

國立交通大學

土木工程學系

博士論文

地電阻影像探測

在地工調查之應用與問題探討

Application and Problems Analysis of ERT  
for Geotechnical Investigation

研究生：洪瑛鈞

指導教授：林志平 博士

中華民國 102 年 8 月

**地電阻影像探測在地工調查之應用與問題探討**

**Application and Problems Analysis of ERT for**

**Geotechnical Investigation**

**學 生：洪瑛鈞  
指導教授：林志平 博士**

**Student : Yin-Chun Hung  
Advisor : Dr.Chih-Ping Lin**

**國立交通大學  
土木工程學系  
博士論文**



**A Thesis  
Submitted to Department of Civil Engineering  
College of Engineering  
National Chiao Tung University  
In Partial Fulfillment of the Requirements  
for the Degree of  
Doctor of Philosophy  
in  
Civil Engineering  
August 2013**

**Hsinchu, Taiwan, Republic of China**

**中華民國 102 年 8 月**

# 地電阻影像探測在地工調查之應用與問題探討

學生：洪瑛鈞

指導教授：林志平 博士

國立交通大學土木工程學系(研究所)博士班

## 摘要

直流電阻法發展已將近一個世紀，近年來，技術已由一維、二維，延伸至真三維直流電阻法，但因施測難度受現場空間的限制，目前工程的應用主要仍以二維地電阻剖面影像法(2D Electrical Resistivity Tomography, 2D ERT)為主；2D ERT 雖已廣泛應用於大地工程調查上，但生動的彩色地電阻率剖面背後隱藏了許多不確定性，若要將地電阻率剖面有效的應用在大地工程的尺度，必須提高施測的準確度及空間解析能力，或至少掌握這些不確定性，避免過份解讀施測結果。

本研究主要探討二維地電阻剖面的空間解析能力及潛在的施測問題，透過新竹斷層調查及新山水庫滲漏調查二案例，發現二維地電阻剖面影像法施測成果資料解讀確實對工程師而言常是一項很大的挑戰。本研究認為電阻率剖面圖判釋過程中常遭遇的問題，包含電阻率剖面空間解析能力的問題、電阻率剖面的可信度、邊界效應之影響、三維效應之影響等問題，致影響成果判釋之合理性。因此，本研究透過數值模擬方法，建立數種不同地質模型，包括：單一水平層面

地層、水平夾層地層、單一垂直層面地層、垂直夾層層面、複合地層、傾斜層面地層及土石夾雜地層等簡化模型，定性探討不同地質狀況二維地電阻剖面空間解析能力的特性。另由於二維地電阻施測時常受到三維效應及邊界效應的影響，致二維地電阻剖面可能造成失真的現象，此效應目前尚未有詳細的評估，本研究亦透過數值模擬探討不同情境的可能 3D 效應、邊界效應，並建立新竹斷層、新山水庫案例的三維模型，探討此二效應造成的影響。

經由本研究的案例分析及數值模擬評估發現，三維及邊界效應確實會影響施測結果，造成判釋誤差；透過數種不同地質模型的模擬結果，發現地層變化對二維地電阻剖面影響的變化規則，本研究亦提出判讀上的建議，以提升未來在成果資料判釋的準確性，避免誤判及過度判讀。



# **Application and Problems Analysis of ERT for Geotechnical Investigation**

**Student : Yin-Chun Hung**

**Advisor : Dr.Chih-Ping Lin**

**Department of Civil Engineering**

**National Chiao Tung University**

## **Abstract**

Direct current (DC) electrical resistivity method has been developed for almost a century. It has evolved from the 1D, 2D, to more recently the true 3D method. However, field conditions often obstruct 3D surveys and 2D electrical resistivity tomography (ERT) remains to be the state of the practice in geotechnical investigation due to its simplicity in field works and less space requirement. The 2D ERT has been widely applied, but the uncertainty behind the obtained vivid resistivity image is not clear. Its accuracy, spatial resolution, and possible pitfalls should be understood to avoid misinterpretation.

The objectives of this study are to investigate the spatial resolution of 2D ERT measurements and its potential limitations. The challenges for engineers to interpret the 2D ERT results are manifested via two case studies including the Hsinchu fault and Hsinsan reservoir leakage investigations. The spatial resolution, reliability of inverted resistivity section, boundary effect, and 3D effect are identified as unclear problems which may significantly affect the interpretation of 2D ERT results. The

resolving ability of 2D ERT were qualitatively studied by numerical simulations of 2D ERT surveys in various geological conditions including single horizontal layer, horizontal sandwiched layer, single vertical layer, vertical sandwiched layer, inclined layer, and block-in-matrix structure. The results of 2D survey may be distorted in conditions which violate the assumption of 2D structure and infinite boundary. This study further used 3D numerical modeling to assess how 3D effects might distort the 2D inversion in some typical scenarios. The Hsinchu fault and Hsinsan reservoir field cases were re-visited by 3D modeling to verify the results of 2D ERT under 3D conditions.

From the case studies and numerical simulations, it was shown that 3D and boundary effects may significantly influence the results of 2D ERT resulting in false interpretations. The behavior and pattern of 3D and boundary effects are revealed by the 3D modeling. Suggestions are made accordingly to facilitate reasonable interpretations of 2D ERT and avoid false or over interpretations.

## 誌 謝

本論文承蒙指導教授 林志平博士於求學期間悉心指導，給予學生在論文研究、撰寫及專業知識上的教導，在學生遭遇研究瓶頸、心情沮喪時不斷鼓勵，始能完成本論文，在此致上萬分感謝。

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給予課程上的指導，在此向各位老師致上謝意。

口試期間，承蒙交大土木系廖志中教授、潘以文教授、林志平教授與中央大學土木系田永銘教授、台大土木系葛宇甯副教授、中興大學水保系馮正一教授及劉興昌博士給予本論文指正與建議，使得本文更加完善，由衷感謝各位口試委員。

於博士學位求學期間，承蒙金門大學林門博士班學長學弟們湯士弘博士、張宗盛博士、鍾志忠博士、林俊宏博士、吳柏林博士(博士後)及吳德棋(博士班)等人，還有碩士班學弟政傑、和翰、仁弘、奕全、偉晉、光程人等給予諸多協助，並給予研究上的經驗分享，在此亦獻上謝意。

求學期間，感謝金門大學現任校長李金振博士鼓勵我進修博士班，在我因工作、家庭及求學等多重負擔下，尤其心情低落時不斷鼓勵，我才有機會完成最後成果。

最後，最要感謝的是我家人，爸媽的支持、包容與協助照顧我的一對兒女，更讓我無後顧之憂。尤其內人碧瑤，在求學期間的鼓勵與支持，雖然你已不幸離開我當天使去了，我仍然感謝妳，將今日得來不易之成就獻給你。

# 目錄

中文摘要.....	i
英文摘要.....	iii
誌謝.....	v
目錄.....	vi
表目錄.....	viii
圖目錄.....	ix
一、緒論.....	1
1.1 研究動機.....	1
1.2 研究目的.....	3
1.3 研究方法與流程概述.....	4
二、文獻回顧與研究方法.....	5
2.1 地層的導電性質.....	5
2.2 ERT 施測原理.....	13
2.2.1 電探技術的發展.....	13
2.2.2 地層電位場分佈情形.....	17
2.2.3 地電阻率量測施測方法.....	24
2.2.4 正算與反算模式.....	32
2.2.5 現地施測方法選擇.....	42
2.2.6 解析能力相關探討.....	53
2.3 ERT 於地工調查之應用.....	64
三、案例探討與評析.....	72
3.1 新竹斷層調查.....	72
3.1.1 新竹斷層背景.....	74
3.1.2 現地施測說明.....	81
3.1.3 施測成果.....	86
3.2 新山水庫滲漏調查.....	93
3.2.1 新山水庫背景.....	93
3.2.2 現地施測說明.....	99

3.2.3 施測成果.....	104
3.3 地電阻影像探測問題評析 .....	109
四、地電阻影像解析能力探討與評析.....	114
4.1 地質模型 .....	114
4.1.1 單一水平層面地層.....	115
4.1.2 水平夾層地層.....	123
4.1.3 單一垂直層面地層.....	133
4.1.4 垂直夾層地層.....	137
4.1.5 複合地層.....	145
4.1.6 傾斜層面地層.....	153
4.1.7 土石夾雜地層.....	161
4.2 地電阻影像評價分析 .....	172
4.2.1 靈敏度方程式之應用.....	172
4.2.2 建立正算模型.....	181
五、二維電探的三維與邊界效應.....	184
5.1 三維效應.....	184
5.1.1 新竹斷層三維效應分析.....	186
5.1.2 新山水庫三維效應分析.....	203
5.1.3 具管線地層三維效應分析.....	209
5.2 邊界效應 .....	217
5.3 時間序列反算方法應用(Time-lapse) .....	227
六、結論與建議.....	230
6.1 結論 .....	230
6.2 建議.....	233
參考文獻.....	235



## 表目錄

表 2-1 不同電極排列的擬似深度參數.....	48
表 2-2 電極排列幾何參數.....	52
表 3-1 三姓公溪周邊鑽探位置.....	78
表 3-2 竹北六家高鐵車站鑽探資料整理.....	80
表 3-3 經國橋測線鑽探資料.....	81
表 3-4 三姓公溪測線參數.....	82
表 3-5 竹北測線參數.....	84
表 3-6 經國橋測線之參數.....	85
表 3-7 新山水庫測線施測參數.....	104
表 4-1 單一水平層面地層模型參數說明表.....	116
表 4-2 水平夾層地層模型參數說明表.....	124
表 4-3 單一垂直層面地層模型參數說明表.....	134
表 4-4 垂直夾層地層模型參數說明表.....	139
表 4-5 複合地層模型參數說明表.....	147
表 4-6 傾斜層面地層模型參數說明表.....	157
表 4-7 土石夾雜地層模型參數說明表.....	163
表 5-1 斷層模型參數說明表.....	188
表 5-2 管線 3D 效應模型參數說明表.....	211
表 5-3 邊界效應地層模型參數說明表.....	219

## 圖目錄

圖 2-1 多孔隙介質電流傳遞路徑示意圖 .....	7
圖 2-2 飛白石中黃鐵礦含量對電阻率的關係 .....	8
圖 2-3 地質材料電阻率值範圍 .....	8
圖 2-4 溫度對電阻率變化影響圖 .....	12
圖 2-5 直流電阻法施測原理 .....	15
圖 2-6 二維施測示意圖 .....	16
圖 2-7 點電流源於地表產生的電位分布與電流方向 .....	19
圖 2-8 地表佈設雙電流極與雙電位極示意圖 .....	21
圖 2-9 雙電流極產生的電位變化 .....	21
圖 2-10 介質 $\rho_1$ 大於 $\rho_2$ ，電流在邊界上的方向改變 .....	23
圖 2-11 (左) 在不同電阻率介質下，電流線折射情形，(a) 公式 2-28 狀況，(b) $\rho_1 < \rho_2$ 折射情形偏向法線，(c) $\rho_1 > \rho_2$ 折射情形偏離法線 ....	24
圖 2-12 (右) 在不同電阻率介質下，電流線定量分佈情形，(a) $\rho_1 = \rho_2$ 狀況，(b) $\rho_1 < \rho_2$ 電流分佈較(a)緊密，(c) $\rho_1 > \rho_2$ 電流分佈較(a)疏鬆 .....	24
圖 2-13 常見地表施測電極排列法 .....	29
圖 2-14 典型 1-D 施測成果圖 .....	30
圖 2-15 2-D 施測成果圖 .....	30
圖 2-16 Wenner Array 施測流程圖 .....	31
圖 2-17 靈敏度方程式推導的參數 .....	44
圖 2-18 一維靈敏度曲線，(a) Pole-Pole 電極排列 (b) Wenner 電極排列 ....	45
圖 2-19 Wenner 2D-靈敏度剖面 .....	49
圖 2-20 Pole-Pole 2D-靈敏度剖面 .....	49
圖 2-21 Wenner-Schlumberger 2D-靈敏度剖面 .....	49
圖 2-22 Pole-Dipole 2D-靈敏度剖面 .....	50
圖 2-23 Dipole-Dipole 2D-靈敏度剖面 .....	50
圖 2-24 (a) 探測地層中洞穴之視電阻率圖 (b) 反算模式 (c) 反算靈敏度值 .....	57
圖 2-25 Wenner 於假設模型之(a)視電阻率圖(b)L2 norm 反算與(c) L1 norm 反算結果圖 .....	58
圖 2-26 Wenner 於假設模型加入雜訊 3%之(a)視電阻率圖(b)L2 norm 反算與(c) L1 norm 反算結果圖 .....	58
圖 2-27 Wenner 於假設模型加入雜訊 10%之(a)視電阻率圖(b)L2 norm 反算與(c) L1 norm 反算結果圖 .....	59
圖 2-28 Wenner 於假設第二種模型之(a)視電阻率圖(b)L2 norm 反算與(c) L1 norm 反算結果圖 .....	59

圖 2-29 探討三維效應數值模型 .....	61
圖 2-30 (a)砂箱不留邊界視電阻率分佈圖 .....	63
圖 2-30 (b)邊界為一倍展距視電阻率分佈圖 .....	63
圖 2-30 (c)邊界為一倍展距視電阻率分佈圖 .....	63
圖 3-1 地電阻測線分佈位置 .....	75
圖 3-2 新竹市香山區區域地質圖 .....	77
圖 3-3 新竹地質剖面圖 .....	77
圖 3-4 三姓橋 1~5 號鑽井位置圖 .....	78
圖 3-5 新竹縣竹北市六家區域地質圖 .....	80
圖 3-6 (a)新竹斷層之斷層崖特徵 .....	82
圖 3-6 (b)測線與斷層線推估位置關係圖 .....	83
圖 3-7 竹北六家電探施測情形 .....	84
圖 3-8 新竹經國橋下河灘地現場環境 .....	85
圖 3-9 (a)三姓公溪 Wenner 地電阻剖面圖 .....	87
圖 3-9 (b)三姓公溪 pole-Dipole 地電阻剖面圖 .....	88
圖 3-10 三姓公溪 pole-pole 地電阻剖面圖 .....	88
圖 3-11 竹北六家 Wenner 地電阻剖面圖 .....	90
圖 3-12 竹北六家 Pole-Dipole 施測結果 .....	90
圖 3-13 竹北六家測線 Pole-Pole 施測結果 .....	90
圖 3-14 經國橋測線 Wenner 施測結果 .....	91
圖 3-15 經國橋測線 Pole-Dipole 施測結果 .....	91
圖 3-16 經國橋測線 Pole-Pole 施測結果 .....	92
圖 3-17 新山水庫位置圖(a)地形及平面圖(b)AA 剖面圖 .....	96
圖 3-18 新山水庫大壩剖面圖 .....	97
圖 3-19 同位素採樣位置分佈圖 .....	97
圖 3-20 新山水庫滲漏位置圖 .....	99
圖 3-21 Dipole-Dipole 重複性施測結果 .....	101
圖 3-22 Wenner 重複性施測結果 .....	102
圖 3-23 Pole-Dipole 重複性施測結果 .....	102
圖 3-24 Pole-Pole 重複性施測結果 .....	103
圖 3-25 新山水庫測線 C (左山脊通達道路) 施測情形 .....	105
圖 3-26 新山水庫左山脊測線 E 施測結果 .....	105
圖 3-27 新山水庫測線 A (壩頂) 施測情形 .....	106
圖 3-28 新山水庫壩頂測線 A 施測結果 .....	107
圖 3-29 新山水庫測線 B (殼層) 施測情形 .....	107
圖 3-30 新山水庫殼層測線 B 施測結果 .....	108
圖 4-1 單一水平層面地層模型示意圖 .....	116
圖 4-2 單一水平層面地層不同電阻率比結果( $n < 1$ ) .....	119

圖 4-3 單一水平層面地層不同電阻率比結果( $n > 1$ )	119
圖 4-4 單一水平層面地層層面位於不同高程比結果( $n = 0.25$ )	120
圖 4-5 單一水平層面地層層面位於不同高程比結果( $n = 4$ )	120
圖 4-6 單一水平層面地層層面不同雜訊比結果( $n = 0.25$ )	122
圖 4-7 單一水平層面地層層面不同雜訊比結果( $n = 4$ )	122
圖 4-8 水平夾層地層模型示意圖	123
圖 4-9 水平夾層地層不同電阻率比結果( $n < 1$ )	128
圖 4-10 水平夾層地層不同電阻率比結果( $n > 1$ )	128
圖 4-11 水平夾層地層夾層位於不同高程結果( $n = 0.25$ )	129
圖 4-12 水平夾層地層夾層位於不同高程結果( $n = 4$ )	129
圖 4-13 水平夾層地層不同夾層厚度比較結果( $n = 0.25$ )	130
圖 4-14 水平夾層地層不同夾層厚度比較結果( $n = 4$ )	130
圖 4-15 水平夾層地層不同雜訊比結果( $n = 0.25$ )	132
圖 4-16 水平夾層地層不同雜訊比結果( $n = 4$ )	132
圖 4-17 單一垂直層面地層模型示意圖	134
圖 4-18 單一垂直層面地層不同電阻率比結果	136
圖 4-19 單一垂直層面地層不同雜訊比結果	136
圖 4-20 垂直夾層地層模型示意圖	139
圖 4-21 垂直夾層地層不同電阻率比結果( $n < 1$ )	140
圖 4-22 垂直夾層地層不同電阻率比結果( $n > 1$ )	140
圖 4-23 垂直夾層地層不同夾層厚度比結果( $n = 0.25$ )	143
圖 4-24 垂直夾層地層不同夾層厚度比結果( $n = 0.4$ )	143
圖 4-25 垂直夾層地層不同雜訊強度比結果( $n = 0.25$ )	144
圖 4-26 垂直夾層地層不同雜訊強度比結果( $n = 4$ )	144
圖 4-27 複合地層模型示意圖	147
圖 4-28 複合地層不同電阻率比結果( $n < 1$ )	148
圖 4-29 複合地層不同電阻率比結果( $n > 1$ )	148
圖 4-30 複合地層物質中心位於不同深度比結果( $n < 1$ )	151
圖 4-31 複合地層物質中心位於不同深度比結果( $n > 1$ )	151
圖 4-32 複合地層不同雜訊強度比結果( $n < 1$ )	152
圖 4-33 複合地層不同雜訊強度比結果( $n > 1$ )	152
圖 4-34 傾斜層面地層模型示意圖	157
圖 4-35 傾斜層面地層不同電阻率比結果( $n < 1$ )	158
圖 4-36 傾斜層面地層不同電阻率比結果( $n > 1$ )	158
圖 4-37 傾斜層面地層層面不同傾斜角度比結果( $n < 1$ )	159
圖 4-38 傾斜層面地層層面不同傾斜角度比結果( $n > 1$ )	159
圖 4-39 傾斜層面地層不同雜訊強度比結果( $n < 1$ )	160
圖 4-40 傾斜層面地層不同雜訊強度比結果( $n > 1$ )	160



圖 4-41 土石夾雜地層模型示意圖 .....	162
圖 4-42 土石夾雜地層不同電阻率比結果( $n < 1$ ) .....	164
圖 4-43 土石夾雜地層不同電阻率比結果( $n < 1$ ) .....	164
圖 4-44 土石夾雜地層不同覆土深度比結果( $n < 1$ ) .....	168
圖 4-45 土石夾雜地層不同覆土深度比結果( $n > 1$ ) .....	168
圖 4-46 土石夾雜地層不同網格面積比結果( $n < 1$ ) .....	169
圖 4-47 土石夾雜地層不同網格面積比結果( $n > 1$ ) .....	169
圖 4-48 土石夾雜地層不同網格間距比結果( $n < 1$ ) .....	170
圖 4-49 土石夾雜地層不同網格間距比結果( $n > 1$ ) .....	170
圖 4-50 土石夾雜地層不同雜訊強度比結果( $n < 1$ ) .....	171
圖 4-51 土石夾雜地層不同雜訊強度比結果( $n > 1$ ) .....	171
圖 4-52 模型靈敏度剖面示意圖 .....	173
圖 4-53 靈敏度方程式推導假設地層 .....	174
圖 4-54 三姓公溪地電阻剖面圖及靈敏度剖面圖 .....	177
圖 4-55 竹北六家地電阻剖面圖及靈敏度剖面圖 .....	177
圖 4-56 經國橋下地電阻剖面圖及靈敏度剖面圖 .....	178
圖 4-57 壩頂測線 A 地電阻剖面圖及靈敏度剖面圖 .....	178
圖 4-58 殼層測線 B 地電阻剖面圖及靈敏度剖面圖 .....	178
圖 4-59 左山脊測線 C 地電阻剖面圖及靈敏度剖面圖 .....	179
圖 4-60 新竹斷層調查測線中心靈敏度值與深度變化之一維剖面圖 .....	180
圖 4-61 新山水庫殼層測線 B 正算模擬剖面 .....	183
圖 4-62 (a) 正算模擬結果 (b) 現地量測結果 .....	183
圖 5-1 斷層 COMSOL 模型 .....	187
圖 5-2 斷層模型案例示意圖 .....	187
圖 5-3 斷層走向與測線夾角對三維效應之影響 .....	190
圖 5-4 斷層地層模型電阻率比對三維效應之影響 .....	192
圖 5-5 斷層地層模型 3D 效應之影響距離 (電極間距=2M) .....	194
圖 5-6 斷層地層模型 3D 效應之影響距離 (電極間距=1M) .....	195
圖 5-7 斷層地層模型 3D 效應之影響距離 (Wenner Array) .....	198
圖 5-8 斷層走向與測線夾角對 3D 效應之影響 (Wenner Array) .....	199
圖 5-9 新竹斷層三信公溪段 ERT 數值模型 .....	202
圖 5-10 新竹斷層現地調查反算結果 .....	202
圖 5-11 新竹斷層三信公溪段 ERT 數值模型反算結果 .....	202
圖 5-12 新山水庫測線 A 數值模型 .....	205
圖 5-13 新山水庫測線 A 數值模型反算結果 .....	206
圖 5-14 新山水庫測線 C 數值模型 .....	206
圖 5-15 新山水庫測線 C 數值模型反算結果 .....	207
圖 5-16 新山水庫大壩斷面圖與潛在滲漏區域 .....	208



圖 5-17	新山水庫壩頂測線與殼層測線合成 3D 綜合討論 .....	209
圖 5-18	管線地層三維效應模型 .....	210
圖 5-19	管線地層模型電阻率比三維效應之影響 .....	212
圖 5-20	管線地層模型管線尺寸對三維效應之影響 .....	213
圖 5-21	管線地層模型管線埋入深度對三維效應之影響 .....	214
圖 5-22	管線地層模型不同電極間距三維效應影響距離 .....	216
圖 5-23	邊界效應模型 .....	219
圖 5-24	不同電阻率比邊界效應影響情形 .....	221
圖 5-25	不同介質尺寸邊界效應影響情形 .....	222
圖 5-26	介質不同深度邊界效應影響情形 .....	223
圖 5-27	不同電極間距邊界效應影響情形 .....	225
圖 5-28	新山水庫監測 2005 年 7 月-2006 年 8 月地電阻率剖面圖.....	228
圖 5-29	監測期間電阻率、庫水位及平均降雨量之變化關 .....	229



# 一、緒論

## 1.1 研究動機

大地工程調查係針對工址的地質條件做調查，針對地層分佈及材料參數儘可能提供正確而詳細的資料，以供規劃分析、設計及施工之參考。地工調查愈詳細確實，可供規劃設計階段提出因應的對策及工法，施工階段時更能縮短工期、節省經費支出。傳統的地工調查最主要的方法即為鑽探作業，但鑽探因價格昂貴且僅能獲取點的資訊，若工址較大，往往無法滿足規劃者需求，而採用地球物理探測法予以輔助。地球物理探測係利用儀器探測地層的物理特性，包括波傳速度、電學性質、磁性、重力等，探測地層線或面的物理性質分佈，目前常見的工程地球物理探測方法包含折射震測、反射震測、表面波震測、透地雷達及電探等。其中，二維及三維電探技術在近幾年快速發展，本研究將探討二維直流電阻法（地電阻剖面影像法, ERT）在地工調查之應用與問題探討。

過去地工調查應用最多的是震測（折射、反射、表面波等技術），地層的彈性波速與材料工程特性息息相關，但震測容易受環境震動噪音影響，此外，折射震測無法確實探測高速層下之低速層，而淺層（小於 50 m）反射震測施作相當困難，表面波震測主要是一維的探測技術，二維或三維的探測方法仍處於初步研究階段。電學方法包括透地

雷達及地電阻探測，其中透地雷達與反射震測雷同，主要在探測地層界面的分佈，且其深度的定位及探測深度有限，目前地電阻探測技術已具備探測二維甚至三維地電阻率分佈的能力，且其探測深度可由測線長度彈性調整，而地電阻率與地質材料及地下水特性具有高度相關性，因此已漸漸成為土工調查主要的地球物理方法之一。

直流電阻法發展已將近一個世紀，技術已由一維、二維，延伸至真三維直流電阻法；近十年來，二維探測已廣泛應用於大地工程及環境工程調查與監測，如地質調查、斷層調查、滑動層調查與監測、地下水調查與污染監測、水庫壩滲漏調查與監測及垃圾掩埋場滲漏調查與監測等。

近年來，三維直流電阻法已有學者開始著手應用，但因施測難度較高，且現地常有施測空間的限制，因此目前工程的應用主要仍以二維直流電阻法為主，二維直流電阻法的應用有根本二維條件的假設，其應用常忽略邊界效應及三維效應，對於這些效應可能產生的誤差，值得進一步探討。

## 1.2 研究目的

二維地電阻剖面影像法目前雖已廣泛應用於大地工程調查上，但生動的彩色地電阻率剖面背後隱藏了許多不確定性，若要將二維地電阻剖面影像法有效的應用在大地工程的尺度上，必須提高施測的準確度及空間解析能力，或至少掌握這些不確定性，避免過份解讀施測結果。本研究主要探討二維地電阻剖面的變化及潛在的施測問題，透過新竹斷層調查及新山水庫滲漏調查及監測二案例，探討二維地電阻剖面的問題；再透過數值模擬方法，建立數種不同地質模型，包括：單一水平層面地層、水平夾層地層、單一垂直層面地層、垂直夾層地層、土石夾雜地層、傾斜層面及土石夾雜地層等模型，探討不同地質狀況二維地電阻剖面空間解析能力的變化。另由於二維地電阻施測時常受到邊界效應及三維效應的影響，致二維地電阻剖面可能造成失真的現象，此效應目前尚未有詳細的評估，本研究亦將建立數值模型，探討此二效應造成的影響。因此，本研究的目的期望透過案例分析及數值模擬，探討地層變化對二維地電阻剖面可能的影響，並提出判讀的建議，以提升成果資料判釋的準確性，避免誤判及過度判讀。



### 1.3 研究方法與流程概述

由上述可知本研究的動機及目的，因此本研究將於第 2 章整理出地電阻影像探測法的相關文獻，包含地層的導電性質、電探技術的發展、地層電位場分佈情形、地電阻率量測施測方法、正算與反算模式、現地施測方法選擇、時間序列反算方法原理、解析能力相關探討及地電阻影像探測法於地工調查之應用。第 3 章將以實際案例探討二維地電阻影像探測法於地工調查之應用，透過現地試驗包含新竹斷層調查及新山水庫滲漏調查二案例說明施測成效，及影像判釋遭遇之問題。第 4 章將探討地電阻影像解析能力，本研究以正算模擬方法建立各種地質模型，透過反算成果探討各種層面解析能力；為了解地電阻影像在判釋時在的可信度，本研究將比較靈敏度方程式及建立正算模擬二種方法，探討二種方法對判讀之幫助。第 5 章將探討二維地電阻剖面之三維效應與邊界效應，透過正算模型的建立及二現地試驗案例的分析，探討該效應對二維地電阻剖面的影響；另透過新山水庫滲漏長期調查，本研究利用時間序列反算方法，探討二維地電阻在滲漏監測的應用。最後，本研究將提出二維地電阻影像判釋的結論及相關建議。



## 二、文獻回顧與研究方法

### 2.1 地層的導電性質

物質的電學性質主要包含下列三項，分別為導電度(electric conductivity)或電阻率(resistivity)、導磁係數(magnetic permeability)及介電常數或電容率(dielectric constant)。以下就直流電阻法電學性質之導電度說明如下：

傳遞電流的能力以導電度 $\sigma$ 定義之，單位為 S/m；電阻率 $\rho$ 為導電度的倒數，單位為 ohm-m；物質能夠具有導電特性是由於自由電荷的移動，產生電流，電阻率代表物質導電性的良劣。依歐姆定律公式(2.1)電阻 R 為導線兩端電位差 V 與其上電流 I 成線性關係時的比例常數，導線上電阻 R 單位為歐姆(ohm)，與材料特性關係如公式(2.2)表示。

$$R = V / I \quad (2.1)$$

$$R = \rho \frac{l}{A} \quad (2.2)$$

其中電阻率 $\rho$ (resistivity)不隨著物質的幾何形狀而變異，電阻 R(resistance)則隨物質幾何形狀改變；假設一長度為 l，與電流方向垂直之表面積 A，電阻率為 $\rho$ 的物質，則其電阻率與電阻的關係

式如(2.2)式。由上式可知電阻  $R$  之值與面積成反比，而與電流路徑成正比。因此在取材上盡量使用高導電率，即低電阻率，則其電阻就越小。而地層之電阻率大多在  $10^4$  ohm-m(甚乾的地層)至 1 ohm-m(含海水的地層)之間。由於分佈範圍很大，不同的地層及不同含水狀態常表現明顯的電阻率差異，是電探方法判釋地層的依據。

地質材料構成的主要元素為由矽氧四面體為基本單位所構成的矽酸鹽類造岩礦物，不到百分之十的非矽酸鹽類造岩礦物包含碳酸類礦物、氧化物、硫化物等，非矽酸鹽類又可分為金屬礦物與非金屬兩大類。地層的電阻率與地層材料組成、含水量、鹽度及溫度等等因素有關。常見地質材料電阻率值如圖 2-3，可知相同地質材料在不同的區域及不同之影響因素下，所顯現的地電阻率值差異非常大。

Sauer(1955)提出電流在非均質之多孔隙介質傳導，包含三種電流路徑導電模式； 1. 土壤顆粒與孔隙水串聯而成的路徑、2. 土壤顆粒相互接觸構成的路徑、3. 孔隙溶液所構成之路徑，如圖 2-1 電流於多孔介質傳遞示意圖。Arulanandan 與 Smith (1973) 提出路徑 2 之導電路徑對於整體導電度之影響不大；因土壤顆粒相互接觸的面積極小，電流主要是依連接孔隙溶液路徑傳導。無細粒料砂土與礫石導電路徑是以孔隙水傳導(Jackson 1975)，黏土土壤與含細粒料砂土、岩

石的導電路徑以孔隙水與粘土礦物表面電荷傳導(Rhodes et al. 1976; Urish 1981)。

由圖 2-1 可知，地質材料的導電性主要是透過孔隙水的傳遞，岩石中若含有金屬礦物，除非金屬礦物含量高，才使得地質材料具備有高導電能力；圖 2-2 以飛白石中含有的黃鐵礦含量為例，當黃銅礦含量大於百分之五以上，其電阻率大幅降低 (Keller, 1966)。

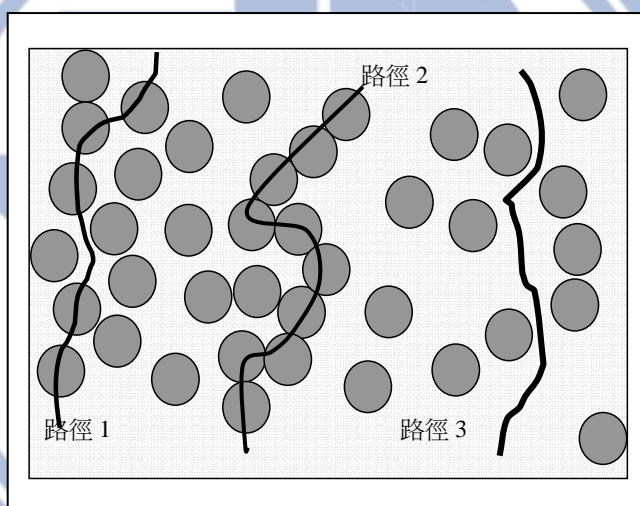


圖 2-1 多孔隙介質電流傳遞路徑示意圖 (Sauer,1955)

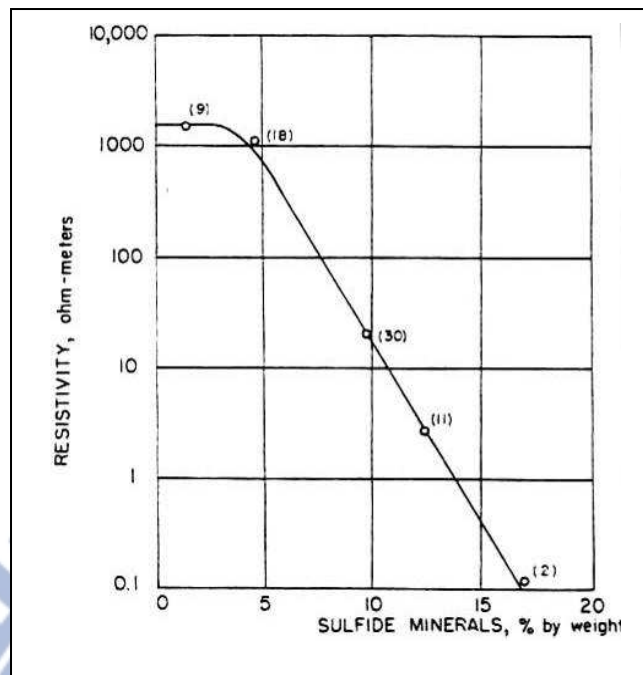


圖 2-2 飛白石中黃鐵礦含量對電阻率的關係(Keller,1966)

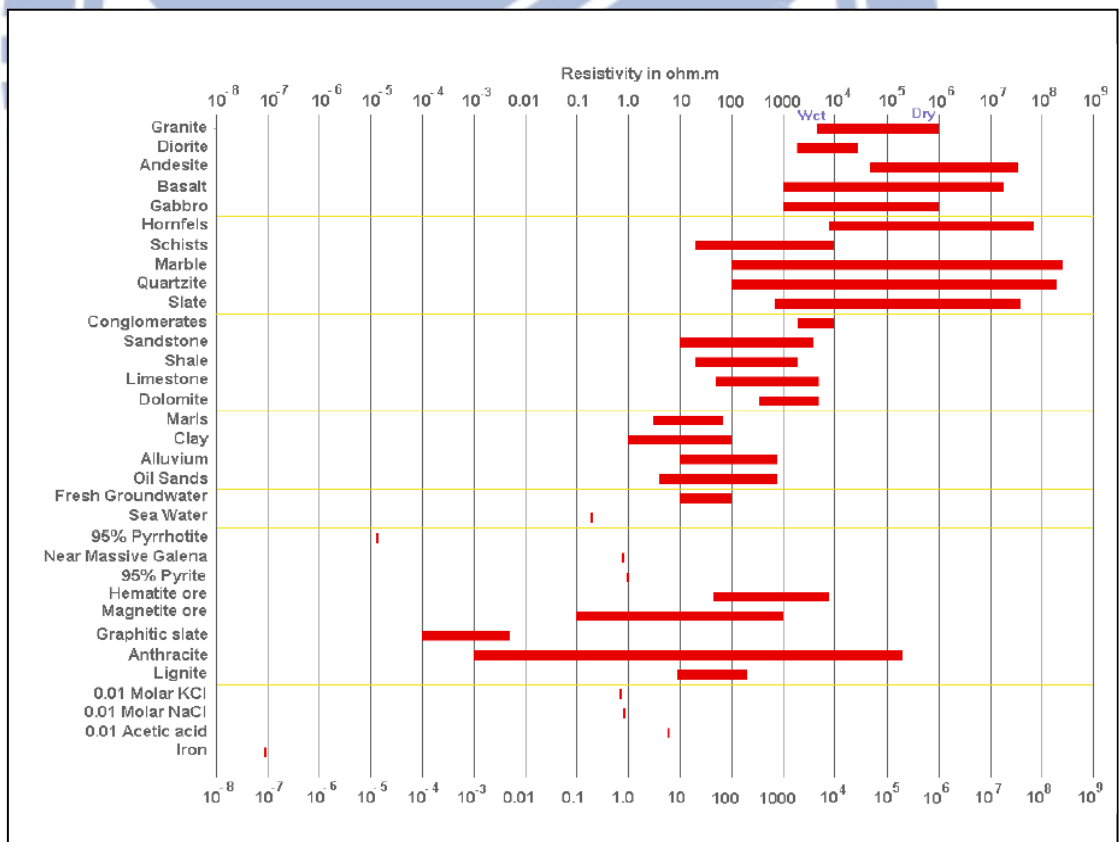


圖 2-3 地質材料電阻率值範圍(摘自 Loke, 2003)

Archie(1942)提出飽和狀態下，岩石電阻率與孔隙率、孔隙水電阻率的關係，公式(2.3)中 $\rho_w$ 為孔隙水的電阻率， $n$ 為孔隙率； $a$ 、 $m$ 為待定係數，取決於岩石孔隙種類與含細料成分(Parkhomenko, 1967)。間粒狀孔隙的岩石，其 $a$ 小於1；節理狀孔隙岩石，其 $a$ 值大於1。孔隙間細粒料含量多的岩石， $m$ 大於2；細粒料含量少者， $m$ 小於2。通常孔隙率在10%~30%之間岩石 $a$ 等於1， $m$ 等於2。

$$\rho = a\rho_w n^{-m} \quad (2.3)$$

Keller and Frischknecht (1966) 提出非飽和狀態下的電阻率 $\rho$ 與飽和狀態下電阻率 $\rho_{sat}$ 的關係式，公式(2.4)其中 $S$ 為飽和度， $S_{cr}$ 為臨界飽和度， $n_1$ 、 $n_2$ 為經驗係數；飽和度 $S$ 大於臨界飽和度， $n_1$ 值接近2；小於臨界飽和度， $n_2$ 值4~5。砂岩到火成岩， $a_s$ 值從0.05增加到0.5。(2.4)式顯示飽和度一但低於臨界飽和度，孔隙水通路減少，電阻率值迅速增大(McNeill, 1990)。

$$\begin{aligned} \frac{\rho}{\rho_{sat}} &= S^{-n_1} ; S > S_{cr} \\ \frac{\rho}{\rho_{sat}} &= a_s S^{-n_2} ; S < S_{cr} \end{aligned} \quad (2.4)$$

McCarter(1984)以赤郡黏土(Cheshire)和倫敦黏土(London Clay)為試驗土樣，並就土樣飽和度、孔隙比與含水量為實驗之控制



變數，進行電阻率之量測。實驗顯示當含水體積值在 30%(飽和度約為 70%)時，電阻率值趨於穩定，變化不大。

Gil and Jun (2001) 以小規模室內試驗利用三種砂土和掩埋場廢液模擬受污染土樣，探討電阻率和含水量、單位重、飽和度及廢液濃度的關係；結果顯示粗糙砂土隨著含水量增加而降低電阻率，含細粒料砂土則靈敏度較低，隨著含水量增加電阻率變化不大。當砂土中含有污染液體，受離子移動影響，當加入 5% 濃度污染液體時，電阻率急速下降，但當濃度達 10% 以後，則電阻率趨於穩定；且砂土電阻率隨著飽和度增加而降低，但較不受砂土單位重影響。

Screedeeep, Reshma and Singh(2004)利用 ERB(Electrical Resistivity Box)和 ERP(Electrical Resistivity Probe)兩種方式量測土壤電阻率；試驗以粉土(Silty Soil)和白黏土(White clay)為試體。實驗顯示電阻率與飽和度為對數反比關係，當飽和度漸增至 40%時，電阻率急速下降，主要因為孔隙中空氣突然被水充填；當飽和度 40-60%時，電阻率下降減緩，當飽和度大於 60%時電阻率則趨於穩定，然而飽和度小於 15%時電阻率無法量取。

Keller and Frischknecht (1966)提出孔隙水會因溫度改變而影響電阻率，由於溫度的變化會影響離子的移動速度與液體黏滯係數，

而改變電阻率。公式 (2.5) 其中  $\rho_{18^\circ}$  是  $18^\circ\text{C}$  之下的電阻率做為參考值， $T$  為溫度， $\alpha_t$  為水黏滯係數等於 0.025，但此式不適用於岩石產生熱熔狀態和孔隙水結冰之情形。孔隙水冰凍狀態下，電阻率因無孔隙水離子的傳導，電阻率上升為  $\rho_{18^\circ}$  的 10~100 倍，如圖 2-4，分別表示粗顆粒與細顆粒岩石受到溫度的影響，電阻率變化現象。

$$\rho_t = \frac{\rho_{18^\circ}}{1 + \alpha_t(T - 18^\circ)} \quad (2.5)$$

由 2.1.1 節所述，電阻率與導電度成反比關係。近年來導電度與土壤參數關係的研究及導電度的量測技術已漸成熟，以供協助了解電阻率與土壤參數的關係及影響因素。其中導電度量測的技術及理論 Hendrickx et al. (2002a) 有詳細說明及介紹。而土壤的導電度因受含水量、孔隙水種類、黏土及礦物含量、有機物質含量及溫度等因素影響，所以藉由土壤中導電度的量測，除可間接推測土壤參數，目前已廣泛應用環境地工及農業上之污染調查與監測上。

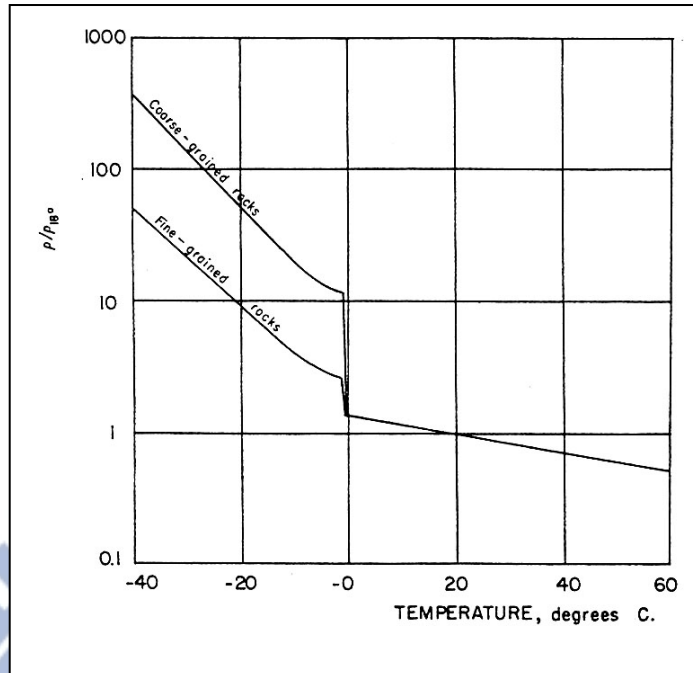


圖 2-4 溫度對電阻率變化影響圖(Keller, 1966)

導電度的量測首先由 Archie (1942) 提出經驗公式，並說明在飽和狀態下，岩石跟砂土的導電度與孔隙水及孔隙率呈正比關係，之間存在之待定係數，由孔隙種類及砂土含量決定。

Waxman and Smits (1968) 認為導電度與含水量、孔隙率、土壤構造及黏土含量有關，其中導電度與介質中含水量及黏土含量成正比關係；在飽含沈積層土壤中導電度與孔隙率成正比關係。近年來已有多為學者針對導電度與上述影響因素再提出經驗公式，並驗證此些經驗公式之可信度 (Rhoades et al., 1989 ; Corwin and Lesch, 2003 ; Lesch and Corwin, 2005)。另溫度會影響孔隙水內離子移動速度，U.S. Salinity Laboratory Staff (1954) 提出溫度每升高一度，導

電率以 1.9% 之比率隨著溫度升高，並以 250C 為參考溫度，提出(2.6)式之經驗公式。其中 EC<sub>25</sub> 為 250C 時之導電率，EC<sub>t</sub> 為待定溫度之導電率，f<sub>t</sub> 為溫度轉換係數，由(2.7)式可求得(Stogryn, 1971; Rhoades et al., 1999b; Wraith and Or, 1999; Sheets and Hendrickx, 1995)。

$$EC_{25} = f_t EC_t \quad (2.6)$$

$$f_t = 0.4470 + 1.4034e^{\frac{-t}{26.815}} \quad (2.7)$$

綜上所述，電阻率與孔隙率成反比關係；當含水量增加時，電阻率下降，在未達飽和度時，電阻率下降速度快速，但當飽和度達到某一程度時，電阻率下降緩慢，並漸呈現一穩定現象；當溫度愈高，則電阻率下降。所以地質層面導電度因受孔隙率、飽和度、地下水位、溫度、物質種類等種種因素影響，致電阻率剖面不具唯一性，無法以定量及定性化描述施測成果。

## 2.2 ERT 施測原理

### 2.2.1 電探技術的發展

地電阻影像剖面法 (Electrical Resistivity Tomography) 簡稱為 ERT，直流電地電阻法的施測方法是將電極插入地表，傳導直流電或非常低頻交流電進入地底產生人為電場，經由一對電位極量測電位



差，依據電極排列方式不同及電極的移動，對應到不同的空間幾何因子，得到的電阻率稱為視電阻率(apparent resistivity)，經由反算分析獲得接近實際的電阻率值。圖 2-5 為直流電阻法施測原理圖。

直流電地電阻法依探測方式有一維、二維、三維形式，一維探測可分為垂直探測(vertical sounding)與橫向探測(profiling)；二維探測或稱為地電阻影像剖面法(electrical resistivity tomography, ERT)是綜合一維探測的垂直與橫向探測結果組成擬似剖面(pseudo-depth)；三維探測是佈設一矩型陣列的電極，得到 3D 似電阻剖面。

電探技術的發展早在 1906 年在瑞典開始進行施測 (Pettersson 1907)，1912 年 Schlumberger 開始研究電探方法，而提出 Schlumberger 電極排列方式 (Schlumberger, 1920)，同時期 Wenner 在美國發展出 Wenner 電極排列方式 (Kunetz, 1966)。一維 VES 探測理論在 1920 年代開始發展 (Gish and Rooney, 1925)，施測時利用移動 2-4 根電極棒獲取地電阻率，較耗費時間。為解決施測時耗費人力及時間，多段連續式施測系統 (multi-electrode systems) 開始發展，Barker (1981) 起初利用人為控制取得資料，Dahlin (1989) 完成自動量測電腦控制系統獲取資料，並且可以控制資料之品質，大

大縮短施測之時間及人力。由於自動量測系統及反算之技術日亦增進，也促使二維 ERT 開始廣泛應用於大地工程及環境工程之調查及監測上 (e.g. Griffiths and Barker, 1993; Dahlin and Loke, 1998), )，如圖 2-6。為了獲取測線週邊更詳細電阻率資料，目前三維電探技術正逐漸發展中(e.g. Li, 1992; Oldenburg and Li, 1994; Zhanget al., 1995; Loke and Barker, 1996b)，未來將可更提升施測成果之解析能力。

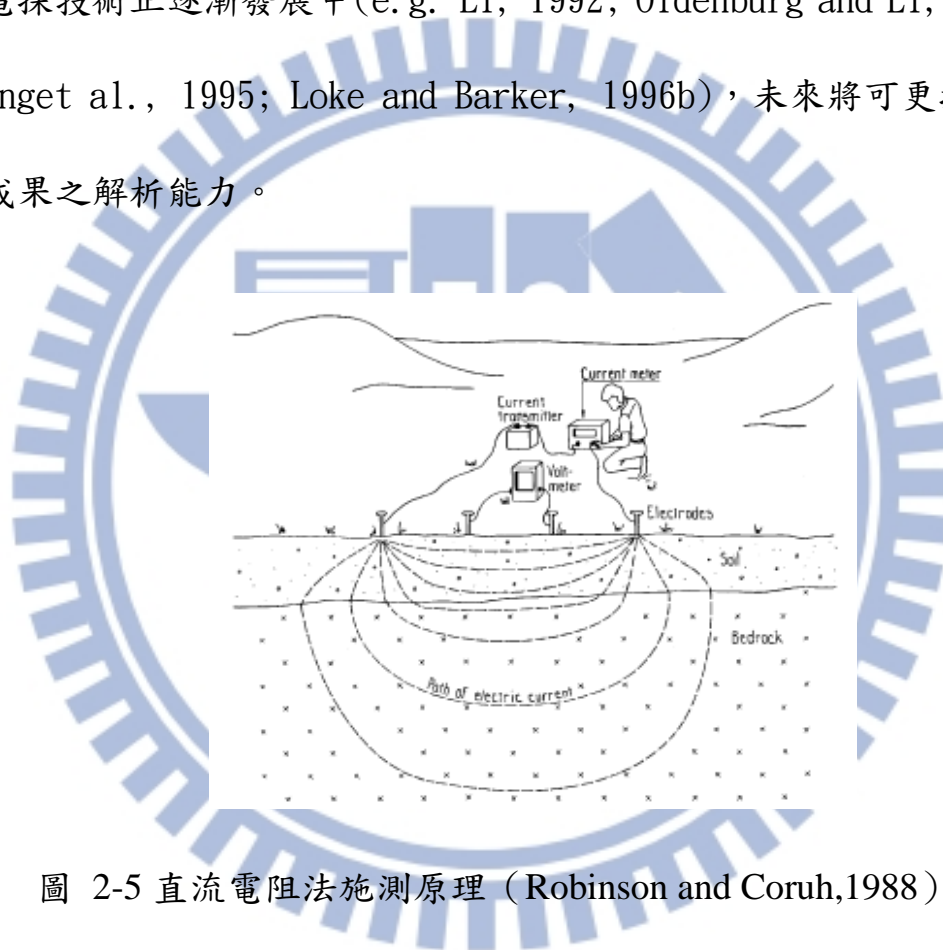


圖 2-5 直流電阻法施測原理 (Robinson and Coruh,1988)

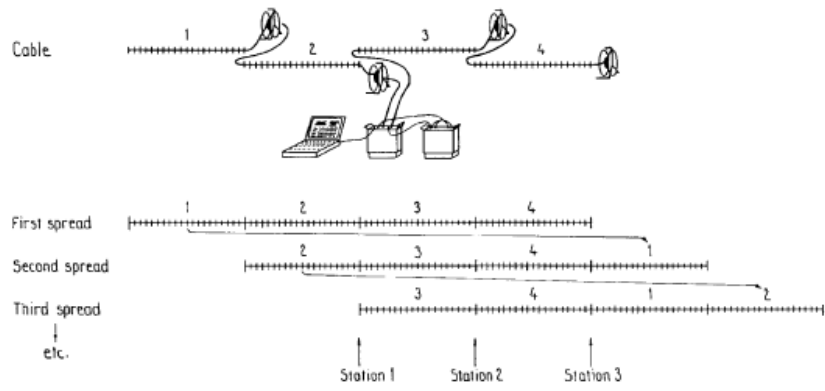


圖 2-6 二維施測示意圖 (Overmeeren and Ritsema,1988)



## 2.2.2 地層電位場分佈情形

### (1) 單電流極於均質均向地層電位場

在均質均向物質中於電流極輸入直流電(視為點電源)傳導,其中輸出電流極在無窮遠處,依歐姆定律結果(Ohm's Law)(2.8)式,電流密度與電場強度比值為導電度值。

$$J = \sigma E \quad (2.8)$$

在穩態電流(steady current)狀態,電流密度不隨時間改變,所以電流連續方程式(equation of continuity) (2.9)式可改寫成

(2.10)式

$$\nabla \cdot J = \frac{\partial q}{\partial t} \quad (2.9)$$

$$\nabla \cdot J = 0 \quad (2.10)$$

其中  $J$  為電流密度、 $\sigma$  為導電率、 $E$  為電場強度。電位與電場的關係如(2.11)式。電位的 Laplace 控制方程式如(2.12)式,其中  $V$  為電場。

$$E = -\nabla V \quad (2.11)$$



$$\nabla^2 V = 0 \quad (2.12)$$

在球座標系統之下，不考慮  $\theta$ 、 $\phi$  方向，(2.13)式可以寫成(2.14)式，求解得到(2.15)式，假設在無窮遠處電位為零，則常數  $B=0$ 。

$$\frac{\partial V}{\partial R^2} + \frac{2}{R} \frac{\partial V}{\partial R} = 0 \quad (2.13)$$

$$V = \frac{-A}{R} + B \quad (2.14)$$

$$V = \frac{-A}{R} \quad (2.15)$$

其中  $R$  等於球半徑， $A$ 、 $B$  為常數項。

若電流極注入外加電流強度為  $I$ ， $I$  等於垂直電流方向之表面積與電流密度的乘積。入電流極位於地表處，視為點電流源，以該點為球體中心，假設空氣的電阻率無限大，則電流以徑射方向所通過的半球體面積為  $2\pi R^2$ ；電流強度與電流密度的關係式如(2.16)式。(2.8)式帶入(2.11)式得到(2.17)式，從(2.17)和(2.16)式，得到(2.18)式

$$I = 2\pi R^2 J \quad (2.16)$$

$$J = -\sigma \nabla V \quad (2.17)$$

$$I = -2\pi R^2 \sigma \frac{\partial V}{\partial R} \quad (2.18)$$

將(2.17)式乘上R2之後對R積分一次得到(2.19)式，帶入(2.18)式，求解得到A值(2.20)式。由(2.15)式和(2.20)式得到單一電極位於地表之電位分佈如(2.21)式所示

$$\frac{\partial V}{\partial R} = \frac{A}{R^2} \quad (2.19)$$

$$A = -\frac{\rho I}{2\pi} \quad (2.20)$$

$$V = \frac{\rho I}{2\pi R} \quad (2.21)$$

圖 2-7 表示(2.21)式的電位分布，C1 為入電流極，C2 在無窮遠處為出電流極，電位大小與距離 R 為反比關係。

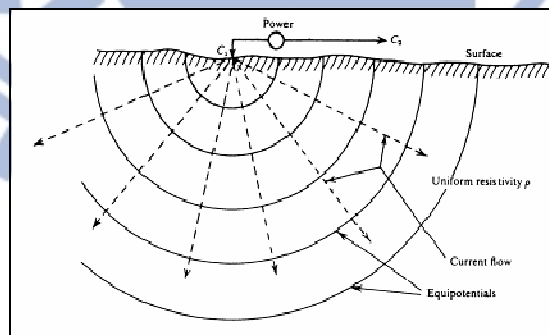


圖 2-7 點電流源於地表產生的電位分布與電流方向(Telford, 1990)

## (2) 雙電流於均質均向地層極電位場

圖 2-8 中電位極(P1、P2)位於電流極之間，P1 電位極位置上由

C1 電流極產生的電位為 VC1，由 C2 電流極產生的電位為 VC2，假設

輸入電流極之電流為正，輸出電流極之電流為負。(2.22)式表示

VC1、VC2 與距離成反比關係，

$$\begin{aligned} V_{C1} &= \frac{I\rho}{2\pi R_1} \\ V_{C2} &= -\frac{I\rho}{2\pi R_2} \end{aligned} \quad (2.22)$$

將 VC1 與 VC2 電位相加得到 P1 的電位 VP1，P2 的電位 VP2 受到 C1、C2，算法與 VP1 相同。(2.23)式表示 VP1 與 VP2 大小；VP1 與 VP2

相減成為電位極(P1、P2)量測到的電位差值 ΔV，如(2.24)式

$$\begin{aligned} V_{P1} &= \frac{I\rho}{2\pi} \left( \frac{1}{R_1} - \frac{1}{R_2} \right) \\ V_{P2} &= \frac{I\rho}{2\pi} \left( \frac{1}{R_3} - \frac{1}{R_4} \right) \end{aligned} \quad (2.23)$$

$$\Delta V = \frac{\rho I}{2\pi} \left( \frac{1}{R_1} - \frac{1}{R_2} - \frac{1}{R_3} + \frac{1}{R_4} \right) \quad (2.24)$$

其中 R1 等於 C1 與 P1 距離、R2 等於 C2 與 P1 距離、R3 等於 C1 與 P2 距離、R4 等於 C2 與 P2 距離。

此雙電流極所產生的等電位線如圖 2-9 所示，實線為等電位線，虛線為電流線，r 與 L 之關係式為式(2.25)

$$\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} = \text{Constant}$$

$$r_1^2 + r_2^2 - 2r_1r_2 \cos \theta = 4L^2 \quad (2.25)$$

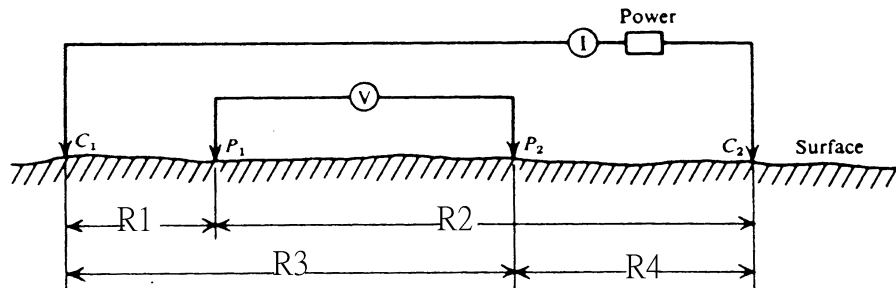


圖 2-8 地表佈設雙電流極與雙電位極示意圖(Telford, 1990)

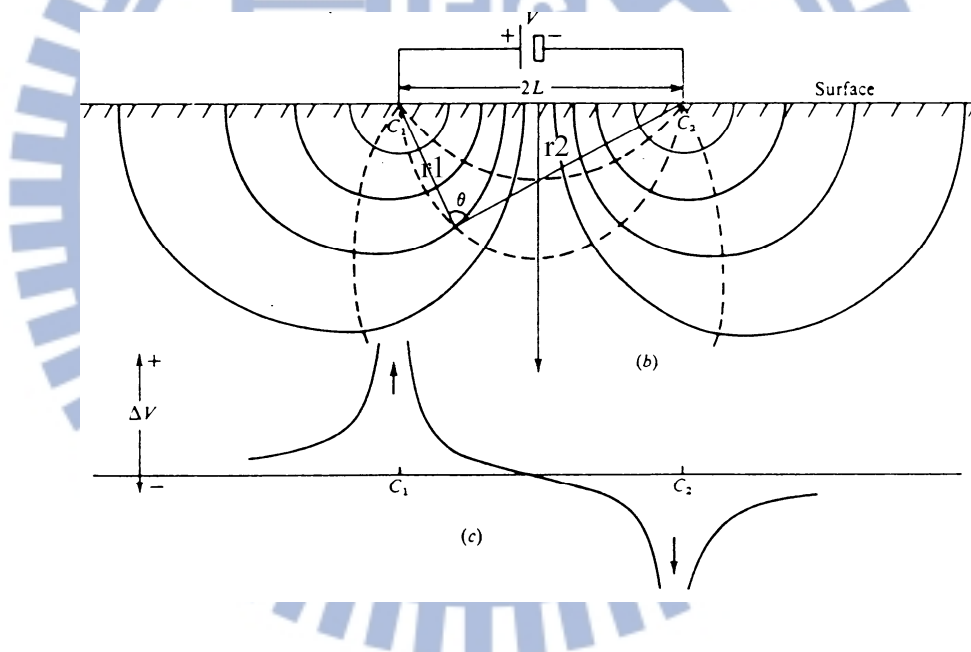


圖 2-9 雙電流極產生的電位變化(Telford, 1990)

### (3) 非均質地層電流分佈

界面上電流與電位變化需符合兩邊界條件，一是與界面平行方向的電場需要相同，符合電場 curl-free 定理，如(2.26)式所示；另一



是與界面垂直方向上的電流密度需要相同，符合電流連續定理

(divergence-less)，如(2.27)式所示。

$$\nabla \times \left( \frac{J}{\sigma} \right) = 0 \text{ or } \nabla \times E = 0 \quad (2.26)$$

$$\nabla \cdot J = 0 \quad (2.27)$$

假設二均勻介質，其電阻率分別為  $\rho_1$  與  $\rho_2$ ，電流從  $\rho_1$  流進  $\rho_2$  介質，從介質  $\rho_1$  電流流近界面方向與界面法線夾角為  $\theta_1$ ，電流流出界面方向與界面法線夾角為  $\theta_2$ ，則(2.26)式由邊界上下所圍成的封閉路徑，經積分得到與界面水平方向電場大小相同，如(2.28)式；由(2.27)式從邊界的封閉區面積分得到與界面法線方向平行的電流密度相同，如(2.29)式，或以(2.30)式表示邊界條件，如圖 2-10 所示，表示在  $\rho_1 > \rho_2$  條件下，邊界上  $J_{n1}$  等於  $J_{n2}$ ， $J_{t2}$  大於  $J_{t1}$ 。

$$E_{t1} = E_{t2} \quad \text{or} \quad \frac{J_{t1}}{J_{t2}} = \frac{\sigma_1}{\sigma_2} = \frac{\rho_2}{\rho_1} \quad (2.28)$$

$$J_{n1} = J_{n2} \quad (2.29)$$

$$\frac{\tan \theta_1}{\tan \theta_2} = \frac{\sigma_1}{\sigma_2} = \frac{\rho_2}{\rho_1} \quad (2.30)$$

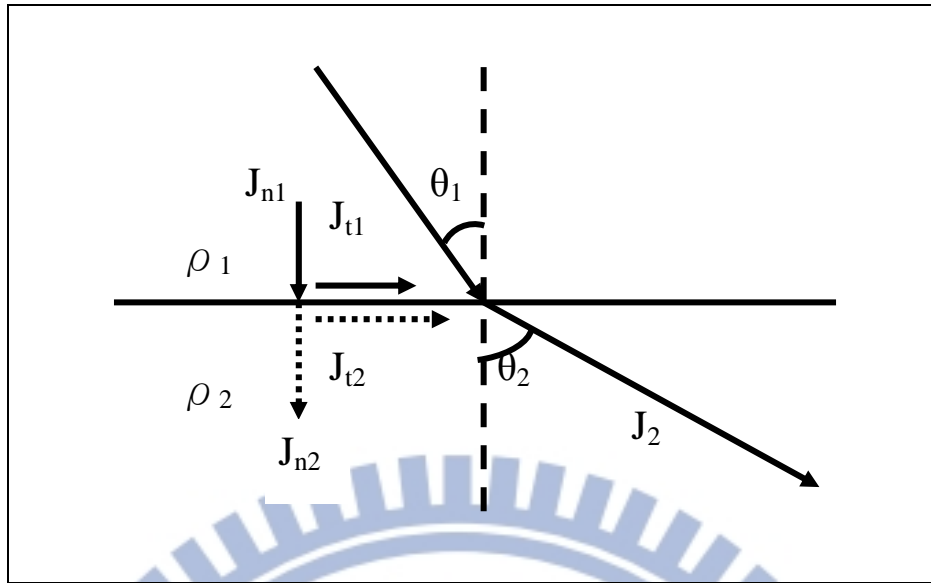


圖 2-10 介質  $\rho_1$  大於  $\rho_2$ ，電流在邊界上的方向改變

Hubbert (1940) 提出 (2.29) 式，並進一步指出當  $\rho_1 > \rho_2$  時，電流流線偏離法線；當  $\rho_1 < \rho_2$  時，電流流線偏向法線。如圖 2-11、圖 2-12 所示。

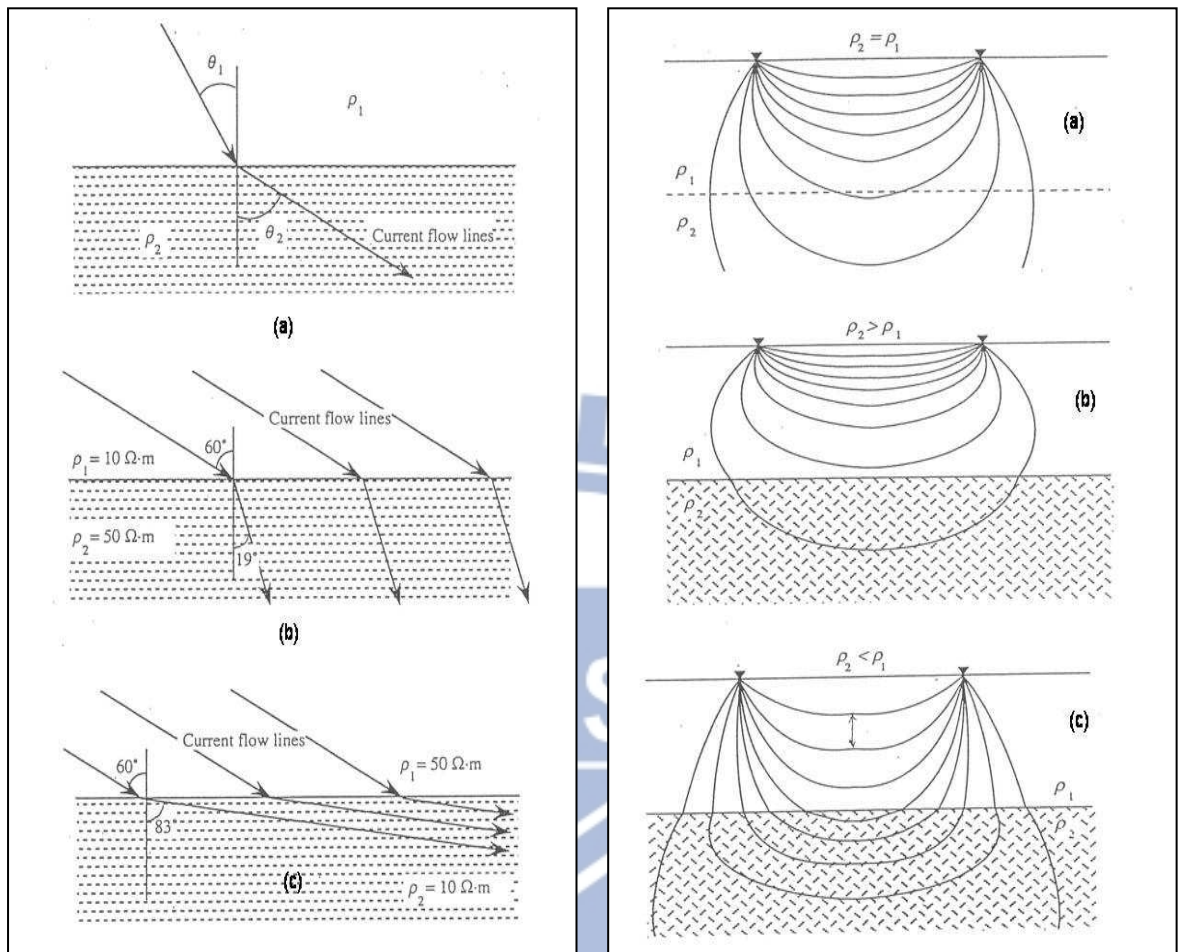


圖 2-11 (左) 在不同電阻率介質下，電流線折射情形，(a)公式 2-28 狀況，(b)  $\rho_1 < \rho_2$  折射情形偏向法線，(c)  $\rho_1 > \rho_2$  折射情形偏離法線

圖 2-12 (右) 在不同電阻率介質下，電流線定量分佈情形，(a)  $\rho_1 = \rho_2$  狀況，(b)  $\rho_1 < \rho_2$  電流分佈較(a)緊密，(c)  $\rho_1 > \rho_2$  電流分佈較(a)疏鬆

### 2.2.3 地電阻率量測施測方法

地電阻剖面法之施測原理，為利用直流電或低頻交替直流電經由一對電流極 C1、C2 將電通入地下，建立人為電場。藉由地層間介質

不同，而具有導電性之差異，故可利用另一對電位極 P1、P2 測量電場在 P1、P2 之間的電位差，由此求出地層視電阻率 (Apparent Resistivity)，進而估算地下地層的導電性分佈。

在一電性均質均向半空間地層中，一般施測採用四極法進行探測，由 2.2.2 節中之(2.24)式或由(2.31)式求得地層之電阻率。(2.31)式其中 K 電極排列的幾何參數， $\Delta V$  等於電位極量測的電位差，I 等於輸入電流強度，電阻率與材料的幾何形狀無關。由於地層實際上並非均質等向半空間介質，真實的地層可能由多層組成，因此根據式(2.31)算得的電阻率稱為「視電阻率」(Apparent Resistivity)。通常視電阻率並不一定是地下各電性地層的真实電阻率，而是表示在設定之電極排列下，所有小於與電極排列有關之某深度範圍內之地層的綜合效應。視電阻率需再透過適當的反算法，以計算出地下地層真实的電阻率分佈(Koefoed, 1979)。

$$\rho = K \frac{\Delta V}{I} \quad ; \quad \Delta V = V_{P1} - V_{P2}$$
$$K = \frac{2\pi}{\left( \frac{1}{R_1} - \frac{1}{R_2} - \frac{1}{R_3} + \frac{1}{R_4} \right)} \quad (2.31)$$

施測電極棒有多種排列方式，常用的有 Wenner Array、Schlumberger Array、Dipole-Dipole Array、Pole-Pole Array 及



Pole-Dipole Array 等，這些方法各有其施測環境及解析能力的使用限制，以下針對上述排列方式說明如下。

(1) Wenner Array :

Wenner Array 是以一對電流極及另一對電位極 P1、P2 以測線中心為中心點成對稱狀，C1C2 的距離為 P1P2 距離的三倍，且  $C1P1=P1P2=P2C2=a$ ，測線展距為  $3a$ ，可探測的深度約為 P1P2 的間距，當加大 C1C2 及 P1P2 間距  $n$  倍時，測線展距變成  $3na$ ，可逐次得到由淺至深的地層資料，如圖 2-13a。

(2) Schlumberger Array :

Schlumberger Array 是以一對電流極 C1、C2，及另一對電位極 P1、P2 以測線為中心點成對稱狀向外展開。其中固定，但 C1P1 與  $P2C2=na$ ，當測深參數  $n$  逐漸加大時，便可以得到地層由淺至深的電阻率變化。若  $n$  等於 1 時，Wenner 可視為 Schlumberger 的特例，因此稱為 Wenner-Schlumberger，如圖 2-13b。

(3) Dipole-Dipole Array :

雙偶極排列法(Dipole-Dipole Array) 電極排列方式的電極順

序分別為 C2、C1、P1、P2，二支電流極形成一個偶極，二支電位極形成另一偶極，其中固定  $C1C2=P1P2=a$ ，但  $C1P1=na$ ，當測深參數  $n$  逐漸加大時，便可以得到地層由淺至深的電阻率變化，如圖 2-13c。

#### (4) Pole-Pole Array :

雙極排列法 (Pole-Pole Array) 類似於傳統的四極排列法，但電流極 C2 和電位極 P2 位於無窮遠，電極間距增加  $n$  倍，展距變為  $na$ 。於野外施測時，C2、P2 分別和 C1、P1 間距大於 10 倍(理想為 20 倍)的 C1P1 間距( $na$ )之外，C2 與 P2 距離最少為 2.5 倍(理想為 3 倍)的 C1、P1 間距。避免有負值或零值錯誤出現(Loke, 2003; Robian et al. 1997)，如圖 2-13。

#### (5) Pole- Dipole Array :

三極排列法 (Pole- Dipole Array) 極排列是將電流極 C2 位於無窮遠處；其中固定  $P1P2=a$ ，但  $C1P1=na$ ，當測深參數  $n$  逐漸加大時，便可以得到地層由淺至深的電阻率變化。一般在現地施測不可能達到 C2 於無窮遠之理想狀況，Loke(2003)與 Takahashi(2004)認為只能盡量使 C2 與 C1 間距以及 C2 與 P1 間距，大於 10 倍(理想為 20 倍)的測深展距(C1 與 P1 間距,  $na$ )，如圖 2-13e。

傳統一維探測施測後，將視電阻率與探測深度及電及間距以雙對數軸（log-log）圖呈現出，如圖 2-14，以判釋施測成果。其中一維探測施測最大缺點為無法考慮到橫向電阻率變化，致影響施測成果及判釋之可靠度。直到近幾十年來，為讓電探法在成果判釋上更準確，研究人員將一維探測的垂直與橫向探測結果所組成的擬似剖面形成二維探測，如圖 2-15，目前並已廣泛使用於大地工程及環境工程調查上。

圖 2-16 以 Wenner 排列法(Wenner Array)說明 ERT 施測流程及資料收集步驟，透過測深參數  $n$  值的設定，電極間距的展距由小至大可得地表下由淺至深的二維地層電阻率剖面變化資料。

近年來，三維施測已有越來越多位研究人員開始投入研究。由於三維施測電極棒需在一矩形面積下以網格狀佈設，所需要之電極棒數量相當多，所以擬 3D 施測法(pseudo 3D)因應而生；所謂擬 3D 施測法係指在一矩形面積內收集等間距之剖面資料，利用三維反算法將各剖面資料組成 3D 電阻率分佈圖，其佈線方式係將原 2D 直線配置改為矩形內多條平行線，各平行線連結在同一條線上，不同於真 3D 施測法電極配置需呈網格交錯狀。擬 3D 施測法施測成果之解析能力目前尚不明確，經模型模擬研究，擬 3D 施測法因缺少橫向之佈線，其解

析能力當然比真 3D 施測法低，但若將平行線之間距設定等於電極間距，或控制在二倍電極間距內，其反算後之解析能力與真 3D 比較，尚在可接受之範圍內(Yang , 2006)。雖然三維探測準確度會更高，但三維探測目前尚處研究中，二維探測仍是最經濟、最佳選擇之方法。

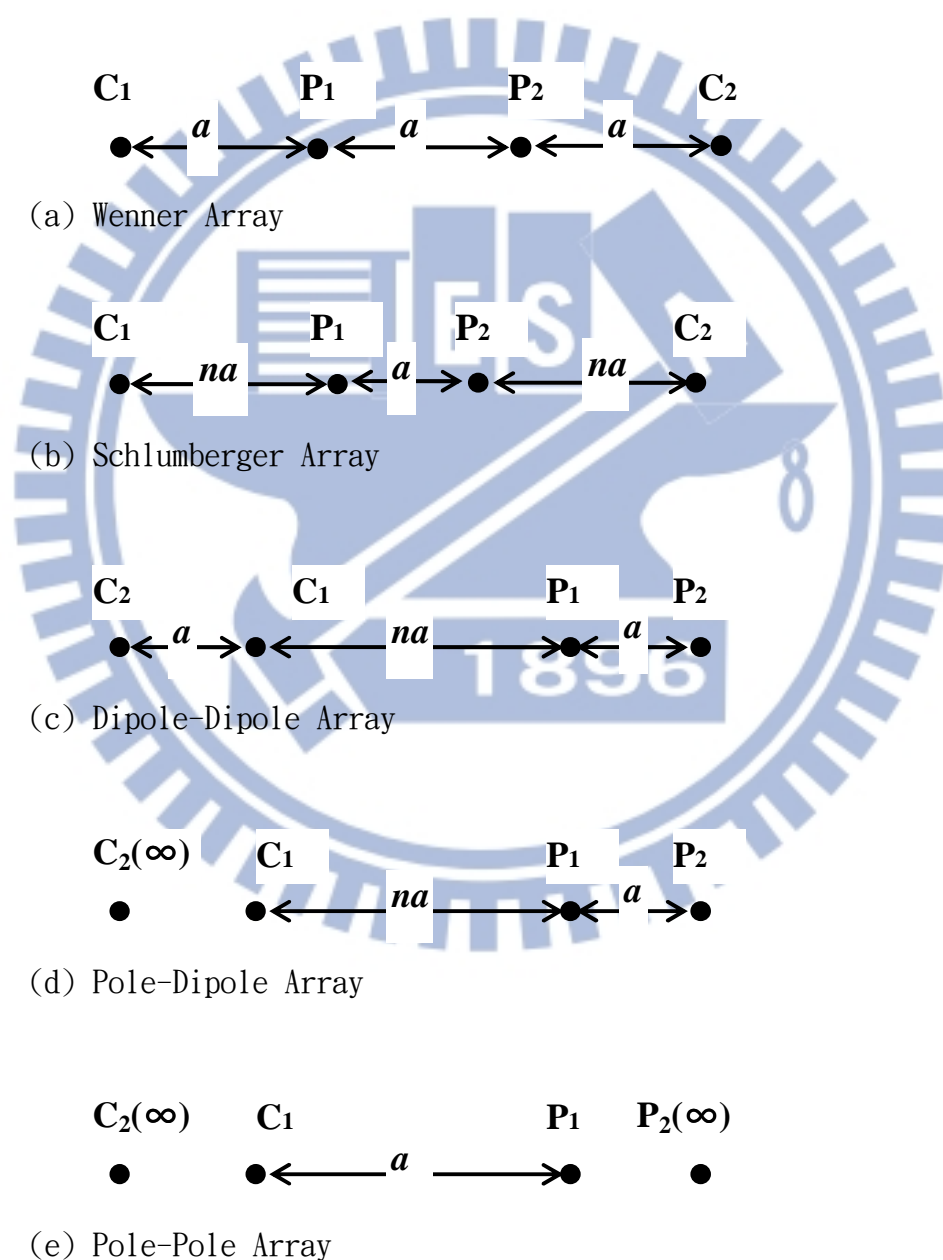


圖 2-13 常見地表施測電極排列法

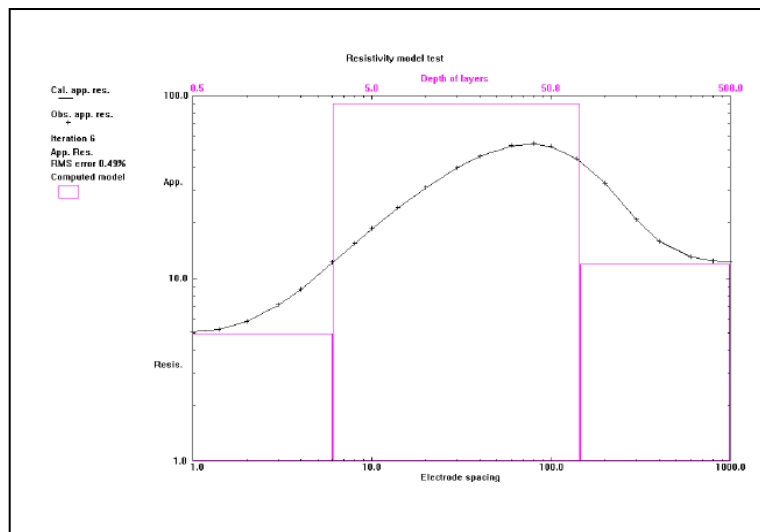


圖 2-14 典型 1-D 施測成果圖 (Wenner array)

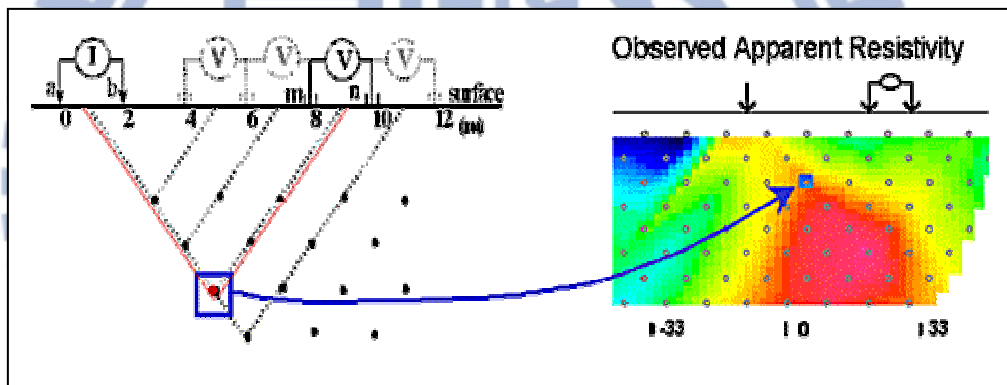


圖 2-15 2-D 施測成果圖



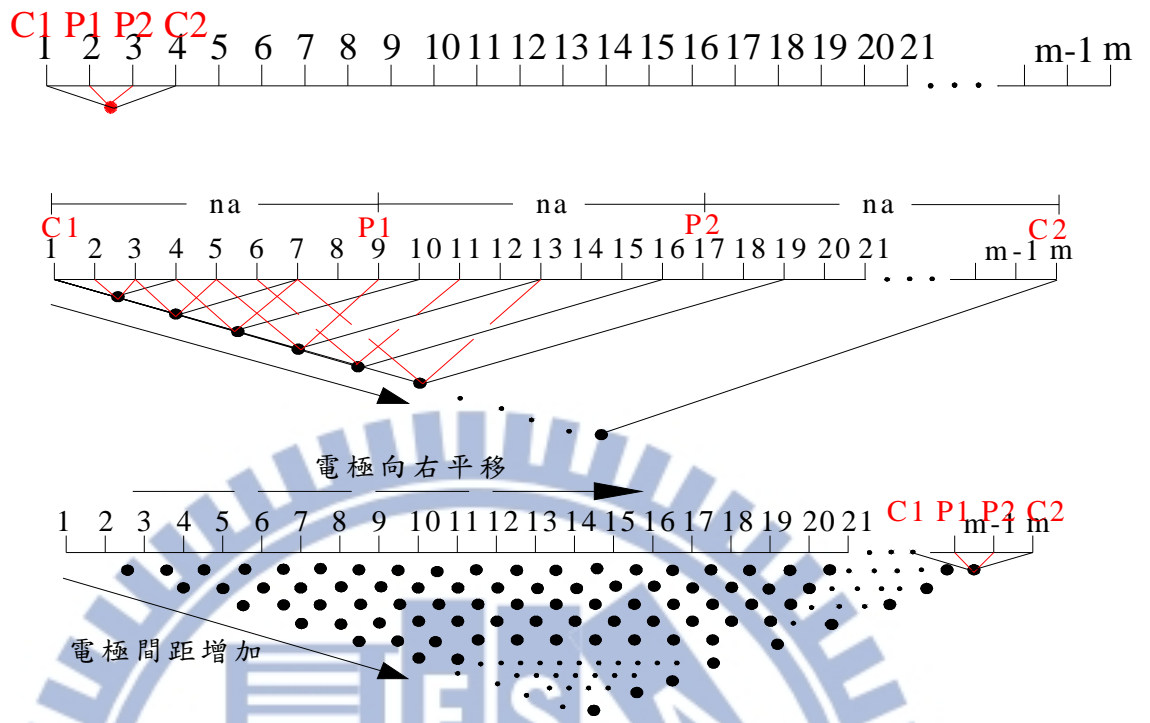


圖 2-16 Wenner Array 施測流程圖

## 2.2.4 正算與反算模式

### (1) 正算模式

由 2.2.3 節所述 ERT 施測方法係由一對電流極將電通入地下，建立人為電場，透過另一對電位極量測電位差，因地層間介質不同，而具有導電性之差異，且電極排列方式不同，因此藉由公式(2.31)所直接計算出之電阻率稱為視電阻率，由於視電阻率的計算涉及地層導電介質分佈不一、電位差求解數量龐大及邊界條件等因素，因此必須透過數值方法求解，此數值方法稱為正算模式。

$$\frac{\partial}{\partial x} \left[ \sigma \frac{\partial V}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[ \sigma \frac{\partial V}{\partial y} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[ \sigma \frac{\partial V}{\partial z} \right] = -I \quad (2.32)$$

邊界條件

$$\frac{\partial V}{\partial n} = 0 \quad \text{在地表面} \qquad \frac{\partial V}{\partial n} + \frac{\cos \theta}{r} = 0 \quad \text{在其他處}$$

公式(2.32)為正算模式之控制方程式，其中  $V$  為待求解之電位差、 $I$  為送電流、 $\sigma$  為地下導電率分佈。在固定的電場強度下，由於邊界條件改變，形成一邊界值問題。目前 ERT 正算模式計算方法主要使用為有限差分法 (finite difference method) 及有限元素法 (finite element method)。由於在非線性狀態下處理邊界值問題，

且數量龐大，所以處理方式係將值域內(domain)資料離散化，將一連串的邊界值問題以一線性方程式矩陣方式求其近似解。如公式(2-33)。其中G為勁度矩陣、V為所有量測點的電位差向量、S為電流源位置及強度向量。

$$G_{n \times n} \times V_{n \times 1} = S_{n \times 1} \quad (2-33)$$

最早的視電阻率係將解析解以圖表方式呈現如標準曲線，可計算量較少。Mooney et al. (1966)提出Mooney計算法則，該法已可以得到不錯的結果，但計算時間較長，且僅針對特定的電極排列方式。Ghosh (1971)首先將濾波理論(the linear filter theory)與電腦之數值方法應用於的正算問題(Forward Problem)上，嘗試利用試誤法(trial and error method)將所計算之視電阻率與量測到之電阻率誤差達到最小，大大縮短了計算時間，且達到相當高的精確度；然而濾波理論並無法適用於任何電極排列方式下所量測到的資料。Dey and Morrison (1979)將數值電阻模型切成有限的網格，首先利用有限差分法應用於正算問題，並適用於任何排列方式作分析。而O'neil and Merrick (1984)提出一般電極排列的觀念，將濾波理論應用於一般的四極排列(Four Electrodes Configuration)，用同一組濾波加權係數(Filter Weighting Coefficient)可以計算任何一種四

極排列時的理論視電阻係數(Apparent Resistivity)。有限元素法首先使用於 Silvester and Ferrari (1990)，直到近年來隨著計算機功能的進步，Loke (1994) 修正 Dey and Morrison (1979) 之有限差分法及有限元素法之缺陷，提升正算計算效率及準確性，並沿用至今。

## (2) 反算模式

由於地層實際上並非均質等向介質，真實的地層可能由多層組成，因此透過正算計算所得的電阻率稱為「視電阻率」(Apparent Resistivity)。通常視電阻率並不一定是地下各電性地層的真实電阻率，而是表示在設定之電極排列下，所推求出來的電阻率僅為代表地層綜合效應。視電阻率需再透過適當的反算計算，以計算出地下地層真实的電阻率分佈(Koefoed, 1979; Loke, 1996)。然而以觀測資料推求地層參數首先要知道電位函數，在地層構造未知狀態下，需進一步依設定的地層模型求出電位函數，並計算對應於觀測值的模型值；再計算觀測值與模型值的差異，經過多次的疊代，將差異調整直到誤差小到可接受範圍內，此計算方法稱為反算法。

目前地球物理探測反算方法多種(Loke, 2003)，較常使用於二維、三維地電阻率反算方法為正規最佳化最小平方法(regularized least-squares optimization) (Sasaki, 1989; deGroot-Hedlin and

Constable, 1990; Oldenburg and Li, 1994; Loke and Barker, 1996; Li and Oldenburg, 2000), 主要原因為此方法所反算出之電阻率值與真實地層電阻率值較接近(Ellis and Oldenburg, 1994)。

Hallof (1957) 最早利用施測排列變化和等高線的安排將其電阻資料擬投影剖面(pseudosection)呈現，但只用少數近似電阻率的圖去估計，數量不多且可信度也不高；Smith and Vozoff (1984)、Tripp et al. (1984)利用非線性最佳技巧(nonlinear optimization method)，可反算出較簡單的模型；deGroot-Hedlin and Constable (1990)，Sasaki(1992)利用高斯-牛頓最小平方最佳化方式(Gauss-Newton least-square optimization，可快速收斂資料。但由於在最佳化的過程中，計算偏導函數資料龐大需要消耗時間；直到Loke (2001)集大成，將正算與反算以平滑束制最小平方法(smoothness-constrained least-square method, L1norm)及重複再加權最小平方法(blocky inversion, L2norm)為基礎，並在反算的過程中利用擬牛頓法(quasi-Newton method, Loke and Barker 1996a)等方法做為運算過程中的偏導函數，增加計算速度，並寫成套裝軟體後，更大幅提升其使用效率及可讀性。

上述反算法之原理採用二階馬魁達法(Second - order



Marquardt Method , Jupp and Vozoff ,1975) , 此法經過多方面理論與實際資料的分析結果, 顯示此種反算法在電探資料的反算處理上具有穩定且收斂快速的優點。以下針對反算方法說明如下:

### 一、最佳化最小平方法(least-squares optimization)

假設現地量測的視電阻率資料等於行向量  $y$  , 模型參數行向量等於  $q$  , 反應函數行向量等於  $f$  , 如(2.34)式所表示

$$\begin{aligned} y &= \text{col}(y_1, y_2, \dots, y_m) \\ q &= \text{col}(q_1, q_2, \dots, q_n) \\ f &= \text{col}(f_1, f_2, \dots, f_m) \end{aligned} \quad (2.34)$$

其中  $m$  為資料數目,  $n$  為模型參數數量。

反應函數為一非線性函數, 為使問題簡單化, 經泰勒展開捨棄高次項後, 使問題線性化。

若反應函數是線性系統, 初始模型參數行向量  $q^0$  帶入反應函數, 將會得到  $f^0$  與一階泰勒級數的擾動反應值。  $f^0$  等於  $q^0$  帶入反應函數得到之初始模型反應值(initial model response), 如(2.35)式, 其中  $J$  等於 Jacobian 矩陣,  $\Delta q$  等於參數改進向量(parameter change vector)。

$$f = f^0 + \sum_j^n \left. \frac{\partial f}{\partial q_j} \right|_{q=q^0} (q_j - q_j^0)$$

or

$$f = f^0 + J\Delta q \quad ; \quad J_{ij} = \frac{\partial f_i}{\partial q_j} \quad (2.35)$$

(2.36)式定義反應函數  $f'$  與量測值  $y$  之差值  $e$ ，量測值與初始模型反應之差值稱為差異向量(discrepancy) $g$ 。以高斯牛頓法求解當  $e$  平方為最小時的  $\Delta q$  值，其過程中得到正規方程式(normal equation)，如(2.37)式，解出  $\Delta q$  值。而第  $i+1$  次的初始模型參數  $q_{i+1}$  等於  $q_i + \Delta q_i$ ，進行疊代計算。

$$\begin{aligned} y - f &= e \\ y - f^0 &= g \quad ; \quad e = g - J\Delta q \end{aligned} \quad (2.36)$$

$$J^T J \Delta q = J^T g \quad (2.37)$$

由於(a)地電探測的觀測值及模型參數其數值變化範圍非常大，  
(b)正算理論是在對數領域內討論，(c)模型參數限制為正值。

故將相關參數轉換至對數領域，令

$$Y_i = \ln y_i$$

$$H_i = \ln h_i$$

$$X_i = \ln x_i$$

並考慮觀測誤差及模型參數在反算過程中的可變動範圍時，在對

數領域內，Jacobian 矩陣、參數改進量及公式(2.36)可重新定義如下：

$$\begin{aligned}
 J_{ij} &= W_{ij}^{1/2} (\partial F_j / \partial Q_j) P^{1/2} \\
 E &= W^{1/2} (Y - F) = G - J \Delta Q \\
 \Delta Q &= P^{-1/2} \Delta Q
 \end{aligned}
 \tag{2.38}$$

其中 E 為誤差矩陣(Error Matrix)、 $\Delta Q$  為參數改進矩陣、W 為一 M\*M 的資料加權矩陣(Data Weighting Matrix)、P 為一 N\*N 參數加權矩陣(Parameter Weighting Matrix)。

$$A = U S V^T \tag{2.39}$$

其中 U 為 M\*N 的資料特徵向量矩陣(Data Eigenvector Matrix)、V 為 M\*N 的解特徵向量矩陣(Solution Eigenvector Matrix)、S 為 N\*N 對角特徵值矩陣(Eigenvalue Matrix)。

將公式(2.39)帶入公式(2.38)可解出  $\Delta Q$  如下：

$$\begin{aligned}
 \Delta Q &= V S^{-1} U^T E \\
 \Delta Q &= \frac{u_1}{s_1} E v_1 + \frac{u_2}{s_2} E v_2 + \dots + \frac{u_N}{s_N} E v_N
 \end{aligned}
 \tag{2.40}$$

由公式(2.40)顯示，當差異向量值不是很小而特徵值非常小時，

將會導致過大的  $\Delta Q$ ，而造成發散、不穩定。或若初始資料不佳常造成公式(2.37)  $J^T J$  成為接近奇異矩陣，造成  $\Delta q$  變異量太大不符合實際。Inman(1975)以馬奎特-李文柏格(Marquardt-Levenberg)方法，加入一阻尼係數  $\lambda$  (damping factor) 或稱 Lagrange 乘數(Lagrange multiplier)，其功用在對於比較重要的解特徵向量給予較大的加權，而對比較不重要或由雜訊所對應的解特徵向量給予較小的加權，避免小的特徵值所對應的特徵向量在反算過程中造成過大的參數改進量，也就是將參數改進向量限制在  $\Delta q_0^2$  之內，此方法也稱為脊回歸法(ridge regression)。則公式(2.40)可改寫成

$$\Delta Q = V \lambda S^{-1} U^T E$$

$$\Delta Q = \frac{u_1}{s_1} E \lambda_1 v_1 + \frac{u_2}{s_2} E \lambda_2 v_2 + \dots + \frac{u_N}{s_N} E \lambda_N v_N \quad (2.41)$$

其中阻尼矩陣  $\lambda$  為一對角矩陣，定義如下：

$$\lambda_j^4 = k_j / (k_j^4 + \theta^4) \quad (2.42)$$

其中  $\theta$  為相對特徵值底限(Relative Eigenvalue Threshold)，其所能允許的最小值與觀測資料所含的雜訊比例有關； $k_j = s_j / s_1$ ， $s_1$  為特徵值最大值，其中四次方為 Jupp and Vozoff (1975)所建議。

公式(8)求出模型參數改進量 $\Delta Q$ ，則新的模型參數定義如下：

$$Q(\text{新})=Q(\text{舊})+ \Delta Q \quad (2.43)$$

此新的模型參數再代回公式(2.36)，計算新的參數改進量，如次不斷疊代至下列三條件：

- (1)達到所設定的最大疊代次數。
- (2)觀測值與理論值間的誤差達到所設定的底限。
- (3)觀測值與理論值的誤差達到收斂，反算結果不再改進。

當達收斂時，可由觀測值與理論值間的均方根相對誤差(Root Mean Square Relative Error)最為判斷的依據，定義如下：

$$RMS = \left[ \frac{1}{M} \sum_{i=1}^M \frac{(Y_i - F_i)^2}{D_i \times D_i} \right]^{1/2} \quad (2.44)$$

## 二、平滑束制最小平方法

Constable et al. (1987)認為以脊回歸法反算二維或三維的問題，當模型參數很多時，會造成某些位置會出現太高或太低的錯誤值。

deGroot-Headlin and Constable(1990) , Ellis and



Oldenburg(1994)加入粗糙係數(roughness filter)降低模型參數變異的平方和，如(2.45)式，此方法稱為 smoothness-constrained least-squares，或 L2 norm。

$$(J_i^T J_i + \lambda_i W^T W) \Delta q_i = J_i^T g_i - \lambda_i W^T W q_{i-1}$$

$$W = \begin{bmatrix} -1 & 1 & 0 & 0 & \dots & \dots & \dots & 0 \\ 0 & -1 & 1 & 0 & \dots & \dots & \dots & 0 \\ 0 & 0 & -1 & 1 & 0 & \dots & \dots & 0 \\ & & & \dots & & & & \\ & & & & \dots & & & \\ & & & & & \dots & & \\ & & & & & & \dots & \\ & & & & & & & 0 \end{bmatrix} \quad (2.45)$$

其中 i 為第 i 次疊代，W 為一階有限差分運算元，或稱粗糙係數、平滑係數。

Sasaki(1992)認為阻尼係數  $\lambda$  是影響 L2 方法反算效果主要參數；適當大小的阻尼係數值，會將高斯雜訊影響反算結果降到最低。

### 三、重複再加權最小平方法

Clarebout 與 Muir(1973)認為遇到急遽改變之邊界，需求取最小絕對差異量較為適合。

Wolke and Schwetlick(1988)以最小平方法為基準，加入權重矩

陣  $R_d$ 、 $R_m$ ，達到資料差異量( $g$ )與模型粗糙係數( $W$ )在反算過程達到接近相同權重。此方法稱為 iteratively reweighted least-squares method inversion，或 blocky inversion、L1 norm，如(2.46)式

$$(J_i^T R_d J_i + \lambda_i W^T R_m W) \Delta q_i = J_i^T R_d g_i - \lambda_i W^T R_m W q_{i-1} \quad (2.46)$$

L2 norm 適合用於地層的阻率性質是漸變模式(Ellis 與 Oldenburg, 1994)，對於電阻率急遽改變的邊界，為了尋求最平滑化的模型，而造成出現過高及過低的電阻率；以 L1 norm 方法較為適合於急遽變化之模式 (Loke, Acworth and Dahlin, 2003; Olayinka and Yaramanic, 2000)。

Zhou and Dahlin(2003)認為電位誤差大於 5%，以 L1 反算方法比 L2 反算方法可得到較佳影像；也就是受到背景雜訊大影響的資料，以 L1 反算方法較不受雜訊影響。

### 2.2.5 現地施測方法選擇

從 2.2.3 節介紹 ERT 的施測方法受到排列參數的影響，所以有多種施測方法，這些方法各有其施測環境及解析能力上的使用限制。在同一地層構造上，由於電極棒不同的排列情形，會得到不同的視電阻率值，所以產生不同的擬似剖面(pseudo-section)，且每一種排列方

式對地下結構會有不同的反應，如週遭雜訊與自然電位影響程度不同、探測深度不同及垂直、橫向靈敏度不一等。因此，現地施測時，必須考量地質條件、深度需求、解析能力需求及訊號強度影響等因素，而採用不同施測排列方式，以下針對：探測深度、垂直與橫向靈敏度、訊號強度等方面，探討現地施測方法的選擇。

### (1) 探測深度

ERT 之施測，透過電極之排列及側深參數  $n$  測線展距之設定，可得到不同深度之視電阻率，但如何決定探測深度，是以 Frechet derivative 靈敏度方程式決定。McGillivray and Oldenburg (1990) 假設在均質均向介質的半無限域內，電流極  $C1$  位在  $(0, 0, 0)$ ，電位極  $P1(a, 0, 0)$ ，電流極  $C2$  與電位極  $P2$  在無窮遠處，任意一個點  $(x, y, z)$  上  $d\tau$  小體積內的電阻率做微量的改變  $\delta\rho$ ，如圖 2-17。產生的電位變化  $\delta V$  與電阻率變化的比值定義為 3D 靈敏度方程式，如(2.47)式。

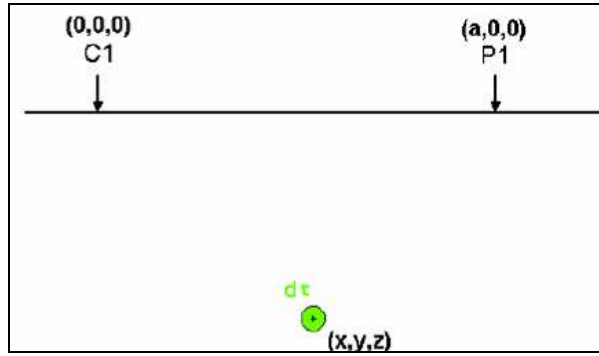


圖 2-17 靈敏度方程式推導的參數(Pole-Pole)

$$\frac{\delta V}{\delta \rho} = \int_v \frac{1}{4\pi^2} \frac{x(x-a) + y^2 + z^2}{[x^2 + y^2 + z^2]^{1.5} [(x-a)^2 + y^2 + z^2]^{1.5}} dx dy dz \quad (2.47)$$

早在 1971 年時，Roy and Apparao 提出 1D Frechet derivative 靈敏度方程式的解析解，多數學者及開始著手研究探測深度與靈敏度方程式各種參數的關係(Edwards 1977, Barker 1991, Merrick 1997)。

Edward(1977)提出於特定深度之上，在一維的靈敏度曲線下所包含的面積佔整體的一半(如圖 2-18)，稱為有效深度或擬似深度(pseudo-depth)；不同電極排列的擬似深度值如表 2-1，其中 a 為電極間距，L 為測線展距。

在等長的測線展距之下，探測深度最深為 Pole-Pole，探測最深深度約為 0.867 倍的測線展距，資料層數(data level)的間格固定為 0.86 倍的電極間距；其次為 Pole-Dipole，Pole-Dipole 的  $Z_e/a$  比

值隨  $n$  值增加而增加，雖展距增加，但資料層愈深其厚度遞減，從  $n$  等於 8 與  $Z_e/a$  等於 3.247，推估測深約近似 0.36 倍的測線展距 ( $Z_e/L=0.36$ )。接著為 Dipole-Dipole 的 0.224 倍測線展距；最後為 Wenner-Schlumberger 的 0.191 倍測線展距及 Wenner 的 0.17 倍測線展距。

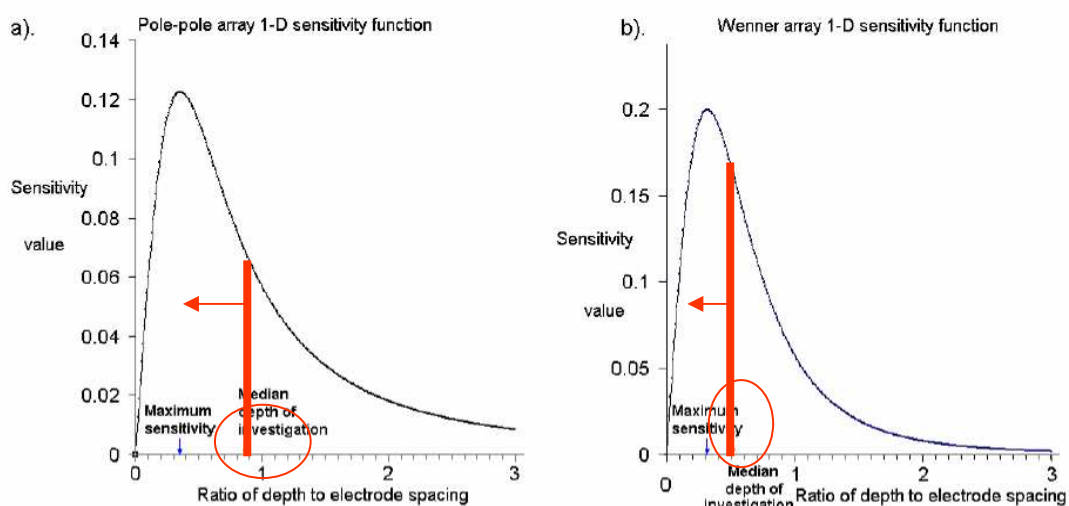


圖 2-18 一維靈敏度曲線，(a) Pole-Pole 電極排列  
(b) Wenner 電極排列

## (2) 垂直與側向靈敏度

Loke and Baker(1995)以(2-44)式求解二維靈敏度方程式  $F(x, z)$  解析解，討論各種電極排列的靈敏度，並得出各種電極排列的 2D 靈敏度剖面；其中設定測線展距正規化為 1 公尺，深度由 0.025 公尺到



1 公尺。

(a) Wenner：Wenner 的 2D-靈敏度剖面如圖 2-19 所示，為一對稱剖面，在電極附近中心，在垂直方向電阻值變化較明顯(敏感值較高)，而相對地水平向很不明顯；方框內的黑點為擬似深度(0.179)，靈敏度值為 128%。負靈敏度值出現在 C1 與 P1 之間及 C2 與 P2 之間，其負靈敏度值表示電流對該區影響程度低，量測之視電阻率將會下降；因此 Wenner 適用於探測水平層狀構造，不適合用在狹長垂直的結構，垂直解析能力比測向解析能力佳。

(b) Pole-Pole：Pole-Pole 的 2D-靈敏度剖面如圖 2-20 所示，為一對稱剖面，此電極排列法雖有最深探測的優點，但擬似深度(0.89 公尺)靈敏度值只有 2%，垂直和測向解析能力皆是最差，由於計算視電阻率簡單且施測容易較不費人力，所以常用於較深地層的剖面影像探測之參考及比對。

(c) Wenner-Schlumberger：Wenner-Schlumberger 的 2D-靈敏度剖面如圖 2-21 所示，為一對稱剖面，當  $n$  等於 1 時和 Wenner 的靈敏度剖面相同， $n$  增加到 6 時，中心高靈敏度區域與 C1、C2 分離，集中在 P1P2 以下，方框中的擬似深度位置在 0.19 公尺，零敏度值從 128% 降到 32%。結果表示  $n$  值小時，對垂直方向變化感受大； $n$  值大

時，對水平方向變化感受大。電阻敏感值介於 Wenner 和 dipole-dipole 之間；垂直水平結構均適用。

(d) Pole-Dipole: Pole-Dipole 的 2D-靈敏度剖面如圖 2-22 所示，為一非對稱剖面，靈敏度剖面圖當  $n$  等於 1，擬似深度(0.259 公尺)處的靈敏度為 64%， $n$  增加到 6，擬似深度(0.36 公尺)處的靈敏度降低為 2%，高靈敏度位於電位極之間，因此對水平地層變化較適用。由於有不對稱的結構，所以可用來做地形起伏較高的不平整的地表的施測。

(e) Dipole-Dipole: Dipole-Dipole 的 2D-靈敏度剖面如圖 2-23 所示，為一對稱剖面。當  $n$  等於 1 時，最大值出現在電流極 C1 與 C2 之間及電位極 P1 與 P2 之間，擬似深度(0.139 公尺)處的靈敏度等於 64%。 $n$  值增加到 6，其擬似深度等於 0.22 公尺，靈敏度值等於 2%。高靈敏度集中在成對電流極及電位極之間，因此對水平地層變化較適用，而垂直方向變化較差，因此當  $n$  大於 2 的量測深度資料比較不具備有代表性。

表 2-1 不同電極排列的擬似深度參數(Edwards 1977)

Array type	$Z_e/a$	$Z_e/L$
Wenner	0.519	0.173
Pole-Pole	0.867	
Dipole-Dipole		
n=1	0.416	0.139
n=2	0.697	0.174
n=3	0.962	0.192
n=4	1.220	0.203
n=5	1.476	0.211
n=6	1.730	0.216
n=7	1.983	0.220
n=8	2.236	0.224
Pole-Dipole		
n=1	0.519	
n=2	0.925	
n=3	1.318	
n=4	1.706	
n=5	2.093	
n=6	2.478	
n=7	2.863	
n=8	3.247	
Wenner-Schlumberger		
n=1	0.519	0.173
n=2	0.925	0.186
n=3	1.318	0.189
n=4	1.706	0.190
n=5	2.093	0.190
n=6	2.478	0.191
n=7	2.863	0.191

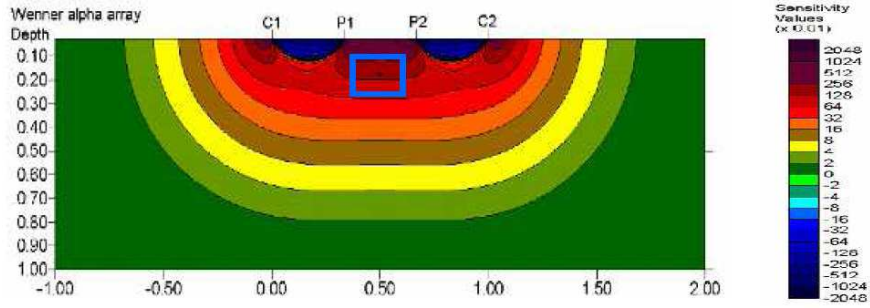


圖 2-19 Wenner 2D-靈敏度剖面 (Loke 2003)

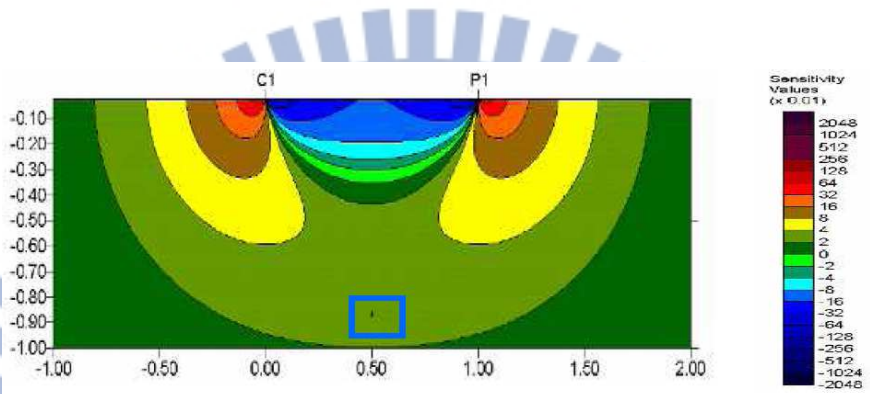


圖 2-20 Pole-Pole 2D-靈敏度剖面 (Loke 2003)

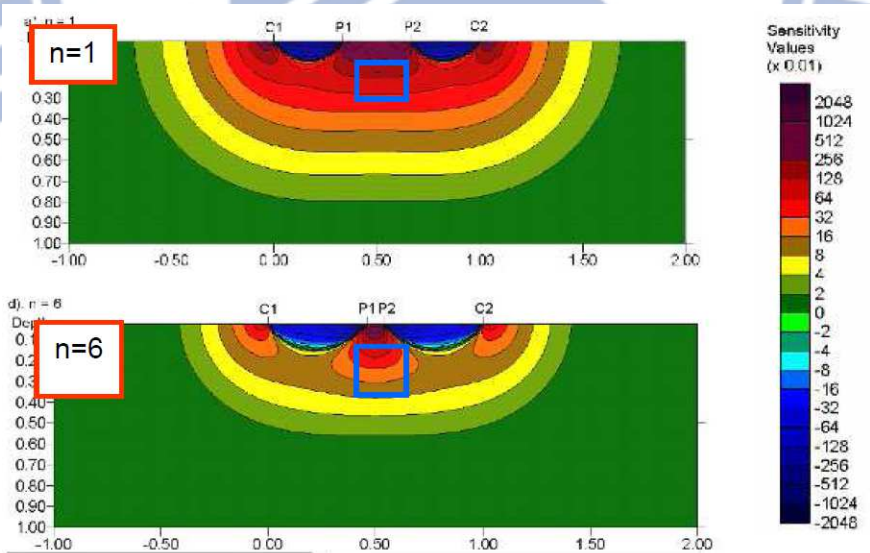


圖 2-21 Wenner-Schlumberger 2D-靈敏度剖面 (Loke 2003)

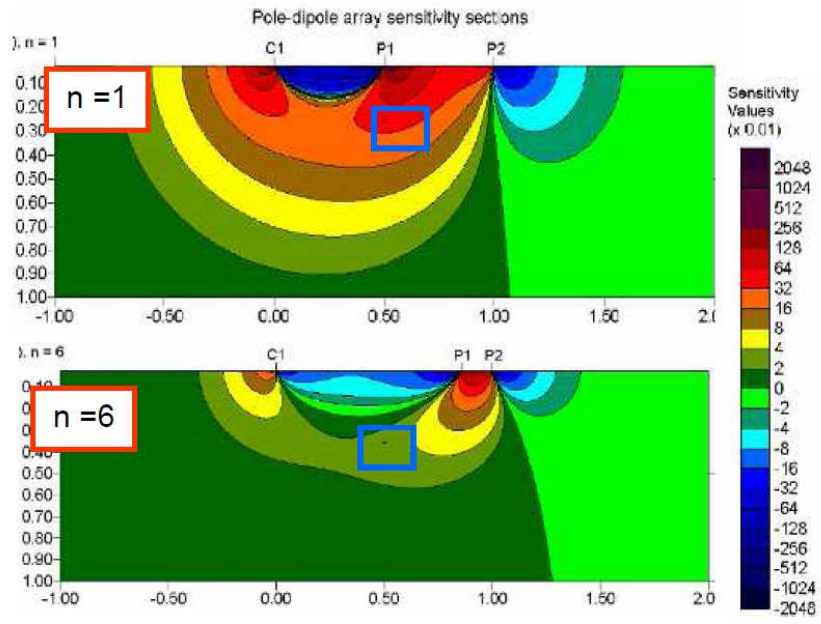


圖 2-22 Pole-Dipole 2D-靈敏度剖面 (Loke 2003)

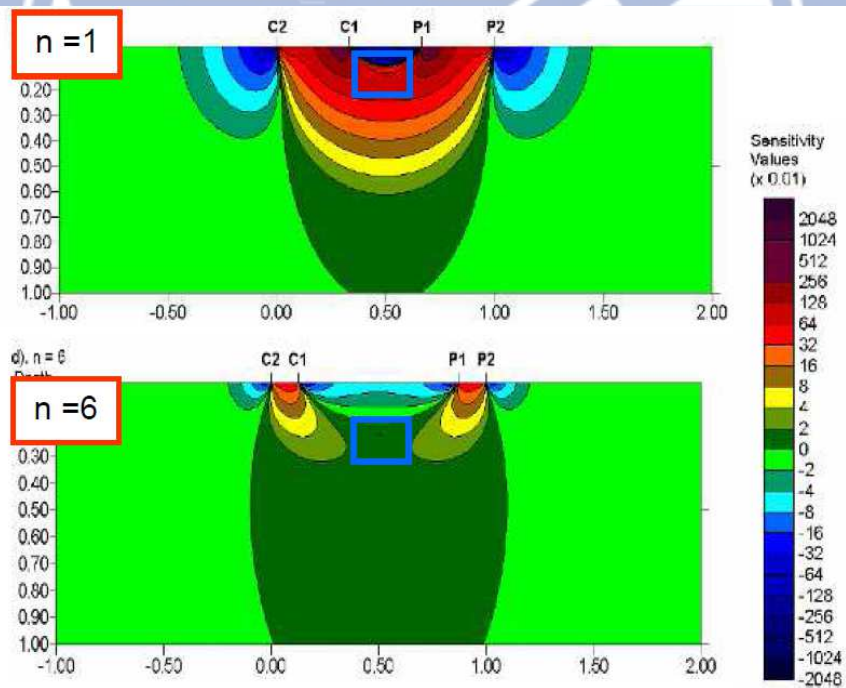


圖 2-23 Dipole-Dipole 2D-靈敏度剖面 (Loke 2003)



### (3) 訊號強度

用不同的施測方法在不同的時間點，ERT 施測所獲得的訊號強度皆不同；施測週遭雜訊將會影響訊號之強弱，進而影響反算之解析能力 (Park and Van ,1991 ; LaBrecque et al,1996)，其中週遭雜訊影響包含地球自然電位、地層下的金屬導體與高電阻率絕緣體、地形效應等。另由公式 (2.29) 可知，訊號強度與電極排列的幾何參數(K) 成反比關係，其中幾何參數 K 包含電極間距 a 與測深參數 n 二參數，如表 2-2。

由於電位差訊號大小與幾何參數成反比關係，所以訊號強度減弱係數在電極間距固定下(a)，當測深參數 n 越大，訊號強度隨之減弱。訊號強度減弱係數由表 2-2 所示，Wenner 及 Pole-Pole 的訊號強度衰減係數為常數( $1/2 \pi a$ )，Wenner-Schlumberger 約為( $1/n^2$ )，訊號衰減最快為 Dipole-Dipole 衰減係數約為( $1/n^3$ )，Pole-Dipole 的訊號衰減係數約為( $1/n^2$ )。Pole-Pole 和 Pole-Dipole 的訊號受到遠電極間雜訊以及遠電極的非理想狀態而造成訊號更衰減，因此訊號強度實際更差。因此，Wenner 因具有高電勢能差訊號強度，最適合在背景雜訊大的區域施測，其次為 Schlumberger 及 Dipole-Dipole，最後為 Pole-Dipole 及 Pole-Pole ( Loke 2003 , Zhou and Dahlin 2003,

Dahlin and Zhou, 2004)。

表 2-2 電極排列幾何參數

電極排列法	展距 L	幾何參數 K
Wenner	$3na$	$2\pi a$
Wenner-Schlumberger	$(2n+1)a$	$\pi n(n+1)a$
Dipole-Dipole	$(n+2)a$	$\pi n(n+1)(n+2)a$
Pole-Dipole	$(n+1)a$	$2n\pi(n+1)a$
Pole-Pole	$na$	$2\pi a$

為求得較深地層電阻率資料，必須加大測深參數  $n$  值，但因  $n$  值加大將降低訊號強度及靈敏度，Sasaki (1992)、Loke (2003) 建議以加大電極間距方式，達到測深之目的。如首先施測時由最小單位電極間距  $a$  開始， $n$  等於 1~5，當  $n$  大於 5 時之測深展距，其單位電極間距  $D$  等於兩倍最小單位間距 ( $2a$ )， $n$  等於 1~5，然後  $D$  等於  $3a$ ， $n$  等於 1~5 之方式施測，以得到不同單位電極間距和測深參數所形成的似電阻率剖面。此施測方式具有降低周遭雜訊、提高靈敏度之優點。

ERT 的施測因排列參數的變化，所以有多種施測方法，由上述針對探測深度、垂直與橫向靈敏度、訊號強度等方面，探討現地施測方法的選擇，目前以 Wenner 對水平層具有較高之靈敏度及較強之訊號

強度，因此最廣泛應用於現地施測上，但因施測深度較淺，通常會搭配其他方法探測較深之地層，如 Pole-Pole 和 Pole-Dipole。

Wenner-Schlumberger 因對水平及垂直層具有高靈敏度，

Dipole-Dipole 對水平層具有較高之靈敏度，亦常應用於現地施測

上。另於野外做施測的時候，常因為佈設測線空間有限，無法獲得測線邊緣兩側的資料，有時尚需考量各種施測方法的橫向涵蓋範圍或水平收斂度，Pole-Pole 水平收斂度較佳，水平收斂最小為 Wenner；若施測空間足夠，可利用橫向平移(Roll-along)，補足邊緣資料。

#### 2.2.6 解析能力相關探討

Loke and Baker(1995)以(2.46)式求解二維靈敏度方程式 $F(x, z)$ 解析解，以討論施測成果的靈敏度，目前在各反算套裝軟體中均有靈敏度分析功能，靈敏度值越高，表示所得出之電阻率值越值得信賴。一般在地表面電極位置處靈敏度較高，另使用有限差分法及有限元素做正算所使用之網格，因於邊界延伸處及底層網格較大，故亦產生較高之靈敏度值。由 2.2.5 節所探討之各種施測排列靈敏度得知，高靈敏度值大多出現在成對電流極或電位極間，於二對偶極間則出現低靈敏度值，如此，將有可能產生誤判之情事 (Loke, 2003)；如圖 2-24，假若有一高電阻率值位於二對偶極之間，則此高電阻率物質有可能不會被發現到。所以本研究將探討靈敏度功能對二維地電阻剖面判讀的

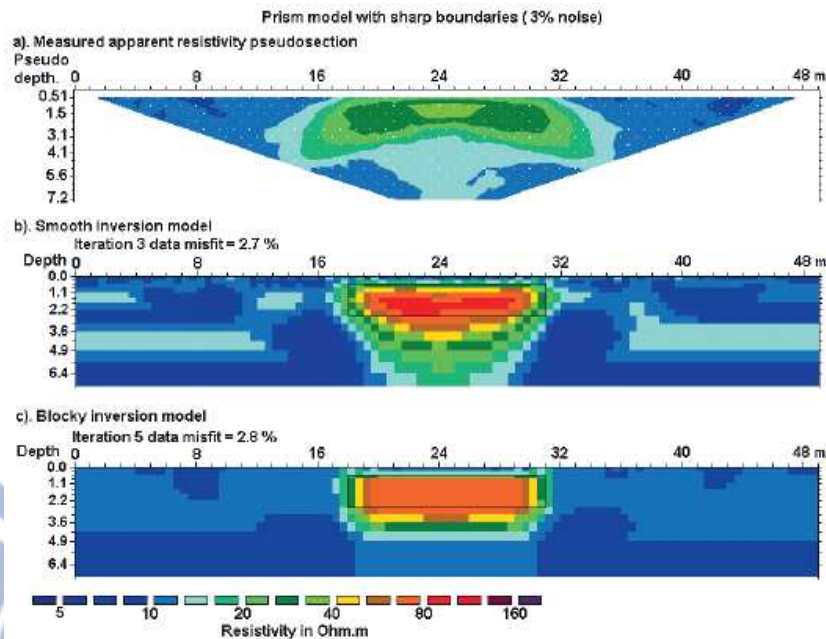
幫助。

楊 (2005) 為探討 ERT 空間解析能力特性，模擬五種模型做正算模擬與相對應之反算分析，探討反射係數 ( $k = \rho_1 / \rho_2 = 0.9 \sim -0.9$ ) 與界面深度及層面厚度之關係，由反算結果取一維剖面圖與真實模型比對所產生之漸變帶，探討相關解析能力，並探討反射係數與界面深度及層面厚度之關係，以提供成果判釋之參考。但此模型為單純之夾層及界面探討，未考慮週遭雜訊 (noise) 之影響，且真實地層常呈現不同土層互雜及傾斜層面之現象。為能讓模擬更接近真實地層，本研究除探討上述模型週遭雜訊之影響外，並將探討不同土層互雜及傾斜層面模型之解析能力。

Loke et al. (2003) 為了解反算方法對二維 ERT 施測結果解析能力的影響，假設一均質地層中 ( $\rho = 10 \Omega \cdot m$ ) 夾雜一長方形介質 ( $\rho = 100 \Omega \cdot m$ ) 之模型，分別以 L1 norm (blocky inversion) 及 L2 norm (smooth inversion) 計算出反算後之電阻率；其中 L2 norm 結果顯現於長方形介質四周電阻率較凌亂，無法明確分辨出邊界，且在長方形中心點最大電阻率值為  $136 \Omega \cdot m$ ，四周最小電阻率為  $6.8 \Omega \cdot m$ ，無法與真實模型吻合。另 L1 norm 結果顯現長方形介質中心最大電阻率為  $101 \Omega \cdot m$ ，四周最小電阻率為  $7.1 \Omega \cdot m$ ，在長方形介質四周邊界的電阻



率分佈較均勻，結果與真實模型較吻合（如圖 2-25）。反算結果圖



為了解雜訊對反算結果的影響，並加入 3% 及 10% 的高斯雜訊，結果顯示 3% 的雜訊造成視電阻率有輕微的變形(如圖 2-26)，L2 norm 反算結果與未加入雜訊時大致相似，但高電阻區域寬度變寬，L1 norm 反算結果則較接近真實模型，但最高的電阻率值為  $80 \Omega \cdot \text{m}$ ；另 10% 的雜訊造成視電阻率較大的變形，但仍以 L1 norm 反算結果則較接近真實模型（如圖 2-27）。由此可知，雜訊會影響反算結果，並降低解析能力，當雜訊越大，高低電阻率值的差異性（contrast）將降低。

Loke et al. (2003) 又嘗試第二種模型於長方形介質  $100 \Omega \cdot \text{m}$  之週邊再加入一介質  $33 \Omega \cdot \text{m}$  之薄層，外圍仍為  $10 \Omega \cdot \text{m}$  之均質地層，L2 norm 反算結果與真實模型吻合度較第一種模型高，邊界解析能力



亦提高，長方形中心點最大電阻率為  $101 \Omega \cdot m$ ，四周最小電阻率為  $7.2 \Omega \cdot m$ ；反觀 L1 norm 反算結果顯現長方形介質中心最大電阻率為  $78 \Omega \cdot m$ ，四周最小電阻率為  $7.8 \Omega \cdot m$ ，雖邊界情形仍可判視出，但解析能力已降低（如圖 2-28）。

Dahlin and Zhou(2004)以數種電極排列方式進行五種模型模擬，發現雜訊對 Wenner 的影響最小；地層有較高不規則變化者（或較高異常反應），pole-dipole、dipole-dipole 解析能力比 pole-pole、Wenner 高；在背景雜訊較強的現地，L1 norm 方法得到較佳的反算成果，但在傾斜地層 L2 norm 反算成果仍優於 L1 norm。由上述成果可知，地層的不規則變化、地層中夾雜較高或較低電阻率之物質、背景雜訊存在時，使用不同的反算方法，會得到不同解析能力的電阻率剖面。

由上述文獻可知，雜訊對施測排列方式及反算結果解析能力會產生影響，在背景雜訊較強的現地，L1 norm 方法得到的反算成果較 L2 norm 佳。所以本研究將探討各種不同地層模型，在雜訊影響狀況下，使用不同施測排列方式及反算法之解析能力探討。

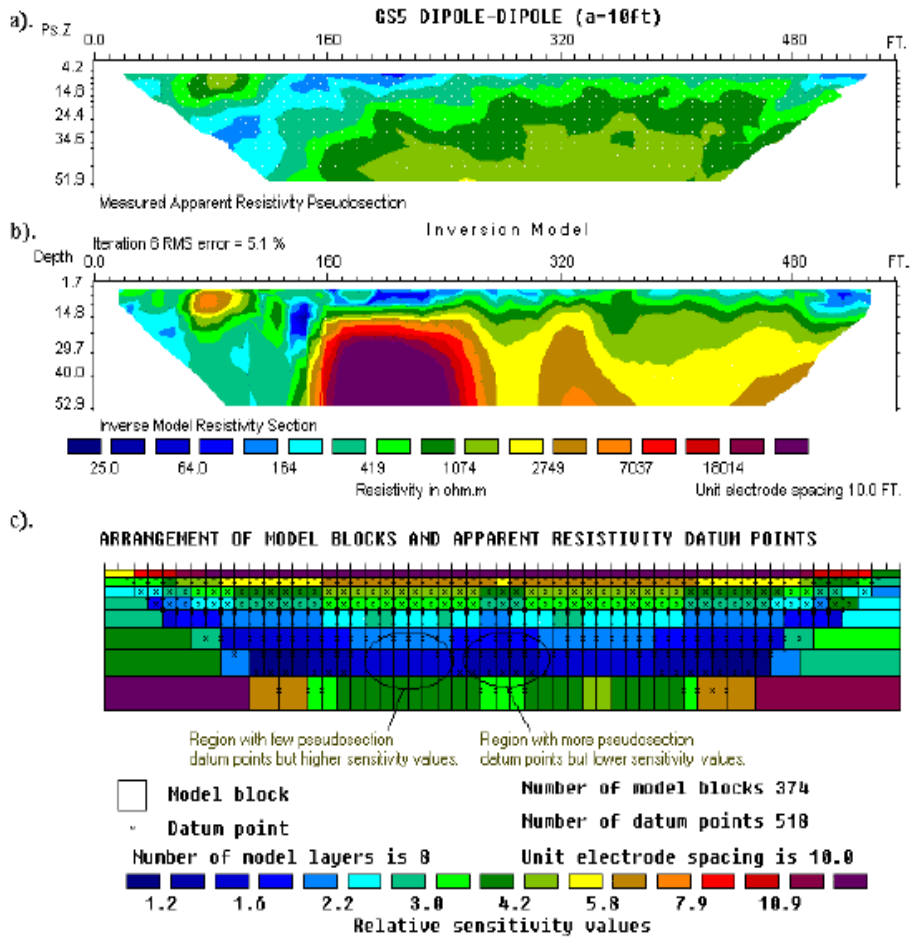


圖 2-24 (a) 探測地層中洞穴之視電阻率圖 (b) 反算模式 (c) 反算靈敏度值 (Loke,2003)

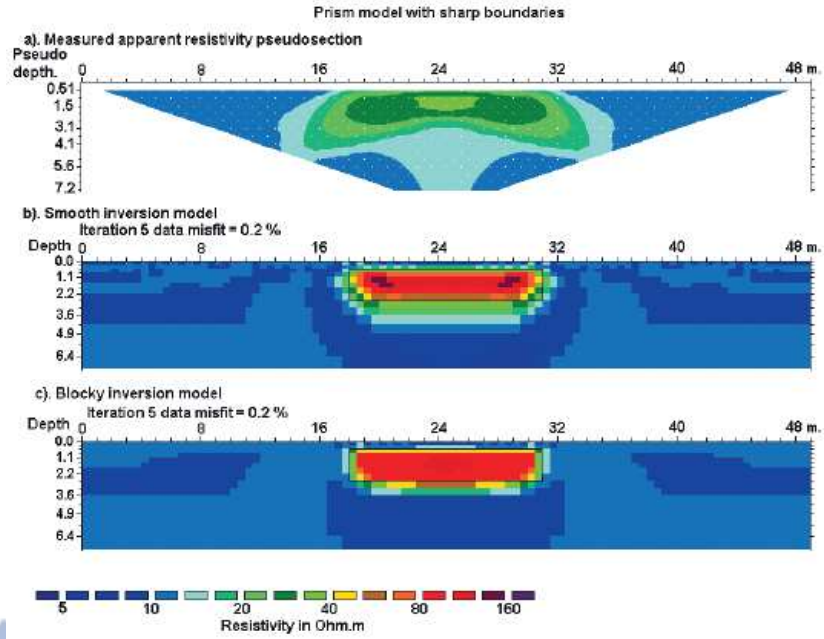


圖 2-25 Wenner 於假設模型之(a)視電阻率圖(b)L2 norm 反算與(c) L1 norm 反算結果圖

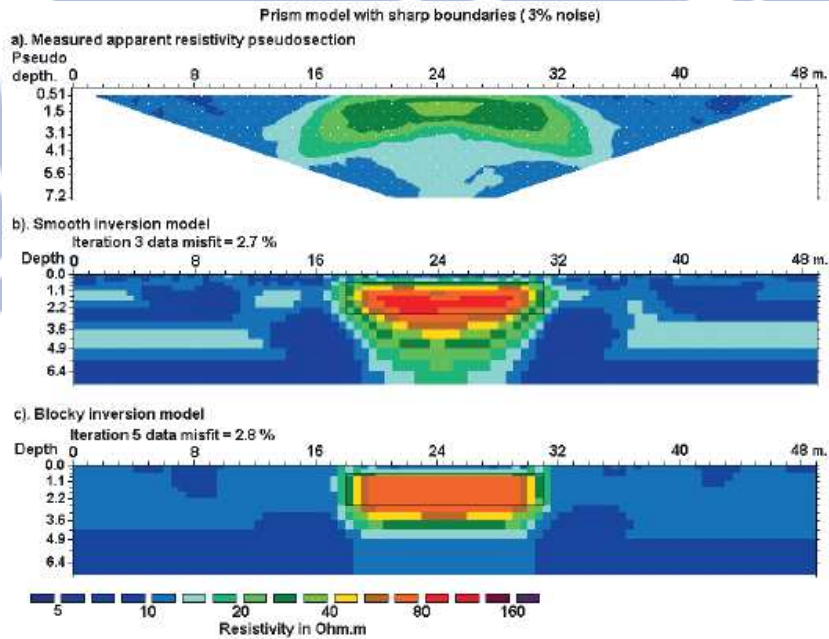


圖 2-26 Wenner 於假設模型加入雜訊 3% 之(a)視電阻率圖(b)L2 norm 反算與(c) L1 norm 反算結果圖

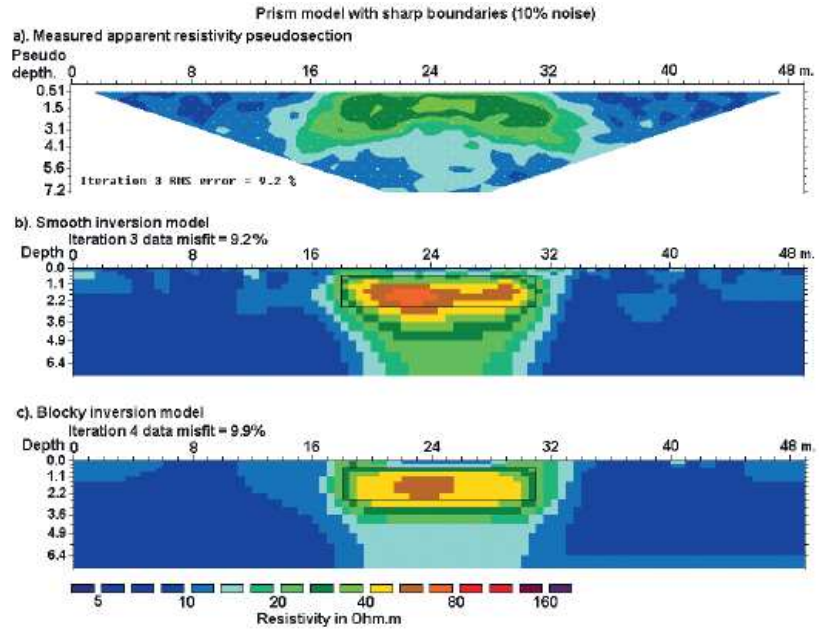


圖 2-27 Wenner 於假設模型加入雜訊 10% 之 (a) 視電阻率圖 (b) L2 norm 反算與 (c) L1 norm 反算結果圖

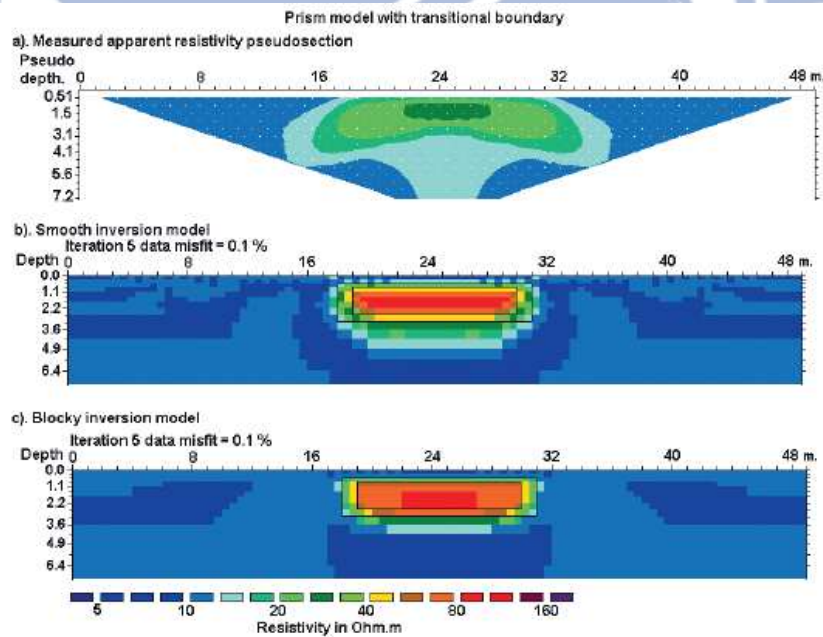


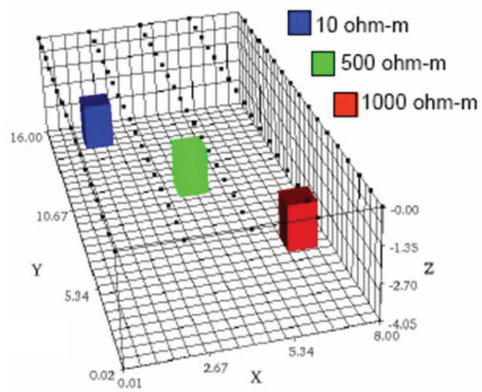
圖 2-28 Wenner 於假設第二種模型之 (a) 視電阻率圖 (b) L2 norm 反算與 (c) L1 norm 反算結果圖



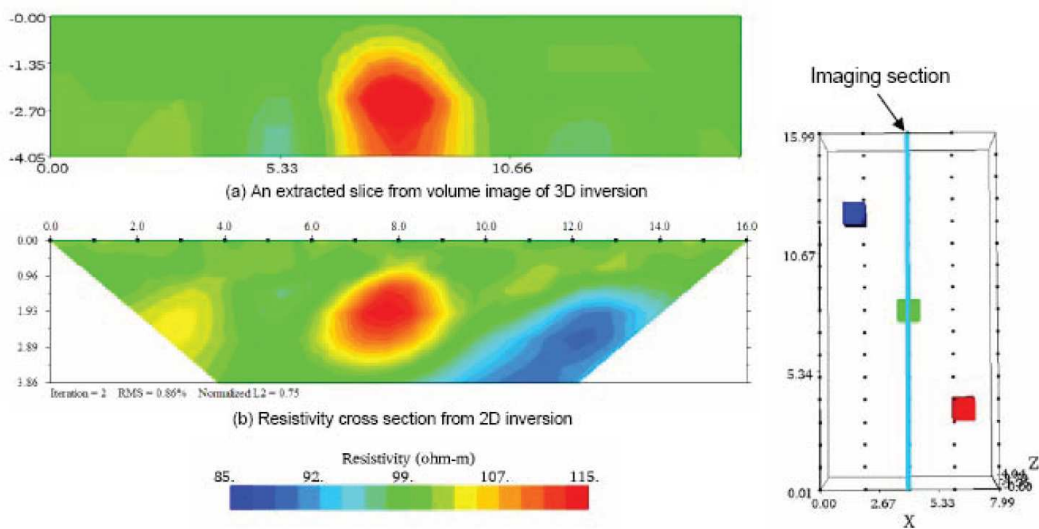
Yang and Lagmanson (2006) 認為因二維地電阻探測將地層假設為二維  $(x, y)$  的半無限域空間分佈，不過在真實的地質狀態中，電流卻是在三維的方向  $(x, y, z)$  流動，因而造成非二維剖面上的物體對地電阻電場產生一定程度的擾動，而造成二維剖面上部份不規則電阻率與雜訊。

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 2-29(a)。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(b) 所示，圖 2-29(b) 上方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) 下方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，顯示二維地電阻探測法的確有某種程度的三維效應產生。





(a) 數值模型架構



(b) 二維與三維反算結果

圖 2-29 探討三維效應數值模型

梅興泰 (2001) 利用麵皮壓製成均質等厚度之實體模型，探討二維地電阻剖面法室內試驗方法與準則。由於砂箱三面邊界受限制，將會影響電流傳遞，造成與理論電流在地下半空間內無限延伸流動假設不符，因此將會產生邊界效應問題。經探討發現砂箱邊界會造成電阻率值呈現跳動不穩定狀態，直到測線二側邊界為二倍展距以上時，視電阻率值才會呈穩定狀態。梅興泰利用不同電極間距在砂箱佈測線，圖 2-30(a) 為測線二側不留邊界視電阻率分佈圖，結果顯視電阻率數據呈現不規則跳動，間距越大跳動越大。圖 2-30(b) 邊界為一倍展距視電阻率分佈圖，結果顯視電阻率值已稍呈穩定狀態，但較大間距部分仍呈現不穩定狀態。圖 2-30(c) 邊界為二倍展距視電阻率分佈圖，結果顯視電阻率值均已呈穩定狀態。

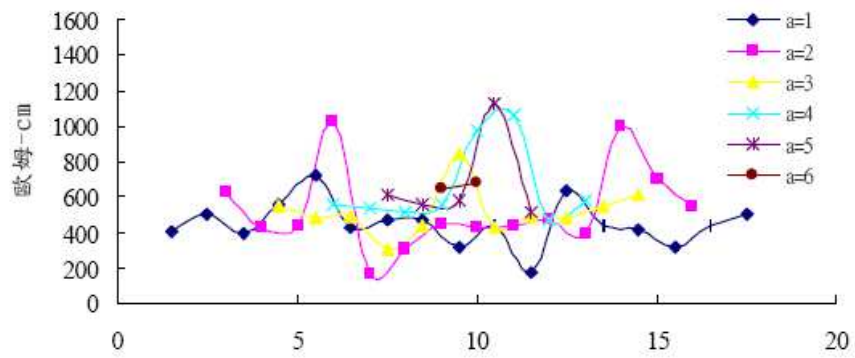


圖 2-30(a)砂箱不留邊界視電阻率分佈圖

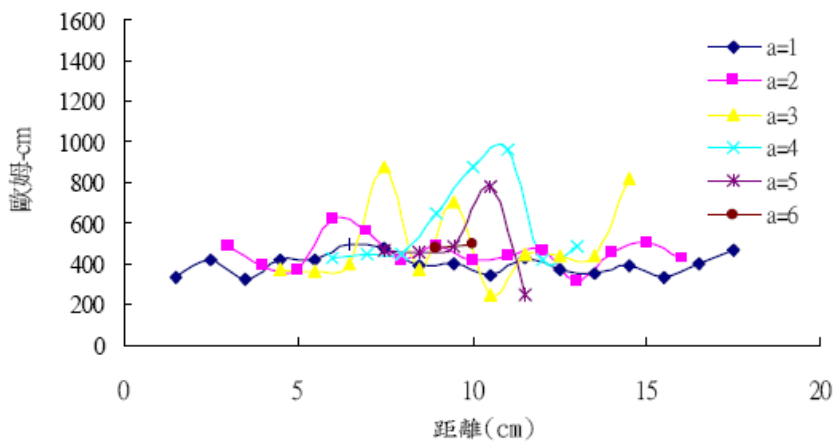


圖 2-30(b)邊界為一倍展距視電阻率分佈圖

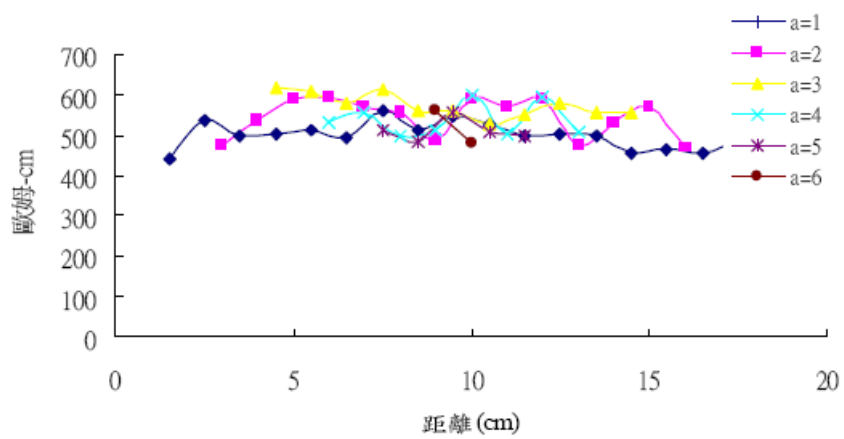


圖 2-30(c)邊界為二倍展距視電阻率分佈圖

## 2.3 ERT 於土工調查之應用

地電阻剖面影像法近幾年來快速的發展，透過佈線取得地底下之視電阻率，經由適當之反算法，獲取地下土壤之電阻率，目前已廣泛使用在工程地質探勘及環境水文調查及監測上(Dahlin, T. 2001)，未來研究將朝向更廣泛之應用，但如何讓解析能力及判斷能更明確，更是未來研究之重點。以下針對直流電阻法於土工及環境水文調查之應用，敘述如下：

### (1) 地質調查

近幾十年來，國內大型公共工程及建設陸續推動，地質及環境水文對工程後續規設計及施工影響層面大，若在規劃階段能將地質及水文充分調查，將可避免施工災害之發生及降低工程經費。目前國內工程地質調查，主要為鑽探取樣，但鑽探費用高，且為點的地質資料取得，並無法完全滿足工程規劃需求，所以若能適當應用地電阻剖面影像法於土工及環境調查，將可以較經濟之方式提供適當之地質資料。

地電阻剖面影像法能獲取地質剖面的電阻率，透過電阻率剖面可判斷出地質層面及界限，國內外相關研究日益增多，其中國內研究人員利用地質電阻率剖面變化的特性，使用直流電阻法完成相關地質研

究，如彰化地區之地層電性研究（邱逸強，1994），利用直流電阻法研究彰化地區之地層電性特性、分佈情形及探討地層電性與岩性的相關性，藉由地層電性之形貌，探討彰化地區沖積扇的發育過程；台灣西南海岸平原之研究（詹國皎等，1999），應用地電阻法於探測台南縣西北部八掌溪至曾文溪間地下電性地層環境；台南北部的海岸與河道變遷（丁逸等，1999），以直流電阻法進行測勘，透過地層電性來研究該區的海進與海退、古潟湖及河道變遷；應用直流電阻法研究台灣西南海岸平原晚更新世與全新世地層界限（皮先璋等，2000）等研究。但因受限於地質解析能力的影響，部分地層界限無法明顯呈現。國外研究人員利用地電阻剖面影像法判斷出地質層面及界限研究案例也非常多，Beresnev et al.（2002）以 ERT 探測礫石層並指出，ERT 為地底下粗顆粒物質探測最有效率之方法，但地質材料的經濟價值及品質則無法得知；Routh et al.（2003）認為 ERT 探測地下岩床深度值得信賴，但在地下洞穴及岩石裂隙探測則較無效率。

除了反射震測，近十幾年國內外學者嘗試利用地電阻剖面影像法來探測斷層位置（Demant 2001 , Batayneh 2003 , E. Rizzo 2004, 陳 2001, 潘 2003）。由於地電阻剖面法能快速的將地質電阻剖面呈現，透過斷層錯動後上下盤高低電阻之異常，可找出斷層界限或走向，將所測之各斷層走向剖面連接，可初步判斷出斷層之位置及分



布。Koichi Suzuki (2000) 利用電磁法及地電阻法探討斷層位置，認為電磁法可探測深度較深，地電阻剖面法對地層變化及傾斜狀況描繪較佳，透過兩種方法搭配探討斷層位置可獲得較準確的資料。國內陳佑邦 (2001) 應用地電阻影像剖面法探測新城斷層，認為受到自然與人為因素影響，如資料點品質、地形因素對於斷層傾角及方位尚無法準確量測；潘宏璋 (2003) 等使用地電阻剖面影像法在頭前溪沿岸進行緊密施測，施測結果得知此地區之新竹斷層的走向為東西走向，所得斷層位置較前人研究所得結果比對不盡相同，斷層位置較前人研究位置偏南且在中正橋區域轉向東北西南走向。Nguyen et al. (2005) 認為 ERT 探測垂直變化地層如斷層等解析能力較差，所以將反算後資料處透過灰階影像方式處理，結果可將邊界模糊區域更明顯顯現出，提升判釋度。為提升電阻剖面空間解析能力，研究人員不斷改進正反算模式 (Loke 2002, 2003), Dahlin et. al. (2004) 並提出將電阻剖面法與 CPT 結合成 RCPT 之構想及研究，藉由二者之優點以提升電阻剖面之解析能力及成果解釋。

近幾年來，以地球物理探勘的方法在邊坡滑動或土石流的研究亦日漸增多，包含震測、電阻探測、GPS 及電磁探測等各種方法 (Godio & Bottino(2001), Havevith, et al., 2000)，但不管任何地球物理探測法在邊坡滑動之主要探討方向不外乎 (1) 滑動層的幾何形狀 (包

含橫向寬度及厚度)；(2) 確認滑動界面及 (3) 瞭解地下水的流動及地滑產生之地下水壓臨界值。近年來有許多研究利用 ERT 的方法探討地滑的行為，已獲得不錯之成果(Griffiths and Barker, 1993; Loke and Barker, 1996; Giano et al., 2000; Schmutz et al., 2000)。而且利用 ERT 方法探測地滑情形，不僅價格低且施測快速，再加上反算法的快速的發展，對於複雜的地滑問題，更能提供更精確解釋及判斷(Loke and Barker, 1996)。

所以透過地電阻影像剖面法，可以瞭解滑動區域地下地質的電阻率分佈影像，以瞭解滑動層地下地質的導電率，進而推測滑動界面及區域。Godio and G. Bottino (2000)於 Langhe region (Piemonte - Italy)利用 ERT 及快速時域電磁法 TDEM (ultra fast time domain electromagnetic methods)探測該區邊坡滑動情形，並與傾斜計量測搭配使用，認為 ERT 在具低電阻率（低於 100 Ohm-m）的地質，在邊坡滑動的量測上有很好的效果，其中使用 dipole-dipole 排列可得到很好的側向解析，並且可指出地下水位位置及淺層裂縫處。

A. Perrone et al. (2004)於 Southern Apennine (Italy) Varco d' Izzo 的地滑區域，利用 ERT 的方法獲得地滑區域電阻率的分佈狀態，並透過電阻率的精確的描繪出滑動層、滑動厚度、滑動界面及滑

動形式。

Batayneh and Al-Diabat (2002) 在 Amman - Jordan 一高速公路邊坡滑動區進行 ERT 探測，他們認為 ERT 在地滑探測及風險評估上是一種很好的工具，因為透過 ERT 之電阻率剖面，成功的判斷出上盤低電阻率及下盤高電阻率之界線，並可明確判斷出滑動之坡度。

在國內，陳 (2004) 曾就國內梨山地滑區域及部分土石流堆積區進行地電阻施測，並配合研究區域中的露頭電阻及鑽孔資料進行比對，來探討地滑與土石流的特徵與電阻率之相對關係。初步可以瞭解地滑區下方的崩積土與風化板岩分佈、阻水層位置、地下水流向情形。並發現土石流堆積厚度與下方岩盤電阻率確實有明顯的差異。

## (2) 水文地質調查

2.1.2 節文獻中提及電阻率與孔細率、含水量、飽和度等地質參數關係，早期已有研究利用電阻法探測地下水位或含水層(Dahlin et al., 1999a).，及探討水力傳導係數 (K) 與電阻率的關係 (Muccini 1956, Macumullin et al. 1956, Sadek 1992, Niwas et al. 1981)。然而隨著地球人口的成長，自然資源的破壞，各地的地下水或土壤也開始受到不同程度的破壞，所以研究人員開始利用地電阻法調查地下

水污染 (Mitchell 1986 ,Campanella et al. 1989 ,Lagemen et al.1989 )，初期效果並不佳，但隨著反算技術進步及三維電探法之發展，地下水污染調查已可獲致不錯之成果(Dahlin 1999, Nyquist et al.1999)。

目前，掩埋場是否有滲漏污染土壤或地下水之問題時而引發爭議，但觀測井常無法做出明確判斷，因地下水流向改變後，監測井無法正確監測到污染源。所以為能瞭解不透水布有否破洞及破洞位置，地電阻法應用於新設掩埋場之滲漏監測之研究則於 1980 年開始 (DARILEK et al.1980)，1985 年 LAINE (1985) 提出電探測漏法 (the electrical leak location method)，Darilek et al. (1996) 提出滲漏處之電阻率為下列因素之總合：(1) 裂縫處上方覆蓋材料之電阻值、(2) 裂縫處之材料電阻值及 (3) 裂縫處下方覆蓋材料之電阻值。因此，提出在不同電流強度下，滲漏訊號振幅強度與裂縫位置距離呈反比關係，且滲漏監測之靈敏度，受電流強度及量測間距影響，當電壓越強且電極棒間距越近時，則可得到較佳之滲漏訊號。所以近年來，利用此原理於掩埋場及水池的滲漏調查上仍不斷的進行 (Ramirez 1996, Binley 1997, Colucci 1999, Binley 1999, Daily 2004)。



上述利用電探法進行掩埋場滲漏調查，係針對新設掩埋場所做之監測，於掩埋場施工時即需將電極棒埋入土層中，電流透過污水流動的傳送，於破洞位置電極棒間產生電位差變化，以可判斷破洞位置及大小。但若為舊有或關閉之掩埋場則可利用一維或二維電阻法進行污染調查。

Bernstone and Dahlin (1997) 首次針對瑞典二座已關閉之掩埋場利用 Wenner array 進行滲漏監測，其中一座透過電阻率剖面圖顯示，底部有一極低電阻率，可判斷出此位置可能有水集中，初步可判斷出掩埋場產生滲漏及其大概位置。另一掩埋場透過電阻率剖面圖顯示，低電阻率位於佈線位置之淺層位置，經初步判斷可能為水在破碎的片麻岩或沉積岩間流動，另於底部有很厚的窪地未探測，初步判斷有可能為垃圾一開始倒的地點，未來有可能造成底部岩盤侵蝕或破碎，而致廢液流出。Dahlin 認為直流電阻法在舊掩埋場滲漏偵測上，與其他地球物理方法比較，直流電阻法靈敏度較不受周遭噪音影響，未來在環境上將可以扮演一個重要的角色。

Voronkov 等人 (2004) 提出地球物理檢測方式應用在壩體調查，透過震測及地電阻法檢測壩體的拋石面異常凹陷、壩體局部滲流問題、壩體材料工程性質與壩體材料密度和孔隙比檢測等。Song 等人



(2005) 於南韓的 Sandong 土石壩進行滲漏調查。該研究採用地電阻影像探測、自然電位法 (Self-Potential)、追蹤劑試驗 (tracer test)、量測庫水位洩降與孔內水位變化、監測孔內溫度等方式來調查壩體滲漏。其中地電阻影像探測佈設七條測線，初步可推測出可能滲漏區域。Oh ey al. (2003) 於南韓應用了多頻道表面波震測法與地電阻法於壩體調查，該研究利用地電阻剖面圖同時套繪剪力波速合併解釋，由結果可以瞭解壩體材料組成與縫隙存在與否。Abdel Aal et al. (2003) 等人於美國華盛頓州調查一座土壩的滲漏問題，該調查配置 7 條測線，並由其中的第 7 條測線剖面表層的低電阻區域推測出滲漏路徑。

### 三、案例探討與評析

近年來地電阻剖面影像法(ERT)已廣泛應用於大地工程調查與監測上，本文將透過案例分析，探討地電阻剖面影像法在大地工程調查與監測上之實用性，並進一步探討地電阻剖面影像法空間解析能力能力及判讀上可能遭遇之問題及盲點。本文將以二個案例進行探討，分別為新竹斷層調查及新山水庫滲漏調查。

本研究將以 Geotomo 公司開發的分析軟體 Res2dmod 進行數值模擬及 Res2dinv (version 3.54z)軟體進行反算分析。現地試驗採用 SYSCAL PRO Switch 48 為法國 IRIS 公司生產之地電阻儀，該儀器將傳送電源器(transmitter)、接收器(receiver)與電源供應器(booster)結合為一體，具備外接式直流電源，可視需求提供更大的電流源，並可外接 Switch Pro Box 達到二維或三維施測。試驗用之電極為不鏽鋼電極，分別為大電極棒，直徑 1.6cm，長 60cm 與小電極棒直徑 1.0cm，長 30cm，傳導纜線(12 組電極接頭一捆，間距 10m)計 4 捆，電極夾線連接傳導纜線與電極，纜線連接盒兩組，遠電極線(長度 500 公尺)兩捆。

#### 3.1 新竹斷層調查

台灣島位於環太平洋地震帶上，居歐亞大陸板塊與菲律賓板塊之

交會處，因地震活動頻繁，致全島斷層地形顯著。尤其活動斷層經過之位置及其特徵，是值得研究的重點。

除了反射震測，近十幾年國內外學者嘗試利用地電阻剖面影像法來探測斷層位置。由於地電阻剖面法能快速的將地質電阻剖面呈現，透過斷層錯動後上下盤高低電阻之異常，可找出斷層界限或走向，將所測之各斷層走向剖面連接，可初步判斷出斷層之位置及分布。

Koichi Suzuki (2000) 利用電磁法及地電阻法探討斷層位置，認為電磁法可探測深度較深，地電阻剖面法對地層變化及傾斜狀況描繪較佳，透過兩種方法搭配探討斷層位置可獲得較準確的資料。國內陳佑邦(2001)應用地電阻影像剖面法探測新城斷層，認為受到自然與人為因素影響，如資料點品質、地形因素對於斷層傾角及方位尚無法準確量測；潘宏璋(2003)等使用地電阻剖面影像法在頭前溪沿岸進行緊密施測，施測結果得知此地區之新竹斷層的走向為東西走向，所得斷層位置較前人研究所得結果比對不盡相同，斷層位置較前人研究位置偏南且在中正橋區域轉向東北西南走向。

上述等研究文獻，透過地電阻剖面地層上下層高低電阻之異常，以判斷斷層界限或走向，尚無法驗證地底下真實斷層層面變化及其特徵。本研究之目的是利用地電阻剖面影像法於新竹斷層之研究，試驗

之場址包括新竹三姓公溪之三姓橋階地、竹北六家高鐵六家車站旁及新竹市經國橋附近，透過地電阻剖面影像的變化與鑽探井地層比對，探討地電阻剖面影像法於斷層調查之可行性。

### 3.1.1 新竹斷層背景

依據中央地質調查所的分類，新竹斷層屬存疑性活動斷層，斷層的傾向為西北往東南，傾角約成 70-80 度。依潘宏璋(2003)研究指出東南側上盤為低電阻值，西北側下盤為高電阻值。斷層由新竹市區東南方的光復中學附近，延伸至新竹市區西南方的美山村，長約 9 公里。其形成於更新世頭崙山期之後，為東南側隆起的逆斷層。本研究期望能以地電阻影像法，來推估新竹斷層可能經過之位置。目前已完成三條地電阻測線，分別為「三姓公溪測線」、「竹北六家測線」以及「新竹經國橋下河灘地」，圖 3-1 為測線之分佈位置。以下針對各測線位置區域地質背景作說明，測線位置鑽探資料為中央地質調查所九十二年度活動斷層鑽探計畫資料截錄。



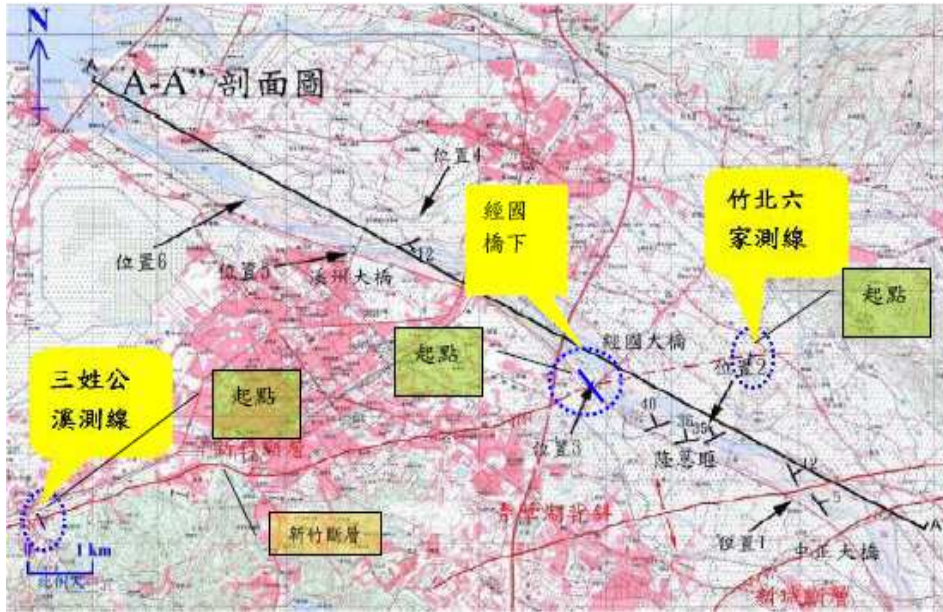


圖 3-1 地電阻測線分佈位置

### 3.1.1.1 三姓公溪區域地質

測線位於新竹市香山區內，如圖 3-2 所示，由地質剖面線圖 3-3 大略知道涵蓋的地層有三類，為沖積層、店子湖層、頭嵙山層。

- (1) 沖積層主要由礫石、泥沙所組成，其中以砂、泥所占比例較多。
- (2) 店子湖層(林朝榮，1963)主要由下部礫石和上部紅土所組成，礫石層厚度從數公尺到五、六十公尺不等，與上部覆蓋紅土成漸移關係；紅土層厚度在一至二公尺之間。
- (3) 頭嵙山層(張麗旭，1948，1955)分為兩相，較為下部以砂頁岩為主者稱為香山相，較為上部以礫岩為主者稱為



火炎山相；出露在本區南端整合在卓蘭層之上岩層的岩性主要由厚層砂岩和砂岩與泥岩互層所組成，屬於香山相或頭崙山層香山砂岩(烏居敬造、吉田要，1931)，砂岩呈淡灰色或黃棕色，少數礫石薄層偶夾在砂岩和泥岩之中。

本測線共有五口鑽探資料，各鑽井設置位置如圖 3-4 及表 3-1，相關鑽探結果如下所述：

- (1) 三姓橋 1 號井位於反斜小崖上，上部 27.5 公尺均位於河階礫石層內，餘下 2.5 公尺為基盤的泥，無法確認小崖是否為構造活動所致。
- (2) 三姓橋 3 號井位於反斜小崖下方（南側），整口井為階地礫石。
- (3) 三姓橋 2 號井與 4 號井位置相近，所見狀況亦相似，上部均披覆厚約 6 至 7 公尺後的階地礫石，下方的疏鬆細砂頂部遭紅化，細砂中可見傾角 50 至 60 度的微斷層，岩層由 30 度變化約至 60 度。
- (4) 三姓橋 5 號井長 200 公尺，1 至 2.4 公尺為地表礫石，2.4

至 4.3 公尺為紅土礫石，紅土礫石有受剪切特徵，4.3 公尺至 5.3 為受剪切的砂質泥與近乎水平的疏鬆細砂斷層接觸，受剪切的砂質泥於 35.1 公尺處逆衝至礫石層之上，礫石層厚 16.1 公尺，以下又見到受剪接的泥質砂與疏鬆細砂斷層接觸，自 53.8 公尺至 200 公尺均為近乎水平，夾有薄泥層的細砂。



圖 3-2 新竹市香山區區域地質圖(中央地質調查所)

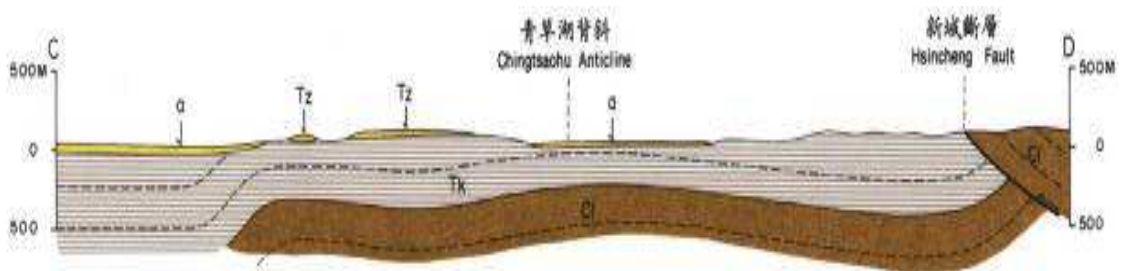


圖 3-3 新竹地質剖面圖

表 3-1 三姓公溪週邊鑽探位置

斷層名稱	井名稱及說明編號	x 座標	y 座標	鑽探深度	鑽探位置	備註
新竹斷層	三姓橋 BH-1	242072	2742453	30m	新竹市西南方三姓公溪北岸階地	直井
	三姓橋 BH-2	242078	2742402	50m	新竹市西南方三姓公溪北岸階地	直井
	三姓橋 BH-3	242071	2742445	30m	新竹市西南方三姓公溪北岸階地	直井
	三姓橋 BH-4	242074	2742410	30m	新竹市西南方三姓公溪北岸階地	直井
	三姓橋 BH-5	242058	2742414	200m	新竹市西南方三姓公溪北岸階地	直井

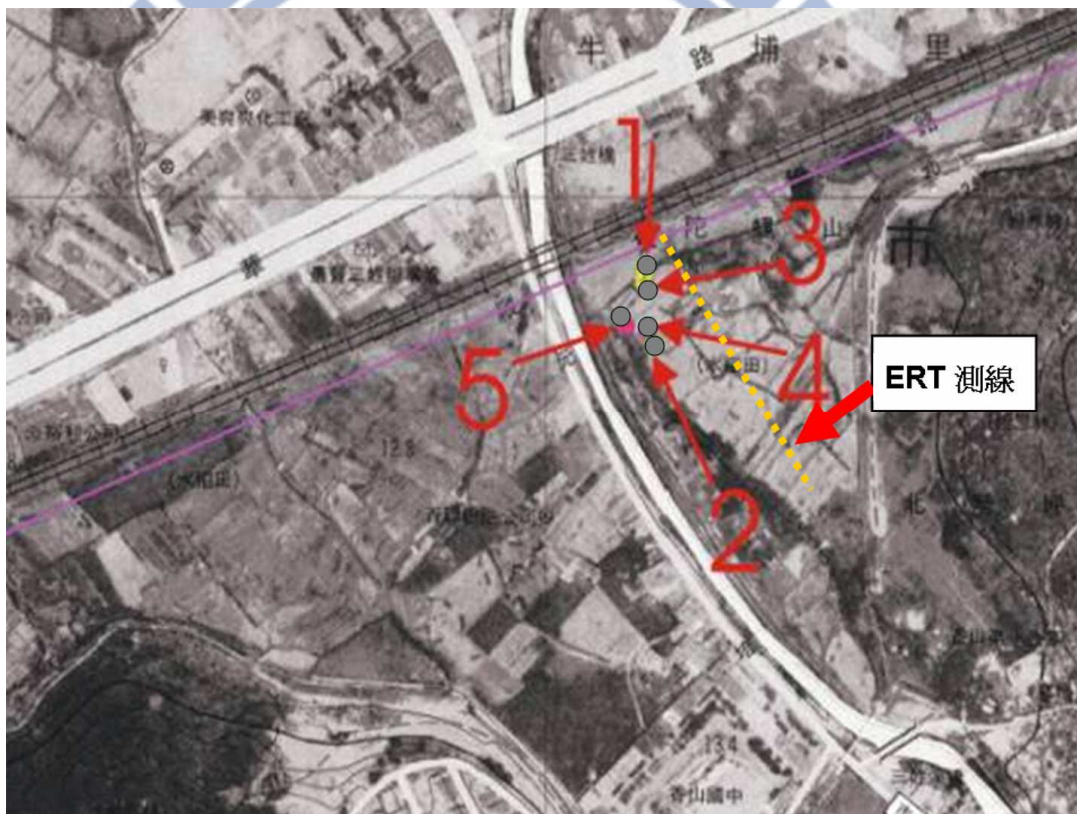


圖 3-4 三姓橋 1~5 號鑽井位置圖

### 3.1.1.2 竹北六家區域地質

測線位於新竹縣竹北市六家，如圖 3-1 所示，涵蓋的地層有兩類，為沖積層、頭嵙山層，如圖 3-5 竹北六家區域地質圖。



(1). 沖積層主要由礫石、泥沙所組成，其中以砂、泥所占比例較多。

(2). 崙山層(張麗旭，1948，1955)分為兩相，較為下部以砂頁岩為主者稱為香山相，較為上部以礫岩為主者稱為火炎山相；出露在本區南端整合在卓蘭層之上岩層的岩性主要由厚層砂岩和砂岩與泥岩互層所組成，屬於香山相或頭崙山層香山砂岩(鳥居敬造、吉田要，1931)，砂岩呈淡灰色或黃棕色，顆粒為細粒至中粒，膠結相當疏鬆，膠結物主要為黏土。少數礫石薄層偶夾在砂岩和泥岩之中。

鑽探位置位於高鐵六家車站旁(座標：X=2744071、Y=2529792)，位置在測線里程約 120m 處，鑽探深度為 75m，地下水位位於地表下 12.43m。經由鑽探資料，初步藉由地層岩性與厚度來大致區分三層，如表 3-2 所示。

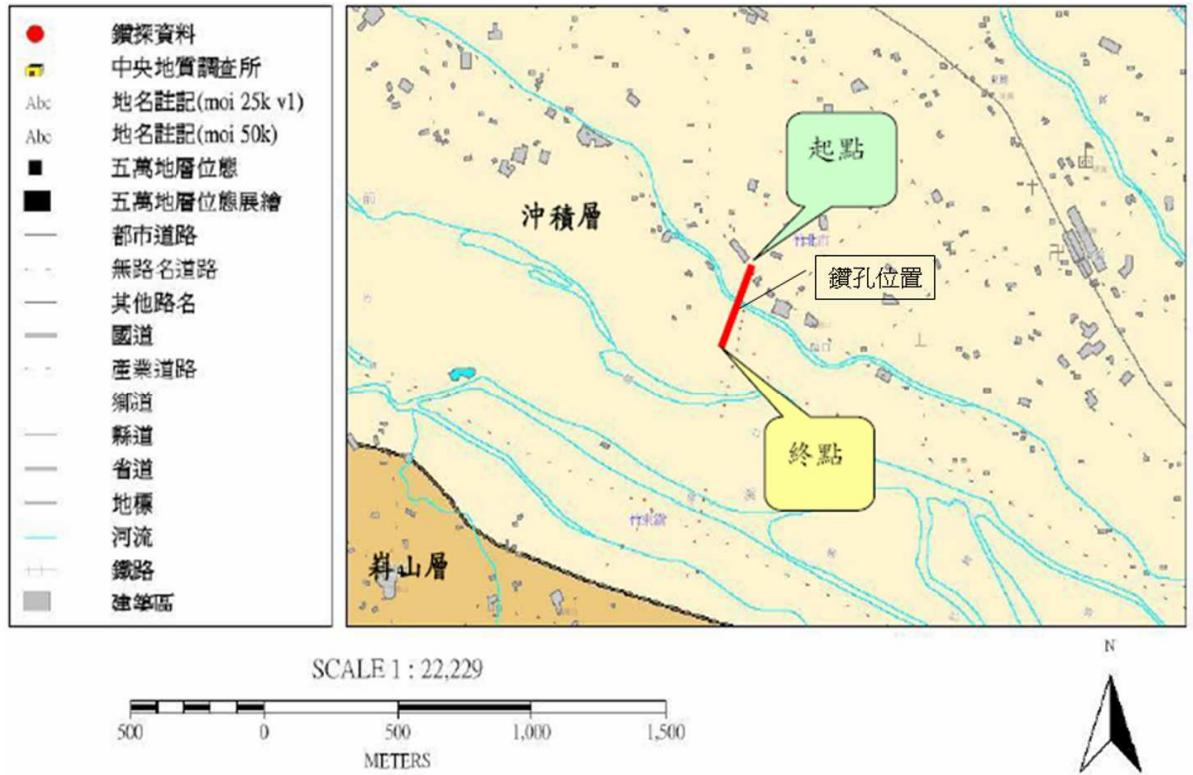


表 3-2 竹北六家高鐵車站鑽探資料整理

深度 (m)	厚度 (m)	岩石或土壤性質描述
20 - 22.1	2.1	棕色砂岩
22.1 - 22.3	0.2	卵礫石夾棕色中細砂
22.3 - 26.1	3.8	灰色砂岩夾泥岩
26.1 - 29.15	3.05	棕色砂岩
29.15 - 52.7	23.55	卵礫石夾棕色中細砂
52.7 - 65.8	13.1	灰色砂岩
65.8 - 73.15	7.35	卵礫石夾棕色中細砂
73.15 - 75	1.85	灰色泥岩



### 3.1.1.3 新竹經國橋下河灘地區地質

測線位於新竹經國橋下河灘地，施測場所位於頭前溪旁河灘地上，其地表面散佈著有大小礫石、砂粒以及禾本科類植生，在測線區域內尚有些泥濘地表存在。涵蓋的地層有兩類，為沖積層、頭嵛山層。鑽探孔位於測線起點前約 10m 處，鑽探結果整理如表 3-3 所示。

表 3-3 經國橋測線鑽探資料

深度 (m)	厚度 (m)	岩石或土壤性質描述
0-21.15	21.15	卵礫石夾粗中細砂
21.15-53.45	31.05	卵礫石夾粉土質細砂
53.45-58	4.55	泥質砂岩
58-63	5	泥質砂岩夾卵礫石
63-70	7	卵礫石夾粉土質細砂

### 3.1.2 現地施測說明

三姓公溪測線依據現地踏勘之後，附近的菜園裡有一個約數十公分高差的疑似反斜小崖，可能是新竹斷層通過位置，如圖 3-6(a)所示，附近較於便利佈設位置只有在住家下側的道路與農田，這條測線方向有通過反斜小崖特徵。本次試驗施測參數如表 3-4。圖 3-6(b)為測線與斷層線推估位置關係圖。

Pole-Pole 電極排列是所有施測方法中測深最深、水平涵蓋範圍最廣的方法，然而解析能力也是最差的，Wenner 是所有方法中訊號

最強，受雜訊干擾低，對垂直解析能力最佳，因此以 Wenner 施測得到深度 30 公尺以上的地層資料，瞭解淺層資料，並以 Pole-Pole 施測得到深度 100 公尺以上地層資料，獲得 30 公尺以下的資訊。

表 3-4 三姓公溪測線參數

測線名稱	三姓公溪測線	
測線走向	N30°W	
電極間距 m	5 m	
電極數目	45 支	
測線展距 m	220 m	
施測方式	Wenner、Pole-Pole	
座 標	測線起點	(242924, 2742275)
	測線終點	(243009, 2742074)
	遠電流	(243187, 2742326)
	遠電位	(243188, 2742374)



圖 3-6(a) 新竹斷層之斷層崖特徵

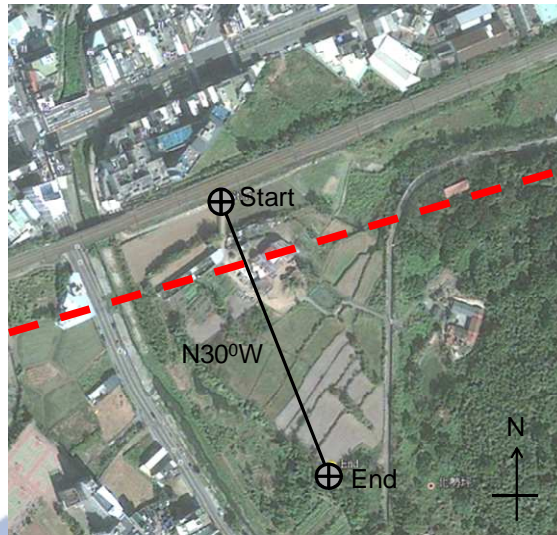


圖 3-6(b) 測線與斷層線推估位置關係圖

竹北六家測線本次施測地點為新竹高鐵六家站附近之重劃道路上，測線起點靠近六家高鐵車站，如圖 3-7。Pole-Pole 具測深效果，但空間解析能力差；另由於 Dipole - Dipole、Pole-Dipole 對於傾斜構造的位置解析能力較佳，且空間解析能力較 Pole-Pole 佳。因此施測方式嘗試以 Dipole - Dipole、Pole-Dipole、Pole-Pole 三種方式施作，利用三種方式知幾何排列特性，來相互比對施測結果。本次施測之測線參數如表 3-5 所示。



表 3-5 竹北測線參數

測線名稱	高鐵六家站測線	
測線走向	S12°W	
電極間距 m	5 m	
電極數目	48 支	
測線展距 m	235 m	
施測方式	Dipole - Dipole、Pole-Dipole、Pole-Pole	
座 標	測線起點	(253903, 2743994)
	測線終點	(253849, 2743760)
	遠電流	(253887, 2744320)
	遠電位	(253557, 2743861)



圖 3-7 竹北六家電探施測情形

新竹經國橋下河灘地測線，施測場所位於頭前溪旁河灘地上，其地表面散佈著有大小礫石、砂粒以及禾本科類植生，如圖 3-8，施測



方式以 Wenner、Pole-pole、Pole-Dipole 三種方式施作，利用三種方式知幾何排列特性，來相互比對施測結果。本次施測之測線參數如表 3-6 所示。

表 3-6 經國橋測線之參數

測線名稱	經國橋測線	
測線走向	E20°S	
電極間距 m	5 m	
電極數目	48 支	
測線展距 m	235 m	
施測方式	Wenner、Pole-Dipole、Pole-pole	
座 標	測線起點	(252402, 2743917)
	測線終點	(252610, 2743810)
	遠電流	(252911, 2743855)
	遠電位	

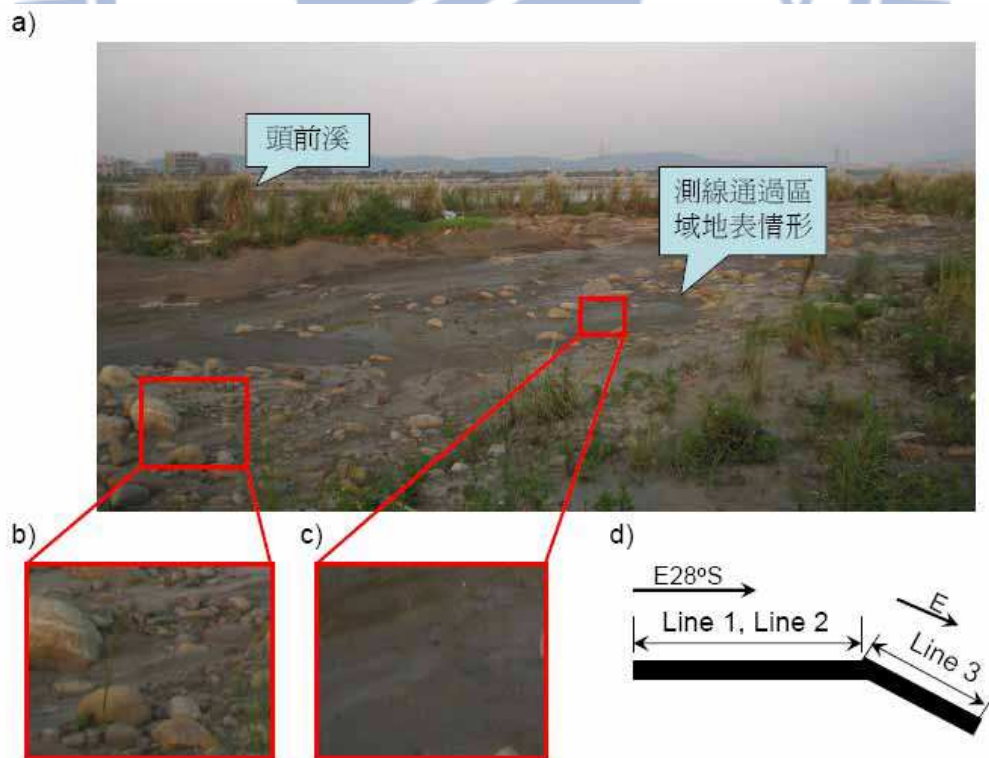


圖 3-8 新竹經國橋下河灘地現場環境

### 3.1.3 施測成果

在三姓公溪測線上，圖 3-9(a)(b)分別是 Wenner 及 pole-Dipole 反算後之電阻率剖面圖。位於測線 40 公尺左側出現高電阻率區 2000hm-m 以上，應該是屬於沖積層中的礫石堆積，這些高電阻率區也出現在 5 公尺以上的區域內，除了這些高電阻率區以外，其他區域為低電阻率區 600hm-m 以下。

圖 3-10 是 Pole-Pole 反算後之電阻率剖面圖，在 5 公尺以上區域有一高電阻區，在測線 40 公尺處，深度 20 到 30 公尺處開始出現異常的高電阻率區 2000hm-m，直到測線 110 公尺，深度 60 到 80 公尺處，此高電阻區域由 N30°W 傾斜角度約為 45°-50° 向東南側傾斜，東偏南側上半部皆呈現低電阻值。

三姓橋 1 號、3 號鑽井位置約在測線西側 50 公尺處，平移至測線，1 號井在測線 15 公尺處；3 號井在 30 公尺處。1 號鑽井資料顯示深度 27.5 公尺以上為礫石，3 號井資料顯示，深度 30 公尺以上為階地礫石；由於礫石層的孔隙大，含水量少，造成高電阻率。地電阻影像剖面顯示高電阻區域與 1 號、3 號鑽井資料符合。

三姓橋 5 號井位於測線西側 65 公尺處，平移至測線，5 號井在測線 50 公尺處。鑽井資料顯示受剪切的砂質泥，於 35.1 公尺處逆衝

至礫石層之上，礫石層厚 16.1 公尺，以下又見到受剪接的泥質砂與疏鬆細砂斷層接觸，自 53.8 公尺至 200 公尺均為近乎水平，夾有薄泥層的細砂。圖 3-10 顯示在深度約 30~50 公尺出現高電阻率 260 Ohm-m 區域，與鑽井資料相符合。

三姓橋 2 號井與 4 號井位分別位於西側 60 和 50 公尺，平移至測線，分別位於 60 和 70 公尺位置處。上部均披覆厚約 6 至 7 公尺後的階地礫石，下方的疏鬆細砂頂部遭紅化度與圖 3-9、3-10 中深度 6~7 公尺處高電阻率區一致。深度 30~50 公尺高電阻率區，應為 4 號井資料描述的疏鬆細砂；深度 50 公尺以後岩層傾角於 Pole-Pole 影像剖面圖中傾斜變化之趨勢，地層傾斜度約 50 度，見圖 3-10 虛線部分，由於鑽孔深度未達到此深度，尚無法判斷。

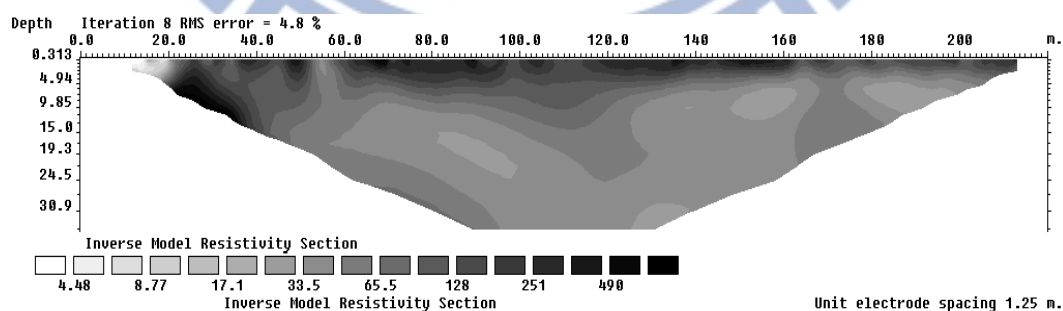


圖 3-9(a) 三姓公溪 Wenner 地電阻剖面圖

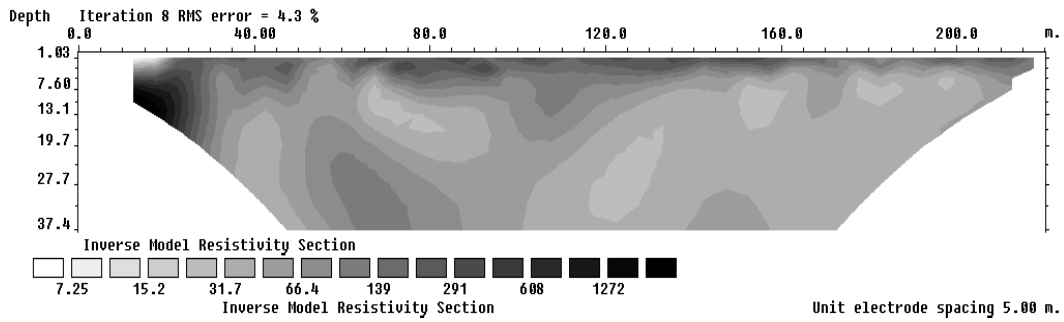


圖 3-9(b) 三姓公溪 pole-Dipole 地電阻剖面圖

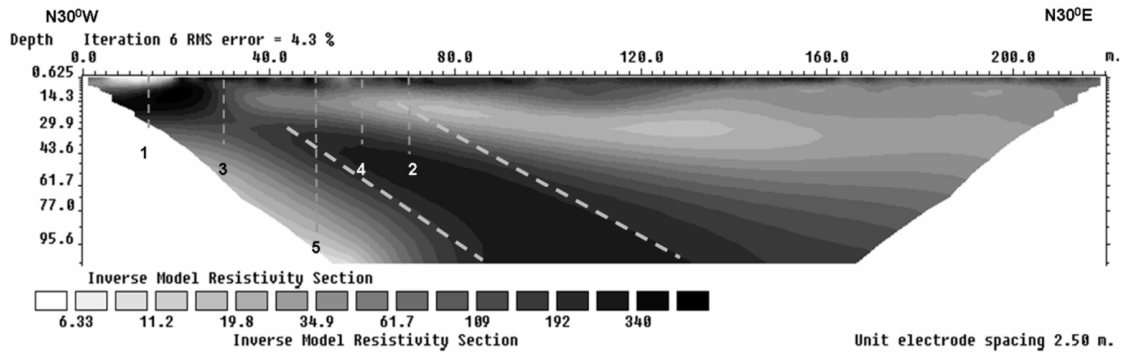


圖 3-10 三姓公溪 pole-pole 地電阻剖面圖

新竹斷層經推測為逆斷層，研究指出上盤位於測線東南方，屬低電阻率；下盤屬於頭嵛山層香山相砂岩，位於測線西北側，屬高電阻率。由圖 3-10 施測結果得知，本試驗顯示高低電阻率差異達 100 ohm-m，左側(西北方)深度約 20 公尺的高電阻區域推測為火炎山礫岩；另一高電阻率區在測線 40 公尺處，深度 20 到 30 公尺處以  $45^{\circ}$ - $50^{\circ}$  之傾斜角度，斜向測線 110 公尺，深度 60 到 80 公尺處，而在東偏南側皆呈現低電阻值。此高電阻率區，其上下側皆為低電阻區域，不似典型的斷層破碎帶電阻率影像。因而初步推測低電阻區域為新竹斷層上盤位置，但由圖 3-10 結果中的高電阻區域是否為新竹斷層的下盤，因測線遇鐵路及山脊無法繼續佈線，本研究推測上盤位置可能在



更北邊，但仍需要在進一步於三姓公溪佈設其他測線討論。且此傾斜層面可能非實際地層層面，有可能為現場環境受限，使測線未完全與斷層走向正交引致三維效應映射之結果，後續將進一步討論。

在竹北六家測線上，3種測線施測結果分別如圖 3-11 至圖 3-13 所示，圖 3-11 為淺層之電探剖面圖，圖 3-12 與圖 3-13 為較深層之剖面圖。三種電探剖面圖大致呈現相同趨勢，地表至地表下 10m 處為高電阻區域，電阻值約從 400 Ohm 至 1100 Ohm，推測應為地層位於地下水位之上，地層含水量較少或乾燥。

地表下 20m 至 30m 鑽探結果為幾乎為砂岩所組成，且位於地下水位以下，因此電阻值約從 500 hm-1500 hm。地表下 30m 至 52m 鑽探結果為卵礫石夾棕色中細砂，由圖 3-12 與圖 3-13 可以對應高電阻區域，電阻值從 400 Ohm 至 1000 Ohm。

另外鑽探結果顯示地表下 52.7m-65.8m 為灰色砂岩、65.8 - 73.15 為卵礫石夾棕色中細砂、73.15 - 75 為灰色泥岩，此三層之地層變化無法於圖 3-13 中明顯判釋出，原因為 Pole-Pole 電極排列雖然是所有施測方法中測深最深、水平涵蓋範圍最廣的方法，然而解析能力也是最差的，因此受限於解析能力之影響，使得地層之變化無法明顯得知。

但由圖 3-13 發現有傾斜地層之變化，其傾斜變化位於測線 80m 至 180m，深度變化由地下 30m 至 110m，傾斜度約 45-50 度，且高低電阻起始界面位於 180m 位置。由文獻得知上盤為低電阻，下盤為高電阻，新竹斷層可能位置於測線 180m 位置，值得討論。

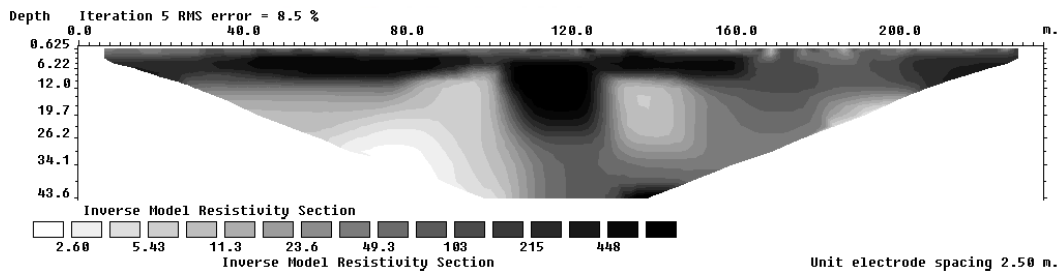


圖 3-11 竹北六家 Wenner 地電阻剖面圖

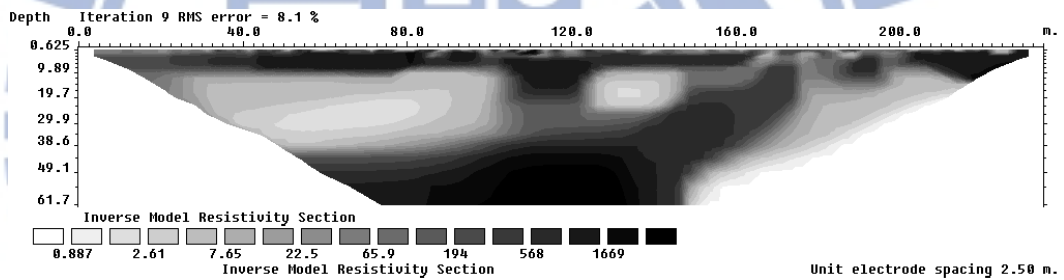


圖 3-12 竹北六家 Pole-Dipole 施測結果

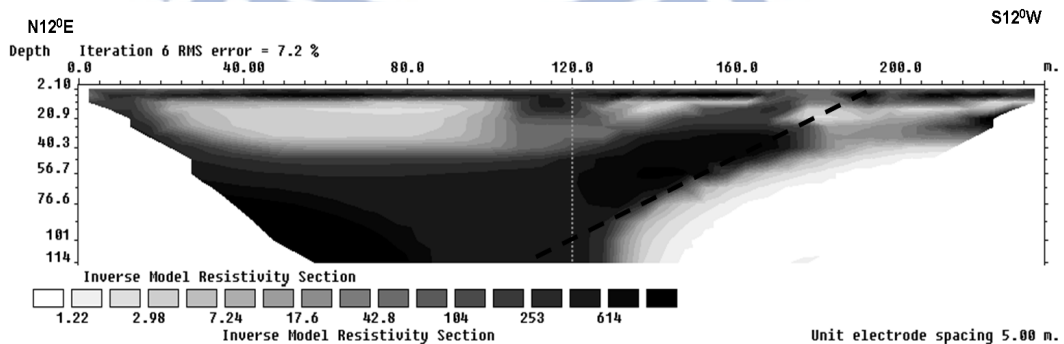


圖 3-13 竹北六家測線 Pole-Pole 施測結果

在經國橋下測線上，3種測線施測結果分別如圖 3-14 至圖 3-16 所示，圖 3-14 為深層之電探剖面圖，圖 3-15 與圖 3-16 為較淺層之剖面圖。三種電探剖面圖大致呈現相同趨勢，地表至地表下 6m 處為高電阻區域，電阻值約從 200 Ohm 至 350 Ohm，推測應為地層位於地下水水位之上，地層含水量較少或乾燥。在地表下 40 米以上的電阻率趨勢一致，因地層分佈均為卵礫石夾粗中細砂夾粗中細沙情形，因此較無明顯的分層。但圖 3-16 中顯示地層雖為傾斜地層，但並無明顯高低電阻之錯動跡象，無法推測經國橋下測線斷層位置處。

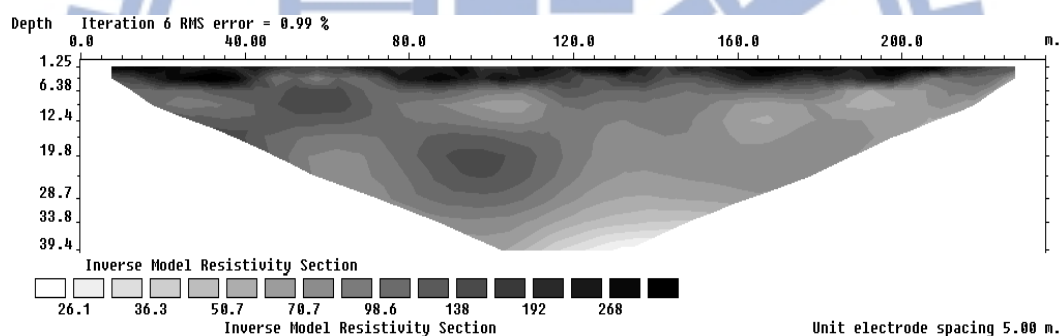


圖 3-14 經國橋測線 Wenner 施測結果

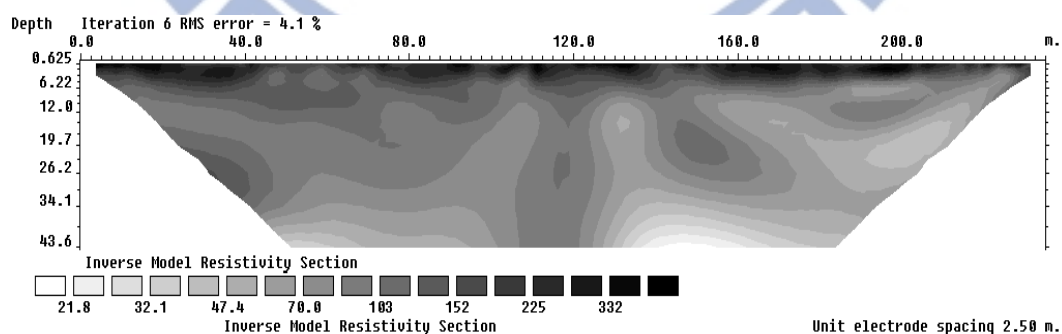


圖 3-15 經國橋測線 Pole-Dipole 施測結果

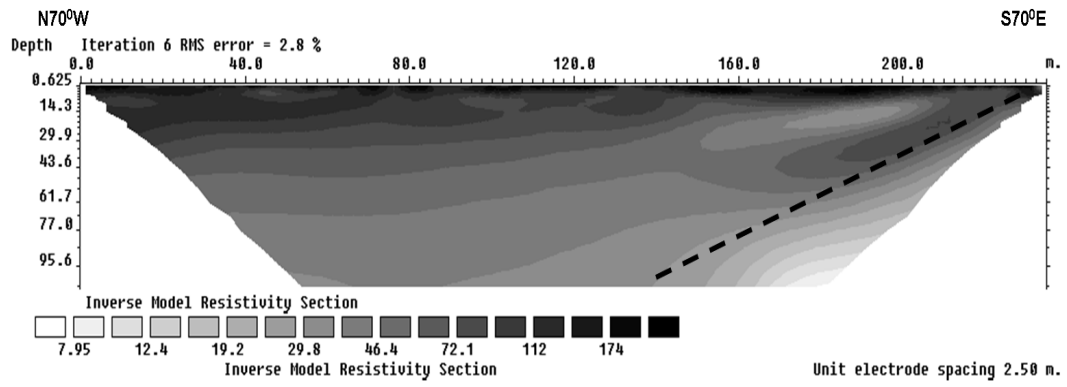


圖 3-16 經國橋測線 Pole-Pole 施測結果





## 3.2 新山水庫滲漏調查

使用中的水庫其大壩或許已經承受過超過原始設計之載重，造成內部之局部損壞；另外，材料之老化、強烈地震力的作用，均會對壩體與基礎造成傷害。為了瞭解大壩內部滲漏狀況，傳統的目視檢查無法了解內部損壞狀況，設置之監測儀器如水壓計等亦僅能提供單點的資訊，均無法獲得足夠的訊息以供判斷。又壩體上應盡量避免採用破壞性檢測方式與設置深入內部的監測儀器，所以壩體內部的訊息相當缺乏。

近年來 ERT 已普遍使用於大地工程調查與監測上，針對水庫壩體潛在滲漏之課題，ERT 非破壞性的大範圍評估，可以輔助監測點的不足，協助提供壩體濕潤資訊。因此，本研究嘗試利用「非破壞性檢測-地電阻影像探測法 (ERT)」探討壩體內部滲漏情形之可行性。本研究將以新山水庫為試驗案例。

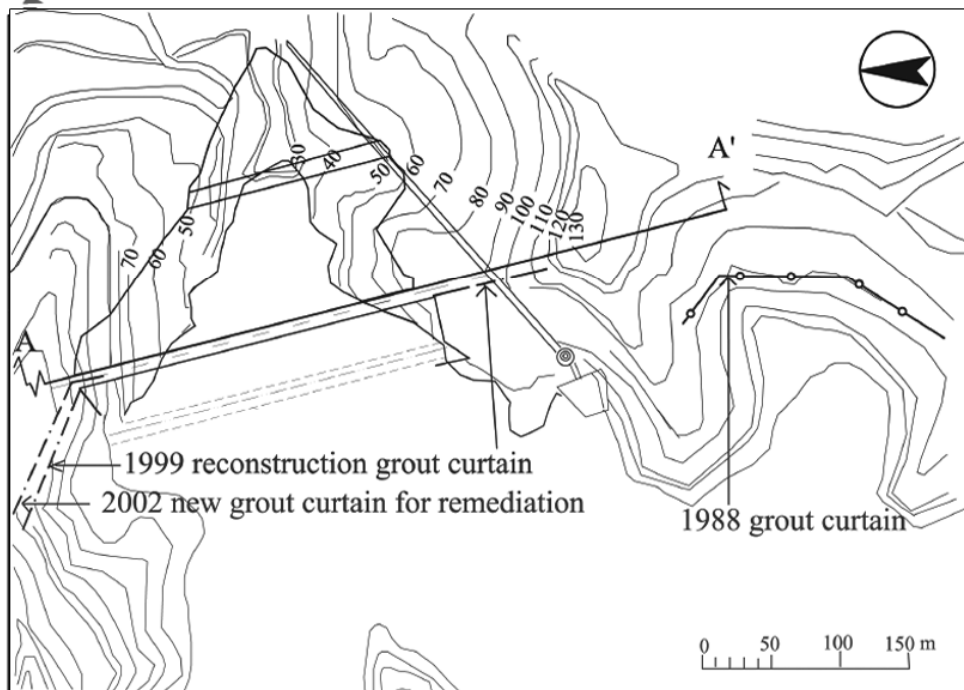
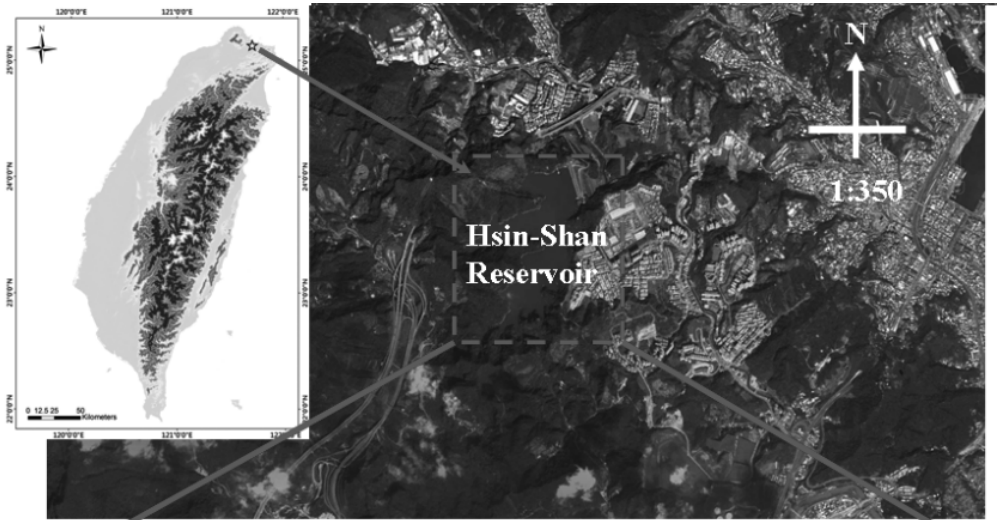
### 3.2.1 新山水庫背景

新山水庫位於基隆河大武崙溪支流上游，水庫集水區標高介於 100 公尺至 215 公尺。新山水庫大壩壩型採「滾壓式斜心層堆石壩」，工程分兩期完成，於民國 69 年完成第一期工程，壩頂標高 EL. 75m，壩高 51m，最高蓄水位 EL. 71m，蓄水容量 400 萬噸；第二期加高工程

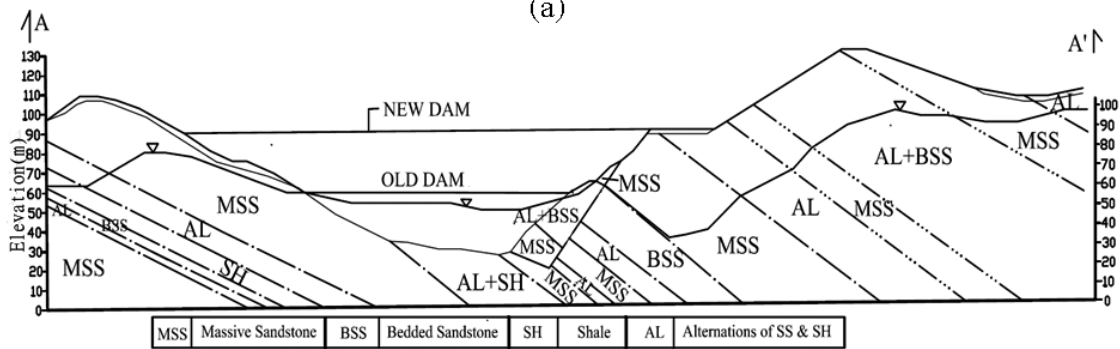
於民國 88 年 2 月完成第二期壩體加高填築工程，加高後壩高為 66m，壩軸長度 262m，壩頂標高 EL. 90m，最高蓄水位提升至標高 86m，蓄水容量增至 1000 萬噸，如圖 3-17 所示。如圖 3-18，原來的大壩心層為一傾斜狀，殼層是由低滲透性的黏土質砂組成，所以原來的壩體為一均質壩，但加高後，心層更向下游面傾斜，而且濾層呈現往上游面倒勾狀之 L 形配置，為了穩定壩體加高，於下游面增加一拋石殼層。大壩加高後沒多久，當庫水位續高超過原來壩頂高程後，在壩體的下游坡面發現 5 處異常的滲漏，如圖 3-20，在滲漏問題沒解決前，水庫庫水位一直保持在 EL. 83 m 位置。大壩周邊的地質主要由中等至巨大的砂岩組成並夾雜少量的石灰岩，這些沉積岩傾斜至水庫左岸內，而且當成水庫的右邊坡，如圖 3-17(b)；雖然大壩二側係坐落於堅硬的砂岩上，但可以觀察到砂岩存在一系列的節理並夾雜著軟弱層 (CGS, 1998)。文獻 (TWC, 2001) 中指出大壩下游面異常的滲漏主要是由於大壩左邊不良的地質所造成，相較之下，根據地質剖面及施工紀錄說明右山脊岩層走向為東西向 (上下游方向)，且其外側因築路開挖而造成崩塌，時有滲水情形，經由地質調查發現，該處砂岩與頁岩互層之破裂指數較高，因此，研判大壩右邊地質也未必較左邊更具防水作用。事實上，大壩右側地層曾於 1988 年施作隔幕灌漿，灌漿孔深至標高 25m；在大壩加高後，1999 年於大壩左側地層施作另一條隔幕

灌漿，灌漿深度約為 98m；但是二次的隔幕灌漿工程均無法解決滲漏問題，當庫水位高於舊壩頂(EL. 75m)，在大壩下游坡面還是發現漏水。由於大壩左側發現較明顯滲漏，因此，於 2002 年再次完成另一條隔幕灌漿，灌漿深度約為 80~97m，如圖 3-17(a)。然而，大壩下游面漏水現象還是持續發生，顯示隔幕灌漿似乎尚無明顯之成效。水庫管理員因此捨棄以往採用的破壞性調查方法，改成使用非破壞性的地球物理技術進行滲漏機制調查。

自來水第一區管理處於 2004 年 6 月至 2006 年 5 月，委託中興大學進行為期 2 年之「新山水庫滲流水之同位素特徵調查研究」，試驗取樣地點共 9 處如圖 3-19。壩址合水指殼層與壩基處的滲流水交合處，結果顯示出壩趾合水的來源有滲漏水之外，並有來自雨水和左山脊的入滲水體；而左邊坡的壩體滲流水的來源的確與庫水有關，但存在季節性的差異性，下半年左邊坡的壩體滲流水及壩體合水主要與庫水水體有關，冬半年主要來自雨水相關的水體。中興大學分別以庫水、雨水和左山脊引水之混合水體作為端點水源，來分析左邊坡滲流水與壩趾合水中的庫水百分比，結果顯示在 2004 年夏季左邊坡滲流水中約有 80-87% 來自庫水，壩趾合水約有 68-80% 來自庫水；在 2005 年夏季左邊坡滲流水中約有 86-94% 來自庫水，壩趾合水約有 70-84% 來自庫水。結果顯示確實有庫水滲流情形。



(a)



(b)

圖 3-17 新山水庫位置圖(a)地形及平面圖(b)AA 剖面圖



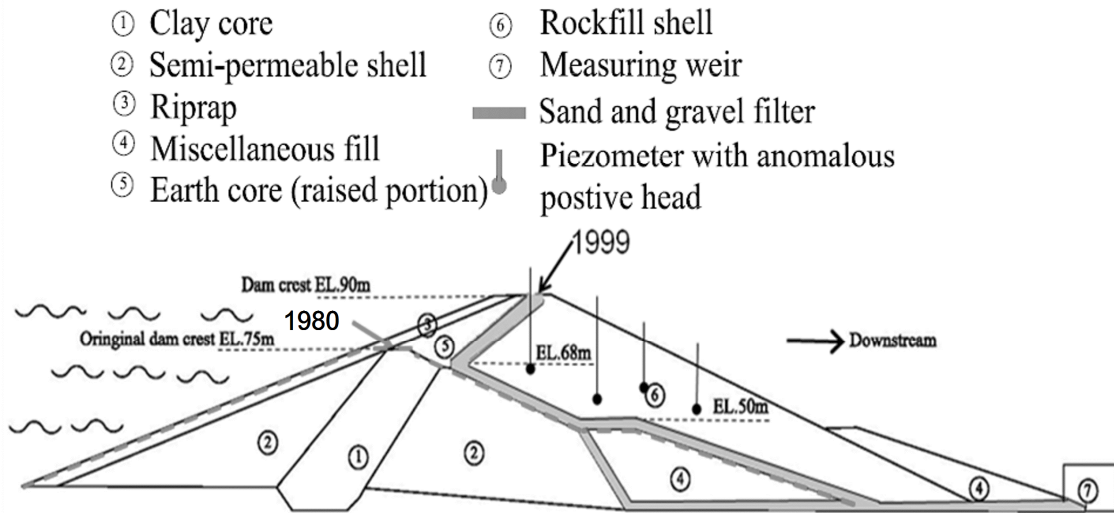


圖 3-18 新山水庫大壩剖面圖

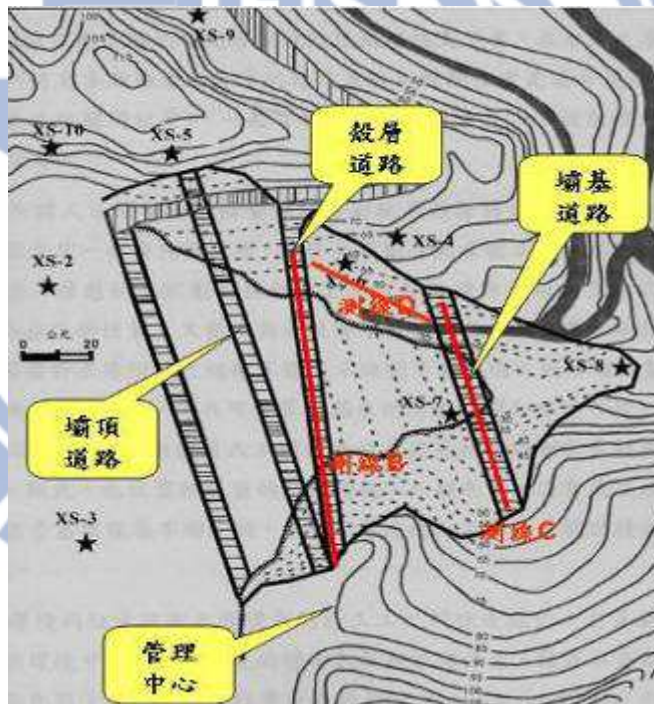


圖 3-19 同位素採樣位置分佈圖

將上述結果、過去相關文獻綜合整理、並配合現地探勘結果，可以歸類出新山水庫目前存在滲漏較大的(下雨時)位置在滲漏點 3、4，而滲漏點 1 及 2 是溼潤區，流量不大，如圖 3-20。而其滲流水源及

路徑可能為雨水或庫水穿越隔幕灌漿牆或壩座與壩體界面，經由具有層縫與孔洞且部分高透水性的左壩座滲水路徑，入滲至壩體下游殼層，透過殼層內特定的滲漏路徑或受限於濾層排水容量，部分未及時由濾層往壩趾流走的滲流水，從壩面滲出並產生部分濕潤的現象；但因壩面 STA. 195 (EL. 62m) 長期滲漏點其高程較高，距左壩座亦有相當之距離，故可能不全然為左山脊滲水所致，可能部份為庫水穿越壩體，向下游殼層滲流所造成。而由現階段之觀測井水位梯度之方向約垂直壩軸，且地下水位高度皆高於濾層，顯示滲流水已進入殼層，但壩面滲水位置顯著高於觀測井水位，推測壩體觀測井水位高程以上可能有高透水性通道存在。

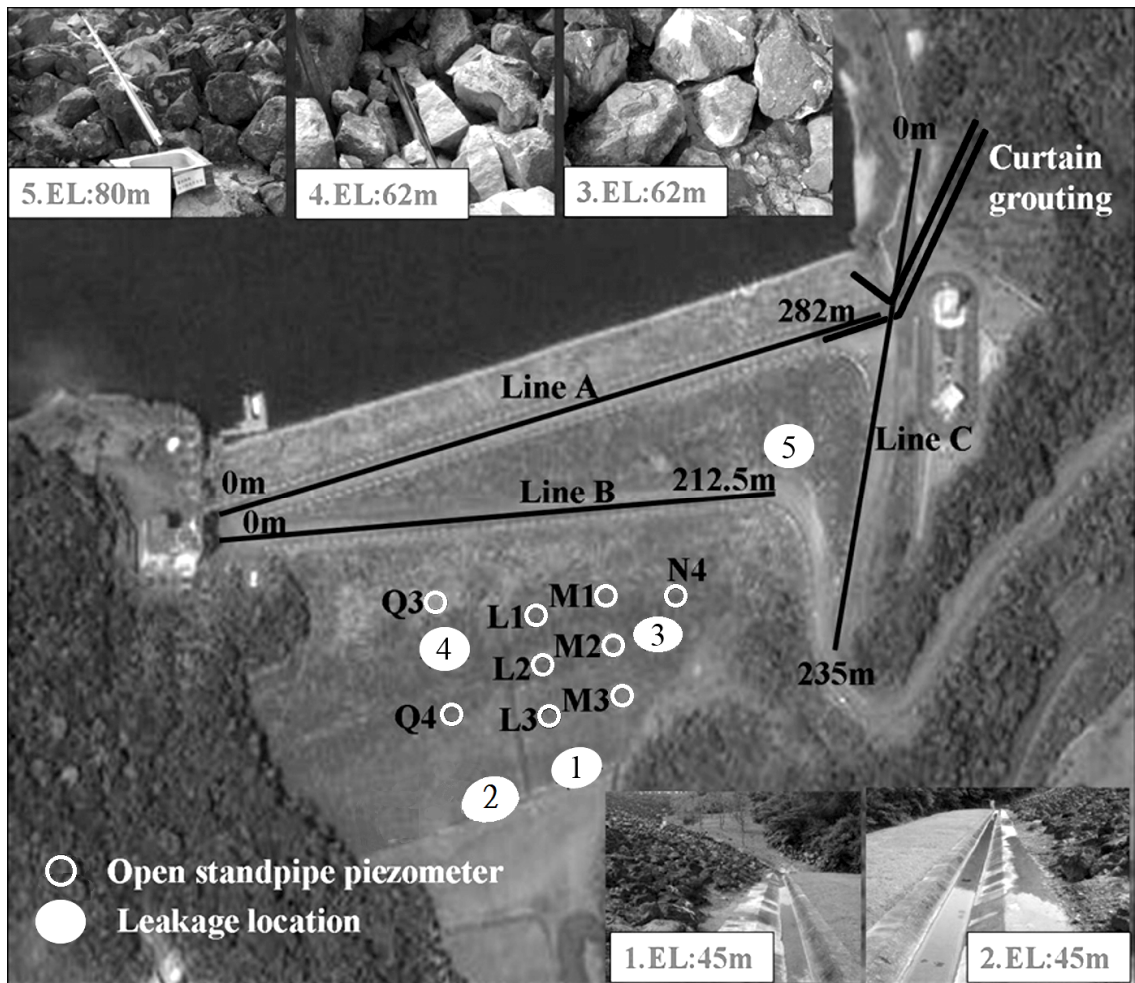


圖 3-20 新山水庫滲漏位置圖

### 3.2.2 現地施測說明

#### 3.2.2.1 電極排列重複性施測差異探討

水庫滲漏調查勢必須朝向長期監測方向著手，為了解同一測線進行重複施測，其成果可能的差異性，本研究於同一試驗場址於同一天的條件下，分別以 Dipole-Dipole、Wenner、Pole-Dipole 與 Pole-Pole 重複在測線進行量測，施測結果分別如圖 3-21 至圖 3-24 所示。



圖 3-21 為 Dipole-Dipole 重複性施測結果，反算後差異百分比有明顯變異，在剖面左邊界差異百分比從-25%至 20%，而右邊界也有-10%至-1%的變化幅度，但剖面其餘區域變異幅度較小，約在-1%至 3%，造成兩次結果在邊界處差異性較大之原因可能是邊界處訊號衰減相對較快且資料涵蓋較少，因此容易受到外界干擾，由上述結果得知 Dipole-Dipole 施測，於邊界處容易產生較大的變異，因此於淺層監測時較不適用。

圖 3-22 為 Wenner 重複性施測結果，反算後差異百分比的差異變化很小，整個剖面約在-0.002%至 1%，原因為 Wenner 排列方式訊號較強，因此在淺層的監測時通常建議使用 Wenner，此結果與過去 Loke (2003) 所建議的監測方式相符。

圖 3-23 為 Pole-Dipole 重複性施測結果，反算後差異百分比顯示在邊界差異性較大，變異幅度約在 15%至 75%，其原因可能是邊界位置訊號較為靈敏，容易受到外界干擾。由於 Pole-Dipole 施測時於電位極間靈敏度值較大，與 Dipole-Dipole 類似，因此其重複性施測結果如同 Dipole-Dipole，在邊界處存在變異較大情形，因此中深層監測時不建議使用 Pole-Dipole。

圖 3-24 為 Pole-Pole 重複性施測結果，雖遠電極與遠電位會受



地表雜訊影響，但本研究測試結果顯示，兩次結果的差異百分比的變異幅度很小，約在-1%至 2%左右，因此本研究建議在深層的監測時可使用 Pole-Pole 排列方式。

過去文獻提到 (Loke 2003) 在利用地電阻進行監測時，應盡量避免使用訊號容易受外在雜訊的 Dipole-Dipole 與 Pole-Dipole，應使用訊號較強的 Wenner 或 Wenner-Schlumberger，因此本研究建議在淺層的監測時使用 Wenner，而於深層時使用 Pole-Pole。綜合上述結果，本研究於水庫壩體案例探討調查時將採用 Wenner 排列。

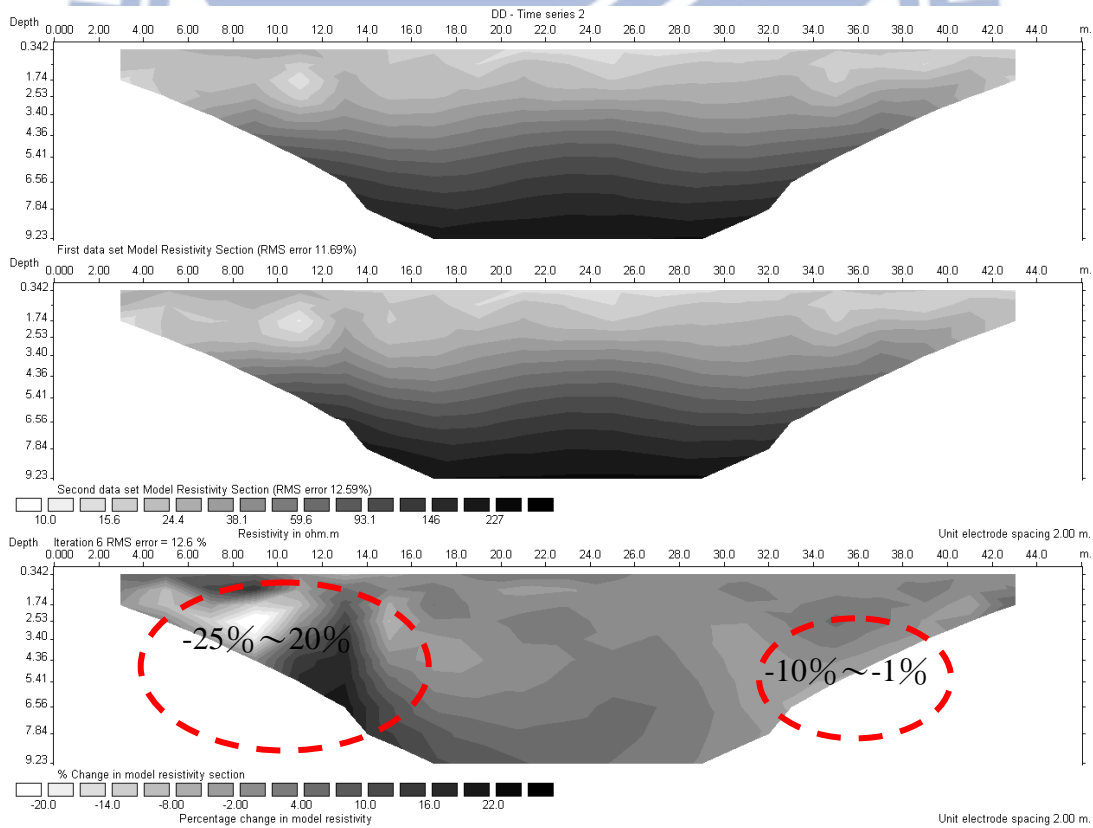


圖 3-21 Dipole-Dipole 重複性施測結果

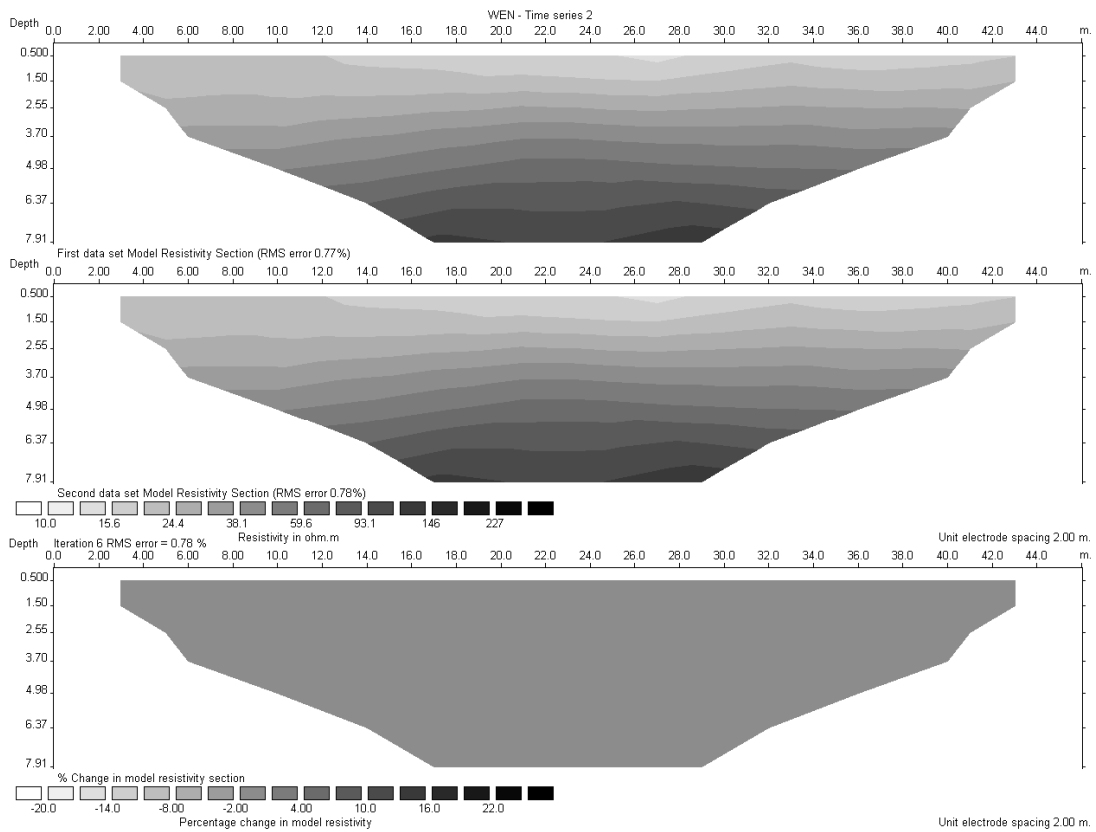


圖 3-22 Wenner 重複性施測結果

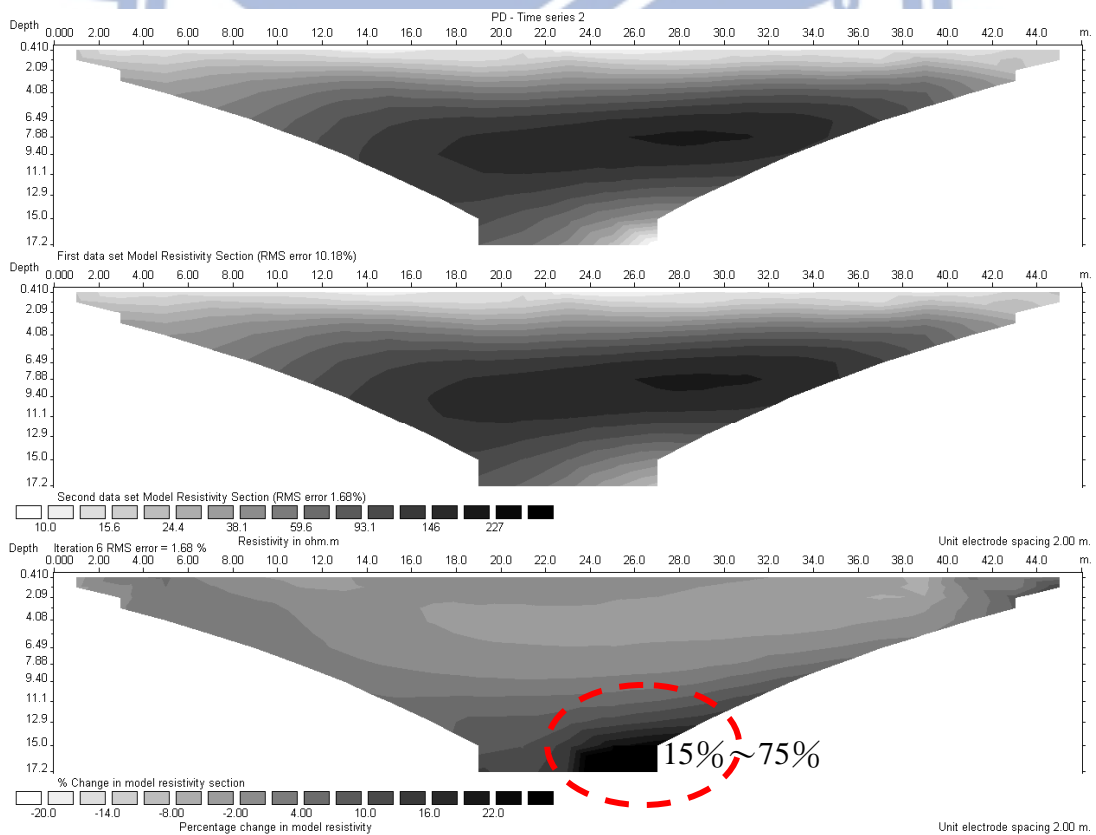


圖 3-23 Pole-Dipole 重複性施測結果

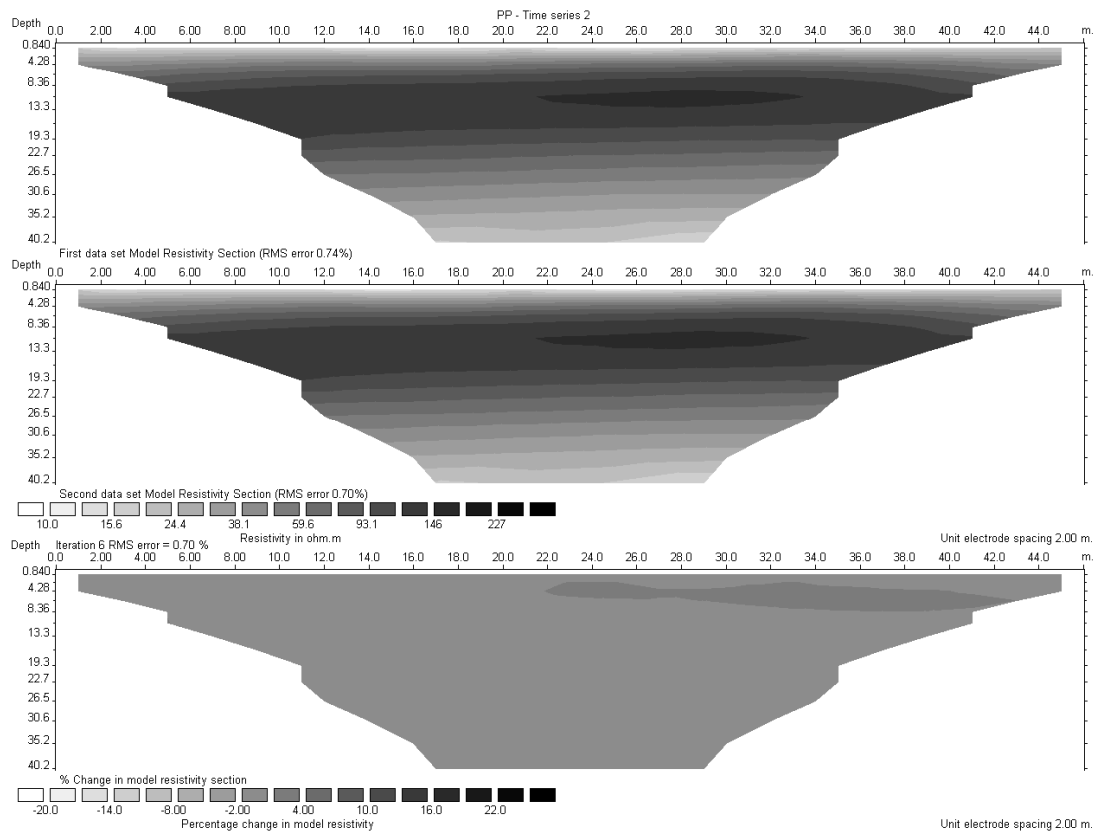


圖 3-24 Pole-Pole 重複性施測結果

### 3.2.2.2 佈線說明

參考前一節文獻以及現地探勘結果，本研究將佈設 3 條地電阻測線，測線配置圖如圖 3-20 所示，於施測其間庫水水位約為 EL. 80m。

其中壩頂測線 A 總長為 282m，位於壩頂位置，預期來瞭解庫水是否滲漏至壩體；殼層測線 B 總長為 212.5m，由現地調查殼層下游面 (EL. 62m) 與壩基 (45m) 處有滲漏問題，因此於殼層佈設測線；左山脊測線 C 總長為 235m，左山脊存在滲漏問題，原雖已施做隔幕

灌漿，但仍持續滲漏，因此佈設測線 C 於左山脊。3 條測線施測參數如表 3-7 所示。

表 3-7 新山水庫測線施測參數

測線名稱	測線 A (壩頂)	測線 B (殼層)	測線 C (左山脊通達道路)
電極間距 m	6m	4.5 m	5m
電極數目	48 支	48 支	48 支
測線展距 m	282m	212.5 m	235m
施測方式	Wenner	Wenner	Wenner

### 3.2.3 施測成果

由 3.2.1 中提及需特別注意左山脊滲漏問題，因此，為了解決滲漏問題也施作了二條隔幕灌漿牆，為了解左山脊隔幕灌漿牆的效能，本研究先進行討論測線 C (左山脊)，再討論測線 A 及測線 B。

圖 3-25 為新山水庫測線 C (左山脊) 施測情形，圖 3-26 為測線 C 施測結果地電阻剖面圖。滲漏問題前期相關探討歸咎於左山脊滲漏，雖已施做兩次隔幕灌漿，但仍持續滲漏，因此佈設測線 C 於左山脊。左山脊測線 C 在測線里程 20m 至 70m，高程約在 EL. 70-80m 處有低電阻區域，因附近有輸水管線經過，可能為輸水管線因三維效應映射至測線剖面所造成？測線結果顯示在測線 60-100m 處、高程約在 EL. 80-50m 處有高電阻值區域存在，因隔幕灌漿與測線交點的位置位



於測線里程 100m 處如圖黑色線所示，深度達 80m，且測線未與隔幕灌漿牆呈現正交之角度（如圖 3-20），另於隔幕灌漿牆附近及其下游處未發現明顯低電阻；因此，此高電阻區域是否因隔幕灌漿牆三維效應映射至測線剖面所造成？尚待進一步探討。



圖 3-25 新山水庫測線 C（左山脊通達道路）施測情形

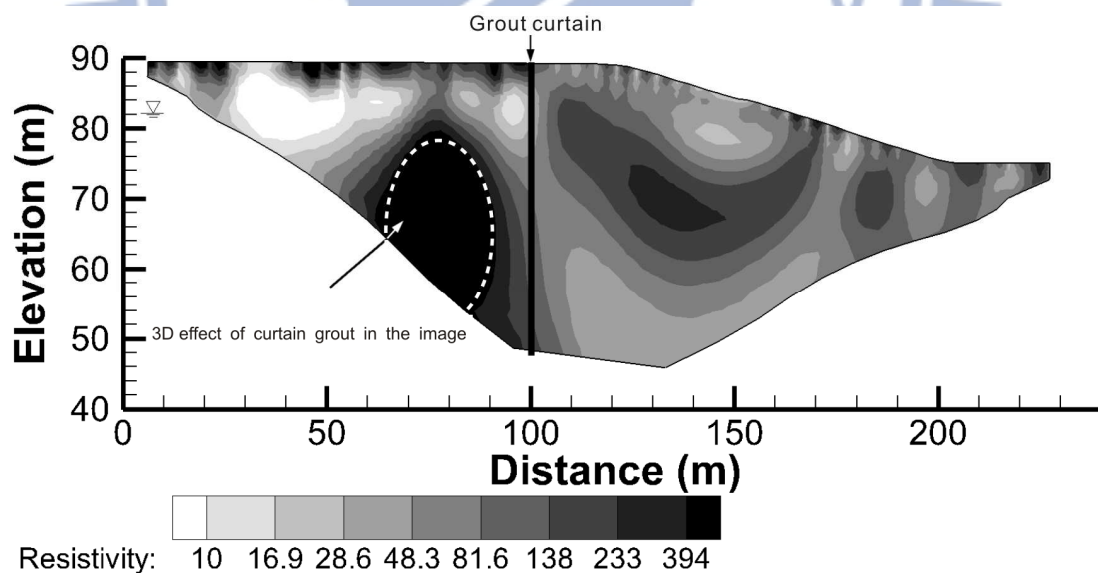


圖 3-26 新山水庫左山脊測線 E 施測結果

圖 3-27 新山水庫測線 A (壩頂) 施測情形，圖 3-28 為測線 A 施測結果地電阻剖面圖，發現於淺層有兩處低電阻區域，一處在測線里程 30m-60m、高程 EL. 79m-84m 處，另一處為測線里程 200m-250m、高程 79m-84m 處，特別是此兩低電阻區域皆位於庫水位線以上位置，此二區低電阻有可能是溼潤區域造成或是由地下伏流水造成；在深層區域有一低電阻區域，於測線里程 70m-100m、高程 61m 位置，此區域低於排水層，也低於現地滲漏位置高程，需另再以殼層測線 B 參考相對高程位置進一步相互比對。



圖 3-27 新山水庫測線 A (壩頂) 施測情形

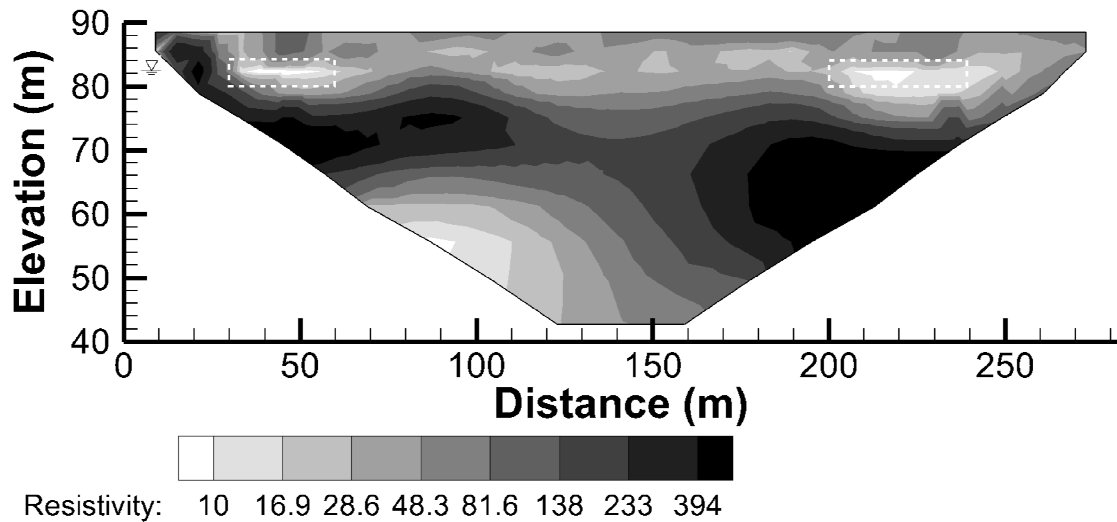


圖 3-28 新山水庫壩頂測線 A 施測結果

圖 3-27 新山水庫測線 B (殼層) 施測情形，圖 3-28 為測線 B 施測結果地電阻剖面圖，結果發現於高程 EL. 60m 以上區域主要為低電阻值，而測線里程 68m-90m 處、高程 68m-75m 處，測線里程 150m-180m 處、高程 60m-73m 處亦存在二處明顯低電阻值區域，此低電阻區域皆位於庫水位以下，於測線 B 附近正好有三個地下水觀測井，將此三個觀測井及其水位投影繪至於圖 3-28 內，發現二個低電阻區遠高於滲流浸潤線，推測此兩區域應該為濕潤區。



圖 3-29 新山水庫測線 B (殼層) 施測情形

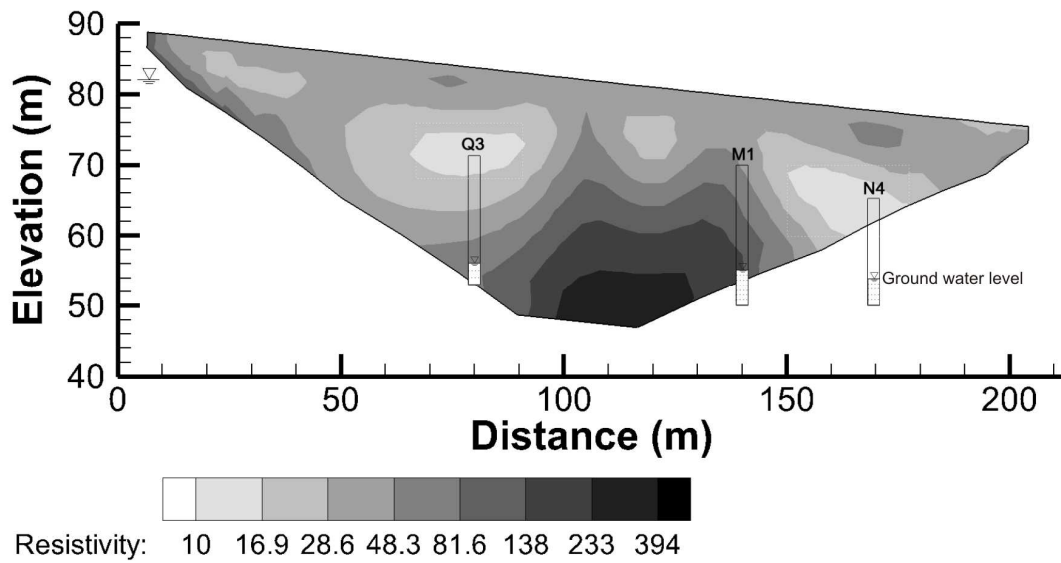


圖 3-30 新山水庫殼層測線 B 施測結果

由上述結果得到測線 A 及測線 B 之地電阻剖面圖，但必須特別注意的是 A、B 二測線為了施測方便，分別於壩頂及下游殼層上通路進行施測，由於壩體新舊層次影響壩體原本之幾何形狀和材料特性，造成測線施測位置可能違反 2D 施測的假設。因此，應該確認在 2D 地電阻剖面上會不會產生 3D 效應，且在進行判釋時，更應評估反算模型之準確性，以確定測線 A 及測線 B 低電阻區造成之原因。



### 3.3 地電阻影像探測問題評析

透過上述二案例實地探討，本研究透過地電阻剖面影像法所得之結果，並與鑽探井資料比對，初步顯示多數地電阻剖面影像變化與鑽探井地層變化吻合。但由於電阻率值受到土層之物性、地層垂直與側向變化及周遭環境之影響，所以仍存在空間解析能力之問題，尤其對於層面位置與夾層厚度的辨識、傾斜地層的變化、地下目標物探測等解析能力，及測線周遭邊界條件限制、三維效應等因素，因各個影響因素交互影響，致影響成果判釋之準確度。

在新竹斷層初步探測結果上，由各電探剖面圖顯示均有傾斜層面出現，但該傾斜層面是否即為斷層之位置，尚須與區域地質、鑽探成果及文獻比對，另在施測結果上是否存在邊界效應、三維效應問題？致影響成果判釋之準確度，仍需持續探討。

在新山水庫滲漏探測結果上，由電探剖面圖發現有低電阻區，但因為測線 A 及測線 B 係屬二維測線，但大壩本身卻為三維構造。因此，測線二維的假設是否與現地施測條件不符，大壩本身構造的幾何形狀及材料性質，會不會影響二維測線施測結果，如三維效應等；另早期施作之隔幕灌漿牆對二維測線會不會有映射現象，皆值得深入討論。雖然地電阻影像探測已廣泛應用於滲流調查，但應用於大壩滲漏調查

及監測仍是一大挑戰，本文將持續探討。

綜上所述，ERT 施測成果資料解讀對於工程師而言常是一項很大的挑戰。因此，透過案例分析，本研究將電阻率剖面圖判釋過程中常遭遇相關問題，說明如下：

### (1). 電阻率剖面空間解析能力的問題

地電阻影像應用於大地工程調查已非常廣泛，但對於影像的判讀尚未有明確的探討。由於地層構造變化及環境變化等各種因素影響，所得之電阻率剖面的代表性不盡相同，造成判釋的困難。如何透過解析能力的探討，提升判釋能力，為本研究目的之一。由案例分析，地質構造分別出現水平層面、傾斜層面、土石夾雜層面等；因此，本研究擬模擬數種地質構造建立數值模型進行解析能力探討，地質構造大致分為：單一水平層面、水平夾層層面、垂直層面、複合地層(土層中存有一介質)、傾斜層面及土石夾雜地層(馬賽克模型)。

### (2). 電阻率剖面的可信度

地電阻影像提供的訊息可信賴的程度是多少，這是一個有趣又複雜的問題；現地所測得的量測資料係經過反算程序所得到電阻率剖面圖，由於量測數據有限，網格的未知數甚多，且因地電阻分佈不同，

造成不同位置量測靈敏度不同。因此，本研究擬針對地電阻影像提供之訊息的可信度進行評析，評析方法將由 Geotomo Res2dinv software 內建的靈敏度分析功能及 Geotomo Res2dmod software 建立正算模型進行評析。

### (3). 三維效應之影響

線性二維地電阻探測係假設地層電阻率性質在垂直測線方向為均質，當地層不符合在垂直測線方向為均質的條件時，由於電流係在三維方向流動，二維電探結果可能造成誤差，在施測結果的判讀上常忽略此一假設可能造成的失真。所謂三維效應，即二維地電阻剖面外的地質結構(與測線垂直方向)，其電阻率映射於二維地電阻剖面上所造成的探測誤差。

在反算過程中，反算是基於某些假設(如二維假設)條件下達到收斂的結果，可能與現地三維條件不符；另反算過程中所假設的數值模型亦假設在有限的空間及體積的網格上執行運算，與現地為無限的空間不符。因此，二維地電阻剖面上會有三維及邊界效應出現。

如新竹斷層三姓公溪 pole-pole 地電阻剖面圖(圖 3-10)，該傾斜層面之特殊高電阻帶，可能非實際地層層面，有可能為現場環境受

限，因測線未完全與斷層走向正交引致三維效應映射之結果。另新山水庫測線 C 地電阻剖面圖(圖 3-16)，在里程 40M 處發現有一高電阻區，是否可能為附近地下帷幕灌漿牆引致三維效應映射至測線剖面所造成；此外，壩頂測線(測線 A)因地形與材料分區在垂直測線方向且變化複雜，明顯違反二維假設，施測果的判釋是否會因 3D 效應產生錯誤？因此，本研究將建立數值模型，探討當測線垂方向變化時，可能對電阻率剖面造成的影響。

#### (4). 邊界效應之影響

所謂邊界效應，即二維 ERT 施測於一有限長度之直線上進行，但測線之兩側邊界若遇地形變化如水池、山谷或地下結構如混凝土結構或金屬管線等，其電阻率可能會映射於二維地電阻剖面上而造成探測誤差，影響施測成果及判釋準確性。在新竹斷層調查中三姓公溪測線上因測線遇鐵路或山脊無法繼續佈線，二側邊界介質是否影響電阻率剖面圖，尚待研究及探討。本研究將建立數值模型，探討當測線二側地層變化時，可能對電阻率剖面造成的影響。

#### (5). 時間序列法的應用

上述案例主要皆利用單一量測數據進行分析，而單一的數據或剖



面有時是無法提供足夠的資訊以進行探討，若能再適時提供時間域的訊息，更能增加判釋的精準度。因此，本研究將以新山水庫為例，若能在二維影像剖面搭配時間軸的變化以作長期監測，不僅可看出電阻率影像剖面在空間上的變化，更能瞭解電阻率剖面隨時間的改變，藉由交互比對不同時期電阻率剖面圖，可以對電阻率剖面變化程度進行可能的合理解釋。



## 四、地電阻影像解析能力探討與評析

地電阻剖面法可以提供地層二維甚至三維的地層電阻率剖面，以協助了解地層變化情形；由文獻回顧可知，地電阻剖面法施測成果資料解讀對於工程師而言常是一項很大的挑戰。地電阻剖面法於大地工程調查施測時，由於受到土壤含水量、地質構造、地下水位、週遭雜訊等各種因素影響電阻率變化，致影響 ERT 施測的靈敏度及成果之空間解析能力。電阻率剖面空間解析能力的問題，至今尚未有明確的探討，以作為資料判讀的基礎。如何透過解析能力的探討，提升判釋能力，為本研究目的之一。因此，本研究將建立不同地質條件的數值模型，透過數值模擬的方法所得的地電阻剖面，探討各種不同地質地電阻剖面法的解析能力。另外，目前工程的應用主要以二維地電阻剖面法為主，但其應用常忽略邊界效應及三維效應，對於這些效應可能產生的誤差，將於第五章接續討論。

### 4.1 地質模型

為了解地層變化對地電阻剖面的影響，本研究將針對常見地層規劃數種地質模型，模擬現地地層狀態，以進行數值模擬，並探討各種模型空間之解析能力；地質模型包括單一水平層面地層、水平夾層地層、單一垂直層面地層、垂直夾層地層、複合地層、傾斜層面地層、

土石夾雜地層等七種。本研究將以 Geotomo 公司開發的分析軟體 Res2dmod 進行數值模擬及 Res2dinv (version 3.54z) 軟體進行反算分析，其中正算模擬是將所建立的地層模型以有限元素法計算模型之視電阻率值，反算分析方法採用最佳化最小平方法 (L2 norm) 計算模型最後之地電阻剖面圖，因為 L2 norm 較適合漸變式的地層。

本研究建立數種地質模型後，將透過參數變化探討電阻剖面圖之差異性，從電阻率比、層面深度、夾層厚度、傾斜角度、介質大小、雜訊強度 (高斯雜訊) 等影響參數，依據地質模型的特性分別取其相關之影響參數進行探討。模型中設定土層背景電阻率為  $R_1$ ，變化之地層電阻率為  $R_2$ ，電阻率比  $n=R_1/R_2$ ，層面(中心)深度為  $h$ ，介質之斷面大小為  $A$ 、夾層厚度為  $t$ 、覆土深度為  $H$  及雜訊強度為  $N$ ，電極棒間距為  $d=2$ ，電極棒 92 支，測線長度  $L=192$  公尺，由於 Wenner 對垂直解析具有較高之靈敏度及較強之訊號強度，因此最廣泛應用於現地施測上，因此本模擬施測方法採用 Wenner。

#### 4.1.1 單一水平層面地層

水平層面為最常見之地層，因此本研究先建立單一水平層面地層模型，層面上層電阻率為  $R_1$ ，下層為  $R_2$ ，分別設定不同電阻率以供比對，分別探討不同電阻率、層面深淺及不同雜訊強度 ( $N$ ) 之結果比

較，圖 4-1 為單一水平層面地層模型示意圖，表 4-1 為單一水平層面地層模型參數說明表。

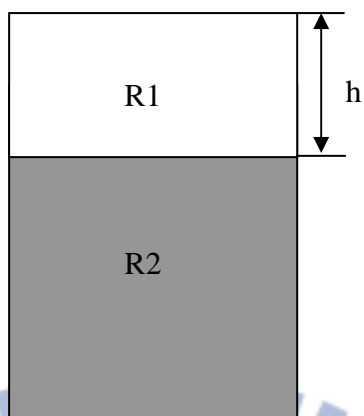


圖 4-1 單一水平層面地層模型示意圖

表 4-1 單一水平層面地層模型參數說明表

模型	影響因子	n	R1	R2	h	N	
單一水平界面模型	電阻率比 ( $n=R1/R2$ )	n < 1	0.1	500	10	0	
			0.25	200			
			0.33	150			
			0.66	75			
		n > 1	10	500	50		
			4	200			
			3	150			
			1.5	75			
	層面深度 (h)	n < 1	0.25	50	200	10	0
			20				
		n > 1	4	200	50	10	
			20				
	雜訊強度 (N)	n < 1	0.25	50	200	10	0%
							2%
							4%
							6%
n > 1		4	200	50	10	0%	
						2%	
						4%	
						6%	
8%							



### (1) 電阻率比 ( $n=R1/R2$ )

為了解單一層面地層不同電阻率比之電阻剖面圖之差異性，在  $n < 1$  中，本研究固定上層  $R1$  為 50 ohm-m，分別取  $n=0.1$ 、 $0.25$ 、 $0.33$ 、 $0.66$ ，則下層  $R2$  之電阻率分別為 500、200、150 以及 75 ohm-m；在  $n > 1$  中，另固定下層  $R2$  為 50 ohm-m，分別取  $n=10$ 、4、3 及 1.5，則上層  $R1$  之電阻率分別為 500、200、150 以及 75 ohm-m。

在  $n < 1$  中（上層為低電阻），其結果如圖 4-2 所示，由圖可發現層面雖可清楚判釋，但層面位置略低於設定值 10 m，不論  $n$  值多少，於層面附近均有產生漸變帶，漸變帶在層面往上（低電阻區）約有 5 M，往下（高電阻區）約有 10 m。由於漸變帶的存在，造成層面附近電阻率值與原設定值有差異，隨者  $R1$  與  $R2$  差異越大，漸變帶的差異值也越大。在漸變帶以外區域，上層低電阻區均可保持與設定值相同之電阻值，下層高電阻區其電阻值則均略低於設定值。

在  $n > 1$  中（下層為低電阻），其結果如圖 4-3 所示，由圖發現均可清初判釋層面位置，且層面位置均位於設定值 10 M 位置，但層面附近仍有漸變帶產生，主要漸變帶位於下層低電阻區，高度約層面以下 10 M，隨者  $R1$  與  $R2$  差異越大，漸變帶的差異值也越大。在漸變帶以外區域，不論上層高電阻區或下層低電阻區均可保持與設定值相

同之電阻值，幾乎與假設模型相同。

## (2)層面深度

為了解單一層面地層不同層面深度電阻剖面圖之差異性，本研究取  $n=0.25=50/200$  及  $n=4=200/50$ 、層面深度分別取  $h=10$  m 及 20 m 作比較。

在  $n < 1$  中（上層為低電阻），其結果如圖 4-4 所示，若層面位置往下深至 20 m 位置，由圖可發現層面不易判釋，層面位置遠低於設定值 20 m 位置，且於層面附近漸變帶加寬，漸變帶在層面往上（低電阻區）約有 10 m，往下（高電阻區）約有 13 m。在漸變帶以外區域，上層低電阻區均可保持與設定值相同之電阻值，下層高電阻區其電阻值則均略低於設定值。

在  $n > 1$  中（下層為低電阻），其結果如圖 4-5 所示，由圖發現可清楚判釋層面位置，且層面位置略高於（較淺）設定值 20 m 位置，但層面附近仍有漸變帶產生，漸變帶在層面往上（高電阻區）約有 5m，往下（高電阻區）約有 15 m。在漸變帶以外區域，不論上層高電阻區或下層低電阻區均可保持與設定值相同之電阻值。

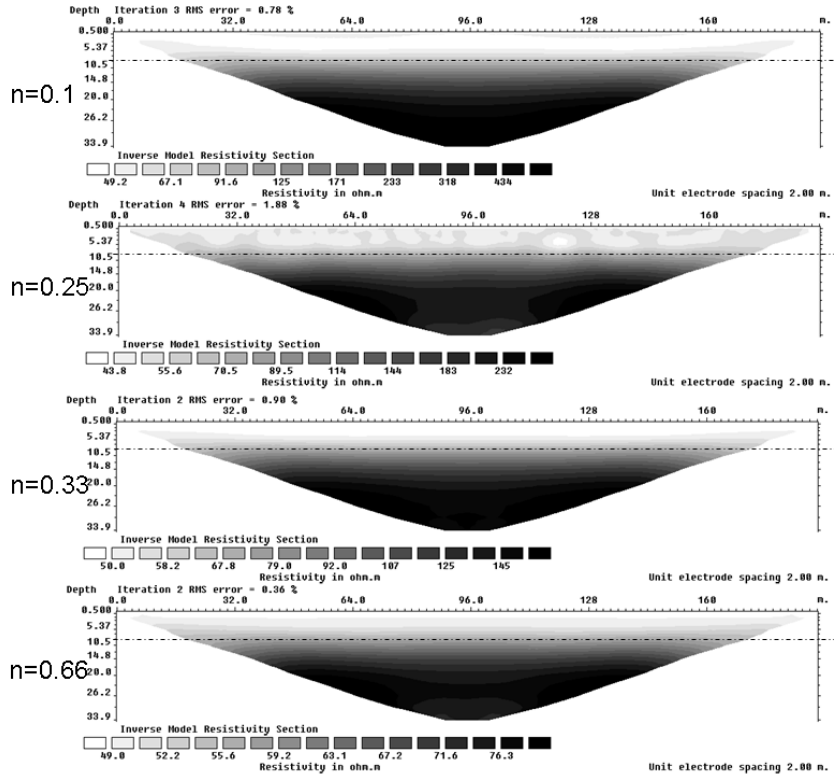


圖 4-2 單一水平層面地層不同電阻率比結果( $n < 1$ )

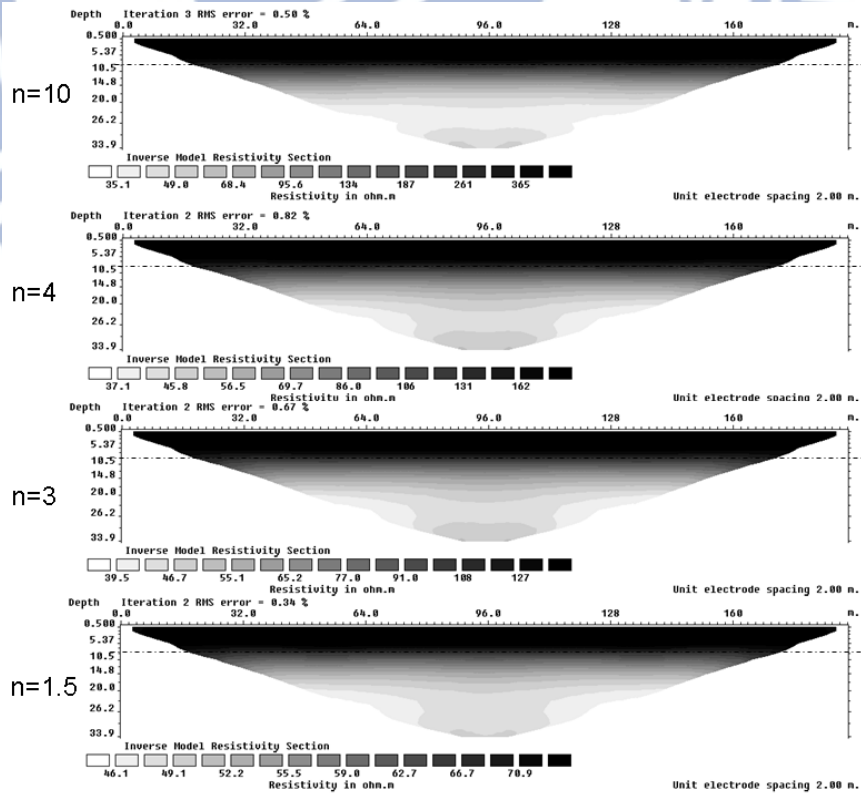


圖 4-3 單一水平層面地層不同電阻率比結果( $n > 1$ )

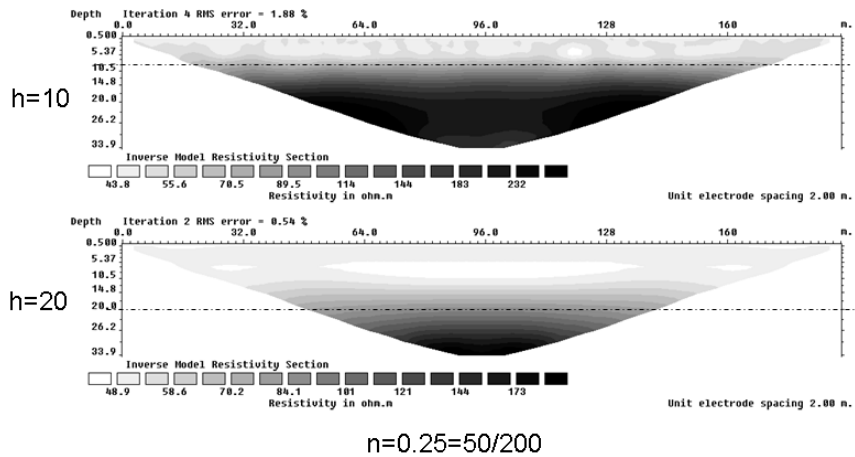


圖 4-4 單一水平層面地層層面位於不同高程比結果( $n=0.25$ )

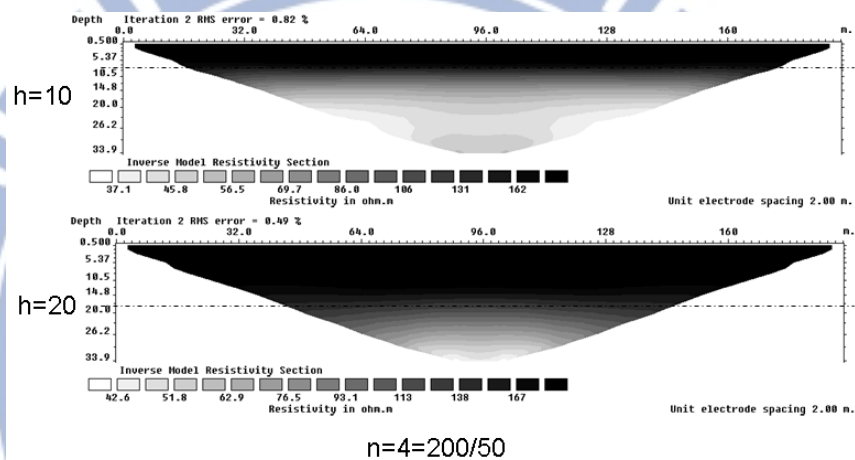


圖 4-5 單一水平層面地層層面位於不同高程比結果( $n=4$ )

### (1) 雜訊強度(N)

地電阻剖面法於現地進行施測時，由於施測週遭環境因素如噪音或相關設施存在如電塔等，會產生不同程度的雜訊干擾，影響施測結果。為了解雜訊對地電阻剖面的影響，本研究在單一水平層面地層模型上取  $n=0.25=50/200$  及  $n=4=200/50$ ，高斯雜訊(gauss random noise)分別取  $N=0\%$ 、 $2\%$ 、 $4\%$ 、 $6\%$ 、 $8\%$ 作比較。



在  $n < 1$  中（上層為低電阻），其結果如圖 4-6 所示，若施測過程中遭遇雜訊干擾，電阻率剖面有不規則跳動現象，隨著雜訊增加，跳動程度越嚴重。但界面位置仍可清楚判別，層面位於低於設定位置。下層高電阻區漸變帶高度約有 10 m。在漸變帶以外區域，上層低電阻區與下層高電阻區其電阻值由於雜訊造成剖面有跳動現象。

在  $n > 1$  中（下層為低電阻），其結果如圖 4-7 所示，由圖發現電阻率剖面有不規則跳動現象，隨著雜訊增加，跳動程度越嚴重，但可清楚判釋層面位置，且層面位置位於設定值 10 m 位置，但層面附近仍有漸變帶產生，主要漸變帶位於下層低電阻區，高度約層面以下 10 m。

由上述，在單一水平層面地層模擬上，本研究發現低電阻率區域不論在高電阻率層上或其下方，反算結果均為佳，高電阻值若在上層亦可得到與設定值相同電阻值，但高電阻值位於下層，其結果則略低於設定值。若層面加深，在  $n < 1$  中（上層為低電阻），層面不易判釋遠低於設定值，在  $n > 1$  中（下層為低電阻），層面可清楚判釋但略低於設定值。在施測過程中遭遇雜訊干擾，電阻率剖面有不規則跳動現象，隨著雜訊增加，跳動程度越嚴重，但層面位置仍可判釋出。

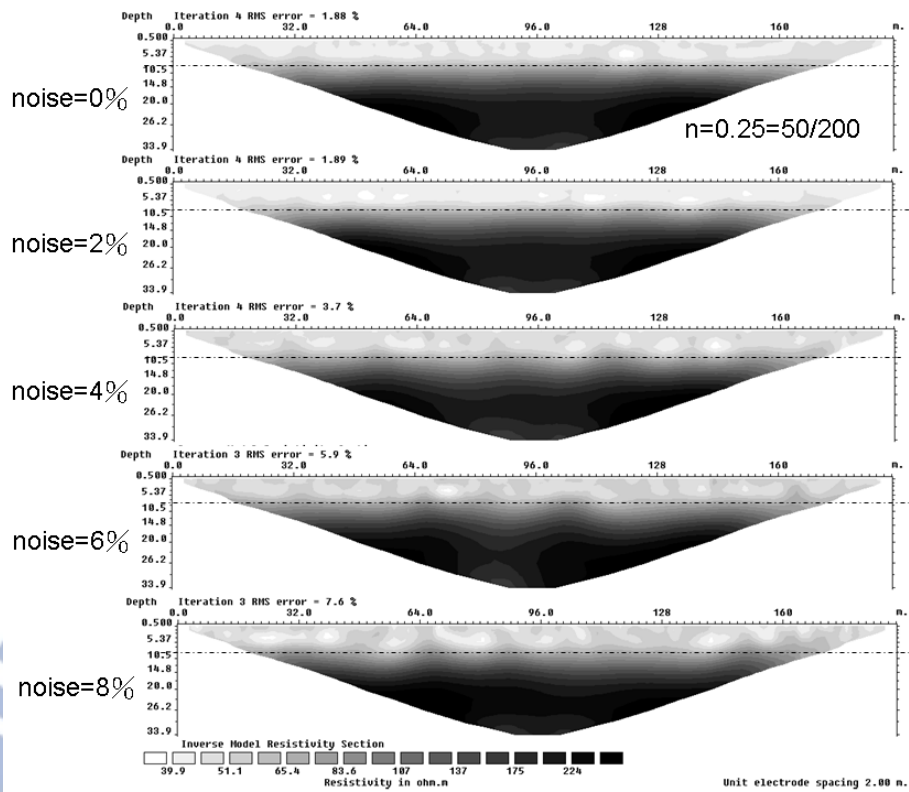


圖 4-6 單一水平層面地層層面不同雜訊比結果( $n=0.25$ )

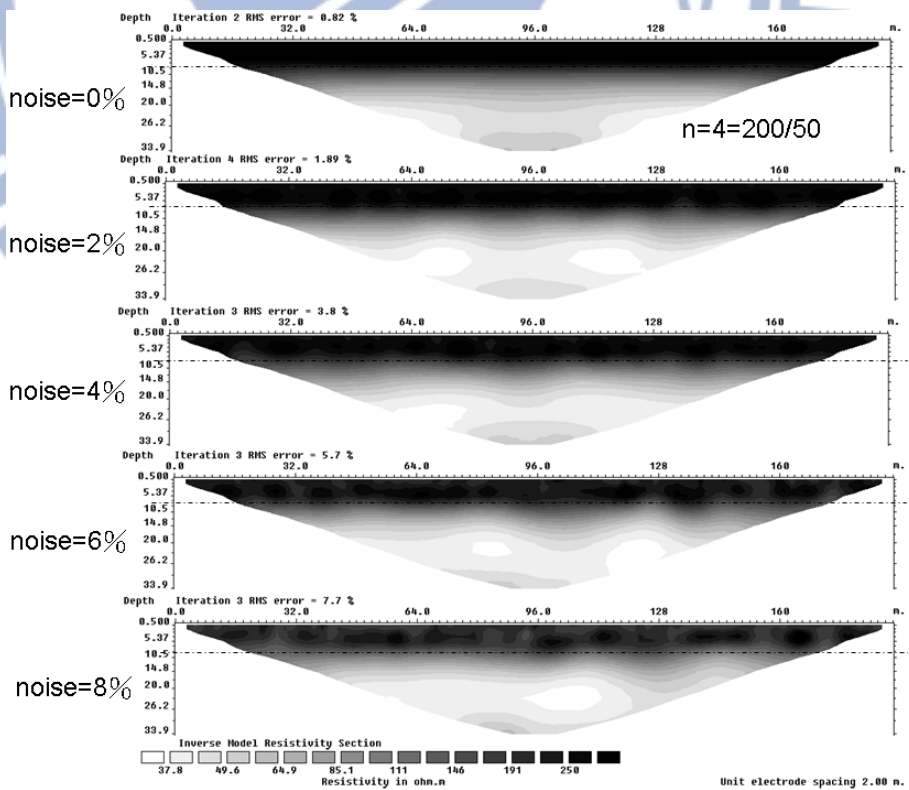


圖 4-7 單一水平層面地層層面不同雜訊比結果( $n=4$ )

#### 4.1.2 水平夾層地層

地層常非單一種地層或僅有一個層面之地層，因此本研究建立水平夾層地層模型進行分析，層面上下層電阻率為  $R_1$ ，中間夾層為  $R_2$ ，分別探討不同電阻率、夾層中心深淺、夾層厚薄及不同雜訊強度之結果比較，圖 4-8 為水平夾層地層模型示意圖，表 4-2 為水平夾層地層模型參數說明表。

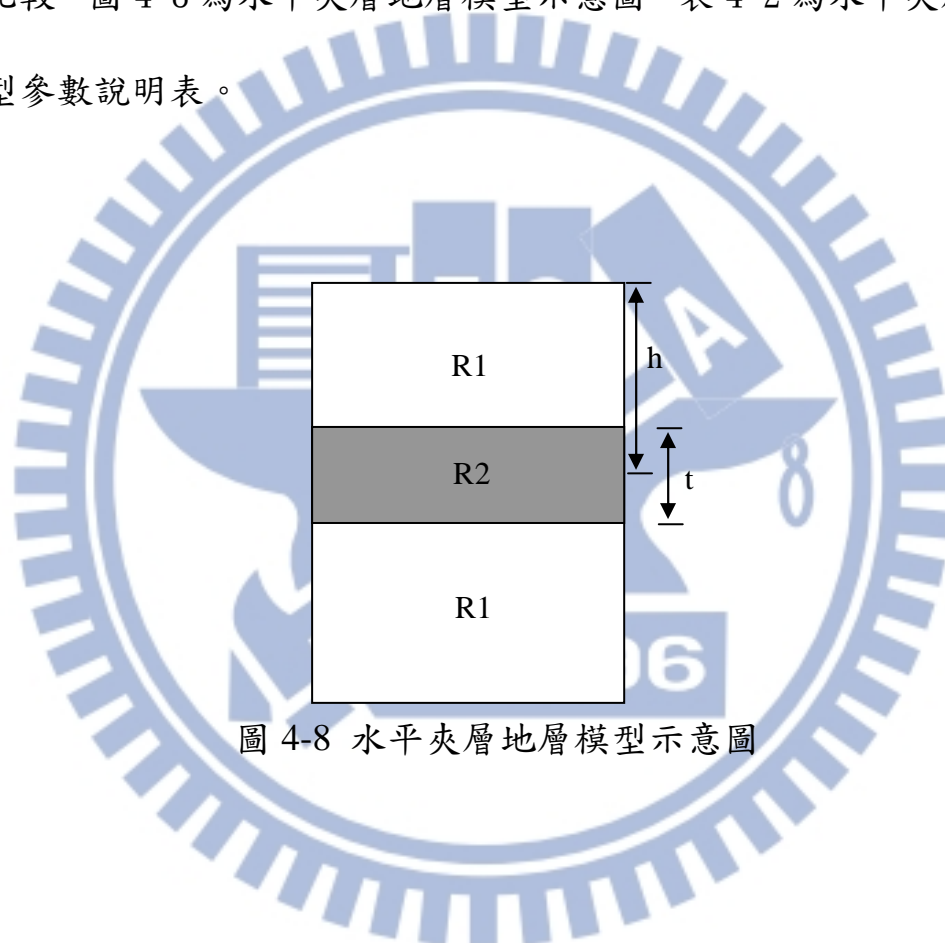


圖 4-8 水平夾層地層模型示意圖

表 4-2 水平夾層地層模型參數說明表

模型	影響因子	n		R1	R2	h	t	N
水平夾層界面模型	電阻率比 ( $n=R1/R2$ )	n < 1	0.1	50	500	10	8	0
			0.25		200			
			0.33		150			
			0.66		75			
		n > 1	10	500	50	10	8	
			4	200				
			3	150				
			1.5	75				
	夾層中心深度(h)	n < 1	0.25	50	200	10	8	0
						20		
		n > 1	4	200	50	10		
						20		
	夾層厚度(t)	n < 1	0.25	50	200	10	8	0
							4	
		n > 1	4	200	50		8	
							4	
雜訊強度(N)	n < 1	0.25	50	200	10	8	0%	
							2%	
							4%	
							6%	
							8%	
	n > 1	4	200	50	10	8	0%	
							2%	
							4%	
							6%	
							8%	

(1) 電阻率比 ( $n=R1/R2$ )

為了解水平夾層地層不同電阻率比之電阻剖面圖之差異性，在  $n < 1$  中，本研究固定上下層 R1 為 50 ohm-m，分別取  $n=0.1$ 、 $0.25$ 、 $0.33$ 、 $0.66$ ，則夾層 R2 之電阻率分別為 500、200、150 以及 75 ohm-m；



在  $n > 1$  中，另固定夾層  $R_2$  為  $50 \text{ ohm-m}$ ，分別取  $n=10$ 、 $4$ 、 $3$  及  $1.5$ ，則上下層  $R_1$  之電阻率分別為  $500$ 、 $200$ 、 $150$  以及  $75 \text{ ohm-m}$ 。

在  $n < 1$  中(夾層相對高電阻)，其結果如圖 4-9 所示，由圖可發現夾層可清楚判釋，但隨  $n$  質變大( $R_1$  與  $R_2$  值越接近)，夾層厚度逐漸變小， $n=0.1$  時夾層厚度大於設定值， $n=0.25$  及  $0.33$  時夾層厚度幾乎等於設定值， $n=0.66$  時夾層厚度已小於設定值。其夾層上層層面接近設定值，夾層下層層面逐漸變淺，因此厚度變小主要由夾層下層層面變動造成；不論  $n$  值多少，於層面附近均有產生漸變帶，漸變帶隨者  $n$  值變大而變大。由於漸變帶的存在，造成夾層層面附近電阻率值與原設定值有差異，夾層上層  $R_1$  電阻率接近設定值，夾層  $R_2$  電阻率略低於設定值，夾層下層  $R_1$  則受夾層  $R_2$  影響電阻率略高於設定值。在漸變帶以外區域，上下層低電阻區均可保持與設定值相同之電阻值，夾層高電阻區其電阻值則均略低於設定值。

在  $n > 1$  中(夾層相對低電阻)，其結果如圖 4-10 所示，由圖可發現夾層厚度雖可清楚判釋，但夾層厚度變厚，不易判釋其厚度，雖然夾層上層層面均略低於設定值，但下層層面無法清楚判釋，漸變帶範圍大；夾層內電阻值均接近設定值，隨者  $n$  質變小( $R_1$  與  $R_2$  值越接近)，夾層逐漸由漸變帶取代；不論  $n$  值多少，於層面附近均有產生

漸變帶，在漸變帶以外區域，夾層上層 R1 電阻率接近設定值，夾層 R2 電阻率略低於設定值，夾層下層 R1 則受夾層 R2 地電阻影響，其電阻率已低於設定值。

## (2) 夾層中心深度

為了解水平夾層地層位於不同深度電阻剖面圖之差異性，本研究取  $n=0.25=50/200$  及  $n=4=200/50$ 、夾層中心深度分別取  $h=10\text{ m}$  及  $20\text{ m}$  作比較。

在  $n < 1$  中(夾層相對高電阻)，其結果如圖 4-11 所示，若夾層面位置往下深至  $20\text{ M}$  位置，由圖可發現夾層仍可判釋，但已有些許模糊；夾層電阻值遠低於設定值，層面附近有漸變帶產生，在漸變帶以外區域，上層低電阻區均可保持與設定值相同之電阻值，下層低電阻受夾層高電阻影響其電阻值則略高於設定值。

在  $n > 1$  中(夾層相對低電阻)，其結果如圖 4-12 所示，由圖發現無法清楚判釋夾層位置，且層夾層上層面位置高於(較淺)設定值位置，但層面附近及夾層內仍有漸變帶產生，在漸變帶以外區域，上層高電阻區可保持與設定值相同之電阻值。

## (3) 夾層厚度

為了解水平夾層地層不同夾層厚度電阻剖面圖之差異性，本研究取  $n=0.25=50/200$  及  $n=4=200/50$ 、夾層厚度分別取  $t=8$  m 及 4 m 作比較。

在  $n < 1$  中(夾層相對高電阻)，其結果如圖 4-13 所示，若夾層厚度變薄為原來一半時，由圖可發現夾層厚度雖可清楚判釋，但厚度已變厚很多，且夾層電阻值遠低於設定值，夾層層面附近有漸變帶產生，在漸變帶以外區域，上層低電阻區均可保持與設定值相同之電阻值，下層低電阻受夾層高電阻影響其電阻值則略高於設定值。

在  $n > 1$  中(夾層相對低電阻)，其結果如圖 4-14 所示，由圖發現雖可判釋夾層位置，但夾層厚度變厚，且夾層上層面位置略高於(較淺)設定值位置，但層面附近及夾層內仍有漸變帶產生，在漸變帶以外區域，上下層高電阻區可保持與設定值相同之電阻值。在  $t=8$  時，夾層內尚可判釋出原設定值之電阻值，但在  $t=4$  時，夾層電阻值遠高於設定值，已逐漸被漸變帶取代。

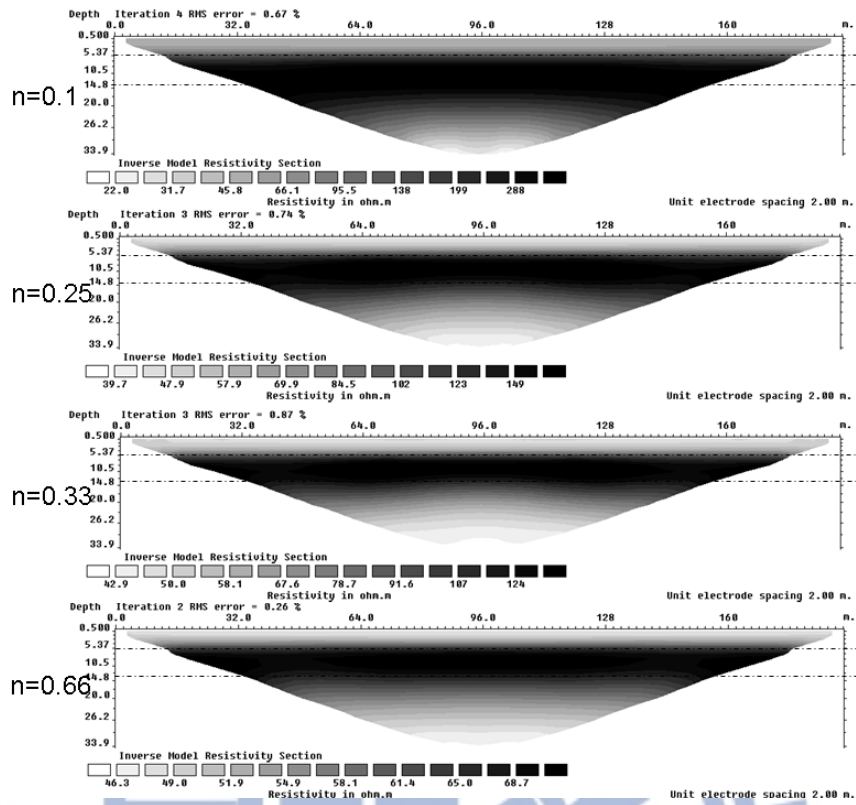


圖 4-9 水平夾層地層不同電阻率比結果( $n < 1$ )

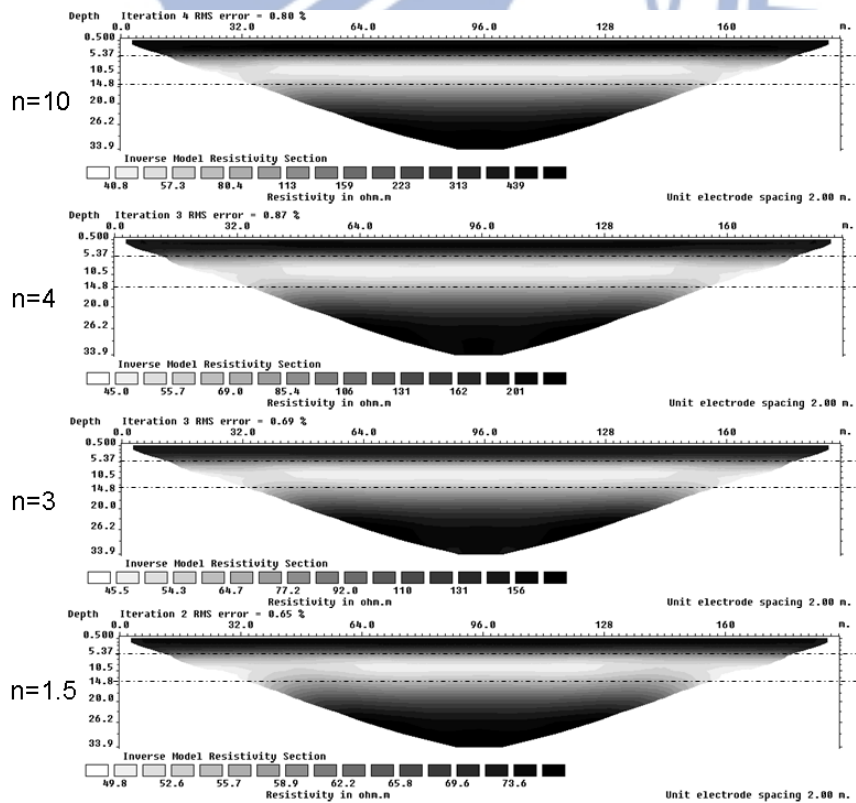


圖 4-10 水平夾層地層不同電阻率比結果( $n > 1$ )



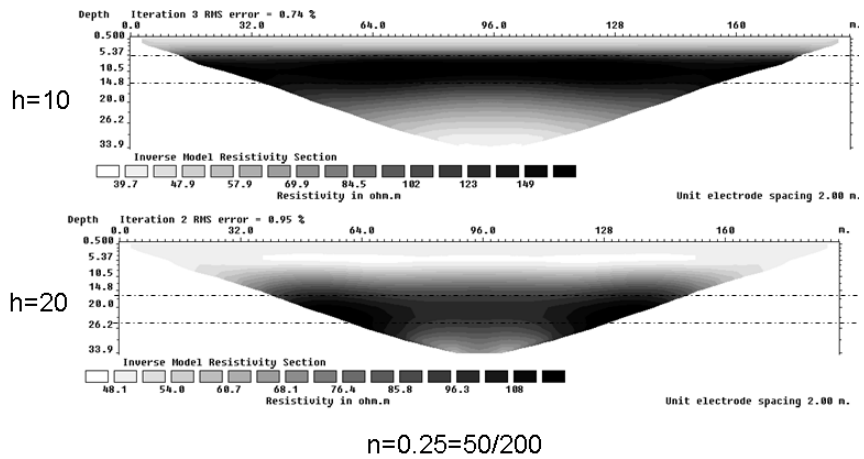


圖 4-11 水平夾層地層夾層位於不同高程結果( $n=0.25$ )

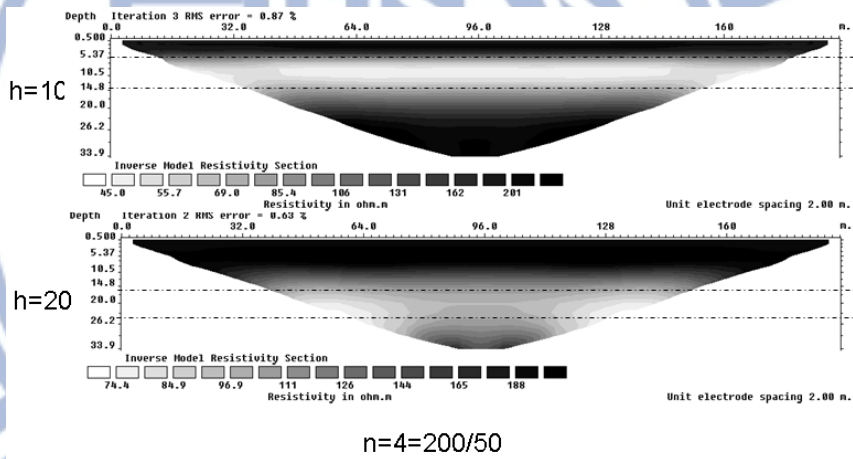
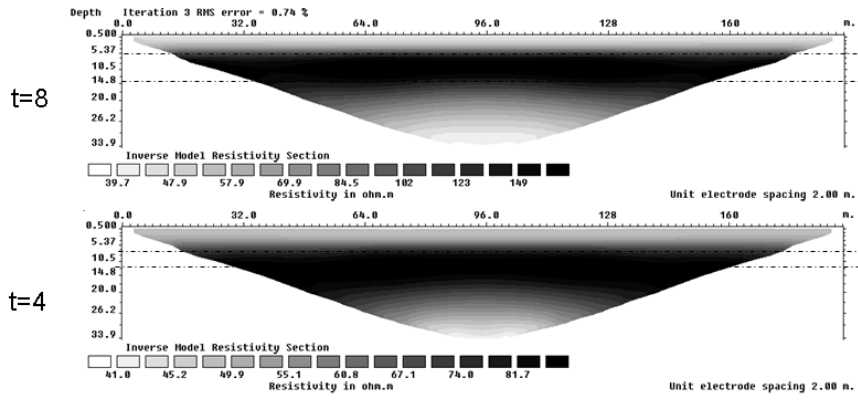
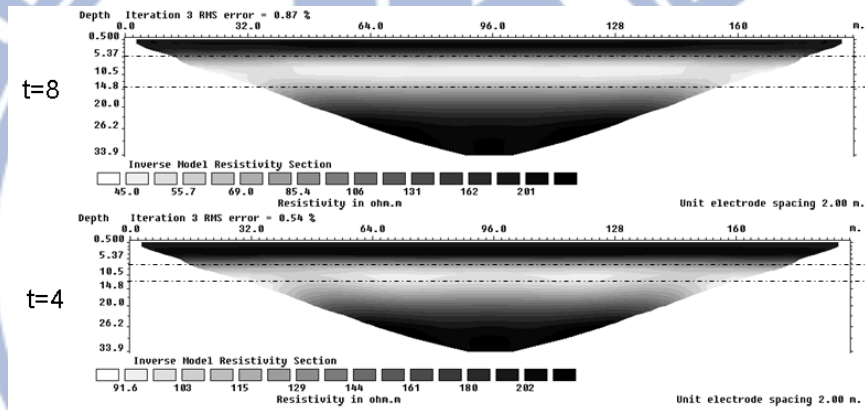


圖 4-12 水平夾層地層夾層位於不同高程結果( $n=4$ )



$$n=0.25=50/200$$

圖 4-13 水平夾層地層不同夾層厚度比較結果(n=0.25)



$$n=4=200/50$$

圖 4-14 水平夾層地層不同夾層厚度比較結果(n=4)

#### (4) 雜訊強度

為了解雜訊對地電阻剖面的影響，本研究在水平夾層地層模型上取  $n=0.25=50/200$  及  $n=4=200/50$ ，高斯雜訊(gauss random noise) 分別取  $N=0\%$ 、 $2\%$ 、 $4\%$ 、 $6\%$ 、 $8\%$  作比較。

在  $n < 1$  中(夾層相對高電阻)，其結果如圖 4-15 所示，因遭遇雜訊干擾，電阻率剖面有不規則跳動現象，隨著雜訊增加，跳動程度越嚴重，但層面位置仍可清楚判別，只是層面呈現出非直線狀態。電阻值因有跳動現象，夾層電阻值部分雖可達到設定值，但呈現出非層狀狀態，極易被誤判。下層高電阻區已被漸變帶取代，在漸變帶以外區域，上層低電阻區與下層高電阻區其電阻值由於雜訊造成剖面有跳動現象，其值則與設定值不同，但高電阻區影響較大。

在  $n > 1$  中(夾層相對低電阻)，其結果如圖 4-16 所示，由圖發現電阻率剖面有不規則跳動現象，隨著雜訊增加，跳動程度越嚴重，但可清初判釋夾層位置，只是層面呈現出非直線狀態。與  $n < 1$  一樣，電阻值因有跳動現象，夾層電阻值部分雖可達到設定值，但呈現出非層狀狀態，極易被誤判。在漸變帶以外區域，上下層之高電阻值均可達到設定值。

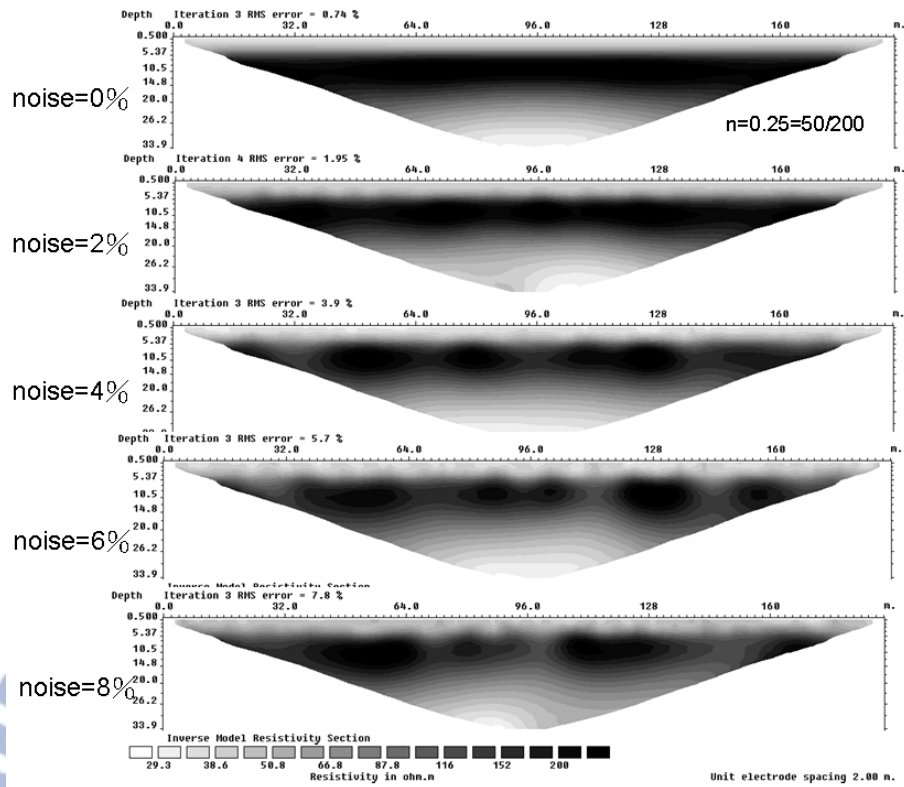


圖 4-15 水平夾層地層不同雜訊比結果( $n=0.25$ )

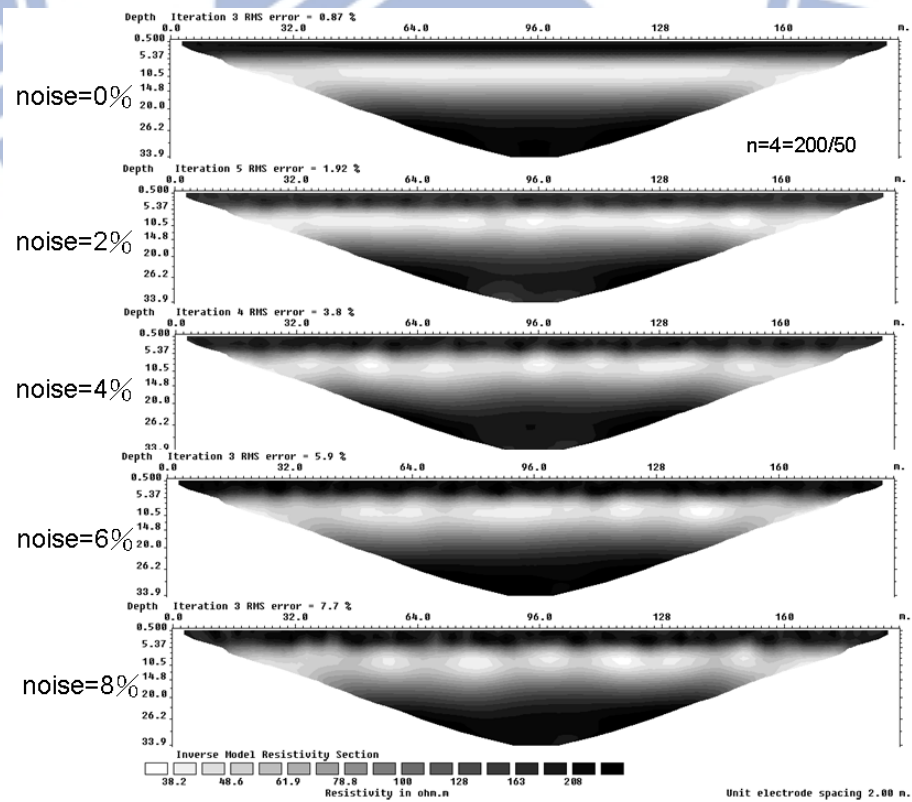


圖 4-16 水平夾層地層不同雜訊比結果( $n=4$ )



由上述模擬結果可知在水平夾層地層上，低電阻區無論位於上下層或夾層，均可得到與設定值相同電阻值，且都有較大之漸變帶產生；高電阻值若在夾層或夾層上層亦可得到與設定值接近的電阻值，但高電阻值位於夾層下層，則受低電阻夾層影響，致電阻值變小，不易判釋層面。若夾層加深，在  $n < 1$  中(夾層相對高電阻)，夾層仍可判釋，但已有些許模糊，上層低電阻區不受影響，夾層電阻值遠低於設定值，下層低電阻受夾層高電阻影響高於設定值；在  $n > 1$  中(夾層相對低電阻)，無法清楚判釋夾層位置，僅上層高電阻可判釋。當夾層厚度變薄時，在  $n < 1$  中與上述變化不大，但在  $n > 1$  中，夾層可清楚判釋，但厚度變厚且高於設定值。在施測過程中遭遇雜訊干擾，電阻率剖面有不規則跳動現象，隨著雜訊增加，跳動程度越嚴重，夾層呈現出非層狀狀態，極易被誤判。

#### 4.1.3 單一垂直層面地層

除水平層面地層外，尚有接近垂直層面之地層，因此本研究建立單一垂直層面地層模型進行分析，層面左右二層電阻率分別為  $R_1$ 、 $R_2$ ，分別探討不同電阻率及不同雜訊強度之結果比較，圖 4-17 為單一垂直層面地層模型示意圖，表 4-3 為單一垂直層面地層模型參數說明表。

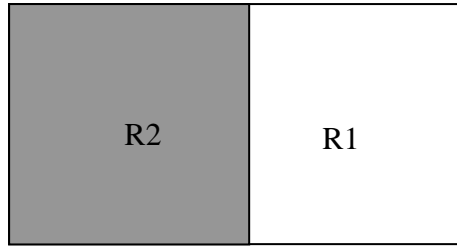


圖 4-17 單一垂直層面地層模型示意圖

表 4-3 單一垂直層面地層模型參數說明表

模型	影響因子	n	R1	R2	noise
垂直 界面 模型	電阻率比 ( $n=R1/R2$ )	0.1	50	500	0
		0.25		200	
		0.33		150	
		0.66		75	
	雜訊強度	0.25	50	200	0%
					2%
					4%
					6%
					8%

(1) 電阻率比 ( $n=R1/R2$ )

為了解單一垂直層面地層不同電阻率比之電阻剖面圖之差異性，在  $n < 1$  中，本研究固定右側地層 R1 為 50 ohm-m，分別取  $n=0.1$ 、0.25、0.33、0.66，則左側地層 R2 之電阻率分別為 500、200、150 以及 75 ohm-m。

其結果如圖 4-18 所示，由圖可發現層面無法清楚判釋，主要因

為層面間出現較大範圍之漸變帶，在深度 8 m 以內，垂直層面尚可清楚判釋，但在越深位置，層面已開始產生漸變帶。隨者 n 值越大(R1 與 R2 值越接近)漸變帶越大，漸變帶範圍約寬 30 m，其中低電阻區約 20 m、高電阻區約 10 m；漸變帶以外範圍，左右二側電阻值均可達到設定值範圍。

## (2) 雜訊強度

為了解雜訊對地電阻剖面的影響，本研究在單一垂直層面地層模型上取  $n=0.25=50/200$ ，高斯雜訊(gauss random noise)分別取 N=0%、2%、4%、6%、8% 作比較。

其結果如圖 4-19 所示，因遭遇雜訊干擾，電阻率剖面有不規則跳動現象，隨著雜訊增加，跳動程度越嚴重，但層面在深度 8 M 以上層面位置仍可清楚判別，越深漸變帶越大。隨著雜訊增加，左右二層其電阻值由於雜訊造成剖面有跳動現象，其值則與設定值已不同。

由上述模擬結果可知，在單一垂直層面地層上層面深處出現較大範圍之漸變帶，因此層面無法清楚判釋，在深度 8 M 以內，垂直層面尚可清楚判釋。在施測過程中遭遇雜訊干擾，隨著雜訊增加，左右二層其電阻值由於雜訊造成剖面有跳動現象，其值則與設定值已不同。

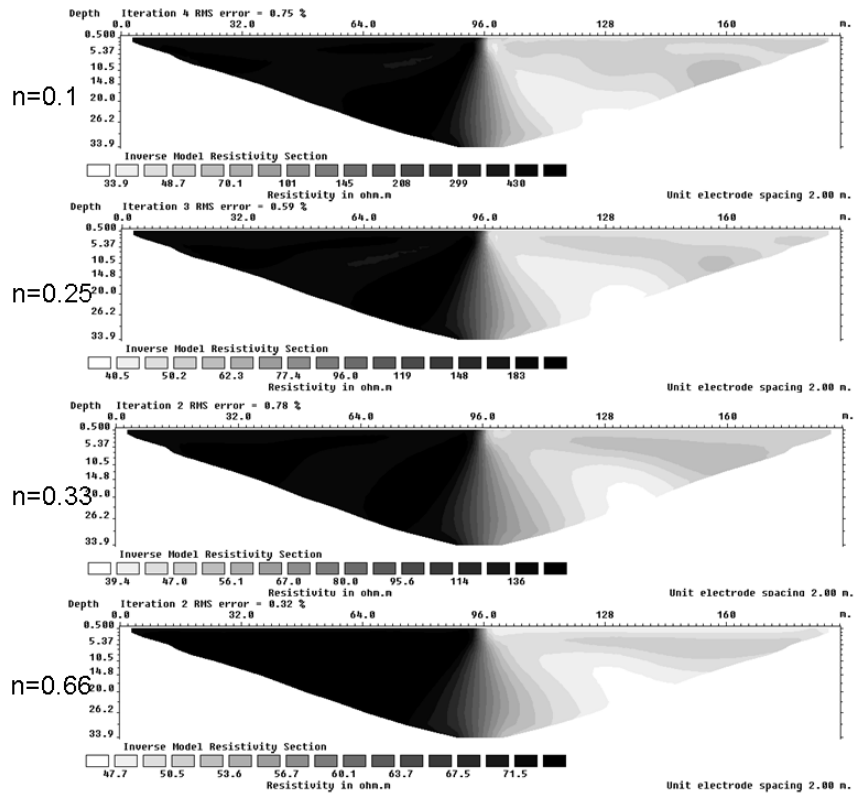


圖 4-18 單一垂直層面地層不同電阻率比結果

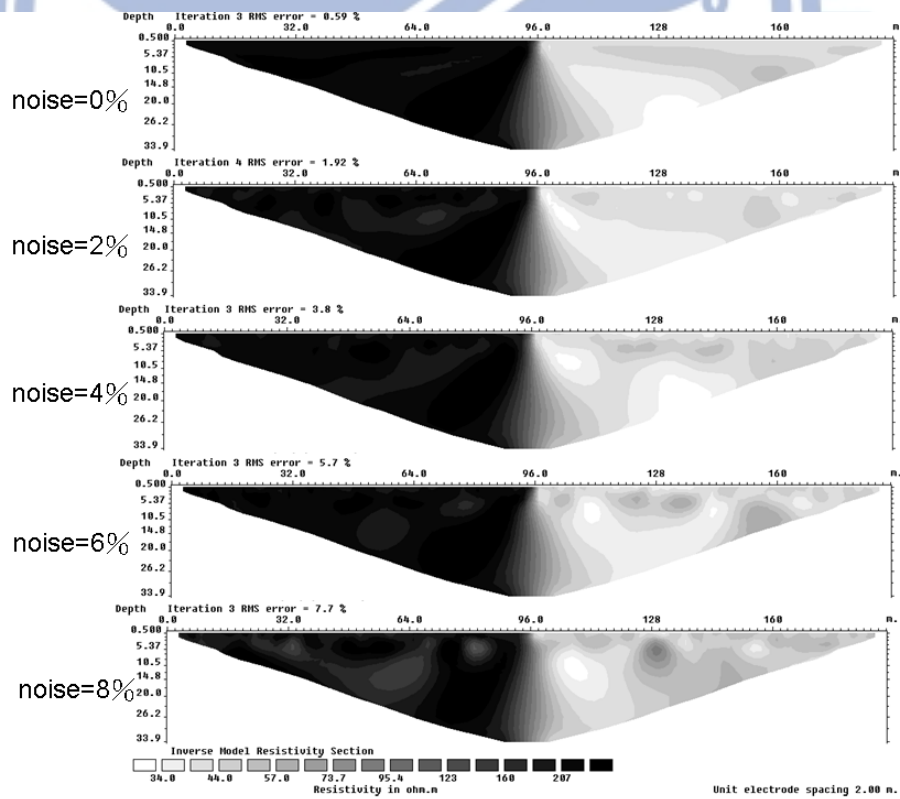


圖 4-19 單一垂直層面地層不同雜訊比結果



#### 4.1.4 垂直夾層地層

本研究進一步建立垂直夾層地層模型進行分析，地層左右二層電阻值為  $R_1$ ，中間夾層電阻值為  $R_2$ ，分別探討不同電阻率、不同夾層厚度及不同雜訊強度之結果比較，圖 4-20 為垂直夾層地層模型示意圖，表 4-4 為垂直夾層地層模型參數說明表。

##### (1) 電阻率比 ( $n=R_1/R_2$ )

為了解垂直夾層地層不同電阻率比之電阻剖面圖之差異性，在  $n < 1$  中，本研究固定左右層  $R_1$  為 50 ohm-m，分別取  $n=0.1$ 、 $0.25$ 、 $0.33$ 、 $0.66$ ，則夾層  $R_2$  之電阻率分別為 500、200、150 以及 75 ohm-m；在  $n > 1$  中，另固定夾層  $R_2$  為 50 ohm-m，分別取  $n=10$ 、4、3 及 1.5，則上下層  $R_1$  之電阻率分別為 500、200、150 以及 75 ohm-m。

在  $n < 1$  中（夾層相對高電阻），其結果如圖 4-21 所示，由圖可發現隨  $n$  質變大（ $R_1$  與  $R_2$  值越接近），夾層可清楚判釋之深度由 24m 變成 6m，可判釋出夾層之深度逐漸變淺，不能清楚判釋夾層之下層，下層已漸漸被漸變帶取代；且隨  $n$  質變大；隨  $n$  質變大，夾層厚度逐漸變小，但尚接近設定值；不論  $n$  值多少，於夾層之下方均有產生漸變帶，漸變帶隨者  $n$  值變大而變大。由於漸變帶的存在，造成夾層下方及附近電阻率值與原設定值有差異。在漸變帶以外區域，夾層上

層 R2 電阻率接近設定值，左右層 R1 低電阻區均可保持與設定值相同之電阻值。

在  $n > 1$  中（夾層相對低電阻），其結果如圖 4-22 所示，由圖可發現隨  $n$  質變小（R1 與 R2 值越接近），夾層可清楚判釋之深度由 10m 變成 3 m（較  $n < 1$  淺），可判釋出夾層之深度逐漸變淺，不能清楚判釋之之夾層下層，已漸漸被漸變帶取代且隨  $n$  質變大；隨  $n$  質變小，夾層厚度逐漸變小，但尚接近設定值，但夾層有變形現象；不論  $n$  值多少，於夾層之下方均有產生漸變帶，漸變帶隨者  $n$  值變小而變大。由於漸變帶的存在，造成夾層下方及附近電阻率值與原設定值有差異。在漸變帶以外區域，夾層上層 R2 電阻率接近設定值，左右層 R1 低電阻區均可保持與設定值相同之電阻值。

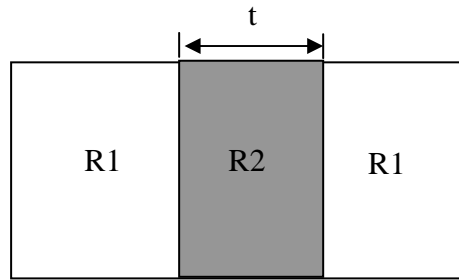


圖 4-20 垂直夾層地層模型示意圖

表 4-4 垂直夾層地層模型參數說明表

模型	影響因子	n	R1	R2	t	noise	
垂直夾層界面模型	電阻率比 ( $n=R1/R2$ )	n < 1	0.1	500	8	0	
			0.25	50			200
			0.33				150
			0.66				75
		n > 1	10		500		50
			4	200			
			3	150			
			1.5	75			
	夾層厚度 (t)	n < 1	0.25	50	200	10	0
						20	
		n > 1	4	200	50	10	
						20	
	雜訊強度	n < 1	0.25	50	200	8	0%
							2%
4%							
6%							
8%							
n > 1		4	200	50	8	0%	
						2%	
						4%	
						6%	
						8%	

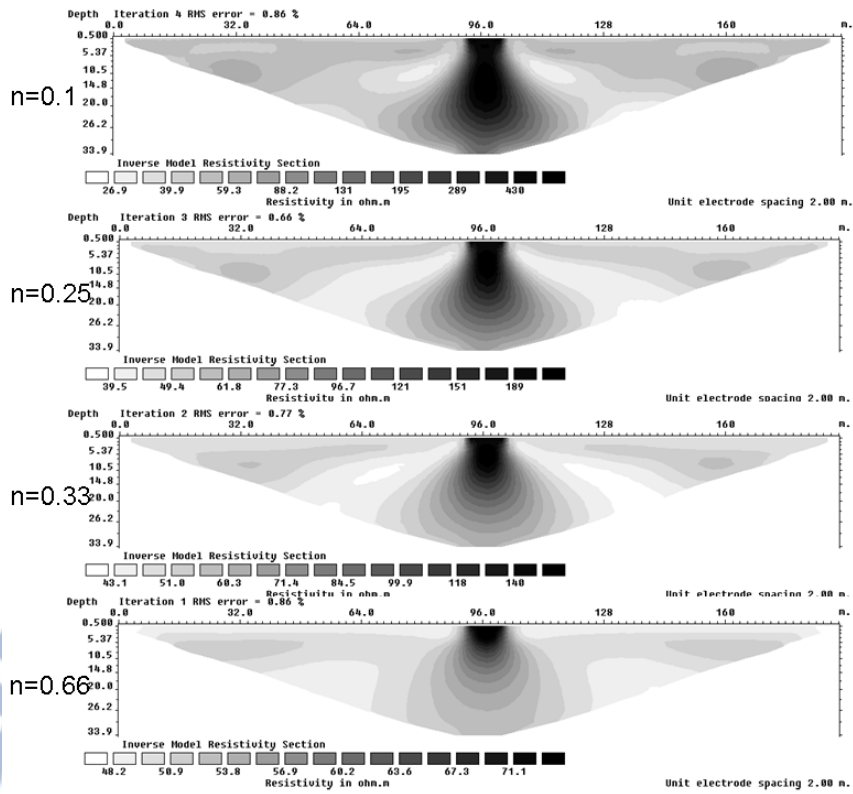


圖 4-21 垂直夾層地層不同電阻率比結果( $n < 1$ )

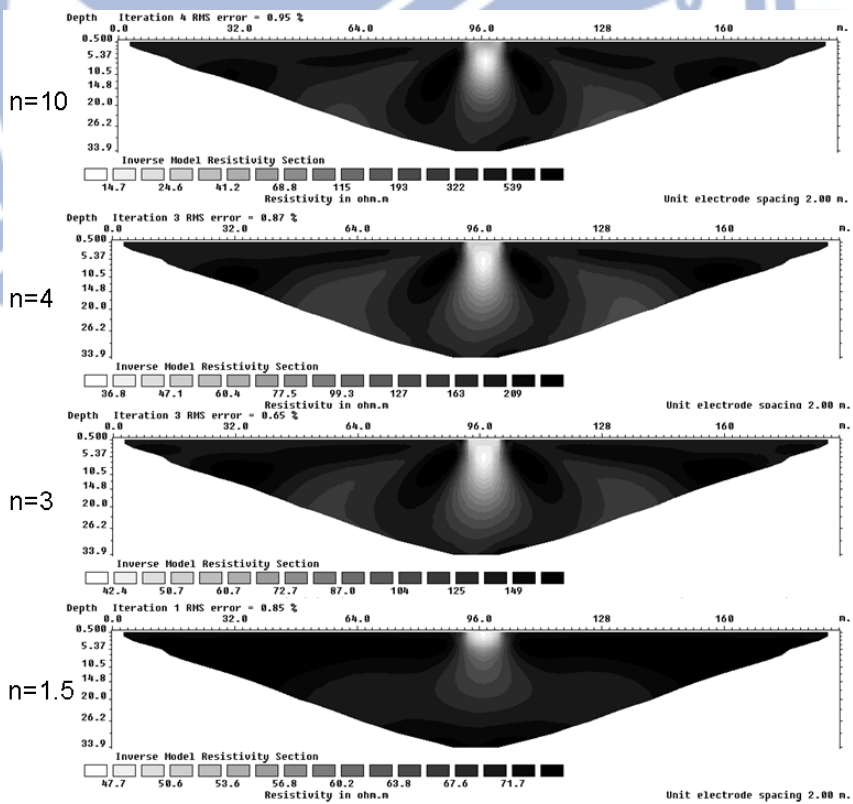


圖 4-22 垂直夾層地層不同電阻率比結果( $n > 1$ )

## (2) 夾層厚度

為了解垂直夾層地層不同夾層厚度電阻剖面圖之差異性，本研究取  $n=0.25=50/200$  及  $n=4=200/50$ 、夾層厚度分別取  $t=10$  m 及 20 m 作比較。

在  $n < 1$  中（夾層相對高電阻），其結果如圖 4-23 所示，若夾層厚度變厚為原來一倍時，由圖可發現夾層厚度雖可清楚判釋，但夾層下方仍有漸變帶產生，在  $t=10$  時，夾層可判釋之深度為 15m 深，當  $t=20$  時夾層可判釋之深度已加深至 22 m；漸變帶以外區域，左右層低電阻區均可保持或略高於設定值相同之電阻值，夾層高電阻在上方可判釋區域其電阻值則接近於設定值。

在  $n > 1$  中（夾層相對低電阻），其結果如圖 4-24 所示，若夾層厚度變厚為原來一倍時，由圖可發現夾層厚度雖可清楚判釋，但夾層下方仍有較大漸變帶產生，在  $t=10$  與  $t=20$  時，二者夾層可判釋之深度皆為 10m 深左右；在由  $t=20$  時，於左右二側之土層為高電阻區，夾層低電阻區受作右二側高電阻影響，夾層內電阻值產生跳動現象，其值接近設定值；夾層以外區域，其電阻值雖接近設定值，但仍受較厚低電阻夾層影響有跳動現象。



### (3) 雜訊強度

為了解雜訊對地電阻剖面的影響，本研究在垂直夾層地層模型上取  $n=0.25=50/200$  及  $n=4=200/50$ ，高斯雜訊(gauss random noise) 分別取  $N=0\%$ 、 $2\%$ 、 $4\%$ 、 $6\%$ 、 $8\%$  作比較。

在  $n < 1$  中（夾層相對高電阻），其結果如圖 4-25 所示，在  $n > 1$ （夾層相對低電阻）中，其結果如圖 26 所示。二者結果皆呈現出因遭遇雜訊干擾，電阻率剖面有不規則跳動現象，隨著雜訊增加，跳動程度越嚴重，但夾層可判釋之深度不受雜訊影響，且夾層下方均有相同寬度之漸變帶產生。因此，受雜訊影響對垂直夾層地層主要影響為電阻剖面跳動現象。

由上述模擬結果可知，在垂直夾層地層上夾層下方均有漸變帶產生，高電阻區位於夾層時，可得到較深之夾層，有利於判釋。隨者  $n$  值差異越大，夾層更有利判釋。隨者二者電阻值越接近，可判釋出夾層之深度逐漸變淺，不能清楚判釋夾層之下層，且夾層厚度逐漸變小；當夾層厚度變厚時，夾層可判釋深度也加深；在施測過程中遭遇雜訊干擾，隨著雜訊增加，造成剖面有跳動現象，但夾層可判釋之深度不受雜訊影響。

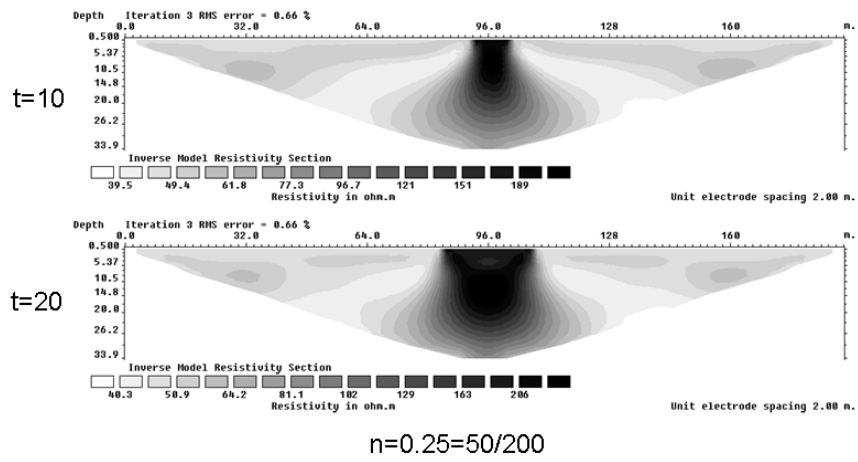


圖 4-23 垂直夾層地層不同夾層厚度比結果( $n=0.25$ )

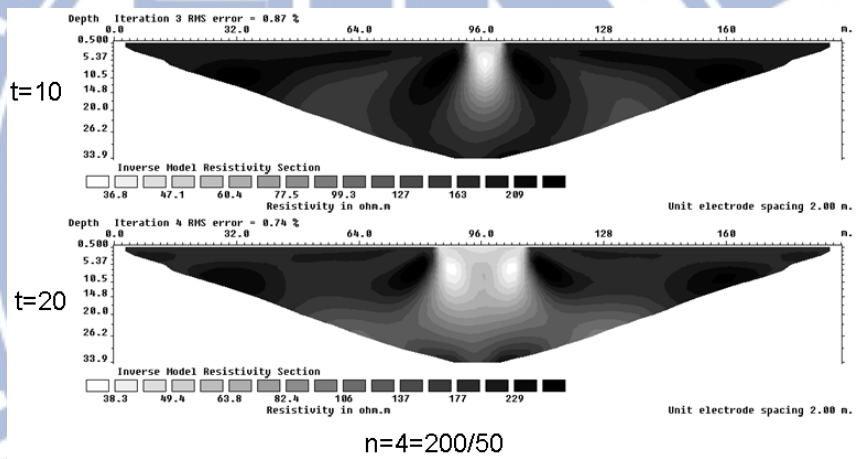


圖 4-24 垂直夾層地層不同夾層厚度比結果( $n=0.4$ )

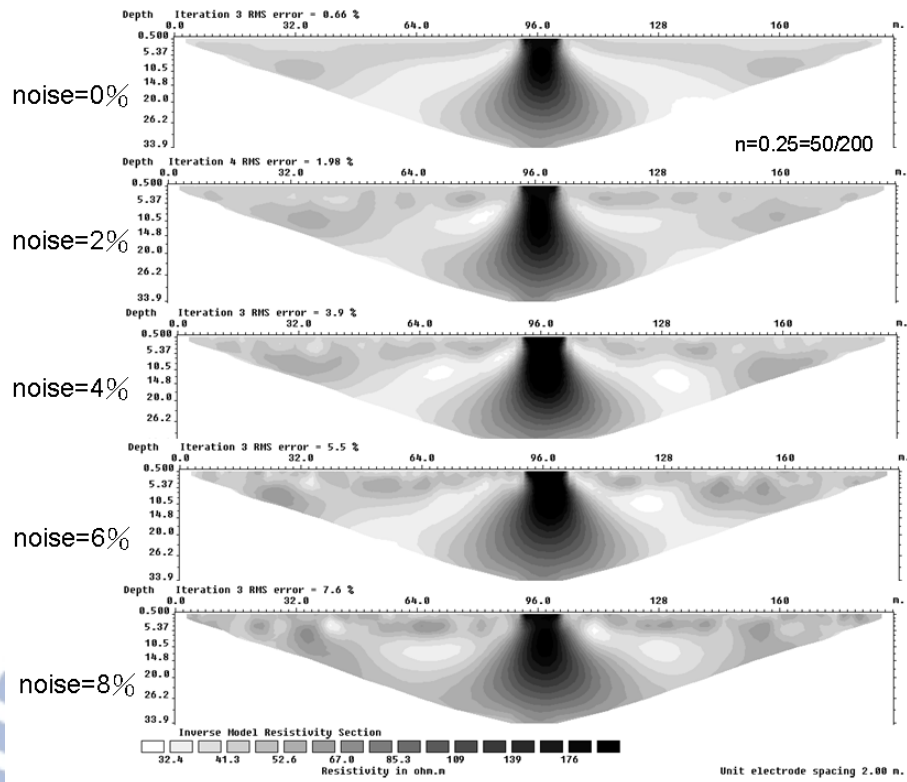


圖 4-25 垂直夾層地層不同雜訊強度比結果(n=0.25)

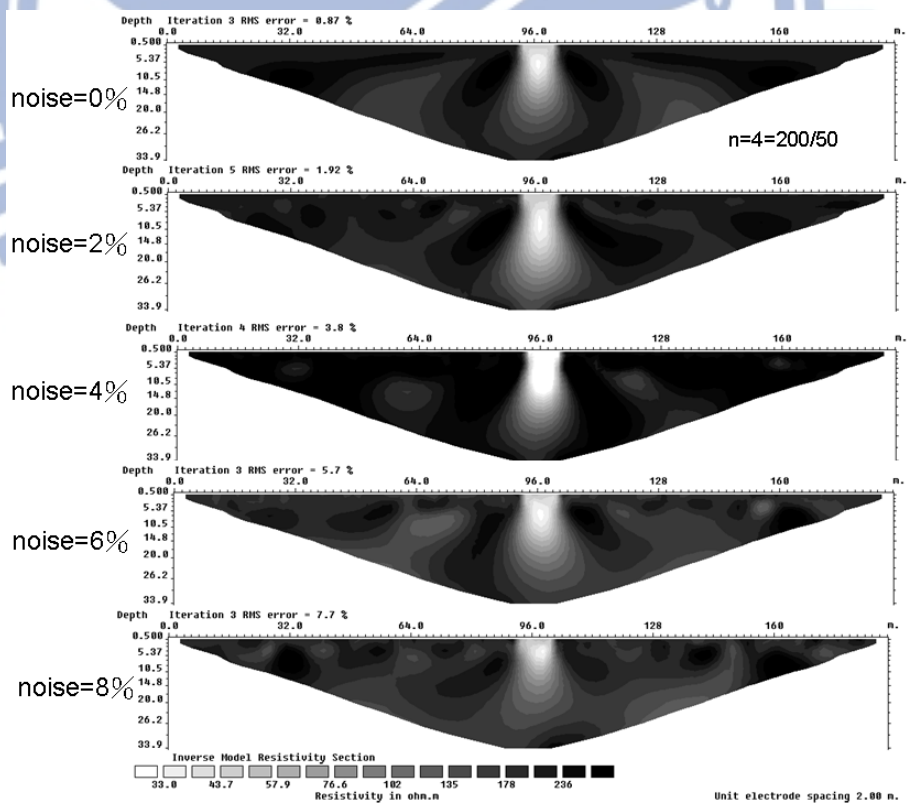


圖 4-26 垂直夾層地層不同雜訊強度比結果(n=4)

#### 4.1.5 複合地層

前幾個小節已討論過水平與垂直層面地層，本節將討論水平與垂直層面共同存在之地層，或地層中存在其他物質，如管線、水溝或地下碉堡等之模擬；因此本研究建立複合地層模型進行分析，於地層中建立正方形均勻物質，此物質之電阻值為  $R_2$ ，背景土層電阻值為  $R_1$ ，分別探討不同電阻率、位於不同深度及不同雜訊強度之結果比較，圖 4-27 為複合地層模型示意圖，表 4-5 為複合地層模型參數說明表。

##### (1) 電阻率比 ( $n=R_1/R_2$ )

為了解複合地層不同電阻率比之電阻剖面圖之差異性，在  $n < 1$  中，本研究固定背景土層  $R_1$  電阻值為 50 ohm-m，分別取  $n=0.1$ 、0.25、0.33、0.66，則物質電阻值  $R_2$  之電阻率分別為 500、200、150 以及 75 ohm-m；在  $n > 1$  中，另固定物質  $R_2$  之電阻率為 50 ohm-m，分別取  $n=10$ 、4、3 及 1.5，則背景土層  $R_1$  分別為 500、200、150 以及 75 ohm-m。

在  $n < 1$  中（物質相對高電阻），其結果如圖 4-28 所示，由圖可發現土層中之物質可清楚判釋，隨  $n$  質變小 ( $R_1$  與  $R_2$  值越接近)，正方形物質有往下趨勢，不論  $n$  值多少正方形物質之面積及下方漸變帶均差不多大，應該是受到正方形物質為高電阻影響；不論  $n$  值多少，

物質中之電阻值均遠低於設定值，因該是受到周邊背景土層電阻值均為低電阻原因之故。由於漸變帶的存在，造成物質下方及附近電阻率值與原設定值有差異。在漸變帶以外區域，背景土層 R1 尚可保持與設定值相同之電阻值，但受高電阻影響，背景土層電阻值有少部分漸變帶出現。

在  $n > 1$  中（物質相對低電阻），其結果如圖 4-29 所示，由圖可發現土層中之物質可清楚判釋，隨  $n$  質變大（R1 與 R2 值越接近），物質下方漸變帶加大且加深，漸變帶寬度由原來 20m 變成 40 m，因漸變帶變寬，造成可判釋之物質面積變大；不論  $n$  值多少，物質中之電阻值均大於設定值，因該是受到周邊背景土層電阻值均為高電阻原因之故。由於漸變帶的存在，造成物質下方及附近電阻率值與原設定值有差異。在漸變帶以外區域，背景土層 R1 均可保持與設定值相同之電阻值。



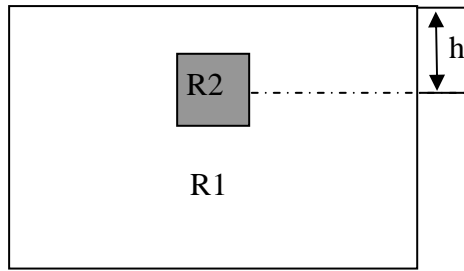


圖 4-27 複合地層模型示意圖

表 4-5 複合地層模型參數說明表

模型	影響因子	n	R1	R2	h	noise	
二維解析能力模型	電阻率比 ( $n=R1/R2$ )	n < 1	0.1	500	10	0	
			0.25	50			200
			0.33				150
			0.66				75
		n > 1	10		500		50
			4	200			
			3	150			
			1.5	75			
	物質中心深度(h)	n < 1	0.25	50	200	10	0
			20				
		n > 1	4	200	50	10	
			20				
	雜訊強度	n < 1	0.25	50	200	10	0%
							2%
4%							
6%							
8%							
n > 1		4	200	50	10	0%	
						2%	
						4%	
						6%	
						8%	

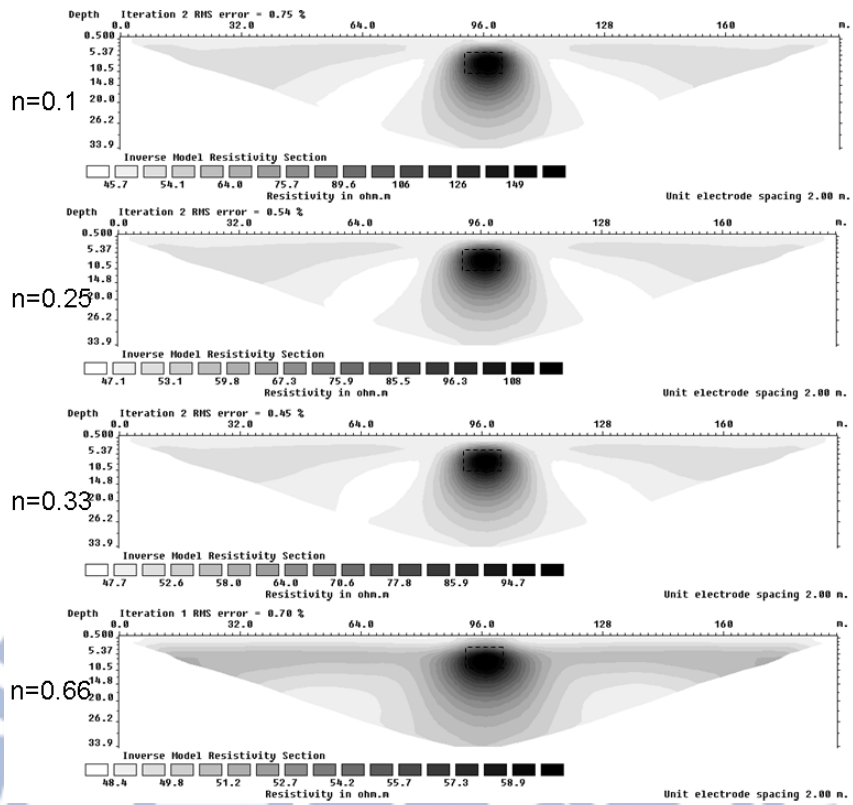


圖 4-28 複合地層不同電阻率比結果( $n < 1$ )

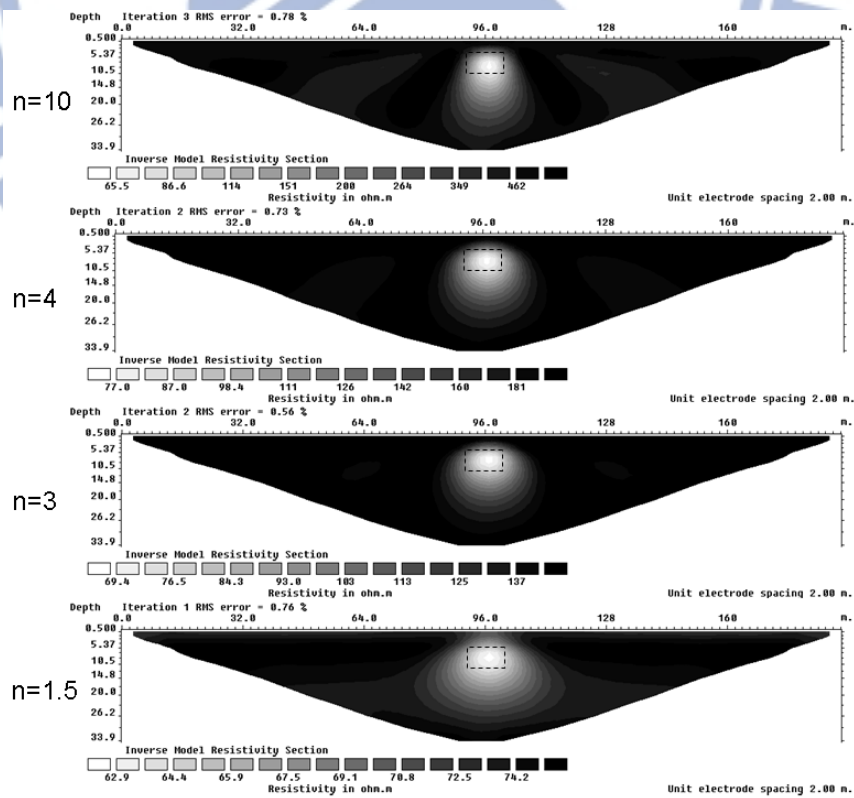


圖 4-29 複合地層不同電阻率比結果( $n > 1$ )

## (2) 物質中心深度

為了解複合地層正方形物質位於不同深度電阻剖面圖之差異性，本研究取  $n=0.25=50/200$  及  $n=4=200/50$ 、正方形物質中心深度分別取  $h=10\text{ m}$  及  $20\text{ m}$  作比較。

在  $n < 1$  中（物質相對高電阻），其結果如圖 4-30 所示，若正方形物質中心往下深至  $20\text{ m}$  位置，由圖可發現物質仍可判釋，但已有些許模糊，因未物質周邊上下左右之區域皆有漸變帶產生；物質電阻值遠低於設定值，已接近背景值，可見高電阻物質在地層深處，會被周邊低電阻區域影響。由於漸變帶範圍變大，在漸變帶以外區域範圍已變小，上層及周界位置均可保持與設定值相同之電阻值。

在  $n > 1$  中（物質相對低電阻），其結果如圖 4-31 所示，若正方形物質中心往下深至  $20\text{ m}$  位置，由圖可發現物質仍可判釋，但面積已變大一倍，物質周邊上下左右之區域皆有漸變帶產生，且影響範圍比  $n < 1$  大；由於漸變帶範圍變大，在漸變帶以外區域範圍已變小，其低電阻值均可保持與設定值相同之電阻值。

## (3) 雜訊強度

為了解雜訊對地電阻剖面的影響，本研究在複合地層模型上

取  $n=0.25=50/200$  及  $n=4=200/50$ ，高斯雜訊(gauss random noise) 分別取  $N=0\%$ 、 $2\%$ 、 $4\%$ 、 $6\%$ 、 $8\%$  作比較。

在  $n < 1$  中 (物質相對高電阻)，其結果如圖 4-32 所示，在  $n > 1$  中 (物質相對低電阻)，其結果如圖 4-33 所示。二者結果皆呈現出因遭遇雜訊干擾，電阻率剖面有不規則跳動現象，隨著雜訊增加，跳動程度越嚴重，但地層中正方形物質仍可判釋不受雜訊影響，物質下方均有相同寬度之漸變帶產生，只是正方形物質之面積亦隨雜訊干擾而變動。

由上述模擬結果可知，在複合地層上不論地層中物質為高或低電阻值，均可清楚判釋出，但物質下方均會產生較大範圍之漸變帶，背景土層為低電阻時，較易受到高電阻之干擾，隨者  $n$  值差異越大，物質更有利判釋。在  $n < 1$  中 (物質相對高電阻)，隨  $n$  質變小 ( $R_1$  與  $R_2$  值越接近)，正方形物質有往下趨勢，不論  $n$  值多少正方形物質之面積均不變；在  $n > 1$  中 (物質相對低電阻)，隨  $n$  質變大，( $R_1$  與  $R_2$  值越接近)，正方形物質之面積隨之變大；若正方形物質中心往下深，物質仍可判釋，但物質周邊漸變帶範圍加大。在施測過程中遭遇雜訊干擾，隨著雜訊增加，造成剖面有跳動現象，且正方形物質之面積亦隨雜訊干擾而變動。

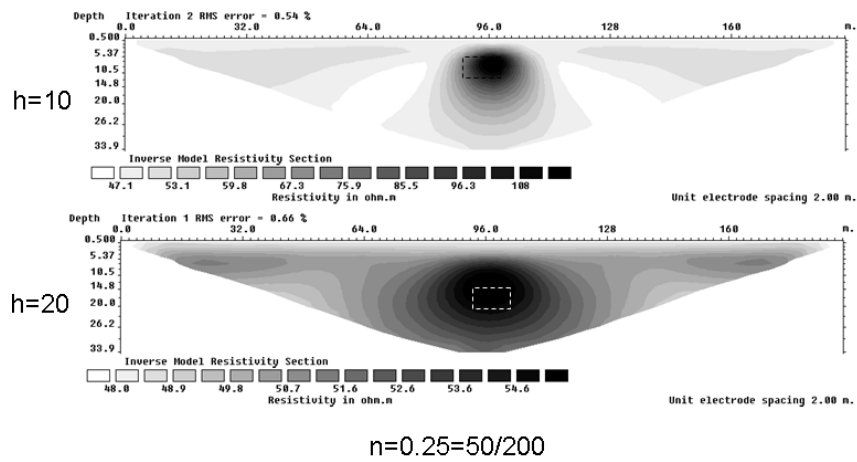


圖 4-30 複合地層物質中心位於不同深度比結果( $n < 1$ )

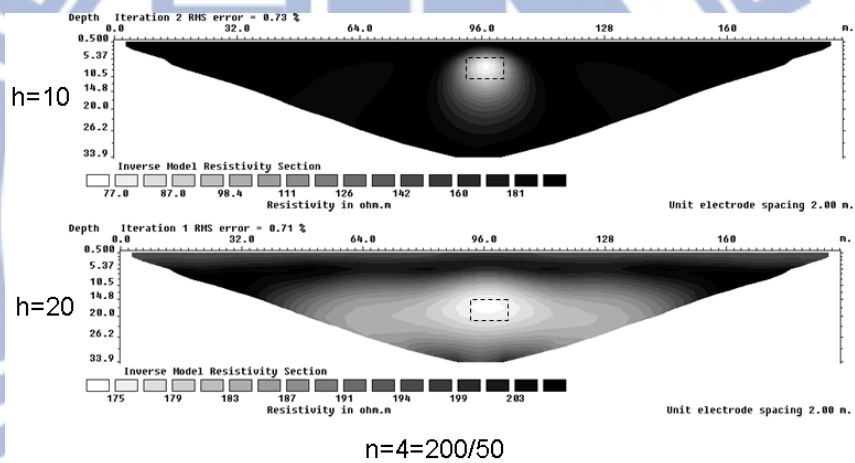


圖 4-31 複合地層物質中心位於不同深度比結果( $n > 1$ )



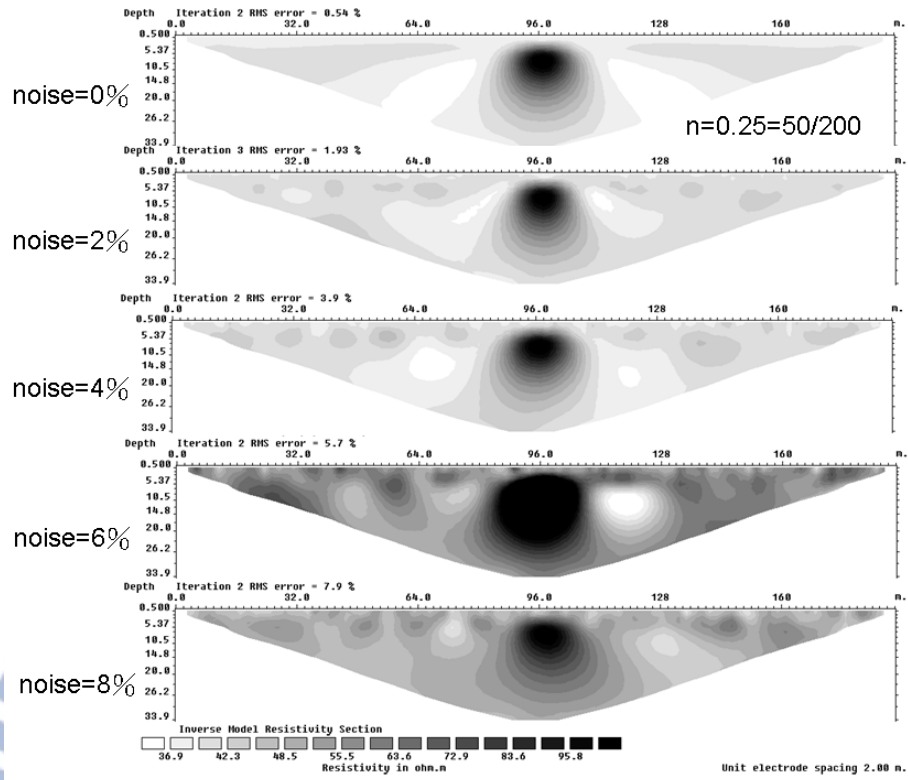


圖 4-32 複合地層不同雜訊強度比結果( $n < 1$ )

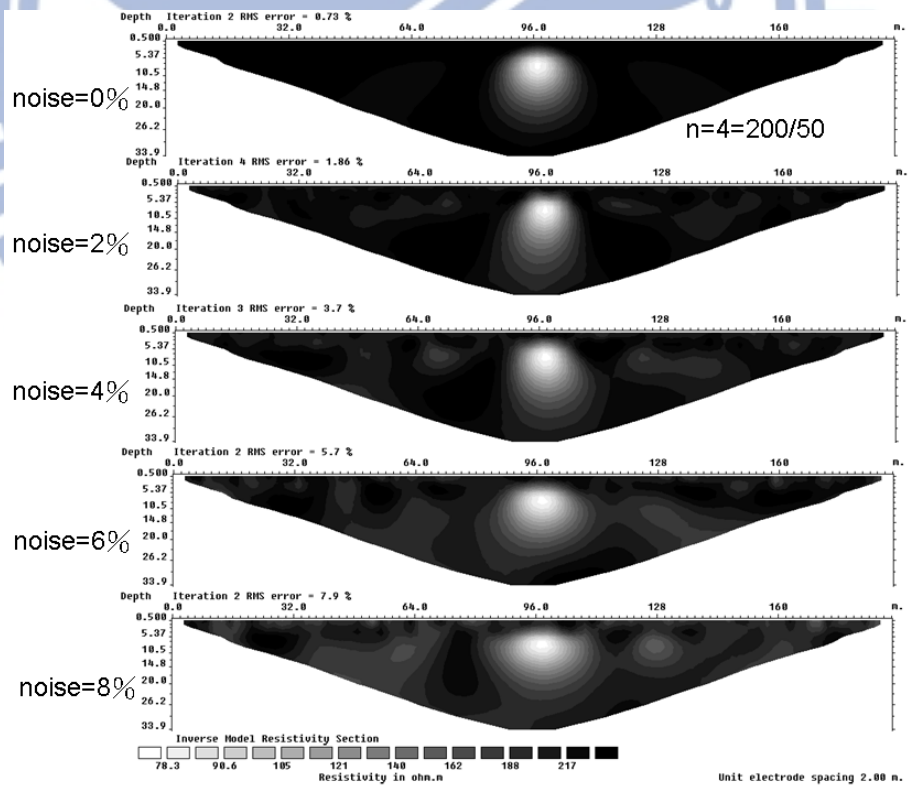


圖 4-33 複合地層不同雜訊強度比結果( $n > 1$ )

#### 4.1.6 傾斜層面地層

前述第三章中本研究以新竹斷層為案例分析，斷層的地質構造常以傾斜層面出現，為了解傾斜層面地電阻剖面解析能力，因此本研究建立傾斜層面地層模型進行分析，層面上層土層之電阻值為  $R_1$ ，下層土層電阻值為  $R_2$ ，分別設定不同電阻率、不同傾斜角度及不同雜訊強度以供比對，基本參考模型之層面深度  $h=20$  m，傾斜角度  $\alpha=60^\circ$ ，雜訊強度  $N=0$ ，分別探討不同電阻率、不同傾斜角度及不同雜訊強度之結果比較，圖 4-34 為傾斜層面地層模型示意圖，表 4-6 為傾斜層面地層模型參數說明表。

##### (1) 電阻率比 ( $n=R_1/R_2$ )

為了解傾斜層面地層不同電阻率比之電阻剖面圖之差異性，在  $n < 1$  中，本研究固定層面上層土層電阻值  $R_1$  為 50 ohm-m，分別取  $n=0.1$ 、0.25、0.33、0.66，則下層土層電阻值  $R_2$  之電阻率分別為 500、200、150 以及 75 ohm-m；在  $n > 1$  中，固定層面下層土層電阻值  $R_2$  為 50 ohm-m，分別取  $n=10$ 、4、3 及 1.5，則上層土層電阻值  $R_1$  之電阻率分別為 500、200、150 以及 75 ohm-m。

在  $n < 1$  中(上層為低電阻)，其結果如圖 4-35 所示，由圖可發現傾斜層面不易判釋，不論  $n$  質多大，於層面附近皆產生漸變帶，由於

漸變帶係由低電阻往高電阻擴散，且漸變帶亦呈現出傾斜狀態，因此，造成傾斜層面不易判釋。在漸變帶以外區域，低電阻區受漸變帶影響，剖面電阻值有局部高於設定值，高電阻區則可保持與設定值相同之電阻值。

在  $n > 1$  中(上層為高電阻)，其結果如圖 4-36 所示，由圖可發現傾斜層面可清楚判釋， $R1$  與  $R2$  值差距越大，傾斜層面越明顯，隨  $n$  質變小( $R1$  與  $R2$  值越接近)，傾斜層面下方漸變帶逐漸變大，下方水平層面逐漸上移，但傾斜角度尚符合設定值。在漸變帶以外區域， $R1$  與  $R2$  之電阻值，亦可符合設定值。

## (2) 傾斜角度

為了解傾斜層面地層不同傾斜角度之電阻剖面圖之差異性，本研究取  $n=0.25=50/200$  及  $n=4=200/50$ 、傾斜角度分別取  $\alpha=60^{\circ}$  及  $\alpha=30^{\circ}$  作比較。

在  $n < 1$  中(上層為低電阻)，其結果如圖 4-37 所示，若傾斜層面傾斜角度降低一半至  $30^{\circ}$  位置，由圖可發現層面雖無法清楚判釋，但層面間之漸變帶亦為傾斜狀態，且層面 6 M 以上可清楚判釋出傾斜狀態，但無法判釋正確傾斜角度，因此仍可初步判釋層面為傾斜層面。

由於漸變帶範圍變大，在漸變帶以外區域範圍已變小，上層及周界位置均可保持與設定值相同之電阻值。

在  $n > 1$  中(上層為高電阻)，其結果如圖 4-38 所示，若傾斜層面傾斜角度降低一半至  $30^\circ$  位置，由圖可發現層面仍可清楚判釋，傾斜層面下方漸變帶變大，下方水平層面由 20 m 上移至 14 m，但傾斜角度尚符合設定值。在漸變帶以外區域，上層高電阻值  $R_1$  設符合設定值，下層低電阻值  $R_2$  受上層高電阻及傾斜層面影響，其電阻值略低於設定值。

#### (4) 雜訊強度

為了解雜訊對地電阻剖面的影響，本研究在傾斜層面地層模型上取  $n=0.25=50/200$  及  $n=4=200/50$ ，高斯雜訊(gauss random noise)分別取  $N=0\%$ 、 $2\%$ 、 $4\%$ 、 $6\%$ 、 $8\%$  作比較。

在  $n < 1$  中(上層為低電阻)，其結果如圖 4-39 所示，因遭遇雜訊干擾，電阻率剖面有不規則跳動現象，隨著雜訊增加，跳動程度越嚴重，傾斜層面則越不明顯。

在  $n > 1$  中(上層為高電阻)，其結果如圖 4-40 所示。因遭遇雜訊干擾，電阻率剖面有不規則跳動現象，隨著雜訊增加，跳動程度越嚴

重，但傾斜層面及角度尚可清楚判釋，只是漸變帶以外區域受雜訊干擾，其電阻值與設定值不同。

由上述模擬結果可知，在傾斜層面地層上若低電阻位於層面之上，受漸變帶影響，傾斜層面不易判釋；若高電阻位於層面之上，則傾斜層面可清楚判釋，R1 與 R2 值差距越大，傾斜層面越明顯。當傾斜角度變小時，傾斜層面更明顯，但低電阻位於層面上層，越深處則不易判釋。在施測過程中遭遇雜訊干擾，隨著雜訊增加，造成剖面有跳動現象，當低電阻位於層面上層時，隨著雜訊增加，傾斜層面已幾乎變成垂直層面。當高電阻位於層面上層時，傾斜層面判釋不受影響，僅電阻值與設定值不同。



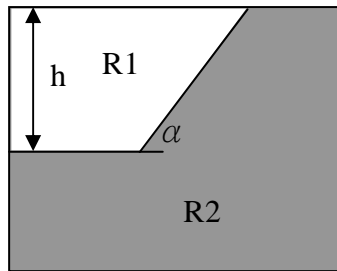


圖 4-34 傾斜層面地層模型示意圖

表 4-6 傾斜層面地層模型參數說明表

模型	影響因子	n	R1	R2	$\alpha$	noise					
傾斜層面模型	電阻率比 ( $n=R1/R2$ )	n < 1	0.1	500	60	0					
			0.25	50			200				
			0.33				150				
			0.66				75				
		n > 1	10		500		50	60			
			4	200							
			3	150							
			1.5	75							
	傾斜角度 ( $\alpha$ )	n < 1	0.25	50	200	60	0				
						30					
		n > 1				60					
						30					
	雜訊強度	n < 1	0.25	50	200	60	0%				
							2%				
							4%				
							6%				
8%											
n > 1							4	200	50	60	0%
											2%
											4%
	6%										
8%											

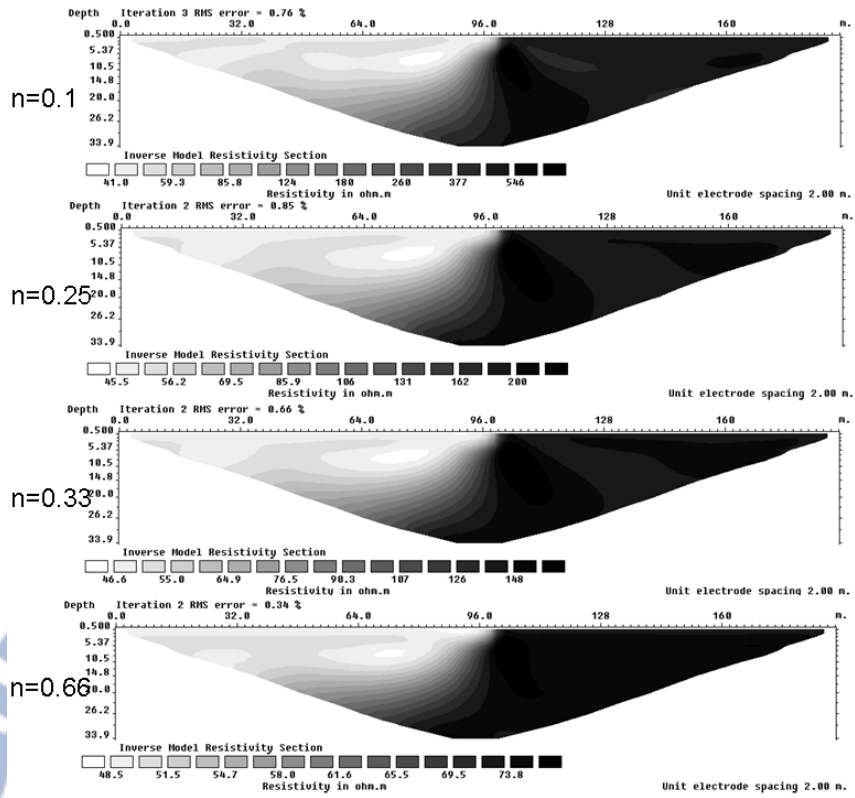


圖 4-35 傾斜層面地層不同電阻率比結果( $n < 1$ )

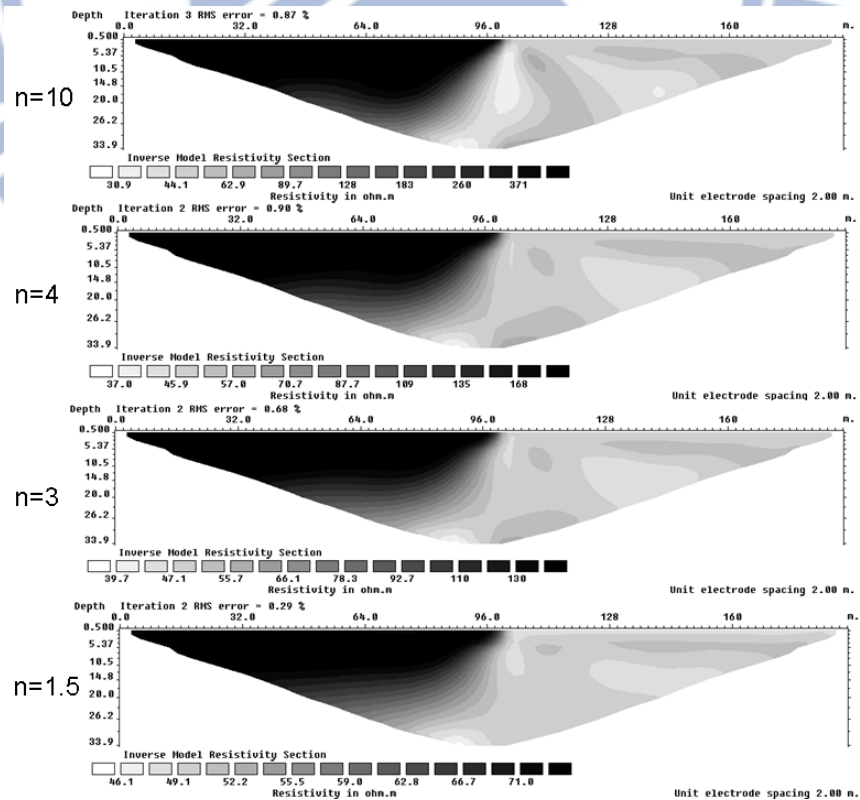
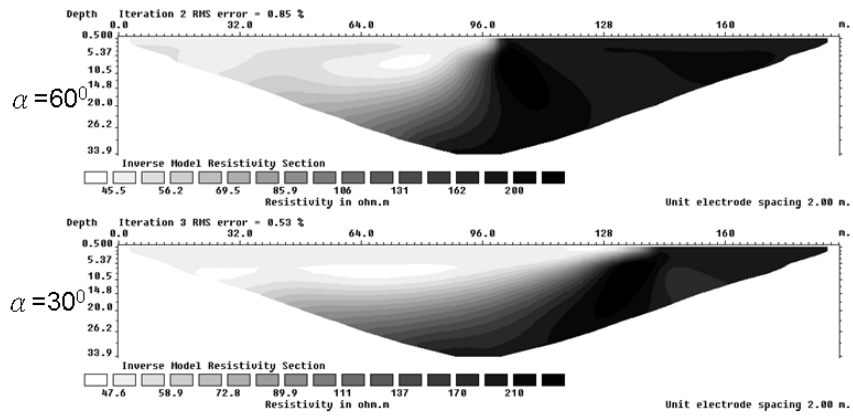
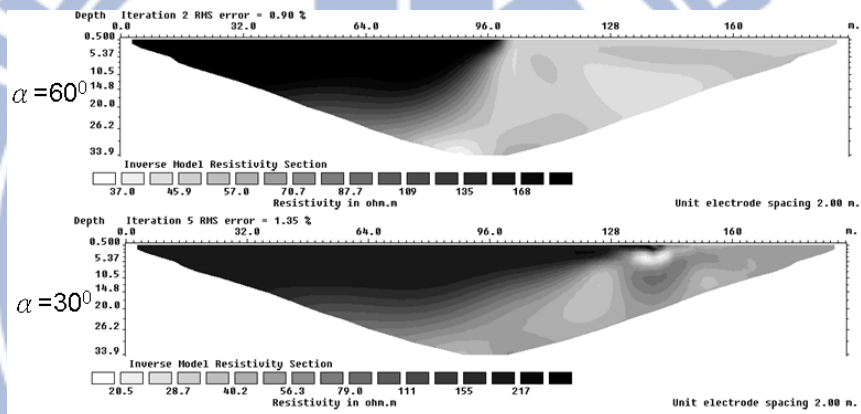


圖 4-36 傾斜層面地層不同電阻率比結果( $n > 1$ )



$$n=0.25=50/200$$

圖 4-37 傾斜層面地層層面不同傾斜角度比結果( $n < 1$ )



$$n=4=200/50$$

圖 4-38 傾斜層面地層層面不同傾斜角度比結果( $n > 1$ )

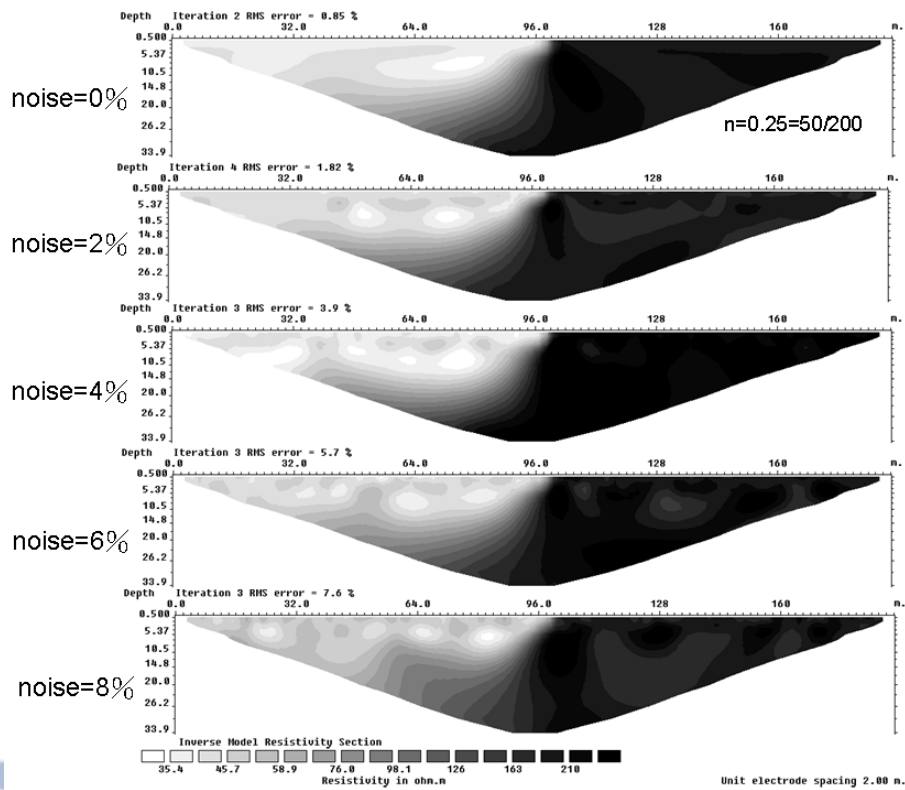


圖 4-39 傾斜層面地層不同雜訊強度比結果( $n < 1$ )

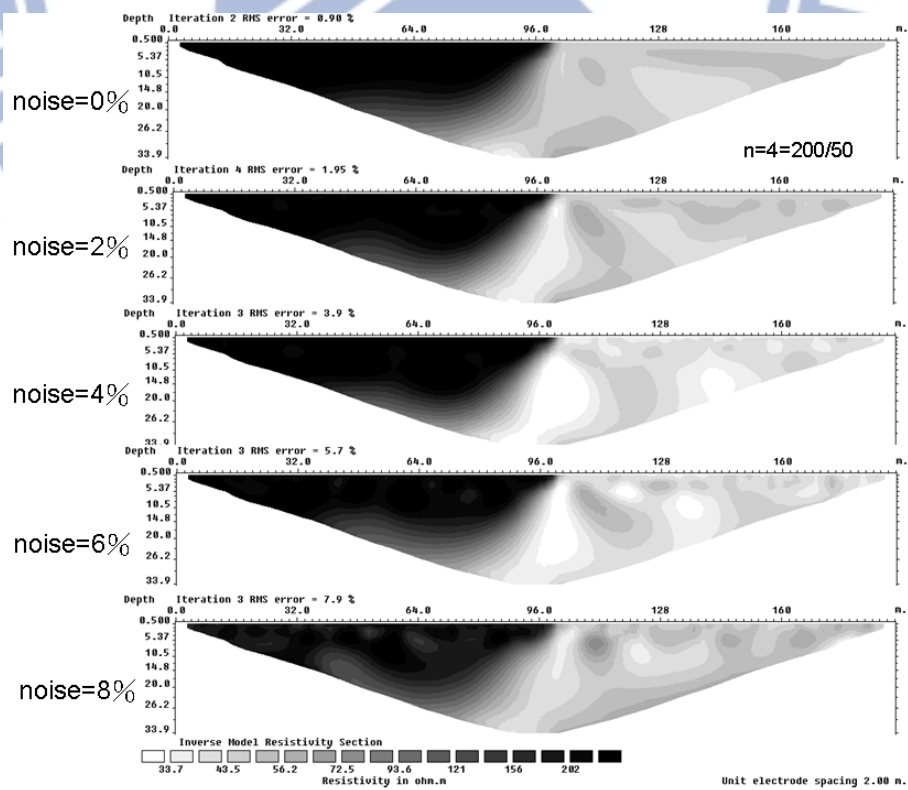


圖 4-40 傾斜層面地層不同雜訊強度比結果( $n > 1$ )

#### 4.1.7 土石夾雜地層

崩積層與土石流常有土石夾雜現象，因此本研究建立土石夾雜地層模型進行分析，以提升此類地層判釋能力。由於土石夾雜層內夾雜大量石塊，因此本研究模型採用馬賽克網格方式配置，以模擬土石夾雜之地層。網格配置以一個介質網格間隔一個背景土層網格，設置三個層次，其中背景土層之電阻值為  $R_1$ ，土層內介質電阻值為  $R_2$ ，分別設定不同電阻率、覆土深度、網格大小、網格間距及雜訊強度以供比對，基本參考模型覆土深度  $h=0$  M，網格面積  $A=2\text{ m}^2$ ，網格間距  $S=2$ 、雜訊強度  $N=0$ ，分別探討不同電阻率、不同覆土深度、不同網格大小與間距及不同雜訊強度之結果比較，圖 4-41 為土石夾雜地層模型示意圖，表 4-7 為土石夾雜地層模型參數說明表。

##### (1) 電阻率比 ( $n=R_1/R_2$ )

為了解土石夾雜地層不同電阻率比之電阻剖面圖之差異性，在  $n < 1$  中，本研究固背景土層電阻值  $R_1$  為 50 ohm-m，分別取  $n=0.1$ 、0.25、0.33、0.66，則介質電阻值  $R_2$  之電阻率分別為 500、200、150 以及 75 ohm-m；在  $n > 1$  中，固定介質電阻值  $R_2$  為 50 ohm-m，分別取  $n=10$ 、4、3 及 1.5，則背景土層電阻值  $R_1$  之電阻率分別為 500、200、150 以及 75 ohm-m。



在  $n < 1$  中（介質相對高電阻），其結果如圖 4-42 所示，由圖可發現第一層的高電阻介質可清楚判釋，但介質面積變小，第二層及第三層的介質已被模糊化無法判釋，剖面呈現出帶狀現象，介質的電阻值被背景電阻值取代，第一層介質的電阻值明顯低於設定值，隨者  $R1$  與  $R2$  差異越大，高電阻值下降越快速，介質下方的低電阻值，也因上層高電阻介質之影響，電阻值差異性變大。

在  $n > 1$  中（介質相對低電阻），其結果如圖 4-43 所示，由圖可發現第一層的低電阻介質可清楚判釋，且其電阻值與設定直接近，但介質面積變小；第二層及第三層的介質已被模糊化無法判釋，剖面呈現出帶狀現象，第二層介質的電阻值被背景電阻值取代，第三層介質呈現帶狀的低電阻值。介質以下的背景高電阻區，不論  $n$  值多少，皆與設定值接近，但隨著  $R1$  與  $R2$  差異越大，高電阻區剖面變化亦越大。



圖 4-41 土石夾雜地層模型示意圖

表 4-7 土石夾雜地層模型參數說明表

模型	影響因子	n		R1	R2	h	A	S	noise
馬賽克模型	電阻率比 ( $n=R1/R2$ )	n < 1	0.1	50	500	0	2*2	2	0
			0.25		200				
			0.33		150				
			0.66		75				
		n > 1	10	500	50	0	2*2	2	0
			4	200					
			3	150					
			1.5	75					
	覆土深度 (H)	n < 1	0.25	50	200	0	2*2	2	0
						10			
		n > 1	4	200	50	0			
						10			
	網格大小 (A)	n < 1	0.25	50	200	0	2*2	2	0
							4*4		
		n > 1	4	200	50	0	2*2		
							4*4		
	網格間距 (S)	n < 1	0.25	50	200	0	2*2	2	0
		n > 1	4	200	50			4	
	雜訊強度	n < 1	0.25	50	200	0	2*2	2	0%
									2%
4%									
6%									
8%									
n > 1		4	200	50	0	2*2	2	0%	
								2%	
								4%	
								6%	
								8%	

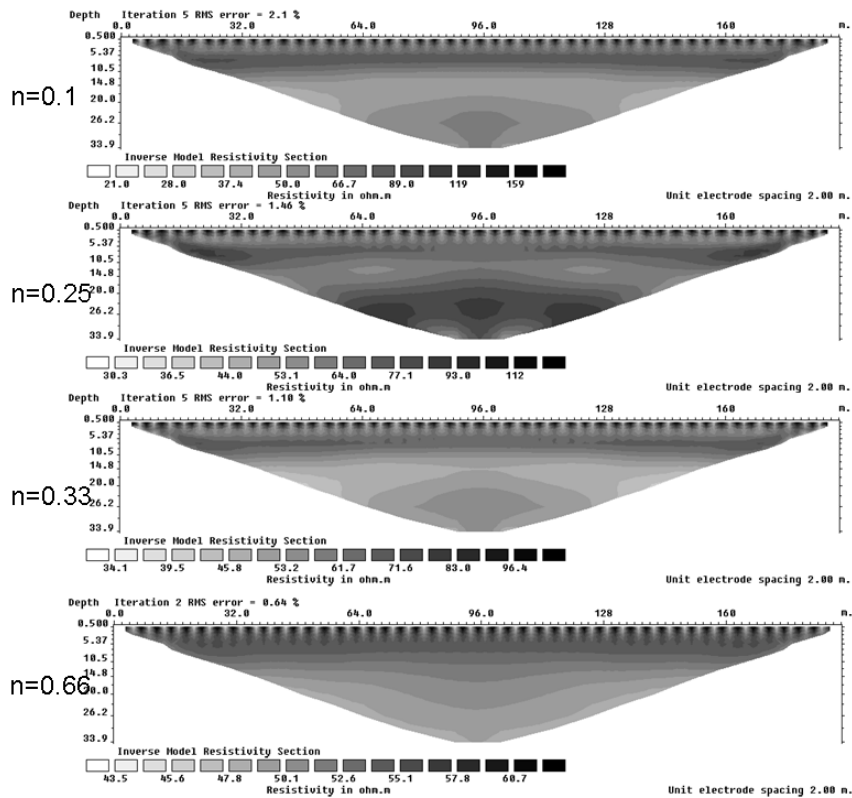


圖 4-42 土石夾雜地層不同電阻率比結果( $n < 1$ )

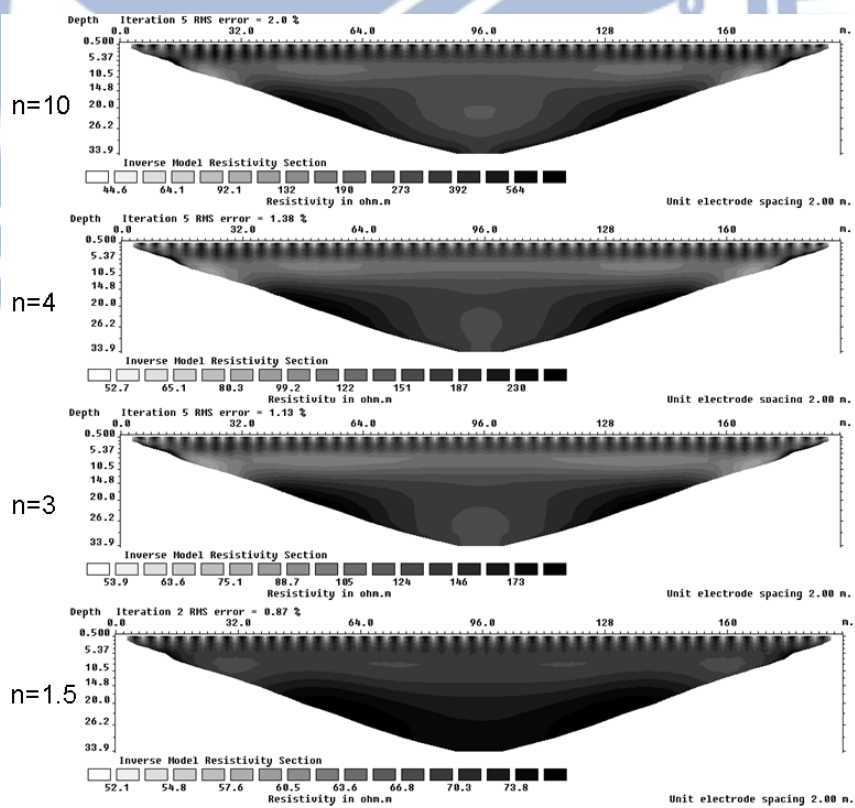


圖 4-43 土石夾雜地層不同電阻率比結果( $n < 1$ )

## (2) 覆土深度

為了解土石夾雜地層不同覆土深度之電阻剖面圖之差異性，本研究取  $n=0.25=50/200$  及  $n=4=200/50$ 、覆土深度分別取  $H=0\text{ m}$  及  $H=10\text{ m}$  作比較。

在  $n < 1$  中（介質相對高電阻），其結果如圖 4-44 所示，在  $n > 1$  中（介質相對低電阻），其結果如圖 4-45 所示，若覆土深度加深至地下 10 m 位置，由二張圖可發現位於深處之介質已完全無法判釋，正方形之介質已變成層狀土層，在  $n < 1$  中（介質相對高電阻），高電阻之介質已變成高電阻層狀土層，厚度接近設定值，但電阻值遠低於設定值；在  $n > 1$  中（介質相對低電阻），低電阻之介質已變成低電阻層狀土層，但厚度由 10 m 變成 25 m，電阻值遠高於設定值。

## (3) 網格大小

為了解土石夾雜地層不同網格大小之電阻剖面圖之差異性，本研究取  $n=0.25=50/200$  及  $n=4=200/50$ 、網格大小分別取  $A=2*2$  及  $A=4*4$  作比較。

在  $n < 1$  中（介質相對高電阻），其結果如圖 4-46 所示，在  $n > 1$  中（介質相對低電阻），其結果如圖 4-47 所示，若網格面積加大一倍

由  $A=2*2$  至  $A=4*4$ ，由二張圖可發現介質面積加大，可增加第一層介質之解析能力，但對第二層及第三層之解析能力依然無幫助，在  $n < 1$  中（介質相對高電阻），介質之電阻值已有提高，但仍低於設定值，背景之低電阻區雖有漸變帶產生，但電阻值仍接近設定值；在  $n > 1$  中（介質相對低電阻），低電阻的介質，電阻值接近設定值，因網格面積加大，高電阻區產生較大漸變帶。

#### (4) 網格間距

為了解土石夾雜地層不同網格間距之電阻剖面圖之差異性，本研究取  $n=0.25=50/200$  及  $n=4=200/50$ 、網格間距分別取  $S=2\text{ m}$  及  $S=4\text{ m}$  作比較。

在  $n < 1$  中（介質相對高電阻），其結果如圖 4-48 所示，在  $n > 1$  中（介質相對低電阻），其結果如圖 4-49 所示，若網格間距加大一倍由  $A=2\text{ m}$  至  $A=4\text{ m}$ ，由二張圖可發現網格間距加大，第一層介質之解析能力更增加，但對第二層及第三層之解析能力依然無幫助，呈現層狀土層狀態。在  $n < 1$  中（介質相對高電阻），介質之電阻值遠低於設定值，背景之低電阻區漸變帶變小，電阻值更接近設定值；在  $n > 1$  中（介質相對低電阻），低電阻的介質，電阻值接近設定值，但面積變小，高電阻區產生較小漸變帶，下方電阻值接近於設定值。



## (5) 雜訊強度

為了解雜訊對地電阻剖面的影響，本研究在土石夾雜地層模型上取  $n=0.25=50/200$  及  $n=4=200/50$ ，高斯雜訊(gauss random noise) 分別取  $N=0\%$ 、 $2\%$ 、 $4\%$ 、 $6\%$ 、 $8\%$  作比較。

在  $n < 1$  中（介質相對高電阻），其結果如圖 4-50 所示，在  $n > 1$  中（介質相對低電阻），其結果如圖 4-51 所示，二張圖結果可發現因遭遇雜訊干擾，電阻率剖面有不規則跳動現象，隨著雜訊增加，跳動程度越嚴重，電阻值也與設定值不同，第二層及第三層介質原剖面結果為層狀土層，隨著雜訊增加，也產生扭曲變形，但第一層的介質仍可清楚判釋出。

由上述模擬結果可知，在土石夾雜地層上第一層之介質皆可被清楚判釋出，第二層以後之介質，則被模糊化以帶狀層次出現。 $n > 1$ （介質相對低電阻）比  $n < 1$ （介質相對高電阻）解析能力佳。當覆土深度加深，發現位於深處之介質已完全無法判釋，正方形之介質已變成層狀土層。當網格面積加大，發現可增加第一層介質之解析能力，但對第二層及第三層之解析能力依然無幫助。當網格間距加大，發現第一層介質之解析能力更增加，但對第二層及第三層之解析能力依然無幫助，呈現層狀土層狀態。隨著雜訊增加，造成剖面有跳動現

象，也產生剖面扭曲變形，但第一層的介質仍可清楚判釋出。

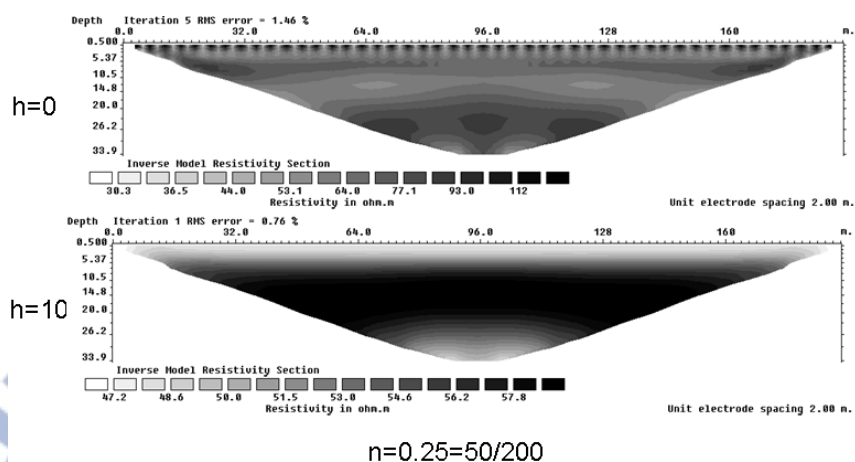


圖 4-44 土石夾雜地層不同覆土深度比結果( $n < 1$ )

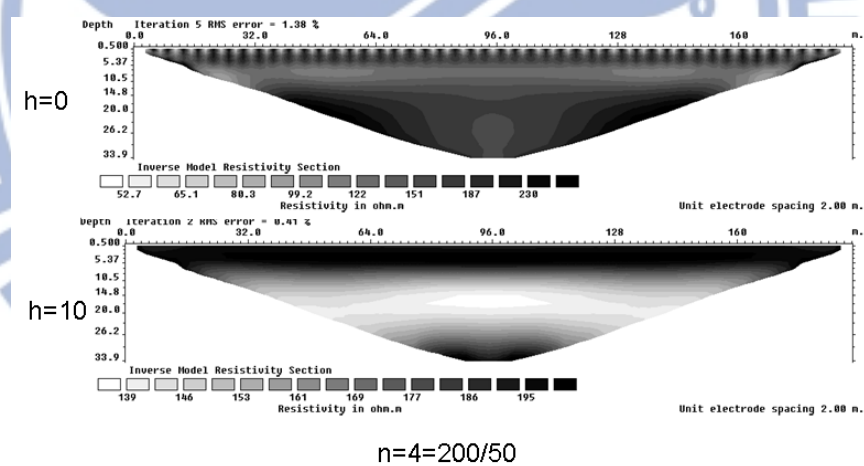
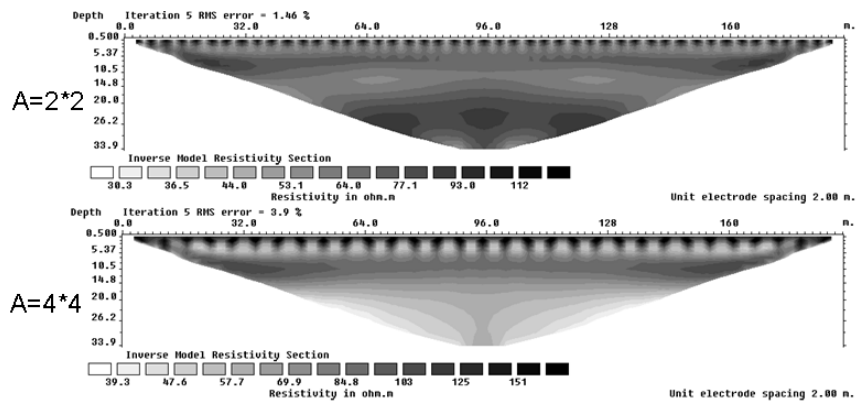
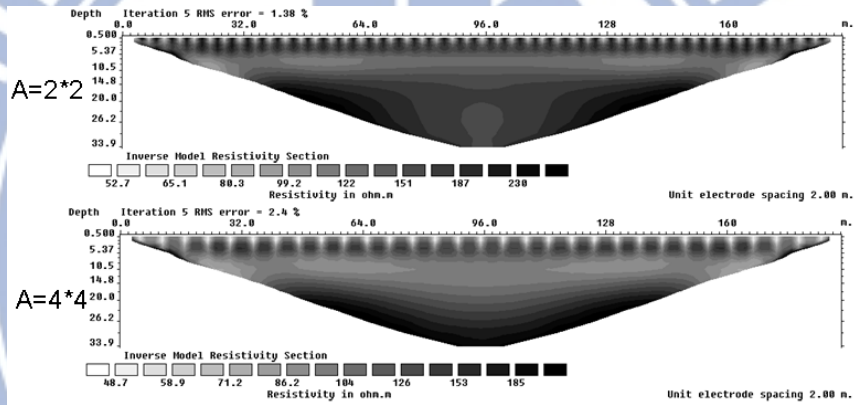


圖 4-45 土石夾雜地層不同覆土深度比結果( $n > 1$ )



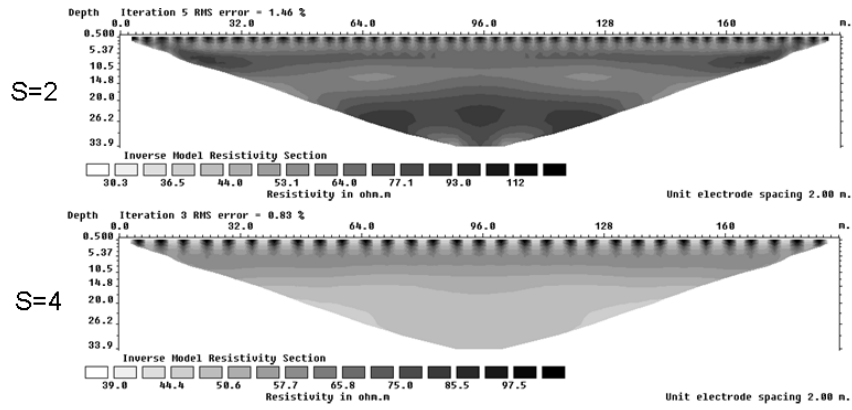
$$n=0.25=50/200$$

圖 4-46 土石夾雜地層不同網格面積比結果( $n < 1$ )



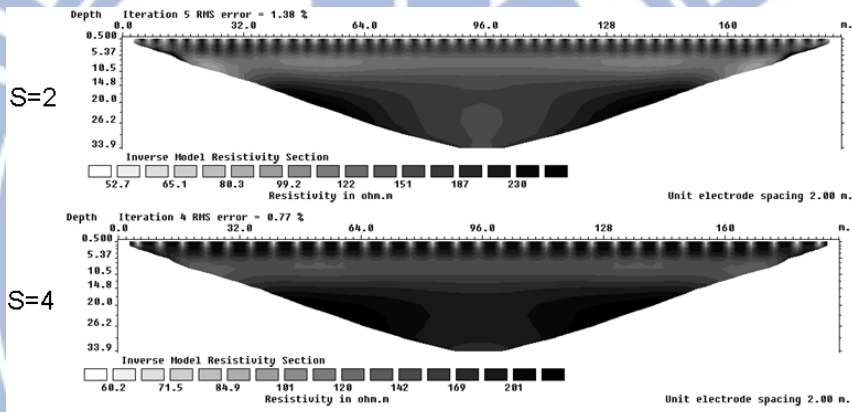
$$n=4=200/50$$

圖 4-47 土石夾雜地層不同網格面積比結果( $n > 1$ )



$$n=0.25=50/200$$

圖 4-48 土石夾雜地層不同網格間距比結果( $n < 1$ )



$$n=4=200/50$$

圖 4-49 土石夾雜地層不同網格間距比結果( $n > 1$ )

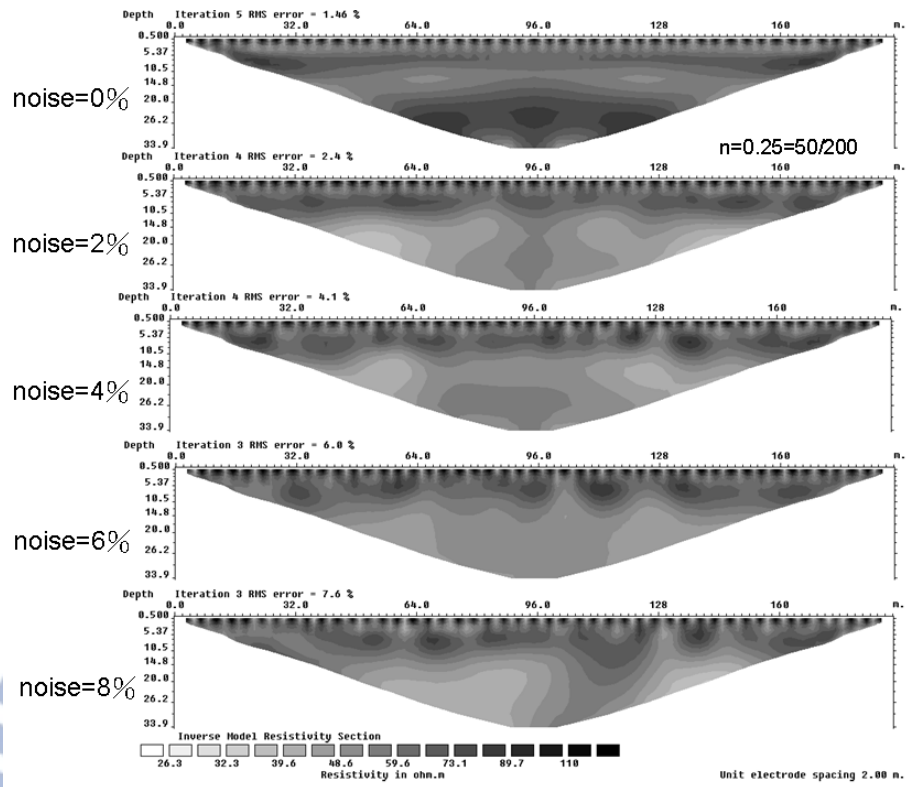


圖 4-50 土石夾雜地層不同雜訊強度比結果( $n < 1$ )

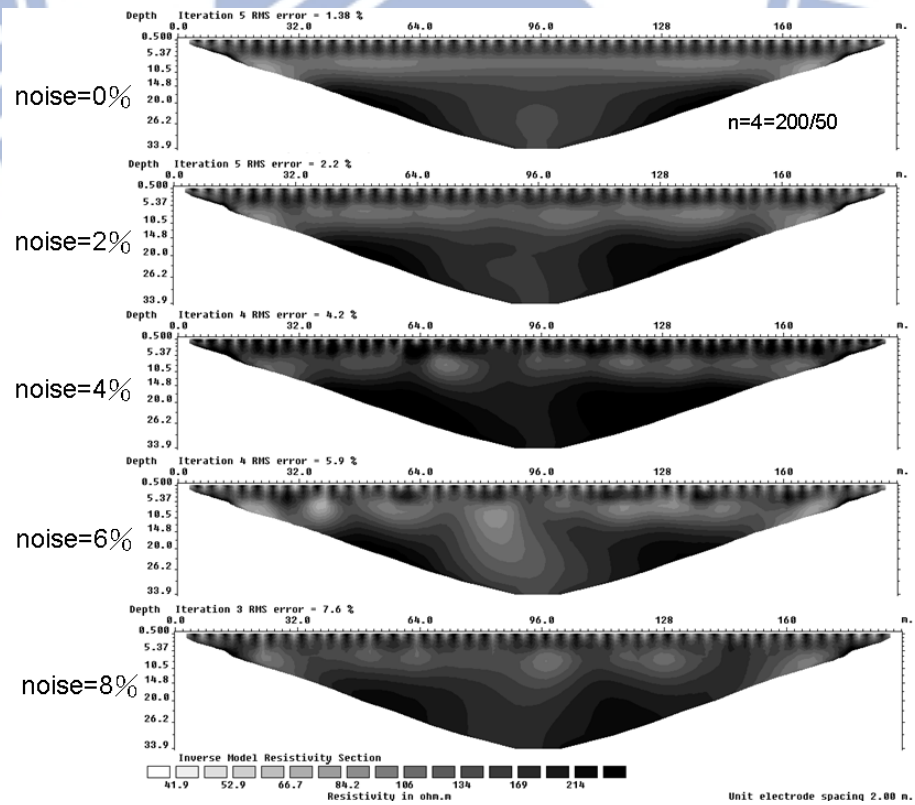


圖 4-51 土石夾雜地層不同雜訊強度比結果( $n > 1$ )



## 4.2 地電阻影像評價分析

### 4.2.1 靈敏度方程式之應用(Quantitative appraisal)

一條二維地電阻測線透過電極棒不同的排列方式，可以收集到至少百點以上地底下不同位置的資料，而這些資料透露出很多地底下有趣的現象；因此，對於這些從地底下收集的資料而形成的地電阻剖面圖在解析能力上、圖面現象的判讀上，我們可信任的程度有多少？為了得到這些問題的答案，必須進行模型的反算及評估分析。從上述 4.1 節的探討可定性了解，在不同地層構造下的解析能力，在未預先得知地層構造型態下定量的評估方法已有相關的學者提出，如 model resolution matrix (Oldenburg and Li, 1999), cumulate sensitivity matrix (Friedel, S., 2003) 及 depth of investigation index (Nguyen et. al., 2009; Oldenborger and Routh, 2009)。這些學者所提出的評析方法主要還是針對這些非線性的反算問題，利用線性化方法進行評價分析。在 Geotomo Res2dinv software(2007)也內建一類似評析功能，將反算成果的可信度以靈敏度剖面呈現出，靈敏度值越高，表示剖面上的電阻率值更能信任。即在軟體中進行現地量測資料的反算，靈敏度值會取反算過程最後一次迭代的 Jacobian matrix，此矩陣的值即為模型內各方格 (cells) 的靈敏度。圖 4-52 為模型靈敏度剖面示意圖。

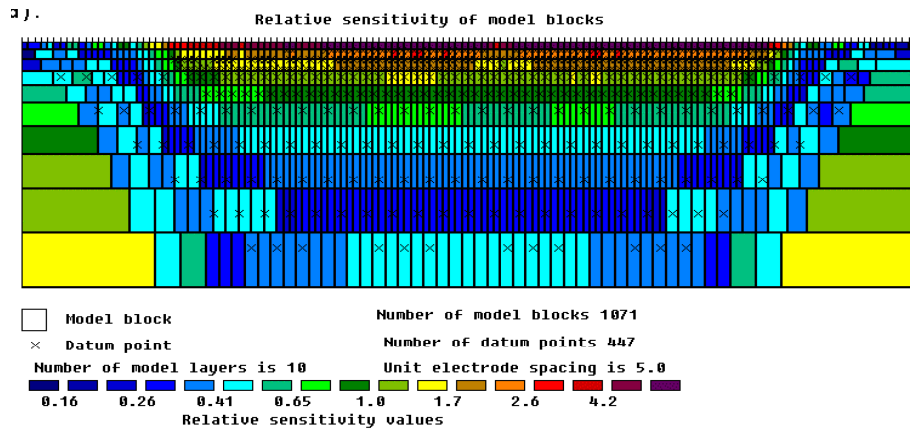


圖 4-52 模型靈敏度剖面示意圖

對於求解非線性的反算問題，求解的基本步驟是先建立初始模型，透過不斷迭代計算，而得到一種改進過的適合模型。在線性分析中，Frechet derivative 就是在扮演模型與模型間變化連結的角色，McGillivray and Oldenborger (1990)提出靈敏度方程式可以以 Frechet derivative 來定義。在一些簡單一維的情況下，Frechet derivative 的解析解可以求得，但在某些複雜的問題，可能無法求出其解析解，必須藉由假設參數模型及數值解析法來求解靈敏度值。

假設在均質均向介質的半無限域內，電流極 C1 位在(0, 0, 0)，電位極 P1(a, 0, 0)，電流極 C2 與電位極 P2 在無窮遠處，在 C1 產生 1 安培的電流，任意一個點(x, y, z)上  $d\tau$  小體積內的電阻率做微量的改變  $\delta\rho$ ，如圖 4-53。產生的電位變化  $\delta V$  與電阻率變化的比值定義為靈敏度方程式。

$$\frac{\delta V}{\delta\rho} = \int \frac{1}{4\pi^2} \frac{x(x-a) + y^2 + z^2}{[x^2 + y^2 + z^2]^{1.5} [(x-a)^2 + y^2 + z^2]^{1.5}} dx dy dz \quad (4.1)$$

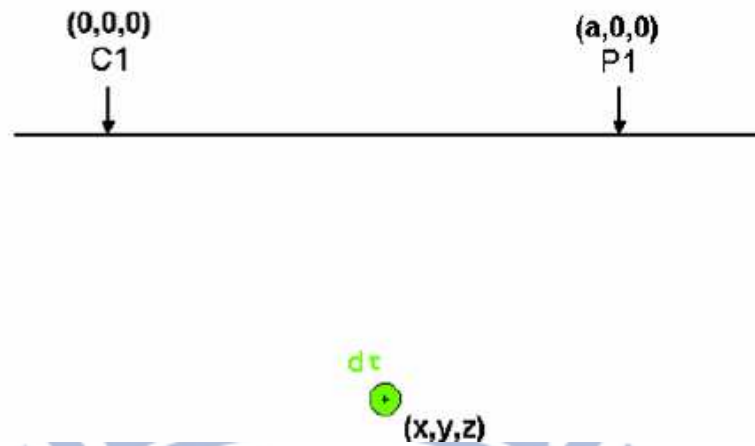


圖 4-53 靈敏度方程式推導假設地層

在非均質地層中，Geotomo Res2dinv software(2007)靈敏度值取反算過程最後一次迭代的 Jacobian matrix，如公式(2)，此矩陣的值即為模型內各方格(cells)的靈敏度。因此，非均質非均向地層靈敏度值實際上即是由 Frechet derivative 值的積分而成的 Jacobian matrix，由於設定模型係分割成許多方格，其大小由淺至深逐漸變大，因此，Jacobian matrix 的值受方格深淺影響，且其 Jacobian matrix 值係取每個方格的絕對值的總和。

$$f = f^0 + \sum_j^n \frac{\partial f}{\partial q_j} \Big|_{q=q^0} (q_j - q_j^0)$$

or

$$f = f^0 + J\Delta q \quad ; \quad J_{ij} = \frac{\partial f_i}{\partial q_j}$$

(4.2)

其中 Jacobian  $J_{ij} = \frac{\partial f_i}{\partial q_j}$  之值即為靈敏度、 $q$  為模型參數行向量、 $f$  為反應函數行向量、 $\Delta q$  等於參數改進向量

對於靈敏度值的求解，已有學者提出(Mcgillivray and Oldenburg 1990)，包含有限插分法求近似解 (finite-difference approximations)、利用邊界值問題求近似解 (boundary-value problem) 及利用格林函數求近似解 (adjoint Green's function problem) 等方法。

以下分別就本研究新竹斷層調查及新山水庫滲漏調查二案例，說明其靈敏度剖面成果，及其對二維地電阻剖面在可信任度上可提供的幫助。

圖 4-54、圖 4-55 及圖 4-56 分別為為新竹斷層三姓公溪、竹北六家及經國橋下三處反算後地電阻剖面圖及其靈敏度剖面圖；圖 4-57、圖 4-58 及圖 4-59 分別為新山水庫壩頂、殼層及左山脊三測線反算後地電阻剖面圖及其靈敏度剖面圖。

由圖 4-54 靈敏度剖面圖顯示，靈敏度值普遍不高，未能突顯傾斜地層之可信度；整體而言，在左上角高電阻區之靈敏度值較高，顯示該高電阻區域較為可信。圖 4-55 靈敏度剖面圖顯示，高靈敏度值



集中在地表至地下約 25 m 之間，顯示該區淺層應為低電阻區，由於低電阻區電流流動能力較佳，靈敏度值亦較高；在高電阻區傾斜層面之靈敏度值亦高，因此，在斷層調查上可從此處再加強調查確認。圖 4-56 靈敏度剖面圖顯示，僅地表位置有較高靈敏度值，其餘均偏低，因此，可信度較不高。圖 4-57 靈敏度剖面圖顯示，高靈敏度值集中在地表至地下約 7 m 之間，顯示該區二處低電阻區可信度高，其餘深度越深則靈敏度值越小。圖 4-58 靈敏度剖面圖顯示，在二處低電阻區靈敏度值偏低無特別偏高。圖 4-59 靈敏度剖面圖顯示，未能突顯左上側低電阻區之可信度。

綜上所述，靈敏度剖面具有一相同特性，靈敏度值的趨勢為淺層靈敏度值極高，隨著深度越深，靈敏度值漸小。隨著地層的變化，如層面等，靈敏度值會有不同的變化，如圖 4-60 為取新竹斷層調查測線中心位置靈敏度值與深度變化之一維剖面圖，(a)(b)(c)三圖均顯示相同變化趨勢，即淺層靈敏度值極高，隨著深度越深，靈敏度值漸小。Loke(2003)說明在地表處靈敏度值會較高，主要因為靈敏度方程式設定在電極棒附近有較大的值；另在剖面邊界及最底部也會有較大靈敏度值出現，因為不論採用有限差分法或有限元素法進行反算，都會利用網格進行分析，而此剖面網格在邊界處及底部均較大。



靈敏度剖面可提供對於二維地電阻剖面在可信度上，具有參考之價值，但卻無法顯示反算結果可能招受到的扭曲情形；同時最重要的一點，該值無法提供具體的資訊以利工程上做直覺的判斷。因此，本研究將於下節中提出建立正算模型方式，藉由正算模型定性的探討施測結果的可信度。

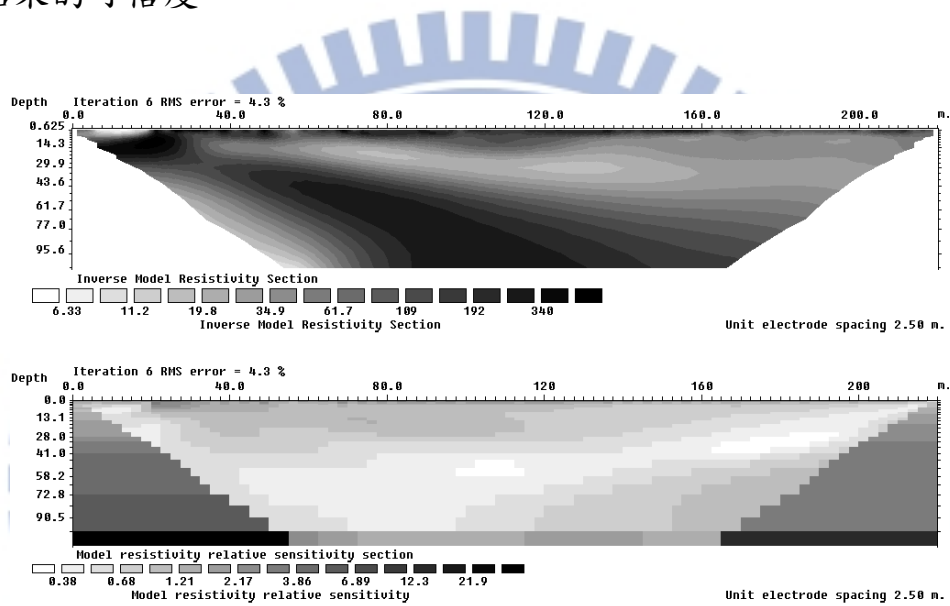


圖 4-54 三姓公溪地電阻剖面圖及靈敏度剖面圖

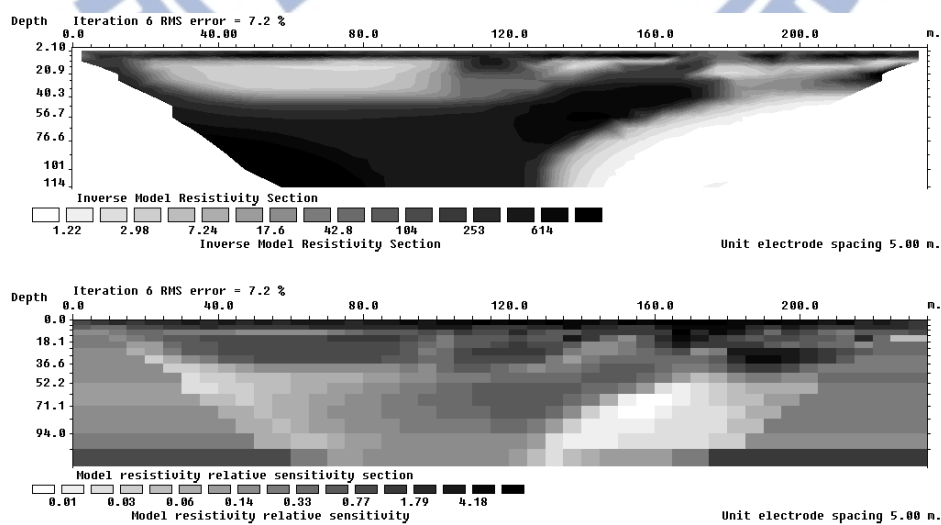


圖 4-55 竹北六家地電阻剖面圖及靈敏度剖面圖

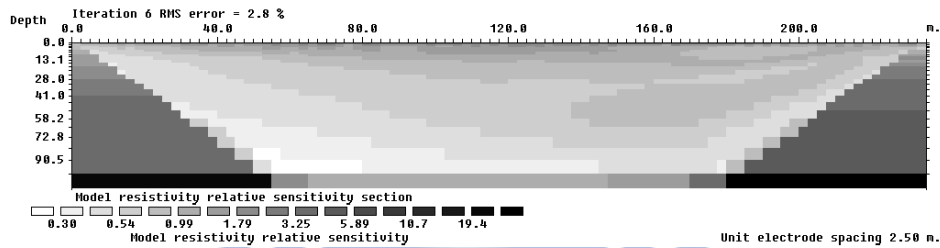
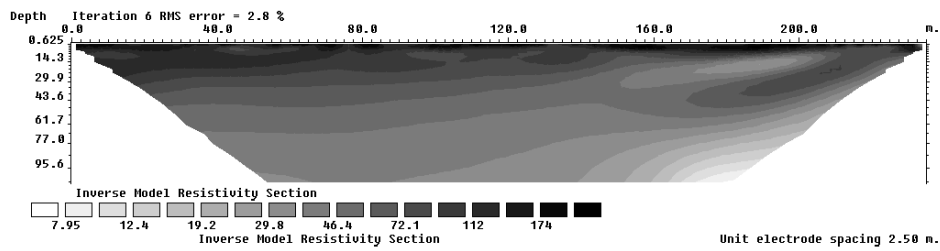


圖 4-56 經國橋下地電阻剖面圖及靈敏度剖面圖

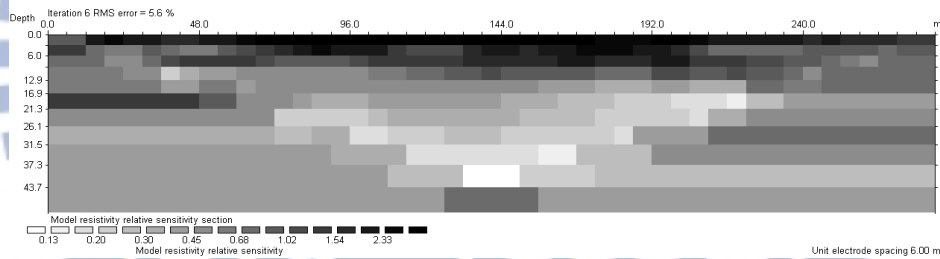
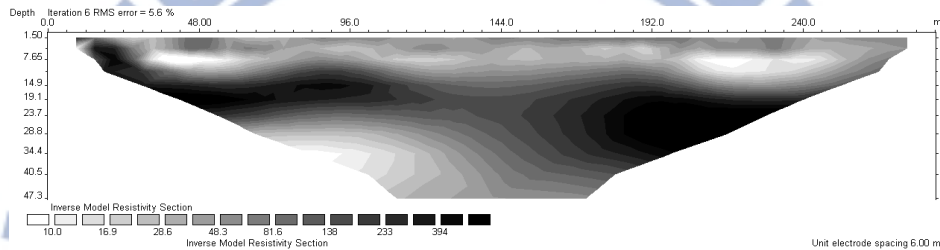


圖 4-57 壩頂測線 A 地電阻剖面圖及靈敏度剖面圖

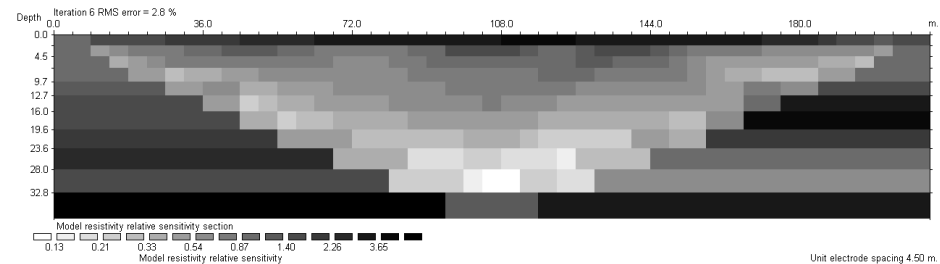
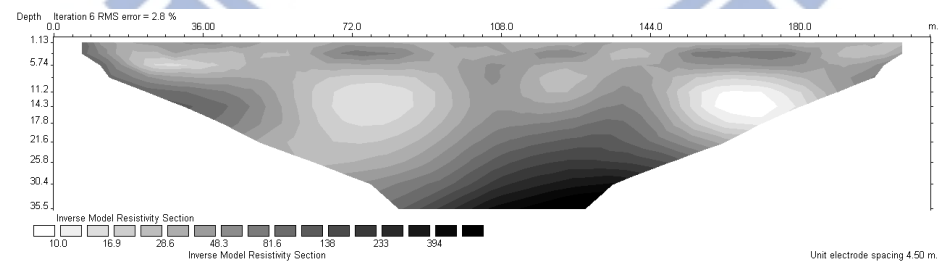


圖 4-58 殼層測線 B 地電阻剖面圖及靈敏度剖面圖

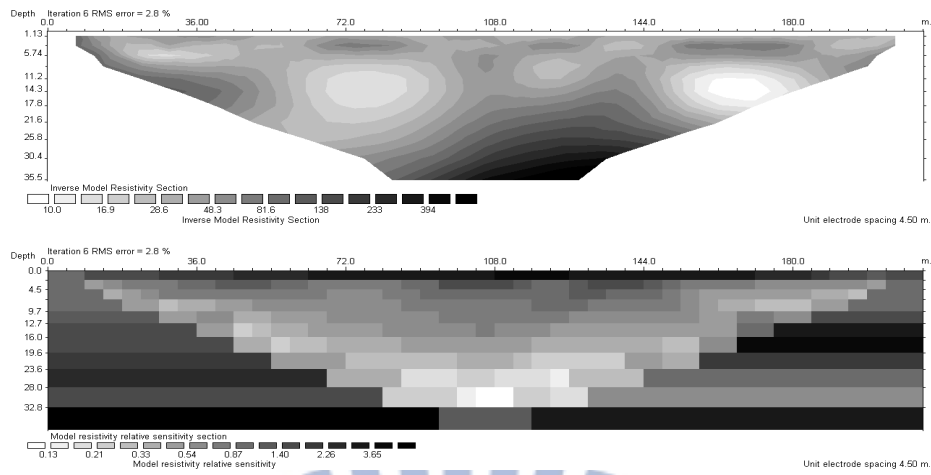
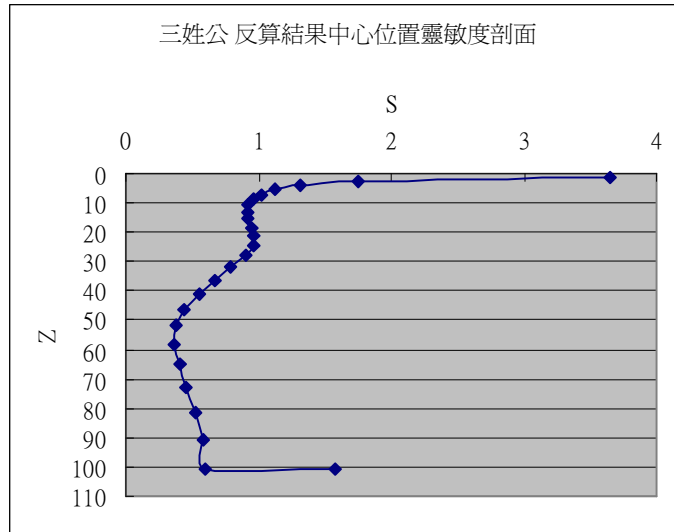
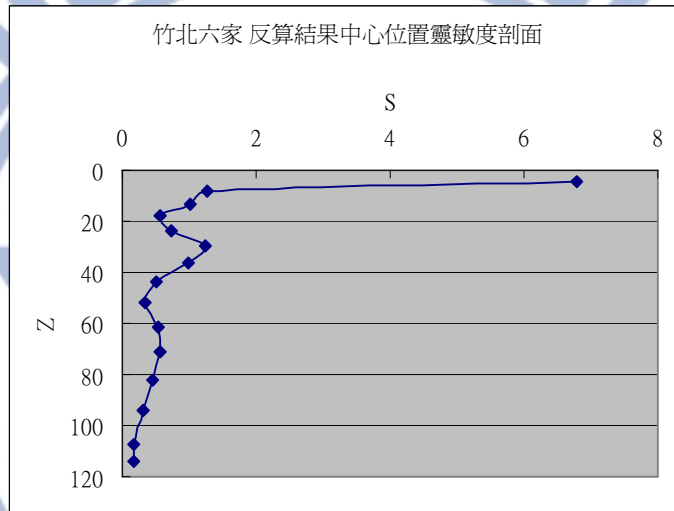


圖 4-59 左山脊測線 C 地電阻剖面圖及靈敏度剖面圖

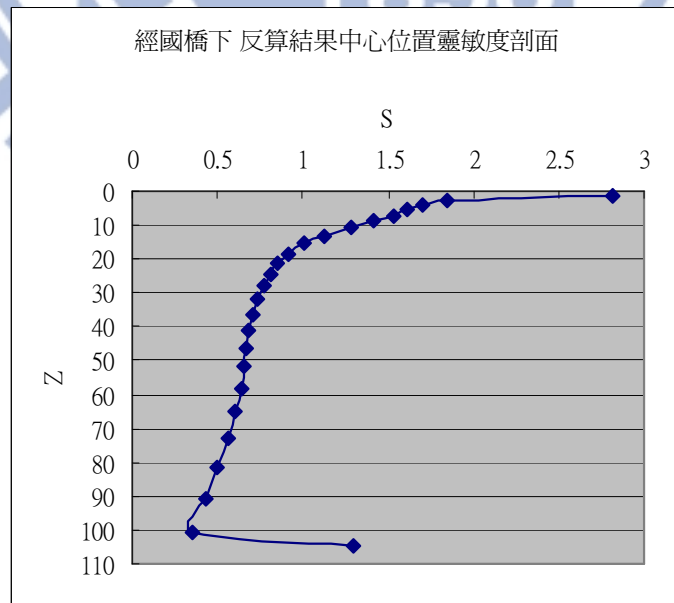




(a)三姓公溪



(b)竹北六家



(c)經國橋下

圖 4-60 新竹斷層調查測線中心靈敏度值與深度變化之一維剖面圖

#### 4.2.2 建立正算模型(Qualitative appraisal)

為探討二維地電阻剖面成果的可信度，本研究嘗試利用建立正算模型來驗證現地所量測資料的正確性。本研究建立正算模型所採用正算程式為 RES2DMOD ver. 3.01 (Loke, 2002)，正算模擬係利用 RES2DMOD 模擬程式，於建構的網格中模擬現地地質情形給定適當電阻值，利用有限元素法計算數值解，所得正算視電阻率剖面再利用 Res2dinv 反算程式進行計算獲得對應反算剖面，進一步與實際電阻率剖面結果比較。

模型電阻值的設定可藉由所收集相關地質資料文獻如地質圖、鑽探資料、地質材料的電阻率分佈範圍(如圖 2-3)及電探初步探測結果等，依據經驗及專業判斷給予模型不同深度、不同位置或特定區域適當的電阻率值。

以下分別就本研究新竹斷層調查及新山水庫滲漏調查二案例，說明建立正算模型對二維地電阻剖面在可信任度上可提供的幫助。其中新竹斷層在三姓公溪測線成果上涉及三維效應探討，因此，新竹斷層之正算模型分析將於 5.1.1 節討論。另新山水庫壩頂測線 A 及左山脊測線 C 亦涉三維效應探討，其正算模型分析將於 5.1.2 節討論。本節僅先就新山水庫殼層測線 B 討論。



由於此大壩為人造結構，可由設計及竣工圖了解大壩之組成及剖面，並經由所收集之鑽探報告可了解真正之組成材料。由圖 3-28 可知新山水庫殼層存在二處異常低電阻區域，經由殼層鑽探報告得知土壤為岩塊夾粉土質細砂，而由地層材料的電阻率分佈範圍 (Loke 2003) 得知，如水的電阻率為 10-100 Ohm-m，飽和的粉砂土為 30-200 Ohm-m，乾燥的粉砂土為 400-2000 Ohm-m。因此，本研究所假設的正算模型電阻率分佈情形如圖 4-61 所示。由於受到含水量的影響，依據上述地層材料的電阻率分佈範圍，本研究假設在地表下 17m 以上的位置飽和的粉砂土電阻率為 50 Ohm-m，在二處異常低電阻區含水量較高的地區以 10 Ohm-m 作為假設，地表下 17m 以下的電阻率值逐漸增大，電阻率值分別從 200 Ohm-m、300 Ohm-m 與 350 Ohm-m，代表越下層越乾燥。

為模擬現地量測情形，因此採用與現地量測相同的施測參數。圖 4-62 其中圖(a)為正算模擬反算結果，圖(b)為現地量測反算結果。經由模擬結果可發現在正算模型所假設的層狀高電阻區域，在反算後呈現出非層狀結構，推測此二處低電阻區域會吸引電流流動，造成高電阻值區域的變形。又圖 4-62(a)可呼應低電阻區域應為高含水粉砂土所組成，而越下層的電阻率越大代表較為乾燥，正算模擬結果與現地量測結果相符，因此可呼應濾層上方為高含水量之推測。

利用假設的正算模型所得到的反算結果與現地量測所得到電阻率剖面具有極大相似度，因此，二維地電阻量測反算結果的不確定性可以透過此分析定性了解，亦即經由建立正算模型所得到的反算結果與現地量測所得到電阻率剖面比對，可以協助對現地量測所得到電阻率剖面判讀，並避免誤判或過度判讀。本節透過正算模型的建立，對於測線 B 二處低電阻區的可信度提高。

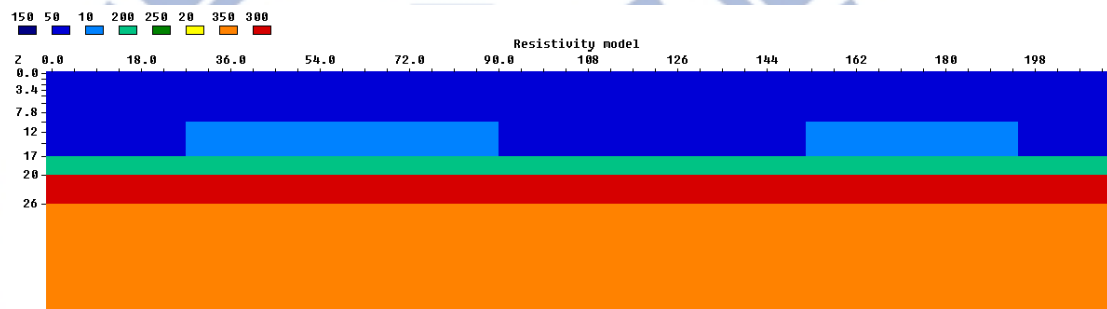


圖 4-61 新山水庫殼層測線 B 正算模擬剖面

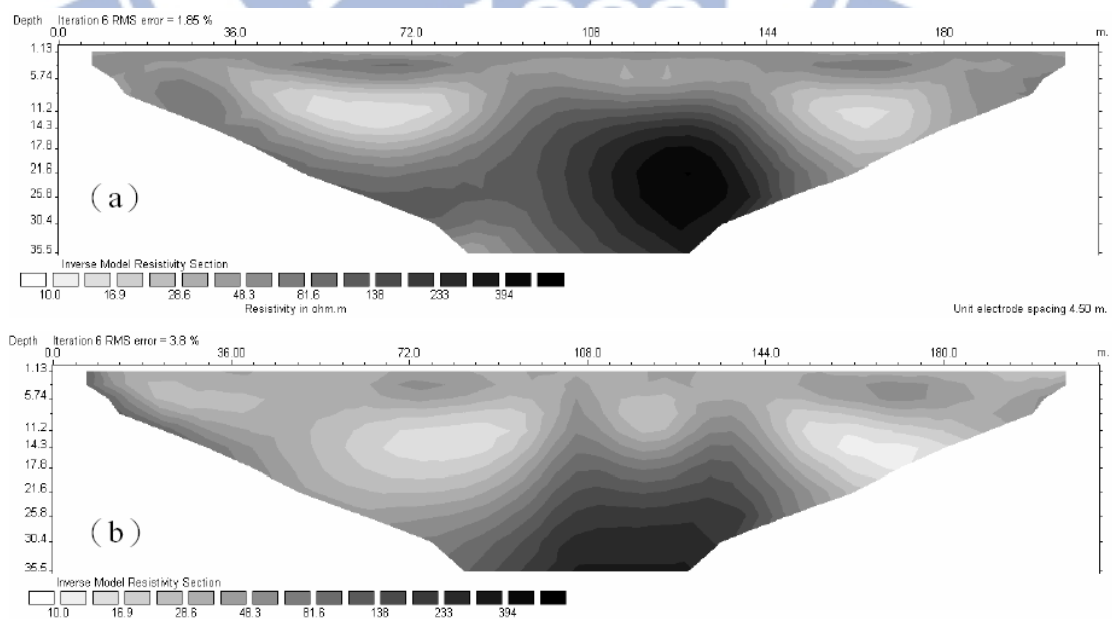


圖 4-62 (a) 正算模擬結果 (b) 現地量測結果

## 五、二維電探的三維與邊界效應

應用地電阻影像法於地物調查至今已經發展相當成熟，從施測的排列方式至資料反算分析皆有相當完整的程序，但在測線三維效應及邊界效應探討上尚未有詳細的評估。因此，本研究利用數值模擬探討不同狀況的三維及邊界條件下，二維地電阻剖面可能造成的失真現象。並透過新竹斷層調查及新山水庫滲漏調查二案例，依現地地質狀況建立數值模型，探討二案例受三維效應可能影響程度。

### 5.1 三維效應

目前地電阻影像探測的實務主要以二維探測為主，假設垂直測線方向電阻率性質不變，但由於電流擴散係在三維空間，二維測線兩側的地質構造變化、鄰近結構或管道等，其電阻率可能會映射於二維地電阻剖面上造成影像判釋誤差。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。二維地電阻法係假設地層電阻率性質在垂直測線方向為均質，在施測結果的判讀上常忽略此一假設可能造成的失真，當地層不符合在垂直測線方向為均質的條件時，二維地電阻法結果可能造成的誤差不詳。

在 3.1 節中新竹斷層三姓公溪段地電阻測線的調查結果，影像剖面出現特殊傾斜構造(圖 3-10)，初步判釋可能為斷層特徵，但仔細比對地質狀況，卻發現與文獻資料之地質狀況與斷層傾向不符，懷疑可能為現場環境受限，使測線未完全與斷層走向正交引致三維效應映射之結果。因此，本文以一系列不同且簡化斷層構造幾何條件之三維數值模型，探討二維地電阻佈設條件可能造成的映射現象。

在 3.2 節中新山水庫滲漏監測案例，由於大壩構造幾何形狀複雜，除上下游殼層外，包含有〈形構造的濾層、阻水性高的壩心及透水的隔幕灌漿牆等構造，此構造在施測二維地電阻法時，違反二維地電阻法假設地層電阻率性質在垂直測線方向為均質之假設，二維測線兩側的地質構造變化其電阻率可能會映射於二維地電阻剖面上造成影像判釋誤差。因此，本研究為了解三維效應可能造成二維地電阻剖面的影響，將以測線 A 及測線 C 建立數值模型，探討其三維映射現象。

由於地電阻量測係為在三維空間中解電流場問題，本文利用有限元素分析軟體 COMSOL 4.2a - AC/DC module 建立三維正算模型 (COMSOL group, 2011)，並搭配撰寫 MATLAB code 動態連結 COMSOL 正算模型，給定電極排序邊界條件、電極排列方式，據以計算正算剖面。而後將模擬之地電阻正算結果，以 LOKE RES2Dinv 進行結果之反



算(Loke M. H., 2003)，使數值模擬結果與現地量測結果採用相同之反算方法。

### 5.1.1 新竹斷層三維效應分析

#### 5.1.1.1 簡化斷層數值模型

為了解具有斷層存在之地層所可能造成之三維效應問題，楊光程(2009)曾利用 EarthImager 軟體(AGI, 2003)建立數值模型探討。本研究利用建模更具彈性的 COMSOL 軟體建立一系列數值模型，透過斷層走向與測線夾角、電阻率比、電極排列與測線距離等參數變化，探討二維地電阻剖面可能受到之影響，並建立新竹斷層數值模型驗證之。實際斷層等地質構造之幾何與物理條件相當複雜，本模擬目的在於初步探討三維構造的定性映射結果，因此本模型簡化斷層構造之幾何條件為單純上下盤矩形區塊，並假設各單元之合理電阻率。其中  $R_1$  為下盤介質電阻率， $R_2$  為上盤介質電阻率，假設電阻率比  $n=R_2/R_1$ 、測線與斷層走向夾角  $\alpha$ 、電極間距  $dx$ 、測線間距  $dy$ 、測線長  $L_y$ 。圖 5-1 為 COMSOL 軟體建立之斷層模型示意圖，圖 5-2 為本研究探討之夾角與配置示意圖，電極排列方式為 Dipole-Dipole，圖 5-2(e)規畫佈設 5 至 6 條測線，表 5-1 為斷層模型參數說明表。



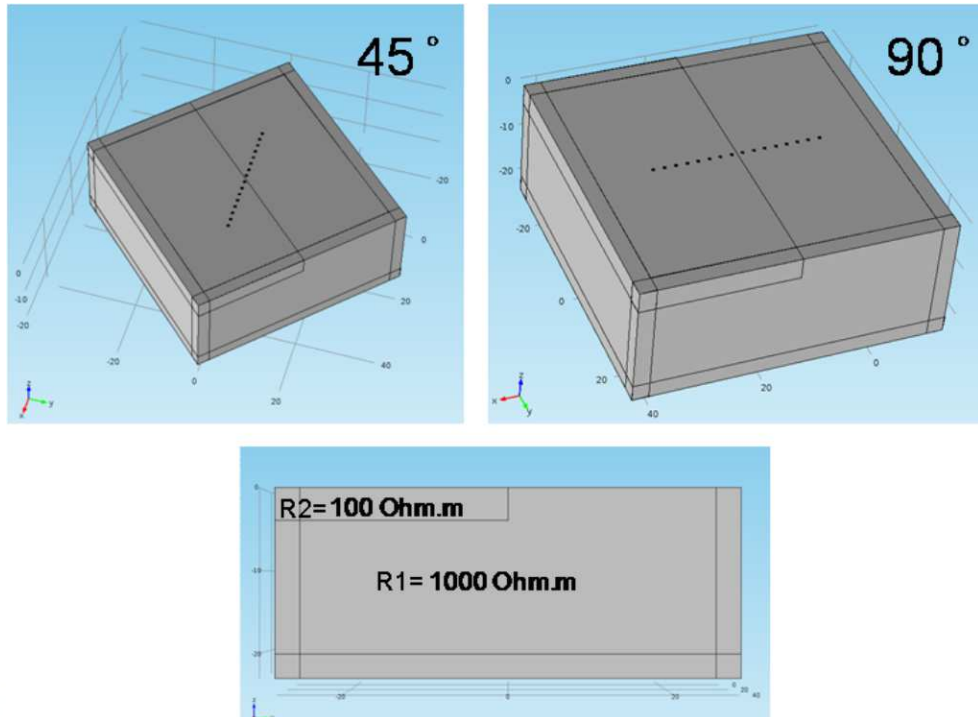
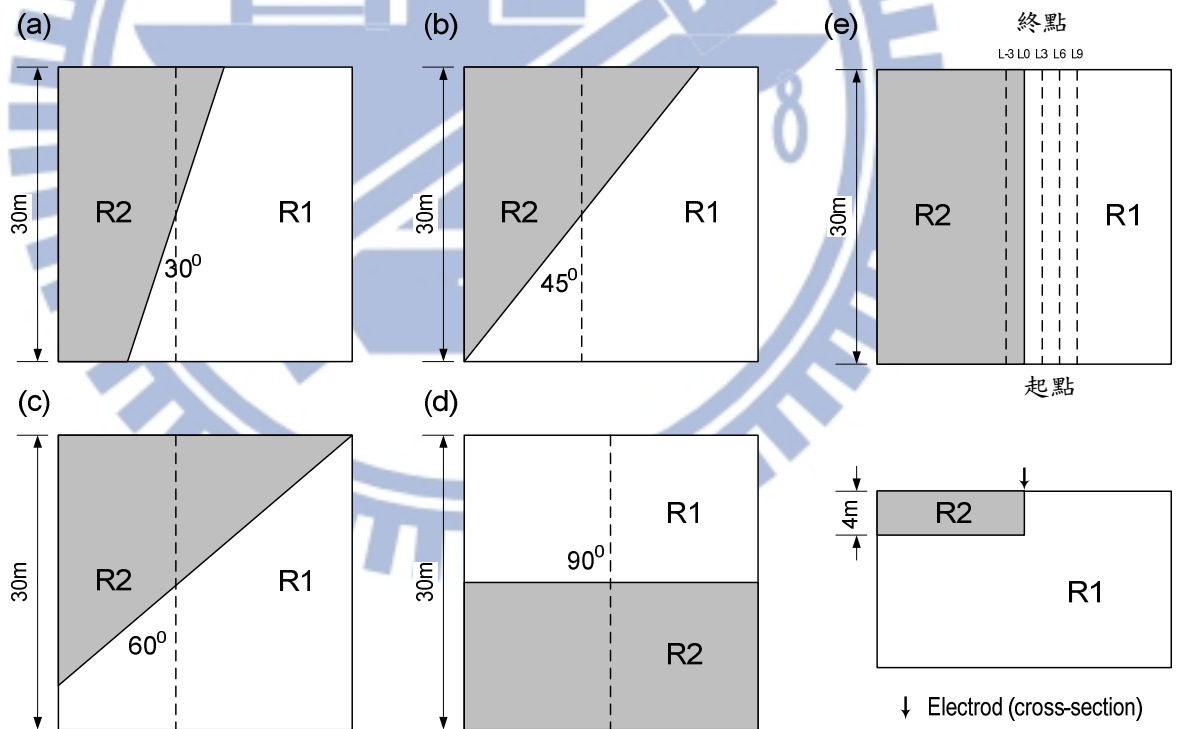


圖 5-1 斷層 COMSOL 模型



----- 2D Survey Line (plane)

圖 5-2 斷層模型案例示意圖

表 5-1 斷層模型參數說明表

模型名稱	影響因子	$\alpha^0$	R1	R2	dx	dy	Ly
斷層模型	斷層走向 與測線夾 角 ( $\alpha$ )	30	1000	100	2	3	30
		45					
		60					
		90					
	電阻率比 ( $n=R2/R1$ )	30	1000	50	2	3	30
				100			
				200			
	影響距離	0	1000	100	2	3	30
	電極間距	0	1000	100	1	3	30
					2		

本次數值模擬將探討測線與斷層走向夾角 ( $\alpha$ )、上下盤電阻率比、電極棒間距及電極排列方式等因素對三維之影響，並探討三維效應的影響距離，相關參數設定及結果說明如下：

(1) 測線與斷層走向夾角 ( $\alpha$ ) 對三維之影響

為了解測線與斷層走向夾角在二維電阻剖面上三維效應之影響，本研究在測線與斷層走向夾角上規劃四種二維地電阻探測之測線，如圖 5-2 所示，分別與斷層之走向夾 30 度角(如圖 3a 所示)、夾 45 度角(如圖 3b 所示)、夾 60 度角(如圖 3c 所示)及夾 90 度角(如圖 3d 所示)。其中夾 90 度角之施測為理想 2D ERT(可作為參考組)。電

阻率比  $R2/R1$  固定為 0.1，下盤  $R1$  之電阻率設為 1000 ohm-m，上盤  $R2$  之電阻率設為 100 ohm-m， $R2$  之土層厚度皆為 4 公尺。

圖 5-3 顯示不同斷層走向與 ERT 測線夾角之電阻率剖面圖，圖中顯示當斷層走向與 ERT 測線之夾角越大，引致映射反應越小，當夾角為 30 度及 45 度時，可看出實際斷層界面左下角出現明顯的三維的映射現象，隨者夾角越大於 60 度，則三維效應影響越小。此係由於三維映射反應與距離成反比所故；當斷層走向與測線趨於正交時，即可呈現正確之二維地電阻剖面影像。

此外，由圖中亦可發現 ERT 測線與斷層走向之夾角，可能與三維映射影像與水平之夾角呈現正相關。

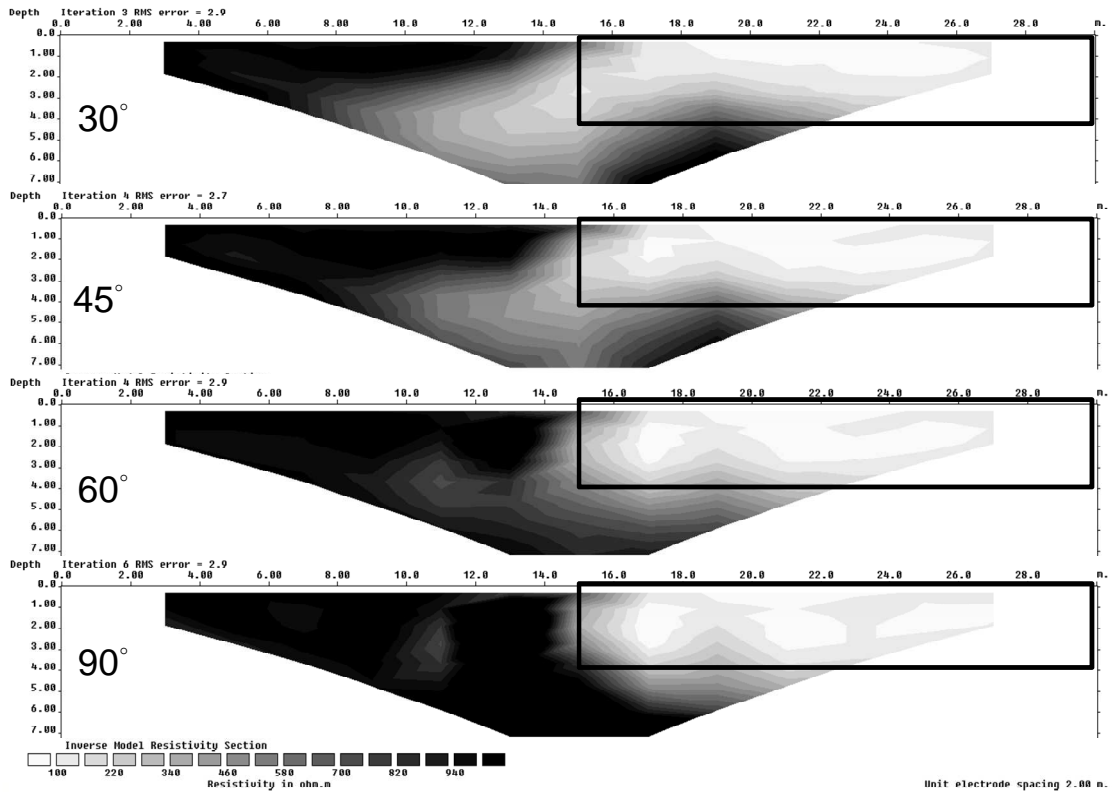


圖 5-3 斷層走向與測線夾角對三維效應之影響

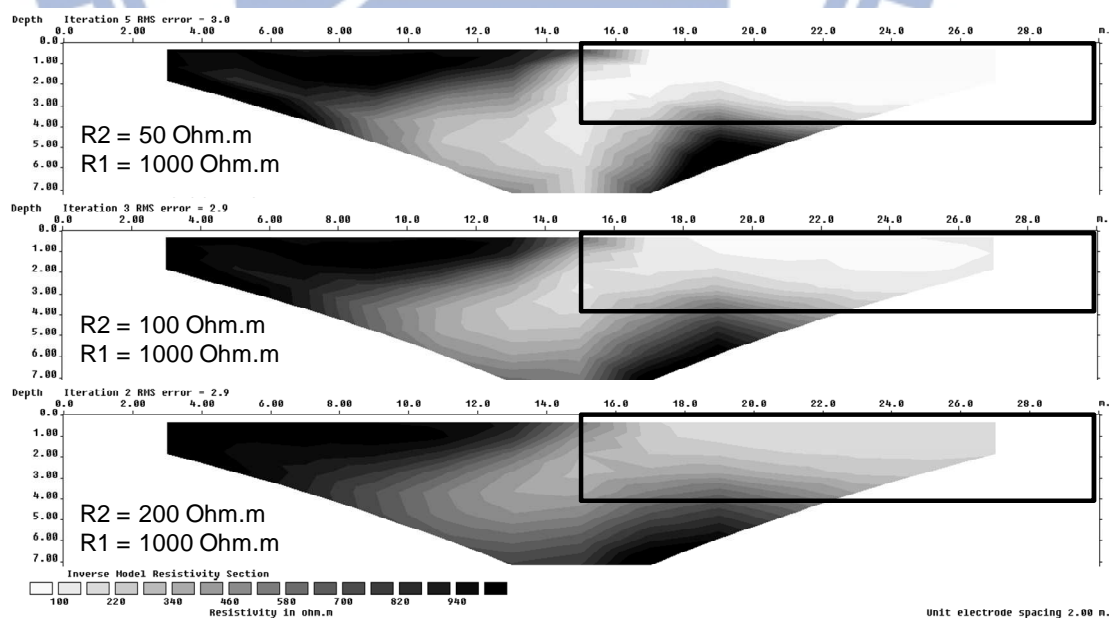
(2) 地層電阻率比值( $n=R_2/R_1$ )對三維效應之影響

為了解地層電阻率比值( $n=R_2/R_1$ )對三維效應之影響，由於當夾角為 30 度時，具有顯著的三維效應，本研究採用  $\alpha=30$  度之地層模型(如圖 5-2a 所示)探討，將下盤  $R_1$  設為 1000 ohm-m，並控制  $R_2$  與  $R_1$  之比值  $n$  分別為 0.05、0.1 及 0.2，上盤  $R_2$  值分別為 50、100 及 200 ohm-m。

由圖 5-4(a)結果顯示，改變電阻率比對映射影響趨勢沒有顯著不同，但傾斜帶狀的映射現象隨著電阻率比越小，越為顯著，亦即當  $R_1$  與  $R_2$  電阻率差異越大， $R_2$  所造成之映射電阻率值越顯著。但當電

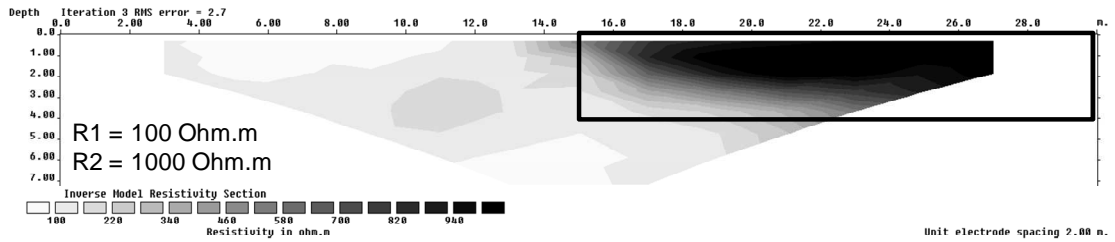
阻率比大於 0.2 時，其映射現象便不明顯。顯示若垂直測線之三維變化，若其電阻率沒有顯著低之電阻率比，則映射現象不明顯。

依據圖 5-4(a)斷層走向與 ERT 測線夾角=30°之案例，加入一組上盤電阻率大於下盤電阻率之案例( $R_1=100\text{ Ohm.m}$ ， $R_2=1000\text{ Ohm.m}$ )，以評估  $n>1$  時是否仍會有映射之情形，模擬結果如圖 5-5(b)所示。若上盤電阻率遠高於下盤( $n>1$ )，相較於  $n<1$  之結果顯示仍會有映射現象，但映射值遠不如下盤電阻率高於上盤之情況(由於映射值較小，因此圖 5-5(b)改以對數等值線間隔以凸顯映射現象)。因此，本研究主要討論  $n<1$  之情況，至於  $n>1$  所造成之三維效應遠不如  $n>1$ ，不再討論。



(a)  $n<1$





(b)  $n > 1$

圖 5-4 斷層地層模型電阻率比對三維效應之影響

### (3) 三維效應影響距離

為了解三維效應可能的影響範圍，採用與斷層走向平行之測線 (如圖 5-2e 所示) 探討，改變 6 條測線與斷層之距離進行了解。電阻率比  $n=R2/R1$  固定為 0.1，下盤 R1 之電阻率設為 1000 ohm-m，上盤 R2 之電阻率設為 100 ohm-m。

圖 5-5 顯示當測線平行斷層走向但與斷層界面具不同平移距離時之二維電探施測結果，在低電阻側之結果顯示，與斷層界面相鄰 3 公尺之 L(-3m) 在地表下約 3.5 公尺處有明顯之高低電阻界面存在。

再觀察於  $L > 0m$  側之結果，距斷層界面 3 公尺遠之 L(3m) 測線，其電阻率剖面顯示，在地表下 3.5 公尺處有低電阻存在，使得該處地層為上有高電阻而下有低電阻之地層結果，與應是全為高電阻之地層模型不同，此結果之差異明顯由二維地電阻探測之三維效應造成。

由圖 5-5 中可得知，當距離  $L > 0m$  時代表測線下方已是下盤高電阻區塊( $R1=1000 \text{ Ohm-m}$ )，但因遠處上盤低電阻率映射納入，二維剖面下方仍會顯示偏低電阻率之不正確結果。但由不同退縮距離可知，當二維測線與構造距離達 6 米以上，則映射結果會漸趨向不顯著。

#### (4) 電極間距對三維效應之影響

為了解電極間距與 3D 效應影響關係，電極間距是否可做為正規化之參數？採用與斷層走向平行之測線(如圖 5-2e 所示)探討，電極間距由原設定 2 公尺改為 1 公尺進行了解。電阻率比  $n=R2/R1$  固定為 0.1，下盤  $R1$  之電阻率設為 1000 ohm-m，上盤  $R2$  之電阻率設為 100 ohm-m。

若縮小電極間距一倍由原來 2 公尺變為 1 公尺，相對應之結果如圖 5-6 所示，將此結果與圖 5-6 比較，兩者在 3D 效應之影響空間上幾乎一樣。電極間距縮短不影響判釋，但仍可提高空間解析能力。此結果顯示，以電極棒間距做為 3D 效應影響空間的正規化參數並不適當，因為其影響的距離並不隨著電極棒間距變小而變小。

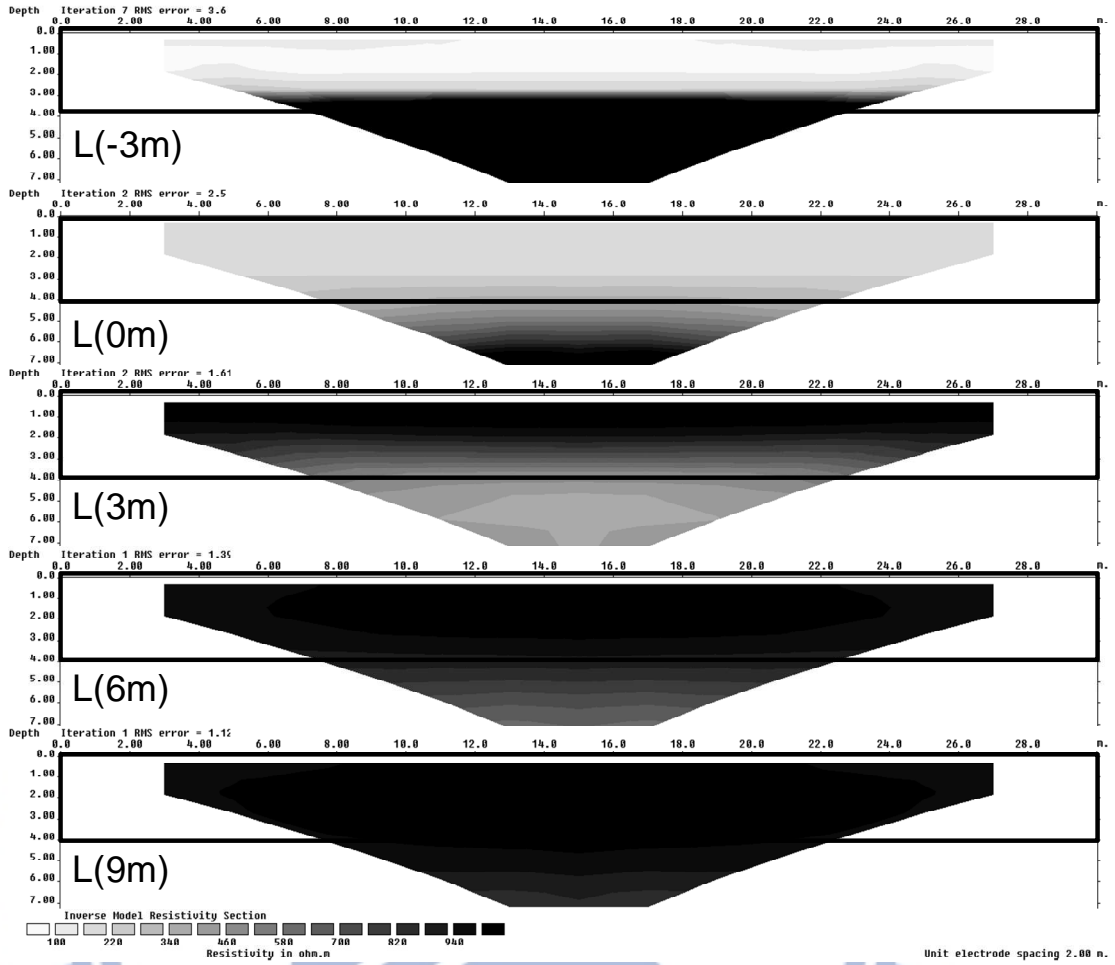


圖 5-5 斷層地層模型 3D 效應之影響距離 (電極間距=2M)

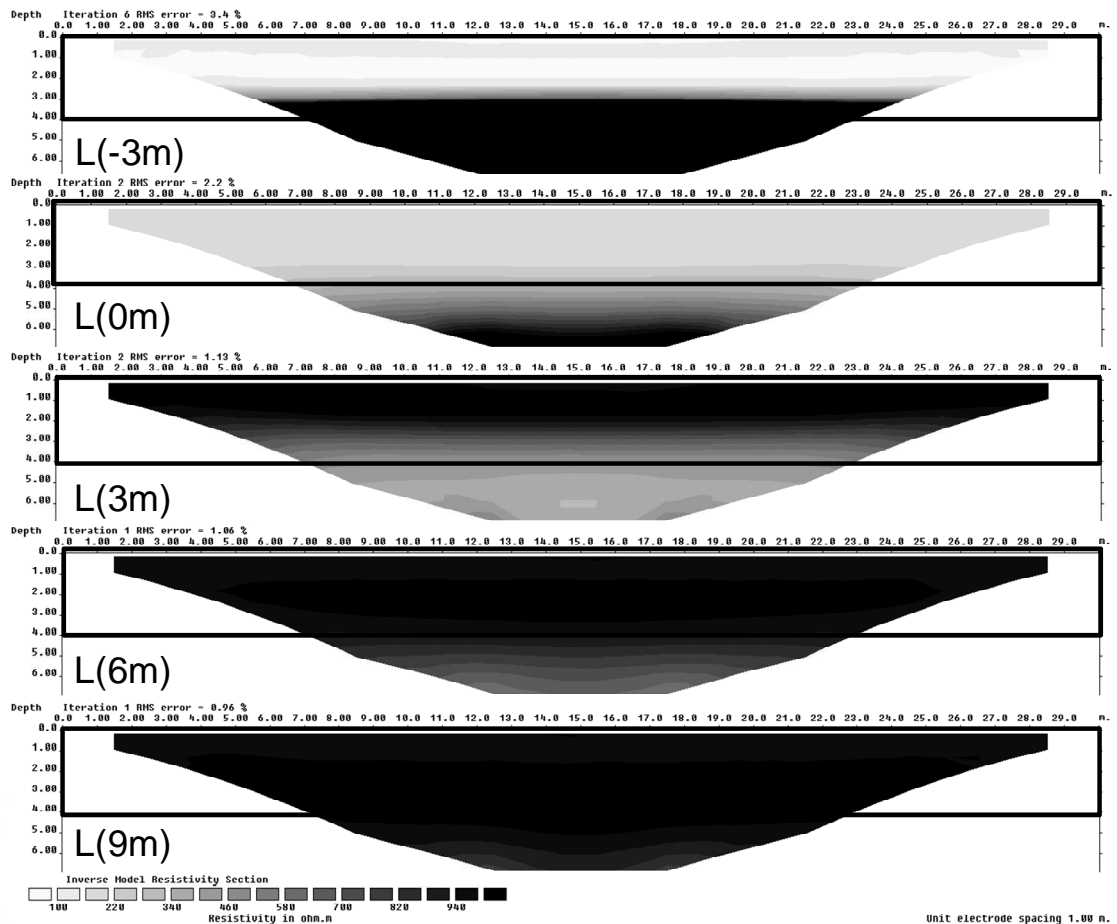


圖 5-6 斷層地層模型 3D 效應之影響距離 (電極間距=1M)

### (5) 電極排列方式對三維效應的影響

為了解電極排列方式對三維效應的影響，本研究採用訊號較強、較不受雜訊影響且以垂直向解析為主的 Wenner Array 與 Dipole-Dipole Array 比較，針對二種電極排列方式的影響距離及斷層走向與測線夾角之影響作比對。本研究電阻率比  $n=R2/R1$  固定為 0.1，下盤 R1 之電阻率設為 1000 ohm-m，上盤 R2 之電阻率設為 100 ohm-m，R2 之土層厚度皆為 4 公尺，電極間距 2M。

圖 5-7 為 Wenner Array 之二維地電阻剖面圖，由圖 5-7 與圖 5-5 比對可知，以垂直向解析為主的 Wenner Array 的三維映射率明顯低於以側向解析為主的 Dipole-Dipole Array。但對於測線影響距離皆為 6M 左右，二者在影響距離有相同結果。在斷層走向與測線夾角比較上，由圖 5-8 與圖 5-3 比對可知，二者地電阻剖面圖之定性趨勢仍未改變，僅映射量較低，二者皆為夾角角度越小影響越大，但 Wenner Array 影響在圖面上已較不明顯。因此若位於測線周邊地層或管路複雜處，建議採用 Wenner Array，以降低因三維效應將側向構造因子映射納入，進而影響二維影像剖面構造位置判讀結果。

依據上述模型模擬可知，簡化斷層數值模型可得到下列結論：

1. 在測線與斷層(或地層)走向不同夾角上：ERT 測線與斷層走向之夾角越大，映射反應越小。此係由於三維映射反應與距離成反比所故。ERT 測線與斷層走向之夾角，與映射影像之水平夾角呈現同一趨勢。若夾角小於 60 度時，三維效應明顯呈現，當夾角大於 60 度，則三維效應逐漸消失。
2. 在不同電阻率比上：不同電阻率比映射影響範圍與趨勢具一致性，但隨著電阻率比越小，則三維映射現象逐漸變大，即當電阻率比大於 0.2 時，其映射現象便不明顯。尤其測線垂直方向具低



電阻，其映射現象更明顯；若測線垂直方向具高電阻，仍會有映射現象，但映射值遠不如測線垂直方向具低電阻。

3. 在三維效應影響距離上：由不同測線距離剖面圖顯示，測線與測線垂直方向層面距離達 6 米以上，則映射現象逐漸不顯著。
4. 在不同電極間距上：由不同電極間距剖面圖顯示，電極間距縮短不影響三維效應映射趨勢，但仍可增加空間解析能力。
5. 在不同電極排列上：以垂直向解析為主的 Wenner Array 的三維映射率明顯低於以側向解析為主的 Dipole-Dipole Array。但對於測線影響距離及測線夾角等定性趨勢仍未改變，僅映射量較低。若位於周邊地層或管路複雜處，建議採用 Wenner Array，以降低三維效應影響影像剖面判讀結果。但若需測深或利用三維映射解讀影像剖面，如橋基檢測，則建議採用側向解析為主的 Dipole-Dipole Array（或 Pole-Dipole、Pole-Pole 等型式）。

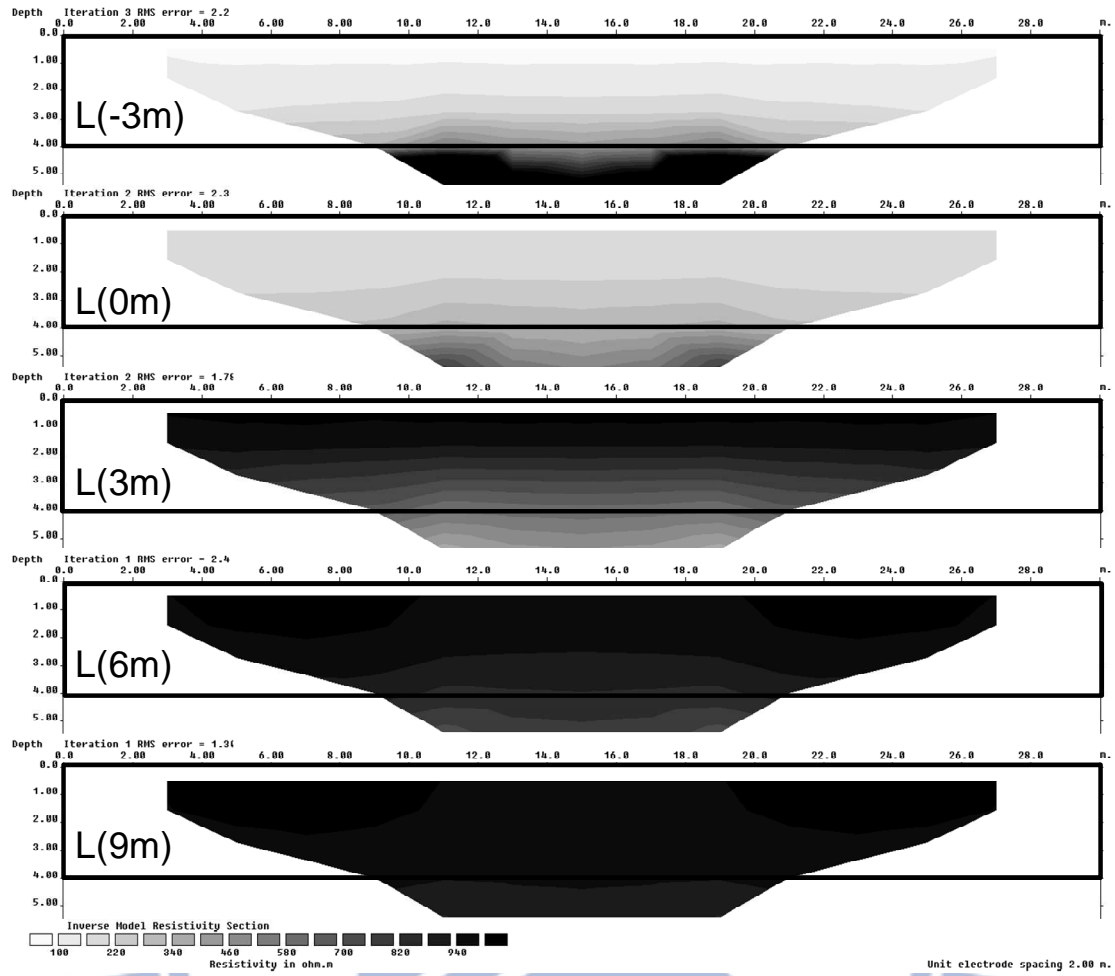


圖 5-7 斷層地層模型 3D 效應之影響距離 (Wenner Array)

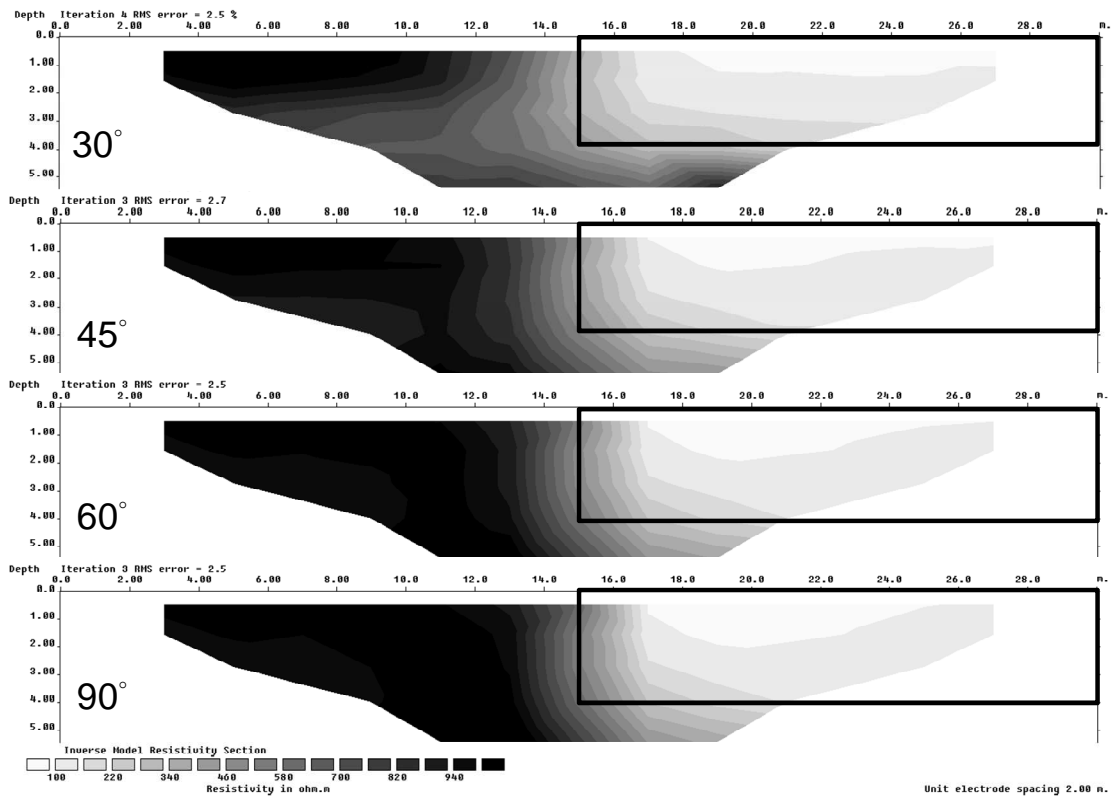


圖 5-8 斷層走向與測線夾角對 3D 效應之影響 (Wenner Array)

#### 5.1.1.2 新竹斷層數值模型

依據上一節討論簡化斷層之數值模型在三維映射可能之機制，可得知映射之大致規律性，即測線與斷層走向沒有呈現正交情形及上盤相較於下盤為高電阻率均會有映射之可能性；因此，新竹斷層三姓公溪測線結果呈現出傾斜地層構造確有可能為三維映射之現象。為了解此一現象，本研究將建立數值模型，探討三姓公溪測線結果產生傾斜之原因。

為利辨識及比對，將三姓公溪 Pole-Pole 測線反算結果以灰階呈

現如圖 5-10，可知西北側約為水平 30m、深度 25m 之高電阻區塊，其餘部分為則為低電阻區域。

本研究方法利用 COMSOL 4.2a 建立三維正算模型(如圖 5-9 所示)，模擬施測方式參照現地施測情形以 Pole-Pole 電極排列、測線長 220m、電極間距 5m，並以 LOKE RES2Dinv 進行結果之反算。由於現地實測結果上盤區塊電阻率遠大於 300 Ohm.m，下盤區塊則小於 100 Ohm.m；因此模型參數假設下盤電阻率=100 Ohm.m，上盤電阻率=1000 Ohm.m。此外，由前節一系列簡化模型初步歸納可得知，斷層走向與測線之夾角可能與三維映射段與水平夾角有關，因此本模型初步假定 Pole-Pole 測線與斷層走向之夾角為 45 度。

依據數值模型反算結果，圖 5-11 為三姓公溪數值模型地電阻剖面圖，由圖 5-10 與圖 5-11 比對得知數值模型與現地量測均具有相同傾斜趨勢，因此，原有三姓公溪段測線傾斜層面確實有可能如同數值模型結果為三維映射造成，而非真實構造。

由前述案例分析可知 ERT 測線與斷層之夾角，與映射影像之水平夾角趨勢相同，據此結果設計模擬新竹斷層模型，結果可推測新竹斷層走向與原有三姓公溪段測線夾角接近 45 度。此外，三維映射電阻率值模擬結果映射電阻率與實測電阻率定量值不同，因實際地層之三

維電阻率分佈未知，且現地施測因施測間受限，遠電極距離未達理想的遠距。





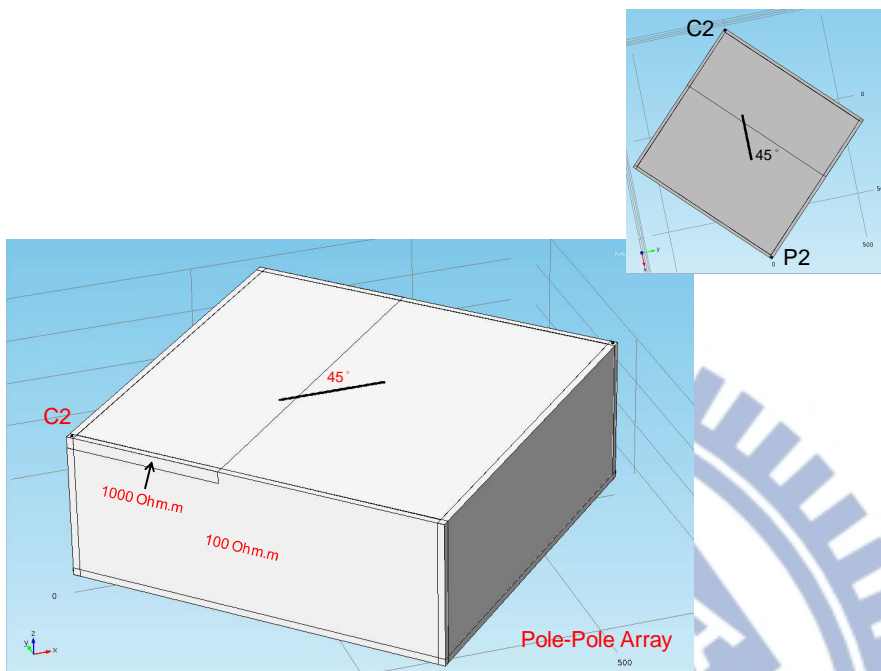


圖 5-9 新竹斷層三信公溪段 ERT 數值模型

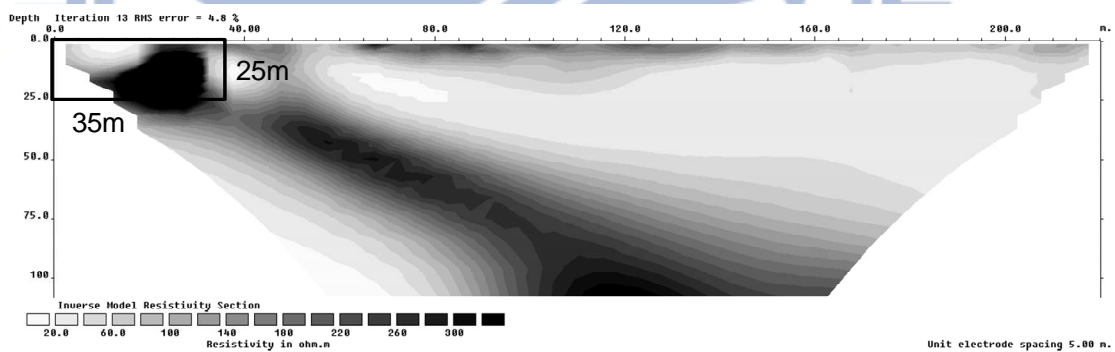


圖 5-10 新竹斷層現地調查反算結果

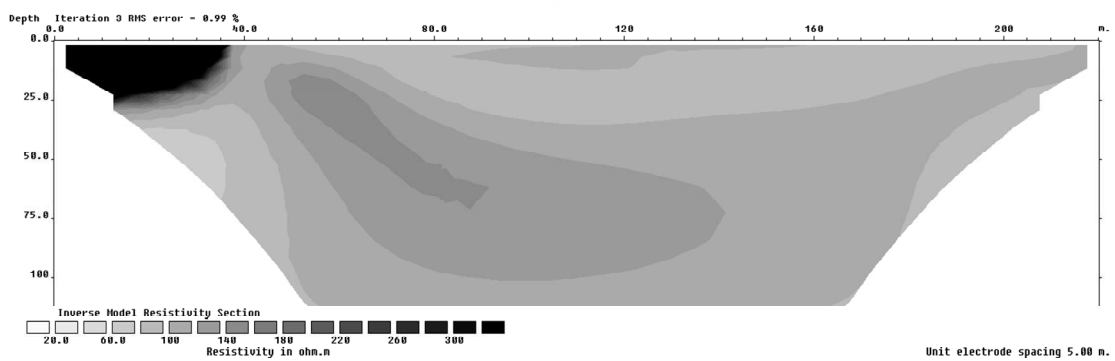


圖 5-11 新竹斷層三信公溪段 ERT 數值模型反算結果

## 5.1.2 新山水庫三維效應分析

### 5.1.2.1 測線 A 及測線 C 三維效應分析

新山水庫由於大壩構造幾何形狀複雜，除上下游殼層，還有透水性〈形構造的濾層、壩心及為解決滲漏問題所施做不透水的隔幕灌漿牆等構造。垂直測線的地形變化及分區構造在施測二維地電阻法時，違反二維地電阻法假設地層電阻率性質在垂直測線方向為均質之假設。

依據上一節討論簡化斷層之數值模型在三維映射可能之機制，可得知映射之大致規律性。由於測線與斷層(或層面)走向沒有呈現正交情形均會有映射之可能性，因此，本研究推測新山水庫壩頂測線 A 有可能因附近的地形變化與心層而產生三維映射之現象。另左山脊之測線 C 穿越隔幕灌漿牆，且此隔幕灌漿牆未與測線垂直正交，而是呈現約 45 之夾角，因此，此隔幕灌漿牆有可能對二維之測線產生三維映射之現象。上述二條測線其垂直測線方向地層均已違反二維施測之假設，為了解此一現象，本研究將建立數值模型，探討此二條測線三維映射之現象。

圖 5-12 及圖 5-14 為本研究利用 COMSOL 4.2a 建立三維正算模型，模擬施測方式參照現地施測情形以 Wenner 電極排列，Line A 測

線長 282m、電極間距 6m，並以 LOKE RES2Dinv 進行結果之反演。Line A 主要探討低電阻率的壩心會不會產生三維映射至其剖面上，因此模型參數參照現地大壩結構假設壩心電阻率=10 Ohm.m、殼層電阻率=100 Ohm.m，為了解低電阻率的壩心會不會產生三維映射至 Line A 剖面上，數值模型在壩頂上擬配置二條測線(靠近下游側)，一條位於壩頂壩心邊界上，一條位於距壩心邊界 5m 之距離，數值模型相關配置如圖 5-12。

圖 5-13(a)(b)為數值模型反算結果，圖 5-13(a)為測線在壩心邊界上之地電阻剖面圖，由圖可發現地表下 0-12m 處皆為低電阻區，其他位置則為高電阻區；另圖 5-13(b) 為測線遠離壩心邊界 5m 之地電阻剖面圖，在剖面上則發現無低電阻區之現象。因此，可明確推論圖 5-13(a)之低電阻區為壩心三維效應所引致。圖 5-13(b)在因離心層一段距離且心層以遠離測線的方式往上游傾斜，則無三維效應之現象，剖面上之電阻率相對均勻。

另 Line C 主要討論隔幕灌漿牆未與測線垂直正交可能產生的三維映射現象。模擬施測方式參照現地施測情形以 Wenner 電極排列，Line C 測線長 235m、電極間距 5m。模型參數假設壩心電阻率=10 Ohm.m、殼層電阻率=100 Ohm.m，另隔幕灌漿牆假設電阻率=500

0hm.m，數值模型相關配置如圖 5-14。

圖 5-15 為數值模型反算結果，虛線位置為測線右側現地地形變化情形，由圖 5-15 與現地量測成果圖 3-16 比對，發現二張非常相似，在測線 60-80m 處均有產生一帶狀之高電阻區域，推論此區域即為隔幕灌漿牆未與測線垂直正交而引致之三維映射之現象。

透過這樣的 3D 模擬，有助於解釋現地 2D ERT 的施測結果，若測線與隔幕灌漿線交界處附近的隔幕灌漿有顯著的缺陷，也能映射到二維電探剖面，本次施測結果並未發現類似現象。

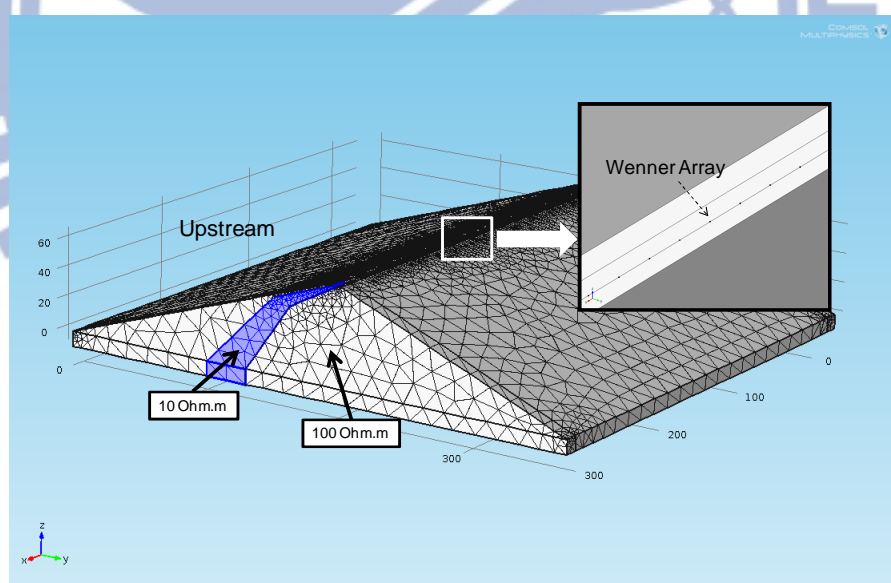


圖 5-12 新山水庫測線 A 數值模型



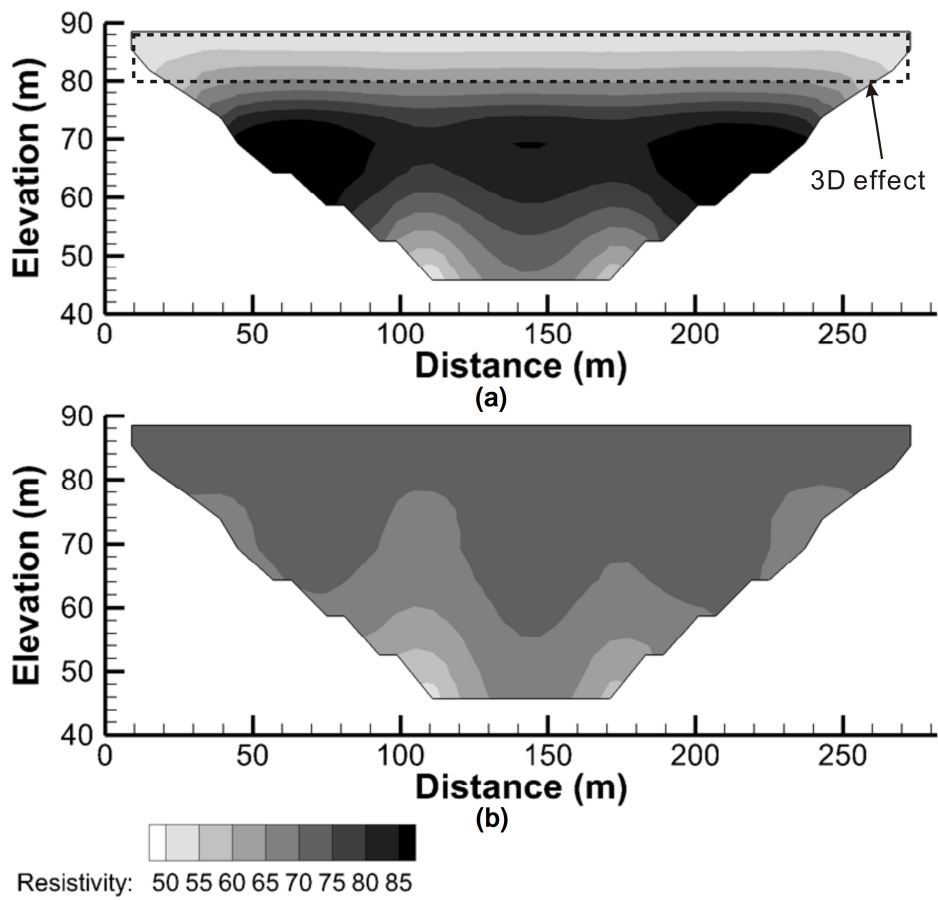


圖 5-13 新山水庫測線 A 數值模型反算結果

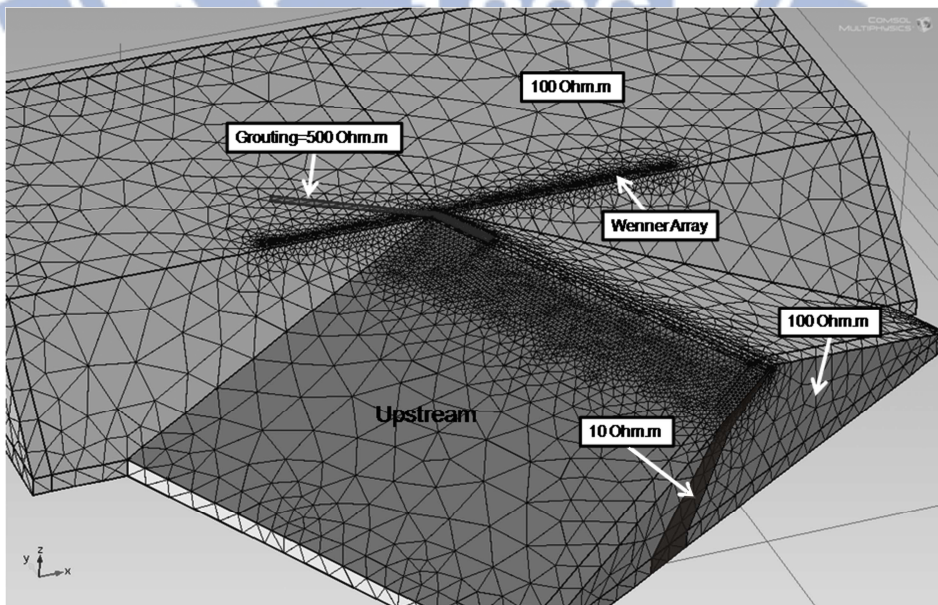


圖 5-14 新山水庫測線 C 數值模型



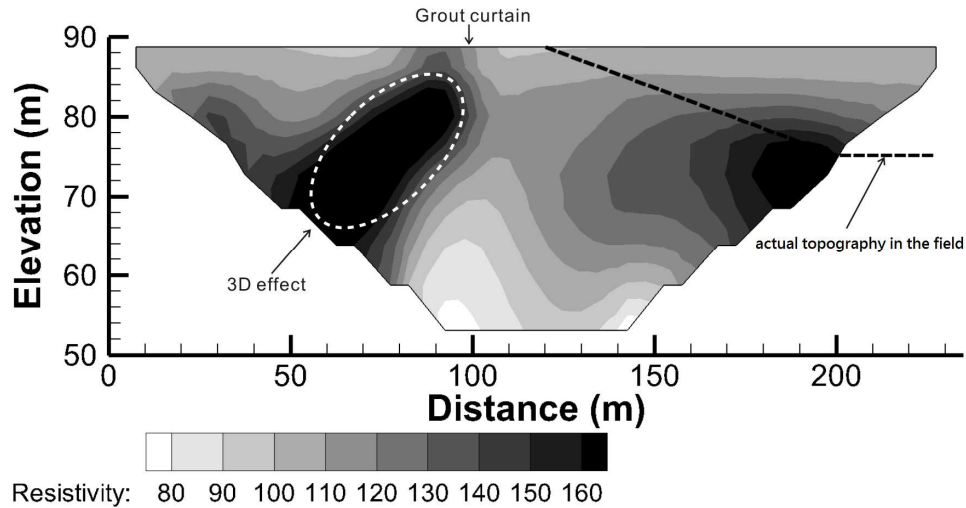


圖 5-15 新山水庫測線 C 數值模型反算結果

#### 5.1.2.2 新山水庫滲漏機制分析

本研究將新山水庫壩體自動化水壓計監測位置與壩體滲漏位置繪製於圖 5-16，並將測線 A 與測線 B 右側低電阻區域繪製於斷面圖上，並利用水壓計資料與殼層滲漏位置輔助說明(圖 3-20)，初步推斷下游殼層確實存在含水量較高的區域。本研究利用測線 A 與測線 B 對應於大壩下游坡面相對高程所繪製之 3D 電阻率剖面圖，如圖 5-17，由圖 5-16 與圖 5-17 綜合討論可發現二處可能滲漏路徑，此二處滲漏路徑正好對應圖 3-20 殼層滲漏位置 3 及 4，或更下游的滲漏位置 1 及 2。

地電阻影像探測現地試驗有助於發現異常滲漏的地下通道，但其判釋更需整合反算結果及相關地質資料。由圖 5-16 本研究發現此二

處低電阻可能產生之滲漏路徑，其浸潤線高於觀測井 Q3 及 Q4 產生之壓力水頭流線，這說明下游面的滲漏並非由水庫穩定的滲漏出。根據滲漏監測報告，大量的滲漏主要發生在降雨過後。因此，本研究推估可能是降雨未及時排出產生之伏流水存在低電阻區(濕潤區)，伏流水最後從滲漏位置 4 流出，或部分再往下流至滲漏位置 2，但由滲漏位置 4 流至滲漏位置 2 的路徑尚不清楚，可能是從滲漏位置 4 下方之拋石層往下流動。滲漏點 3 與滲漏點 1 似乎也有相同情形。

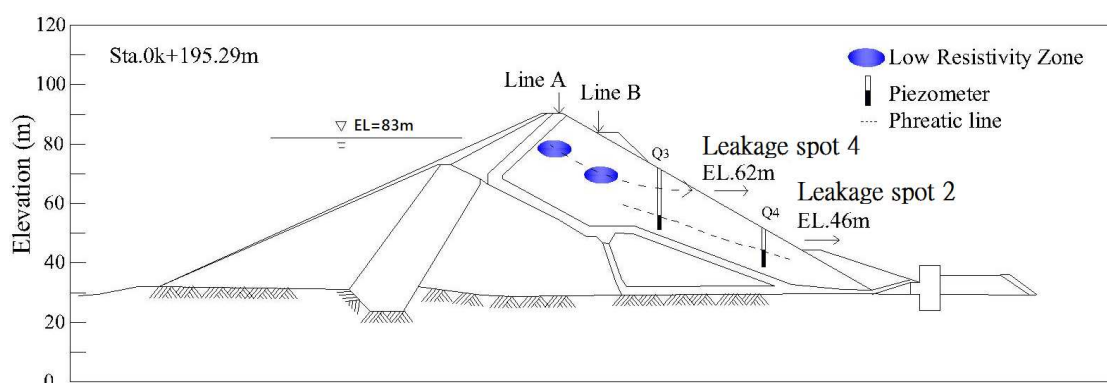


圖 5-16 新山水庫大壩斷面圖與潛在滲漏區域

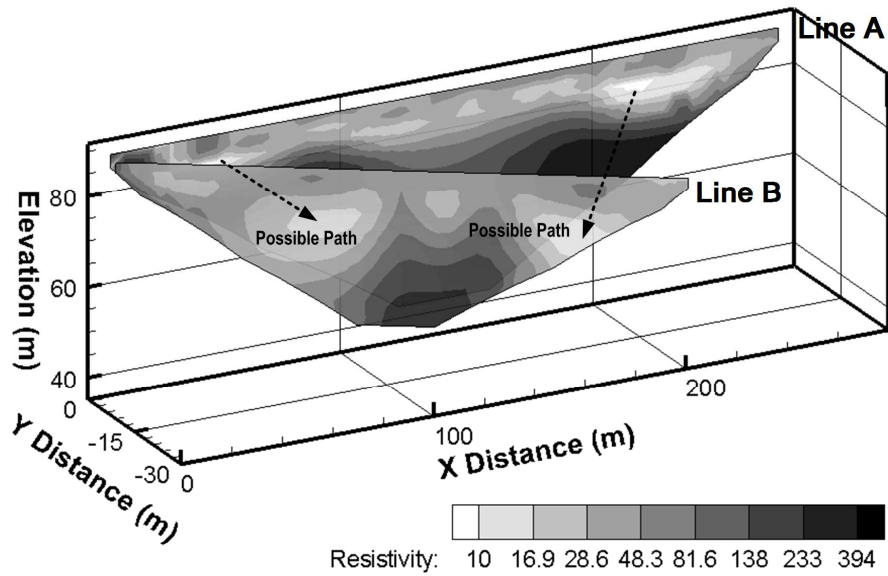


圖 5-17 新山水庫壩頂測線與殼層測線合成 3D 綜合討論

### 5.1.3 具管線地層三維效應分析

電探的施測常沿道路附近施測，道路附近可能常有地下管線的影響，如新山水庫測線 C。為了解具有管線存在之地層所可能造成之三維效應問題，楊光程(2009)曾利用 EarthImager 軟體(AGI, 2003)建立數值模型探討。本研究利用建模更具彈性的 COMSOL 軟體建立一系列數值模型，圖 5-18 為本研究建立之具管線地層模型，本研究透過管線與地層之電阻率比、測線與管線距離、管線埋設深度以及管線大小四方面進行地層模型與施測參數之建立與規劃。

模型中設定管線電阻率為  $R_2$ ，土層電阻率為  $R_1$ ， $R_1 > R_2$ ，兩者之比值稱為  $n(n=R_2/R_1)$ ，其中固定  $R_1$  為 1000 ohm-m， $R_2$  分別為 10、50、100 以及 250 ohm-m 進行電阻率比之影響探討。管線之斷面大小

為  $dyp \times dzp$ ，埋設深度為  $dep=2$  公尺(管線最頂端)，在管線周邊平行管線佈有 5 至 6 條測線，各測線相距  $dy=3$ ，電極棒間距為  $dx=3$ ，由於 Dipole-Dipole 對側向變化具有較佳解析能力，因此本研究測線配置採用 Dipole-Dipole。每條測線隨測深需求，對於測線長度  $L$  有些許調整。表 5-2 為管線地層 3D 效應模型參數說明表。

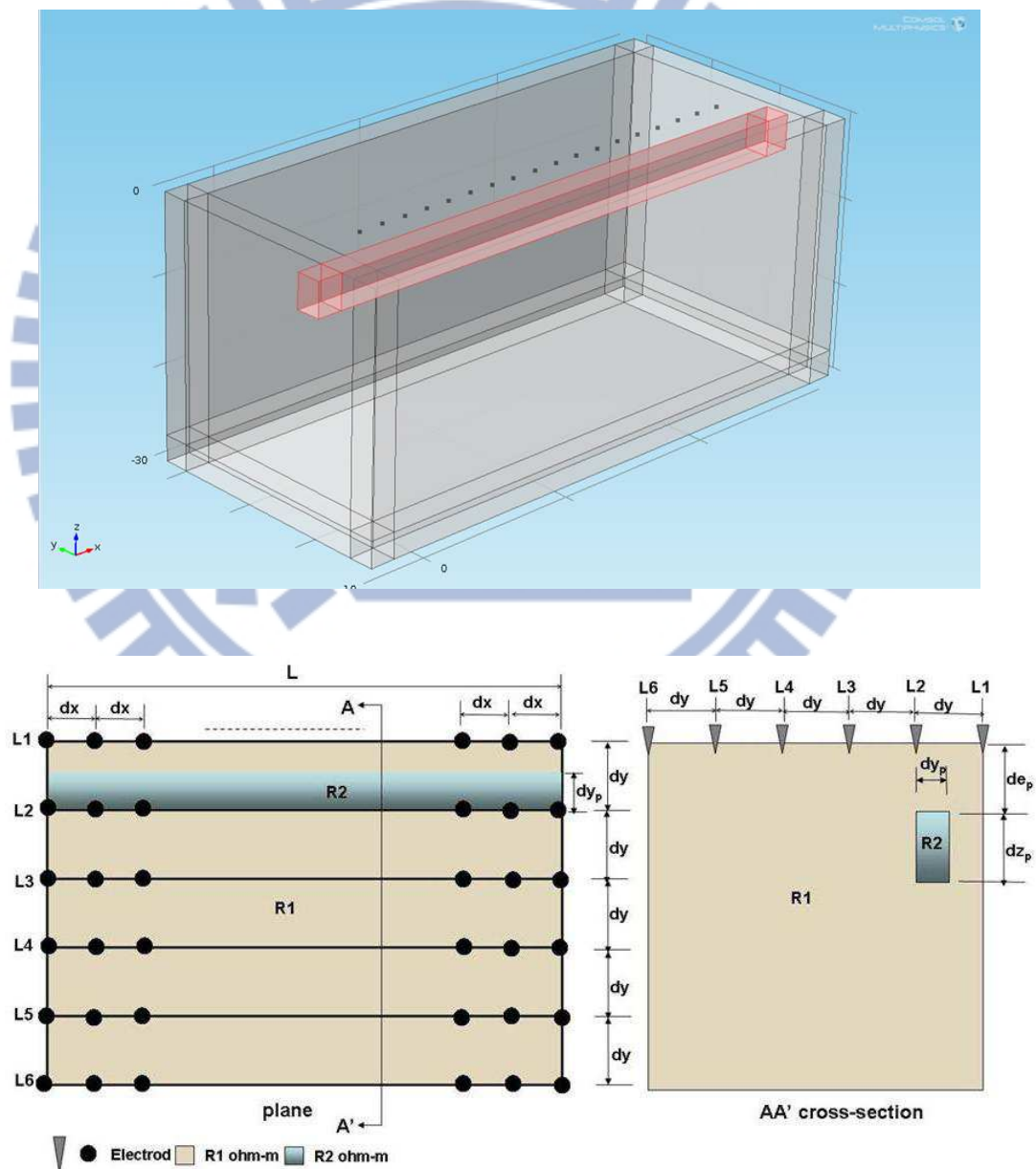


圖 5-18 管線地層三維效應模型

表 5-2 管線 3D 效應模型參數說明表

模型	影響因子	R1	R2	dx	dy	dep	dyp	dzp	L
管線三維效應模型	電阻率比 ( $n=R2/R1$ )	1000	10	3	3	2	1.5	2	42
			50						
			100						
			250						
	管線尺寸	1000	100	3	3	2	1.5	2	42
							3	4	51
	埋入深度	1000	100	3	3	0	1.5	2	42
						4			51
	影響距離	1000	100	3	3	2	1.5	2	42
	電極間距	1000	100	1.5	3	2	1.5	2	42
3									

(1) 電阻率比 ( $n=R2/R1$ ) 對三維效應的影響

為了解管線地層電阻率比三維效應之影響，規劃四種不同  $n$  值之地層電阻率比 ( $n = 0.01、0.05、0.1、0.25$ )，其中固定  $R1$  為 1000 ohm-m， $R2$  分別為 10、50、100 以及 250 ohm-m 進行電阻率比之影響探討。

本研究取小尺寸管線分析 (1.5m\*2m)，小尺寸管線之測線 L1~L5 分別與管線邊界距離 1.5、0、3、6、9 公尺，因此採用 L3 (與管線水平距離 3 公尺) 測線分析，其電阻率比之結果如圖 5-19 所示，電阻率比小於 0.05 時，可明顯觀察到 3D 效應之映射現象，當電阻率比大於 0.1 時，3D 效應便漸漸不顯著。



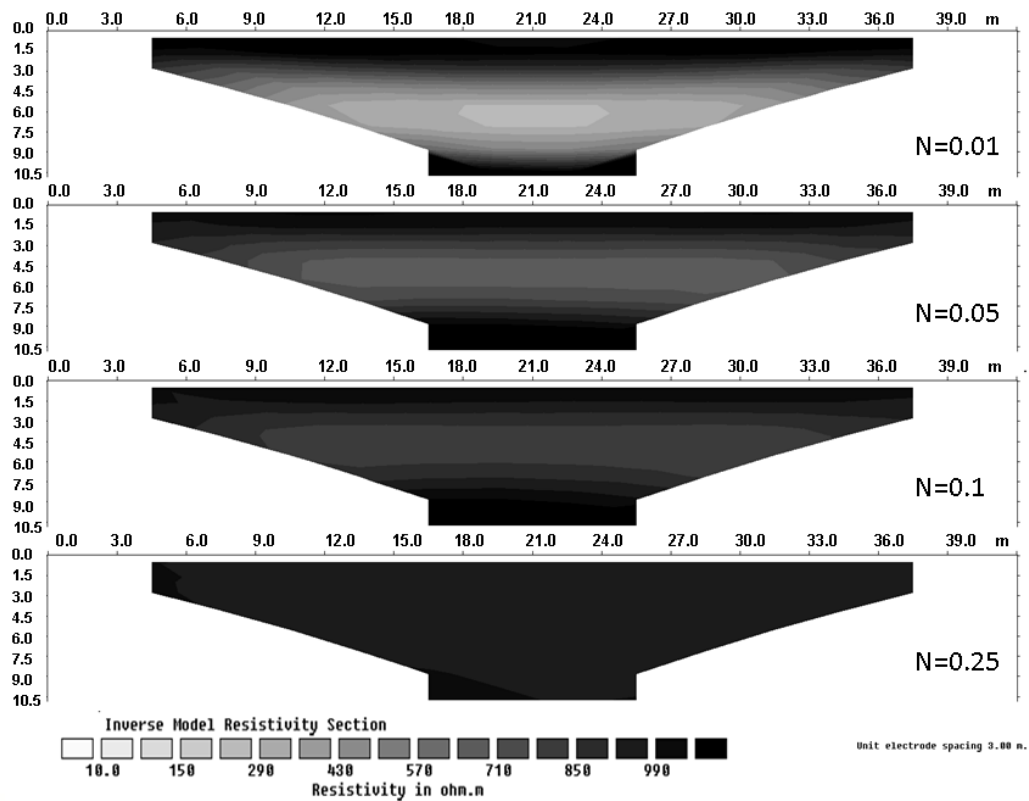


圖 5-19 管線地層模型電阻率比三維效應之影響

## (2) 管線尺寸對三維效應的影響

為了解管線尺寸三維效應之影響，規劃兩類不同管線尺寸之地層模型，管線斷面尺寸分別為 1.5(寬) x 2(深) 公尺及 3(寬) x 4(深) 公尺。由前述可知當電阻率比  $n$  大於 0.1 後，三維效應漸漸變小，因此本研究固定此電阻率比，探討不同管線尺寸條件下之 3D 效應。

由圖 5-20 結果顯示，鄰近兩不同尺寸管線之二維電探施測結果，由於管線尺寸之關係，小尺寸管線之測線 L1~L5 分別與管線邊界距離 1.5、0、3、6、9 公尺，大尺寸管線之測線 L1~L6 分別與管線邊

界距離 0 (管線左側)、0 (管線右側)、3、6、9、12 公尺。在小尺寸管線的情況，測線 L4 (具管線邊緣 6 公尺) 三維效應已逐漸減少，但在大尺寸管線中，測線 L5 (具管線邊緣 9 公尺) 仍可觀察到鄰近管線的映射結果，顯示隨著管線尺寸增加，3D 效應之影響隨之增加。

另外觀察映射深度較管線實際深度深，顯示映射機制非水平映射，其映射深度與管線距測線之距離有關。當距離超過 6-9 公尺以上，結果顯示三維效應影響漸小，已趨於穩定。

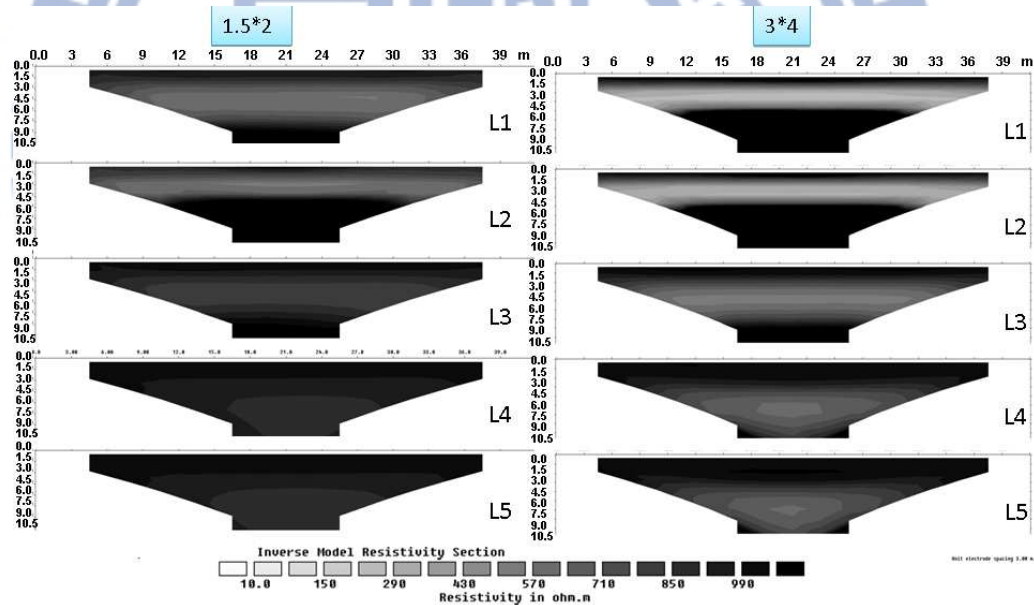


圖 5-20 管線地層模型管線尺寸對三維效應之影響

### (3) 管線埋入深度對三維效應的影響

為了解管線埋設深度三維效應之影響，規劃兩類不同管線埋設深度之地層模型，其埋設深度(管線最頂端)分別為 0m (埋設於地表)

與 4m。模型設定  $n=0.1$ ，管線斷面尺寸為 1.5(寬) x 2(深) 公尺，佈有五條測線。

圖 5-21 顯示小尺寸管線之埋設深度分別為 0 公尺與 4 公尺之二維電探施測結果，比較二者 L1-L5 測線，發現具有相同映射結果，但埋設深度為 2 公尺時可比較明顯觀察到映射現象，顯示隨著深度增加，三維效應之影響減弱，但仍有相同影響距離。

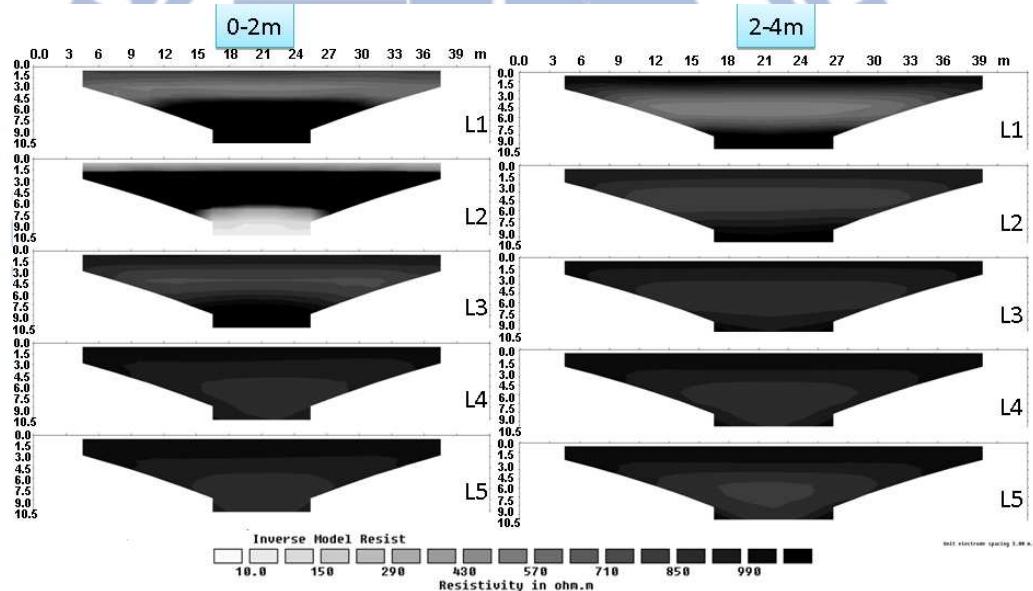


圖 5-21 管線地層模型管線埋入深度對三維效應之影響

#### (4) 管線地層三維效應影響距離

為了解管線地層三維效應可能的影響範圍，本研究採用模型設定  $n=0.1$ 。管線斷面尺寸為 1.5(寬) x 2(深) 公尺、 $dep=2$  公尺、 $dy=3$  公尺、 $dx=3$  公尺、 $L=42$  公尺等參數分析，測線 L1~L5 分別與管線邊

界距離 1.5、0、3、6、9 公尺。

如圖 5-22 左圖所示 L1 及 L3 剖面均有明顯三維效應，L4 測線剖面三維效應已逐漸不明顯，L5 測線剖面已不見三維效應。因此三維效應影響距離約為 6 公尺，6 公尺以後映射現象逐漸變淡。

#### (5) 電極間距對三維效應的影響

為了解管線地層電極間距與三維效應影響關係，電極間距是否可做為正規化之參數？本研究採用電極間距分別為 3 公尺及 1.5 公尺進行分析。模型設定  $n=0.1$ ，管線斷面尺寸為 1.5(寬) x 2(深) 公尺， $dep=2$  公尺(管線最頂端)， $dy=3$  公尺， $dx=1.5$  公尺、3 公尺， $L=42$  公尺。

利用 L1-L6 剖面，比較不同電極間距( $dx=1.5m$  及  $3m$ )之三維效應影響情形及影響距離。如圖 5-22 所示，電極間距縮小，提高了空間解析能力，但不同電極間距所顯示三維效應影響範圍類似，隨著與管線邊緣距離增加至 6 公尺之 L4 之後，三維效應已均逐漸不明顯。此結果顯示以電極棒間距做為三維效應影響之正規化參數並不恰當，因為其影響的距離並不隨著電極棒間距變小而變小。

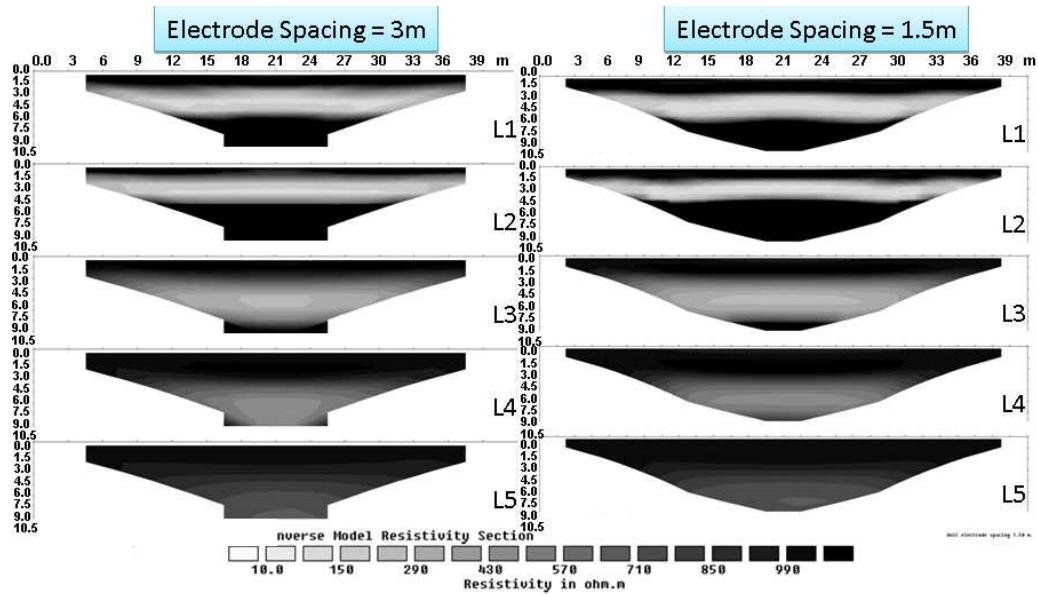


圖 5-22 管線地層模型不同電極間距三維效應影響距離

依據上述管線模型模擬可得到下列結論：

1. 在不同電阻率比上：如同簡化斷層數值模型，不同電阻率比映射影響範圍與趨勢具一致性，但隨著電阻率比越小，則三維映射現象逐漸變小，即當電阻率比大於 0.1-0.2 時，其映射現象便不明顯。此結論與簡化斷層數值模型結果相同
2. 在不同管線尺寸上：由不同管線尺寸剖面圖顯示，顯示隨著管線尺寸增加，三維效應之影響隨之增加。
3. 在管線不同埋入深度上：由管線不同埋入深度剖面圖顯示，顯示隨著深度增加，三維效應之影響減弱，但仍有相同的影響距離。
4. 在三維效應影響距離上：由不同測線距離剖面圖顯示，測線與測



線垂直方向影響距離為 6 公尺，6 公尺以後已逐漸變淡。此結論與簡化斷層數值模型結果相同。

5. 在不同電極間距上：由不同電極間距剖面圖顯示，電極間距縮短不影響三維效應映射趨勢，此結論與簡化斷層數值模型結果相同。

## 5.2 邊界效應

二維地電阻剖面係假設電流在地下半無限域空間內無限延伸流動，但事實上受限於現地施測環境，測線長度常無法滿足需求，並受邊界效應影響。所謂邊界效應，即二維 ERT 施測於一有限長度之測線上進行，但測線之兩側邊界若遇地形變化，其邊界之地質或地形變化之電阻率可能會映射於二維地電阻剖面上而造成探測誤差，影響施測成果及判釋準確性。

為了解測線二側地層變化所可能造成之邊界效應，本研究將建立測線邊界地層變化數值模型，擬透過邊界介質之變化，利用數值模擬探討二維地電阻剖面下之邊界效應所造成之影響。假設邊界有一異質介質存在，透過有邊界影響及無邊界影響之模型比對，探討影響差異。如圖 5-23 所示。

本研究數值模擬採用軟體為 LOKE RES2Dmod，先利用此軟體建立數值模型及正算，將模擬之地電阻正算結果，再以 LOKE RES2Dinv 進行結果之反算(Loke M. H., 2003)。邊界效應之探討係將設定有邊界介質之模型如圖 5-23，經過正算後先得到視電阻率剖面，將視電阻率剖面經過反算後得到原始模型受到邊界介質影響之地電阻剖面圖；為了解邊界介質之影響，本研究將視電阻率剖面之邊界介質資料點刪除，再重新經過反算後得到新的地電阻剖面圖，比對二者之差異。其資料點刪除距離分別距邊界介質 0M、2M、4M、6M、8M 及 10M。

本研究透過參數變化探討，從電阻率比、電極間距、邊界效應影響距離、介質深度、介質大小等方向進行探討。模型中設定土層背景電阻率為  $R_1$ ，邊界介質電阻率為  $R_2$ ，電阻率比  $n=R_2/R_1$ ，介質之斷面大小為  $dyp \times dzp=2 \times 2$  平方公尺，埋設深度為  $dep=2$  公尺，電極棒間距為  $dx=2$ ，測線長度  $L=50$  公尺，由於 Dipole-Dipole 對側向變化具有較佳解析能力，因此本研究測線配置採用 Dipole-Dipole。表 1 為邊界效應模型參數說明表。

本研究先探討  $n < 1$  之情況(即  $R_1 > R_2$ )以及不同電阻率比之情況，此外，並加入一組  $n > 1$  條件( $R_1 < R_2$ )做為比對案例。本次數值模擬相關參數設定及結果說明如下：

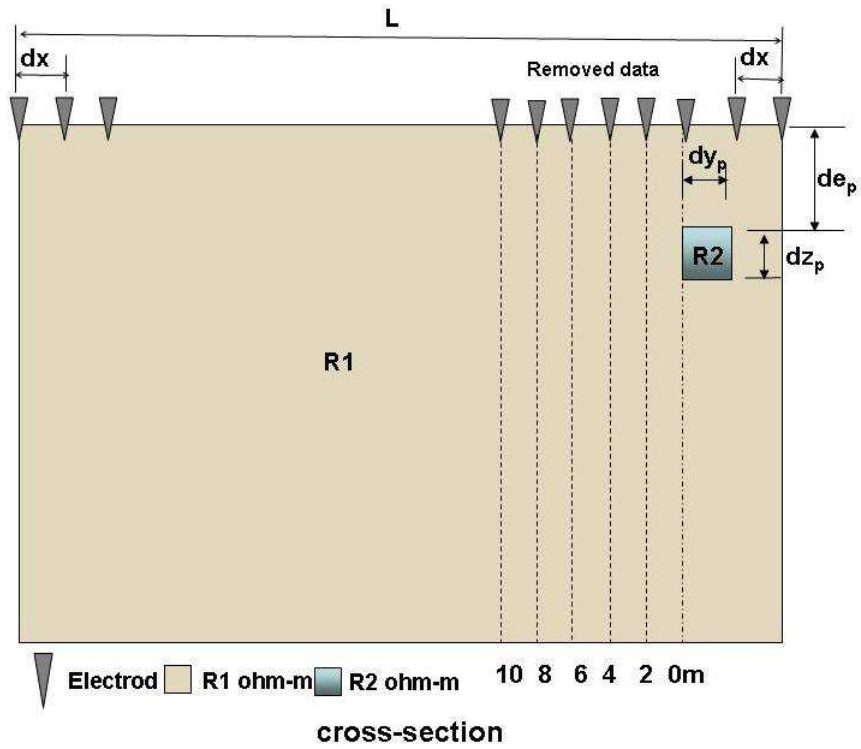


圖 5-23 邊界效應模型

表 5-3 邊界效應地層模型參數說明表

模型	影響因子	n	R1	R2	dx	dep	dyp	dzp	L
邊界效應模型	電阻率比 ( $n=R2/R1$ )	0.01	1000	10	2	2	2	2	50
		0.05		50					
		0.1		100					
		0.25		250					
	介質尺寸	0.01	1000	10	2	2	2	2	50
	埋入深度	0.01	1000	10	2	2	2	2	50
	影響距離	0.01	1000	10	2	2	2	2	50
電極間距	0.01	1000	10	2	2	2	2	50	
					4				100

(1) 電阻率比 ( $n=R2/R1$ )對邊界效應的影響

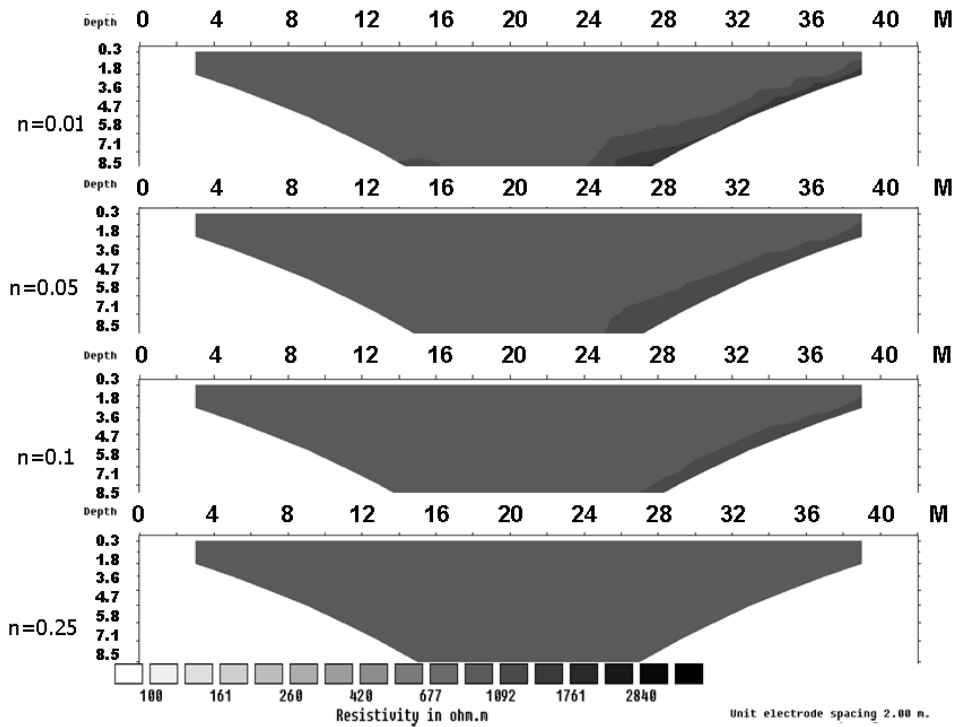
為了解不同電阻率比之邊界效應影響，本研究固定背景值  $R1$  為  $1000\text{ohm-m}$ ，並控制  $R2$  與  $R1$  之比值  $n$  分別為  $0.25$ 、 $0.1$ 、 $0.05$  以

及 0.01，亦及 R2 之電阻率分別為 250、100、50 以及 10ohm-m 之模型。

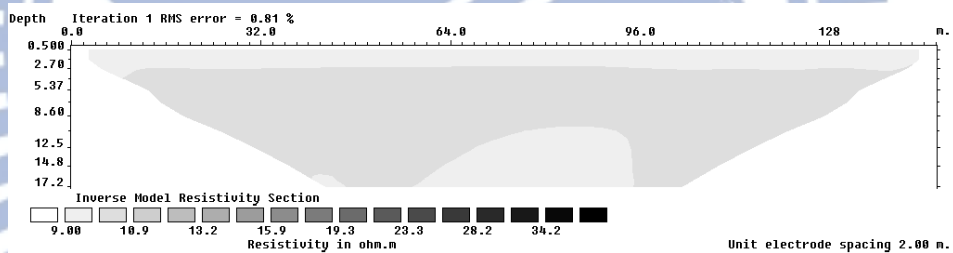
其結果如圖 5-24(a)所示，測線邊界介質的存在造成電阻剖面在邊界附近有異常電阻值的出現，且此邊界異常電阻值高於背景值 (1000 ohm-m)，研判為電流流經邊界時，遭遇邊界之低電阻介質，使電流大量集中於低地阻區，造成邊界剖面電阻值異常升高。

在  $n < 1$  ( $R2/R1$ ) 情形下，隨者電阻率比  $n$  值的增加，邊界效應影響漸減。如圖 5-24 顯示，電阻率比在  $n=0.1$  以下的電阻率剖面均有異常電阻值區域出現， $n=0.25$  時已不明顯，亦即當電阻率比約 0.1 以下，方有邊界效應的顧慮，此狀況與三維效應的情況類似。

為評估  $n > 1$  時是否仍會有映射之情形，模擬結果如圖 5-24(b) 所示。若邊界介質電阻率遠高於土層電阻率 ( $n > 1$ )，相較於  $n < 1$  之結果顯示仍會有映射現象，但映射值遠不如  $n < 1$  之情況，雖剖面稍有變化，但都保持在設定值上下變動，變動範圍不大。其主要原因為低電阻區不論處於何處，電流均較集中，電流流動能力較佳，因此，若邊界介質為低電阻，則電流易在此處流動，造成擾動產生映射現象。因此，本研究主要討論  $n < 1$  之情況，至於  $n > 1$  所造成之邊界效應遠不如  $n > 1$ ，此結果與三維效應相似，不再討論。



(a)  $n < 1$



(b)  $n > 1$

圖 5-24 不同電阻率比邊界效應影響情形

## (2) 介質尺寸對邊界效應的影響

為了解介質尺寸對邊界效應之影響，本研究固定電極間距及介質深度，介質大小分別取  $2 \times 2$  m 及  $4 \times 4$  m 討論。

其結果如圖 5-25 所示。在相同之  $n$  值下，邊界介質尺寸增大並



不會影響邊界效應之影響範圍，亦即不論邊界介質大小，其邊界效應影響範圍均相同，此狀況與管線三維效應的情況不同(在管線三維效應分析，顯示隨著管線尺寸增加，三維效應之影響隨之增加)。由圖 5-25 可發現電阻率比  $n=0.1$  在大尺寸及小尺寸之邊界效應影響範圍類似，影響距離均為 8M。

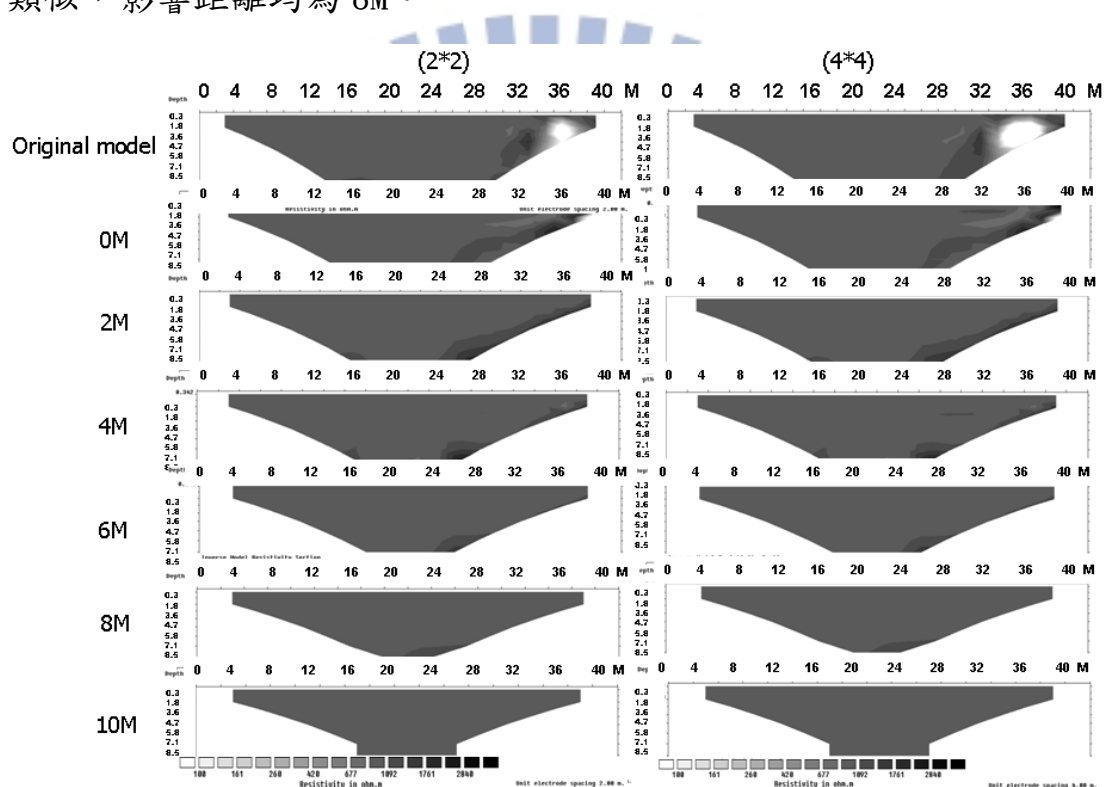


圖 5-25 不同介質尺寸邊界效應影響情形

### (3) 埋入深度對邊界效應的影響

為了解介質不同埋入深度對邊界效應之影響，本研究設定介質分別位於地表下 2M 及 4M 位置分析。

其結果如圖 5-26 所示。同樣尺寸的邊界介質，對於邊界介質位於地表下 4M 的影響距離較地表下 2M 的距離遠，亦即邊界介質位於愈深，其邊界效應影響較大，此狀況與管線邊界三維效應的情況不同(在管線三維效應分析，顯示隨著深度增加，三維效應之影響減弱，但仍有相同影響距離)。由圖 4 可發現電阻率比  $n=0.1$  在  $dep=2M$  下，其邊界效應影響距離 8M；在  $dep=4M$  下，其邊界效應影響距離為 10M。此結果可由 model 中視電阻率資料點顯示出，當介質位於地表下愈深，越深處的資料點將會受影響，致邊界效應影響範圍加大。

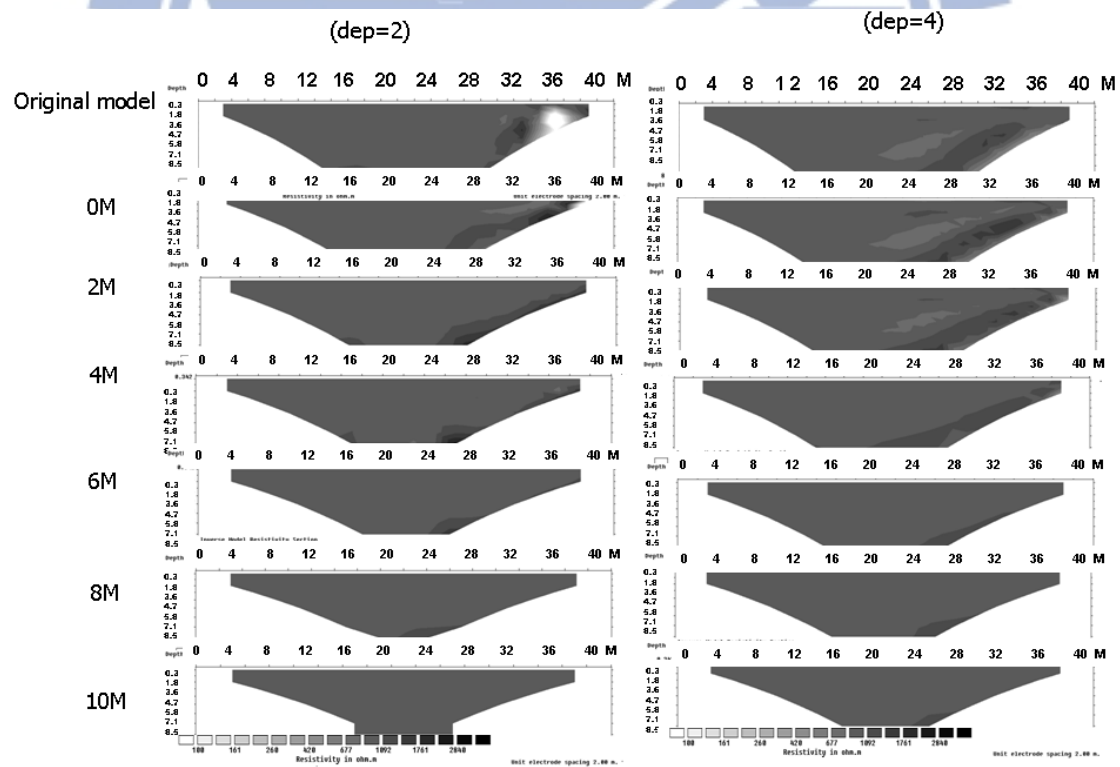


圖 5-26 介質不同深度邊界效應影響情形

(4) 邊界效應影響距離

為了解邊界效應影響之距離，本研究取電阻率比  $n=0.1$  及電極間距  $dx=2$  分析，其結果如圖 5-27 左圖所示，在距離邊界介質 6m 以內之電阻率剖面圖均有明顯異常電阻區域存在，明顯受邊界效應影響，在距離邊界介質 8m 以後，幾乎不受邊界效應影響。此結果與管線三維效應影響之距離相似。

#### (5) 電極間距對邊界效應的影響

為了解電極間距對邊界效應之影響，電極棒間距是否確實可做為正規化之參數，或其影響是一固定之距離而與電極棒間距無關？本研究固定介質深度及大小，電極間距分別取 2 m 及 4m 討論。

如圖 5-27，電阻率比  $n=0.1$  時，在電極間距  $dx=2$  其邊界效應影響距離為 8M；而在電極間距  $dx=4$  邊界效應影響距離亦為 8M。雖使用較小的電極棒間距有較佳的解析能力。但影響距離卻是相同，因此，以電極棒間距做為邊界效應影響空間的正規化參數並不恰當，因為其影響的距離並不隨著電極棒間距變小而變小。此結果與管線三維效應結果相似，均不受電極間距影響。

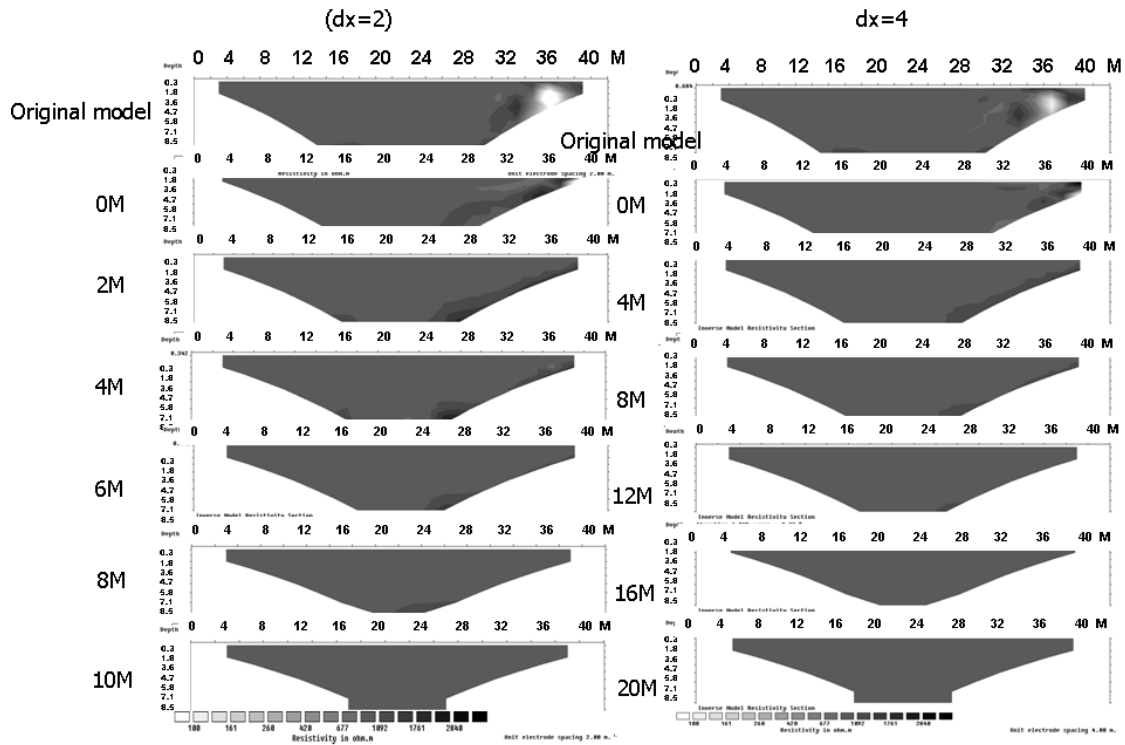


圖 5-27 不同電極間距邊界效應影響情形

由上述邊界效應模型模擬可得到下列結論：透過本研究所建立之模型發現，在邊界效應及三維效應之參數分析中，大致具有雷同的影響趨勢。

1. 在不同電阻率比( $n$ )下：當  $n$  值增加(即地層與介質之電阻率差異變小)，三維效應及邊界效應之影響範圍均降低。
2. 三維效應與邊界效應具有類似的影響範圍，影響距離為 6-8M。
3. 在不同電極間距下，三維效應與邊界效應均顯示以電極棒間距做為正規化參數並不恰當，因為其影響的距離並不隨著電極棒間距變大而變大。
4. 在不同介質尺寸下，管線尺寸增大將使三維效應影響範圍增加，

但邊界效應卻不受介質尺寸影響。

5. 在不同埋設深度下，隨著埋設深度越深管線三維效應越小，但介質邊界效應卻越大。因邊界介質越深會影響剖面邊界越深處之電阻率變化。





### 5.3 時間序列反算方法應用(Time-lapse)

單以一次量測資料推估壩體異常滲流，往往無法提供解答壩體滲流的關鍵問題，但如果結合相關地質資料，也許如前節所述可以提供出有用的訊息。時間序列反算方法可提供 ERT 調查時另一個時間維度，期望透過電阻率剖面隨時間的改變，可以對電阻率剖面變化程度進行可能的合理解釋。

因此，本研究以新山水庫測線 B 每月進行重複性的施測，在二維影像剖面搭配時間軸的變化以作長期監測。本研究所使用之儀器-法國 IRIS 公司的 SYSCAL PRO Switch 48 儀器，已有完整的自動化量測系統，藉由量測控制電腦，做定時的量測並記錄資料，再利用 RES2DINV 反算軟體功能「Time-lapse resistivity inversion」(時間序列反算模式)，即可得到測線量測結果在時間軸上的變化情形。

圖 5-28 為新山水庫殼層測線每月份隨時間變化反算後地電阻剖面圖，所有剖面圖相同性很高，顯示剖面沒有在不同時間有異常變化；圖中虛線框處為二處低電阻區域，可以明顯發現低電阻區域仍明顯存在，顯然高含水量問題依舊存在，只是低電阻範圍稍有改變。

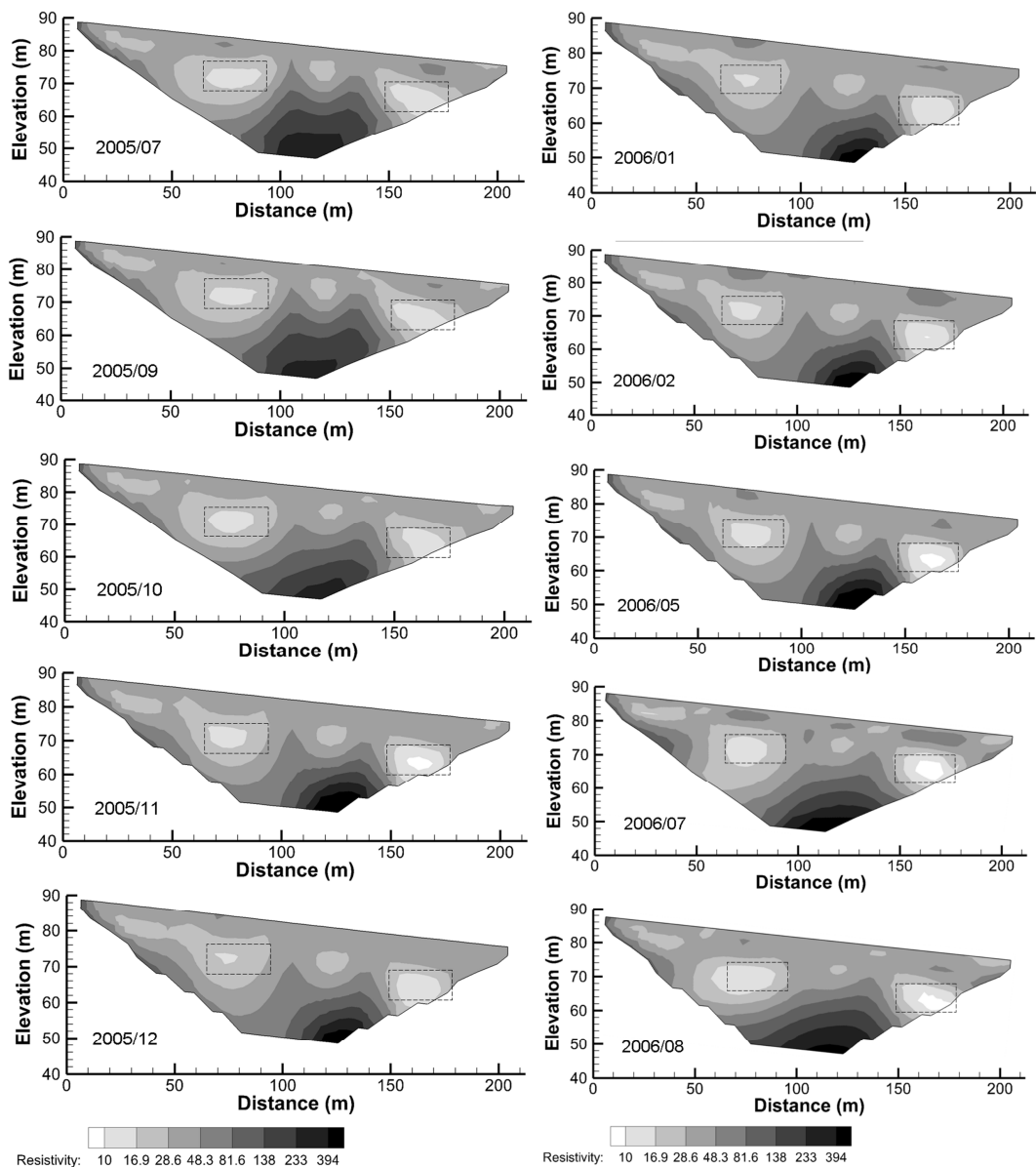


圖 5-28 新山水庫監測 2005 年 7 月-2006 年 8 月地電阻率剖面圖

由上述所呈現的結果，除了發現二個低電阻區持續濕潤外，此定性分析初步看並無提供其他不同的訊息，因此本研究進一步進行定量分析，由於影響水庫滲漏之主要因素為庫水位及降雨，本研究收集監測期間降雨量及庫水位資料，圖 5-29 為監測期間電阻率、庫水位及平均降雨量之變化關係圖，並取高電阻區(右邊矩形虛線框)及低電阻區(左邊矩形虛線框)二區域進行分析。由圖顯示出庫水位與平均降雨

量的關係，在監測期間，水庫庫水位變化並不顯著，且平均降雨量卻有很大的變化，但在低電阻區電阻率的變化卻不大，顯示該區長期處於濕潤狀態，由此發現，更進一步支持本研究原先假設左邊矩形虛線框低電阻區是由長期的地下伏流水造成，且此區域已接近飽和狀態，因此，此區域電阻率受庫水位及降雨量影響較小。另一右邊矩形虛線框高電阻區，則隨降雨量的變化而變化，降雨量低則電阻率升高，降雨量增加，則電阻率降低。由於此大壩殼層為一均質材料，其中的電阻率隨降雨入滲而降低，最終排出水而升高，這是一個殼層正常的行為。

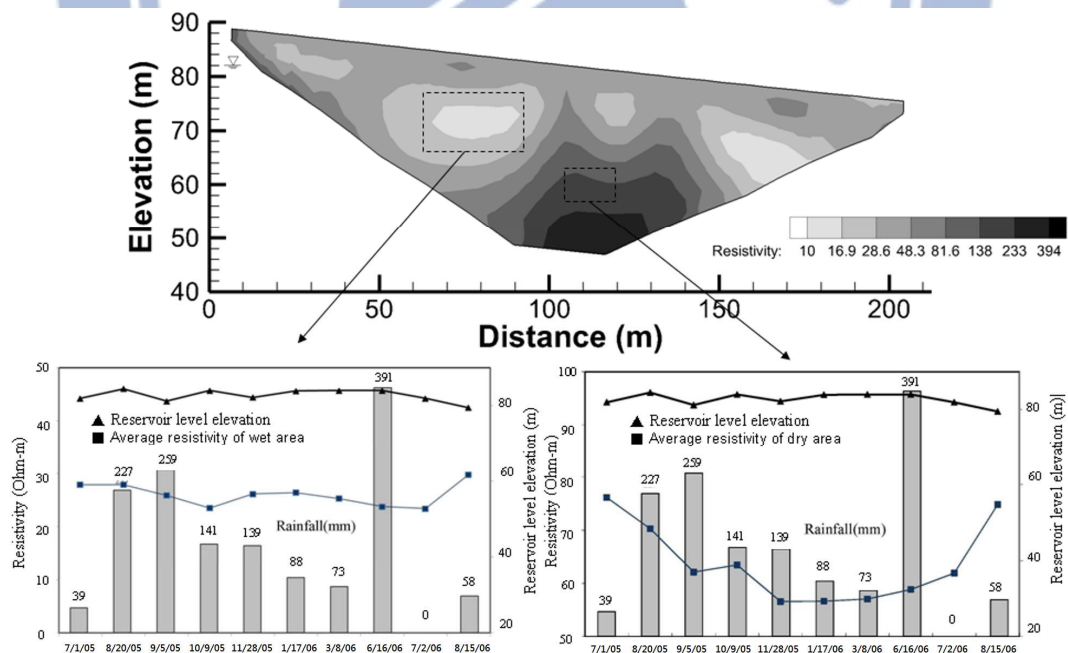


圖 5-29 監測期間電阻率、庫水位及平均降雨量之變化關

## 六、結論與建議

### 6.1 結論

生動的二維地電阻剖面背後隱藏了許多不確定性，常遭致過份解讀施測結果及誤判，透過案例分析，本研究認為電阻率剖面圖判釋過程中常遭遇的問題，包含電阻率剖面空間解析能力的問題、電阻率剖面的可信度、邊界效應之影響、三維效應之影響等問題，致影響成果判釋之準確度。為提升判釋能力，本研究透過數值模型進行解析能力的探討，並透過正算模型的建立，透過此定性分析增加對施測成果的可信度。在三維與邊界效應分析上，本研究發現 2D ERT 之基本假設常與現地條件不符，致測線上三維及邊界之地形或材料會映射至二維地電阻剖面上，造成判釋誤差；透過三維及邊界效應的數值模擬，本研究得知其映射機制，並得以判釋出新竹斷層的反算結果及分析出新山水庫的滲漏機制。以下針對本研究所建立之數值模型包含不同地層之地質模型、三維效應模型及邊界效應模型所得到的結果，整理如下。期望透過本研究數值模型所進行的解析能力的探討，透過定性的分析，了解在不同地層構造下的解析能力、三維與邊界效應影響，可提供工程師在判釋時能更進一步了解及注意。

1. 為了解地層變化對地電阻剖面的影響，本研究針對常見地層規劃七種地質模型，包括單一水平層面地層、水平夾層地層、單一垂



直層面地層、垂直夾層地層、複合地層、傾斜層面地層、土石夾雜地層等七種，佈線以常用之 Wenner 配置。雖然二維地電阻剖面解析能力隨深度逐漸降低，但實際上其影響因素在地質構造上受電阻率比、層面深度、覆土深度、夾層厚度、傾斜角度、介質大小、雜訊強度等因素影響。通常低電阻不論位於上層或下層解析能力均較佳，因為電流會集中在較低電阻率層流動，進而具有較高之解析能力；若高電阻位於上層，解析能力亦佳，但高電阻位於下層，則受上層低電阻影響，解析能力開始下降。層面深度越深，解析能力降低。在水平夾層地層上，低電阻區不論位於上下層或夾層，均可得到與設定值相同電阻值，但高電阻值位於夾層下層，則受低電阻夾層影響，電阻值變小，不易判釋層面。在傾斜層面地層上，若低電阻位於層面之上，傾斜層面不易判釋；若高電阻位於層面之上，則傾斜層面可清楚判釋，當傾斜角度變小時，傾斜層面更明顯。地層中若存在單一物質，不論地層中物質為高或低電阻值，均可清楚判釋出，但物質的判釋深度會受電阻率比影響。地層中若存在多物質如土石夾雜地層，第一層之物質皆可被清楚判釋出，第二層以後之物質，則被模糊化以帶狀層次出現。在施測過程中遭遇雜訊干擾，電阻率剖面有不規則跳動現象，隨著雜訊增加，跳動程度越嚴重，判釋時應特別注意，避



免誤判。

2. 在地電阻影像的評價分析上，雖然在 Geotomo Res2dinv software(2007)已內建靈敏度剖面進行可信度分析，靈敏度剖面雖可提供二維地電阻剖面可信度上具有參考之價值，但卻無法顯示反算結果可能招受到的扭曲情形，且該值無法提供具體的資訊以利工程上做直覺的判斷；因此，本研究提出配合現地反算結果及所收集之相關地質資料，建立正算模型以進行定性分析，可提升對現地施測反算結果判釋之可信度。
3. 在三維效應分析上，本研究透過建立簡化斷層三維數值模型、管線地層數值模型，發現二維地電阻剖面若在垂直測線方向為非均質，二維地電阻剖面成果會出現三維映射現象。因此，本研究在新竹斷層、新山水庫二案例之數值模型上進行模擬三維映射現象，亦發現與所建立之簡化斷層三維數值模型及管線地層數值模型得到之結果，均具有相同之映射機制。在簡化斷層數值模型上發現：ERT 測線與斷層走向之夾角若小於 60 度時，三維效應明顯呈現，當夾角大於 60 度，則三維效應逐漸消失。隨著電阻率比越小，則三維映射現象逐漸變大，即當電阻率比大於 0.2 時，其映射現象便不明顯。測線與測線垂直方向層面距離達 6 米以上，則映射現象逐漸不顯著。以垂直向解析為主的 Wenner Array 的

三維映射率明顯低於以側向解析為主的 Dipole-Dipole Array。在管線地層數值模型上發現相關影響結果與斷層數值模型結果相似，隨著電阻率比越小，三維映射現象逐漸變小，即當電阻率比大於 0.2 時，其映射現象便不明顯。隨著管線尺寸增加，三維效應之影響隨之增加。隨著埋入深度增加，三維效應之影響減弱。測線與測線垂直方向影響距離為 6 公尺。

4. 在邊界效應分析上，透過本研究所建立之模型發現，在邊界效應及三維效應之參數分析中，大致具有雷同的影響趨勢。隨電阻率比越小，三維映射現象逐漸變大；邊界效應的影響距離為 6-8M；當邊界介質尺變大，邊界效應不受介質尺寸影響，此點與管線三維效應不同；隨著埋設深度越深管線三維效應越小，但介質邊界效應卻越大。因邊界介質越深會影響剖面邊界越深處之電阻率變化。

## 6.2 建議

1. 二維地電阻量測反算結果的不確定性可以透過正算模型此定性分析增加可信度。因此，現地試驗場址之基本資料必須盡量收集完整，尤其藉由鑽探資料假設不同深度位置的地層電阻率值，更能增加正算模型之可信度。

2. 透過鑽探資料的收集，可了解地層層次及地下水位的變化，地電阻剖面圖在判讀的時候，應互相搭配進行判釋。
3. 地層常為不均勻地層，因此現地施測常會發現當地層不符合在垂直測線方向為均質的條件時，會有三維效應出現，在現地施測時，應注意地形地貌的變化。
4. 地電阻測線佈設時，應盡量注意及避開二側地形及地貌之改變，避免產生邊界效應。
5. 進行三維施測可得到較佳結果，但受限於經費及現地場地面積、地形影響，目前仍以二維為主。因此，進行現地二維地電阻量測時，可搭配於室內進行三維數值模擬，更能獲得較佳之判釋。
6. 建議未來可建立一座標準地球物理探測試驗場，以進行各種調查試驗方法的比較和檢核，並可搭配現地試驗探討三維與邊界效應。
7. 為提供更正確的地電阻剖面，在解析能力提升上可更進一步進行探討，如反算方法等。
8. 未來可針對地電阻剖面與各影響參數定量的評析進行研究。

## 參考文獻

1. Abdel Aal, G.Z., Ismail, A.M., Anderson, N.L. and Atekwana E.A., 2003, "Geophysical investigation of seepage from an earth fill dam", *Geophysics* 2003, pp.1-8.
2. Abuzeid, N., 1994. Investigation of channel seepage areas at the existing Kaffrein dam site (Jordan) using electrical-resistivity measurements. *Journal of Applied Geophysics* 32, 163-175.
3. Godio and G. Bottino, 2001, Electrical and Electromagnetic Investigation for Landslide Characterisation, *Phys. Chem. Earth (C)*. Vol. 26, No. 9, pp. 705-710.
4. Awni T. Batayneh, 2001, Resistivity imaging for near-surface resistive dyke using two-dimensional DC resistivity techniques, *Journal of Applied Geophysics* 48 25 - 32.
5. Awni T. Batayneh & Abdullah A. Al-Diabat, 2002, Application of a two - dimensional electrical tomography technique for investigating landslides along the Amman - Dead Sea highway, Jordan, *Environmental Geology* 42, 399 - 403.
6. Barker, R., 1981. The offset system of electrical resistivity sounding and its use with a multicore cable. *Geophysical Prospecting* 29, 128 - 143.
7. Barker, R., Moore, J., 1998. The application of time-lapse electrical tomography in groundwater studies. *Leading Edge* 17, 1454 - 1458.
8. Batayneh, A. Abdullah A. Al-Diabat(2002). Application of a two-dimensional electrical tomography technique for investigating landslides along the Amman - Dead Sea highway, Jordan. *Environmental Geology* (2002) 42:399 - 403
9. Batayneh, A. and Barjous, M. (2003). " A Case Study of Dipole-Dipole Resistivity for Geotechnical Engineering from the Ras en Naqab Area, South Jordan." *JEEG*, 8(1), 31 - 38.
10. Beresnev, Hruby, Davis (2002). The use of multi-electrode resistivity imaging in gravel prospecting, *Journal of Applied Geophysics* 49 (2002) 245 - 254.
11. Bernstone, C., Dahlin, T., 1997. DC resistivity mapping of old landfills: two case studies. *European Journal of Engineering and Environmental Geophysics* 2 (2), 121 - 136.
12. Binley, A., W. Daily and A. Ramirez, 1997, Detecting Leaks from Environmental Barriers using Electrical Current Imaging, *J. Env. and Eng. Geophysics*, Vol. 2.(1), p11-19.
13. Binley, A., W. Daily and A. Ramirez, 1999, Detecting leaks from waste storage ponds using electrical tomographic methods", In: *Proc. 1st World Congress on Process Tomography*, p6-13, April 14-17, 1999.



14. CGS (Central Geological Survey), 1998. Explanatory Text of the Geologic Map of Taipei (1:50,000). Ministry of Economic Affairs, Taipei, Taiwan.
15. COMSOL Group, 2011. COMSOL Multiphysics Finite Element Analysis Software Ver. 4.2a, Official Site: <http://www.comsol.com/>.
16. Cho, I.K, Yeom, J.Y., 2007. Crossline resistivity tomography for the delineation of anomalous seepage pathways in an embankment dam. *Geophysics* 72, 31-38.
17. Corwin, D.L., Lesch, S.M., 2003. Application of soil electrical conductivity to precision agriculture: theory, principles, and guidelines. *Agron. J.* 95 (3), 55 - 471.
18. Corwin, D.L., Lesch, S.M., 2005a. Characterizing soil spatial variability with apparent soil electrical conductivity: I Survey protocols. *Comp. Electron. Agric.* 46, 103 - 133.
19. Corwin, D.L., Lesch, S.M., 2005b. Characterizing soil spatial variability with apparent soil electrical conductivity: II Case study. *Comp. Electron. Agric.* 46, 135 - 152.
20. Colucci, P., G.T. Darilek, D.L. Laine and A. Binley, 1999, Locating Landfill Leaks Covered with Waste, In Proc. International waste management and landfill symposium, Sardinia 99, Cagliari, Italy, Oct. 1999, Vol. 3, 137-140
21. Dahlin, T., 1989. The development of a cable system for vertical electrical sounding and a comparison of the Schlumberger and Offset Wenner methods. Licentiate Thesis LUTVDG/(TVTG-1005)/1-77, Lund University, 1989, 77pp.
22. Dahlin, T., 1993. On the automation of 2D resistivity surveying for engineering and environmental applications. Doctoral Thesis, ISBN LUTVDG/TVDG - 1007 - SE, ISBN 91-628-1032-4, Lund University, 187pp.
23. Dahlin, T., 1996. 2D resistivity surveying for environmental and engineering applications. *First Break* 14 (7), 275 - 283.
24. Dahlin, T., Loke, M.H., 1998. Resolution of 2D Wenner resistivity imaging as assessed by numerical modelling. *Journal of Applied Geophysics* 38 (4), 237 - 249.
25. Dahlin, T. and Owen, R., 1998. Geophysical investigations of alluvial aquifers in Zimbabwe. Proceedings of the IV Meeting of the Environmental and Engineering Geophysical Society (European Section), Sept. 1998, Barcelona, Spain, 151-154.
26. Dahlin, T., Glatz, D., Persson, N., Gwaze, P., Owen, R., 1999a. Electrical and magnetic investigations of deep aquifers in North Matabeleland, Zimbabwe. Proceedings of the Fifth Meeting on Environmental and Engineering Geophysics, Budapest, 5 - 9 September, 2pp.
27. Dahlin, T. 2001. The development of DC resistivity imaging



- techniques. *Computers & Geosciences* 27 (2001) 1019 – 1029.
28. Dahlin, M. Palm, & H. Garin 2004 Combined Resistivity Imaging and RCPT for Geotechnical Preinvestigation, Procs. NGM 2004, Ystad, Sweden, 9p.
  29. Dahlin T. and Zhou B., 2004, “A numerical comparison of 2D resistivity imaging with 10 electrode arrays” , *Geophysical prospecting*, Vol. 52, pp.379–398.
  30. Dahlin, T., Leroux, V., 2006. Time-lapse resistivity investigations for imaging saltwater transport in glaciofluvial deposits. *Environmental Geology* 49, 347–358.
  31. Daily, W., A. Ramirez, A. Binley, 2004, Remote Monitoring of Leaks in Storage Tanks using Electrical Resistance Tomography: Application at the Hanford Site, *Journal of Environmental and Engineering Geophysics* 9(1), 11–24.
  32. Darilek, G.T., Corapcioglu, M.Y., and Yeung, A.T., “Sealing Leaks in Geomembrane Liners Using Electrophoresis,” *Journal of Environmental Engineering*, June, 1996.
  33. Demanet, D., Renardy, F., Vanneste, K., Jongmans, D., Camelbeeck, T., and Meghraoui, M. (2001). ” The use of geophysical prospecting for imaging active faults in the Roer Graben, Belgium.” *GEOPHYSICS*, 66(1), 78 – 89.
  34. Donat Demanet, Eric Pirard, Francois Renardy, Denis Jongmans , 2001 , Application and processing of geophysical images for mapping faults *Computers & Geosciences* 27 1031 - 1037 .
  35. Friedel, S., 2003. Resolution, stability and efficiency of resistivity tomography estimated from a generalized inverse approach. *Geophysics Journal International* 153, 305 – 316.
  36. Geotomo Software 2007. RES2DINV Ver. 3.56, Rapid 2-D Resistivity and IP inversion using the least-squares method, available at [www.geoelectrical.com](http://www.geoelectrical.com).
  37. Geotomo Software 2002. RES2DMOD Ver. 3.01, Rapid 2D resistivity forward modelling using the finite-difference and finite-element methods, available at [www.geoelectrical.com](http://www.geoelectrical.com).
  38. Giano S. I., Lapenna V., Piscitelli S., Schiattarella M. (200). Electrical imaging and self-potential surveys to study the geological setting of the Quaternary, slope deposits in the Agri high valley (Southern Italy). *Annals of Geophysical*. Vol 43, No 2.
  39. Gil Lim Yoon and Jun Boum Park ,2001, Sensitivity of leachate and fine contents on electrical resistivity variations of sandy soils , *Journal of Hazardous Materials* B84 147 – 161
  40. Gish, O.H., Rooney, W.J., 1925. Measurement of resistivity of large masses of undisturbed earth. *Terrestrial Magnetism and Atmospheric Electricity* 30 (4), 161 – 188.

41. Godio A., Bottino G. (2001). Electrical and electromagnetic investigation for landslide characterization. *Physics and Chemistry of the Earth, Part C: Solar, Terrestrial & Planetary Science*. Volume 26, Issue 9, 2001, Pages 705 – 710.
42. Griffiths, D.H., Barker, R.D., 1993., Two-dimensional resistivity imaging and modelling in areas of complex geology. *Journal of Applied Geophysics* 29, 211 – 226.
43. Griffiths, D.H., Turnbull, J., Olayinka, A.I., 1990. Two dimensional resistivity mapping with a computer-controlled array. *First Break* 8 (4), 121 – 129.
44. Havevith H. -B., Jongmans D., Abdrakhmatov K., Trefois P., Delvaux D., Torgoe v I.A. (2000). Geophysical Investigations Of Seismically Induced Surface Effects: Case Study Of A Landslide In The Suusamyr Valley, Kyrgyzstan. *Surveys in Geophysics* 2000, Volume 21, Issue 4, pp 351-370.
45. Hendrickx, J.M.H., Das, B., Corwin, D.L., Wraith, J.M., Kachanoski, R.G., 2002a. Indirect measurement of solute concentration. In: Dane, J.H., Topp, G.C. (Eds.), *Methods of Soil Analysis, Part 4 – Physical Methods*. Soil Sci. Soc. Am. Book Ser. 5. Soil Science Society of America, Madison, WI, USA, pp.1274 – 1306.
46. Hubbert, M. King , 1940, The theory of ground water motion : *Journal of geology* , v48, p.785-994.
47. Igor A. Beresnev, Claire E. Hruby, Caroline A. Davis , 2002, The use of multi-electrode resistivity imaging in gravel prospecting. , *Journal of Applied Geophysics* 49 245 – 254.
48. Johansson, S., Dahlin, T., 1996. Seepage monitoring in an earth embankment dam by repeated resistivity measurements. *European Journal of Engineering and Environmental Geophysics* 1, 229-247.
49. Karastathis, V.K., Karmis, P.N., Drakatos, G., Stavrakakis, G., 2002. Geophysical methods contributing to the testing of concrete dams, Application at The Marathon Dam. *Journal of Applied Geophysics* 50, 247-260.
50. Kim, J.H., Yi, M.J., Song, Y., Seol, S.J., Kim, K.S., 2007. Application of Geophysical Methods to the safety analysis of an earth dam. *Journal of Environmental and Engineering Geophysics* 12, 221-235.
51. Koefoed O., 1979, “Geosounding Principles” , Elsevier scientific publishing company.
52. Koichi Suzuki, Shinji Toda, Kenichiro Kusunoki, Yasuhiro Fujimitsu, Tohru Mogi and Akira Jomori,” Case studies of electrical and electromagnetic methods applied to mapping active faults beneath the thick quaternary “, *Engineering Geology* Vol. 56 pp29 – 45 (2000).

53. Kunetz, G., 1966. Principles of Direct Current Resistivity Prospecting. Gebru" der Borntraeger, Berlin, 103pp.
54. LaBrecque D., Miletto M., Daily W., Ramirez A. and Owen E. 1996. The effects of "Occam" inversion of resistivity tomography data. Geophysics 61, 538 - 548.
55. Li, Y., 1992. Inversion of three-dimensional direct current resistivity data. Ph.D. Dissertation, University of British Columbia, Vancouver, British Columbia, 165pp.
56. Lee, J.Y., Choi, Y.K., Kim, H.S., Yun, S.T., 2005. Hydrologic characteristics of a large rockfill dam: Implications for water leakage. Eng. Geol. 80, 43 - 59.
57. Lim, H.D., Kim, K.S., Kim, J.H., Kwon, H.S., Oh, B.H., 2004. Leakage detection of earth dam using geophysical methods. Proc. International Commission on Large Dams (ICOLD), 72th Annual Meeting, 16-22 May 2004. Seoul, Korea, pp. 212-224.
58. Loke, M.H. and Barker, R.D., 1995. Least-squares deconvolution of apparent resistivity pseudosections. Geophysics, 60, 1682-1690.
59. Loke, M.H., Barker, R.D., 1996b. Practical techniques for 3D resistivity surveys and data inversion techniques. Geophysical Prospecting 44 (3), 499 - 524.
60. Loke, M.H., 2001. Constrained time-lapse resistivity imaging inversion. Proc. Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems, SAGEEP, Denver, Colorado, March 4-7 2001.
61. Loke, M.H. & Dahlin, T. 2002. A comparison of the Gauss-Newton and quasi-Newton methods in resistivity imaging inversion, Journal of Applied Geophysics, 49(3): 149-162.
62. 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.
63. Loke M.H., 2003, "Tutorial : 2-D and 3-D electrical imaging surveys", Geotomo Software, Malaysia.
64. Malkawi, A. I.H., Al-Sheriadeh, M., 2000. Evaluation and rehabilitation of dam seepage problems, A case study: Kafrein dam. Eng. Geol. 56, 335 - 345.
65. Myriam Schmutz, Yves Albouy, Roger Gu erin, Olivier Maquaire, Jacques Vassal, Jean-Jacques Schott, Marc Desclo tres(2000). Joint Electrical and Time Domain Electromagnetism (TDEM) Data Inversion Applied to the Super Sauze Earthflow (France). Surveys in Geophysics 2000, Volume 21, Issue 4, pp 371-390.
66. Niwas , S , Singhal ,D.C. ,1981, Estimation of aquifer transmissivity from Dar-Zarrouk parameters in prous media , J. Hydro., 50, 393-399.

67. Nguyen F. , S. Garambois, D. Jongmans, E. Pirard, M.H. Loke(2005), Image processing of 2D resistivity data for imaging faults , *Journal of Applied Geophysics* 57 260 - 277.
68. Nguyen, F., Kemna, A., Antonsson, A., Engesgaard, P., Kuras, O, Ogilvy, R., Gisbert, J., Jorreto, S., Pulido-Bosch, A., 2009. Characterization of seawater intrusion using 2D electrical imaging. *Near Surface Geophysics* 7, 377 - 390.
69. Nyquist, J.E., Bradley, J.C. and Davis, R.K., 1999. DC resistivity monitoring of potassium permanganate injected to oxidize TCE in situ. *Journal of Environmental & Engineering Geophysics*, 4, 135-148.
70. Oh, Y.C., Jeong, H.S., Lee, Y.K., Shon, H., 2003. Safety evaluation of rock-fill dam by seismic(MASW) and resistivity method. *SAGEEP Proceeding*, pp.1377-1386.
71. Okko, O., Hassinen, P., Korkealaakso, J., 1994. Location of leakage paths below earth dams by geophysical techniques. *Proc. International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering (ICSMFE)*, 5-10 January 1994, New Delhi, India, pp. 1349-1352.
72. Oldenborger, G.A., Routh, P.S., 2009. The point-spread function measure of resolution for the 3D electrical resistivity experiment. *Geophysical Journal International* 176, 405-414.
73. Oldenburg, D., Li, Y., 1999. Estimating the depth of investigation in dc resistivity and IP surveys. *Geophysics* 64, 403-416.
74. Oldenburg, D.W., Li, Y., 1994. Inversion of induced polarization data. *Geophysics* 59, 1327 - 1341.
75. Panthulu, T.V., Krishnaiah, C., Shirke, J.M., 2001. Detection of seepage paths in earth dams using self potential and electrical resistivity methods. *Engineering Geology* 59, 281-295.
76. Park S.K. and Van G.P. 1991. Inversion of pole-pole data for 3-D resistivity structure beneath arrays of electrodes. *Geophysics* 56, 951 - 960.
77. Perronea, A. Iannuzzia, V. Lapenna, P. Lorenzob, S. Piscitellia, E. Rizzoa, F. Sdaob, 2004, High-resolution electrical imaging of the Varco d' Izzo earthflow (southern Italy), *Journal of Applied Geophysics* 56 17 - 29.
78. Petersson, W., 1907. Om malmsö kande medelst elektricitet. *Jern-Kontorets Annaler* 2 - 3, 153 - 171.
79. Ramirez, A., W.Daily, A. Binley, D. LaBrecque and D. Roelant, 1996, Detection of Leaks in Underground Storage Tanks Using Electrical Resistance Methods, *J. Env. and Eng. Geophysics*, Vol. 1 (3), 189-203.
80. Rizzoa E., Colellab A., Lapenna V., Piscitellia S. (2004).



- High-resolution images of the fault-controlled High Agri Valley basin (Southern Italy) with deep and shallow electrical resistivity tomographies. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C, Volume 29, Issues 4-9, 2004, Pages 321-327.*
81. Rhoades, J.D., Chanduvi, F., Lesch, S., 1999b. Soil salinity assessment: methods and interpretation of electrical conductivity measurements. FAO Irrigation and Drainage Paper #57. Food and Agriculture Organization of the United Nations, Rome, Italy, pp. 1-150.
  82. Rhoades, J.D., Shouse, P.J., Alves, W.J., Manteghi, N.M., Lesch, S.M., 1990. Determining soil salinity from soil electrical conductivity using different models and estimates. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 54, 46-54.
  83. Robert, P.C., 1989. Land evaluation at farm level using soil survey information systems. In: Bouma, J. (Ed.), *Land Qualities in Space and Time. Proc. Symposium ISSS, August 22-26, 1988. Wageningen, Netherlands, pp.299-311.*
  84. Schlumberger, C., 1920. *E'tude sur la Prospection Électrique du Sous-sol, Gaultier-Villars et Cie., Paris, 94pp.*
  85. Sheets, K.R., Hendrickx, J.M.H., 1995. Non-invasive soil water content measurement using electromagnetic induction. *Water Resour. Res.* 31, 2401-2409.
  86. Song, S.H., Song, Y., Kwon, B.D., 2005. Application of hydrogeological and geophysical methods to delineate leakage pathways in an earth fill dam. *Exploration Geophysics* 36, 92-96.
  87. Sjö Dahl, P., Dahlin, T., Johansson, S., 2005. Using Resistivity Measurements for Dam Safety Evaluation at Enemossen Tailings Dam in Southern Sweden. *Environmental Geology* 49, 267-273.
  88. Sjö Dahl, P., Zhou, B., Dahlin, T., 2006. 2.5D Resistivity modeling of embankment dams to assess influence from geometry and material properties. *Geophysics* 71, 107-114.
  89. Sjö Dahl, P., Dahlin, T., Johansson, S., 2010. Using the resistivity method for leakage detection in a blind test at the Rössvatn embankment dam test facility in Norway. *Bull Eng. Geol Environ* 69, 643-658.
  90. Stogryn, A., 1971. Equations for calculating the dielectric constant of salinewater. *IEEE Trans. Microwave Theory Technol.* MIT 19, 733-736.
  91. Takahashi T., 2004, "ISRM Suggested Methods for land geophysics in rock engineering", *International journal of rock mechanics & mining sciences*, Vol. 41, pp.885-914.
  92. Telford W.M., Geldart L.P. and Sheriff R.E., 1990, "Applied Geophysics 2nd", Cambridge University Press.
  93. TWC (Taiwan Water Corporation), 2001. *The Second Safe Evaluation*



- of Xin-shan Reservoir. Taichung, Taiwan (in Chinese).
94. Turkmen, S., Öeguler, E., Taga, H., Karaogullarindan, T., 2002. Detection and evaluation of horizontal fractures in earth dams using the selfpotential method. Eng. Geol. 63, 247-257.
  95. U.S. Salinity Laboratory Staff, 1954. Diagnosis and improvement of saline and alkali soils, USDA Handbook 60. U.S. Government Printing Office, Washington, DC, USA, pp. 1-160.
  96. Voronkov, O.K., Kagan, A.A., Krivonogova, N.F., Glagovsky, V.B., and Prokopovich, V.S., 2004. Geophysical methods and identification of embankment dam parameters," Proceedings ISC-2 on Geotechnical and Geophysical Site Characterization, pp. 593-599.
  97. Wraith, J.M., Or, D., 1999. Temperature effects on soil bulk dielectric permittivity measured by time domain reflectometry: experimental evidence and hypothesis development. Water Resour. Res. 35, 361-369.
  98. Zhou B. and Dahlin T., 2003, "Properties and effects of measurement errors on 2D resistivity imaging surveying", Near surface geophysics, Vol.1, pp.105-117.
  99. 邱逸強, 1995, 彰化地區之電性地層學研究, 國立中央大學地球物理研究所碩士論文。
  100. 詹國皎等, 1999, 台灣西南海岸平原之研究國立中央大學地球物理研究所碩士論文。
  101. 丁逸, 1999. 應用電阻的海岸與河道變遷, 國立中央大學地球物理研究所碩士論文。
  102. 皮先璋, 2000. 應用直流電阻法研究台灣西南海岸平原晚更新世與全新世地層界限, 國立中央大學地球物理研究所碩士論文。
  103. 陳佑邦, 2001, 應用地電阻影像剖面法於新城斷層之研究, 國立中央大學應用地質研究所碩士論文。
  104. 梅興泰, 2001, RIP 二維分析初探, 國立台灣大學土木工程研究所碩士論文。
  105. 經濟部中央地質調查所, 「活動斷層研究九十二年度鑽井報告」, (2002), <http://cgsweb.moeacgs.gov.tw/result/Fault/web/91A.htm>。
  106. 潘宏璋, 2003, 應用地電阻影像剖面法於新竹斷層之研究, 國立中央大學應用地質研究所碩士論文。
  107. 陳宜傑, 2004, 應用地電阻法於土石流地滑之研究, 國立中央大學應用地質研究所碩士論文。
  108. 楊正傑, 2005, ERT 在地工調查應用之問題評析與空間解析能力探討, 國立通大學土木工程研究所碩士論文。
  109. 經濟部中央地質調查所, 「新竹、苗栗與台南都會區地下地質與工程環境調查研究(2/2)成果報告書 95 年度(新竹都會區)」(2006)。
  110. 尤仁弘, 2006, 應用地電阻影像法於壩體潛在滲漏調查之研究, 國立通大學土木工程研究所碩士論文。
  111. 姚奕全, 2007, 應用地電阻法於崩積層含水特性調查與監測之初探, 國

立通大學土木工程研究所碩士論文。

112. 楊光程，2009，二維地電阻影像探測之 3D 效應研究，國立通大學土木工程研究所碩士論文。

