

水理実験センター圃場における 浅層地温の垂直温度勾配

Vertical Soil Temperature Gradient in Upper Layers at
the Experimental Field of Environmental Research Center

山下 孔二*

Kohji YAMASHITA

I はじめに

浅層地温が深さとともにどのような分布をしているのか、換言すれば地温の垂直温度勾配がどうなっているのかを調べれば、ある期間におけるある深さまでの熱の流れの方向、あるいは熱の蓄積について知ることができる。熱収支的な考え方からすると、地下に熱源あるいは冷源がなく、また地表面における熱の収入と支出が等量であって、水平方向の熱の流れがないものとする、その期間の平均地温の温度勾配はゼロになる。このことより、地中の温度勾配を調べることは、その地点の熱的環境を把握する上で、重要と考えられる。

また、熱収支に占める地中熱流量の割合は、多くても正味放射量の10%程度であるとされている(古藤田, 1984)が、他の熱収支項に比べてオーダーが1桁小さいためか、特に年間を通じての定量的な解析はあまり行なわれていない。地中熱流量の測定には、熱流板を用いて直接測定する以外は、温度計による複数の深さでの地温測定を必要とする。これは、地中熱流量が温度勾配にほぼ比例していることを前提にしているためである。また地中熱伝導率が土壤水分によって変化するため、熱伝導率を知るための土壤水分量の測定を必要とすることになる。しかし、地中熱流量が地温

の温度勾配に依存していることは確かであり、地中熱流量を求めるためにも、温度勾配が時間によってどのように変化しているかをまず知る必要がある。

そこで、年間を通じて地温の垂直勾配がどうなっているか、また季節的にはどのような変化を示すのかを知るため、年間を通しての地温の観測データが得られる地点で、その傾向を調べた。

II 観測地点と資料

観測は、筑波大学水理実験センター(北緯 36° 06'35"、東経 140°06'00"、標高 27m)の実験圃場で行なわれた。実験圃場は半径80mの円形をしており、地温はそのほぼ中心に近い位置で観測された。圃場の植生は、ライグラスを主とする牧草である。春に芽吹いてから、夏には約80cmの丈に生長する。秋には刈り取りを行なっている。

使用したデータは、センターに設置した熱収支・水収支観測システム(古藤田ほか, 1978, 1983)によって行なわれ、収録された「気象日報データ集」の一部である。このシステムの地温データは、0.64秒ごとにサンプリングされて1時間平均値が演算出力される。さらにその値から日平均が算出される。この日平均値を用いて以下の作業を行なった。

* 筑波大学水理実験センター

(1985年7月20日受理)

対象とした期間は1982年1月から1984年12月までの3年間である。

一般に、気候学では、年変化の及ばなくなる深さ、約10mの恒温層までを研究の対象にしているが、ここでは、1mの深さまでの浅層地温の観測データを用いて作業を行なった。主に、0.1m、0.5mそして1mの深さの地温データを使用した。

Ⅲ 地温の年変化

まず、気象日報データのうちから、3つの深さの地温の日平均値を用いてそれぞれの旬平均を算出し、それを用いて描いた地温の経年変化を第1図に示す。

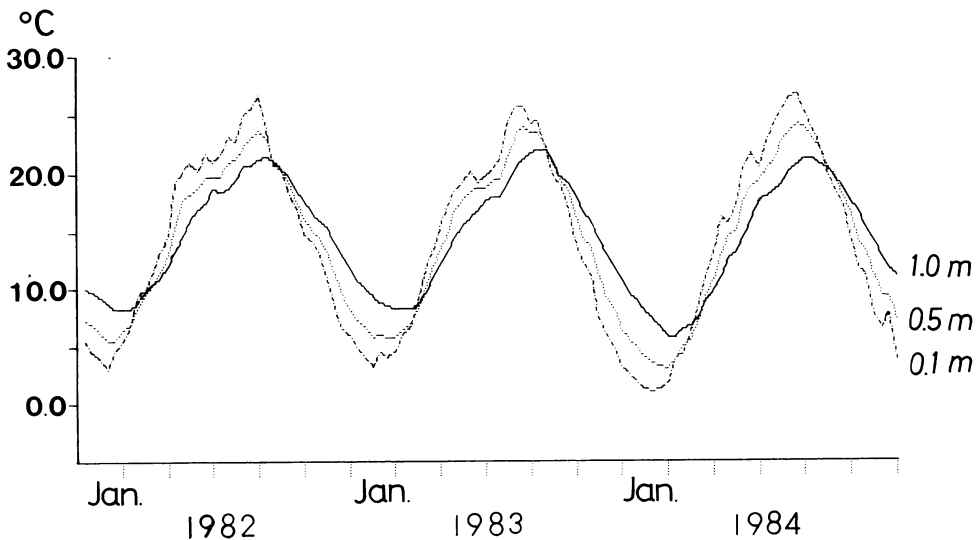
深さの違いによる振幅と位相のずれがよくわかり、深くなるに従い、振幅は小さくなり、最高・最低の出現時期は遅れる。1年を周期とする地温の年変化が明確に表われており、地温の変化が主に熱伝導によって起こっていることがわかる。さらに、詳細に年変化を見ると、年によって昇温及び降温の時期や変化率に違いがみられ、熱の流れが年によって多少異なることが窺える。また、深さの浅い地温ほど、年変化より波長の短い変化が

明瞭にみられる。このような変化は、地表面近くの地温の年変化としては、一般的なものである(例えば、Carson, J. E., 1963)。

これは、固相がほとんどを占める土壌中の昇温、降温が主に熱伝導によって起こり、気相や液相のような対流または放射による熱の交換、輸送は無視できるからであり、伝導による熱輸送のオーダーが他のそれに比べてかなり大きいからである。このため深さとともに位相差が大きくなる。この図のもとのデータである日平均地温でみると、0.1mと1.0mの位相は15日から20日ずれる。もちろん土壌の熱伝導率は、土壌水分量を初めとして土壌の物理的な諸元によって変化するため、土壌水分を変化させる降水や蒸発散などの量により、常に変化していることになる。

さらに、稀に熱伝導によらない土壌中の温度の降下や上昇を、多量の降雨が短時間に発生したときに観測することがある。このうち降雨によって起こる急激な雨水の浸透の地温への影響については、Fukuoka (1969, 1972)によって指摘されており、熱収支式における降雨の持ち込み熱量としてのその効果が論じられている。

ここで用いた地温の旬平均値の時系列を見てみ



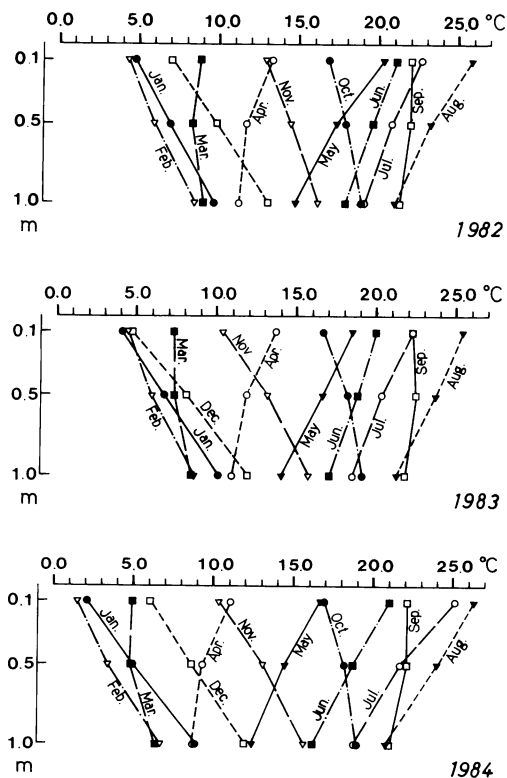
第1図 水理実験センターにおける旬平均値による浅層地温の経年変化

ると、確かに伝導によると考えられない熱の移動によってひきおこされた温度の変化が、特に浅層で時々観測される。このような変化は、降雨にともなって急に起こることが殆どである(佐倉, 1978, 1979)。しかし、そのような急激な変化の起こる回数は年数回程度であり、年の振幅や位相からすると、伝導による変化に比べたら小さな変化にあたる。

IV 月平均値の温度勾配

次に、気象日報のデータの日平均値を用いてそれぞれの深さの月平均値を算出し、地温の垂直温度プロファイルを表わしたものが第2図である。

0.1m から 1.0m までの垂直温度勾配は、ほぼ4月から9月まではプラスになり、10月から3月まではマイナスになる。0.1~1.0mの各層の月平均値の温度勾配を1982年から1984年の3年間の平



第2図 月平均値による地温プロファイルの年変化

均値で、第1表に示した。これより温度勾配が最も大きい月は、昇温期では0.1~0.5m層が7月、0.5~1.0m層が8月になり、降温期では2つの層とも12月であることがわかる。また最も小さいのは、昇温が始まる3月と降温が始まる9月である。これらの月の勾配が小さくなるのは、地表面では既に昇温が始まっているのに、0.1mではまだ降温が継続中であるためである。つまり、それまでは低温であった深さが暖まり、高温であった深さで冷却されているため、上層と下層との温度差が縮まったためである。逆に9月の場合、上層では降温が始まっているのに、下層ではまだ昇温が続行中のためである。

しかし、その様子は、第2図でわかるように各年によって、多少の遅速がある。それらの違いは、降温から昇温にかわる時期よりも、昇温から降温に交代する時期においてみられる。例えば、0.1mの最低温度は1982年と1984年は2月に出現しているが、1983年は1月に現われ、この年は、既に2月が昇温期に含まれている。また1.0mの最低温度は、1982年は、2月に現われているが、1983年と1984年は3月に出現している。

また、各年の温度をみてみると、1984年は他の年に比べて、年較差が大きいことがわかる。0.1

第1表 浅層地温の垂直温度勾配(1982~84年の平均)

月	各層の垂直温度勾配		
	0.1~0.5m	0.5~1.0m	0.1~1.0m
1	-6.3	-6.8	-6.6
2	-4.2	-5.7	-5.0
3	0.4	-2.2	-0.1
4	4.3	1.3	2.6
5	5.9	4.7	5.2
6	4.1	4.0	4.0
7	6.0	4.2	5.0
8	5.5	5.1	5.3
9	0.0	1.6	0.9
10	-3.3	-1.8	-2.4
11	-6.0	-4.6	-5.2
12	-7.3	-6.9	-7.1

($\times 10^{-2}$ °C/cm)

mの地温では、最低温度が約2.5°Cほど低く、最高温度がやや高くなっている。冬期における低温と、夏期の高温の程度が他の年に比べて大きかったためである。年較差が深さとともに指数関数的に減少していることから、殆ど年変化がないとみなせる(0.1°Cの年較差の生じる)深さを求めてみると、年により多少の違いはあるが、9.3~10.4mと10m前後の値になる。

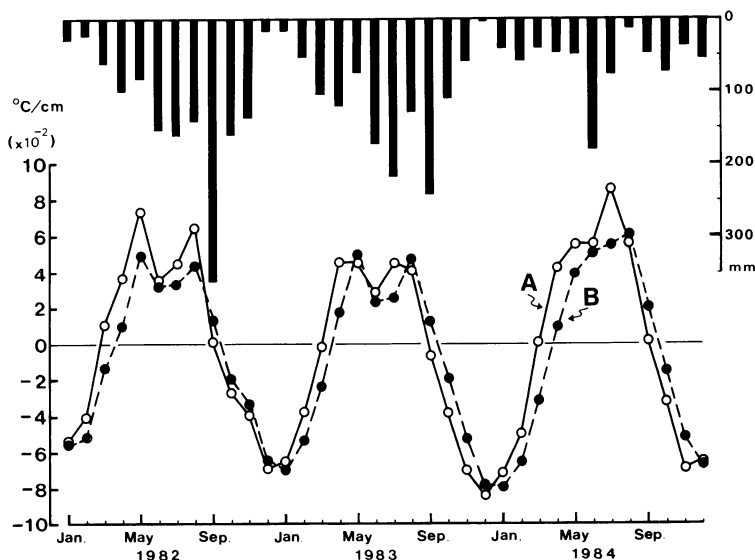
各月の垂直温度勾配の年変化を、0.1~0.5m層と0.5~1.0m層で比べてみるために、第3図に時系列で示す。2本の変化曲線の間には位相のずれがみられ、0.5m~1.0mの層がやや遅れて極大、極小が出現している。この図で示した3年間について2つの層のその勾配の大きさを比較すると、昇温期には、0.1~0.5m層が0.5~1.0m層よりやや大きな値をとるが、降温期では、2つの層ではほぼ等しい値になる。この傾向は、1982年と1984年にみられる。浅層地温の時間変化率が降温期と昇温期では多少異なり、このような傾向になったものと考えられる。

垂直温度勾配の年変化の型をみると、降温期は3年間とも同型であるが、昇温期では1982年と

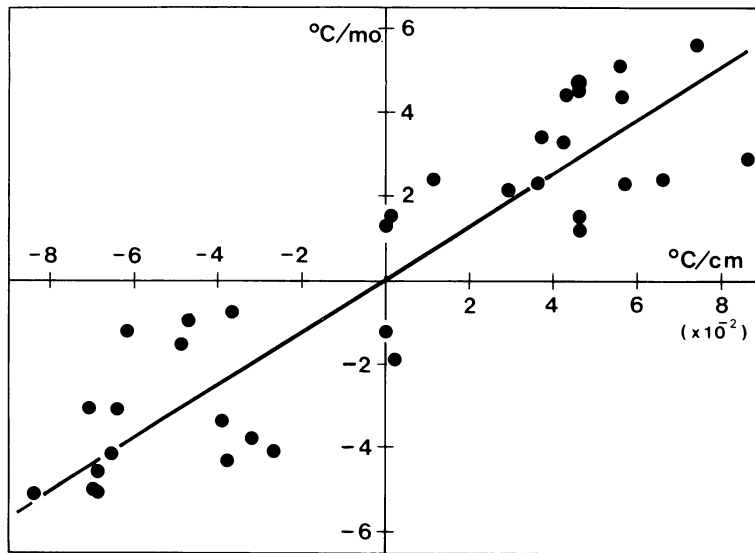
1983年が双頂型であるのに、1984年は単頂型である。温度勾配が一旦小さくなる昇温期の落ち込みは、6月から7月の梅雨期に相当し、正味放射量の減少や土壌水分の増加の影響が現われた結果と考えられる。第3図には月降水量の値も示してあるが、これからすると1984年は、梅雨期および年間の降水量が極端に少なく、土壌水分が他の年とは異なっていたとみられる。しかし、土壌水分についてはここでは扱わない。

次に、垂直温度勾配の大きさと地温の時間変化量との関係をみるため、温度勾配は0.1~0.5m層の値を、変化量は0.5mの値を用いて第4図に示す。温度変化量は1月当たりの値である。温度勾配の大きさに比例して変化量が増加する正の相関がみられ、一次回帰式で表わすことができる。両者の相関係数は、0.91であり、温度勾配と変化量の関係は月の値を用いてもほぼ説明できるといえる。つまり、垂直温度勾配が大きいほど、1月間の温度変化量も大きい。回帰式は、原点を通り、月変化量をY(°C/month)とし、温度勾配をX(°C/cm)とすると、

$$Y = 63.0 X$$



第3図 垂直温度勾配と月降水量の経年変化 (A: 0.1~0.5m層, B: 0.5~1.0m層)



第4図 0.1~0.5m層の月平均温度勾配（横軸：X）と0.5m月平均地温の1月当たりの変化量（縦軸：Y）との関係 回帰式： $Y=62.0 X$, $r=0.91$

で表わすことができる。

V 年平均値の温度勾配

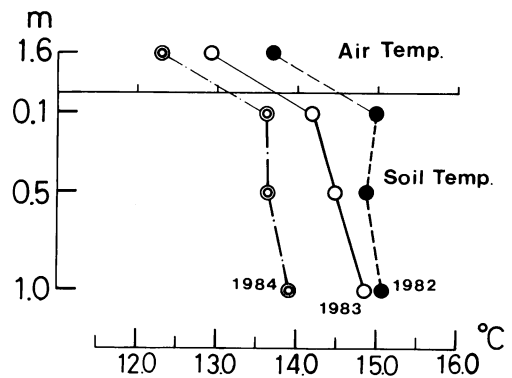
気象日報データの日平均値を用いて各深さの年平均値を求め、年毎の垂直プロファイルを図5に示す。同時に各年の1.6mの年平均気温も示した。この3年間では、どの深さでも年々地温が低下しているのがわかる。1984年は1982年に比べて年平均地温が各層とも1°C以上低くなっている。気温も同様な傾向にある。

温度勾配をみてみると、1982年の0.1~0.5m層を除いてマイナスの値になっており、深い層ほど温度が高い。温度勾配の大きさは、1983年が最も大きく、0.5~1.0m層で $-0.78 \times 10^{-2} \text{ } ^\circ\text{C/cm}$ になっている。しかしその絶対値は、月々の温度勾配に比べたらもちろん1桁小さい。

このような温度勾配になるのは、地下に熱源が存在する火山や温泉地帯になる（西沢・長谷川, 1969）。しかし、この地点ではそのようなことは考えられず、たまたま対象とした3年間の傾向が全体として、地表面における熱収支で受熱量より

放熱量が多かったためと考えられる。さらに長期間に渡っての年平均地温の垂直勾配を求めれば、おそらくゼロに近い値が求められるに違いない。しかし、それにはデータの蓄積をまたなければならぬ。

また、年平均気温と年平均地温との関係をみると、3年間とも1.6m気温は1.0m地温より約1.3~1.9°C低い。参考までに、この値を年平均気



第5図 年平均値による地温プロファイルと気温

温から年平均地温を算出する式(荒川・東, 1951)で求めた値と比べてみると, 前者が後者よりやや小さくなる。これは, 用いた年平均値の統計年数が異なるためと思われる。

VI 終わりに

浅層地温の3年間の連続観測データを用いて, 0.1~1.0mの垂直温度勾配の月単位での時間変化と年変化について調べた。

その結果, 垂直温度勾配は, 昇温期では5月および7, 8月が大きく, 降温期では12月が大きかった。しかし, 地表面の熱収支の大きさを決定する熱収支要素や土壌中の熱伝導率に影響する土壌水分量については, ここでは扱わなかった。明確なことはいえないが, 少なくとも月降水量の多寡によって, 垂直温度勾配の年変化の型が異なることは明らかである。

また, 0.5m地温の1月当たりの変化量は, 垂直温度勾配の大きさでほぼ説明できることがわかった。

地温の観測は各地の多くの気象管署で, 1970年まで行なわれていた。しかし, 「長期間の観測資料が蓄積され, その土地の地温の状態が過去の資料からわかるようになった」という理由で気象管署でのルーチン観測項目からは外され(農林水産省・気象庁, 1982), 以後各地の地温の連続観測値は得にくくなった。地温の年々の変動は, その地点の熱の出入りおよび蓄積の状態を表わしており, また年平均気温と地温との間にも興味深い関係がみられる。

さらに, 地表面熱収支からすると, 地温の形成に関係する地中熱流量は, 顕熱項や潜熱項の寄与率に比べて小さいが, 夜間の放射冷却に際しては, 重要な役割を果たすと思われる。

これらの点から浅層地温の継続的な観測は, 気温のそれと同様に貴重であり, また重要であると考えられる。

文 献

- 荒川 淳・東 晃 (1951) : 日本列島における地温の分布について. 科学, **21**, 144.
- 古藤田一雄・佐倉保夫・林 陽生・甲斐憲次 (1978) : 水理実験センターにおける熱収支・水収支観測システムとデータ集録・処理について. 筑波大学水理実験センター報告, 2号, 65—89.
- 古藤田一雄・甲斐憲次・中川慎治 (1983) : 気象日報作成装置について. 筑波大学水理実験センター報告, 7号, 75—85.
- 古藤田一雄 (1984) : 草地の熱収支と蒸発散. 地理評, **57** (Ser. A), 611—627.
- 佐倉保夫 (1978) : 土壌水分移動と地中温度分布の関係について. 筑波大学水理実験センター報告, 2号, 37—45.
- 佐倉保夫 (1979) : 浸透過程の地中温度変化から推察される土壌水分移動について. 筑波大学水理実験センター報告, 3号, 33—38.
- 西沢利栄・長谷川力 (1969) : 本邦における地温について. 地理評, **42**, 775—777.
- 農林水産省・気象庁 (1982) : 地中温度等に関する資料. 農業気象資料第3号, p. 291.
- Carson, J. E. (1963) : Analysis of soil and air temperatures by Fourier techniques. *J. Geophys. Resear.*, **68**, 2217—2232.
- Fukuoka, Y. (1969) : Relation of precipitation to soil temperature (1st report)—Cooling effect of ground surface by rain water. *Geographical Review of Japan*, **42**, 735—745.
- Fukuoka, Y. (1972) : Relation of precipitation to soil temperature (2nd report)—Effect of soil moisture on heat-exchange in the soil. *Geographical Review of Japan*, **45**, 475—483.