

利用終端反射 TDR 方法探討土壤之未飽和傳輸特性

蘇苗彬⁽¹⁾ 曾介君⁽²⁾ 陳旺志⁽³⁾

摘 要

未飽和層水的移動過程相當複雜，很難定量加以描述。其中，水力傳導度的獲得，一般常用間接量測或數值分析等方式來求取。本研究即採間接量測之方式，以終端反射 TDR 方法結合小尺寸張力計，分別量測含水量及張力，藉此來探討未飽和層的傳輸特性。

資料分析是將不同時間所測得之電壓值轉換成張力值，以量得的反射係數定出含水量隨時間變化情形。進而擷取相同時段之張力與含水量以構成保水曲線，在不同時段用瞬間剖面之觀念計算求得水力傳導度 $k(\theta)$ 。

由試驗結果顯示，以 TDR 終端設置來量測反射係數確能得知瞬間含水量之變化。土柱試驗的結果可看出未飽和層之遲滯趨勢，並獲得水力傳導度為隨體積含水量變化之函數。因此，TDR 結合張力計的使用，確為一套可完整同時求得 $k(\theta)$ 與保水曲線之量測系統。

(關鍵詞：未飽和土壤、傳輸、時域反射原理)

Unsaturated Soil Water Characteristics Using End Termination of Time Domain Reflectometry Method

Maiu-Bin Su

Associate Professor, Civil Engineering Dept.
National Chang-Hsing University

Jie-Jun Zeng

Master, Civil Engineering Dept.
National Chang-Hsing University

Wang-Jyu Chen

Instructor, Civil Engineering Dept.
National Ping-Tong Technological University

ABSTRACT

Unsaturated flow of soil water is very complex and difficult to describe quantitatively. The unsaturated hydraulic conductivity k function can often be obtained by the indirect method or the numerical analysis. This research adopts an indirect method by coordinating the "end termination of

(1)國立中興大學土木工程學系副教授

(2)國立中興大學土木工程學研究所碩士

(3)國立屏東科技大學土木工程學系講師

time domain reflectometry method” and minitensiometer to measure volume water content θ and suction ψ in order to study the characteristic of unsaturated flow.

The major content including: (1)Tensiometer calibration: finding the relationship between voltage (mV) and ψ (2)Installing eight SMA sensors around soil box to measure response coefficient (ρ); and then we can determine $\rho-\theta$ (3)Soil column test: Getting soil-moisture retention curve and k by measuring θ and ψ . Data analysis is made by transforming different time measured mV into suction ψ . The volume water contents θ are changing with time differences because of the measured ρ . Further more, we can pick numbers of ψ and θ at the same time in order to structure the soil-moisture retention curve. With different time periods, k can be calculated with instantaneous profile method. Therefore, together with TDR and tensiometer can form an integrated measure system to get the k and the soil-moisture retention curve simultaneously. (Keywords: Unsaturated Soil, Hydraulic Conductivity, Time Domain Reflectometry)

緒 論

未飽和流動(unsaturated flow)過程中，水與土壤之交互作用相當複雜，很難定量地來描述，這是因為水在流動過程中，土壤水分及狀態不斷地變化，包括土壤含水量、吸力及傳導度間複雜的關係，又因遲滯現象(hysteresis)變為更加複雜。因此將未飽和流動傳輸行為以公式量化常須引用間接分析方法，或求近似值或用數值分析技術等等。

有鑒於一般田間張力計會阻礙水流及人為讀數的不便，及土壤含水量量測上受限於破壞土體(重量烘乾法)、低解析度及輻射對於人體健康危害等種種原因，本研究嘗試以終端反射 TDR 技術配合電子式小尺寸張力量測設備來設計土柱試驗間接量測之計算方式探討土壤未飽和層的傳輸特性，俾期量測方法於工程上有所助益。

文獻回顧

法國人達西(Darcy)在 1856 年提出達西公式之後，一百多年以來貢獻非凡，而此

經驗公式適用於飽和層之地下水流動是無庸置疑的。1907 年 Buckingham 首次提出有關土壤水的研究，在其對多孔隙介質中毛細傳導現象文章中指出，未飽和土壤之水分傳輸是由於毛細勢能(capillary potential)所造成，他認為達西公式亦可以說明未飽和層水流動，此說法一直到 1950 年 Childs 及 Collis-George 才由實驗中得到證明，只不過由於水力傳導係數是隨有孔隙介質中的水分含量而變，故應用在未飽和層中之達西公式中的 k 已非定值而為一個變量。1931 年 Richards 結合了達西定律與連續方程式進一步推導出未飽和土壤之水流方程式，即 Richards 方程。

(一)水力傳導係數 k

無論是飽和或未飽和狀態，想要瞭解水在土層結構中之傳輸情形，水力特性的取決是最重要的；這個水力特性包括擴散(diffusivity)、吸附(sorptivity)、傳導(conductivity)等等，而未飽和層之 k 與其含水量有一定的關係，此相關函數之建立。曾有人利用數值解析配合數值方法來求解，如應用 Boltzmann 參數轉換解析 1-D 水平之 Richard 方程。Philip(1957)使用幕級數

來解析 1-D 垂直入滲方程。Kunze and Nielsen(1982)等則陸續提出用有限差分及有限元素來求解 1-D Richard 方程，並模擬未飽和土壤中水之流動。亦有嘗試以保水曲線定出解析解所須參數，間接決定 $k(\theta)$ 。Brooks 及 Corey 提出一方程說明保水曲線方程。後來陸續有人跟進，1975 Brooks 與蘇重光加以修正，提出一完整普遍方程描繪保水曲線。另外也有結合測定含水量及張力兩者以求得 $k(\theta)$ 。1966 年 Watson 測定週期性之吸力及含水量剖面，利用其不同時間及位置之流速再以瞬間剖面(instantaneous profile)技術之連續水分圖解積分法(graphic integration)。1981 年 Olson 及 Daniel 改良量測張力計，以瞬間剖面法求得 k 。

1. 室內未飽和水力傳導度之測定

在不同吸力及含水量下，未飽和傳導度為一因變量，但未飽和水力傳導度 k 必須試驗測定，因為目前尚無一普遍可從基本的土壤性質預測這些數值之方法。理論上， k 可由穩定狀態(steady state)或變化狀態(transient state)流動系統求得。在穩定流系統(steady flow systems)中，對時間而言，流束、梯度及水分含量均為定值；而在變化流系統中(transient flow systems)，皆隨時間而改變其數值，因之，通常測定都是在穩定狀態下施行，既方便又較正確。

Klute(1965)曾述及室內測定土壤樣本或模型之傳導度的技術。傳導度常用土樣兩端定水力頭差以測定所產生之穩定流束。土壤退飽和可用張力板(tension plate)或壓力室(pressure chamber)進行，用測定連續吸力及不同含水量來獲得 $k(\psi)$ 、 $k(\theta)$ 等函數； $k(\psi)$ 關係是有遲滯性的，因此，為了完全描述它，必須退水(desorption)及吸水(sorption)甚至連中間掃描線(intermediate

scanning)都要做測定，不但很困難，而且需要特殊裝置，故常常祇測定退水曲線(從飽和開始，逐漸增加吸力)。

室內測定傳導度可以用長土柱。若土柱夠長，容許測定吸力梯度(例如插入一組張力計)及含水量梯度(以不破壞土柱之方法)，則 $k(\theta)$ 及 $k(\psi)$ 關係可用一個土柱於某一 θ 變化範圍內測得。周美珠(1989)及葉弘德(1993)等亦曾以此觀念來探討未飽和層之水文參數。

內部排水法之瞬間剖面原理之研究工作最早由 Davidson et al.(1969)提出，Gardner(1970)等人進行以此法探討未飽和水力傳導度函數之可行性。Hillel et al.(1972)則詳述了測定有層次土壤剖面中，內在水力性質簡化後之步驟。

(二)TDR 方法

TDR 的技術可提供研究土壤之物理性質與含水量間的關係。Topp 等人(1980)藉由 TDR 電磁波量測證實了土壤的介質常數與體積含水量間有著密切關係，這種測量法可經由事先埋入的感應器得知特定土層的含水量，達到非破壞性與瞬時檢測之目的，並且適用於現場監測。

有關土壤的誘電性質，大多數的研究偏向視其為土壤的基本性質之一。但也有學者認為其為土壤固體本身、水及空氣所組成，於是 1985 年 Dobson 提出混合模型(mixed model)之觀念；1990 年 Roth，Schulin，Fluhler 及 Attinger 更進一步對混合誘電性質與含水量的關係作修正。

應用於現地監測方面，有鑒於同軸電纜室內實驗效果卓著，但現地卻無法使用。Topp 將同軸電纜(coaxial cable)改成平行傳輸線(parallel transmission)於現地使用，但仍

有訊號衰減(attenuation)及多重反射下，波形不易辨別等缺點。

後來許多學者陸續提出，三極棒(three wire probes)、四極棒(four wire probes)之改良式同軸極棒(coaxial probes)(Zegelin, 1989)，並已成功地用於現地監測，但此類型感應器，為能明確標示出電磁波於極棒段的訊號，極棒須延伸入試體內一段長度(至少為 10~15 公分)，這種感應器相較於大範圍現地可視為局部或點狀區域，但若用於實驗室小範圍土柱模型中，則無法得到相對整體之局部含水量，甚至會攪動水流路徑(劉仁正，1993)。這是 TDR 波傳原理使用時的最大限制。

上述的方法雖然已經廣泛被接受並且使用，但是在某些特定的用途上仍然受到限制。1993 年劉仁正為了改善這些限制，運用 TDR 的終端反射原理所發展成之量測方式來測得土壤在不同含水狀態下的反射係數 ρ 值，並探討 ρ 與體積含水量 θ 之間的關係。此法同樣提供方便、迅速且非破壞性之優點外，亦可適用於實驗室土壤試體及砂箱中局部含水量的監測。

對於影響反射係數 ρ 的因素方面，劉仁正(1993)曾就密度、結構、離子濃度及溫度的效應加以討論，除 ρ 會因離子濃度升高而增加外，其他因素僅對 ρ 造成些微影響。本研究即根據此結果，捨棄這些影響因素，並且不考慮溶質傳輸，希冀能在變因單純化的條件下，於常溫狀態探討未飽和層水之移動行為。

本文亦延續終端反射之觀點，結合高解析度 TDR 量測設備，在不破壞土體之狀況下量測於不同時期土柱特定點含水量，更結合張力量測結果來探討土壤之未飽和傳輸特性，進而可求得未飽和層之 k 函數。

未飽和和水流方程

(一)方程推導

雖然達西定律(Darcy's law)最初是由飽和流動而來，Richards 將其推廣到未飽和流動，不過先決條件為傳導度為吸力頭之函數：

$$\text{即， } k = k(\psi)$$

$$\text{故， } q = -k(\psi) \nabla H$$

其中 ∇H = 水力頭梯度，為吸力頭與重力頭之和

Miller(1956)指出，此公式並沒考慮土壤水行為之遲滯現象，事實上在使用時，遲滯現象是被忽略的，而假設吸力與含水量間為單純之增加或減少，故若在乾燥(排水)與濕潤(吸水)過程同時進行時，便難以適用，因為 $k(\psi)$ 受高度遲滯現象影響，不過傳導度與體積含水量之關係 $k(\theta)$ 受遲滯現象遠較 $k(\psi)$ 為小。因此，達西定律適用於未飽和土壤可寫為：

$$q = -k(\theta) \nabla H$$

又，連續原理(continuity principle)

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\nabla \cdot q$$

$$\text{故， } \frac{\partial \theta}{\partial t} = -\nabla \cdot [-k(\theta) \nabla H]$$

考慮 1-D 垂直向下流動

$$-\frac{\partial q}{\partial z} = \frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[k(\theta) \frac{\partial H}{\partial z} \right]$$

將此 1-D 未飽和流動方程對深度積分，可得

$$\int_0^z \frac{\partial \theta}{\partial t} dz = \left[k \frac{\partial H}{\partial z} \right]_z$$

θ = 體積含水量

t = 時間

k = 未飽和水力傳導度

H = 水力頭

左邊項指的即內部排水法部分剖面含水量的損失率，它可由含水量之量測而得。由此，如果知道梯度變化($\frac{\partial H}{\partial z}$)，那麼便可簡單地求得 $k(\theta)$ 。

(二)內部排水法之瞬間剖面原理

1.一般說明

此法原由 Richard and Weeks 及 Ogata and Richards 提出，稍後，Rose et al.及 Watson(1966)又相繼提出，是一種控制轉變狀態的剖面內部排水(internal drainage)觀念。在現場進行可以幫助消除由於構造之擾亂所引起的土壤水力性質上之可能改變。

由於此法同時測定土壤含水量及基質吸力剖面，因而從這些測值中，可獲得瞬間勢能梯度及運行於剖面內部之流束(flux)之數值，進而獲得水力傳導度值。在本研究中所採用之張力計可快速而自動地獲得土壤水分吸力資料；又此法所需之土壤體積含水量資料，可由 TDR 終端反射原理求得。在內部排水法中，須定期測定剖面水分含量及張力。

目前此法已成為獲得土壤未飽和水力傳導度函數最實用之方法，所需之儀器為不破壞土壤而可反覆測定土壤水分剖面之工具，及一組張力計。可在同一地點，作吸水-排水之循環數次，觀察土壤水分之變化範圍，即可原地獲得此一函數之資料。不適用於土壤水分有明顯側流的地點，也不考慮蒸發；一般而言，側流在未飽和土壤中通常不顯著。

2.理論基礎

瞬間剖面法 (instantaneous profile method)，係由 Watson(1966)所推導。

水分在垂直土壤剖面中流動公式

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} k(\theta) \frac{\partial H}{\partial z}$$

式中 θ 為體積含水量， t 為時間， z 為垂直深度，座標取向向下為正值， k 為水力傳導度，乃土壤體積含水量之函數，及 H 為水力頭(重力頭與吸力頭之和；後者可用張力計測定之)。

積分可得

$$\int_0^z \frac{\partial \theta}{\partial t} dz = \left[k \frac{\partial H}{\partial z} \right]_z$$

單位時間內總水分含量之變化為：

$$\int_0^z \frac{\partial \theta}{\partial t} dz = \left[\frac{\partial \omega}{\partial t} \right]_z = \left[k \frac{\partial H}{\partial z} \right]_z$$

其中， ω 為土壤水分剖面至深度 z 之總水分含量

$$\omega = \int_0^z \theta dz$$

水力傳導度可從流束與水力頭(重力加吸力)梯度之比值獲得，此可於排水過程中，以漸減土壤水分含量方式，連續獲得一系列之 k 與 θ 數值，因而建立剖面各層次水力傳導度與土壤含水量之函數關係。

(三)TDR 終端反射原理

終端式 TDR 原理係為了改進以波傳速度決定 k_a 時，須將極棒插入土壤中使 TDR 訊號沿極棒傳遞之限制而提出。此原理是以類似單點放射訊號之模式進行，其設計乃用一個端子型感應器做為傳輸線的末端，感應器接觸土樣處的相對電路型式可

用圖 1 來說明，此即 TDR 終端反射原理之基本電路模式(1993 劉仁正)。

終端反射波形之分析以劉仁正引用 1964 年 Moffitt 所提的公式：

$$\rho = \frac{MCZ_0}{2}$$

式中， ρ = 反射係數
 M = 測試波斜率
 C = 當量電容值
 Z_0 = 傳輸線阻抗

由於 M 與 Z_0 在相同的 TDR 設備下為定值，因此 ρ 隨當量電容 C 而改變，電容在電學上為導體型式與介質常數之函數，故推論 ρ 為介質常數 k_a 與導體形狀 S 的函

數，即

$$\rho = f(k_a, S)$$

在此推論假設下，若設置固定的感應器型式，即控制導體形狀的因素，反射係數 ρ 僅隨 k_a 而改變。又 k_a 與含水量間存在很密切之關係，故若可確實找出 ρ 與 θ 之關係，便可不經 k_a 而由測定 ρ 直接求得含水量。1993 年劉仁正曾就質地、溫度、密度及含鹽量對 ρ 之影響加以討論，結果發現除了高濃度含鹽量外，其餘因素均影響不大，因此本研究即假設 ρ 僅受含水量而改變。在此前提下，本實驗以裝置固定感應器之方式討論反射係數 ρ 與含水量 θ 之關係。

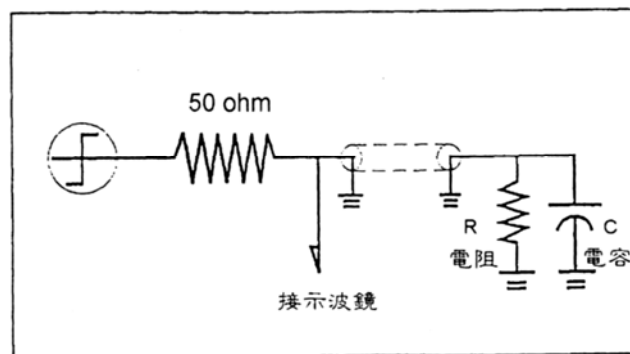


圖 1. 以電路模式模擬終端反射 TDR 之設置(1993, 劉仁正)

Fig. 1 Electric Circuit to Simulate TDR Set-up(1993, Liu)

量測方法

(一)土柱模型設置

如圖 2 所示，本研究土柱試驗之設備，包括土柱模型本身，其左方設置一數據記錄器連接至迷你張力計，土柱右邊為 TDR 示波器，經同軸電纜接於壓克力管右端之

SMA 端子上，另由土柱底部以管連接至儲水容器與抽氣馬達。

本研究的土柱試驗是模擬未飽和層水流狀態，且將其問題簡化至 1-D 垂直水流，以此前提來進行試驗設計。

整個實驗構想是計畫在一次乾燥(抽氣)與加水(飽和)的過程中取得土樣排水及吸水狀態內部瞬時含水量與張力之變化。瞬時含水量之量測,藉由 TDR 信號分析儀來取得含水層改變時相對應之反射係數 ρ 值,經由事先由各土樣所得到的 $\rho-\theta$ 關係,轉換而得含水量之變化;另外,張力變化

之吸力值則須由試驗時記錄之電壓值經事先率定之 $\frac{g}{cm^2}-\Delta mv$ 關係變換而來。因此,在進行所有土樣之土柱試驗前,須先進行各種不同配比土樣率定與張力計率定兩項前置作業。

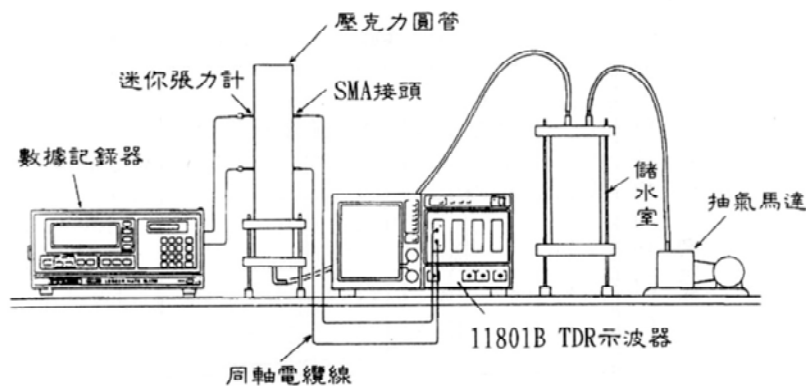


圖 2. 土柱試驗設置圖
Fig. 2 Set-up Diagram for Soil Column Test

(二)土樣選擇及基本性質描述

1. 土樣來源及配比

實驗土樣來源係選擇過#100 石英砂與西螺粘土,按不同比例配比而成,其粒徑分佈如圖 3 所示。採用石英砂的理由在於其顆粒堅硬且性質穩定,常為實驗室砂箱試驗之材料。過#100 號篩乃考慮到砂之顆粒過大可能會有張力表現不明顯的情形發生。

西螺粘土經室內基本試驗得其液限 25.06%, 塑限 12.95%, 比重=2.72 g/cm³, 塑性指數=12.16。

土樣配比乃於石英砂中,由少而多依次加入粘土含量,使其配比分別為純石英砂及石英砂:粘土等於 5:1、4:1、3:1、2:1、

1:1 六種土樣。其混合比例如表 1。不同配比目的在於(1)是否以此儀器與設置與實驗方式所量測的結果符合保水曲線及 k 函數之趨勢、(2)藉由逐增粘土成分以瞭解不同土樣之張力及保水曲線的變化趨勢。

2. 各土樣 θ 與 ρ 之關係的決定

(1)儀器設置與土樣盒製作

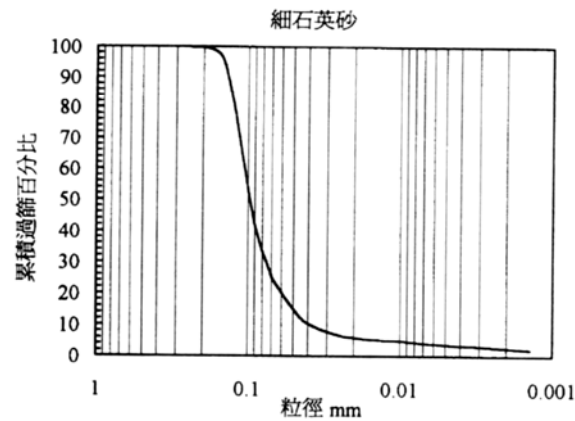
為率定體積含水量 θ 與反射係數 ρ 之關係,製作數個土樣盒供實驗使用,土樣盒的設計觀念源自於 Kalincki 及 Kelly(1993),他們兩人結合了 ASTM G57-78 中所提之 Miller Soil Box 改良而成,原為測定室內比電阻試驗之模型(胡榮富, 1996)。本試驗以 8 個 SMA 端子來代替比電阻試驗周圍所用的 8 個電極;使用 8 點率定之目的乃為縮小單點

量測不均勻含水量之誤差範圍。

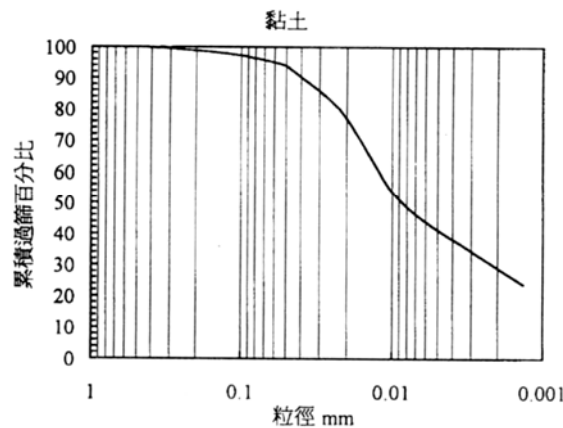
(2)TDR 量測反射係數

各土樣經由烘乾法率定出體積含水量 θ 與反射係數 ρ 之關係之後，如表 2 所示，只要在土柱實驗過程中直接量測反射係數 ρ 隨時間之變化，便可經由轉換而測得土柱上下兩點(CH3 及 CH1)之

體積含水量之變化，由此可明確地發現土柱在排水及飽和之過程含水量之變化情形，只要在不同位置裝上更多含水量感應端子(SMA)連接至多個頻道中，藉著觀察 TDR 波形變化，即組成一套 TDR 量測含水量之非破壞性檢測系統。



(a)過100號篩石英砂



(b)西螺黏土

圖 3. 配比土樣粒徑分佈圖

Fig. 3 Grain-size Distribution for Soil Sample used

(a) Quartz sand passing #100 Sieve (b) Clayey soil for Si-lo

表 1. 土樣混合比例
Table 1. Mixing Ratio for Soil Specimen

編號	配比型式 (砂:粘土)	土樣混合百分比	
		石英砂(%)	粘土(%)
1	石英砂	100	0
2	5:1	83.33	16.67
3	4:1	80	20
4	3:1	75	25
5	2:1	67.67	33.33
6	1:1	50	50

表 2. 反射係數 ρ 與體積含水量 θ 之關係式
Table 2. Reflection Coefficient versus Volumetric Water Content

土樣 編號	混合 比例	ρ 與 θ 之關係式 (ρ :無因次, θ :%)	適用 γ_d 範圍(g/cm ³)
1	石英砂	$\theta = 0.0724\rho + 11.974$ $R^2 = 0.9835$	1.39~1.44
2	5:1	$\theta = 0.0638\rho + 12.415$ $R^2 = 0.9646$	1.37~1.45
3	4:1	$\theta = 0.0638\rho + 12.164$ $R^2 = 0.9876$	1.39~1.58
4	3:1	$\theta = 0.0609\rho + 13.026$ $R^2 = 0.9649$	1.36~1.56
5	2:1	$\theta = 0.0657\rho + 13.065$ $R^2 = 0.9675$	1.34~1.61
6	1:1	$\theta = 0.0576\rho + 16.349$ $R^2 = 0.9851$	1.48~1.74

(三)土柱試驗過程

1.土柱設置

試驗所用之圓柱形土柱分為上下兩部分，上方為壓克力圓管，內徑 9.4cm，下方設有二出水口，提供抽氣排水之用，其四周設有四支可調整高度之腳架用以支撐平衡，裝置土樣時，將上方壓克力管套入下方圓柱容器中，周圍塗以凡士林或紙粘土防止漏水。

張力感應器(張力計)與含水量感應器(SMA 接頭)採取對應等高的方式設置，分別裝置於管頂端起算 15cm 及 25cm 處，各張力計間與各 SMA 接頭間均相距 10cm(見圖 4)，SMA 係固定於壓克力管壁上，張力計則因其瓷杯與金屬桿連接處屬

於細長構造，極易斷裂，故須於裝填土樣的過程當中才架設完成，亦於卸土樣時予以取出。土樣盒或壓克力土柱 SMA 裝置處鑽孔直徑均為 6.6mm，張力計處鑽孔直徑 9.7mm，分別以直徑 6.4mm 及 9.5mm 鑽頭鑽得。

試驗結果與分析

(一)體積含水量隨時間變化情形

經由土柱試驗之記錄波形及判讀反射係數的大小之後，藉著 ρ - θ 關係式的轉換可獲得體積含水量隨時間之變化情形。

土柱試驗之裝置乃將土樣從飽和狀態開始抽氣記錄排水過程待其達穩定狀態

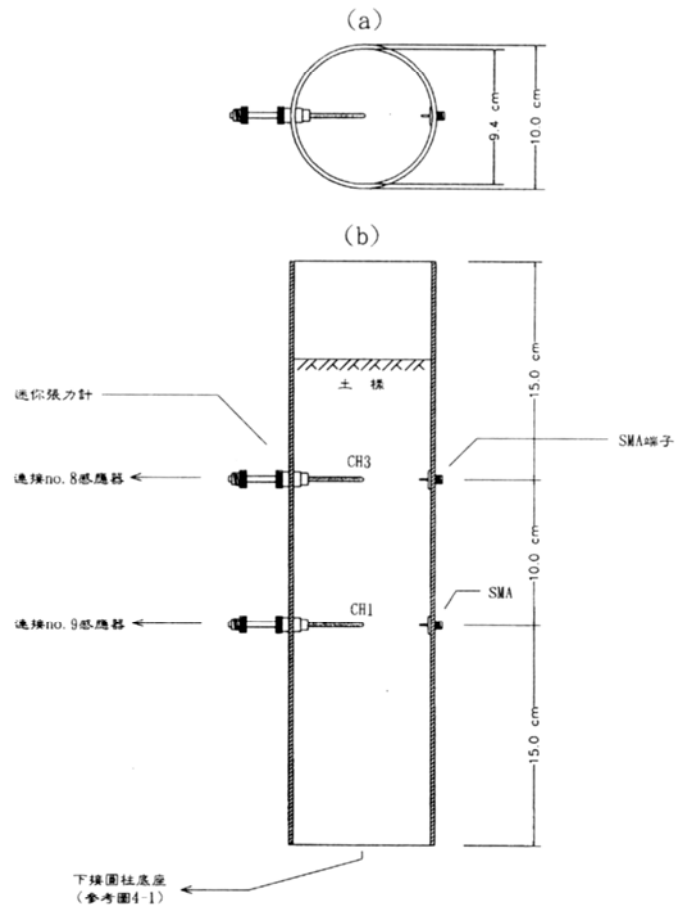


圖 4. 張力計及 SMA 設置詳圖 (a)俯視圖 (b)側視圖
Fig. 4 Details for Tensometer and SMA Connector set up
(a) Top View (b) Side View

時，再加水、吸水過程，因此 $\rho-t$ 與 $\theta-t$ 圖中(如圖 5 所示為 3:1 的砂與粘土試體量測的結果)之最低點代表土樣最乾燥狀態。所用 11801B 型示波器解析度甚高，最乾燥可測得約 $16-32\text{mp}$ 之微小變化，土樣完全飽和時之反射係數可達 400mp 左右。

(二)張力量測成果

本文的討論關於土壤水分的勢能方面，不考慮其他勢能，故水力頭僅為吸力頭 P +重力頭 X 之和。吸力頭直接由張力計

測得，重力頭則以土柱頂部土壤表面為零點，往下起算。在土柱模型中由於重力頭均已固定不變，而吸力頭會隨土柱內部水分的改變而產生變化，故只要將張力數值加上各對應點的重力頭，即可得知水力頭變化之情形。

抽氣(乾燥、排水)與吸水過程的電壓記錄藉率定關係式之轉換後，得到張力隨時間變化圖，如圖 6 為砂與粘土比例為 3:1 之試體計算結果。由圖中之曲線，可看出在

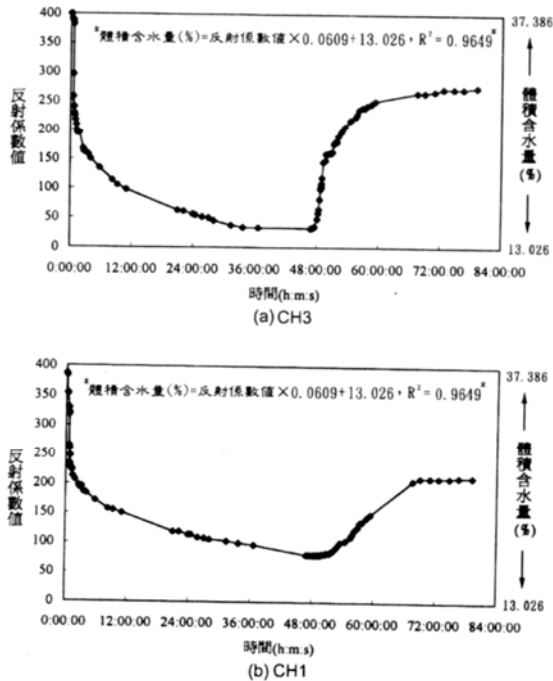


圖 5. 砂與粘土配比 3:1 之試體試驗之反射係數及體積含水量變化圖(a)CH3, (b)CH1
Fig. 5 Change of Reflection Coefficient and Volumetric Water Content vs. Time
(a) CH3 (b)CH1

排水過程中，張力是持續增加且約略成一直線關係，這是因為土壤在乾燥過程中，由於含水量的逐漸減少，土壤為保持水分所表現之行爲，當粘土含量從完全不含粘土的石英砂增加至砂:粘土等於 2:1 時，同一時段內斜率漸次增加；且隨著粘土含量的增加，張力也有逐漸增大的趨勢，這顯示出粘土成份對於整體張力行爲的表現具有某種程度的影響，相當符合粘性土壤比砂性土壤具較優越保水能力之特性。

(三)土壤水分特性曲線

本研究土柱試驗係先將土樣浸水飽和後，利用抽氣方式增加吸力，使土壤慢慢乾燥，連續記錄排水過程張力及含水量的

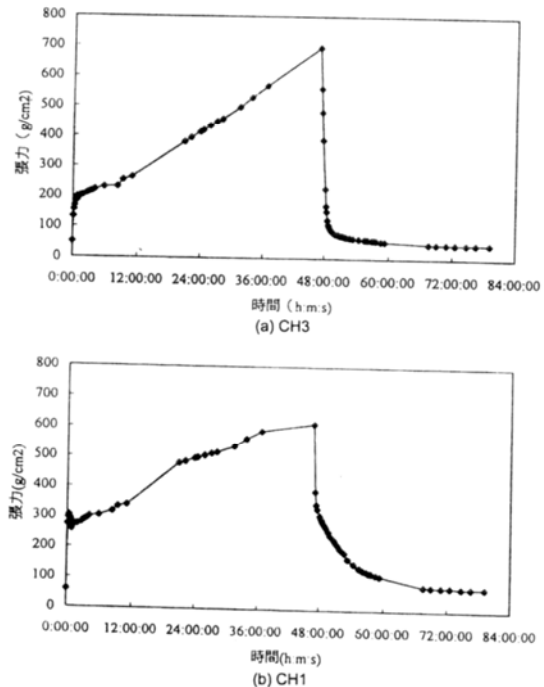


圖 6. 砂與粘土配比 3:1 之試體試驗之張力變化圖, (a)CH3 (b)CH1
Fig. 6 Change of Tension measured for a 3:1 mixing ratio of sand and clay

變化，此後再從最乾燥狀態逐漸加水降低吸力，亦記錄此一吸水過程的張力及含水量變化。擷取相同時間的張力與體積含水量之對應值，便可畫出土壤張力與土壤體積含水量之保水曲線，如圖 7 所示為砂與粘土比例為 3:1 之試體計算結果。

本研究土柱試驗所求出之保水曲線，經由觀察可得下列結果：

1. 從圖中看來，每種配比土樣均有遲滯現象的出現，且同一張力下，排水曲線之含水量均高於吸水曲線(1:1 除外)。
2. 隨粘土成份增高，保水曲線有逐漸變陡的趨勢，這是因為粘土含量比例較大的土樣，顆粒小的粘粒充填於大孔隙中，使混

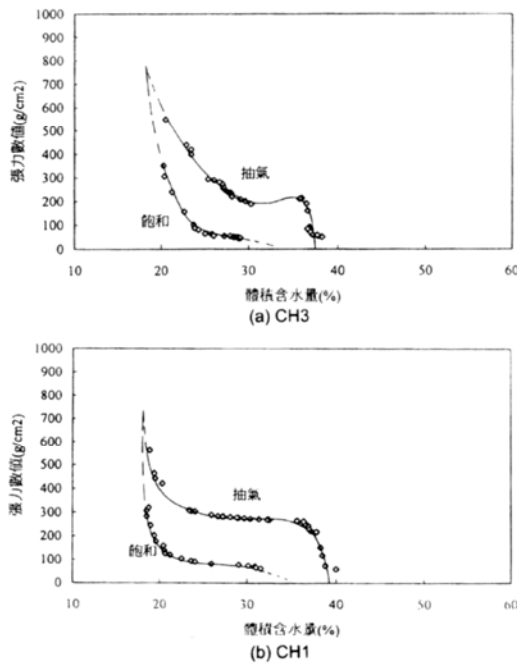


圖 7. 砂與粘土配比 3:1 之試體試驗之保水曲線, (a)CH3 (b)CH1

Fig. 7 Retention curve calculated for a 3:1 mixing ratio of sand and clay

合土樣孔隙分布較均勻，當吸力增加至某種程度時，會有較多的水吸附。因此，在低張力時，相較於砂，不致因大孔隙水的排空，導致含水量急劇減少。所以粘土成份愈高，保水能力愈強。

3. 由各保水曲線圖中可看出，曲線下方的吸水段無法與排水段閉合，推測其原因，很可能是在加水飽和的過程中空氣進入孔隙中的緣故。

(四)未飽和層水力傳導度 k

本文計算 $k(\theta)$ 乃基於瞬時剖面的概念，由體積含水量變化情形將兩深度單位面積的水體積求出後，觀察此兩深度之流量變率，再由水力梯度 $\frac{\partial H}{\partial z}$ (此處 CH3 與 CH1

相距 10cm) 之變化狀況，以 $q = \int_0^L \frac{\partial \theta}{\partial z} dz = k(\theta) \frac{\partial H}{\partial z}$ 式求得 $k(\theta)$ 。

首先將 $\theta-t$ 圖中回歸成一最適合曲線，在排水時段其型式為 $\theta = at^{-b}$ ，將此函數微分後可得斜率 $\frac{\partial \theta}{\partial t}$ 值，斜率乘以相對應的深度增量便可獲得各層含水量的改變率 $dz(\frac{\partial \theta}{\partial t})$ q_1 及 q_2 (本土柱剖分為二層，分別以 CH1 及 CH3 上下 5cm 之範圍為一層)，將此層以上各層含水量之增量累加，就獲得各層底部的流束即 $q = \int dz(\frac{\partial \theta}{\partial t})$ ，將張力計張力值與重力頭相加得水力頭各時間兩水力頭之差值除以 CH1 及 CH3 之距離即得對應水力梯度 i ，再以同時段之流束 q 與梯度 i 相除，即得對應 $k(\theta)$ ，其型式均為 $k(\theta) = A\theta^B$ ，其函數式如表 3 所示。

由表 3 之函數看來，雖相關係數 R^2 並非相當良好，但 $k(\theta)$ 以 $A\theta^B$ 的型式來展現仍在可接受的範圍內。圖 8 為石英砂材料試驗結果求得之 $k(\theta)$ ，圖 9 為砂與粘土配比為 3:1 的試體計算的結果，顯示未飽和水力傳導度隨含水量變化的情形，6 種配比之 $k(\theta)$ 在體積含水量 30% 以前，變化非常不明顯，僅隨含水量的增加緩緩上升，但砂(土樣 1)於 θ 達 40%，含粘土成分配比的土樣(土樣 2 至土樣 5)從 $\theta = 35\%$ 之後 k 有急劇上升的現象，這顯示各種土樣於接近飽和時因為土壤顆粒周圍水膜之增加，使得孔隙中的水分子瞬間連接成許多利於傳導的通道，因而 k 急劇增加。

另外，觀察各配比間 $k(\theta)$ 的數值可以發現，當粘土含量增加到 4:1 時， k 即降至 0.01 cm/sec 以下，顯示粘土對於 k 之貢獻在砂:粘土=4:1 時表現出來，不過大致說來，雖粘土漸次增加，但配比中仍以砂佔多數，

故混合土樣的傳導行為仍由砂來主導，所以從純砂逐增粘土含量至 砂:粘土=2:1 之混合土樣，僅讓 k 之大小降低一個次方，是相當可以理解的。

綜合以上各節之討論，由 TDR 結合電子張力計來量測含水量及土壤水分特性的確是可行的辦法。希冀此種新的量測技術可提供作為日後研究未飽和層水傳輸行為的參考。

表 3. 各種配比之 $k(\theta)$
Table 3. $k(\theta)$ for Different Mixing Ratio

土樣編號	配比型式	函數式: $k(\theta)$	R^2
1	石英砂	$k(\theta)=4.47\theta^{1.1\times 10^{-10}}$	0.744
2	5:1	$k(\theta)=13.36\theta^{1\times 10^{-22}}$	0.982
3	4:1	$k(\theta)=8.18\theta^{8\times 10^{-16}}$	0.877
4	3:1	$k(\theta)=8.24\theta^{4.9\times 10^{-16}}$	0.95
5	2:1	$k(\theta)=7.4\theta^{4.3\times 10^{-15}}$	0.732
6	1:1	$k(\theta)=18.99\theta^{2.9\times 10^{-33}}$	0.733

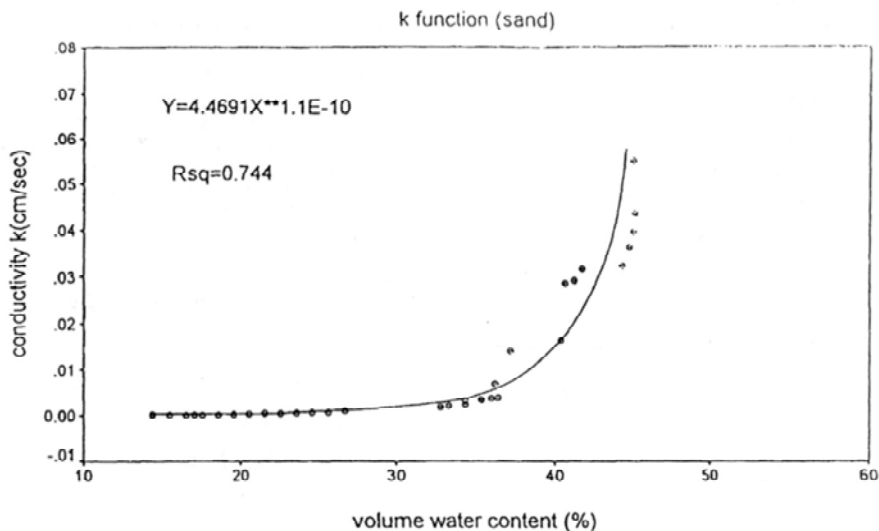


圖 8. 石英砂試體計算得之水力傳導函數 $k(\theta)$

Fig. 8 Unsaturated Hydraulic Conductivity calculated for quartz sand

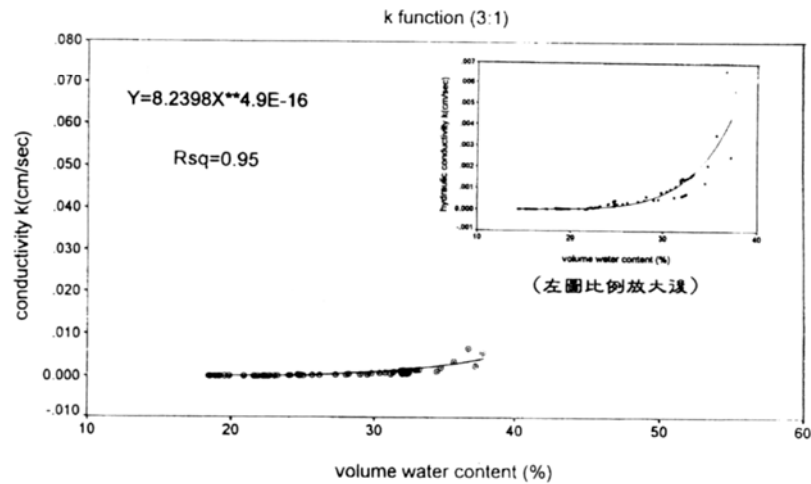


圖 9. 砂與粘土配比為 3:1 之試體試驗之水力傳導函數 $k(\theta)$

Fig. 9 Unsaturated Hydraulic Conductivity for a 3:1 mixing ratio of sand and clay

結 論

本研究討論以終端反射 TDR 方法量測含水量之可行性，並結合張力計來探討未飽和土壤之傳輸特性，根據試驗分析與結果討論之後，得到下列結論：

1. 經過實驗之設計，結果的分析與討論之後，證明了本研究中使用 TDR 終端反射原理量測所決定之反射係數 ρ 與體積含水量 θ 間確實存在有密切之關係，而且此終端反射原理也能突破先前 TDR 以波傳速度決定介質常數以量測含水量之限制，因感應接頭的設計不須受到尺寸的限制，也避開了訊號多重反射之問題。
2. 觀察 $\rho - \theta$ (保水曲線) 之變化，未飽和水流動過程中確有遲滯現象產生，且漸增粘土含量，曲線的形狀會變陡，表示粘土含量之增加會提升土壤的保水能力。

3. 由資料分析顯示，未飽和 k 於低含水量時，其值隨含水量之增加而緩慢增加，而當含水量近飽和時，有快速上升之傾向。

4. 本研究以 TDR 結和張力計量測來計算未飽和水力傳導係數的方法，有別於一般土壤實驗室之量測，是一套可完整同時求出 $k(\theta)$ 與保水曲線之量測系統。

參考文獻

1. 周美珠，民國七十八年六月，"未飽和水流動態模式之研究，國立中興大學土木工程研究所碩士論文"，民國七十八年六月。
2. 葉弘德，民國八十二年六月，"放射性核種在未飽和層遷移水文參數量測審查技術－實驗室"。
3. 劉仁正，民國八十二年六月，"利用終端反射量測土壤含水量，國立中興大學土木工程研究所碩士論文"。
4. 胡榮富，民國八十五年六月，"以比電阻

- 試驗輔助地電阻探測地層之判釋”，國立中興大學土木工程研究所碩士論文。
5. Gardner, W.R., (1970), "Field measurement of soil water diffusivity," *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* Vol.34, p.832.
6. Klute, A(1965a), "Laboratory measurement of hydraulic conductivity of saturated soil," In *Methods of Soil Analysis*, pp.253-261. Monograph No.9, Am. Soc. Agron., Madison, Wisconsin.
7. Kunze, R.J. and D.R. Nielsen, (1982), "Finite element solution of the infiltration equation," *Soil Science*, Vol.134, No.2, pp.81-88.
8. Moffitt Uee R., (1964), "Time-Domain Reflectometry-Theory and Applications," *END Test Instruments*, pp.38-44.
9. Philip, J.R., (1957), "The theory of infiltration:1," *Soil Sci.*, Vol.83, pp.345-357.
10. Richards, S.J. and Weeks, L.V., (1953), "Capillary conductivity values from moisture yield and tension measurements on soil columns," *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* Vol.17, pp.206-209.
11. Roth Kurt, Rainer Schulin (1990), "Hannes Fluhler and Werner Attinger: Calibration of Time Domain Reflectometry for Water Content Measurement Using a Composite Dielectric Approach," *Water Resources Research*. Vol.26, No.10, pp. 2267-2273 .
12. Topp G.C., J.L.Davis and A.P. Annan:, (1980), "Electromagnetic Determination of Soil Water Content: Measurements in Coaxial Transmission Lines," *Water Resources Research*. Vol.16, No.3, pp.574-582.
13. Watson, K.K. (1966), "An instantaneous profile method for determining the hydraulic conductivity of unsaturated porous materials," *Water Rrsources Res.* Vol.2, pp.709-715.
14. Zegelin S.J., I. White and D.R. Jenkins, (1989), "Improved Field Probes for Soil Water Content and Electrical Conductivity Measurement Using Time Domain Reflectometry," *Water Resources Research*, Vol.25, No.11, pp.2367-2376.

87 年 10 月 21 日 收稿
87 年 11 月 18 日 修正
87 年 12 月 31 日 接受