

國立交通大學

土木工程學系

碩士論文

地層電學性質與含水特性關係之現地尺度探討

Investigation of Relationship between Soil Moisture and
Electrical Properties -A Field Scale Study

研究生：楊士輝

指導教授：林志平 博士

中華民國一〇〇年十一月

地層電學性質與含水特性關係之現地尺度探討

Investigation of Relationship between Soil Moisture and Electrical
Properties -A Field Scale Study

研究生：楊士輝

Student: Shi-Hui Yang

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

碩士論文



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

November 2011

Hsinchu, Taiwan, Republic of China

中華民國一〇〇年十一月

地層電學性質與含水特性關係探討-現地尺度探討

學生：楊士輝

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

地層含水特性與邊坡穩定性有密切的關係，因此對於地層進行含水特性監測有其必要性。而地電阻法（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。前期研究提出結合時域反射法（Time Domain Reflectometry, TDR）與 ERT，藉由 TDR 可同時量測土層的含水特性及電阻率，建立電阻率與含水量率定關係。為驗證上述構想的可行性，並克服室內試驗邊界效應影響，本研究進行現地尺度試驗，探討地層電阻率與土壤含水量之關係。為量測現地不同深度之含水量與電阻率，本研究設計一貫入式 TDR 感測桿，裝設於現地，擷取現地經過因降雨之濕潤與乾燥過程資料，藉以建立現地含水量與導電度率定關係，進而利用 ERT 電阻量測，以獲得大範圍土層含水特性分布。由現地乾溼過程的觀測結果發現濕潤過程的快慢會影響導電度與含水量關係之斜率，但可能由於現場乾燥過程因消散水分緩慢，並無如室內實驗顯示明顯的遲滯現象，濕潤過後乾燥的路徑會沿著濕潤的路徑乾燥。而 ERT 與 TDR 量測到之電阻率，可能因為取樣空間不同的關係，在不同濕潤與乾燥過程，亦存在不同的相關趨勢，此部分尚須後續進一步之探討，以評估利用 ERT 影像估計含水量分佈之可靠度。

關鍵字：地電阻法（ERT）、時域反射法（TDR）、土壤含水量

Investigation of Relationship between Soil Moisture and Electrical Properties -A Field Scale Study

Student : Shi-Hui Yang

Advisor : Dr. Chih-Ping Lin

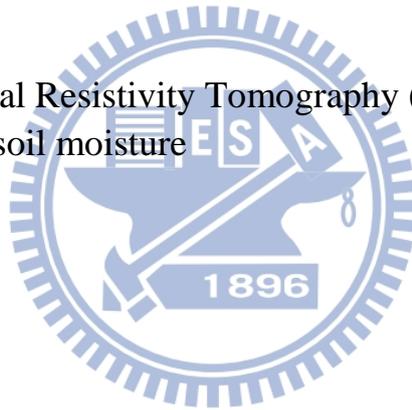
Department of Civil Engineering
National Chiao Tung University

Abstract

Since the soil water characteristic is essential for slope stability, its monitoring is critical and necessary for related stability evaluation. Electrical Resistivity Tomography (ERT) has the ability to monitor two dimensional or three dimensional distribution of soil resistivity, which is closely related to soil water content. Hence, it is possible to use Electrical Resistivity Tomography for large-scale monitoring of soil water 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. Earlier study proposed to integrate electrical resistivity tomography (ERT) with Time Domain Reflectometry (TDR), which can monitor soil moisture content and resistivity simultaneously in situ. To verify the feasibility and overcome the boundary effect in the laboratory testing, this study was aimed to perform full scale testing in the field to investigate the relationship between electrical resistivity and soil water content. A penetration-type TDR probe was designed to enable simultaneous measurement of resistivity and water content at different depths. The probe was installed in a test site to collect data to establish the relation between resistivity

and soil water content. The results obtained during different stages of wetting and drying show that the relationship between resistivity and soil water content is affected by the speed of wetting. But unlike what has been observed in the laboratory testing, no apparent hysteresis in wetting-drying cycle was observed in the field, perhaps due to the fact that the drying process in the field is quite slow. Furthermore, the relation between ERT-measured resistivity and TDR-measured resistivity also depends on different wetting and drying conditions. This may be attributed to different spatial sampling of the two measurements. Further study is required to evaluate the reliability of estimation of water content distribution from resistivity imaging.

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，使我在研究所的求學期間更加的成長、茁壯，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，余騰鐸教授、吳建宏教授、蔡光榮教授與湯士弘學長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，幸蒙志忠、俊宏、柏林、瑋晉等學長的協助，尤其是志忠、俊宏學長的諸多幫助，實在感激不盡。同屆王凱與逸倫於研究上的協助，以及其他研究所期間一起打球的凱仁、冠宇與大票同學、學弟和在一起生活六年的大學兼研究所同學信忠、景宇、大霆還有再一起修課、寫作業的同學，真的很高興能認識你們這群朋友。還要感謝學弟志昇、成泓、友誠昶生、學妹滢郁在實驗上的幫助，使每個實驗得以如期順利完成，以此謝文獻上致意。最要感謝的是我那可愛的家人們，這二十幾年來如果沒有你們一路上的包容與支持，就沒有今天的我，我愛你們，謹以此文獻給我親愛的家人。

目錄

中文摘要.....	i
Abstract	ii
致謝	iv
目錄	v
圖目錄	viii
表目錄	xiv
一、前言	1
1.1 研究動機	1
1.2 研究目的	3
二、文獻回顧	5
2.1 土壤電學性質與含水特性之關係	5
2.1.1 介電度與含水特性關係	5
2.1.2 導電度與含水特性關係	7
2.2 土壤電學性質量測:時域反射法 (TDR)	14
2.2.1 TDR 量測系統	15
2.2.2 TDR 介電度/含水量量測	15

2.2.3 TDR 導電度量測率定	17
2.2.4 既有現地土層 TDR 感測器研發應用回顧	19
2.2.5 TDR 現地含水量監測案例回顧	27
2.2.6 TDR 土壤電學性質量測綜合評析	31
2.3 土壤電阻性質量測：地電阻影像法（ERT）	32
2.3.1 施測原理	34
2.3.2 電極排列比較	43
2.3.3 佈線注意事項	47
2.3.4 ERT 反算原理	48
2.3.5 三維地電阻施測	52
2.4 結合 ERT 與 TDR 於砂箱現地模擬試驗	53
三、研究方法	57
3.1 場地選址	59
3.2 TDR 貫入器設計	62
3.3 地電阻含水特性詮釋	65
3.3.1 結合 TDR 現地率定地電阻場址參數之方法	66
3.3.2 TDR 量測電阻率與體積含水量關係	67
3.4 現地試驗	69
3.4.1 現地試驗儀器及配置	69

3.4.2 現地試驗規劃	71
四、試驗結果與討論	73
4.1 現地 TDR 感測器研發與量測率定結果	73
4.1.1 現地 TDR 感測器實體與測試	73
4.1.2 TDR 貫入器系統參數率定結果	77
4.2 現地場址佈設現況	82
4.3 現地地電阻模擬之含水特性影像詮釋	85
4.4 現地乾濕循環探討	93
4.5 現地遲滯現象的探討	98
4.6 貫入式 TDR 感測器串接探討	100
五、結論與建議	103
5.1 結論	103
5.2 建議	105
參考文獻	107

圖目錄

圖 1- 1 結合 TDR 與 ERT 調查與監測地層含水特性分佈流程圖 (摘自 林哲毅, 2009)	3
圖 2- 1 正規化之視介電常數與重量含水量關係圖(Lin,1999).....	7
圖 2- 2 電流於多孔隙介質中三種主要傳導路徑 (修改自 Sauer, 1955)	8
圖 2- 3 土壤組構模型 (改繪自 Klein and Santamarina, 2003).....	10
圖 2- 4 土壤組構模型(Mojid et al., 2007)	11
圖 2- 5 砂岩乾溼循環試驗飽和度對應電阻率關係圖	13
圖 2- 6 時域反射法之設備	15
圖 2- 7 TDR 於土壤中量測之波形示意圖	17
圖 2- 8 不同現地貫入形式 TDR probe (a) 同軸式 (b) 多棒式 (c) 貫入式	20
圖 2- 9 貫入式 TDR cone 設計圖	20
圖 2- 10 室內試驗照片	22
圖 2- 11 k_a vs θ , 介電常數 VS 體積含水量的資料標定	22
圖 2- 12 σ vs θ , 導電度 VS 體積含水量的資料標定	23

圖 2- 13 貫入影響 MRP (k_a) VS TDR 貫入器 (k_a)	23
圖 2- 14 貫入影響 MRP (σ) VS TDR 貫入器 (σ)	24
圖 2- 15 現地安裝埋設 TDR probe 實照(Ofer,2002)	25
圖 2- 16 現地安裝 TDR probe 實照(Ofer,2002)	25
圖 2- 17 現地安裝完成剖面圖(Ofer,2002)	26
圖 2- 18 不同體積含水量得到的視長度(視介電常數) VS 反射係 數(Ofer,2002).....	27
圖 2- 19 不同土壤下體積含水量 VS 視長度(視介電常數) (Ofer,2002).....	27
圖 2- 20 現場佈設規劃圖	29
圖 2- 21 鑽孔 C 之鑽孔資料圖.....	29
圖 2- 22 現地完工後實照	30
圖 2- 23 第一輪含水量觀測	30
圖 2- 24 第二輪含水量觀測	31
圖 2- 25 Wenner 地電阻探測量測示意圖(摘自尤仁弘, 2006) ..	34
圖 2- 26 單點電極電流與電位分佈(修改自 Loke, 2003)	36
圖 2- 27 雙點電極排列示意圖(修改自 Reynolds, 1997)	38
圖 2- 28 雙點電極電流與電位分佈變化(Telford, 1990)	38
圖 2- 29 均質地層下雙點電極水準電流密度幾何參數(Telford,	

1990)	39
圖 2- 30 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)	40
圖 2- 31 均質地層電流通過百分比 (Nostrand and Cook, 1966) .	41
圖 2- 32 非均質地層電流折射 (a) 不介質地層電流折射 (b) 電 阻低地層流向電阻高地層的電流折射 (c) 電阻高地層流向電 阻地地層的電流折射 (Hall, 1992)	42
圖 2- 33 (a) 均質地層電流密度分佈 (b) $\rho_1 < \rho_2$ 地層電流密度 分佈	43
圖 2- 34 一般常見電極排列方式	44
圖 2- 35 彎曲隧道調查工程佈線規劃 (SEGJ, 2004)	48
圖 2- 36 反算基本流程圖	51
圖 2- 37 一般三維電探佈線方式 (a) 沿 Y 軸, (b) 沿 X 軸	53
圖 2- 38 砂箱儀器配置示意圖	55
圖 2- 39 砂箱試驗 σ v.s θ 結果	55
圖 2- 40 壓力鍋試驗 σ v.s θ 結果經過溫度修正	55
圖 2- 41 (a) 快速乾溼循環試驗 (b) 自然乾溼循環試驗	56
圖 3- 1 研究流程圖	58

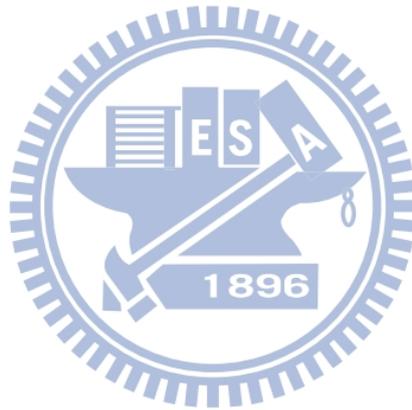
圖 3-2 (a) 交大博愛校區場址 (b) 交大光復校區場址	60
圖 3-3 (a) 交大博愛校區電阻剖面圖 (b) 交大光復校區電阻剖面圖	61
圖 3-4 (a) 透地雷達測線規劃圖 (b) 測線 1 剖面圖 (c) 測線 2 剖面圖 (d) 測線 3 剖面圖	62
圖 3-5 室內砂箱試驗所用 TDR cone	64
圖 3-6 貫入式 TDR cone (Lin et al.,2006a)	64
圖 3-7 TDR cone 感測段設計圖	64
圖 3-8 (a) 感測桿構造與量測範圍	65
圖 3-9 感測桿塗上絕緣材防水示意圖	65
圖 3-10 結合 TDR 與 ERT 調查與監測地層含水特性分佈之流程圖 (摘自吳瑋晉, 2008)	67
圖 3-11 率定土樣導電度、土壤介電度與體積含水量	69
圖 3-12 Campbell TDR 100 量測儀	70
圖 3-13 地電阻探測儀-SYSCAL PRO Switch 48	71
圖 3-14 ERT 24 頻道集線器	71
圖 3-15 現地儀器佈設示意圖	72
圖 4-1 (a) TDR 感測段構件 (b) TDR 感測段組裝完成	74

圖 4- 2 不同介質下之量測波形	75
圖 4- 3 感測桿水入滲之結果	76
圖 4- 4 感測桿無水入滲之結果	76
圖 4- 5 TDR 含水量波形分析-單切線法	77
圖 4- 6 感測器於不同材料率定波形	78
圖 4- 7 各材料的真實介電度與 TDR 感測器率定後量測之介電度 比較	79
圖 4- 8 第一支感測器導電度率定結果	80
圖 4- 9 體積含水量標定過程	82
圖 4- 10 θ v.s Ka 率定結果	82
圖 4- 11 現地鋼棒佈設概況	84
圖 4- 12 (a) 室內地電阻佈設 (b) 室外 TDR 主機佈設	84
圖 4- 13 (a) 地層下 3D 電阻剖面圖 (b) 地層下 XYZ 向中間切 片圖	85
圖 4- 14 Z-X 軸電阻剖面圖(y 軸中央切片)	87
圖 4- 15 X-Y-Z 軸中央切片剖面圖	88
圖 4- 16 時間 VS 體積含水量 與 時間 VS 導電度	89
圖 4- 17 體積含水量 (θ) VS 導電度 (σ)	89
圖 4- 18 TDR 與 ERT 導電度 VS 時間	91

圖 4- 19 TDR 導電度 V ERT 導電度	91
圖 4- 20 Z-X 軸含水量剖面圖(y 軸中央切片).....	92
圖 4-21 現地體積含水量 VS.導電度,乾燥濕潤路線	94
圖 4-22 每筆濕潤過程之體積含水量與導電度每小時變化量	95
圖 4-23 每筆乾燥過程之體積含水量與導電度每小時變化量	95
圖 4-24 現地體積含水量 VS.導電度,區域辨識	96
圖 4- 25 區域回歸比較	96
圖 4- 26 室內自然乾溼循環試驗與快速乾溼循環試驗對照	97
圖 4- 27 ERT 導電度(σ) VS TDR 體積含水量(θ)	97
圖 4-28 導電度與體積含水量 VS.時間	98
圖 4-29 Event 1.濕乾循環過程	99
圖 4-30 Event 2.濕乾循環過程	99
圖 4-31 Event 3.濕乾循環過程	100
圖 4- 32 串接式感測器整體	101
圖 4- 33 現地貫入感測器彎曲照	102
圖 4- 34 感測器彎曲處	102

表目錄

表 2-1 各施測電極排列方式綜合表現	46
表 2-2 一般佈線注意事項 (SEGJ, 2004)	48
表格 4-1 個感測器介電度之標定參數	79
表格 4-2 感測器導電度之標定參數	80



一、前言

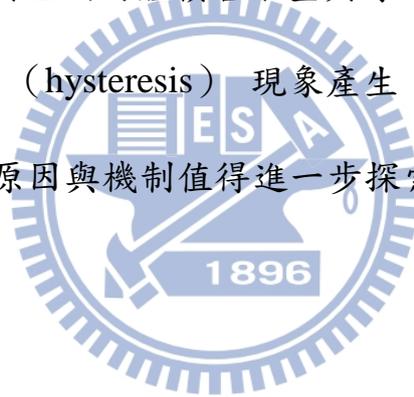
1.1 研究動機

颱風為台灣提供了豐沛的雨量，但由於降雨空間和時間分佈十分不均，易引發洪水、土石流、邊坡滑動等災害。降雨過程因雨水入滲形成地層下滲流路徑，孔隙水壓的上升，這時會使土壤顆粒與顆粒之間的有效應力降低，邊坡的穩定性隨之降低。由於邊坡穩定性與即時土壤含水量分布都有密切的相關性，因此研發即時監測地層下含水量的設備有其必要性。

另一方面，若邊坡土層材料具高度不均質，則施工時利用傳統的鑽探工具進行進尺與取樣時，現場有時會遭遇鑽探液流失或無取樣回收率，或在顆粒劇烈變化的岩塊堆積層中，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，且在非均質性土層中僅能提供單點地層剖面資料，因此建議可於一般土層或是特別於高度不均質地層，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。由於邊坡穩定性深受地表與地下水滲流條件之影響，且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，因此本研究嘗試利用地電阻探測法（Electrical Resistivity Tomography, ERT）輔助工址調查地層之電學性質，進而能推估地層之含水量性質。

姚奕全（2007）、吳瑋晉（2008），及林哲毅（2009）等人考量上述需

求，其研究提出結合時域反射技術（Time Domain Reflectometry, TDR）與 ERT 量測非飽和土層含水特性之技術，利用 TDR 具有同時量測電阻率與含水量之特性，率定電阻率與含水特性關係中之地文及水文因素，並利用地電阻探測法輔助工址調查地層之電學性質剖面，經由轉換推估地層之含水特性分佈，如圖 1-1 所示。為驗證可行性，姚奕全（2007）嘗試利用砂箱物理模型模擬降雨入滲試驗，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。砂箱降雨入滲試驗結果顯示，在含水量與導電度的關係方面，乾側與溼側的體積含水量與導電度之率定關係（ $\theta-\sigma$ ）明顯不同，有明顯之遲滯（hysteresis）現象產生，造成電阻率與含水特性並非單一線性關係，其原因與機制值得進一步探索。



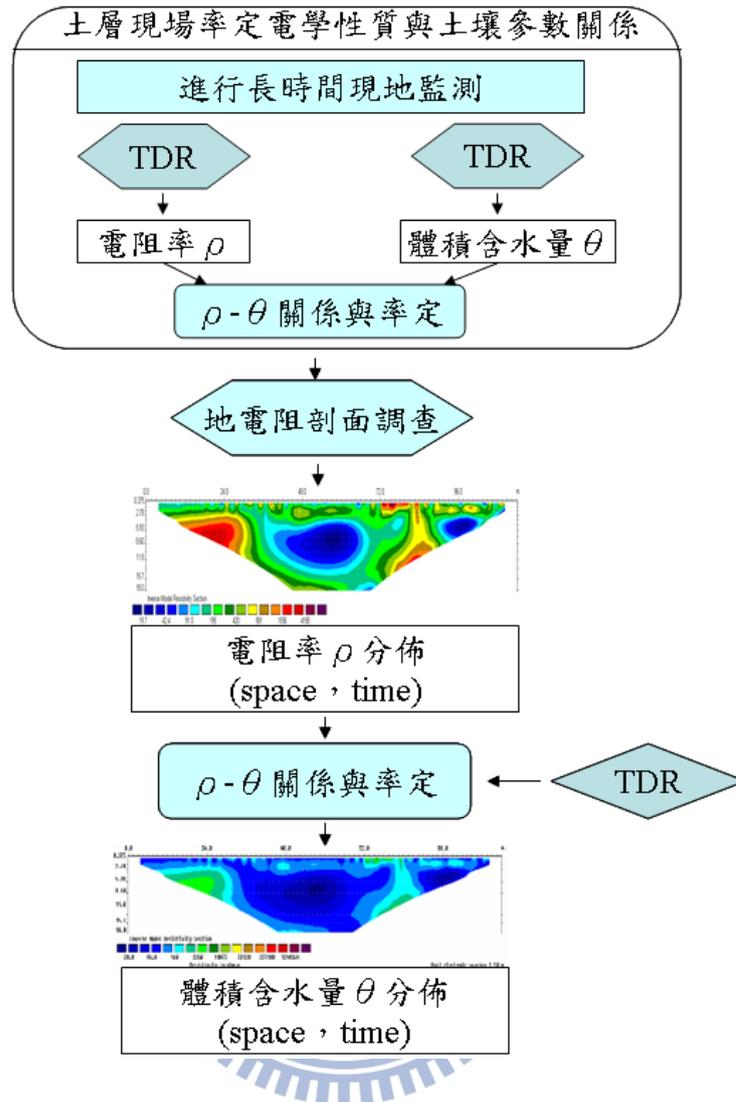


圖 1-1 結合 TDR 與 ERT 調查與監測地層含水特性分佈流程圖 (摘自 林哲毅，2009)

1.2 研究目的

本研究基於前人研究成果並考量其限制，為釐清遲滯現象是否為試驗問題及了解可能原因，本研究擬定利用現地試驗，減少砂箱邊界效應影響水的入滲路徑與蒸散路徑，了解 ERT 搭配 TDR 於現場施做的適用性。

為滿足現地施作可行性，首先則需研製出適合量測現地不同深度的

TDR 感測器，以取代室內砂箱試驗所用的 TDR 感測器，此外，本研究考量為獲取地層下足夠深度的資訊，因此需增加 TDR 感測器的量測深度，另外，於現地非均質土層中貫入 TDR 感測器需提升感測器自身強度，以免在貫入土壤的過程中造成損毀，因此綜合規劃，本研究首要目的是研發現地串接式 TDR 感測器，以方便單點量測出不同深度下的含水量。

然而 TDR 於水平空間方向單點量測範圍受限，而電阻率分布雖與地層含水特性具高度相關性，但電阻率值受到地文及水文條件的影響，故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。因此本研究提出結合 TDR 與 ERT 量測技術，配合現地實驗，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，初步檢視導電度與體積含水量是否仍有延遲效應，進而提供地層電學性質與含水特性探測現地量測方法、限制與初步改善建議。

二、文獻回顧

2.1 土壤電學性質與含水特性之關係

2.1.1 介電度與含水特性關係

一般介電材料雖然是電中性，但外加電場可造成正負電荷的微觀分離，此現象被視為介電材料之極化，為材料電學特性對於外加電場的反應。材料的介電度 (permittivity) 或介電常數 ϵ (dielectric constant)，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、與排列土壤顆粒所構成的孔隙介質，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)。

Topp et al.(1980)由時域反射儀(Time Domain Reflectometry, TDR)實驗結果提出土壤之視介電常數與土壤之體積含水量(volumetric water content)可以以三次式進行描述：

$$\theta = -5.3 + 2.92 \times 10^{-2} K_a - 5.5 \times 10^{-4} K_a^2 + 4.3 \times 10^{-6} K_a^3 \quad (2-2)$$

其中， θ 為土壤體積含水量，表示每單位體積土壤中所含之水的體積； K_a 為視介電常數(apparent dielectric constant)，此常數 Topp et al.(1980)將定義為光速 V_c 與電磁波在土壤中傳遞速度 V_{sl} 比值之平方，可寫作

$$K_a = \left(\frac{V_c}{V_{sl}} \right)^2 \quad (2-3)$$

，可由 TDR 量測之波形獲得。在此式中，Topp et al.(1980)並未考慮不同土壤所可能造成的差異，亦未考量乾密度差異所可能造成的誤差。

Ledieu et al.(1986)提出一更為簡易之二次式描述視介電常數與土壤體積含水量之關係：

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

其中，a 以及 b 為標定參數。此式於標定時所獲得之迴歸線性值雖較採用式 (2-3) 為低，但其較易於使用 (Lin, 1999)，且考慮不同土壤種類所可能造成之差異，需透過對不同土壤之標定以獲得土壤視介電度與體積含水量之關係。Siddiqui and Drnevich (1995) 進一步考量土壤乾密度所可能造成的影響，利用土壤乾密度 ρ_d 將視介電常數進行正規化後，以其對土壤重量含水量 w 之關係進行描述：

$$\frac{\sqrt{K_a \rho_w}}{\rho_d} = a + bw \quad (2-5)$$

其中，a 以及 b 為標定參數， ρ_w 為水之密度， ρ_d 為土之乾密度。不論此些研究 (Topp et al., 1980; Ledieu et al., 1986; Siddiqui and Drnevich, 1995) 採用何種經驗式進行視介電度與含水量之關係描述，其皆顯示對於同一土壤，當重量含水量增加時，視介電常數將隨之增加 (如圖 2-1 所示)。

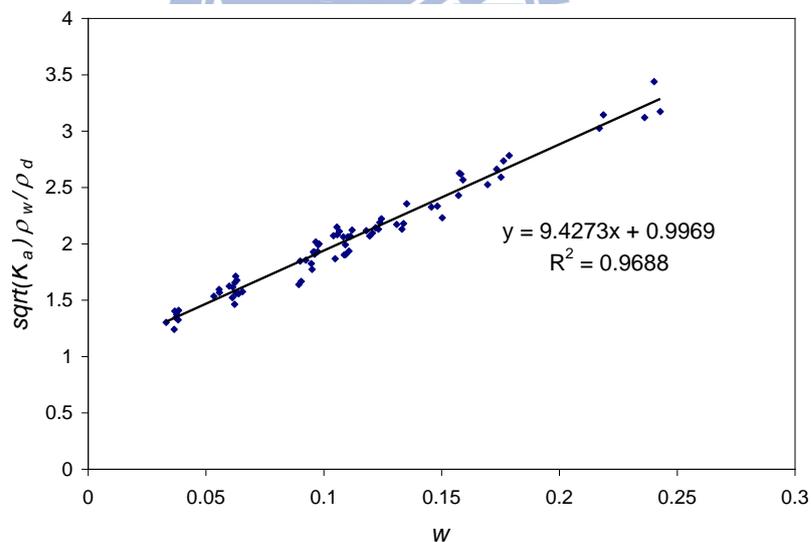


圖 2-1 正規化之視介電常數與重量含水量關係圖 (Lin, 1999)

2.1.2 導電度與含水特性關係

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 2-2 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，但因為土壤顆粒與顆粒間之接觸面積太小，對於整體的導電度影響極微，因此路徑 3 通常可忽略不計(Arulanandan and Smith, 1973)，以路徑 1 與路徑 2 為電流的主要傳導路徑。

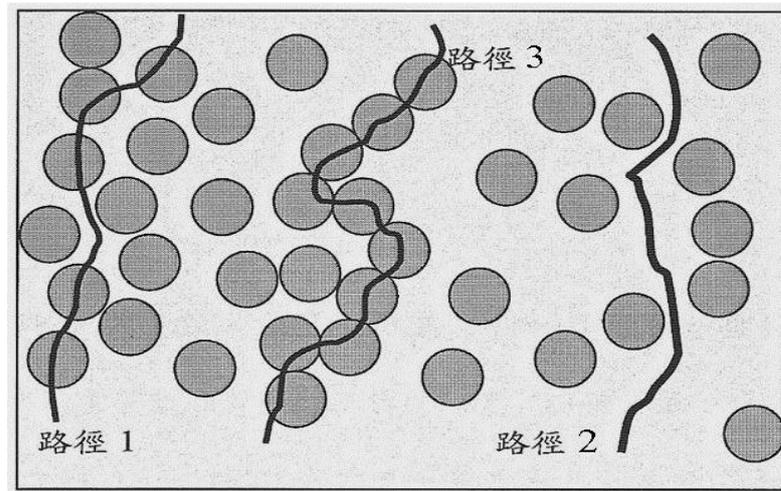


圖 2-2 電流於多孔隙介質中三種主要傳導路徑 (修改自 Sauer, 1955)

在不同之土壤中，因為細粒料含量的不同也將對其導電路徑有不同之影響，對於無細粒料的砂土與礫石而言，其傳導路徑以孔隙水為主(Jackson, 1973)，而對含較多細粒料之岩石、砂土以及黏土，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)。土壤之導電度除了受傳導路徑影響外，亦受孔隙率、飽和度、孔隙液體導電度、土壤種類、土壤電雙層、土壤乾密度及溫度等其他因子所影響，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：

$$R_{sat} = a_r R_w n^{-m} \quad (2-6)$$

其中， R_{sat} 為總體電阻率 (ohm-m)； R_w 為孔隙液體電阻率； n 為孔隙率； a_r 、 m_r 則為待定係數，與孔隙形狀與內含的細粒料含量及膠結程度有關。

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

$$EC = c_r EC_w \theta^{m_r} \quad (2-7)$$

其中 EC 為導電度； EC_w 為孔隙液體之導電度； c_r 、 m_r 為待定參數，與土壤種類有關； θ 為體積含水量。此式可將其進一步整理為

$$\frac{EC}{EC_w} = \frac{1}{F} = c_r \theta^m \quad (2-8)$$

式中 F 將其定義為結構因子 (Formation Factor)。由(2-7)式可知導電度與體積含水量約略呈正比關係。

因廣義的 Archie's law 是採用岩石之試體所得到之導電度與含水量關係，Shan and Singh (2005) 為探討之適用性，整理過去文獻所使用多種土樣的實驗結果，並配合四種截然不同特性的土壤樣本，進行 $1/F$ 與 θ 的率定，求取不同土壤特性下的 c_r 、 m_r 值。其結果中指出，在砂土與礫石的土壤中， c_r 值約等於 1；而 m_r 值約介於 1.5~2.0；在靈敏性的黏土中， c_r 值通常大於 1，而 m_r 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; Durlless and Stanjek, 1997; Worthington, 1993; Auerswald et al., 2001)，認為粘土含量 (CL) 與 c_r 、 m_r 值有某種程度的相關性，當 $CL \geq 5\%$ ， $c_r = 0.6CL^{0.55}$ ， $m_r = 0.92CL^{0.2}$ ；當 $CL < 5\%$ ， $c_r \approx 1.45$ ， $m_r \approx 1.25$ 。由此可知， c_r 、 m_r 值隨不同種類土壤有某種程度的變異性存在。

Klein and Santamarina (2003) 嘗試將土壤組構簡化，假設土壤組構是由飽合狀態無限長平板顆粒相互平行所組成(如圖 2-3)所示， t_w 為孔隙水厚度， t_p 為土壤顆粒厚度， t_d 為土壤電雙層厚度)，並且考慮土壤中電雙層的導電度，提出了總體導電度為土壤顆粒導電度、土壤孔隙溶液導電度及土壤電雙層導電度所組成的混合模型，則此土壤之總體導電度可表示為

$$EC = \frac{EC_p + EC_w e + \lambda_d A_s \frac{\gamma_p}{g}}{1+e} \quad (2-9)$$

其中， EC_p 為土壤顆粒導電度， EC_w 為土壤孔隙液體導電度， A_s 為土壤比表面積， g 是比重， r_p 為土壤顆粒單位重， e 孔隙比。若假設孔隙液體導電度遠大於土壤顆粒導電度，且土壤顆粒表面積極小時，(2-9)式可改寫為

$$EC = EC_w \frac{e}{1+e} \quad (2-10)$$

由此結果可知，對於粗顆粒之土壤而言，在飽和狀態下其導電特性將主控於孔隙間之液體的導電度。

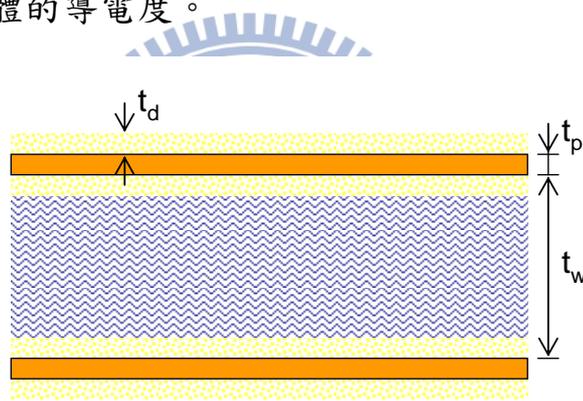


圖 2- 3 土壤結構模型 (改繪自 Klein and Santamarina, 2003)

Mojid et al.(2007)在 Klein and Santamarina(2003)的無限長平板顆粒模型之概念下，將土壤顆粒、空氣、孔隙中自由的水體和黏土的吸附水層所組成之結構假設為如圖 2- 4 所示之有限平板組合，假定其彼此間以並聯方式連結，則其總體導電度可表示為

$$EC = T(\theta \times EC_w + \theta_d \times EC_d) \quad (2-11)$$

其中， $T=1/e$ ，定義為傳輸係數； θ 為體積含水量； θ_d 為黏土的吸附水層體積與土體體積比。式(2-11)之結果與(2-10)式所傳達之訊息相似，

其皆表示土體之導電度與孔隙間之液體的導電度相關，且與其體積含水量成正筆，而除此之外，(2-11)式更進一步說明當有細顆粒存在時，吸附水將造成導電度的增加，且與吸附水之體積比成正比。

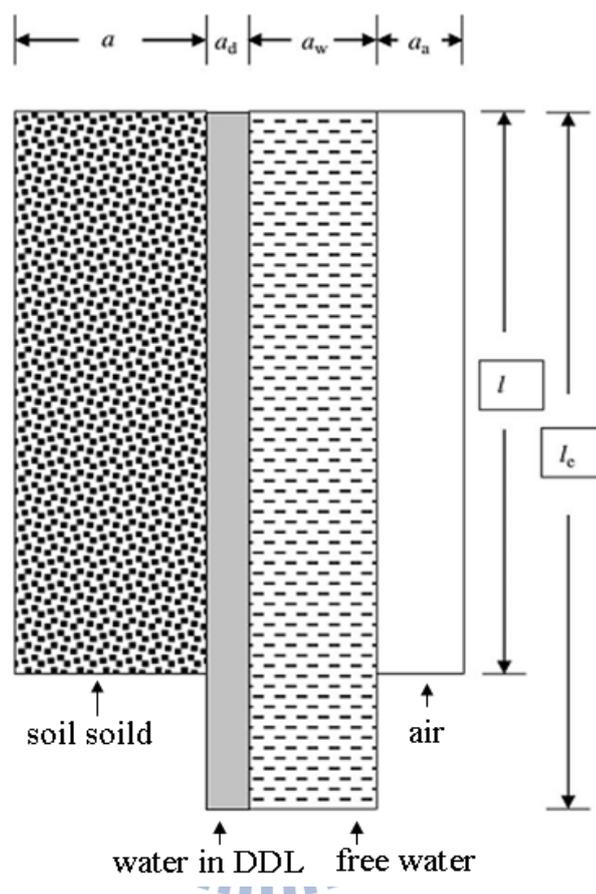


圖 2-4 土壤結構模型(Mojid et al., 2007)

前述之土壤導電度行為中，其使用之微觀參數(如 A_s 與 θ_d)並不易於現場獲得，Feng et al.(1999)及 Lin(1999)以土壤重量含水量以及乾密度與導電度關係的觀點，提出導電度與含水量之率定關係可表示為

$$\sqrt{EC} \frac{\rho_w}{\rho_d} = c + dw \quad (2-12)$$

其中， ρ_d 為土壤乾密度； ρ_w 為水之密度； c 、 d 為待定參數。此示顯示出，隨著重量含水量的增加，導電度有增加的情形，而當乾密度增加時，其導電度將下降。

根據上述導電度與含水量經驗式或經由假設模型所推導出之關係式可觀察出，導電度與含水量關係之描述有二次多項式、一次多項式或者指數型式，導電度與含水量間皆具有正相關，只是因為所考慮的參數或假設的模型不同而造成描述上有所差異，其根本上可以兩種基本數學型式進行描述。

第一種是為指數型式，其通式為

$$EC = a_{uni} EC_w \theta^{m_{uni}} \quad (2-13)$$

其中， a_{uni} 及 m_{uni} 為標定參數。此種型式可用於描述 Archie (1942)、Shan and Singh (2005)、Klein and Santamarina (2003)所提出之關係式。Shan and Singh (2005)所提出之經驗式與(2-13)式相同：Archie(1942)因假設為飽和狀態下的岩石與砂礫石的電阻率，因此其所提出之經驗式為(2-13)式之飽和狀態；Klein and Santamarina (2003)所提之理論式，經過簡化過後即為(2-13)式中 a_{uni} 及 m_{uni} 等於1且體積含水量為飽和狀態的結果。

第二種是為多項式型式，其通式為

$$EC = a_p \theta_w^2 + b_p \theta_w + c_p \theta_d^2 + d_p \theta_d + e_p \quad (2-14)$$

其中， a_p, b_p, c_p, d_p, e_p 為標定參數。Feng et al.(1999)、Lin(1999)以及 Mojid et al.(2007)屬於此種型式。Mojid et al.(2007)於理論式之模型中有考量土壤電雙層之導電度影響，其所提出之關係式為(2-14)式中 $a_p = 0, c_p = 0, e_p = 0$ 之情形；而 Feng et al.(1999)與 Lin(1999)所提出之關係式中以乾密度與重量含水量表示，將其改以體積含水量表示，該式為

$$\sqrt{EC} = c \frac{\rho_d}{\rho_w} + d\theta \quad (2-15)$$

將等式兩側平方

$$EC = \left(c \frac{\rho_d}{\rho_w} \right)^2 + 2cd \frac{\rho_d}{\rho_w} \theta + d^2 \theta^2 \quad (2-16)$$

則其關係式是(2-14)式中 $a_p = d^2, b_p = 2cd \frac{\rho_d}{\rho_w}, c_p = 0, d_p = 0, e_p = \left(c \frac{\rho_d}{\rho_w} \right)^2$ 的情形。

以上經驗式和模型推導公式皆是由重模試體做試驗而得到，因此所到的導電度與含水量關係皆為單一線性關係，Knight(1991)針對現地取回之岩體進行乾溼循環試驗，試驗方式主要是將試體放入壓力鍋內，利用高壓蒸氣方式使試體內含水量增加，而乾燥過程則是採用自然乾燥方式進行，試體的含水量是透過秤重法估計。其試驗結果發現導電度與含水量關係在乾溼循環過程中並不一致(如圖 2- 5 砂岩乾溼循環試驗飽和度對應電阻率關係圖所示)，其具有遲滯現象，而其認為造成此現象之主因在於岩體孔隙內水分分佈於乾溼循環過程中分部並不一致所造成。導電度之遲滯現象僅見於 Knight(1991)的岩體試驗結果中，尚不清楚於土壤中是否亦存在有相同現象。

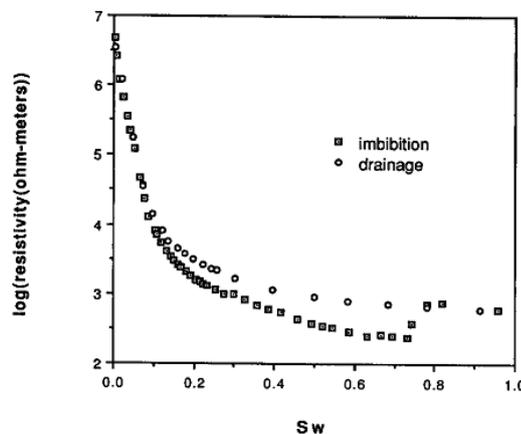


圖 2- 5 砂岩乾溼循環試驗飽和度對應電阻率關係圖

2.2 土壤電學性質量測:時域反射法 (TDR)

時域反射法 (Time Domain Reflectometry), TDR, 是一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。

在大地工程監測方面, 依應用原理可歸類為三: 第一, 係利用 TDR 之反射訊號監測, 當電纜受到外在環境之影響所造成電纜幾何形狀改變, 例如岩石、土壤、結構物之相對變位造成埋置其中之電纜幾何形狀改變; 第二、係利用 TDR 之反射訊號量測不同介質之界面位置, 例如地下水位之監測(空氣與地下水界面)或橋墩土壤沖蝕監測(河流與河床土壤之界面); 第三、係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之介電常數與導電係數, 用以進一步推估土壤之含水量與土壤之鹽度。本研究係利用 TDR 量測材料之介電常數與導電係數特性, 進行土壤含水量與導電度量測。

2.2.1 TDR 量測系統

圖 2-6 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。

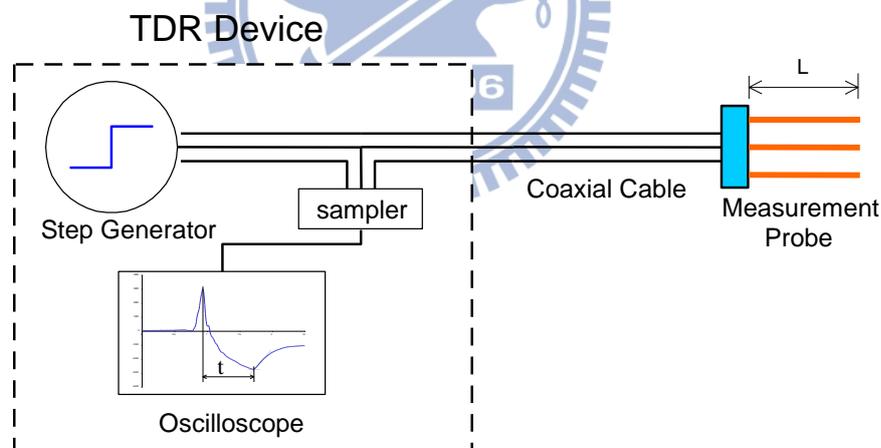


圖 2-6 時域反射法之設備

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 2-7 兩反射點 a、b 間之走時差（ t ）決定之：

$$K_a = \left(\frac{ct}{2L} \right)^2 \quad (2-17)$$

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 2-7 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 (2-18)：

$$T = T_p + T_L = T_p + \sqrt{K_a} \cdot L_e / c \quad (2-18)$$

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 2-7，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。

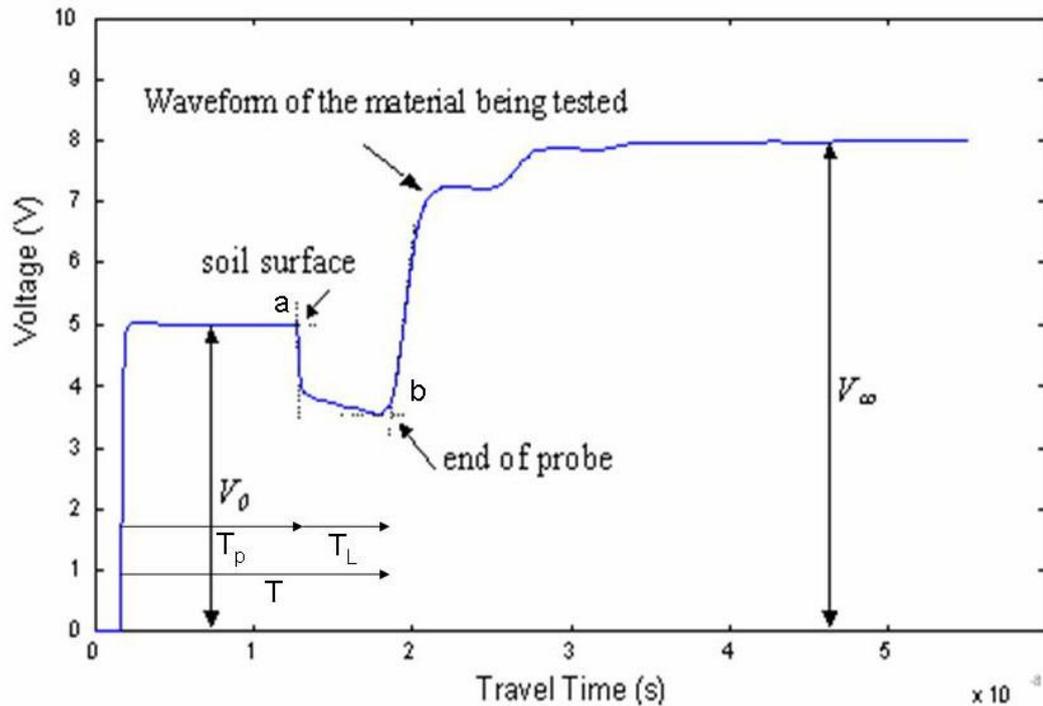


圖 2- 7TDR 於土壤中量測之波形示意圖

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（如 2.1.1 節 Topp et al., 1980, Lin et al., 2000, Ledieu et al.1986）。

2.2.3 TDR 導電度量測率定

導電度可經由 TDR 波形的穩態值(ρ_∞)直接量測，目前普遍認為 Giese and Tiemann（1975）所提的方法最佳，如式 2-19

$$\sigma_{GT} = \frac{K_p}{R_s} \left(\frac{1 - \rho_\infty}{1 + \rho_\infty} \right) \quad (2-19)$$

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_∞ 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 (2-20)：

$$\sigma = \beta \left(\frac{I - \rho_\infty}{I + \rho_\infty} \right) k(R_{cable}, \rho_\infty) \quad (2-20)$$

其中 β 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(2-21)與式(2-22)所示：

$$k = \frac{I}{I - \left(\frac{R_{cable}}{R_s} \frac{I - \rho_\infty}{I + \rho_\infty} \right)} \quad (2-21)$$

$$R_{cable} = \frac{R_s}{\left(\frac{I - \rho_{\infty, SC}}{I + \rho_{\infty, SC}} \right)} \quad (2-22)$$

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(2-23)，TDR 所測得穩態反射係數 ρ_{sample} 應由感測器在空氣中的量測值修正為 $\rho_{corrected}$ ，其中 ρ_{air} 為空氣中該探頭所測得穩態反射係數，再將 $\rho_{Corrected}$ 代入式 (2-20)，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。

$$\rho_{corrected} = 2 \frac{\rho_{sample} + I}{\rho_{air} + I} - I \quad (2-23)$$

2.2.4 既有現地土層 TDR 感測器研發應用回顧

2.2.4.1 TDR 圓錐貫入器研發

現地貫入式 TDR 感測器應用有三類 (Lin et al. 2006)。第一類，於現地取出預求深度的試體，將試體夯入夯模內，在夯模中心貫入鐵釘，放上 TDR probe，形成同軸式感測器進行量測如圖 2-8 (a)。第二類，於現地貫入四根鋼釘（外圍三根間距相等形成外導體，外導體中央在貫入一根鋼釘為內導體）進行含水量量測如圖 2-8 (b)。第三類，於現地單一根圓錐體貫入土層下進行含水量量測，圓錐體由好幾個構件組成，主要以主體剛件搭配絕緣材與鋼片形成內外導體，進行對周遭材料的量測如圖 2-8(c)。

Lin et al.(2006 a,b)所研發的 TDR 圓錐貫入器如圖 2-9 所示，可結合 CPT 試驗。主體以鋼管為主，套上塑鋼進行內外導體的絕緣，感測段長度為 30cm 直徑為 3.6cm。

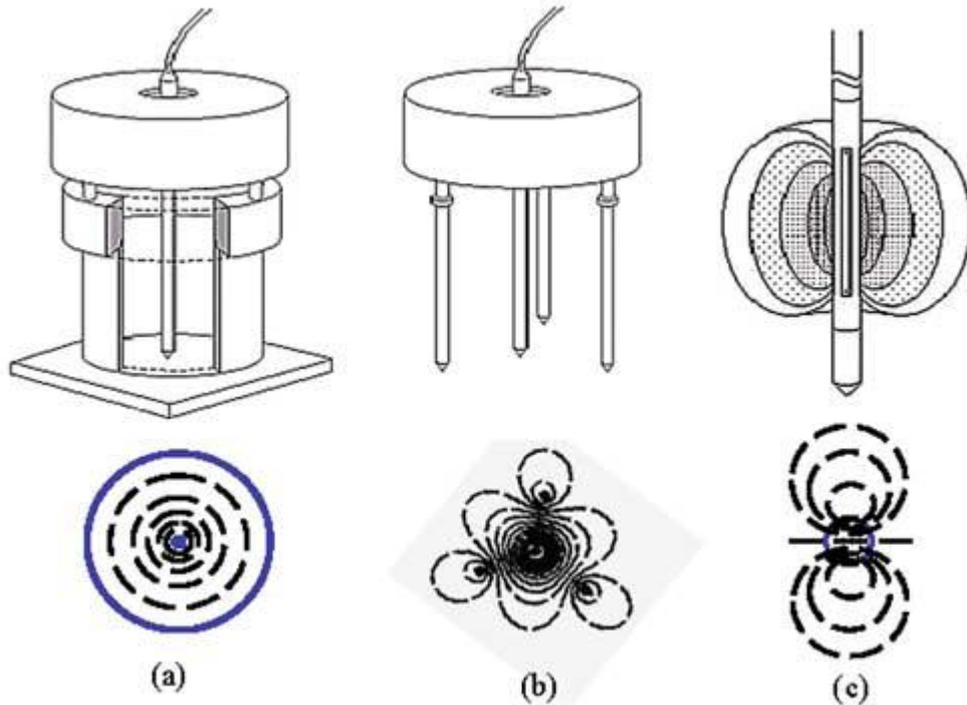


圖 2-8 不同現地貫入形式 TDR probe (a) 同軸式 (b) 多棒式 (c) 貫入式

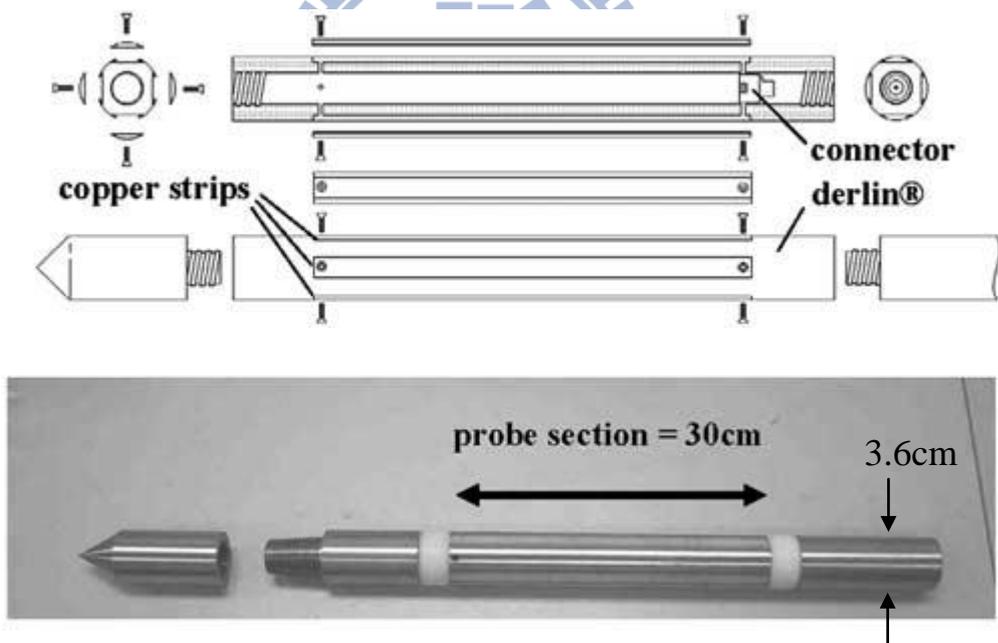


圖 2-9 貫入式 TDR cone 設計圖

Lin et al. (2006a) 經過室內試驗配置，設置一個大夯模，調配七種不一樣含水量的土樣夯入大夯模裡，夯入的過程主要分五層，每層夯實 125 下，其不同含水量由乾到濕的密度範圍是 $1.58\text{g}/\text{cm}^3$ 到 $1.67\text{g}/\text{cm}^3$ ，夯完後

貫入 TDR cone 如圖 2- 10，進行不同含水量下介電常數與導電度的量測，將數筆不同含水量情況下的介電常數與導電度進行一次式線性回歸，線性回歸結果良好，如圖 2- 11、圖 2- 12 所示 (Lin et al. 2006a; 2006b)

此試驗考慮到了貫入式感測器，進行貫入時會造成周遭土壤的擠壓，為了觀察貫入時造成的影響，在夯完的試體中再做一組 4-rod Multi-rod probe (MRP, 貫入量測時周圍土壤擠壓比貫入式感測器小很多) 可視為未擾動，將兩種感測器得到的介電常數進行比較，發現當土壤密度較低時，貫入 TDR 感測器周遭的土壤易受到擠壓擾動，故兩種方法在同一含水量情況下介電常數會有較大的差異。在密度較高的土壤，其土壤構造也較緊密，受到貫入式感測器的貫入擾動也會比較小，其量出來的介電常數比較後也不會有較大的差異如圖 2- 13。而兩種不同感測器得到的導電度經過圖 2- 14 的比較並無太大的差異，可觀察出導電度比較不受貫入式感測器，貫入土壤後造成的擾動所影響。



圖 2-10 室內試驗照片

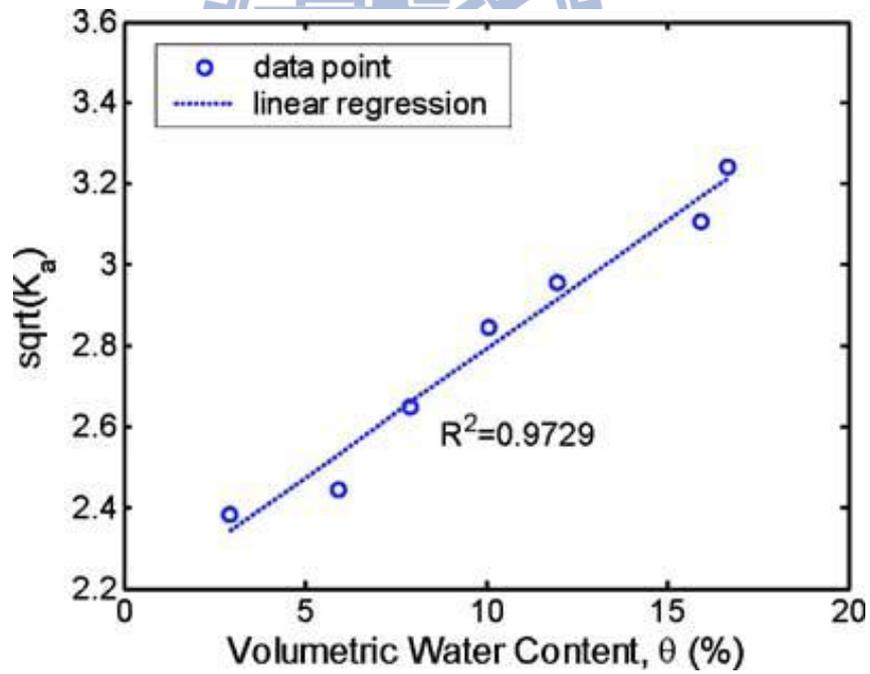


圖 2-11 $\sqrt{k_a}$ vs θ ,介電常數 VS 體積含水量的資料標定

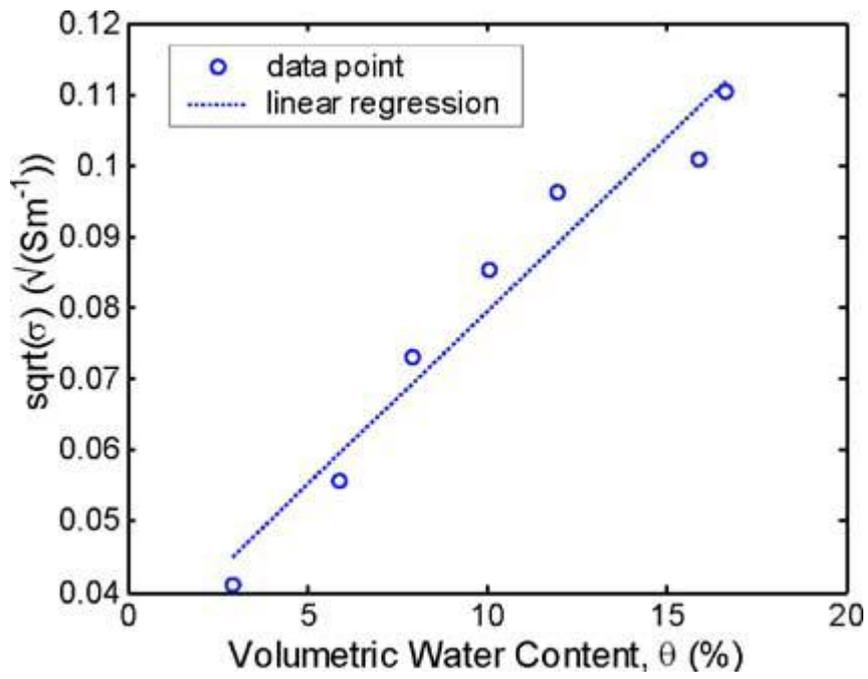


圖 2-12 $\sqrt{\sigma}$ vs θ , 導電度 VS 體積含水量的資料標定

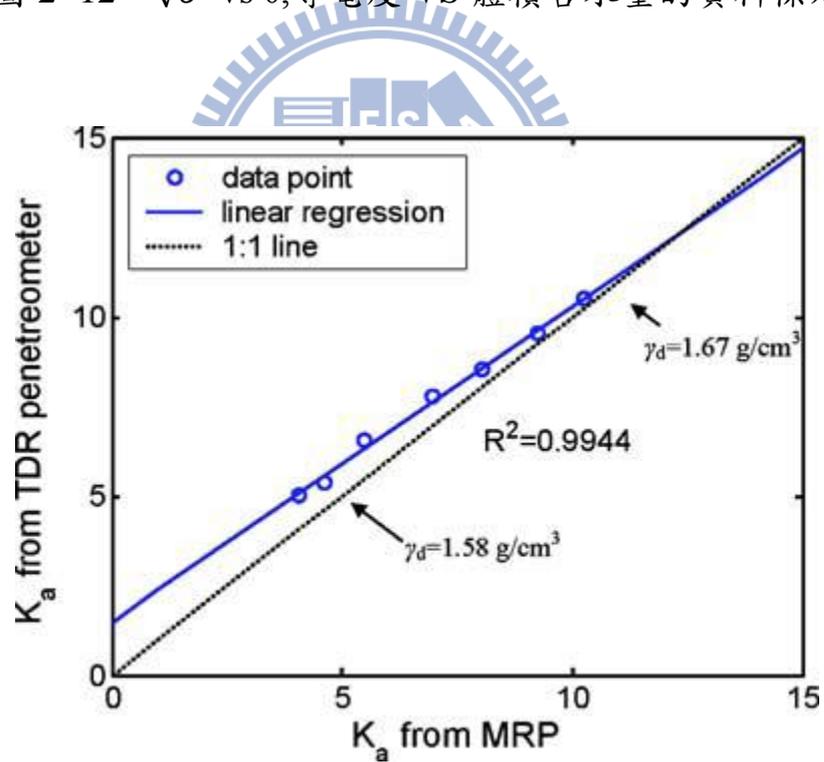


圖 2-13 貫入影響 MRP (k_a) VS TDR 貫入器 (k_a)

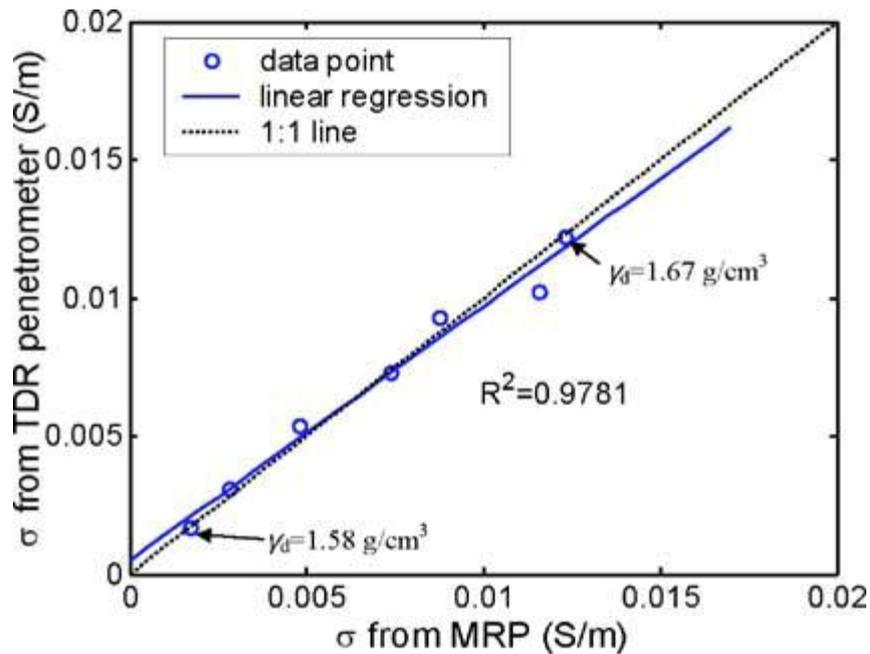


圖 2-14 貫入影響 MRP (σ) VS TDR 貫入器 (σ)

2.2.4.2 柔式 TDR 感測器研發應用

Ofer Dahan et al. (2002) 設計出柔式 TDR 感測器 (Flexible Time Domain Reflectometry Probe), 是以不鏽鋼薄片黏貼在套管外層如圖 2-15、圖 2-16, 於套管中置入 PVC 管給予 cable 線連接感測器傳遞訊號的空間, 在 PVC 管外套管內注入 AB 膠, 使其固化加強主體強度, 埋入預鑽好的鑽孔下 (適用於軟弱土層), 進行含水量的量測如圖 2-17, 圖中多點式含水量感測器, 每點都是獨立個體需透過同軸纜線接上多功器。

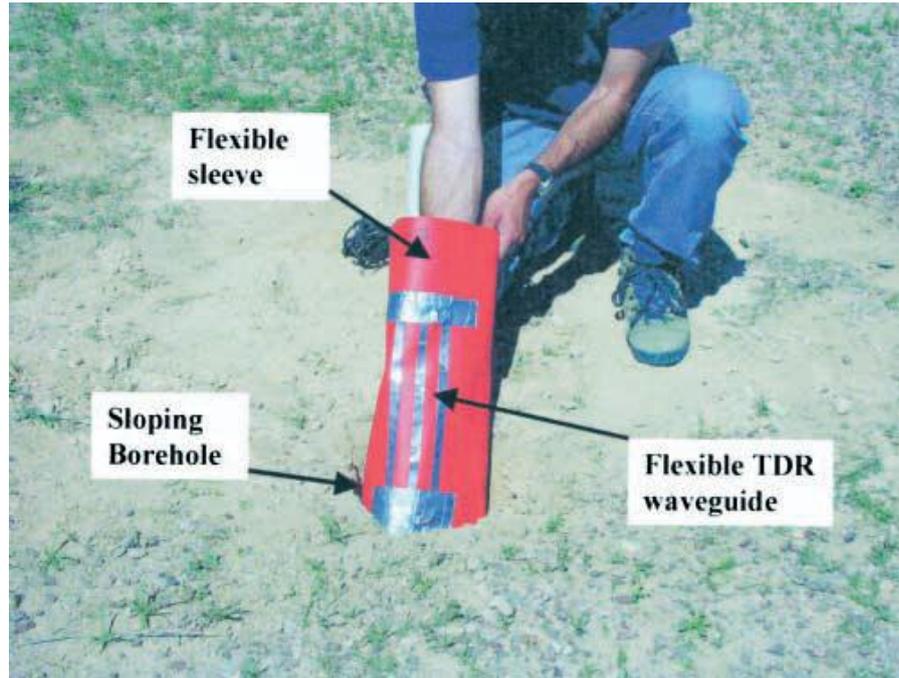


圖 2- 15 現地安裝埋設 TDR probe 實照(Ofer,2002)

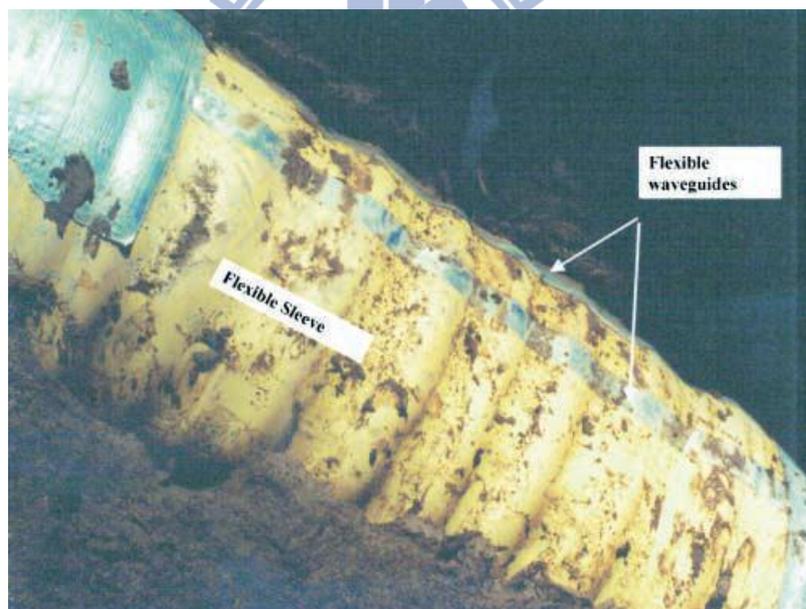


圖 2- 16 現地安裝 TDR probe 實照(Ofer,2002)

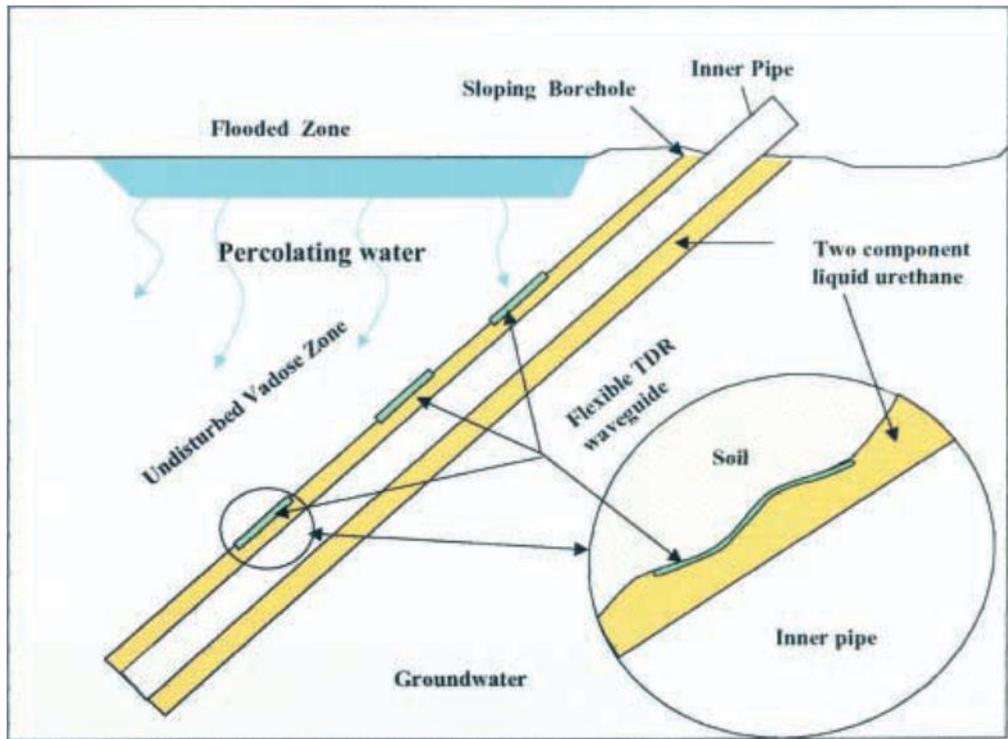


圖 2-17 現地安裝完成剖面圖(Ofer,2002)

經過實驗室的測試，在不同體積含水量的情況下可以得到好的分析波形如圖 2-18。接著在不同的土壤（Sand、Silty Loam、Clay Lam）進行不同體積含水量的量測可得到不同的視長度（視介電常數），再將得到的 data 值進行二次式的回歸，則 R^2 高達 0.99 如圖 2-19。

此種感測器構造強度不強，需搭配鑽孔進行安裝，適用於軟弱土層，安裝的過程繁雜，對於土壤密度較高的地區，因構造強度不強，可能在安裝感測器的過程中可能造成損毀。

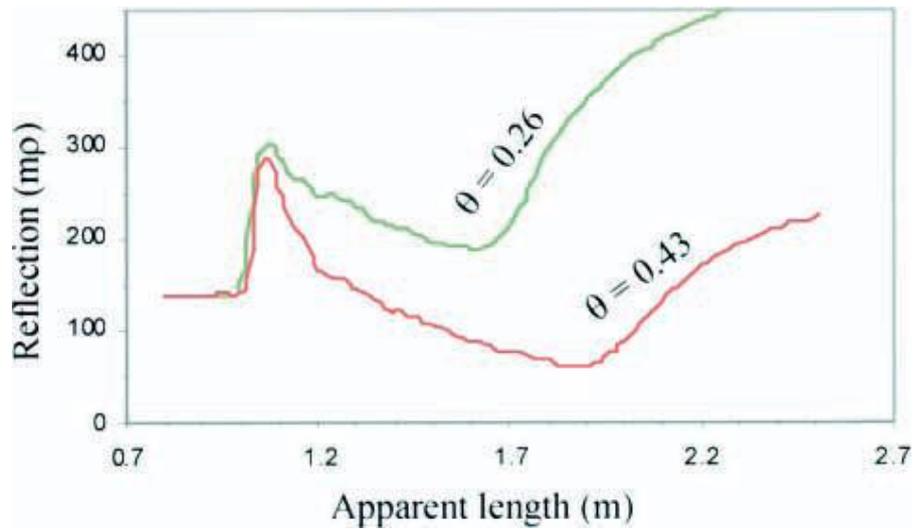


圖 2- 18 不同體積含水量得到的視長度（視介電常數）VS 反射係數

(Ofer,2002)

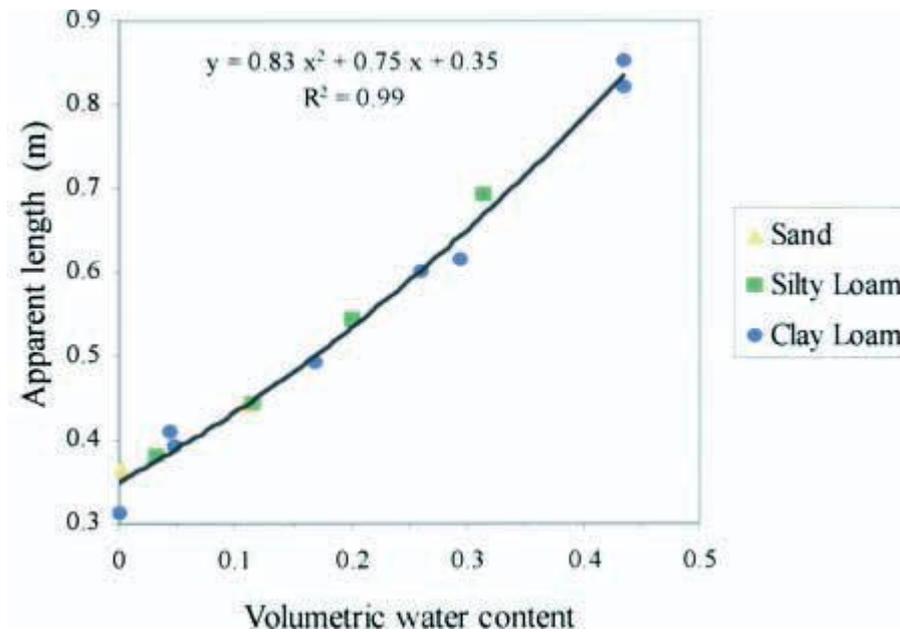


圖 2- 19 不同土壤下體積含水量 VS 視長度（視介電常數）(Ofer,2002)

2.2.5 TDR 現地含水量監測案例回顧

Haim Gvirtzman 等人（2008）於以色列 Negev 西北方的某處，進行大規模現地含水量監測。於現地開挖一個梯形溝槽，溝槽深 2.5m、溝槽底部 3m×17m，溝槽頂部 11m×25m 如圖 2- 20，現地共鑽 4 個孔，每個孔深度皆在

土表下22m，土層下的土壤種類主要含有 silty-sand、low-plasticity clay、clayey sand如圖2- 21，鑽完的孔放入柔式TDR probe如圖2- 16，裝置完畢後鋪設塑膠材於溝槽注入水，蓄水深大約1m維持17天如圖2- 22，此大規模場址主要是裝設完畢以後進行水入滲的監測，第一次監測，每天量測土壤往下層飽和的飽和介面，達到土表下22m需要21天，在使現地場址自行乾燥，進行第二輪的入滲試驗，其中自行乾燥過程並沒有進行監測。第二輪監測飽和土層的深度達到22m只需要14天，可能是因土壤下的含水量比第一輪高，所以飽和速度較快如圖2- 23、圖2- 24。最後再將現場收集到的參數進行數值模擬，模擬水入滲土壤的邊界。

由此現地試驗可觀察到，要有足夠深的入滲資料，需要有足夠的水源讓地層下有足夠的水源進行入滲，以及夠深的TDR含水量感測器。此試驗採用的地表上單點量測不同深度的技術，值得本實驗揣摩。

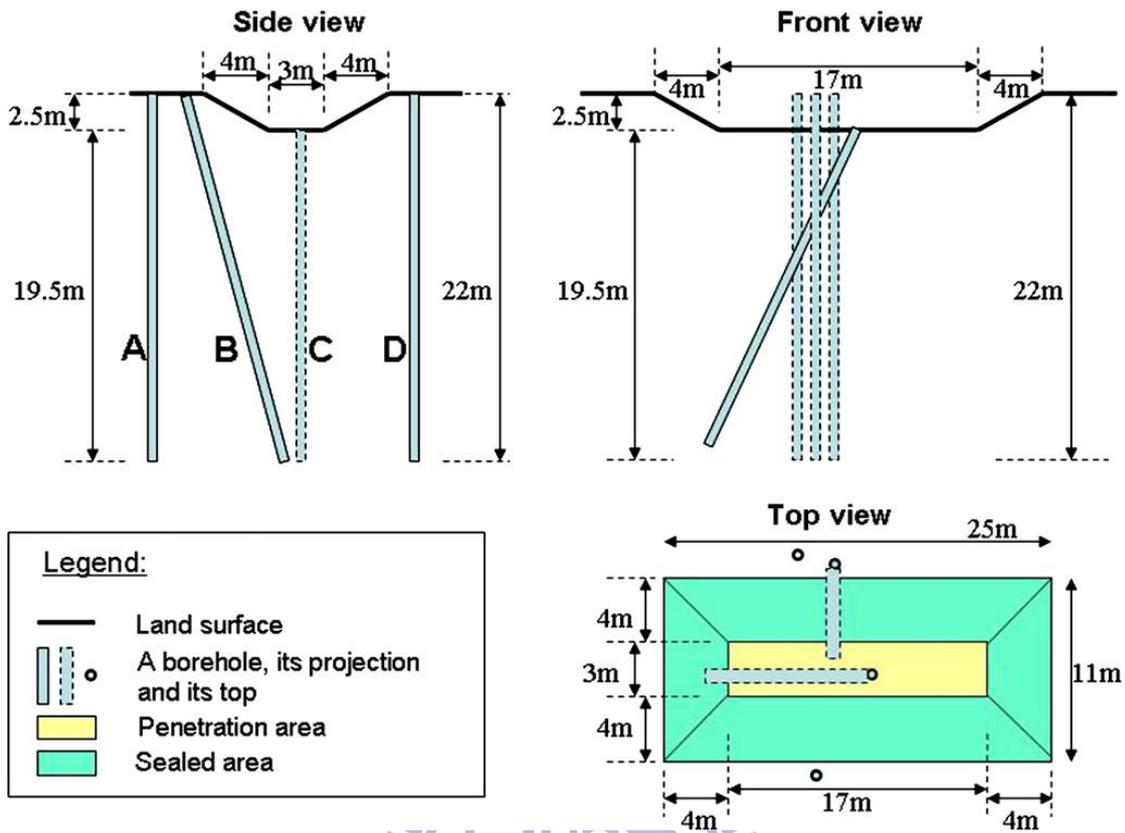


圖 2-20 現場佈設規劃圖

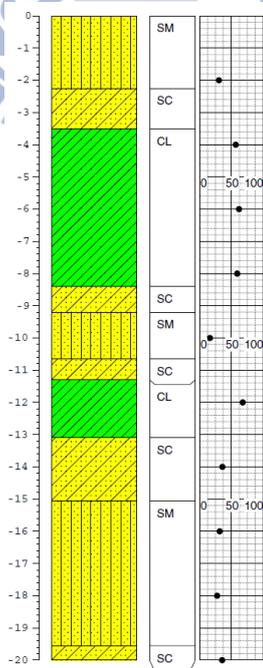


圖 2-21 鑽孔 C 之鑽孔資料圖



圖 2-22 現地完工後實照

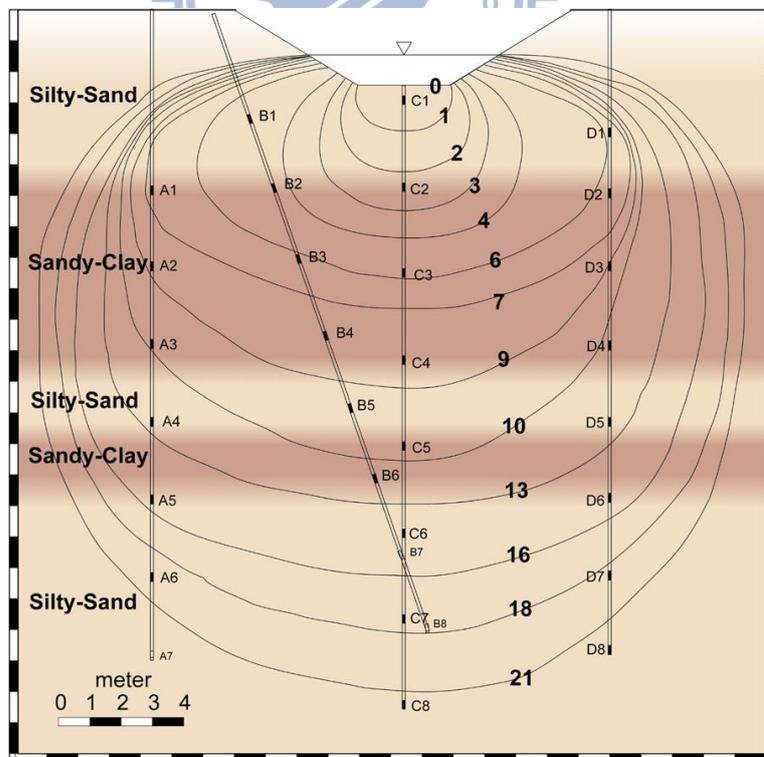


圖 2-23 第一輪含水量觀測

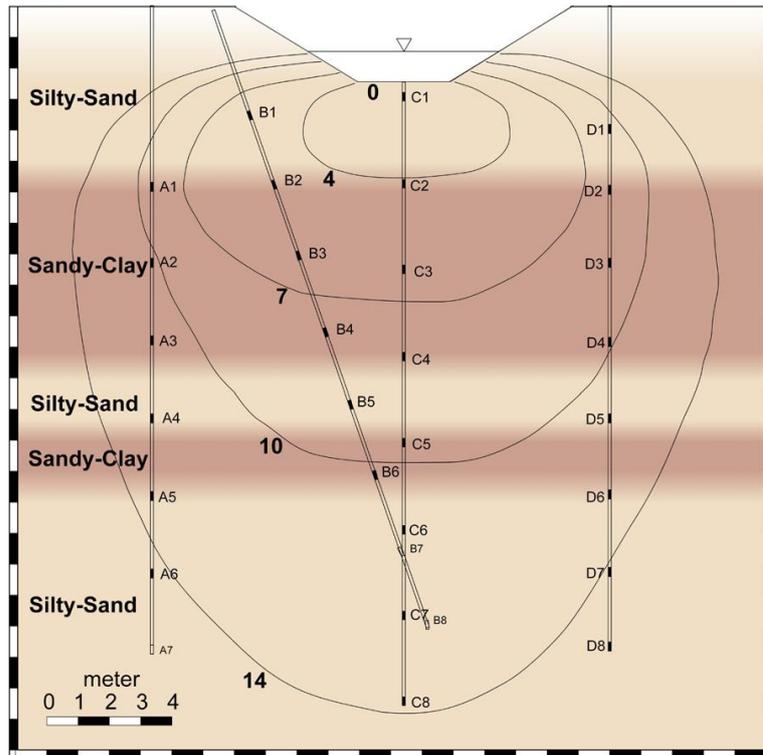


圖 2- 24 第二輪含水量觀測

2.2.6 TDR 土壤電學性質量測綜合評析

利用時域反射法 (TDR)，可以快速得到土壤的電學性質，搭配自動化監測的軟體，即可即時監測地層下的電學性質。本實驗主要文獻回顧兩種利用 TDR 量測地層下電學性質的感測器，第一種為圓錐貫入式感測器，此感測器構造主要是由鋼件構成，所以感測器貫入土層時較不易受損，由於圓錐貫入式感測器還在研發階段，並沒有在現地進行測試，所以沒有徹底進行防水措施。柔式感測器構造強度不強需搭配鑽孔進行安裝，適用於軟弱土層，然而安裝的過程繁雜，對於土壤密度較高的地區，因構造強度不強，可能在安裝感測器的過程中可能造成損毀。

因此本實驗將延續改良 Lin et al. (2006)提出的圓錐貫入式感測器，使其構造強度加強更不易受損，於感測器的接縫進行鍍膜(材料主體為氟樹脂)，防止水滲入感測器縫隙。參考柔式 TDR 感測器的多點式設計，將圓錐貫入式感測器進行串接於地層表面單點進行不同深度的量測，而每個單元的感測器是以並聯的形式進行量測。

此試驗主要是觀察現地土層下的電學性質變化與水的入滲情況，透過時域反射法 (TDR) 結合地電阻探測法 (ERT) 得到地層下的含水量剖面，若是現地缺乏降雨量，則可模仿上述回顧的文獻，提供現地豐沛的水源進行入滲作用，以觀察地層下的電學變化。

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 2-25 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 2-25 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）。

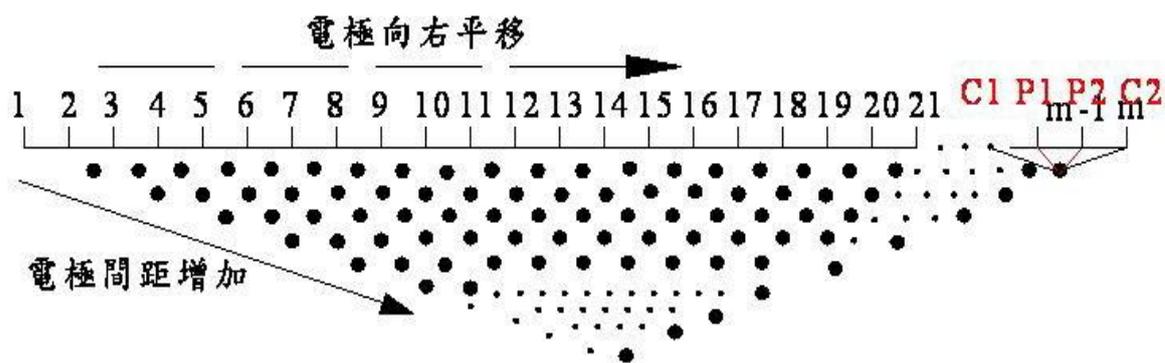


圖 2- 25 Wenner 地電阻探測量測示意圖 (摘自尤仁弘, 2006)

2.3.1 施測原理

根據歐姆定律，及電阻率基本假設，分別由式 (2-24) 與式 (2-25)：

$$\text{resistance } R \text{ (ohms)} = \frac{\text{voltage difference (volts)}}{\text{current (amps)}} = \frac{\Delta V}{I} \quad (2-24)$$

$$\text{resistivity } \rho \text{ (ohm - m)} = \frac{\text{resistance} \times \text{area of cross - section}}{\text{length}} = \frac{RA}{L} = \frac{\Delta VL}{IA} \quad (2-25)$$

經過移項以後可得到式 (2-26)：

$$\frac{\Delta V}{L} = \frac{\rho I}{A} \quad (2-26)$$

取一微小元素分析，可將式 (2-26) 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 ρ 均一致，則式 (2-26) 可以再改寫為梯度的形式如式 (2-27)：

$$- \text{grad}V = \rho i \quad (2-27)$$

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

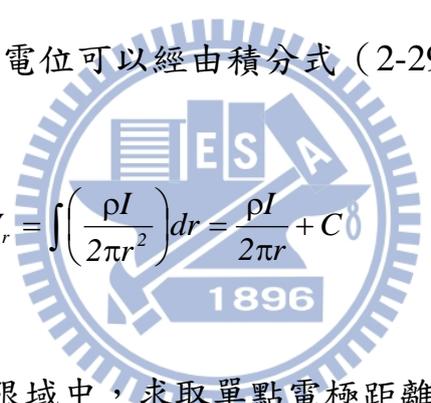
單點電極 C_1 並且輸入強度為 $+I$ 的電流，如圖 2-26 所示，則電流將從電極端以半圓形放射狀向外射出，距電極端任意 r 處的電流密度為：

$$i = \frac{I}{2\pi r^2} \quad (2-28)$$

此時的電位梯度為 $-\partial V / \partial r$ ，若將式 (2-28) 的電流密度 i 帶入式 (2-27)，則可以將式 (2-27) 改寫如下：

$$-\frac{\partial V}{\partial r} = \rho i = \frac{\rho I}{2\pi r^2} \quad (2-29)$$

因此距離 C_1 為 r 處的電位可以經由積分式 (2-29) 而得到：


$$V_r = \int \left(\frac{\rho I}{2\pi r^2} \right) dr = \frac{\rho I}{2\pi r} + C \quad (2-30)$$

式 (2-30) 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。

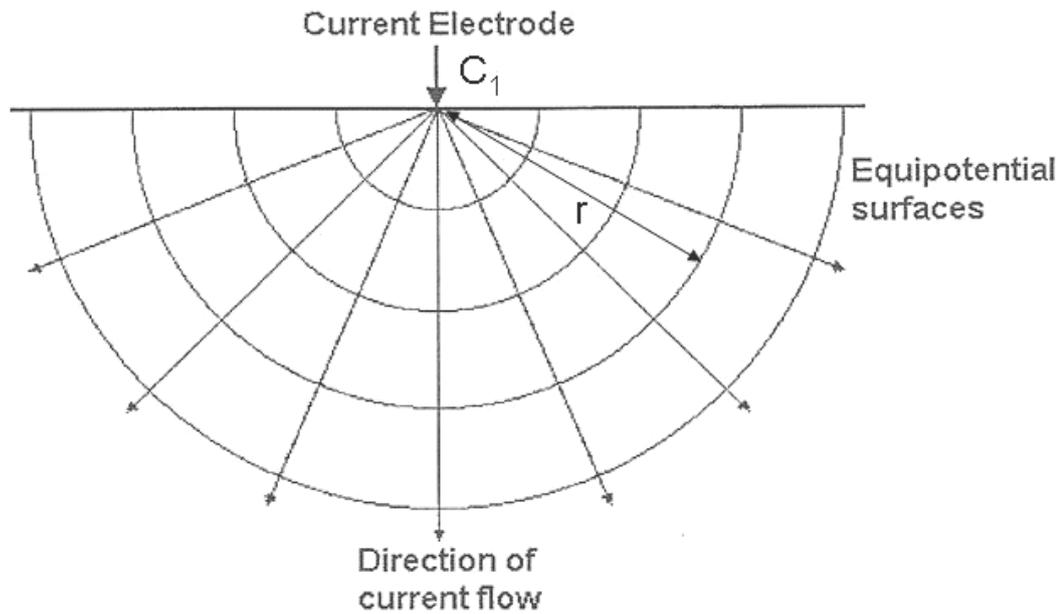


圖 2-26 單點電極電流與電位分佈 (修改自 Loke, 2003)

若假設地表佈設兩個電流極 C_1 、 C_2 ，如圖 2-27、圖 2-28 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 (2-28) 所得關係， C_1 以及 C_2 對 P_1 的電位貢獻分別為：

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

$$V_{C2} = \frac{-\rho I}{2\pi R_2} \quad (2-31)$$

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：

$$V_{P1} = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{I}{R_1} - \frac{I}{R_2} \right) \quad (2-32)$$

同理可得 C_1 以及 C_2 對 P_2 的電位貢獻，即為：

$$V_{P_2} = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{I}{R_3} - \frac{I}{R_4} \right) \quad (2-33)$$

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

$$\Delta V = \frac{\rho I}{2\pi} \left[\left(\frac{I}{R_1} - \frac{I}{R_2} \right) - \left(\frac{I}{R_3} - \frac{I}{R_4} \right) \right] \quad (2-34)$$

將式 (2-32) 重新整理，可得電阻率 ρ 為：

$$\rho = \frac{2\pi\Delta V}{I} \cdot \frac{I}{\left[\left(\frac{I}{R_1} - \frac{I}{R_2} \right) - \left(\frac{I}{R_3} - \frac{I}{R_4} \right) \right]} = \frac{2\pi\Delta V}{I} \cdot \frac{I}{G} \quad (2-35)$$

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 ρ_A (Apparent Resistivity)，需經過反算分析才能得到真實的地層電阻率值。

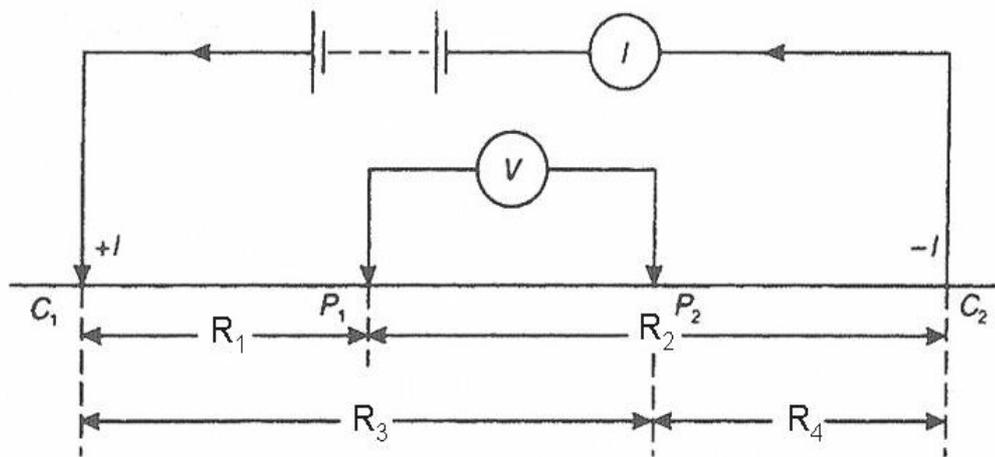


圖 2-27 雙點電極排列示意圖 (修改自 Reynolds, 1997)

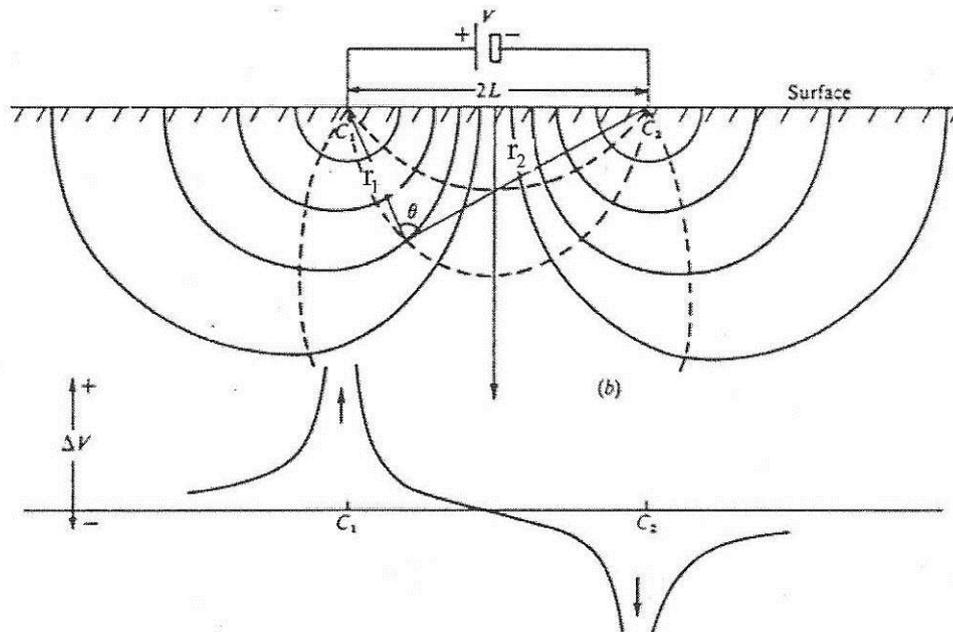


圖 2-28 雙點電極電流與電位分佈變化 (Telford, 1990)

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 2-29 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：

$$J_x = -\frac{I}{\rho} \frac{\partial V}{\partial X} = -\frac{I}{2\pi} \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) = \frac{I}{2\pi} \left[\frac{x}{r_1^3} - \frac{(x-L)}{r_2^3} \right] \quad (2-36)$$

若 $r_1 = r_2$ 時，則 2-36 式可以在簡化如下：

$$J_x = \frac{I}{2\pi} \cdot \frac{L}{\left(z^2 + \frac{L^2}{4} \right)^{3/2}} \quad (2-37)$$

根據式 (2-37)，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 2-30 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。

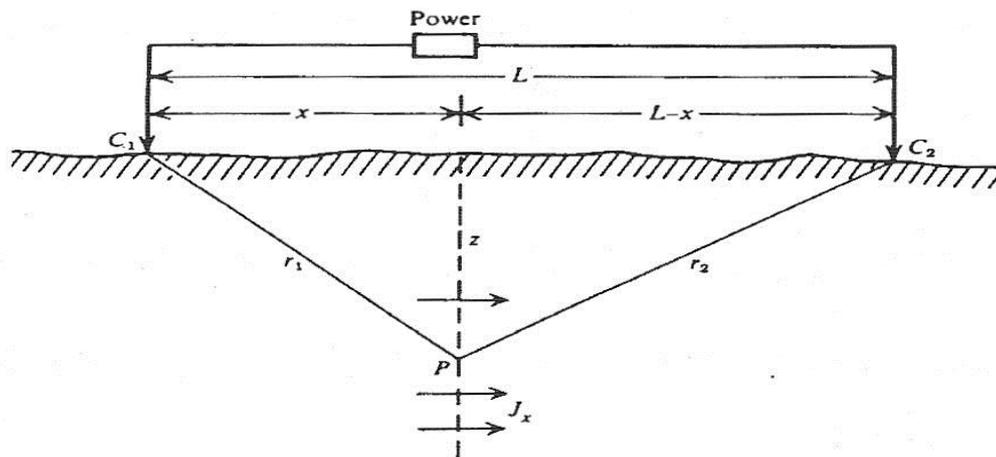


圖 2-29 均質地層下雙點電極水準電流密度幾何參數 (Telford, 1990)

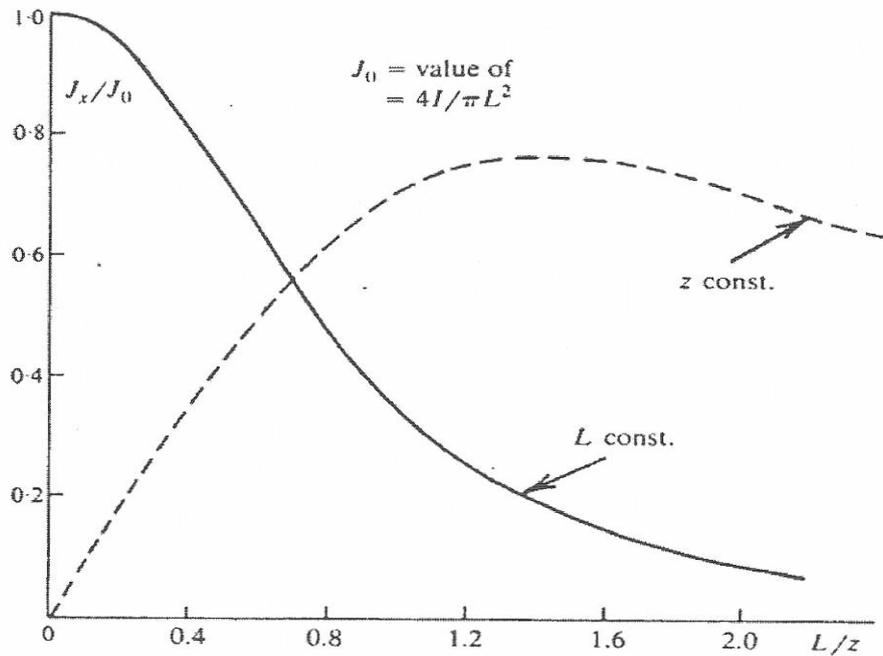


圖 2-30 電流極間距和深度的改變與 P 點的水準電流密度變化 (Telford, 1990)

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 (2-38)：

$$i = \frac{2}{\pi} \tan^{-1} \left(\frac{2z}{L} \right) \quad (2-38)$$

利用式 (2-38) 的關係，可求得均質地層下的電流通過百分比 i 如圖 2-31 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。

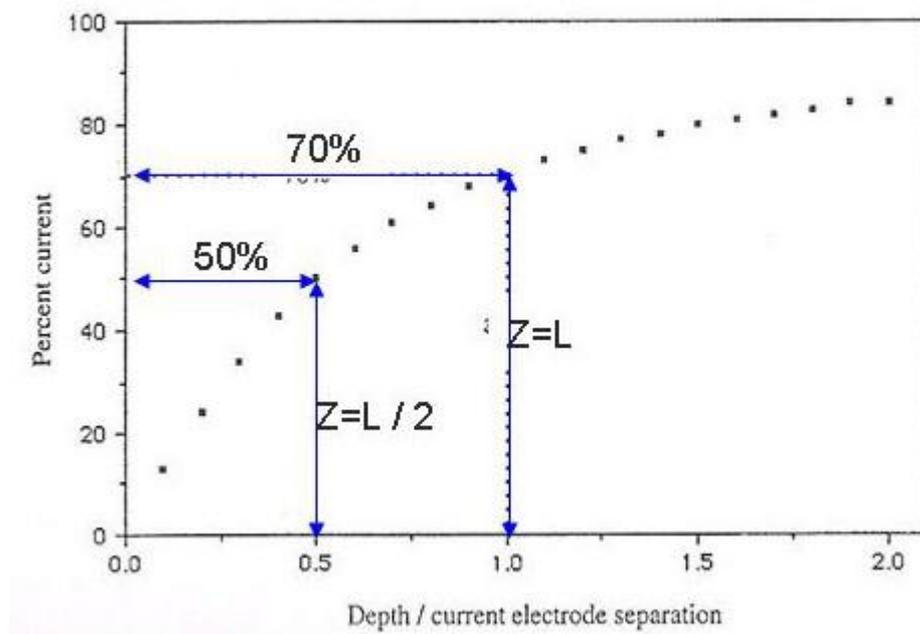


圖 2- 31 均質地層電流通過百分比 (Nostrand and Cook, 1966)

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 (2-39)：

$$\frac{\tan \theta_1}{\tan \theta_2} = \frac{\rho_2}{\rho_1} \quad (2-39)$$

如圖 2- 32 (a) 所示，式中 θ 為電流方向與法線所夾角度， ρ 為不同地層的電阻率；若下層電阻率 ρ_2 大於上層電阻率 ρ_1 ，當電流流入下層介質時電流方向會趨向法線，如圖 2- 32(b)；反之若下層電阻率 ρ_2 小於上層電阻率 ρ_1 ，則電流方向在下層介質內會遠離法線，如圖 2- 32(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- 33。在

圖 2-33 (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 ρ_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 2-33 (b)，反之當 $\rho_2 < \rho_1$ ，電流密度則較集中在下層介質，如圖 2-33 (c)。

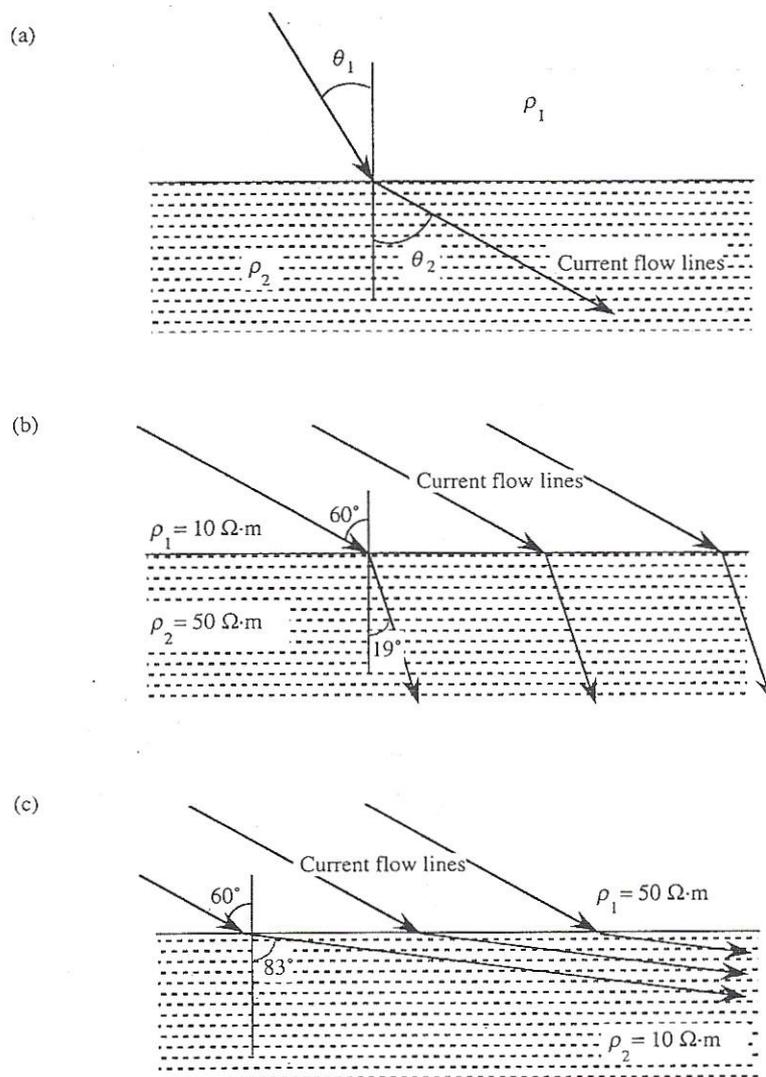


圖 2-32 非均質地層電流折射 (a) 不介質地層電流折射 (b) 電阻低地層流向電阻高地層的電流折射 (c) 電阻高地層流向電阻地地層的電流折射

(Hall, 1992)

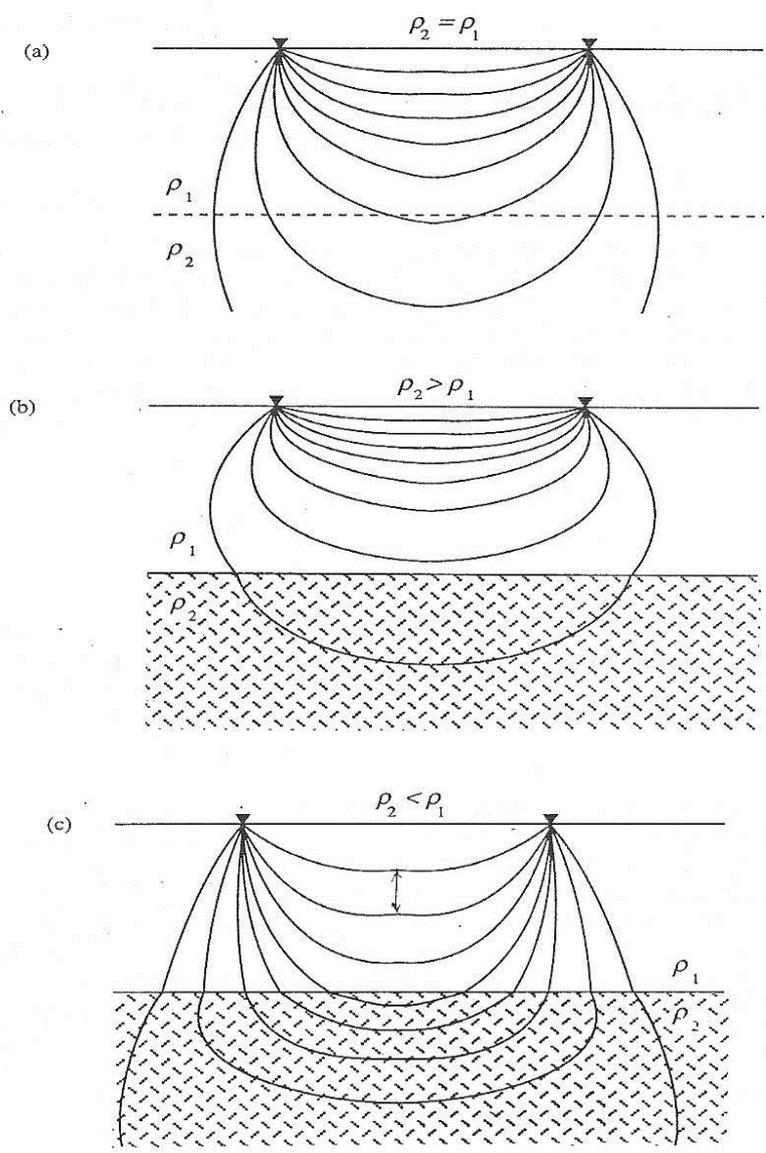


圖 2-33 (a) 均質地層電流密度分佈 (b) $\rho_1 < \rho_2$ 地層電流密度分佈
 (c) $\rho_1 > \rho_2$ 地層電流密度分佈 (Hall, 1992)

2.3.2 電極排列比較

一般常見的電極排列方式如圖 2-34 所示，而每種排列方式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互相比對與解釋，互補各排列方式所不足的地方。

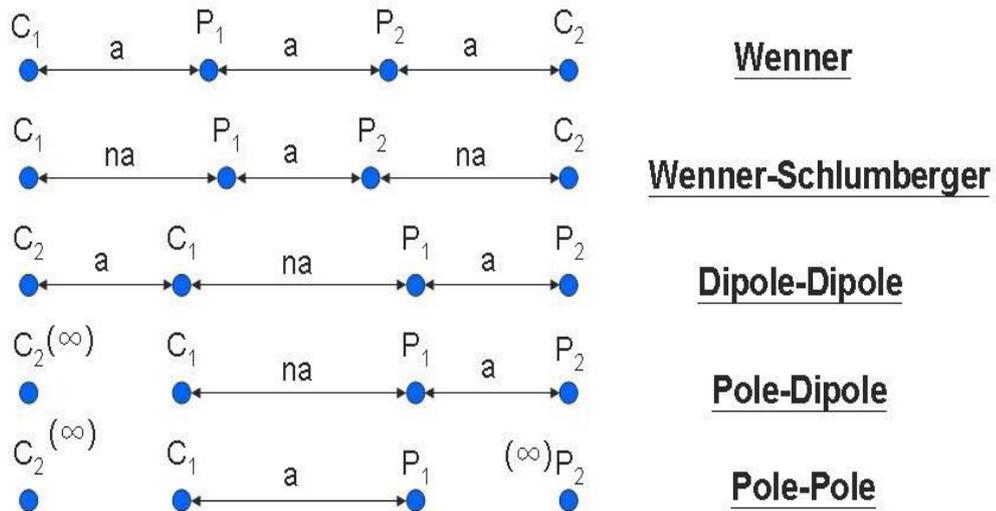


圖 2-34 一般常見電極排列方式

在現地施作地電阻探測時，會依照所預期達到的工程探測目的來選擇施測的電極排列法，而影響電極排列方式探測結果的優缺點，通常會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雜訊影響以外，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) 提出一測深參數為 Z_e/L ，其中 Z_e 是探測深度， L 則是測線展距，以推估各電極排列方式的最大探測深度。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）。

根據以上各電極排列方式下所展現出的三種量測特性，可以對常見的電極施測方法的綜合表現有所了解。以 Wenner 為例來說，其電極排列法如圖 2-34，電流極 C1、C2 在外，電位極 P1、P2 在內，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，但是在水平方向卻不顯著，因此垂直方向解析度優於水平方向，若當地質狀態為垂直向下的水平層狀變化時，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 2-1：

表 2- 1 各施測電極排列方式綜合表現

電極排列方式	訊號衰減係數	測深參數 Z_e/L (Z_e :測深, L :展 距)	較佳解析方向
Wenner	$1/2\pi a$ (A)	0.17 (D)	垂直向
Wenner- Schlumberger	$1/n^2$ (B)	0.17 (D)	垂直向 側向
Dipole-Dipole	$1/n^3$ (C)	0.22 (C)	側向
Pole-Dipole	$1/n^2$ (B)	0.36 (B)	側向
Pole-Pole	$1/2\pi a$ (A)	0.86 (A)	較差

【註】等級 A 最佳，等級 D 最差

結果顯示， Wenner array 和 Pole-Pole array 衰減程度最小，相對訊號強度最強，但因為 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，所以 Wenner 較適用於以監測為目的之工程作為施測方法；探測深度部份以 Pole-Pole array 的探測深度最佳，測深參數 Z_e/L 達 0.86，而以 Wenner array 與 Wenner-Schlumberger array 為最差，故適用於淺層地質探測，深層探測則以 Pole-Pole array 為主；至於各排列下對地層的解析能力，在垂直向與

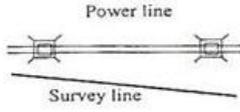
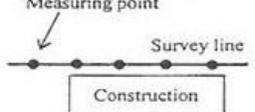
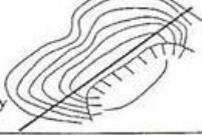
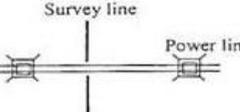
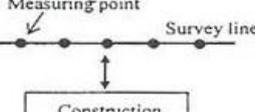
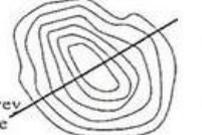
水平向各有其優缺點，則須依不同的工程探測目的來選擇最佳的排列方式。

2.3.3 佈線注意事項

為了避免地形效應對於地層下的電流場所產生的影響，在測線位置的選擇上應儘可能的挑選地形高低起伏較為平緩的區域進行量測，如表 2-2 所列；若地形起伏過大，則在後續的反算處理中須對地形效應加以修正

(Loke, 2003)；此外，測線位置應避免通過障礙物，如現有結構物、鋼鐵柵欄、鋼結構地下基樁或基礎、高壓電塔、高壓電纜線、鐵路、道路、圍籬等等，盡量使測線遠離該障礙物大於所需探測深度的距離，但若是測線仍必須要通過該區域，則應儘可能使測線橫跨該障礙物的區域範圍為最小，並且將測線橫跨的位置記錄下來，以便於後續剖面分析的辨識工作。在一些特殊的需求下，對於該工址會分成多段測線來進行調查的工作，如圖 2-35，為一個彎曲隧道調查工程，因此利用分為測線 1 與測線 2 來佈設，且為了考量已知鄰近斷層處對該隧道所產生的影響，更增加佈設了輔助測線 1，來對該工程的整體地質情況有更通盤與全面的了解 (SEGJ, 2004)。

表 2-2 一般佈線注意事項 (SEGJ, 2004)

Undesirable layout	 <p>Power line Survey line</p>	 <p>Measuring point Survey line Construction</p>	 <p>Survey line</p>
Desirable Layout	 <p>Survey line Power line</p> <p>A survey line should run perpendicular to a power line, keeping away from the pylons.</p>	 <p>Measuring point Survey line Construction</p> <p>A survey line should run keeping larger distance than designed target depth away from existing constructions</p>	 <p>Survey line</p> <p>A survey line should run through gentle topography</p>

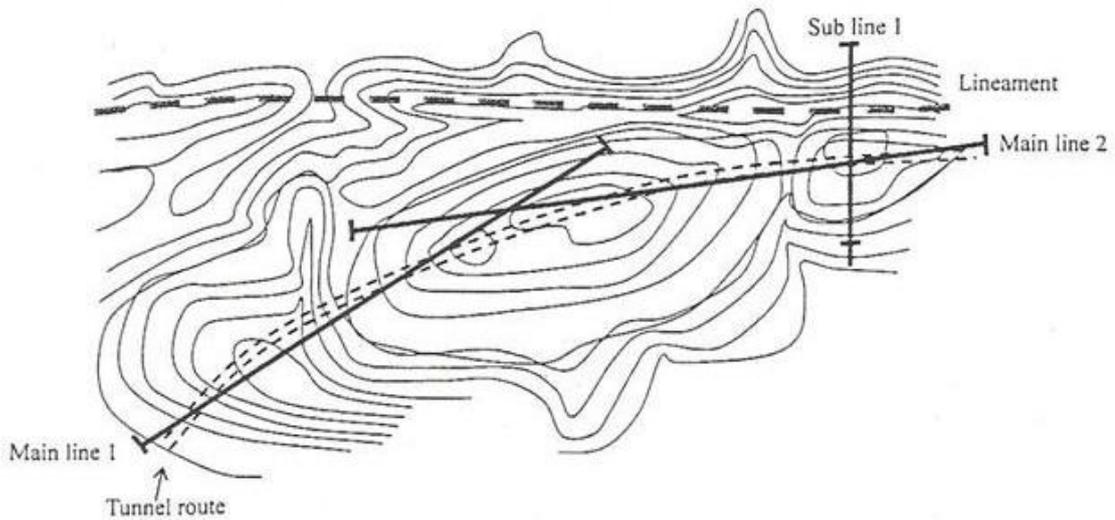


圖 2-35 彎曲隧道調查工程佈線規劃 (SEGJ, 2004)

2.3.4 ERT 反算原理

ERT 量測所得不同位置深度之視電阻率值，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)：

$$\begin{aligned}
 y &= \text{col}(y_1, y_2, \dots, y_m) \\
 f &= \text{col}(f_1, f_2, \dots, f_m) \\
 q &= \text{col}(q_1, q_2, \dots, q_m)
 \end{aligned}
 \tag{2-39}$$

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：

$$d = y - f \tag{2-40}$$

1. 最佳化最小平方反算法

在最小平方法的最佳化過程中，最終目標是希望使式 2-40 中 d 的誤差平方和 E (如式 2-41 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 Δq ，如式 2-42，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。

$$E = d^T d = \sum_{i=1}^n d_i^2 \tag{2-41}$$

$$J^T J \Delta q_i = J^T d ; J_{ij} = \frac{\partial f_i}{\partial q_j} \tag{2-42}$$

由於初始資料不佳常會使得 $J^T J$ 接近奇異矩陣，而使得 Δq 的變異量過大，故 Inman(1975) 以 Marquardt-Levenberg 方法，加入一個阻尼係數 λ (damping factor) 來修正式 2-42 為式 2-43，以避免 Δq 過大的改變量。

$$(J^T J + \lambda I) \Delta q = J^T d \tag{2-43}$$

2. 平滑束制最小平方反算法

此方法又稱為 smoothness-constrained least-squares inversion，或 L2 norm inversion。Constable et al. (1987) 認為以式 2-43 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) 加入了粗操係數 W (roughness filter) 來降低模型參數變異的平方和，如 2-44 式。

$$(J_i^T J_i + \lambda_i W^T W) \Delta q_i = J_i^T d_i - \lambda_i W^T W q_{i-1} \quad (2-44)$$

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) (示 2-452-452-452-452-45) 來表示。

$$RMS = \sqrt{\frac{1}{M} \sum_{i=1}^M \frac{(q_i - f_i)^2}{q_i \cdot q_i}} \times 100\% \quad (2-45)$$

3. 重複再加權最小平方反算法

此法又稱為 Robust inversion，或 L1 norm inversion。Wolke 與 Schwetlick (1988) 為了使資料差異量 d 與粗操係數 W 達接近的權重，故在式 2-44 中加入了權重矩陣 R_d 、 R_m ，如式 2-46：

$$(J_i^T R_d J_i + \lambda_i W^T R_m W) \Delta q_i = J_i^T R_d d_i - \lambda_i W^T R_m W q_{i-1} \quad (2-46)$$

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，為求最平滑化的模型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 2-36 所示。

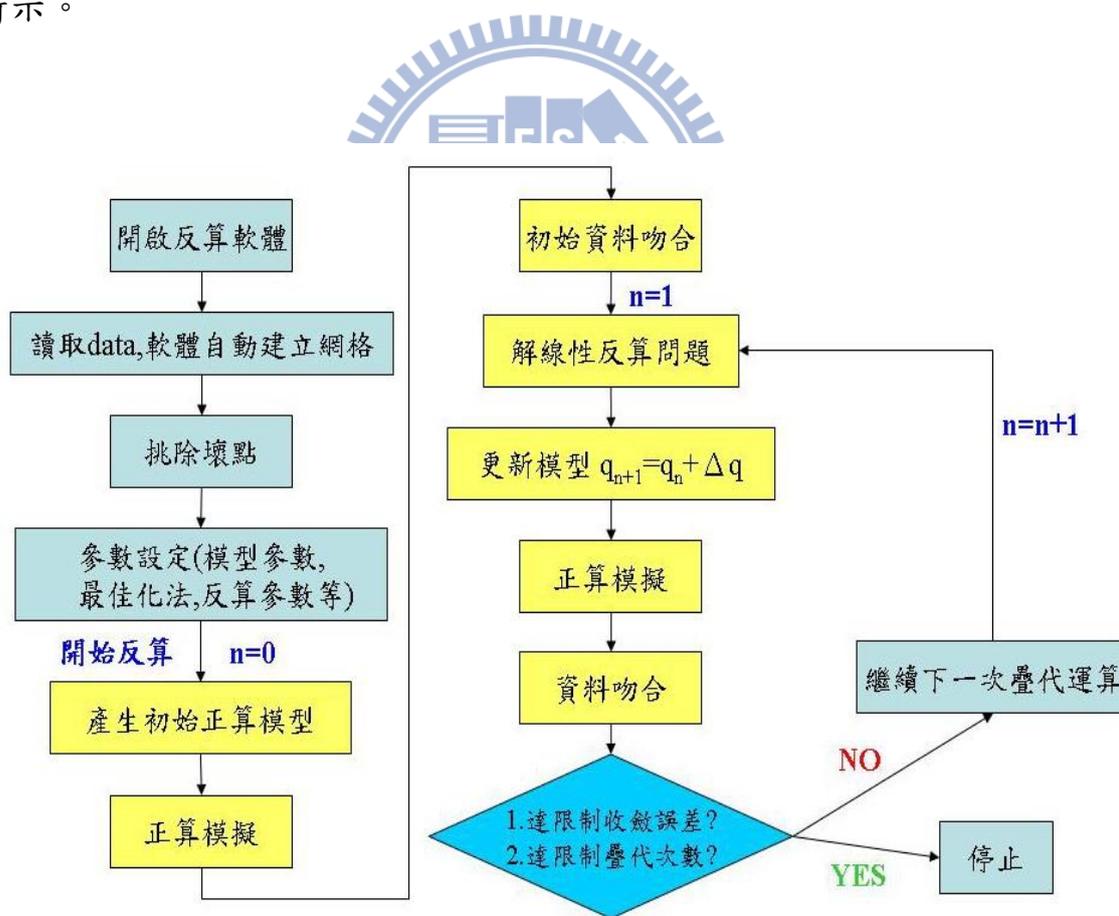


圖 2-36 反算基本流程圖

2.3.5 三維地電阻施測

在工程實務以二維地電阻探測的使用較為經濟而廣泛，而二維地電阻影像法得到的是地層下二度空間剖面的電阻率分佈；然而在真實世界中則是三度空間的立體型態，因此為了使電探的結果更符合真實的地層狀態並進一步提高電探的解析度，有越來越多的研究人員對三維地電阻探測進行相關的研究與探討。

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 2-37），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)。

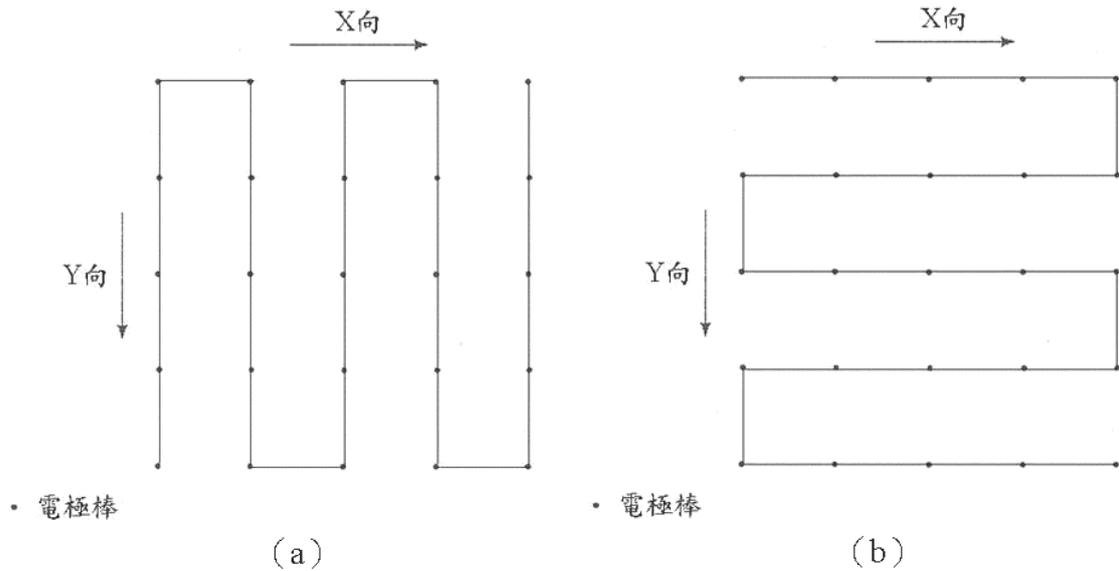


圖 2-37 一般三維電探佈線方式 (a) 沿 Y 軸，(b) 沿 X 軸

2.4 結合 ERT 與 TDR 於砂箱現地模擬試驗

姚奕全 (2007)、吳瑋晉 (2008)、林哲毅 (2009) 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。砂箱試驗配置如圖 2-38 所示，使用寶山第二水庫庫區粉質砂土為試驗土樣，土壤將其放置室溫下自然風乾數天，以模擬現地初始乾燥狀態。砂箱尺寸大小為 60cm×60cm×60cm，此外為使砂箱降雨模擬試驗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 $\gamma_d=15.5\text{kN/m}^3$ 。在降雨濕潤階段使用 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。吳瑋晉 (2008) 試驗結果顯示，在

TDR 量測含水量與導電度的關係方面，砂箱降雨入滲試驗中，顯示乾側與溼側的體積含水量與導電度之率定關係 (θ - σ) 明顯不同，有明顯之遲滯 (hysteresis) 現象產生，如圖 2-39 所示，在相同含水量下，砂箱試驗在降雨過程及自然乾燥過程中，所得導電度並不相同，會有一遲滯圈產生。林哲毅 (2009) 試驗，思考砂箱試驗會有遲滯圈的產生是否是因為孔隙液中導電度的溫度效應所造成，而對孔隙液進行溫度修正，其結果如

圖 2-40 經過溫度修正後並無顯著改善。但是由林哲毅 (2009) 自然乾溼試驗，發現乾溼的快慢會影響遲滯圈的大小，於是再做一個加快蒸散的試體進行對照、印證如圖 2-41，由試驗可發現試體的乾溼速度，影響其遲滯圈現象程度。

由室內試驗的模擬，可觀察出溫度效應對於影響遲滯圈現象的程度並不顯著，而乾溼循環的速度卻影響甚大。且現地的尺度與砂箱模型試驗差異甚大，沒有像室內實驗依樣有邊界所侷限，有必要利用現地試驗，觀察現地實務是否也有遲滯圈的現象。

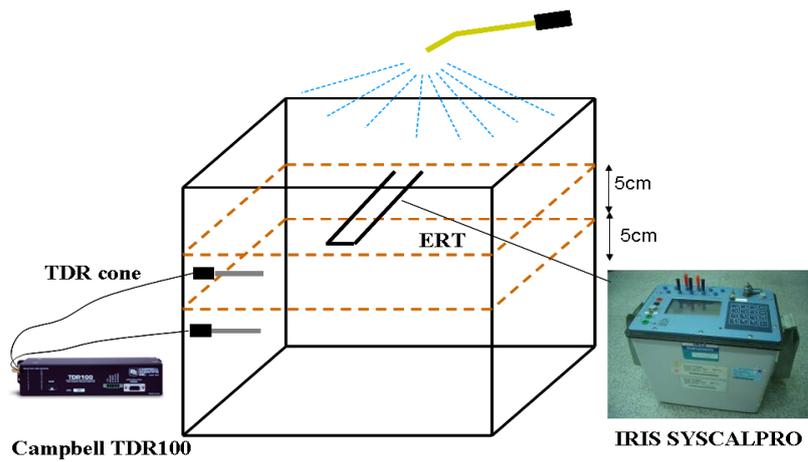


圖 2- 38 砂箱儀器配置示意圖

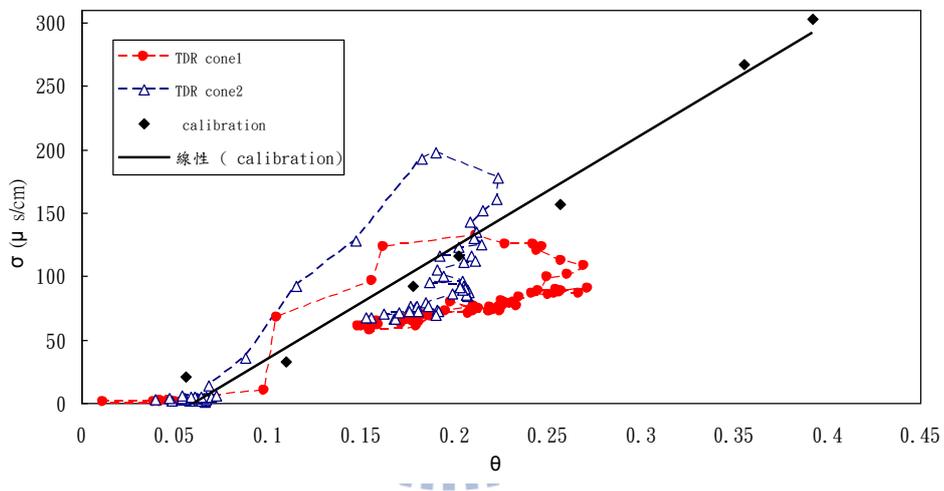
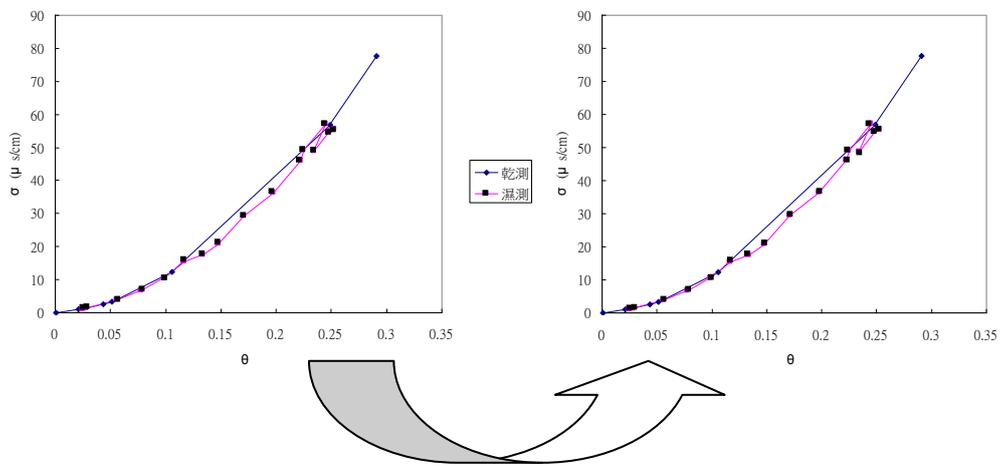


圖 2- 39 砂箱試驗 σ v.s θ 結果



溫度修正
圖 2- 40 壓力鍋試驗 σ v.s θ 結果經過溫度修正

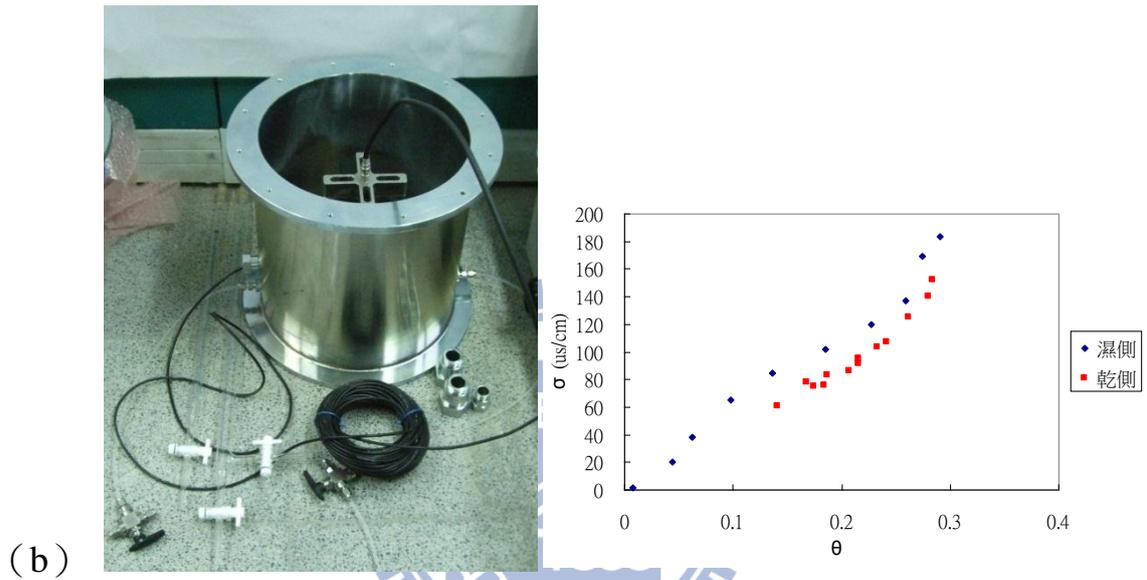
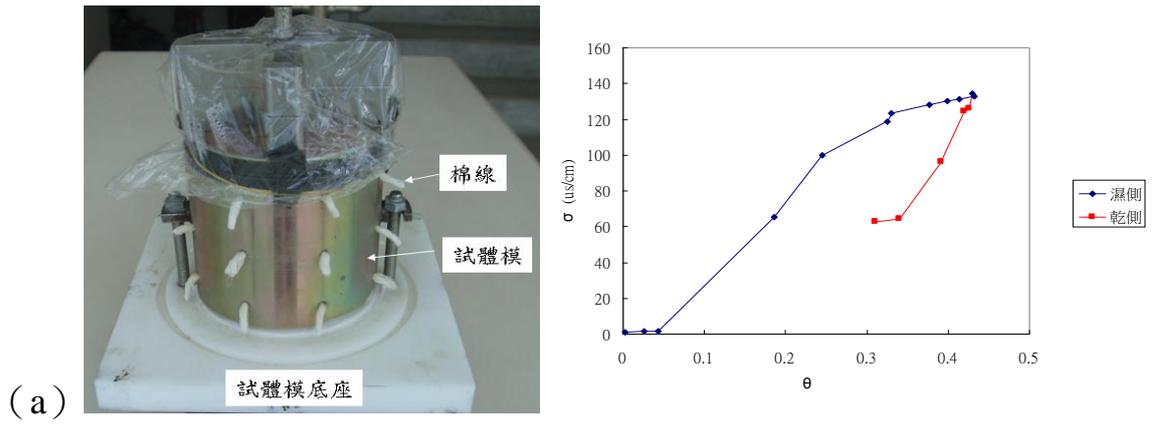


圖 2-41 (a) 快速乾溼循環試驗 (b) 自然乾溼循環試驗

三、研究方法

基於前述研究動機與目的，本研究概念在嘗試利用地電阻探測法(ERT)和時域反射法(TDR)來調查與監測地層下之電學性質。其方法即利用 TDR 現地所率定的場址參數，進一步對地電阻剖面做含水特性詮釋。

本研究首先基於前人研究所採用之室內砂箱試驗，進一步於現場直接率定電阻率與土壤參數的關係。因此本研究首要目的在於設計出適用於現地的貫入式 TDR 感測器，藉由 TDR 感測器量取得到導電度與土壤介電常數(或含水量)，建立起導電度與土壤介電常數(或含水量)的參數關係。然後再運用所建立的參數關係，對地電阻法於現場量測之電阻率剖面，轉換至地層含水特性剖面詮釋，以推求現地地層的含水量分佈。

本研究另一重點，在於試驗期間觀察現地土層下的含水量乾溼循環過程，是否也有像室內砂箱試驗遲滯圈現象產生。透過本研究的試驗經驗，預期提出一套應用於現地結合 TDR 與 ERT 量測非飽和土層含水量之監測技術配置規劃，本研究完整研究流程如圖 3-1。

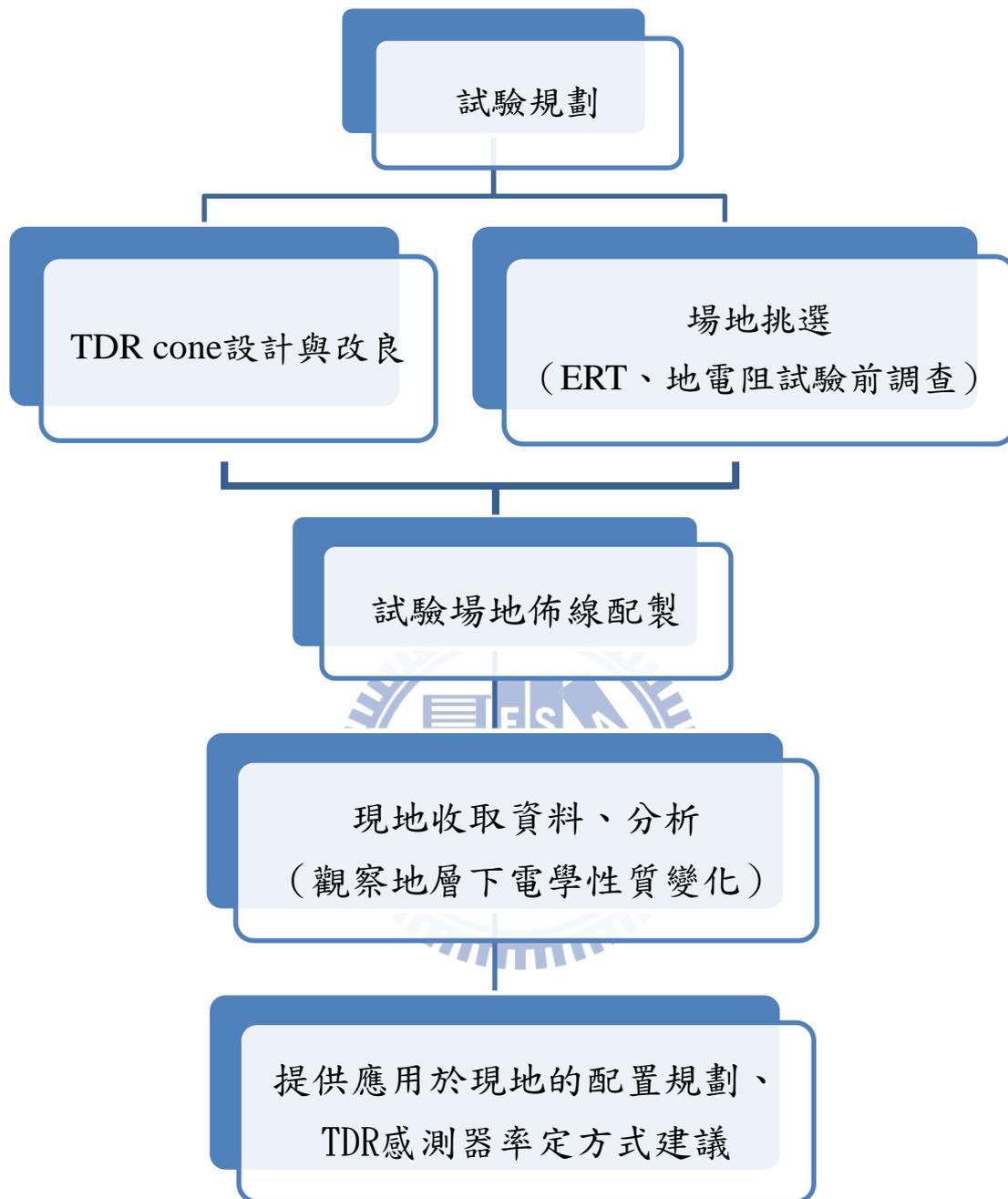


圖 3- 1 研究流程圖

3.1 場地選址

本試驗初步挑選兩個地點，分別在交大博愛校區，跟交大光復校區，如圖 3-2 所示。比較兩個場地於本研究的適用性，首先先利用地電阻法人工量測兩地點地層下電阻資訊，在天氣晴朗和量測參數設定一樣的情況下進行量測收取資料，經過電腦反算可得到地電阻剖面圖如圖 3-3，從反算的結果可看出在相同背景值的情況下交大光復校區地層下的電阻值明顯比交大博愛校區較高。由於在電阻值比較高的土層進行監測，當雨水滲入比較容易觀察到地層下的電阻率變化，所以最後決定選取交大光復校區的場地，現地取樣其濕密度 $\gamma_m(\text{g}/\text{cm}^3)$ 大約為 1.863，乾密度 $\gamma_d(\text{g}/\text{cm}^3)$ 大約為 1.428。

另外於現地進行規劃監測試驗前，再以透地雷達 (Ground penetration radar, GPR) 檢視地層下是否有管線或地下汙水道。於現場利用透地雷達探測，測線規劃如圖 3-4 (a) 所示共有 3 條測線，每條相距 5m，探測完畢後，透過剖面圖將選用測線前半段 0m 到 11m (如圖 3-4 (a) 黑框的地方)，測線前半段土層狀況相較於後半段比較均無明顯的管線或孔洞訊號。



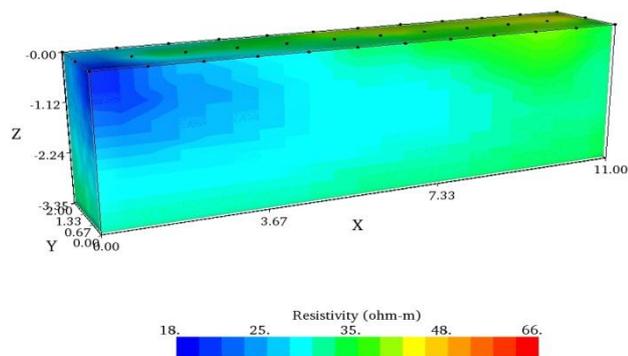
(a)



(b)

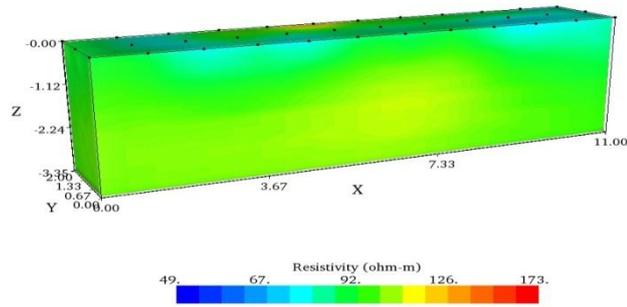
圖 3-2 (a) 交大博愛校區場址 (b) 交大光復校區場址

Inverted Resistivity Image



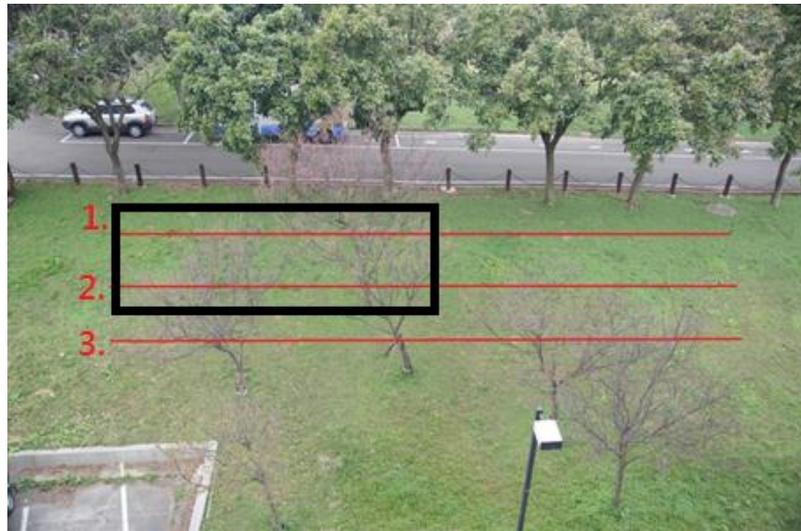
(a)

Inverted Resistivity Image

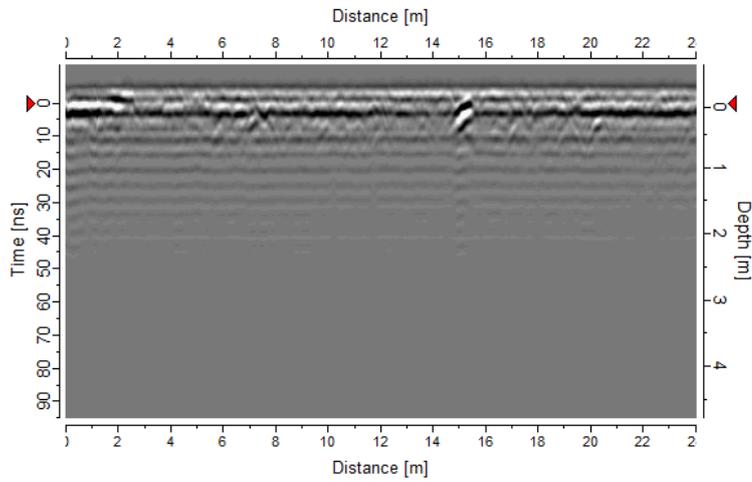


(b)

圖 3-3 (a) 交大博愛校區電阻剖面圖 (b) 交大光復校區電阻剖面圖



(a)



(b)

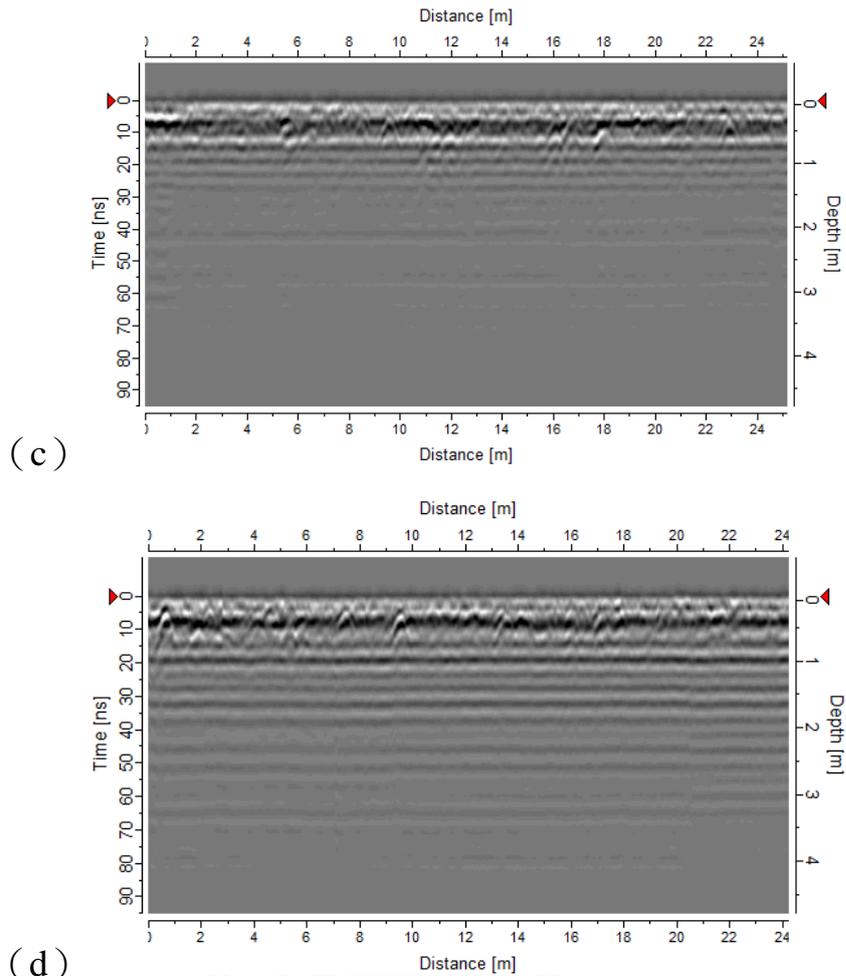


圖 3-4 (a) 透地雷達測線規劃圖 (b) 測線 1 剖面圖 (c) 測線 2 剖面圖 (d) 測線 3 剖面圖

3.2 TDR 貫入器設計

由於室內砂箱試驗所用的 TDR cone (圖 3-5) 其強度與深度都不適用於現地試驗，所以本研究參考 Lin et al. (2006a) 的貫入式 TDR cone (圖 3-6)，進行改良與設計。

Lin et al. (2006a) 所提出之貫入式 TDR cone，主要為室內測試階段，尚無現地實際量測資料。因此本研究首要將加強 TDR cone 本身構造強度，

並利用多組感測器串接模式，藉以提供單一位置不同深度之量測。

本研究研發改良之 TDR 感測桿主要是由兩個鋼件組成，以進行對外部周遭材料感測。TDR 感測桿直徑 2cm，單一感測段長 29cm（如圖 3-7），串接後長度可達 2.4m。經由感測桿的串接與分析方法的搭配，即可得到地層下不同深度的含水量，進而得到含水量剖面的資訊。另外考慮適用於貫入式的感測器，所以感測桿設計製作時挑選其材料性質強度較高，未來可搭配衝錐貫入土壤裡，進行含水量的量測。因此感測桿製作主要是由個別構件組裝而成，如圖 3-8 上圖規劃所示，由於組裝完畢後，構件與構件之間會有縫隙，這些縫隙雖然很小，但足夠讓水在這些隙縫中自由流動，而這些在縫隙間的水，經 TDR 系統量測後，得到的介電常數會有誤差，所以感測桿縫隙之間須做到防水條件，防止感測桿有水入滲的情形。

防水的製作過程主要是針對感測桿構件與構件之間的縫隙做防水措施如圖 3-9。此方法仍保有感測元件裸露，因此在利用 TDR 系統量測含水量後，還可進行導電度量測。另外塗抹在感測桿上的絕緣材具有耐磨蝕的功效，防止 TDR cone 在貫入的過程受到周圍土壤或小石頭得磨損，導致失去其原本防水的作用。



圖 3-5 室內砂箱試驗所用 TDR cone

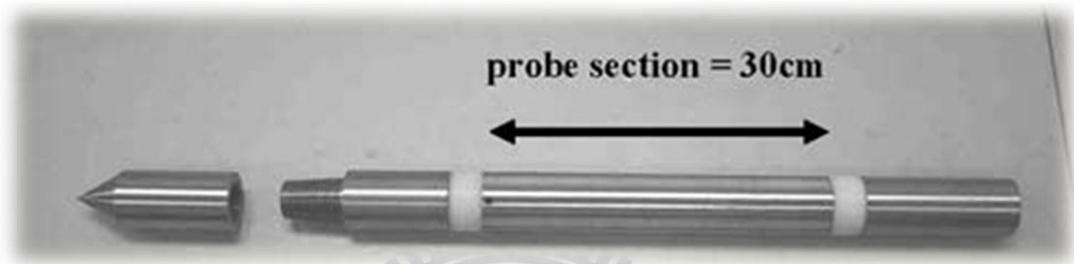


圖 3-6 貫入式 TDR cone (Lin et al.,2006a)

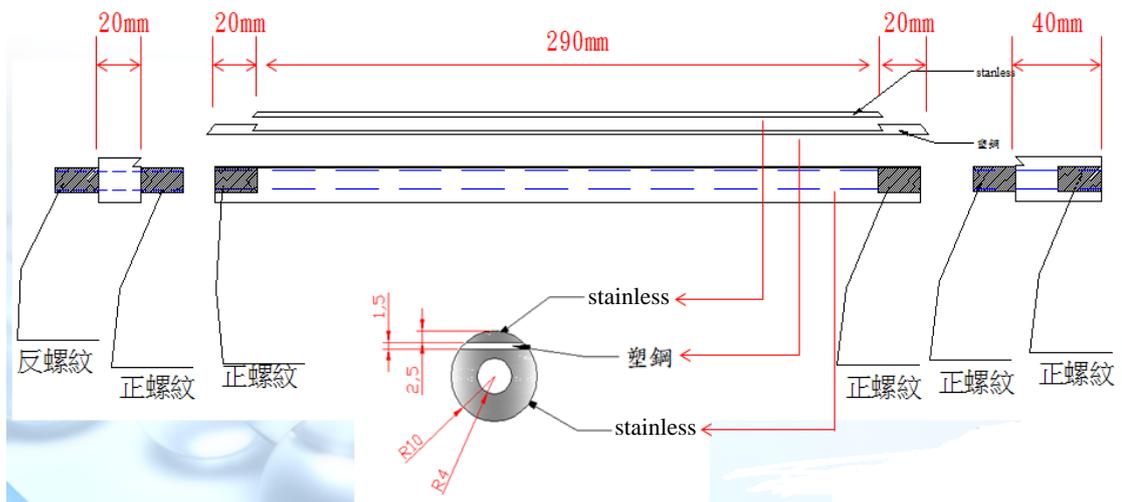
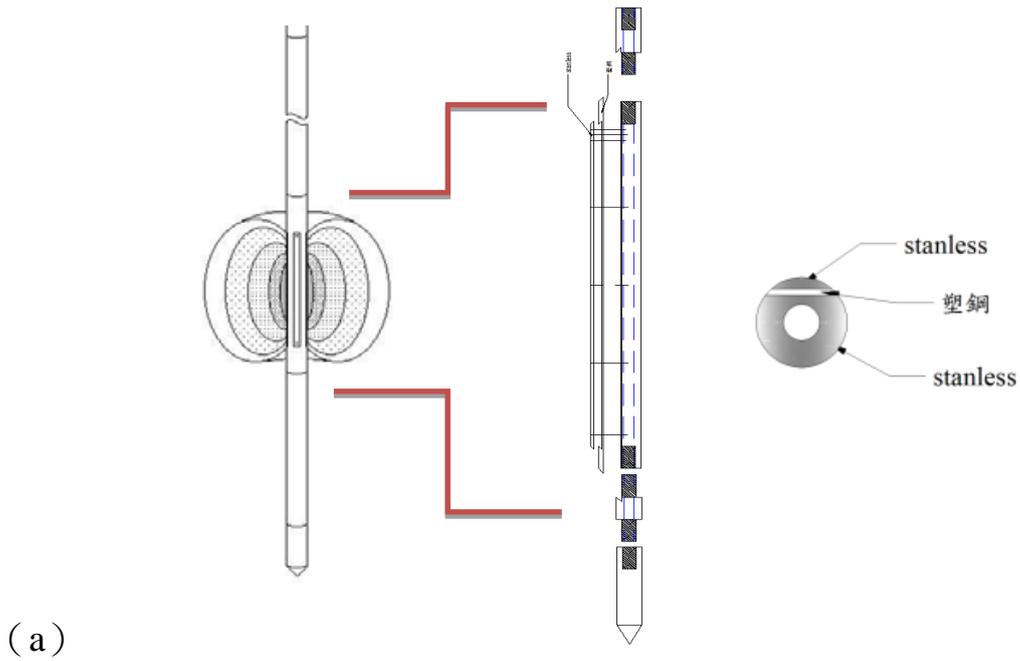


圖 3-7 TDR cone 感測段設計圖



(a)

圖 3-8 (a) 感測桿構造與量測範圍

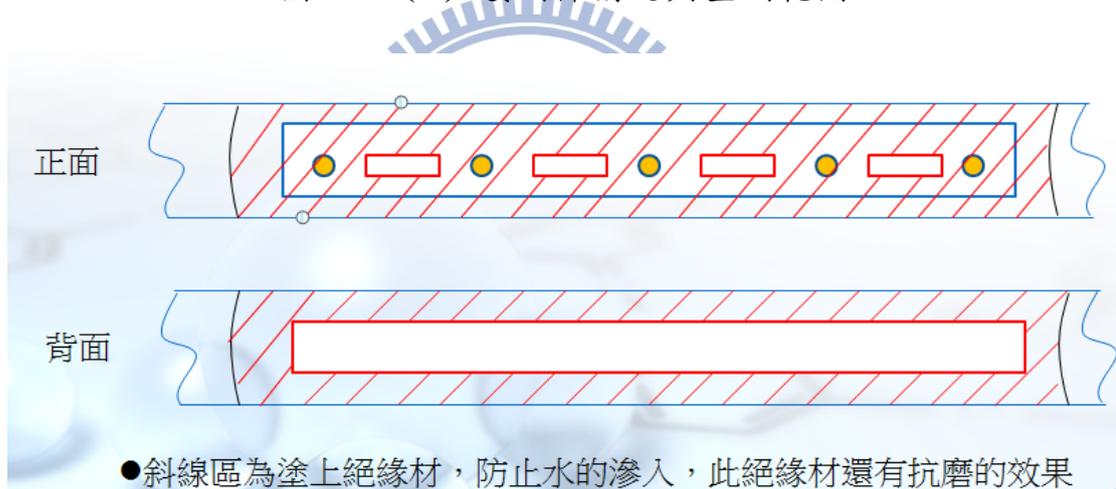


圖 3-9 感測桿塗上絕緣材防水示意圖

3.3 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或地下含水相關的場址參數，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

分佈特性。而本研究於現地配置地電阻與 TDR 感測器，來探討地層下電學性質與含水特性相關性。

3.3.1 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，以進一步調查地層整體的含水特性分佈與變異性，提供地層下含水量分布的依據。

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 3-10 所示。可在現地於不同位置與深度佈設 TDR 感測器，長時間於現地量測，記錄降雨入滲後導電度與含水量等的變化，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，再配合地電阻法對現地的長時間監測，即可得到現地含水特性分佈其時間與空間相對應的連續變化。

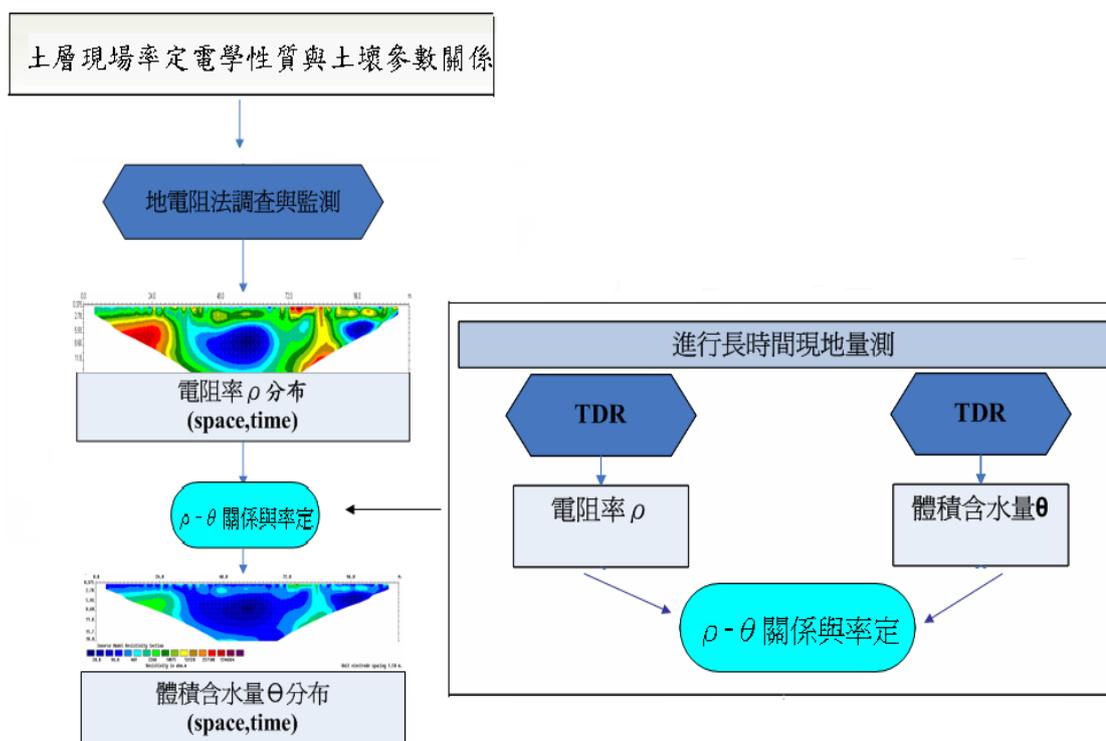


圖 3- 10 結合 TDR 與 ERT 調查與監測地層含水特性分佈之流程圖(摘自吳瑋晉，2008)

3.3.2 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，故在現地試驗之前，必須先建立起現地試驗所使用土樣，其導電度與體積含水量之間的基本率定關係，以做為驗證後續現地試驗所率定之結果。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) 所發表之經驗公式，式 2-7 中待定係數為 σ_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 σ_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 σ_w 兩參數值可合併為一個待定係數 A ，則該土壤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。



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

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，於自製率定模中如圖 3-11 所示，置入通過標準#4 篩網之現地土壤，試驗過程則採用多組含水量試體，再利用研究中所設計的 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，感測段為 29cm(如圖 3-7 所示)，量測不同含水量土壤的導電度與介電度，而實際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，以重量含水量 10% 到 24% 為試驗配置範圍從中取 5 個實驗值，來率定現地土壤導電度、土壤介電度與

體積含水量的基本關係。



圖 3- 11 率定土樣導電度、土壤介電度與體積含水量

3.4 現地試驗

本章節將詳述現地試驗內容，首先對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 現地試驗儀器及配置

本研究於交大光復校區設置一個試驗場址。於現地試驗所使用到的相關儀器設備有兩類，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：

(1) TDR 量測設備

研究中所使用的 TDR 量測設備為美國 Campbell Scientific 公司所生產的 TDR100，如圖 3- 12 所示，可配合多工器（Multiplexer）同時量測不同

深度 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。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貫入式 TDR cone 感測器；貫入式探頭有利於感測器貫入現地場址進行資料量測，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- 12 Campbell TDR 100 量測儀

(2) 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- 13 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。由於本研究初次探討現地試驗，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- 14，共 48 頻道搭配 40 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，以獲得現地土壤真實的電阻率分佈情形。



圖 3- 13 地電阻探測儀-SYSCAL PRO Switch 48

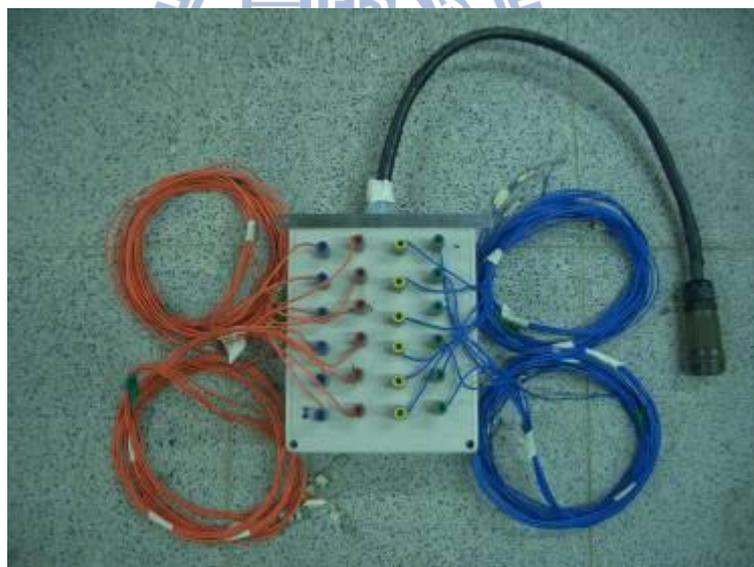


圖 3- 14ERT 24 頻道集線器

3.4.2 現地試驗規劃

本實驗首先在試驗場地佈設鋼棒連接 ERT 測線，ERT 測線再透過 24

頻道集線器連接地電阻探測儀進行量測，ERT 場址規模為 $2\text{m}\times 11\text{m}$ 如圖 3-15 所示，TDR 感測器置於 ERT 場址中央。

配置完畢後，則進行試驗場址的監測，監測試驗場址經過下雨後，其濕潤與乾燥的過程是否也會有遲滯現象的產生，若試驗場址無降雨的可能，本試驗會進行人工灑水的措施觀察地層下的含水量變化。

本研究利用 TDR 的自動化程式與地電主機的內建功能，進行自動化監測，當降雨時，為了密切觀測地層下電學性質的變化，從降雨期間每 10 分鐘間測一次，降雨後 24 小時之間其監測頻率為 1 小時，24 小時後土壤乾燥速度漸漸變緩其監測頻率改為 3 小時。由於地電阻量測需注入電流收取資料，有可能影響 TDR 的量測結果，所以先由 TDR 收取資料再由 ERT 進行量測。

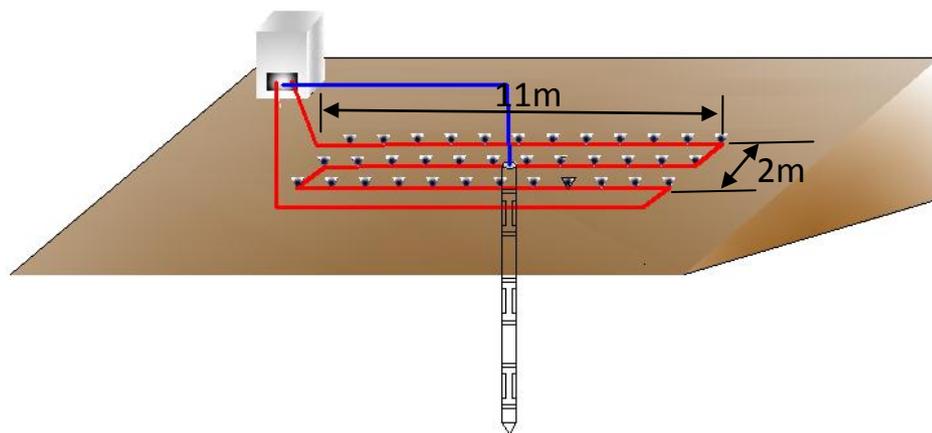


圖 3-15 現地儀器佈設示意圖

四、試驗結果與討論

4.1 現地 TDR 感測器研發與量測率定結果

本研究因於現地進行土壤電學性質的探討，因此需設計符合於現地需求的 TDR 感測器。現地試驗過程則是利用 TDR 量測系統來探測現地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 TDR 感測器，分別對導電度與介電常數（或含水量）進行相關率定。感測器研發及各相關率定結果如以下章節所述：

4.1.1 現地 TDR 感測器實體與測試

本研究以 Lin et al. (2006a) TDR 圓錐貫入器為基礎進行改良與設計。將直徑為 36mm 之感測器設計為直徑 20mm，藉以降低貫入土層時會出現的擠壓擾動，並參考 Ofer Dahan et al. (2002) 柔式 TDR 感測器，將 TDR 感測桿設計成可串接式，以進行於地層表面單點不同深度的量測。由於每段的感測桿是由好幾個構件組成如圖 4-1 (a)，組合完成如圖 4-1 (b) 後必定會有縫隙可以讓水自由出入，因此需在感測桿有縫隙的地方進行鍍膜做防水措施，塗抹在感測桿的絕緣材（材料主體為氟樹脂）需具有耐磨蝕、抗酸鹼的功效，並加強感測桿本身構造強度。

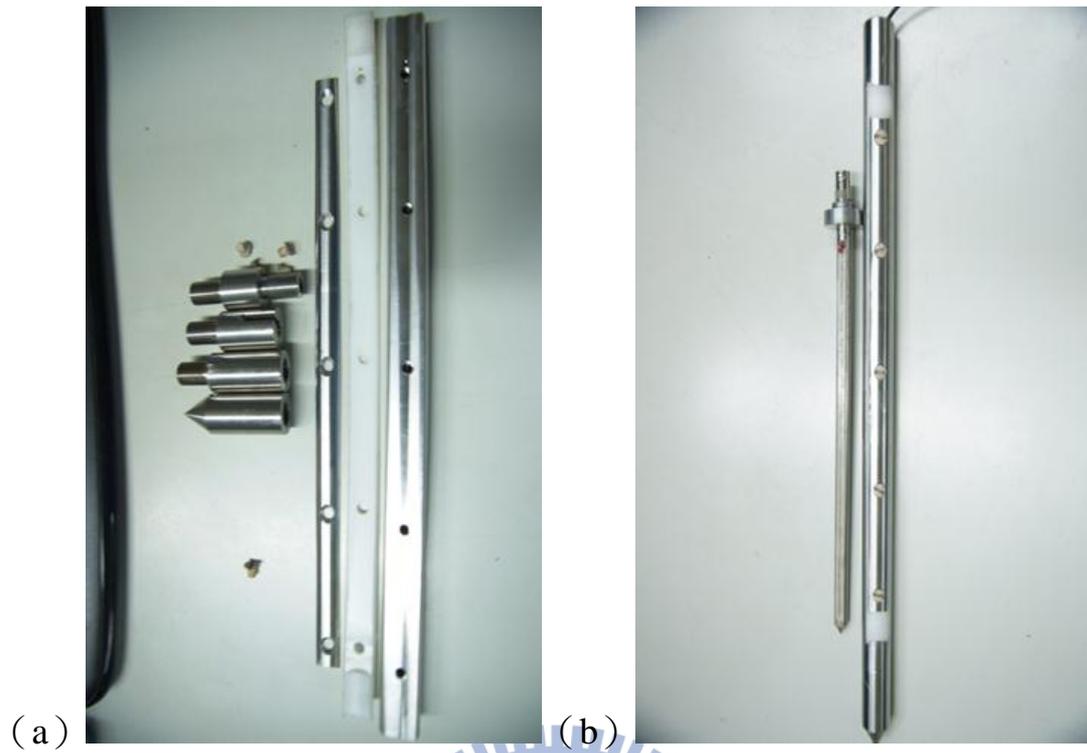


圖 4- 1 (a) TDR 感測段構件 (b) TDR 感測段組裝完成

組裝完成後，測試將感測桿置於空氣、乾石英砂、飽和石英砂與水下進行量測，透過整套 TDR 設備可擷取出波形如圖 4- 2，由圖可辨別出在不同介質下量測會得到不同的波形。

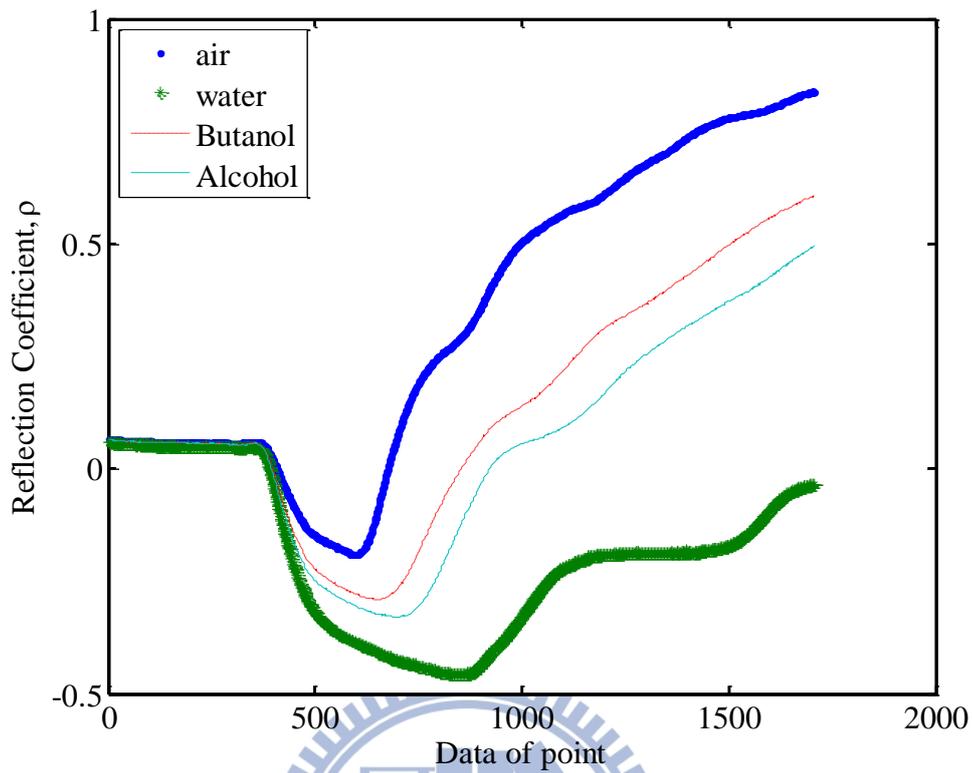


圖 4-2 不同介質下之量測波形

鍍膜完成後須做感測桿的滲水測試，將感測桿放入水中進行長時間量測觀察是否滲水，若是滲水，則將造成量測走時增加，如圖 4-3 所示，每筆量測的走時因滲水而會慢慢增加，若是沒有滲水影響，則在長時間觀測下得到的走時會大致維持水平，如圖 4-4 所示。

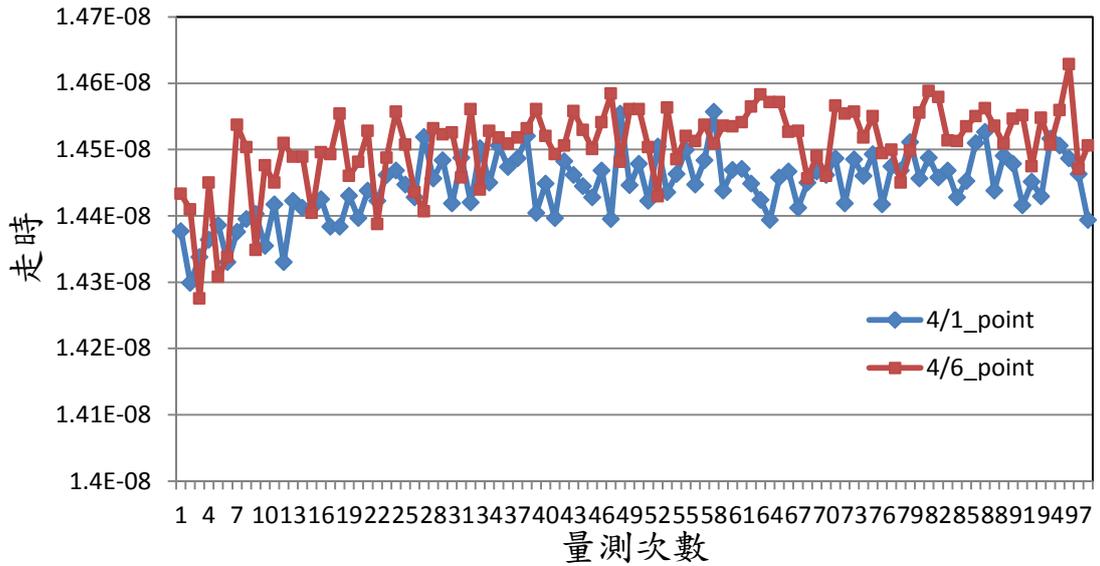


圖 4-3 感測桿水入滲之結果

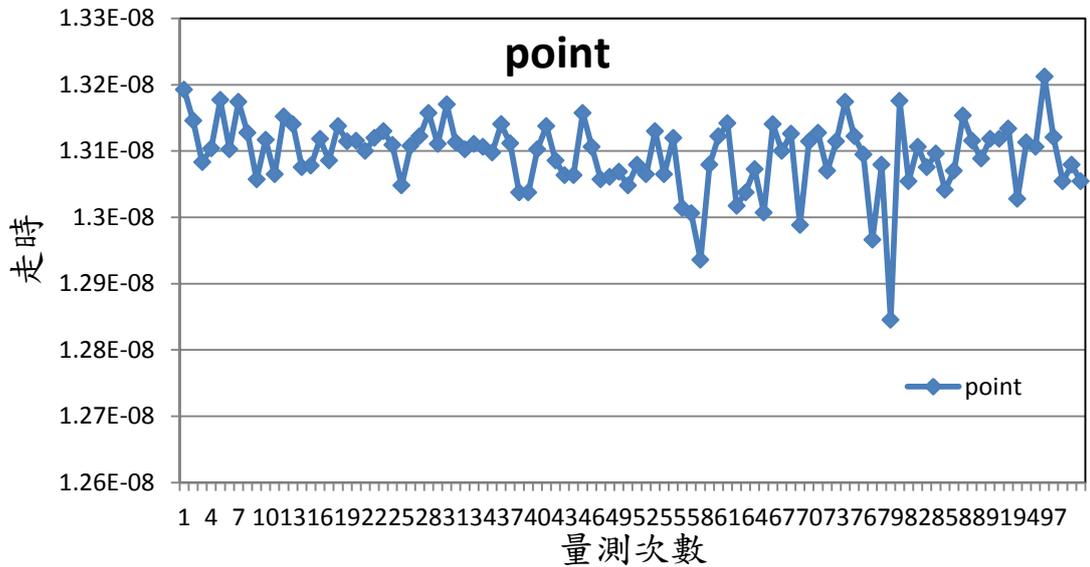


圖 4-4 感測桿無水入滲之結果

在完成 TDR 感測器防水改善之後，便可進行 TDR 含水量量測評估。

TDR 含水量分析過程參考單切線法，對於擷取波型進行走時分析，如圖 4-5，得到量測段的走時後，經過 2-33 式則可得到土壤的介電常數，將現地量得的介電常數，透過現地土壤本身介電常數與體積含水量的率定關係，則可得到現地體積含水量。

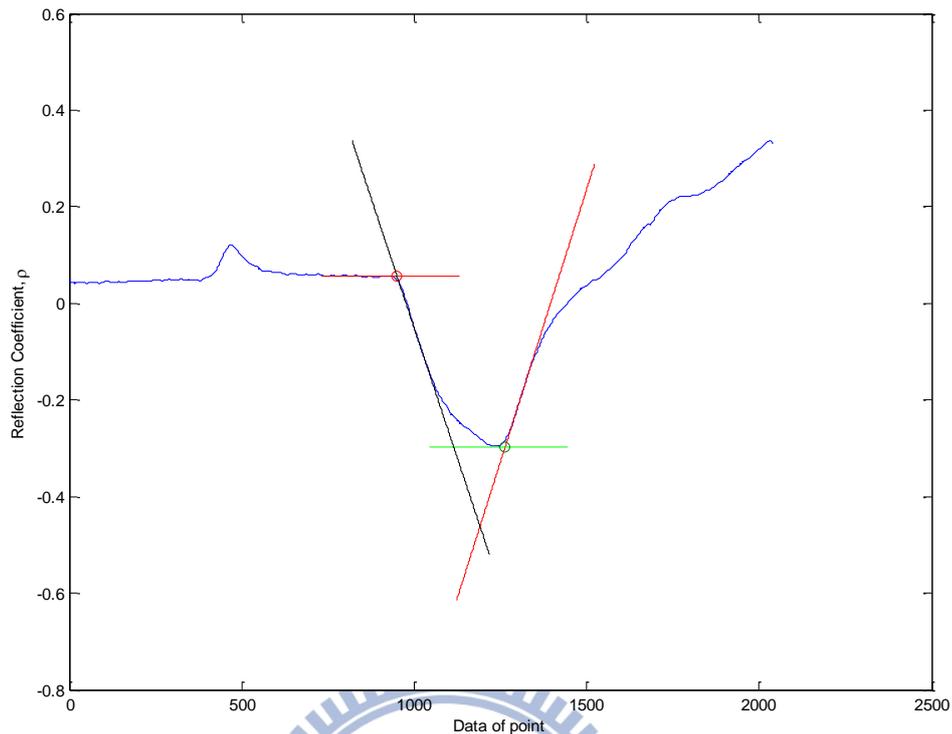


圖 4-5 TDR 含水量波形分析-單切線法

4.1.2 TDR 貫入器系統參數率定結果

1. TDR 貫入器-介電度系統參數率定

由於本研究研發之感測器量測範圍包含本身材質以及絕緣層部分，因此需透過率定關係 (Lin et al., 2006)，以求得感測器本身材質以及絕緣層影響因子。本研究利用已知道介電常數 (Ka_t) 的材料 (包含水、乙醇、正丁醇、空氣)，藉以量測各材料之反射訊號 (圖 4-6)，透過公式 2-33 可得到在每一個材料，包含感測器本身材質以及絕緣層影響下的總 ka_{eff} 。將上述的各個 Ka_t 與 ka_{eff} 帶入式 4-1 (Lin et al., 2006)，求得感測器本身材

質與絕緣材料綜合影響介電度 $K_{a,probe}$ 、量測比例參數 a 跟分配 n 參數：

$$(K_{a,eff})^n = a (K_{a,t})^n + (1 - a) (K_{a,probe})^n \quad (4-1)$$

透過與實際已知介電度材料之率定結果，可得到標定參數 $k_{a,probe}$ 、 a 、 n (如 表格 4- 1)，因此將上述得到的率定參數 a 、 n 、 $k_{a,probe}$ 、以及在空氣、水、酒精、正丁醇量到的 $(K_{a,eff})$ 重新帶入公式 (4-1)，求得每個材料介電度 $(K_{a,t})$ ，再與各個材料真實的介電度畫圖(圖 4- 7)比較，可得到兩者之間的 R^2 達到 0.99 以上，顯示本率定方法能將感測器本身材質與絕緣材料影響移除，準確提供實際量測材料之介電度。透過上述的標定過程及標定後參數，即可得到感測器周圍實際的介電度 $(K_{a,t})$ ，以能進一步提供含水量剖面資料。

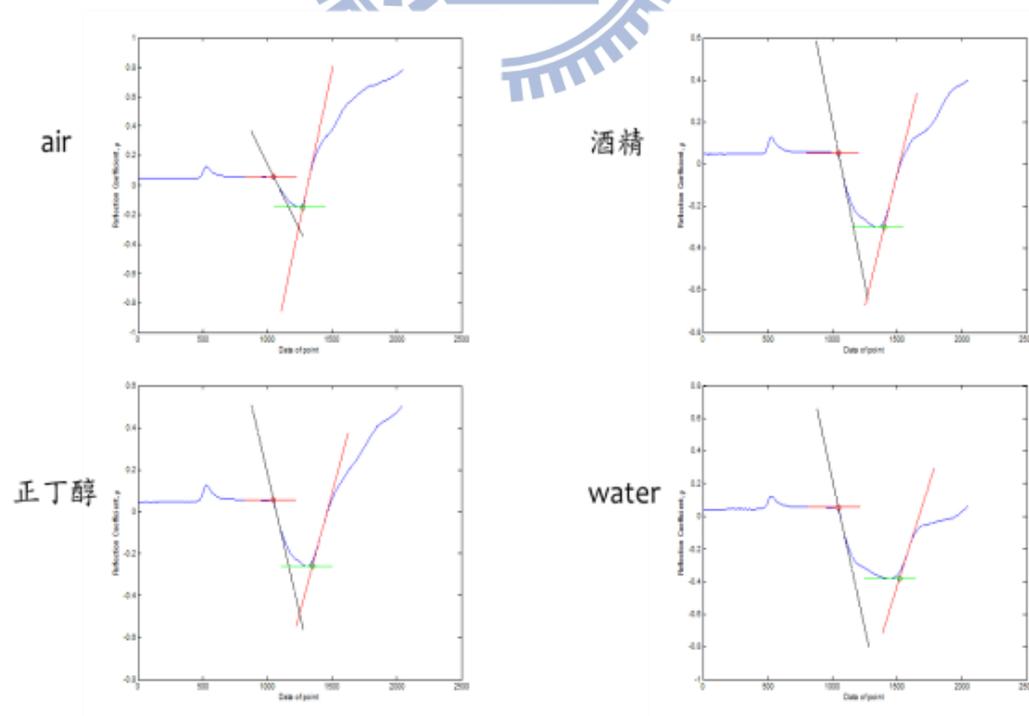


圖 4- 6 感測器於不同材料率定波形

表格 4-1 個感測器介電度之標定參數

	a	n	ka,p
cone1	0.209	0.872	3.492
cone2	0.160	0.982	2.299
cone3	0.137	0.986	2.068

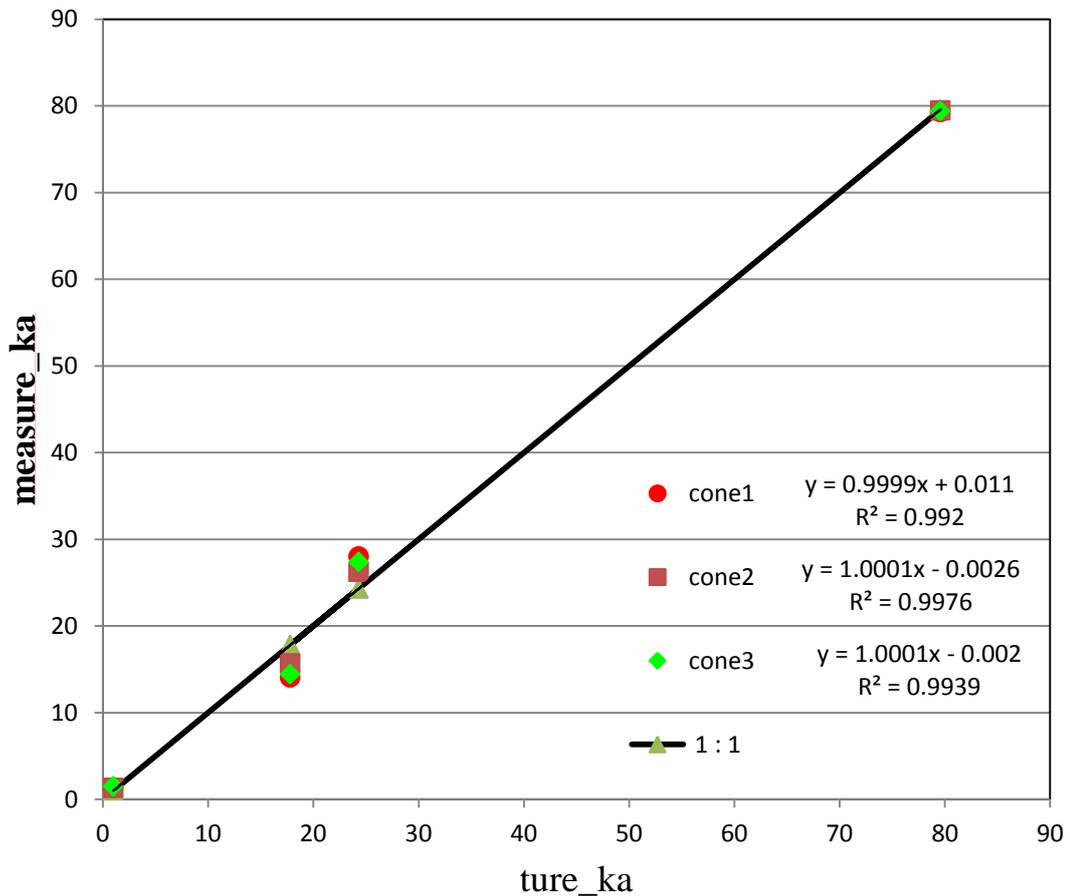


圖 4-7 各材料的真實介電度與 TDR 感測器率定後量測之介電度比較

2. TDR 貫入器-導電度（電阻率）系統參數率定

由於預定現場試驗土樣為交大現地土樣，預計其導電度變化範圍應介於 0~500 ($\mu\text{s}/\text{cm}$)，導電度系統參數率定先以純水加入不同鹽分來控制導電度，進行 TDR 貫入器導電度系統參數的率定工作。參考 2.3.3 節 TDR 導電度量測程序建議，TDR 感測器率定結果如圖 4-8 所示，率定系統參數

β 、 R_{cable} 、 Air (如表格 4- 2)， β 為 TDR 感測器探頭形狀因數。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，其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 TDR 感測器進行現地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。

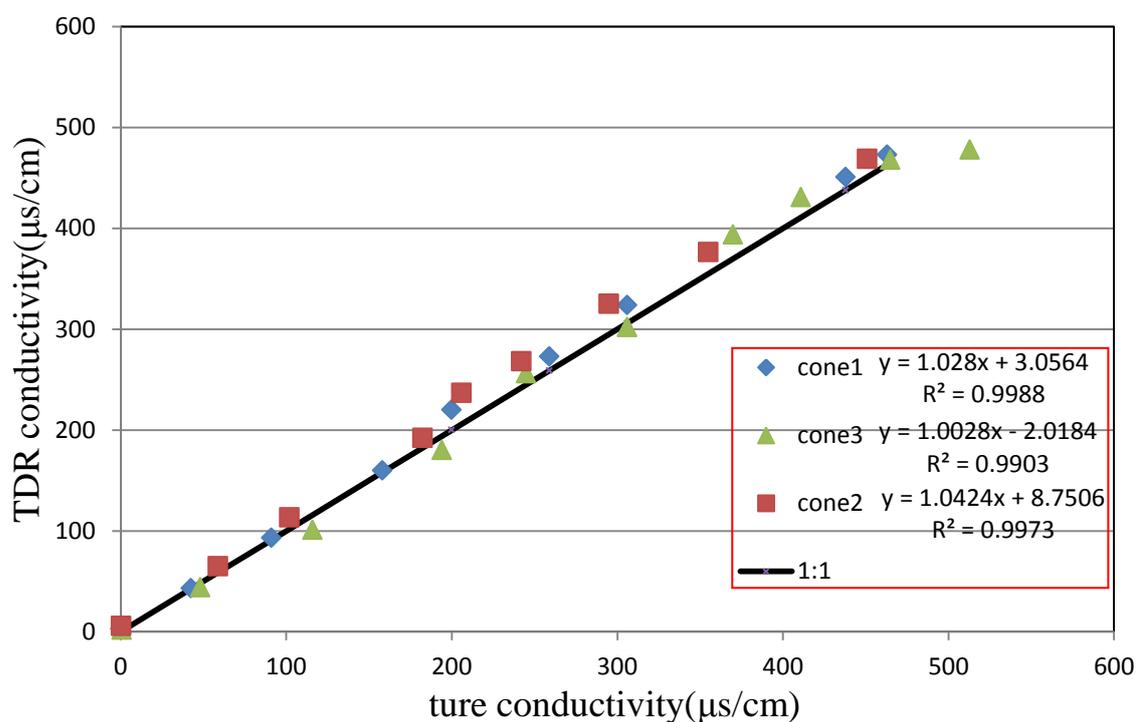


圖 4- 8 第一支感測器導電度率定結果

表格 4- 2 感測器導電度之標定參數

B	Rc	Air
----------	-----------	------------

cone1	0.097	1.993	0.980
cone2	0.058	16.818	0.979
cone3	0.087	9.655	0.980

3. 現地土壤體積含水量量測率定

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—水之介質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，其關係如式 (2-4)。

本研究首先於室內調配不同體積含水量的土樣，將土樣夯進模內，如圖 4-9。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，並藉由上述 TDR 感測器界電度之系統參數率定結果，來決定不同含水狀態下的視介電度 (K_a) 值，再利用土壤真實 K_a 平方根與體積含水量的線性關係 (2-35 式) 來率定相關待定參數 a 、 b 。

TDR 感測器對不同體積含水量 θ 下所對應之 K_a 值平方根進行率定後，其結果如圖 4-10 所示。由圖 4-10 可知，由不同感測器在不同含水量所量測得到之土壤真實 K_a ，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 值達到 0.97

以上，趨近於 1，顯示資料迴歸結果相關性高。(率定參數 $a=0.0469$, $b=10.995$)



圖 4-9 體積含水量標定過程

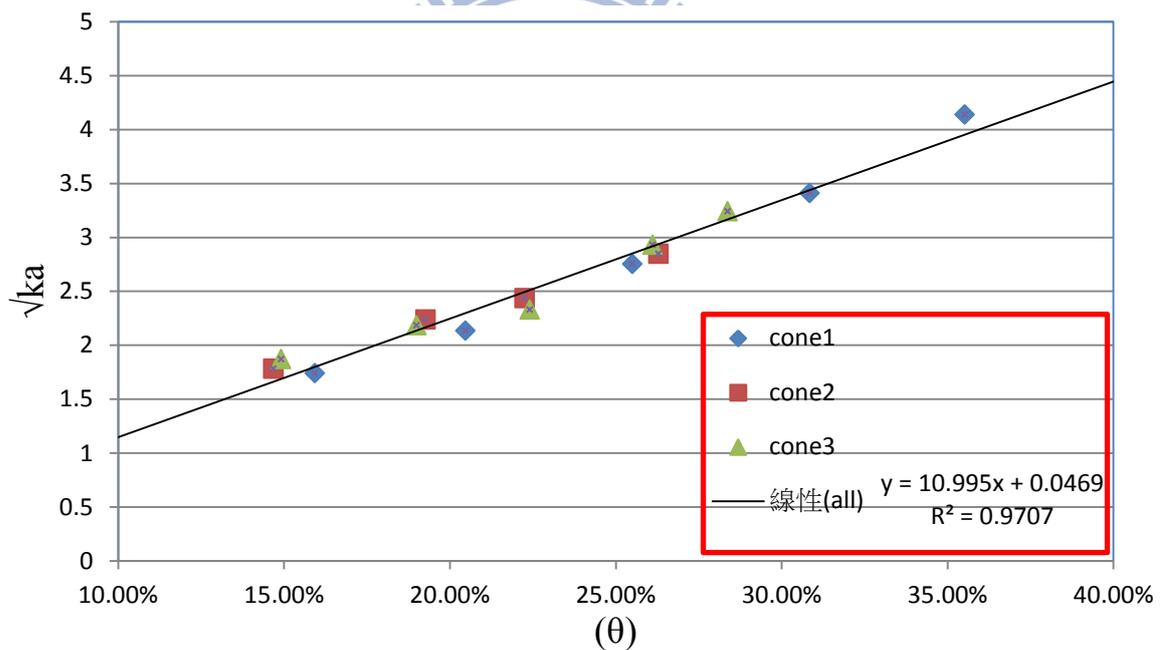


圖 4-10 θ v.s. \sqrt{Ka} 率定結果

4.2 現地場址佈設現況

透過現地佈設規劃，於現場進行 ERT 與 TDR 的佈設。將 ERT 鋼棒以

3×12m 的矩陣間隔相距 1m 貫入土中，將每根鋼棒接上遠電極線，每條遠電極線再接至 24 頻道集線器，透過 24 頻道集線器接置地電阻主機，連接完畢後於每根鋼棒套上 PVC 管，以方便確認各個鋼棒切確位置如圖 4- 11，地電主機擺設於室內以便室內電源供應與預防遭竊如圖 4- 12 (a)。TDR cone 感測器規劃於 ERT 場址中央進行量測，因 6 月中旬只完成一隻感測段，因此先將完成之感測器進行貫入量測，由於 TDR cone 整個構造屬於金屬材質，尚無法釐清 TDR 感測器貫入後對地電阻量測的結果是否有影響，所以本試驗首先要先測試第一節 TDR 感測器頂部貫入地層下 10cm 後進行地電阻法量測，反算成地電阻剖面圖(如圖 4- 13(a)地層下 3D 電阻剖面圖(b)地層下 XYZ 向中間切片圖)，由圖 (b) 經過切片後，觀察 TDR 感測器貫入的點位，並沒有明顯的低電阻區，因此將 TDR cone 佈設於 ERT 場址中央，佈設完 TDR 感測器於其頂端套上 PVC 管蓋，防止雨水由感測器中心流入影響量測結果，TDR 主機擺設於現場樹下如圖 4- 12 (b)，防止太陽長時間直射以及減少因同軸纜線過長造成之雜訊。

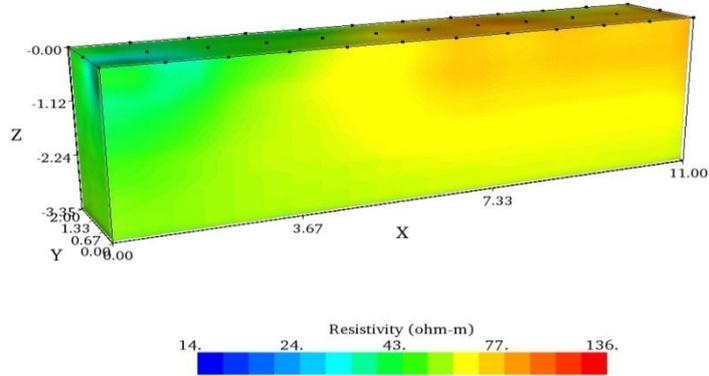


圖 4-11 現地鋼棒佈設概況



圖 4-12 (a) 室內地電阻佈設 (b) 室外 TDR 主機佈設

Inverted Resistivity Image



Dynamic Slices of Inverted Resistivity

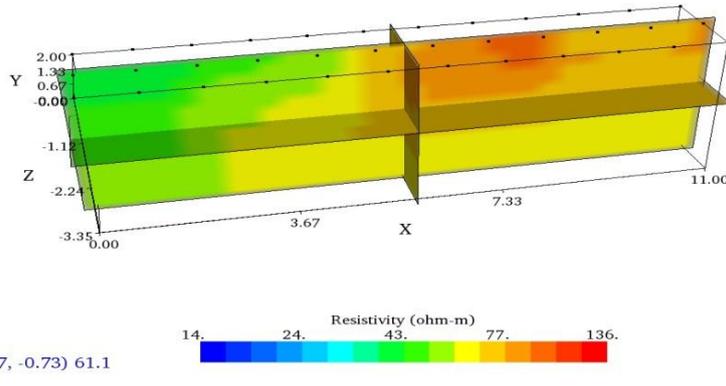


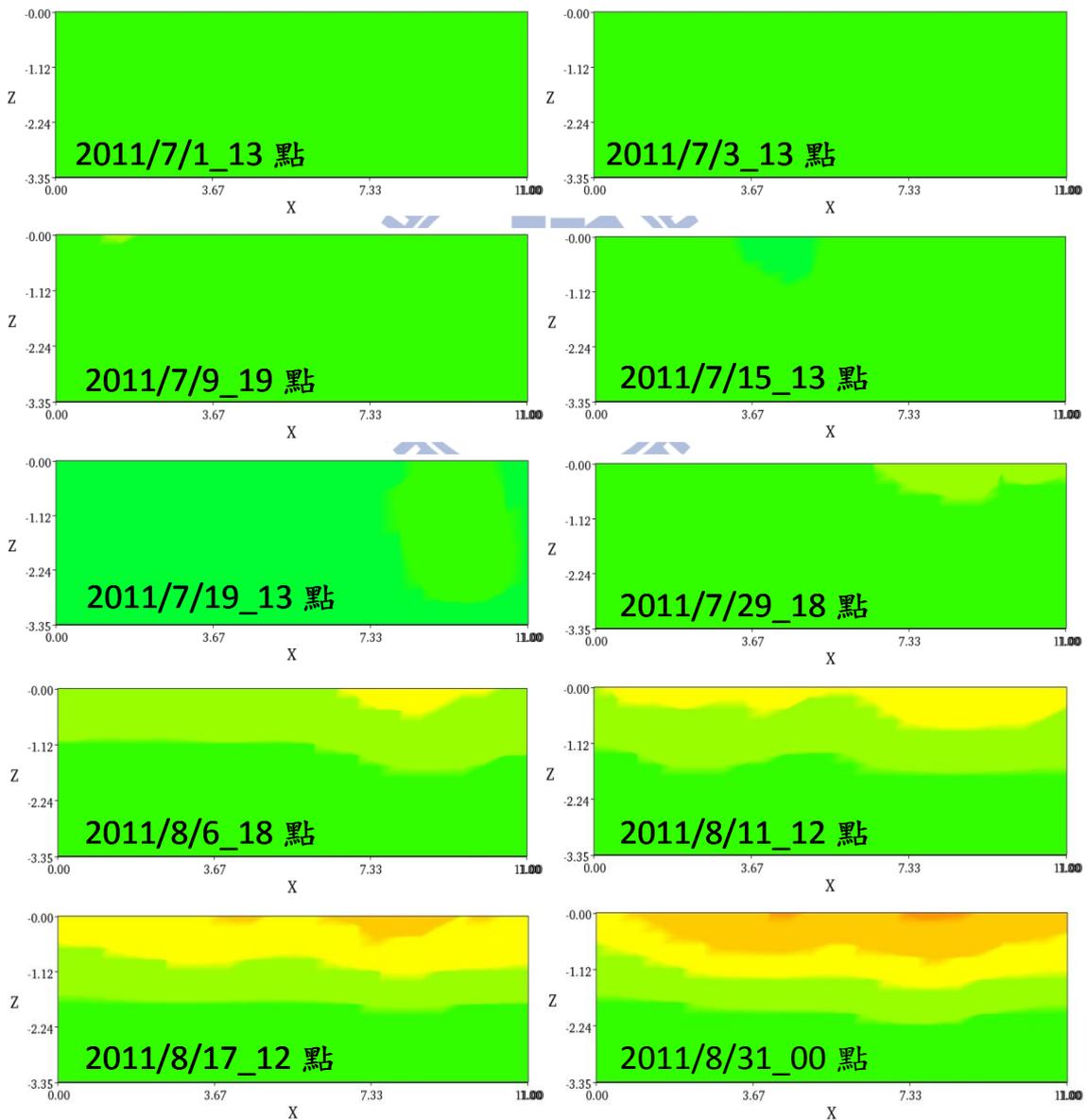
圖 4- 13 (a) 地層下 3D 電阻剖面圖 (b) 地層下 XYZ 向中間切片圖

4.3 現地地電阻模擬之含水特性影像詮釋

本研究利用地電阻法 ERT 結合時域反射法 TDR 來觀測地層含水特性變化，將 TDR 與 ERT 儀器配置完畢後進行監測，本試驗場地於 2011 年 7 月 1 號凌晨 12 點開始量測，透過 ERT 的監測可以觀察 7 月 1 號至 9 月 15

號乾燥的過程，將 ERT 量測得到資料進行反算，可畫出 3D 地電阻剖面圖。

圖 4-14 是以 7 月 1 號為背景值（初始值），將日後每筆得到地電阻資料扣掉初始值所繪成地層下電阻剖面變化圖，圖 4-15 一樣以 7 月 1 號為初始值，將 X-Y-Z 軸中央切片所繪成之地電阻剖面圖。由圖 4-14、圖 4-15 可觀察到地層下電阻的變化，因地層上半部土層水分相較於地層下半部容易蒸散和濕潤，因此地層上半部較容易看出電阻的變化。



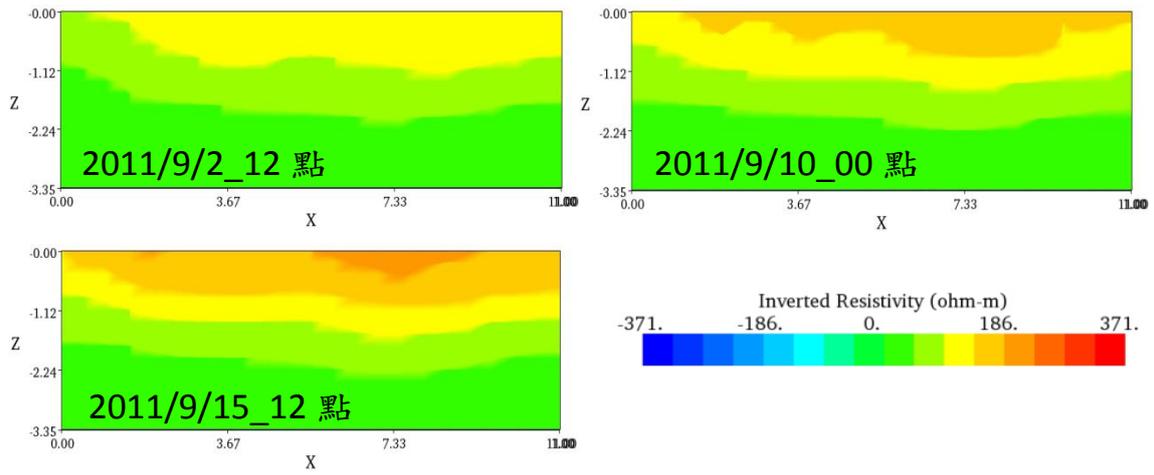
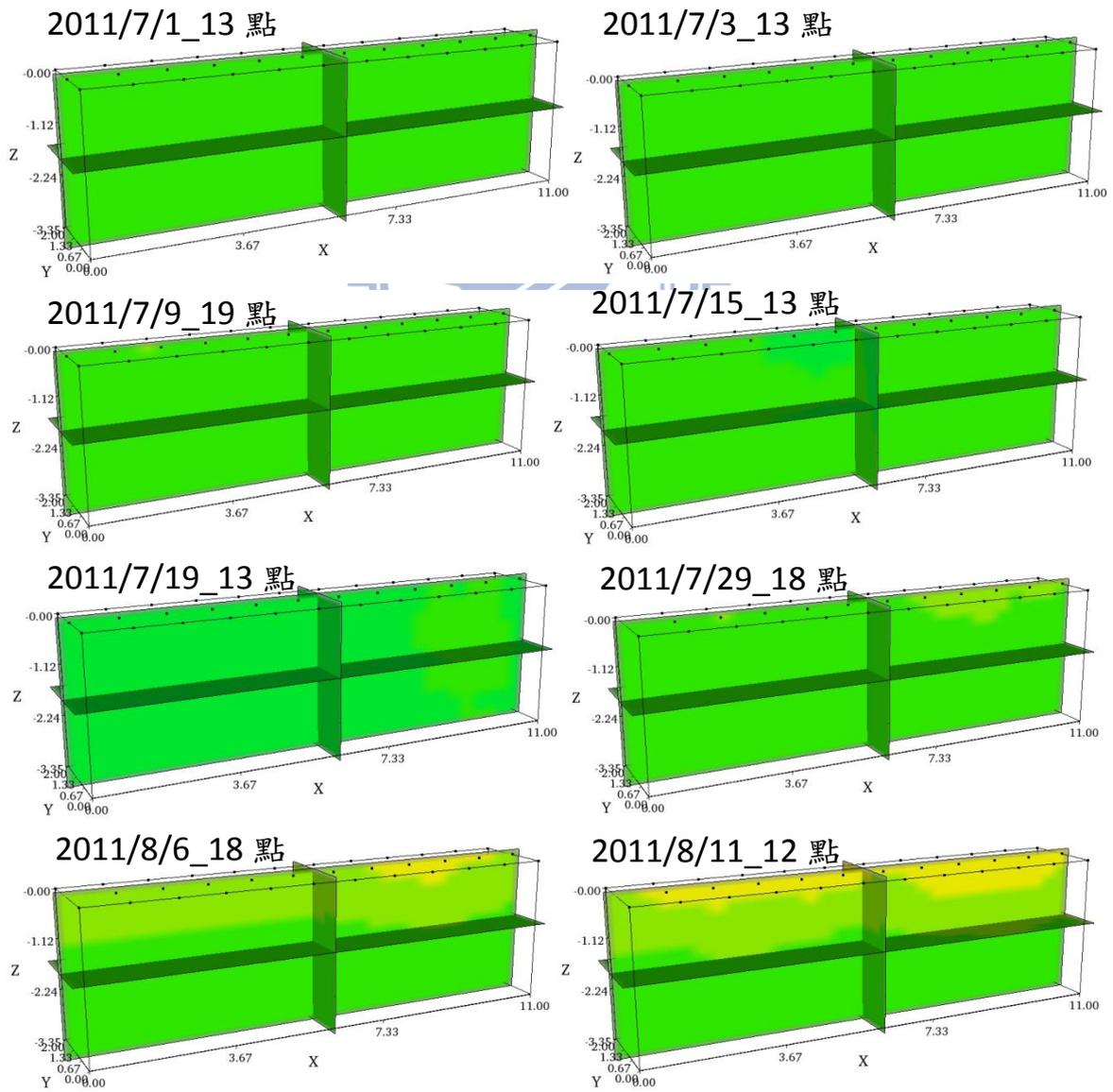


圖 4-14 Z-X 軸電阻剖面圖(y 軸中央切片)



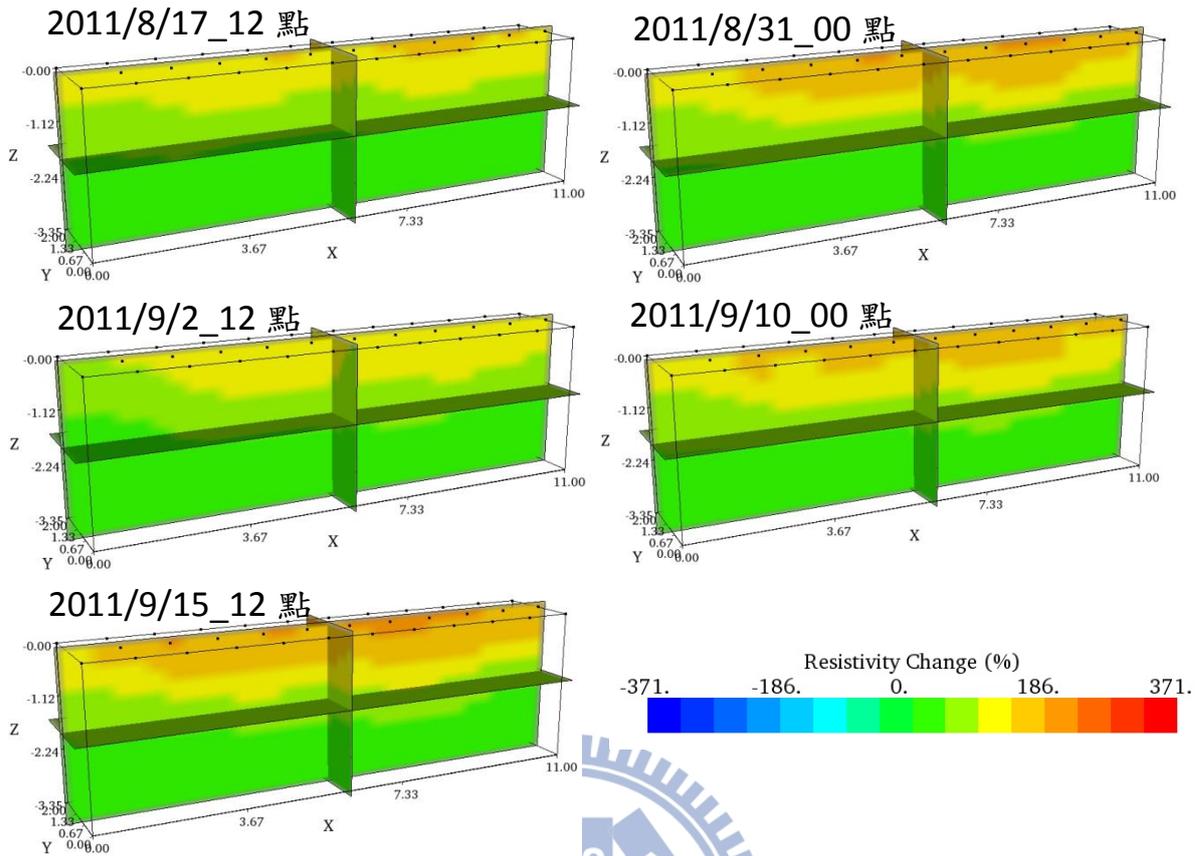


圖 4-15 X-Y-Z 軸中央切片剖面圖

TDR 監測一樣也在 7 月 1 號凌晨 12 點進行，量測每小時地層下之體積含水量變化與導電度的變化，量測過程是由 TDR 設備先行量測，再由地電阻進行量測，以免地電阻施放的電流影響 TDR 量測。由圖 4-16 皆可觀察出在乾燥跟濕潤的過程中，導電度與體積含水量與時間的對照，其趨勢走向是一致的。如圖 4-17，本研究將 TDR 得到的導電度 (σ) 與體積含水量 (θ) 透過廣義 Archie's law 中電學性質與含水特性之關係式 $\sigma = A\theta^m$ ，迴歸分析式中的地電阻場址參數，即 $A=174664$ 、 $m=5.4223$ 。

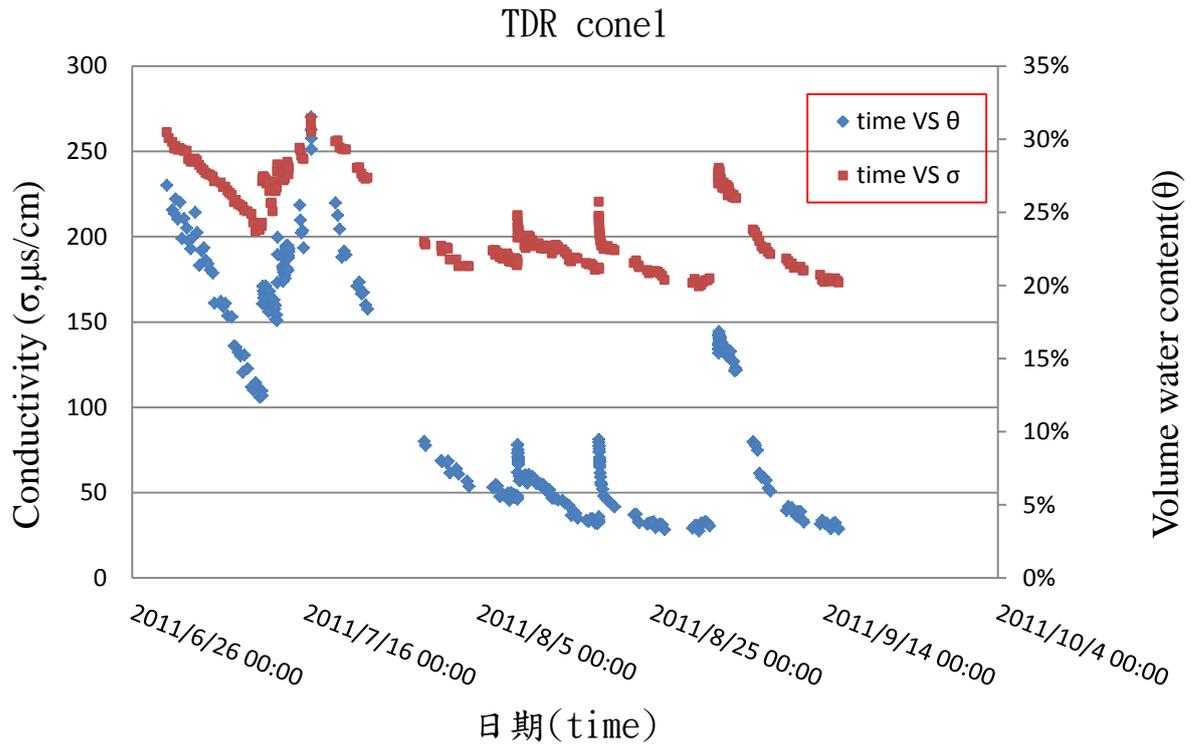


圖 4- 16 時間 VS 體積含水量 與 時間 VS 導電度

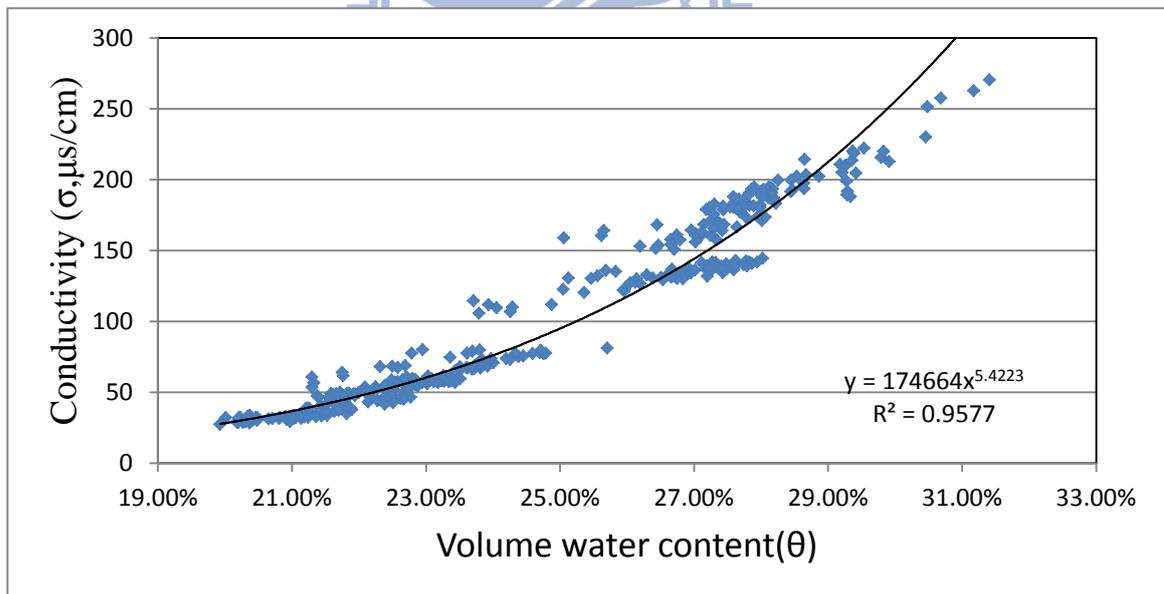


圖 4- 17 體積含水量 (θ) VS 導電度 (σ)

為瞭解 TDR 導電度量測與 ERT 電阻量測是否有一致行為，本研究將 TDR 量到的導電度和 ERT 於 TDR 週遭附近量到導電度與時間軸做比對，

如圖 4-18 所示，可觀察出 TDR 與 ERT 之導電度上升跟下降的時間點趨勢一致，但是 TDR 與 ERT 導電度絕對量測資料並非一致。考量 ERT 電阻剖面需利用 TDR 導電度與含水量關係，以轉換成含水剖面，因此本研究初步整理 TDR 與 ERT 導電度之間的關係如圖 4-19，理想 TDR 與 ERT 導電度應為一致，其之間的關係會像圖 4-19 虛線為 1:1 的線性關係，目前差距原因可能是因 ERT 量測範圍較大、ERT 量測系統並未經過率定或因擷取 TDR 附近之 ERT 資料過於淺層造成誤差，而 TDR 量測導電度其敏感度很高，乾燥過程導電度可以 ERT 低，濕潤過程導電度可以比 ERT 高，而 ERT 上升下降緩慢而造成圖 4-18 兩條線之間的交錯。考量本論文初步結果呈現，本試驗先透過圖 4-19 TDR 與 ERT 導電度之間的線性關係公式，藉以進行 ERT 導電度的修正。再利用修正完的 ERT 導電度代入圖 4-17，即可得到地層下的體積含水量並繪出體積含水量剖面圖，如圖 4-20 所示。圖中由含水量剖面圖可看到，由 7 月至 9 月中旬所挑選的資料中，其地層下的含水量變化。

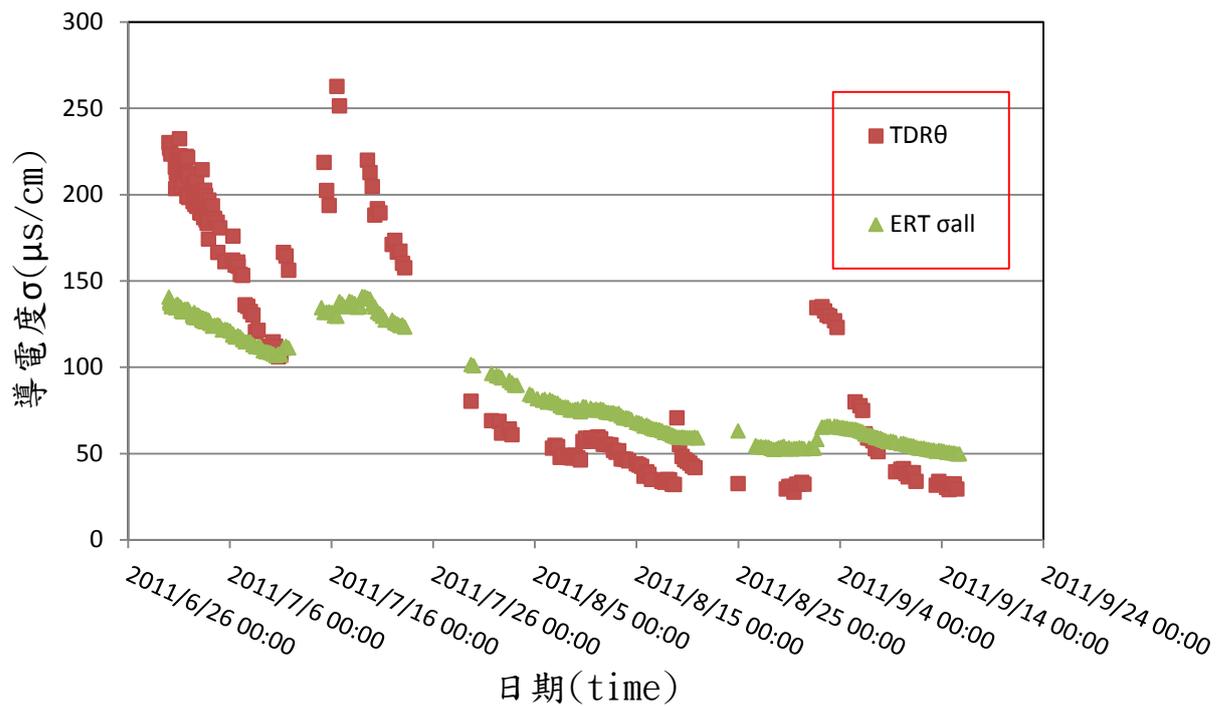


圖 4- 18 TDR 與 ERT 導電度 VS 時間

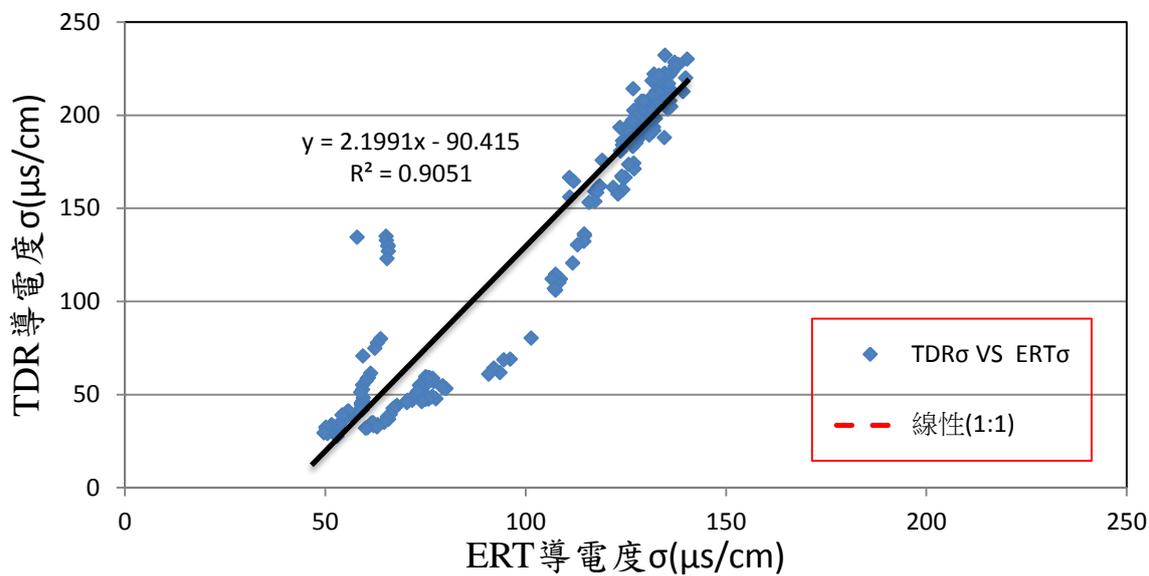


圖 4- 19 TDR 導電度 V ERT 導電度

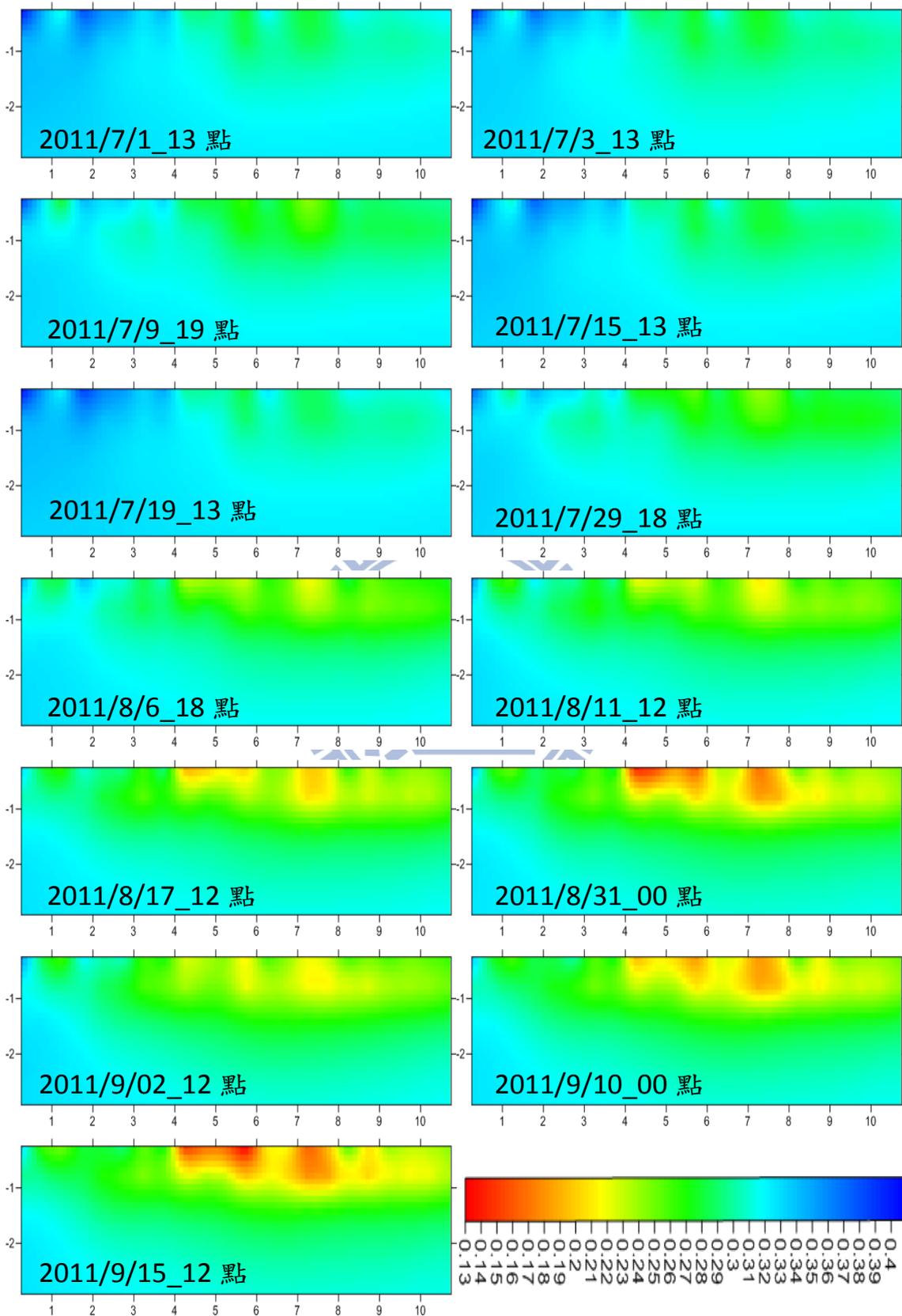


圖 4- 20 Z-X 軸含水量剖面圖(y 軸中央切片)

4.4 現地乾濕循環探討

由現地 cone1 經過長時間數次的乾燥與濕潤過程，將期間乾燥跟濕潤的過程進行探討，尋找乾濕過程中是否與室內實驗有相呼應。

現地經過乾溼循環過程中透過 TDR 監測系統得到的導電度與含水量進行對照，並劃出乾溼循環的路徑(如圖 4-21)，實線為濕潤的過程，虛線為乾燥的過程，編號為乾溼循環的路徑。將圖 4-21 每條乾溼循環的過程進行每小時導電度與含水量變化的分析，可得到圖 4-22、圖 4-23，由圖 4-22 濕潤過程變化量的觀察可以將圖 4-21 區分成 3 個區域(如圖 4-24)，由圖 4-22 觀察到 Zone1 其導電度與體積含水量每小時上升幅度較低，Zone3 導電度與體積含水量每小時上升幅度較大，而 Zone2 則夾在 Zone1 與 Zone3 之間，因此在，圖 4-22 就會產生 3 個區域(如圖 4-24)，而觀察乾燥時每小時的變化過程，目前還沒找出其關係，將圖 4-24 產生的 3 個區域進行回歸與總資料回歸做比較，其最大差距為 0.5% 如圖 4-25。

透過圖 4-24 可觀察得到 Zone3 導電度與體積含水量上升比較快，其斜率也比較低，而 Zone1 導電度與體積含水量上升比較慢，則斜率比較高，與之前文獻中的快速乾溼循環試驗與自然乾溼試驗對照，可發現室內試驗中快速乾溼循環試驗其斜率比自然乾溼試驗來的低如圖 4-26，室內試驗亦可與現地試驗呼應。

由現地資訊，本試驗意圖利用另一種方法來將 ERT 量到的導電度轉換成含水量，因此將 ERT 得到的導電度與 TDR 得到的含水量進行對照，如圖 4- 27，依造濕潤的快慢進行區分，可分成 3 部分，其總資料的 R^2 只有 0.7631 而且當導電度在 $70\mu\text{s}/\text{cm}$ 時，含水量範圍在 22%-27% 之間，其範圍不好轉換成含水量，因此，此方法並不適用。

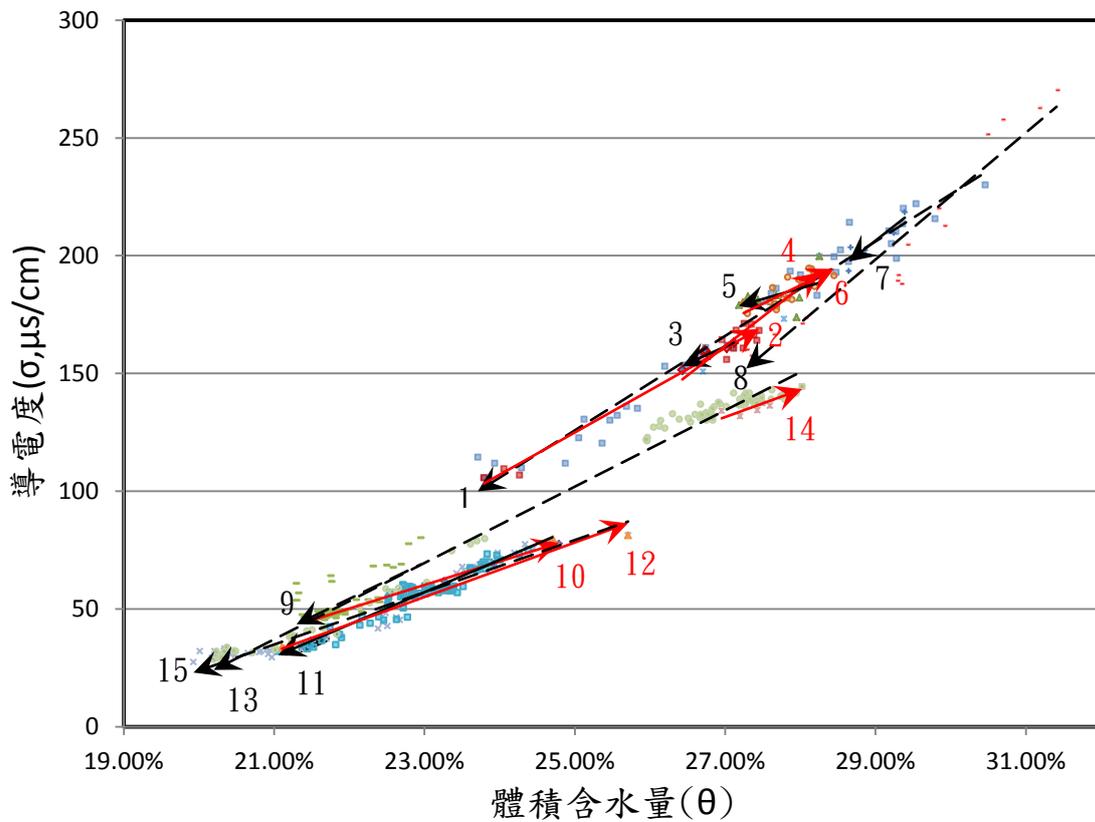


圖 4-21 現地體積含水量 VS. 導電度, 乾燥濕潤路線

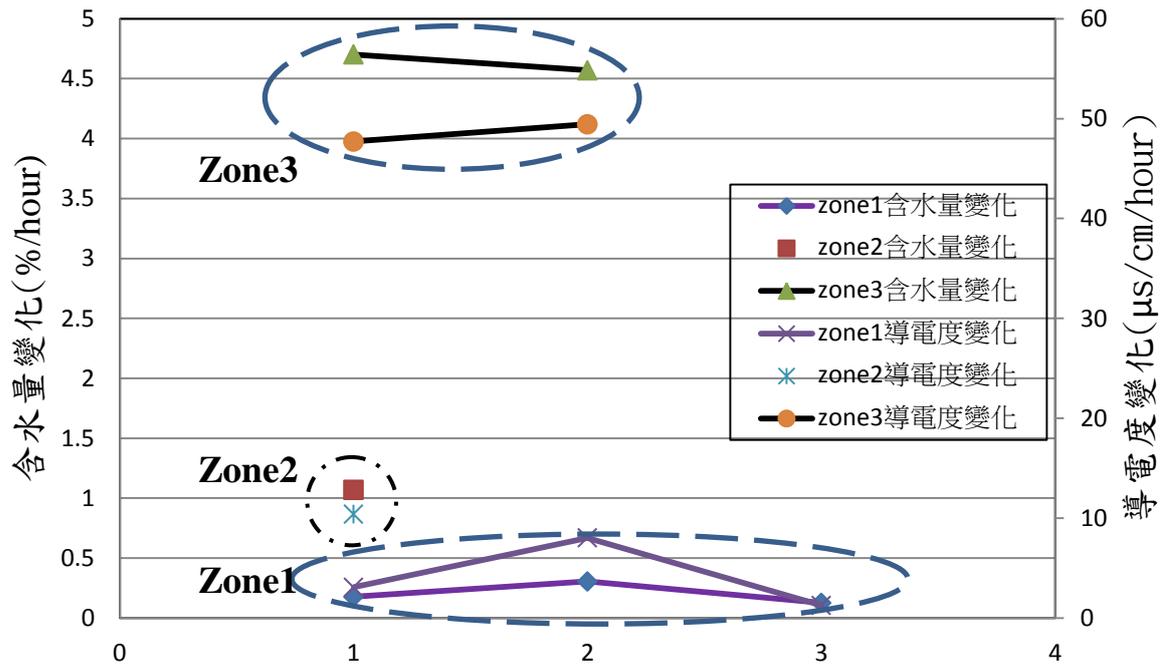


圖 4-22 每筆濕潤過程之體積含水量與導電度每小時變化量

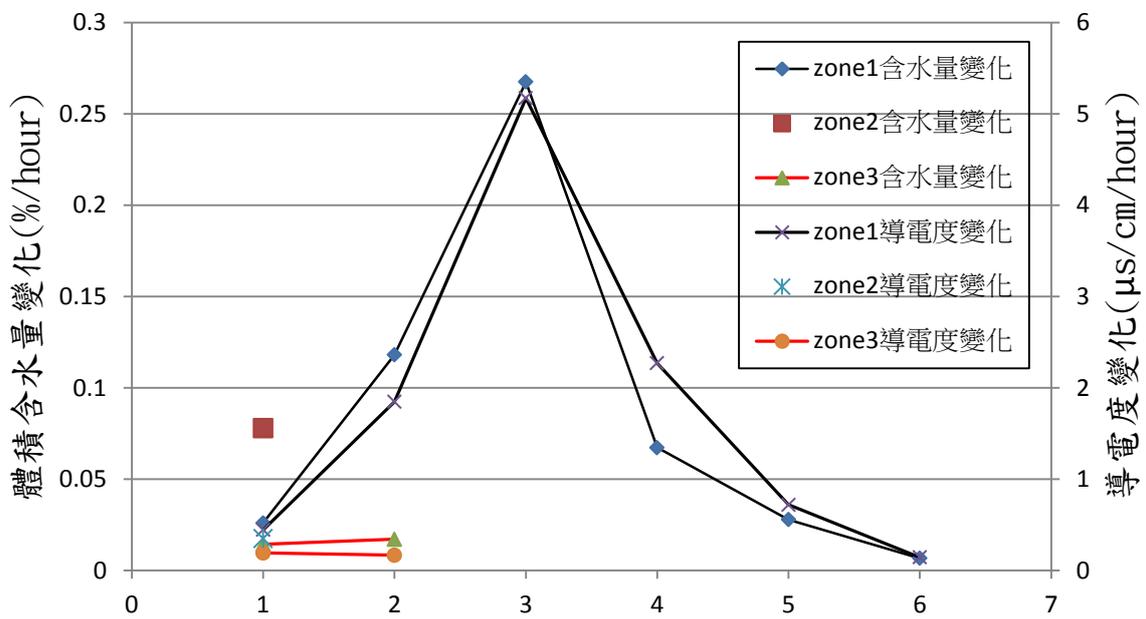


圖 4-23 每筆乾燥過程之體積含水量與導電度每小時變化量

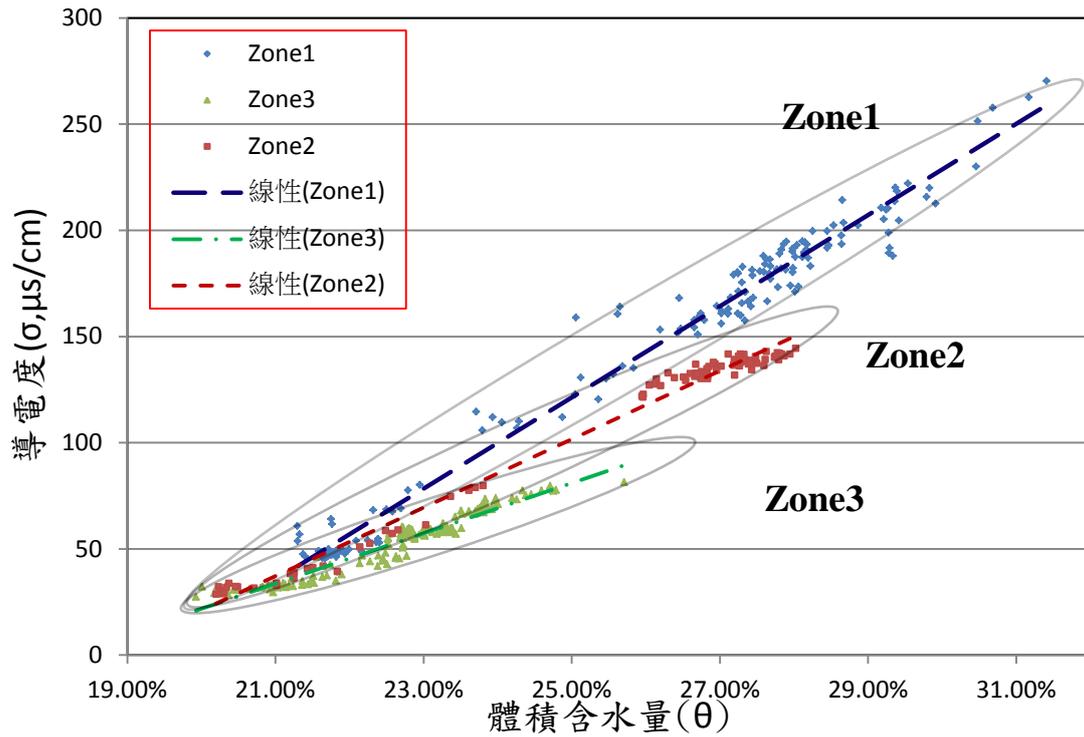


圖 4-24 現地體積含水量 VS. 導電度, 區域辨識

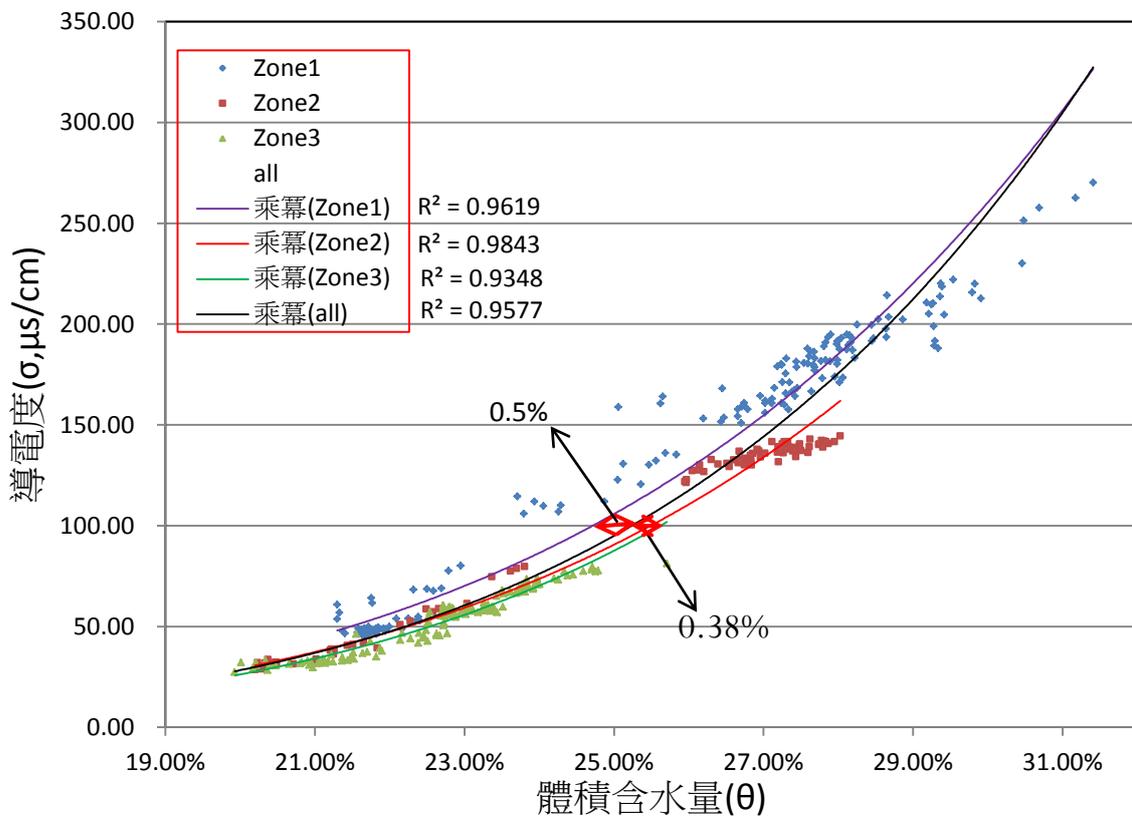


圖 4-25 區域回歸比較

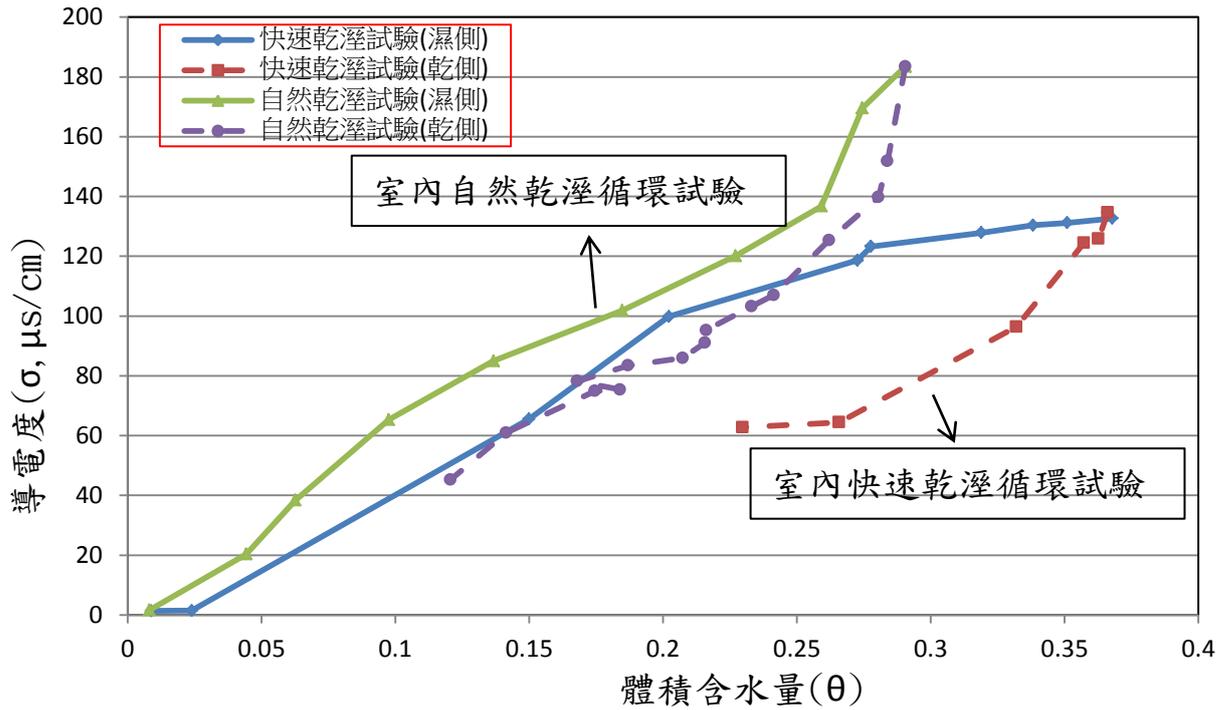


圖 4- 26 室內自然乾溼循環試驗與快速乾溼循環試驗對照

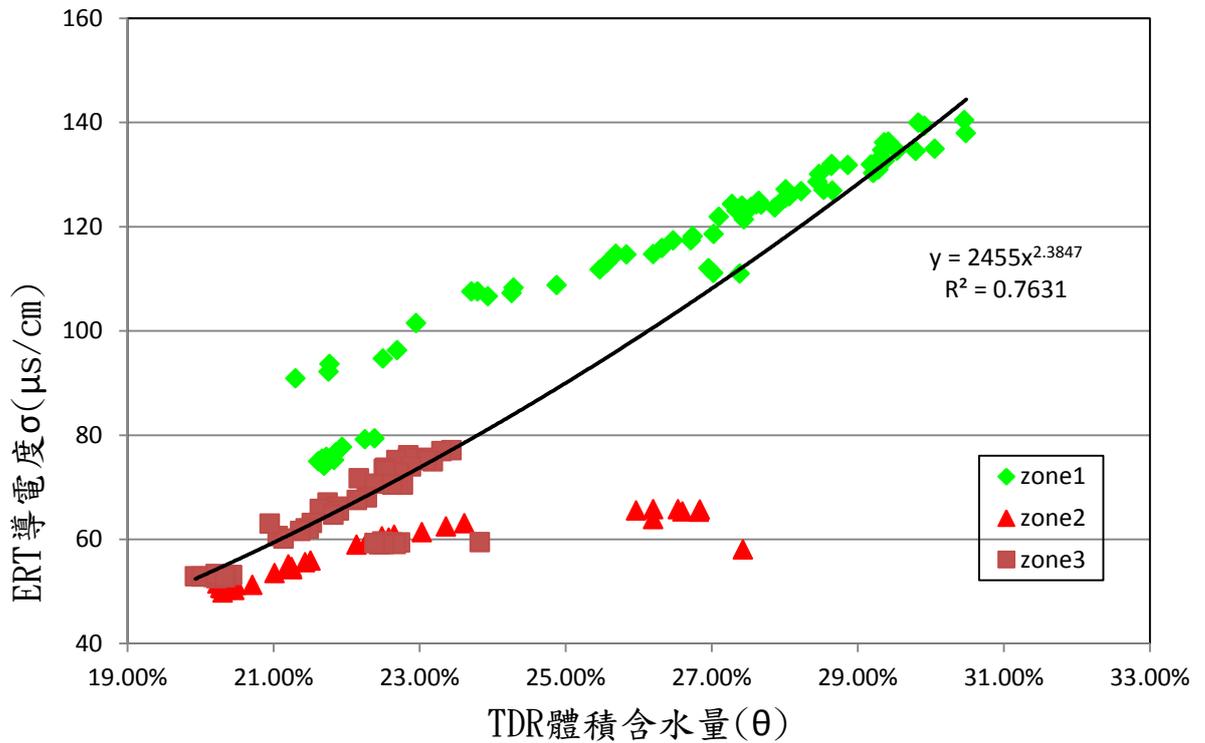


圖 4- 27 ERT 導電度(σ) VS TDR 體積含水量(θ)

4.5 現地遲滯現象的探討

透過現地 Cone1 長時間的觀測由圖 4-28 取出 3 組(Event1.、Event 2.、Event 3.)較具代表濕乾過程進行觀察是否有遲滯現象。

由圖 4-29、圖 4-30、圖 4-31 的乾溼循環過程中，三組遲滯現象並不明顯。但與室內實驗相比較其遲滯圈並不明顯，其原因可能是因為在濕潤的過程與乾燥的過程，並沒有像室內砂箱試驗快速，而乾燥的過程還慢，會循著濕潤過程的路徑，乾燥回去。

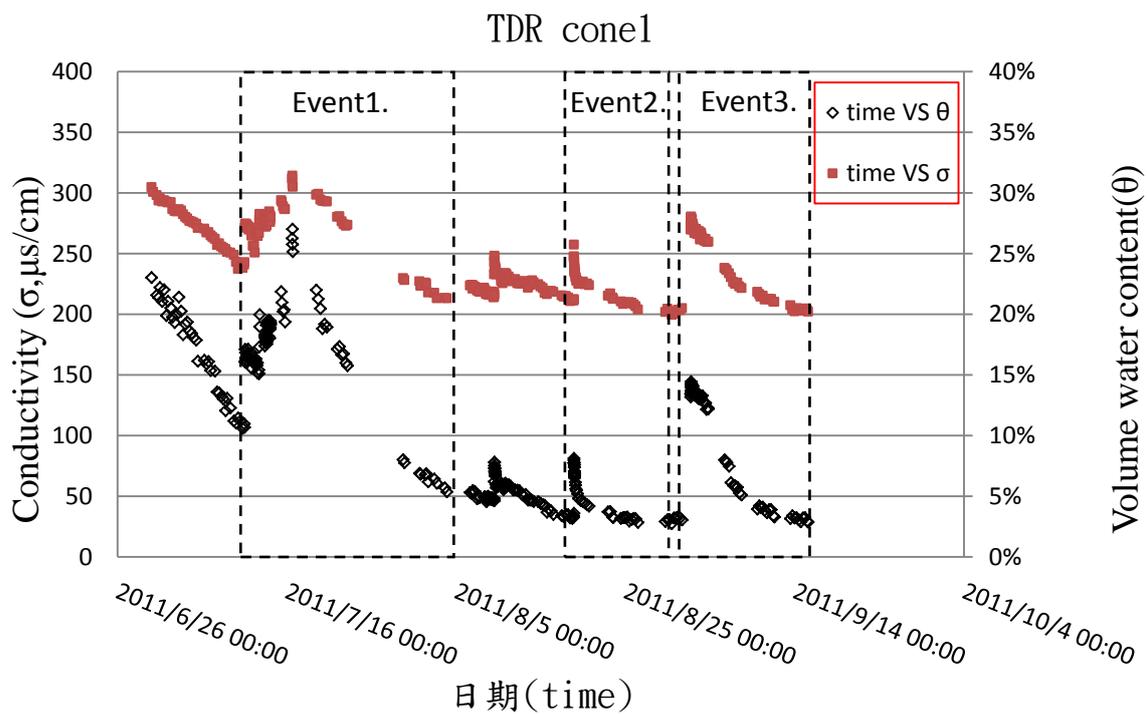


圖 4-28 導電度與體積含水量 VS.時間

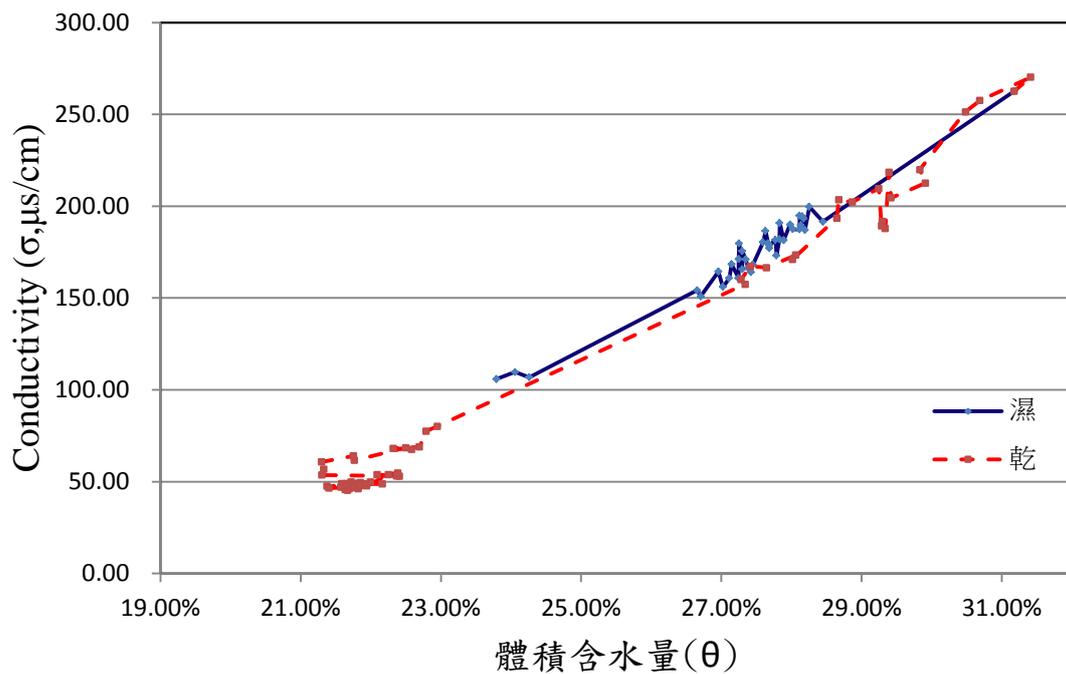


圖 4-29 Event 1.濕乾循環過程

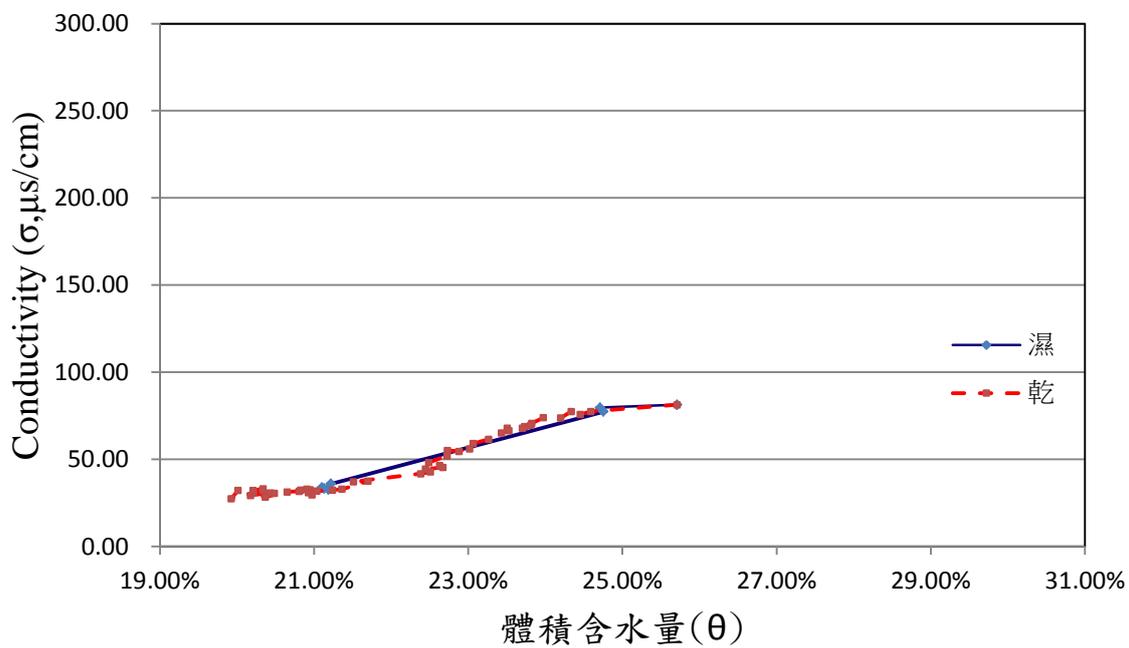


圖 4-30 Event 2.濕乾循環過程

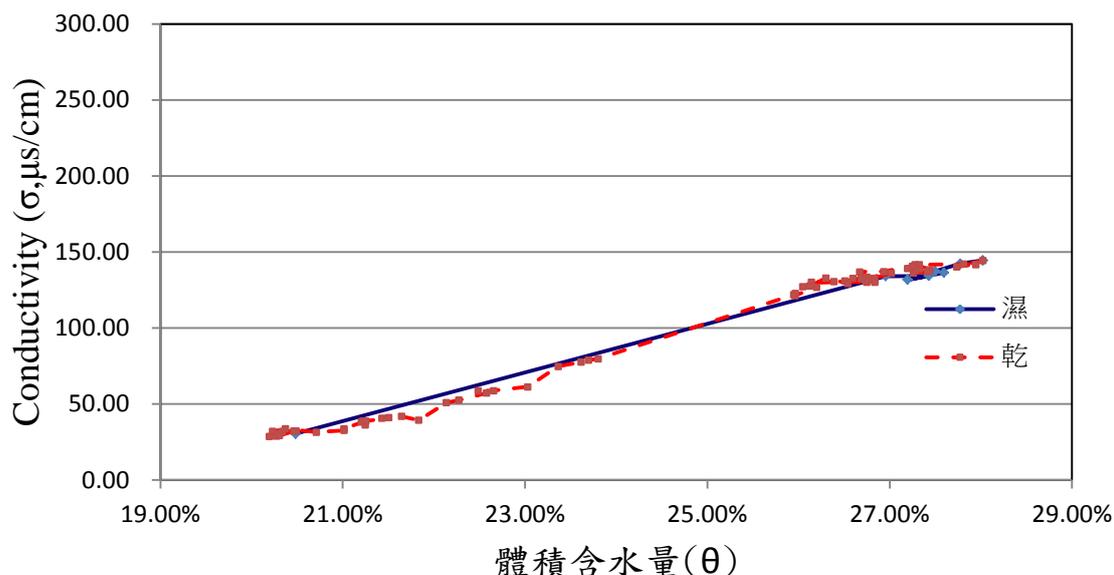


圖 4-31 Event 3.濕乾循環過程

4.6 貫入式 TDR 感測器串接探討

本試驗目標之一為設計串接式感測器，可量取地層下不同深度之體積含水量資訊，進而轉換成含水量剖面。

圖 4-32 為整段串接式感測器，主要有三段感測段分別在線圈旁邊，感測段後面續接兩根延長桿，再續接感測段，全長 2.48m，若串接式感測器成功貫入土裡，則感測段分別在地層下 0.1m-0.39m、1.09m-1.38m、2.08m-2.37m。

2011 年 10 月 29 號進行 TDR 串接式感測器貫入，貫入地區經鑽探調查屬於回填土，貫入感測器時需要鑽機進行輔助貫入，本試驗第一支感測器順利貫入地層下，貫到深度 1m 期間有遇到卵礫石頭或小塊砂岩，錐尖

到達 1.02m 處，續接感測段並進行貫入，此處貫入時遇到堅硬卵礫石頭或小塊砂岩，欲強行貫入，結果感測段造成彎曲(如圖 4- 33)無法繼續貫入，將彎曲之感測器拆掉，續接另一段好的感測器進行安裝，結果一樣在同一個地方造成彎曲破壞。

由於串接式感測器貫於回填土區，回填土區因有很多的卵礫石或小塊砂岩，因此感測器在貫到 1m 處遇到阻礙，並造成感測器彎曲破壞，由此可觀察到，本試驗設計之感測器其強度仍然不足，而造成彎曲，無法在較堅硬的土層強行貫入，感測器強度還需再加強。



圖 4- 32 串接式感測器整體



圖 4-33 現地貫入感測器彎曲照



圖 4-34 感測器彎曲處

五、結論與建議

5.1 結論

本研究參考前期研究之室內砂箱模擬試驗，將砂箱內地電阻法(ERT)結合時域反射法(TDR)的方法實際用於現地上。研究範疇共分為 TDR 感測桿設計應用探討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. TDR 感測桿設計應用與探討：

因於目前尚無適合的深度多點的含水量 TDR 現場感測器進行量測，因此本研究提出新式 TDR 含水量感測桿設計，主要設計注意要點如下：

1. 設計準則主要採用貫入的形式，因此 TDR 感測器主體本身需有足夠構造強度，防止貫入時強度不夠而毀壞。本試驗之 TDR 感測器貫入過程因於回填土層貫入，遭遇卵礫石頭或小塊砂岩，而造成感測器彎曲，無法順利貫入，因此需再提升其強度。
2. TDR 感測桿部分主要是由多個零件所組成，因此當這些構件組合起來後，構件與構件之間會有隙縫，此隙縫若有水在面流動會影響 TDR 量測含水量的結果，因此本研究須將此 TDR 感測器構件與構件之間的連結進行塗料塗層，塗料採用氟樹脂為主體參雜添加物，

此塗料具有抗磨耐酸鹼之功效，TDR 感測器塗層完後進行滲水測試，測試無滲水後即可應用於現地。但須提供感測器介電度以及導電度系統參數率定。

3. 本試驗已有成功將一隻感測器貫入回填土層，透過長時間的監測，可觀察出現地濕潤過程的快慢會影響體積含水量跟導電度的斜率，此現象剛好可以與室內快速乾溼循環試驗跟壓力鍋試驗做呼應，而現地乾燥過程乾燥速度較為緩慢，會沿著濕潤過程的路線，慢慢乾燥，較接近於室內壓力鍋試驗的慢濕慢乾過程，比較沒有遲滯現象產生。

本研究提出之 TDR 感測器完工後須於室內分別率定導電度和介電常數，藉由本研究提供之導電度的率定，以及考量絕緣材料之介電常數率定過程，均有良好之結果。

二. 地電阻含水特性詮釋應用測試：

經過現地降雨乾燥過程，其濕潤乾燥的過程透過 ERT 與 TDR 進行監測，再由得到得資料進行分析與探討，可發現 ERT 得到的電阻率剖面圖可觀察出有濕潤乾燥的趨勢，而 TDR 量測到的導電度與含水量也有此現象，但本試驗 TDR 所量到的導電度與 ERT 換算得到導電度其比例並非對等，可能因 ERT 量測系統量測間距較大、擷取代表性 ERT

資訊過於淺層或未經過率定，因此本研究先將 ERT 修正與 TDR 的導電度一致，最後再透過 TDR 的導電度與體積含水量率定關係，將 ERT 電阻剖面轉換為含水量剖面，。

而 ERT 與 TDR 量測到之電阻率，可能因為取樣空間不同的關係，在不同濕潤與乾燥過程，亦存在不同的相關趨勢，此部分尚須後續進一步之探討，以評估利用 ERT 影像估計含水量分佈之可靠度。

5.2 建議

1. 以既有 TDR 貫入感測器尺寸空間（內部纜線），目前只能做到三點不同深度感應量測，未來可朝向增加不同深度的量測點數進行研發，以便提供多點多深度觀察資訊，進一步瞭解地層下的入滲或乾燥情形。
2. 本試驗 TDR 監測屬於淺層部分，遲滯現象並沒有很明顯，而地層深部在乾燥跟濕潤的時候更為緩慢，是否有遲滯現象的產生值得探討。
3. 本現地試驗場地屬於回填土層，場址內卵礫石或小塊砂岩夾雜，無法避免感測器貫入時會受到阻礙，若以目前的感測器要得到不同深度的含水量資訊，還需找尋較均質的土層，進行監測。
4. 本試驗感測器於回填土區，進行貫入而造成彎曲破壞，表示本

試驗感測器其強度仍然不夠，目前本試驗感測器直徑只有2cm，未來可試著增加感測器直徑達到3.6cm，增加剛件厚度強化強度。



參考文獻

- 林志平，「TIME DOMAIN REFLECTOMETRY FOR SOIL PROPERTIES」，
Purdue University，博士論文，民國 88 年 8 月
- 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。
- 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。
- 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
- 吳瑋晉，「結合地電阻與 TDR 於土層含水特性之監測」，國立交通大學，碩
士論文，民國 97 年 7 月
- 林哲毅，「土壤電阻率與含水量特性關係之探討」國立交通大學，碩士論文，
民國 98 年 8 月
- 林志平、林俊宏，「輾壓土壤之含水量與壓實度品管技術研究」總報告書
民國 99 年 10 月
- 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 民國 91 年。
- 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.
- 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.
- Barker, R. and Moore, J., 1998, “Application of Time-Lapse Electrical Tomography in Groundwater Studies,” Leading Edge, Vol. 17, No. 10, pp. 1454-1458.
- 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.
- 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.
- Dahlin, T. and Leroux, V., 2006, “Time-Lapse Resistivity Investigations for Imaging Saltwater Transport in Glaciofluvial Deposite,” Environ Geol, pp. 347-358.
- 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.
- Hillhorst, M. A., 1998, “Dielectric Characterization of Soil,” Ph.D. Thesis, Wageningen, Netherlands.
- Haim Gvirtzman , Eyal Shalev , Ofer Dahan , YossefH.Hatzor ,
2008 , “Large-scale infiltration experiments into unsaturatedstratified loess sediments: Monitoring and modeling,” Journal of Hydrology

Volume 349, Issues 1-2, 30 January 2008, Pages 214-229

Klein, K. A., and Santamarina, J. C., 2003, "Electrical Conductivity in Soils: Underlying Phenomena " Journal of Environmental and Engineering Geophysics, Vol. 8, No. 4, pp. 263-273.

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.

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.

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

Lin, C. P., S. H. Tang, and C. C. Chung, 2006, "Development of TDR Penetrometer Through Theoretical and Laboratory Investigations: 1. Measurement of Soil Dielectric Permittivity," Geotechnical Testing Journal, Vol. 29, No. 4, pp. 306-313

Lin, C. P., C. C. Chung, and S. H. Tang, 2006, "Development of TDR Penetrometer through Theoretical and Laboratory Investigations: 2. Measurement of Soil Electrical Conductivity," Geotechnical Testing Journal, Vol. 29, No. 4 pp. 314-321

Loke, M. H. and Baker, R. D., 1996, "Practical Techniques for 3D Resistivity Surveys and Data Inversion," Geophysics Prospecting, Vol. 44, pp.

499-523.

Loke, M. H., 1999, "Time-Lapse Resistivity Imaging Inversion," 5th Meeting of the Environmental and Engineering Society European Section, pp. 1-2.

Loke, M. H., 2003, "Tutorial: 2-D and 3-D Electrical Imaging Surveys," Geotomo Software, Malaysia

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.

Ledieu, J., P. De Ridder, P. De Clerck, and S. Dautrebande ,1986, A method for measuring soil moisture content by time domain reflectometry. J. Hydrology (Amsterdam) 88:319–328.

Mojid, M. A., Rose D. A., and Wyseure G. C. L., 2007, " A model incorporating the diffuse double layer to predict the electrical conductivity of bulk soil" European Journal of Soil Science, Vol. 58, No. 3, pp. 560–572

Nostrand, van, R. G. and Cook K. L., 1966, USGC Professional Paper No. 49.

Ofer Dahan, Eric V. McDonald, and Michael H. Young ,2003, "Flexible Time Domain Reflectometry Probe for Deep Vadose Zone Monitoring," Vadose Zone Journal 2:270-275

Rhoades, J. D., Raats, P. A. C., and Prather, R. J., 1976, "Effects of Liquid-Phase Electrical Conductivity, Water Content and Surface Conductivity on Bulk Soil Electrical Conductivity," Soil Science Society of America Journal, Vol. 40, pp. 651–655.

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.
- 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.
- Shan, 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.
- Telford, W. M., Geldart, L. P. and Sheriff, R. E., 1990, "Applied Geophysics 2nd," Cambridge University Press.
- 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.
- Yang, X. and Lagmanson, M., 2006, "Comparison of 2D and 3D Electrical Resistivity Imaging Methods," Advanced Geosciences.