

國立臺灣大學生農學院森林環境暨資源學系

碩士論文

School of Forestry and Resource Conservation

College of Bio-resources and Agriculture

National Taiwan University

Master Thesis

大地比電阻法應用於溪頭大學坑崩塌地之調查

Application of Electric Resistivity Method to
Landslide Survey at University Gulley in Chitou



Jheng-Tang Ciou

指導教授：陳信雄 博士

Advisor : Hsin-Hsiung Chen, Ph.D

中華民國九十七年七月

July, 2008

謝 誌

本論文得以完成，首先要誠摯感謝恩師 陳信雄教授，恩師在研究上的熱情與保護台灣土地的奮鬥，一直是我所敬佩的，悉心的教導及對研究的支持，也使我在這兩年中獲益匪淺、學業得以順利完成。

另外亦得感謝本系陳明杰教授、嘉義大學劉正川教授、林試所盧惠生研究員、台灣師範大學廖學誠副教授的多方指導斧正，使得本論文能夠更完整而嚴謹，敬致萬分謝忱。

研究期間，特別感謝合社營林區張振生主任的大力協助，為了我的研究還差點耽誤到您的終身大事，謹祝您與學嫂幸福美滿。感謝聰輝、彥任、劉維、禎茹、書娟學長姐們無私的分享與不厭其煩的指導。煙霖、驢子、宛妮、定薇同窗們的扶持與共同奮鬥的革命情感，一直是我前進的動力。感謝阿Po、佐成、賴佩、菇女等學弟妹的熱心幫忙使實驗能順利完成。感謝一起玩音樂的朋友們，讓我在研究之餘還能懷念青春歲月。

最後感謝雙親的支持與鼓勵使我能無後顧之憂，謹以本文獻給你們。



摘 要

本研究於台大實驗林溪頭營林區大學坑，以地電阻法進行崩塌地調查，由比電阻值、地層厚度對崩塌地的地質構造，與地層的含水狀況作估探，並利用測線電極排列的偏移誤差，調查淺層地質的不均勻性。研究成果如下：

- 一、 由比電阻剖面的分析，可以觀察到崩積層不連續、鬆散的堆積構造。
- 二、 在乾季或濕季探測，大學坑地表下皆有低比電阻體的存在，可能是伏流水或是黏土層，都可能在大雨來臨時，因入滲補助、棲止水相互連結而破壞穩定的狀態。
- 三、 由上游至下游的探測，由比電阻與偏移誤差可觀察到土石流崩積層堆積的分佈狀況。
- 四、 本區偏移誤差較大，顯示淺層地質不均勻，地電阻法探測易受影響。

【關鍵字】地電阻法、崩塌地調查、土石流、崩積層

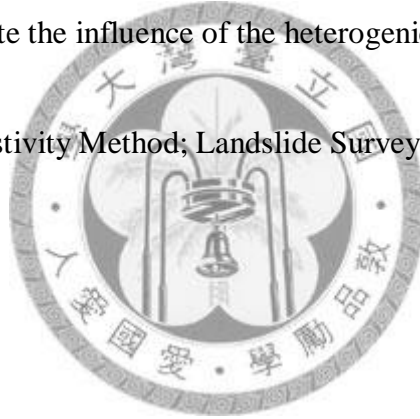


Abstract

The aim of this study is to investigate the colluvium characteristics using electric resistivity method at University gulley in Chitou. The resistivities and the layer depths can figure the geological and hydraulic condition in this area. The offset errors by the arranged arrays can estimate the lateral resistivity effects in the landslide site. The findings are as follows:

1. Analyzing the resistivity tomography, the accumulated composition in the colluvium is discontinuous and loose.
2. The low resistivity layers, says the subsurface flow or clay layers, found in dry and wet periods may endanger this site in the rain seasons.
3. Investigating from the upper to the lower slopes, the resistivity tomographies and the offset errors show the geological characteristics of debris flow.
4. The offset errors indicate the influence of the heterogenic to the survey is large.

[Key words]: Electric Resistivity Method; Landslide Survey; Debris Flow; Colluvium.



目 錄

摘要.....	I
Abstract	II
目錄.....	III
圖目錄.....	IV
表目錄.....	V
壹、前言.....	1
貳、前人研究.....	2
2-1.比電阻基本性質.....	2
2-2.比電阻與水文參數之關係.....	4
2-3.地電阻法應用於地質調查.....	8
參、試驗地概述.....	11
3-1.溪頭環境概況.....	11
3-2.大學坑環境概況.....	12
3-3.崩塌災害與整治工程.....	12
肆、研究材料與方法.....	16
4-1.探測儀器.....	16
4-2.研究材料.....	16
4-3 研究方法.....	18
(1) 地電阻法探測原理.....	18
(2) 電極排列方法.....	19
(3) 分析理論.....	21
(4) 地質不均勻性分析.....	23
(5) 土壤性質試驗.....	25
伍、結果與討論.....	27
5-1.土壤試驗.....	27
5-2.分析深度.....	28
5-3.比電阻剖面.....	31
5-4 地質不均勻性.....	36
5-5 綜合討論.....	39
陸、結論.....	40
柒、參考文獻.....	42
附圖.....	45

圖 目 錄

圖 2-1、地層水力導數和電阻率關係圖.....	5
圖 3-1、伏流水系統示意圖.....	14
圖 3-2、大學坑相對位置與地質圖.....	14
圖 3-3、大學坑整治工程佈置簡圖.....	15
圖 4-1、探測儀器.....	16
圖 4-2、大學坑比電阻探測佈線圖.....	17
圖 4-3、大學坑月雨量資料.....	18
圖 4-4、任意四極排列示意圖.....	19
圖 4-5、常用電極排列法示意圖.....	20
圖 4-6、溫奈探測法深度特性曲線.....	21
圖 4-7、 ρ -a 雙對數曲線圖.....	23
圖 4-7、偏移溫奈排列法原理.....	25
圖 4-8、低比電阻體存在時之水平探測與 ρ -a 曲線.....	25
圖 5-1、台灣杉林地粒徑分析圖.....	27
圖 5-2、透水柵粒徑分析圖.....	27
圖 5-3、靜水池粒徑分析圖.....	28
圖 5-4、B 測線分析深度圖.....	29
圖 5-5、D 測線分析深度圖.....	29
圖 5-6、C 測線分析深度圖.....	29
圖 5-7、B 測線比電阻剖面圖.....	32
圖 5-8、C 測線比電阻剖面圖.....	33
圖 5-9、C 測線比電阻剖面圖（續）.....	34
圖 5-10、D 測線比電阻剖面圖.....	35
圖 5-11、各測線偏移誤差與視比電阻（電極展距 10 公尺）.....	37
圖 5-12、各測線偏移誤差純量與比電阻關係（電極展距 10 公尺）.....	38

表 目 錄

表 2-1、透水層及不透水層的比電阻	3
表 2-2、地質變化對比電阻的影響	3
表 3-1、溪頭氣象站雨量資料統計表	12
表 4-1、測線佈設情形	17
表 5-1、土壤試驗結果	27



壹、前言

台灣本島是由歐亞板塊與菲律賓海板塊擠壓而成，板塊運動下時常發生地震等作用，造成本島地形陡峻、地質脆弱，復以台灣在經濟開發、人口成長等壓力下，山坡地過度開發等問題，每逢颱風豪雨侵襲季節，洪水氾濫、山坡地崩塌、土石流等災害頻傳，不但威脅居民安全，對國土保安也有重大影響。

1999 年九二一集集大地震後，伴隨諸次颱風帶來豪雨，使得台灣各山區時有土石流的情形產生，如在南投的溪頭地區各坑溝上，便佈滿了土砂堆積物。即使進行清除工程，仍有許多土砂留在山坡上，可能在未來成為土石流的材料，影響下游的安全。崩塌地調查是在災害發生或是復發之前，對可能發生危害之區域作地質分析，瞭解崩塌的特性，以求在未來能夠防範未然，避免無謂的生命財產損失。

大地比電阻法，或簡稱地電阻法，屬於地球物理調查法中電氣探測的一種，屬於間接性的方法，從 1912 年發展迄今已近百年，各種方法、理論模型皆相當成熟。其優點在於經濟、便捷、又可以大範圍廣泛的佈測，對於地層中的地質變化也有相當的解析度。因此應用範圍非常廣泛，如電氣檢層、斷層帶推估、地下水賦存、海岸海水侵入鹽化、地質水文、地下污染物等。地層內部是由母岩、黏土、礫層以及含水層等地質材料組合成不同層次，受到孔隙率、飽和度、孔隙水性質、礦物性質、離子解離、風化程度等影響，使其導電度與極化現象有所不同。故在地表通電，在地表下產生人工電場，經由測量其比電阻值變化，來判斷地層的導電度，進而可以判斷地層特性與結構。

本次研究是在台大實驗林溪頭營林區的大學坑崩塌地進行調查。藉由地電阻法來瞭解此地區的地層結構、地下水位及可能滑動面，作為未來水土保持與景觀復原計畫的參考。

貳、前人研究

2-1.比電阻基本性質

陳信雄（1995）指出，在崩塌地欲以比電阻探測滑動面的存在，若以一般滑動面都是薄層（約數 10 公分）而言是極困難的，若是厚層的滑動層則較有可能；據多年實測經驗所歸納，一般第三紀層型之地滑，其比電阻約在 20~70Ω-m 之間，藉此與變形計及鑽探岩心對照，則可概略得知滑動面的深度與厚度。

由於地質材料是由各種不同的礦物粒子所組成，受長期的地質變化影響，即使同一地層的岩石，其比電阻值也未必一致，因此不能單以比電阻值來區別岩石，一般透水層及不透水層和比電阻的關係如表 2-1；因此通常需配合鑽探作業實施地電阻法，或是直接量測露頭相互對照。一般可將影響比電阻的因素列為：

- (1) 孔隙型態與比電阻的關係：岩石的孔隙一部份或全部被水充滿時，由於這些水分含有鹽類之存在，因此導電良好，而有較低的比電阻值。一般比電阻與孔隙率的平方成反比，如砂岩、頁岩等沉積岩孔隙率大，因此比電阻值較低，在同一地層中，比電阻值有急速增加的部分，多半是由於破碎作用或與非連結型之孔隙有關；反之火成岩與變質岩的比電阻則較高，比電阻值急速降低的地帶，可認為是飽和度極高之地區。
- (2) 黏土層（Clay）與比電阻的關係：黏土礦物之表面有吸著並保持可交換性離子的性質，且黏土的表面積比較大，如在塑性限界以上之含水量狀態時，離子會從黏土表面解離，而降低其比電阻值。無論孔隙水之比電阻或飽和體之比電阻，皆受黏土礦物含量影響極大。因此若僅由測得的低比電阻值，即判斷有豐富的地下水將導致極大的錯誤，往往探測出 10Ω-m 左右之比電阻值，仍無地下水之存在。

劉國華等（2004）進行室內實驗，以 miller soil box 對影響比電阻值的因子做探討，其土壤材料為黏土、砂和淤泥。發現含水率、孔隙率、飽和度皆與比電阻值成冪函數關係，其影響的順序為含水率、孔隙水的導電性、飽和度、土的種類。

Ward（1990）整理比電阻受地質的變化的影響，如表 2-2，多數的地質過程如斷層、剪斷、風化等，會是岩石和地層破碎化，使水容易進入地層中，因而使比

表 2-1、透水層及不透水層的比電阻（志村馨，1965）

項目	岩石	比電阻值	
		乾 ($\Omega\cdot m$)	溼 ($\Omega\cdot m$)
透水層	礫	1000~15000	200~10000
	砂礫	1000~ 7000	200~ 5000
	砂	3300~ 7000	100~ 700
	礫岩	300~ 1800	100~ 500
	砂岩	200~ 2500	100~ 500
難透水層(A)	沃土	500~ 5000	100~ 1000
	凝灰土	100~1000	
難透水層(B)	粉砂土		100 以下
	黏土		100 以下
	泥灰岩		100 以下
	頁岩		約 100 以下
非透水層	花崗岩	1000~10000	
	安山岩	200~10000	
	玄武岩	~20000	
	結晶片岩	200~20000	
	片麻岩	200~20000	
	溶岩	1000~20000	
	石灰岩	60~300000	

表 2-2、地質變化對比電阻的影響（Ward，1990）

Clay Alteration	↓	Carbonate Precipitation	↑
Faulting	↓	Dissolution	↓
Shearing	↓	Induration	↑
Weathering	↓	Metamorphism	↑↓
Salt Water Intrusion	↓	Silicification	↑

電阻降低；相對地會使岩層更固結的作用，則會升高比電阻。

Barker (2007) 指出影響岩層比電阻的因素是：(1) 可導電礦物的量，如磁鐵礦、硫礦等，但多數的岩石材料是不導電的；(2) 水的多寡；(3) 鹽類溶液的多寡，離子溶解於水中可增加溶液的導電性，如氯離子、氫氧根離子、鈉離子與氫離子等，因而孔隙與水的增加可降低岩石的比電阻；(4) 粘土的多寡，粘土的表面積相對其體積相當大，於其上所產生的離子交換可降低比電阻，因此黏土層的比電阻一般都相當低。

2-2. 比電阻與水文參數之關係

陳信雄 (1985) 指出完全不飽和帶、毛管水帶及完全飽和水帶，受黏土礦物多寡的影響，一般難以只靠比電阻來識別；但若其他條件相同，只要其所含孔隙水的比電阻一定，仍可判定出來。依照阿奇定律 (Archie' Law) 在飽和岩石比電阻值與孔隙率有如下關係：

$$\rho = a \cdot \rho_w \cdot \phi^{-m}$$

在部分飽和的岩石，比電阻值與飽和度的關係：

$$\rho = \rho_w \cdot \phi^{-m} \cdot S_w^{-n}$$

ρ 為岩石之比電阻值； ρ_w 為孔隙水之比電阻值；

Φ 為孔隙率； S_w 為飽和度；

a 、 m 、 n 為常數，通常 m 和 n 約等於 2。

透過阿奇定律可以將比電阻與水文分析的概念結合。Archi 定義視地層因子 F_a 為：

$$F_a = \frac{\rho_0}{\rho_w} = a \cdot \phi^{-m}$$

ρ_0 為含飽和水之岩石比電阻值。

透過孔隙率與比電阻和水力傳導度做比較，描繪出兩者間可能的關係。楊潔豪 (1997) 指出，對一固定材料的含水層而言，其水力導數 (K , Coefficient of

Permeability) 和電阻率成反比，即愈容易滲透者導電性愈好，符合一般的想法；但其相關性隨組成材料粒徑的改變，大致成正比關係，也就是在各個岩相的在圖表上，隨粒徑的增大而向右上方移動，如圖 2-1。由於實地測量時是考慮含水層各粒徑為變數的狀況，所以整體看來，水力傳導度是和比電阻成正比的。水力傳導度與孔隙率的相關性亦有類似的結果。

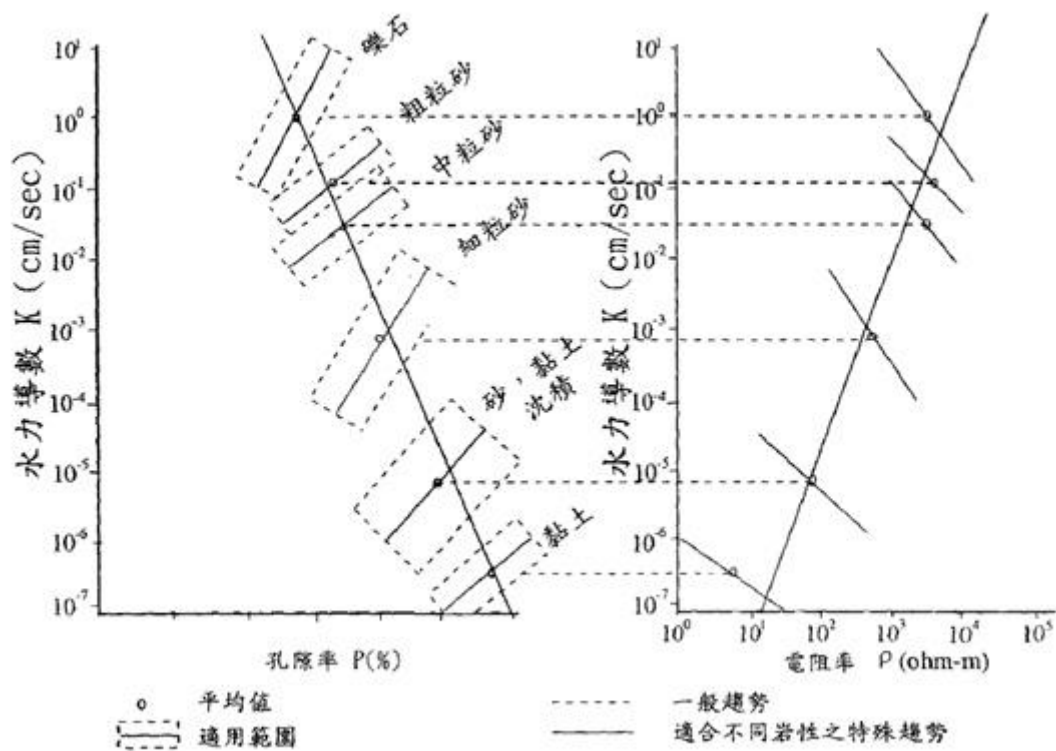


圖 2-1、地層水力導數和電阻率關係圖 (楊潔豪, 1997)

水力傳導度理論來自於達西定律 (Darcy's Law) :

$$Q = KIA,$$

Q 為流經的水量; K 稱為水力傳導度或滲透係數, 單位為每單位時間之長度;

I 為水力坡降, A 為垂直於流動的斷面積。

電性理論根據歐姆定律 (Ohm's Law) :

$$J = \sigma E,$$

J 為電流密度； σ 是電導度，為比電阻值的倒數；E 為電場強度。考慮導水係數與含水層的厚度，可將此兩式合併為：

$$T = K\sigma R, \text{ 及 } T = \frac{K}{\sigma} \cdot C,$$

T 為導水係數 (Transmissivity)，是含水層厚度與水力傳導度的乘積 (bK)；R 是橫向電阻 (Transverse Resistance)，為含水層厚度與比電阻值的乘積 (bp)；C 是縱向電導 (Longitudinal Conductance)，為含水層厚度與電導度的乘積 (b σ)。橫向電阻與縱向電導為 1947 年 Maillet 所提出，稱為 Dar-Zarrouk 參數。

Niwas 和 Singhal (1981) 分析前人比電阻與水力傳導度的資料，發現水力傳導度 K 與電導度 σ 的乘積在一定地質條件下為一定值，意即可由同一地質環境下，透過水井的水力傳導度資料，配合比電阻探測求得橫向電阻，進而可以轉換為導水係數。實際步驟為：於水井附近地區進行比電阻探測，將所得電導度 (比電阻值之倒數) 與現有水力傳導度相乘，得到定值 $K\sigma$ ，再以此定值配合比電阻值反算水力傳導度，因此可由水井的資料推算整個比電阻施測區域的水文參數。

Niwas 和 Singhal (1985) 修正阿奇定律，提出歸一化的比電阻值 (normalized resistivity) 的概念，以 ρ' 表示：

$$\rho' = \frac{\rho_0}{\rho_w} \times \overline{\rho_w}$$

此比電阻值仍具有其原有單位，且為包含地層含水狀況的地電參數。電導度及橫向電阻也被修正為：

$$\sigma' = \sigma \times \frac{\rho_w}{\overline{\rho_w}}, \text{ 和 } R' = R \times \frac{\overline{\rho_w}}{\rho_w}$$

導水係數式可以考慮一地質條件相同區域內的個別含水率狀態，即 $K\sigma'$ 為定值：

$$T = (K\sigma')R'$$

將此應用在印度 Uttar Pradech 地區之沖積層內，作含水層水文參數推估，發現較原先之推估式的誤差為小。

陳俊定（1989）於新竹科學園區進行透水與抽水試驗，電氣探測主要含水層為在地表下 5-30 公尺處的砂礫層。發現水力傳導度與比電阻、水力傳導度與橫向電阻、導水係數與橫向電阻，兩兩係數間都有正相關性，其中橫向電阻與導水係數間的比值為 1.06，可視為線性。過去理論限於主要含水層，本試驗在研究區域內的黏土層也得到相同的結果。

季松青（1996）在蘭陽平原由鄰近已知水力傳導度水井之地表，進行比電阻測勘，測點共 61 點，最大展距約 400 公尺；由比電阻值及各電性地層的厚度，利用 Niwas 等（1981）的方法推求區域內的滲透與導水係數。垂直探測在測區中分成四個主要地層，針對岩性為粗顆粒（粗砂、礫石）的含水層進行探討；由於區域範圍較廣，為了符合地質及水文機制相同的假設，將測區分為四區，求得 $K\sigma$ 為等值。其推算出的水力傳導度與水資會提供的大致符合，證實此區內由比電阻求算水文參數的可行性。

楊潔豪（1997）應用比電探測在濁水溪沖積扇進行推估，在 267 個測點中挑選出 172 個資料良好且可判斷出含水層之測點，比對附近水井的水文參數，求出深度在 50 至 150 公尺含水層的橫向電阻，建立其與導水係數的關係式，再由抽水試驗與推估值做比較。分別利用 $K\sigma$ 為定值、 $K\sigma'$ 為定值及 Kriging 法內插求值等方法推估導水係數，得到三種方式大致符合抽水試驗結果，前兩者有局部異常值產生，在定值較低的地區，以比電阻導出的導水係數與抽水試驗較為接近。Kriging 法則是假定 $K\sigma$ 值在空間分佈上具有連續性，其方法顯示異常值減少許多。由實測結果認為地電阻法適用在濁水溪沖積扇水文參數的轉換。

Sudo *et al.*（2004）在日本中部茨城縣筑波山的隧道預定地，進行比電阻、鑽探及現地滲透試驗。測線中經過一斷層帶，因此以鑽探之岩心取回實驗室進行土壤分析。比對水力傳導度與比電阻值的關係，發現隨土壤風化程度的高低，水力傳導度與比電阻值的分佈有不同趨向：在風化的區域比電阻值較低，隨著比電阻值的增加，水力傳導度也是增加；但在新鮮岩層比電阻值較高，水力傳導度與比電阻則呈反比；其推估式為指數函數：

$$K = 3 \cdot 10^{-30} \cdot \rho^{8.1}, \text{ 當比電阻值小於 } 2000 \text{ } \Omega\text{-m};$$

$$K = 2 \cdot 10^{38} \cdot \rho^{-12.5}, \text{ 當比電阻值大於 } 2000 \text{ } \Omega\text{-m}。$$

Ekwe *et al.* (2006) 在奈及利亞南部的 Imo 和流域中游沿岸，於九個水井附近進行試驗，共計有 24 個電探測點最大深度達 1000 公尺。求算 $K\sigma$ 為定值劃分為四個區域，推估的水力傳導度，與抽水試驗的結果大致符合。

Turesson, A (2006) 以透地雷達 (Ground-penetrating Radar, GPR) 與地電阻法，在瑞典西南部的 Veddige 地區推算體積含水率與孔隙度，在 100 公尺測線的 30 與 60 公尺處，取地下一公尺深的土壤分析作為推算依據。含水率的推估，在透地雷達較實測值 (6.9%) 為高 (9.4~9.8%)，而地電阻法的阿奇定律參數 m 和 n 定為 1.7，推算出的含水率較為接近 (6.0~7.6%)。兩者所描繪的含水率剖面則有類似的趨勢，且都能看出由震波探測出的未飽和與飽和層的分界；在孔隙度上兩者的推算也相當一致。

2-3 地電阻法應用於地質調查

陳信雄等 (1997) 調查台北市文山區老泉里中，文獻所記之灣潭斷層帶，於斷層經過位置布設七條測線，以溫奈排列法 (Wenner Array) 進行包括垂直與水平的比電阻探測。利用斷層帶之岩層結構，和地下水與其周圍之岩層的差異，呈現出比電阻值差異的特性，用來研判斷層帶的位置及寬度。

Godio 與 Bottino (2001) 在義大利北部 Piemonte 省的 Langhe 山區，以比電阻的垂直探測 (Vertical Electrical Sounding, VES) 與二維成像 (Electrical Resistivity Tomography, ERT)，和時域電磁法 (Time Domain Electromagnetic Methods, TDEM) 進行崩塌地調查，利用崩塌土石結構舒鬆、濕度較大的特質在比電阻上能與岩石作區別，可以推測出該地區地質與水文上的性質。TDEM 所能呈現的深度較深，但無法表現出地質的不均性，相對地 ERT 則可以看出近地表的材料相當不均質，低比電阻的黏土層 (小於 $100\Omega\cdot m$) 限制了水的傳導，可依此判斷出可能的滑動面與地下水流向。探測結果與鑽探資料，及 1993 年利用傾斜計指出的滑動面 (深度 20 公尺) 相符，且指出在更深層可能還有潛在的滑動層。

Israil 與 Pachauri (2003) 在喜馬拉雅丘陵區進行崩塌地調查，以地電阻法、震波折射 (Seismic Refraction) 與表面波譜法 (Spectral Analysis of Surface Waves, SASW) 探測崩塌體積、滑動面與水文地質情況。地電阻法施測於鑽井附近可以比

對地質與比電阻的關係，如飽和與未飽和的境界可以發現比電阻值下降至一定範圍內，因此可以判定地下水位與滑動面的位置與深度。試驗結果認為整合這三種方法進行崩塌地調查較為方便且經濟，並有助於瞭解崩塌的機制。

陳宜傑（2004）在梨山地滑區域及台北市北投區水磨坑溪、台北縣金山鄉重和村、南投陳有蘭溪及宜蘭茲那谷溪等土石流堆積區，進行比電阻施測，分析土石流及地滑的電性反應。由其擬似剖面可看出下游土石堆積的厚度較上游為厚，即土石流的二次堆積特性。在淺層的土石流堆積處與下方岩盤的比電阻有很明顯差異，由此比電阻分佈的不同，顯示淺層的堆積土礫與下方岩盤間有一交界處，可以標示出土石流的堆積深度及淺層的滑動面。但因上游面崩塌的材料來源不同，使得所量測土石的比電阻有所差異。

Bichler *et al.*（2004）利用各種地球物理方法在加拿大卑詩省的 Quesnel 河流域不穩定坡面進行崩塌地調查，包括透地雷達法、地電阻法與地震波法，間接性的方法提供了非破壞性、方便移動及成本較低的檢測。地電阻法的探測深度為 40 公尺，較透地雷達法來得深（透地雷達法為 25 公尺），有不錯的解析度，地震波法的探測深度達 80 公尺，但解析度較差；因而研究認為地電阻法相當適合於崩塌地探測上使用。

李維峰等（2006）將地電阻法用於地下地質改良，以二維與三維的影像剖面與鑽孔資料，比對灌漿前後的地電阻變化，利用地質改良體或改良土體的高比電阻特性，與高含水量軟弱土壤的低比電阻特性，驗證地質改良的成果，與預測地下工程的風險。地電阻法發揮非破壞性檢測與可攜性的效用，證明此法已由傳統的地質水文調查，進步到高精度的地下工程實務。

洪瑛鈞等（2006）調查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等地，透過地電阻法與鑽探井資料比對，透過解析度較高但測深較淺的溫奈排列法，施測得到深度 30 公尺以上的地層資料，瞭解淺層資料；及施測較深但解析度較差的雙極排列法施測得到深度 30 公尺以下、100 公尺以上地層資料。結果顯示多數地電阻剖面影像變化與鑽探井地層變化吻合，能呈現出斷層特徵。

Friedel *et al.*（2006）在瑞士北部萊茵河谷地的降雨型崩塌處做比電阻探測及

二維與三維的成像，配合水井與滲透試驗來比較層次，降雨型崩塌是大雨來時會因土壤含水的改變而造成，因此做室內的土壤試驗，包括粒徑分析與塑性試驗來檢視該地區土壤的塑性指數，分析淺層的崩塌與滑動面情況。地電阻法分別在乾、濕季（較乾季多 30% 的雨量）施測，兩次結果擁有相似的層次，而在雨季時，低比電阻的沉泥質砂層與相鄰層次的比電阻差別更為明顯，即其上為一低滲透性的黏質砂土，其下為砂岩層，可以推測當降雨時，沉泥質砂層會快速飽和膨脹，推斷會因次造成崩塌。

由以上文獻回顧知道，比電阻值雖為電學上的一個量值，但其與現地的地質及水文條件有相當密切的關係，比電阻值可說是各種地質因子在電氣上的綜合反應，地質狀況的不同會展現在比電阻值的變化，藉由比電阻的推求便可幫助我們間接地瞭解地層下的狀況。

比電阻值的變化是相對性的比較，在 Mondal *et al.* (2008) 研究的區域地質是以片岩為主，200 至 500 Ω -m 間就是相對低的比電阻值，但在 Lapenna *et al.* (2003) 的研究中，黏質泥灰岩的地質條件下 30 Ω -m 就是相對高的比電阻值了。因此比電阻值的比較是區域性的，需要考量現地的狀況，再由比電阻值的不同去分析地質狀況的不同。依陳信雄 (1985) 的研究，在台灣的調查在 100 Ω -m 以下表示可能有水的存在，但有時也會受黏土的影響；一般土壤或岩石則在 100~1000 Ω -m 左右，1000 Ω -m 以上的高比電阻表示岩層存在。

地電阻法的優點是能大面積的施測，探測深度也符合一般需求，且分析出來的資料解析度也高，在許多文獻中都可以看到地電阻法與其他地球物理方法一同進行調查，分析的結果能互相吻合，是以地電阻法被廣泛的應用在地質調查上。

參、試驗地概述

3-1. 溪頭環境概況

溪頭營林區位處南投縣鹿谷鄉內湖村，阿里山脈北部之鳳凰山脈西麓谷地南緣，因位於濁水溪支流東埔蚋溪上游北勢溪的源頭而得其名。本區為一東、西、南三面環山所圍繞著的盆地，開口向北，三面之環山分別為鳳凰山脈（標高 1,696 公尺）、嶺頭山脈（標高 2,025 公尺）及內樹皮山脈（標高 1,765 公尺）。本區海拔高約 800~2000 公尺。

此區最重要的地質構造線為有水坑斷層，其走向約呈南北走向，主要的岩性為中新世南莊層及其上的桂竹林層，分別是關刀山砂岩、十六分頁岩及魚藤坪砂岩，表層多覆蓋 2~4 公尺厚的現代崩積層。出露的南莊層岩性為淡青灰色的厚層砂岩、頁岩及砂頁岩互層。關刀山砂岩主要分佈於鳳凰山脈稜線陡坡處，也是本區域相對較堅硬的岩層（陳紫娥、張石角，1987）。但其中含有頁岩和薄煤線，砂岩多帶有鈣質膠結及常呈厚層塊狀而形成陡壁，使頁岩及塊狀砂岩交界帶易形成弱面，造成大規模崩坍，成為土石的主要來源。大型的崩積材料厚度常大於 2~3 公尺以上，組成以塊石、礫石夾雜泥砂為主。土壤屬黃色崩積土，質地為砂質、黏質壤土含礫石。

地下水文依楊蔚宇（1997）的研究，本區因地層組成複雜，缺乏連續延伸之不透水層，含水層為局部性棲止的貯水空間，非一般的非侷限含水層，其供給來源為伏流水，如圖 3-1。

氣候方面，依據台大實驗林溪頭氣象站五十多（1941~1996 年）年來的統計資料顯示，年平均雨量約 2,546 公釐，年平均濕度約 89%，年平均溫度約 17°C。依降雨情形劃分乾季與雨季，每年受梅雨及颱風季節影響，降雨量集中於五月到八月，月平均雨量在 300 公釐以上，全年平均降雨日數約 154 天左右，月平均降雨日數分佈和降雨量分佈相符，以五月到八月較多。十月到次年四月為溪頭的乾季，四月底便進入梅雨季節和夏季颱風延續到九月份，為溪頭的雨季，如表 3-1。

表 3-1、溪頭氣象站雨量資料統計表

	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月	全年
41~96	57.2	85.4	112.3	165.6	397.6	468.4	398.6	470.9	282.3	73.7	34.8	43.6	2546.8
91~04	57.4	97.3	108.7	177.6	280.1	330.4	378.5	418.3	161.6	72.5	22.0	49.7	2154.1

(41~96 為 1941~1996 年台大實驗林統計，91~04 為 1991~2004 年中央氣象局統計)

3-2.大學坑環境概況

大學坑昔名為救國坑，海拔高度約介於 1,000 公尺至 1,750 公尺間，其下游保全對象是青年活動中心（高程約為 1,130 公尺）。主溝長 2,549 公尺，主溝床縱坡為 44~3%，集水區面積約達 207.6 公頃，集水區周長約為 6,304 公尺。有水坑斷層沿坑溝發育，地層屬於桂竹林層關刀山砂岩段、南莊層、崩積層，主要岩性為砂岩、頁岩及砂頁岩互層，如圖 3-2。植生方面溝床兩旁屬於柳杉、台灣杉造林地，間夾天然雜木林帶及大面積孟宗竹林及其他竹類。

吳星輝（2005）在溪頭大學坑左岸台灣杉林，及右岸柳杉林進行土壤及簡易貫入試驗。其土壤以砂質壤土為主，比例在 70% 以上。中坡段的孔隙度右岸大於左岸，平均在 40~50%，礫石比（粒徑大於 2 公釐之重量百分比）在右岸為 23~37%，在左岸為 85~94%。連年的貫入試驗顯示，越往下游 Nc 值變動越大，顯示越往下游擾動越嚴重。

3-3.崩塌災害與整治工程

1999 年九二一集集大地震造成山坡地土石鬆動，殘留於坡面或堆積於坑溝溪谷四周，成為土石流主要的材料來源。2001 年桃芝颱風（Toraji）在溪頭地區單日最大降雨量為 614 公厘，降雨強度一小時最大雨量達 107 公厘，雖不及 1996 年賀伯颱風單日最大降雨量 1749 公厘，但因為九二一地震的關係，原有之崩積地層鬆動或產生新的崩塌地，使得桃芝颱風的土石流災情較賀伯時為重。區內有 17 條坑溝發生土石流，初步調查林地受害面積約 368 公頃。

大學坑在桃芝颱風之後的調查，崩坍面積估計約 5.0 公頃，潛在崩塌地面積約 1.62 公頃，已生崩坍量約為 187,100 立方公尺，已下移淤積量（高程在 1,300~1,130

公尺，淤積處坡度約 11%) 約為 79,200 立方公尺。以衛星影像光譜計算的植生剩餘率 (Vegetation Remnant Rate, VRR) 劇降至 28%，之後經過復育至 2004 年僅回復至 32% (衛強，2006)。崩積層堆積，厚度不小於 18 公尺，圍堤內的河床上散布著許多直徑 2~3 公尺、高 1~1.5 公尺的大型砂岩巨礫。綜合研判，由於坑溝崩積層厚度甚厚，且延續極長 (約 500 公尺)，為土石流料源供應最大區域，估計有 428,700 立方公尺之土石量，以桃芝風災之規模估計，潛在崩坍量為 197,800 立方公尺。

桃芝風災後於 2002~2003 年進行整治工程，大學坑地區由山鈺公司負責，工程經費為 4,277 萬元。大學坑坑溝整治如圖 3-3，主要施工工作項目如下：

1. 上游龍鳳峽裸露山坡以打樁編柵進行源頭整治，以抑制上游土石再增加。
- 2 上游谷口施作一座梳子壩高 3 公尺，長 23.3 公尺，及兩座固床工，留置部分大滾石與防止河床再刷深。
3. 大學坑下游由壹號砌石防砂壩與兩翼圍堤構築一容量約 20 餘萬立方公尺之停淤場，停淤場約長 450 公尺、寬 120 公尺，作為土石流安全堆置區，停淤場之土石將定期清淤。
4. 圍堤長 960 公尺，堤頂寬 4 公尺，高 4 至 5 公尺，使用約 20,605 立方公尺的塊石堆砌而成，用以防止土石流溢流。
5. 壹號砌石防砂壩長 133 公尺，堤頂寬 5 公尺，高 5 公尺，由塊石堆砌而成，壩心埋置一排柱列式鋼管 (500 mm ϕ)，提高壩體整體穩定。防砂壩西翼下游側堆填約 3 萬立方公尺之填方，更加強該處導引土石流流向東翼之潛勢，以防護青年活動中心生命財產安全。
6. 壹號砌石防砂壩為疏導洪流，於東翼佈設透水柵溝、溢流口與靜水池，以分離土石，讓夾砂水流往下游輸送。
7. 透水柵溝長 20 公尺，四個流槽 (寬 3 公尺高 3 公尺)，流槽頂部鋪設鋼軌作為分離土石之用。
8. 溢流口由四個高 8 公尺寬 3 公尺流槽組成，頂長 5 公尺，上游側鋪設鋼軌作為分離土石之用。
9. 靜水池寬 30 公尺長 20 公尺，深 6.5 公尺，溪水在此沉砂及分流。

10.靜水池下游佈設三條寬 5 公尺溝深 3 公尺之坑溝，其兩岸以乾砌塊石作護岸保護，以安全疏導洪流。

在 2004 年敏督利颱風 (Mindulle) 及艾利颱風 (Aere) 時，有許多直徑小於 30 公分的礫石及泥砂被帶往透水柵溝及靜水池堆積已經清除完畢，清除約 1,014 立方公尺的土砂。在 2007 年柯羅莎颱風 (Krosa) 後，透水柵溝淤積土砂約 100 立方公尺，靜水池淤積土砂約 600 立方公尺。

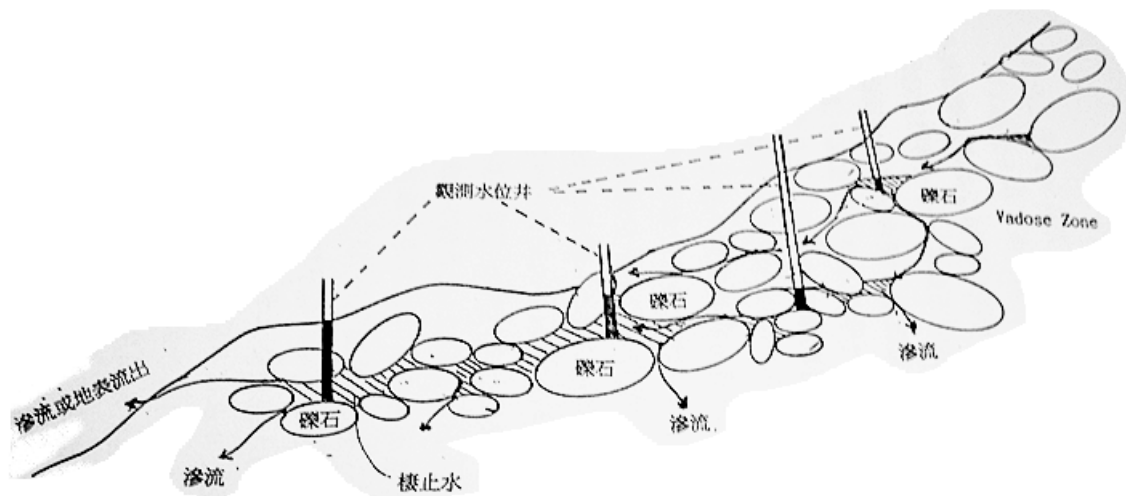


圖 3-1、伏流水系統示意圖 (楊蔚宇, 1997)

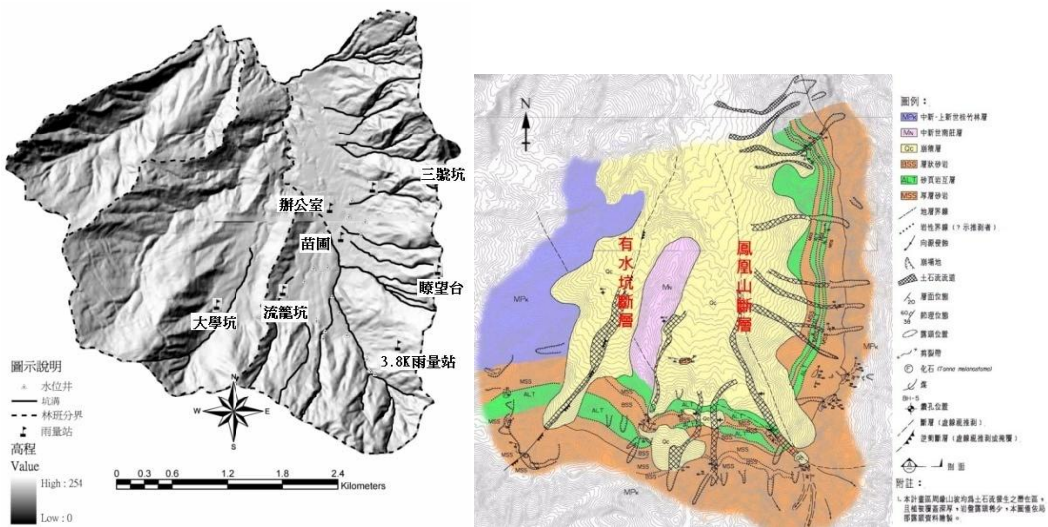


圖 3-2、大學坑相對位置與地質圖

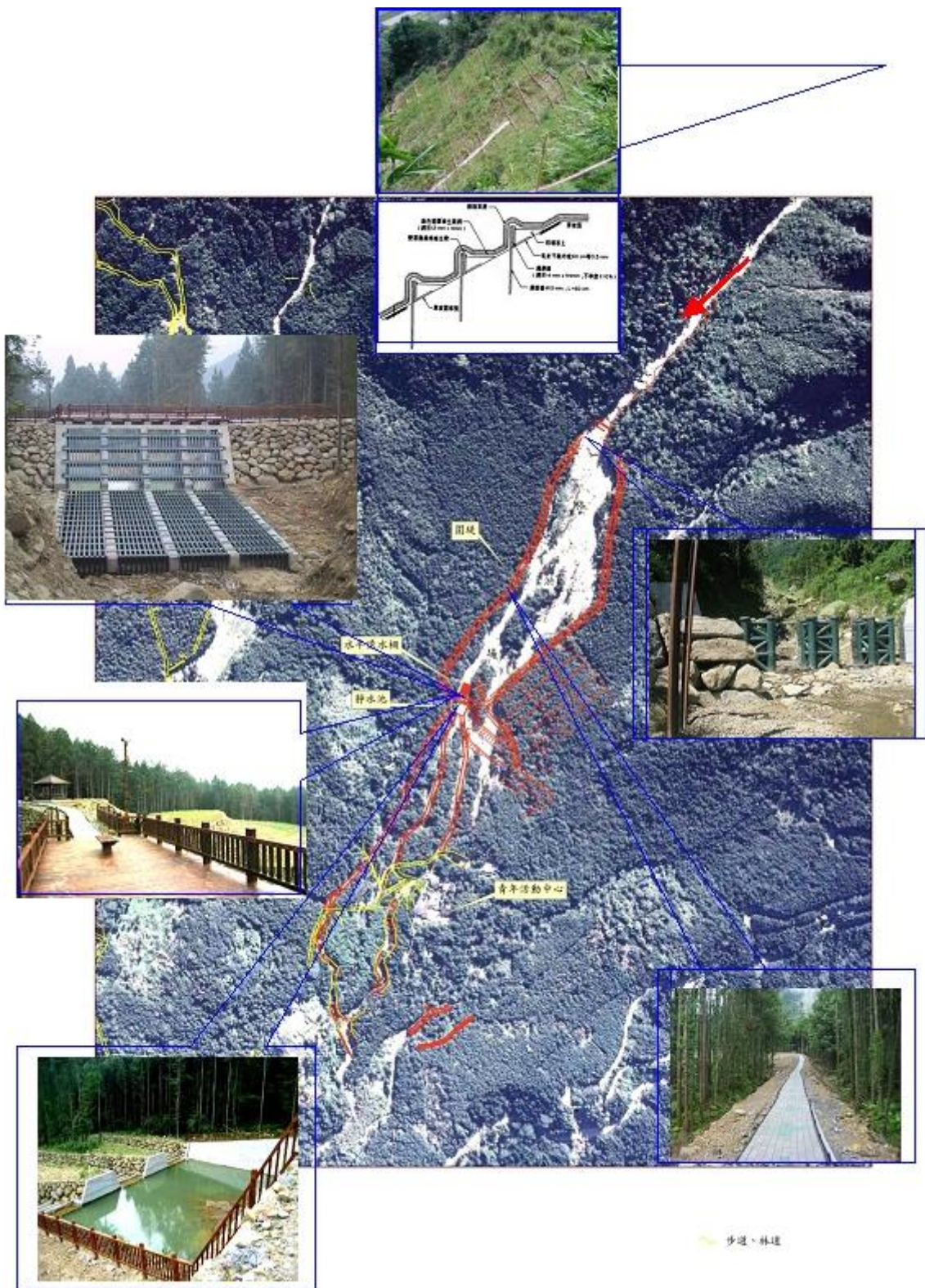


圖 3-3、大學坑整治工程佈置簡圖

肆、研究材料與方法

4-1. 探測儀器：

- (1) 測定器：日本橫河電機製造的 YEW-3244 大地比電阻探測器利用晶體轉換器，產生約40 W的通電容量，並在電壓電路上使用導線延遲，使其同步整流。輸出電壓為可選擇150、300、600 V，電流為400 mV，頻率是10~40 Hz，量測範圍0~300 Ω 。附有電流計可供檢測電流通導情況。
- (2) 附屬工具：卷尺（100公尺2卷）、電纜線（100公尺4卷）、電極棒（5根）、電瓶（供給12 V直流電）、噴漆、記錄簿



圖 4-1、探測儀器

4-2. 研究材料：

在大學坑從上游至下游施測三條測線：B、C、D測線如圖4-2，各測線皆是由左岸往右岸探測，B、C測線在停淤場內，D測線在圍堤外，C測線分兩次探測完成，如表4-1。

大學坑於下游有設置一氣象站，從2006年9月26號開始有雨量紀錄，2007年6月12日至17日未有紀錄。月雨量如圖4-3，期間最大降雨發生在柯羅莎颱風時，10月6日單日累積雨量為499.5 mm，因此10月份仍然有超過600 mm的月降雨量，但只集中於6日與7日兩天，四次施測中除B測線外，其他測線施測前一週幾乎都沒有降雨。

表 4-1、測線佈設情形

	B測線	C測線	C測線 (續)	D測線
施測日期	8/17 – 8/18	10/31 – 11/2	3/12 – 3/13	2/20 – 2/21
測線總長	112公尺	110公尺	108公尺	110公尺
測點數	8	12	10	12
測點間距 (公尺)	15, 10, 10, 30, 10, 20, 17	10	15, 15, 14, 10, 10, 10, 10, 10, 14	10
備註	B5與B6測點 在坑溝兩側	C1在B1測點 下70公尺	C19在圍堤上； C20在坑溝內	D6、D7與D10、 D11在坑溝兩側

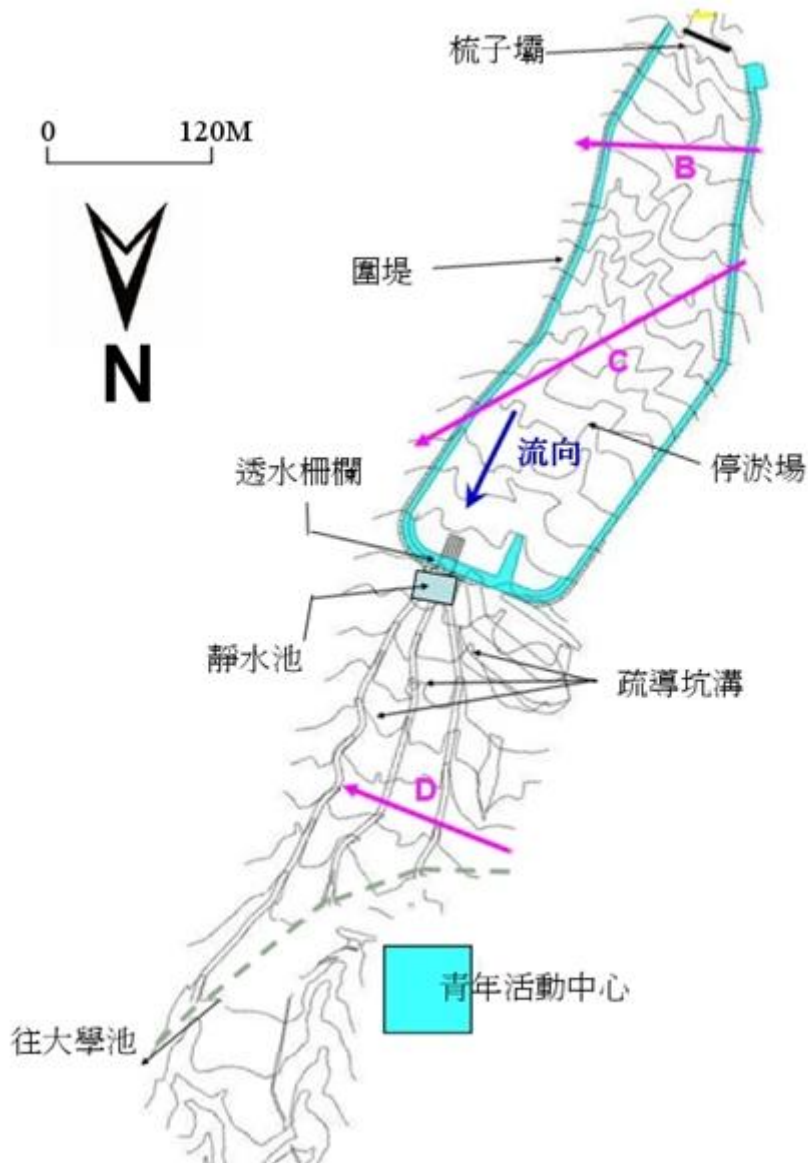


圖 4-2、大學坑比電阻探測佈線簡圖

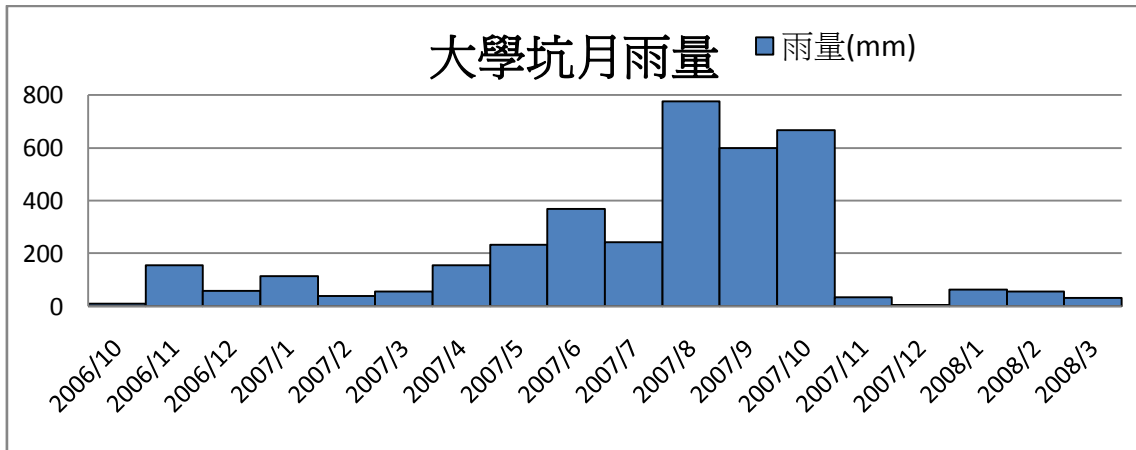


圖 4-3、大學坑月雨量資料 (台大實驗林提供)

4-3 研究方法

(1) 地電阻法探測原理：

地電阻法的施測方法是將電流極插入地表，傳導直流電進入地層中建立人為電場，藉由各地層間介質不同，而具有導電性之差異。故可利用一對電位極測量電場在測點造成的電位差。由以上可求得電阻值，再配合電極排列的距離可得出比電阻值 ($\Omega\cdot m$)。在一電性均勻的空間介質中，由點電流源通以強度 I 的電流，依歐姆定律在距離為 r 的任一點所造成的電位為：

$$V = IR = \rho \frac{I}{2\pi r} \quad \dots\dots\dots (1)$$

基本假設是處於一完全均質、等向之半空間。其中 ρ 為物質的比電阻，單位是 $\Omega\cdot m$ 。今假設一任意四極排列所成之電場如圖 4-4，其電位差關係式為：

$$\begin{aligned} \Delta V &= V(r_{11}) - V(r_{12}) - V(r_{21}) + V(r_{22}) \\ &= \frac{\rho I}{2\pi} \left[\left(\frac{1}{r_{11}} - \frac{1}{r_{21}} \right) - \left(\frac{1}{r_{12}} - \frac{1}{r_{22}} \right) \right] \quad \dots\dots\dots (2) \end{aligned}$$

其中 r_{ij} 為電流極與電位極的距離。可縮寫成

$$\rho = K \frac{\Delta V}{I} \quad \dots\dots\dots (3)$$

式中 K 為幾何排列因子 (Geometric Factor)，僅與電極排列的幾何位置有關：

$$K = 2\pi \left[\left(\frac{1}{r_{11}} - \frac{1}{r_{21}} \right) - \left(\frac{1}{r_{12}} - \frac{1}{r_{22}} \right) \right]^{-1} \dots\dots\dots (4)$$

因此由通入地下的電流強度 (I)、電位極間的電位差 (ΔV) 及電流極與電位極間的相對位置，經以上推導即可得到與比電阻值之間的關係式。

由於真實地層在電性上並非均質的，所以此值並不是地下地層之實際比電阻，而是代表對應於某一電極排列幾何之下，所有電性地層的綜合效應，故稱之為「視電阻率」(Apparent Resistivity, ρ_a)，需經由反算分析，始能獲得接近實際的比電阻值。

$$\rho_a = K \frac{\Delta V}{I} \dots\dots\dots (5)$$

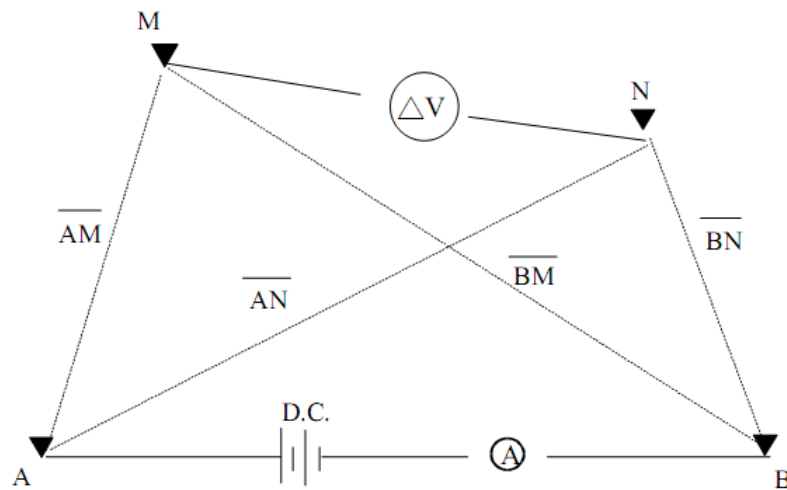


圖 4-4、任意四極排列示意圖 (電流極 M、N 通以直流電，電位極 A、B 產生電位差) (陳宜傑，2004)

(2) 電極排列方法

本次研究電極配置是採用溫奈排列法 (Wenner Array) 如圖 4-5 所示，垂直探測 (VES) 時，以相同的排列方式設置，維持中心點不動，以等間距的擴大各電極的位置。電極展距越大，反應的地層深度越深。藉由電極間距的展距由小至大，可得地表下由淺至深的地層電性變化。

依照 (2) 式，當 $r_{11}=r_{22}=a$ ， $r_{12}=r_{21}=2a$ 時，電流源 A、B 在 M、N 形成的電壓為：

$$V = \frac{\rho I}{2\pi a} ,$$

因此 $\rho = 2\pi aR \dots\dots\dots (6)$

溫奈排列法屬於對稱型排列法，因每量測一個深度需同時移動四根電極，因此受地形限制較大，在施測上相對耗時；其優點在於測值較穩定，其訊號與雜訊比和其他排列法相比是最好的，因此適用於背景雜訊大的區域。在分析地下水平層次上，比起非對稱型的排列法來說，溫奈排列法也有較好的解析度；相對地對於地下垂直構造如斷層，溫奈排列法的敏感度就較差，易受側向不均質性影響。與其他排列法相比（如 Schlumberger 排列法），其所需電壓較小。而溫奈排列法的電極皆為等間距排列，進行計算作業時較為方便（Ward，1990；梅興泰，2006）。

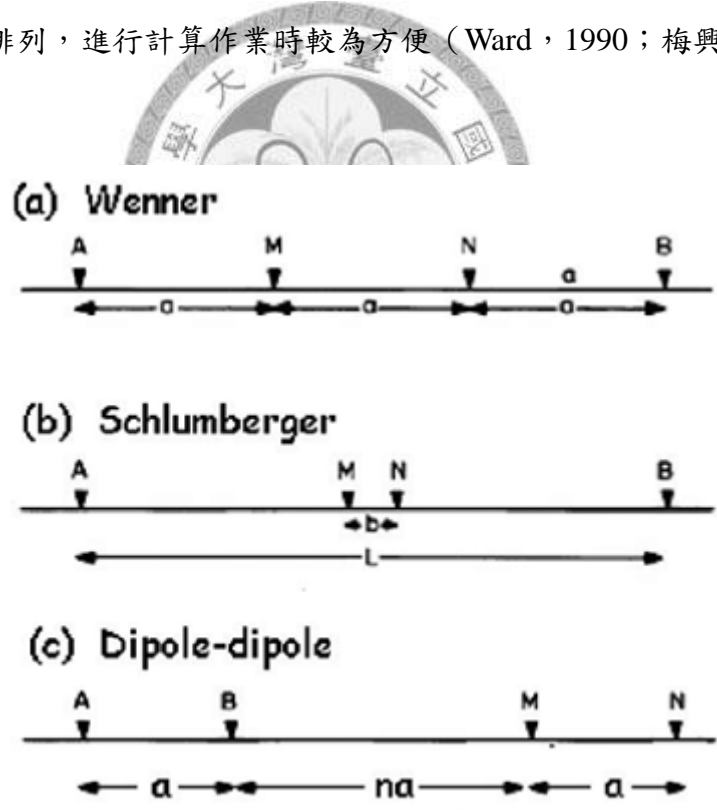


圖 4-5、常用電極排列法示意圖

一般做地層剖面的調查時，探測深度沿測線會呈三角或梯形，即測線中間的測點是探測較深的區域。這是因為若在測線的兩側也施以相同深度的調查時，電

極展距必定延伸至測線調查以外的範圍，探測便會受到不同地質的影響，因此通常兩側的電極展距較短。但在本次調查中，是假定各測點的地質情況是相近的，如滑動層可能會延伸到調查範圍之外的地方，因此雖然測線兩側的電極深入兩旁的造林地，但對於範圍之外的區域所造成比電阻的影響，還是將其列為誤差的原因之下保持相同的探測深度。

Barker (1989) 以電腦模型假設水平方向同質性的地層，計算各電極排列法的深度探測特性 (Normalized Depth of Investigation Characteristic, NDIC) 如圖 4-6 所示，其中溫奈排列法的最佳解釋範圍為兩電流展距的 0.17 倍，約為電極間隔的一半，而最大的訊號反應深度為電流展距的 0.41 倍。現地調查時，探測深度會因比電阻的快速升高，如岩石區塊而縮短，或因低比電阻的區域如地下水層而延伸。依照過去經驗探測深度達 100 公尺時，分析能力在 60 公尺以內，甚至只能分析到 40 公尺，與 Barker 的模型吻合。

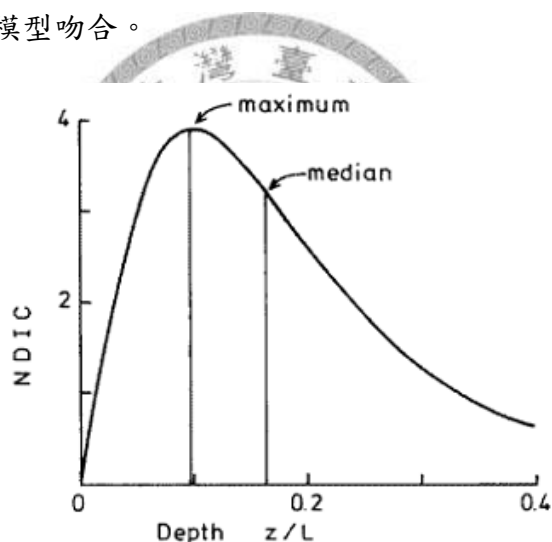


圖 4-6、溫奈探測法深度特性曲線 (Barker, 2007)

(3) 分析理論：

根據現場測量得到的視比電阻值 ρ_a 與電極展距 a ，描繪於雙對數方格紙上，如圖 4-7，再利用此曲線與標準曲線擬和，便可得到地層厚度與比電阻值的資料。標準曲線的原理是假定水平二層結構，依照 Hummel 的電氣映象理論：

$$V = \frac{\rho_1 I}{2\pi a} \left[1 + 4 \sum_{n=1}^{\infty} \frac{K^n}{\sqrt{1 + 4n^2 \left(\frac{d_1}{a}\right)^2}} - 2 \sum_{n=1}^{\infty} \frac{K^n}{\sqrt{1 + n^2 \left(\frac{d_1}{a}\right)^2}} \right], \text{ 式中 } K = \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2 + \rho_1} \dots (7)$$

ρ_1 為第一層之比電阻值， ρ_2 為第二層比電阻值，其深度為無限， d_1 是從地表起第一層厚度。溫奈電極法的比電阻值便為：

$$\frac{\rho_a}{\rho_1} = 1 + 4 \sum_{n=1}^{\infty} \frac{K^n}{\sqrt{1 + 4n^2 \left(\frac{d_1}{a}\right)^2}} - 2 \sum_{n=1}^{\infty} \frac{K^n}{\sqrt{1 + n^2 \left(\frac{d_1}{a}\right)^2}} \dots (8)$$

將 ρ_2/ρ_1 和 a/d 以各種數值帶入，可以得到 Sundberg 標準曲線。若擴大為三層之結構，利用等價電阻的觀念，將上兩層視為等價層，第三層為第二層，關係如下：

$$\frac{\rho_1'}{\rho_1} = \frac{\frac{d_1'}{d_1} \cdot \frac{\rho_2}{\rho_1}}{\frac{d_2}{d_1} + \frac{\rho_2}{\rho_1} - 1} \dots (9)$$

其中 ρ_1' 為第一層等價比電阻，厚度為 d_1' 。依此可得到輔助曲線，便可進行多層構造之分析。曲線擬合步驟如下：

1. 以橫軸為電極間距 a ，縱軸為對應之比電阻 ρ ，將資料點繪於雙對數方格上，以曲線連結。
2. 將曲線重疊於標準曲線上，以平行移動的方式，在標準曲線上尋得最符合之曲線，點繪此時標準曲線的原點為 O_1 ，並記錄 ρ_a/ρ_1 之倍率。
3. 將 O_1 重疊於補助曲線的原點上，將相同倍率之曲線繪於方格紙上。
4. 再重疊方格紙於標準曲線上，將標準曲線的原點沿著方才所畫的曲線移動，同樣以平行移動找到最符合之曲線，點繪原點為 O_2 ，記錄 ρ_a/ρ_1 倍率。
5. 重複以上步驟，確定最後曲線能夠相符即完成，否則需由第一層重新分析。

由於使用的是雙對數方格紙作分析，因此分析所得之境界面深度與實際深度

之誤差，會隨境界面之深度而增加，且測定深度愈深，對較薄之層次難以分析得到。一般來說，與水井所觀察的層次厚度相比，地電阻法探測在 10% 以內的反算厚度就是相當好的結果了 (Barker, 2007)。

另外當有地形起伏時，分析作業會面臨地形效應的問題：遇突起的地形，其視比電阻曲線會較水平時為低，因電流流經較疏的緣故，遇窪地地形則相反。此外地形變化也會使電極距離無法精確，造成測量時的誤差 (梅興泰, 2006)。但在山坡地施測時，欲在同一水平面施測是相當困難的，因此分析時需考慮地形起伏的狀況予以校正。

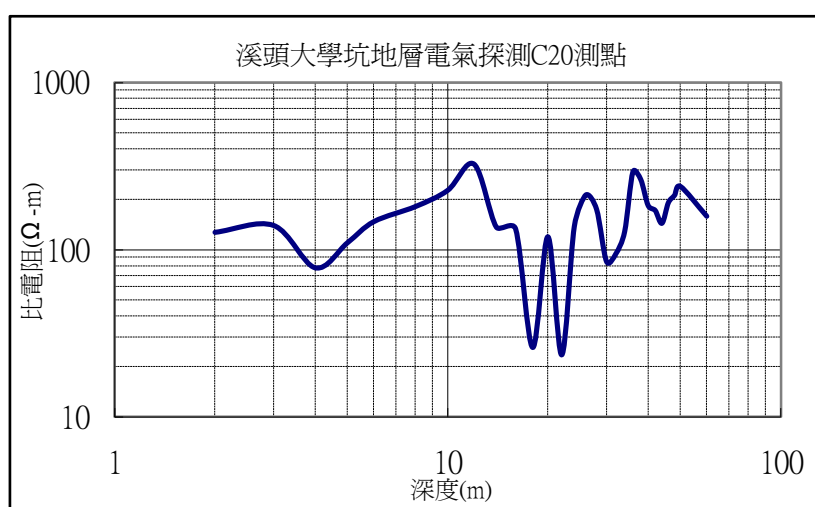


圖 4-7、 ρ -a 雙對數曲線圖

(4) 地質不均勻性分析

本次試驗以一維的測點資料相互連結，是先假定測點與測點間的地質條件是等質、均向的，因此剖面圖的呈現將各點所得的地層厚度作線性內插。這當然與現地狀況不合，特別是在崩塌地。因此測點與測點之間，地質的變異情形也需要進一步研究，一個可循的方式是作側向電阻效應 (Lateral Resistivity Effect) 的分析。

垂直探測是漸進式的加長電極展距以求得愈深的地層反應，同時電流分佈流經更大範圍的地下體積，也就包含了更大的側邊範圍，側向的變異便會影響到測點的測值。理想狀態下地層的地質在水平方向是均勻的，但通常無法實現。在分析曲線時發現小規模的起伏，會判讀為有薄層的存在，很有可能是因側向不均勻性所造成的誤差。

Barker (2007) 解釋側向地質不均勻性 (Heterogeneities) 對垂直探測的影響，近地表的側向電阻效應。電流的分佈上主要集中在淺層，在電流與電壓極間有正與負的分佈，若側向均勻的地區兩者會互相抵銷，因此對測值不會產生影響。但若在側向的比電阻有強烈變化時，通常是在淺層有大石頭、溝渠、軌道等，測量便會受到側向訊號的干擾。

對於此種影響，Barker 指出可以偏移溫奈法 (Offset Wenner Sounding) 進行修正，如圖 4-7，由五個電極排列，首先以前四個電極做垂直探測，再切換為後四個電極測量，無論不均勻介質起先位在正或負訊號區，當切換電極後就會偏移到相反的區間，除了在電極排列之外的區域。因此這樣的偏移造成不均勻的介質對兩次測量各有正與負的影響，將其平均之便能消除側向電阻的影響，可得到誤差較小的探測結果。側向電阻的影響還可透過偏移誤差 e_{off} 來計算：

$$e_{off}(a) = \frac{R_{D1}(a) - R_{D2}(a)}{R_D(a)} \times 100\% \quad (10)$$

其中 R_{D1} 和 R_{D2} 是兩次探測的比電阻， R_D 為兩者平均。考慮測量與其他誤差，當 e_{off} 大於 20% 可能就是有不均質結構物的存在。

以溫奈排列法為例，如圖 4-8，今假設在 ρ_1 的比電阻體內有 ρ_2 之低比電阻體夾層，在 A 測點時，與起點的距離為 L_1 ，因 ρ_2 關係使等電位線偏離 ρ_2 ，而使 P1、P2 的電位差降低，因此視電阻率 ρ_a 亦隨之降低；在 B 測點時，距離為 L_2 ，C1、P1 間在 ρ_2 形成短路，而使 P1、P2 的電位升高， ρ_a 亦隨之上升；在 C 測點時 P1、P2 內有 ρ_2 而使電位下降， ρ_a 亦隨之降低。以下以同樣的現象接近 ρ_1 。因此將水平探測的結果，以縱座標取 ρ_a 值，橫座標為測點距離起點位置。曲線呈倒 W 之形狀，此為 ρ -L 曲線。因此在 ρ -L 曲線上有倒 W 形狀時，則可知有低比電阻體存在，如圖 4-8。

YEW-3244 設計並不能為可切換五個電極的排列，但只要測點移動的距離與電極展距相同，仍可用相同的概念判斷出不均勻物體的存在。本次探測的測點間距皆是 10 公尺，因此將各測點展距為 10 公尺的視比電阻單獨取出，作偏移誤差的分析，便可瞭解各測點間的不均勻情況。

FIVE-ELECTRODE ARRAY

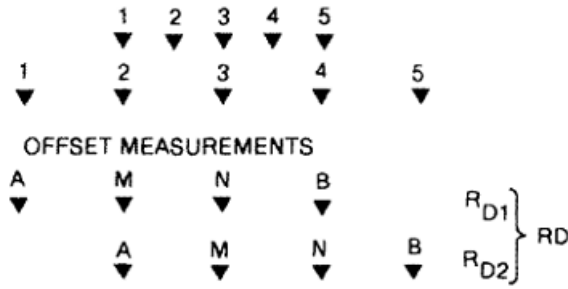


圖 4-7、偏移溫奈排列法原理

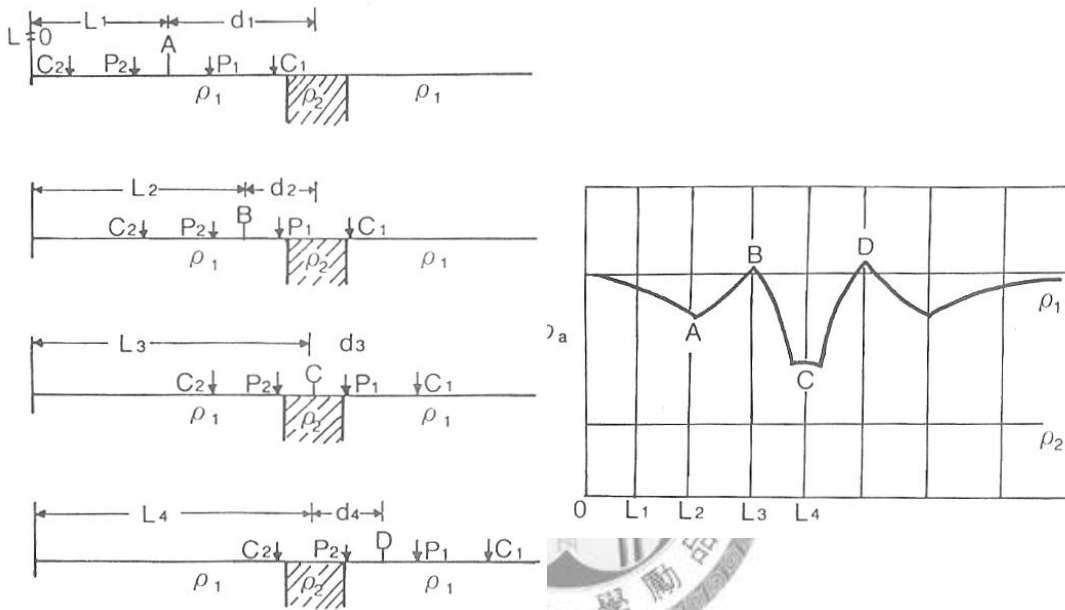


圖 4-8、低比電阻體存在時之水平探測與 ρ -a 曲線

(5) 土壤性質試驗

室內土壤試驗，為了解現地地質材料之特性。於試驗地採取土樣，進行各項物理性質試驗。

1. 重量含水率：存在於土壤孔隙中水之量，稱為含水量，利用含水比表示之，由於含水比會影響土壤的工程性質，所以含水比是表示土壤狀態的基本值，含水比 (W) 是含有水的重量與土粒子的重量比，以百分率表示。試驗方法如下：

- a. 記錄容器號碼並秤其重量 (W_c)，事先將使用容器之號碼及重量記於表內。
- b. 在容器內置入預測含水比之濕潤土，秤其重量 (W_a)。
- c. 在保持 110°C 恆溫乾燥爐中，乾燥至一定重量為止，一般約經 24 小時。

- d. 乾燥後置入乾燥器 (Disacate) 中，使恢復至室溫為止，稱其重量 (Wb)。
將 (Wa-Wb) 除以 (Wb-Wc) 後即可得知含水率。

2. 土壤粒徑分析：粒徑分析是測定土壤顆粒的粒徑大小所佔之重量百分比。首先進行篩分析，將土壤烘乾後過篩，通過 4.76 mm、2.38 mm、0.84 mm、0.42 mm、0.25 mm、0.149 mm、0.074 mm 之篩網，秤出各篩及其上停留土壤的重量和。依此可分別土壤中礫石 (Gravel)、砂 (Sand) 所佔比例。



伍、結果與討論

5-1. 土壤試驗

於施測 D 測線時採取土樣進行室內土壤試驗，如表 5-1 所示，可以見到林內與林外的含水率差了一倍以上，可見乾季時，林地保持水分的效果較佳。三個土樣的粒徑分析結果如圖 5-1、5-2、5-3 所示，林地內的粒徑較為緩和，透水柵欄的礫石佔了很高的比例，與靜水池旁的土壤都是粒度較差的土壤。三個樣區的土壤皆屬於砂質壤土。

表 5-1、土壤試驗結果

	含水率	有效粒徑	礫石比	均勻係數	曲率係數
台灣杉	22.22%	0.08 mm	19.16%	12.5	0.5
透水柵欄	9.29%	0.20 mm	61.36%	35.0	4.5
靜水池	10.74%	0.03 mm	13.42%	6.7	1.7

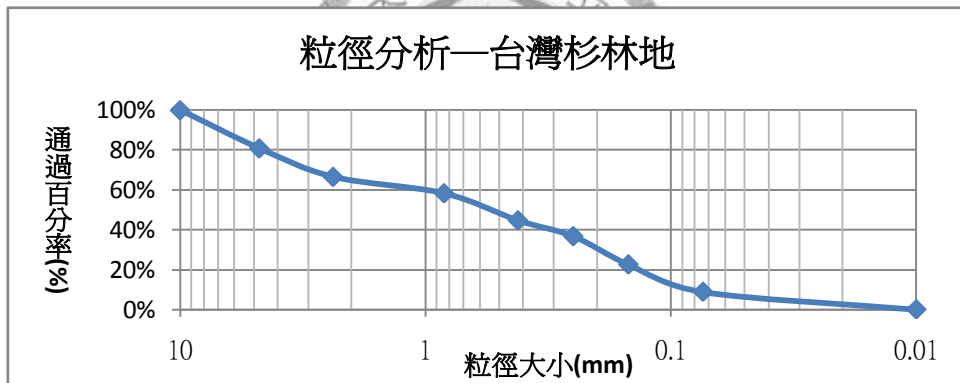


圖 5-1、台灣杉林地粒徑分析圖

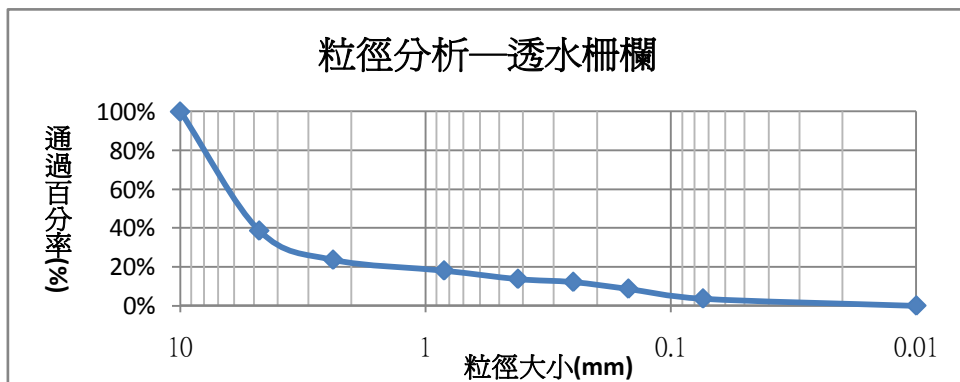


圖 5-2、透水柵粒徑分析圖

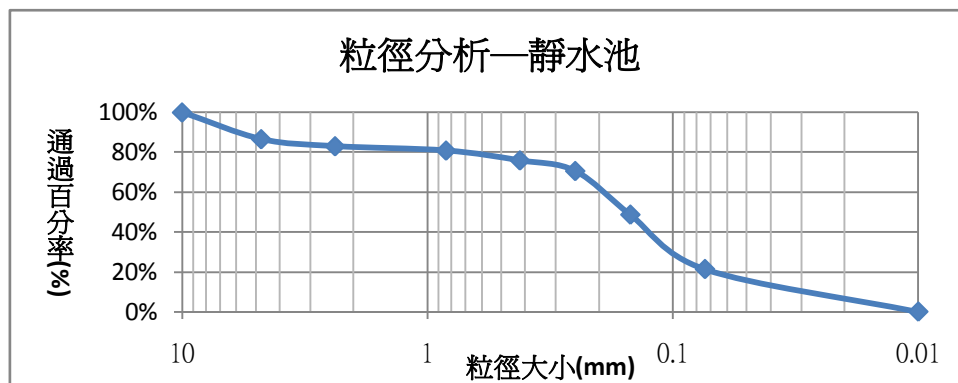


圖 5-3、靜水池粒徑分析圖

5-2. 分析深度

由附圖的 ρ -a 曲線可以發現在實地進行探查，曲線很難如理論般平滑，因此是在各測線中選擇較平滑者先進行分析，由得到的深度再推展到其他測點，如圖 5-4、5-5、5-6 所示，是將各測點分析的深度做線性連結，作為分析計算時的參考，不代表各層次是同一地層，如 C 測線是沿坡面由上往下游探測，會認為此地區是順向坡的構造，是否如此還需要其他調查方式加以比對，或增加平行的測線探測輔助分析才能確定。過去常以地電阻法作為鑽探調查的輔助，以鑽探的層次透過地電阻法延伸，但本次調查缺乏鑽探資料比對，而是透過比電阻值的比較幫助我們瞭解實際的地質狀況。即便是同一地層，但其岩性、土壤性質、含水狀況也不一定相同。

B8 與 C1、C2 測點因受堤頂步道影響，較短的電極展距無法施測，因此第一層的數據是以鄰近測點的代替之。另外靠近兩岸的測點，如前所述電極需跨過堤頂步道、擴展到兩旁的林地，或如 D 測線經過的坑溝，電極間距是否相等、電極是否位於等高面上，都不可避免地會造成量測上的誤差。

標準曲線配合輔助曲線，雖然可以解析三層以上的層次，但解析的層次愈多累積的誤差會愈大，因此 B、C 測線是以三層加上一底層作為分析，D 測線考量到通過兩個三公尺身的坑溝，時有電極位於坑溝下的情況，因此在淺層多分析一個層次。底層厚度考慮溫奈法的探測深度特性，最佳解釋深度約在 20 公尺，最大訊號深度約為 40 公尺，因此各測線皆以 40 公尺為探測界線，而非是地層的真实狀況。

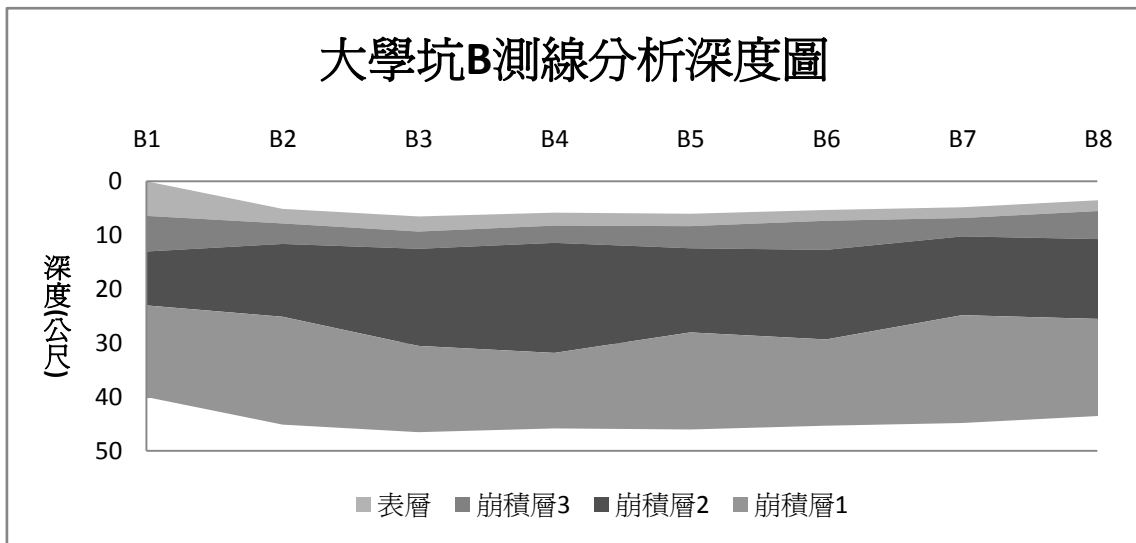


圖 5-4、B 測線分析深度圖（以 B1 為相對地表面）

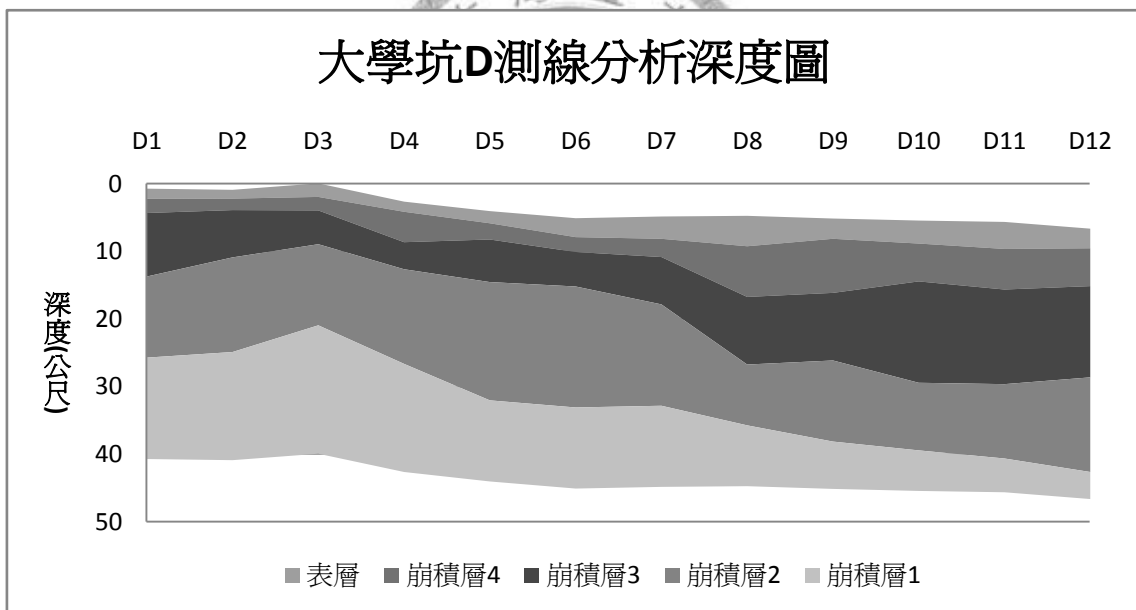


圖 5-5、D 測線分析深度圖（以 D3 為相對地表面）

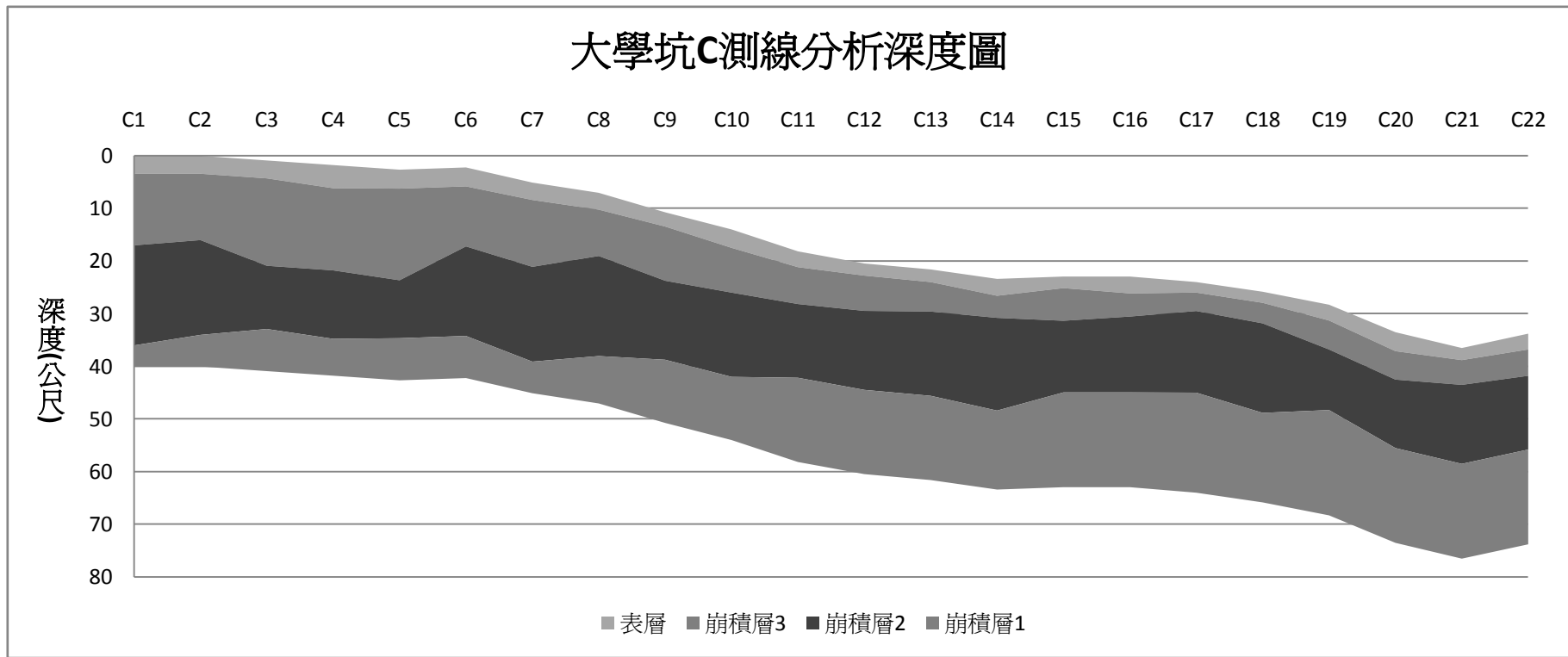


圖 5-6、C 測線分析深度圖 (以 C1 為相對地表面)

5-3.比電阻剖面

各測線比電阻剖面如圖 5-7、5-8、5-9、5-10 所示，C 測線兩次施測時間地層含水狀況不同，因此分開展示其比電阻變化。

可以看出在濕季做探測的 B 測線，其比電阻相較其他測線來得低，在 B3、B4、B5、B6 測點的深 2 到 7 公尺處有一低比電阻層，其相鄰的層次及兩旁的測點的比電阻值皆較高，不過這四個測點的間距較遠，不能確定此層次是否是相連接的，只能推測此一區域可能有棲止水或是水與黏土夾雜。在 B1 至 B6 及 B8 測點分析的最底層皆為低比電阻，推測是含水層。剖面圖中高比電阻應為透水性較差或不透水的岩石。

C 測線是由大學坑左岸沿著中游往下游探測，前半部測點施測時間雖為乾季，但溪溝仍有逕流，可視為乾季之初，深層地層仍有水分賦存，或是由兩旁林地補充。在較淺的層次，應是各次的崩積層堆積，其間的比電阻表現不一，低比電阻應為各伏流水或是黏土。考量應仍有一定水分棲止或蓄留，高比電阻的範圍並不多。C13 以後的探測離雨季更遠，可以見到深 20 公尺處仍然沒有相連結的低比電阻層，可能是因為乾季時棲止水是個別分散的，或是因區域內的土石結構鬆散，地下水往其他地方移動；高比電阻範圍較大，一方面是較為乾燥，特別是在淺層，另一方面是堆積的下游，石塊堆積較多的原因。C20 測點因位在護岸上，其比電阻呈現與相鄰測點相當不同的情形，測量上可能有誤差存在。

D 測線位於圍堤之外、最下游之處，可以發現在較淺的層次有許多高比電阻層，依照土石流二次堆積的特性，可能是有塊石堆積在前緣的關係。在 D5 至 D8 測點約深 5 到 10 公尺處的低比電阻層，比較上方的比電阻值相當高，應是棲止水存在。D4 至 D7 測點的底層約深 25 公尺處有連續的低比電阻層，可能是含水層。D11 與 D12 測點是在兩個坑溝間，在深 15 到 30 公尺處有一低比電阻層，可能是棲止水，但因測點未繼續往右延伸，無法確定其範圍。

由剖面圖可以發現，水平方向單一層次延伸一如 B 測線與 C 測線前半部的情況並不多見，單就比電阻的比較，各次崩塌的堆積並非是層狀，只由分析深度即認定是同一層次可能過於武斷。

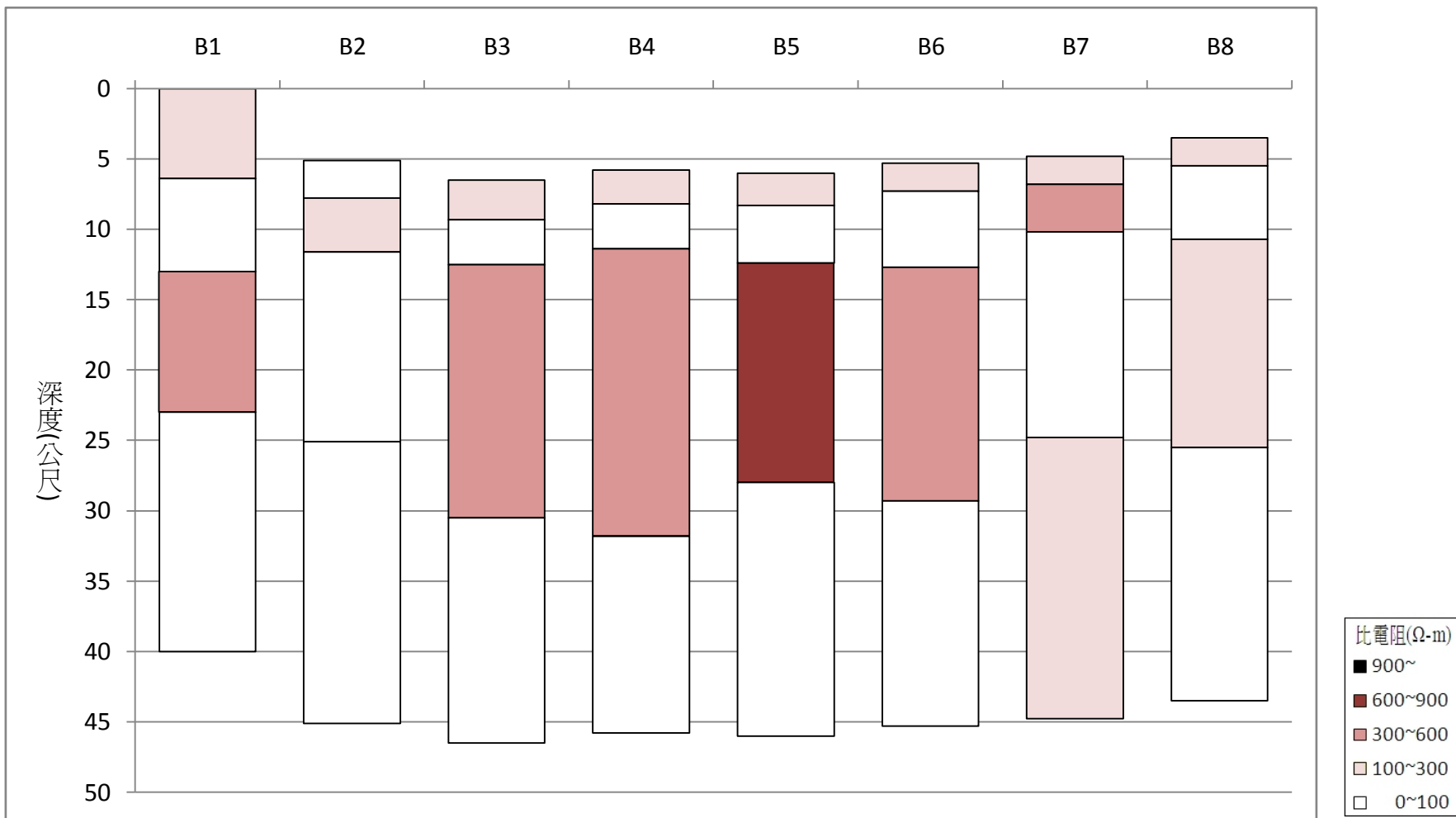


圖 5-7、B 測線比電阻剖面圖 (以 B1 為相對地表面)

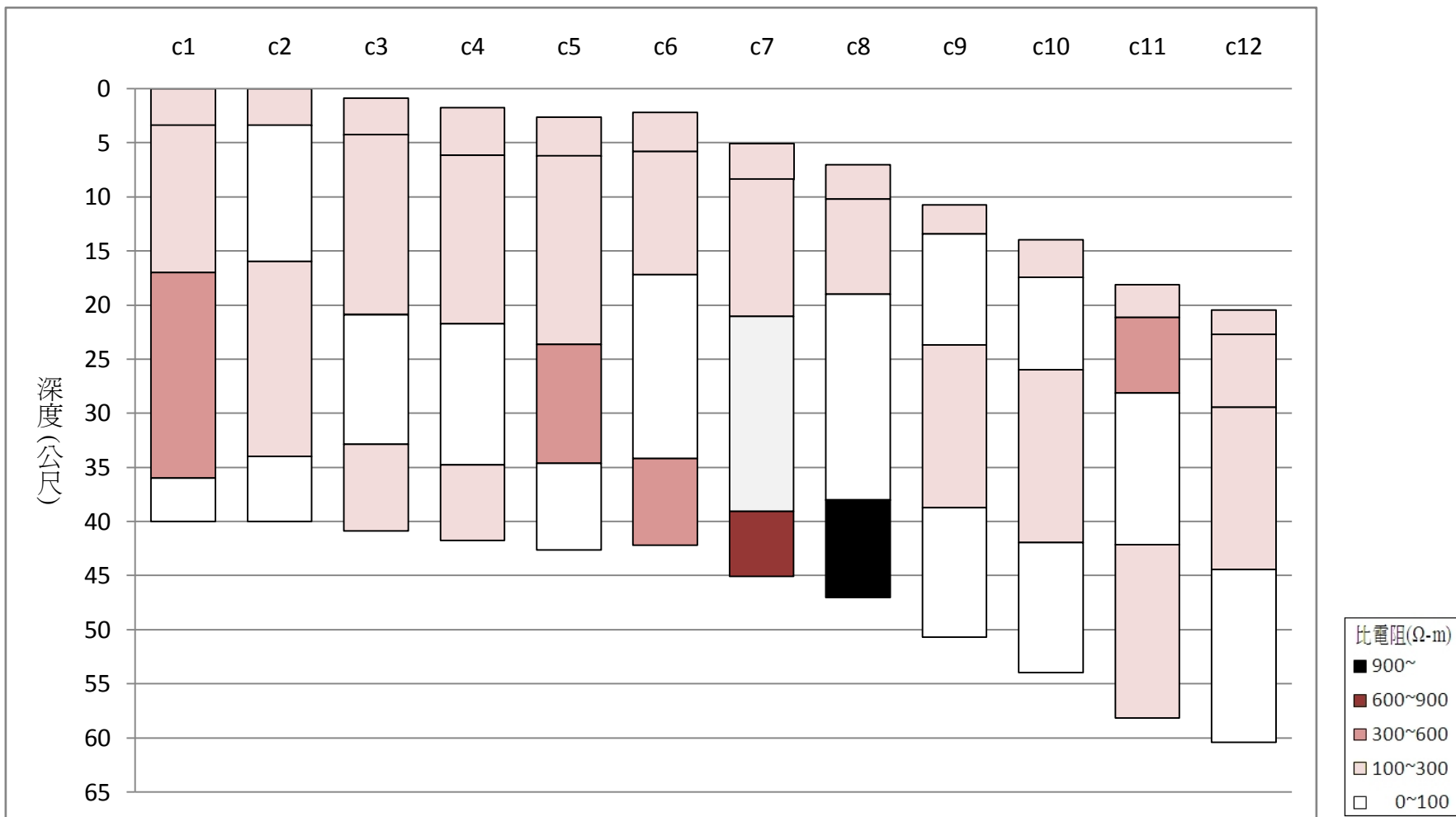


圖 5-8、C 測線比電阻剖面圖 (以 C1 為相對地表面)

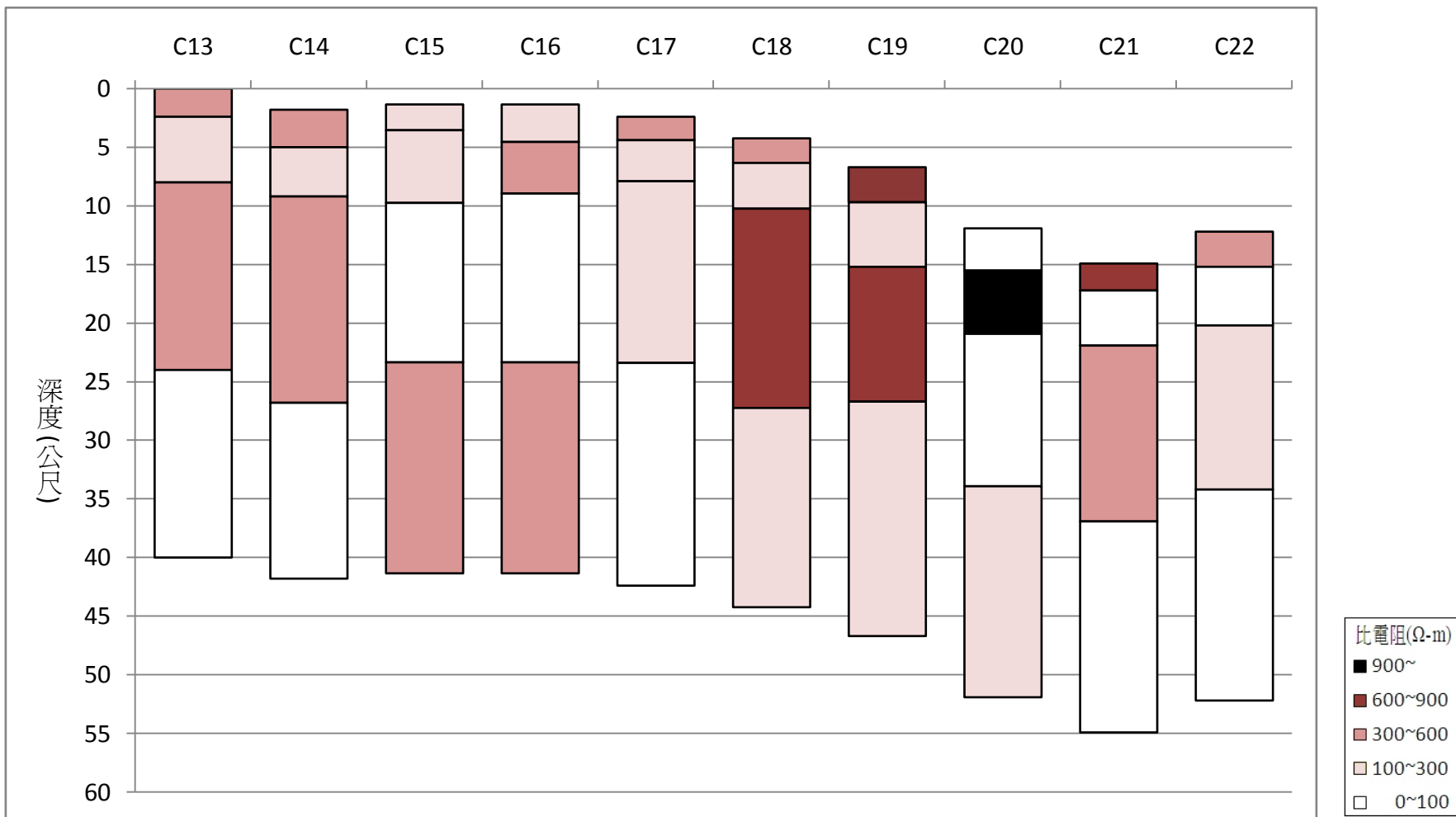


圖 5-9、C 測線比電阻剖面圖（續，以 C13 為相對地表面）

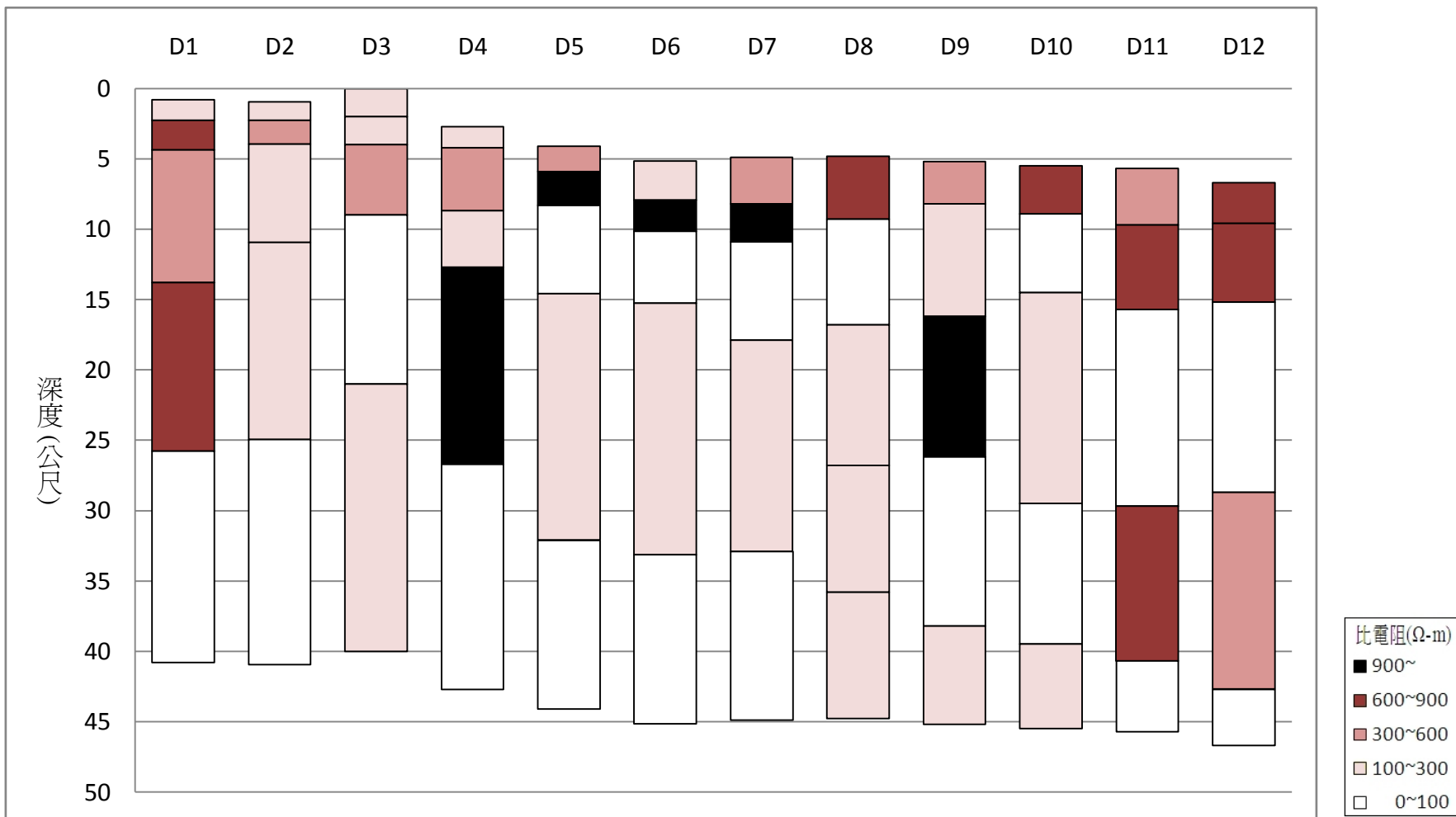


圖 5-10、D 測線比電阻剖面圖 (以 D3 為相對地表面)

5-4 地質不均勻性

由於 B 測線的測點間距不固定，因此並未探討其不均勻性。偏移誤差是由測點間距與電極間距，將地質不均勻的情況予以平差，若僅考慮電極之間，而不考慮外極之外區域的介質對探測的影響，則一個介質的存在將會影響三個包含它的測點，對視比電阻與偏移誤差都是正負相間的影響。如圖 5-11，特別是 C 測線的測點 C13 至測點 C22，可以見到偏移誤差上下震盪的情形，這並非表示這些測點間恰好都只有一個介質的存在，推測應是有一支配性影響的介質。

比較水平探測的視比電阻曲線愈相近者，其偏移誤差愈小，如 C 測線的測點 C3 至測點 C12；C1 與 C2 測點因缺少展距 10 公尺的探測因此沒有列入。C 測線有愈往下游，震盪愈大且往上的趨勢，顯示下游的不均勻性較高，且是受高比電阻體的影響。D 測線在 D6、D7 與 D10、D11 的誤差都相當小，這兩個區域正好是坑溝所在的區域，推測可能是坑溝的寬度約等於電極展距，佔據正訊號與負訊號電流區抵銷的關係。

若比較同樣深度的地層比電阻，由偏移誤差的純量來看是否會影響分析作業，如圖 5-12。在某些測點，如 C10、C11 與 C20、C21 測點，確實有偏移誤差較大，而相鄰比電阻值差距也較大的現象，但並非是每個測值接如此。限於本次探測並非設計使用偏移溫奈法，因此僅探討 10 公尺電極展距的側向電阻效應，對 ρ -a 曲線的影響不大，對分析作業便不會造成太大的誤差。相對地在相鄰比電阻值差距較大但偏移誤差較小的區域，如 C19、C20，則可能是在其他電極展距範圍受到不均勻性的影響，但未能在 10 公尺偏移誤差下展現出來。

雖然缺乏濕季探測的比較，但若假設 C 測線前半部探測是在乾季之初，地層仍保持濕潤的話，可以發現其偏移誤差比乾季測量明顯較低。推測是在濕潤時，鬆散的堆積結構容易有水分侵入，平衡了泥沙與礫石間的比電阻差，因而水平方向比電阻表現的會較均勻，相反地在乾燥時，孔隙間缺乏水交換離子，大孔隙的礫石造成比電阻增高，使得偏移誤差較大。因此在濕季時進行地電阻法探測應是較為適當的。

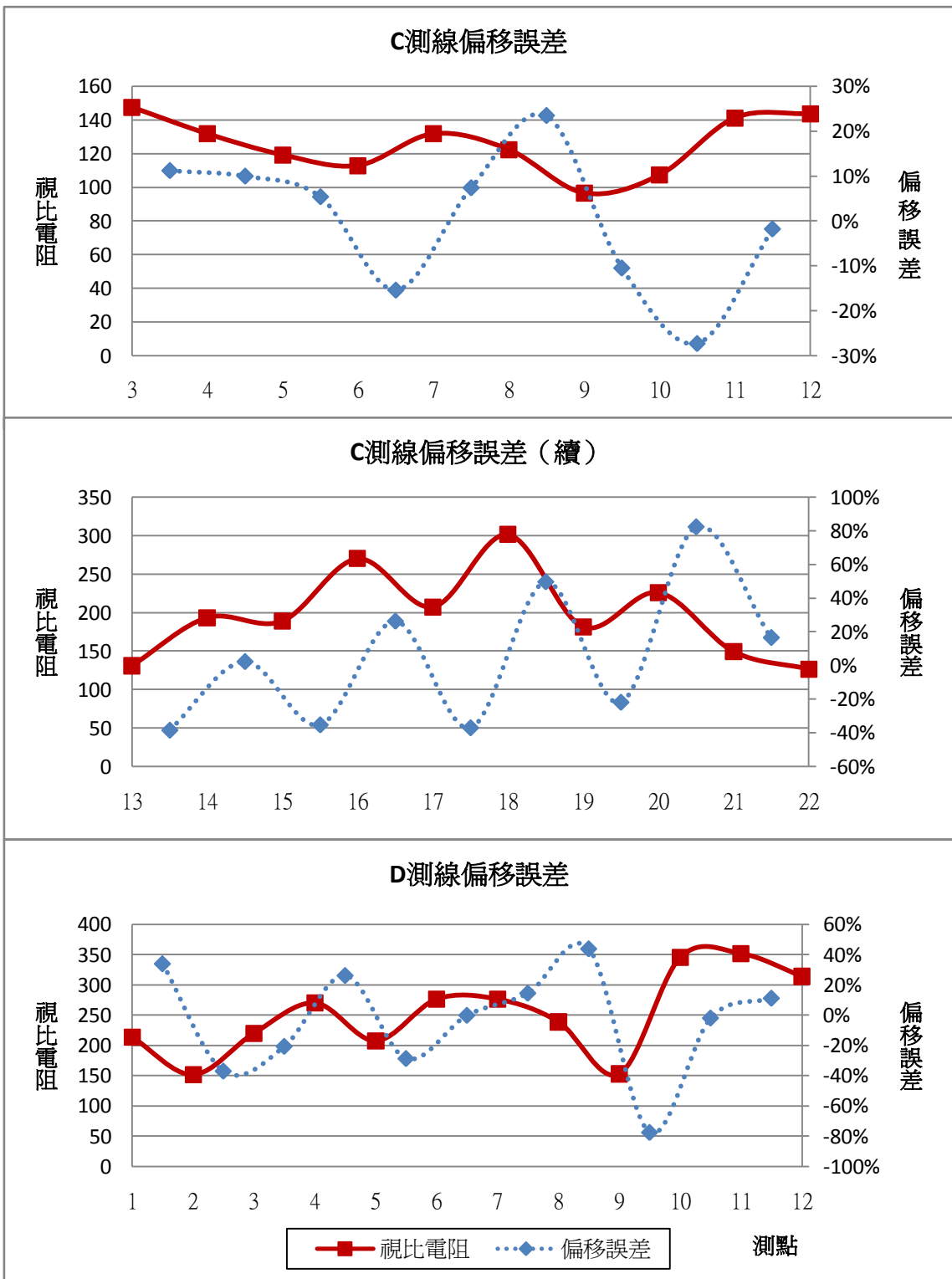


圖 5-11、各測線偏移誤差與視比電阻 (電極展距 10 公尺)

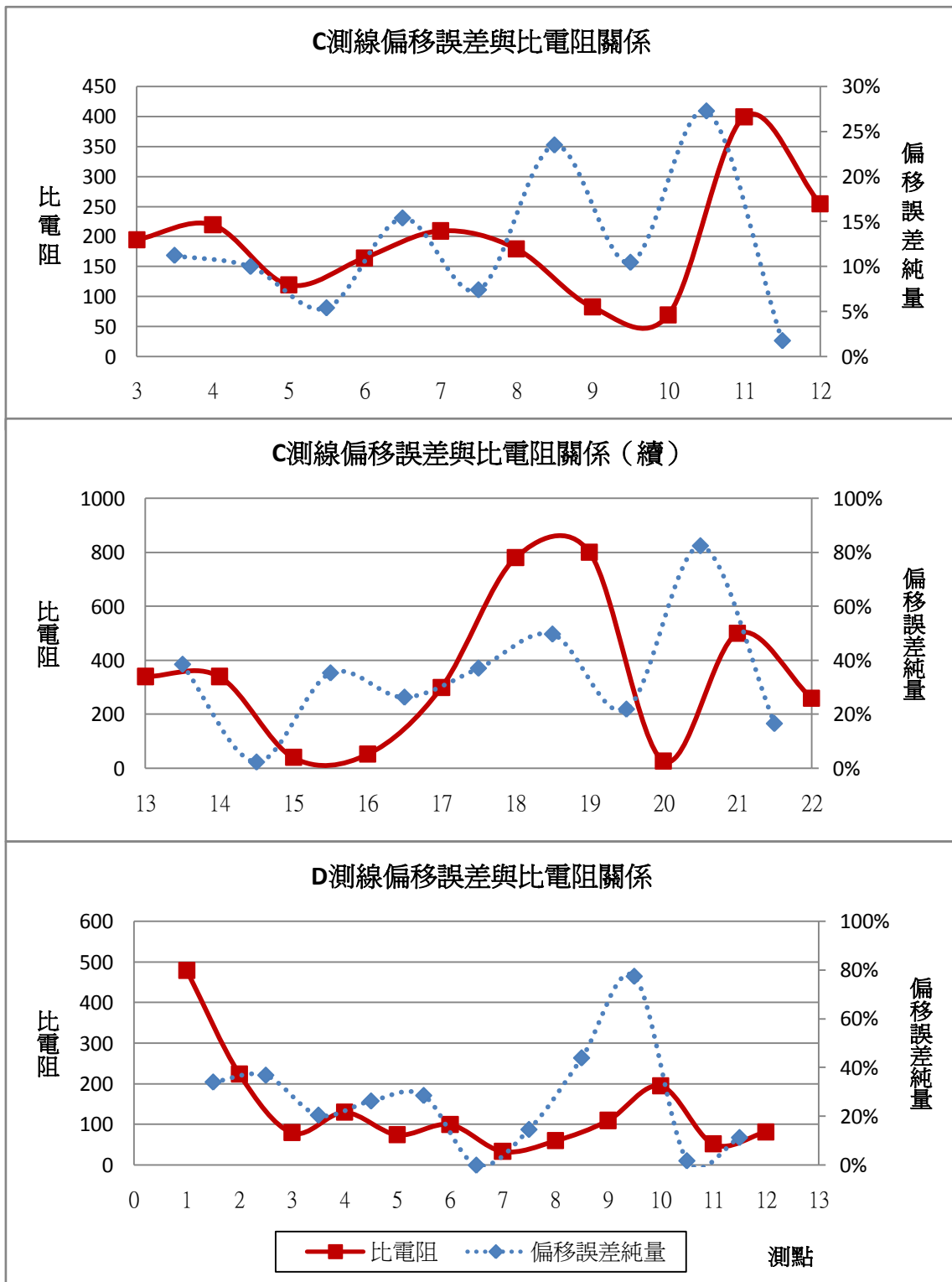


圖 5-12、各測線偏移誤差純量與比電阻關係 (電極展距 10 公尺)

5-5 綜合討論

上文的分析深度圖，可能會以為與比電阻剖面圖所呈現的有所出入；比電阻剖面圖的分析是完全就比電阻值的高低變化作探討，在以往的研究中，則是以鑽探的資料藉由地電阻法分析深度延伸，其用予描述地質條件的是地層的岩性，與比電阻值的分析是不同的，即相同的岩性不代表測得的比電阻值是相同的，反之亦然，特別是崩積層地下空間變動極其複雜，比電阻值相同也僅能說明影響比電阻的各種條件，如含水率、孔隙率等有相近的狀況。因此分析深度圖僅以崩積層做解釋，一方面是缺乏鑽探資料，再者是難以評估其在崩積層做延伸解釋的適切性。

偏移誤差是如地電阻法探測理論一樣考慮同一水平層次相當均值的情形，在山坡地探測時由於地形起伏的影響，除了測量上的誤差外，對視比電阻曲線尚有地形效應的問題，無可避免的會有誤差存在。另外電極展距愈大，包含的區域愈大，且深層的探測就愈容易受到淺層的影響，因此偏移誤差是會隨電極展距而加大的，本次試驗的展距是 10 公尺，可能是偏移誤差都偏大的原因，另外則是說明本區域地質的側向電阻效應是較大的。雖然無法對 ρ - a 曲線做整體的校正，但需考慮分析出的比電阻值與地層深度可能是有一定誤差的。

由比電阻剖面圖的分析與偏移誤差都可以觀察到崩積層堆積不均勻的現象，在乾季時的探測更為明顯，顯示棲止水或地下水在乾、濕季時有所差距，枯水期可能有地下水滲漏的情形，如何維護含水層的長期存在實為集水區生態環境永續的重要關鍵。

陸、結論與建議

有水坑斷層沿大學坑發育，使得地質破碎易成為土石流發生的地區，在桃芝風災之後進行的重建工作，在幾次颱風後未有太大的災情產生，唯就實驗結果來說，本區域有大量的土石堆積，在未來的防災防洪工作上仍應特別注意。幾點結論如下：

1. 由比電阻剖面與偏移誤差的分析，可以觀察到此區域在巨觀上顯示出崩塌地不連續、鬆散的堆積構造，即水、泥砂、土石交雜的情形。在未來可能會成為土石流的材料衝擊下游安全，不可輕忽大意。
2. 本次比電阻探測可以發現地層下有單獨或是連結的低比電阻層，可能是棲止水侷限在一個範圍內，或是有黏土的存在，水流移動不良的情形。當暴雨或是持續性降雨來臨時，可能會因入滲補助，棲止水相互連結而破壞穩定的狀態。
3. 由比電阻與偏移誤差的分析，可以發現土石流崩積層從上游至下游堆積的情況，下游的高比電阻體較多，且不均勻性較大。
4. 整個區域的偏移誤差是較大的，而濕季測量時側向電阻效應較小，乾季時則與比電阻剖面一同表現出地層的不均勻性。

在大面積的崩塌地調查上，大地比電阻法不失為一良好的探測法。就測量時與結果討論上有以下幾點建議：

1. 崩塌地鬆散、不均勻的堆積結構，以鑽探結果代表大範圍的地層狀況並不適宜，應以適合大面積探測的方法較佳。但若要精確瞭解地質構造，仍應配合鑽探作業或是測量岩層露頭的比電阻值加以比對，以得知岩石、土壤的性質與所佔的厚度，應證地電阻法的分析作業。
2. 以地電阻法做崩塌地調查時，應選擇濕季時做探測為宜，一來我們所關注的是崩塌地在暴雨期間是否會發生崩塌及土石流災害，雖然下雨的時候是無法做比電阻探測的，但仍應選擇土壤濕度相似的時候；二者飽和層與不飽和層在濕季時的比電阻值區別較為顯著，不論分析或

解釋作業都能更加準確。但這並非是說在乾季探測是沒有效果的，若能在同一地區做乾、濕季的比電阻變化比較，也有助於瞭解水分移動的情況及土壤的透水性等。另外對於非突發性的地滑，因主要非受降雨影響，在乾季做滑動面探測仍是可行。

3. 在現地探測的時候，發現有工程車將土砂由其他地方載往大學坑堆積，或許是下游地區有工程進行暫置，但此非長遠之計，土石材料增加坡地的負載，等到雨季來臨可能會擴大土石流災情，應尋找他地置放，減輕上游土石才是。



柒、參考文獻

1. 李維峰、張嘉峰、梅興泰、蔡道賜 (2006) 地電阻影像剖面探測法於地下工程之應用，地工技術，108：91-104。
2. 吳星輝 (2005) 溪頭營林區潛在崩塌地坡面土壤特性之研究，國立台灣大學森林環境暨資源學系碩士論文，38-58。
3. 季松青 (1995) 地電阻法應用於水文參數推估之研究，國立中央大學應用地質研究所碩士論文，19-43。
4. 洪瑛鈞、尤仁弘、林志平、廖志中、胡賢能、張振成 (2006) 地電阻剖面影像探測在新竹斷層調查之應用，岩盤工程研討會論文集:559-568。
5. 梅興泰、鄭富書、蔡道賜 (2006) 比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)：369-382。
6. 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，27-36。
7. 陳信雄 (1985) 大地比電阻探測法在本省應用上之研究，大地工程研究討論會論文專輯，46-55。
8. 陳信雄 (1995) 崩塌地調查與分析，國立編譯館主編，262-294。
9. 陳信雄、陳明杰 (1997) 比電阻探測法應用於灣潭斷層帶研究調查，工程環境會刊 16:1-16。
10. 陳俊定 (1989) 水文參數與地電參數相關性之研究，國立交通大學土木工程研究所碩士論文，63-73。
11. 陳紫娥、張石角 (1987) 溪頭森林遊樂區之地質、地形及發展史，台大實驗林研究報告 1 (1)：63-76。
12. 楊蔚宇 (1997) 溪頭森林集水區伏流水之研究，國立台灣大學森林學研究所博士論文。
13. 楊潔豪 (1997) 直流電阻探堪法在含水層水文參數推估之應用，地質 17 (1) :1-16。

14. 劉國華、王振宇、黃建平 (2004) 土的電阻率特性及其工程應用研究, 岩土工程學報 26 (1) :83-87。
15. 衛強 (2006) 以多期遙測衛星影像監測臺大實驗林溪頭營林區三處崩塌地災害, 臺大實驗林研究報告 20 (1) : 1-14。
16. 鄭富書、林銘郎、劉格非、黃宏斌、劉啟川 (2001) 溪頭桃芝土石災害調查, 溪頭桃芝影響及復建研討會論文集, 台大實驗林, 1-17。
17. 龍海麗 (2003) 電阻率各向異性的研究, 地震地磁觀測與研究 24(3):27~31。
18. 志村馨 (1965) 電氣探查法, 昭晃堂。
19. Ahmed, S., de Marsily, G., Talbot, A. (1988) "Combined use of hydraulic and electrical properties of an aquifer in a geostatistical estimation of transmissivity," *Ground Water* 26 (1) :78-86
20. Barker, R.D. (1989) "Depth of investigation of a generalised colinear 4-electrode array," *Geophysics* 54: 1031-1037.
21. Barker, R.D. (2007) "Electrical resistivity methods for borehole siting in hardrock region," *Groundwater*, Capital Publishing Company, Dordrecht, 26-50.
22. Bichler, A., Bobrowsky, P., Best, M., Douma, M., Hunter, J., Calvert, T., Burns, R. (2004) "Three-dimensional mapping of a landslide using a multi-geophysical approach: the Quesnel Forks landslide," *Landslides* 1:29-40.
23. Clayton, C.R.I., Matthews, M.C., Simons, N.E. (1995) "Subsurface exploration: engineering geophysics," *Site Investigation*, Blackwell Science, 22-27.
24. Ekwe, A.C., Onu, N.N., Onuoha, K.M. (2006) "Estimation of aquifer hydraulic characteristics from electrical sounding data: the case of middle Imo River basin aquifers, south-eastern Nigeria," *Journal of Spatial Hydrology* 6 (2) :121-132.
25. Friedel, S., Thielen, A., Springman, S.M. (2006) "Investigation of a slope endangered by rainfall-induced landslides using 3D resistivity tomography and geotechnical testing," *Journal of Applied Geophysics* 60:100-114
26. Godio, A., Bottino, G., (2001) "Electrical and electromagnetic investigation for

- landslide characterization,” *Physics and Chemistry of the Earth (C)* 26 (9) :705–710.
27. Israil, M., Pachauri, A.K., (2003) “Geophysical characterization of a landslide site in the Himalayan foothill region,” *Journal of Asian Earth Sciences* 22: 253–263.
28. Lapenna, V., Lorenzo, P., Perrone, A., Piscitelli, S., Sdao, F., Rizzo, E., (2003) “High-resolution geoelectrical tomographies in the study of Giarrossa landslide (southern Italy) ,” *Bulletin of Engineering Geology and the Environment* 62:259-268.
29. Niwas, S., and Singhal, D.C. (1981) “Estimation of aquifer transmissivity from Da – Zarrouk parameters in porous media,” *Journal of Hydrology* 50: 393–399.
30. Niwas, S., and Singhal, D.C. (1985) “Aquifer transmissivity of porous media from resistivity data,” *Journal of Hydrology* 82: 143–153.
31. Sudo, H., Tanaka, T., Kobayashi, T., Konado, T., Miyamoto, M., Amagai, M. (2004) “Permeability imaging in granitic host rocks based on surface resistivity profiling,” *物理探査* 57 (1) : 56–61.
32. Mondal, S.K., Sastry, R.G., Pachauri, A.K., Gautam, P.K. (2008)” High resolution 2D electrical resistivity tomography to characterize active Naitwar Bazar landslide, Garhwal Himalaya, India,” *Current Science* 94 (7) : 871-875.
33. Turesson, A. (2006) “Water content and porosity estimated from ground–penetrating radar and resistivity,” *Journal of Applied Geophysics* 58: 99–111.
34. Ward, S.H. (1990) “Resistivity and induced polarization methods,” *Geotechnical and Environmental Geophysics*, vol. 1. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa Oklahoma, 147–160.

附圖、地電阻法探測結果

