

國立交通大學

土木工程學系碩士班

碩士論文

結合地電阻法與 TDR 於土層含水特性之監測



Combination of ERT and TDR for Monitoring of Soil  
Moisture

研究生：吳瑋晉

指導教授：林志平 博士

中華民國九十七年七月

# 結合地電阻法與 TDR 於土層含水特性之監測

Combination of ERT and TDR for Monitoring of Soil Moisture

研究生：吳瑋晉

Student: Wei-Jin Wu

指導教授：林志平 博士

Advisor: Dr. Chih-Ping Lin

國立交通大學

土木工程學系碩士班

碩士論文

A Thesis  
Submitted to Department of Civil Engineering  
College of Engineering  
National Chiao Tung University  
In Partial Fulfillment of the Requirements  
for the Degree of  
Master  
in  
Civil Engineering

July 2008

Hsinchu, Taiwan, Republic of China

中華民國九十七年七月

# 結合地電阻法與 TDR 於土層含水特性之監測

學生：吳瑋晉

指導教授：林志平 博士

國立交通大學土木工程學系碩士班

## 中文摘要

非飽和土層含水特性常影響邊坡穩定性與土壤污染傳輸特性，因此對非飽和土層進行含水特性監測有其必要性。地電阻法 (Electrical Resistivity Tomography, ERT) 具有探測或監測地層 2D 或 3D 電阻率空間分佈的能力，且地層地電阻與土層含水特性有高度相關係，但電阻率又同時受到地文及水文因子的影響，因此難以單獨利用地電阻法量測地層含水特性的空間分佈。利用時域反射法 (Time Domain Reflectometry, TDR) 可同時量測感測器周圍土層的含水特性及電阻率，因此本研究提出結合 TDR 與 ERT 量測非飽和土層含水特行之技術，利用 TDR 量測結果率定電阻率與含水特性關係中之地文及水文因子，進而以 ERT 之電阻率分佈推估地層之含水特性分佈。

為驗證上述構想的可行性，本研究嘗試利用 TDR 量測不同含水量之試體探討三種體積含水量與導電度的關係，並從中選取較適合之函數，再進一步進行砂箱物理模型降入滲試驗，以模擬現地含水特性率定關係之建立，進而獲得土層含水特性分佈；此外，藉由砂箱物理模型針對地電阻影像剖面解析度與 TDR 儀器埋設方式進行研究探討。

利用文獻中三種不同建議的導電度與體積含水量的函數關係，迴歸 TDR 所量測到之體積含水量與導電度，結果不同方法之  $R^2$  均大於 0.95 以上，顯示資料迴歸結果相關性高，但以廣義 Archie's law 迴歸所得之 RMSE 值最小，因此本研究選定以廣義 Archie's law 的函數關係做為後續砂箱導電度與體積含水量的分析。而室內砂箱降雨入滲試驗中，TDR 所得結果顯示 TDR 量測所造成之延遲現象已有所改善，但量測結果中乾側與溼側的體積含水量與導電度之率定關係明顯不同，其原因可能係降雨入滲時，雨水分佈不均勻造成含水量分佈並非均質，而 TDR 導電度與體積含水量之空間解析度亦非相同，因此造成乾溼兩側迴歸參數之差異。

關鍵字：地電阻法 (ERT)、時域反射法 (TDR)、土壤含水量

# Combination of ERT and TDR for Monitoring of Soil Moisture

Student: Wei-Jin Wu

Advisor: Dr. Chih-Ping Lin

Department of Civil Engineering

National Chiao Tung University

## Abstract

The slope stability and transportation of underground pollution in unsaturated soils much depend on the soil moisture content, thus, there is a demand for monitoring spatial and temporal changes of the soil moisture content. Electrical resistivity tomography (ERT) method, which can be used to investigate and monitor 2D or 3D resistivity distribution, has a great potential to serve such a purpose since resistivity is highly related to the soil moisture content. However, electrical resistivity depends not only on soil moisture content, but also on the groundwater characteristics and geological factors. Therefore, it is difficult to monitor soil moisture distribution by ERT alone.

This study proposed a new monitoring scheme by integrating ERT with time domain reflectometry (TDR) technique. TDR probes are used to simultaneously measure the soil moisture and electric resistivity at some locations to establish the local relationship between the soil moisture and electrical resistivity. Using TDR to calibrate the hydrological and geological factors, resistivity distribution monitored by ERT can then be transformed to soil moisture distribution. In order to verify the feasibility of the proposed method, this study first evaluate three common formula between bulk soil moisture and electrical resistivity by TDR experiments on soil samples with various moisture contents and water salinities. The formula that best describe the relationship between soil moisture and electrical resistivity was selected for

next stud phase conducted in a sand box, in which experiments simulated the field conditions of rainfall and drying and the proposed method was carried out.

Among the three functions (Rhoades et al.,1976; Lin,1999; and Shan et al.,2005 ) that describe the relationship between electrical resistivity and soil moisture, the generalized Archie's law proposed by Shan et al. (2005) has lowest RMSE although all methods show  $R^2$  greater than 0.95. The model tests conducted in a sandbox show that there is an apparent hysteresis in the resistivity-water content relationship during wetting and drying. This may be attributed to non-uniform distribution of soil moisture and difference in TDR sampling volume for soil moisture and electrical resistivity. Lessons learned from the model tests leads to suggestion of improved TDR installation for further investigations.



**KEYWORDS :** Electrical Resistivity Tomography (ERT ) 、 Time Domain Reflectometry (TDR ) 、 soil moisture

## 致謝

本論文得以順利完成，承蒙指導教授 林志平博士於研究所兩年的求學期間悉心指導，給予學生在論文研究以及專業知識上的諸多指導，使學生得以突破研究瓶頸並獲得學識上的精進，此外，於求學態度與待人處世方面亦給予學生許多啟發，在此致上最誠摯的謝意。

求學期間，承蒙廖志中教授、潘以文教授、黃安斌教授、方永壽教授與單信瑜教授於學識上的指導，在此致上萬分謝意。

口試期間，良受董家鈞教授、工研院柳志錫、劉智超研究員、與湯士弘老師給予本論文許多寶貴的意見與建議，使本文得以更加完善，在此表示由衷的感謝。

研究期間，幸蒙宗盛、志忠、瑛鈞、俊宏與奕全等學長的協助，尤其是志忠學長的諸多幫助，實在感激不盡。同門俊昇與岳勳於研究上的協助，以及其他研究所期間同甘共苦的同學們，真的很高興能認識你們這群朋友。還要感謝學弟哲毅、智棟與永政在試驗上的幫助，使每個試驗得以如期順利完成，以此謝文獻上致意。

當然最要感謝的是永遠支持我的家人們，這二十幾年來如果沒有你們的教誨與支持，就沒有今天的我，謝謝你們，謹以此文獻給我最親愛的家人。

# 目錄

中文摘要.....	i
英文摘要.....	iii
致謝.....	v
目錄.....	vi
表目錄.....	ix
圖目錄.....	x
一、前言.....	1
1.1 研究動機.....	1
1.2 研究目的.....	2
二、文獻回顧.....	4
2.1 土壤電學性質與含水特性.....	4
2.1.1 介電度.....	4
2.1.2 導電度/電阻率.....	5
2.2 土壤電學性質量測：時域反射法（TDR）.....	11
2.2.1 TDR 量測系統.....	11
2.2.2 TDR 介電度/含水量量測.....	12
2.2.3 TDR 導電度量測.....	14
2.3 土壤電阻性質量測：地電阻影像法（ERT）.....	15





2.3.1 地電阻法基本原理 .....	16
2.3.2 二維地電阻施測方法 .....	25
2.3.2.1 施測原理.....	25
2.3.2.2 電極排列方式比較.....	28
2.3.2.3 ERT 反算原理 .....	30
2.3.2.4 ERT 時間序列反演算法 .....	33
2.3.2.5 二維地電阻探測之三維效應 .....	34
2.3.3 三維地電阻施測 .....	35
2.4 結合 ERT 與 TDR 於砂箱現地模擬試驗.....	36
三、研究方法 .....	39
3.1 地電阻含水特性詮釋.....	41
3.2 結合 TDR 現地率定地電阻場址參數之方法.....	41
3.3 TDR 量測電阻率與體積含水量關係 .....	43
3.4 砂箱模擬試驗 .....	45
3.4.1 土樣準備與試驗儀器配置 .....	45
3.4.2 試驗規劃 .....	49
3.4.3 試驗配置改良 .....	51
四、試驗結果與討論 .....	57
4.1 TDR 量測系統及土壤導電度與體積含水量關係之率定結果.....	57

4.1.1 TDR 量測系統率定結果 .....	57
4.1.2 土壤導電度與體積含水量之關係與率定 .....	61
4.2 砂箱模擬地電阻場址參數率定 .....	67
4.2.1 TDR 埋置方式改良結果-case1 .....	67
4.2.2 TDR 埋置方式改良結果-case2 .....	74
4.3 砂箱模擬地電阻之含水特性影像詮釋 .....	80
五、結論與建議 .....	93
5.1 結論 .....	93
5.2 建議 .....	96
參考文獻 .....	98



## 表目錄

表 2-1 不同特性土樣迴歸參數結果 (Lin,1999) .....	8
表 2-2 各施測電極排列方式綜合比較 .....	29
表 3-1 砂箱地電阻施測相關參數 .....	53
表 4-1 $\sqrt{K_a}$ v.s $\theta$ 之率定係數 .....	60
表 4-2 Rhoades et al. $\theta$ v.s $\sigma$ 率定係數 .....	62
表 4-3 $\sqrt{\sigma}$ v.s $\omega$ 之率定係數 .....	63
表 4-4 廣義 Archie's Law $\theta$ v.s $\sigma$ 之率定係數 .....	66
表 4-5 三種方法之 RMS 值 .....	67
表 4-6 case1 砂箱試驗之地電阻場址率定參數值 .....	73
表 4-7 case2 砂箱試驗之地電阻場址率定參數值 .....	79

## 圖目錄

圖 2-1	電流於多孔隙介質中三種主要傳導路徑 (修改自 Sauer, 1955) ...	6
圖 2-2	不同土壤種類其 $(\sqrt{\sigma_{dc}-c}) \rho_w/\rho_d$ 與 $w$ 之關係 (Lin,1999) .....	8
圖 2-3	土樣 white clay (WC) 之 $\sigma$ 與 $w$ 變化圖 (Shan and Singh, 2005)	10
圖 2-4	不同特性土樣之 $1/F$ 與 $\theta$ 變化圖 (Shan and Singh, 2005) .....	10
圖 2-5	時域反射法之設備 .....	12
圖 2-6	TDR 於土壤中量測之波形示意圖 .....	13
圖 2-7	Wenner 地電阻探測量測示意圖 (摘自尤仁弘, 2006) .....	16
圖 2-8	單點電極電流與電位分佈 (修改自 Loke, 2003) .....	18
圖 2-9	雙點電極排列示意圖 (修改自 Reynolds, 1997) .....	20
圖 2-10	雙點電極電流與電位分佈變化 (Telford, 1990) .....	20
圖 2-11	均質地層下雙點電極水準電流密度幾何參數 (Telford, 1990) ...	21
圖 2-12	電流極間距和深度的改變與 P 點的水準電流密度變化 (Telford, 1990) .....	22
圖 2-13	均質地層電流通過百分比 (Nostrand and Cook, 1966) .....	23
圖 2-14	非均質地層電流折射 (Hall, 1992) .....	24
圖 2-15	非均質地層電流密度分佈 (Hall, 1992) .....	25
圖 2-16	一般常見電極排列方式 (姚奕全, 2007) .....	26
圖 2-17	電極排列施測流程 (Wenner 為例) (修改自尤仁弘, 2006) .....	28

圖 2- 18 反算基本流程圖 (姚奕全, 2007) .....	33
圖 2- 19 一般三維電探佈線方式 (a) 沿 Y 軸, (b) 沿 X 軸 (姚奕全, 2007) .....	36
圖 2- 20 不同入滲深度之電阻剖面圖 (姚奕全, 2007) .....	37
圖 2- 21 TDR 體積含水量與歷時關係 (姚奕全, 2007) .....	38
圖 2- 22 TDR 導電度與歷時關係 (姚奕全, 2007) .....	38
圖 3- 1 研究方法流程圖 .....	40
圖 3- 2 結合 TDR 與 ERT 調查與監測地層含水特性分佈之流程圖 (修改自 姚奕全, 2007) .....	43
圖 3- 3 小型 TDR Cone 感測器 .....	45
圖 3- 4 TDR 率定電阻率與體積含水量 .....	45
圖 3- 5 寶二水庫土樣粒徑分佈曲線 (姚奕全, 2007) .....	46
圖 3- 6 大型夯錘將土樣分層夯入砂箱 (姚奕全, 2007) .....	47
圖 3- 7 Campbell TDR 100 量測儀 .....	48
圖 3- 8 地電阻探測儀-SYSCAL PRO Switch 48 .....	49
圖 3- 9 ERT 24 頻道集線器 .....	49
圖 3- 10 砂箱試驗流程 (修改自姚奕全, 2007) .....	51
圖 3- 11 原始砂箱試驗配置平面圖 (修改自姚奕全, 2007) .....	54
圖 3- 12 砂箱 ERT 測線排列方式改良示意圖 .....	54

圖 3- 13 砂箱 TDR cone 埋設方式改良示意圖 .....	55
圖 3- 14 砂箱儀器配置示意圖 .....	55
圖 3- 15 實際砂箱儀器平面配置圖 .....	56
圖 3- 16 砂箱試驗儀器配置完成結果 .....	56
圖 4- 1 TDR 1 導電度率定結果 .....	58
圖 4- 2 TDR 2 導電度率定結果 .....	59
圖 4- 3 $\theta_v$ .s. $\sqrt{K_a}$ 率定結果 .....	60
圖 4- 4 Rhoades et al. $\theta_v$ .s. $\sigma$ 率定結果 .....	62
圖 4- 5 $\sqrt{\sigma}$ v.s. $\omega$ 率定結果 .....	64
圖 4- 6 廣義 Archie's Law $\theta_v$ .s. $\sigma$ 率定結果 .....	66
圖 4- 7 砂箱試驗體積含水量與導電度監測資料比較 (姚奕全,2007) .....	70
圖 4- 8 case1 砂箱試驗體積含水量 ( $\theta$ ) 監測資料 .....	71
圖 4- 9 case1 砂箱試驗導電度 ( $\sigma$ ) 監測資料 .....	71
圖 4- 10 case1 砂箱濕潤階段 $\sqrt{\sigma}$ v.s. $\omega$ 率定結果 .....	73
圖 4- 11 case1 砂箱乾燥階段 $\sigma$ v.s. $\theta$ 率定結果 .....	74
圖 4- 12 case2 砂箱試驗體積含水量 ( $\theta$ ) 監測資料 .....	77
圖 4- 13 case2 砂箱試驗導電度 ( $\sigma$ ) 監測資料 .....	77
圖 4- 14 砂箱邊界裂縫示意圖 .....	78
圖 4- 15 case2 砂箱濕潤階段 $\sigma$ v.s. $\theta$ 率定結果 .....	79

圖 4- 16 case2 砂箱乾燥階段 $\sigma_v.s\theta$ 率定結果 .....	80
圖 4- 17 地電阻法反算結果剖面位置示意圖 .....	84
圖 4- 18 不同入滲深度電阻率分布與入滲側照圖 .....	85
圖 4- 19 不同入滲深度電阻率分布與入滲側照圖 (姚奕全,2007) .....	86
圖 4- 20 $x=0\text{cm}$ 處電阻率差異百分比剖面 .....	87
圖 4- 21 $x=2.5\text{cm}$ 處電阻率差異百分比剖面 .....	87
圖 4- 22 砂箱試驗乾燥過程各時間點側視照 .....	88
圖 4- 23 $x=2.5\text{cm}$ 處地電阻剖面 .....	90
圖 4- 24 選取地電阻率比對位置意圖 .....	90
圖 4- 25 TDR 導電度 (電阻率) 與 ERT 電阻率比對 .....	91
圖 4- 26 轉換後體積含水量剖面 .....	92
圖 5- 1 TDR 感測器體積含水量與導電度量測範圍差異性示意圖 .....	97

# 一、前言

## 1.1 研究動機

台灣由於地震頻繁，加上氣候潮濕、地形陡峻、河川溪流侵蝕旺盛，故山區土層容易因滾落、滑動、崩塌等位移作用而在崖錐或邊坡下方原有的地層之上堆積，形成不穩定土層，如崩積層。而此種不穩定邊坡常具高度活動性，在洪颶期間常引致重大災害及可觀之經濟損失。

非飽和土層因受到原有邊坡材料、破壞型態、形成年代及土層含水量等影響；具高度不穩定性；在高度不均質土層施工時，利用傳統的鑽探工具進行進尺與取樣，現場有時會遭遇鑽探液流失或無取樣回收率；在顆粒較大的岩塊堆積層中，鑽探液流失與鑽頭損壞是常見的問題，且土壤顆粒孔隙甚大，常造成鑽探取樣之代表性不足，故鑽探取樣非常不易且費用昂貴，且僅能提供單點地層剖面資料，因此在非飽和不穩定土層中應輔以地球物理方法進行工址調查，以獲得大範圍空間上的地層剖面資訊。

非飽和邊坡穩定性及土壤污染深受地表與地下水滲流條件之影響，洪颶期間常造成邊坡破壞及污染擴大。由於部分非飽和土層內部疏鬆，易於透水，使含水量上升而增加孔隙壓力與降低毛細張力，進而減弱邊坡之穩定性；故非飽和層內之含水量與土壤吸力特性，均影響非飽和邊坡之穩定性甚鉅。而因土壤或岩石含水特性與電學性質之電阻率較為直接相關，且土壤污染亦會造成土壤電學性質改變；因此本研究嘗試利用地電阻探測法



輔助工址調查地層之電學性質，進而能推估地層之含水性質及污染範圍之分佈。

## 1.2 研究目的

電阻率雖與地層含水特性具高度相關性，但單一電阻率值受到地文及水文條件的影響，因此以地層電阻率直接解讀土層之含水特性有其一定的困難度；而時域反射法（Time Domain Reflectometry, TDR）可同時量測感測器周圍土層的含水特性及電阻率，但量測範圍受感測器所限制；因此本研究提出結合 TDR 與 ERT 量測技術，利用 TDR 量測結果率定電阻率與含水特性關係中之地文及水文因子，進而以 ERT 之電阻率分佈推估地層之含水特性分佈。經由先前論文(姚奕全、2007)所獲得之結果，發現 TDR 量測的導電度與體積含水量有延遲效應的問題產生，意即在模擬降雨結束時二者量測值無法同時到達尖峰值，除此之外亦有地電阻解析度不足等問題仍需要進一步探討。故本研究課題，主要係建立以地電阻探測法調查非飽和地層含水量等土壤參數之技術，並進行儀器型式及安裝方式改良。其首要之務於進一步瞭解非飽和地層電阻率與含水特性參數之間的關係。而由論文(姚奕全、2007)所得到之結果分析顯示，如需使用現場率定方式來進行調查，則對於地電阻量測所獲得之地電阻剖面解析度及 TDR 量測系統的延遲效應等，仍需再進一步利用室內試驗再加以探討與解析，以期使所獲得之資料能符合現地量測時之情況。本研究係利用室內砂箱試驗模擬現地地

層，以較為均質的粉質砂土為砂箱土樣作為探討研究模型，並改變埋設 TDR 感測器與地電阻測線佈設方式後，再模擬現場長時間的降雨及乾燥行為，透過模擬過程中 TDR 含水量、導電度及 ERT 電阻率剖面變化，嘗試率定出電阻率與體積含水量等含水特性參數之間的關係，並期望從中解決 ERT 解析度與 TDR 量測時的延遲效應問題；最後利用上述率定關係將電阻率剖面轉換為含水量剖面，以能進一步詮釋含水特性，驗證試驗率定之成效以及運用地電阻探測法調查非飽和地層含水特性之可行性。



## 二、文獻回顧

### 2.1 土壤電學性質與含水特性

#### 2.1.1 介電度

材料的介電度 (permittivity) 或介電常數 (dielectric constant)  $\epsilon$ ，為判斷該材料極性的基準，在頻率域中為外加電場頻率的函數。因為土壤是各種孔隙液體、空氣以及不同礦物、粒徑、形狀、與排列所構成的孔隙介質，故存在不同的極化作用與電磁學反應，這些與土壤物理特性相關因素集合在一起所呈現出某種程度的電學特性，從高頻至低頻影響介電頻譜不同的部分，因此介電頻譜為與土壤物理性質有關的函數 (Hilhorst and Dirkson, 1994 ; Lin et al., 2003)。

Topp et al. (1980) 定義了視介電常數  $K_a$  (apparent dielectric constant)，可由量測電磁波在纜線傳播的視傳遞波速  $v_a$  (apparent propagation velocity) 求得，而  $v_a$  與  $K_a$  的關係如式 2-1

$$v_a = \frac{c}{\sqrt{k_a}} \quad (2-1)$$

其中  $c$  為光速。研究指出，視介電常數  $K_a$  對應於等值介電頻譜之高頻實部部份，而土壤之介面效應與頻散現象在高頻部分並不彰顯 (Hilhorst, 1998 ; Lin 1999)。由於水之介電常數與土壤顆粒或空氣之介電常數差異甚大 (空氣之介電度為 1，大部分土壤顆粒礦物之介電度約為 3-5 之間，而水之介電度約為 80)，些微含水量之變化即可使空氣—土壤顆粒—水之三

相體其整體介電常數有明顯的變化。因此，在高頻時介電性質為土壤之體積含水量所控制，與土壤種類無關，故視介電常數成為量測土壤含水量的有效方法（Topp et al., 1980, Lin et al., 2000）。

### 2.1.2 導電度/電阻率

Sauer (1955) 提出電流在非均質的多孔隙介質中傳導時，其傳導的路徑可分為下列三種，如圖 2-1 所示；路徑 1 為顆粒與孔隙水所組成，路徑 2 為孔隙液體所組成，路徑 3 則為顆粒與顆粒所組成。Arulanandan 與 Smith (1973) 提出因為土壤顆粒之間的接觸面積太小，對於整體的導電度影響很小，因此路徑 3 通常忽略不計；而以路徑 1 與路徑 2 為電流的傳導路徑。至於無細粒料的砂土與礫石的傳導路徑則以孔隙水為主 (Jackson, 1973)。含細粒料的岩石與砂土，還有黏土土壤，其導電路徑則是以孔隙水以及黏土礦物的表面電荷為主 (Rhodes et. Al, 1976 ; Urish, 1981 )。

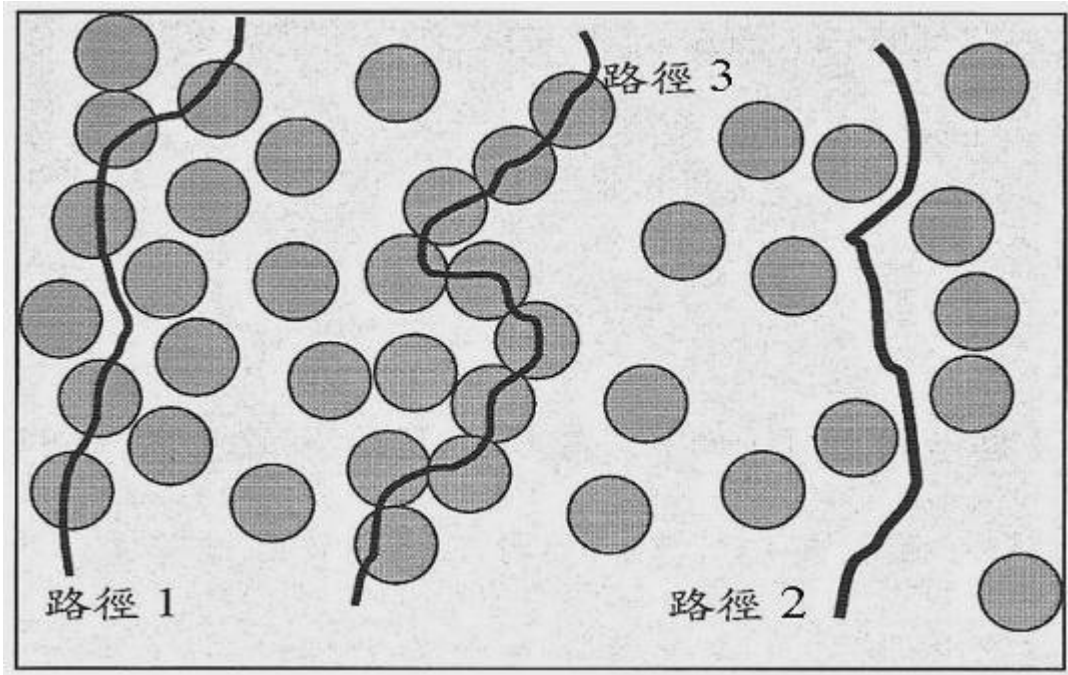


圖 2-1 電流於多孔隙介質中三種主要傳導路徑(修改自 Sauer, 1955)

Archie (1942) 對於飽和狀態下的岩石與砂礫石的電阻率與孔隙率、孔隙水電阻率之間的關係，提出一簡單的經驗公式如下：

$$\rho = a\rho_w n^{-m} \quad (2-2)$$

$\rho$  為總體電阻率 (ohm-m)， $\rho_w$  為孔隙液體電阻率， $a$ 、 $m$  則為待定係數，和孔隙形狀與內含的細粒料含量及膠結程度有關；至於非飽和狀態的電阻率  $\rho$ ，與飽和的電阻率  $\rho_{sat}$  之間的關係式為 (Keller and Frischknecht, 1966; McNeill, 1990)：

$$\rho / \rho_{sat} = S^{-n_1} ; S > S_{cr} \quad (2-2a)$$

$$\rho / \rho_{sat} = a_s S^{-n_2} ; S < S_{cr} \quad (2-2b)$$

其中  $S$  為飽和度， $S_{cr}$  為臨界飽和度， $n_1$ 、 $n_2$  則為經驗係數；當飽和度大於臨界飽和度， $n_1 \approx 2$ ；若小於臨界飽和度，則  $n_2 = 4 \sim 5$ 。 $a_s$  取決於岩性，由砂

岩到火成岩， $a_s$  分別為 0.05~0.5。

Rhoades et al. (1976) 亦以導電度的觀點提出導電度與含水量之關係如式 2-5 所示：

$$EC_a = EC_w \theta T + EC_s, \quad T = a\theta + b \quad (2-3)$$

式中  $EC_w$  為孔隙液體導電度、 $EC_s$  為土體顆料表面之導電度、 $T$  為傳輸係數與液體中之可移動離子相關， $a$  與  $b$  為常數。可藉由式 2-4 間接了解孔隙液體導電度之變化，以了解土體導電度之整體變化情形。

Lin (1999) 亦以導電度的觀點並加入了  $\rho_d$  (乾密度) 因素，提出導電度與含水量之關係如式 2-4 所示：

$$\sqrt{K_a} = a\rho_d + b\theta + c \quad (2-4a)$$

or

$$\sqrt{\sigma_{dc}} = c + [a(A_{es}) + bw]\rho_d \quad (2-4b)$$

式中  $a$ 、 $b$ 、 $c$  為待定參數， $a$  與土壤表面積及土壤單位重有關； $b$  與含水量與土壤單位重相關； $c$  與土壤種類有關。而由式 2-4 中可知導電度  $\sigma$  與含水量  $\omega$  呈正比關係。此外 Lin (1999) 為探討式 2-4 的適用性，整理過去文獻中所使用多種土樣的試驗結果 ( $\rho_d = 1.32 \sim 1.44 \text{ g/cm}^3$ )，如圖 2-2 所示，其迴歸所得之參數如表 2-1 所示。

由得到之迴歸參數可知  $c$  值隨土壤種類不同而有某種程度之變異性； $a$  與  $b$  值則隨土壤單位重不同而有一定範圍之差異，另其迴歸值  $R^2$  皆大於

0.95 顯示出良好的迴歸關係。

表 2-1 不同特性土樣迴歸參數結果 (Lin,1999)

Soil Type	c	a	b	R <sup>2</sup>
M1	-0.1102	0.0746	0.7932	0.979
M2	-0.1235	0.0955	0.7778	0.952
M3	-0.1595	0.1340	0.6281	0.954
M4	-0.2169	0.1514	0.8873	0.949
M5	-0.1317	0.1310	0.7234	0.976

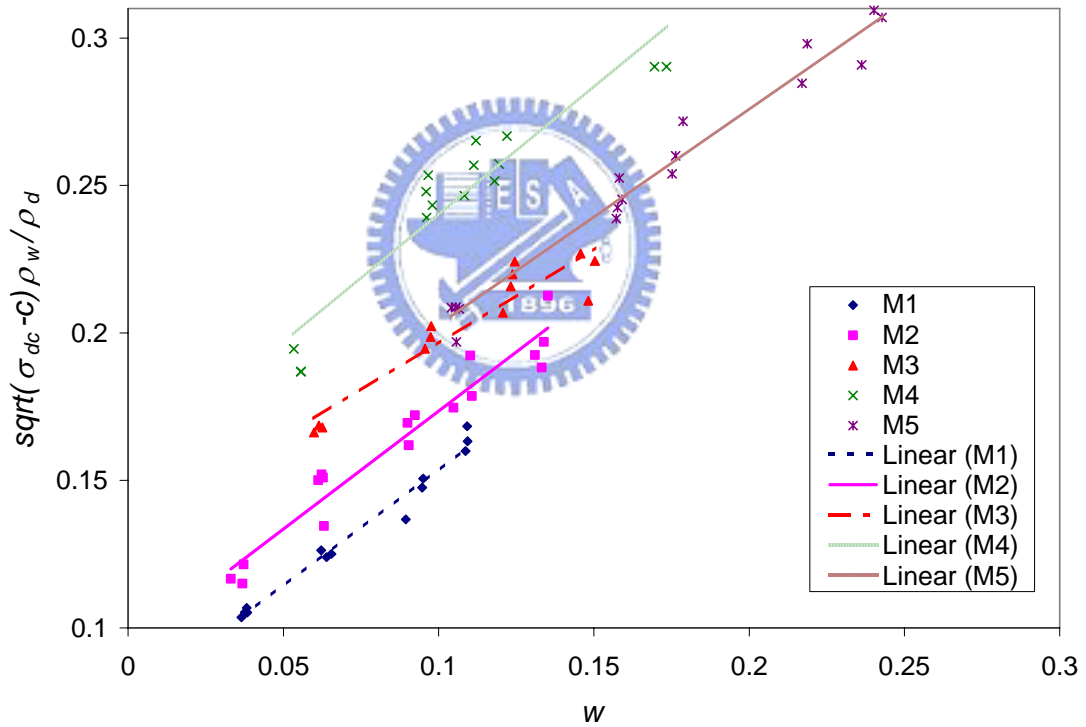


圖 2-2 不同土壤種類其  $(\sqrt{\sigma_{dc}-c}) \rho_w/\rho_d$  與 w 之關係 (Lin,1999)

電阻率的倒數即為導電度 (S/m)，Shan 與 Singh (2005) 以導電度的觀點，提出了較為廣義的 Archie's law (generalized Archie's law) 如式 2-5：

$$\sigma = c \cdot \sigma_w \cdot \theta^m \quad (2-5a)$$

or

$$\sigma/\sigma_w = 1/F = c \cdot \theta^m \quad , \quad \theta = \omega(\gamma_d/\gamma_w) \quad (2-5b)$$

式中  $c$ 、 $m$  為待定參數，與土壤種類有關， $F$  為結構因數 (Formation Factor)，體積含水量  $\theta$  為重量含水量  $\omega$  乘上土壤乾單位重  $\gamma_d$  與水單位重  $\gamma_w$  之比值。而由式 2-5 中可知導電度  $\sigma$  與體積含水量  $\theta$  約略呈正比關係。此外 Shan 與 Singh (2005) 為探討 (generalized Archie's law) 的適用性，整理過去文獻中所使用多種土樣的試驗結果，並配合四種截然不同特性的土壤樣本，進行夯實試驗，求取不同重量含水量下的導電度變化如圖 2-3。Shan 與 Singh 並進一步標定圖 2-3 中  $\sigma_{\max}$  左側之  $1/F$  與  $\theta$  的變化關係，以率定不同土壤特性下的  $c$ 、 $m$  值，其結果如圖 2-4 所示。結果中指出，在砂土與礫石的土壤中， $c$  值約等於 1；而  $m$  值約介於 1.5~2.0；在靈敏性的黏土中， $c$  值通常大於 1，而  $m$  值則介於 1.36~3.5 左右。此外，文中引述相關文獻 (Williams and Hoey, 1987; Rhoades, 1989; Durlleser and Stanjek, 1997; Worthington, 1993; Auerswald et al., 2001)，認為粘土含量 (CL) 與  $c$ 、 $m$  值有某種程度的相關性，當  $CL \geq 5\%$ ， $c=0.6CL^{0.55}$ ， $m=0.92CL^{0.2}$ ；當  $CL < 5\%$ ， $c \approx 1.45$ ， $m \approx 1.25$ 。因此可知  $c$ 、 $m$  值隨不同種類土壤有某種程度的變異性存在。



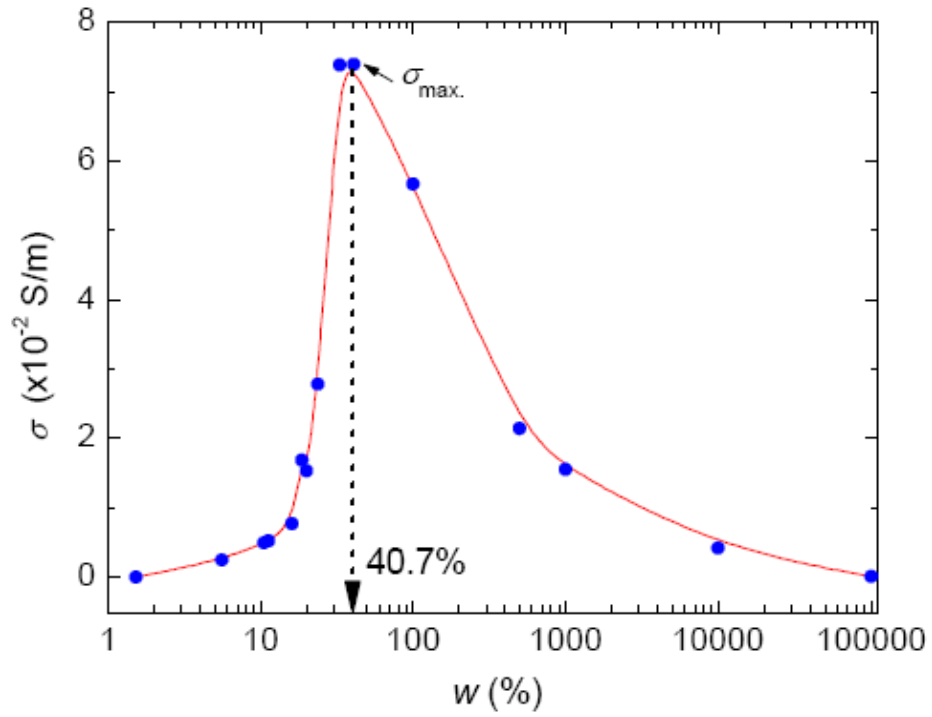


圖 2-3 土樣 white clay (WC) 之  $\sigma$  與  $w$  變化圖 (Shan and Singh, 2005)

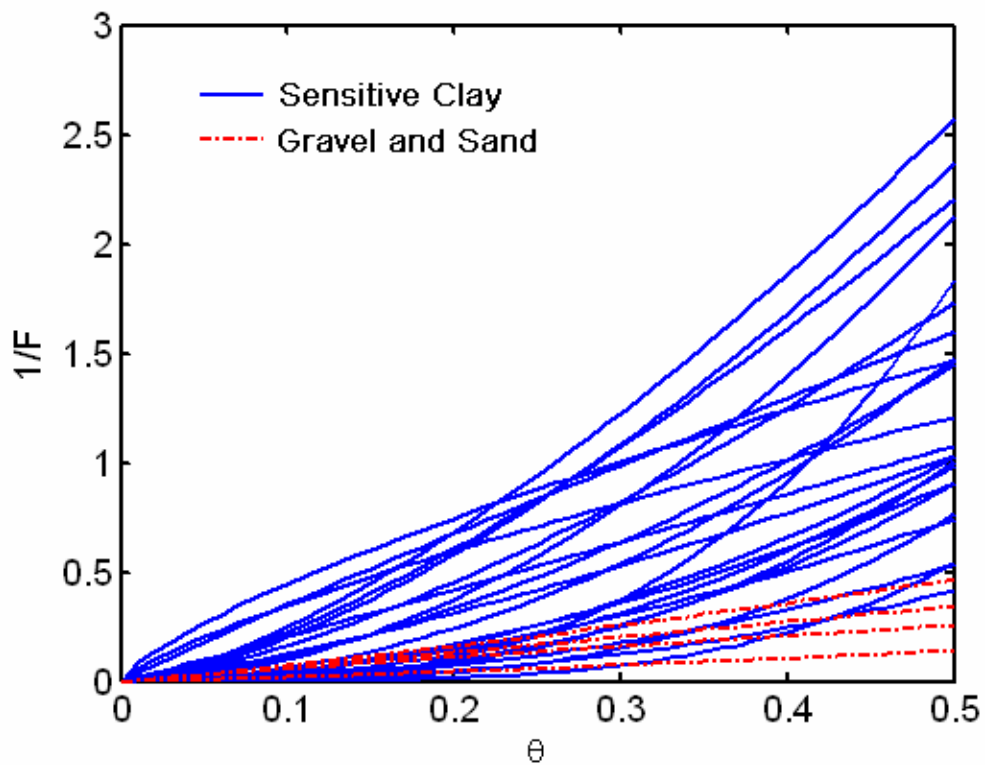
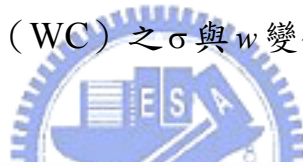


圖 2-4 不同特性土樣之  $1/F$  與  $\theta$  變化圖 (Shan and Singh, 2005)

## 2.2 土壤電學性質量測：時域反射法 (TDR)

時域反射法 (Time Domain Reflectometry)，簡稱 TDR，是一種使用電磁波進行監測、探查的方法。其基本原理類似於雷達，由脈衝電磁波製造器產生一脈衝電磁波進入同軸電纜，再由示波器紀錄因電纜阻抗不連續所造成電磁波反射的訊號。電纜阻抗則是由電纜之斷面幾何與電纜正、負極間絕緣介質所決定，因此，時域反射法利用傳輸通路上之阻抗 (Impedance) 不連續所造成之反射脈衝電壓改變，紀錄傳輸通路上之介質電學性質變化，或其通路之斷面幾何變形。

故本研究將依其應用原理：將所欲研究之材料當作一部份電纜（或由電纜延伸之探測頭）之絕緣介質，利用反射訊號研究材料介電常數與導電係數之特性，以進一步推估土壤之含水量與土壤之導電度。

### 2.2.1 TDR 量測系統

圖 2- 5 為時域反射法之設備簡圖，包含階躍脈衝電壓產生器 (Step Generator)、訊號採樣器 (Sampler) 與示波器 (Oscilloscope)，以及傳輸系統，包含同軸纜線 (coaxial cable) 與量測探頭 (measurement probe)。脈衝產生器產生電壓脈衝傳至同軸纜線，訊號採樣器擷取並透過示波器顯示由同軸纜線傳回之反射訊號。

利用 TDR 來量測材料電學性質，必須使材料成為正負導線間之介質，一般量測探頭可採用多根金屬棒來形成傳輸纜線，如兩根金屬棒形成一對

一之傳輸纜線或多根金屬棒形成多對一之軸對稱傳輸纜線。

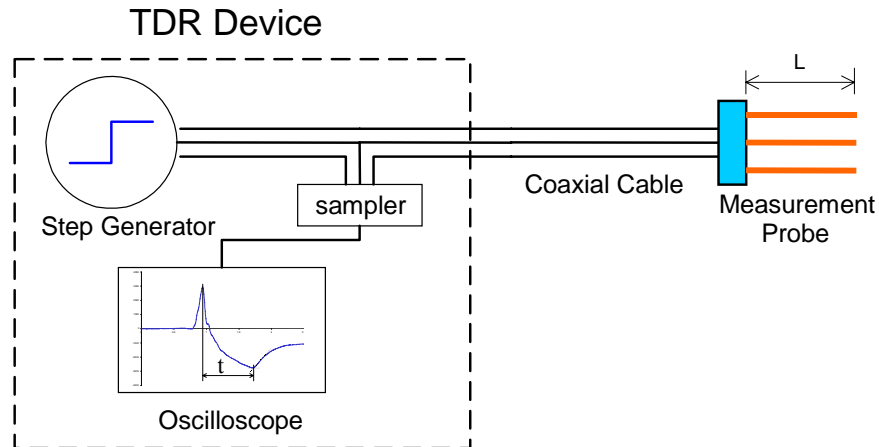


圖 2-5 時域反射法之設備

### 2.2.2 TDR 介電度/含水量量測

Topp et al. (1980) 所定義視介電常數 (apparent dielectric constant,  $K_a$ )，可以由圖 2-6 兩反射點 a、b 間之走時差 ( $t$ ) 決定之：

$$K_a = \left( \frac{ct}{2L} \right)^2 \quad (2-6)$$

其中  $c$  為光速 ( $2.998 \times 10^8 \text{ m/s}$ )， $L$  為感測頭之長度。

走時的分析方法一般較常見的為切線法 (tangent line method)，如圖 2-6 所示，主要是計算 TDR 感測器波形之起始頂點 a 至感測器末端反射 b 之走時差。由於 TDR 感測器波形之起始頂點有時不易決定，Robinson 等 (2003) 建議使用 Heimovaara's (1993) method，量測空氣中及純水中的波形，求取感測器波形起始點以及感測器走時，如式 (2-7)：

$$T = T_p + T_L = T_p + \sqrt{K_a} \cdot L_e / c \quad (2-7)$$

式中  $T$  為參考起點至感測器波形末端反射點走時， $T_p$  為參考起點位置至感

測器探針起點時間， $T_L$  為感測器探針起點至感測器探針末端反射點之走時差，相對關係如圖 2- 6，而  $L_e$  則為感測器探頭的有效長度，包含感測器本身探頭長度與探頭末端因電磁波逸散效果產生的電磁長度。

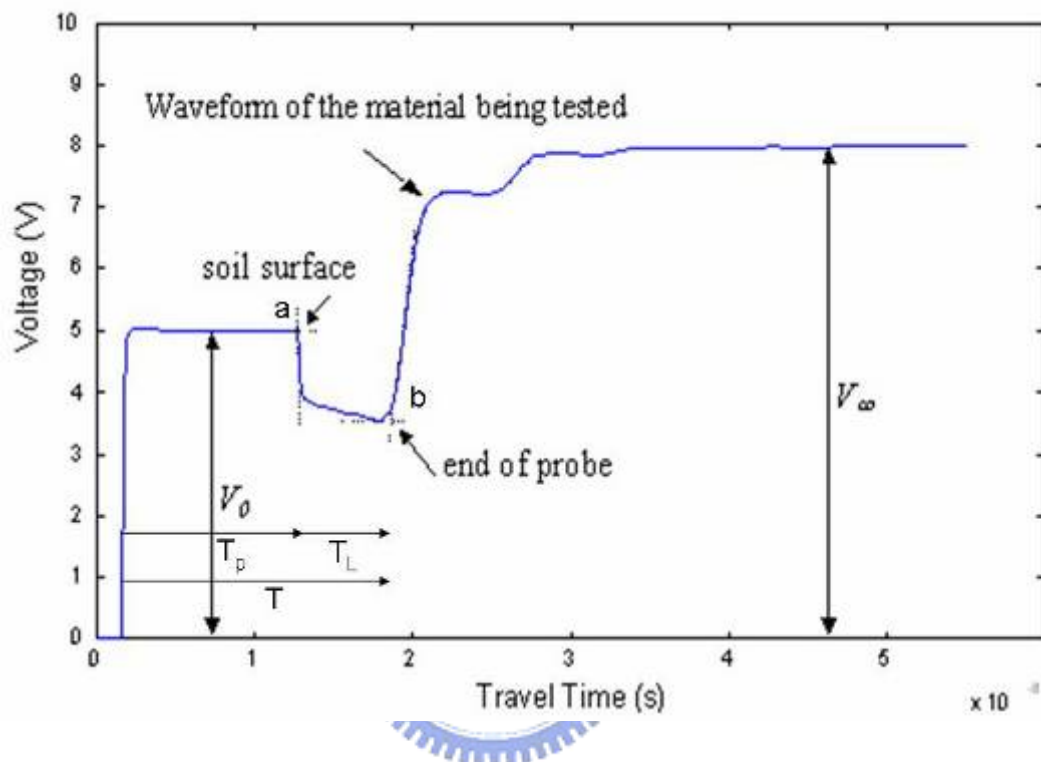


圖 2- 6 TDR 於土壤中量測之波形示意圖

而由前述文獻回顧指出。由於水之介電常數與土壤顆粒或空氣之介電常數差異甚大，些微含水量之變化即可使此空氣—土壤顆粒—水其整體介電常數有明顯的變化，因此在高頻時之介電性質受土壤體積含水量所控制 (Topp et al., 1980, Lin et al., 2000)。許多學者透過實驗建立此一視介電常數與土壤體積含水量的經驗公式或半經驗公式，其中以 Topp et al. (1980) 所發表之經驗公式廣被採納。土壤之體積含水量與介電常數之平方根成正比，其關係可簡單表示為

$$\sqrt{K_a} = a + b\theta \quad (2-8)$$

其中 $\theta$ 為體積含水量， $a$ 與 $b$ 為標定係數。

### 2.2.3 TDR 導電度量測

導電度可經由 TDR 波形的穩態值( $\rho_\infty$ )直接量測，目前普遍認為 Giese and Tiemann (1975) 所提的方法最佳，如式 2-9

$$\sigma_{GT} = \frac{K_p}{R_s} \left( \frac{1 - \rho_\infty}{1 + \rho_\infty} \right) \quad (2-9)$$

其中穩態反射係數 $\rho_\infty = (v_\infty - v_0) / v_0$ ， $v_0$ 為入射方波之電壓大小， $v_\infty$ 為訊號最終之電壓大小， $K_p$ 為形狀因數， $R_s$ 為 TDR 擷取設備內部阻抗值。但該方法未能考慮纜線電阻的影響，Lin et al. (2007) 則考慮纜線電阻的 DC 串聯電阻電路，重新推導導電度，如式 (2-10)：

$$\sigma = \beta \left( \frac{1 - \rho_\infty}{1 + \rho_\infty} \right) k(R_{cable}, \rho_\infty) \quad (2-10)$$

其中 $\beta$ 為 TDR 感測器探頭形狀因數，而 $k$ 則為纜線阻抗修正因數，可由 TDR 感測器末端為短路時所測得穩態反射係數求得，如式 (2-11) 與式 (2-12) 所示：

$$k = \frac{1}{1 - \left( \frac{R_{cable}}{R_s} \frac{1 - \rho_\infty}{1 + \rho_\infty} \right)} \quad (2-11)$$

$$R_{cable} = \frac{R_s}{\left( \frac{1 - \rho_{\infty,SC}}{1 + \rho_{\infty,SC}} \right)} \quad (2-12)$$

Lin et al. (2007) 亦發現除了纜線電阻的影響之外，TDR 儀器在轉換

電壓為反射係數時，無法準確反應電壓源的大小。因此藉由式(2-13)，TDR所測得穩態反射係數 $\rho_{sample}$ 應由感測器在空氣中的量測值修正為 $\rho_{corrected}$ ，其中 $\rho_{air}$ 為空氣中該探頭所測得穩態反射係數，再將 $\rho_{Corrected}$ 帶入式(2-10)，可求得更接近待測體的真實導電度，進而能轉換為地電阻對應之電阻率。

$$\rho_{corrected} = 2 \frac{\rho_{sample} + I}{\rho_{air} + I} - I \quad (2-13)$$

### 2.3 土壤電阻性質量測：地電阻影像法 (ERT)

地電阻影像法由早期一維探測，逐漸演變成現今二維甚至三維的大範圍探測，所能提供的空間資訊也因而隨之增多，目前工程實務上則以二維地電阻探測的應用較為廣泛。二維地電阻影像剖面法 (electrical resistivity tomography, ERT)，是將一維的垂直與橫向探測結果綜合組成電阻率剖面，適用於大範圍的地表下地層電阻率分佈情形，而影響電阻率的變化因數包含了地質材料的導電特性、顆粒排列方向、孔隙率、含水量、飽和度、地層構造、地層所含離子濃度等等。由於地層內部常由粉土、砂土、黏土、礫石層、母岩以及含水層等組合成不同層次，各層次有其特有之電阻率，便可利用不同電阻率厚度和層次，進而推定各層之水文地質狀態。

地電阻影像探測的量測原理，乃藉由外加低頻交流電經由圖 2-7 中電流極 C1、C2 流入地層中，再利用電位極 P1、P2 量測地層所反應的電位差，由所量測的電位差與電流值，經靜電學理論計算可得到受測土層之視電阻率 (apparent resistivity)；再藉由不斷改變施測電極之間距及位置，即可得

到不同範圍之視電阻率，最後將視電阻率分佈經反算分析後，即可推估地層實際電阻率分佈情況。

視地電阻量測空間影響範圍視電極間距而定，間距越大其探測深度越深，不過相對地解析能力便會有所降低，所以必須根據探測目的，在探測深度與解析度兩者之間取得平衡，以獲得較佳結果。而一般實務上在進行地電阻探測時，於地表佈設數十根的電極棒，以 Wenner 為例，量測過程中每次選取等間距的四根電極棒作為電流極 C1、C2 與電位極 P1、P2 來量取一筆資料（如圖 2-7 所示），再藉由改變電極間距與位置，獲得不同幾何空間位置上的視電阻率值，所獲得之電阻剖面稱為擬似電阻率剖面（Pseudo-Section）。最後經由反算分析獲得真實地電阻影像剖面，藉以瞭解地層構造（Loke, 2003；尤仁弘, 2006）。

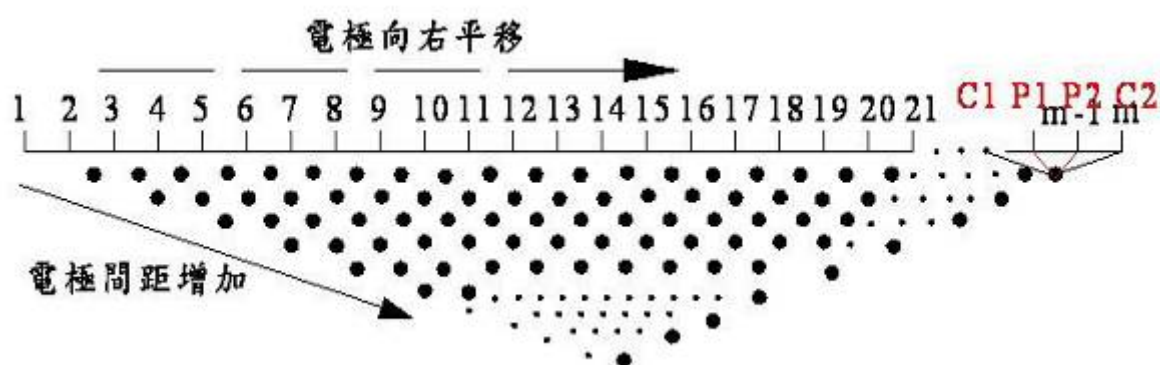


圖 2-7 Wenner 地電阻探測量測示意圖（摘自尤仁弘，2006）

### 2.3.1 地電阻法基本原理

根據歐姆定律，及電阻率基本假設，分別由式 2-14 與式 2-15：

$$\text{resistance } R \text{ (ohms)} = \frac{\text{voltage difference (volts)}}{\text{current (amps)}} = \frac{\Delta V}{I} \quad (2-14)$$

$$\text{resistivity } \rho \text{ (ohm - m)} = \frac{\text{resistance} \times \text{length}}{\text{area of cross - section}} = \frac{RL}{A} = \frac{\Delta VL}{IA} \quad (2-15)$$

經過移項以後可得到式 2-16：

$$\frac{\Delta V}{L} = \frac{\rho I}{A} \quad (2-16)$$

取一微小元素分析，可將式 2-16 中的長度  $L$  趨近於零，並且假設此微小的元素中其電阻率值  $\rho$  均一致，則式 2-16 可以再改寫為梯度的形式如式 2-17：

$$-gradV = \rho i \quad (2-17)$$

其中  $i$  為每單位橫斷面積中的電流密度。

現假設現地地層為一個等向均質的半無限域空間，若於地表設置一個單點電極  $C_1$  並且輸入強度為  $+I$  的電流，如圖 2- 8 所示，則電流將從電極端以半圓形放射狀向外射出，距電極端任意  $r$  處的電流密度為：

$$i = \frac{I}{2\pi r^2} \quad (2-18)$$

此時的電位梯度為  $-\partial V / \partial r$ ，若將式 2-18 的電流密度  $i$  帶入式 2-17，則可以將式 2-17 改寫如下：

$$-\frac{\partial V}{\partial r} = \rho i = \frac{\rho I}{2\pi r^2} \quad (2-19)$$

因此距離  $C_1$  為  $r$  處的電位可以經由積分式 2-19 而得到：

$$V_r = \int \left( \frac{\rho I}{2\pi r^2} \right) dr = \frac{\rho I}{2\pi r} + C \quad (2-20)$$

式 2-20 即為半無限域中，求取單點電極距離  $r$  處之電位的基本公式，式中的  $C$  為積分所得積分常數，不過當  $r = \infty$  時， $V_r = 0$ ，所以得到  $C=0$ 。下段



將依據此概念導入雙點電極所產生的電流場分佈。

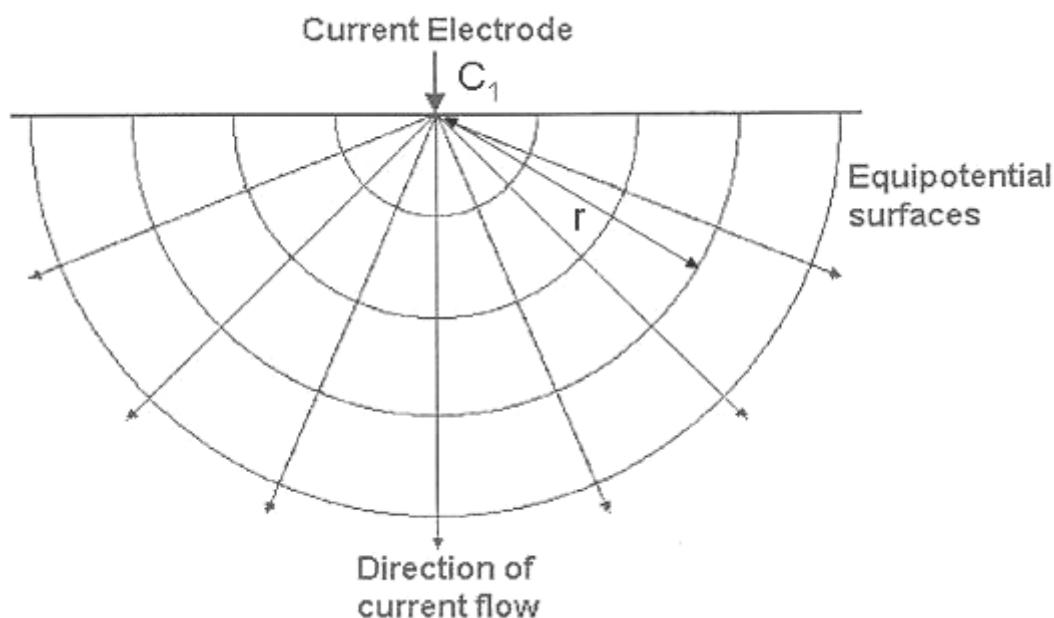


圖 2-8 單點電極電流與電位分佈 (修改自 Loke, 2003)

若假設地表佈設兩個電流極  $C_1$ 、 $C_2$ ，如圖 2-9，圖 2-10 所示，並且在兩電流極之間佈設兩個電位極  $P_1$ 、 $P_2$  以量取  $C_1$ 、 $C_2$  之間的電位差值。

$C_1$  為輸入端電流極以  $+I$  表示， $C_2$  則為輸出端電流極  $-I$ ，其中  $C_1$  和  $P_1$  的距離為  $R_1$ ， $P_1$  和  $C_2$  的距離為  $R_2$ ， $C_1$  和  $P_2$  的距離為  $R_3$ ， $P_2$  和  $C_2$  的距離為  $R_4$ 。

根據式 2-20 所得關係， $C_1$  以及  $C_2$  對  $P_1$  的電位貢獻分別為：

$$V_{C1} = \frac{\rho I}{2\pi R_1}$$

$$V_{C2} = \frac{-\rho I}{2\pi R_2} \quad (2-21)$$

由靜電學原理得知，多點電荷對某點產生的電荷大小，會等於每一個電荷對該點的電位加總，所以  $P_1$  的電位等於  $V_{C1} + V_{C2}$ ，即：

$$V_{P1} = \frac{\rho I}{2\pi} \left( \frac{1}{R_1} - \frac{1}{R_2} \right) \quad (2-22)$$

同理可得  $C_1$  以及  $C_2$  對  $P_2$  的電位貢獻，即為：

$$V_{P2} = \frac{\rho I}{2\pi} \left( \frac{1}{R_3} - \frac{1}{R_4} \right) \quad (2-23)$$

所以將  $V_{P1}$  與  $V_{P2}$  相減，便得到  $P_1$  與  $P_2$  兩點的電位差值：

$$\Delta V = \frac{\rho I}{2\pi} \left[ \left( \frac{1}{R_1} - \frac{1}{R_2} \right) - \left( \frac{1}{R_3} - \frac{1}{R_4} \right) \right] \quad (2-24)$$

將式 2-24 重新整理，可得電阻率  $\rho$  為：

$$\rho = \frac{2\pi\Delta V}{I} \cdot \frac{I}{\left[ \left( \frac{1}{R_1} - \frac{1}{R_2} \right) - \left( \frac{1}{R_3} - \frac{1}{R_4} \right) \right]} = \frac{2\pi\Delta V}{I} \cdot \frac{I}{G} \quad (2-25)$$

其中  $2\pi/G$  為幾何排列參數  $K$ ，因不同的電極排列方式而異，在此需注意的是真實地層並非理想均質狀況，所以在此處所得到的電阻率並不是地層真實的電阻率，而是經由不同幾何排列因數所測得的視電阻率值  $\rho_A$  (Apparent Resistivity)，需經過反算分析才能得到真實的地層電阻率值。

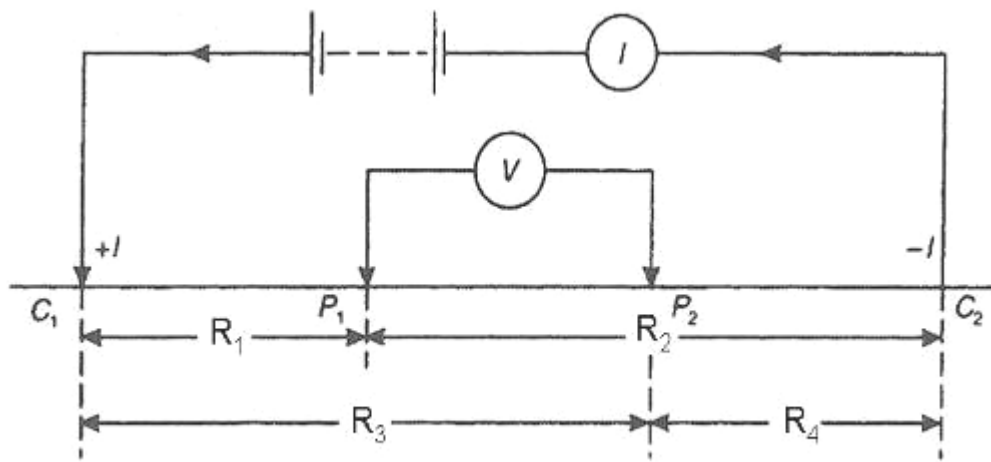


圖 2-9 雙點電極排列示意圖 (修改自 Reynolds, 1997)

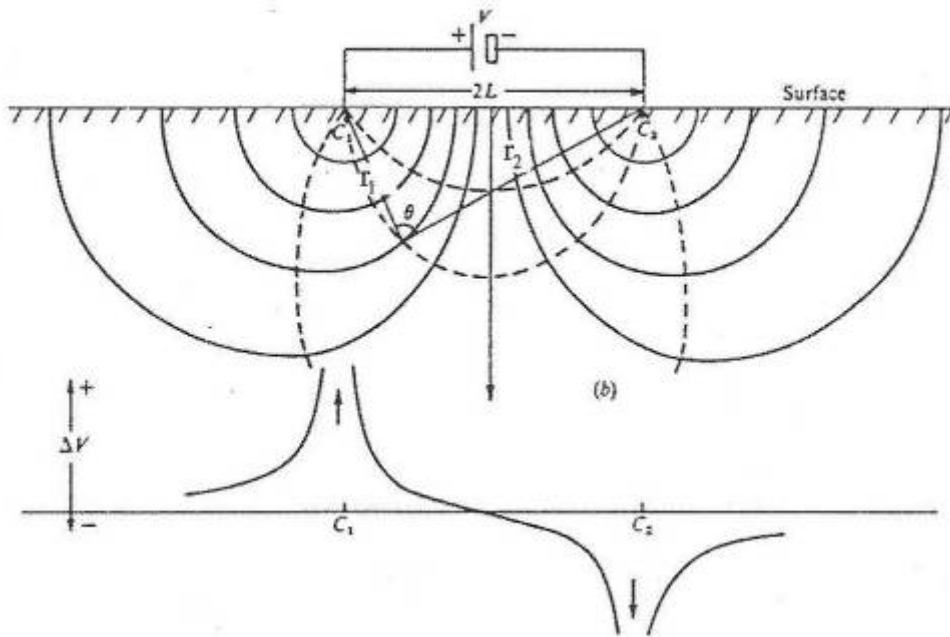


圖 2-10 雙點電極電流與電位分佈變化 (Telford, 1990)

Telford (1990) 以電流極間距與深度的變化關係，對均質地層的水準電流密度做相關探討，如圖 2-11 所示，其中  $L$  為兩電流極  $C_1$ 、 $C_2$  的距離， $x$  是  $P$  點投影至地表與  $C_1$  的距離， $z$  為  $P$  點深度， $r_1$  與  $r_2$  則分別為  $C_1$ 、 $C_2$  和  $P$  點的距離，假設  $P$  點的水準電流密度為  $J_x$ ，則  $J_x$  即為：

$$J_x = -\frac{I}{\rho} \frac{\partial V}{\partial X} = -\frac{I}{2\pi} \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{I}{r_1} - \frac{I}{r_2} \right) = \frac{I}{2\pi} \left[ \frac{x}{r_1^3} - \frac{(x-L)}{r_2^3} \right] \quad (2-26)$$

若  $r_1 = r_2$  時，則 2-26 式可以在簡化如下：

$$J_x = \frac{I}{2\pi} \cdot \frac{L}{\left( z^2 + \frac{L^2}{4} \right)^{3/2}} \quad (2-27)$$

根據式 2-27，將電流極間距和深度的改變與 P 點的水準電流密度變化關係繪成如圖 2-12 所示，實線為固定某電流極間距時，隨著 P 點的深度增加，其水準電流密度  $J_x$  逐漸遞減；而虛線則表示固定 P 點於某一個深度  $z$ ，當電流極間距變大的時候，P 點水準電流密度  $J_x$  漸增，且當電流極間距  $L = \sqrt{2}z$  時得  $J_x$  的最大值。

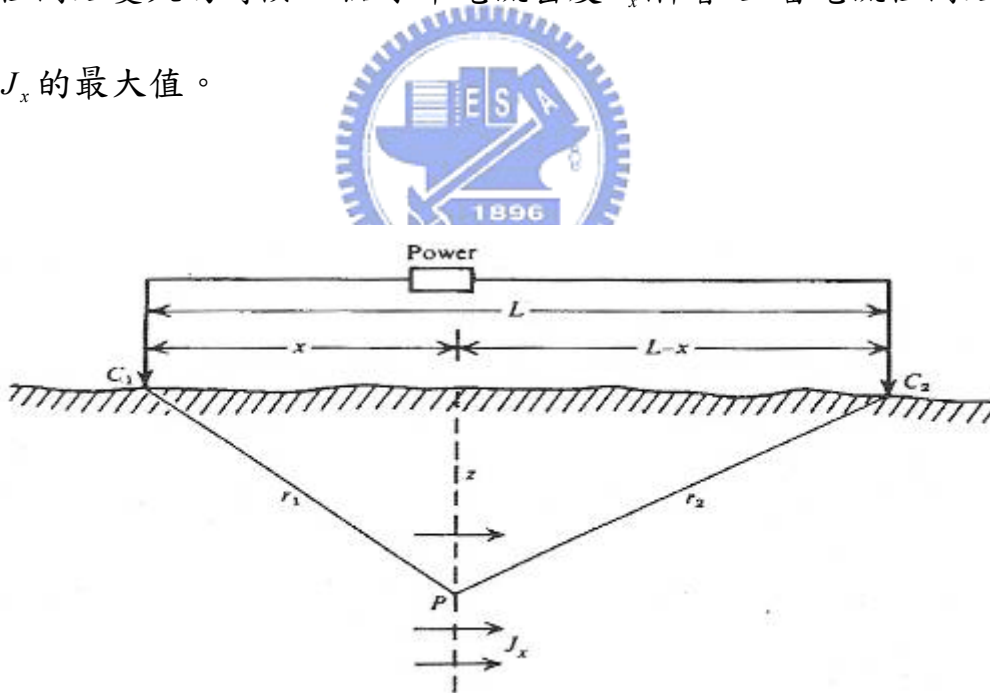


圖 2-11 均質地層下雙點電極水準電流密度幾何參數 (Telford, 1990)

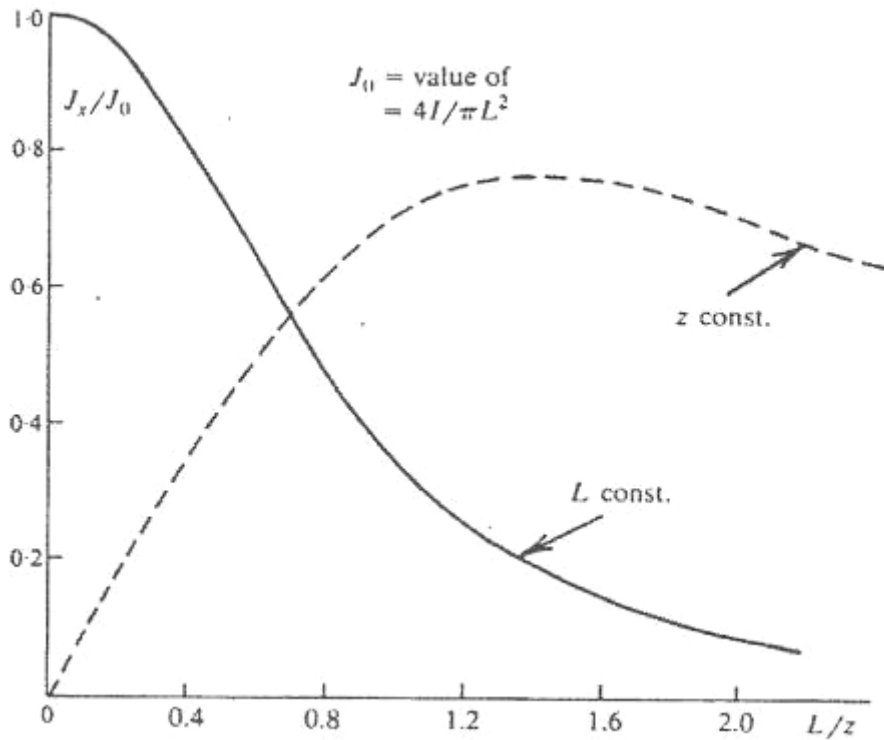


圖 2-12 電流極間距和深度的改變與 P 點的水準電流密度變化 (Telford,

1990)

Nostrand 與 Cook (1966) 提出了一個可計算均質地層下雙電流極的電

流通過百分比，如式 2-28：

$$i = \frac{2}{\pi} \tan^{-1} \left( \frac{2z}{L} \right) \quad (2-28)$$

利用式 2-28 的關係，可求得均質地層下的電流通過百分比  $i$  如圖 2-13 所示，當  $z = L/2$  時，只有 50% 的電流到達其深度，但是當  $Z = L$  時，則有到達 70% 的電流通過，因此當電極間距越大時，會有較多的電流貫入較深的地層內。

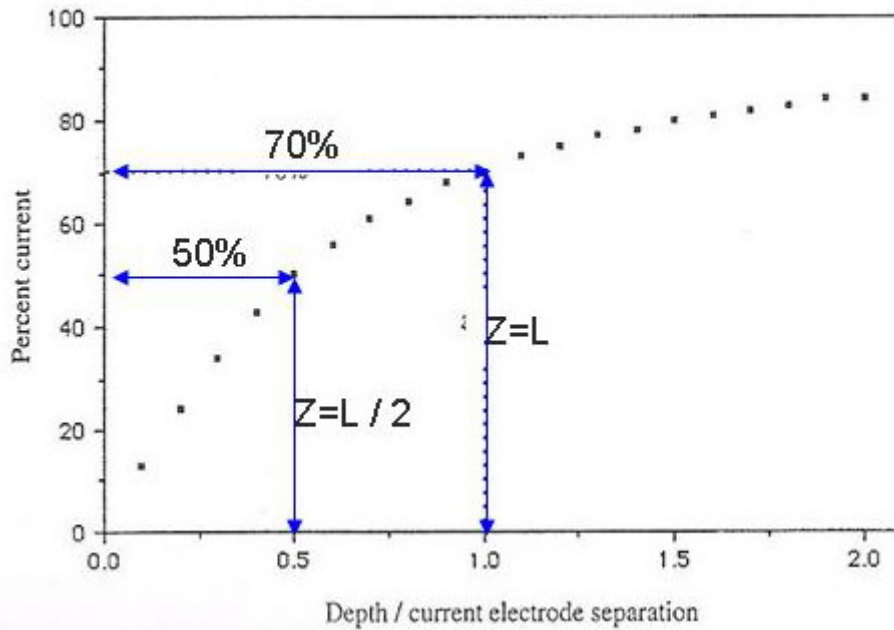


圖 2-13 均質地層電流通過百分比 (Nostrand and Cook, 1966)

在非均質地層情況下，Hubbert (1940) 提出一個位元於兩不同材料介面處的電流折射關係，來解釋地層的電阻率在非單一均質的地質條件之下，所產生的電阻率變化，如式 2-29：

$$\frac{\tan \theta_1}{\tan \theta_2} = \frac{\rho_2}{\rho_1} \quad (2-29)$$

如圖 2-14 (a) 所示，式中  $\theta$  為電流方向與法線所夾角度， $\rho$  為不同地層的電阻率；若下層電阻率  $\rho_2$  大於上層電阻率  $\rho_1$ ，當電流流入下層介質時電流方向會趨向法線，如圖 2-14(b)；反之若下層電阻率  $\rho_2$  小於上層電阻率  $\rho_1$ ，則電流方向在下層介質內會遠離法線，如圖 2-14(c)。依照上述所得關係，我們可以發現電流流過非均質地層時的電流密度分佈變化，如圖 2-15。在圖 2-15 (a) 中所顯示的是均質地層情況下，即  $\rho_2 = \rho_1$  時的電流密度分佈，不過當增加了  $\rho_2$  值使  $\rho_2 > \rho_1$ ，此時的電流密度變成較集中於上層的介質

中，如圖 2-15 (b)，反之當  $\rho_2 < \rho_1$ ，電流密度則較集中在下層介質，如圖 2-15 (c)。

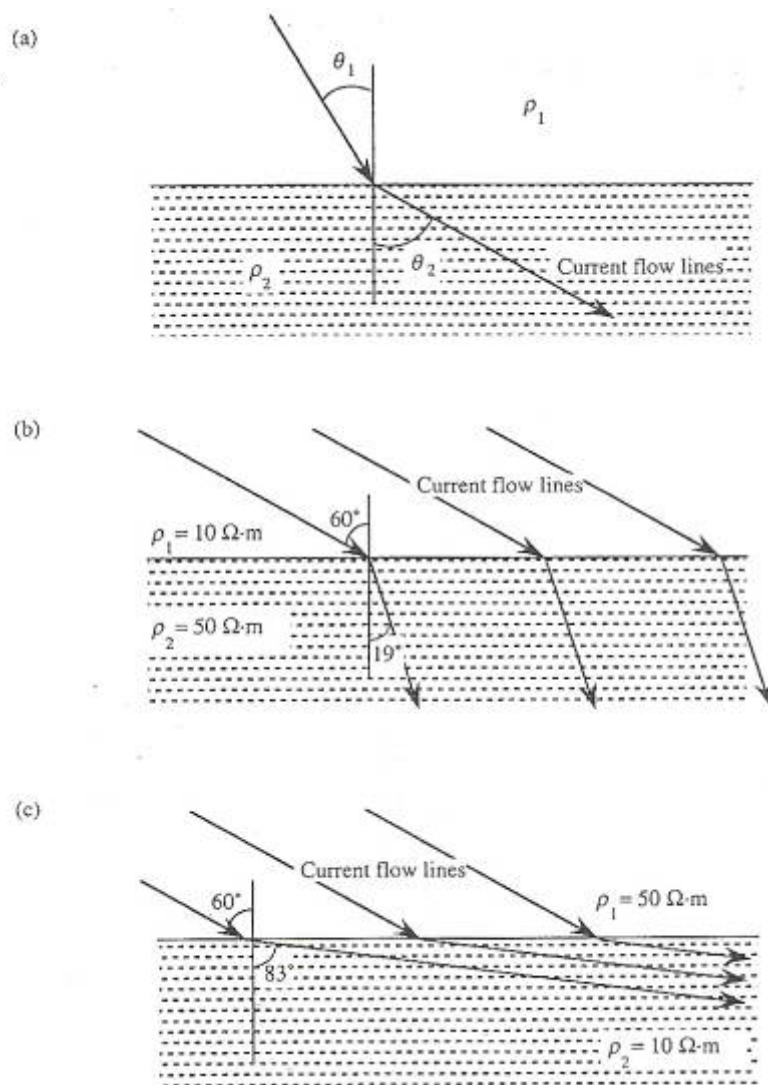


圖 2-14 非均質地層電流折射 (Hall, 1992)

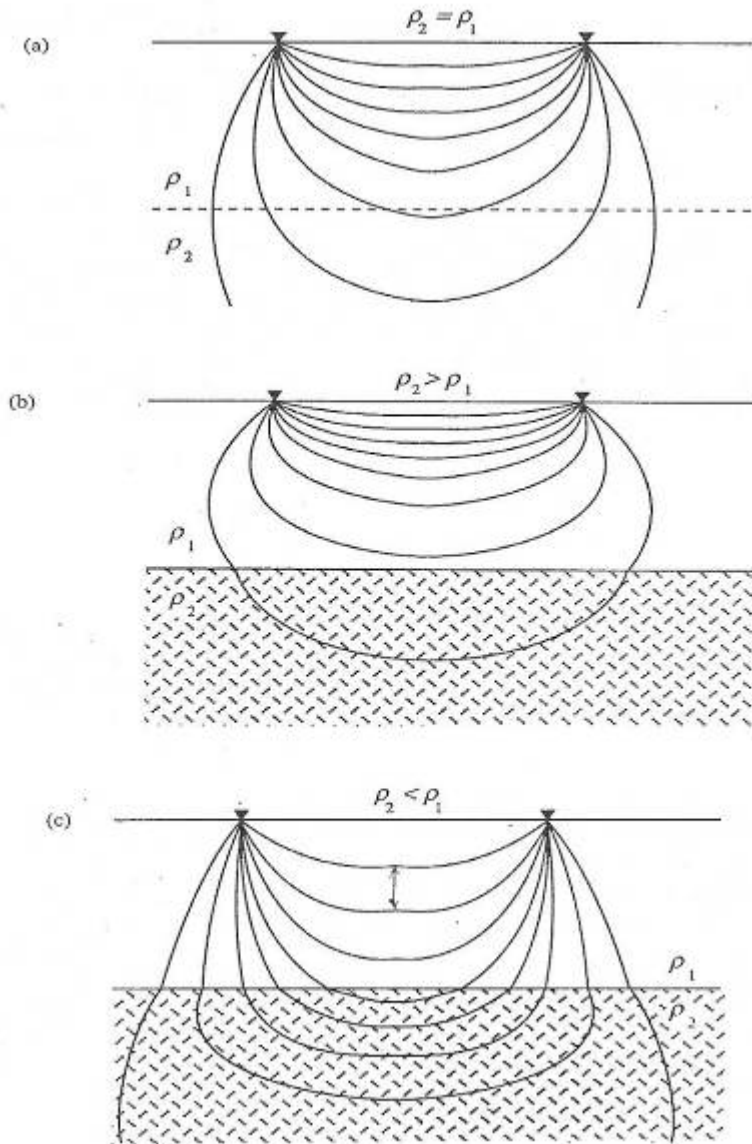


圖 2-15 非均質地層電流密度分佈 (Hall, 1992)

## 2.3.2 二維地電阻施測方法

### 2.3.2.1 施測原理

二維地電阻影像法於現地施測時，依照探測目的所需要的探測深度與解析度，在地表面佈設數十根等間距電極棒後，根據前述文獻所介紹雙點電極電流場下，可求出地層中某深度位置的視電阻率  $\rho_a$ ：



$$\rho = \frac{2\pi\Delta V}{I} \cdot \frac{I}{\left[\left(\frac{I}{R_1} - \frac{I}{R_2}\right) - \left(\frac{I}{R_3} - \frac{I}{R_4}\right)\right]} = \frac{2\pi\Delta V}{I} \cdot \frac{I}{G} \quad (2-30)$$

其中  $2\pi/G$  為幾何排列參數  $K$ ，因不同的電極排列方式而異。一般常見的電極排列方式如圖 2- 16 所示，每種排列方式所探測的解析度方向優劣與最大可探測深度也有所差異，所以在工程實務上常會施作各種不同的電極排列法，以便於對每種排列方式的分析結果做相互比對與解釋，互補其不足之部份。

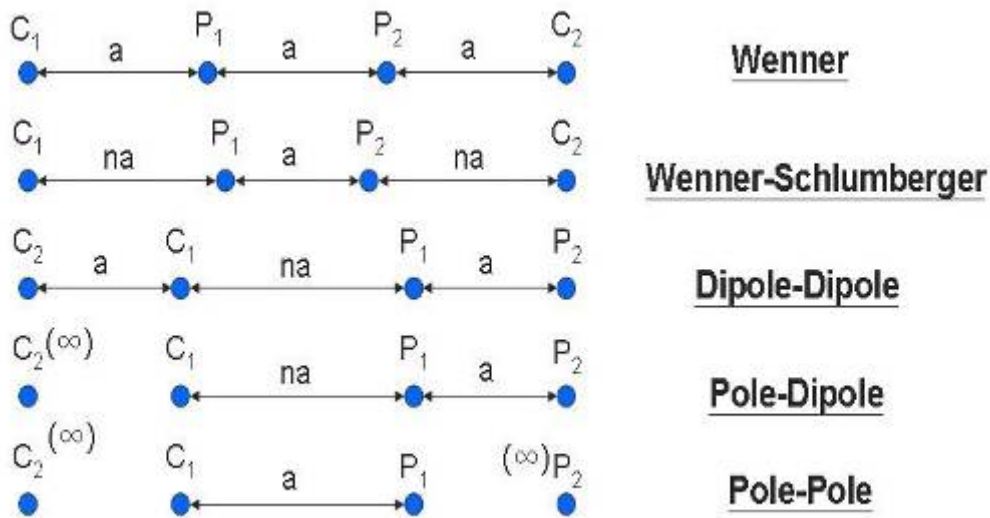


圖 2- 16 一般常見電極排列方式 (姚奕全，2007)

以 Wenner 為例，施測過程如圖 2- 17 所示，首先在一倍電極間距下，先以第一支與第四支電極為電流極 C1 和 C2，在以第二支與第三支為電位極 P1 和 P2，並根據式 2-30 於 Wenner 排列方式下的幾何量測原理，進行量測，如此即可量測到第一個位置的視電阻率值。而在固定此電極間距下，向右不斷平移，一次選擇四根電極棒，也就是以第二支與第五支電極為電

流極 C1 和 C2，以第三支與第四支電極為電位極 P1 和 P2，以此類推，即可量測到第一層視電阻率值，接著再藉由改變電極間距的大小，如兩倍、三倍、四倍等等的等電極間距，則可量測到不同深度層面的視電阻率值。如此反覆施做，即得到完整擬似電阻率影像剖面（Pseudo-Section）。地電阻量測所得到之擬似電阻率影像剖面表示每一施測幾何（電極配置）所得到之視電阻率，必須透過反算分析方能獲得地層真實的電阻率分佈。反算分析之方法主要以正算模式為基礎，通常假設一電阻率分佈，其量測之視電阻率可依據靜電學理論與有限元素法（finite element）或有限差分法（finite difference）來模擬預測，接著設法改變電阻率分佈，使得預測的視電阻率值盡量逼近量測值，則可估計出地層之真實電阻率分佈，現地由於資料量大，反算分析通常以結合正算模式之最佳化方法來進行。

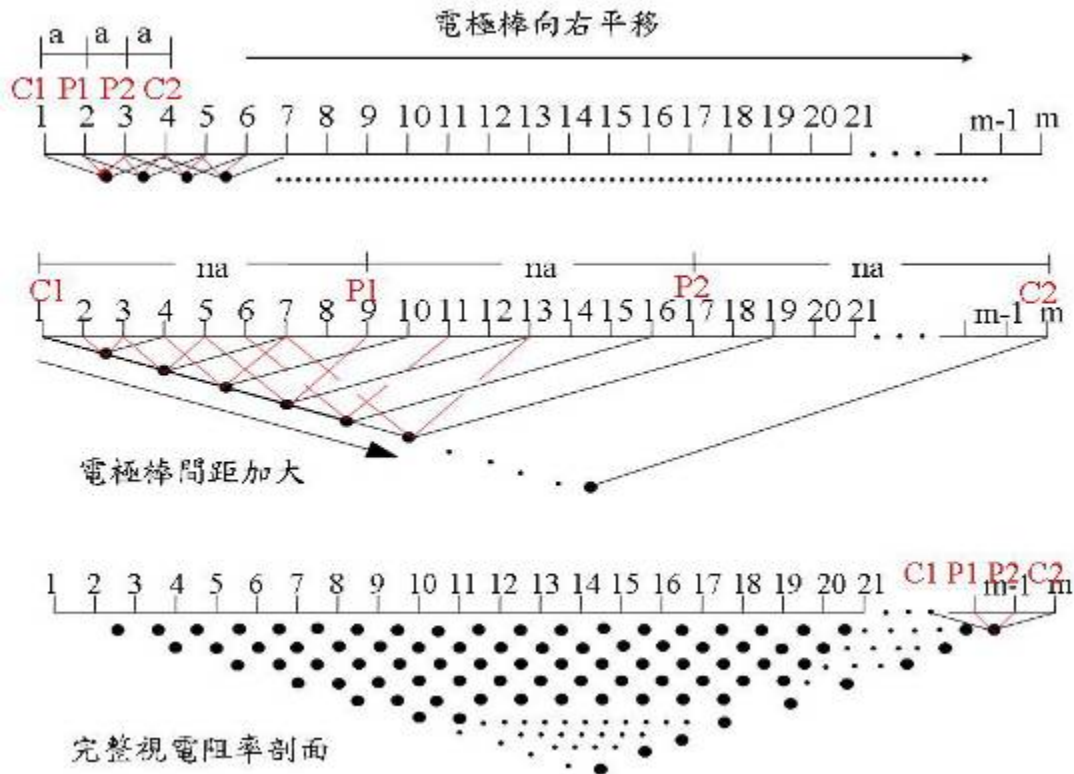


圖 2-17 電極排列施測流程 (Wenner 為例) (修改自尤仁弘, 2006)

### 2.3.2.2 電極排列方式比較

在現地施作地電阻探測時，會依照所預期達到的工程目的來選擇施測的電極排列方法。而影響各種電極排列的探測結果，一般以下列三個因素來做探討：(1) 訊號強度 (2) 可探測深度 (3) 垂直與橫向解析能力。

訊號強度除了會受週遭環境雜訊影響外，在一般情況下會與電極幾何排列參數  $K$  成反比關係，且訊號強度衰減係數為幾何排列參數的倒數，即  $1/K$ 。Edwards (1977) 則提出一測深參數為  $Z_e/L$  來，推估各電極排列方式的最大探測深度，其中  $Z_e$  是探測深度， $L$  則是測線展距。至於在解析度方面，則是將測線展距正規化為 1 公尺，深度由 0.025 公尺到 1 公尺的各電極排列下靈敏度剖面，來探討其解析能力 (楊證傑, 2005)。

根據以上三種量測影響因素，可以對常見的電極施測方法的綜合表現有所瞭解。以 Wenner 為例來說，其電極排列法如圖 2- 16，四根電極成等間距排列，其電極排列幾何參數  $k=2\pi a$ ，故訊號強度衰減係數是  $1/k$ ，即為  $1/2\pi a$ ，與其他的電極排列法比較起來相對訊號衰減程度低，故訊號強度較強。因此 Wenner 適合用在以監測為目的之工址，以降低背景雜訊大時所造成的影響。根據 Edwards (1977) 提出的測深參數，Wenner 的探測深度約為展距的 0.173 倍，相對適用於淺層的調查。依照靈敏度剖面的結果分析，Wenner 排列下的電阻率值對於垂直方向靈敏度較高，電阻率值變化明顯，但是在水準方向卻不顯著，因此垂直方向解析度優於水準方向，若當地質狀態為垂直向下的水準層狀變化時，以 Wenner 來施測會得到較佳的探測結果。



依據上述分析方法，我們將一般常見的各施測方式所表示出的三種量測特性整理如表 2- 2 所示。

表 2- 2 各施測電極排列方式綜合比較

電極排列方式	訊號衰減強度	探測深度 $Z_e/L$ ( $Z_e$ :測深, $L$ :展距)	較佳解析方向
Wenner	$1/2 \pi a$ (佳)	0.17 (最差)	垂直向
Wenner-	$1/n^2$ (次佳)	0.17 (最差)	垂直向

Schlumberger			側向
Dipole-Dipole	$1/n^3$ (差)	0.22 (差)	側向
Pole-Dipole	$1/n^2$ (次佳)	0.36 (次佳)	側向
Pole-Pole	$1/2 \pi a$ (佳)	0.86 (佳)	皆較差

結果顯示，在訊號衰減程度方面，以 Wenner array 和 Pole-Pole array 最佳，相對訊號強度最強，但因 Pole-Pole array 的電流極 C2 和電位極 P2 為遠電極，故兩者之間可能會涵蓋較多雜訊，所以實際上訊號強度不及 Wenner，因此 Wenner 較適用於以監測為目的之工程；探測深度部份以 Pole-Pole array 的探測深度最深，測深參數  $Z_e/L$  達 0.86，而以 Wenner array 與 Wenner-Schlumberger array 最差，故適用於淺層地質探測，深層探測則以 Pole-Pole array 為主；至於各種排列在地層的解析能力，於垂直向與水準向各有其優缺點，則須依不同的工程探測目的來選擇最佳的排列方式。

### 2.3.2.3 ERT 反算原理

由 ERT 量測所得不同深度位置之視電阻率值，稱為擬似電阻率剖面 (pseudo-section)，必須經過反算分析才可以得當真實地層的電阻率剖面，所以此節將探討反算分析的原理與過程。

定義反算最佳化過程中，量測資料行向量  $y$ 、模型反應函數行向量  $f$ 、模型參數行向量  $q$ ，分別以下列的型式表示：(Loke, 2003)

$$y = \text{col}(y_1, y_2, \dots, y_m)$$

$$f = \text{col}(f_1, f_2, \dots, f_m)$$

$$q = \text{col}(q_1, q_2, \dots, q_m) \quad (2-31)$$

其中  $m$  表示向量中有  $m$  個量測資料值。若反應函數為一個線性系統，則我們將量測資料向量  $y$  與模型參數向量  $q$  帶入反應函數後，所得到的反應函數向量  $f$  的差值定義為向量  $d$ ，即：

$$d = y - f \quad (2-32)$$

### 1. 最佳化最小平方反演算法

在最小平方法的最佳化過程中，最終目標是希望使式 2-32 中  $d$  的誤差平方和  $E$  (如式 2-33 所示)，能減低到最小。因此利用高斯牛頓法來求取模型參數向量  $q$  所應改變的向量值  $\Delta q$ ，如 2-34 式，其中  $J$  即為 Jacobian 矩陣；由此得到第  $i+1$  次的模型參數  $q_{i+1} = q_i + \Delta q_i$ ，從而進行疊代計算。

$$E = d^T d = \sum_{i=1}^n d_i^2 \quad (2-33)$$

$$J^T J \Delta q_i = J^T d ; J_{ij} = \frac{\partial f_i}{\partial q_j} \quad (2-34)$$

由於初始資料不佳常會使得  $J^T J$  接近奇異矩陣，而使得  $\Delta q$  的變異量過大，故 Inman(1975) 以 Marquardt-Levenberg 方法，加入一個阻尼係數  $\lambda$  (damping factor) 將式 2-34 修正為式 2-35，以避免  $\Delta q$  過大的改變量。

$$(J^T J + \lambda I) \Delta q = J^T d \quad (2-35)$$

### 2. 平滑束制最小平方反演算法

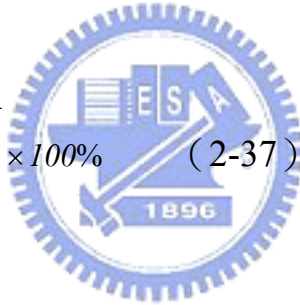
此方法又稱為 smoothness-constrained least-squares inversion，或 L2

norm inversion。Constable et al. (1987) 認為以 2-35 式的反算方法進行二維或三維的反算問題時，在模型參數過多時常會出現太高或太低的錯誤值，因此 deGroot-Headlin 與 Constable(1990) 加入了粗糙係數  $W$  (roughness filter) 來降低模型參數變異的平方和，如 2-36 式。

$$(J_i^T J_i + \lambda_i W^T W) \Delta q_i = J_i^T d_i - \lambda_i W^T W q_{i-1} \quad (2-36)$$

此法為一般較常見的反算方式，當地層條件變化較為平滑的情況下，也就是土壤的變化條件為漸變帶時，則以此種反算方法可得到較為合理的結果，反算後誤差則以均方根相對誤差 RMS (Root Mean Square Relative Error) (2-38) 來表示。

$$RMS = \sqrt{\frac{1}{M} \sum_{i=1}^M \frac{(q_i - f_i)^2}{q_i \cdot q_i}} \times 100\% \quad (2-37)$$



### 3. 重複再加權最小平方反演算法

此法又稱為 Robust inversion，或 L1 norm inversion。Wolke 與 Schwetlick (1988) 為了使資料差異量  $d$  與粗糙係數  $W$  達接近的權重，故在 2-33 式中加入了權重矩陣  $R_d$ 、 $R_m$ ，如 2-38 式：

$$(J_i^T R_d J_i + \lambda_i W^T R_m W) \Delta q_i = J_i^T R_d d_i - \lambda_i W^T R_m W q_{i-1} \quad (2-38)$$

當遇到電阻率為急遽變化的邊界時，若以 L2 norm 來進行反算時，為了求的最平滑化的模型反而會出現過高或過低的電阻率值，因此常建議改以 L1 norm 來對其進行反算，可以顯示出較為顯著的電阻率邊界 (Olayinka and

Yaramanic, 2000; Loke, Acworth and Dahlin, 2003)。Clarebout 與 Muir(1973)

認為對於此種急遽變化的電阻率邊界分佈應求取其最小絕對差異量較合適，因此 L1 norm 的反算誤差以絕對值誤差表示。

上述為常見的三種反算最佳化法，而整體的反算基本流程則如圖 2-18 所示。

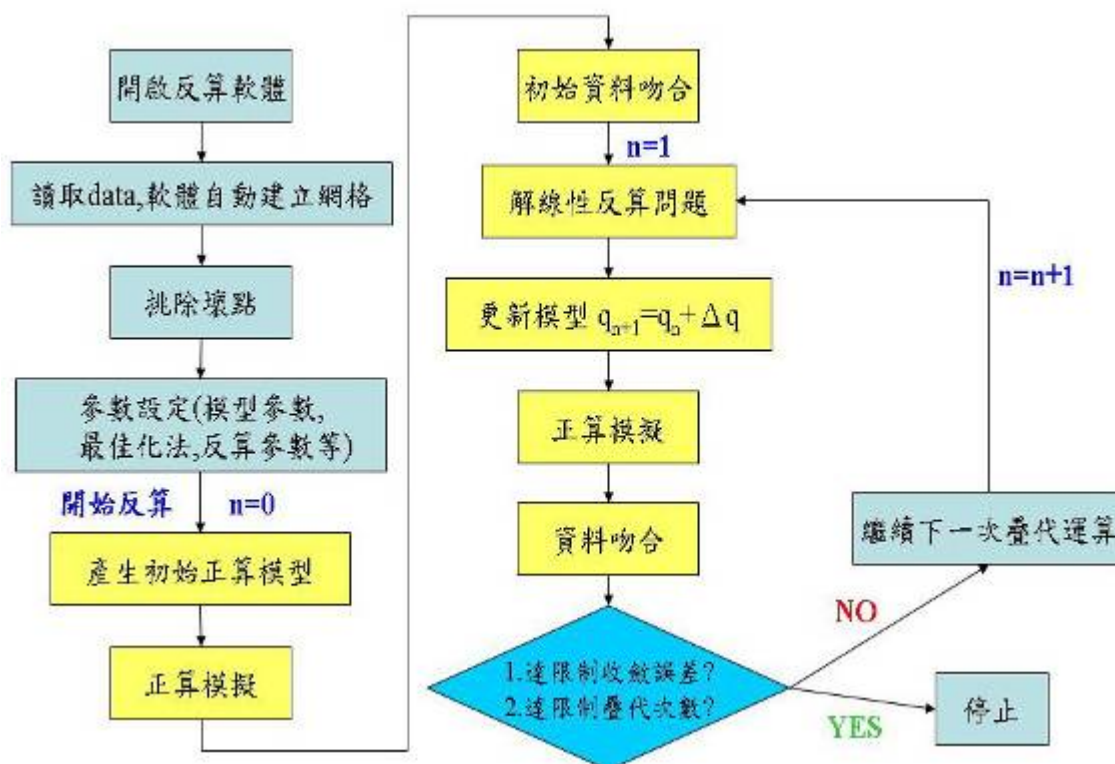


圖 2-18 反算基本流程圖 (姚奕全, 2007)

### 2.3.2.4 ERT 時間序列反演算法

利用地電阻影像剖面法可獲得地層下大範圍的空間資訊，但若加入時間的變化因素，則可得到空間內的資料點隨著時間軸的變化情形。時間序列反演算法 (Time-lapse inversion) 即是利用此概念所提出的反算方法，其基本原理是將每一次各自獨立的視電阻率剖面值，在反算的過程中加以整



合，意指以第一次所量測到的視電阻率剖面值經過獨立反算後的結果，作為後續每一次量測資料反算過程的初始值 (initial guess) 來進行時間序列反算。而利用式 2-39 的概念，即可得到前後兩次電阻率值的變化百分率 (Dahlin and Leroux, 2006；尤仁弘, 2006)。

$$\Delta\rho_{1,2} = \frac{(\rho_2 - \rho_1)}{\rho_1} \quad (2-39)$$

關於時間序列反演算法應用於地電阻分佈的改變量，如未飽和土壤入滲水量監測 (Barker and Moore, 1998)、壩體潛在滲漏調查 (Sjodahl, Dahlin and Johansson, 2003；尤仁弘, 2006)、鹽度追蹤受壓與未受壓含水層間水力傳導路徑 (Cassiani et. al, 2005)、土壤鹽化汙染問題 (Dahlin and Leroux, 2006) 等等，皆有相當豐富的研究成果。

Loke (1999) 則提出三種不同的時間序列反算方式，分別為 1. 初始模式與時間序列模式間加入最小平方阻尼 (simple damped least-squares) 2. 最小平方平滑限制 (least-squares smoothness) 3. 羅勃斯特平滑限制 (Robust smoothness constrain)，並以正算模擬一斷層區域鄰近的電阻值變化對三種時間序列反演算法做適用性的探討，其結果顯示使用羅勃斯特平滑限制法時，對於隨時間軸而變化的電阻率值趨勢最為正確，因此建議使用該方法進行時間序列反算。

### 2.3.2.5 二維地電阻探測之三維效應

由於一般的三維電探佈線方式需要使用大量的電極棒，較為耗時與不

經濟，因此工程實務上仍以二維地電阻探測為主要探測方法，不過在應用上常忽略了三維效應的影響。所謂三維效應，即二維地電阻剖面外的地質結構，其電阻率映射於二維地電阻剖面上所造成的探測誤差。Yang 與 Lagmanson (2006) 認為因二維地電阻探測將地層假設為二維 (x, y) 的半無限域空間分佈，不過在真實的地質狀態中，電流卻是在三維的方向 (x, y, z) 流動，因而造成非二維剖面上的物體對地電阻電場產生一定程度的擾動，使二維剖面上產生部份不規則電阻率與雜訊。

### 2.3.3 三維地電阻施測

三維電探的施測原理與電極排列方式等，基本上都與二維電探相同，唯一的不同是現場的測線佈設方法較為繁瑣。三維電探將測線佈成一個長方形或矩形的網格（如圖 2-19），因不同的探測範圍或深度所設定 x 方向與 y 方向的電極棒間距而異。電極棒位置確定以後，測線以 S 型的佈線方式將每一根電極棒串聯起來，以進行資料的擷取。至於在電極排列方式的選擇上，Wenner array、Wenner-Schlumberger array 對於調查區域邊界的資料涵蓋範圍較差，因此在三維施測上較常使用 Dipole-Dipole array、Pole-Dipole array 與 Pole-Pole array 的電極排列法 (Loke and Baker, 1996)。

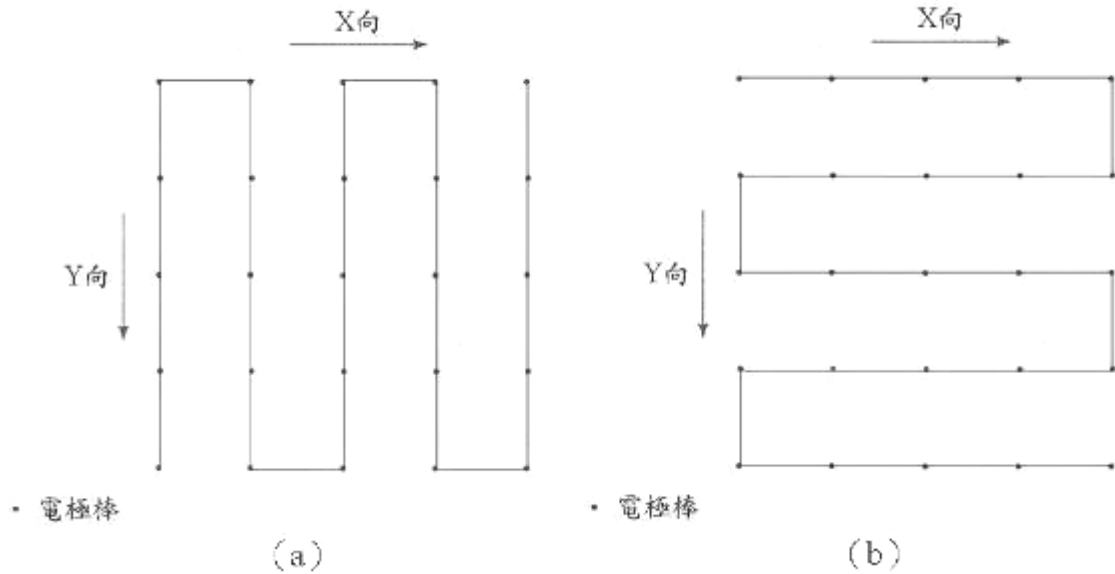


圖 2-19 一般三維電探佈線方式 (a) 沿 Y 軸，(b) 沿 X 軸 (姚奕全，2007)

#### 2.4 結合 ERT 與 TDR 於砂箱現地模擬試驗

利用砂箱降雨模擬試驗驗證結合 ERT 與 TDR 進行土層含水特性詮釋的可行性。在降雨溼潤階段使用 TDR 量測體積含水量與導電度；在乾燥階段加入 ERT 量測土層電阻率。由論文 (姚奕全，2007) 試驗結果發現，使用 ERT 隨著不同的降雨入滲深度進行量測，如圖 2-20 所示。由量測結果得知當入滲深度超過 8cm 以上時，其地電阻剖面無法有效顯示降雨入滲情況，且地電阻剖面變化亦變得較為凌亂無法判斷入滲乾溼變化情形，而有解析度不足之問題。

在 TDR 量測部份，量測結果如圖 2-21、圖 2-22 所示。由導電度、體積含水量與歷時的關係中得知，在降雨尚未結束時，導電度便提早達到尖峰值，而體積含水量則降雨停止時才達到尖峰值，二者到達尖峰值時間有明顯差異，產生延遲效應。推估其原因為二支 TDR 感測器埋置深度過淺，

導致受到空氣影響而造成量測結果有所偏差；另由於埋置方式為延著砂箱邊界埋設，因此忽略降雨時雨水會延著砂箱邊界入滲的影響。後續將針對上述結果對 TDR 與 ERT 量測所產生之問題來進行改良、修正以期獲得更準確之土層含水特性。

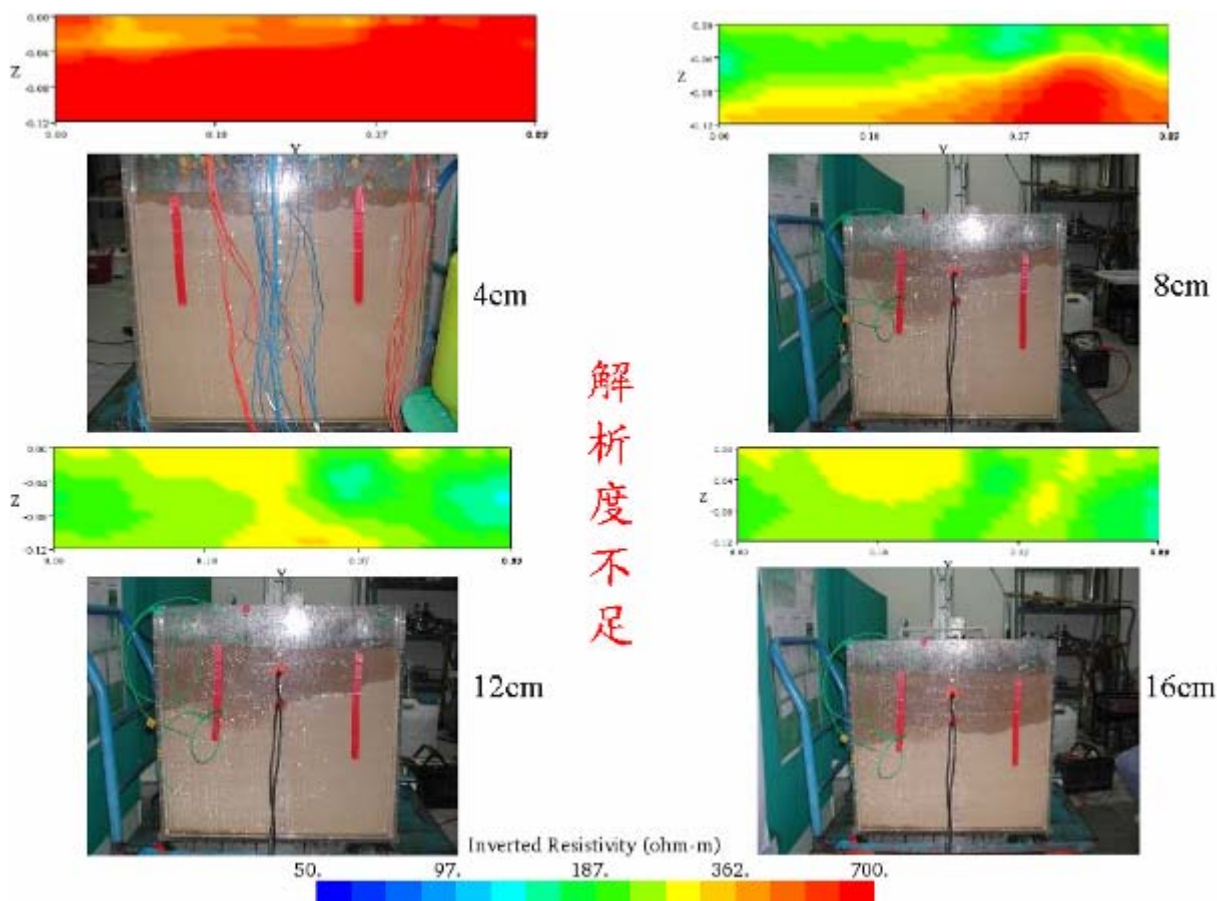


圖 2-20 不同入滲深度之電阻剖面圖（姚奕全，2007）

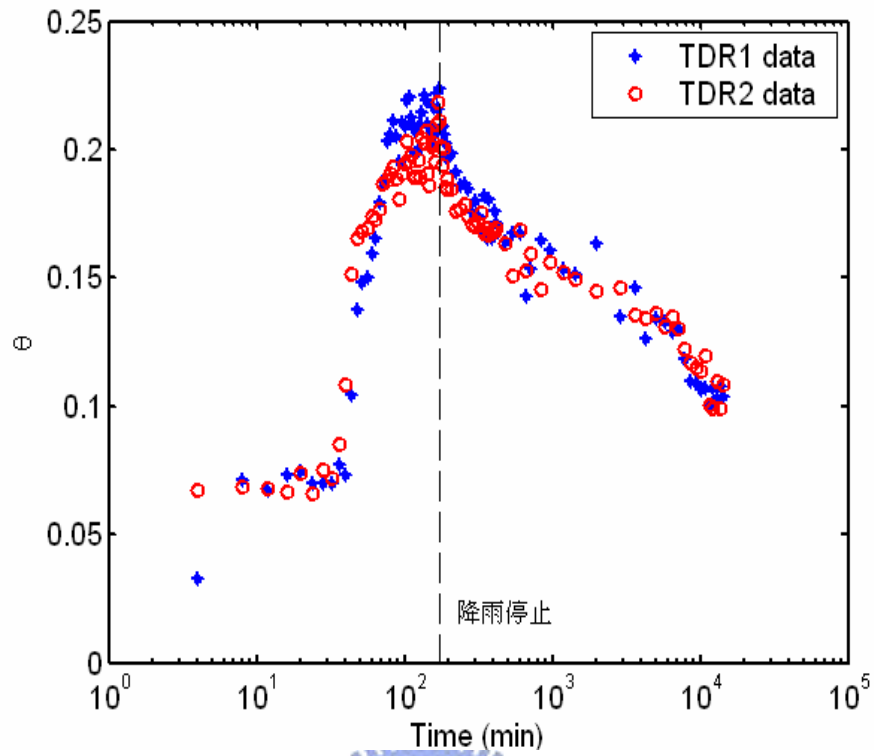


圖 2-21 TDR 體積含水量與歷時關係 (姚奕全, 2007)

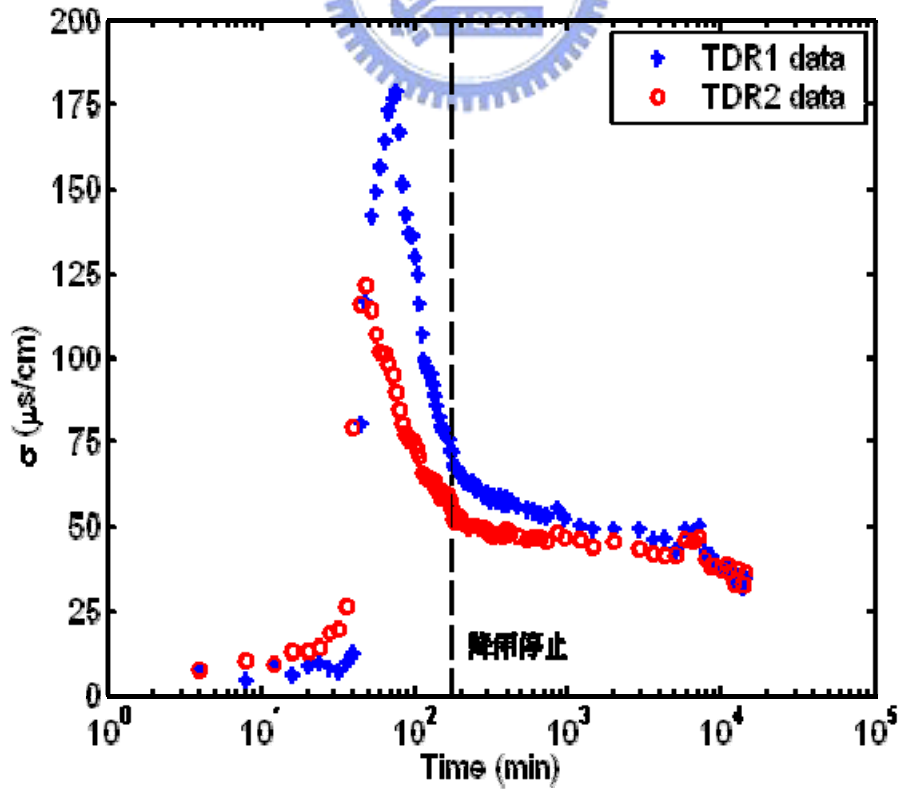


圖 2-22 TDR 導電度與歷時關係 (姚奕全, 2007)

### 三、研究方法

基於前述研究動機與目的，本研究於試驗初期先行針對 TDR 感測器體積含水量與導電度量測所造成之延遲效應與地電阻影像剖面解析度不佳之問題進行探討改善，並以改良後之地電阻探測法來調查非飽和地層電學性質，再利用 TDR 所率定的場址參數，進一步對地電阻剖面做含水特性詮釋，以推估砂箱非飽和土層之含水量分佈。因此，在研究主軸方面，主要是以室內的砂箱試驗，模擬現場土層，並配合 TDR，直接率定電阻率與土壤參數的關係。經過相關比較與驗證之後，再運用所建立的參數關係，對地電阻法於砂箱模擬調查時所得之電阻率剖面，延伸至地層含水特性剖面詮釋，以推求砂箱地層的含水量分佈，確立本研究改良後的成果。本研究方法流程圖如圖 3-1 所示。



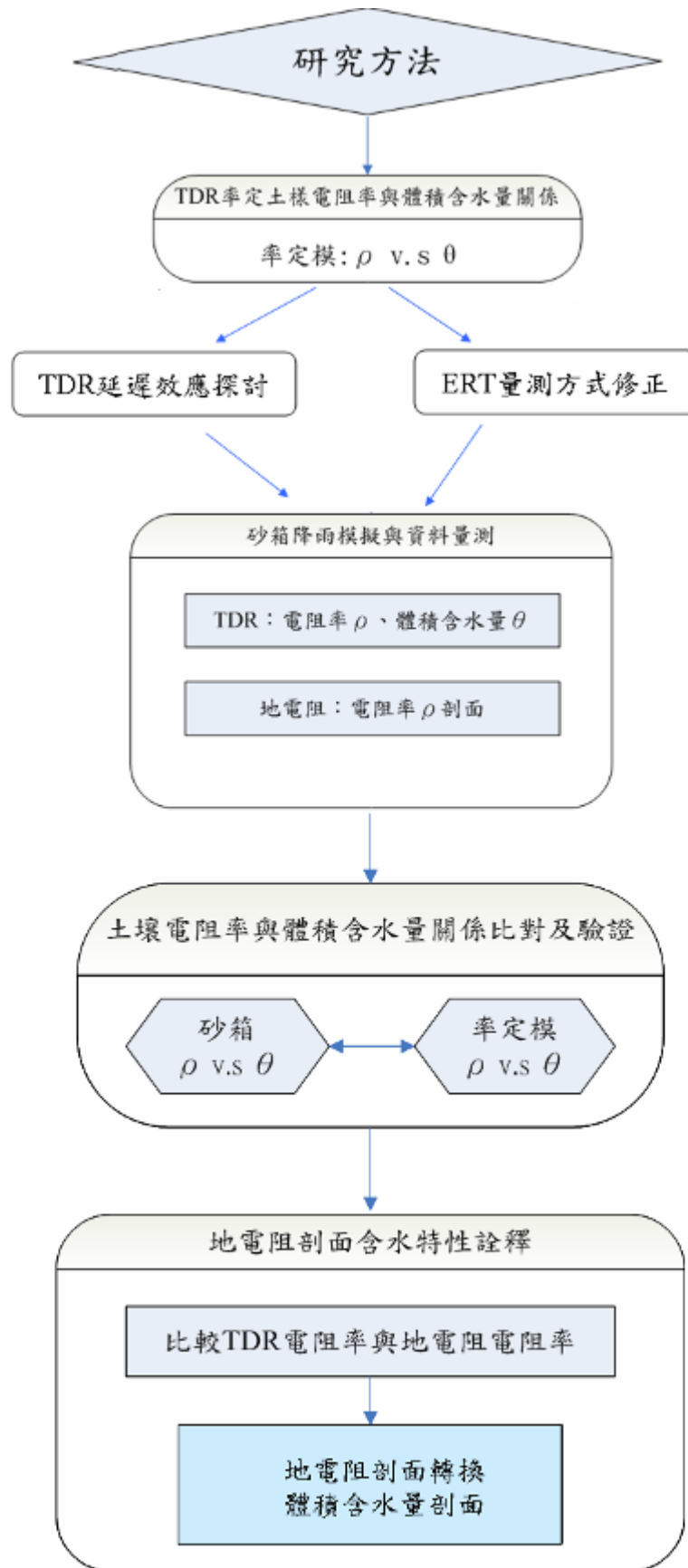


圖 3-1 研究方法流程圖

### 3.1 地電阻含水特性詮釋

由於單純以地電阻法不易率定電阻率與現地土壤種類及地下水相關的場址參數，因此除了結合 TDR 在現場率定該場址參數的方法，並藉由 TDR 的率定關係，配合地電阻剖面進一步推求含水量剖面，瞭解現地含水特性。而本研究利用室內砂箱試驗模擬現地情形，並改良其試驗方式，來探討改良後之成果。研究主要概念及各室內試驗內容將於以下章節詳細說明。

### 3.2 結合 TDR 現地率定地電阻場址參數之方法

建立地層電阻率與土壤含水特性相互關係的目的，就是希望將地層的電學性質與土壤基本物性能夠互相連結，使地電阻法所得電阻率剖面不單只是電學性質的分佈，而是能夠反映出地層的含水量等含水特性，以期進一步調查非飽和地層整體的含水特性分佈與變異性，提供非飽和土層穩定分析的一個依據。

地電阻法雖可以非破壞性的方法進行大範圍的 2-D 或 3-D 探測，但單一電阻率量測值受到許多物理性質所影響（如含水量、土壤特性及孔隙水特性等），導致無法單獨以地電阻法解釋地層含水特性；另時域反射法（Time Domain Reflectometry, TDR）利用電磁波與導波探測器可同時量測受測土體中之導電度與介電度，並由介電度可決定其體積含水量，導電度可換算對應電阻率，但僅侷限於 TDR 感測器周圍土層，因此研究中將結合 TDR 與 ERT 在現場率定場址參數，以相互補足其不足之部份，其方法如



圖 3- 2 所示。未來可在現地於不同位置與深度佈設 TDR 感測器，將可長時間於現地量測、並記錄降雨入滲後或因地下水位變化等因素造成之導電度、含水量等值，再經由導電度與含水量關係迴歸分析出地電阻與場址相關之參數。本研究最終目的，在於未來能以地電阻探測所得之大範圍 2-D 或 3-D 地層電阻率分佈，經由 TDR 率定所得之關係轉換為含水量分佈，再配合地電阻法對非飽和土層的長時間監測，即可得到非飽和土層含水特性分佈其時間與空間相對應的連續變化。

故本研究主要研究範疇，即利用室內砂箱模型試驗來模擬驗證圖 3- 2 所示的流程。本研究採用相對較為均質的寶二水庫粉質砂土，作為砂箱土樣，砂箱內埋設 TDR 感測器及佈設地電阻測線，透過模擬現場長時間的降雨入滲行為，獲得模擬降雨過程中砂箱內 TDR 含水量、導電度與 ERT 電阻率剖面。最後將地電阻所得的電阻率剖面透過 TDR 率定參數轉換成體積含水量剖面，即可得到非飽和土層含水特性分佈。如此可使地電阻所得的電阻率剖面分佈將不再單單只是電學性質的結果，而是能夠與土壤的含水量性質做相關的結合與應用，將有利於後續對非飽和地層的穩定分析調查。

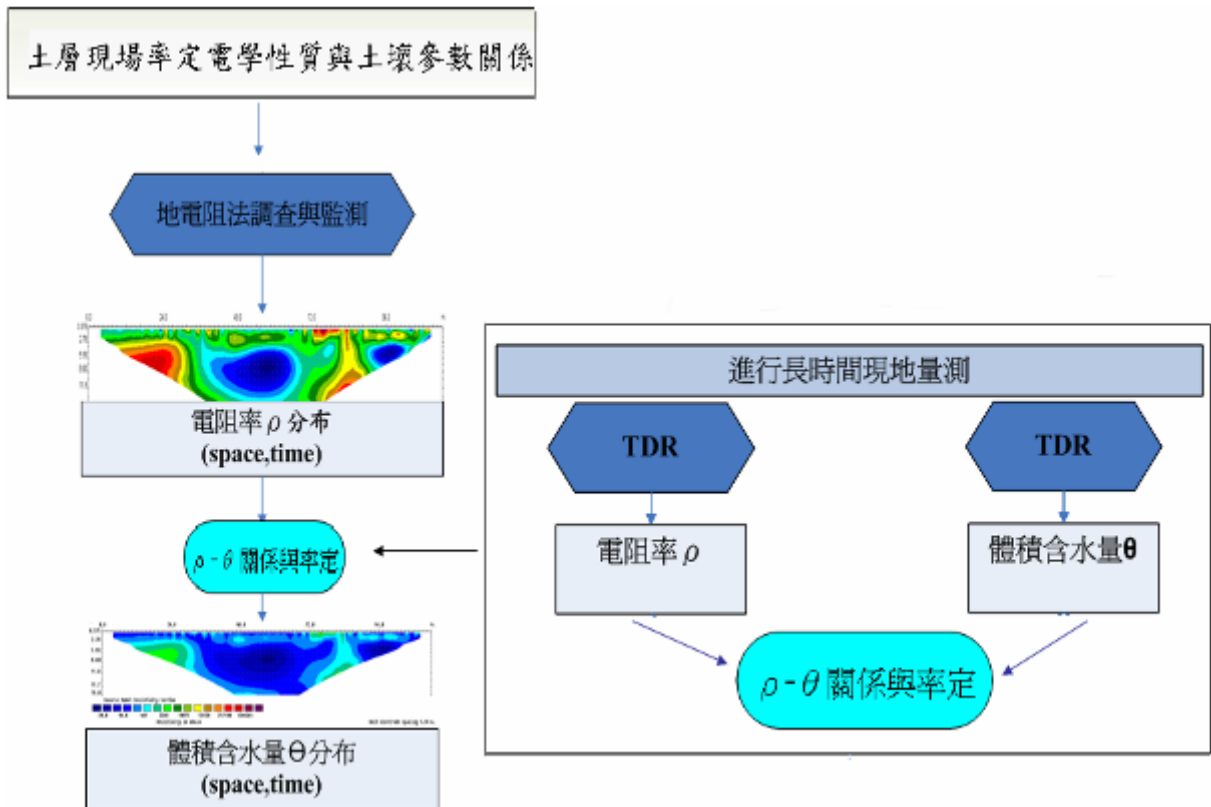


圖 3-2 結合 TDR 與 ERT 調查與監測地層含水特性分佈之流程圖 (修改自姚奕全, 2007)

### 3.3 TDR 量測電阻率與體積含水量關係

由於 ERT 所量測到之資料為土層電阻率分佈，為了將電阻率轉換成與體積含水量之關係，故在進行砂箱試驗之前，必須先建立起砂箱試驗所使用土樣，其導電度與體積含水量之間的基本率定關係，以做為驗證後續砂箱試驗所率定之結果。而除了上述文獻回顧中所提及的廣義 Archie's Law (Shah and Singh, 2005) 之外，亦有眾多學者提出其相關之經驗或半經驗式，因此本研究將針對幾位學者所提出之相關經驗式進行驗證及探討，並經由驗證後，從中選出所適用之經驗式來進行率定與轉換。

另根據文獻回顧中所提及的廣義 Archie's Law (Shah and Singh,

2005)，式中待定係數為 $\sigma_w$ 、 $c$ 與 $m$ ，受土壤種類影響，而在該關係式中的孔隙水導電度 $\sigma_w$ 則受到地下水質條件所影響，無法於室內實驗直接獲得，為了控制孔隙水之參數，因此本研究皆以純水做為實驗基準水樣，故式中的 $c$ 與 $\sigma_w$ 兩參數值可合併為一個待定係數 $A$ ，則該土樣導電度與體積含水量率定關係式所需率定係數即簡化為 $A$ 與 $m$ 兩個值，如式 3-1。

$$\sigma = A \cdot \theta^m \quad (3-1)$$

率定的方法主要是藉由 TDR 可同時量測導電度與體積含水量的特性，於自製小型率定模中如圖 3-4 所示，將過#4 篩網之寶二粉質砂土在固定乾單位重 $\gamma_d=15.5\text{kN/m}^3$ 的相同條件下，每次改變土樣的含水量並分層均勻夯入率定模中後，再利用研究中所設計的小型 TDR cone 尾端開放式迴路（open end）感測器（以不銹鋼與德爾林（Derlin）為材料，長度 10cm、直徑 1cm，如圖 3-3），量測土壤的導電度。而土壤含水量則以由率定模中取上、中、下三處土樣烘乾方式來獲得。為了增加其試驗點數，以提高迴歸結果之可靠性，因此 1、以含水量 3%~24%為試驗配置範圍從中取八個實驗值，來率定寶二水庫土樣導電度與體積含水量的基本關係；2、並藉由改變孔隙液體之導電度，分別為高 $\sigma_w$ （0.2024 S/m）、低 $\sigma_w$ （0.0440 S/m）與純水三種不同導電度之孔隙液體，配比成各個不同含水量之土樣，再進行上述之試驗量測方法，進而驗證電阻率與體積含水量的關係。

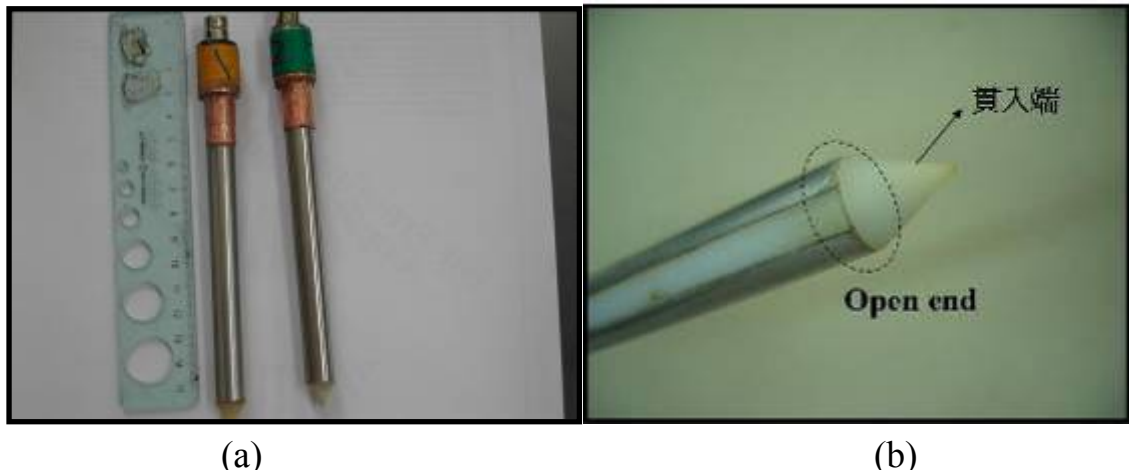


圖 3-3 小型 TDR Cone 感測器



圖 3-4 TDR 率定電阻率與體積含水量

### 3.4 砂箱模擬試驗

本章節將詳述砂箱模擬試驗內容，首先對砂箱土樣的準備、各實驗儀器及其配置作相關說明，再對試驗步驟與流程做一整體性的規劃，詳細內容如下。

#### 3.4.1 土樣準備與試驗儀器配置

本研究砂箱試驗，使用寶山第二水庫庫區粉質砂土為試驗土樣，其粒

徑分佈曲線如圖 3-5 所示；土壤係先以#4 標準篩來過濾較大礫石塊，再用通過#4 標準篩之土樣進行試驗，過篩後的土樣將其放置室溫下自然烘乾數天，以模擬現地初始的乾燥狀態。砂箱的尺寸大小為 60cm×60cm×60cm，為了降低砂箱邊界對於地電阻量測時的電流場產生邊界效應的影響，填入土樣深度應盡可能等於電探測線展距，規劃砂箱中的電探測線展距為 50cm 左右，因此填入之土樣深度至少為 50cm，此外砂箱內模擬地層的土壤條件需與率定模內的土壤相同，為使後續砂箱降雨模擬所建立的率定關係得以和率定模的基本率定結果做相關的比對與驗證，故固定砂箱土樣與率定模土樣在約略相同乾密度  $\gamma_d=15.5\text{kN/m}^3$  的土層條件下，將自然乾燥後的寶二水庫土樣，以大型夯錘分層均勻夯入約 50cm 深的土壤厚度，如圖 3-6。

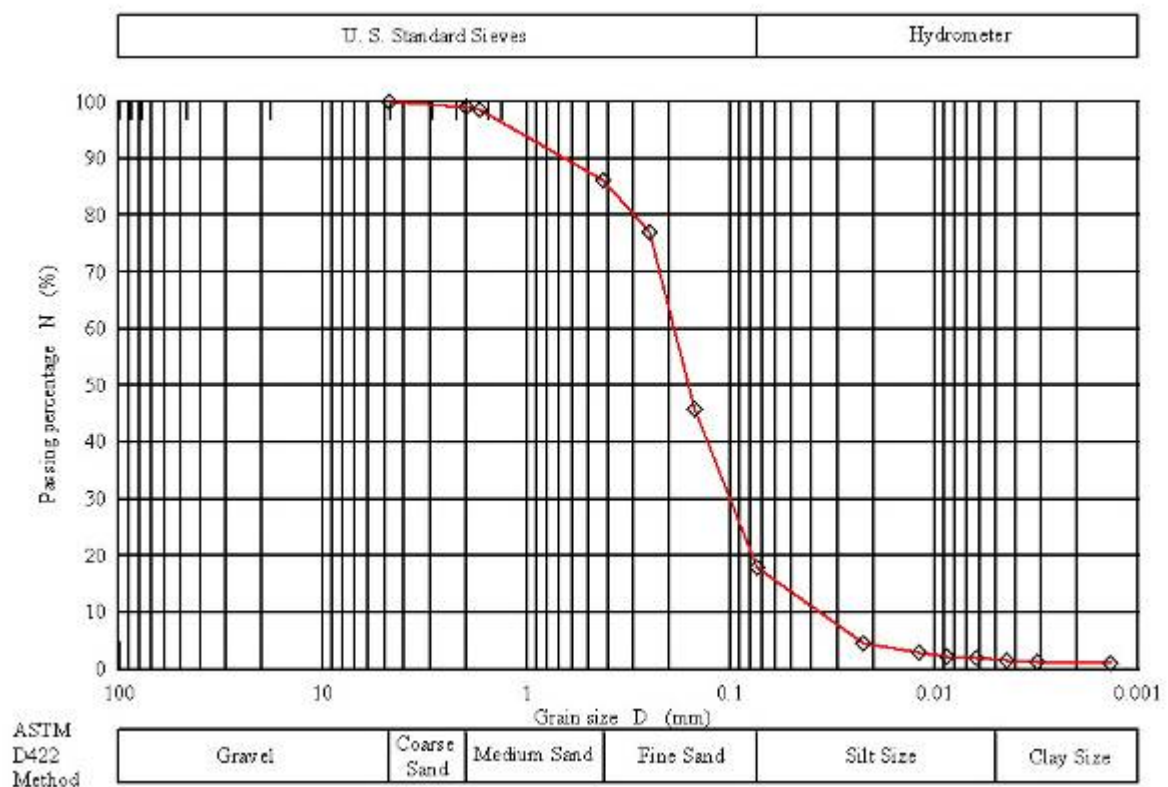


圖 3-5 寶二水庫土樣粒徑分佈曲線 (姚奕全, 2007)



圖 3-6 大型夯錘將土樣分層夯入砂箱（姚奕全，2007）

在砂箱試驗中所使用到的主要相關儀器設備有二類，即 TDR 量測系統、及地電阻量測系統，以下將對各實驗儀器設備做一簡單說明。

#### TDR 量測設備

研究中所使用的 TDR 量測設備為美國 Campbell 公司所生產的 TDR100，如圖 3-7 所示，可配合多工器（Multiplexer）同時量測不同 TDR 感測器，並搭配資料擷取器（Datalogger）具有可程式化、自動化量測的功能來輔助降雨初期的資料密集量測。至於 TDR 感測器方面則是如前述章節在率定土樣基本關係時所使用的小型 TDR cone 感測器；貫入式探頭有利於感測器置入砂箱進行資料量測，又其本身貫入土壤中所佔體積較小，故可降低感測器本身材料電阻對於地電阻量測時的電場影響。



圖 3- 7 Campbell TDR 100 量測儀

### 地電阻量測設備

在地電阻量測系統方面，本研究所使用的地電阻探測儀器為法國 IRIS 公司所生產的 SYSCAL PRO Switch 48，如圖 3- 8 所示，可連接 48 頻道電極，主機內部含電源傳送器（transmitter），訊號接收器（receiver）與電源供應器（booster），在電源供應部分可依施測需求外接直流式電源提供更大電流，另外為了滿足二維或三維的施測配置，可以利用 Switch Pro box 外接更多電極纜線以達到需求。由於本研究為小尺寸室內砂箱模擬，因此在連結的傳輸纜線與電極棒方面，使用 24 頻道集線器兩個，如圖 3- 9，共 48 頻道搭配 2.5 公分不銹鋼釘為電極棒來進行地電阻量測。而研究預計以三維電探進行砂箱試驗之探測，因此使用三維反算軟體 AGI EarthImager 3D Ver. 1.3.7，將電探主機所量得視電阻率分佈（Apparent Resistivity）經過反算最佳化分析後，以獲得砂箱內土壤真實的電阻率分佈情形。



圖 3- 8 地電阻探測儀-SYSCAL PRO Switch 48

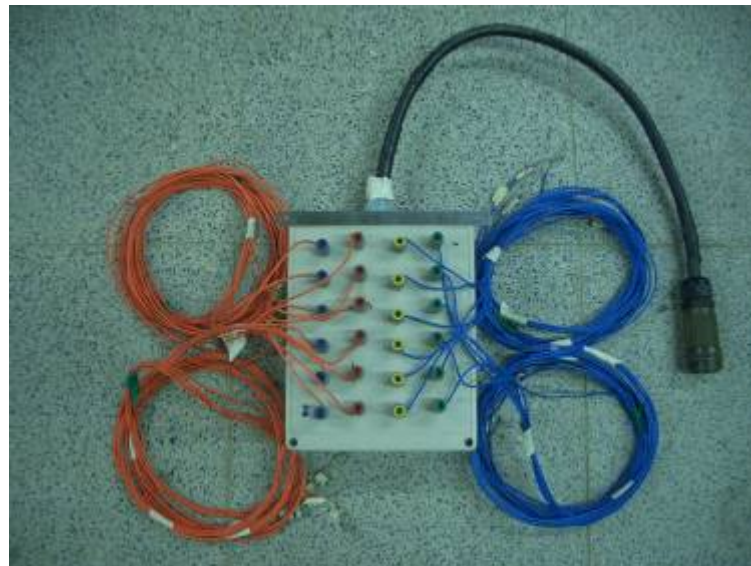


圖 3- 9 ERT 24 頻道集線器

### 3.4.2 試驗規劃

為了讓土壤內部各含水特性參數有足夠的乾溼變化量，以達到模擬現地在長時間的監測過程中，因受到間歇性的降雨入滲行為或乾濕季的季節交替等影響所形成的土壤乾溼循環，使其含水量、飽和度等含水特性大幅度的變化，另為符合現地率定電阻率與含水特性的目的，因此在砂箱土壤



為自然乾燥的狀態下開始降雨，並控制所模擬的累積降雨量，使電探探測深度 10cm 的土層深度範圍內土壤接近飽和含水量的臨界狀態，以確保砂箱內土壤含水特性有足夠的變異範圍進行迴歸分析。在整體砂箱試驗的過程當中，以 TDR 量測系統來監測土壤體積含水量與導電度兩參數值，而地電阻量測系統則監測土壤三維電阻率剖面的變化。

試驗共分為降雨濕潤 (wetting) 以及乾燥 (drying) 兩階段。第一階段為降雨濕潤，即模擬現地降雨行為，使砂箱土壤由初始乾燥狀態因降雨而逐漸濕潤的過程，以 ERT 與 TDR 儀器監測與擷取土壤電學性質及各含水特性參數值。而在降雨過程中，由於土壤的乾濕變化較為快速，因此降雨濕潤期間的資料必須密集量測，以確保後續迴歸結果趨勢的正確性。而為了驗證地電阻的解析度，在降雨期間於雨水入滲深度到達四公分、八公分、十二公分及十六公分時進行地電阻量測，量測期間將停止降雨且為避免各儀器之間的電場互相干擾降低試驗準確性，因此 TDR 量測系統亦會同時暫停；另在第一階段的降雨過程中以 TDR 量測系統搭配 Multiplexer 與 Datalogger 的使用，每 4 分鐘 1 次密集量測土壤體積含水量與導電度。

降雨結束後，進行第二階段乾燥過程資料量測，過程中土壤的乾濕變化不如溼潤時快速，故可逐步拉大量測時間間隔，由數十分鐘增加到數小時，並同時利用地電阻量測系統進一步監測砂箱土壤隨時間的電阻率剖面變化，而為避免各量測設備電場效應的互相干擾，各儀器量測的順序為

TDR、地電阻，依序得到體積含水量、導電度與電阻率剖面。

砂箱試驗整體概念與流程如圖 3- 10 所示。由上述砂箱試驗模擬現地降雨的濕潤以及乾燥的過程中可得土壤不同含水狀態下之電學性質及含水特性參數，如電阻率剖面分佈、導電度、體積含水量。經由導電度與體積含水量的迴歸分析，可得到地電阻場址的率定參數，用以驗證未來於現地透過長時間資料監測，現場率定各場址參數的可行性，並進一步將監測過程中所得各電阻率剖面轉換為含水量剖面，對地電阻剖面做含水特性詮釋，以探討應用地電阻法調查與監測地層含水特性分佈。

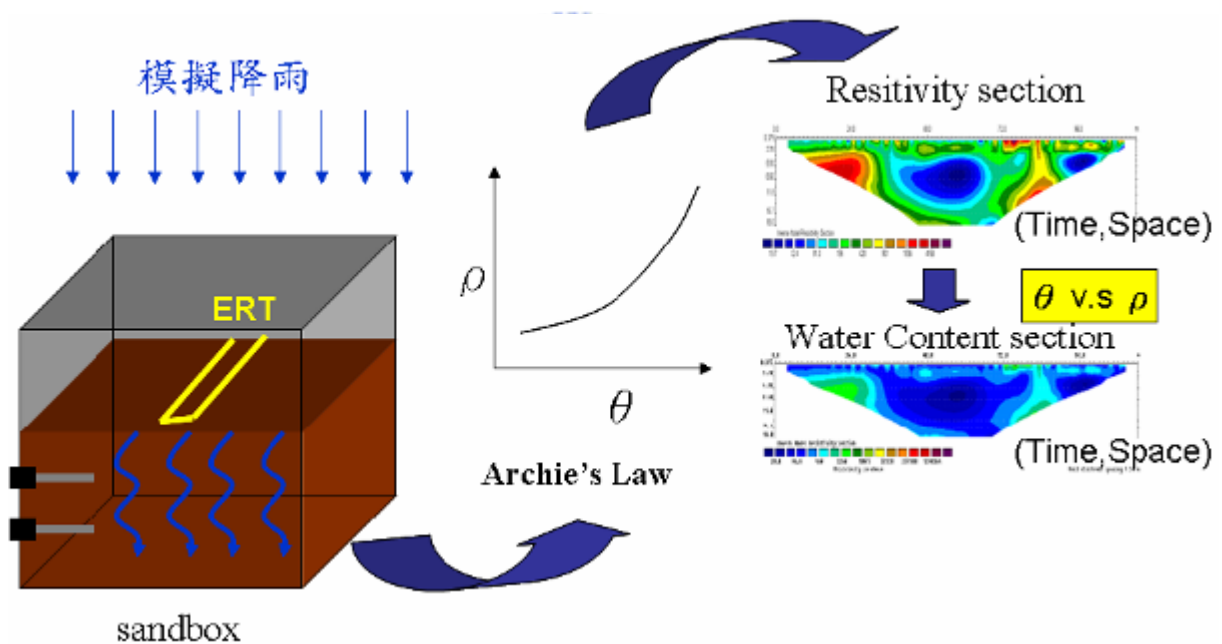


圖 3- 10 砂箱試驗流程 (修改自姚奕全，2007)

### 3.4.3 試驗配置改良

由論文 (姚奕全，2007) 分析可得知，ERT 三維地電阻量測之結果有精度不佳、解析度不足之問題存在，TDR 方面則有導電度與體積含水量無

法同時到達尖峰值之現象發生；為了解決上述問題使得含水特性能詮釋的更準確，本研究將針對此二部份問題進行試驗配置改良，以期改善量測之結果，進而求得合理之結果並提高試驗精度。

在 ERT 測線佈設改良方面，論文（姚奕全，2007）所採用的配置為 4\*12 間距 5 公分的矩形排列方式如圖 3- 11 所示，由於探測深度受砂箱尺寸限制約為 10 公分，僅為排列間距之二倍，故在解析精度 5 公分、探測深度 10 公分之下，其所得之地電阻剖面將無法有效呈現含水量變化之情況。為了在固定探測深度範圍下提高解析度，且保持測線為對稱矩形，故本研究將 ERT 的配置方式由 4\*12 間距 5 公分改為 2\*24 間距 2.5 公分，如圖 3-12 所示。如此探測深度仍維持 10 公分但解析度則提高為 2.5 公分，可增加地電阻剖面對含水量變化之解析度，以便能更精確掌握水量入滲及蒸散情形。

在 TDR 儀器量測部份，為釐清及解決導電度與體積含水量無法同時到達尖峰值之問題，將針對埋置深度（探討 TDR 感測器量測結果是否受空氣影響）及砂箱邊界面滲流問題（釐清模擬降雨時雨水有無延著砂箱邊界面滲流而影響 TDR 量測結果）二部份來探討。首先要釐清的是 TDR cone 是否因埋設位置過於接近表面，使覆土層過淺而造成量測時易受到空氣-土層界面之影響，故本研究將 TDR cone2 埋設深度加深，距離表層約為 10 公分；TDR cone1 則仍維持埋設深度距離表層 5 公分，且將 cone1 與 cone2

皆埋設於砂箱同側如圖 3- 13 (a) case1 所示，以做為比較對照之用。

另為避免模擬降雨時雨水沿著砂箱界面滲流，直接影響 TDR cone，造成 TDR cone 量測誤差；因此本研究擬將 TDR cone 埋置於砂箱內部，距離邊界約十五公分如圖 3- 13 (b) case2 所示，來排除砂箱邊界面滲流的影響。

而整體試驗儀器的詳細配置如圖 3- 14 所示。為避免進行 case2 試驗時 ERT 測線與 TDR cone 因埋置位置過近而產生互制干擾，故將 TDR cone 埋置方向與 ERT 測線相互平行如圖 3- 15。表 3- 1 則為砂箱地電阻施測參數。各試驗儀器於實驗室配置完成結果如圖 3- 16。

表 3- 1 砂箱地電阻施測相關參數

電極間距 (cm)	X 向：2.5cm，Y 向：2.5cm
電極數目	48 支
測線展距 (cm)	X 向：2.5cm，Y 向：57.5 cm
施測方式	Dipole-Dipole equatorial

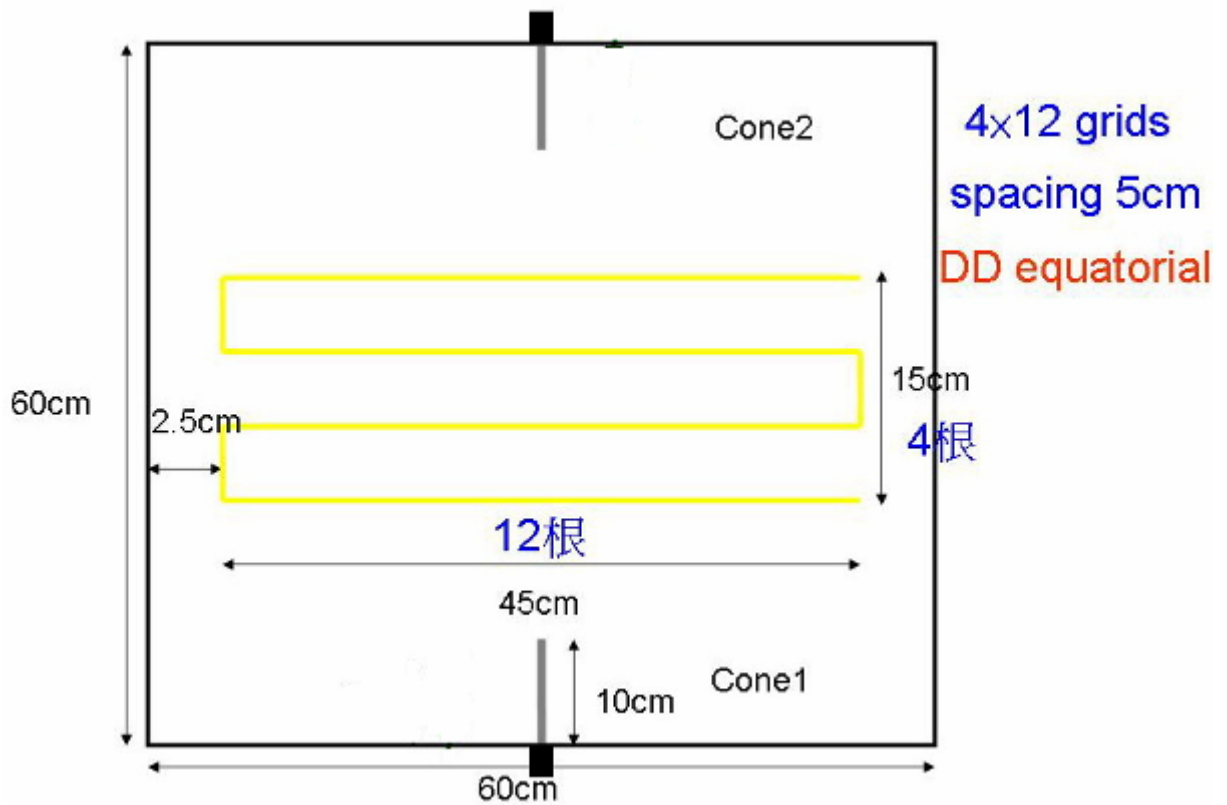


圖 3-11 原始砂箱試驗配置平面圖 (修改自姚奕全, 2007)

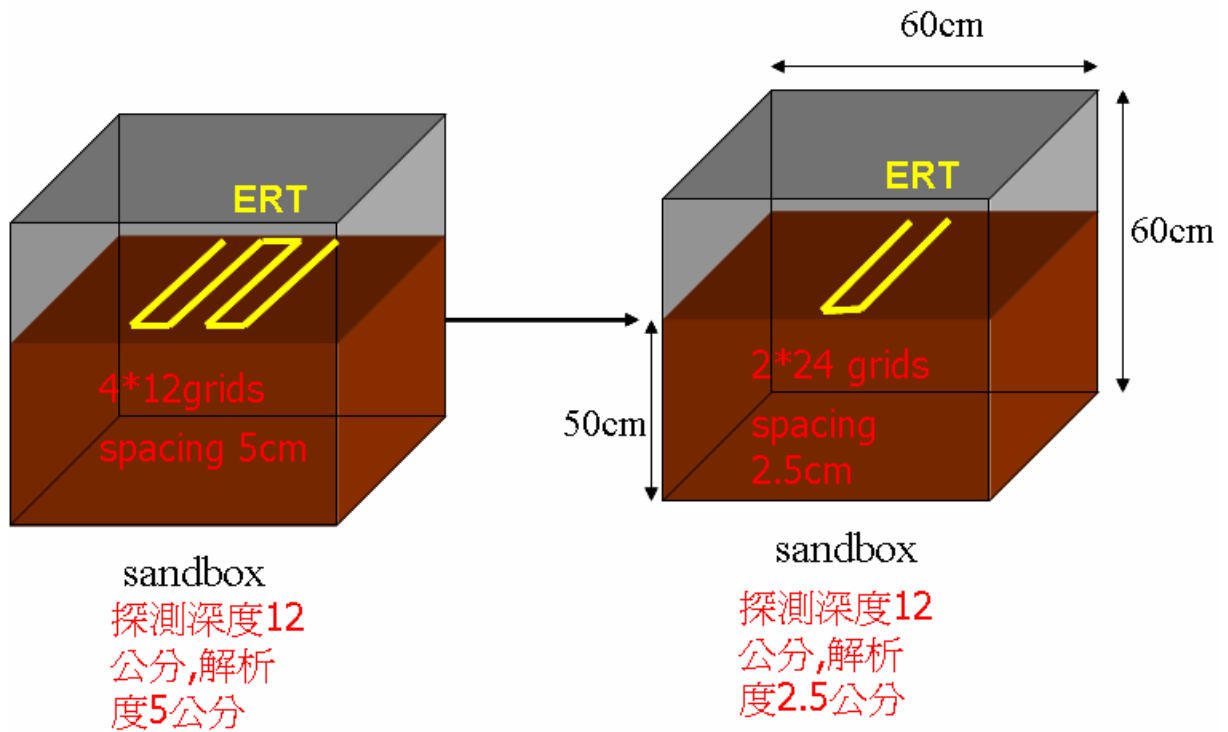


圖 3-12 砂箱 ERT 測線排列方式改良示意圖

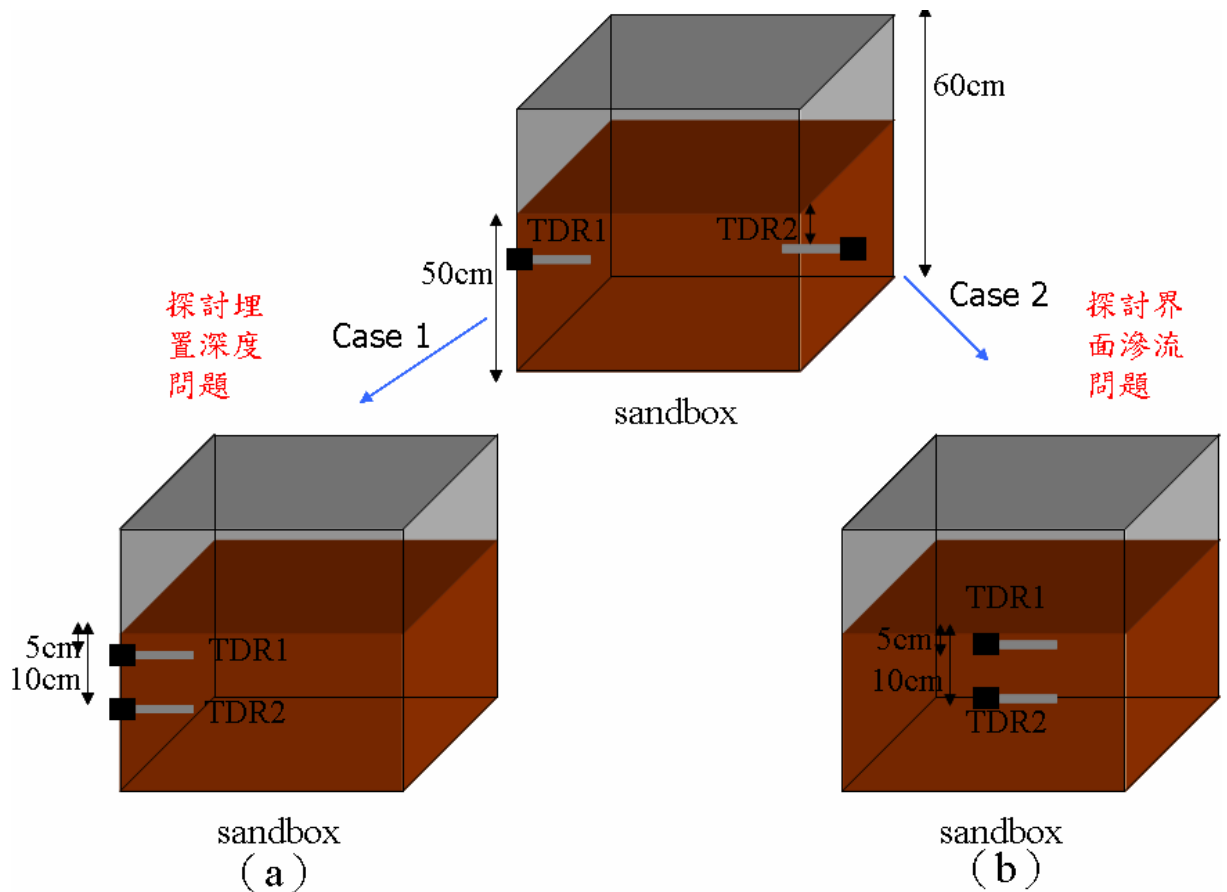


圖 3-13 砂箱 TDR cone 埋設方式改良示意圖

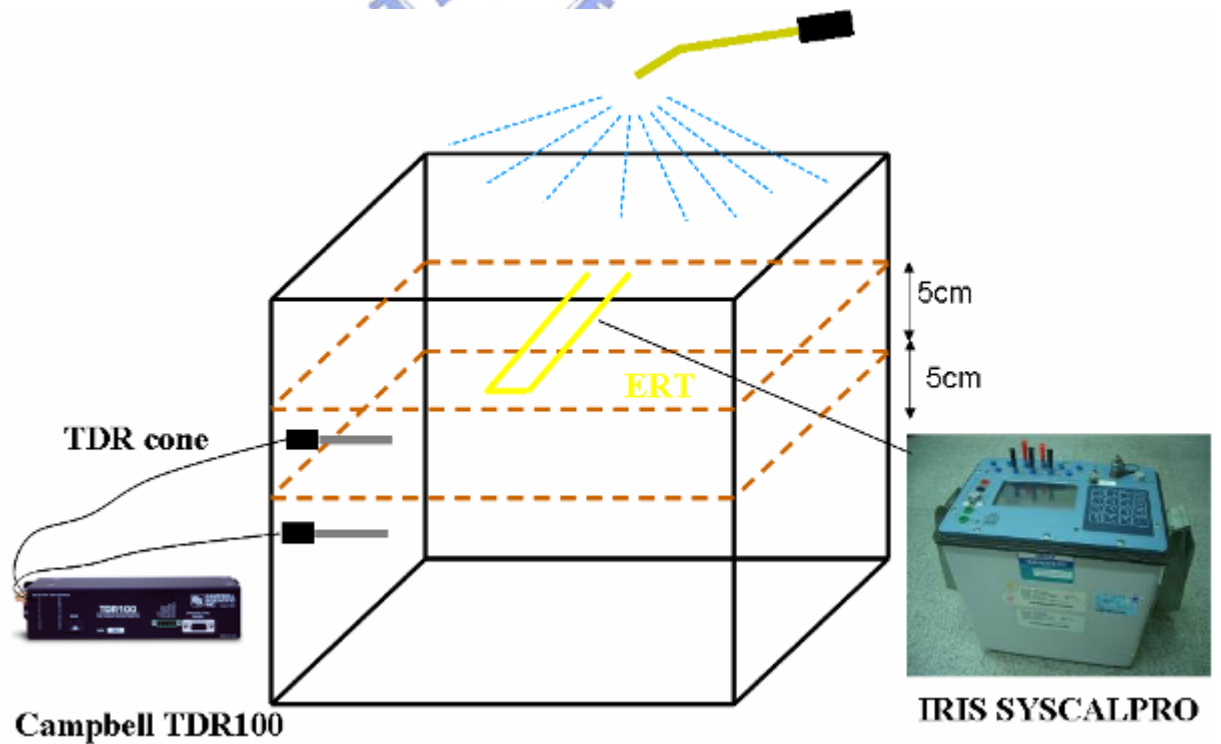


圖 3-14 砂箱儀器配置示意圖

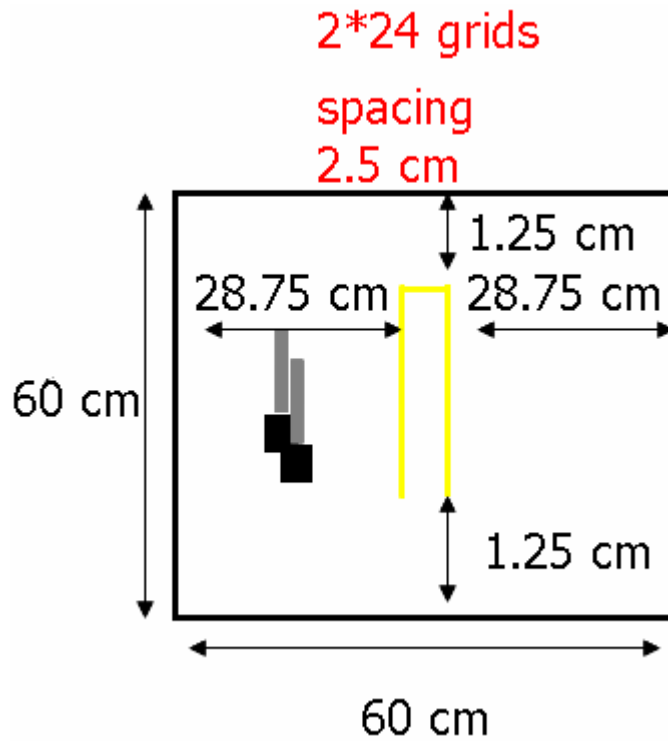


圖 3-15 實際砂箱儀器平面配置圖

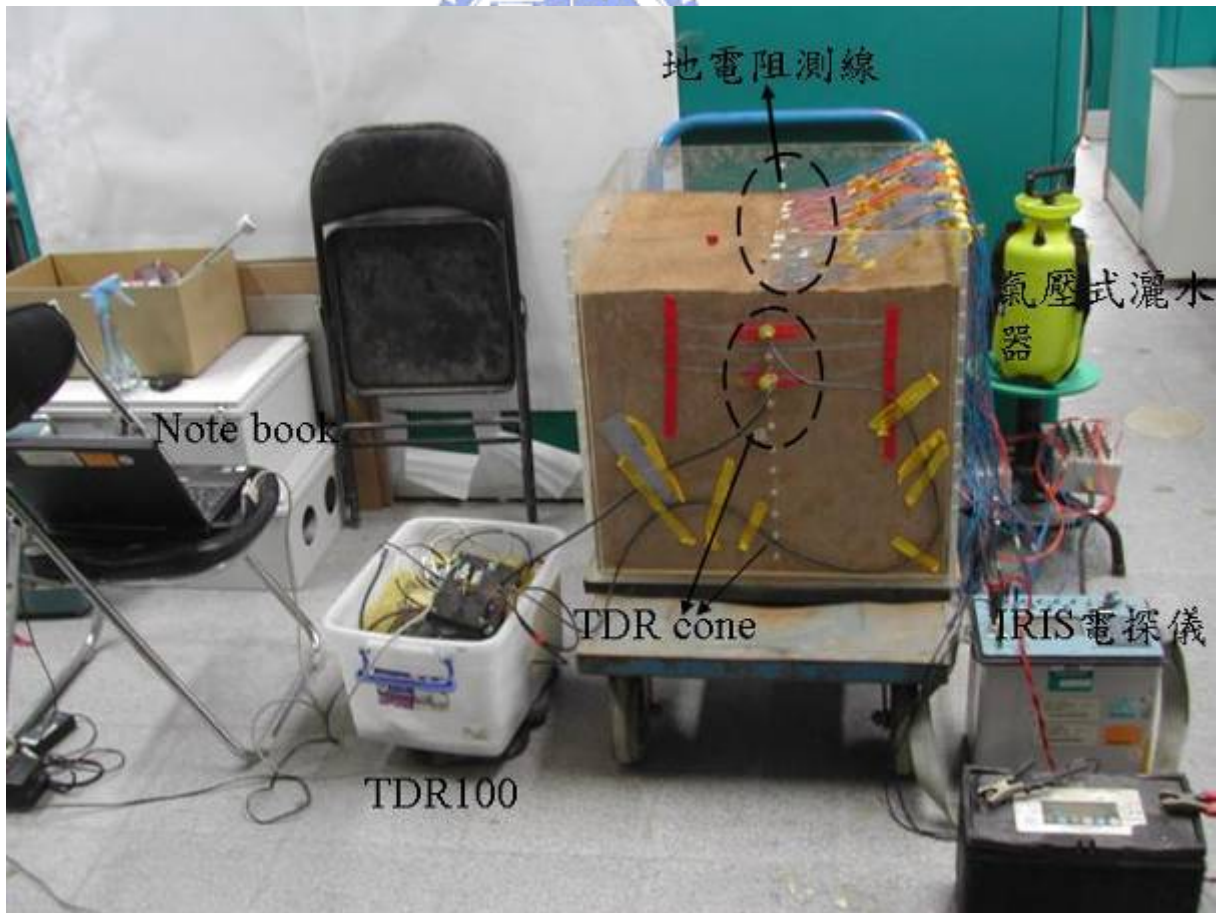


圖 3-16 砂箱試驗儀器配置完成結果

## 四、試驗結果與討論

### 4.1 TDR 量測系統及土壤導電度與體積含水量關係之率定結果

研究中係利用 TDR 量測系統來探測砂箱中土壤之導電度與體積含水量參數，故在試驗前需先將所使用的兩支 TDR cone 感測器之量測波形，分別對兩參數值進行相關率定；另一方面，在率定後，可藉由 TDR 量測導電度的特性，透過小型率定模建立試驗土樣其含水量與導電度之基本率定關係，進而得到含水量與電阻率的率定關係，以做為後續砂箱試驗率定結果之比較與驗證。各相關率定結果如以下章節所述。

#### 4.1.1 TDR 量測系統率定結果

##### 1. 導電度（電阻率）量測率定

本研究試驗土樣為寶二水庫之粉質砂土，預計其導電度變化範圍應介於 0~400 ( $\mu\text{s}/\text{cm}$ )，研究中以純水加入不同鹽分來控制導電度，進行導電度的率定工作。根據 Lin (2007)，可知導電度與 TDR 感測器波形之穩態反射係數  $\rho_{\infty}$  相關，如式 2-10，其中  $\beta$  為 TDR 感測器探頭形狀因子， $\rho_{\infty}$  為 TDR 穩態反射係數，而  $k$  則為纜線阻抗修正因子，將每次不同導電度下所測得之穩態反射係數以及其他各已知之參數值帶入相關公式，即可率定出待定探頭型式常數  $\beta$  值。兩 TDR cone 感測器率定結果如圖 4-1 與圖 4-2 所示，率定  $\beta$  值分別為  $\beta_1=0.17016$ 、 $\beta_2=0.19284$ ，圖中虛線為導電度值 1:1 直線，資料點則為 TDR 率定所計算之導電度值，兩張圖的結果皆顯示出非



常良好的對應關係，TDR 導電度值幾乎完整對應於實際導電度 1:1 直線上，因此以兩 TDR cone 感測器進行砂箱土壤的量測可得到相當準確的導電度，而再由其倒數即可推求電阻率。

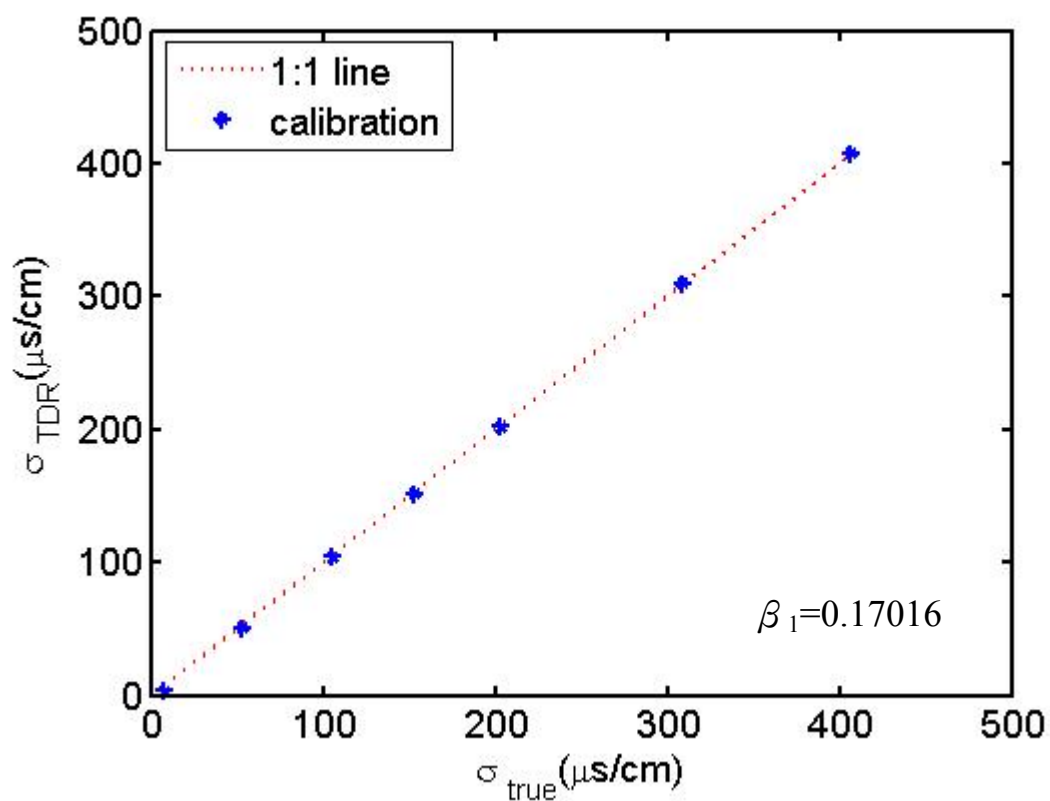


圖 4- 1 TDR 1 導電度率定結果

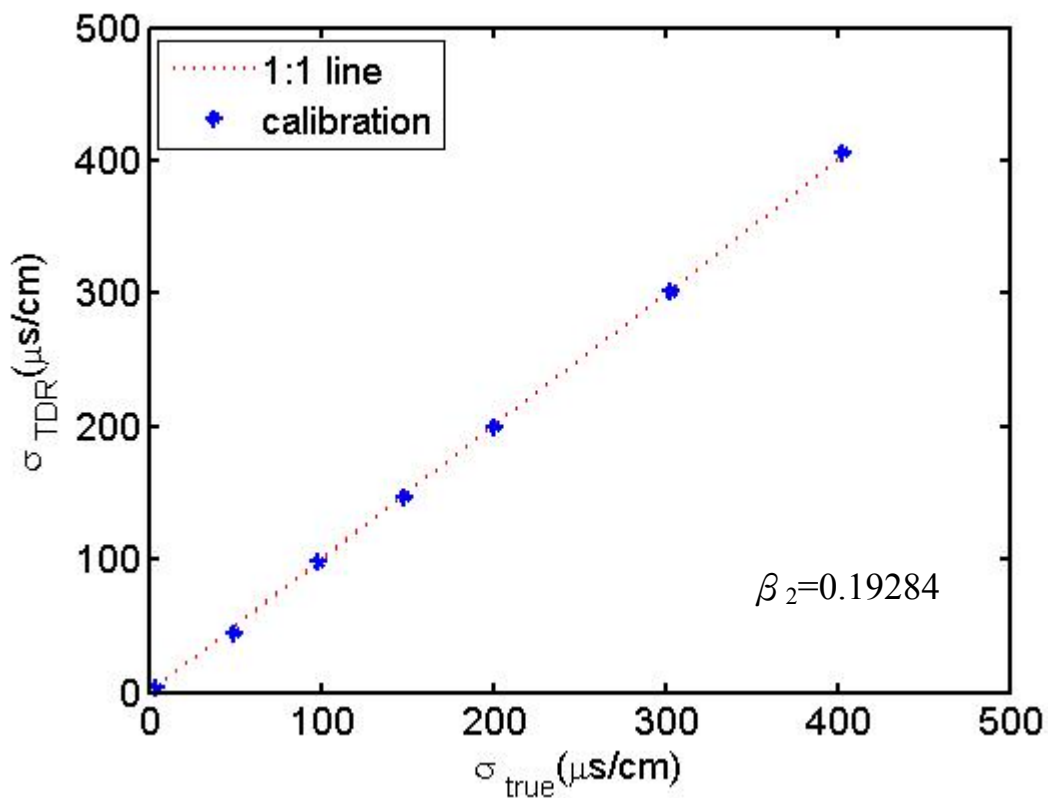


圖 4-2 TDR 2 導電度率定結果

## 2. 體積含水量量測率定

在利用率定模率定試驗土樣體積含水量與導電度基本率定關係的同時，藉由 TDR 感測器於不同含水量下量測土體導電度的過程中，由於含水量的變化亦會造成感測器波形走時之改變，因此對其 TDR 量測波形進行走時分析，來決定土壤不同含水狀態下的視介電度 ( $K_a$ ) 值，再利用  $K_a$  平方根與體積含水量的線性關係 (式 2-8) 來率定相關待定參數。

由先前論文 (姚奕全、2007) 可知因本研究土樣的異向性並不明顯，對於 TDR 感測器在不同方向下之量測結果差異性不大，因此本試驗在率定方面將配合小型率定模之限制採用垂直之方向。TDR 感測器對不同體積含

水量下所對應之  $K_a$  值平方根進行率定後，其結果如圖 4-3 所示。由圖 4-3 可知，其所迴歸出之率定曲線隨著體積含水量的提高， $\sqrt{K_a}$  亦逐漸上升，其趨勢具有一致之變化斜率，且迴歸線的  $R^2$  值均大於 0.9 以上，趨近於 1，顯示資料迴歸結果相關性高。而所迴歸之率定係數  $a$ 、 $b$ ，如表 4-1 所示。

表 4-1  $\sqrt{K_a}$  v.s  $\theta$  之率定係數

	垂直向
TDR cone	$a=1.043$ ， $b=9.308$

【註】  $\sqrt{K_a} = a + b\theta$

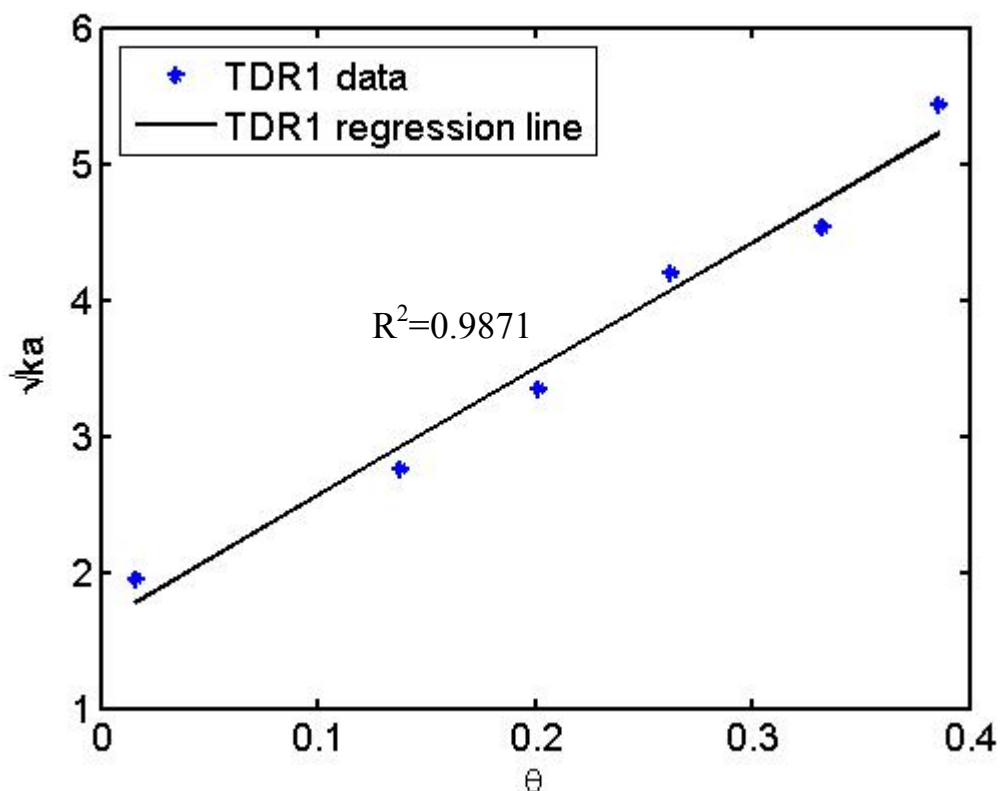


圖 4-3  $\theta$  v.s  $\sqrt{K_a}$  率定結果

#### 4.1.2 土壤導電度與體積含水量之關係與率定

基於研究方法，為驗證導電度與體積含水量之關係，並決定其相關率定參數，以求得適合本研究使用之經驗式，故本研究利用小型率定模配合不同導電度孔隙液體，量測各含水量之導電度與體積含水量值以做為迴歸資料點。試驗過程中利用純水為試驗基準水樣，調配成所需之導電度以有效控制孔隙液體導電度 $\sigma_w$ 。

將 TDR 感測器所量測到之導電度與體積含水量，經由 Rhoades et al. (1976) 所提出之方程式 (式 2-3) 進行迴歸分析，以求得導電度與含水量之關係，其所得之結果如圖 4-4 所示，而其迴歸之參數  $EC_w$ 、 $EC_s$ 、 $a$ 、 $b$  如表 4-2 所示。

基於 Rhoades et al. (1976) 的迴歸關係式，其率定結果為線性關係，含水量與導電度約呈正比，而三種不同導電度之孔隙液量測結果，所得之迴歸曲線都具有一致的變化趨勢，隨著含水量逐漸上升，導電度呈線性增加，且各迴歸線之  $R^2$  值皆大於 0.95，顯示資料迴歸結果的可信度高。 $EC_s$  為土壤顆粒導電度，因顆粒本身不導電，故所得之結果皆趨近於零， $T$  為  $a$ 、 $b$  函數，受土-水-空氣三相體中之自由離子所影響，因此隨著孔隙液體導電度不同而所變化。 $EC_w$  為孔隙液體之導電度，隨著孔隙體導電度提高而提高，與試驗所得結果相符，其整體趨勢與理論大致符合。

表 4- 2 Rhoades et al.  $\theta$  v.s  $\sigma$  率定係數

$\sigma_w$ (S/m)	Rhoades et al. (1976) $\therefore EC_a = EC_w \theta T + EC_s$ , $T = a \theta + b$
高 $\sigma_w$ (0.2024)	$EC_w = 0.26742$ , $EC_s = -0.006092$ , $a = 2.1448$ , $b = 0.3016$
低 $\sigma_w$ (0.0440)	$EC_w = 0.0453$ , $EC_s = 0.000802$ , $a = 2.3506$ , $b = 1.1093$
純水	$EC_w = 0.078339$ , $EC_s = -0.00109$ , $a = 1.2967$ , $b = 0.52273$

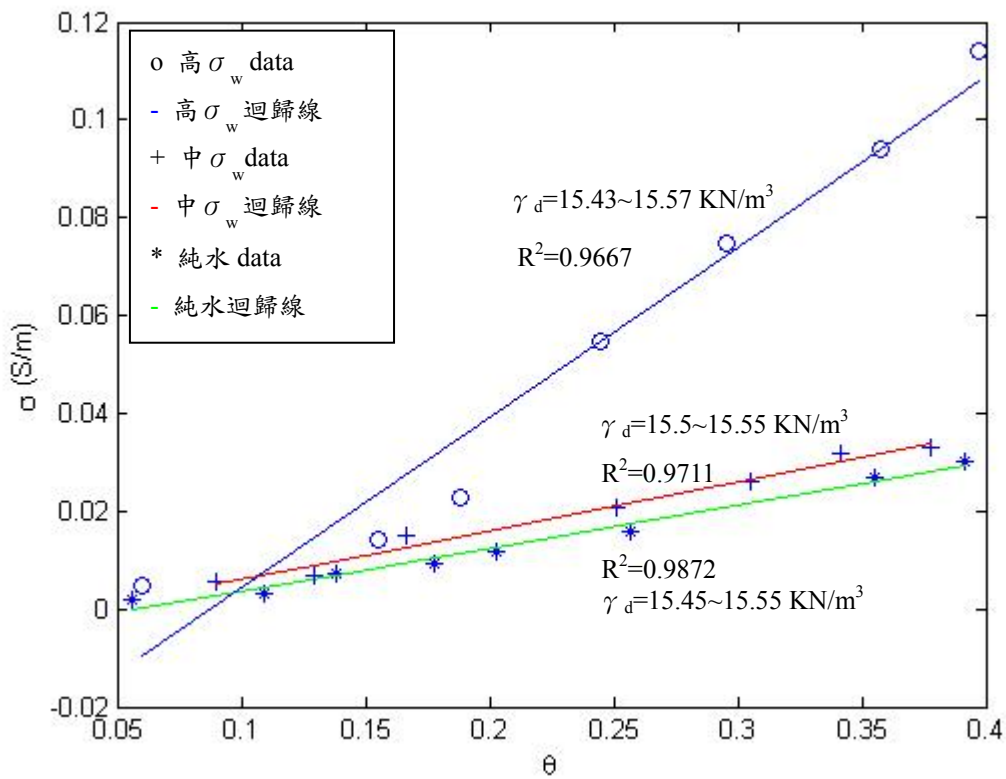


圖 4- 4 Rhoades et al.  $\theta$  v.s  $\sigma$  率定結果

將 TDR 感測器所量測到之導電度與體積含水量，經由 Lin (1999) 所提出之方程式 (式 2-4) 進行迴歸分析，以求得導電度與含水量之關係，其所得之結果如圖 4- 5 所示，而其迴歸之參數 a, b, c 如表 4- 3 所示

基於 Lin (1999) 的迴歸關係式，其率定結果為線性關係，含水量與

導電度約呈正比，而三種不同導電度之孔隙液量測結果，所得之迴歸曲線都具有一致的變化趨勢，隨著含水量逐漸上升，導電度呈線性增加，且各迴歸線之  $R^2$  值皆大於 0.95，顯示資料迴歸結果的可信度高。b 值與土壤孔隙液體導電度有關，故隨著孔隙液體導電度上升而上升，而 a 值因受土壤單位重及含水量不同之影響故差異較大，但整體趨勢仍與理論相符合。

表 4-3  $\sqrt{\sigma}$  v.s  $\omega$  之率定係數

$\sigma_w$ (S/m)	率定參數
高 $\sigma_w$ (0.2024)	a=-0.496, b=0.847, c=0.7942
中 $\sigma_w$ (0.0440)	a=-0.169, b=0.3875, c=0.3115
純水	a=0.09, b=0.3882, c=-0.1178

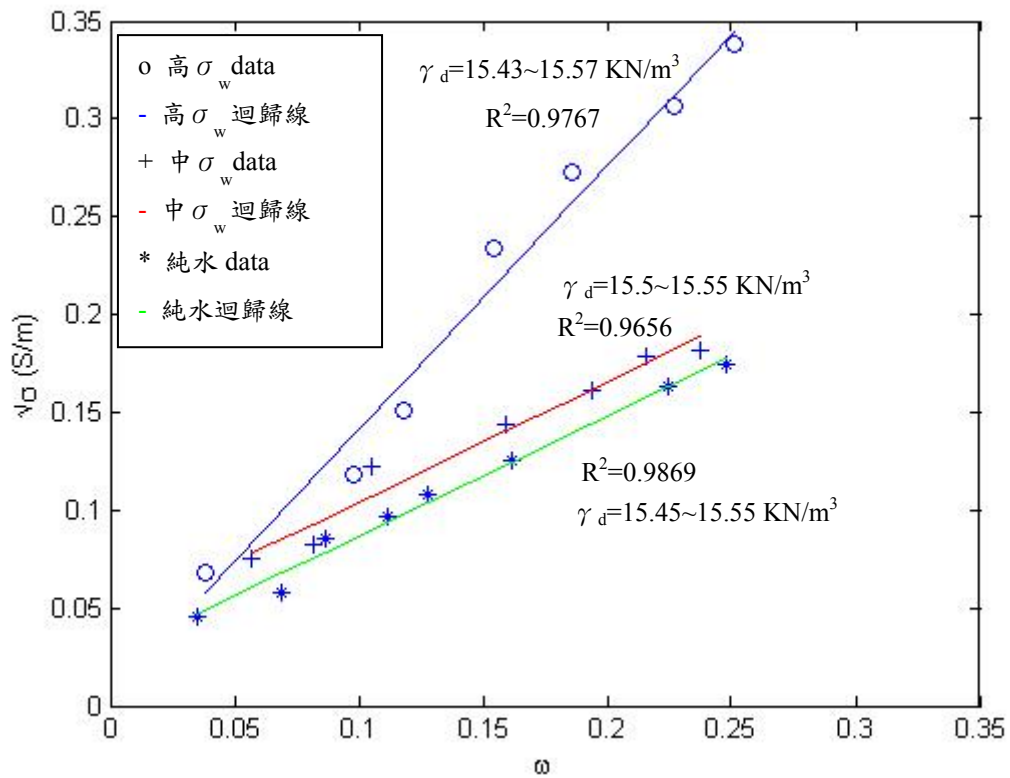


圖 4-5  $\sqrt{\sigma}$  v.s  $\omega$  率定結果

TDR cone 感測器體積含水量與導電度經由廣義 Archie's Law 率定結果如圖 4- 6 所示，基於廣義 Archie's Law (Shah and Singh, 2005) 的迴歸關係式，其率定結果為指數曲線，體積含水量與導電度約略呈正比關係，而三種不同導電度之孔隙液量測結果，所得之迴歸曲線都具有一致的變化趨勢，隨著體積含水量逐漸上升，導電度呈指數增加，且各迴歸線之  $R^2$  值皆大於 0.95，顯示資料迴歸結果的可信度高。但於低體積含水量時之量測資料點間仍有部分誤差量，又以體積含水量為 0.18 以下時的差異值較大，其中以高導電度之量測資料較為明顯，研判因以固定乾單位重的方式來分層夯實試驗土壤時，並非固定各層夯實次數來控制夯實能量，再加上夯實錘

面的表面積無法一次涵蓋率定模表面積，使得所準備的土樣不易達到完全均質的分布狀態，故當 TDR 感測器量測資料時，感測探頭平均反應的結果便可能產生少量試驗誤差。但由於率定模整體的體積並不大，因此土樣不均質的程度並不至於對試驗結果產生重大影響，依然在可接受之誤差範圍之內。而相關迴歸率定係數  $A$ 、 $m$  如表 4-4 所示。

根據式 2.5 可知其參數  $c$  與  $m$  為土壤種類之參數，而本試驗皆使用相同土樣進行試驗，因此在固定土樣的情況下， $A$  值之比值即應為孔隙液體導電度 ( $\sigma_w$ ) 之比值；故由孔隙液體為高導電度與中導電度之試驗結果可知，二者率定參數  $A$  值比值約為 5.1，而  $\sigma_w$  之比值約為 4.6，其差異不大、約略相等。而造成差異之原因，研判應為土樣本身之可溶性離子遇水溶解於孔隙液體中，造成實際導電度與試驗初期所調配之導電度有所不同，使二者間比值有所差異；而率定參數  $m$  雖與土壤種類有關，但因利用小型率定模進行相關試驗時、於夯實過程中易造成土壤顆粒破碎、型態改變，而影響其土壤結構組成，進而造成試驗量測間之差異；試驗土樣雖皆採取寶二水庫土樣進行試驗，但土樣本身結構組成並非皆均質等向，故當取部份進行試驗時，其本身架構亦存在某一之誤差範圍。為比對率定結果參數值的正確性，寶二水庫土壤由圖 3-5 所示粒徑分布曲線，屬於粉土質砂土，而根據 Shah 與 Singh (2005) 試驗結果可知，其  $c \approx 1.45$ ， $m \approx 1.25$ ； $c$  值雖因孔隙液體導電度不同而無法比較，但  $A$  值之比值符合理論假設，且  $m$  值



則與該文獻結果接近。

表 4-4 廣義 Archie's Law  $\theta$  v.s  $\sigma$  之率定係數

$\sigma_w$ (S/m)	率定參數
高 $\sigma_w$ (0.2024)	A=0.63489, m=1.8366
中 $\sigma_w$ (0.0440)	A=0.11356, m=1.2308
純水	A=0.12436, m=1.4996

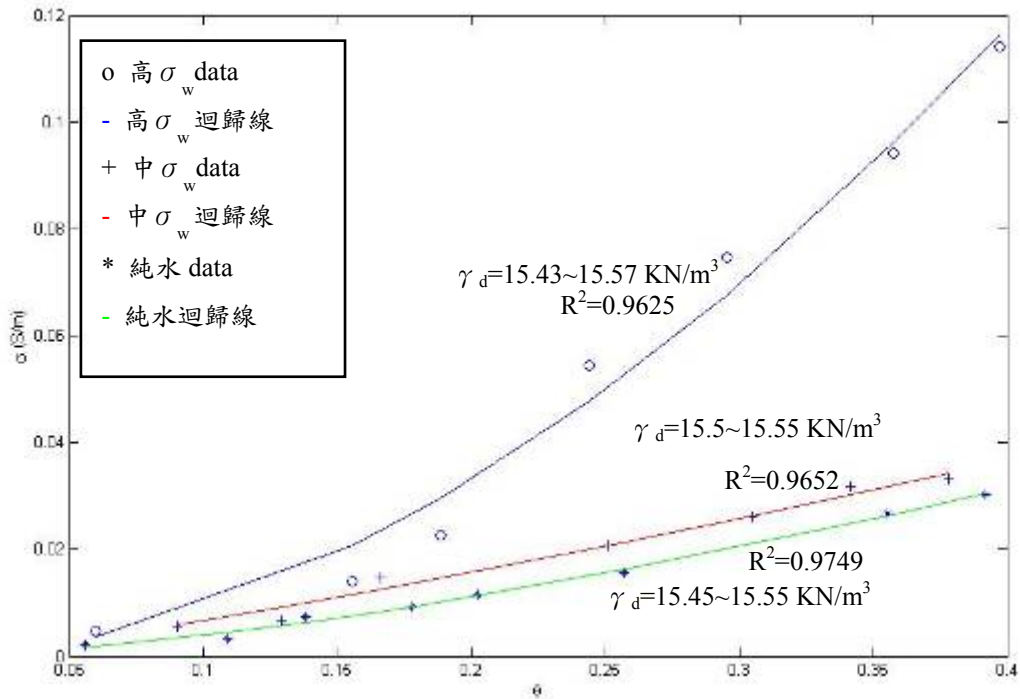


圖 4-6 廣義 Archie's Law  $\theta$  v.s  $\sigma$  率定結果

由上述三種不同之導電度與含水量之率定關係結果可發現，三者之率定關係皆符合理論所假設之條件，三種方法之  $R^2$  均大於 0.95 以上，顯示資料迴歸結果相關性高，而由三種方法之 RMSE 值 (Root Mean Squared Error) 如表 4-5 所示，發現以廣義 Archie's law 迴歸所得之 RMSE 值最小，代表其 TDR 量測結果與迴歸之理論值差異較小，故本研究將藉由廣義

Archie's Law (Shah and Singh, 2005) 的迴歸關係式決定寶二水庫土樣體積含水量與導電度之基本率定關係，進而推得其體積含水量與電阻率的率定結果。

表 4-5 三種方法之 RMS 值

	Model	RMS
Rhoades et al. (1976)	$EC_a = EC_w \theta T + EC_s$	6.33
Lin (1999)	$\sqrt{\sigma_{dc}} = c + [a(A_{es}) + bw]\rho_d$	48.16
Shah and Singh (2005)	$\sigma = A \cdot \theta^m$	6.04

#### 4.2 砂箱模擬地電阻場址參數率定

研究中為解決砂箱試驗時，導電度與體積含水量量測時無法同時到達尖峰值之延遲問題，及釐清砂箱邊界對 TDR 感測器量測時造成之影響。故於進行砂箱試驗時，針對上述問題分別改變原先二支 TDR 感測器擺設位置來進行相關之探討分析，並求得較為合理之場址率定參數，而試驗主要分為 case1 與 case2 二部份進行探討，各試驗結果如以下章節所述。

##### 4.2.1 TDR 埋置方式改良結果-case1

case1 試驗是將二支 TDR cone 由原先對稱擺放改為於砂箱同側上下平行擺放，如圖 3-13 (a) 所示，主要目的係釐清 TDR cone 量測時是否因受到空氣-土層界面之影響，而造成導電度與體積含水量量測時無法同時到達

最高峰之值，如圖 4-7。整體砂箱試驗時間共歷時 240 個小時。圖 4-8 為 case1 砂箱試驗體積含水量的監測結果，兩 TDR 感測器於土層中之初始含水量約等於 0.06，當降雨開始後，進入試驗第一階段降雨溼潤 (wetting)，在累積降雨約 180 分鐘的濕潤過程中，兩土層位置的含水量明顯隨著降雨時間的增加而上升，當試驗時間到達 180 分鐘後降雨停止，此時含水量接近整體試驗過程的尖峰值，TDR cone1 尖峰含水量約 0.33，TDR cone2 則接近 0.27。

試驗第二階段則為自然乾燥 (drying)，在降雨停止之後讓砂箱土壤自然乾燥至 240 小時，過程中兩土層位置的含水量值也隨著乾燥時間增加而逐漸遞減，當試驗結束時 TDR cone1 與 TDR cone2 最終的含水量值分別為 0.10 與 0.15；整體而言兩位置的體積含水量變化皆與降雨歷時有非常一致的變化趨勢。

圖 4-9 則為 case1 砂箱試驗導電度的監測結果，兩 TDR 感測器所在土層位置的初始導電度約 0~3 ( $\mu\text{s}/\text{cm}$ )，當第一階段降雨溼潤 (wetting) 開始後，兩土層位置導電度隨著降雨時間增加而逐漸上升，在降雨停止之前，TDR cone1 測得之導電度在約第 50 分鐘便提前出現尖峰值 215 ( $\mu\text{s}/\text{cm}$ )，之後雖仍然在降雨中，但導電度卻逐漸降低，此導電度變化趨勢與預期導電度隨降雨量逐漸增加而上升，並在降雨停止時到達導電度尖峰值的變化情形有所出入。但 TDR cone2 測得之導電度則在接近 180 分鐘降雨結束

時，才出現尖峰值約 180 ( $\mu\text{s/cm}$ )，其結果較符合所預期之情形；在降雨停止後，試驗進入第二階段自然乾燥 (drying)，此時兩位置土層的 TDR 感測器所測得導電度隨乾燥時間越長，有緩慢下降的趨勢，試驗結束時 TDR cone1 與 TDR cone2 的導電度值分別約為 65( $\mu\text{s/cm}$ )與 75( $\mu\text{s/cm}$ )。由上述的導電度監測結果可知，導電度的變化趨勢在不同深度的土層中其變化關係有所差異，且較不若體積含水量來得有一致性。

將兩 TDR cone 感測器所得體積含水量與導電度監測資料共同比較，在降雨濕潤的階段，TDR cone1 導電度的量測值明顯較含水量的量測結果提早約 100 分鐘到達尖峰值，研判可能因 TDR cone 感測器在量測含水量與導電度時，對於兩者的感應空間範圍 (sample volume) 不盡相同，其中含水量的感應範圍較導電度來得要大，導致監測結果有部分的延遲效應產生。因此當降雨剛開始，水分逐漸濕潤砂箱土壤的過程中，導電度與含水量皆明顯的上升，不過感應範圍較小的導電度值則較含水量值提早到達尖峰值，此時降雨仍持續進行，不過可能因 TDR cone 感測器下方仍有約 45cm 相對極為乾燥的土壤提供水分入滲的路徑，感測器下方水分的入滲速率大於上部降雨的補充速率，故平均反應的結果使得導電度的量測值呈現下降的趨勢，而感應範圍較大的含水量值平均反應的結果仍為增加，但增加的速率也明顯的減緩；最後當降雨停止以後，TDR 感測器上下水份流動速率已逐漸趨於穩定，故導電度值與含水量值則隨著乾燥時間愈長而有一致緩

慢遞減的趨勢。但由 TDR 2 量測所得到之結果可知，如將 TDR 感測器埋置深度加深，其導電度幾乎與體積含水量同時到達尖峰值，因此可知造成含水量與導電度延遲之原因，亦有可能為降雨濕潤時，土壤吸水後逐漸緊密導致 TDR 感測器上方土層覆蓋厚度減小，造成埋置深度過淺，使 TDR 感測器量測時受土層-空氣界面之影響而造成。由試驗可得知，將 TDR 感測器埋置深度加深可有效解決 TDR 量測體積含水量與導電度所產生之延遲效應，使量測結果更為合理。

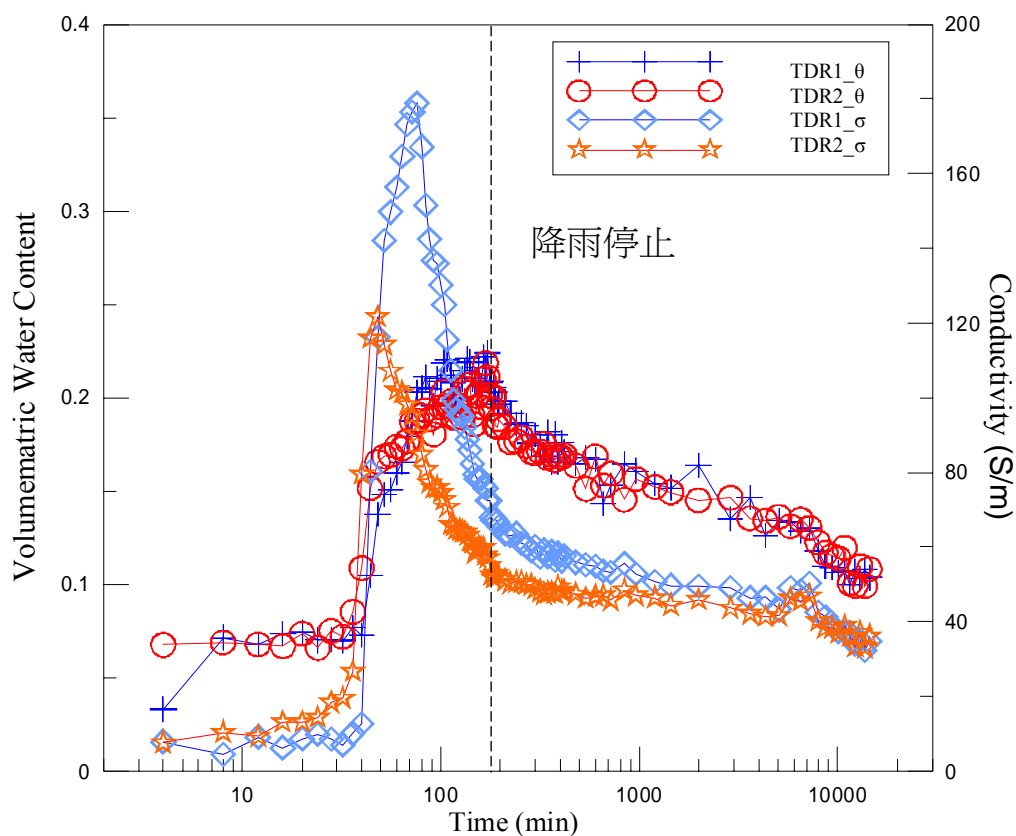


圖 4-7 砂箱試驗體積含水量與導電度監測資料比較 (姚奕全,2007)

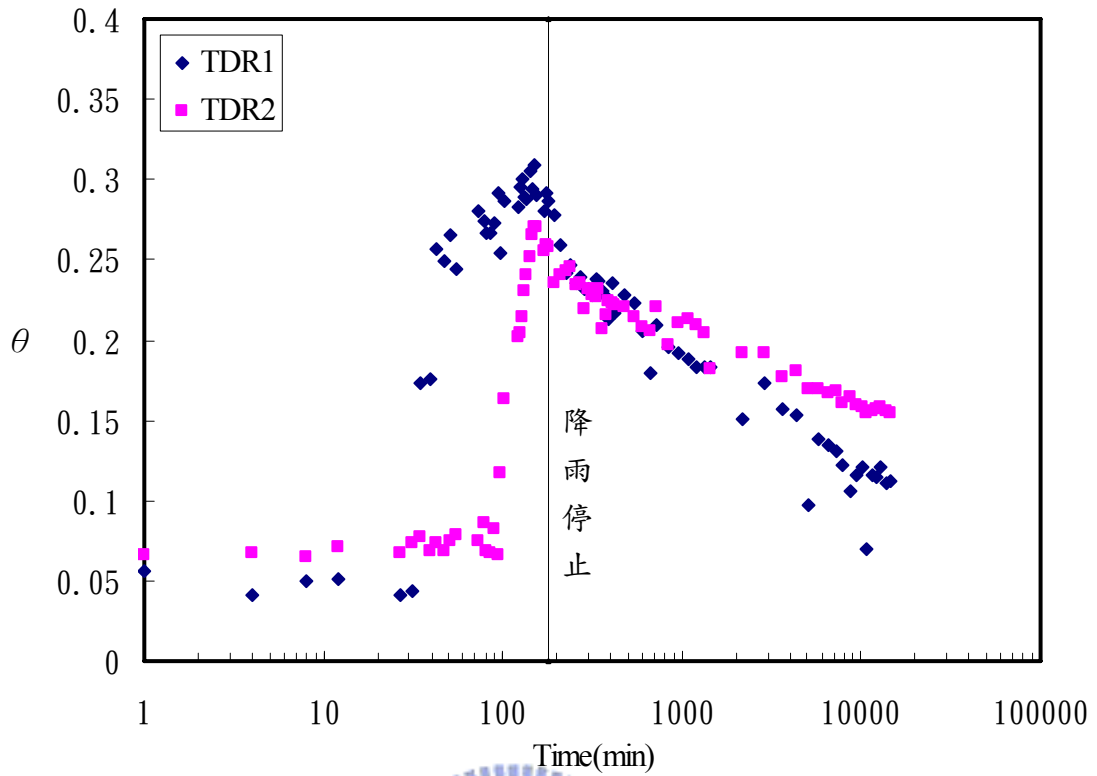


圖 4- 8 case1 砂箱試驗體積含水量 ( $\theta$ ) 監測資料

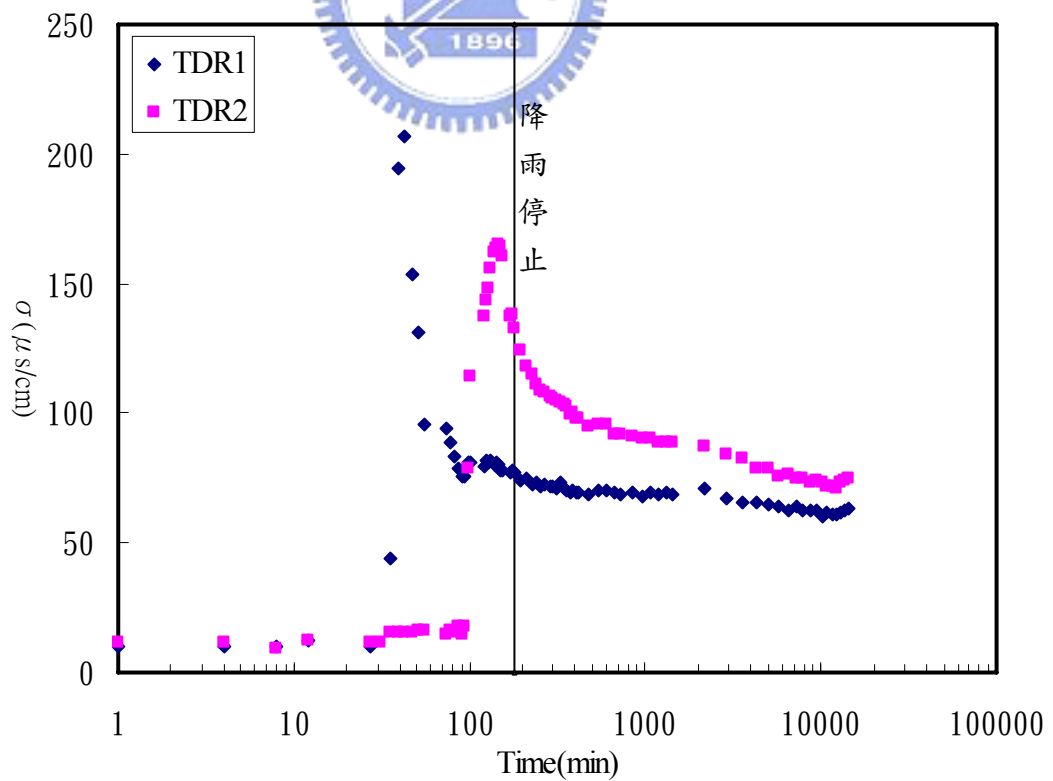


圖 4- 9 case1 砂箱試驗導電度 ( $\sigma$ ) 監測資料

根據廣義 Archie's law 中電學性質與含水特性之關係式，以上述 case1 砂箱試驗所得體積含水量與導電度的監測結果，回歸分析式中的地電阻場址參數，即 A、m 值。因 TDR 1 之量測資料受 TDR 量測含水量與導電度兩者的延遲效應影響，因此部份要主要係針對 TDR 2 來進行探討。由於電性的遲滯效應 (Knight, 1991)，土壤由濕到乾以及乾到溼的迴歸結果會有某些程度的差異性，為避免電性的遲滯效應影響，故將砂箱試驗中土壤降雨濕潤與自然乾燥兩階段的試驗監測資料分別進行迴歸率定，其結果如圖 4- 10 與圖 4- 11。圖中三角型資料點之迴歸曲線為先前於小型率定模所迴歸該土樣含水量與導電度的基本率定關係；由圖 4- 10，可知濕潤階段整體迴歸趨勢線的變化與率定模結果較為接近，而由圖 4- 11，乾燥階段的迴歸趨勢線雖與率定模結果差異較大但其相關係數較佳；其差異原因可能因降雨入滲不均勻，故造成 TDR 感測器量測時，其量測範圍內土壤並非如小型率定模試驗時之均質變化，加上受到體積含水量與導電度空間解析度不同所影響，因此造成試驗值低估及試驗誤差之情形。濕潤與乾燥試驗階段迴歸分析之地電阻場址參數值 A、m 值如表 4- 6 所示。

由以上的率定結果，認為先前所研判因 TDR cone 感測器對於含水量與導電度的感應空間範圍大小不同所造成的延遲效應，再加上準備的砂箱試體無法如小型率定模試體來得均質，所導致兩者間土壤乾密度與均質性的差異，因而造成降雨濕潤階段的監測資料率定結果與小型率定模結果的

落差；至於在自然乾燥階段，雖然受延遲效應的影響較小，但仍因為砂箱試體與率定模間均質性的差異，而導致後續迴歸率定的結果與該土樣基本率定關係不盡相同，但整體而言，濕潤與乾燥階段的率定結果與率定模結果皆有一致的變化趨勢。

表 4- 6 case1 砂箱試驗之地電阻場址率定參數值

	降雨濕潤	自然乾燥
TDR 1	A=0.02007、m=0.6088	A=0.00915、m=0.1726
TDR 2	A=0.12935、m=1.5237	A=0.04971、m=1.0511

【註】：廣義 Archie's Law:  $\sigma = A\theta^m$

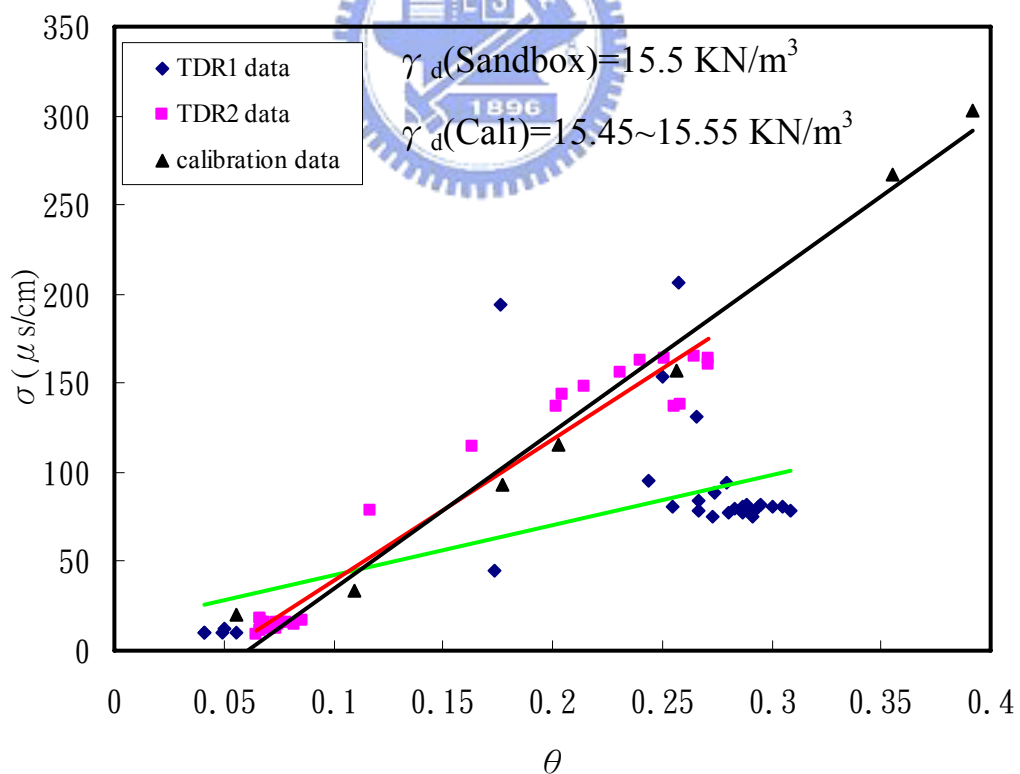


圖 4- 10 case1 砂箱濕潤階段 $\sqrt{\sigma}$  v.s  $\omega$  率定結果



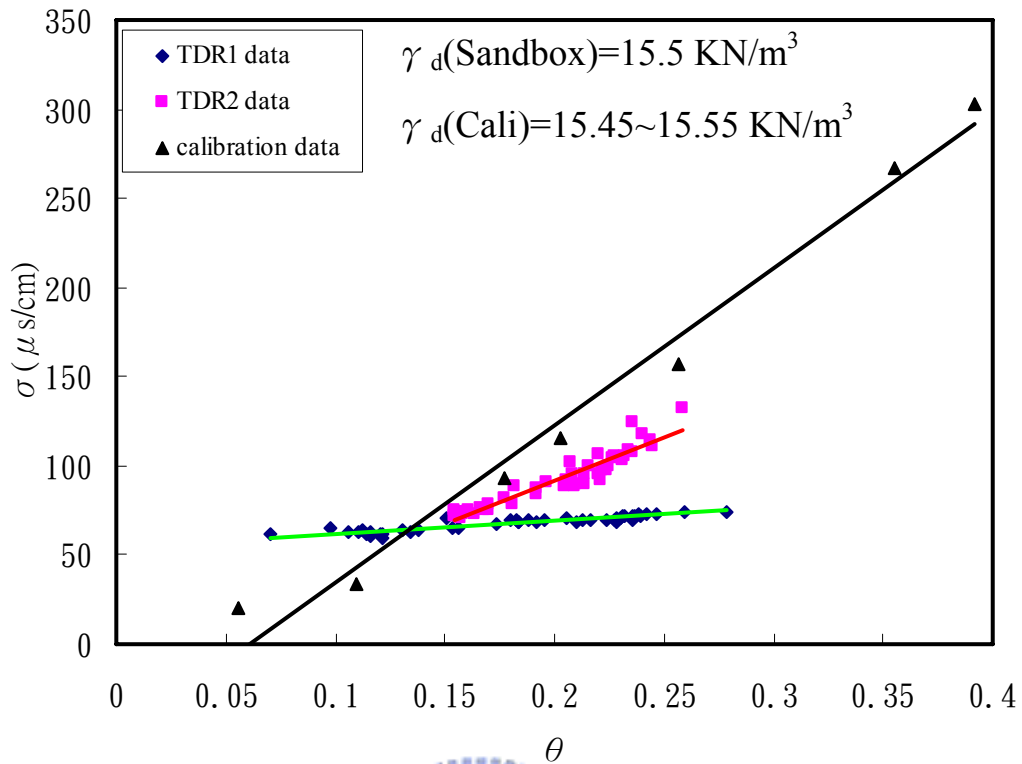


圖 4- 11 case1 砂箱乾燥階段  $\sigma$  v.s  $\theta$  率定結果

#### 4.2.2 TDR 埋置方式改良結果-case2

case2 試驗是將 case1 的二支 TDR cone 埋設位置由靠著砂箱邊界放置改為置於砂箱中心，如圖 3- 13 (b) 所示，而為避免量測時與 ERT 相互影響，因此將 TDR cone 埋設方向與 ERT 測線平行如圖 3- 15 (b) 所示。主要目的係為了解 TDR cone 量測時是否因埋設位置過於靠近砂箱邊界，而於降雨時受到邊界滲流之影響。整體砂箱試驗時間共歷時 240 個小時。圖 4- 12 為 case2 砂箱試驗體積含水量的監測結果，兩 TDR 感測器於土層中之初始含水量約等於 0.06，當降雨開始後，進入試驗第一階段降雨溼潤 (wetting)，在累積降雨約 180 分鐘的濕潤過程中，兩土層位置的含水量明顯隨著降雨時間的增加而上升，當試驗時間到達 180 分鐘後降雨停止，此


時含水量接近整體試驗過程的尖峰值，TDR cone1 尖峰含水量約 0.3，TDR cone2 則接近 0.24。

試驗第二階段則為自然乾燥 (drying)，在降雨停止之後讓砂箱土壤自然乾燥至 240 小時，過程中兩土層位置的含水量值也隨著乾燥時間增加而逐漸遞減，當試驗結束時 TDR cone1 與 TDR cone2 最終的含水量值皆為 0.15；整體而言兩位置的體積含水量變化皆與降雨歷時有非常一致的變化趨勢；且 case2 體積含水量之變化趨勢亦與 case1 一致，可間接證明試驗重複性良好。

圖 4- 13 為 case2 砂箱試驗導電度的監測結果，兩 TDR 感測器的初始導電度約 0~3 ( $\mu\text{s}/\text{cm}$ )，當第一階段降雨濕潤 (wetting) 開始後，兩土層位置導電度隨著降雨時間增加而逐漸上升，在降雨停止之前，TDR cone1 測得之導電度在約第 65 分鐘便提前出現尖峰值 135 ( $\mu\text{s}/\text{cm}$ )。但 TDR cone2 測得之導電度則在接近 180 分鐘降雨結束時，才出現尖峰值約 200 ( $\mu\text{s}/\text{cm}$ )；而在降雨停止後，試驗進入第二階段自然乾燥 (drying)，此時兩位置土層的 TDR 感測器所測得導電度隨乾燥時間越長，有緩慢下降的趨勢，試驗結束時 TDR 1 與 TDR 2 的導電度值分別約為 60 ( $\mu\text{s}/\text{cm}$ ) 與 70 ( $\mu\text{s}/\text{cm}$ )。由結果發現 case2 導電度變化趨勢亦與 case1 一致，顯示出良好之重複性。

而比較 case1 與 case2 二種不同埋設方式所得之導電度結果可發現，

case2 在將 TDR 感測器由砂箱邊界改至砂箱中心，排除邊界滲流影響後，於降雨濕潤階段，其 TDR1 導電度量測值略低於 TDR2，因此可初步確認 case1 的 TDR1 導電度值高於 TDR2 可能係受界面滲流影響所致。由圖 4- 14 (a) 可清楚的發現在降雨濕潤階段，因土壤遇水後逐漸緊縮，造成土壤與砂箱邊界產生一肉眼可見之裂縫，其深度達 5~6 公分如圖 4- 14 (b) 所示。而 TDR1 所埋設深度約 5 公分正好為裂縫所在之位置，加上 case1 係將 TDR 感測器沿著砂箱邊界埋設，因此當降雨持續一段時間，土壤中可溶性物質溶於水中後，部份雨水即沿著裂縫滲流至 TDR 感測器位置，造成量測值偏高之情形。



而在 case2 中，其 TDR1 之導電度略低於 TDR2，研判可能因 TDR 感測器埋置於砂箱中心，經模擬降雨後，隨著含水量不斷增加使土體間原本存在之可溶性物質逐漸溶於水中，且於雨水向下滲流時一同入滲，造成 TDR1 導電度下降，此亦為 TDR1 導電度於降雨結束前便到達尖峰值之可能原因；而 TDR2 則埋置深度較深，故模擬降雨結束時，入滲深度僅與 TDR2 埋置深度約略相等，因此較無影響。最後當降雨停止以後，TDR 感測器上下水份入滲速率已逐漸趨於穩定且含水量不再增加，故導電度值與含水量值則隨著乾燥時間愈長而有一致緩慢遞減的趨勢。

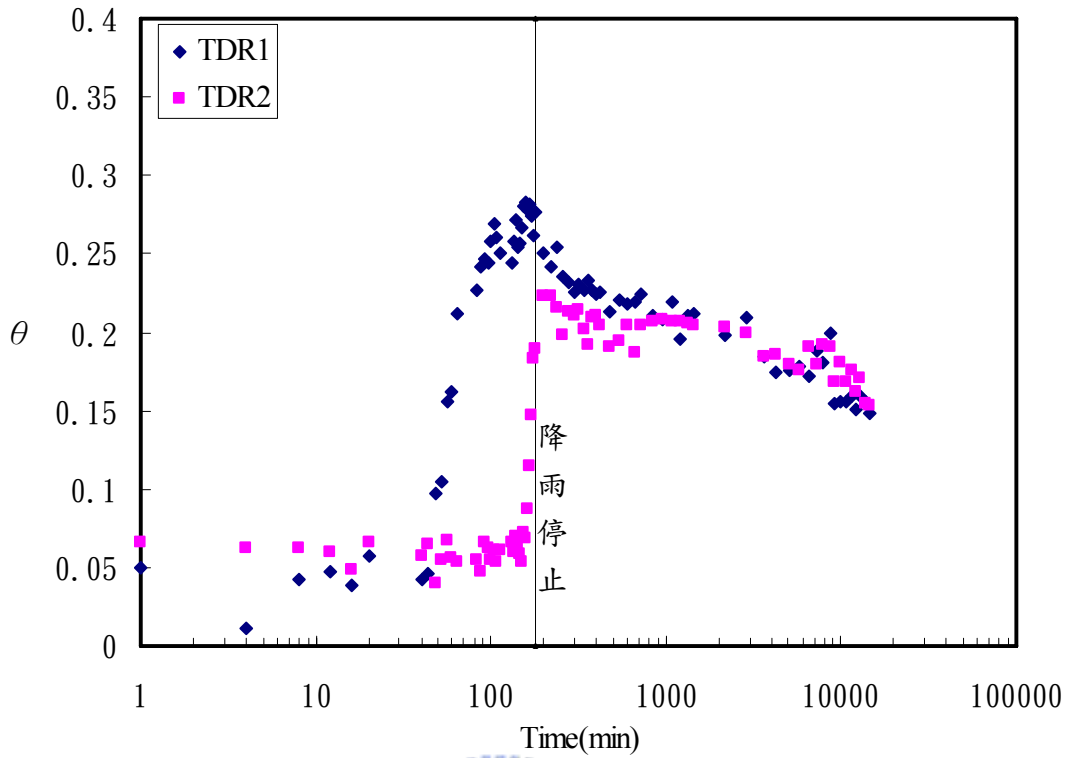


圖 4- 12 case2 砂箱試驗體積含水量 ( $\theta$ ) 監測資料

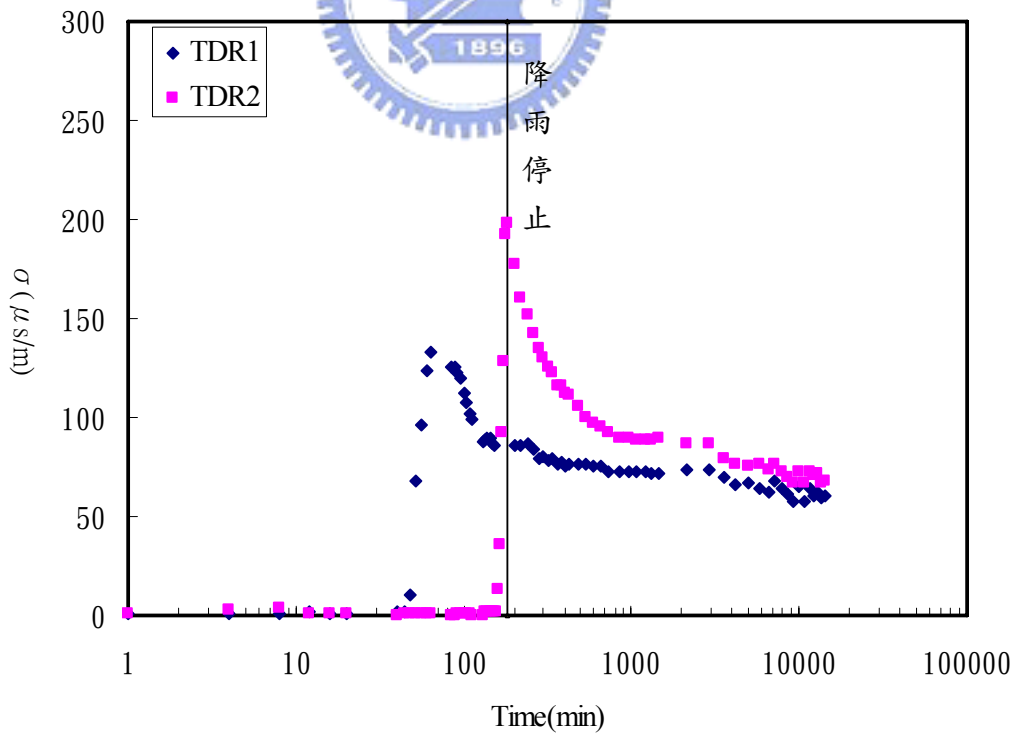


圖 4- 13 case2 砂箱試驗導電度 ( $\sigma$ ) 監測資料

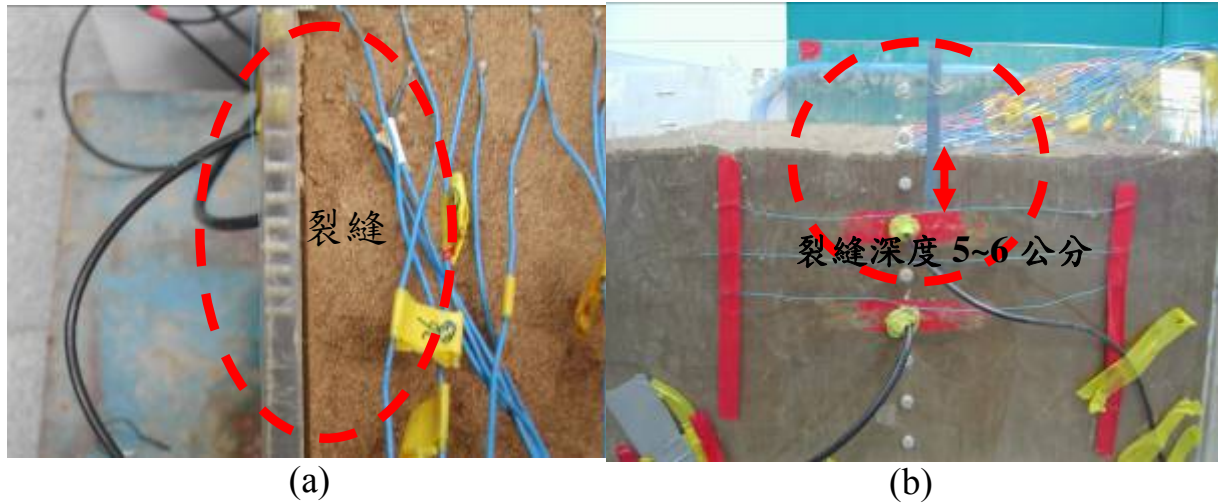


圖 4-14 砂箱邊界裂縫示意圖

而根據廣義 Archie's law 中電學性質與含水特性之關係式，以上述 case2 砂箱試驗所得體積含水量與導電度的監測結果，回歸分析式中的地電阻場址參數，即  $A$ 、 $m$  值。此部份依舊針對 TDR 2 來進行探討。為避免電性的遲滯效應影響，故將砂箱試驗中土壤降雨濕潤與自然乾燥兩階段的試驗監測資料分別進行迴歸率定，其結果如圖 4-15 與圖 4-16。圖中三角型資料點之迴歸曲線為先前於小型率定模所迴歸該土樣體積含水量與導電度的基本率定關係；由迴歸所得之結果可知，在濕潤與乾燥階段其迴歸之結果與 case1 之迴歸結果趨勢皆一致，顯示出良好之重複性；且迴歸所得之  $A$ 、 $m$  值皆非常相近，只於乾燥階段時，因乾燥速率不同而造成迴歸結果上之差異。但整體而言，case1 及 case2 濕潤與乾燥階段的率定結果與率定模結果皆有一致的變化趨勢。case2 濕潤與乾燥試驗階段迴歸分析之地電阻

場址參數值 A、m 值如表 4-7 所示。

表 4-7 case2 砂箱試驗之地電阻場址率定參數值

	降雨濕潤	自然乾燥
TDR 1	A=0.04067、m=0.9868	A=0.02161、m=0.6864
TDR 2	A=0.12304、m=1.2861	A=0.17357、m=1.8008

【註】：廣義 Archie's Law:  $\sigma = A\theta^m$

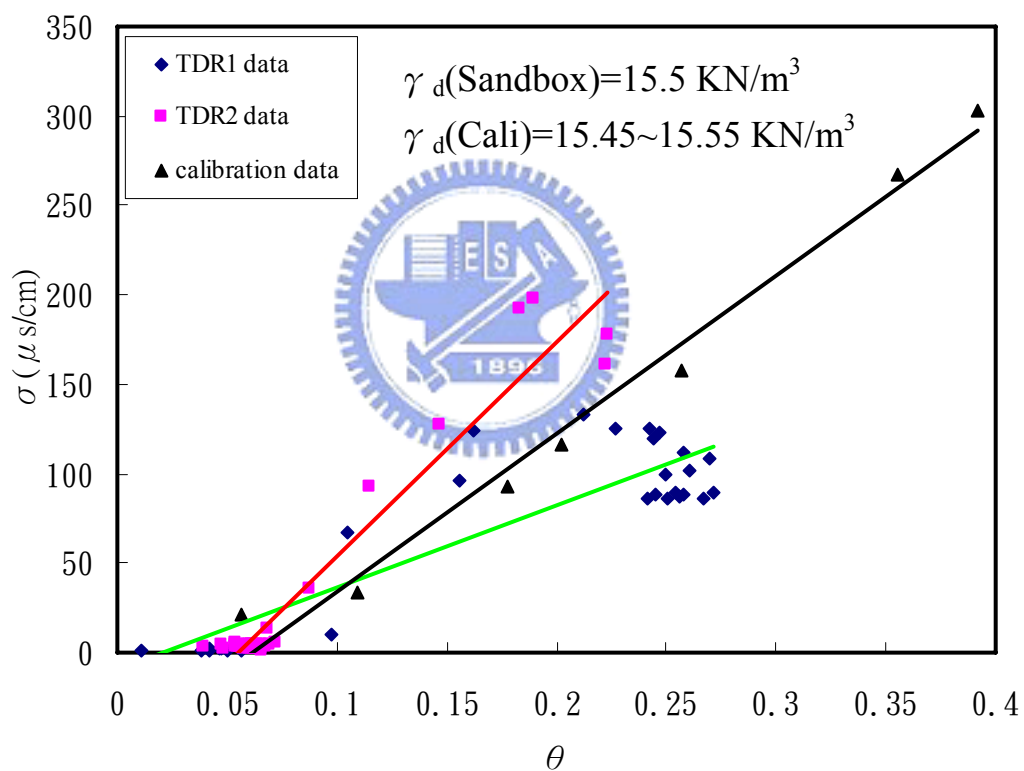


圖 4-15 case2 砂箱濕潤階段  $\sigma$  v.s  $\theta$  率定結果

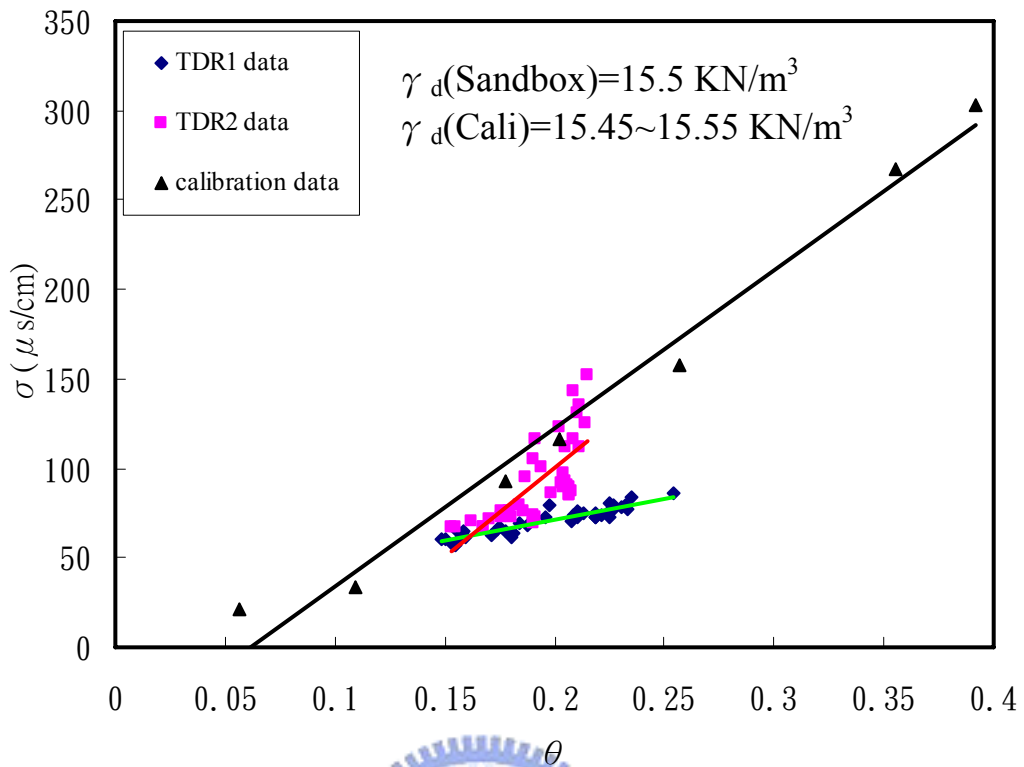


圖 4- 16 case2 砂箱乾燥階段  $\sigma$  v.s  $\theta$  率定結果

#### 4.3 砂箱模擬地電阻之含水特性影像詮釋

本研究為改善地電阻法所獲得之地電阻影像解析度，用以提高轉換後的土層含水特性剖面可靠度及探討改善後之地電阻解析度，故於進行砂箱試驗時佈設三維地電阻測線於降雨溼潤過程中於不同入滲深度（4、8、12、16cm）與乾燥過程中，調查及監測砂箱土壤之電阻率分布隨時間的變化情形。另經由砂箱試驗模擬現場佈設之 TDR 感測器所得體積含水量、導電度，可模擬於現地土層直接率定地電阻所需場址參數。本小節則利用前述砂箱模擬現地土層電學性質與各含水特性的率定結果，對地電阻監測砂箱降雨溼潤與乾燥過程中，各時間點之地電阻率剖面變化作相關含水特性影

像詮釋，以探討地電阻法改良後監測地層含水特性之結果。

砂箱試驗過程中，三維地電阻監測所得資料經相關反算軟體進行分析，以獲得砂箱土壤真實的電阻率分佈；在探討地電阻影像解析度方面，濕潤階段資料主要係利用 Robust 反算法來進行資料分析，期望藉由該反算方式可顯示出電阻率急遽變化之邊界，將入滲後乾溼交界面明顯呈現出來。乾燥階段則透過時間序列反算法以第一筆初始反算結果為後續各時間點量測結果的反算基準，可比較後續各監測結果之電阻率變化程度，並以差異百分比剖面表示之。

由圖 4- 17 截取  $x=2.5\text{cm}$  之長條形剖面來觀察砂箱土壤的電阻率變化情況。在影像解析度探討方面，其不同入滲深度所反算之結果與入滲過程側視照如圖 4- 18 所示；而改良前之試驗結果如圖 4- 19 所示。由圖 4- 18，最深入滲深度為 4cm 之結果可知，實際入滲情形因非均勻，故僅於  $y=30\sim 50\text{cm}$  入滲情況較為明顯且電阻值有所變化。而地電阻反算之結果顯示該段之電阻值由 450 (ohm-m) 之高電阻逐漸降低成 350 (ohm-m)，深度約為 3cm，其變化趨勢與入滲側視照相符；在最深入滲達 8cm 時，主要入滲區  $y=30\sim 50\text{cm}$  部份電阻值已降至 200 (ohm-m)，深度約 7cm，而其餘區域則有較明顯之入滲情形，電阻值由原先之 450 (ohm-m) 高電阻轉變成 350 (ohm-m)，其變化趨勢與入滲側視照相符；在最深入滲深度為 12cm 時，主要入滲區  $y=30\sim 50\text{cm}$  之電阻值持續降低，已出現約略 150 (ohm-m)



之低電阻，且範圍不斷擴大，而其餘部份也隨入滲深度增加使整體電阻值皆降至 350 (ohm-m) 以下，表示地電阻法所能探測的範圍內皆因入滲而逐漸溼潤，其變化趨勢與入滲側視照相符；當最深入滲深度達 16 公分，可發現表層已出現電阻值低於 150 (ohm-m) 之情況，且電阻剖面其深度 6cm 以上部份皆已降至 220 (ohm-m)，而深度 6cm 以下之電阻值亦皆已降至 300 (ohm-m)，顯示地電阻剖面隨著降雨時間增加，其電阻值隨之降低，變化趨勢與入滲側視照相符。

由 ERT 量測所得之地電阻影像剖面與砂箱實際入滲側視照相比，可發現地電阻影像剖面之高低電阻分布界面與實際入滲側視照乾溼分布界面趨勢相互吻合，ERT 反算所得之結果亦與入滲實際情形一致。另從圖 4- 19 結果可知論文 (姚奕全,2007) 測線排列方式 (如圖 3- 11 所示)，在最深入滲深度小於 8cm 時其地電阻電阻值趨勢與入滲側視照相符；但當最深入滲深度大於 8cm 後，便無法有效由地電阻剖面判斷入滲乾溼變化情形，且地電阻剖面變化亦變得較為凌亂。因此由以上結果可知，本研究所改變之測線佈設方法係能夠有效提高地電阻影像解析度，增加土層含水特性判釋之準確性。

而地電阻法主要監測時間範圍為砂箱試驗後半段的自然乾燥階段，該階段所涵蓋時間較長，由整體砂箱試驗時間第 3 小時一直到 240 小時，因此各監測結果經分析整理後，僅取 24 小時、48 小時、70 小時、96 小時、

166 小時以及 240 小時等電阻率剖面差異相對較為顯著的六個時間點，來觀察地電阻法於砂箱試驗中的監測結果。圖 4- 20 與圖 4- 21 分別為  $x=0\text{cm}$ 、 $x=2.5\text{cm}$  於上述六個監測時間所得電阻率差異百分比剖面，因地電阻佈線方式為對稱排列，故二剖面所得結果相似，因此後續將只針對  $x=2.5\text{cm}$  之地電阻剖面進行分析。由圖 4- 21，自 24 小時的剖面開始，於表層且  $y=40\sim 45\text{cm}$  的剖面位置，電阻率有些微上升的趨勢，而隨著監測時間越長，該位置電阻率值漸增，且電阻率上升區域逐漸向外擴展；一直到 240 小時，深度 13cm 以上的剖面位置電阻率普遍上升，其中又以剖面位置  $y=0\sim 5\text{cm}$  與  $y=40\sim 45\text{cm}$  處的電阻率上升變化較為顯著的區域。

由上述  $x=2.5\text{cm}$  位置的電阻率差異百分比剖面顯示，在砂箱試驗的乾燥過程中，其表層土壤的電阻率變異較大，由差異百分比剖面上有明顯的改變，且由表層逐漸向下方增加，顯示電探剖面土壤表面的水分流失速度較深層土壤來得快，其主要係因表層土壤上方直接與空氣接觸，因此水份直接蒸發於空氣中；另一方面，由於電探所探測範圍僅佔砂箱表面約 15cm 深的土層，下方仍有 35cm 深的乾燥土壤提供上方水份的入滲路徑，因此表層土壤擁有上下二方之蒸散路徑，故乾燥的速度相對較為快速，而比對各試驗時間點之砂箱側視照，如圖 4- 22 所示，各乾燥過程中，水份明顯向 15cm 以下土層入滲，與上述所得推論具有一致性。

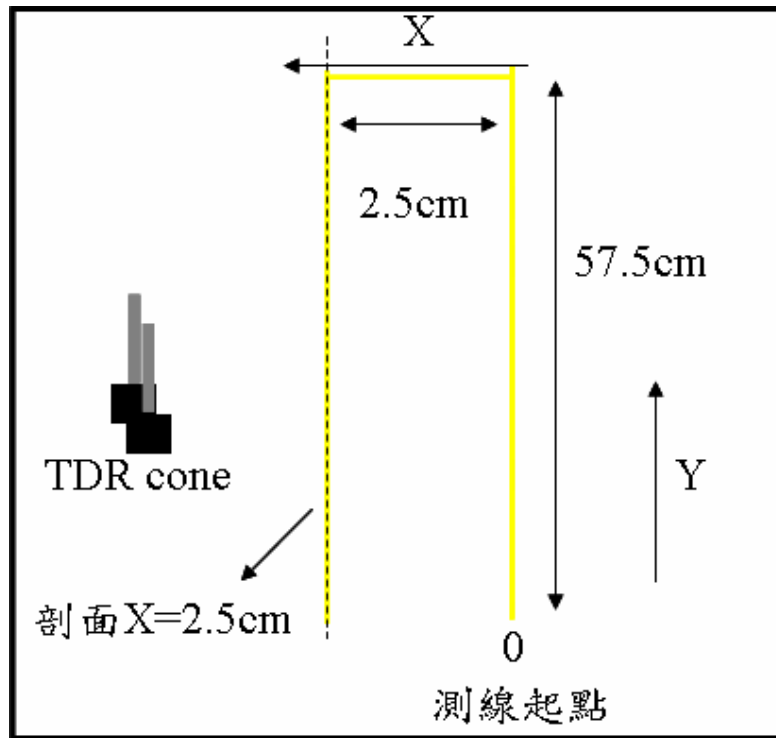


圖 4-17 地電阻法反算結果剖面位置示意圖



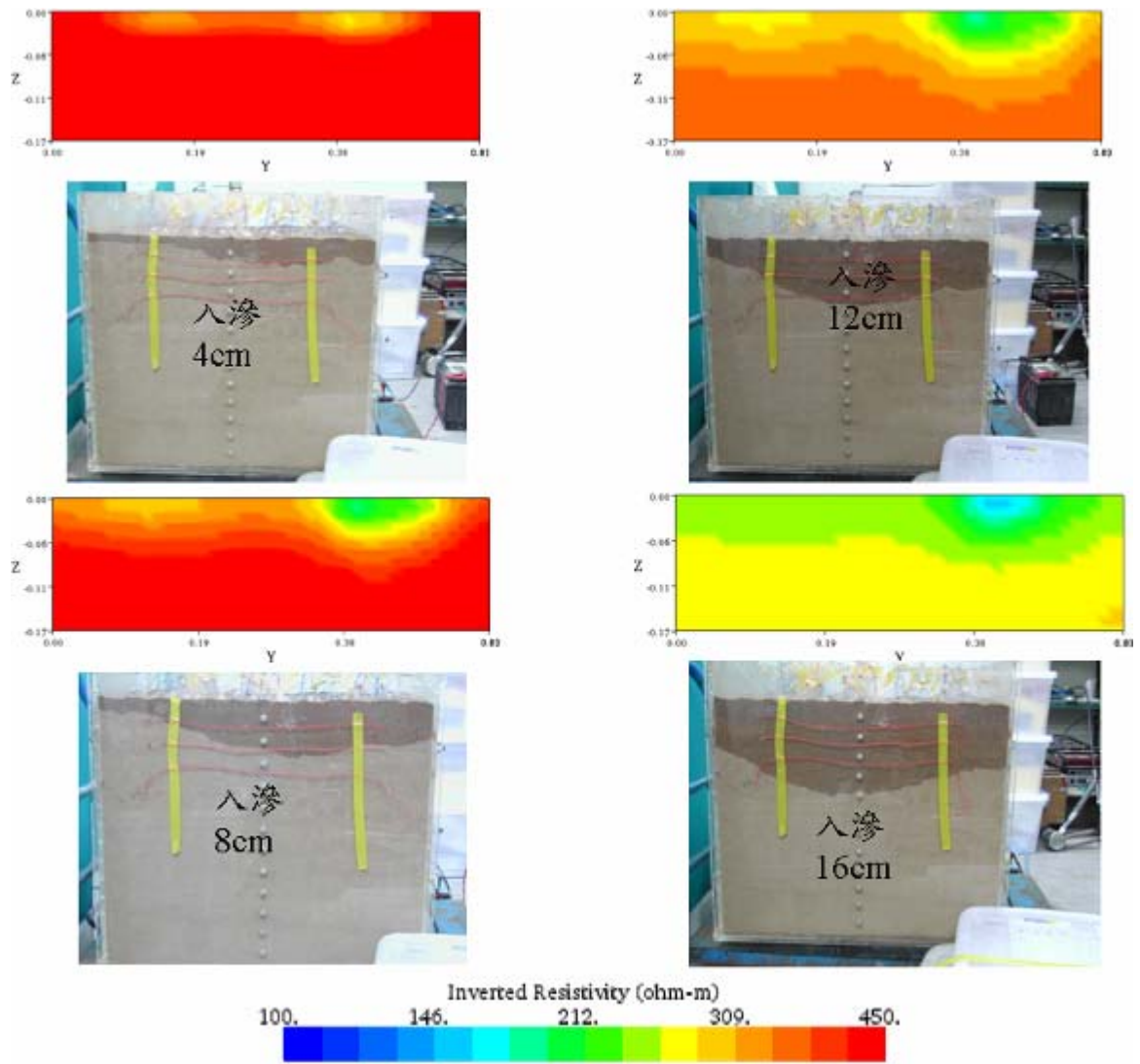


圖 4-18 不同入滲深度電阻率分布與入滲側照圖

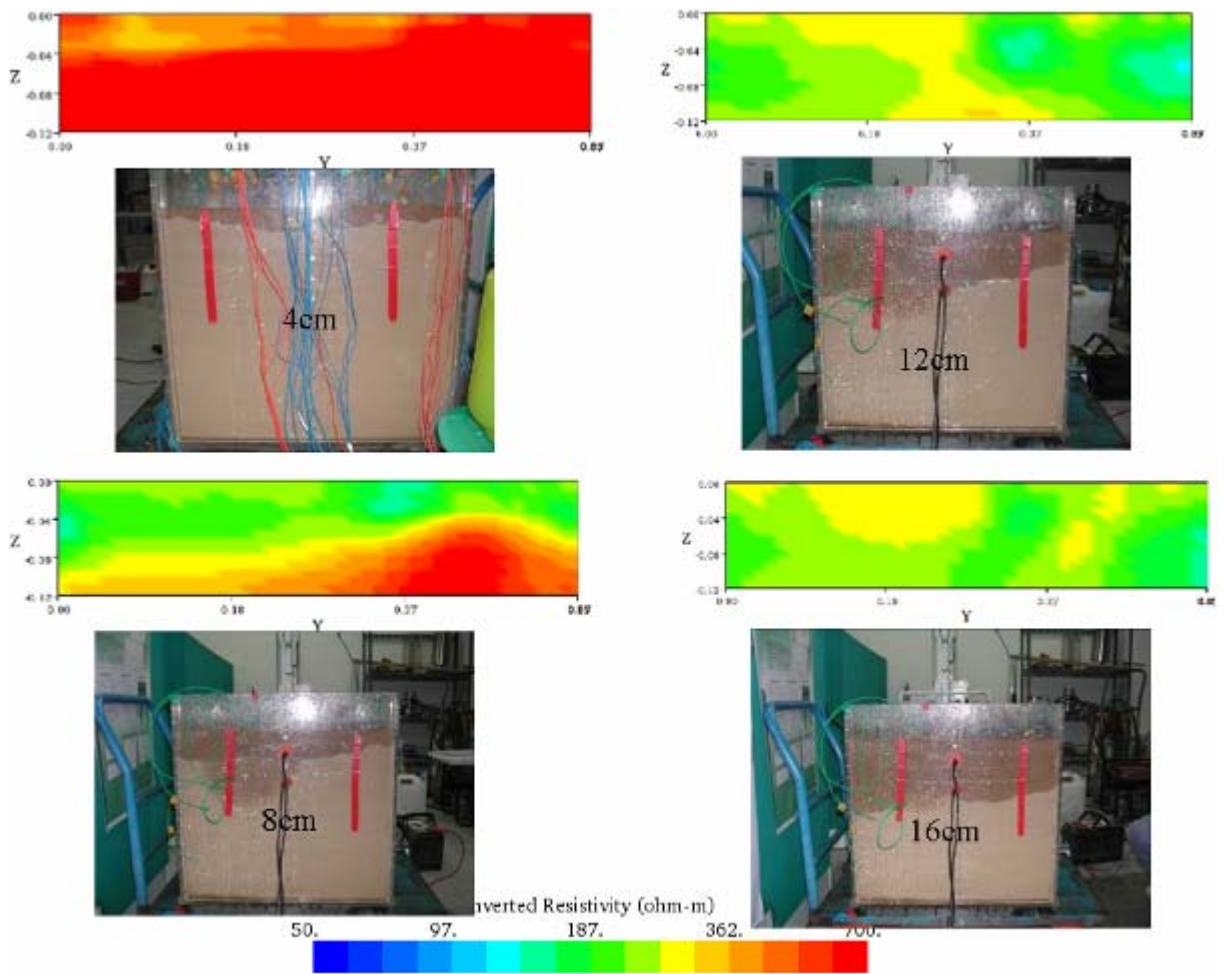


圖 4-19 不同入滲深度電阻率分布與入滲側照圖 (姚奕全,2007)

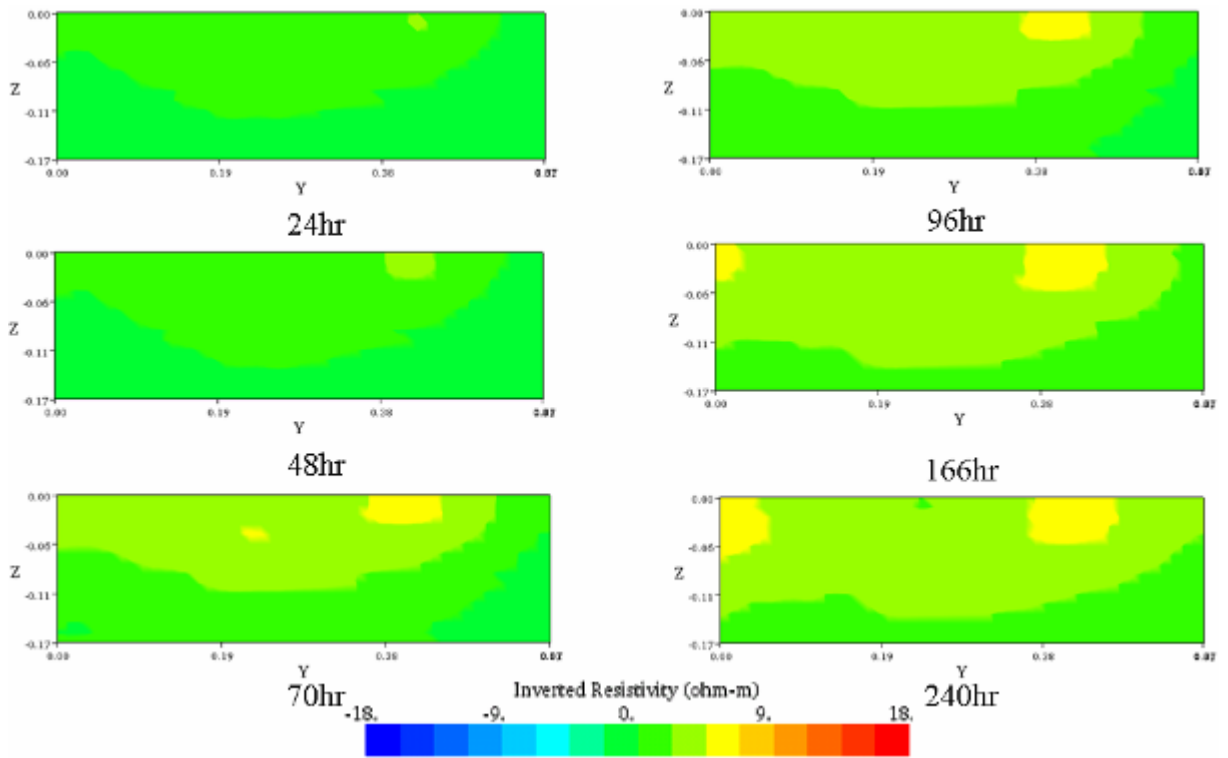


圖 4- 20  $x=0\text{cm}$  處電阻率差異百分比剖面

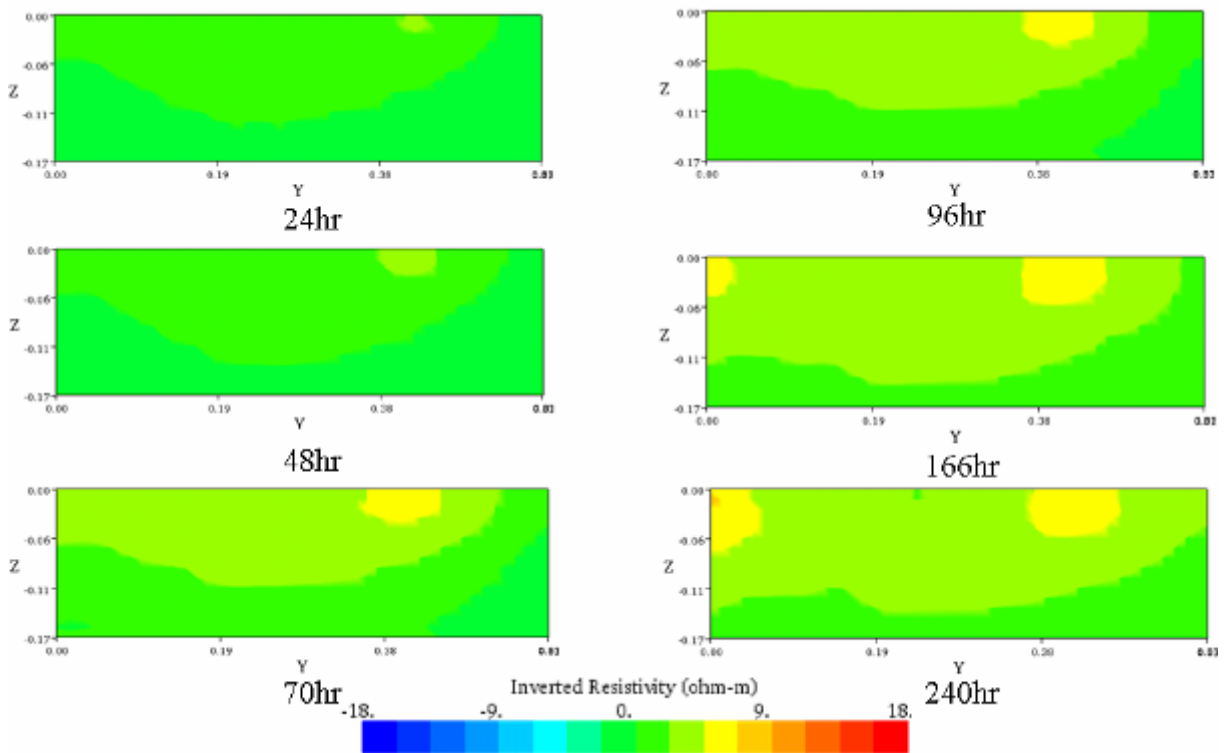


圖 4- 21  $x=2.5\text{cm}$  處電阻率差異百分比剖面

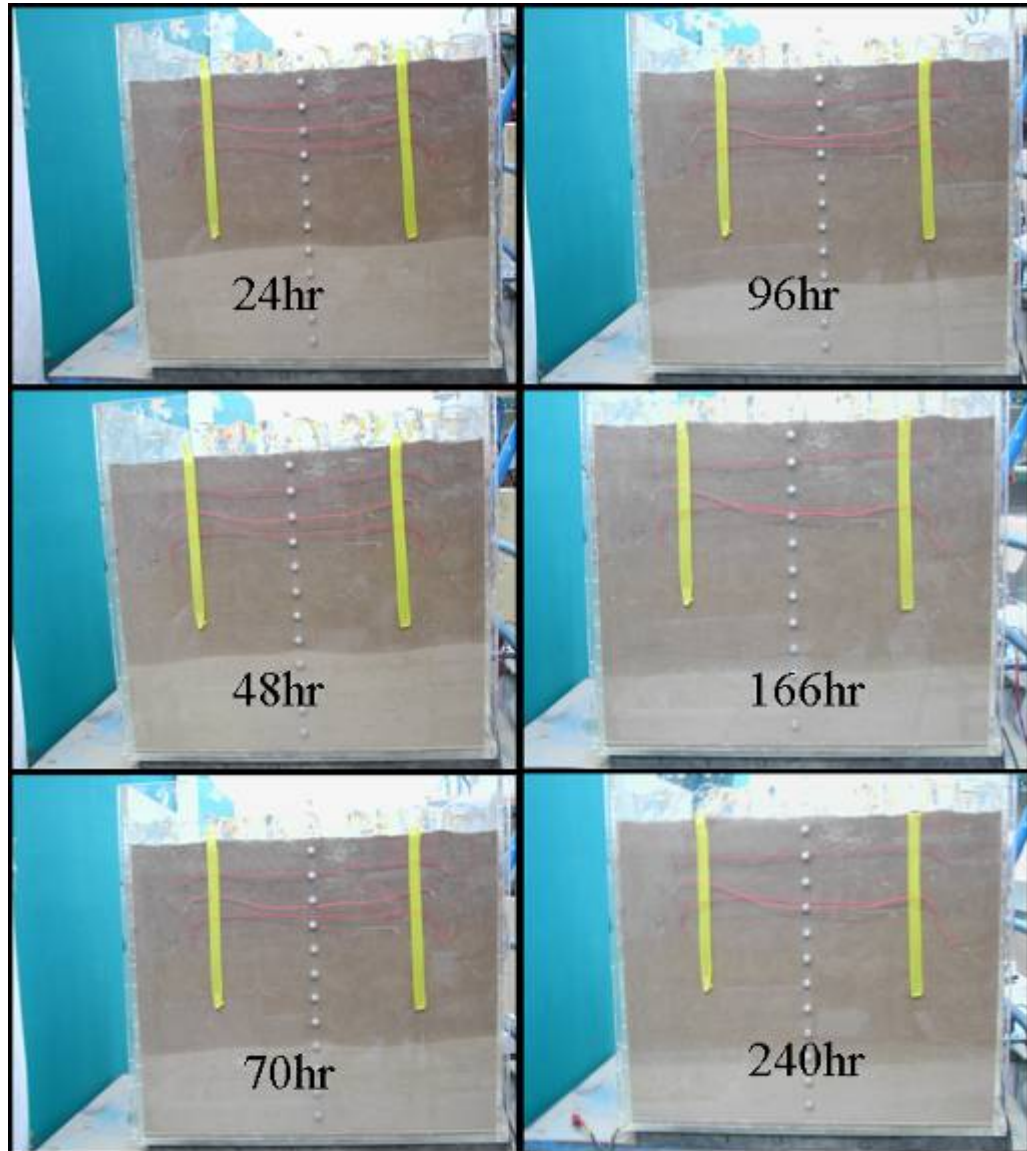


圖 4-22 砂箱試驗乾燥過程各時間點側視照

透過時間序列反算法所得各時間點監測結果之電阻率差異百分比剖面，以  $x=2.5\text{cm}$  處的整體電阻率剖面分佈隨砂箱試驗時間有較為明顯的電阻率變化，因此嘗試以該位置的地電阻監測反算結果，如圖 4-23 所示，利用前述章節於砂箱直接率定之地電阻場址參數，將各地電阻剖面轉換為體積含水量剖面，以對砂箱土壤做進一步的含水特性影像詮釋。

由於地電阻法與 TDR 量測系統進行土壤導電性質量測時，兩種施測方

式所定義的電場分佈並不相同，地電阻法是假設電流於半無限域的地層中流動，且電流流動方向與等勢能線相互垂直，而 TDR 脈衝電磁波具有量測方向性，因此欲利用 TDR 量測系統所率定關係進行地電阻剖面轉換之前，必須先對兩套量測系統所得土壤導電性質做相關的比對工作。

1、在比對工作方面，因 TDR2 埋置深度較深；入滲與乾燥速度較為緩慢，故導電度（電阻率）變化範圍較小無法有效進行比對，因此在比對方面主要由 TDR1 進行。由圖 4- 24 顯示 TDR1 所埋設深度為 5cm，取各監測時間點的二處電阻率平均值與 TDR cone 所得導電度倒數後之電阻率來做比較，分別為：1.  $x=2.5\text{cm}$ 、 $y=30\sim 40\text{cm}$ 、 $z=5\text{cm}$  剖面之電阻率平均值，2.  $x=2.5\text{cm}$ 、 $y=0\sim 57.5\text{cm}$ 、 $z=5\text{cm}$  剖面之電阻率平均值。比較結果如圖 4- 25 所示，各曲線皆呈現非常一致的變化趨勢，且由最接近 TDR 感測器埋設位置的電阻率剖面，即  $x=2.5\text{cm}$ 、 $y=30\sim 40\text{cm}$ 、 $z=5\text{cm}$  剖面之電阻率平均值，與 TDR 感測器所得電阻率值相當接近，誤差約在 60 (ohm-m) 以內，其差異原因研判因地電阻所能探測之剖面（剖面寬 2.5cm），與砂箱全區範圍比例過小（砂箱寬 60cm），加上降雨不均勻，且二者探測位置有一定之距離，故有可能使地電阻量測之值與 TDR 感測器所得之值有所誤差。但結果約略顯示兩種方法所得到的電阻率值差異性不大，因此嘗試直接以地電阻法所得各電阻率剖面進行含水特性剖面之轉換。



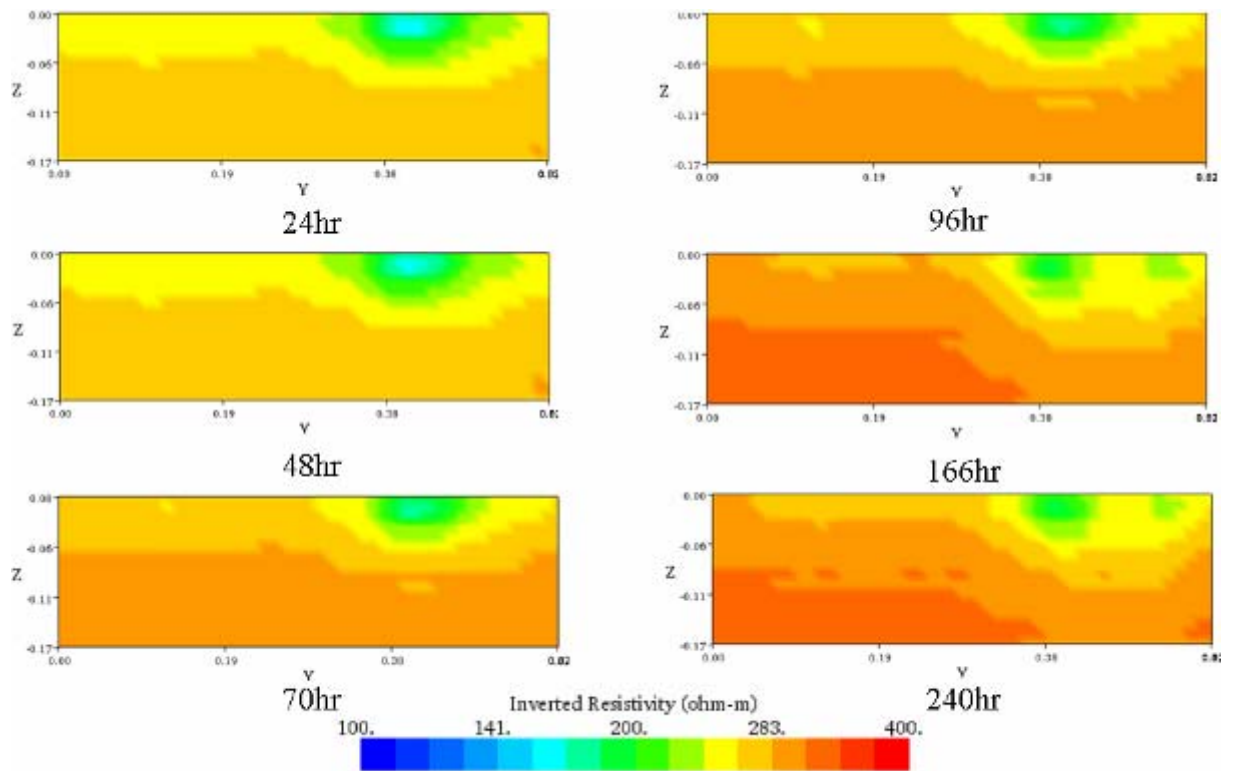


圖 4-23  $x=2.5\text{cm}$  處地電阻剖面

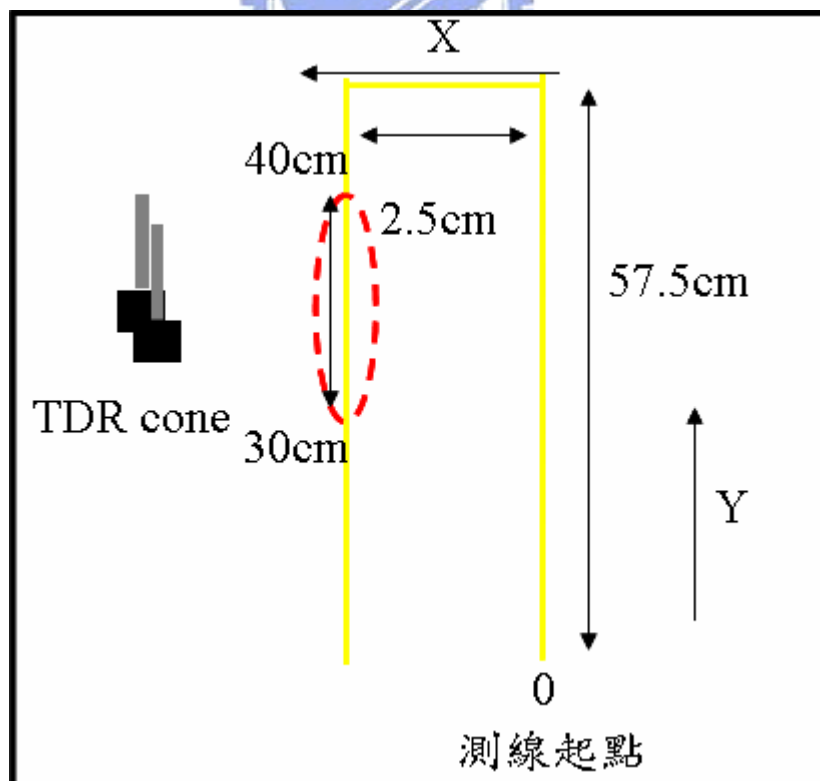


圖 4-24 選取地電阻率比對位置意圖

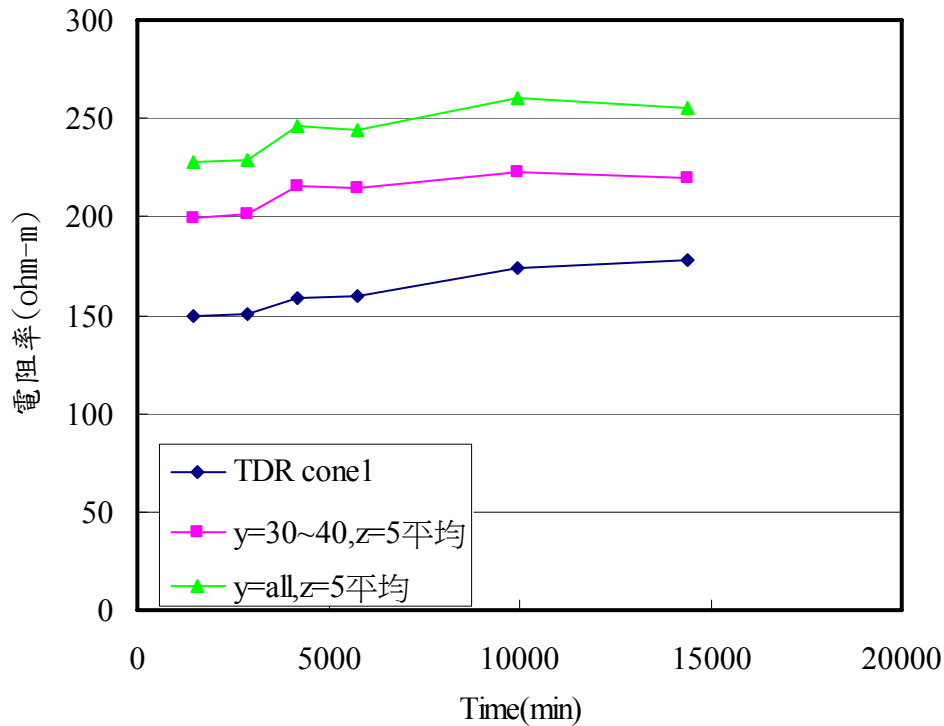


圖 4- 25 TDR 導電度（電阻率）與 ERT 電阻率比對

2、由砂箱試驗的乾燥階段，率定所得地電阻場址參數值如表 4- 6 所示。

利用 Archie's law (2005) 電學性質與含水特性之關係式對圖 4- 23 各監測時間點之地電阻剖面進行含水量剖面轉換，由於電阻率倒數即為導電度，因此將剖面各位置電阻率倒數得導電度後，即可經 Archie's law (2005) 轉換為體積含水量剖面分佈，其結果如圖 4- 26 所示。隨監測時間逐漸增加，砂箱表層約 5cm 以下土壤含水量的改變量不大，各時間點皆呈現濕潤的狀態，但在剖面深度 1~5cm、y=40~50cm 處左右的含水量值則有明顯降低的趨勢，顯示土壤逐漸呈現乾燥的狀態，且此含水量剖面於砂箱試驗乾燥過程中隨時間的變化趨勢，與經由電阻率剖面所研判砂箱土壤水分的整體變化結果具有相當的一致性。

而上述經由各率定關係所得體積含水量剖面的剖面值，則受到 TDR 感測器於砂箱試驗的率定過程中，TDR 感測器對導電度與含水量的感應空間範圍（sample volume）大小不同而產生遲滯(hysteresis)現象，且砂箱試體無法達到與率定模相對較為均質的分布，對砂箱的率定結果產生一定程度的影響，因此連帶影響率定關係轉換後的剖面值，不過以整體的變化趨勢而言，仍與地電阻剖面的監測結果有相當程度的一致性，因此由以上結果顯示，本研究中所提出利用 TDR 於現場率定現地土樣之電學性質與含水特性的關係，再利用地電阻法透過上述關係對地電阻監測剖面進行含水特性詮釋的研究概念，應可對地層含水特性分佈變化有初步的掌握。

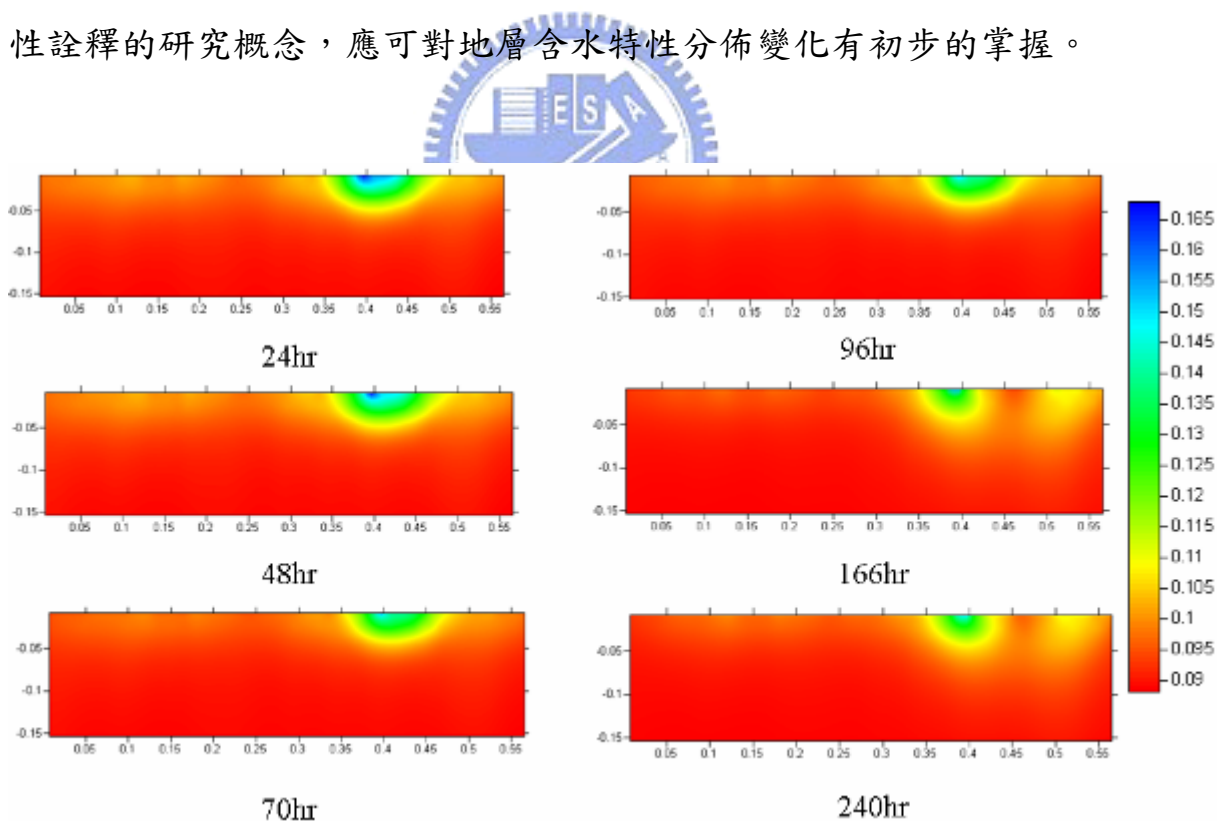


圖 4-26 轉換後體積含水量剖面

## 五、結論與建議

### 5.1 結論

非飽和土層內部之地層含水特性如飽和度、含水量等對邊坡穩定性及土壤污染傳輸影響甚鉅，而地電阻法所得電阻率參數與地層含水特性較為直接相關，因此本研究內容主要在改良地電阻法於非飽和地層含水特性之調查技術與監測的精度並提高其可行性。研究範疇共分為試驗配置改良與地電阻含水特性詮釋兩部分，各部份所得結論茲分別說明如下：

#### 一. 試驗配置改良與地電阻影像解析度評析：

##### TDR

- 1、將 TDR 感測器埋設位置加深，可有效改善含水量與導電度量測時之延遲效應問題與降雨時土壤吸水後緊密度提高，導致上方覆土層厚度減少造成 TDR 感測器埋置深度不足受空氣-土層影響之情況。
- 2、而由於砂箱模擬降雨所使用之基準水為純水，其導電度極小，因此當土中之可溶性物質溶解於水中入滲至下層土壤時，易造成上層土壤導電度降低，故將埋置深度加深亦可有效延緩避免此一情況。
- 3、將 TDR 感測器埋設位置移置砂箱中心，可避免模擬降雨時，土壤吸水緊縮使土壤與砂箱接觸面產生裂縫，造成雨水由砂箱邊界入滲之影響。

##### ERT

- 1、將地電阻測線排列方式改變，縮小其電擊棒之間距，維持總展距與

探測深度，於探測深度不變之情況下可有效地提高地電阻影像剖面解析度，且能更加清楚判斷入滲與土層乾溼分布之情形。

## 二.地電阻含水特性詮釋：

### 1、TDR 量測電阻率與體積含水量關係：

於小型率定模中，藉由 TDR cone 感測器量測土壤導電度，以率定實驗中寶二水庫粉質砂土之導電度與體積含水量關係，進而可推求其電阻率與體積含水量之關係。在水質導電度影響方面，三種方法所得結果都具有有一致性；由驗證結果顯示三種方法所得迴歸線之  $R^2$  均大於 0.95 以上，但廣義 Archie's Law 體積含水量與導電度所得之 RMSE 最小，故採用此關係進行後續體積含水量與導電度之分析。



### 2、砂箱模擬試驗：

透過砂箱試驗模擬現地經一段時間降雨後，再使其自然乾燥，使土壤含水特性產生一定程度的變化量後，利用 TDR 監測砂箱體積含水量與導電度，用以模擬於現地直接率定地電阻場址參數。然而在以 TDR cone 感測器監測砂箱土壤含水量與導電度的過程中，研判因砂箱試體與率定模試體的相對非均質性，且降雨入滲時，雨水分佈不均勻造成含水量分佈並非均質，而 TDR 導電度與體積含水量之空間解析度亦非相同，故造成地電阻場址參數濕側與乾側的率定結果皆與小型率定模的率定結果有所落差，而有遲滯（(hysteresis)）現象產生。

在地電阻含水特性影像詮釋的方面，因先前所提出砂箱模擬試驗受到延遲效應的率定結果與小型率定模結果之落差，且地電阻探測範圍縮小後，其所能探測之剖面（剖面寬 2.5cm），與砂箱全區範圍比例過小（砂箱寬 60cm），加上降雨不均勻，且二者探測位置有一定之距離，故可能使地電阻量測之值與 TDR 感測器所得之值有所誤差，因此初步嘗試以其率定關係對地電阻剖面轉換後所得體積含水量剖面值勢必會受到影響，但是整體的變化趨勢仍與電阻率剖面的變化一致，顯示利用轉換後的含水特性剖面結果可對於地層的含水特性分佈變化有初步的掌握。

由以上各改良結果顯示，本研究所提出結合 TDR 於現場率定現地土樣之電學性質與含水特性的關係，再透過上述各率定關係對地電阻法監測該地層所得各地電阻剖面進行含水特性影像詮釋的研究，在乾側與溼側中的體積含水量與導電度之率定關係明顯不同，其原因可能係降雨入滲時，雨水分佈不均勻造成含水量分佈並非均質，而 TDR 導電度與體積含水量之空間解析度亦非相同，因此造成乾溼兩側迴歸參數之差異。故未來尚須進一步針對 TDR 導電度與體積含水量之空間解析度差異及量測範圍影響進行探討。

此外，所準備砂箱試體的相對非均質性對於試驗結果的影響，對於未來進一步推廣至非均質土層的應用上時，需注意其所造成高度空間變異性對於率定結果的影響。

## 5.2 建議

- 1、未來可嘗試改變 TDR 感測器型式或安裝方式，以降低乾溼側  $\theta - \sigma$  的遲滯(hysteresis)現象
- 2、TDR 導電度與體積含水量之空間解析度差異及量測範圍影響需做進一步探討。
- 3、未來可嘗試直接於現地土層，以地電阻法搭配結合量測導電度、含水量的多功能 TDR 監測系統，於現地土層場址各點位置與深度進行現地率定與監測，以期進一步探討非飽和土層之含水特性。
- 4、砂箱試驗時因砂箱模型小，故解析度要求較高，因此試驗時 TDR 感測器埋置方向為水平方式。而未來於現地進行試驗時，可嘗試將 TDR 感測器埋置方式由水平如圖 5-1 (a) 改為垂直埋入如圖 5-1 (b) 所示，如此可將 TDR 感測器體積含水量與導電度空間解析度靈敏性較大之方向置於較均質之土層中，以解決地電阻場址參數濕側與乾側率定時之遲滯 ((hysteresis)) 現象。
- 5、未來進行現地試驗時，TDR 感測器所能量測的體積含水量與導電度最小範圍需與 ERT 測線最小解析度 (約測線排列間距之一半) 相同，以減少二者量測結果之差異。另 TDR 埋設位置與 ERT 測線之距離、仍需做進一步探討，以使現地量測結果能交互印證並避免量測時互相干擾。

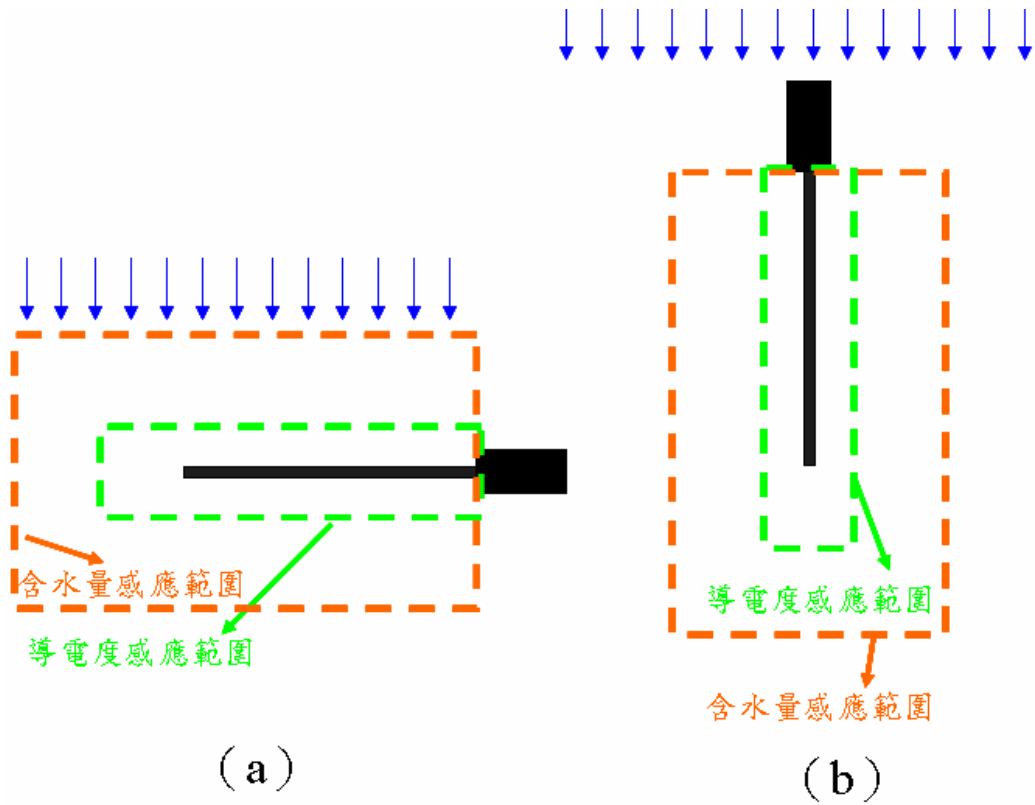


圖 5-1 TDR 感測器體積含水量與導電度量測範圍差異性示意圖





## 參考文獻

1. 姚奕全，「應用地電阻法於崩積層含水特性調查與監測之初探」，國立交通大學，碩士論文，民國 96 年 7 月
2. 林志平，「TIME DOMAIN REFLECTOMETRY FOR SOIL PROPERTIES」，Purdue University，博士論文，民國 88 年 8 月
3. 尤仁弘，「應用地電阻影像法於壩體潛在滲漏調查之研究」，國立交通大學，碩士論文，民國 95 年 7 月。
4. 單信瑜、張良正，「非水相液體於非飽和地層中傳輸行為之特性」，地球系統科學研討會（2002）。
5. 楊証傑，「ERT 在地工調查應用之問題評析與空間解析度探討」，國立交通大學，碩士論文，民國 94 年 7 月。
6. Archie, G. E., 1942, "Electrical-Resistivity Log as an Aid in Determining Some Reservoir Characteristics," Transactions of the American Institute of Mining and Metallurgical Engineers, Vol. 146, pp. 54-62.
7. Arulanandan, K. and Smith, S. S., 1973, "Electrical Disperison in Relation to Soil Structure," Journal of the Soil Mechanics and Foundations Division, ASCE, Vol. 99, No. SM12, pp. 1113-1133.
8. Barker, R. and Moore, J., 1998, "Application of Time-Lapse Electrical Tomography in Groundwater Studies," Leading Edge, Vol. 17, No. 10, pp. 1454-1458.
9. Cassiani et al., 2006, "A Saline Trace Test Monitored via Time-Lapse Surface Electrical Resistivity Tomography," Journal of Applied Geophysics,

- Vol. 59, pp. 244-259.
10. Constable et al., 1987, "Occam's Inversion A Practical Algorithm for Generating Smooth Models from Electromagnetic Sounding Data," *Geophysics*, Vol. 52, No. 3, pp. 289-300.
  11. Dahlin, T. and Leroux, V., 2006, "Time-Lapse Resistivity Investigations for Imaging Saltwater Transport in Glaciofluvial Deposite," *Environ Geol*, pp. 347-358.
  12. DeGroot-Headlin and Constable, S., 1990, "Occam's Inversion to Generate Smooth, Two-Dimensional Models from Magnetotelluric Data," *Geophysics*, Vol. 55, No. 12, pp. 1613-1624.
  13. Drahor, M. G. and Berge, M. A., 2006, "Application of Electrical Resistivity Tomography Technique for Investigation of Landslides: a case from Turkey," *Environmental Geology*, Vol. 50, No. 2, pp. 147-155.
  14. Edwards, L. S. 1977, "A Modified Pseudosection for Resistivity and Induced Polarization," Vol. 42, pp. 1020-1036.
  15. Giese, K. and Tiemann, R., 1975, "Determination of the complex permittivity from thin-sample time domain reflectometry: Improved analysis of the step response wave form," *Adv. Mol. Relax. Processes*, Vol. 7, pp. 45-59.
  16. Hillhorst, M. A., 1998, "Dielectric Characterization of Soil," Ph.D. Thesis, Wageningen, Netherlands.
  17. Inman, J. R., 1975, "Resistivity Inversion with Ridge Regression," *Geophysics*, Vol. 40, No. 5, pp. 798-817.
  18. Irmak, S., and Haman, D.Z., 2001, "Performance of the Watermark® granular matrix sensor in sandy soils," *Applied Engineering in Agriculture* 17: 787-795.

19. Larson, G.F., 1985, "Electrical sensor for measuring moisture in landscape and agricultural soils," U.S. Patent #4531087.
20. Lin, C. P., Siddiqui, S. I., Feng, W., Drnevich, V. P., and Deschamps, R. J., 1999, "Quality Control of Earth Fills Using Time Domain Reflectometry," Constructing and Controlling Compaction of Earth Fills, ASTM Special Technical Publication, No.1384, pp. 290-310.
21. Lin, C. P., Drnevich, V. P., Feng, W., and Deschamps, R. J., 2000, "Time Domain Reflectometry for Compaction Quality Control," Use of Geophysical Methods in Construction, Geotechnical Special Publication, No. 108, pp. 15-34.
22. Lin, C. P., 2003, "Frequency Domain versus Traveltime analyses of TDR Waveforms for Soil Moisture Measurements," Soil Science Society of America Journal, 67 : 720-729.
23. Lin, C. P., Chung, C. C., and Tang, S. H., 2007, "Accurate TDR Measurement of Electrical Conductivity Accounting for Cable Resistance and Recording Time," Soil Science Society of America Journal, 71 : 1278-1287
24. Loke, M. H. and Baker, R. D., 1996, "Practical Techniques for 3D Resistivity Surveys and Data Inversion," Geophysics Prospecting, Vol. 44, pp. 499-523.
25. Loke, M. H., 1999, "Time-Lapse Resistivity Imaging Inversion," 5th Meeting of the Environmental and Engineering Society European Section, pp. 1-2.
26. Loke, M. H., 2003, "Tutorial: 2-D and 3-D Electrical Imaging Surveys," Geotomo Software, Malaysia
27. Loke, M. H., Acworth I. and Dahlin, T., 2003, "A Comparison of Smooth

- and Blocky Inversion Method in 2D Electrical Imaging Surveys,”  
Exploration Geophysics, Vol. 34, pp. 182-187.
28. Mussett, A. E. and Khan, M. A., 2000, “Looking into the Earth,” Cambridge University press.
29. Nostrand, van, R. G. and Cook K. L., 1966, USGC Professional Paper No. 49.
30. Olayinka, A. I. and Yaramanic, U., 2000, “Use of Block Inversion in the 2D Interpretation of Apparent Resistivity Data and its Comparison with Smooth Inversion,” Journal of Applied Geophysics, Vol. 45, pp. 63-81.
31. Reynolds, J. M., 1997, “An Introduction to Applied and Environmental Geophysics,” Wiley.
32. Rezaur, R. B., Rahardjo, H., Leong, E.C., Lee, T.T., 2003, “Hydrologic behavior of residual soil slopes in Singapore,” ASCE Journal of Hydrologic Engineering, Vol. 8, No. 3, pp. 133-144.
33. Rinaldi, V. A. and Cuestas, G. A., 2002, “Ohmic Conductivity of Compacted Silty Clay,” Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering, ASCE, Vol. 128, pp. 824-835.
34. Robinson, D. A., Schaap, M., Jones, S. B., Friedman, S. P. and Gardner, C. M. K., 2003, “Considerations for Improving the Accuracy of Permittivity Measurement using Time Domain Reflectometry: Air-Water Calibration, Effects of Cable Length,” Soil Science Society of America Journal, Vol. 67, pp. 62-70.
35. Sauer, M. C., et al., 1955, “Electrical Conductance of Porous Plugs Ion Exchange Resin-Solution System,” Industrial and engineering chemistry, Vol. 47, No. 10, pp. 2187-2193.
36. Scalon, B. R., Andraski, B. J. and Bilskie, J., 2002, “Miscellaneous Methods

- for Measuring Matric or Water Potential,” pp.643-670, In Dane, J. H. and Topp, G. C., eds. Methods of Soil Analysis, Part 4, Physical Methods. SSSA Book Ser. 5. SSSA, Madison, WI.
37. SEGJ, 2004, “Application of Geophysical Methods to Engineering and Environmental Problems,” The Advisory Committee on the Standardization.
38. Shah, P. H. and Singh, D. N., 2005, “Generalized Archie’s Law for Estimation of Soil Electrical Conductivity,” Journal of ASTM International, Vol. 2, No. 5, pp. 145-164.
39. Shock, C.C., Barnum, J.M., and Seddigh, M., 1998, “Calibration of Watermark Soil Moisture Sensors for Irrigation Management, Proceedings of the International Irrigation Show, San Diego, CA. Irrigation Association, pp. 139-146.
40. Sjodahl, P., Dahlin, T. and Johansson, S., 2003, “Resistivity Monitoring for Internal Erosion Detection at Hallby Embankment Dam,” Progress in Environmental and Engineering Geophysics : Proceedings of the International Conference on Environmental and Engineering Geophysics, pp. 310-316.
41. Telford, W. M., Geldart, L. P. and Sheriff, R. E., 1990, “Applied Geophysics 2<sup>nd</sup>,” Cambridge University Press.
42. Topp, G. C., Davis, J. L., and Annan, A. P. (1980) , “Electromagnetic Determination of Soil Water Content and Electrical Conductivity Measurement Using Time Domain Reflectometry,” Water Resources Research, Vol. 16, pp. 574-582.
43. Van Genuchten, M. Th., 1980, “A closed form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils,” Soil Science Society of

America Journal, Vol. 44, pp. 892-898.

44. Yang, X. and Lagmanson, M., 2006, "Comparison of 2D and 3D Electrical Resistivity Imaging Methods," Advanced Geosciences.

