

國立中央大學

應用地質研究所

碩士論文

Graduate Institute of Applied Geology

National Central University

Master Thesis

利用地電阻影像法與室內電阻率試驗探討地下構造特性

—以臺灣中部初鄉斷層為例

**Investigation of the Subsurface Structure by Using Electrical  
Resistivity Tomography and Laboratory Resistivity Test – A  
Case Study on the Chusiang Fault, Central Taiwan**

研究生：王廷瑜

Student: Ting-Yu Wang

指導教授：黃文正 博士

陳建志 博士

Advisor: Wen-Jeng Huang, Ph. D.

Chien-Chih Chen, Ph. D.

中華民國 壹百壹拾年 壹月

January, 2021

# 國立中央大學圖書館學位論文授權書

填單日期：101 / 1 / 12

2019.9 版

授權人姓名	王廷瑜	學 號	107624009
系所名稱	應用地質研究所	學位類別	<input checked="" type="checkbox"/> 碩士 <input type="checkbox"/> 博士
論文名稱	利用地電阻影像法與室內電阻率試驗探討 地下構造特性—以臺灣中部初鄉斷層為例	指導教授	黃文正 陳建志

## 學位論文網路公開授權

授權本人撰寫之學位論文全文電子檔：

- 在「國立中央大學圖書館博碩士論文系統」.
  - (  ) 同意立即網路公開
  - (    ) 同意 於西元\_\_\_\_\_年\_\_\_\_\_月\_\_\_\_\_日網路公開
  - (    ) 不同意網路公開，原因是：\_\_\_\_\_
- 在國家圖書館「臺灣博碩士論文知識加值系統」
  - (  ) 同意立即網路公開
  - (    ) 同意 於西元\_\_\_\_\_年\_\_\_\_\_月\_\_\_\_\_日網路公開
  - (    ) 不同意網路公開，原因是：\_\_\_\_\_

依著作權法規定，非專屬、無償授權國立中央大學、台灣聯合大學系統與國家圖書館，不限地域、時間與次數，以文件、錄影帶、錄音帶、光碟、微縮、數位化或其他方式將上列授權標的基於非營利目的進行重製。

## 學位論文紙本延後公開申請 (紙本學位論文立即公開者此欄免填)

本人撰寫之學位論文紙本因以下原因將延後公開

- 延後原因
  - (    ) 已申請專利並檢附證明，專利申請案號：
  - (    ) 準備以上列論文投稿期刊
  - (    ) 涉國家機密
  - (    ) 依法不得提供，請說明：\_\_\_\_\_
- 公開日期：西元\_\_\_\_\_年\_\_\_\_\_月\_\_\_\_\_日

※繳交教務處註冊組之紙本論文(送繳國家圖書館)若不立即公開，請加填「國家圖書館學位論文延後公開申請書」

研究生簽名：王廷瑜

指導教授簽名：黃文正

\*本授權書請完整填寫並親筆簽名後，裝訂於論文封面之次頁。



國立中央大學碩士班研究生  
論文指導教授推薦書

應用地質研究所碩士班 學系/研究所 王廷瑜 研究生

所提之論文 利用地電阻影像法與室內電阻率試驗探討地下構造  
特性—以臺灣中部初鄉斷層為例

係由本人指導撰述，同意提付審查。

指導教授

黃文正

(簽章)

110 年 1 月 12 日

國立中央大學碩士班研究生  
論文口試委員審定書

應用地質研究所碩士班 學系/研究所 王廷瑜 研究生

所提之論文 利用地電阻影像法與室內電阻率試驗探討地下構造  
特性—以臺灣中部初鄉斷層為例

經由委員會審議，認定符合碩士資格標準。

學位考試委員會召集人

葉恩肇

委

員

楊志成

謝文正

謝文正

中華民國 109 年 12 月 25 日

# 利用地電阻影像法與室內電阻率試驗探討地下構造特性

## —以臺灣中部初鄉斷層為例

### 摘要

臺灣中部的初鄉斷層為車籠埔斷層的分支斷層，呈東北-西南走向的活動動層，位於車籠埔斷層至雙冬斷層之間，東北側往雙冬斷層延伸；西南側則併入車籠埔斷層。此斷層於濁水溪以及東埔蚋溪河岸出露良好且連續的露頭，兩溪之間多受植被覆蓋難以確定斷層跡位置，導致前人繪製的斷層跡存在差異。因此，本研究在針對濁水溪與東埔蚋溪之間的初鄉底地區進行地電阻探測，為了納入所有可能為斷層跡的區域，將調查寬度設為 812 公尺，由於地形的限制而將部分線型西側的測線範圍修正為往東側延伸。本研究進行電阻率影像剖面法 (Electrical Resistivity Tomography, ERT) 施測時採用電極間距為 8 公尺，並配合非傳統的 CPP 陣列電極配置以增加放電電極的數量使施測過程更加快速。

本研究將施測所獲得的資料以 EarthImager2D 軟體進行反演，建立地下的電阻率的分布情形。反演結果顯示，本區域電阻率區間為 10~100  $\Omega$ -m，剖面近地表處呈現較高的電阻率 (約 90~100  $\Omega$ -m)；剖面中線偏西側存在地電阻變化異常的高電阻率區 (約 60~100  $\Omega$ -m) 與其相鄰兩側的低電阻率區 (約 10~25  $\Omega$ -m)；其餘區域的電阻率則均勻且無明顯變化，因此除垂直向於淺層存在一道電阻率不連續面外，水平向亦可判釋出四道。剖面中電性變化較明顯的區域推測可能為斷層通過的位置，因此針對剖面中段區域鑽取兩孔岩心搭配地表露頭資料驗證斷層是否通過並了解地下構造。

為了解電阻率變化所指示的地質意義，本研究於鑽取的兩口岩心分別進行岩心判釋與採樣，並使用岩心樣本進行室內電阻率試驗。根據岩心的判釋與電阻率剖面的對比，顯示剖面中電阻率變化處大致與岩性變化處接近，且淺部較高電阻率的區域，由地表露頭證實為崩積層所致。室內電阻率試驗結果顯示，影響電阻率變化最顯著的因素為含水量，其次則為岩石特性。透過室內電阻率試驗的結果對比電阻率剖面，本研究認為剖面變化異常高電阻率區域與低電阻率區域的

岩層很可能存在大量裂隙，若裂隙未充滿水分將形成高電阻率區，反之則為低電阻率區；其餘電阻率無明顯變化區域之岩層應較為連續且含水量無顯著差異。而透過岩心紀錄中出現的大量破裂面顯示剖面中的電性不連續帶可能為初鄉斷層帶，此斷層帶的西北緣離地電阻測線西北端水平距離約 130 公尺，水平寬度約 370 公尺，以  $55^\circ$  向東南傾向下延伸，比較現地露頭資料發現初鄉 1A 井西側區域岩層為  $70^\circ$  至  $76^\circ$ ，與初鄉 1A 井岩心淺部傾角約  $50^\circ$ ，呈現岩層位態有往西變得更陡的趨勢，顯示於剖面中最西側的電性不連續面可能為初鄉主斷層通過的位置，而其餘的電性不連續面，鑽井穿過的為置，亦與岩心中的剪切帶位置約略吻合，推測可能為其次要斷層。

關鍵詞：初鄉斷層、電阻率影像剖面、室內電阻率

# **Investigation of the Subsurface Structure by Using Electrical Resistivity Tomography and Laboratory Resistivity Test – A Case of Chusiang Fault, Central Taiwan**

## **Abstract**

The Chusiang fault in central Taiwan is located between the Chelongpu fault and the Shuangdong fault. It extends northeastwards to the Shuangdong fault and merges into the Chelongpu fault to the southwest. The Chusiang fault is difficult to trace because it's mostly covered by vegetation, except the Zhuoshui riverbank and Dongpuri riverbank. Several versions of fault traces proposed by previous studies are noticeably different. In this study, Electrical Resistivity Tomography (ERT) was used with an electrode spacing of 8 meters, and the non-traditional CPP array electrode configuration was used to increase the number of discharge electrodes to make the measuring process faster. The survey line trending NW to SE was up as 812 meters long in order to cover all the probable extent that the fault trace may pass through.

The data will be adapted to perform the inversion of the electrical resistivity profile with the EarthImager 2D software in order to decipher the distribution of the underground resistivity.

According to the inversion results, the resistivity ranges from 10 to 100  $\Omega$ -m over the whole section, and it exhibits relatively high values (about 90-100  $\Omega$ -m) in the sector near the ground surface. Beneath this sector, there is an abnormally high resistivity of about 60-100  $\Omega$ -m appearing in an extent of about 60 meters wide in the distance of one-third of the section from the northwest end. Two sectors with low resistivity of about 10-25  $\Omega$ -m, are adjacent to this high-resistivity extent, 30 meters wide to the NW and 130 meters to the SE, respectively. The resistivity of the remaining sectors is relatively uniform without much variation. Therefore, besides the resistivity discontinuity beneath the high-resistivity sector sub-parallel to the ground, four resistivity discontinuities can also be laterally distinguished.

Two boreholes on the survey line and laboratory resistivity tests were conducted to decipher the variations in the resistivity profile. Integrating the logging of two

boreholes and the ERT, it is shown that the resistivity change in the profile is roughly close to the lithological boundary, and the sector with high resistivity near the ground surface is correlated to the unsaturated colluvium or weathered soil which could be confirmed by the outcrops on the ground surface. The laboratory resistivity test results show that the main significant factor affecting resistivity variation is water content, followed by rock properties. Comparing the result from the ERT with the one from the laboratory resistivity test, we believe that there are a lot of fractures existing within the strata in those regions, including the sector of abnormally high resistivity and its two adjacent low-resistivity sectors. However, the high-resistivity area likely means that the fractures contain no water and vice versa. The strata in the remaining areas without much variation in resistivity should be relatively intact and have no significant difference in water content.

The region with high resistivity variation bounded by electrical discontinuities may be the Chusiang fault zone inferred from the dense fracture distribution and highly localized deformation in the rock cores. The northwestern edge of the fault zone is about 130 meters away from the northwest endpoint of the survey line, the horizontal width is about 370 meters, and the fault zone dips to the southeast at the angle of  $55^\circ$ . Comparing with the outcrops data, it is found that the dip angles of strata on the west side of borehole CS-1A are  $70^\circ$  to  $76^\circ$ , higher than the dip angle at the shallow part which is about  $50^\circ$ . This indicates the electrical discontinuity showed on the westernmost side of the profile may be the position where the Chusiang main fault passes. The remaining electrical discontinuities may be the branch faults based on the evidence that the electrical discontinuities which the borehole penetrated correlate with shear zones appearing in the rock cores.

Keywords: Chusiang fault, Electrical Resistivity Tomography, Laboratory resistivity test

## 致謝

兩年半的碩士生活過得很快，一轉眼就要結束人生中的一個重要的里程碑，本篇論文能夠順利進行與完成，首先要感謝我的指導教授黃文正老師在研究上給予我許多寶貴的建議與幫助，也常與我分享一些自身經驗及想法。也感謝陳建志老師在地電阻部分給予我許多資源以及許多寶貴的建議。

感謝我的口試委員葉恩肇教授與中油的楊志成副處長特別從外縣市奔波過來參加我的口試，並且都給予我的研究許多建議、想法與肯定，讓我更能夠把論文做得更完整。

在地質力學研究室待了兩年多，謝謝助理 Vicky 協助了研究室的各種事務，謝謝大學長一勤學長給我研究上的幫助與建議，謝謝師母 Maryline 時常關心我的研究也給了我許多建議，謝謝研究室的奕維學長常給我一些建議與指導，還有學姊雅筑常常在晚上或假日的時候一起在研究室奮鬥，也給予我許多研究上的幫助與鼓勵，還有新翰、智偉、中威、育誠感謝你們陪我一起去採岩心回來，我才能順利完成我的實驗。毓呈、長志、承家和琮錡時常在研究室給予不少歡樂，在休息時間打屁聊天成了日常最大的滋潤。謝謝研究室的各位的陪伴，讓我生活不無聊乏味。在中央的同學們，不管是地物所還是應地所，都非常謝謝你們的陪伴讓我的生活中充滿歡樂。

謝謝文翔不只給我研究上的建議與幫助，也常常協助我解決許多的難題，最重要的是陪伴我度過每一個大大小小難關，讓我順利的畢業。謝謝爸爸媽媽與姊姊對於我想做的事給予支持與鼓勵，給予我最強的後盾讓我自由飛翔。謝謝在碩士旅途上每一位給予我幫助與鼓勵的人們有你們才有現在的我。

# 目錄

摘要 .....	I
Abstract.....	III
致謝 .....	V
目錄 .....	VI
圖目錄 .....	IX
表目錄 .....	XII
第 1 章 緒論 .....	1
1.1 前言 .....	1
1.2 研究動機與目的 .....	1
第 2 章 區域地質 .....	3
2.1 地體構造.....	3
2.2 區域地質概況.....	4
2.2.1 地形.....	4
2.2.2 地層 .....	6
2.2.3 地質構造.....	9
2.2.4 現地露頭概況 .....	11
第 3 章 文獻回顧 .....	13
3.1 初鄉斷層相關研究 .....	13
3.1.1 初鄉斷層前人野外調查與活動性 .....	13
3.1.2 地球物理方法相關研究 .....	15
3.2 地電阻法.....	17
3.2.1 地電阻法的演進 .....	17
3.2.2 地電阻法的應用範圍 .....	18
3.2.3 應用地電阻探測活動斷層 .....	18

第 4 章 研究方法與原理 .....	20
4.1 地電阻影像法 .....	20
4.1.1 直流電阻簡介 .....	20
4.1.2 地電阻的施測與反演 .....	22
4.2 室內岩樣電阻率試驗 .....	34
4.3 岩心分析 .....	39
第 5 章 研究結果 .....	40
5.1 地電阻測線剖面 .....	40
5.2 室內電阻率實驗 .....	45
5.3 鑽井成果判釋 .....	55
第 6 章 討論 .....	57
6.1 現地電阻率與鑽井結果與對比 .....	57
6.1.1 鑽井深度內電阻率變化 .....	59
6.2 室內電阻率試驗 .....	63
6.2.1 岩石飽和度對電阻率影響 .....	63
6.2.2 其他因素影響 .....	68
6.2.3 影響程度比較 .....	73
6.3 地電阻剖面解釋 .....	77
6.3.1 近地表高電阻率區域 .....	77
6.3.2 中線以西電阻率異常變化區 .....	78
6.3.3 剖面兩側區域 .....	81
6.4 地質模型與綜合討論 .....	82
第 7 章 結論 .....	87
參考文獻 .....	88
附錄 A .....	92
附錄 B .....	95

附錄 C ..... 117

## 圖目錄

圖 2-2-1 初鄉斷層沿線地形圖。 .....	5
圖 2-2-2 初鄉斷層沿線地質圖。 .....	8
圖 2-2-3 地電阻測線附近露頭。 .....	11
圖 3-1-1 於東埔蚋溪的初鄉斷層露頭（照片摘自林啟文等，2008）。 .....	14
圖 3-1-2 於濁水溪溪床的初鄉斷層及其東側擾動帶。 .....	14
圖 3-1-3 初鄉斷層及其下盤（西側）屬頭崙山層的岩層（照片摘自黃文正等，2019）。 .....	15
圖 3-1-4 濁水溪沿線之震測剖面（引自 Wang et al., 2002）。 .....	16
圖 3-1-5 集集攔河堰北岸跨初鄉斷層（A 斷層）的地電阻剖面（引自黎明工程顧問有限公司，2013）。 .....	16
圖 3-2-1 地質材料電阻率範圍（Loke, 2004）。 .....	17
圖 4-1-1 均勻半空間內於輸入電流後產生之電場示意圖。 .....	21
圖 4-1-2 直流電阻法施測示意圖。 .....	21
圖 4-1-3 地電阻原理示意圖。 .....	21
圖 4-2-1 溫奈排列（Wenner Array）示意圖。 .....	23
圖 4-2-2 施蘭卜吉排列（Schlumberger Array）示意圖。 .....	23
圖 4-2-3 雙極排列（Pole-pole Array）示意圖。 .....	23
圖 4-2-4 雙偶極排列（Dipole-dipole Array）示意圖。 .....	24
圖 4-2-5 電極排列方式簡圖。 .....	24
圖 4-2-6 施測過程工作照。 .....	25
圖 4-2-7 地電阻資料處理流程示意圖。 .....	27
圖 4-2-8 前處理後檔案（*.urf）內容格式。 .....	29
圖 4-2-9 反演參數設定過程圖 A。 .....	30
圖 4-2-10 反演參數設定過程圖 B。 .....	30
圖 4-2-11 反演參數設定過程圖 C。 .....	31

圖 4-2-12 輸出檔案 (.OUT) 中第四次 Iteration (使用者自訂) 的部分結果。	32
圖 4-2-13 反演結果檔案 (*.dat) 內容格式。	33
圖 4-2-14 一般隨機 (Random) 取 30 組得到的中位數剖面圖。	33
圖 4-2-15 一般隨機 (Random) 取 30 組的 $\frac{Q_3-Q_1}{Median}$ 剖面圖。	33
圖 4-3-1 岩樣電阻率測量台裝置。	36
圖 4-3-2 黏貼導電膠帶後的岩樣。	36
圖 4-3-3 塗抹泥漿後的岩樣。	37
圖 4-3-4 岩樣電阻率測量施作情形。	37
圖 4-3-5 岩樣電阻率測量裝置配置圖。	38
圖 5-1-1 初鄉地區 108-CSF-1 測線位置圖。	41
圖 5-1-2 逆推結果剖面圖 I。	43
圖 5-1-3 逆推結果剖面圖 II。	43
圖 5-1-4 逆推結果剖面圖 I 電阻率分布狀況。	44
圖 5-1-5 逆推結果剖面圖 II 電阻率分布狀況。	44
圖 5-1-6 電阻率誤差剖面圖。	44
圖 5-2-1 1A-11.5 m 岩樣照片。	50
圖 5-2-2 1A-23.3 m 岩樣照片。	50
圖 5-2-3 1A-39.8 m 岩樣照片。	51
圖 5-2-4 1A-56.8 m 岩樣照片。	51
圖 5-2-5 1A-57.2 m 岩樣照片。	52
圖 5-2-6 1A-66.9 m 岩樣照片。	52
圖 5-2-7 1B-6.5 m 岩樣照片。	53
圖 5-2-8 1B-15.5 m 岩樣照片。	53
圖 5-2-9 1B-40.3 m 岩樣照片。	54
圖 6-1-1 電阻率推測解釋剖面圖。	58

圖 6-1-2 初鄉 1A 井地層柱與地電阻剖面對應圖。	60
圖 6-1-3 初鄉 1B 井地層柱與地電阻剖面對應圖。	61
圖 6-2-1 電流於多孔隙介質中三種主要傳導路徑 (修改自 Sauer, 1955)。	66
圖 6-2-2 溫度對電阻率影響圖 (Keller and Frischknecht, 1966)。	69
圖 6-2-3 初鄉 1A 岩心電阻率趨勢圖。	75
圖 6-2-4 初鄉 1B 岩心電阻率趨勢圖。	76
圖 6-3-1 鑽井初鄉 1B 井東北側邊坡, 出露崩積層 (擋土牆上方樹根裸露處)。	77
圖 6-3-2 初鄉 1A 井的岩心照片與構造描繪 (深度 13.70 公尺至 14.00 公尺)。	79
圖 6-3-3 初鄉 1A 井的岩心照片與構造描繪 (深度 16.20 公尺至 16.50 公尺)。	79
圖 6-3-4 初鄉 1A 井的岩心照片與構造描繪 (深度 37.20 公尺至 37.50 公尺)。	80
圖 6-3-5 初鄉 1A 井的岩心照片與構造描繪 (深度 70.50 公尺至 70.80 公尺)。	80
圖 6-3-6 初鄉 1B 井的岩心照片與構造描繪 (深度 16.60 公尺至 16.90 公尺)。	81
圖 6-3-7 初鄉 1B 井的岩心照片與構造描繪 (深度 43.10 公尺至 43.40 公尺)。	81
圖 6-4-1 初鄉 1A 井 16~20 公尺處岩層傾角約 50° 與西側的地表露頭位態不符, 顯示可能為初鄉斷層活動造成兩側岩層傾角差異。	83
圖 6-4-2 初鄉斷層影響帶範圍。	85
圖 6-4-3 推測地下構造地質模型圖與剪切帶岩心照片。	86

## 表目錄

表 5.2.1	各實驗樣本之採樣深度位置、岩樣描述、粒徑大小與電阻率值。...	45
表 5.2.2	初鄉 1A 井岩心室內試驗結果。.....	49
表 5.2.3	初鄉 1B 井岩心室內試驗結果。.....	49
表 6.1.1	地電阻影像剖面圖判釋準則概述表（引用自洪彥豪，2004）。.....	58
表 6.1.2	岩心紀錄與地電阻剖面分析表。.....	62
表 6.2.1	初鄉 1A 井現地施測與室內試驗電阻率比較表。.....	67
表 6.2.2	初鄉 1B 井現地施測與室內試驗電阻率比較表。.....	67
表 6.2.3	利用阿爾奇定律推測孔隙率與測得孔隙率比較表。.....	68
表 6.2.4	常見的離子移動率（Keller, 1966）。.....	69
表 6.2.5	各因素於單一岩樣與不同岩樣對電阻率影響程度比較表。.....	74

# 第1章 緒論

## 1.1 前言

臺灣位處板塊交界及地震頻繁，由歷史紀錄顯示斷層活動常引發災害性地震。近年來對於活動斷層的調查漸趨完善，包含斷層跡位置以及斷層參數資料的建立，但仍有許多存疑性活動斷層或構造尚未經過精細的調查。過去在臺灣針對活動斷層的調查的案例有許多是採用地球物理方法進行探測，其中以電性調查解析度較高，其探測地下岩層電性變化得以有效標示出地下構造或地層的位置，有助於增加斷層跡調查的準確性。影響岩層電性的因素包含岩層中是否含水、實際影響溫度…等多種問題，各種因素對岩石電性的實際貢獻範圍將影響地下構造的解釋，常採用推演解釋或進一步鑽探確認。本研究期望能透過室內模擬現地電阻率試驗的條件，以簡易岩樣為對象，模擬可能的岩層狀態及其對應的電阻率資料，了解各因素對野外施測的實際影響。如此，便可進一步將室內試驗模型與實際狀況進行驗證與比對，檢視其結果是否符合地質解釋。

## 1.2 研究動機與目的

根據經濟部地質調查所南投、雲林、阿里山及埔里圖幅（陳華玟等，2004；黃鑑水等，2000；劉桓吉等，2004；陳勉銘等，2016）及林啟文等（2019）所繪製的初鄉斷層斷層跡，顯示目前對於西部麓山帶的初鄉斷層位置判定存在差異。為了獲取初鄉斷層確切的位置，本研究於初鄉斷層沿線初鄉底地區採取地電阻影像剖面探測法（Electrical Resistivity Tomography, ERT）對該區域進行探測，了解地下構造與電性分布情形，藉此提供新的地球物理證據改善斷層跡位置的判定。

本研究為首次以混編的 CPP 陣列針對斷層跡進行電阻率探測，欲了解該陣列法在山區使用的效果與解析度之成效。因此另於室內進行模擬含水量、岩石特

性等因素對於電阻率的影響與關聯，並將透過比對地質鑽井的實際岩性與電阻率數值，以驗證現地施測的地下構造推測。

電阻率試驗的施做成本與施測時間皆相較於傳統地下地質調查來的少，若能藉此證實以地電阻方法施測可以取代傳統方式，將可大幅減少野外調查時間與成本。因此，將針對本研究結果提出對於當前地電阻剖面法的改善方式以及建議。

## 第2章 區域地質

### 2.1 地體構造

臺灣位處菲律賓海板塊與歐亞板塊的交界處，因為複雜的應力產生許多不同的構造系統與不同類型的活動斷層。依新期構造的分布可以將臺灣本島大致區分為花東縱谷板塊縫合帶、臺灣北部張裂帶以及西部褶皺逆衝斷層帶，而本研究做為地電阻施測對象的初鄉斷層即位處西部褶皺逆衝斷層帶。

古近紀至新近紀因歐亞板塊發生張裂，在其東緣形成許多正斷層、半地塹盆地與地壘。之後自晚中新世以來的蓬萊造山運動產生擠壓使早期的正斷層轉為逆衝斷層，形成現今位於臺灣西部的褶皺逆衝斷層帶 (fold-and-thrust belt; Suppe, 1981, 1984)，由數條平行疊瓦狀的逆衝斷層構成。而此逆斷層系統被一些大致東西走向的平移斷層所截切，包含如屯子腳斷層、梅山斷層與新化斷層等近百年曾發生過大地震的地震斷層。本區域斷層大致由東側向西側發育，越西側的逆衝斷層越為年輕 (陳文山等，2016)。例如臺中地區的西部麓山帶逆衝斷層系統，依序由東向西為雙冬—大茅埔斷層、車籠埔斷層以及最前緣的彰化—大甲斷層。

## 2.2 區域地質概況

本節將針對初鄉斷層的區域地形、地層及地質構造進行介紹。初鄉斷層於濁水溪以北地區的上、下盤岩層分別為卓蘭層與頭嵙山層；濁水溪至東埔蚋溪之間地區分別為卓蘭層（北側）至頭嵙山層（南側）與卓蘭層；而東埔蚋溪以南則分別為桂竹林層與卓蘭層（陳華玟等，2004；黃鑑水等，2000；劉桓吉等，2004；陳勉銘等，2016）。

### 2.2.1 地形

地形方面，根據黃文正等（2019）將初鄉斷層沿線分為（1）濁水溪以北、（2）濁水溪以南至初鄉底以北、（3）濁水溪南岸至初鄉底以北與（4）初鄉底以南至東埔蚋溪等四個部分作為探：

（1）濁水溪以北地區，初鄉斷層兩側皆為山地地形（高程約海拔 200~300 公尺）。其間有一大致呈東北-西南向的凹谷，從 1 公尺空載光達資料產製斜坡圖顯示西側 1 公里範圍內岩層約呈西北西-東南東走向，岩塊大致完整；而東側岩層走向則較無特定方向性。

（2）濁水溪北岸，初鄉斷層出露位置附近的河階地與山坡地的地形特徵變化明顯，且高程變化最大處垂直高差約 140 公尺；濁水溪南岸至初鄉底以北，斷層東側山地高程約為 550~650 公尺，斷層西側高程海拔約 200~300 公尺，兩側高程差至少 200 公尺，東側與西側坡地變化最顯著處，地形特徵呈明顯約成南北向的線形崖，線形崖的位置約略為濁水溪河床初鄉斷層出露位置的延伸。

（3）初鄉底以南至東埔蚋溪北側為山地，山地中間存在一東北-西南向延伸約 3 公里的凹谷，凹谷的東西兩側山地地形陡峭，且東側的山坡約略高於西側，地形高程約在 300~500 公尺，凹谷沿線兩側的坡地。

（4）東埔蚋溪南北兩側的階地，從空載光達數值地形資料判釋，有似受斷層傾動的現象河階地，明顯地形線形崖可連續追蹤約 800 公尺（圖 2-2-1）。東埔

蚋溪南側河階地以南至初鄉斷層南端與車籠埔斷層相接處，為高程 300~500 公尺的坡地，呈東側較高、西側較低的趨勢。

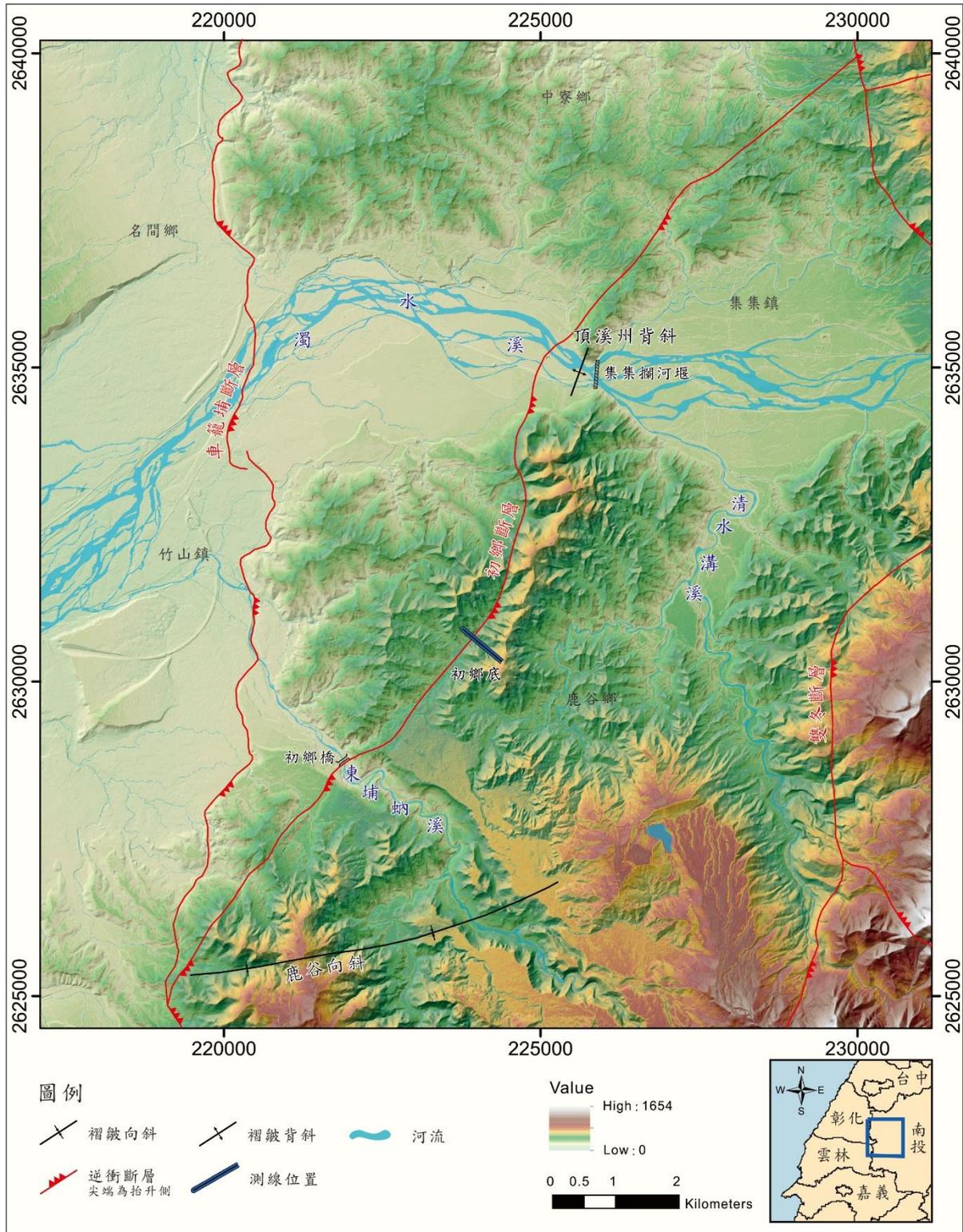


圖 2-2-1 初鄉斷層沿線地形圖。初鄉斷層於濁水溪北邊的斷層跡參考地調所濁水河流域地質圖（費立沅、陳勉銘，2013）。

### 2.2.2 地層

本區出露的地層由老至新為：桂竹林層、錦水頁岩、卓蘭層、頭嵙山層、階地堆積層與沖積層（圖 2-2-2，陳華玟等，2004；黃鑑水等，2000；劉桓吉等，2004；陳勉銘等，2016；林啟文，2019；費立沅、陳勉銘，2013）。以下分別說明：

#### 桂竹林層 (Kueichulin Formation, Kc)

本層可依岩性細分為關刀山砂岩段、十六份頁岩段以及魚藤坪砂岩，岩性分別為塊狀泥質砂岩與砂頁互層夾厚層頁岩、暗灰至青灰色厚層頁岩夾薄層砂岩，以及青灰色厚層泥質砂岩夾砂頁互層。本區因為初鄉斷層截切，僅出露上部與中下部地層，而其真實厚度不確定，出露部分之厚度超過 600 公尺（陳華玟等，2004）。

#### 錦水頁岩 (Chinshui Shale, Cs)

整合於卓蘭層之下，岩性以厚層深灰色砂頁岩薄互層為主，偶夾數十公分粉砂岩或細砂岩層，並具崩移構造（陳華玟等，2004）。本層厚度約為 100 公尺，出露於東埔蚋溪以南初鄉斷層上盤區域。

#### 卓蘭層 (Cholan Formation, Cl)

出露於臺灣中北部，整合於錦水頁岩之上、頭嵙山層香山段砂岩之下。岩性以砂頁互層為主，本區出露以砂岩、粉砂岩、泥岩和頁岩互層為主。砂岩為細粒至粗粒混濁砂岩及類混濁砂岩為主，顏色呈青灰色至褐灰色。

#### 頭嵙山層 (Toukoshan Formation, Tk)

可依岩性分為香山段與火炎山段，本區主要出露為下部之香山段，岩性主要為厚砂岩夾砂頁岩互層或頁岩層或粉砂岩層（陳華玟等，2004），其分布於麓山帶東側，未有完整之連續剖面出露，覆於卓蘭層之上，以一含板岩屑之灰黑色厚

砂岩層為層界。而本層上部之火炎山段於麓山帶僅出露於靠近雙冬斷層下盤處，岩性為厚層礫岩夾透鏡狀砂岩與砂頁互層。

#### 階地堆積層與沖積層 (Terrace deposits, t ; Alluvium, a)

本區階地堆積層主要分布於各河流兩岸、八卦丘陵北段東翼及江西林台地，岩性主要為礫石、砂與黏土。其中於東埔蚋溪兩岸低位河階堆積層中漂木碳十四定年結果為一萬多年（陳于高等，2002）。本層分別與桂竹林層、卓蘭層及頭崙山層呈交角不整合接觸（陳華玫等，2004）。而沖積層則為砂、泥質沉積物組成，分布於現生河流的河床、盆地與沖積平原。

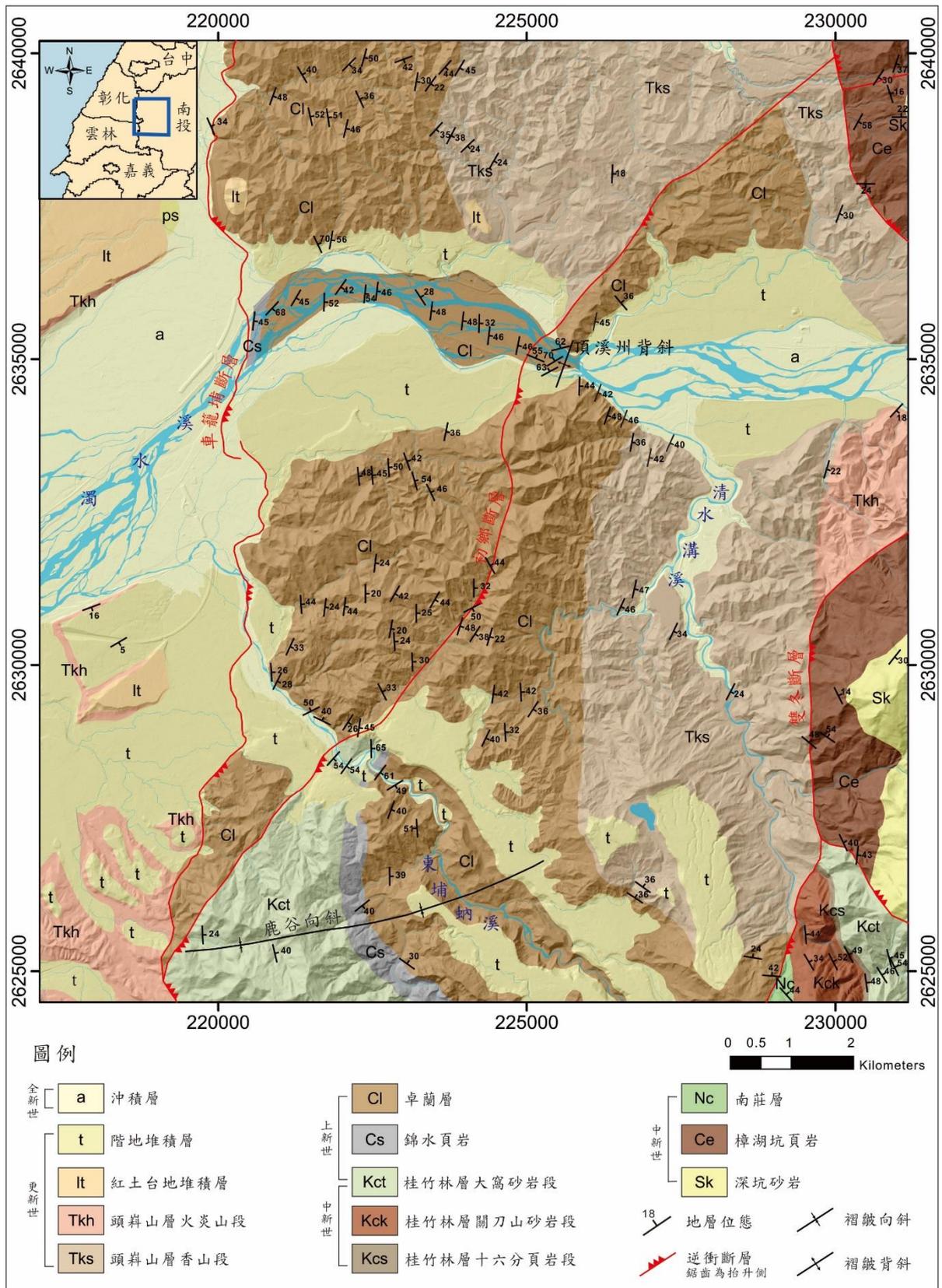


圖 2-2-2 初鄉斷層沿線地質圖。(引自陳華玟等，2004；黃鑑水等，2000；劉桓吉等，2004；陳勉銘等，2016；林啟文，2019)；初鄉斷層於濁水溪北邊的斷層跡參考地調所濁水溪流流域地質圖（費立沅、陳勉銘，2013）。

### 2.2.3 地質構造

本研究區主要構造線除初鄉斷層外，尚有位於西側的車籠埔斷層、東側的雙冬斷層，南側則有鹿谷向斜。主要構造如研究區地質圖（圖 2-2-2）所示，以下將針對初鄉斷層及其他兩條斷層分別進行簡述。

#### 初鄉斷層

中國石油公司（1982）臺中地質圖車籠埔斷層上盤有一條逆移斷層，之後該斷層被稱為初鄉斷層（劉桓吉與李錦發，1998；林啟文等，2000）。野外發現東埔蚋溪南岸初鄉橋東側的斷層露頭，上盤出露桂竹林層，下盤為卓蘭層與上覆階地礫石層，斷層截穿至地表。初鄉斷層另一個露頭在濁水溪河床，斷層兩側均出露卓蘭層，下盤岩層為南北走向，上盤岩層為東西走向，最西側高角度主斷層（林啟文等，2019）。

濁水溪南岸集集攔河堰附近，黃鑑水等（2000）劃分為頭嵙山層，但是東埔蚋溪有錦水頁岩出露，層序上有良好的控制，指示上盤側地層屬於卓蘭層；陳華玟等（2004）述及缺乏連續剖面，沒有建立卓蘭層與頭嵙山層明確的界線層準，而將初鄉至初鄉底地區初鄉斷層下盤劃分為頭嵙山層，依據林啟文等（2019）野外調查結果劃分為卓蘭層。

東埔蚋溪發育 4-5 階的河階，初鄉斷層與車籠埔斷層截切最低 2 個階地，被截切的階地礫石層時代距今約 13,000-14,000 年前（陳于高等，2002），指示初鄉斷層近期曾經活動。

#### 車籠埔斷層

車籠埔斷層為逆斷層，由臺中市豐原區向南延伸至南投縣竹山鎮，約呈南北走向，長約 76 公里。1999 年集集地震時，豐原以東的石岡區至苗栗縣卓蘭間形成長約 16 公里地表褶皺與破裂。1999 年 9 月 21 日集集地震（規模  $M_w=7.6$ ），

造成的地表變形有斷層崖、單斜崖與撓曲崖，並由主斷層與分支斷層構成的斷層寬帶（林啟文等，2008）。

### 雙冬斷層

位於內麓山帶集集大山區域（何春蓀等，1955；何春蓀等，1956），斷層走向約呈西北，上盤出露十四股層與樟湖坑頁岩，下盤出露頭崙山層。

### 鹿谷向斜

位於鹿寮斷層以東，約呈東北東走向，向西延伸後為初鄉斷層所截切，為一寬緩的向斜，軸部露出卓蘭層。

## 2.2.4 現地露頭概況

本研究在進行地電阻施測前已先行於鄰近區域進行露頭調查，由於初鄉底地區的茂盛植被使得野外調查受限，在剖面周圍記錄了三個較完整可供辨識岩層位態與岩性的露頭（圖 2-2-3）。三處露頭岩層走向一致為東北—西南向，皆呈現高角度向東南側傾斜（圖 2-2-3A、圖 2-2-3B、圖 2-2-3C）。

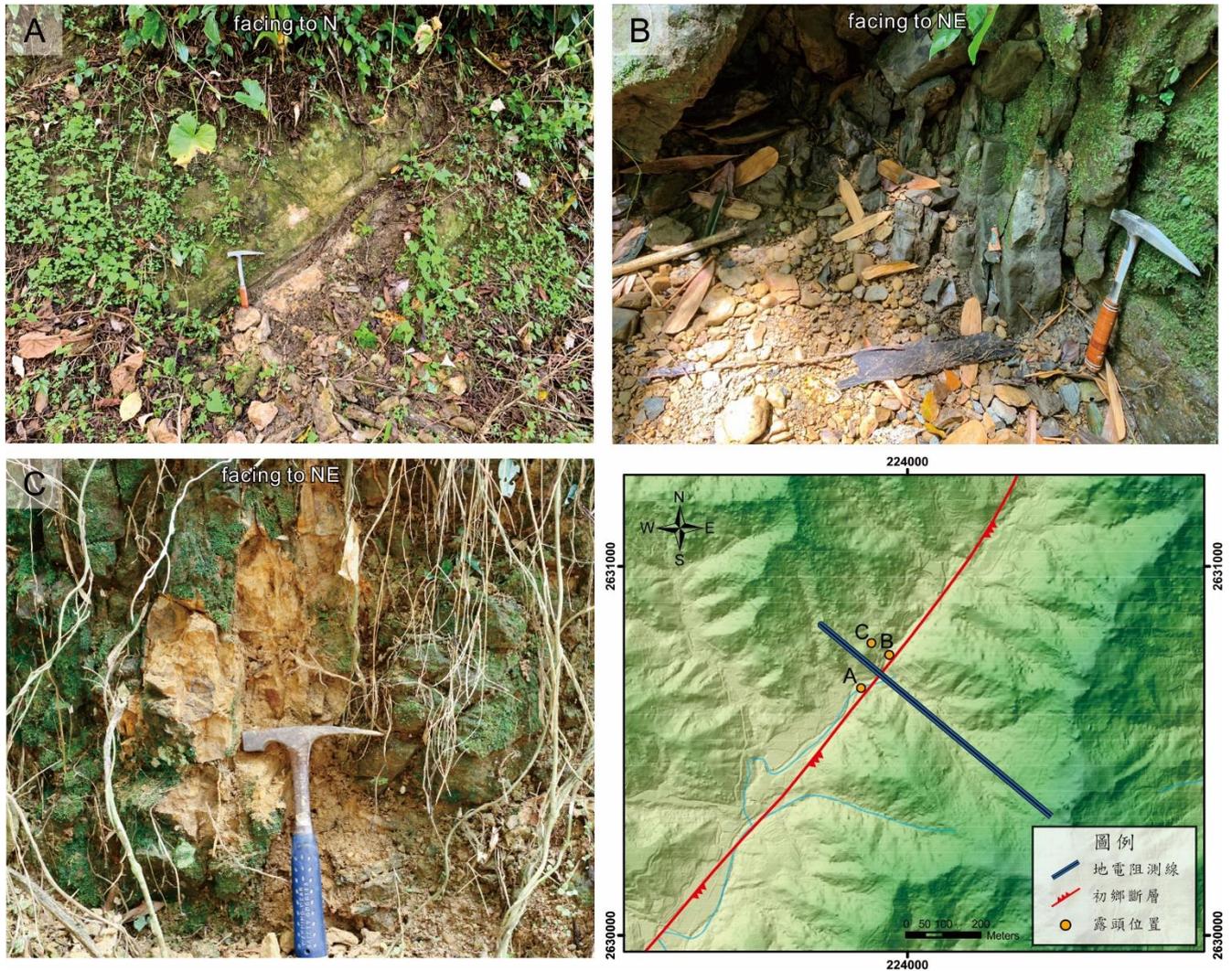


圖 2-2-3 地電阻測線附近露頭。露頭皆呈現高傾角，其中 (A) 為極細粒砂岩夾薄頁層泥岩，位態為  $N38^{\circ}E 70^{\circ}SE$ ；(B) 為極細粒泥質砂岩，位態為  $N16^{\circ}E 76^{\circ}SE$ ；(C) 為輕度風化的極細粒泥質砂岩，位態為  $N30^{\circ}E 76^{\circ}SE$ 。

### 露頭點 A

本露頭位於側線西南側 (TWD97 座標 223875, 2630670)，若將其投影至測線上，大約位於 200 m 處。此區域主要岩性為極細粒砂岩夾薄頁層泥岩，量得位態為 N38°E 70°SE。

### 露頭點 B

本露頭位於側線西北側 (TWD97 座標 223951, 2630760)，若將其投影至測線上，大約位於 190 m 處。此區域主要岩性為極細粒泥質砂岩，量得位態為 N16°E 76°SE。

### 露頭點 C

本露頭位於側線西北側 (TWD97 座標 223903, 2630792)，若將其投影至測線上，大約位於 140 m 處。此區域主要岩性為輕度風化的極細粒泥質砂岩，量得位態為 N30°E 76°SE。

## 第3章 文獻回顧

### 3.1 初鄉斷層相關研究

本章節主要蒐集與初鄉斷層古地震研究相關之研究資料，並分成兩個部分說明：初鄉斷層相關研究及其地球物理方法研究。本章節之研究資料將作為本研究利用地球物理方法施測位置之參考且與本研究成果進行討論。

#### 3.1.1 初鄉斷層前人野外調查與活動性

初鄉斷層北起約在南投縣集集攔河堰東北側約 2~3 公里處，往南延伸過濁水溪、東埔蚋溪，至竹山鎮南方約 3 公里處，似併入車籠埔斷層，斷層跡長約 15 公里，見圖 2-2-2 斷層走向約呈東北-西南，為左移斷層兼具逆衝分量（林啟文等，2000）。初鄉斷層於濁水溪與東埔蚋溪兩處有較佳的出露，在東埔蚋溪初鄉橋東側斷層截切至地表（林啟文等，2008；圖 3-1-1）。濁水溪南岸集集攔河堰附近，黃鑑水等（2000）劃分為頭嵙山層，但是東埔蚋溪有錦水頁岩出露，層序上有良好的控制，指示該地層屬於卓蘭層。東埔蚋溪發育 4-5 階的河階，初鄉斷層與車籠埔斷層截切最低 2 個階地，被截切的階地礫石層時代距今約 13,000-14,000 年前（陳于高等，2002），指示初鄉斷層近期曾經活動。斷層上盤出露屬桂竹林層的岩層，下盤出露卓蘭層的岩層及階地堆積層（陳華玫等人，2004），顯示初鄉斷層為近期曾經活動過的斷層；在濁水溪初鄉斷層出露於集集攔河堰閘門西方約 1000 公尺處（圖 3-1-2），斷層上盤（東側）出露淺灰色厚層砂岩夾中至薄層的砂頁互層，屬卓蘭層。斷層下盤（西側）出露厚層至極厚層青灰色或深灰色之混濁砂岩、厚層泥岩，及中至薄層的砂頁岩互層（圖 3-1-3），屬頭嵙山層。但林啟文等（2019）則認為斷層下盤為卓蘭層，所以其確切地層仍爭議存在。初鄉斷層擾動帶寬度估計約 600 公尺，主要皆在斷層上盤，介於初鄉斷層跡與頂溪州背斜背斜軸跡間，愈接近斷層擾動愈顯劇烈，接近斷層跡處約有 5-10 公尺寬的強烈剪切帶，近斷層跡的西側岩層向東傾約  $40^{\circ}$ ~ $50^{\circ}$ ，岩層保持完整。

長期滑移速率研究的部分，Simoes et al. (2007) 根據東埔蚋溪階地沉積物定年結果顯示，初鄉斷層南段的長期滑移速率約為  $2.9 \pm 1.6$  mm/yr。

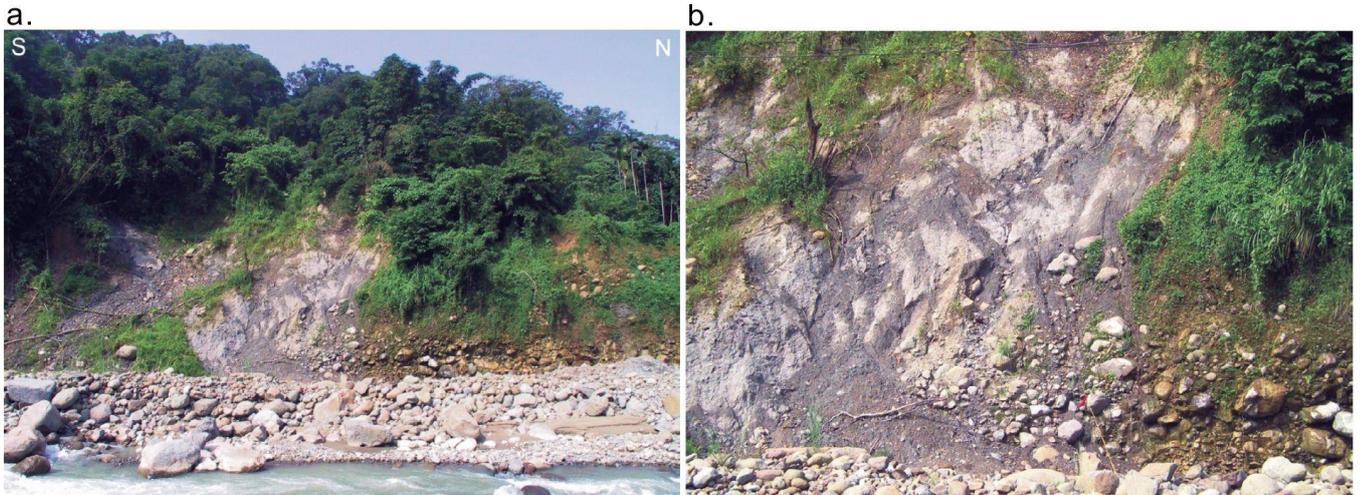


圖 3-1-1 於東埔蚋溪的初鄉斷層露頭(照片摘自林啟文等, 2008)。(a) 灰色的砂岩層逆掩於礫石層上；(b) 斷層的局部近照。

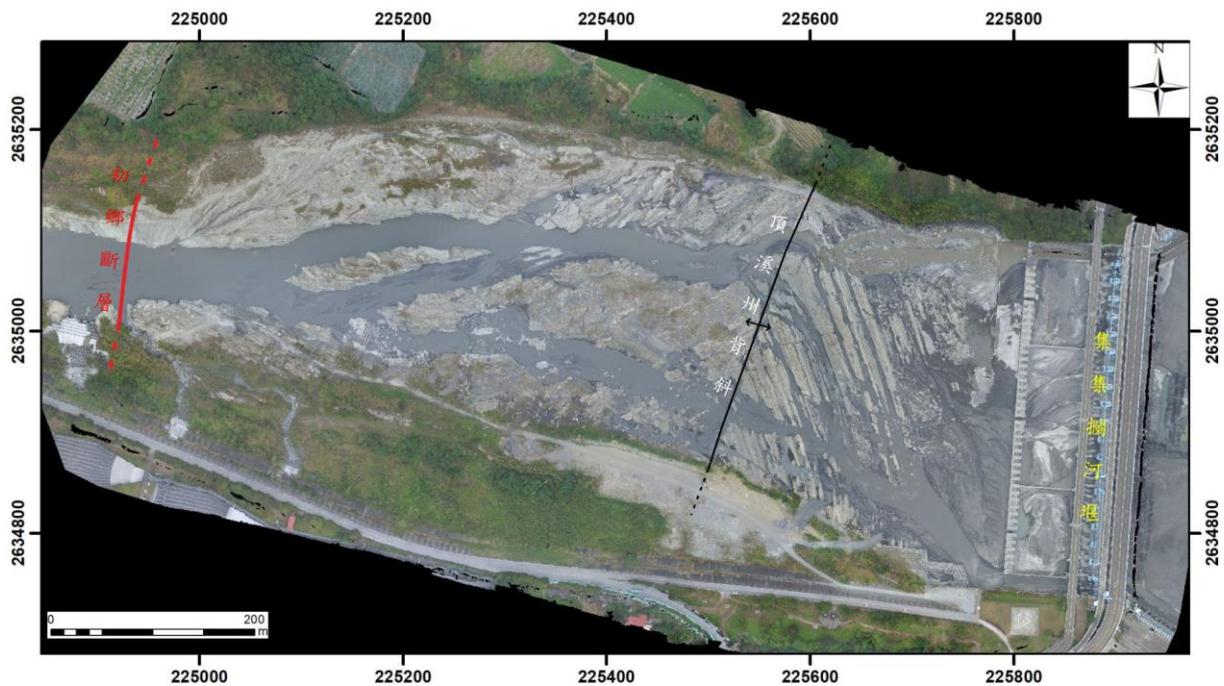


圖 3-1-2 於濁水溪溪床的初鄉斷層及其東側擾動帶。初鄉斷層跡至頂溪州背斜軸跡間岩層位態變化急遽且破碎，兩者之外的岩層完整且位態一致(照片摘自黃文正等, 2019)。



圖 3-1-3 初鄉斷層及其下盤（西側）屬頭崙山層的岩層（照片摘自黃文正等，2019）。斷層西側出露厚層至極厚層青灰色或深灰色之混濁砂岩、厚層泥岩及中至薄層的砂頁岩互層；斷層東側岩層位態變化急遽。

### 3.1.2 地球物理方法相關研究

黎明工程顧問公司的調查報告（黎明工程顧問有限公司，2013）初鄉斷層往北延伸之情形，於濁水溪北岸約 3 公里的範圍內，亦發現 7 處斷層擾動帶的露頭。濁水溪沿線的震測剖面資料（Wang et al., 2002）顯示，初鄉斷層（Wang et al., 2002；以 Tachienshan fault 稱之）位於地殼淺部（<5 公里），傾角約  $45^{\circ}$ ~ $60^{\circ}$  向東傾斜的斷層，越接近地表越陡（圖 3-1-4）。根據黎明工程顧問有限公司 2013 年地電阻測勘結果（圖 3-1-5）顯示，電阻率的變化可明顯界定斷層面（圖 3-1-5 中的 A 斷層）與擾動帶東側邊界（圖 3-1-5 中的 B 斷層）之分佈範圍。



## 3.2 地電阻法

### 3.2.1 地電阻法的演進

地電阻影像剖面探測法 (Electrical Resistivity Tomography, ERT) 為傳統地球物理探測技術之一，地電阻法對水的敏感度極大且對於地下異物分布判釋能得到不錯的結果 (梅興泰等, 2006)。

地層的電阻率與地層水的含量、鹽度以及分布狀態有關，也與組成地層的固體顆粒之導電性有關。一般的地層，其固體顆粒為造鹽礦物的組合體，其導電性很低，可以視為絕緣體。所以一般地層的導電率主要還是依地層中水的含量、鹽度以及分布狀態。一般而言，水的含量愈高、鹽度愈高，或是水的連通性愈好，其電阻率愈低。地層的粒度愈細，其可交換的離子 (exchangeable ions) 愈多，電阻率愈低。因此可藉由地層的電阻率來研判地層的含水程度、粒度及岩性，藉以研判地層的形貌及構造，故常見地質材料電阻率值如圖 3-2-1 (Loke, 2004)。

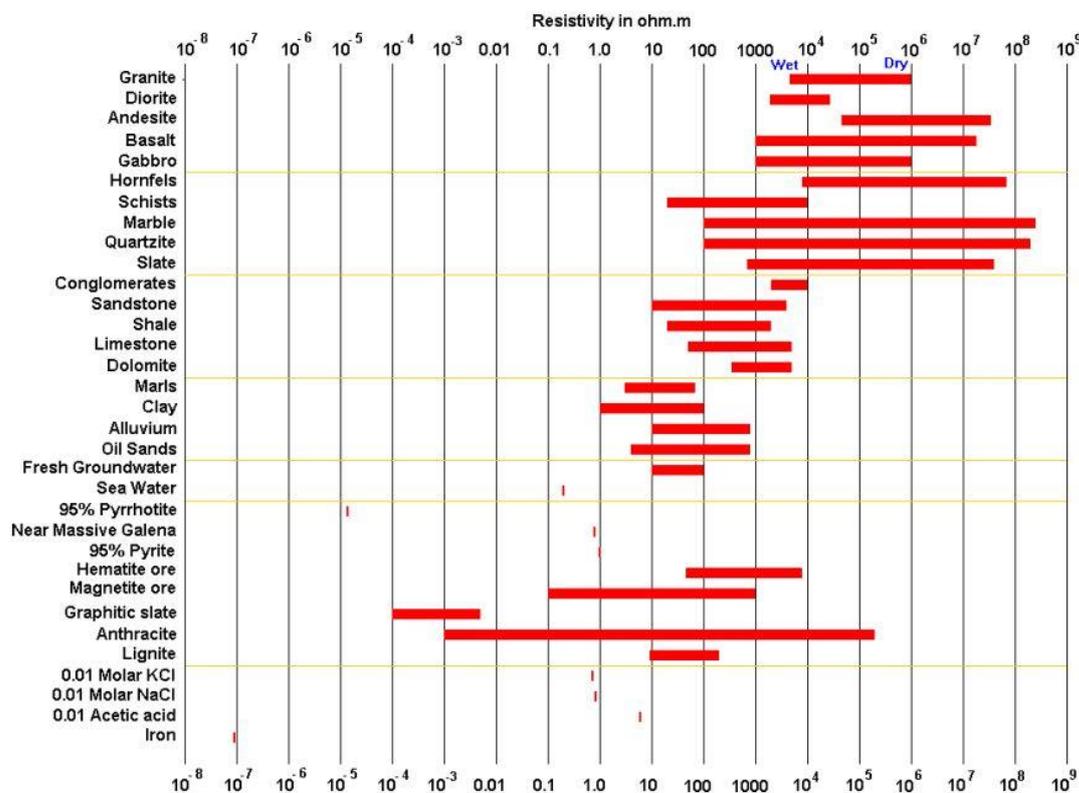


圖 3-2-1 地質材料電阻率範圍 (Loke, 2004)。

Petersson (1906) 在瑞典利用簡單的設備於地表固定電流極，以不斷移動電位極的方式量測電阻率。Bergstrom (1913) 以其方式為基礎，並設計出完整的量測設備。Schlumberger (1912) 利用自己所設計的設備進行地表調查，開始應用於礦產調查。此外，Wenner (1912) 在同一時期也提出了相同的量測應用構想。因此，兩位學者分別皆以自己的姓名來命名所發展的排列方式，且這兩種排列方式至今仍被廣泛使用 (Dahlin et al., 2001)。

然而地電阻法自 1912 年發展到現在，不論是理論或判釋結果的技巧均已發展頗為成熟。

### 3.2.2 地電阻法的應用範圍

地電阻影像剖面探測法應用範圍非常廣泛，傳統地質調查包括地層變化、褶皺、斷層、地下水分布以及地下孔洞調查等；在工程方面，如隧道前方湧水帶探測、地下管線 (李冠華, 2006)、煤坑、路基橋台掏空、鋪面孔洞、滑動邊坡研究 (陳宜傑, 2004)、崩塌地調查 (van Schoor, 2002) 等。

近年來，地電阻影像剖面法逐漸從一維的垂直探測發展到二維以及三維剖面，所能提供的地層資訊也愈來愈多，但因施測難度受到現場空間的限制，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；雖然 2D ERT 已廣泛應用工程地質上，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工程地質的尺度，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。

### 3.2.3 應用地電阻探測活動斷層

對於活動斷層的調查，洪彥豪 (2004) 應用地電阻法探測湖口斷層與周遭之地質特性，利用礫石層屬於高電阻電性構造之特性，以及不同測線電阻率剖面的差異，作為地層錯動之證據，並以推測湖口斷層的走向與位置。陳文山 (1999)

利用泛化線性四極法 (Gene-ralized Array) 克服地形上之限制，獲得較深層的地下電性，推測金山斷層自深層的逆斷層在淺部轉為正斷層。陳佑邦 (2001) 應用 RIP 法調查新城斷層所在位置，並依地層電性分析斷層錯動對地下構造的影響。潘宏璋 (2003) 針對香山測區以及頭前溪南岸測區應用地電阻影像剖面法探測並推估新竹斷層的位置。劉興昌 (2009) 根據斷層與測線關係，以及地下電阻率分佈變化推測湖口斷層與新城斷層為逆斷層，且斷層上盤為低電阻率地層、下盤為高電阻率地層；而山腳斷層除兩側電阻率出現高低分界外，斷層帶接觸面間非常不規則。洪瑛鈞 (2013) 透過新竹斷層調查及新山水庫滲漏調查二案例，以數值模擬方法，建立數種不同地質模型，定性探討不同地質狀況下二維地電阻剖面空間解析能力的特性。

因此，本研究將現有的地表地質與地形資料，搭配地球物理方法之地電阻影像剖面探測法於南投縣鹿谷鄉初鄉底地區進行地下電阻率構造以及斷層幾何特性之分析。

## 第4章 研究方法與原理

### 4.1 地電阻影像法

#### 4.1.1 直流電阻簡介

直流電阻法 (Direct Current Resistivity Method) 為利用地表下不同物質與電性構造不同之原理，以人為製造的電場探測地下構造之地球物理方法。當探測場址之調查目標物與其餘地下物質間有較大電阻率差異時，即可使用直流電阻法進行調查。直流電阻法之概念，由於施測電極位於地表，可先假設在電阻率為 $\rho$ 之均勻的半空間介質中（位於地表只有下半為介質，上半則為不導電之空氣），由點電流源通入強度為 $I$ 之電流（圖 4-1-1）於距離 $R$ 之任一點 所測量到之電位為：

$$V = \frac{\rho I}{2\pi R} \quad (\text{式 4.1})$$

直流電阻法之施測示意圖如圖 4-1-2 所示，圖中紅色實線為電流，箭頭為電流方向，黑色虛線為等電位線， $AB$  為電流極、 $MN$  為電位極在電極陣列任意擺放之情形下，於電流強度為 $I$ 、電位極之間電位差為 $\Delta V$ 時（圖 4-1-3），可得關係式：

$$\Delta V = \frac{\rho I}{2\pi} \left[ \left( \frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} \right) - \left( \frac{1}{AN} - \frac{1}{BN} \right) \right] \quad (\text{式 4.2}) ..$$

並將式 3.2 移項整理後可得：

$$\rho = K \frac{\Delta V}{I} \quad (\text{式 4.3})$$

$$K = 2\pi \left[ \left( \frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} \right) - \left( \frac{1}{AN} - \frac{1}{BN} \right) \right]^{-1} \quad (\text{式 4.4})$$

其中 $K$ 稱為幾何排列因子 (Geometric Factor) 其值由電極間之相對位置所決定各種不同電極排列之 $K$ 值會於 4.2 節配合電極排列法進行說明。

由於式 (4.3) 所求得之電阻率  $\rho$  為假設地下構造為均質等向之介質空間，但實際上地層並非均勻等向之介質，故稱式 4.3 所求得之電阻率為視電阻率 (Apparent Resistivity  $\rho_a$ )，其正確表示為： $\rho_a = K \frac{\Delta V}{I}$  (式 4.5)

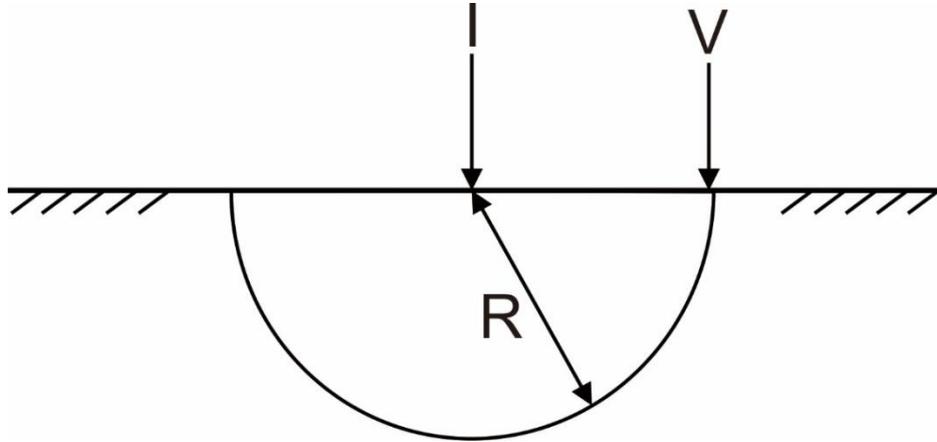


圖 4-1-1 均勻半空間內於輸入電流後產生之電場示意圖。假設在電阻率為  $\rho$  之均勻的半空間介質中，由點電流源通入強度為  $I$  的電流，在距離  $R$  之任一點的電位為： $V = \frac{\rho I}{2\pi R}$ 。

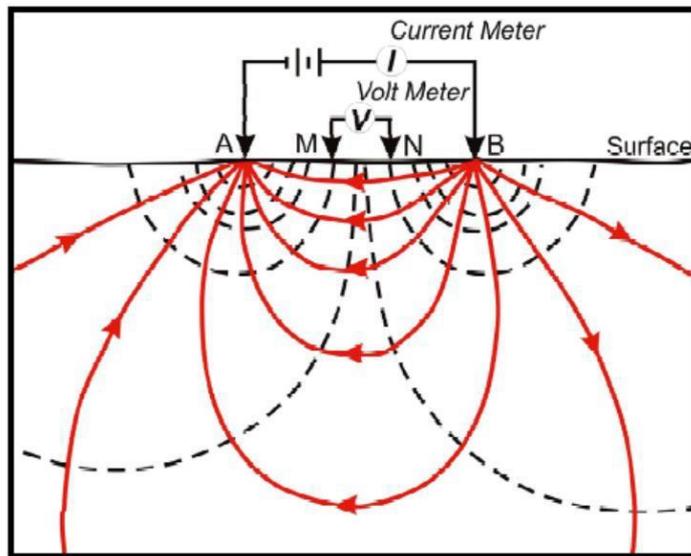


圖 4-1-2 直流電阻法施測示意圖。紅色實線為電流，箭頭為電流方向，黑色虛線為等電位線，AB 為電流極，MN 為電位極 (Clark and Page, 2011)。

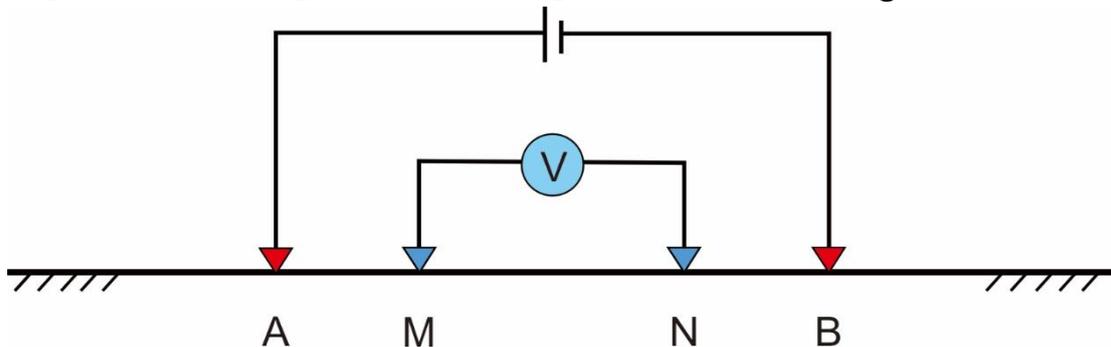


圖 4-1-3 地電阻原理示意圖。

#### 4.1.2 地電阻的施測與反演

直流電阻法於野外施測時所應用之電流與電位極配置及變換規則稱之為電極排列法或電極陣列，有多種排列方式 (Szalai and Szarka, 2008)，實務上經常使用傳統陣列。各種電極陣列有不同之特性，需因應不同場址特性進行選用。以下將說明傳統陣列之排列配置法，以及本研究所使用之混編陣列。

##### 4.1.2.1 電極排列法

###### 傳統排列

地層電阻率測量過程中，藉由改變傳統陣列的電極排列方式以及施測的位置及順序，便能測得不同的解析度、不同的測深範圍內真實地層電阻率剖面。基本常用之電極排列包括溫奈排列 (Wenner Array, 圖 4-2-1)、施蘭卜吉排列 (Schlumberger Array, 圖 4-2-2)、雙極排列 (Pole-pole Array, 圖 4-2-3) 以及雙偶極排列 (Dipole-dipole Array, 圖 4-2-4) 等。

###### Current Potential Potential 排列

本研究所採用非傳統陣列的「Current Potential Potential 排列法 (CPP Array)」(吳秉昀, 2015)，於測量時各電流極以特定排序分別作為電流極或電位極，以此為前提使用一根電流極 (Current electrode) 與兩根電位極 (Potential electrode) 交錯並重複排列，選定其中一電位極為 N 極 (共負極,  $P_0$ )，當各個電極對 ( $P_0P_1$ 、 $P_0P_2$ ) 使用同一個 N 極時，將各電位極對測量而獲得的電位差相減，即可得到另外一組電位極對 ( $P_1P_2$ ) 的電壓差 (圖 4-2-5)。假設有 X 根電流極與 Y 根電位極，則會有  $C_2^X$  組電流對做放電，得到 Y 根電位極與共負極的電位差，接著將 Y 根電流極所得之電位差進行配對，則會有  $C_2^Y$  組電流對相減而得之電位差，故總資料為  $C_2^X \times C_2^Y$  筆。此種排列的優點，是可以同時進行多波道的測量。相較於傳統儀器與測量方法，此測量方法可以於大量節省時間，並可以得到大量的資料點，同時測量資料中也包含有其他傳統電極陣列的數據資料，可以挑出並進行比較。

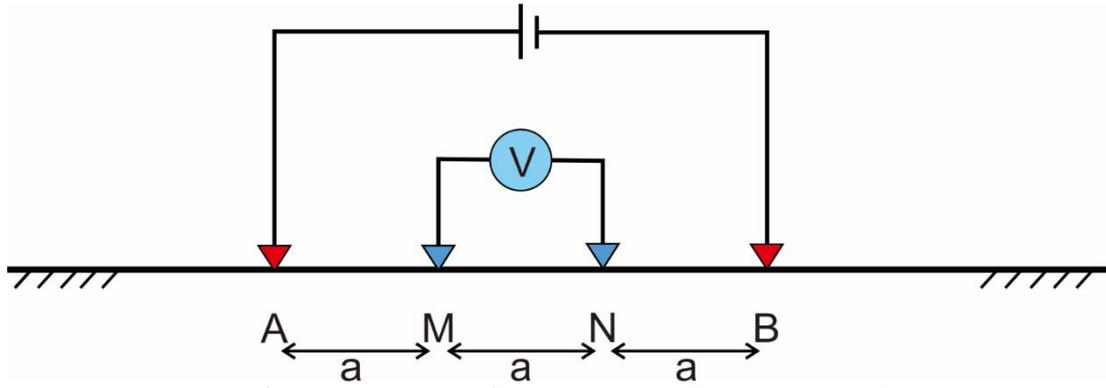


圖 4-2-1 溫奈排列 (Wenner Array) 示意圖。幾何因子通式為： $K=2\pi a$ 。

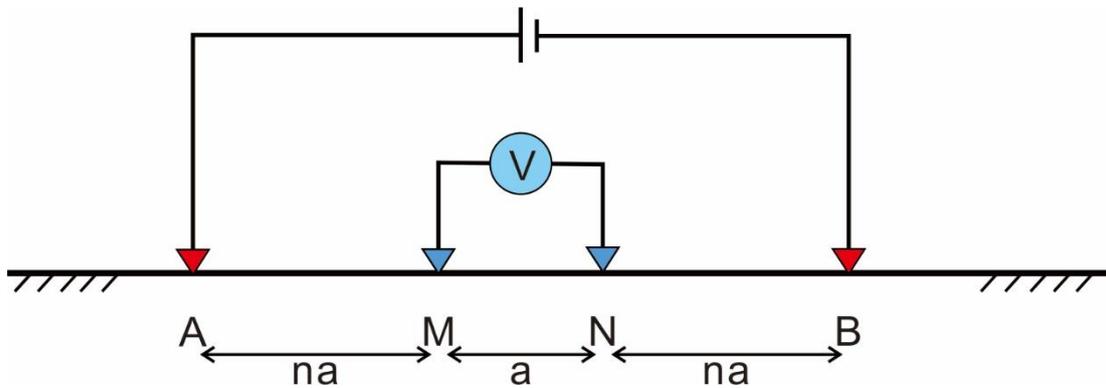


圖 4-2-2 施蘭卜吉排列 (Schlumberger Array) 示意圖。幾何因子通式為： $K=\pi n(n+1)a$ 。

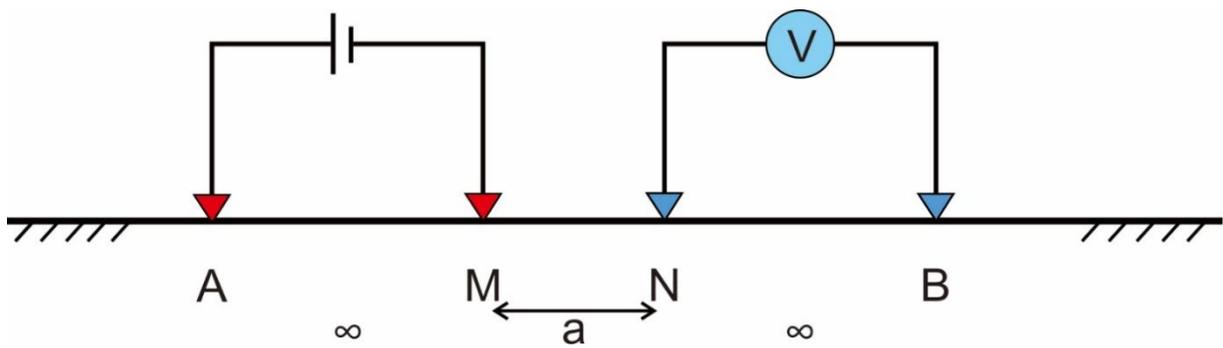


圖 4-2-3 雙極排列 (Pole-pole Array) 示意圖。幾何因子通式為： $K=2\pi n(n+1)a$ 。

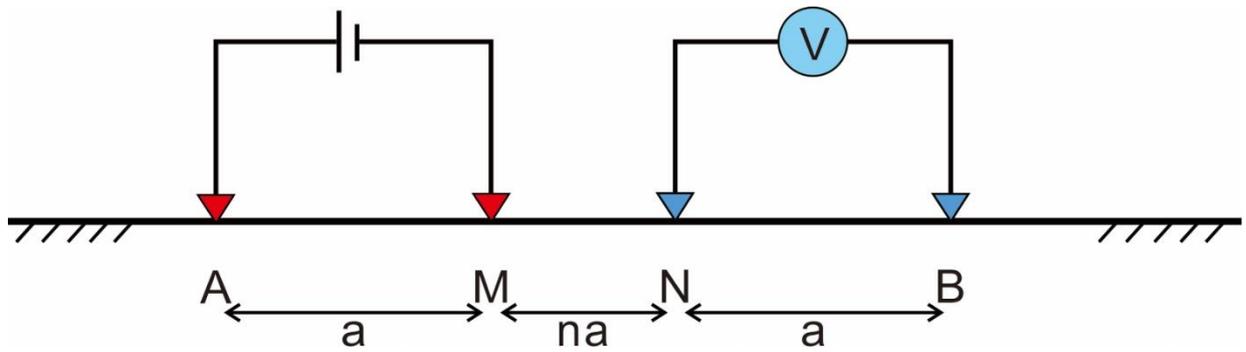


圖 4-2-4 雙偶極排列 (Dipole-dipole Array) 示意圖。幾何因子通式為： $K=\pi n(n+1)(n+2)a$ 。

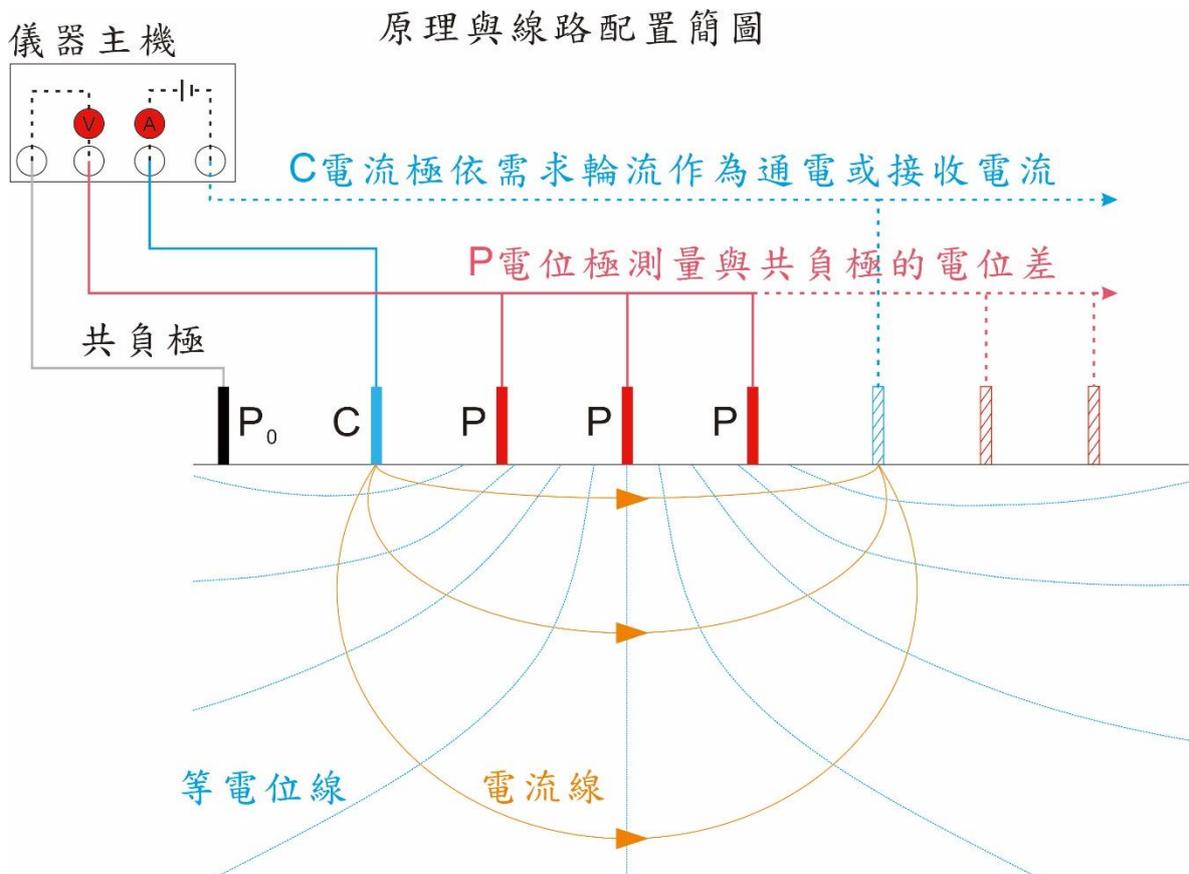


圖 4-2-5 電極排列方式簡圖。其中 $P_0$ 為共負極、C 為電流極、P 為電位極；量測時選定兩個電流極 C 進行放電，並由共負極 $P_0$ 與所有的電位極 P 進行量測。

現地施測步驟如下：

1. 於施測前將施測時須使用到的波型設定檔 (\*.json) 及電極配置檔 (\*.table)，並匯入 R2MS.exe 軟體中。
2. 將在野外所需要的執行檔建立及布置電極完成，並且連接 R2MS 主機後，即可進行施測作業。
3. 將 R2MS.exe 開啟連線後，檢查預先設定好的波型設定檔 (\*.json) 與電極配置檔 (\*.table) 以及設定每次的放電時間，最後測試參數是否正確。
4. 當現場測線佈置完成後，且主機中的量測相關參數設定完畢後，即可開始進行施測作業。



圖 4-2-6 施測過程工作照。(A) 放樣過程工作照；(B) 電極棒置放處之記號。記號上的數字 360 指示此處距地電阻測線西端為 360 公尺遠；(C) 固定電線於電極棒的施作過程工作照；(D) 電線與儀器設備連接之工作照。

#### 4.1.2.2 地電阻逆推方法

本文 4.1 節式 (4.5) 所提到之電阻率  $\rho_a$ ，其假設為地層電性特性為單一均質之環境，但實際上地層之電性構造並非均質，因此需藉由逆推方法求解地下之真實電阻率結構。逆推 (inversion) 之定義為以測勘資料與模型為基礎，推求地層模型參數之過程，意即資料空間對模型空間之映射。以地電阻逆推方法為例，其為以現地測量得到之電壓與電流值為基礎 (資料空間)，重建地下電阻率分布結構 (模型空間) 之過程。

地電阻之資料逆推過程如下：

1. 設置初始電阻率模型，此初始模型可由平均視電阻率、視電阻率分布、自行假設或場址預先調查等方式給定。
2. 於初始模型進行一假設之測量 (即順推模擬, forward modeling)，得到此模型之測量值。並由該值計算得知第零次迭代之迭代初始方均根誤差值 (root mean squared error, RMS 值)。
3. 根據當前之模型與資料錯和度 (misfit) 以線性逆推方式求解，以得到模型改進量 (model update,  $\Delta m$ )。
4. 使用以下公式更新電阻率模型： $m_{i+1} = m_i + \Delta m$ 。模型參數  $m$  由有限差分 (finite difference) 或有限元 (finite element) 網格中所有電阻率模型值所組成； $i$  為迭代次數。
5. 將改進後之新模型進行順推模擬，得到改進後之模型預測值。
6. 計算模型預測值與場址實際量測值之間之新方均根誤差值。
7. 若滿足逆推前設定之任一逆推停止標準 ( $\Delta m$  小於一定值、迭代次數大於一定值、兩次迭代 RMS 值減少量小於一定值等) 即停止逆推，否則重複步驟 3 至 7 到滿足逆推停止標準為止。而重複一次步驟 3 至 7 即為完成一次迭代。

#### 4.1.2.3 地電阻資料處理流程

在地電阻現地施測後，儀器會將施測所得到的資料存入電腦中，在電腦中進行計算與逆推，其流程如圖 4-2-7 所示，首先會將進行測量的時間點各自獨立出來，計算不同電位極（以下簡稱 M 極）所測得的電位差 $\Delta V$ ，代表地下物質對人為電場響應的數值，之後將 $\Delta V$ 除以儀器於各電流極對進行測量時所記錄的電流資料 I，即可獲得 $\Delta V/I$  值。接著將不同 M 極的 $\Delta V/I$  值相減，得到各 M 極之間的電阻值，再將其值輸入成 (\*.urf) 檔案格式，此格式即為後續所使用的逆推軟體專用格式，其中包含各電極的編號與座標，以及不同放電與收電陣列的 $\Delta V/I$  值。

本研究依照處理流程的差異將資料處理分為兩次，其資料處理方式與內容分別詳述如下。

##### 第一次資料處理

本研究先設定逆推參數後，再利用美國 AGI 公司所研發的 EarthImager2D 軟體進行逆推處理得到電阻率剖面影像。由於初始 (\*.urf) 檔案資料點數過多，已超過 EarthImager2D 軟體所能一次讀取且進行逆推的大小，因此隨機抽取約 2 萬筆資料來進行逆推計算剖面，前後進行五次逆推，每次逆推將刪除方均根誤差值（Root Mean Square error，以下簡稱 RMS 值）過大的資料，再進行第五次逆推得到最終的地電阻剖面結果。

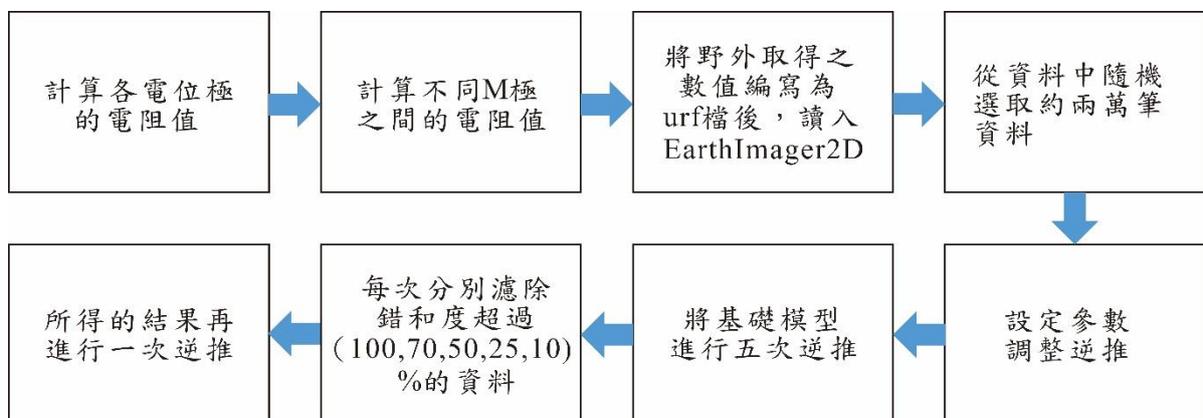


圖 4-2-7 地電阻資料處理流程示意圖。

## 第二次資料處理

因為硬體限制的因素，所以一次僅能處理 10000 至 20000 筆資料，於是將原始資料中差異程度大於 10% 的資料刪除，並將經篩選後的資料以一般隨機 (random) 分作 30 組，輸入 EarthImager2D 並且制定參數進行重複反演，並刪除錯和度 (misfit) 較高的資料。然後在各組剖面裡每個網格的資料點中獲取中位數，建立一個新的反演剖面。此一新剖面除了具較好的資料品質，也減少硬體因素造成的影響。

### 步驟 1 刪除差異程度大於門檻值資料

1. 資料定義：在一次性施測的情況下一條測線會施測  $N$  次，前處理後得到  $X_1$ 、 $X_2$ 、 $X_3$ 、...、 $X_N$  共  $N$  筆電阻測量資料 (\*.urf)，如圖 4-2-8。
2. 差異程度：量化每次施測間電阻 (\*.urf 中的第五列) 的變動，公式為  $\frac{X_{後} - X_{前}}{X_{前}} \times 100\%$ 。目的是挑出品質較好的電極配對，在現地情況沒有事件 (例如下雨或雷擊等等) 發生的前提下，差異程度小代表其在數次測量中測量值較為穩定。
3. 操作：差異程度的後和前會從  $N$  次測量中兩兩一對做組合，共會得到  $C_2^N$  組差異程度。對這  $C_2^N$  組差異程度取中位數，再刪除掉差異程度大於門檻值 (使用者自訂) 的資料。
4. 舉例：以施測 3 次為例總共會有  $C_3^2$  個差異程度，分別是  $(X_2, X_1)$ 、 $(X_3, X_1)$  以及  $(X_3, X_2)$  這三組差異程度。因為每次施測的 ABMN 電極對位置固定，只需將相同位置的電阻值取出並代入公式即可。計算出這三組差異程度後我們取中位數，其中差異程度大於 10% 的電極配對被視為在此 3 次施測中品質較不好的電極對，因此我們將其刪除。

```

:Measurements
5, 1, 2, 3, -1.849172, 1000, 0 (分別為: 編號A、B、M、N、 $\frac{V}{I}$ 、電流值、誤差值)
5, 1, 2, 4, -3.641955, 1000, 0
5, 1, 2, 6, -3.991184, 1000, 0
5, 1, 2, 7, -2.770430, 1000, 0
5, 1, 2, 8, -2.364242, 1000, 0
5, 1, 2, 10, -1.833091, 1000, 0
5, 1, 2, 11, -2.055755, 1000, 0
5, 1, 2, 12, -1.657174, 1000, 0
5, 1, 2, 15, -1.954121, 1000, 0
5, 1, 2, 16, -1.928373, 1000, 0
5, 1, 2, 18, -1.905675, 1000, 0

```

圖 4-2-8 前處理後檔案 (\*.urf) 內容格式。由左到右分別為 A、B、M、N 編號、V/I 電阻值、電流值及誤差值。

### 步驟 2 將資料分組

1. 資料定義：步驟 1 所提刪除後的資料 (\*.urf)。
2. 操作：共有三種分組模式，分別是 fix、fix-random 和 random，目前使用的分組模式為 random，分組模式的比較請參見附錄 A。一組的資料量可以輸入至 EarthImager 為主，可以簡單估計在 10,000 到 20,000 筆之間。
3. 舉例：初鄉底 60,000 筆資料為例，以 random 模式分作 30 組、每組 12,000 筆資料。

### 步驟 3 訂定 EarthImager 初始參數 ( $A_0$ )

先經過人工反演數個剖面定下一組反演參數，圖 4-2-9 至圖 4-2-11 為初鄉底剖面設置的參數供使用者參考。以下分為三個步驟進行。(一) 操作反演時，必須先設定反演初始條件 (initial setting)，將極高與極低的數值排除，本研究採用的模型則為平滑約束反演 (smooth model inversion) 呈現。(二) 設定網格大小與深度，剖面中電極之間的距離取決於電極的間距。若網格劃分數 (number of mesh divisions) 愈細，建模的精確度則愈高。此外，網格水平間距 4 公尺而垂直間距需考慮層厚增量因子 (Thickness incremental factor)，網格間距隨深度遞增。其層厚增量因子設置主要適用於模型分辨率隨深度降低的表面電阻率測量。厚度增

量因子定義為下層的厚度與上一層的厚度之比，以本研究的設定舉例，上層的厚度為 1 公尺，則如果厚度增量因子為 1.05，則下層的厚度為 1.05 公尺。(三) 設定反演疊代次數以及顯示的垂直度或水平深度。

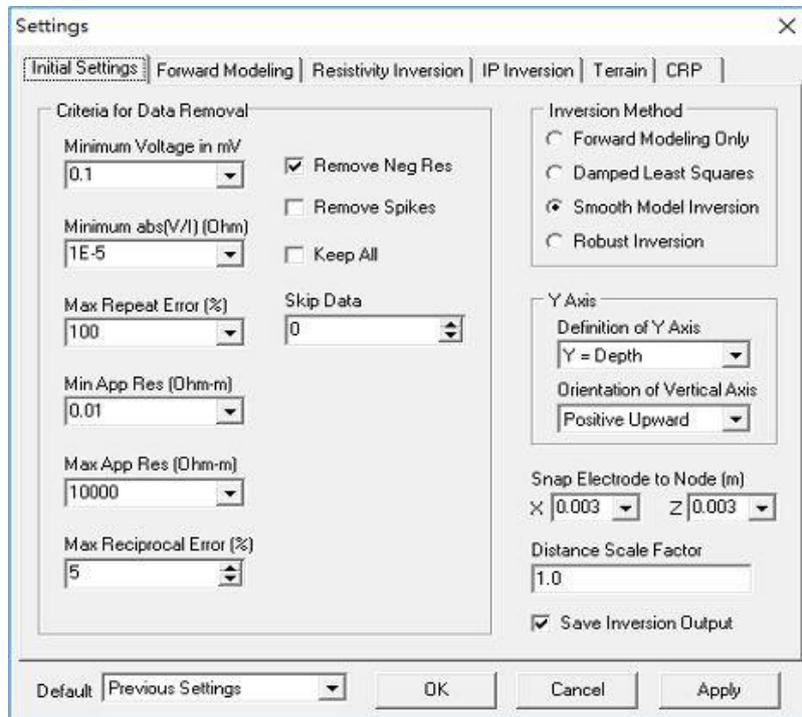


圖 4-2-9 反演參數設定過程圖 A。設定反演的初始參數條件。

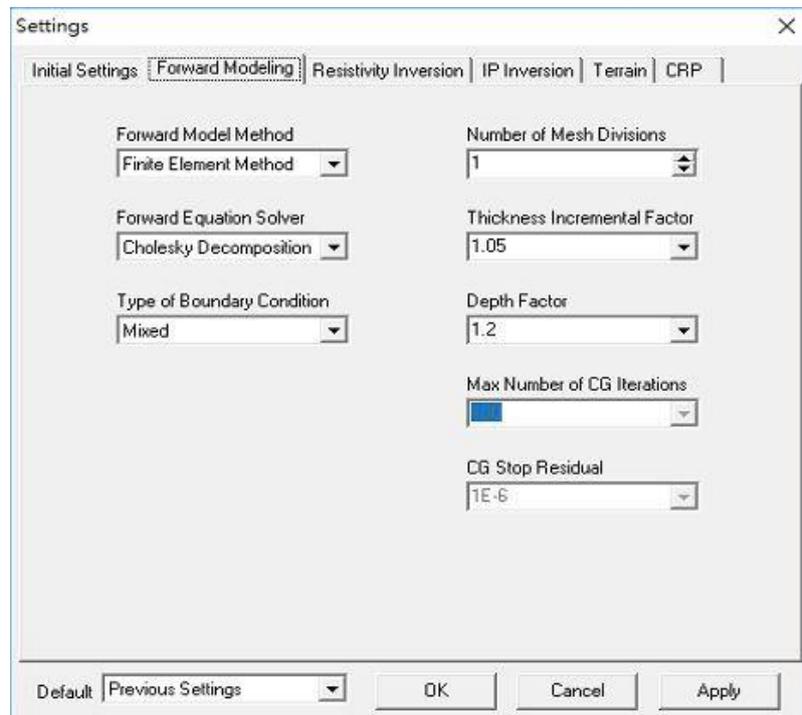


圖 4-2-10 反演參數設定過程圖 B。設定網格大小及深度。

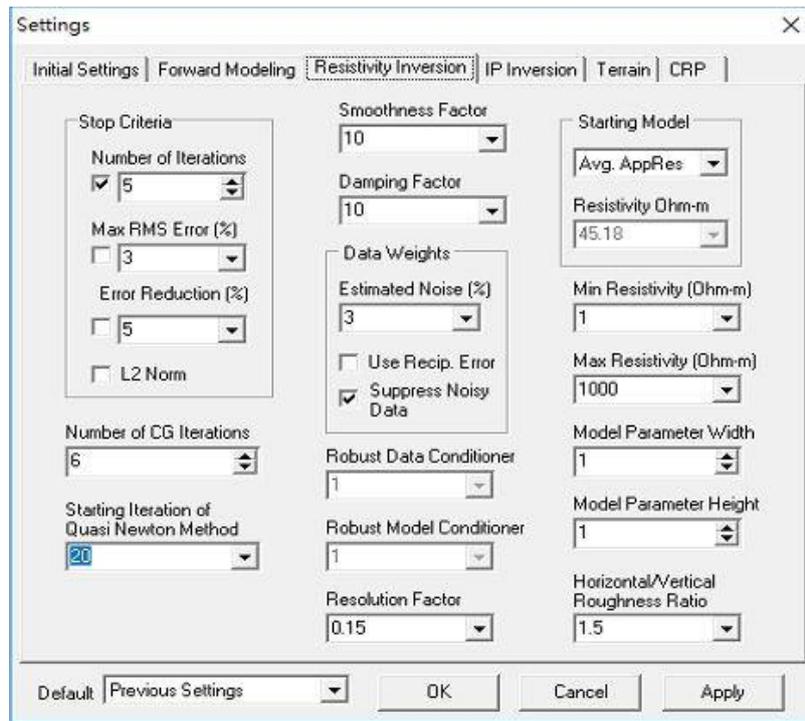


圖 4-2-11 反演參數設定過程圖 C。設定反演疊代次數以及顯示的垂直度或水平深度。

#### 步驟 4 重複反演並刪除錯和度 (misfit) 較高的資料

1. 資料定義：分組後的每組資料反演得到的輸出檔案 (\*.OUT) 中的電阻率值。
2. misfit 定義：分組資料反演後的 (\*.OUT) 會分別紀錄每個疊代 (Iteration) 的計算值，其中 VI\_%ERR 這行取絕對值後就是 misfit，也相當於在 EarthImager 中的 Data Misfit Histogram 顯示的部分。
3. 操作：將每組資料輸入 EarthImager 做反演得到 (\*.OUT) 檔，擷取最後一次 Iteration 中的 misfit 值，刪除 misfit 較大的資料，刪除資料量由使用者自訂。然後重複操作上述操作 n 次 (使用者自訂)。
4. 舉例：以初鄉底剖面為例，依 misfit 大小刪除最大的前 5% 資料，重複操作 6 次。

;----- Iteration 4			
; -Index	V/I_Meas	V/I_Calc	VI_%ERR
1,	-7.26835E+00,	-8.69577E+00,	19.64
2,	-7.53824E+00,	-8.59458E+00,	14.01
3,	6.38773E+00,	8.60598E+00,	34.73
4,	5.76048E+00,	6.86026E+00,	19.09
5,	6.79582E+00,	6.90751E+00,	1.64
6,	5.07545E+00,	6.64454E+00,	30.92
7,	6.37350E+00,	8.86255E+00,	7.67
8,	6.85172E+00,	7.74111E+00,	12.98
9,	-3.04538E+00,	-3.53478E+00,	16.07
10,	-1.09422E+00,	-1.01107E+00,	-7.60
11,	-9.63446E+00,	-8.99687E+00,	-6.62
12,	-4.72532E+00,	-4.96858E+00,	5.12
13,	-3.66884E+00,	-3.48294E+00,	-5.07

(Misfit)

圖 4-2-12 輸出檔案 (.OUT) 中第四次 Iteration (使用者自訂) 的部分結果。

### 步驟 5 各組剖面取中位數組成新剖面

1. 資料定義：經過步驟 4 節中刪除後得到的 (\*.dat)，擷取其中反演剖面 (此檔案中的剖面為最後一次 Iteration) 各個網格的電阻率值，若在步驟 2 節中分了 N 組，則此處每個網格應有 N 個資料點。
2. 操作：每個網格將這 N 個資料點取中位數，得到一個新的由中位數組成的反演剖面。
3. 評估資料離散程度：將每個網格點對 N 個資料點取  $\frac{Q_3 - Q_1}{Median}$  畫成剖面。
  - \* $Q_1$ ：在 30 個隨機分組反演的結果中電阻率數值的第一四分位數
  - \* $Q_3$ ：在 30 個隨機分組反演的結果中電阻率數值的第三四分位數
  - \*Median：中位數

1	0.0000	551.1240	1.02634E+02	(X座標, Z座標, 電阻率)
2	1.9995	550.5262	4.68948E+01	
3	6.0000	549.0019	9.79009E+00	
4	10.0005	547.0977	5.66223E+01	
5	13.9995	544.9863	1.21181E+02	
6	18.0000	542.4115	4.06113E+01	
7	22.0005	539.6497	3.92960E+01	
8	25.9995	537.0813	6.13841E+01	
9	30.0000	534.5040	4.48710E+01	
10	34.0005	532.0352	3.51737E+01	
11	37.9995	529.4314	1.86587E+01	
12	42.0000	526.7065	3.97096E+01	
13	46.0005	523.7816	4.60205E+01	
14	49.9995	520.3530	1.27446E+02	
15	54.0000	516.0406	5.41645E+01	
16	58.0005	512.3217	4.19208E+01	
17	61.9995	510.3822	5.28899E+01	
18	66.0000	508.8645	4.57514E+01	
19	70.0005	507.3758	4.03890E+01	
20	73.9995	505.5153	4.81061E+01	

圖 4-2-13 反演結果檔案 (\*.dat) 內容格式。由左至右為 X 座標、Z 座標及電阻值。

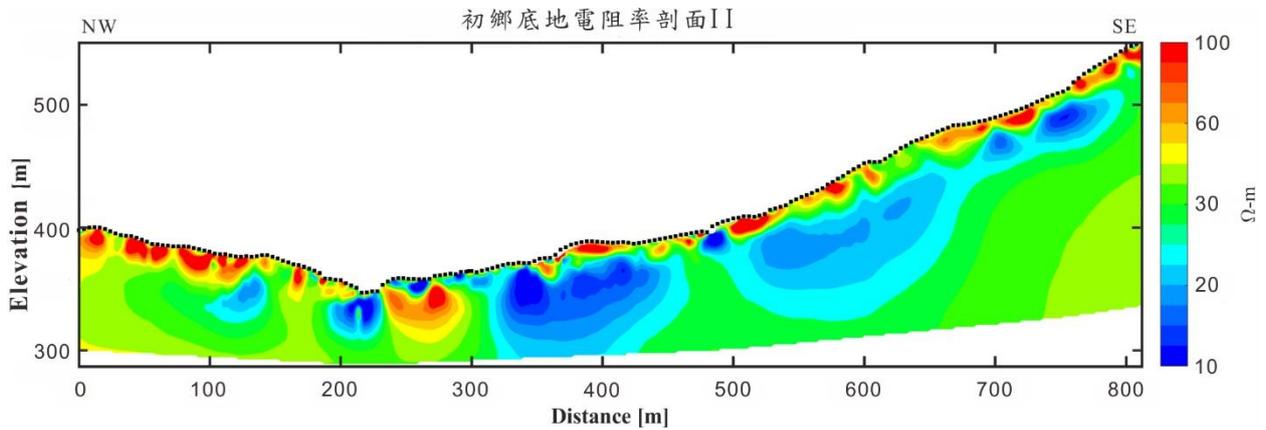


圖 4-2-14 一般隨機 (Random) 取 30 組得到的中位數剖面圖。

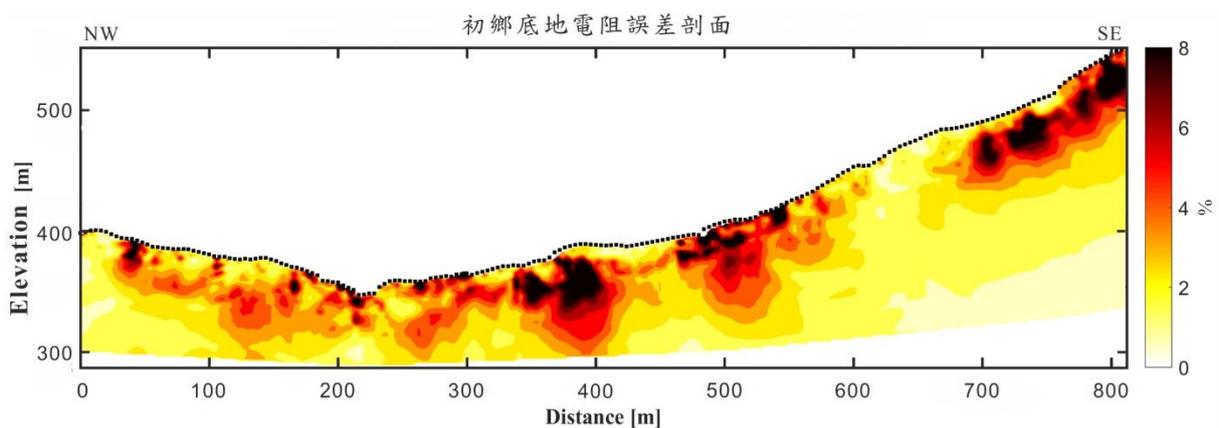


圖 4-2-15 一般隨機 (Random) 取 30 組的  $\frac{Q_3-Q_1}{Median}$  剖面圖。

## 4.2 室內岩樣電阻率試驗

本研究為建立岩石含水量與電阻率的關係並推測現地岩層是否為飽和及了解不同電阻率代表之變化因素，欲以室內試驗進行模擬施測。首先必須建置測量電阻率的標準步驟，並利用電源供應器與檢流計連接，測出不同含水量的電阻率，藉由比較不同岩樣跟不同施測條件下的差異了解各種岩石性質對電阻率影響的差異，例如不同含水量（以浸泡時間控制）、孔隙率（本研究利用測試前烘乾與浸泡 24 小時之後的重量差異估算孔隙率，考慮到可能存在未連通孔隙，數值可能稍低於實際孔隙率）、岩石粒徑、含泥量……等，最後嘗試與現地所測量的電阻率剖面進行比較。

在室內測定岩石樣本的電阻率，通常採用四極法、二極法等。本研究為了讓實驗過程穩定，以事先測試二極法與四極法之穩定性，並比較後採用較穩定之四極法進行試驗，四極法詳細說明見 4.1 節。

實驗流程以下進行詳細說明：

1. 現地鑽取的岩心取出在電阻率剖面上較異常部分的岩樣 (Rock sampling)，並且將採取的岩樣進行標準化樣本。
2. 自行設計一台標準化電阻率岩樣台，方便固定岩石樣本不容易滾動 (圖 4-3-1)。
3. 拿取岩樣測量長度與直徑，並且於岩樣 1/3 與 2/3 處做標記，接著沿著標記處貼上導電膠帶，其目的用於固定電極間距 (圖 4-3-2)。
4. 將泥漿 (由蒙脫土調配而成) 均勻塗抹在岩樣的上下兩面 (圖 4-3-3)。塗抹完成後，將岩樣放置於測量台上，並用量測台兩端的銅片輕靠在岩樣兩側做固定；為避免擠壓太大力造成泥漿溢出，則影響測量值。
5. 電線連接於電源供應器、檢流計與電阻率岩樣台，並在電源供應器設定電流 1 安培與電壓 200 伏特。

6. 使用三用電表量測岩樣兩點間的電壓，探針尖端去觸碰導電膠帶。一次測量時間為 2 分鐘（若時間過長岩樣會過熱），全程使用手機拍攝並記錄數值（圖 4-3-4）。

7. 數據分析：

根據手機紀錄的影片，取其中 20 筆較為接近的數據，紀錄當時的電流與電壓並做平均；之後將每次得到的平均電流與平均電壓做標準差，得到最終的電流與電壓，並根據公式計算出電阻率：

$$\rho = K \frac{\Delta u}{I} \quad (\Omega - m) \quad (\text{式 4.6})$$

$K$ : 裝置係數； $\Delta u$ : 電壓(mV)； $I$ : 電流(mA)

如圖 4-3-5，裝置係數  $K$  與標本的尺寸、形狀以及電極間距有關，由公式得：

$$K = \frac{S}{l} \quad (\text{式 4.7})$$

$S$ : 樣本截面積(cm)； $l$ : 測量電極間距(cm)

對於圓柱體截面積為  $S = \frac{\pi d^2}{4l}$ ， $d$  為圓柱體的直徑(cm)，所以可將  $K$  改寫為  $K = \frac{\pi d^2}{4l}$ 。

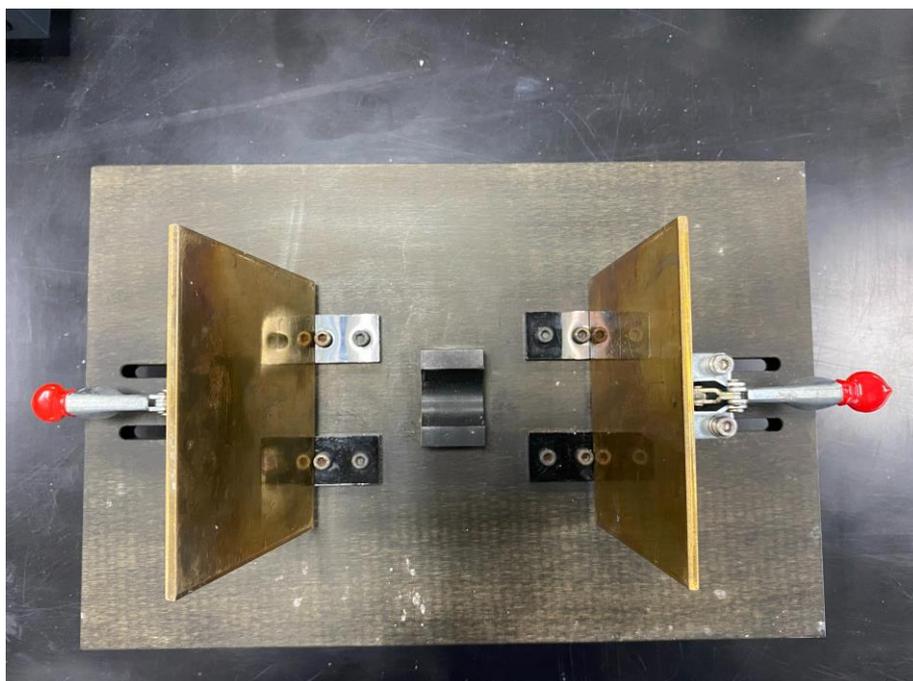


圖 4-3-1 岩樣電阻率測量台裝置。岩樣電阻率測量台之計，主要用於固定岩樣及方便量測標準化之岩石電阻率。

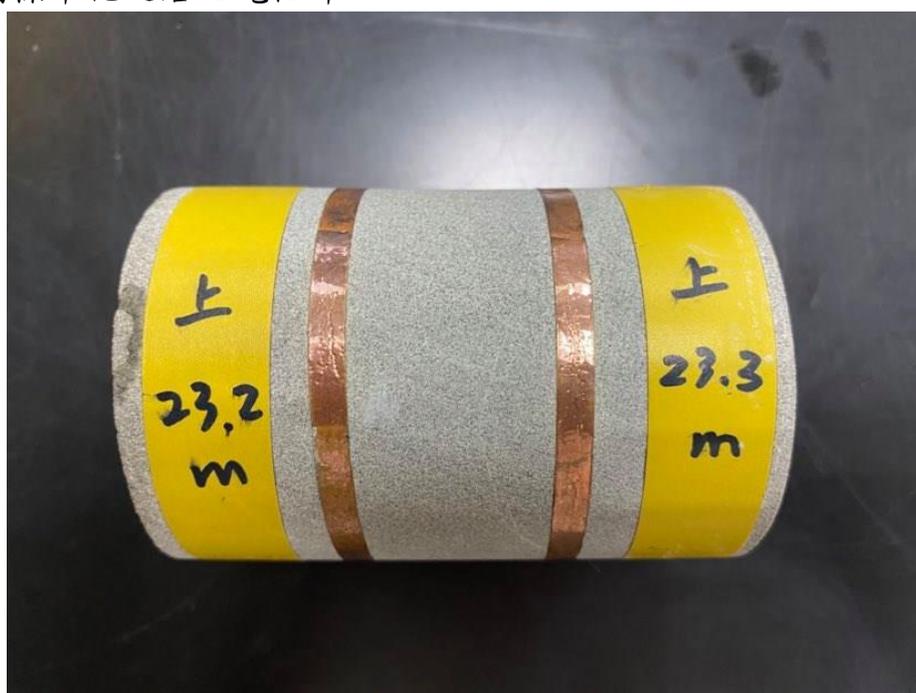


圖 4-3-2 黏貼導電膠帶後的岩樣。於岩樣 1/3 與 2/3 處作上標記並且沿著標記的點貼上導電膠帶。



圖 4-3-3 塗抹泥漿後的岩樣。塗抹泥漿在岩樣上下兩面，泥漿不需要太厚，但是需要均勻且平坦。

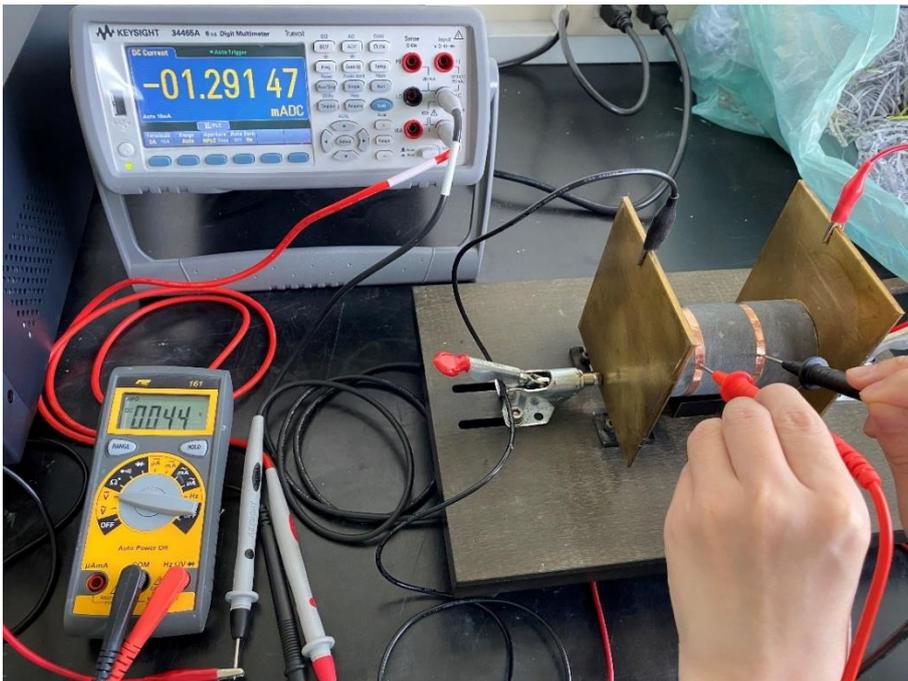


圖 4-3-4 岩樣電阻率測量施作情形。在岩樣的兩端塗上泥漿，並且使用三用電表量測電壓數據。

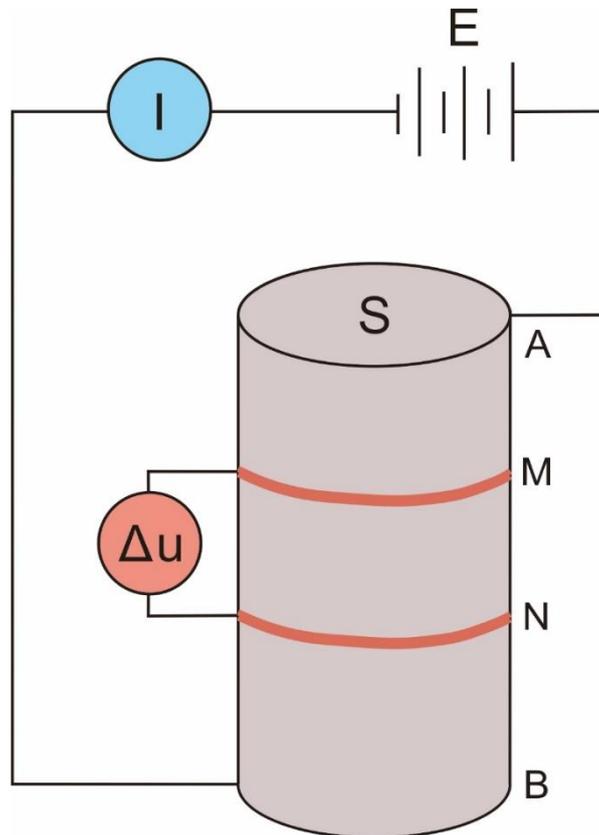


圖 4-3-5 岩樣電阻率測量裝置配置圖。S 為標本截面積(cm)；A、M、N、B 為電極的位置；I 為電流(mA)； $\Delta u$ : 電壓(mV)。

### 4.3 岩心分析

本研究使用 108 年活動斷層補充地質調查案所鑽取之岩心（初鄉 1A、初鄉 1B）作為測線所在區域地下地質的直接證據，以驗證電阻率剖面法與室內試驗等較為間接的探測方式所獲得的結果與解釋。

岩心分析的內容分為兩大部分，分別為：（一）岩性判釋、（二）岩心破裂程度。

#### （一）岩性判釋

透過基本的判釋，本研究將兩孔鑽井依粒徑與材料組成分層，建立岩性地層柱。此外，也一併記錄岩心中的構造與組織，包含地層傾角、可能為生物擾動的紀錄以及受斷層作用產生的擾動等。

#### （二）岩心破裂程度

若岩心中有許多破裂區域時，顯示可能受構造應力產生破裂，而不同的破裂程度也可能指示不同強度的影響或與變形區域的距離。因此本研究將岩心區依照肉眼可辨識的裂隙密度差異區分各深度的破裂程度，例如岩心中裂隙的間距若超過 10 公分以上區域，即屬於破裂程度最低；反之若裂隙間距密集小於 1 公分內，則屬於破裂程度最高。也觀察破裂是否具有的一致性，並記錄隨深度變化的破裂面傾角。

## 第5章 研究結果

### 5.1 地電阻測線剖面

本研究將地電阻測線佈於初鄉底附近，試以地電阻影像剖面（Electrical Resistivity Tomography, ERT）找出更精確的初鄉斷層位置。為探查初鄉斷層可能的位置、地下岩性分佈以及地下構造，本次調查完成 1 條地電阻影像剖面，其編號為 108-CSF-ERT-1（總長 812 公尺）。此剖面利用 CPP 排列法（CPP Array）進行地電阻探測，獲得地下電阻率分布剖面，透過進一步的推測與驗證便可以了解地下構造與岩層特性。本研究的地電阻影像剖面探測基本資料如表 5.1.1。

地電阻施測之測線位置與高程變化如圖 5-1-1A，呈現西北-東南向，跨過東埔蚋溪。其中剖面最西側緊臨溪溝，由於該區域邊坡過於陡峭，所以僅能於該稜線位置做為起點向東南側開始布置電極（圖 5-1-1B、圖 5-1-1C）。

表 5.1.1 地電阻影像剖面基本資料表。

測線編號	測線長度 (m)	座標 (TWD97)		
		N	E	高程 (m)
108-CSF-1	812	2630844.044	223764.448	397.656
		2630322.100	224386.476	551.124

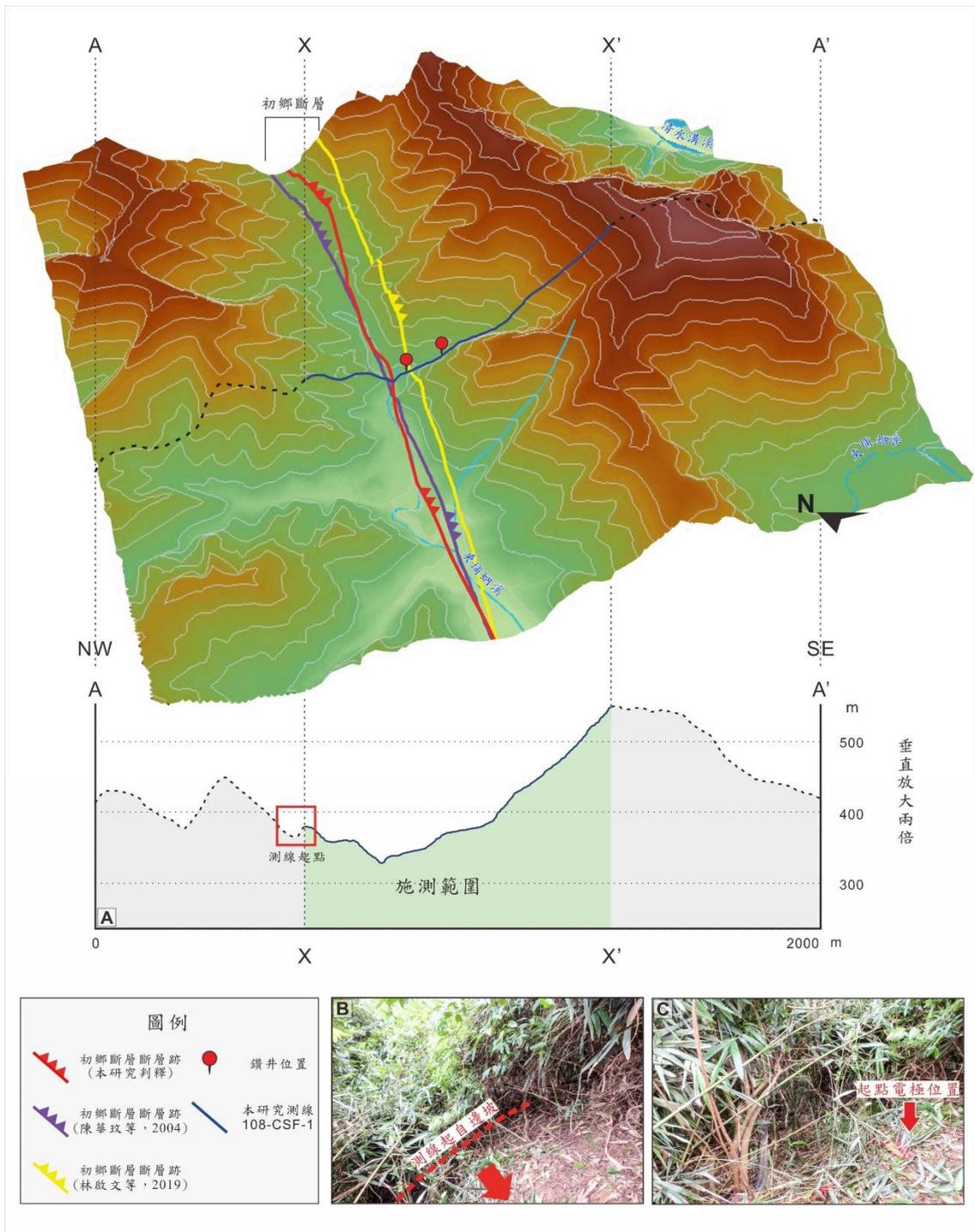


圖 5-1-1 初鄉地區 108-CSF-1 測線位置圖，上圖中包含本研究（紅色）、陳華文等（2004，紫色）與林啟文等（2019，黃色）所判釋之斷層跡位置。下圖（A）高程剖面圖（垂直放大兩倍），紅框為剖面最西側山溝位置；（B）測線最西側山溝旁的邊坡；（C）起點電極設定位置。

本研究以不同的選取與計算過程區分共製作 2 種逆推結果剖面圖（詳見章節 4.2.3），其中包含將野外收集的資料重新整理、計算後的逆推結果一剖面圖 I（圖 5-1-2，電阻率範圍 10~100 ohm-m），以及為了減少在計算時受不同的參數設定影響產生的反演誤差並提高剖面的精確度而另外調整參數設定所獲得的逆推結果一剖面圖 II（圖 5-1-3）。

逆推結果剖面圖 I 的電阻率分布顯示剖面的淺層區域（約 10~25 公尺，圖 5-1-4 中黑色虛線以上區域）呈現較高的電阻率（約 60~100 ohm-m），而較深處除了大約位於橫坐標 150 至 300 公尺之間的高電阻率與低電阻率交互出現的區域（圖 5-1-4 中紅色虛線內區域）以外，呈現低電阻率。紅色虛線內區域的東西兩側為高電阻率（約 60~100 ohm-m），中心部分為低電阻率（約 10~20 ohm-m）。

逆推結果剖面圖 II 中顯示自地表到深度約 10~20 公尺以內區域出現較高的電阻率（約 60~100 ohm-m），而剖面中段區域（約於橫坐標 220 至 350 公尺之間）地表至約 10~20 公尺處異於其他區域呈現為低電阻率（約 10~30 ohm-m），且更深處的電阻率明顯向東西兩側呈現劇烈變化。而此位於約 20 公尺以下的變化劇烈區域中，偏東南側的岩層（約於橫坐標 250 至 350 公尺之間）具有較高的電阻率（約 50~100 ohm-m），而偏西北側的岩層（約於橫坐標 250 至 350 公尺之間）則具有明顯較低的電阻率（約 10~25 ohm-m）。除此變化劇烈區域外，其餘於約 10~20 公尺以下的區域呈現相對低電阻，分布較均勻且變化較和緩（約 10~30 ohm-m）。

從逆推結果剖面圖 II 中可以觀察到電性界線相較於逆推結果剖面圖 I 更為明顯且平順，而逆推結果剖面圖 I 中邊界皆呈現鋸齒狀的變化，較不符合實際地層可能的分布狀態。而逆推結果剖面圖 II 為透過選取不同反演結果中位數進行運算所獲得的剖面，相對於透過手動選取並去除誤差範圍所獲得的逆推結果剖面圖 I，更能排除人為誤差使其結果更加客觀。因此，本研究將針對逆推剖面圖 II 做解釋與驗證，並進一步討論。

另外，透過比較不同的參數設定而獲得的反演結果與四分位距誤差，找出最適合的參數設定，也可以藉由計算獲得電阻率誤差剖面（圖 5-1-6）。此誤差剖面能指示電阻率反演結果的不確定性，其中在低誤差區域的結果應更貼近實際的電阻率，反之則較可能背離實際數值。

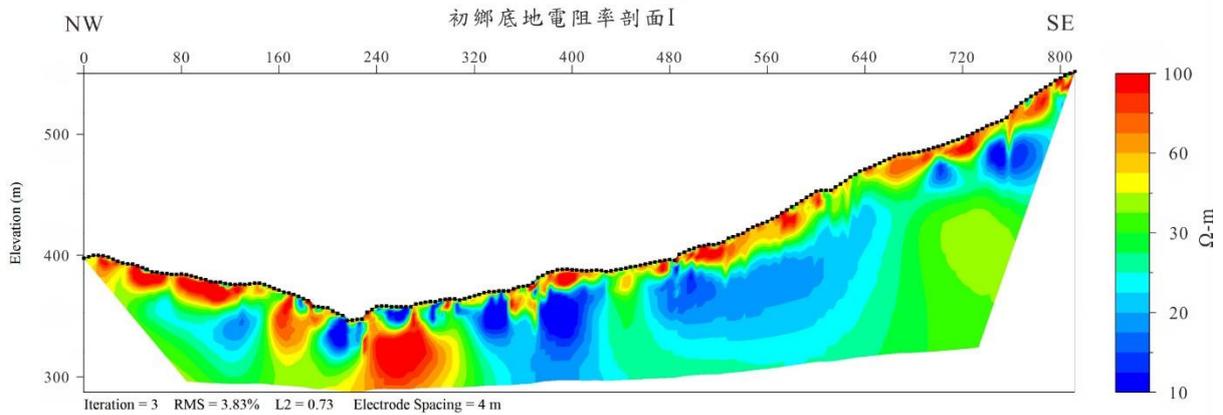


圖 5-1-2 逆推結果剖面圖 I。

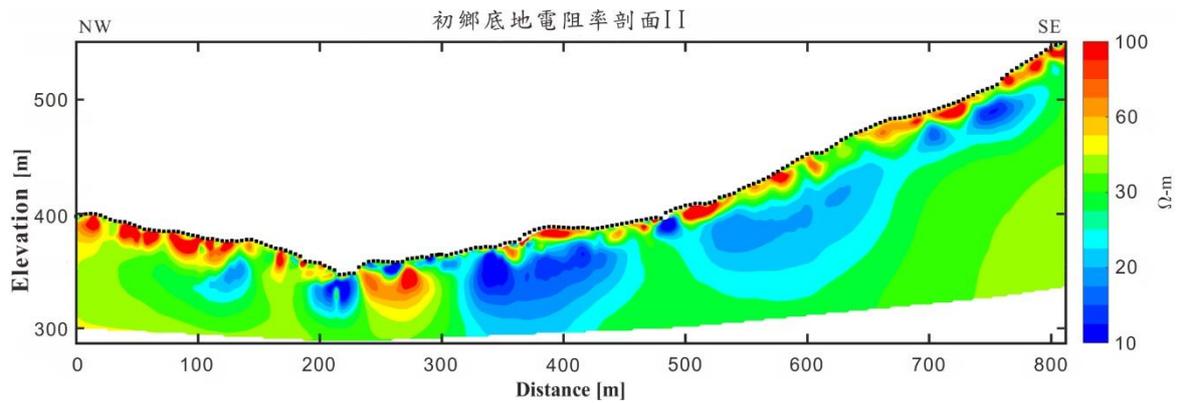


圖 5-1-3 逆推結果剖面圖 II。

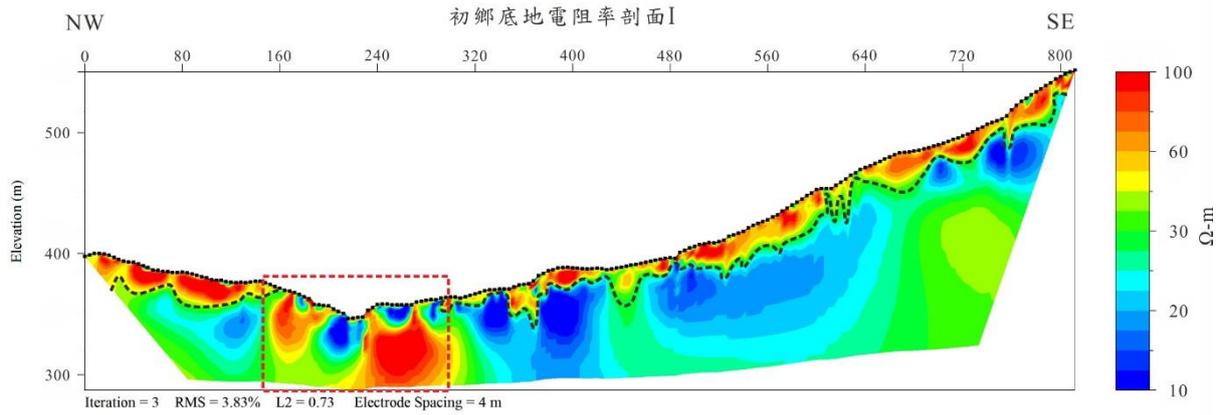


圖 5-1-4 逆推結果剖面圖 I 電阻率分布狀況。黑色虛線為淺部高電阻區域與深部低電阻區域分界；紅色虛線範圍為電阻率變化劇烈區域。

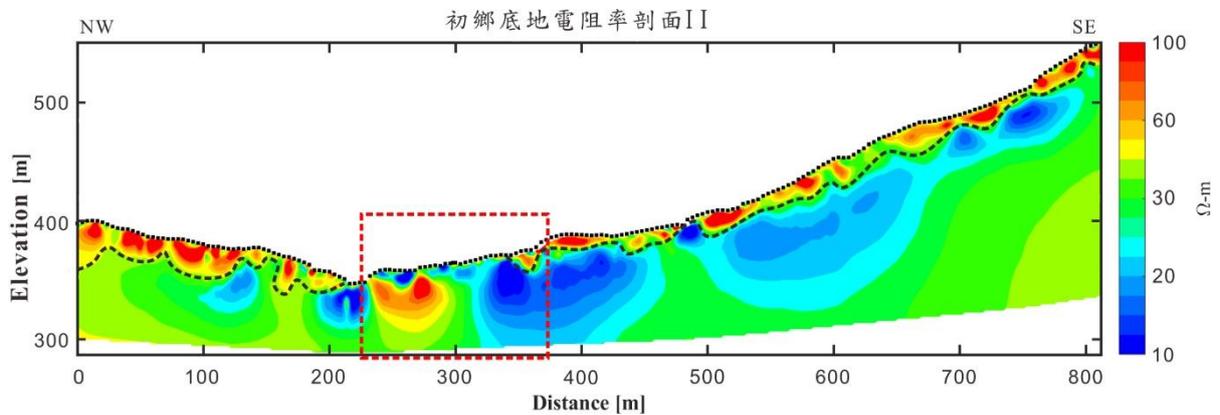


圖 5-1-5 逆推結果剖面圖 II 電阻率分布狀況。黑色虛線為淺部高電阻區域與深部低電阻區域分界；紅色虛線範圍為電阻率變化劇烈區域。

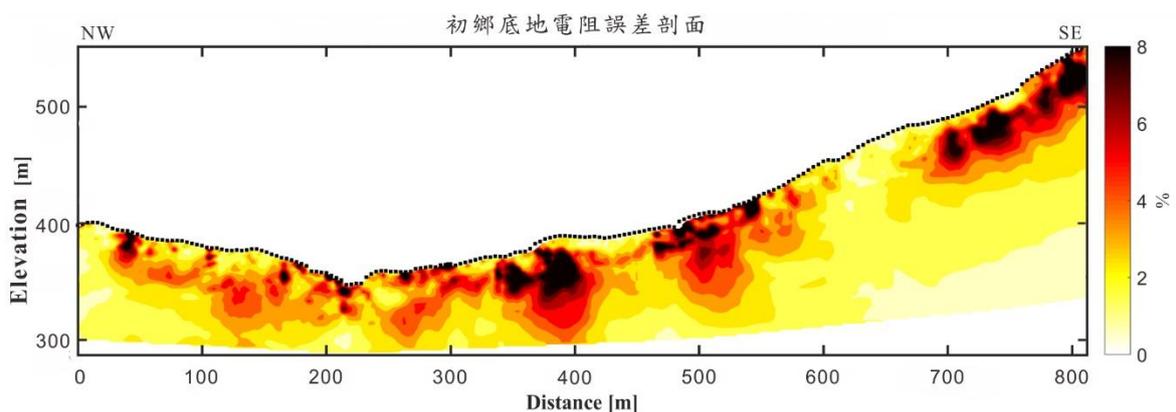


圖 5-1-6 電阻率誤差剖面圖。剖面中顏色愈深的部分代表誤差愈大，顏色愈淺的部分代表誤差愈小。

## 5.2 室內電阻率實驗

本研究欲了解岩性等因素對於電阻率的影響與關聯，透過比對地質鑽井的實際岩性與電阻率數值，並嘗試以室內試驗驗證剖面推測。實驗樣本為初鄉 1A 井及初鄉 1B 井岩心，採樣位置分別為初鄉 1A 於 11~12 公尺、23~24 公尺、39~40 公尺、56~57 公尺、57~58 公尺與 66~67 公尺處；初鄉 1B 於 6~7 公尺、15~16 公尺及 40~41 公尺處，如圖 5-2-1 至 5-2-9，詳細岩樣描述說明如下（表 5.2.1）：

表 5.2.1 各實驗樣本之採樣深度位置、岩樣描述、粒徑大小與電阻率值。

井號	樣本編號	描述	粒徑	現地施測 電阻率值
1A	1A-11.5 m	泥質粉砂岩，含泥量約 60%，具同方向性的剪切紋理。	Z	15 ohm-m
1A	1A-23.3 m	砂岩（細粒至中粒），外觀較均質，具同方向性的方解石脈，膠結緻密。	fS-mS	85 ohm-m
1A	1A-39.8 m	砂岩（極細粒至細粒），破碎，裂隙處含少量泥	vfS-fS	75 ohm-m
1A	1A-56.8 m	砂岩（細粒），塊狀，含少量泥。	fS	70 ohm-m
1A	1A-57.2 m	泥質砂岩（細粒至中粒），較不均質，含泥量>10%，具有少數貝屑，具輕微生物擾動。	fS-mS	70 ohm-m

1A	1A-66.9 m	砂岩（細粒），具方解石脈，含少量泥，具輕微生物擾動。	fS	70 ohm-m
1B	1B-6.5 m	砂岩（中粒），較不均質，淘選度較差，含少量泥，具管狀生痕。	mS	45~50 ohm-m
1B	1B-15.5 m	泥質砂岩（極細粒），較均質，具平行紋理以及較明顯裂隙。	vfS	15 ohm-m
1B	1B-40.0 m	泥質砂岩（細粒），含泥量約 30%，具平行紋理以及許多明顯裂隙。	fS	20 ohm-m

註 1：樣本 1A-11.5 m 與 1B-40.3 m 因為於測試過程中損毀，無法獲得其電阻率。

註 2：樣本編號即其採樣位置（深度）。

本研究分成三個部分進行實驗，分別為將岩樣烘至全乾、浸泡 12 小時及浸泡 24 小時進行試驗，以下分別說明實驗結果（原始數據收錄於附錄 B）：

### 1. 初鄉 1A 井結果

#### (1) 烘乾：

根據性質顯示 1A-23.3 m 以及 1A-66.9 m 為緻密的方解石，而 1A-39.8 m 雖然並非緻密的方解石但存在大量裂隙。推測造成乾岩樣電阻率大的原因可能與岩石本身性質有關，即膠結物的成分若為方解石時電阻率較大；另外，若存在大量裂隙，在乾燥時也會使導電性大幅下降。

#### (2) 浸泡 12 小時：

岩樣 1A-23.3 m、1A-39.8 m 與 1A-66.9 m 都有明顯的下降，而岩樣 1A-56.8 m 與 1A-57.2 m 則相對變化較不明顯或略微上升，造成此變化幅度小的原因可能與其較低的孔隙率有關。

#### (3) 浸泡 24 小時：

全部岩樣的電阻率都有明顯的下降，但多數室內電阻率數值大致低於現地電阻率數值，推測現地岩層可能尚未達到飽和狀態。

## 2. 初鄉 1B 井結果

### (1) 烘乾：

根據岩樣性質顯示 1B-6.5 m 為中粒砂岩與淘選度較差，而 1B-15.5 m 為極細粒砂岩與淘選度較佳，雖然具一明顯裂隙，但整體均質。推測造成乾岩樣電阻率大的原因可能與岩石孔隙率有關。

### (2) 浸泡 12 小時：

全部岩樣的電阻率都有明顯的下降。岩樣 1B-15.5 m 電阻率數值則相對下降較明顯於 1B-6.5 m，造成此現象原因可能與其較高孔隙率有關。

### (3) 浸泡 24 小時：

全部岩樣的電阻率都有明顯的下降。1B-6.5 m 室內電阻率數值與現地大致相符，但 1B-15.5 m 室內電阻率數值略高於現地數值，推測野外所測得該採樣區域之岩石電阻率應較接近於飽和狀態的岩石電阻率。

表 5.2.2 初鄉 1A 井岩心室內試驗結果。

樣本編號	乾岩樣	溼岩樣 (浸泡 12 小時)	溼岩樣 (浸泡 24 小時)
1A-23.3 m	1,178±72.2	335±28.0	104±8.4
1A-39.8 m	1,067±230.8	320±31.6	50±6.0
1A-56.8 m	147±46.5	217±16.9	20±0.9
1A-57.0 m	103±33.3	139±17.7	16±1.8
1A-66.9 m	496±26.2	258±91.6	16±1.6

單位: ohm-m

表 5.2.3 初鄉 1B 井岩心室內試驗結果。

樣本編號	乾岩樣	溼岩樣 (浸泡 12 小時)	溼岩樣 (浸泡 24 小時)
1B-6.5 m	81±16.1	53±17.2	49±10.5
1B-15.5 m	127±15.4	61±8.3	34±8.9

單位: ohm-m

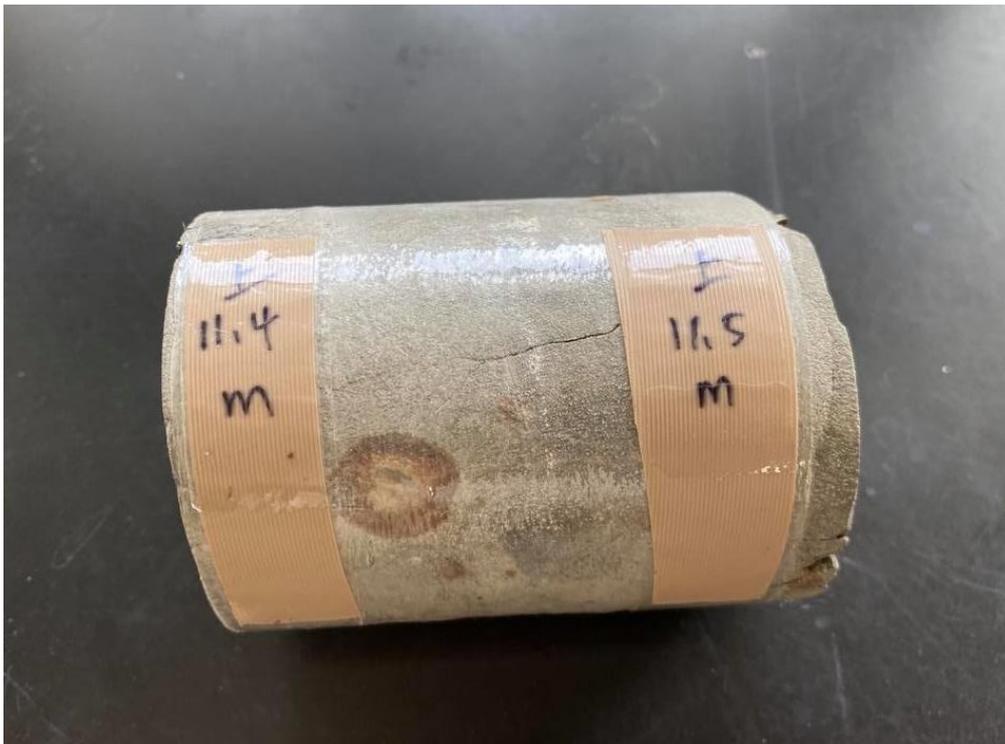


圖 5-2-11A-11.5 m 岩樣照片。泥質粉砂岩，含泥量約 60%，具同方向性的剪切紋理。

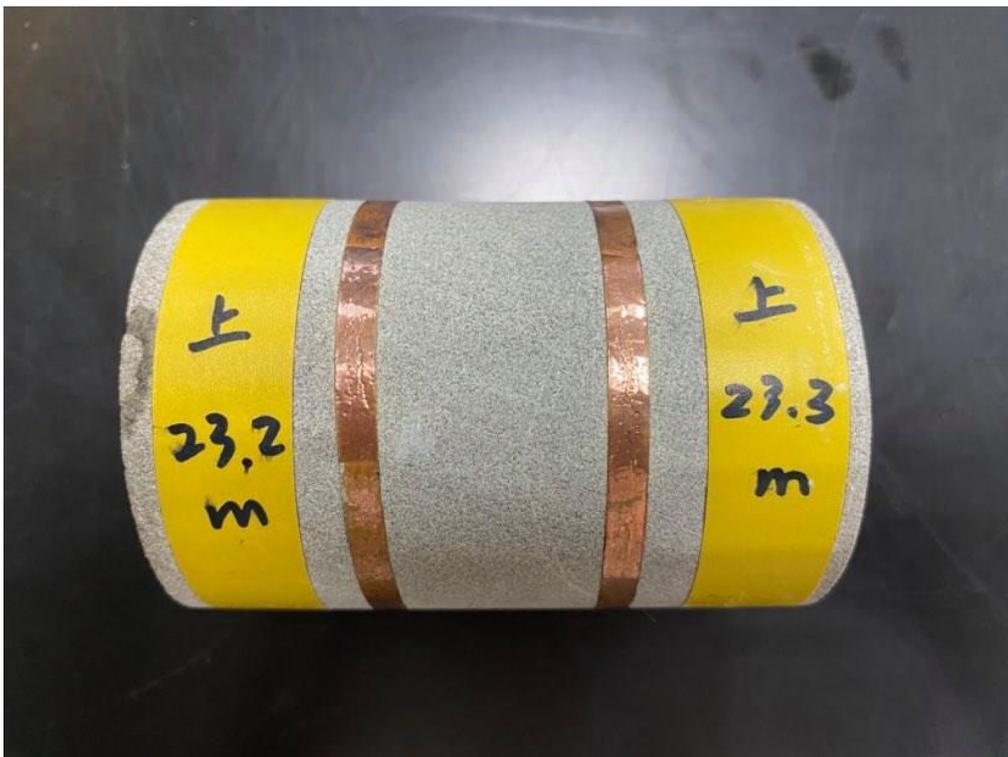


圖 5-2-21A-23.3 m 岩樣照片。砂岩粒徑為細粒至中粒，外觀較均質，具同方向性的方解石脈，膠結緻密。

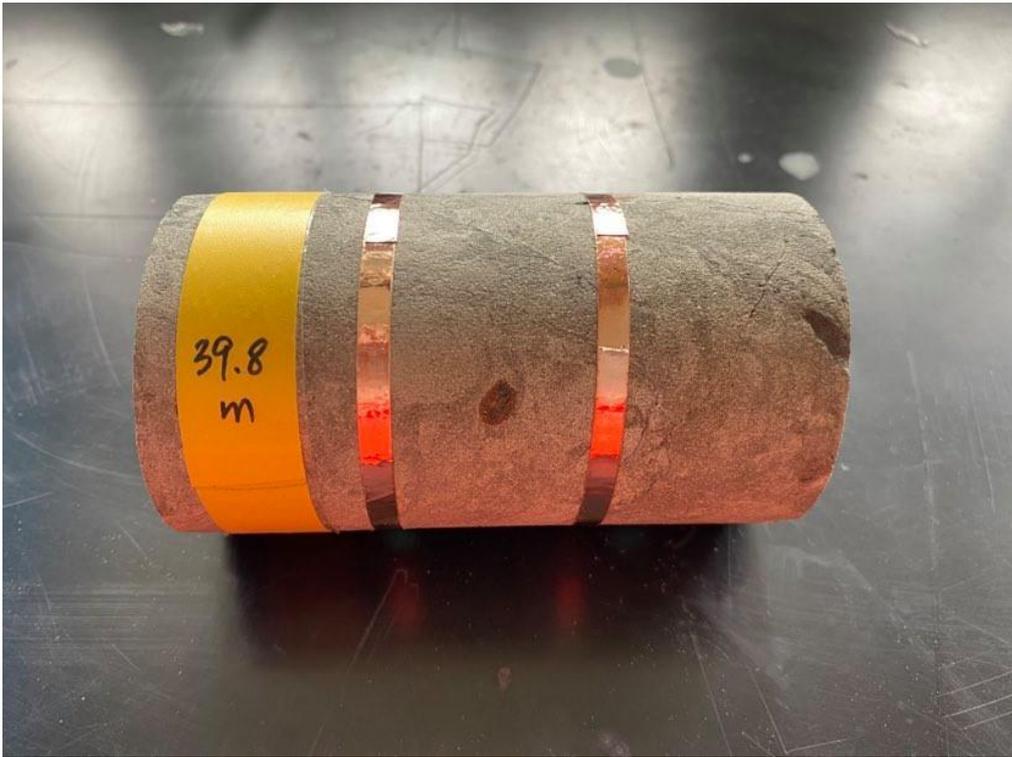


圖 5-2-3 1A-39.8 m 岩樣照片。砂岩粒徑為極細粒至細粒，破碎，裂隙處含少量泥。



圖 5-2-4 1A-56.8 m 岩樣照片。砂岩粒徑為細粒，塊狀，含少量泥。

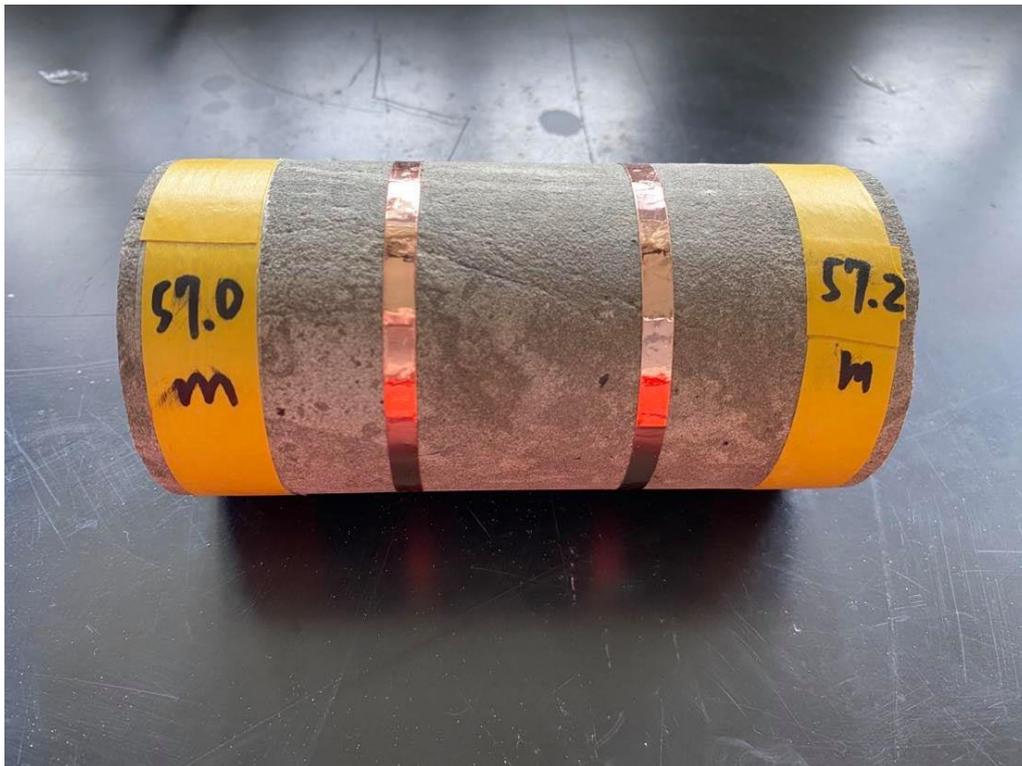


圖 5-2-5 1A-57.2 m 岩樣照片。較不均質砂岩，含泥量>10%，具有少數貝屑，具輕微生物擾動。

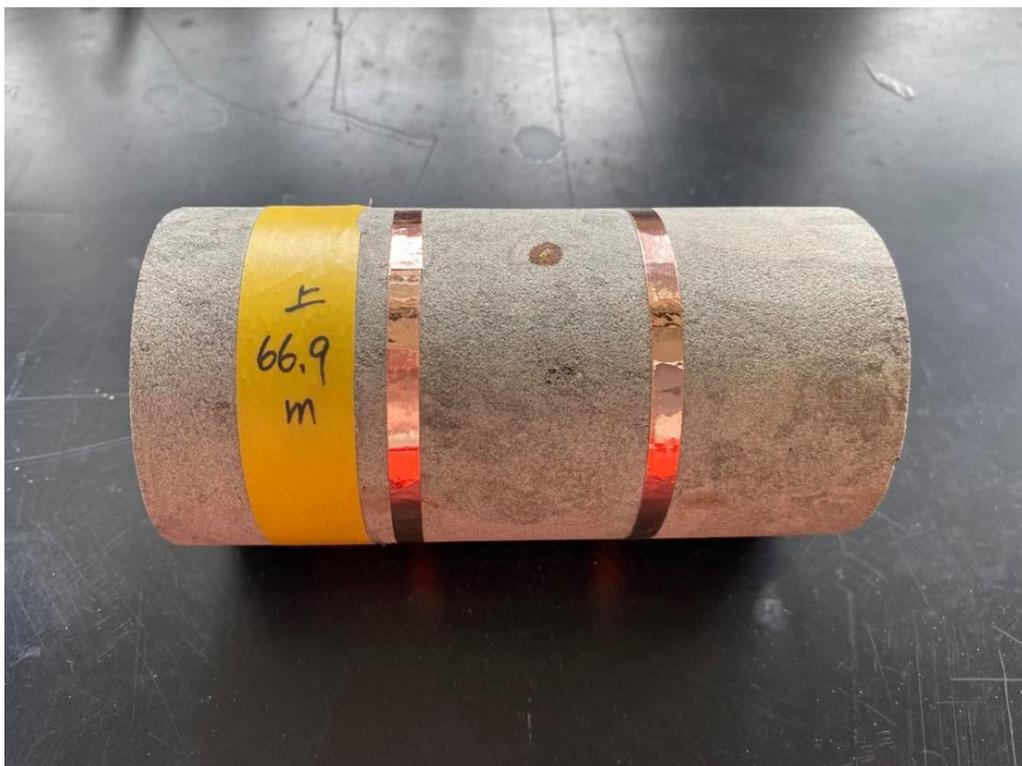


圖 5-2-6 1A-66.9 m 岩樣照片。砂岩粒徑為細粒，具方解石脈，含少量泥，具輕微生物擾動。



圖 5-2-7 1B-6.5 m 岩樣照片。砂岩粒徑為中粒且淘選度較差，含少量泥，具管狀生痕。



圖 5-2-8 1B-15.5 m 岩樣照片。泥質砂岩粒徑為極細粒，較均質，具平行紋理以及較明顯裂隙。



圖 5-2-9 1B-40.3 m 岩樣照片。泥質砂岩粒徑為細粒，含泥量約 30%，具平行紋理以及許多明顯裂隙。

### 5.3 鑽井成果判釋

#### 初鄉 1A 井岩性描述：

初鄉 1A 井中 0.00~1.50 公尺為黃棕色粉砂質黏土，含少量砂、泥岩岩塊、礫石。1.50~7.40 公尺為崩積層，灰色未膠結極細砂或粉砂與新鮮至輕度風化砂岩岩塊混雜。

深度 7.40 公尺以下出露岩盤，其中 7.40~23.00 公尺為生物擾動極細粒砂岩 (vfS) 夾薄葉層至薄層泥岩 (M)，層面傾角約  $50^\circ$ ，沉積構造受劇烈生物擾動破壞不易辨識，具剪切帶 (8.05~8.90 m、12.3~14.00 m、16.15~19.00 m)，偶有方解石脈。

深度 23.00~34.50 公尺為塊狀極細粒至中粒砂岩 (vfS~fS)，膠結良好，無明顯沉積構造，具剪切帶 (24.30~26.50 m、28.80~29.80 m)。

深度 34.50~69.50 公尺為生物擾動極細粒至中粒砂岩 (vfS~mS) 夾薄葉層泥岩 (M)，層面傾角約  $65^\circ$ ，沉積構造受劇烈生物擾動破壞不易辨識，具剪切帶 (35.50~36.00 m、37.10~39.80 m、44.00~49.30 m、52.20~55.50 m、59.90~65.00 m)，偶有方解石脈。

深度 69.50~100.00 公尺為極細粒至中粒砂岩 (vfS~mS) 夾薄葉層泥岩 (M)，層面傾角約  $60^\circ\sim70^\circ$ ，砂岩具平行紋理、粒級層，含貝殼 (86.73~86.76 m)。具剪切帶 (69.65~71.40 m、76.90~79.60 m、90.35~91.65 m、98.30~100.00 m)。

整體而言，初鄉 1A 井中岩層位態角度大致由淺至深漸增；剪切帶在 35~65 公尺與 90~100 公尺處分布最為密集且剪切作用較強烈，裂隙中極少部分受方解石 (Calcite) 填充。

#### 初鄉 1B 井岩性描述：

初鄉 1B 井中 0.00~0.40 為回填層，0.40~3.10 公尺為黃棕色粉砂質黏土與礫石，含少量砂、泥岩岩塊。3.10~7.50 公尺為崩積層 (產狀近似鑽井區域東北側

邊坡堆積之崩積物)，灰色至黃棕色未膠結極細砂或粉砂與輕度風化砂岩岩塊混雜。

深度 7.50 公尺以下出露岩盤，其中 7.50~16.10 公尺為極細粒砂岩 (vfS) 夾薄葉層至薄層泥岩 (M)，層面傾角約  $60^{\circ}$ ~ $75^{\circ}$ ，具平行紋理、剪切帶 (7.50~8.30 m、10.60~11.00 m、12.50~13.40 m)，偶有方解石脈。

深度 16.10~36.00 公尺為泥岩 (M) 夾薄葉層生物擾動極細粒砂岩，沉積構造受劇烈生物擾動破壞不易辨識，具剪切帶 (16.15~17.30 m、20.60~21.00 m、23.40~25.00 m、27.10~27.80 m、28.40~36.00 m)、方解石脈。

深度 36.00~47.50 公尺為生物擾動極細粒至細粒砂岩 (vfS~fS) 夾薄葉層泥岩 (M)，沉積構造受劇烈生物擾動破壞不易辨識，具剪切帶 (36.00~44.00 m、45.90~46.35 m)、方解石脈。

深度 47.50~50.00 公尺為細粒砂岩 (fS) 夾薄葉層泥岩 (M)，層面傾角約  $85^{\circ}$ ，砂岩具平行紋理，偶含炭屑、生痕化石，具剪切帶 (48.60~50.00 m)。

整體而言，初鄉 1B 井中岩層位態角度大致由淺至深漸增；剪切帶在 25~45 公尺與 48~50 公尺處分布最為密集且剪切作用較強烈，裂隙受方解石填充情形較 1A 顯著 (圖 6-1-2)。

#### 岩性判釋結果初步討論：

由岩心紀錄 (附錄 C) 可以得知，兩孔岩心皆出現受斷層作用影響的跡象。岩心中大量出現的破裂面指示此區域的岩層可能受到擠壓而產生脆性剪切，有可能與初鄉斷層的活動有關係 (圖 6-1-1，大至位於剖面中線以西區域)。因此若根據地電阻量測結果及岩心紀錄資料，本研究認為 1A 井約 35~65 公尺與 90~100 公尺，以及 1B 井 25~45 公尺與 48~50 公尺為剪切最劇烈深度範圍。顯示透過本研究所鑽取的岩心資料能指示電阻率剖面中的變化劇烈區塊確實受到斷層作用的影響而形成剪切帶。

## 第6章 討論

### 6.1 現地電阻率與鑽井結果與對比

現地電阻率的測量，主要是針對初鄉斷層可能的斷層跡位置進行探查。因此根據前人研究所繪製的數條斷層跡以及本研究利用地形所判釋的線形所跨過的範圍，將地電阻施測範圍延伸至 812 公尺並包含所有可能的斷層跡位置（圖 5-1-1），但由於地形的限制而將部分靠近西側的位置修正為往東側延伸。

一般而言，斷層通過區域在電阻率剖面中經常顯示為電性劇烈變化或是不連續。經過現地施測並完成剖面反演之後，本研究認為電阻率剖面中段區域顯示為電性變化較劇烈區域可能即為初鄉斷層通過的區域。利用電性不連續面與斷層帶的判釋準則（洪彥豪，2004，表 6.1.1）將剖面沿水平方向不連續處大致標示出四條斷層可能通過的區域（圖 6-1-1， $F_1$ 至 $F_4$ ），而淺部 10~20 公尺範圍內的高電阻率區與下方區域的交界則推測為地下水位的分界。

為了證實地電阻剖面中數值變化劇烈的位置是否確實為初鄉斷層通過造成，本研究利用在剖面變化劇烈處所鑽取的岩心進行判釋與試驗。記錄了 108 年活動斷層補充地質調查案之鑽井岩心，其中包含初鄉 1A 井（CS-1A，深度 100 m）與初鄉 1B 井（CS-1B，深度 50 m），分別位於剖面橫座標 268 及 364 公尺處（圖 6-1-1，初鄉 1A 與初鄉 1B 井地層柱收錄於附錄 C）。

表 6.1.1 地電阻影像剖面圖判釋準則概述表（引用自洪彥豪，2004）。

原則一	斷層帶呈現電阻率構造不連續
	<ol style="list-style-type: none"> <li>1.出現高電阻帶</li> <li>2.出現低電阻帶</li> <li>3.等電阻率曲線扭曲</li> <li>4.產生階狀電阻率區塊</li> <li>5.產生塊狀電阻率區塊</li> </ol>
原則二	斷層帶出現低電阻（台灣地區斷層多屬此類）
	<ol style="list-style-type: none"> <li>1.孔隙率增大、孔隙水增加</li> <li>2.岩石破碎含水及斷層泥出現</li> <li>3.地下水鹽度增大、增加導電度</li> </ol>
原則三	電阻率梯度大
	1.地層岩性差異，而產生電阻率變化差大

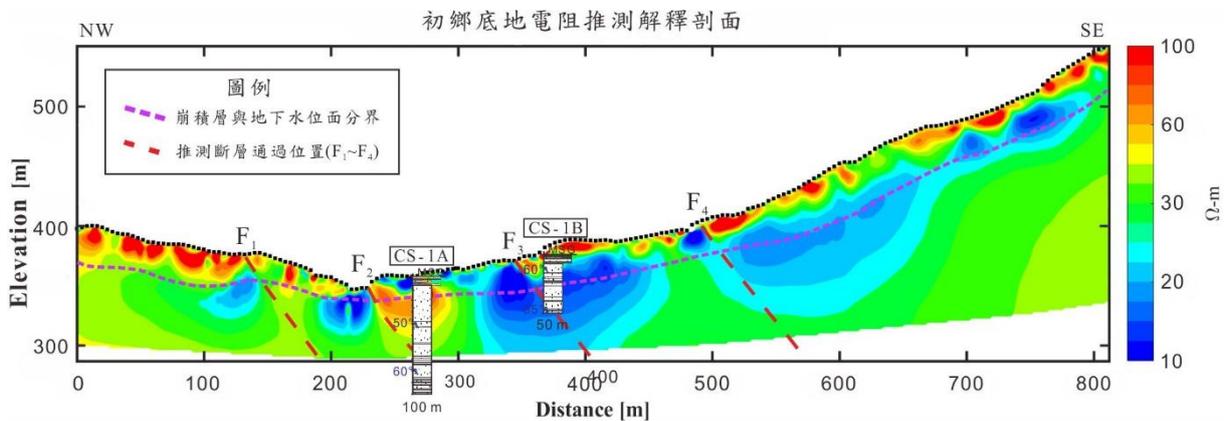


圖 6-1-1 電阻率推測解釋剖面圖。紫色虛線為崩積層與地下水位面的分界處；紅色虛線 $F_1$ 至 $F_4$ 為初步推測初鄉斷層可能通過的區域。

### 6.1.1 鑽井深度內電阻率變化

根據岩心紀錄與電阻率剖面比較（圖 6-1-2 與圖 6-1-3），可以將兩口鑽井的地層柱依岩性大致分成數個區域進行討論（表 6.1.2）。其中，礫岩層在兩口鑽井的位置測出的電阻率呈現不同的數值，在 1A 井顯示為 10~20 ohm-m，屬於低電阻率區域；然而在 1B 井則顯示為 30~100 ohm-m，屬於電阻率較高的區域。本研究認為造成礫岩層電阻率數值差異現象的可能原因為初鄉 1B 井頂具有人造鋪面，周遭區域相對 1A 井較少植被覆蓋，使得表面礫石層長期受到較盛的雨水淋溶作用所造成，因為天水（meteoric water）本身電阻率較大，長期淋溶會將較具導電性的溶性物質（礦物質、有機物）帶離地表，逐漸使地表岩層缺乏導電能力而產生高電阻率（洪日豪等，2013）。

而砂岩層部分，電阻率剖面中兩口鑽井位置所測出的數值也呈現不同的數值，在 1A 井顯示為 60~80 ohm-m，屬於高電阻率區域；而在 1B 井則顯示為 10~20 ohm-m，屬於低電阻率區域。根據岩心判釋發現，初鄉 1B 井的岩心中砂岩層夾較多的薄泥岩層（含泥比例約 40~50%）且砂岩基質含泥量明顯大於初鄉 1A 井中的砂岩層（含泥比例約 30~40%）。因此，本研究認為造成砂岩層出現電阻率差異的現象可能因為岩心內砂岩層基質含泥量不同，其中泥含量較多的岩層呈現較低的電阻率（洪日豪等，2013）。另外，初鄉 1B 井中具有較多的充填物（方解石脈），顯示具有較多的水分滲流，此因素也可能造成較低的電阻率數值（Loke, 2004）。

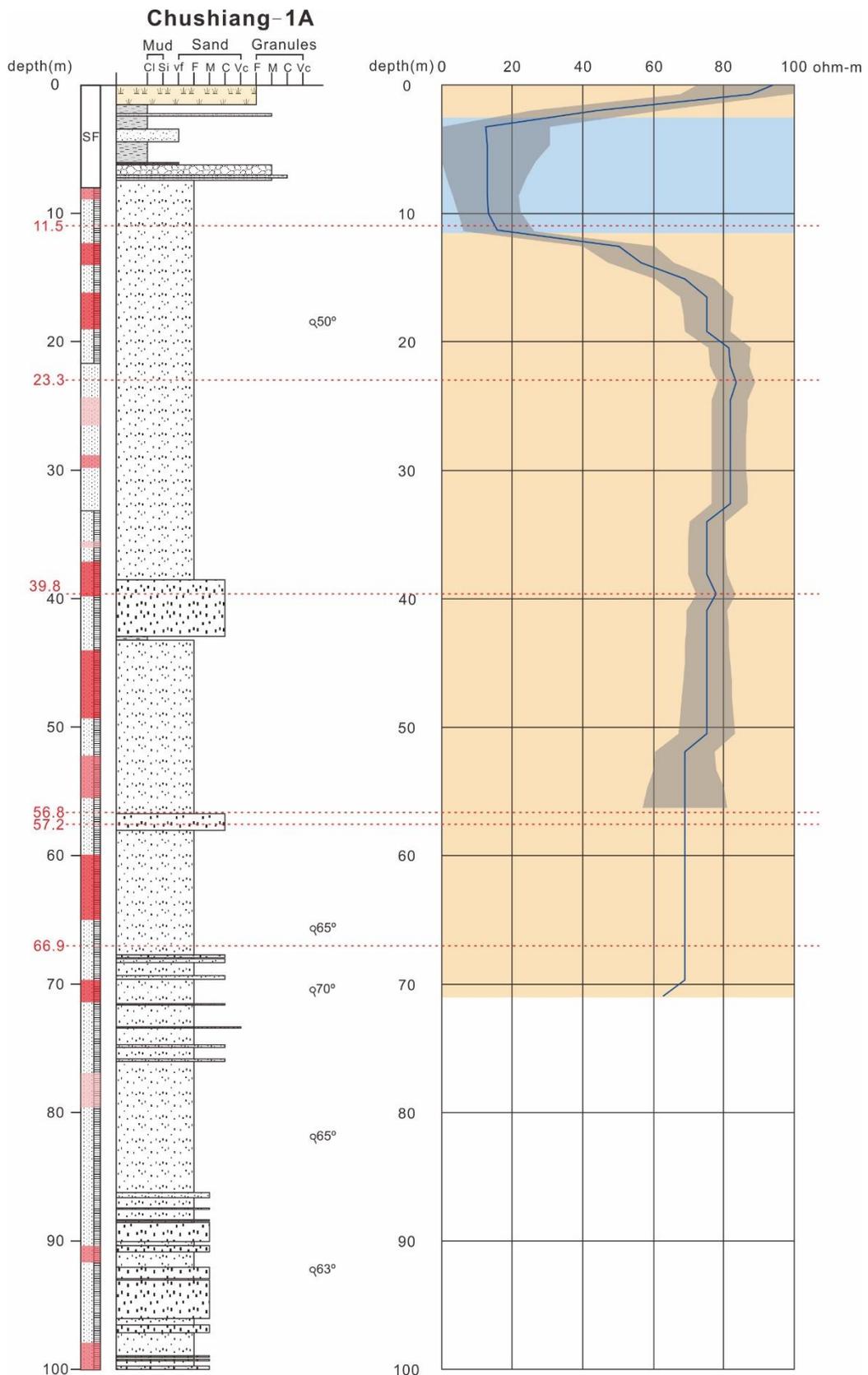


圖 6-1-2 初鄉 1A 井地層柱與地電阻剖面對應圖。電阻率曲線以藍色線代表電阻率數值，灰色代表誤差範圍。紅色虛線為室內電阻率採樣位置；經判釋為受剪切的岩層在地層柱左側以紅色呈現，深度越深顯示剪切越劇烈；圓形白色符號為層面傾角。

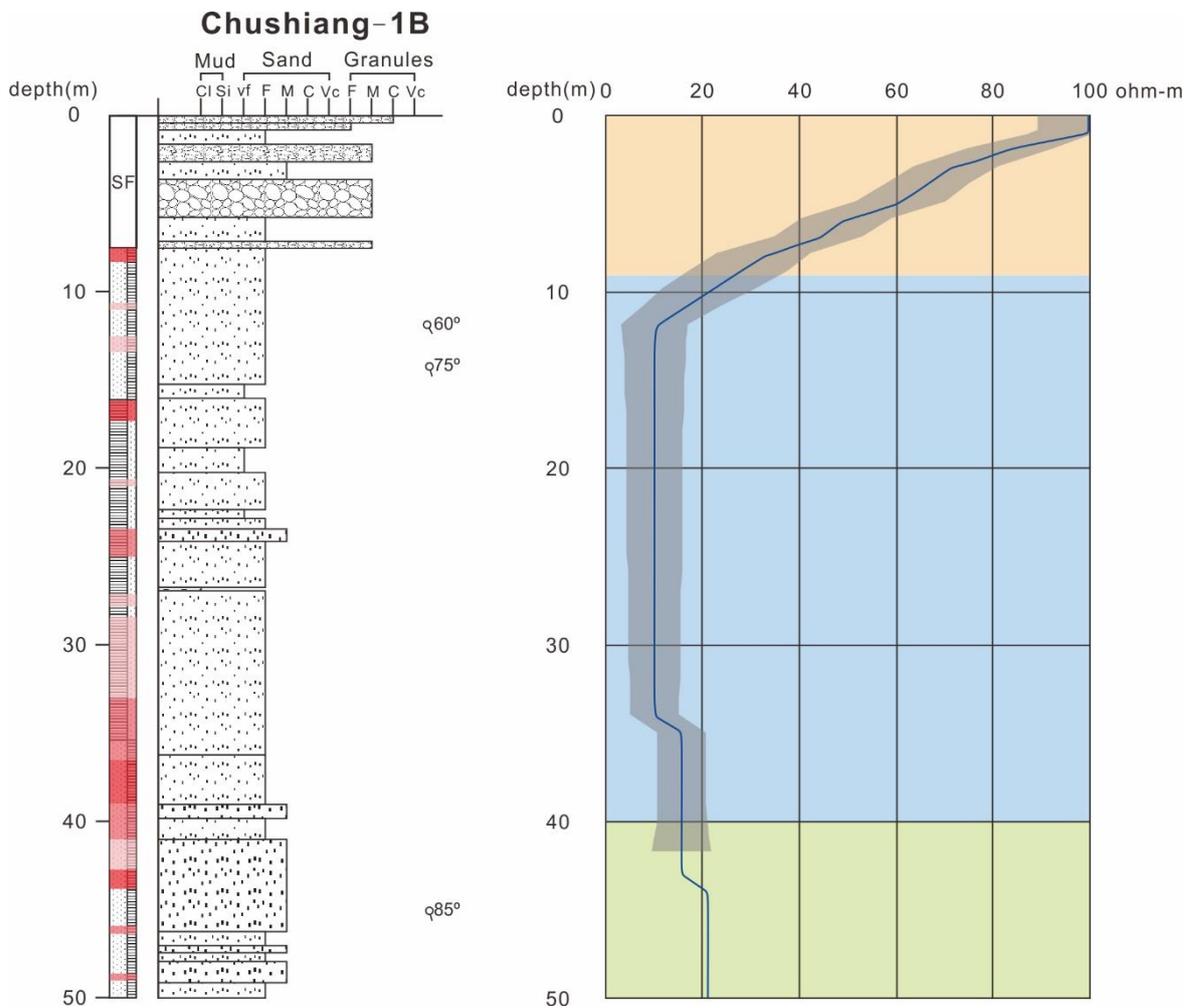


圖 6-1-3 初鄉 1B 井地層柱與地電阻剖面對應圖。電阻率曲線以藍色線代表電阻率數值，灰色代表誤差範圍。紅色虛線為室內電阻率採樣位置；經判釋為受剪切的岩層在地層柱左側以紅色呈現，深度越深顯示剪切越劇烈；圓形白色符號為層面傾角。

表 6.1.2 岩心紀錄與地電阻剖面分析表。

編號	深度 (公尺)	描述	電阻率值 (ohm-m)
1A	0.00~3.30	粉砂質黏土與礫石、崩積層	60~70 (偏高)
1A	3.30~12.00	崩積層、生物擾動砂岩 (vfS) 夾泥岩 (M)	10~20 (偏低)
1A	12.00~72.00	生物擾動砂岩 (vfS~fS) 夾泥 岩 (M)	60~80 (偏高)
1B	0.00~9.00	粉砂質黏土與礫石、崩積層、 砂岩 (vfS) 夾泥岩 (M)	30~100 (偏高)
1B	9.00~40.00	砂岩 (vfS) 夾泥岩 (M)、生 物擾動砂岩 (vfS) 夾泥岩 (M)	10~20 (偏低)
1B	40.00~50.00	生物擾動砂岩 (fS) 夾泥岩 (M)、砂岩 (fS) 夾泥岩 (M)	20 (偏低)

## 6.2 室內電阻率試驗

本研究為建立岩石含水量與電阻率的關係並推測現地岩層是否為飽和並了解各變因對電阻率之影響，因此進行室內模擬試驗。根據室內電阻率試驗結果顯示，針對電阻率變化以影響程度分為兩大部分，分別為影響較明顯的岩石飽和度因素，以及影響較不明顯的其他因素。其他因素可能還包括測量環境因素、人為測量誤差與岩石本身特性等，且不同因素影響程度各異。以下針對這兩部分分別進行說明。

### 6.2.1 岩石飽和度對電阻率影響

根據結果顯示，室內電阻率試驗所獲得電阻率除了未飽和樣本（乾燥樣本與浸泡 12 小時的樣本）明顯比現地所測得的電阻率還高之外，多數浸泡 24 小時後重量已不再改變的樣本仍呈現相對現地略高的電阻率。造成此現象的因素可能與試驗進行的施作方式有關，在室內進行樣本施測時因為技術與器材的限制而無法在水下進行試驗，離水作業的結果可能導致試驗時岩樣濕度無法保持飽和狀態，在相對現地位於地下水中的岩層來的乾燥便呈現較高的電阻率(Loke, 2004)。以下分別對兩孔鑽井所採岩樣對電阻率的影響進行討論：

#### 初鄉 1A 井：

電阻率剖面中，初鄉 1A 井的採樣深度由淺至深依序為 23.3 m、39.8 m、56.8 m、57.2 m 以及 66.9 m，這些位置在現地測得之電阻率（於電阻率剖面中數值）約為 70~80 ohm-m（表 6.2.1），屬於相對高電阻率。若以各岩樣的測試結果做比較，可以發現多數樣本含水越多電阻率越低，其中在浸水 12 小時後電阻率並未降低的 56.8 m 與 57.2 m 樣本也於浸水 24 小時後呈現極低電阻，顯示所有樣本皆於近飽和時電阻率最低。

若將此室內實驗結果搭配現地測量數值進行比較，可以發現在室內試驗中浸泡 24 小時後測得數值，大部分樣本略低於現地數值（表 6.2.1）。本研究根據此結果推測，在野外所測得之岩石電阻率可指示該岩層仍未達到飽和時的狀態。

若利用阿爾奇定律（Archie's law）所描述的含水電阻率 $R_0$ 、孔隙率 $\phi$ 、孔隙水電阻率 $R_w$ 之間的相互關係（ $R_0 = aR_w\phi^{-m}S^{-n}$ ，其中假設折曲因素 $a=1$ ；孔隙水電阻率 $R_w=2$ ；膠結係數 $m=2$ ；飽和度指數 $n=2$ ）來推測各岩樣的孔隙率（表 6.2.3）。透過阿爾奇定律計算獲得的現地孔隙率多數比實驗室內測得數值來得低。但由於阿爾奇定律中孔隙率與電阻率的各參數是以飽和狀態下進行估算，若現地岩層狀態實際為非飽和狀態時電阻率便會偏高，很可能導致估算孔隙率結果偏低。本研究認為此結果暗示 1A 井採樣所在位置深度 39.8 m、56.8 m、57.2 m 以及 66.9 m 處可能存在許多未飽和的孔隙。

綜上所述，初鄉 1A 井中呈現高電阻率的位置有可能存在未飽和的孔隙，根據其鑽井中呈現的大量破裂，本研究推測造成現地存在許多未飽和孔隙的原因很可能與斷層作用造成岩層破裂有關，且屬較近期形成的破裂，因尚未受滲流而導致裂隙中含水量較少使測得之電阻率較高。

### 初鄉 1B 井：

電阻率剖面中，初鄉 1B 井的採樣深度為 6.5 m 以及 15.5 m，這些位置在現地測得之電阻率約分別為 40~50 ohm-m 與 10~20 ohm-m（表 6.2.2），各自屬於相對稍高與較低的電阻率區域。若以各岩樣的測試結果做比較，可以發現所有樣本含水越多電阻率越低且變化明顯，且同樣於近飽和時電阻率最低。

若將此室內實驗結果搭配現地測量數值（電阻率剖面結果）進行比較，可以發現在室內試驗中浸泡 24 小時後測得數值，所有樣本皆略高於現地數值（表 6.2.2），因此本研究根據此結果推測在野外所測得之岩石電阻率應指示該岩層屬於飽和狀態。

綜上所述，初鄉 1B 井於電阻率剖面中獲得的電阻率數值皆略低於室內試驗的浸水 24 小時樣本，顯示在現地 1B 井中 6.5 m 以及 15.5 m 處很可能呈現飽和狀態。另外，15.5 m 樣本在室內試驗中含水量對電阻率變化影響幅度相較於 6.5 m 樣本來的明顯且變化更大，推測此影響可能與飽和度以外的因素相關，例如岩石本孔隙率不同而導致含水量的差異。

#### 岩石飽和度對電阻率影響模式：

岩石電阻率室內試驗的結果顯示，在單一岩樣中若越接近飽和狀態便呈現越低的電阻率。然而在不同的岩樣進行比較時很容易出現雖具有相同變化趨勢（同單一岩樣的變化），卻變化幅度與範圍不同的差異。本研究認為此差異應與岩石本身性質中的孔隙率或膠結程度差異導致各樣本即使在近飽和時含水量仍具有差異，而含水量的差異與孔隙水間相連通的性質可能也為單一岩樣中電阻率隨飽和度變化的原因，因為在單一岩樣中飽和度高低即意味著其含水量的高低。

電流流經非均質的多孔性介質時，其流經通路將包含三種平行存在的可能流通路徑（current paths）之電導模式（conductance model），此現象為其中的一種可能為電流流經一連串土壤顆粒與孔隙溶液交錯之路徑（圖 6-2-1，Sauer, 1955）。而 Jackson (1975) 認為在不同的土壤中，因為細粒料含量的不同也將對其導電路徑有不同之影響，對於無細粒料的砂土與礫石而言，其傳導路徑以孔隙水為主。對於含較多細粒料之岩石、砂土以及黏土，其導電路徑則是以孔隙水以及黏土礦物的表面電荷為主（Rhodes et. al, 1976；Urish, 1981）。本研究認為，沉積岩與土壤同為顆粒與孔隙組成，可能產生類似的導電與路徑模式。例如 1B 井中於乾岩樣時測得 1B-15.50 m 的電阻率比 1B-6.50 m 高，很可能即因為 1B-15.50 m 樣本的孔隙比（ $e=0.31$ ）相對於 1B-6.50 m 樣本的孔隙比（ $e=0.26$ ）來的高有關。若具有較多的孔隙且沒有液體充填時會因為孔隙中存在電阻率極高的氣體，導致電流沿顆粒間的路徑通過時產生較多阻礙，使得孔隙比較高的樣本（例

如 1B-15.50 m) 電阻率較高；而將其浸泡後的樣本孔隙充滿水分，使電流能更容易藉由具較低電阻率的孔隙水通過，進而降低樣本電阻率(表 6.2.1)。於初鄉 1A 井、1B 井中皆有發現不同程度但相似的變化，因此，本研究認為影響電阻率的因素中，若以單一岩石測量時的以水分飽和度影響最為明顯，若為不同岩石比較，則另外受孔隙率或膠結程度的差異所影響。綜合這些因素，顯示岩石電阻率的變化主要由含水量的差異主導。

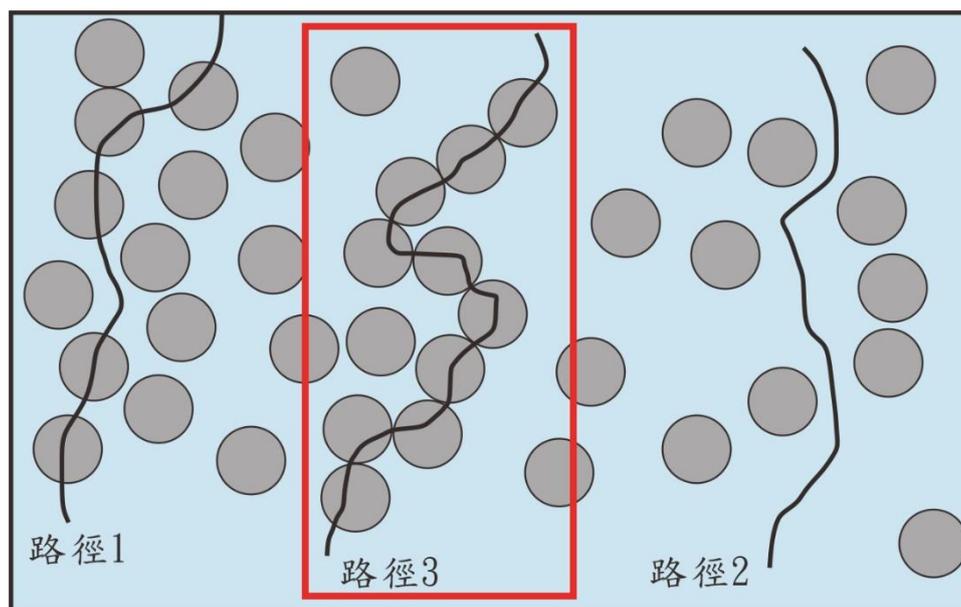


圖 6-2-1 電流於多孔隙介質中三種主要傳導路徑(修改自 Sauer, 1955)。灰色圓形為地質材料顆粒，藍色底方框為孔隙溶液，紅色框為電流僅流經互相接觸在一起的土壤顆粒。

表 6.2.1 初鄉 1A 井現地施測與室內試驗電阻率比較表。

樣本名稱	1A-23.3 m	1A-39.8 m	1A-56.8 m	1A-57.2 m	1A-66.9 m
現地測量數值 (採樣區域)	85	75	70	70	70
室內試驗-乾岩樣	1178±72.2	1067±230.8	148±45.5	103±33.3	496±26.2
室內試驗-溼岩樣 (浸泡 12 小時)	335±28.0	320±31.6	217±16.9	139±17.7	258±91.6
室內試驗-溼岩樣 (浸泡 24 小時)	104±8.4	50±6.0	20±0.9	16±1.8	16±1.6

單位: ohm-m

表 6.2.2 初鄉 1B 井現地施測與室內試驗電阻率比較表。

樣本名稱	1B-6.5 m	1B-15.5 m
現地測量數值 (採樣區域)	45~50	15
室內試驗-乾岩樣	81±16.1	127±15.4
室內試驗-溼岩樣 (浸泡 12 小時)	53±17.2	61±8.3
室內試驗-溼岩樣 (浸泡 24 小時)	49±10.5	34±8.9

單位: ohm-m

表 6.2.3 利用阿爾奇定律推測孔隙率與測得孔隙率比較表。

編號	含水電阻率	阿爾奇定律 獲得孔隙率	測得孔隙率
1A-23.3 m	104±8.4 ohm-m	0.13	0.15
1A-39.8 m	50±6.0 ohm-m	0.20	0.26
1A-56.8 m	20±0.9 ohm-m	0.31	0.20
1A-57.2 m	16±1.8 ohm-m	0.35	0.20
1A-66.9 m	16±1.6 ohm-m	0.35	0.24
1B-6.5 m	49±10.5 ohm-m	0.20	0.26
1B-15.5 m	34±8.9 ohm-m	0.37	0.31

## 6.2.2 其他因素影響

影響電阻率的因素很多除了岩石飽和度對電阻率的變化，其他可能因素還包括測量環境因素、人為測量誤差與岩石本身性質等，不同因素各自影響程度各異。

### 測量環境因素

#### (1) 溫度

首先，溫度的變化會造成溶液中離子活動性變化，溫度越高時離子活動性增加，使水溶液導電性增加、電阻率下降。例如溫度 25°C 下低濃度離子的移動率如表 6.2.4 所示 (Keller, 1966)。溫度為  $t$  時，電阻率  $\rho_t$  與溫度的關係式如式 6.1 所示 (Keller and Frischknecht, 1966)，其中  $\rho_{18^\circ}$  為溫度 18°C 時之電阻率， $\alpha$  為電阻率溫度係數通常為 0.025：

$$\rho_t = \frac{\rho_{18^\circ}}{1 + \alpha_t(t - 18^\circ)} \quad (\text{式 6.1})$$

此式不適用於岩石產生熱熔狀態和孔隙水結冰之情形。孔隙水水凍狀態下，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 6-2-2 所示，粗顆粒與細顆粒岩石受到低溫影響，電阻率上升現象。

本研究為避免部分環境因素影響，進行室內試驗時，固定為室溫與水溫為 25 $^\circ\text{C}$ ，便可排除試驗結果因氣溫的不同導致電流穩定度改變而產生誤差。

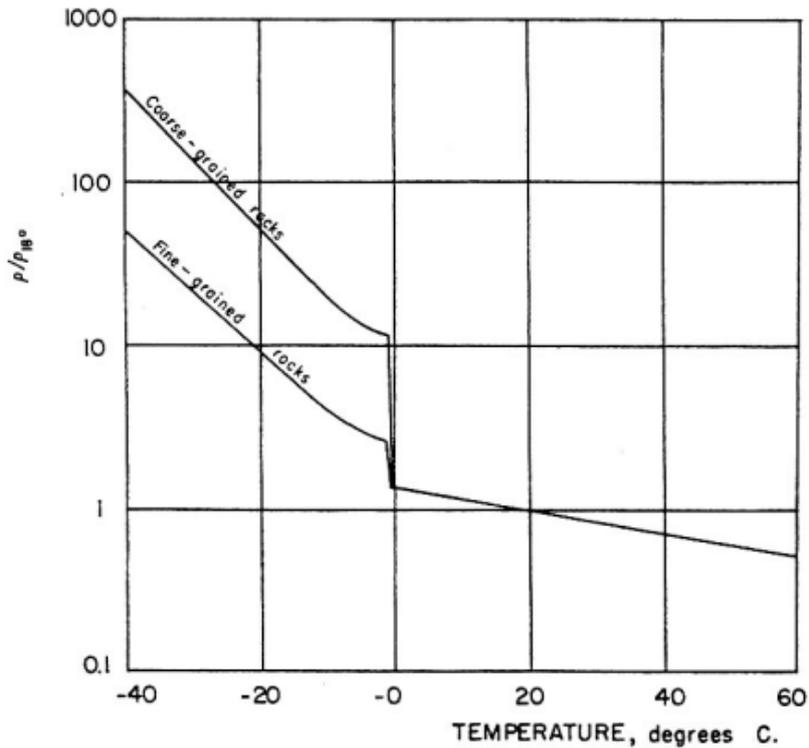


圖 6-2-2 溫度對電阻率影響圖 (Keller and Frischknecht, 1966)。

表 6.2.4 常見的離子移動率 (Keller, 1966)。

離子	離子移動率 ( $m^2/V \cdot s$ )
$H^+$	$36.2 \times 10^{-8}$
$OH^-$	$20.5 \times 10^{-8}$
$SO_4^-$	$8.3 \times 10^{-8}$
$Na^+$	$5.2 \times 10^{-8}$
$Cl^-$	$7.9 \times 10^{-8}$
$K^+$	$7.6 \times 10^{-8}$
$NO_3^-$	$7.4 \times 10^{-8}$

## (2) 壓力

一般而言，固態導體在受到較大應力時可能會導致岩石本身產生應變，其中若對其施加張力，則導體沿張力的方向，其長度會增加，且導體於垂直張力方向的截面面積會減少，使其電阻隨之增加。相反的，若施加壓力，則因壓縮使導體應變部分的電阻會減少。Fukui et al. (2005) 於室內以花崗岩、安山岩、白雲岩、大理岩及砂岩等岩石進行力學實驗，利用單壓縮試驗進行電場變化比較，並顯示各岩石再受應力時電場確實可能產生變化。且由於岩石電阻率數值正比於電場大小（歐姆定律），因此電阻率也將隨壓力變化而產生變化。

但是由於要造成岩石產生應變所需的壓力通常遠大一大氣壓，且本研究施測過程皆為一大氣壓下，並未額外施加張力或壓力，因此測得結果不受壓力變化而影響。

## (3) 水溶液離子濃度

水溶液導電的方式為透過電解電流 (Electrolytic currents)，由離子鍵結合的化合物於溶液中，經由電解作用，以陰陽離子的移動形成電流傳導。水溶液的導電度與溶液中各離子的移動率與離子濃度關係如下 (Keller and Frischknecht, 1966)：

$$\sigma = F(c_1\mu_1 + c_2\mu_2 + c_3\mu_3 + \dots) \quad (\text{式 6.2})$$

其中 $\sigma$ 為導電度， $F$ 為法拉第常數等於 96500 庫倫電子量， $c_i$ 等於  $i$  離子濃度， $\mu_i$ 為  $i$  離子移動率。顯示導電度與離子移動度（受溫度影響）、離子濃度有密切關聯，其中離子濃度即可能由浸泡岩樣的水溶液鹽度對本研究室內試驗獲得的電阻率造成影響。

本研究在進行室內試驗的樣本備製過程，已將不同來源以及不同次測量的樣本分開並以相同體積水量浸泡，以避免岩石於浸泡過程中岩石內離子化合物溶出改變水中離子濃度而影響後續其他岩樣浸泡後測得之電阻率。

## 人為測量誤差

室內電阻率試驗的條件分為 3 個部分，烘至全乾狀態、浸泡時間 12 小時與浸泡時間 24 小時。其中樣本烘至全乾的定義為每幾小時從烘箱拿出來秤重直到質量不變，變化的誤差約在 0.1~0.2% 左右，即認定其為全乾。但根據實際狀況推測，此乾燥狀態很可能仍存在極少量水分。另外，因為岩樣本身較為鬆散，所以浸水時間設定為 12 小時與 24 小時，期望於浸水 24 小時中可以達到趨近於飽和狀態。在烘乾與浸泡的過程與假設都存在誤差，但由於室內試驗下並無法經估算實際大小，須由研究人員判斷是否達到要求，屬於本室內試驗的人為誤差。

其他測量過程的人工操作內容，例如做為導電用的蒙脫土泥漿，便會因為各次測量時的塗抹方向、厚度或是濕度等有所不同，而對電流通過的穩定性產生微小影響。因此本研究為減少各種人為操作因素，透過盡可能增加試驗岩樣數目以及增加試驗次數以減少統計時的誤差範圍。

## 岩石本身特性

根據室內試驗結果，本研究發現岩樣 1A-39.8 m、1A-56.8 m、1A-57.2 m、1A-66.5 m、1B-6.5 m 與 1B-15.5 m 皆屬於含有泥的砂岩，這些樣本在浸泡 24 小時之後的電阻率數值皆小於 50 ohm-m。至於岩樣 1A-23.3 m 則屬於較均質的砂岩，其浸泡 24 小時之後的電阻率數值則相對於較高(104 ohm-m)。郭進春(1984)認為地層中含有黏土礦物，如高嶺石 (Kaolinite)、蒙脫石 (Montmorillonite) 及伊萊石 (Illite) 等存在時，具有吸附離子並保存其存在交換狀態 (Exchangeable State)，而使得地層有較佳之導電性。本研究認為岩樣中若含泥岩時，泥岩中其他黏土礦物可能使岩層之電阻率降低。

若根據 1A 與 1B 井的岩心描述，初鄉 1B 井的岩心中段約 17.00 至 32.00 公尺的砂岩層夾較多的薄泥岩層且砂岩基質含泥量明顯大於初鄉 1A 井中的砂岩層；而電阻率剖面中 1A 井所在位置測得電阻率明顯較 1B 井所在位置來的高。因此，本研究認為岩石中含泥量比例多寡確實可能會造成影響，其中泥岩具有較

低的電阻率也符合前人之推論 (Loke, 2004; 洪日豪, 2013), 但根據室內試驗結果顯示其影響程度相對於岩石含水量來的不顯著。

另外, 在岩樣中 1A-23.3 m 除了幾乎不含泥之外, 還具有膠結極緻密的現象 (碳酸鈣膠結), 使得岩樣極為堅硬且孔隙率相對其他樣本為最低, 本研究認為造成此岩樣在室內試驗所獲得的高電阻率也可能與此樣本的膠結程度較高有關。膠結作用為膠結物填充於沉積物孔隙的過程, 顯示膠結程度的差異將間接使孔隙率產生變化, 進而使電阻率產生變化。

### 6.2.3 影響程度比較

綜合 6.2.1 與 6.2.2 的討論結果，電阻率變化以影響程度主要為兩大部分，分別為同一岩樣間的影響因素以及不同岩樣間的影響因素。首先，在單一岩樣下的不同飽和度對於電阻率的影響最大、變化最顯著，由 5.2 節的結果顯示，分別在不同含水狀態下所測得的電阻率數值變異最大，如烘乾的岩樣所測得的電阻率數值多數高於經過浸泡 24 小時已趨近飽和狀態的岩樣(圖 6-2-3 與圖 6-2-4)。

而不同岩石之間的特性差異中，包括含泥量差異、含裂隙量與膠結程度不同則影響較不顯著，例如岩樣 1A-23.3 m 的岩樣因含泥量少且膠程較緻密與 1A-39.8 m 岩樣含泥量較多且膠結程度較不緻密進行比較，結果雖顯示兩者在乾岩樣的狀態下皆呈現極高的電阻率；且於浸泡 24 小時後已趨近於飽和時電阻率也都明顯下降，但是從電阻率變化曲線(圖 6-2-3)可以明顯發現後者(1A-39.8 m)電阻率數值下降幅度較明顯。本研究認為在試驗中出現類似此現象應與含泥量差異、膠結程度差異或是岩石是否含有裂隙等因素有關，很可能透過泥較佳的親水性使含水增多或是膠結較差及裂隙較多時孔隙也較多使水分變化更明顯等方式影響不同樣本的電阻率變化模式。

本研究認為岩石本身的性質很可能是影響不同岩樣中電阻率對飽和度變化敏感度差異的原因(表 6.2.5)，但影響電阻率變化的方式大多仍與水分含量相關，例如膠結良好的岩層可能會因為孔隙受膠結物填滿而減少可提供水分流通的空間，使乾岩樣與濕岩樣狀態下飽和度對電阻率影響幅度降低；或是岩石具有裂隙時，可提供水分流通的空間也會大幅增加，使乾岩樣與濕岩樣狀態下飽和度對電阻率影響幅度升高。

表 6.2.5 各因素於單一岩樣與不同岩樣對電阻率影響程度比較表。

同岩樣	影響原因	影響方式	影響程度
飽和度差異	造成孔隙內水分與氣體比例不同 (氣體電阻率高於水與岩石)	飽和度低者電阻率高	顯著
		飽和度高者電阻率低	
不同岩樣	影響原因	影響方式	影響程度
孔隙率差異	可含水的孔隙量差異 (影響電流路徑通過水或岩石的距離)	孔隙率低者電阻率隨飽和度變化幅度小	較顯著
		孔隙率高者電阻率隨飽和度變化幅度大	
膠結度差異	可含水的孔隙量差異 (間接影響孔隙率)	膠結度高者電阻率隨飽和度變化幅度小	較不顯著
		膠結度低者電阻率隨飽和度變化幅度大	
是否含裂隙	可含水的孔隙量差異 (間接影響孔隙率)	裂隙少者電阻率隨飽和度變化幅度小	較不顯著*
		裂隙多者電阻率隨飽和度變化幅度大	
含泥量差異	黏土礦物吸附離子導電性質較佳	含泥量多者電阻率較小	較不顯著
	吸附水分結合度較佳	含泥量少者電阻率較大	

\*註：裂隙較多的岩段較難採樣且製作樣本時較難保存，因此本研究可測得數值的樣本裂隙含量皆相對岩心破裂劇烈處少，其實際影響程度則可能更加顯著。

初鄉1A岩樣電阻率趨勢圖

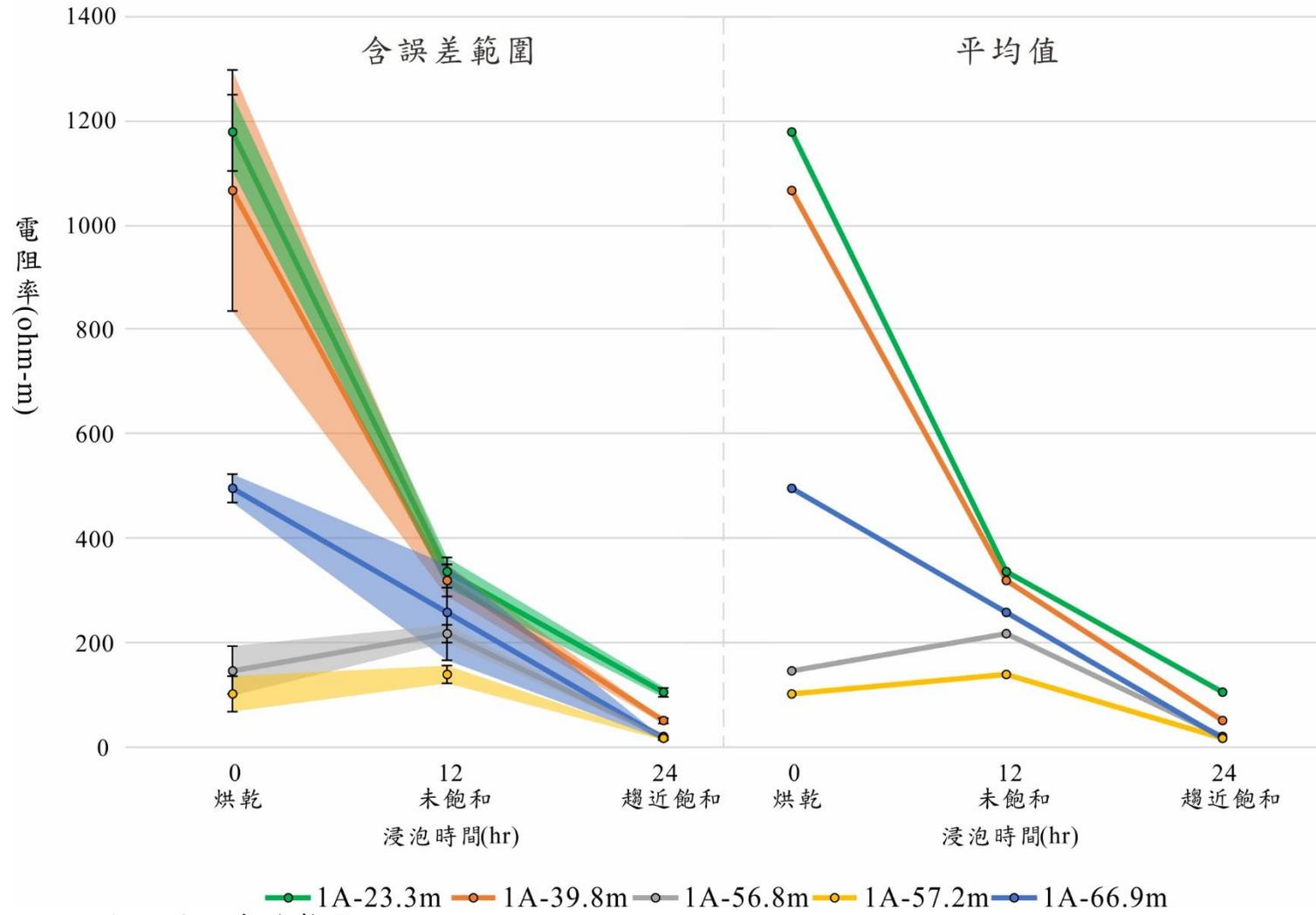


圖 6-2-3 初鄉 1A 岩心電阻率趨勢圖。

初鄉1B岩樣電阻率趨勢圖

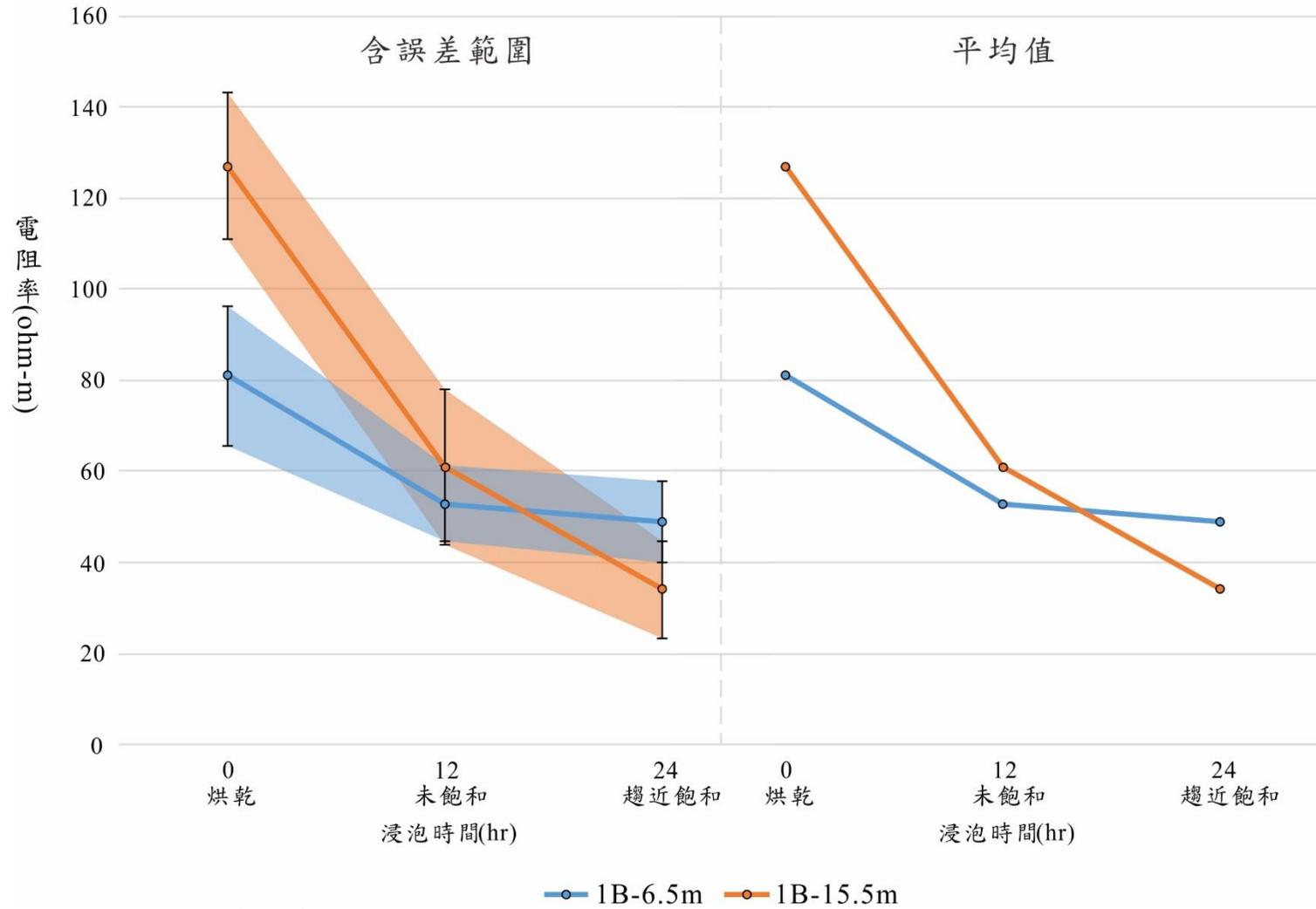


圖 6-2-4 初鄉 1B 岩心電阻率趨勢圖。

### 6.3 地電阻剖面解釋

根據地電阻測線獲得的剖面資料（電阻率剖面 II，圖 5-1-3），本研究將其分為近地表高電阻率區域、中線以西電阻率異常變化區域以及剖面兩側區域三個部分進行討論。

#### 6.3.1 近地表高電阻率區域

由地電阻測線獲得的剖面資料（電阻率剖面 II，圖 5-1-5），顯示測線的淺部區域（約 10~20 公尺以內）普遍呈現較高的電阻率（約 60~100 ohm-m）。本研究推測此高電阻率的範圍可能為崩積層或是風化土壤層等組成較為鬆散且具有大量孔隙的地層，由於該結構中的大量孔隙且位於飽和水位面之上導致導電能力降低而呈現高電阻率。

觀察鑽井初鄉 1B 中 3.10~7.50 公尺處，判釋其產狀屬於崩積物，而此區段大致吻合電阻率剖面中表面高電阻率區範圍。另外，透過現地調查發現施測區域內地表多受崩積物覆蓋，在初鄉 1B 所位處的路面東北側邊坡也明顯屬於崩積物堆積（圖 6-3-1），可以驗證電阻率剖面中近地表區域所呈現的高電阻確實為崩積層或是風化土壤。



圖 6-3-1 鑽井初鄉 1B 井東北側邊坡，出露崩積層（擋土牆上方樹根裸露處）。

### 6.3.2 中線以西電阻率異常變化區

剖面中線以西區域的電阻率明顯向東西兩側劇烈變化，本研究認為造成此現象可能與斷層活動有關。因此觀察剖面中的電阻率變化，於剖面中繪製數條可能因為初鄉斷層通過造成電阻率變化的斷層線(圖 6-1-1 中紅色虛線)— $F_1$ 、 $F_2$ 、 $F_3$ 與 $F_4$ 。其中 $F_2$ 與 $F_3$ 的位置電阻率的變化較為極端( $F_2$ 所在位置為高電阻率區，最高約 100 ohm-m； $F_3$ 所在位置為低電阻率區，最低約 10 ohm-m)且距地形崖較近。因此本研究搭配 108 年活動斷層補充地質調查案一案鑽井資料(初鄉 1A，100 m；初鄉 1B，50 m)，以岩心判釋資料顯示該區域( $F_2$ 、 $F_3$ 位置)岩層雖沒有明顯岩性變化，但皆呈現破碎且局部具有受剪切作用的跡象。本研究認為此區域很可能受斷層活動影響使岩層產生破裂，影響地下電性的連續性，進而導致電阻率的變化顯著。

位於此區 $F_2$ 至 $F_3$ 處的兩孔鑽井(CS-1A、CS-1B)岩心中皆可發現裂隙中存在方解石脈，但其中 1A 井的裂隙中方解石脈數量較少(圖 6-3-2~圖 6-3-5)，1B 井方解石脈較多且密集(圖 6-3-6、圖 6-3-7)。在兩口鑽井都具有發達的破裂面，且本研究認為 1B 井的裂隙很可能形成相對較早，受地下水滲入時間較長而形成許多方解石脈，而 1A 井中裂隙很可能較晚形成，導致方解石脈較少。此現象也很可能與電阻率剖面中呈現高電阻率區域與低電阻率區域的分布有關，因為大量孔隙的存在導致電阻率極高。同樣的，1B 井鑽取岩心的區域於電阻率剖面中呈現低電阻率則因為較早期形成的破裂已經長期受水分滲流，導致孔隙濕潤且較具導電能力，進而降低電阻率(Loke, 2004)。

13.70 m

14.00 m

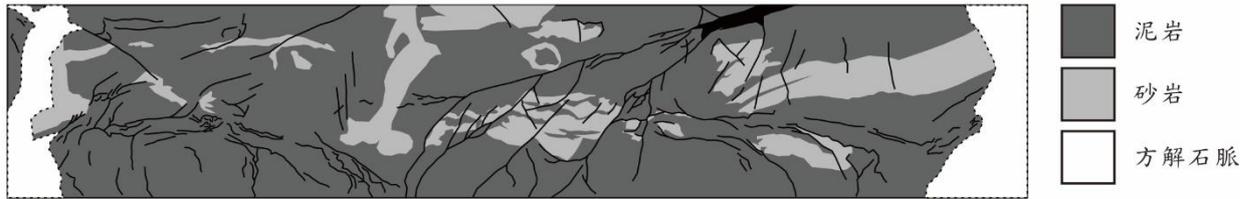


圖 6-3-2 初鄉 1A 井的岩心照片與構造描繪（深度 13.70 公尺至 14.00 公尺）。具有許多明顯的剪切紋理。

16.20 m

16.50 m

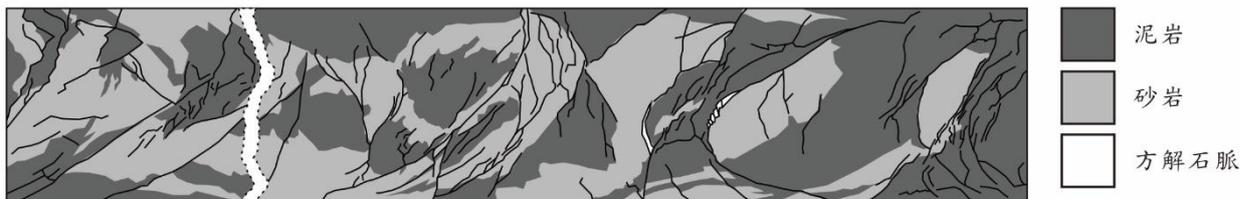


圖 6-3-3 初鄉 1A 井的岩心照片與構造描繪（深度 16.20 公尺至 16.50 公尺）。具有許多明顯的剪切紋理。

37.20 m

37.50 m

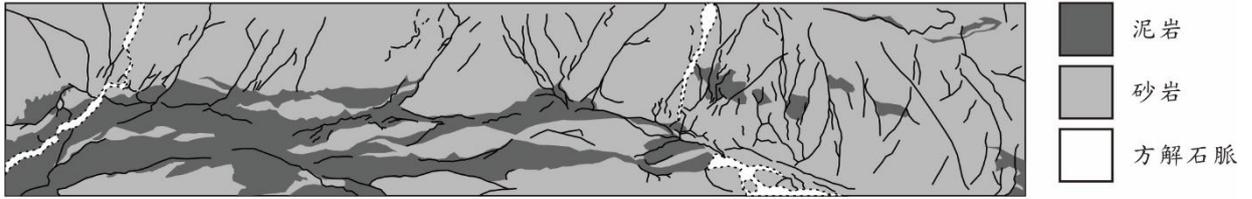


圖 6-3-4 初鄉 1A 井的岩心照片與構造描繪（深度 37.20 公尺至 37.50 公尺）。具有許多明顯的剪切紋理。

70.50 m

70.80 m

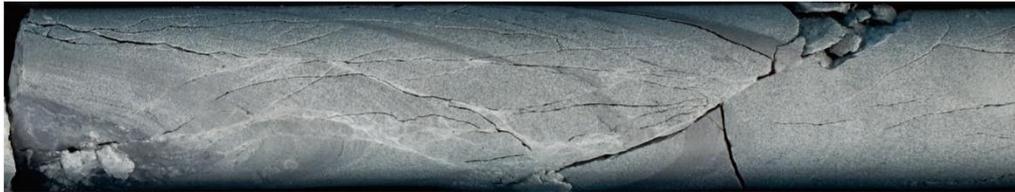
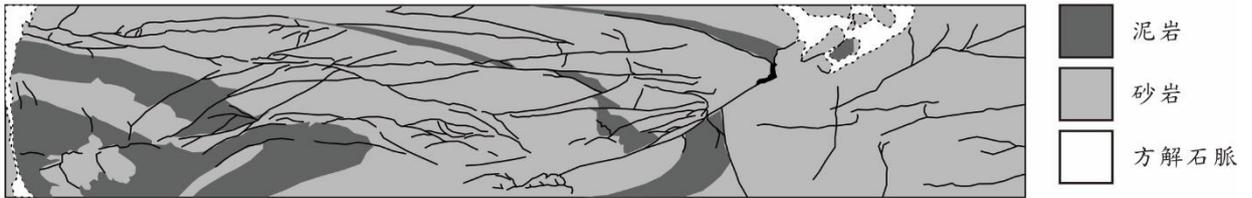


圖 6-3-5 初鄉 1A 井的岩心照片與構造描繪（深度 70.50 公尺至 70.80 公尺）。具有許多明顯的剪切紋理。

16.60 m

16.90 m



圖 6-3-6 初鄉 1B 井的岩心照片與構造描繪（深度 16.60 公尺至 16.90 公尺）。具有許多明顯的剪切紋理，含方解石脈。

43.10 m

43.40 m

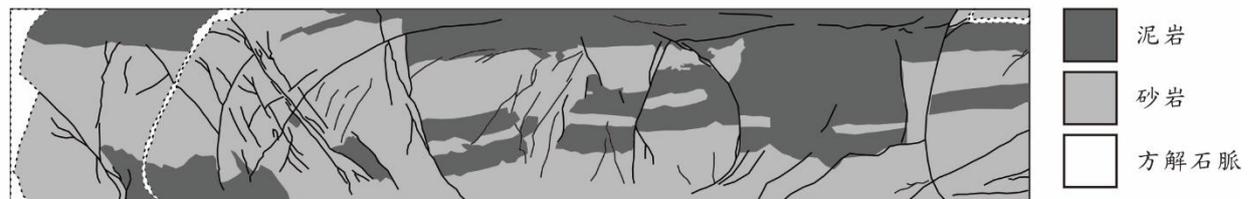


圖 6-3-7 初鄉 1B 井的岩心照片與構造描繪（深度 43.10 公尺至 43.40 公尺）。具有許多明顯的剪切紋理。

### 6.3.3 剖面兩側區域

電阻率剖面中兩側綠色區域大致呈現均勻且變化不明顯的狀況，電阻率範圍大約 30~40 ohm-m。若透過電阻率剖面，可以推測剖面兩側區域地下構造應屬於相似岩性且岩層較為連續。而該區域地下構造的均質性使得電阻率施測結果並未呈現明顯變化，本研究認為該範圍應屬於較不受斷層活動影響的區域。

## 6.4 地質模型與綜合討論

### 地下剪切帶分布

綜合先前的結果與配合鑽井資料推測該區域可能的地下構造，由圖 6-4-2 中的黑框範圍表示，岩心受剪切程度最高的區域與電阻率高低變化劇烈處相近，可以觀察到在初鄉 1A 與初鄉 1B 岩心中剪切較劇烈區域接呈現上方為高電阻率，而下方則呈現低電阻率（圖 6-4-2 中剪切帶範圍）。

洪彥豪（2004）所提出電阻率剖面中若通過斷層帶時經常出現如高電阻區、低電阻區、等電阻率曲線扭曲、電阻率階狀分佈與電阻率塊狀分佈等情形（表 6.1.1）。而本研究的電阻率剖面中出現明顯的高電阻率區與低電阻率區，並且出現等電阻率曲線扭曲的情形，雖然根據鑽探獲得的岩心中並未發現初鄉斷層可能的主斷層位置，但由電阻率剖面出現多處異常電阻率區以及岩心中多次出現的剪切帶可以得知本研究於初鄉底地區施測區域內岩層分布破碎且不連續。

本研究認為岩層中破碎的區域很可能為受斷層作用的影響形成數個剪切帶，且進一步推測斷層位置可能位於剖面中低電阻率區與高電阻率劇烈變化的區域（大致如圖 6-1-1 中  $F_1 \sim F_4$  位置）。

透過現場露頭資料判斷，在  $F_1$  的西側區域，岩層皆呈現高角度約  $70^\circ \sim 76^\circ$  向東南方傾（圖 2-2-3），而初鄉 1A 井的岩心中淺部岩層傾角約  $50^\circ$ （圖 6-4-1），深部則稍微增加為大於  $60^\circ$ 。相鄰的區域岩層的傾角有往西變得越陡的趨勢，顯示初鄉斷層很可能在剖面中的  $F_1$ （最左側電性不連續面）位置活動並導致岩層擾動傾斜。



圖 6-4-1 初鄉 1A 井 16~20 公尺處岩層傾角約  $50^\circ$  與西側的地表露頭位態不符，顯示可能為初鄉斷層活動造成兩側岩層傾角差異。

### 地下地質模型

本研究將電阻率剖面搭配鑽井岩心初鄉 1A 與初鄉 1B、現場調查露頭位態以及地形等資料，繪出初鄉底地區 108-CSF-1 測線可能的地下構造，建立本區的地質模型（圖 6-4-3）。

剖面淺層部分，利用電阻率剖面資料搭配測線周遭的露頭資料，得知距離地表約 10~20 公尺左右的高電阻率區域為崩積物與風化土壤層（圖 6-3-1），此層底部邊界以剖面中垂直向的電阻率不連續面與下方岩層區隔。

岩層部分，本研究在鑽井初鄉 1A 與初鄉 1B 的岩心中發現數處劇烈的剪切帶及許多類似剪切破裂的產狀（圖 6-4-3 下），若配合地電阻剖面，發現破裂較劇烈處洽位於電阻率剖面中高低電阻率交界處（電性不連續帶），顯示崩積層以下可能存在一水平寬度約 370 公尺的剪切帶（shear zone），其位置約界於剖面西起地表水平距離約 130 至 500 公尺處，以約  $55^\circ$  的傾角向東往地下深處延伸，亦即為本研究認定的初鄉斷層帶的範圍，在將電阻率剖面中電性的不連續處，判釋為斷層（圖 6-4-3 紅線位置），其中的數條斷層，分別通過初鄉 1A 井（35~65 公尺與 90~100 公尺處）與初鄉 1B 井（25~45 公尺與 48~50 公尺處），可對比到岩心中劇烈剪切帶的位置，此外亦根據岩層的位態變化臆測另外兩道可能的斷層（圖 6-4-3 紅色虛線）。

另外，由紀錄中發現異常帶內岩心裂隙的狀態有兩種，一種為受方解石所填充，並位於電阻率剖面中低電阻區；另一種則沒有或極少量方解石填充，並位於

電阻率剖面中高電阻區。根據先前 6.3.2 的討論，將剖面中高電阻率推測為尚未受水分滲流影響區域並於圖中以白色裂隙表示；而圖 6-4-3 中其餘的藍色裂隙則代表剖面中受水分滲流影響的區域。

在模型中有數個斷層錯動位置，若根據岩層位態的變化，具有最明顯差異的位置為圖 6-4-3 斷層帶最西側，不僅岩層傾角有變化，電阻率剖面中也恰屬於電性變化的邊界，本研究推測此區域即初鄉斷層最可能通過的區域，而其他可能的剪切帶則可能皆為初鄉主斷層的次要斷層。

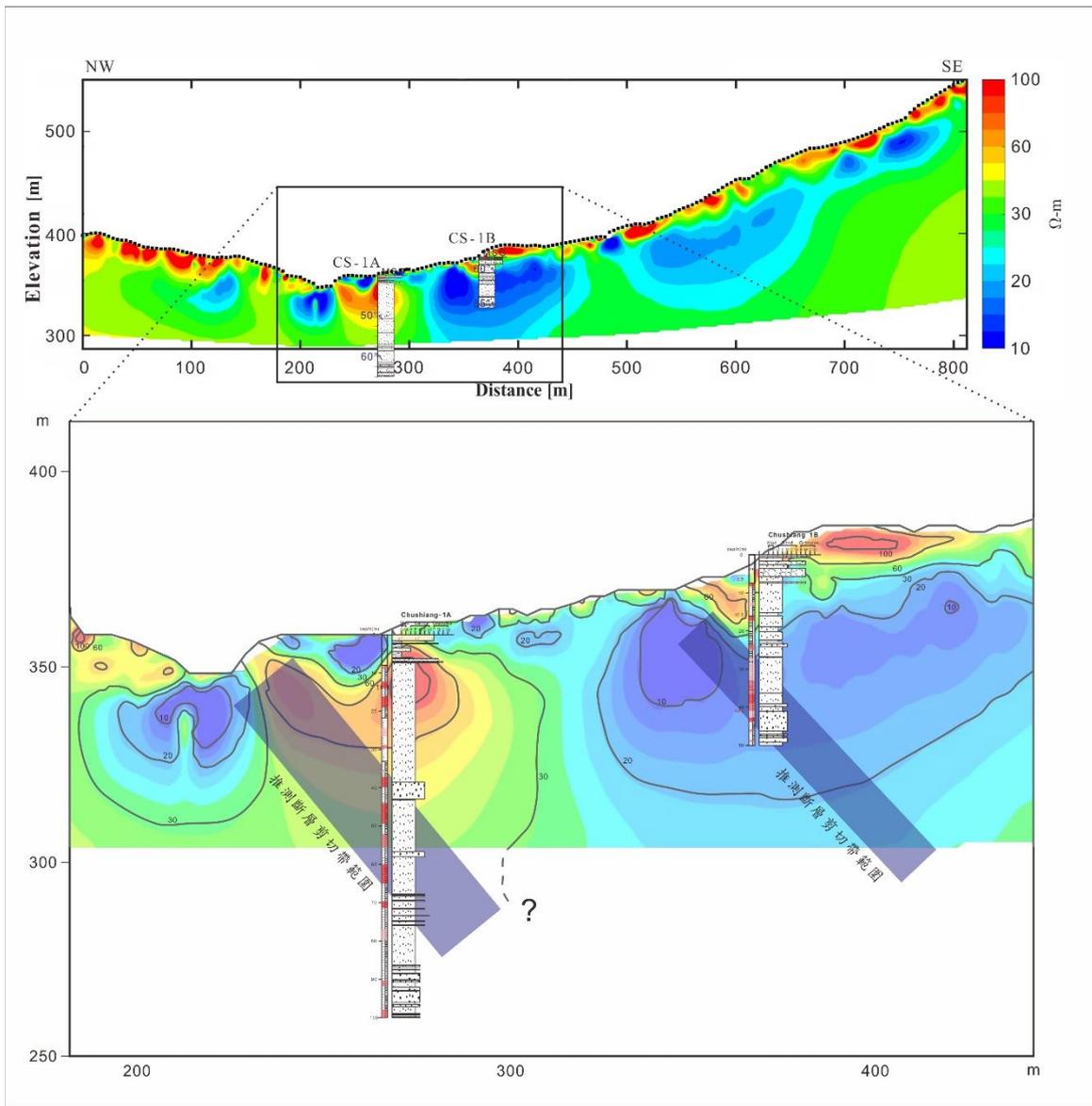


圖 6-4-2 初鄉斷層影響帶範圍。圖中左邊為初鄉 1A 地層柱、右邊為初鄉 1B 地層柱，地層柱中紅色範圍為剪切帶位置，經判釋為受剪切的岩層在地層柱左側以紅色呈現，顏色深度越深顯示剪切越劇烈。

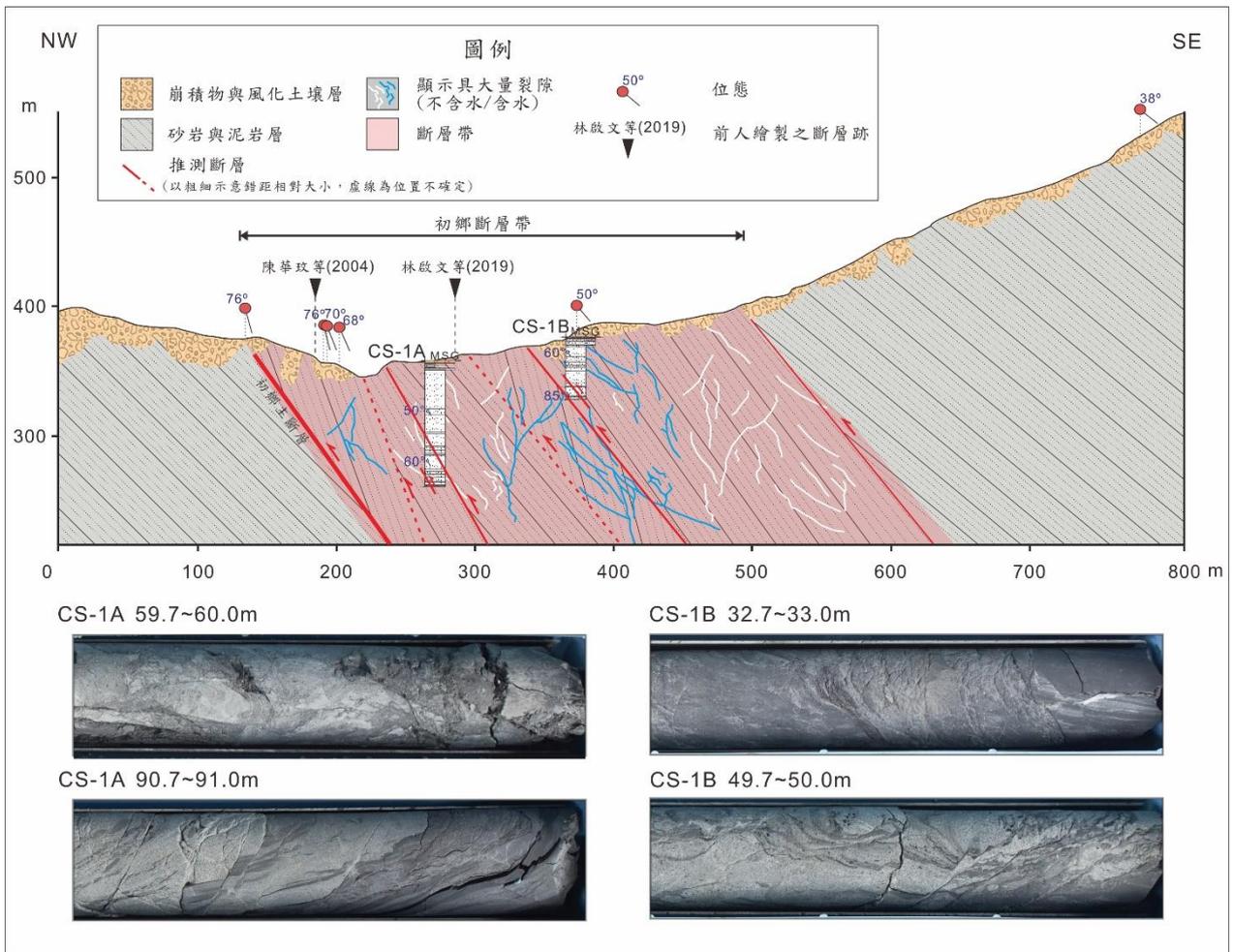


圖 6-4-3 推測地下構造地質模型圖與剪切帶岩心照片。根據現有資料推測地下地質構造，其中近地表約 10~20 公尺為崩積物與風化土壤層，剖面中沿地表水平位置約 130~500 公尺處向下延伸範圍推測可能為剪切帶；其中白色裂隙為尚未受水分滲流影響，藍色裂隙則為較明顯受水分滲流影響。

## 第7章 結論

本研究利用地電阻影像法與室內電阻率試驗，結合露頭資料與鑽井岩心紀錄，探討初鄉斷層在初鄉底地區的斷層跡位置及地下構造特性。

電阻率剖面部分，其顯示之電阻率區間為 10~100 $\Omega$ -m，施測結果中近地表處呈現較高的電阻率（約 90~100 $\Omega$ -m）；剖面中線偏西側存在地電阻變化異常的高電阻率區（約 60~100 $\Omega$ -m）與其相鄰兩側的低電阻率區（約 10~25 $\Omega$ -m）；其餘區域的電阻率則均勻且無明顯變化，因此除垂直向於淺層存在一道電阻率不連續面外，水平向亦可判釋出四道。由電阻率試驗顯示，造成剖面近地表處高電阻處的材料可能為鬆散且具有未飽和孔隙的崩積物與土壤，在現地調查也發現該區域證實其為確為崩積物堆積。而剖面中沿地表 130~500 公尺向下延伸之岩層範圍數值變化異常，透過岩心發現確實存在大量裂隙，本研究認為此區域屬於初鄉斷層造成的電性不連續帶。而此區域裂隙若仍未受水分滲流所填滿將形成高電阻率區，反之則為低電阻率區；其餘剖面兩側區域之岩層應較連續且含水量變化不顯著。

岩心判釋顯示電阻率變化處大致與岩層中岩性變化處相近，顯示剖面中電阻率變化確實能表示本區域地下岩層性質。另外，本研究發現初鄉 1A 井約 35.00~65.00 公尺以及初鄉 1B 井 23.40~46.35 公尺為剪切最劇烈深度範圍，也同時為剖面中水平方向電性變化最劇烈的位置。比較現地露頭資料發現初鄉 1A 井西側區域岩層為 70°至 76°，與初鄉 1A 井岩心淺部傾角約 50°明顯不同，顯示於剖面電性不連續帶最西側區域為初鄉斷層最可能通過的區域，而其餘的可能剪切帶則推測可能為其主斷層之次要斷層。

綜合以上，初鄉斷層在初鄉底地區通過本研究施作的地電阻測線剖面，為一水平寬度約 370 公尺的斷層帶，斷層帶向東南傾約 55°，其中有數道斷層滑移面，主斷層(亦即具最大錯移量的斷層)位在斷層帶的最西緣，其餘的斷層滑移面則可能是初鄉主斷層的次要斷層。

## 參考文獻

- 中國石油公司，臺中地質圖，比例尺十萬分之一，中國石油公司臺灣油礦探勘總處，1982。
- 何春蓀、林佛榮、詹新甫和譚立平，「南投集集大山地質地形圖及構造剖面圖，比例尺二萬五千分之一」，臺灣省中央地質調查所，1955。
- 何春蓀、詹新甫和譚立平，「臺灣南投集集大山之地質及煤礦」，臺灣省中央地質調查所彙刊，第 11 號，第 13-20 頁，1956。
- 李冠樺，「電容耦合地電阻探測系統應用於地下管線及坑道之研究」，國立中央大學，碩士，2006。
- 吳秉昫，「地電阻影像法於海岸生物礁調查之研究-以桃園觀音區為例」，國立中央大學，2015。
- 林啟文、周稟珊和張育仁，「臺灣中部濁水溪地區卓蘭層的構造特性及其意義」，經濟部中央地質調查所特刊，第 34 號，第 1-23 頁，2019。
- 林啟文、盧詩丁、石同生、林偉雄、劉彥求和陳柏村，「臺灣中部的活動斷層」，經濟部中央地質調查所特刊，第 21 號，共 148 頁，2008。
- 林啟文、盧詩丁、黃文正、石同生和張徽正，「臺灣中部濁水溪以南地區的集集地震斷層與構造分析」，經濟部中央地質調查所特刊，第 12 號，第 89-111 頁，2000。
- 林啟斌，「地電阻影像法應用於湖底及斷層測勘」，國立中央大學，碩士，1999。
- 洪日豪，「整合井下岩心、電測及岩石物性資料評估地震觀測站場址的力學特性研究」，2013。
- 洪彥豪，「應用地電阻影像剖面法於湖口斷層之研究」，國立中央大學，碩士，2004。
- 洪瑛鈞，「地電阻影像探測在地工調查之應用與問題探討」，國立交通大學，博士，2013。

- 郭進春，「地電阻測勘法於工程應用之研究」，高雄工專學報，第 14 期，第 133-183 頁，1984。
- 陳于高、徐浩德、賴光胤、王昱、莊昀叡和陳文山，「階地變形和活動構造：以南投東埔蚋溪為例」，中國地質學會九十一年年會論文集，第 12-14 頁，2002。
- 陳文山，「金山斷層電探研究」，國立中央大學，碩士，1991。
- 陳佑邦，「應用地電阻影像剖面法於新城斷層之研究」，國立中央大學，碩士，2001。
- 陳華玫、紹屏華和石同生，五萬分之一台灣地質圖說明書，南投地質圖說明書，經濟部中央地質調查所，2004。
- 陳宜傑，「應用地電阻法於土石流地滑之研究」，國立中央大學，碩士，2004。
- 陳勉銘、謝有忠和陳棋炫，五萬分之一台灣地質圖說明書，阿里山地質圖說明書，經濟部中央地質調查所，2016。
- 陳文山、俞何興、俞震甫、鍾孫霖、林正洪、林啟文、游能悌、吳逸民、王國龍，「臺灣地質概論」，中華民國地質學會，共 204 頁，2016。
- 梅興泰、鄭富書和蔡道賜，「地電阻影像剖面法對非均質地下實體之模擬分析」，技術學刊，21，4，369-381 頁，2006。
- 費立沅和陳勉銘，「易淹水地區上游集水區地質調查及資料庫建置：圖冊」，經濟部中央地質調查所，共 53 頁，2013。
- 黃文正，「活動斷層特性精細調查 (1/4)」，經濟部中央地質調查所，共 104 頁，2019。
- 黃鑑水、謝凱旋和陳勉銘，五萬分之一台灣地質圖說明書，埔里地質圖說明書，經濟部中央地質調查所，2000。
- 劉桓吉和李錦發，雲林圖幅及說明書，臺灣地區五萬分之一第 38 號，經濟部中央地質調查所出版，1998。
- 劉桓吉、李錦發和紀宗吉，五萬分之一台灣地質圖說明書，雲林地質圖說明書，經濟部中央地質調查所，2004。

- 劉興昌，「活動斷層電性研究—以湖口、新城及山腳斷層為例」，國立中央大學，博士，2009。
- 黎明工程顧問有限公司，「集集攔河堰初次使用安全評估地質補充調查及試驗專題報告」，經濟部水利署中區水資源局，共 60 頁，2013。
- Bergström, G., Försök med elektrisk malmletning, Kungl. boktryckeriet. PA Norstedt & söner, 1914.
- Clark, J. A. and Page, R., "Inexpensive geophysical instruments supporting groundwater exploration in developing nations", *Journal of Water Resource and Protection*, Vol. 3(10), pp. 768, 2011.
- Dahlin, T., The Development of a Cable System for Vertical Electrical Sounding and a Comparison of the Schlumberger and Offset Wenner Methods, Lund University, 1989.
- Dahlin, T., "The development of DC resistivity imaging techniques", *Computers & Geosciences*, Vol. 27(9), pp. 1019-1029, 2001.
- Fukui, K., Okubo, S. and Terashima, T., "Electromagnetic radiation from rock during uniaxial compression testing: the effects of rock characteristics and test conditions", *Rock mechanics and rock engineering*, Vol. 38(5), pp. 411-423, 2005.
- Jackson, P. D., "An electrical resistivity method for evaluating the in-situ porosity of clean marine sands", *Marine Georesources & Geotechnology*, Vol. 1(2), pp. 91-115, 1975.
- Keller, G. V. and Frischknecht, F. C., "Electrical methods in geophysical prospecting", 1966.
- Loke, M. H., "Tutorial : 2-D and 3-D electrical imaging surveys", 2004.
- Pettersson, W., "Om malmsökande medelst elektricitet", *Jern-Kontorets annaler* (2-3), pp. 153-171, 1906.
- Rhoades, J., Raats, P. and Prather, R., "Effects of liquid-phase electrical conductivity, water content, and surface conductivity on bulk soil electrical conductivity", *Soil Science Society of America Journal*, Vol. 40(5), pp. 651-655, 1976.

- Schlumberger, C., Etude sur la prospection électrique du sous-sol, Gauthier-Villars, 1920.
- Sauer, M., Southwick, P., Spiegler, K. and Wyllie, M., "Electrical conductance of porous plugs-ion exchange resin-solution systems", *Industrial and Engineering Chemistry*, Vol. 47(10), pp. 2187-2193, 1955.
- Suppe, J., "Mechanics of mountain building in Taiwan", *Memoir of the Geology Society of China*, (4), pp. 66-89, 1981.
- Suppe, J., "Seismic interpretation of the compressively reactivated normal fault near Hsinchu, western Taiwan", *Petroleum Geology of Taiwan*, (20), pp. 85-96, 1984.
- Simoës, M., Avouac, J. P. and Chen, Y. G., "Slip rates on the Chelungpu and Chushiang thrust faults inferred from a deformed strath terrace along the Dungpuna river, west central Taiwan", *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, Vol. 112(B3), 2007.
- Szalai, S. and Szarka, L., "Parameter sensitivity maps of surface geoelectric arrays II. Nonlinear and focussed arrays", *Acta Geodaetica et Geophysica Hungarica*, Vol. 43(4), pp. 439-447, 2008.
- Urish, D. W., "Electrical resistivity—hydraulic conductivity relationships in glacial outwash aquifers", *Water Resources Research*, Vol. 17(5), pp. 1401-1408, 1981.
- van Schoor, M., "Detection of sinkholes using 2D electrical resistivity imaging", *Journal of Applied Geophysics*, Vol. 50(4), pp. 393-399, 2002.
- Wang, C. Y., Li, C. L., Su, F. C., Leu, M. T., Wu, M. S., Lai, S. H. and Chern, C. C., "Structural mapping of the 1999 Chi-Chi earthquake fault, Taiwan by seismic reflection methods", *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, Vol. 13(3), pp. 211-226, 2002.

## 附錄 A

## 分組模式比較：

### Fix 分組及 Fix-random 分組模式

(1) Fix：將資料分作若干區間，每個區間的第 N 筆資料即為第 N 組。

表 A.1 Fix 分組示意。

資料編號	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
電阻值	5	4	2	10	50	40	33	66	24	53
分組	第一組	第二組	第三組	第四組	第五組	第一組	第二組	第三組	第四組	第五組

(2) Fix-random：將資料分作若干個區間，每個區間隨機取某筆作為第 N 組。

表 A.2 Fix-random 分組示意。

資料編號	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
電阻值	5	4	2	10	50	40	33	66	24	53
分組		第一組								第一組

(3) 分組模式差異：已測試過 fix 與 fix-random 分組模式的反演結果，其差異不大。以下分別是由 fix 和 fix-random 分組模式取 30 組每組 12,000 筆資料作出的中位數剖面結果：

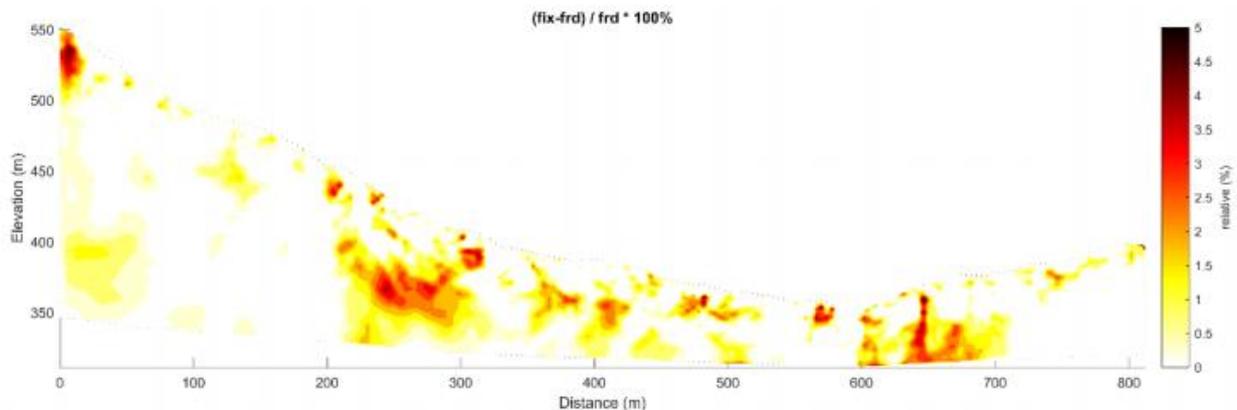


圖 A-1 Fix 分組模式反演結果後取中位數剖面。

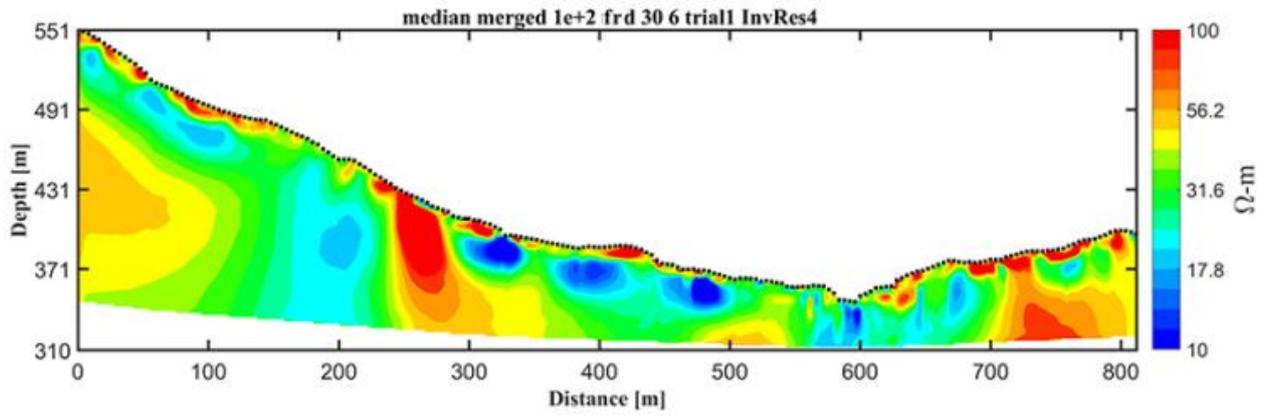


圖 A-2 Fix-random 分組模式反演結果後取中位數剖面。

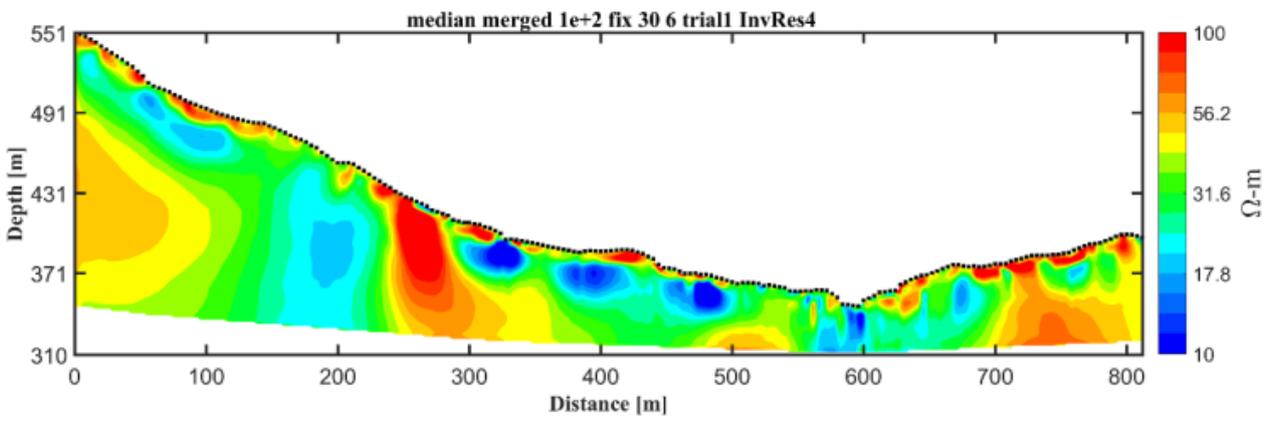


圖 A-3 Fix 分組模式與 Fix-random 分組模式的差異。

## 附錄 B

# 乾岩樣(1A-23.3m)

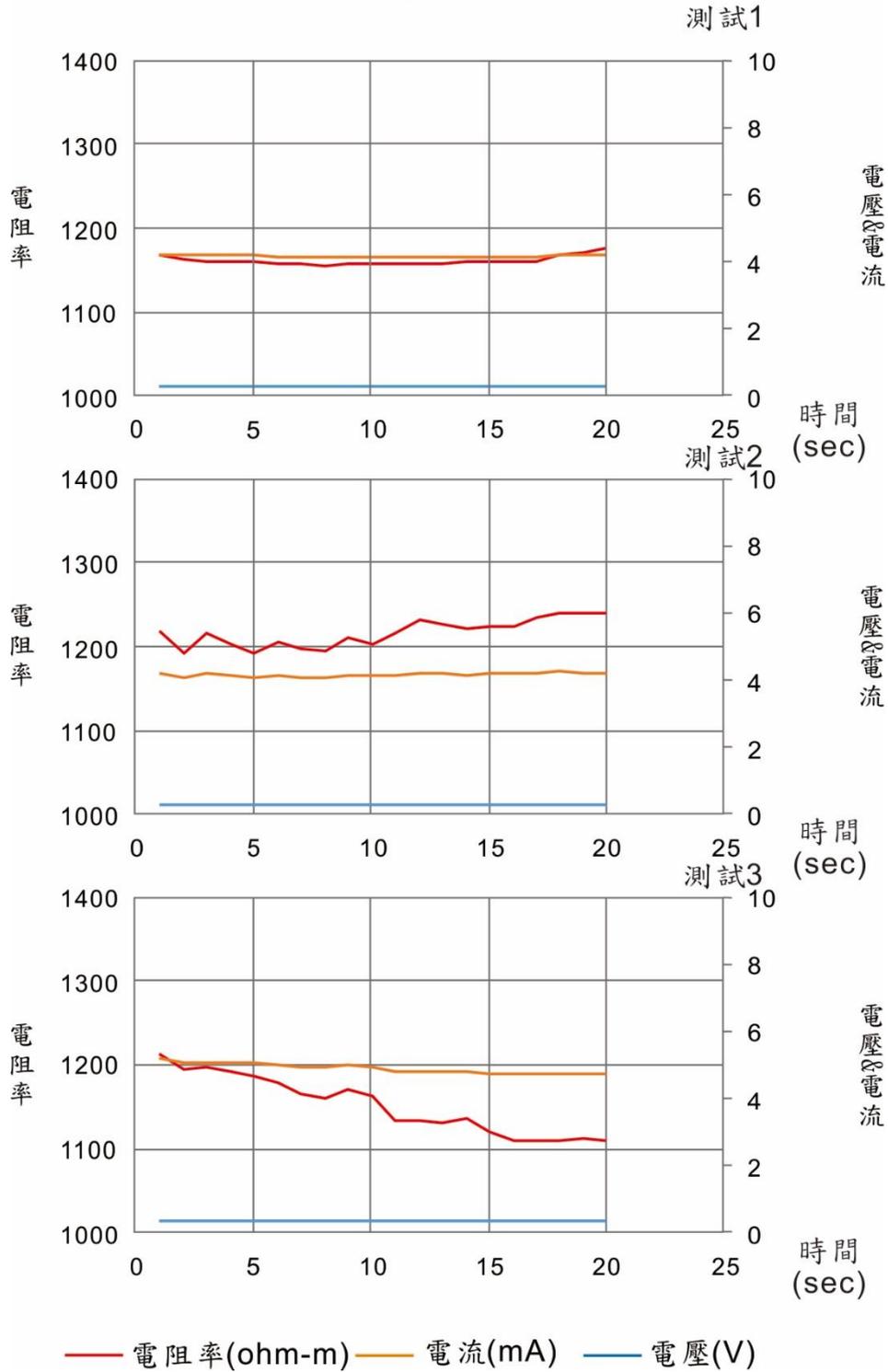


圖 B-1 經過烘乾後之 1A-23.3 m 結果。

# 浸泡12小時(1A-23.3m)

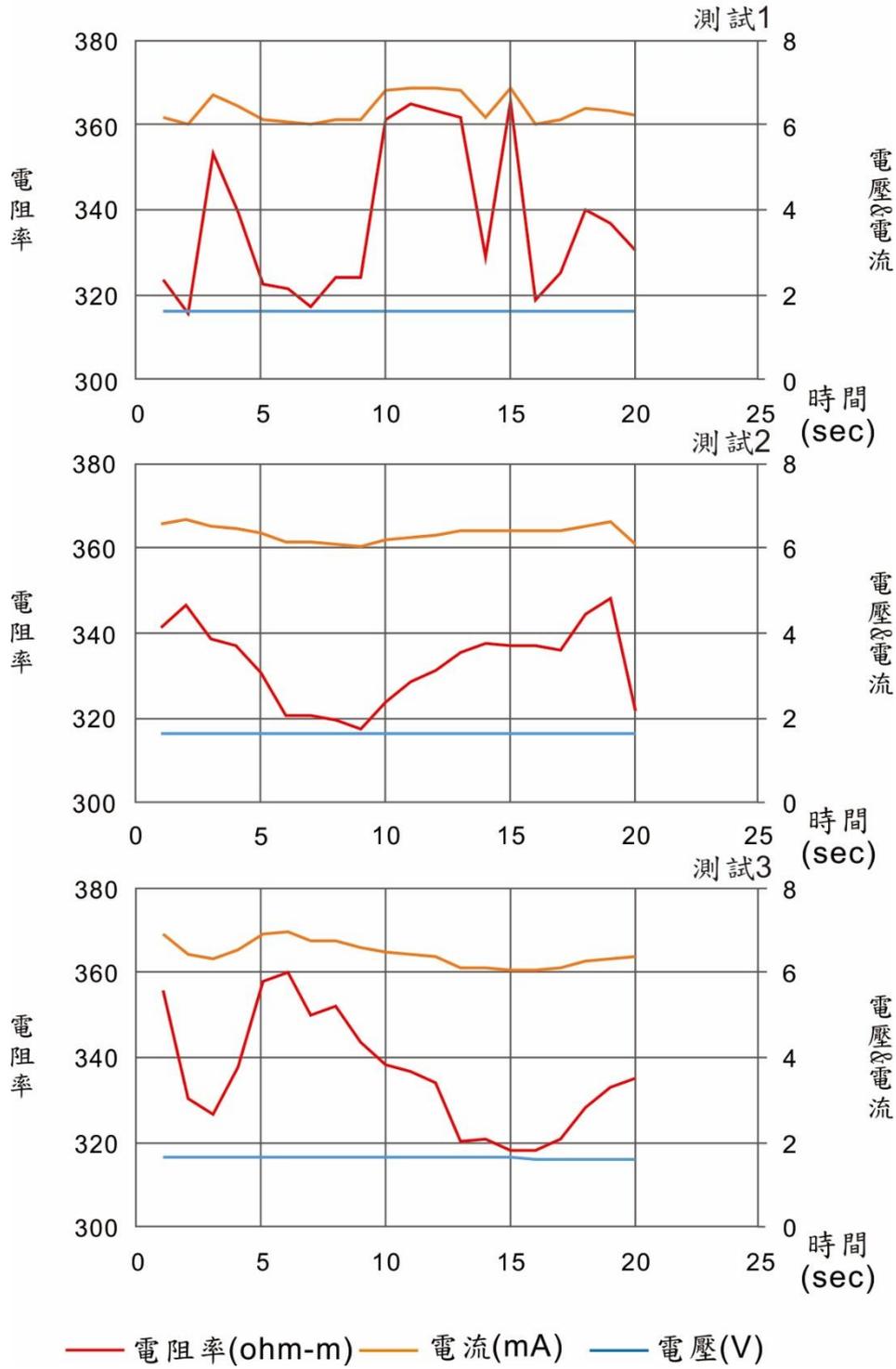


圖 B-2 經過浸泡 12 小時後之 1A-23.3 m 結果。

### 浸泡24小時(1A-23.3m)

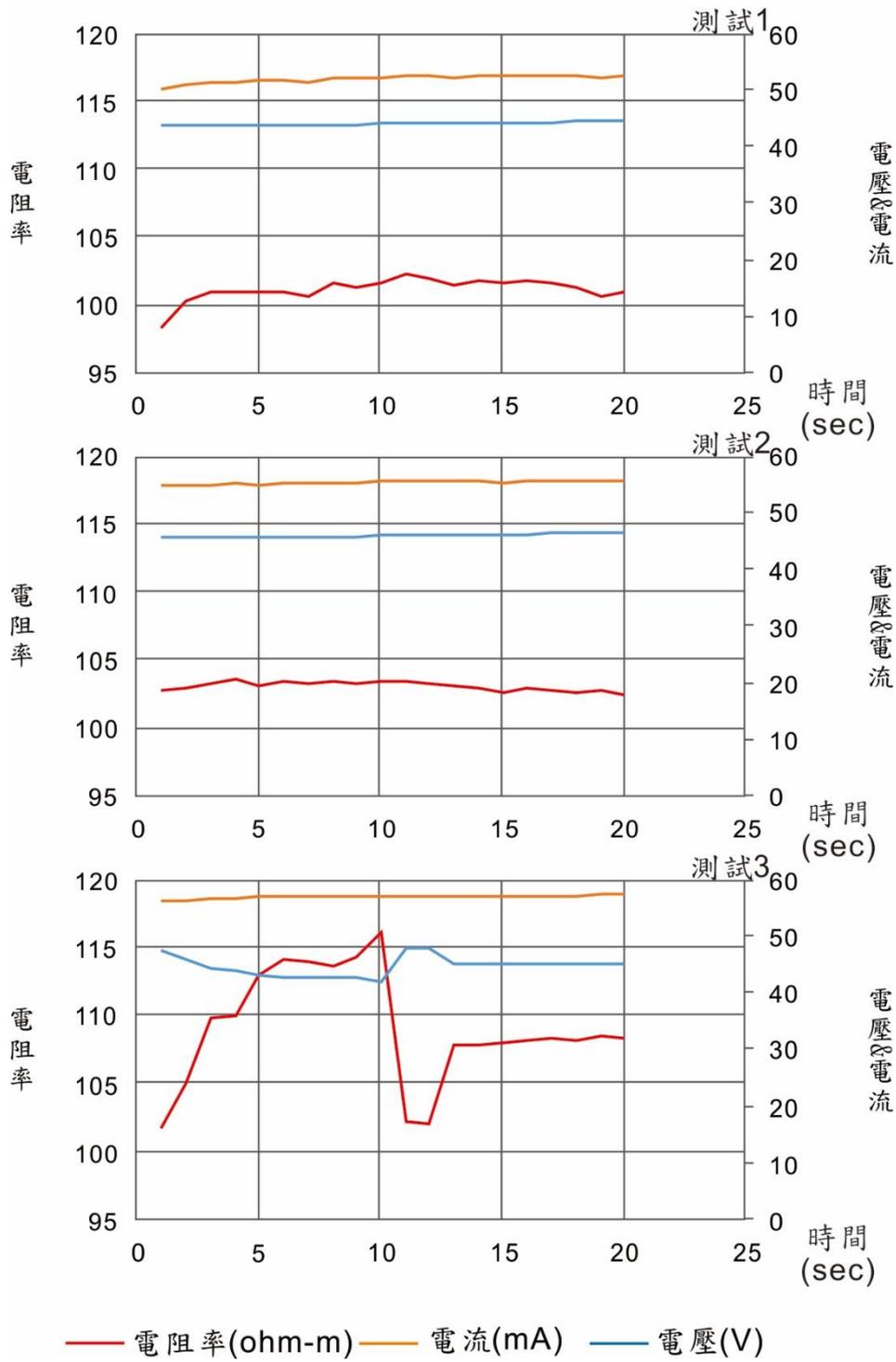


圖 B-3 經過浸泡 24 小時後之 1B-23.3 m 結果。

# 乾岩樣(1A-39.8m)

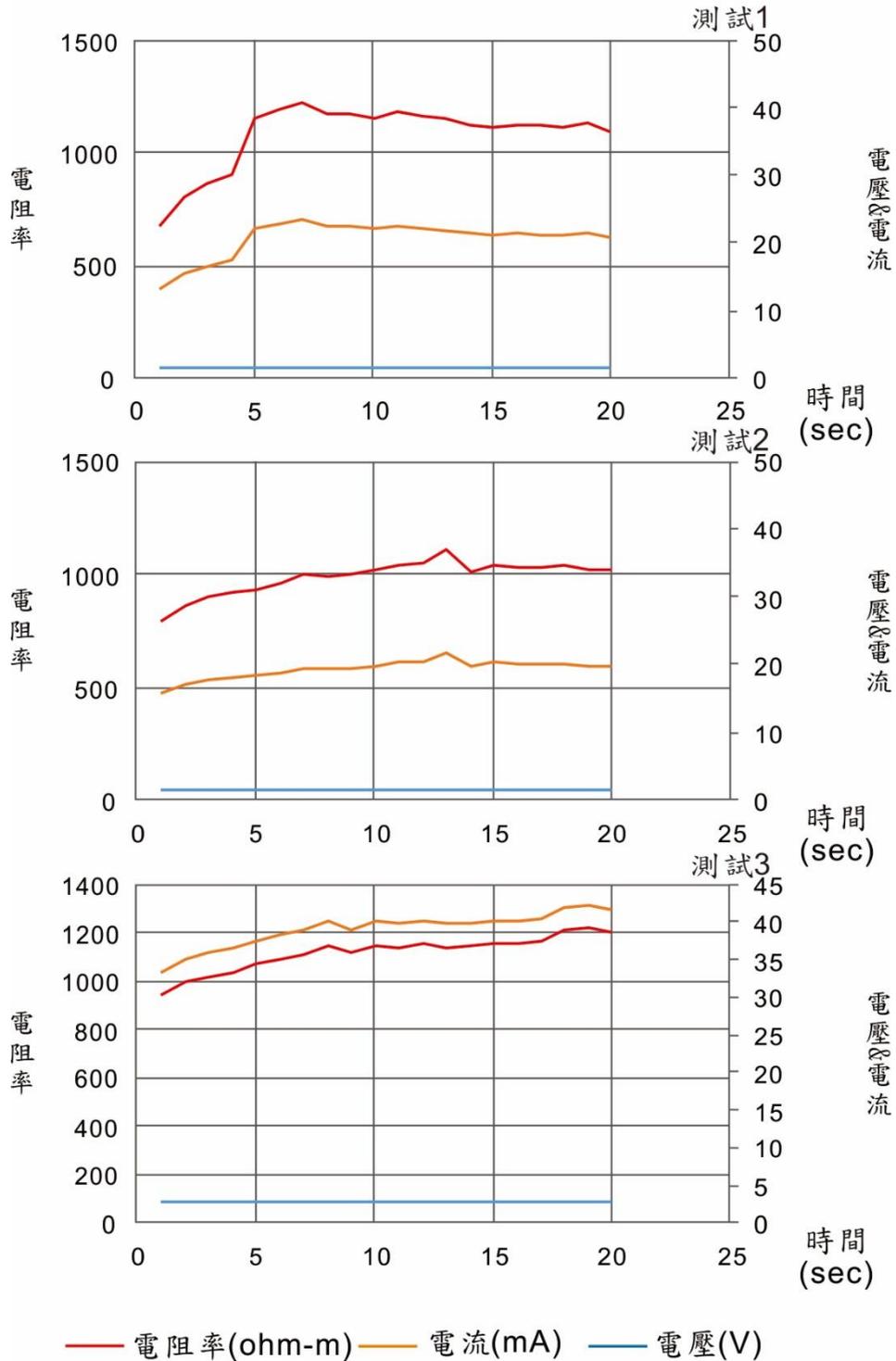


圖 B-4 經過烘乾後之 1A-39.8 m 結果。

### 浸泡12小時(1A-39.8m)

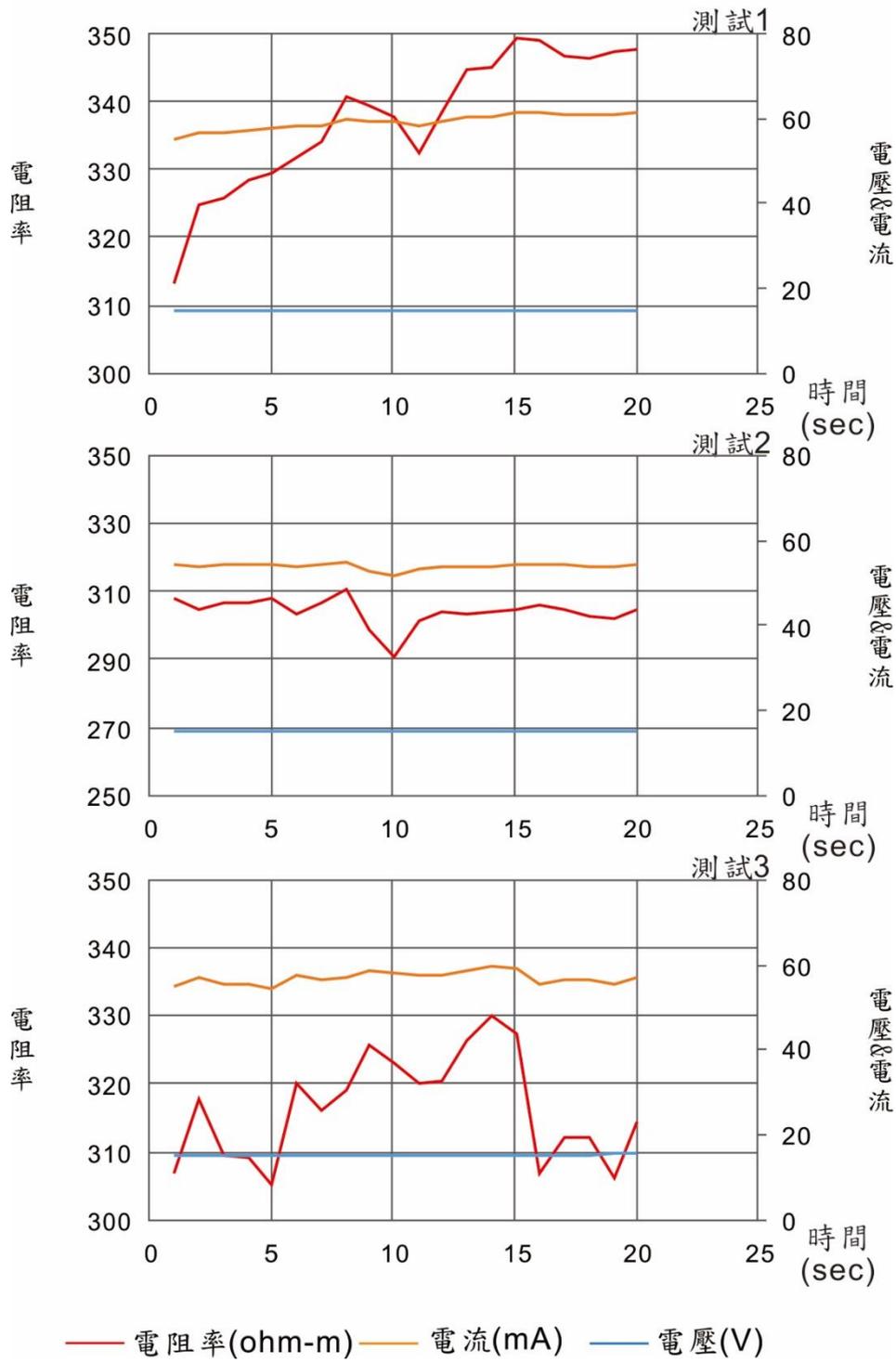


圖 B-5 經過浸泡 12 小時後之 1B-39.8 m 結果。

## 浸泡24小時(1A-39.8m)

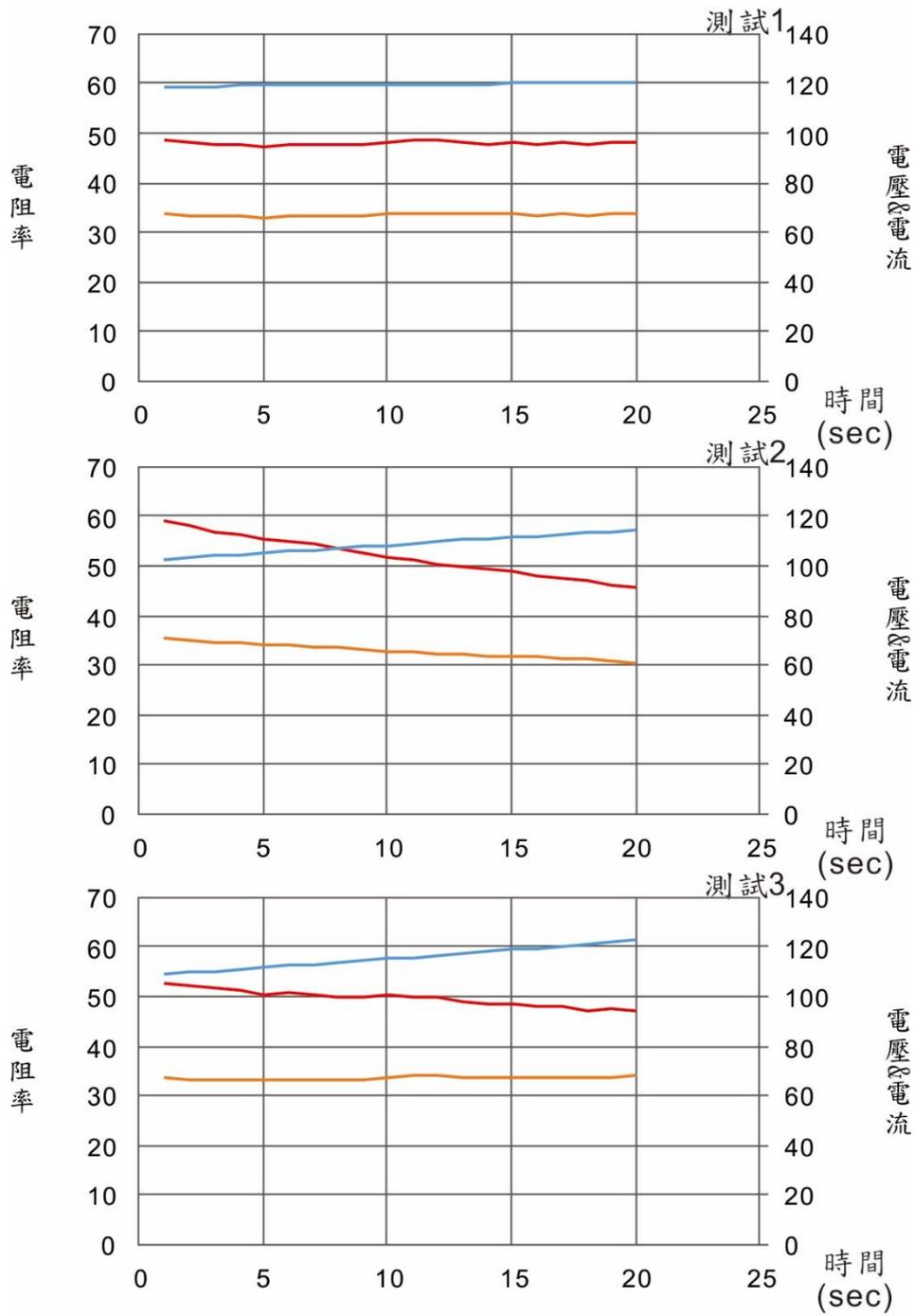
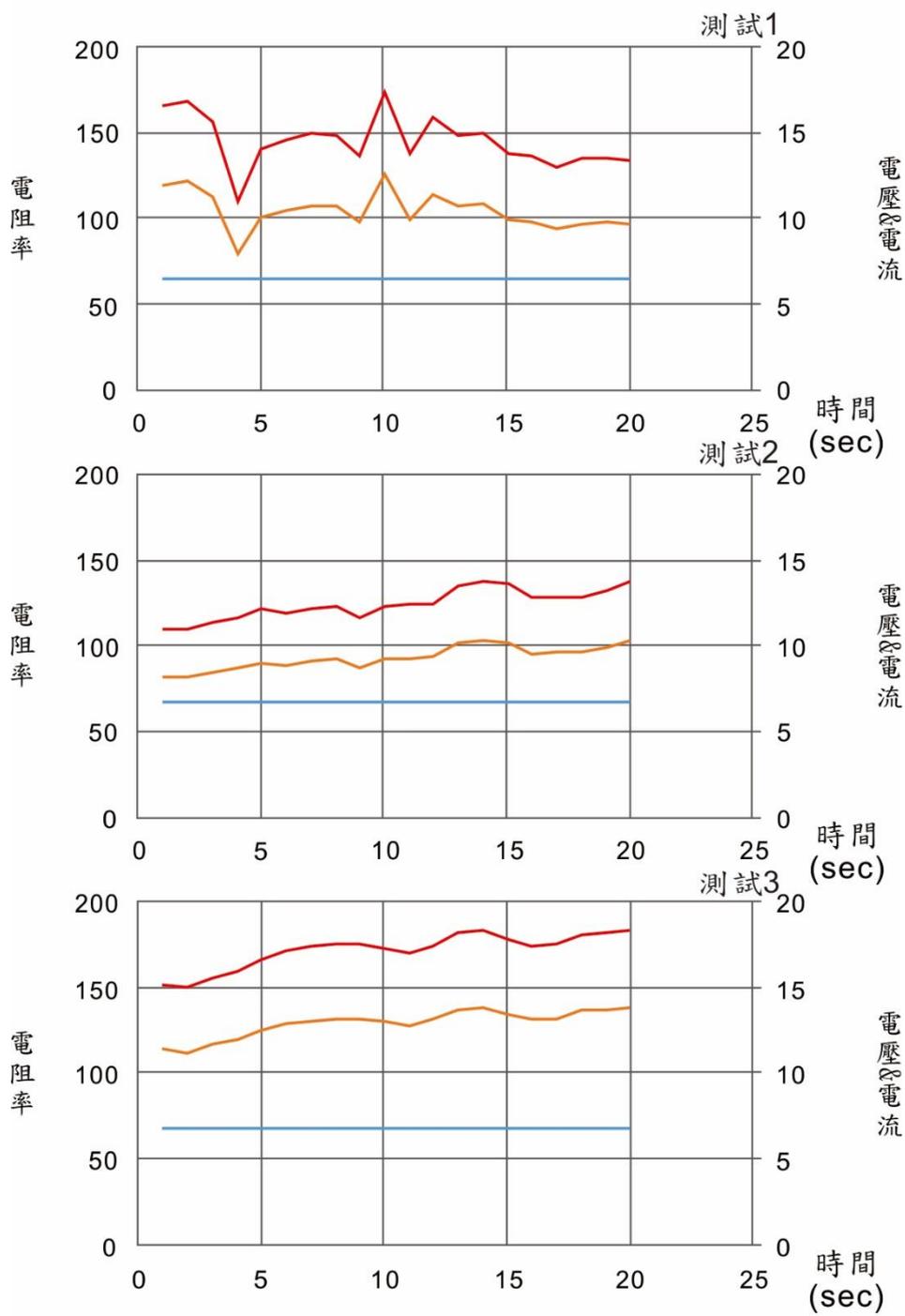


圖 B-6 經過浸泡 24 小時後之 1B-39.8 m 結果。

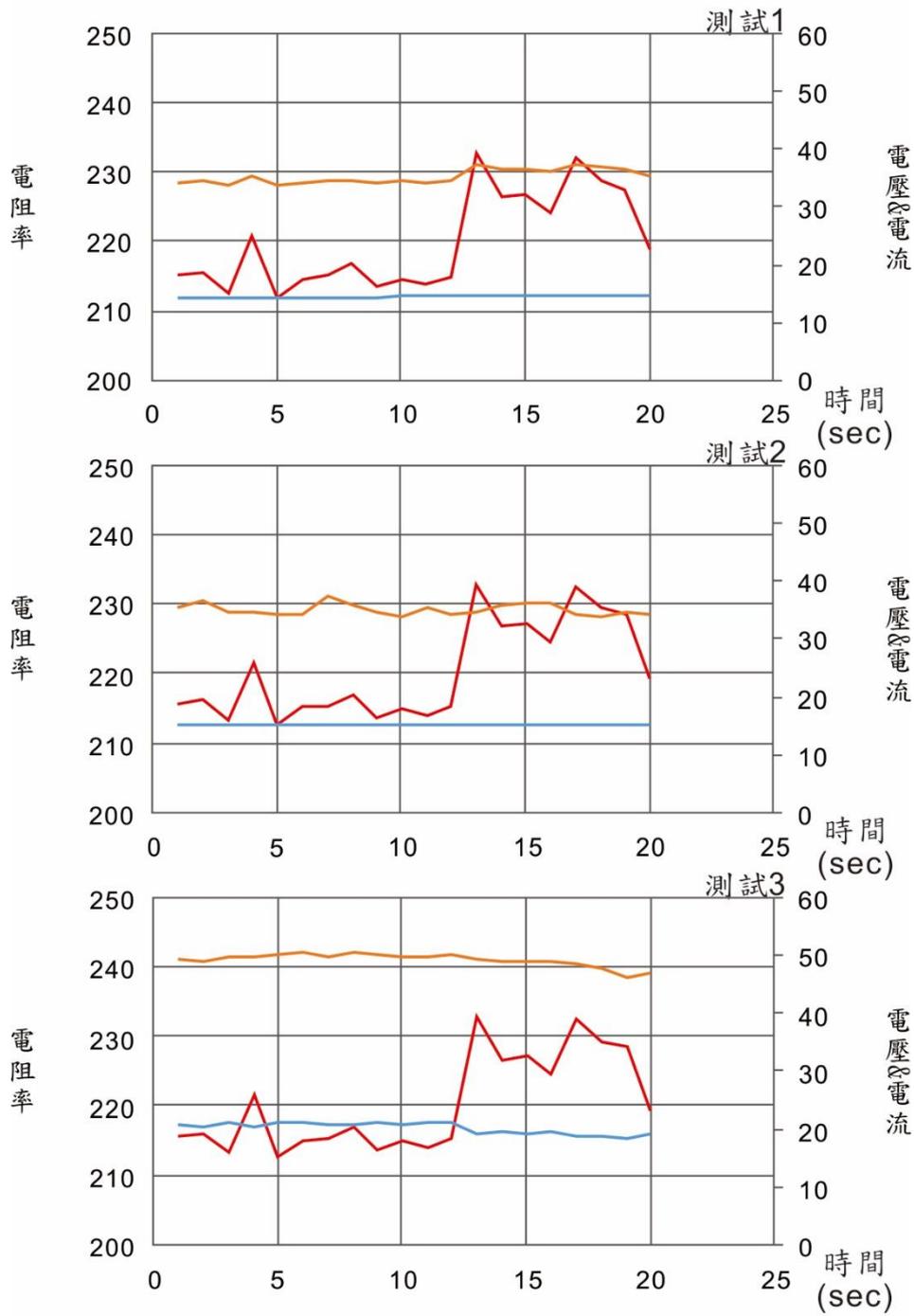
# 乾岩樣(1A-56.8m)



— 電阻率(ohm-m) — 電流(mA) — 電壓(V)

圖 B-7 經過烘乾後之 1A-56.8 m 結果。

# 浸泡12小時(1A-56.8m)



— 電阻率(ohm-m) — 電流(mA) — 電壓(V)

圖 B-8 經過浸泡 12 小時後之 1A-56.8 m 結果。

## 浸泡24小時(1A-56.8m)

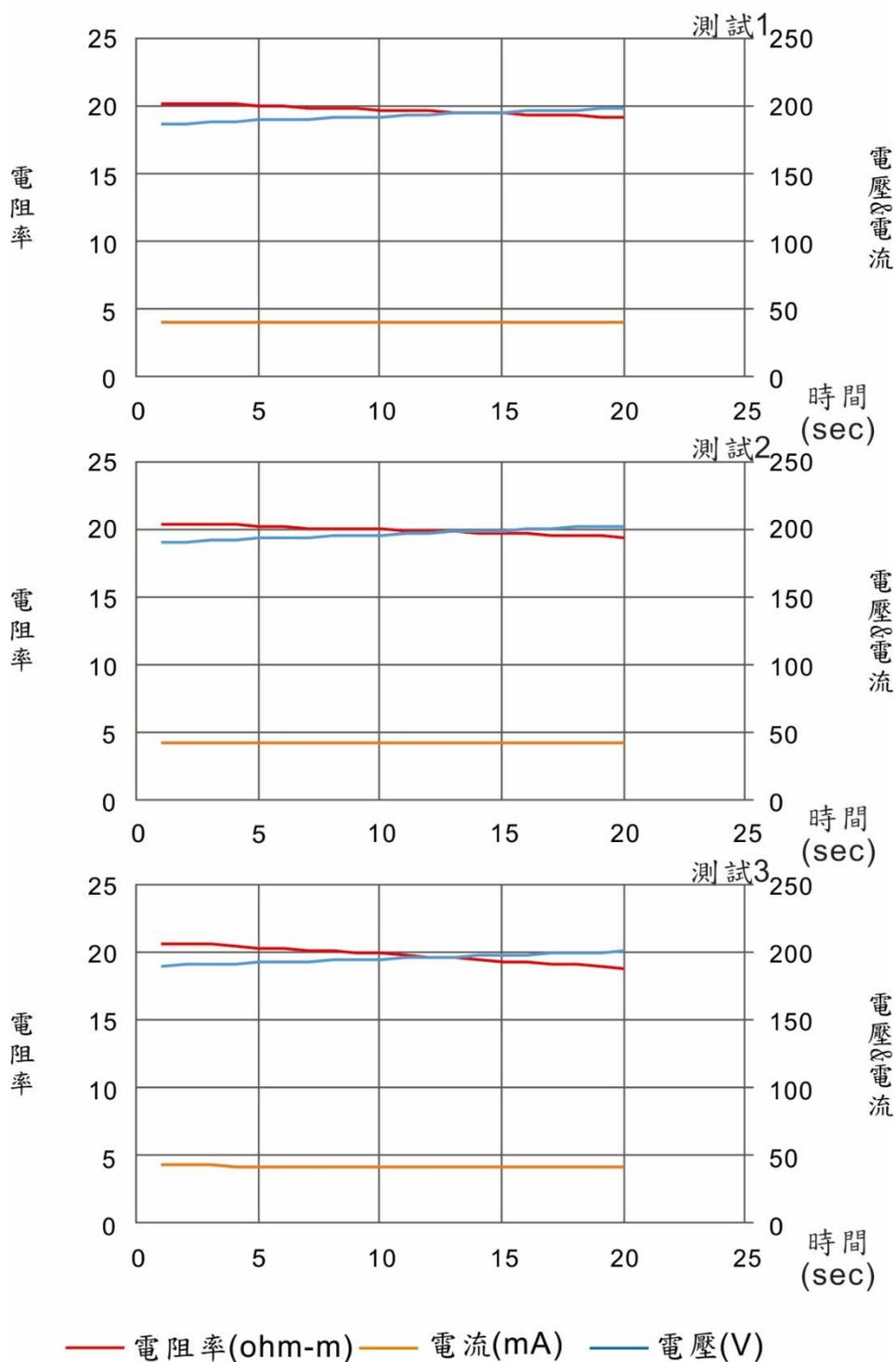


圖 B-9 經過浸泡 24 小時後之 1B-56.8 m 結果。

# 乾岩樣(1A-57.2m)

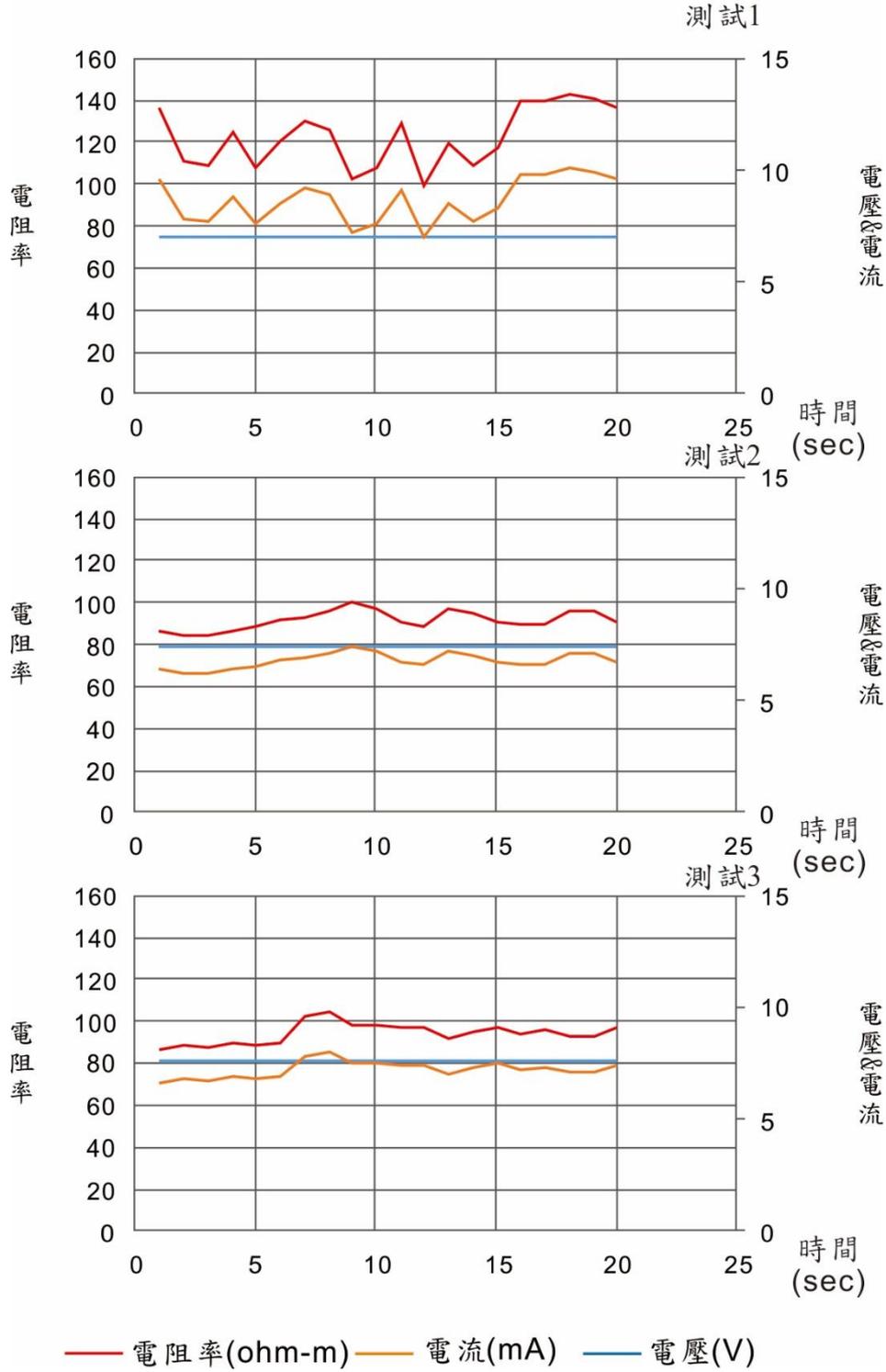
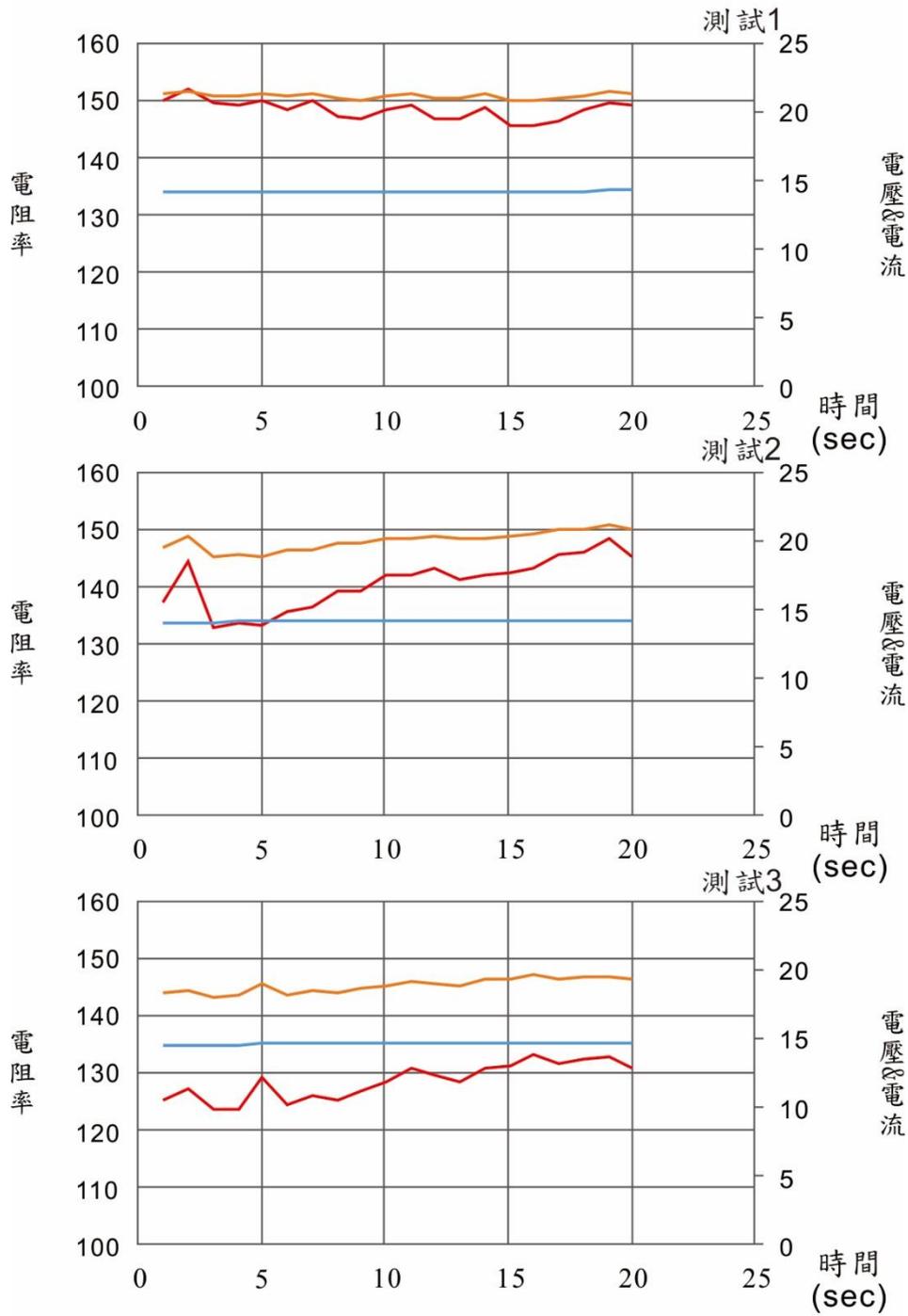


圖 B-10 經過烘乾後之 1A-57.2 m 結果。

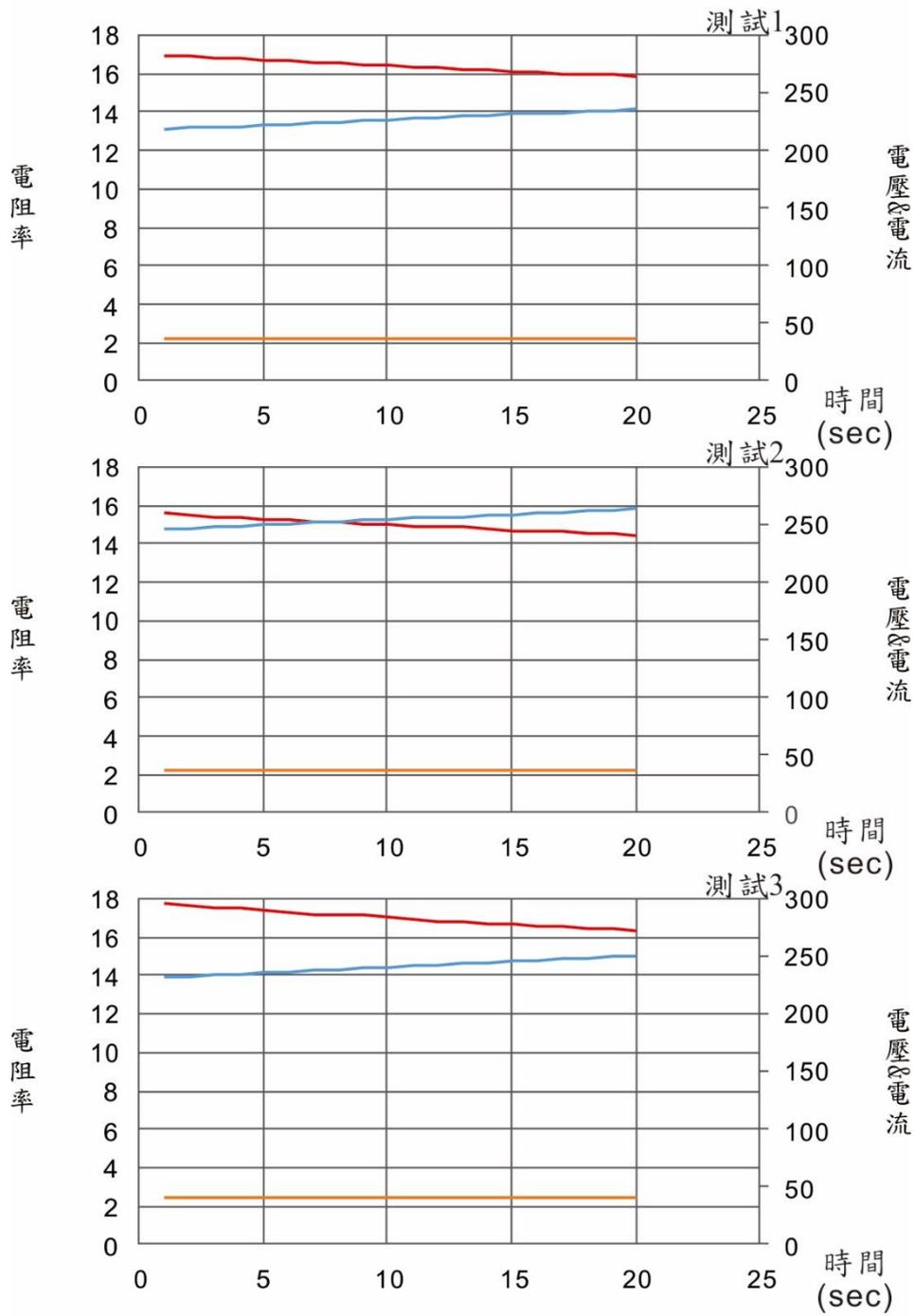
# 浸泡12小時(1A-57.2m)



— 電阻率(ohm-m) — 電流(mA) — 電壓(V)

圖 B-11 經過浸泡 12 小時後之 1A-57.2 m 結果。

## 浸泡24小時(1A-57.2m)



— 電阻率(ohm-m) — 電流(mA) — 電壓(V)

圖 B-12 經過浸泡 24 小時後之 1A-57.2 m 結果。

# 乾岩樣(1A-66.9m)

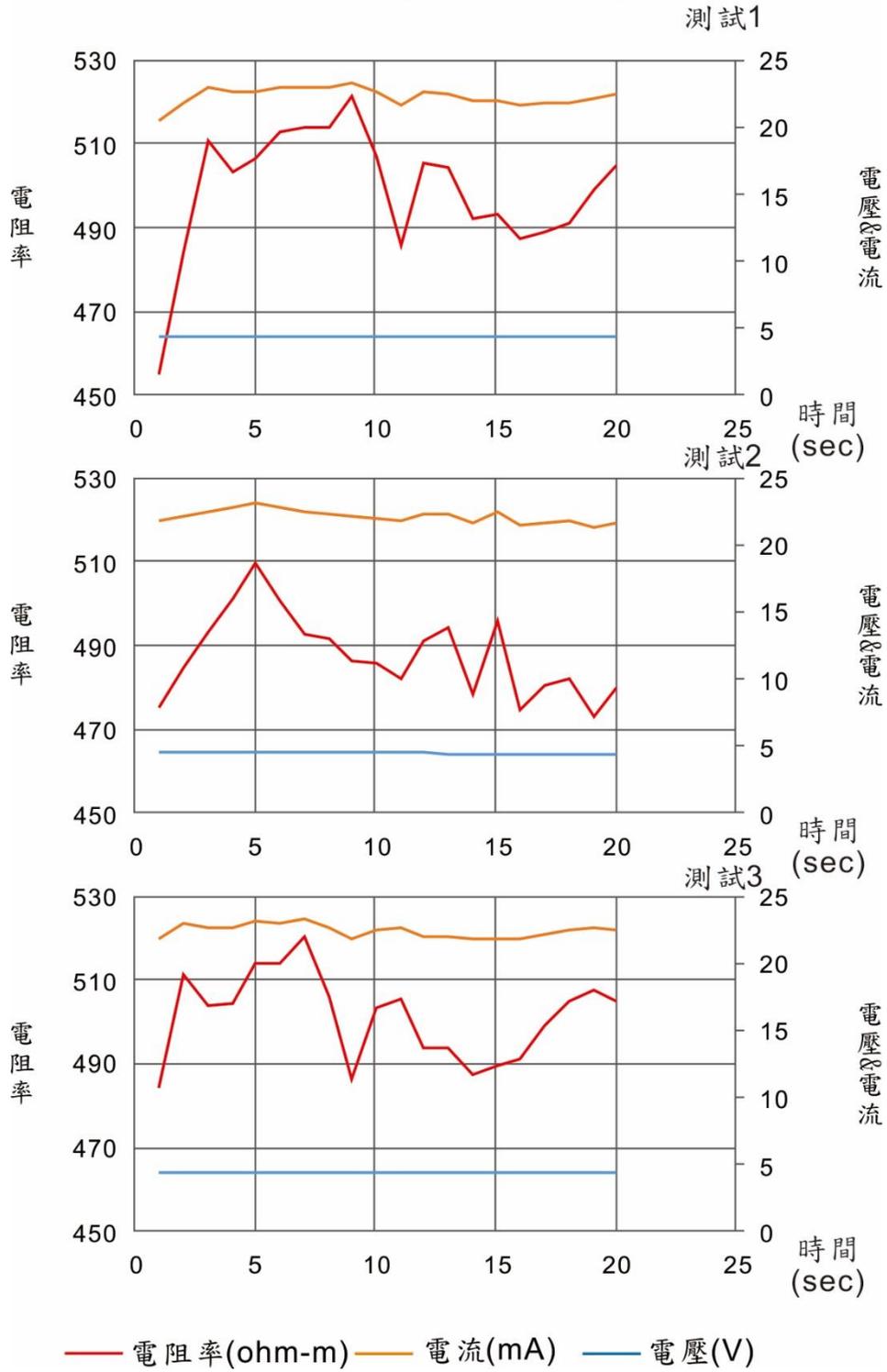


圖 B-13 經過烘乾後之 1A-66.9 m 結果。

### 浸泡12小時(1A-66.9m)

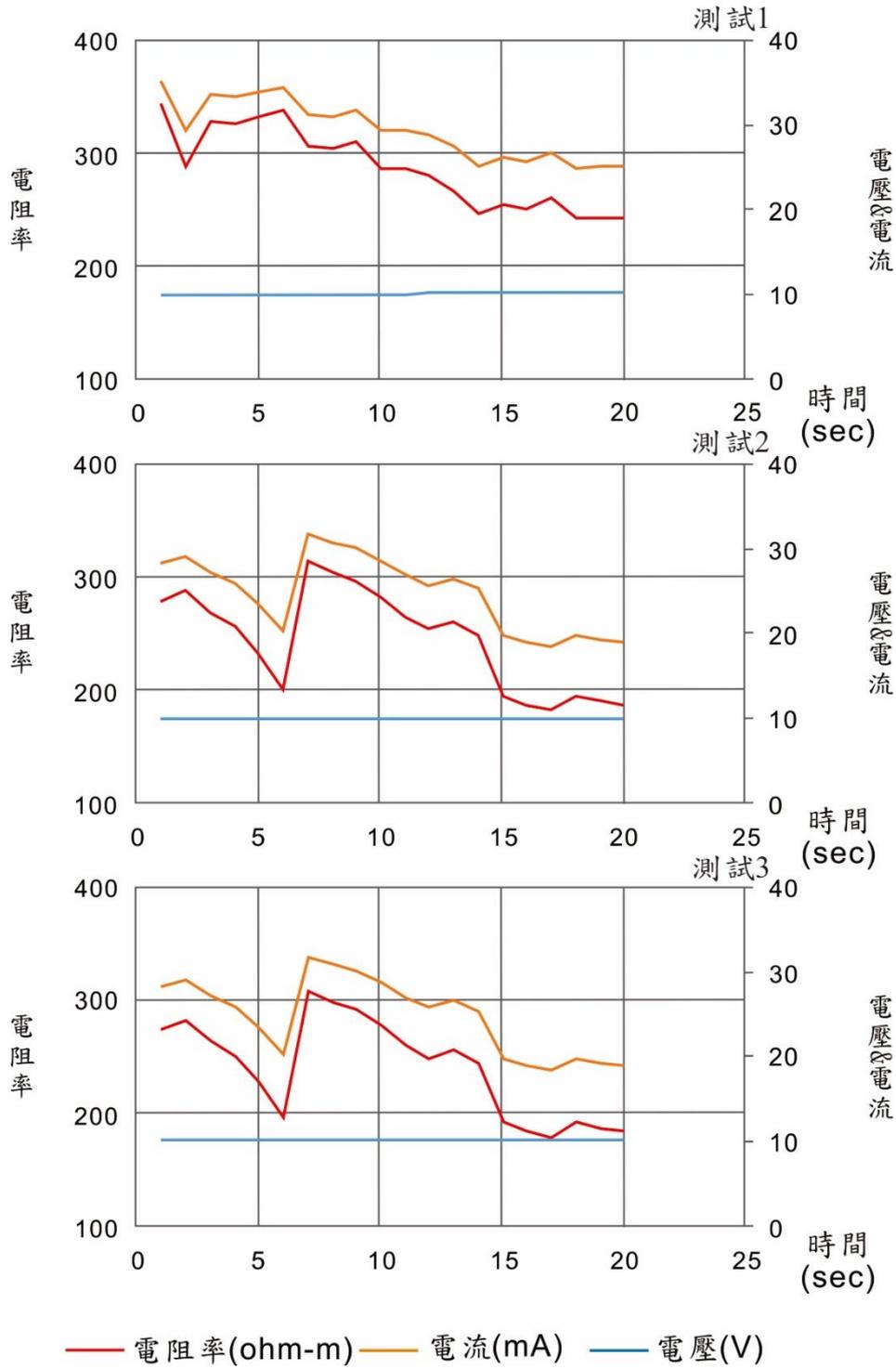
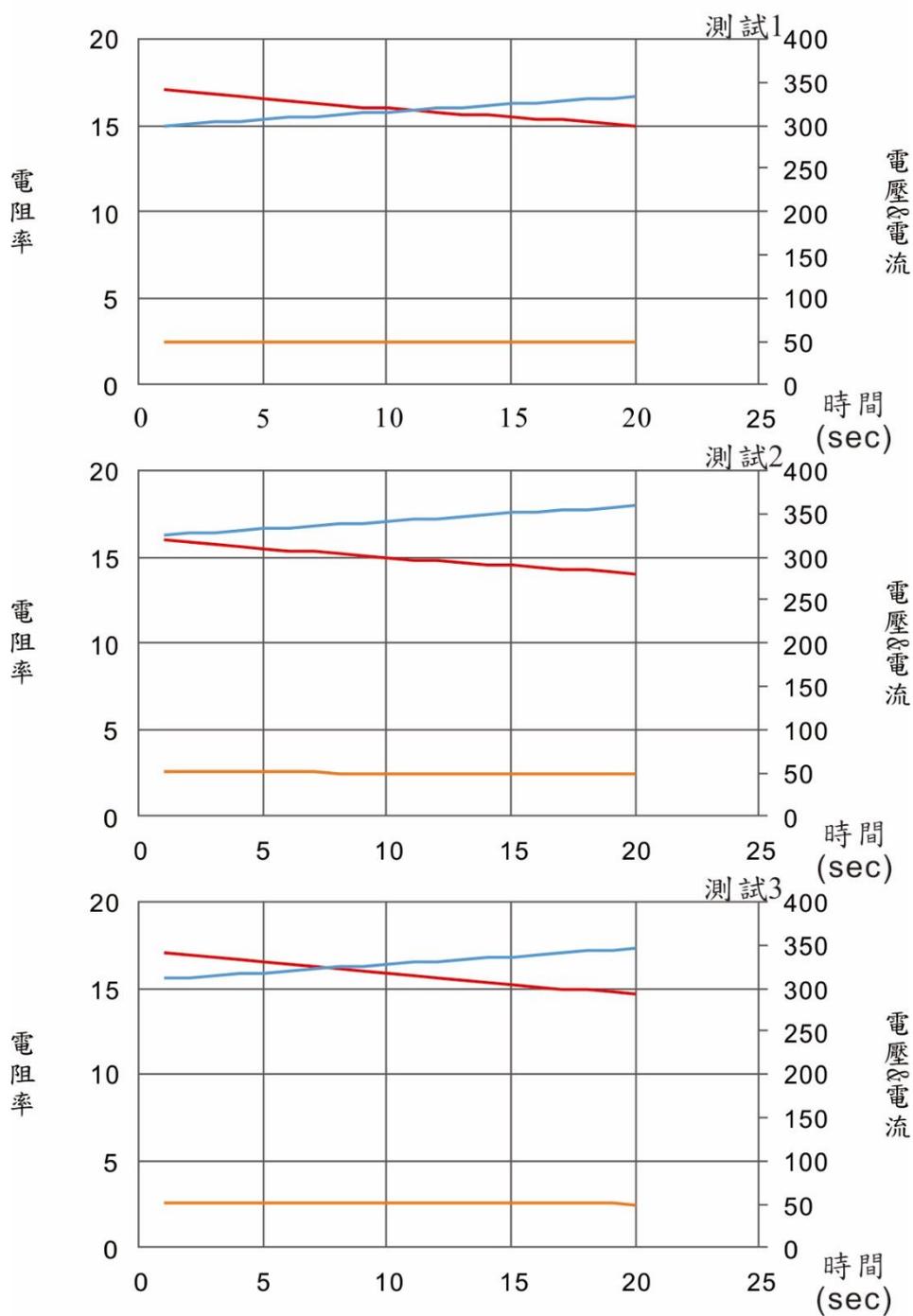


圖 B-14 經過浸泡 12 小時後之 1A-66.9 m 結果。

### 浸泡24小時(1A-66.9m)



— 電阻率(ohm-m) — 電流(mA) — 電壓(V)

圖 B-15 經過浸泡 24 小時後之 1A-66.9 m 結果。

# 乾岩樣(1B-6.5m)

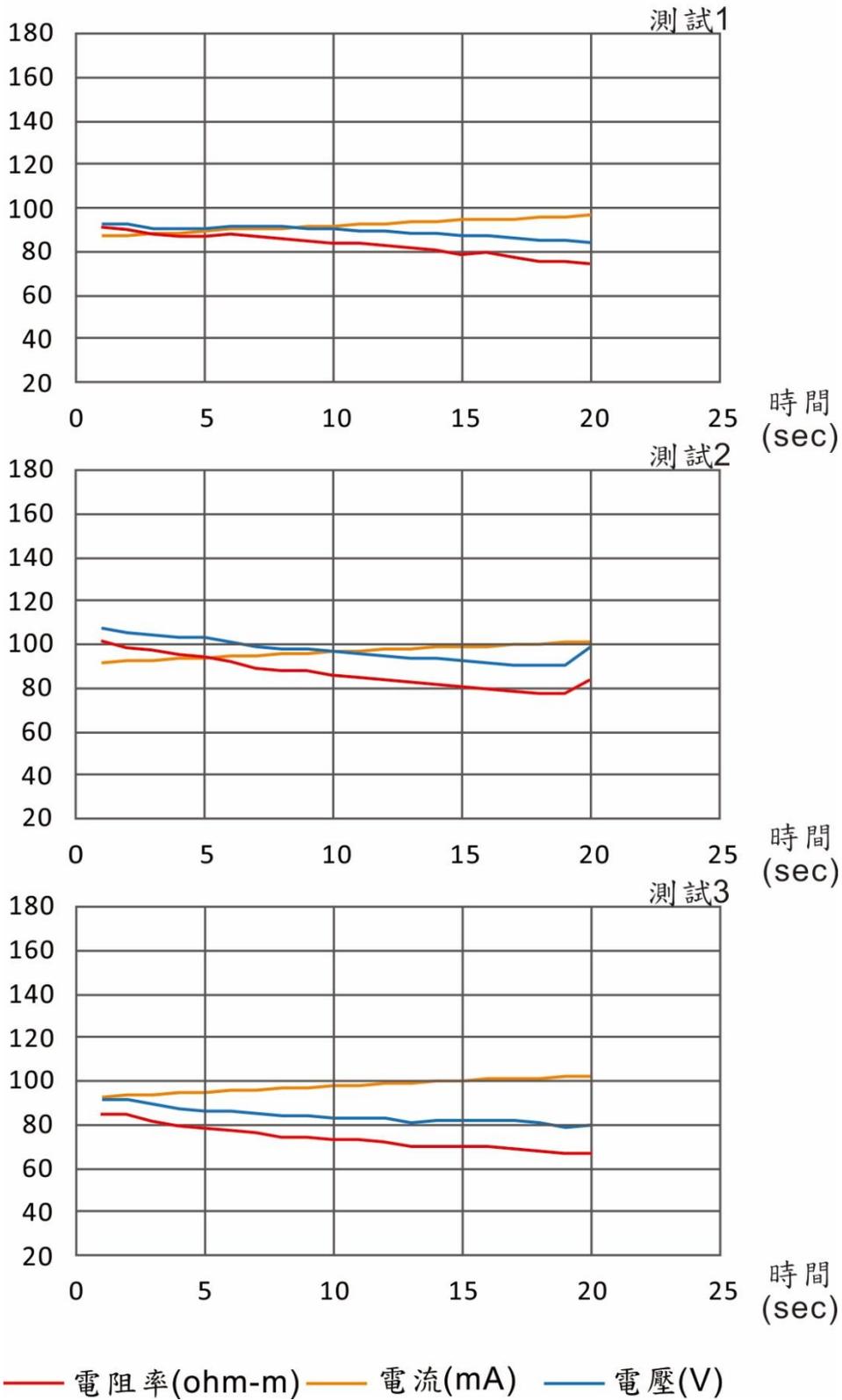


圖 B-16 經過烘乾後之 1B-6.5 m 結果。

# 浸泡12小時(1B-6.5m)

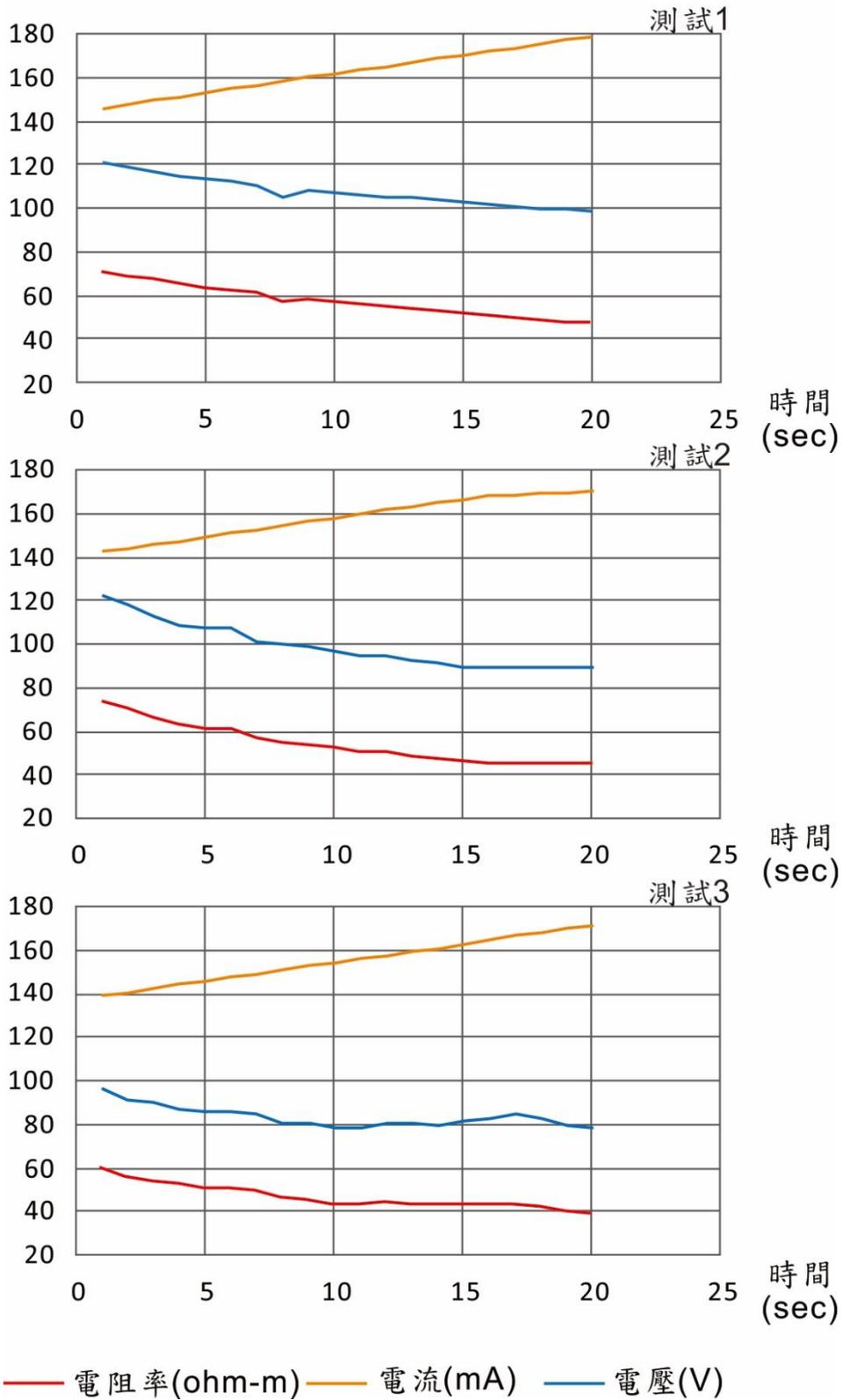


圖 B-17 經過浸泡 12 小時後之 1B-6.5 m 結果。

# 浸泡24小時(1B-6.5m)

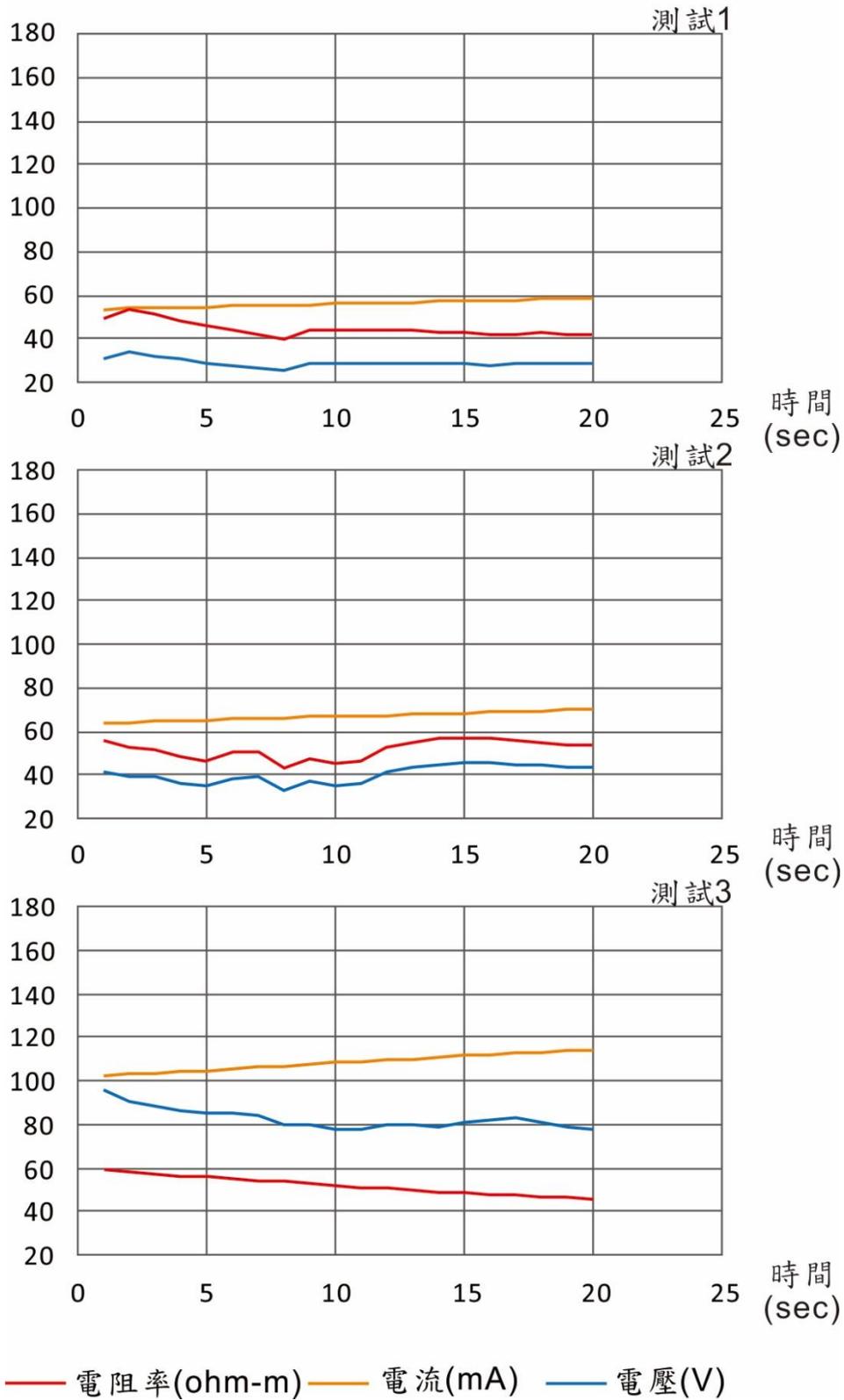


圖 B-18 經過浸泡 24 小時後之 1B-6.5 m 結果。

# 乾岩樣(1B-15.5m)

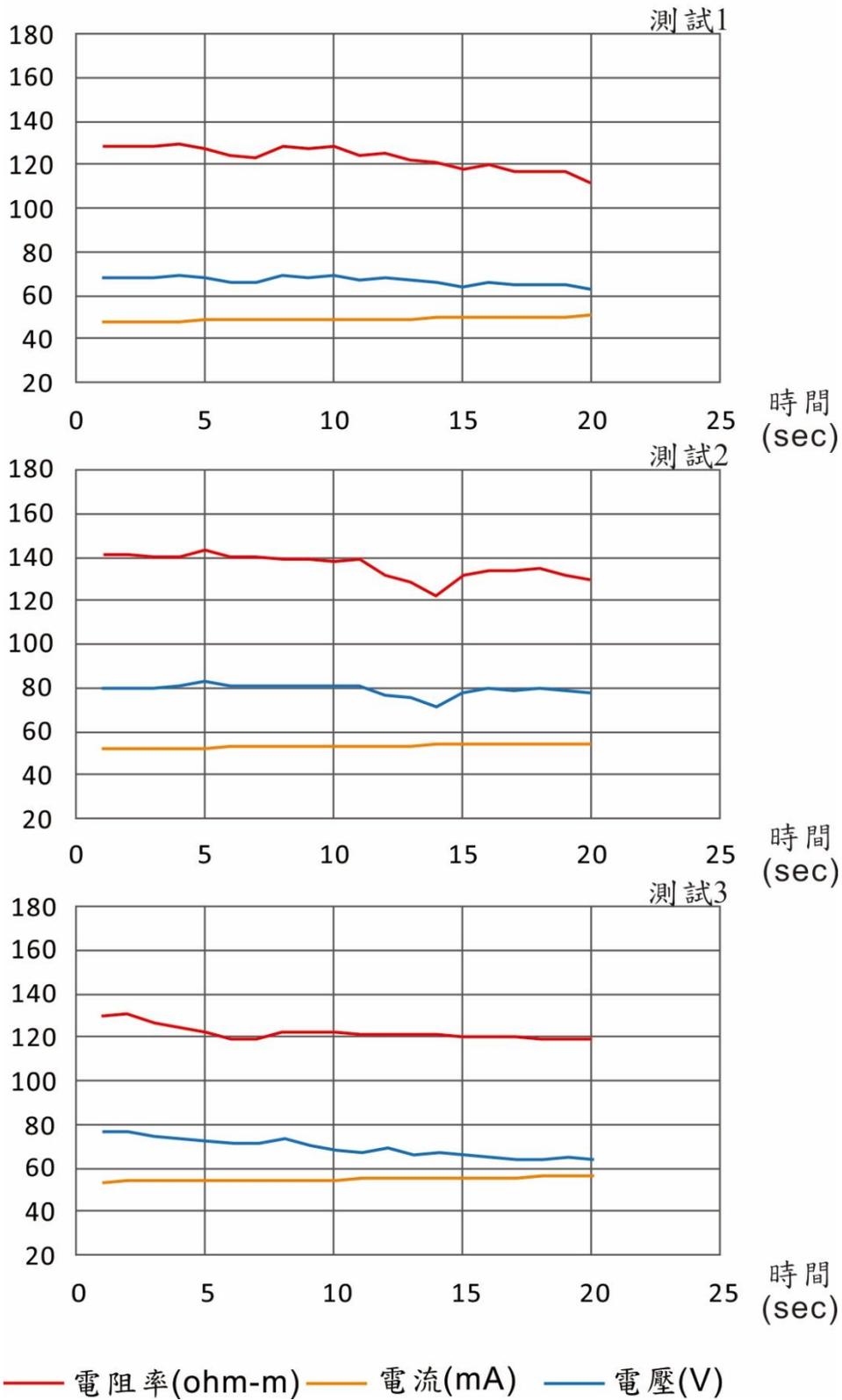


圖 B-19 經過烘乾後之 1B-15.5 m 結果。

## 浸泡12小時(1B-15.5m)

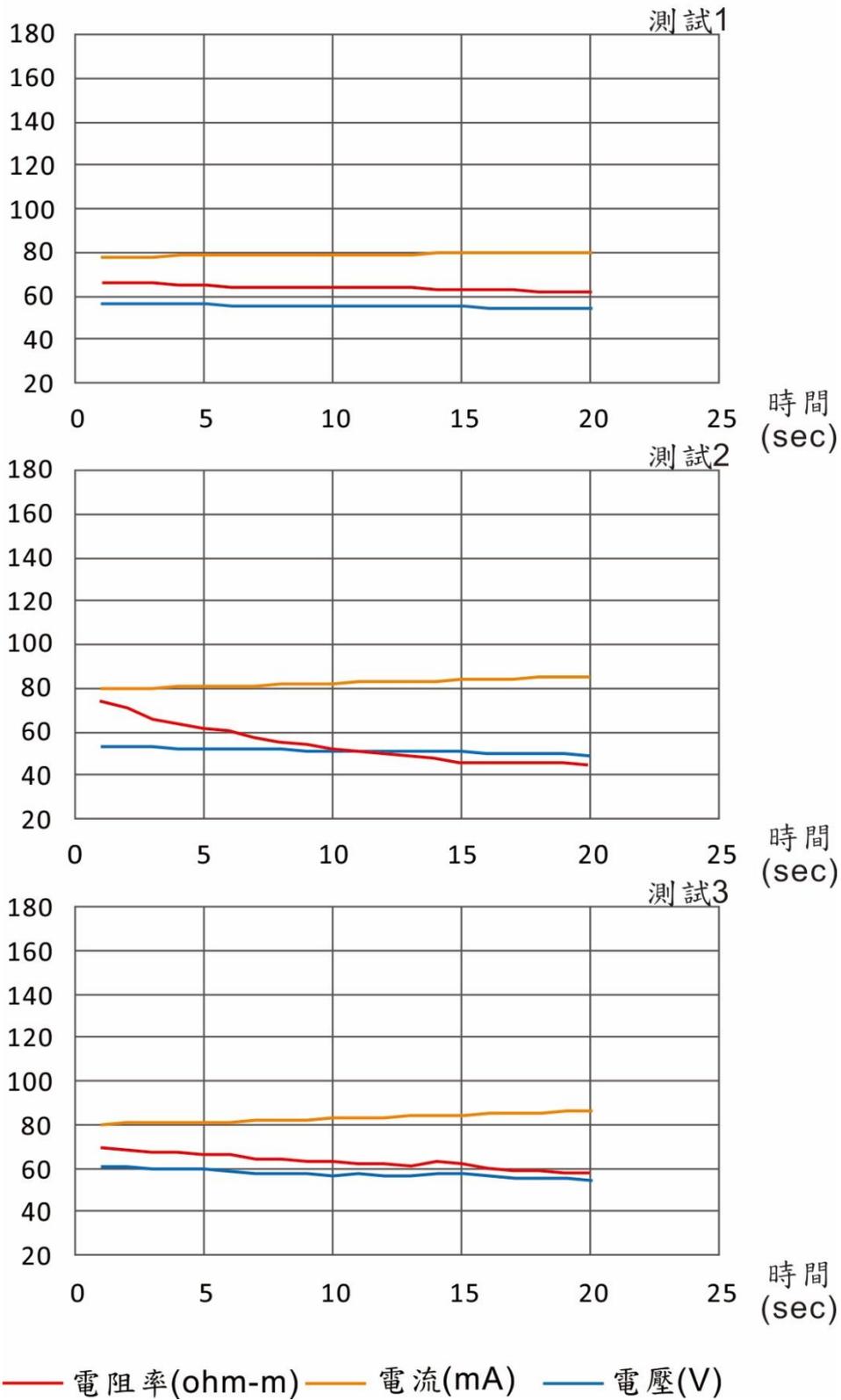


圖 B-20 經過浸泡 12 小時後之 1B-15.5 m 結果。

# 浸泡24小時(1B-15.5m)

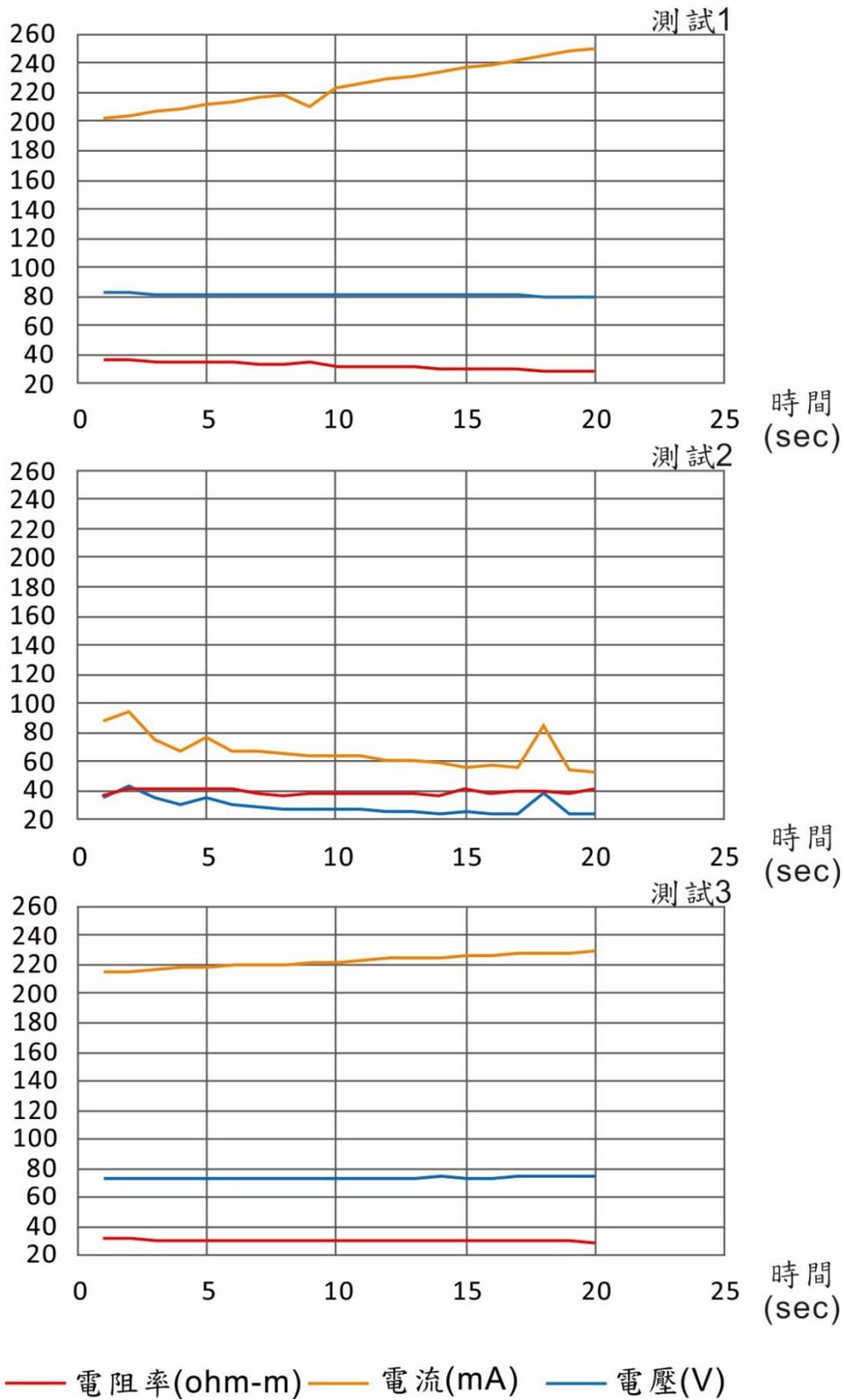


圖 B-21 經過浸泡 24 小時後之 1B-15.5 m 結果。

## 附錄 C

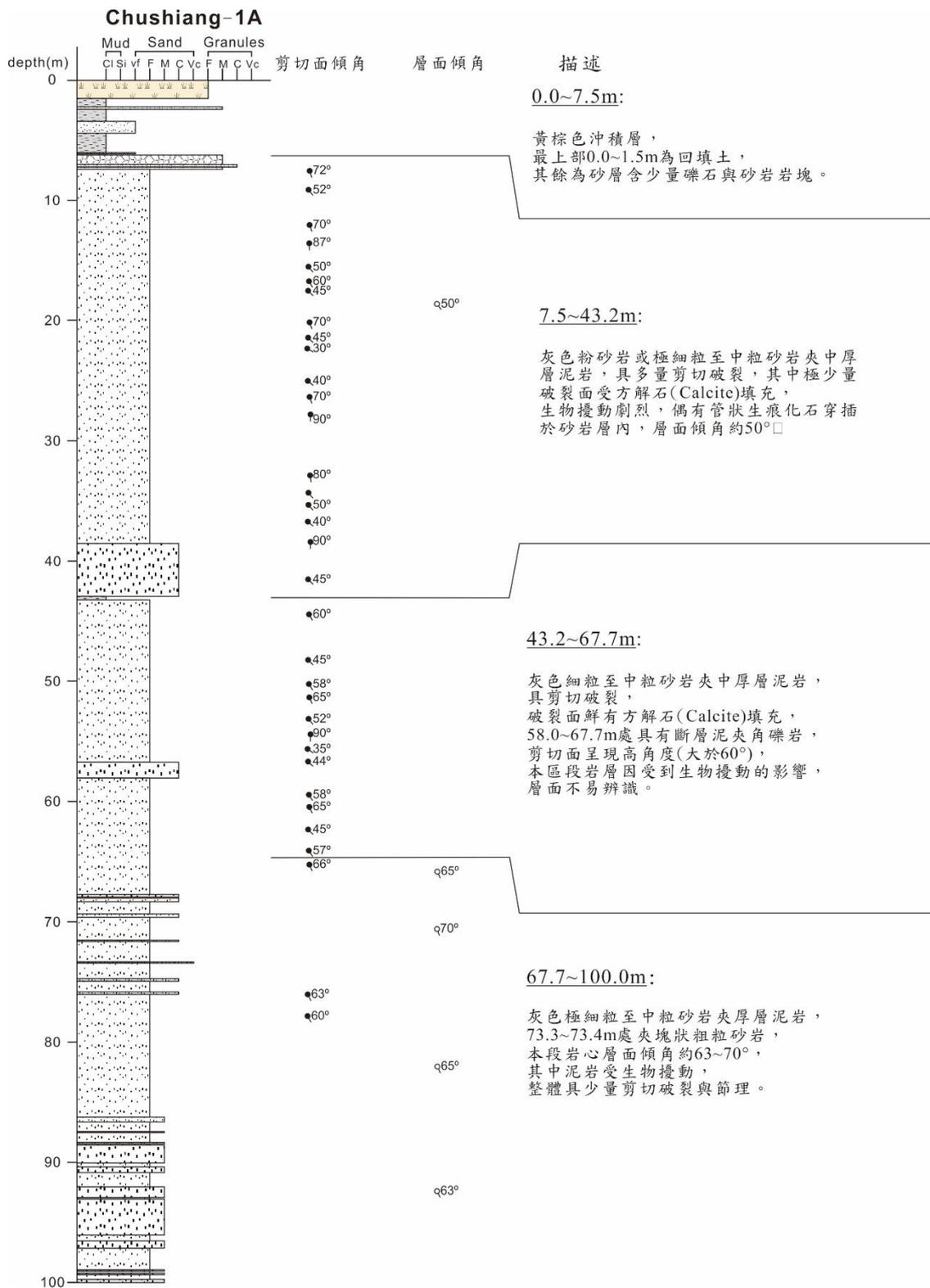


圖 C-1 初鄉 1A 井的地層柱與岩心描述。

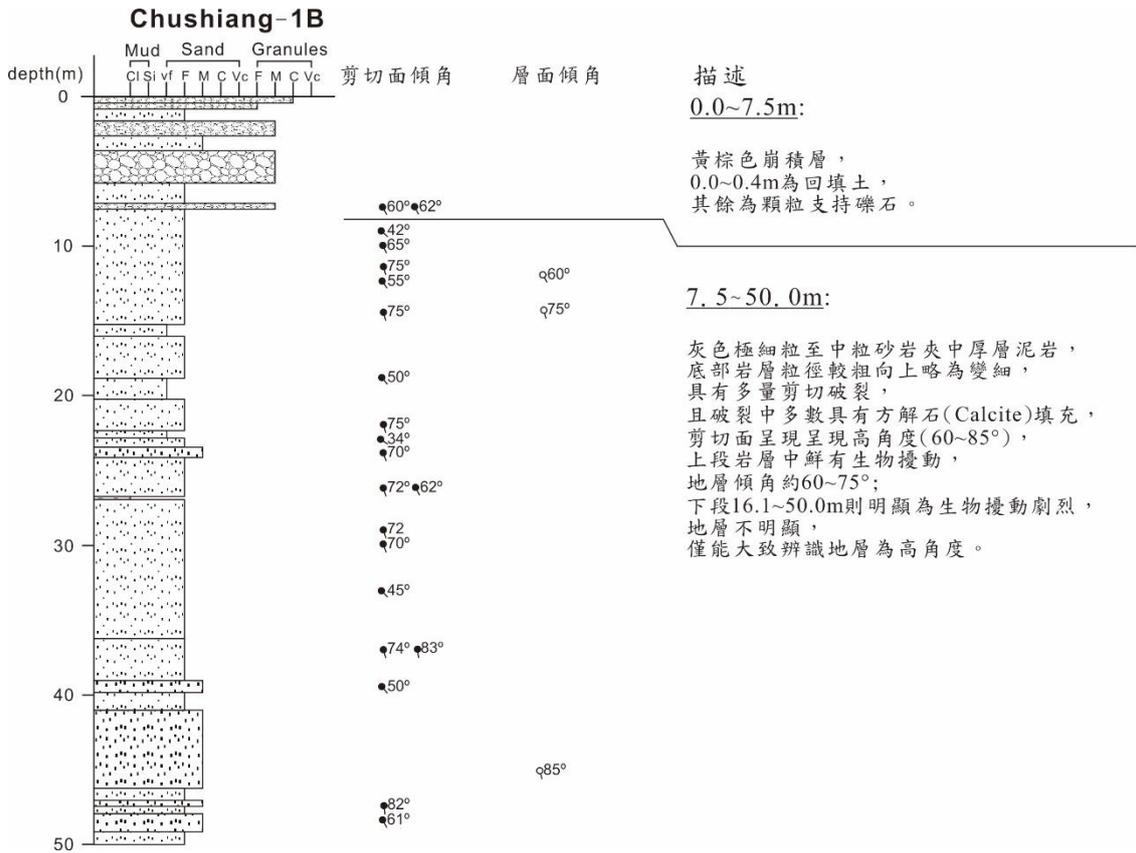


圖 C-2 初鄉 1B 井的地層柱與岩心描述。