

國立交通大學

土木工程學系碩士班

碩士論文

應用地電阻法於崩積層含水特性調查與監測之初探



Applying ERT to Investigation and Monitoring of Soil
Moisture and Matric Suction in Colluvium :
A Preliminary Study

研究生：姚奕全

指導教授：林志平 博士

中華民國九十六年七月

應用地電阻法於崩積層含水特性
調查與監測之初探

Applying ERT to Investigation and Monitoring of Soil Moisture and
Matric Suction in Colluvium : A Preliminary Study

研究生：姚奕全

Student: Yi-Chuan Yao

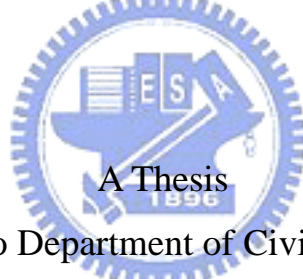
指導教授：林志平 博士

Advisor: Dr. Chih-Ping Lin

國立交通大學

土木工程學系碩士班

碩士論文



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 2007

Hsinchu, Taiwan, Republic of China

中華民國九十六年七月

應用地電阻法於崩積層含水特性調查與監測之初探

學生：姚奕全

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

由於崩積層具高度不均質性，其含水特性影響崩積邊坡之穩定性甚鉅，在洪颶期間常引致重大災害與經濟損失，故實有對崩積層進行含水特性監測的必要性。崩積層含水特性與地電阻法（Electrical Resistivity Tomography, ERT）所得電阻率參數有高度相關性，因此本研究嘗試以地電阻探測法調查及監測崩積地層的含水特性分佈；然而崩積層具高度非均值特性，除了影響地電阻解析可靠度，利用取樣進行含水特性與電阻率率定相當困難，故本研究進一步提出結合時域反射技術（Time Domain Reflectometry, TDR）與張力計，以室內砂箱實驗模擬現地電阻率與含水特性率定關係之建立，以期進一步推估土壤基質吸力之可行性。

本研究首先利用馬賽克數值模形來模擬崩積層複雜地質型態，以對地電阻法量測解析度進行數值分析探討；結果顯示當電極間距愈小、馬賽克方格距地表愈近、背景與方格電阻率對比度愈高，或方格分佈愈離散，地電阻法量測結果可得到較佳的解析度，但幾何形狀與電阻值有相當程度模糊化，且地電阻量測剖面底部與兩側因邊界效應而有異常電阻率分佈，不可過度解讀。室內砂箱實驗模擬現地長時間的降雨與乾燥行為，透過 TDR

含水量與導電度，以及張力計量測結果顯示，地電阻法結合 TDR 與張力計，應可有效地建立崩積地層含水特性（含水量與基質吸力）與電阻率關係，但因儀器反應延遲與感應空間範圍不同所造成的遲滯現象尚須進一步探討。

關鍵字：地電阻法（ERT）、時域反射法（TDR）、崩積層、土壤含水量、土壤基質吸力



Applying ERT to Investigation and Monitoring of Soil Moisture and
Matric Suction in Colluvium : A Preliminary Study

Student : Yi-Chuan Yao

Advisor : Dr. Chih-Ping Lin

Department of Civil Engineering
National Chiao Tung University

Abstract

The stability of the heterogeneous colluvium much depends on the soil moisture and soil matric suction properties, especially during typhoon or rainstorm, thus it is necessary to monitor spatial and temporal changes in these two parameters. Because of high correlative relationship between the soil moisture and the resistivity measured by Electrical Resistivity Tomography (ERT), this study considers investigating the distribution of soil moisture of the colluvium by using ERT. However, the inhomogeneity of the colluvium not only challenges the resolution of ERT. It is also difficult to calibrate the field relationship between soil moisture and the resistivity through sampling and laboratory calibration. For aforementioned consideration, the objective of this study was aimed at evaluating the utilization of Time Domain Reflectometry (TDR), matric suction sensor, and ERT to monitor spatial and temporal changes in the soil moisture and soil matric suction by laboratory sandbox experiment, possible calibration establishment of the resistivity and those two moisture parameters is investigated meanwhile.

First of all, the ERT forward model with mosaic arrangement was used to simulate the complex geology of the colluvium to gain insight on the resolution

of the inverted ERT. The results show that with smaller electrode spacing, the smaller distance between mosaic model blocks and ground surface, the higher contrast of the resistivity between model background and blocks, and the more dispersive of the mosaic blocks, there would be higher resolution for inverted resistivity tomography. However, the geometry of mosaic block and estimated resistivity value are not absolutely identical to the ground truth, and there is also some anomalous resistivity on both sides and bottom of the tomograms due to the boundary effect. Based on the laboratory sandbox experiment which simulates field long-term condition of rainfall and drying, the relationship between resistivity and moisture characteristics, including soil moisture and soil matric suction, is effectively established from TDR, matric suction sensor, and ERT monitoring. But the hysteresis between wetting and drying process due to instrument time delay and sample volume requires further investigations.

KEYWORDS : Electrical Resistivity Tomography (ERT) 、 Time Domain Reflectometry (TDR) 、 colluvium 、 soil moisture 、 soil matric suction

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，良受經濟部水利署謝勝彥總工程司、蔡光榮教授、陳昭旭教授與余騰鐸教授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、士弘、瑛鈞、俊宏與仁弘等學長的協助，尤其是志忠學長的諸多幫助，實在感激不盡。同門文欽於研究上的協助與喝小米酒的好夥伴、體育股長范范瘋狂邀約打球舒壓的暢快、唐國三不五時的經典冷笑話、小驤豐富的健康生活方針、同寢五年的好友建霖兩肋插刀的情誼，以及其他研究所期間同甘共苦同學們，真的很高興能認識你們這群朋友。還要感謝學弟瑋晉與浚昇在實驗上的幫助，使每個實驗得以如期順利完成，以此謝文獻上致意。

最後要感謝女友瑋倫，越過太平洋滿滿的關心與鼓勵，當然最要感謝

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，謹以此文獻給我最親愛的家人。



目錄

中文摘要	i
英文摘要	iii
致謝	v
目錄	vii
表目錄	x
圖目錄	xi
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 地層含水特性	4
2.2 土壤電學性質與含水特性	8
2.2.1 介電度	8
2.2.2 導電度/電阻率	9
2.3 土壤電學性質量測：時域反射法 (TDR)	13
2.3.1 TDR 量測系統	14
2.3.2 TDR 介電度/含水量量測	15
2.3.3 TDR 導電度量測	17



2.4 土壤電阻性質量測：地電阻影像法 (ERT)	18
2.4.1 地電阻法基本原理	20
2.4.2 二維地電阻施測方法	30
2.4.2.1 施測原理	30
2.4.2.2 電極排列方式比較	33
2.4.2.3 佈線注意事項	35
2.4.2.4 ERT 正算模擬	36
2.4.2.5 ERT 反算原理	38
2.4.2.6 ERT 時間序列反算法	41
2.4.3 三維地電阻施測	42
2.4.4 二維地電阻探測之三維效應	45
2.5 土壤基質吸力現地量測方法	48
2.5.1 電阻法	48
2.5.2 TDR 量測方法	50
2.6 地電阻探測法於崩積地滑邊坡案例分析	52
三、研究方法	59
3.1 地電阻探測資料之空間解析度探討	61
3.2 地電阻之含水特性詮釋	64
3.2.1 結合 TDR 與張力計現地率定地電阻場址參數之方法	65

3.2.2 TDR 量測電阻率與體積含水量關係.....	68
3.2.3 砂箱模擬試驗.....	70
3.2.3.1 土樣準備與試驗儀器及配置.....	70
3.2.3.2 試驗規劃.....	79
四、試驗結果與討論.....	82
4.1 地電阻量測結果之空間解析度評析.....	82
4.2 TDR 量測系統及土壤含水量-電阻率率定結果.....	94
4.2.1 TDR 量測系統率定結果.....	94
4.2.2 實驗土壤之含水量-電阻率率定結果.....	100
4.3 砂箱模擬地電阻場址參數率定.....	104
4.4 砂箱模擬土水特徵曲線率定.....	111
4.5 砂箱模擬地電阻之含水特性影像詮釋.....	117
五、結論與建議.....	129
5.1 結論.....	129
5.2 建議.....	132
參考文獻.....	133

表目錄

表 2-1 各施測電極排列方式綜合表現	34
表 2-2 一般佈線注意事項 (SEGJ, 2004)	36
表 2-3 滑動體地質型態參數	52
表 3-1 砂箱地電阻施測參數	77
表 4-1 $\sqrt{K_a}$ v.s θ 之率定係數	98
表 4-2 θ v. σ 之率定係數	102
表 4-3 TDR 體積含水量驗證	106
表 4-4 砂箱試驗之地電阻場址率定參數值	109
表 4-5 砂箱試驗之土水特徵曲線率定參數值	115
表 4-6 砂箱試驗乾燥階段各率定關係參數值	127

圖目錄

圖 2-1 典型土壤水特徵曲線(Van Genuchten, 1980).....	5
圖 2-2 不同粒徑土壤之土水特徵曲線 (Fetter, 1993)	6
圖 2-3 土壤水特徵曲線遲滯現象 (Hillel, 1982)	7
圖 2-4 電流於多孔隙介質中三種主要傳導路徑 (修改自 Sauer, 1955)	10
圖 2-5 土樣 white clay (WC) 之 σ 與 w 變化圖 (Shan and Singh, 2005) .	12
圖 2-6 不同特性土樣之 $1/F$ 與 θ 變化圖 (Shan and Singh, 2005)	13
圖 2-7 時域反射法之設備	15
圖 2-8 TDR 於土壤中的波形示意圖	16
圖 2-9 Wenner 地電阻探測量測示意圖 (摘自尤仁弘, 2006)	19
圖 2-10 單點電極電流與電位分佈 (修改自 Loke, 2003)	21
圖 2-11 雙點電極排列示意圖 (修改自 Reynolds, 1997)	23
圖 2-12 雙點電極電流與電位分佈變化 (Telford, 1990)	23
圖 2-13 均質地層下雙點電極水平電流密度幾何參數 (Telford, 1990) ...	24
圖 2-14 電流極間距和深度的改變與 P 點的水平電流密度變化 (Telford, 1990)	25
圖 2-15 均質地層電流通過百分比 (Nostrand and Cook, 1966)	26
圖 2-16 非均質地層電流折射 (Hall, 1992)	27
圖 2-17 非均質地層電流密度分佈 (Hall, 1992)	28

圖 2-18 單一水平界面空間參數 (Nostrand and Cook, 1966)	29
圖 2-19 單一水平界面電流百分比示意圖 (Nostrand and Cook, 1966)	30
圖 2-20 一般常見電極排列方式	31
圖 2-21 電極排列施測流程 (Wenner 為例) (修改自尤仁弘, 2006)	32
圖 2-22 彎曲隧道調查工程佈線規劃 (SEGJ, 2004)	36
圖 2-23 正算模型網格 (Loke, 2003)	37
圖 2-24 反算基本流程圖	41
圖 2-25 一般三維電探佈線方式(a)沿 Y 軸, (b)沿 X 軸	43
圖 2-26 擬 3D 與真 3D 反算結果 (數值模擬) (a) 真 3D (b) 擬 3D, 測線 間距等於兩倍電極間距 (c) 擬 3D, 測線間距大於兩倍電極間距 (Yang and Lagmanson, 2006)	44
圖 2-27 擬 3D 與真 3D 反算結果 (現地試驗) (a) 真 3D (b) 擬 3D, 測線 間距等於兩倍電極間距 (c) 擬 3D, 測線間距大於兩倍電極間距 (Yang and Lagmanson, 2006)	45
圖 2-28 三維效應探討之數值模型 (Yang and Lagmanson, 2006)	46
圖 2-29 數值模形反算結果 (a) 三維電探反算 (b) 二維電探反算 (Yang and Lagmanson, 2006)	47
圖 2-30 現地試驗反算結果 (a) 三維電探反算 (b) 二維電探反算 (Yang and Lagmanson, 2006)	47

圖 2- 31 多孔塊電阻值與土壤吸力迴歸關係 (Irmak and Haman, 2001) ..	49
圖 2- 32 美國 Irrometer 生產之 Watermark 土壤水分感應器	50
圖 2- 33 TDR 土壤基質吸力感測器 (Or and Wraith, 1999)	51
圖 2- 34 滑動區概況與地質及地物調查相關位置 (Lapenna et. al, 2003) .	53
圖 2- 35 測線 CC'電探剖面 (上圖)、自發電位剖面 (中圖) 與地質型態斷 面 (下圖) (Lapenna et. al, 2003)	54
圖 2- 36 測線 EE'電阻率剖面 (Lapenna et. al, 2003)	55
圖 2- 37 地滑區域概況與佈線位置 (Drahor et al., 2003)	56
圖 2- 38 地電阻影像法各測線剖面結果 (Drahor et al., 2003)	57
圖 3- 1 研究流程圖.....	60
圖 3- 2 正算模擬示意圖與相關模擬參數	63
圖 3- 3 正算模型與反算結果 (a) 馬賽克方格 (b) 反算結果	64
圖 3- 4 結合 TDR 與 ERT 調查與監測地層含水特性分佈之流程圖	67
圖 3- 5 小型 TDR Cone 感測器	69
圖 3- 6 TDR 率定電阻率與體積含水量 (a) 垂直量測 (b) 水平量測	70
圖 3- 7 寶二水庫土樣粒徑分布曲線	71
圖 3- 8 大型夯錘將土樣分層夯入砂箱	72
圖 3- 9 Campbell TDR 100 量測儀.....	73
圖 3- 10 Watermark 土壤水分感測器.....	74

圖 3- 11 Watermark 土壤水分測定儀.....	74
圖 3- 12 地電阻探測儀-SYSCAL PRO Switch 48.....	75
圖 3- 13 ERT 24 頻道集線器.....	76
圖 3- 14 砂箱試驗儀器配置示意圖.....	77
圖 3- 15 砂箱三維地電阻測線示意圖.....	78
圖 3- 16 砂箱試驗儀器配置完成結果.....	78
圖 3- 17 砂箱試驗整體概念與流程.....	81
圖 4- 1 電極間距解析結果 (a) 數值模型 (b) 反算結果.....	83
圖 4- 2 深度解析結果 (背景高電阻) (a) 數值模型 (b) 反算結果.....	85
圖 4- 3 深度解析結果 (背景低電阻) (a) 數值模型 (b) 反算結果.....	85
圖 4- 4 對比度解析結果 (背景高電阻) (a) 數值模型 (b) 反算結果.....	87
圖 4- 5 對比度解析結果 (背景低電阻) (a) 數值模型 (b) 反算結果.....	88
圖 4- 6 方格 (I) 解析結果 (背景高電阻) (a) 數值模型 (b) 反算結果	90
圖 4- 7 方格 (II) 解析結果 (背景高電阻) (a) 數值模型 (b) 反算結果	91
圖 4- 8 方格 (I) 解析結果 (背景低電阻) (a) 數值模型 (b) 反算結果	92
圖 4- 9 方格 (II) 解析結果 (背景低電阻) (a) 數值模型 (b) 反算結果	93

圖 4- 10 TDR 1 導電度率定結果	95
圖 4- 11 TDR 2 導電度率定結果.....	96
圖 4- 12 水平向 θ v.s $\sqrt{K_a}$ 率定結果	98
圖 4- 13 垂直向 θ v.s $\sqrt{K_a}$ 率定結果	99
圖 4- 14 水平向與垂直向平均 θ v.s $\sqrt{K_a}$ 率定結果.....	99
圖 4- 15 水平向 θ v.s σ 率定結果.....	102
圖 4- 16 垂直向 θ v.s σ 率定結果.....	103
圖 4- 17 水平向與垂直向平均 θ v.s σ 率定結果.....	103
圖 4- 18 砂箱試驗體積含水量 (θ) 監測資料	107
圖 4- 19 砂箱試驗導電度 (σ) 監測資料	107
圖 4- 20 砂箱試驗體積含水量與導電度監測資料比較	108
圖 4- 21 砂箱濕潤階段 θ v.s σ 率定結果	110
圖 4- 22 砂箱乾燥階段 θ v.s σ 率定結果	110
圖 4- 23 砂箱試驗基質吸力 (ψ) 監測資料.....	113
圖 4- 24 砂箱試驗體積含水量與基質吸力監測資料比較	113
圖 4- 25 砂箱濕潤階段土水特徵曲線 (SWCC) 率定結果.....	116
圖 4- 26 砂箱乾燥階段土水特徵曲線 (SWCC) 率定結果.....	116
圖 4- 27 砂箱率定土水特徵曲線與一般土樣土水特徵曲線比較	117
圖 4- 28 地電阻法反算結果剖面位置示意圖	120

圖 4- 29 x=5cm 處電阻率差異百分比剖面	120
圖 4- 30 x=10cm 處電阻率差異百分比剖面	121
圖 4- 31 砂箱試驗乾燥過程各時間點側視照	122
圖 4- 32 x=10cm 處地電阻剖面	124
圖 4- 33 選取地電阻率比對位置示意圖	124
圖 4- 34 TDR 導電度 (電阻率) 與 ERT 電阻率比對	125
圖 4- 35 轉換後體積含水量剖面	127
圖 4- 36 轉換後土壤基質吸力剖面	128



一、前言

1.1 研究動機

台灣由於地震頻繁，整體地質環境脆弱，加上氣候潮濕、地形陡峭、河川溪流侵蝕旺盛，山區崩坍的岩石及土壤物質容易因滾落、滑動、崩塌等經過位移作用而在崖錐或邊坡下方原有的地層之上堆積，形成「崩積層」或「崩積土」。崩積層邊坡常具高度活動性，當工程或土地利用位於或通過崩積層組成之邊坡，在洪颶期間常引致重大災害以及可觀之經濟損失，如新店、外雙溪地區數處山坡地上之大型社區、中橫公路梨山地區等，都屬於崩塌地之不穩定邊坡問題，因此崩積層的調查為一重要的課題。

崩積地層因為受到原有邊坡材料、破壞型態、形成年代等的影響，具高度的不均質性；在土壤顆粒較細的崩積層中，尚可採用傳統的鑽探工具進行進尺與取樣，然而現場常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崩積層中，鑽探液流失與鑽頭損壞是常見的問題，且土壤顆粒與孔隙甚大，常造成鑽探取樣之代表性不足，故崩積層之鑽探非常不易且費用昂貴。崩積地層又其高度的異質性與空間變化，鑽探常無法提供工程師完整的地層剖面，因此在崩積層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。

崩積層邊坡穩定性深受地表與地下水條件之影響，洪颶期間常造成崩積層邊坡破壞。由於部分崩積層內部疏鬆，易於透水，降雨產生之地表逕

流容易滲入崩積層內部，使含水量上升而增加孔隙壓力與降低毛細張力，進而弱減崩積層邊坡之穩定性；故崩積層內之含水量與土壤吸力特性，均影響崩積層邊坡之穩定性甚鉅。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輔助工址調查崩積地層之電學性質，進而能推估崩積地層之含水性質分佈。

1.2 研究目的

由於崩積層本身具高度不均質性與空間變異性，又地電阻法於不同施測方法，其對應探測深度變化具有不同空間解析度，加上地電阻反算最佳化過程中的不確定資訊，因此分析後的資料解讀常是一項難題。為了對地電阻法在崩積層的適用性上有一初步了解，故本研究將先對於地電阻探測法的空間解析度做相關的探討與研究。

電阻率雖與地層含水特性具高度相關性，但單一電阻率值亦受到地質條件的影響，因此以地層電阻率直接解讀崩積層之含水特性有其一定的困難度，故本研究另一課題，則是建立以地電阻探測法調查及監測崩積地層之含水量與基質吸力等土壤參數之技術，首要之務即在於進一步率定崩積地層電阻率與含水特性參數之間的關係。然而崩積地層因高度不均質性，因此鑽探取樣不易且不具代表性，若利用取樣進行地層種類與地下水率定相當困難且不經濟，勢必需要使用現場率定的手段，故本研究進一步提出

結合時域反射技術 (Time Domain Reflectometry, TDR) 與張力計，於現地建立電阻率與含水特性之率定關係。本研究主要目的即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初步探討，並於砂箱內埋設 TDR 感測器、張力計及佈設地電阻測線後，模擬現場長時間的降雨及乾燥行為，監測模擬過程中之 TDR 含水量、電阻率與基質吸力及 ERT 電阻率剖面變化，嘗試率定出電阻率與體積含水量、土壤基質吸力等含水特性參數之間的關係，最後利用上述率定關係將電阻率剖面轉換為含水量剖面及基質吸力剖面，以能進一步的詮釋含水特性，驗證現地率定之成效以及運用地電阻探測法調查及監測崩積地層含水特性之可行性。



二、文獻回顧

2.1 地層含水特性

土壤中因毛細作用上升的水分，由於高於自由水面，其壓力低於大氣壓力，因此對土壤顆粒間產生基質吸附力，即為負的孔隙水壓，亦稱為 Matric Suction (ψ)。在含水量較低的情況下，附著於土壤顆粒之上的水分薄膜，只有幾個水分子厚度，並不如一般水的流動性質，其水分子與土壤顆粒表面之間的吸引力非常強，故地層內的基質吸力很大；然而當含水量逐漸增加，飽和度上升時，水分子薄環逐漸擴大而形成連續水相，使得水分得以在孔隙之間流動，因而降低土壤毛細作用，減弱了地層土壤內部顆粒之間的基質吸力（單信瑜、張良正，2002）。

土壤水特徵曲線(Soil Water Characteristic Curve, SWCC)，即定義為土壤含水量和基質吸力 (Matric suction) 之函數，該關係常以試驗測得，並以曲線表示之 (Williams, 1982)。圖 2- 1 為一典型土壤水特徵曲線，其中 θ_s 為土壤體積含水比， h_b 為空氣進入值 (Air entry value) 或起泡壓力 (Bubbling pressure)，意指空氣 (或非濕相液體) 開始進入孔隙的毛細壓力， θ_r 則為最後殘餘體積含水比 (Residual volumetric water content)。而近年來較常用於推導土水特徵曲線的模式為 Van Genuchten (1980) model，如式 2-1：

$$\theta = \theta_r + (\theta_s - \theta_r) / (1 + (\alpha\psi)^n)^m \quad (2-1)$$

其中 θ_r 為殘餘體積含水量， θ_s 為飽和體積含水量， α 、 n 、 m 為形狀參數，

通常設定 $m = 1 - n^{-1}$ 。

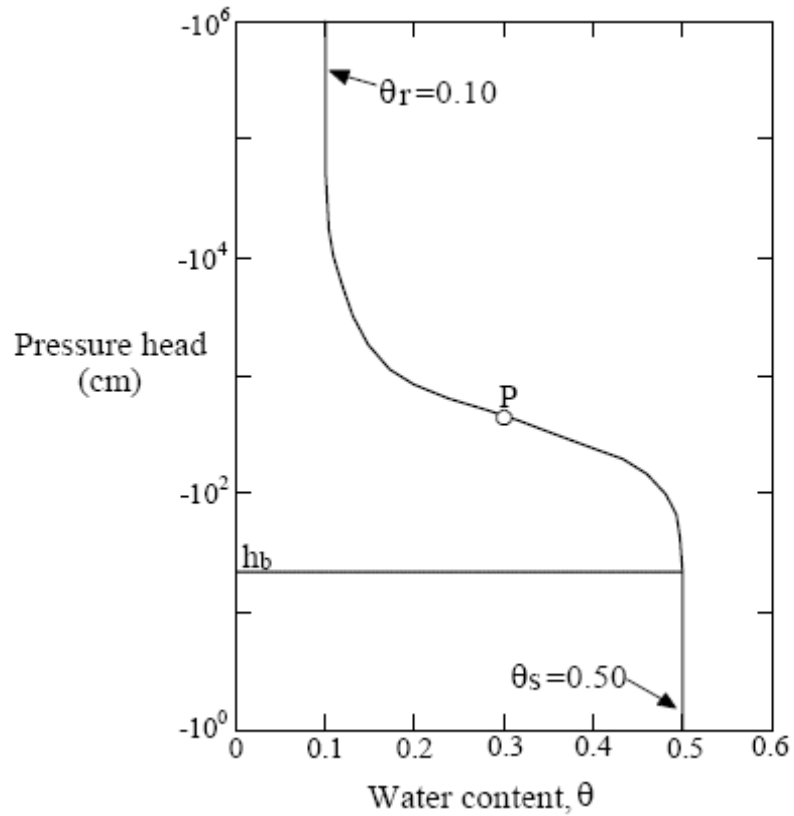


圖 2- 1 典型土壤水特徵曲線(Van Genuchten, 1980)

土壤水特徵曲線代表含水量和土壤結構勢能的關係，同時也可看出土壤顆粒和孔隙大小分佈的情況。圖 2- 2 為兩種不同粒徑分佈土壤的特徵曲線，圖中可以看出顆粒一致（well sorted）的土壤，其特徵曲線會有明顯空氣進入值（Fetter, 1993）。

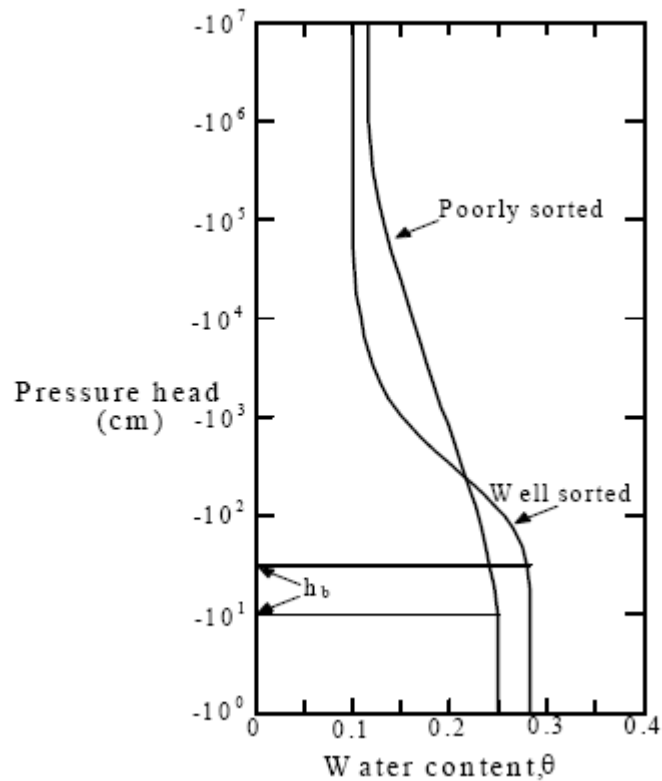


圖 2-2 不同粒徑土壤之土水特徵曲線 (Fetter, 1993)

在非飽和層中，土壤水分會因乾燥、濕潤交替歷程而產生遲滯現象，其吸水與排水之特徵曲線並不會相同（如圖 2-3 所示）。在對應相同張力情況下，濕潤曲線上其含水比都會比排出曲線上的含水比來得低，但大部分的研究為避免複雜計算而忽略，不過在入滲及蒸發兩者交替的歷程是不能忽略（Royer and Vachaud, 1975），若得真實反應土壤水分變化情形，必須準確計算遲滯現象（Beese and van der Ploeg, 1976）。

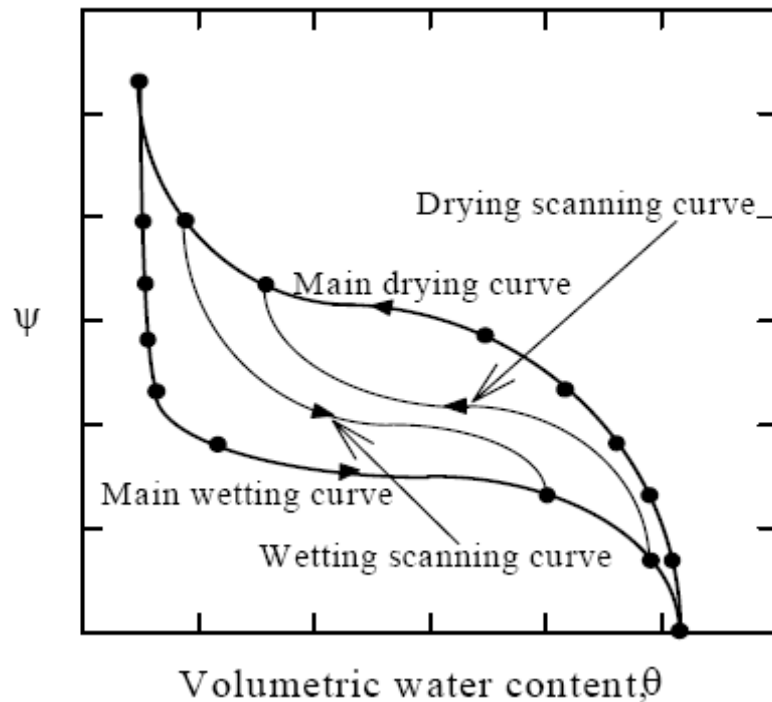


圖 2-3 土壤水特徵曲線遲滯現象 (Hillel, 1982)

因含水量與土壤基質吸附力存在一函數變化關係，因此地層的含水特性參數對於邊坡地形的穩定性十分重要，尤其是易於滲水的非飽和層邊坡，如崩積地層。平時崩積層存在基質吸力，使得土壤剪力強度提高讓崩積邊坡處於穩定狀態；但洪颱期間，降雨入滲在邊坡表面形成之浸潤帶，造成崩積層因基質吸力的下降，而導致邊坡於浸潤帶內發生淺層的抗剪破壞。Rezaur et al. (2003) 整理並分析新加坡三處邊坡水文調查監測成果，其調查與監測項目包括降雨、土壤飽和度、毛細吸力、滲透係數、入滲率以及孔隙水壓，並充分討論其間隨降雨所造成各物理量之間的變化。Collins and Znidarcic (2004) 進一步根據體積含水量、毛細吸力以及水力傳導係數

間之關係，利用一維降雨-滲流模擬孔隙水壓上升以及毛細吸力下降之過程，並藉以推導邊坡破壞之深度以及崩壞時間。根據上述研究，粗顆粒崩積層降雨破壞機制，主要源於入滲快速造成孔隙壓力之上升，相對的，細顆粒崩積層降雨破壞機制，則源於入滲逐漸飽和過程中，土壤吸力下降所造成之抗剪強度下降。

因此，崩積層內之含水量、土壤吸力、降雨行為等含水特性，均影響崩積邊坡之穩定性甚鉅，故本研究藉由含水特性與電學性質的相關性，初步探討應用地電阻探測法於崩積層含水特性之調查與監測的可行性，以期未來進一步運用在崩積地層的調查上。



2.2 土壤電學性質與含水特性

2.2.1 介電度

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(dielectric constant) ϵ ，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 2-2

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

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，而土壤之界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為土壤之體積含水量所控制，與土壤種類無關，使得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)。

2.2.2 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 2-4 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) 提出因為土壤的顆粒與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，其導電路徑則是孔隙水以及黏土礦物的表面電荷為主 (Rhodes et. Al, 1976 ; Urish, 1981)。

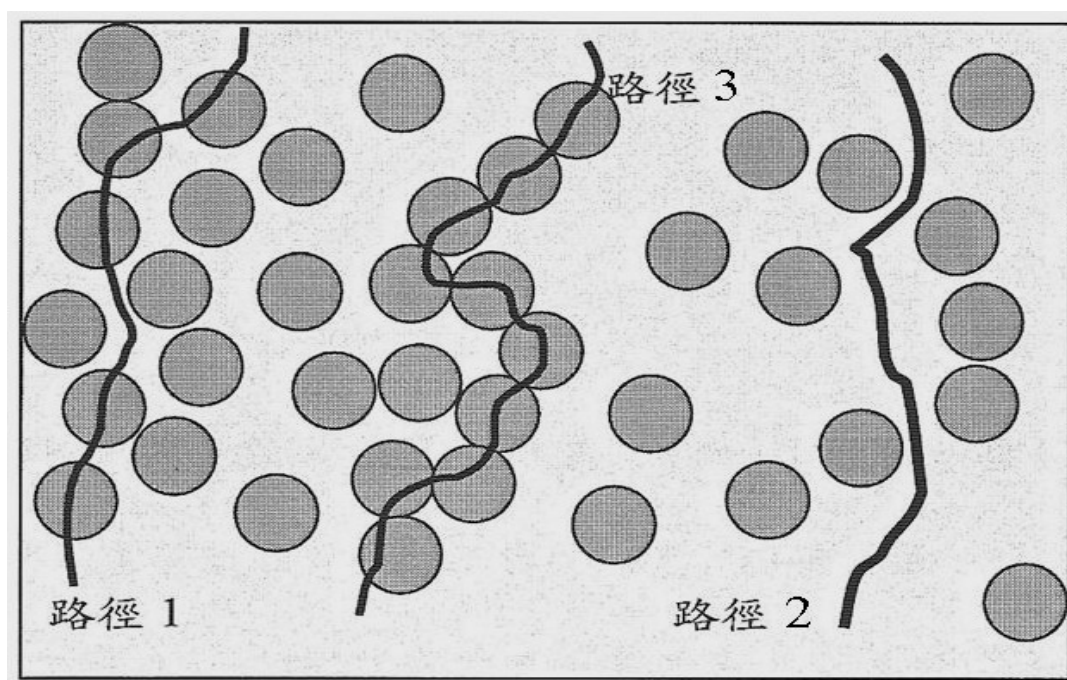


圖 2-4 電流於多孔隙介質中三種主要傳導路徑 (修改自 Sauer, 1955)

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：

$$\rho = a\rho_w n^{-m} \quad (2-3)$$

ρ 為總體電阻率 (ohm-m)， ρ_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料含量及膠結程度有關；至於非飽和狀態下的電阻率 ρ ，其與飽和下的電阻率 ρ_{sat} 之間的關係式為 (Keller and Frischknecht,

1966;McNeill, 1990) :

$$\rho / \rho_{sat} = S^{-n_1} ; S > S_{cr} \quad (2-4a)$$

$$\rho / \rho_{sat} = a_s S^{-n_2} ; S < S_{cr} \quad (2-4b)$$

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， $a_s = 0.05 \sim 0.5$ 。

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 (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 為結構因子 (Formation Factor)，體積含水量 θ 為重量含水量 ω 乘上土壤乾單位重 γ_d 與水單位重 γ_w 的比值。而由式 2-5 中可知導電度 σ 與體積含水量 θ 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實驗結果，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 2-5。Shan 與 Singh 並進一步標定圖 2-5 中 σ_{max} 左側之 $1/F$ 與 θ 的變化關係，以率定不同土壤特性下的 c 、 m 值，其結果如圖 2-6 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 c 、 m 值隨不同種類土壤有某種程度的變異性存在。

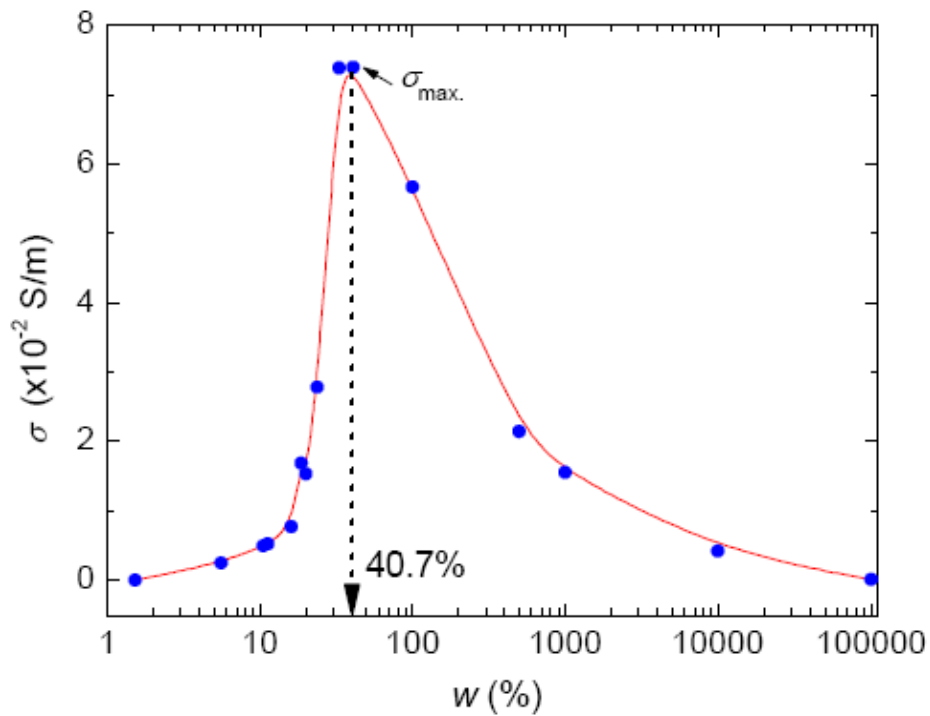


圖 2-5 土樣 white clay (WC) 之 σ 與 w 變化圖 (Shan and Singh, 2005)

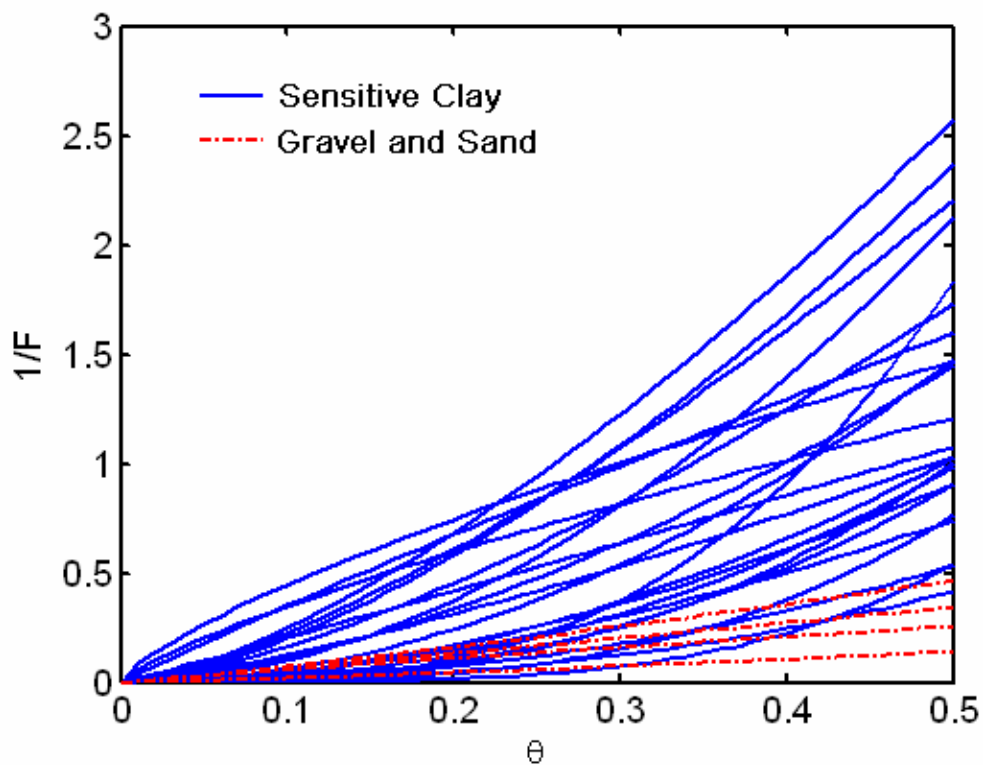


圖 2-6 不同特性土樣之 $1/F$ 與 θ 變化圖 (Shan and Singh, 2005)

2.3 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。

2.3.1 TDR 量測系統



圖 2- 7 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。

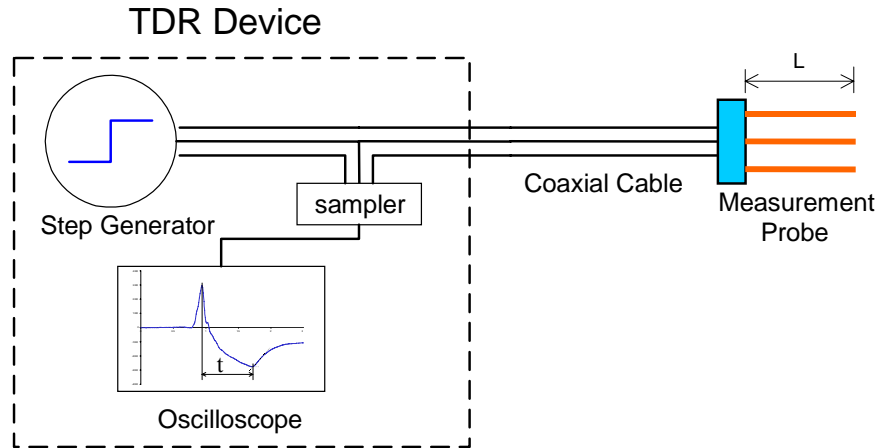


圖 2-7 時域反射法之設備

2.3.2 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 2-8 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 2-8 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 2-8，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。

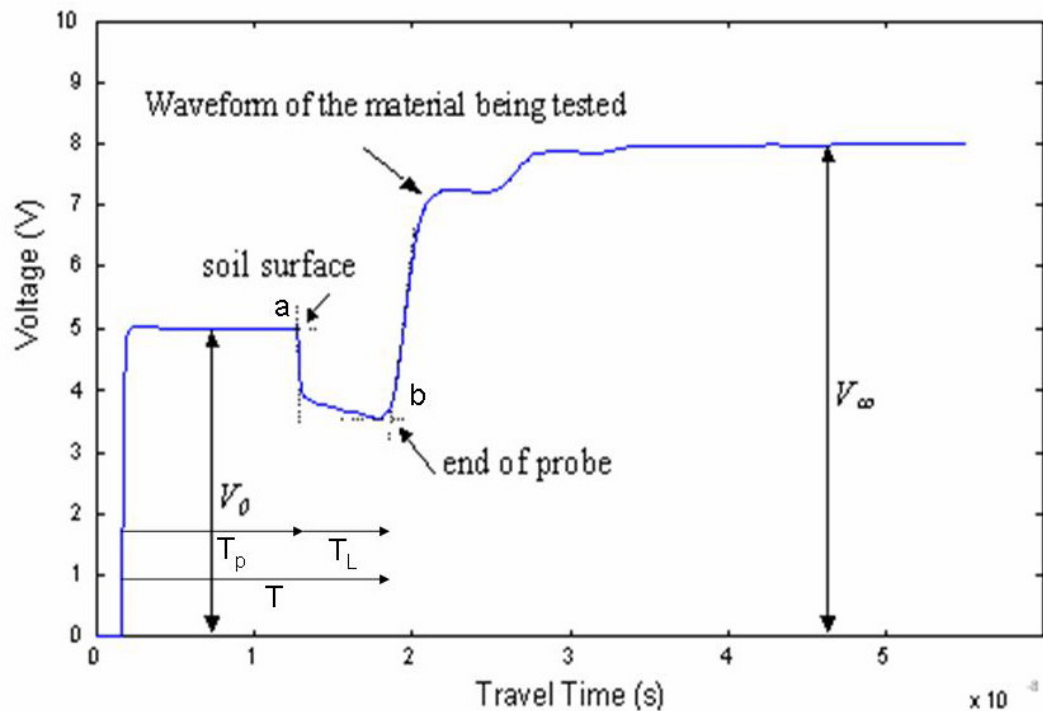


圖 2-8 TDR 於土壤中的波形示意圖

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，其關係可簡單表示為

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

其中 θ 為體積含水量， a 與 b 為標定係數。

2.3.3 TDR 導電度量測

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 2-9

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

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_∞ 為訊號最終之電壓大小， K_p 為形狀因子， 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 β 為 TDR 感測器探頭型狀因子，而 k 則為纜線阻抗修正因子，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：

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

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

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，因此經由式 (2-13)，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 $\rho_{Corrected}$ 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。

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

2.4 土壤電阻性質量測：地電阻影像法 (ERT)

地電阻影像法由過去的一維探測逐漸發展到二維與三維的大範圍剖面，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)，是綜合一維探測的垂直與橫向探測結果組成電阻率剖面，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子包含了地質材料的導電特性、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，便可利用不同的電阻率厚度和層次，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，乃藉由外加低頻電流經由圖 2- 9 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值，由該量測的電壓值與電流值，再經由靜電學理論計算受測土層之視電阻率（apparent resistivity）。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 為例的話，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- 9 所示），再藉由改變不同電極間距與位置，即電極間距不斷增大，獲得不同幾何空間位置上的視電阻率值，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，藉以了解地層構造（Loke, 2003；尤仁弘, 2006）。

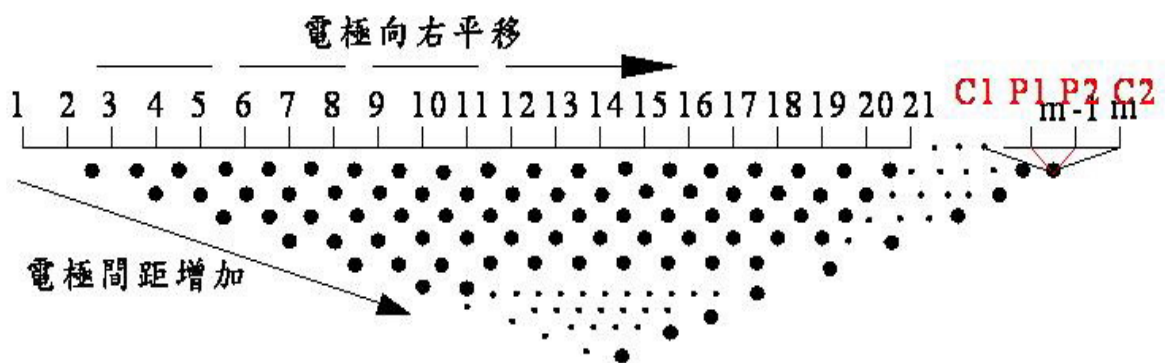


圖 2- 9 Wenner 地電阻探測量測示意圖（摘自尤仁弘，2006）

2.4.1 地電阻法基本原理

根據歐姆定律，以及電阻率基本假設，如式 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：

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

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 ρ 均一致，則式 2-16 可以再改寫為梯度的形式如下：

$$- \text{grad}V = \rho i \quad (2-17)$$

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 2-10 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 $C=0$ 。下節將依據此概念導入雙點電極所產生的電流場分佈。

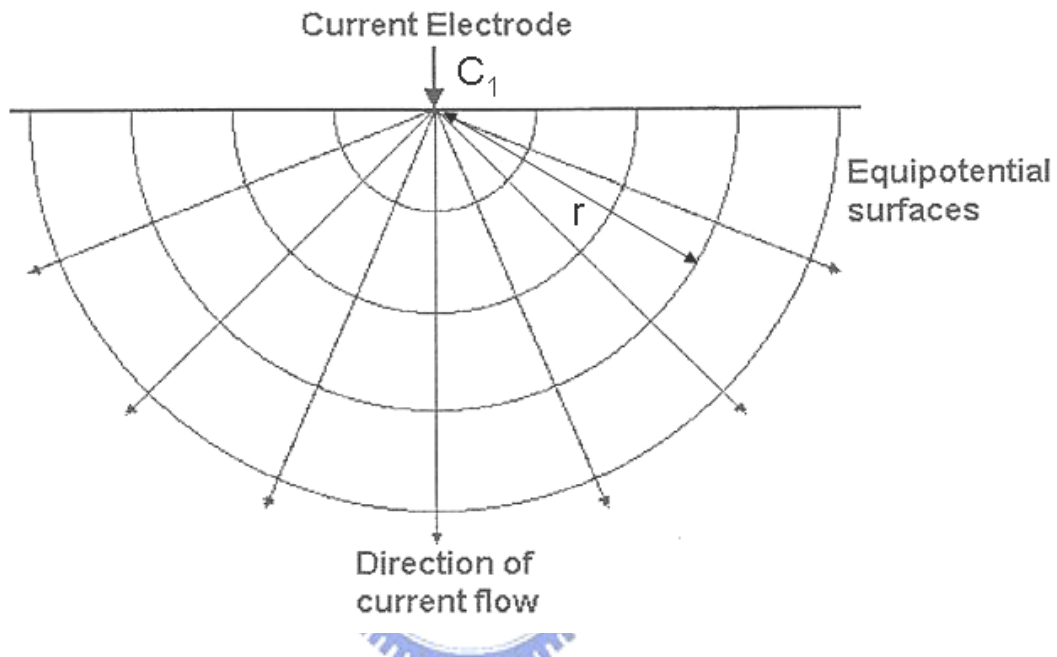


圖 2-10 單點電極電流與電位分佈（修改自 Loke, 2003）

若假設地表佈設兩個電流極 C_1 、 C_2 ，如圖 2-11 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 P1 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 C1 以及 C2 對 P2 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 P1 與 P2 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 ρ 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不是地層真實的電阻率，而是經由不同幾何排列因子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。

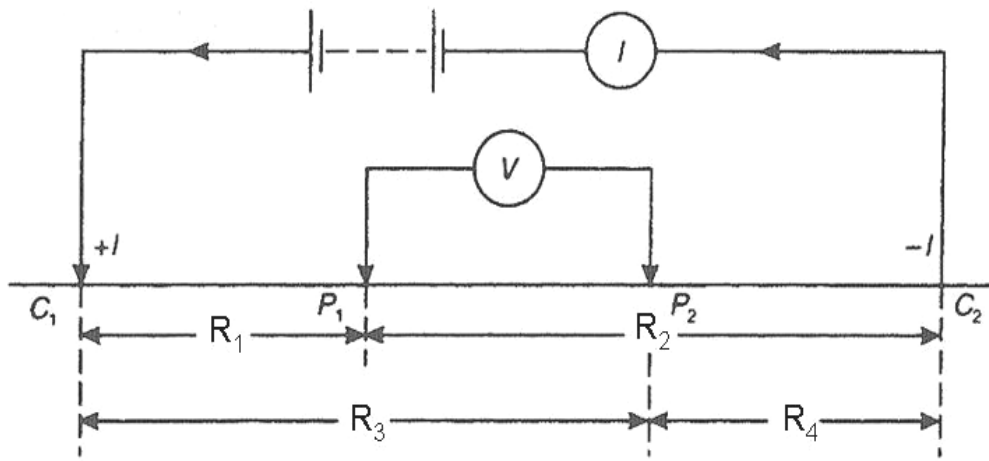


圖 2-11 雙點電極排列示意圖（修改自 Reynolds, 1997）

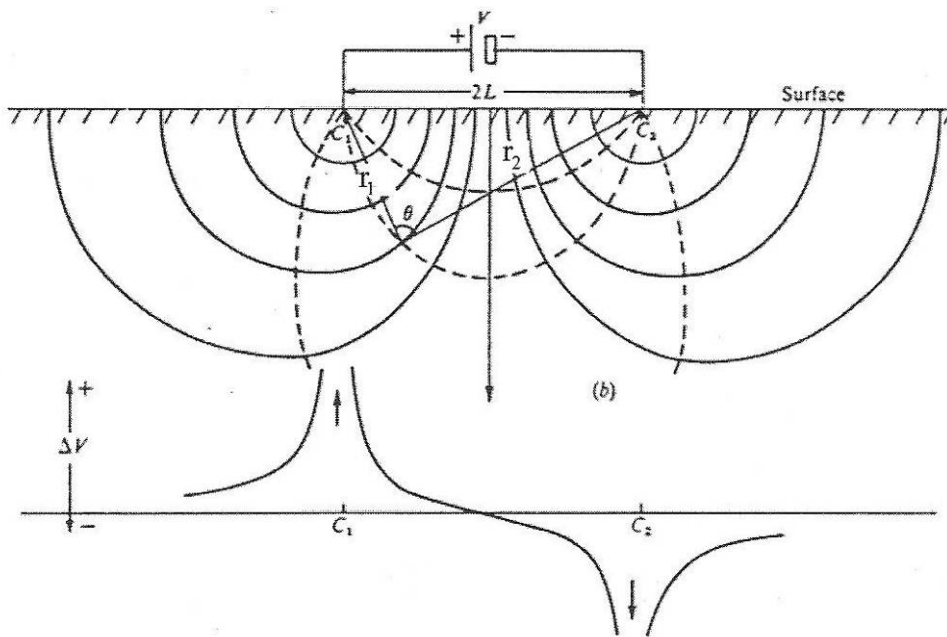


圖 2-12 雙點電極電流與電位分佈變化（Telford, 1990）

Telford (1990) 以電流極間距與深度的變化關係，對均質地層的水平電流密度做相關探討，如圖 2-13 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 點的水平電流密度為 J_x ，則 J_x 即為：

$$J_x = -\frac{I}{\rho} \frac{\partial V}{\partial X} = -\frac{I}{2\pi} \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) = \frac{I}{2\pi} \left[\frac{x}{r_1^3} - \frac{(x-L)}{r_2^3} \right] \quad (2-26)$$

若 $r_1 = r_2$ 時，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 點的水平電流密度變化關係如圖 2-14 所示，實線為固定某電流極間距時，隨著 P 點的深度增加，其水平電流密度 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 點水平電流密度 J_x 漸增，且當電流極間距 $L = \sqrt{2z}$ 時得 J_x 的最大值。

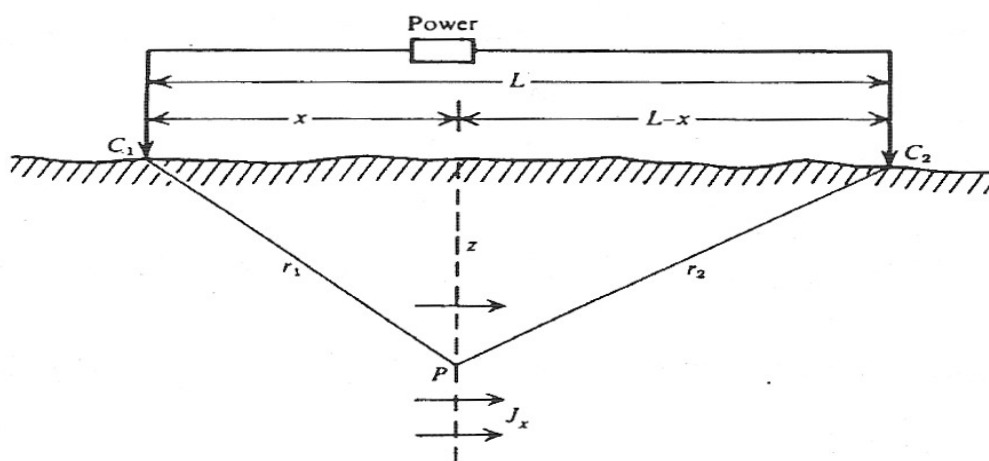


圖 2-13 均質地層下雙點電極水平電流密度幾何參數 (Telford, 1990)

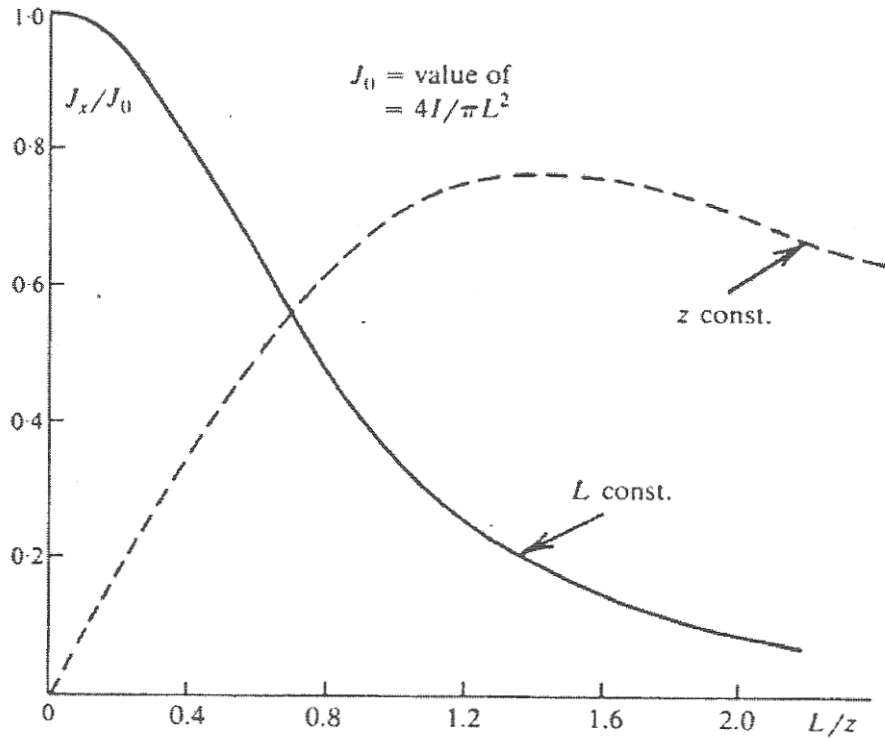


圖 2-14 電流極間距和深度的改變與 P 點的水平電流密度變化 (Telford, 1990)



Nostrand 與 Cook (1966) 提出了一個可計算雙電流極均質地層下的電

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 2-15 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。

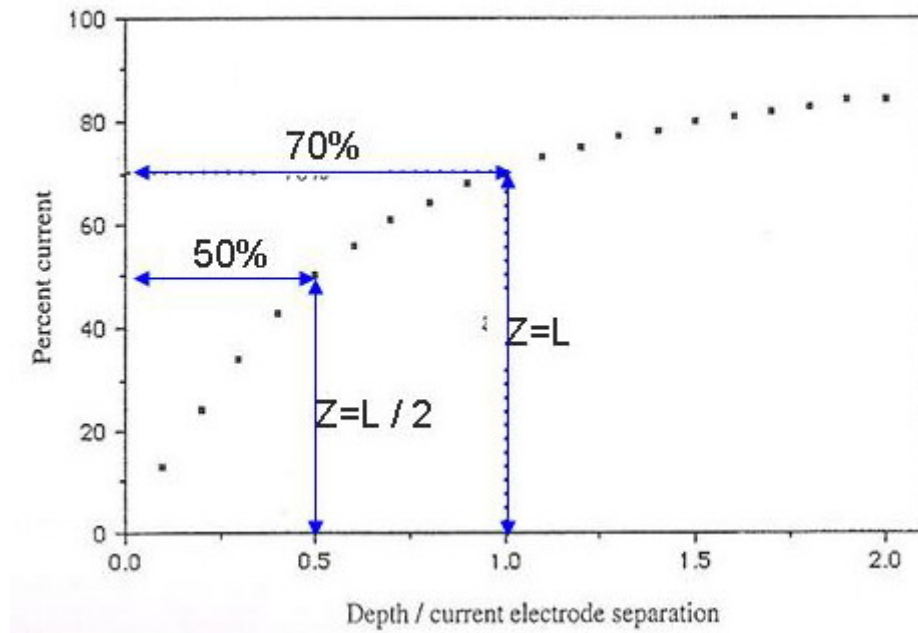


圖 2- 15 均質地層電流通過百分比 (Nostrand and Cook, 1966)

在非均質地層情況下，Hubbert (1940) 提出一個位於兩不同材料界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- 16(a)，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- 16 (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- 16 (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- 17。在圖 2- 17 (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- 17 (b)，反之當 $\rho_2 < \rho_1$ ，電流密度則較集中在下層介質，如圖 2- 17 (c)。

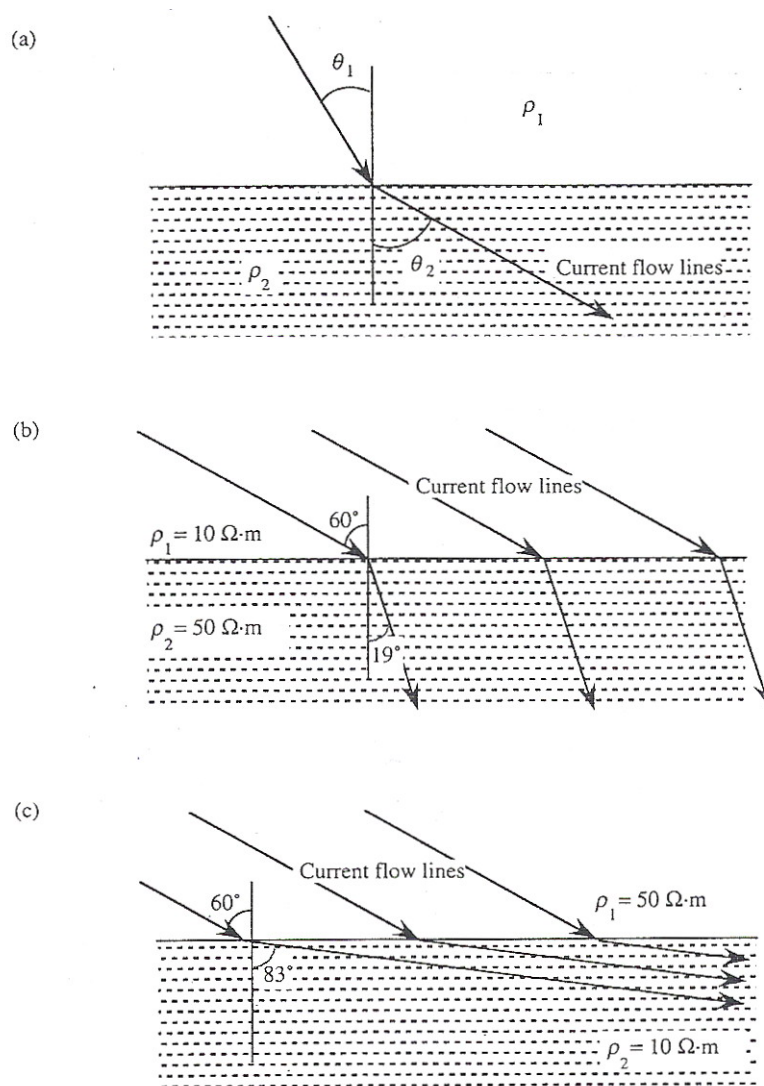


圖 2- 16 非均質地層電流折射 (Hall, 1992)

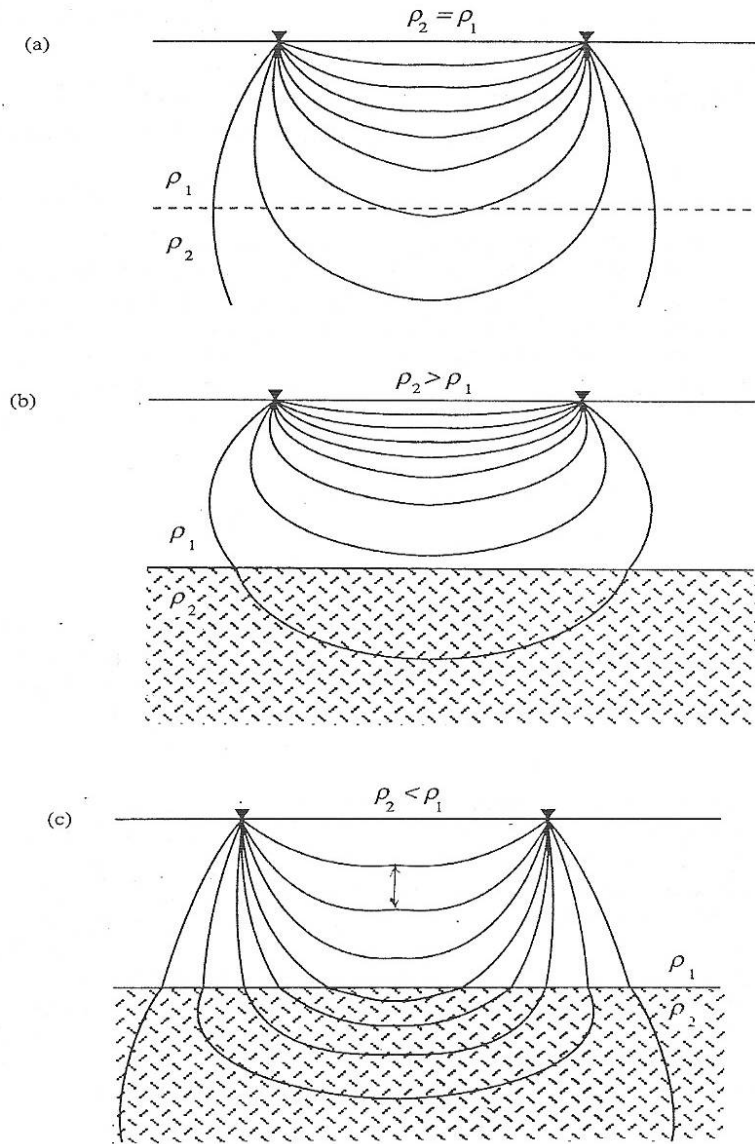


圖 2-17 非均質地層電流密度分佈 (Hall, 1992)

Nostrand 與 Cook (1966) 提出另一個可計算雙電流極於非均質地層下的電流通過百分比公式，如式 2-30：

$$i = \frac{2\rho_1}{\pi\rho_2} (1+k) \sum_{n=0}^{\infty} k^n \left\{ \frac{\pi}{2} - \tan^{-1} \left[\frac{2(2n+1)z}{L} \right] \right\} \quad (2-30)$$

式中參數如圖 2-18 所示， L 為兩電流極間距， a 為單位電極間距， z 則為介面位置深度， $k = \rho_2 - \rho_1 / \rho_2 + \rho_1$ ，定義為介面反射係數。根據式 2-30，圖

2- 19 為電流在兩層地質結構下所佔的電流百分比示意圖，以 $Z=3a$ 為例說明，當 $k=0.4$ 時，電流位於界面下佔全部比例約 20%，但 $k=-0.4$ 時，則將近 20%，因此表示 k 大於 0 時下層介質電阻率大於上層，電流會選擇上層較低的電阻率通過，反之當 k 小於 0 時電流向下層較低的電阻率介值集中，此結果與 Hubbert (1940) 的結論相呼應。

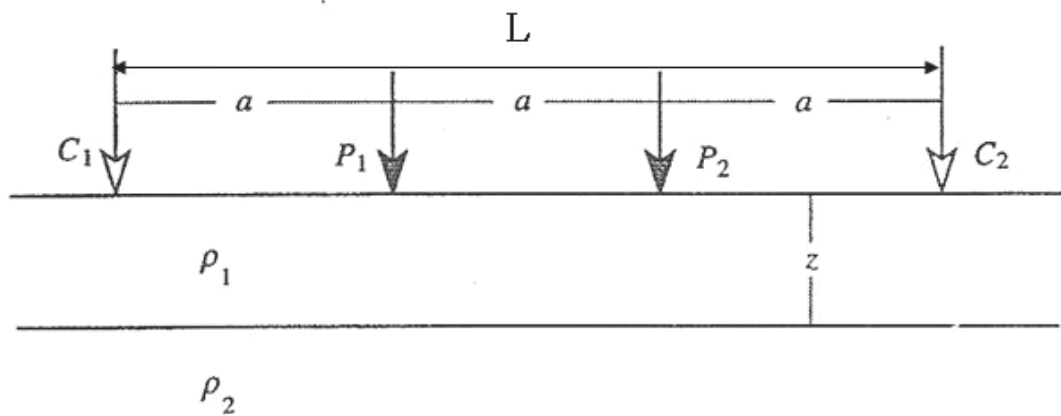


圖 2- 18 單一水平界面空間參數 (Nostrand and Cook, 1966)

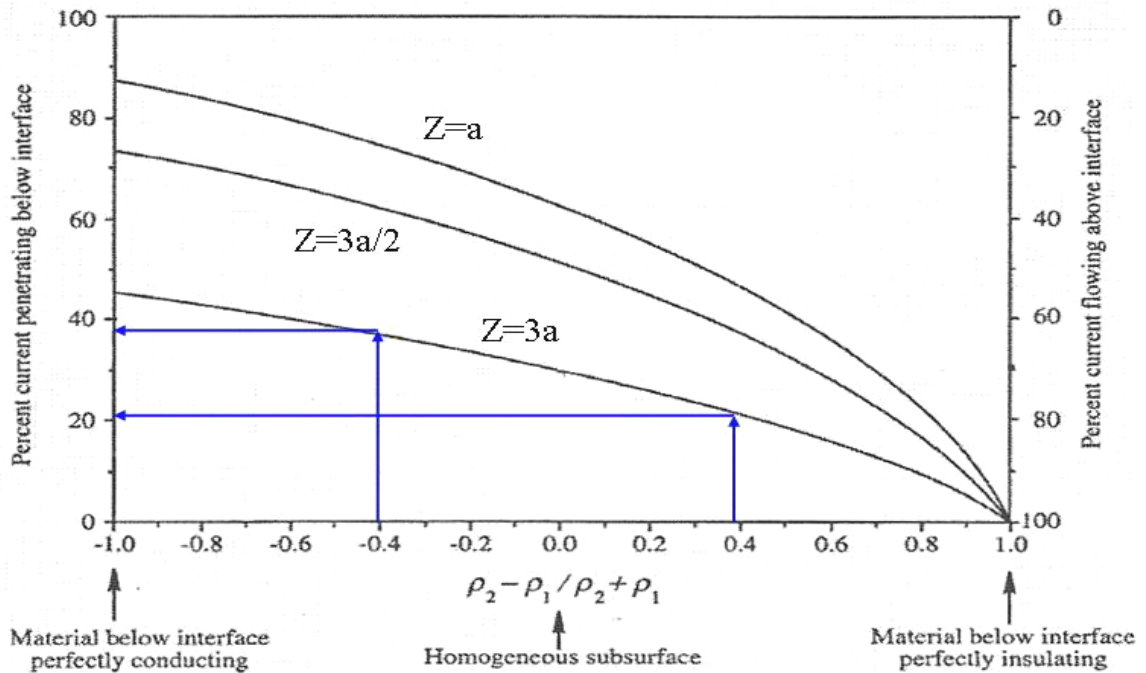


圖 2-19 單一水平界面電流百分比示意圖 (Nostrand and Cook, 1966)

2.4.2 二維地電阻施測方法

2.4.2.1 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，在地表佈設數十根等間距的電極棒後，根據前述文獻所指出雙點電極電流場下，可求出地層中某深度與位置的視電阻率 ρ_a ：

$$\rho = \frac{2\pi\Delta V}{I} \cdot \frac{I}{\left[\left(\frac{I}{R_1} - \frac{I}{R_2} \right) - \left(\frac{I}{R_3} - \frac{I}{R_4} \right) \right]} = \frac{2\pi\Delta V}{I} \cdot \frac{I}{G} \quad (2-31)$$

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 2-20 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。

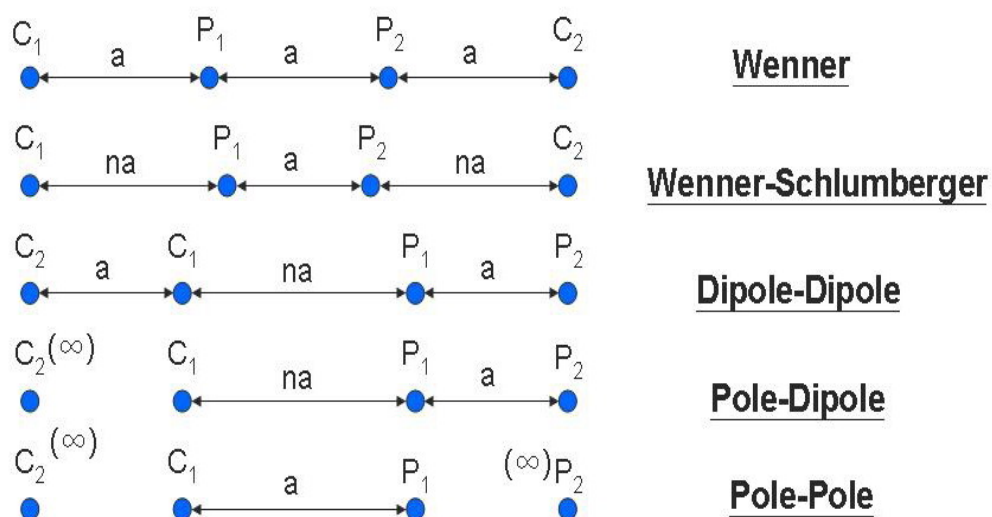


圖 2-20 一般常見電極排列方式

以 Wenner 為例，施測過程如圖 2- 21 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 C_1 和 C_2 ，在以第二支與第三支為電位極 P_1 和 P_2 ，並根據式 2-31 於 Wenner 排列方式下的幾何量測原理，如此即可量測到第一個位置的視電阻率值。而在固定為一倍電極間距之下，向右不斷平移選擇四根電極棒，也就是以第二支與第五支電極為電流極 C_1 和 C_2 ，以第三支與第四支電極為電位極 P_1 和 P_2 ，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，即可量測到不同深度層面的視電阻率值。如此反覆施

做，以得到完整擬似電阻率影像剖面(Pseudo-Section)。地電阻量測之測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。

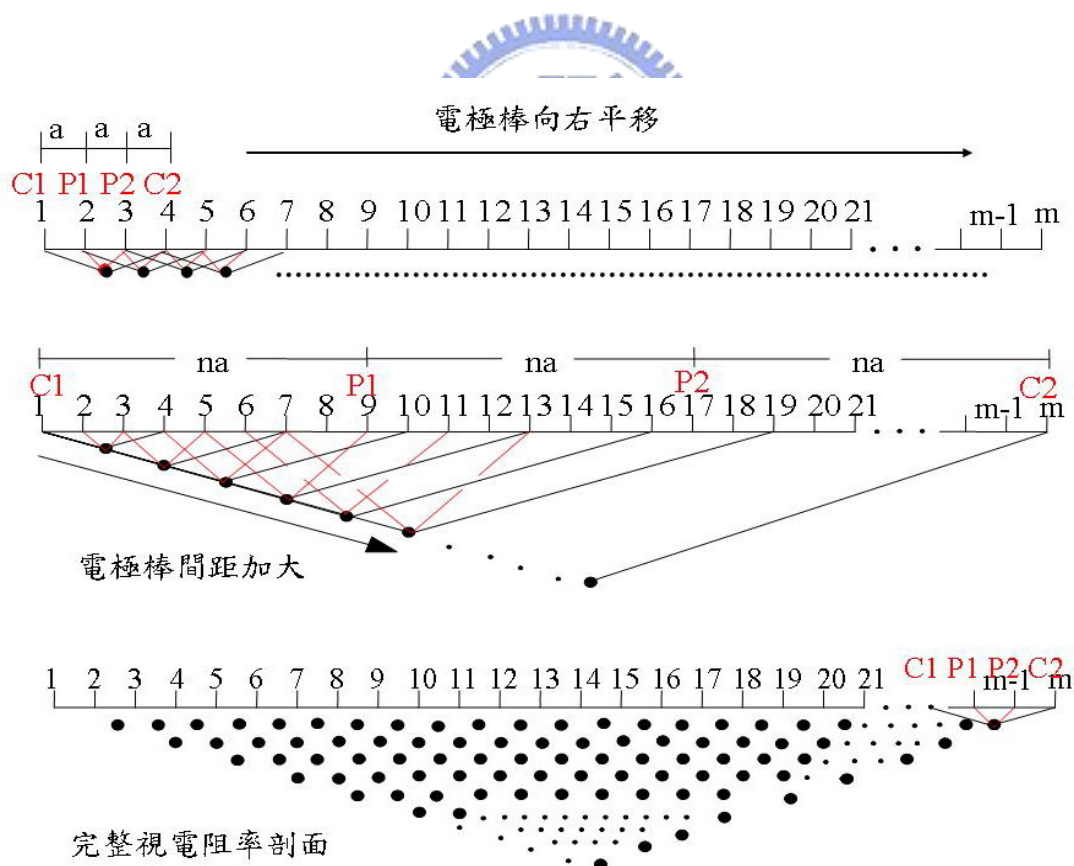


圖 2-21 電極排列施測流程（Wenner 為例）（修改自尤仁弘，2006）

2.4.2.2 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- 20，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

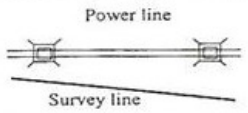
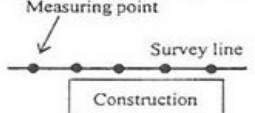

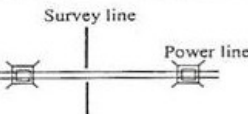
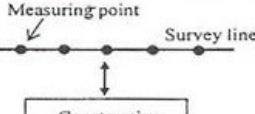

結果顯示，Wenner array 和 Pole-Pole array 衰減程度最小，相對訊號強度最強，但因為 Pole-Pole array 的電流極 C2 和電位極 P2 為遠電極，故兩者之間可能會涵蓋較多雜訊，所以實際上訊號強度不及 Wenner，所以

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。

2.4.2.3 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- 22，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>

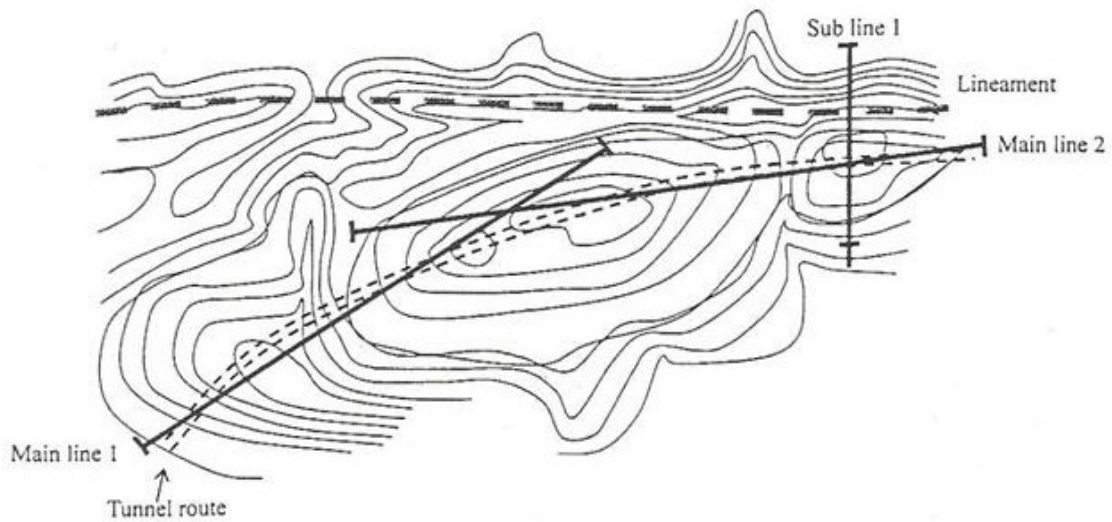


圖 2-22 彎曲隧道調查工程佈線規劃 (SEGJ, 2004)

2.4.2.4 ERT 正算模擬

利用有限元素法 (finite element) 或有限差分法 (finite difference) 求解 ERT 控制方程式，可以進行 ERT 試驗的模擬；Loke (2003) 的正算模擬方法主要將地表下的大範圍區域切割成大量長方形網格，且網格大小由上而下逐漸增大，如圖 2-23 (b)；假定各網格的電阻率值後，選擇有限元素

法或有限差分法進行正算，得到理論視電阻率剖面分佈如圖 2-23 (a)。

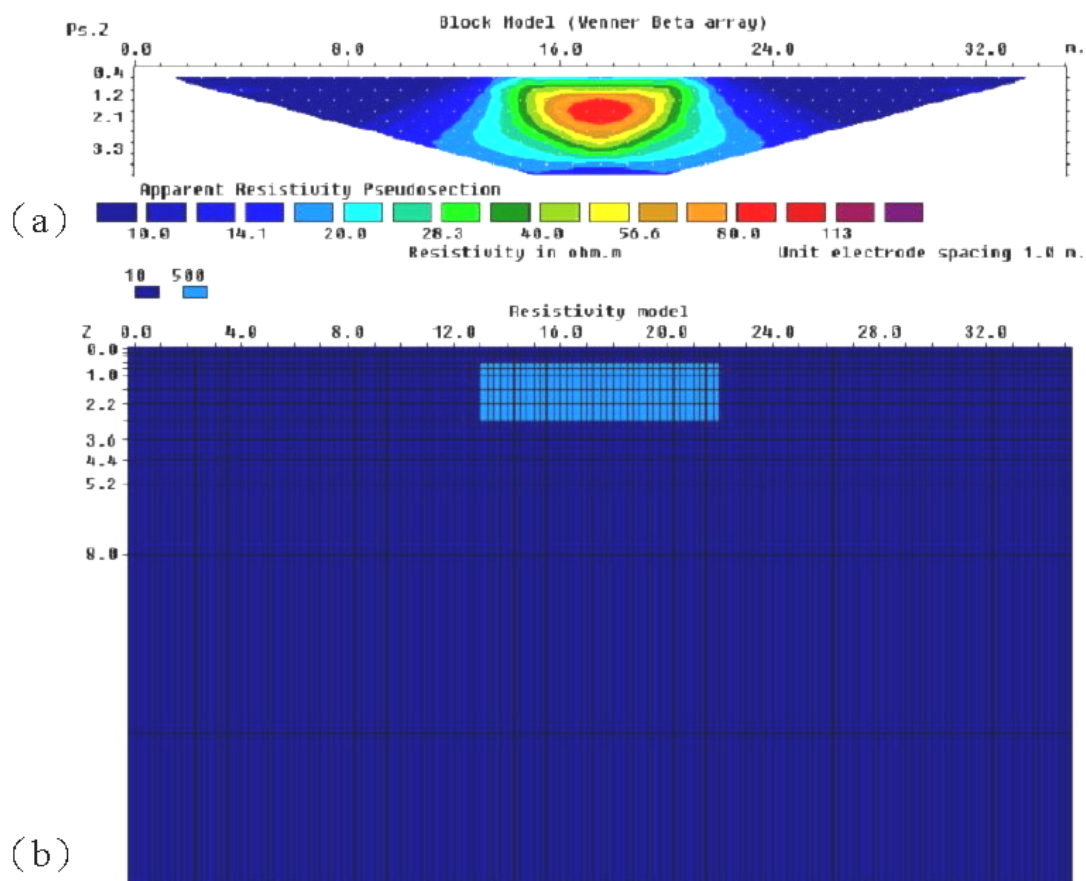


圖 2-23 正算模型網格 (Loke, 2003)

經由正算模擬，可以在已知現地地層的地質條件情況下，於正算模型內設定電阻值，經計算得到理論視電阻率剖面，以預期不同電極排列方法與電極間距的情況下於現地所可能產生的量測情形。而在反算分析的模式中，其最佳化過程則是藉由正算模擬的理論視電阻率值來與現地的量測值做誤差比對，以收斂出最後的反算結果。此外正算還可以對反算的結果正確性做進一步探討，也就是對於重點調查區域做更精確的假設正算模型，

討論現地量測資料所反算結果與假設模型的接近程度以評估其準確性。

本研究於電探的空間解析度探討，將利用正算數值模擬方式，在預先假設的地層模型下，對不同的量測電極間距與地質條件等所展現之解析度做相關的評估。

2.4.2.5 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)

$$\begin{aligned}y &= \text{col}(y_1, y_2, \dots, y_m) \\f &= \text{col}(f_1, f_2, \dots, f_m) \\q &= \text{col}(q_1, q_2, \dots, q_m)\end{aligned}\tag{2-32}$$

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：

$$d = y - f\tag{2-33}$$

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 2-33 中 d 的誤差

平方和 E (如式 2-34 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 2-35 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。

$$E = d^T d = \sum_{i=1}^n d_i^2 \quad (2-34)$$

$$J^T J \Delta q_i = J^T d ; J_{ij} = \frac{\partial f_i}{\partial q_j} \quad (2-35)$$

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 2-35 為式 2-36, 以避免 Δq 過大的改變量。

$$(J^T J + \lambda I) \Delta q = J^T d \quad (2-36)$$



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 2-36 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) 加入了粗操係數 W (roughness filter) 來降低模型參數變異的平方和, 如 2-37 式。

$$(J_i^T J_i + \lambda_i W^T W) \Delta q_i = J_i^T d_i - \lambda_i W^T W q_{i-1} \quad (2-37)$$

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。

$$RMS = \sqrt{\frac{1}{M} \sum_{i=1}^M \frac{(q_i - f_i)^2}{q_i \bullet q_i}} \times 100\% \quad (2-38)$$

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 2-34 式中加入了權重矩陣 R_d 、 R_m ，如 2-39 式：

$$(J_i^T R_d J_i + \lambda_i W^T R_m W) \Delta q_i = J_i^T R_d d_i - \lambda_i W^T R_m W q_{i-1} \quad (2-39)$$

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, Acwroth 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- 24 所示。

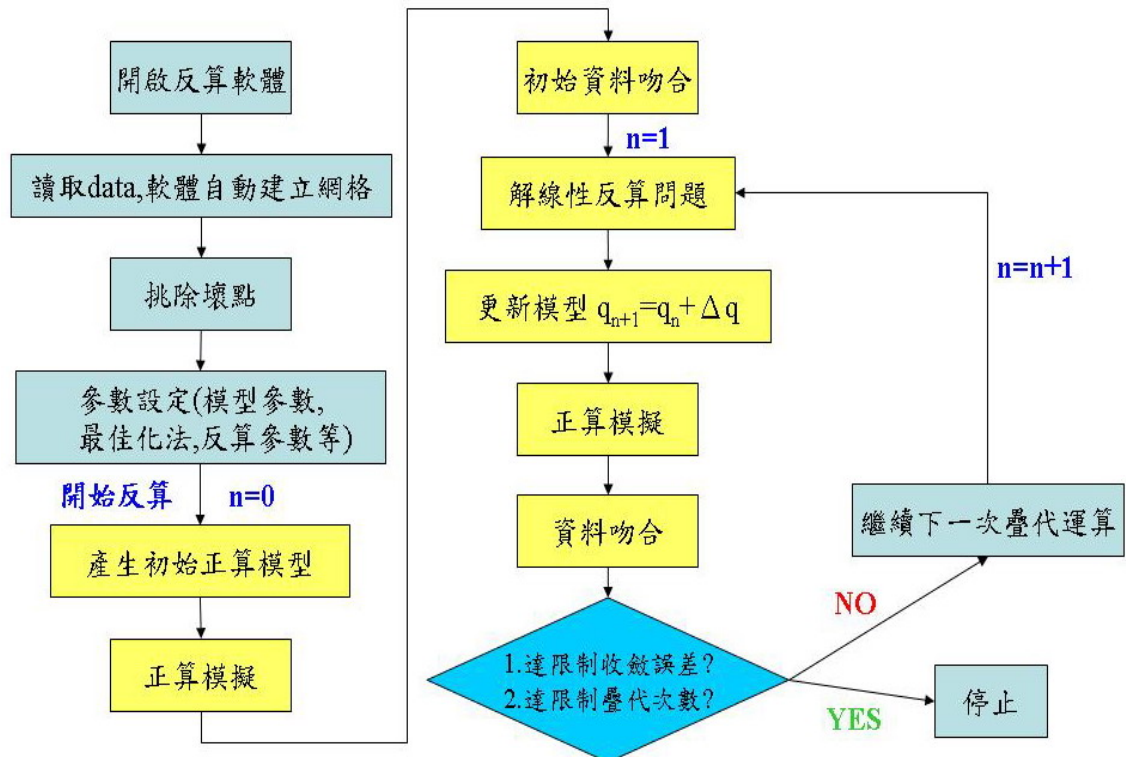


圖 2-24 反算基本流程圖

2.4.2.6 ERT 時間序列反算法

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，時間序列反算法（Time-lapse inversion）即是利用此概念所提出的反算方法，其基本的原理是將每一次各自獨立量出的視電阻率剖面值，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 2-40 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）。

$$\Delta\rho_{1,2} = \frac{(\rho_2 - \rho_1)}{\rho_1} \quad (2-40)$$

關於時間序列反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。

2.4.3 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

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；Yang 與 Lagmanson (2006) 則提出了擬 3D (pseudo 3D) 的施測方法，期望在電極棒數量不足時仍能得到三維的探測結果，而所謂的擬 3D 法的佈線方式，則是將圖 2- 25 (a) 中 Y 向或圖 2- 25 (b) 中 X 向每條個別施以二維電探的剖面量測資料，利用三維反算來獲得三維的電阻率分佈結果，在該研究中使用了數值模擬以及現地施測的方式進一步驗證擬 3D 的適用性，如圖 2- 26 與圖 2- 27，其結果指出，當二維測線之間的間距小於兩倍最小電極棒間距時，擬 3D 的反算結果與真 3D 的結果趨勢非常接近。

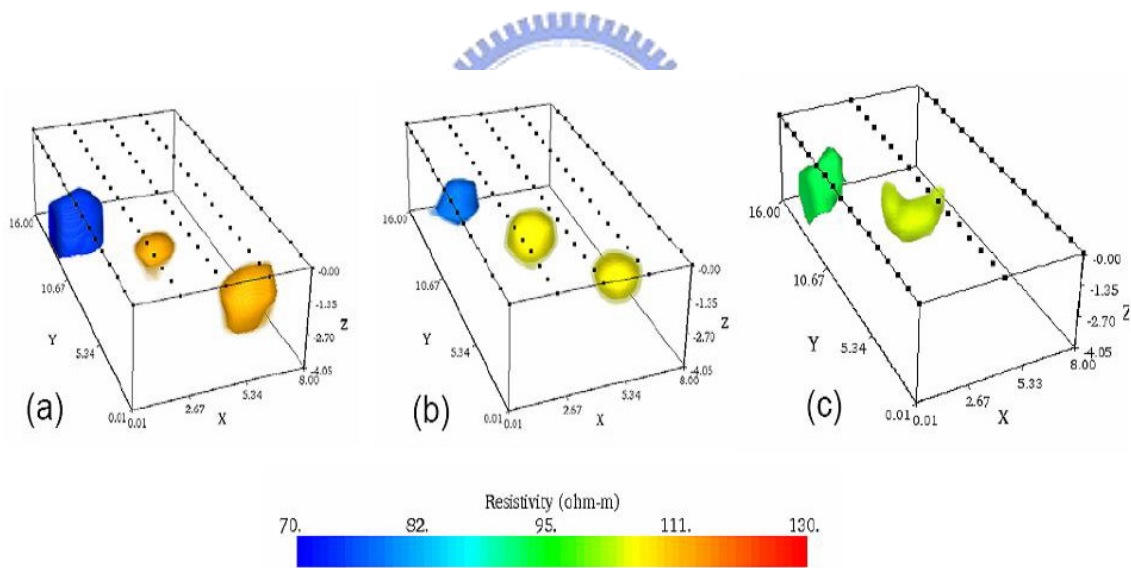


圖 2- 26 擬 3D 與真 3D 反算結果 (數值模擬) (a) 真 3D (b) 擬 3D，測線間距等於兩倍電極間距 (c) 擬 3D，測線間距大於兩倍電極間距 (Yang and Lagmanson, 2006)

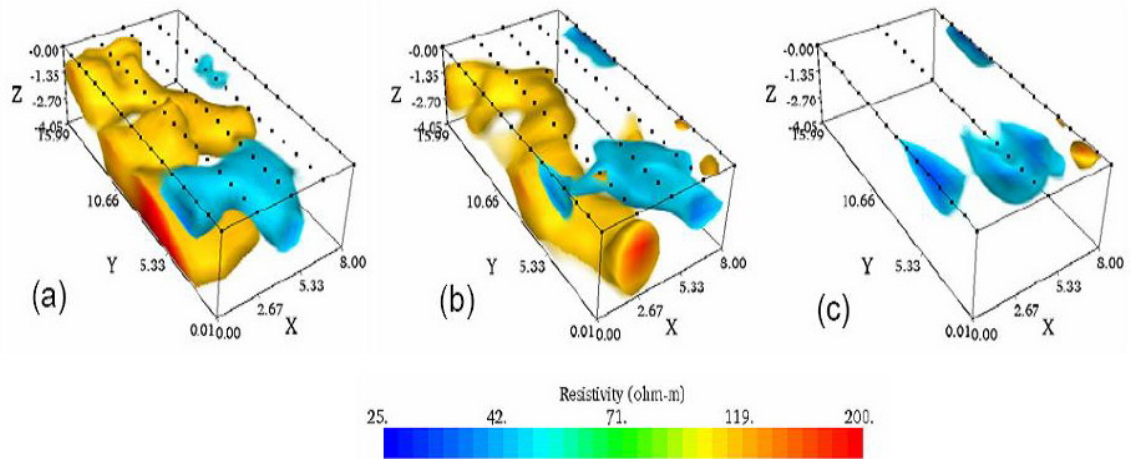


圖 2-27 擬 3D 與真 3D 反算結果（現地試驗）（a）真 3D（b）擬 3D，測線間距等於兩倍電極間距（c）擬 3D，測線間距大於兩倍電極間距（Yang and Lagmanson, 2006）

2.4.4 二維地電阻探測之三維效應

目前工程實務上主要以二維地電阻探測為主，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，而造成二維剖面上部份不規則電阻率與雜訊。

Yang 與 Lagmanson（2006）更進一步透過數值模擬以及現地施測資料分析，對三維效應做相關探討驗證。其數值模型表層佈設二維與三維地電阻測線（如圖 2-28），而在測線下方相同深度位置分別假設三個不同的電阻

率區塊。反算後的結果如圖 2- 29 所示，圖 2- 29 (a) 為數值模型進行三維反算後取中間位置測線的地電阻剖面，圖 2- 29 (b) 則為中間二維測線測線經二維反算的剖面結果，比較兩圖後，發現在中間二維測線外相同深度的兩個電阻率區塊，有明顯映射到二維地電阻剖面上的現象，但在相同位置的三維地電阻反算剖面則沒有這樣的趨勢；在現地試驗的方面，則於野外佈設與數值模擬相同方式。圖 2- 30 (a) 為三維地電阻施測後的反算剖面，圖 2- 30 (b) 則為相同位置的二維地電阻施測之反算剖面，兩圖整體趨勢一致，不過二維電探剖面電阻率值的對比度分佈較三維電探結果來得複雜，與數值模擬的結果相符，故由以上的實驗結果，顯示二維地電阻探測法的確有某種程度的三維效應產生。

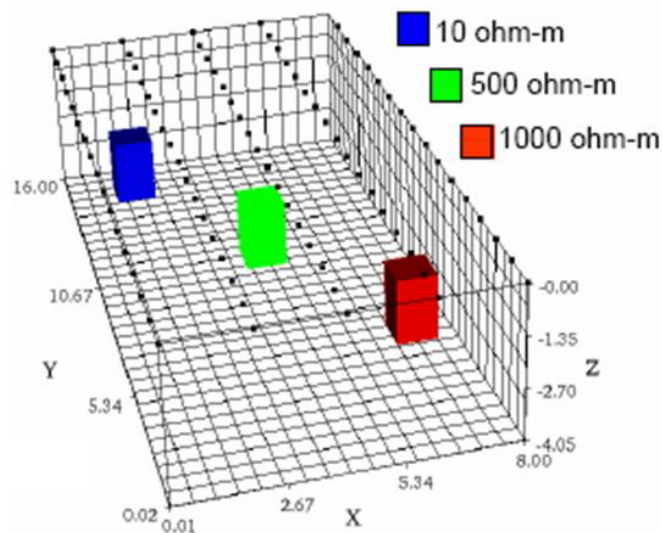


圖 2- 28 三維效應探討之數值模型 (Yang and Lagmanson, 2006)

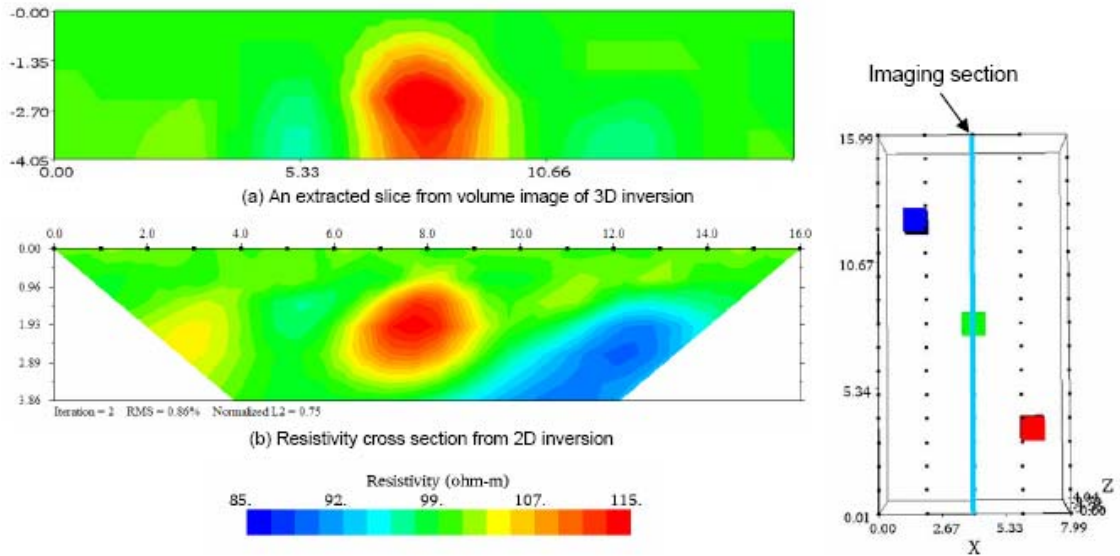


圖 2-29 數值模型反算結果 (a) 三維電探反算 (b) 二維電探反算 (Yang and Lagmanson, 2006)

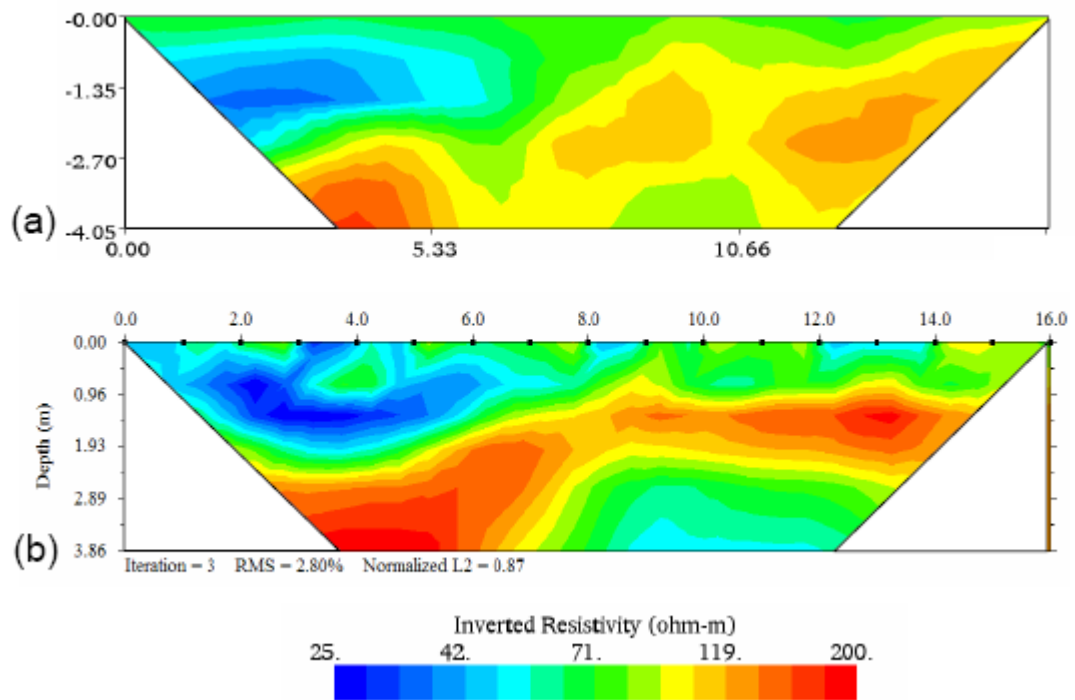


圖 2-30 現地試驗反算結果 (a) 三維電探反算 (b) 二維電探反算 (Yang and Lagmanson, 2006)

2.5 土壤基質吸力現地量測方法

實務上於現地量測土壤基質吸力的方法很多，一般較常見的方法有傳統式張力計 (tensiometer)、電阻法 (electrical resistance)、空氣濕度計 (psychrometer) 與熱消散法 (heat dissipation) 等等 (Reece, 1996; Scanlon et al., 2002)，近年來也有研究藉由時域反射法 (TDR) 對於土壤基質吸力的量測進行相關探討 (Or and Wraith, 1999)，上述各種方法都有其使用與量測範圍的限制，而以下章節將對與本研究相關之電阻法以及新式發展的 TDR 量測方法做進一步的說明。

2.5.1 電阻法

以電阻法量測土壤基質吸力的原理，一般是使用多孔塊 (Porous block) 等可使土壤水分進出並過濾水質鹽度的介質作為感應器，而在多孔塊的中間置入兩個同心電極以量測多孔塊的電阻值；將感應器置入待測土壤中，若土壤中的水分產生變化，則感應器中的水分也隨之改變，當感應器吸水或放水使內外的水分達成平衡以後，此時量測多孔塊的電阻值，再經由事先所率定該多孔塊電阻值與該種土壤基質吸力之間的迴歸式中，即可求出此時待測土壤的吸力值 (Larson, 1985)。Irmak 與 Haman (2001) 回顧了過去學者所提出的多孔塊電阻值與土壤基質吸力的迴歸關係，如圖 2-31 所示，建議以 Shock et al. (1998) 所提出的非線性迴歸式為主，如式 2-41 所示。

$$SMP=(4.093+(3.213*k\Omega))/(1-(0.009733*k\Omega)-(0.01205*Ts)) \quad (2-41)$$

其中的 $k\Omega$ 為所測得電阻值， T_s 為土壤溫度。

傳統感應器多孔塊為石膏所製成，但石膏在吸水以後容易產生軟化的現象，因而降低感應器的壽命。美國 Irrormeter 公司所設計的 Watermark 土壤水分感應器則改用粒基質傳感器（Granular Matrix）為其多孔塊的材料，如圖 2-32 所示，不但避免了軟化的問題，且粒基質的孔隙分布也較為均勻，可提高量測的準確性，並在感應器的外部以不銹鋼網保護，增加其堅固性，其感應器的張力量測範圍在 0~200 kPa（centibar）左右。

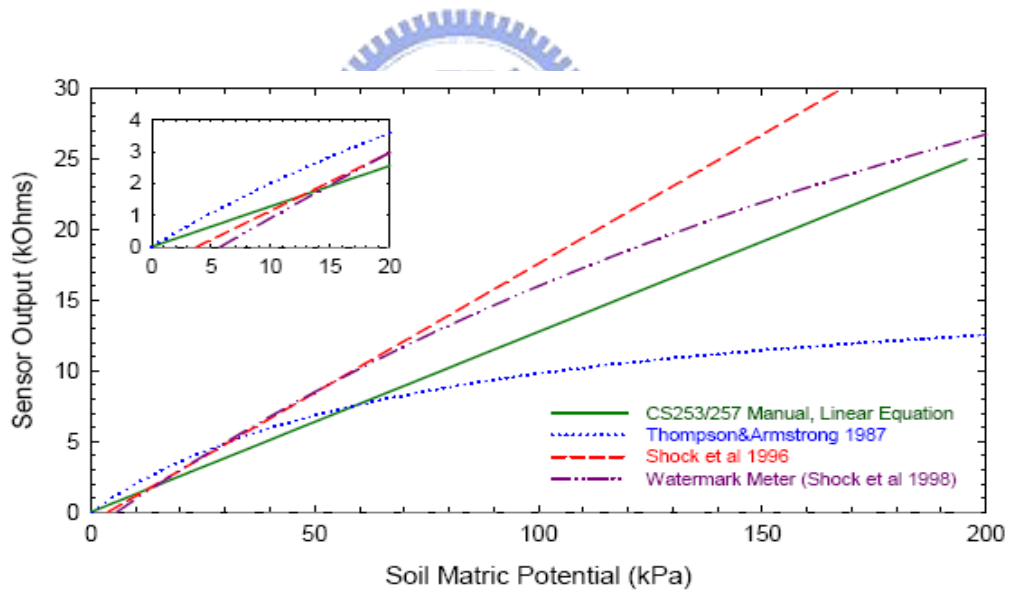


圖 2-31 多孔塊電阻值與土壤吸力迴歸關係（Irmak and Haman, 2001）



圖 2-32 美國 Irrrometer 生產之 Watermark 土壤水分感應器

2.5.2 TDR 量測方法



Or 與 Wraith (1999) 利用時域反射法 (TDR) 可量測體積含水量的特性 (Topp et al., 1980)，利用不銹鋼棒搭配陶瓷、PVC 等不同粒徑所組成的複合式粒徑切片為材料，製作 TDR 基質吸力感測器探頭，由於複合材料可事先率定其含水量與基質吸力之特徵曲線，故當 TDR 感測器置於待測土體後，感測器與外部土壤的水分達成平衡後，量測此時複合材料探頭之含水量，再經由事先所率定特徵曲線即可推求土壤之基質吸力。圖 2-33 為文獻中所設計兩種形式的 TDR 感測探頭，圖 (a) 之感測器屬於單一粒徑陶瓷切片構成，所能量測吸力範圍受到限制，量測範圍較小，圖 (b) 則為複合

式粒徑的陶瓷與 PVC 切片所組成，由於涵蓋多種粒徑大小，因此可獲得較大的吸力量測範圍，文獻中並透過室內平板張力儀試驗及現地 Lysimeter 等實驗結果的驗證，皆證實複合材料切片組成之 TDR 基質吸力感測探頭可獲得不錯的吸力量測結果，所對應量測吸力值可至少達 0.5 (Mpa)，提高了普遍現地量測儀器所能量測土壤基質吸力的範圍 (0~200kPa)，唯依照現地待測土體粒徑分布來選擇陶瓷、PVC 等複合式切片的粒徑大小範圍以及切片數量等，仍有一定的困難度存在，需做進一步的相關探討。目前仍有許多研究持續在發展以 TDR 量測土壤基質吸力的方法改良，不久將來應該可以 TDR 方法製作較符合現地使用的張力計。

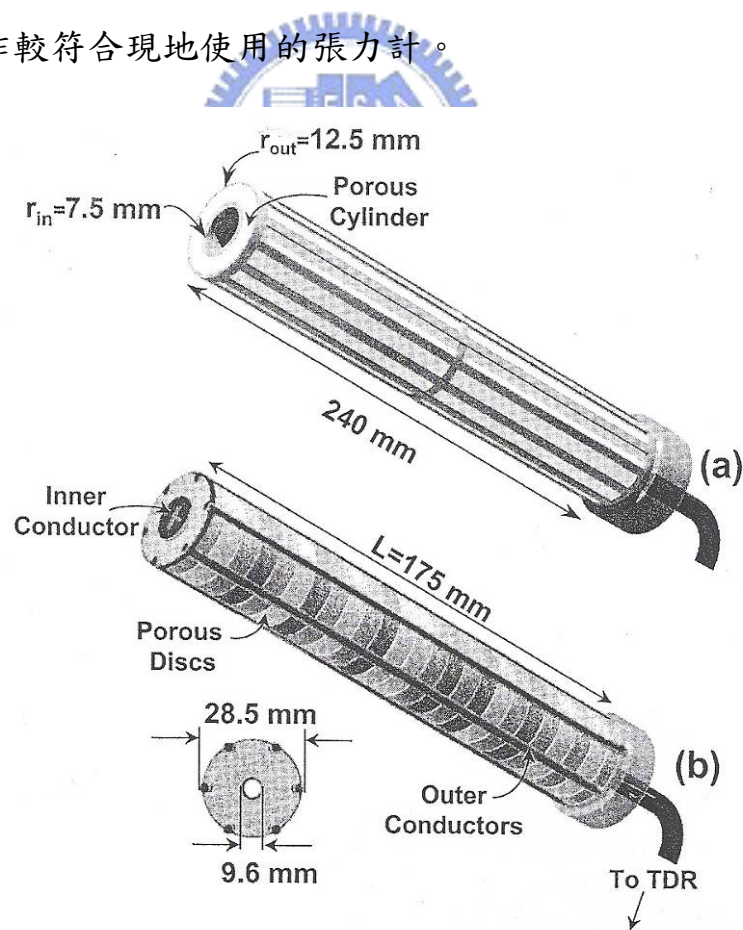


圖 2- 33 TDR 土壤基質吸力感測器 (Or and Wraith, 1999)

2.6 地電阻探測法於崩積地滑邊坡案例分析

Lapenna 等人 (2003) 於義大利南方的某地滑區域，以地電阻影像剖面法 (ERT) 及自發電位法 (SP) 等兩種電學探測技術，對該地區進行地質調查研究，並將所量測的結果與透過現有鑽孔結果、地表地質調查、航照判識等所得該滑動體地質與地質型態資料，做相關的比較與分析。

由前期的地質調查成果指出，該崩塌地母岩屬於結構型態複雜的泥灰岩層，上層分布不均質含砂質礫岩塊的上新世風化堆積物，而在上部的崩積滑動體方面，則由劇烈構造活動與裂隙狀黏土質頁岩、黏土及泥岩，且部分地區包含排列不規則的岩塊構造如泥灰岩、石灰岩等。表 2- 3 為該滑動體的各地質型態參數，圖 2- 34 則是滑動區的地質型態概述，及各鑽孔相關位置與地電阻影像法和自發電位法的佈線位置，其中地電阻共佈設了五條測線，四條垂直於滑動體移動方向，一條則與滑動體的軸向相平行。

表 2- 3 滑動體地質型態參數

	Length (m)	Width (m)	Difference in altitude (m)	Gradient (degrees)	Depth max (m)
Source area	700	200-420	140	16.5	40
Flow track	960	60-200	140	8	25
Accumulation zone	1,050	150-300	150	7	30

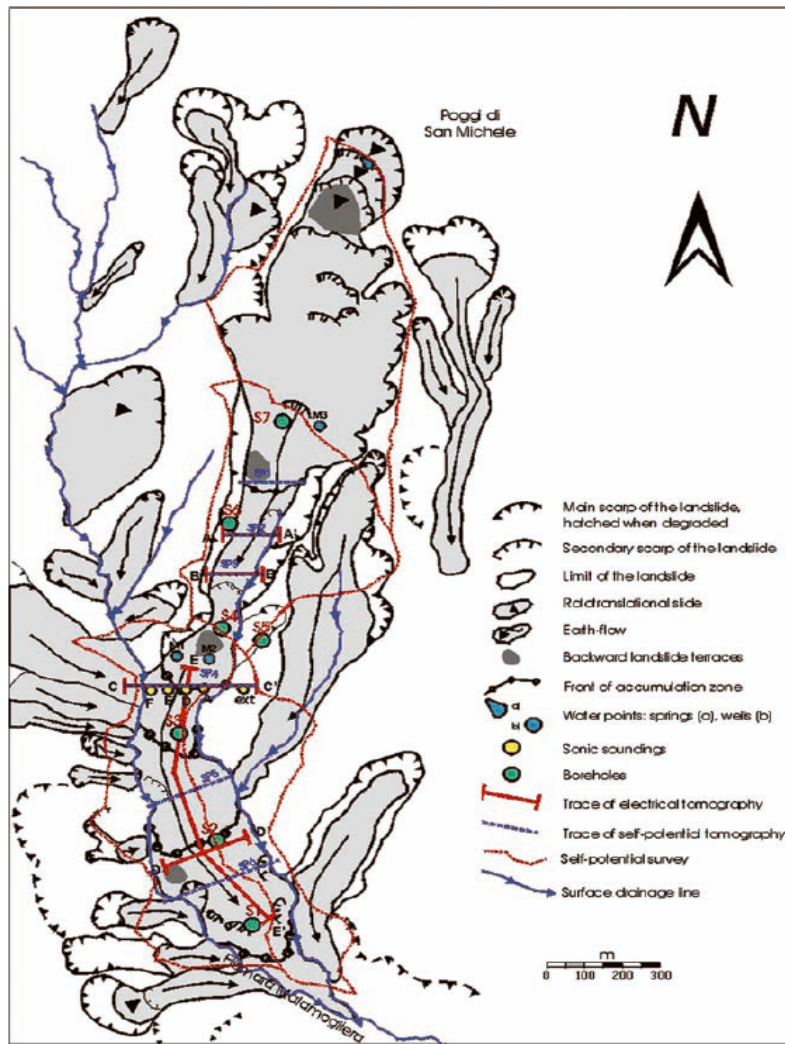


圖 2-34 滑動區概況與地質及地物調查相關位置 (Lapenna et. al, 2003)

施測結果以測線 CC' 與測線 EE' 進行判識，圖 2-35 為測線 CC' 處的電阻率剖面、自發電位結果剖面與地質型態斷面，該處深度 20~30m 的電阻率普遍低於 20 ($\Omega\cdot m$)，研判為滑動區主體內部高粘土含量與高飽和度所致，而由自發電位的正負極化區域也驗證了滑動體內部地下水流的分布情況，此外，以電阻率剖面推斷出的滑動區主體和邊界範圍也與該處的地質型態斷面相符。圖 2-36 為測線 EE' 的電探結果，由該處的電阻率值勾勒出滑動

區的滑動面深度，比對鄰近鑽探孔位資料 S1、S2 與 S3，也與電阻率剖面結果相吻合。

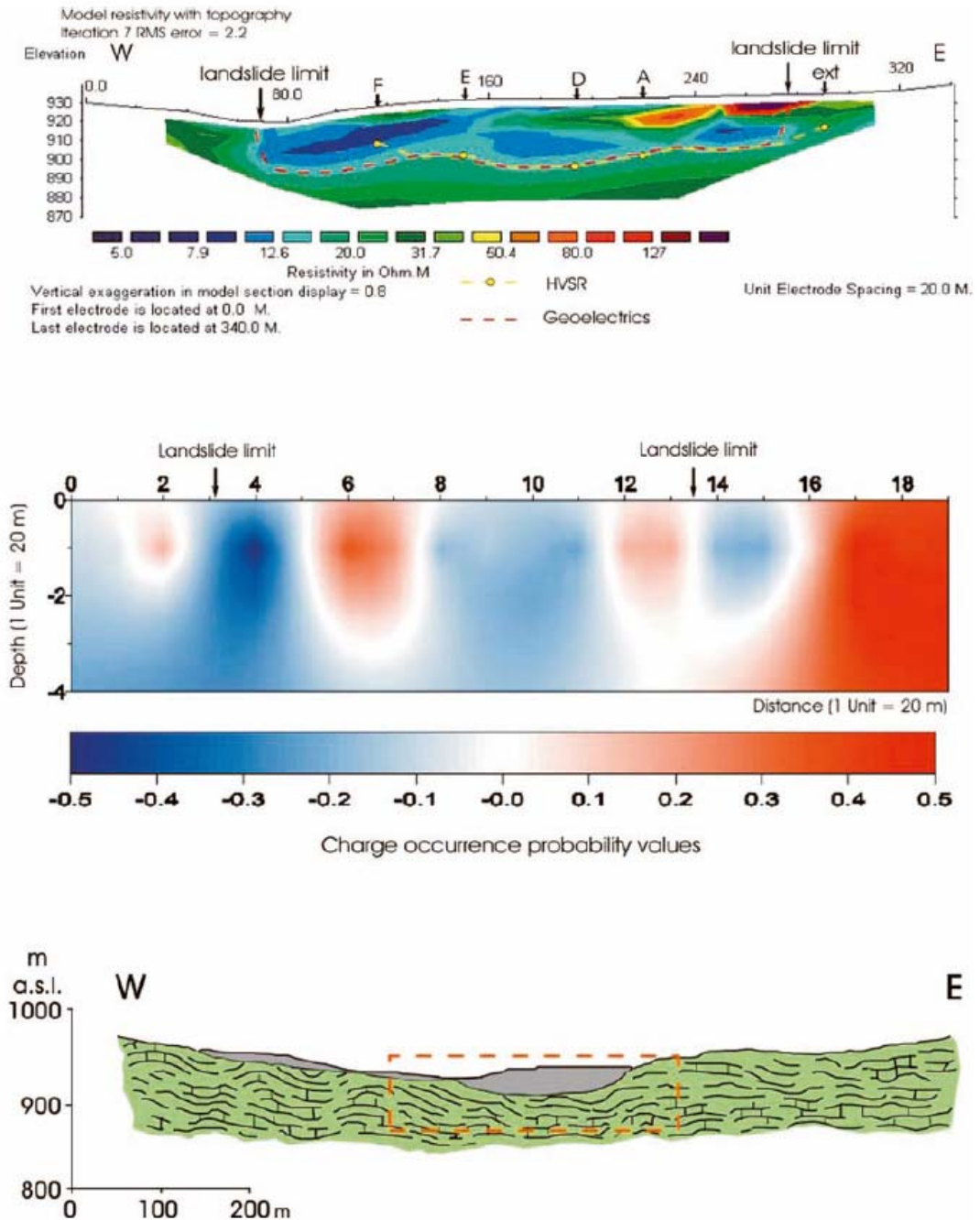


圖 2-35 測線 CC' 電探剖面（上圖）、自發電位剖面（中圖）與地質型態斷面（下圖）（Lapenna et. al, 2003）

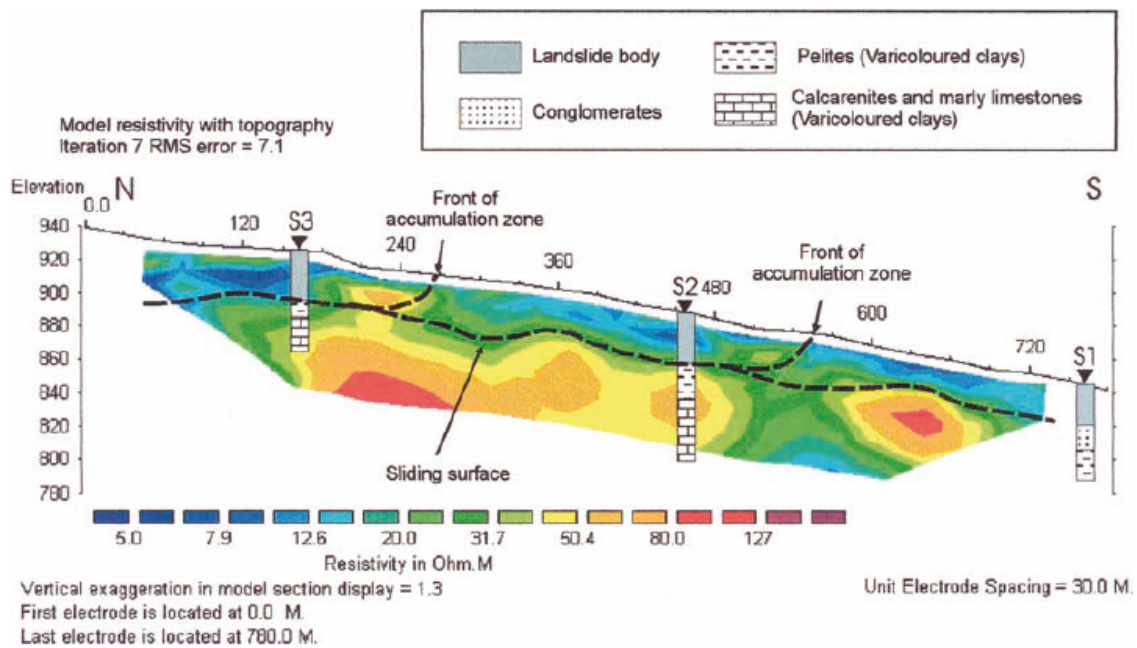


圖 2- 36 測線 EE' 電阻率剖面 (Lapenna et. al, 2003)

2003 年於土耳其某地區新建小學校舍鄰近地滑區，在經過一場豪雨後發生地層滑動，對該學校建物造成部分損毀。Drahor 等人 (2006) 於該地滑區域利用地質鑽探以及二維地電阻影像探測技術進行相關地質調查。由於地質鑽探只能得到零星的單點資訊，較無法完整勾勒出滑動區塊，因此利用地電阻影像法來獲得地層下大範圍剖面資訊，以對地滑區塊型態有所了解，而搭配鄰近鑽孔資料的結果做剖面判識的比對，有助於地電阻影像剖面的判識。

調查區域概況與測線佈線位置如圖 2- 37 所示，所採用的電極施測方式為 Wenner array，其中測線 1 與測線 2 與滑動區域軸向互相垂直，約略成南北走向，測線 3 則為東西向，與地滑方向平行。調查的結果顯示，由於地

電阻影像法在大雨過後的隔天施測，因此所測得電阻率普遍偏低，約落在 100 ($\Omega\cdot m$) 以內。測線 1 與測線 2 的分析結果如圖 2- 38 (a) 與圖 2- 38 (b)，地電阻剖面存在明顯的電阻率分布區塊，其中相對低電阻率區域研判為未壓密的高含水量地層，高電阻率區塊則可能為壓密土層，而互相交接面處推測為破碎帶所在位置；比對鄰近鑽孔結果，與地電阻影像剖互相吻合。測線 3 由於和地滑區塊相平行，因此由其地電阻剖面結果可描繪出滑動體的形態與分布範圍，如圖 2- 38 (c) 所示。此外，Mahmut 等人 (2006) 更將三條測線的剖面結果以立體柵狀圖的方式加以組合，如圖 2- 38 (d)，而測線接合處電阻率有一定的吻合程度，使滑動體的輪廓更清楚的顯示出來。

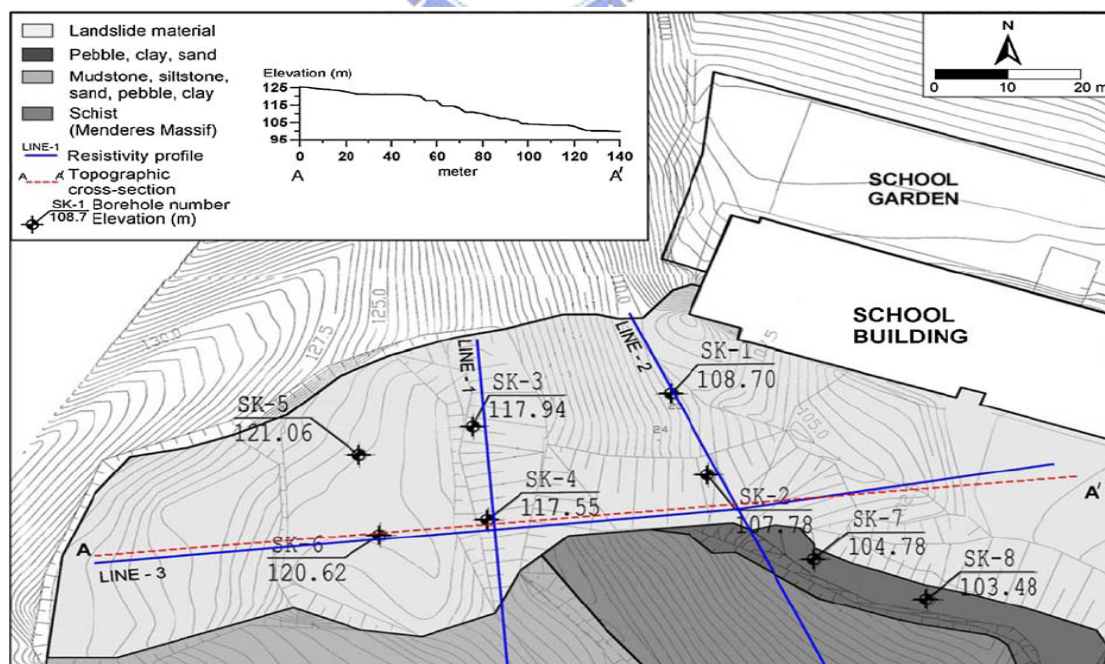


圖 2-37 地滑區域概況與佈線位置 (Drahor et al., 2003)

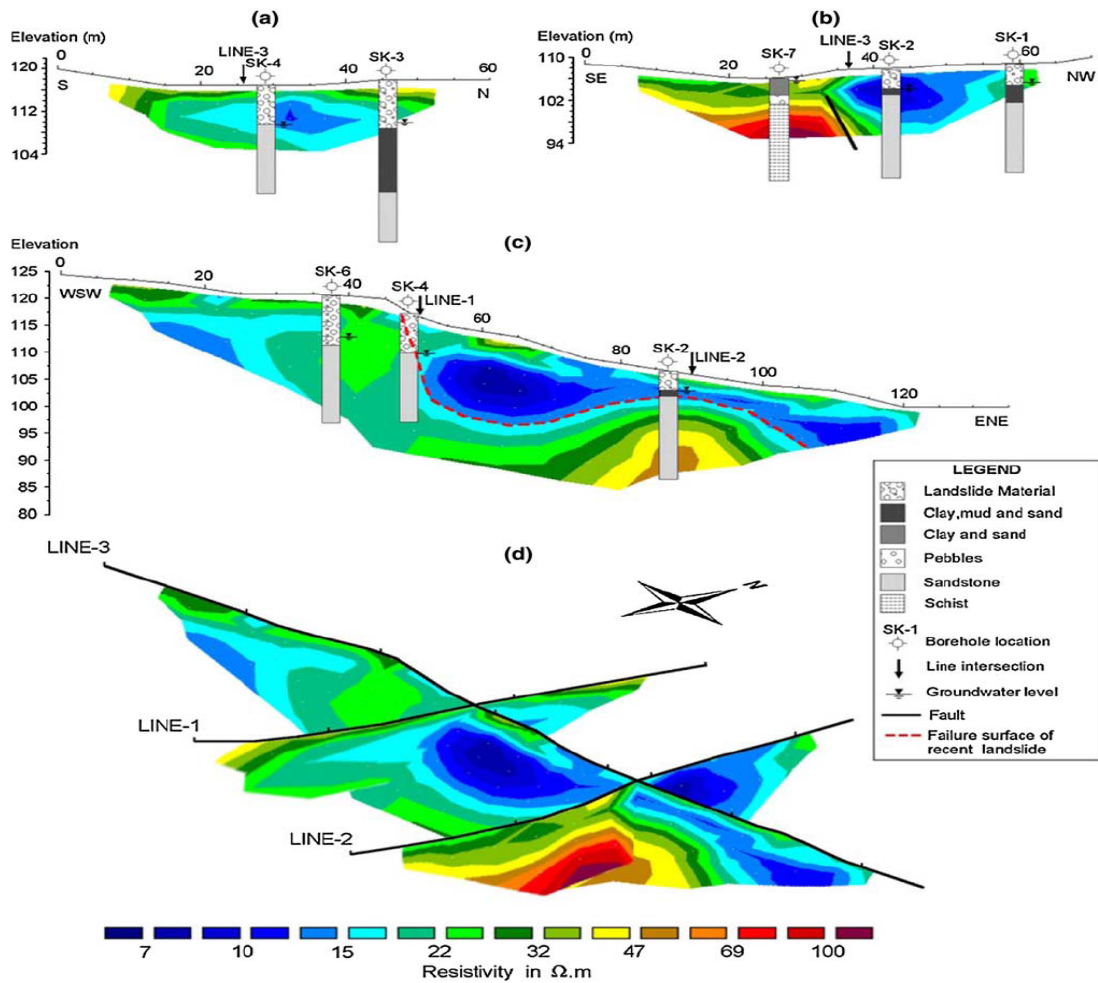


圖 2- 38 地電阻影像法各測線剖面結果 (Drahor et al., 2003)

上述地電阻探測運用於崩積層的應用案例中，其施測所得到地層下大範圍的電阻率剖面分布，常用以輔助對崩積地層工址調查的型態分析，如崩積地層滑動界面位置、介面深度、崩積層分布範圍等等，對於電阻率所對應的崩積地層含水特性因受到地質材料的影響，也常只是做定性的說明與預測而已，然而地層的含水特性如飽和度、含水量等與土壤吸力之間的變動關係常影響崩積地層的穩定性甚鉅，因此本研究期望能配合 TDR 於現地地層率定地電阻場址參數，來建立起電阻率與含水量、土壤基質吸力等

土壤參數的關係，嘗試將地電阻所得電阻率剖面更進一步轉換為含水量剖面 and 土壤基質吸力剖面，以利用地電阻影像法對於崩積地層的含水特性分佈變化有更為明確的掌握。



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來調查與監測崩積地層之電學性質，即利用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，以推估崩積地層之含水量與土壤基質吸力分佈。因此，首先對地電阻法運用於崩積層等較複雜地層結構分佈時的適用性，以數值模擬進行空間解析度探討；而在研究主軸方面，主要則是以室內的砂箱試驗，來模擬於現場結合 TDR 與張力計，在現地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現場進行調查與監測所得電阻率剖面，延伸至地層含水特性剖面詮釋，以推求砂箱地層的含水量與土壤吸力分布，來確立本研究概念的可行性。本研究方法的整體流程圖如圖 3-1 所示。

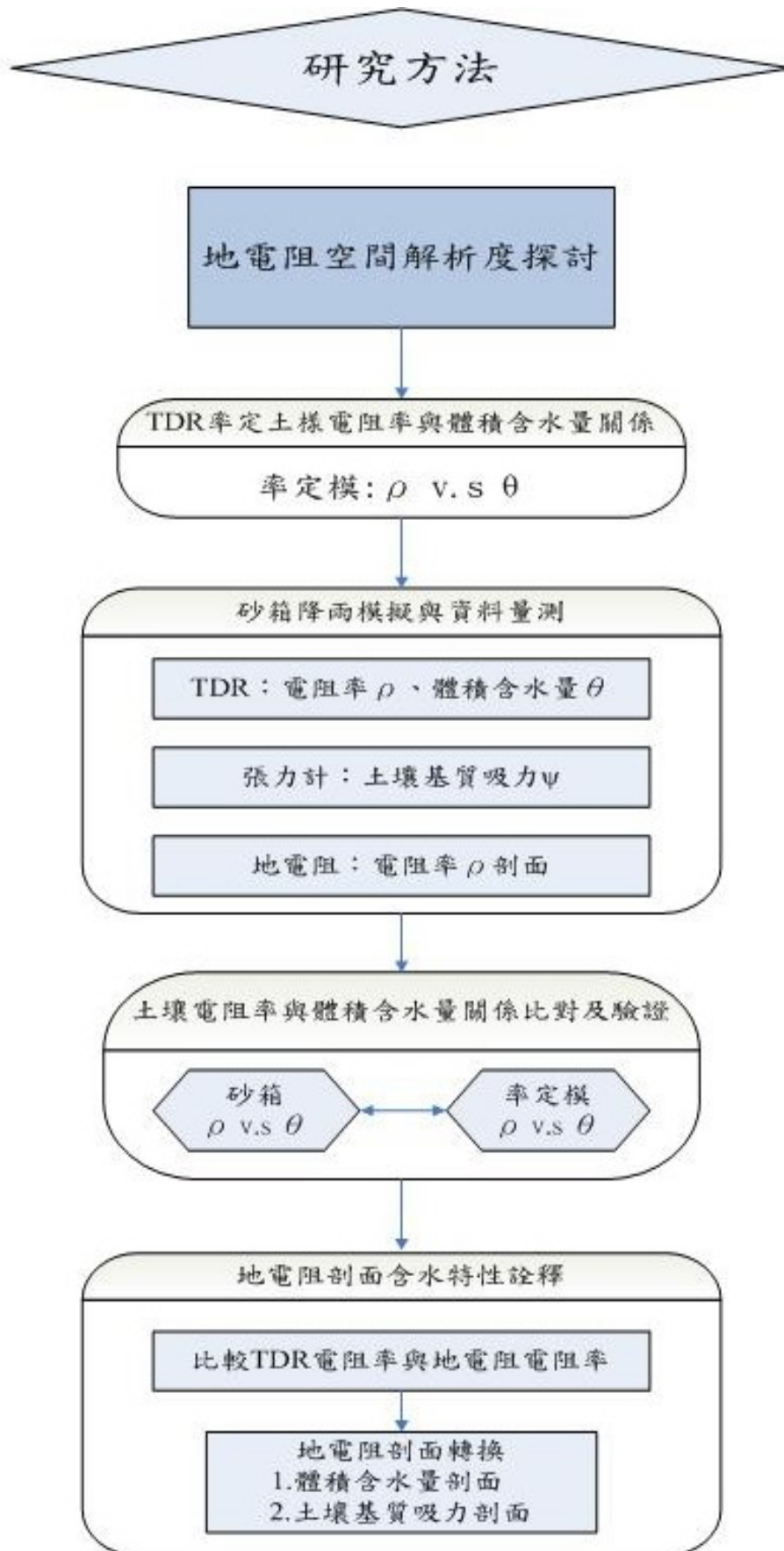


圖 3-1 研究流程圖

3.1 地電阻探測資料之空間解析度探討

地電阻探測於工程實務的應用上，由傳統的一維水平與垂直深度探測，逐漸發展至二維的地層剖面，近年來更進展至三維整體區域性調查 (Shima and Kamiya, 1990; Loke 2001)。但由於三維探測所需電極棒數目相對較多，因此佈線時耗費人力與時間，較為不經濟，且由於三維探測所得資料點數多，不論資料擷取或後續的資料分析處理都較費時，因此現地實際應用上仍以二維地電阻探測為主。

崩積層與殘餘土的堆積土石粒徑大小不一且分佈散亂，具高度不均質的地質條件，加上電探某些情形下缺乏空間解析度，以及反算的最佳化過程中所造成的不確定資訊，故不論是二維或是三維的地電阻探測，其反算分析後的資料解讀對於工程師而言常是一大挑戰。因此本研究以數值模擬的方式，利用馬賽克原理排列的數值模型來建立複合型態的地層分佈，以模擬崩積層不均質的地質型態，來對目前工程實務上所廣泛使用之二維地電阻探測應用在崩積層的空間解析度加以探討，期望未來對地電阻反算後的剖面資料判識上有所幫助。

本研究所採用數值模擬程式為地電阻正算模擬軟體 RES2DMOD ver. 3.01 (Loke, 2002)，在電極排列方式的選擇上，使用的是訊號強度較強，於現地監測時常使用的 Wenner array (尤仁弘，2006)。此外本研究固定所模擬測線展距，以探討在相同探測深度下的解析能力，而數值地層模型的部

份，將地層的地質分佈配置成馬賽克方格的型態，如圖 3- 2 所示。圖 3- 2 中之表格則為相關的變動解析參數，包括馬賽克方格大小、方格水平及垂直間距、表層間距、電極間距以及方格和背景的电阻率值。一開始的數值模型，先以分佈較為均質的馬賽克方格作為初始模型，並且以方格大小 A 做為基準值，後續各解析參數的變動都以此基準值為變動的依據來做探討，其模擬結果將於第四章中詳述。初始模型的方格水平向間距 B_x 、垂直向間距 B_y 以及方格距地表間距 C 皆設定等於方格大小 A，且電極間距 D 的初始設定也等於方格大小 A；在一般的地質條件中，通常是大範圍砂礫石岩塊等高電阻率分佈，中間夾雜泥質、粉質土層或岩層破碎帶含水等所反映出的低電阻率區塊，因此初始模型以高電阻率 $1000 (\Omega\cdot m)$ 為其模型背景值，並以低電阻率 $500 (\Omega\cdot m)$ 為馬賽克方格值。正算數值模擬的設定流程如下：

1. 輸入所模擬電極數目、電極間距、電極排列方式、探測深度參數等等。
2. 背景值初始設定為 $1000 (\Omega\cdot m)$ ，依預計模擬馬賽克方格大小與位置，將方格設定為 $500 (\Omega\cdot m)$ 。
3. 選擇有限元素法控制網格計算，為減低反算前因誤差造成變異，故不給予高斯隨機誤差增量。
4. 開始進行正算模擬，求得模擬後之視電阻率剖面。

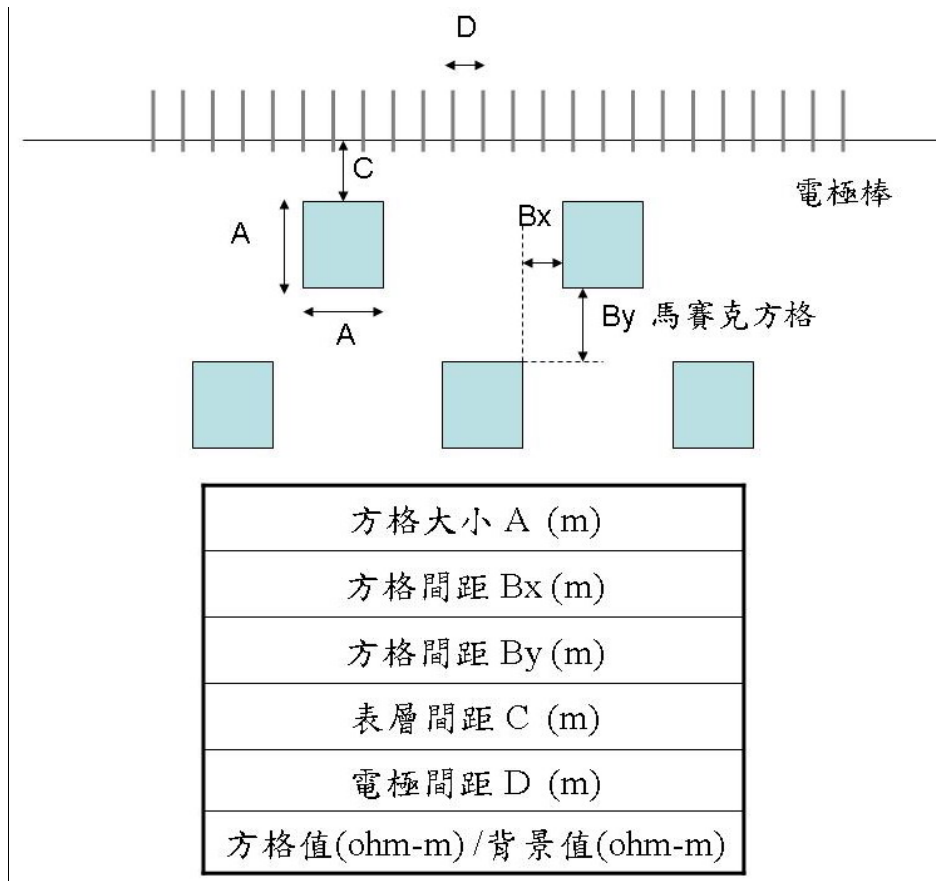


圖 3-2 正算模擬示意圖與相關模擬參數

經正算後得到的視電阻率剖面，需再經過反算軟體的分析以獲得量測後電阻率剖面，研究中使用的反算軟體為 RES2DINV ver. 3.54z (Loke, 2002)，並以此剖面與各次所模擬的馬賽克方格模型做比對；為了避免各剖面間色階分布區間差異性所造成的視覺誤判，必須將各反算後的電阻率剖面結果的色階加以統一後，再做進一步的分析與探討；如圖 3- 3 為例，其馬賽克方格大小 $A=2\text{m}$ 、方格間距 $B_x=2\text{m}$ 、 $B_y=2\text{m}$ 、表層間距 $C=2\text{m}$ ，當電極間距 $D=A/2$ 、 A 、 $2A$ 時的馬賽克方格模型（圖 a）及其反算後的電阻率剖面結果（圖 b），經由比對 a、b 兩圖的馬賽克方格幾何相關位置以及電阻

值的大小後，發現當電極間距 D 越小時，上層方格可更顯著的解析出來，反算後的結果會與數值模型越接近，因此解析度越好，但下層方格則因相對深層解析度較低而無法由反算結果中清楚解析出。後續即利用上述相互對照的方式，在不同解析參數的情況下，對正算模擬馬賽克模型的結果進行參數化分析。

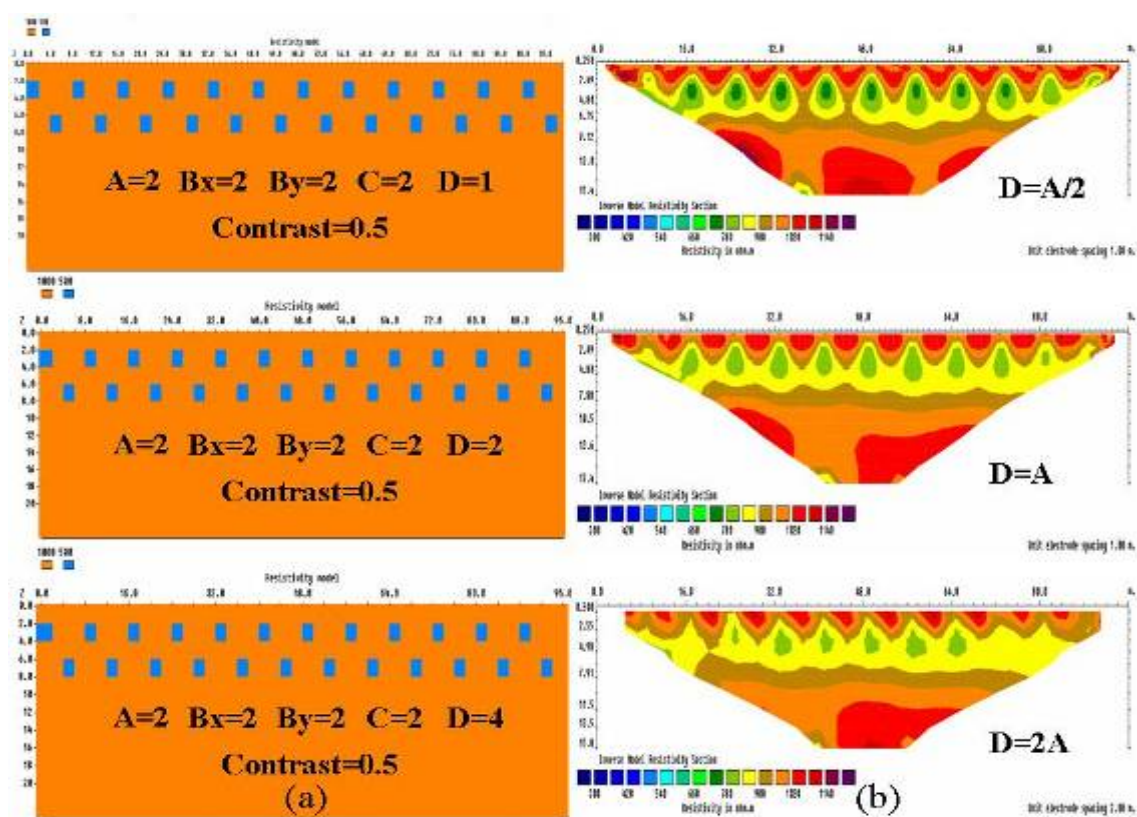


圖 3-3 正算模型與反算結果 (a) 馬賽克方格 (b) 反算結果

3.2 地電阻之含水特性詮釋

由於崩積層具高度不均質性，使得鑽探取樣困難且不具代表性，以崩積層取樣樣本，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，因此本研究提出以結合 TDR 與張力計在現場率定該場址參數的方法，並利用 TDR 與張力計率定關係，可對電探現場地電阻剖面進一步推求含水量剖面與土壤基質吸力剖面，瞭解現地含水特性。而本研究則先採用室內砂箱試驗模擬現地情形，初步探討上述研究概念的可行性，研究主要概念及各室內試驗內容將於以下章節詳細說明。

3.2.1 結合 TDR 與張力計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與土壤基質吸力等含水特性，以期進一步調查與監測崩積地層整體的含水特性分佈與變異性，提供崩積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空間解析度及許多物理性質所影響（如含水量、土壤種類及孔隙水特性等）；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之導電度與介電度，由介電度可決定其體積含水量，由導電度可換算對應電阻率。故研究中嘗試提出結合 TDR 與張力計在現場率定這些場址參數的方法，如圖 3-4 所示。在現地利用不同位置與深度佈設 TDR 感測器及張力計，可同時收錄大量現地長時

間經降雨入滲或地下水位變化等因素所量測的電阻率、含水量與土壤吸力值，經由廣義 Archie's Law 以迴歸分析地電阻與場址相關之參數，另外由 TDR 的含水量與張力計的基質吸力觀測結果，又可迴歸分析含水量與土壤吸力的土水特徵曲線 (Soil Water Characteristic Curve, SWCC)。最終目的，在於未來以地電阻探測所得大範圍 2-D 或 3-D 地層電阻率分佈，便可經由所率定的關係轉換為含水量分布與土壤吸力分布，再配合地電阻法對崩積層的長時間監測，即可得到時間與空間上連續的崩積層含水特性分布的變化。

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- 4 所示的概念與流程。本研究採用寶二水庫粉質砂土，相對較為均質的土壤作為砂箱土樣，並於砂箱內埋設 TDR 感測器、張力計及佈設地電阻測線後，模擬現場長時間的降雨入滲行為，監測模擬降雨過程中砂箱之 TDR 含水量、電阻率與張力計基質吸力及 ERT 電阻率剖面。若上述方法為可行，則未來將得以利用地電阻法，搭配 TDR 與張力計於現場率定地電阻場址參數，來更進一步的調查與監測崩積地層的含水特性，使地電阻所得電阻率剖面分佈便不再單單只是電學性質的結果，而是能夠與土壤的含水性質做相關的結合與應用，將有利於後續對崩積地層的穩定分析調查。

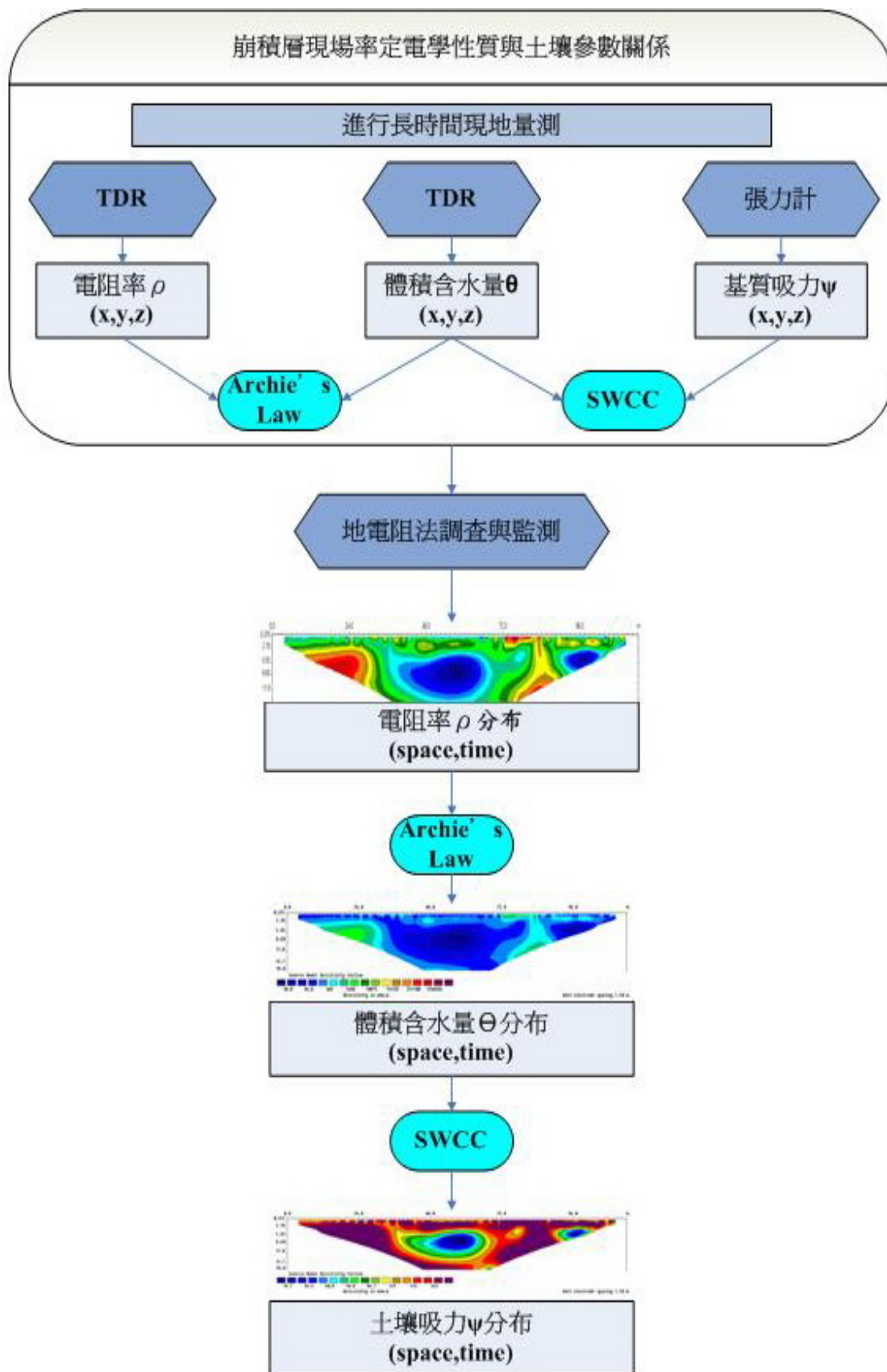


圖 3-4 結合 TDR 與 ERT 調查與監測地層含水特性分佈之流程圖

3.2.2 TDR 量測電阻率與體積含水量關係

電阻率(ρ)的倒數即為導電度(σ),根據文獻回顧中廣義 Archie's Law (Shah and Singh, 2005) 所描述導電度與體積含水量的關係,不同種類土壤其率定關係中有一定的差異性存在。因此在進行砂箱試驗之前,必須先建立起砂箱試驗所預計使用土樣,即本實驗中寶二粉質砂土的基本率定關係,以做為後續砂箱試驗中所模擬現地率定結果的驗證之用。式中待定係數為 c 與 m , 受土壤種類影響,但是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,故本研究皆以純水做為實驗基準水樣,並且將式中的 c 與 σ_w 兩參數值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。

率定的方法主要是藉由 TDR 可同時量測導電度的特性,於自製小型率定模中,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,每次改變所填土樣的含水量並分層均勻夯入率定模中後,利用研究中所設計小型 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 3-5),來量測土壤的導電度。而土壤含水量則以率定模取上、中、下三處土樣烘乾方式來獲得。由於該土壤在固定乾單位重 $\gamma_d=15.5\text{kN/m}^3$ 的狀態下,經相關換算得飽和時的含水量約為 26%,故以含水量 8%~24%取五個實驗值,來率定寶二

水庫土樣導電度與體積含水量的基本關係，進而推求電阻率與體積含水量的關係。

此外，考量土體所可能產生的異向性行為，加上 TDR 本身具量測的方向性，TDR 感測器若以不同方向插入土壤中所量測到的波形反應可能會有差異，而造成不同的率定結果，因此在率定過程中於感測器之間電磁波不互相影響的範圍內，將兩感測器垂直以及水平插入待測土體中進行波形的量測，如圖 3-6，以考慮土壤異相性對率定結果的影響程度。

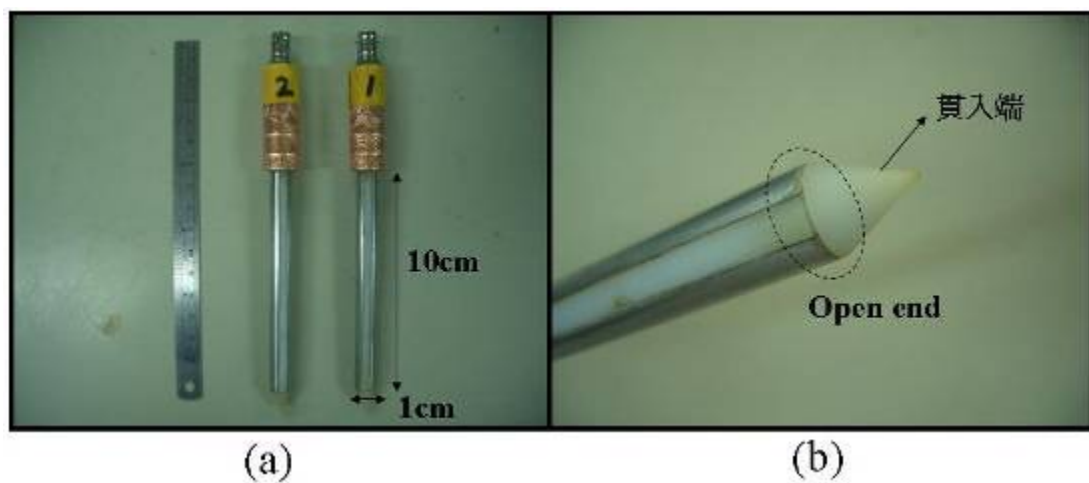


圖 3-5 小型 TDR Cone 感測器



圖 3-6 TDR 率定電阻率與體積含水量 (a) 垂直量測 (b) 水平量測

3.2.3 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。



3.2.3.1 土樣準備與試驗儀器及配置

本研究砂箱試驗，使用寶山第二水庫庫區粉質砂土為其實驗土樣，其粒徑分佈曲線如圖 3-7 所示，而土壤先以#4 標準篩來過濾較大礫石塊之土樣進行試驗，過篩後的土樣將其放置於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；預計砂箱中的電探測線展距約在 50cm 左右，此外必須使砂箱內所模擬地層的土壤條件與率定模內的土壤相同，使後續砂箱降



圖 3-8 大型夯錘將土樣分層夯入砂箱

在砂箱試驗中所使用到的主要相關儀器設備共分為三類，即 TDR 量測系統、張力計以及地電阻量測系統，首先對各實驗儀器設備做一簡單說明。

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 3-9 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- 9 Campbell TDR 100 量測儀

張力計為美國加州 Irrometer 公司所生產的 Watermark 土壤水分感應器，如圖 3- 10，屬於電阻式張力計，感應器長 8 公分，直徑 2 公分，由粒基質（Granular Matrix）為其多孔塊材料並在內部植入兩片同心電極，量測原理為利用感應器吸水和放水來與周圍土壤水分平衡後，量取電極之間的電阻值，再以 Shock et al.（1988）所提出的非線性迴歸公式，將電阻值轉換成土壤基質吸力，而其吸力的量測範圍為 0~200 kPa（centibar）。使用上則透過手拿式 Watermark 土壤水分測定儀，如圖 3- 11，來量取感應器的電阻值，並且可以輸入待測土壤溫度 T_s 進行溫度修正，修正範圍為 $5^{\circ}\text{C}\sim 40^{\circ}\text{C}$ ，最後於 LCD 顯示屏幕上直接顯示土壤吸力值（kPa）。



圖 3- 10 Watermark 土壤水分感測器



圖 3- 11 Watermark 土壤水分測定儀

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- 12 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)，在電源供應部分可視施測的需求外接直流式電源提供更大電流，另外為了達到需求範圍的二維或三維施測配置，可以利用 Switch Pro box 外接更多電極纜線以達需求。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 3-13，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。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布情形。



圖 3-12 地電阻探測儀-SYSCAL PRO Switch 48



圖 3- 13 ERT 24 頻道集線器

各實驗儀器的詳細配置如圖 3-14 所示。砂箱內地電阻的佈線展距下，可探測的深度約為 10cm，因此在地電阻可探測範圍內的 5cm 深處，於砂箱左右兩側中點各配置了一組水平貫入的 TDR cone 及 Watermark 電阻式張力計。在砂箱模擬降雨的過程中利用 TDR cone 來量取土壤導電度與體積含水量，而以張力計量測土體隨毛細作用而變化的土壤基質吸力。砂箱表層則佈設三維地電阻測線，嘗試以探測區域較為廣闊的三維施測方式進行地電阻調查與監測，以對於電探結果所推求砂箱模擬土層的含水特性更為精確的掌握，其詳細相關佈線位置如圖 3-15 所示，表 3-1 為砂箱地電阻施測參數。最後在降雨的裝置方面，使用一人工加壓式的氣壓式灑水器來模擬砂箱降雨行為，將其灑水噴頭固定於砂箱表土上方約 100cm 處，以確保噴頭所降下的灑水範圍可涵蓋砂箱表面約 60cm×60cm 的表土層面積，來達到均

勻降雨入滲的目的。各試驗儀器於實驗室配置完成結果如圖 3- 16。

表 3- 1 砂箱地電阻施測參數

電極間距 (cm)	X 向：5cm，Y 向：5cm
電極數目	48 支
測線展距 (cm)	X 向：15cm，Y 向：55 cm
施測方式	Dipole-Dipole equatorial

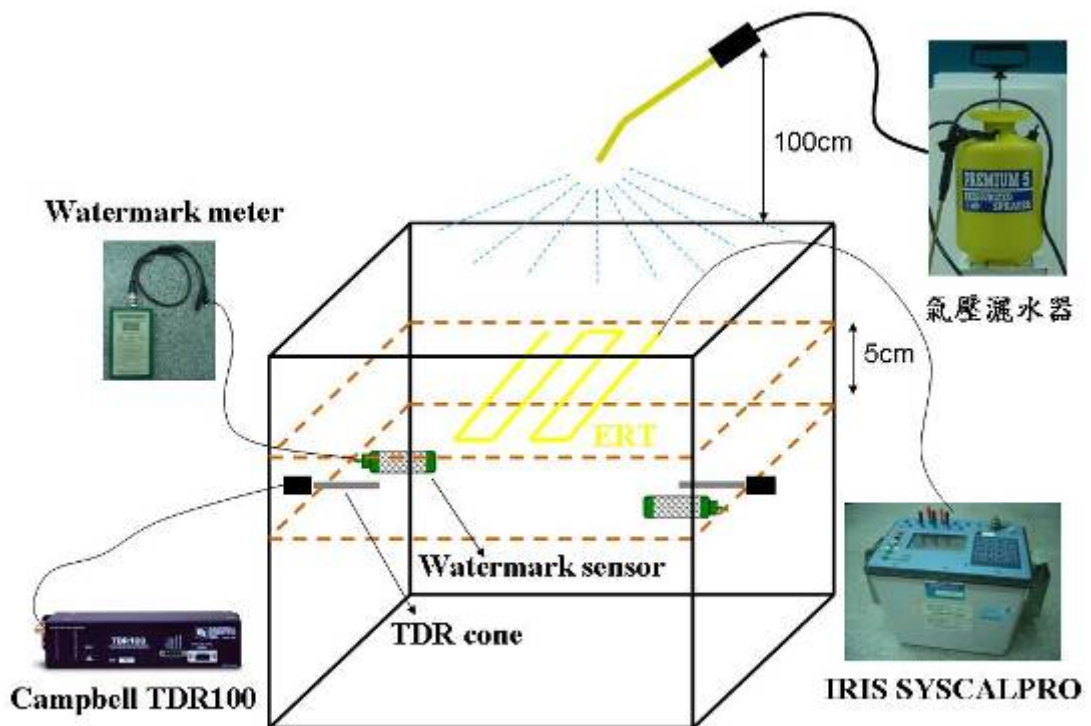


圖 3- 14 砂箱試驗儀器配置示意圖

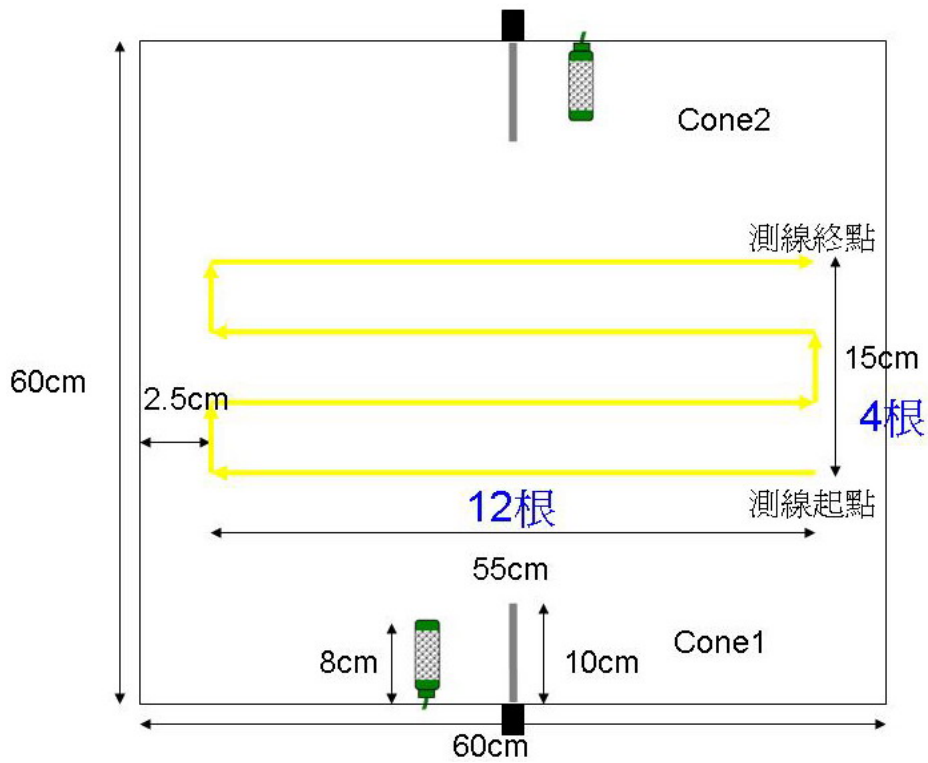


圖 3-15 砂箱三維地電阻測線示意圖

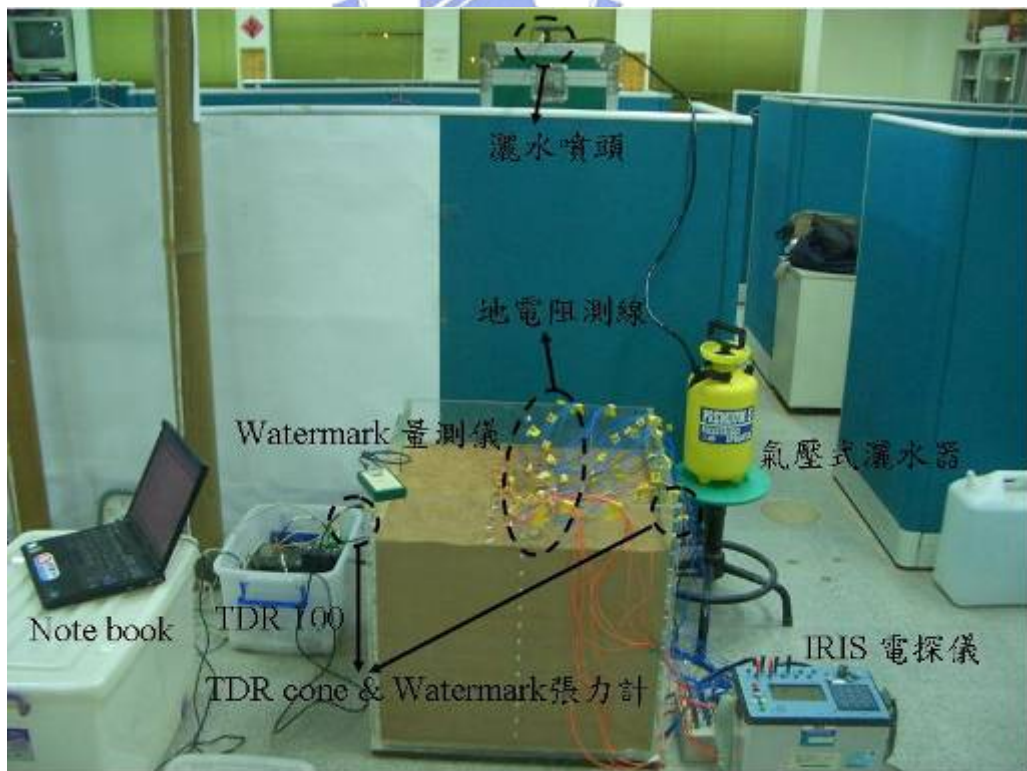


圖 3-16 砂箱試驗儀器配置完成結果

3.2.3.2 試驗規劃

為了使土壤內部各含水特性參數有足夠的乾溼變化量，即模擬在現地經過一段長時間的監測過程中，因間歇性的降雨入滲行為及乾濕季的季節交替等土壤乾溼循環的改變所造成含水量、飽和度、土壤基質吸力等含水特性的大幅度變化，以達到現地率定電阻率與各含水性質的目的，因此從砂箱土壤為自然乾燥的狀態下開始降雨，並控制所模擬累積降雨量，使電探可探測的 10cm 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，Watermark 電阻式張力計監測土壤基質吸力，而地電阻量測系統則監測土壤三維電阻率剖面的變化。



實驗共分為降雨濕潤 (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，以各量測儀器監測與擷取土壤電性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，但由於每次地電阻法每次施測時需要較長的資料擷取時間，且地電阻量測系統無法與 TDR 量測系統及張力計同時進行資料量測，以避免各儀器之間的電場互相干擾降低實驗準確性，因此在第一階段的降雨過程中僅以 TDR 量測系統搭

配 Multiplexer 與 Datalogger 的使用，每 4 分鐘密集量測土壤體積含水量與導電度，而以電阻式張力計量取土壤基質吸力。

當累計降雨量到達所求之後即停止降雨，進行第二階段乾燥過程資料量測，而此過程中土壤的乾濕變化便不如溼潤時來的快速，因此可逐步拉大量測時間間隔，由數十分鐘增加到數小時，並加入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張力計、TDR、地電阻，依序得到基質吸力、體積含水量與導電度、電阻率剖面。

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，如電阻率剖面分布、導電度、體積含水量與土壤基質吸力。經由導電度與體積含水量的迴歸分析，可得到廣義 Archie's law (Shah and Singh, 2005) 率定參數，另外由體積含水量及基質吸力可統計分析其土水特徵曲線 (SWCC)。經相關比對與分析後，來驗證結合 TDR 與張力計在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與基質吸力剖面，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之含水特性分佈，嘗試未來進一步推廣至崩積層的應用上。砂箱試驗整體概念與流程如圖 3-17 所示。

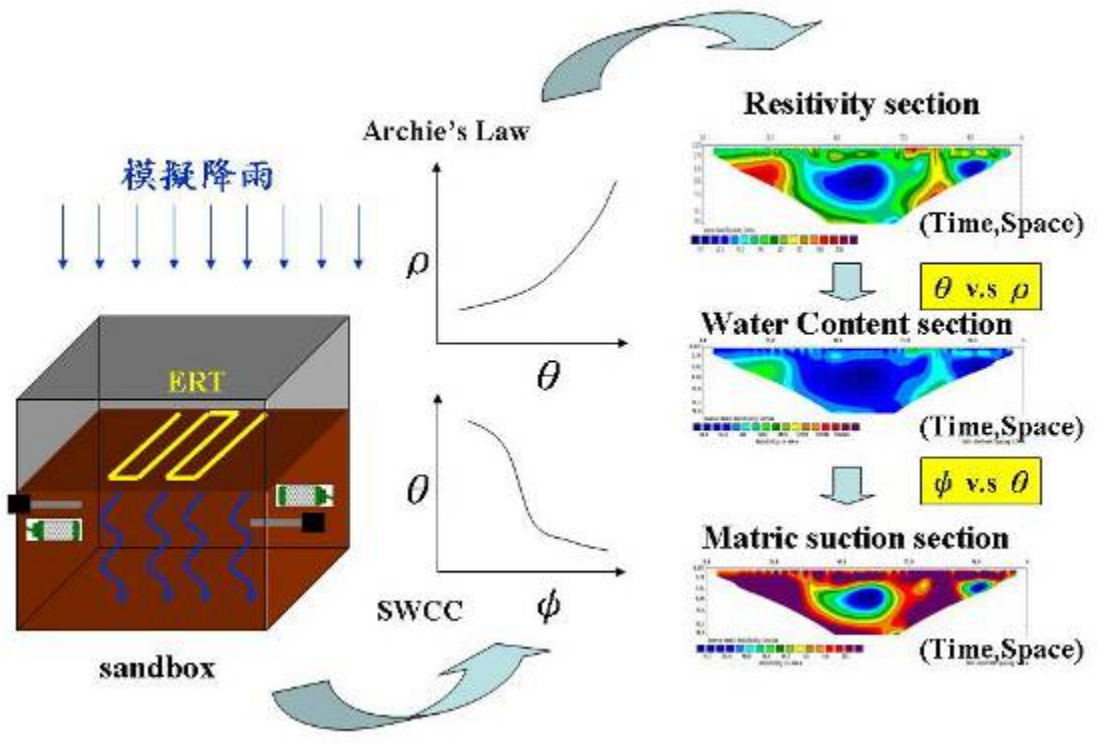


圖 3-17 砂箱試驗整體概念與流程




四、試驗結果與討論

4.1 地電阻量測結果之空間解析度評析

基於研究方法，各解析度參數如圖 3- 2 所示，分別為馬賽克方格大小 A、方格水平間距 Bx、垂直間距 By、表層間距 C、電極間距 D 以及方格與背景電阻率比值，定義為對比度，初始模型先將地層模擬為相對均質的地層分佈，即 $B_x=B_y=A$ 、 $C=A$ 、 $D=A$ 、方格與背景電阻率對比度=0.5，再以方格大小 A 為基準值，變動各解析參數進行模擬，以探討各參數值對地電阻空間解析度的影響，其模擬結果共分為下列五點詳加說明。

1. 電極間距之影響



由初始數值模型改變電極間距 D，分別等於 $A/2$ 、 A 、 $2A$ ，以探討電極間距對地電阻空間解析度的影響，其模擬結果如圖 4- 1 所示。比對左圖數值模型與右圖反算結果，由反算結果解析出的馬賽克方格幾何形狀，發現明顯隨著電極間距逐漸變小，解析度也隨之提高，尤其當電極間距小於數值模型之馬賽克方格大小時，即 $D=A/2$ 時，其解析結果最好，第一層馬賽克方格可以更為明顯的解析出來，但第二層方格因位於相對較深層的位置，解析度較低，故由反算結果中無法清楚解析；在電阻率值的解析方面，反算結果之方格以及背景電阻率普遍都較數值模型高約 100~200 (ohm-m)，不過整體而言仍可解析出背景值與方格值的高低電阻率差異以

及方格的幾何相關位置。

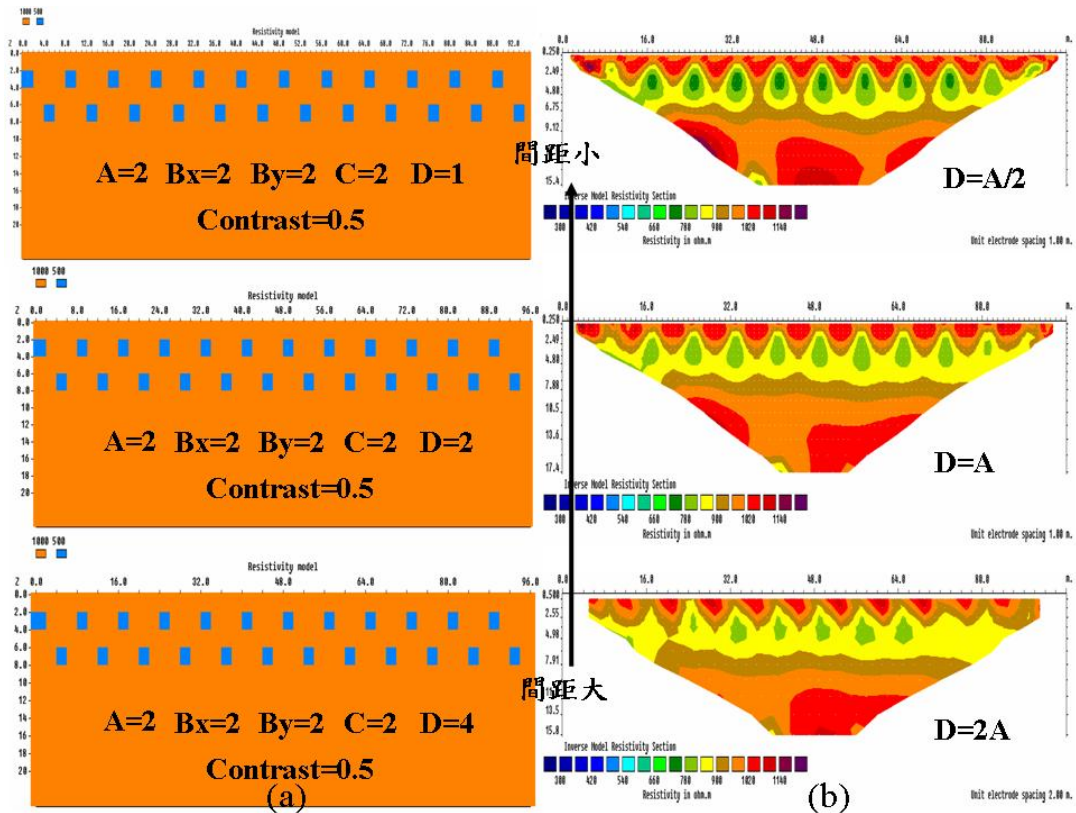


圖 4-1 電極間距解析結果 (a) 數值模型 (b) 反算結果

2. 深度之影響

由初始數值模型改變表層間距 C ，分別等於 0 、 A 、 $2A$ ，以探討馬賽克方格距地表深度對地電阻空間解析度的影響，而初始模型以高電阻率為其模型背景值，低電阻率為馬賽克方格值，方格與背景電阻率對比度 $=0.5$ ，因此又考慮當背景與方格高低電阻率值互換，即背景為低電阻，對比度 $=2$ 時，改變表層間距 C 對地電阻空間解析度之影響。

初始模型為高電阻背景值，即對比度 $=0.5$ 時，改變表層間距 $C=0$ 、 A 、

2A，其模擬結果如圖 4- 2 所示。隨著數值模型之馬賽克方格越來越深，其解析程度越差，當 $C=2A$ 時最差，反算結果的馬賽克方格位置處已被模糊化，無法明顯分辨出其幾何位置；反之若 $C=0$ ，即數值模型方格位於地層表面時反算後的解析結果最好，方格相關位置正確且幾何形狀也與數值模型最為接近，且反算結果之電阻率誤差量低，較數值模型高約 50 (ohm-m)。

而當背景為低電阻，即對比度=2 時，改變表層間距 $C=0$ 、 A 、 $2A$ ，其模擬結果如圖 4- 3 所示，與背景為高電阻時的模擬結果相似，即 $C=0$ 時反算後解析度最佳，隨著馬賽克方格越深，解析度也隨之遞減，且遞減程度較背景為高電阻時嚴重，當 $C=A$ 時，反算結果的方格相關位置與電阻率值就已嚴重模糊化，顯示當背景為相對較低電阻分佈時，對於地電阻法的深度解析有很大的影響。



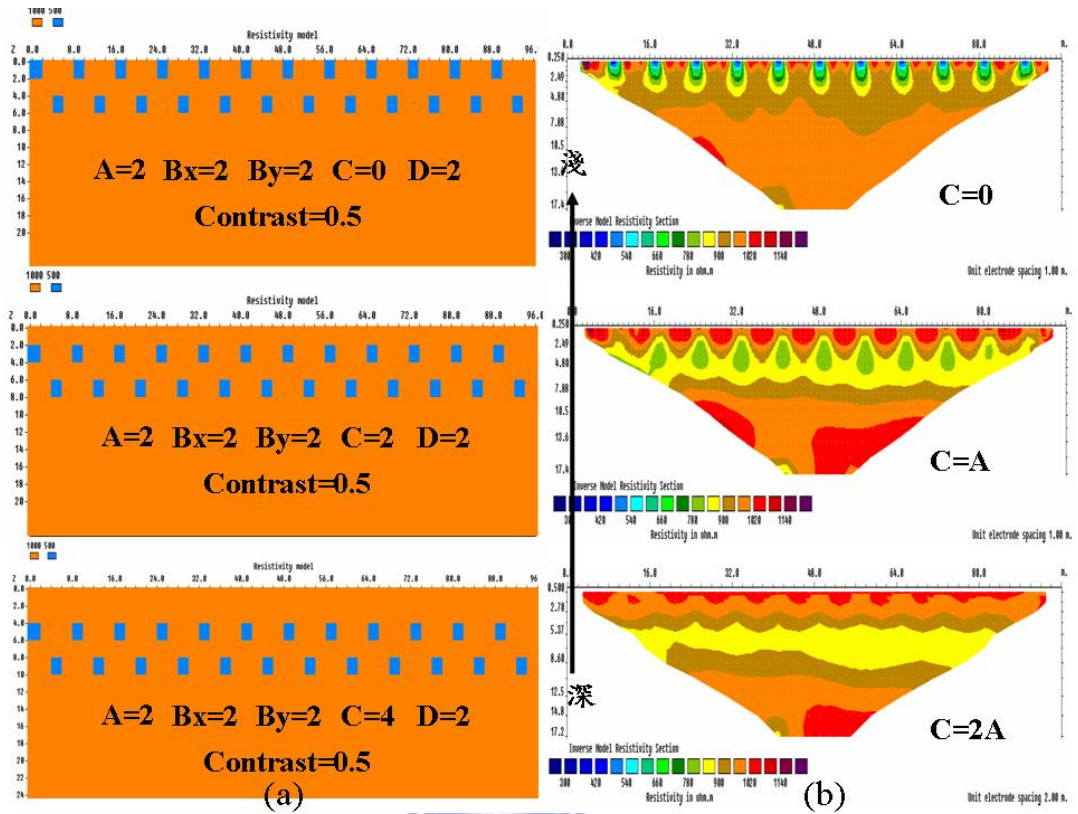


圖 4-2 深度解析結果 (背景高電阻) (a) 數值模型 (b) 反算結果

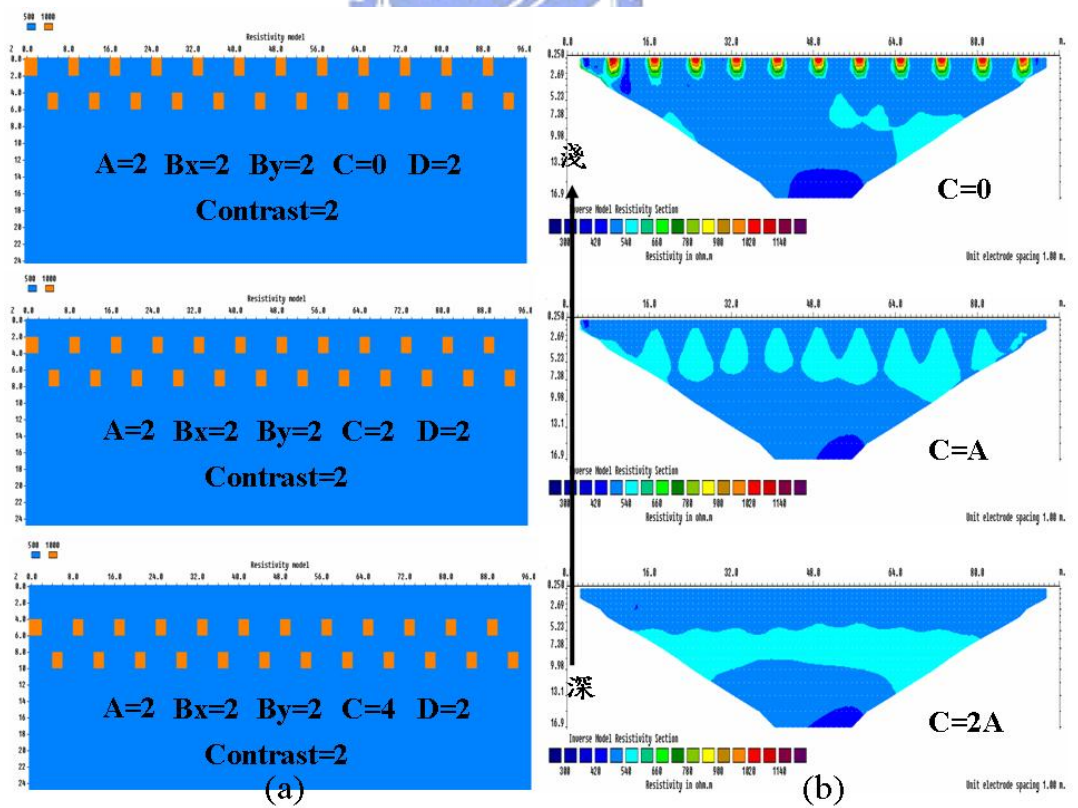


圖 4-3 深度解析結果 (背景低電阻) (a) 數值模型 (b) 反算結果

3. 電阻率對比度之影響

由初始數值模型改變馬賽克方格與背景電阻率比值，即固定方格值為 500ohm-m，而改變模型背景值為 2000、1000、650，使其對比度分別等於 0.25、0.5、0.77 時，對地電阻空間解析度的影響；此外也考慮馬賽克方格與模型背景值之高低電阻率互換，即背景為低電阻時，使對比度分別等於 1.3、2、4 的解析情形。

當初始模型背景為高電阻時，改變對比度等於 0.25、0.5、0.77，其模擬結果如圖 4-4 所示。隨著對比度逐漸提高，反算結果中馬賽克方格幾何位置解析度也越好，但由於高低電阻率比值漸增，馬賽克方格與整體背景電阻率值受模型背景高電阻的影響也越大，導致反算後所解析電阻率與數值模型之誤差量增加，對比度為 0.77 時，反算電阻率較數值模型高約 80 (ohm-m)，而對比度提高為 0.25 時，電阻率誤差量增加為 500 (ohm-m)，但整體而言仍可清楚解析出背景值與方格值的高低電阻率差異以及方格的幾何位置。

當背景變為低電阻時，改變其對比度分別為 1.3、2、4，模擬結果如圖 4-5 所示。整體反算結果的馬賽克方格解析度普遍較低，僅有些微的高電阻方格趨勢，方格形狀與數值模型之假設差異甚大，且無論對比度如何改變，皆無法明顯改善其解析效果，因此背景相對較低的電阻率分佈，對於地電阻電場有明顯的影響，且導致整體反算結果的電阻率值皆劇烈偏向低電阻

值，降低了電探解析度。

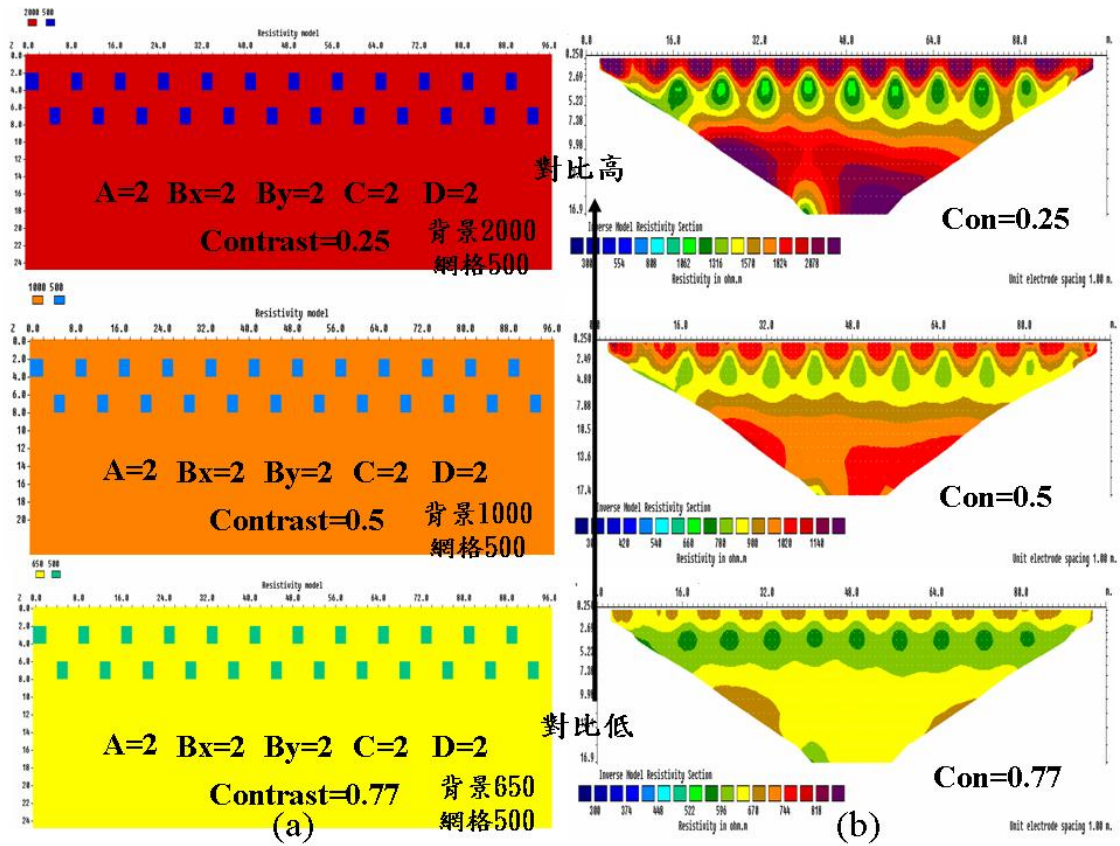


圖 4-4 對比度解析結果 (背景高電阻) (a) 數值模型 (b) 反算結果

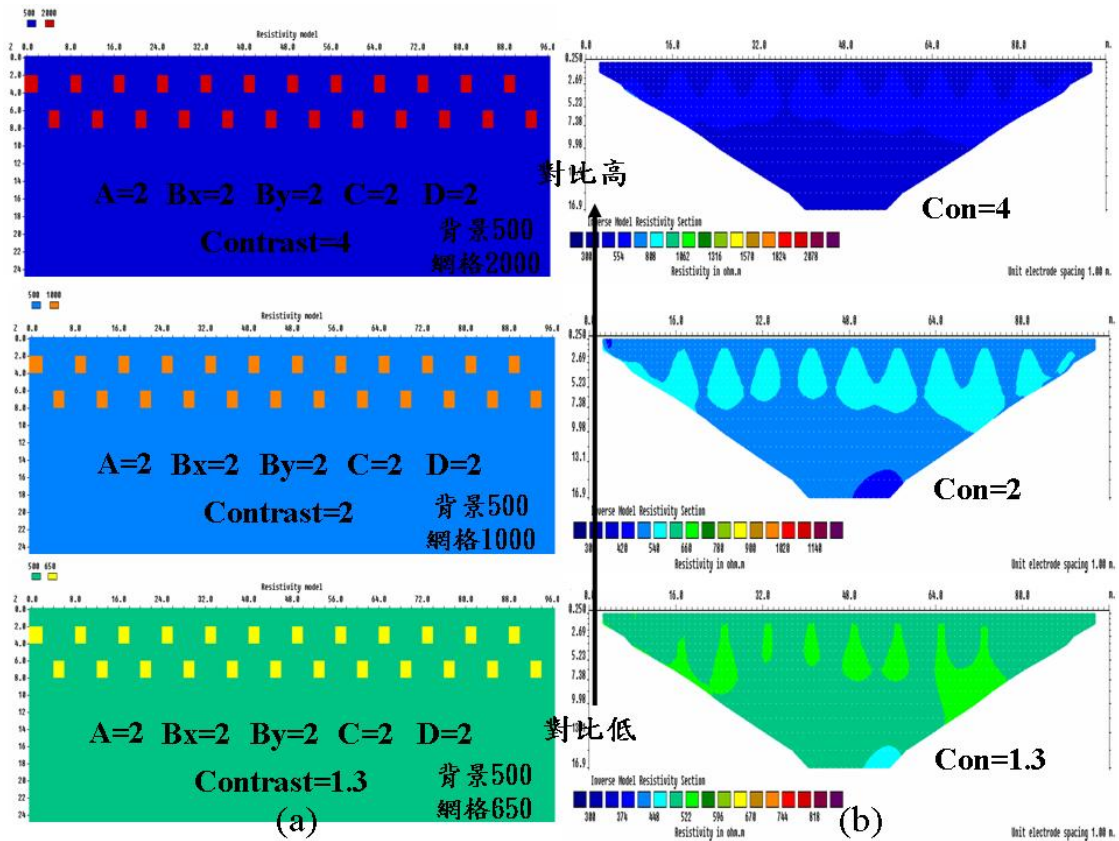


圖 4-5 對比度解析結果 (背景低電阻) (a) 數值模型 (b) 反算結果

4. 方格間距之影響

初始模型中，在背景為高電阻值（對比度=0.5）的情形下，將地層假設為分布較為均質的地質模型，因此馬賽克方格水平間距 B_x 與垂直間距 B_y 皆設定等於方格大小 A 。為了進一步探討馬賽克方格分佈型態對於地電阻空間解析度的影響，考慮下列兩種方格間距分布作相關模擬：

(I) 水平間距 $B_x=4A$ ，垂直間距 $B_y=0、4A$

(II) 水平間距 $B_x=0$ ，垂直間距 $B_y=0、4A$

其模擬結果分別如圖 4-6 與圖 4-7 所示。

由圖 4- 6，當方格水平間距 B_x 增加為 $4A$ 、垂直間距 B_y 縮小為 0 ，由於整體數值模型馬賽克方格相較於初始模型而言分佈較為離散，因此反算結果的方格幾何位置解析與方格形狀解析都較初始模型的解析結果來的要好，甚至可以解析出第二層方格；至於整體電阻率值的解析方面同樣受到背景高電阻的影響，普遍較數值模型高約 $100\sim 200$ (ohm-m)。由上述解析結果，預期當 $B_x=4A$ 且 $B_y=4A$ 時，由於馬賽克方格更加離散，其解析的結果應該更好，但是由反算結果發現，由於 $B_y=4A$ 時，使得第二層馬賽克方格移動至相對較深的位置，受到地電阻解析度深度遞減效應的影響，因而無法解析出第二層馬賽克方格，不過也因為兩層方格分佈較為離散，而使得第一層方格的解析度有相對較好的趨勢；電阻率值的解析方面同樣較數值模型高約 $100\sim 200$ (ohm-m)。

由圖 4- 7 顯示，當方格水平間距 $B_x=0$ 、垂直間距 $B_y=0$ ，其反算結果中完全無法解析出兩層馬賽克方格的位置與形狀，而是形成一帶狀的低電阻區域，研判因此時數值模型中兩兩馬賽克方格的端點間互相連結，而使得電流得以在各個方格間流動，進而將兩層方格串聯起來，使得兩層馬賽克方格在反算結果中成為帶狀低電阻區。而當方格垂直間距 B_y 增加為 $4A$ 時，兩層馬賽克方格無法連接且分佈較為離散，使得反算結果中的方格解析度有所改善，但同樣因為地電阻解析度的深度遞減效應致使第二層方格無法解析出，且第一層方格彼此之間的離散程度依然不夠，而導致反算後

的解析結果不佳，仍有部分低電阻的帶狀趨勢。

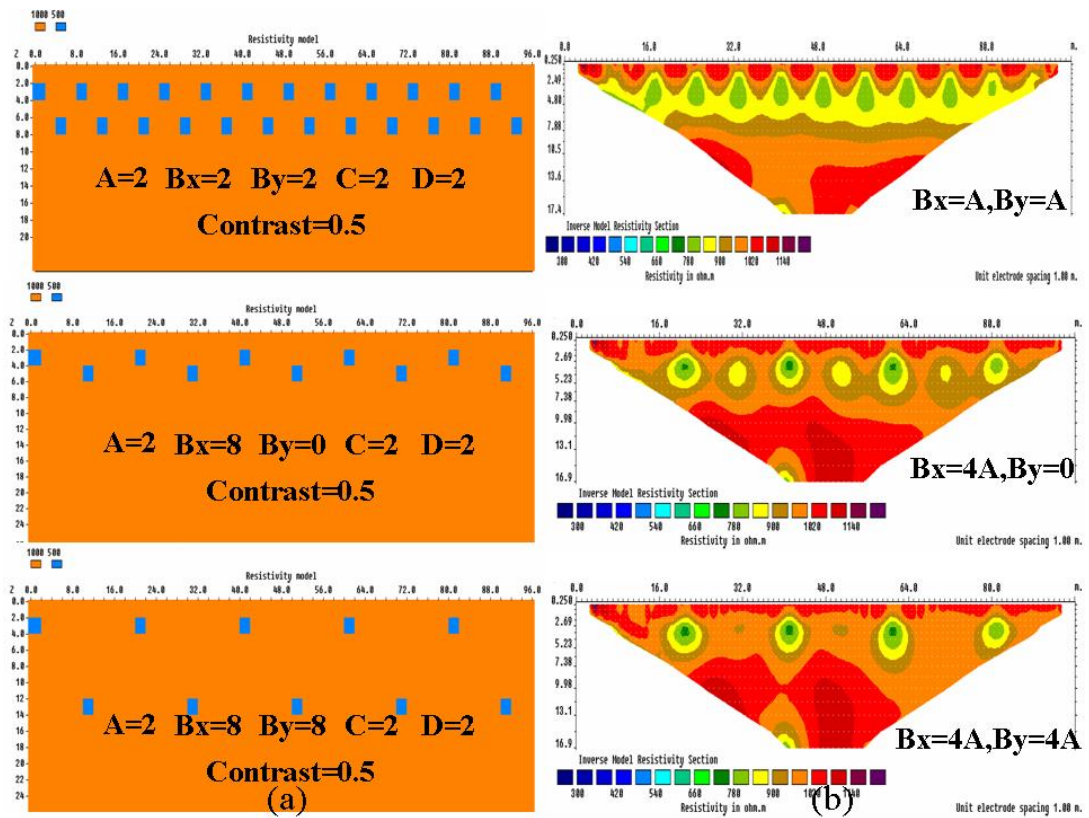


圖 4-6 方格 (I) 解析結果 (背景高電阻) (a) 數值模型 (b) 反算結果

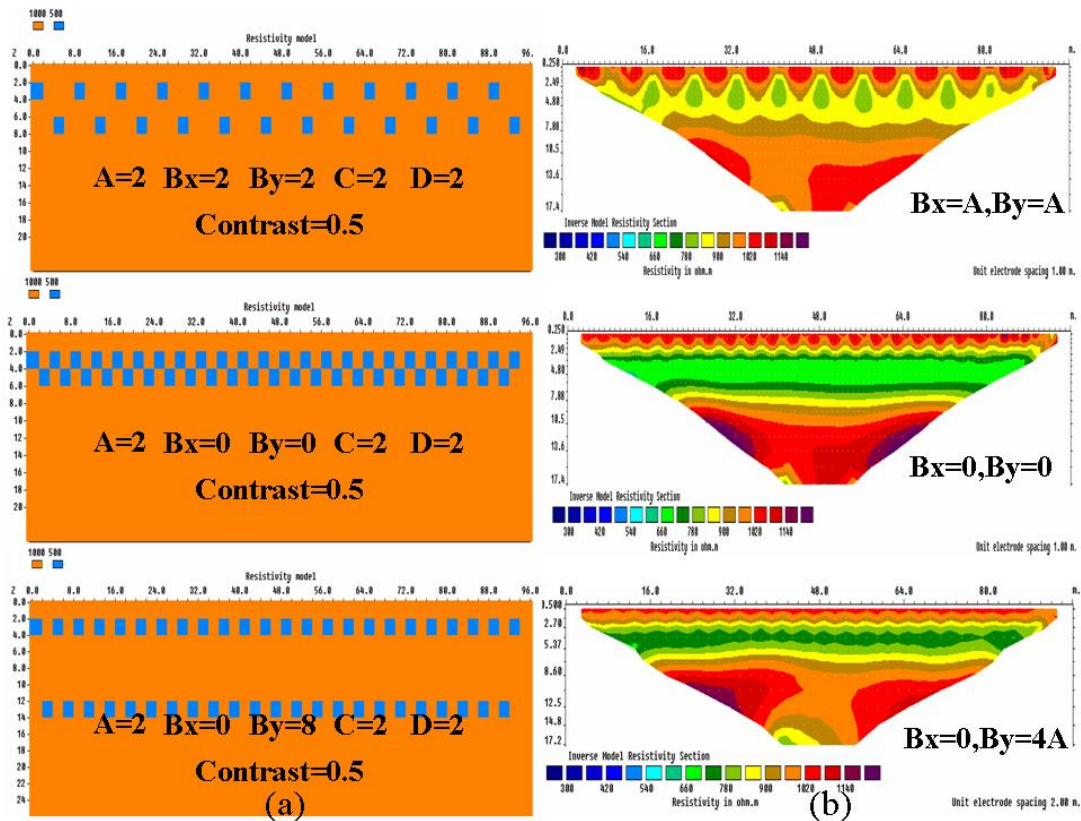


圖 4-7 方格 (II) 解析結果 (背景高電阻) (a) 數值模型 (b) 反算結果

考慮當背景為低電阻 (對比度=2) 時, 同樣以前述兩種馬賽克方格間距分布, 來探討其對於地電阻空間解析度的影響, 模擬結果如圖 4-8 與圖 4-9 所示。由圖 4-8, 在相同數值方格的間距分佈下, 基本上各反算結果與背景為高電阻時的趨勢一致, 同樣當數值模型之馬賽克方格分佈越離散時, 即 B_x, B_y 越大, 反算後的解析結果會越好, 不過由於背景為低電阻時, 明顯對於電探的解析能力有很大的影響, 故整體解析度都較背景為高電阻時低很多, 僅能大致看出方格的高電阻位置, 解析出的方格形狀以及電阻率值都與原數值模型差異甚大。而由圖 4-9 顯示, 當數值模型中兩層馬賽克方格越靠近, 即 B_x, B_y 越小, 使得電流於兩層方格間有機會互相流通,

導致在反算結果中同樣有帶狀高電阻區域的解析結果產生，因而無法清楚解析出各馬賽克方格之相關幾何位置與形狀。

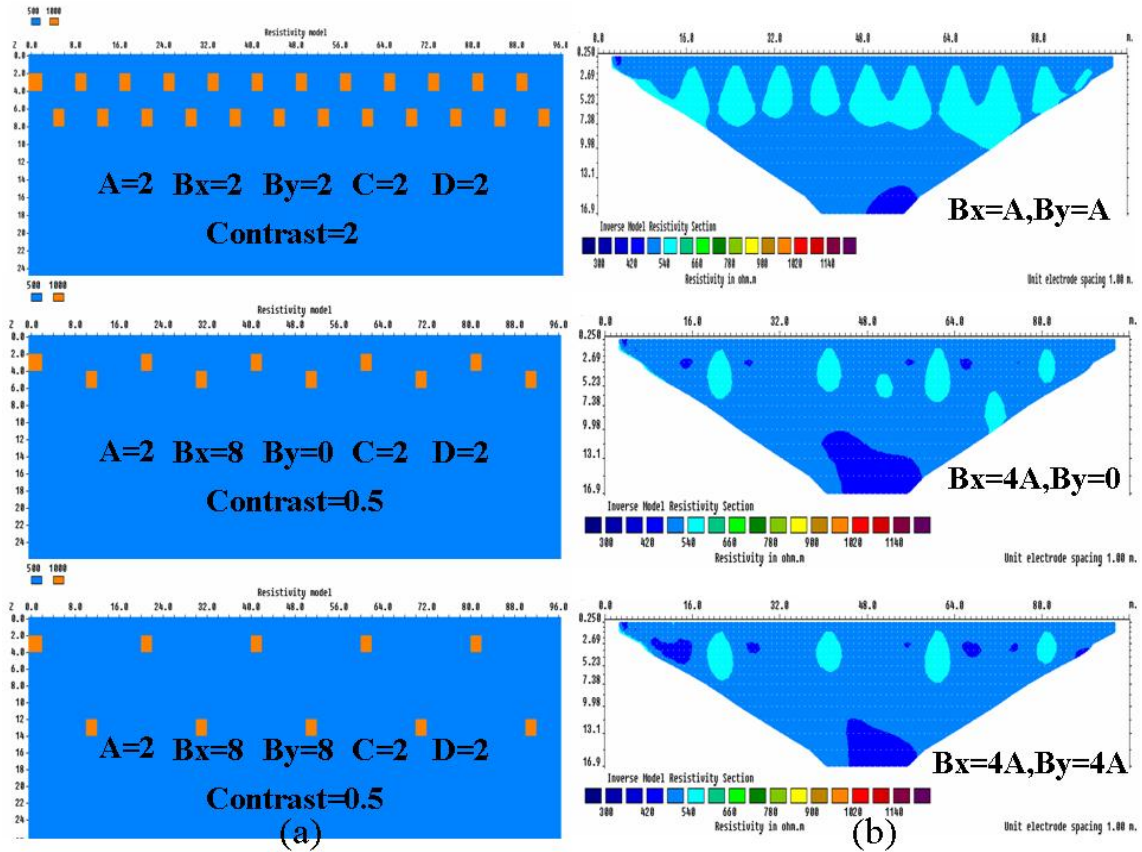


圖 4-8 方格 (I) 解析結果 (背景低電阻) (a) 數值模型 (b) 反算結果

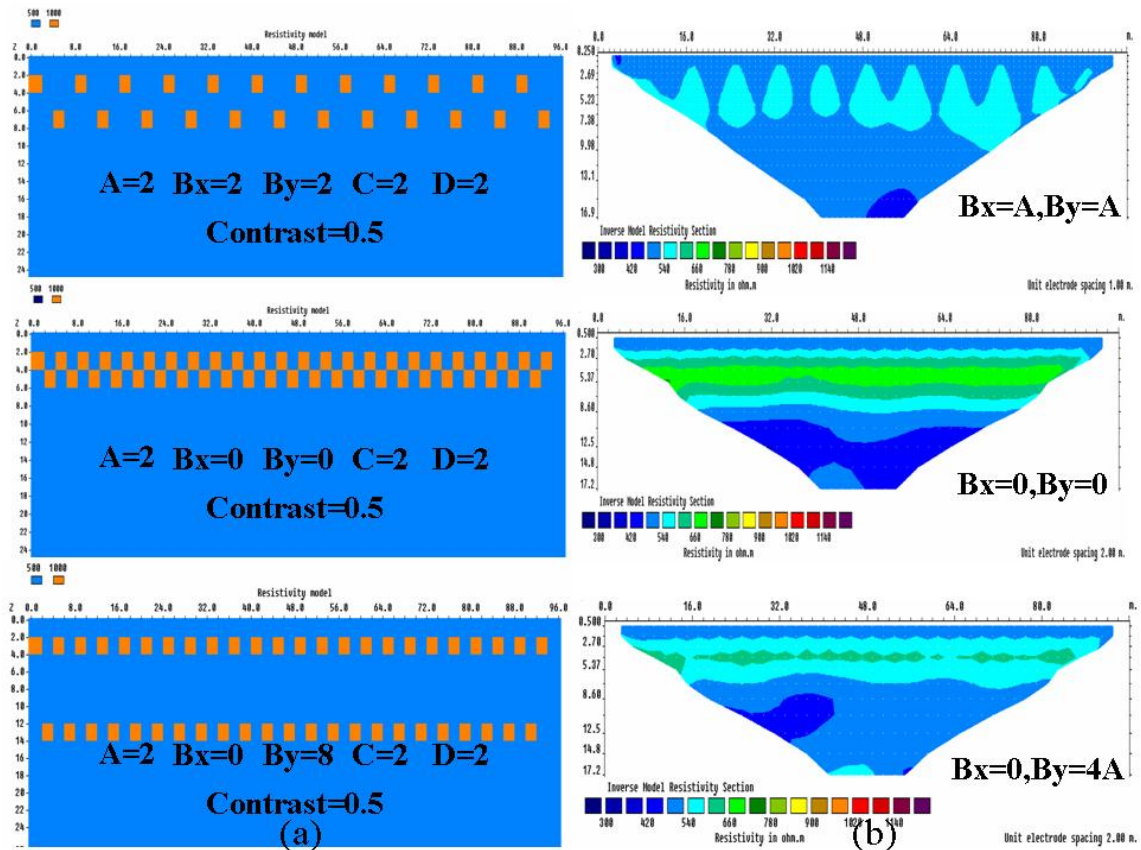


圖 4-9 方格 (II) 解析結果 (背景低電阻) (a) 數值模型 (b) 反算結果

5. 其他探討

經過上述地電阻空間解析度的各相關參數探討後，可以發現電探對於各變動參數條件下，當數值模型的馬賽克方格由反算結果中得以解析時，在反算後的地電阻剖面範圍內，其馬賽克方格的相關幾何位置幾乎都可以非常準確的顯示出來，與數值模型所假設的方格位置十分吻合，不過在方格幾何形狀以及電阻率值的解析能力上，因為反算分析屬於一種最佳化的疊代方法，故包含許多模型假設以及不確定資訊，使得反算後的結果往往無法與原始數值模型完全吻合，必然會有某種程度變異性以及模糊化的效

果，因此在詮釋地電阻剖面結果時要先有此認知，不可對剖面過度的解讀；此外，反算後的地電阻剖面，在剖面的最下方以及左右兩側，常常會有原數值模型中所沒有設定的異常高電阻或低電阻塊狀區域產生，可能因數值模擬的過程中對於探測範圍的邊界處產生部分的邊界效應，進而造成反算結果的異常值，因此地電阻剖面於該處的解析度較低，進行剖面結果判識時應特別注意。

4.2 TDR 量測系統及土壤含水量-電阻率率定結果

研究中係利用 TDR 量測系統來探測砂箱中土壤的導電度與體積含水量兩參數，因此先將所使用的兩隻 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，在進行砂箱試驗之前，藉由其 TDR 率定後可量測導電度的特性，透過小型率定模建立實驗土樣之含水量與導電度的基本率定關係，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。各率定結果如以下章節所述。

4.2.1 TDR 量測系統率定結果

1. 導電度（電阻率）量測率定

本研究實驗土樣為寶二水庫之粉質砂土，故預計其導電度變化範圍應介於 0~400 ($\mu\text{s/cm}$)，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)，因導電度與 TDR 感測器波形之穩態反射

係數 ρ_{∞} 相關，如式 2-10，其中 β 為 TDR 感測器探頭形狀因子， ρ_{∞} 為 TDR 穩態反射係數，而 k 則為纜線阻抗修正因子，將各次不同導電度下所測得的穩態反射係數以及其他各已知參數值帶入相關公式，即可率定出待測探頭型式常數 β 值。兩 TDR cone 感測器率定結果如圖 4-10 與圖 4-11 所示，率定 β 值分別為 $\beta_1=0.1737$ 、 $\beta_2=0.1751$ ，圖中虛線為導電度值 1:1 直線，資料點則為 TDR 利用率定結果所計算之導電度值，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，再由其倒數即可推求電阻率。

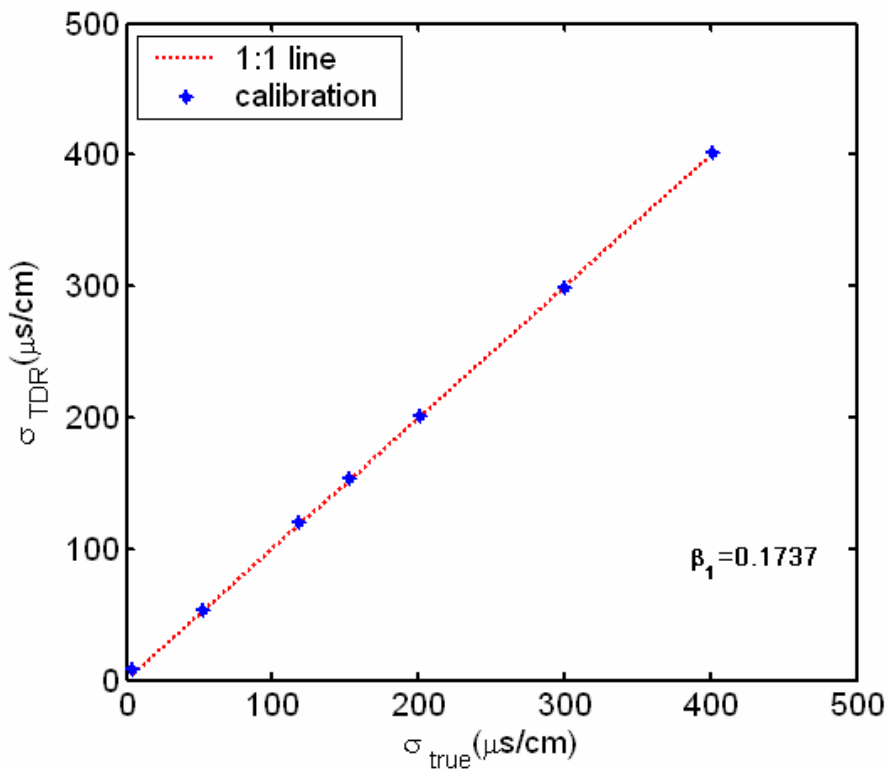


圖 4-10 TDR 1 導電度率定結果

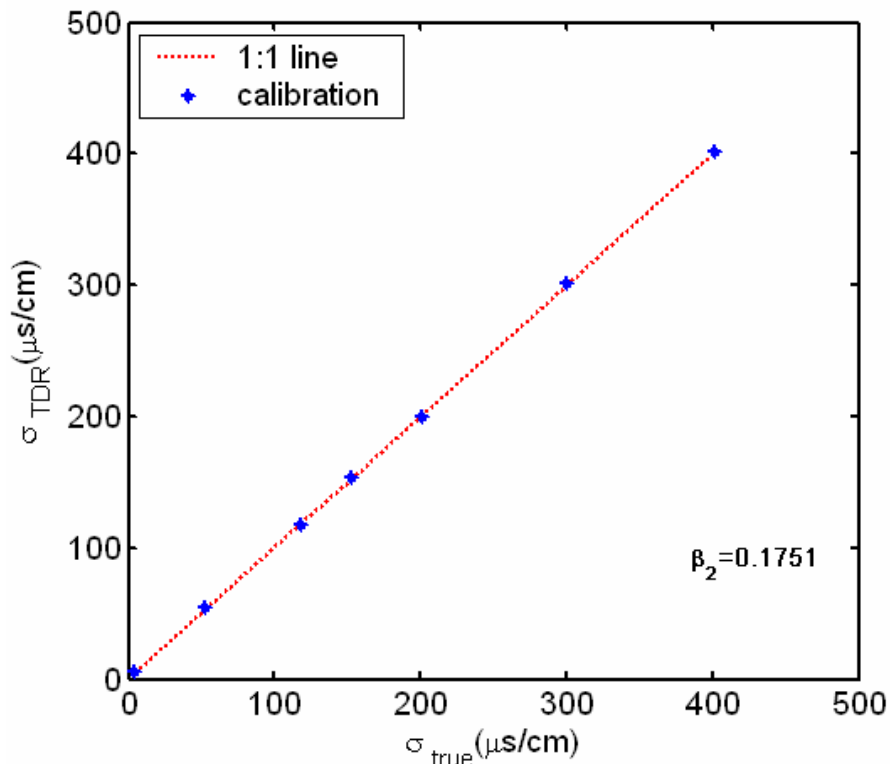


圖 4-11 TDR 2 導電度率定結果

2. 體積含水量量測率定

利用率定模率定試驗土樣之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，由於含水量的變化也造成感測器波形走時的改變，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關係來率定相關待定參數。在率定試驗土樣之體積含水量與導電度關係過程中，考慮到土壤異向性行為對於 TDR 感測器以不同方向量測導電度時，對率定結果所可能造成的影響，因此在進行體積含水量量測率定的同時，也將其納入考量，分別對 TDR cone 水平及垂直向插入待測土體的量測波形進行走時分析與比較。

將水平及垂直向於不同體積含水量下所對應的 K_a 值平方根進行率定後，其結果如圖 4-12 與圖 4-13 所示，TDR 1 與 TDR 2 不論是水平向或垂直向量測，所迴歸出的率定曲線隨著體積含水量的提高， $\sqrt{K_a}$ 也逐漸上升的趨勢具有一致的變化斜率，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，不過兩支感測器在水平或垂直量測時的資料點間仍有些微的誤差存在，因此迴歸曲線有向 Y 軸平移的現象，研判可能因準備率定模中土樣時，是以固定乾單位重的方式來分層夯實試驗土壤，可能不易使土樣達到完全均質的分布情況，故當兩感測器位於不同土層位置量測資料時，便可能產生少量實驗誤差，不過其變易量仍在可接受誤差範圍內。



為進一步比較水平向與垂直向率定結果差異性，將兩感測器於水平向量測波形所決定 K_a 值加以平均，同理也將垂直向之 K_a 值平均，再分別與體積含水量進行率定，其結果如圖 4-14，由圖中顯示水平向與垂直向迴歸線的斜率一致，由率定係數決定其斜率誤差約為 1.07 倍，且 $\theta=0.15\sim 0.25$ 兩線段幾乎重合，迴歸線 R^2 值均接近 1，故水平向與垂直向迴歸結果十分相近，顯示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的量測結果差異性不大。各感測器對應之量測方向所迴歸率定係數 a、b，如表 4-1 所示，而研究中的砂箱試驗將 TDR cone 感測器以水平方向貫入砂箱中進行量測，因此採用水平向率定係數來做體積含水量計算。

表 4-1 $\sqrt{K_a}$ v.s θ 之率定係數

	水平向	垂直向
TDR 1	a=0.59、b=12.20	a=0.90、b=11.02
TDR 2	a=0.98、b=11.54	a=1.04、b=11.08
average	a=0.78、b=11.84	a=0.97、b=11.05

【註】 $\sqrt{K_a} = a + b\theta$

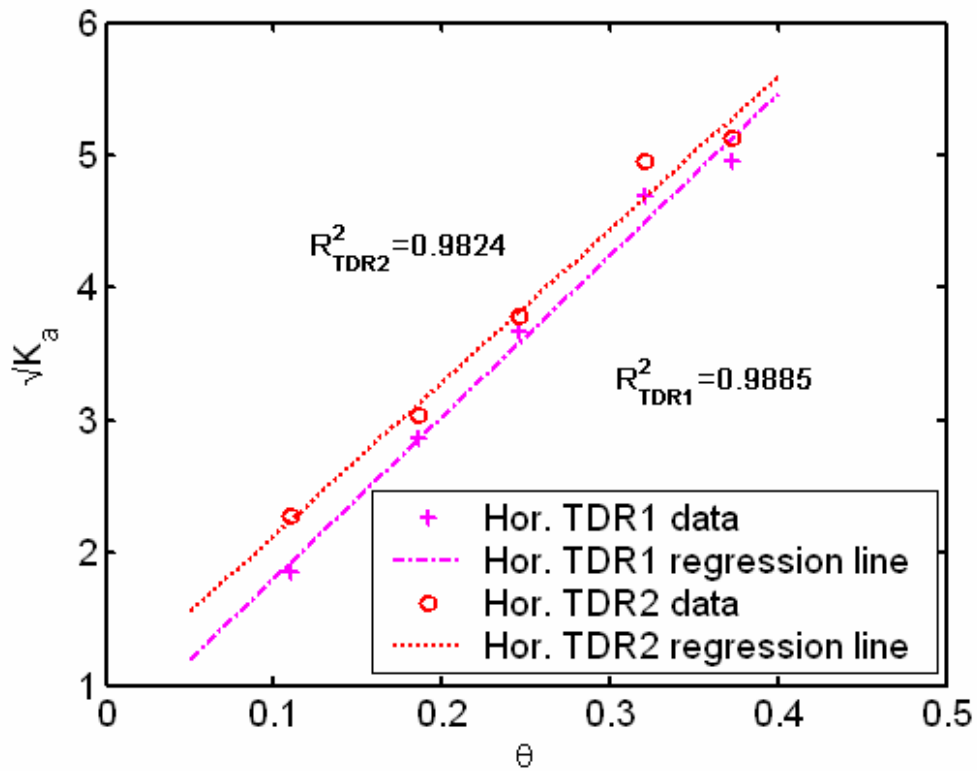


圖 4-12 水平向 θ v.s $\sqrt{K_a}$ 率定結果

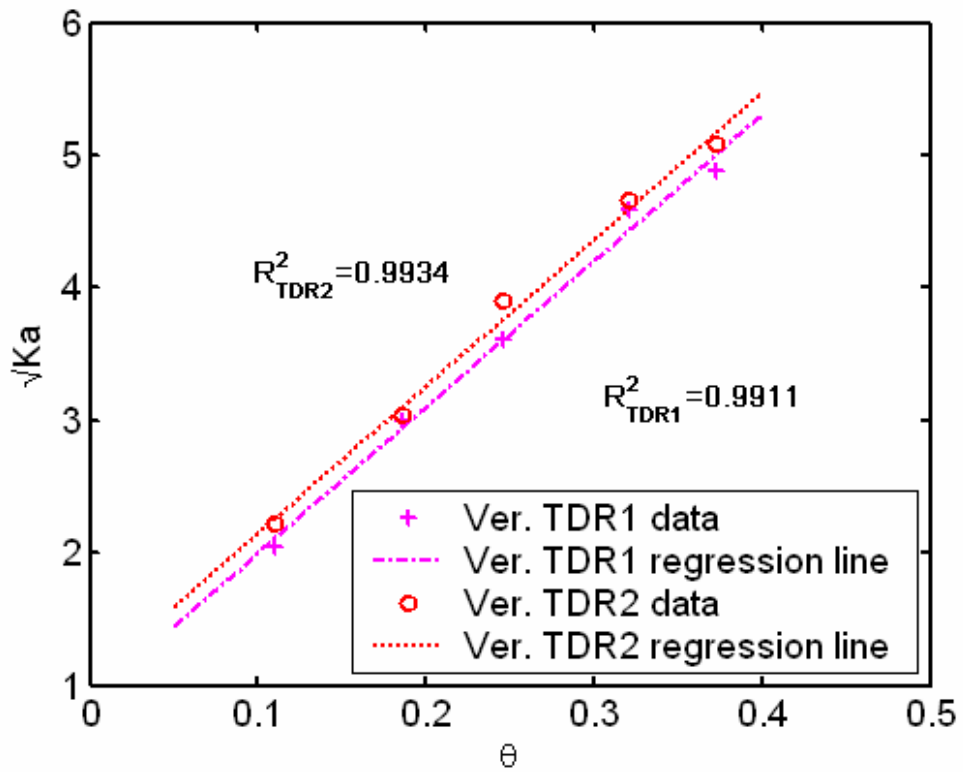


圖 4-13 垂直向 θ v.s. $\sqrt{K_a}$ 率定結果

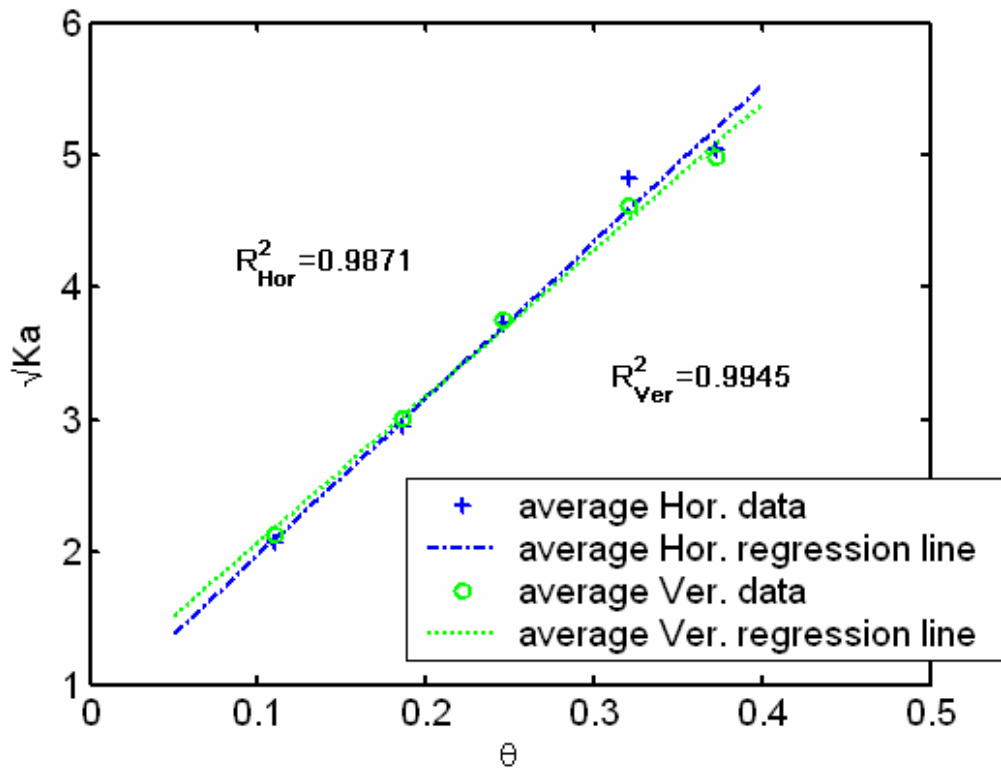


圖 4-14 水平向與垂直向平均 θ v.s. $\sqrt{K_a}$ 率定結果

4.2.2 實驗土壤之含水量-電阻率率定結果

基於研究方法，根據廣義 Archie's Law (Shah and Singh, 2005)，其中 σ_w 為孔隙液體導電度，與地下水質相關， c 、 m 則為待定參數，與土壤種類有關，試驗過程中利用純水為實驗基準水樣以控制孔隙液體導電度 σ_w ，並將式中的 c 與 σ_w 兩參數值合併為一個待定係數 A ，因此迴歸式中所需率定參數便簡化為 A 與 m 。

兩 TDR cone 感測器體積含水量與導電度率定結果如圖 4-15 與圖 4-16 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 TDR 1 與 TDR 2 不論是水平向或垂直向量測，各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，且各實驗資料點與迴歸線接近，顯示 R^2 值大，資料迴歸結果的可信度高。不過 TDR 1 與 TDR 2 的量測資料點間仍有部分的誤差量，又以圖 4-16 中體積含水量為 0.25 時的導電度差異較大，約為 $20 (\mu\text{s}/\text{cm})$ ，導致兩迴歸曲線間有些微平移的現象，研判也是因為以固定乾單位重的方式來分層夯實試驗土壤時，由於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，而使得所準備的土樣不易達到完全均質的分布狀態，故當兩感測器位於不同土層位置同時量測資料時，感測探頭平均反應的結果便可能產生少量實驗誤差。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，依然在可接受的誤差範圍之內。

將兩感測器於水平向量測導電度值或垂直向之導電度值平均，再分別對體積含水量進行率定，以進一步探討實驗土體所可能潛在的異向性。圖 4- 17 中顯示水平向與垂直向迴歸曲線非常一致，幾乎完全重合，而各感測器對應之量測方向所迴歸率定係數 A 、 m 如表 4- 2 所示，水平向平均與垂直向平均的率定參數 A 值相等， m 值也僅相差 0.006，因此率定係數之間的差異量極小，故由此實驗結果顯示，本研究所使用土樣的異向性並不顯著，對於 TDR 感測器在不同方向下的量測結果影響並不大。

研究中的砂箱試驗是將 TDR cone 感測器以水平方向貫入砂箱中進行量測，因此仍以水平向平均值率定結果所決定係數 $A=0.068$ 、 $m=1.044$ ，來作為本研究試驗土樣之率定參數值。為比對率定結果參數值的正確性，寶二水庫土壤由圖 3- 7 所示粒徑分布曲線，屬於粉土質砂土，其黏土含量 $CL<5\%$ ，而根據 Shah 與 Singh (2005) 指出，當 $CL<5\%$ ， $c\approx 1.45$ ， $m\approx 1.25$ ， c 值由於孔隙液體導電度不同而無法比較，但 m 值則於該文獻結果接近，故以上述迴歸參數值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 4-2 θ v.s σ 之率定係數

	水平向	垂直向
TDR 1	$A=0.069$ 、 $m=1.055$	$A=0.065$ 、 $m=1.048$
TDR 2	$A=0.066$ 、 $m=1.034$	$A=0.070$ 、 $m=1.051$
average	$A=0.068$ 、 $m=1.044$	$A=0.068$ 、 $m=1.050$

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

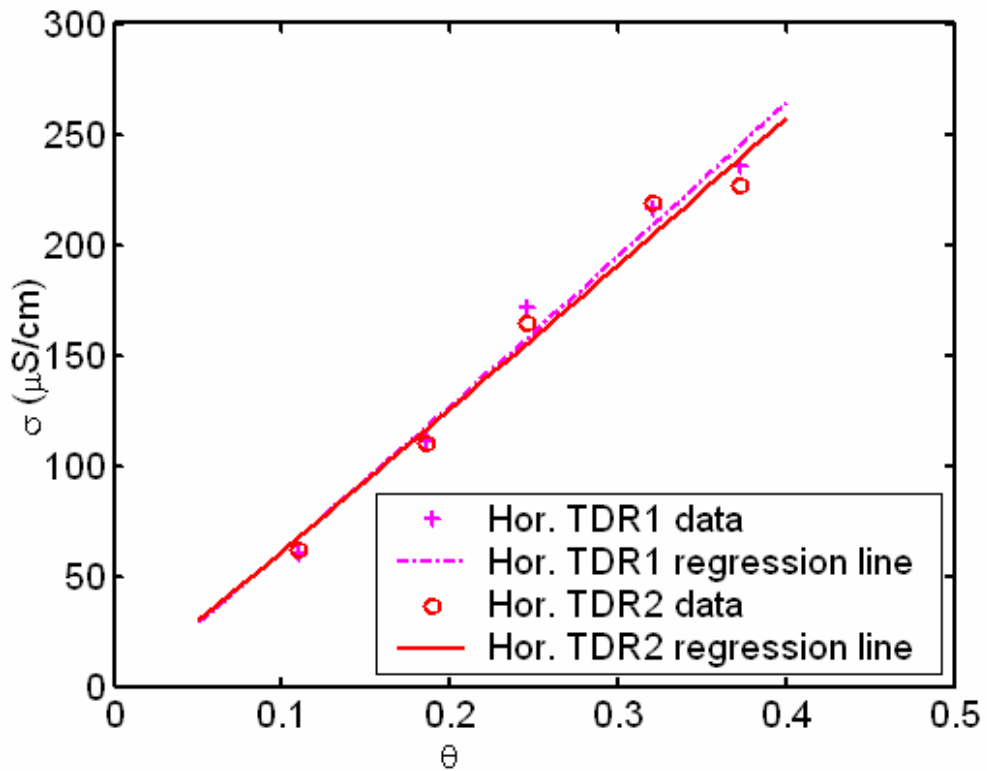


圖 4-15 水平向 θ v.s σ 率定結果

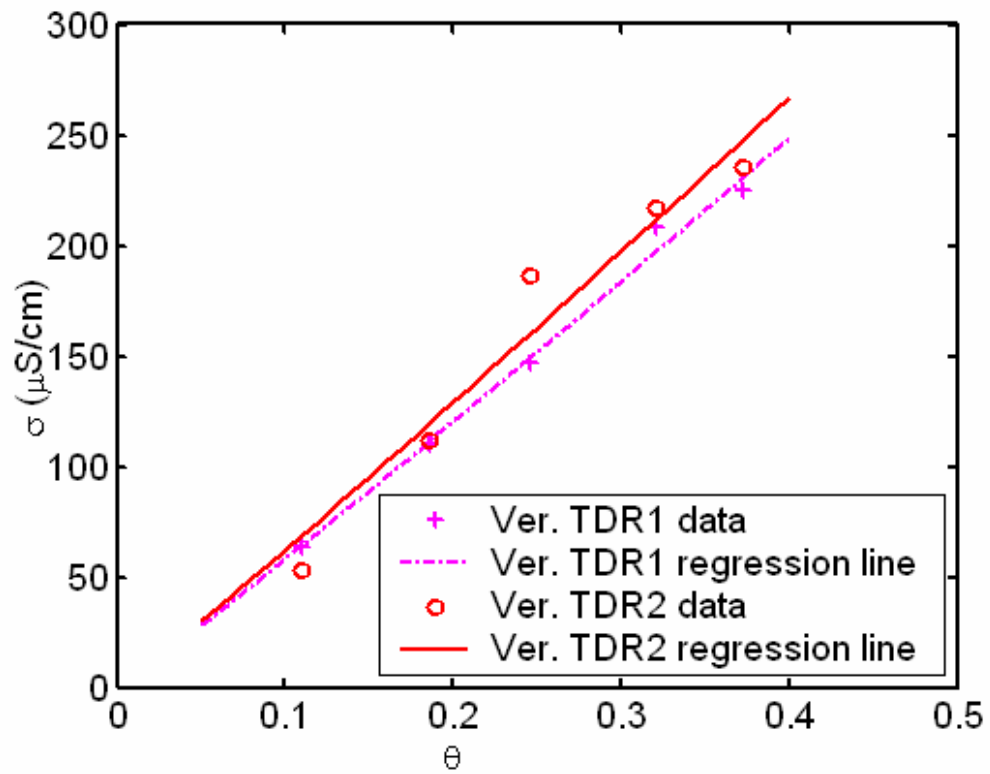


圖 4-16 垂直向 θ v.s σ 率定結果

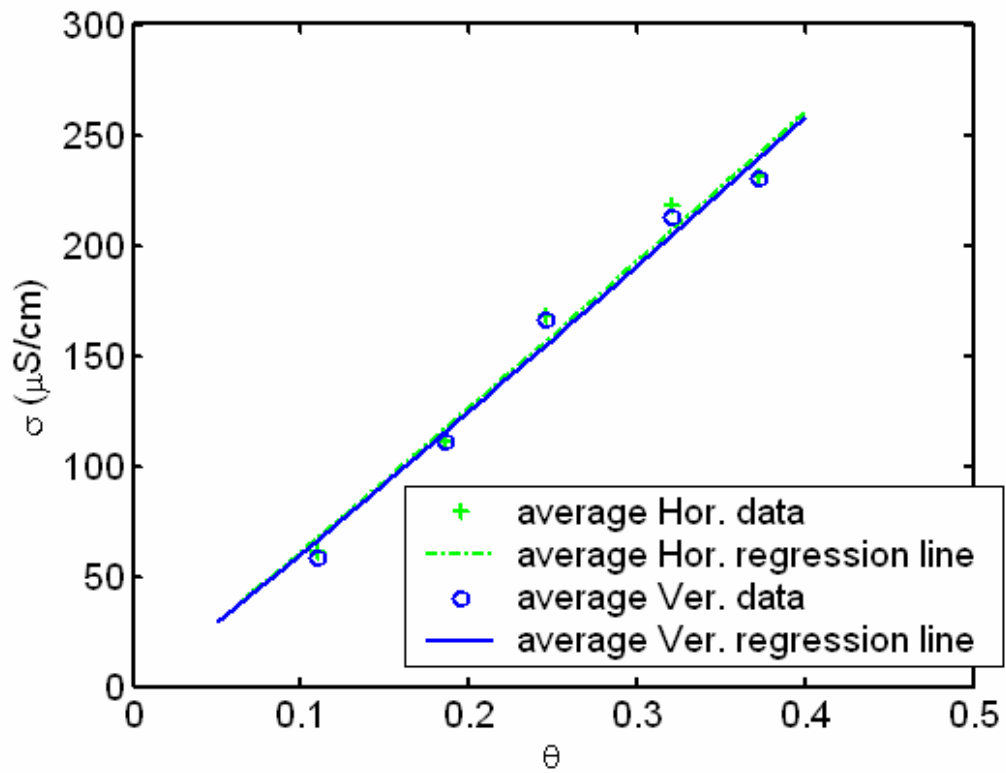


圖 4-17 水平向與垂直向平均 θ v.s σ 率定結果

4.3 砂箱模擬地電阻場址參數率定

整體砂箱試驗時間共歷時 240 個小時。圖 4-18 為砂箱試驗體積含水量的監測結果，兩 TDR 感測器所在土層位置的初始含水量約等於 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 2 尖峰含水量約 0.21，TDR 1 則接近 0.23。

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 1 與 TDR 2 最終的含水量值分別為 0.11 與 0.09；在整個試驗過程中，可能因降雨設備的降雨分佈無法達到理想的均勻狀態，因此 TDR 1 所在位置土層含水量約略較 TDR 2 來的高，不過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 4-19 則為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 5~7 ($\mu\text{s}/\text{cm}$)，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，不過在降雨停止之前，TDR 1 與 TDR 2 所測得導電度卻分別在約第 80 分鐘與第 50 分鐘提前出現尖峰值 178 ($\mu\text{s}/\text{cm}$) 與 121 ($\mu\text{s}/\text{cm}$)，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；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 $35 (\mu\text{s}/\text{cm})$ 與 $33 (\mu\text{s}/\text{cm})$ 。由上述的導電度監測結果，TDR 1 所測得導電度普遍也較 TDR 2 稍高，可能也是因無法達到均勻的降雨分佈所導致，然而導電度的變化趨勢在整體試驗過程中與降雨歷時的變化關係卻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，如圖 4-20 所示，在降雨濕潤的階段，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。另外在準備拆除砂箱試體前，約試驗時間第 360 小時，取 TDR cone 感測器鄰近土樣烘乾以計算此時實際體積含水量值，與 TDR 感測器的含水量值做相關比對與驗證，如表 4-3 所示，其誤差量約在 5%~8% 以內。

表 4-3 TDR 體積含水量驗證

	TDR 1	TDR 2
$\theta_{360\text{hr}}(\text{TDR})$	0.0759	0.0874
$\theta_{360\text{hr}}(\text{烘乾})$	0.0834	0.0922
誤差百分比	8.92%	5.23%

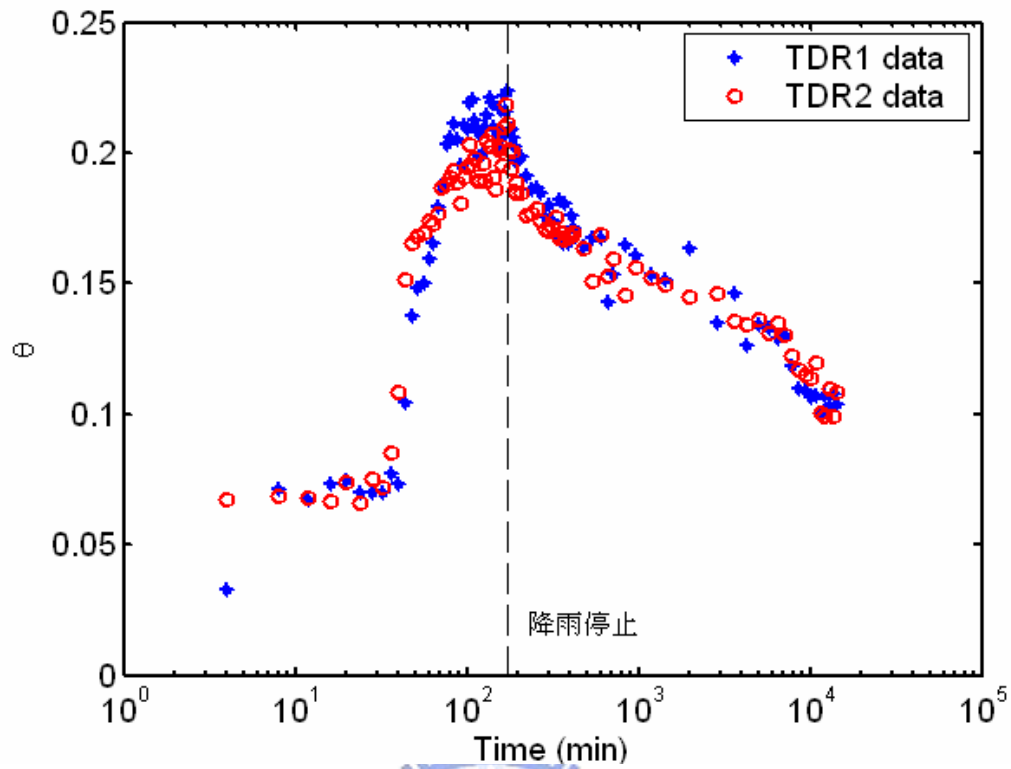


圖 4-18 砂箱試驗體積含水量 (θ) 監測資料

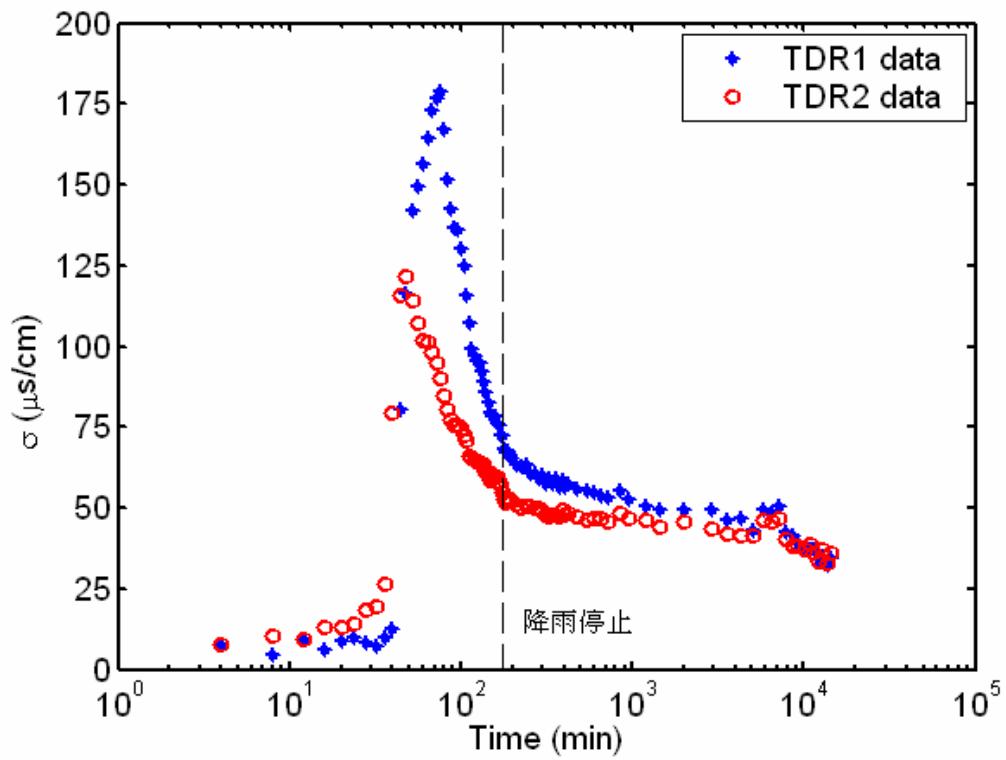


圖 4-19 砂箱試驗導電度 (σ) 監測資料

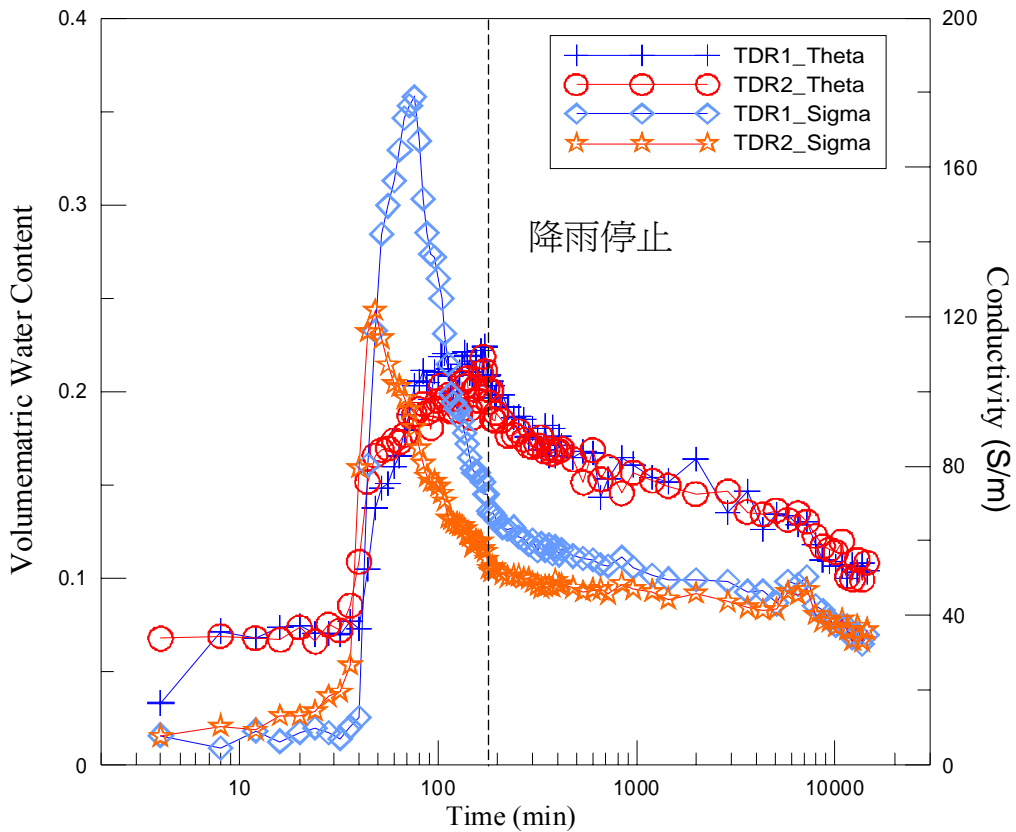


圖 4-20 砂箱試驗體積含水量與導電度監測資料比較

根據廣義 Archie's law 中電學性質與含水特性之關係式，以上述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。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，因此我們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 4-21 與圖 4-22。各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；由圖 4-21，雖濕潤階段整體迴歸趨勢線的變化與率定模結果似乎較為接近，但其迴歸分析之相關係數不佳，而由圖 4-22，乾燥階段的迴歸分析之相關係數較佳，不過當

體積含水量下降時導電度的變化幅度不若小型率定模的結果顯著，因此所迴歸曲線與率定模的迴歸結果有所落差。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- 4 所示，並進一步將兩土層位置所得體壤含水量與導電度之監測資料加以平均，以迴歸分析砂箱於各試驗階段平均反應下之參數。

故由以上的率定結果，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- 4 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=0.0621、m=1.1096	A=0.0261、m=0.8602
TDR 2	A=0.0363、m=0.9808	A=0.0143、m=0.6041
average	A=0.0497、m=1.0628	A=0.0207、m=0.7669

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

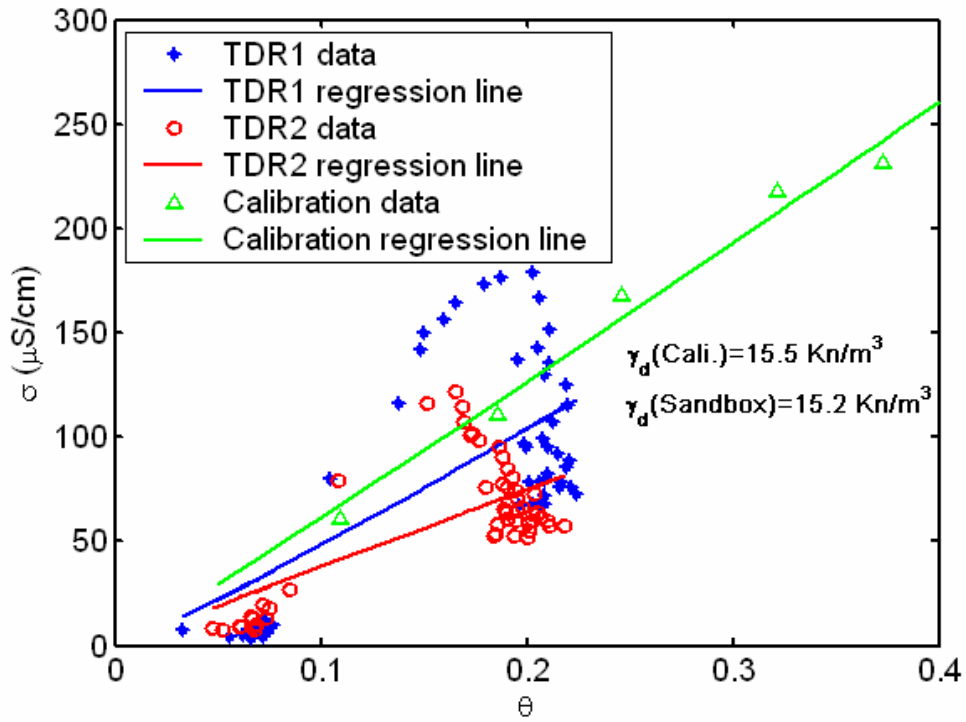


圖 4-21 砂箱濕潤階段 θ v.s σ 率定結果

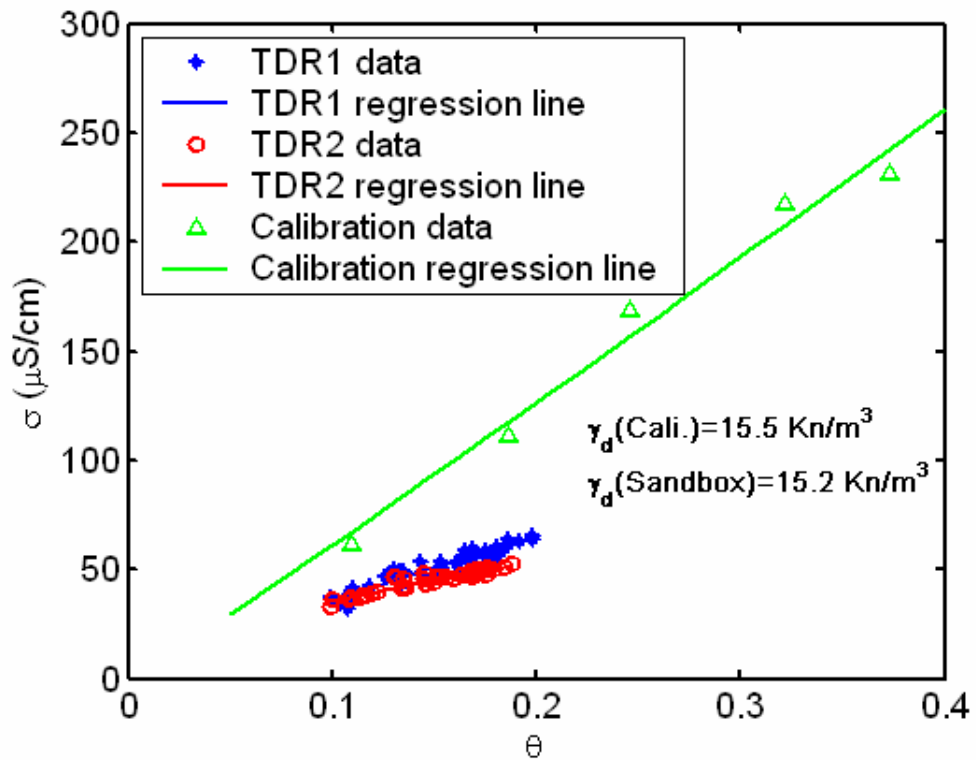


圖 4-22 砂箱乾燥階段 θ v.s σ 率定結果

4.4 砂箱模擬土水特徵曲線率定

利用砂箱內於兩 TDR cone 感測器旁所預先埋置的兩個電阻式張力計，可監測砂箱試驗過程中土壤基質吸力隨時間的變化，其監測結果如圖 4-23 所示。由於研究中所使用的電阻式張力計，必須先將其預先飽和後埋置於砂箱所欲探測土層深度的位置，並等到張力計和周圍土壤充分達土水平衡至該張力計最大量測範圍後方可使用，因此剛開始兩張力計的初始讀數皆為 199 (Kpa)，當試驗第一階段開始降雨濕潤後，兩張力計值並沒有立即隨毛細作用的降低而有基質吸力下降的反應，而是持續顯示該張力計的最大可量測值 199 (Kpa)，一直到降雨持續至試驗時間第 80 分鐘，兩張力計量測值才開始有明顯的下降趨勢，且至試驗第 130 分鐘左右即已到達量測下限值 1 (Kpa)，之後持續維持此讀數至降雨結束 (180 分鐘)。

降雨停止，試驗進入自然乾燥階段，乾燥初期兩張力計值同樣並未立即有所變化，仍持續顯示最低量測值 1 (Kpa)，一直到試驗時間第 240 分鐘左右，其基質吸力量測值才逐漸上升，且剛開始的上升趨勢較快，至試驗第 400 分鐘左右後遞增的速率漸緩，直到試驗結束時，兩張力計 Suction 1 與 Suction 2 所得量測值則分別為 66 (Kpa) 與 46 (Kpa)。

將兩張力計所測得土壤基質吸力與該位置兩 TDR cone 感測器所得體積含水量共同比較，如圖 4-24，在降雨濕潤的階段中，含水量逐漸上升，但張力計所量測基質吸力卻在降雨初期與末期皆出現了一段時間的量測上限

(199Kpa) 與下限值 (1Kpa)，研判可能因各該時刻的含水量值所對應土壤基質吸力已超出此電阻式張力計所可以感測的範圍所致；另一方面，因為張力計感測探頭與周圍土壤水分需要一段時間達土水平衡，但由於降雨時水份入滲速率相對較快，致使張力計無法及時顯示該時間點下的土壤基質吸力，因此即使感測器自感應上限值 199 (Kpa) 開始有所變化時，由其快速的變化反應也顯示出此時張力計的量測值已並非該時刻含水量下所對應的基質吸力，因此在降雨濕潤的過程中，兩張力計量測值受到時間延遲效應 (time-delay) 的影響很大。

在自然乾燥的階段中，體積含水量開始緩慢下降，但乾燥初期仍有部分量測值超出張力計最低可感測範圍，顯示為 1 (Kpa)，而當張力計量測值開始上升時的前幾個資料點，其變化反應也較為快速，研判也是受到時間延遲效應影響，一直到試驗第 400 分鐘後的量測值才與體積含水量的變化趨勢較為吻合。

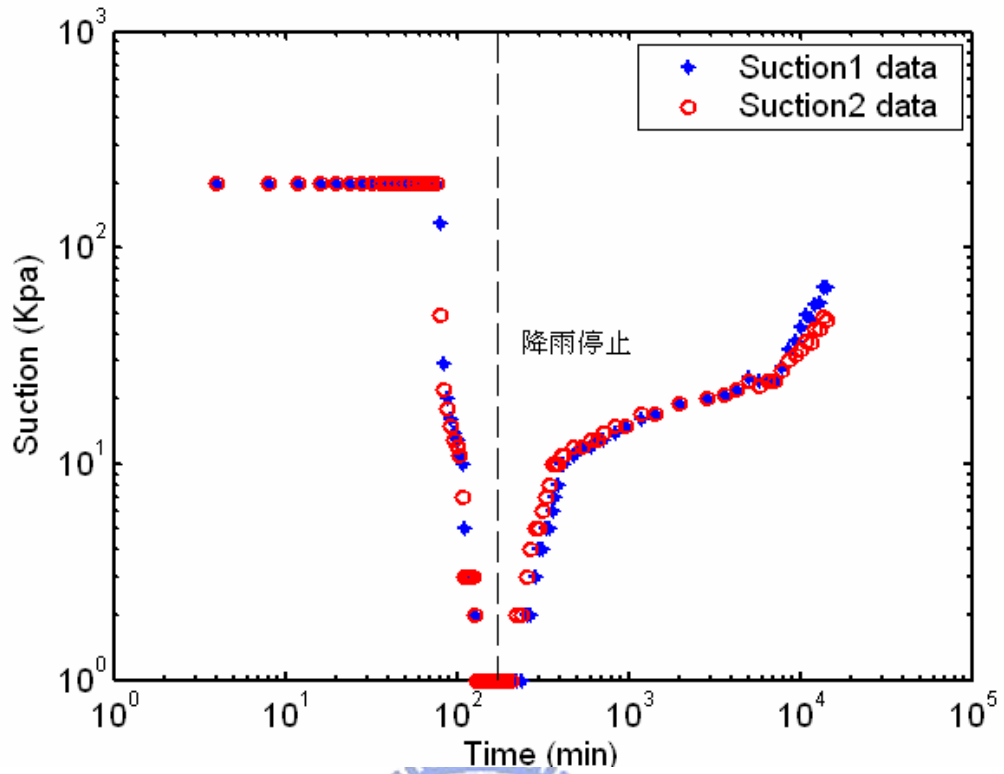


圖 4-23 砂箱試驗基質吸力 (ψ) 監測資料

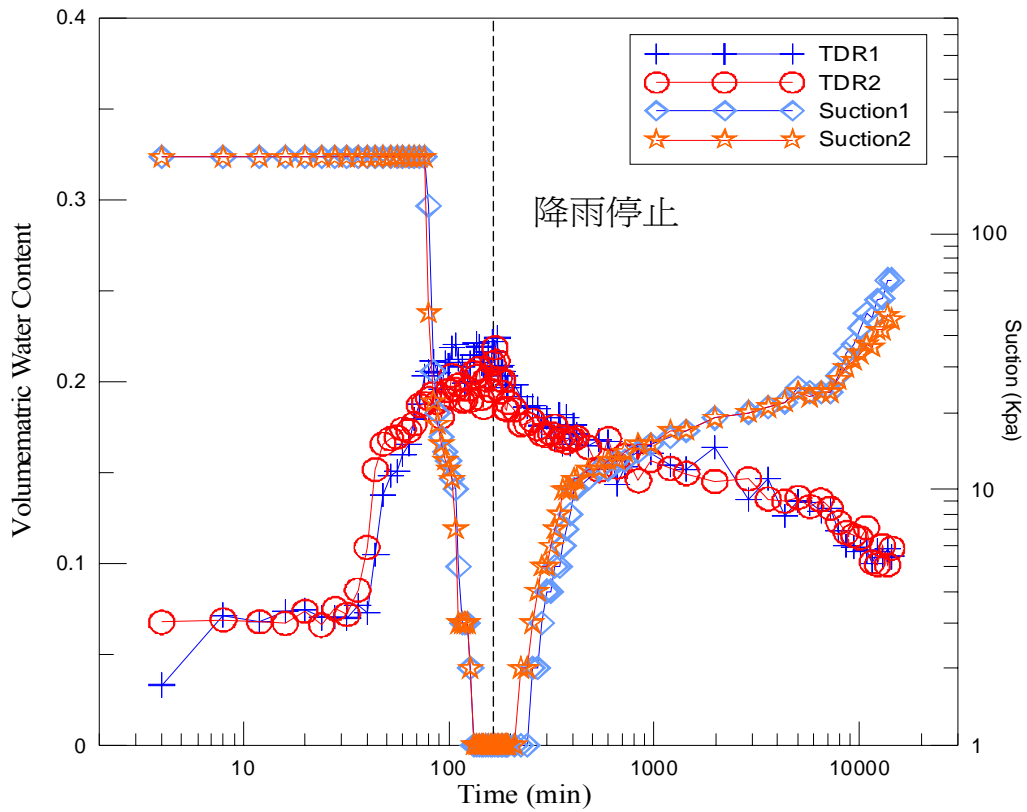


圖 4-24 砂箱試驗體積含水量與基質吸力監測資料比較

根據土水特徵曲線 (SWCC)，土壤體積含水量與基質吸力之間有密切的變化關係，因此可利用砂箱試驗中以 TDR cone 所量得土壤體積含水量與電阻式張力計測得之土壤基質吸力的監測資料，透過 Van Genuchten (1980) model 來迴歸分析砂箱模擬現地所得土水保持曲線。此外，由相關文獻中指出，土壤水分會因濕潤、乾燥的交替歷程而產生遲滯現象，其吸水與排水之特徵曲線並不會相同，因此必須分別迴歸率定砂箱試驗中土壤降雨濕潤與自然乾燥兩階段監測資料的土水特徵曲線。

將降雨濕潤的過程中，超過兩張力計感測範圍的資料點去除後進行率定，其結果如圖 4-25 所示，由於濕潤過程中各資料點仍受到時間延遲效應的影響很大，故兩土層位置張力計量測資料點的迴歸品質並不佳；乾燥過程中，則是將超過張力計感測範圍與乾燥初期受到時間延遲效應的資料點一同去除後，其率定結果如圖 4-26 所示，兩張力計量測資料點與迴歸曲線間則有較一致的變化趨勢，迴歸品質較高。而為了進一步比對兩試驗階段所迴歸出土水保持曲線的正確性，將各曲線與一般的砂土、粉土及黏土經由實驗資料所迴歸之土水特徵曲線共同比較，如圖 4-27，由於本研究砂箱試驗所使用土樣屬於粉土質砂土，預估該土樣土水特徵曲線應落於砂土與粉土的曲線之間，由該圖中顯示，乾燥階段的土水特徵曲線率定結果與所推論的坐落區間較為吻合。

故由上述結果得知，乾燥階段之監測資料所率定之土水特徵曲線的正

確性較高，不過因受限於試驗中所使用張力計之量測範圍，無法獲得該土樣較為完整的土水特徵曲線，因此僅資料量測範圍內的率定結果較為可信。濕潤與乾燥試驗階段迴歸分析之土水特徵曲線參數值 α 、 n 值如表 4-5 所示，並進一步將兩土層位置所得體壤含水量與基質吸力之監測資料加以平均，以迴歸分析砂箱於各試驗階段平均反應下之參數。

表 4-5 砂箱試驗之土水特徵曲線率定參數值

	降雨濕潤	自然乾燥
Suction 1	$\alpha=6.444e+016$ 、 $n=1.0160$	$\alpha=1.4535$ 、 $n=1.3101$
Suction 2	$\alpha=3.515e+015$ 、 $n=1.0193$	$\alpha=1.0577$ 、 $n=1.3467$
average	$\alpha=3.888e+016$ 、 $n=1.0171$	$\alpha=1.2691$ 、 $n=1.3248$

【註】 SWCC model: $\theta = \theta_r + (\theta_s - \theta_r) / (1 + (\alpha\psi)^n)^m$

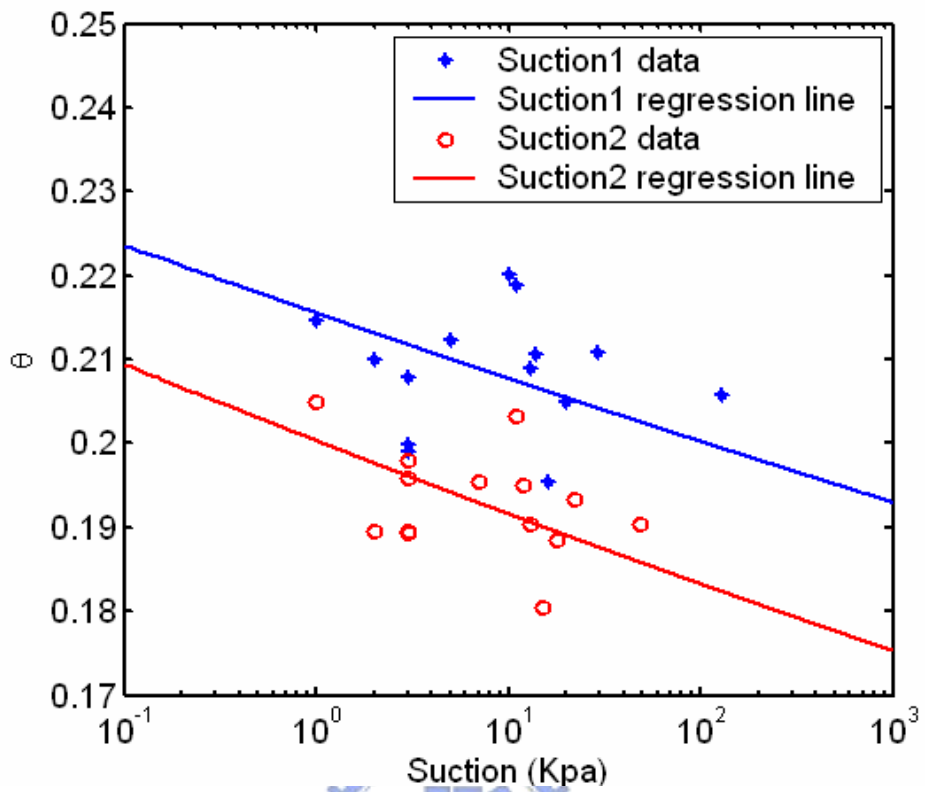


圖 4-25 砂箱濕潤階段土水特徵曲線 (SWCC) 率定結果

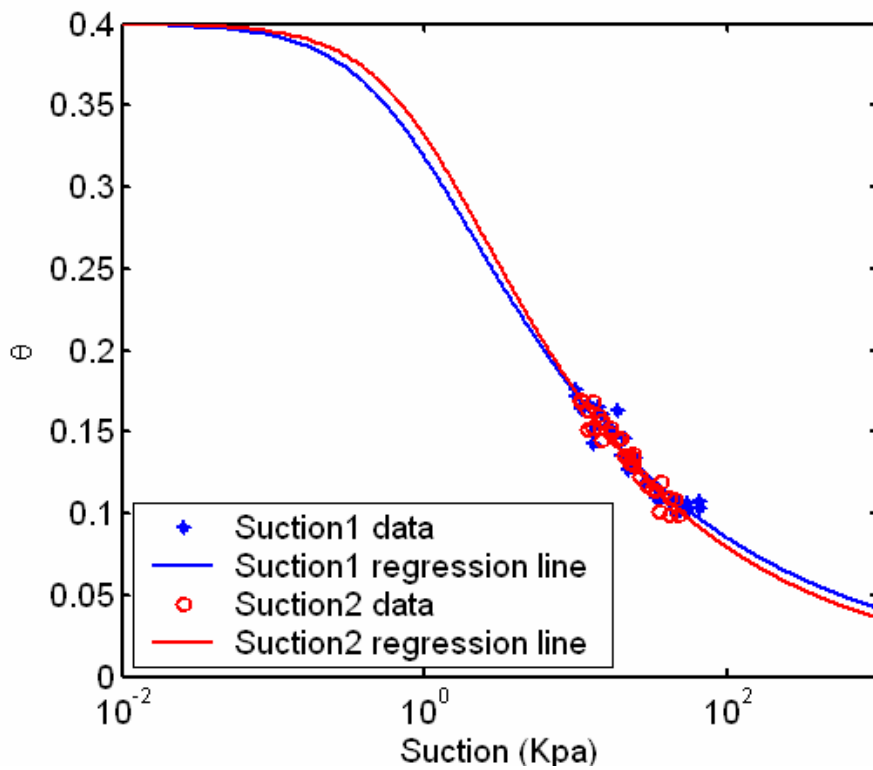


圖 4-26 砂箱乾燥階段土水特徵曲線 (SWCC) 率定結果

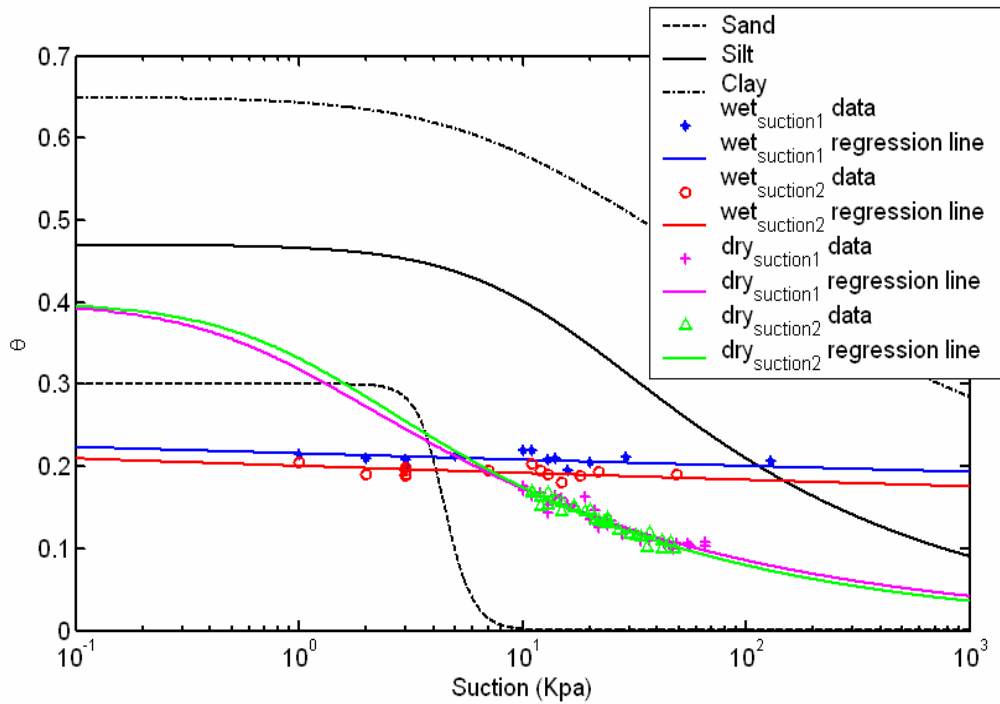


圖 4-27 砂箱率定土水特徵曲線與一般土樣土水特徵曲線比較

4.5 砂箱模擬地電阻之含水特性影像詮釋

在砂箱試驗的乾燥過程中佈設三維地電阻測線，以調查及監測砂箱土壤之電阻率分布隨時間的變化情形，而經由砂箱試驗模擬現場佈設之 TDR 感測器與張力計所得體積含水量、導電度以及土壤基質吸力，可模擬於現地土層直接率定地電阻所需場址參數及土水特徵曲線關係。本章節則利用前述所得砂箱模擬之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，以探討地電阻法調查與監測地層含水特性的可行性。

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，而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- 28，我們分別切 $x=0\text{cm}$ 與 $x=10\text{cm}$ 兩涵蓋範圍較廣的長條形剖面來觀察砂箱土壤的電阻率變化情況，而地電阻法的主要監測時間範圍為砂箱試驗後半段的自然乾燥階段，所涵蓋時間較長，由整體砂箱試驗時間第 4 小時 15 分鐘一直到 240 小時，因此各監測結果經分析整理後，僅取 4 小時 30 分鐘、48 小時、96 小時、144 小時、192 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- 29 與圖 4- 30 分別為 $x=5\text{cm}$ 與 $x=10\text{cm}$ ，於上述六個監測時間所得電阻率差異百分比剖面；由圖 4- 29，自 48 小時的剖面開始，於 $y=30\sim 50\text{cm}$ 、深度 4cm 以下的剖面位置，電阻率有逐漸上升的趨勢，約提高 40%，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 4cm 以下的剖面位置電阻率普遍上升，其中又以剖面位置 $y=30\sim 50\text{cm}$ 處的電阻率上升 80%~90% 為變化較為顯著的區域；由圖 4- 30，該位置電阻率剖面的變化趨勢與圖 4- 29 非常一致，不過整體電阻率差異性更為顯著，其電阻率上升的差異百分比最高達到 150% 以上，且同樣於 $y=30\sim 50\text{cm}$ 左右的電阻率變化較大。

由上述 $x=5\text{cm}$ 與 $x=10\text{cm}$ 兩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並不大，由差異百分比剖

面上看不出明顯的改變，但深度 4cm 以下的右側土層在 48 小時以後電阻率便開始有顯著的正成長，顯示電探剖面中下半部土壤的水分流失速度較表層土壤來得快速，研判可能因施做砂箱試驗的地點為室內實驗室，表層土壤並不若現地表土易受風吹日曬等因素影響，故乾燥的速度相對較為緩慢，另一方面，由於電探所探測範圍僅佔砂箱表面約 10cm 深的土層，下方仍有 40cm 深的乾燥土壤提供上方水份的入滲路徑，因此在表面土層乾燥速率緩慢的前提下，若下方土壤的入滲速率相對較為快速，便有可能造成上述砂箱試驗中土壤水分於乾燥階段中的變化結果，而比對各試驗時間點之砂箱側視照，如圖 4- 31 所示，各乾燥過程中，水份明顯向 10cm 以下土層入滲，且表面約 5cm 內的土壤則持續相對的濕潤，與上述所得推論具有一致性。



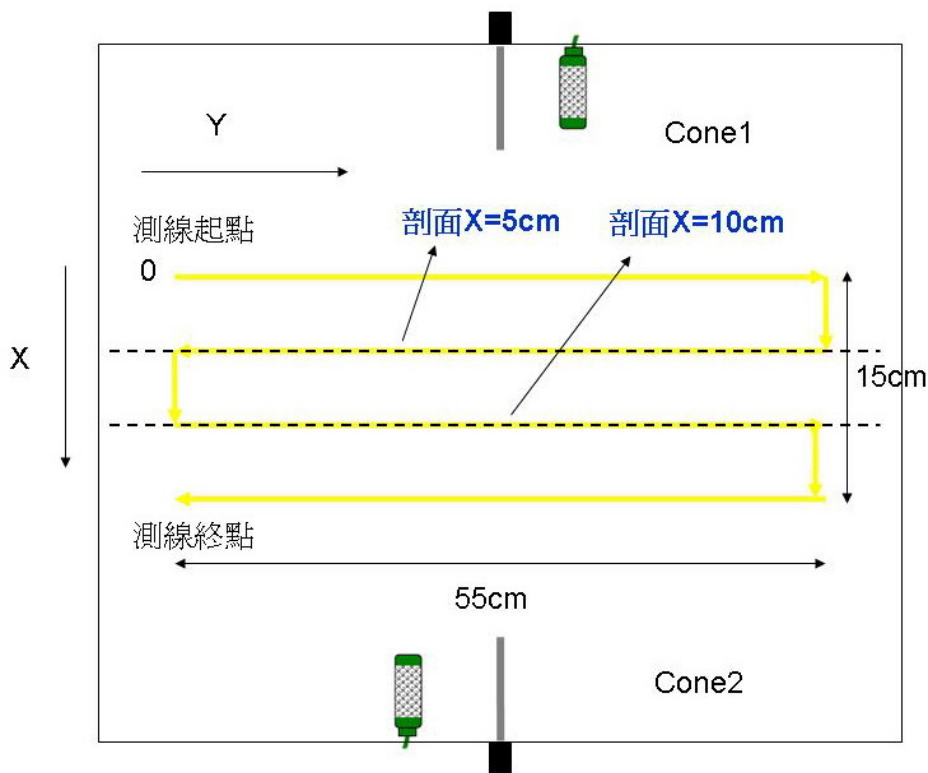


圖 4-28 地電阻法反算結果剖面位置示意圖

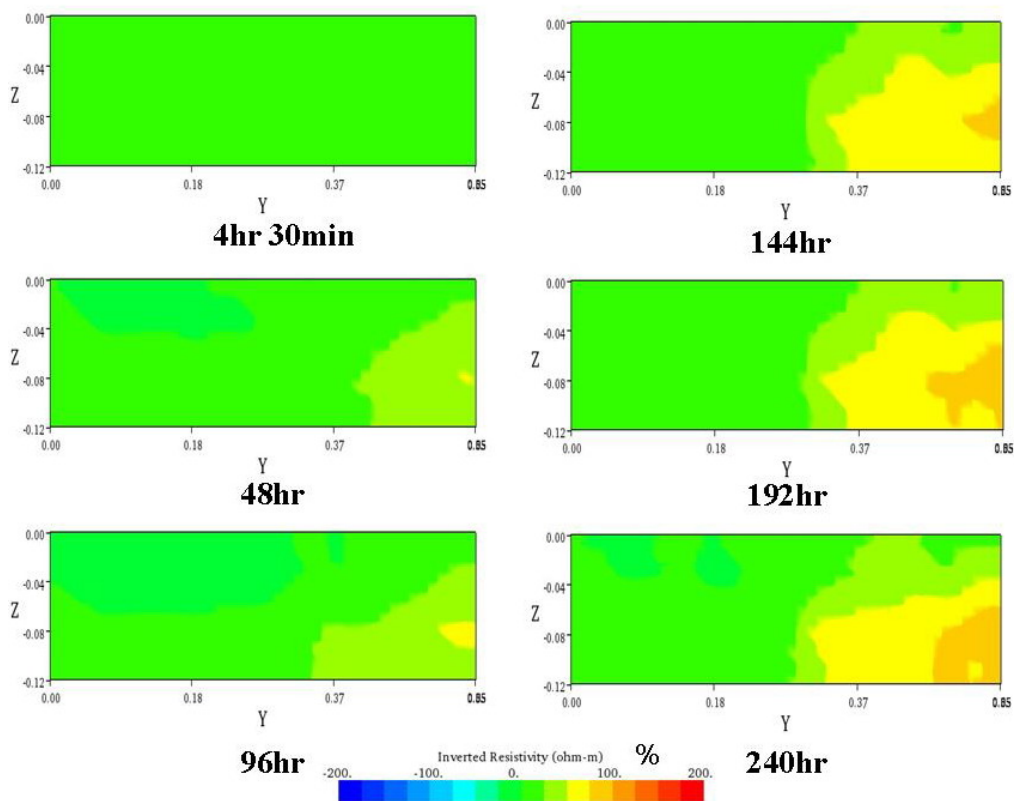


圖 4-29 x=5cm 處電阻率差異百分比剖面

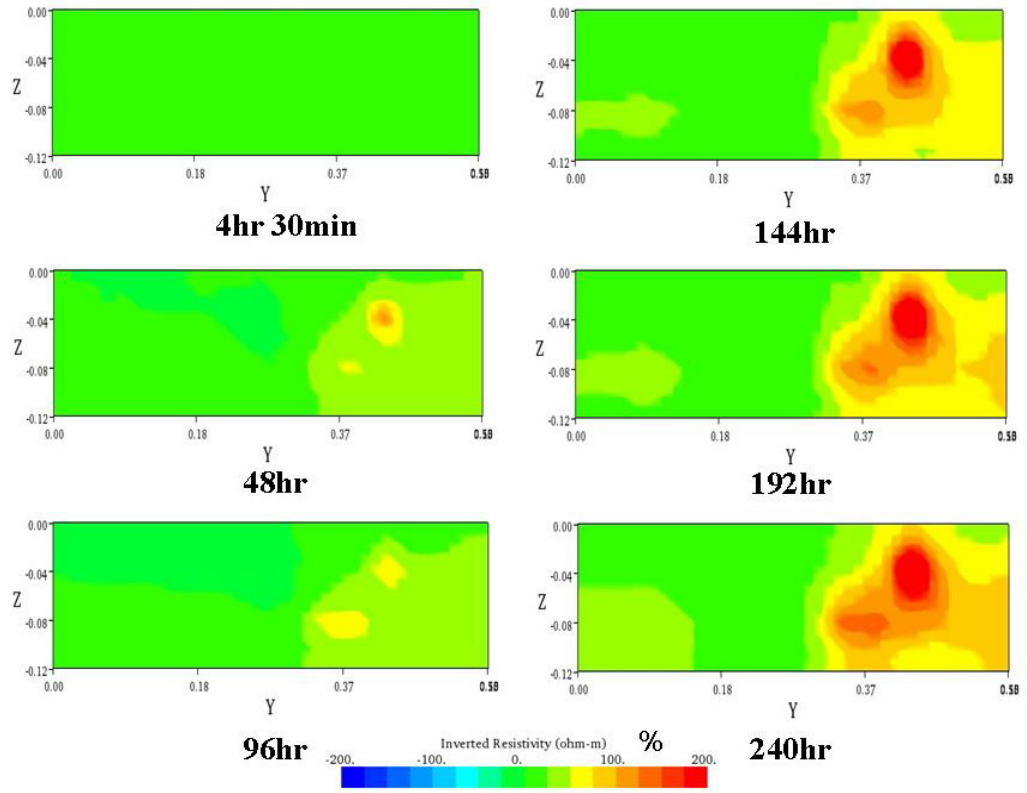


圖 4- 30 $x=10\text{cm}$ 處電阻率差異百分比剖面



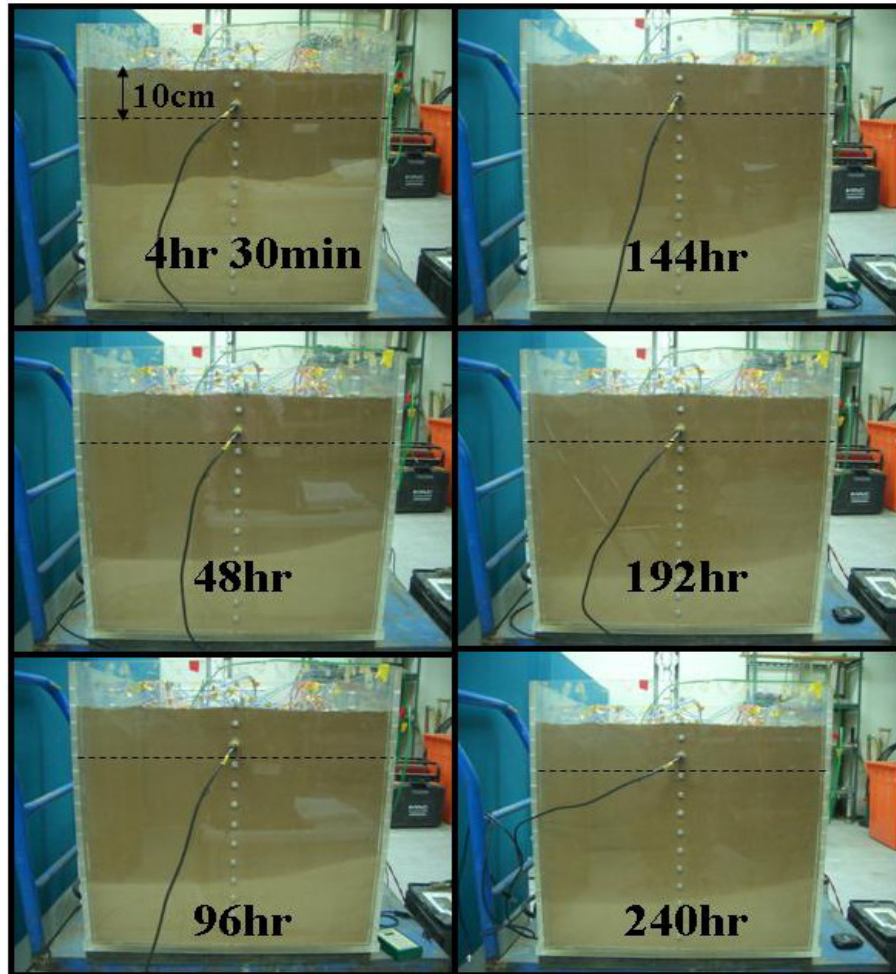


圖 4- 31 砂箱試驗乾燥過程各時間點側視照

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 $x=10\text{cm}$ 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- 32 所示，利用前述章節於砂箱直接率定之地電阻場址參數與土水特徵曲線，將各地電阻剖面轉換為體積含水量剖面與土壤基質吸力剖面，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。

由圖 4- 33 顯示，兩 TDR cone 感測器所埋設深度為 5cm，因此取各監測時間點的三處電阻率平均值與兩 TDR cone 所得導電度倒數後之電阻率平均值來做比較，分別為：1.x=0cm、y=25~30cm、z=5cm 剖面與 x=15cm、y=25~30cm、z=5cm 剖面之電阻率平均值，2. x=0cm、y=0~55cm、z=5cm 剖面與 x=15cm、y=0~55cm、z=5cm 剖面之電阻率平均值，3.總體電阻率平均值。比較結果如圖 4- 34 所示，各曲線皆呈現非常一致的變化趨勢，且由最接近兩 TDR 感測器的電阻率剖面，即 x=0cm、y=25~30cm、z=5cm 剖面與 x=15cm、y=25~30cm、z=5cm 剖面之電阻率平均值，皆與 TDR 感測器所得電阻率值相當接近，誤差約在 50 (ohm-m) 以內，約略顯示兩種方法所得到的電阻率值差異性並不大，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。

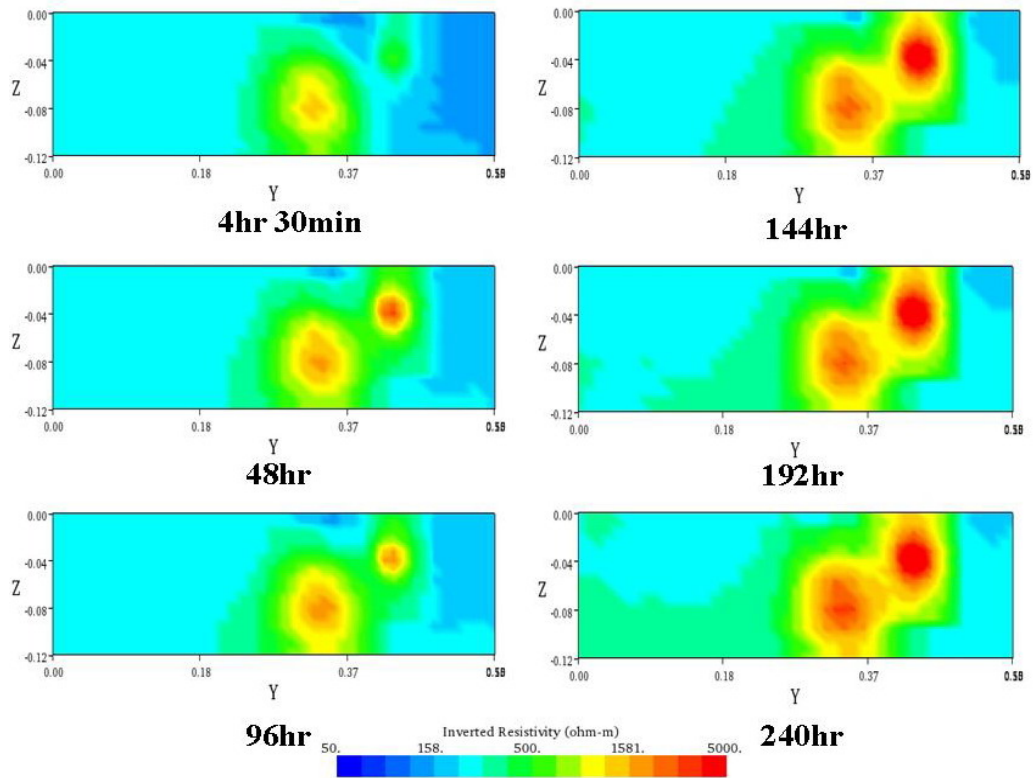


圖 4-32 $x=10\text{cm}$ 處地電阻剖面

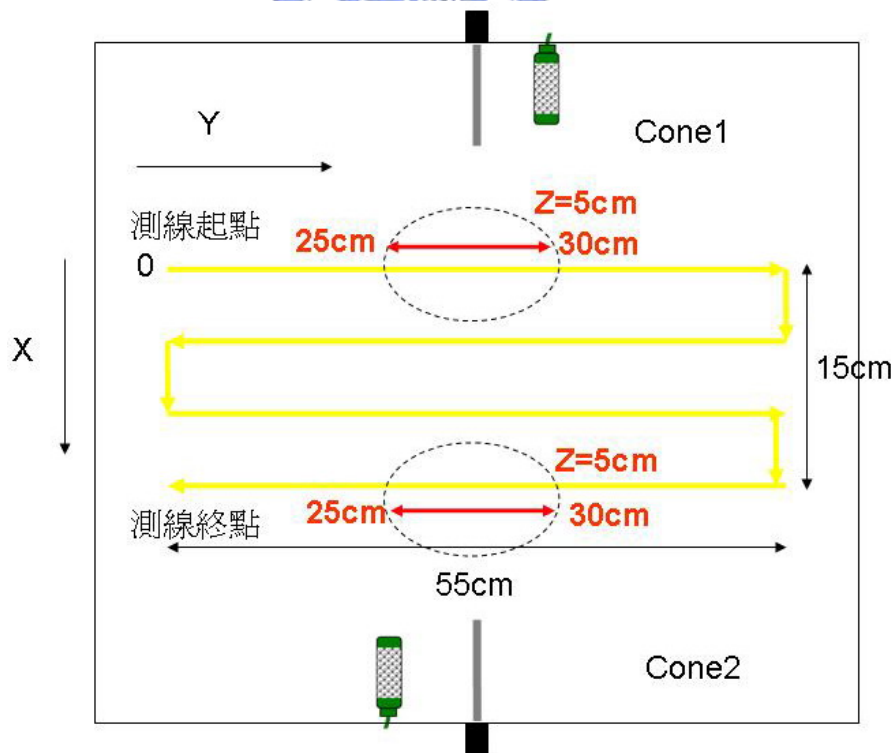


圖 4-33 選取地電阻率比對位置示意圖

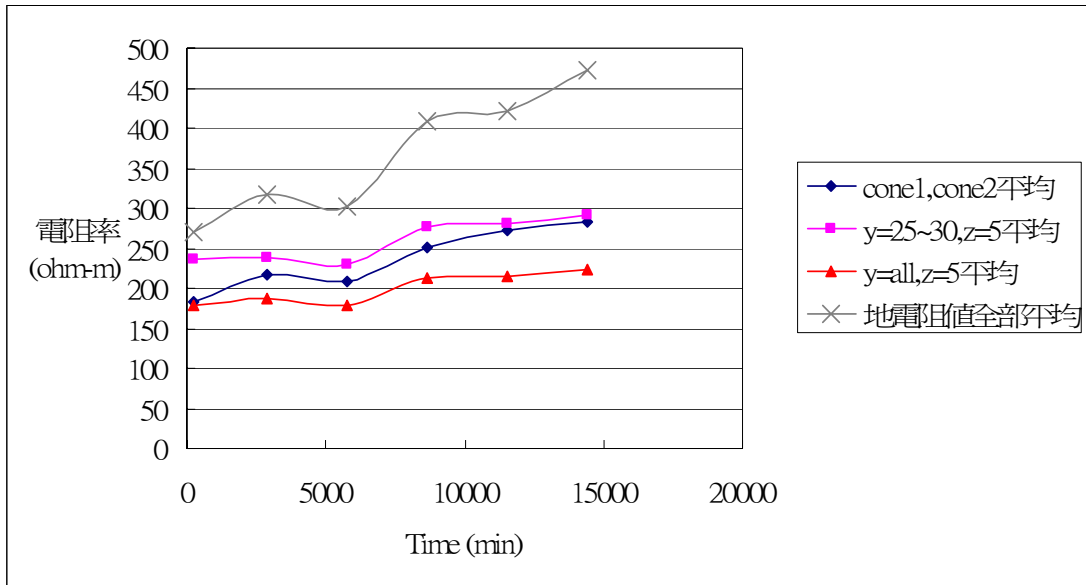


圖 4- 34 TDR 導電度（電阻率）與 ERT 電阻率比對

由砂箱試驗的乾燥階段，模擬現地率定所得地電阻場址參數與砂箱土樣土水特徵曲線待定參數值如表 4- 6 所示。首先利用地電阻場址參數決定之廣義 Archie's Law 對圖 4- 32 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，即可經廣義 Archie's Law 轉換為體積含水量剖面分佈，其結果如圖 4- 35 所示。隨監測時間逐漸增加，砂箱表面約 5cm 以上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 2~5cm、y=40~50cm 處，以及 5cm 以下、y=25cm~40cm 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，故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。

接著經由含水量剖面分佈，再利用該砂箱土樣土水特徵曲線關係，進一步將含水量剖面轉換為土壤基質吸力剖面，如圖 4-36 所示，與含水量剖面的結果相似，隨乾燥時間逐漸增加，大部分表層 5cm 內土層的基質吸力並無顯著變化，但在深度 2~5cm、y=40~50cm 處，以及 5cm 以下、y=25cm~40cm 左右的位置，則隨著乾燥時間越長，土壤水分向下入滲而導致該處基質吸力明顯上升，與各時間點經轉換後所得含水量剖面有相對應的變化行為。

而上述經由各率定關係所得體積含水量剖面與基質吸力剖面的剖面值，則受到 TDR cone 感測器於砂箱試驗乾燥階段的率定過程中，TDR 感測器對導電度與含水量的感應空間範圍 (sample volume) 大小不同而產生延遲效應，且砂箱試體無法達到與率定模相對較為均質的分布，因而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，因此初步由以上結果顯示，本研究中所提出利用 TDR 與張力計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，應可對於地層的含水特性分佈變化較為直接而明確的掌握。

表 4-6 砂箱試驗乾燥階段各率定關係參數值

	Model	待定參數值
廣義 Archie's Law	$\sigma = A \cdot \theta^m$	$A=0.0207$ 、 $m=0.7669$
SWCC	$\theta = \theta_r + (\theta_s - \theta_r) / (1 + (\alpha \psi)^n)^m$	set $\theta_s = 0.4$ 、 $\theta_r = 0$ 、 $m=1-1/n$ $\alpha=1.2691$ 、 $n=1.3248$

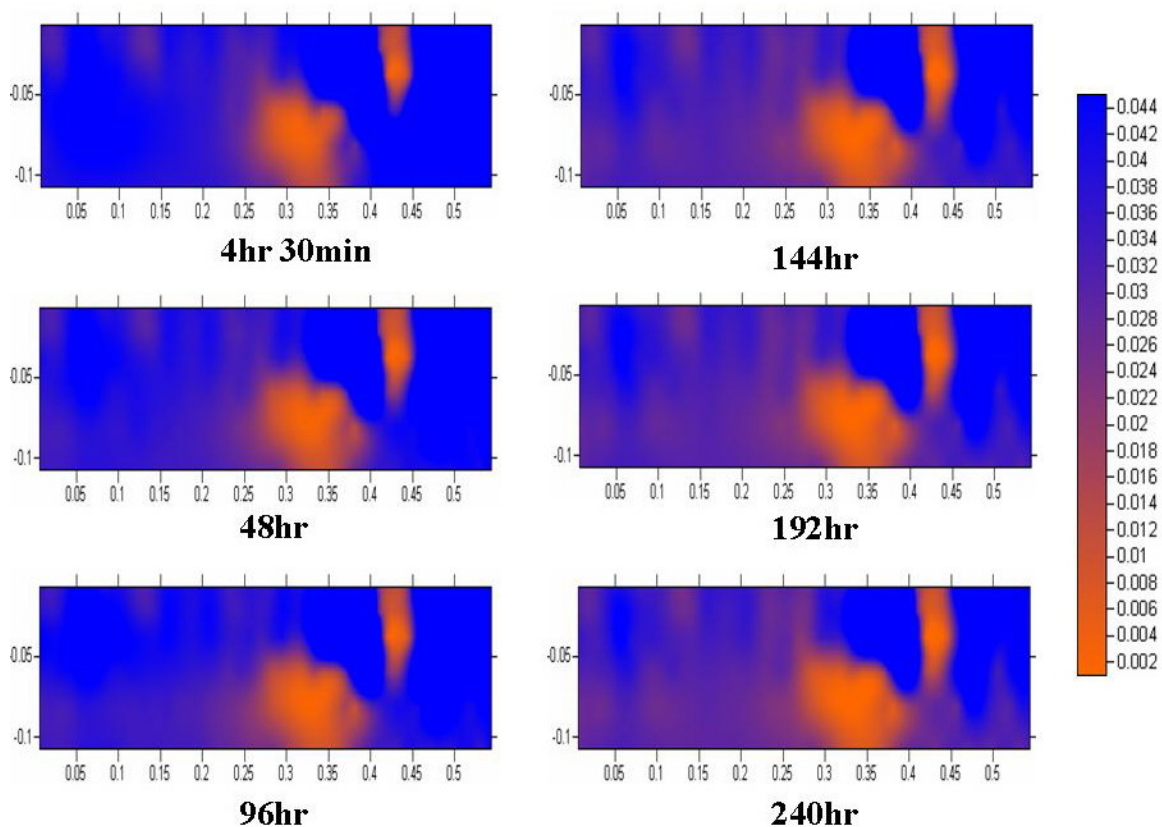


圖 4-35 轉換後體積含水量剖面

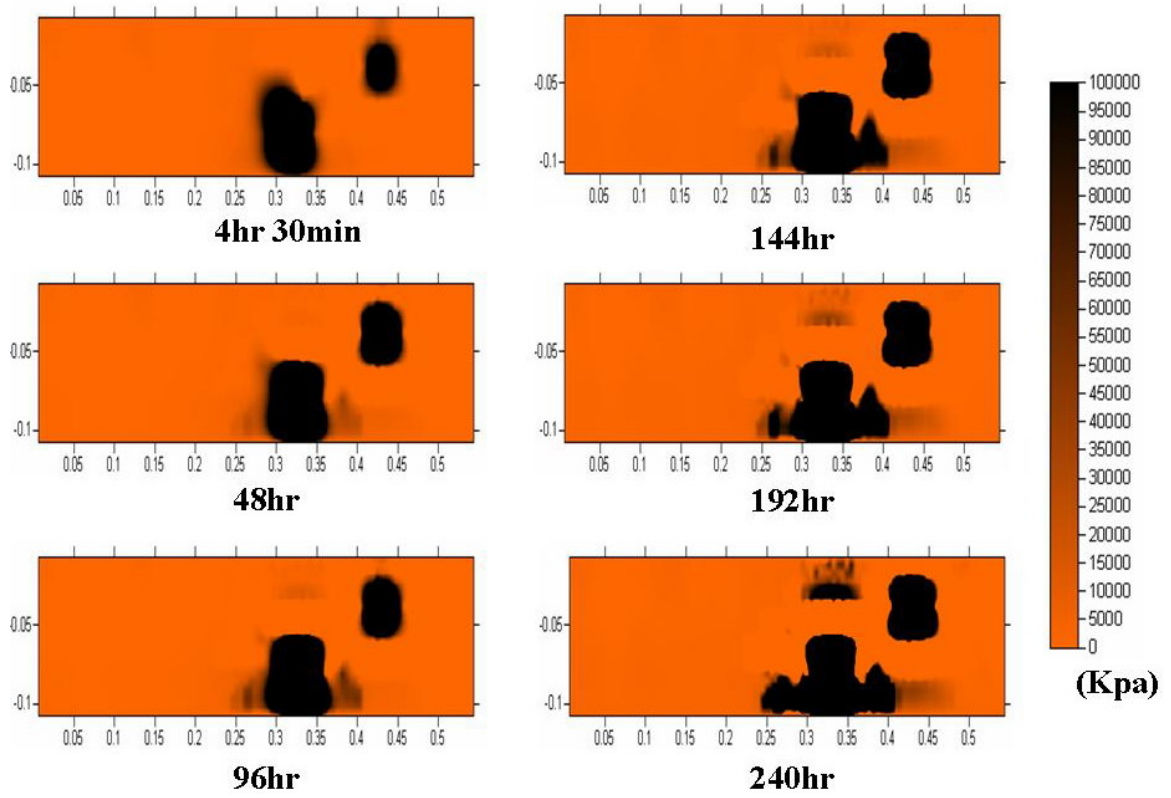


圖 4-36 轉換後土壤基質吸力剖面



五、結論與建議

5.1 結論

崩積層內部之地層含水特性如飽和度、含水量與土壤基質吸力等對崩積邊坡的穩定性影響甚鉅，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初步探討運用地電阻法於崩積地層含水特性之調查與監測的可行性，研究範疇共分為空間解析度評析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：

1.地電阻量測結果之空間解析度評析：

- (1) 電極間距之影響：當電極間距愈小，其反算後的解析度會越好，尤其當電極間距小於數值模擬的馬賽克方格時，其解析結果最好。
- (2) 深度之影響：地電阻解析度隨深度的遞減效應十分明顯，尤其當背景為低電阻分佈時，其遞減效應更為明顯。
- (3) 電阻率對比度之影響：當數值模型中背景電阻率與馬賽克方格電阻率之對比度越高時，反算後解析度越好，不過當背景為低電阻分佈時，對比度對解析度提高的效果則不顯著。
- (4) 方格間距之影響：數值馬賽克方格越離散時，反算結果的解析度越高，不過需注意深度遞減效應對下層馬賽克方格解析度的影響。
- (5) 其他探討：地電阻法反算後所解析出數值馬賽克方格的幾何位置正確，不過幾何形狀與方格電阻率值皆有某些程度的模糊化，不

可過度解讀。此外各電探反算後剖面底部及兩側因邊界效應，造成有部分異常電阻值產生，進行剖面判識時需特別注意。

2.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 感測器水平向與垂直向量測土壤導電度，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，而結果顯示水平向與垂直向率定結果一致，該土樣的異向性並不顯著，且各率定結果皆與文獻中所提出率定關係相吻合。

(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，嘗試利用 TDR 與張力計監測砂箱體積含水量、導電度以及基質吸力，以模擬於現地直接率定地電阻場址參數與土水特徵曲線參數值，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，研判因感測器對兩物理量的感應空間範圍（sample volume）大小不同造成部分延遲效應，以及砂箱試體與率定模試體的相對非均質性，故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，但變化趨勢仍具有一致性。

至於土水特徵曲線的率定方面，由於張力計的量測資料在溼潤過程中受張力計量測範圍限制，且受到時間延遲效應（time-delay）影響很大，因此濕潤階段之土水特徵曲線率定結果可信度較低，至於乾燥階段張力計量測值僅乾燥初始階段受量測範圍限制以及時間延遲效應的影響，故除去受影響的資料之後仍可迴歸率定出較為合理之乾燥階段土水特徵曲線。

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，故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與基質吸力剖面的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，初步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較為直接而明確的掌握。

由以上各結果顯示，本研究所提出結合 TDR 與張力計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概念具有可行性，然而 TDR cone 感測器對導電度與含水量的不同感應空間範圍造成之遲滯現象，以及電阻式張力計的反應延遲、量測範圍限制等問題，仍需做進一步的探討，此外，所準備砂箱試體的相對非均質性對於實驗結果的影響，對於未來若嘗試進一步推

廣至崩積地層的應用上時，需注意崩積層所造成高度空間變異性對於率定結果的影響。

5.2 建議

1. 以數值模擬探討電探空間解析度方面，可增加數值模型的馬賽克方格層數，模擬更為複雜的地質分布型態，並考慮其他電極排列下的解析成果。
2. 未來建議加大砂箱尺寸，以增加地電阻有效的探測深度。
3. 砂箱試驗中所使用電阻式張力計量測範圍過小，建議可改用量測範圍較廣的現地土壤基質吸力量測設備，如 TDR 土壤張力感測器，以迴歸率定出涵蓋範圍更為完整的土水特徵曲線。
4. TDR 感測器對於導電度與含水量的感應空間範圍需做更進一步的釐清與驗證。
5. 未來可嘗試直接於現地崩積土層，以地電阻法搭配結合量測導電度、含水量與土壤基質吸力的多功 TDR 監測系統，於崩積層場址各點位置與深度進行現地率定與監測，以期進一步探討崩積層高度空間變異性對於現地率定結果的影響。

參考文獻

1. 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。
2. 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）。
3. 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。
4. 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.
5. 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.
6. Barker, R. and Moore, J., 1998, "Application of Time-Lapse Electrical Tomography in Groundwater Studies," Leading Edge, Vol. 17, No. 10, pp. 1454-1458.
7. 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.
8. Collins, B.D. and Znidarcic, D., 2004, "Stability analysis of rainfall induced landslides," ASCE Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering, Vol. 130, No. 4, pp. 362-372.
9. 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.
10. Dahlin, T. and Leroux, V., 2006, “Time-Lapse Resistivity Investigations for Imaging Saltwater Transport in Glaciofluvial Deposits,” *Environ Geol*, pp. 347-358.
11. 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.
12. 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.
13. Edwards, L. S. 1977, “A Modified Pseudosection for Resistivity and Induced Polarization,” Vol. 42, pp. 1020-1036.
14. 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.
15. Hillhorst, M. A., 1998, “Dielectric Characterization of Soil,” Ph.D. Thesis, Wageningen, Netherlands.
16. Inman, J. R., 1975, “Resistivity Inversion with Ridge Regression,” *Geophysics*, Vol. 40, No. 5, pp. 798-817.
17. Irmak, S., and Haman, D.Z., 2001, “Performance of the Watermark® granular matrix sensor in sandy soils,” *Applied Engineering in Agriculture* 17: 787-795.
18. Lapenna, V., Lorenzo, P., Perrone, A., Piscitelli, S., Sdao, F. and Rizzo, E., 2003, “High-resolution Geoelectrical Tomographies in the Study of Giarrossa Landslide (Southern Italy),” *Bulletin of Engineering Geology and*

- the Environment, Vol. 62, No. 3, pp. 259-268.
- 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. Or, D. and Wraith, J.M., 1999, "A new soil matric-potential sensor based on time-domain- reflectometry," Water Resources Research, 35: 3399-3407.
32. Reece, C. F., 1996, "Evaluation of a Line Heat Dissipation Sensor for Measuring Soil Matric Potential," Soil Science Society of America Journal, 60:1022-1028.
33. Reynolds, J. M., 1997, "An Introduction to Applied and Environmental Geophysics," Wiley.
34. 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.
35. 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.
36. 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.

- 37.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.
- 38.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.
- 39.SEGJ, 2004, "Application of Geophysical Methods to Engineering and Environmental Problems," The Advisory Committee on the Standardization.
- 40.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.
- 41.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.
- 42.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.
- 43.Telford, W. M., Geldart, L. P. and Sheriff, R. E., 1990, "Applied Geophysics 2nd," Cambridge University Press.
- 44.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.

45. 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.
46. Yang, X. and Lagmanson, M., 2006, "Comparison of 2D and 3D Electrical Resistivity Imaging Methods," Advanced Geosciences.

