

行政院國家科學委員會專題研究計劃成果報告

土壤未飽和層水份與鹽份遲滯作用之研究 (II)
The Effect of Hysteresis on Water and Salinity in
Unsaturated Soil (II)

計劃類別：☒個別型計劃 ☐整合型計劃

計劃編號：NSC 90-2313-B-002-324

執行期間：90 年 8 月 1 日至 91 年 7 月 31 日

計劃主持人：譚義績

共同主持人：陳主惠

處理方式：☐可立即對外提供參考

☒一年後可對外提供參考

☐兩年後可對外提供參考

(必要時，本會得延展發表時限)

執行單位：國立台灣大學生物環境工程學系

中華民國九十一年十月三十一日

Abstract.....	I
摘要.....	II
第一章 前言.....	1
第二章 理論方法.....	3
2.1 van Genuchten 土壤水分參數模式.....	3
2.2 未飽和層水分傳輸與溶質傳輸理論.....	4
第三章 實驗設置與分析.....	8
3.1 土壤基本性質之測定.....	9
3.2 量測儀器之率定.....	10
3.3 砂箱實驗之設置與進行.....	12
3.4 實驗成果.....	13
圖表.....	14
第四章 遲滯實驗之結果與討論.....	20
4.1 主要乾燥曲線與主要濕潤曲線.....	20
4.2 鹽分濃度對遲滯現象之影響.....	21
第五章 結論與建議.....	24
5.1 結論.....	24
5.2 建議.....	25
謝誌.....	26
參考資料.....	27

Abstract

In order to solve the transport of water in the unsaturated soil, the hydraulic property must be available, that property is dependent on the moistures and nature of soils. In unsaturated soils, hysteresis is an important phenomenon affecting water flow, and the effect should be taking into account during wetting and drying processes. Taiwan is surrounded with seawater , and it's very serious that seawater infiltrates into soil. The salinization of soil not only affects the usage of area along the coast, but also influences the restoration of soil and development of agriculture. Because after the salinity and water infiltrates into soil, the progress of infiltrating, evaporating, and movement become very complex. In addition, hysteresis also has a great influence. Therefore, it becomes more important for unsaturated flow and the research of salinity transport. Hysteresis has important effects in the field and cannot be neglected. Most studies are ignored about hysteresis because of complication. The prediction of soil water balance can be improved by taking hysteresis into account under diurnally varying environmental condition that involved alternative wetting and drying.

Keyword : Hysteresis , Soil-water retention curve , Salt-effected soil

摘要

在未飽和土壤水分的傳輸現象中，水分移動的水力特性是相當重要的，此特性取決於土壤含水量及土壤類型等因素，未飽和土壤水分會因乾燥、濕潤交替的歷程而發生遲滯現象，要能準確的計算則必須在乾燥、濕潤歷程交替變化的環境中考慮遲滯現象的發生及其變動。台灣地區四週環海，海水倒灌之情形相當嚴重，此現象困擾著沿海地區之土地利用、土壤復育及農業發展，因為海水中的鹽份在隨水份進入土壤後，其入滲、蒸發及運移之過程十分複雜，且受遲滯現象之影響甚巨，也因此更顯未飽和層中水流及鹽份傳輸研究之重要性。

本研究計畫今年度之目標為探討海水倒灌後土壤中水份及鹽份的遲滯現象，以砂箱試驗之方式分析其特性，採用各種濃度之鹽水，進行多組之遲滯現象研究，藉以觀察鹽分濃度對遲滯行為之影響。研究之結果可應用於海水倒灌後土壤性質之深入研究，及提供土壤復育與整治之參考。

關鍵詞：遲滯現象，保水曲線，鹽化土壤

第一章 前言

海水倒灌此問題常常困擾著沿海地區之土地利用、土壤復育及農業發展，因為海水中的鹽份在隨水分進入土壤後，其入滲、蒸發及運移之過程十分之複雜，況且台灣地區四週環海，海水倒灌之情形相當嚴重，也因此更突顯出未飽和層中水流及鹽份傳輸研究之重要性，再者未飽和土壤中水分及鹽份遲滯現象的研究至今並不十分完備，主因其影響之因素多且複雜，但若經系統之規劃、試驗及研究，相信定能對此課題有所助益。

本計畫之研究目的在於探討遲滯土壤中水分及鹽份的傳輸，針對的現象乃是海水倒灌後鹽份在土壤中的入滲行為與受蒸發(或排水)作用的影響，研究的重點在於土壤中水分及鹽份的遲滯現象及此現象對土壤中溶質的傳輸。

本計畫乃由未飽和土壤之水分及鹽份的遲滯行為著手，根據其物理性質之變化進行理論的分析，再以砂箱試驗方式進一步了解其特性，並期能建立其模式，期能一窺未飽和土壤水分及鹽份傳輸之奧秘。研究之方法以砂箱試驗為主，採用不同之石英砂配合各種濃度之鹽水，進行多組之遲滯現象研究，藉以觀察鹽分濃度對遲滯行為之影響；並與以純水進行之試驗比較之，以分析純水與鹽水所造成遲滯行為之差異，以期對未飽和土壤中之水分及鹽分之行為獲得更深入之了解。

今日在此方面的研究多將遲滯現象忽略，意即土壤含水量 θ 僅為張

力水頭 ψ 之一對一函數，即 $\theta = \theta(\psi)$ ，且不因乾燥及濕潤歷程的不同而有所變化 (Brook 及 Corey, 1961; van Genuchten, 1980; van Genuchten 及 Nielsen, 1985; Driessen 1986)，可是在土壤復育、農田洗鹽等問題的處理上，土壤水份及鹽份的遲滯效應是不應被忽略的 (Russo, 1980)，故而本計畫的研究之重點在於分析未飽和層中土壤含水量 θ 與溶質濃度 c 、基質水頭 ψ 及不同水文歷程的關係。

第二章 理論方法

2.1 van Genuchten 土壤水分參數模式

本文假設每組遲滯水分掃描曲線的形式可由 van Genuchten 土壤保水曲線模式(1)式套配。

van Genuchten 土壤水分參數模式如下：

$$\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = (1 + |\alpha\psi|^n)^{-m} \quad \text{當 } \psi < 0$$
$$\theta = \theta_s \quad \text{當 } \psi \geq 0 \dots\dots\dots (1)$$

其中

- θ : 土壤體積含水比。
- θ_s : 土壤飽和體積含水比。
- θ_r : 土壤殘餘體積含水比。
- α : 曲線形狀因子一。
- n : 曲線形狀因子二。
- m : 曲線形狀因子三，且 $m = 1 - (1/n)$ 。

並且每一條乾燥或濕潤曲線皆具備相同的形狀因子，而形狀因子的求取可透過土壤保水曲線之主要乾燥及濕潤曲線實驗數據迴歸得知。

以此類推，可簡單的推演由主要乾燥曲線發展出之各組濕潤（或乾燥）

曲線之通式型式：

第 $2i+1$ 濕潤曲線寫為：

$$\frac{\theta - \theta_r(2i+2)}{\theta_s(2i+2) - \theta_r(2i+2)} = (1 + |\alpha^n \psi|^n)^{-m} \dots\dots\dots (2)$$

第 $2i+2$ 乾燥曲線寫為：

$$\frac{\theta - \theta_r(2i+3)}{\theta_s(2i+3) - \theta_r(2i+3)} = (1 + |\alpha^d \psi|^{n^d})^{-m^d} \dots\dots\dots (3)$$

以上 $i=0、1、2、3\dots\dots\dots$ 。

同理，可簡單的推演主要濕潤曲線發展出之各濕潤（或乾燥）曲線之通式型式：

第 $(2i+1)'$ 乾燥曲線寫為：

$$\frac{\theta - \theta_r((2i+2)')}{\theta_s((2i+2)') - \theta_r((2i+2)')} = (1 + |\alpha^d \psi|^{n^d})^{-m^d} \dots\dots\dots (4)$$

第 $(2i+2)'$ 濕潤曲線寫為：

$$\frac{\theta - \theta_r((2i+3)')}{\theta_s((2i+3)') - \theta_r((2i+3)')} = (1 + |\alpha^w \psi|^{n^w})^{-m^w} \dots\dots\dots (5)$$

以上 $i=0、1、2、3\dots\dots\dots$ 。

由上述關係可求得各種狀態轉換下之遲滯土壤保水曲線關係式。

2.2 未飽和層水分傳輸與溶質傳輸理論

目前在飽和與未飽和變密度地水流動及溶質傳輸的研究多採變密度地水控制方程式（6 式）耦合溶質傳輸控制方程式（7 式）（*Yeh, 1997*），方程式表示如下：

變密度地水流動控制方程式：

$$\frac{\rho}{\rho_0} F \frac{\partial \psi}{\partial t} = \nabla \cdot \left\{ k \cdot \left[\nabla \psi + \frac{\rho}{\rho_0} \nabla Z \right] \right\} + \frac{\rho}{\rho_0} q \dots\dots\dots (6)$$

其中 ρ : 地下水含鹽份濃度為C時之密度 $[M/L^3]$ 。

ρ_0 : 地下水含鹽份濃度為0時之密度 $[M/L^3]$ 。

F : 儲蓄係數 $[1/L]$ 。

ψ : 基質（張力）水頭 $[L]$ 。

t : 時間 $[T]$ 。

k : 水力傳導係數二階張量 $[L/T]$ 。

Z : 重力水頭 $[L]$ 。

ρ^* : 抽水或補注液體之密度 $[M/L^3]$ 。

q : 地下水抽水或補注量 $[L^3/T/L^3]$ 。

儲蓄係數 F 定義為：

$$F = s_w(\alpha' + \beta'n) + \frac{\partial \theta}{\partial \psi}$$

其中 s_w : 土壤水份飽和度 $[L^3/L^3]$ 。

α' : 土粒之壓縮係數 $[1/L]$ 。

β' : 水份之壓縮係數 $[1/L]$ 。

n : 土壤孔隙率 $[L^3/L^3]$ 。

θ : 土壤體積含水量 $[L^3/L^3]$ 。

溶質傳輸控制方程式

$$\begin{aligned} \theta \frac{\partial C}{\partial t} + \rho_b \frac{\partial S}{\partial t} + V \cdot \nabla C = \nabla \cdot (\theta D \cdot \nabla C) - \lambda(\theta C + \rho_b S) \\ + q C_{in} - \left[\frac{\rho^*}{\rho_0} q - \frac{\rho_0}{\rho} V \cdot \nabla \left(\frac{\rho}{\rho_0} \right) \right] C \dots\dots\dots (7) \end{aligned}$$

其中 C : 水相中之鹽份濃度 $[M/L^3]$ 。

ρ_b : 孔隙介質之總體密度 $[M/L^3]$ 。

S : 吸附相中之鹽份濃度 $[M/M]$ 。

V : 達西流速 $[L/T]$ 。

D : 延散係數張量 $[L^2/T]$ 。

λ : 衰減係數 $[1/T]$ 。

C_{in} : 補注液體之濃度 $[M/L^3]$ 。

其中吸附相中之鹽份濃度 S 依不同特性可分三種模式，分別列述如下：

Linear isotherm 模式 $S = K_d C$

Langmuir isotherm 模式 $S = \frac{S_{\max} KC}{1 + KC}$

Freundlich isotherm 模式 $S = KC^n$

其中 k_d : 分佈係數 $[L/M^3]$ 。

$S_{\max}$: *Langmuir isotherm* 模式中吸附相的最大容許溶質濃度 $[M/M]$ 。

n : *Freundlich isotherm* 模式中濃度的次方指數 $[L/L]$ 。

k : *Langmuir isotherm*、*Freundlich isotherm* 模式的反應係數 $[L/M^3]$ 。

延散係數 D 之定義為：

$$\theta D = a_T |V| \delta + (a_L - a_T) \frac{VV}{|V|} + \theta a_m \tau \delta$$

其中 δ : *Kronecker delta tensor* $[L/L]$ 。

$|V|$ ：達西流速值 $[L/T]$ 。

a_L ：縱向延散係數 $[L]$ 。

a_T ：側向延散係數 $[L]$ 。

a_m ：分子擴散係數 $[L^2/T]$ 。

τ ：流動路徑之曲撓度 $[L/L]$ 。

延散係數可由實驗室管柱試驗(*Column test*)求得延散度後，再以 $D = \lambda V$ 換算， λ 為延散度， V 為達西流速，在通常情況下延散度值約在為 0.5 cm 左右或是更小；從實驗室管柱試驗(*Column test*)所得出的延散度，不論是受過擾動或未受擾動的未固結地層土樣，其值通常介於 0.01~2 cm 的範圍之間，最大可達 10 cm；若是現場規模之實驗，則其值更大 (*Nielsen et al.*, 1986)。根據 *Klotz* 及 *Moser* (1974) 針對 2500 個管柱延散試驗做出分析，得到的結論是縱向延散度之值與土壤顆粒大小和粒徑分佈有關，與土壤顆粒形狀、粗糙度(*Roughness*)及稜角度(*Angularity*)則無關。

若(6)式在不考量土粒及水份之壓縮性、區域內無抽取或補注存在、流體為純水時，可形成 *Richards equation* (1931)，即

$$\frac{d\theta}{d\psi} \frac{\partial \psi}{\partial t} = \nabla \cdot [k \cdot (\nabla \psi + \nabla z)]$$
 此式為非線性偏微分方程式，除了某些特定

條件下才存在解析解外，欲求解必須運用數值方法才能求解；然而欲運用數值方式求解，首先必須充分掌握土壤之水力特性，此些特性計有基質水頭 ψ 與土壤含水量 θ 、水力傳導係數 k 及比水容積 $\frac{d\theta}{d\psi}$ 的關係。

第三章 實驗設置與分析

土壤水分的遲滯現象是表現在土壤之張力水頭與含水量隨乾、濕歷程變化的變動上，因此欲分析遲滯現象發生時所對應之變動，土壤張力水頭與含水量的量測是不可或缺的，以往大多數的研究多忽略遲滯現象的發生，除了遲滯現象有其反覆變動的複雜性外，在含水量的量測上會有量測儀器及量測方法的限制，其所遭遇之困難有（1）運用張力板吸水原理而透過試管流失水量計算土體含水量時，求取所得之含水量為土體之平均含水量，對於緊鄰張力板處之實際含水量有低估之情形。（2）運用Gamma-Ray進行量測具有準確並且迅速之優點，但儀器之取得有其困難，並且放射性物質有其危險性存在。（3）若採用破壞土體之方式取樣，以取樣、烘乾方式進行分析，這種方法雖然具備了直接、簡單的優點，但是必須以破壞土層組成的方式進行，無法進行土壤水分隨時間變化的分析。因此欲進行遲滯現象之實驗分析，則必須能克服量測土壤含水量之困難，並且具備量測土壤水分張力之儀器，本研究在土壤含水量的量測是以土壤水分感測計(Time Domain Reflectometry)進行量測，其為IMKO MICROMODUL TECHNIK GMBH生產之轉換器（TRIME-ES）與微型探針（Miniatur Probe P2D）連接而成，探針為二極棒型式，可適用於實驗室及現地之量測，儀器可適用之範圍在0~95%之體積含水量，儀器之誤差範圍為 $\pm 2\%$ 之體積含水量，TDR乃應用電磁波的量測原理來測定土壤含水量（Topp, 1980），透過

土壤的介電常數與體積含水量之關係來決定土壤含水量。

而量測土壤水分之張力是以張力計進行，其為UMWELTANALYTISCHE MESS SYSTEM所生產之T5型張力計，可適用範圍為-1000hPa~850 hPa，儀器之誤差範圍為 ± 5 hpa，其結構包含一多孔性瓷杯（porous cup），並與張力轉換器連接，透過張力計與土壤中水分之張力平衡而測定土壤水分之勢能狀態。

實驗量測系統如圖1所示，其中土壤水分感測計及張力計皆與數據擷取儲存器(DATA LOGGER)連接，數據擷取儲存器為COMPBELL SCIENTIFIC INC生產之21X型MICROLOGGER，可方便長時間之監控及實驗數據之處理。

整體實驗之進程可分成（1）土壤基本性質之測定（2）量測儀器之率定：張力計、土壤水分感測計之率定（3）砂箱實驗之設置與進行（4）實驗成果之分析，分別敘述如下：

3.1 土壤基本性質之測定

試驗採用之土壤依其組成之粒徑大小有三種石英砂，試驗土壤之基本土壤性質列於表一，其中土壤一之土壤粒徑有87.42%之含量分佈在0.59mm~0.71mm之間，粒徑均一程度極高，而土壤二之粒徑亦有76.05%之含量分佈在0.25mm~0.297mm之間，亦屬均一程度極高之土壤，但其平均粒徑較土壤一為細，而土壤三之粒徑分佈則較為平均，在0.297mm~0.25mm間之

含量有15.08%，在0.25mm～0.177mm間之含量有17.31%，在0.177mm～0.149mm間之含量有20.12%，在0.149mm～0.125mm間之含量有15.73%，在0.125mm～0.074mm間之含量有22.77%，級配程度較土壤一、土壤二佳。

三種土壤在粒徑大小、均勻程度及級配程度有下列關係：

平均粒徑：土壤一＞土壤二＞土壤三。

均勻程度：土壤一＞土壤二＞土壤三。

級配程度：土壤三＞土壤二＞土壤一。

本研究即以上述三種不同特性之土壤進行實驗，藉由其土壤特性之差異進而比較各土壤在遲滯現象之異同。

3.2 量測儀器之率定

包括張力計之率定及土壤水分感測計之率定，分別敘述如下：

3.2.1 張力計率定

(1)所需儀器與設備：

張力計、數據擷取儲存器、塑膠皮管、U形玻璃管（內盛水銀）、抽氣機。

(2)率定流程

一、將張力計玻璃管裝滿水，使其暴露於大氣中，觀測數據擷取儲存器的數值。

二、將張力計插入塑膠管，並打開抽氣機調整抽氣閥門，使U型玻璃管兩端內盛之水銀有高差產生，此時關閉閥門，記錄高差讀數和數據

擷取儲存器電壓讀數。

三、鬆開閥門，再度開啟抽氣機，使U型玻璃管內盛之水銀產生更大高

差，記錄高差讀數與數據擷取儲存器的電壓讀數。

四、重複步驟三，但控制U型玻璃管兩端水銀高差較前次高，觀察電壓值。

五、每一支張力計依照上述程序，可得出多個率定點，得出率定曲線。

率定所得之結果列於表二，所得之相關係數達0.9991，為高度相關，顯示實驗設備可準確反應實際之張力水頭。

3.2.2 土壤水分感測計率定

(1)所需儀器與設備

土壤水分感測計、數據擷取儲存器、燒杯、量杯、鐵尺、鐵棒、圓形鐵盒。

(2)率定流程

一、取用定量、定體積之石英砂，使其孔隙率維持定值，並將石英砂慢慢倒入圓形鐵盒。

二、以量杯盛水10ml，倒入圓形鐵盒中，用鐵尺將其均勻攪拌，直至石英砂與水分均勻混合。

三、將含水石英砂分三次倒入燒杯中，每次裝填需保持土體孔隙率一致。

四、置放土壤水分感測計於土體中，並於20秒後記錄數據擷取儲存器之讀數，並將先前所調之石英砂與水分配比換算成體積水分含量，如

此兩個數值可形成率定圖之數值點。

五、重複步驟一至四，但於步驟二改變盛水量，每次增加10ml，直到土

體達飽和含水量便停止，依次記錄下對應的數據擷取儲存器的數值。

六、重複步驟一至五，將步驟二中所加入之水改為不同濃度之鹽水，其

濃度分別為5‰，10‰，15‰，20‰，25‰，30‰，35‰，由此可得

出不同濃度下之率定曲線。

七、重複步驟一至六，對本研究中所採用之三種石英砂分別進行儀器率

定之工作

率定所得之結果列於表三，所得之相關係均達0.9814以上，屬高度相關，顯示實驗設備可準確反應實際之土壤含水情形。

3.3 砂箱實驗之設置與進行

本研究採用砂箱模型試驗模擬土壤水分於未飽和層的變動，並使用土壤水分感測計來量測土壤含水量，使用土壤水分張力計來監測土壤水分張力的變化量。結合上述兩者，擷取相同時段的張力及土壤含水量，透過邊界條件來控制土壤之潮濕或乾燥狀態，得出土壤水分特性曲線。

實驗所用的砂箱是由厚8mm的壓克力板組合而成，砂箱內徑長18cm、寬6cm、高17cm，其底部鑽一直徑8mm小孔，並拴上控水閥門，並連接輸水導管，依實驗所需而將輸水導管接至抽氣機（排水狀態）或蓄水容器（潮濕狀態）。其中抽氣機至輸水導管間需以一儲水容器連接，以用做儲藏水分

之用，避免抽氣機吸入水分。砂箱正面上鑽鑿一直徑10mm及一直徑21mm之小孔，10mm之小孔供作插入張力計之用，21mm之小孔供作插入土壤水分感測計之用。砂箱模型底部需鋪上一層高透水之不織布，防止砂土隨水流進入輸水導管中。

在潮濕過程，利用控制蓄水容器之高程，運用水位高程及毛細原理使土體因潮濕並進而飽和，記錄過程中之含水量與張力值之對應關係，得出潮濕曲線。在排水過程，利用砂箱下方控水閥門之開啟進行水分排除，若排水速率緩慢則以將抽水機連接砂箱下方之控水閥門進行水、氣之抽取，以達到快速乾燥之目的，記錄過程中之含水量與張力值之對應關係，得出乾燥曲線；並變換不同濃度之鹽水進行實驗，以觀察鹽水濃度與土壤水分特性曲線之關係。

3.4 實驗成果

鹽化土壤水分遲滯實驗共計進行25組試驗，分別為13組主要乾燥曲線 $\theta^d(\psi, l)$ ，12組主要濕潤曲線 $\theta^w(\psi, l)$ ，將其中部分結果列出，如圖二(a)~(d)、圖三(a)~(d)。

圖表

表一 土壤基本性質

	土壤比重	飽和水力傳導係數 (cm/sec)	均勻係數	級配係數
土壤一	2.63	1.43×10^{-4}	1.113	0.981
土壤二	2.62	1.33×10^{-4}	1.188	1.036
土壤三	2.60	1.25×10^{-4}	2.127	1.151

表二 土壤水分張力計率定結果

	率定曲線	相關係數	相關程度	備註
土壤水分張力計	$V = 0.1055\psi + 1.9425$ $V = 0.0969\psi + 0.9212$	0.9991 0.9992	高度相關	V : 電壓數值 ψ : 張力水頭

表三 土壤水分感測計率定結果

	鹽分濃度	率定曲線	相關係數	相關程度	備註
土壤一	0‰	$\mu = 1.0254\theta + 0.033$	0.9822	高度相關	μ : 感測計 數值 θ : 土壤含 水量
	5‰	$\mu = 1.1086\theta + 0.033$	0.9907	高度相關	
	10‰	$\mu = 1.1814\theta + 0.033$	0.9934	高度相關	
	15‰	$\mu = 1.3790\theta + 0.033$	0.9941	高度相關	
	20‰	$\mu = 1.5242\theta + 0.033$	0.9929	高度相關	
	25‰	$\mu = 1.6569\theta + 0.033$	0.9945	高度相關	
	30‰	$\mu = 1.8061\theta + 0.033$	0.9941	高度相關	
	35‰	$\mu = 1.9789\theta + 0.033$	0.9934	高度相關	
土壤二	0‰	$\mu = 1.0366\theta + 0.033$	0.9814	高度相關	
	5‰	$\mu = 1.1483\theta + 0.033$	0.9898	高度相關	

表三 土壤水分感測計率定結果（續）

	鹽分濃度	率定曲線	相關係數	相關程度	備註
土壤二	10‰	$\mu = 1.2643\theta + 0.033$	0.9905	高度相關	μ ：感測計 數值 θ ：土壤含 水量
	15‰	$\mu = 1.3689\theta + 0.033$	0.995	高度相關	
	20‰	$\mu = 1.4945\theta + 0.033$	0.9978	高度相關	
	25‰	$\mu = 1.6532\theta + 0.033$	0.9973	高度相關	
	30‰	$\mu = 1.7638\theta + 0.033$	0.9983	高度相關	
	35‰	$\mu = 1.8242\theta + 0.033$	0.998	高度相關	
土壤三	0‰	$\mu = 0.9763\theta + 0.033$	0.982	高度相關	
	5‰	$\mu = 1.1297\theta + 0.033$	0.9868	高度相關	
	10‰	$\mu = 1.2308\theta + 0.033$	0.9883	高度相關	
	15‰	$\mu = 1.3551\theta + 0.033$	0.9946	高度相關	
	20‰	$\mu = 1.4928\theta + 0.033$	0.9965	高度相關	
	25‰	$\mu = 1.6108\theta + 0.033$	0.9964	高度相關	
	30‰	$\mu = 1.7292\theta + 0.033$	0.9959	高度相關	
	35‰	$\mu = 1.9603\theta + 0.033$	0.9948	高度相關	

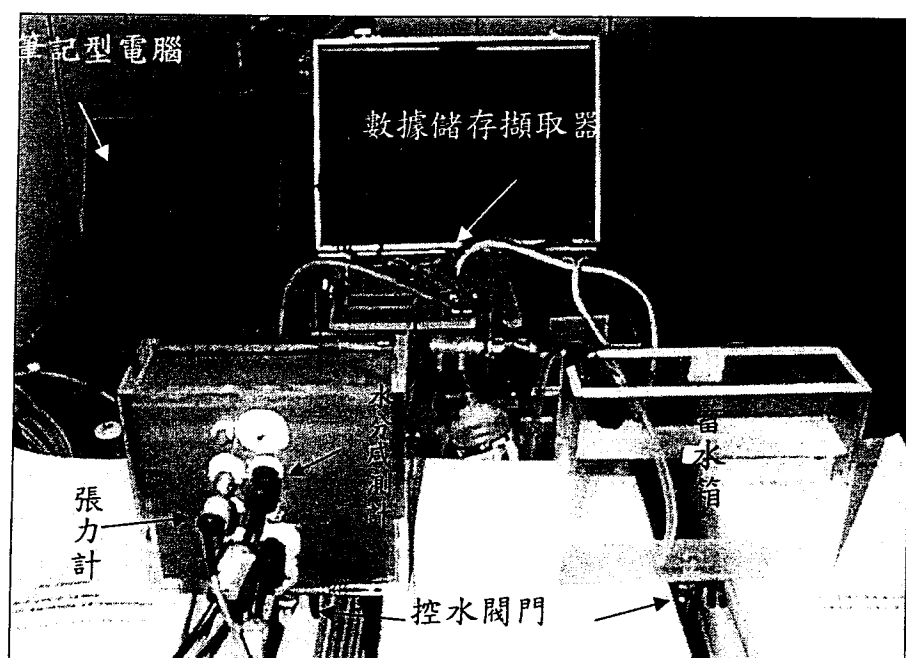
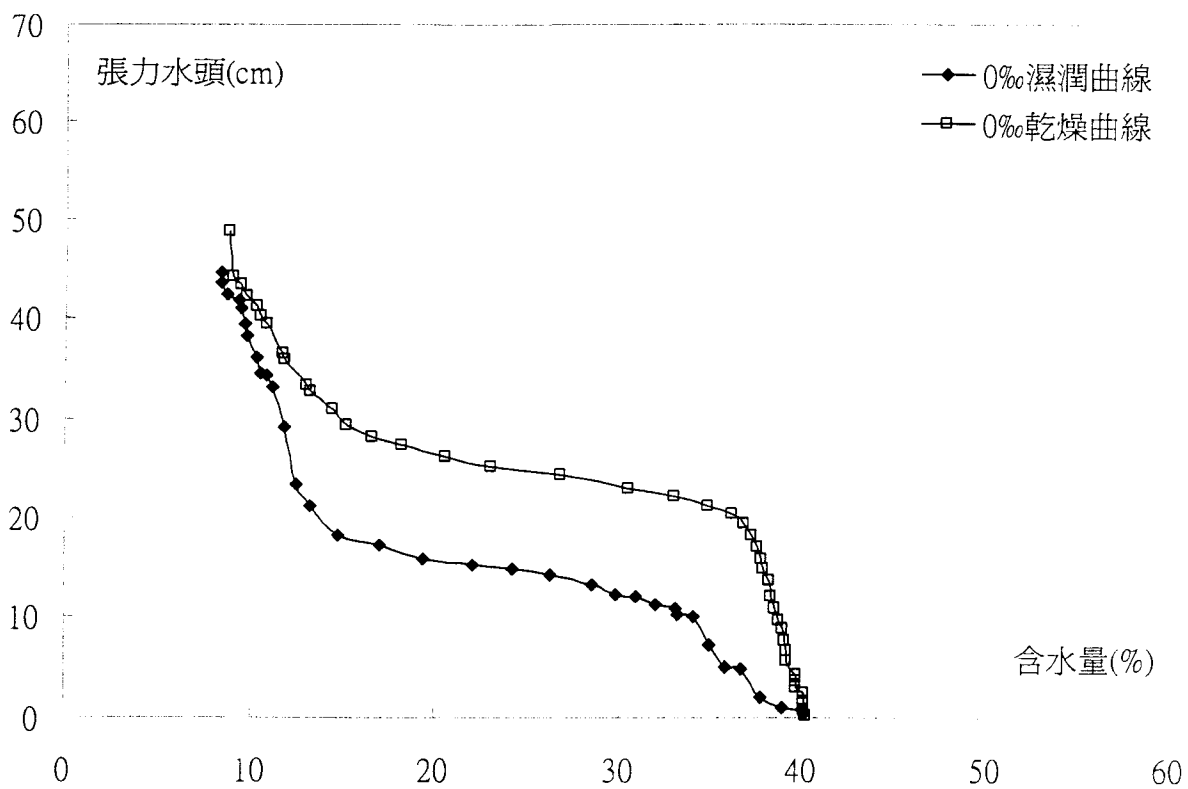
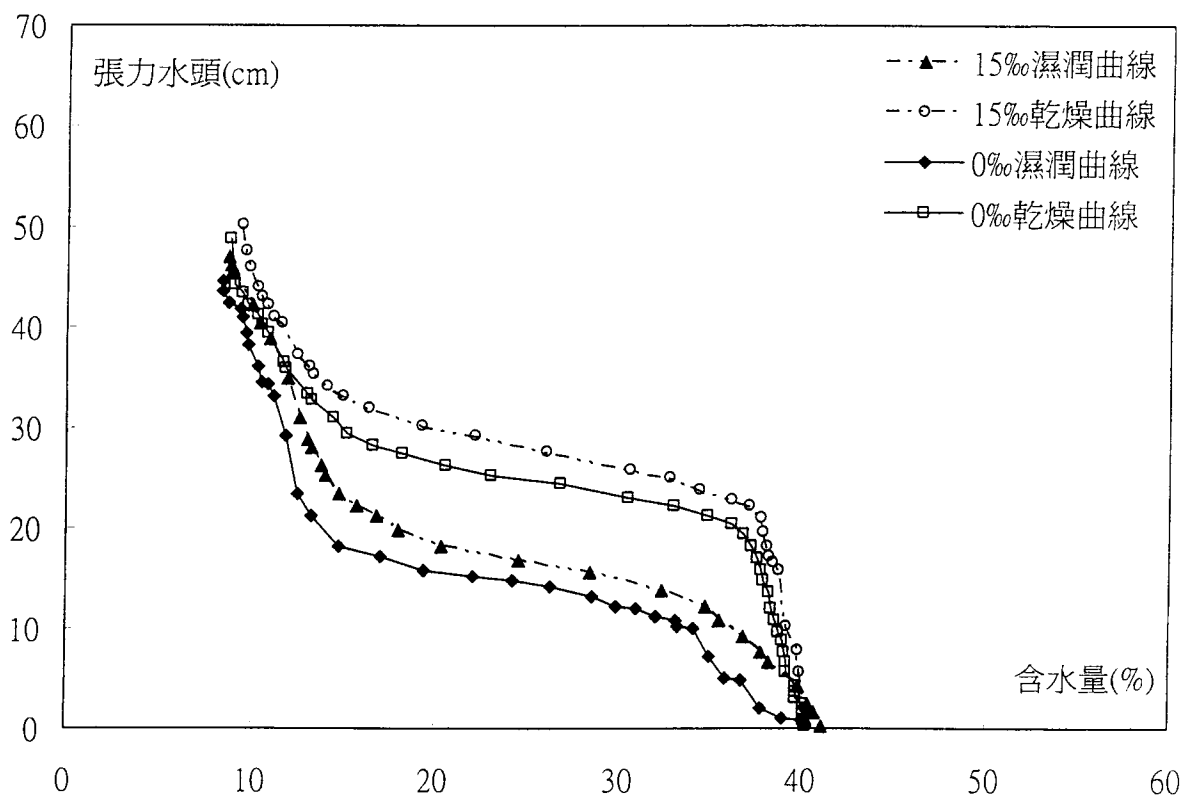


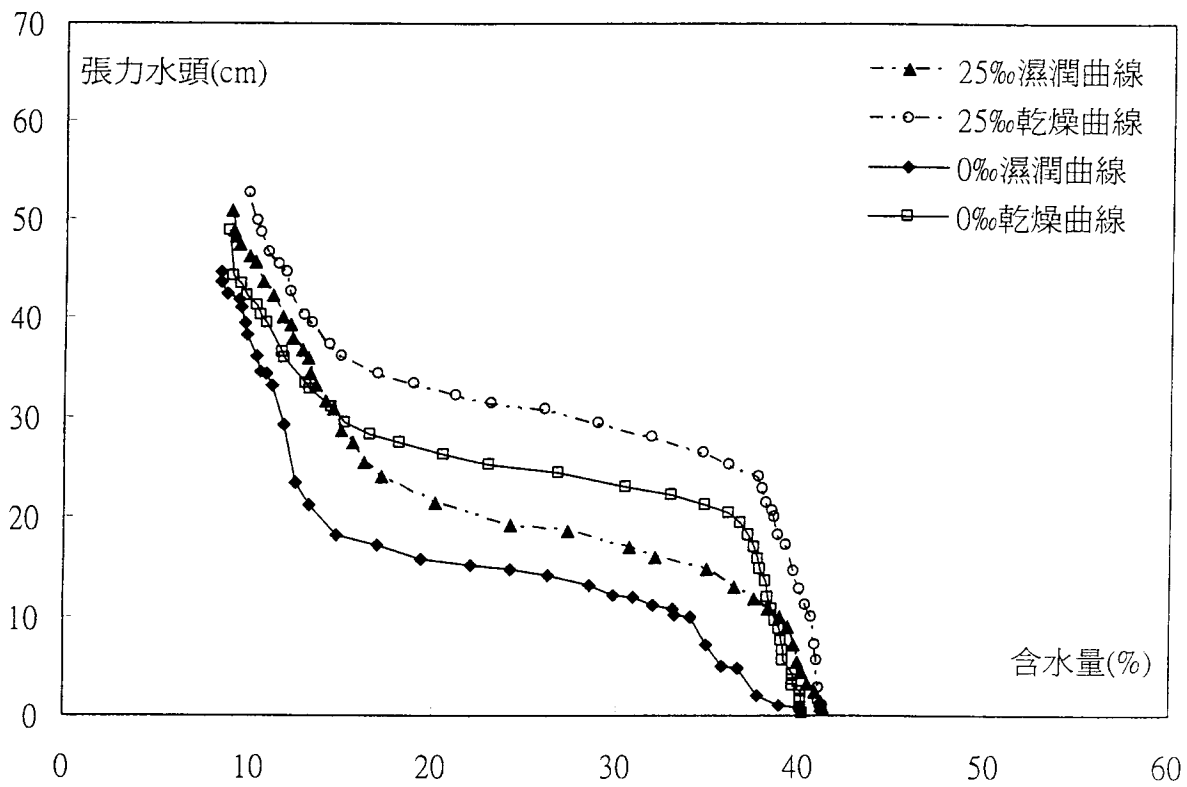
圖 1 實驗配置



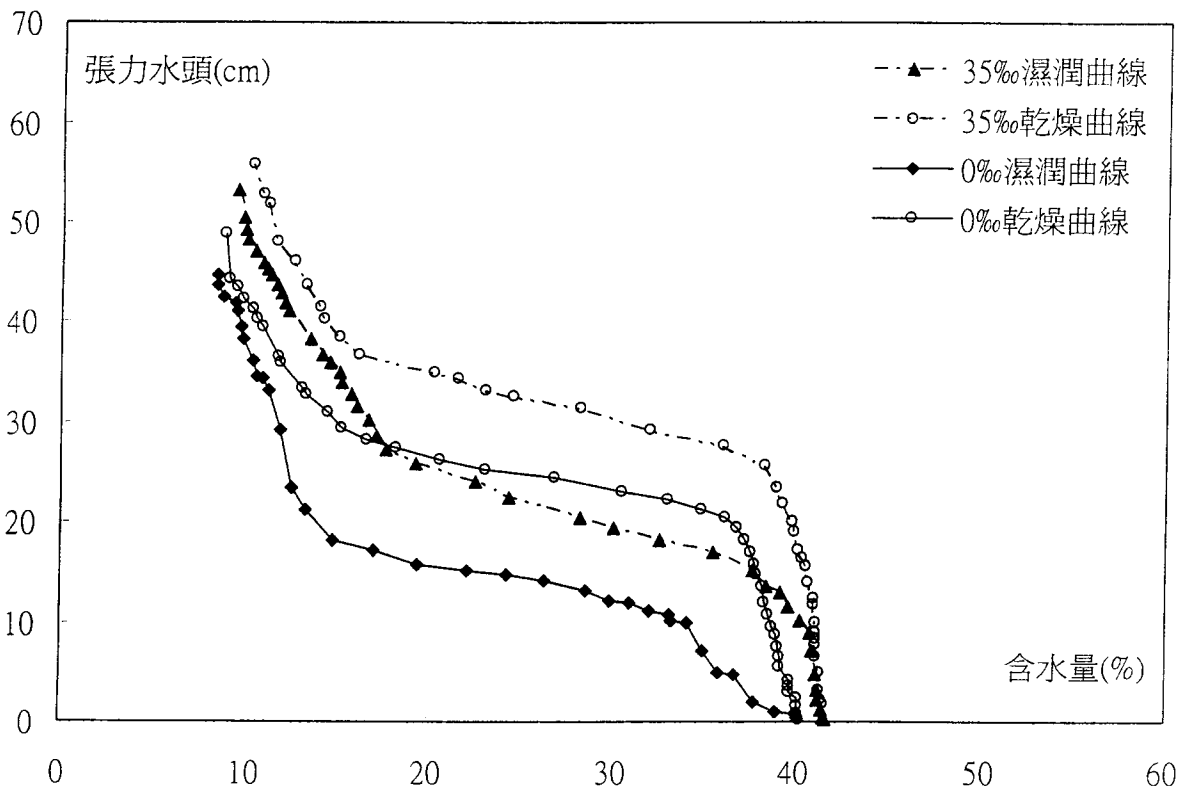
圖二(a) 土壤二，濃度 0‰之保水曲線



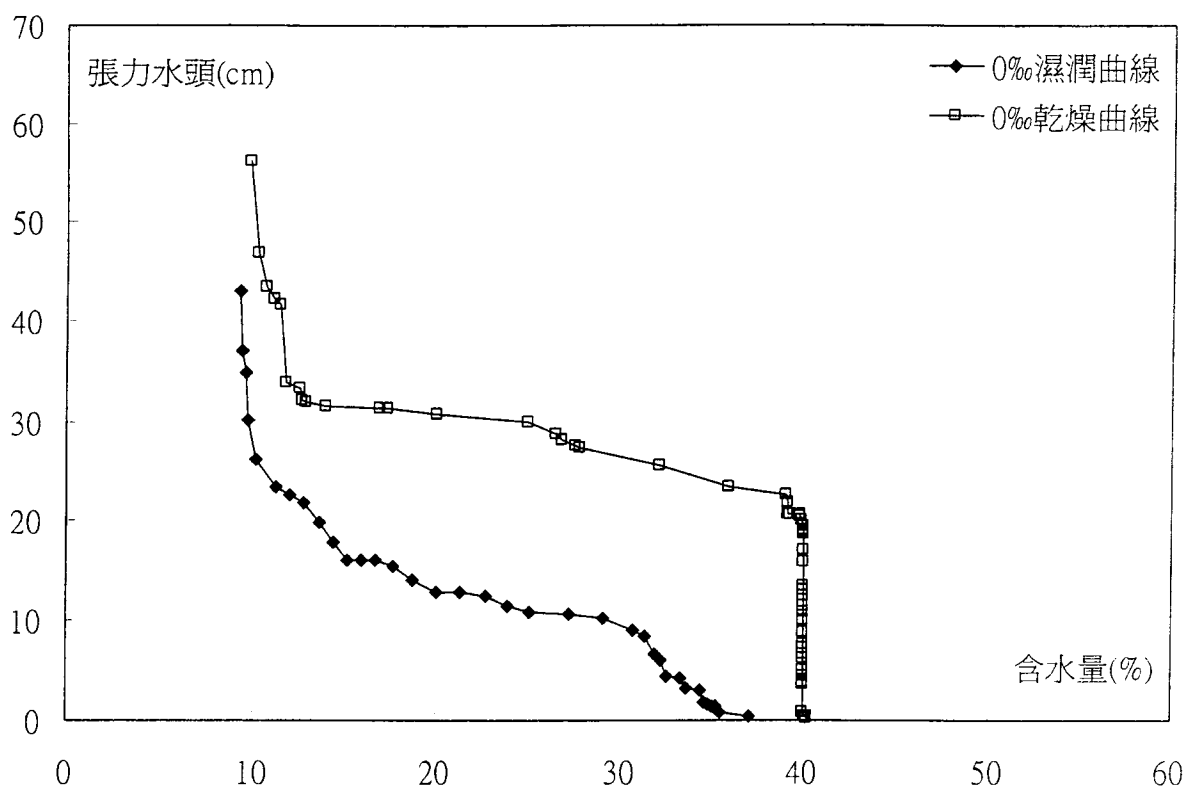
圖二(b) 土壤二，濃度 15‰與濃度 0‰之保水曲線比較



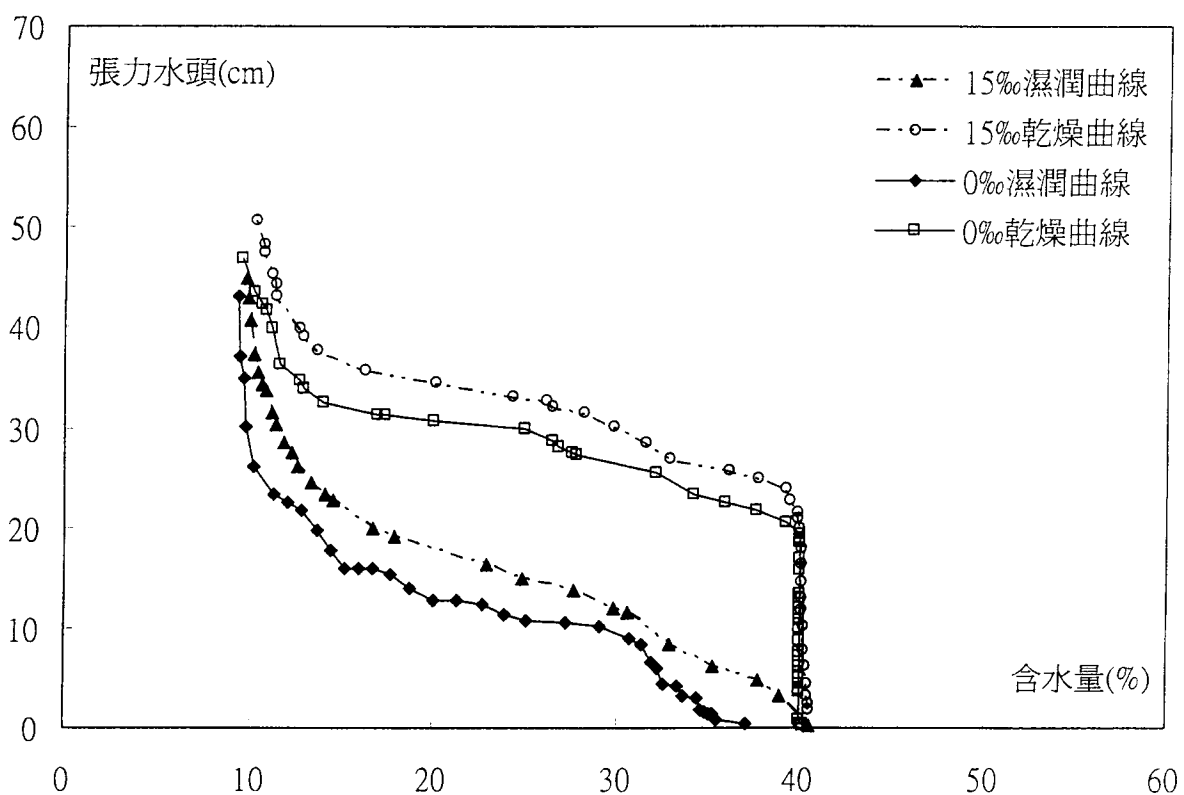
圖二(c) 土壤二，濃度 25‰與濃度 0‰之保水曲線比較



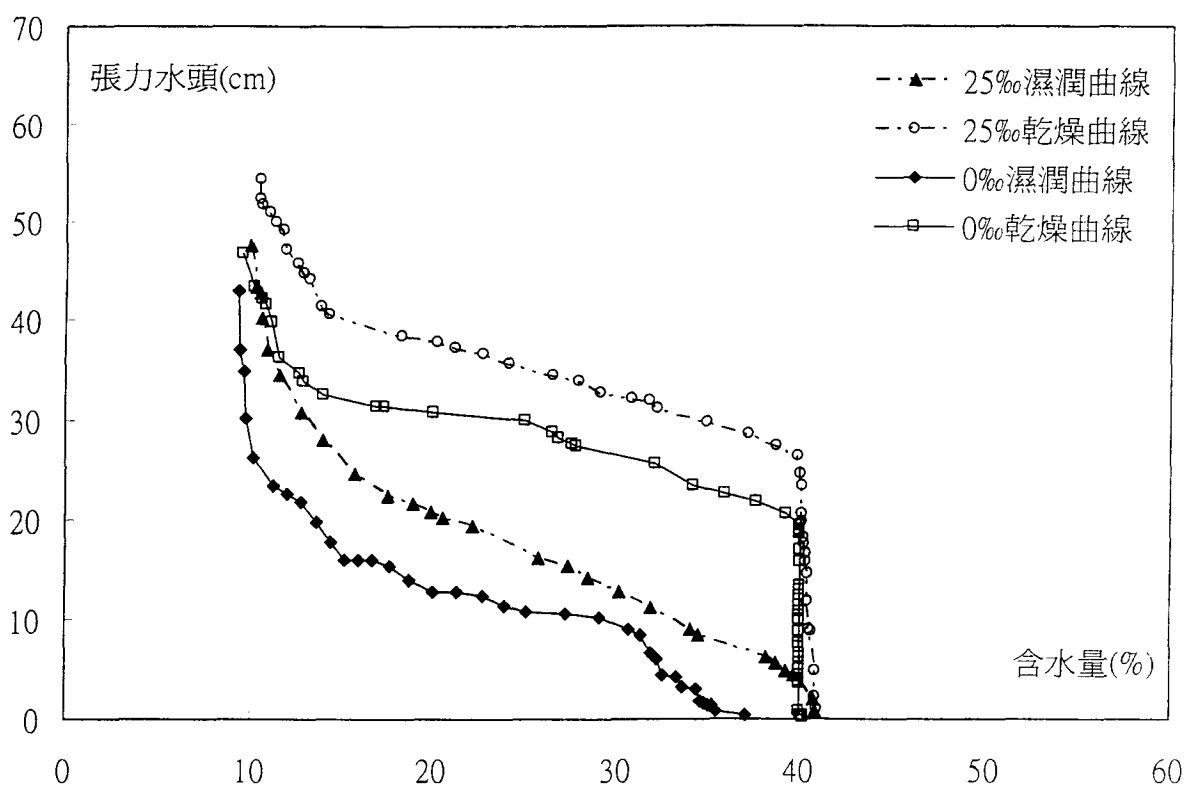
圖二(d) 土壤二，濃度 35‰與濃度 0‰之保水曲線比較



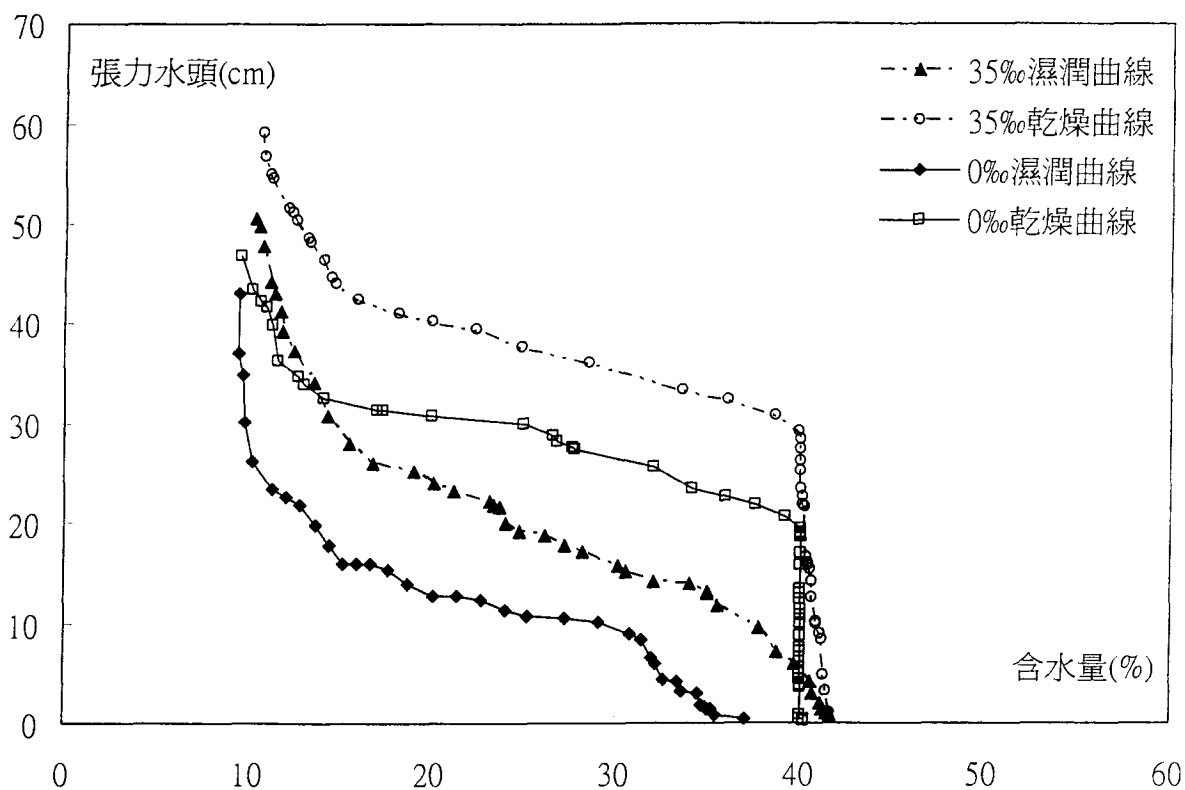
圖三(a) 土壤三，濃度 0‰之保水曲線



圖三(b) 土壤三，濃度 15‰與濃度 0‰之保水曲線比較



圖三(c) 土壤三，濃度 25‰與濃度 0‰之保水曲線比較



圖三(d) 土壤三，濃度 35‰與濃度 0‰之保水曲線比較

第四章 遲滯實驗之結果與討論

4.1 主要乾燥曲線與主要濕潤曲線

從孔隙通路組成的概念及不同孔隙尺度所對應之張力關係而言，在主要乾燥曲線上，土體從充分飽和行排水之時，孔隙通路在最外側之孔隙因張力水頭之增加會最先排出水分，而在孔隙通路中，較大之孔隙在到達其孔隙尺度可釋水之張力時理應隨之排出水分，但會因當時之張力水頭並未增至可使與其連接之小孔隙釋水之張力而不能釋出水分，反應在主要乾燥曲線的變化為土壤水分幾乎不變而張力水頭持續增加，直至張力水頭增至可使小孔隙釋水時，孔隙通路中之水分才會釋出，反應在主要乾燥曲線的變化為土壤水分急遽降低而張力水頭持續向上增加。

而在本研究之實驗中，三種土壤之實驗結果大致均具備上述變化，但土壤一在低張力水頭時明顯出現張力水頭增加而含水量不變之情形，此現象乃因Air-entry pressure所致，Air-entry pressure係指飽和土體水分於排水之初，空氣欲進入土體中需先克服之壓力，Stephens (1996)提及當克服上述壓力後土壤中水分會快速排出，而在其餘兩種土壤之實驗結果中並未明顯出現上述情形，但並不意味兩種土壤不存在上述Air-entry pressure，在兩種土壤之實驗結果中皆出現排水初期含水量遽減約1%之現象，而後張力持續增加而含水量僅些微減低之情形，而此張力持續增加而含水量僅些微減低之情形與土壤一在排水初期之狀況相似，推測此情形仍是因Air-entry

pressure所致。

在主要濕潤曲線上，土體由殘餘含水量開始潮濕之時，張力水頭會持續降低，在張力水頭降至可使孔隙通路中較小孔隙充水之時，孔隙之充水情形並不顯著，反應在主要濕潤曲線的變化為土壤水分些微變動但張力水頭持續降低，而當張力水頭降至可使孔隙通路中大孔隙充水之張力時，孔隙之充水情形會急遽變化，反應在曲線上的變化為張力水頭小量變化而土壤水分大幅增加，在張力水頭持續降低，孔隙將持續充水直至到達飽和狀態，張力水頭將減至0cm，三種土壤之實驗顯示開始潮濕之時，主要濕潤曲線上水分些微變動但張力水頭持續降低之情形相當明顯。

4.2 鹽分濃度對遲滯現象之影響

鹽分溶解於水中會造成水密度之增加，並隨著濃度上升而改變；在土壤乾濕狀態變化之過程中，含水量與張力水頭之關係主要受到土壤性質與水之特性影響；以相同之土壤而言，不同密度之水在孔隙中進行傳輸，水密度越大即需要較大之張力，方可使含水量有相同之變量。舉例而言，濃度分別為0‰與25‰之水，使其在土壤中之含水量改變1%，則濃度25‰之水所需之張力較大。此一性質即反應於遲滯現象試驗之結果中，將圖二(a)~圖二(d)相互比較之，可發現以不同濃度之水進行試驗，其保水曲線均較濃度為0‰之保水曲線呈現上移之現象；且濃度越大則保水曲線上移之幅度亦越大，此種現象可視為鹽分所造成之影響。而在乾燥曲線部分形成之改變，

主要在於空氣進入壓力(Air Entry Pressure)之變化；由於水密度之增加，使原本孔隙排水時所發生的墨水瓶效應(Ink Bottle Effect)更加明顯，較大之孔隙達到可排水之張力時，較小之孔隙尚未達到可排水之張力，而水密度上升會造成小孔隙排水所需之張力變大，因此空氣進入壓力亦隨之增加，此現象亦為鹽分所造成之影響。

以土壤三為例，比較不同濃度對空氣進入壓力之影響；在濃度越高之狀況下，空氣進入壓力越大；以純水進行試驗時，空氣進入壓力水頭約20cm左右，濃度15‰時約23cm，濃度25‰時約25cm，濃度35‰時約28cm，由此可見濃度之增加，使水之密度上升，而造成孔隙排水困難，此即空氣進入壓力隨濃度上升而增加之主因

考慮鹽分濃度上升會造成水之黏滯性增加，黏滯性之改變同樣為影響遲滯現象之因素之一，黏滯性較高之流體，其傳輸之過程較為困難，主因是流體與其周圍介質之摩擦力增加，而減緩流體傳輸之速度，呈現在遲滯現象上之影響，則是造成保水曲線之上移；也就是說，曲線之上移可視為水密度增加與黏滯性增加所造成之影響。

以墨水瓶效應分析乾燥曲線與濕潤曲線之關係；在濕潤過程中，若張力值為 ψ_r 時可使水分填滿土壤中之大小孔隙，則此張力值在乾燥過程中，僅足以使較大之孔隙完成排水，造成在同樣之張力值之下，乾燥過程之含水量均較濕潤過程為高。而以鹽水進行之試驗，水密度之增加造成保水曲線之上移，乾燥曲線和濕潤曲線上移之程度略有不同，乾燥曲線上移之程

度，主要與小孔隙排水所需張力值有關，其受水密度改變之影響較小；而潮濕曲線之上移，則與大小孔隙在吸水過程中所需之張力值有關，因此水密度改變對其有較大之影響，換言之，濕潤曲線上移之程度應較大。

第五章 結論與建議

5.1 結論

- 一、遲滯現象之精準描述對估計土壤水分極為重要，乾燥與濕潤歷程之轉變反覆發生，僅採單一水分特性曲線即進行土壤水分之估計是不足以反應真實之情形，本研究以土壤水分感測計TDR（Time Domain Reflectometry）及微型張力計(Tensiometer)來進行土壤水分之含水量及張力的量測，對於遲滯問題之研究可提供方便、準確並且連續量測之數據。在研究土壤水分乾燥與濕潤的問題時，應考慮遲滯效應對土壤保水特性、比水容積的影響，此些土壤水力性質會隨不同歷程（乾燥或濕潤）的變化而改變。
- 二、至於鹽分在遲滯現象中造成之影響，主要在於保水曲線之變化，其導因於鹽分溶解於水中，使水之密度增加；就吸水過程討論，在相同含水量之狀況下，需有較高之張力方可使密度增加之水分進入孔隙中，與原本之保水曲線比較，則可發現以鹽水進行之試驗，其濕潤曲線相對於一般濕潤曲線較為上移；若為排水之狀況，水密度之改變亦將影響空氣進入壓力（Air Entry Pressure）之大小，密度較高之鹽水，所需之張力值較淡水為高，因此乾燥曲線亦呈現上移之狀況，濃度越高之鹽水，其保水曲線上移之程度越多，此種行為即是鹽分對保水曲線造成之影響。

三、在濕潤過程中，若張力值為 ψ_r 時可使水分填滿土壤中之大小孔隙，則此張力值在乾燥過程中，僅足以使較大之孔隙完成排水，造成在同樣之張力值之下，乾燥過程之含水量均較濕潤過程為高。而以鹽水進行之試驗，水密度之增加造成保水曲線之上移，乾燥曲線和濕潤曲線上移之程度略有不同，乾燥曲線上移之程度，主要與小孔隙排水所需張力值有關，其受水密度改變之影響較小；而潮濕曲線之上移，則與大小孔隙在吸水過程中所需之張力值有關，因此水密度改變對其有較大之影響，換言之，濕潤曲線上移之程度應較大，惟此種差別不如鹽水遲滯現象與淡水遲滯現象之差別明顯。

5.2 建議

- 一、若進行後續之研究，可採用不同質地之土壤，如粉土、壤土、黏土等等，或以不同比例之土壤混合之，以求接近於現地土壤之狀況。
- 二、本次研究中，以進行主要濕潤曲線與主要潮濕曲線為主，建議後續進行內部掃描線（scanning curve）之研究，以增加對土壤特性之了解。
- 三、一般海水中除氯化鈉之外，尚含有其他不同之化學物質，是否會影響遲滯現象之過程，亦是值得探討之課題，可考慮抽取海水作為進行試驗之用，以觀察其特性。

謝誌

本研究感謝國科會編號 NSC 90-2313-B-002-324 計畫經費補助，特此致謝。

參考資料

- 1、 Beese, F., and R.R.van der Ploeg, 1976, Influences of hysteresis on moisture flow in an unsaturated soil monolith, Soil Sci. Am. J, Vol. 40, pp.480-484.
- 2、 Brooks, R. H., and A.T.Corey, 1964, Hydraulic properties of porous media, Colo. State Univ.Hydrology Paper No.3.
- 3、 Bomba, S. I., and E. E. Miller, 1967, secondary-scan hysteresis in glass-bead media, Paper presented at Annual Meeting, Soil Sci. Soc. of Amer.
- 4、 Carsel, R. F., and R. S. Parrish, 1988, Developing joint probability distribution of soil retention characteristics, Water Resources Research, Vol.24, no. 5, pp. 755-769.
- 5、 Gillhan, R.W., A.Klute, and Heermann, D.F., 1976, Hydraulic properties of a porous medium: Measurement and empirical representation, Soil Sci. Soc. Am. J, Vol. 40, pp.203-207.
- 6、 Ibrahim, H.L. and W.Brutsaert, 1968, intermittent infiltration into soils with hysteresis, J. Hydraul. Div. ASCE. Vol.94, pp. 265-271.
- 7、 Jaynes, D.B., 1984, Comparison of soil water hysteresis models, J. Hydra, Vol. 75, pp. 287-299.
- 8、 King, L.G., 1965, description of soil characteristics for partially saturated flow, Soil Sci. Soc. Am. Proc, Vol. 29, No.4, pp.359-362.
- 9、 Kool, J. B., and J. C. Parker, 1987, Development and evaluation of close-form expressions for hysteresis soil hydraulic properties, Water Resources Research, Vol. 23, pp. 105-114.
- 10、 Mualem, Y., 1974, A conceptual model of hysteresis, Water Resources Research, Vol.10, No.3, pp. 514-520.
- 11、 Mualem, Y., and G. Dagan, 1975,A dependent domain of capillary

- hysteresis, Water Resources Research, Vol.11, No.3, pp. 452-460.
- 12 、 Parlange, J.Y., 1976,Capillary hysteresis and the relationship between drying and wetting curves, Water Resources Research, Vol.12, No.2, pp.224-248.
 - 13 、 Parlange, J.Y., 1980,Water transport in soils, Ann.Rev.Fluid Mech., Vol.12, pp.224-228.
 - 14 、 Pickens, J. P., and R. W. Gillham, 1980, Finite element analysis of solute transport under hysteresis unsaturated flow condition, Water Resources Research, Vol.16, pp.1071-1078.
 - 15 、 Ross, P.J, 1990, Efficient numerical method for infiltration using Richard's equation, Water Resources Research., Vol.26, pp.279-290.
 - 16 、 Royer, J.M, and G.Vachaud, 1975, Field determination of hysteresis in soil-water characteristics, Soil Sci. Am. J., Vol.39, pp.221-223.
 - 17 、 Scott, P.S., G. J. Farquhar, and N. Kouwen, 1983,Hysteresis effects on net infiltration, Advances in infiltration, ASAE Publ.11-83, 163- 170, Am. Soc. Agric. Eng., St. Joseph, Mich.
 - 18 、 Topp, G. C, 1969, Soil water hysteresis measured in a sandy loam compared with the domain model, Soil Sci. Amer. Proc, Vol.33, pp.645-651.
 - 19 、 Topp, G. C, 1971, Soil water hysteresis measured in a silt loam and clay loam soils, Water Resources Research, Vol.7, pp. 914-920
 - 20 、 Topp, G. C and J. L. Davis, Annan, 1980, Electromagnetic determination of soil water content: Measurements in Coaxial transmission lines, Water Resources Research, Vol.16, no.3, pp.574-582.
 - 21 、 Topp, G. C, J. L. Davis, and, A.P.Annan, 1982, Electromagnetic determination of soil water content using TDR: 1. Applications to wetting fronts and steep gradients, Soil Sci.Soc.Am.J, Vol.46,

0.pp.672-678.

- 22、 van Genuchten, 1980, A closed- form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils, Soil Sci. Am. J, 44(5), 892-898.
- 23、 Walter J.C, Barry.A.Syrett and H. M. Hafez, 1979, Recent advances in Broad -Band VHF and UHF transmission line methods for moisture content and dielectric content measurement, IEEE Transactions on instrumentation and measurement, Vol. IM-28, No.4.
- 24、 Yaping Liu., J.-Y. Parlange and Tammo S. Steenhuis, 1995, A soil water hysteresis model for fingered flow data, Water Resources Research, Vol.31, no.9, pp.2263-2267.
- 25、 Zegelin S.J.and, 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.
- 26、 曾介君, 1996, 利用終端反射 TDR 方法探討土壤之未飽和傳輸特性, 國立中興大學土木工程研究所碩士論文。
- 27、 黃漢誠、陳主惠、譚義績, 2000, 未飽和土壤水分遲滯效應之研究, 中國農業工程學報, 第 46 卷, 第四期, 第 33~47 頁。
- 28、 林子雲、黃漢誠、陳主惠、譚義績, 2001, TDR 應用於鹽化土壤含水量之研究, 九十年年度農業工程研討會
- 29、 林子雲、黃漢誠、陳主惠、譚義績, 2002, 變飽和土壤體積含水比、孔隙水壓與鹽分濃度之關係研究, 第十三屆水利工程研討會