

浅層土壌内の熱的特性値の算出方法について

長崎大学工学部 正・武政剛弘

学 中川尚樹

学 松本 智

1) 予えがう

地表面付近では、材質が均質の土壌でも表層部と下層部では、含水比に急激な変化が見られ熱的特性値が変化している。舗装道路等の人工構造物でも材質の異なる二層状態を呈する。従って地表面付近の熱挙動は複雑である。ここでは、野外観測の結果に熱的に異なる二層状態での熱挙動の取扱いを適用して、それより得られる2～3の事柄について論及する。

2) 観測

野外観測は、晴天日が連続した梅雨明けの昭和60年7月23日4時から24日4時まで4時間の測定である。測定内容は地温、気温、熱流量、日射量および含水比である。現場の状況は、3m×15mの広さで、1mの深さに $D_0=0.65\text{mm}$ 、 $D_1=0.24\text{mm}$ 、 $P_2=2.64\text{g/cm}^3$ の砂を注入した野外の人工の砂場である。

図-1に深さ方向の含水比の分布を示す。これによると6cm付近に急激な含水比の躍層が見られ、上層、下層が含水量の違う二層の状態を呈しているのがわかる。

3) 熱伝導方程式と解

地表面を座標原点として、鉛直下方に z 軸をとる。二層状態として表面から厚さ d の部分を上層、その下方無限遠の部分を下層部と考える。

地温は、場所と時間の関数として $\theta(z,t)$ 、熱伝導率を λ 、体積熱容量を C とする。上層では1、サッフクス1と、下層では2とつけて区別する。熱流は z 方向のみを考慮して、連続の方程式は、上下層でそれぞれ、
$$\frac{\partial \theta_1}{\partial t} = \alpha_1 \frac{\partial^2 \theta_1}{\partial z^2} \dots (1) \quad \frac{\partial \theta_2}{\partial t} = \alpha_2 \frac{\partial^2 \theta_2}{\partial z^2} \dots (2)$$

と与えられる。ここに

$$\alpha_1 = \lambda_1 / C_1, \quad \alpha_2 = \lambda_2 / C_2 \dots (3)$$

で熱拡散係数である。

境界層で地温および熱流が連続として、表面の温度を

$$\theta(0,t) = A_0 \sin(\omega t + \varepsilon_0) \dots (4)$$

と与えた。①、②式の解は、

$$\begin{aligned} \theta_1(0,t) &= A'_1 \exp(-\gamma_1 z) \sin(\omega t - \gamma_1 z + \varepsilon'_1) \\ &\quad + A''_1 \exp(\gamma_1 z) \sin(\omega t + \gamma_1 z + \varepsilon''_1) \dots (5) \\ &= R \sin(\omega t + \varphi) \dots (6) \end{aligned}$$

$$\theta_2(z,t) = A_d \exp\left(-\frac{z-d}{D_2}\right) \sin(\omega t - \frac{z-d}{D_2} + \varepsilon_2) \dots (7)$$

と付す。ここに A_d は境界層の振幅である。1.5に減衰深(Damping depth)

$$D_i = \sqrt{2\lambda_i / C_i \omega} = \sqrt{2\alpha_i / \omega} = \sqrt{P\alpha_i / \gamma_i} \dots (8)$$

ω : 角速度, P : 周期である。付す(5)～(7)式各係数の詳細な説明は紙面の都合上割愛する。

4) 結果

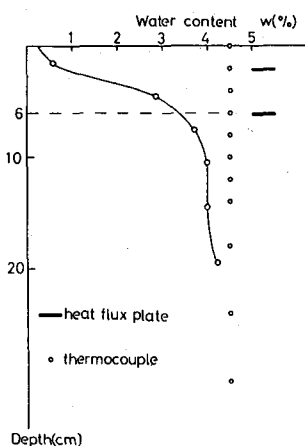


図-1 含水比の分布と熱電対、熱流板の埋設位置

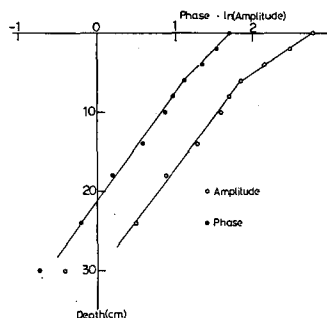


図-2 調和分解による一日頃の深さ方向での振中の減衰位相の遅れ

図-2に示すように浅層片道の砂は、表層 b_{cm} の厚さで下層部において、緩中の減衰、在相の通れに明確な違いが見られ、二層状態を呈していることが確認される。それゆえ向(10)式を用いて算出した上下層の熱的特性値を表-1に示す。この場合、向(10)式より簡単に求まる。しかし他の量は前述の式から簡単に求まらない。従って熱流量と温度勾配より λ を算出し、表中 λ の値の()内に示す。この値については、熱流板の測定精度に問題があるために参考に記載した。

表-1 算出された上下各層の土壌の熱的特性値

次にCについては、

$$C = f_m(C_s + C_w \cdot W) \dots (9)$$

C_s, C_w は各々砂、水の比熱で、それぞれ0.19,

1 cal/g°Cとする。 f_m は、砂の乾燥密度、 W は、含水比(100%)

$$C = f_m C_m + f_o C_o + f_w C_w \dots (10)$$

C_m, C_o, C_w は、無機物、有機物、水の体積熱容量を示し、それぞれ0.48, 0.6, 1 cal/cm³とする。 f_m, f_o, f_w は各成分の容積率を示す。

(9), (10)式を使用して、上、下層のCを算出した値は、両層で一致した。

次に、(11)式より λ_2 を決定した。 λ_1 については、向が簡単に求まらないために、境界面と表面の温度振巾を検討することより求めた。

表面と境界面の温度振巾の比は、

$$(A_d/A_o) = (1 + \gamma_2) e^{-\gamma_2 d_1} / \{ 1 + \gamma_2 e^{-\gamma_2 d_1} + 2\gamma_2 e^{-\gamma_2 d_1} \cos(2\gamma_2 d_1) \}^{1/2} \dots (11)$$

$$\gamma_2 = (1 - \eta) / (1 + \eta), \quad \eta = \sqrt{\lambda_2 \cdot C_2 / \lambda_1 \cdot C_1} \dots (12)$$

である。

図-3は熱流板より算出した λ と、上述の方法で求めた値を用いて上層内の地温の減衰を測定値と比較したものである。これからも、熱流板による算出方法には、誤差が多少のように思われる。この数値計算の結果を示すと(11)式より表面と境界面の温度振巾の比は、

$$(A_d/A_o) = 0.396 (\lambda = 0.97 \times 10^{-3}), \quad 0.301 (\lambda = 0.667 \times 10^{-3}) \text{ となり、測定値は、 } A_d/A_o = 0.397 \text{ となり、} \dots$$

次に上層の熱的特性値をもつ単層の状態での同じ深さの境界面での温度振巾の比を求めると、

$$(A_d/A_o) = \exp(-\gamma d_1) = 0.518 \text{ となり層状態での}$$

処理した場合が大まかに減衰することがわかる。この状況と、 η をパラメータとして A_d/A_o と $\theta = 2\gamma d_1$ の関係として図-4に示す。図中 $\eta = 1$ の曲線上が均質土壌の部分である。

終りに今回の観測では、二層理論の適用を行ない土壌の熱的特性値の算出を行なった。しかしながらこの算出された値の詳細については、充分な検討を行っていない。また熱流板の野外測定への使用に關しての精度問題などが生じた。今後は室内実験も加味した測定を重ねこのような検討を行ない野外測定による土壌の熱的特性値の正確な値の算出方法を確立したい所存である。(参考文献)

1) Van Wijk, W.R: Physics of Plant Environment. PP.172-174. Amsterdam. 1966

2) DANIEL HILLEL: Soil Physics. PP.160-161, P.166. ACADEMIC PRESS. 1982.

3) 古在地: 熱流板による地表面熱流束の測定精度. 農業気象40(4): PP. 399-402. 1985.

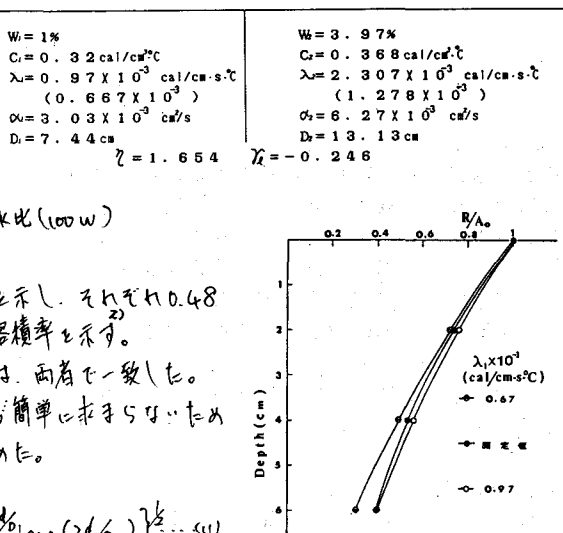


図-3 上層内の λ_1 の変化による温度振巾の減衰

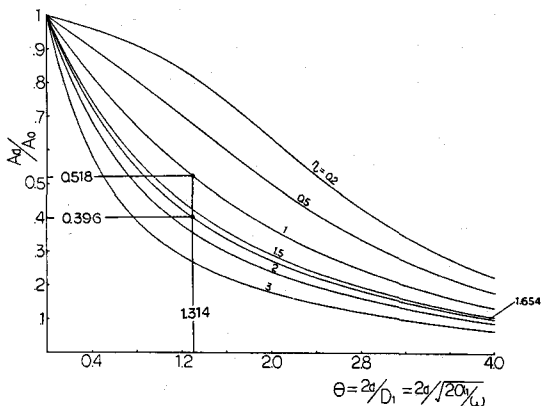


図-4 η, d の変化に伴う A_d/A_o の変化