

國立交通大學

土木工程學系

碩士論文

應用一維地電阻於水力傳導係數推估

-以濁水溪沖積扇為例

**The Estimating of Hydraulic Conductivity Using
1-D Electrical Resistivity Measurement**

- A Case Study in the Zhuoshui River Alluvial Fan

研究生：林海倫

指導教授：張良正 博士

中華民國 102 年 6 月

應用一維地電阻於水力傳導係數推估

-以濁水溪沖積扇為例

The Estimating of Hydraulic Conductivity Using

1-D Electrical Resistivity Measurement

- A Case Study in the Zhuoshui River Alluvial Fan

研究生：林海倫

Student : Helen Lin

指導教授：張良正 博士

Advisor : Dr. Liang C. Chang

國立交通大學
土木工程學系碩士班
碩士論文

A Thesis

Submitted to Department of Civil Engineering

National Chiao Tung University

in Partial Fulfillment of Requirements

for the Degree of

Master of Science

in

Civil Engineering

June 2013

Hsinchu, Taiwan, Republic of China

中華民國 102 年 6 月

應用一維地電阻於水力傳導係數推估

-以濁水溪沖積扇為例

學生：林海倫

指導教授：張良正 博士

國立交通大學土木工程研究所

摘要

水力傳導係數為一重要之水文地質參數，傳統上多以抽水試驗求得，因此需花費相當之成本與時間，取得資料之數量也因而受到限制。近年來已有許多實驗室或現地尺度研究，整合地表地電阻資料及抽水試驗資料推估水文地質參數，而其推估方法大都利用地電阻資料所推估之地層因子(Formation factor)與抽水試驗所得之水力傳導係數建立簡單之線性關係，惟前人研究通常忽略泥層之影響，且其結果僅適用於含泥量較少之區域。惟對於一完整之沖積扇而言，扇央至扇尾通常為泥層出現頻率較高之區域，因此泥質之影響實際上應不可忽略。

本研究將以前人研究為基礎，以沉積物分布，進行研究區域分區，再將試驗資料依區域分區進行分群，建立各分群之水力傳導係數推估式。接著再應用此水力傳導係數推估式，建立濁水溪沖積扇第一含水層於主扇範圍，包含舊濁水溪以南至新虎尾溪以北區域之水力傳

導係數分佈。分群分析結果顯示，濁水溪沖積扇之主扇，在第一含水層可分為扇頂與扇頂以外區域兩個分群，各分群之水力傳導係數與地層因子之回歸關係成線性相關。水力傳導係數推估部分，比較本研究推估之水力傳導係數值、現地試驗資料及應用以往文獻推估式之推估值等，結果顯示本研究與現地試驗值之誤差介於 11~58 m/day 之間，遠較以往推估式所得結果合理，顯示本研究所建立推估式之正確性與適用性。

本研究目前在濁水沖積扇所推估之水力傳導係數場，可作為濁水溪沖積扇後續地下水相關研究，如地下水數值模式建置之依據，所發展之水力傳導係數推估流程，亦可推廣至其他相似之沖積扇，而有助於更廣泛的地下水相關研究。

The Estimating of Hydraulic Conductivity Using

1-D Electrical Resistivity Measurement

– A Case Study in the Zhuoshui River Alluvial Fan

Student : Helen Lin

Advisor : Dr. Liang-Cheng Chang

Department of Civil Engineering

National Chiao Tung University

Abstract

Hydraulic conductivity (K) is an important parameter of an aquifer and is usually obtained using conventionally pumping test method. However, the pumping test method is time consuming and expensive so that only limited data can be collected. In recent years, some studies estimated hydraulic conductivity using surface electrical resistivity survey along with pumping test data. These studies demonstrate its efficiency with low requirement of pumping test data and low cost. However, majority of these studies apply simple linear regression to modeling the relationship between pumping test data (K) and formation factor derived from electric resistivity data without consideration of clay layers. Thus, the equations derived by these studies are only suitable for the study areas without clay layers. In fact, clay layers are commonly distributed in middle-fan and distal-fan. Therefore, this study divides study area, Zhuoshui River Alluvial Fan, into several zones based on the sediment distribution. Each zone has a linear regression equation derived from the pumping test data and formation factors. Moreover, this study

applied these equations to develop the hydraulic conductivity distribution of the study area, which locates on the shallow aquifer of the major fan, which is bounded by the Old Zhuoshui River at the north side and by New Hu-Wei River at the south side.

The result shows that the shallow aquifer of the major fan of Zhuoshui River can be divided into two zones, which are top-fan and non-top-fan areas. The regression results show good correlation between hydraulic conductivity and the formation factor in each zone. These regression equations are then used to estimate hydraulic conductivity in the study area. The results are compared between the field measurement and the results obtained from Khalil's equations. The results indicate that the estimation error, between 11m/day and 58m/day, is much smaller than the estimation error obtained using Khalil's equation. The results of this study can be further applied to other analyses such as groundwater modeling or water fluctuation method.

謝誌

感謝吾師張良正教授對於本論文之指導及研究生涯中對學生工作態度及學問研究之啟發，使學生受益匪淺。另承蒙口試委員張竝瑜教授、江崇榮所長、徐年盛教授及蔡瑞彬博士在口試前細心審閱學生的論文，並於口試期間給予保貴之意見，使得本文更趨於完備，在此謹致衷心謝意。

另外必須在此特別感謝蔡瑞彬學長於研究期間全程參與及指導本論文之撰寫，也感謝陳宇文學長的鼎力相助，還有張老師研究室所有成員的陪伴及互相幫助。最後感謝家人在精神上及經濟上的支持，讓我得以順利取得碩士學位。

目錄

摘要.....	i
Abstract.....	iii
謝誌.....	v
目錄.....	vi
表目錄.....	ix
圖目錄.....	x
第一章 前言.....	1
1.1 動機.....	1
1.2 目的.....	2
1.3 研究架構.....	2
1.4 文獻回顧.....	3
第二章 相關理論.....	7
2.1 Archie's law 與地層因子(Formation factor).....	7
2.2 Archie's law 擴充式.....	8
2.3 地層因子(Formation factor)與水力傳導係數(Hydraulic conductivity).....	10
第三章 研究方法.....	12

3.1 資料蒐集與處理.....	12
3.2 地層因子計算.....	14
3.3 分群分析	17
3.4 水力傳導係數推估式建立	18
3.5 水力傳導係數場之推估	19
第四章 研究結果	21
4.1 區域概述與資料蒐集.....	21
4.1.1 區域概述.....	21
4.1.2 資料蒐集.....	27
4.2 資料處理與地層因子計算	39
4.2.1 資料篩選與處理	39
4.2.2 研究區域之地層因子推估.....	48
4.3 分群分析結果說明.....	54
4.4 水力傳導係數推估式建立與結果驗證.....	65
4.4.1 推估式建立	65
4.4.2 推估結果驗證	67
4.4.3 水力傳導係數場推估	71
4.5 綜合討論	75

4.5.1 本研究推估之 K 場與克利金內插方法比較.....	75
4.5.2 本研究推估之 K 場區域特性分析	77
第五章 結論與建議.....	84
5.1 結論	84
5.2 建議	85
參考文獻.....	86
附錄一 地下水觀測井資料列表.....	90
附錄二 地電阻測勘原理與測量方式.....	94
附錄三 一維地電阻測點資料列表.....	100



表目錄

表 4-1 含水層一(F1)42 口地下水觀測井資料列表.....	29
表 4-2 監測井水質資料	33
表 4-3 地電阻與觀測井距離分析表	43
表 4-4 研究區域內含水層一之地層因子計算結果.....	49
表 4-5 線性迴歸模式推估結果驗證	69
表 4-6 本研究推估結果與 Khalil(2011)法推估結果比較	71
表附 1-1 含水層二(F2) 79 口地下水觀測井資料列表.....	90
表附 1-2 含水層三(F3) 33 口地下水觀測井資料列表.....	92

圖目錄

圖 2-1 各種沈積物之孔隙率與水力傳導係數關係圖.....	11
圖 3-1 研究流程圖.....	12
圖 3-2 地層因子計算流程圖.....	16
圖 4-1 濁水溪沖積扇地理位置及水系分佈圖.....	22
圖 4-2 濁水溪複合沖積扇示意圖.....	24
圖 4-3 濁水溪海園-石榴水文地質剖面圖.....	26
圖 4-4 濁水溪沖積扇概念模式.....	26
圖 4-5 濁水溪沖積扇各層含水層地下水觀測井分布圖.....	28
圖 4-6 水質分析篩選流程圖.....	32
圖 4-7 研究區域內篩選過後的監測井空間分布.....	34
圖 4-8 社頭國小監測井水質變化.....	34
圖 4-9 大同國小監測井水質變化.....	35
圖 4-10 地質鑽探井分布位置[中央地質調查所, 1999].....	36
圖 4-11 岩心柱狀圖，以合興站為例.....	37
圖 4-12 濁水溪沖積扇地電阻測點分布圖.....	38
圖 4-13 地下水靜水位面分布.....	42
圖 4-14 觀測井環域分析示意圖.....	43
圖 4-15 觀測井距離分級示意圖.....	46

圖 4-16 岩心柱狀圖與電阻測深曲線比對	47
圖 4-17 所選取之一維地電阻測點與含水層一觀測井分布圖	48
圖 4-18 土體電阻值直方圖	52
圖 4-19 孔隙水電阻值直方圖	53
圖 4-20 地層因子直方圖	54
圖 4-21 流域分區與研究區域示意圖	56
圖 4-22 濁水溪沖積扇定年結果	58
圖 4-23 含水層分層示意圖	60
圖 4-24 研究區域內地層因子為 10 之等值線位置	63
圖 4-25 孔隙水電阻對土體電阻之散佈圖	64
圖 4-26 地層因子與水力傳導係數之線性迴歸關係圖	66
圖 4-27 地層因子與水力傳導係數之指數迴歸關係圖	67
圖 4-28 驗證點位置	68
圖 4-29 驗證點之地層因子與水力傳導係數之線性迴歸關係圖	69
圖 4-30 研究區域土體電阻值分布圖	73
圖 4-31 研究區域孔隙水電阻值分布圖	73
圖 4-32 研究區域地層因子分布圖	74
圖 4-33 研究區域水力傳導係數場分布圖	74
圖 4-34 克利金內插方法與本研究推估之水力傳導係數場比較圖 ...	76

圖 4-35 六合站之岩心柱狀圖	79
圖 4-36 文昌站之岩心柱狀圖	80
圖 4-37 濁水溪沖積扇沉積環境示意圖	81
圖 4-38 濁水溪沖積扇第一及第二海相層古海岸線位置圖	82
圖 4-39 古海岸線位置與推估 k 場比較圖	83
圖附 2-1 地電阻探測儀器示意圖	94
圖附 2-2 電流流動示意圖	95
圖附 2-3 施蘭普吉陣列(Schlumberger Array)示意圖	98
圖附 2-4 施蘭普吉陣列(Schlumberger Array)施測方式.....	98



第一章 前言

1.1 動機

台灣地區蘊藏著豐沛的地下水資源，共有九大地下水區，因此在國內水資源運用上扮演著重要的角色，尤其近年來降雨頻率的降低與降雨分布的不均勻變本加厲等諸多問題環繞下，使得地表水資源不足，因而轉向開發地下水資源。然而若過度使用地下水，則將導致地層下陷與海水入侵等災害之發生，因此地下水資源的管理更顯得重要。在進行地下水資源管理時，往往仰賴地下水流數值模式的輔助，評估地下水量及地下水流之分布，然而在建立地下水流模式時，水文地質參數為模式關鍵的輸入參數，水文地質參數的數量與品質往往決定了模擬模式發展的成敗，因此若能取得足夠之水文地質參數，對於地下水流模式之建置及地下水資源管理將有莫大的助益。

水力傳導係數為描述含水層流通性之重要參數，為地下水流模式需輸入之水文地質參數之一，傳統上其值均藉由鑿井及進行抽水試驗求得，然而建井造價昂貴，故可得取得之資料有限，亦限制資料之密度。若能發展一個快速、有效率並節省成本的方法推估水力傳導係數，將可有效增加此參數之資料密度，提昇地下水流模式之正確性。

1.2 目的

本研究將應用一維地電阻資料結合現有之觀測井網資料，建立水力傳導係數推估方法，並將之應用於研究區域，以提昇研究區域水力傳導係數資料之密度。

1.3 研究架構

本研究架構分如圖 1-1 所示，首先為蒐集一維地電阻資料、孔隙水電阻值資料與觀測井網資料，其中觀測井網資料包括岩心資料、水力傳導係數及地下水位等資料。另外，本研究所蒐集之一維地電阻資料為一維視電阻，因此需先進行反演算，轉換為實際電阻率，之後再以反演算之土體電阻值與孔隙水電阻值計算地層因子。本研究進一步提出資料分群分析，主要將資料依據研究區域之沉積特性進行空間分區，並將資料以分區為基礎進行分群。完成資料分群後，本研究選取各分群資料之地層因子與水力傳導係數，進行回歸分析，建立水力傳導係數推估模式，最後以此推估模式建立含水層水力傳導係數之空間分佈。

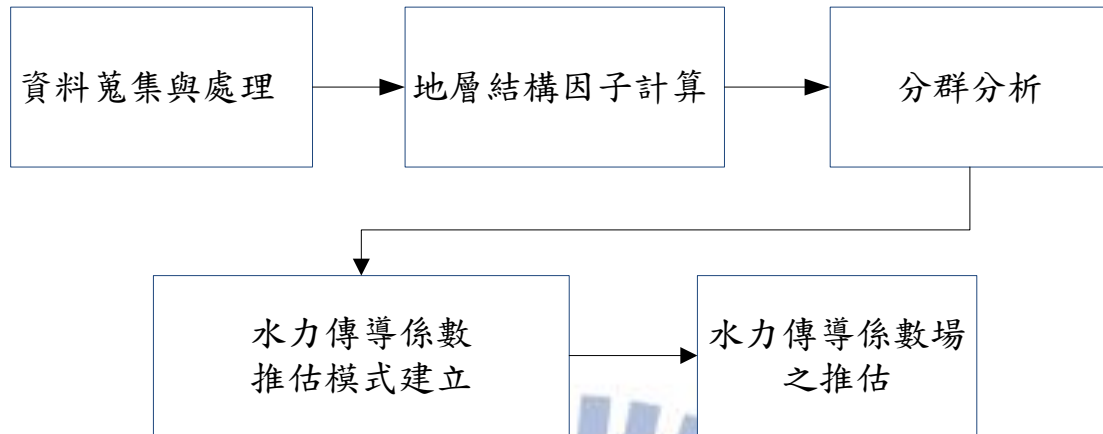


圖 1-1 研究架構

1.4 文獻回顧

導水係數(Transmissivity)、水力傳導係數(Hydraulic conductivity)、儲水係數(Storage coefficient)/比出水量(Specific yield)與含水層厚度等參數，皆為描述含水層特徵常用之水文地質參數，參數值之精確與否往往影響到後續之地下水資源評估及地下水管理之決策結果。在前述水文地質參數中，又以水力傳導係數最難推估，因其值域分佈範圍很大，且實驗室的量測結果往往不太理想[Mendoza et al., 2003; Soupios et al., 2007; Zecharias and Brutsaert, 1988]。傳統上，水力傳導係數多以抽水試驗求得，然而抽水試驗需耗費相當多之成本與時間，因此大大的限制了資料數量之完整性與連續性[Soupios et al., 2007]。在現實情況下，地層屬於高度異質性，因此資料完備與否將影響到地下水相關分析之結果，若能增加資料數量，將能減少後續分析之不確定性。近年來，已有不少研究應用地表地電阻資料結合抽水

試驗資料，推估水力傳導係數，其目的多為應用有限的抽水試驗成果，配合地表地電阻試驗調查快速且有效率之特性，以較節省成本與時間之方法，在維持一定精度下，大量推估水力傳導係數。[Kumar and Sharma, 2004; Mele et al., 2012; Niwas et al., 2011; Sikandar and Christen, 2012; Soupios et al., 2007]

前述地表地電阻試驗原先為石油探勘的技術之一，其原理為藉由電流流經地層，探測地層電阻率之變化，掃描並掌握地下狀態。不少研究將其應用於含水層分佈(external geometry)及其內部構造(internal structure)之分析[Hickin et al., 2009; Hubbard and Rubin, 2000; Mele et al., 2012; Mele et al., 2010; Purvance and Andricevic, 2000; Zarroca et al., 2011]，例如礫石與砂之電阻率高於泥質地層，因此藉由地電阻量測結果，可釐清地層中礫石與砂之空間分佈；[Beresnev et al., 2002; Danielsen et al., 2003; Danielsen et al., 2007; Ortega et al., 2010; Taheri Tizro et al., 2012]。近十年來，地表地電阻法更進一步地被應用於水文地質參數之推估[Kumar and Sharma, 2004; Mele et al., 2012; Park and Dickey, 1989; Sikandar and Christen, 2012; Soupios et al., 2007]。

前述研究大都以 Archie's law [Archie, 1942] 為基礎，進行參數推估，其中 Archie's law 描述土體導電度、孔隙水導電度與地層因子 (Formation factor) 呈線性關係，適用於不含泥之飽和含水層。此方程式常被應用於地下水位之探測及鑿井位置選取 [Park and Dickey, 1989]。然而，在實際含水層中，因土壤分佈為高度異質性，可能包

含礫、砂、泥及混合之泥質砂岩或黏土砂等，因此該公式無法廣泛地應用於大多數之區域[De Lima and Niwas, 2000; Soupios et al., 2007]。地電阻法施測之電流流經地層時，可流經地下水中的水質(solutions)與泥兩條並聯之導電路徑[Mele et al., 2012; Vinegar and Waxman, 1984]，因此後續研究[Clavier et al., 1984; Sen et al., 1988; Vinegar and Waxman, 1984; Waxman and Smits, 1968; Worthington, 1993]將泥之導電路徑納入考量，擴充 Archie 方程式。

前述 Archie 方程式與擴充型之 Archie 方程式，皆須推求地層因子(Formation factor)，此因子為孔隙率及膠結係數(Cementation coefficient)之指數函數，因此須先求得孔隙率才能得到地層因子。然而，並非所有研究區域皆有孔隙率資料，因此部分研究先忽略泥之影響，以土體電阻值與孔隙水電阻值之比值作為地層因子，再進行後續分析，如[Park and Dickey, 1989]以孔隙水電阻值為自變數，以土體電阻值為應變數進行線性迴歸，而該迴歸式之斜率即為地層因子之倒數；[Niwas et al., 2011]與[Taheri Tizro et al., 2012]亦忽略泥的影響，以孔隙水電阻值與土體地電阻值之比值作為地層因子，再由文獻資料歸納出該研究區域特性之膠結係數，反推孔隙率。[Taheri Tizro et al., 2012]與[Sikandar and Christen, 2012]亦以相同作法推估地層因子，再將各點之地層因子與水力傳導係數迴歸求得一關係式，因此之後僅需

求得地層因子即可求得水力傳導係數。[Soupios et al., 2007]以相同作法推估地層因子，再以地層因子倒數對孔隙水電阻值進行線性回歸，並將其截距定義為內部地層因子(intrinsic formation factor)之倒數，再以此推估孔隙率，接著代入 Kozeny - Carman - Bear equation[Domenico and Schwartz, 1990]推求水力傳導係數。然而前述文獻資料大都為實驗室尺度或現地尺度之研究，甚少研究探討流域尺度之水力傳導係數推估，有鑑於此，本研究將著重於流域尺度之水力參數推估。



第二章 相關理論

2.1 Archie's law 與地層因子(Formation factor)

Archie 於 1942 年提出 Archie's law [Archie, 1942], Archie's law 包含 Archie 第一定律(Archie first law)與第二定律(Archie second law), 適用於無黏土沈積物之經驗式。Archie 第一定律描述飽和土體電阻率 (bulk resistivity, R_o) 與孔隙率 (porosity, ϕ) 間之關係, 如式(2-1)所示, 式中 R_w 為孔隙水電阻值, α 為與岩性飽和係數 (coefficient of saturation, 介於 0.6 ~ 1 之間), m 為膠結係數 (cementation coefficient, 一般介於 1.4 ~ 2.2 之間)。一般而言與 m 隨著岩性種類與土體壓縮程度而給定不同之值, 這些值通常由實驗室試驗求得 [Taheri Tizro et al., 2012]。

$$R_o = \alpha R_w \phi^{-m} \dots\dots\dots (式 2-1)$$

其中, R_o 代表土體電阻值;

α 代表岩性飽和度係數;

R_w 代表孔隙水電阻值;

ϕ 代表孔隙率;

m 代表膠結係數。

同時 Archie 亦提出地層因子 (Formation factor, F) 以描述土體之孔隙結構與膠結程度, 其計算方式為土體電阻值 (R_o) 及孔隙水電阻值

(pore water resistivity, R_w) 之比值，如式(2-2)所示。

$$F = \alpha \phi^{-m} = \frac{R_o}{R_w} \dots\dots\dots(式 2-2)$$

Archie 第二定律(如式(2-3)所示)則為描述飽和土體電阻值與未飽和土體電阻值之關係，式中 I 為電阻指標(resistivity index)， n 為飽和度指數係數， S_w 為土體中水之飽和度。當土體為完全飽和時， $S_w = 1$ ，則 $R_t = R_o$ 。

$$R_t = I \cdot R_o = S_w^{-n} \cdot R_o \dots\dots\dots(式 2-3)$$

其中， R_t 代表未飽和土體電阻值；

I 代表電阻指標；

S_w 代表土體中水之飽和度；

R_o 代表飽和土體電阻值；

將 Archie 第一定理與第二定理合併可得 Archie 控制方程式 (controlling equation) 如式(2-4)所示。

$$R_t = \alpha R_w \phi^{-m} S_w^{-n} \dots\dots\dots(式 2-4)$$

2.2 Archie's law 擴充式

前述 Archie's Law 之假設條件為土體中沒有任何黏土(clay)存在，意即若土體中含黏土，則 Archie's Law 即不適用，此原因主要為黏土電雙層構造(double layer)所產生額外之表面傳導現象(surface

conduction)，因此黏土也具有導電能力，然而 Archie's Law 並未考量黏土之導電能力，故不少研究提出 Archie's Law 之擴充式[Clavier et al., 1984; Sen et al., 1988; Simandoux, 1963; Vinegar and Waxman, 1984; Waxman and Smits, 1968; Worthington, 1993]，將黏土之影響納入考量。以下舉[Simandoux, 1963]提出之擴充式為例，進行說明：

[Simandoux, 1963]提出之擴充式(式(2-5))，式中 R_c 代表黏土電阻值， V_c 為土體中含黏土之比例。由式(2-5)可知，等號右邊第一項為黏土所造成之電阻，通常泥土含量越多，所量測到的電阻越低，意即導電能力越高。

$$\frac{1}{R_0} = \frac{V_c}{R_c} \cdot S_w + \frac{\phi^m}{\alpha R_w} \cdot S_w^n \quad \dots\dots\dots(式 2-5)$$

其中， R_0 代表土體電阻值；

V_c 為土體中含黏土之比例；

R_c 代表黏土電阻值；

S_w 代表土體中水之飽和度；

ϕ 代表孔隙率；

α 代表飽和度係數；

R_w 代表孔隙水導電度；

2.3 地層因子(Formation factor)與水力傳導係數(Hydraulic conductivity)

水力傳導係數(Hydraulic conductivity, K)為描述流體於土壤(孔隙介質)中之流通能力,而 K 與孔隙率(ϕ)具有相當高之相關性,[Choukér, 1971]指出,對於相同種類之岩性或沈積物而言, ϕ 與 K 成正比($\phi \propto K$),而由式(2-2)可知, F (Formation factor)與 ϕ 成反比($1/\phi \propto F$),因此 F 與 K 成反比($K \propto 1/F$)。對於不同種類之岩性或沈積物而言, ϕ 與 K 成反比($\phi \propto 1/K$),意即 F 與 K 成正比($K \propto F$)。圖 2-1 為[Choukér, 1971]之試驗成果,由其結果可知,比較岩性皆為黏土(clay)之土樣,孔隙率越高者,其水力傳導係數越大。比較不同岩性之兩土樣,如礫(gravel)與黏土,由圖 2-1 可知,黏土之孔隙率較礫石為大,然水力傳導係數則以礫石較黏土為大。

本研究所欲建立之水力傳導係數推估式為描述地層因子(F)與水力傳導係數(K)之關係,因研究範圍為流域尺度之實際案例,因此地層中應為包含多種岩性或沈積物而非單一沈積物之情況,故可推測本研究所欲建立之推估式中, F 與 K 應屬正比之關係。

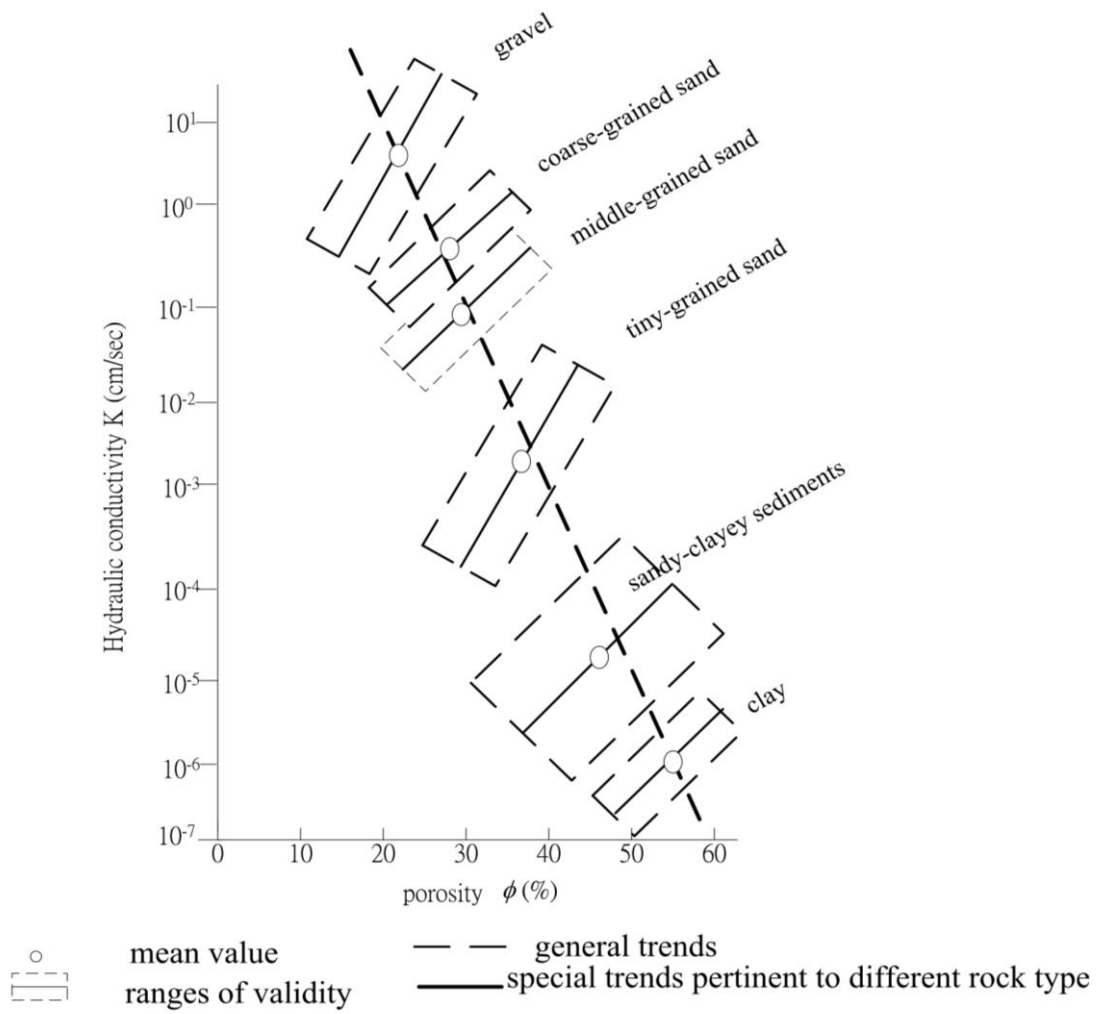


圖 2-1 各種沈積物之孔隙率與水力傳導係數關係圖[Choukér, 1971]

第三章 研究方法

本研究應用一維地電阻資料及現有之觀測井網資料，發展一水力傳導數之推估方法。首先為蒐集一維地電阻資料、孔隙水電阻資料、岩心資料及水力傳導係數資料。接著依據觀測井岩心資料對電阻資料進行篩選，並利用孔隙水電阻值推求地層因子。推得地層因子之後，為降低此推估參數維度，本研究依研究區域沉積特性進行空間分區，並將資料以分區為基礎進行分群。在完成資料分群後，本研究以各分群資料之地層因子與水力傳導係數，建立水力傳導係數推估模式，最後再應用此模式推估水力傳導係數空間分佈。研究流程如圖 3-1 所示。

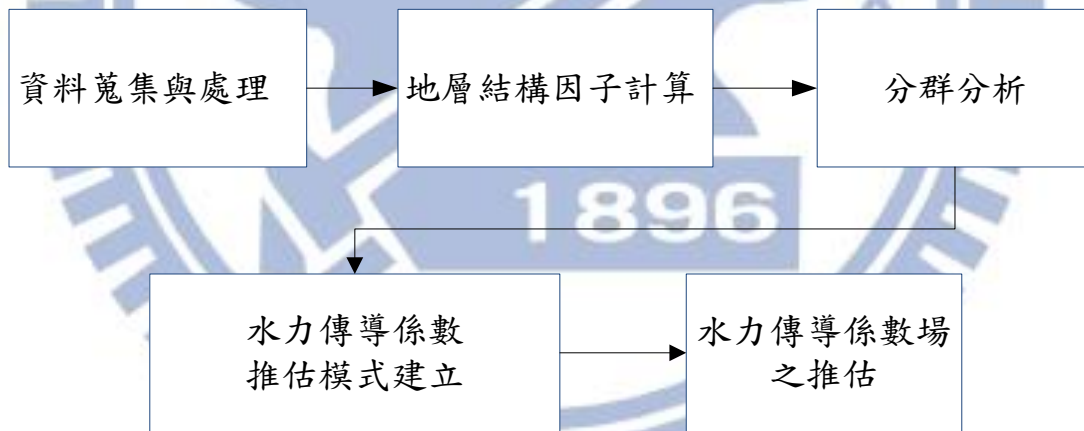


圖 3-1 研究流程圖

3.1 資料蒐集與處理

本研究所需蒐集之資料可區分為兩類，一為觀測井網相關資料，二為非觀測井網資訊。觀測井網相關資料包括岩心、水力傳導係數及

水質導電度，此資訊可分別藉由觀測井之地質鑽探、抽水試驗及水質化驗取得；而非觀測井網資訊，則為一維地電阻資料。

本研究由觀測井之地下水水質導電度資料，進行單位換算，因導電度與電阻率互為倒數，故將導電度作倒數計算，即可求得孔隙水電阻值(Pore water resistivity)，以作為後續地層因子(Formation factor)推估之用。

岩心資料可用來判斷觀測井與鄰近一維地電阻測點其所屬地質狀況是否相似，因為一般而言，礫石與粗砂等粗粒料之岩心具較高之電阻值，而泥與粉土等細粒料之電阻值較低。因此藉由比對岩心資料與一維地電阻之測深曲線，可作為判斷兩地之地質構造的相似與否。

由抽水試驗資料，如導水係數或水力傳導係數等，可了解該局部區域之地下水流通特性。因本研究主要分析對象為飽和含水層，因此地下水位資訊可作為區隔飽和與未飽和含水層界線之依據。

在一維地電阻資料部分，因一維地電阻原始量測數據為一維視電阻率(Apparent resistivity)，其數值代表在此種電極排列情形下，深度小於某範圍內所有電性地層之綜合效應，因此視電阻率通常不能代表地下各層土壤之實際電阻率，而須將此資料進行逆推之反演算處理，求得各層土體真實電阻率，始可作為後續分析之用。

而本研究未使用鑿井當時所量測之地球物理井測資料，如 16 吋

電阻與 64 吋電阻，原因可分為兩大類；因[吳尹聿, 2012] 比對本研究區域濁水溪沖積扇內全部觀測井岩芯和井測資料，發現觀測井岩性種類和井測電阻值高低的關連性，遠低於一維地電阻與觀測井岩性的關連性，故本研究採以一維地電阻資料作為本研究推估之用。此外，由於本區域之地電阻資料密度遠較觀測井網之密度為高，故本研究採用一維地電阻資料進行水力傳導係數推估。

3.2 地層因子計算

完成上述資料蒐集後，須進行資料篩選與處理，始可作為地層因子計算之用。本研究為排除不適合之地電阻資料，設定兩項篩選原則，一以地下水位面，因本研究探討範圍為飽和土體之參數推估，故須排除地下水位面以上之未飽和土體電阻值；二為地電阻解析度，因地電阻解析度會隨深度增加而降低，而解析度過低將無法有效呈現地質狀況，亦會降低精準度。故須檢視電阻資料並設定一停損點，或依據測線之半展距離推估可用資料深度，以排除解析度過低的資料點。

完成資料品質篩選後，接著進行環域分析，由於一維地電阻施測點位不一定位於觀測井附近，兩者之空間分布上並不一致，因此為確保所選取之地電阻資料可以反應觀測井的地質特性，以達到建立關測井之水力參數與地電阻之關係式，本研究藉由比對岩心資料與一維地

電阻之測深曲線，作為判斷兩點位之地質特性的相似與否，故本研究發展一套流程如圖 3-2 所示，以觀測井為中心，挑選觀測井半徑兩公里內之一維地電阻測點，若此範圍內包括多個地電阻測點，則將優先分析距離觀測井最近之地電阻測點，如步驟(3)。而分析方法在步驟(4)說明，將以觀測井之岩心資料比對電阻測深曲線是否一致。若一致，則採用此一維地電阻測點。若否，則排除此點，並挑選下一個鄰近觀測井之一維地電阻測位，重複步驟(3)至(5)，直至挑選出能夠代表此觀測井地質結構之一維地電阻測點為止。

完成環域分析與測點選取之處理後，便可進行地層因子計算。根據[Archie, 1942]提出的 Archie's law，用此方程式描述土體電阻值與孔隙水電阻值、孔隙率、飽和度係數與膠結係數之關係，同時 Archie 並定義地層因子(F)，為土體地電阻值與孔隙水電阻值之比值，藉此用以描述孔隙率與膠結係數之關係，如式(2-2)所示。

本研究欲建立地電阻與水力傳導係數之關係式，因此水力傳導係數為代表開篩範圍此段深度內土體的流通性質，故所分析之土體電阻值資料也須與此段深度對應。故本研究選取濾水管(Screen)長度範圍此段深度之土體電阻值，並以電性地層之厚度為權重，計算濾水管長度範圍內之平均電阻值。最後，於流程圖之步驟(7)，根據 Archie's law 所定義之地層因子（如式(2-2)所示），將一維地電阻資料及水質導電

度資料轉換為地層因子，以為後續回歸分析之用。

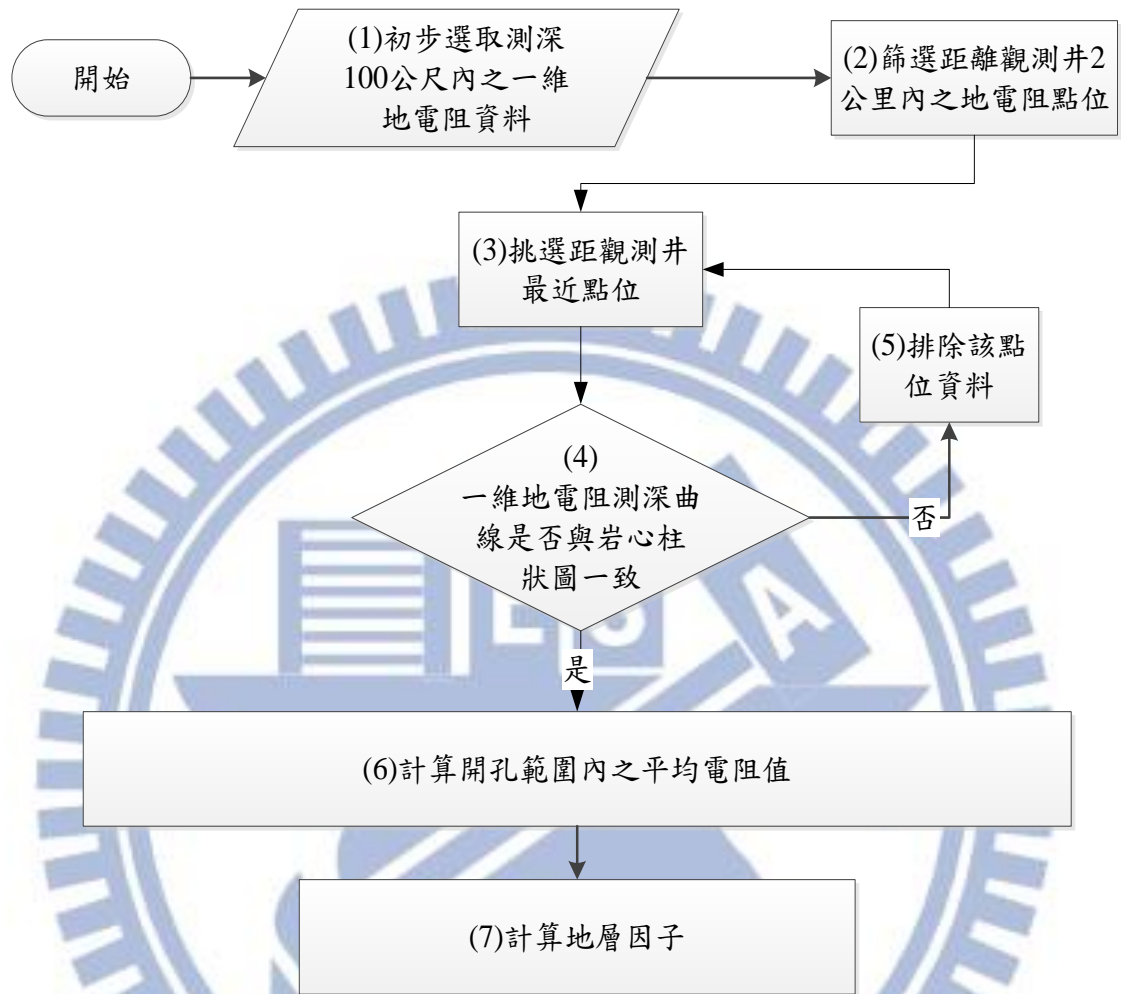


圖 3-2 地層因子計算流程圖

3.3 分群分析

根據地層因子之定義可知，如式(2-2)所示，地層因子與孔隙率的膠結係數次方成反比，而前人 *Bear* [1972]指出孔隙率為水力傳導係數之函數，因此地層因子與水力傳導係數之間因孔隙率而存在相關性，故本研究預期可由地層因子推求水力傳導係數。然而地層因子定義中之膠結係數(m)主要與土壤來源與土壤壓密程度相關，其隨著土壤特性不同而改變，如此將造成推估式中參數維度增加，若能使膠結係數近似一定值，將可降低此推估式之維度。

因此，本研究利用土壤特性進行分群分析，找出土壤特性近似之空間區域，以降低膠結係數不確定性之影響。

本研究之分群分析流程如圖 3-3 所示。首先，依流域進行分群，因不同流域之沉積物的種類與分布狀況，受母岩區的岩石特性、母岩受風化的程度、沉積環境變遷及構造運動等因素所影響，故其膠結係數亦略有差異，故本研究先依流域進行分群。接著依照含水層分層進行分區，因不同之含水層其沉積年代不同，故壓密程度也不同，因此其膠結程度亦有所差異，故需依照含水層分層進行分區。由流程圖(圖 3-3)中之步驟(1)完成各流域範圍之分區劃定，藉由步驟(2)再依含水層分層細分為多個分區。最後則依沖積扇之沉積過程進行分區。因為沖

積扇扇頂主要為礫石與粗砂所構成，扇尾主要由粉土及泥等較細之土壤所構成，而扇央則屬礫砂與泥之交界帶。因此當量測之地層屬於泥層或砂泥互夾之地層時，地電阻往往呈現低電阻之反應，亦即呈現泥導電性佳之特徵；若為礫石或粗砂則通常為高電阻之反應。*Khalil et al.* [2012]亦指出土體含泥與否將呈現兩種截然不同之電阻特性，故本研究將依據含泥與否劃分為兩區。

經由上述土壤特性進行分群分析，層層剝析三大影響地層因子的因素，藉此讓推估式中參數維度降低，並簡化問題，以利後續之模式建置與應用。

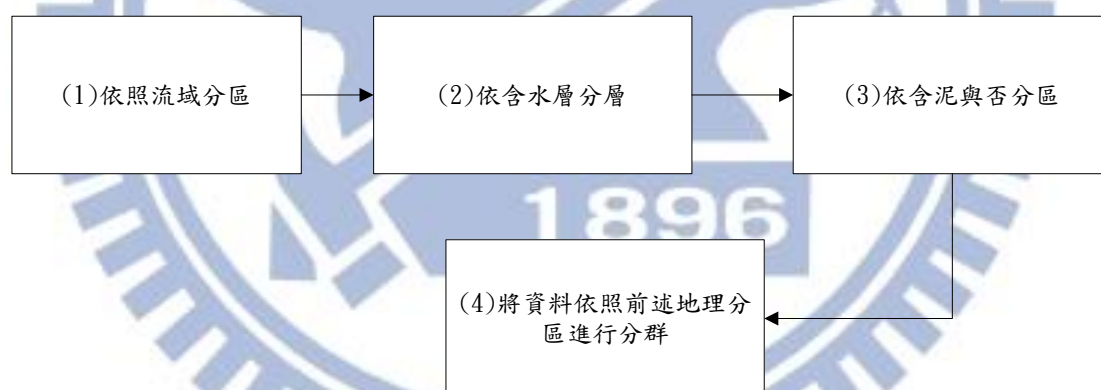


圖 3-3 分群分析流程圖

3.4 水力傳導係數推估式建立

而前人 *Bear* [1972]指出孔隙率為水力傳導係數之函數，因此地層因子與水力傳導係數之間因孔隙率而存在相關性，故本研究預期可由

地層因子推求水力傳導係數。

根據地層因子之定義，地層因子與孔隙率的膠結係數次方呈指數反比，因此透過上述分群分析方法，找出土壤特性近似之空間區域，以降低膠結係數不確定性之影響，而膠結係數近似一定值相近的群組，便可將膠結係數定近似為一定值，因此地層因子與孔隙率的常數次方呈線性反比。此外，前人現地研究成果[Chukwudi, 2011; Sikandar and Christen, 2012]，採以線性回歸建立地層因子與水力傳導係數之關係式。故本研究參考前人研究將同一分群資料之地層因子與此一區域內之水力傳導係數值進行回歸分析，建立此一區域之水力傳導係數推估式。

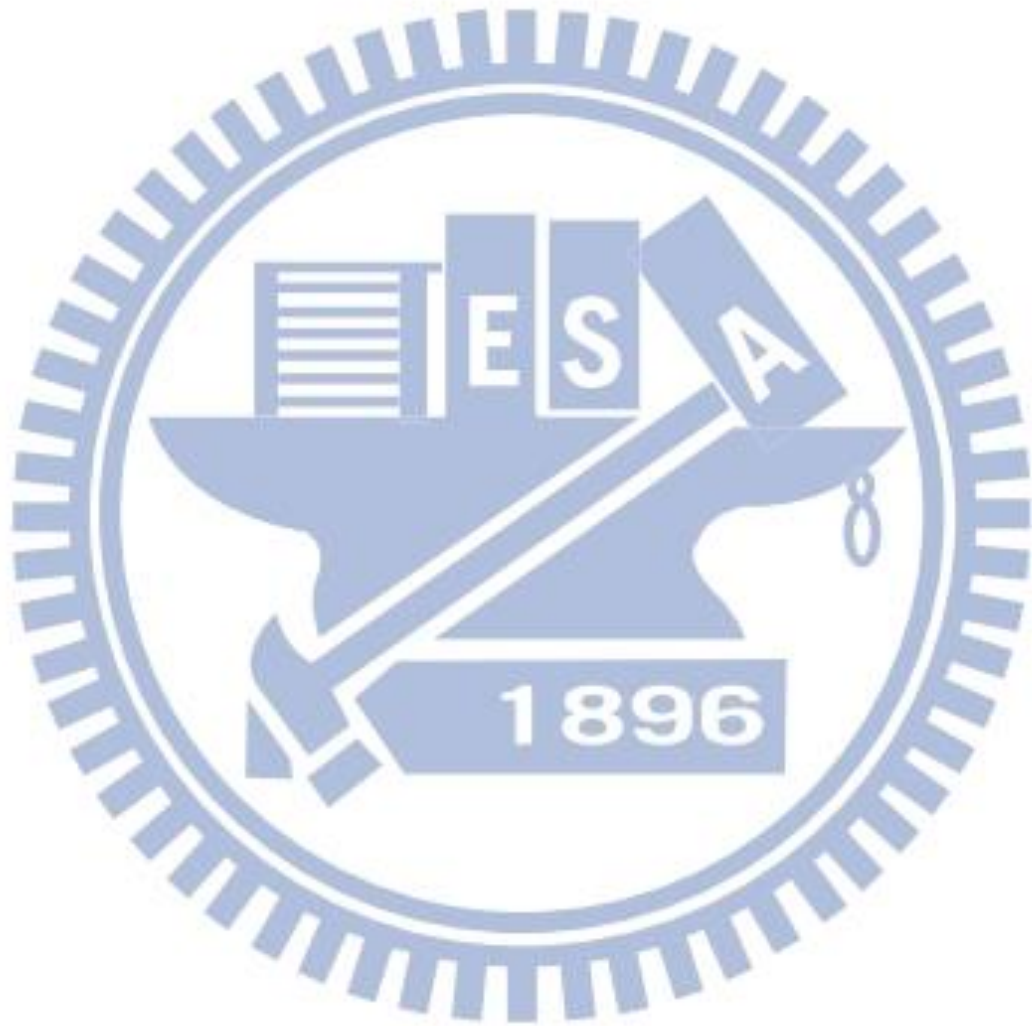
3.5 水力傳導係數場之推估

將地球物理參數地層因子與水文地質水力傳導係數建立起此區域之推估式後，便可利用一維地電阻資料推估未鑽井區域之水力傳導係數，增加參數之空間密度，推估研究區域之水力傳導係數場。

推估研究區域之水力傳導係數場的方法如下，首先將一維地電阻資料與孔隙水電阻值透過空間內插方法推估至整個研究區域，再依上述地層因子計算流程推估此參數。求得地層因子之空間分布後，依分群分析將資料分群，代入各自對應之水力傳導係數推估式內，推求研

究區域之水力傳導係數場。

後續在應用方面，若欲增加水力傳導係之空間密度，只需於研究區域內進行地表地電阻施測，重複上續研究方法，即可求得水力傳導係數，不需再建井進行抽水試驗，可有效節省時間與成本。



第四章 研究結果

濁水溪沖積扇為本研究之主要研究區域，此區域為包含多條河川之一複合式流域，因此其沈積物來源相當複雜，其電性特徵亦相對複雜，故可能影響後續分析結果。因此本研究將應用第三章之分群分析方法，先將整個研究區域進行分群分析，接著再以分群結果為基礎，建立各個分群之水力傳導係數推估式並以試驗結果與文獻推估方法比較驗證，最後再推估研究區域之水力傳導係數場並與傳統可利金(Kriging method)內插之結果比較。本章首先於 4.1 節說明研究區域與資料蒐集，4.2 節說明資料處理與地層因子計算，4.3 節說明分群分析結果，4.4 節為水力傳導係數推估式建立與結果驗證，最後 4.5 節為綜合討論。

4.1 區域概述與資料蒐集

4.1.1 區域概述

濁水溪沖積扇地下水區位於臺灣西部海岸之中段，北起烏溪，南至北港溪南岸，東以八卦台地及斗六丘陵山脊線為界，並沿兩丘陵間之隘口向東擴及竹山、名間一帶，西臨臺灣海峽，面積約 1,800 平方公里，如圖 4-1 所示。本沖積扇最主要之河川為濁水溪，其主流發源自中央山脈西翼、合歡山以南與玉山山塊北

側之間地區，向西切穿雪山—玉山帶、麓山帶與八卦—斗六丘陵區，在丘陵區西側形成沖積扇系統，主流流經沖積扇之中央，向西注入臺灣海峽。濁水溪沖積扇地勢平緩，高程約介於海拔 0~100 公尺之間。



圖 4-1 濁水溪沖積扇地理位置及水系分佈圖

(一)水系

濁水溪沖積扇涵蓋數個流域，自北而南分別為烏溪流域、濁水溪流域及新舊虎尾溪流域與北港溪流域，如圖 4-2 所示。不同流域之沉積物的總類與分布狀況，受母岩區的岩石特性、母岩受風化程度、沉積環境變遷及構造運動等因素所影響，故其膠結係數亦略有差異。如新舊虎尾溪流域與北港溪流域之集水區源至於斗六丘陵，其出露地區地層以更新世之泥岩、砂岩及礫岩為主，侵蝕下來之沉積物以泥和砂為主，礫石較少；而烏溪流域之沉積物主要來自八卦山，侵蝕下來之沉積物以砂和礫石為主；而濁水溪主流之沉積物則源自於更上游之南投地區。



圖 4-2 濁水溪複合沖積扇示意圖

(二) 水文地質架構

地調所於 88 年完成臺灣地區地下水觀測網第一期計畫濁水溪沖積扇水文地質調查研究報告中，以濁水溪沖積扇 72 站之地質岩心資料與碳 14 定年資料為基礎，分析地層之透水性質是否通透與否，輔以定年資料作對比，劃分出濁水溪沖積扇概念分層，包括含水層一

(F1)、阻水層一(T1)、含水層二(F2)、阻水層二(T2)、含水層三(F3)、阻水層三(T3)、含水層四(F4)及阻水層四(T4)。上述各分層之垂直示意圖，將輔以岩心資料以水文地質剖面展示如圖 4-3 之文字說明。概念分層示意圖則如圖 4-4 所示。

根據碳 14 定年結果[中央地質調查所, 1999]，可知本研究區域沖積層為晚更新世以來所沉積。含水層一由於定年資料較少，於平原地區之定年結果約為 1000 年前至今；阻水層一定年結果集中在 12000 年以內。含水層二約分布於深度 60 至 100 尺之間，定年結果集中於 16000 至 45000 年前之間。而位於深度 100 公尺以下之地層，定年結果多已超過碳 14 定年法之上限，沉積年代大於 50000 年。

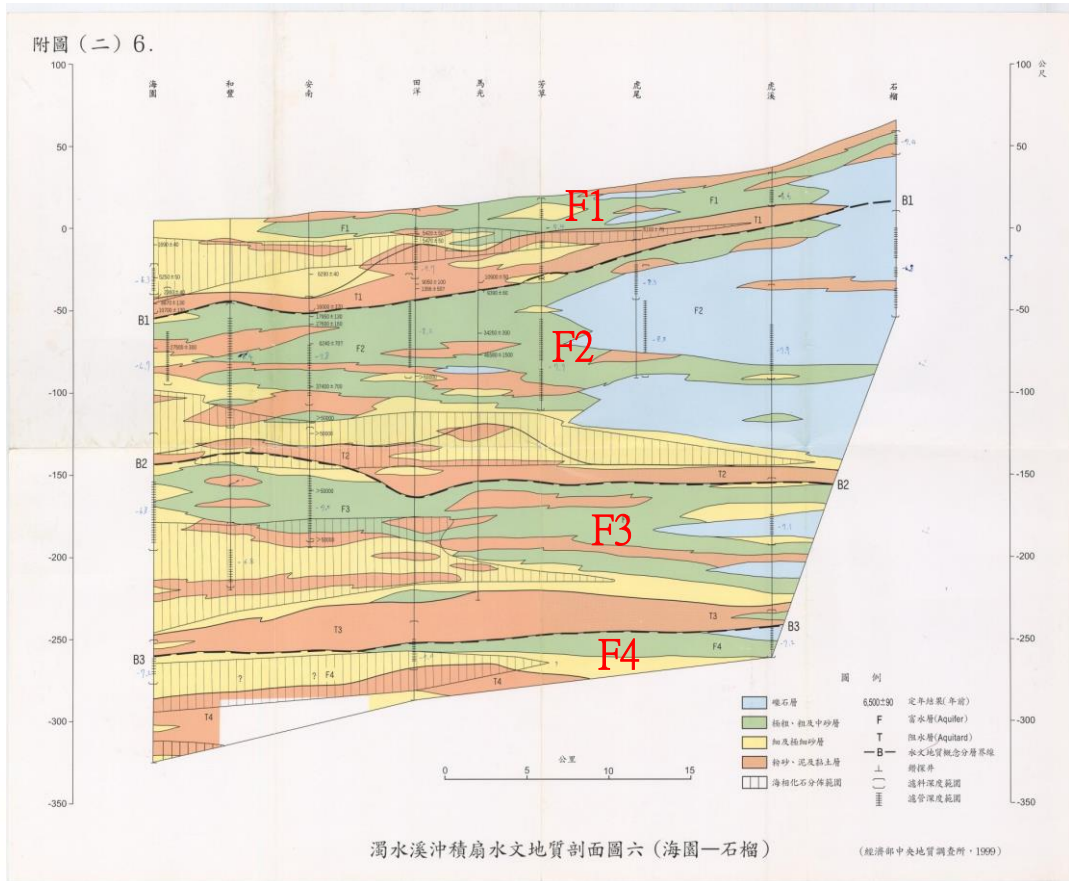


圖 4-3 濁水溪海園-石榴水文地質剖面圖

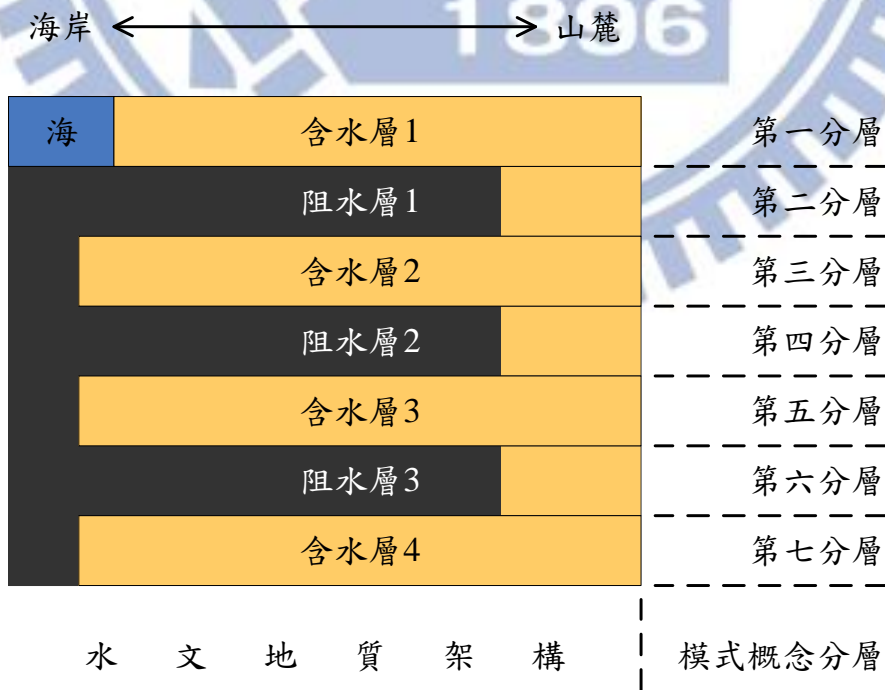


圖 4-4 濁水溪沖積扇概念模式

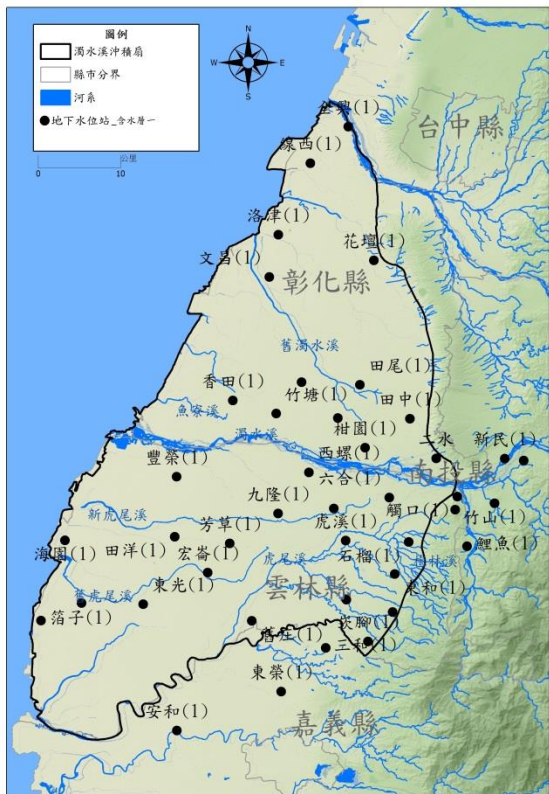
4.1.2 資料蒐集

本研究乃應用一維地電阻資料及現有之觀測井網資料，發展一水力傳導數之推估方法。故需蒐集水力傳導係數資料、孔隙水電阻資料、岩心資料及一維地電阻資料。

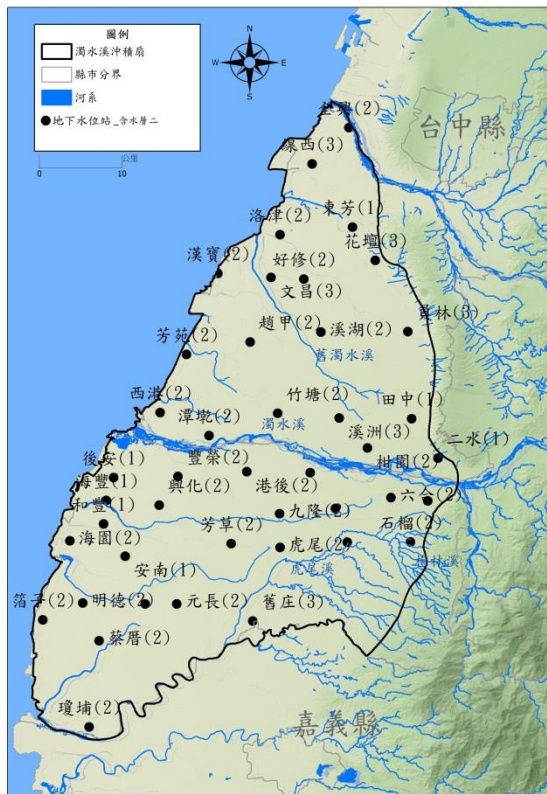
(一)水力傳導係數

本研究依據臺灣地區地下水觀測網第一期計畫-濁水溪沖積扇地下水觀測井建置及相關試驗報告，蒐集位於各含水層內之地下水觀測井之導水係數、水力傳導係數、濾水管位置與地下水位等資料。濁水溪沖積扇各分層之觀測井空間分佈圖如圖 4-5 所示。

因考量一維地電阻資料於深度 100 公尺內之解析度較佳，而此範圍內之含水層包含含水層一與含水層二之一，所以本節僅表列含水層一之觀測井資料，如表 4-1 所示，其餘部分詳見附錄一。



(a)



(b)



(c)

圖 4-5 濁水溪沖積扇各層含水層地下水觀測井分布圖：(a)含水層一(b)含水層二(c)含水層三

表 4-1 含水層一(F1)42 口地下水觀測井資料列表

站名	TMX	TMY	井頂高程	導水係數 (m ² /day)	水力傳導係數 (m/day)	濾水管頂 部(埋深)	濾水管底部 (埋深)	靜水位面 (埋深)	電導度 (μmho/cm)
全興(1)	199630	2674365	7	479	53.20	8	18	4.6	909
線西(1)	195062	2669966	5	369	30.74	10	28	2.4	831
花壇(1)	202730	2658260	16	592	49.36	8	20	1.5	942
洛津(1)	191220	2661365	8	51	5.70	25	34	5.7	695
文昌(1)	190120	2656250	11	214	17.86	5	17	3.7	2031
溪州(1)	198370	2639270	34	1205	50.22	4	28	4.6	580
柑園(1)	201660	2635700	47	2680	148.88	14	32	9.4	721
竹塘(1)	190950	2639820	22	2779	154.40	11	29	1.7	1200
合興(1)	194000	2643600	23	2280	189.97	9	21	5.3	1108
田尾(1)	201045	2643280	33	1317	73.14	12	30	7.1	1642
豐榮(1)	178950	2632220	9	900	25.00	12	48	3.8	990
九隆(1)	191170	2627780	24	931	77.54	8	20	4.7	1061
西螺(1)	194890	2632720	29	1485	82.48	20	38	4.8	761
荊桐(1)	197890	2628380	38	1921	106.74	14	32	6.1	800
六合(1)	204580	2629710	56	3996	133.20	24	54	17.2	620
海園(1)	165470	2624550	4	161	8.96	24	42	10.4	740
田洋(1)	178720	2624990	11	1310	43.67	6	36	2.7	1005
芳草(1)	185350	2624180	16	508	33.87	9	50	1.9	597

虎溪一(1)	199330	2624540	38	521	28.94	8	26	10.4	664
虎溪二(1)	199330	2624540	38	400	66.70	15	21	8.3	588
石榴(1)	206940	2624360	67	29	4.80	8	14	7.8	216
箔子(1)	162600	2614900	2	431	17.94	36	60	11.4	640
明德(1)	167485	2617020	7	139	11.54	0	0	10.2	793
宏崙(1)	182664	2620669	16	600	40.01	0	0	5.8	904
東光(1)	174905	2616870	9	545	45.42	17	29	8.2	1075
舊庄(1)	188020	2614870	18	362	20.09	10	28	3.8	1026
溫厝(1)	199400	2617410	49	157	8.70	14	32	7.8	558
東和(1)	205250	2620500	76	207	6.89	21	57	14.5	346
古坑站	204980	2615930	101	264	7.32	66	102	47.7	366
崁腳(1)	202020	2612380	110	94	3.90	78	102	53.7	197
香田(1)	185725	2641405	15	358	20	15	32	5.2	1220
光復(1)	189077	2626516	21	1791	149	24	36	6.2	1640

(二)水質導電度

本研究所蒐集之水質導電度資料來源為經濟部水利署水文水資源資料管理供應系統，此系統提供觀測井之水質化驗結果，而本研究所須蒐集之導電度資料，已併入表 4-1 含水層一(F1)42 口地下水觀測井資料內。

由於地下水水質化驗量測資料為導電度資訊，用來描述水體的導電能力，其常用單位為 $\mu\text{mho/cm}$ 。而本研究需求得之孔隙水電阻值，其單位為 mho/m ，因此需進行單位換算，其轉換方程式如式(4-1)。其中 R_w 為孔隙水電阻值， ρ_w 為水質導電度，由於電阻值與導電度為倒數關係，故需將水質導電度作倒數計算，又為了使單位的數量級一致，需再將水質導電度之倒數再乘以 10 的四次方，轉換成 mho-m 。

$$R_w = \left(\frac{1}{\rho_w}\right) 10^{-4} \dots\dots\dots (式 4-1)$$

此外，本研究為增加水質導電度資料密度，經由環境保護署全國環境水質監測網站，蒐集研究區域內監測井導電度資料。由於環保署之水質監測井建置時間較晚，與地電阻施測時間及抽水試驗時間較不一致，且監測井大多為淺層水井，其水質易受人為與農業汙染而變動，因此須評估此資料是否可作為本研究分析之用，分析流程如圖 4-6 所示，說明如下：

本研究首先觀察各監測井之導電度歷線圖，檢視歷年導電度是否

變動幅度不大，若是，則此監測井水質可能不易受外界干擾，本研究假設該地點於一維地電阻施測時之水質狀態不變，取其歷年資料平均；若否，則再統計歷年 4 至 10 月份間的水質變化（因為民國 85 年度之地電阻試驗大都於 4 至 10 月期間配合農作休耕進行密集的現場調查工作），若此段期間內之導電度變化不大，則取此段期間內之平均值，作為該監測井之導電度。若否，則不選用此井之監測數據。

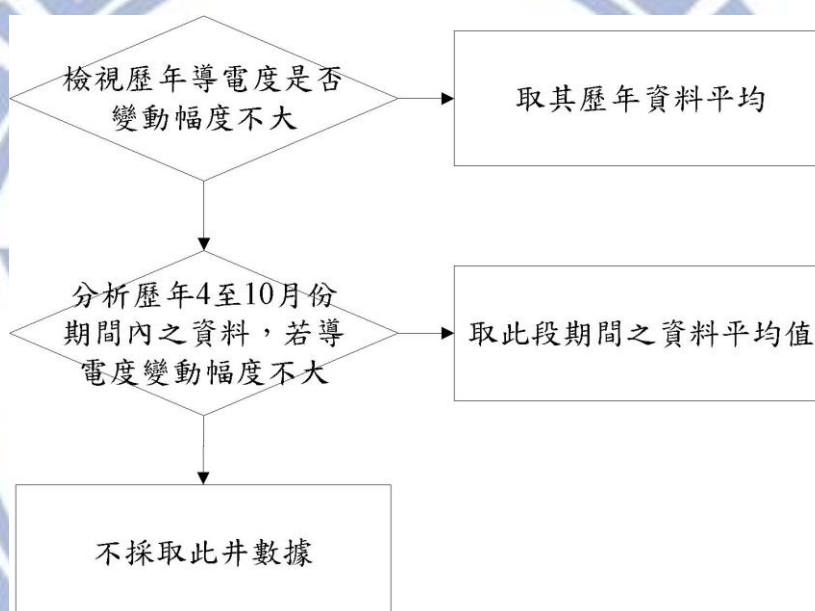


圖 4-6 水質分析篩選流程圖

經由上述分析步驟後，本研究篩選出 7 口監測井，各監測井詳細資料列於表 4-2，圖 4-7 展示監測井之空間分布。由各監測井之導電度可知，上游地區的水質導電度變動幅度較小，約在正負 100(μ mho/cm)導電度之間。以社頭國小站為例，其水質導電度變化如圖 4-8 所示，採樣期間為 2000 年至 2012 年，共 20 筆資料，其平均值為 741(μ

mho/cm)，最大值為 812(μ mho/cm)，最小值為 685(μ mho/cm)，樣本的標準差為 36.6(μ mho/cm)。下游地區的水質導電度變動幅度較上游地區大，變化幅度約在正負 200(μ mho/cm)之間，以大同國小站為例，其水質導電度變化如圖 4-9 所示，採樣期間為 2000 年至 2012，共 41 筆資料，其平均值為 1458(μ mho/cm)，而最大值為 1610(μ mho/cm)，最小值為 1260(μ mho/cm)，標準差為 83.6。

表 4-2 監測井水質資料

站名	TMX	TMY	平均電導度 (μ mho/cm)	所屬縣市
社頭國小	207924	2643889	741	彰化縣
埤頭國小	196826	2643263	1041	彰化縣
萬興國小	190026	2650199	996	彰化縣
螺陽國小	200472	2641442	1050	彰化縣
文昌國小	193281	2633308	1325	雲林縣
二崙國小	190386	2629887	1045	雲林縣
大同國小	185474	2632545	1458	雲林縣

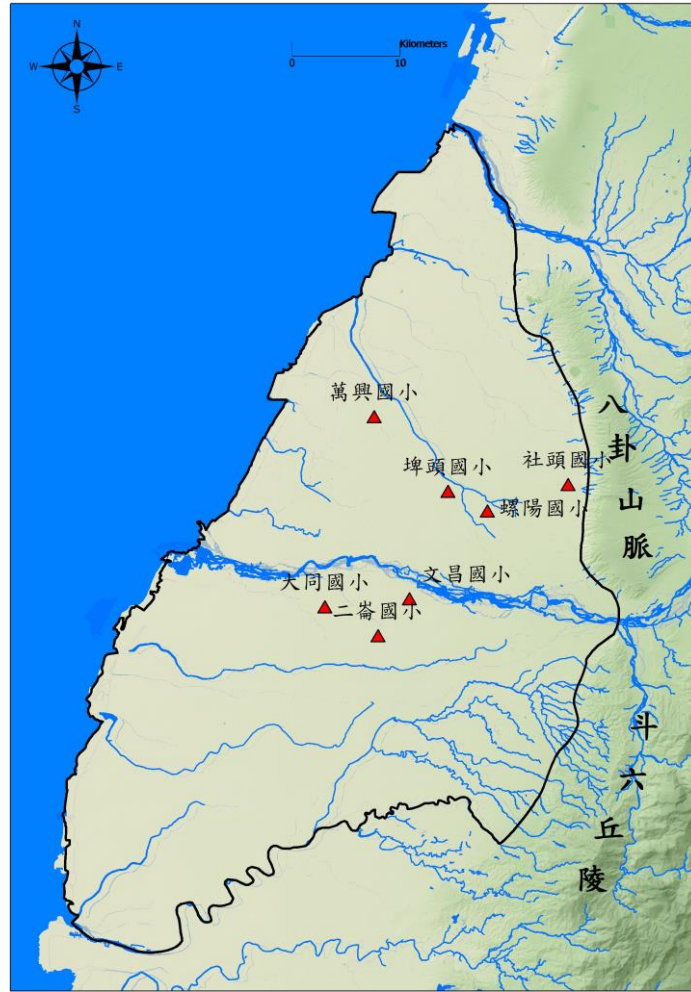


圖 4-7 研究區域內篩選過後的監測井空間分布

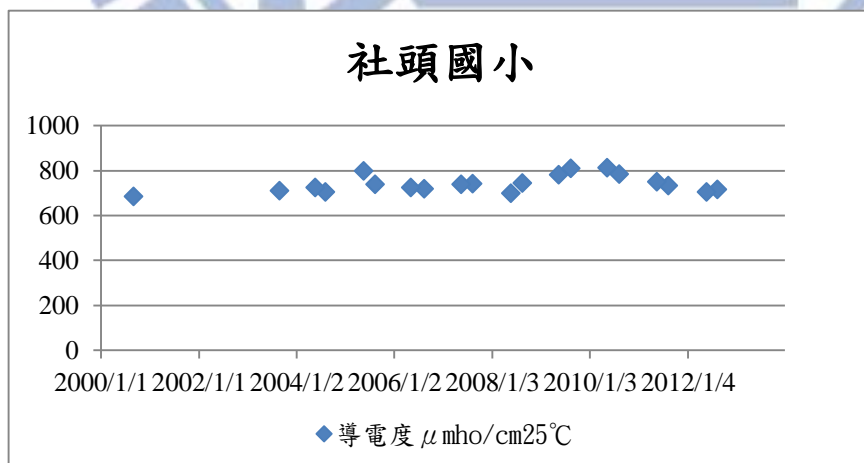


圖 4-8 社頭國小監測井水質變化

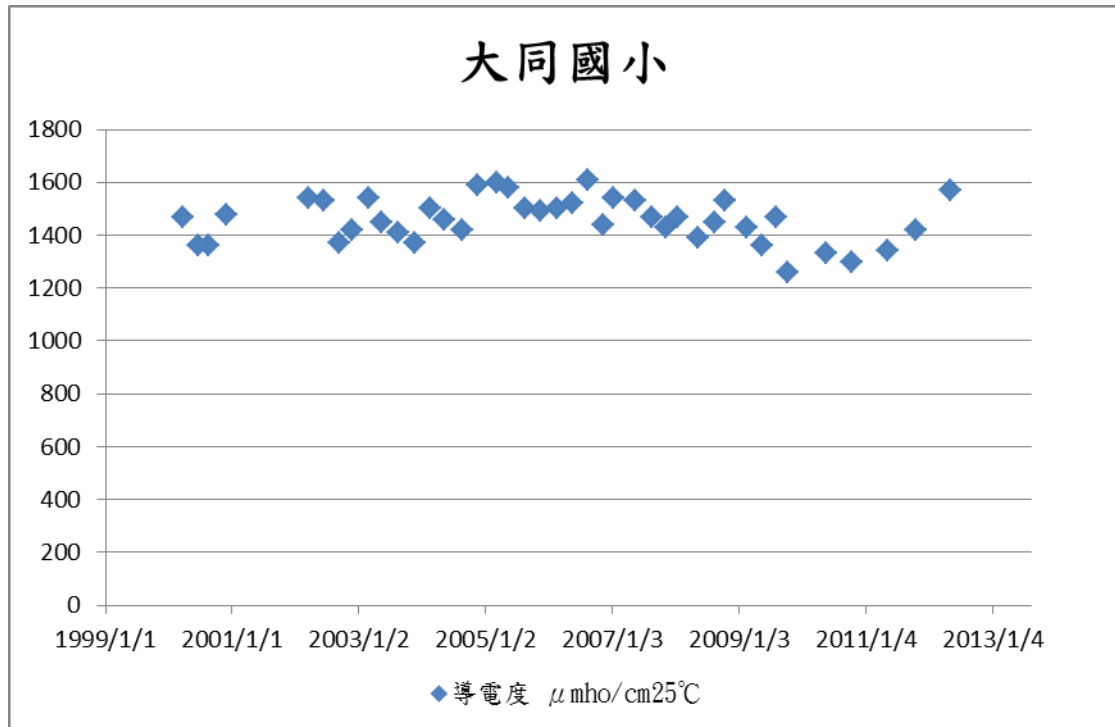


圖 4-9 大同國小監測井水質變化

(三) 岩心資料

中央地質調查所所建置之水文地質資料庫，記錄濁水溪沖積扇 72 站之地質鑽探與岩心資料，各站之空間分布圖如圖 4-10 所示，岩心資料紀錄內容如圖 4-11 所示。本研究以合興站為例，其岩心柱狀圖如圖 4-11 所示，圖中左方柱狀圖展示岩心資料，並以不同顏色區分粒徑大小，其中以橘色代表透水性不佳之黏土，黃色為細砂，綠色為粗砂，而藍色為透水性佳之礫石。另外圖中亦包括岩心定年數據與四項地球物理井測之數據。

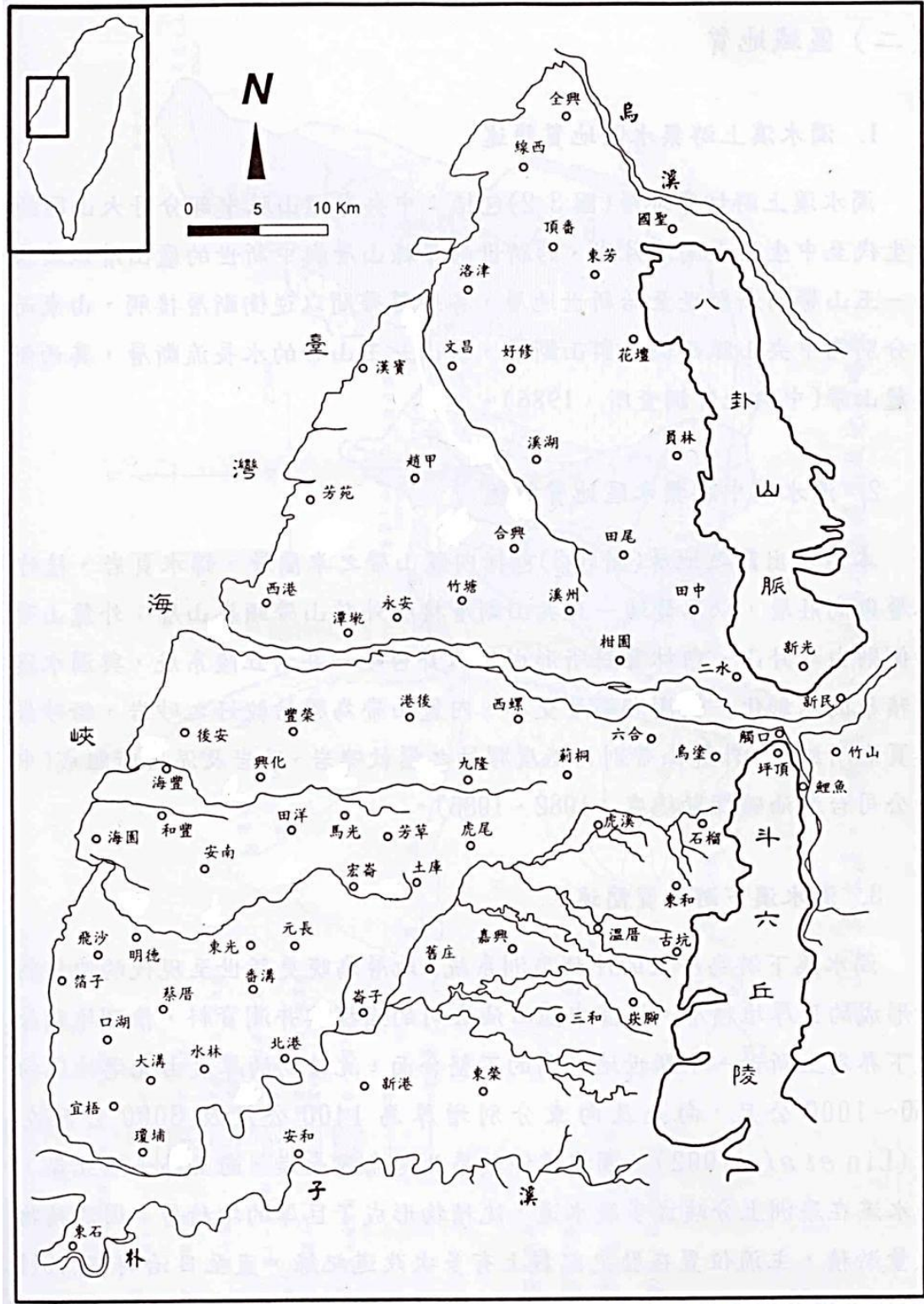


圖 4-10 地質鑽探井分布位置[中央地質調查所, 1999]

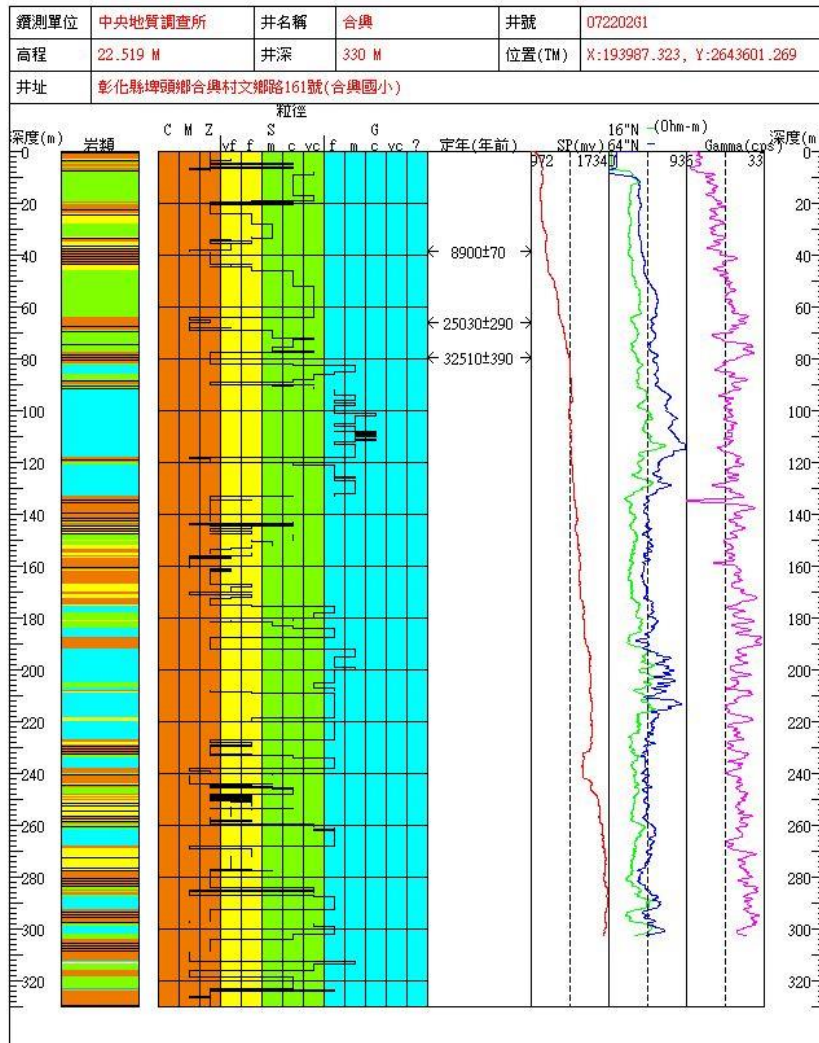


圖 4-11 岩心柱狀圖，以合興站為例

(四)一維地電阻資料

一維地電阻資料來源為中央地質調查所於民國 85 年度完成之水文地質調查研究報告，此一維垂向地電阻探測使用施蘭卜吉排列法進行探測，電流極展距達 1600 公尺，完成 224 個地電阻測點，各測點之空間分佈如圖 4-12 所示。由於該報告提供之資料為一維視電阻率，因此本資料需進一步進行反演算，作為後續分析之用。因[吳尹聿，

2012]已將前述資料進行過反演算，故本研究直接採用其結果進行後續分析。有關一維地電阻測勘原理與測量方式與一維地電阻測點之基本資料，請分別詳見附錄二與附錄三。

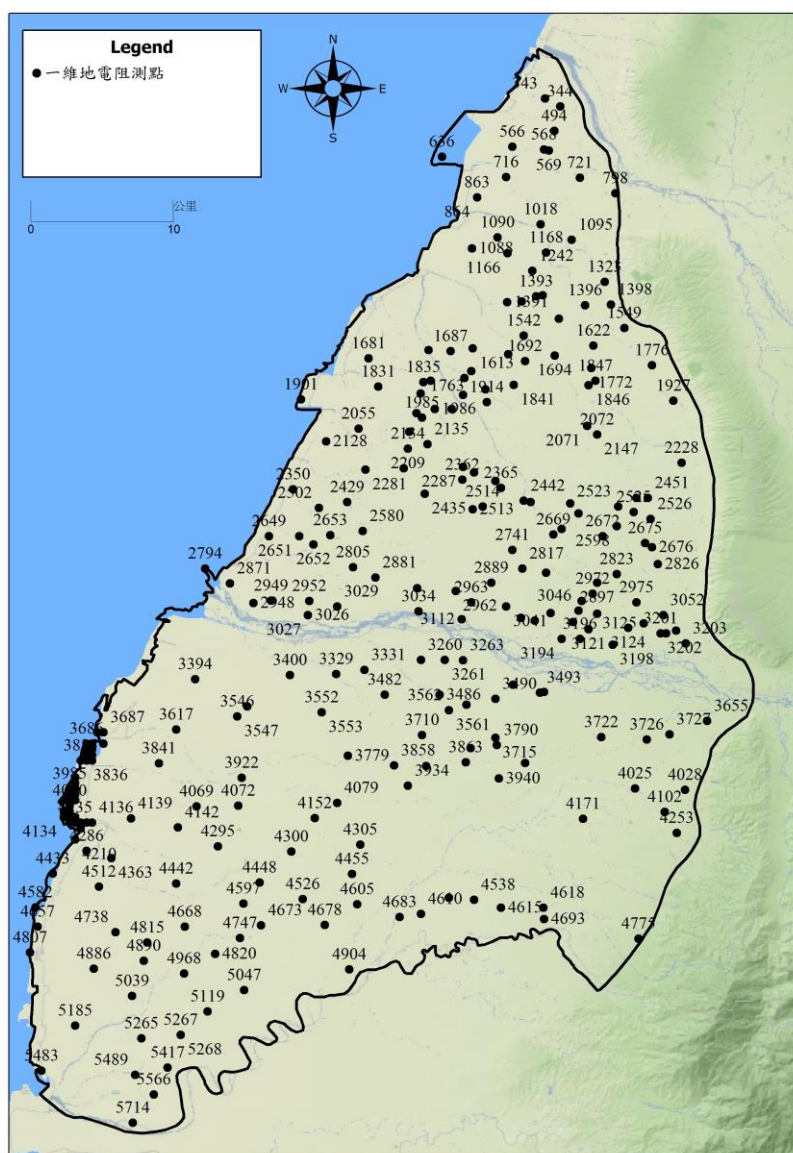


圖 4-12 濁水溪沖積扇地電阻測點分布圖

4.2 資料處理與地層因子計算

完成上述資料蒐集後，需再進一步進行資料篩選與處理，始可作為地層因子計算之用，詳細流程如圖 3-2 所示。有關資料篩選與處理的部分，將於 4.2.1 節說明，地層因子計算的部分，將於 4.2.2 節說明。

4.2.1 資料篩選與處理

在資料處理與篩選的部份，本研究參考 3.2 節之分析流程。因本研究主要目的為分析飽和含水層之水力傳導係數，因此首先在資料篩選的部分，本研究以表 4-1 所列之各觀測站之地下水位面資料，作為飽和與未飽和含水層之分界，以排除未飽和層之電阻值。各觀測井之地下水位面分布於如圖 4-13 所示。濁水溪上游之沖積扇出口處，其靜水位面可達約為 105 公尺，但在八卦山脈與斗六丘陵間的隘口處，地表坡度與地下水位面劇降，至扇頂地區之六合觀測井，其靜水位面約為 40 公尺，而位於扇尾之觀測井，其靜水位面約在 5 至 10 公尺左右，但其中以濁水溪南岸之觀測井海園(1)水位面較深，其靜水位面約為-6 公尺。

因當初地電阻施測時並未在觀測井旁直接施測，故在應用地電阻與觀測井之水力傳導係數建立關係時，須先挑選地電阻測深曲線與觀

測井岩心一致之測點方能進行後續分析。因此本研究發展一套資料處理流程如圖 3-2 所示，以觀測井為中心進行環域分析，篩選出合適之地電阻測點，如圖 4-14 所示。在環域分析的設定上，本研究設定搜尋半徑為兩公里，接著統計此範圍內各地電阻測點與觀測井之距離，由於數據眾多，故將此資料彙整於附錄三，一維地電阻基本資訊表內。接著，以觀測井為中心，找出距觀測井最近的地電阻測點，計算兩點間的直線距離，計算結果如表 4-3 所示，由此表可知共 18 個觀測井距離地電阻測點 1 公里以內，26 口觀測井距離地電阻測點 2 公里以內，本研究初步以此 44 口觀測井及其相對應之地電阻測點進行後續分析。而此 44 口觀測井分布位置如圖 4-15 所示，其中以藍色三角形符號代表距離地電阻測點 1 公里以內之觀測井；綠色三角形符號代表距離地電阻測點 2 公里以內之觀測井；紅色三角形符號代表距離地電阻測點 2 公里以外之觀測井。

完成資料篩選後，接著進行觀測井岩心資料與地電阻測深曲線比對分析，進一步分析此測點之測深曲線是否能反應觀測井之岩心特徵，若否，則淘汰此一測點，採用距觀測井兩公里內之下一個測點繼續分析。本研究以圖 4-16 說明測深曲線與岩心柱狀圖比對之結果；圖 4-16(a)為田尾觀測站之比對分析，圖中深度約 10 至 30 公尺的紅色標記範圍內，主要岩性為粗砂，該深度之地電阻值亦可呈現較為高

阻之狀態，電阻值為 132(Ohm-m)，而深度約 60 至 110 公尺範圍內，主要岩性為礫石，此深度範圍內亦呈現高電阻之特性，電阻值為 307(Ohm-m)。圖中綠色箭號標記的範圍內，其岩性為黏土，該深度之電阻值偏低，電阻值為 16(Ohm-m)，由岩性與測深曲線比對可知，此測點之電阻變化趨與岩性變化相當一致。圖 4-16(b)為合興觀測站之比對分析，圖中深度 10 至 30 公尺深的紅色箭號標記範圍內，其主要岩性為礫石與粗砂，然而其電阻值偏低，小於 50(Ohm-m)；而圖中綠色箭號標記的範圍內，其主要岩性為黏土，卻反應出高阻特性，電阻值為 255(Ohm-m)。故可判定此測深曲線無法反映觀測井之岩心變化分佈，必須排除此測點資料，再挑選下一個鄰近觀測井之一維地電阻測點，重複上述步驟，直至挑選出能夠代表此觀測井岩性分佈之一維地電阻測點為止。

經由上述資料篩選、觀測井環域分析與岩心比對等步驟，便可找到代表觀測井地質特性之一維地電阻資料，如圖 4-17 所示，圖內紅色三角形代表觀測井位置，藍色圓圈則代表本研究所選取之一維地電阻測點，此資料將作為後續地層因子計算之用。

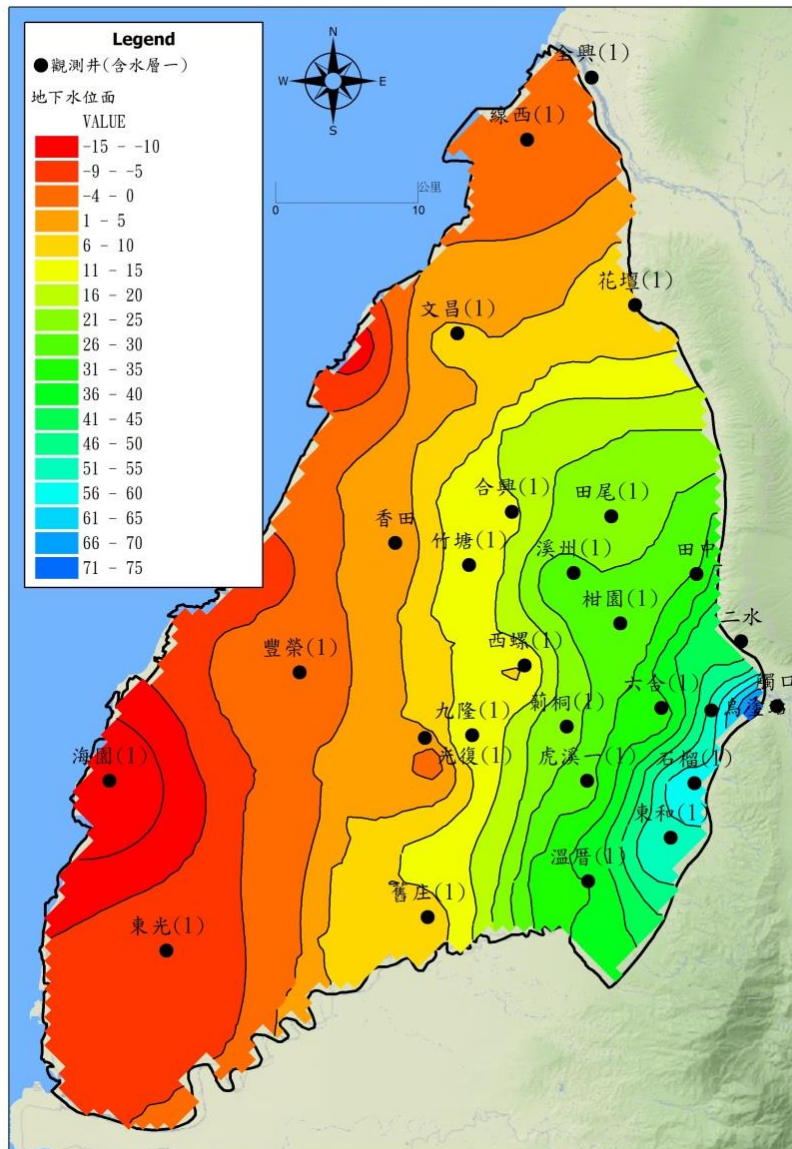


圖 4-13 地下水靜水位面分布

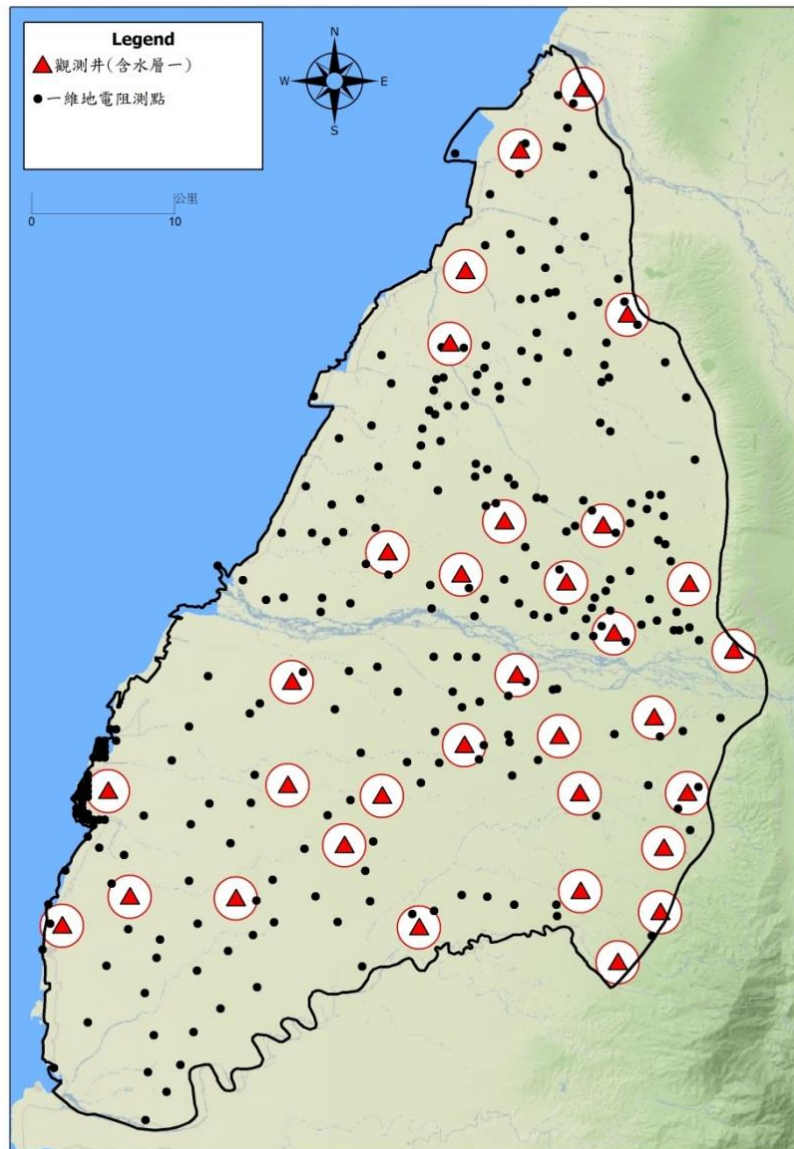


圖 4-14 觀測井環域分析示意圖

表 4-3 地電阻與觀測井距離分析表

井名	TMX	TMY	與最近的一維地電阻測點距離(m)
蔡厝	169500	2612500	215
光復	189077	2626516	323
和豐	169999	2626540	471
線西	195062	2669966	617
大溝	168600	2607410	636
崙子	183330	2611930	637

嘉興	194030	2616370	675
潭墘	182710	2637180	732
水林	172220	2608150	758
箔子	162600	2614900	776
西螺	194890	2632720	810
芳苑	179990	2646950	851
趙甲	187620	2648440	859
安南	172570	2622640	913
石榴	206940	2624360	922
海園	165470	2624550	953
花壇	202730	2658260	968
瓊埔	168220	2602120	995
溪州	198370	2639270	1042
文昌	190120	2656250	1063
舊庄	188020	2614870	1066
竹塘	190950	2639820	1072
豐榮	178950	2632220	1083
柑園	201660	2635700	1115
馬光	182192	2624602	1163
烏塗	208140	2629528	1173
好修	194050	2656100	1227
全興	199630	2674365	1334
興化	176700	2628850	1346
九隆	191170	2627780	1380
六合	204580	2629710	1401
西港	176800	2639980	1404
合興	194000	2643600	1432
海豐	170270	2629400	1442
港後	187220	2632820	1485
東光	174905	2616870	1550
東芳	199950	2662265	1555
明德	167485	2617020	1586
香田	185725	2641405	1724
元長	178790	2616960	1737
古坑	204980	2615930	1762
田尾	201045	2643280	1868
後安	171200	2632100	1906

溫厝	199400	2617410	1950
員林	205890	2649930	>2000
田中	207088	2639188	>2000
漢寶	183280	2656150	>2000
洛津	191220	2661365	>2000
溪湖	196130	2649780	>2000
二水	210240	2634430	>2000
荊桐	197890	2628380	>2000
觸口	212782	2629816	>2000
田洋	178720	2624990	>2000
芳草	185350	2624180	>2000
虎尾	191290	2623690	>2000
虎溪	199330	2624540	>2000
宏崙	182664	2620669	>2000
宜梧	166296	2604660	>2000
口湖	165796	2609792	>2000
東和	205250	2620500	>2000
北港	177920	2608770	>2000
三和	196920	2611590	>2000
崁腳	202020	2612380	>2000

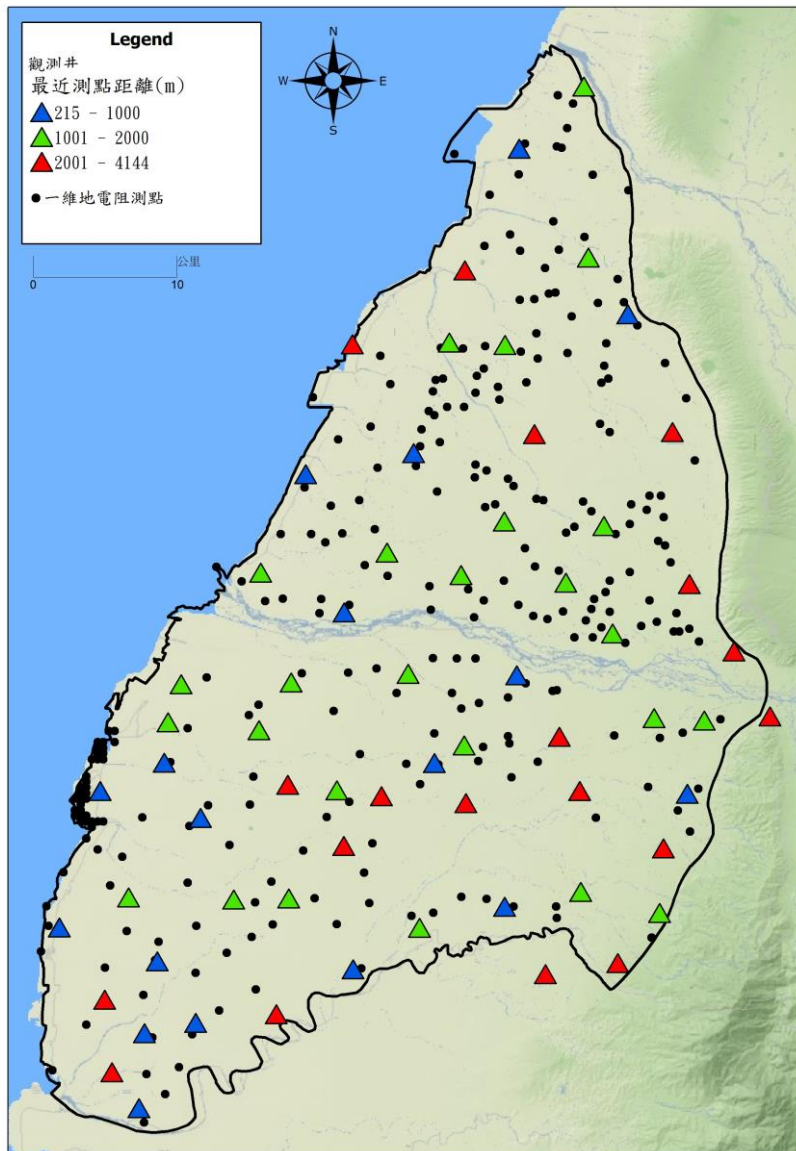
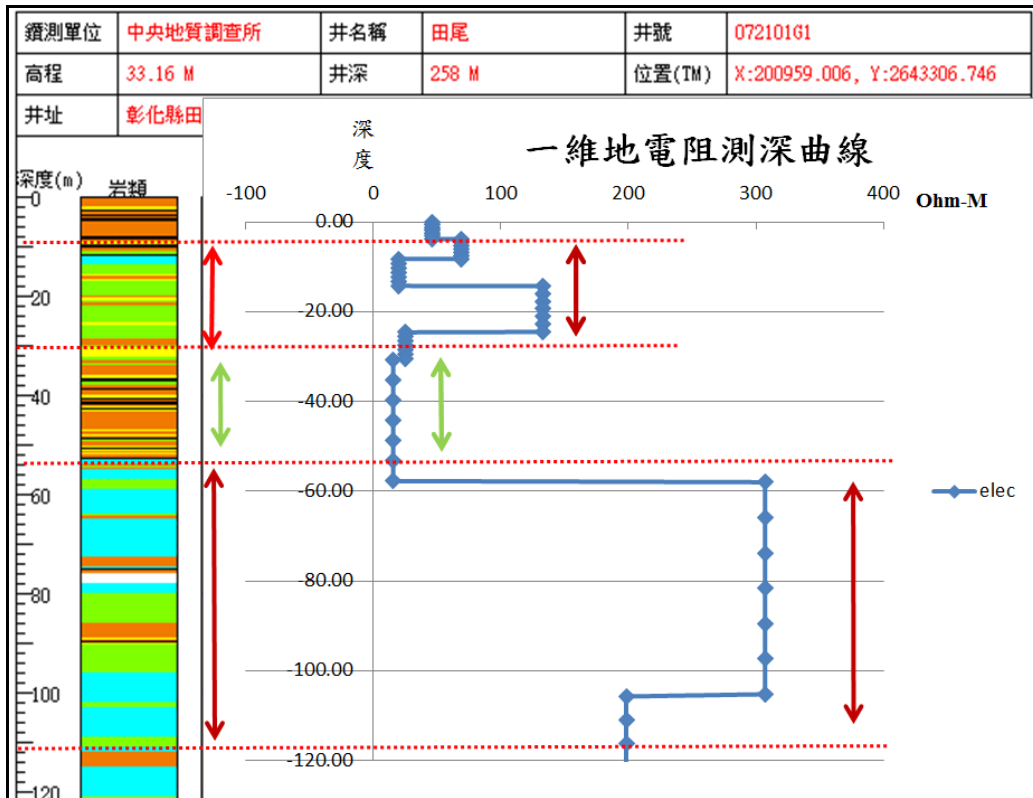
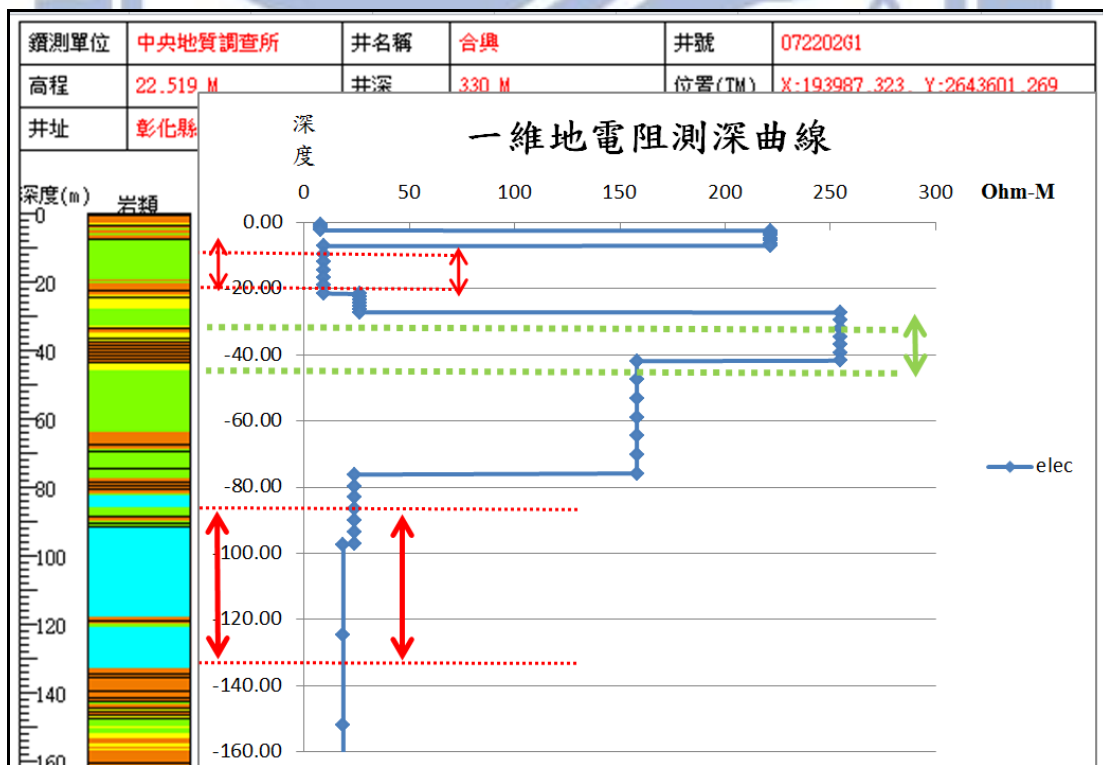


圖 4-15 觀測井距離分級示意圖



(a)



(b)

圖 4-16 岩心柱狀圖與電阻測深曲線比對(a)田尾之岩心柱狀圖與測深曲線比對圖(b)合興之岩心柱狀圖與測深曲線比對圖

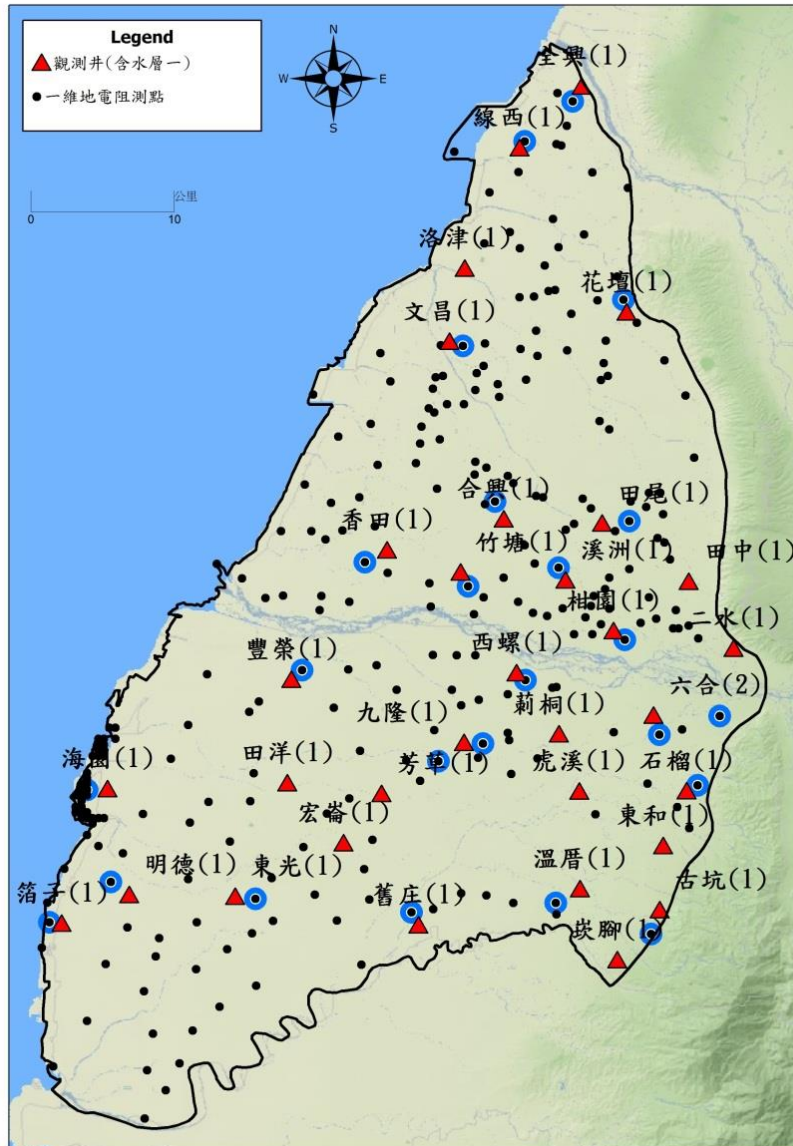


圖 4-17 所選取之一維地電阻測點與含水層一觀測井分布圖

4.2.2 研究區域之地層因子推估

經由上述資料篩選、觀測井環域分析與岩心比對等步驟，便可找到代表觀測井地質特性之一維地電阻資料，此資料始可進行地層因子計算。

本研究將可用於分析之觀測井資料，利用表 4-1 所列之濾水管長度範圍，篩選出此段深度內所對應之土體電阻值，計算濾水管長度範圍內之土體平均電阻值。本研究將一維地電阻資料及孔隙水電阻值資料代入式(2-2)中，求得地層因子，如表 4-4 所示。表格內三項參數數值將以圖 4-18 至圖 4-20 各別說明其空間分布狀態，其中直方圖越高代表數值越大。

表 4-4 研究區域內含水層一之地層因子計算結果

站名	孔隙水電阻值	平均土體電阻值	地層因子
文昌(1)	5.2	9.0	1.7
豐榮(1)	10.1	38.7	3.8
九隆(1)	10.0	27.8	2.8
西螺(1)	13.1	44.0	3.3
溪州(1)	13.0	66.0	5.1
竹塘(1)	8.3	86.0	10.3
合興(1)	9.0	77.0	8.5
田尾(1)	6.1	132.5	21.7
六合(1)	16.1	562.7	34.9
柑園(1)	13.9	408.0	29.4
全興(1)	11.4	41.3	3.6
線西(1)	12.0	42.1	3.5
花壇(1)	10.6	39.8	3.8
石榴(1)	45.0	18.0	0.4
箔子(1)	15.7	1.2	0.1
明德(1)	13.4	26.1	1.9
東光(1)	9.5	23.6	2.5
舊庄(1)	9.9	20.0	2.0
溫厝(1)	16.5	41.1	2.5
古坑站	35.4	49.0	1.4

圖 4-18 為含水層一各觀測井所對應之土體電阻值，並以直方圖之方式展示數值大小。此數值計算方法乃根據上述資料篩選與處理流程圖，篩選出能夠代表此觀測井岩性分佈之一維地電阻測點，再篩選出各觀測測井之濾水管深度範圍內所對應之土體電阻值，並計算此段範圍內之平均土體電阻值。

由圖 4-18 可得知高電阻之分布，主要集中於扇頂之六合(1)與柑園(1)兩站，此兩站之土體電阻值達 500(Ohm-m)左右。次高地電阻分布於田尾(1)，此站之土體電阻值亦達 150(Ohm-m)左右。其餘觀測井所對應之土體電阻值皆小於 100(Ohm-m)以下。

圖 4-19 為含水層一各觀測井所代表之孔隙水電阻值，並以直方圖之方式展示數值大小。此數值計算方法乃根據上述所述，將觀測井水質化樣所取得之水質導電度，藉由單位換算，轉換成孔隙水電阻值。由圖 4-19 可得知孔隙水高電阻之分布，主要集中於靠近斗六丘陵之石榴(1)與古坑兩站，此兩站之孔隙水電阻值達 30(Ohm-m)以上，由於此兩觀測站靠近山區，水質受污染程度較低、水質成分較純淨，因此孔隙水電阻值較高；而在山區至中上游地區，如六合(1)與溫厝(1)，此兩站之孔隙水電阻值仍較高，約在 15(Ohm-m)以上；至於在中下游地區，水質污染較嚴重、水質成分較不純淨，導致孔隙水電阻值較低，觀測井孔隙水電阻值介於 5 至 15(Ohm-m)區間範圍內。

圖 4-20 為本研究所推估之地層因子，並以直方圖之方式展示數值大小。此數值計算方法乃根據前述地層因子之定義，將土體電阻值及孔隙水電阻值代入式(2-2)中，求得地層因子。

由圖 4-20 可得知高數值之地層因子，主要分布於扇頂之六合(1)與柑園(1)兩站，此兩站之地層因子數值達 30 以上。次高之地層因子數值分布於田尾(1)，此站之地層因子數值亦達 20 以上。其餘觀測井所對應之地層因子數值皆小於 10 以下。



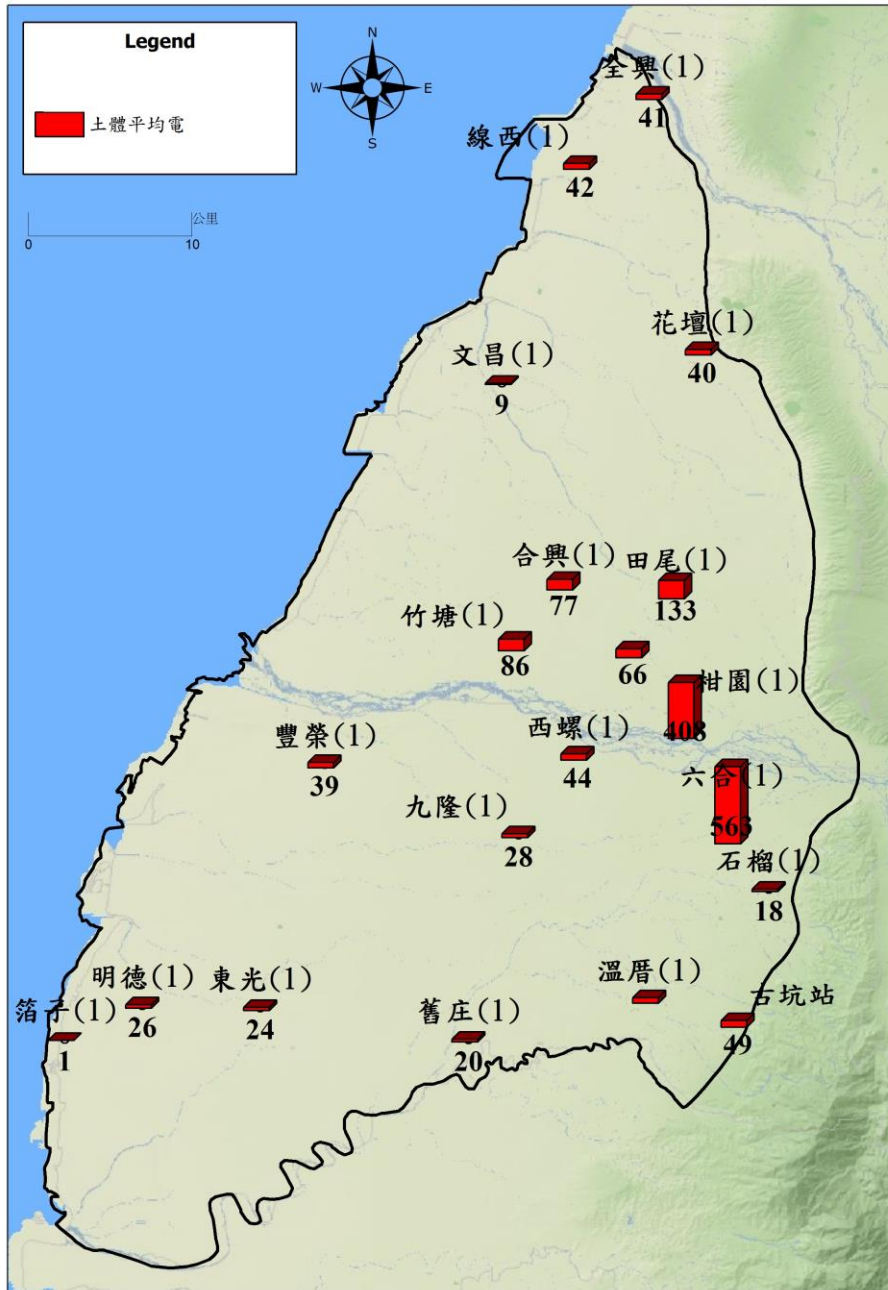


圖 4-18 土體電阻值直方圖

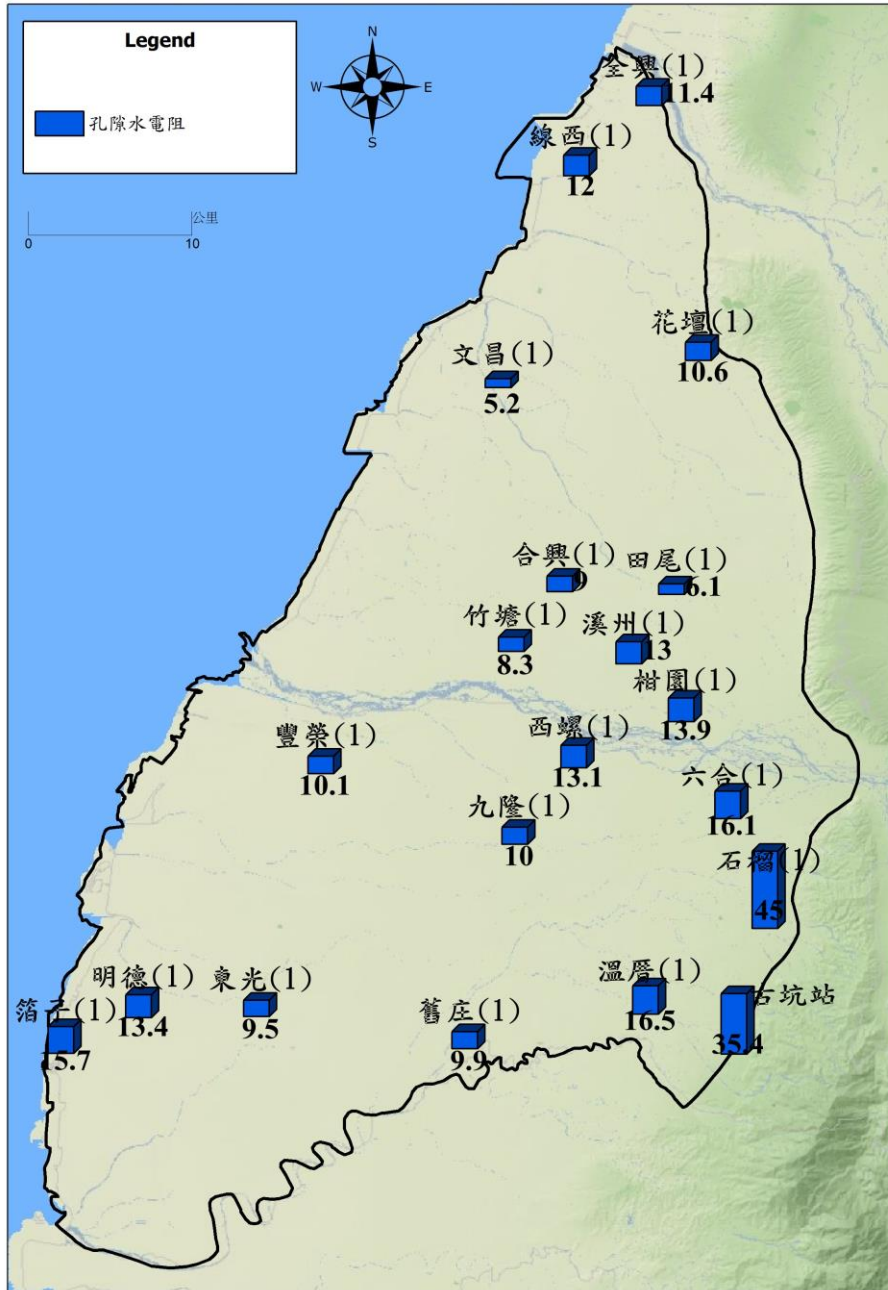


圖 4-19 孔隙水電阻值直方圖

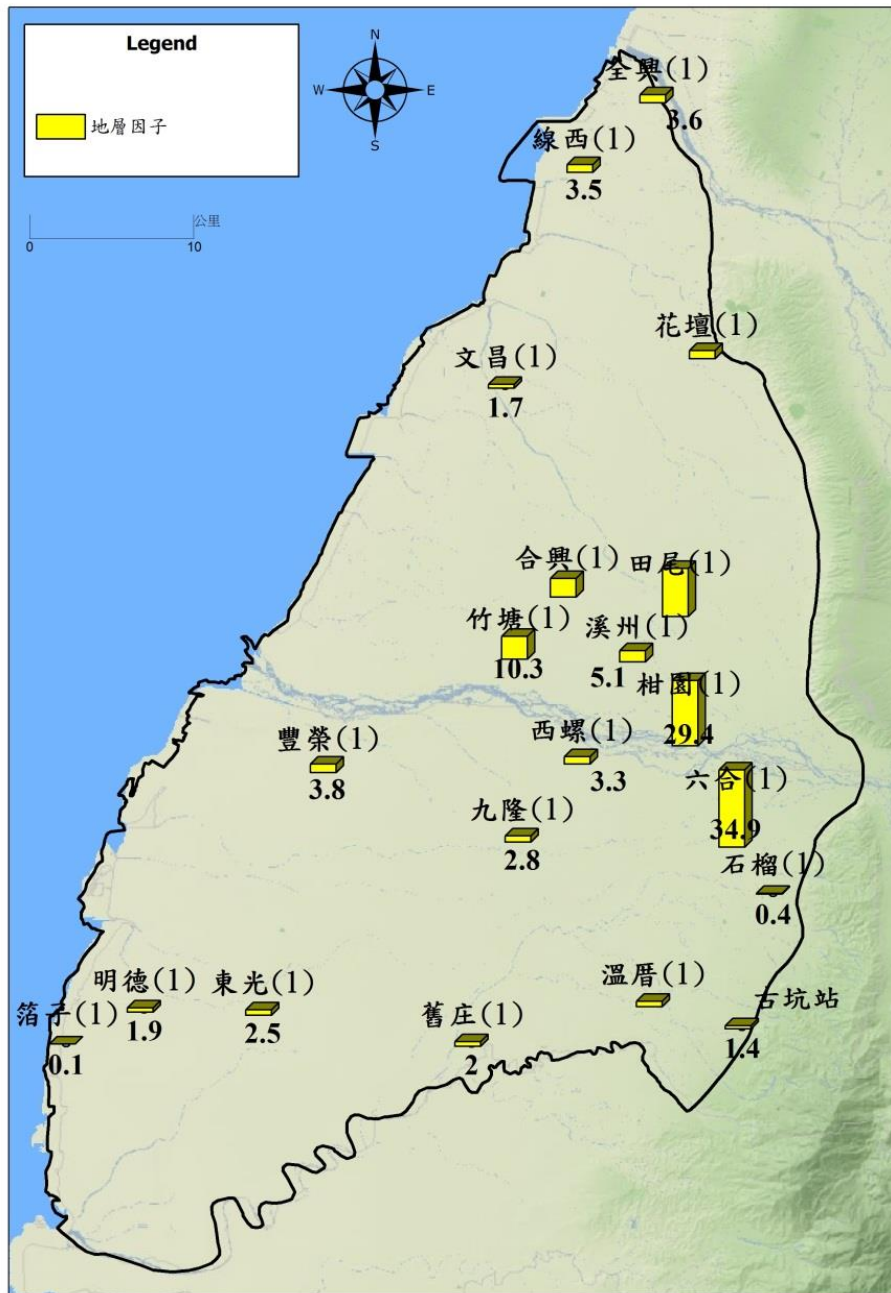


圖 4-20 地層因子直方圖

4.3 分群分析結果說明

由於本研究預期可由地層因子推求水力傳導係數。然而地層因子定義中之膠結係數(m)主要與土壤來源與土壤壓密程度相關，其隨著

土壤特性不同而改變，如此將造成推估式中參數維度增加，若能使膠結係數近似一定值，將可降低此推估式之維度

本研究利用沈積物特性進行分群分析，找出沈積物特性近似之空間區域，以降低膠結係數不確定性之影響。本研究參照圖 3-3 分群分析流程圖，進行下列分群分析：

(一)依照流域分區

本研究區域濁水溪沖積扇涵蓋數個流域，自北而南分別有烏溪流域、濁水溪流域及新舊虎尾溪流域與北港溪等流域，因此本區域為一複合式流域，沈積物相當複雜，為簡化沈積物之影響，本研究首先以流域範圍進行分區。濁水溪流域主要影響範圍北以舊濁水溪為界，南以舊虎尾溪為界，如圖 4-21 紅框內之區域所示，並定義此區域為濁水溪主扇。而舊濁水溪以北之範圍至烏溪以南，劃定為烏溪流域之影響範圍；舊虎尾溪以南之至北港溪間，則劃定為北港溪流域影響範圍。在此分區原則下，濁水溪沖積扇可分為三大區域，由上而下分別為烏溪流域、濁水溪流域以及北港溪流域影響範圍。然而，在烏溪流域與北港溪流域範圍內，受限於觀測井數量較少，以及一維地電阻測點分佈與觀測井距離過遠等問題，使得這兩區可用資料過少，無法進行後續分析。因此，本研究分析範圍將鎖定在濁水溪主流影響範圍，並劃定本研究之區域範圍，如圖 4-21 紅框所示。



圖 4-21 流域分區與研究區域示意圖

(二) 含水層分層

因為不同含水層之沈積年代不同，其沈積物組成與壓密時間亦不相同，故不同含水層之膠結係數必然不同，因此本研究將依含水層進行分層。

本研究根據碳 14 定年結果[中央地質調查所, 1999]，可知濁水溪沖積扇之沖積層為晚更新世以來所沉積。含水層一定年結果約為 1000 年前至今；含水層二定年結果集中於 16000 至 45000 年前之間。而含水層三定年結果多已超過碳 14 定年法之上限，沉積年代大於 50000 年，如圖 4-22 所示。由上述研究可知不同含水層其沉積年代差異很大，故壓密程度也不同，因此其膠結程度亦有所差異，因此，本研究將濁水溪主扇範圍，再依照含水層沉積年代，分為四層，如圖 4-22 所示。

然而，為符合本研究所需一維地電阻之解析度，本研究選取深度 100 公尺以內之解析度較高之資料作分析，而此深度對應到濁水溪分層約處含水層二之部分。因此第一含水層之調查應較為清楚，故本研究將以第一含水層作為主要研究對象，含水層二為次要分析對象。

海岸 ←————→ 山麓

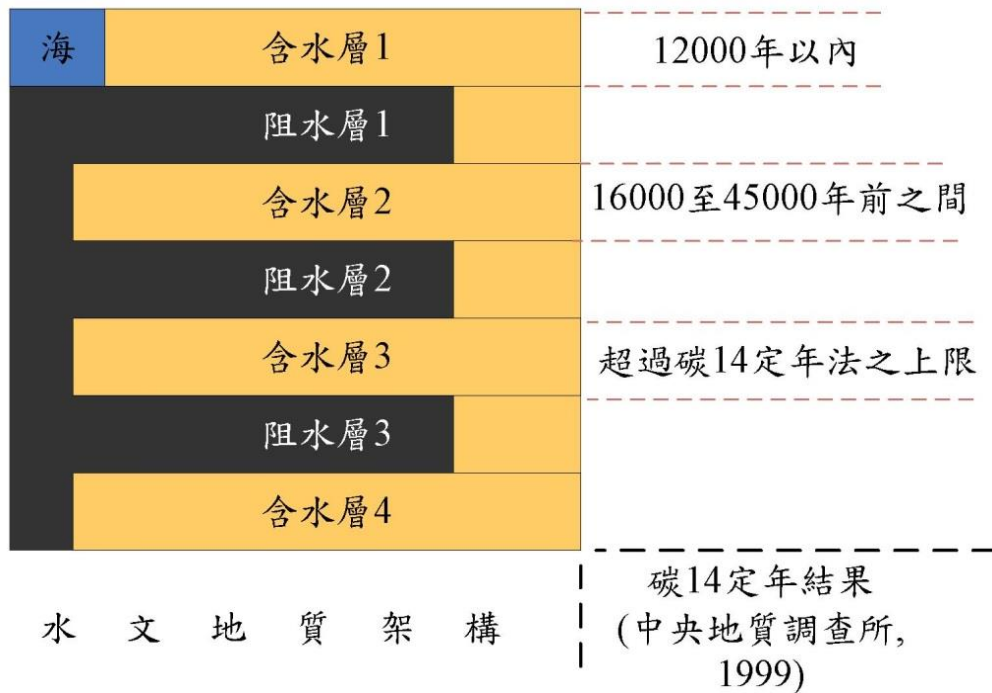


圖 4-22 濁水溪沖積扇定年結果

(三) 含泥與否

地層中若含泥，將導致地電阻量測結果偏低，因此地層含泥與否將對地電阻量測結果產生顯著的影響，故本研究考量泥為一重要影響因素。*Chang P.Y.* [2012]指出，本區域之礫砂層與泥層之分界大約在地層因子為 10 之界線上，故本研究以地層因子為 10 之等值線作為不含泥區域之劃分依據。

(四) 分群結果

本研究為了以三維空間圖像解說分群分析結果，圖 4-23(a)展示濁水溪沖積扇三維水文地質架構，圖中藍色分層代表含水層，粉紅色代表阻水層，由上而下各別代表含水層一(F1)、阻水層一(T1)、含水層

二(F2)、阻水層二(T2)以及含水層三(F3)。圖 4-23(b)說明經由流域分析，可篩選出濁水溪主扇範圍，如圖 4-23(b)所示。圖 4-23(c)為含水層分層結果，篩選後可得到兩分區，分別為含水層一與部分含水層二，如圖 4-23(c)所示，接著再針對各含水層，區分含泥與否的區域，以圖 4-23(c)內黃線作為區隔。經由分群分析，本研究區域可分為四區，編號如圖 4-23(c)內黃色數字所示。



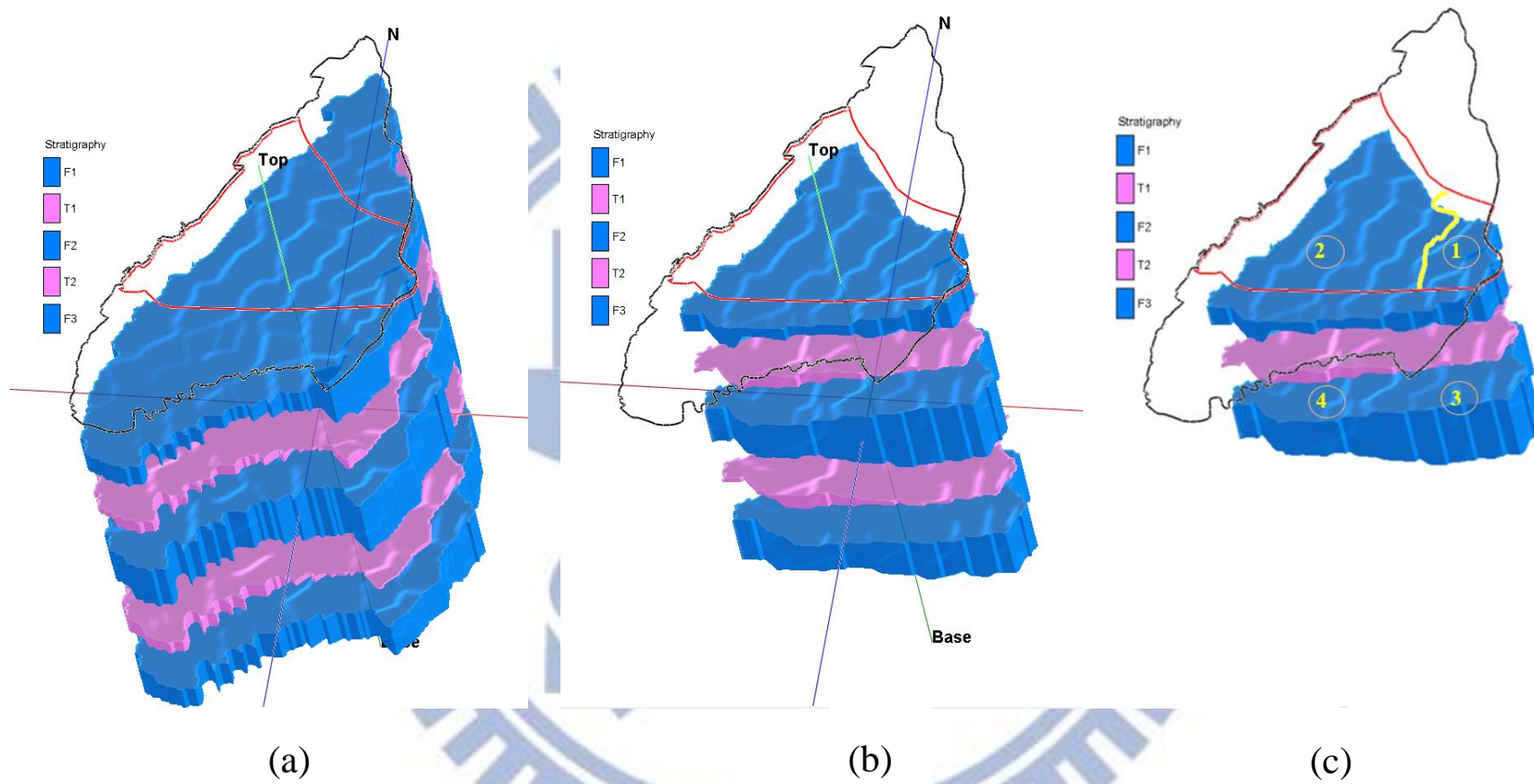


圖 4-23 含水層分層示意圖；

(a)濁水溪沖積扇三維水文地質架構示意圖、(b)流域分區示意圖、(c)分層分區示意圖

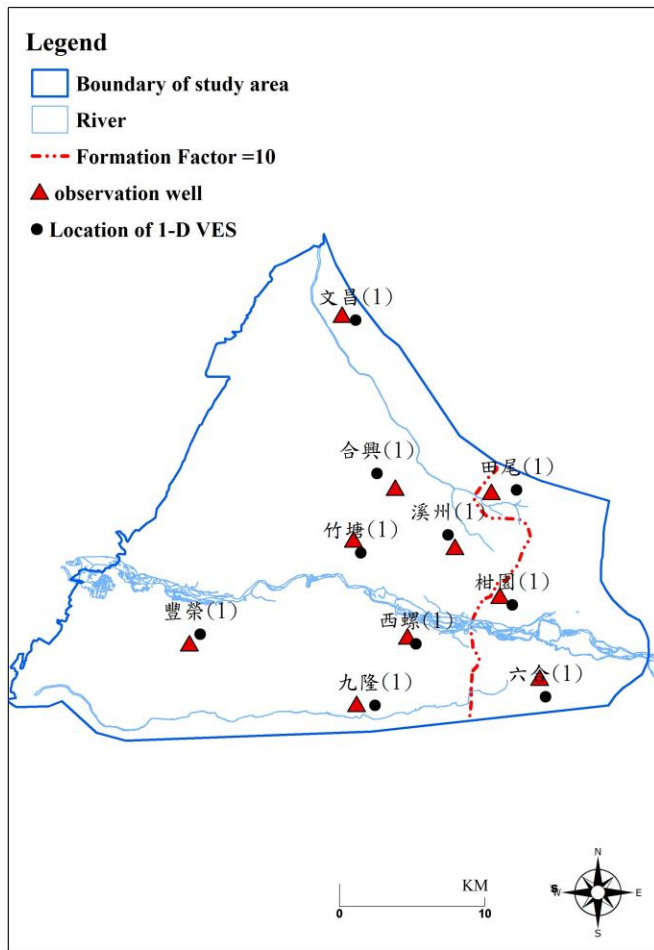
綜合前述分析可得本研究之分區可分為含水層一之扇頂不含泥區與非扇頂含泥區，分區之依據為地層因子為 10 之等值線，如圖 4-24 中之紅色虛線所示，其中紅色虛線的右邊為扇頂不含泥區，左邊為非扇頂含泥區，其中地層因子之等值圖層之劃定，將於下文 4.4.3 小節詳細說明。本研究進行後續分析時，地電阻資料與孔隙水電阻資料亦依此分區為基礎，進行資料分群。

研究區域內之分群分析結果如圖 4-25 所示。圖 4-25 為研究區域內，各點位資料之孔隙水電阻對土體電阻之散佈圖，由圖 4-25(a)可知，含水層一之扇頂不含泥區與非扇頂含泥區之點位大致上可分為兩個集合，扇頂不含泥區點位之土體電阻值大約在 100 (Ohm-m) 以上至 600(Ohm-m) 以下，非扇頂含泥區之點位則在 100 (Ohm-m) 以下。各集合皆呈現土體電阻值隨著孔隙水電阻值增加而上升之趨勢，相較於扇頂不含泥區資料近似於線性關係，非扇頂含泥區資料則呈現稍大之變異性，可推測為含泥量之差異所造成土體電阻值之變化。

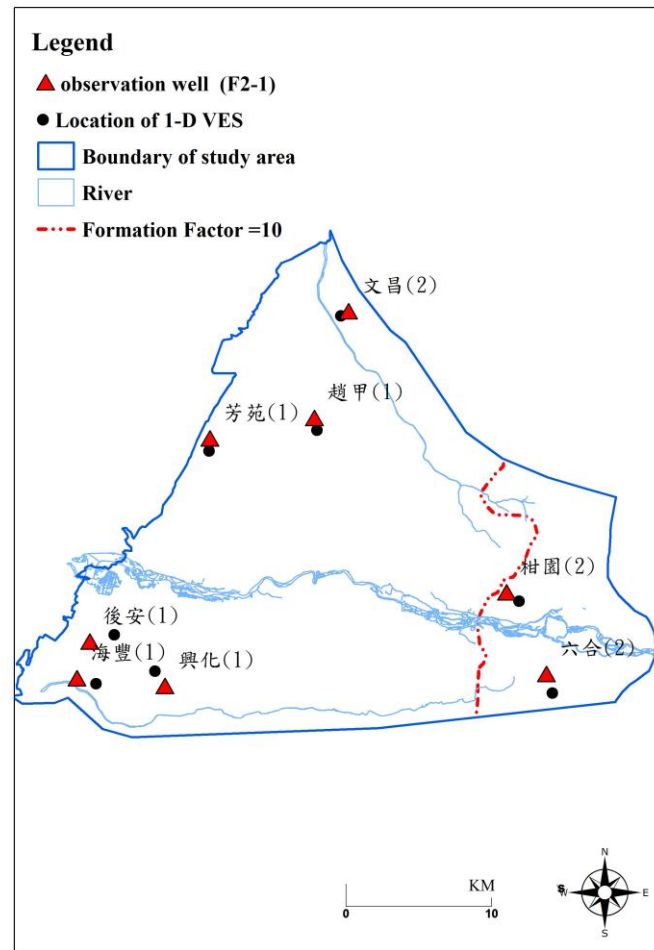
圖 4-25(b) 展示含水層二上部(F2-1)之數據，雖然本研究區域在含水層二內有許多濾水管開孔，但考量一維地電阻資料於深度 100 公尺內之解析度較高，故本研究只選取含水層 2-1 內(F2-1)的資料進行分析，因此可分析的數據相對較少。此外，貫穿不同含水層的觀測井亦被排除在外，如觀測井之濾水管橫跨含水層 2-1(F2-1)與含水層二之二

(F2-2)之情況，代表性觀測井如西螺(2)、烏塗等，因其抽水試驗所得之水力傳導係數將反應含水層 2-1 與 2-2 之透水能力，為一綜合效果而非單純含水層 2-1 之透水能力，故應排除貫穿不同含水層的觀測井資料。綜合考量上述兩項因素，符合本研究篩選原則之含水層二上部(F2-1)觀測井分佈如圖 4-24(b)所示，圖中顯示含水層二之觀測井分佈較不均勻，且觀測井數量亦略少於含水層一，故本研究後續水力傳導係數場推估將著重於含水層一。



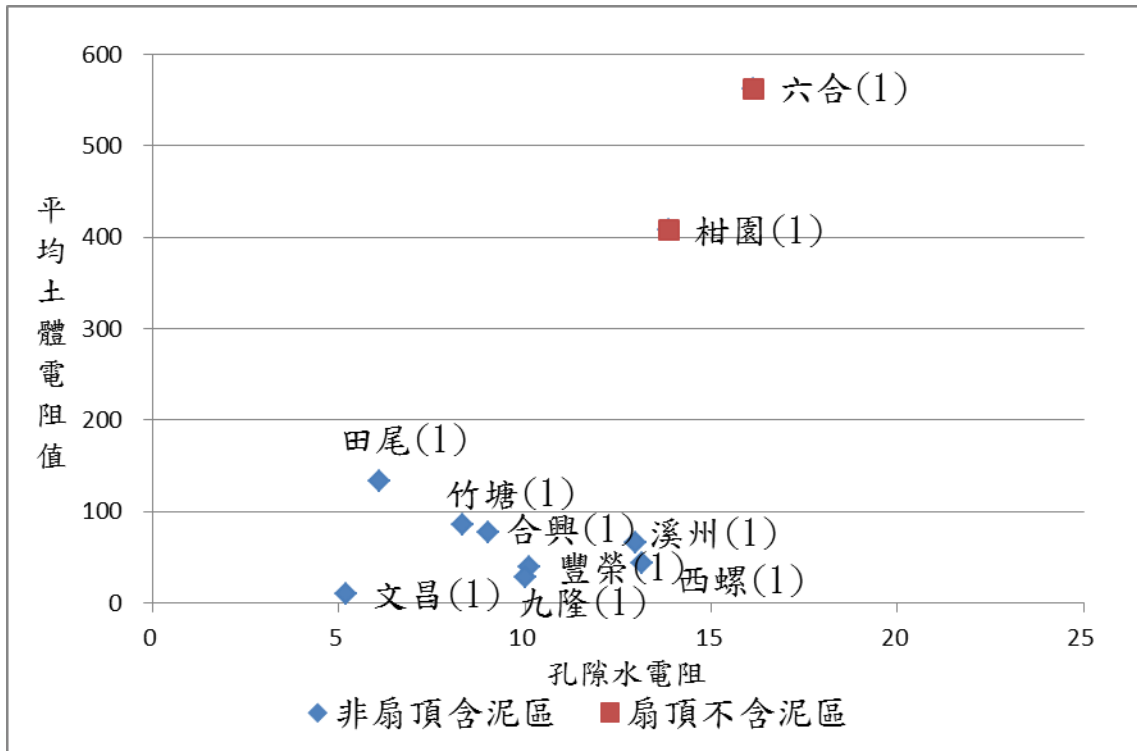


(a)

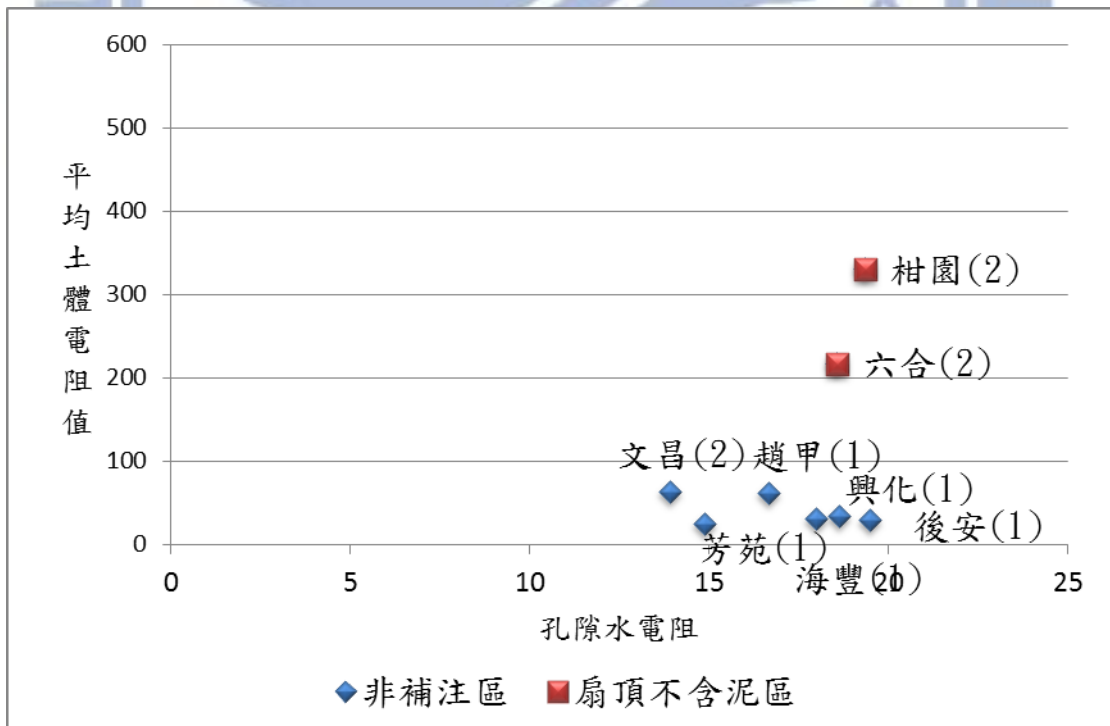


(b)

圖 4-24 研究區域內地層因子為 10 之等值線位置；(a)含水層一、(b)含水層二(上部)



(a) 含水層一



(b) 含水層二(上部)

圖 4-25 孔隙水電阻對土體電阻之散佈圖

4.4 水力傳導係數推估式建立與結果驗證

4.4.1 推估式建立

為建立本研究區域之水力傳導係數推估式，本研究將同一分群資料之地層因子與此一區域內之水力傳導係數值進行迴歸分析。此章節將以含水層一之資料為例，詳細說明本研究的方法與流程。

(一) 線性迴歸

本研究參考前人現地研究成果，以線性迴歸建立地層因子與水力傳導係數之關係，結果如圖 4-26 所示，扇頂不含泥區之迴歸式如式(4-2)所示，其 R^2 為 0.66，非扇頂含泥區之迴歸式如式(4-3)所示，其 R^2 為 0.71。

$$K = 4.912F - 22.501 \dots\dots\dots(式 4-2)$$

$$K = 17.328F - 2.815 \dots\dots\dots(式 4-3)$$

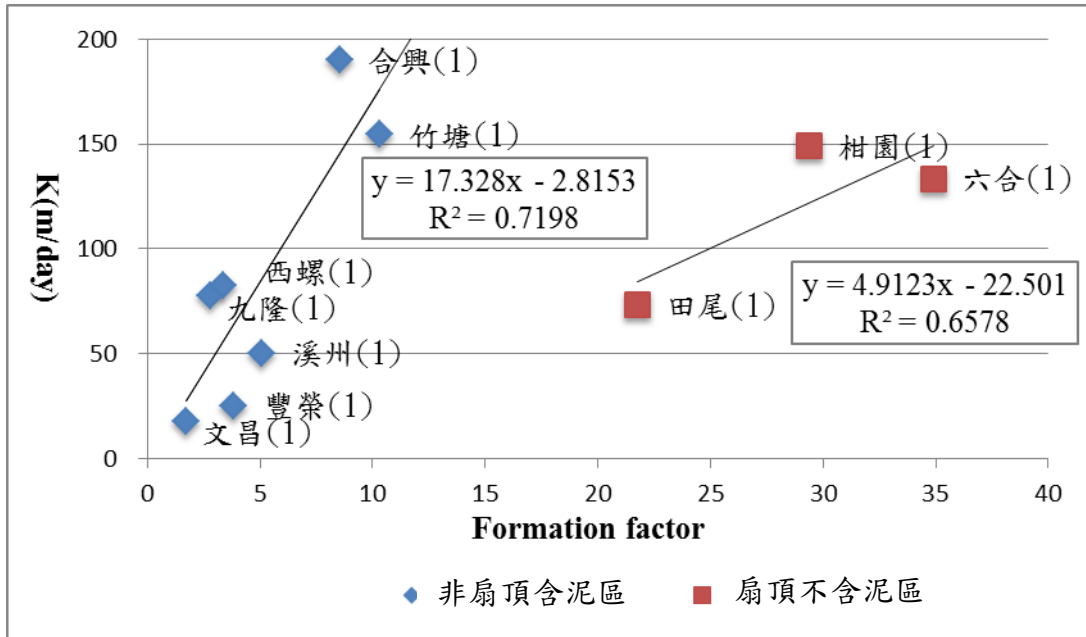


圖 4-26 地層因子與水力傳導係數之線性迴歸關係圖

(二) 指數迴歸

因考慮地層因子為為孔隙率及膠結係數之指數函數，故本研究嘗試以指數形式進行迴歸分析，結果如圖 4-27 所示，扇頂區之迴歸式如式(4-4)所示，其 R^2 為 0.72，非扇頂區之迴歸式如式(4-5)所示，其 R^2 為 0.67。

$$K = 141.36 \ln(F) - 353.42 \dots \dots \dots (式 4-4)$$

$$K = 84.40 \ln(F) - 37.95 \dots \dots \dots (式 4-5)$$

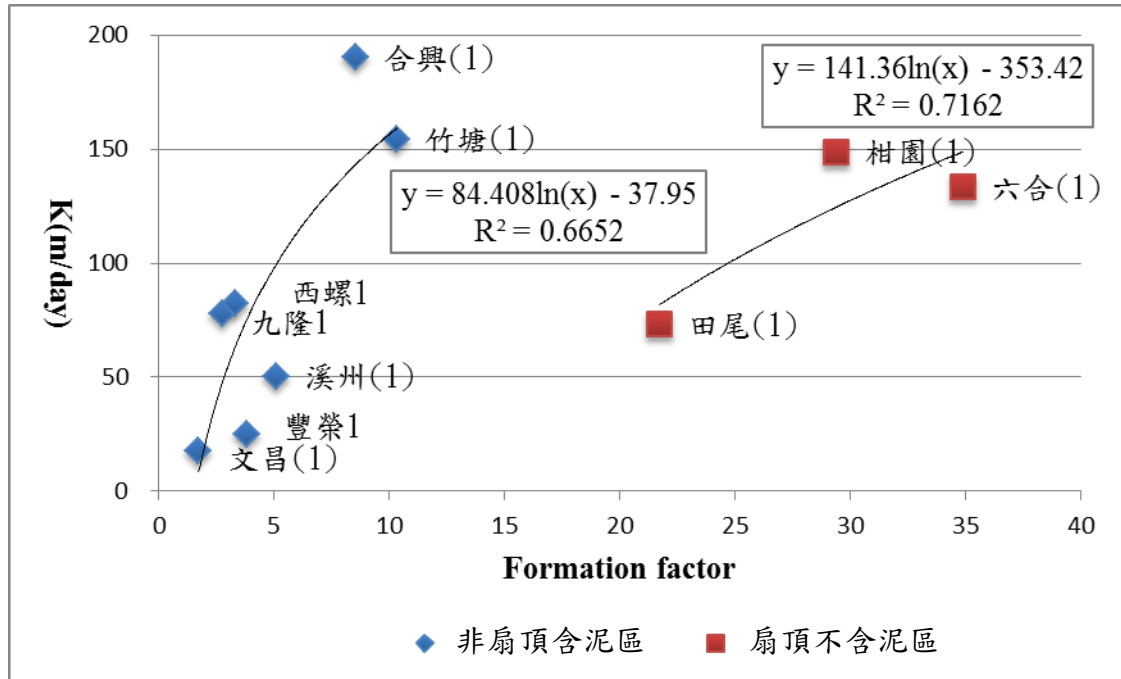


圖 4-27 地層因子與水力傳導係數之指數迴歸關係圖

經由迴歸分析之後，本研究所採取之線性迴歸分析與指數迴歸分析，其 R^2 皆約為 0.7，可說明此迴歸模式具有一定程度的可信度。此外，因本研究意圖發展一套簡單快速的參數推估方法，故採用線性迴歸進行迴歸分析，並以線性迴歸式做為水力傳導係數之參數推估。

4.4.2 推估結果驗證

(一) 與試驗值比較分析

本研究選取民國 95 年新鑿觀測井光復(1)與民國 86 年新鑿觀測井香田(1)之水力傳導係數作為驗證對象，地理位置如圖 4-28 所示。本研究重複前述研究方法，計算驗證點之地層因子，並帶入此研究區域之推估式，其結果如圖 4-29 所示，從圖中可知兩驗證點之地層因子

與水力傳導係數分布情況，與前述所建立之迴歸模式推估式非常相近，在定性上增加推估式之可靠度。

在定量上，相關分析數據如表 4-5 所示。香田(1)之模式推估誤差為 11 m/day，光復(1)之模式推估誤差為 58 m/day。光復(1)之誤差稍大，推測其位於新虎尾溪中下游，位於主扇邊界，因此其沉積成分與主扇略有差異，故其誤差稍大，但仍在可接受範圍。

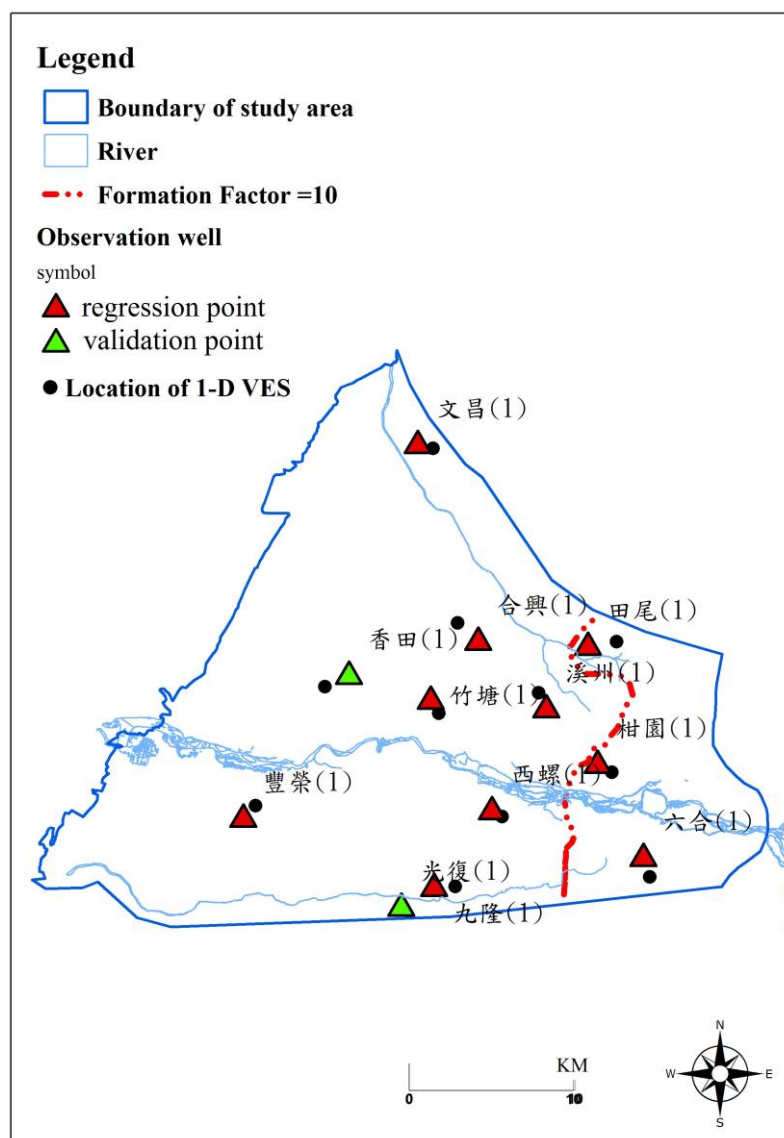


圖 4-28 驗證點位置

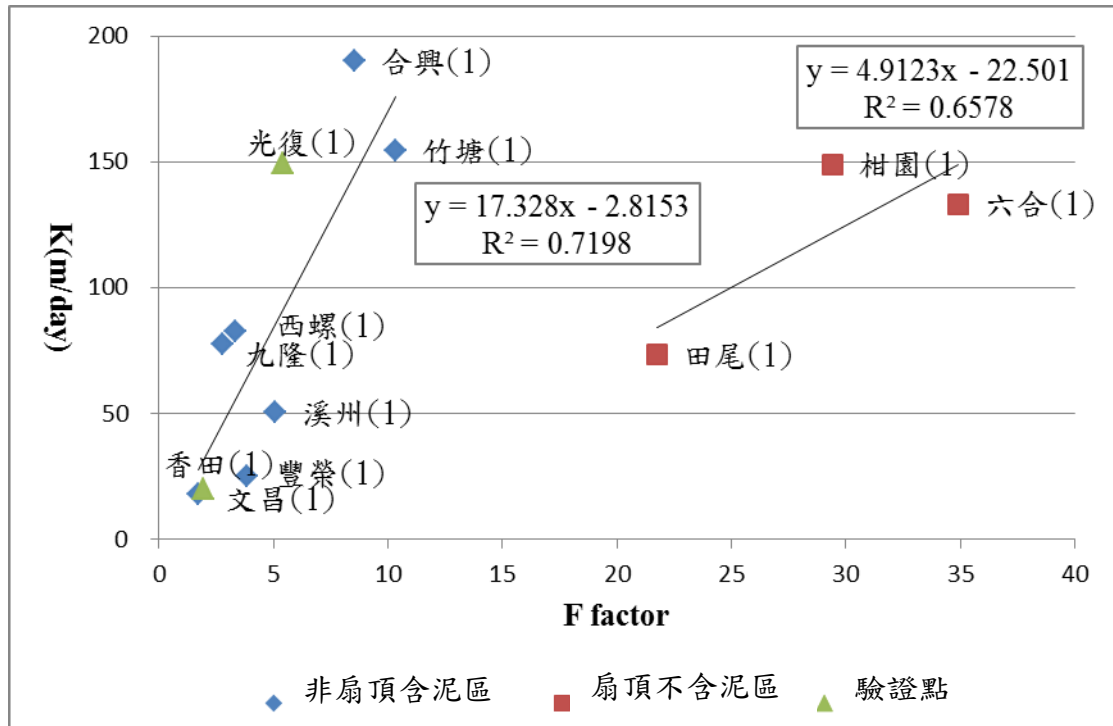


圖 4-29 驗證點之地層因子與水力傳導係數之線性迴歸關係圖

表 4-5 線性迴歸模式推估結果驗證

	抽水試驗 (m/day)	本研究推估 (m/day)	絕對誤差
香田(1)	20	31	11
光復(1)	149	91	58

(二)與相關文獻方法比較分析

Khalil et al. [2012]建立由地電阻資料推估水力傳導係數之推估

式，其可分為含泥與不含泥之推估式兩種，含泥之推估式如式 4-6 所

示，不含泥之推估式如式 4-7 所示。式中 S_p (Specific internal pore area)

為單位土體內孔隙之表面積， k_s 為表面電導度(Surface conductance)。

Khalil et al. [2012]亦指出基於 *Urish* [1981]提出之公式，如式 4-8 所

示，可由地層因子(F)之倒數與孔隙水電阻值進行線性迴歸，再由迴

歸式之截距與斜率求得 $k_s S_p$ 。

$$K_{\text{clay}} = \frac{\rho_o}{k_s S_p} \dots\dots\dots(\text{式 4-6})$$

$$K_{\text{gravel}} = k_s S_p \rho_w^2 \dots\dots\dots(\text{式 4-7})$$

$$\frac{1}{F} = \frac{1}{F_i} + \left(\frac{k_s S_p}{F_i} \right) \times \rho_w \dots\dots\dots(\text{式 4-8})$$

本研究應用 *Khalil et al.* [2012]之推估式推估水力傳導係數，推估結果如表 4-6 所示，其推估結果顯示與本研究結果差異極大，亦與試驗值差異極大，顯示此推估式無法應用於沖積扇尺度，探究其推估方法可知，此推估式假設泥質所造成之電阻量為一定值，然而沖積扇尺度範圍廣大，包含扇央之礫石與泥之漸變帶，至扇尾之厚泥層，故泥質之含量並非一定值，而是隨著上游往下游方向迅速增加，因此研究區域內含水層泥質分佈具較大之變異性，故造成以 *Khalil et al.* [2012]方法推估之結果誤差極大；反觀本研究先進行分區，分離出含泥之區域，並進一步分群，再以分群之地層因子與水力傳導係數行線性迴歸，雖然各個一維地電阻點位所含泥程度不盡相同，但此差異將反映在土體電阻值上，而所計算之結構因子將反映此差異。例如由圖 4-29 中之非扇頂區資料點位分佈可知，非扇頂區內之地層因子最大值為

10(合興(1))，最小值為 2(文昌(1))；此外，由中央地質調查所知岩芯柱狀圖資料可知，合興(1)位於扇央，泥層甚薄，如圖 4-11 所示；而文昌(1)則位於扇尾，屬泥砂互夾之分佈，泥質出現頻率相對較高，如圖 4-36 所示。

表 4-6 本研究推估結果與 Khalil(2011)法推估結果比較

	抽水試驗(m/day)	Khalil(2011) (m/day)	絕對誤差
香田(1)	20	289	269
光復(1)	149	601	452

4.4.3 水力傳導係數場推估

在完成推估式建立後，便可利用一維地電阻資料推估未鑽井區域之水力傳導係數，增加水力傳導係數之空間密度，並可進一步建立此研究區域之水力傳導係數場。

本研究在水力傳導係數之推估上，首先需推求研究區域之地層因子，本研究將土體電阻值與孔隙水電阻值透過空間內插方法(克利金)推估至研究區域，其空間解析度為一公里平方，如圖 4-30 與圖 4-31 所示。

完成研究區域內土體電阻值與孔隙水電阻值之推估後，再以式

(2-2)計算地層因子，研究區域之地層因子分布如圖 4-32 所示。在求得地層因子分布後，本研究依照扇頂不含泥區與非扇頂含泥區分區，代入各自對應之水力傳導係數推估公式，推估結果如圖 4-33 所示，由圖可知扇頂不含泥區之推估 K 值普遍較高，其值域約在 60 (m/day) 以上，最大值約在 160 (m/day) 以下，而在非扇頂含泥區，其 K 值之分佈變異相對較大，較高者如合興與竹塘一帶，其值接近 200 (m/day)，而在文昌與豐榮，則低於 40 (m/day) 以下。分析井之柱狀圖與地電阻測深曲線可知，在竹塘與合興一帶，其地質構造大致上為粗砂，雖夾雜部分細砂或粉土，但整體上通透性仍佳，故此一範圍內之 K 值普遍較高。在文昌與豐榮附近範圍內之地質則屬於砂泥互層之情形，且由柱狀圖可知，其泥質含量較高，甚至具相當厚度，故此一範圍內之 K 值偏低。

本研究採用之孔隙水電阻值資料乃由地下水之導電度反算求得，地下水導電度取自於水利署之觀測井與環保署之監測井資料，然因沿海區域並無可參考資料，因此在進行地下水電阻值空間內插時，沿海區域屬於外插，本研究以鄰近沿海區域之觀測井及監測井之連線，往外延伸一公里，作為可信賴之界線，如圖 4-33 中之紅色虛線所示，因此本研究所推估之 K 場可參考範圍應在此可信賴界線以內，而此界線至沿海範圍內之推估值，則存在一定之不確定性。

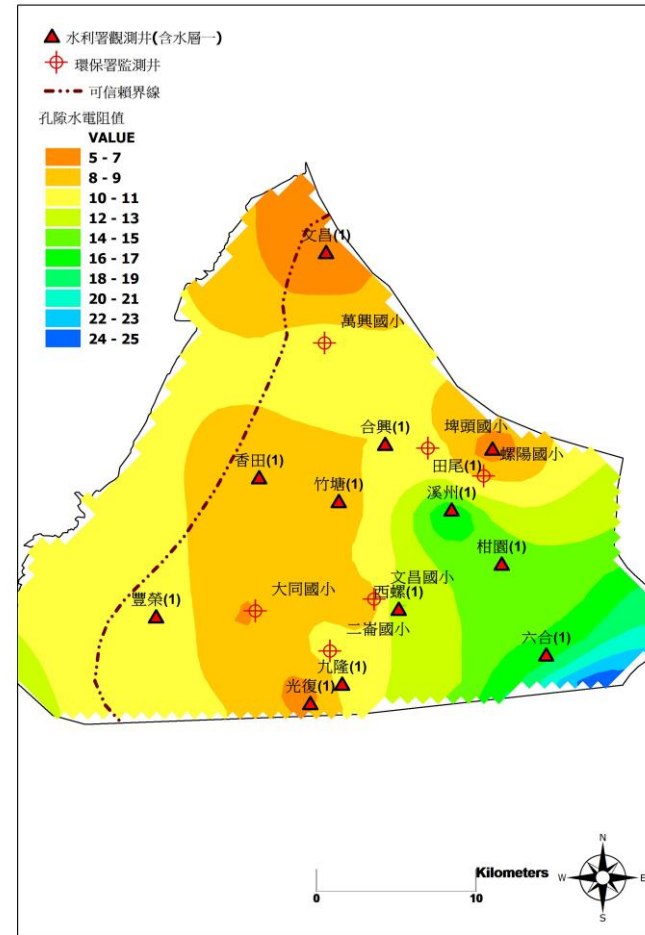
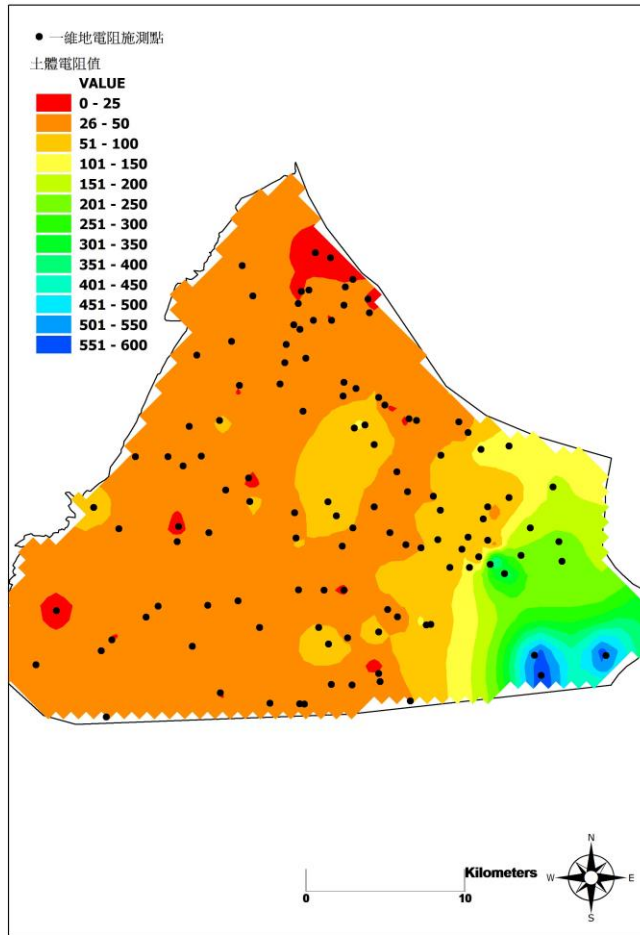


圖 4-30 研究區域土體電阻值分布圖

圖 4-31 研究區域孔隙水電阻值分布圖

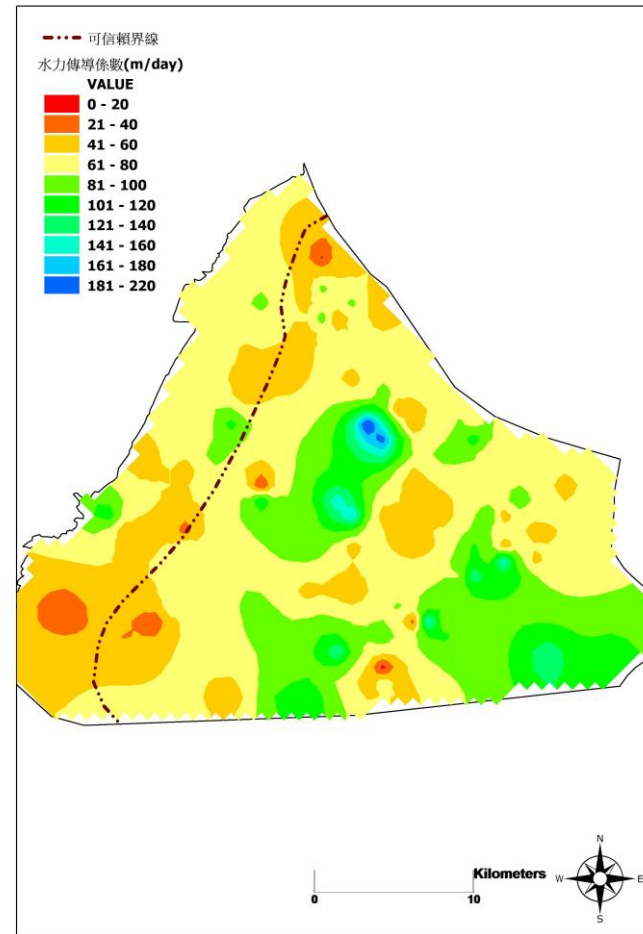
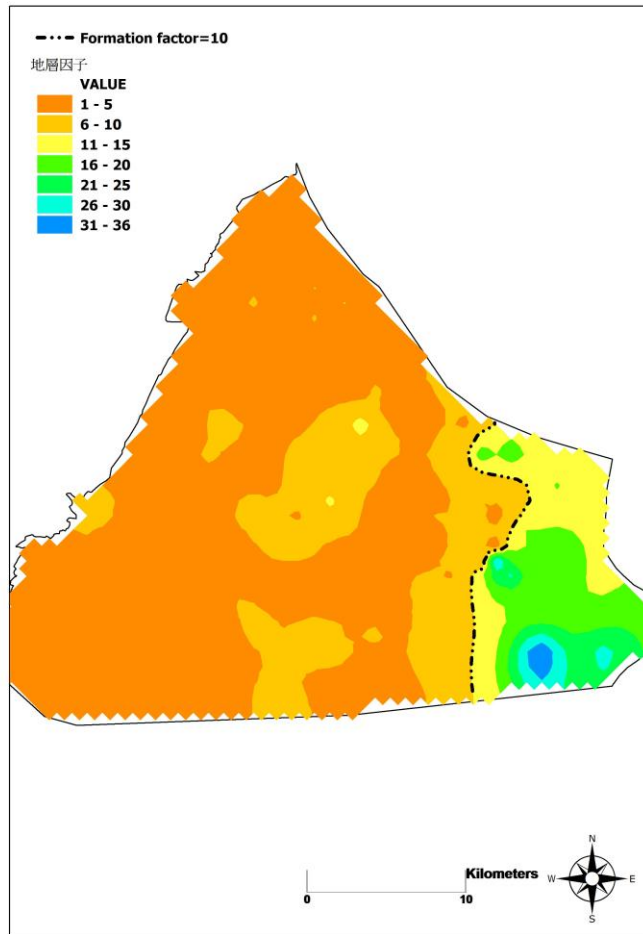


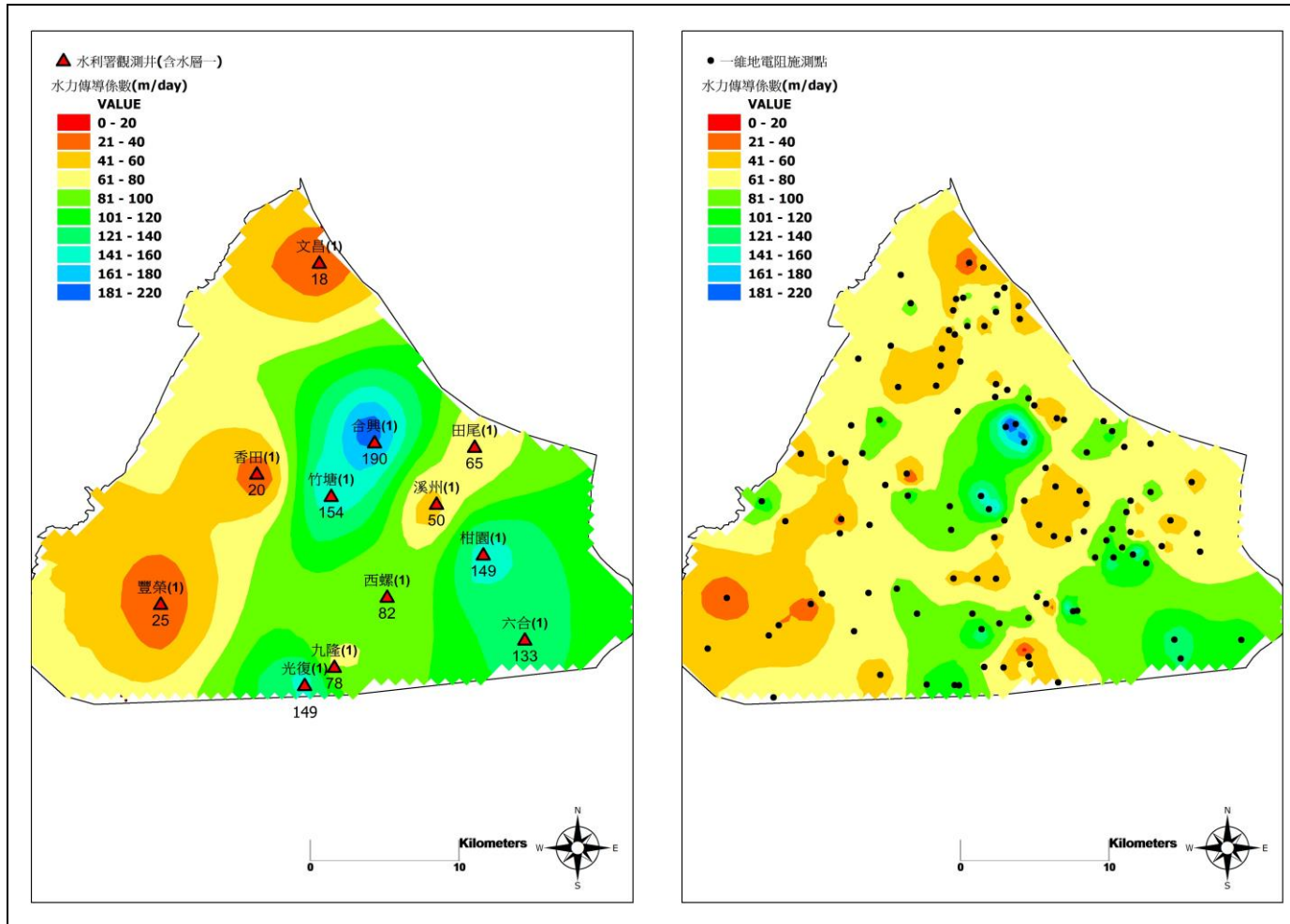
圖 4-32 研究區域地層因子分布圖

圖 4-33 研究區域水力傳導係數場分布圖

4.5 綜合討論

4.5.1 本研究推估之 K 場與克利金內插方法比較

本研究以密度較高之地電阻資料推估研究區域之 K 場分佈，可求得較為細膩之空間變化，推估結果較接近實際分佈情況；而一般常用之內插方法，如克利金(Ordinary Kriging)等，則可以觀測井網之 K 值資料直接進行內插計算，然而，因為其受限於觀測井造價昂貴等限制，故其所能取得之資料有限，其內插所得之 K 場空間分佈較為簡化，兩者之比較如圖 4-34(a)與(b)所示。圖 4-34(b)中合興與竹塘觀測井一帶之 K 值較高，顯示較佳之通透性，而單純以克利金法推估，合興與竹塘間之 K 值則介於合興與竹塘 K 值之間，其 K 值較本研究推估結果為低。此外，本研究所推估之 K 場在合興至溪州間與竹塘至西螺間明顯較低(20m/day~40m/day)，然而克利金內插之結果顯示前述範圍內之 K 值大約在 100m/day~140m/day 之間，兩方法之推估結果顯著不同。此區域範圍內並無其他觀測井，故若以克利金內插 K 場，則僅能以現有之觀測井資訊推估此範圍內之 K 值，故較無法忠實反映現況特性；而此區域內仍有不少一維地電阻測點，故以本研究之推估式配合地電阻資料，則仍可求得此範圍內之 K 場。由此可知，因本研究利用較高密度之地電阻資料進行 K 場推估，可彌補觀測井不足之區域，增加空間之解析度。



(a)

(b)

圖 4-34 克利金內插方法與本研究推估之水力傳導係數場比較圖。

(a) 克利金內插之水力傳導係數場 (b) 本研究推估之水力傳導係數場。

4.5.2 本研究推估之 K 場區域特性分析

本研究所推估之 K 場其空間分布結果如圖 4-33 所示，圖中在扇頂區域之推估 K 值普遍較高，其值域約在 60 (m/day) 以上，最大值約在 160 (m/day) 以下；而在非扇頂區域，其 K 值之分佈變異相對較大，較高者如合興與竹塘一帶，其值接近 200 (m/day)，而在文昌與豐榮，則低於 40 (m/day) 以下。

將上述不同之區域特性進行井之柱狀圖與地電阻測深曲線分析可知，在扇頂區域，六合與柑園一帶，其地質構造大致上為礫石，如圖 4-35 所示；在非扇頂區域，在竹塘與合興一帶，其地質構造大致上為粗砂，雖夾雜部分細砂或粉土（如圖 4-11 所示），但整體上通透性仍佳，故此一範圍內之 K 值普遍較高。而在非扇頂區域，如文昌與豐榮附近範圍內之地質則屬於砂泥互層之情形，且由柱狀圖可知，其泥質含量較高，甚至具相當厚度（如圖 4-36 所示），故此一範圍內之 K 值偏低。

上述之區域特性與井之地質特性相互呼應，然而在扇頂不含泥分界線右方，約略在溪州、西螺與合興、竹塘環繞之區域，其值域約在 41 至 60 (m/day) 左右，略低於周遭 K 場。此現象推測受古海岸線位置所影響，根據濁水溪沖積扇沉積環境示意圖[中央地質調查所, 1999]，如圖 4-37 所示，在海岸線以上為沿岸沼澤岩相組合，沉積物多為細

砂泥質，因此呈現水力傳導係數較低之區域特性；而在海岸線以下，為濱岸至淺海岩相組合，因為位於出海口，受潮汐等高能量沖刷，使得沉泥等細粒料被沖走，而較粗粒料停留在出海口形成砂洲，形成水力傳導係數較高之區域特性，如合興與竹塘觀測井。圖 4-38 為濁水溪沖積扇第一及第二海相層古海岸線位置圖，其資料來源為中央地質調查所於 88 年完成臺灣地區地下水觀測網第一期計畫濁水溪沖積扇水文地質調查研究報告。若將圖中之第一海相層古海岸線位置圖(如紅色線所示)，標誌至本研究推估之 K 場上，如圖 4-39 所示，可發現第一海相層古海岸線位置約略位於溪州西螺一帶至合興竹塘一帶之交界線上，此結果可用來解釋海岸線對於沉積環境的影響，並說明溪州西螺一帶之低通透性區域特徵，與合興竹塘一帶之高通透性區域特徵。

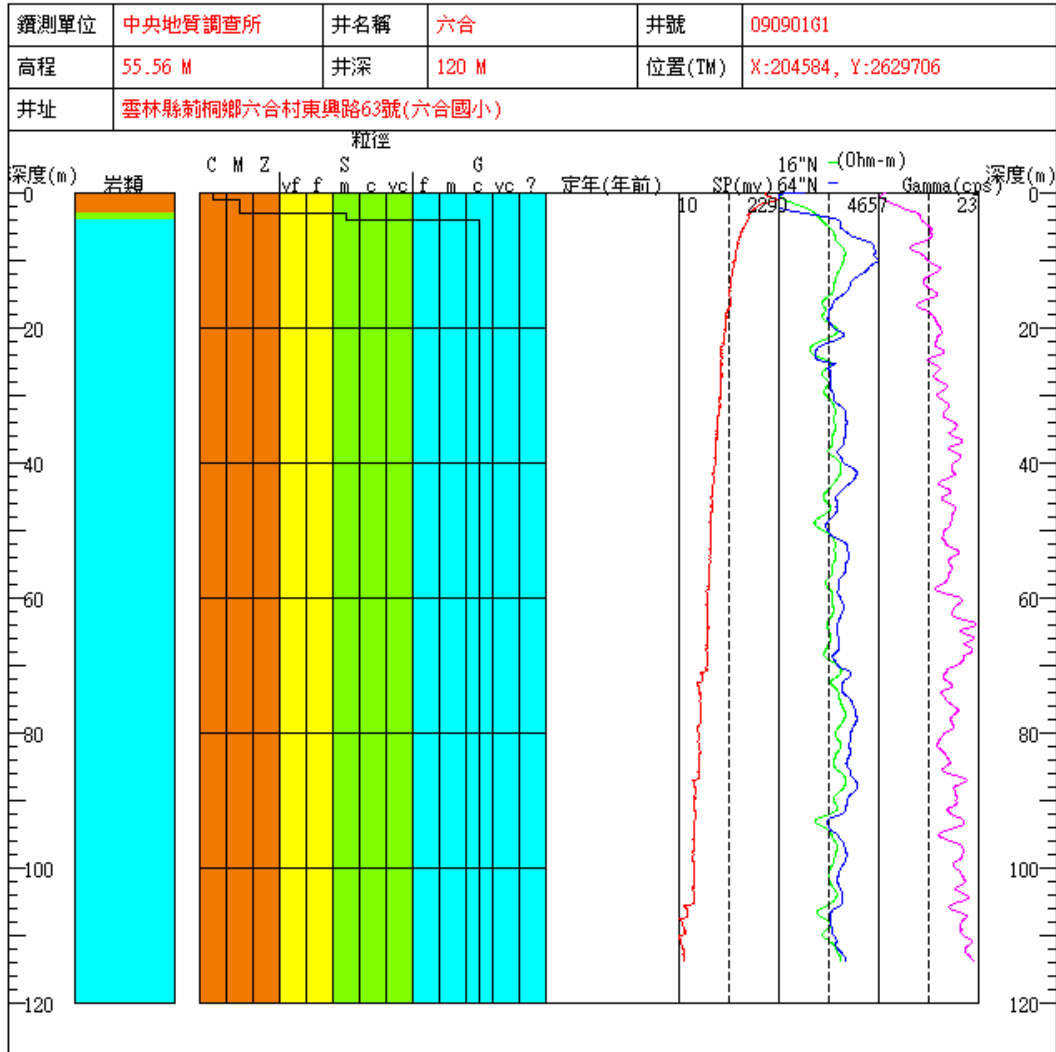


圖 4-35 六合站之岩心柱狀圖

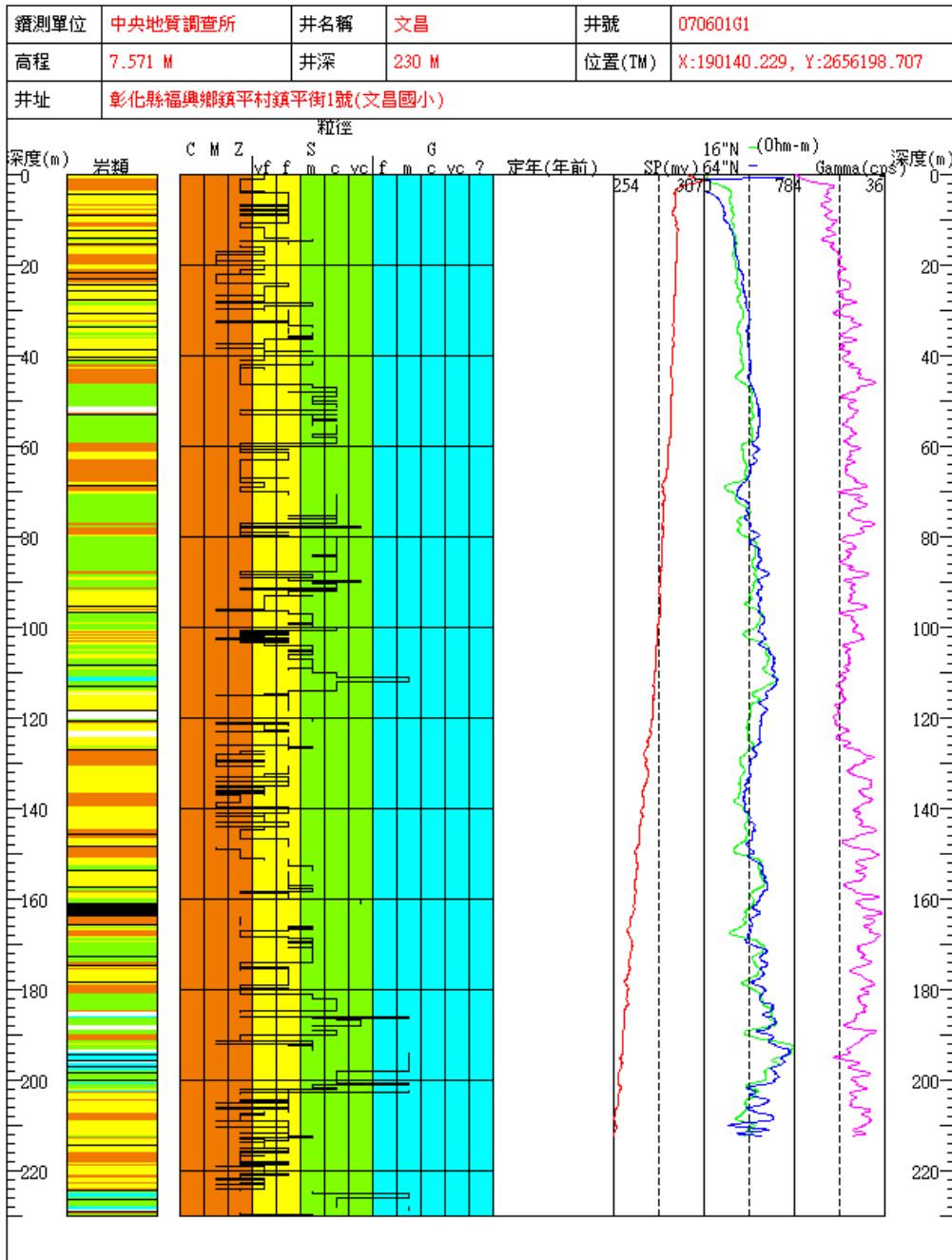


圖 4-36 文昌站之岩心柱狀圖

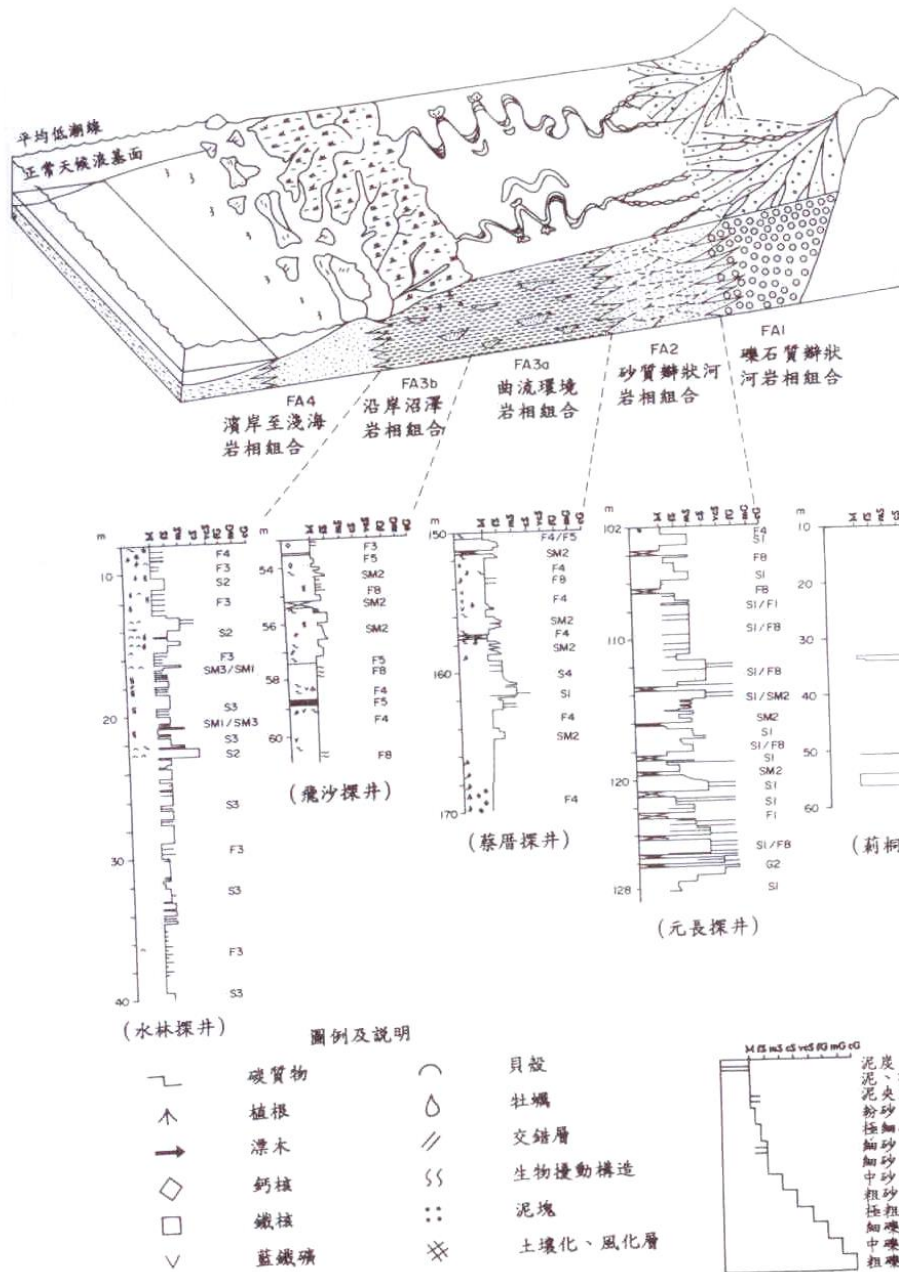


圖 4-37 濁水溪沖積扇沉積環境示意圖

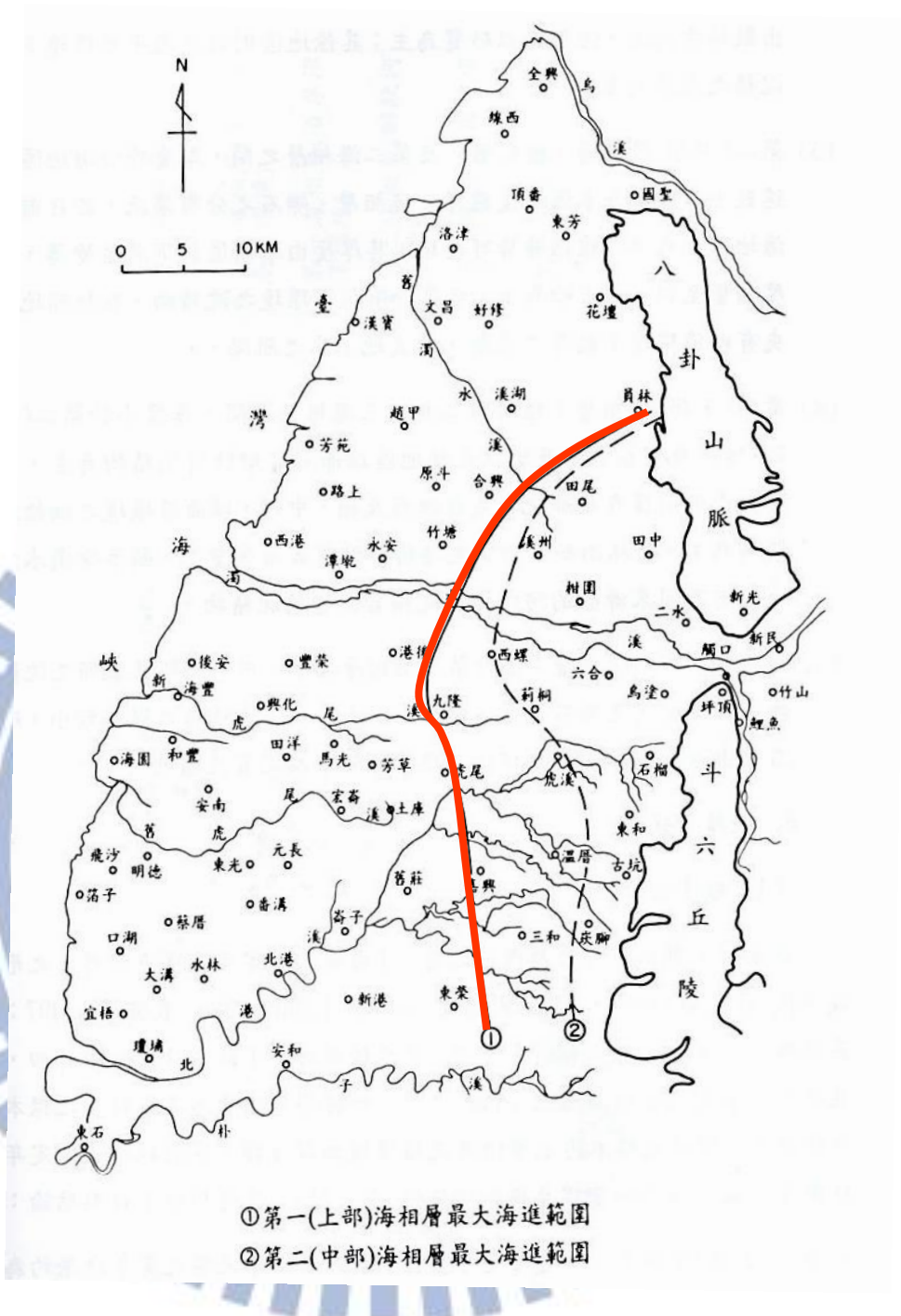


圖 4-38 濁水溪沖積扇第一及第二海相層古海岸線位置圖[央地質調查所, 1999]

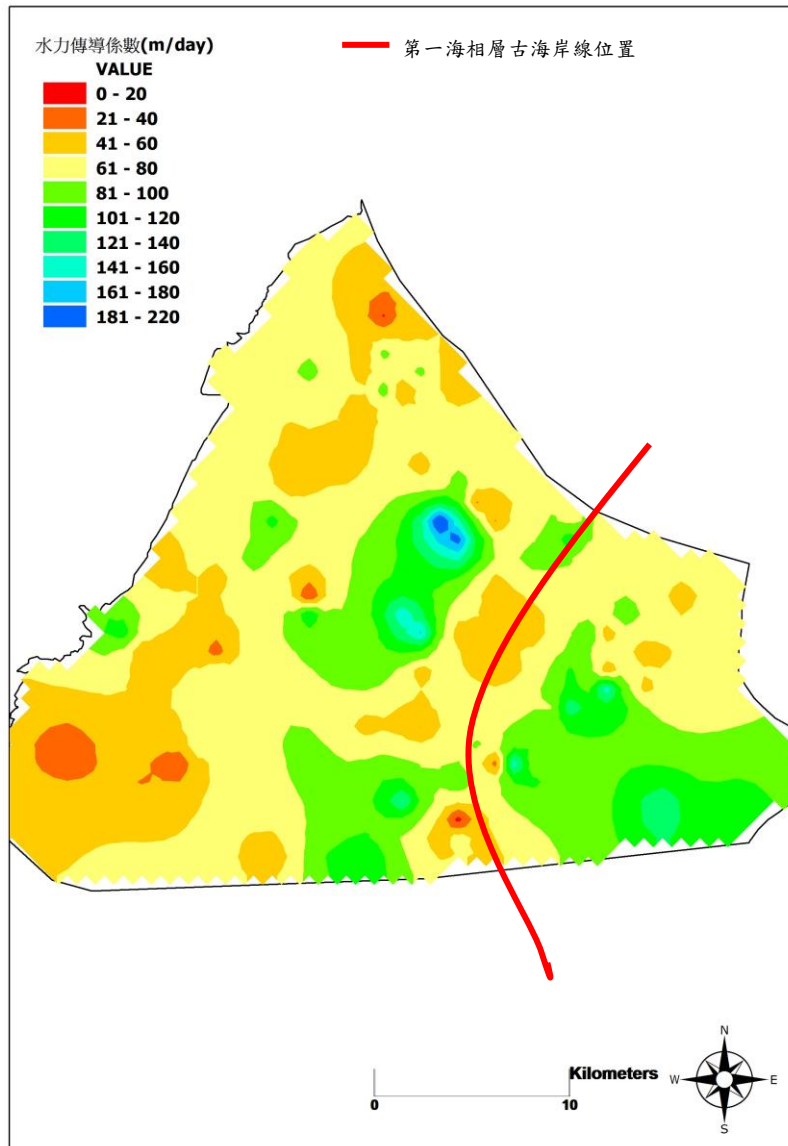


圖 4-39 古海岸線位置與推估 k 場比較圖

第五章 結論與建議

5.1 結論

1. 本研究成功應用一維地電阻資料及現有之觀測井網資料，發展一快速、節省成本之水力傳導數之推估方法。
2. 地電阻資料密度遠較觀測井網之密度為高，可推估井間之水力傳導係數分布，彌補觀測井網之不足。
3. 本研究驗證結果顯示，推估之透水係數與抽水試驗結果雖有些微誤差，但數值仍在合理範圍內，顯示本研究透水係數推估方法之實用性與合理性。
4. 本研究建立之分群分析方法，成功應用於流域尺度之水力傳導係數推估，改善前人研究方法僅能推估局部區域水力傳導係數的問題。
5. 本研究建立之分群分析方法，藉由剖析土壤特性，降低地層因子之參數維度，達到簡化問題、降低運算量、增加實際應用之可行性。
6. 對於一完整之沖積扇而言，扇央至扇尾通常為泥層出現頻率較高之區域，因此泥質之影響實際上應不可忽略。
7. 本研究建立一維地電阻資料篩選原則，藉由比對岩心資料，篩選出適合之測深曲線計算地層因子，將有助於提升觀測井之水力參

數與地電阻之相關性。

8. 本研究以高密度之地電阻資料，求得高解析度之水力傳導係數

場，可顯示局部區域特徵：

- i. 顯示扇央之合興與竹塘一帶，高通透性區域的範圍。
- ii. 顯示扇頂與扇央交界處(合興-竹塘與溪州-柑園)，低通透性區域的範圍。

5.2 建議

1. 本研究目前僅考量濁水溪主要影響範圍(主扇)，未來可應用本研究建立之方法，推求濁水溪沖積扇其他流域之水力傳導係數。
2. 因本研究雖有高密度之地電阻測點，但相較之下水質資料數量少，須進行內外插計算，而增加不確定性。此外因水質較易受汙染變化幅度大，也需考慮沿海地區海水入侵影響水質之可能性，故建議加入可信賴區間，說明可參考範圍。
3. 若地電阻測深曲線與岩心一致，將增加模式之精確度。因此建議欲施作地電阻探測推估水力傳導係數時，盡量靠近觀測井施作，以降低岩性的變異性。

參考文獻

1. Archie, G. (1942), The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics, *Trans. AIME*, 146(99), 54-62.
2. Bear, J. (1972), Dynamics of fluid flow in porous media, *Amer. Elsevier Publ. Co., NY*.
3. Beresnev, I. A., C. E. Hruby, and C. A. Davis (2002), The use of multi-electrode resistivity imaging in gravel prospecting, *Journal of applied geophysics*, 49(4), 245-254.
4. Chang P.Y., Chang. L. C., Chen W.F., Chiang C.J. (2012), Constructing the Hydrogeological Model of the Choushuichi Fan-delta in Central Taiwan with the Electrical Resistivity Measurements, in *AGU Fall Meeting 2012*, edited, San Francisco, CA, USA.
5. Choukér (1971), Methodische and theoretische Untersuchungen for geophysikalischen Grundwasser Erkundung.
6. Chukwudi, C. (2011), Geoelectrical studies for estimating aquifer hydraulic properties in Enugu State, Nigeria, *International Journal of the Physical Sciences*, 6(14), 11.
7. Clavier, C., G. Coates, and J. Dumanoir (1984), Theoretical and experimental bases for the dual-water model for interpretation of shaly sands, *Old SPE Journal*, 24(2), 153-168.
8. Danielsen, J. E., E. Auken, F. Jørgensen, V. Søndergaard, and K. I. Sørensen (2003), The application of the transient electromagnetic method in hydrogeophysical surveys, *Journal of Applied Geophysics*, 53(4), 181-198.
9. Danielsen, J. E., T. Dahlin, R. Owen, P. Mangeya, and E. Auken (2007), Geophysical and hydrogeologic investigation of groundwater in the Karoo stratigraphic sequence at Sawmills in northern Matabeleland, Zimbabwe: a case history, *Hydrogeology Journal*, 15(5), 945-960.
10. De Lima, O., and S. Niwas (2000), Estimation of hydraulic parameters of shaly sandstone aquifers from geoelectrical measurements, *Journal of hydrology*, 235(1), 12-26.
11. Domenico, P. A., and F. W. Schwartz (1990), *Physical and chemical hydrogeology*, Wiley New York.
12. Hickin, A. S., B. Kerr, T. E. Barchyn, and R. C. Paulen (2009), Using

- ground-penetrating radar and capacitively coupled resistivity to investigate 3-D fluvial architecture and grain-size distribution of a gravel floodplain in northeast British Columbia, Canada, *Journal of Sedimentary Research*, 79(6), 457-477.
13. Hubbard, S. S., and Y. Rubin (2000), Hydrogeological parameter estimation using geophysical data: a review of selected techniques, *Journal of Contaminant Hydrology*, 45(1), 3-34.
 14. Khalil, M. A., A. M. Abbas, F. M. Santos, U. Masoud, and H. Salah (2012), Application of VES and TDEM techniques to investigate sea water intrusion in Sidi Abdel Rahman area, northwestern coast of Egypt, *Arabian Journal of Geosciences*, 1-9.
 15. Kumar, B. P., and R. S. Sharma (2004), Effect of fly ash on engineering properties of expansive soils, *Journal of geotechnical and environmental engineering*, 130(7), 764-767.
 16. Mele, M., R. Bersezio, and M. Giudici (2012), Hydrogeophysical imaging of alluvial aquifers: electrostratigraphic units in the quaternary Po alluvial plain (Italy), *International Journal of Earth Sciences*, 1-21.
 17. Mele, M., R. Bersezio, M. Giudici, Y. Rusnighi, and D. Lupis (2010), The architecture of alluvial aquifers: an integrated geological-geophysical methodology for multiscale characterization, paper presented at Proceedings of the Second National Workshop “Multidisciplinary approach for porous aquifer characterization”. Mem Descr Carta Geol d’It XC.
 18. Mendoza, G. F., T. S. Steenhuis, M. T. Walter, and J. Parlange (2003), Estimating basin-wide hydraulic parameters of a semi-arid mountainous watershed by recession-flow analysis, *Journal of Hydrology*, 279(1), 57-69.
 19. Niwas, S., B. Tezkan, and M. Israil (2011), Aquifer hydraulic conductivity estimation from surface geoelectrical measurements for Krauthausen test site, Germany, *Hydrogeology Journal*, 19(2), 307-315.
 20. Ortega, A., A. Benito-Calvo, J. Porres, A. Pérez-González, and M. Martín Merino (2010), Applying electrical resistivity tomography to the identification of endokarstic geometries in the Pleistocene Sites of the Sierra de Atapuerca (Burgos, Spain), *Archaeological Prospection*, 17(4), 233-245.

21. Park, S. K., and S. K. Dickey (1989), Accurate estimation of conductivity of water from geoelectrical measurements—A new way to correct for clay, *Ground Water*, 27(6), 786-792.
22. Purvance, D. T., and R. Andricevic (2000), On the electrical-hydraulic conductivity correlation in aquifers, *Water Resources Research*, 36(10), 2905-2913.
23. Sen, P. N., P. A. Goode, and A. Sibbit (1988), Electrical conduction in clay bearing sandstones at low and high salinities, *Journal of Applied Physics*, 63(10), 4832-4840.
24. Sikandar, P., and E. Christen (2012), Geoelectrical Sounding for the Estimation of Hydraulic Conductivity of Alluvial Aquifers, *Water resources management*, 1-15.
25. Simandoux (1963), Dielectric measurements in porous media and application to shaly formation, 18(Supplementary Issue), 22.
26. Soupios, P. M., M. Kouli, F. Vallianatos, A. Vafidis, and G. Stavroulakis (2007), Estimation of aquifer hydraulic parameters from surficial geophysical methods: A case study of Keritis Basin in Chania (Crete–Greece), *Journal of Hydrology*, 338(1), 122-131.
27. Taheri Tizro, A., K. Voudouris, and Y. Basami (2012), Estimation of porosity and specific yield by application of geoelectrical method—A case study in western Iran, *Journal of Hydrology*.
28. Urish, D. W. (1981), Electrical resistivity—hydraulic conductivity relationships in glacial outwash aquifers, *Water Resources Research*, 17(5), 1401-1408.
29. Vinegar, H., and M. Waxman (1984), Induced polarization of shaly sands, *Geophysics*, 49(8), 1267-1287.
30. Waxman, M., and L. Smits (1968), 1863-A-Electrical Conductivities in Oil-Bearing Shaly Sands, *Old SPE Journal*, 8(2), 107-122.
31. Worthington, P. F. (1993), The uses and abuses of the Archie equations, 1: The formation factor-porosity relationship, *Journal of applied geophysics*, 30(3), 215-228.
32. Zarroca, M., J. Bach, R. Linares, and X. M. Pellicer (2011), Electrical methods (VES and ERT) for identifying, mapping and monitoring different saline domains in a coastal plain region (Alt Empordà, Northern Spain), *Journal of Hydrology*, 409(1), 407-422.
33. Zecharias, Y. B., and W. Brutsaert (1988), Recession characteristics of groundwater outflow and base flow from mountainous watersheds, *Water Resour. Res.*, 24(10), 1651-1658.

34. 中央地質調查所 (1999), 台灣地區地下水觀測網第一期計畫-濁水溪沖積扇-水文地質調查研究總報告 *Rep.*, 經濟部中央地質調查所 Taipei, Taiwan.
35. 吳尹聿 (2012), 雲林地區濁水溪沖積扇地下水補注地質敏感區地電阻勘查, 130 pp, 國立臺灣海洋大學, 基隆市.
36. 黃亦青 (2008), 應用三維地電阻方法評估污染物的傳輸及分佈之可行性先導研究, 115p, 嘉南藥理科技大學, 台南市



附錄一 地下水觀測井資料列表

表附 1-1 含水層二(F2) 79 口地下水觀測井資料列表

站名	TMX	TMY	導水係數 (m ² /day)	水力傳導 係數 (m/day)	濾水管頂部 (埋深)	濾水管底部 (埋深)	電導度(μ mho/cm)
全興(2)	199630	2674365	19	1.04	95	115	762
線西(3)	195062	2669966	731	60.91	105	117	604
東芳(1)	199950	2662265	732	30.50	100	125	無資料
花壇(2)	202730	2658260	54	3.00	44	65	749
花壇(3)	202730	2658260	935	51.92	112	130	182
員林(1)	205890	2649930	456	25.32	51	69	311
員林(2)	205890	2649930	854	35.57	91	121	236
員林(3)	205890	2649930	592	98.71	134	140	452
田中站	207088	2639188	1684	46.79	98	134	601
漢寶(1)	183280	2656150	68	5.64	59	71	675
漢寶(2)	183280	2656150	606	50.51	103	115	599
洛津(2)	191220	2661365	1160	96.67	108	120	534
文昌(2)	190120	2656250	964	80.35	48	60	718
文昌(3)	190120	2656250	1245	103.72	108	120	653
好修(1)	194050	2656100	1213	101.08	48	66	984
好修(2)	194050	2656100	1125	93.72	102	120	618
溪湖(1)	196130	2649780	1074	89.48	57	69	733
溪湖(2)	196130	2649780	1229	102.46	91	103	685
芳苑站	179990	2646950	560	31.10	46	67	694
芳苑站	179990	2646950	1214	101.18	98	110	604
趙甲(1)	187620	2648440	972	80.99	65	83	600
趙甲(2)	187620	2648440	1229	68.30	97	115	473
溪州(2)	198370	2639270	2219	123.28	40	58	578
溪州(3)	198370	2639270	2305	54.89	72	126	494
柑園(2)	201660	2635700	2032	37.63	48	102	517
二水站	210240	2634430	6019	167.20	72	108	389
西港(1)	176800	2639980	494	9.15	52	148	558
潭乾(1)	182710	2637180	552	15.32	27	63	774
潭乾(2)	182710	2637180	2085	57.92	80	116	609
竹塘(2)	190950	2639820	2157	44.94	77	125	612

海豐(1)	170270	2629400	444	37.03	52	70	556
後安(1)	171200	2632100	917	16.99	50	104	513
後安(2)	171200	2632100	255	6.07	126	174	433
興化(1)	176700	2628850	700	58.31	54	66	537
興化(2)	176700	2628850	388	32.34	103	115	507
豐榮(2)	178950	2632220	1217	50.70	73	97	476
豐榮(3)	178950	2632220	316	6.58	126	174	408
港後(1)	187220	2632820	474	39.48	52	64	600
港後(2)	187220	2632820	1562	37.20	86	140	536
九隆(2)	191170	2627780	1450	80.58	97	115	570
西螺(2)	194890	2632720	3731	62.18	54	114	520
蔴桐(2)	197890	2628380	2309	54.97	76	124	629
六合(2)	204580	2629710	3922	130.74	84	114	539
海園(2)	165470	2624550	667	22.22	68	98	1180
和豐(1)	169999	2626540	1155	19.25	60	120	367
安南(1)	172570	2622640	1580	52.67	80	110	453
田洋(2)	178720	2624990	1280	30.47	55	97	413
芳草(2)	185350	2624180	2228	53.04	76	124	407
虎尾(1)	191290	2623690	1757	97.60	50	68	689
虎尾(2)	191290	2623690	1562	52.08	72	102	792
虎溪一(2)	199330	2624540	1746	96.98	84	114	260
虎溪二(2)	199330	2624540	1899	70.33	96	123	244
石榴(2)	206940	2624360	515	17.17	66	114	350
箔子(2)	162600	2614900	288	9.60	116	146	451
明德(2)	167485	2617020	404	22.46	95	115	487
明德(3)	167485	2617020	239	19.90	148	160	1485
元長(1)	178790	2616960	1161	64.49	57	81	656
元長(2)	178790	2616960	738	40.98	108	126	505
宜梧(1)	166296	2604660	539	22.46	58	88	843
宜梧(2)	166296	2604660	202	13.48	145	160	506
蔡厝(1)	169500	2612500	485	20.19	52	80	479
蔡厝(2)	169500	2612500	203	5.64	124	163	450
東光(2)	174905	2616870	896	56.02	60	78	714
東光(3)	174905	2616870	764	50.91	111	126	438
東光(4)	174905	2616870	406	45.15	166	175	454
舊庄(2)	188020	2614870	83	9.25	55	64	351
舊庄(3)	188020	2614870	196	21.78	95	104	1290

嘉興(1)	194030	2616370	235	19.56	58	70	327
嘉興(2)	194030	2616370	58	4.80	128	140	437
溫厝(2)	199400	2617410	71	3.94	78	96	376
大溝(1)	168600	2607410	1528	84.88	55	73	561
水林(1)	172220	2608150	601	50.06	60	78	505
北港(1)	177920	2608770	886	24.60	61	103	335
北港(2)	177920	2608770	786	43.68	162	180	412
崙子(1)	183330	2611930	208	8.68	57	93	475
崙子(2)	183330	2611930	641	26.69	152	182	357
瓊埔(1)	168220	2602120	341	28.40	62	74	827
瓊埔(2)	168220	2602120	268	14.88	150	168	783
崁腳(2)	202020	2612380	393	16.38	133	157	219

表附 1-2 含水層三(F3) 33 口地下水觀測井資料列表

站名	TMX	TMY	導水係數 (m ² /day)	水力傳導 係數 (m/day)	濾水管頂部 (埋深)	濾水管底部 (埋深)	電導度(μ mho/cm)
全興(3)	199630	2674365	576	63.97	175	185	959
全興(4)	199630	2674365	387	32.24	230	240	536
線西(4)	195062	2669966	410	25.61	158	194	481
東芳(2)	199950	2662265	732	61.01	161	171	408
員林(4)	205890	2649930	453	25.14	180	198	334
田中二	207090	2639190	1818	151.50	248	260	655
漢寶(3)	183280	2656150	950	39.57	173	197	627
洛津(3)	191220	2661365	871	48.42	180	198	444
文昌(4)	190120	2656250	936	52.00	186	204	707
好修(3)	194050	2656100	806	33.58	174	204	514
溪湖(3)	196130	2649780	2519	59.98	176	224	693
芳苑站	179990	2646950	454	25.20	187	205	556
趙甲(3)	187620	2648440	1208	67.13	180	198	640
西港(2)	176800	2639980	995	41.46	170	200	624
合興(2)	194000	2643600	964	32.12	197	227	653
合興(3)	194000	2643600	132	8.83	261	276	476
田尾(2)	201045	2643280	864	28.80	210	240	658

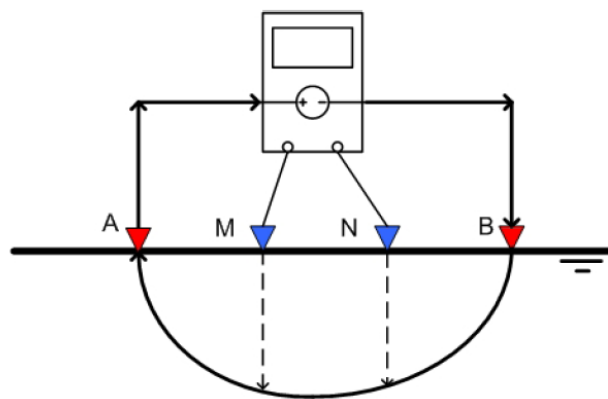
海豐(2)	170270	2629400	463	38.54	166	178	429
興化(3)	176700	2628850	1165	97.04	185	197	414
九隆(3)	191170	2627780	359	29.90	179	191	394
海園(3)	165470	2624550	481	13.36	160	196	426
和豐(2)	169999	2626540	416	23.12	303	330	352
安南(2)	172570	2622640	503	13.96	159	195	434
虎溪二(3)	199330	2624540	568	47.32	212	224	358
箔子(3)	162600	2614900	310	10.32	176	206	478
明德(4)	167485	2617020	202	11.25	196	214	458
宏崙(2)	182664	2620669	81	9.02	207	217	587
宜梧(3)	166296	2604660	285	18.98	244	254	482
舊庄(4)	188020	2614870	78	4.34	180	198	454
嘉興(3)	194030	2616370	860	71.65	194	206	281
東和(2)	205250	2620500	2593	86.44	72	102	413
大溝(2)	168600	2607410	436	24.23	195	213	355
水林(2)	172220	2608150	105	17.57	191	197	392



附錄二 地電阻測勘原理與測量方式

(一)地電阻率測勘原理

一般影響地下地層電阻的因素有岩性、礦物組成、含水量、孔隙率、孔隙水組成及溫度等，當地層層序變化造成有明顯的層間電阻率對比，或是欲探測地下不同電阻率目標之存在，例如隧道、埋藏金屬物、未爆彈(UXO)等，就適用以地電阻方法作為探測工具。地電阻法之測勘原理，乃利用直流電或低頻交流電流經由一對電極(A、B)通入地下，於地下建立人工電場。並利用另一對電極(M、N)測量電場在M、N間之電位差(如圖附 2-1)，而據此計算地層的視地電阻率(Apparent Resistivity)，進而再運用反推計算方法推求地層真實地電阻率(True Resistivity)。



圖附 2-1 地電阻探測儀器示意圖

根據歐姆定律，電流(I)與電壓(V)成正比，與電阻(R)成反比

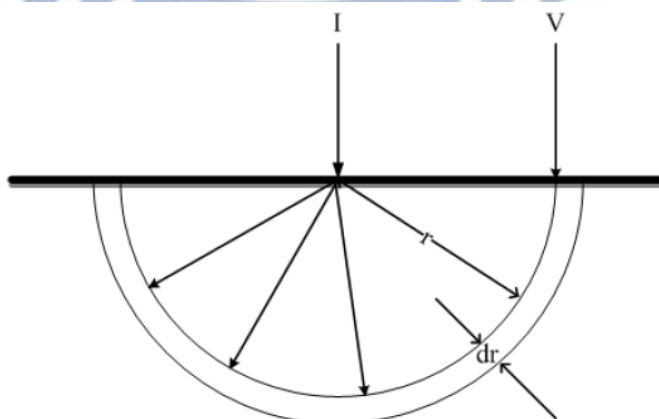
$$V = IR \dots\dots\dots (式附 2-1)$$

當電流通過不同的地質材料時會因為電阻性質不同，而測得不同的電位差；電阻性質的大小則又決定於電流流過地質材料之流線長度和流線之總截面積，以及物質的內部性質(即電阻率(ρ))有關，可進一步表示為

$$R = \rho \frac{l}{A} \dots\dots\dots (式附 2-2)$$

$$\rho = R \frac{A}{l} \dots\dots\dots (式附 2-3)$$

上式中，R 為電阻， ρ 為電阻率，l 為電流流線的長度，A 為電流線的總截面積。在任一均質的地表通入電流強度為 I 之直流電，因為空氣為絕緣體，因此電流會同經由導入點呈放射狀向外流出，成為一個半球面體(如附圖 2-2)。而電流是等量的分配在每一個地方，所以距通入電流 r 處，電位(V)也相等，且在均質的地表定義極薄的殼層為 dr。



圖附 2-2 電流流動示意圖

透過歐姆定律(式附 2-1)定義電位差穿過此殼層電位差為

$$dv = I(R) = I\left(\rho \frac{l}{A}\right) = I\left(\rho \frac{dr}{2\pi r^2}\right) \dots\dots\dots(\text{式附 2-4})$$

故距單電流極 D 之任一點其電位為

$$V = \int_D^\infty dv = \frac{I\rho}{2\pi} \int_D^\infty \frac{dr}{r^2} = \frac{\rho I}{2\pi D} \dots\dots\dots(\text{式附 2-5})$$

運用上述原理，可進行地電阻法(Geoelectric Resistivity Method)

之測勘，原理為：假設在均質的地面上任意佈上四根電極(A, M, N, B)，經由一對電極(A, B)導入直流電或低頻之交流電，於地下建立人工電場；並利用另一對電極(M, N)測量電場在 M, N 間之電位差如附圖 2-2，根據此即可計算該地層的視電阻率 (Apparent Resistivity) 由式附 2-5 推出

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

$$\rho = \frac{\Delta V 2\pi}{I} \left[\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} \right) - \left(\frac{1}{AN} - \frac{1}{BN} \right) \right]^{-1} \dots\dots\dots(\text{式附 2-6})$$

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

式(附 2-6) 可進一步縮寫為下式：

$$\rho = \frac{\Delta V}{I} K \dots\dots\dots(\text{附式 2-7})$$

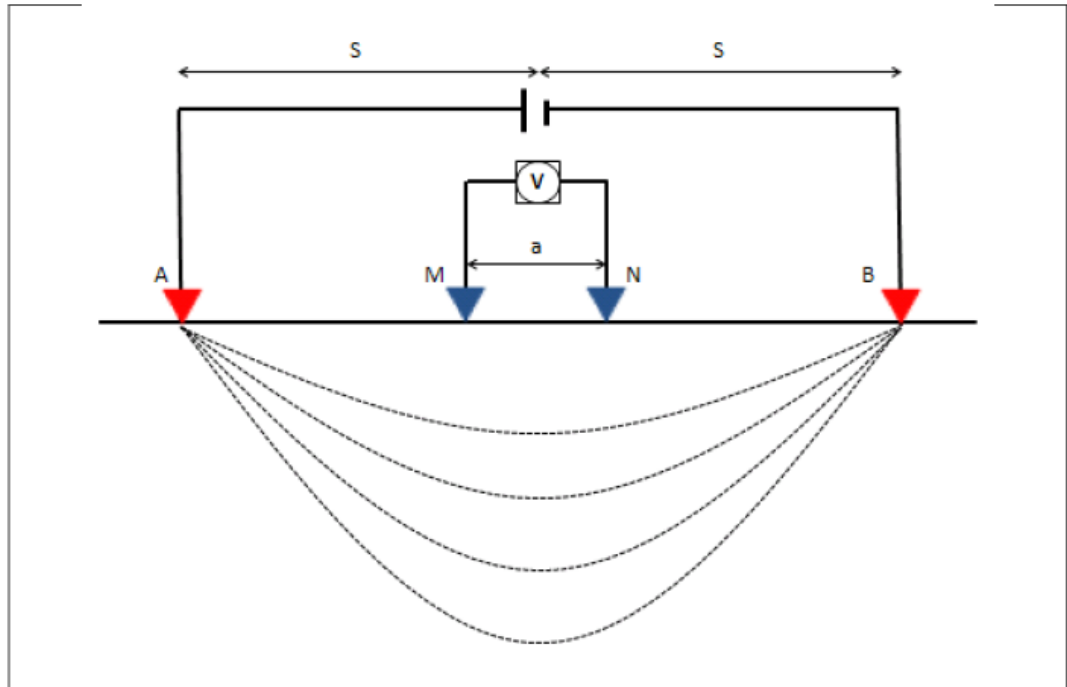
其中， ΔV 為電位差 $V_{AM}, V_{BM}, V_{AN}, V_{BN}$ 為電流極對電位極的絕對電位， AM, BM, AN, BN 為電極至電極間的距離， K 為幾何排列因子 (Geometric Factor)。

但往往視電阻率並不能代表地下地層的真正電阻率 (True Resistivity)，而是表示在對應之電極排列下，所有小於此深度的電性地層的綜合效應，而要求得地下地層的真正電阻率及深度需經過反演計算 (逆推) 的軟體處理才可求得，並繪出地層的電性影像，綜合上述的結果統稱為「地電阻率的剖面影像法」。

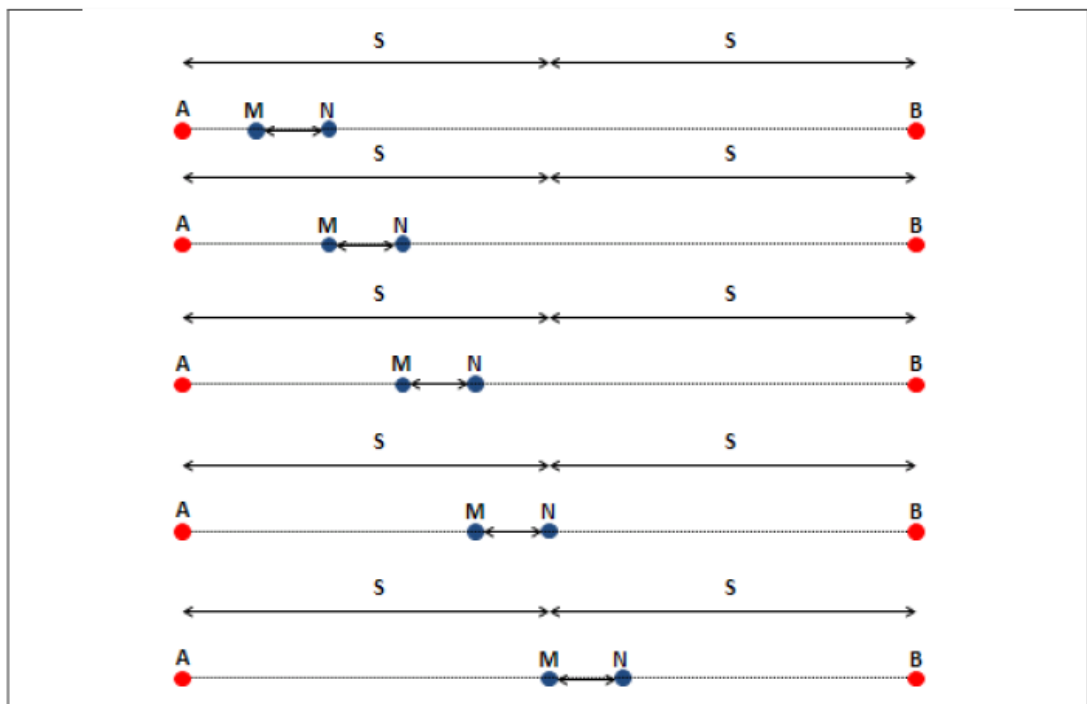
地電阻量測可以藉由改變上述電極排列方式以及施測之位置與順序，以測得不同解析度、不同測深範圍之地電阻率剖面。常見的地電阻測勘的電極排列法甚多，各有其探測上的優點與限制，野外施測所選定使用的方法，則視欲探測目標及施測地點的地形而異。一般基本之常用電極排列有：溫奈排列 (Wenner Array)、施蘭卜吉排列 (Schlumberger Array)、雙偶極排列 (Dipole-dipole Array) 及雙極排列 (Pole-pole Array) 等。然而本研究僅使用施蘭卜吉排列，故以下只針對此方法詳加介紹。

施蘭普吉陣列是在同一直線上以一對和陣列中心等距 S 的電流極 A 和 B ，電位極 M 和 N 以相距 a 在電流極 A 和 B 間移動測量(圖附 2-3)。要測得較深資料只要將電流極半展距 S 加大，便可

取得較深層資料(圖附 2-4)。優點為因測量極在電流極間，所以收到的資料度雜訊小[黃亦青, 2008]。



圖附 2-3 施蘭普吉陣列(Schlumberger Array)示意圖[黃亦青, 2008]



圖附 2-4 施蘭普吉陣列(Schlumberger Array)施測方式[黃亦青, 2008]

(二)地電阻測量方式

目前一般常見的大區域地電阻測量方式，可以分為一維地電阻方法以及二維地電阻方法。一維地電阻法是運用上述的電極排列原則，固定電極中點位置，例如以施蘭卜吉與溫奈排列法為例，固定電位極MN之中點位置，逐次增加電流極的間距。如此可在一個地點反應地下不同深度之電性分布。其優點是能省時快速了解地下一維地層分層大致概況，而缺點則是易受到側向不均質影響，而產生錯誤的解釋。



附錄三 一維地電阻測點資料列表

編號	TMX	TMY	兩公里內最近之 觀測井名稱	與觀測井距離(m)
343.0	197823	2673821	全興	1887
344.0	198900	2673248	全興	1334
494.0	198480	2671510	無	>2000
566.0	195500	2670400	線西	617
568.0	197747	2670211	無	>2000
569.0	198090	2670120	無	>2000
716.0	195065	2668238	線西	1728
721.0	200300	2668200	無	>2000
798.0	202800	2667100	無	>2000
863.0	193000	2666800	無	>2000
1018.0	197500	2664900	無	>2000
1088.0	192641	2663184	無	>2000
1090.0	194448	2663981	無	>2000
1095.0	199700	2663800	東芳	1555
1166.0	195164	2662837	無	>2000
1168.0	197900	2662900	無	>2000
1242.0	196910	2661600	無	>2000
1323.0	202060	2660818	無	>2000
1391.0	195137	2659375	無	>2000
1392.0	196171	2659420	無	>2000
1393.0	197189	2659805	無	>2000
1393.5	197649	2659872	無	>2000
1396.0	200650	2659150	無	>2000
1398.0	202500	2659200	花壇	968
1469.0	198804	2658196	無	>2000
1542.0	196300	2657000	無	>2000
1549.0	203450	2657550	花壇	1011
1613.0	192700	2656097	好修	1350
1622.0	201248	2656293	無	>2000
1681.0	185300	2655400	無	>2000
1685.0	189570	2655972	文昌	616

1687.0	191129	2655917	文昌	1063
1691.0	195210	2655700	好修	1227
1692.0	196400	2655200	無	>2000
1694.0	198500	2655600	無	>2000
1763.0	192100	2654000	無	>2000
1763.5	192600	2654500	無	>2000
1772.0	201100	2654700	無	>2000
1776.0	205400	2654900	無	>2000
1831.0	186000	2653400	無	>2000
1835.0	189200	2653700	無	>2000
1835.5	189700	2653800	無	>2000
1839.0	193600	2653200	無	>2000
1841.0	195598	2653515	無	>2000
1846.0	200900	2653500	無	>2000
1847.0	201400	2653800	無	>2000
1909.0	189000	2652900	無	>2000
1912.0	192000	2652800	無	>2000
1914.0	193700	2652300	無	>2000
1927.0	206900	2652400	無	>2000
1984.0	188700	2651500	無	>2000
1985.0	189100	2651200	無	>2000
1985.5	190000	2651800	無	>2000
1987.0	191200	2651800	無	>2000
2055.0	184600	2650400	無	>2000
2059.0	188200	2650200	趙甲	1853
2071.0	200800	2650600	無	>2000
2072.0	201500	2650000	無	>2000
2128.0	182300	2649500	無	>2000
2134.0	188100	2649000	趙甲	738
2135.0	189500	2649300	無	>2000
2228.0	207500	2648000	無	>2000
2281.0	185100	2647500	無	>2000
2283.0	187800	2647600	趙甲	859
2287.0	192000	2647700	無	>2000
2288.0	192800	2647300	無	>2000
2350.0	179950	2646100	芳苑	1780
2362.0	191950	2646800	無	>2000

2365.0	194700	2646200	無	>2000
2365.5	194300	2646700	無	>2000
2429.0	183800	2645200	無	>2000
2435.0	189300	2645800	無	>2000
2442.0	196800	2645200	無	>2000
2442.5	196300	2645300	無	>2000
2445.0	199600	2645100	無	>2000
2450.0	204300	2645500	無	>2000
2451.0	205100	2645500	無	>2000
2502.0	181800	2644800	無	>2000
2513.0	192700	2644700	合興	1703
2514.0	193400	2644900	合興	1432
2521.0	200200	2644400	田尾	1403
2523.0	203000	2644900	無	>2000
2525.0	204100	2644500	無	>2000
2526.0	205300	2644000	無	>2000
2580.0	184900	2643150	無	1930
2594.0	199000	2643300	無	>2000
2598.0	202900	2643500	田尾	1868
2649.0	178250	2642800	無	>2000
2651.0	180400	2642800	無	>2000
2652.0	181400	2642200	無	>2000
2653.0	182600	2642850	無	>2000
2669.0	198400	2642900	無	>2000
2672.0	201900	2642800	田尾	981
2675.0	204900	2642300	無	>2000
2676.0	205400	2642000	無	>2000
2741.0	195500	2641800	無	>2000
2805.0	184200	2640600	無	1724
2817.0	196200	2640500	無	>2000
2818.0	197900	2640200	溪州	1042
2823.0	202900	2640100	無	>2000
2826.0	205800	2640800	無	>2000
2871.0	175500	2639450	西港	1404
2881.0	185800	2639850	無	1557
2884.0	188750	2639100	無	>2000
2889.0	194000	2639500	無	>2000

2897.0	201500	2639500	無	>2000
2948.0	177150	2638050	西港	1961
2949.0	178400	2638220	無	>2000
2952.0	181100	2638200	潭墘	1906
2962.0	191500	2638900	竹塘	1072
2963.0	192600	2638100	無	>2000
2971.0	200400	2638200	無	>2000
2972.0	201200	2638700	無	>2000
2975.0	204300	2638100	無	>2000
3026.0	181000	2637200	潭墘	1710
3029.0	183100	2637800	潭墘	732
3034.0	188850	2637450	無	>2000
3041.0	195050	2637800	無	1929
3042.0	196100	2637000	無	1167
3044.0	198200	2637330	溪州	3245
3046.0	200200	2637500	無	>2000
3047.0	201500	2637300	柑園	1608
3052.0	206200	2637200	無	>2000
3112.0	191900	2636900	無	>2000
3118.0	197100	2636800	無	976
3120.0	199800	2636700	無	>2000
3121.0	200900	2636200	柑園	910
3124.0	203700	2636300	無	>2000
3125.0	204800	2636600	無	>2000
3128.0	207100	2636100	無	>2000
3194.0	199000	2635500	無	>2000
3196.0	200300	2635500	柑園	1375
3198.0	202600	2635100	柑園	1115
3201.0	206000	2635900	無	>2000
3202.0	206400	2635900	無	>2000
3203.0	207800	2635200	無	>2000
3260.0	189015	2634020	無	>2000
3261.0	190700	2634010	無	1283
3263.0	192010	2634000	無	1713
3329.0	183015	2633005	無	>2000
3331.0	185010	2633300	無	>2000
3394.0	173025	2632650	後安	1906

3400.0	179750	2632950	豐榮	1083
3416.0	195550	2632250	西螺	810
3482.0	186450	2631550	港後	1485
3486.0	190350	2631550	無	3011
3490.0	194300	2631250	西螺	1584
3493.0	197450	2631700	無	>2000
3493.5	197750	2631750	無	>2000
3546.0	176000	2630000	興化	1346
3547.0	176700	2630725	興化	1875
3552.0	182000	2630300	無	>2000
3561.0	191000	2630450	無	1581
3563.0	192250	2630850	無	>2000
3617.0	171675	2629075	海豐	1442
3655.0	209300	2629700	烏塗	1173
3710.0	189100	2628700	無	1420
3715.0	194300	2628500	無	>2000
3722.0	201800	2628550	無	>2000
3726.0	205020	2628380	六合	1401
3727.0	206650	2628750	烏塗	1681
3779.0	183850	2627225	無	>2000
3788.0	192550	2627750	九隆	1380
3790.0	194400	2627980	無	>2000
3841.0	170450	2626675	和豐	471
3858.0	187120	2626550	無	1957
3860.0	189400	2626500	無	323
3863.0	192200	2626750	九隆	1457
3867.0	196400	2626700	無	>2000
3922.0	176325	2625650	無	>2000
3934.0	188100	2625100	無	1720
3940.0	194550	2625600	無	>2000
4025.0	204209	2624908	無	>2000
4028.0	207750	2624800	石榴	922
4069.0	173125	2623625	安南	1131
4072.0	176075	2623675	無	>2000
4079.0	183100	2623875	馬光	1163
4102.0	206300	2623250	石榴	1281
4139.0	168475	2622775	無	>2000

4142.0	171800	2622150	安南	913
4152.0	181500	2622800	馬光	1930
4171.0	200500	2622750	無	>2000
4253.0	207150	2621750	無	>2000
4295.0	174625	2620800	無	>2000
4300.0	179850	2620425	無	>2000
4305.0	184725	2620925	無	>2000
4363.0	167075	2619975	無	>2000
4442.0	171675	2618150	無	>2000
4448.0	177600	2618225	元長	1737
4455.0	184150	2618850	無	>2000
4512.0	166200	2617950	明德	1586
4526.0	180650	2617050	元長	1862
4536.0	190995	2617150	無	>2000
4538.0	192800	2617008	嘉興	1386
4597.0	176450	2616750	東光	1550
4605.0	184500	2616700	無	>2000
4610.0	189020	2616020	舊庄	1524
4615.0	194700	2616455	嘉興	675
4618.0	197700	2616455	溫厝	1950
4657.0	161850	2615100	箔子	776
4668.0	172300	2615100	無	>2000
4673.0	177700	2615200	無	>2000
4678.0	182200	2615225	無	>2000
4683.0	187500	2615800	舊庄	1066
4693.0	197750	2615650	無	>2000
4738.0	167375	2614725	無	>2000
4747.0	176200	2614300	無	>2000
4775.0	204450	2614250	古坑	1762
4815.0	169625	2613975	蔡厝	1480
4820.0	174450	2613175	無	>2000
4886.0	165850	2612125	無	>2000
4890.0	169375	2612675	蔡厝	215
4904.0	183950	2612075	崙子	637
4968.0	172250	2611775	無	>2000
5039.0	168550	2610200	無	>2000
5047.0	176500	2610600	無	>2000

5119.0	173900	2609100	水林	1930
5185.0	164525	2608100	無	>2000
5265.0	169200	2607200	大溝	636
5267.0	172000	2607425	水林	758
5417.0	171075	2605100	無	>2000
5489.0	168775	2604600	無	>2000
5566.0	170100	2603200	無	>2000
5714.0	168600	2601200	瓊埔	995

