行政院國家科學委員會補助專題研究計畫成果報告

※※※※※※※※※※※※※※※※※※※※※※※※※※
※　　※
※　土壤未飽和層水份與鹽份遲滯作用之研究（I）　※
※　（八十九年計畫期末精簡成果報告）　※
※　　※
※※※※※※※※※※※※※※※※※※※※※※※※※※

計畫類別：■個別型計畫　　□整合型計畫
計畫編號：NSC　89－2313－B－002－243
執行期間：89 年 08 月 01 日至 90 年 07 月 31 日

計畫主持人：譚義績
共同主持人：郭勝豐
計畫參與人員：黃漢誠、楊欣常

本成果報告包括以下應繳交之附件：
- □赴國外出差或研習心得報告一份
- □赴大陸地區出差或研習心得報告一份
- □出席國際學術會議心得報告及發表之論文各一份
- □國際合作研究計畫國外研究報告書一份

執行單位：國立台灣大學農業工程學系

中　華　民　國　九 十 年 十 月

行政院國家科學委員會專題研究計畫成果報告

土壤未飽和層水分與鹽份遲滯作用之研究（I）

The Effect of Hysteresis on Water and Salinity in Unsaturated Soil（I）

計畫編號：NSC 89-2313-B-002-243

執行期限：89 年 08 月 01 日至 90 年 07 月 31 日

主持人：譚義績　　國立台灣大學農業工程學系

共同主持人：郭勝豐　　台北市七星農田水利研究發展基金會

計畫參與人員：黃漢誠　　國立台灣大學農業工程學研究所

計畫參與人員：楊欣常　　國立台灣大學農業工程學研究所

一、中文摘要

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[1]，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[2]。

本研究基於 van Genuchten 土壤保水曲線模式[3]，加以推演使之可運用於遲滯問題，透過簡單便捷的方式計算遲滯效應對土壤水力特性的影響，透過土壤保水實驗數據與模式預測之比較，探討未飽和土壤之保水特性在乾燥、濕潤歷程下的變化；研究顯示在乾燥、濕潤交替循環的歷程中土壤之未飽和水力特性的變化並非以唯一關係存在，在實際環境中應加以考慮，本文提出之土壤水分保水曲線模式能適度反應遲滯現象之土壤水分變化情形。

關鍵詞：遲滯現象，保水曲線。

Abstract

In order to solve the transport of water in the unsaturated soil, the hydraulic property must be available, that property is very much 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. 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.

二、緣由與目的

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。

三、理論方法

本文假設每組遲滯水分掃描曲線的型式可由 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：

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

$$\theta=\theta_s \quad 當 \quad \psi\geq 0$$

……..(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：

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

……..…. (2)

第 2i+2 乾燥曲線寫為：

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

……. (3)

以上 i =0、1、2、3……..。

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：

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

…….. (4)

第 $(2i+2)'$ 濕潤曲線寫為：

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

……... (5)

以上 i =0、1、2、3……。

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。

四、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±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±5hpa，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，細分如下：

4.1、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。

4.2、量測儀器之率定

分成張力計之率定及土壤水分感測計之率定，細分如下：

4.2.1、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 0.9998，為高度相關，顯示實驗設備可準確反應實際之張力水頭。

4.2.2、土壤水分感測計之率定

(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：將含水的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 5ml，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，可得多個率定點，由此可得出率定曲線。

率定所得之結果列於表二，所得之相關係數達 0.9958，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。

4.3、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 20cm、寬 5cm、高 15cm，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 8mm 及一直徑 21mm 之小孔，8mm 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。而乾、濕變化之水分特性曲線則運用上述兩種作法接替施行。

4.4、實驗成果

土壤水分遲滯實驗共計進行 40 組試驗，分別為 6 組主要乾燥曲線 $\theta^d(\psi,1)$ 及其內部所衍生之水分特性曲線共有 8 組第 1 濕潤曲線 $\theta^w(\psi,2)$、4 組第 2 乾燥曲線 $\theta^d(\psi,3)$、2 組第 3 濕潤曲線 $\theta^w(\psi,4)$；6 組主要濕潤曲線 $\theta^w(\psi,1)$ 及其內部所衍生之水分特性曲線共有 8 組第 $1'$ 乾燥曲線 $\theta^d(\psi,2')$、4 組第 $2'$ 濕潤曲線 $\theta^w(\psi,3')$、2 組第 $3'$ 乾燥曲線 $\theta^d(\psi,4')$。

五、遲滯實驗及模式應用之結果與討論

5.1、實驗結果與討論

40 組水分遲滯實驗所得之結果示於圖 6a 圖 8d 中，實驗結果顯示土壤水分與張力水頭之關係會隨不同歷程（乾燥或濕潤）而改變，其關係絕非唯一，每一個乾、濕歷程的變化都會形成一特有之水分特性曲線，以單一水分特性曲線並不足以描述其變化，以下針對各水分特性曲線加以討論。

5.1.1、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，土壤一在排水之初，張力水頭由 0cm 增加至 6cm 左右而含水量並未變動，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（圖 7a、8a）中皆出現排水初期含水量遞減約 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。

三種土壤中，土壤一、土壤二之均勻程度極高，均勻係數在土壤一為 1.113、土壤二為 1.118，而土壤三則因粒徑分佈較寬廣而均勻程度較差，均勻係數為 2.127，而三種土壤之粒徑大小乃土壤一>土壤二>土壤三，在均勻程度較接近之土壤一及土壤二中，因土壤二因具備較細之粒徑，對水分之保持能力優於粒徑較粗之土壤一，此點之差異反應在主要乾燥曲線上形成兩土壤之 Air-entry pressure 在土壤一約為 6cm、土壤二約為 10cm，並且水分到達殘餘含水量時之張力水頭在土壤一為 40cm、在土壤二為 55cm，而土壤粒徑較細且均勻程度較差之土壤三，對水分之保持能力更優於上述兩種土壤，因此其達殘餘含水量之張力水頭更高達 200cm。

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，含水量急遽變化時之張力值在土壤一為 17cm、土壤二為 38cm、土壤三為 60cm，此張力值之差異亦為三種土壤之粒徑大小、均勻程度與級配程度等條件之不同所形成。

5.1.2、遲滯現象內部水分特性曲線

內部之水分特性曲線皆是運用乾、濕過程接替之作法而得，在土壤含水量尚未達到飽和含水量或殘餘含水量時改變狀態而得，內部衍生之濕潤曲線是在含水量未達殘餘值時予以提供水分所成，在濕潤之初，張力水頭亦會持續降低，在張力水頭降至可使尚未充水小孔隙充水之張力值時，含水量僅些微變動，反應在內部濕潤曲線的變化為含水量些微變動但張力水頭持續降低，而當張力水頭降至可使尚未充水大孔隙充水之張力時，孔隙之充水情形會急遽變化，曲線上的含水量會大幅增加，直至

所有孔隙到達飽和狀態。

內部衍生之乾燥曲線是由含水量未達飽和時予以排除水分所成，土體從未飽和行排水之時，孔隙通路中已充水之大孔隙因張力水頭之增加理應迅速排出水分，但因大、小孔隙連接之關係，在張力水頭並未增至可使孔隙通路中已充水之小孔隙釋水之張力水頭時，內部已充水之大孔隙並不會釋水，直至張力水頭增至可使孔隙通路中已充水小孔隙釋水之張力時，大、小孔隙之水分會迅速釋出，反應在乾燥曲線的變化上為土壤水分降低、張力水頭增加之情形。

在本研究之實驗中，三種土壤之實驗結果大致均能反應出上述變化，土壤水分與張力水頭之關係隨不同歷程（乾燥或濕潤）之改變相當明顯，每一個乾、濕歷程的變化都形成一特有之水分特性曲線。

實驗共進行由主要乾燥曲線衍生之第 1 濕潤曲線、第 2 乾燥曲線及第 3 濕潤曲線，由主要濕潤曲線衍生之第1′乾燥曲線、第 2′ 濕潤曲線及第 3′ 乾燥曲線，而其中土壤二及土壤三在內部濕潤曲線的實驗結果與上述之土體達飽和狀態時在含水量與張力水頭之關係上有些許差異，在持續濕潤之狀態下，土壤含水量理應增加至飽和狀態，而張力水頭應降低至 0cm，但在實驗結果中顯示，實驗在持續充水的情形下，張力水頭雖降至 0cm，但土壤之含水量並未到達飽和之狀態，含水量距達到飽和狀態尚有 3%左右之差值，造成此差異之原因可能為孔隙夾氣所致，其中孔隙夾氣係指土壤孔隙中並未完全充水，其間仍有空氣並未排出，致使土壤含水量未能達到飽和狀態。

5.2、實驗與模式比較之結果與討論

運用本研究所提出之水分遲滯理論模式與實驗所得之結果加以比較，希望藉由實驗所得之水分特性曲線進一步驗證模式之適用性，並藉由模式以分析未飽和土壤之保水特性及比水容積在乾燥、濕潤歷程下的變化，該模式乃利用試驗土壤之主要乾燥曲線及主要濕潤曲線實驗取得參數值『θ_s、θ_r、α^d、n^d、α^w、n^w』以進行內部水分曲線之預測，本文即以取得之參數（表三）進行內部水分特性曲線之預測，並與實驗數據相互比較，模式預測與實驗量測之比較於圖 2a　圖 4d 示之。

根據表三之參數值可發現三種土壤之遲滯曲線參數有下列現象：

1、乾燥曲線之形狀因子一（α^d）小於濕潤曲線之形狀因子一（α^w）。

2、乾燥曲線之形狀因子二（n^d）大於濕潤曲線之形狀因子二（n^w）。

但各參數間似乎並無一定之比例關係，而從三種土壤之粒徑大小或均勻程度等特性看來，乾、濕狀態下之形狀因子一與土壤粒徑大小或均勻程度之大小關係存有相同之變化趨勢，三種土壤之粒徑大小及均勻程度依序為土壤一＞土壤二＞土壤三，而乾、濕狀態下之形狀因子一其大小亦有土壤一＞土壤二＞土壤三之關係，但形狀因子二則不具上述關係，而根據 Carsel and Parrish(1988)所得之不同質地土壤保水曲線參數值（表

四），可發現粘土、壤土、坋土、砂土四種不同質地之土壤在曲線形狀因子一亦有質地越細而參數值越小之變化，其現象與本研究之實驗結果有相同之變化趨勢。而在形狀因子二與質地粗細之關係上, Carsel and Parrish 之實驗結果顯示粗質地之砂土其形狀因子二大於細質地之壤土、坋土及黏土，而壤土與坋土之形狀因子二亦大於質地更細之黏土，但壤土與坋土在形狀因子二之大小關係則與形狀因子一之大小關係相反，因此並無法據以推論形狀因子二與質地粗細直接有關，且僅由此數組參數並不足以說明上述關係之必然成立，其關係尚待更進一步之分析予以釐清。

以下則針對各組內部水分特性曲線實驗與模式預測加以比較，其中含水量誤差係指實驗量測含水量與模式預測含水量之差值取絕對值，各組曲線之比較細分如下：

(1)第 1 濕潤曲線$\theta^{w}(\psi,2)$及第1'乾燥曲線$\theta^{d}(\psi,2')$實驗與模式之比較

在實驗與模式之比較上（圖 2a 4d），土壤水分模式大抵能反應第1'乾燥曲線實驗之形狀及特性，各實驗中模式與實驗之最大含水量誤差為 2%, 但第 1 濕潤曲線模式與實驗之比較則出現較大之誤差（圖 2c、4a、4c），在土壤一之最大含水量誤差為 4.2%, 在土壤二之最大之土壤含水量誤差為 4.6%, 土壤三之最大之土壤體積含水量誤差為 1.6%, 整體而言，模式預測與實驗之最大誤差均在 4.6%以下，相較僅採單一保水曲線來估計不同歷程土壤含水量之最大誤差達 23%而言（以實驗所得之土壤三主要乾燥曲線及主要濕潤曲線之最大差值為例），其改善之效果相當顯著。

而上述濕潤曲線模式與實驗出現較大誤差之原因乃是模式假設內部水分濕潤曲線與主要濕潤曲線的形狀因子相同所致，在此以出現較大誤差之土壤三為例(圖 3a)，由實驗結果可見土壤三之主要濕潤曲線實驗與內部濕潤曲線實驗之形狀並不盡相同，主要濕潤曲線從乾燥狀態開始潮濕時，張力水頭由 200cm 變化至 60cm 而含水量僅增加 3%, 直至張力水頭降至 60cm 以下後，含水量才大幅增加，形成此現象之原因乃是在張力水頭未降至可使孔隙通路中大孔隙充水之時，孔隙通路中小孔隙並不會出現大量充水之情形，需當張力水頭降至可使孔隙通路中大孔隙充水之張力後，大孔隙、小孔隙才得以迅速充水，因此出現張力變化而含水量僅些微變動之情形，而在內部濕潤曲線之實驗數據可發現曲線在濕潤過程中，張力水頭變化而含水量僅些微增加之現象並不顯著，此乃因潮濕曲線之狀態乃依循前一歷程之乾燥曲線，孔隙通路中已是部份充水，尚未充水之孔隙在尺寸差異上較小，在濕潤之初，張力水頭亦會持續降低，在張力水頭降至可使尚未充水大孔隙充水之張力時，含水量即大幅增加，但因尚未充水之大、小孔隙尺寸差異小，故而形成張力變化而含水量僅些微增加之情形並不顯著，與主要濕潤曲線實驗之張力水頭由 200cm 變化至 60cm 而含水量僅增加 3%, 張力水頭降至 60cm 後含水量才

大幅增加之現象不同，因此形成兩曲線之形狀不盡相同，進而造成模式與實測有較大之誤差。

而三種土壤之第1'乾燥曲線之實驗與模式預測之含水量誤差皆在 2%以下，由實驗結果可發現主要乾燥曲線實驗與內部乾燥曲線實驗之曲線形狀相當相似，此情形與模式所假設之條件相符，因而形成模式在預測第1'乾燥曲線上與實驗之比較有較小之誤差。

(2)第 2 乾燥曲線$\theta^{w}(\psi,3)$及第2'濕潤曲線$\theta^{d}(\psi,3')$實驗與模式之比較

由第 2 乾燥曲線之實驗與模式之比較（圖 2c、4c）可見，模式與實驗之最大誤差皆小於 2.2%，實驗所得之土壤主要乾燥曲線實驗與第 2 乾燥曲線實驗之形狀相當相似，此情形與模式所假設之條件相符，因此形成模式大抵能反應第 2 乾燥曲線實驗之形狀及特性。

但模式在反應第2'濕潤曲線實驗上則出現較大之誤差（圖 2d、4 d），最大之土壤含水量誤差為 4.5%，此差異之原因亦為模式在形狀因子之假設所致，主要濕潤曲線實驗與第2'濕潤曲線實驗之曲線形狀並不盡相同，此情形與模式所假設之條件不符，因此形成模式無法反應2'濕潤曲線實驗之形狀及特性，因此產生較大之誤差。

(3)第 3 濕潤曲線$\theta^{w}(\psi,4)$及第3'乾燥曲線$\theta^{d}(\psi,4')$實驗與模式之比較

由圖 3c 可見，模式在反應土壤水分之第 3 濕潤曲線上與實驗值有較大之誤差，第 3 濕潤曲線上模式與實驗之最大土壤含水量誤差為 4.9%，而第3'乾燥曲線模式與實驗值之誤差則較小，土壤含水量誤差皆低於 1.5%，誤差之原因與上述兩組內部水分曲線相同，在內部水分曲線與主要水分曲線具相似之形狀時，模式預測與實驗量測之誤差則小，反之，模式預測與實驗量測之誤差則較大，但其最大土壤含水量誤差僅達 4.9%。

由上述各濕潤曲線及各乾燥曲線在模式與實驗之比較可知，本研究提出之理論模式在內部水分曲線與主要水分曲線具相似形狀時，是可適度反應遲滯現象之水分特性曲線，但在內部水分曲線與主要水分曲線不具相似形狀時，模式在預測上會產生較大之誤差，但各組實驗中最大之土壤含水量誤差僅達 4.9%，相較僅採單一保水曲線來估計遲滯現象可能造成之 23%之含水量誤差（以土壤三為例）而言，其改善之效果已是顯著。

5.3、模式之修正與討論

本研究之理論模式乃基於內部水分曲線與主要水分曲線具相似形狀之假設，但在內部水分曲線與主要水分曲線不具相似形狀時，模式在預測上會產生較大之誤差，而根據實驗所得之結果可發現內部濕潤曲線與主要濕潤曲線之形狀並不盡相似，內部潮濕曲線之狀態乃依循前一歷程之乾燥曲線而來，在潮濕之初，土壤孔隙通路中已呈部份充水，且因為孔隙通路中尚未充水之大、小孔隙尺寸差較主要潮濕曲線開始潮濕時之大、小孔隙尺寸差為小，因此在張力變化而含水量僅些微增加之情形上與主要

濕潤曲線並不相似，因而形成兩曲線之形狀不盡相同，造成模式與實測有較大之誤差，因此若將原模式之假設予以修正應可使內部水分濕潤曲線之準確性予以提升。

5.3.1、模式修正

上述遲滯水分模式因受限於形狀因子之假設而造成濕潤曲線的預測較不準確，雖然各實驗中最大之含水量誤差僅4.9%，但若能修正形狀因子之假設則應可將誤差量予以降低，因此本文採用土壤三之第 1 濕潤曲線實驗作為模式修正形狀因子之依據，修正後所得之參數列於表五，而修正後所得之模式值與實驗量測之比較於圖 5a、5b、5c 示之。

5.3.2、模式修正之結果與討論

修正後之第 1 濕潤曲線與實驗值之最大誤差已大幅改善，在未修正前第 1 濕潤曲線之模式與實驗之最大土壤含水量誤差為 4.1%(圖 4c)，而修正後之最大土壤含水量誤差降至 1.1%(圖 5b)，修正後之第 3 濕潤曲線與實驗值之最大誤差也由未修正前的 4.9%降至 2%。整體而言，採原假設時之最大誤差為 4.9%，但相較僅採單一保水曲線來估計所造成之誤差而言，其改善之效果已是顯著，且若採用原假設條件，在土壤水力條件參數的取得僅需主要乾燥、主要濕潤曲線即可，其資料之取得較修正模式需取得主要乾燥、主要濕潤及內部之濕潤曲線而言較為簡便。

六、遲滯水分模式之應用與探討

6.1、模式應用

由上述結果可知採用之遲滯水分模式可適度反應水分之遲滯現象，本文即運用該模式進一步剖析遲滯現象下之未飽和土壤之比水容積之變動，採用之水分曲線僅採各例之主要乾燥曲線、主要濕潤曲線、第 1 濕潤曲線及第1'乾燥曲線(圖 6a、7a、8a)，各狀態所形成之比水容積示於圖 6b、7b、8b。

6.2、模式應用之結果與討論

在圖 6b、7b、8b 中可發現，比水容積 c 亦隨不同歷程而變化，其值並非單一，其依乾燥及濕潤歷程的不同會形成兩組鐘形曲線，左方鐘形曲線為濕潤狀態之各曲線所形成，右方鐘形曲線為乾燥狀態之各曲線所形成，各組土壤水分特性曲線之比水容積皆位於主要乾燥曲線及主要濕潤曲線之兩比水容積鐘形曲線之內，比較三組土壤之主要乾燥曲線或主要濕潤曲線所形成之比水容積值可發現，其大小關係為土壤一>土壤二>土壤三，此差異乃是因土壤質地之粗細所致，粗質地之土壤因保水性較差，在些微的張力水頭變化下能有較大的含水量變化，致使比水容積值大於土壤質地較細、保水性較佳之土壤。

而進一步檢視比水容積之變化情形可發現，若不考慮遲滯現象時，比水容積之取得多以主要乾燥曲線計算而來，無論乾、濕歷程皆以單一曲線之形式計算，雖然如此之考量簡單、便捷，在土壤由充分飽和進行排水之歷程中並不會發生比水容積之錯估，但在遲滯現象發生時，比水容積之計算將出現錯估之情形，以土壤一為例，土體由充分飽和進行排水時，水分特性曲線為圖 6a 之主要

乾燥曲線、比水容積為圖 6b 之主要乾燥曲線，但若是排水停止並且有水分進入其中，則歷程將由排水乾燥變成進水濕潤，若排水歷程若停止於張力水頭 16.9cm 時，此時之土壤含水量為 28.1%，若不考量遲滯現象時，水分特性曲線及比水容積將循原曲線回溯，但實際上水分特性曲線應循第 1 濕潤曲線(1)而變動，比水容積亦同，此時不考量遲滯現象會在土壤含水量及比水容積的計算上出現相當程度之錯估，以張力水頭 15cm 而言，此時之實際土壤含水量應為 29.2%，而比水容積為 0.002，但不考量遲滯現象所得之土壤含水量為 32.3%，比水容積為 0.019，在如此些微之轉變下，土壤含水量已高估 3.1%，比水容積則高估 9.5 倍，錯估之情形已是明顯，更遑論其他狀態下會有更嚴重之錯估情形發生，雖然運用單一水分特性曲線可避免土壤水分遲滯現象之複雜計算，但其結果之可信度有待商榷。

6.3、遲滯模式應用於數值模擬之原則

遲滯現象之精準描述對於土壤水分之估計是極為重要的，當一場降雨落下而水分入滲進入某處土壤之初，土壤水分與張力變化之歷程應屬濕潤歷程，水分特性曲線應為濕潤曲線，但若降雨停止並且土壤水分受重力而開始排水，此時該處土壤之水分與張力變化歷程則轉變成乾燥歷程，乾燥與濕潤歷程之轉變是反覆發生的，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。

要真實反應土壤水分隨乾燥與濕潤歷程之轉變需將土壤水分遲滯模式納入數值演算中，演算中需針對土壤中各點之濕潤或乾燥歷程的狀態而改變其對應之水分特性曲線及比水容積，以下以由主要乾燥曲線所衍生之水分特性曲線為例加以說明：

若土壤中 i 點由充分飽和進行排水時，其張力與含水量將由$(\theta_s(1),\psi_s(1))$點開始變化，此時其水分特性曲線為主要乾燥曲線$\theta^d(\psi,1)$，在排水狀態持續進行下，其水分特性曲線仍為主要乾燥曲線並不會產生任何變動，在此過程中該點之張力及比水容積以主要乾燥曲線之參數值$\theta_s(1),\theta_r(1),\alpha^d,n^d$即可計算得知，但若過程中排水狀態中斷，並有外在水分進入該點時，其狀態由排水乾燥變成進水濕潤，若當時之張力與含水量為(θ_1,ψ_1)，則此後之張力與含水量之關係將循第 1 濕潤曲線$\theta^w(\psi,2)$由(θ_1,ψ_1)開始變化，張力及比水容積需以第 1 濕潤曲線之參數值$\theta_s(2),\theta_r(2),\alpha^w,n^w$進而求取，同理，在往後更高階之變化時，張力及比水容積之求取需配合其所處狀態之水分特性曲線而得。

而上述由乾燥、濕潤狀態之演變中，在數值模式中之演算需根據計算所得之張力與前一時刻之張力兩相比較，運用張力之變化進行該點在乾燥或濕潤狀態是否轉變之判定，若計算所得之張力與前一時刻之張力差為正值，代表該點在狀態上仍為原歷程，張力及比水容積之關係以原水分特性曲線之參數值即可計算得知，若計算所得之張力與前一時刻之張力差為負值，意味該點之狀態

已由排水乾燥變成進水濕潤或進水濕潤變成排水乾燥，此時需以透過狀態點進而求得改變後之水分特性曲線未知參數值$\theta_s(n),\theta_r(n)$，據此與形狀因子α^w,n^w或α^d,n^d進而計算狀態改變後之張力水頭及比水容積值。

將上述原則推衍至 3 階以後之水分特性曲線演算上可得演算流程（圖 9），以土壤中 *i* 點在 *j* 時間之狀態為例, 假設其水分特性曲線為第 n-1 條濕潤曲線時，其張力以可經$\theta_s(n),\theta_r(n),\alpha^w,n^w$計算得知，其中$[\theta_s(n),\theta_r(n),\alpha^w,n^w]$為第 n-1 濕潤曲線之參數值，經演算後可得 *j+1* 時間之張力ψ^{j+1}，據此張力而檢查該點在 *j*　*j+1* 時間之張力變化，檢查其是否發生乾燥歷程之轉變，若並未發生狀態之改變，則曲線仍屬濕潤過程，此時需檢查ψ^{j+1}是否會因濕潤狀態過於迅速而變化至第 n-1 濕潤曲線，若狀態並未變動至第 n-1 濕潤曲線，則運用$[\theta_s(n),\theta_r(n),\alpha^w,n^w]$及$\psi^{j+1}$計算 *j+1* 時間之含水量$\theta^{j+1}(\psi^{j+1})$，並進而計算$c^{j+1}(\psi^{j+1})$，但若因濕潤狀態過於迅速而使水分特性曲線變化至第 n-1 濕潤曲線時，需調整該曲線之參數值為$[\theta_s(n-2),\theta_r(n-2),\alpha^w,n^w]$，並運用$[\theta_s(n-2),\theta_r(n-2),\alpha^w,n^w]$及$\psi^{j+1}$計算 *j+1* 時間之含水量$\theta^{j+1}(\psi^{j+1})$，並計算$c^{j+1}(\psi^{j+1})$。但若發生發生乾燥歷程之轉變，則曲線轉變成為乾燥過程，該點之狀態即由原先之第 n-1 濕潤曲線轉變成第 n 乾燥曲線，此時需調整該曲線之參數值為$[\theta_s(n+1),\theta_r(n+1),\alpha^d,n^d]$，但必須再檢查$\psi^{j+1}$是否會因乾燥狀態過於迅速而變化至第 n-2 乾燥曲線，若狀態並未變動至第 n-2 乾燥曲線，則運用$[\theta_s(n+1),\theta_r(n+1),\alpha^d,n^d]$及$\psi^{j+1}$計算 *j+1* 時間之含水量$\theta^{j+1}(\psi^{j+1})$，並計算$c^{j+1}(\psi^{j+1})$，但若因乾燥狀態過於迅速而變化至第 n-2 乾燥曲線時，需再調整該曲線參數值$[\theta_s(n-1),\theta_r(n-1),\alpha^d,n^d]$，並運用$[\theta_s(n-1),\theta_r(n-1),\alpha^d,n^d]$及$\psi^{j+1}$計算 *j+1* 時間之含水量$\theta^{j+1}(\psi^{j+1})$，並進而計算出$c^{j+1}(\psi^{j+1})$。

七、結論

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，本文採用之遲滯水分模式可適度反應水分特性曲線之遲滯變化，但在內部濕潤曲線的預測上因受限於形狀因子之假設而出現較大之含水量誤差，模式與實驗之最大含水量誤差為 4.9%, 但透過

形狀因子之修正可使最大之含水量誤差降至 2%，相較僅採單一保水曲線來估計土壤水分可能造成之含水量誤差而言，其功效已相當顯著，並且要真實反應土壤水分隨乾燥與濕潤歷程之轉變應將土壤水分遲滯模式納入數值演算中，針對土壤中之濕潤或乾燥歷程而改變其對應之水分特性曲線及比水容積，以減低因狀態之略估所造成之含水量誤差。

參考文獻

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, 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,Asoil 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,Impoved 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。

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 儀器率定結果

	率定曲線	相關係數	相關程度	備註
土壤水分張力計	$V=-0.0956\psi+1.2778$	0.9998	高度相關	V ：電壓數值 ψ ：張力水頭
土壤水分感測計	$\theta=1.0042\mu+0.5747$	0.9958	高度相關	θ ：土壤含水量 μ ：感測計數值

表三 土壤主要遲滯曲線參數值

	θ_s 土壤飽和含水量	θ_r 土壤殘餘含水量	$\alpha^d\,[cm^{-1}]$ 乾燥狀態之土壤保水曲線形狀因子一	n^d 乾燥狀態之土壤保水曲線形狀因子二	$\alpha^w\,[cm^{-1}]$ 濕潤狀態之土壤保水曲線形狀因子一	n^w 濕潤狀態之土壤保水曲線形狀因子二
土壤一	0.405	0.073	0.056	4.55	0.347	2.06
土壤二	0.420	0.069	0.040	4.16	0.077	3.01
土壤三	0.360	0.075	0.010	4.50	0.045	2.90

表四 土壤保水曲線參數值（Carsel and Parrish，1988）

	θ_s 土壤飽和含水量	θ_r 土壤殘餘含水量	$\alpha\,[cm^{-1}]$ 曲線形狀因子一	n 曲線形狀因子二
CLAY（黏土）	0.38	0.068	0.008	1.09
LOAM（壤土）	0.43	0.078	0.036	1.56
SILT（坋土）	0.46	0.034	0.106	1.37
SAND（砂土）	0.43	0.045	0.145	2.68

表五 土壤三之遲滯保水曲線模式參數值

	θ_s 土壤飽和含水量	θ_r 土壤殘餘含水量	$\alpha^d\,[cm^{-1}]$ 乾燥狀態之土壤保水曲線形狀因子一	n^d 乾燥狀態之土壤保水曲線形狀因子二	$\alpha^w\,[cm^{-1}]$ 濕潤狀態之土壤保水曲線形狀因子一	n^w 濕潤狀態之土壤保水曲線形狀因子二
主要乾、濕曲線參數	0.360	0.075	0.010	4.50	0.045	2.90
內部掃描曲線參數	0.360	0.075	0.010	4.50	0.033	2.90

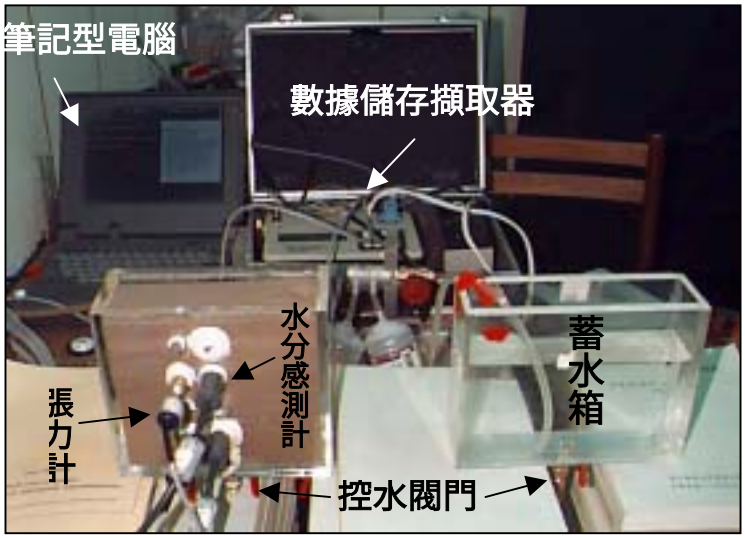

圖 1　實驗配置

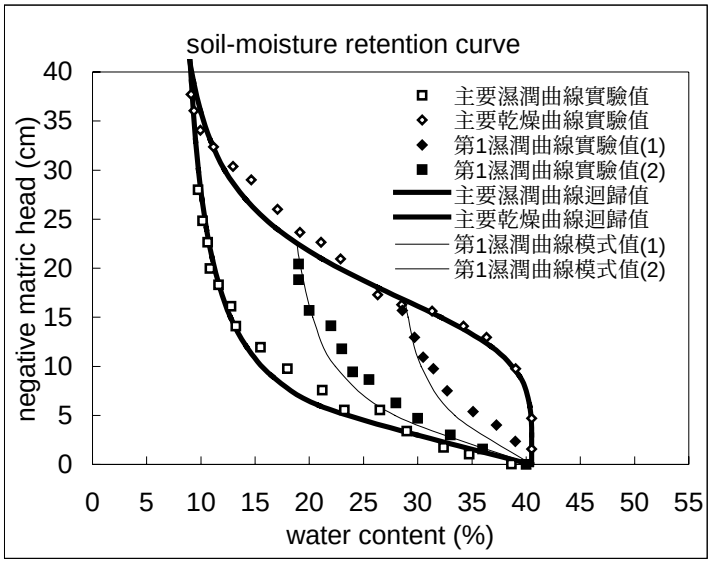

圖 2a 土壤一之遲滯效應實驗值與模式值之比較

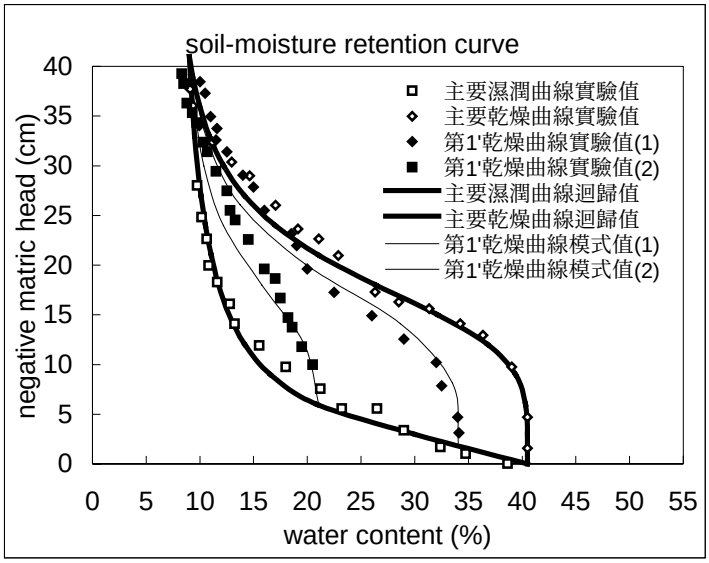

圖 2b 土壤一之遲滯效應實驗值與模式值之比較

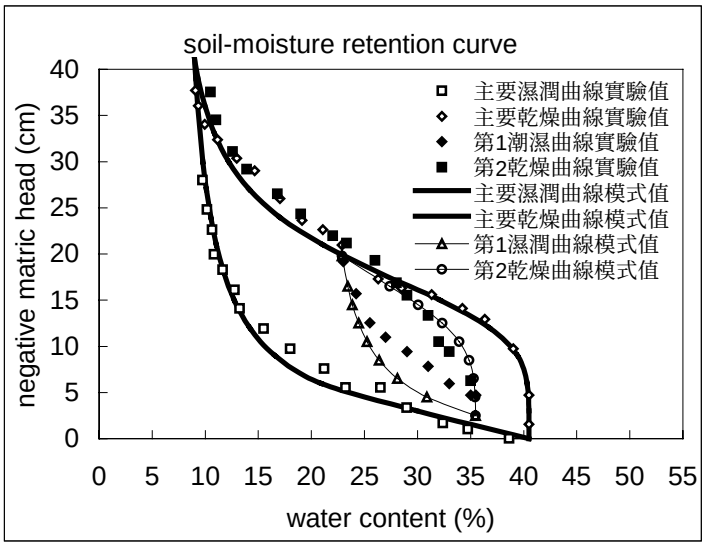

圖 2c 土壤一之遲滯效應實驗值與模式值之比較

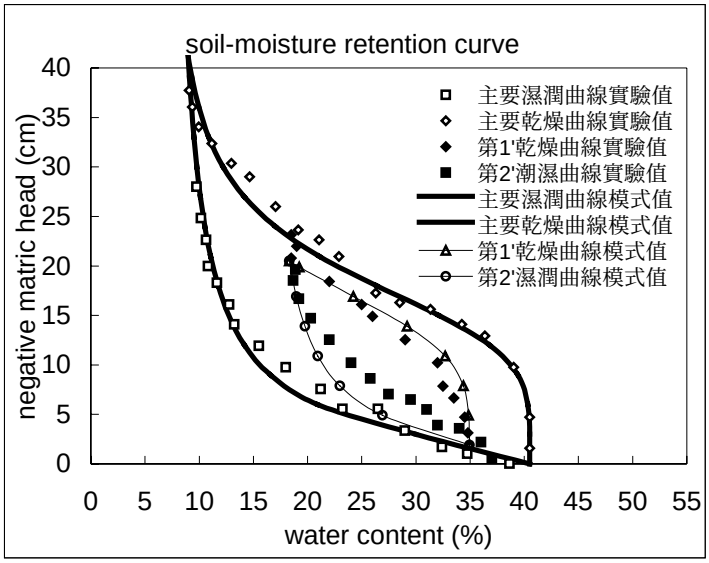

圖 2d 土壤一之遲滯效應實驗值與模式值之比較

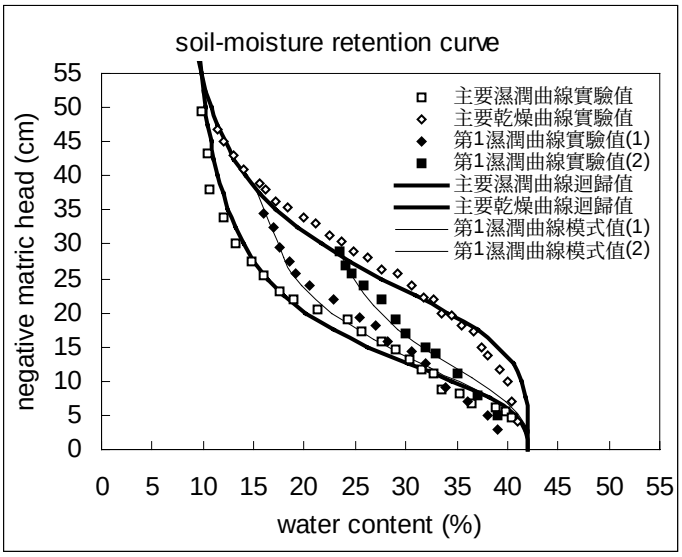

圖 3a 土壤二之遲滯效應實驗值與模式值之比較

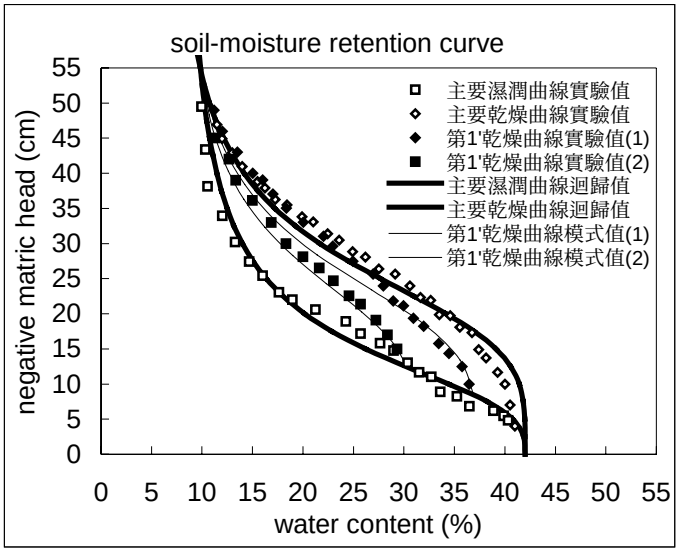

圖 3b 土壤二之遲滯效應實驗值與模式值之比較

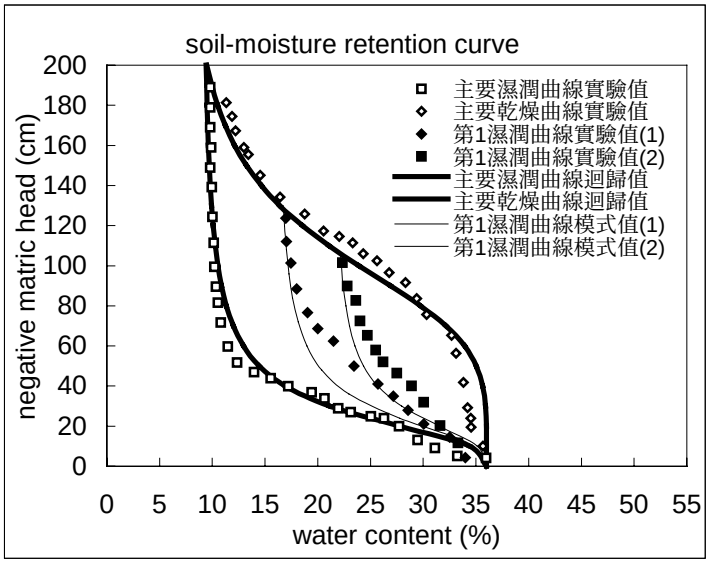

圖 4a 土壤三之遲滯效應實驗值與模式值之比較

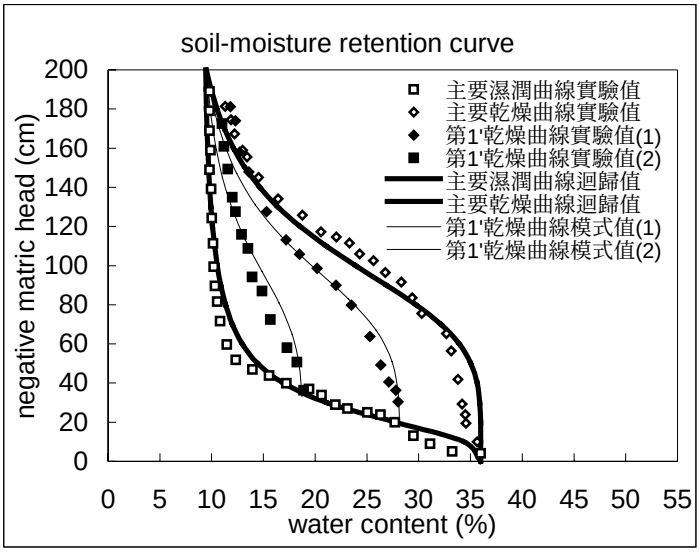

圖 4b 土壤二之遲滯效應實驗值與模式值之比較

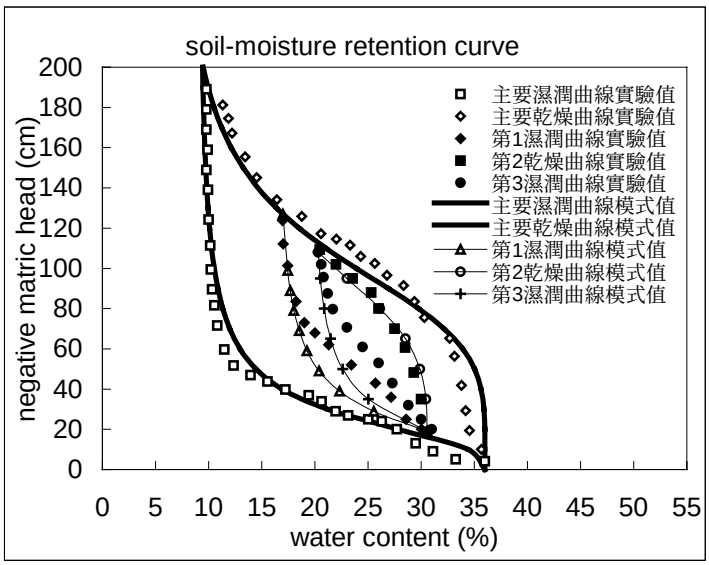

圖 4c 土壤二之遲滯效應實驗值與模式值之比較

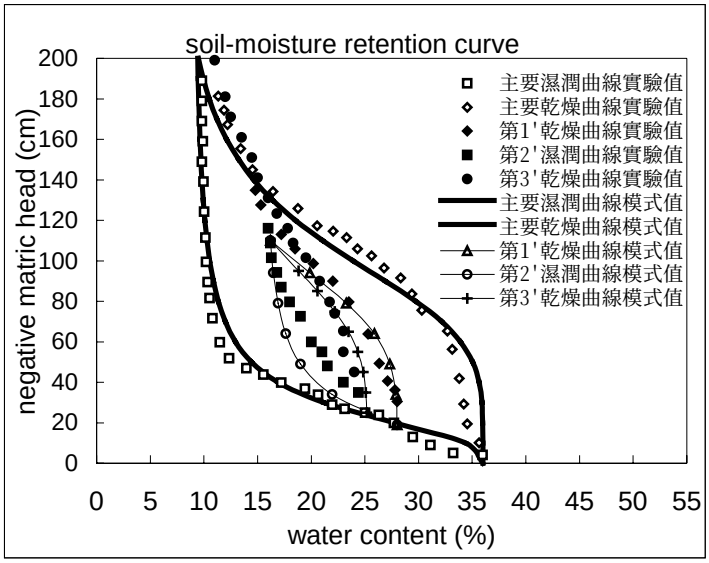

圖 4d 土壤二之遲滯效應實驗值與模式值之比較

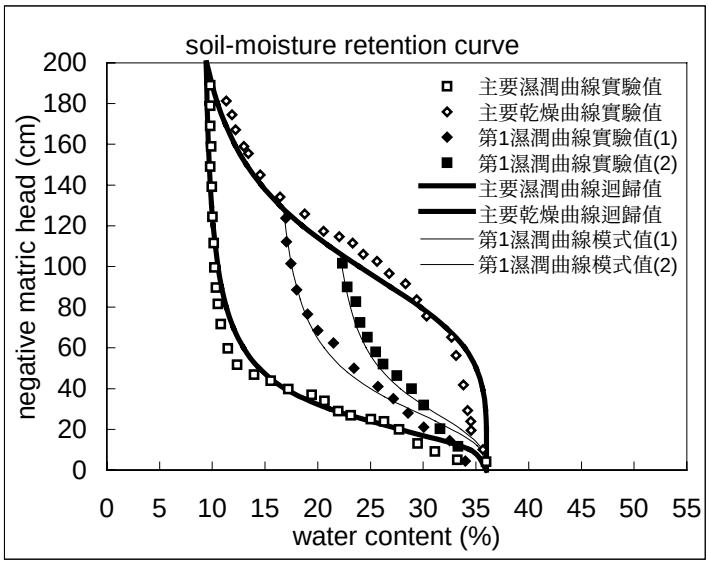

圖 5a 土壤三之之遲滯效應實驗值與修正模式值之比較

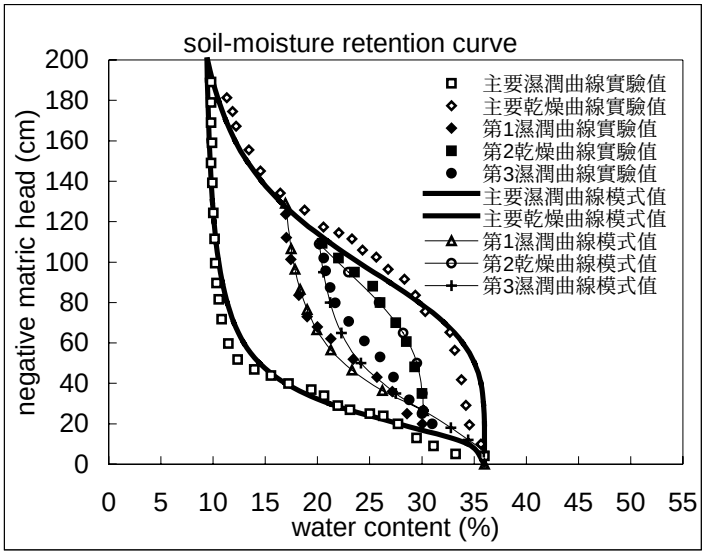

圖 5b 土壤三之之遲滯效應實驗值與修正模式值之比較

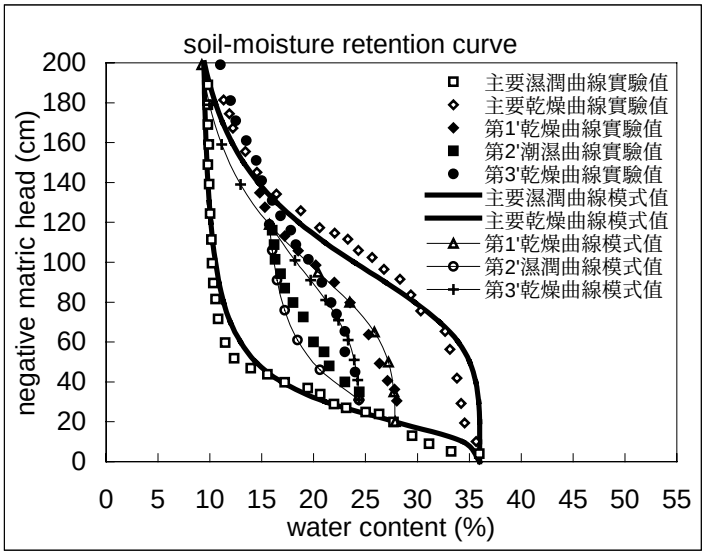

圖 5c 土壤三之之遲滯效應實驗值與修正模式值之比較

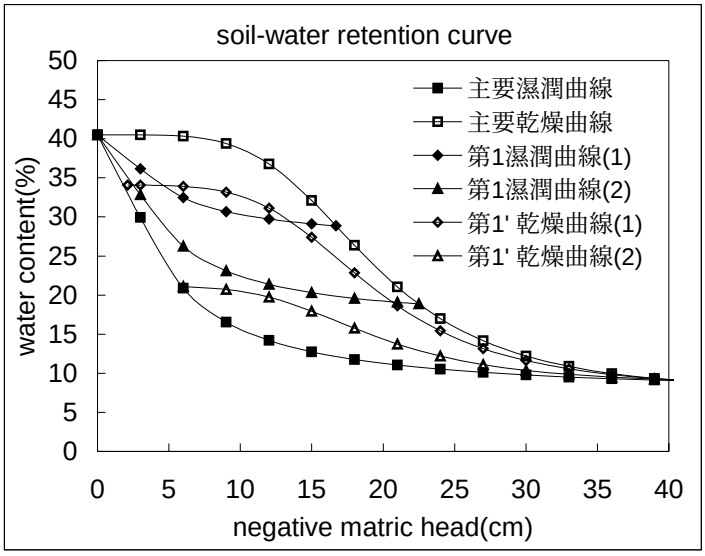

圖 6a 土壤一之水分遲滯效應下之保水曲線

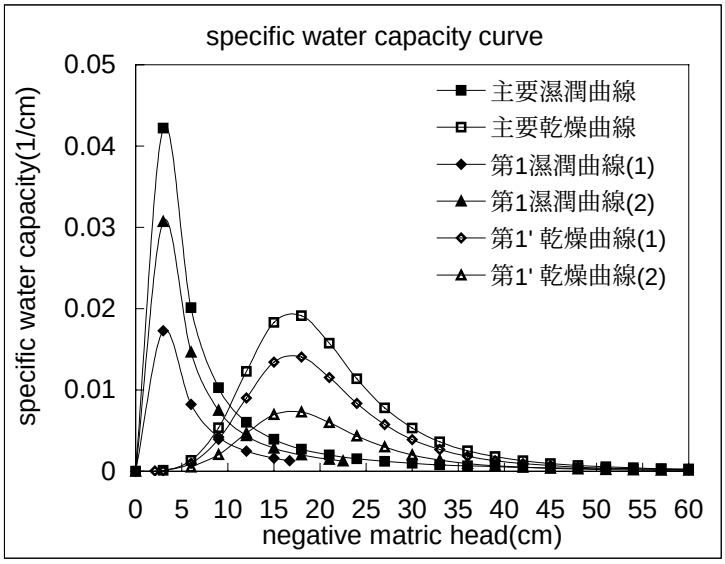

圖 6b 土壤一之水分遲滯效應下之比水容積

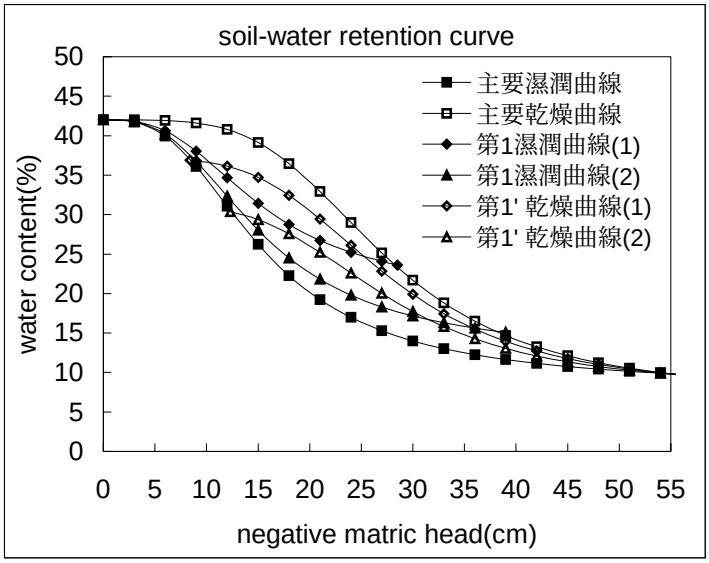

圖 7a 土壤二之水分遲滯效應下之保水曲線

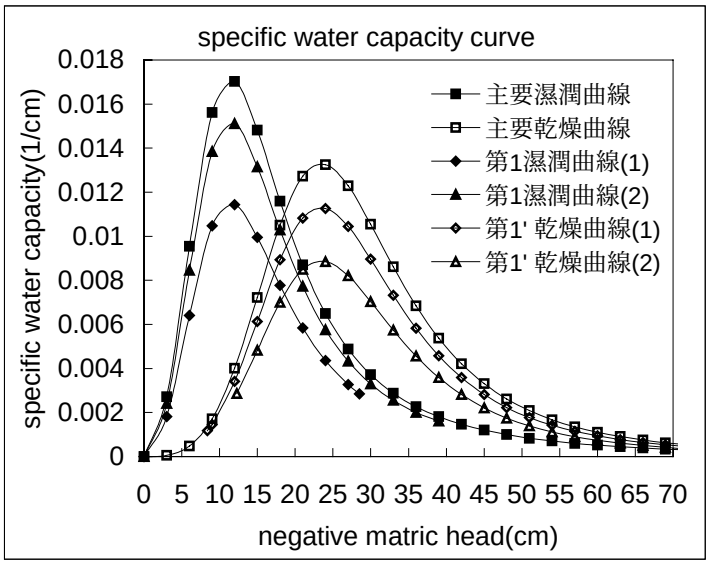

圖 7b 土壤二之水分遲滯效應下之比水容積

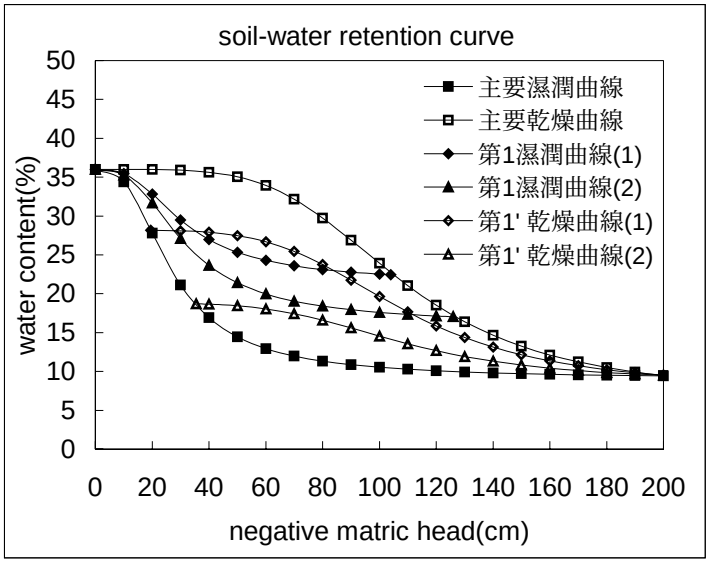

圖 8a 土壤三之水分遲滯效應下之保水曲線

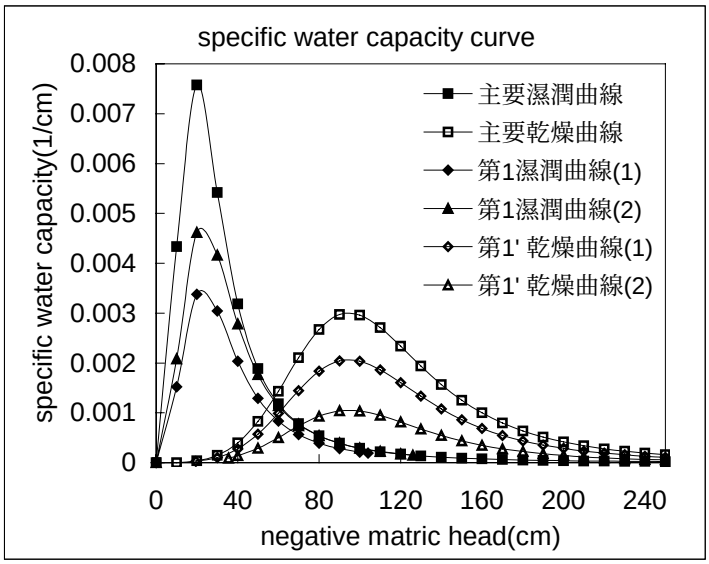

圖 8b 土壤三之水分遲滯效應下之比水容積

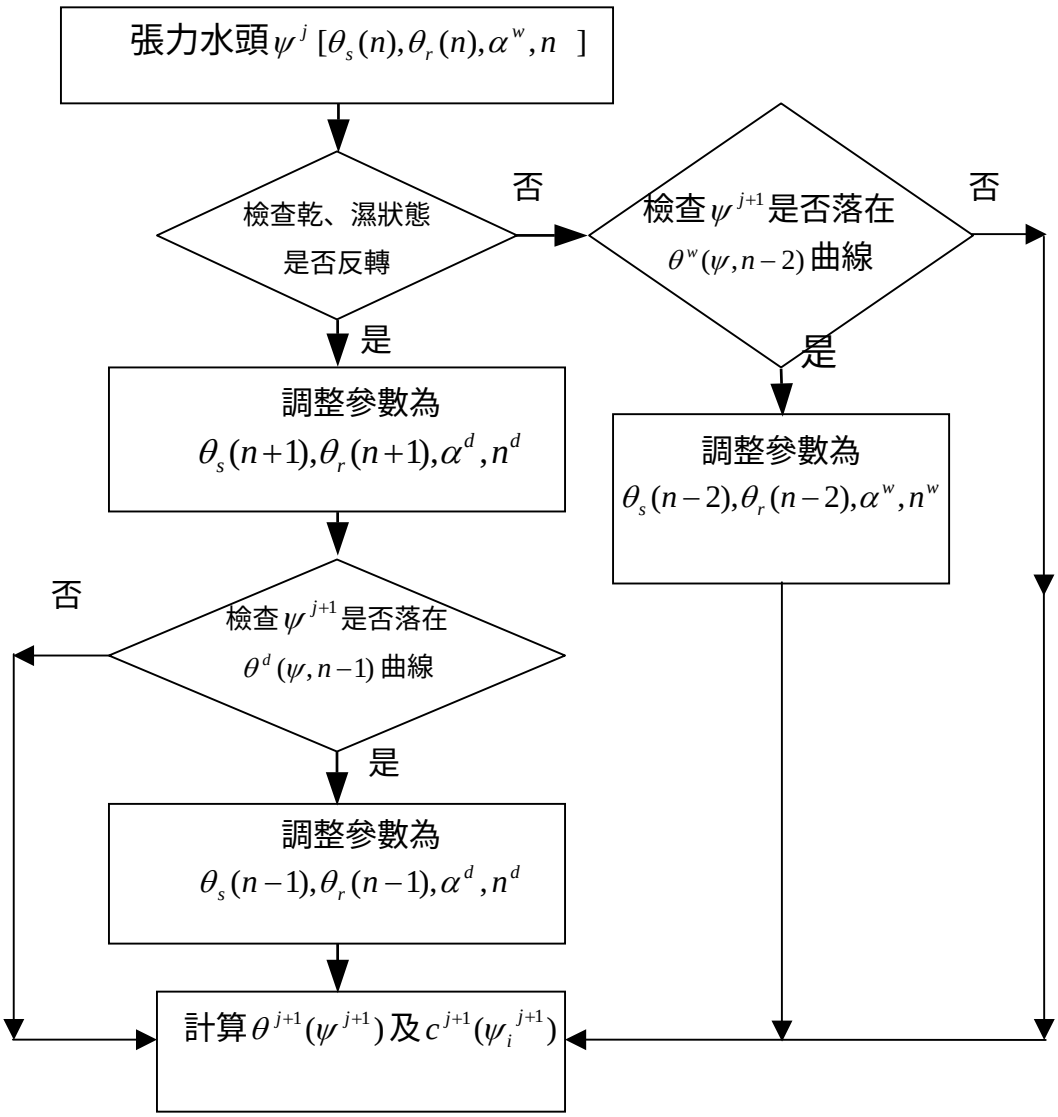

圖 9　由主要乾燥曲線所衍生之土壤水分遲滯現象數值演算流程