

地況の地表面日射量および地温に与える影響について

竹内篤雄・島通保

ON THE EFFECT OF GROUND CONDITION ON THE UNDERGROUND TEMPERATURE AND SOLAR RADIATION REACHING TO THE GROUND SURFACE

By *Atsuo TAKEUCHI* and *Michiyasu SHIMA*

Synopsis

It was clear that the ground condition had a large effect on the underground temperature at 1 m depth. Then, the effect was divided into external factor and internal factor and each factor was discussed on the basis of the data obtained in the Matsunoyama landslide area in Niigata Prefecture in summer and in the Miyagami landslide area in Hyogo Prefecture in spring 1974. As a result of the discussion, the followings were obtained.

There were large differences between shelter ratios of solar radiation of several grounds of different surface conditions as external factor. It was largest on forest (82%), 60% on grass field, 38% on rice field and smallest on blad land (0%). Therefore, the ground surface of blad land could receive the largest heat quantity.

On the other hand, as internal factor, the differences of heat character and soil composition in shallow layer were discussed in each ground. The heat quantity that was necessary for rising the temperature of soil column in the invariable layer by 1°C was 25.5 cal cm⁻² deg⁻¹ in the bald land, 27.0 cal cm⁻² deg⁻¹ in the grass field, 18.9 cal cm⁻² deg⁻¹ in the rice field and 12.9 cal cm⁻² deg⁻¹ in the forest. Therefore, the heat quantity was smallest in the forest.

Adding up the two factors, the soil column in the forest showed the highest temperature in case of the same heat quantity, but the soil column in the blad land showed the highest temperature and in the forest showed the lowest temperature, considering the shelter ratios in each ground. Accordingly in summer season, the effect of ground condition on ground temperature was determined mainly by the shelter ratios of solar radiation. As the heat quantity reaching to the ground surface was largest in the blad land and smallest in the forest, the heat quantity per day stored in the soil column at each ground was largest in the blad land and smallest in the forest.

As mentioned above, it was deduced that the difference of heat quantity stored at every day caused that of temperature amounting to ±2°C at 1 m depth between each ground.

1. 序

1 m 深地温測定によって得られた資料を地況別に整理すると、多くの場合地況 (1 m 深地温測定点を中心として半径 3 m 以内の地表面の植生状況) が 1 m 深地温に無視することのできない影響をおよぼしていることが示されている。その影響の度合を検討するために、地況を 6 項目目 10 細目に分類して各地況と 1 m 深地温との関係を求めたところ Fig. 1 に示すように大きなもので ±2°C もの温度変化をもたらすことが判った¹⁾。このように大きな影響は地下水流脈を推定する場合障害となるのでその補正方法を提案し、これによる処置を得られた測定値に施した後で、種々の検討に供している。この小論においては 1 m 深地温に ±2°C もの大きな影響を与える地況についての原因を探ってみた。

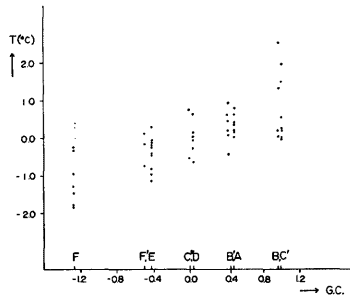


Fig. 1. Relation between underground temperature at one meter depth and surface ground condition near measured point.

A: blad land, B: road, B': path, C': rice field, C'': wet land, D: farm, E: grass land, F: forest, F': bush.

2. 試 験 地

1m 深地温測定による地下水流脈探査法に関する一連の調査・研究を行なってきた新潟県東頸城郡松之山

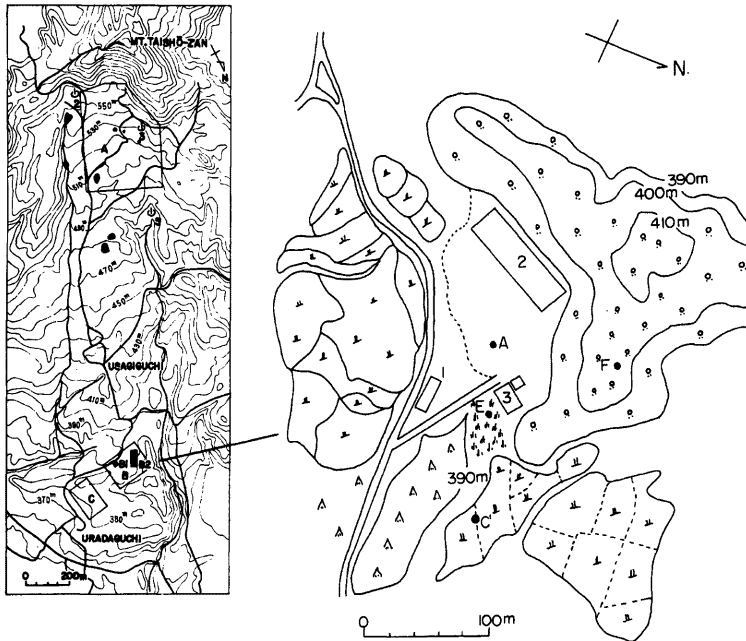


Fig. 2. Map showing localities.

A: blad land, C': rice field, E: grass land, F: forest

町の松之山地すべり地浦田口地区を試験地として選定し、そこに分布する種々の地況で諸種の調査を実施した。試験地は地質的には風化凝灰岩が厚く存在し、地形的には林地を除いて他はほぼ平坦である。したがって上記二因子の地温に与える影響は同一と見なしてよいと思われ、各地況の地温の相違は主として地況の違いによって生じていると推測される。

選定された地況は裸地・湿田・草地および林地の4種であり、各々の場所は Fig. 2 に示してある。

裸地 (A) : 松之山小学校校庭

湿田 (C) : 高さ 50 cm の稲穂のでている田

林地 (F) : 胸高周囲 1.6 m のブナ林で、約 4m² に 1 本の割合で生えており、下生えとして樹高 70 cm 位いの低木が粗に生えている。

3. 試験方法

地況の地温におよぼす影響は大別して二つある。太陽輻射熱遮蔽率 (外的因子) と地下浅部土壤構造 (内的因子) である。そこでこれらの因子の各地況によって生ずる相違を抽出できるような試験方法を採用した。

3.1 太陽輻射熱量の測定

各地況別の地表面に到達する太陽輻射熱量を計測するために、ベラミ日射計を Fig. 3 のように設置した。又日射を妨げる物のない場所に自記式全天日射計 (エブリ一型) を設置し、観測期間中の記録を取った。

3.2 気温・地温の観測

地表面に到達した太陽輻射熱の行方を追求する資料を得る目的で、地上 50cm から地下 40cm まで次に示す11段階に分けて気温・地温を観測した (Fig. 3)。

- +50, 30, 20, 10, 5 cm ……水銀温度計
- 0, -5, -10, -20, -30 cm ……曲管地中温度計
- 40 cm ……サーミスター温度計

地上の温度計には直射日光を防ぐために通風性のあるカバーを付け、各温度計を支えるスタンドはその脚台による影響が温度計に現われないように細い三脚を用いた。曲管地中温度計の地表露出部には通風性を妨げず直射日光のみを防ぐ蓋でおおった。

3.3 蒸発量の計測

各地況の地表面における蒸発量を正確に計測することは非常に難いため、次の方法で計測した。蒸発は地表面から行なわれており、水分は下方から供給されている。そこで水分が蒸発すれば土壤含水量はそれだけ減少するので観測期間中 3~4 時間毎に一定面積を持つ円筒パイプで定容積の土壤を採取し、水分の減少量を計量して最大含水量と最小含水量との差を取り、これを円筒面積で除して一日の単位面積当たりの蒸発量とした。

3.4 地下浅部土壤構造

浅部土壤構造は地下に移行する熱量に対し大きな役割を果たしていると考えられる。各地況において定期的

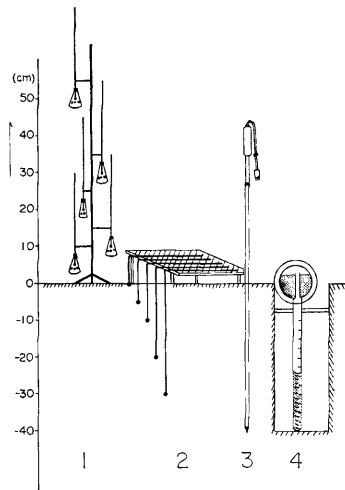


Fig. 3. Setting condition of each measuring apparatus.

1: measuring apparatus for air temperature, 2: measuring apparatus for underground temperature, 3: same to 2, 4: measuring apparatus for solar radiation

に土壤を採取し、その含水率、有機物含有量、固形物含有率を求めた。土壤は径 47mm、長さ 60cm の鉄製パイプを 30cm ないし 45cm 打ち込んで採取し、水分の逸散を防ぐために直ちに上下を蠟で封印した。

土壤の各成分構成比を算出するために次の方法を採用した。パイプから土壤を抜き取り、5cm 毎に切断し、0, 5, 10, 15, 20, 25, 30, 35, 40および 45cm 付近の約 1cm の厚さの土壤を用いて各成分構成比を求めた。

含水率：各深度の土壤をピーカーに入れて直ちに計量し、乾燥炉に入れて 110°C で 48 時間（恒量になる時間がこの位であった）乾燥させた。炉から取り出したピーカーはデシケーターで自然冷却させ、常温に下ってから計量した。含水率は次式で求めた。

$$\text{含水率} = \frac{\text{水分量}}{\text{乾燥重量} + \text{水分量}} \times 100(\%) \dots\dots\dots (1)$$

有機物：乾燥土壤を乳鉢に入れよく摺りつぶし、その少量をニッケルのつぼに入れ計量する。それをガスバーナー（炎熱約 450°C）で恒量になるまで（約 2 時間）灼熱した後デシケーターに入れて常温になるまで自然冷却してから計量した。有機物含有率は次式で求めた。

$$\text{有機物含有率} = \frac{\text{有機物量}}{\text{固形物量} + \text{有機物量}} \times 100(\%) \dots\dots\dots (2)$$

固形物量は

$$(\text{土壤}) - (\text{水分量}) - (\text{有機物量}) = (\text{固形物量}) \dots\dots\dots (3)$$

として求めた。

3.5 熱拡散率・Austausch 係数

地表面に到達した太陽輻射熱は全てが地中に入射するのではなく、一部は地表面で反射される。地中に入射した熱のある部分は地表面から空気中へ長波輻射熱として、または渦動乱流などの作用によって顕熱として失われる。そこで到達した太陽輻射熱の行方を追求するために地表面と下層空気との間の伝播（主として渦動乱流による）状況を表わす Austausch 係数と地中における熱の伝播状況を表わす熱拡散率とを求めた。

3.6 観測時間

上記の諸調査は 1974 年 8 月 19 日午前 9 時から 21 日午前 8 時までの間に行ない、観測時間は 5 時から 20 時までは 1 時間毎、22 時から 4 時まででは 2 時間毎である。この間約 3 時間毎に土壤採取を行なった。天候は 19 日は晴時々曇、20 日は快晴、21 日は曇である。

4. 調査結果

4.1 太陽輻射熱量の観測結果

調査期間中は Cu, Ac が時々拡がる薄曇（19 日）と 20 日早朝の霧を除くと Cc が時たま現われる程度の快晴であった。各地況の太陽輻射熱量は Table 1 の 1 に示すように、裸地(A)が最も多く、ついで湿田(C'), 草地(E)となり、林地(F)が最小である。この点は表中に示した宮神地すべり地（兵庫県）での観測結果とほぼ同様である。ただし宮神の場合畑地(D)はネギの若苗で、林地(F)は約 3.3m² に 1 本の割で植えられた 30~50 年生の杉林である。

上記式全天日射計によって得られた値と裸地でベラミ日射計によって得られた値とがほぼ等しかったので、以下の検討は裸地の地表面に到達した太陽輻射熱量を基準として述べる。

裸地を 0% とし、他の地況の輻射熱遮蔽率を求めると Table 1 の 3 に示すようになる。同一観測地点では日にちの違いによる遮蔽率の差は殆んど見られないようであり、松之山では C' が約 40%, E が約 60%, そして F では約 80% もの太陽輻射熱を地表面に到達するまでに失っている。宮神においても同様な結果が

Table 1. Ground condition and Solar radiation.

MATSUNOYAMA		A	C'	E	F
1974. 8. 19.	1	460	285	185	85
	2	100	62	40	18
	3	0	38	60	82
1974. 8. 20.	1	550	335	240	100
	2	100	61	43	18
	3	0	39	57	82
MIYAGAMI		A	D	E	F
1974. 5. 25.	1	610	440	450	70
	2	100	72	74	11
	3	0	28	26	89

1...quantity of solar radiation (cal cm⁻² day⁻¹)
 2...a rate of solar radiation
 3...a rate of shelter of solar radiation

得られており、地況の相違は太陽輻射熱遮蔽率に大きな影響をおよぼすことが示された。

4.2 地温・気温の観測結果

各深度・高度で得られた資料を用いて日変化・同時曲線・等地温気温曲線を描き、各地況による温度波の浸透状況・最高・最低温度の起時の相違等について検討した。以下には地況の両端に位置する裸地 (A) と林地 (F) を例に挙げて、両地況による種々の相違を簡単にのべる。

(1) 地温・気温の日変化

地温・気温の一般的な表現方法として温度-時間曲線がある。これを描くことにより、任意の場所の温度の経時的変化状況を容易に把握することができる。

Fig. 4 に8月19, 20日の裸地の日変化図を示す。19日の気温は10~11時と14時に曲線に異常が認められ

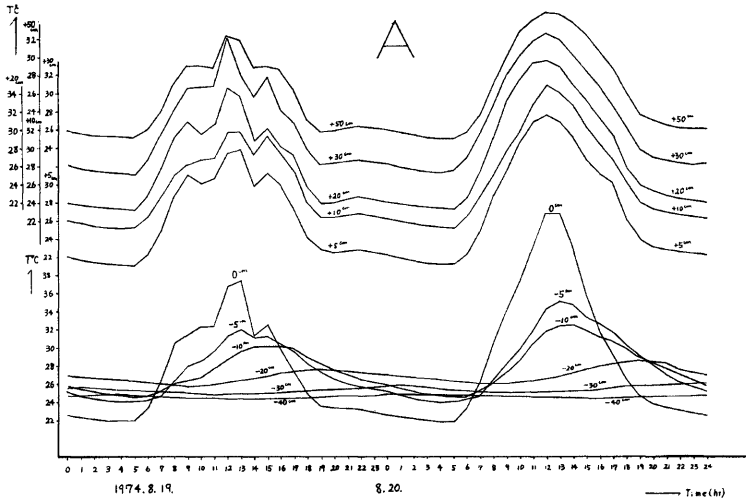


Fig. 4. Diurnal variations of air and underground temperature at the blad land (1974. 8. 19-20).

るが、これはこの時間に雲 (Cu) が現われ、観測地点をおおったためであり、一時的な太陽輻射熱の遮断が気温に微妙な変化を与えることが示された。この変化は 0、-5cm の地温にも表われている。20日の図は快晴のため良好な曲線が得られている。地上では最高・最低温度の起時が各々12時と5時で高度の差が殆んどなく同時であるが、地下では各深度によって各々の起時が著しく異なっている。この起時の差および温度変化量を利用することによって、後述する土中の熱の伝播速度、不易層深度に関する情報を得ることができる。

以後の種々の検討は雲の影響を受けていない8月20日に得られた資料を用いて行なうことにする。

Fig. 5 に林地の観測例を示す。Fig. 4 と対比すると林地が目立って日較差の小さなおことに気付く。気温において17時に突出が見られるが、これは西日が林内に入り観測地点がこれによって照射されたためである。

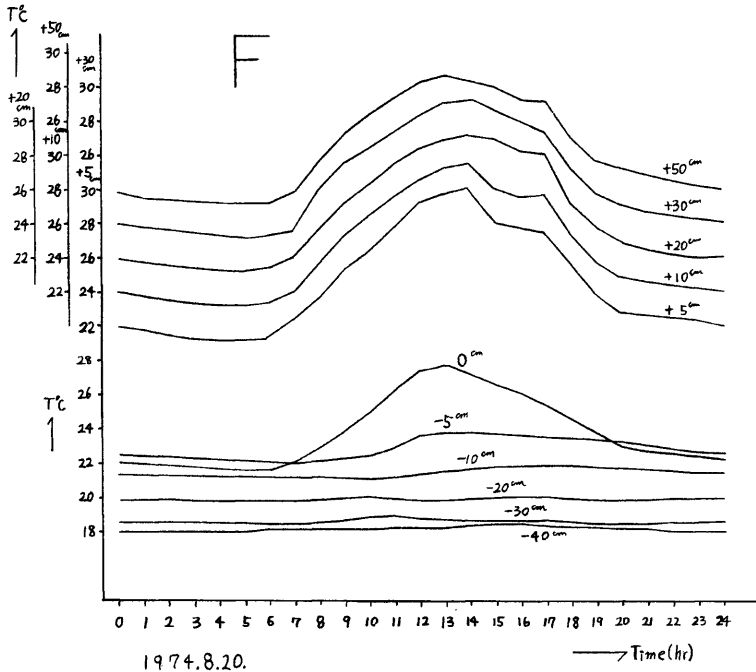


Fig. 5. Diurnal variations of air and underground temperature at the forest (1974. 8. 20).

(2) 地温・気温の同時曲線

同時曲線を描くことによってある時刻の垂直断面での熱の流れの様子を知ることができると共に、日較差の減衰する様子も理解できる。

Fig. 6 に裸地と林地の例を対比して示す。裸地では日の出後少し経過してから地表付近で放熱型から受熱型に変化し、時間の経過と共に地中まで受熱型に移行する。一方、地表でも時間経過と共に地表から熱を受けて気温が上昇してゆく。地表は16時に放熱型に変化するが、地中では依然として受熱型を示す。しかし、地中も時間と共に徐々に放熱型に移行する。-20cm 以深では一日中受熱型を示し、この時期には地中は熱エネルギーを蓄積し、温度上昇期にあることを示唆している。林地では裸地ほど著しい変化は示されおらず、しかも-5cm 以深は一日中受熱型を示しており裸地と同様にこの時期が温度上昇期にある。

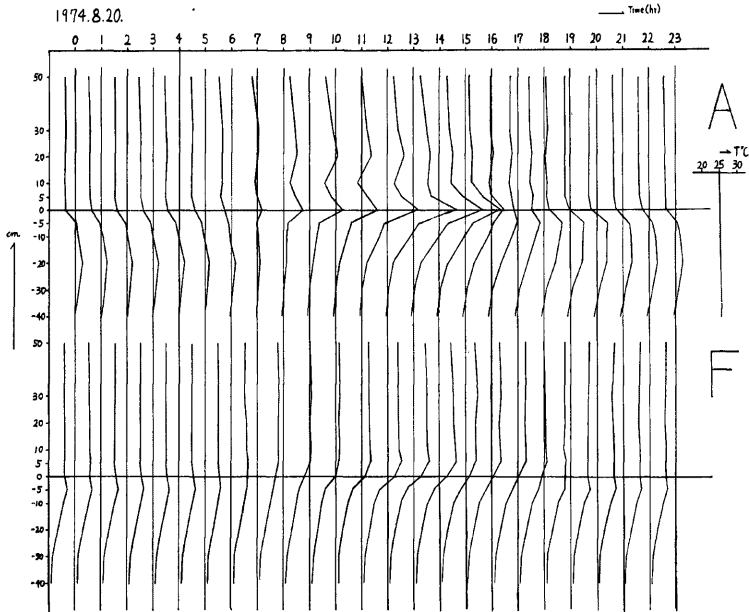


Fig. 6. Vertical distributions of air and underground temperature at each time at the forest (F) and the blade land (A) (1974. 8. 20).

(3) 等地温・気温線図

この図を描くことにより、日中の地温・気温の暖域および早朝の冷期が地中に浸入する様子、日変化が存在する限界深度、最高・最低温度の浸入時間のずれ等に関する情報を得ることができる。

Fig. 7 に裸地と林地の例を示す。裸地では地表面温度は12~13時に45°Cにも達し、それが時間と共に徐々に地中に浸入し、-20cmでは0時に最高温度を示す。一方0cmでは4時に21.9°Cの低温を示す。-40cmでは日変化は見られない。気温の方は+20cmで12時に37.6°Cの暖塊が生ずるが、他は殆んど断面的には等温状態にある。林地では最高温度は+5cmで14時に表われ、約30°Cを示す。これが地中に浸入するが、その速度は遅くかつ浸入深度も浅い。-20cmでは日変化がかなり減少している。気温は1~6時までほぼ21°C台で一様である。この表現方法においても裸地と林地とでは地温・気温の変動状況にかなりの相違があることが示されている。

以上のような作業を全ての地況において行ない、それらを比較検討することによって地況の相違が地温・気温の変動状況に大きな影響をおよぼしていることが理解できる。

(4) 地温の温度波進行度・不易層深度

地況の相違が地温・気温に大きな影響をおよぼしていることが示されたので、ここで地況による温度波進行速度・不易層深度の違いについて検討する。

各地況の高度・深度別に得られた最高・最低温度の出現時間を Fig. 8 に示す。各地況共地上における両者の出現時間は高度の相違による変化は殆んど認められないが、地下深度が増すこととかなりの遅れを生じている。この出現時間の遅れから温度波進行速度を算出すると、Table 2 のようになる。平均的な速度は

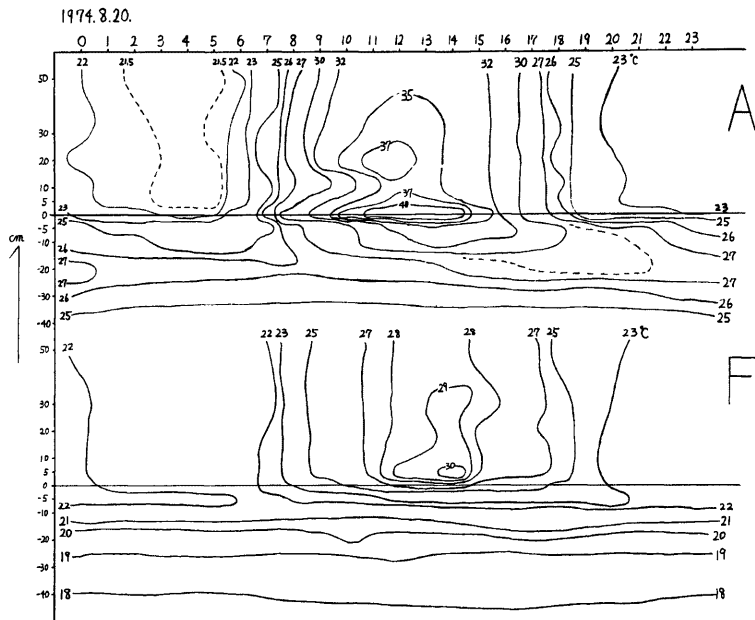


Fig. 7. Isothermal diagrams of air and underground temperature at the forest (F) and the blade land (A) (1974. 8. 20).

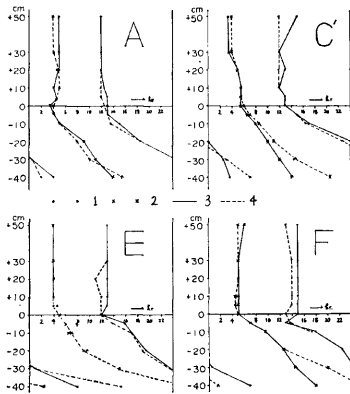


Fig. 8. Apparent time of maximum and minimum temperature.
1: maximum temperature, 2: minimum temperature, 3: 1974. 8. 19, 4: 1974. 8. 20.

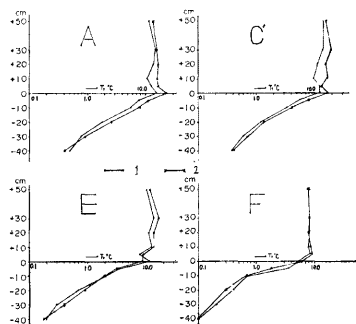


Fig. 9. The difference between maximum temperature and minimum temperature.
1: 1974. 8. 19., 2: 1974. 8. 20.

Table 2. Progressive velocity of temperature wave and depth of invariable layer.

	1			2	3	1			2	3
	Mx. T.	Mi. T.	ave.	min/cm	DIV	Mx. T.	Mi. T.	ave.	min/cm	DIV
A	2.7	3.8	3.25	19.2	51	3.0	3.5	3.25	18.8	55
C (D)	2.8	4.7	3.75	17.3	60	2.2	2.8	2.50	24.4	59
E	2.0	4.4	3.20	28.5	41	2.3	3.0	2.65	23.0	47
F	2.5	3.1	2.80	21.8	40	2.5	3.1	2.80	21.7	36
MATSUNOYAMA 1974. 8. 19.						8.20				

	1			2	3
	Mx. T.	Mi. T.	ave.	min/cm	DIV
A	2.7	3.4	3.05	19.5	67
C (D)	(2.4)	(2.8)	(2.60)	(22.9)	(52)
E	2.2	2.8	2.50	24.0	47
F	2.2	2.6	2.40	25.1	23
MIYAGAMI 1974. 5. 25.					

- 1...progressive velocity of temperature wave (cm hr⁻¹).
 2...the time spent per one centimeter (min. cm⁻¹).
 3...the depth of invariable layer (cm).

約 3cm·hr⁻¹で、裸地が最も早く、林地が最も遅くなっている。これらの速度の相違は各地況の土壤構造の違いに起因すると考えられる。宮神の例でも同様な結果が得られている。

Fig. 9 には各地況別に得られた各高度・深度における日較差の違いを示してある。これによると、輻射熱遮蔽率の少ないほど太陽輻射熱量の多少は日較差に大きな影響を与えていることが判る。裸地では20日の方が殆んどの場合19日よりも大きい、林地では両者の差が明瞭ではない。また地表面上の日較差は各高度による差は少ないが、地中に入るに従って急速に日較差が減少している。裸地では地表面が最も日較差が大きい、湿田や草地では+30cmに最大値がある。後者の原因は植物の葉面活動と関係があるようである。

裸地と草地とは地中における日較差が対数的に直線状に減少しているが、林地と湿田は減少の仕方がある深さで急に变化している。これは地中が一樣な土壤構造あるいは熱的性質を有していないことに起因していると推定される。Fig. 9 を用いて地温日変化の不易層深度(0.1°C以下の日変化しか示さない深度)を求めると、Table 2 の 3 に示すようになる。一般に太陽輻射熱量の多い日の方が地中に入る熱量も多いため不易層も深くなる。湿田と林地は上層のみが一樣に深部まで存在すると仮定して不易層を求めると、その深度は各々 45cm, 24cm とかなり浅くなる。不易層の地況による深度の相違は宮神においても同様な結果が得られている (Table 2)。

(5) 熱拡散率と Aus tausch 係数

各地況における地中の熱の伝わり易さの相違を知る目的で各地況で得られた地温測定値を調和解析して熱拡散率を求め、宮神のものと合わせて Table 3 に示す。表によると各地況間の熱拡散率の差は小さい。裸地が最も大きな値を示し、湿田—草地—林地の順に小さくなっている。この傾向は不易層深度のものとは一致

Table 3. Thermal diffusivity and coefficient of Austausch.

	Thermal diffusivity		Coeff. of Austausch
	MATSUNOYAMA	MIYAGAMI	MATSUNOYAMA
A	4.609	4.458	0.0117
C (D)	3.787	(3.564)	0.0010
E	3.558	3.176	0.0124
F	3.179	2.219	0.0062

Thermal diffusivity... × 10⁻³ cm²sec⁻¹

Coeff. of Austausch... g cm⁻¹sec⁻¹

している。宮神の値と松之山の値とを対比すると大差はなく、岩石の熱定数が著しく異なる地すべり地でないかぎり、熱拡散率の相違は小さなものであることが示されている。

次に地表面から空気中へ熱が渦動乱流等によって伝えられるが、地表面に到達した太陽輻射熱量の何%が空気中へ戻されるかを知るために Austausch 係数を求め、この点を検討する。

Austausch 係数は次のようにして求めた²⁾。空気中を通して地表面に達した太陽輻射熱は地表面に吸収されて熱となり、その一部が伝導対流によって下層空氣に伝播される。地表面から空氣に熱が伝播する有力な方法は乱流であり、空氣中に多数の小渦動が上下の空氣の混合を起し熱を上部に運ぶ。この乱流による熱の伝播を Austausch 現象という。この現象による熱の伝播は次の式によって數理的に解析することができる。

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{A}{\rho'} \cdot \frac{\partial^2 \theta}{\partial z^2} \dots\dots\dots(4)$$

ここに、 θ = 温度 (°C), ρ' = 空氣の密度 (常温) ($g \cdot cm^{-3}$), Z = 高度 (cm), A = Austausch 係数 ($cm^{-1} \cdot g \cdot sec^{-1}$), t = 時間 (sec).

この式は熱伝導式に類似しているので、その解も熱伝導式とほぼ同様にして与えられる。空氣中 Z_1, Z_2 の高さの温度を測定すれば、 A は振幅の減少および位相差から計算できる。

$$A = \frac{(z_2 - z_1)^2}{(\epsilon_2' - \epsilon_1')^2} \cdot \frac{\rho' \pi}{T} \dots\dots\dots(5)$$

ここに、 $\epsilon_1' \epsilon_2'$ = 高さ Z_1, Z_2 の位相角, ρ' = 空氣の密度 = $0.00129g \cdot cm^{-3}$, T = 周期 = $86400sec$.

(5) 式を用いて各地況の Austausch 係数を求めると **Table 3** のようになる。これによると、地表面に到達した太陽輻射熱は草地で最も多く空氣中へ伝播されやすく、湿地が最も少なくなっている。

4.3 蒸発量の観測結果

各地況で採取された 0~30cm の土壌柱を 3.4 で述べた方法で各構成要素に分離し、各土壌採取時間毎の含水量を取り出して 8月20日の最大含水量と最小含水量との差を取って、採取土壌円柱の面積で除して一日の蒸発量とした。その結果を次に示す。

$$A = 0.193 \text{ cm} \cdot \text{day}^{-1}, \quad C' = 0.231 \text{ cm} \cdot \text{day}^{-1}$$
$$E = 0.131 \text{ cm} \cdot \text{day}^{-1}, \quad F = 0.098 \text{ cm} \cdot \text{day}^{-1}$$

4.4 土壌構成比の計測結果

各地況で得られた長さ 45cm の標準的な土壌構造は次のようである。

- 裸地：校庭のために上部 2~3cm は砂で、それ以深は 45cm まで黄土色の風化凝灰岩。
- 湿地：0~5cm までは水分が多く植物の根も混入するが、5~25cm は黒色粘土質な風化凝灰岩で、25~30cm は青灰色の風化凝灰岩が存在する。それ以深は褐色の風化凝灰岩。
- 草地：0~5cm は草根を含んだ粘土質の風化凝灰岩で、それ以深は褐色の風化凝灰岩。
- 林地：0~5cm は殆んど腐蝕した樹葉層で、5~8cm は腐蝕土である。8~30cm は植物根を多量に含む空隙の多い土壌であり、それ以深は暗褐色の風化凝灰岩。

8月19・20日に採取した資料(83本)について各地況別に平均密度を算出したものが **Table 4** である。裸地を除くと、深度が増加すると共に平均密度も増加する。これは後述するように、有機物・水分量が深度の増加に伴って減少し、固形成分量が増加するためである。裸地は深度の増加と共に、水分が多少増加しているために平均密度が若干減少している。

各地況ごとに 3.4 でのべた方法を用いて、固形成分・有機成分・水分を求め、各々の構成比を算出したものが **Table 5** である。表によると、裸地では平均76.2%の固形成分と16.4%の水分および7.4%の有機成分によって構成されており、10cm 以深では後二者が多少増加している。湿地は平均64.5%の固形成分と26.6%の水分そして8.9%の有機成分で構成されており、裸地に比べて水分がかなり増加している。35~40

Table 4. Density at each depth by each ground condition.

	0-15	15-30	30-45	ave.
A	1.379	1.347	1.308	1.345
C'	0.944	0.978	1.129	1.017
E	1.049	1.314	1.385	1.249
F	0.619	0.670	1.097	0.795

density g cm⁻³

cm では特に水分が34%前後にまで増加しているのが目立つ。草地では固形成分77.0%, 水分14.6%そして有機成分 8.4%であり, ほほ裸地に類似している。しかし, 水分は地表面に近いほど多く, 地表面付近では45cm 深さのその約2倍に達している。最後に林地では固形成分55.1%, 水分26.6%そして有機成分18.3%となっており, 他の地況に比べて水分, 有機成分が非常に多くなっている。特に浅部の両者の含有量は, 0~5cm で約90~80%, 10cm で50%, 15~25cm で40%となっている。これは前述したように, 浅部ほど腐蝕土および樹葉層が発達しているためである。

以上各地況ごとの土壌構成はかなり異なっていることが示されたので, 以後の諸種の検討は主として Table 5 に示した値を用いて行なうことにする。

Table 5. Constitutive ratio of the soil at each ground condition and each depth.

depth cm	A			C'			E			F		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
0	83.34	10.37	6.29	63.55	26.02	10.43	70.78	18.56	10.66	10.81	45.64	43.55
5	81.96	12.71	5.33	65.72	25.66	8.62	72.88	18.14	8.98	20.29	51.09	28.62
10	75.57	17.56	6.87	67.04	23.44	9.52	79.46	12.48	8.06	47.48	33.77	18.75
15	74.63	18.02	7.35	67.81	22.15	10.04	76.28	15.08	8.64	58.55	25.86	15.59
20	74.97	18.32	6.71	65.25	24.99	9.76	73.95	17.24	8.81	60.38	25.53	14.09
25	73.31	19.12	7.57	65.30	24.46	10.24	75.33	16.96	7.71	61.91	24.94	13.15
30	73.26	18.41	8.33	65.30	25.42	9.28	76.66	15.19	8.15	64.81	22.29	12.90
35	75.21	16.78	8.01	58.66	33.67	7.67	81.13	12.66	6.21	75.82	12.57	11.61
40	73.67	17.63	8.70	57.46	34.67	7.87	81.58	10.69	7.73	75.60	12.41	11.99
45	76.02	15.18	8.80	68.38	25.27	6.35	81.66	9.32	9.02	75.05	12.13	12.82
ave.	76.19	16.41	7.40	64.45	26.58	8.97	76.97	14.63	8.40	55.07	26.62	18.31
ρ	1.345			1.017			1.249			0.795		

1...constituent of inorganic matter (%), 2...constituent of water (%),
3...constituent of organic matter (%), ρ ...mean density (g cm⁻³).

5. 考 察

5.1 地況と太陽輻射熱

地況の1m 深地温に与える影響は大別して二つあることは前述した。そこで, その一つである外的因子つまり太陽輻射熱量と地況との関係について検討する。

一般に太陽から注がれた輻射熱の行方は次の熱収支の式で表わされる。

$$Q_T = Q_G + Q_R + Q_A + Q_B + Q_L + Q_S \dots\dots\dots(6)$$

ここに

Q_T = 太陽輻射熱量.

Q_G = 地況によって反射される熱量.

- Q_R = 地表面によって反射される熱量
- Q_A = 渦動乱流等顕熱によって消失される熱量.
- Q_E = 蒸発等潜熱によって消失される熱量.
- Q_L = 長波輻射によって消失される熱量.
- Q_S = 地中に蓄積される熱量.

そして

$$Q_T \downarrow - Q_G \uparrow - Q_R \uparrow = \text{地中に流入する熱量} \dots\dots\dots (7)$$

$$Q_A \uparrow + Q_L \uparrow + Q_E \uparrow = \text{地中から流出する熱量} \dots\dots\dots (8)$$

$$(7) - (8) = \text{地中に蓄積される熱量} (Q_S) \dots\dots\dots (9)$$

(9)式において、 Q_S の付号により下記ようになる。

- $Q_S > 0$ 地温上昇
- $Q_S = 0$ 地温不変
- $Q_S < 0$ 地温下降

まず(7)式の各項を求める。

Q_T : 太陽輻射熱量は自記式全天日射計と裸地地表面に設置したベラミ日射計によると、Table 1 に示すように $550 \text{ cal} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{day}^{-1}$ である。したがって、各地況に入射する前の太陽輻射熱量として前記の値を用いる。 Q_G : 各地況に入射して地表面に達し得る太陽輻射熱量は実測されているので、地況に入射する前の値から各地況地表面に到達した太陽輻射熱量 (Table 1) を差し引くことによって、各地況による太陽輻射熱の遮蔽量を知ることができる。このようにして求めた値を Table 6 の Q_G の項に示した。

Table 6 The heat balance at each ground condition.

	A			C'		
Q_T	550.0	(100.0)		550.0	(100.0)	
Q_G	0.0	(0.0)		215.0	(39.1)	
Q_R	99.0	(18.0)		26.8	(4.9)	
$Q_T - Q_G - Q_R$	451.0	(82.0)	(100.0)'	308.2	(56.0)	(100.0)'
Q_E	115.3	(21.0)	(25.6)'	138.2	(25.1)	(44.8)'
Q_L	295.7	(53.8)	(65.5)'	159.6	(29.0)	(51.8)'
Q_A	14.0	(2.5)	(3.1)'	3.1	(0.6)	(1.0)'
Q_S	26.0	(4.7)	(5.8)'	7.3	(1.3)	(2.4)'

	E			F		
Q_T	550.0	(100.0)		550.0	(100.0)	
Q_G	310.0	(56.4)		450.0	(81.8)	
Q_R	33.6	(6.1)		14.0	(2.6)	
$Q_T - Q_G - Q_R$	206.4	(37.5)	(100.0)'	86.0	(15.6)	(100.0)'
Q_E	78.6	(14.3)	(38.1)'	58.6	(10.7)	(68.1)'
Q_L	114.6	(20.8)	(55.5)'	22.5	(4.1)	(26.2)'
Q_A	8.1	(1.5)	(3.9)'	2.5	(0.5)	(2.9)'
Q_S	5.1	(0.9)	(2.5)'	2.4	(0.4)	(2.8)'

- Q_T ...heat quantity of solar radiation ($\text{cal cm}^{-2} \text{ day}^{-1}$)
- Q_G ...reflected heat quantity on the ground condition ($\text{cal cm}^{-2} \text{ day}^{-1}$)
- Q_R ...reflected heat quantity on the ground surface ($\text{cal cm}^{-2} \text{ day}^{-1}$)
- $Q_T - Q_G - Q_R$...flowing heat quantity into the ground ($\text{cal cm}^{-2} \text{ day}^{-1}$)
- Q_E ...lost heat quantity by evaporation ($\text{cal cm}^{-2} \text{ day}^{-1}$)
- Q_L ...lost heat quantity by long wave radiation ($\text{cal cm}^{-2} \text{ day}^{-1}$)
- Q_A ...lost heat quantity by Austausch phenomena ($\text{cal cm}^{-2} \text{ day}^{-1}$)
- Q_S ...residual heat quantity in the invariable layer ($\text{cal cm}^{-2} \text{ day}^{-1}$)
- () ...percentage against Q_T (%)
- ()' ...percentage against $(Q_T - Q_G - Q_R)$ (%)

Q_R ：地表面に達した太陽輻射熱の幾分かは地中に入る前に地表面で反射される。これを Albedo というが、これは地表面の色調、乾湿状態によって異なるものである。Angström³⁾によると、褐色砂土が18%、黒色土壌で湿潤状態では8%、乾燥状態では14%となっている。この値が松之山地すべり地に適用されるとはいえないが、土壌表面の色合と乾湿状態から判断して、裸地には18%、草地と林地には14%、そして湿田には8%を適用しても不合理ではないと思う。これらの反射率と各地況の地表面に到達した太陽輻射熱量とを用いて求めた値を Table 6 の Q_R の項に示した。

以上三つの要素を(7)式に代入すると地中に入る熱量は Table 6 の $(Q_T - Q_G - Q_R)$ の項に示すような値になる。なお表中()内は全太陽輻射熱量に対する百分率を、()'内は地中入射熱量に対する百分率を示す。

地中に入る熱量と地中から放出されるか地中に蓄積される熱量とは等しいはずであるから、(9)式から次のように書くことができる。

$$Q_T - Q_G - Q_R = Q_A + Q_L + Q_E + Q_S \dots\dots\dots(10)$$

ここで、右辺の Q_A, Q_E, Q_S は地温・気温の日変化曲線および各地況で採取した土壌資料を用いて求めることができる。しかし、今回は長波輻射熱量 (Q_L) は測定しなかったため、次式によってこれを求めた。

$$Q_L = (Q_T - Q_G - Q_R) - (Q_A + Q_E + Q_S) \dots\dots\dots(11)$$

Q_A ：Austausch 現象等によって消失される熱量の多くは渦動乱流によって行なわれるので、ここでは Austausch 現象のみを取り上げて、これによる消失熱量を計算することにした。地中に浸入する熱量の何割がこの現象によって消失されるかは次のようにして求めることができる²⁾。土壌中に流入する熱量 Q は、

$$Q = -k \frac{\partial \theta}{\partial t} \dots\dots\dots(12)$$

であり、地表面の温度は、

$$\theta = a \sin 2\pi \left(\frac{t}{T} - \frac{x}{2\pi a} \sqrt{\frac{\pi}{T}} \right) \cdot e^{-\frac{\alpha \sqrt{x}}{T}} \dots\dots\dots(13)$$

で与えられる。ここに、 k は土壌の熱伝導率。したがって、

$$Q = -k \left(\frac{\partial \theta}{\partial t} \right)_{x=0} = a \sqrt{\frac{2\pi \rho \sigma k}{T}} \cdot \sin \left(\frac{2\pi t}{T} + \frac{\pi}{4} \right) \dots\dots\dots(14)$$

となる。ここに ρ, σ は土壌の密度と比熱、 t は時間、 x は深さ、 T は周期、 a = 振幅。

次に空気中に流入する熱量 Q' は(14)式とほぼ同様にして、

$$Q' = a \cdot \sigma' \sqrt{\frac{2\pi \rho' A}{T}} \cdot \sin \left(\frac{2\pi t}{T} + \frac{\pi}{4} \right) \dots\dots\dots(15)$$

となる。ここに σ', ρ' は空気の密度と比熱。

地表面と空気の境界面においては両者の温度の振幅と位相は同じと見られるので Q と Q' との比 λ は

$$\lambda = \frac{Q'}{Q} = \frac{\sigma' \sqrt{\rho' A}}{\sqrt{\rho \sigma k}} \dots\dots\dots(16)$$

となる。(16)式に各地況で求められた A, ρ, σ, k および空気の ρ', σ' を代入することによって、Austausch 現象によって消失される熱量を算出することができる。

各地況の地表面付近の平均密度 (ρ) は Table 4 に示されている。Austausch 係数は Table 3 に示されている。次に各地況の比熱 (σ) は各構成成分の比熱 ρ_s に各々の構成成分含有率 r を掛けて、それを総計すれば求められる。

$$\sigma = \sum_{s=1}^N \rho_s \cdot r \dots\dots\dots(17)$$

各成分の比熱は水分は $1.00 \text{ cal} \cdot \text{g}^{-1} \cdot \text{deg}^{-1}$ 、有機成分は $0.44 \text{ cal} \cdot \text{g}^{-1} \cdot \text{deg}^{-1}$ 、固形成分(無機成分)は $0.22 \text{ cal} \cdot \text{g}^{-1} \cdot \text{deg}^{-1}$ として Table 5 の成分構成比を用いて、各地況の地表面付近の比熱を求めた。それは Table 7 の 0 cm の欄に示してある。次に各地況の地表面付近の熱伝導率を求める。熱拡散係数 m は

$$m = \frac{k}{\sigma \rho} \dots\dots\dots(18)$$

であり、この値はすでに温度日変化曲線の調和解析結果から求められている。この m と先に求めた地表付近の ρ, σ の値を用いることによって k を算出できる。

$$\begin{aligned} k_A &= 2.00 \times 10^{-3} \text{ cal}\cdot\text{sec}^{-1}\cdot\text{deg}^{-1}\cdot\text{cm}^{-1} \\ k_{C'} &= 1.59 \times 10^{-3} \text{ cal}\cdot\text{sec}^{-1}\cdot\text{deg}^{-1}\cdot\text{cm}^{-1} \\ k_E &= 1.45 \times 10^{-3} \text{ cal}\cdot\text{sec}^{-1}\cdot\text{deg}^{-1}\cdot\text{cm}^{-1} \\ k_F &= 1.32 \times 10^{-3} \text{ cal}\cdot\text{sec}^{-1}\cdot\text{deg}^{-1}\cdot\text{cm}^{-1} \end{aligned}$$

これら求められた各値を(16)式に代入すると、求める値は次のようになる。

$$\begin{aligned} \lambda_A &= 3.1\%, & \lambda_{C'} &= 1.0\% \\ \lambda_E &= 3.9\%, & \lambda_F &= 2.9\% \end{aligned}$$

つまり、地中に入った熱量の中で Austausch 現象によって消失される熱量は 1~4% ということになる。したがって、 Q_A は次式によって求められる。

$$Q_A = (Q_T - Q_G - Q_R) \cdot \lambda \dots\dots\dots(19)$$

この式を用いて算出した各地況の Q_A の値は Table 6 の Q_A の項に示されている。

Q_E : 4.3 で求めた各地況の一日当りの蒸発量に蒸発潜熱 $597.5 \text{ cal}\cdot\text{g}^{-1}$ を割じて、 Q_E を求めた。Table 6 の Q_E の項に各地況ごとの値を示してある。

Q_S : (6)式の熱収支式において Q_S の項は不易層内の蓄積量とそれ以深に伝えられる熱量との和で構成されているものであり、本来は両者について検討すべきであるが、後者の一日当りの熱量は温度波進行速度(約 $70 \text{ cm}\cdot\text{day}^{-1}$)と不易層深度(約 50 cm)を考慮して、その値を求めると、不易層内に 1日に蓄積される熱量の 3~5% であり、全太陽輻射熱量の 0.1% にしか当たらない。そこで、一日の熱収支を論議している今回の検討からは、この項は省略することにした。しかし、この微小熱量は後述するように長期間に蓄積されて、地下深部の温度形成には大きな役割を果すものであるため、長期にわたる熱収支の論議では決して無視することのできないものである。

観測日(8月20日)の各地況の不易層までの平均地温の日変化を計算すると、いずれの場合も 0 時の値よりも 24 時の値の方が高くなっている (Table 9 参照)。このことは不易層内にそれだけの熱が蓄えられたことになる。したがって、Table 7 に求められている各地況の平均熱容量 ($\rho\sigma$) に不易層土壌の厚さ (h) を割じ、さらに一日の温度変化量 ($d\theta$) を掛けることによって、その熱量を求めることができる。

Table 7. Specific heat, density and heat capacity of each depth at each ground condition.

depth cm	A			C'			E			F		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
0	0.315	1.379	0.434	0.446	0.944	0.421	0.388	1.049	0.407	0.672	0.619	0.416
5	0.331	1.379	0.456	0.439	0.944	0.411	0.381	1.049	0.400	0.681	0.619	0.422
10	0.372	1.379	0.513	0.424	0.944	0.400	0.335	1.049	0.351	0.525	0.619	0.325
15	0.377	1.379	0.514	0.415	0.944	0.399	0.357	1.049	0.372	0.456	0.619	0.294
		1.347			0.944			1.314				
20	0.378	1.347	0.509	0.436	0.978	0.426	0.374	1.314	0.491	0.450	0.670	0.302
25	0.386	1.347	0.520	0.433	0.978	0.423	0.369	1.314	0.485	0.443	0.670	0.297
30	0.382	1.347	0.515	0.439	0.978	0.429	0.356	1.314	0.468	0.422	0.670	0.283
		1.308			1.129			1.385				
35	0.369	1.308	0.490	0.500	1.129	0.527	0.332	1.385	0.448	0.344	1.097	0.304
40	0.339	1.308	0.443	0.508	1.129	0.574	0.320	1.385	0.443	0.433	1.097	0.376
45	0.321	1.308	0.420	0.431	1.129	0.487	0.313	1.385	0.434	0.343	1.097	0.376
ave.	0.364	1.345	0.481	0.447	1.017	0.450	0.353	1.249	0.430	0.468	0.795	0.340

1...specific heat (cal g⁻¹deg⁻¹), 2...density (g cm⁻³),
3...heat capacity (cal cm⁻³ deg⁻¹).

$$Q_s = \sigma \cdot \rho \cdot h \cdot \Delta \theta \dots\dots\dots(20)$$

(20)式を用いて計算した値を **Table 6** の Q_s の項に示した。

Q_L : 上記に求められた Q_T, Q_G, Q_R, Q_A, Q_E , および Q_s を熱収支の式 (11) に代入することによって, 長波輻射によって消失される熱量を一応試算することができる。各地況の Q_L の値を **Table 6** の Q_L の項に示した。

以上によって (7), (8), および (9) 式の各項が求められた。これらの値をまとめたものが **Table 6** であり それを模式化したものが **Fig. 10** である。これらの図表において, 裸地に流入する熱量を100とすると,

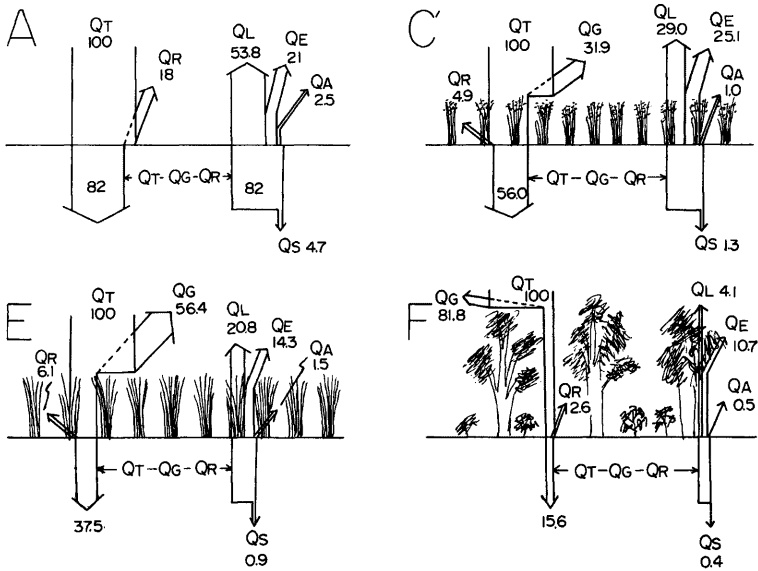


Fig. 10. Relation between surface ground condition and solar radiation.
A: blad land, C': rice field, E: grass land, F: forest.

湿田は約70, 草地は約40, そして林地は約20にその割合が減少している。このことによって, 地況による太陽輻射熱の遮蔽に大きな差があることが明らかになると共に, 地温にかなり大きな影響をおよぼしていることが推測される。地中に流入した熱量の多くは長波輻射熱および蒸発等の潜熱によって消費されるようであり, 8月20日に流入した熱量の中, 地温を上昇させるために使用された熱量は裸地の5.8%が最高で, 他は2.4~2.8%とかなり少くなっている。

5.2 地況の土壤構造の相異と熱的性質の違い

次に内的因子である土壤構造の熱的性質と地況との関係について検討する。各地況による土壤構造の相異は 4.4 に示されている。この結果と (17) 式を用いて各地況の深度別の比熱と熱容量を求めたものが **Table 7** である。表中の土壤平均密度は **Table 4** の値を用いた。各地況の平均比熱は草地が最小で, 裸地-湿田-林地の順に大きくなっており, 一定量のものがある温度上げるには林地が最も多くの熱量を必要とする。しかし, 単位体積当りの熱容量は裸地が最も大きく, ついで湿田-草地-林地の順に小さくなっている。つ

まり一定容量の土塊をある温度上げるには裸地が最も多い熱量を必要とし、林地が最も少ない熱量でよいことになる。そこで、Table 8 に示すように、もし

Table 8. Diferrence of rising value of the earth temperature by heat flow quantity and heat capacity at each ground condition.

	1	2	3	4	5	6	7
A	53	0.481	25.5	26.0	1.02	26.0	1.02
C'	60	0.450	27.0	26.0	0.96	7.3	0.27
E	44	0.430	18.9	26.0	1.38	5.1	0.27
F	38	0.340	12.9	26.0	2.02	2.4	0.19

- 1...cubic volume in invariable layer per 1 cm² (cm³)
- 2...heat capacity (cal cm⁻³ deg⁻¹)
- 3...quantity of heat needed to rise 1 deg. the volume (cal deg⁻¹)
- 4...heat flow quantity in the blad land (cal cm⁻² day⁻¹)
- 5, 7...rising value of earth temperature of the volume (deg.)
- 6...heat flow quantity at each ground condition (cal cm⁻² day⁻¹)

と示すように、もし全ての地況に裸地の不易層土壌柱に蓄積されると等量の熱量が蓄積されたとすると、裸地では 1.02°C の昇温に対して林地では約倍の 2.02°C も昇温する。つまり、蓄積熱量が等しければ湿田—裸地—草地—林地の順に温度上昇が大きくなるはずである。しかしながら、5.1 で求めたように、地中(不易層土壌柱内)に蓄積される熱量は林地が最少で裸地の約 10% にしか当たらない。そこで、各地況に蓄積される熱量を元にして各々の昇温を求めると、裸地が 1.02°C に対して林地は 0.19°C しか昇温しない。つまり熱容量が多少小さくて昇温しやすい状態にあっても、蓄積される熱量に大差があれば林地は裸地のように高温にはなれないのである。以上述べたことにより、夏期には地況による浅層地温への影響は内的因子である土壌の熱的性質よりも、外的因子である太陽放射熱の遮蔽率の方が大きく効いていることが明らかにされた。

5.3 土壌柱内の熱量の日変化の地況による相違

地面は昼間に太陽放射熱を吸収して熱を貯えると同時に潜熱・顕熱および長波放射熱を、夜間には主として長波放射熱を放出して熱量を減少させる。したがって、ある深さまでの土壌柱内に含まれている熱量は一日を周期として変化するはずである。その際に 5.1 の(9)式に示した Q_s が正であれば地温は上昇し、負であれば下降することになる。そこで、各地況別に土壌柱内の熱量の日変化を算出して、その違いを検討してみた。

土壌柱内の蓄熱量の日変化を明らかにするために、単位面積の底を有し、熱量日変化のおよぶ深さ H を高さとする垂直土柱を考える。この土壌柱のある部分に dh の微小柱を取り、t₀, t 時刻における温度を θ₀, θ として単位容積の土壌熱容量を C とすると、t₀, t の間における微小柱内の熱量の変化(ΔQ) は次のようになる。

$$\Delta Q = C(\theta - \theta_0) \cdot dh \dots\dots\dots (21)$$

土壌柱全体に含まれる熱量を t₀ の時刻には Q₀, t の時刻には Q とすると、

$$Q - Q_0 = \int_0^H C(\theta - \theta_0) \cdot dh \dots\dots\dots (22)$$

となる。c は一般には深さと共に変化するが、Table 7 に示すように上・下層において、あまり大きな差はなく中途における c の変化も小さいので、ここでは一応定数と見做してよいと思われるので、

$$Q - Q_0 = c \int_0^H (\theta - \theta_0) \cdot dh \dots\dots\dots (23)$$

とかくことができる。(23)式を変形して、

$$Q - Q_0 = CH \left[\frac{1}{H} \int_0^H \theta dh - \frac{1}{H} \int_0^H \theta_0 dh \right] \dots\dots\dots (24)$$

とすると式中 $\frac{1}{H} \int_0^H \theta dh$, $\frac{1}{H} \int_0^H \theta_0 dh$ は各々 t, t₀ 時刻における土壌柱全体の平均温度となる。そこで、

$$\frac{1}{H} \int_0^H \theta dh = \theta, \frac{1}{H} \int_0^H \theta_0 dh = \theta_0 \dots\dots\dots (25)$$

とくと、

$$Q - Q_0 = CH(\theta - \theta_0) \dots (26)$$

となる。よって、 t, t_0 間の熱量の変化は両時刻の全土壌柱の平均温度の差に CH を乗ずることによって求めることができる。

土壌柱の平均温度は地中温度の観測資料を用いて同時線を描き、各時刻の各層の温度を読み取って、これを平均すればよい。日変化のおよぶ深さは4-2-4で求めたように、裸地で53cm、湿田で60cm、草地では44cm、そして林地では38cmであるので、各々の深さまで5~10cmごとに温度を読み取って平均すればよい。各地況の単位体積当りの熱容量は Table 7 に示した平均値を用いる。これらの数値を用いて土壌柱内の熱量を計算したものが Table 9 である。この表の中の各時刻毎の熱量の変化を0時を基準とした土壌柱内の含熱量を図化したものが Fig. 11, 12 である。Fig. 11 を見ると、各地況共日の出を境として放熱から受熱に転換し、それが12~13時まで続き、その後再び放熱がはじまる。特に地表面と地下との温度勾配が大きい時に多量に熱が放出されている。図の右端に示したように、この観測日の熱収支はいずれの地況においても正になっており、この時期は蓄熱期にあり、地温上昇期にあることを物語っている。Fig. 12 には8月20日午前0時の熱量を基準とした場合の土壌柱内の熱の蓄積状態を示してある。裸地では5時ころ、その他では6時半ころに蓄

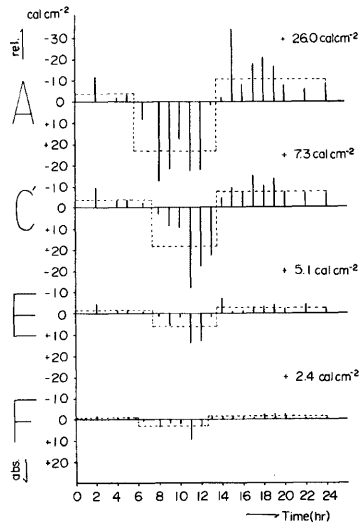


Fig. 11. Variations of releasing and absorbing heat quantity at each time in invariable layer.

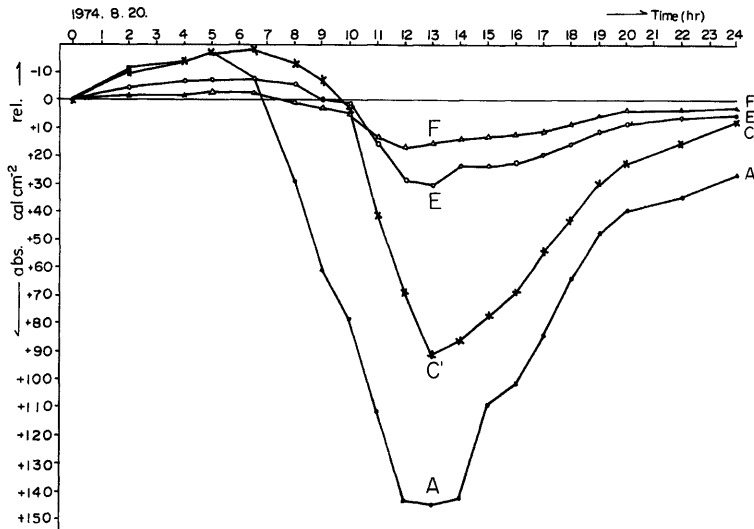


Fig. 12. Diurnal variations of stocked heat quantity in invariable layer.

Table 9. Diurnal variation of earth temperature and heat quantity in invariable layer.

1974. 8. 20. time	A			C'			E			F		
	θ_a	Q_a	dQ_a	$\theta_{c'}$	$Q_{c'}$	$dQ_{c'}$	θ_e	Q_e	dQ_e	θ_f	Q_f	dQ_f
0	25.40	647.7		24.93	673.1		23.57	445.5		20.62	266.0	
2	24.95	636.2	-11.5	24.57	663.4	- 9.7	23.33	440.9	- 4.6	20.48	264.2	-1.8
4	24.88	634.4	- 1.8	24.43	659.6	- 3.8	23.25	439.4	- 1.5	20.47	264.1	-0.1
5	24.73	630.6	- 3.8	24.30	656.2	- 3.5	23.21	438.7	- 0.7	20.38	262.9	-1.2
6.5	25.05	638.8	+ 8.2	24.22	653.9	- 2.2	23.18	438.1	- 0.6	20.40	263.2	+0.3
8	26.53	676.5	+37.7	24.33	656.9	+ 3.0	23.27	439.8	+ 1.7	20.65	266.4	+3.2
9	27.78	708.4	+31.9	24.65	665.6	+ 8.7	23.57	445.5	+ 5.7	20.80	268.3	+1.9
10	28.47	726.2	+17.8	25.02	675.5	+ 9.9	23.65	447.0	+ 1.5	20.93	270.0	+1.7
11	29.75	758.6	+32.4	26.42	713.3	+37.8	24.38	460.8	+13.8	21.68	279.7	+9.7
12	31.02	791.0	+32.4	27.45	741.2	+27.9	25.08	474.0	+13.2	21.93	282.9	+3.2
13	31.07	792.3	+ 1.3	28.30	764.1	+22.9	25.17	475.7	+ 1.7	21.78	281.0	-1.9
14	31.00	790.5	- 1.8	28.12	759.2	- 4.9	24.80	468.7	- 7.0	21.70	279.9	-1.1
15	29.67	756.6	-33.9	27.75	749.3	- 9.9	24.80	468.7	0.0	21.57	278.3	-1.6
16	29.38	749.2	- 7.4	27.47	741.7	- 7.6	24.75	467.8	- 0.9	21.55	278.0	-0.3
17	28.70	731.9	-17.3	26.92	726.8	-14.9	24.60	464.9	- 2.9	21.47	277.0	-1.0
18	27.89	711.2	-20.7	26.52	716.0	-10.8	24.40	461.2	-3.7	21.28	274.5	-2.5
19	27.25	694.9	-16.3	26.02	702.5	-13.5	24.17	456.8	- 4.4	21.07	271.8	-2.7
20	26.95	687.2	- 7.7	25.75	695.3	- 7.2	24.02	454.0	- 2.8	20.91	269.7	-2.1
22	26.74	681.9	- 5.3	25.49	688.2	- 7.1	23.90	451.7	- 2.3	20.87	269.2	-0.5
24	26.42	673.7	- 8.2	25.20	680.4	- 7.8	23.84	450.6	- 1.1	20.81	268.4	-0.8
ave.	27.68	705.8		25.89	699.0		24.05	454.5		21.07	271.8	
total		+26.0			+ 7.3			+ 5.1			+2.4	

$\theta_a, \theta_{c'}, \theta_e, \theta_f$...average earth temperature in invariable layer (deg).

$Q_a, Q_{c'}, Q_e, Q_f$... heat quantity in invariable layer (cal cm⁻²).

$dQ_a, dQ_{c'}, dQ_e, dQ_f$...heat variation at each time (cal cm⁻²).

熱量は最小になり、その後日の出と共に熱量は増加し、13時に最大蓄熱量に達する。その後放熱により蓄熱量は減少するが、24時間後の21日午前0時に到っても蓄熱量は零にならずいずれの地況共余熱を残している。この余熱は一日中の放熱量が受熱量を下まわったために生じたもので、これによって地温は余熱分だけ上昇することになる。各地況の不易層土壌柱は裸地で1.02°C、湿田と草地で0.27°C、林地で0.19°Cの温度上昇となり、裸地と林地との間では0.83°Cもの温度差が生じている。このような微小な蓄熱量の差が春・夏期にかけて徐々に蓄積されて Table 9 の ave の行に示すように各地況間に2~3°Cもの温度差を生ずるものと考えられる。日々の微小な蓄熱作用の蓄積により地温は徐々に上昇し、不易層と地下深部との温度勾配は増加して蓄積された熱の一部は地下深部へと移行される。しかも、この微蓄される熱量は各地況によって差があるため、各地況による蓄熱量の差が地下深部へ移行される熱量の差となり、これが地下深部例えば1m深において各地況間に±2°Cもの温度差を生ずる原因となるものと推測される。つまり、一日の不易層内の土壌柱の熱収支が正である季節(春-夏)には地温は上昇しつつ地下深部へ熱を移行させ深部地温も上昇するが、秋-冬期には逆に不易層土壌柱内の熱収支は負となり、地温は降下しつつ地下深部から熱が浅部へ移行して深部地温も降下する。この過程の中に各地況による太陽輻射熱遮蔽率の差と土壌の熱的性質の相違が組込まれて、例えば1m深地温において夏には裸地が林地よりも3~4°Cも高くなり、冬には逆に林地が裸地よりも1~2°C高くなるものと推測される。

6. 結 論

地況の地温におよぼす影響を外的因子と内的因子に大別して、各々について検討した結果次の各点が明らかにされた。

1. 外的因子である地況の太陽輻射熱遮蔽率は裸地を0%とすると湿田で38%、草地で60%、そして林地で82%にも達する。地表面に到達した太陽輻射熱は地中に入る前に反射によって消失されると共に、地中に入ってから潜熱・顕熱および長波輻射熱によって失われ、最終的に地温を高めるために使用される熱量は地中に流入する熱量を100%とすると、裸地では5.8%、湿田で2.4%、草地で2.5%、そして林地で2.8%となっている。
2. 内的因子である各地況の土壌構造の相違について検討した結果、平均密度は裸地で $1.345\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$ 、湿田は $1.017\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$ 、草地で $1.249\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$ 、そして林地では $0.795\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$ となっており、有機物含有量の多いものほど密度は小さくなっている。土壌を固形分：水分：有機分の三要素に分けると、
裸地=76.2：16.4：7.4
湿田=64.5：26.6：8.9
草地=77.0：14.6：8.4
林地=55.1：26.6：18.3

となっており、湿田と林地で特に水分が多く、有機物は林地で著しく多くなっている。

3. 2で得られた結果に基づいて、各地況の土壌の熱的特性を検討すると、比熱は裸地が $0.364\text{cal}\cdot\text{g}^{-1}\cdot\text{deg}^{-1}$ 、湿田で $0.447\text{cal}\cdot\text{g}^{-1}\cdot\text{deg}^{-1}$ 、草地は $0.353\text{cal}\cdot\text{g}^{-1}\cdot\text{deg}^{-1}$ 、そして林地は $0.468\text{cal}\cdot\text{g}^{-1}\cdot\text{deg}^{-1}$ となっている。一方熱容量は裸地で $0.481\text{cal}\cdot\text{cm}^{-3}\cdot\text{deg}^{-1}$ 、湿田で $0.450\text{cal}\cdot\text{cm}^{-3}\cdot\text{deg}^{-1}$ 、草地で $0.430\text{cal}\cdot\text{cm}^{-3}\cdot\text{deg}^{-1}$ 、そして林地では $0.340\text{cal}\cdot\text{cm}^{-3}\cdot\text{deg}^{-1}$ となっている。したがって同一熱量に対しては、林地が最も高く温度が上がり、裸地が最も昇温しにくいことになる。
4. **Table 1, 7** に示すように裸地は太陽輻射熱量は多いが昇温しにくく、林地は太陽輻射熱量は少ないが昇温しやすいという結果が得られている。そこで、外的因子と内的因子のいずれが地温に大きな影響力を持っているかを示して検討した。その結果、同一熱量が各地況に与えられるならば、熱容量の小さな林地が最も高温になり、熱容量の大きな裸地や湿田は林地ほど高温になれない。ところが、地況によって遮蔽される熱量を考慮すると、裸地が最も高温になり、裸地の19%しか太陽輻射熱量のない林地は熱容量が裸地より小さいにもかかわらず裸地に比べてかなり低い温度しか昇温しない。つまり多少熱容量が小さく昇温しやすい状態にあっても太陽輻射熱量が他に比べてかなりの少量しか到達しない場合には、他のものよりも昇温は小さくなることを示しており、地況の地温に与える影響力は内的因子である土壌構造の相異による熱的性質の違いよりも外的因子である地況による太陽輻射熱遮蔽率の相違の方が大きく、夏期における地況による地温の高低は主として太陽輻射熱遮蔽率によって左右されていることが明らかにされた。
5. 最後に各地況の1m深地温に $\pm 2^{\circ}\text{C}$ もの温度差が生ずる理由は次のように推定される。春・夏期間の一日の不易層土壌柱内の熱収支は各地況共正になるが、各地況によってその値にかなりの差がある。今回の例では裸地で $26.0\text{cal}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{day}^{-1}$ 、湿田で $7.3\text{cal}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{day}^{-1}$ 、草地で $5.1\text{cal}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{day}^{-1}$ 、そして林地では $2.4\text{cal}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{day}^{-1}$ となっている。この蓄積量は各々の不易層内の温度を上げるために使用されるが、その昇温の差は裸地と林地とでは 0.8°C にも達する。このような昇温率の微量量が春・夏期に徐々に蓄積されて **Table 9** に示したように裸地と林地との間に約 6.6°C もの差を生ずるようになるものと思われる。日々の微小な蓄熱作用によって浅層地温は上昇し、このために深層との温度勾配が増加し、熱は地下深部へ移行されてゆく、この熱の移行にも各地況の蓄熱量にしたがって多少があるために、地下深部に蓄積される熱量も各地況によって当然差がでてくる。この差が地下深部例え1m深において各地況間に $\pm 2^{\circ}\text{C}$ もの温度差を生ずる原因となるものを推測される。

謝 辞

本研究を行なうに当りましては新潟県松之山町樋口透雄氏および村山春江氏に大変お世話になりましたことを記し謝意を表します。

各地で得られた多量の資料を解析するに当っては京都大学大型計算機センターの電子計算機 FACOM-230-60 を使用させて頂きました。

なお本研究に要した経費の一部に文部省の自然災害特別研究費を使用させて頂きましたことを記し関係各位に謝意を表します。

参 考 文 献

- 1) 竹内篤雄：地すべり地における地温測定調査について(4)，地すべり，Vol. 9, No. 3, 1973, pp. 13-22.
- 2) 八鍬利助：三種の土壤の地表及び地中温度に就て，海と空，第十巻第四号，1930, pp. 59-77.
- 3) Angström: The Albedo of various surfaces of ground, Geogr. Annaler, 7, 1925, p. 321.