

地表面粗度の空間分布を考慮したSARによる 凍土帯土壌水分の推定手法の開発

Development of a SAR algorithm for soil moisture in permafrost regions
including the effect of surface roughness

田殿 武雄¹・小池 俊雄²・Jiancheng SHI³・DING Yongjian⁴・
CHEN Xianzhang⁴・WANG Shaoling⁵・YANG Meixue⁶

Takeo TADONO, Toshio KOIKE, Jiancheng SHI, Yongjian DING,
Xianzhang CHEN, Shaoling WANG and Meixue YANG

¹ 学生会員 工修 長岡技術科学大学大学院 日本学術振興会特別研究員 (〒940-21 新潟県長岡市上富岡町1603-1)

² 正会員 工博 長岡技術科学大学助教授 環境・建設系 (〒940-21 新潟県長岡市上富岡町1603-1)

³ Ph.D., Inst. for Computational Earth System Science, Univ. of California, Santa Barbara, U.S.A.

⁴ Ph.D., Asso. Professor, Lanzhou Inst. of Glaciology and Geocryology, Chinese Academy of Sciences, China

⁵ Senior Engineer, Lanzhou Inst. of Glaciology and Geocryology, Chinese Academy of Sciences, China

⁶ Ph.D. Student, Lanzhou Inst. of Glaciology and Geocryology, Chinese Academy of Sciences, China

The objective of this study is to develop an algorithm for mapping soil moisture by using the spatial and temporal distributions of the microwave backscattering coefficients of the ground surface. The scattering model that includes Integral Equation Method (IEM) are applied to the two images of L-band Synthetic Aperture Radar (SAR) mounted on JERS-1 taken over the Tibetan Plateau in January and August, 1993. The backscattering coefficient of the ground surface is affected not only by soil moisture but also by the other factors such as surface roughness, vegetation and soil composition. To obtain the values related to roughness, the ground-based measurements are carried out "GAME-Tibet POP" in summer, 1997. Two experimental areas with different surface characteristics were selected. The soil moisture map in August was derived from the scattering model with the relationship between two surface roughness parameters inputted. The distribution of the calculated soil moisture on the Tibetan Plateau corresponds to the result of the field inspection.

Key Words : microwave remote sensing, soil moisture, surface roughness, SAR

1. はじめに

地球規模での水循環を考える中で、土壌水分は全球に存在する水分に占める量は少ないながらも、陸面で吸収される太陽エネルギーの分配を決める要素となり、また大気に輸送される熱エネルギーの分配にも影響を与えている。したがって、気候システムの中で極めて重要な役割を果たしているといえる。また永久凍土帯では活動層の下端の変化が流出や蒸発特性に、また凍結直前の土壌水分量が翌年初期の融解プロセスに影響を与えられ考えられる。とりわけチベット高原は、中緯度帯で高々度に位置しながら広大な面積を有しており、この約80%が永久凍土帯であるため、季節変化にともなう高原内部の水や熱エネルギー循環は、地球規模での気候変動や環境変動にまで大きな影響を与えている。

このような背景から、著者らはこれまでにチベッ

ト高原を対象に、人工衛星搭載の能動型マイクロ波センサ、合成開口レーダ(Synthetic Aperture Radar: SAR)とマイクロ波散乱モデルを用いた凍土帯における表層土壌水分の推定手法を提案した¹⁾が、マイクロ波散乱に寄与するパラメータのうち、特に地表面粗度の推定に関して課題が残されており定性的な議論にとどまっている。

本研究では1997年7月から8月にチベット高原で行った現地観測で得られたデータを用いて、地表面粗度の空間分布を考慮した、凍土帯における新たな土壌水分推定手法の開発を行った。

2. マイクロ波散乱モデル

SARから得られるシグナルは、照射したマイクロ波のうち対象物で散乱しアンテナ方向へ戻ってくる

表-1 チベット高原での衛星データ検証用観測概要

概要	内容
観測日	1997年7月24日～8月12日 合計7地点
観測方法	1地点あたり次の3スケールでの観測を基本とするが、全地点では実施していない。 1)小領域：60m×60mの十字測線を10m間隔 2)中領域：1km×1km 〃 100m 〃 3)大領域：5kmを2辺とする三角形を1km〃
観測項目及び器材	土壌表層含水率：TDR法、炉乾燥法 地表面粗度：串型粗度計 分光反射率：スペクトルメータ 位置情報：携帯型GPS 表面放射温度、土壌温度、表面写真撮影など

強度を表した後方散乱係数(σ^0)である。後方散乱係数は、対象物の媒体境界面で生じる表面散乱と、媒体内部で生じる体積散乱の和として表すことができる。本研究で利用した散乱モデルは、不連続な上下境界面を有する、球形粒子がランダムに埋め込まれた不均質層からの散乱を表面散乱と体積散乱の和として表しており、体積散乱項は放射伝達理論にもとづいた一次近似解の手法を用い、表面散乱項は近年開発されたIEM(Integral Equation Method)モデル²⁾を導入している。IEMモデルは、境界面の接線方向の電場および磁場をフレネルの反射係数で決まるKirchhoffモデルの項と、それを補う項で表した二組の積分方程式を解くことで後方散乱係数を求める。表面散乱を表した既往のモデルであるSmall Perturbationモデル等³⁾と比較して、表面粗度に対するモデルの適応条件が広がっていることが特徴である。

3. 使用したデータの概要

(1) SAR画像データ、河道データ、地形データ

使用したSAR画像は、同一パスで1993年1月9日、8月17日に取得された2シーンである。SAR画像には地形にともなう歪みが含まれており、異なるシーンで同一地点を見つけることは困難である。そこで、それぞれの画像から図-1に破線で示すような同一の対象領域(2800画素×3500画素)を切り出し、3次元アフィン変換とニアレストネイバー法により幾何補正、リサンプリングを行い、重ね合わせてフォールスカラー画像を作成した。この画像から得られるCCT値の変動が、定性的に地表面状態の季節変化を捕えていることが示されている⁴⁾。このSAR画像の座標系を緯度経度直交座標に変換するために、全球河道の位置情報を含むDCW(Digital Chart of the World)を用いて河道合流点などでGCP(Ground Control Point)を取り一次幾何補正とリサンプリングを行った。また地形の傾斜にともなう入射角の補正と、標高5,350m以上の山岳域を今回の解析対象領域から除外するために、全球陸域の約60%を緯度経度30秒



図-1 解析対象領域と現地観測地点。

●：Dry area, ▲：Wet areaの位置を表し、破線は解析対象領域を表す。

(約1km)間隔でカバーされているDEM(Digital Elevation Model)のGLOBE(Global Land One kilometer Base Elevation)を用いた。

(2) 現地観測データ

1997年度の衛星データ検証用の現地観測は7月から8月にかけて、チベット高原を南北に縦断する西藏公路沿いの7地点で行った。このうち本研究では対象領域のほぼ中央に位置する比較的乾いている平坦な地点(以後、Dry areaと呼ぶ)と、永久凍土帯特有の非常に湿って表面の凹凸が大きいアースハンモック帯(同、Wet area)の二地点のデータを使用する。なお、表-1は観測概要、図-1中●はDry area, ▲はWet areaの位置を表す。表-1において、本研究で利用したデータは、「1)小領域」を対象に行った観測で得られた。これは、観測点の中心から東西南北に30mずつ想定した60mの十字の測線上を10m間隔、合計13ヶ所で行ったものであり、1ヶ所につき表面粗度を二回、TDR法による土壌表層含水率を3回、分光反射率を3入射角で12回、表面放射温度、土壌温度を3回ずつ計測した。このうち表面粗度観測には、2mm間隔で199本の串が上下に自由に稼動するようセットされた幅40cmの串型粗度計を用いた。串型粗度計を地表面に水平に設置して横方向から写真に撮り、これをディジタイジングして地表面のプロファイルを得た。なお、Wet areaでは同型の串型粗度計を二枚連続して設置し幅80cmで測定した。こうして得られた表面高さのデータから二つの地表面粗度パラメータ、表面高さの標準偏差(σ)と、式(1)で求められる自己相関係数が $1/e$ になるときの長さを表面相関長さ(l)³⁾として求めた。

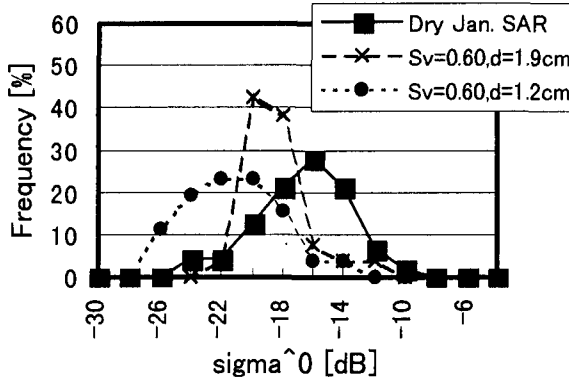


図-2 Dry areaにおける1月の後方散乱係数頻度分布比較。
■：1月SARデータ，×：土壌体積率0.60，土粒子粒径1.9cm，●：土壌体積率0.60，粒径1.2cmを想定したシミュレーション結果を表す。

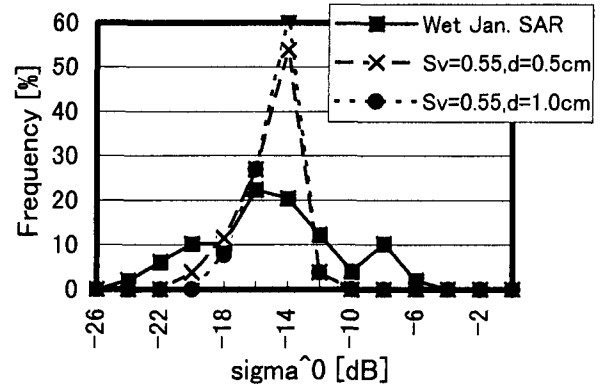


図-3 Wet areaにおける1月の後方散乱係数頻度分布比較。
■：1月SARデータ，×：土壌体積率0.55，土粒子粒径0.5cm，●：土壌体積率0.55，粒径1.0cmを想定したシミュレーション結果を表す。

$$\rho(x') = \frac{\sum_{i=1}^{N+1-j} z_i z_{i+j-1}}{\sum_{i=1}^N z_i^2} \quad (1)$$

$$\rho(l) = 1/e$$

ここで、 z_i はある一定間隔 Δx で計測された表面高さ、 $x' = (j-1)\Delta x$ 、 j は1以上の整数、 N はサンプル数を表す。

また、現地観測は前述のSARデータとは観測日が異なるが、現地二地点は自然状態が維持されており、後述の地表面粗度や土粒子の体積率、粒径といった土壤に関するパラメータに大差ないと考えられる。また、SAR画像には通常の幾何補正手法で取り除くことができない観測地点の標高にともなう歪みが含まれており、画像と地上の位置合わせが困難となっている⁵⁾が、現地観測点には周囲1km四方位度が均一と思われる地点を目視で選び観測を実施した。

4. SARデータを用いた土壤パラメータの推定

一般にSARによる土壤水分計測を考えた場合、後方散乱係数(σ^0)は形式的に式(2)で表すことができる。

$$\sigma^0 = f(\lambda, p, \theta_s, \sigma, l, Mv, Sv, d) \quad (2)$$

ここで、 λ 、 p 、 θ_s は使用するSARシステムで決まるマイクロ波の波長、偏波、入射角であり、 σ 、 l は表面高さの標準偏差と表面相関長さで、表面散乱に寄与する地表面粗度パラメータである。 Mv は土壌体積含水率、 Sv は土壌面における土粒子そのものが占める体積割合、 d は土粒子の粒径を表す。このように、後方散乱係数は数多くのパラメータの

関数として表され、このパラメータの多さがSARによる土壤水分推定を難しくしているといえる。そこで、二時期のSARデータを重ね合わせた画像からそれぞれの地上観測点を中心に7画素×7画素(87.5m四方)抜き出したSARデータと、小領域(60mの十字)での現地観測で得られたデータを用いて検討を行った。

(1) 冬期の土壤パラメータ(Sv, d)に関する検討

1月のチベット高原の土壤は完全に凍っており、液体の水分がないと考えられる。したがって、土壤の構成要素が均一であるとすれば後方散乱係数の変化は地表面粗度のみの影響によると考えられる。そこで、Dry area、Wet areaそれぞれについて1月のSARデータから得られた後方散乱係数と、現地観測で得られた地表面粗度パラメータと、衛星から観測地点までの距離を考慮し補正した入射角(Dry areaで34.1度、Wet areaで33.9度)を入力値として行ったシミュレーションによる後方散乱係数を比較し、土壌含水率が0%の状態でのモデルの再現性と、土壤パラメータである土粒子の体積率(Sv)と粒径(d)に関して検討を行った。なお、前述の通り現地観測地点とSARデータの厳密な位置合わせが不可能であるため、各々の後方散乱係数の頻度分布を調べて、その分布形状とピーク時の値をもとに検討を加える。

土壌含水率が0%の場合、シミュレーションによる後方散乱係数が大きくなるのは二通りが考えられる。一つは土粒子の体積率を増加することで、土壌面の誘電率が大きくなり表面散乱の効果が大きくなる。もう一つは土粒子の粒径が大きくなり体積散乱による後方散乱が大きくなることである。しかし、体積散乱効果が大きければ相対的に表面散乱効果が小さくなるため、表面粗度に依存する後方散乱の分布も小さくなる。そこで、土粒子の体積率を0.05ずつ、粒径を0.1cmずつ変化させ、ある程度の後方散乱の分布を保ちつつ、ピーク時の値がSARデータと近くなる土壤パラメータを検討した。

図-2, 3はそれぞれDry area, Wet areaにおける後方散乱係数の頻度分布を示したもので、■は1月のSARデータを表し、図-2において×は土粒子の体積率(S_v)を0.60, 土粒子粒径(d)を1.9cm, ●は土粒子体積率が同じ, d を1.2cmと想定したシミュレーション結果, 図-3において×は S_v を0.55, d を0.5cm, ●は S_v を同じ, d を1.0cmとしたシミュレーション結果を表している。縦軸はデータの総数に対する頻度を%で表している。図-2からDry areaでは d を1.2cmとした場合(●), 頻度分布の形状はSARデータ(■)と似ているが, 後方散乱係数のピーク値が小さいことが分かる。そこで体積散乱効果を大きくしピーク値を大きくしつつ, ある程度の分布を示す土壌パラメータを推定した結果, d を1.9cmとした場合(×)となった。粒径が1.9cmというのは, 現実的に考えにくい大きさではあるが, 例えば凍土が凍結する直前, 土中の水分が土粒子を結合させているとすれば考えられない大きさではない。同様に, 図-3からWet areaでは d を0.5cmとした場合(×)がSARデータによる後方散乱の分布形状に近くなることが分かった。

以上の検討から, 散乱モデルが1月のSARデータを再現する土壌パラメータは, Dry areaで土粒子体積率0.60, 粒径1.9cm, Wet areaで体積率0.55, 粒径0.5cmであると推定され, 以後この検討結果を使用して解析を進める。また, 比較的地表面粗度が小さいDry areaでは土壌水分が0%の1月の後方散乱係数には, 体積散乱の効果が含まれていると考えられる。

(2) 地表面粗度(σ, l)に関する検討

次に, 後方散乱に寄与する残りのパラメータである地表面粗度(σ, l)に関して検討する。図-4は現地観測から得られた二つの地表面粗度の関係を示したもので, 横軸が表面高さの標準偏差(σ), 縦軸が表面相関長さ(l), ×がDry area, ■がWet areaを表す。なお, Dry areaでの観測結果の二つに地形の傾斜の効果が含まれていたため図-4から除いている。図-4からDry areaとWet areaで地表面粗度の分布特性が明らかに異なっていることが分かる。既往の研究から, 稲刈り後の水田やグランドなどの土壌面における表面高さの標準偏差と表面相関長さには正の関係があることが示されており^{6), 7), 8)}, Dry areaではこれらの結果と同様に正の傾きを示している(実線)。これに対してWet areaでは近似直線(破線)の傾きは非常に小さく, 近似直線に対する誤差も大きいことが分かる。したがって凍土帯の地表面粗度を考慮するには, アースハンモック帯とそうでない比較的乾いている土壌面を分類する必要がある。

また, 図-4からDry area, Wet areaのそれぞれで, 地表面粗度がどの程度の値を示すか知ることが出来る。この粗度の分布範囲を知ることは, モデルを用いてマイクロ波散乱を理解する上で, 普遍的な散乱モデルが構築されない限り非常に重要な情報となる。

以上の検討から, チベット高原上での地表面粗度

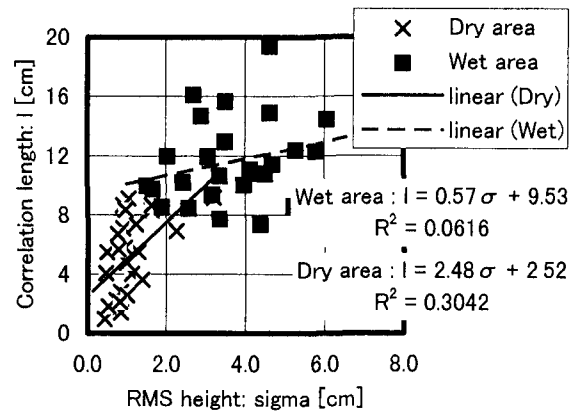


図-4 Dry area, Wet areaでの地表面粗度パラメータの関係。×: Dry area, ■: Wet areaでの観測値。実線, 破線はそれぞれ×, ■の回帰直線を表す。

関係には, 永久凍土帯特有の地形であるアースハンモック帯に対してはWet areaでの近似直線から式(3), それ以外の比較的乾いている土壌面に対してはDry areaの近似曲線から式(4)を適応する。

$$\text{Wet area: } l = 0.57 \sigma + 9.53 \quad (3)$$

$$\text{Dry area: } l = 2.48 \sigma + 2.52 \quad (4)$$

5. 土壌水分の推定手法

これまでの検討結果を踏まえて, 冬期および夏期のSARデータを用いて, 永久凍土帯における土壌水分推定手法を提案する。図-5は推定手法の解析手順を示し, 実線は冬期SARデータ, 破線は夏期SARデータに関する解析を表す。

(1) SARデータによる地表面の分類

二種類の地表面粗度関係($l = f(\sigma)$)を利用するために, アースハンモック帯とそれ以外の土壌面を分類する必要がある。図-6はDry areaとWet areaにおける1月, 8月SARデータの関係を示したものである。この図からDry area, Wet areaそれぞれの誤判別が最も少なくなるような1月, 8月の後方散乱係数を見つけ, これを地表面の分類の基準とし(図-5破線), 冬期, 夏期両方の後方散乱係数が基準値よりも小さければDry area, 大きければWet areaと判別する。

(2) 入射角と地表面粗度(σ, l)を変数とした後方散乱係数のルックアップテーブル作成

Dry area, Wet areaのそれぞれについて, 冬期SARデータから地表面粗度を推定するために, 式(3), 式(4)で表される現地観測で得られた地表面粗度関係と入射角(θ_s)を変数としてシミュレーションを行い, 後方散乱係数のルックアップテーブルを作成する。

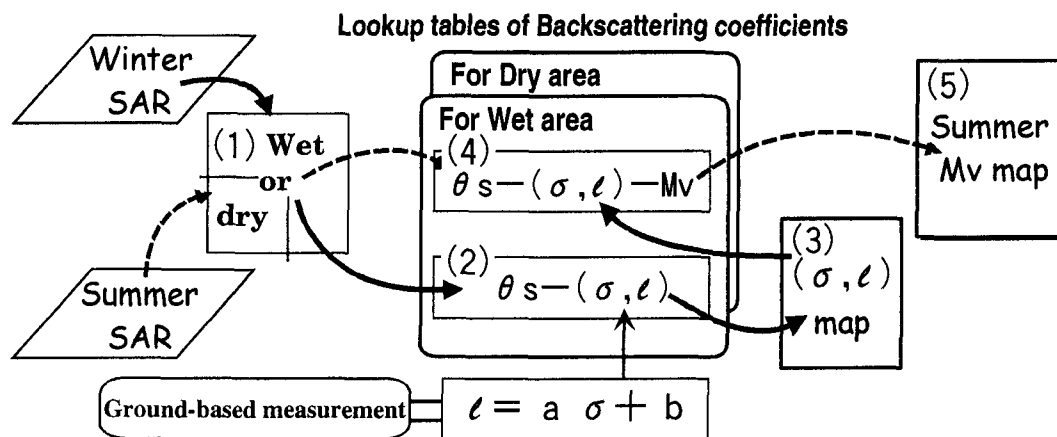


図-5 永久凍土帯における土壌水分推定の解析手順。

太い実線は冬期のSARデータ、破線は夏期のSARデータに関する流れを示し、番号は本文見出しと対応している。

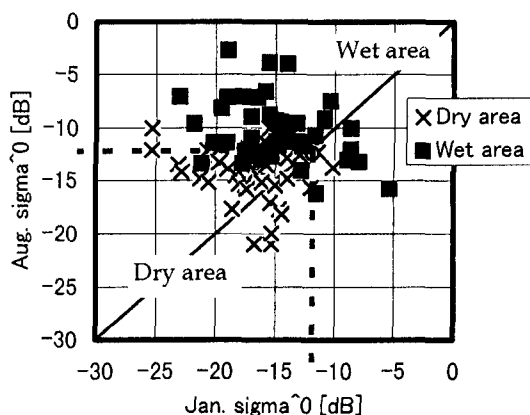


図-6 1月、8月SARデータの比較。

× : Dry area, ■ : Wet area, 破線 : 地表面分類の基準値を表す。

(3) 地表面粗度の推定

(2)で作成した入射角、地表面粗度を変数としたルックアップテーブルと冬期SARの各画素の後方散乱係数から地表面粗度パラメータを推定する。

(4) 入射角、地表面粗度、体積含水率を変数とした後方散乱係数のルックアップテーブル作成

二つの地表面状態それぞれについて、夏期SARデータと(3)で推定された地表面粗度パラメータから体積含水率を推定するために、二つの地表面粗度関係、入射角と体積含水率(Mv)を変数としてシミュレーションを行い、後方散乱係数のルックアップテーブルを作成する。

(5) 土壌表層含水率の推定

(4)で作成したルックアップテーブル、(3)で推定された地表面粗度と夏期SARデータの各画素の後方散乱係数から含水率を推定する。

6. 結果およびまとめ

図-7は、こうして作成した含水率マップを4画素×4画素で平均化したものである。白から黒色になるほど高含水率を表し、山岳域および含水率推定時に用意したルックアップテーブルの範囲外となったために推定することができなかった画素は黒色で表している。図-7から50mの解像度で土壌表層含水率の分布を得ることが可能であり、例えば氷河末端や河川沿いなどでは相対的に大きい含水率を示していることが分かる。しかし、含水率推定時にルックアップテーブルの範囲外となった画素が多くあった。この理由には入射角の補正に使用したDEMのメッシュサイズがSARデータの分解能と比較して大きく、地形の傾斜の効果が考慮しきれていないことなどが考えられる。

謝辞：本研究は文部省科学研究費、国際学術共同研究、重点領域研究「衛星計測」、特別研究員奨励費と、文部省国際共同研究等経費「GAME」による研究成果の一部である。ここに記して謝意を表す。

参考文献

- 1) 田殿武雄, 小池俊雄, 石平博, Jiancheng Shi: マイクロ波表面散乱モデルとSARデータを組み合わせた凍土帯土壌水分観測手法の開発, 水工学論文集, 第41巻, pp.921-926, 1997.
- 2) Fung, A.K.: *Microwave Scattering and Emission Models and Their Applications*, Artech House, pp.49-73, 1994.
- 3) Ulaby, F.T., Moore R.K. and Fung A.K.: *Microwave Remote Sensing. Active and Passive*, vol.II, Addison-Wesley Publishing Comp., Inc., pp.816-991, 1981.
- 4) Koike, T., Seko K., Xianzhang C., Tadono T., Tamagawa K., Igarashi H. and Takizawa H.: Monitoring ground surface condition on Tibetan Plateau by using satellite remote sensing, *Bulletin of Glacier Research*(12), Japanese Society of Snow and Ice, pp.95-104, 1994.



Volumetric water content : Mv 0 10 20 30 40 %

図-7 本手法で作成された8月の土壌表層含水率マップ。
白から黒：体積含水率0%から40%，黒：山岳域，ルックアップテーブル範囲外を表す。

- 5) 田殿武雄, 小池俊雄, 陸旻皎, 石平博：SAR画像の幾何補正のアルゴリズム開発について, 土木学会第11回新潟会研究調査発表会論文集, pp.92-95, 1993.
- 6) 仲江川敏之, 三枝修平, 池田聡司, 虫明功臣, 小池雅洋, 沖大幹：マイクロ波散乱計による土壌水分計測のための多入射角観測による地表面粗度の逆推定に関する検討, 水工学論文集, 第41巻, pp.927-932, 1997.
- 7) 立川康人, 片岡武, 椎葉充晴, 高棹琢馬：衛星SARデータとマイクロ波表面散乱機構の理論モデルを用いた地表面粗度パラメータの抽出, 水工学論文集, 第41巻, pp.933-938, 1997.
- 8) 重原俊男, 小池俊雄, 田殿武雄, Jiancheng Shi：地表面粗度特性を考慮したSARによる地表面土壌水分推定アルゴリズムの提案, 土木学会第52回年次学術講演会講演概要集, 共通セッション, pp.154-155, 1997.

(1997.9.30受付)