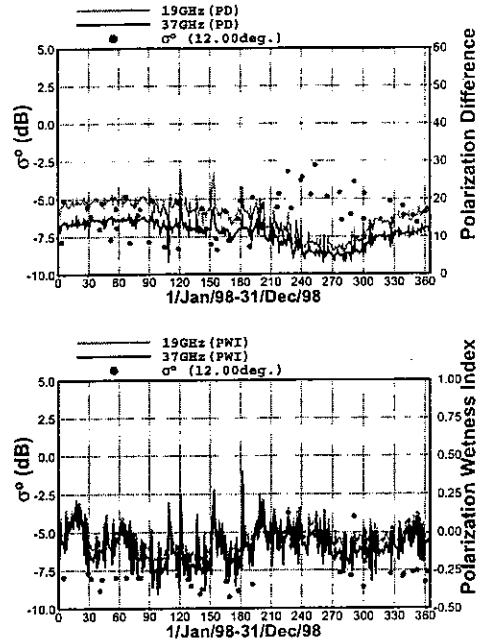


図-12 上: $\sigma^0(12^\circ)$ と PWI の比較, 下: $\sigma^0(12^\circ)$ と PD の比較。いずれも (12.25-12.5N, 0-0.25E) のグリッドを対象。

手順 2) a) の情報をもとにして、 $\sigma^0(12^\circ)$ の時系列に変化する。

手順 3-1) PR だけで観測数が十分得られる場合には、土壌水分に変換する。

手順 3-2) PR だけでは観測数が不十分な場合、TMI から算出した PWI から、b) の情報をもとにして $\sigma^0(12^\circ)$ に変換する。そのうえで、土壌水分に変換する。

9. 今後の課題

今後、1998 年から 2000 年までを対象としてグローバルな土壌水分データセットを作成する予定である。このデータセットをもとにして、例えば植生と土壌水分の相互作用についての検討が可能になる。特に、土壌水分の経年変動が植生の経年変動とどのように関係しているのかを検討したい。また、データセット作成後も、次のような点について改良を加え、精度の向上を図る。

- 現地観測データセット (とくにサヘル域) による検証
- 観測域内の土壌水分分布の考慮
- 能動型観測における土壌体積散乱, 受動型観測における大気の影響の考慮

将来的に、推定の準リアルタイム化を図り、Web 上での公開を行いたいと考えている。

参考文献

- 1) P. R. Rowntree and J. A. Bolton. Simulation of the atmospheric response to soil moisture anomalies over Europe. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, Vol. 109, pp. 501-526, 1983.
- 2) J. Shukla and Y. Mintz. Influence of land-surface evapotranspiration on the earth's climate. *Science*, Vol. 215, pp. 1498-1501, 1982.
- 3) J. M. Walker and P. R. Rowntree. The effect of soil moisture on circulation and rainfall in a tropical model. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, Vol. 103, pp. 29-46, 1977.
- 4) R. T. Wetherald and S. Manabe. Detectability of summer dryness caused by greenhouse warming. *Climatic Change*, Vol. 43, pp. 495-511, 1999.
- 5) P. A. Dirmeyer, A. J. Dolman, and N. Sato. The pilot phase of the Global Soil Wetness Project. *Bulletin of American Meteorological Society*, Vol. 80, pp. 851-878, 1999.
- 6) A. Robock, K. Y. Vinnikov, and G. Srinivasan. The global soil moisture data bank. *Bulletin of American Meteorological Society*, Vol. 81, pp. 1281-1299, 2000.
- 7) T. Oki, T. Nishimura, and P. Dirmeyer. Assessment of annual runoff from land surface models using total runoff integrating pathways (TRIP). *Journal of Meteorological Society of Japan*, Vol. 77, pp. 235-255, 1999.
- 8) 瀬戸心太. 衛星搭載降雨レーダを用いた熱帯域の土壌水分季節変動のグローバルな推定. 修士論文, 東京大学大学院 工学系研究科 社会基盤工学専攻, 2000.
- 9) V. Wismann. A database of global C-band NRCS derived from ERS scatterometer data. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Newsletter*, Vol. 106, pp. 7-9, 1999.
- 10) B. Nijssen, R. Schnur, and D. P. Lettenmaier. Global retrospective estimation of soil moisture using the Variable Infiltration Capacity land surface model 1980-1993. *Journal of Climate*, Vol. 14, pp. 1790-1808, 2001.
- 11) 仲江川敏之, 瀬戸心太, Shakil Ahmad Romshoo, 小池雅洋, 弘中貞之, 沖大幹, 虫明功臣. 能動型マイクロ波リモートセンシングによる土壌水分計測のための土壌水分を既知とした地表面粗度効果の逆推定アルゴリズム. *日本リモートセンシング学会誌*, Vol. 20, pp. 39-52, 2000.
- 12) K. Y. Vinnikov, A. Robock, S. Qiu, and etc. Satellite remote sensing of soil moisture in Illinois, United States. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 104, pp. 4145-4168, 1999.
- 13) V. Lakshmi, E. F. Wood, and B. J. Choudhury. A soil-canopy-atmosphere model for in satellite microwave remote sensing. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 102, pp. 6911-6927, 1997.
- 14) 藤井秀幸, 小池俊夫. チベット高原における TRMM TMI を用いた降水量推定手法に関する基礎的検討. 土木学会年次学術講演会概要集第2部門, Vol. 54, pp. 648-649, 1999.
- 15) 太田哲, 小池俊夫, 下茂力, 藤井 秀幸, 柴田彰. 植生を考慮したマイクロ波放射計観測データによる土壌水分算定手法の植生の影響の検討. 水文水資源学会研究発表会要旨集, pp. 126-127, 1999.