熱的方法による土壌水分量の測定について

関山 哲雄*・白井 清恒**

(* 電力中研・生物研
** 東大農学部)

Study on the Thermal Method to Measure the Soil Moisture

Tetsuo SEKIYAMA* and Kiyotsune SHIRAI**

(* Biology, CRIEPI, Abiko-city, Chiba 270-11)
(** Faculty of Agriculture, University of Tokyo,
Bunkyo-ku, Tokyo 113)

1. ま え が き

土壌を母体とする農業にとって土壌水分量を実測することは、極めて重要である。土壌水分量は直接的には、採土し乾燥秤量して求められるが、この直接法においては採土する必要があるので、連続測定が不可能であり、測定に長時間を要する問題がある。これをおぎなうために、土壌の水分張力や電気伝導度などを利用する間接法が各地でこころみられ実用にも供されている。ここでのべる土壌の熱的性質を利用する方法は、土壌水分量以外の要因とくに電解質濃度の影響がない方法といわれている。最近の化成肥料の使用量の増加にともない、とくにハウス内などにおいて塩類集積が著しいので、このような状態における土壌水分量の測定法としては、熱的方法が適しているといえよう。この方法は Shaw ら (1939) が初めて発表した。その後 Bloodworth ら (1957) が Buetner (1955) の円筒熱源体を対象とする理論に基づいて温度検出端にサーミスタを用い、検出感度を高めるための改良を行っている。しかし、熱的性質の変化を検出するための加熱による土壌水分移動、土壌温度の影響および直示できないなどの欠点があり、いまだに本格的な普及はなされていない。

そこで、熱的方法における加熱容量の適正化、土壌水分量と上昇温度との相互関係さらに土壌温度の変化にともなう影響の補償法など検出感度ならびに精度を高めるための改良を行ったので報告する。

2. 熱的方法の原理

周知のように土壌水分量が多くなると土壌の熱伝導係

数、比熱および密度などの熱定数が大きくなることは古く Patten (1909) が指摘して以来、白井 (1961)、粕淵 (1972) など多くの研究があるが熱的方法は土壌水分量によるこの土壌の熱的性質の変化を利用するものである。土壌中に熱源体を埋設して一定の熱量を発生させると、周囲の土壌はその熱を一部吸収するが、その吸収熱量は土壌水分量が多いほど大きくなる。たとえば、発生する熱量を一定とすれば、熱源体の温度は周囲の土壌の水分量が少ないほど上昇することになり、熱源体の平均温度は土壌水分量の関数として表わすことができる。白井ら (1974) は、さきに球状の熱源体の場合について熱伝導論による解析を試みたが、本研究に必要な結果を要約すればつぎのようである。まず、定常状態については (1) 式を示した。

$$\bar{\theta}_{s\infty} = \frac{Q}{4\pi Rk} \left\{ \frac{k}{5k_s} + \frac{k}{h(1-A)R} + \frac{1}{2\sqrt{A}} \ln \frac{1+\sqrt{A}}{1-\sqrt{A}} \right\} \quad (1)$$

ここに、 $\bar{\theta}_{s\infty}$: 熱源体温度の平均値

Q : 熱源体内で毎時発生する熱量

R : 熱源体の半径

k : 土壌の熱伝導係数

k_s : 熱源体の熱伝導係数

h : 熱源体と土壌との間の熱伝達係数

A : 導線と熱源体との断面積比 ($a/4\pi R^2$)

a : 熱源体の導線の断面積

一般に $A \ll 1$ であるので近似的には (1.1) 式が成り立つ。

$$\bar{\theta}_{s\infty} \doteq \frac{Q}{4\pi R} \left\{ \frac{1}{5k_s} + \frac{1}{k} + \frac{1}{Rh} \right\} \quad (1.1)$$

さらに、 $k_s \gg k$ とすると、

$$\bar{\theta}_{s\infty} \doteq \frac{Q}{4\pi R} \left\{ \frac{1}{k} + \frac{1}{Rh} \right\} \quad (1.2)$$

昭和 59 年 5 月 16 日 発表

昭和 60 年 5 月 7 日 受理

となり、熱源体温度の平均値は土壤の熱伝導係数 k のほか熱源体と土壤との熱伝達係数 h にも影響される。これらはいずれも水分量の増加につれて大きくなると考えられるので、熱源体の上昇温度 $\theta_{s\infty}$ を測定することにより水分量を推定することができる。

また、過渡状態においては一般に上昇温度 $\bar{\theta}_s$ は k のみの関数ではなく熱容量や熱拡散係数の影響をうけるが、 t が充分大きく k_s について上記の条件を満足するときの近似式で与えられる。

$$\bar{\theta}_s = \bar{\theta}_{s\infty} \{1 - \exp(-bt)\} \quad (2)$$

ここに、 t ：熱源体加熱後の経過時間

b は一定の熱源体では熱伝導係数に比例し、その比熱には影響されない。すなわち k の変化による $\bar{\theta}_{s\infty}$ の変化にくらべ、過渡状態における $\bar{\theta}_s$ の変化は小さいことを表す。したがって平衡状態に近いほどその感度は高いことになるが、実際の場合長時間の加熱は土壤中の温度傾度を大きくし土壤水分条件を乱すおそれがある。そこで、適正な加熱時間が存在するはずであり、実測によって求められねばならない。

以上の結果は球熱源について得られた結果であるが、球形以外の熱源体についても定性的には適用されるとしてよいであろう。

3. 熱的方法に基づく土壤水分検出器の試作

検出器の構成要素として、発熱体(線)と温度検出端がある。また、検出器としての必要条件として熱源体の熱伝導係数が大で土壤との接触が良いこと、小形で防水構造であること、温度検出端は電気的な出力が得られることが望まれる。

試作した土壤水分検出器の構造を Fig. 1 に示す。外形は円筒形とし、外径 4mm、内径 3.6mm の銅パイプを用いた。温度検出端として 0.1mm の熱電対または極小の測温抵抗体を用い、銅パイプの中央部に挿入し熱伝導係数の大きなシリコン系の充填材で固定した。銅パイプの外面に絶縁性の塗料を塗って絶縁し、抵抗温度係数の小さなマンガニン線 (0.3mm、絹巻き、30 Ω) を発熱体として一層巻いた。マンガニン線は再び絶縁性の塗料で固定し、熱収縮チューブで防水した。

Fig. 1. The structure of a trial soil moisture detector (1983).

4. 検出器の特性

4.1 試験方法

供試土壤として、粒径が均一なガラス球 (0.2mm)、砂ならびに火山灰土壌を用いた。粒径分布を Table 1 および pF と含水比の関係を Fig. 2 に示した。これら 3 種の供試土壤を良く洗浄、乾燥して金網製の箱内 (20×15×7 cm) にそれぞれ充填した。

Table 1. Size distribution of particles of tested soils.

Tested soils	Size distribution		
	~0.074mm	0.074~0.42	0.42~2
Volcanic ash soil	27.8%	58.1%	14.1%
Sandy soil	1.5	63.6	34.9
Glass beads	0	99.6	0.4

Fig. 2. pF value-soil moisture ratio curves.

発熱体の電源には定電流電源装置を使用し、検出器の温度検出端および周辺土壤の温度測定には、0.1mm の銅ーコンスタンタン熱電対を用い、前置増幅器を介して記録電位差計で記録した。土壤の乾燥は自然乾燥により、給水は箱の底部からの給水によりそれぞれ行い、水分分布の均一化を図るため、密封して 1~2 日放置後実験に供した。土壤水分量は乾燥法により測定し、飽和度をもって表した。

4.2 結果および考察

(a) 熱源体の加熱条件

(1) 式において、加熱量と上昇温度との関係は定常状態において比例関係であることを示しており、土壤水分の検出感度を高めるためには加熱量を大きくする必要がある。しかし、このことにより加熱にともなう水分移動量が多くなることが考えられる。そこで、水分移動量が

Fig. 3. Relation between heating capacity and rising temperature around the heat source at 20°C.
(heating time: 15 minutes, tested soil: 0.2mm glass beads)

多いと考えられるガラス球(0.2mm)を供試し、加熱量と検出器周辺土壌(熱源体表面より2, 5, 10mm)の上昇温度との関係について調べた(Fig. 3)。

その結果、加熱時間を15分として加熱量1.6ワットまでの範囲ではほぼ比例関係であり、2.4ワットでは上昇温度が小さくなった。これは2.4ワットで水分移動量が多くなるためと思われる。したがって安全をみて0.8ワットとした。つぎにこの加熱時間について検討する。Fig. 4は加熱量を0.8ワットとし、加熱時間を5, 10, 15分と変えて水分量と上昇温度との関係を3種の土壌について測定した結果である。上昇温度の測定位置は熱源体の中心部とした。

各土壌における結果を

$$Y = AX^{-B}$$

(3)

Y: 熱源体中心部の上昇温度

X: 土壌水分量(飽和度)

のべき乗関数にあてはめてみると、決定係数は0.91~0.99とかなり高く、よく適合するといえる。そして各土壌におけるAおよびBを最小自乗法により求めるとTable 2のとおりである。

べき乗の指数は水分量に対する感度を示しており、加熱時間によってあまり変化しないことが望まれる。いずれの場合もかなり広い水分量の範囲において一定値に近づく傾向がみられた。このことから、加熱時間15分の上昇温度は、定常状態における上昇温度と同様に取り扱えるといえよう。したがってここでは加熱時間を15分

Fig. 4. Relation between degree of saturation and rising temperature in the process of decrease at 20°C.
(effect of heating time on rising temperature of the center of heat source)

Table 2. Changes of factor A and B of the experimental equation (3) with heating times.

Tested soils	Degree of saturation	Heating time	A	B	r^2
Glass beads	15-100 (%)	5 (min)	15.24	0.23	0.98
		10	18.91	0.25	0.98
		15	20.79	0.25	0.99
	2-30	5	11.80	0.15	0.98
		10	15.51	0.18	0.99
		15	16.78	0.19	0.99
Sandy soil	20-100	5	11.42	0.21	0.91
		10	13.70	0.23	0.94
		15	14.86	0.24	0.95
	2-30	5	17.64	0.35	0.96
		10	22.28	0.38	0.99
		15	25.02	0.40	0.98
Volcanic ash soil	25-100	5	43.30	0.42	0.98
		10	62.65	0.47	0.99
		15	72.65	0.49	0.98

とする。なお、風乾状態に近いところまで実験したガラス球と砂において、水分量 20~30 % 以下の部分で指数が変化し、その傾向が異なったがこの点についてはさらに検討する必要がある。

(b) 加熱量と上昇温度との関係の水分量による変化

土壤中に埋設した熱源体の上昇温度は(1.2)式で示されるようにその加熱量、熱源体周辺土壌の熱伝導係数さらには熱源体と土壌との間の熱伝達係数によってきまる。(1.2)式を

$$\bar{\theta}_{s\infty} = \frac{Q}{4\pi Rk} \left(1 + \frac{k}{Rh}\right) = \theta_s \left(1 + \frac{k}{Rh}\right) \quad (1.3)$$

ここに、 $\theta_s = \frac{Q}{4\pi Rk}$

$$\frac{k}{Rh} = \frac{\bar{\theta}_{s\infty}}{\theta_s} - 1 = r \quad (1.4)$$

としてカッコ内を無次元化し、 r の水分量による変化の一例を Fig. 5 に示した。

いずれの場合においてもとくに水分量の少ない場合を除き一定の傾向はなく、この変動は偶然誤差と見なすことができる。 $r = k/Rh$ を供試土壌 3 種についてみると、

$r \pm \sigma_r$ (標準誤差)

ガラス球の場合; 1.180 ± 0.054

砂 ; 1.700 ± 0.068

火山灰 ; 1.440 ± 0.040

を得た。 r は熱源体と土壌との接触の程度を表し良好な接触(h 大)ほど小さく、 σ_r は安定性を表す。この結果 3 種の供試土壌間に大きな違いはないが、砂の場合やや接触の状態が不良で不安定であり、熱源体と土壌との熱的な接触を良くし安定化させる形状について配慮する必要がある。

(c) 電解質濃度による検出感度の変化

室温がほぼ一定の実験室において、ガラス球、砂においては、水分飽和度がほぼ 0 から 100 % の範囲について、火山灰については、水分飽和度 30 から 100 % の範囲において水分量と上昇温度との関係ならびに電解質溶液による土壌水分検出感度への影響について実験した。

その結果は Fig. 6 に示されているが、3 種の土壌については 1 % (0.01 M) ほどの KCl 溶液による差は認められない。すなわち、熱的方法に基づく土壌水分検出器の検出感度は、ここで用いた濃度の範囲において電解液濃度

Fig. 5. Relation between degree of saturation and $r (=k/Rh)$. r is ratio of rising temperature of heat source to surface temperature of detector. (c.f. equation (1.4))

Fig. 6. Relation between degree of saturation and rising temperature.
(effect of concentration of KCl solution on rising temperature of the center of heat source)
heating capacity: 0.8 Watts
heating time : 15 minutes

の影響をうけないといえよう。

(d) 圃場試験

土壌水分量と上昇温度との関係の圃場試験（火山灰、裸地）を1982、83年の10～11月の2ヶ月にわたり行った。熱的方法による土壌水分量の測定は、0.8ワット、15分間の加熱により行う一方、対照とする土壌水分量の測定は、測定頻度が多くなることからテンショメータを主として用いた。テンショメータにはヒステリシス現象があるが、その影響を少なくするために、火山灰土壌の比較的多水分量の範囲を対象とし、乾燥過程の測定値を用いるように配慮した。また乾燥法によるチェックを適時に行った。

試作検出器ならびにテンショメータの検出部を地表面下10 cmの深さに相互に影響しない範囲で近接して埋設した。また、温度補償法について検討するため、検出器付近の地温の連続測定を行った。結果をFig. 7に示した。

供試検出器については、83年にステンレスパイプ(5mm, 120mm)から銅パイプ(4mm, 60mm)に改良している。その結果検出感度が約1.7倍高まり、測定データの変動もやや小さくなった。

さらに、土壌温度の上昇とともに加熱による上昇温度が比例的に低下する傾向がみられたので、(4)式による温度補償を試みた。すなわち温度変化の範囲がせまいときはつぎの近似式が成り立つ。

$$\theta \div \theta_0 \{1 - \alpha (\theta - \theta_0)\} \quad (4)$$

ここに、 θ : 加熱前の土壌温度

θ_0 : 基準温度

θ_0 : $\theta = \theta_0$ における上昇温度

θ : θ における上昇温度

α : 温度係数

α は予備的な実験から 0.005 付近に適値があることがわかっていたので、0.003 から 0.011/°C の範囲にわたり

Fig. 7. Relation between pF values and rising temperature at 10 cm depth in field. (volcanic ash soil, bare ground)

Fig. 8. Effect of soil temperature compensation on correlation coefficient between pF values and rising temperature. (calculated using field test results by equation (4))

Fig. 9. Relation between temperature coefficient of compensation and average error after compensation.

検討した。結果を Fig. 8 および Fig. 9 に示した。

0.005 の温度係数で補償すると、実験式の平均偏差が最小となり 0.97 以上の相関係数が得られた。かんがいなどでとくに問題となる pF 1.9 から pF 2.4 の実験の範囲では (4) 式による温度補償が精度の向上に有効であることが明らかになった。

5. 要 約

土壌中の水分量と電解質濃度の連続的測定法の開発を目標とし、まず、熱的方法による土壌水分量の検出感度ならびに精度を高めるための改良を行った。

(a) 熱源体の加熱条件

熱的方法に基づく土壌水分測定における熱源体の加熱条件は、土壌水分の検出感度を高めるためには発熱量を

大きくし、できるだけ定常状態に近い加熱時間とすることが望ましい。一方、温度勾配による水分移動量を極力抑制しなければならない。これらのことを検討した結果、熱源体の加熱電力を 0.8 ワット、加熱時間を 15 分とした。

(b) 熱源体と土壌との接触について

この良否は測定精度に影響を与える。接触の程度を表す指標として $r (=k/hR)$ について検討した。実験の結果砂の r が比較的大きな値になることがわかり、砂においてはとくに検出器と土壌との熱的な接触を良くし安定化させる形状について配慮する必要がある。

(c) 電解質濃度による検出感度の変化

ガラス球、砂(水分飽和度はほぼ 0 から 100% の範囲)ならびに火山灰(同 30 から 100%)では、水分量と上昇温度との関係について蒸留水と KCl 0.01M 水溶液を用いて比較実験を行った結果、電解質濃度による差は認められなかった。

(d) 圃場試験

火山灰土壌の圃場において検出特性試験を行ったところ、土壌水分量 (pF) と上昇温度との関係は一次式で表すことができた。さらに、土壌温度が高くなると上昇温度は比例的に小さくするとして温度補償を行ったところ、温度補償係数は 0.005/°C が適値であり、土壌水分量と上昇温度との相関係数は 0.89 から 0.97 と高まり測定精度の向上に効果的であることを明らかにした。

引用文献

- Bloodworth, M. E. and Page, J. B., 1957: Use of thermistors for the measurement of soil moisture and temperature. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, **21**, 11.
Buetner, K., 1955: Evaluation of soil's heat con-

- ductivity with cylindrical test bodies. *Trans. Amer. Geophys. Union*, **36**, 831.
- 柏淵辰昭, 1972: 土壌の熱伝導率に及ぼす水分の影響, 日土肥, **43**, 12, 437-441.
- Patten, H. E., 1909: Heat transference in soils. U.S. Dept. Agr. Bur. Soils Bull., 59.
- Shaw, B. T. and Baver, L. C., 1939: An electrical method for following moisture change of the soil in situ. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, **4**, 78.
- 白井清恒, 1958: 球熱源による土壌水分測定法について, 三重大農学術報告, **18**, 67-76.
- 白井清恒, 1961: 土壌の物理的伝導度に関する研究, 三重大農学術報告, **24**, 127-191.
- 白井清恒・松井重光, 1974: 土壌内の球熱源による熱伝導について, 熱的方法による土壌水分測定法に関する研究, 三重大農学術報告, **47**, 117-131.
- 白井清恒, 1982: 土壌水分量の測定法, 農業気象, **37**, 4, 333-335.
- 関山哲雄・板久安信・平間賢一, 1978: 熱伝導式土壌水分検出器の開発とその動特性(第2報), 電中研, 農電研究所報告, 72005, p. 26.

Summary

In order to develop a continuous measuring method to detect both soil moisture and electric conductivity, experiments were conducted to increase the accuracy of soil moisture measurements by the thermal method.

It is the most important factor for this method that soil water movement induced by temperature gradient around the heat source should be neglected. Also, heating capacity and time in the heat source should be determined at designed certain values. Suitable heating capacity and time were 0.8 Watts and 15 minutes, respectively, in volcanic ash soil, sandy soil, and 0.2mm glass beads.

In the case of decreasing contact surface of heat source body with soil, especially sandy soil, the heat transfer coefficient tended to lower. Therefore, it was necessary to increase contacting surface of the heat source body and to improve its form.

Concentration of electrolytes: less than 0.01 M KCl solution, in soil water did not affect to detect soil moisture and rising temperature in the center part of cylindrical heat source body.

As the rising temperature of the heat source decreased with rising soil temperature, we revealed that soil temperature compensation value (α) in the equation ($\theta_0 = \theta / 1 - \alpha(\theta - \theta_0)$) is 0.0051/°C in the volcanic ash soil.

The correlation coefficient between pF values and rising temperature of the heat source was 0.89 for non-compensation values; an application of this equation to the same data gave it 0.97.