

双子プローブ熱パルス法による土壌の 熱的性質測定と比較

登尾浩助*・K.J. マクイネス**・J.L. ハイルマン**

On Measuring Soil Thermal Properties with a Dual-Probe Heat-Pulse Technique

Kosuke NOBORIO*, K.J. McINNES** and J.L. HEILMAN**

* Faculty of Agriculture, Iwate University, Morioka 020-8550, Japan

** Department of Soil and Crop Sciences, Texas A & M University,
College Station, TX 77894-2474 U.S.A.

Abstract

Soil thermal properties play an important role in predicting soil temperature for crop production, and in calculating the energy balance at the surface of the earth for predicting global climate changes. A single probe method (SP) for measuring thermal conductivity has been popular for over half a century. However, it needs to separately measure volumetric heat capacity. Recent developments of dual-probe heat-pulse techniques (DPHP) enable us to simultaneously measure thermal conductivity, λ , volumetric heat capacity, ρc , and thermal diffusivity, α , with a single probe. Three data extracting methods—the single-point method (SPM), a nonlinear model fit (NMF), and a weighted nonlinear model fit (WNMF)—for DPHP were compared with de Vries model for estimating thermal properties of loamy sand with a wide range of water contents (air-dry to $0.36 \text{ m}^3/\text{m}^3$). Performances of DPHP and SP were also compared with two distinguished power input to a heater. Differences between estimated and modeled λ and ρc values were smaller in the following order: $\text{SPM} < \text{WNMF} < \text{NMF}$. Therefore, using WNMF is, in general, recommended for estimating soil thermal properties. The DPHP technique was little affected by increases in contact resistance between soil and the heater probe surface due to evaporation made by the high power input, whereas SP was affected much.

Key words: dual-probe heat-pulse technique, thermal conductivity, heat capacity, thermal diffusivity, measurement

1. はじめに

土壌の熱的性質(熱容量, 熱伝導率, 熱拡散係数)は, 作物の発芽や成長に重要な地温を推定したり, 地表面でのエネルギー収支計算を行う上で重要な役割を果たすパラメーターである。単一の円筒にヒーターと温度計の両方を封入し, ヒーターに通電中あるいは通電後のプローブの温度変化を測定することにより, 熱伝導率を測定す

る単一プローブ法は, 1930~40年代に原型が発表されて以来今日でも広く用いられている。Kasubuchi (1978) は, 基準となる物質の既知の熱伝導率を同時に測定することにより, 測定精度の向上に成功した。しかしこれらの方法は, 熱伝導率のみを測定するので, 土壌中の熱移動を解析するためには, 熱容量を別の方法で推定する必要がある。

近年開発された双子プローブ熱パルス(DPHP)法は,

* 岩手大学農学部 〒020-8550 盛岡市上田3丁目18-8

** テキサス A & M 大学土壌・作物科学科

キーワード: 双子プローブ熱パルス法, 熱伝導率, 熱容量, 熱拡散係数, 計測

単一のプローブで熱拡散係数, 熱容量, 熱伝導率を同時に測定できることから注目を集めている (Bristow ら, 1994; Noborio ら, 1996; Ren ら, 1999)。Bristow ら (1994) は, DPHP 法と従来法である単一プローブ法とによる風乾土壌に対する熱伝導率の測定値を比較して, 測定法による差異がないことを見出した。さらに Bristow ら (1995) は, DPHP 法を風乾土壌に対して用いて, 熱的性質測定への解析法の違いによる影響はないと報告している。しかし, これらの比較はすべて風乾土壌中での測定に対して行ったものである。

そこで本報では, 提案されている3つの異なる解析法が DPHP 法による熱的性質の推定値に与える影響を広範囲の土壌水分量のもとで考察した。さらに, 広範囲の土壌水分量において従来法である単一プローブ法との比較を行い, DPHP 法の特徴を述べる。

2. 理論と解析法

a. 双子プローブ熱パルス (DPHP) 法

DPHP 法は, 無限長の線熱源から短時間の熱パルスが放射状に伝導する際の熱伝導理論に基づいているので, ある時刻におけるある地点での温度変化は次式で表される (Bristow ら, 1994)。

$$\Delta T(r, t) = \frac{q}{4\pi\alpha\rho c} \left[\text{Ei}\left(\frac{-r^2}{4\alpha(t-t_0)}\right) - \text{Ei}\left(\frac{-r^2}{4\alpha t}\right) \right] \quad (1)$$

ここに, ΔT =温度変化 (°C), q =ヒーターへの入力熱量 (W/m), α =熱拡散係数 (m²/s), ρc =体積熱容量 (J/m³/°C), r =線熱源からの放射状方向距離 (m), t_0 =熱パルスの時間 (s), $-\text{Ei}(-x)$ =指数積分関数である。

この理論から Bristow ら (1994) は, 無限長線熱源からある一定距離の所での温度変化を測定することにより, 熱拡散係数 α (m²/s) と体積熱容量 ρc (J/m³/°C) を次式から推定した。

$$\alpha = \frac{r^2}{4} \left(\frac{1}{t_m - t_0} - \frac{1}{t_m} \right) / \ln\left(\frac{t_m}{t_m - t_0}\right) \quad (2)$$

$$\rho c = \frac{q}{4\pi\alpha\Delta T_m} \left[\text{Ei}\left(\frac{-r^2}{4\alpha(t_m - t_0)}\right) - \text{Ei}\left(\frac{-r^2}{4\alpha t_m}\right) \right] \quad (3)$$

ここに, t_m =最高温度に達する時間 (s), ΔT_m =最高温度変化 (°C) を表す。また, 熱伝導率 λ (W/m/°C) は $\lambda = \alpha \cdot \rho c$ と定義されるので, 式(1)(2)から

$$\lambda = \frac{q}{4\pi\Delta T_m} \left[\text{Ei}\left(\frac{-\ln[t_m/(t_m - t_0)]}{t_0/t_m}\right) - \text{Ei}\left(\frac{-\ln[t_m/(t_m - t_0)]}{t_0/(t_m - t_0)}\right) \right] \quad (4)$$

と表される。式(4)は, 式(2)(3)と異なり r の関数でないことに注目。

本報では, DPHP 法を使って熱的性質を推定するために, 次の3通りの解析法を比較した。

i. 一点法 (Bristow ら, 1994)

線熱源からある一定距離における温度変化のデータから, ΔT_m と t_m を決定し, 式(2)(3)を使って α , ρc を計算した後, 定義から $\lambda = \alpha \cdot \rho c$ を決定する。

ii. 全データ適合法 (Bristow ら, 1995)

式(1)に測定した温度変化の全データを当てはめる方法である。i の方法と異なり, 測定データが含んでいる雑音に影響されにくい特徴がある。特に, t_m と ΔT_m が生じる付近の雑音は, 一点法では計算結果に重大な影響を与える。

iii. 部分データ適合法 (Bristow ら, 1995)

式(1)が無限長線熱源に対する解で, 実際のプローブの熱源は有限長であることから, 熱パルスの発生から時間が経つにつれてある地点における温度変化に矛盾が生じてくる。すなわち, 経過時間と共に変化する温度の低下量が理論よりも大きい場合である。そこで, t_m と ΔT_m が生じる付近のみのデータを使って式(1)への当てはめを行う方法である。Bristow ら (1995) は, ΔT のうち最高温度に近い方の75%のデータを使って当てはめを行ったので, 本実験でもこれにならうこととした。

b. 単一プローブ法

単一プローブ法も基本的には, 無限長線熱源からの熱伝導理論から熱伝導率を推定する。Shiozawa と Campbell (1990) は, これまで解析時には棄却していた加熱開始直後の過渡的な温度変化も考慮することを提案した。ヒーターと同じプローブに挿入した温度計でヒーター部の温度変化 ΔT を測定し, 次の式(5)または式(6)を当てはめることで, 熱伝導率 λ (W/m/°C) を推定する (Shiozawa と Campbell, 1990)。

$$\Delta T = \frac{q}{4\pi\lambda} \ln(t+t_0) + d \quad \text{for } t < t_1 \quad (5)$$

$$\Delta T = \frac{q}{4\pi\lambda} \left[\ln(t+t'_0) - \ln(t-t_1+t'_0) \right] + d' \quad \text{for } t > t_1 \quad (6)$$

ここに, d' =定数, t'_0 =修正項, t_1 =加熱終了時間である。

c. モデル

de Vries (1963) や Campbell (1985) は, 土壌を構成する物質それぞれの体積熱容量から土壌の見かけの体積熱容量を推定する式を提案した。体積熱容量 ρc (J/m³/°C) は以下の式で簡便に表すことができる (Campbell, 1985)。

$$\rho c = \rho_b c_s + \rho_w c_w \theta \quad (7)$$

ここに、 ρ_b =土壌の乾燥密度 (kg/m^3), c_s =土粒子の比熱容量 ($\text{J/kg/}^\circ\text{C}$), ρ_w =水の密度 (kg/m^3), c_w =水の比熱容量 ($\text{J/kg/}^\circ\text{C}$), θ =土壌の体積含水率 (m^3/m^3) である。

次に、土壌の見かけの熱伝導率 λ ($\text{W/m/}^\circ\text{C}$) に対しては、Kunii と Smith (1960), de Vries (1963), Kasubuchi (1984) などが推定式を提案している。本論文では、飽和・不飽和土壌に対して適用実績の多い de Vries モデル (1963) を使って解析を行った。土壌を構成する N 個の物質が持つ固有の熱伝導率と形状から次式で表されるとした (de Vries, 1963)。

$$\lambda = \frac{\sum_{i=0}^N k_i x_i \lambda_i}{\sum_{i=0}^N k_i x_i} \quad (8)$$

ここに、 x_i =土壌構成物質 i の体積分率 (m^3/m^3), λ_i =土壌構成物質 i の熱伝導率 ($\text{W/m/}^\circ\text{C}$), k_i =土壌構成物質 i 内部の平均温度勾配の連続体中における温度勾配に対する比である。連続体は $k_i=1$ で、連続体の熱伝導率 λ_0 は乾燥土壌では空気のもの、潤湿土壌では水のものとして仮定する。その他の構成物質に対して k_i は次式で与えられる。

$$k_i = \frac{1}{3} \sum_{j=1}^3 \left[1 + \left(\frac{\lambda_i}{\lambda_0} - 1 \right) g_{ij} \right]^{-1} \quad (9)$$

ここに、 g_{ij} =構成物質 i の j 軸に対する形状係数である。形状係数は粒子の形状のみに依存し、物理的に意味のある値はゼロ以上である (Kimball ら, 1976)。

3. 実験方法

実験には、2 mm ふるい通過後の壤砂土 (砂 84%, シルト 7%, 粘土 9%) を使った。さまざまな体積含水率 ($\theta=0.005 \sim 0.36 \text{ m}^3/\text{m}^3$) になるように水分調整した土をビニール袋に封入し、1 時間程度室内に放置して室温 (約 25°C) と温度平衡に達するようにした。温度平衡に達したと見なされた土壌は、容積 650 cc のプラスチック容器に一定の乾燥密度 (1.29 Mg/m^3) になるよう少しずつ充填した。

測定には、Noborio ら (1996) が紹介した双子プローブを使用した。詳細なプローブの説明は、こちらを参照されたい。双子プローブは、長さ 75 mm, 直径 0.8 mm の注射針 3 本から成る。注射針は、10 mm 間隔で一直線上に並べて注射針の一端をプラスチック板に穴をあけて固定した。外側に取り付けた注射針の 1 本には、T 型 (銅-コンスタンタン) 熱電対を注射針の中ほどまで挿入した。真ん中に取り付けた注射針には、四つ折にしたヒーター用電熱線と T 型熱電対とを挿入した。このプローブは TDR 用プローブも兼用するために 3 本の注射針を使用した。双子プローブ熱パルス法ではその内の

2 本を使用した。また、単一プローブ法としては中心の一本だけを使用した。同一のプローブを使って双子プローブ熱パルス法と単一プローブ法とによる測定を行った。ヒーターには、熱パルスとして $q=53 \text{ W/m}$ の熱量を 13 s 与えた。また単一プローブ法による測定を行うために、加熱時間を $t_1=201 \text{ s}$ に延長し、入力熱量を $q=2 \text{ W/m}$ に低減した状態での実験も行った。ヒーターの制御とプローブでの温度測定には、データロガー (キャンベル社 CR7X) を使用した。

実験に使用した土壌は、Noborio と McInnes (1993) が使用した土壌に極めて類似していたので、de Vries モデル (式 9) における土粒子の形状係数は、彼らの係数と同じく $g_{ij} = 0.199$ とした。この値は、Horton と Wierenga (1984) が類似の土性である砂に対して用いた $g_{ij}=0.20$ とほぼ等しい値である。

4. 実験結果

双子プローブ熱パルス法と de Vries-Cambell モデル (式 7) による体積熱容量を比較したのが図-1 である。どの解析法を使っても 0.1% 以下の危険率でモデルと測定値の間には非常に有意な線形関係があった。また、この線形関係は、全ての解析法において、95% の確率で 1:1 の直線 (即ち、切片=0.0, 傾き=1.0) と同一であった。したがって、体積熱容量の測定値は、統計的にはどの解析法を使っても de Vries-Cambell モデルと 1:1 の関係で一致することがわかった。

一点法と部分データ適合法は、極めて近似した結果を示した (図-1A, C)。一方、全データ適合法は他の 2 法に比較して切片は同程度の大きさであったが、傾きが大きく、測定値を過大評価する傾向にあった (図-1B)。全体の傾向として ρc の計算値は、一点法 < 部分データ適合法 < 全データ適合法の順に大きくなった。実験した土壌含水率の範囲では全データ適合法が、平均で他の解析法の 6~8% 大きな値を与えることが認められた。特に、熱拡散係数が最大になる $\theta=0.1 \text{ m}^3/\text{m}^3$ ($\rho c=1.5 \text{ MJ/m}^3/^\circ\text{C}$) 付近では、他の解析法より 10~20% 大きく推定し、これ以上の多水分域でも 10% 程度過大評価する傾向が見られた (図-3A)。Bristow ら (1995) も同様に、全データ適合法は、風乾粘性土壌において他の解析法より 4~6% 大きく推定することを報告している。

熱伝導率に関しても、どの解析法を使っても 0.1% 以下の危険率でモデルと測定値の間には極めて有意な線形関係があった (図-2)。体積熱容量と同様に熱伝導率の測定値も、統計的には 95% の確率でどの解析法を使っても de Vries モデルと 1:1 の関係で一致する。

熱伝導率においても、一点法と部分データ適合法は近

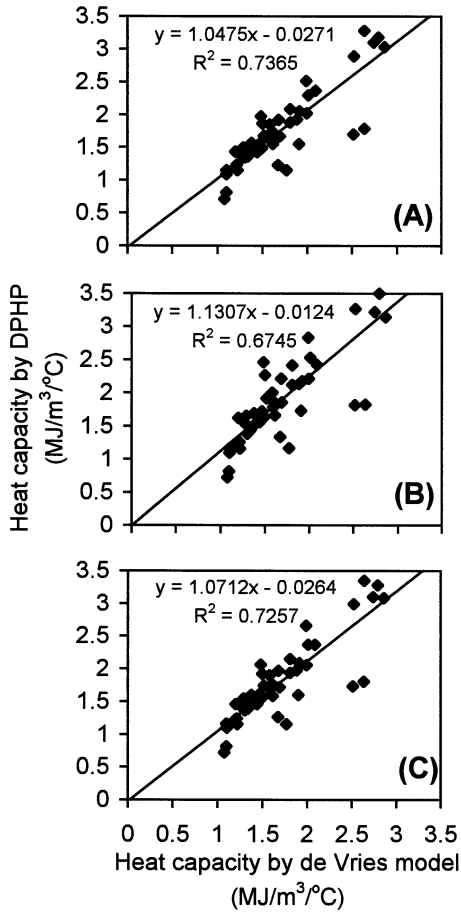


図-1 de Vries-Campbell モデルと (A) 一点法, (B) 全データ適合法, (C) 部分データ適合法による体積熱容量 ρc の比較

Fig. 1 Volumetric heat capacity estimated using de Vries-Campbell model, and different data extracting methods proposed by Bristow *et al.* (1995): (A) the single-point method; (B) a nonlinear model fit; and (C) a weighted nonlinear model fit.

似した結果を示したが (図-2A, C), 全データ適合法は他の2法に比較して近似直線の傾きが大きく, 測定値を過大評価する傾向にあった (図-2B)。ここでも λ の計算値は, 一点法<部分データ適合法<全データ適合法の順に大きくなった。全データ適合法は, 他の解析法に比較して平均8~13%大きな推定値を出す傾向にあった。また, 熱拡散係数が最大になる $\theta=0.1 \text{ m}^3/\text{m}^3$ ($\lambda=1.3 \text{ W}/\text{m}^\circ\text{C}$) 付近では他の解析法より10~40%, これ以上の多水分域でも10%程度過大評価する傾向があった (図-

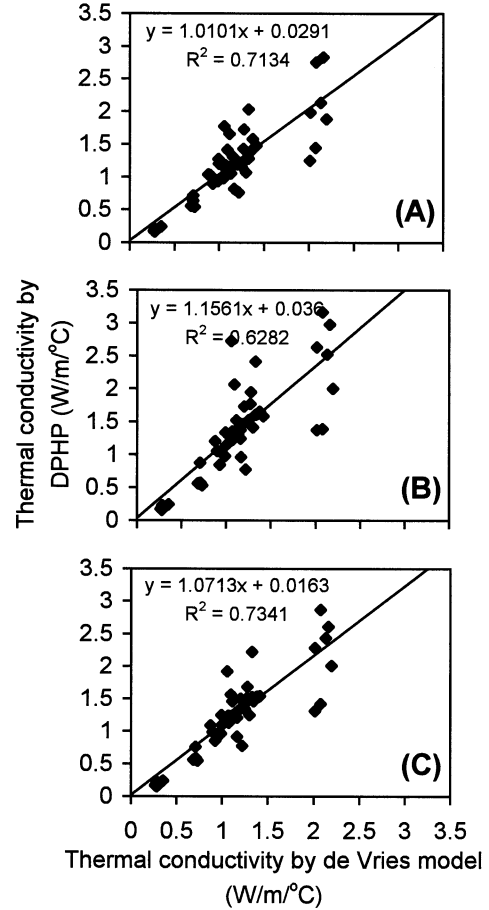


図-2 de Vriesモデルと (A) 一点法, (B) 全データ適合法, (C) 部分データ適合法による熱伝導率 λ の比較

Fig. 2 Thermal conductivity estimated using de Vries model, and different data extracting methods proposed by Bristow *et al.* (1995): (A) the single-point method; (B) a nonlinear model fit; and (C) a weighted nonlinear model fit.

3B)。全データ適合法は, 風乾粘性土壌で約8%過大評価するが (Bristow ら, 1995), 本実験では特に $0.1 \text{ m}^3/\text{m}^3$ 以下の低含水域では10%程度過小評価する場合もあった (図-3B)。

熱拡散係数が大きい場合には, 有限長線源からの熱は短時間のうちに土壌中に放散してしまうため, 測定点では理論より急速に温度低下を起す。この事実は, 式(1)における「無限長線源による加熱」という仮定がそもそも成立しないことを意味する。すなわち, 全データ適合

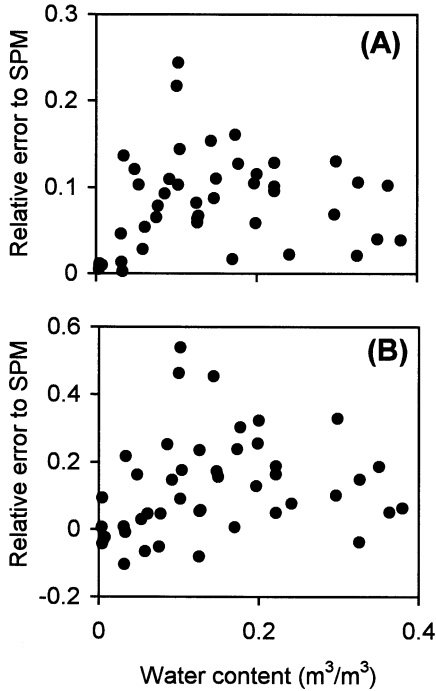


図-3 含水率に依存する全データ適合法による (A) 体積熱容量と (B) 熱伝導率の一点法による推定値に対する相対誤差

Fig. 3 Relative errors of (A) volumetric heat capacity and (B) thermal conductivity estimated using a nonlinear model fit to those estimated with the single-point method.

法が他の解析法に比べて一般に性能が劣るのは、上述のような仮定に反するデータに対して全データ領域に渡って均等に残差を最小にしようとするため、結果として ΔT_m を過小評価することになる (Bristow ら, 1995 の Fig. 1 参照)。過小評価された ΔT_m は、式(3)(4)からもわかるように ρc と λ の過大評価をする。粘性土壌よりも熱拡散係数が数倍大きい石英砂では、 ΔT_m 付近の温度変化が激しく、温度変化が鋭いピークを形成しやすいので、全データ適合法ばかりでなく部分データ適合法の適用すら困難になる場合が生じる (Ren ら, 1999)。

図-4 には双子プローブ熱パルス法と単一プローブ法による熱伝導率の測定値と de Vries モデルによる推定値が示される。上記の結果の通り、双子プローブ熱パルス法 ($q=53 \text{ W/m}$) とモデルによる熱伝導率は 1:1 の対応であった。 $q=53 \text{ W/m}$ の熱パルス発生時のヒーター部での温度変化から単一プローブ法で求めた熱伝導率は、風乾付近と多水分域では双子プローブ熱パルス法

による測定値と良い一致が見られた。

しかし、低～中水分域と見なせる $\lambda=0.7\sim 1.2 \text{ W/m/}^\circ\text{C}$ の範囲では過小評価した。これは、通電によって高温になったヒーター部周辺土壌から水蒸気が移動して離れた結果、ヒーター電極と周辺土壌との接触抵抗が増加することによって、見かけの熱伝導率が低下したためであると考えられる (Shiozawa と Campbell, 1990)。このような不都合を避けるために Shiozawa と Campbell は、単一プローブ法では $t_1=100 \text{ s}$ 程度の通電をしてヒーター部の温度上昇を 2°C 以下で測定することを推奨している。そこで、発熱量を $q=2 \text{ W/m}$ にした単一プローブ法による λ の値を見てみると、全水分域にわたってモデルと近似することがわかる。これらの事実は、単一プローブ法による熱伝導率の過小評価に対する Shiozawa と Campbell (1990) の概念モデルを支持している。さらに、Horton と Wierenga (1984) も単一プローブ法を用いた熱伝導率測定において類似の過小評価を報告している。彼らは、土壌乾燥密度の不均一な分布がその原因と考えたが、恐らく接触抵抗の増加が主な原因であろうと思われる。

Bilskie (1994) と Noborio ら (1996) はシミュレーションモデルを使って、ヒーター部での接触抵抗の増加はヒーターから r の距離における ΔT_m と t_m にはほとんど影響を与えないことを示唆した。以下に示す実験結果から彼らの予測が裏付けられたと考えても差し支えないと思われる。 $q=53 \text{ W/m}$ の熱量をヒーターに与えると、単一プローブ法による解析結果から明らかに土壌との接触抵抗が増したであろうと推察されるが、双子プローブ熱パルス法による結果は de Vries モデルと極めてよく近似した。したがって、双子プローブ熱パルス法は、単一プローブ法に比較してヒーター部の温度上昇にほとんど依存することなく測定可能と考えられる。ヒーター部の高すぎる温度上昇には極めて鈍感であるが、低すぎる温度上昇では熱パルスの移動を感知できないことがうかがえた。図-4 に見られるように、 $q=2 \text{ W/m}$ の入力熱量の場合、双子プローブ熱パルス法は風乾土壌の λ は正確に測定できたが、それ以上の含水率になるとヒーター部から r の距離における温度上昇を感知できなかったため測定不能となった。

5. まとめ

双子プローブ熱パルス法のデータ解析法の違いによる体積熱容量 ρc と熱伝導率 λ の測定値への影響はほとんど無いことがわかった。特に、本実験のように t_m 付近の温度雑音がほとんど無い場合は、一点法と部分データ適合法は極めて近似した結果を導いた。しかし、全データ

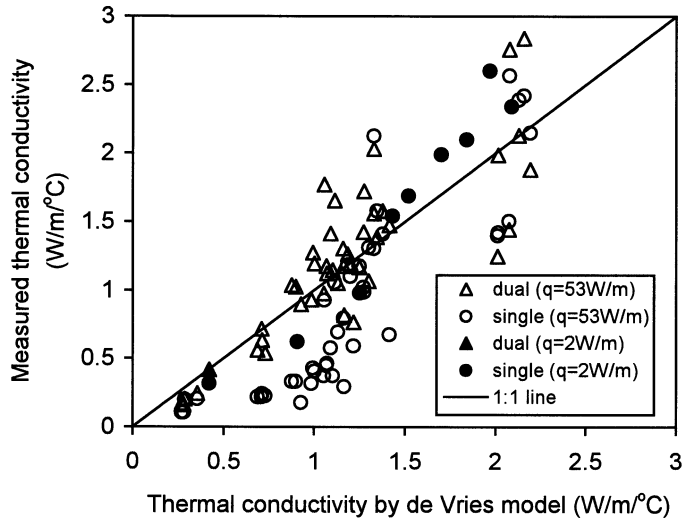


図-4 ヒーターへの異なった入力熱量を使った双子プローブ熱パルス法と単一プローブ法による熱伝導率の測定値と de Vries モデルによる推定値の比較

Fig. 4 Thermal conductivity measured using a dual-probe heat-pulse method and a single probe method with two distinguished power input to the heater.

適合法は、熱拡散係数が大きい場合には、他の2つの解析法に比較して ρc を10~20%、 λ を10~40%過大評価した。したがって、一般的には部分データ適合法の使用が望ましいと思われる。

双子プローブ熱パルス法は、従来法である単一プローブ法と異なり、ヒーター部の過熱による土壌との接触抵抗の増加の影響をほとんど受けることなく、体積熱容量、熱伝導率、熱拡散係数の同時測定が可能であった。双子プローブの熱パルスによるヒーターの温度上昇を利用した単一プローブ法は、低~中水分量域でヒーターの過熱により増加した接触抵抗の影響を受けやすく、熱伝導率を過小評価した。しかし、風乾付近や多水分量域では、双子プローブ熱パルス法による測定値とよく一致した。

6. 謝 辞

この研究は、米国テキサス州カレッジステーション市のテキサス A&M 大学機構テキサス農業試験場で行われた (Research was conducted by The Texas Agricultural Experiment Station, The Texas A & M University System, College Station, Texas.)。

引用文献

Bilskie, J.R. (1994) : Dual-probe methods for determining soil thermal properties : Numerical and

laboratory study. Ph.D. Dissertation, Iowa State University, Ames, IA, U.S.A.

Bristow, K.L., White, R.D. and Kluitenberg, G.J. (1994) : Comparison of single and dual probes for measuring soil thermal properties with transient heating. *Aust. J. Soil Res.* **32** : 447-464.

Bristow, K.L., Bilski, J.R., Kluitenberg, G.J. and Horton, R. (1995) : Comparison of techniques for extracting soil thermal properties from dual-probe heat-pulse data. *Soil Sci.* **160** : 1-7.

Campbell, G.S. (1985) : *Soil physics with BASIC. Transport models for soil-plant systems.* Elsevier Science Publ. Co., New York.

De Vries, D.A. (1963) : Thermal properties of soils. pp. 210-235. In W.R. van Wijk (ed.) *Physics of plant environment.* North-Holland Publ. Co., Amsterdam.

Horton, R. and Wierenga, P.J. (1984) : The effect of column wetting on soil thermal conductivity. *Soil Sci.* **138** : 102-108.

Kasubuchi, T. (1977) : Twin transient-state cylindrical-probe method for the determination of the thermal conductivity of soil. *Soil Sci.* **124** : 255-258.

Kasubuchi, T. (1984) : Heat conduction model of satu-

- rated soil and estimation of thermal conductivity of soil solid phase. *Soil Sci.* **138** : 240-247.
- Kunii, D. and Smith, J.M. (1960) : Heat transfer characteristics of porous rocks. *AIChE J.* **6** : 71-78.
- Noborio, K. and McInnes, K.J. (1993) Thermal conductivity of salt-affected soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **57** : 329-334.
- Noborio, K., McInnes, K.J. and Heilman, J.L. (1996) : Measurements of soil water content, heat capacity, and thermal conductivity with a single TDR probe. *Soil Sci.* **161** : 22-28.
- Ren, T., Noborio, R. and Horton, R. (1999) : Measuring soil water content, electrical conductivity, and thermal properties with a thermo-time domain reflectometry probe. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **63** : 450-457.
- Shiozawa, S. and Campbell, G.S. (1990) : Soil thermal conductivity. *Remote Sens. Rev.* **5** : 301-310.

受稿年月日：2001年3月30日

受付年月日：2001年12月28日