

1 次元線熱源を備えた温度測定装置を用いた土壌の熱伝導率観測

萩野谷 成 徳*

要 旨

一様な媒質中に置かれた1次元の線熱源から一定の熱量を与えた時に、ある一点での温度の時間変化から、媒質の熱伝導率が求められる(ヒートプローブ法)。この原理を用いた装置で地中の熱伝導率の鉛直分布を求めた。熱伝導率は線熱源からの熱量の時間変化が小さく、かつ外部条件の変化による地温変化が小さい時のデータから求めなければならないことが分かった。地中の熱伝導率は土壌水分と地温の両者の依存性を持ち、土壌水分が多いほど、また高温ほど大きくなる。

一方、地温日変化が三角関数で表わされると仮定して、その1日周期成分の振幅や位相差それぞれの鉛直分布から温度拡散係数を求める方法が良く用いられる。それらには地温日変化を三角関数で近似したことによる誤差があるため、熱伝導方程式を直接解いて得られた温度拡散係数と比較して推定精度を向上させなければならない。

1. はじめに

近年、気候問題の関心の高まりから地表面の状態が気候に及ぼす影響の研究が盛んになってきた。野外の土壌の熱的パラメータを押さえることは、地表面熱収支で現在話題になっている「インバランス問題」(測定された正味放射量と顕熱+潜熱+地中熱流量がバランスしない問題；宮崎・山本, 2001)を解く上でも、重要な事項である。

地表面熱収支の要素の1つである、地中熱流量は、土壌の密度(ρ)、比熱(c)および熱伝導率(λ)の熱物性定数を既知とすると、地温の鉛直分布の時間変化から求められる。これら土壌の熱物性定数を求める方法はいくつか提案されている(Carlsaw and Jaeger, 1959)。大きく分けて、[1]直接土壌を採取して、実験室内で土壌の熱物性定数を求める方法と、[2]土壌を採取せずに現場の観測データから推定する方法の2つの方法がある。[2]の方法を用いるのは、土壌の熱物性定数が、土壌の構造に大きく依存するため、できる

だけ土壌を破壊せずに(採取せずに)求めたいということから来ている。

[1]と[2]の方法のうち、直接土壌の熱伝導率を求める方法としてヒートプローブ法がよく用いられている。これは非定常熱源で土壌を加熱し、その温度変化から熱伝導率を求める方法である。ここで、熱源が有限の半径を持ちかつ完全な熱伝導体(熱伝導率が無限大)の円柱とみなし、その円柱の温度を測定する方法(例えば粕淵, 1992)と熱源が一次元線熱源でそこからある距離離れたところの温度を測定する方法(Iwabuchi and Kamide, 1992)がある。前者は細い円管(外径1mm~10mm程度、長さ5cm~40cm程度)の中にヒーターと温度計を封入したものを、地中に埋設して使用する。1深度につき1本のヒートプローブを必要とし、個々のプローブを独立に埋設する。後者は、ヒーターを封入した細い円管とそこからある距離離れたところに置いた温度計からなる。温度計は複数個置くことができるが、温度計とヒーターの相互の位置が変わらない様にする工夫が必要である。今回用いた機器の原理は後者のものである。

一方、間接的に求める方法としては[2-1]地温分布の測定値を三角関数の周期関数で近似して、その深さ方向の振幅比や位相のずれから温度拡散係数 $a=\lambda/$

* 気象研究所物理気象研究部。
shaginoy@mri-jma.go.jp

—2001年5月1日受領—
—2002年7月11日受理—

(cp) を求める方法 (竹内・近藤, 1981), [2-2] 熱伝導方程式を直接解いて温度の鉛直分布に合うように a を決める方法がある. また [2-3] 微風・乾燥時の地表面の放射冷却量から地表面での c , ρ および λ の3者の積 ($cp\lambda$) を求める方法 (近藤・山澤, 1983; 近藤, 1994) もある. これら [2-1] または [2-2] と [2-3] を組み合わせると, 土壌の単位体積当たりの熱容量 (cp) と, 熱伝導率 (λ) を別々に求めることができる. しかしながら [2-3] の方法で求めた ($cp\lambda$) は, 適用条件が微風, 乾燥時と限られ, 更に地表面の値であるということから, 地中の土壌の熱容量 (cp) と, 熱伝導率 (λ) を推定するには無理がある.

土壌の熱伝導率の測定は, 熱伝導方程式から地中熱流量を求めるために必要であると共に, 熱伝導率が土壌水分と高い相関関係にあることから, 熱伝導率から土壌水分を求める方法として広く用いられて来た. 最近では, 土壌の誘電率から土壌水分を求める, より簡単な方法 (TDR 法) が実用化されたので, 土壌水分観測には TDR 法が一般的になっている (牛山編, 2000).

本報告ではヒートプローブ法の原理を用いて, 複数の深度 (5 cm, 10 cm および 20 cm) の土壌の熱伝導率を同時に求めることのできる機器を使用し, 野外の土壌の熱伝導率を求めた. 以下では, 測定原理, 測器, 試験観測の結果と問題点について述べ, 更に本装置で得られた地中熱伝導率の季節変化の関係及び熱伝導率と土壌水分量・地温との関係について簡単なモデルと観測結果の比較について述べる. 最後に温度拡散係数を求める方法について述べる.

2. 測定原理

熱伝導率 λ , 温度拡散係数 a の媒質中に置かれた1次元の線熱源を考える. $t=0$ から単位長さ・単位時間当たり一定の熱量 (Q) を与えた時に, 線熱源から r だけ離れた点での温度変化量 ($T(r, t)$) は円柱座標系での熱伝導方程式により以下のように表わされる (Carslaw and Jaeger, 1959; Iwabuch and Kamide, 1992).

$$\frac{\partial T}{\partial t} = a \left(\frac{\partial^2 T}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial T}{\partial r} \right) \quad (1)$$

$$\text{初期条件 } T(r, t=0) = 0$$

$$\text{境界条件 } \begin{cases} T(r \rightarrow \infty, t) = 0 \\ -\lim_{r \rightarrow 0} 2\pi r \lambda \left(\frac{\partial T}{\partial r} \right) = Q \end{cases}$$

ここで a は温度拡散係数, λ は熱伝導率である. 土

壌の比熱 c と密度 ρ を使うと, これらの間には,

$$a = \frac{\lambda}{cp}$$

の関係がある. (1) の解は,

$$T(r, t) = \frac{Q}{4\pi\lambda} \int_{\frac{r^2}{4at}}^{\infty} \frac{e^{-u}}{u} du = -\frac{Q}{4\pi\lambda} Ei\left(-\frac{r^2}{4at}\right) \quad (2)$$

ここで,

$$-Ei(-w) = \int_w^{\infty} \frac{e^{-u}}{u} du \quad (3)$$

は積分指数関数である.

w が小さいところでは, (3) は w について級数展開でき,

$$Ei(-w) = \gamma + \ln w - w + o(w^2) \quad (4)$$

となる. ここで $\gamma = 0.5772\dots$ は Euler 定数である.

$$w = \frac{r^2}{4at} \quad (5)$$

であるから,

$$f(w) = \{Ei(-w) - (\gamma + \ln w)\} / Ei(-w) \quad (6)$$

とにおいて, $r = 2 \text{ mm}$, a の代表的な値 $a = 0.1 \times 10^{-6} \sim 1 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ を代入すると,

$$t \geq 240 \text{ sec の時, } f(w) \leq 0.016$$

となる.

故に, $t \geq 240 \text{ sec}$ のところでは, 1.6%の相対誤差で, (4) 式を (7) 式のように近似できる:

$$Ei(-w) \approx \gamma + \ln w. \quad (7)$$

よって, (2) 式および (7) 式から温度変化量は,

$$T(r, t) \approx \frac{Q}{4\pi\lambda} (\ln \frac{4at}{r^2} - \gamma) \quad (8)$$

と近似できる.

Q , r , t および観測データ $T(r, t)$ から, 曲線を当てはめることにより λ を求めることができる. 具体的には (8) 式を

$$T(r, t) = \frac{Q}{4\pi\lambda} \ln t + \frac{Q}{4\pi\lambda} (\ln \frac{4a}{r^2} - \gamma) \quad (9)$$

のように変形し,

$$x = \ln t, \quad y = T(r, t) \quad (10)$$

$$\alpha = \frac{Q}{4\pi\lambda}, \quad \beta = \frac{Q}{4\pi\lambda} (\ln \frac{4a}{r^2} - \gamma) \quad (11)$$

と対応させる. これから, 1次式 $y = \alpha x + \beta$ の最小二乗法により傾き α と y 軸切片 β を求めると, λ と a を以下の (12) 式と (13) 式で計算できる (Iwabuch and Kamide, 1992). 以下では本方法を [2-0] と呼ぶ.

$$\lambda = \frac{Q}{4\pi\alpha} \tag{12}$$

$$a = \frac{r^2}{4} \exp\left(\frac{\beta}{\alpha} + \gamma\right) \tag{13}$$

α と β には (8) 式の近似式を使用した誤差および γ の測定誤差が含まれている。 a は r で陽に表わされているので付録 1 で示すように r の値が正確でない場合は、相対誤差は 100% にも及び本方法で求めた値を使うのは好ましくない。

3. 観測

3.1 測器

HUKSEFLUX 社製熱センサ STP01を使用した (HUKSEFLUX 社編, 1999)。本装置は HUKSEFLUX 社独自の器械で、測器自体と計測方法には工夫がなされており、以下の特徴がある。

- 熱伝導率の小さいフィルム状の薄いプラスチック板 (厚さ 0.5 mm 以下, プラスチックの熱伝導率 $0.12 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$) に熱電対センサとヒーターを固定している点,
- 従来個々の温度センサを埋設するとその相対深度の精度が落ちてしまう恐れがあったが、本センサでは温度センサの相対位置が $\pm 1 \text{ mm}$ の精度なので埋設時の相対深度も同程度である点,
- 3 箇所の深度で同時に熱伝導率を求めることができる点,
- 温度の時間変化の測定と同時に記録計の内部で最小二乗法による演算を施し、現場で気象観測データと同時に熱伝導率を求めるようにした点。

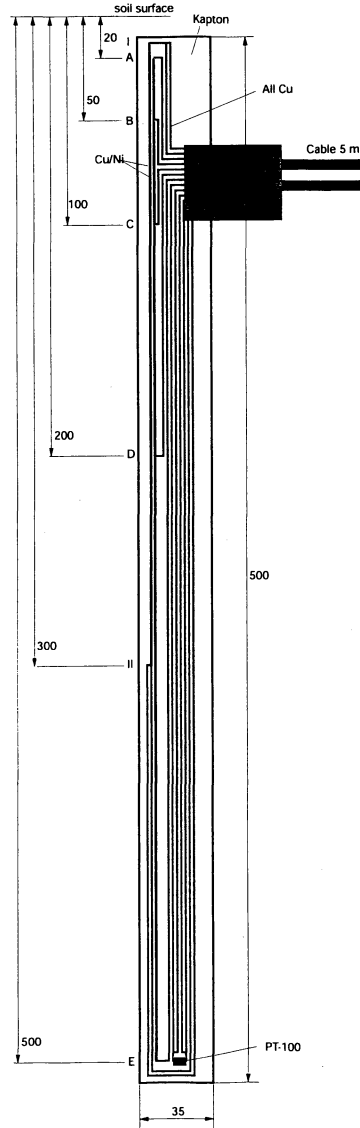
第 1 図に概観図を、第 1 表に仕様を示す。STP01は A から E までの深さ 2 cm, 5 cm, 10 cm, 20 cm および 50 cm のところに 5 つの熱電対があり、50 cm のところには基準温度測定用の白金測温抵抗体がある。また、加熱用のヒーター (線熱源) は熱電対から約 2 mm 離れたところに深さ 1.5 cm (図中 I) から 30 cm (図中 II) まで張られている。

3.2 検定

前節の原理から熱伝導率が求められるが、その値がどれくらいの精度かを調べるために、水 (ゼリー) の熱伝導率を測定した。STP01の測定値と真値との差は 8.5% (5 cm), 7.7% (10 cm) および 6.7% (20 cm) であった。また各データのばらつき (標準偏差) の真値に対する割合は、3.2% (5 cm), 2.9% (10 cm) および 2.4% (20 cm) であった。

第 1 表 熱センサ STP01仕様.

被測定対象	土壌粒子 (粒子の大きさ 0.2 mm 以下)
使用温度範囲	-30 ~ +70°C
熱電対	銅-ニッケル
熱電対の地表面からの深さ	2, 5, 10, 20 および 50 cm
寸法	500 × 35 × 0.5 mm
重量 (5 m ケーブル込)	0.3 kg
ヒーター加熱量	1 Wm ⁻¹
ヒーター抵抗, 有効長	約 200 Ω, 30 cm
入力電圧	9-15 V
自己加熱時間	0.3 W で毎時 ± 10 分間
平均使用電力	0.2 W



第 1 図 熱センサ STP01概観図.

第2表 観測項目のまとめ.

測定要素	測器	備考
温度分布 (ヒーター 加熱型)	HUKSEFLUX 社製 STP01熱伝導 率測定装置	加熱時からの温度上昇量を 2 cm, 5 cm, 10 cm, 20 cm および50 cm 深度で測定.
多点地温鉛 直分布	熱電対	深度0~1 m の温度の鉛直分 布を高分解能 (25測点) で測 定. 熱伝導方程式から温度拡 散係数 a を求める時に使 用.
土壌水分	キャンベル社製 CS615	深さ 5 cm の土壌水分量測 定用

3.3 観測

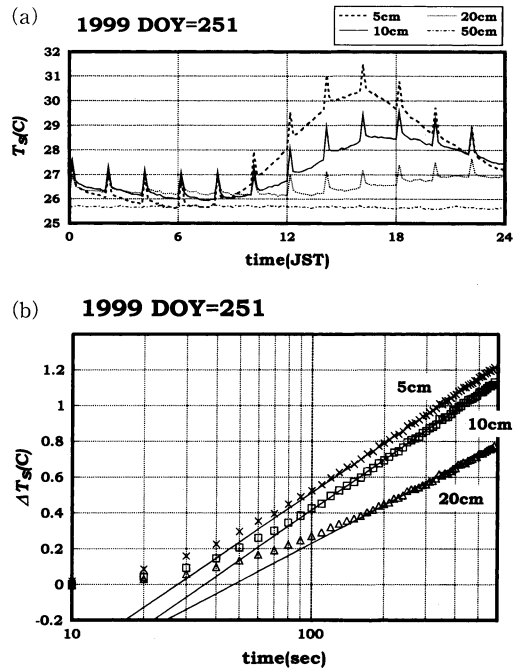
試験観測は気象研究所構内で1999年8月5日から行っている. 今回は2000年12月31日までのデータを解析した. 観測場所は, 草地で夏季は草丈が1m近く伸びる. 観測項目は第2表に示した. 観測は2時間毎に10分間 (600秒間) ヒーターを加熱して行った. 電源は太陽電池とバッテリーを用いた.

4. 解析結果

測定原理の所でも触れたように, 本測定方法は1次元の線熱源から一定の熱量を与えた時の温度変化量から, 土壌の熱物性定数を求めるものであるから, 温度測定位置から見た線熱源が1次元とみなせるころの値を使用すべきである. 熱電対 A とヒーターの上端 I までは5mmと短く, 1次元の線熱源と見なすことができない. ヒーターを1次元の線熱源とみなせるのは, B (深さ5cm), C (同10cm) および D (同20cm) の熱電対の位置である (付録2参照). 以下では, 熱電対 B, C および D のデータを解析対象とする.

4.1 予備解析

第2図は観測データの例である. 土壌水分量が約27%の場合を示す. 第2図aは深さ5, 10, 20および50cmにおける1日の温度変化, 第2図bの×印 (5cm), □印 (10cm) および△印 (20cm) は線熱源ヒーターで加熱した時の温度上昇の様子を示す. 但し, 日平均値 (12データの平均値) である. このように, 2時間毎にパルス状の電流を10分間だけ流して, その時の温度上昇量を測定する. この時の時間と温度上昇量の関係を(9)式に当てはめて, λ を求める. 但し, (9)式が成立する前提がみたされるよう $t \geq 240$ sec のデータに対して最小二乗法を適用した. 第2図bの実線は, 最小二乗法で求めた α と β を用いて計算した



第2図 観測データの例 (1999年9月8日 [DOY=251]). 土壌水分量が約27%の場合. (a) 10分値の日変化例, (b) 10秒値の日平均温度上昇量.

(9) 式である.

ヒーター加熱による個々の温度上昇データから求めた λ と日平均した温度上昇データから求めたそれとを比較した結果, 平均の λ はほぼ同じ値となったが, データのばらつきは, 個々のデータから求めた方が大きい. これは, 日中は地温の上昇中にヒーター加熱の影響が載るのに対して, 夜間は逆に地温の下降中にヒーター加熱の影響が載るため, 個々の λ の値にその影響が残るからである. 一方, 日平均した温度上昇データは, 日中の昇温, 夜間の降温の影響が打ち消しあってばらつきが小さくなると考えられる. 日変化の影響のほかに熱電対に混入するノイズの問題がある. これは計測系に同時に入るので, 5cm, 10cm および20cm の温度からヒーターの影響のない50cm の温度を差し引くことでノイズを除去することができる.

第3表には日平均した温度上昇データから求めた結果を示す. ±で示した λ の推定誤差は傾き α の標準誤差から求めた. これから, λ の推定誤差 (相対誤差) は1%程度である.

参考のため, 主な物質の熱物性定数も表に示してある.

第3表 熱物定数の値. 1999年9月8日 [DOY=251] の解析結果と主な物質の値.

		熱伝導率: λ (Wm ⁻¹ K ⁻¹)	温度拡散係数: a ($\times 10^{-6}$ m ² s ⁻¹)	単位体積当 りの熱容量: $c_p\rho$ ($\times 10^6$ Jm ⁻³ K ⁻¹)
STP01 (5 cm)	[2-0]	0.55±0.004	—	2.75 [#]
STP01 (10 cm)	[2-0]	0.55±0.004	—	2.75 [#]
STP01 (20 cm)	[2-0]	0.74±0.007	—	3.75 [#]
振幅比 (1~25 cm)	[2-1]	—	0.20±0.01	—
位相差 (1~25 cm)	[2-1]	—	0.44±0.03	—
熱伝導方程式の直接解 (1~20 cm)		—	0.21	—
砂*	乾燥	0.30	0.24	1.28
	湿潤 (40%飽和)	2.20	0.74	2.96
粘土*	乾燥	0.25	0.18	1.42
	湿潤 (40%飽和)	1.58	0.51	3.10
泥炭地*	乾燥	0.06	0.10	0.58
	湿潤 (80%飽和)	0.50	0.12	4.02
水*		0.57	0.14	4.18
氷*		2.24	1.16	1.93

(注)

[#]: $c_p = \lambda/a$ より計算.

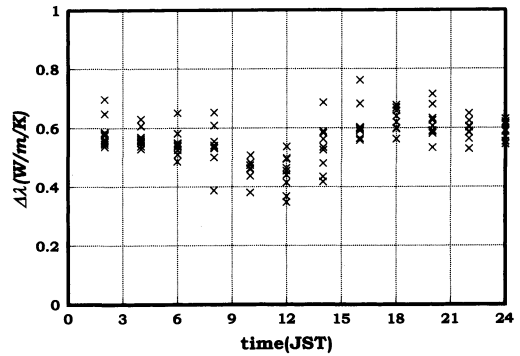
*: 竹内・近藤 (1981). 40%飽和は飽和含水率 (孔隙率) が40%でその空隙が水で飽和している場合.

4.2 問題点

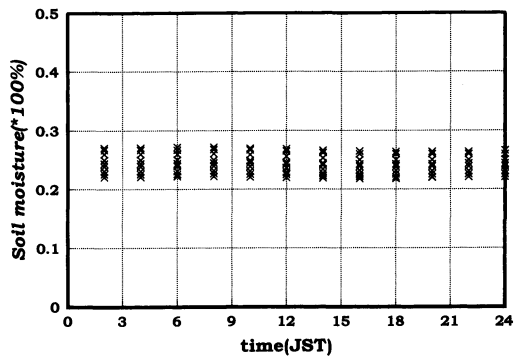
第2図aの測定データを見てわかるようにヒーター加熱時の温度上昇には日中昇温, 夜間降温の地温日変化が載っている. これは特に浅い層で顕著である. 第3図aには降水のない, 土壤水分量 (第3図b) が安定している時 (含水率27%~22%) に, 2時間毎のデータから求めた深さ5 cmの熱伝導率の時刻依存性を示してあるが, 日中のばらつきが大きいこと, 熱伝導率に見かけ上の日変化が載っていること, がわかる. 10 cmと20 cmのデータも同様の傾向を示す.

これらは, [a][ヒーター加熱量 Q が一定]の前提が, 10分間の加熱中に成り立っていないこと, [b] ヒーター加熱による温度上昇に外部の変化 (日中の日射による昇温, 夜間の放射冷却による降温など) による地

(a) 1999 DOY=250~259



(b) 1999 DOY=250~259



第3図 2時間毎のデータから求めた (a) 熱伝導率と (b) 土壤水分それぞれの日変化.

温の日変化が載っていること, [c] 測定個所の土壤粒子, 土壤水分および空隙が一樣な構造になっていないこと, などの影響と考えられる. [c] については今のところ定量化が難しいので, こでは [a] と [b] について以下で考察する.

[a]: 日中は, 太陽電池が充電中であるため電源電圧も大きく変動し, ヒーター加熱量 Q もそれに連動して変動する. 日中と夜間それぞれの電源電圧のばらつきに起因する加熱量のばらつき ΔQ は, 日中 (08~16 JST) は最大5%, 夜間 (18~06 JST) は0.5%以下であった. 電源電圧の変動の小さい夜間の方が加熱量のばらつきが小さい.

[b]: ヒーター加熱10分前の地温及び加熱直前の地温の変化率, と λ との関係を見ると, 日中の地温上昇率が大きい時は, 地温自体の温度上昇とヒーター加熱による温度上昇の両方の効果が重なって, (11)式の α が大きくなりその結果, λ が小さくなる傾向が見られる. 夜間の地温降下率が大きい時は, 日中とは反対に

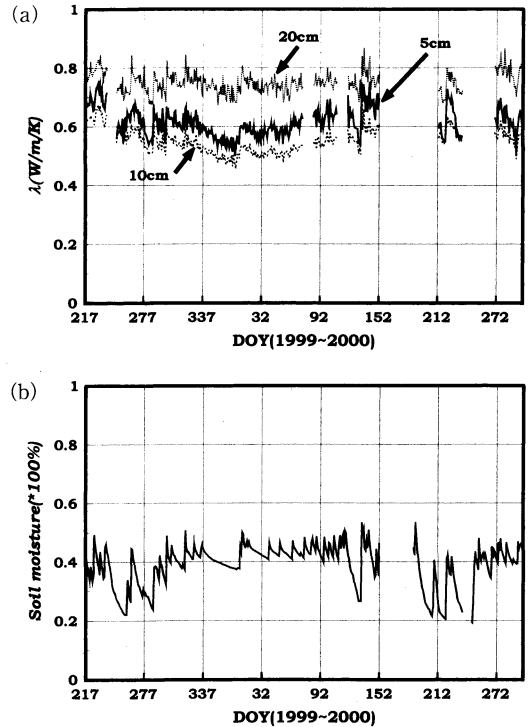
(11)式の α が小さくなり、 λ が大きくなる傾向が見られる。これらの傾向は、地温の日変化の大きい浅い層ほど顕著である。真の熱伝導率は、加熱中の10分間にヒーター加熱量 Q の時間変化が小さく、かつ外部条件の変化による地温変化が小さい時のデータから求めなければならない。

4.3 地中熱伝導率の季節変化と土壤水分依存性

上で述べたように、日中の熱伝導率測定にはさまざまな擾乱が混入する可能性があるため、ここでは夜間(20 JST から04 JST まで)かつ温度変化率の大きさ(dT_s/dt)が $0.5^\circ\text{C}\cdot\text{hr}^{-1}$ 以下のデータから求めた夜間平均熱伝導率について議論する。第4図aは、センサ埋設後の夜間平均熱伝導率、第4図bは土壤水分(芝生の下5cm)の日々の変化である。センサはDOY=216に設置した。最初の1か月間は、埋設による土壤構造の破壊で熱伝導率に大きなばらつきが見られる。設置後2か月目以降は、土壤構造が安定し、熱伝導率のばらつきが小さくなっている。熱伝導率は、冬季小さく夏季に大きくなる傾向である。また夏季の熱伝導率の時間変化が土壤水分量の時間変化とよく対応しているのが見られる。土壌の熱伝導率の鉛直分布の長期観測例は、Geiger *et al.* (1995)の中に見られる。ここでは30日間のデータから降水変動が地表面付近の熱伝導率の変動とよく対応していることを示している。また嶋田ほか(1992)はヒートプローブによる土壌の熱伝導率の鉛直分布の長期観測から、予め求めておいた土壤水分と熱伝導率の関係を用いて土壤水分を推定している。嶋田ほか(1992)では個々のヒートプローブを独立に埋設するので、埋設時の相対深度の精度が良くないと考えられる。

第5図は熱伝導率と土壤水分(芝生の下5cm)との関係を示す。第5図aは深度5cmと20cmの熱伝導率を 10°C 毎の地温で分類した。第5図bは地温が $10\sim 20^\circ\text{C}$ のデータを深度毎に分類した。土壤水分の区間毎に平均した結果をプロットしてある。第5図bの破線はそれぞれ、深度5cmのデータに対する($\lambda + \sigma$; 上側)と($\lambda - \sigma$; 下側)を表わす。標準偏差(σ)と λ の比は最大で11%である。

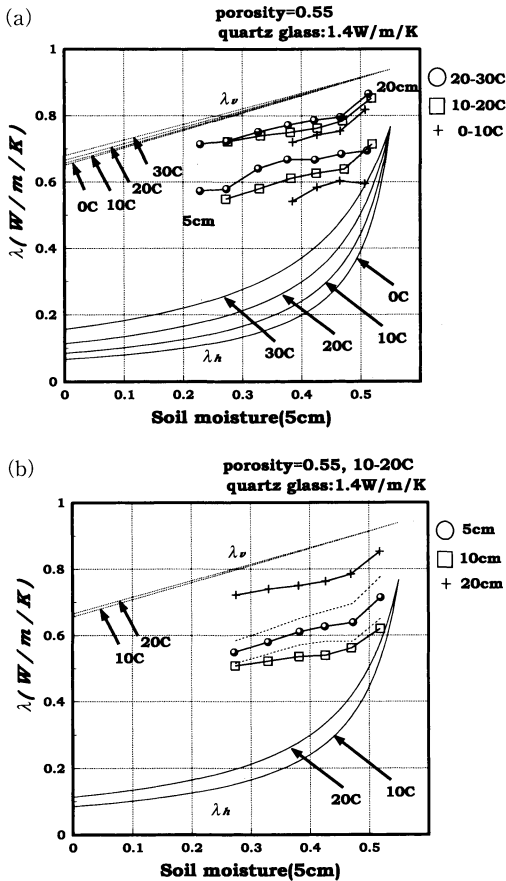
次の特徴が見られる。地中の熱伝導率は土壤水分と地温依存性を持ち、土壤水分が多いほど、また高温ほど大きくなる。これらの特徴は後述するモデルでも示されるが、一般に物質の熱伝導率は、含水率が大きくなると大きく、高温になると大きく、なることに対応している。熱伝導率の土壤水分依存性は、個々の土壌



第4図 (a) 5 cm, 10 cm および20 cm 深度の熱伝導率と (b) 土壤水分(芝生の下5cm)の経時変化。

について実験室レベルで詳しく求められており(八幡, 1975; 粕淵, 1972)今回の結果はそれらと矛盾しない。なお、10 cmの熱伝導率が他の深度に比べて小さいことは、センサ埋設時の土壤構造が5 cm や20 cm とは若干異なっていることを示唆している。

土壤構造による熱伝導モデルは多くのものが提案されている(粕淵, 1972)。これは固相と液相の熱伝導率のみを考慮し、気相(空気、水蒸気)の寄与は無視している。ここでは、気層の影響も考慮した計算結果を示す。図中の線は、近藤(竹内・近藤, 1981)が提唱した積雪の熱伝導率モデルを土壤粒子に適用した結果である。固相、液相および気相が鉛直方向に平行に並んだ最も熱伝導率が高い場合(縦縞モデル: λ_v)とそれらが水平方向に平行に並んだ最も熱伝導率の小さい場合(横縞モデル: λ_h)の計算結果を示す。土壌の成分を石英ガラス($\lambda = 1.4 \text{ W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$)、飽和体積含水率(孔隙率)を0.55とした場合である。理論的にも熱伝導率は土壤水分と温度に依存しているのが示されている。観測データは、 λ_v と λ_h の間に入っている。横縞モデルでは同じ体積含水率でも温度による違いが大き



第5図 熱伝導率 (5 cm, 10 cm および 20 cm 深度) と土壌水分 (芝生の下 5 cm) との関係。土壌水分の区間毎に平均した値をプロットしてある。(a)は 5 cm と 20 cm の熱伝導率を地温で分類した。(b)は地温が 10~20°C のデータを深度で分類した。5 cm のデータの上下の点線はデータのばらつきを標準偏差で表わしたもの。図中の実線と破線は、モデル計算結果。土壌粒子配列の縦縞モデル (点線 λ_v) と横縞モデル (実線 λ_h)。

い。これは水蒸気による潜熱輸送の効果が現れているためである。現在のところ、数値モデルで使用できる熱伝導率のパラメータ化となると、土壌の種類毎に含水率依存性が異なるのでまだ統一的方法は見出されていない (近藤編, 1994)。今回の観測はパラメータ化のための基礎データを得るものとして位置付けられる。

4.4 温度拡散係数

本装置は原理の所でも触れたように温度拡散係数も求められる。但し、既述したように推定精度は熱伝導

率に比べて落ちるため実用的でない。一方、温度拡散係数を求める方法には [2-1] と [2-2] がある。ここでは両者から求めた a の比較をする。

第3表には [2-1] と [2-2] の方法を適用した場合の a を載せてある。[2-1] は地温分布の測定値を余弦関数で近似して、その 1 日周期成分の深さ方向の振幅分布や位相差分布から求めた温度拡散係数 a を示す (近藤, 1994)。表に示したのは 1 cm~25 cm の深さから求めた平均値である。振幅から求められた $a = a(\text{振幅})$ と位相差から求められた $a = a(\text{位相差})$ の間には明瞭な差異が見られ、 $a(\text{位相差}) \sim 2a(\text{振幅})$ となっている。

[2-2] は熱伝導方程式の数値解法から求めた温度拡散係数 a を示す。ある時刻に観測された地温分布を初期条件とし、 $z=1$ cm と 20 cm の地温を境界条件として解く。この時、初期条件 $g(z)$ と 1 cm の境界条件 $h_{1cm}(t)$ 、20 cm の境界条件 $h_{20cm}(t)$ はそれぞれ z または t の多項式で近似した。即ち、1 次元の熱伝導方程式

$$\frac{\partial T}{\partial t} = a \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}$$

を

$$\text{初期条件 } T(z, t=0) = g(z)$$

$$\text{境界条件 } \begin{cases} T(z=1 \text{ cm}, t) = h_{1cm}(t) \\ T(z=20 \text{ cm}, t) = h_{20cm}(t) \end{cases}$$

の下で解くことに帰着する。

a が全層一定として解き、 $z=1\sim 20$ cm で計算値と観測値の差の 2 乗平均値が最小になる時の値を示した。[2-2] の結果は [2-1] の $a(\text{振幅})$ とほぼ一致した。

[2-1] の方法において振幅比と位相差のそれぞれで求めた結果が食い違う原因は、本方法の前提である、地温変化が三角関数の周期関数で表わされる、という仮定が近似的にしか成り立っていないためであろう。今回は、地温日変化の 1 日成分を抽出したが、この過程で位相差の方により誤差が入ったと考えられる。

本解析から、[2-1] の方法を使って求めた $a(\text{振幅})$ と $a(\text{位相差})$ が食い違う場合は、単純に平均化するよりも、別の方法 (例えば方法 [2-2]) で求めた a と比較して、より信頼性の高い a を得るようにした方がよいことが示唆された。

5. まとめと考察

本センサにより土壌の熱伝導率の土壌水分依存性と温度依存性を明らかにすることができた。地中の熱伝

導率は、3深度(5 cm, 10 cm および20 cm)の解析結果でもわかるように、測定深度によっても大きく変動しており、埋設時の土壌構造にも依存していることが示唆される。

本センサは温度拡散係数の推定には実用的でない。[2-1]の方法で得られた値のうち、振幅から求めた値が、[2-2]の値とほぼ一致した。[2-1]と[2-2]を併用すれば温度拡散係数の推定精度は向上する。

本論文では、モデルに利用できるような熱伝導率のパラメータ化の基礎データを得た。また観測結果の妥当性を論じるために、上記モデルの中の縦縞モデルと横縞モデルを用いて熱伝導率の土壌水分依存性の上限と下限を推定した。この際、土壌中の水蒸気による潜熱輸送も無視できないとして考慮した(竹内・近藤, 1981)。

熱伝導率のモデルで、今回は土壌粒子の熱伝導率を単純に石英ガラスとしたが、例えば、第3表の砂の熱伝導率は $0.30 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ (乾燥)から $2.20 \text{ Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ (40%飽和)と大きく変化する。このような場合、土壌粒子の熱伝導率は石英ガラスよりも大きい値を与えなければならない。その妥当性については今後の課題である。

謝辞

Hukseflux社のKees van den Bos氏には、有益なコメントをいただきました。本装置の設置、データ収録プログラム開発は、クリマテック社の寄崎氏にお世話になりました。ここに記して感謝いたします。

付録1

(11)と(12)式の λ と a の相対誤差は次のように表される。

$$\left| \frac{\Delta\lambda}{\lambda} \right| \leq \left| \frac{\Delta\alpha}{\alpha} \right| + \left| \frac{\Delta Q}{Q} \right| \quad (\text{A1})$$

$$\left| \frac{\Delta a}{a} \right| \leq 2 \left| \frac{\Delta r}{r} \right| + \left| \frac{\beta}{\alpha} \right| \left| \frac{\Delta\alpha}{\alpha} \right| + \left| \frac{\Delta\beta}{\alpha} \right| \quad (\text{A2})$$

$\Delta\alpha$, $\Delta\beta$ および ΔQ を2乗平均誤差として各項のオーダーを見積もると、 $\left| \frac{\Delta\alpha}{\alpha} \right| \sim O(0.04)$: 個々のデータから推定した場合、 $\left| \frac{\Delta\alpha}{\alpha} \right| \sim O(0.01)$: 日平均値から推定した場合、 $\left| \frac{\Delta Q}{Q} \right| \sim O(0.05)$: 日中、 $\left| \frac{\Delta Q}{Q} \right| \sim O(0.005)$: 夜間、 $\left| \frac{\Delta\beta}{\alpha} \right| \sim O(0.001)$, $\left| \frac{\beta}{\alpha} \right| \sim O(1)$ である。

また、 r には $2 \text{ mm} \pm 1 \text{ mm}$ のばらつきが認められるので $\left| \frac{\Delta r}{r} \right| \sim O(0.5)$ である。よって、 $\left| \frac{\Delta\lambda}{\lambda} \right| \leq 0.09$, $\left| \frac{\Delta a}{a} \right| \leq 1.04$ となる。以上のことから a の相対誤差は1程度にもなり実用的でない。

付録2

線熱源が有限長の場合の端の影響

熱伝導率 λ 、温度拡散係数 a の媒質中に置かれた1次元の線熱源を考える。但し、 $z > 0$ のみ熱源として作用するとする。 $t = 0$ から単位長さ・単位時間当たり一定の熱量(Q)を与えた時に、線熱源から (r, z) だけ離れた点での温度変化量($T(r, z, t)$)は円柱座標系での熱伝導方程式により以下のように表わされる(Carlsaw and Jaeger, 1959)。

$$\frac{\partial T}{\partial t} = a \left(\frac{\partial^2 T}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial T}{\partial r} + \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \right) \quad (\text{A3})$$

これを

$$\text{初期条件 } T(r, z, t=0) = 0$$

$$\text{境界条件 } \begin{cases} T(r \rightarrow \infty, z, t) = 0 \\ -\lim_{r \rightarrow 0} 2\pi r \lambda \left(\frac{\partial T}{\partial r} \right) = Q, z > 0 \\ -\lim_{r \rightarrow 0} 2\pi r \lambda \left(\frac{\partial T}{\partial r} \right) = 0, z < 0 \end{cases}$$

の下で解く。

(A3)の解は瞬間点熱源を積分する方法(Carlsaw and Jaeger (1959), p.255-262参照)を用いて求めることができ、以下の様になる。

$$T(r, z, t) = \frac{Q}{8\pi\lambda} \int_{\frac{r^2}{4at}}^{\infty} \left\{ 1 \pm \operatorname{erf} \left(\frac{|z|}{r} \sqrt{u} \right) \right\} \frac{e^{-u}}{u} du$$

ここで、複号の+は $z > 0$ 、-は $z < 0$ の時の解。

$$\operatorname{erf}(x) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^x \exp(-u^2) du \text{ は誤差関数。}$$

これを線熱源の温度分布(2)式で規格化すると端の効果が得られる。

$$R \left(\frac{r^2}{4at}, \frac{z}{r} \right) = \frac{1}{2} \frac{\int_{\frac{r^2}{4at}}^{\infty} \left\{ 1 \pm \operatorname{erf} \left(\frac{|z|}{r} \sqrt{u} \right) \right\} \frac{e^{-u}}{u} du}{\int_{\frac{r^2}{4at}}^{\infty} \frac{e^{-u}}{u} du} \quad (\text{A4})$$

R は $\frac{r^2}{4at}$ と $\frac{z}{r}$ の関数であることに注意。線熱源が有限長である度合いは z/r で表わされる。 $z/r \rightarrow +\infty$ で $R \rightarrow 1$, $z/r \rightarrow -\infty$ で $R \rightarrow 0$, $z/r = 0$ で $R = 1/2$ となる。それぞれ、1次元線熱源と見なせる場合、線熱源の影響がない場合、線熱源のちょうど端の場合である。即ち、 R が1からずれるほど端の影響が大きいことを示している。ちょうど端の所では、影響が半分であることを表わしている。

熱電対 A は、 $z = 5$ mm, $r = 2$ mm より $z/r = 2.5$, 熱電対 B は、 $z = 3.5$ cm, $r = 2$ mm より $z/r = 17.5$, である。 $t = 580$ sec として水 ($a = 0.14 \times 10^{-6} \text{m}^2 \text{s}^{-1}$) と湿った砂 ($a = 0.74 \times 10^{-6} \text{m}^2 \text{s}^{-1}$) の場合について、(A4) の計算結果を示すと以下の様になる。

媒質	熱電対 A	熱電対 B
	$R(z/r=2.5)$	$R(z/r=17.5)$
水 (ゼリー)	0.847	1.000
湿った砂	0.774	0.986

これから、B における端の影響は、最大でも1.4%である。一方、A における端の影響は水で15.3%、湿った砂で22.6%となり無視できない。よって、A は1次元線熱源とは見なせない。

参 考 文 献

Carlsaw, H. S. and J. C. Jaeger, 1959 : Conduction of heat in solids, Oxford Univ. Press, 510 pp.

- Geiger, R., R. H. Aron and P. Todhunter, 1995 : The Climate near the ground—fifth edition, Vieweg, 528 pp.
- HUKSEFLUX 社編, 1999 : User Manual—Soil Temperature Profile STP01, Hukseflux Thermal Sensors, 18 pp.
- Iwabuchi, K. and J. Kamide, 1992 : Simplified determination method for thermal properties of moist materials, 農業施設, 22, 145-149.
- 粕淵辰昭, 1972 : 土壌の熱伝導におよぼす水分の影響, 日本土壌肥科学雑誌, 43, 437-441.
- 粕淵辰昭, 1992 : 土壌肥料研究における新しい分析手法 2 熱伝導式土壌水分計, 日本土壌肥科学雑誌, 63, 359-363.
- 近藤純正, 山澤弘実, 1983 : 夜間の地表面冷却量と積雪および日本各地の最低気温の極値について, 天気, 30, 295-302.
- 近藤純正 (編著), 1994 : 水環境の気象学, 朝倉書店, 350 pp.
- 宮崎 真, 山本 晋, 2001 : 熱収支インバランス研究会報告, 天気, 48, 711-713.
- 嶋田 純, 川村隆一, 谷口真人, 辻村真貴, 1992 : ヒートプローブ式土壌水分計による圃場内土壌水分変化の観測, 筑波大学水理実験センター報告, No16, 45-53.
- 竹内清秀, 近藤純正, 1981 : 大気科学講座 1, 東京大学出版会, 226 pp.
- 牛山素行編, 2000 : 身近な気象・気候調査の基礎, 古今書院, 28-44.
- 八幡敏雄, 1975 : 土壌の物理, 東京大学出版会, 124-141 参照.

Observation of Heat Conductivity Using Soil Temperature Sensor with a Line Heat Source

Shigenori HAGINOYA*

* Meteorological Research Institute, Tsukuba, 305-0052, Japan.
E-mail : shaginoy@mri-jma.go.jp

(Received 1 May 2001 ; Accepted 11 July 2002)

Abstract

The heat probe method in which a line heat source in an infinite media is heated at a constant rate

of heat and temporal variation of temperature at a certain point is recorded has frequently been used to measure heat conductivity. In the present paper, the profile of soil heat conductivity is estimated by an instrument that uses this principle. It is found that soil heat conductivity should be estimated when the variation of heat supply from the line heat source as well as the soil temperature variation due to the change of the outside condition is small. Soil heat conductivity depends on both moisture and temperature of the soil: It becomes large as soil water content and/or temperature increases.

Though the present sensor can in principle estimate thermal diffusivity at the same time, its estimated error is found to be ten times larger than that of the heat conductivity. Accordingly, thermal diffusivity is often estimated from the vertical profiles of amplitude and phase of the soil temperature. Since this method assumes a sinusoidal variation of the temperature, however, it is recommended to solve the heat conduction equation directly and compare the results with the observation in order to obtain more accurate estimate of the thermal diffusivity.



教官（東京大学大学院理学系研究科地球惑星科学専攻）公募

下記の要領で地球惑星システム科学講座教官を公募することになりました。

記

1. 専門分野/職種/公募人員

地球惑星における多圏相互作用，地球惑星システムの起源と進化，表層におけるシステム変動，システム動態解析に関連する分野/助手/1名

2. 着任時期：2003年4月1日

3. 応募方法：自薦または他薦（他薦の場合はご本人が了解していること）

4. 提出書類

- 1) 履歴書（学歴および職歴）
- 2) これまでの研究概要（1600字程度）
- 3) 研究業績目録（査読論文とそれ以外の総説、著書などに分類）
- 4) 主な原著論文別刷（コピー可）3編以内
- 5) 今後の研究・教育の計画および抱負（1600字程度）
- 6) 応募者に関して御意見を頂ける方2名の氏名及び連絡先
- 7) 他薦の場合は，上記1)～3)，6)の内容のわかる文

5. 応募締切：2002年10月31日（木）（消印有効）

封筒の表に「システム科学講座助手応募書類在中」と朱筆して（簡易）書留にて郵送のこと

6. 書類送付先

〒113-0033 東京都文京区本郷7-3-1

東京大学大学院理学系研究科
地球惑星科学専攻 星野真弘

Tel: 03-5841-4584

問い合わせ先

東京大学大学院理学系研究科
地球惑星科学専攻 永原裕子

Tel: 03-5841-4508

E-mail: hiroko@eps.s.u-tokyo.ac.jp

* 着任後，理学部・地球惑星物理学科もしくは地学科の学部教育にも携わっていただきます。

* 2003年4月1日時点では，地球惑星システム科学講座には以下のメンバーが所属している見込みです。

教授：濱野洋三，多田隆治，永原裕子
助教授：松本 淳，阿部 豊，茅根 創，田近英一
講師：横山佑典

* その他，当専攻に関する情報は，ホームページ (<http://www.eps.s.u-tokyo.ac.jp>) をご覧下さい。