

植生層の放射伝達を詳細に考慮した マイクロ波放射計による土壌水分推定

SOIL MOISTURE ESTIMATION BY PASSIVE MICROWAVE IMAGER
FOCUSING ON RADIATION TRANSFER IN VEGETATION LAYER

瀬戸 心太¹・沖 大幹²・虫明 功臣³

Shinta SETO, Taikan OKI, and Katumi MUSIAKE

¹学生会員 修士(工学) 東京大学大学院工学系研究科 博士課程 (〒153-8505 東京都目黒区駒場 4-6-1)

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

³フェロー会員 工学博士 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)

The purpose of this study is to investigate radiation transfer in vegetation layer and apply it to soil moisture estimation by passive microwave imager in global scale. A radiation transfer scheme with multiple parameters for leaf, stem, and branch is used. Sensitivity analysis shows that not only LAI (Leaf Area Index) but SAI (Stem Area Index) has strong influence on PD (Polarization Difference of brightness temperatures) and FD (Frequency Difference of brightness temperature). Among several different estimation algorithms, an algorithm which calculates soil moisture by PD with temporal variable LAI and spatial distributed SAI can give the most realistic seasonal variation of surface soil moisture. In this algorithm, spatial distributed SAI is derived from annual minimum FD.

Key Words : microwave remote sensing, soil moisture, leaf area index(LAI), stem area index(SAI)

1. 本研究の背景と目的

表層土壌水分を継続的・広範囲に推定する手法としてマイクロ波リモートセンシングは注目を集めている。マイクロ波リモートセンシングは、土壌層の水分移動を解くモデルとの結合(データ同化)で水文学的・気象学的に価値の高い一定の深さの土壌水分量や鉛直プロファイルの推定を行うための鍵となる¹⁾。筆者らがこれまでに行ったTRMM(熱帯降雨観測衛星)に搭載されたセンサPR(降雨レーダ)の地表面散乱の観測から土壌水分を推定する手法は、外部からの植生パラメータを必要とせず、グローバルスケールでみた土壌水分の季節変動を再現することに成功しており²⁾、また中緯度における日単位での推定結果は、降雨イベントによる表層土壌水分の変化によく対応している³⁾。しかし、熱帯域で適用するにはPRの場合同一入射角での観測が11日に1回程度と低いことが問題である。

TRMMには、降雨レーダのほかにTMIとよばれるマイクロ波放射計が搭載されている。TMIはSSM/Iと似たシステム構成を持つが、10.7GHzの低周波数帯観測を行えることや、太陽非同期軌道の衛星に搭載されていることが特徴である。TMIはPRに比べて軌道幅が広く、熱帯域でも2日に1回程度の観測が可能という利点がある。また、SSM/Iやその前時代のSMMR、今後

計画されているADEOS-II搭載のAMSRなど、同種のセンサが多く、さらにはGPM(全球降水観測計画)のもと、2008年ごろを目処に8機のセンサによる平均3時間間隔の観測が計画されていることから、TMIによる土壌水分アルゴリズムを開発し、PRによる手法と比較・併用することは、高精度で長期的な土壌水分データの作成に向けて有用と言える。

輝度温度または複数の輝度温度の組み合わせから導かれる指標と土壌水分観測値の間には線形関係が利用できるが(例えば、⁴⁾)、同時に輝度温度は植生にも強く支配されることから、この関係は場所や季節によって変化するのが問題である。したがって、植生層についての考慮が必要であるが、とくに広域スケールへの適用では、モデル化されたパラメータが実際の植生の物理量と結び付けられていないなど簡略化して扱われていることが多い(例えば、⁵⁾)。

そこで本研究では、物理的なパラメータを持つ詳細な植生層の放射伝達モデルを利用した表層土壌水分の推定を行った。以下の各節では、使用した放射伝達モデルの概要、土壌・植生パラメータの感度分析、推定アルゴリズムの作成および、TMIへの適用と推定結果についての考察について順に述べる。

2. 放射伝達モデル

本研究で使用した放射伝達モデルは、土壌表面および植生層についてのものであり、植生層上端での上向き輝度温度が計算される。大気層については小節 2(3) で示すように、比較的影響が小さいと考えられるので本論文では扱わない。土壌・植生それぞれについてのパラメータの一覧を、表-1に示す。以下、パラメータの定義と放射伝達モデルの概要を説明する。

(1) 土壌表面

土壌については、表層での射出・反射のみを考える。したがって、土壌水分(体積含水率)は土壌表層についてのものである。土壌の複素誘電率は、Dobson の式⁶⁾により、土壌の乾燥密度・粒子密度・土壌タイプに依存するパラメータ β ・土壌水分を関数として計算される。土壌表面の反射率は、Fresnel の法則により土壌の複素誘電率の関数として計算されるが、粗度の効果を考慮して次のような補正を行う。すなわち、完全に滑らかな場合の水平・垂直偏波による土壌の反射率 r として、粗度が h の場合に、実際の反射率 R は次のように計算される。

$$R = r \exp(-h) \quad (1)$$

(2) 植生層

植生層の放射伝達は、Choudhury らがまとめたもの⁷⁾を利用して、ここで、植生は葉・幹・枝から構成される。一層として扱い、パラメータの鉛直分布については考慮しない。葉については LAI(Leaf Area Index, 葉面積指数)・葉の厚さ d_0 (乾燥時の厚さ, 単位 mm)・葉の傾きの分布を表す指標 δ (以下、葉の傾き指標)がパラメータとなる。葉の傾き指標が負の場合には鉛直方向に傾いた葉が多く(最小-0.3), 正の場合には水平方向に傾いた葉が多く(最大 0.6), 0 の場合には一様な傾き分布であることを示す。幹については地面に垂直に立った円錐としてモデル化されており、総表面積を地表面の面積で割った SAI(Stem Area Index) をパラメータとする。幹の(底面の)直径を r_s , 高さを H_s , 単位面積当りの幹の数を N_s とすると、

$$SAI = \frac{1}{2} \pi r_s H_s N_s \quad (2)$$

となる。SAI は温帯では一般に 0.2 から 0.6 の範囲であり⁷⁾, 日本における大学演習林などでの調査結果⁸⁾を式(2)に当てはめて計算すると、おおむねこの範囲に収まる。熱帯雨林などでは 0.7-0.9 の大きめな値が報告されている⁷⁾。また、枝については地面に並行な円柱としてモデル化されている。枝と幹をそれぞれ地表面に投影した面積の比率を B/S とする。B/S は成熟した温帯林で 5.0-6.0 に達する⁷⁾。さらに、葉・幹・枝に共通な植生の

体積含水率 m が定義される。これは、植生の誘電率の計算に使われるほか、実際の葉の厚さ d が $d = d_0 / (1 - m)$ として計算されるのに利用される。

放射伝達方程式における消散・散乱・射出の各項は、次のように計算される。消散には、マイクロ波が植物体によって遮蔽される面積が影響する。すなわち、LAI, SAI, B/S の形状や量に関するパラメータと、マイクロ波の角度、葉の傾き指標 δ が影響してくる。例えば、幹による消散面積は $SAI(1 - \cos^2 \theta)^{1/2} / \pi$ と SAI を用いて簡潔に表現される。散乱には、一般に反射と透過がある。葉では反射・透過の両方が起きるが、幹と枝では、反射のみで透過は起きない。反射率には植生の含水率が影響する。葉と枝での反射後の位相は等方的であるが、幹の場合には反射後も位相は変わらない。また、葉での反射の場合、偏波混合がおこる。葉での透過には、葉の厚さとマイクロ波の波長の比が影響する。射出率は、 ω を単一散乱アルベド(散乱係数と消散係数の比であり、消散・散乱を考慮する際に各パラメータから計算されている)として、キルヒホッフの法則から $1 - \omega$ で計算される。

上記の植生層の放射伝達モデルは観測角が 54.7° の場合に解析解が存在し、土壌の反射率 R と植生層の各パラメータから土壌・植生層のアルベド A が求まる。このとき、植生上端での上向き放射輝度温度 $T_{B,can}$ は、次のように計算される。

$$T_{B,can} = AT_{sky} + (1 - A)T_0 \quad (3)$$

ただし、 T_{sky} は大気からの下向き放射、 T_0 は植生・土壌層の物理温度である。

(3) 衛星観測に適用する場合の近似

式(3)で計算された輝度温度を、衛星観測の輝度温度とみなす場合には、以下の近似がなされていることに注意が必要である。

- 計算される解析解は観測角が 54.7° のときのものであるから、TMI(観測角 49°)に適用する場合、近似誤差が生じる。観測角 55° の場合の 37.0GHz の偏波間の輝度温度差は、観測角 50° の場合と比べて、2-10%高いとの実験結果がある⁷⁾。
- 式(3)で計算される植生層上端での輝度温度を大気上端での輝度温度としている。すなわち、上向きの放射に対する大気の影響を無視しているが、大気の影響は周波数が低い場合には弱く、地上のパラメータの不確実性に比べると無視しても差し支えない。また、式(3)の右辺第1項も無視されるが、その大きさは3-5K程度であり、第2項に比べて十分小さいうえに、偏波間(または周波数間)の輝度温度差を取る場合にはほとんど相殺される。

表-1 土壌・植生のパラメーター一覧, および各パラメータに対する輝度温度の感度 [K]

共通パラメータ	最小	最大	固定	$T_{B,10V}$	$T_{B,10H}$	$T_{B,19V}$	$T_{B,19H}$	$T_{B,37V}$	$T_{B,37H}$	PD(10)	FD(H)
物理温度 [K]	280	330	300	44.8	42.5	45.5	43.5	46.1	44.4	2.3	1.9
土壌パラメータ	最小	最大	固定	$T_{B,10V}$	$T_{B,10H}$	$T_{B,19V}$	$T_{B,19H}$	$T_{B,37V}$	$T_{B,37H}$	PD(10)	FD(H)
土壌水分 [-]	0.0	0.5	(0.1)	-2.5	-9.6	-1.7	-7.1	-0.9	-4.6	7.1	5.0
β [-]	1.3	1.8	1.78	0.2	1.8	0.1	1.3	0.1	0.8	-1.6	-1.0
乾燥密度 [g/cm ³]	1.0	2.0	1.15	0.0	-0.4	0.0	-0.3	0.0	-0.3	0.4	0.1
粒子密度 [g/cm ³]	2.0	3.0	2.65	-0.2	-2.3	-0.1	-1.9	-0.1	-1.6	2.1	0.7
粗度 [-]	0.0	1.0	0.3	0.1	6.8	0.1	5.5	0.0	4.3	-6.7	-2.5
植生パラメータ	最小	最大	固定	$T_{B,10V}$	$T_{B,10H}$	$T_{B,19V}$	$T_{B,19H}$	$T_{B,37V}$	$T_{B,37H}$	PD(10)	FD(H)
LAI[m ² /m ²]	0.0	5.0	(1.0)	-53.7	-27.7	-39.1	-14.1	-30.2	-4.8	-26.0	22.9
葉の厚さ [mm]	0.1	1.0	0.3	14.8	20.1	13.1	18.1	9.0	12.8	-5.3	-7.3
葉の傾き指標	-0.3	0.6	0.0	-1.6	-0.7	-1.2	-0.3	-0.8	0.1	-0.9	0.8
SAI[m ² /m ²]	0.0	1.0	0.3	13.6	19.5	10.4	13.2	7.8	7.9	-5.9	-11.6
B/S[-]	2.0	6.0	3.0	3.9	-2.8	2.8	-3.7	2.0	-4.4	6.7	-1.6
植生含水率 [-]	0.1	0.7	0.3	-18.9	-13.1	-18.9	-14.4	-20.6	-17.7	-5.7	-4.6
すべて固定値で計算した場合の輝度温度				268.6	254.9	273.0	261.0	276.6	266.2	13.7	11.3

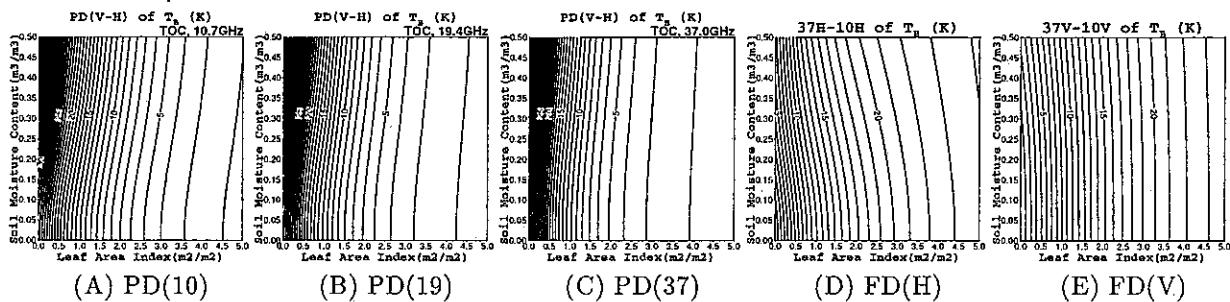


図-1 LAI, 土壌水分量に対する各指標の等値線図

3. 土壌・植生パラメータの感度分析

上記の放射伝達モデルをグローバルスケールの土壌水分推定に適用するためには、パラメータの数を減らす必要がある。そのために、各パラメータについての感度分析を行った。TMIで使用されている 10.7GHz, 19.4GHz, 37.0GHz の水平・垂直偏波それぞれについての輝度温度を計算した。感度分析の対象とするパラメータについては表-1に示した最小から最大までの範囲で値を5%ずつ変化させ、その他のパラメータについては表-1に示した固定の値を与えて計算した。ほとんどの場合に、感度をみるパラメータを変化させると、指標は単調に増加(または減少)する。その結果を表-1の5列目から10列目に示す。例えば、 $T_{B,10V}$ の欄は、10.7GHzの垂直(V)偏波で観測された輝度温度の感度(パラメータが最大のときと、パラメータが最小のときの輝度温度の差)を示している。さらに、表-1の11列目には、10.7GHzでの偏波間輝度温度差 PD(10)

$$PD(10) = T_{B,10V} - T_{B,10H} \quad (4)$$

の感度を、表-1の12列目には、水平偏波の周波数間輝度温度差 FD(H)

$$FD(H) = T_{B,37H} - T_{B,10H} \quad (5)$$

の感度を示している。

物理温度に対して、単一の偏波周波数で観測された各輝度温度は高い感度を示しているが、偏波間や周波数間の輝度温度差では感度が弱くなる。土壌水分についてはこのような感度の大幅な低下は見られない。物理温度は季節的にも場所的にも変動の大きい量であり、TMIのような太陽非同期軌道の衛星に搭載されている場合には、日周期も影響するが、偏波間や周波数間の輝度温度差を使えば物理温度を一定に与えても土壌水分を推定する際に大きな誤差の原因とならない。このことから、土壌水分推定の際には偏波間や周波数間の輝度温度差を利用するのが有利である。

LAIを横軸、土壌水分を縦軸にとった PD(10), FD(H)の等値線図を図-1に示した。LAIに対する感度の方が土壌水分に対する感度よりも、一般的に強いことが分かる。土壌水分の増加は、PD(10)とFD(H)とともに増加させるが、LAIの値が大きいときには、土壌水分の増加に対する感度は弱くなる。また、LAIの増加は、PD(10)を減少させるが、FD(H)を増加させるという大きな違いがある。そのほかの輝度温度差の指標、例えば $PD(19) = T_{B,19V} - T_{B,19H}$, $PD(37) = T_{B,37V} - T_{B,37H}$ は、PD(10)よりも、土壌水分に対する感度がLAIに対する感度に比べて相対的に弱い。 $FD(V) = T_{B,37V} - T_{B,10V}$

についても、FD(H)と比べて同様なことが言える(図-1)。したがって、土壌水分の推定には、PDとしては10GHzを、FDとしては水平偏波を使うのが良いと判断した。

次に、PD(10)とFD(H)について他のパラメータに対する感度をみると、土壌パラメータの中では、粗度に対する感度が強く、植生パラメータの中では、葉の厚さ・SAI・B/S・植生含水率に対する感度が強い。FD(H)の場合には、SAIに対する感度が比較的強く、B/Sに対する感度はやや弱い。これ以外のパラメータについては、PD(10)やFD(H)への影響は小さく一律な値を設定しても、土壌水分推定の際に大きな誤差の原因にはならないと言える。

4. 土壌水分推定手法

前節の感度分析の結果をふまえて、土壌水分を推定するためのアルゴリズムを作成する。

PD(10)やFD(H)に感度が比較的弱いとされるパラメータ、物理温度・ β ・土壌の乾燥密度・土壌の粒子密度・葉の傾き指標については時間的空間的に一定の値を利用するものとする。すなわち、表-1に示した固定値を与える。次に、LAIについては空間的にだけでなく時間的変動も大きいと考えられることからISLSCP CD-ROMによる⁹⁾LAIを月ごとに2年平均(1987年と1988年)したものを与える。そのほか、土壌の粗度・葉の厚さ・SAI・B/Sについてはその定義から、時間的変動は小さいが空間的な分布については大きいと考えられ、さらに、植生含水率については時間的変動も大きいと考えられるが、いずれも十分なデータを得るのは難しい。そこで、SAIの空間的分布のみを考慮することとして、他のパラメータについては表-1の固定値を時間的空間的に一律に与えた。

SAIの空間的分布については、FD(H)の年最小値から推定される。これは、次のような理由による。PD(10)およびFD(H)の年最小値の分布をみると(図-2)、どちらも、砂漠ほど高く、森林ほど低くなっているように、植生分布との対応が良いことからLAIやSAIのように植生の「量」をあらわすパラメータが強く影響していると考えられる。葉の厚さやB/Sのような植生の「質」を表すパラメータでは、このようなきれいな空間分布傾向がでるとは考えにくい。また、土壌水分の影響だとすれば、砂漠で低くなるはずである。PD(10)は、LAI、SAIの両方に対して負の感度を持っているので、一概にどちらかがPD(10)の空間的分布を決めているとは言えないが、FD(H)は、LAIに対して正の感度をSAIに対して負の感度を持っていることから、LAIではなくSAIがFD(H)の空間的分布を決めていると考えるのが妥当である。そこで、FD(H)の年最小値から、LAIを年最小値、

土壌水分を0%に設定して、SAIの空間的分布を計算した。この設定は、乾季には土壌水分とLAIが同時に低くなること、とくに表層の土壌水分は乾燥しやすいためである。

推定方法は次のようになる。まず、輝度温度のデータであるが、NASAおよびNASDAが公開しているTRMMプロダクトの1B11から輝度温度、2A12から降雨の有無の判定についてのデータを入手し、降雨のある場合の観測は除き(陸上であっても強雨による減衰などで影響を受ける可能性があるため)、0.25度グリッドで月単位に平均化した。衛星の観測範囲の都合から、南北37度以内を対象範囲とし、本論文では1998年分の観測を利用している。

FD(H)の年最小値から計算したSAIと、ISLSCP-CDROMによる月単位のLAIと、TMIによる月単位のPD(10)から、放射伝達モデルを利用して、土壌水分を計算する。この手法を[PDSA]とする。比較のために次の3通りの手法でも推定した。(下線部が[PDSA]との違いである)。

[PDVAR] LAIについてはISLSCPの月単位データを与えるが、SAIについては空間的に一律0.3とし、TMIによる月単位のPD(10)から推定する。

[PDFIX] LAIの時間変動を考慮しない(空間的分布はある)、SAIについては空間的に一律0.3とし、TMIによる月単位のPD(10)から推定する。この場合のLAIは、PD(10)の年最小値に、土壌水分0%と設定して計算されている。

[FDSA] LAIについてはISLSCPの月単位データを与え、SAIにFD(H)から推定した空間的分布を与え、TMIによる月単位のFD(H)から推定する。

5. 推定結果と考察

以上の4つの手法による土壌水分の推定結果と、筆者らがPRから推定した表層土壌水分推定結果²⁾([PREST])、Nijssenらがマクロスケールの水文モデル(VICモデル)を利用して計算した土壌水分推定値¹⁰⁾([VIC1M])について比較を行う。[VIC1M]は、1980-1993年14年平均の表層から1mの層に含まれる水分量(mm)である。したがって、衛星による1998年の表層についての推定値とは、絶対値に関して比較することはできないが、季節変動をみる上での目安として用いる。以下では、領域内の多くのグリッドで推定が可能であり、半乾燥域で植生の季節変動が激しいサヘル(東経0°-4°、北緯10°-14°)と、より植生の多いアメリカ南東部(西経88°-84°、北緯30°-34°)を例として説明する。

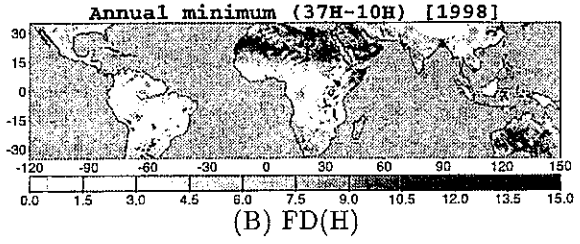
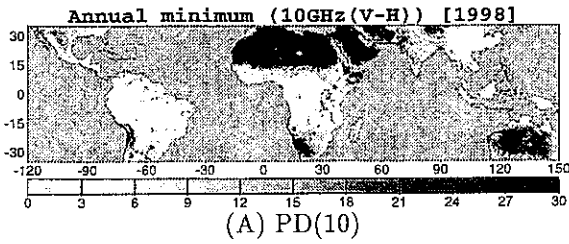


図-2 PD(10), FD(H) の年最小値空間分布

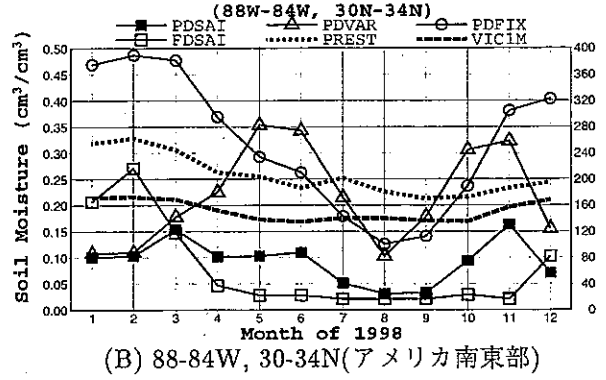
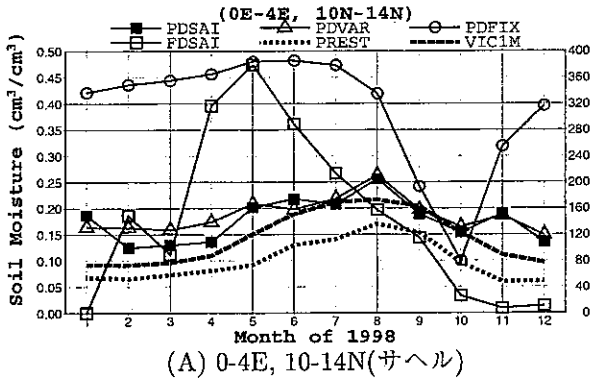


図-3 異なる手法による領域平均土壌水分推定値の時系列の比較

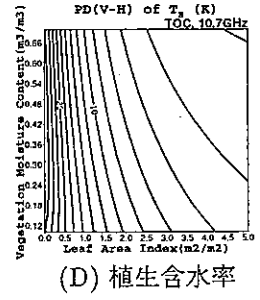
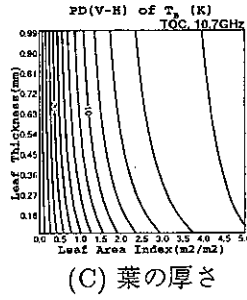
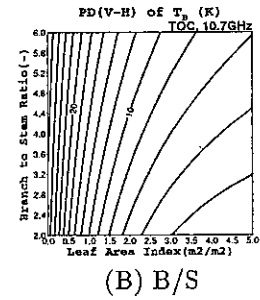
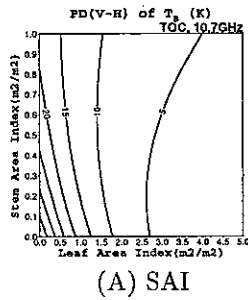


図-4 LAIと各植生パラメータに対するPD(10)の等値線図

(1) LAIの時間的変動の考慮の必要性

TMIの予測手法のうち、LAIの時間的変動を考慮していない[PDFIX]は、サヘル(図-3(A))において季節変動が大きくずれている。これに対して、LAIの時間変動を考慮した[PDVAR]は、[PREST]や[VIC1M]に近い季節変動を再現できている。[PDFIX]による季節変動のずれは多くの場所で見られるが、とくに植生の季節変動のはげしいサヘルにおいて顕著である。このように植生の時間的変動を考慮する手法として、LAIの時間変動を考慮することは有効である。

PRの場合には植生に関する外部パラメータを与えなくても季節変動が再現できているのに対して、TMIの場合にはLAIの季節変動を考慮しないと成らない。これには、次の2つの理由が考えられる。1つは、観測値にLAIが影響しなくなる(飽和する)レベルの違いである。PRの場合には、植生層での減衰が強く植生下の土壌面の情報はほとんど反映されない。このため、ある程度以上植生があれば、それ以上LAIが増加しても観

測値(後方散乱係数)は変化しなくなる。したがって、サヘルのように裸地から雨季に植生が育つような場合を除いては、植生季節変動が観測値に影響を及ぼさない。一方、TMIの場合には、LAIが増加しても飽和せずに輝度温度の観測値に影響する。少なくとも、飽和するLAIのレベルがPRの場合に比べて高い。この結果、広い範囲でLAIの変動を考慮しなくてはならない。

もう1つは、各推定アルゴリズムで使用している指標に関する。PRの場合には、入射角12度で観測した後方散乱係数 $\sigma^0(12)$ は、植生にほとんど影響を受けない。このため、サヘルにおいても $\sigma^0(12)$ は、土壌水分の季節変動をよく反映している。一方、TMIのPD(10)などはいずれもLAIなど植生パラメータに依然強く影響を受けている。かりに、TMIから物理温度と植生パラメータ(とくにLAI)の双方に依存しない指標を作成することができれば、外部の植生パラメータを利用しなくても季節変動の再現が可能であると期待できる。

(2) SAIの空間的分布の考慮の必要性

前節でLAIの時間的変動の考慮が、土壤水分推定値の時間的変動に影響することを示したが、この影響の大小はSAIの設定により変化する。図-4の(A)から、SAIが0.1程度のときにはPD(10)のLAIに対する感度は、35(K)程度であるが、SAIが0.8程度のときには感度が20(K)程度に下がっていることが読み取れる。SAIが大きくなるほどLAIはPD(10)に影響を及ぼさなくなる。すなわち、LAIの時間的変動の考慮が、土壤水分推定値にあまり効かなくなることが示される。サヘルの場合、[PDSAI]で利用するSAIの推定値が0.348であり低いことから、[PDVAR]と同様に、LAIの季節変動が土壤水分の推定値に強く影響している(LAI変動を考慮しない[PDFIX]と比較することで分かる)。一方、アメリカ南東部(図-3(B))では、[PDSAI]によるSAI推定値が0.942と高いために、[PDVAR]と違い、LAIの季節変動の影響が小さい。結果的には、[PREST]や[VIC1M]との比較から、[PDSAI]の方が妥当な季節変動を再現していると考えられる。アメリカ南東部で推定されているSAIの値は2章で示した文献値の範囲に比べ高いが、これはSAIの推定の際に他の植生パラメータを固定していることが原因の一つと考えられる。また、図-4の(B)-(D)に示すように、B/Sが大きい場合、葉の厚さが薄い場合、植生含水率が小さい場合にLAIに対するPD(10)の感度は弱くなるなど、他の植生パラメータでもSAIと同様の議論が可能である。

(3) FDを指標として利用した場合

[PDSAI]と[FDSAI]を比べた場合に、[FDSAI]の方が良い結果になっているとは言えない。サヘルの場合には最大値をとる時期が大きすぎて、FDはPDよりも比較的物理温度や大気の影響を受けやすいことが原因として考えられる。

以上のことから、これらの地域においては、4つの推定手法のうち、[PDSAI]による推定が植生の変動の効果も取り込みながら土壤水分の季節変動を再現するのに有利であることが分かる。

6. まとめ

本論文では、詳細な植生層の放射伝達モデルを利用した土壤水分の推定手法について検討した。植生パラメータのうちLAIについて、感度分析から広い範囲で輝度温度に大きな影響を与えることが示され、また土壤水分推定結果からもLAIの季節変動を考慮する必要性が確認された。しかし、必ずしもLAIの季節変動を考慮した場合に土壤水分推定結果がよくなるとは限らない。本論文では、SAIを考慮することにより、LAI-PD(10)

関係の場所による違いを取り込むことで、より妥当な季節変動を再現することができた。また、SAIをFDの空間的分布から推定する手法を提案した。絶対値の信頼性や全球に適用した場合の安定性の問題、固定して与えたパラメータとくにSAI以外の植生パラメータ—の取り扱いについて今後検討し、より信頼性の高い土壤水分推定値を長期的に作成することを目標としたい。

謝辞：本研究は、科学研究費補助金(特別研究員奨励費)『衛星観測と水文植生モデルの結合による地表面物理量同化手法の開発』および同(基盤研究)『熱帯降雨観測衛星データによるグローバルな土壤水分・植生量計測システムの構築』による成果の一部であることをここに記し、謝意を表します。

参考文献

- 1) D. Entekhabi, H. Nakamura, and E. G. Njoku. Solving the inverse problem for soil moisture and temperature profiles by sequential assimilation of multifrequency remotely sensed observations. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, Vol. 32, pp. 438-446, 1994.
- 2) 瀬戸心太, 沖大幹, 鼎信次郎, 虫明功臣. TRMM/PRなどのマイクロ波センサを用いた土壤水分および植生情報の抽出. 第3回水文過程のリモートセンシングとその応用に関するワークショップ, pp. 33-41, 2002.
- 3) 瀬戸心太, 沖大幹, 虫明功臣. 土壤水分の現地観測データを用いたTRMM/PR地表面観測の検証. 気象学会秋季大会予稿集, Vol. 78, p. 103, 2000.
- 4) T. J. Jackson. Soil moisture estimation using special microwave/imager satellite data over a grassland region. *Water Resources Research*, Vol. 33, pp. 1475-1484, 1997.
- 5) M. Owe, A. A. VanDeGriend, and A. T. C. Chang. Surface moisture and satellite microwave observations in semiarid southern Africa. *Water Resources Research*, Vol. 28, pp. 829-839, 1992.
- 6) M. C. Dobson, F. T. Ulaby, M. T. Hallikainen, and M. ElRayaes. Microwave dielectric behavior of wet soil-part II. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, Vol. 23, pp. 35-46, 1985.
- 7) B. J. Choudhury, J. R. Wang, A. Y. Hsu, and Y. L. Chien. Simulated and observed 37GHz emission over Africa. *International Journal of Remote Sensing*, Vol. 11, pp. 373-398, 1990.
- 8) 石井孝, 梨本真, 下垣久. 衛星データによる葉面積指数LAIの推定. 水文・水資源学会誌, Vol. 12, pp. 210-220, 1999.
- 9) P. J. Sellers, B. W. Meeson, J. Closs, J. Collatz, F. Corprew, D. Dazlich, F. G. Hall, Y. Kerr, R. Koster, S. Los, K. Mitchell, J. McManus, D. Myers, K.-J. Sun, and P. Try. *ISLSCP Initiative I - Global Data Sets for Land-Atmosphere Models, 1987-1988*. CD-ROM by NASA, 1995.
- 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.

(2002. 9. 30受付)