

1. はじめに

都市の暑熱環境の改善の一つに水面または緑地の役割が期待される。水面または緑地が気温におよぼす効果は、実測によるか、または大気、植生内、地層内の空気、熱、湿度について連続式およびそれらの Flux を総合して解く必要がある。しかし定常な場合でも数値解析が必要で、条件の変化について解をもとめるには多くの計算と実測値が必要で、簡単に予測できる形になっていない。ただ厳密な計算結果によると、地表温度は地表条件がわる境界線上で段差をつけて新しい条件に対応し遷移区間ほとんどゼロである。これは封地層では constant flux layer が成立するという考え方の結果であるが、この範囲内でも解析解は著者の知る範囲ではないので、土地条件の変化による接地層の温度を把握し、つぎの考察を進めため解析解を行なった。

2. 局所変化のない平衡状態における温度

地表面の熱収支の式は

$$c\rho(d\theta_s/dt) + (1-r)S + \sigma = \varepsilon\sigma\theta_s^4 + H + LE + G_0 \quad (1)$$

ここに $c\rho$: 地表面の熱容量, θ_s : 地表温度, r : 日射に対する地表面のアルベード, S : 短波入射量, σ : 赤外放射に対する地表面の放出率, ε : ステファンボルツマン定数, θ_s : θ 地表温度, H : 顕熱, L : 単位質量あたりの気化熱, E : 蒸発量, G_0 : 地中又は水中に伝わる熱である。左辺の第2、3項は地表面への入力エネルギーで、 S は Kondo (2) が求めた、日照時間、太陽天頂角、緯度、水蒸気圧を考慮した式で、 L は山本(3)の radiation chart によって与える。

地表における物理量の Flux はつぎのようにあらわす。

$$G_0 = (c\rho)_i D_i (d\theta_s/dt) \quad (2)$$

ここに D_i : 熱の貯蔵される混合層の厚さである。

$$H = C_p \rho C_h U \Delta\theta \quad (3)$$

$$E = \rho C_e U \Delta q =$$

$$\rho C_e U \left\{ (1-h)q^0 + q' \theta_s^* + (1/2)q'' \theta_s^{*2} \right\} \quad (4)$$

ここに、 C_p 、 C_e は顕熱、水蒸気輸送に対するバリエーション係数、 q' 、

q'' は飽和比湿の気温に対する一次、二次の微係数で気温の関数、 h : 相対湿度、である。これらを式(1)に代入し、

$\theta_s / \theta_0 = \theta^*$, $t / T_0 = t^*$, ここに $\theta_0 : 1^\circ C$, T_0 : 外力エネルギーの半周期(hr)で無次元すると、 $\varepsilon = 1$ とし、外力エネルギーを R であらわすと、

$$\frac{d\theta_s^*}{dt} + p_2(t)\theta_s^{*2} + p_1(t)\theta_s^* = p_0(t) \quad (5)$$

ここに

$$p_2(t) = \frac{T_0 \theta_0}{(c\rho)_i D_i} \left\{ \frac{1}{2} q'' \rho C_e U + 6\sigma \bar{\theta} (\bar{\theta} + 2\theta_s) \right\}$$

$$p_1(t) = \frac{T_0}{(c\rho)_i D_i} \left\{ u \rho C_e \left(q' l + C_p \frac{C_h}{C_e} \right) + 4\sigma \bar{\theta}^2 (\bar{\theta} + 3\theta_s) \right\}$$

$$p_0(t) = \frac{T_0 / \theta_0}{(c\rho)_i D_i} \left\{ R - \sigma \bar{\theta}^4 - 4\sigma \bar{\theta}^3 \theta_s - (1-h) q^0 \rho C_e U \right\}$$

ここに、 θ を気温、 $\bar{\theta}$ をその平均値、 $\theta_s^* = \theta_s - \bar{\theta}$, $\theta_s = \theta - \bar{\theta}$ としている。この式は非線形であるから、

$$\theta_s^* = \theta_{s1}^* + \theta_{s2}^* \quad (6)$$

として解く。 $\frac{d\theta_{s1}^*}{dt} = p_2(t)\theta_{s1}^{*2} + p_1(t)\theta_{s1}^* + p_0(t)$ である。

式(5)の係数の order を $u = 3.0 \text{ m/s}$, $R = 0.143 \text{ m.s}$, $\bar{\theta} = 20^\circ C$ について求め、

$\rho C D = 1.0 \times 10^3 \text{ Kcal/m}^2 \cdot K$ で除して表示すると表1のようになる。(この $\rho C D$ は表面の外面で、 $D = 1 \text{ m}$ の場合に相当する)

Table1. Orders of coefficient in Eq.(5)

	C \ U	0m/s	0.5m/s	1.0m/s	10.0m/s
$p_2(t)$	30	0.270×10^{-8}	0.270×10^{-8}	0.273×10^{-8}	0.307×10^{-8}
	10	0.238×10^{-8}	0.239×10^{-8}	0.271×10^{-8}	0.300×10^{-8}
$p_1(t)$	30	5.4×10^{-3}	17.10×10^{-3}	33.1×10^{-3}	33.12×10^{-3}
	10	4.68×10^{-3}	10.2×10^{-3}	33.4×10^{-3}	33.15×10^{-3}
$p_0(t)$	30	0.101×10^{-3}	0.034×10^{-3}	0.009×10^{-3}	0.003×10^{-3}
	20	0.151×10^{-3}	0.145×10^{-3}	0.139×10^{-3}	0.032×10^{-3}
	10	0.201×10^{-3}	0.194×10^{-3}	0.189×10^{-3}	0.082×10^{-3}

地表面で $\rho C D$ が変わるとき水とそれとの比を乗することで、係数の大きさが求まる。ちなみに土壌では $\rho C D = 0.04 \text{ m}$ と

すると、 $\rho C D = 134 \text{ Kcal/m}^2 \cdot K$ 程度である。これは風速に依存し、温度変化に対してはあまり変化しない。 $p_3(t)$ は日外エネルギーであるから、温度に依存する。 $p_0(t)$ の項の第1項は外力エネルギーで、日の出から日没まで周期的変化であるから、これ

を $p_0(t) = \Gamma \sin(\omega t)$, ここに Γ は、 $p_0(t)$ 中で最も大きい R の項の最大値を満たす値とおき、 $p_2(t)$ の係数は、蒸発量の $\Delta q(\theta)$ 、および地表温度 θ_s を θ_s^* で表したときの差をそれぞれテイラー展開したの第3項、第4項の係数で、他の項の係数より小さいので、 $p_2(t) = 0$ とおいた場合の式(6)の解 θ_1^* は $t = 0$ で $\theta_1^* = 0$ のとき、過渡的変化の項は無視して

$$\theta_1^* = C_1 e^{-\rho t} + \frac{\Gamma}{p_1(t)^2 - \omega^2} \{p_1(t) \sin \omega t - \omega(1 - \cos \omega t)\} \quad (7)$$

となる。一方の θ_{s2}^* は、 $d\theta_{s2}^*/dt = p_3(t)\theta_2 - p_2(t)\theta_2^2$ $p_3(t) = -\{p_1(t) + 2\theta_1^* \cdot p_2(t)\}$ となる。この解は $\theta_2^* = v^{-1}$ とおいたとき、

$$\frac{du}{dt} = p_3(t)v + p_2(t)$$

となる。 $p_2(t)$ は Table.1 から気温に対しては与えられた風速に対して殆ど一定で、これを $B(v)$ とおくと、

$$\theta_{s2}^* = \left\{ C_3 e^{-\rho t} - \frac{p_2(t)}{p_3(t)} \right\}^{-1}$$

となり、過渡的変化の項は無視すると、

$$\theta_{s2}^* = -\frac{p_3(t)}{p_2(t)} \quad (8)$$

従って、式(5)の解は次のようになる。

$$\theta = \frac{\Gamma}{p_1^2 - \omega^2} \{p_1 \sin \omega t - \omega \cos \omega t\} - \frac{p_3(t)}{p_2(t)} \quad (9)$$

式(7)を、 $u = 3.0 \text{ m/s}$, $t = 0$ における $\bar{\theta} = 23.0^\circ \text{C}$ 一定を与えて、 θ^* を概算した値を Fig.1 に示す。地価に比べて、水面は伝導率が大きいので、空気層の温度差があまりつかないことを示す。この解析では、係数は、風速 u 、気温 $\bar{\theta}$ の関数であるから、これらが一定と見なせる時間間隔ごとに計算する必要がある。

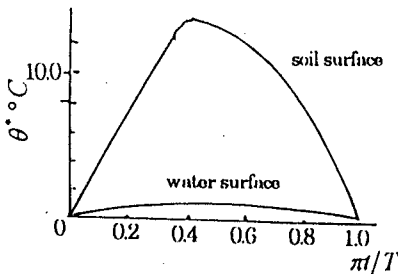


Fig.1 Difference of θ^* between water surface and soil surface under same solar energy

3. 局所における地表の湿度差による温度低減効果

境界面があたらしい条件に変わったとき、気流は新しい条件に対応するため遷移領域が生じると予想される。ただ武若らの解析ではお路幅 200M の水面を横切つての解析では、表面温度は境界線上で段差をつけて変化し、水面上での変化はすくなく、陸上においてはまた段差をつけて増加し、陸上の温度になつていく。遷移領域が殆ど 0 である。これは顕熱、潜熱が地上条件にすぐ対応していることをしめす。

地表面の変化は、アドベード、地表面の湿度、および粗度である。

アドベードは条件にあったものを式 (9) に代入することで予測できる。湿度および湿度の連続式

$$\frac{\partial q}{\partial t} + u \frac{\partial q}{\partial x} + w \frac{\partial q}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial q}{\partial z} \right)$$

と流れの連動式から、あたらしい粗度に対応した流れによる湿度の拡散を求めればよい。これは潜熱で、水面で飽和湿度をとるが、植樹帯では降雨直後ほどにかく飽和になることはすくなく顕熱としてあらわれることはないといふことができる。

4. むすび

1) 従来の研究を参照して、接地層の気温はその場所の土地条件にすぐに対応し、その気温が接する隣地の気温に影響を与える範囲が限られているとして、外力エネルギーがあたえられたときの接地層の気温を求める式を求めた。この式は気象条件、風速、土地条件に対して接地層の気温を求めることができる。

2) 土地条件がかわる場所で遷移領域が全くないとはいえないので、さらに研究を進める必要がある。

5. 引用文献

- 1) 武若、池田、平山：数値モデルによる都市内河川の大気冷却効果のシュミレーション、土木学会論文集、No.479/II-25, 1993
- 2) Kondo, J: Analysis of Solar Radiation and Downward Long-wave Radiation Data in Japan. The science report of the Tohoku Univ., Ser 5.18 (1967) pp.119-124.
- 3) Yamoto, G: 大気熱科学、岩波(1954) pp.74-78
- 4) 竹内近藤：地表に近い大気、東大出版会(1981) p.130 以下