

國立交通大學

土木工程學系

博士論文

複雜含水地層之抽水沉陷行為

Land Subsidence Induced by Groundwater

Withdraw in Complex Strata



研究生:柳志錫

指導教授:廖志中 博士

潘以文 博士

中華民國九十三年六月

摘要

超抽地下水引起之地層下陷容易發生在含水豐富卻又軟弱之現代沖積地層，該類地層組構複雜，不易評估其壓縮特性，因此需將地層進行適當的簡化並考量現地土層之壓縮反應，以簡便及確實的評估其抽水沉陷行為。

傳統上評估現地土層之沉陷行為以室內土壤力學試驗為主，但對於複雜地層而言，室內試驗成果之代表性及可靠度均不足，唯有倚賴整合型之現場監測方可有效評估地層之實際壓縮性質。本文系統性整合分析濁水溪沖積扇及屏東平原之地面高程測量、分層土層位移及地下水位變化等實測資料，經歸納分析不同地層受地下水位的變動影響之壓縮行為，礫石層(含粗砂)為完全彈性變形、砂土層(中細、砂)為塑性變形、黏土層之壓密特性則符合Terzaghi單向壓密理論。濁水溪沖積扇沿海之彰化與雲林之地層分別處於正常壓密及輕微過壓密狀態，壓縮量主要發生在深度介於 60~230 公尺之地層(阻水層二及含水層二、三)，其中黏土層及砂土層之體積壓縮係數分別約 $6.4 \times 10^{-8} \text{ m}^2/\text{N}$ and $5.7 \times 10^{-9} \text{ m}^2/\text{N}$ 。屏東平原之礫石層分布很廣，其體積壓縮係數經評估約 $1.0 \sim 1.3 \times 10^{-9} \text{ m}^2/\text{N}$ 。

本論文結合現地之經驗模型及土壤力學之材料壓縮理論，建立一套單向度之地層壓縮評估模式，將地層依顆粒尺寸簡化為礫石層(含粗砂)、砂土層(含中細砂)及黏土層(含粉土)等三種地層。本論文將地層之壓縮應變區分為彈性及非彈性部份，並假設其應變量與地下水位變化存在線性關係。接著並將地層概念壓縮模型建立成數值計算模式，應用 Crank-Nicholson 隱性差分法求解黏土層之依時壓密量，可適用於不同時間期距之土層沉陷計算；礫石及砂土層之壓縮則視為與時間無關之立即性變形。

本論文於數值模式中結合遺傳演算法(Genetic algorithm)，可根據地面沉陷及地下水位變化之實測資料，進行地層參數之優選，優選之地層參數包括黏土層之透水係數、彈性壓縮係數、非彈性壓縮係數，礫石層之彈性壓縮係數及砂土層之非彈性壓縮係數等。

模式經以現地實測資料驗證，模擬計算值與實測值之平均誤差可控制在 3~5% 以內；且在地層壓縮參數建立後，日後只需地下水位變化資料即可進行地層下陷之趨勢預測，可見模式具有良好之可靠性及實用性。

關鑑字：地層下陷、地下水超抽、體積壓縮係數、單向壓密理論、遺傳演算法



Abstract

Usually, compressible multi-aquifer system existed in a recently deposited alluvial formation is very susceptible to land subsidence induced by over-pumping of ground water. Due to the complex hydrogeology, true strata compressibility is often quite difficult to be evaluated. From time to time, it is often necessary to assess the soil compressibility by means of simplifying soil types and considering equivalent field compressive.

To find the compressibility and relevant soil properties of strata, the common approach is through field exploration and sampling undisturbed specimens for laboratory soil tests. However, results of laboratory tests revealed that they are unreliable and unrepresentative for complex strata. Hence, the investigation for land-subsidence relies very much on the integrated field monitoring. This study analyzed the integrated data of leveling survey, multi-level strata deformation and groundwater head fluctuation from the Choshui River alluvial fan and the Pingtung plain. From the field evidences of the interaction between the strata compressive deformation and the change of groundwater head, it was observed that the compression of gravel stratum and sandy stratum behave as perfectly elasto-plastic materials; while clayey stratum basically follows the Terzaghi's one-dimensional consolidation theory. It was also found that the clay in ChangHua County was in a normally consolidated state, while the clay in YunLin County was in an over-consolidated state. The ground settlement was mainly resulted from the compression of sandy stratum within 60-230 m (including aquifer 2,3 and aquitard 2). The coefficients of volume compressibility of the clayey and sandy stratum were back analyzed from the stratum's compression records; they were $6.38 \times 10^{-8} \text{ m}^2/\text{N}$ and $5.71 \times 10^{-9} \text{ m}^2/\text{N}$, respectively. The coefficient of volume compressibility of the gravel strata commonly present in Pingtung plain was around $1.0 \sim 1.3 \times 10^{-9} \text{ m}^2/\text{N}$.

This study integrated empirical model and compression theory of various types of soils to develop a one-dimensional model of land subsidence due to

withdraw of ground water. The proposed model classified the field strata according to grain sizes. Soil strata were divided into three categories: namely, gravel stratum (including coarse sand), sandy stratum (including fine sand) and clayey stratum (including silt). This study further separated the compressive deformation of strata into elastic compression and inelastic compression. The compression deformation was assumed to have a linear relation with the change of ground water level. The concept of the compression model was further utilized to develop a numerical model; an implicit Crank-Nicholson scheme was used to solve the time-dependent consolidation of clayey strata. The compressions of gravel and sandy strata were considered to be instantaneous deformation independent to time.

A numerical model incorporating a genetic algorithm (GA) was also developed to search for a set of optimized parameters (including permeability and compression coefficients of various strata) for the characterization strata compressibility based on the compiled data of ground subsidence and the change of groundwater level. Comparing the calculated results and the field data, the average error of the calculated results is within 3-5%. It reveals that the proposed model is an appropriate tool for the prediction of ground subsidence as long as the data of groundwater level is available.

Key words: land subsidence 、 over-pumping of groundwater 、 coefficient of volume compressibility 、 one-dimensional consolidation 、 genetic algorithm.

誌 謝

「天啊！真的畢業了」，因為需要感謝的人實在太多了，那就謝天吧！但是有些事也不能不提，對於在職進修的我，周旋在學業、工作與家庭之間，著實很難使身心及各方面維持在均衡狀態，毅力、耐力及體力均時時刻刻受到考驗，幸好承蒙恩師廖志中教授及潘以文教授在學業上之悉心指導及協助，方使平庸的我得以完成本論文，在此謹致上最高的敬意與謝意。而在工作上，特別感謝黃鎮臺博士及歐陽湘博士的鼓勵與支持，使我獲得在職進修的機會，且使工作與學業可以相互結合。在論文口試期間，我的啟蒙恩師李德河教授、李振誥教授、林美聆教授、黃安斌教授、蔡光榮教授均悉心指正及提供寶貴真誠的意見，實在令我衷心感謝。此外，交大土木系大地組方永壽教授、單信瑜教授、林志平教授亦一併致謝。

另外感謝經濟部水利署提供豐富而多元的基礎資料，亦感謝在工作上支援我的同事杜富麗、洪偉嘉、劉智超博士和其他伙伴們。

最後謹以本論文獻給我敬愛的父母及家人，特別是我親愛的妻子梅禪、兒子景瑜、女兒元蕙，他們亦承受了許多壓力與委屈，感謝他們無怨無悔的包容及支持。

目 錄

摘要.....	i
Abstract.....	iii
誌 謝.....	v
目 錄.....	vi
表 目 錄.....	viii
圖 目 錄.....	ix
一、緒論.....	1
1-1 研究動機及目的.....	1
1-2 含水層與阻水層系統介紹.....	1
1-3 抽水引起之地層下陷概述.....	3
1-4 研究方法及論文架構.....	4
二、地層下陷基本原理及文獻回顧.....	6
2-1 地層下陷之土壤力學模型.....	6
2-1-1 有效應力原理.....	6
2-1-2 地層之抽水壓縮行為.....	7
2-2 地層下陷之行為預測方法探討.....	16
三、現地土層之水文地質及壓縮行為探討.....	20
3-1 水文地質環境.....	20
3-2 現地監測及分析.....	28
3-2-1 地表監測.....	29
3-2-2 地下監測.....	35
3-2-3 實例之特性分析及討論.....	41
四、現地土層抽水沉陷之概念模式.....	59
4-1 模式之基本假設.....	61
4-2 現地土層變形模式歸納.....	61

4-3 數學概念模型之建立	73
五、現地土層抽水沉陷模式之測試及討論	78
5-1 數值模式之概要說明	78
5-2 地層壓縮參數評估及篩選	81
5-2-1 遺傳演算法之基本概念及其特點	83
5-2-2 遺傳演算法之運算	83
5-3 實例測試	91
5-4 測試結果之討論	101
六、結論與建議	104
6-1 結論	104
6-2 建議	106
參考文獻	108
作者簡歷	119



表 目 錄

表 3-1 世界各地抽水引起地層下陷案例基本資料(Poland, 1984)	21
表 3-2 西港國小與新興國小平面座標分佈統計表	32
表 3-3 濁水溪沖積扇沿海地層下陷監測井及對應之地下水位井基本資料	43
表 3-4 彰化監測井觀測下陷量與水準檢測下陷值比較(民國 90/8~92/8)..	43
表 3-5 雲林監測井觀測下陷量與水準檢測下陷值比較(民國 91/4~92/4)..	43
表 3-6 屏東平原沿海地層下陷監測井及對應之地下水位井基本資料	54
表 4-1 沖積土壤壓縮指數之經驗迴歸公式表(修改自紀雲曜, 1997)	60



圖 目 錄

圖 1-1 沖積扇地區之多含水層地質系統示意圖	2
圖 1-2 論文之研究架構關聯圖	4
圖 2-1 有效應力概念圖(Bear and Verruijt, 1987)	7
圖 2-2 自由含水層內A點之地下水位下降示意圖	9
圖 2-3 Terzaghi壓密理論(a)壓密試驗示意圖(b)壓密模型(c)壓力變化(d)超額 孔隙水壓力變化(取自Bear and Verruijt, 1987)	11
圖 2-4 超抽引致黏土層內孔隙水壓改變示意圖(a)下層含水層抽水(b)上層 受壓含水層抽水(c)上層自由含水層抽水(取自De Simone and Viggiani, 1979).....	13
圖 2-5 現地含水層之實際之地下水位變化圖	18
圖 2-6 黏土層內超額孔隙水壓之疊加示意圖(紀雲曜,1997)	18
圖 3-1 湖泊沉積含水地層示意圖(Galloway,1999)	22
圖 3-2 河川沖積含水地層示意圖(劉聰桂, 1997)	22
圖 3-3 美國SAN JOAQUIN VALLEY之水文地質示意圖(Galloway, 1999)	23
圖 3-4 義大利威尼斯地區之水文地質剖面圖(Carbognin et al.,2000).....	23
圖 3-5 濁水溪沖積扇區域地質圖(中央地調所, 1999)	25
圖 3-6 濁水溪沖積扇之水文地質概念分層圖(Liu, 2001).....	25
圖 3-7 濁水溪南北兩側地表至深度 300 公尺間之東西向地層剖面圖	27
圖 3-8 濁水溪沖積扇之長期地層累積下陷量等值線圖	28
圖 3-9 雲林地區GPS監測點分布圖(中央地調所, 1999)(工研院,2000)	31
圖 3-10 雲林地區GPS與水準測量檢測地層下陷成果比對圖(工研院, 2000)	31
圖 3-11 西港及新興GPS固定站及鄰近基站之相關位置圖	32
圖 3-12 彰化西港國小GPS高程變化分析資料	33
圖 3-13 雲林新興國小GPS高程變化分析資料	33

圖 3-14 彰化西港國小GPS解析水平變位(N及E方向)結果圖	34
圖 3-15 雲林新興國小GPS解析水平變位(N及E方向)結果圖	35
圖 3-16 日本 Ojiya地區黏土地層之應力-應變關係圖(Sato et al.,2003)	36
圖 3-17 RMT分層監測井示意圖(Macini, et al. ,2000).....	38
圖 3-18 RMT分層監測井之探測及壓縮量計算示意圖(Macini, et al.,2000)	38
圖 3-19 Las Vegas, Nevada之孔內伸縮儀及地下水壓計設置圖(Sneed, et al , 2000).....	39
圖 3-20 伸縮儀沉陷計示意圖(李德河 , 1996)	39
圖 3-21 磁感應環分層式地層下陷監測井示意圖(工研院 , 2001)	40
圖 3-22 台灣地區磁感應環分層式地層下陷監測井分布圖(工研院 , 2003)	40
圖 3-23 彰雲地區下陷中心之地表沉陷與地下水位關係圖	42
圖 3-24 (a)彰化沿海地區監測井觀測之地層總壓縮量歷線圖 ; (b)雲林沿海 地區監測井觀測之地層總壓縮量歷線圖	44
圖 3-25 西港國小地層壓縮範圍變化圖	46
圖 3-26 豐安國小地層壓縮範圍變化圖	47
圖 3-27 西港國小及豐安國小不同地層壓縮比例分布圖	48
圖 3-28 濁水溪北岸含水層之水壓分佈圖(中央地調所,1999)	49
圖 3-29 濁水溪沖積扇沿海地區第二含水層之水位高程歷線圖	50
圖 3-30 濁水溪沿海地區之地層分布示意圖	50
圖 3-31 阻水層二之應力應變圖(Liu et al.,2004)	52
圖 3-31 阻水層二之黏土的應力應變關係圖(Liu et al.,2004)	52
圖 3-32 含水層二之日應力應變關係圖(Liu et al.,2004)	52
圖 3-33 屏東地區民國 61~84 年之累積下陷量等值線圖(水利處 , 1996) .	53
圖 3-34 屏東地陷監測井民國 86 年 1 月至 92 年 10 月之地表至 200 公尺間 地層之累積壓縮量歷線圖	55
圖 3-35 林邊國中與枋寮國中地下水位與地層壓縮變化關係圖	55
圖 3-36 屏東沿海地區之水文地質剖面(中央地調所 , 1998)	56

圖 3-37 枋寮國中 58~113m地下水位高程及地層壓縮量變化關係圖	57
圖 3-38 枋寮國中 58~113m地層之應力應變關係圖	57
圖 3-39 枋寮國中 140~156m地層地下水位高程及地層壓縮量變化關係圖	58
圖 3-40 枋寮國中 140~156m地層之應力應變關係圖	58
圖 4-1 雲林縣豐安國小之地層粒徑柱狀分布圖(中央地調所水文地質資料庫網站)	62
圖 4-2 (a) 正常壓密狀態黏土地層之地層壓縮與水位變化互制反應模式 (b) 過壓密狀態黏土地層之地層壓縮與水位變化互制反應模式..	64
圖 4-3 (a) 彰化西港國小黏土層之地層下陷量與地下水位變化關係圖;(b) 彰化西港國小黏土層之地層壓縮應變與地下水位變化互制關係圖	65
圖 4-4 (a) 雲林豐安國小黏土層之地層下陷量與地下水位變化之關係圖;(b)雲林豐安國小黏土層之地層壓縮應變與地下水位變化互制關係圖	66
圖 4-5 (a) 雲林建陽國小深度 117~143m細砂地層下陷及地下水位關係圖;(b) 嘉義東石國小深度 127~164m細砂地層下陷及地下水位關係圖	68
圖 4-6 (a)雲林建陽國小細砂層壓縮應變及地下水位變化互制關係圖; (b) 嘉義東石國小細砂層壓縮應變及地下水位變化互制關係圖..	69
圖 4-7 濁水溪沖積扇之含水層二之應力應變關係圖	70
圖 4-8 石英砂之顆粒顯微圖及顆粒排列方式(Terzaghi,1996)(Das,1984)...	71
圖 4-9 桃園觀音地區地下水位歷線圖	71
圖 4-10 桃園觀音地區之地層壓縮變化圖	71
圖 4-11 礫石層之彈性壓縮反應示意圖	73
圖 4-12 地層架構貯蓄變化觀念之壓縮模形示意圖	74
圖 4-13 礫石(粗砂)層之彈性變形關係圖	75
圖 4-14 砂土層之彈塑性壓縮反應圖	76

圖 4-15 黏土層之彈塑性壓密反應圖	77
圖 5-1 現地土層地層下陷量計算流程圖	80
圖 5-2 現地土層簡化示意圖	81
圖 5-3 遺傳演算法演化流程圖(詹明修等，2004)	84
圖 5-4 單點交配的兩個實例	88
圖 5-5 兩點交配實例	88
圖 5-6 均勻交配實例	89
圖 5-7 突變實例	90
圖 5-8 遺傳演算代數與目標函數收斂程度之關係	90
圖 5-9 枋寮國中 58~113 公尺地層實測及模擬計算值歷線比較圖	92
圖 5-10 佳冬國小 117~185 公尺地層實測及模擬計算值歷線比較圖	92
圖 5-11 西港國小與豐安國小之含水層二水位歷線圖	93
圖 5-12 西港國小 152~172 公尺地層實測及模擬壓縮歷線比較圖	94
圖 5-13 豐安國小 126~156 公尺地層實測及模擬壓縮歷線比較圖	96
圖 5-14 西港國小厚層中細砂層之模擬計算值及實測值之比較	96
圖 5-15 枋寮國中及金湖國小測試地層分布圖	97
圖 5-16 金湖國小 66~147m地層實際下陷量及地下水位變化歷線圖	98
圖 5-17 金湖國小 66~147m地層壓縮模計算值及實測值之比較圖	99
圖 5-18 枋寮國中 0~201m地層實際下陷量及地下水位變化歷線圖	100
圖 5-19 枋寮國中 0~201m地層壓縮模擬計算值與實測值歷線比較圖	100
圖 5-20 雲林金湖地區民國 84~92 年自由及受壓含水層之水位歷線圖 ..	101
圖 5-21 以純線性及半對數應力關係求得之地層壓縮參數估算之地層壓密 量差異比較(Leake,1991)	103

一、緒論

1-1 研究動機及目的

超抽地下水引起之地層下陷是水土資源開發失調之後遺症，因此適量而無害的開發地下水，是兼顧資源保育及災害防範之基本原則。所以如何正確評估地層下陷與地下水開發間之互制行為及模式，是地下水資源開發過程中最重要之基礎工作。

抽水引起之地層下陷是複雜的地質災害，其形成之必要條件包括”超量抽用地下水”及“地層中具有可壓縮之地質材料”，因此地層下陷絕大部份發生在地下水蘊藏豐富但卻軟弱之地質區，許多現代沖積地層因壓密未完成，土壤空隙大且架構疏鬆即符上述之條件。但現代沖積地層受河川特性、上游地質及沉積環境之影響，很容易形成多含水層(multiaquifer)之地質系統，這樣的地質條件不僅使地層材料在深度上有很大的變異性，也使得抽水型態變複雜(可能單層或多層同時抽水)，面臨這樣多變之內外在條件，純以理論模型加以評估之難度相當高。因此本研究以土壤力學之壓縮理論為基礎，配合地層下陷區地層之實際壓縮反應，歸納建立兼具理論及經驗之分析方法，可有效且簡便的評估複雜沖積含水地層之抽水壓縮行為。

1-2 含水層與阻水層系統介紹

地下水之所以可蓄存在地層中，乃地層中有足夠的孔隙存在，其蓄水量多寡與孔隙的大小有關，一般而言年代較新之現代河川沖積層或盆地湖泊沉積層，因地層尚未完全壓密而結構疏鬆，地層較可能具有大的孔隙儲存地下水。這些地層中又以由粗粒土壤(砂或礫石)構成之土層具有較佳之導水能力，形成可豐富儲水之含水層(Aquifer)；另外以細粒土壤(粉土或黏土)為主之地

層，則因透水性差而形成阻水層(Aquitard)。

地層中之含水層及阻水層架構受地質沉積環境影響而有很大的差異，在一個沖積扇之扇頂區因為水流淘選作用，地層可能絕大部份由礫石或粗砂組成而形成一個巨大完整之含水層(如濁水溪沖積扇上游)；相反的若在一個古盆地湖泊區域，則地層可能主要由粉黏土堆積而形成厚的阻水層(如墨西哥市及台北市)。大部份複雜之地層出現在河川沖積扇之扇尾及海岸地區，這類型之含水地層相當複雜，其重要特徵為因為地層之變異性很高，對於含水層及阻水層很難純以地層組成(砂土層或黏土層)界分，而必需依據地質沉積原理及其整體水力特性來分類，因此含水層中可能存在許多薄的黏土夾層，或阻水層夾有薄的砂土層。且因為含水層有許多層所以又可稱為複雜多含水層系統(如圖 1-1)。

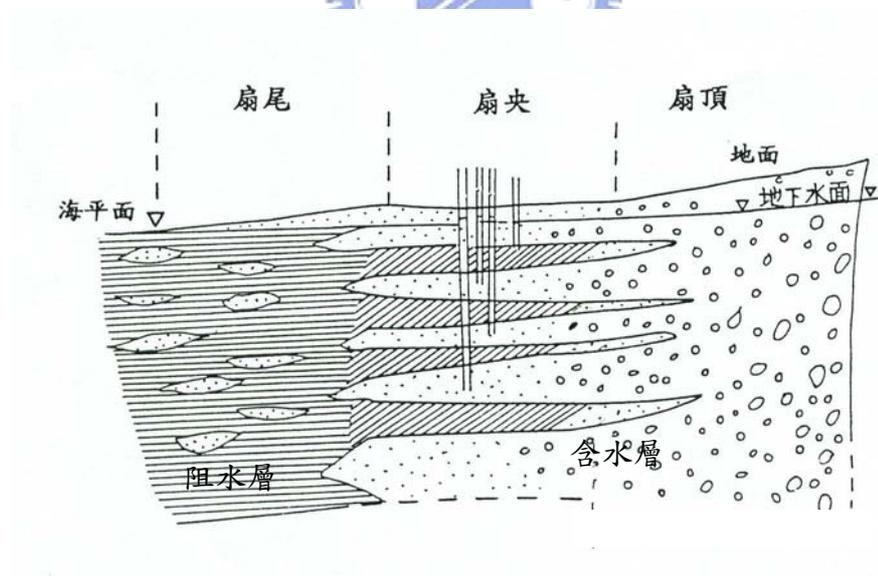


圖 1-1 沖積扇地區之多含水層地質系統示意圖

1-3 抽水引起之地層下陷概述

超抽地下水所引起之地層壓縮下陷，就土壤力學範疇，其機制可由 Terzaghi 之有效應力原理加以解釋，主要因地下水位降低後，地層中之有效應力(effective stress)增加，進而壓縮地層而產生地表沉陷。因此土壤之壓縮特性及地下水位變化是兩大影響因素，其間之互制效應則是控制地層下陷發生之關鍵。

地下水位變化是地層受壓應力之來源之一，在一個多含水層之地質系統，淺的含水層(通常屬於與空氣連通之自由含水層)會先受到使用，但當其水量及水質不符需求時，會往下延伸開採更深之含水層，因此多含水層系統，受抽水環境之影響，各深度水層之水位變化將不一致，亦即地層中有效應力之變化變得複雜化。以近代之地下水開發技術、成本及地質環境而言，地表至深度 300~400 公尺間之地層是最常被開採地下水之地層，地層有效應力之影響範圍常深及地表下 300~400 公尺深處。

影響地層受壓行為之另一變因為土壤之壓縮性，砂性土壤及黏性土壤之壓縮性，無論就結構或材料均存有相當大的差異，傳統上對於砂性土壤或黏性土壤之壓縮性，已有相當多之研究，但多以重模或現地取樣方式進行室內試驗及行為模擬為主，雖然已發展出相當複雜之分析模式，但實際應用時卻發現現場環境之複雜性高且多數之地質參數無法量測取得，而降低許多複雜模式之實用性。

以動輒數百公尺深之多含水地層系統而言，其有效應力可能加載在不同深度及不同時間，地層邊界亦複雜不一，除非簡化，否則複雜模式之實用性很低，因此欲評估一個複雜多含水層地質系統之抽水行為，適度的簡化及進行現場試驗觀測是較佳的方法。

1-4 研究方法及論文架構

本研究擬建立簡便合理之現地土層沉陷行為評估方法，主要透過案例研究方式歸納地層之變形反應模式，並以土壤力學為基礎，發展成實用性高且簡便的地層下陷評估模式，研究架構如圖 1-2，論文中參考台灣兩大地下水分區(濁水溪沖積扇及屏東平原)之水文地質、地下水開發行為及地層下陷之實測資料分析，建構地層之概念壓縮模式，再應用有限差分方法建立數值計算模式，模式中結合遺傳演算法可執行地層壓縮參數之優選，對於資料不足的地區，這種可透過歷史資料回推地層參數的方法顯得特別實用；最後本研究並以實例驗證模式之適用性，並針對其測試結果進行討論。



圖 1-2 論文之研究架構關聯圖

本論文共分為六個章節

第一章為緒論，簡述研究動機及目的，介紹含水層及阻水層系統及超抽地下水引起之地層下陷的基本特性，並說明本研究方法及論文架構。

第二章為抽水引起地層下陷之原理介紹及相關文獻回顧。

第三章為地層下陷之特徵探討，及以濁水溪沖積扇與屏東平原之實測資料進行現地土層壓縮行為之討論。

第四章為根據土壤力學之基礎理論，結合現地土層實際之應力應變反應模式，建立現地含水地層之抽水壓縮概念模型。

第五章應用有限差分原理建立數值計算模式，再結合遺傳演算法進行地層參數之優選。最後以現場實例驗證模式計算結果之合理性。

第六章為結論與建議。



二、地層下陷基本原理及文獻回顧

超抽地下水引起之地層下陷是地下水流與土壤位移的互制問題，主要屬於土壤力學之探討範疇，以下為相關原理及文獻之回顧。

2-1 地層下陷之土壤力學模型

2-1-1 有效應力原理

地下水屬於天然循環之資源，理論上當人為抽用量不超過所謂“安全出水量 (safety yield)”，即為水文收支平衡時，含水層的水位並不會產生變化，地層亦不致產生壓縮。但當抽水量增加，抽水量及排出量總合超過了安全出水量，則含水層的水位將產生下降的現象，此時稱為地下水超抽。超抽地下水之所以引發地層下陷，主要因地下水位降低使土壤間之有效應力 (effective stress) 增加而壓縮土壤孔隙所致 (Terzaghi, 1948)。如圖 2-1 考慮飽和土壤受應力的情況，將土壤內力分成兩部份，一部份係由土粒子所承受，包括所有的剪應力 (shear stress) 及部份的正向應力 (normal stress)，合稱為有效應力 (effective stress)；另一部份的正向應力由土壤中的孔隙水所承受，形成孔隙水壓力 (pore water pressure)。若僅考慮正向應力，則總應力 σ 、有效壓力 σ' 及孔隙水壓力 u 可表示為：

$$\sigma' = \sigma - u \quad (2-1)$$

若土壤未飽和時，則有效應力與土壤之飽和度有關，Bishop et al. (1960) 將式 (2-1) 修正為

$$\sigma' = \sigma - u_a + x(u_a - u_w) \quad (2-2)$$

u_a = 孔隙空氣壓力

u_w = 孔隙水壓力

x = 與土壤飽和度相關之係數 (完全乾燥為 0，完全飽和為 1)

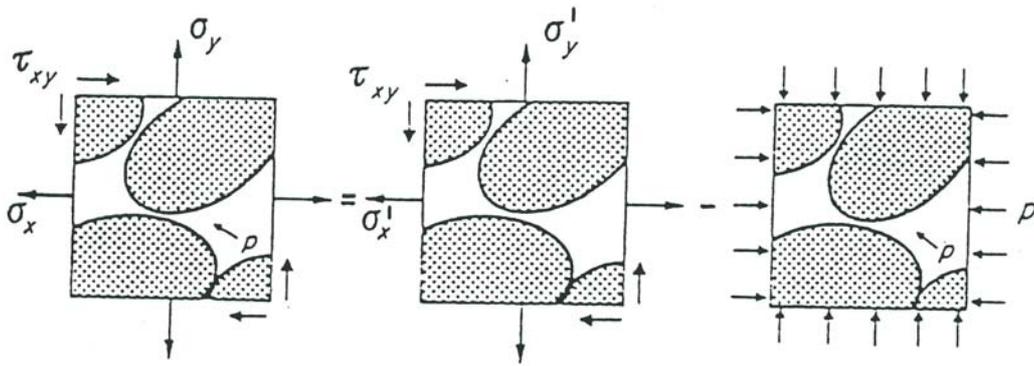


圖 2-1 有效應力概念圖(Bear and Verruijt, 1987)

2-1-2 地層之抽水壓縮行為

緒論中已指出現代沖積地層是最易發生地層下陷之地質區，此類型地層之組成土壤相當複雜，為了方便探討，會依據水力特性將地層分為含水層及阻水層，台灣地區依中央地質調查所之分類，含水層之透水係數約介於 $10^{-3} \sim 10^{-6}$ m/sec，阻水層之透水係數則低於 10^{-7} m/sec。在沖積層較厚的地區，含水層與阻水層通常交互出現，形成多含水層架構。含水層之透水性好，主要組成土壤為顆粒性土壤(礫石及砂)；阻水層之透水性差，主要為黏土或粉土等黏性土壤所構成。因為結構上的不同，含水層及阻水層之壓縮行為有相當大的差異。

(1) 含水層之壓縮行為

就多含水層之架構而言(參考圖 1-1)，若土壤孔隙與大氣連通稱為自由含水層(unconfined aquifer)；但若與大氣阻隔，則稱為受壓含水層(confined aquifer)。在自由含水層內抽水與在受壓含水層內抽水之不同點可歸納如下 (Kruseman and Ridder, 1991)：

1. 受壓含水層在抽水期間皆為飽和狀態，其水位洩降為水壓力的下降，並不是實際地下水位面的降低，而在自由含水層內抽水，則實際降低地下水位面，故部份土壤將由飽和狀態進入不飽和狀態。

2. 因受壓含水層的抽水為降低其孔隙水壓力，故有滲流壓力的產生，土壤的有效壓力增加，將對含水層具壓縮的作用，而在自由含水層內抽水並無此種現象。
3. 在受壓含水層內之完全貫穿水層抽水，其所形成的地下水流為水平流，並無垂直流的產生，而自由含水層內抽水，其水流將有垂直流產生。

在含水層內抽水，造成土體有效應力增加的原因有二，一為孔隙水流動時產生的滲流壓力，另一為地下水位降低使孔隙水壓力降低。首先考慮孔隙水流動時產生的滲流壓力，在受壓含水層中，若為完全貫穿水層抽水，當抽水時將產生水平方向之滲流，其滲流壓力亦為水平方向，將導致含水層水平方向的壓縮，使土壤體積產生變化，但其在垂直方向將形成側向伸張作用，應不導致垂直下陷現象。若在受壓含水層中為部份貫穿水層抽水及自由含水層內抽水，除了水平方向滲流壓力，將導致含水層水平方向的壓縮外，另有部份垂直流產生，可能造成垂直向的壓縮，其量與抽水量及土層性質等因素有關，通常此因素造成之壓縮量不大，可以忽略不計(紀雲曜，1997)。

另考慮地下水位降低使孔隙水壓力降低、有效應力增加部份，以受壓含水層而言，若超抽地下水引致水頭下降 Δh ，則在總壓力不變的情況下，土壤所承受的有效壓力增量為 $\gamma_w \times \Delta h$ (Poland and Davis, 1969)。

但在自由含水層中抽水，如圖 2-2 所示，其初始地下水位為 h_1 ，考慮地下水面下深度 h_2 之土壤元素A，其總壓力及有效壓力為：

$$\sigma = h_d \times \gamma_d + (h_1 - h_d) \times \gamma_m + h_2 \times \gamma_{sat}$$

$$\sigma' = h_1 \times \gamma_d + h_2 \times (\gamma_{sat} - \gamma_w) - \text{capillary rise (毛細張力)} \quad (2-3)$$

其中 γ_d ：乾土單位重。

γ_m ：濕土單位重。

γ_{sat} ：土壤飽和單位重。

capillary rise：毛細張力(常可忽略不計)

當水位降低 Δh 後，A 點的總壓力不變，有效壓力為：

$$\sigma' = [h_1 \gamma_d + h_2 (\gamma_{sat} - \gamma_w)] + \gamma_w \Delta h [(1 + Se)/(1 + e)] \quad (2-4)$$

其中 e ：水位變化範圍土壤孔隙比。

S ：水位變化範圍土壤飽和度。

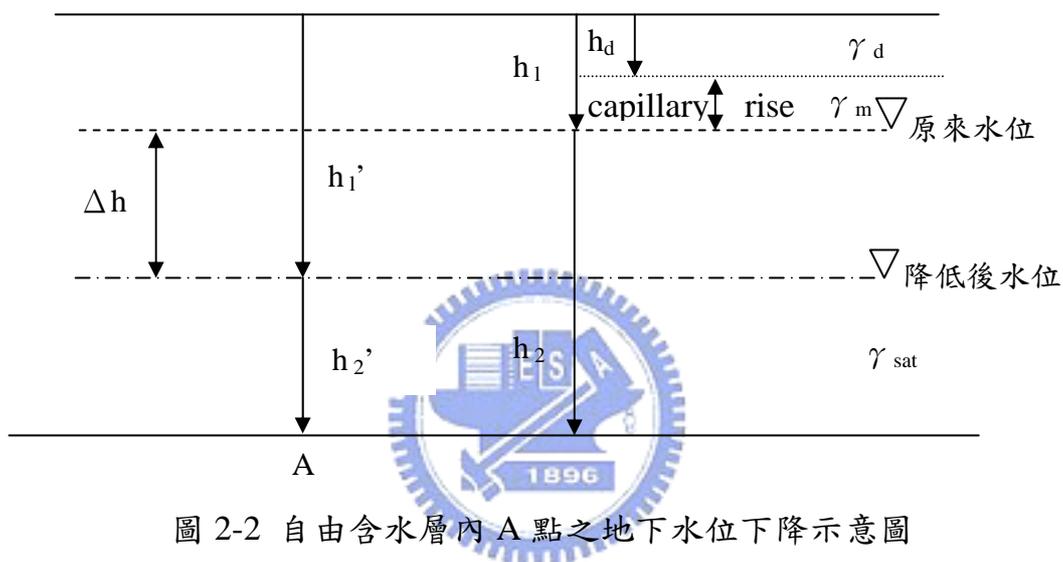


圖 2-2 自由含水層內 A 點之地下水位下降示意圖

比較式(2-3)與(2-4)，可知對自由含水層而言，當地下水下降後造成水位下土壤有效壓力改變量為 $\gamma_w \times \Delta h [(1 + Se)/(1 + e)]$ 。土壤由初期的飽和狀態逐漸變為不飽和帶，其飽和度 $S < 1$ ，因此，土壤有效壓力改變量會隨著飽和度的逐漸減少而小於 $\gamma_w \times \Delta h$ 。若取 $e = 1$ ， $S = 0$ 時，則依式(2-14)可知有效壓力增量為 $0.5 \gamma_w \times \Delta h$ ，因此，對自由含水層而言，當地下水下降後造成水位下土壤有效壓力改變量為 $1 \sim 0.5 \gamma_w \times \Delta h$ 之間。但若不考慮土壤不飽和的情形，則其與在受壓含水層中的情形一樣，超抽地下水引致地下水位下降 Δh ，在總壓力不變的情況下，土壤所承受的有效壓力增量為 $\gamma_w \times \Delta h$ 。

含水層主要由砂性土壤組成，因為排水性高，地下水下降所

造成之壓縮屬於即時沉陷，且因為壓縮完成很快，在長久自然沉積之過程中，容易達到密實的狀態，因此其壓縮量對於地層下陷之影響性較不受重視；紀雲曜(1997)研究高雄永安地區之地層下陷即假設砂土層為不可壓縮，Shearer(1997)、Hu et al.(2001)、Zhou, et al.,(2003)在他們的研究中則假設砂土層為彈性變形行為。

可是自然界之地質材料成份相當複雜，含水層不見得純由砂土構成，砂土層中亦可能含有細料土壤，林美聆(1995)研究台北盆地之地層下陷時，針對砂土層進行單向壓密試驗，確認砂土層之壓縮對台北盆地之地層下陷有相當程度之貢獻。許澤善(1997)亦指出濁水溪沖積扇之砂土層具板狀且成飛絮結構類似黏土層，因此有很大的壓縮性。黃安斌(2001)以雲林麥寮之粉土細砂進行壓縮性試驗，亦發現在細粒含量 15% 之情況下，相對於石英砂而言有相當高的壓縮性，在單向壓密的情況下其壓縮指數與低塑性黏土類似，顯示含水層中之砂土層具有不可忽略之壓縮性，因此評估現地之地層下陷時應將砂土層之壓縮行為納入考量。

(2)阻水層之壓縮行為

阻水層通常由難透水的細粒料土壤所組成，尤其是具塑性的黏土層阻水效果更好，而黏土層之壓縮行為與砂土層截然不同，其壓密過程與時間有關，屬於依時性之壓縮行為。圖 2-3 為黏土壓密模型示意圖，假設外力瞬間增加 $\Delta \sigma$ 時，因土壤中孔隙水來不及排出，所有的 $\Delta \sigma$ 皆由孔隙水所承擔，此時孔隙水壓增量(超額孔隙水壓) Δu 等於應力增量 $\Delta \sigma$ 。在土層中受局部加載的情況下，受應力改變影響範圍的土壤與其它不受影響者，因超額孔隙水壓而產生水壓力不平衡，滲流現象於是產生，當孔隙水慢慢排出，超額孔隙水壓減少，有效壓力增加，其增量為 $\Delta \sigma'$ ，其與 $\Delta \sigma$ 及 Δu 之關係表示如式(2-5)：

$$\Delta \sigma = \Delta \sigma' + \Delta u \quad (2-5)$$

土層內部孔隙水逐漸排出時，其孔隙也就逐漸壓縮，即超額孔隙水壓之消散過程亦是黏土厚度壓密過程。

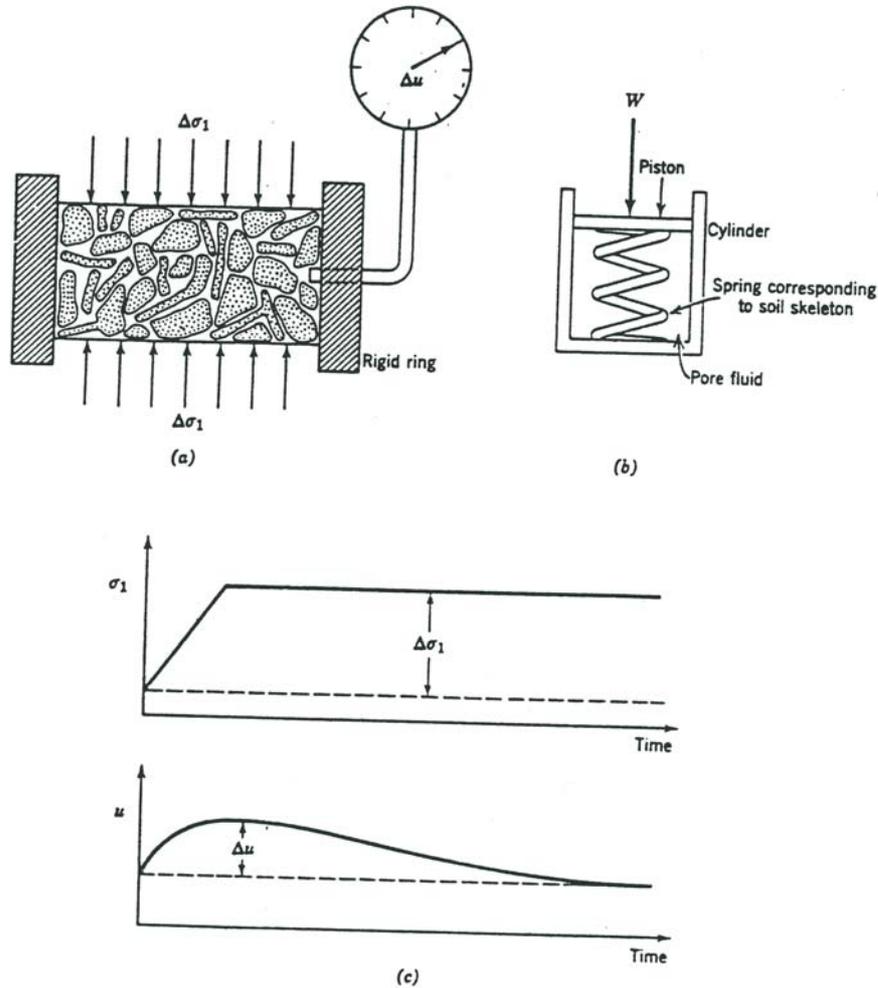


圖 2-3 Terzaghi 壓密理論(a)壓密試驗示意圖(b)壓密模型(c)壓力變化(d)超額孔隙水壓力變化(取自 Bear and Verruijt, 1987)

以現代沖積地層常見之多含水層地層架構而言，當在任一含水層內超抽地下水造成水位下降時，將造成上、下鄰近之黏土層邊界的孔隙水壓力產生變化，使黏土層內部孔隙水壓力產生不平衡，引起黏土層內產生滲流壓力，形成有效壓力改變，導致黏土層體積發生變化 (Lambe and Whitman, 1979; De Simone and Viggiani, 1979)，並產生壓縮現象。圖 2-4 為黏土層在不同地下水位變化時之有效應力分布情形，圖 2-4(a)為當黏土層位於抽水的含水層之上，黏土層的上方有一表層含水層，表層含水層的水

位保持不變，抽水之含水層水位降低 Δh 時，黏土層的底部即產生 $\gamma_w \times \Delta h$ 的滲流壓力，而後孔隙水壓慢慢向下排出，直至黏土層內的孔隙水壓達到平衡，此時，黏土層所受到的有效載重面積如圖中斜線面積所示。圖 2-4(b)及(c)分別為在黏土層之上層受壓含水層及自由含水層抽水的情形，對黏土層而言，皆為其頂部邊界之孔隙水壓力降低的情形，黏土層內孔隙水向外排出，假設黏土層內皆保持飽和的狀態，則兩者所受的等值有效載重面積相同。若假設因降低水位所引起的孔隙水壓力改變與深度存在線性關係，則無論在上下層限制含水層或自由含水層內抽水，黏土層所承受的有效壓力變化相同，單一邊界抽水造成黏土層之等值有效載重面積為 $0.5 \gamma_w \times \Delta h$ 。



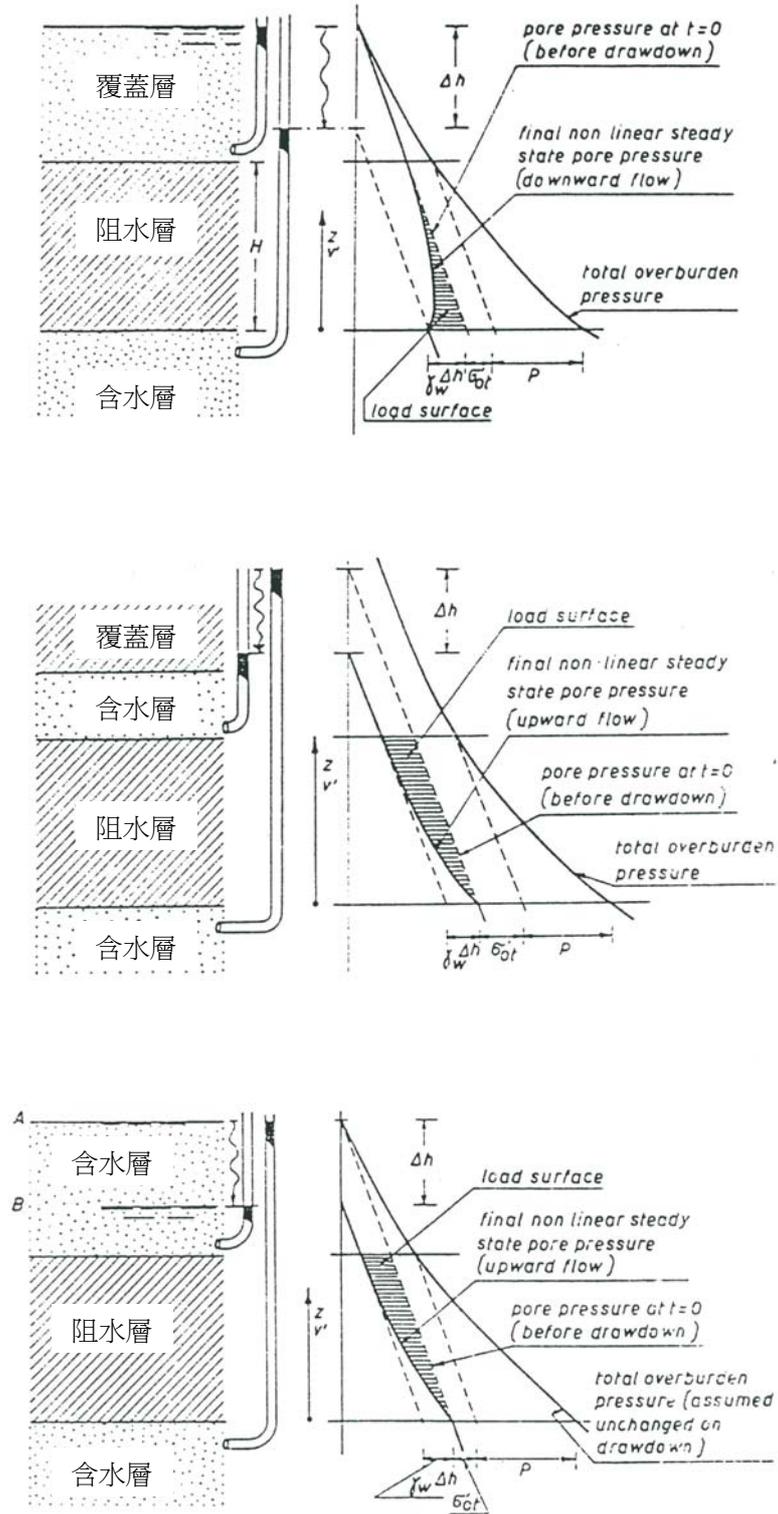


圖 2-4 超抽引致黏土層內孔隙水壓改變示意圖(a)下層含水層抽水(b)上層受壓含水層抽水(c)上層自由含水層抽水(取自 De Simone and Viggiani, 1979)

對於黏土層受有效應力增加而發生之壓密行為評估，在土壤力學上以 Terzaghi 單向壓密理論最常被應用，其基本假設如下：

- (1) 土壤為均質。
- (2) 土層為完全水飽和情況。
- (3) 土粒及水的壓縮性甚小，可以忽略。
- (4) 土壤的壓縮和水分的排出都是單向度。
- (5) 土壤特性恆定與壓力無關。
- (6) 土壤中水的流動適用達西定律 (Darcy's law)。
- (7) 微小土壤(壓密模型)與實際地盤之作用無不相同。
- (8) 孔隙比與壓力間有理想直線關係。

其壓密控制方程式之推導過程如下：

土層的壓密連續方程式 (continuity equation) 可表示為：

$$k_x \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + k_z \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = \frac{1}{1+e} \left(e \frac{\partial s}{\partial t} + S \frac{\partial e}{\partial t} \right) \quad (2-6)$$

其中 S：飽和度

e：孔隙比

k_x, k_z ：水平、垂直之滲透係數

h：地下水水頭

t：時間

當土壤為完全飽和時，則 $s=1$ 且 $\partial s / \partial t = 0$ ，式(2-3)可簡化為：

$$k_x \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + k_z \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = \frac{s}{1+e} \frac{\partial e}{\partial t} \quad (2-7)$$

在砂層與粘土層互層的地層(常出現於多含水層地層系統)，因砂層較粘土層排水速度快，因此，超額孔隙水壓隨時間而消散的壓密現象將只出現於粘土層，因黏土以垂直方向排水，水流只在垂直方向流動，地層應變將以垂向為主，水平應變則可

忽略。則壓密控制方程可表示為：

$$\text{平衡部份： } \sigma_v = \gamma_t z + Fs \quad (2-8)$$

$$\text{應力-應變關係： } \frac{\partial e}{\partial \sigma_v} = -a_v \quad (2-9)$$

$$\text{連續方程： } k \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = \frac{1}{1+e} \frac{\partial e}{\partial t} \quad (2-10)$$

上式中， σ_v ：垂直向總應力

$\bar{\sigma}_v$ ：垂直向有效應力

k ：透水係數

a_v ：壓密指數（index of consolidation）

γ_t ：土壤統體單位重

Fs ：地面力載重

由式(2-9)及式(2-10)可表示為

$$\frac{k(1+e)}{a_v} \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = -\frac{\partial \bar{\sigma}_v}{\partial t} \quad (2-11)$$

另孔隙中水頭可表示為：

$$h = h_e + \frac{u}{r_w} = h_e + \frac{1}{r_w} (u_{ss} + u_e) \quad (2-12)$$

其中 h ：總水頭

h_e ：位置水頭

u_{ss} ：穩定狀態（steady state）孔隙水壓

u_e ：超額孔隙水壓

將式(2-12)代入式(2-11)中，因 $\partial^2 h_e / \partial z^2 = 0$ ，且在平衡狀況下，靜水壓力與深度呈線性關係，故 $\partial^2 u_{ss} / \partial z^2 = 0$ ，所以式(2-11)可改寫為：

$$\frac{k(1+e)}{a_v r_w} \frac{\partial^2 u_e}{\partial z^2} = -\frac{\partial \bar{\sigma}_v}{\partial t} \quad (2-13)$$

在式(2-13)中，定義壓密係數（coefficient of consolidation） c_v 為：

$$c_v = \frac{k(1+e)}{r_w a_v} = \frac{k}{r_w m_v} \quad (2-14)$$

其中： m_v ：體積壓縮係數（coefficient of volume compressibility）

若考慮有效壓力的觀念，且 $\partial u_{ss}/\partial t=0$ ，故式(2-13)可改寫為：

$$c_v \frac{\partial^2 u_e}{\partial z^2} = \frac{\partial u_e}{\partial t} - \frac{\partial \sigma_v}{\partial t} \quad (2-15)$$

式(2-15)即是分析黏土層壓密與時間關係之基礎控制方程式。黏土層即因為排水慢的因素，在承受載重時完成壓密的時間相當久，土壤不易到達緻密狀態，因此可壓縮的空間遠大於砂土層，且壓密過程歷時較久不易控制，一向是影響沖積地層地層下陷行為之關鍵因素。

2-2 地層下陷之行為預測方法探討

超抽地下水引起之地層下陷的預測方法大致可分為經驗法(empirical method)、半理論法(semi-theoretical method)以及理論法(theoretical method)等三類。

經驗法即是直接推求地層下陷與時間之迴歸關係，並利用外插方式預測未來可能之下陷量(曹以松，民國 58 年)(Vega, 1984)(鐘明松等，1997)，一般常用的迴歸關係式有二次函數、指數函數及對數函數等，因完全不考慮土壤之力學行為，預測結果之代表性不足。

半理論法利用地層下陷與相關現象之關係進行預測，例如 Kumai(1969)與 Yamamoto(1984)以抽水量的多寡來預測地層下陷量；Wadachi(1939)與 Yamaguchi(1969)透過實測資料，推導下陷速率與地下水位變化量之關係來進行預測；Lofgren(1969)、Huang and Wu(1969)及廖日昇等(1990)則直接利用下陷量對地下水位變

化量之比值進行預測；Gabrysch(1969)認為下陷量對地下水位變化量之比值與黏土之含量有關，因此進一步推導下陷量與黏土含量百分比之關係。半理論法雖然經驗法更為嚴謹，但亦僅局部考量相關因子之迴歸函數關係，方法雖然簡便實用，但卻無法完整描述較複雜之土壤壓縮現象。

理論法則根據土壤的力學行為進行解析及預測，因超抽地下水產生之地層下陷過程涵蓋地下水流動與土壤受壓變形兩步驟。若兩步驟分開求解稱為非耦合模型；同時求解則稱為耦合模型。

傳統之土壤力學以非耦合模型為主，即先求出抽水量所造成之地下水位下降量，並化算成土壤有效應力增加量，再進一步評估土層受壓之變形反應。但就地層下陷區而言，抽水量常無法準確估算，因此評估時直接使用現場地下水位觀測井之水位紀錄最為可靠且簡便。但現地觀測之地下水位變化型態亦相當複雜，地下水位隨人為抽用、自然降雨等因素而產生起伏不定的現象(圖 2-5)，使得現地土層之受力型態非恆定，而需特別以不同的解析方法加以處理。林美聆(1995)應用Terzaghi單向壓密理論解析台北盆地松山層內之第二、四層次(粉土質黏土)之長期壓密行為，其假設地下水位在分析期間為線性下降及逐階下降兩種方式，其中線性加載應用Olson(1977)之解析方法；逐階加載則視土層處於一連串之瞬時荷載，推求地層隨時間變化而發生之下陷過程，根據其分析結果顯示逐階降低地下水位所引起之地層壓縮量，較符合實際之地層變形之觀測結果。但解析解往往無法處理更複雜之地下水位變化條件，因此數值解析方法被運用於計算地層中地下水位升降而引起之有效應力變化，紀雲曜(1997)應用有限差分方法，假設黏土層內各階段之超額孔隙水壓無交互作用下，且土層之壓密量可以線性疊加之概念，有效計算土層內部因反覆水位變

化引起之超額孔隙水壓分佈(如圖2-6)，並進而評估因而產生之黏土層壓密量。

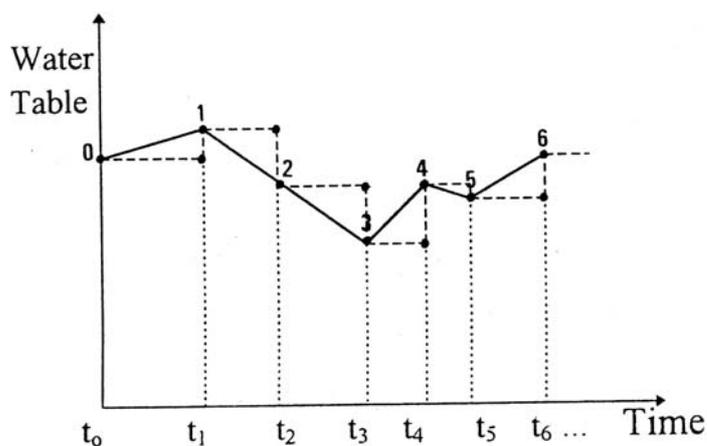


圖 2-5 現地含水層之實際之地下水位變化圖

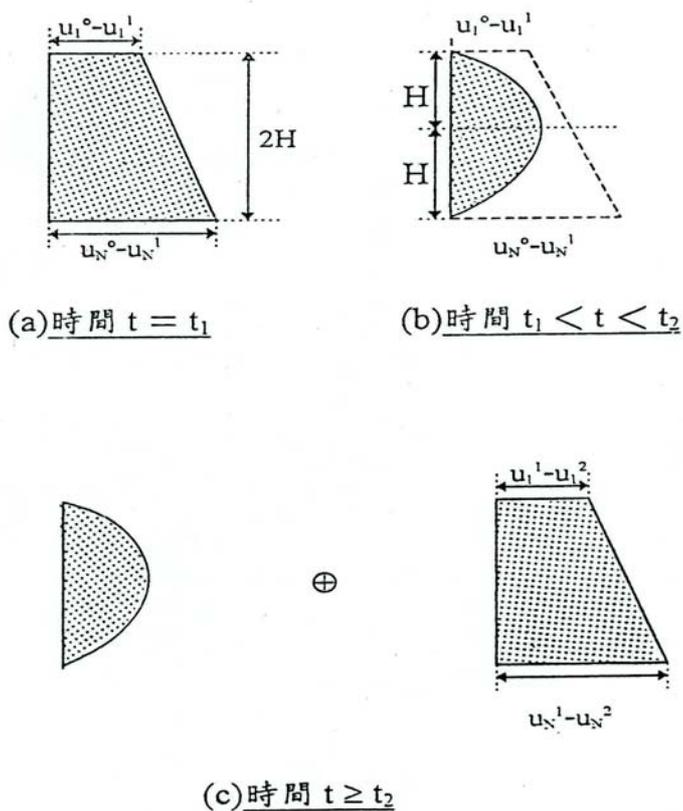


圖 2-6 黏土層內超額孔隙水壓之疊加示意圖(紀雲曜,1997)

耦合模型是同時求解地下水流及土壤位移方程式的方法，很多模式主要根據 Biot 三維孔隙彈性理論 (three-dimensional

poroelastic theory)而發展。Biot(1941)三維壓密理論係假設土體變形符合彈性理論，且在土體飽和與流體可壓縮以及達西相對流速定律適用情況下，將三維應力應變關係結合三維地下水流方程式，發展成之三維土體孔隙壓縮控制方程式(如式2-16)。

$$\nabla \cdot \mathbf{q}_r + S_w (\partial/\partial t (\partial u_k / \partial x_k)) + n \partial S_w / \partial t + n \beta_w S_w \partial P / \partial t = q, \quad i=x,y,z \quad (2-16)$$

利用Biot三維孔隙彈性理論來分析地層下陷者，有Safai and Pinder(1970,1980)、Lewis and Schrefler(1978,1991)、Yeh et al.(1995)與Tarn and Lu(1991)等。其中葉弘德(1997)曾經應用三維壓密模型實際模擬計算雲林地區之地層下陷行為，根據其模擬結果，民國70至85年間雲林台西附近之垂直下陷量約0.93公尺，但水平位移卻高達13.2公尺(由西向東移動)，這樣的模擬結果並無法在現場找到相對應之景象，因此應用三維壓密理論於地層下陷之評估時應針對實際條件進行適當的修正。蔡東霖(2001)提出當地下水流類似水平流或垂直流時，土體變形適用一維模式，因此提出以三維飽和地下水流方程式及一維土體變形方程式之一維非耦合模式，可較有合理的預測區域性之地層下陷。但無論是複雜精細之三維耦合或實用之一維非耦合之地層下陷預測模式，其真正問題仍是只考量水文性質，但卻未考量土壤之真正壓縮行為，且對於土壤而言，可靠的三維地質參數大部份都很難取得，尤其複雜之沖積扇地區要精確獲得所有地層之模擬參數更是困難，因此降低三維耦合地層下陷預測模式之實用性。

三、現地土層之水文地質及壓縮行為探討

超抽地下水引起之地層下陷是一種常見的地質災害，其發生之條件包括地層中具有可壓縮性的地質材料及過度的抽水行為。在土壤力學上其引發機制雖單純，但卻因地質材料及抽水行為的不單純，使得這類老問題持續受到關注，包括地質、水文、土壤及材料力學、數學、測量等領域之研究者均曾以不同觀點加以探討，以下就國內外之相關實例研究及調查資料進行探討。

3-1 水文地質環境

地質條件是引發地層下陷最關鍵的因素，尤其是可蓄存地下水之地質區更是深具地層下陷之發生潛能。Poland(1984)整理世界各地主要地層下陷地區之相關資料如表 3-1，可知絕大部份之地層下陷發生在年代較輕之湖泊沉積或者河流沖積地層(圖 3-1 及圖 3-2)。這些地層的特徵是結構疏鬆、組成複雜、富含地下水，因此容易因超抽地下水而造成地層下陷。

在各主要下陷區中，美國加州 SAN JOAQUIN VALLEY 之下陷情形最受矚目，其在 1925~1977 年間累計下陷約 9m，下陷面積約 6200 平方公里，該區是美國最大之農業生產區，產量佔全美之 11%，因此抽取地下水主要為農業灌溉用。在 1955 年時約有 320 億立方公尺之地下水被抽取用以農業灌溉，歷史上曾經發生過之最大地下水位下降量約達 120 公尺，地質上屬於美國 Central valley 含水層區，全新世沉積層厚度平均約 720 公尺，沉積物來源為火成岩及變質石英砂岩(圖 3-3)，沉積層中細粒料含量包括黏土及粉土之比例超過 50%，因為黏土及粉土屬於易壓縮之土壤，因此在地下水位下降過程中容易引發嚴重之地層下陷(USGS, 2000)。

其它之國外地區諸如泰國曼谷、墨西哥墨西哥市、義大利 Po-Delta 及威尼斯、日本大阪等地，地質上亦均屬河川沖積或湖泊沉積地層，均具有複雜之多含水層地質架構(如圖 3-4 之威尼斯地區之水文地質剖面圖)，因為地層藏有豐沛的地下水資源，常成為地下水抽用者的使用標的，且因土層具有高的壓縮性，未加有效管理的結果就很容易就會發生地層下陷之後遺症 (Yamamoto,1984) (L. Carbognin et al.,2000) (Vega, 1984) (Shi and Bao, 1984)。

表 3-1 世界各地抽水引起地層下陷案例基本資料(Poland, 1984)

地區	地質條件	地層受壓範圍(m)	最大累積下陷量(m)	下陷面積(Km ²)	下陷期間
澳洲, Latrobe	先第三紀湖泊沉積、洪積地層	10~300	1.6	100	1961~1978
英國, 倫敦	始新世倫敦黏土	50~100	0.35	450	1865~1932
匈牙利, Debrecen	第四紀洪積層	50~250	0.42	390	1920~1975
義大利, Po Delta	第四紀海相、瀉湖及河流沖積層	100~600	3.2	2600	1951~1966
日本, Osaka	第四紀湖泊沉積及河流沖積層	0~400	2.88	630	1935~1970
墨西哥, 墨西哥市	第四紀湖泊沉積	0~50	9.0	225	1891~1978
紐西蘭, Wairakei	更新世火山角礫岩及溶岩	250~800	6~7	30	1952~1978
泰國, 曼谷	第四紀海相沉積及河流沖積層	0~200			
中國大陸, 上海市	第四紀海相沉積層	3~300	2.63	121	1921~1965
美國, San Joaquin valley	新生代晚期湖泊沉積層	60~900	9.0	6200	1930~1975
台灣, 台北盆地	第四紀湖泊沉積層	10~240	1.9	235	1955~1974

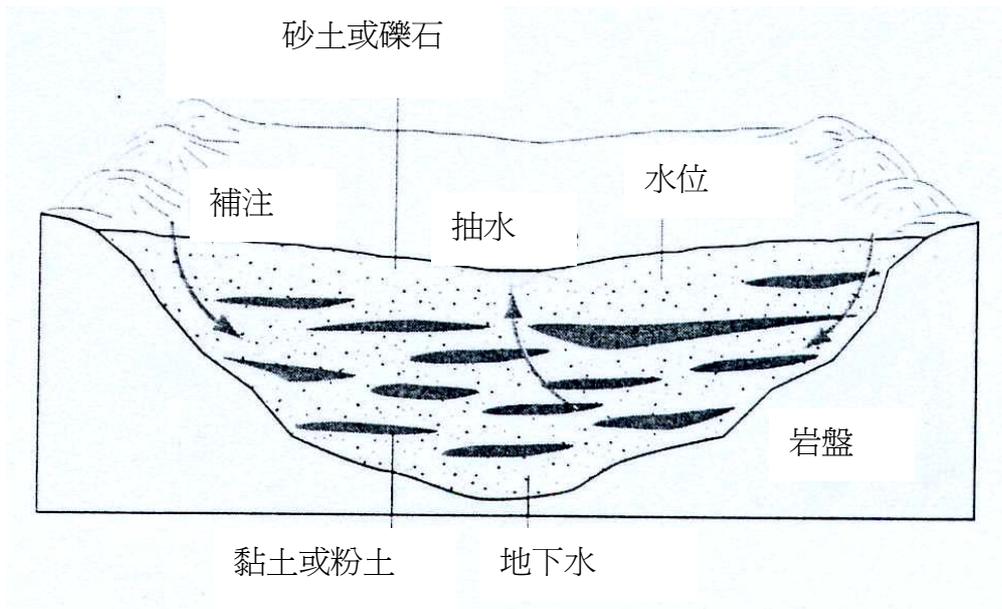


圖 3-1 湖泊沉積含水地層示意圖(Galloway,1999)

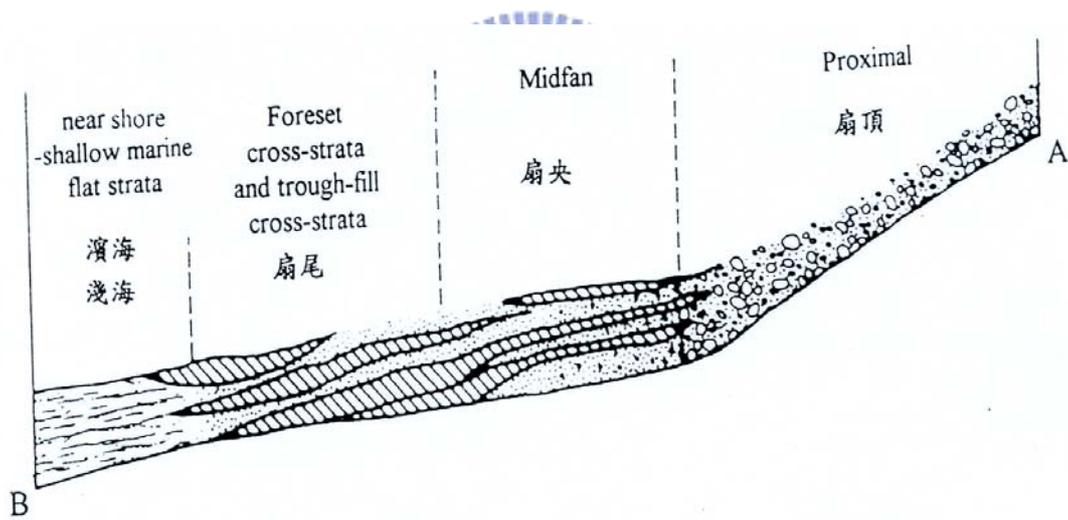


圖 3-2 河川沖積含水地層示意圖(劉聰桂，1997)

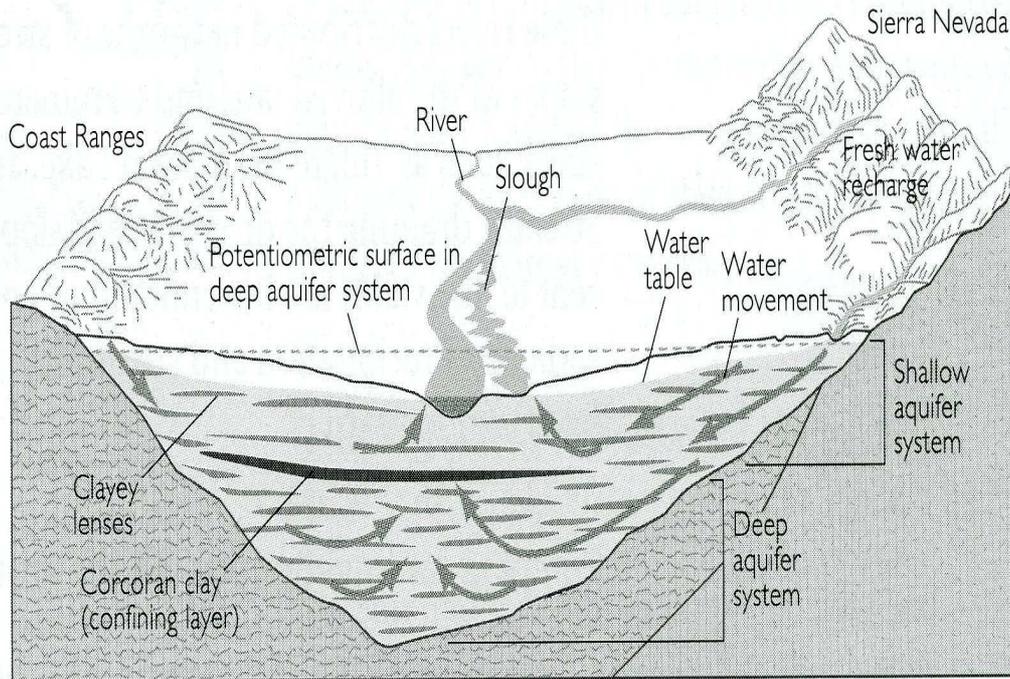


圖 3-3 美國 SAN JOAQUIN VALLEY 之水文地質示意圖(Galloway, 1999)

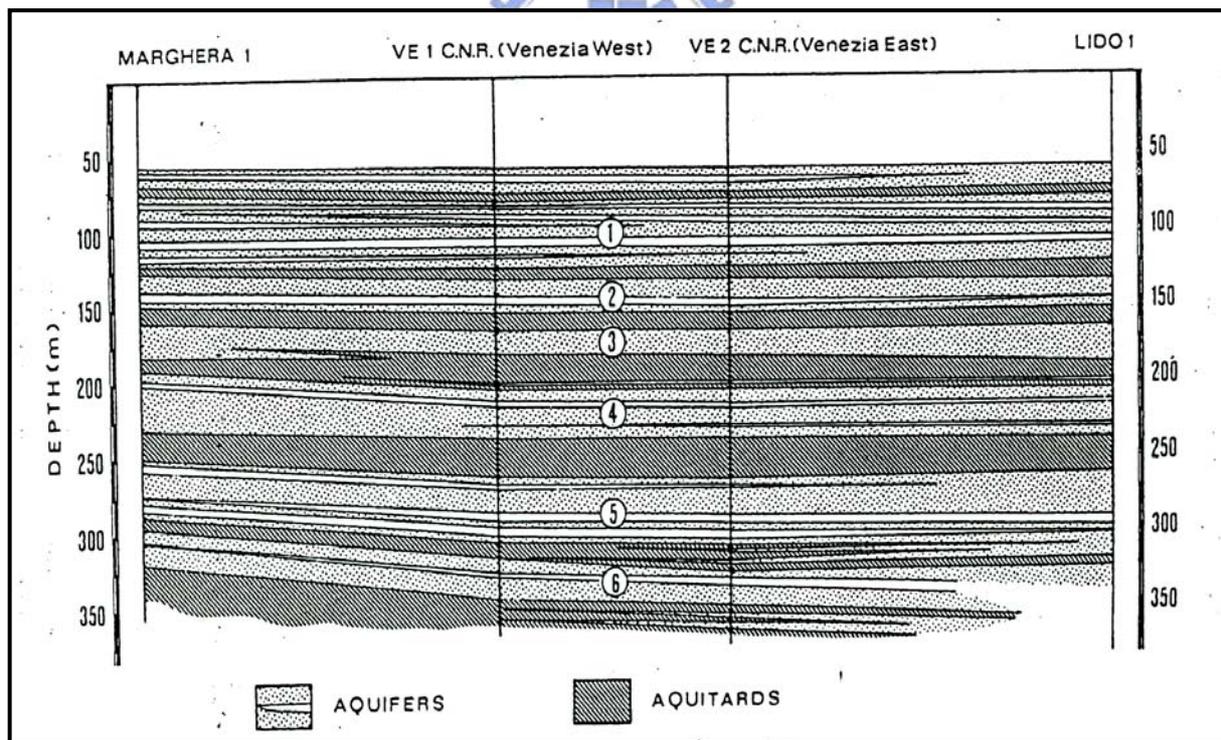


圖 3-4 義大利威尼斯地區之水文地質剖面圖(Carboignin et al.,2000)

台灣地區地層下陷之發生類型與前述之國外案例相近，台北盆地及彰化、雲林、嘉義、屏東沿海地區，均因在軟弱之現代沖

積地層區嚴重超抽地下水而造成地層下陷。因地質材料的變異性很高，同樣之抽水行為會因區域性之地層條件不同而有很大的差異性，因此水文地質特性探討在地層下陷行為研究上相當重要。

以下以濁水溪沖積扇為例，進一步說明水文地質環境對地層下陷之影響性，圖 3-5 為濁水溪沖積扇之區域地質圖，地層主要由濁水溪沖積而成，沉積物主要來自上游雪山山脈西翼集水區之岩石，岩性包括板岩、變質砂岩、頁岩、砂岩、礫岩、泥岩等。在沖積架構的形成過程中，溪水夾帶大量上游岩屑順流而下，礫石和粗砂因顆粒較大，主要沉積於扇頂及瓣狀河道之中，形成透水性佳之含水層；但泥和細砂則被搬運至海岸、沼澤、瀉湖、潮間帶或淺海中，形成區域性阻水層。就堆積方式而言，在陸地以河道堆積及泛濫平原方式堆積，在海域則屬於潮間帶、濱岸及淺海堆積；濱海地帶因受海進及海退交替發生影響，會形成陸相沉積層及海相沉積層犬牙交錯之地層，陸相沉積層透水性較好成為地下水易補注之含水層，海相沉積層則相反，易形成阻水層。濁水溪沖積扇之地層沉積厚度約介於 750~3,000m(Lin et al.,1992)，圖 3-6 為地表至深度 300 公尺間之水文地質概念分層圖，可視為由四個阻水層及四個含水層所交互組成之水文地質架構（中央地質調查所，2002）(Liu,2001)。

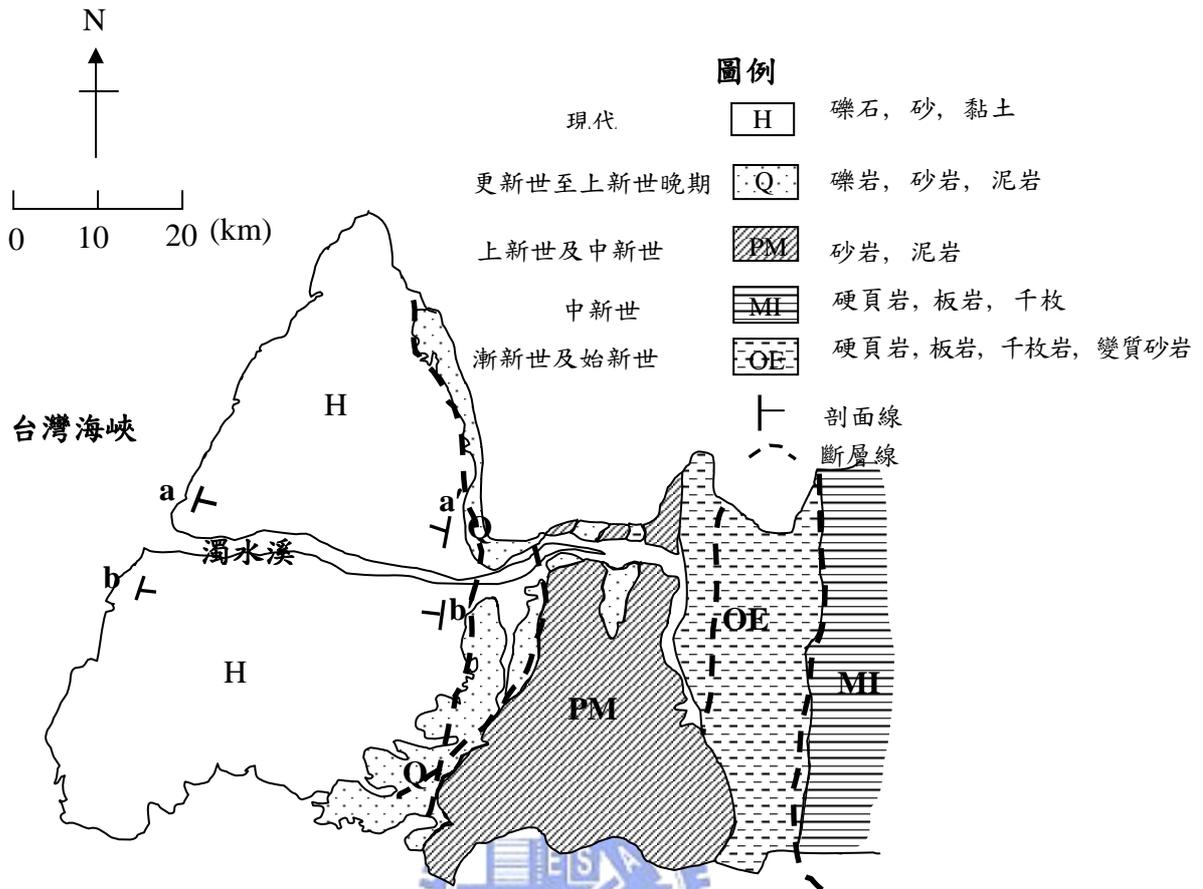


圖 3-5 濁水溪沖積扇區域地質圖(中央地調所, 1999)

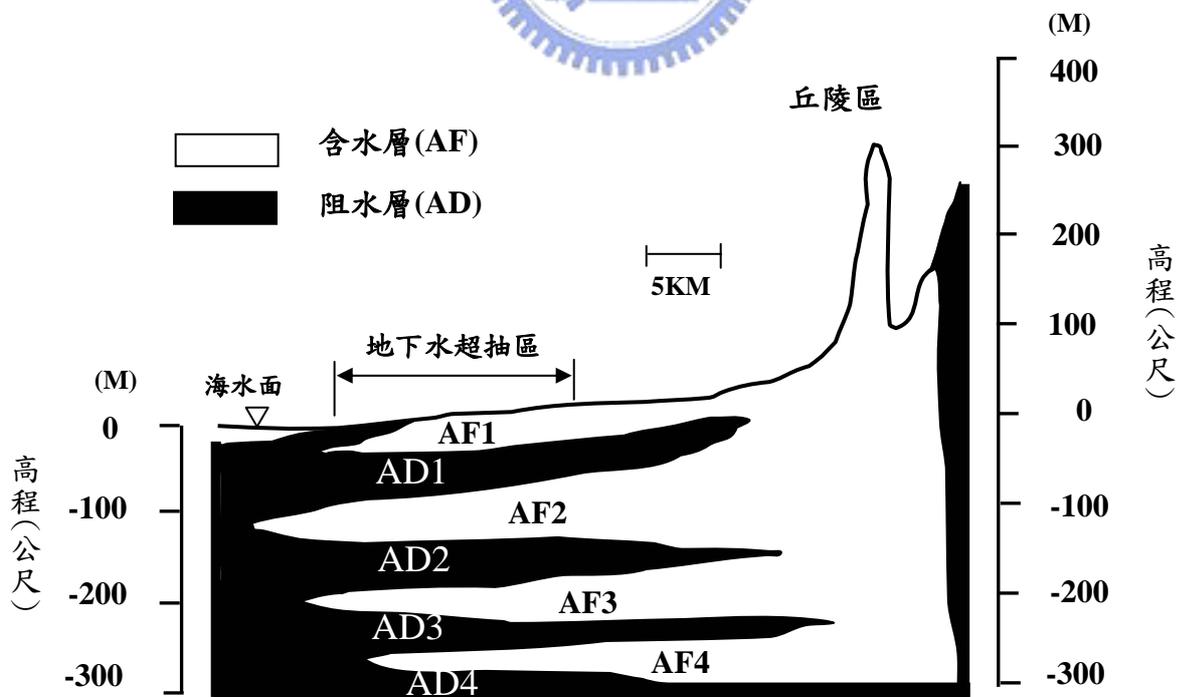


圖 3-6 濁水溪沖積扇之水文地質概念分層圖(Liu, 2001)

上述複雜之多含水地層架構，其層次界限劃分是以水文地質特性為依據，根據沉積學原理，參考岩性分析、定年及化石研究、土壤滲透性等資料所定之概念分層，而非真正之土壤分層；圖 3-7 取濁水溪南北兩側地表至深度 300 公尺間之東西向地質剖面圖(參考圖 3-5 之 a-a'及 b-b'剖面位置)，即知事實上地層組構之複雜性更高，雖然土壤粒徑基本上由東向西遞減，離來源近處以礫石、粗砂為主，至濱海地區則漸變為細砂及黏土材料，但因濁水溪經常改道氾濫，洪氾平原會沉積細砂及黏土並夾雜於礫石、粗砂及中砂層形成互層架構，扇央及扇尾地區之層次分佈相當紊亂，部份地區更形成局部化之水文地質系統，因此很難整體評估其實際之地下水流行為。

就地層組成材料而言，濁水溪沖積扇之扇頂部份地層主要由礫石及粗砂所構成，根據土壤力學資料，這些地層具有較高的強度及透水性，不僅可壓縮性低，也容易獲得地表水之補注，因此地層下陷的潛能較低。相反的在扇央及扇尾部份，地層沉積物顆粒越來越細，尤其到了沿海地區，地層主要由細砂及黏土構成，其中黏土之單壓強度大部份介於 $2.5\sim 40\text{ kg/cm}^2$ ，屬於相當軟弱之土壤 (Terzaghi et al. , 1996)，且其滲透性係數低(低於 $9.9*10^{-7}\text{ m/sec}$)，因此當地下水受到超抽時，地下水位將因補注不及而造成水位降低，進而引起地層壓縮變形，因此濁水溪沖積扇之地層下陷潛能以濱海地區最高。

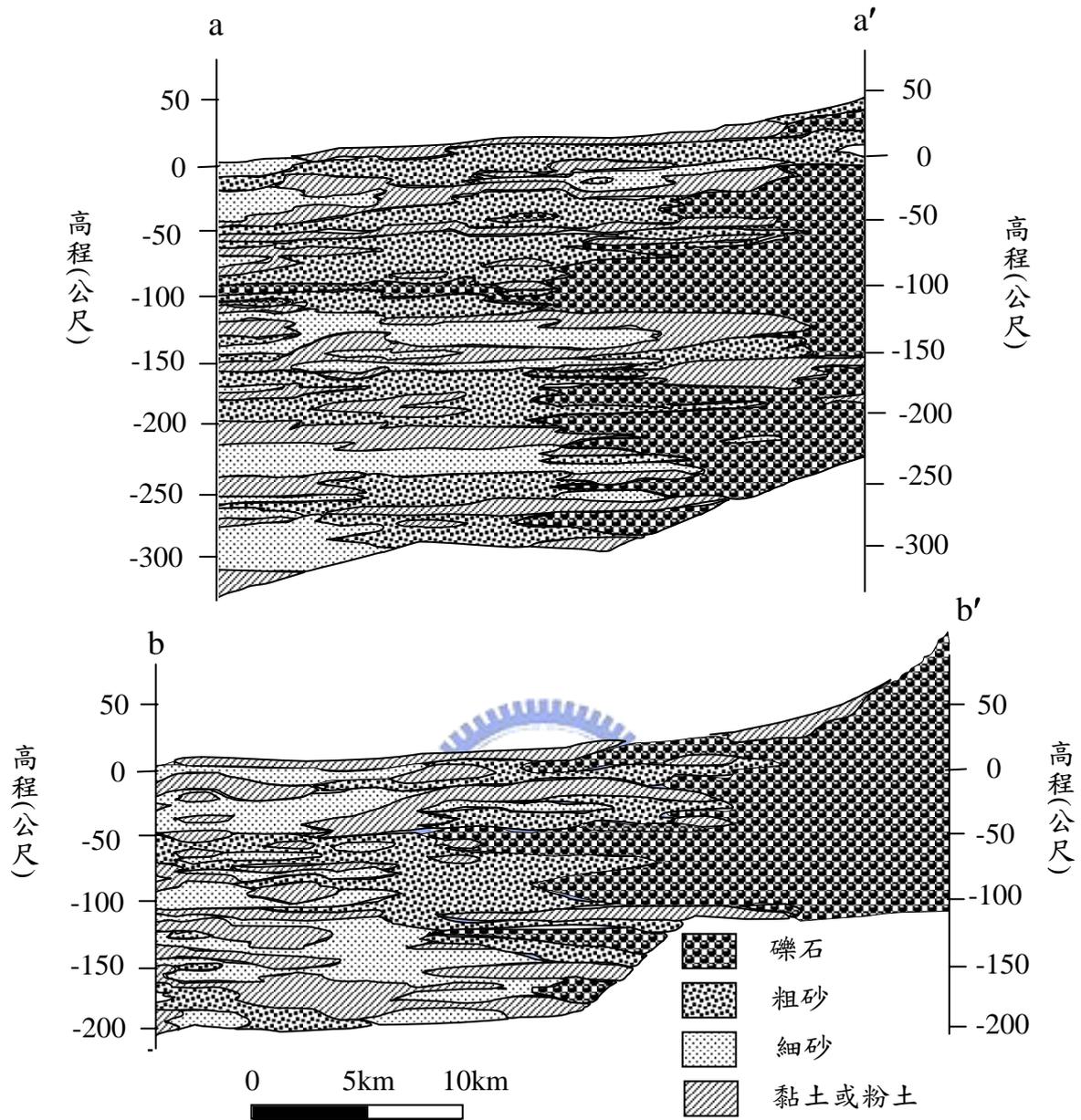


圖 3-7 濁水溪南北兩側地表至深度 300 公尺間之東西向地層剖面圖

然而沖積扇之扇央及扇尾地區一向缺乏地面水源，自古相當倚賴地下水之開發，大約在民國 40 年即已大規模開採地下水(曹以松，1996)，其後濱海地區更因淡水魚塭蓬勃發展，地下水抽水井數量持續增加，根據抽水井之數量增加統計資料(沈向白，1992)，推測海岸地區之地下水自民國 65 年起即已受到超量使用，並逐步引發地層下陷。圖 3-8 為根據水準測量資料所繪製之累積下陷量等值線圖(水利處，1997)，可看出沿海地區到了民國 85

、86 年共出現四個地面沉降錐分布在彰化鹿港、西港及雲林蚊港、金湖等地，最大累積下陷量 190 公分(彰化西港及雲林金湖)，最小為 70 公分(彰化鹿港)。

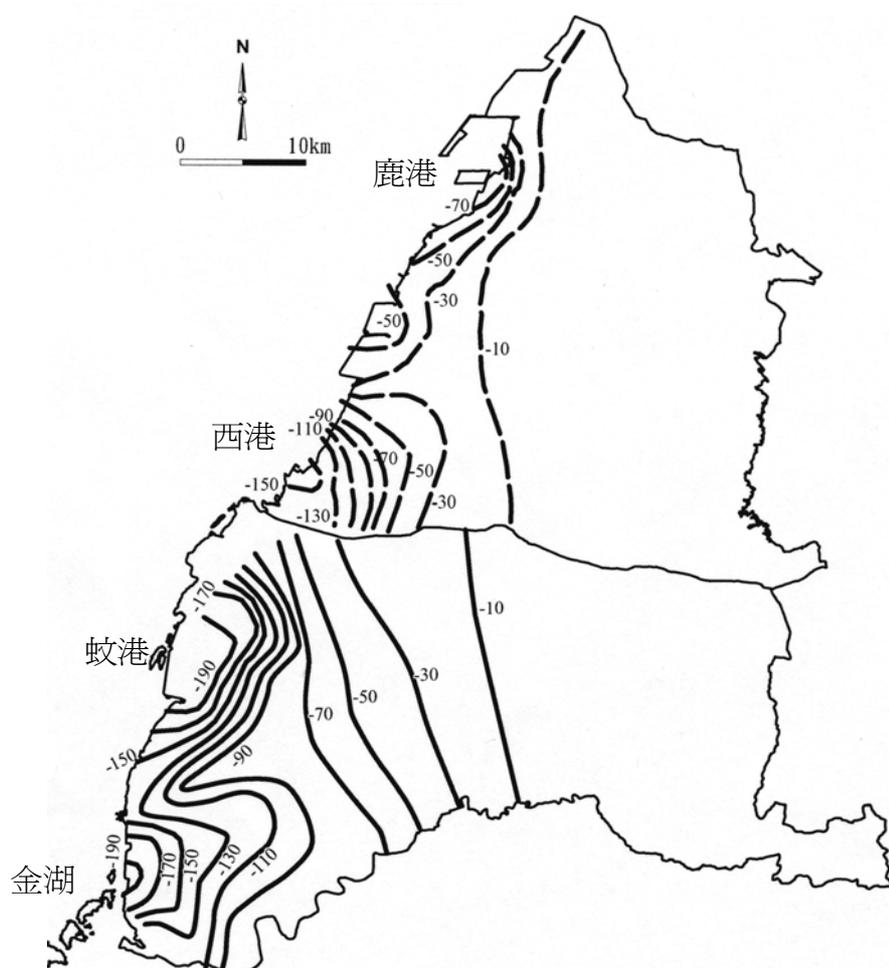


圖 3-8 濁水溪沖積扇之長期地層累積下陷量等值線圖

3-2 現地監測及分析

前一節已歸納在地層複雜且軟弱之多含水層地質區，最容易產生超抽地下水引起之地層下陷問題，這種地層最常出現在沖積扇洲之尾部近海地區，其沉積環境因同時受陸、海相互影響，地層次序紊亂且質地軟弱，對於這類型之地層下陷問題，如何瞭解其地層在地下水位變化過程中之壓縮特性是根本上的難題。地質鑽探、取樣及進行試內試驗是最傳統的方式，但室內試驗之結

果經常高估地層之可壓縮性，有時與現地實際之觀測值差異甚至可達一個數量級以上 (order)(Brighenti and Mesini, 2000)。NAM(1995)研究 Groningen 儲氣地層現地觀測之單向壓縮係數是室內試驗結果的三分之一；Brighenti et al.(1998)歸納出室內試驗之可能誤差影響因素:1.鑽探過程中土樣受擾動，2.樣品在處理、搬運、儲存、及試驗準備過程中可能受損壞，3.試體取出時應力解壓之擾動，4.室內試驗無法模擬現場長期之黏性土壤壓縮行為，因此室內試驗之成果一向受到質疑，尤其在地層複雜及抽水條件無法掌握的地區，無論室內試驗儀器如何精密，均無法可靠模擬真實的地層下陷行為。現場試驗及監測是較可靠的方法去瞭解地層實際之變形特性，透過對地層壓縮及地下水位變化的實地監測，可分析現地土層之應力應變行為，而達到可靠評估土壤壓縮特性的目的。

地層下陷是地表下之地質材料受力壓縮並呈現於地表高程沉降的現象，因此現場之監測應包括地表沉降量、地下土層壓縮量和地下水位變化量的監測。

3-2-1 地表監測

水準測量是最傳統的地表沉降量調查方法，雖然其精度及可靠性均高，但卻具有耗時、成本高，且無法獲取即時性連續性及三維高程變動資料等缺點，所以當可快速獲知三維高程變化之GPS技術發展成功，且計算精度逐年不斷提升時，GPS近年來已逐漸被應用於地層下陷之調查。義大利於1993年成立ISES計畫，除了沿用水準測量，亦使用GPS測量技術來監測Catchment basin之地層下陷，該區位於威尼斯潟湖南邊，地層中存在高壓縮性之全新世海底潟湖沉積黏土及粉土，下陷速率曾達2~4cm/year (Tosi, et al.,2000)。伊朗之Rafsanjan plain同樣因超抽地下水而發生嚴重之地層下陷，其於1998設置35個GPS監測站，並在1998年8月完

成首次檢測，其結合地下水位資料獲得每一公尺水位下降約導致1~8公分之成果 (Mousavi, et al., 2001)。另外美國加州 Amtelope Valle, Las Vegas(USGS,1999), Nevada(Bell,2000) , Houston, Texas(Gabrysch,2000)等地也都陸續成立GPS監測網路搭配水準測量以精確調查地面之下陷情形。

台灣地區之 GPS 監測網先後有中央研究院(余水倍,1994)及中央地質調查所(侯進雄, 1998)進行現地之地殼變動觀測。但針對 GPS 是否適用於偵測地層下陷之發生，則以水利署於民國 89 年委託工研院進行之測試報告較為完整(工研院, 2000)，該測試工作以雲林地區為對象，圖 3-9 為其 GPS 監測點分布圖，測試時間為民國 89 年 1 月至 11 月，圖 3-10 為 GPS 測試結果與水準測量結果之比較，可以發現其趨勢相當穩合，二測量值之差距約介於 0.04~1.1 公分，證實 GPS 在雲林地區具有偵測地層下陷量之能力。另外為了瞭解地層下陷嚴重地區之動態變化，該工作當年度亦於彰化縣之西港國小及雲林縣之新興國小各設置一口 GPS 固定式追蹤站，透過動態的訊號接收及處理，並與鄰近內政部之 GPS 測站比對(圖 3-11)，以掌握二監測點之地表高程連續變動行為。根據民國 90 年 7 月至 92 年 8 月間之三維座標解算成果(洪偉嘉, 民國 92 年)，其量測資料精度統計，垂直向之標準差約 1.3 公分，水平向則約 0.4 公分。

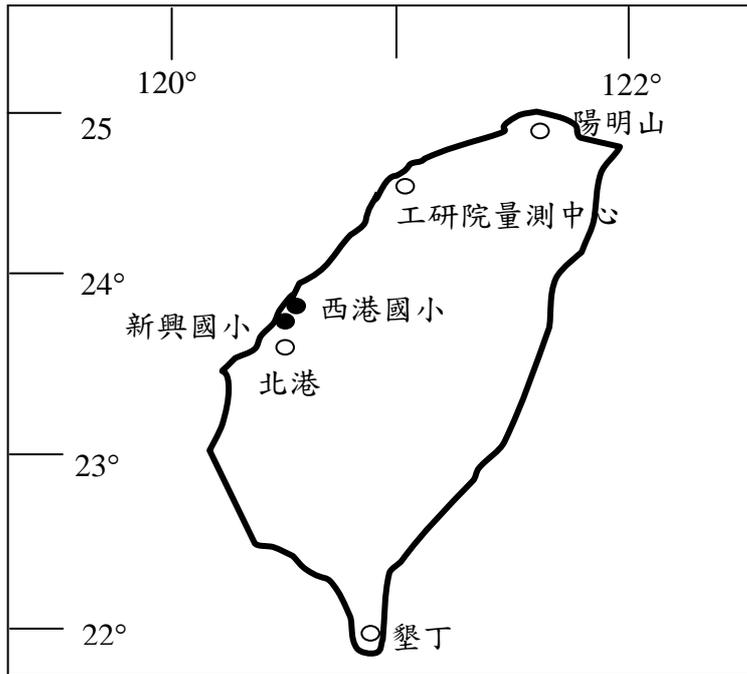


圖 3-11 西港及新興 GPS 固定站及鄰近基站之相關位置圖

圖 3-12 及圖 3-13 為兩站於民國 90/7~92/8 之 GPS 高程變化趨勢圖，其中彰化西港國小在觀測期間之地表累積下陷量約 22.9 公分，新興國小約 10.8 公分，與水準測量結果比較，西港國小之差異量約 0.4 公分/年，新興國小之差異量約 1.2 公分/年。圖 3-14 與圖 3-15 為彰化西港國小及雲林新興國小觀測期間平面位置(TWD97 座標系統)之變化趨勢，兩站之水平位移並無明顯之偏向，最大與最小之平面位移差值約 1.04~1.78 公分(表 3-2)，相對於垂直向之高程變化量而言，兩地點之水平位移顯然並不嚴重，顯示因抽水而引起之地層下陷在現代沖積扇地質區應以垂向之變形為主。

表 3-2 西港國小與新興國小平面座標分佈統計表

學校名稱 平面座標	新興國小(CHSG)		西港國小(YLSS)	
	N	E	N	E
標準差(公尺)	0.0027	0.0024	0.0041	0.0020
平均值(公尺)	2626354.2569	170718.7385	2639738.7983	177597.1786
最大值(公尺)	2626354.2636	170718.7443	2639738.8060	177597.1835
最小值(公尺)	2626354.2496	170718.7333	2639738.7881	177597.1732

學校名稱	新興國小(CHSG)	西港國小(YLSS)
最大與最小差值 (公分)	1.40	1.10

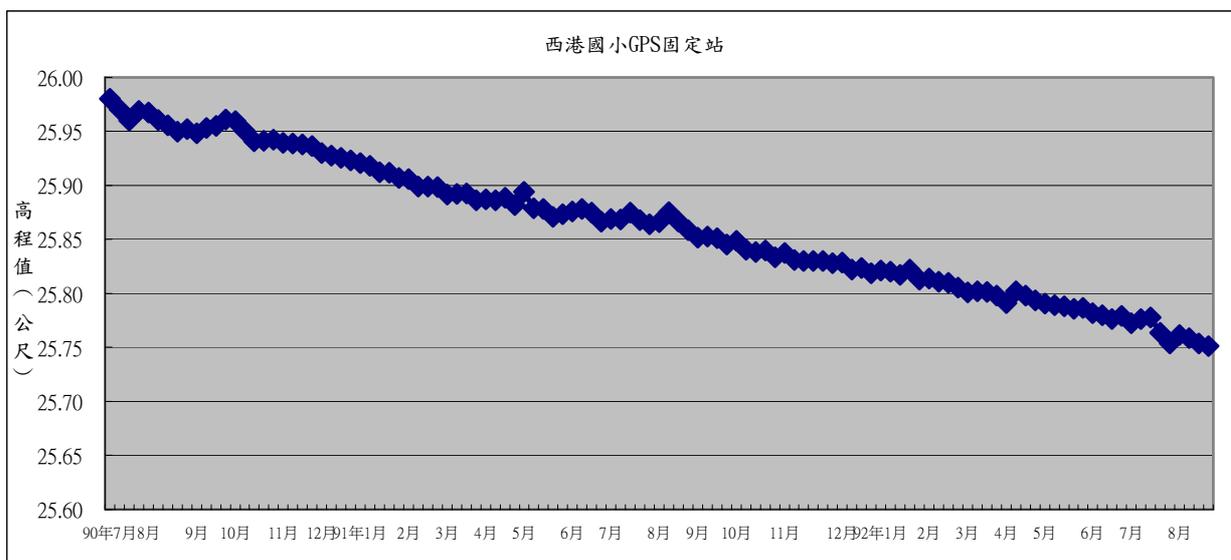


圖 3-12 彰化西港國小 GPS 高程變化分析資料

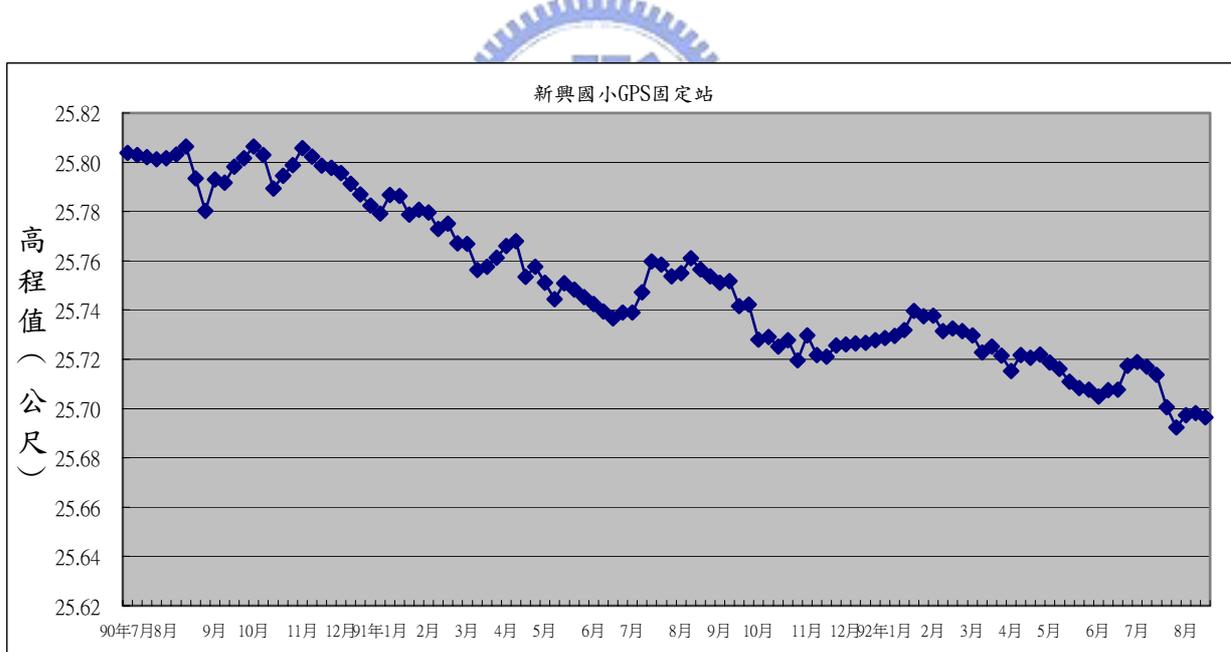


圖 3-13 雲林新興國小 GPS 高程變化分析資料

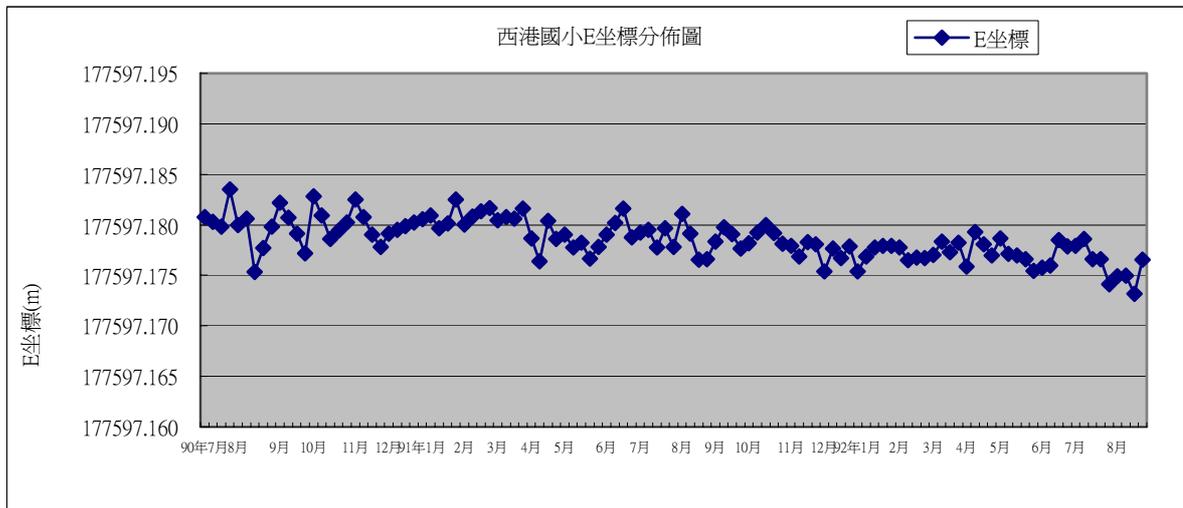
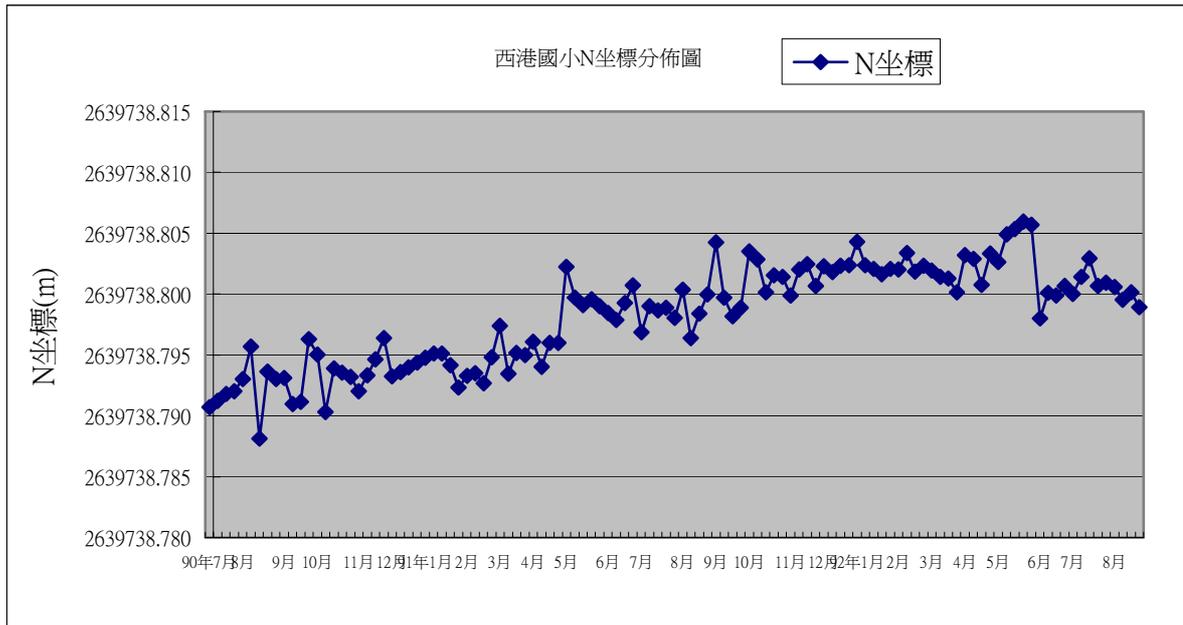


圖 3-14 彰化西港國小 GPS 解析水平變位(N 及 E 方向)結果圖

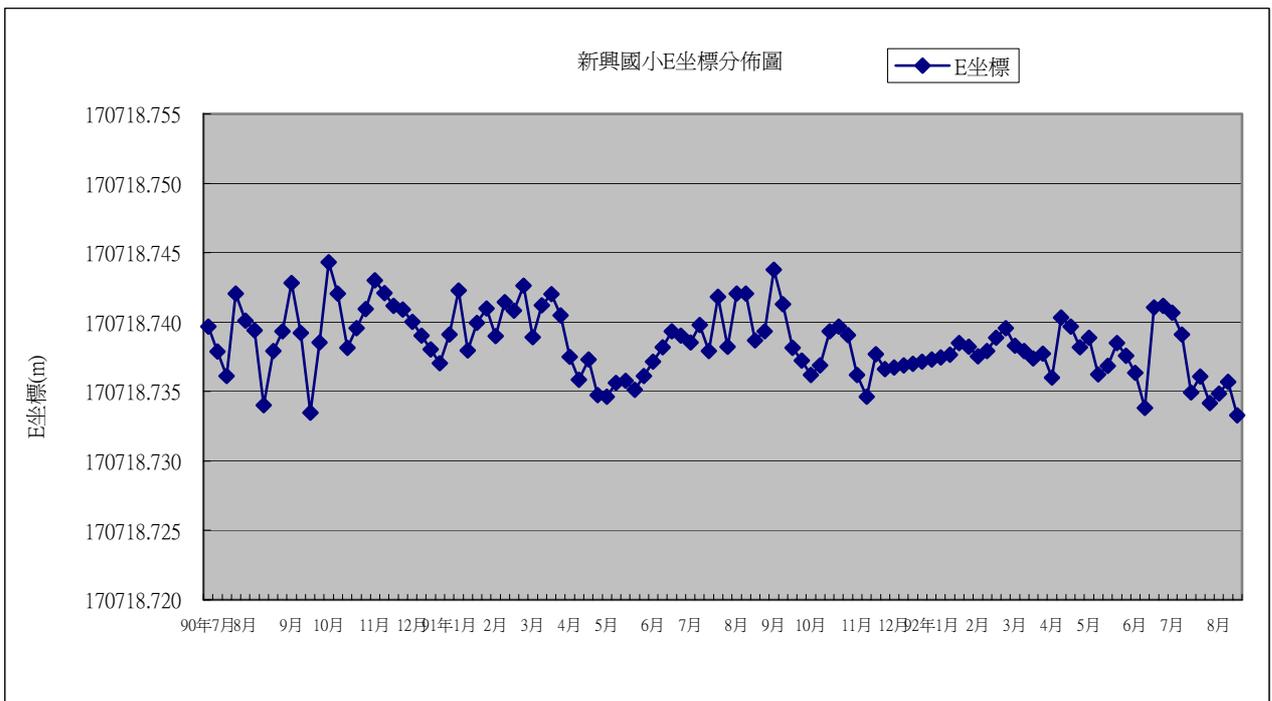
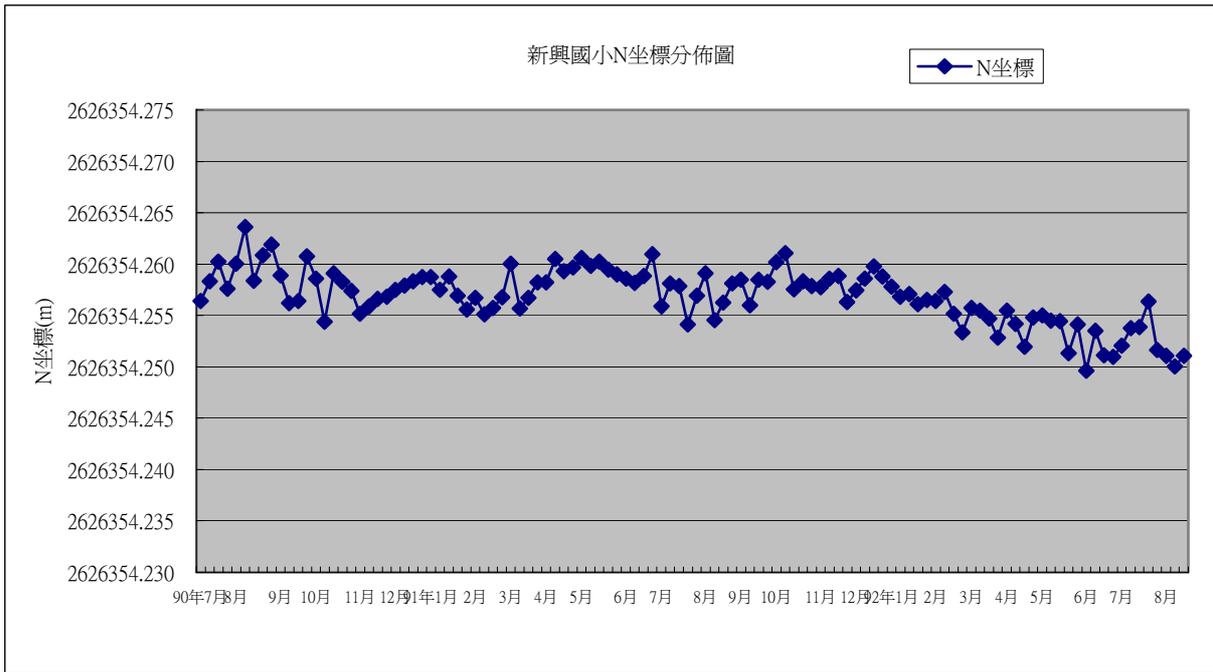


圖 3-15 雲林新興國小 GPS 解析水平變位(N 及 E 方向)結果圖

3-2-2 地下監測

地表高程之變化監測，雖可獲知因地層下陷所引起之地形變化，但是並無法瞭解地下土體之壓縮特性，但這些特性正是評估地層下陷行為的重要依據。因此若要瞭解這些特性則應進一步將

監測延伸入地下，設置可深入地下之地層下陷或地下水位監測井，以觀察不同類型土層之壓縮過程或地下水位的變化歷程。

Sato et al. (2003) 探討日本 Ojiya 地層下陷區之地層壓縮參數，利用 GPS 測量成果配合地下水位變化資料加以分析，因 GPS 僅可獲得地表面之沉陷量，所以其假設地表面之沉陷量完全來自地下黏土層之壓縮，並將沉陷量除以地中所有黏土層總厚度而得出地層之應變量，再對應地下水壓變化而繪製成地層之應力-應變圖(如圖 3-16)，以此方法推求之黏土層壓縮參數稱為「視平均體積壓縮係數 m_v (“average apparent” coefficients of volume compressibility)」，其值約 $7.0 \times 10^{-11} \text{ m}^2/\text{N}$ ，因為其並未考慮實際地層壓縮行為在深度上的變異性，因此不易掌握土壤之真正特性，唯有針對地層深度進行分層之變形觀測，方可確實瞭解地層之真正壓縮特性。

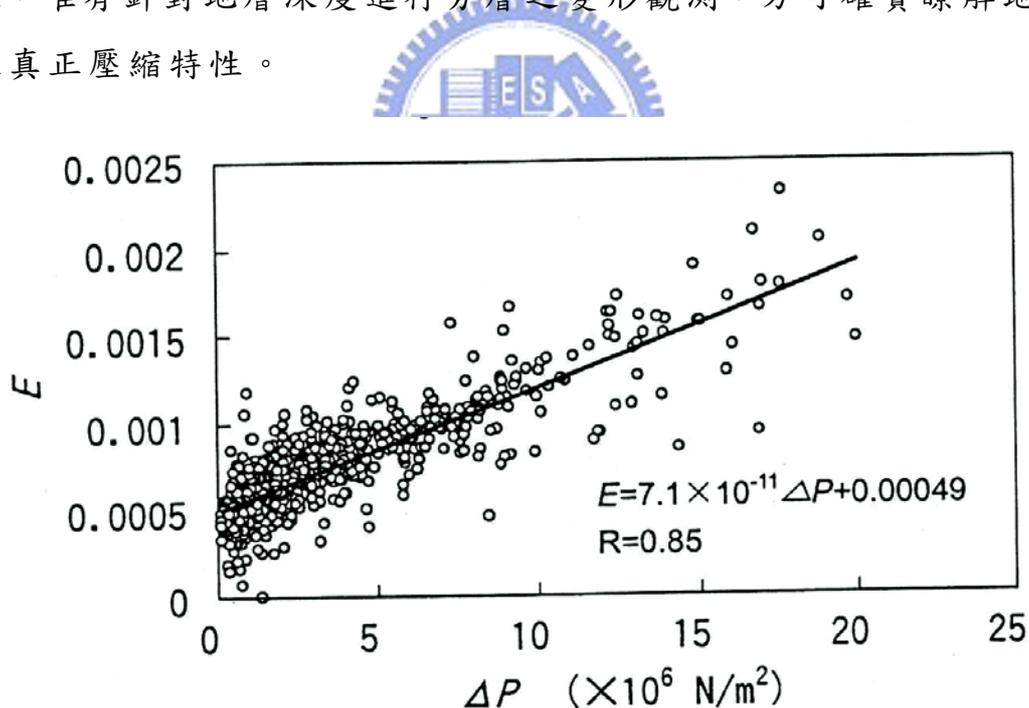


圖 3-16 日本 Ojiya 地區黏土地層之應力-應變關係圖(Sato et al.,2003)

世界上已有多型之分層式地層壓縮監測井被開發應用於實地之監測，其中放射性分層標記技術(Radioactive Marker Technique, RMT) 常應用於歐洲地區，最早被用於監控汶涑近海

Champion 油田之地層下陷(Schmitt, 1996), 後來又成功應用於北海等油田之地層下陷監測(Menghini, 1989)。Macini, et al. (2000) 應用 RMT 分層監測 Adriatic Sea 深地層之壓縮行為, 發現觀測分析結果與地面水準測量推算結果相當吻合, 顯示該型監測井確實有相當可靠的量測成果。

RMT 是將具一系列低放射性物質之子彈打入地層中, 而後藉由探測器定出子彈之深度, 比較不同時間之深度變化即可知分層之壓縮量(圖 3-17 及 3-18)。此方法之主要問題在於使用會污染地層之放射性物質作為分層標記, 因此需選用放射性較低之物質, 而因放射強度低, 半衰期太短之因素, 導致量測期限很難達到 5~10 年之穩定量測(Green, 1991; DeKock et al., 1998); 另外因使用子彈發射方式嵌入地層, 則對火藥量之選擇、發射角度、嵌入地層深度等均需精確之控制, 否則極易裝設失敗, 因此其安裝難度很高, 不太容易推廣應用。

美國地區常使用孔內伸縮儀(Borehole extensometer)進行地層壓縮行為觀測, 美國地質調查所(USGS)過去已於各州設置數十站孔內伸縮儀(Borehole extensometer)監測土體之變形行為(Evans et al., 2000)(Rewis, 1993), 並配合分層受壓含水層之水壓變化資料, 分析地層之應力-應變關係, 但因受限於監測井之井徑, 其觀測層次不宜太多, 以 2~3 層最為常見。Sneed, et al. (2000) 根據設於 Las Vegas, Nevada 之地層伸張儀及地下水壓計之實測資料(如圖 3-19), 求得地下含水層之彈性及非彈性部份之體積壓縮係數分別約 $2.8 \times 10^{-10} \text{ m}^2/\text{N}$ 及 $4.1 \times 10^{-10} \text{ m}^2/\text{N}$ 。

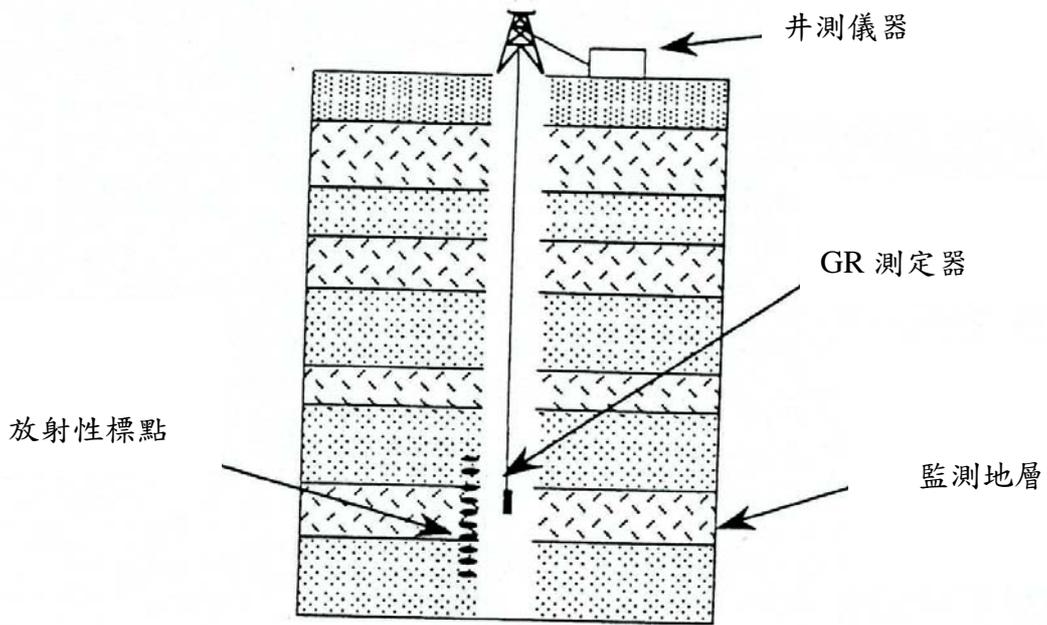


圖 3-17 RMT 分層監測井示意圖(Macini, et al., 2000)

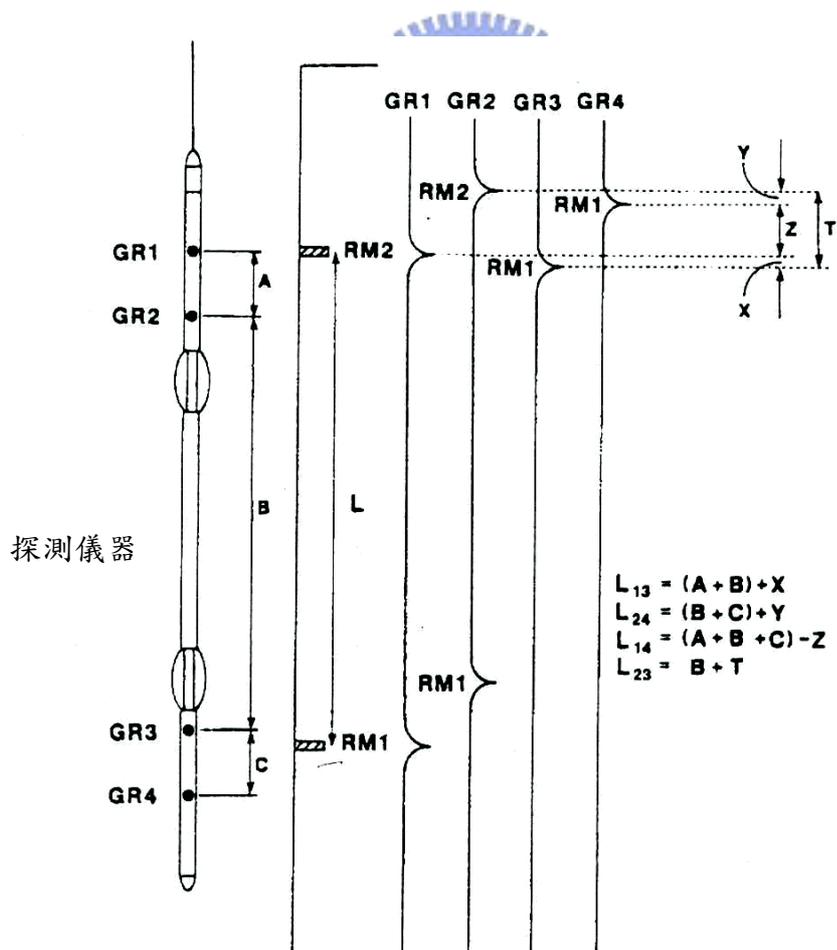


圖 3-18 RMT 分層監測井之探測及壓縮量計算示意圖(Macini, et al., 2000)

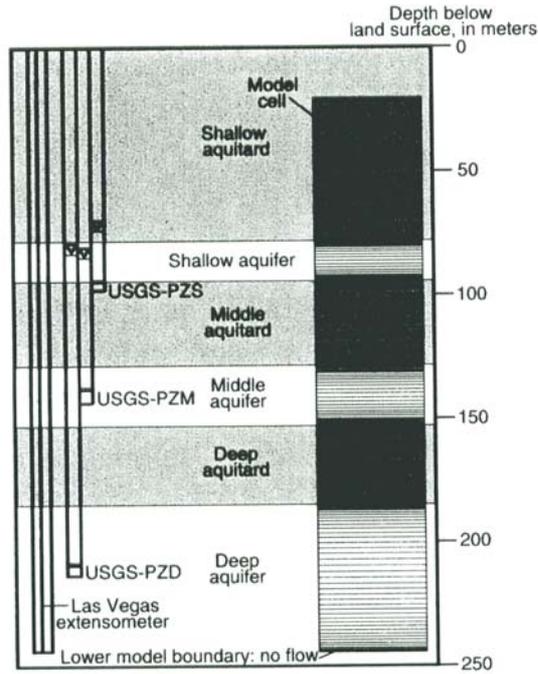


圖 3-19 Las Vegas, Nevada 之孔內伸縮儀及地下水壓計設置圖(Sneed, et al, 2000)

國內常使用之現地監測井型式包括伸縮儀式沉陷計(圖 3-20)(李德河, 1996)、鋼管式沉陷監測井及磁感應環分層式監測井(圖 3-21)。其中磁感應環分層式監測井已由水利署廣泛設置於台灣之西南沿海地區(圖 3-22), 其定位精度可達 1~5mm, 且可相當多層及彈性調整監測層次等, 相當適用於複雜多變之沖積扇地質區之地層下陷監測(工研院, 2003)。

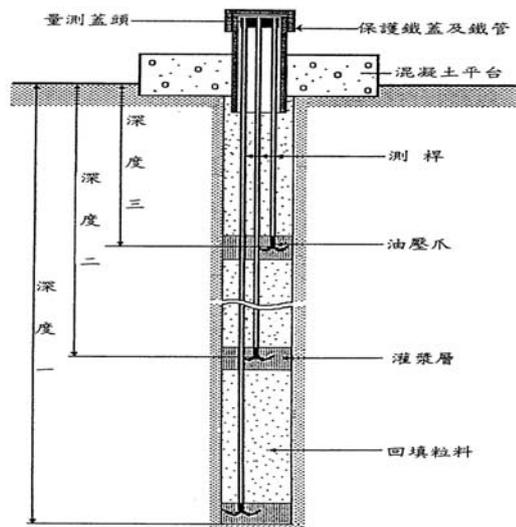


圖 3-20 伸縮儀沉陷計示意圖(李德河, 1996)

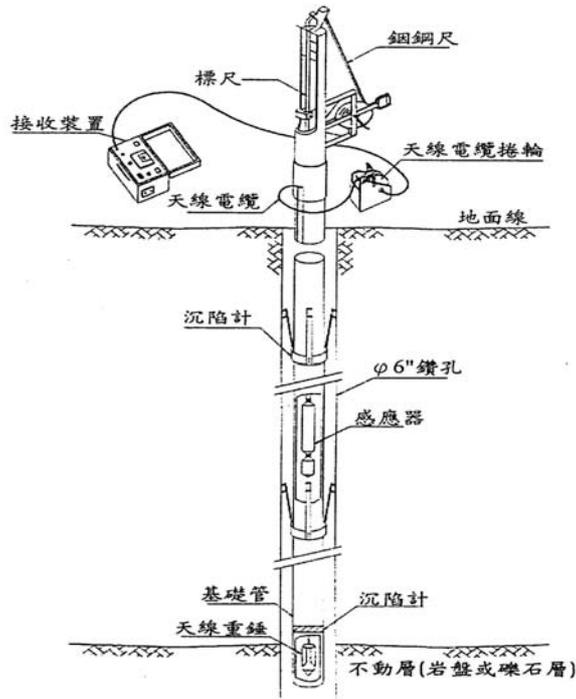


圖 3-21 磁感應環分層式地層下陷監測井示意圖(工研院，2001)

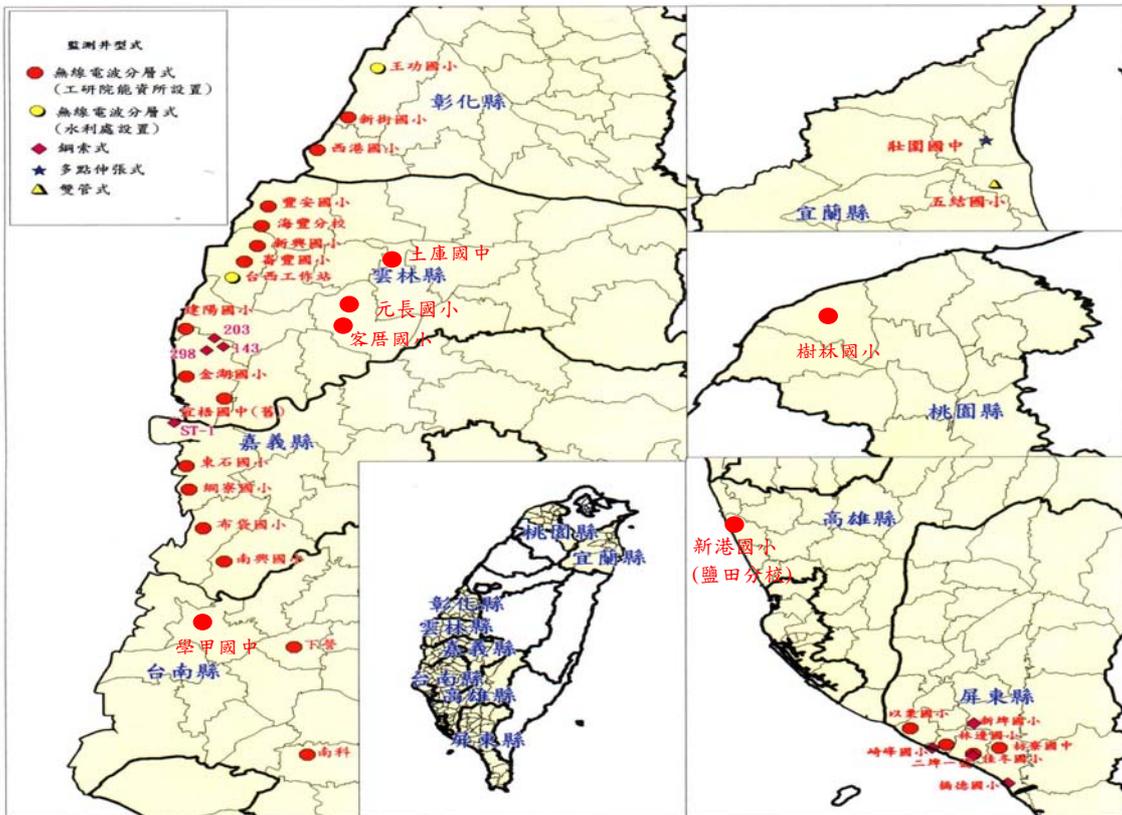


圖 3-22 台灣地區磁感應環分層式地層下陷監測井分布圖(工研院，2003)

3-2-3 實例之特性分析及討論

本節蒐集台灣地區最重要之地層下陷區-濁水溪沖積扇及屏東平原之實測資料進行分析及討論(資料來源為經濟部水利署地層下陷及地下水位資料查詢網站)。

(1) 濁水溪沖積扇

濁水溪沖積扇自民國 40、50 年代開始大規模抽用地下水作為灌溉用途，當時地層已略為受壓變形，但緊接著在 60 年代沿海地區亦密集抽用地下水作為養殖用途，使地層下陷問題漸漸浮現，並在 70 年代達到高峰期，80 年代以後因沿海養殖型態改變，及海水養殖技術之推廣，地層下陷集中在仍大量使用淡水養蠅之彰化縣大城鄉之西港地區(成功大學水工所，2003)。圖 3-23 為彰化鹿港、西港及雲林蚊港、口湖等地區長期之地表下陷量及綜合地下水位變化歷線圖，可以看出地層下陷受地下水位變化歷史之影響性，彰化鹿港之地下水位自民國 69 年以後明顯回升，地層中之壓縮應力逐漸消除，至民國 79 年以後即不再下陷。雲林蚊港在民國 80 年後地下水位開始回升，地層中之壓縮應力逐漸降低，壓縮現象正逐漸減緩。唯彰化西港地區因地下水位自民國 74 年開始持續下降，至民國 92 年仍未見明顯回升，地層中之有效應力逐年增加，地層下陷也就持續嚴重發生。

濁水溪沖積扇沿海地區共設有八處磁環分層式地層下陷監測井，分布位置參考圖 3-22(水利署，民國 92 年)，表 3-3 為這些監測井之基本資料表，圖 3-24(a)(b)為民國 85~92 年各監測井地表至井底間地層之總壓縮量歷線圖，在彰化部份平均每年約 14~16 公分/年，但雲林部份則只有 3~5 公分/年；在趨勢上彰化呈持續壓縮，雲林之明顯壓縮量則發生在每年之 3~5 月及 8~10 月，其餘時段壓縮量甚小。表 3-4 及 3-5 將觀測之地層總壓縮量與同時期之水準測量資料作比較，彰化地區 300 公尺深之監測井

可以反應 97% 以上之地面下陷量，雲林地區 300 公尺之監測井亦可以反應 92% 以上，代表彰雲地區絕大部份之下陷發生在地表至深度 300 公尺間之地層。

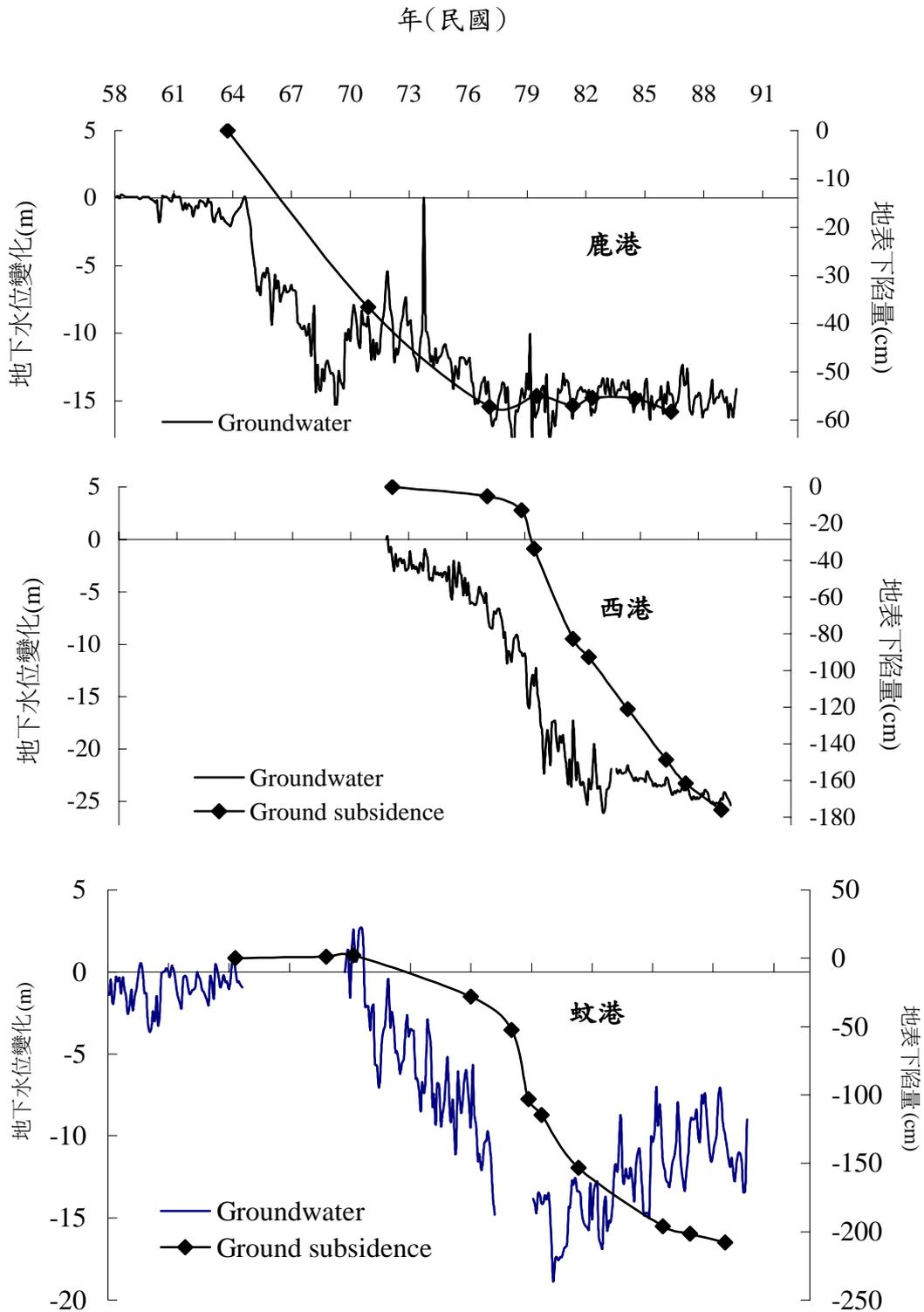


圖 3-23 彰雲地區下陷中心之地表沉陷與地下水位關係圖

表 3-3 濁水溪沖積扇沿海地層下陷監測井及對應之地下水位井基本資料

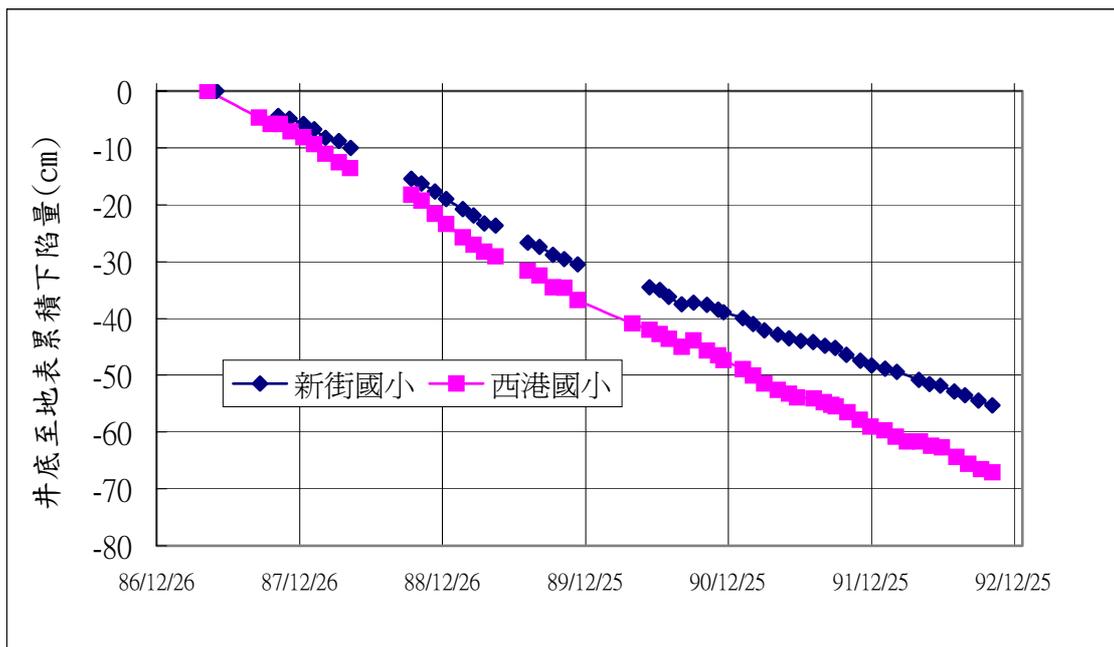
井位	座標 X,Y	深度 (m)	地層變位 監測層次	地下水位監測層次 及深度(水位站名)	設置年份	
					下陷井	水位井
新街 國小	179100, 2644660	300	25	72.7m, 117.5m, 212m(芳苑站)	1998	1997
西港 國小	182300, 2640000	300	25	66.4m, 97.7m, 171m , 268m(西港站)	1997	1994
豐安 國小	171037, 2632082	300	22	110.2m, 177.7m (後安站)	1996	1994
海豐 分校	170324, 2629360	200	16	77.0m, 185.m (海豐站)	1995	1993
新興 國小	169903, 2626557	300	21	125.8m, 226.2m (和豐站)	1996	1994
崙豐 國小	168611, 624353	200	16	51m, 104.9m, 202.9m , 282m(海園站)	1995	1994
建陽 國小	162680, 2614955	200	16	66.4m, 152.6m, 212m(泊子站)	1995	1992, 1996
金湖 國小	162758, 2608227	200	17	56.7m, 147 m (金湖站)	1995	1996

表 3-4 彰化監測井觀測下陷量與水準檢測下陷值比較(民國 90/8~92/8)

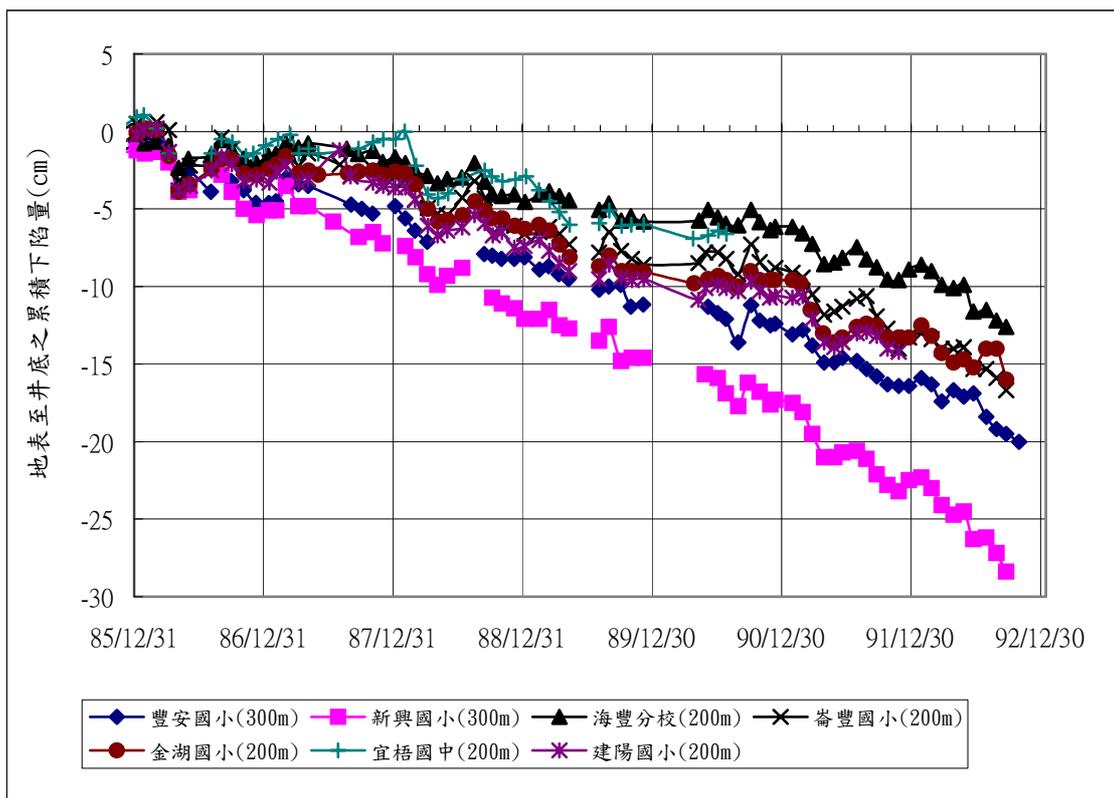
站名(深度)	監測井觀測量	水準檢測量	監測井/水準測量
新街國小(300m)	-15.4cm	-15.8cm	97%
西港國小(300m)	-19.4cm	-19.4cm	100%

表 3-5 雲林監測井觀測下陷量與水準檢測下陷值比較(民國 91/4~92/4)

站名(深度)	監測井觀測量	水準檢測量	監測井/水準測量
豐安國小(300m)	-1.8cm	-1.96cm	92%
新興國小(300m)	-3.1cm	-2.89cm	107%
海豐分校(200m)	-1.3cm	-1.54cm	84%
崙豐國小(200m)	-2.5cm	-4.14cm	60%
建陽國小(200m)	-2.8cm	-3.10cm	90%
金湖國小(200m)	-2.8cm	-3.69cm	76%



(a) 彰化沿海地區監測井之地層總壓縮量歷線圖



(b) 雲林沿海地區監測井之地層總壓縮量歷線圖

圖 3-24 (a)彰化沿海地區監測井觀測之地層總壓縮量歷線圖；(b)雲林沿海地區監測井觀測之地層總壓縮量歷線圖

圖 3-25~3-26 分別為濁水溪南北兩岸之彰化西港國小及雲林豐安國小相對於井底之壓縮深度變化圖，圖上每一條曲線代表一次觀測量，曲線斜率變化較大之處即為壓縮較嚴重之處，因此可知西港國小地層下陷集中發生在深度 60~210 公尺之地層，豐安國小則集中在深度 94~230 公尺間。圖 3-27 為兩站不同深度地層之壓縮量比例分布圖，西港國小自民國 85~90 年之累計地層壓縮量約 60 公分(0~300 公尺)，其中有 95%之壓縮量集中在深度 60~210 公尺間，其深度 120~180 公尺地層之壓縮佔總壓縮量之 50%，根據地層柱狀圖顯示該深度範圍大部份為黏土質地層，是該地下陷嚴重之關鍵因素；另外深度 90~120 公尺雖然屬於砂土層，但其壓縮比例亦約 20%，顯示該地砂土層之壓縮效應不可被忽略。

位於濁水溪南岸之豐安國小，在民國 86~90 年間地層總累積壓縮量為 8.6 公分，其中 81%之壓縮量發生在深度 94~230 公尺間之地層，黏土質地層 127~163m 及 207~230m 之壓縮量比例分別約 23%及 20%；砂質土層 94~126m 及 164~206m 之壓縮量比例約 10%及 28%，亦顯示砂土層之壓縮量不可被忽略。

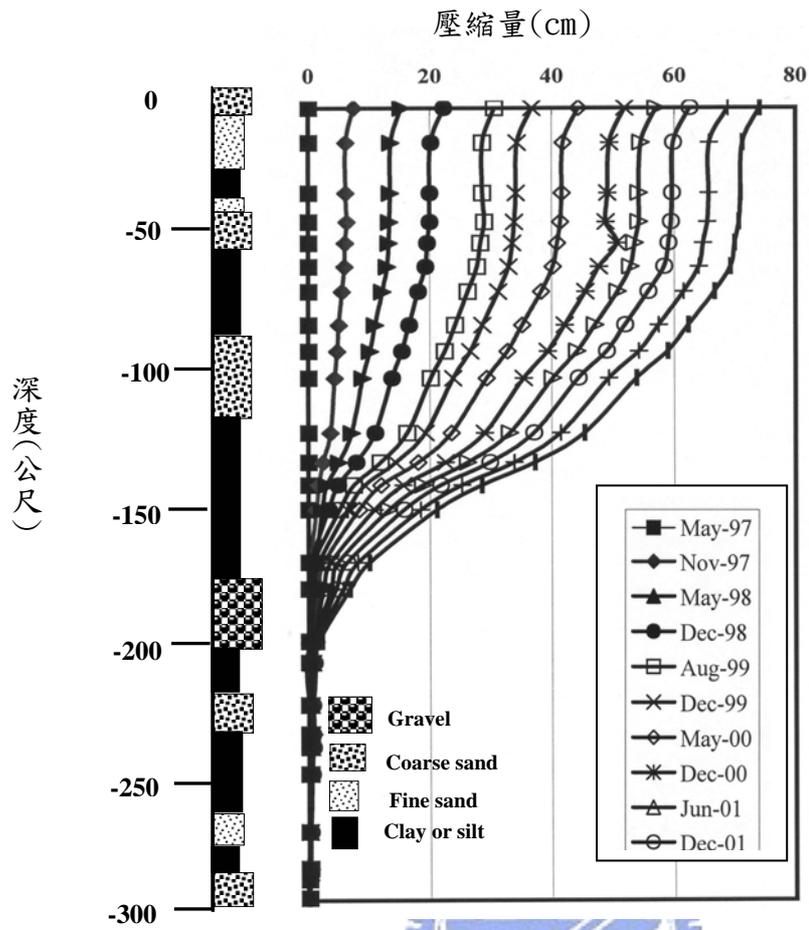


圖 3-25 西港國小地層壓縮範圍變化圖

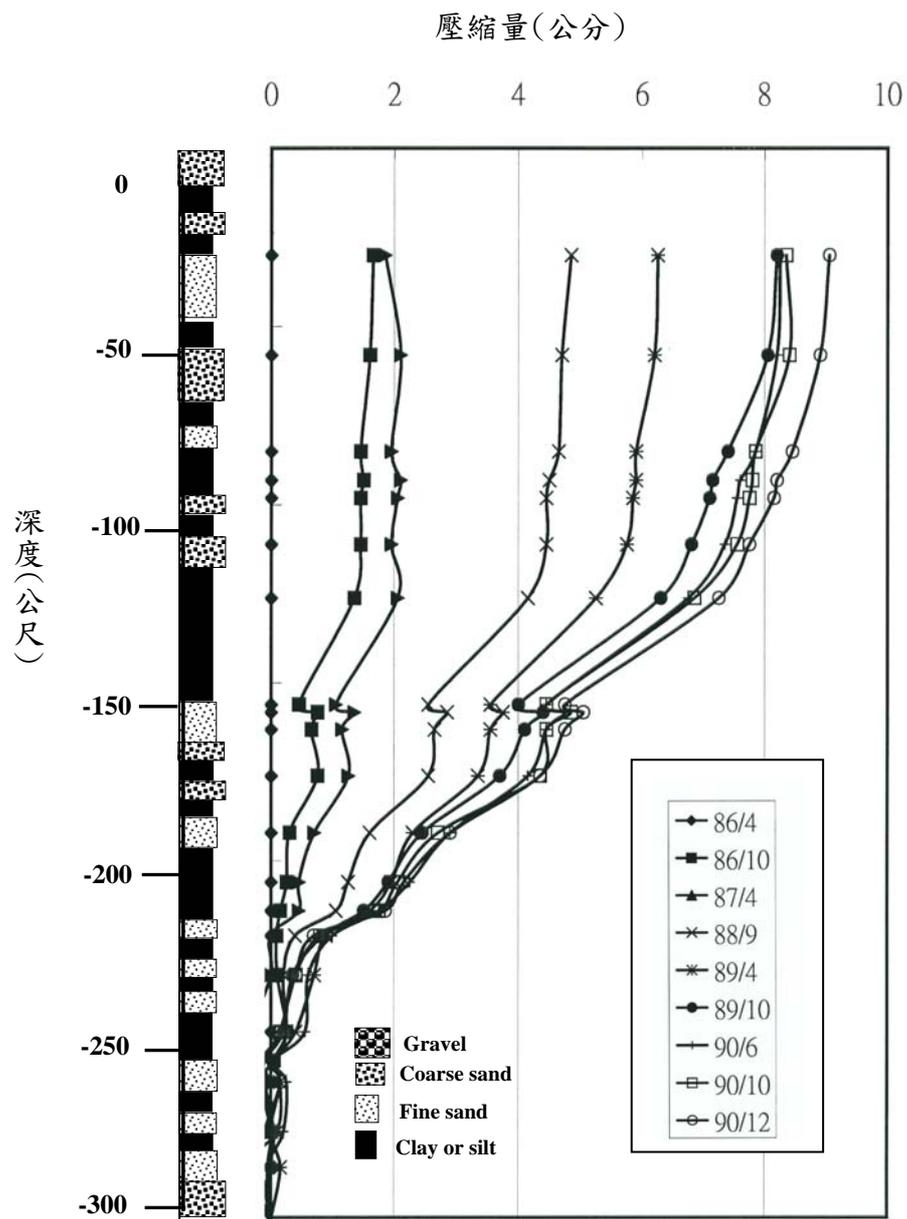


圖 3-26 豐安國小地層壓縮範圍變化圖

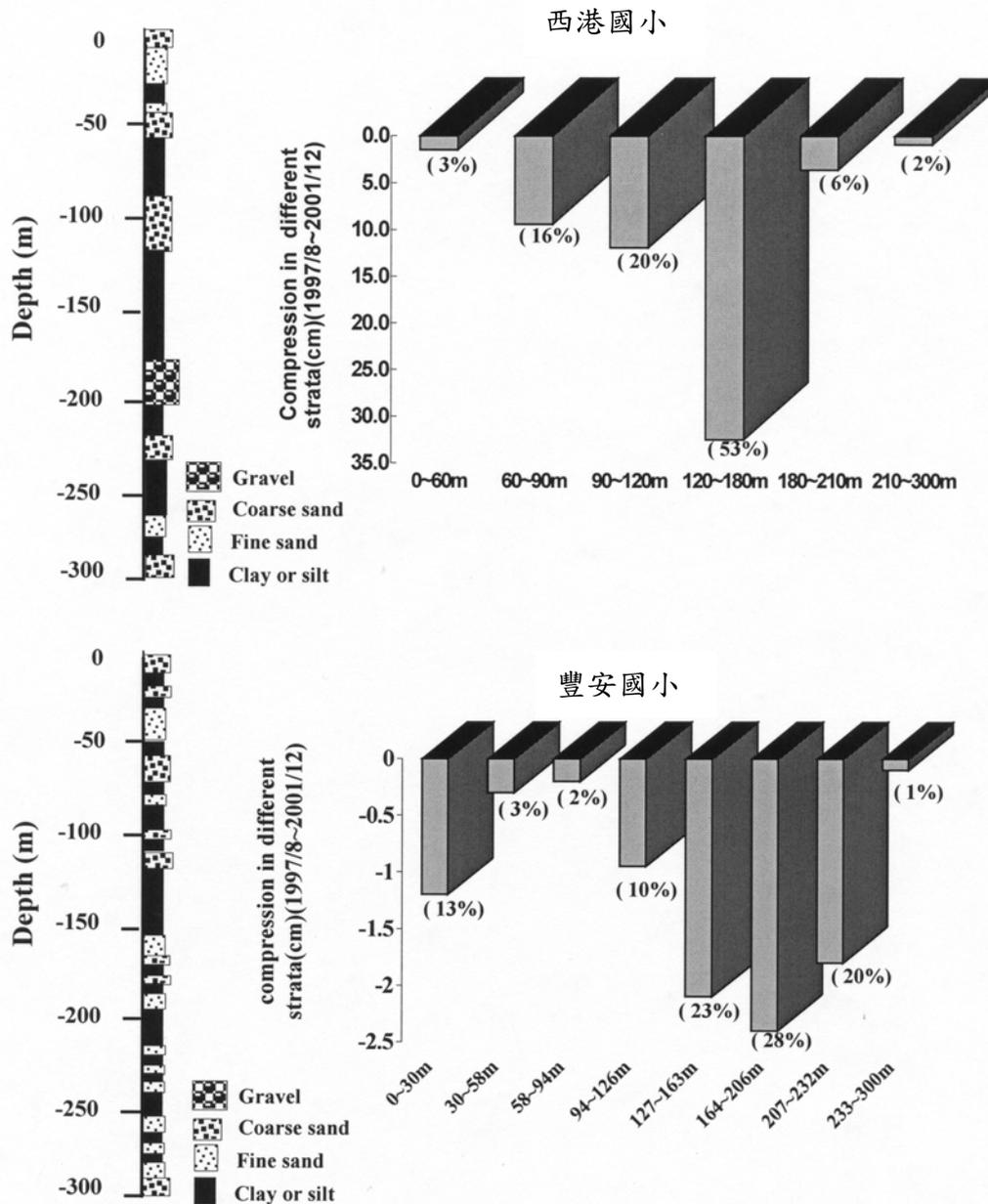


圖 3-27 西港國小及豐安國小不同地層壓縮比例分布圖

圖 3-28 為濁水溪北岸東西向水文地質剖面及地下水壓等分布圖(中央地調所, 1999), 其中含水層二、三在濱海地帶已出現地下水位沉降錐, 顯示其為當地最主要之超抽層次, 而含水層二、三及其間阻水層二之深度範圍正與前面提及之地層下陷集中發生深度範圍相符合。而且從分層之壓縮量比例來看, 阻水層二顯然是濁水溪沖積扇地層下陷發生嚴重之關鍵地層。

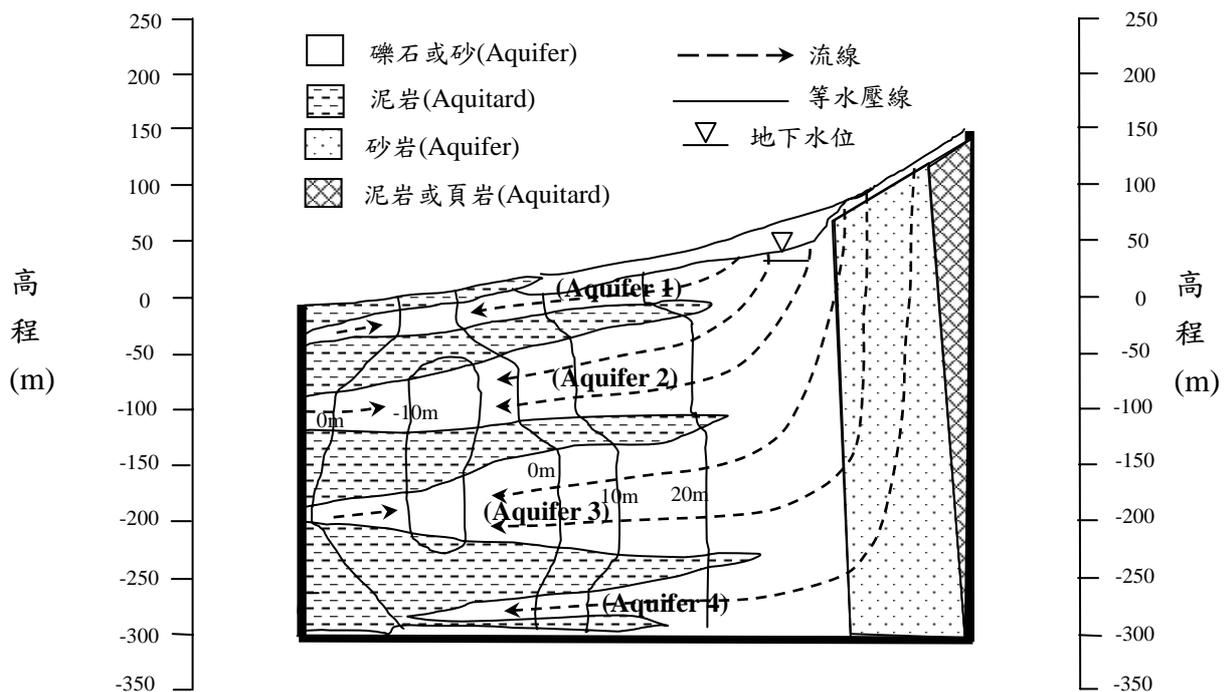


圖 3-28 濁水溪北岸含水層之水壓分佈圖(中央地調所,1999)

圖 3-29 為根據近五年濁水溪沖積扇沿海含水層二之地下水位高程觀測資料繪製之水位歷線圖，可發現在地下水位高程方面，以彰化北部最高(平均約-5m)，雲林沿海居中(平均約-14m)，彰化南部最低(平均約-32m)。

圖 3-30 為根據地層下陷監測井地層柱狀圖繪製之南北向地層剖面圖，且前已分析濁水溪沖積扇沿海地區之含水層二(深度約 60~120 公尺)、三(深度約 180~210 公尺)及阻水層二(深度約 120~180 公尺)是近年來當地發生嚴重下陷之主因，其中又以含水層二之超抽最為頻繁，地下水位降量最大(已達-35 公尺之高程位置)，因此以下分析土層之應力應變行為時，假設地層有效應力均來自含水層二之水位變化。

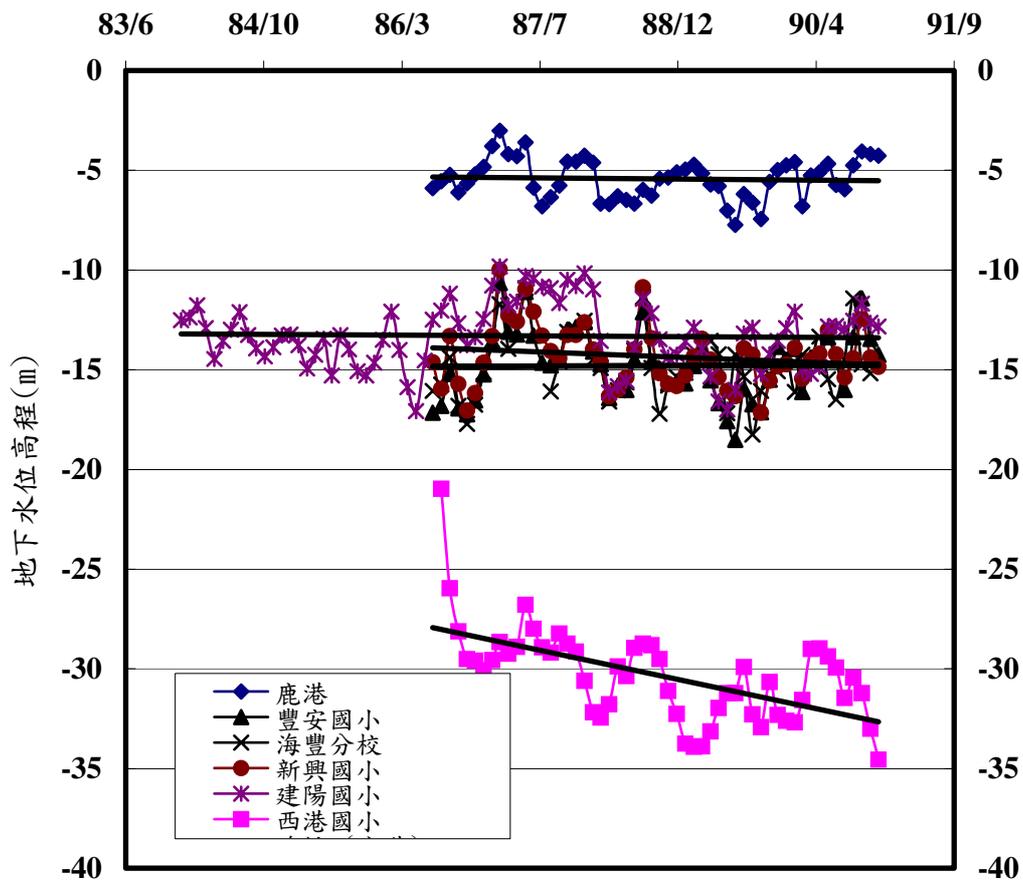


圖 3-29 濁水溪沖積扇沿海地區第二含水層之水位高程歷線圖

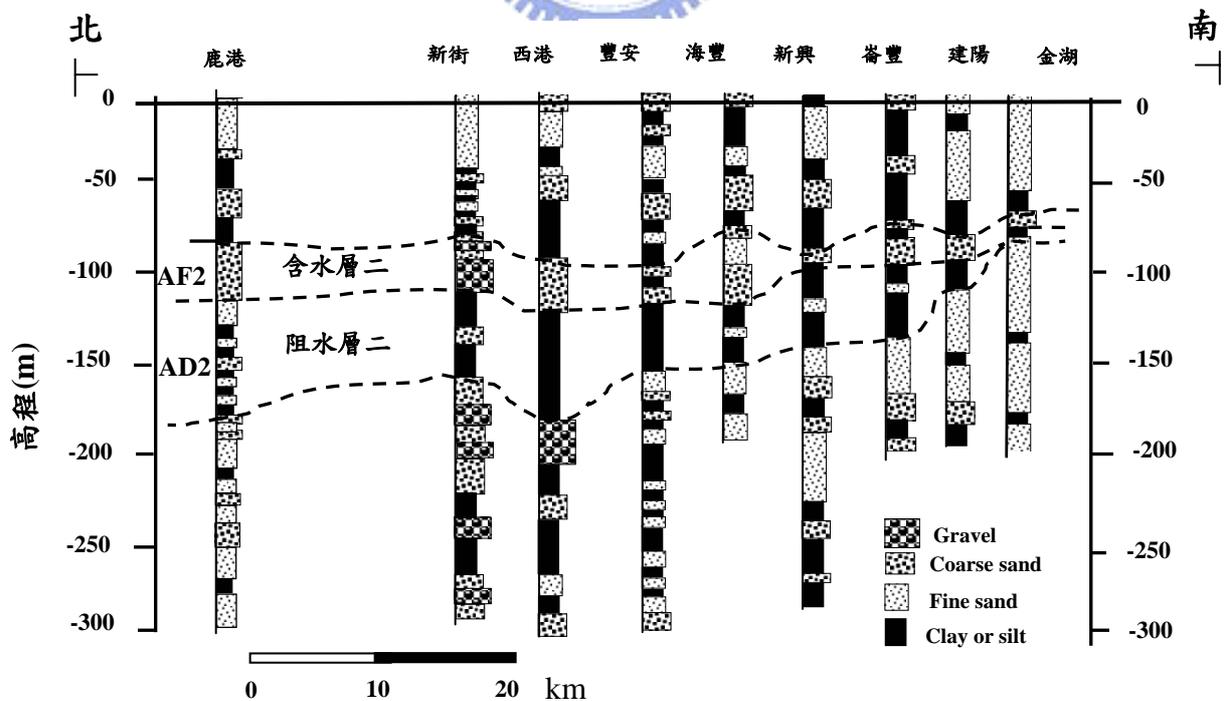


圖 3-30 濁水溪沿海地區之地層分布示意圖

圖 3-31 為阻水層二中黏土之應力應變關係圖，發現大致與傳統之單向壓密曲線類似，彰化地區處於正常壓密範圍，而雲林地區則處在過壓密狀態，假設該分析黏土層之初始孔隙比(e_0)約 0.7，飽和密度(γ_s)約 20kN/m^2 ，利用式(3-1)可求得則其壓密指數(C_c)約 0.38，再壓指數(C_r)約 0.07，壓縮段之體積壓縮係數約 $6.38 \times 10^{-8} \text{ m}^2/\text{N}$ ，該土層之壓縮模式接近Terzaghi之壓密理論。

$$\varepsilon = \Delta e / (1 + e_0)$$

$$C_c (\text{或 } C_s) = \Delta e / \Delta \log(\sigma')$$

$$C_c (\text{或 } C_s) = (1 + e_0) \times \varepsilon / \Delta \log(\sigma') \quad (3-1)$$

至於含水層二本身之壓縮特性，以西港國小地下 90~120 公尺間土樣之物性試驗結果為例，其有效粒徑(D_{10})約 0.25mm， D_{50} 約 0.55mm， D_{60} 約 0.85mm，均勻係數(C_u)3.4，曲率係數(C_c)1.42，屬於不良級配砂；其滲透性係數(k)約 $6.3 \times 10^{-4} \text{ m/sec}$ ，因為其滲透性佳，地下水位下降所引起之超額孔隙水壓消散速度相當快，因此壓縮完成時間很短，屬於立即性之壓縮行為，所以觀察砂土層之壓縮現象以日變化量較為合適。根據民國 90 年 7 月~91 年 12 月西港國小之 GPS 日高程變化量，配合分層土壤之壓縮比例之資料，計算出該砂土層每日之壓縮量變化，圖 3-32 為日壓縮量與日平均地下水位之應力應變關係圖，可以發現相當顯著之塑性反應，土層持續壓縮階段之體積壓縮係數約 $5.71 \times 10^{-9} \text{ m}^2/\text{N}$ ，但當水位上升時，變形之回復程度甚低，所以砂土之壓縮在地層下陷之發生過程中是不應被忽略的現象。

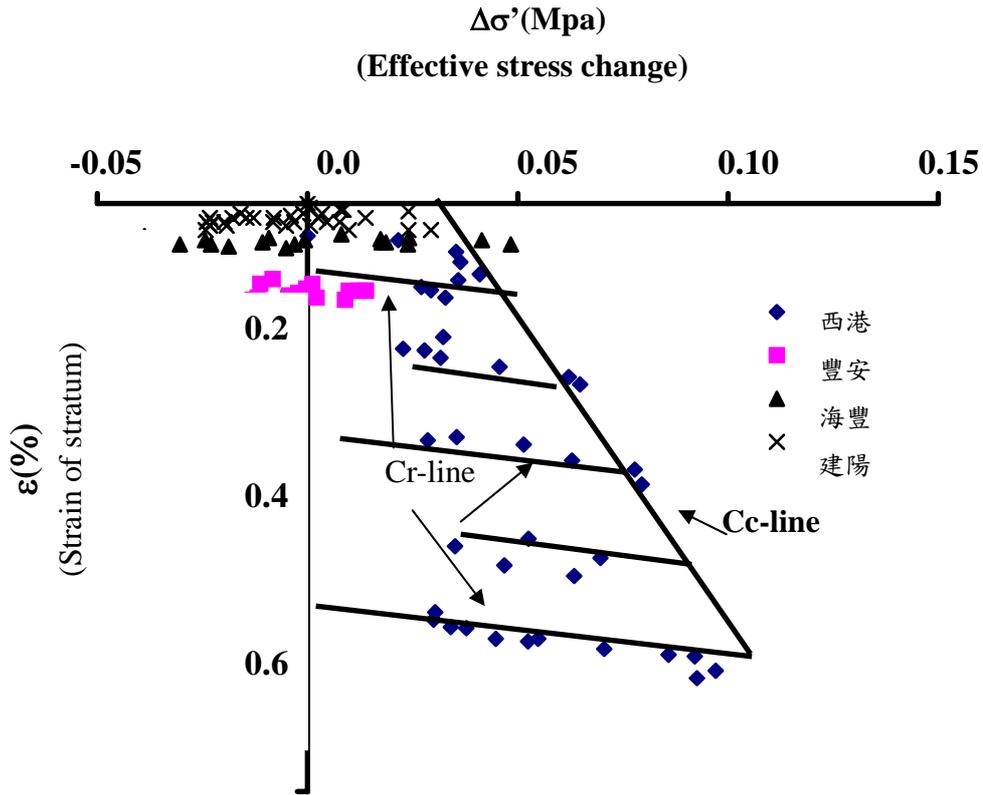


圖 3-31 阻水層二之黏土的應力應變關係圖(Liu et al.,2004)

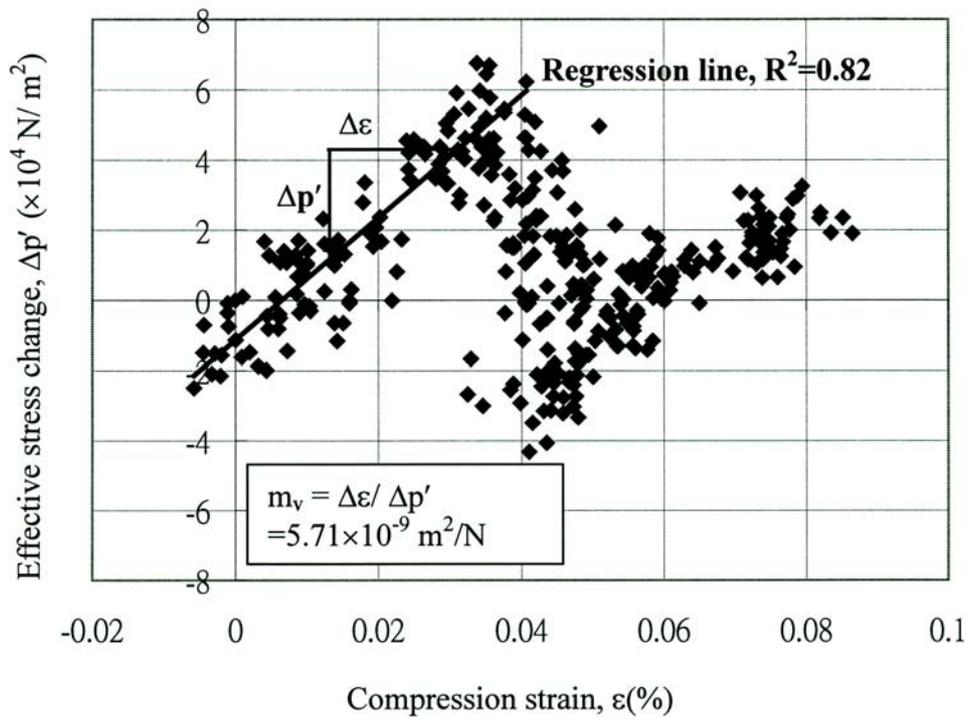


圖 3-32 含水層二之砂應力應變關係圖(Liu et al.,2004)

(2) 屏東平原

屏東地區自民國 58 年起養殖漁塭開始於沿海地區發展興盛，沿海鄉鎮如林邊、佳冬、新埤及枋寮等之地下水抽水量持續增加，地下水過度使用使得水位逐年下降而發生地層下陷問題。圖 3-33 為民國 61~84 年之累積下陷量等值線圖，下陷範圍集中在林邊、佳冬、枋寮、東港等沿海地區，尤其在林邊溪出海口一帶最為嚴重(水利處，民國 85 年)，該區域因黏土、粉土、細砂等易壓縮之土壤厚度佔地層總厚度之 80% 以上，加上含水層三之二(深度約 200 公尺)在沿海地區受超抽很嚴重，因此是屏東地區地層下陷潛能最高的區域 (黃智昭，1998) (潘禎哲，1998)。

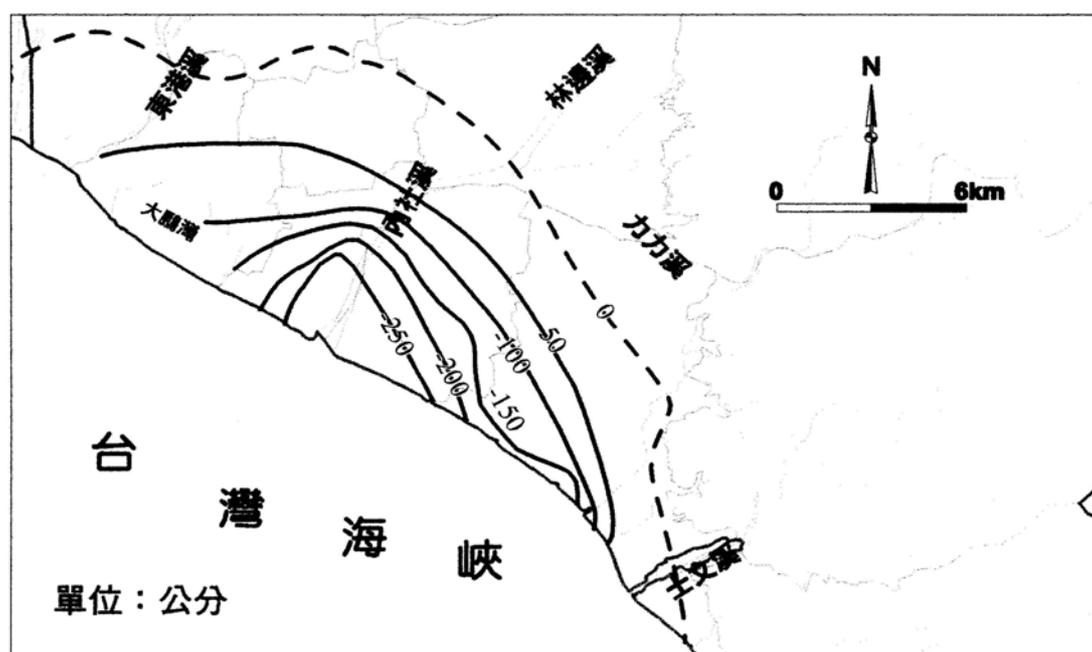


圖 3-33 屏東地區民國 61~84 年之累積下陷量等值線圖(水利處，1996)

屏東沿海地區有四口磁環分層式監測井，分別位於東港、林邊、佳冬及枋寮(井位參考圖3-22)，表3-6為監測井基本資料表，圖3-34為民國86年至92年之地表至200公尺間地層之累積壓縮量歷線圖，可以發現地層之壓縮及回脹周期相當規則，每年十月至次年四月是壓縮期，其餘時間是回脹期。圖3-35則為林邊國中及枋寮國中監測井之地下水位與地層壓縮量變化關係，地層壓縮、回脹完全與水位下降、上升周期相符合，且地層在水位下降後隨

即壓縮，回升時亦馬上回彈，其間之延遲時間很短，代表地層中存在可彈性變形之地質材料。地層回脹之程度以枋寮國中最高，林邊國中最低，壓縮量及回脹量之差值，在林邊國中每年約2~4公分，枋寮國中約1~2公分。圖3-36為屏東沿海南北向之水文地質剖面圖，可發現黏土及粉土等細顆粒土壤的比例不高，越往南顆粒越大，枋寮附近地層幾乎全由礫石組成，只有3~4層厚度不超過10公尺之細粒料土層分散在200公尺之深度範圍內；崎峰位於林邊溪出海口，距離林邊國中很近，其地層中之細粒料土層則較多且較厚，厚度約5~20公尺，主要分布在50~100公尺深度範圍。綜合水文地質、地下水位變化、地層壓縮量及趨勢變化等特徵，可歸納出在地下水位變化過程中，地層中之礫石或粗砂因抽水所引起之有效應力變化僅使其變形在彈性範圍以內，所以若地層中礫石質材料成份越多，其地層因地下水位回升引起之彈性變形反應就越明顯。但因現地環境中通常同時存在粗粒料及細粒料土壤所組成之地層，其在地下水位下降過程中地層處於受壓狀態，粗、細粒料土壤同時壓縮，但水位回升時地層處於解壓狀態，礫石等粗粒料土層變形將回復，只有黏土等細粒料土層則會留下永久變形，因此永久變形之多寡與地層中之細粒料組成土壤之比例高低有關，林邊國中因比枋寮國中擁有更多之細顆粒地層，因此在同一次地下水位升降周期後，其地層下陷量也就比較嚴重。

表 3-6 屏東平原沿海地層下陷監測井及對應之地下水位井基本資料

井位	座標 X, Y	深度 (m)	地層變位監 測層次	地下水位監測層次 及深度(水位站名)	設置年份	
					下陷井	水位井
以栗 國小	X:193782 Y:52485050	200	9	—	1995	1997
林邊 國中	X:198996 Y:2481737	200	11	79.8m(林邊站)	1995	1982
佳冬 國小	X=203000 Y=2479850	200	17	23m,135m(佳冬站)	1996	1994
枋寮 國中	X=206800 Y=2481061	200	18	98.3m,138.5m (枋寮站)	1997	1996

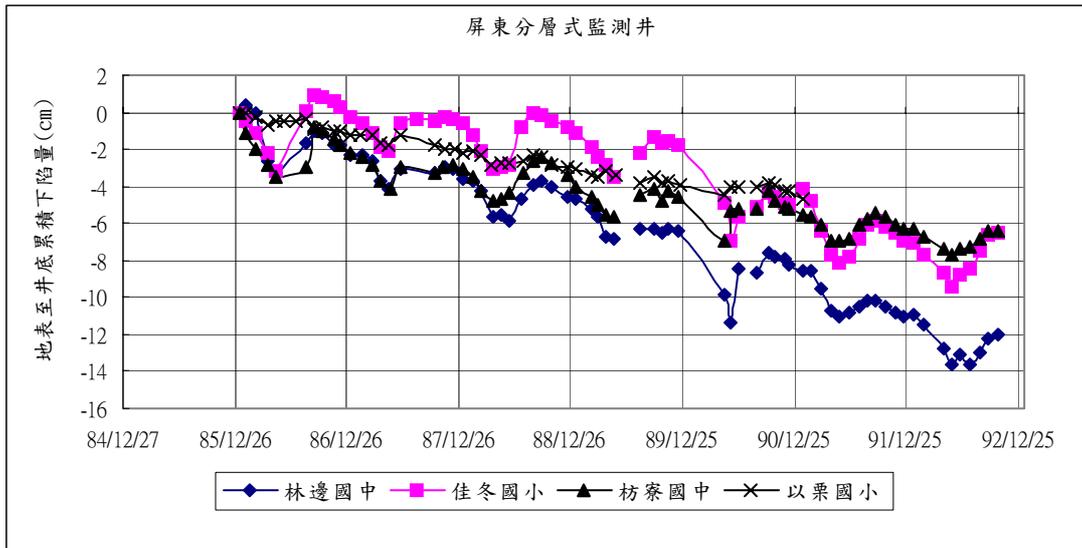


圖 3-34 屏東地陷監測井民國 86 年 1 月至 92 年 10 月之地表至 200 公尺間地層之累積壓縮量歷線圖

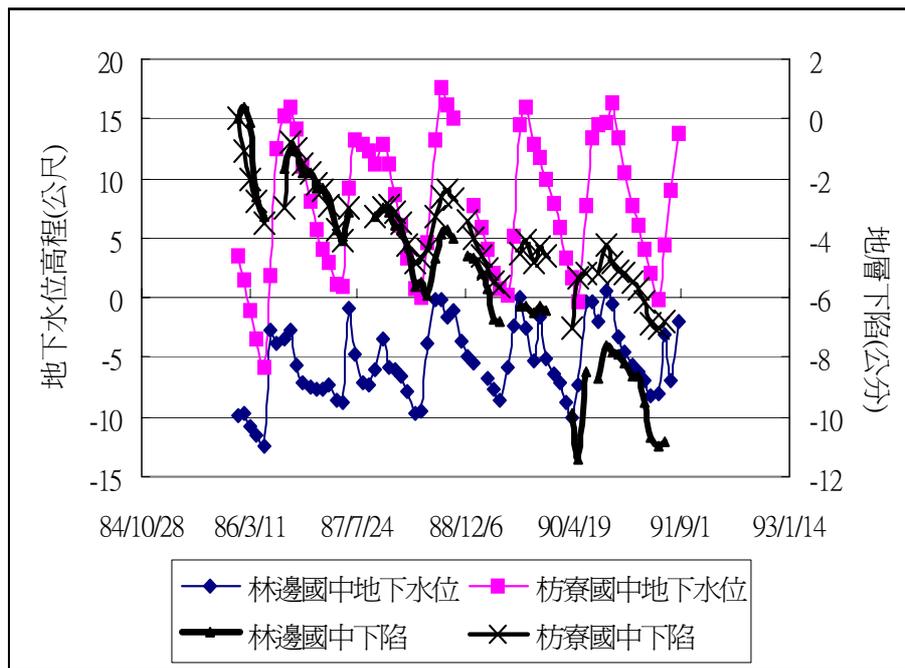


圖 3-35 林邊國中與枋寮國中地下水水位與地層壓縮變化關係圖

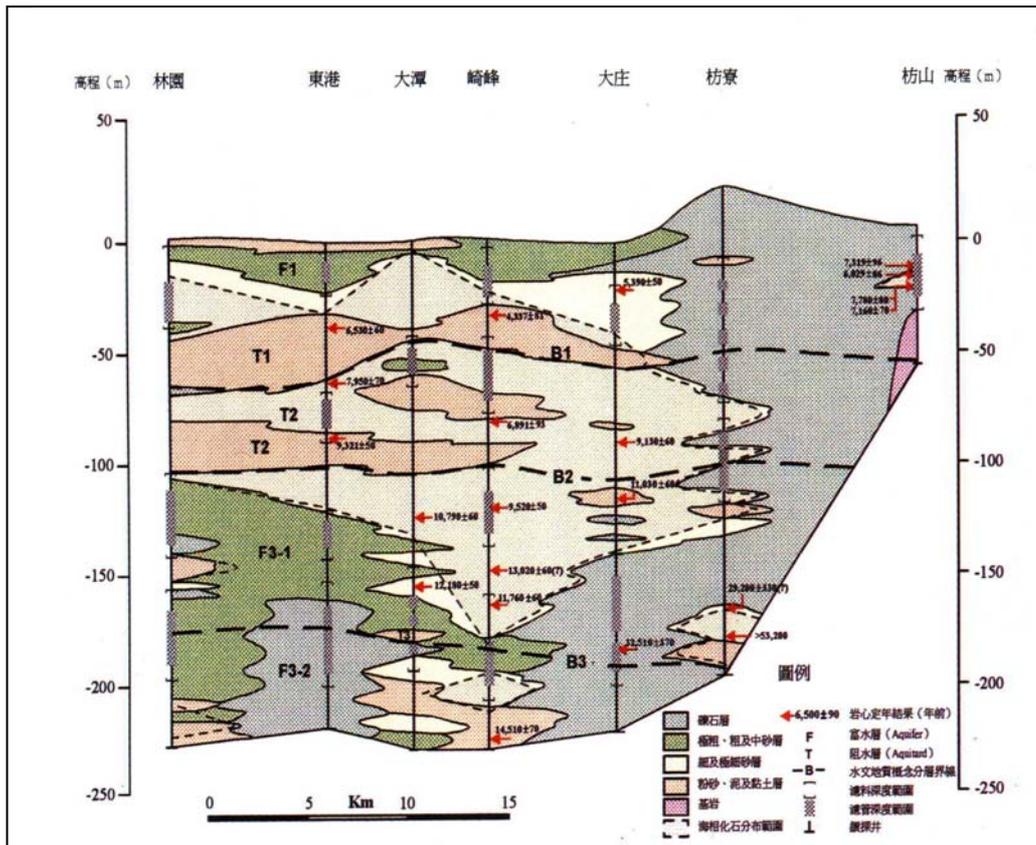


圖 3-36 屏東沿海地區之水文地質剖面(中央地調所，1998)

圖 3-37 及 3-38 為枋寮國中深度 51~113 公尺地層，民國 86 至 92 年之地層壓縮與地下水壓變化關係圖與其對應之應力應變圖，該土層幾乎全為礫石，因此可發現明顯之彈性變形現象，其應力-應變關係之遲滯現象範圍窄顯示彈性相當好，地層中之塑性土壤含量甚低，經分析其應力及應變曲線之斜率變化，所得出之體積壓縮係數約 $1.0 \sim 1.3 \times 10^{-9} \text{ m}^2/\text{N}$ 。圖 3-39 及 4-40 則為枋寮國中深度 140~156 公尺地層，民國 86 至 92 年的地層壓縮與地下水壓變化關係圖與其對應之應力應變圖，該段土層以粉土層為主並間夾細砂，因此可發現應力-應變關係圖之遲滯現象已漸漸偏移，代表每一次水位升降，地層均留下塑性變形，這些變形反應於地面即是地層下陷。

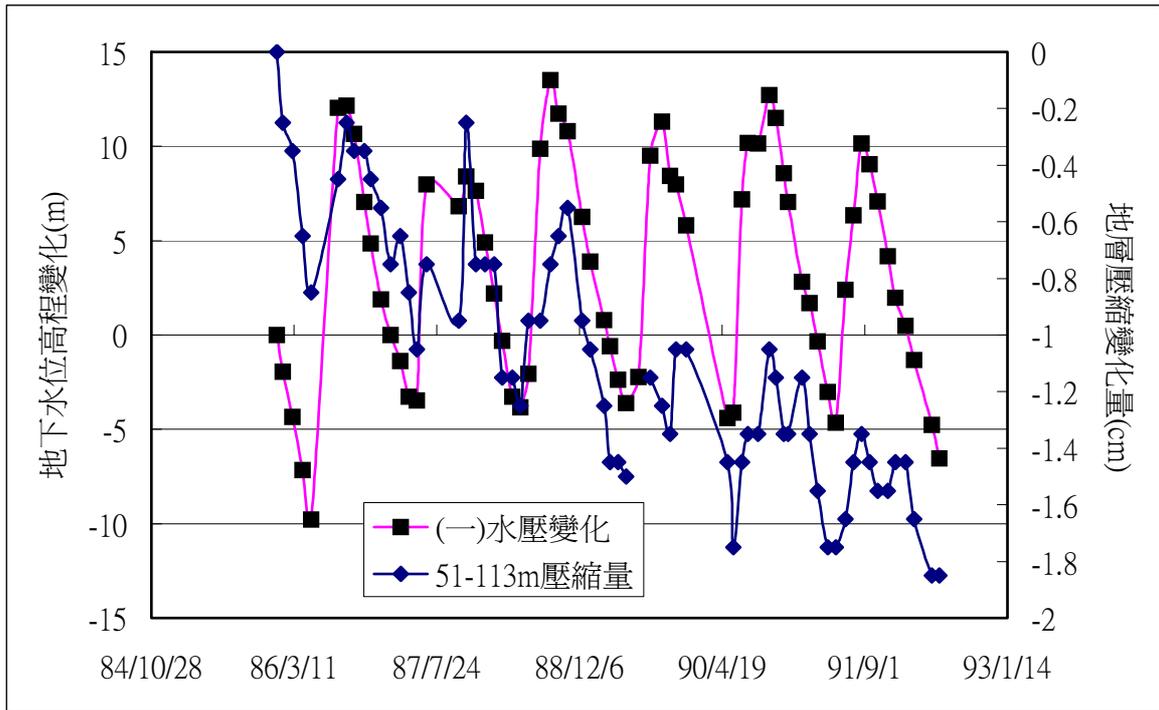


圖 3-37 枋寮國中 58~113m 地下水位高程及地層壓縮量變化關係圖

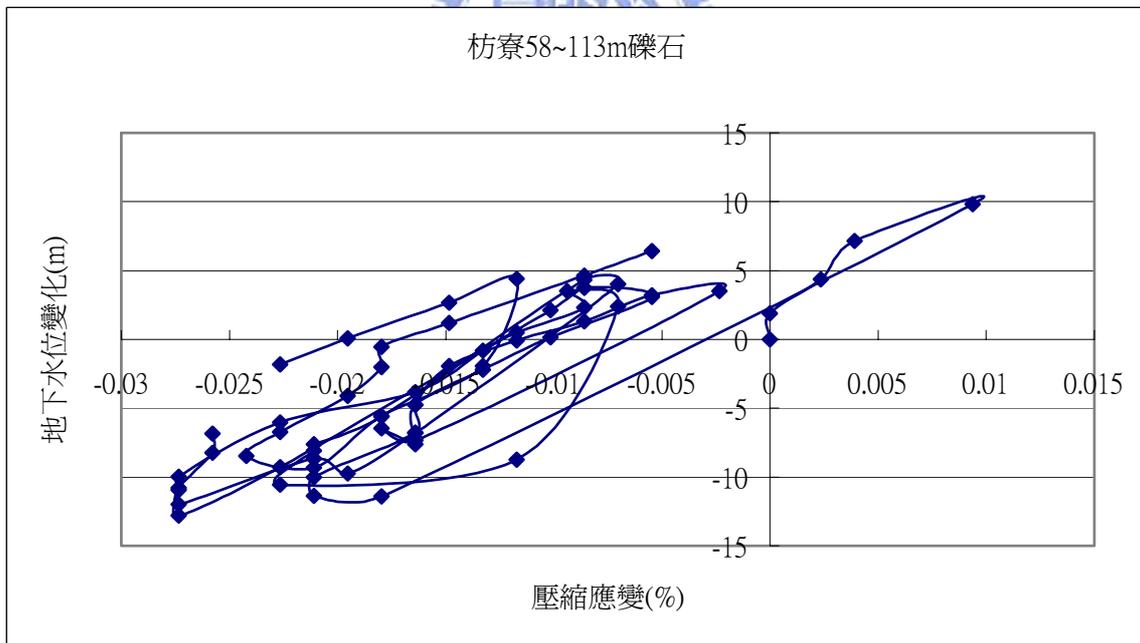


圖 3-38 枋寮國中 58~113m 地層之應力應變關係圖

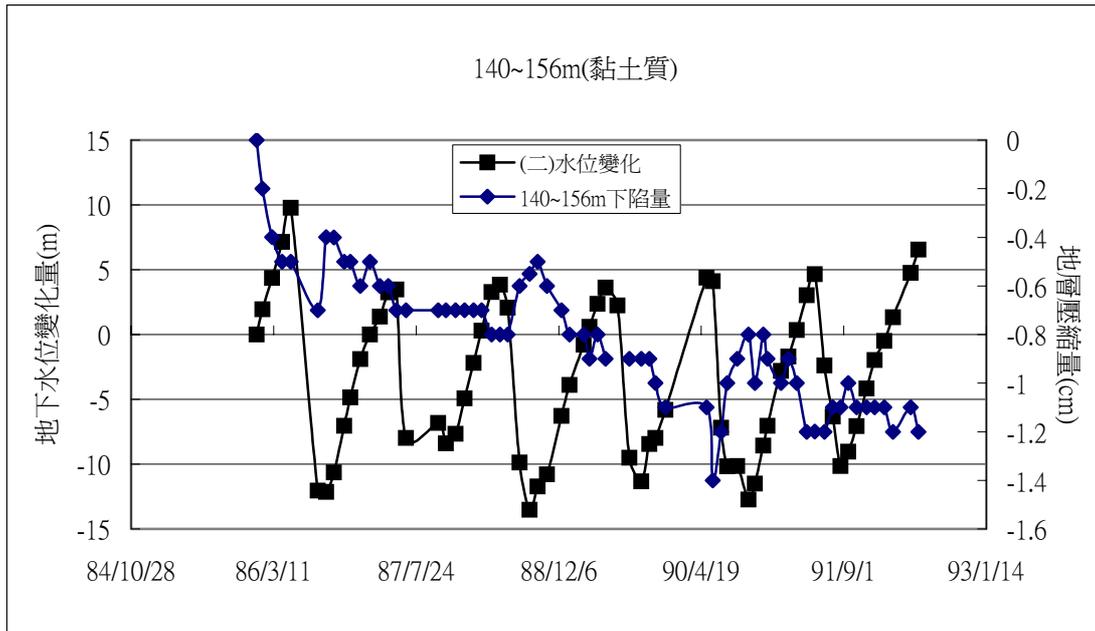


圖 3-39 枋寮國中 140~156m 地層地下水位高程及地層壓縮量變化關係圖

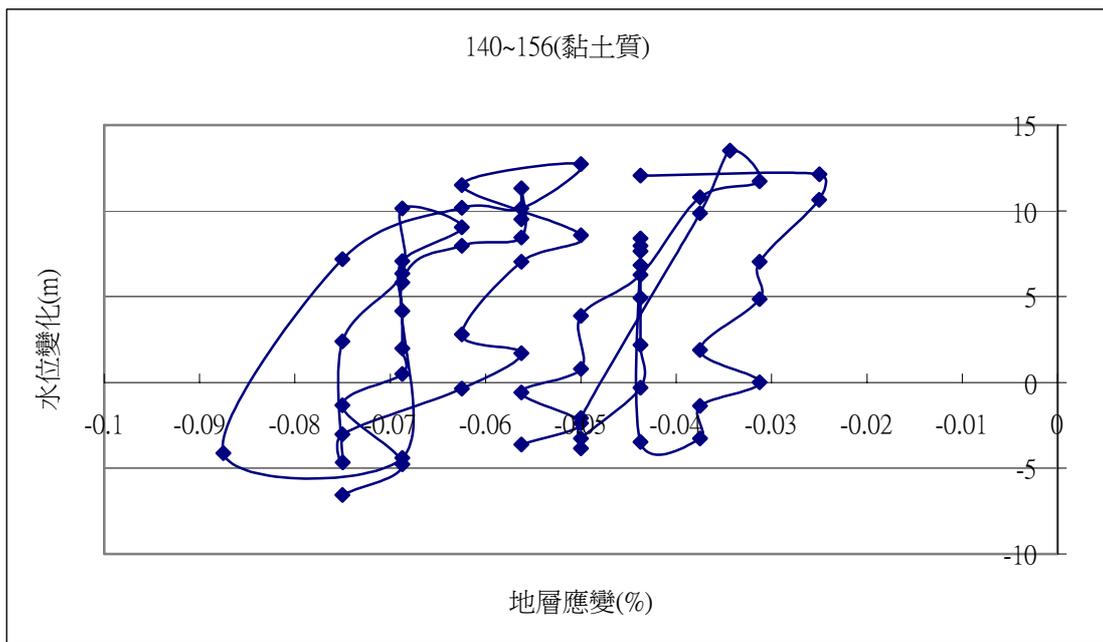


圖 3-40 枋寮國中 140~156m 地層之應力應變關係圖

四、現地土層抽水沉陷之概念模式

根據相關文獻之探討，理論法是較為合適且可靠的地層下陷行為評估方法，但抽水引起之地層下陷是實務性的問題，需面對許多現實上的難題，尤其在現代沖積扇之扇尾與海岸交接地區，地層不僅軟弱且因陸、海相沉積環境交互影響，常形成含水層、阻水層交替之多含水層架構，其地質材料具高度變異且現場地下水位起伏不定，以理論法解析地層下陷問題時，將面臨許多地層或應力邊界複雜化的問題，因此對於地層下陷之實務性問題，如何因應現地之複雜性且進行適度且合理的修正及簡化，是建立可靠且實用評估模型最重要的基礎工作。

土壤壓縮性質之釐清是建立現場地層下陷評估模式之基礎，傳統上使用大量的室內試驗結果加以評估，以黏土層最重要之壓縮性指數(Cc)為例，即可利用室內單向壓密試驗加以評估。另外也可利用土壤基本物性如含水量、液性限度、孔隙比之經驗迴歸公式等加以評估(參考表4-1)，紀雲曜(1997)歸納出台灣西南沿海地區沖積黏土之壓縮性指數 $Cc=0.0072LL+0.0037W-0.131$ (LL為液性限度，W為含水量)或 $Cc=0.0095(LL-10)$ 。雖然利用室內之土壤力學試驗評估土壤之壓縮性質相當方便，但是對於複雜的現代沖積扇地質區，因為土壤性質變異大及抽水行為可能向深處延伸，很難透過現場取樣方式獲得完整且具代表性之不擾動土樣，尤其是砂質土壤而言，因無凝聚力致使現場取樣非常困難，雖然對地層下陷而言，黏土的壓密是最關鍵的影響因素，但是砂土層無論在實測資料或者文獻上均指出其壓縮性不可忽略，這使得傳統上視含水層為不可壓縮或彈性變形之觀點應進行適度之修正，但因砂土很難取樣之特性，對於砂土層壓縮行為探討自然以現場之監測最具代表性。

表 4-1 沖積土壤壓縮指數之經驗迴歸公式表(修改自紀雲曜，1997)

經驗迴歸公式	說明	來源
1) $C_c=0.007(LL-7)$	重模黏土, LL: 液性限度(%)	Skempton(1944)
2) $C_c=0.009(LL-10)$	正常壓密黏土	Terzaghi and Peck(1967)
3) $C_c=0.37(e+0.003LL-0.34)$	希臘黏土及部份美國黏土， e=初始孔隙比 $R^2=0.86$ ，n=678	Azzouz, et. al.(1976)
4) $C_c=0.2+0.008W$ or $C_c=0.22+0.29 e$	風化及軟弱之曼谷黏土 W=自然含水量(%) $R^2=0.77$ ，n=113	Adi Kari(1977)
5) $C_c=0.575 e-0.241$ or $C_c=0.014 W-0.213$	法國黏土， $R^2=0.96$	Vidalie(1977)
6) $C_c=0.5 [(1+e)/G]$	G=黏土比重	Renden-Herrero (1980)
7) $C_c=0.0009LL+0.0014PI+$ $0.0036W+0.1165 e +$ $0.0025C-0.0997$	n=134 PI: 塑性指數 C: 粒徑小於 0.002mm 之百分比	Kappula(1981)
8) $C_c=0.2343 e$		Nagaraj and Uthy(1985)
9) $C_c=0.009 W + 0.005LL$		Kappula(1986)
10) $Cr/C_c=0.2$		Muthy(1986)
11) $C_c=0.015(W-8)$	台北黏土	Moh, et. al.(1989)
12) $C_c=0.0072LL+0.0037W-$ 0.131 or $C_c=0.0095(LL-10)$	台灣西南沿海地區沖積黏土	紀雲曜(1997)

因抽水引起之地層下陷，理論上雖屬三維之地層變形，但亦會因地質條件之影響而有相當大差異。一般上岩盤較淺或土層厚度不平均的地區，地層會有較嚴重的水平位移，此時若地層之延展性不足(如含水量較差)，地表容易出現水平裂縫，如美國之亞歷桑納州之 Las Vegas 及中國大陸之西安地區(Bell et al.200, Lee et al.,1996)，此時之地層壓縮行為以水平向較顯著。但若地層之厚度很厚且軟弱含水，如現代沖積之地層，土層在水平向之延伸很廣，如濁水溪沖積扇之土層沉積厚度達 750~300 公尺，水平向延伸達 30~40 公里，抽水行為以地表至 300 深度間最頻繁，此時因為地層皆為連續體，地體變形之垂向應變會遠比水平向明顯。

根據前一章現場 GPS 固定站之監測資料，亦顯示濁水溪沖積扇之沿海地層之水平位移其實相當小，以垂直單向度加以解析應屬合理。

4-1 模式之基本假設

本章將提出之概念壓縮模式考量現地因素，應用時有以下之假設條件：

1. 土體變形只有發生在垂直方向，忽略側向變形。
2. 地層之變形反應不會彼此相互影響。
3. 各分層土壤為均質且無異向性。
4. 不考慮黏土之二次壓密效應。
5. 土壤在壓縮過程中，參數保持常數。
6. 黏土層之應變與有效應力變化存在線性關係。

4-2 現地土層變形模式歸納

根據地層下陷區實地之地層柱狀圖，以雲林縣麥寮鄉之豐安國小為例(如圖 4-1)，土層組成相當紛亂，若要實用化則需將地層進行簡化分類，本文將地層中土壤分為三類，分別為粉黏土層、中細砂層及礫石粗砂層，無論就組構或質地而言，三類型土層均有很大的差異性，以下利用可靠度最佳之現場監測資料，分別歸納其因地下水位下降而引起之壓縮行為模式。

(1) 粉、黏土層

粉、黏土層主要由粒徑小於 0.063mm 之土壤所組成(中央地質調查所之水文地質土壤分類標準)，因為顆粒太小所以在沉積過程中，組成分子間之化學力會影響重力沉積作用，使其具有高孔隙率；且因黏土礦物具有獨特之含水結構，導致滲透性極低，使土層需要相當久的時間方可完成壓密，所以黏土層之依時壓密性質是在地層下陷的過程最難評估的行為。

雲林豐安國小

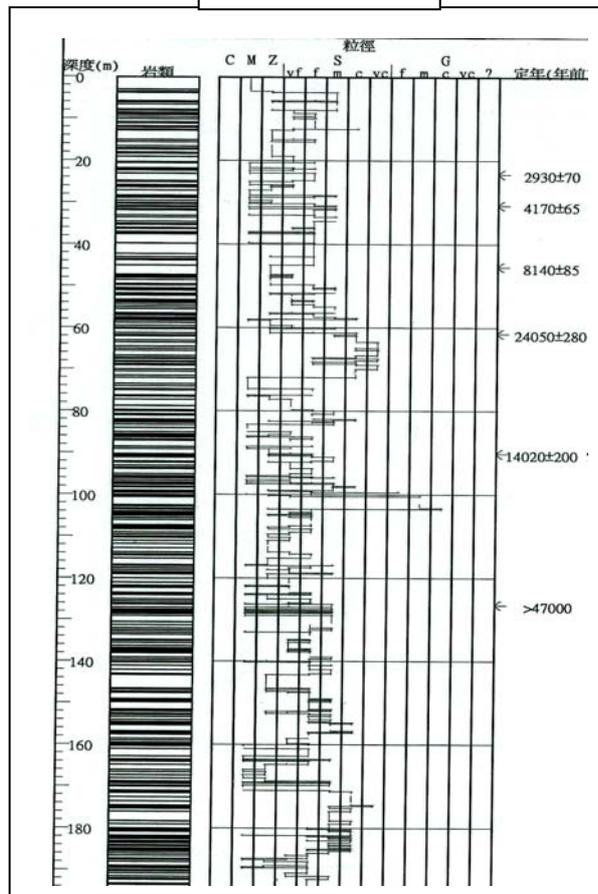


圖 4-1 雲林縣豐安國小之地層粒徑柱狀分布圖(中央地調所水文地質資料庫網站)

自然界之黏土層除了近地表易受人類影響之層次外，較深之黏土層除非受到劇烈的地殼變動影響外或地表大範圍且大深度之開挖，使覆載應力解除而進入過壓密狀態。其他絕大部份之地層應仍屬於正常壓密狀態。且根據濁水溪沖積扇之現代沖積地層碳十四定年測定(劉聰桂，1997)，地層中最年輕之沉積年代也已超過 2900 年，因此就自然因素而言，地層應處於階段性之壓密完成狀態，且屬於正常壓密之土壤。但是人為抽取地下水成為破壞地層中應力平衡的主要因素，此後地層是處於正常壓密或輕微過壓密，均由地下水位升降引起之地層內部有效應力之變化所控制。

黏性土層之壓縮不只受時間因素影響很大，其扁平狀之礦物結構亦使其形成塑性遠多於彈性之特性。以現地之黏土地層為例，鄰近含水層之地下水位變化並不代表其黏土內部之有效應力狀態，通常水位下降後土層隨即壓縮，但水位回升時土層卻不一定會停止壓縮會回彈，端視黏土層內部孔隙水壓的消散程度而定。因此一般上黏土層之壓縮與鄰近含水層之水位變化會有如圖 4-2 (a)(b)之變化型態，(a)代表水位回升時土層仍持續受壓，此時土層中超額孔隙壓力仍大，一般以正常壓密狀態下之土層較會呈現此種趨勢。如彰化西港國小阻水層二中之黏土層，即有這種變化型態(如圖 4-3 a,b)；(b)則顯示當水位回升時，土層有停止壓縮跡象，代表土層中之超额孔隙水壓消散程度較高，部份土層已出現過壓密之彈性變形；這種型態之反應以地下水位已回升一段時間之地區較可能出現，如雲林豐安國小深度 126~156 公尺黏土層即具有此類型之反應(如圖 4-4a,b)。

根據以上這些現地粉、黏土層之受壓反應行為及前一章對濁水溪沖積扇阻水層二之粉、黏土壓縮性質分析，現地之粉、黏土層確實遵守 Terzaghi 單向壓密理論，因此本論文亦以該理論為基礎，進行粉、黏土層壓密行為之分析。

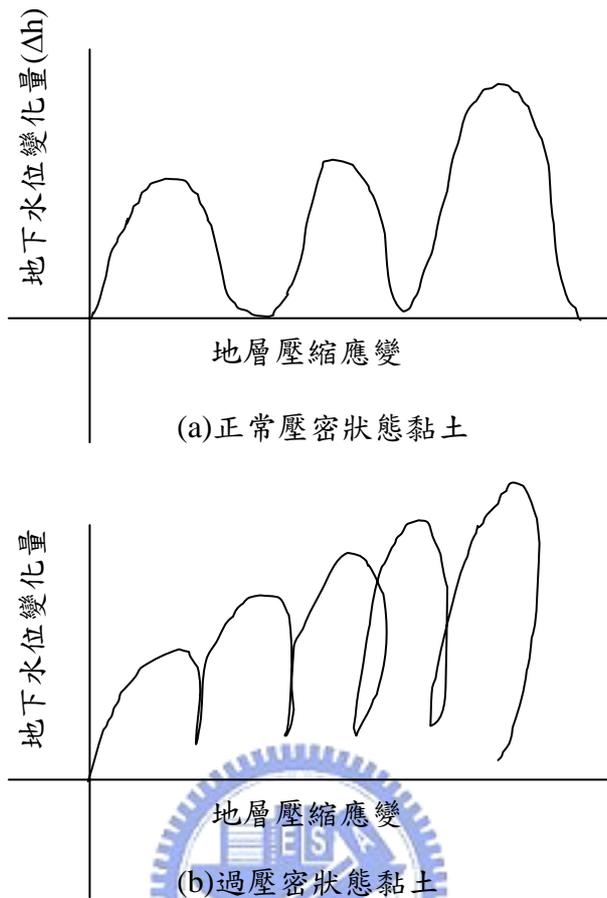
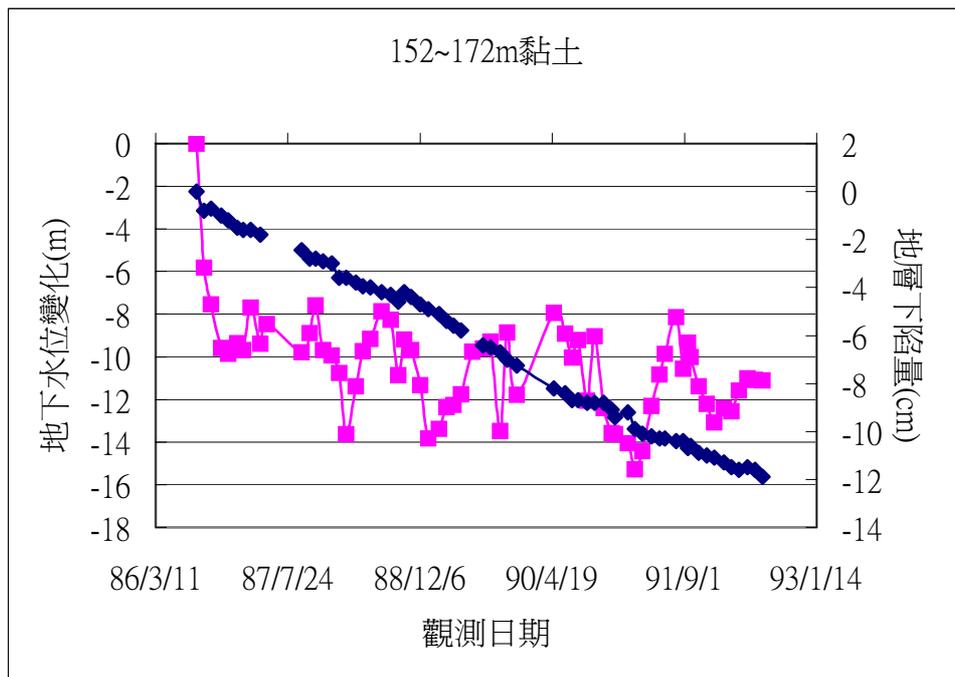
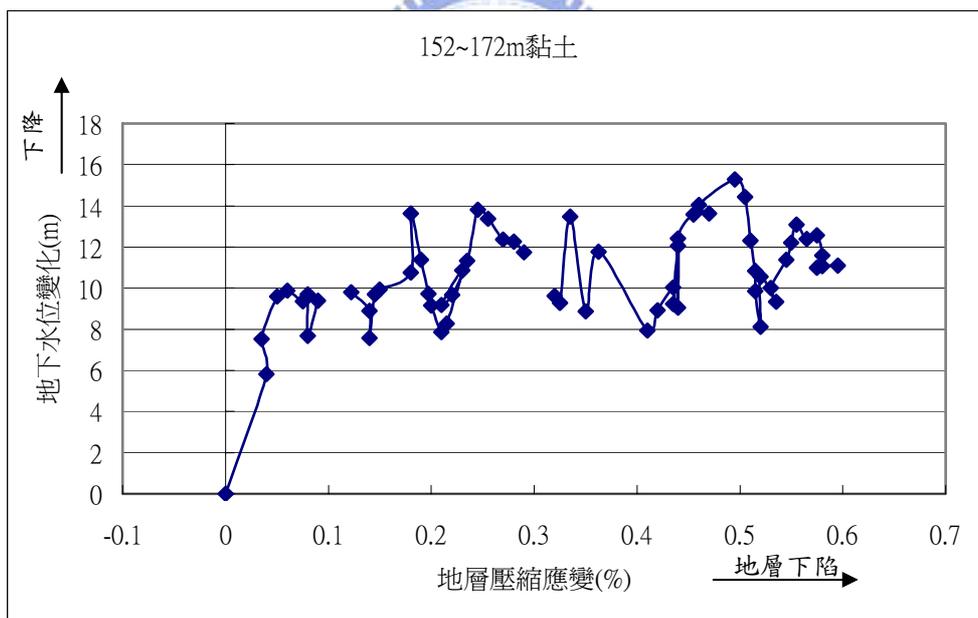


圖 4-2 (a) 正常壓密狀態黏土地層之地層壓縮與水位變化互制反應模式
 (b) 過壓密狀態黏土地層之地層壓縮與水位變化互制反應模式

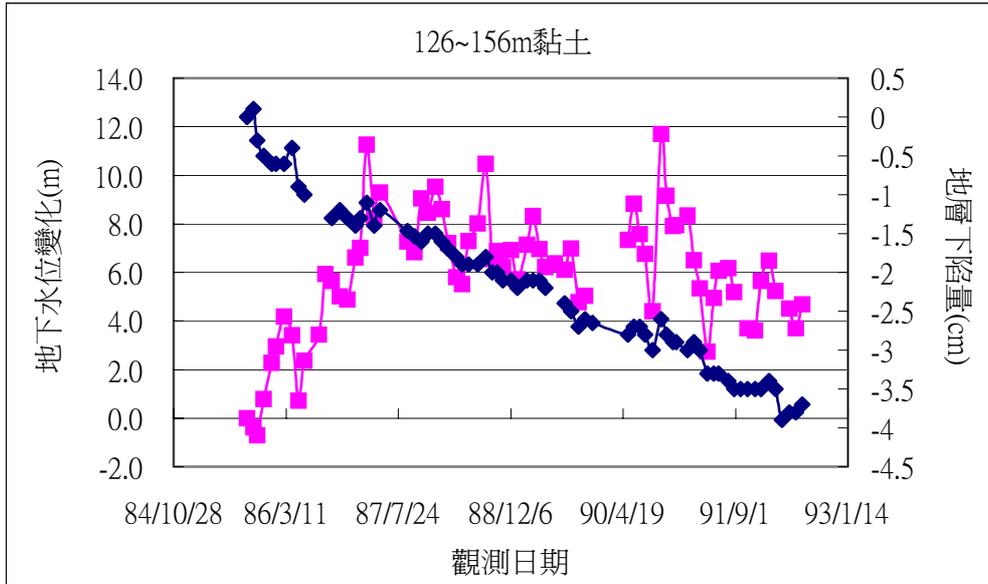


(a) 地層下陷量與地下水水位變化之關係圖

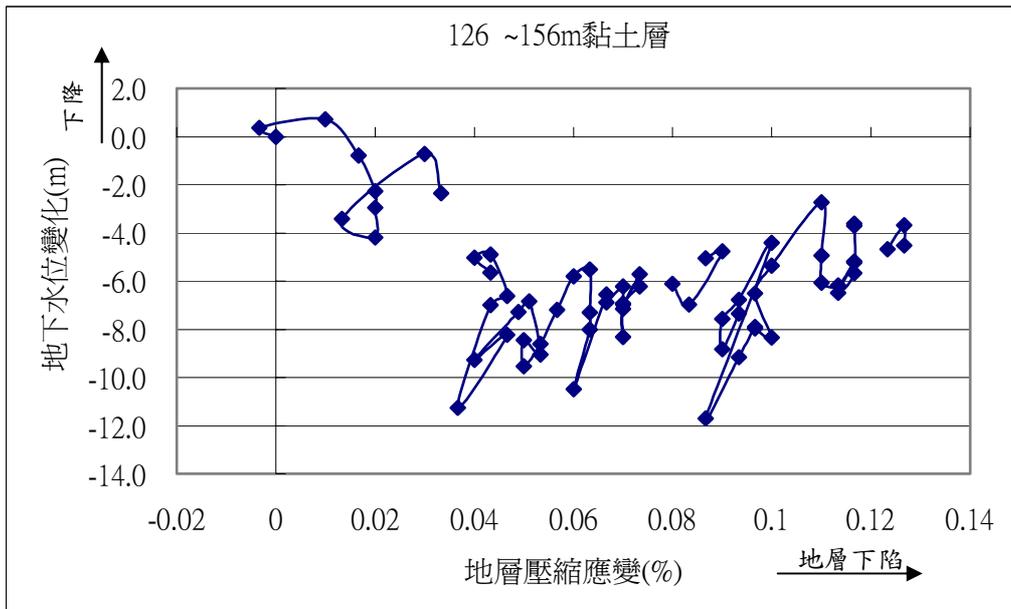


(b) 地層壓縮應變與地下水水位變化之互制關係圖

圖 4-3 (a) 彰化西港國小黏土層之地層下陷量與地下水水位變化關係圖；(b) 彰化西港國小黏土層之地層壓縮應變與地下水水位變化互制關係圖



(a) 地層下陷量與地下水位變化之關係圖



(b) 地層壓縮應變與地下水位變化之互制關係圖

圖 4-4 (a) 雲林豐安國小黏土層之地層下陷量與地下水位變化之關係圖；(b) 雲林豐安國小黏土層之地層壓縮應變與地下水位變化互制關係圖

(2) 中細砂層

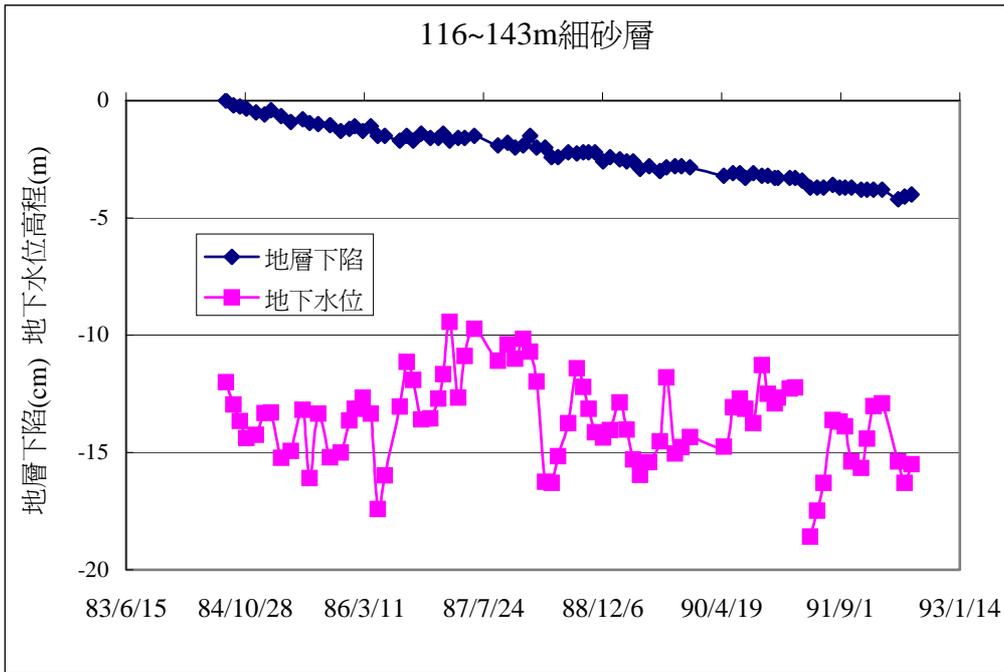
中細砂土層之粒徑介於 0.063~0.5mm 之間，其透水性在濁水溪沖積扇及屏東平原約介於 10^{-4} ~ 10^{-5} m/sec 間(中央地調所，1999)，仍屬於透水性良好之地層，因此受壓後完成壓縮之時間

很短。在既有之相關評估模式中，均將其視為不可壓縮或者以彈性變形加以描述。

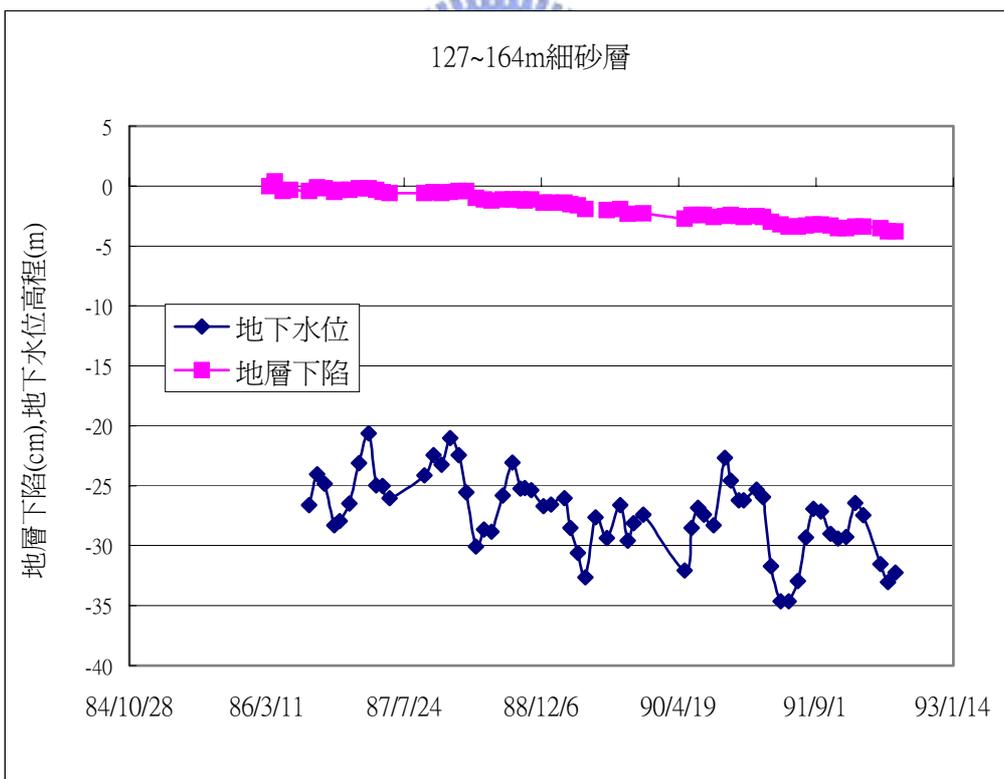
但是根據現場之實測數據，如彰化西港地區深度 90~120 公尺之砂土層即顯示有塑性壓縮特性(如圖 3-32)，且根據該砂層之體積壓縮係數約 $5.71 \times 10^{-9} \text{ m}^2/\text{N}$ ，應屬於相當緊密之砂層；為了進一步觀察砂土層之壓縮行為，再以雲林建陽國小深度 116~143 公尺及嘉義東石國小 127~164 公尺之細砂層為例，圖 4-5 a,b 及 4-6a,b 分別為其地層下陷量及地下水位變化關係及其地層之應力-應變圖，均可以發現地層具有塑性變形之特性，且屬於立即變形。

針對上述這類砂土層之壓縮模式，圖 4-7a,b 已可概要看出砂土雖然會產生塑性變形，但需在水位下降量過超過某一程度後才會有較明顯之變化。

為更明確歸納出壓縮模型，蒐集濁水溪沖積扇沿海地區西港國小、豐安國小、海豐分校及建陽國小之含水層二之地層壓縮量及月平均地下水位，繪製成含水層二之應力-應變關係圖(圖 4-7)，其中有效應力變化以水頭高表示，可以發現當地下水位下降超過 2 公尺以上時，地層之塑性變形才會較為明顯。因此簡單歸納出砂土層之變形模型是在地下水位下降過程中，地層呈彈塑性變形，且存在一個水位門檻值，當水位下降超過該門檻值後進入塑性變形階段，並在解壓後留下永久變形量。

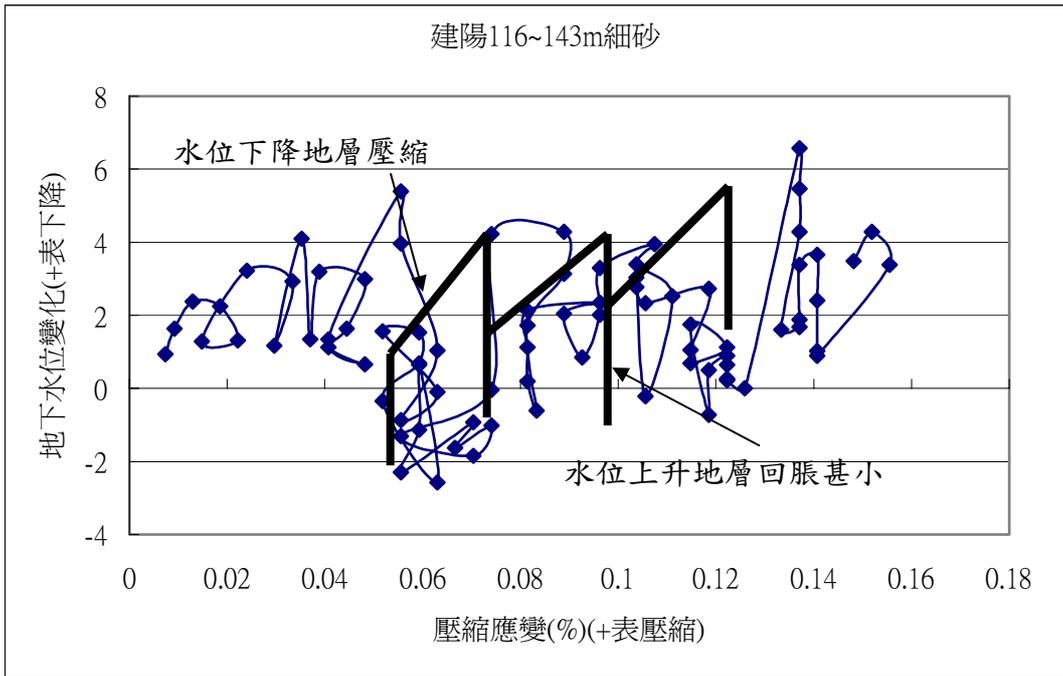


(a)雲林建陽國小深度 117~143m 之細砂層

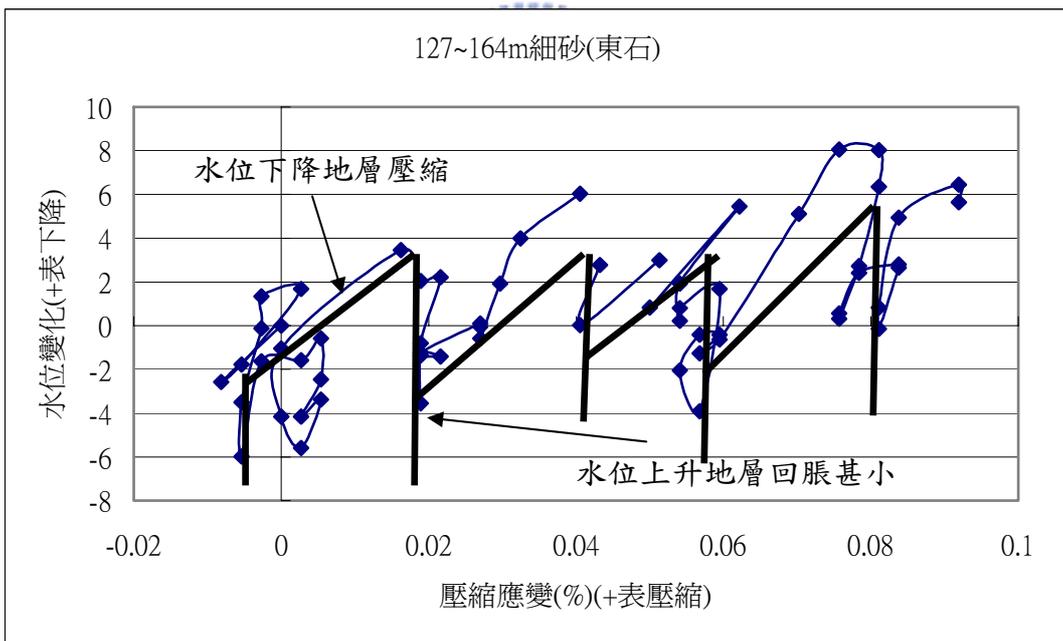


(b)嘉義東石國小深度 127~164m 之細砂層

圖 4-5 (a) 雲林建陽國小深度 117~143m 細砂地層下陷及地下水位關係圖；(b) 嘉義東石國小深度 127~164m 細砂地層下陷及地下水位關係圖



(a) 雲林建陽國小細砂層之壓縮與水位變化互制圖



(b) 嘉義東石國小細砂層之壓縮與水位變化互制圖

圖 4-6 (a)雲林建陽國小細砂層壓縮應變及地下水位變化互制關係圖；
(b) 嘉義東石國小細砂層壓縮應變及地下水位變化互制關係圖

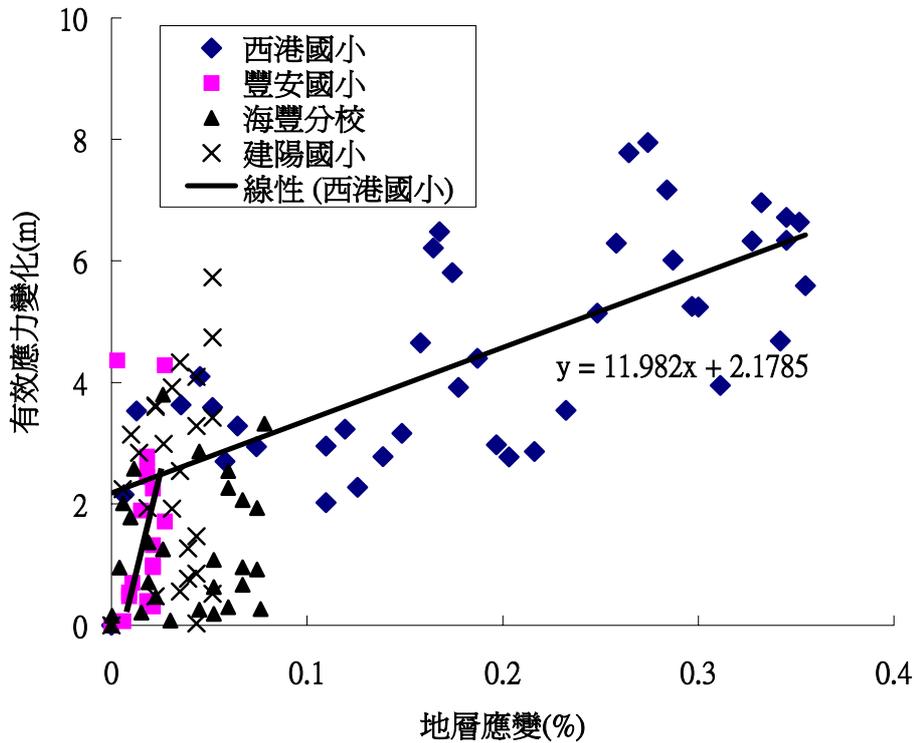


圖 4-7 濁水溪沖積扇之含水層二之應力應變關係圖

針對緊密砂土地層會出現塑性之壓縮特性，推測與砂土之質地及形狀有關。一般若砂土沉積物由石英砂岩風化之岩屑所組成，因這類砂土之形狀較不具方向性，且礦物成份以石英為主，沉積過程中很容易排列成緊密而不可壓縮之結構(圖 4-8)(Terzaghi,1996)(Das,1984)，且石英質地堅硬不易破壞，因地下水位下降產生之有效應力不可能使其產生塑性變形。如桃園觀音鄉海岸地區，含水層中之砂土即為棕黃色之石英細砂，根據地面水準檢測及分層式地層下陷監測井(位於觀音鄉樹林國小)，雖然當地之地下水位近幾年有大幅下降之現象，但地層卻無明顯壓縮跡象(如圖 4-9 及 4-10)，顯示石英質砂構成之地層確實不具壓縮性，而這也是一般相關研究將砂土層視為不可壓縮之可能來源(工研院，2003)。

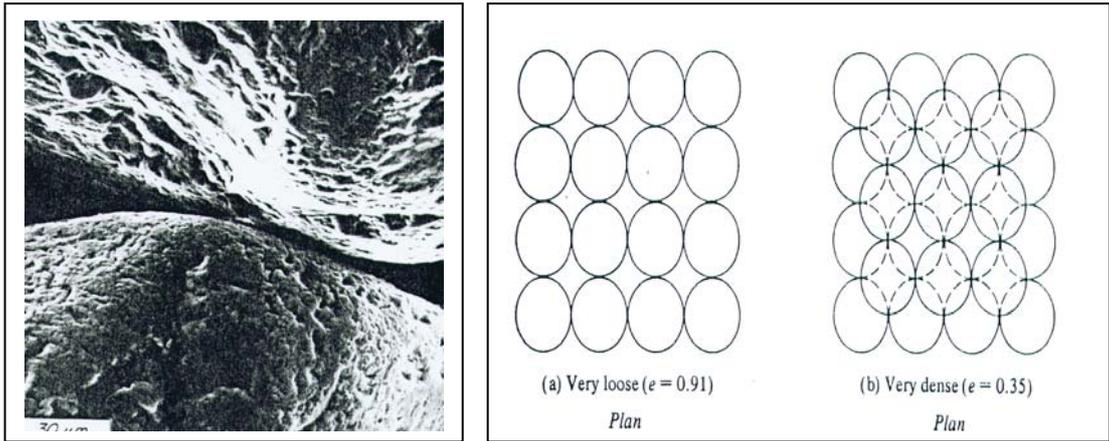


圖 4-8 石英砂之顆粒顯微圖及顆粒排列方式(Terzaghi,1996)(Das,1984)

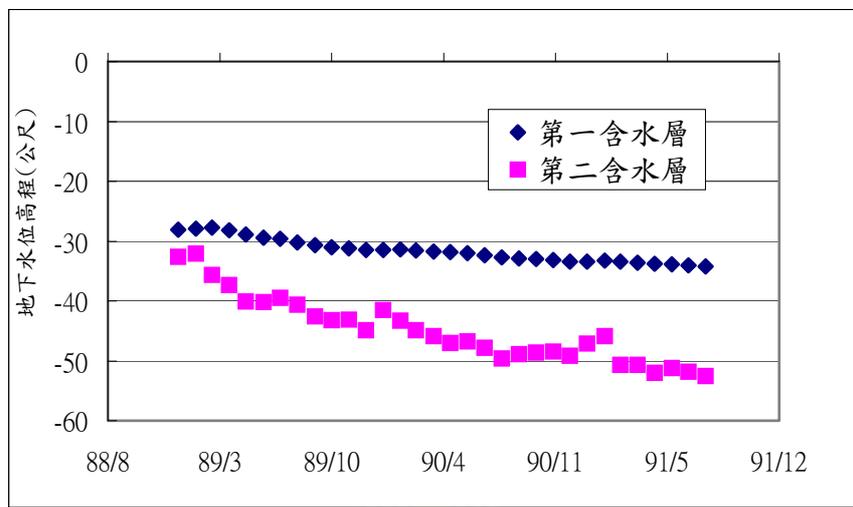


圖 4-9 桃園觀音地區地下水位歷線圖

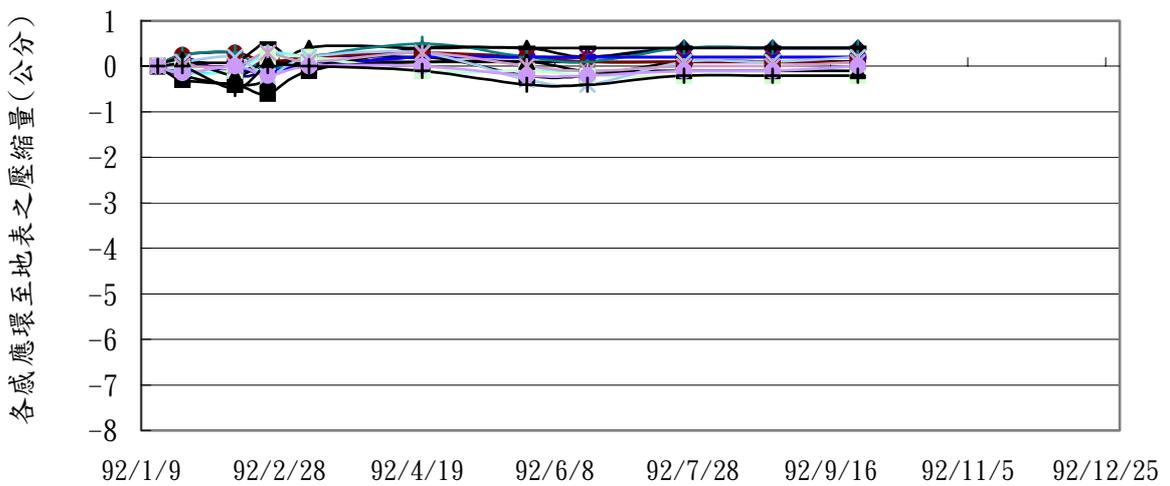


圖 4-10 桃園觀音地區之地層壓縮變化圖

但台灣西南部沿海地區之砂土層，其沉積物主要為板岩、頁岩及泥岩之風化物，成份為雲母及綠泥石，砂顆粒顏色呈灰黑色，質地脆弱且形狀扁平，且受泥岩懸浮水中之影響，在許多層次會呈現混雜黏土質之泥質砂。對於這類型砂土層會有明顯之地層壓縮反應，歸納可能原因有二；一是因為砂的形狀扁平，且因沉澱過程受泥岩風化物懸浮其中之影響，使扁平狀顆粒砂在沉澱時易形成卡片屋架構(card house structure) (Terzaghi, 1996)，雖然顆粒接觸已非常緊密，但受壓時總有朝長軸方向傾倒之潛勢，尤其受地下水在砂土中為水平流之影響，更增加其組構向水平向傾倒，即在垂直向產生壓縮之潛能，而因係組構調整所以水位回升將不會引起回彈，且因調整之孔隙率對整體地層而言相當有限，因此地層仍具有好的滲透性。

另一原因為這些砂土層混雜黏土，顆粒間隙充有黏土，因此可視為砂土中夾極薄層黏土之架構，其在壓力增加時，塑性壓縮來自這些薄黏土，而因這些黏土層太薄，不致影響整層之透水性，因此排水性仍屬良好，並可呈現出快速壓縮現象。

(3) 礫石層(粗砂層)

礫石(粒徑大於 2.0mm)或粗砂質(粒徑介於 0.5~2.0mm)土層之透水性非常高，土層內超額孔隙水壓瞬間消散，變形在短時間內完成，不會與地下水位之變化有時間延遲現象發生，且因土層質地堅硬，地下水位變化所造成之變形均在其產生彈性範圍內。如前一章已討論過之屏東佳冬、枋寮地區之礫石地層，根據實測資料確實顯示其屬於彈性變形反應，圖 4-11 為其壓縮概念模型示意圖。

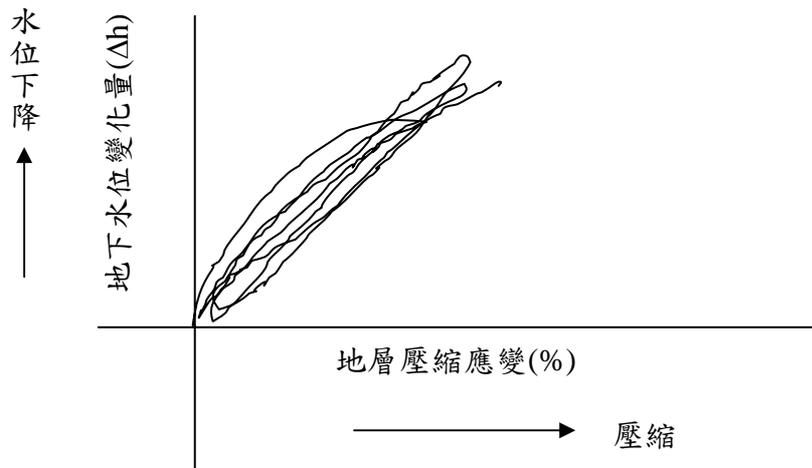


圖 4-11 礫石層之彈性壓縮反應示意圖

4-3 數學概念模型之建立

本模式對於複雜地層之壓縮性評估，是採分層處理再予以累加之概念，根據前一節之壓縮行為歸納，其中礫石質土層為彈性變形、砂質土層為塑性變形，黏土質土層則遵守 Terzaghi 壓密原理。

鑑於地下水位是地層下陷區最常見的觀測資料，本模式參考土層架構貯蓄量變化 (Skeleton storage change) 觀念 (Riley, 1969, 1984, 1998) 建立地下水位及地層下陷量之數學關係，圖 4-12 為常見之土層壓縮應變隨著地下水位升降之互制關係圖，可以區分出彈性及非彈性行為，假設土層壓縮量與水位變化成線性比例關係，其中土層之彈性變形係數定義為彈性架構壓縮係數 S_{ke} (Skeleton elastic storage)，非彈性變形係數定義為架構非彈性壓縮係數 S_{ki} (Skeleton inelastic storage)，如下式；

$$S_{ke} = \Delta \varepsilon_e / \Delta h \quad (4-1)$$

$$S_{ki} = \Delta \varepsilon_i / \Delta h \quad (4-2)$$

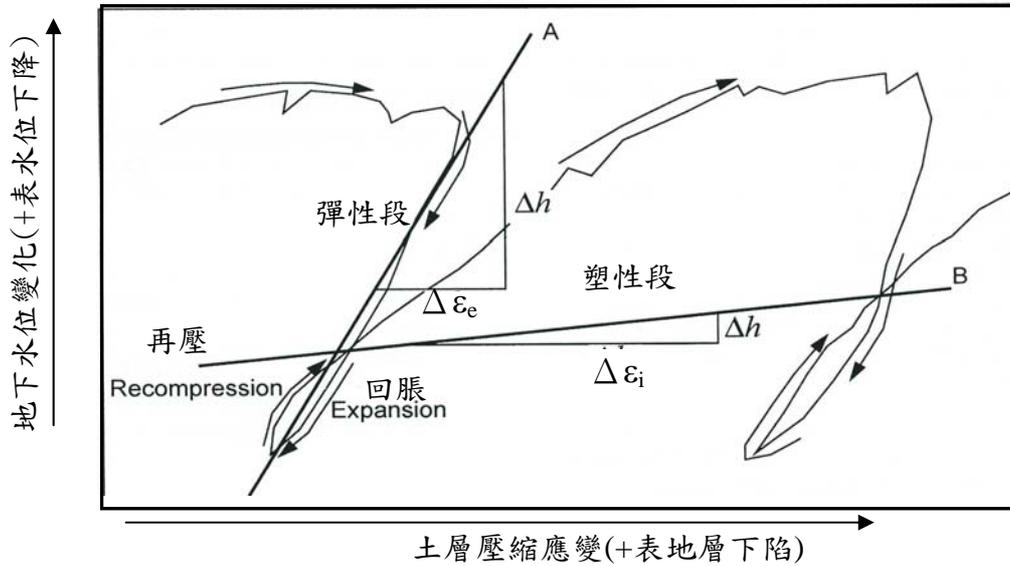


圖 4-12 地層架構貯蓄變化觀念之壓縮模形示意圖

以下為三類土層之變形控制數學方程式：

(1) 礫石(粗砂)地層

礫石(粗砂)質地層之剛性高、滲透性好，地下水位一降低即造成立即性之彈性變形(如圖 4-13)；假設一礫石質地層厚度為H公尺，其彈性模數為 E_G ，根據材料力學原理，則礫石層在地下水位下降 Δh 時(假設土層仍維持飽和)，隨有效應力改變($\Delta\sigma'$)所引起之變形(ΔH)如下式：

$$\Delta H = (\Delta\sigma' / E_G) \times H \quad (4-3)$$

而 $\Delta\sigma' = \Delta h \times \gamma_w$ ，因此 $\Delta H = (\Delta h \times \gamma_w / E_G) \times H$ ，其中 Δh 為水位變化量，因此定義礫石層之架構彈性壓縮係數為 $S_{keg(g)}$ (g 代表礫石) = γ_w / E_G 式(4-3)可改寫如下：

$$\Delta H = \Delta h \times S_{keg} \times H \quad (4-4)$$

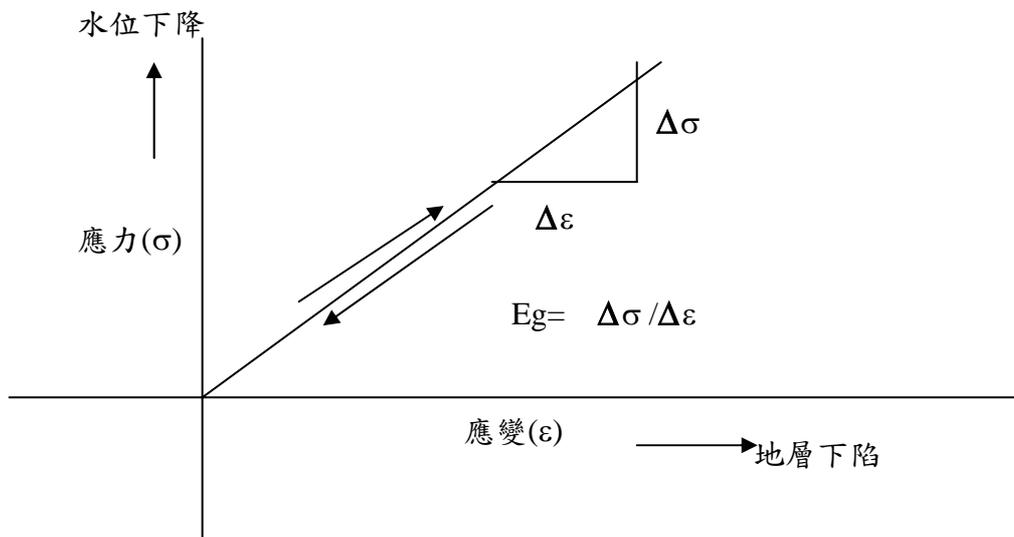


圖 4-13 礫石(粗砂)層之彈性變形關係圖

(2) 中細砂土質地層

在以往多數之研究中，砂土質地層之壓縮性均被忽略，但前面已討論，無論就理論上或實測之現象，砂土層雖然壓縮性不如黏土層，但若想要正確評估地層下陷量，則需同時考慮砂土層之壓縮性。

本模式根據前一節對砂土層之壓縮性討論，歸納出砂土地層具有彈塑性壓縮特性，且存在應力降伏點，當地下水位下降引起之有效應力超過降伏點時方出現明顯之塑性變形(圖 4-14)，以濁水溪沖積扇之含水層二為例，該降伏應力之相對應降伏水頭(h_y)約 2 公尺。

砂土層的彈性變形在實際的觀測過程中相當不顯著，為計算方便起見，本文忽略彈性反應部份，即當地下水位下降超過降伏水頭值後，土壤呈現完全塑性變形，在解壓後亦無彈性回脹現象出現。土層之架構非彈性壓縮係數定義為 S_{kis} (s 代表砂土)，假設一土層之原始厚度為 H ，每一應力加載周期，其非彈性變形方程式如下：

$$\Delta H = S_{kis} * \Delta h * H \quad \Delta h > h_y \quad (4-5)$$

$$\Delta H = 0 \quad \Delta h < h_y \quad (4-6)$$

$$h_y = \sigma_y / \gamma_w \quad (4-7)$$

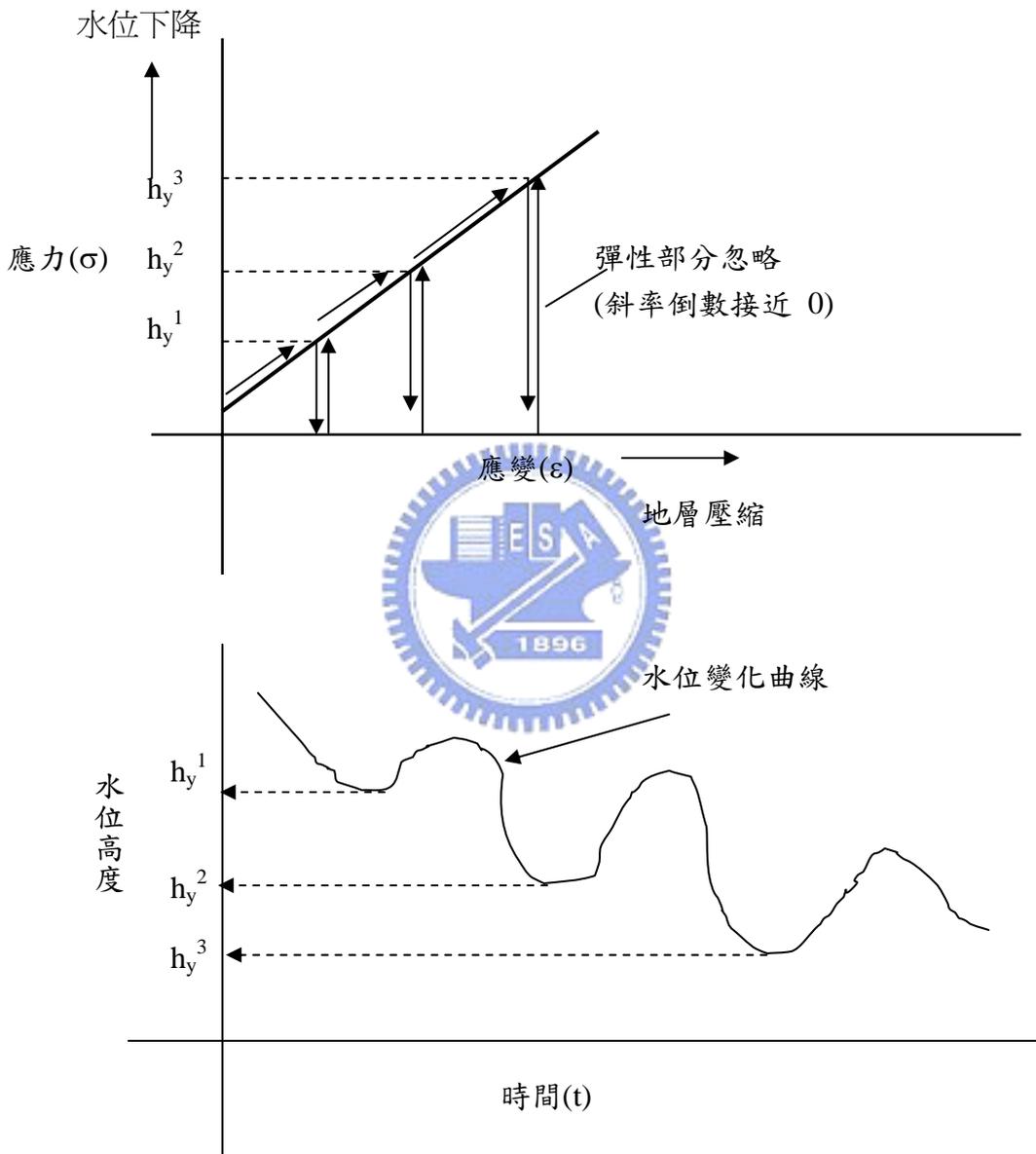


圖 4-14 砂土層之彈塑性壓縮反應圖

(3) 黏土(粉土)質地層

黏土(粉土)質地層基本上遵守Terzaghi單向壓密理論，其壓密時間長短受垂向之滲透性係數(k_{vc})影響。壓縮性受應力歷史影

響，當地下水位低於歷史最低水位(h_{pmax})時，以非彈性變形為主，定義其黏土(粉土)質地層架構非彈性壓縮係數為 S_{kic} (c代表黏土)；當水位高於歷史最低水位(h_{pmax})時，以彈性變形為主，定義其地層之彈性壓縮係數為 S_{kec} (c代表黏土)(圖 4-15)；

$$\Delta H = S_{kic} * \Delta h * H \quad h > h_{pmax} \quad (4-8)$$

$$\Delta H = S_{kec} * \Delta h * H \quad h < h_{pmax} \quad (4-9)$$

$$h = \sigma / \gamma_w \quad (4-10)$$

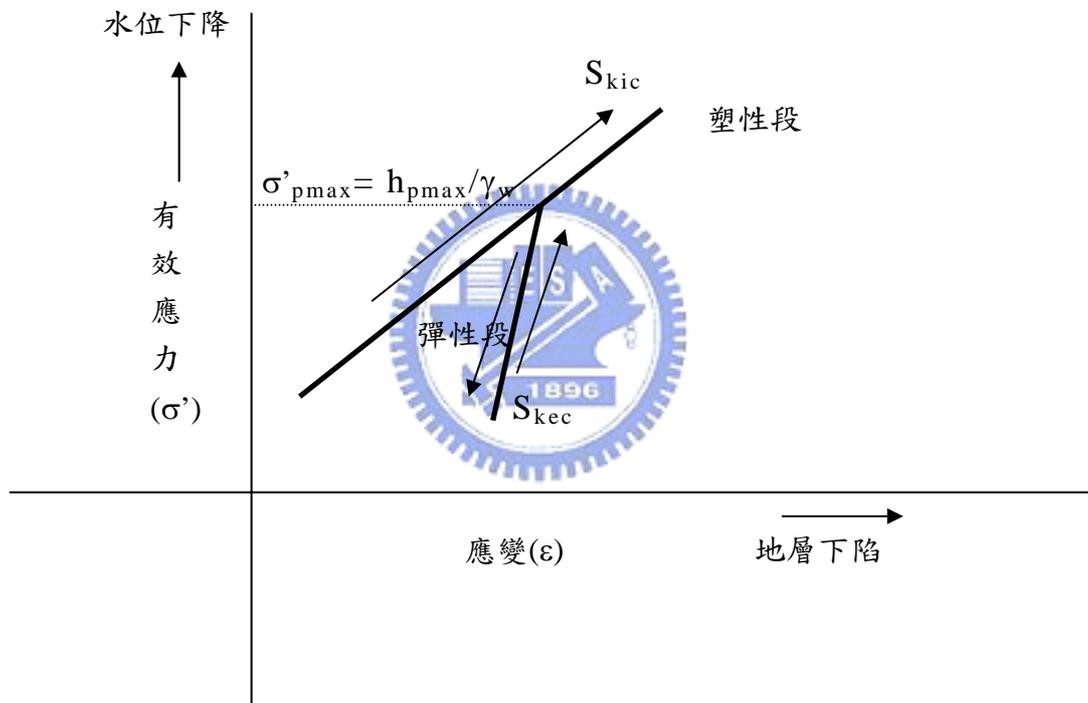


圖 4-15 黏土層之彈塑性壓密反應圖

五、現地土層抽水沉陷模式之測試及討論

本論文針對現代沖積地層提出現地土層之單向度壓縮概念模型，將礫石(含粗砂)、中細砂及黏土(含粉土)質土層分別以完全彈性、塑性及黏彈塑性行為加以描述其變形。其中礫石層(含粗砂)及中細砂土層，因孔隙水壓排除快速，變形可視為與時間無關之立即反應。黏土層之壓密行為則複雜許多，不僅可壓縮程度高，且因排水緩慢使土層壓縮在時間上有延遲效應，屬於依時性(time-dependent)之壓縮行為。

5-1 數值模式之概要說明

數值模式的建立可應用電腦快速計算複雜地層變位量以方便案例測試及應用，本論文根據前一章提出之地層概念壓縮模式，以 Fortran 語法建立成電腦計算模型，可以同時計算現地土層在地下水位下降後礫石層(或粗砂)之立即彈性變形，砂土之條件式塑性變形及與時間有關之黏土層彈塑性變形，電腦模型之優點在於可快速求解黏土層因地下水位變化而引起之依時性壓密行為(流程如圖 5-1)。

對於單一礫石及砂土層因為本身即為含水層，因此有效應力變化即為本身水層之水位變化產生，程式本身亦可以計算自由含水層在非飽和條件下之有效應力變化，但地層之孔隙率設為常數 0.4，飽和度設為常數 0.25。圖 5-2 為現地土層之簡化示意圖，程式可同時考慮黏土層上、下層含水層之水位變化所引起之有效應力變化邊界。以圖中厚度 H 之黏土層而言，其壓密量計算說明如下：

黏土遵守 Terzaghi 單向壓密理論，參考 Helm(1984)提出之土層有效應力控制方程式如式(5-1)

$$S_{sk} \frac{\partial P'}{\partial t} = K \frac{\partial^2 P'}{\partial Z^2} \quad (5-1)$$

P' ：粘土層在垂直方向因地下水位變化造成之有效應力

S_{sk} ：土壤之架構壓縮性參數 (Skeletal compressibility)

K ：土壤垂直方向之水力傳導性參數或滲透性參數 (vertical hydraulic conductivity or permeability)

因為有效應力邊界相當複雜，所以應用有限差分法求解式(5-1)，選用可無條件穩定之 Crank-Nicholson 隱性差分方法，建立土層內部有效應力與時間之變化關係矩陣，以高斯消去法 (Gaussian elimination) 解矩陣，而獲得不同時間不同位置之有效應力值。再將土層內部之有效應力變化量代入式(5-2)，即可求得黏土層之總壓密量。

$$\Delta H_{cumulative} = \int_0^t \frac{\partial(\Delta H)}{\partial t} dt = \int_0^t \int_0^b \frac{\partial \varepsilon}{\partial t} dz dt = \int_0^t \int_0^b S_{sk} \frac{\partial(\Delta P')}{\partial t} dz dt \quad (5-2)$$

ΔH ：單位時間沉陷量

ε ：單位厚度應變量

z ：土層厚度

t ：時間



黏土質地層受力後之壓密會有時間延遲現象，其壓密過程與孔隙水壓消散之快慢有關，而影響孔隙水壓消散之因子包括土壤之透水性及體積之可壓縮性，因此在土壤力學中定義一個時間因子(T)來評估不同時間時土壤之壓密程度如式(5-3)

$$T = c_v * t / (H/n)^2 \quad (5-3)$$

T：時間因子

t：時間

c_v ：壓密性係數

H：黏土層厚度

n：垂向排水方向數(單向為 1，雙向為 2)

式(5-3)中之 $c_v = k / (\gamma_w * m_v)$ ，k為垂向透水係數， m_v 為體積壓

縮係數， γ_w 為水的單位重；而 $m_v = \Delta\varepsilon / \Delta\sigma$ ($\Delta\varepsilon$ 為土層壓縮應變增量， $\Delta\sigma$ 為壓縮有效應力增量)， $\Delta\sigma = \Delta h * \gamma_w$ (Δh 代表地下水位下降量)，因此 $c_v = k / (\Delta\varepsilon / \Delta h)$ ，參考圖 4-12 之地層貯蓄變化觀念 $S_{sk} = \Delta\varepsilon / \Delta h$ ，所以 $c_v = k / S_{sk}$ 。式(5-3)可改寫為 $T = (k / S_{sk}) * t / (H/n)^2$ ，本模式應用上式評估黏土層之壓密量延遲效應。

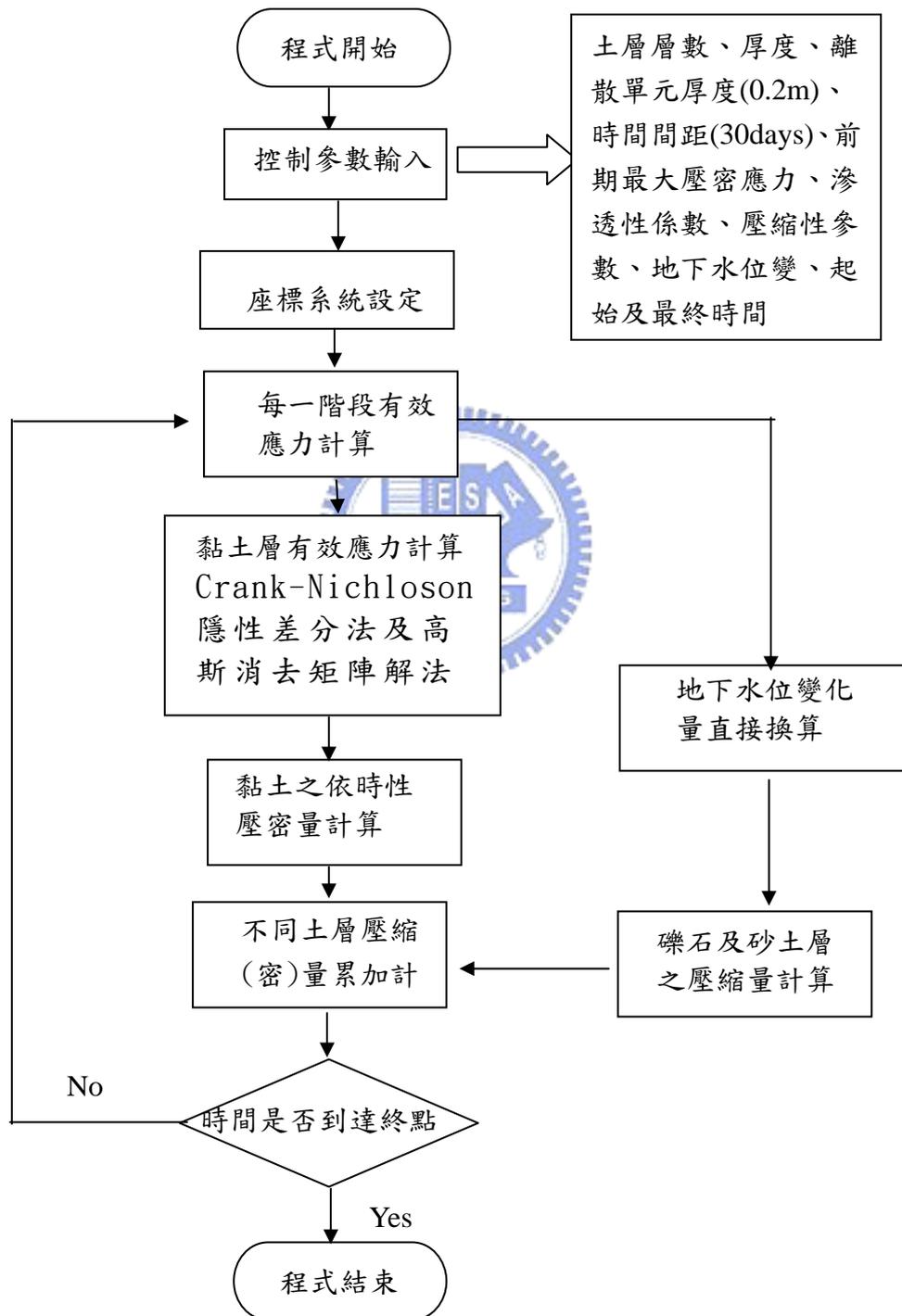


圖 5-1 現地土層地層下陷量計算流程圖

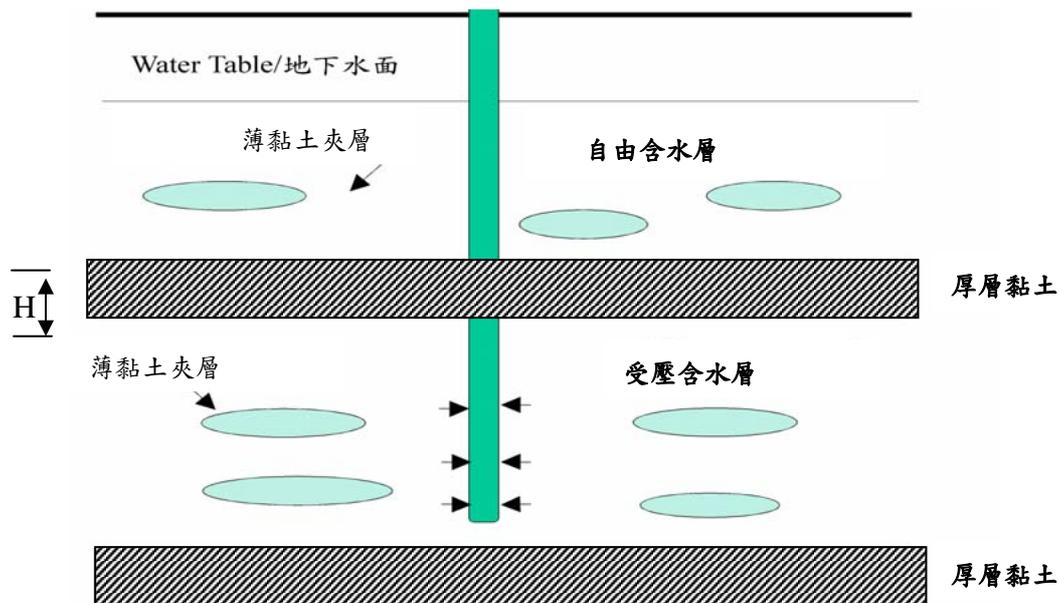


圖 5-2 現地土層簡化示意圖

現地的土層中若僅有單層黏土，則應用上述流程即可求得其依時之壓密量，多層時可以分開計算再依時間累加。但是若地層中之薄黏土數量實在太多(如圖 4-1)，逐層輸入資料及分析將花費甚多時間，基於模式應用之實用性，Helm(1969)提出土層加權平均法(Weighted Average)之概念，若某一含水層中間夾相當多層之黏土薄層時，可利用式(5-4)化算成等值單層，這可大量減少計算時間並提升程式之計算效率，因此本數值計算模式亦引進此概念處理厚含水層中之複雜薄黏土夾層之壓密量計算。

$$H_{\text{equivalent}} = 2 * (\sqrt{((H_1/2)^2 + (H_2/2)^2 + \dots + (H_n/2)^2) / n})^2 \quad (5-4)$$

n: 黏土夾層數

H_i: 各單層薄黏土之厚度 i=1, n

5-2 地層壓縮參數評估及篩選

對於以理論法評估抽水引起之地層下陷趨勢，除了應瞭解地下水位變化而引起之有效應力變化外，土層之壓縮參數是最重要的控制因子。傳統上以室內試驗取得土壤壓縮參數的方式，經證

實與實地觀測成果有很大的差異，且在複雜的沖積地層區亦因無法取得代表性高的土壤樣品而無法獲得正確之地層參數，因此利用一段現場實測結果回推地層之參數是較為合理的作法，而因為回推之參數可能不只一組，因此需以最佳化方法來找出最接近實際觀測值的參數。最佳化方法即是根據一目標函數如式 5-5，在符合限制條件 $G(X)$ ，找到一組決策變數 (X_1, \dots, X_n) 使目標函數 F 值最大或最小。

$$\text{Max (Min) } Z = F(X_1, X_2, \dots, X_n) \quad (5-5)$$

$$G(X_1, X_2, \dots, X_n) \leq b_1$$

$$F(X) = \text{目標函數}$$

$$G(X) = \text{限制式}$$

$$X_1, \dots, X_n = \text{決策變數}$$

$$b_1, \dots, b_m = \text{右端常數}$$

搜尋最佳決策變數之方法可分為微積分法 (calculus-based)、點數法 (enumerative) 及隨機法 (random) 三類 (Goldberg, 1989)。微積分解法為根據聯立方程式求目標函數為零之變數解，此法較適用於變數較少之情況，而且所得之變數解常常僅是局部之最佳解 (Haupt, 1998)。點數法是詳細代入有限區間或離散之無限區間內的每一個變數來找尋目標函數的最大(或最小值)，此法雖然可能找到全域之最佳值，但需耗費相當長的搜尋時間較缺乏效率。隨機搜尋是隨機搜尋全域之變數，找到全域最佳解的可能性較大，但仍然需有較長的搜尋過程，因此需配合適當的演算法以增加效率，遺傳演算法 (Genetic Algorithm) 便是應用性頗廣的方法，其具有以下幾項優點：

1. 適用於連續或非連續變數之最佳化。
2. 不需要瞭解資訊來源。

3. 同時全面進行搜尋。
4. 可以平行計算
5. 可跳出局部化限制獲得全域最佳值。
6. 提供一連串最佳參數組，而非只有一組解。
7. 可以使用於數值產生參數、實驗參數或解析函數。

本文提出之現地土層抽水沉陷評估模式，需推求之地層壓縮參數，包括礫石層之彈性壓縮係數(S_{keg})、砂土層之非彈性壓縮係數(S_{kis})、黏土之彈性及非彈性壓縮係數(S_{kec} 及 S_{kic})以及黏土之垂向滲透性係數(k_{vc})和前期最低有效應力(以等值水位表示為 h_{pmax})等，因為參數數量較多，為兼顧效率及效果，選擇遺傳演算法進行現地土層參數之篩選。遺傳演算法係由John Holland於1975年首度發表，經過了多年的發展，遺傳演算法被證明為一有效的最佳化的搜尋方法。

5-2-1 遺傳演算法之基本概念及其特點

遺傳演算法基本概念乃根據達爾文進化論中「物競天擇，適者生存」(survival of the fittest)的演化機制發展出來，藉由模仿大自然生物演化的現象，親代染色體(chromosome)所產生的子代染色體會繼承親代雙方某部分的基因(gene)，如果子代染色體適應環境的能力較強，存活機會較高，而更有機會繼續繁衍優秀的後代，較適應環境的基因也因此保留下來。

5-2-2 遺傳演算法之運算

遺傳演算法之每一個個體稱做染色體(chromosome)，每一染色體的基因值是由隨機(random)產生，而每一世代的染色體所形成的集合稱做族群(population)。在每一世代中每一個染色體互相競爭，其較適合生存環境的有較高的適合度 (fitness)，選擇

(selection)有較高適合度 (fitness) 的染色體複製出較多的染色體，然後從其中選擇配對並交配(crossover)產出下一代，以期產生適合度值(fitness)更高的下一代。而為了避免錯過某些優良的基因，也可以加入突變(mutation)處裡，來產生出更有用的個體，但通常突變率是很低的。如此一代一代的演化下去，將產生適合度值(fitness)很高的染色體，此染色體便是我們需要的解。圖 5-3 為演算流程圖(詹明修等，2004)，本文選用之遺傳演算法之工具軟體為美國伊利諾大學 David L. Carroll 發展之演算軟體。

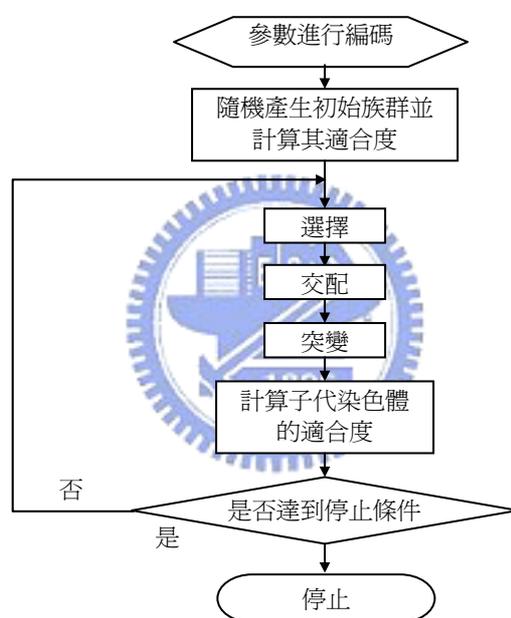


圖 5-3 遺傳演算法演化流程圖(詹明修等，2004)

(1)編碼(encoding)

遺傳演算法把問題的解答組轉換成一個染色體，稱之為編碼(encoding)，目前常用的編碼方式有二位元編碼、文字編碼(alphabet)、實數編碼(real-valued coding)及由二位元編碼改良的灰階編碼(gray coding)等方式。本文使用二位元編碼(binary coding)，將所有待參數編碼成由 0 與 1 組成的數串(類似自然界中生物的遺傳基因)，數串的總長度視參數的個數與參數分割

的密度而定。以一具有上下限之參數範圍而言，下限對應到每個位元為 0 的數串，而上限對應到每個位元為 1 的數串。參數雖以 0 與 1 的數串組成，但在計算目標函數值時，需先將其轉成實數值再帶入目標函數中。若一個參數的上下限與其對應的數串長度已知，則其最小解析間隔就被決定。例如數串長度為 10 位元的參數，其最小解析間隔等於上下限的差值除以 $2^{10}-1$ ，由此亦可看出字串長度越長，最小解析間隔就越小，亦即解析度越高。但是無限制地提高參數的解析度，將會嚴重影響搜尋的效率。因此，解析度與效率間的取捨，視問題對時間與精確度的要求而定，本文在進行搜尋時數串之長度設為 12~14 位元。

(2) 適合度及目標函數

適合度函數就如同大自然環境，用來衡量每個染色體生存能力的分數，而這個分數就是適合度；有高適合度的染色體具有較佳的生存能力及具有較高繁衍後代的機率，較低適合度的染色體則反之。

故當目標函數欲求得最大值時，此時的某組解組合的目標函數值較大，那就可以說這個解組合的優良程度高，給予較高的適合度；反之若目標函數為求最小值，目標函數越小越好，某組解組合的目標函數值較小，應給予較高的適合度。大多數處理目標函數最小化採用的方式為將目標函數值倒數處理轉換為適合度。

本文為根據地層中不同土壤累積壓密沉陷之現場實測資料，評估不同土壤之最佳壓縮參數組合。因此目標函數設定為一組計算值與實測值之標準差函數 $\Phi\{x\}$ 如式(5-6)，將找尋目標函數之最小值。

$$\Phi\{x\} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n [U_i(\{x\}) - V_i]^2}{n}} \quad (5-6)$$

其中 $U_i(\{x\})$, ($i=1,n$) 為 n 個經圖 5-1 計算流程所得之沈陷量，已考慮黏土層之壓密延遲效應， V_i , ($i=1,n$) 則為 n 個對應的實際量測沈陷值， $\{x\}$ 為與壓密沈陷相關的地質材料壓縮參數，分別為黏土之透水係數 (k_{vc})、非彈性壓縮參數 (S_{kic}) 及彈性壓縮參數 (S_{kec})，礫石層之彈性壓縮參數 (S_{keg}) 及砂土層之非彈性變形參數 (S_{kis})。

(3) 選擇

經過了編碼運算產生了一固定族群的母代解組合並計算其適合度後，選擇是複製、交配與突變等運算元的前置步驟。選擇機制會選出在原本族群中適合度較高的染色體，因為表現較好，有較大的機會保存下來或是有較大的機率進行交配。常用的選擇方法有輪盤法 (roulette wheel selection)、菁英策略 (elite strategy) 及競賽法 (tournament selection)：

- 輪盤法

族群中每個染色體的適合度在輪盤上都有相對應的面積，該面積代表被選中的機率，面積越大者被選中的機率越高。

- 菁英策略

強迫每一代中保留一定數量的最佳染色體直接複製到下一代。若這些染色體沒有保留下來，它們可能因交配或突變運算而消失。Do Jong (1975) 及 Goldberg (1989) 認為菁英策略對遺傳演算法的搜尋效率有顯著的改善。

- 競賽法

隨機任選兩個染色體比較，適合度較高者被選出放入交配池，適合度較低的淘汰，然後兩個染色體放回族群中，再重新選出兩個染色體參加競賽，直到交配池中的個體數達到需求。

本文選用之選擇方法為競賽法。

(4)複製

有好幾種複製方法曾用於基因演算上。最早の子代產生方式是根據父代的適應程度而定，適應程度越高者，產生較多的後代的機率比較大。父代的適應程度可根據其適應值來量化，以決定每次產生子代時抽中當父代樣本的機率，適應程度越高者可分配到越高的機率，父代樣本的選取方式可用簡單的隨機選取方式進行。子代的產生方式是每次選取一對父代樣本做為下一階段演算（交換與突變）的同組基本成員，直至所需的人口數達到為止。例如每代有 10 人，每次以機率式的隨機選取方式選出一對父代樣本，如此重複 5 次就有 5 組父代樣本（10 人），然後再進行下一階段的演算，此種複製法稱為整代取代法（generational replacement technique）。整代取代法的缺點是有時適應程度最高的成員反而沒有後代，這是由於雖然適應程度最高者有最高的分配機率，但在複製過程中也可能一次都沒抽中，此將造成優良遺傳基因的中斷。為了改良此缺點，遂產生了菁英策略整代取代法（generational replacement technique with elitist strategy）。此種複製法強迫適應程度最高者成為下一代的父代樣本，使優良基因有機會傳續下去。但後續的交換與突變等運算程序可能將應程度最高者變成適應程度較差者，如此也將中斷優良基因的傳續，此為其潛在的缺點。此種缺點的解決方案之一是一次只取代數個個體（通常為 1 或 2 人）而非全部的個體，此法稱為穩態複製法（Whitley, 1988；Syswerda, 1989）。由以上的敘述可知，整代取代法為穩態複製法的特例，當穩態複製法一次取代所有個體時，穩態複製法就等於整代取代法，本文即使用穩態複製法作為基因複製的方法。

(5)交配

二位元編碼的交配運算元主要做法是將選取的兩個染色體

進行基因交換的動作以產生新的子代。交配的主要目的是希望子代染色體同時兼具父母染色體的優點，但子代亦可能同時也遺傳父母的缺點。較差的子代會在演化的過程中被自然淘汰。二進位編碼時常用的交配方法主要有單點式交配、兩點式交配和均勻式交配等三種。單點交配的概念是由生物界所啟發，即由父母雙方各提供部分染色體互相交換，單點交配的方式為先隨機選取一個切斷點，然後將切斷點後的部分做交換，以形成子代，如圖 5-4 所示。兩點交配的方式與單點交換類似，只是其切斷點有兩個，兩切斷點間為需要交配的部分，如圖 5-5 所示。均勻交配的運作邏輯是先隨機定出決定父代-子代位元擺放之模型，此模型決定哪一個雙親在哪一個位置的位元該擺在第幾個小孩的相對位元上。例如在模型數串中，1 代表父代 1 之位元放在子代 1 的相對位元位置，0 代表父代 2 之位元放在子代 1 的相對位元位置，而子代 2 則從另一個父代獲得相對位置的位元，如圖 5-6 所示。一般而言，數值實驗的結果顯示：均勻交配較兩點交配好，而兩點交配又較單點交配好，因此本文選用均勻交配法作為基因交換的基本原則。

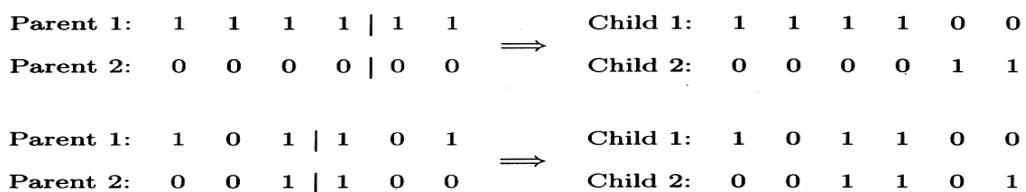


圖 5-4 單點交配的兩個實例

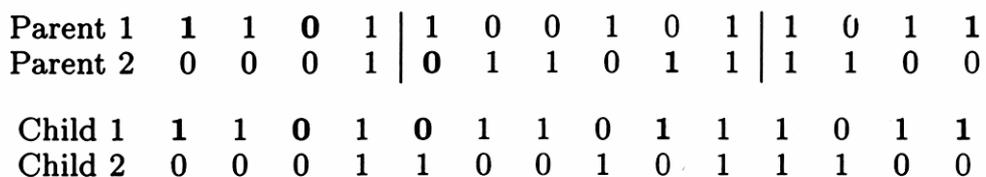


圖 5-5 兩點交配實例

Parent 1	1	0	0	1	0	1	1
Parent 2	0	1	0	1	1	0	1
Template	1	1	0	1	0	0	1
Yields							
Child 1	1	0	0	1	1	0	1
Child 2	0	1	0	1	0	1	1

圖 5-6 均勻交配實例

交配率是設定交配發生的機率，是先決定一隨機變數，如果該隨機變數小於交配率的話，則進行交配，否則就直接複製母代成子代。交配率低則可使族群的基因特性穩定保留，本文設定之交配率為 0.5。

(6) 突變

突變是生物演化不可或缺的一環。而在遺傳演算法中，突變運算元的目的在隨機改變親代基因，使子代擁有親代沒有的特徵，所以就搜尋的角度而言，突變是跳脫局部最佳解的一大利器。二位元編碼中，最簡單的突變，就是根據隨機選擇突變點，再把該突變點的基因反轉(由原本的0變為1，或者由1變為0)。突變是為了得到擁有新特徵的解，也是為了跳脫局部最佳解(local optimal)，但是突變率過高則易使擁有好特徵的解遺失而導致無法收斂的情形。字串中的位元是否突變視其對應的機率參數值而定，此參數的值一般都很低。若機率參數值被設定為0.008，表示有千分之八的突變機率，如圖5-7所示，機率參數值若小於0.008則會突變(如圖5-6中第2列第3行與3列第4行)，新的位元值由隨機產生(如圖上的New Bit這一欄)，但因第2列第3行原位元值為0，而隨機產生的新位元值也是0，故其值不變；然而，3列第4行原位元值為0，而隨機產生的新位元值為1，故3列第4行的

位元值變為1。反之，若機率參數值大於0.008則不會突變，其位元值不用變更。一般遺傳演算法使用的突變率原則為每一代人口數之倒數，如果人口數為100，則突變率為0.01。

Old Chromosome				Random Numbers				New Bit	New Chromosome			
1	0	1	0	.801	.102	.266	.373	-	1	0	1	0
1	1	0	0	.120	.096	.005	.840	0	1	1	0	0
0	0	1	0	.760	.473	.894	.001	1	0	0	1	1

圖 5-7 突變實例

(7)停止條件

遺傳演算法的演化必須設定一個停止條件(stop criterion)，用來判斷演化程序繼續或停止。停止條件通常有兩種，第一種就是設定「停止世代數」，當繁衍代數達到「停止世代數」，則停止演化。第二種就是設定「目標函數值收斂程度」，當目標函數值演化達到預設目標時，則停止演化。本文設定第一種之停止條件，根據案例實際測試，當遺傳演算達到五千代時即已非常穩定，因此本文設定一萬代時即停止運算(參考圖 5-8)。

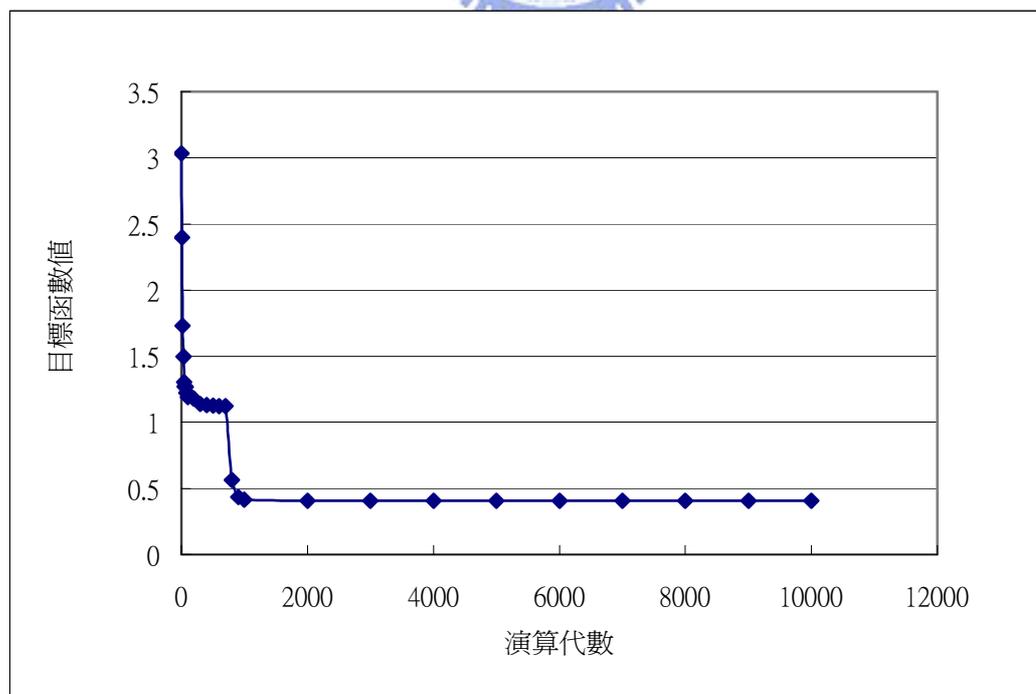


圖 5-8 遺傳演算代數與目標函數收斂程度之關係

5-3 實例測試

本節利用台灣地區之地層下陷井實測分層壓縮資料及分層地下水位資料進行測試，分別針對單一地層及複合地層進行測試。

(1) 單一礫石含水層

在各地層下陷區中，屏東地區擁有最厚之礫石質含水層，尤其枋寮附近地層中已絕大部份屬於礫石層，因為透水係數相當高，地下水位變化瞬間轉化為地層中之效應力變化，因此無時間效應及應力歷史問題，需篩選之參數只有一個 S_{keg} 。測試例位於屏東縣佳冬國小深度 117~185 公尺之地層，及枋寮國中 67~129 公尺之地層，兩地層均以礫石質為主，參數(S_{keg})之最佳化搜尋範圍限制在 $0.0000001\sim 0.00001\text{ m}^{-1}$ 之間，透過遺傳演算法而得之礫石層架構彈性參數最佳化值分別約為 0.0000157 m^{-1} 及 0.00000673 m^{-1} 。兩地點礫石層之架構彈性壓縮參數換算成體積壓縮係數分別約 $1.57\times 10^{-9}\text{ m}^2/\text{N}$ 及 $6.73\times 10^{-10}\text{ m}^2/\text{N}$ ，這與第三章由現場實測資料估算之體積彈性壓縮係數($1\sim 1.3\times 10^{-9}\text{ m}^2/\text{N}$)相當接近，顯示參數評選結果相當合理。

圖 5-9 及 5-10 為枋寮國中及佳冬國小測試含水層民國 85 年 10 月至 92 年 10 月之實測及模擬預測歷線比較圖，其間之吻合程度佳，平均誤差約 5%。

枋寮礫石層(58~113m)

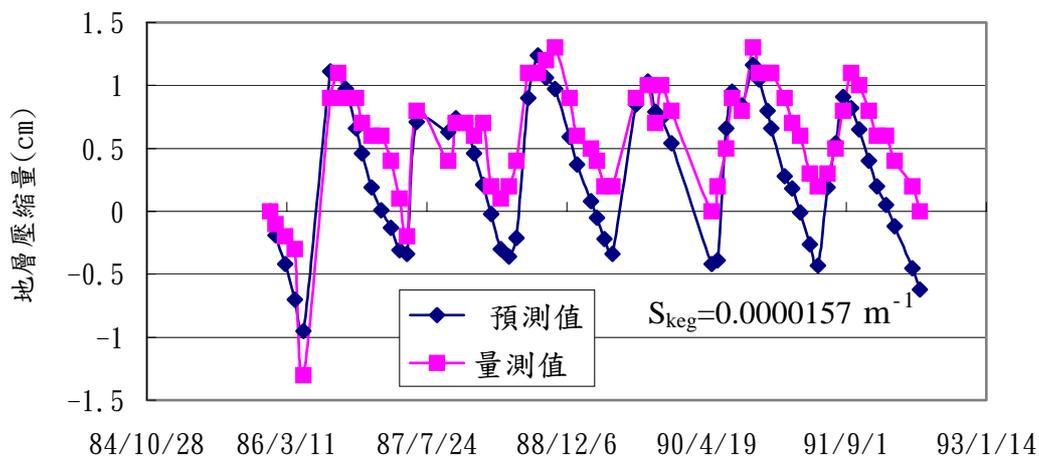


圖 5-9 枋寮國中 58~113 公尺地層實測及模擬計算值歷線比較圖

屏東佳冬國小礫石層(117~185M)

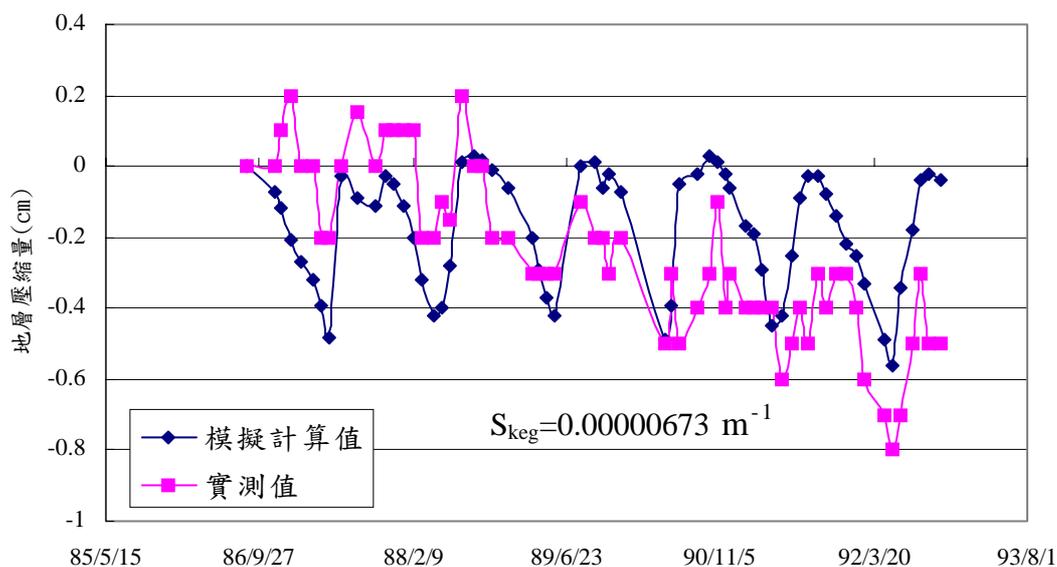


圖 5-10 佳冬國小 117~185 公尺地層實測及模擬計算值歷線比較圖

(2) 單一厚層黏土層

台灣西南沿海地區之厚層黏土層並不多見，以下選擇位於濁水溪兩岸之彰化西港國小及雲林豐安國小之地層進行測試，兩地之測試黏土層深度分別位於 152-172 公尺及 125-156 公尺，其上

下層之土壤屬於砂土層，所以視為雙向排水狀態。兩黏土層因地點及深度相近，推測其基本壓密性質亦應相近，但因其所處之含水層次(含水層二)在兩地之抽用型態相差很大，彰化西港地區之現況為地下水持續受超量使用，水位頻創歷史新低，因此地層處於正常壓密狀態而發生較明顯之壓縮；但豐安國小近五年來水位持續呈現上升趨勢，地層可能已有部份處於過壓密狀態，導致壓縮量逐漸變小(圖 5-11)。

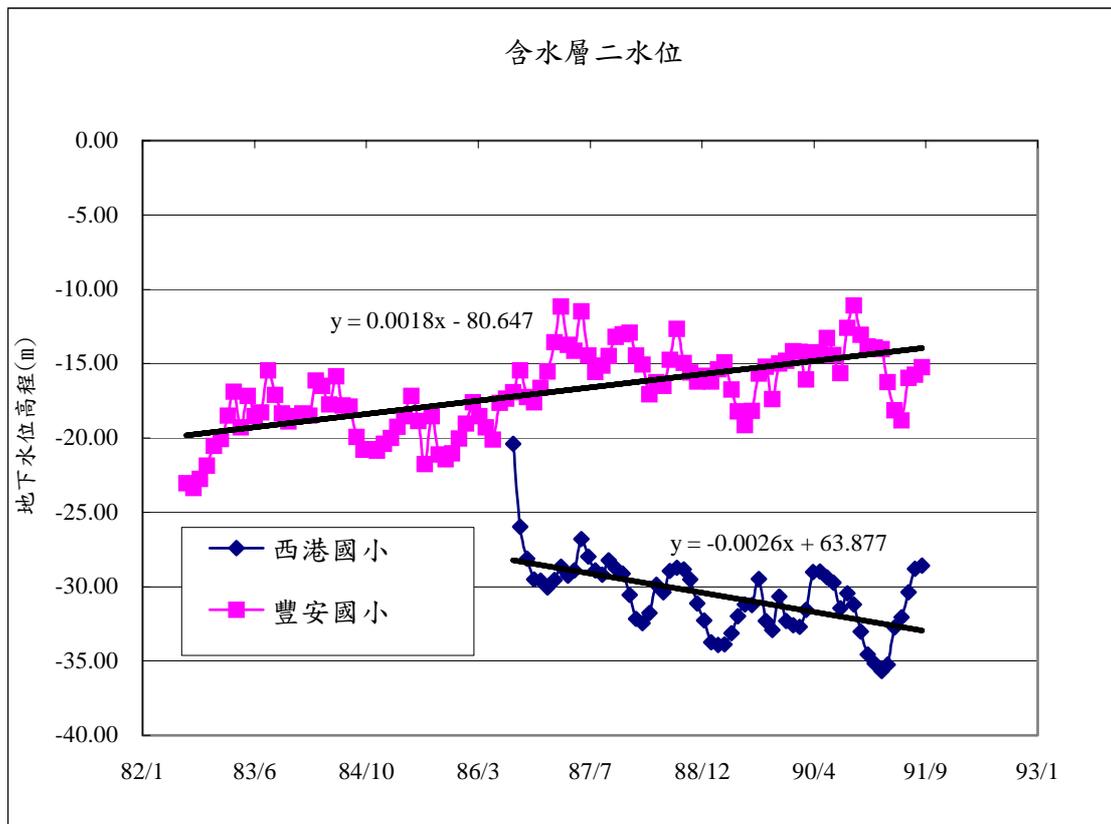


圖 5-11 西港國小與豐安國小之含水層二水位歷線圖

西港國小之主要壓縮地層因為推測屬於正常壓密狀態，且觀測起始點之地下水位高程約-20公尺，因此對於前期最低水位之範圍設定介於零與起始模擬水位值(約-20m)之間，其他參數之限制範圍則合理設定如下： $0.000001 < k_{vc} < 0.01$ (單位:m/year)； $0.000001 < S_{kec} < 0.01$ (單位： m^{-1})； $0.000001 < S_{kic} < 0.01$ (單位： m^{-1})；經由模式執行最佳化之結果，其垂直向水力滲透性係數(k_{vc})約

0.00323 m/year, 地層架構彈性壓縮參數(S_{kec})約 0.000524 m^{-1} , 非彈性架構壓縮參數(S_{kic})約 0.00650 m^{-1} , 前期最大壓密應力相當於水位深度約為-19.7m。

圖 5-12 為西港之模擬計算值與實測值之比較, 其平均誤差僅 3%, 趨勢穩合程度很高。

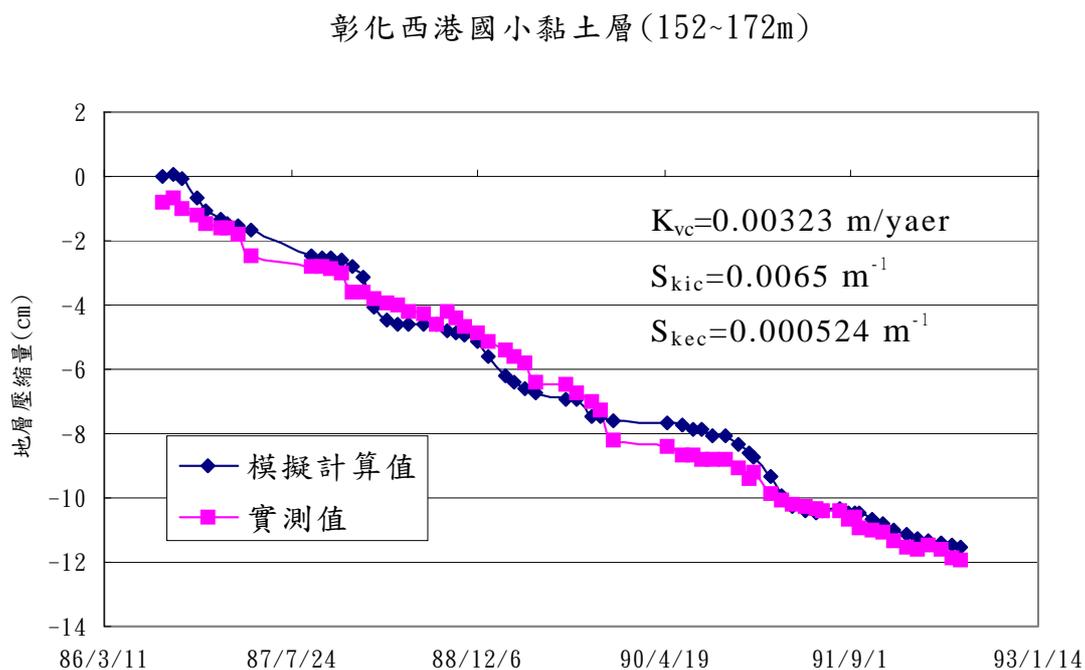


圖 5-12 西港國小 152~172 公尺地層實測及模擬壓縮歷線比較圖

雲林豐安國小因為水位自民國 82 年就已呈現回升趨勢, 且因全區之地下水位下降歷史, 均未發現地下水位有低於-50m之紀錄, 因此假設前期之最低水位可能發生於地表與-50m間。根據最佳化之參數評選結果, 其垂直向水力滲透性係數 k_{vc} 約 0.00015 m/year , 地層架構彈性壓縮參數(S_{kec})約 0.0007816 m^{-1} , 架構非彈性壓縮參數(S_{kic})約 0.0008934 m^{-1} 。

圖 5-13 為比較民國 85 年 10 月至 92 年 10 月之模擬計算值與實測值之比較, 其平均誤差僅 3%, 趨勢穩合程度亦很高。

比較兩測試例之模擬結果，可以發現豐安國小之非彈性及彈性壓縮係數相近，且彈性壓縮係數($S_{kec}=0.0007816 \text{ m}^{-1}$)略小於非彈性壓縮係數($S_{kic}=0.0008934 \text{ m}^{-1}$)，此現象類似黏土之解壓回脹指數(swelling index)及再壓縮指數(recompression index)；且與西港國小之彈性壓縮係數($S_{kec}=0.000524 \text{ m}^{-1}$)相差不大，顯示模擬之結果與第四章之實測資料分析結果相類似近(參考圖 3-31)，該層黏土在彰化地區屬於正常壓密，但在雲林地區屬於輕微過壓密狀態。

另外探討最佳化所選之地質參數的合理性，以地層架構非彈性壓縮參數(S_{kic})而言，其除以 γ_w 即等於土壤力學所定義之體積壓縮係數(m_v)，所以西港國小 m_v 值約 $6.3 \times 10^{-7} \text{ m}^2/\text{N}$ ，此值比現場實測之 m_v 值(參考 3-2-3 節 m_v 約 $6.38 \times 10^{-8} \text{ m}^2/\text{N}$)約大十倍。另外以垂直向透水係數(k_{vc})而言，西港國小約 $1.02 \times 10^{-10} \text{ m/sec}$ (0.00323 m/year)，豐安國小約 $5 \times 10^{-12} \text{ m/sec}$ (0.00015 m/year)，而一般低塑性黏土或粉土之室內透水試驗值約介於 $10^{-8} \sim 10^{-10} \text{ m/sec}$ (水利署，2003)，篩選出之透水係數則有偏小的現象。

(3) 單一厚層砂土層

以彰化西港國小之 60-90 公尺砂土層當測試例，該層屬於中細砂，假設地下水位變化超過 2 公尺(降伏水頭)時即產生完全塑性變形，其地層非彈性壓縮參數(S_{kic})之範圍限制 $0.000001 \sim 0.001$ 之間，經遺傳演算法推求之地層架構非彈性壓縮參數(S_{kic})約 0.000135 m^{-1} ，圖 5-14 為民國 86 年 8 月至 92 年 10 月計算值與實測值之比較，其平均誤差僅 5%，趨勢穩合程度很高。其架構壓縮參數換算成體積壓縮參數約 $1.38 \times 10^{-8} \text{ m}^2/\text{N}$ ，此數值約為利用現地實測之日壓縮量與日水位變化之互制關係(圖 3-32)推求值($5.71 \times 10^{-9} \text{ m}^2/\text{N}$)的二倍，數值雖然有些差距但整體趨勢仍在可接受之範圍。

雲林豐安國小黏土層(126~156m)

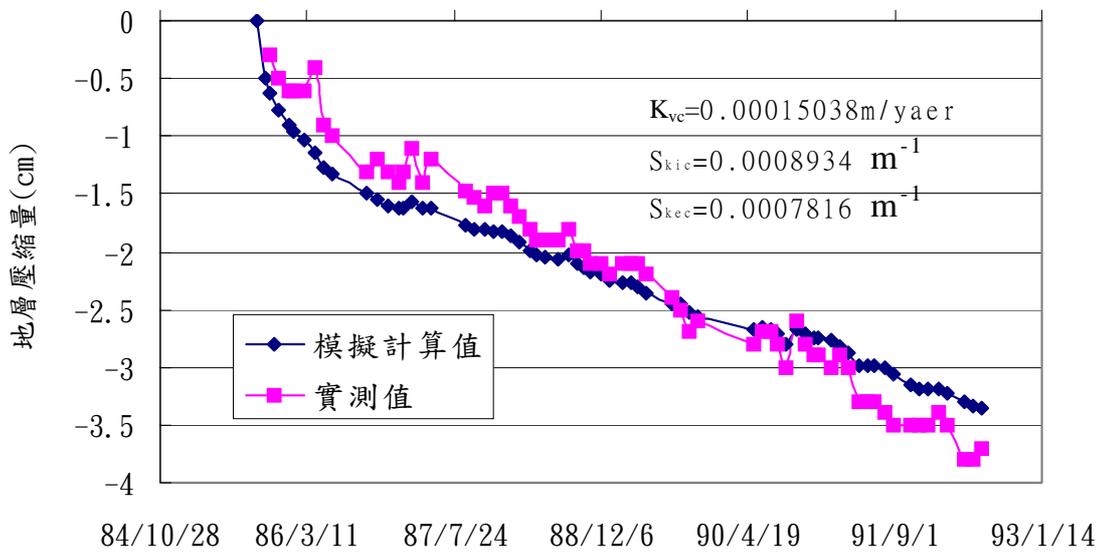


圖 5-13 豐安國小 126~156 公尺地層實測及模擬壓縮歷線比較圖

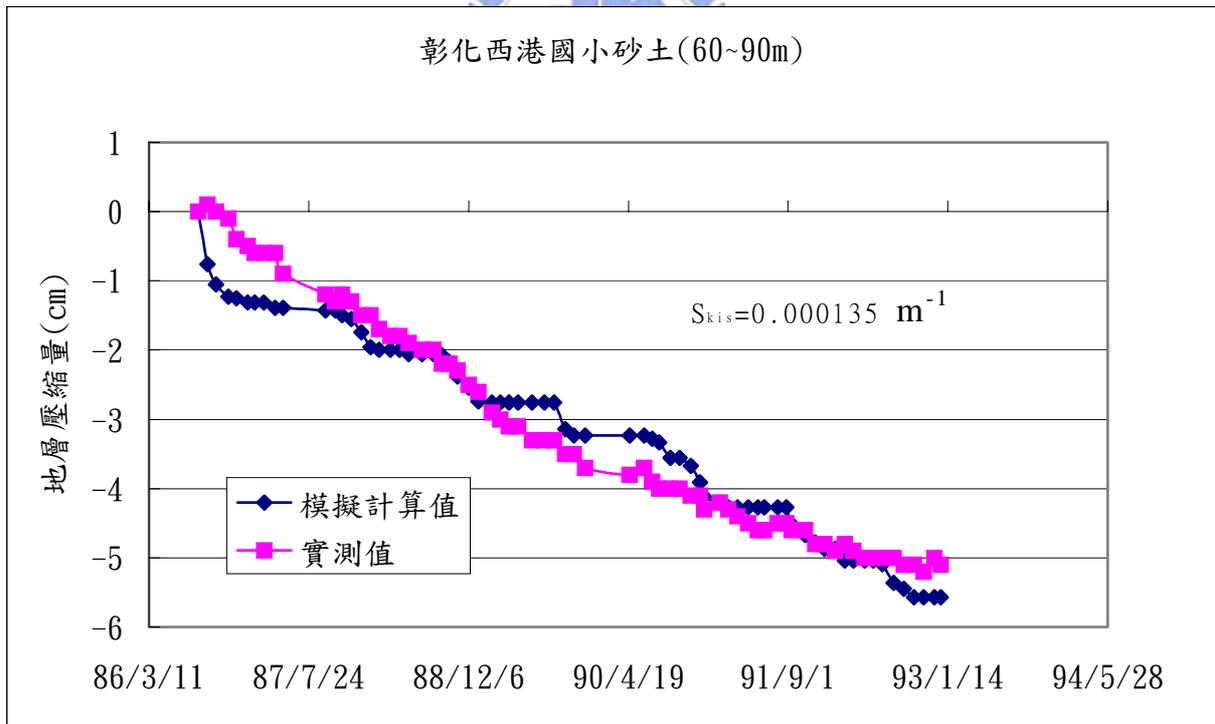


圖 5-14 西港國小厚層中細砂層之模擬計算值及實測值之比較

(4) 複合地層

濁水溪沖積扇沿海地區之地層均很複雜，本文實際選擇雲林

地區之金湖國小(約為概念分層之含水層二的範圍)及屏東枋寮國中地表至深度 200 公尺間之地層進行測試(地層分布如圖 5-15)。

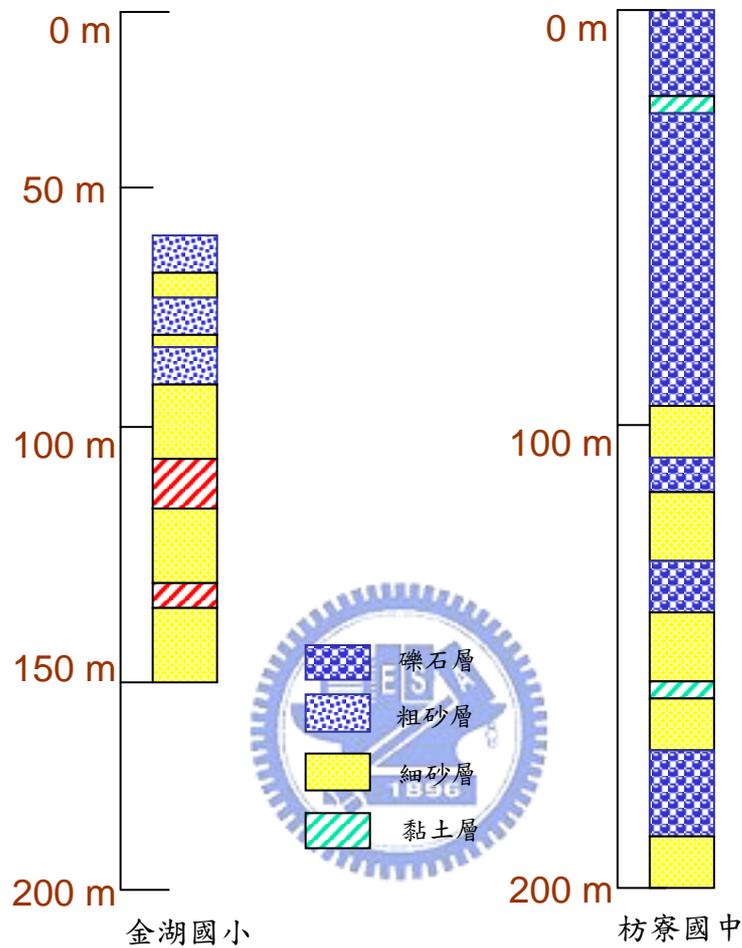


圖 5-15 枋寮國中及金湖國小測試地層分布圖

雲林縣金湖國小之測試範圍內有粗砂層三層、細砂層五層及黏土層二層，黏土之厚度約介於 3~5 公尺，假設各層之地下水位變化均相同，黏土層屬於雙向排水，圖 5-16 為實際地層下陷量及地下水位變化歷線圖，利用模式進行參數最佳化之結果為，粗砂層之彈性壓縮係數(S_{keg})約 $0.00007716 \text{ m}^{-1}$ (m_v 約 $7.9 \times 10^{-9} \text{ m}^2/\text{N}$)；細砂層之非彈性壓縮係數(S_{kis})約 $0.00006971 \text{ m}^{-1}$ (m_v 約 $7.1 \times 10^{-9} \text{ m}^2/\text{N}$)，黏土層之非彈性壓縮係數(S_{kic})約 0.003457 m^{-1} (m_v 約 $3.5 \times 10^{-7} \text{ m}^2/\text{N}$)，黏土層之彈性壓縮係數(S_{kec})約 0.000267

m^{-1} (m_v 約 $2.7 \times 10^{-8} m^2/N$)，其垂直向水力滲透性係數 k_{vc} 約 $0.00005 m/year$ (約 $1.6 \times 10^{-12} m/sec$)，前期最大壓密應力相當於水位約 $-13.9m$ ，以該參數組合配合地下水位變化進行地層壓縮量模擬，圖 5-17 為模擬計算值與實測值之比較，就趨勢變化而言兩者相當吻合，平均誤差低於 5%。

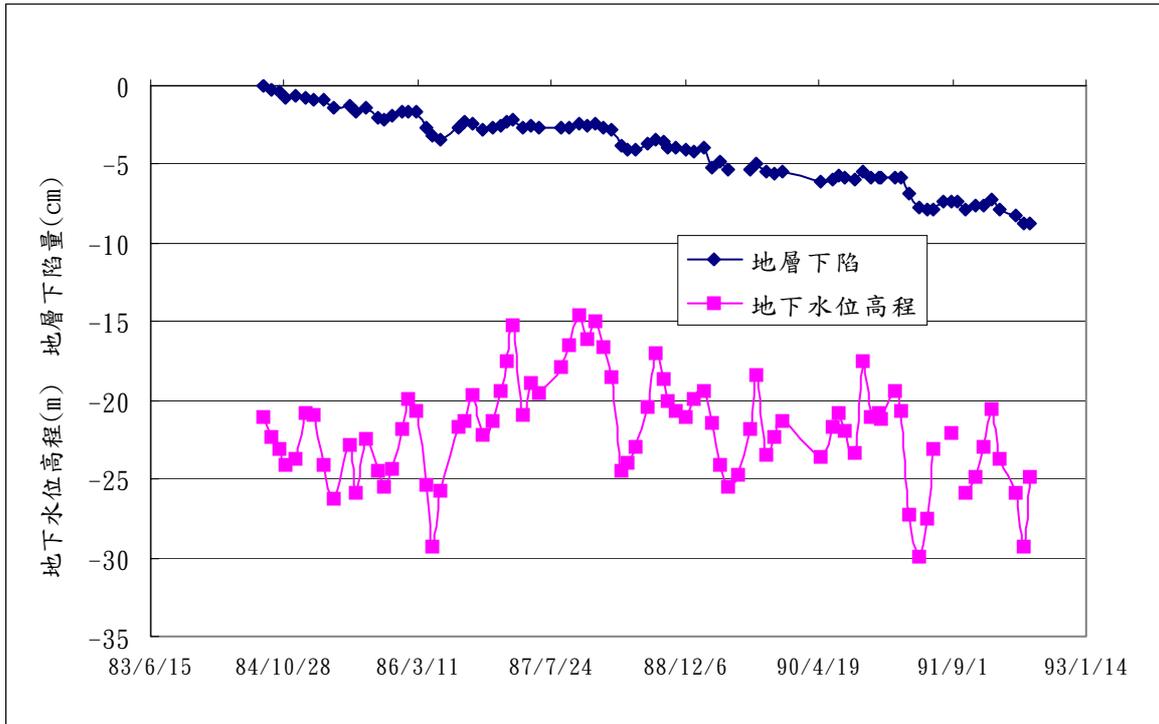


圖 5-16 金湖國小 66~147m 地層實際下陷量及地下水位變化歷線圖

雲林金湖國小含水層(66~147m)

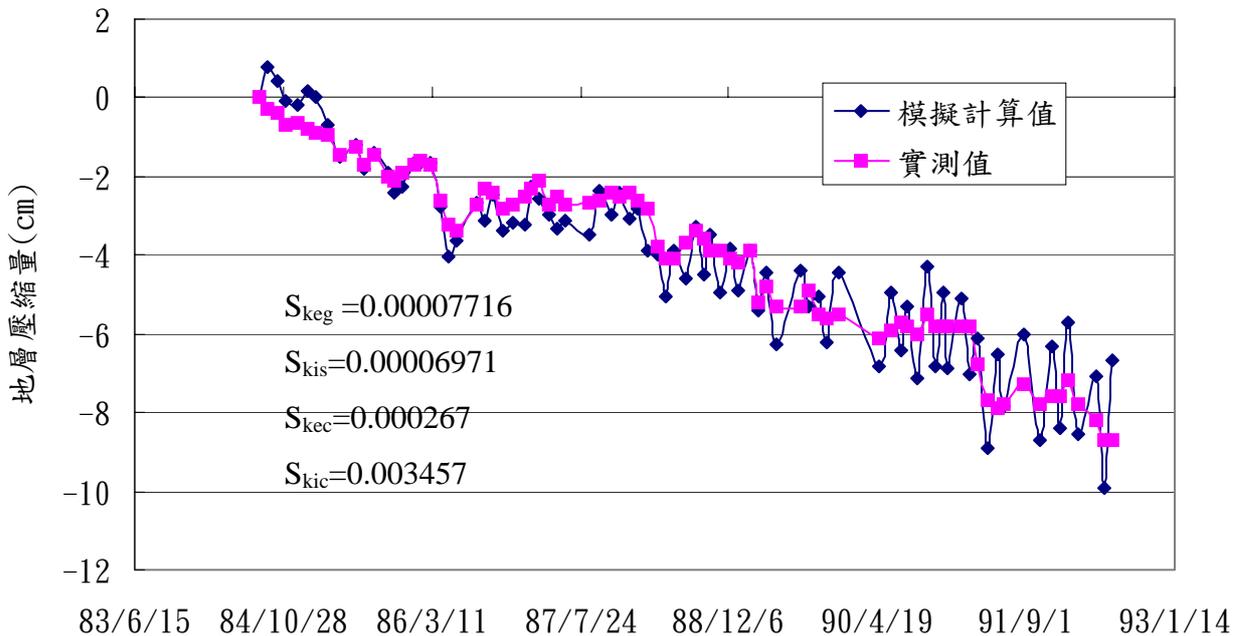


圖 5-17 金湖國小 66~147m 地層壓縮模計算值及實測值之比較圖

另一測試例位於屏東枋寮國中，假設各層之地下水位均相同，黏土層屬於雙向排水，圖 5-18 為民國 86 年 1 月~92 年 6 月地層總下陷量與地下水位高程變化關係圖，利用模式進行參數最佳化所得之最佳參數組合，粗砂層之彈性壓縮係數(S_{keg})約 0.0000140 m^{-1} (m_v 約 $1.4 \times 10^{-9} \text{ m}^2/\text{N}$)；細砂層之非彈性壓縮係數(S_{kis})約 0.0000157 m^{-1} (m_v 約 $1.6 \times 10^{-9} \text{ m}^2/\text{N}$)，黏土層之非彈性壓縮係數(S_{kic})約 0.00223 m^{-1} (m_v 約 $2.3 \times 10^{-7} \text{ m}^2/\text{N}$)，黏土層之彈性壓縮係數(S_{kec})約 0.000118 m^{-1} (m_v 約 $1.2 \times 10^{-8} \text{ m}^2/\text{N}$)， k_{vc} 約 0.000438 m/year (約 $1.4 \times 10^{-11} \text{ m/sec}$)；前期最大壓密應力相當於水位高程 +10.3m。以該參數組合配合地下水位變化進行地層壓縮量模擬計算，圖 5-19 為模擬計算值與實測值之比較，就趨勢而言亦相當吻合，平均誤差低於 3%。

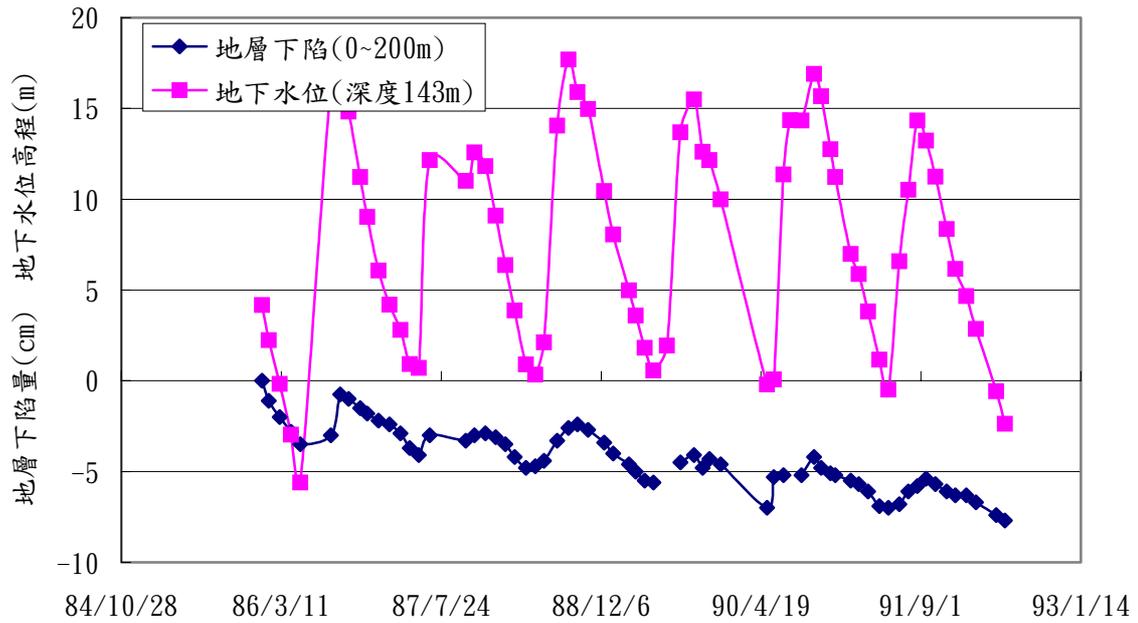


圖 5-18 枋寮國中 0~201m 地層實際下陷量及地下水位變化歷線圖



屏東枋寮國中(0~200公尺)

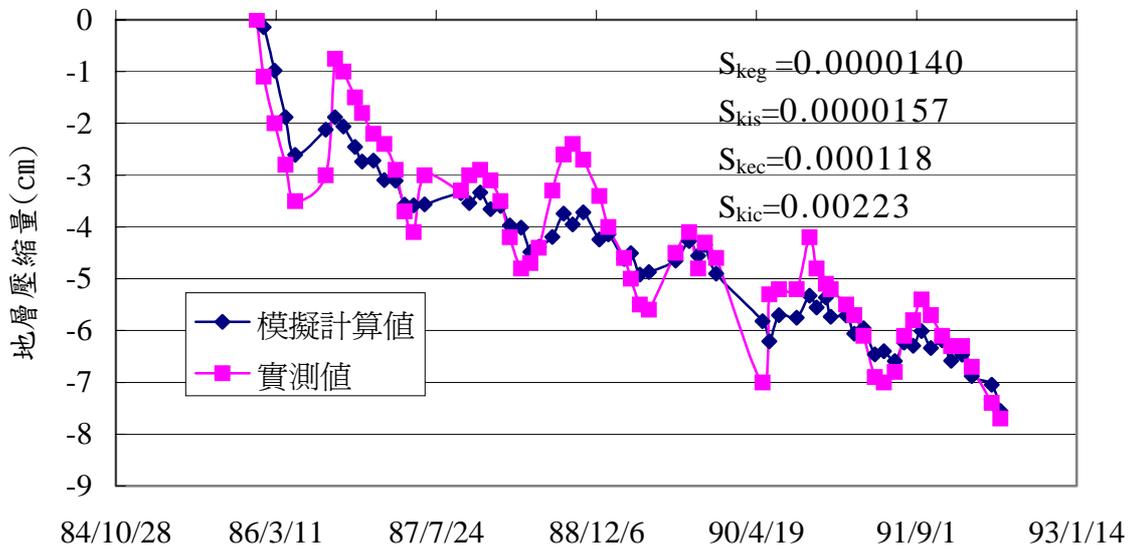


圖 5-19 枋寮國中 0~201m 地層壓縮模擬計算值與實測值歷線比較圖

針對上述兩個測試案例之黏土層的垂直向透水係數(k_{vc})，其值約介於 $10^{-11} \sim 10^{-12} \text{m/sec}$ ，仍屬偏低的數值。

5-4 測試結果之討論

本章所測試的案例中，均假設總應力不變的條件下，因此有效應力增量直接等於地下水位之下降量；但在某些條件下，若自由含水層的地下水位面逐步下降，則地層中總應力將發生變化，此時有效應力變化不直接等於地下水位之變化，而與自由含水層之飽和度及孔隙率有關(程式中已設為常數)，而若要使評估結果更為精確，則應調查自由含水層之孔隙及含水相關參數，以對地層中之有效應力增量進行修正。但近年來濁水溪沖積扇沿海地區之自由含水層因受污染或鹽化，受抽用之程度很低，因此地下水位變化相當小，圖 5-20 為雲林金湖地區之自由含水層與受壓含水層的地下水位高程歷線圖，所以本模式應適用於濁水溪沖積扇之沿海地區。

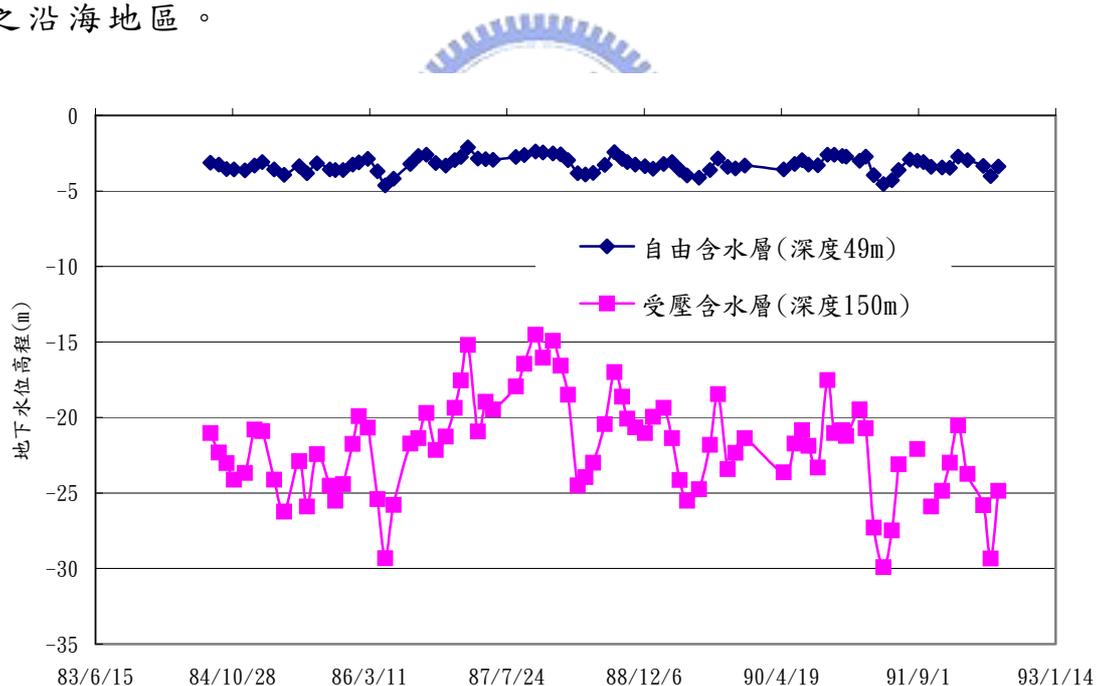


圖 5-20 雲林金湖地區民國 84~92 年自由及受壓含水層之水位歷線圖

對於一處地層下陷區而言，地下水位常是唯一可藉以評估地層壓縮特性之資料；因此 Riley(1969)提出土層架構貯蓄變化概念，假設土層之架構壓縮均只與地下水位變化有關，且呈線性正

相關，本模式以 Riley(1969)提出之概念為基礎，正是著言於其實用性。但是就黏土層而言，根據土壤力學之室內試驗結果，顯示黏土層之壓密與有效應力直接變化值之關係並非純線性，而與應力之對數值(log scale)有較好的線性關聯，Jorgenson(1980)曾研究其間之差異性，發現土層架構壓縮參數與土壤力學所定義之黏土壓縮參數關係如式(5-7)，

$$S_{sk}=0.434 \times C_c \times \gamma_w / p' \times (1+e_0) \quad (5-7)$$

其中 C_c 為壓縮性指數

γ_w 為水的單位重

p' 為土層中心之有效應力

e_0 初始孔隙比

Leake(1991)曾以上述二種不同定義之壓縮參數計算同一黏土層壓密量，其間之差異關係如圖 5-19，可發現其差異隨著有效應力的增加而變大，土層中之有效應力增加一倍時，其誤差量可達到約 45%。因此對於實際地層而言，將以淺層黏土產生之誤差較大。對於深層黏土，以西港國小深度 152~172 公尺之黏土而言，假設地層浸水單位重均為 98 kN/m²，其因地層引起之有效應力約為 1.6Mpa，而因每一周期地下水下降量最大並未超過 10 公尺，換算成有效應力增量約 0.1Mpa，相當於有效應力增加 6%，根據圖 5-21 查得其間之誤差值低於 3%，因此本模式較適用於深地層之壓縮行為評估。

本論文應用遺傳演算法進行多個地層參數之優選，因參數項次多，彼此會交互影響優選過程，若未對參數範圍進行合理化之限制，優選出之參數可能不具任何物理上之意義，因此在各測試案例中均已地質參數的搜尋範圍，根據實際測試之結果，礫石層(含粗砂)及砂層之參數值較接近現場之實際量測值；而黏土層(含粉土)之體積壓縮係數高於實測值，垂直向透水係數則明顯低於

常出現之範圍，因此雖然測試期間預測值與實測值之趨勢吻合程度不錯，但因透水係數明顯偏低，將導致土層受壓後變形延遲時間變長，黏土之延遲效應受式 5-3 所控制，當壓縮參數越大或垂向透水係數越小時，黏土層之壓縮時間將變長，亦即若使用遺傳演算法推求參數所計算之黏土壓縮完成時間將較實際上為長，所以評估之結果有可能會高估地層下陷之延續趨勢。

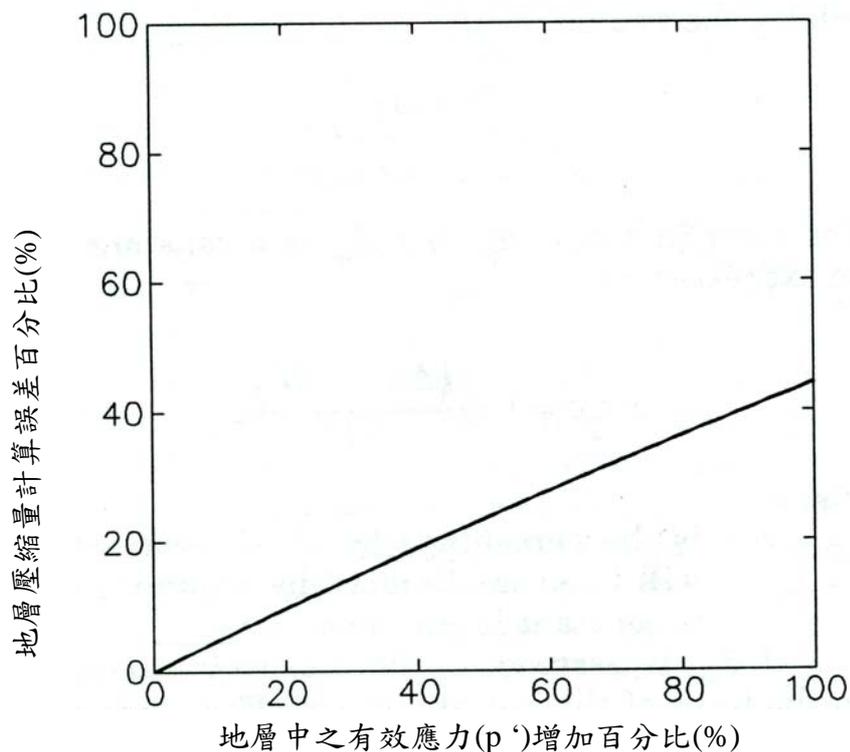


圖 5-21 以純線性及半對數應力關係求得之地層壓縮參數估算之地層壓密度差異比較(Leake,1991)

六、結論與建議

本論文探討現代沖積地質區之現地土層的抽水沉陷行為，藉由對實際案例的探討，歸納以土壤力學為基礎之現地土壤壓縮模式，並建立可模擬地層下陷行為之單向度數值程式，其特點為視砂土層具有塑性壓縮特性，並結合遺傳演算法進行地層壓縮參數之優選，經以現場實測資料進行測試，初步顯示模式對於實際地層之抽水沉陷行為具有不錯的模擬效果。以下除將研究成果提出總結外，並針對未來可繼續探討之方向提出建議。

6-1 結論

1. 現代沖積地質區是發生超抽地下水導致地層下陷之高潛能區，因現地土層組構複雜，試驗室無法可靠且完整分析其行為，常需透過現地監測及試驗來釐清土層之實際壓縮機制，本文透過濁水溪沖積扇及屏東平原之現地監測實例，分析地層之應力-應變互制關係，歸納出在地下水位之變動影響下，礫石層(含粗砂)為完全彈性變形、砂土層(中細、砂)則出現塑性變形反應。黏土層之壓密特性符合土壤力學之 Terzaghi 單向壓密理論，在濁水溪沖積扇，彰化大城鄉附近之黏土層目前仍處於正常壓密階段；但雲林海岸地區因地下水位長期平均趨勢已上揚一段時間(約 5~7 年)，以往變形嚴重之黏土層已進入過壓密階段，壓縮情形雖仍持續但量已變小。屏東地區之地層因礫石及粗砂的比例很高，在地下水位變化過程中，地層之回脹現象主要由礫石或粗砂層貢獻；而其每一次應力循環周期留下之塑性變形量是由地層中粉黏土層或中細砂層所產生，因林邊溪出海口擁有全區最厚之細粒料組成地層，使其一直是當地之下陷中心，近年來雖然地下水位仍劇烈上下變動，但長期之年平均趨勢亦均上揚，地層已處於部份過壓密之狀態，可壓縮性越來

越小。

2. 鑑於地下水位變化及地表沉陷資料是多數地層下陷區之僅有資訊，本論文在建立現地土層之概念壓縮模式時，參考Riley之地層架構貯蓄量變化概念(skeleton storage change)，建立地層應變量與地下水位變化量之線性關係式，模式共包含以下之地層壓縮係數，分別為礫石(或粗砂)層之彈性壓縮係數(S_{keg})、砂土(中細砂)層之非彈性壓縮係數(S_{kis})、黏土(或粉土)層之彈性壓縮係數(S_{kec})及非彈性壓縮係數(S_{kic})、黏土(或粉土)層之垂直向透水係數(k_{vc})、前期最低地下水位(h_{pmax})。根據上述概念並已建立Fortran語言數值模式，對於黏土(或粉土)層之壓密延時行為使用Crank-Nicholson隱性差分法求解孔隙水壓的變化，該方法可無條件穩定收斂，適用於不同觀測時間之地下水位資料(時水位、日平均水位、月平均水位、年平均水位等)。
3. 遺傳演算法被應用於地層壓縮參數之篩選，本文選用二位元編碼(binary coding)，將所有待定參數編碼成由0與1組成的數串，以競賽法挑選較優良親代基因，使用穩態複製法複製染色體，並進行均勻交配，交配率定為0.5，演化停止代數定為一萬代。經以現場實測資料進行測試，礫石層(屏東地區)之架構彈性變形係數(S_{keg})約 $0.0000157 \text{ m}^{-1} \sim 0.00000673 \text{ m}^{-1}$ (體積壓縮係數 m_v 約 $1.57 \times 10^{-9} \text{ m}^2/\text{N} \sim 6.73 \times 10^{-10} \text{ m}^2/\text{N}$)，這與由現場實測資料估算之體積彈性壓縮係數($1 \sim 1.3 \times 10^{-9} \text{ m}^2/\text{N}$)相當接近。砂土層(彰化大城地區)非彈性壓縮參數(S_{kis}) 0.000135 m^{-1} (體積壓縮係數約 $1.38 \times 10^{-8} \text{ m}^2/\text{N}$)，略大於現地監測資料分析結果(體積壓縮係數約 $5.71 \times 10^{-9} \text{ m}^2/\text{N}$)。黏土層(彰化大城地區)其垂直向水力滲透性係數(k_{vc})約 0.00323 m/year ，地層架構彈性壓縮參數(S_{kec})約 0.000524 m^{-1} (m_v 值約 $5.3 \times 10^{-8} \text{ m}^2/\text{N}$)，非彈性性架構壓縮參數(S_{kic})約 0.00650 m^{-1} (m_v 值約 $6.6 \times 10^{-7} \text{ m}^2/\text{N}$)，前期

最大壓密應力相當於水位深度約為-19.7m，經與實測資料分析結果比較，地層變形係數明顯大於實測值，而垂向透水係數則明顯低於一般土層之範圍。

4. 針對各個測試實例，以遺傳演算法篩選之地層壓縮參數代入模式計算之地層下陷量與實測值之平均誤差均在 3~5%，初步顯示其對抽水引起之地層下陷行為有不錯的模擬效果。

6-2 建議

1. 現場監測及試驗設備因為成本高，無法進行大量的施設，設置前應有完整之設置規劃，以提高量測資料的可靠度；且應設於下陷最大之地點，以確保儀器可監測最明顯之土體變形過程，有利於後續相關土壤特性之分析。
2. 本論文將土層之壓縮與有效應力假設為線性變化，這對黏土之壓密量評估確實會產生誤差，因為根據土壤力學原理，黏土之壓密與有效應力之對數值有較好之線性關係。因此將來考慮修正模式中黏土部份之壓縮參數之定義，使其可隨有效應力變化，以更真實評估地層之壓縮性。
3. 限於實測資料之觀測頻率，本論文主要以月平均地下水位變化作為地層中有效應力變化之分析依據，這對於排水較慢之黏土層影響性可能較低，但砂、礫石之孔隙水壓變化相當快速，月平均水位可能無法反應地層之快速壓縮行為，因此未來將再探討使用日水位資料評估砂、礫石層之變形之可行性。
4. 本模式目前未考慮地層之不均質性問題，但同一種土層隨著沉積深度不同理應會有不同的壓縮性，因此這也是未來模式功能的修正方向。
5. 本論文應用遺傳演算法進行多參數(目前為六個)之優選，雖然

可評選出全域之最佳值，但因參數彼此間之交互影響複雜，實際搜尋過程中需將參數範圍限制於較合理之範圍，但經檢討實際之篩選結果，在黏土部份壓縮係數及垂向透水係數均與常態範圍有較明顯差異，雖然表面上模擬與實測之趨勢吻合度不錯，但實質上仍有差異，而其差異性值得後續加以探討。



參考文獻

1. 中央地質調查所，1999，台灣地區地下水觀測網地一期計畫-濁水溪沖積扇水文地質調查研究報告。
2. 中央地質調查所，2002，台灣地區地下水觀測網地一期計畫-屏東平原水文地質調查研究報告。
3. 工研院能資所，2000，台灣地區地層下陷監測調查分析，經濟部水資源局。
4. 工研院能資所，2001，台灣地區地層下陷監測井之施設及其試驗分析，經濟部水利署。
5. 工研院能資所，2003，台灣地區地層下陷之監測、調查及分析(3/4)，經濟部水利署。
6. 台灣省水利處，1997，『屏東縣沿海地區地盤下陷檢測報告』，農委會補助計畫86科技-1.10-林-18(1)。
7. 台灣省水利局，1994，台灣西部暨宜蘭沿海地區地盤下陷檢測計畫—彰化沿海地區地盤下陷檢測計畫。
8. 台灣省水利處規劃總隊，1997，雲林縣沿海地區地盤下陷檢測計畫報告。
9. 李德河、紀雲曜、田坤國，1993，高雄縣永安鄉沿海地區地質調查及地盤變動第三期觀測工作期末報告(中油公司委託專題研究計畫成果報告書)。
10. 赤井浩一、李德河，1996，關西國際機場之建設與海底地盤之研究，中日工程技術研討會公共工程組論文集。
11. 余水倍，1994，八十三年度台北盆地地下地質與工程環境綜合調查研究-活動斷層及地盤下陷水準測量，經濟部中央地質調查所，60p
12. 沈向白，1992，雲林縣沿海地區六鄉鎮地下水調查研究，經濟部

13. 林美聆、王泰典，1995，台北盆地因超抽地下水導致之地盤下陷研究，中國土木水利工程學刊，第7卷，第2期，pp.121~131。
14. 徐享崑、蘇瑞榮、李友平、范致豪，1998，屏東平原地下水資源之供需，屏東平原地下水及水文地質研討會論文集，pp.15-30。
15. 洪偉嘉，2003，GPA測高技術應用於地層下陷監測，地層下陷監測技術研討會論文集。
16. 紀雲曜，1997，高雄縣永安沿海地區沖積層下陷及其潛能評估方之研究』，成大土研所博士論文。
17. 吳樂群，2001，沉積物與沉積環境分析及地層對比研究-嘉南平原，地下水觀測站網整體計畫及地層下陷防治執行方案八十八下半年及八十九年度執行成果發表研討會。
18. 侯進雄、費立沅、賴典章，1998，屏東平原之GPS測量調查研究，屏東平原地下水及水文地質研討會論文集，pp.239-251
19. 許澤善，1997，雲林地區地層下陷之預測，地下水觀測網暨地層下陷防治計畫成果發表會論文集，pp.167-182。
20. 國立成功大學水工試驗所，2003，彰化、雲林地區歷年地層下陷原因探討與對策研擬，經濟部水利署。
21. 葉宏德、盧瑞興、陳靜，1997，抽水引致地層下陷的三維有限元素模式，經濟部水資源局八十五年度地下水觀測網暨地層下陷防治執行方案成果發表會，台北，pp210-213。
22. 經濟部水利署，2002，地層下陷防治執行方案暨地下水觀測網整體計畫，九十一年度執行成果發表研討會報告集。
23. 鄭昌奇、徐年盛、譚義績、蔡存孝、童慶斌、彭宗仁，1996，地下水觀測網及地層下陷防治工作整體推動與實施，濁水溪沖積扇地下水及水文地質研討會論文集，pp1-10。

24. 黃安斌， 2002， 台灣中部地區顆粒性土壤之動態行為以及其液化評估試驗方法之選擇， 台灣中部地區液化潛能評估研討會論文集， 經濟部水利處， A-4-A-27。
25. 詹明修、簡振和、徐年盛、蔡丁貴， 2004， 應用遺傳演算法率定河川不恆定流水理參數之研究， 第十四屆水利工程研討會論文集， A-226~A-234
26. 廖日昇、李林少華、柳志錫、廖建順、林明煌， 1990， 北港沿海第區的第盤下陷及地下水污染之調查及研究， 地層下陷研討會論文集。
27. 黃智昭、江崇榮、賴慈華， 1998， 屏東平原水文地質架構及地下水系統概念模型， 屏東平原地下水及水文地質研討會， pp.139-152。
28. 潘禎哲、張炎銘， 1998， 屏東平原之地下水水文概況， 屏東平原之地下水及水文地質研討會論文集， pp.165-188。
29. 財團法人農業工程研究中心， 2001， 水井調查定位與井體攝影分析(1/4)， 經濟部水利署。
30. 劉聰桂、田巧玲、邱等輝、張炎銘， 1996， 濁水溪沖積扇地下水資源—碳十四與氫定年/示蹤研究， 濁水溪沖積扇地下水及水文地質研討會論文集， pp.145-164。
31. 曹以松， 1969， 台北盆地過度抽取地下水引起之地層沉陷及其補救方法， 台灣水利， 17卷,第一期。
32. 曹以松， 1996， 濁水溪沖積扇與台灣的地下水研究-專題演講， 濁水溪沖積扇地下水及水文地質研討會論文集。
33. 蔡東霖， 2001， 區域性地下水超抽導致地層下陷模式之發展與應用， 交通大學土木系博士論文。
34. 鍾明松、朱振宏、李旭如、洪兆慶、洪明瑞、張惠文、李顯智， 1997， 以地下水洩降量及土壤結構評估地層之沉陷行為，

經濟部水資源局八十五年度地下水觀測網暨地層下陷防治執行方案成果發表會，台北，pp.215-234.

35. Bear, J., and A. Verruijt, 1987, Modeling Groundwater Flow and Pollution, D. Reidel Publishing Co., Holland.
36. Brighenti, G., Macini, P., Mesini, E., 2000. Reservoir compaction: a parametric study on in-situ measurements. Proceeding of the Sixth International Symposium on Land Subsidence (24-29 September). Ravenna, Italy, Vol.2, pp.17-29.
37. Bell, J.W., Amelung, F. Ramelli, C., 2000 , Land subsidence in Las Vegas, Nevada, USA: new geodetic data reveal localize spatial patterns, structures controls, and reduced rates, Proceeding of the Sixth International Symposium on Land Subsidence(24-29 September).Ravenna,Italy,Vol.2, pp.127-138.
38. Biot M. A., 1941 , General Theory of Three Dimensional Consolidation, Journal of Applied Physics, 12, pp.155-164.
39. Brighenti, G., Macini, P., and Mesini E., 1998, Subsidence in Northern Italy: compaction measurements of water-gas bearing formation, Proc. 8th IAEG Congress, Vancouver.
40. Capelli, G., Salvatti, R., Petitta, M., 2000, Relationship between catastrophic subsidence hazards and groundwater, Proceeding of the Sixth International Symposium on Land Subsidence(24-29 September).Ravenna,Italy,Vol.1, pp.123-136.
41. Carbognin, L., Cecconi, G., Ardone ,V., 2000, Investigation to safe guard the environment of the Venice Lagoon(Italy) against the effects of land elevation loss, Proceeding of the Sixth International Symposium on Land Subsidence(24-29 September).Ravenna,Italy,Vol.2, pp.309-324.
42. Cherubini, C., Cotecchia, V., Pagliarulo, R., 2000, Subsidence in the Sybaris plain(Italy), Proceeding of the Sixth International Symposium on Land Subsidence(24-29 September).Ravenna,Italy,Vol.1, pp.3-16

43. Das, B. M.,1985, Principle of Geotechnical Engineering, Wadsworth Inc. USA.
44. David, Lawrence, 1991, Handbook of Genetic Algorithms, New York, Van Nostrand Reinhold, 385p.
45. DeKock , A.J., Johnson, T.J., Hagiwara, T., Zea, H. A. and Santa, F., 1998,Gulf of Mexico subsidence monitoring project with a new formation-compaction monitoring tool. SPE Drilling and Compl.,13,223-230.
46. De Simone, P., and C. Viggiani, 1979, “ Consolidation of A Thick Aquitard Due to Ground Water Withdraw, “ Evaluation and Prediction of Subsidence, edited by S.C. Saxena, ASCE, pp.358~372.
47. Draghetti T., Bitelli , G., Unguendoli M., Bonsignore, F. and Zavatti, 2000, Land subsidence in the Emilia-Romagna Refion, Northern Italy, Proceeding of the Sixth International Symposium on Land Subsidence(24-29 September).Ravenna,Italy,Vol.1, pp.61-76.
48. E vans D.W. and Pool, D.R., 2000, Aquifer compaction and groundwater water levels in South-Central Arizona., United State Geology Survey ,Water-Resources Investigation Report 99-4249, 54p.
49. Gabrysch, R. K., 1969, Land subsidence in the Houston-Galveston Region, Texas, in Tision, Inter. Assoc. Sci. Hydrology, pub.88, pp43-54.
50. Gabrysch, R. K., and Neighbors R. J. , 2000, Land-surface subsidence and its control in the Houston-Galveston Region Texas,1905-1995, Proceeding of the Sixth International Symposium on Land Subsidence(24-29 September).Ravenna,Italy,Vol.2, pp.81-92.
51. Galloway, D.L. and Riley, F. S., 1999, San Joaquin Valley, California- Largest human alteration of the Earth's surface.

USGS.

52. Green, D. E., 1991, Subsidence monitoring in the Gulf Coast. Proc. 66th SPE/ATCE, Dallas, 665-678.
53. Goldberg, David E., 1989, Genetic Algorithms in Search, Optimization, and Machine Learning, Addison-Wesley Publishing Company, Inc., 412p.
54. Haupt, Randy L. and Haupt, Sue Ellen, 1998, Practical Genetic Algorithms, New York, John Wiley and Sons, Inc., 177p.
55. Helm, D. C., 1975, One-dimensional simulation of aquifer system compaction near Pixly, California (1) constant parameters: Water Resources Research, vol.12, no.3, pp.465-478
56. Helm, D. C., 1984, Latrobe Valley Subsidence Predictions, The Modeling of Time-Dependent Ground Movement due to Groundwater Withdrawal, Lawrence Livermore National Laboratory, University of California.
57. Helm, D. C., 1984, Computerized data management system for evaluating subsidence predictions along aqueducts of central arizona project, Temporary assignment to the U.S. Bureau of.
58. Helm, D.C., 1984, Guidebook to studies of land subsidence due to ground-water withdrawal, pp.110~112.
59. Holzer, T.L., 1981, Preconsolidation stress of aquifer systems in areas of induced land subsidence: Water Resources Research, v.17, no.3, 693-704.
60. Holzer, T.L., 1998, The history of the aquitard-drainage model, in Borchers, J., ed., Land Subsidence-Case Study and Current Research, Proceedings of the Dr. Joseph F. Poland Symposium: Association of Engineering Geologists Special Publication 8, p.7-12
61. Hu R.L., Wang S.J., Lee C.F., Li M.L. (2002) Characteristics and trends of land subsidence in Tanggu, Tianjin, China.

Bulletin of Engineering Geology and the Environment 61(3):
213-225.

62. Jorgenson, D. G., 1980, Relationship between basic soils-engineering equation and basic groundwater flow equations: U.S. Geological Survey Water-Supply Paper 2064, 40p.
63. Joseph F. Poland and Working Group, 1984, Mechanics of Land Subsidence due to Groundwater withdrawal , UNESCO.
64. Kruseman, G.P., and N.A. Ridder, 1991, Analysis and Evaluation of Pumping Test Data, International Institute for Land Reclamation and Improvement, Netherlands.
65. Kumai, H., Sayama, M., Shibasaki, T., Uno, K., 1969, Land subsidenc in the Shiroishi Plain, Kyushu, Japan, in Land Subsidence, Vol.2, Int. Assoc. Sci. Hydrology Pub.89, pp645-657.
66. Lee, C.F., Zhang, J.M. and Zhang, Y.X., 1996, Evolution and origin of the ground fissures in Xian, China, Engineering Geology 43, 45-55.
67. Leake S.A. and Prudic D.E., 1991, Technique of Water-Resources Investigations of the United State Geology Survey-Documentation of a computer program to simulation aquifer-system compaction using the modular finite-difference ground-water flow model,. U.S. Geology Survey Open-File Report 88-482, 68p.
68. Lewis, R.W., and Schrefler, B.A., 1978, A fully coupled consolidation model of the subsidence of Venice, Water Resources Research, 14, pp.223-230.
69. Lewis, R.W., and Schrefler, B.A., 1991, Coupling versus uncoupling in soil consolidation, Int. J. Number. Anal. Methods Geomech., 15, pp.533-548.
70. Liu CW, Lin WS, Shang C, Liu SH (2001) The effect of clay

- dehydration on land subsidence in the Yun-Lin coastal area, Taiwan . *Environmental Geology* 40(4-5): 518-527
71. Lambe, T.W., and R.V. Whitman, 1979, *Soil Mechanics*, SI Vresion.
72. Liu, Yi, 2000, Preventive measures for Shanghai land subsidence and their effects(China), *Proceeding of the Sixth International Symposium on Land Subsidence*(24-29 September).Ravenna,Italy,Vol. 1, pp.325-332.
- Menghini,M. L., 1989, Compaction monitoring in the Ekofisk area chalk fields, *J. Petroleum Tech.* 41(7), 735-739.
73. Macini, P. and Mesini E., 2000. Compaction monitoring from radioactive marker technique. *Proceeding of the Sixth International Symposium on Land Subsidence*(24-29 September).Ravenna,Italy,Vol. 2, pp.43-55.
74. Mousavi, S.M., Shamsai, A. EI Nagger, M.H., Khomehchian, M., 2001. A GPS-based monitoring program of land subsidence due to groundwater withdrawal in Iran. *Can. J. Civ. Eng.*28, 452-464.
75. Mousavi, S.M., Shamsai, A. EI Nagger, M.H., Khomehchian, M., 2001. A GPS-based monitoring program of land subsidence due to groundwater withdrawal in Iran. *Can. J. Civ. Eng.*28, 452-464.
76. NAM,1995, Subsidence caused by natural gas production: summary of 1995 Groningen subsidence prognosis.
77. Olson, R.E., 1977, “ Consolidation Under Time Dependent Loading, “ *Journal of the Geotechnical Engineering Division, ASCE*, Vol.103, No.GT1, pp.55 ~ 60.
78. Phien-wej, N., Giao, P.H., Nutalaya, P., 1998. Field experiment of artificial recharge through a well with reference to land subsidence control. *Engineering Geology* 50, 187-201.
79. Poland, J. F. and Davis, G. H.,1969, Land subsidence due to

- withdrawals of fluids, in Varnes, D. J., and Kiersch, George, eds., *Reviews in Engineering Geology: Volume 2: Boulder, Colorado, Geological Society of America*, p.187-269
80. Rewis D. L.,1993, Drilling, construction , and subsurface data for piezometers on Edwards Air Force Base, Antelope Valley ,California.1991-92 , U.S. Geology Survey Open-File Report 93-148, 35p.
81. Riley, F.S.,1969, Analysis of borehole extensometer data from central California, in Tison, L.J., ed. *Land subsidence* , v.2: International Association of Scientific hydrology Publication 89, 9.423-431.
82. Riley, F.S., 1984, Developments in Borehole Extensometry , in Johnson, A. I., Carbognin, L., and Ubertini, L., eds.,*Land Subsidence: International Association of Hydrological sciences Publication 151*, p.169-186.
83. Riley, F.S., 1998, Mechanics of aquifer system – The scientific legacy of Joseph F. Poland, in Borchers, J., ed., *Land Subsidence-Case Study and Current Research, Proceedings of the Dr. Joseph F. Poland Symposium: Association of Engineering Geologists Special Publication 8*, p.13-27
84. Rossi, A., Calore ,C. and Pizzi U.,2000, Land subsidence of Pisa plain, Italy:experimental results and preliminary modeling study, *Proceeding of the Sixth International Symposium on Land Subsidence(24-29 September).Ravenna,Italy,Vol. 1*, pp.91-104.
85. Safai, N.M., and Pinder, G.F.,1979, Vertical and Horizontal Land Deformation in a Desaturating Porous Medium, *Advance in Water Resources*, 2, pp.19-26.
86. Safai, N.M., and Pinder, G.F.,1980, Vertical and Horizontal Land Deformation due to Water Withdraw, *Int. J. Number. Anal. Methods Geomech.*, 4, pp.132-142.

87. Sato, H.P., Abe, K, Ootaki, O, 2003. GPS-measured land subsidence in Ojiya City, Niigata Prefecture, Japan. *Engineering Geology* 67, 379-390.
88. Schmitt, T.,1996, The measurement of the subsidence of geological formations with position sensitive detectors, Application to the oil fields. Proc. 5th European Union Hydrocarbon Symp., Edinburgh, 1028-1061.
89. Shi, L. and Bao M.,1984, Case History No. 9.2 Shanghai, China, Guide to studies of land subsidence due to ground-water withdwawal, Unesco.
90. Shearer T.R.,1998, A numerical model to calculate land subsidence, applied au Hangu in China, *Engineering Geology* 49, 85-93.
91. Sneed M, Paveko M.T., Galloway D.L., 2000, Modeling residual aquifer-system compaction: Constraining the vertical hydraulic diffusivity of thick aquitards. Proceeding of the Sixth International Symposium on Land Subsidence, Ravenna, Italy, 2: 343-353.
92. Tarn, J.Q. and Lu, C. C., 1991, Analysis of subsidence due to a point sink in an Anisotropic porous elastic half space, *Int. J. Number. Anal. Methods Geomech.*, 15, pp.573-592.
93. Terzaghi K and Peck RB, 1948”Soil mechanics in engineering Practice’, New York, John Wiley and Sons,566pp .
94. Terzaghi, K., Peck, R. B., Mesri, G., 1996. Soil mechanics in engineering practice. Third edition, John Wiley and Sons, Inc., 549p.
95. Tosi, L., Carbognin, L., Teatini, P., Rosseeli, R., Stori, G. G., 2000. The ISES project subsidence monitoring of the catchment basin south of the Venice Lagoon (Italy). Proceeding of the Sixth International Symposium on Land Subsidence(24-29 September).Ravenna,Italy,Vol.2, pp.113-126.

96. U.S. Geology Survey, 1999, Land Subsidence in the United States edited by Galloway, D.L., Jones, D., Ingebritsen ,S.E., Circular 1182 ,177p.
97. U.S. Geology Survey,2000, Aquifer-system compaction and land subsidence: measurements , analysis, and simulations- the Holly site, Edwards Air Force Base, Antelope Valley ,California. edited by Sneed M. And Galloway, D.L., Water-Resources Investigation Report 00-4015, 65p..
98. Vega, E.F., 1984, Case-History No.9.8 Mexico, D.F. Mexico, Guide to studies of land subsidence due to ground-water withdrawal, Unesco.
99. Wadachi, K., 1940, Ground sinking in West Osaka, Report Disaster Prevetion Research Institute, No.3.
100. Yamamoto, S.,1984, Case History No. 9.10 Bangkok, Thailand, Guide to studies of land subsidence due to ground-water withdwawal, Unesco.
101. Yeh, H.D., Lu, R.H. and Yeh, G.T.,1995, Finite element modeling for land displacements due to pumping, Int. J. Number. Anal. Methods Geomech., 19, pp.573-592.
102. Zildoski, D.B., D'Onofrio, J.D., and Frakes, S.J. 1997. Guidelines for Establishing GPS-DERIVED Ellipsoid Heights (Standards: 2CM AND 5CM) Version 4.3, NOAA Technical Memorandum NOS NGS-58, 1997.
103. Zhou, G., Esaki, T. and Mori, J., 2003, GIS-based spatial and temporal prediction system development for regional land subsidence hazard mitigation, Environmental Geology 44(6): 665-678.

作者簡歷

姓名：柳志錫

出生地：台灣彰化

出生年月日：民國 52 年 12 月 07 日

學歷：國立交通大學土木工程系博士(民國 85~93 年)

國立成功大學土木工程研究所碩士(民國 76~78 年)

國立成功大學土木工程學士(民國 72~76 年)

經歷：民國 93 年~迄今 工研院能資所永續資源組環境資源與防災技術研究室
研究員兼副主任

民國 82~92 年 工研院能資所 研究員

民國 78~81 年 工研院能資所 副研究員

民國 89 年 9 月~ 90 年 1 月 私立明新技術學院兼任講師

資格：八十六年專技高考大地工程技師及格

中華民國實驗室認證體系登錄合格評審員

專利：名稱／獲証號碼

1. 複合式地盤下陷觀測井之改良構造(新型第八四六九一號)
2. GPS 全球定位系統之監測結構(新型第一八二七八一號)

論文著作：

期刊論文

1. 柳志錫、歐陽湘，”雲林沿海地區之地盤下陷問題”，營建知訊,135 期，第 5-21 頁，1993.12
2. 柳志錫、黃鎮臺，”超抽地下水引起之地層下陷問題”，中國土木水利工程學會會刊，第 29 卷，第二期，第 47-57 頁，2002.08
3. 楊明宗、歐陽湘、柳志錫、吳建宏，”水力破裂法現地應力量測及破壞準則探討”，地工技術，第 99 期，第 5-14 頁，2004.03
4. Chih-Hsi Liu , Yii-Wen Pan , Jyh-Jong Liao, Chen-Tair Huang and Shoung Ouyang ,2004, “Characterization of Land subsidence in the

Choshui River Alluvial Fan, Taiwan”, Environmental Geology, (On line publishing 10.1007/s00254-004-0983-6), Vol.45 , No.8,.1154-1166.

5. Chih-Hsi Liu, Yii-Wen Pan, Jyh-Jong Liao, Wei-Cha Hung, 2004, “Estimating coefficients of volume compressibility from compression of strata and piezometric changes in a multiaquifer system in west Taiwan”, Engineering Geology ,75, 33-47

研討會論文:

1. 柳志錫，“預鑽式 Pressuremeter 之試驗與分析”，1992 岩盤工程研討會，1992.12
2. 柳志錫，“分層地盤下陷之監測與解析”，第五屆大地工程研討會論文集，1993.09
3. 柳志錫，“核廢料貯存場緩衝與回填材料性質之考量”，第六屆大地工程研討會，1995.08
4. 柳志錫，“地層下陷之調查方法與防治對策”，地質防災技術研討會，1998.12
5. 柳志錫、杜富麗、鄭昌奇、歐陽湘、黃鎮臺，“雲林與屏東沿海地區之地層下陷監測及分析”，1998 岩盤工程研討會論文集，1998.09
6. 柳志錫，“地層下陷之調查方法與防治對策”，地質防災技術研討會，1998.12
7. 柳志錫、黃鎮臺、杜富麗，“台灣地區地層下陷之歷史、現況及機制”，地層下陷管理與對策論文集，2002.05
8. 柳志錫 杜富麗 黃鎮臺 歐陽湘 廖志中 潘以文，“超抽地下水引起之地層壓縮模式探討”，第十屆大地工程研討會論文集，pp.329-332，2003.10
9. 柳志錫、杜富麗，“地層下陷監測井網設置及其功能探討”，地層下陷監測技術研討會論文集，2003.11
10. C.-H. Liu , F.-L. Tu , C.-T. Huang , S. Ouyang. K. C. Chang and M. C. Tsai, The current status of land subsidence in Taiwan(Sixth international

symposium of land subsidence Proceeding of the Sixth International
Symposium on Land Subsidence(24-29 September).Ravenna,Italy,Vol.2,
pp.205-212, 2000.09

