

地表面近くの地温・気温の日変化特性

近藤 純正・内藤 玄一

国立防災科学技術センター平塚支所

Numerical Experiment on Diurnal Changes of the Soil and Air Temperatures near the Earth's Surface

By

Junsei Kondo and Gen'ichi Naito

Hiratsuka Branch, National Research Center for Disaster Prevention

Abstract

A numerical experiment for obtaining the diurnal changes in soil temperature, wind velocity, air temperature and vapor pressure near the ground surface was made by giving various values to the boundary conditions, that is, the wind velocity, the air temperature and the vapor pressure at the height of 100 meters where no diurnal variation occurs, as well as the conductivity of the soil, the reflectivity and the roughness height of the ground surface, the solar declination, etc.

Some of the results obtained are as follows. The surface temperature scarcely depends on wind velocity under the condition of a light wind, but is much influenced by the roughness of the surface, and by the efficiency factor for evaporation. The mean vapor pressure contributes to the minimum temperature in the morning. General properties of the diurnal temperature change can be approximately known from this numerical experiment, and the numerical prediction of the maximum and minimum temperatures in the next day might be possible.

1. 序 論

地表面あるいは海面と大気の間では、たえず日射、大気放射、顕熱、蒸発の潜熱などの熱エネルギーの交換がおこなわれていて、その結果、地温や水温が変化する。それらの各種のエネルギー輸送を表現する方程式をつくり、与えられた境界条件と初期条件を用いて解けば、地温、気温および水温は時刻の関数としてもとめられる。その目的にそって、主として夜間冷却の問題を取扱ったのは、Brunt (1939), Groen (1947), Jaeger (1945), Knighting (1950), Laikhtman (1961) などである。彼らは、顕熱や蒸発を無視した場合とか、大気中の温度拡散係数が時刻の周期関数として最初から与えられている場合などの、簡単な場合を解いた。

地中の熱伝導の微分方程式は、地温を T とすると次のように表わされる。

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\lambda_1}{c_1 \rho_1} \frac{\partial^2 T}{\partial Z^2}, \quad Z < 0, \quad t > 0. \quad (1)$$

ただし、 c_1 と ρ_1 は地中の比熱と密度で、 λ_1 は熱伝導係数である。地表面での境界条件は、

$$-\lambda_1 \left(\frac{\partial T}{\partial Z} \right)_{Z=0} = R_N + Q + IE, \quad Z = 0, \quad t > 0 \quad (2)$$

である。Brunt (1939) は上式の顕熱 Q と蒸発による潜熱 IE を無視し、しかも、地表面へ入る正味の放射熱量 (net radiation) R_N を一定とした場合を解析的にとくとき、地表面温度として次の結果を得た。

$$(T_0)_{t=t} = (T_0)_{t=0} - \frac{2R_N t^{1/2}}{(\pi c_1 \rho_1 \lambda_1)^{1/2}} \quad (3)$$

(3) 式によれば、夜間の地表面の冷却は、時刻 t の平方根に比例しているが、これは現実の夜間冷却をあらゆる第一近似と見てよいだろう。しかしながら、一般に地表面においては、赤外放射も日変化するし、熱収支は、顕熱、蒸発による潜熱、地中からの伝導熱、それに日射で構成されていて、各々も日変化をする。そのために、熱伝導方程式を解析的に解くことが非常に困難である。したがって、地温を得るためには顕熱、蒸発量、放射量を逐次求め、同時にそれらを使って数値計算によってもとめようとする。そうして得られた地表面温度を用いて、地表面付近での風速も同時に知ることができる。この風速も地表面近くでの熱輸送量の関数である。よって、この熱伝導方程式と、これに関係する諸量を数値解析によって解くことにより、地表面付近における熱収支による現象の一般的特性を研究できる。

数値実験の標準モデルとして、晴天の日の春分および秋分の日で、北緯 35° の地点を選んだ。そして、地表からの蒸発が全くない場所 (砂ばくなど) と、蒸発がいつも十分に可能な場所 (水分を十分に含んだ湿潤地域) の二つの場合をモデルにとった。普通、土壌はこの極端な場合の中間的な状態にあると考えてよいだろう。

この研究の目的は、いろいろな環境状態において、地表温度の日変化の定量的な予報が可能なることを示すことである。そして、地温ばかりでなく、地表面近くの風速、水蒸気圧、気温、放射量などの日変化の一般的特性も同時に知ることができる。この数値実験と同じ方法で、翌日の最低気温と最高気温も予報することができる。そのうえ、降霜、霧の発生も可能にし、雪面冷却、融雪、陸地蒸発、路面温度予報、等々の基礎研究となる。

2. 地表面の熱収支を与える方程式

地表面温度は、そこに入出入りするあらゆる熱の収支によってきまるので、地表面での熱収支式を考慮して、地中の熱伝導方程式を解くことを考える。地表面の熱収支式は次のように表わされる。

$$(1-r_s)I_s + (1-r_L)(I_L - \sigma T_0^4) = G + Q + IE \quad (4)$$

ここに I_s , I_L は地表面に入射する短波長および長波長放射量、 r_s , r_L はそれぞれに対する反射率である。 G は表面より地中に入る伝導熱、 Q と E は顕熱と蒸発量で、 I は水の単位質量当りの蒸発の潜熱を表わす。 ($I = 590 \text{ cal g}^{-1}$)

I_s , I_L , Q , IE を表現する方程式は Kondo (1967, 1969) によって与えられている。すなわち、Kondo (1967) によると入射する水平面日射量 I_s は、

$$I_s = C_s I_{s_0} = S_0 \cos \zeta (0.3 + 0.7 \times 10^{-0.055(1+0.04 \bar{\zeta}) \sec \zeta}) \quad (5)$$

$$\cos \zeta = \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos h \quad (6)$$

である。\$S_0\$ は太陽定数，\$\zeta\$ は太陽の天頂角，\$\varphi\$ は緯度，\$\delta\$ は太陽の赤緯，\$h\$ は正午を0とした太陽時角，\$\bar{e}\$ は地表付近の日平均水蒸気圧(mb 単位)であるが，この計算では日変化の少ない高度 \$Z_H=100\text{m}\$ における水蒸気圧 \$e_H\$ を用いることにする。\$c_s\$ は日射に対する雲の影響を表わす助変数で 0~1 の値をとり，\$I_{s_0}\$ は晴天時の短波長放射量である。

また地表面に入射する赤外放射は

$$I_L = \sigma T_H^4 [1 - (0.49 - 0.066\sqrt{e_H})c_L] - \Delta I_L \quad (7)$$

で，\$T_H\$ は \$Z_H=100\text{m}\$ の高度の気温(絶対温度)，\$e_H\$ は同じ高度での水蒸気圧 (mb 単位)である。\$C_L\$ は赤外放射に対する雲の影響を示す助変数で 0~1 の値をとり，晴天時(標準モデル)で1とする。\$\Delta I_L\$ は下層大気 of 気温の逆転の影響を表わす補正項で気温の分布の関数である。

次に顕熱と蒸発の潜熱を表わすことを考えよう。そのためには下層大気中の風速，気温，湿度の鉛直分布を知らなければならない。この研究では各々の鉛直分布は，各瞬間ごとに準定常状態にあるものを考える。そうすれば風速 \$u\$ は次式で表現される。

$$\frac{\partial u}{\partial Z} = \frac{u_*}{kZ} \phi(Z/L), \quad (8)$$

$$u_* = (\tau/\rho)^{1/2}, \quad L = -\frac{c_p \rho T u_*^3}{gkQ}.$$

ここに \$\phi\$ は \$(Z/L)\$ の関数で，\$L\$ は大気 of 安定度(stability length)である。\$k\$ は Kármán 定数でおよそ 0.4 の値をとる。\$u_*\$ は摩擦速度，\$c_p\$ と \$\rho\$ は空気 of 定圧比熱と密度，\$T\$ は絶対温度，\$g\$ は重力 of 加速度，\$Z\$ は高さである。Kondo (1969) によると \$\phi\$ は

$$\phi(Z/L) = \left(1 + \beta \frac{Z}{|L|}\right)^{0.5}, \quad \beta = 20, L > 0, \quad (9)$$

$$\phi(Z/L) = \left(1 + \beta \frac{Z}{|L|}\right)^{-0.5}, \quad \beta = 20, L < 0 \quad (10)$$

であるから，いま \$\beta/|L| = \alpha\$ とおくと，風速 \$u\$ は \$Z_0\$ で \$u=0\$ の条件で上式を積分すれば次のようになる。すなわち安定気層では

$$\frac{ku}{u_*} = 2(\sqrt{\alpha Z + 1} - \sqrt{\alpha Z_0 + 1}) + \ln \frac{\sqrt{\alpha Z + 1} - 1}{\sqrt{\alpha Z_0 + 1} - 1} - \ln \frac{\sqrt{\alpha Z + 1} + 1}{\sqrt{\alpha Z_0 + 1} + 1}, \quad (11)$$

$$L > 0.$$

また不安定気層に対しては，

$$\frac{ku}{u_*} = \ln \frac{\sqrt{\alpha Z + 1} - 1}{\sqrt{\alpha Z_0 + 1} - 1} - \ln \frac{\sqrt{\alpha Z + 1} + 1}{\sqrt{\alpha Z_0 + 1} + 1}, \quad L < 0. \quad (12)$$

図1は \$\beta Z_0/L\$ を助変数にして縦軸に高さ \$Z\$ を \$Z_0\$ で割った \$Z/Z_0\$ を対数目盛にして風速分布を示したものである。図2は \$U_H=600\text{cm/sec}\$ としたときの風速分布で，高さ \$10\text{cm}\$ と \$Z_0\$

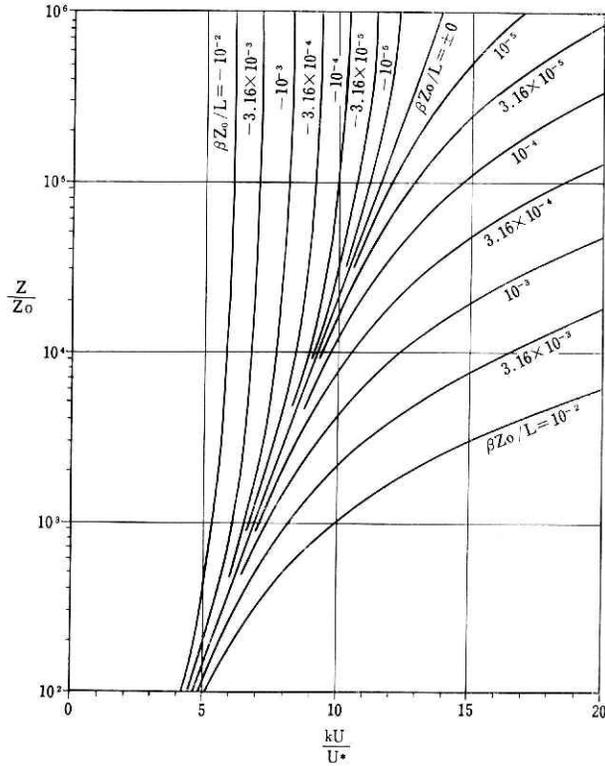


図 1 $\phi = (1 + \beta Z/|L|)^{\pm 0.5}$, $L \geq 0$ のときの風速鉛直分布. Z は高さ, Z_0 は地表面の空気力学的粗度高, k は Kármán 定数, $u_* = (\tau/\rho)^{1/2}$ は摩擦速度, u は風速である. 図には安定度をあらわす $\beta Z_0/L$ をパラメータにして示す.

の気温差を助変数として描いた図である. 上の二つの式において, $\alpha Z \ll 1$ の場合の近似式を求めると,

$$\frac{ku}{u_*} \doteq \ln \frac{Z}{Z_0} + \frac{\beta}{2} \frac{Z}{L}, \quad Z \ll |L| \quad (13)$$

となり, 従来から知られている (対数型)+(線型)の分布となる. なお, この研究では顕熱 Q , 蒸発量 E , 運動量輸送 τ に対する拡散係数は等しいと仮定しているのので, 風速 u に対するのと同様に(11)式と(12)式の左辺に $c_p \rho k u_*(\theta_0 - \theta)/Q$, または $\rho k u_*(q_0 - q)/E$ を用いるならば右辺は同じ形になる.

今, Z_1 を地表面上の非常に低い高さに選べば, それ以下の範囲で風速, 気温, 湿度は近似的に対数分布と考えて良いので, 顕熱と蒸発は次のように表わされる.

$$Q = -c_p \rho k^2 u_1 (\theta_1 - \theta_0) / [\ln(Z_1/Z_0)]^2, \quad Z_1 \ll |L|, \quad (14)$$

$$E = -\rho k^2 u_1 (q_1 - q_0) / [\ln(Z_1/Z_0)]^2, \quad Z_1 \ll |L|. \quad (15)$$

ただし, u_1, θ_1, q_1 はそれぞれ Z_1 における風速, 気温, 比湿である. 地温変化の計算の実行に

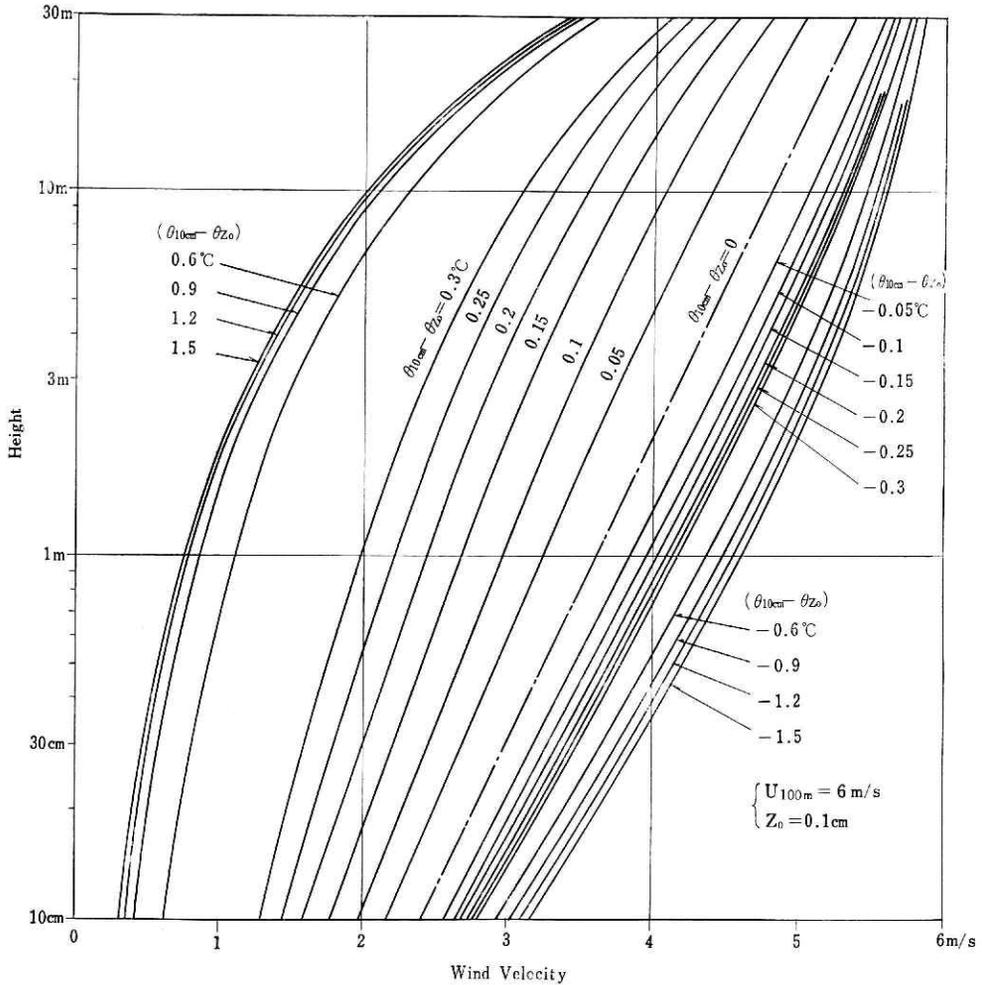


図 2 高度 100m の風速が 600cm/s, $Z_0=0.1$ cm の場合の風速鉛直分布。
10cm の高さ Z_0 の気温差 $(\theta_{10cm} - \theta_{Z_0})$ をパラメータにして示す。

あたっては, u_1, θ_1, q_1 は U_H と $(\theta_H - \theta_0)$ を用いた近似式を使った. 詳細は Kondo (1969) を参照されたい.

地表面の湿度条件を与えることを考えよう. もし地表面が水面のような場合は, 表面の比湿はその温度の飽和比湿 q_{SAT} であるとしてよいが, 一般にはそうではないことが多い. 今, ある時刻における風速分布を与える関数を A とすると,

$$u_1 = AU_H, \quad \theta_1 - \theta_0 = A(\theta_H - \theta_0)$$

で与えることができるが, 水蒸気分布については次のように表わす.

$$q_1 - q_0 = A(q_H - q_{SAT}), \quad q_H - q_0 > 0, \quad (16)$$

$$q_1 - q_0 = hA(q_H - q_{SAT}), \quad q_H - q_0 < 0. \quad (17)$$

h は Kondo (1963) が定義した蒸発能係数で、0~1 の値をもち、 $h=0$ のときは正の蒸発がない、いわゆるかわいた砂地のような場合を意味し、 $h=1$ は水面の場合である。

この数値実験においては境界条件として、日変化の少ないと思われる高度 100m の風速、気温、水蒸気圧および地中の熱伝導係数、地表面の乾湿状態、日射に対する反射率、雲の状態、地表面の空気力学的粗度、さらに太陽赤緯を与えた。そして赤外放射は完全に吸収するとした。太陽赤緯は季節によるちがいを調べる際の助変数である。地表面の空気力学的粗度は、表面の凹凸などによってきまっている値と考えてよい。また 100m 以上の高度での気温の変化はないとし、地中の初期温度を 100m の高度での平均気温と同じとした。そして、この初期条件のもとで地中の熱伝導方程式を解き、地温分布を求めた。熱伝導方程式を解く場合、地表面の温度がほとんど平衡状態に達するまで行なった。したがって、地中のある深さよりも深い所では平衡に達していない。地表面温度が平衡に達する時間は境界条件によって異なるが、48~72時間 (3日目) においてはどのような場合でも収束している。

地温分布と同時に、地表面近く (この数値実験では地上 10cm とした。) での気温、水蒸気圧、風速の日変化も計算した。さらに、地表面への日射量、地表面へ入る正味の放射熱量、蒸発量、顕熱、そして地中伝導熱の日変化も求めた。なお、この計算では地中の深さの区間は $\Delta Z=2\text{cm}$ に選び、積分の時間間隔を $\Delta t=0.025$ 時間とした。

3. 地表面付近での熱収支の計算結果

この研究でとりあげた10個の助変数の標準モデルにおける値は表 1 に示す。地表面からの蒸発が十分に可能な所 ($h=1$) と蒸発がない所 ($h=0$) の二つの極端な状態の所を標準モデル

表 1 標準モデルにおける助変数の値
(λ_1 の単位は $\text{cal cm}^{-1}\text{sec}^{-1}\text{C}^{-1}$, $\varphi=35^\circ\text{N}$, $c_1\rho_1=1.0\text{cal }^\circ\text{C}^{-1}\text{cm}^{-3}$)

太陽赤緯	地表面の粗度高	雲の影響をあらわす係数		日射に対する反射率	蒸発能係数	地中の熱伝導係数	高度 Z_H における ($Z_H=100\text{m}$)		
		赤外線	日射				気温	蒸気圧	風速
δ	Z_0	C_L	C_S	r_s	h	λ_1	θ_H	e_H	U_H
0°	0.1cm	1.0	1.0	0.0	1.0 0.0	0.001	16°C	10mmHg	600cm/s

に選んだので、各々について地表面付近での熱収支を調べてみる。地表面では顕熱 Q 、蒸発による潜熱 LE 、地中の伝導熱 G (ともに地表面より上向きを正とする。)、地表面へ入る正味の放射熱量 R_N (下向きを正とする。) で熱収支が構成されているので、これらの諸量を計算し、グラフに示した。図 3、図 4 はそれぞれ $h=1$, $h=0$ における日変化の様子を示す。横軸に数値計算開始後の時刻 (正午を出発時とする。) をとり、縦軸に熱量をとった。(ly/day で表わす。) 48 時以後 (3日目から) は地表面は平衡状態に達して、周期的な日変化を示すようになる。しかしながら地中の初期温度を適当な値にとらなければ、表面における諸量は収束しても、地中温度が定常状態に達するまでに非常に長い時間を要する。図に間接に関係する量、日

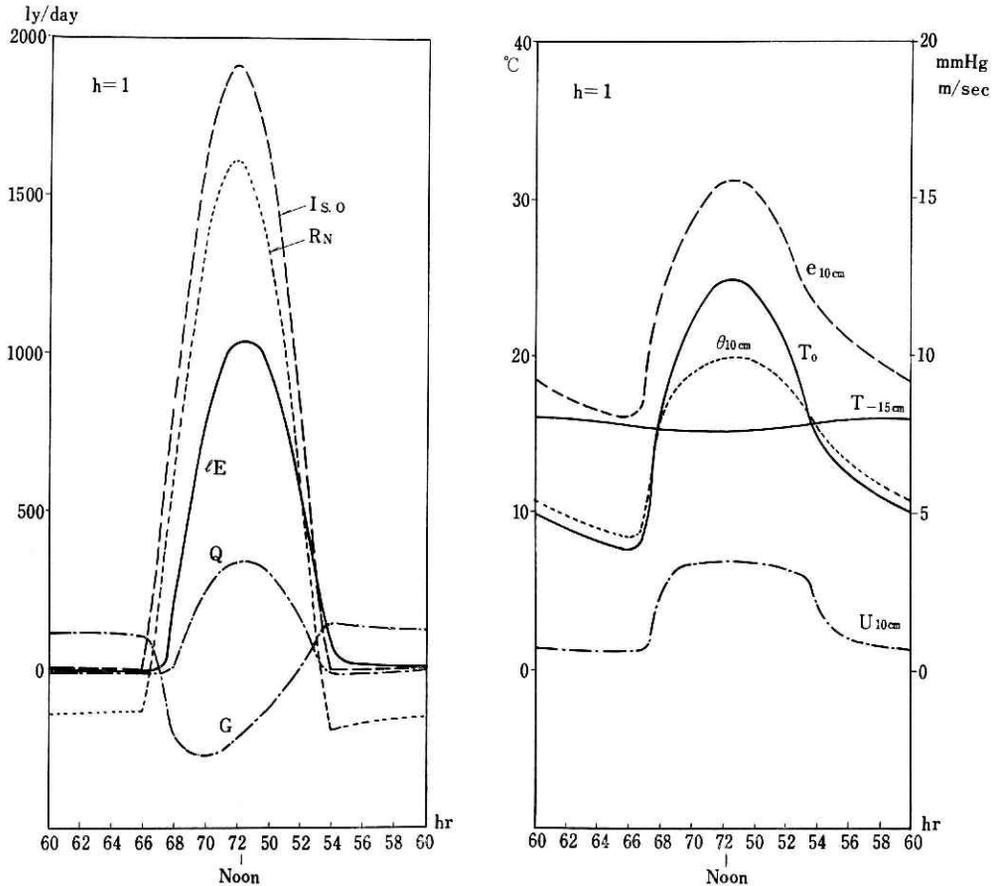


図3 標準モデルに対する各種熱収支の日変化(左図)と高さ10cmの風速 u_{10cm} 、気温 θ_{10cm} 、水蒸気圧 e_{10cm} 、地表面温度 T_0 、深さ15cmの地温 T_{-15cm} の日変化(右図)。 $I_{s,0}$ は水平面日射量、 R_N は地表面に入る正味の放射熱量、 IE は蒸発の潜熱、 Q は顕熱、 G は地中伝導熱の地表面における値。この図は蒸発係数が $h=1$ の場合である。

射量の日変化も示した。これからわかるように、標準モデルは54時(午後6時)が日没で、66時(翌朝6時)に日の出をみる晴天の日を選んでいる。 $h=0$ の場合は蒸発しないことをいっているから、もちろん $IE=0$ となる。図にも示されるが、このとき熱収支が大きく変化する。顕熱 Q 、地中伝導熱 G は蒸発による熱輸送を補うような状態になっている。しかし、地表面へ入る正味の放射熱量 R_N はほとんど影響されない。蒸発が地表面温度 T_0 に及ぼす影響は大きく、その日変化が非常にはげしくなる。全体的に高温になり、とくに最高温度は極端に高くなる。これは一般に知られている事実と合致するものである。どの量も正午(72時)に関して対称とならない。 G を除いては遅れてピークが現われる。 G は逆に早くピークが現われる。

図3と図4の右側の図は表面温度 T_0 と深さ15cmでの地温 T_{-15cm} 、および地上10cmの高さでの気温 θ_{10cm} 、風速 U_{10cm} 、水蒸気圧 e_{10cm} の日変化の図である。気温は地表面温度

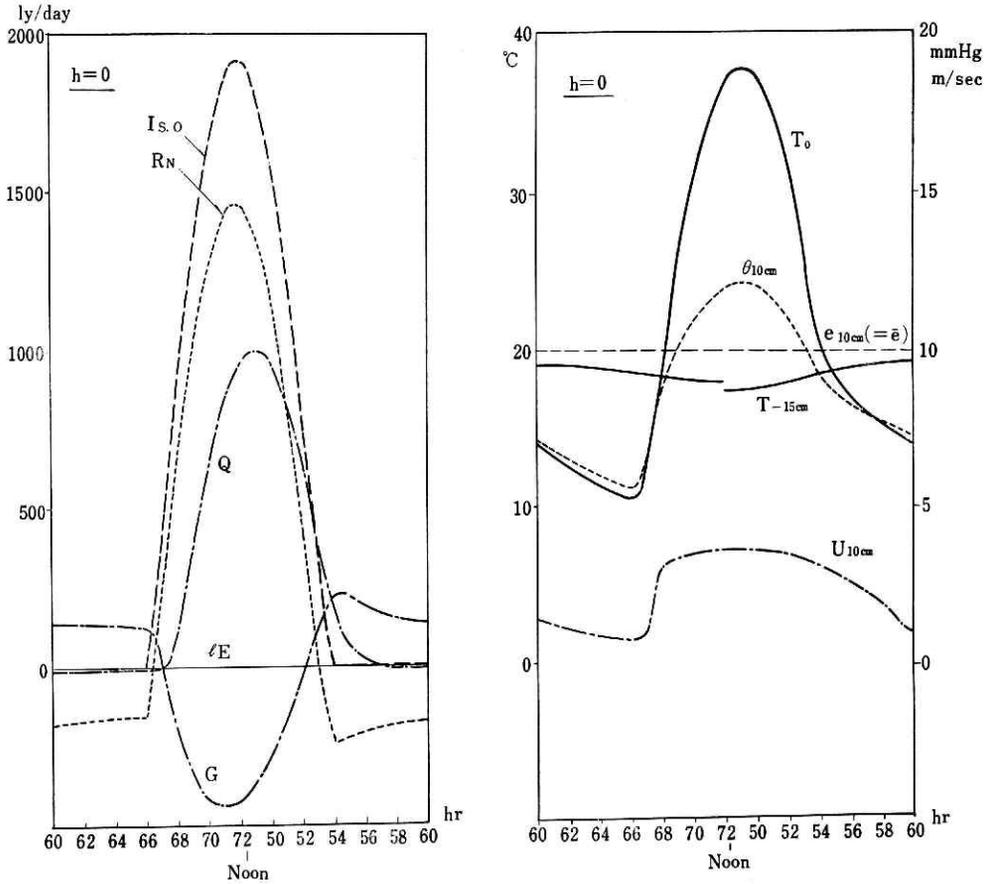


図4 図3と同じ、ただし $h=0$ の場合である。

より日変化が小さい。 θ_{10cm} , e_{10cm} の最大値、最小値は T_0 の時刻と同時に現われ、曲線は同じ傾向を示している。 $h=0$ のとき蒸発がないから $e_{10cm} = e_H$ で、 e_{10cm} の日変化はない。 T_{-15cm} は $h=1$ では収束して定常状態に達しているけれども、 $h=0$ では収束していない。しかし、 T_{-15cm} は T_0 とは逆に位相が約半日おくれて、昼間では低くなり夜間にかけて高くなる特性を知ることができる。 U_{10cm} は T_0 の上昇とともに急速に強くなり、以後日中は一定となるが夜間はもとにもどる。

図5は54時(午後6時)、60時(午前0時)、66時(午前6時)、68時(午前8時)、72時(正午)での地温、気温の鉛直分布を示す。この時刻において地表は定常な日変化をしていますが、地中では定常状態に達していない。図からわかるように深さが6 cmより浅いところで分布が急激に変化している。

4. 種々の条件が地表温度の日変化に及ぼす影響

いろいろな境界条件を想定し、その条件に適する助変数を与えて標準モデルからのずれがど

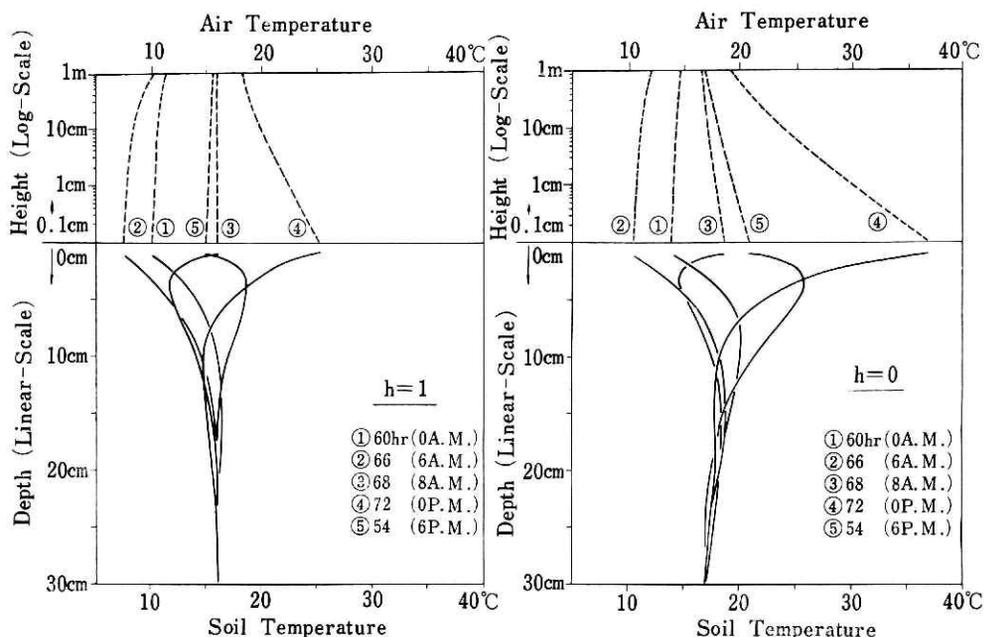


図 5 午前0時, 6時, 8時, 午後0時, 6時における気温と地温の鉛直分布. 深さは均等目盛, 空気中の高さは対数目盛であらわしてある. 左図は $h=1$, 右図は $h=0$ の場合である.

のようなものであるか, また主としてどのような要因によるものかを調べた. 気温, 水蒸気圧は地表面温度 T_s と似た変化をするので, ここでは T_s だけをとりあげてその日変化をみる.

(1) 上空の平均風速の影響

$Z_H=100\text{m}$ での平均風速 U_H の標準モデルにおける値は 600cm/sec である. ここで U_H に $400, 1200, 1800\text{cm/sec}$ を与えたときの地表面温度 T_s の日変化の図を図 6 に示す. 風速が強くなれば温度変化をさまたげる傾向をもつ特性を知ることができる. しかし, その影響は予想以上に小さく, とくに $h=0$ の場合その特徴がよく現われる. また夜間の低温時において上空の風速が弱くなって, ある風速以下となると地表面温度は風速とほとんど関係がなくなる.

図 7 は地上 10cm での風速 $U_{10\text{cm}}$ が上空での風速 U_H によってどのように変わるかを図示したものである. U_H が強くなれば $U_{10\text{cm}}$ も強くなり, いくぶん日変化が小さくなる傾向があるが, その形はほとんど変わらなく平行移動したものに等しい. 風速分布は地表面付近の現象だけでなく, 上空までのすべての現象を考慮して数値計算を行ない求めなければならない. しかし Kondo (1969) によると, 特に地表面近くでは準定常状態の分布をしていると近似してもよいので, この実験では各瞬間に準定常状態の ϕ 分布関数を仮定して求めた.

(2) 上空の平均水蒸気圧の影響

100m の高さの平均水蒸気圧 e_H が種々の値をとる場合を図 8 に示す. これをみればわかる

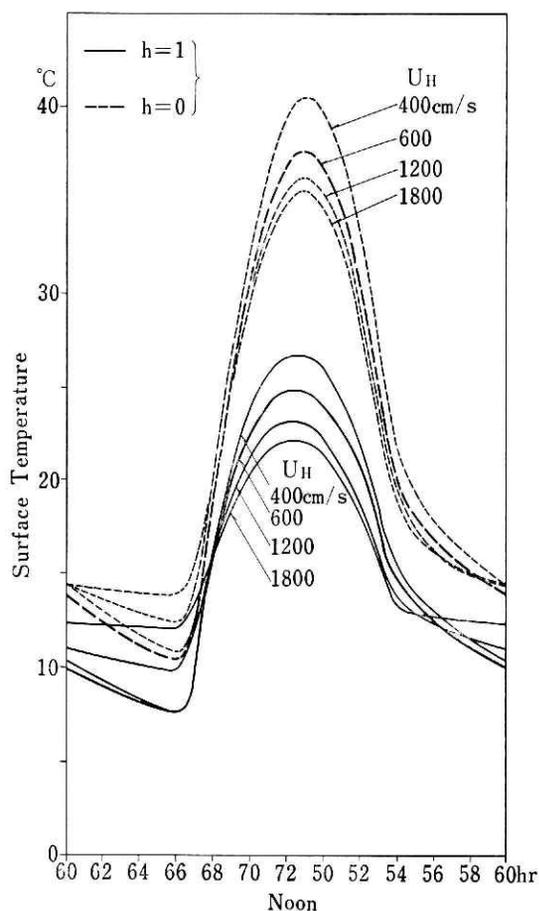


図 6 地表面温度の日変化に及ぼす上空の風速 u_H の影響. 実線は蒸発が十分行なわれる $h=1$ の場合, 点線は蒸発がない $h=0$ の場合である. 太い線は標準モデルの場合である.

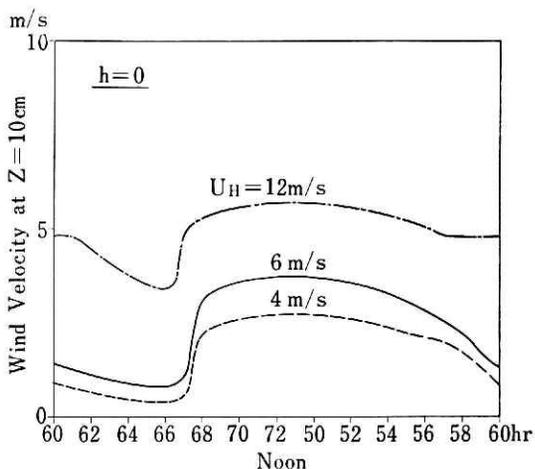
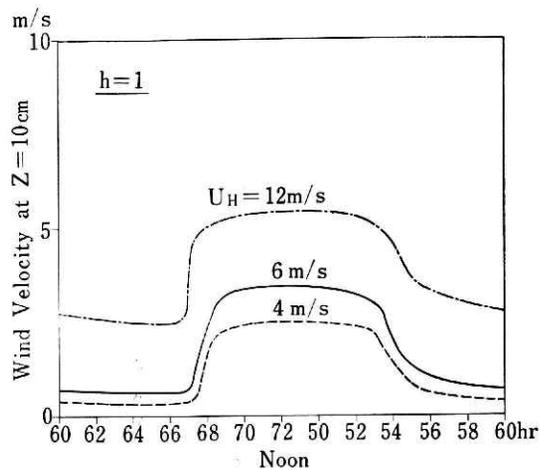


図 7 高さ10cm の風速の日変化に及ぼす上空の風速 U_H の影響. 上図は $h=1$, 下図は $h=0$ の場合.

ように, e_H が大きくなれば1日の温度は全体に高くなる. 図8の点線の図は $h=0$ のとき, すなわち蒸発がない場合であるが, $h=1$ (実線) の場合の傾向と異なった特性をもち, e_H の影響は夜間と明けがたの低温において大きく, 日中の高温にはほとんど関係ない. 夜間と朝の低温のときに影響が大きく現われるのは $h=1$ の場合にもみられる. e_H が大きいとき, すなわち大気中の水蒸気量が多いときは下向きの赤外放射が大きいゆえに地温が高くなる.

(3) 上空の平均気温の影響

100m の高さの気温 θ_H が及ぼす効果は図9に示す. θ_H は日変化の曲線の形にはなんら影響を与えず, ただ平行移動したものにすぎない. これは上空の気温が高いと下向きの赤外放射を増す作用と, 地表面が失う顕熱を小さくするからである.

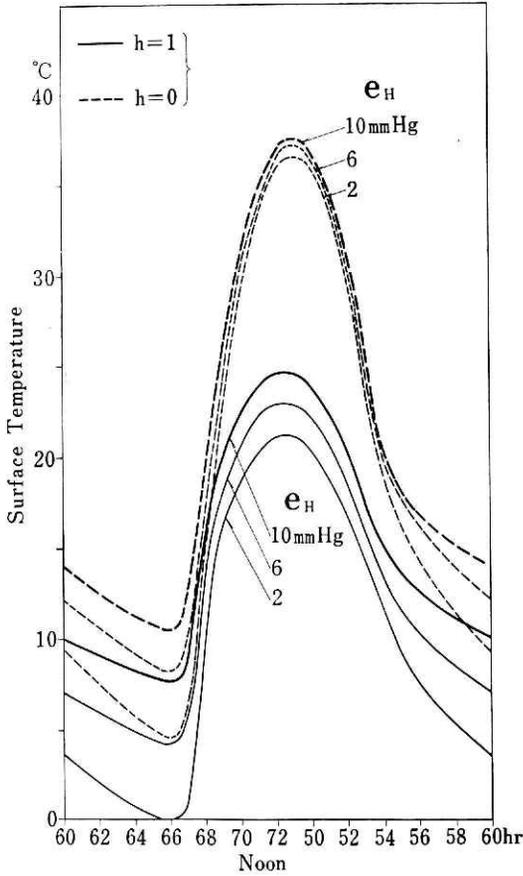


図8 地表面温度の日変化に及ぼす上空の水蒸気圧 e_H の影響。各線の説明は図6と同じ。

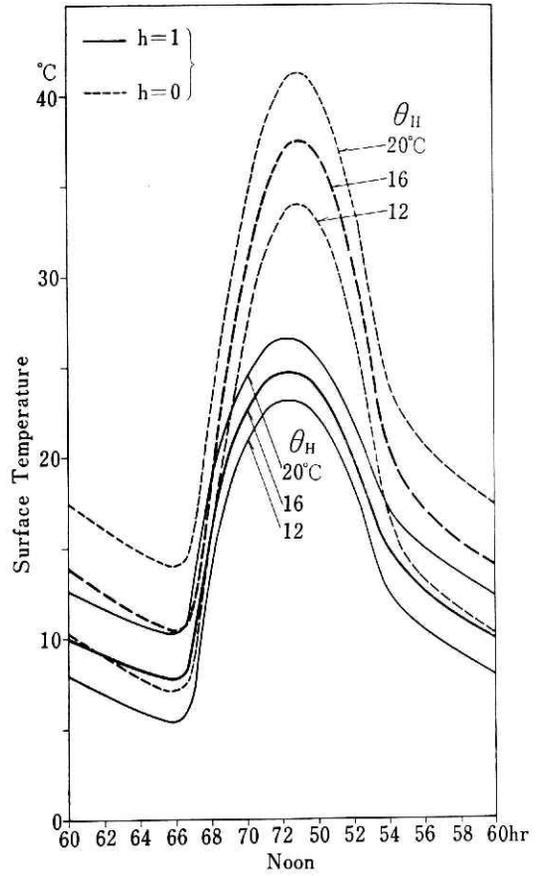


図9 地表面温度の日変化に及ぼす上空の気温 θ_H の影響。各線の説明は図6と同じ。

(4) 地中の熱伝導係数の影響

地中の熱伝導係数 λ_1 が変れば伝導熱 G の日変化が大きく異なってくる。したがって、地表面の熱収支は λ_1 を助変数として新しい定常状態を作る。図10はその場合の地表面温度の日変化のグラフである。そして 図11 は G の日変化を示す。地表面へ向かう方向を正にとってあるので、日中は負の量になる。 λ_1 が大きい場合、地中での熱伝導が容易なため、地上における日射などの熱が地表面で蓄積されることなく、また夜間に地表面より放出される熱は地中より容易に補充される。その結果、 λ_1 の大きな値に対しては G の日変化が大きくなり、逆に地表面温度の日変化は小さくなる。

この数値計算に際して、熱伝導率 λ_1 は対象とした地中において一定値とした。しかし一般に地中において土壌は一樣でなく、とくに地表面は自然的な要素ばかりでなく、耕作や舗装などの人為的な要素により著しく異なってくる。それゆえに、実際の気温予報をおこなうような場合は、対象とする広範囲な場所の有効 (effective) な熱伝導率の平均値を用いることが望ま

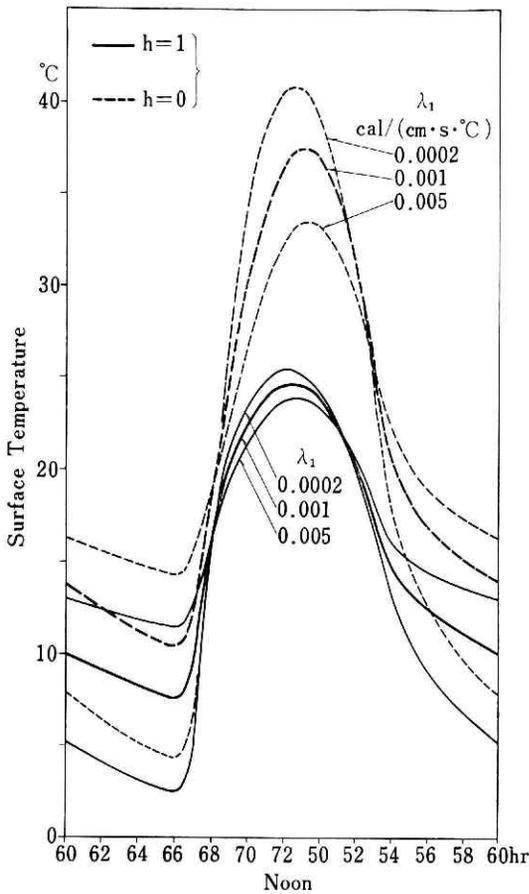


図10 地表面温度の日変化に及ぼす地中の熱伝導係数の影響。各線の説明は図6と同じ。

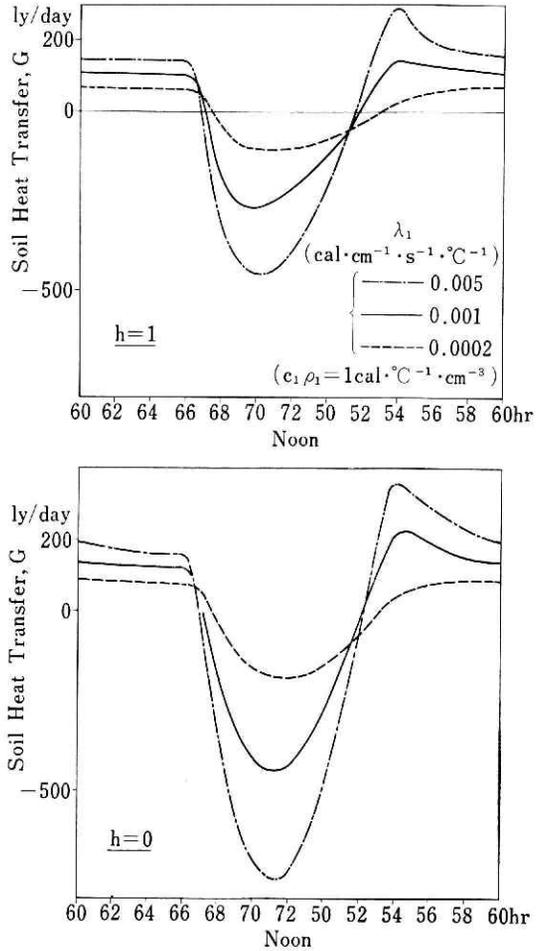


図11 地表面での地中伝導熱Gの日変化に及ぼす地中の熱伝導係数の影響。上図は $h=1$ 、下図は $h=0$ の場合を示す。

しいと考えられる。このモデル実験では、 λ_1 の影響の基本的特性を得ることを主眼とした。

(5) 地表面の蒸発能係数の影響

二つの標準モデル $h=1$, $h=0$ のほかにさらに $h=0.5$ の場合をつけ加えてグラフを描いたのが図12である。標準モデルについての熱収支は前節で議論した。蒸発しにくい地表面では熱の放出が少なくなるため全体的に高温になる性質がよく示される。

(6) 地表面での反射率の影響

普通の地表は赤外線に対して、だいたい黒体に近い場合が多いので、赤外線は地表面に完全に吸収されると考えたが、日光は地表面の色などの性質により反射率が著しく異なる。そこで反射率 r_s でもって日射量の吸収の影響を調べる。完全に反射する場合を $r_s=1$ 、完全に吸収する場合を $r_s=0$ とする。日射量の差による地表面温度のグラフは図13で表わす。吸収する日

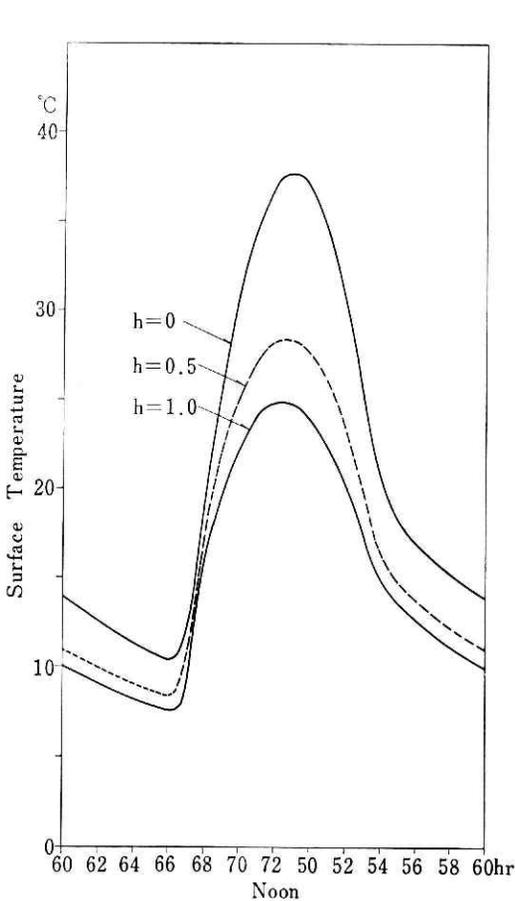


図 12 地表面温度の日変化に及ぼす蒸発係数の影響. $h=1, 0.5, 0$ の比較である.

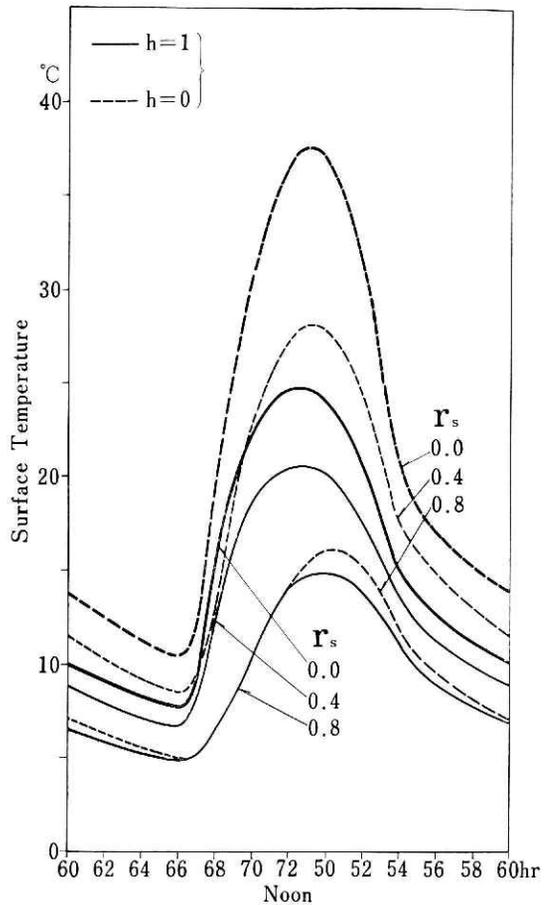


図 13 地表面温度の日変化に及ぼす地表面の日射に対する反射係数 r_s の影響. 各線の説明は図6と同じ.

射量が少なれば地表面での熱量が全体として少なくなる. そのため日中における温度が低くなるばかりでなく, 夜間においても低温を示す.

(7) 雲の影響

日射量は地表面の反射だけでなく, 上空の雲によっても減少する. さらに雲からの赤外放射は熱収支に大きな影響を与える. 雲の性質として雲高と雲量があるが, ここでは両方を考慮して $0 \sim 1$ の値をもつ助変数 C_L, C_S を定義した. C_L は赤外放射に及ぼす雲の影響を与える助変数, C_S は日射に及ぼす雲の影響を与える助変数で, とともに晴天時を 1 とし, 雲の性質により助変数を次のように選んだ.

晴天時 (標準モデル)	$C_L=1.00, C_S=1.00$
薄い雲のとき	$C_L=0.66, C_S=0.50$
厚い雲のとき	$C_L=0.32, C_S=0.20$

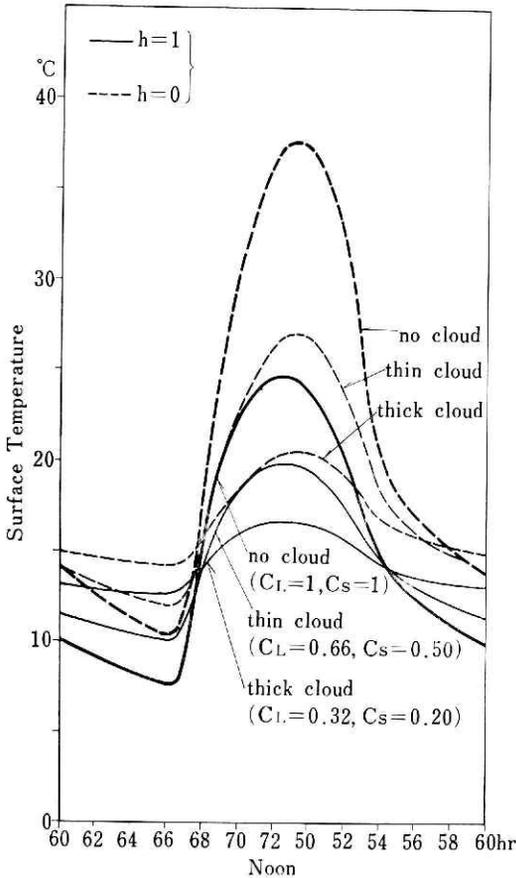


図 14 地表面温度の日変化に及ぼす雲の影響。雲がない場合と、薄雲、厚雲がある場合の比較。

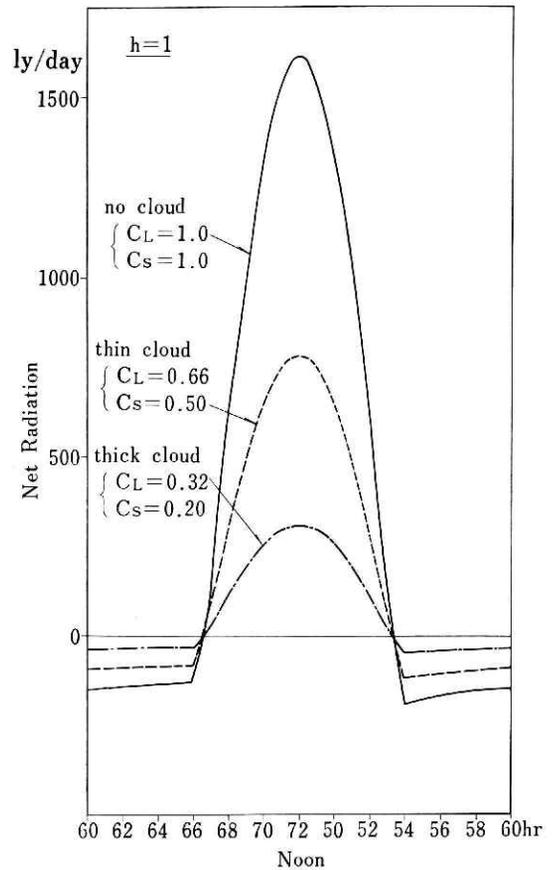


図 15 $h=1$ の場合で、雲がないとき、薄雲のとき、厚雲のときの地表面が吸収する正味の放射熱量の日変化。

これらの数値は Kondo (1967) によって求められたものである。図 14 は各々の場合の地表面温度を示し、図 15 は $h=1$ のとき、地表面へ入る正味の放射熱量 R_N を示す。図 15 より明らかなように雲が厚くなれば日中において R_N は少なくなるが、逆に夜間において雲からの赤外放射が大きくなり、全体として日変化が小さくなる。そのため地表面温度の日変化も小さくなる傾向をもつ。その特性は図13, 図14に対応してみることができる。

(8) 地表面の凹凸等に関する空気力学的粗度の影響

地表面に凹凸があったり、草木がある場合、一般にそれは空気力学的粗度もかえることが知られているので、 Z_0 の影響について調べる。もし Z_0 の影響がほとんどなく気温などの日変化に効果を及ぼさないならば、予報は非常に簡単であろう。実際の予報の場合には地中の熱伝導率 λ_1 と同様に、 Z_0 についてもその対象とする範囲における有効 (effective) な平均値を用いればよいと考えられる。図16は Z_0 が日変化に及ぼす影響を示す。全般的に Z_0 が小さく

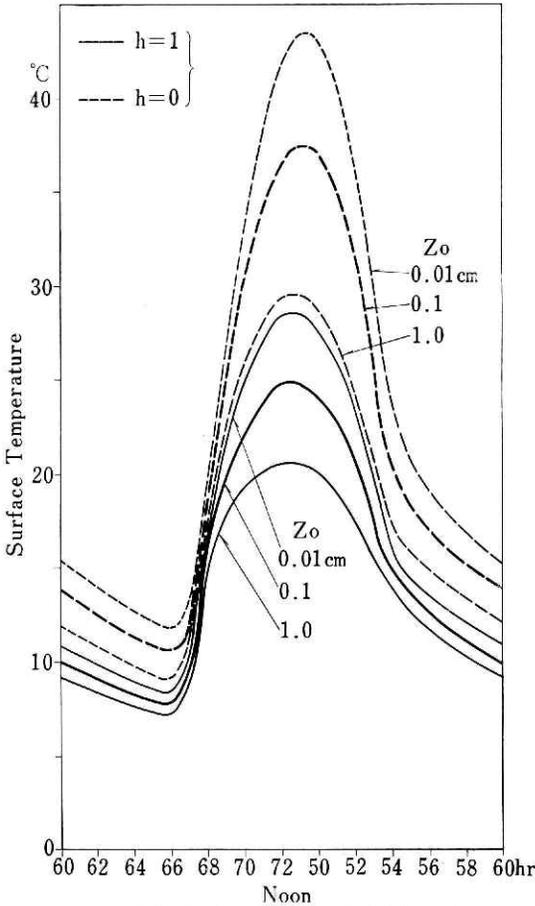


図 16 地表面温度の日変化に及ぼす地表面の空気力学的粗度高 Z_0 の影響。各線の説明は図6と同じ。

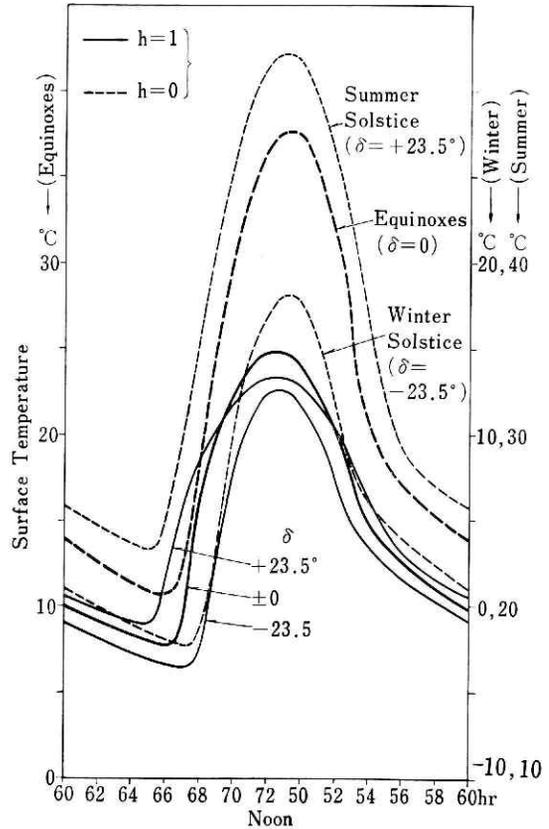


図 17 地表面温度の日変化の季節によるちがひ。夏至の日の温度は下に 10°C 、冬至の日の温度日盛は上に 10°C ずらしてある。実線は $h=1$ のとき、点線は $h=0$ のときである。

なれば温度は高くなり、とくにピークが大きい。この事実は Z_0 が大きいと顕熱と蒸発（ただし $h=0$ のときは蒸発はない。）が大きいので地温の上昇が妨げられることを示している。

(9) 季節のちがひによる影響

標準モデルは春分および秋分の日をとっているので夏と冬についてその差異をみる。助変数として夏至と冬至の状態をとり表 2 で示す。平均気温 θ_H だけでなく、相対湿度を考慮して e_H も各々に応じた値をとる。 θ_H の差異による以前の議論より、 θ_H の差だけ平行移動させて図示したのが図17である。季節により最も違う量は日射量だから、これを図18に示す。 $h=0$ のとき、す

表 2 季節のちがひによる助変数の値
(春分および秋分は標準モデルである。表 1 参照)

	δ	θ_H	e_H
夏 至	$+23^{\circ}30'$	26°C	18mmHg
春分・秋分	± 0	16°C	10mmHg
冬 至	$-23^{\circ}30'$	6°C	5mmHg

なわち蒸発がないとき、日射は直接地表面温度 T_0 に関係してくる。図17, 図18をみれば明らかに日照時間は夏至の方が長いので、 T_0 が高温である時間もまた長い。しかし、夏至の日射量は冬至に比べるとおよそ3倍ぐらいの大きさであるにもかかわらず、 T_0 の日変化の振幅は、特に $h=1$ のとき夏でも冬でもあまり変わらない。これは観測事実とも一致する。この計算例では水蒸気圧 e_H は各々 18, 10, 5mm Hg であるが、これは相対湿度にすると72~74%に相当する。地表面からの蒸発量は水蒸気圧に関係するため、夏至においては T_0 の日変化の振幅が小さくなる。そして最高気温はおさえられる傾向をもつ。

5. 結論

地表面の熱収支をいろいろな境界条件のもとで、地表面温度 T_0 を主として調べてきた。その際、地表からの蒸発がいつも十分に可能である場合 (h

$=1$) と、蒸発がない場合 ($h=0$) の極端な状態における現象をみた。このことは蒸発能係数 h は、この数値実験を進めるのに最も重要な助変数であると考えたからである。一般に蒸発はこの極端な二つの場合の中間的な状態にあるから、両方についての特性が知れば、ほぼどのような事例でも議論することができる。 $h=1$, $h=0$ の標準モデルにおける熱収支と風速、気温、水蒸気圧、地温の日変化を詳細に知った。蒸発がない場合、 $IE=0$ であるため地温が上昇し、日変化が激しくなることも顕熱 Q 、地表面へ入る正味の放射熱量 R_N 、地中伝導熱 G の日変化をみることにより理解できた。

境界条件の差異に対する地表面温度 T_0 の日変化を調べるために1個、あるいは2個以上の助変数を変化させたとき、その特性は大部分予想されるものと一致した。そして $h=1$, $h=0$ の差異は季節のちがいによる変化以外は、 $h=0$ の場合には高温になり、日変化がはげしくなる特徴をもった。

そのほかおもな特性をまとめると

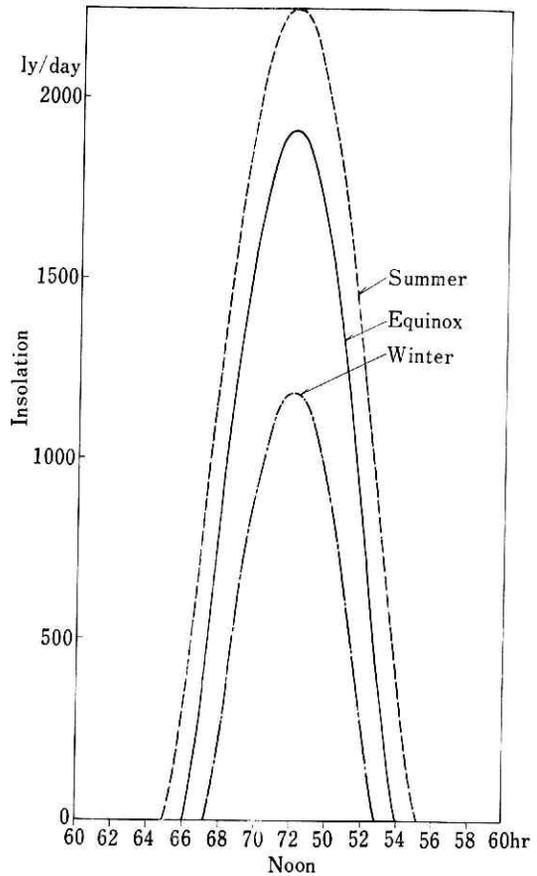


図18 夏至、春分、秋分、冬至における地表面の水平面日射量の日変化。

- (1) $Z_H=100\text{m}$ の高さの平均風速 U_H はある値以下では地表面温度に及ぼす影響はなくなる。
- (2) 平均水蒸気圧 e_H は夜間および明けがたの低温に大きく寄与する。日中はあまり影響がない。
- (3) 平均気温 θ_H は全体の平均温度を左右するだけで、日変化の形には関係しない。
- (4) 地中の熱伝導係数が大きいと、地表面温度の日変化の振幅は小さい。
- (5) 日射に対する反射率が0.8のときは、0の時に比較して日変化の振幅はおよそ半分になる。
- (6) 日変化の振幅は季節によってあまり変わらない。
- (7) 厚い雲のときは日変化が小さいという一般にいわれている事実を、地表面へ入る正味の放射熱量と関係づけて確認した。
- (8) 地表の空気力学的粗度の影響は予期した以上に大きく、 Z_0 が大きいと地温は低い。
地表付近のいろいろな現象のうち地表温度は最も重要な量である。これは降霜、雪面冷却、路面温度予報などに直接的な情報であるばかりでなく、陸地蒸発などの研究に欠かせない。この数値実験の結果、種々の境界条件のもとにおける地温、気温などの日変化を熱収支とともに知ることができた。そしていろいろな環境状態において翌日の気温を全日にわたって予報できる可能性を見出した。

謝 辞

この数値計算は、主として国立防災科学技術センターの TOSBAC-3400 計算機を使用した
が、その便宜をはかっていただいた菅原正巳第3研究部長と計算機の操作に際してお手をわず
らわした第3研究部の勝山ヨシ子氏と渡辺八重子氏に感謝いたします。

参 考 文 献

- (1) Brunt, D. (1939): *Physical and Dynamical Meteorology*. 2nd ed. Cambridge Univ. Press.
- (2) Groen, P. (1947): Note on the theory of nocturnal radiation cooling of the earth's surface. *J. Met.*, 4, 63.
- (3) Jaeger, J. C. (1945): Note on the effect of wind on nocturnal cooling. *Quart. J. R. Met. Soc.*, 71, 388-390.
- (4) Knighting, E. (1950): A note on nocturnal cooling. *Quart. J. R. Met. Soc.*, 76, 173-181.
- (5) Kondo, J. (1967): Analysis of solar radiation and downward long-wave radiation data in Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ., Ser. 5, Geophysics*, 18, 91-124.
- (6) Kondo, J. (1969): Prediction of air and soil temperatures near the earth's surface. *To be published*.
- (7) Laikhtman, D.L. (1961): *Fizika Pogranichnogo Sloya Atmosfery*. Gidromet. Izd., Leningrad. (English translation by I. Shechtman, 1964: *Physics of the Boundary Layer of the Atmosphere*. Israel Program for Scientific Translations Ltd., Jerusalem)

(1968年9月26日原稿受理)