ハウス内土壌温度の日変化から温度伝導率を求める方法について

伊 藤 實*

岩手大学農学部*

土壌温度の数学的取扱いの多くは均質な土層で、かつ境界条件が簡単なものを対象にしている。しかし、われわれが対象としている圃場の土壌は不均質な土層からなっているし、日平均温度も深さごとに異なっている。

本論文は、土壌面からの水分蒸発をおさえた形で、ハウス内土壌温度の日変化の測定結果から、深さ別に土壌の温度伝導率を求める方法を確立した。その方法は次のとおりである。土層ごとに温度伝導率が異なる場での熱伝導方程式に Ritz の式を適用することによって、基本的な 2 階の偏微分方程式になる。この基本式の数値解に含まれる係数のなかのパラメータを変化させることにより、実測の日変化に合致する温度伝導率が (29) 式で求められる。この式を用いて、Table にあるような形で、温度伝導率を算出する手順について詳述してある。

1985 年 12 月 11 日受付

は し が き

作物根と土壌温度との相互作用を理解するうえで、土層内での温度分布や日変化の予測が行われる。その時に必要な物理定数が温度伝導率あるいは熱伝導率と熱容量である。

圃場規模でのこれらの定数を求めることは古くから行われてきた。しかし、その方法の多くは単純な数学的問題に置き換わっていて、現実の土壌温度の現象とは異なっている。たとえば深度別の土壌温度の日変化を測定すると、本論文中に掲げてあるようなのが普通であるのに対して、成著^{1,2)}などでみられるように、一般的には土壌の深さに関係なく、平均温度一定で数学的処理がされている。また、前掲の現実の圃場で得られた測定結果で、フーリエ変換などを通して日変化の波形を一致させている。しかしいずれからも満足できる温度伝導率が得られない。

そこで本研究では測定した土壌温度の日変化をもとにして、測定間の土層の温度伝導率を求める方法を数学モデルから検討を行い、実測に合致する定数の算出を試み

た。その結果満足できる成果が得られたので、ここに報告する次第である。

1. 土壌内温度の時間変化を求める
数値解法について

深さ方向を Z 、その位置の土壌温度を $U(Z)$ (脚註)、体積熱容量を $C\rho(Z)$ 、熱伝導率を $\lambda(Z)$ とし、時間を T とすると、土壌温度の時間変化の基本式は次式で表わされる。

$$\frac{\partial U(Z)}{\partial T} = \frac{\partial}{\partial Z} \left[\frac{\lambda(Z)}{C\rho(Z)} \left(\frac{\partial U(Z)}{\partial Z} \right) \right] \quad (1)$$

これから、時刻 T 、深さ Z での土壌温度 $U(Z)$ を求めるための差分近似式は次のようになる。

時間刻みを ΔT とし、深さ L までの土壌を分割数 D_N (分割点数 D_N+1 、分割点 $I=1, \dots, D_N+1$) でできた深さ方向の刻み幅を ΔZ とする。

$$\Delta Z = L/D_N \quad (2)$$

深さ Z での土壌温度の変化の近似式は次のように表わせる。

$$C\rho(Z-\Delta Z) \frac{\Delta U}{\Delta T}$$

(脚註) 本論文での単位はことわらない限り次のものを基本にしている。

温度 deg, 熱量 kcal, 時間 hr, 長さ m,
体積熱容量 kcal/(m³·deg),
熱伝導率 kcal/(m·hr·deg),
温度伝導率 m²/hr

Minoru ITO*: The Theory and Its Procedure for the Determination of the Thermal Diffusivities from Diurnal Changes of Soil Temperatures at Various Depths in Greenhouse.

* Faculty of Agriculture, Iwate University, 3-18 Ueda, Morioka 020, Japan

$$= \frac{1}{\Delta Z} \left[\lambda(Z) \left(\frac{\partial U}{\partial Z} \right)_{z=z} - \lambda(Z - \Delta Z) \left(\frac{\partial U}{\partial Z} \right)_{z=z-\Delta Z} \right] \quad (3)$$

いま、深さ $Z \sim Z + \Delta Z$ の間の層の温度伝導率を

$$A(Z) = \frac{\lambda(Z)}{C\rho(Z)}$$

と表わすと、上式は次のようになる。

$$\frac{\partial U}{\partial T} = \frac{1}{\Delta Z} \left[\frac{C\rho(Z)}{C\rho(Z - \Delta Z)} A(Z) \left(\frac{\partial U}{\partial Z} \right)_{z=z} - A(Z - \Delta Z) \left(\frac{\partial U}{\partial Z} \right)_{z=z-\Delta Z} \right] \quad (4)$$

ただし

$$\left(\frac{\partial U}{\partial Z} \right)_{z=z} = \frac{U(Z + \Delta Z) - U(Z)}{\Delta Z}$$

これを Crank-Nicolson 陰解法³⁾と同一形式で表現すると次式が得られる。

$$\begin{aligned} & -U_{Z-\Delta Z}^T + U_{Z-\Delta Z}^{T+\Delta T} \cdot LTC1(Z) - U_{Z+\Delta Z}^T \cdot LTCR(Z) \\ & = U_{Z-\Delta Z}^T - U_{Z-\Delta Z}^T \cdot LTC2(Z) + U_{Z+\Delta Z}^T \cdot LTCR(Z) \end{aligned} \quad (5)$$

ただし

$$LTCR(Z) = \frac{\lambda(Z)}{\lambda(Z - \Delta Z)} \quad (6)$$

$$LTC1(Z) = 1 + LTCR(Z) + \frac{2\Delta Z^2}{A(Z - \Delta Z)\Delta T} \quad (7)$$

$$LTC2(Z) = LTC1(Z) - 2(1 + LTCR(Z)) \quad (8)$$

(5) 式を初期値および境界値を用い、Gauss 消去法によって解けば、任意の時刻および深さでの土壌温度を求めることができる。しかし、それに必要な数値が (6)、(7) 式に含まれている熱伝導率 $\lambda(Z)$ あるいは温度伝導率 $A(Z)$ である。それを求める方式を次に展開していく。

2. 土壌温度伝導率 $A(Z)$ の算定方法

任意の深さおよび時刻での土壌温度を求めるために必要な温度伝導率 $A(Z)$ は、すでに述べたように、深さ方向で変化しているとみることが妥当であることから、深さ Z の関数で表わせる。しかし、実際の温度測定を通して温度伝導率を求めるのであるから、測定間、すなわち層内、では $A(Z)$ の値は一定であると考えることが適当である。このことから、 $A(Z)$ は層別に離散的な値をとると考える。

いま、(1) 式を温度伝導率 $A(Z)$ の形式で再記すると次のようになる。

$$\frac{\partial U}{\partial T} = \frac{\partial}{\partial Z} \left[A(Z) \left(\frac{\partial U}{\partial Z} \right) \right] \quad (1')$$

この式に Ritz の方法⁴⁾を適用すると、次のように変形

2 (2)

できる。すなわち

$$\int \frac{\partial Z}{A(Z)} = x \quad (9)$$

とおけば

$$A(Z) \frac{\partial U}{\partial T} = \frac{\partial^2 U}{\partial x^2} \quad (10)$$

となる。

いま

$$\frac{T}{A(Z)} = t \quad (11)$$

とおくことにより、(10) 式は次のようになる。

$$\frac{\partial U}{\partial t} = \frac{\partial^2 U}{\partial x^2} \quad (12)$$

ここで $u = U$ とすることによって

$$\frac{\partial u}{\partial t} = \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} \quad (13)$$

となる。このように (1') 式は簡単な放物型の微分方程式に変換できる。

(13) 式の差分形式は、深さ刻み $\Delta x = h$ 、時間刻み $\Delta t = k$ 、それに $r = \frac{k}{h^2}$ とおくことによって、Crank-Nicolson 陰解法³⁾では

$$-u_{i-1}^{j+1} + C1 \cdot u_i^{j+1} - u_{i+1}^{j+1} = u_{i-1}^j - C2 \cdot u_i^j + u_{i+1}^j \quad (14)$$

となる。ただし

$$C1 = 2 \cdot (1 + 1/r) \quad (15)$$

$$C2 = 2 \cdot (1 - 1/r) \quad (16)$$

この式から深さ $x (=i \cdot h)$ での温度が r の数値によっていろいろな値で求まる。これは従来 Crank-Nicolson 陰解法などで $\partial u / \partial t$ に対する近似解を求める際に用いる r の数値の取り方によって、近似解の精度が悪くなるという事実と関係している。ここではこのことを逆用することによって深さ x での温度の計算値 (近似値) を測定値と同じにすることができる r の値を求めることができる。なお、この r が逆数の形で含まれているので、

$$RR = \frac{1}{r} = \frac{h^2}{k} \quad (17)$$

と定義し直して論を進めることにする。

(7) 式と (15) 式とは同じ差分形式のなかで定義された係数である。この二つの係数の中を比較すると次のようになる。(15) 式は均質系の場合での係数である。いま、(15) 式の $C1$ を (17) 式を用いて書くと次のようになる。

$$C1 = 2 + 2/r = 2 + 2 \cdot RR_L \quad (15')$$

(7) 式はすでに述べたように実際の土壌で、いろいろな温度伝導率を層状にもっている場合での係数であることから、 Z の関数である。この式中の $LTCR(Z)$ は均質

系であれば 1 になることから, (7) 式右辺の第 2 項まで, $1+LTCR(Z)$, は (15') 式の定数 2 に対応している.

次に分割数 D_N で (13) 式と (1') 式をみると, (13) 式での時間刻み $k=\Delta t$ と深さ刻み $h=\Delta x$ と (1') 式でそれに対応する ΔT および ΔZ との間は次のようになる.

(9) 式から

$$\frac{\Delta Z}{A(Z-\Delta Z)}=\Delta x=h$$

(11) 式から

$$\frac{\Delta T}{A(Z-\Delta Z)}=\Delta t=k$$

で表わされる. (17) 式と同一形式にすると,

$$\frac{1}{RR_L}=r_L=\frac{k}{h^2}=\frac{\frac{\Delta T}{A(Z-\Delta Z)}}{\left(\frac{\Delta Z}{A(Z-\Delta Z)}\right)^2}=\frac{A(Z-\Delta Z)\cdot\Delta T}{\Delta Z^2}$$

が成り立つ. すなわち

$$A(Z-\Delta Z)=\frac{\Delta Z^2}{RR_L\cdot\Delta T}$$

となる. これとは別に (7) 式の右辺第 3 項

$$\frac{2\cdot\Delta Z^2}{A(Z-\Delta Z)\cdot\Delta T}$$

が (15') 式の $2\cdot RR_L$ に対応していることがわかる. これから

$$RR_L=\frac{\Delta Z^2}{A(Z-\Delta Z)\cdot\Delta T} \quad (18)$$

Fig. 1 Schematic representation of the relation between the layered soil in a field and the equivalent soil transformed to be homogeneous by the formula (9) and (11).

と書ける。この RR_L を均質系の RR から求めることができれば、(18) 式を通して温度伝導率 $A(Z-\Delta Z)$ が求められる。

RR は深さ刻みで変わることから、分割数をどのようにとるかが一つの課題である。いま、(13) 式の差分近似解を求めるときの分割数を D_n とする。このときの RR を RR_n と書く。この分割数 D_n は (1) 式の差分近似解を求めるさいの分割数 D_N と一致させる必要はない。このことに関連して、いま均質系で深さ方向の分割数が D_n と D_N とである場合の RR_n と RR_N との関係求めておく。なお、(1) 式、(13) 式の差分近似解を求めるための分割数との関係を模式的に示したものを Fig. 1 に表わしてある。

均質系で深さ刻み h は分割数 D_n , D_N では

$$h_n = \frac{L}{D_n}, \quad h_N = \frac{L}{D_N} \quad (19)$$

である。また RR_n および RR_N は (17) 式から

$$RR_n = \frac{h_n^2}{k}, \quad RR_N = \frac{h_N^2}{k} \quad (20)$$

である。ここで k は RR_n , RR_N に関しては同一である。それゆえ、

$$RR_N = \left(\frac{h_N}{h_n}\right)^2 \cdot RR_n = \left(\frac{D_n}{D_N}\right)^2 \cdot RR_n \quad (21)$$

となる。

分割数 D_n (分割点数 = $D_n + 1$, 分割点 $i = 1, 2, \dots, D_n + 1$) とすると、土壌内深さ Z_{l+1} ($l = 1, \dots, m$; ただし、 $l = 1, m$ は境界条件) での土壌温度 $U(Z_{l+1})$ と最も近い差分近似解 $u(i_k)$, すなわち

$$\min_j (u^J(i_k) - U^J(Z_{l+1}))^2 \quad (22)$$

(ただし J = 測定個数)

になるような RR_n と i_k とを、(14) 式を用い、かつ、 RR_n を変化させながら確定する。ここの処理過程が電子計算機ということになる。

ここで得られた RR_n を (1) 式の差分近似解に際しての分割数 D_N の RR_N に変換する式が (21) 式である。

RR_n または RR_N は均質層で求めたものであるが、その時得られた位置 i_k とその層厚数 $(i_k - i_j)$ は測定点位置 $i_{k'}$ および層厚数 $(i_{k'} - i_{j'})$, すなわち層間距離 $(Z_{l+1} - Z_l)$ とは異なってでてくる。このことは実際の測定端を埋設した位置間隔を均質層で拡大あるいは縮小した間隔におきかわったとみることになる。このおきかわった層厚での RR_N をもとの間隔に直すときその RR を RR_K と書くとき次のようになる。

$$RR_K = RR_N \cdot \frac{i_k - i_j}{Z_{l+1} - Z_l} = RR_N \cdot \frac{i_k - i_j}{\Delta Z} \quad (23)$$

$$= RR_n \cdot \left(\frac{D_n}{D_N}\right)^2 \cdot \frac{i_k - i_j}{i_{k'} - i_{j'}} \quad (24)$$

(1) 式の差分近似式の (5)~(8) 式を用いて深さ Z_{l+1} の温度変化の近似解を $i_{k'}$ 番目の位置で求めるには、さらに、(9) 式と関連した次式で、この RR_K を変形していかなければならない。

分割数 D_N での (1) 式に関係する RR を RR_L とすると、そこでの温度伝導率 A は (18) 式でみたように $1/A \propto RR_L$ であり、次の積分は均質系に置き換えると

$$\int_0^{Z_{l+1}} \frac{\partial Z}{A} \propto \int_0^{Z_{l+1}} RR_L \partial Z$$

$$RR_L \cdot Z_l = RR_K \cdot (i_K - 1) \cdot h_N \quad (25)$$

が成り立つ。また $Z_l = (i_L - 1) \cdot \Delta Z$, $h_N = \Delta Z$ であることから

$$RR_L = RR_K \cdot \frac{i_K - 1}{i_L - 1}$$

$$= RR_N \cdot \frac{i_k - i_j}{i_{k'} - i_{j'}} \cdot \frac{i_K - 1}{i_L - 1} \quad (26)$$

を得る。このことから深さ Z_l から Z_{l+1} までの温度伝導率 $A(Z)$ は次のようになる。

$$\frac{1}{A(Z)} = RR_L \cdot \frac{\Delta T}{\Delta Z^2} \quad (27)$$

$$\text{上式} = RR_N \cdot \frac{i_k - i_j}{i_{k'} - i_{j'}} \cdot \frac{i_K - 1}{i_L - 1} \cdot \frac{\Delta T}{\Delta Z^2}$$

となる。次に (21) 式を用いると

$$\text{上式} = RR_n \cdot \left(\frac{D_n}{D_N}\right)^2 \cdot \frac{i_k - i_j}{i_{k'} - i_{j'}} \cdot \frac{i_K - 1}{i_L - 1} \cdot \frac{\Delta T}{\Delta Z^2}$$

を得る。さらに $i_K - 1 = (i_K - 1) \cdot (D_N / D_n)$ であることから、

$$\text{上式} = RR_n \cdot \left(\frac{D_n}{D_N}\right)^2 \cdot \frac{i_k - i_j}{i_{k'} - i_{j'}} \cdot \frac{i_K - 1}{i_L - 1} \cdot \frac{D_N}{D_n} \cdot \frac{\Delta T}{\Delta Z^2} \quad (28)$$

$$\text{上式} = RR_n \cdot \frac{D_n}{D_N} \cdot \frac{i_k - i_j}{i_{k'} - i_{j'}} \cdot \frac{i_K - 1}{i_L - 1} \cdot \frac{\Delta T}{\Delta Z^2} \quad (29)$$

の簡単な形式の式を得る。これによって、土壌内温度環境を支配する各層の温度伝導率を求めることができる。

深さ Z_l から Z_{l+1} までの熱伝導率 $\lambda(Z)$ は同じ深さでの $C\rho(Z)$ を含水比と湿潤単位体積重量とから計算で求める³⁾ことによって次式

$$\lambda(Z) = \frac{A(Z)}{C\rho(Z)}$$

から得られる。

3. 観測データからの温度伝導率算定の計算法

岩手大学農学部附属牧場に昭和 59 年 5 月に幅 5.4 m, 長さ 9 m のビニールハウスを設置した。ハウス外からの地温変動の影響をできるだけさけるために、ハウス内に、 $3 \times 90 \times 180$ cm の発泡スチロール材を同大のベニヤ板（厚さ 9 mm）に密着させ、さらにその上から全体を

ビニールフィルムでおおって作った断熱板を、深さ 90 cm で長辺方向約 6 m, 短辺方向約 5 m の長さで地中に挿入した。この断熱板で囲まれたハウス内の土壌堆のほぼ中央部に深さ 150 cm の穴を掘り、できた断面から不攪乱土層へ、深さ方向で 0 cm（地表面）、10, 20, 30, 40, 50, 65, 80, 95, 110, 150 cm の位置に熱電対を挿入埋設した。これらをデータ集録装置（TR 2723 タケ

Fig. 2 The measured soil temperatures at the soil surface and 150 cm depth were used as the boundary conditions to evaluate the soil temperature in any depth.

Fig. 3 The measured soil temperatures in 10-110 cm depths.

ダ理研)を用いて、各深さでの経時的温度変化を記録した。また任意の深さでの体積熱容量 $C\rho$ を計算で求めるのに必要な含水比および湿潤単位体積重量の試料の採取は深さ 0 から 20 cm, 20 から 50 cm および 50 cm 以下の層で行った。なお、水分移動ないし水分変化のないときの土壌温度日変化を対象とすることから、地表面をビニールフィルムで覆い、地表面からの水分蒸発を抑えることにした。

測定は同年 7 月 26 日から 10 月 5 日まで行った。本論文で用いた測定資料はこのうちの 7 月 28 日 0 時から 30 日 0 時までのものである。得られた各深さでのデータのうち、毎定時での地表面 (0 cm) と地中 150 cm の温度をこれからの数値近似解の境界条件に用いる。これを Fig. 2 に示してある。

次に、10~110 cm の測温結果を Fig. 3 に表わしてある。

この Fig. 2 と 3 のデータを用いて、(29) 式から土壌温度伝導率の算出方法とその手順は Table 1 の形で次のようにして行う。なお、初期条件としての土壌内温度分布は測定開始時の地表面から 150 cm までの深さ別測定温度を直線で結んで得られたものを用いた。また、 $\Delta T=1/60$ (hr), $\Delta Z=0.01$ (m) である。

1) 地表面を 1 として以下測定位置ごとに層番 l を決める。

2) 測定位置の深さ Z cm, または分割数 D_N を 150 にしたときの地表面からの分割点位置数 i_L および分割層数 i_L-1 ① を表わす。

3) 均質系の数値解での分割数 D_n は 300 にした。

深さ 150 cm であることから、(14) 式導出での h_n は 0.5 cm ということになる。この 300 の数値に関しては、目下検討中であり別の機会の報告になるが、現時点で言えることは、この数値が RR_n を求める際の精度に関係している。これにより D_n/D_N ② は土層全体 2 になる。

4) 測定深さ (Z_i または $i_{k'}$) ごとに (14) 式を用い、そこで RR_n を変えて求まる温度の近似解 $u(i_k)$ が測定値と (22) の項を満足するような形で合致するときの均質系での位置 i_k とそのときの RR_n ③ を求める。

5) 一定間隔に測点をとっていることから、測点間層厚 ($i_{k'}-i_{j'}$) ④ は定数であるのに対して、これに対応する均質系で得られた i_k から求まる層厚 (i_k-i_j) ⑤ は深さごとに変わる。

6) 実際の測定位置に対して、分割数 300 での分割点層数 i_k-1 ⑥ を求める。

7) 温度伝導率 A を算出するのに必要な RR_L は (27) 式と (29) 式とを対比し、Table 1 に示してある番号で表示すると次のようになる。

$$RR_L = RR_n \cdot \frac{D_n}{D_N} \cdot \frac{i_k - i_j}{i_{k'} - i_{j'}} \cdot \frac{i_k - 1}{i_L - 1} \\ = \frac{\textcircled{3} \times \textcircled{2} \times \textcircled{5} \times \textcircled{6}}{\textcircled{4} \times \textcircled{1}}$$

8) 温度伝導率 $A(Z)$ は (27) 式を用いて次のようにして求まる。

$$A(Z) = (\Delta Z)^2 / (RR_L \cdot \Delta T)$$

$\Delta T=1/60$, $\Delta Z=0.01$ であることから、 $(\Delta Z)^2/\Delta T=0.006$ であり、上式は $A(Z)=0.006/RR_L$ となる。

Table 1 The numerical values for the evaluating the thermal diffusivities $A(Z)$ of the layers in various depths.

l	Z_l (cm)	i_L	① i_L-1	② $\frac{D_n}{D_N}$	$i_{k'}$ or $i_{j'}$	i_k or i_j	③ RR_n	④ $i_{k'}-i_{j'}$	⑤ i_k-i_j	⑥ i_k-1	RR_L	$A(Z)$
1	0	1			1	1						
2	10	11	10	2	21	18	1.50	20	17	17	4.34	1.38×10^{-3}
3	20	21	20	2	41	37	1.35	20	19	36	4.62	1.30×10^{-3}
4	30	31	30	2	61	67	1.53	20	30	66	10.10	5.94×10^{-4}
5	40	41	40	2	81	82	1.53	20	15	81	4.65	1.29×10^{-3}
6	50	51	50	2	101	100	1.61	20	18	99	5.74	1.05×10^{-3}
7	65	66	65	2	131	136	1.70	30	36	135	8.74	6.86×10^{-4}
8	80	81	80	2	161	159	1.55	30	23	158	4.69	1.28×10^{-3}
9	95	96	95	2	191	194	1.70	30	35	193	8.06	7.44×10^{-4}
10	110	111	110	2	221	227	1.70	30	33	226	7.68	7.81×10^{-4}
11	150	151	150	2	301	301	1.70	80	74	300	6.29	9.54×10^{-4}

4. 得られた温度伝導率 $A(Z)$ を用いての検証

土壌温度の日変化の実測値をもとにして得られた温度伝導率を用いて日変化温度の計算値を求めても、その結果は必ずしも実測値と一致するとは限らない^{6,7)}。そこで上で求めた温度伝導率を検証することにした。

温度伝導率 $A(Z)$ あるいは熱容量 $C\rho(Z)$ と熱伝導率 $\lambda(Z)$ が明らかな場での土壌温度の時間変化の基本式の差分式は(5)式である。これを用いて次のようにして日変化を算出した。

なお、本実験での $C\rho(Z)$ は次のとおりである。

Z (cm)	$C\rho$ (kcal/m ³ ・°C)
0	586.6
20	726.6
50	700.5
150	

1) 温度伝導率 $A(Z)$ は測定位置 l から $l+1$ 番目(深さ $Z_l \sim Z_{l+1}$)の層のものを指している。それゆえ $Z_l \sim Z_{l+1}$ を何分割してもその間は一定ということになる。そのことから(6)~(8)式は層内では一定である。ただしその層から次の層に移るときのみ(6)~(8)式は変化することになる。

また、(6)式は次のように変形できる。

$$\begin{aligned} LTCR(Z) &= \frac{\lambda(Z)}{\lambda(Z-\Delta Z)} \\ &= \frac{RR_L(Z-\Delta Z) \cdot C\rho(Z)}{RR_L(Z) \cdot C\rho(Z-\Delta Z)} \end{aligned} \quad (6')$$

これが変化するのは上述と同じように層が移るときのみである。

2) (5)~(8)式を用いて、地表面下 10 cm~110 cm の土壌温度の日変化を Fig. 2 の境界条件から求めた結果が Fig. 4 に実測値とともに表わしてある。

3) これをみると、計算結果が実測値とよく一致していることがわかる。このことから、土壌中の水分変化の少ない場合の土壌内各層の温度伝導率 $A(Z)$ は(29)式を用いて求めることができるといえる。

む す び

従来の土壌温度の日変化を求める方式のほとんどは単なる数学的取扱いだけである。そのため、ややもすると難解になっていく。これを避けるために境界条件などできるだけ簡単なものにすることから、実測値と計算結果とが合わない。この不一致の原因を測定側に求めて、勢い測定精度を上げる形での計測機器の高度化につながっていく。

しかし、本研究では数式モデルの見直しから始めていくと、実測値と計算値との不一致の原因が、前述したよ

Fig. 4 The relation between the measured soil temperatures (Fig. 3) and the calculated ones with using the boundary conditions (Fig. 1).

うな、単なる数学の応用問題のような計算のほうにあることがわかった。

終わりに本研究を行うにあたり、ビニールハウスの設置から始めて、熱電対の埋設など実験施設造成とその管理に付属牧場主任岩根和夫教官、同職員一同さらに昭和59年度卒業研究学生諸君、また得られた実験データの計算機処理に同59年度卒業生工藤清隆君、60年度卒業研究学生伊藤誠君、同大学院修了生易佑林君の協力を得た。なお計算機は岩手大学農学部共同利用であるDS-600を用いた。ここに厚く感謝します。

文 献

- 1) HILLEL, D. 1980. "Fundamentals of Soil Physics" 303-308, Academic Press, New York.
- 2) 三原義秋. 1980. 「温室設計の基礎と実際」70, 養賢堂, 東京.
- 3) G. D. スミス著, 藤川洋一郎訳. 1971. 「電算機による偏微分方程式の解法」17-23, サイエンス社, 東京.
- 4) 小平吉男. 1971. 「物理数学」第二巻 704, 文献社, 東京.
- 5) HANKS, R. J., and G. L. ASCHROFT. 1980. "Applied Soil Physics" 125, Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York.
- 6) HANKS, R. J., D. D. AUSTIN, and W. T. ONDRECHEN. 1971. Soil temperature estimation by a numerical method. Soil. Sci. Soc. Am. Proc. **35**: 665-667.
- 7) HORTON, R., P. J. WIERENGA, and D. R. NIELSEN. 1983. Evaluation of methods for determining the apparent thermal diffusivity of soil near surface. Soil Sci. Soc. Am. J. **47**: 25-32.

Summary

The mathematical treatment of the temperature regime of the soil profile may be said to be founded upon a assumption of a homogeneous soil bounded with simple conditions, for instance, the soil surface temperature fluctuated sinusoidally and the average soil temperature over the whole layer was the same, having no relation to the depth. However, in the greenhouse field, we observed that the soil compositions were different among the layers, that is, the soil was formed from the various layers, so that the average of the soil temperature given diurnal variation showed different value in every depth. We always obtained the above facts.

The complicated changes of the diurnal soil temperature did not agree with the results from the mathematical treatment. This disagreement required to make the measurement at the field high sensitive. However, the reason of the disagreement was clarified to be the traditional mathematical treatment based upon the simple assumption.

In this paper, the theory was investigated in detail to determine the thermal diffusivities in various layers of a soil from the values of diurnal change of the soil temperature. The theoretical equation was derived to express the equation (29). Using this equation, the procedure to gain the thermal diffusivity was explained in the Table. (Received December 11, 1985)