

ヒートプローブ式土壤水分計による 圃場内土壤水分変化の観測

Continuous Soil Moisture Content Measurement at the Experimental Field of ERC by Using the Heat-Prove Type Soil Moisture Sensor

嶋田 純^{*1}・川村 隆一^{*2}・谷口 真人^{*3}・辻村 真貴^{*4}

Jun SHIMADA, Ryuichi KAWAMURA, Makoto TANIGUCHI, and Maki TSUJIMURA

I はじめに

筑波大学水理実験センターに於いては、地表面に於ける熱収支・水収支に関わる観測の一つとして地表面付近の土壤水分変化の連続観測がこれまで何回か試みられてきた。佐倉・古藤田(1979)は、それまで主としてマニュアルによっていた中性子水分計のプローブの昇降を自動化することで、土壤水分変化の連続測定を試みた。また、中川ほか(1984)は、土壤水分の自動測定システムとして既に製品化されている誘電式土壤水分計について、野外での使用に当たっての問題点となる温度依存性および土壤中の電解質濃度依存性について室内キャリブレーションによる検討を行っている。

観測圃場に於ける土壤水分変化の観測においては、地表面下数 cm の深度から 2 m 付近にある地下水面までの間の不飽和土壤層内の同一固定深度に於ける土壤水分の変化が連続的に追跡できるシステムが望まれる。最近、土壤の熱伝導率と土壤水分量との間の相関関係を利用した土壤水分測定システム(㈱イー・エス・ディ製、土壤水分計システム GREEN KIT 100M)が開発され上記の目的を極めて良く充

足するものであると判断されたため、観測圃場に於ける土壤水分変化の観測においてその試験的利用を試みた。

II 測定原理

土壤の熱伝導率に影響を及ぼす因子としては、①土粒子(母岩)の熱伝導率、②含水比、③間隙比、④土粒子、間隙の配列状態、⑤土粒子の形状、土の粒土分布、⑥温度等が挙げられる。この中で、含水比は、熱伝導率に与える影響が一番大きい要因で、粕淵(1972)は、熱伝導率と含水比が高い1次の相関にあることを示している。本システムはこの性質を利用して、土壤の熱伝導率を精密に測定し予め求めておいた含水比との間のキャリブレーション曲線により含水比に換算して土壤水分量を求めるものである。

熱伝導率の測定は、非定常線熱源ヒートプローブ法である。この方法は、第1図に示すような細い金属円筒中に加熱用のヒーターと温度測定用のセンサーとを封入したプローブを、被測定試料である土壤に差し込んで測定を行う。

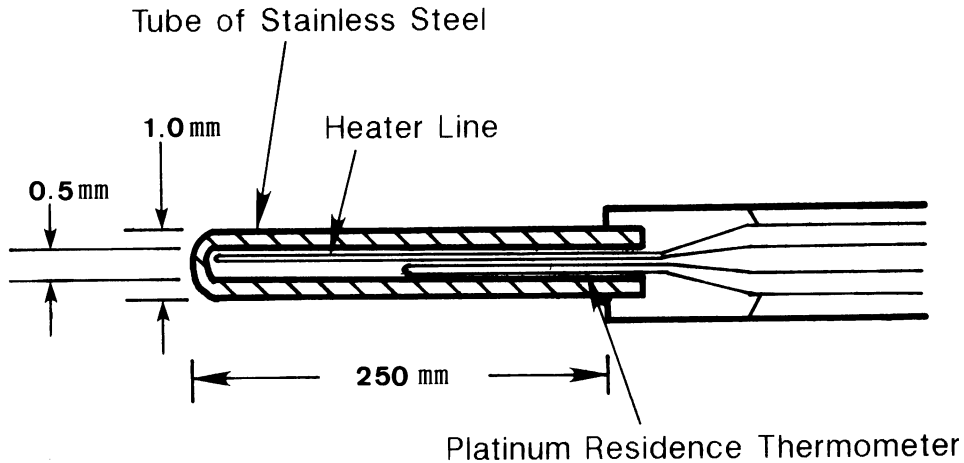
一般に温度 T_0 の無限大の物体中にある線熱源から

*1筑波大学地球科学系・水理実験センター

*2科学技術庁防災科学技術研究所

*3奈良教育大学天文・地球物理学教室

*4筑波大学大学院地球科学研究科



第1図 ヒートプローブ式土壌水分計センサー

単位時間、単位長さ当り一定の発熱 (q (W/m)) による加熱があったときの線熱源自身の温度と時間の関係式は近似的に次式で示される。

$$T - T_0 = \frac{q}{4\pi\lambda} (d + \ln(t - \epsilon)) \quad (1)$$

ここで、 T は時間 t に於ける線熱源の温度、 T_0 は初期温度、 q は線熱源の単位長さ当りの発熱量、 λ は熱伝導率、 d 、 ϵ は定数である。今、同一プローブで熱伝導率標準物質 [通常は寒天 (6.0×10^{-8} W/cm at 20°C)] の温度変化を測り、その比を求めると、

$$\frac{T_s - T_0}{T - T_0} = \frac{(q_s/4\pi\lambda_s)(d + \ln(t_s - \epsilon))}{(q/4\pi\lambda)(d + \ln(t - \epsilon))} \quad (2)$$

ここで、 T_s は時間 t_s における標準物質中の線熱源の温度、 q_s は標準物質を測ったときの発熱量、 λ_s は標準物質の熱伝導率である。標準物質を測定するときと被測定試料である土壌を測定するときの発熱量を同じにすれば ($q = q_s$)、(2)式より、 $t = t_s$ の時の式は、

$$\frac{T - T_s}{T_s - T_0} \lambda_s \quad (3)$$

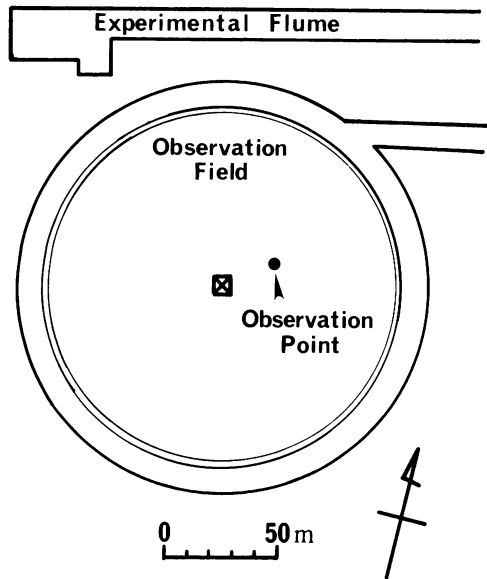
となり、この(3)式を用いて土壌の熱伝導率 (λ) を求めることができる。

用いた各深度のヒートプローブセンサーは、各々標準物質に対する熱伝導率の測定によって求めた校正係数がセンサー定数として各センサー毎に定まっている。

III センサーの埋設深度

1990年3月に水理実験センターの観測圃場内 (第2図) に深さ約 2 m の縦穴を掘削し (写真 1, 2), その側壁の不攪乱土中に第1図に示したヒートプローブセンサーを水平に差込み、埋戻した。センサーは 8 本あり、10cm, 20cm, 30cm, 40cm, 50cm, 70cm, 100cm, 150cm の深度にそれぞれ埋設した。埋設場所の土壌状況は第3図に示すようになっており、キャリブレーション用の土壌試料 (約 20 l) を 40—50cm, 100—110cm, 150—160cm の深度に於てそれぞれ採取した。また、同時に採取した 100cc のサンプリャー缶による埋設場所付近の土壌の三相分布及び飽和透水係数分布を第4図に示す。

地表から 90cm 付近までは観測圃場の建設に当たって行われた天地替えによって乱された状態になっており、塊状の粘土が点在している。それ以深 150cm 付近までは以前の表層に当たる黒ボク土が見られ、透水係数も相対的に高いものになっている。170cm 以深には粘土化した関東ローム層が見られ、センサー



第2図 水理実験センター観測圃場に於ける土壌水分変化観測場所



写真1 ヒートプローブ式土壌水分センサー埋設状況(1)

埋設時の地下水位はこのローム層中の深度190cmに確認された。

IV キャリブレーション

ヒートプローブ式土壌水分計は、前述したように、土を構成する成分構造によって熱伝導率と水分量と

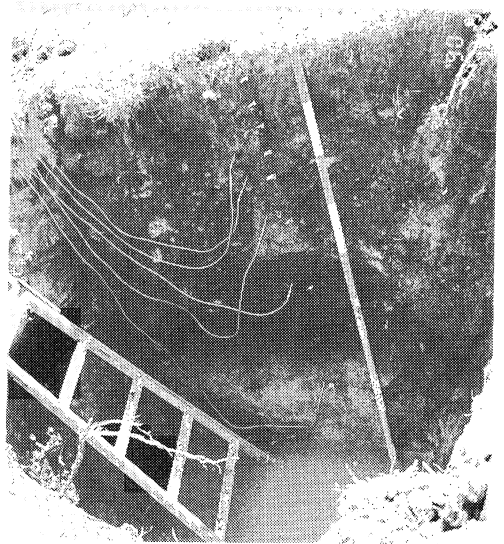
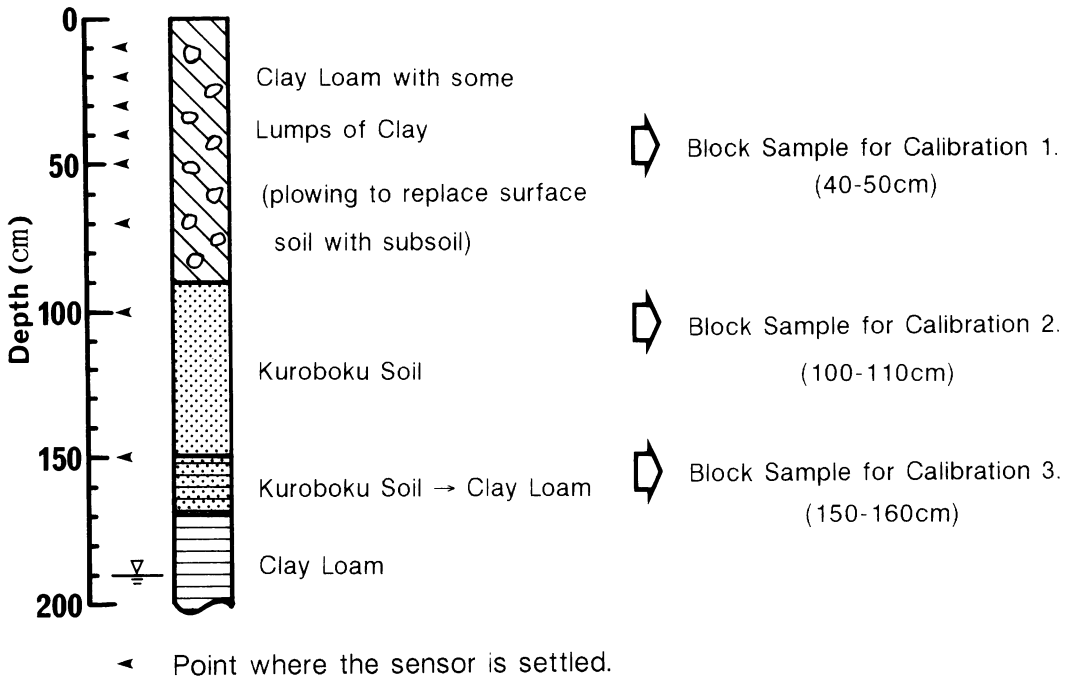


写真2 ヒートプローブ式土壌水分センサー埋設状況(2)

の関係が異なるため、異なる土性に対し、それぞれ熱伝導率と土壌水分（体積含水量）との相関を求めておく必要がある。

8本のセンサーの埋設深度付近の代表的な土性3種（40—50cm, 100—110cm, 150—160cmの3深度）についてセンサー設置時にサンプリングを行い室内においてキャリブレーションを行った。具体的には、約4ℓのバットに不攪乱土の状態に近い密度になるように充填した各深度の土壤に、それぞれヒートプローブセンサーを埋設した上で、散水飽和させた状態から一定温度（25℃）条件下で徐々に乾燥させ、ほぼ水分量変化が認められなくなる絶乾状態までの約1カ月間の水分変化をモニターすることにより熱伝導率と水分量との関係を求めた。

40—50cmの土壤に関しては、粘土塊が含まれる等の不均質な状態のため、結果的には室内キャリブレーション結果の採用は、100cmと150cmの2深度のみとした。10cmから70cmのセンサーに関しては、90年6月から91年2月までの9カ月間の間に行われた8回の各センサー埋設深度における現場サンプリ



第3図 センサー埋設場所の土壌状況

ングと炉乾法による土壌水分量の測定結果を用い、同時にモニターされていた各深度の熱伝導率の実測値との対比により、キャリブレーションを行った。

各深度のセンサーに対するキャリブレーション直(曲)線を第5図に示す。低・高水分領域に対する当てはめにはやや無理があるが、実際の圃場に於ける水分変化領域としては第4図に見られるように50—70%程度と想定され、実測データの得られた50—80%の体積含水量の範囲に於いては、実用上十分な精度があると考えられる。

V 深度別土壌水分変化の連続観測

1990年6月より深度別土壌水分量の連続観測を開始した。同一深度に於ける連続的な土壌水分量の変化と10cmから150cmまでの8深度の土壌水分量変化の相対比較によって、土壌水浸透のより詳細な実態把握が可能になる。

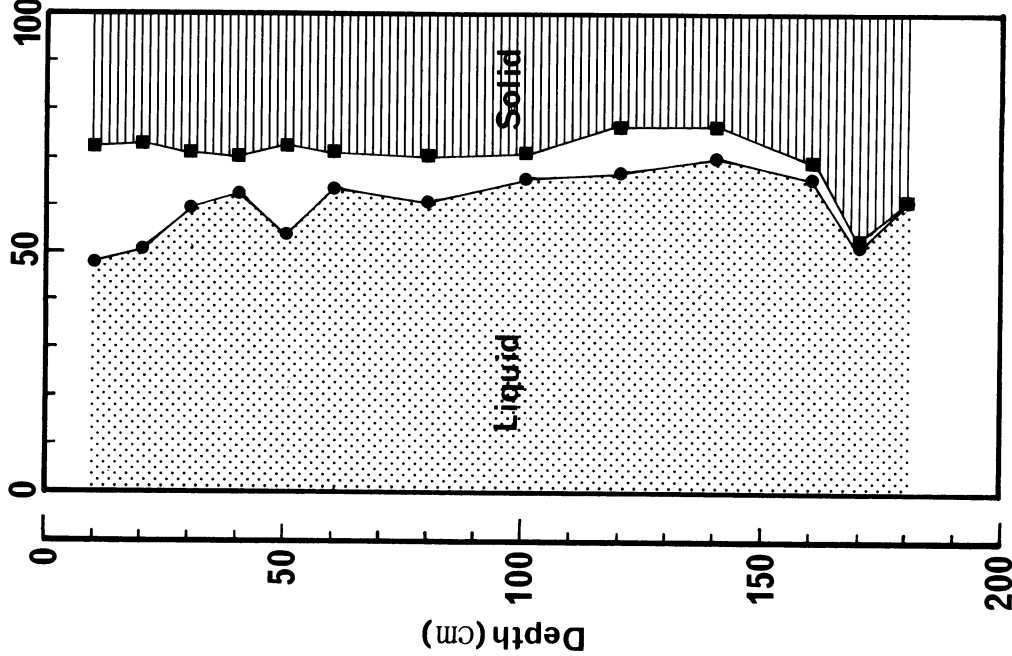
第6図は90年10月15日の9.0mmの降水に対する土

壌水分の変化を示したものであるが、正午に降り始めた雨に対応して深度10cmでは1時間後の午後1時頃より急激に水分が増加し始め、降り終わりの午後3時には体積含水量で10.7% (水柱高換算で10.7mm相当)の水分増加を示している。これに遅れて深度20cmでは、午後2時頃より水分増加が顕著になり午後3時半ないし4時頃に12.5mm相当の水分増加を示している。降雨に伴う水分増加は、次第に減衰しつつも深度70cmまで認められ、これらによって求められる土壌水の降下速度は(図中点線で示す) $2.9 \times 10^{-3} \text{cm/sec}$ となる。ここで、有効間隙率を0.2とすると $5.8 \times 10^{-4} \text{cm/sec}$ となり、飽和透水係数よりも1オーダー高い透水性を持つ連続した間隙の存在が示唆された。

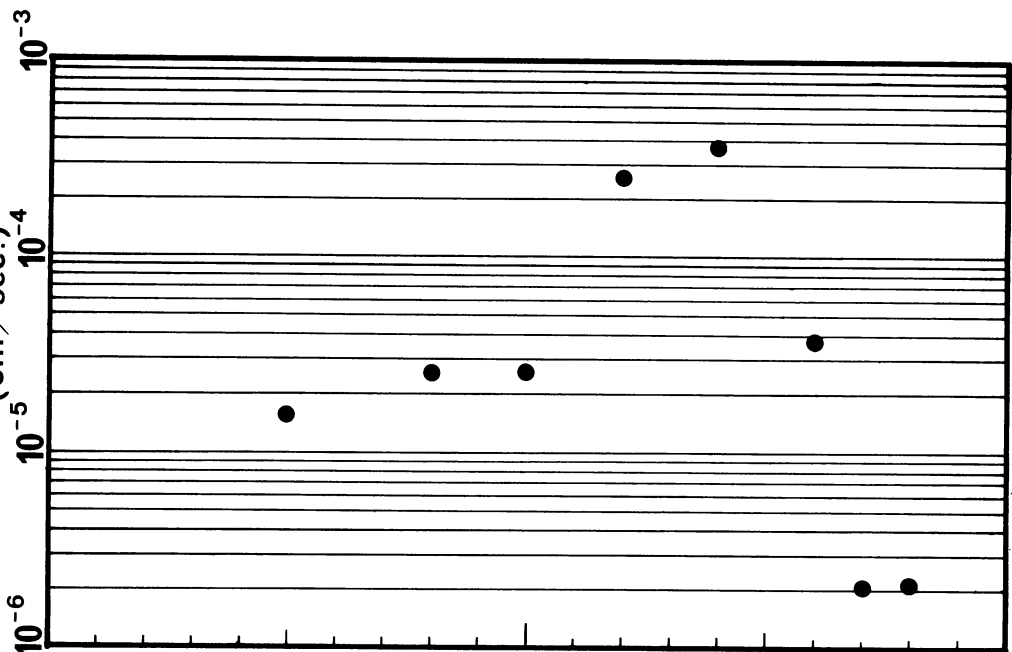
また、各深度に於ける最大増加土壌水分量は、10、20cmでは降水量相当の増加が認められたが、それ以深では30cmで3.5mm、40cmで1.3mm、50cmで1.2mm、70cmで0.5mm程度で、100cm、150cm

)

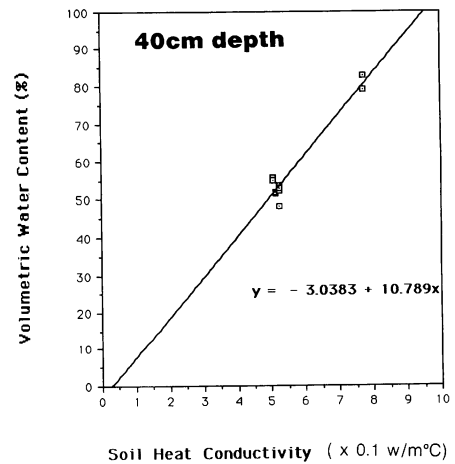
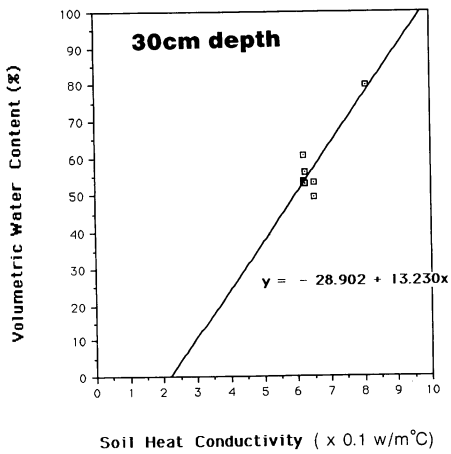
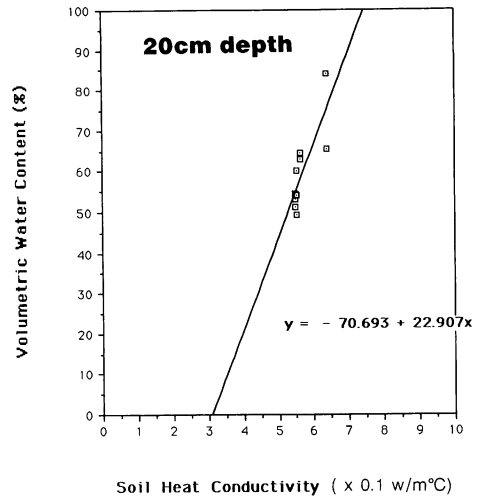
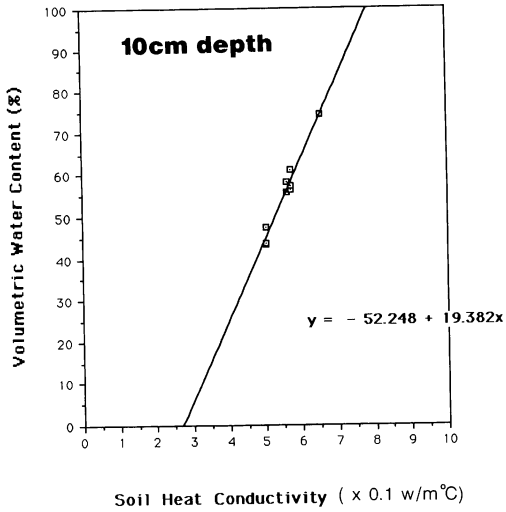
Three phase profile (%)



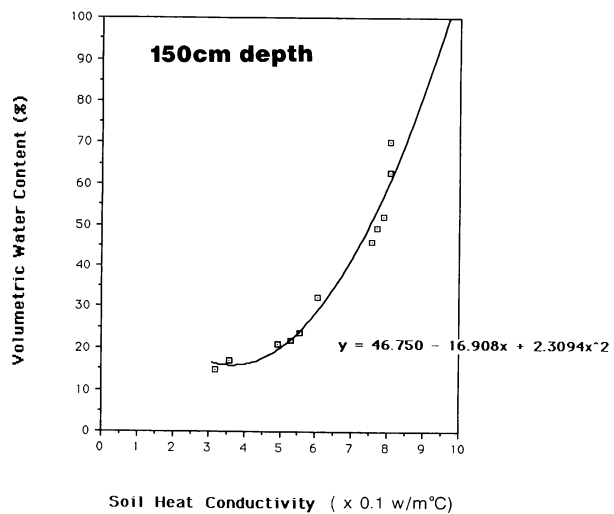
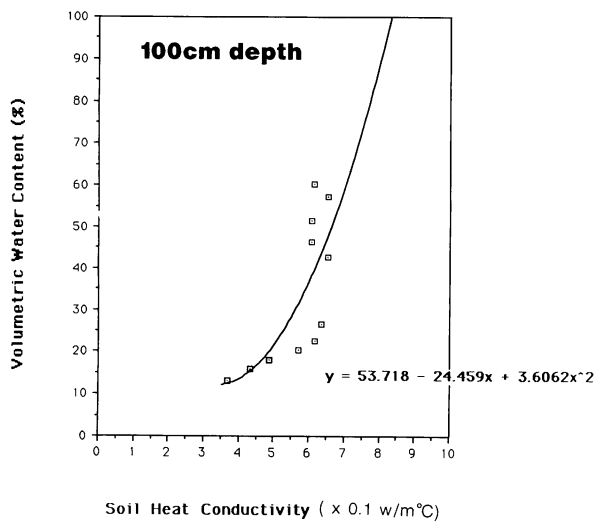
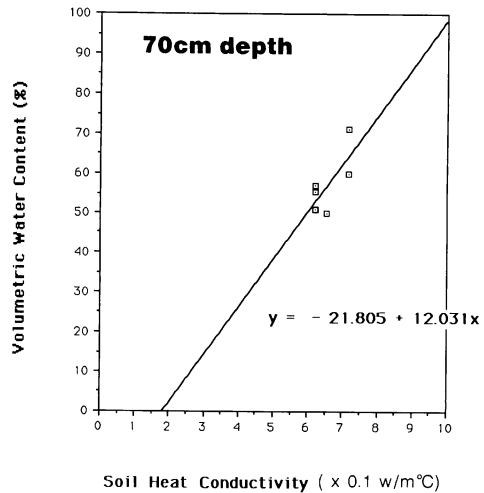
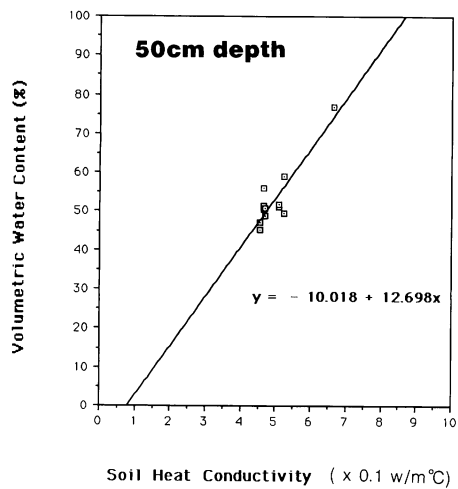
)

Saturated hydraulic conductivity
(cm/sec.)

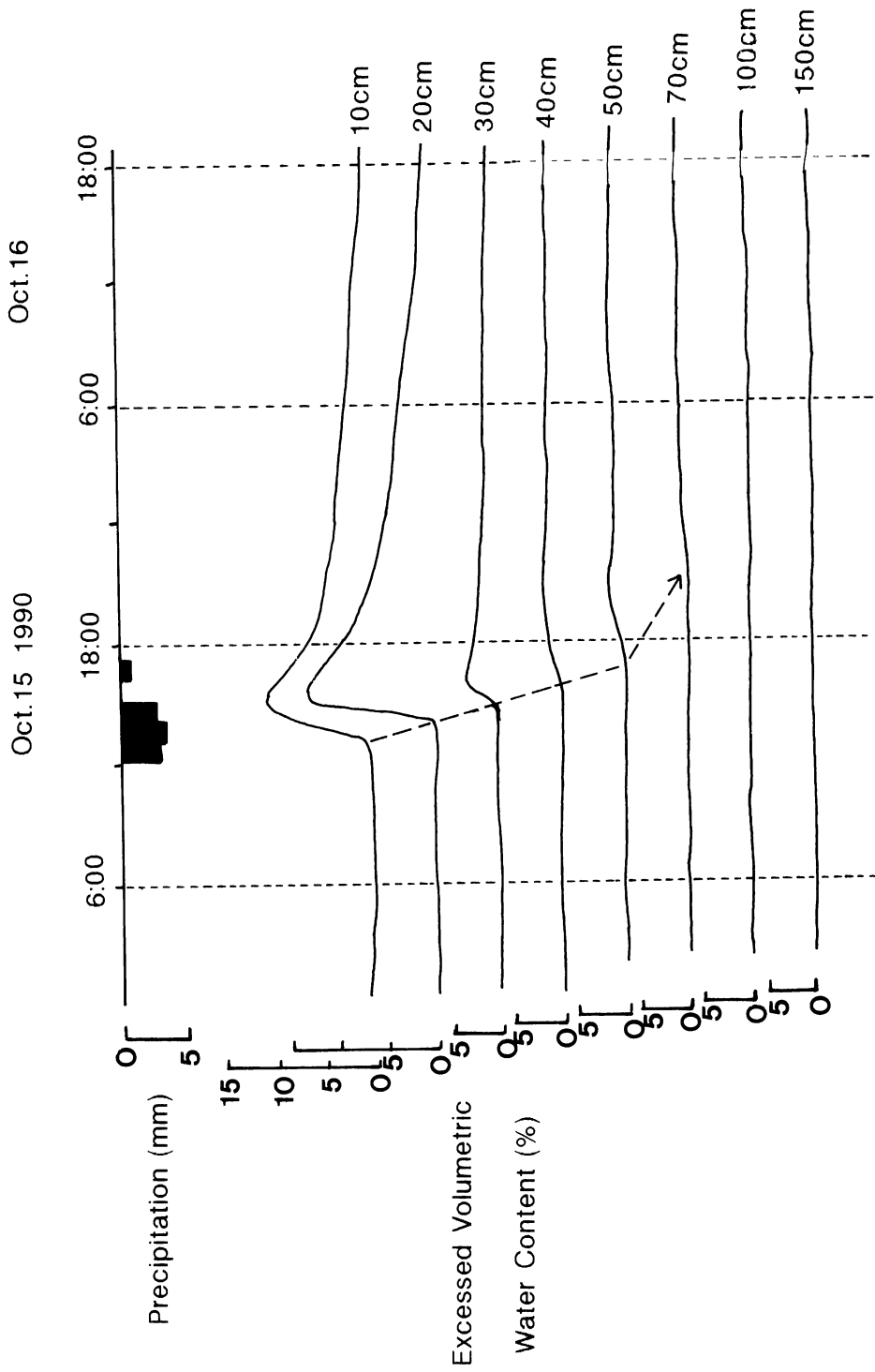
第4図 センサー埋設場所の土壌三層分布及び飽和透水係数



第5図(1) 各センサー毎の土壌の熱伝導率と体積含水率との関係 (10~40cm)



第5図(2) 各センサー毎の土壌の熱伝導率と体積含水率との関係 (50~150cm)



第6図 降水に対する土壌水分の変化

では認められなかった。このことから9 mm程度の降水では、実質的には地下水を涵養するような土壌水浸透は殆ど起こらなかったものと考えられる。

今後は、通年にわたる土壌水分の深度別変化特性を把握することにより、土壌水分収支からの地下水涵養量や蒸発散量を評価すると共に、上述したような土壌水の浸透に関する実態に加えて、地表面蒸発に伴う土壌水分の動きに関しても、その実態把握ができることが期待される。蒸発に伴う土壌水の動きに関しては、これまでにいくつかの興味深い観測事実が見い出されてきているが、蒸発に伴う土壌水分量変化に関しては、大きな地温変化を伴うため、土壌の熱伝導率の温度依存性に関する検討をする必要

がある。それらについては現在解析中であるので、また別の機会に報告を行いたい。

文 献

- 粕淵辰昭 (1972) : 土壌の熱伝導率に及ぼす水分の影響.
日本土壌肥料科学雑誌, 43-484, 437-441.
- 佐倉保夫・古藤田一雄 (1979) : 水分・密度自動計測システムについて, 筑波大学水理実験センター報告. 第3号, 89-93.
- 中川慎治・向井雅之・古藤田一雄 (1984) : 誘電式水分計のキャリブレーション, 筑波大学水理実験センター報告. 第8号, 75-81.