

# 多周波マイクロ波放射観測による土壌水分 プロファイル逆探の提案

## —拡張カルマンフィルターの適用—

中村元<sup>1</sup>・虫明功臣<sup>2</sup>

<sup>1</sup>正会員 工博 東京電力株式会社 (〒100-0011 東京都千代田区内幸町1-1-3)

<sup>2</sup>フェロー 工博 東京大学生産技術研究所教授 (〒106-8558 東京都港区六本木7-22-1)

本論では放射伝達モデルにおける重み関数の周波数依存特性を用い、土壌水分計測で重要となる放射特性を示した。さらに土壌水分プロファイルの実測値を用いて従来の受動型マイクロ波リモートセンシングの計測法の問題点を指摘し、放射伝達モデルと水分-熱結合輸送モデルを同化させることでマイクロ波の感度が無いあるいは鈍い深度の土壌水分プロファイルも併せて推定する手法(プロファイル逆探法)を提案した。提案した手法を用いて数値実験を行った結果、観測系の質(深層水分量への感度)が良い周波数帯ほど少ないデータで逆探が可能と判断された。また深層水分量への感度が鈍い周波数帯においても上記動的特性をより多くの観測値と同化させることで深層土壌水分情報の抽出が可能であることが判明した。

**Key Words:** soil moisture profile, microwave radiation, profile inversion, extended Kalman filter

### 1. まえがき

受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は、土壌水分量に応じてマイクロ波放射強度が変わる特性を利用した計測法であり、欧米では特に農業への応用を目的として、1970年代初頭から研究されている。最近では地球温暖化問題等を背景に、水文気象学における大気-陸面相互過程の解明等、数々の場面で有効な土壌水分の観測手段が模索されており、その重要度は年々増していくばかりである。

従来用いられてきた計測法は、校正試験を要する経験法であり、観測に直接寄与する放射物理特性をブラックボックス的にとらえてきた結果、計測に重要な放射物理的性質が考慮されないまま応用面での研究が押し進められてきた。

そこで、本論では土壌からのマイクロ波の放射特性のうち、計測に重要な特性を抽出し、特定の深度と放射量を対応付ける従来の手法の限界を指摘した。さらに、その放射特性を最大限活用するには、マイクロ波放射強度に水分プロファイルを対応付ける必要があるとし、プロファイル逆探法を提案した。水分プロファイル推定には深層部土壌水分変動へのマイクロ波放射の波長依存特性を活用し、放射伝達モデルと不飽和帯での水分-熱結合輸送モデルを同化させることによって、マイクロ波の感度が無い(あるいは感度の鈍い)深度の水分量を併せて推定する計測法を提案した。

### 2. 観測手段としての土壌からのマイクロ波放射特性

本章では従来の受動型マイクロ波リモートセンシングを用いた土壌水分計測法(以下、放射率法と呼ぶ)の限界を指摘する為に、非等温物体としての土壌からのマイクロ波放射理論を示す。

物体が等温場として取り扱える時、物体の温度( $T$ )と輝度温度 $T_b$ の間に次の関係が成立する。ここで、

$$T_b = eT \quad (1)$$

$e$ は物体の放射率である。物体が局所的な熱平衡にある時、キルヒホッフの放射則が成り立ち、放射率は吸収率に等しい。放射率は透過エネルギーが無視できる場合、エネルギー保存の関係から次式で与えられる。

$$e = 1 - R \quad (2)$$

ここで、 $R$ は反射係数である。土壌水分量の経時変化は誘電率の変化(土壌が乾燥するにつれて減少)を介して放射率の変化(乾燥するにつれて1に近づく)として観測され、その変化から水分量を推定するのが放射率法の原理である。従って放射率法は土壌水分量、温度が鉛直一様な時のみ成立する。実際の観測では、

校正試験で観測周波数での放射率-体積含水率の関係を決定し、観測放射率にその関係式を適用することで含水率を推定する。

実際には、3章の現地試験結果で示されるように無降雨期においては水分の深度変化は著しくまた地温もその日周期のため深度方向に一様としては取り扱うことができないことから、Njoku<sup>11</sup>は深度方向に不均一な誘電率、温度分布を持つ媒体の輝度温度の水平、垂直偏波、( $T_{Bh}$ ,  $T_{Bv}$ )を(3), (4)式で定式化した。

$$T_{Bh}(\theta) = \frac{k}{\cos\theta} \int_{-\infty}^0 dz T(z) \varepsilon_r'(z) |\psi(z)|^2 \quad (3)$$

$$T_{Bv}(\theta) = \frac{k}{k \cos\theta} \int_{-\infty}^0 dz T(z) \varepsilon_r'(z) \left( \left| \frac{1}{\varepsilon_r(z)} \frac{d\phi(z)}{dz} \right|^2 + \left| \frac{k_r \phi(z)}{\varepsilon_r(z)} \right|^2 \right) \quad (4)$$

ここに、 $\varepsilon_r(z) = \varepsilon_r'(z) + i\varepsilon_r''(z) = \varepsilon(z)/\varepsilon_0$ は誘電率、 $k$ は真空での波数( $2\pi/\lambda$ )、 $\theta$ は観測角、 $k_r = k \sin\theta$ である。 $T(z)$ は媒体の深度方向の温度分布である。 $\psi(z)$ と $\phi(z)$ は次に示す微分方程式を満たす関数である。

$$\frac{d^2\psi(z)}{dz^2} + [\varepsilon_r(z)k^2 - k_r^2]\psi(z) = 0 \quad (5)$$

$$\varepsilon_r(z) \frac{d}{dz} \left( \frac{1}{\varepsilon_r(z)} \frac{d\phi(z)}{dz} \right) + [\varepsilon_r(z)k^2 - k_r^2]\phi(z) = 0 \quad (6)$$

地表面が滑らかな時の境界条件は、

$$\left\{ \frac{d\psi(z)}{dz} + ik \cos\theta [2 - \psi(z)] \right\}_{z=0} = 0 \quad (7)$$

$$\left\{ \frac{d\phi(z)}{dz} + i\varepsilon_r(z)k \cos\theta [2 - \phi(z)] \right\}_{z=0} = 0 \quad (8)$$

これらの同時方程式は、誘電率分布  $\varepsilon_r(z)$ が簡単な場合を除いては解析的に解くことはできない。鉛直一様な温度分布を持つ場合は上式を積分することができ、先に示した式(1)に帰着することは言うまでもない。

非等温物体からの放射では等温物体の放射率に近い概念として重み関数(土壌水分量の関数)を定義することができる。重み関数とは地表面からある深さの温度がどれだけ全体の放射量に寄与するかという指標である。

式(3), (4)を重み関数を用いて書き直すと、

$$T_{B_p}(\theta, t) = \int_{-\infty}^0 dz T(z, t) F_p\{\varepsilon_r(z, t), \theta\} \quad (9)$$

ここに、 $\varepsilon_r(z, t)$ は鉛直下向きの誘電率分布で、 $T(z, t)$ は温度分布である。関数 $F_p\{\varepsilon_r(z, t), \theta\}$ は重み関数で各深度からの相対的な放射寄与を示し、式(10), (11)で与えられる。

$$F_h\{\varepsilon_r(z, t), \theta\} = \varepsilon_r'(z) |\psi(z)|^2 \quad (10)$$

$$F_v\{\varepsilon_r(z, t), \theta\} = \varepsilon_r'(z) \left( \left| \frac{1}{\varepsilon_r(z)} \frac{d\phi(z)}{dz} \right|^2 + \left| \frac{k_r \phi(z)}{\varepsilon_r(z)} \right|^2 \right) \quad (11)$$

放射伝達モデル(式(3), (4))の近似解法はWKB法と層別法があり、Tsang et al<sup>2)</sup>とNjoku<sup>11)</sup>に詳しい。

放射伝達モデルの妥当性は1978年にアメリカ航空宇宙局(NASA)のジェット推進研究所(JPL)によって検証済みである。現地試験は無降雨期を対象に裸地で実施されており、マイクロ波放射計(0.775, 1.4, 10.69GHz)の実測値と5深度(0~2, 2~5, 5~9, 9~15, 15~30cm)の土壌水分量からの計算値を比較した結果良好な精度が確認されている。

### 3. 放射率を基にした従来法の限界

ここでは土壌水分プロファイルの実測値(浅沼<sup>3)</sup>)を用いて放射伝達モデルの周波数依存特性を評価し、土壌水分計測で重要となる放射特性を示した。また、その結果を基に従来法の問題点を示した。

#### (1) 集中観測データ

観測点は東京大学生産技術研究所千葉実験所内の裸地で表層数 $m$ は比較的均質な砂質土からなる。重み値の評価に用いたデータは降雨データ(図-1(a))、地表面温度時系列(図-1(b))、テンシオメーターから求めた体積含水率(0, 5, 10, 15cm)(図-1(c))の3種類からなる。

いずれも観測期間は1990/8/13~1990/9/13で、季節的には土壌水分量の変化が比較的大きい期間である。

体積含水率の経時変化を見て明らかなように、観測開始から13日目までは地表面での体積含水率の変化が小さく著しい蒸発抑制下にある。また14日目の25(mm/day)の降雨から18日目までは蒸発抑制前の全深度で活発な水分変動を観察することができる。なお、ここでいう蒸発抑制期間とは便宜上の呼称で、表層に深さの水分量の経時変化が地表面の水分変化に対して無視できる程小さい期間を言うものとし、文字通りの蒸発抑

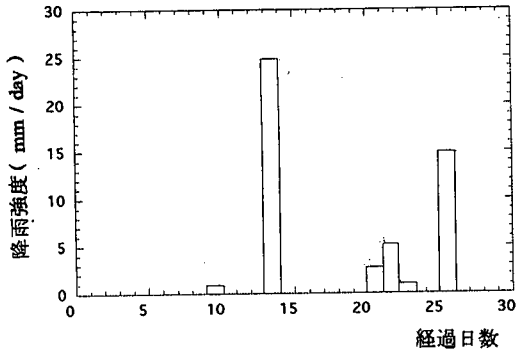


図-1(a) 降雨データ

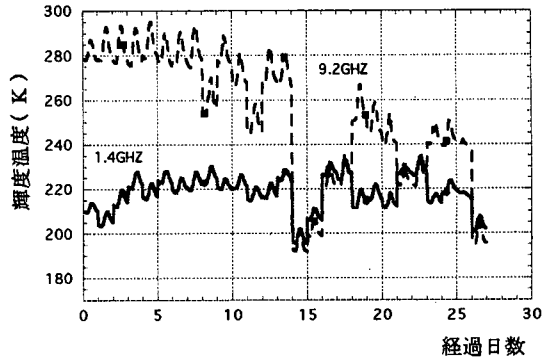


図-2 輝度温度の経時変化

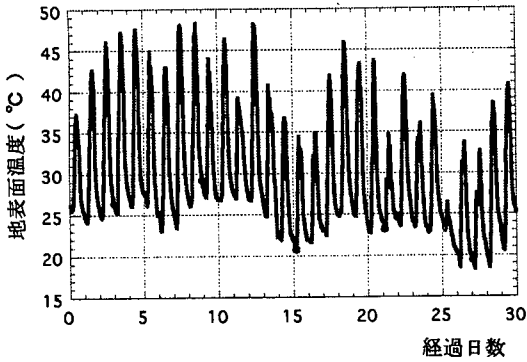


図-1(b) 地表面温度経時変化

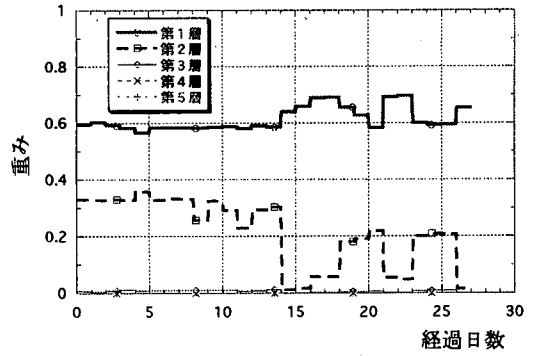


図-3(a) 各層の重みの経時変化 ( 9.2GHz )

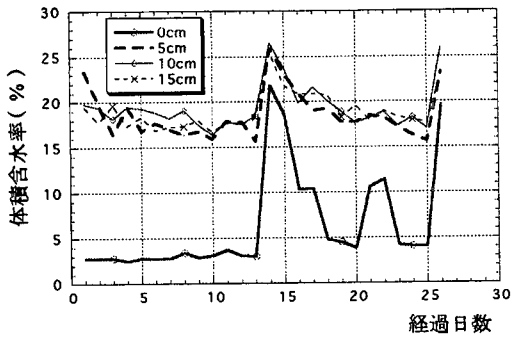


図-1(c) 体積含水率経時変化

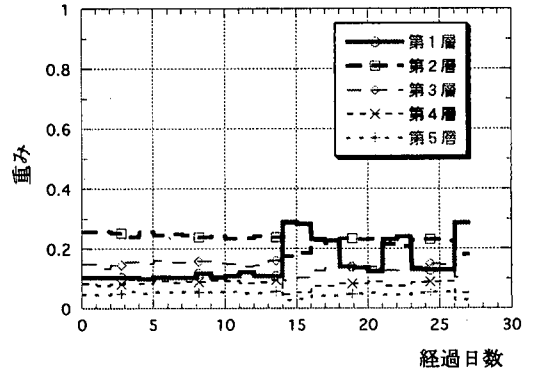


図-3(b) 各層の重みの経時変化 ( 1.4GHz )

制現象との因果関係を議論するものではないことに注意されたい。

の輝度温度に顕著な差が現れない。

## (2) 輝度温度の経時変化

観測体積含水率(図-1(c))と観測温度時系列をもとに放射伝達モデルを用いて計算された輝度温度の経時変化を図-2に示す。周波数については Ulaby et al.<sup>4)</sup> に1.3GHZ~10GHZでの放射浸入深について検討されていることからその上限下限値に近い値を取り1.4GHZと9.2GHZとした。以下蒸発抑制期と蒸発抑制前に分けて図-1,2の考察を行う。

### a) 蒸発抑制下(観測開始から13日目)

5cm以深のみ体積含水率の変化が認められる期間で、輝度温度については、1.4GHZで日周期と緩い上向きのトレンドが見受けられるのに対して、9.2GHZではトレンドは見受けられない。このことから1.4GHZは深層部の土壌水分変動を、9.2GHZでは、表層部の水分のみを感知していると考えられる。またこの期間では、1.4GHZと9.2GHZの輝度温度差が大きい。

### b) 蒸発抑制前(14日目の降雨後から18日目)

体積含水率の減少が著しい期間で、輝度温度については両周波数共に鋭敏な輝度温度の上昇が見られる。また両者の輝度温度値の差も蒸発抑制期と比べて小さい。

## (3) 重み値の経時変化

次に各層ごとの重み関数値の経時変化を式(10)、(11)を用いて1.4GHZ、9.2GHZそれぞれについて計算した結果を示す(図-3(a),(b))。各層の厚さは5cmで第1層は地表面から5cmまでの領域を示す。重み値は各層の中間の位置で評価される。以下、図-3で特徴的な事項を記す。

- ・9.2GHZでは第1層への重み付けが0.6と卓越しているのに対し、1.4GHZではきわだった卓越層は観察されない。
- ・1.4GHZにおける第1層と第2層の重みの大小関係が表層部の湿潤状態と連動している。

## (4) 放射物理的考察

(2)節で示したように、輝度温度時系列は、蒸発抑制期には両周波数に有意な差が生じるのに対し、蒸発抑制前では両周波数の差は小さい。

この原因は蒸発抑制期では、表層部の含水比が小さいため第1層に卓越した重み付けをする。9.2GHZでは輝度温度が大きくなり、ある程度湿った(かつ地温の低い)深部の層に均等に重み付けをする。1.4GHZでは輝度温度が小さくなることで両者の差が開くからと考えられる。それに対して、蒸発抑制前では依然として両周波数で重み構造の相違が見られるのにもかかわらず、水分の鉛直変化が比較的小さいことから見かけ上両者

## (5) 従来法の問題点

(4)節に示す事実は、従来の土壌水分計測法を応用するときの問題点を浮き彫りにしている。蒸発抑制前では、地表面水分量がそれ以深の水分量と連動して減少する為、仮に9.2GHZでは放射寄与のわずかな深部を(あるいは1.4GHZでは放射寄与のわずかな表層部を)対応付けても見かけ上の感度が生じてしまう。従来の手法は、0~5cmの水分量と放射率を一意的に対応付けることから、このような見かけ上の感度を用いて水分計測を行う可能性を秘めているといえる。

それに対して、蒸発抑制期では鉛直方向の水分変化が必ずしも時間的に連動しないため、重み値がそのまま放射率一含水率の感度に反映されるといえる。

## 4. 多周波放射観測によるプロファイル逆探の提案

前述の放射特性を計測の手段としてとらえた時、重みの深度分布は特に蒸発抑制前の表層水分量を推定することにおいて従来法では取り扱いにくい特性である。そこで、ここでは逆にこの放射物理特性を利用することを考え深度方向の水分分布情報を有する輝度温度観測値に拘束条件として不飽和帯の水分一熱輸送特性を与え、プロファイルを逆推定することを考えた。

逆探問題とは、本来一意的には決定できない物理量を何らかの事前情報(等価な表現として拘束条件)を加えることによって推定する問題をいうが、拘束条件としては水分一熱輸送特性に加えて次の2つを考えた。

- ・輝度温度の土壌水分と地温の同時依存性に配慮し赤外線を併用した多周波観測で、地温分布の自由度をできるだけ減らすことを考えた。

- ・動的に変化する状態量を推定するために観測量を時系列的にとらえカルマンフィルターを導入した。

以下上記の拘束条件について具体的に説明する。

### (1) 物理的拘束条件

#### a) 不飽和土壌帯の水分一熱結合輸送モデル

ここでは物理的拘束として不飽和土壌帯の水分一熱結合輸送モデル(Milly and Eagleson<sup>6)</sup>)を用いることにする。以下その簡略モデルを示す。

- ・水分方程式

$$\frac{\partial \theta}{\partial \psi} \left| \frac{\partial \psi}{\partial t} + \frac{\partial \theta}{\partial T} \right|_{\psi} \frac{\partial T}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial z} \left( K \frac{\partial \psi}{\partial z} + K \right) = 0 \quad (12)$$

- ・熱方程式

$$d_1 \frac{\partial T}{\partial t} + d_2 \frac{\partial T}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial z} \left( d_3 \frac{\partial \psi}{\partial z} + d_4 \frac{\partial T}{\partial z} + d_5 \right) = 0 \quad (13)$$

ここに、

$$d_1 = c_1 \rho_1 (T - T_0) \left. \frac{\partial \theta}{\partial \psi} \right|_T$$

$$d_2 = c + [c_1 \rho_1 (T - T_0) \left. \frac{\partial \theta}{\partial \psi} \right|_\psi]$$

$$d_3 = c_1 \rho_1 K(\psi)(T - T_0)$$

$$d_4 = \lambda(\psi)$$

$$d_5 = c_1 \rho_1 K(\psi)(T - T_0)$$

$\theta$ は体積含水率、 $\psi$ は吸引圧、 $T$ は地温、 $K$ は不飽和透水係数、 $c$ は乾燥土の熱容量、 $c_1$ は水の比熱、 $\lambda$ は熱伝導係数を示す。

式(12)(13)を空間に関して微分することによって非線形同時偏微分方程式は次の有限個の未知数を持つ非線形同時偏微分方程式に変換される。

・水分方程式

$$A_1 \dot{\Psi} + B_1 \dot{T} + C_1 \Psi + D_1 T + E_1 = 0 \quad (14)$$

・熱方程式

$$A_2 \dot{\Psi} + B_2 \dot{T} + C_2 \Psi + D_2 T + E_2 = 0 \quad (15)$$

ここに、 $n \times 1$ 次元のベクトル $\Psi$ と $T$ は鉛直1次元の土柱における吸引圧と地温の深度分布を示し、次のように定義する。

$$\Psi = [\psi_1, \dots, \psi_n]^T, \quad T = [T_1, \dots, T_n]^T$$

要素 $\psi_i, T_i$ はそれぞれ地表面からの深度が $i$ の格子点での吸引圧と地温を示す。ドット演算子は時間微分を示す。 $A_i, B_i, C_i, D_i, E_i, (i=1, 2)$ は係数行列である。

カルマンフィルターを用いて順次同化するにはその線形化及び状態空間表現を必要とするが式が複雑となるのでここでの記述を省略する。詳細は中村<sup>6)</sup>を参照されたい。

## b) 不飽和帯における水と熱の貯蓄、伝導係数

### 1. 水分特性曲線

ヒステリシスは省略し、水分特性曲線に二階微分が存在するものを用いる。この条件を満たすのは、Brooks and Corey<sup>7)</sup>, King<sup>8)</sup>, Van Genuchten<sup>9)</sup>などがある。ここでは、式(16)に示すVan Genuchten<sup>9)</sup>を用いることにする。

$$\theta = \left[ \frac{1}{1 + (\alpha(-\psi))^n} \right]^m \quad (16)$$

ここで、

$$\theta = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (17)$$

$\theta_s$ は残留体積含水率、 $\theta_r$ は体積含水率で $\alpha, n, m$ はパラメーターである。

### 2. 透水係数

Milly and Eagleson<sup>9)</sup>に指摘されているように厳密には透水係数は温度の影響を受けるが、ここではその影響は軽微なものとして省略し、Van Genuchten<sup>9)</sup>による式(18)を用いた。

$$K = K_s \frac{\{1 - (\alpha(-\psi))^{n-1} [1 + \alpha^n (-\psi)^n]^{-m}\}^2}{[1 + \alpha^n (-\psi)^n]^{m/2}} \quad (18)$$

ここに、 $K_s$  (cm/day)は飽和透水係数である。

### 3. 熱容量

土壌の比熱は構成成分間で重ね合わせが可能である。ここでは、土の単位体積当たりの比熱 $c$  (cal/g/K)を、各成分間の比熱の重み付き平均として次式で表現した。

$$c = c_d + c_1 \rho_1 \theta \quad (19)$$

ここで、 $c_d$ は乾燥土の比熱、 $\rho_1$ は水の比熱である。

### 4. 熱伝導係数

熱伝導係数の土壌水分量への依存関係を次のように線形近似した。

$$\lambda = \lambda_{dry} + \beta \theta \quad (20)$$

ここで、 $\lambda_{dry}$ は乾燥土の熱伝導係数である。

## (2) 多周波観測システム

ここではプロファイルの自由度を減らす第2の条件として、多周波の観測を用いることを考える。赤外線を用いた地表面温度の観測との併用は地温分布の自由度を減らし、水分-熱輸送モデルの取りうる水分プロファイルの自由度を減らすことになる。観測システムの誘導に必要なプロセスは、以下に示す観測ベクトルの選択と誘電率の吸引圧表示である。

### 1. 観測ベクトルの選択

時刻 $k$ での観測ベクトル $h_k$ を式(21)で定義する。

$$h_k(X_k) = \begin{pmatrix} T_{b_k}^1(\Psi, T) \\ T_{b_k}^2(\Psi, T) \\ \vdots \\ T_{b_k}^f(\Psi, T) \\ T_{b_k}^{f+1}(\Psi, T) \\ \vdots \\ T_{b_k}^m(\Psi, T) \\ T_{b_k}^{m+1}(\Psi, T) \\ \vdots \\ T_{b_k}^n(\Psi, T) \\ IR(T_s) \end{pmatrix} \quad (21)$$

ここに、 $X_k$  は時刻  $t=k$  での状態ベクトルで  $X = [\Psi \ T]^T$  と定義される。 $T_{b_k}^f, T_{b_k}^{f+1}$  はそれぞれ周波数レベル  $f(=1, 2, \dots, m)$  の水平、垂直偏波マイクロ波観測を示し、 $IR$  は熱赤外線による観測値、 $T_s$  は地表面温度を示す。

## 2. 誘電率の吸引圧表示

体積含水率と誘電率の関係には多くの実験式がある。(Wang and Schmugge<sup>10)</sup>). ここでは線形近似できるものと仮定し次のようにモデル化した。

$$Re[\epsilon_r] = a + b\theta \quad (22)$$

$$Im[\epsilon_r] = c\theta \quad (23)$$

ここに、 $\epsilon_r$  は誘電率、 $\theta$  は体積含水率、 $a, b, c$  はパラメーターである。 $Re, Im$  はそれぞれ複素数  $\epsilon_r$  の実部と虚部を示す。

上式を Van Genuchten<sup>9)</sup> を用いて、吸引圧表示すると式(24)、(25)となる。

$$Re[\epsilon_r] = a + b \left( \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{[1 + (\alpha(-\psi))^n]^m} \right) \quad (24)$$

$$Im[\epsilon_r] = c \left( \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{[1 + (\alpha(-\psi))^n]^m} \right) \quad (25)$$

同様に、カルマンフィルターを用いて順次同化するには観測システムの線形化及び状態空間表現を必要とするが、式が複雑となるのでここでの記述を省略する。詳細は中村<sup>9)</sup> を参照されたい。

## (3) 順次同化

本節では水分-熱結合輸送モデルと観測輝度温度時系列を順次同化して状態量である鉛直一次元水分プロフィールを推定するためのアルゴリズムを説明する。

最初にシステム方程式(水分-熱結合輸送モデル式(12)、(13)から導出)と観測方程式(放射伝搬モデル、式(3)から導出)が誤差項を含む次式で示されるとする。

$$\frac{dX(t)}{dt} = f(X(t), t) + w(t) \quad (26)$$

$$z_k = h_k(X(t_k)) + v_k \quad k=1, 2, \dots \quad (27)$$

ここに、非線形ベクトル関数  $f$  は水分-熱結合輸送モデル(式(12)、(13))の状態空間モデルを示し、非線形ベクトル関数  $h$  は放射伝搬モデル(式(3))の状態空間モデルを示す。 $w(t)$  は平均値0、共分散  $Q(t)$  を持つ多次元正規分布に従うものとする。 $X$  はここでの推定の対象となる状態ベクトルで離散化した鉛直一次元水分プロフィールである。さらに、

$$w(t) \sim N(0, Q(t)) \quad (28)$$

とし、 $v_k$  は平均値0、共分散  $R_k$  を持つ多次元正規分布に従うものとする。即ち、

$$v_k \sim N(0, R_k) \quad (29)$$

ここで、観測誤差とシステム誤差は独立であると仮定する。

次に、土壌水分プロフィールの推定に状態空間モデルを用いて状態量を予測し、観測量が得られるごとに観測誤差と推定値の誤差の大きさを比較して状態量の更新を行うアルゴリズムを適用することを考える。具体的にはカルマンフィルターを用いて状態ベクトルの期待値、

$$\hat{X}(t) = E[X(t)] \quad (30)$$

を順次時間をおって推定する方法を提示する。

実際に計算機に応用するには、確率密度関数を積分することなしに平均値と共分散を求めることができるシステムを開発する必要がある。この様な時によく用いられるのが非線形関数  $f$  と  $h$  を最新の推定値回りに線形化する方法(式(31)、(32))で拡張カルマンフィルターと呼ばれる。

$$f(X, t) = f(\hat{X}, t) + A_f(\hat{X}_t)(X - \hat{X}_t) + \dots \quad (31)$$

$$h_k(X_k) = h_k(\hat{X}_k) + H_k(\hat{X}_k)(X_k - \hat{X}_k) + \dots \quad (32)$$

ここで、 $A_i$ と $H_i$ はヤコビアンでそれぞれ最新の推定値 $\hat{X}_i$ ,  $\hat{X}_i$ で評価される。

初期状態として $X(0)$ が平均値 $X_0$ , 共分散 $P_0$ を持つとし正規分布に従うと仮定する。即ち,

$$X(0) \sim N(X_0, P_0) \quad (33)$$

1ステップ先の水分、温度プロファイル(-印)は現時点での水分、温度プロファイル(+印)から次式で予測される。

$$\hat{X}_i(-) = \Phi_{i-1} \hat{X}_{i-1}(+) \quad (34)$$

ここに、 $\Phi_{i-1}$ は推移行列である。1ステップ先の共分散(-印)は現時点での共分散(+印)から次式で予測される。

$$P_i(-) = \Phi_{i-1} P_{i-1}(+) \Phi_{i-1}^T + Q_{i-1} \quad (35)$$

状態ベクトルの初期誤差は周期的に得られるリモートセンシング観測量を同化するにつれて減少する。状態ベクトルと観測量は次式で同化される。

$$\hat{X}_i(+) = \hat{X}_i(-) + K_i [z_i - H_i(\hat{X}_i(-))] \quad (36)$$

カルマンゲイン  $K_i$ はモデルによる予測誤差 $P_i(-)$ と観測誤差 $R_i$ との比によって決定される。観測量がより確からしい場合はモデルによる予測値よりも観測値に重みを置くことになる。

カルマンゲインは次式で与えられる。

$$K_i = P_i(-) H_i^T (\hat{X}_i(-)) [H_i(\hat{X}_i(-)) P_i(-) H_i^T (\hat{X}_i(-)) + R_i]^{-1} \quad (37)$$

共分散の更新は次式で示される。

$$P_i(+) = [I - K_i H_i(\hat{X}_i(-))] P_i(-) \quad (38)$$

ここに、 $I$ は単位行列である。カルマンフィルタ理論の詳細はGelb<sup>11)</sup>等を参照されたい。

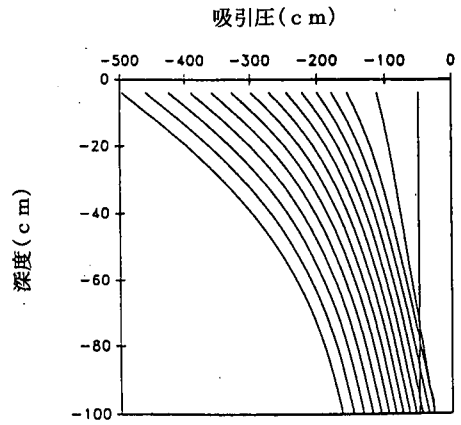


図-4(a) 0.5日毎の水分プロファイル変化

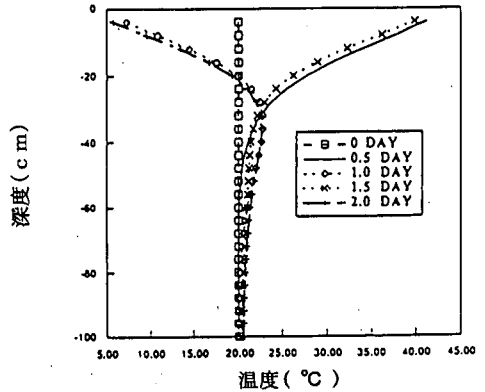


図-4(b) 0.5日毎の地温プロファイル変化

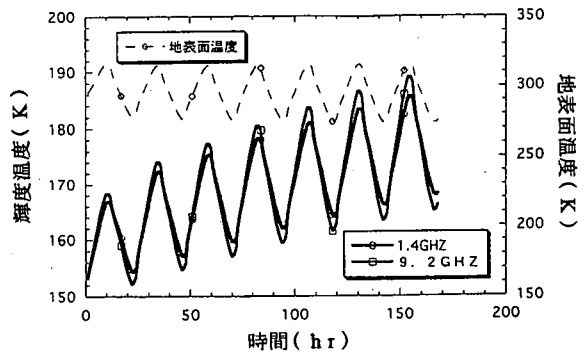


図-5 観測時系列

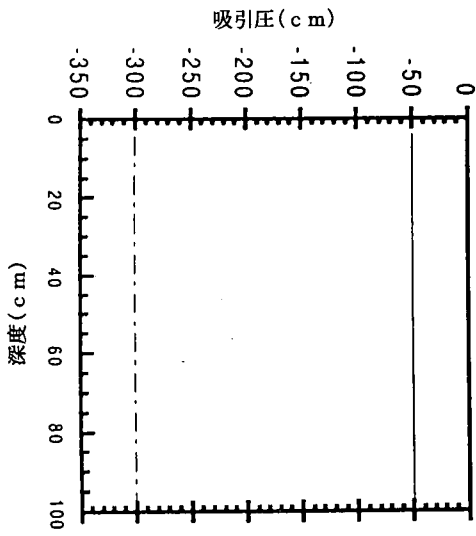


図-6 初期状況 (破線：推定, 実線：真値)

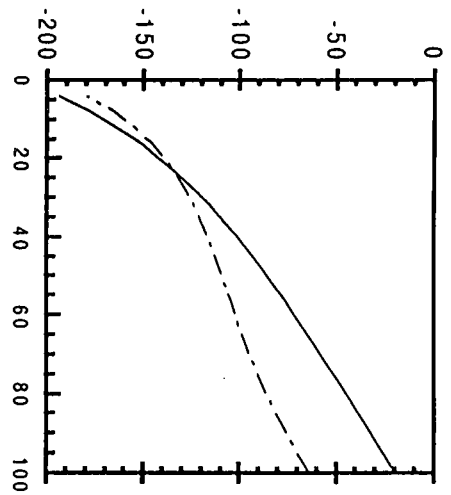


図-7(c) 1.5日後の収束状況

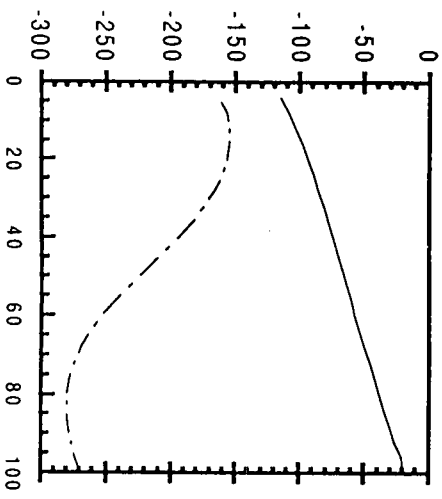


図-7(a) 0.5日後の収束状況

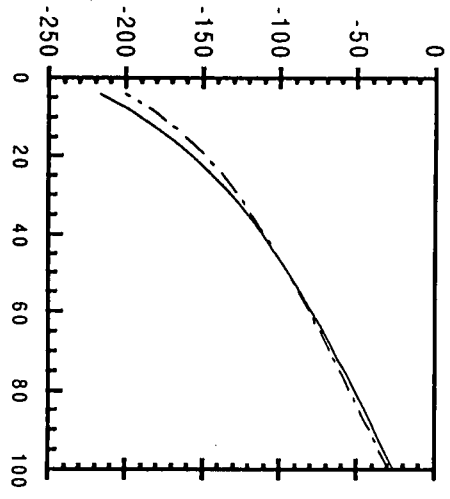


図-7(d) 2.0日後の収束状況

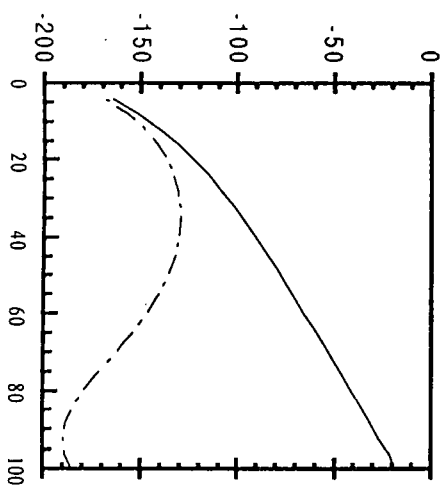


図-7(b) 1.0日後の収束状況

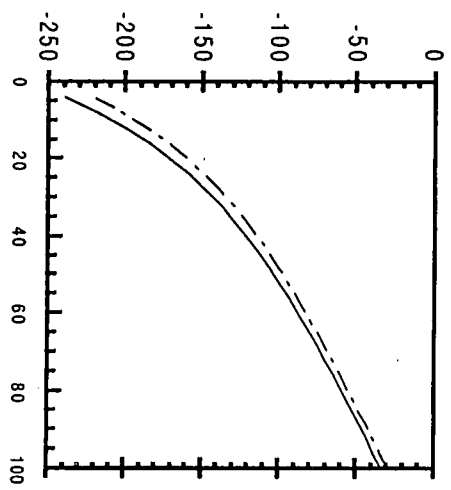


図-7(e) 2.5日後の収束状況



表-2 逆推定に用いられたパラメーター

(a) 環境設定	気象条件	無降雨期間
	土壌分類	粘土ローム
(b) 境界条件	水分フラックス(地表面)	上向き0.5(cm/day)
	熱フラックス(地表面)	振幅を400(ly/day)
	熱フラックス(深1m)	0
(c) 透水係数、水分特性曲線	$K_s$	25(cm/day)
	$\theta_s$	0.54
	$\theta_r$	0.2
	$n$	1.8
	$m$	0.5
	$\eta$	0.008(cm <sup>-1</sup> )
(d) 熱容量熱伝導係数	$c_d$	0.18(cal/cm <sup>3</sup> /deg)
	$\lambda_{dry}$	43(cal/cm <sup>2</sup> /day/deg)
	$\beta$	4.3(cal/cm <sup>2</sup> /day/deg)
(e) 観測条件	観測間隔	1時間
	観測システム	マイクロ波+熱赤外線
	観測角	40°
	観測誤差	観測値の2(%)
	システム誤差	状態量の5(%)

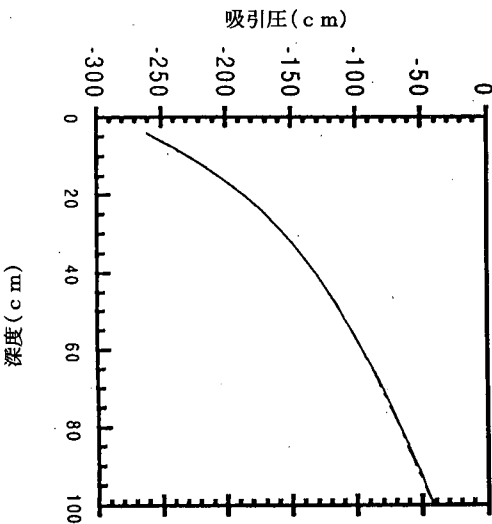


図-8 3日後の収束状況

## 5. 土壌水分プロファイルの逆探数値実験

ここでは数値実験を通して4章で提示した水分プロファイル逆推定法の妥当性を示す。数値実験に用いたパラメーターを表-2に示す。逆推定数値実験は7ステップからなり、第1～第3ステップで擬似的な観測量を計算し、第4～第7ステップは擬似的な観測量を用いて逆推定を行う。

- 第1ステップでは環境の設定を行う。1週間の無降雨期で粘土ロームを対象とした。
- 第2ステップでは水分-熱結合輸送モデルを用いて、1週間の水分-温度プロファイルの経時変化をシュミレートする。シュミレートされた水分-温度プロファイルを図-4(a),(b)に示す。
- 第3ステップでは第2ステップで計算された水分-温度プロファイルを用いて放射伝達モデル(式(3))を用い仮想的な観測時系列をシュミレートする。その際、浸入深の違う1.4, 9.2GHZそれぞれについて疑似観測量を計算する。疑似観測時系列を図-5に示す。
- 第4ステップでは観測条件を設定する。ここでは観測システムとしてマイクロ波と赤外線との併用を考えた。またマイクロ波については浸入深の違う1.4, 9.2GHZを用いた。観測間隔は1時間とした。詳細は表-2(e)を参照されたい。
- 第5ステップでは水分プロファイル及びその共分散行列の初期条件を設定した。水分プロファイルの初期推定プロファイルを図-6の破線で、真のプロファイルを実線で示す。
- 第6ステップではカルマンフィルターを用いて順次観測量を同化する。用いたパラメーターの詳細は表-2(e)を参照されたい。図-7(a)～(e)に輝度温度時系列を順次同化していくにつれて、推定プロファイル(破線)が真のプロファイル(実線)に収束していく状況を示す。
- 第7ステップで収束状況を判定し、判定基準を満たしていない場合には第4, 5, 6ステップに戻り同じ手順を繰り返す。ここでの判定基準は目視で推定プロファイルが真のプロファイルと一致していることとした。ここでは初期条件を設定し直した後に判定基準を満たした例を図-8に示す。

## 6. 結論

5章での検討結果を基に以下の結論を得た。

- ① 図-7(a)の収束では3章で示した1.4GHZにおける放射寄与と深度(0～20cm)で大きな収束が見られる。このことは初期収束において観測特性(即ち式(36)による観測量を同化することによる状態ベクトルの更新)の寄与分が大きいことを示しており、観測系の質(深層水分量への感度)が良いほど初期収束

束が効率的に行われ、少ないデータ量で逆推定が可能と結論される。

- ② 図-7(b)~(d)の収束は3章で示した1.4GHZにおける感度の鈍い領域(20cm以深)でなされており、観測特性よりも動的特性、即ち式(34)の状態空間モデルによる推定の寄与率が大きいことを示している。このことから、観測系の質が悪くても動的特性を活用することで水分感度のないあるいは鈍い領域まで逆推定が可能と結論された。

## 7. あとがき

以上数値実験を通して、本手法の妥当性は検証された。本手法の精度については実地試験等での確認を早急に行う必要があるが、放射伝達モデルと水分-熱輸送モデルについては個別に確認済みであり、ある程度の見通しはついたと思われる。その際6章に示す結論は今後実験計画を立案する上で有用と考えられるのでそれを踏まえて計画を策定して行きたいと考えている。また3章でも指摘されているように、実際の計測では、気象-土壌条件等に応じた計測手法(放射率法、プロファイル逆探法)の選択が重要であり今後の重要な課題となっている。

## 参考文献

- 1) Njoku, E. G. and Kong, J. A. : "Theory for passive microwave remote sensing of near surface soil moisture," J. Geophys. Res., vol. 82, no. 20, pp. 3108-3118, 1977.
- 2) Tsang, L., Njoku, E. G. and Kong, J. A. : "Microwave thermal emission from a stratified medium with nonuniform temperature distribution," J. Appl. Phys., vol. 46, pp. 5127-5133, 1975.
- 3) 浅沼 順 : 現地観測に基づく裸地面蒸発過程に関する基礎研究, 東京大学工学系研究科土木工学専攻修士論文, 1991.
- 4) Ulaby, F. T., Moore, R. K. and Fung, A. K. : Microwave Remote Sensing: Active and Passive, Addison Wesley, Reading, MA, 1982.
- 5) Milly, P. C. D. and Eagleson, P. S. : The coupled transport of water and heat in a vertical soil column under atmospheric excitation, Tech. Rep. 258, R. M. Parsons Lab., Dep. of Civ. Eng., Mass. Inst. Technol., Cambridge, 1980.
- 6) 中村 元 : 受動型マイクロ波リモートセンシングによる表層水分プロファイルの類型化に基づく土壌水分計測法, 東京大学工学系研究科土木工学専攻博士論文, 1995.
- 7) Brooks, R. H. and Corey, A. T. : Properties of porous media affecting fluid flow, Journal of the Irrigation and Drainage Division, ASCE, 92 (IR 2), 1966.
- 8) King, L. G. : Description of soil characteristics for partially saturated flow, Soil. Sci. Soc. Am. Proc., 29 (4), 359-362, 1965.
- 9) Van Genuchten: A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils, Soil. Sci. Soc. Amer. J., vol. 44, 1980.
- 10) Wang, J. R. and Schmugge, T. J. : An empirical model for the complex dielectric permittivity water content., IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, GE-18, 288-95, 1980.
- 11) Gelb, A. (Ed.) : Applied Optimal Estimation. Cambridge, MA : M. I. T. Press, 1974.
- 12) Entekhabi, D., Nakamura, H. and Njoku, E. G. : "Retrieval of soil moisture profile by combined remote sensing and modeling," presented at ESA/NASA Int. Workshop Passive Microwave Res. Related to Land-Atmosphere Interactions, St. Lary, France, Jan. 1993.
- 13) 古濱洋治, 岡本謙一, 増子治信 : 人工衛星によるマイクロ波リモートセンシング, (社) 電子情報通信学会, 1986.

(1997.8.28受付)

## PROPOSAL OF A SOIL MOISTURE PROFILE ESTIMATION BASED ON MULTIFREQUENCY MICROWAVE OBSERVATIONS

-Extended Kalman Filtering-

Hajime NAKAMURA and Katumi MUSIAKE

This paper introduces the microwave radiation theory to show a limitation of the soil moisture estimation method currently on use. To estimate the soil moisture profile, it then incorporates the Kalman filtering technique to utilize the multifrequency observations.