

土 壌 の 熱 的 性 質

粕 淵 辰 昭*

Thermal Properties of Soil

Tatsuaki KASUBUCHI

Department of Soils and Fertilizers, National Institute
of Agricultural Sciences

I はじめに

植物生育にとり土壌温度の重要性は指摘するまでもない。しかしそれにもかかわらず土壌中の熱の流れや温度について、日本の土壌物理の分野でこれまでほとんど扱われてこなかったのは、気候が温暖なため地温が植物生育にとり相対的に大きな制限因子とならなかったことによると思われる。けれども、最近では植物および地中生物の生態学的な研究を進めるためにも、またそれらに基づく植物生産のいっそうの向上のためにも、土壌における物質とエネルギーの流れを、大気—植物—土壌という一貫した循環系のなかでとらえることが必要となってきている。このなかで土壌中の熱の流れや温度は、土壌水やガスの移動、土壌溶液中の溶質の拡散速度などに影響を及ぼし、その果している役割は大きい。こうした意味で、熱の流れや温度に関する研究は今後の発展が必要とされていると言えよう。

土壌の熱現象は、土壌の二つの部分で区別することができる。すなわち、土壌の表層とそれ以下の部分とである。熱現象によって区別される「土壌表層」の定義は明確にされてはいないが、多くの土壌で表面から数センチまでの層がそれ以下の層と比較して、①温度勾配が大きく、一日の温度振幅も大きい、②水分勾配が大きく蒸発面が予想される、といった特徴をもっている。このような部分を熱的な土壌表層と言ってよいであろう。この表層では、実に複雑でダイナミックな熱現象が起きている。すなわち太陽の放射エネルギーを受け取る、逆に大気中に熱放射する、大気との熱交換をする、蒸発を行う、逆に凝縮する、より下の層に伝熱する、といった熱交換が同時に進行し、動的な熱収支が成立している。これらの現象は純放射量、植生、気温、湿度、風、土壌の熱的性質、土壌水分など多くの要因によって影響される。

表層より下の部分では、熱現象は熱伝導が大部分と考

えられる。その原因は、当然ではあるが、この層が大気の影響を直接には受けないことにある。このため表層に比し、温度勾配、湿度勾配が小さいことが特徴である。この結果、表層で主要な水の蒸発による熱輸送は、この層では無視できる程度に小さい。伝導以外の伝熱機構には、この潜熱伝達の外に、放射、対流が考えられるが、以下に述べるようにこれらも無視し得る程度に小さい。

放射については、土壌粒子を完全黒体とみなし、常温で粒子間に1℃の温度差があるとすると、放射伝熱量は約 $1.5 \times 10^{-4} \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{sec}$ となる。表層以下の部分では1℃/cmという温度勾配は大きい方に属し、しかも1cmの間には、多数の粒子が充填されていて、放射を行うスペースをはさむ粒子間の温度差はさらに小さくなる。

対流は、流体の移動による熱伝達であり、温度差による比重の大小によって流体が移動する自然対流と、これ以外の要因で流体が移動する強制対流とに分けられる。自然対流は下が暖く上が冷い場合、Rayleigh数が1700以上で起こることが知られている⁸⁾。これは、5mmの水平平板間の温度差が水の場合1℃、空気の場合130℃以上に相当し、さらにこの値は平板間の距離が小さくなるに従って大きくなる。このことから、土壌中での自然対流は無視できる。強制対流の場合も、1日1cm程度の水の流れて温度勾配を1℃/cmと仮定すると、熱輸送量は $10^{-5} \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{sec}$ となり小さい。

以上の放射、対流に比し、熱伝導による熱輸送量は温度勾配を1℃/cmと仮定すると、 $10^{-3} \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{sec}$ のオーダーであり、はるかに大きい。以上の理由から、表層以外の伝熱機構として熱伝導のみを考えてさしつかえないであろう。

この報告では、表層およびそれ以下の層を通じて土壌の熱現象に大きい影響をおよぼす土壌の熱的性質すなわち比熱と熱伝導率について述べる。

II 土壌の比熱

土壌の熱伝導の解析には、単位質量あたりの熱容量

* 農業技術研究所化学部

(比熱)ではなく、単位体積あたりの熱容量(体積熱容量)が必要である。これは次式で示される。

$$\text{体積熱容量}(C) = c_1\rho_1 + c_2\rho_2 + c_3\rho_3$$

ただし、 c は比熱、 ρ は土壤 1cm^3 に対する密度、添字の 1, 2, 3 はそれぞれ固体、液体、気体を示す。

この式のうち気体部分は比熱が他に比較して小さいため無視し得る。液体の比熱はほとんど大部分が水であることから、1.0 としてよい。結局必要となるのは、固体の比熱である。土壤固体の比熱は、ふつう $0.2\text{cal/g}\cdot^\circ\text{C}$ として計算されているが、土壤によって固体の成分は変化するので、当然一定ではないであろう。しかしこの固体の比熱を測定することは意外に困難である。簡便な水熱量計を用いて土壤の固体部分の比熱を相対誤差 $\pm 5\%$ 以内で求めようとする、 $\pm 0.1\%$ の温度測定精度が必要となる。さらに攪拌、蒸発、デュアーからの熱のリーク等を考慮に入れると、實際上期待する精度で比熱を求めることは困難である。双子型恒温壁熱量計を用いる比熱測定法は、上述の欠点を除き比較的容易に精度よく測定できる一方法である⁵⁾。装置は 図-1 のように、2つのデュアーのそれぞれに熱伝対、ヒーター、マグネティックスターラーをセットした双子型恒温壁熱量計と恒温循環機、ヒーター用の直流電源、アンプ、記録計から構成されている。原理的には、表-1 のように、デュアーの一方を基準側に、他を測定側にとり、基準側には熱容量 C の水を入れ、測定側にはこれと同じ熱容量 C の水と未知の熱容量 X の試料とを入れる。同時に同量の熱を投下すると、温度上昇は各々のデュアーで ΔT_{st} , ΔT_{sa} となる。加えた熱量が等しいことから(1)式が成立し、最終的に(5)式で熱容量 X が求まる。この方法は、2つのデュアーを用いることによりデュアーからの熱のリーク、攪拌熱などを打ち消し、熱容量 X を2つのデュアーの温度差から直接求めることに特長がある。この方法によって、従来の水熱量計の約20倍以上の精度の測定が可能で

表-1 双子型恒温壁熱量計による比熱測定法の原理

	基準側デュアー	測定側デュアー
熱容量	C	$C + X$
投下熱量	Q	Q
温度変化	ΔT_{st}	ΔT_{sa}

$$C\Delta T_{st} = (C + X)\Delta T_{sa} \dots\dots\dots(1)$$

ここで

$$\Delta T = \Delta T_{st} - \Delta T_{sa} \dots\dots\dots(2)$$

とおくと、

$$C\Delta T_{st} = (C + X)(\Delta T_{st} - \Delta T) \dots\dots\dots(3)$$

$$X = \frac{C\Delta T}{\Delta T_{st} - \Delta T} \dots\dots\dots(4)$$

$$\Delta T_{st} \ll \Delta T, \Delta T_{st} = \text{const, から}$$

$$X \approx a\Delta T + b\Delta T^2 \dots\dots\dots(5)$$

表-2 粘土および土壤の比熱⁵⁾⁶⁾

粘 土, 土 壤 名	比熱 cal/g. °C
指宿 カオリン	0.201 ± 0.005
国峯ベントナイト	0.209 ± 0.005
アロフェン	0.229 ± 0.005
火山灰土壤 (千葉県八街町)	
Ap 層	0.20 ± 0.01
B C //	0.18 ± 0.01
II C //	0.18 ± 0.01
沖積土壤 (愛知県清洲)	
Ap ₁ 層	0.18 ± 0.01
B ₁ , ir //	0.18 ± 0.01
B ₂ C //	0.19 ± 0.01
洪積土壤 (愛知県豊橋)	
A ₁₂ 層	0.18 ± 0.01
B ₂ //	0.17 ± 0.01
B ₃ C //	0.18 ± 0.01

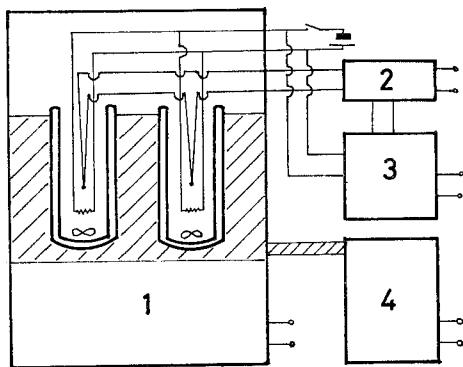


図-1 比熱測定装置 (1. 双子型恒温壁熱量計 2. アンプ 3. レコーダー 4. 恒温循環機)

ある。この方法によって測定した粘土および土壤の比熱の一例を表-2 に示す。いずれも 105°C , 24時間乾燥した状態を基準としている。これらの結果、土壤による固体部分の比熱の相異は認められるが、熱伝導の解析の点からは、特殊な土壤を除き、従来用いられてきた $0.2\text{cal/g}\cdot^\circ\text{C}$ を用いても大きな誤差は生じないと考えられる。

III 土壤の熱伝導率

III-1 熱伝導率の測定法

熱伝導率の測定法には定常法と非定常法とがある。定常法は試料に熱の定常流を与え、一定の温度勾配を生じさせて熱伝導率を測定する。このためには長時間を要し、かつ温度勾配も大きくなる必要がある。非定常法は

試料に一定の熱を瞬間的あるいは周期的に与えて生じる温度変化から熱伝導率を求める方法で、比較的短時間で測定することができる。土壌中には気体および水が含まれており、温度勾配を長時間かけると当然これらの流体は移動する。このため土壌の熱伝導率の測定法には非常定法が適している。

非常定法のうち土壌に対してよく用いられているのは、オングストローム法とプローブ法とである。オングストローム法は、熱源からの距離によって変化する土壌温度の振幅あるいは位相のズレから熱伝導率を求める方法である²⁾。野外では地温の日変化から、また室内実験では温度の方形波または正弦波を与えて測定する。この方法は、熱伝導率が試料全体を通じて同一であるという条件で成立するため、とくに屋外でこれを用いる場合十分注意する必要がある。測定法は簡便であるが、精度はあまり期待できない。

プローブ法は、直径数ミリ以下の金属円筒の中にヒーターと测温用の熱伝対とを封じたプローブを試料中に入れ、ヒーターの発熱時におけるプローブの温度上昇または発熱後の温度降下の変化から熱伝導率を測定する方法である。試料に少量の熱を短時間投下するだけでよいため熱による試料の攪乱は無視でき、精度もよい。ここではこのプローブ法を改良した双子型プローブ法⁷⁾について紹介する。装置の概要を図-2に示す。プローブは外径1mm、内径0.5mm、長さ50mmのステンレスチューブ中に、直径0.1mmのコンスタンタン線のヒーターと、直径0.1mmの銅-コンスタンタン線の熱伝対とを入れ、パラフィンで固定したものである。双子型プローブ法は図-2のようにこのプローブを2本使用し、一方を熱伝導率既知の標準試料(1%の寒天ゲル)に、他方の熱伝導率未知の試料にさし込み、同時に通電して温度変化をX-Yレコーダーで記録する。

プローブをシングルで用いたときの温度変化は次式で

表わされる¹⁾。

$$T - T_0 = q/4\pi\lambda[d + \ln(t + t_0)], \quad t < t_1 \dots\dots\dots(5)$$

$$T - T_0 = q/4\pi\lambda[d + \ln(t + t_0)]$$

$$- q/4\pi\lambda[d + \ln(t + t_1 + t_0)], \quad t > t_1 \dots\dots\dots(5')$$

ここで T は時間 t におけるプローブの温度、 T_0 はプローブの最初の温度、 q はプローブの単位時間、単位長さあたりの発熱量、 λ は熱伝導率、 t_1 は発熱時間、 d 、 t_0 は定数である。

プローブをツインで用いたとき、二つのプローブの温度変化の比は次式で示される。

$$\frac{T_a - T_0}{T_b - T_0} = \frac{q/4\pi\lambda_a[d + \ln(t + t_0)]}{q/4\pi\lambda_b[d + \ln(t + t_0)]} = \frac{\lambda_b}{\lambda_a}, \quad t < t_1 \dots\dots\dots(6)$$

ここで添字 a 、 b は各々試料 a 、 b を示す。ここでは温度上昇時($t < t_1$)のみの式を示したが、温度下降時($t > t_1$)の場合も全く同じ結果を得る。前述のように各々のプローブの温度変化をX-Yレコーダーに記録させると図-3のように直線となり、基準値 λ_a が既知の場合、この直線の勾配からただちに熱伝導率が求まる。

$$\lambda_b = \frac{T_a - T_0}{T_b - T_0} \cdot \lambda_a \dots\dots\dots(7)$$

プローブをシングルで用いる方法は、式(5)のように、時間の対数項が入ることと、リード線などから熱のリークがあるため測定値の補正が必要となり、計算がはな雑で、精度も相対誤差で±5%程度とされている。

これに対しツインで測定する方法は、対数項がなく、リード線などからの熱のリークも相殺されるため精度が向上し相対誤差で±1~2%以内での測定が可能^{3),7)}となる。また測定時間も著しく短縮される。

この双子型プローブ法は屋外でも使用可能であり、熱伝導率の経時変化の測定および土壌水分計としても使用することが可能であろう。

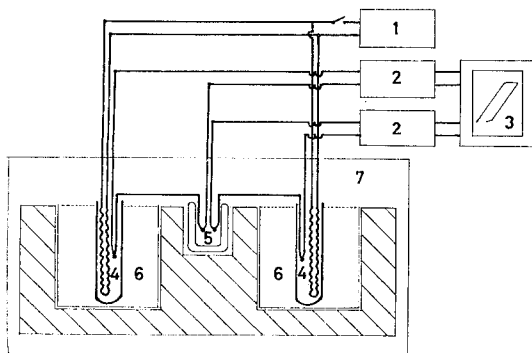


図-2 双子型プローブによる熱伝導率測定法
(1. 定電圧電源, 2. ランプ, 3. X-Yレコーダー, 4. プローブ, 5. 冷接点, 9. 試料)

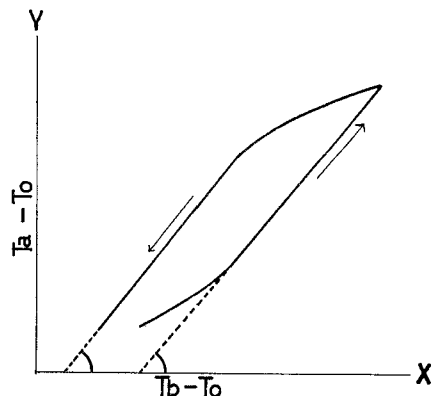


図-3 X-Yレコーダーによる温度変化の記録例

III-2 土 壌 の 熱 伝 導 機 構

熱伝導の面から見た土壌の最も大きな特徴は、①三相から構成されていること、②構成粒子の大きさおよび熱的性質が不均一であることの2点である。この複雑さのためにこれまでの土壌の熱伝導に関する研究の多くもデータの集積とそこから導き出される実験式による表示にとどまっている。一方、工学の分野では、均一な粒子系の単純な条件における熱伝導の研究が進み、熱伝導機構のモデル化が行なわれ一定の知見も得られている。最初にこれらについて紹介し、さらに土壌の熱伝導の特徴について述べる。なおこれらの点については既に別のところでも報告しているので、ここでは簡単にふれるとにどめる⁴⁾。

均一粒子系で最も広く用いられているのは直列・並列モデルである^{10),11)}。図-4に示すように均一な粒子系で、熱流のルートを3つ考える。aは熱が固体と流体を直列して流れるもの、bとcは熱が固体および流体を単独で流れるものである。このモデルに基づいて、いろいろな解析が行なわれている。その結果を集約すると、まずaについては、これが熱流の大部分を占めることが認められている。この場合(1-d)が小さく、約3~5%程度であり、この値は $\lambda_{fluid}/\lambda_{solid}$ と孔隙量とにより変化する。b、cの部分は小さく、とくにbの部分すなわち、粒子の接触による熱伝導は全体の 10^{-5} 程度しかない、というものである。

土壌の場合、2相系すなわち水分のない状態では、熱伝導率は、①孔隙が大きいほど対数的に小さくなる、②同じ組成で同じ充填率の場合、粒径が大きいほど大きい。③粘土分が多いほど小さい。などが明らかにされている。

3相系すなわち水分が存在する場合、①低水分状態では、どのような粒径の土壌も水分増加とともに熱伝導率は直線的に増加する、②より高い水分状態では、熱伝導

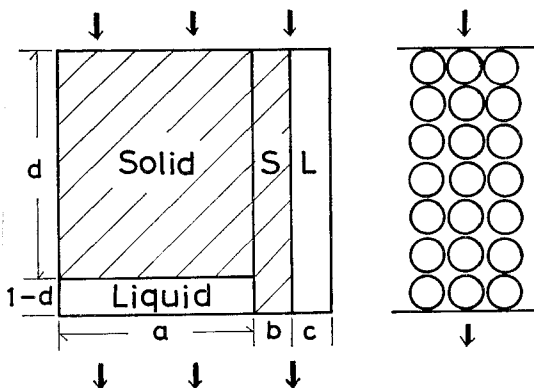


図-4 直列・並列モデル

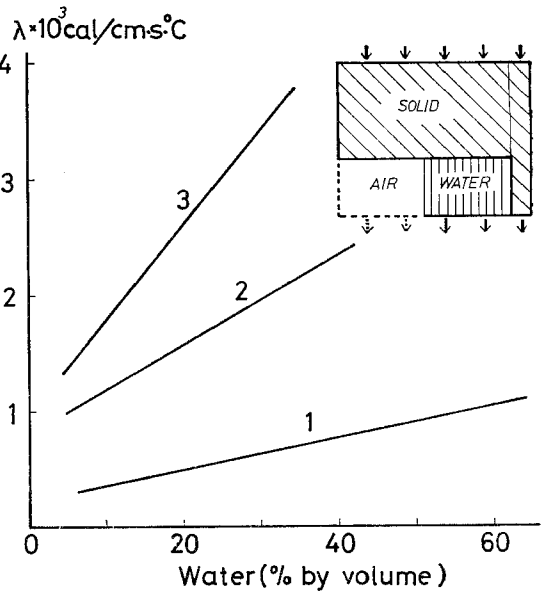


図-5 熱伝導率と土壌水分との関係⁹⁾
(1. 火山灰土壌, 2. 沖積土壌, 3. 洪積土壌)

率の水分に対する増加率は粒径によって異なり、粒径が大きいほど増加率は小さくなり、中粒質では低水分状態の増加率がそのまま継続し、細粒質では大きくなる、③仮比重が増すと熱伝導率は大きくなり、これは粗粒、中粒、細粒質土壌のすべてにあてはまる。

これらの結果からノモグラムも作られている⁹⁾。

熱伝導率と土壌水分との関係を日本の火山灰、沖積、洪積土壌について求めた例を図-5に示す。これらはシングルプローブで求めたものである。いずれも直線性がよいのは、いわゆる中粒質土壌に属するからであるといえよう。これらの直線の勾配は固相率にほぼ比例している。結果を図-5のような定性的なモデルで示すことができる。しかしこれはあくまでも定性的なものであり、前述の直列・並列モデルとも、水分(流体)の評価の点で異なっている。また直線性を示すという事実は、一見あたり前のものであるが、土壌水の存在形態とのかかわりを考えると、大きな興味を引く点である。

土壌の熱伝導率はミクロな部分における熱伝導の平均値としてのマクロ量である。このマクロ量からよりミクロは部分における熱伝導機構を明らかにしていくことは、土壌の物理的なイメージをより明確にするうえでも、また土壌の熱的なコントロールを可能にするためにも必要なことである。熱伝導機構のモデル化は、そのための一つの手段として有効であろうと思われる。

IV おわりに

土壌の熱的性質の測定法を中心に解説した。今後、こ

これらの測定を始められる方々の一助になれば幸いです。重要な表面近傍の熱現象についても多くの未知の部分が残されている。さらに多くの方々の参加によって、これらの点が明らかにされることを期待したい。

引用文献

- 1) De Vries, D.A. and A.J. Peck, On the cylindrical probe method of measuring thermal conductivity with special references to soils, I. Australian J. Physics 11:255—271. 1958.
- 2) 土壌物理性測定法委員会編, 土壌物理性測定法, (養賢堂) 1972
- 3) Grassmann, P. and W. Straumann. Ein instationeres Verfahren zur messung der Wärmeleitfähigkeit von Flüssigkeiten und Gasen. Int. J. Heat Mass Transfer 1 : 50—54. 1960
- 4) 粕淵辰昭, 土壌の熱伝導機構に関する諸問題, 農業気象, 29 : 201—207, 1972
- 5) Kasubuchi, T. Twin isothermal calorimeter method for the determination of specific heat of soil. Soil Sci. Plant Nutr. 21 : 73—77. 1975
- 6) Kasubuchi, T. The effect of soil moisture on thermal properties in some typical Japanese upland soils. Soil Sci. Plant Nutr., 21 : 73—77. 1975
- 7) Kasubuchi, T. Twin transient-state cylindrical probe-method for the determination of the thermal conductivity of soil. Soil Sci. 投稿中
- 8) 甲藤好郎 伝熱概論 (養賢堂) p.172, 1964
- 9) Verzhnina, P.V., Mel'nikova, M.K., Michurin, B.N., Moskov, B.S., Poyasov, N.P. and Chudnovsky, A.F. Основы Агрофизики. Государственной Издательство физикоматематической Литературы. Москва, 1959
Fundamentals of agrophysics, IPST, Jerusalem.
- 10) Woodside, W. and Messmer, J.H. Thermal conductivity of porous media, I. J. Appl. Physics, 32, 1688—1699, 1961
- 11) 矢木栄, 国井大蔵, 充填層の有効熱伝導率に関する研究 化学工学 18, 576—585, 1954

コメント

東大農 宮崎 毅

土壌の熱的性質を調べることの重要性を更につけ加えれば、土壌温度が10°C上がればそこでの化学変化の速度が約2倍になると言われていること、温度上昇が有機物の分解を促進すること、土壌中の多くの物理現象が温度

に影響されていること、などを挙げるができます。粕淵氏は、土壌は、土壌の熱的性質を表わす基本的な量は比熱と熱伝導率とであると規定されましたが、これは適切だと思えます。たとえば土壌の外部から熱が与えられたときの土壌温度及び温度勾配は、まさにこれらの量から決められるからです。

比熱の測定法、熱伝導率の測定法に関する本日のご発表は、極めて独創的で明快な原理に基く巧妙な測定法の開発を行なったという意味で、この方面に関心を持つ私達にとって大変ありがたいものです。実際、私自身熱伝導率を氏の方法で測定したところ、温度分布の解析にあたって非常に有効であることを確かめています。

なお、すこし補足して教えて頂きたい点があります。ひとつは、比熱測定において、25°Cの水中に粒径の小さい風乾土を入れた場合には熱の発生の影響が出ると思われるかどうかという点、もう一つは、比熱測定によって得られている値は土粒子そのものの比熱ですが、ある含水量におけるその土壌の比熱もここから計算できるのかという点です。

次に、御発表の本題からはずれることになりますが、土壌の熱的性質に影響を受ける現象の1つである水分移動の問題について、若干述べさせていただきます。土壌水は温度勾配の影響で液状、水蒸気状共に移動を生じると考えられます。特に水蒸気移動は、温度勾配に比例した分子拡散現象として、原理的にはすでに把握されて来ており、その量的予測も検討の余地は残されていますが大分進んで来たと思っています。ところが、液状水の移動になると、相当複雑な移動現象が関係していると言われており、本質的に未知な問題が残されていて、理論的にも実験的にも研究を要するところです。その中で、熱浸透と呼ばれる現象は興味あるものです。これは固体表面と相互作用のある液状水の温度勾配による移動現象に関する仮説ですが、現在このような水は低温の場所から高温の場所へ動くと考えられています。温度の高い所へ物質が動く現象の例としては、ゴムのようなエントロピー弾性体があります。ゴムをある1点で熱するとそこでの張力が増して全体が縮むというわけですが、水の場合に温度の高い方へ動くという事実があるのか否か、そしてそれはなぜなのかということが問題だと思えます。

もう1つの問題として、地表面での蒸発と凝縮の問題が、やはり熱との関係でとりあげられるべきでしょう。私は砂丘地で夏のひと晩地表面付近の温度、湿度、水分量などを測定してみたことがありますが、このとき地表面の上下数cm以内の領域は温度勾配が非常に大きく、しかも勾配の向きがこの領域内で逆転していて、ここで生じている現象はもっと精密に測定しなければだめだと痛

感しました。たとえば、夜間に最も低い温度になるのは普通考えられている地表面ではなくて、そこより数cm上の気温の方が低かったというデータを得ましたが、このような例は他の文献にも見られます。だから、地表面での熱の問題は、粕淵氏の言われたとおり、大変複雑なものであると私も感じています。

最後に、私達が体験する問題として、サクションを測定する際の温度の影響をとりあげたいと思います。ホ場や室内実験で、夜になると数cmから時には数10cmもサクションが変化するのにお目にかかることは少なくないだろうと思います。これを水分量の変化だけで説明するわ

けにはいかず、温度の低下による毛管ポテンシャルの低下の影響も併せ考えなければなりません。問題は、この毛管ポテンシャルの低下量が、水の表面張力から単純に予測した量とはどうも一致しないという所にあります。これも土壌水に対する温度の影響として検討を要する点だと私は考えています。

以上、粕淵氏の本題からすこしずれたように申し分けありませんが、土壌における熱に関係した問題について、主に水の問題を述べさせて頂き、コメントに代えたいと思います。