

國立臺灣大學工學院土木工程學系

碩士論文

Department of Civil Engineering

College of Engineering

National Taiwan University

Master Thesis

地下水受震模式之分析——以濁水溪沖積扇為例  
Study on Groundwater Table Variations Induced by  
Earthquake in the Choushi River Alluvial Fan.



陳柏宏

Chen, Bo-Hung

指導教授：林美聆 教授

Advisor: Prof. Lin, Mei-Ling

中華民國 99 年 7 月

July, 2010



國立臺灣大學（碩）博士學位論文

口試委員會審定書

地下水受震模式之分析—以濁水溪沖積扇為例  
Study on Groundwater Table Variations Induced by Earthquake in  
the Choushi River Alluvial Fan.

本論文係陳柏宏君（R97521108）在國立臺灣大學土木工程學系  
碩士班完成之碩士學位論文，於民國 99 年 7 月 20 日承下列考試委員  
審查通過及口試及格，特此證明

口試委員：

林美聆

（指導教授）

曹正平

陳正興

系主任

呂良正

（簽名）

呂良正

## 誌 謝

轉瞬間，研究所兩年的時光飛逝而過，回想大學決定要繼續進修時的渴望、推甄放榜時的喜悅，仍然歷歷在目。本文承蒙恩師 林美聆教授兩年來的悉心指導，還記得大學修習 林美聆老師開授的土壤力學時，便感受到老師教學的認真與嚴謹，後來因為導生的關係，與老師有更多的接觸，發現老師也是一位相當關心、照顧學生的好老師，如果沒有老師的鼓勵與諄諄教誨，就沒有這篇論文的誕生，在此向 林美聆教授致上最誠摯的感謝與敬意。並感謝 賈儀平教授與 陳正興教授於口試期間惠予許多寶貴的建議，使本論文內容更臻充實、完整。

在研究期間，承蒙 賈儀平教授與地質系助理慶怡學姐提供資料，並感謝中央氣象局提供強震測站加速度歷時資料，感謝國家地震工程中心提供地質鑽探資料；要感謝的人很多，卻不知從何說起，感謝曾經教導我的師長，感謝所有幫我加油打氣的人、實驗室的學長們、大地組的夥伴、江小姐以及李怡穎助教；感謝所有設立獎助學金的基金會、團體以及個人，我從中得到許多幫助與肯定，更有許多人因此受惠，謝謝你們。

最後我想將畢業的這份喜悅與我的女友及家人分享，感謝你們對我的包容及愛護，感謝媽媽的養育之恩。感謝嵐婷的支持與鼓勵，謝謝妳相信我、選擇我、支持我，未來我一定會讓妳幸福的。即將邁入人生的下一個階段，離開學校代表著更大的責任，我期許自己能成為一位令人尊敬的土木人，回饋社會，提攜後進。

## 摘 要

1999 年，集集地震重創台灣，造成人民傷亡、房屋倒塌，更引發許多邊坡產生滑動破壞，也造成西部沖積平原地區許多起液化事件的發生。在國內外許多地震事件中，經常發現地下水位在地震發生前後有異常變化之現象。由經濟部水資源局在鄰近於車籠埔斷層西側的濁水溪沖積扇建立之地下水位監測井網，恰好記錄了濁水溪扇洲於集集地震期間之水位變化。

本研究以濁水溪沖積扇為研究區域，選定好修、文昌、合興、港後、九隆及田洋等六站，利用地層柱資料建立簡化分析剖面，進行富水地層受震之數值模擬，輔以濁水溪沖積扇地下水位監測井網之水位變化資料作驗證，並探討不同地下水受震模式之適用情形。

為能了解富水層受地震力作用下其孔隙水壓變化的關係，本研究首先使用 *SHAKE* 程式當中的反卷積(*Deconvolution*)計算功能推得地下水觀測井基盤位置的地震加速度歷時資料，再利用 *FLAC* 程式建立地下水觀測井的地層剖面，輸入地震加速度歷時記錄，藉由數值軟體得到分析結果，以了解地震與地下水位變化之相關機制。

本研究利用有限差分軟體 *FLAC* 程式建構孔隙水壓力動態反應模式的概念模型，此模型利用地下水觀測井之地層剖面資料，進行合理的土層簡化以利分析，同時以 *Finn* 及 *Biot* 兩種模式進行分析，進一步根據濁水溪沖積扇的地下水觀測井網，於集集地震發生前後所記錄到的實際地下水位變化量等資料，與數值分析結果進行比較及討論。分析後發現以 *Finn* 模式進行模擬的成果較 *Biot* 模式優異，不建議以 *Biot* 模式進行輸入震波於分析剖面之模型；地下水位變化分為階變反應變化及振盪反應變化，由 *Finn* 模式中可看出明顯的階變反應變化，而 *Biot* 模式則呈現振盪反應變化。此外，*Finn* 模式的激發量較大，*Biot* 模式的孔隙水壓變化量則是小很多。

比較數值分析結果與實際觀測變化，東西向輸入震波所得模擬結果較南北向輸入震波所得模擬結果更為優異，此與斷層錯動方向有關，車籠埔斷層的主要錯動方向為東向西錯動，因此震波的主要傳遞方向亦為東西向，故模擬結果以東西向輸入震波較佳。

整體而言，以 *Finn* 模式進行數值模擬的結果，在富水層二的模擬成效良好，並且與整體

趨勢也相當符合，而富水層三次之，富水層四最差，可能是因為深層部分較接近模型底部，受到邊界條件所限制。此外，富水層一的部分，*Finn* 模式的模擬結果與實際地下水位變化量有所差距，但模擬結果與震央距離、斷層距離以及地表加速度尖峰值的整體趨勢相當符合。以 *Biot* 模式進行數值模擬的結果，則是在一定的數值範圍中跳動，僅富水層一部分可得到相當不錯的模擬結果，隨著深度增加，其模擬水壓變化並沒有太大的改變。

關鍵字：地震、地下水位、動態孔隙水壓、同震水位變化、總應力分析、有效應力分析



## ***Abastract***

*In 1999, Chi-Chi earthquake hit Taiwan, causing civilian casualties, house collapses, and landslides, also caused many liquefaction cases in the alluvial plain of western Taiwan.*

*Groundwater level changes during earthquakes were recorded widely. The groundwater monitoring network established by the Water Resources Bureau to the west side of Chelungpu fault recorded the groundwater level changes during the Chi-Chi earthquake.*

*In this research, records of six wells were chosen for simulation from Jhuoshuei River alluvial fan study area. They are Hao-Hsiu, Wen-Chang, He-Hsing, Kang-Hou, Chiu-Lung and Tien-Yang. A simplified stratigraphic column profile was used for the water-rich strata in the earthquake simulation. Results were comparing with the data of groundwater monitoring network for validation of water level changes using different modes of pore water excitation for the seismic analysis.*

*In order to understand the seismic behavior of water-rich strata, this research uses SHAKE program for computing deconvolution function as the base motion of groundwater monitoring wells. Then FLAC was used with the simplified stratigraphic profile and input acceleration history to obtain analysis results for simulating the mechanism between earthquakes and groundwater level changes.*

*Conceptual model of pore water pressure seismic response is constructed using the finite difference program, FLAC where both Finn and Biot modes of pore water pressure generation were used for analysis. Analysis showed that simulation of Finn mode is better than Biot mode, Biot mode is not recommended to be used in this analysis. There are two types of groundwater level changes, step-like and oscillating changes in response. The simulated water pressure curve from the Finn mode shows reactions of step-like changes, and Biot mode exhibits oscillating changes. In addition, Finn mode triggered a large amount change of the pore water pressure, while in Biot*

*mode the pore pressure change is much smaller.*

*Comparing numerical results with the observed data, the results of input E-W ground acceleration is better than input N-S acceleration. This is related to the east to west direction of the thrust action of Chelungpu fault. Therefore, the direction of seismic waves is more consistent in east-west direction, so the simulation results with E-W ground acceleration is better.*

*Generally speaking, in Finn mode simulation results, the simulation of Aquifer 2 is fairly good and is quite consistent with the overall trend; while Aquifer 4 is the worst. This may be because the deeper part of the models closer to the bottom boundary, which constrains the horizontal and vertical directions motion at the bottom. In addition, in Aquifer 1, there are differences between the simulation results in Finn mode and the recorded groundwater level changes. But the variations of simulated results with the epicentral distance, fault distance and peak ground acceleration are quite consistent with the overall trend. Biot mode results in ground water changes in a small range, and only Aquifer 1 can obtain good simulation results, when the depth increasing, the simulation of pore pressure change has not changed much.*

*Keyword : earthquake, groundwater level, dynamic pore pressure, co-seismic water level change, total stress analysis, effective stress analysis*

# 目 錄

口試委員會審定書 .....	i
誌謝 .....	ii
摘要 .....	iii
<i>Abstract</i> .....	v
目錄 .....	vii
表目錄 .....	xi
圖目錄 .....	xiii
<b>第一章 緒論</b> .....	1
1.1 研究動機與目的 .....	1
1.2 研究方法與流程 .....	2
1.3 論文內容 .....	2
<b>第二章 文獻回顧</b> .....	4
2.1 地震引致地下水異常變化之現象 .....	4
2.1.1 前人研究 .....	4
2.1.2 地下水發生變化之案例彙整 .....	5
2.2 地震引致地下水變化之反應型態與特性 .....	7
2.2.1 階變反應 .....	7
2.2.2 振盪反應 .....	8
2.3 集集地震引致地下水位變化模擬分析 .....	8
2.3.1 孔隙水壓力動態反應模式 .....	9
2.3.2 地層錯動模式 .....	9

<b>第三章 研究區域之環境特性與地下水位變化</b> .....	12
3.1 濁水溪集水區沖積扇之概述 .....	12
3.1.1 地理環境 .....	12
3.1.2 水文條件 .....	13
3.1.3 地質狀況 .....	13
3.2 濁水溪沖積扇地層沈積環境 .....	14
3.3 濁水溪沖積扇富水層概況 .....	15
3.4 集集地震引致區域地下水變化之分布 .....	18
3.5 研究概念及研究區域之選定 .....	20
<b>第四章 土壤受動態剪力下之二維有效應力模式建立</b> .....	41
4.1 土壤受動態剪力時之應力應變關係 .....	41
4.2 孔隙水壓力激發模式 .....	42
4.2.1 孔隙水壓力動態反應模式— <i>Finn mode</i> .....	42
4.2.2 <i>Biot</i> 三維壓密裡論 .....	45
4.3 二維動態概念模式 .....	48
4.3.1 模式建立之概念 .....	48
4.3.2 <i>FLAC</i> 程式介紹 .....	49
4.3.3 <i>SHAKE</i> 程式介紹 .....	50
4.4 <i>Finn</i> 模式之動態水壓模擬驗證(以振動台試驗為例) .....	53
<b>第五章 地層地下水受震分析模式之建立</b> .....	59
5.1 地層地下水受震分析模型 .....	59
5.1.1 分析模型之建立 .....	59

5.1.2	地層簡化與參數合併 .....	61
5.2	土壤材料參數選取 .....	62
5.3	邊界條件設立 .....	64
5.4	分析之地震紀錄 .....	65
5.4.1	土壤之動態參數曲線 .....	66
5.4.2	土層剖面資料 .....	66
5.4.3	輸入地震紀錄 .....	67
5.5	分析流程 .....	69
<b>第六章</b>	<b>數值分析結果與討論 .....</b>	<b>115</b>
6.1	孔隙水壓模擬成果 .....	115
6.1.1	模擬成果 .....	115
6.1.2	孔隙水壓激發量的影響因素 .....	116
6.2	各富水層分析結果之比較— <i>Finn</i> 模式 .....	117
6.2.1	南北向輸入震波之分析結果討論與比較 .....	118
6.2.2	東西向輸入震波之分析結果討論與比較 .....	123
6.3	各富水層分析結果之比較— <i>Biot</i> 模式 .....	128
6.3.1	南北向輸入震波之分析結果 .....	128
6.3.2	東西向輸入震波之分析結果 .....	131
6.4	綜合討論 .....	133
6.4.1	各富水層之分析結果— <i>Finn</i> 模式 .....	133
6.4.2	<i>Finn</i> 模式與 <i>Biot</i> 模式之特性 .....	135
6.4.3	綜合討論 .....	136
<b>第七章</b>	<b>結論與建議 .....</b>	<b>195</b>

7.1 結論 .....	195
7.2 建議 .....	196
參考文獻 .....	198



## 表 目 錄

表 3.1	濁水溪沖積扇富水層特性參數表(經濟部水資源局，1999).....	23
表 4.1	振動台試驗之材料參數與輸入振動資料(李偉誠[15]).....	54
表 5.1	土層合併簡化對照表.....	71
表 5.2	彰雲嘉地區土壤的一般物理性質[整理自 20].....	71
表 5.3	海豐地區簡化土層滲透係數[取自 24].....	71
表 5.4	濁水溪沖積扇土壤的滲透性係數範圍[取自 20].....	72
表 5.5	本研究分析所採用土壤的滲透性係數.....	72
表 5.6	本研究分析所採用土壤的摩擦角與凝聚力.....	72
表 5.7	好修站地層剖面參數表.....	73
表 5.8	文昌站地層剖面參數表.....	74
表 5.9	合興站地層剖面參數表.....	75
表 5.10	港後站地層剖面參數表.....	76
表 5.11	九隆站地層剖面參數表.....	77
表 5.12	田洋站地層剖面參數表.....	78
表 5.13	好修站地層剖面之 SHAKE 土層模型.....	79
表 5.14	文昌站地層剖面之 SHAKE 土層模型.....	80
表 5.15	合興站地層剖面之 SHAKE 土層模型.....	81
表 5.16	港後站地層剖面之 SHAKE 土層模型.....	82

表 5.17	九隆站地層剖面之 SHAKE 土層模型 .....	83
表 5.18	田洋站地層剖面之 SHAKE 土層模型 .....	84
表 5.19	各地層剖面之內插水平加速度尖峰值.....	85
表 6.1	FINN 模式下輸入南北向震波數值模擬與實際地下水位變化比較表.....	138
表 6.2	FINN 模式下輸入東西向震波數值模擬與實際地下水位變化比較表.....	139
表 6.3	BIOT 模式下輸入南北向震波數值模擬與實際地下水位變化量比較表.	140
表 6.4	BIOT 模式下輸入東西向震波數值模擬與實際地下水位變化量比較表.	141
表 6.5	測試網格及模型寬度對孔隙水壓激發量影響之編號對照表 .....	142
表 6.6	調整網格及模型寬度之模擬成果與實際地下水位變化量比較表 .....	142
表 6.7	富水層一各分析剖面之模擬結果與斷層及震央距離表.....	143
表 6.8	富水層二各分析剖面之模擬結果與斷層及震央距離表.....	143
表 6.9	富水層三各分析剖面之模擬結果與斷層及震央距離表.....	144
表 6.10	富水層四各分析剖面之模擬結果與斷層及震央距離表.....	144

# 圖目錄

圖 2.1 地下水位變化之階變反應變化案例(虎尾站)(經濟部水利署，2005) .....	11
圖 2.2 高頻水位記錄的地下水位變化之振盪反應變化案例(花蓮站)(陳德偉，2008) .....	11
圖 3.1 濁水溪沖積扇區域圖 (經濟部水利署).....	24
圖 3.2 濁水溪沖積扇及鄰近地區地質概況圖 (陳德偉，2008).....	25
圖 3.3 濁水溪沖積扇地質鑽探井位及水文地質剖面分布圖(中央地質調查所) ..	26
圖 3.4 濁水溪沖積扇水文地質剖面圖六(海園—石榴)(中央地質調查所).....	27
圖 3.5 餘震於主震發生後持續發生之影響，以國聖(3)為例 .....	28
圖 3.6 各含水層的水位變化與震央距離之關係趨勢圖 (賴岳庭，2007).....	29
圖 3.7 各含水層的水位變化與斷層距離之關係趨勢圖 (賴岳庭，2007).....	30
圖 3.8 各含水層的水位變化與垂直加速度峰值之關係趨勢圖 (賴岳庭，2007).	31
圖 3.9 各含水層的水位變化與南北向水平地表加速度之關係趨勢圖 (賴岳庭， 2007).....	32
圖 3.10 各含水層的水位變化與東西向水平地表加速度之關係趨勢圖 .....	33
圖 3.11 各含水層的水位變化與透水係數之關係趨勢圖 .....	34
圖 3.12 分析井位與震央及斷層分布位置圖 .....	35
圖 3.13 分析井位各富水層的水位變化與震央距離之關係與整體趨勢的比較圖	36
圖 3.14 分析井位各富水層的水位變化與斷層距離之關係與整體趨勢的比較圖	37

圖 3.15 分析井位各富水層的水位變化與垂直加速度尖峰值之關係與整體趨勢的比較圖.....	38
圖 3.16 分析井位各富水層的水位變化與南北向水平加速度尖峰值之關係與整體趨勢的比較圖 .....	39
圖 3.17 分析井位各含水層的水位變化與東西向水平加速度尖峰值之關係與整體趨勢的比較圖 .....	40
圖 4.1 雙曲線應力應變模式 [3].....	54
圖 4.2 梅新規則之應力應變關係 [取自 3].....	55
圖 4.3 FLAC 運算流程圖 [取自 3].....	55
圖 4.4 SHAKE 分析概念圖 [取自 3].....	56
圖 4.5 多層水平土層剖面系統 [取自 10] .....	56
圖 4.6 SHAKE 擬線性分析之流程圖 [取自 16].....	57
圖 4.7 振動台數值模擬之模型 [LAI, 2007].....	58
圖 4.8 數值模擬與振動台試驗結果之比對 [LAI, 2007].....	58
圖 5.1 九隆站地層柱狀圖.....	86
圖 5.2 好修站簡化地層剖面.....	87
圖 5.3 文昌站簡化地層剖面.....	87
圖 5.4 合興站簡化地層剖面.....	88
圖 5.5 港後站簡化地層剖面.....	88

圖 5.6	九隆站簡化地層剖面.....	89
圖 5.7	田洋站簡化地層剖面.....	89
圖 5.8	正規化臨界阻尼比( $\xi_I/\xi_{MIN}$ )與角頻率( $\omega$ )之關係圖 [取自 3].....	90
圖 5.9	邊界條件示意圖 [取自 3].....	90
圖 5.10	SHAKE 程式分析使用不同土壤之動態曲線比對[取自 16] .....	91
圖 5.11	沉泥質土壤之剪力波速與深度關係圖.....	92
圖 5.12	砂性土壤之剪力波速與深度關係圖.....	92
圖 5.13	礫石層之剪力波速與深度關係圖.....	93
圖 5.14	水位觀測井與強震測站分布圖.....	93
圖 5.15	好修站地表加速度歷時圖.....	94
圖 5.16	文昌站地表加速度歷時圖.....	95
圖 5.17	合興站地表加速度歷時圖.....	96
圖 5.18	港後站地表加速度歷時圖.....	97
圖 5.19	九隆站地表加速度歷時圖.....	98
圖 5.20	田洋站地表加速度歷時圖.....	99
圖 5.21	輸入好修站分析模型底部之地震記錄.....	100
圖 5.22	輸入文昌站分析模型底部之地震記錄.....	101
圖 5.23	輸入合興站分析模型底部之地震記錄.....	102
圖 5.24	輸入港後站分析模型底部之地震記錄.....	103

圖 5.25	輸入九隆站分析模型底部之地震記錄.....	104
圖 5.26	輸入田洋站分析模型底部之地震記錄.....	105
圖 5.27	好修站之土層轉換函數.....	106
圖 5.28	文昌站之土層轉換函數.....	106
圖 5.29	合興站之土層轉換函數.....	107
圖 5.30	港後站之土層轉換函數.....	107
圖 5.31	九隆站之土層轉換函數.....	108
圖 5.32	田洋站之土層轉換函數.....	108
圖 5.33	SHAKE 程式之反卷積運算與卷積運算.....	109
圖 5.34	AG 與 AG*之時間域比較圖.....	110
圖 5.35	AG 與 AG*之頻率域比較圖.....	110
圖 5.36	輸入南北向水平加速度與 <i>FLAC</i> 輸出水平加速度比較圖— <i>FINN</i> 模式	111
圖 5.37	輸入南北向水平加速度與 <i>FLAC</i> 輸出水平加速度比較圖— <i>BIOT</i> 模式	112
圖 5.38	輸入東西向水平加速度與 <i>FLAC</i> 輸出水平加速度比較圖— <i>FINN</i> 模式	113
圖 5.39	輸入東西向水平加速度與 <i>FLAC</i> 輸出水平加速度比較圖— <i>BIOT</i> 模式	114
圖 6.1	好修站分析剖面.....	145
圖 6.2	文昌站分析剖面.....	145
圖 6.3	合興站分析剖面.....	146
圖 6.4	港後站分析剖面.....	146

圖 6.5	九隆站分析剖面 .....	147
圖 6.6	田洋站分析剖面 .....	147
圖 6.7	文昌站南北向輸入震波之富水層一孔隙水壓歷時曲線.....	148
圖 6.8	合興站南北向輸入震波之富水層一孔隙水壓歷時曲線.....	149
圖 6.9	九隆站南北向輸入震波之富水層一孔隙水壓歷時曲線.....	150
圖 6.10	田洋站南北向輸入震波之富水層一孔隙水壓歷時曲線.....	151
圖 6.11	南北向輸入震波之富水層一與震央距離的整體趨勢比對圖 .....	152
圖 6.12	南北向輸入震波之富水層一與斷層距離的整體趨勢比對圖 .....	152
圖 6.13	南北向輸入震波之富水層一與南北向地表加速度尖峰值整體趨勢比對 圖 .....	152
圖 6.14	好修站南北向輸入震波之富水層二孔隙水壓歷時曲線.....	153
圖 6.15	文昌站南北向輸入震波之富水層二孔隙水壓歷時曲線.....	154
圖 6.16	港後站南北向輸入震波之富水層二孔隙水壓歷時曲線.....	155
圖 6.17	九隆站南北向輸入震波之富水層二孔隙水壓歷時曲線.....	156
圖 6.18	田洋站南北向輸入震波之富水層二孔隙水壓歷時曲線.....	157
圖 6.19	南北向輸入震波之富水層二與震央距離的整體趨勢比對圖 .....	158
圖 6.20	南北向輸入震波之富水層二與斷層距離的整體趨勢比對圖 .....	158
圖 6.21	南北向輸入震波之富水層二與南北向地表加速度尖峰值整體趨勢比對 圖 .....	158

圖 6.22	好修站南北向輸入震波之富水層三孔隙水壓歷時曲線.....	159
圖 6.23	文昌站南北向輸入震波之富水層三孔隙水壓歷時曲線.....	160
圖 6.24	合興站南北向輸入震波之富水層三孔隙水壓歷時曲線.....	161
圖 6.25	港後站南北向輸入震波之富水層三孔隙水壓歷時曲線.....	162
圖 6.26	九隆站南北向輸入震波之富水層三孔隙水壓歷時曲線.....	163
圖 6.27	南北向輸入震波之富水層三與震央距離的整體趨勢比對圖 .....	164
圖 6.28	南北向輸入震波之富水層三與斷層距離的整體趨勢比對圖 .....	164
圖 6.29	南北向輸入震波之富水層三與南北向地表加速度尖峰值整體趨勢比對 圖 .....	164
圖 6.30	好修站南北向輸入震波之富水層四孔隙水壓歷時曲線.....	165
圖 6.31	合興站南北向輸入震波之富水層四孔隙水壓歷時曲線.....	166
圖 6.32	港後站南北向輸入震波之富水層四孔隙水壓歷時曲線.....	167
圖 6.33	田洋站南北向輸入震波之富水層四孔隙水壓歷時曲線.....	168
圖 6.34	南北向輸入震波之富水層四與震央距離的整體趨勢比對圖 .....	169
圖 6.35	南北向輸入震波之富水層四與斷層距離的整體趨勢比對圖 .....	169
圖 6.36	南北向輸入震波之富水層四與南北向地表加速度尖峰值整體趨勢比對 圖 .....	169
圖 6.37	文昌站東西向輸入震波之富水層一孔隙水壓歷時曲線.....	170
圖 6.38	合興站東西向輸入震波之富水層一孔隙水壓歷時曲線.....	171

圖 6.39	九隆站東西向輸入震波之富水層一孔隙水壓歷時曲線.....	172
圖 6.40	田洋站東西向輸入震波之富水層一孔隙水壓歷時曲線.....	173
圖 6.41	東西向輸入震波之富水層一與震央距離的整體趨勢比對圖 .....	174
圖 6.42	東西向輸入震波之富水層一與斷層距離的整體趨勢比對圖 .....	174
圖 6.43	東西向輸入震波之富水層一與東西向地表加速度尖峰值整體趨勢比對 圖 .....	174
圖 6.44	好修站東西向輸入震波之富水層二孔隙水壓歷時曲線.....	175
圖 6.45	文昌站東西向輸入震波之富水層二孔隙水壓歷時曲線.....	176
圖 6.46	港後站東西向輸入震波之富水層二孔隙水壓歷時曲線.....	177
圖 6.47	九隆站東西向輸入震波之富水層二孔隙水壓歷時曲線.....	178
圖 6.48	田洋站東西向輸入震波之富水層二孔隙水壓歷時曲線.....	179
圖 6.49	東西向輸入震波之富水層二與震央距離的整體趨勢比對圖 .....	180
圖 6.50	東西向輸入震波之富水層二與斷層距離的整體趨勢比對圖 .....	180
圖 6.51	東西向輸入震波之富水層二與東西向地表加速度尖峰值整體趨勢比對 圖 .....	180
圖 6.52	好修站東西向輸入震波之富水層三孔隙水壓歷時曲線.....	181
圖 6.53	文昌站東西向輸入震波之富水層三孔隙水壓歷時曲線.....	182
圖 6.54	合興站東西向輸入震波之富水層三孔隙水壓歷時曲線.....	183
圖 6.55	港後站東西向輸入震波之富水層三孔隙水壓歷時曲線.....	184

圖 6.56	九隆站東西向輸入震波之富水層三孔隙水壓歷時曲線.....	185
圖 6.57	東西向輸入震波之富水層三與震央距離的整體趨勢比對圖 .....	186
圖 6.58	東西向輸入震波之富水層三與斷層距離的整體趨勢比對圖 .....	186
圖 6.59	東西向輸入震波之富水層三與東西向地表加速度尖峰值整體趨勢比對 圖 .....	186
圖 6.60	好修站東西向輸入震波之富水層四孔隙水壓歷時曲線.....	187
圖 6.61	合興站東西向輸入震波之富水層四孔隙水壓歷時曲線.....	188
圖 6.62	港後站東西向輸入震波之富水層四孔隙水壓歷時曲線.....	189
圖 6.63	田洋站東西向輸入震波之富水層四孔隙水壓歷時曲線.....	190
圖 6.64	東西向輸入震波之富水層四與震央距離的整體趨勢比對圖 .....	191
圖 6.65	東西向輸入震波之富水層四與斷層距離的整體趨勢比對圖 .....	191
圖 6.66	東西向輸入震波之富水層四與東西向地表加速度尖峰值整體趨勢比對 圖 .....	191
圖 6.67	FINN 模式及 BIOT 模式之模擬結果與輸入加速度歷時比較圖—文昌站富 水層二 .....	192
圖 6.68	FINN 模式及 BIOT 模式之模擬結果與輸入加速度歷時比較圖—九隆站富 水層三 .....	193
圖 6.69	FINN 模式及 BIOT 模式之模擬結果與輸入加速度歷時比較圖—合興站富 水層四 .....	194

# 第一章 緒論

## 1.1 研究動機與目的

位處歐亞大陸板塊與菲律賓海板塊交界之環太平洋地震帶西側，台灣島是由板塊碰撞擠壓與抬昇之兩次主要造山運動所形成，由於菲律賓海板塊持續隱沒至歐亞大陸板塊下，造成台灣地震活動頻繁。民國 88 年 9 月 21 日凌晨 1 時 47 分 15.9 秒，於台灣中部發生芮氏規模 7.3 的集集地震，震央位於南投縣集集鎮附近日月潭西南方約 12.5 公里處，地震深度為 8 公里，造成此地震的主要原因就是由於板塊的推擠，導致車籠埔逆衝斷層發生嚴重的位移錯動現象。此地震導致中部地區受到重創，計有 2,415 人死亡(含失蹤)，超過 11,000 人受傷，房屋全倒 51,712 戶、半倒 53,768 戶，農林漁牧業產物損失 23 億 6,408 萬元，此次地震不光是造成台灣中部嚴重損害外，也對整個台灣造成嚴重的災害，估計全國財產損失達 3,000 億台幣。[金管會及農委會資料]

經濟部水利署自 1992 年開始於台灣地區設置高密度的地下水觀測井，並且首先在鄰近於車籠埔斷層西側的濁水溪沖積扇上建立 70 個站址共計 188 口地下水位監測井，於集集地震發生時，恰好記錄到濁水溪沖積扇產生之地下水位變化，此外中央氣象局設置的全國強震測站也記錄了此次集集地震之加速度歷時資料。這些所記錄到的地下水位變化與地震加速度歷時資料不僅能了解到集集地震發生前後空間及時間的分佈，更可藉由地下水變化之觀測與分析，進而建立地震引致地下水位變化的關聯性。

地震引致地下水變化現象之可能原因包括，在地震發生過程中地殼累積的能量(壓力)瞬間釋放，導致鄰近地區的應力-應變場產生相對的變化，此時岩體或土體所產生的應變導致孔隙水壓的激發及消散，進而產生地下水位變化；以及地表振動所造成的土壤固結、裂縫形成和填補裂縫等現象，進而影響孔隙水壓、地下水位及溪流量改變等。

為了解富水層受地震力作用下其孔隙水壓變化的關係，本研究利用有限差分軟體 *FLAC* 程式建構孔隙水壓力動態反應模式，以了解地震與地下水位變化之相關機制。進一步根據濁

水溪沖積扇的地下水觀測井網於集集地震發生時所記錄到的地下水位等資料，與數值分析結果進行比較及討論，最後得到動態反應的參數，提供地震地下水變化之模擬，可提供地層變形及液化分析之參考。

## 1.2 研究方法與流程

本研究利用經濟部中央地質調查所描繪之濁水溪沖積扇水文地質剖面圖，配合濁水溪沖積扇區之地層鑽探資料，以簡化合併的方法建立簡化地層剖面，並利用數值分析軟體建立概念模型，探討地震引致地下水變化之研究，並針對各相關參數進行敏感度分析。

為達成研究目的，研究方法以大地工程有限差分軟體 *FLAC* 進行地震的模擬，探討地震發生時對地下水孔隙水壓激發的行為與實際地下水位變化情形進行比對，其主要的流程如下：

- (1) 蒐集濁水溪沖積扇的地形、地質、水文、沈積環境與地質剖面等資料。
- (2) 建立地震引致地下水位變化的概念模型，並且利用數值軟體進行分析模擬。
- (3) 利用濁水溪沖積扇區地下水觀測井之地層柱資料，配合水文地質剖面圖，合理地簡化及合併地層，建立數值分析的地層剖面。
- (4) 利用 *SHAKE* 程式反卷積功能得到基盤處之地震加速度歷時紀錄。
- (5) 以超額孔隙水壓力激發模式(*Finn mode & Biot mode*)進行動態反應模式的數值模擬。
- (6) 對數值模擬結果進行分析與討論。

## 1.3 論文內容

本文共分為七章，內容概述如下：

第一章 緒論：說明研究動機與目的、研究方法與流程以及論文內容。

第二章 文獻回顧：簡述地震引致之地下水變化、地震時地下水的可能反應型態及反應機制，以及前人研究的模擬結果。

- 第三章 研究區域之環境特性與地下水位變化：說明濁水溪集水區之地理環境、地層沈積環境、水文特性以及集集地震引致區域地下水變化之分布，並探討地下水位受地震影響的概念模式，以及研究區域之選定。
- 第四章 土壤受動態剪力下之二維有效應力模式建立：說明分析模式中土壤受震時應力-應變關係，並介紹本研究中模擬超額孔隙水壓動態反應所使用的 *Finn* 模式(*Finn mode*) 及 *Biot* 模式(*Biot mode*)；說明數值模擬使用的 *FLAC* 程式中運算程序、基本術語、基本指令以及其它特殊功能作一簡單的介紹，並介紹總應力分析所使用 *SHAKE* 程式；最後以砂箱試驗的模擬結果進行驗證。
- 第五章 地層地下水受震分析模式之建立：說明本研究採用分析模式所依據之基本假設，並介紹針對模擬對象所建立之分析模式，包括分析剖面的地層簡化與參數合併以及基盤位置的選取，再對於使用的土壤材料參數進行說明，並介紹分析模型的邊界條件、輸入數值分析所用的地震加速度歷時紀錄，最後對整體分析流程作一簡單的敘述。
- 第六章 數值分析結果與討論：分南北向及東西向輸入震波，對簡化地層之數值分析結果進行討論，探討孔隙水壓激發量的影響因素，比較各含水層的數值分析結果與實際水位變化情形，地層地下水受震分析模式適用範圍以及區域性變化分析。
- 第七章 結論與建議：綜合數值分析的結果提出結論，並提供未來研究的建議。

## 第二章 文獻回顧

綜觀國內外均有歷史記載，在地震發生前後，部分區域的地下水會發生變化的情形。此章節分成三個部份加以討論，首先是地震引致地下水變化的相關文獻及國內外案例彙整；接著簡述地下水受地震作用，所產生的反應類型；最後介紹賴岳廷(2007)與陳德偉(2008)關於地震與地下水位變化之研究成果。

### 2.1 地震引致地下水異常變化之現象

#### 2.1.1 前人研究

Wakita (1975)[12]研究 1974 年日本伊豆半島規模 6.9 的地震，造成當地 95 口監測井產生水位之升降現象，研究發現地震引致地下水位升降的區域分佈和預期斷層錯動造成壓縮或伸張之區域接近一致。因此可說明大地應力的改變會直接影響水位之升降。

Roeloffs (1996)[9]對地震引致地下水位變化的種類做了以下歸納，其中一種瞬間上升或下降的水位變化，往往是因為由孔隙中彈性介質組成的含水層在地震時斷層滑動所造成的體積變化的反應。如果含水層位於地殼收縮區(*contractional strain*)，則地下水位上升；反之若位於伸張區(*dilatational strain*)，則地下水位會下降。

Koizumi 等人(1999)[7]指出在伊豆半島的地下水位變化與地殼變形或體積應變有關。Grecksch 等人(1999)[4]針對 1992 年在歐洲發生規模 5.4 的大地震，利用數值模擬方法估算此正斷層造成的同震應變場，模擬結果顯示在壓縮應變區的水位為上升的趨勢，張應變區域的水位呈現下降的趨勢，但是計算出的應變量與水位變化分布卻不盡相符。

Ohno 等人(1997)[8]發現觀測井中地下水位變化幅度較大者，符合長週期震波通過所造成的動力應變變化；Roeloffs (1998)[9]對加州一水井之地震地下水位變化之研究，由結果推論地震引致地下水位變化可能是由幾秒的短週期震波產生的；Wang 等人(2001)[11]認為可能是由於集集地震震波所產生的震動，使得濁水溪扇洲之孔隙水壓上升。Wong & Wang (2007)發現在 921 地震發生時，低週期的震動和同震地下水位變化以及液化的發生的有強烈的關聯性；

反而高週期的震動，較不會有高的關連性。

*Wright* 等人(2002)[13]實驗結果顯示水力傳導係數隨著有效應力增加而顯著降低，因而認為地震導致地殼應力場變化有可能影響水力傳導係數，造成地下水文性質的改變。*Chen*(2005)[25]進行集集地震對濁水溪沖積扇水文地質特性之研究，經由地震加速度及土壤液化分析求得地震前後孔隙率變化與流通係數變化一致，土壤壓縮性變化與儲水係數變化一至，顯示地震後土壤孔隙率增加導致流通係數增加，而土壤壓縮性減少導致儲水係數減少。

### 2.1.2 地下水發生變化之案例彙整

本節中將對於國內外因為地震造成地下水變化之案例進行介紹，首先介紹國外的案例，再者針對台灣近年來較大地震所造成地下水的變化進行介紹。

#### 1. 國外及古中國的案例

根據中國古籍記載，多次的地震發生都伴隨有地下水變化，早在公元前約 23 世紀就有“三苗欲災時，地震泉湧”的記載。公元前七年，也就是西漢綏和二年，在陝西、甘肅和山西一帶發生地震，於是有“水出地動”之說。明朝也有相關記載，西元 1556 年 1 月 23 日（明嘉靖三十四年十二月十二日）在陝西省華州發生 8.25 級地震。這次地震發生在午夜，“聲如轟雷，震撼搖盪，人驚潰，起臥失措。川原坼裂，郊墟遷移，或壅為岡阜，或陷作溝渠，走山裂石，水湧沙溢”。由以上的例子可看出，在中國古代，就已經知道地震會引起地下水位的變化。

而中國隔壁的日本，也同樣發現地震後地下水位產生變化。如日本四國及九州紀伊地區，根據史書記載，西元 684~1946 年每一次較大的地震均引發當地之地下水水位及溫泉流量的變動(*Kawabe*，1988)[6]。

此外，西元 1964 年美國阿拉斯加地震(*MS* 8.6, *Waller*，1965)、西元 1965~1968 年日本的松代地震、西元 1966 年舊蘇聯塔什干地震(*MS* 5.3)及西元 1966 年中國的邢台地震等，對於地下水位變化現象都有比較詳細的記載。

#### 2. 台灣較重大的案例

在台灣也有許多因為地震導致地下水位變化之案例，以下對較重大的變化案例進行說

明：

1964 年白河發生芮式規模 6.3 的地震，中油公司在牛山氣田(井深 385~987 公尺)發現井口壓力於 9 天前即開始顯著增加。(吳大銘與馮至津，1975)

1980~1986 年宜蘭外海發生的地震，針對宜蘭清水地區的深井水位，有 14 次同震的變動，但井位較深其水位變動的範圍都在 10 公分以內，且發現地下水位的變動與位處之象限有關(伸張或壓縮)。水位同震變動的範圍與震源至測井的距離及地震規模呈現一線性關係。(余貴坤及羅應標，1988)

1999 年 9 月 21 日所發生芮式規模 7.3 的集集大地震，在地震發生前一小時水位歷線及水位變化量分析顯示，其變化幅度並不大。但在地震發生期間，發現觀測井的地下水位面，多呈現巨幅水位升降現象，上升之幅度約在 1~7 公尺之間。位於彰化斷層以東及車籠埔斷層以西觀測井皆發生下降現象，位於彰化斷層以西 3 公里外至沿海地區，多數觀測井都發生水位上升情形，惟顏厝站位於台灣海峽沿岸附近，距離斷層帶甚遠，其地下水位仍下降 1.68 公尺，情況較為特殊。下降之觀測井多集中於兩斷層間。(經濟部水利處，2000)

在分析位於車籠埔斷層西南側各井站之逐時水位紀錄時，井站之最大水位上升幅度約為 7 公尺，最大水位下降幅度約為 11 公尺。分析 64 處 157 口井孔的水位變化時發現地震時的同震水位歷線，呈現震盪(*Oscillatory*)與階變(*Steplike*)特性的水位變化均有出現，而水位變動量的升降及大小與井位距離地震斷層的距離有關。(賈儀平，2000 及 2001)

2003 年 12 月 10 日，在台東成功發生芮式規模 6.6 的地震，在花蓮站水位觀測井的觀測中發現，在發生地震前觀測到的水位明顯異常紀錄高達八次。變化可分成上升型、下降型與引潮力型。(蔡俊雄，2005)

2006 年 4 月 1，在台東也發生了芮式規模 6.2 之地震，此地震引發全台灣 96 孔觀測井發生同震地下水位的變化，而這些同震水位發生反應的觀測井多分布在，嘉南平原、屏東平原。嘉南平原多出現地下水位同震下降，屏東平原多為同震水位上升。(王珮玲、陳柏瑞、胡植慶、官彥均、呂佩玲、賈儀平，2007)

## 2.2 地震引致地下水變化之反應型態與特性

歸納歷年來觀測地下水位受震變化的結果，在受震反應部份，可區分成兩種典型的類型：階變反應與振盪反應等兩種類型。

### 2.2.1 階變反應

階變反應的特性是在地震發生前後，地下水位基準面會在短時間內發生明顯的變化(大部分都在數分鐘內即產生變化，少部分受地下水流影響的井位則需數小時才得以顯現)。如圖 2.1 所示，水位面比起地震發生前有上升或下降的趨勢出現，變化的幅度可能是少則幾公厘或幾公分，多可到達數公尺。此現象可以是永久變化，但因有滲流的現象，所以可能會在一段長時間之後回到原本的水位高度。

地下水位受震後產生的階變反應，反映出地下含水層承壓狀態的基準變化，這樣的變化有可能來自高程基準變化、含水層承壓狀態、封閉層或含水層地下水文參數改變。

第一項原因為高程基準變化，可能是水文或地質構造因素的改變所造成。以水文因素而言，例如補注源或表面水荷重的高程變化，海水面或湖水的上升或下降、河道或補注區位置的改變、地下水流動的改變以及其他水體的混染等，都有可能改變地下水位高程基準的變化；而在地質構造因素方面，地殼抬升可能會造成地下水高程基準的相對變化，1946 年在日本南海地震時，四國沿海地區的淺井就是因為地殼抬升造成地下水與海水界面位置的改變，進而造成地下水位降低。

第二項原因較為複雜，主要強調的是含水層狀態的變化。常被討論的機制為地震後因為地殼應力調整後的改變，一來可能造成含水層的體積應變而使得孔隙水壓產生變化；再者作用在含水層的靜態水壓力或圍壓，也可能在沒有造成含水層體積應變的情況之下，改變含水層的壓力水頭。

上述兩種原因，除非如九二一集集地震中斷層錯移造成地表抬升 7.5 公尺之極端事件，一般地震所造成的地層體積應變量約在  $10^{-6}$  以下(集集地震中濁水溪沖積扇區約為  $10^{-6}$ ，僅有在距離地震斷層 20 公里以內的範圍，才足以達到  $10^{-4}$  的體積應變量)，一般來說，在遠離斷

層帶 20 公里以上的距離，並不易造成足以產生永久改變的破壞性變形。倘若再考慮震源深度的影響，一般距離震源大於 20 公里以上的地下水井所觀測到的地下水位變化，反應的應該是屬於當地殼應力調整變化所引致的體積應變，這樣的反應也就可與地震斷層錯動造成的體積變化來進行比對。

### 2.2.2 振盪反應

振盪反應的地下水位變化，其特徵可從高頻的水位紀錄中觀察到，如圖 2.2 所示。地下水位在地震發生時劇烈地上下振盪，高頻紀錄中的水位歷時曲線與震波圖非常類似，這種現象就代表具有阻尼效應的自由振盪現象。一般而言，地下水位的振盪現象應與地表震盪相似，但有別於地表振盪只維持 1~2 分鐘，較大地震造成的地下水位振盪可能長達數十分鐘。在高精度的水位紀錄中，水位呈現震盪反應，受限於取樣時間較疏，無法連續記錄水位振盪的實際波譜，反而容易記錄呈現脈衝(*Impulse*)後迅速恢復的特徵。與階變反應的最大不同處，在於振盪反應在地震前後水位變化的基準是不會變動的，也就是說隨著地表振盪的結束，地下水位又回到地震前的基準。

地下水位的振盪反應，造成的原因多和震波造成的地表位移、震波傳遞於含水層造成的體積壓縮與伸張以及井管內水體自由振盪等多種效應有關。除集集地震外，近三年觀測站址所觀測到的地震強度都在 4 級以下，也就是地表加速度都在 80 gal 以下，這樣的地表加速度尚不足以對含水層或井體造成永久的變形，所以地下水震盪的變化也都屬於短期的變化。根據 Eaton 與 Takasaki (1959)[1]的研究中發現，地下水位振盪反應多與地震波中屬於表面波的雷利波有關。一般來說地震波傳遞持續的時間約為 1~2 分鐘內，由於井管內的水體屬於自由振盪，加上含水層與井管間存在的管壁效應(*well bore storage*)造成作用的時間稽延，所以井管內觀察到的地下水位變化，持續的時間甚至可達 1 小時。

## 2.3 集集地震引致地下水位變化模擬分析

地震引致地下水位變化，在賴岳廷(2007)的研究中是建立孔隙水壓力動態反應數值模型

後，輸入地震加速度進行模擬，而陳德偉(2008)則是建立地層錯動數值模型，來模擬集集地震地層錯動引致地下水位變化。茲分別簡述如下：

### 2.3.1 孔隙水壓力動態反應模式

賴岳庭(2007)的研究中發現，地震對於孔隙水壓的激發情形有很顯著的影響。進行 4 個監測站的模擬分析，分別為全興、虎溪、海園、明德這四個測站。以四個測站進行綜合討論：

以數值模擬方面，海園和明德的模擬成果最好，虎溪站次之，而全興站的模擬最不好。原因可能是，海園及明德站比較接近沿海地區，距離震央較遠而且基盤位置也較其他的監測井深，所以孔隙水壓的激發量較小，到後面會呈現一微幅震盪，和其實際行為較符合。

而虎溪站的模擬成效次之，在整體趨勢上很符合但在含水層二及含水層三上面表現較不好，可能的原因是虎溪站的含水層二及含水層三土壤性質為粗砂及礫石層和大部分的扇央位置含水層二和三為細砂和粗砂夾黏土不同，所以產生與整體趨勢不符的現象。

最後以全興站的模擬最不好，整體的趨勢和實際的變化量差異最大，可能是原始的土層剖面在簡化土層時被過度簡化，導致誤差變大。另一個可能性是全興站位於濁水溪沖積扇的北側，而其餘三個站均位於濁水溪沖積扇的南側扇區部分，其土壤性質可能會不同，而在數值分析中採用同樣的參數，所以會導致結果與其他三站差異過大。

### 2.3.2 地層錯動模式

陳德偉(2008)利用濁水溪沖積扇靠近車籠埔斷層的地下水位觀測井進行研究，在這些觀測井中，地下水位的變化異於濁水溪沖積扇央及扇尾的觀測井。就整體而言，研究中所使用地層錯動數值模式，對於地層錯動影響土壤中的行為模式，如塑性區、變形圖及剪應變分布，可以進行合理的模擬。但在孔隙水壓方面，無法進行有效的模擬，現地觀測中為下降的觀測井位，在模擬中卻呈現上升的行為。雖然在地層的壓縮側，所模擬出來的結果是孔隙水壓上升，符合 *Biot* 的理論，但和現地觀測不合。而現地觀測孔隙水壓下降的原因，陳德偉(2008)認為可能是由於地震發生前地層已經產生壓縮的現象，故地震發生後，地層因為擠壓產生彈性回彈的現象。所以在靠近斷層處的觀測井地下水位，因為彈性回彈的作用，導致現地觀測的地下水位觀測井水位呈現下降的情況。

此外，研究中亦發現，在基盤錯動處的孔隙水壓呈現較大的變化。而在距離地層錯動的位置之外，孔隙水壓呈現水平方向的平行分布。數值模擬孔隙水壓力部分，在新光、竹山及觸口觀測井，在觀測井的基盤深度加深後，模擬結果均呈現短時間水位下降隨即水位呈現大幅度上升的現象。這是由於觀測井點下方的土層，孔隙水壓上升導致觀測井點的孔隙水壓先下降，後來由於地層錯動的影響，觀測井點的孔隙水壓才呈現持續上升的行為。而孔隙水壓的上升，也和 Biot 理論相同，若土壤受到壓縮，體積應變產生壓縮的行為，則孔隙水壓就會上升。



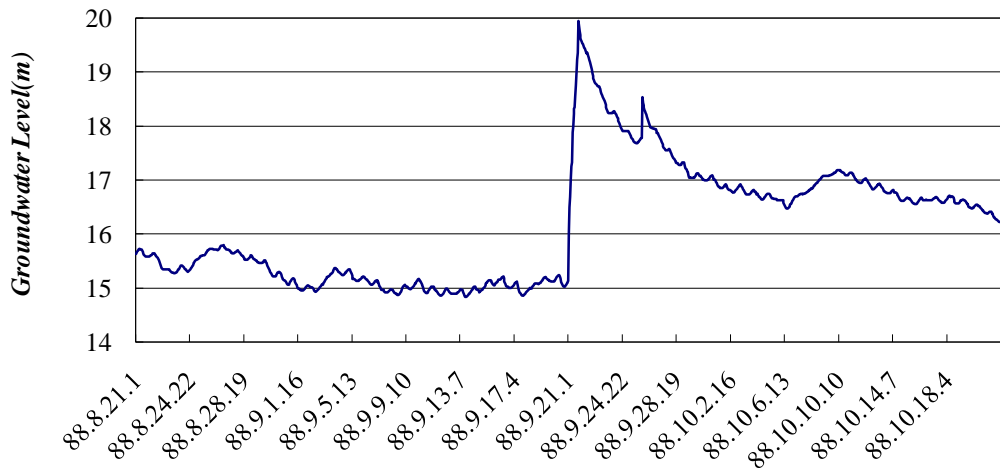


圖 2.1 地下水位變化之階變反應變化案例(虎尾站) [22]  
(經濟部水利署，2005)

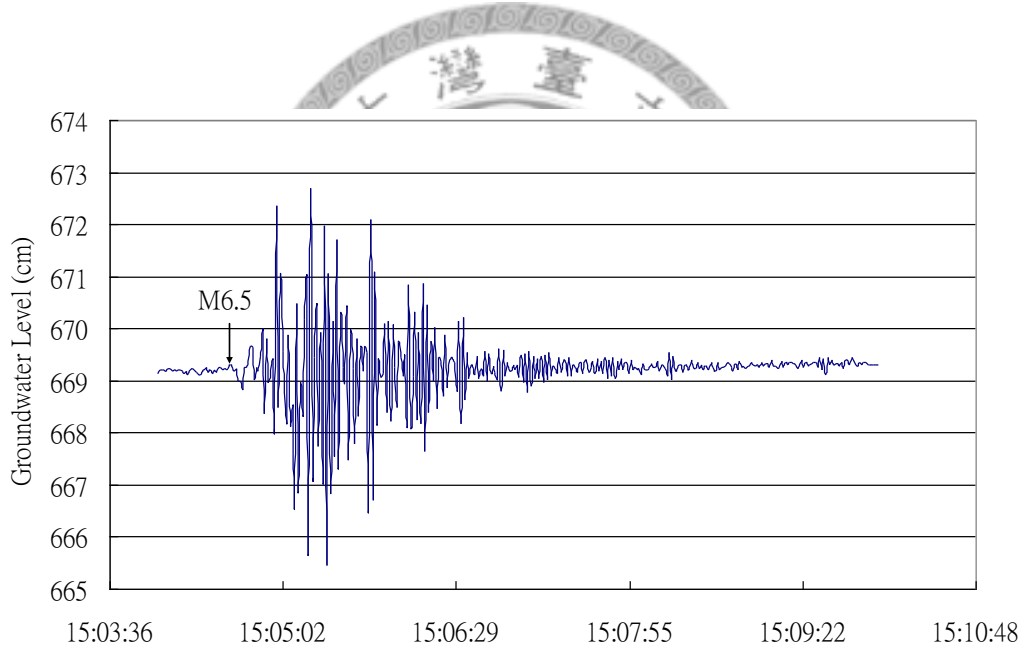


圖 2.2 高頻水位記錄的地下水位變化之振盪反應變化案例(花蓮站)  
(經濟部水利署，2005)

## 第三章 研究區域之環境特性與地下水位變化

1999年9月21日，集集地震發生於台灣中部日月潭西偏南9.2公里處，造成許多生命財產的損失，而位於濁水溪沖積扇區的「台灣地區地下水觀測網」正好記錄了當時的地下水位變化，「台灣地區地下水觀測網」是由經濟部水資源局設置於全台的地下水資源區，以監測並有效利用地下水資源，其中第一期計畫即位於濁水溪沖積扇區。在所有觀測井中，離震央距離最接近處僅7.5公里，最遠處的井也約在70公里範圍內，而其影響範圍中以濁水溪沖積扇區與震央位置極為接近，因此本研究主要針對濁水溪沖積扇進行分析。在進行研究之前，首先對於濁水溪沖積扇之地理環境、水文條件、地質狀況、地層沈積環境與地下水位變化進行相關資料的收集。

### 3.1 濁水溪集水區沖積扇之概述

本節將針對研究區域——濁水溪沖積扇——做一基本介紹，包括地理環境、水文條件以及地質狀況。

#### 3.1.1 地理環境

濁水溪為台灣最長的溪流，幹流長度為186.6公里，河川源頭發源於合歡山主峰與東峰之佐久間鞍部，標高約3,200公尺；流經南投、彰化及雲林縣境，於彰化縣大城鄉與雲林縣麥寮鄉交界出海，主要支流為清水溪、陳有蘭溪及東埔蚋溪，流域面積3,156.9平方公里。而濁水溪沖積扇就是由濁水溪以及其支流所形成，為台灣最大的沖積扇。濁水溪沖積扇地區位於台灣西部海岸之中段，北起烏溪，南至北港溪南岸，東以八卦台地及斗六丘陵山脊線為界，並沿兩丘陵間之隘口向東擴及竹山、名間一帶，西臨台灣海峽，面積約1,800平方公里如圖3.1所示。

本沖積扇最主要之溪流為濁水溪，其主流發源自中央山脈西翼、合歡山以南與玉山山塊北側之間地區，向西切穿雪山—玉山帶、麓山帶與八卦—斗六丘陵區，在丘陵區西側形成沖積扇系統，主流流經沖積扇之中央，向西注入台灣海峽。其他位於沖積扇之河川，由北而南

尚有舊濁水溪、新虎尾溪、舊虎尾溪及北港溪等。濁水溪沖積扇地勢平緩，高程約介於海拔 0 至 100 公尺之間。

### 3.1.2 水文條件

濁水溪沖積扇包含彰化及雲林地區，大致上可分為三個地下水系、北部洋子厝溪以北面積約 100 平方公里，為和美地下水系；東南部虎尾溪(北港溪上游)以南，面積約 200 平方公里，為北港溪源流區，均與濁水溪水系無關。彰化雲林地區其餘約 1,700 平方公里則是一般所稱的『濁水溪沖積扇』地下水系，所涵蓋的地區多曾經做為濁水溪下游河道分流散布的範圍。河川流量大小與降雨量有密切關係，本區的降雨集中於每年的四月至九月，河川流量亦集中於夏秋兩季，主要為梅雨季節與颱風所帶來豐沛的雨量(黃智昭，1996)。

濁水溪沖積扇北起洋子厝溪，南迄虎尾溪—北港溪，以八卦山脈和斗六丘陵間之隘口為沖積扇頂點，向西呈現扇形開展，扇端到達海岸。濁水河流域在扇頂以東的中、上游集水區面積 2,977 平方公里，包括中央山脈中段的西坡、玉山和阿里山的北端、雪山山脈的南端。近 200 年來曾以舊濁水溪(麥嶼厝溪)、新虎尾溪、舊虎尾溪、虎尾溪、西螺溪(今濁水溪)等為主流，得以形成沖積扇。這些舊河道均為濁水溪下游的分流，舊河道透水性較佳，如葉脈狀，係沖積扇上重要的地下水流通道，所以地下水源豐富，永續性出水量約為每年 15 億噸。

### 3.1.3 地質狀況

經濟部水資源局(1999)「台灣地區地下水觀測網整體計畫」第一期的成果彙編中，針對濁水溪沖積扇的地下水文地質分區曾進行詳細的劃分，歸納扇區地質概況及地下地質概況的資料及討論，可藉由地下水位觀測井下地層的組成，將整個濁水溪沖積扇區的地下水觀測網站先區分成以下丘陵區及沖積扇區兩區，如圖 3.2 所示。以下就丘陵區及沖積扇兩區的差異進行說明：

#### (1) 丘陵區：

由八卦台地、斗六丘陵區及二水隘口以上的台地堆積區，其地層除表層約 10~20 公尺由近代沖積層組成外，更深的岩層多半由淘選度、膠結度較佳的全新世台地堆積層及更新世頭崙山礫石層所組成，其與典型沖積扇區的界線約略為八卦山台地西側前緣，亦

即彰化斷層的位置。由於岩性較為堅硬，膠結較為緻密，且經歷過新期造山運動的擠壓，岩層產生壓密及層面傾斜，故形成八卦山台地、斗六丘陵一帶陡直的山勢。儘管就水資源分區而言，可納入濁水溪沖積扇區來統整考量，但若考慮地質區分時，應考慮其與扇區井下地質的明顯差異，而分開討論其不同含水地層對於地震或應力產生的孔隙壓力變化。

## (2) 沖積扇區：

二水隘口以下的廣大沖積扇區，包含扇央、扇尾區及部分的扇頂區的井位。此部分包含全新世以來，由於濁水溪河道變遷所造成的廣大沖積扇區，根據台灣地區地下水觀測網整體計畫第一期的成果彙編(經濟部水資源局，1999)及陳文福及袁彼得(1999)等人，針對濁水溪沖積扇井下岩心沉積相的研究，濁水溪沖積扇區反映出典型沖積扇不同時期發育，從陸上到海下的複雜沉積環境中的沉積產物。

## 3.2 濁水溪沖積扇地層沈積環境

濁水溪沖積扇地下水區兼具沖積扇及三角洲環境特性，沉積物主要源自濁水溪集水區，部分來自烏溪及北港溪水系；在地層沉積過程中，由於古氣候冷暖變遷，導致海水位之相對昇降，因而經歷了多次之海進及海退，海相及陸相地層因為海岸線變遷而呈犬牙交錯狀沉積。海相沉積環境包括沿岸沼澤、濱岸至淺海等環境；陸相沉積環境則包括礫石質辮狀河、砂質辮狀河及曲流等環境。其中辮狀河道沉積之礫石和粗中砂層及濱岸沉積之細砂層，因其透水性較佳而構成本區之富水層(Aquifer)；而曲流、沿岸沼澤或淺海環境沉積之泥層，因透水性較差則為主要之阻水層。

中央地質調查所於「台灣地區地下水觀測網整體計畫」第一期(81~87 年度)，於濁水溪沖積扇共完成 88 站水文地質鑽探，圖 3.3 為濁水溪沖積扇地質鑽探井位及水文地質剖面分布圖，圖 3.4 為濁水溪沖積扇多處水文地質剖面之一，海園—石榴的水文地質剖面圖。濁水溪沖積扇共有 15 條水文地質剖面圖，其中深度最深為 330 公尺範圍內，由上而下可分為第一陸相層、第一海相層、第二陸相層、第二海相層、第三陸相層、第三海相層、第四陸相層及底部尚未

完全鑽穿之第四海相層。第一陸相層位於地表，為現代沖積層；第一海相層位在深數公尺至約 50 公尺間，沉積年代從數百年至約一萬年不等，是末次冰期結束後，海水位上昇，海岸線向扇頂逼近沉積之地層；第二陸相層深約 50~110 公尺，沉積年代約一萬至五萬年左右，屬於末次冰期海水位後退期間沉積之地層；至於更深之層次則因缺乏可靠之直接定年資料，沉積年代無法確知，惟與全球性海進事件年代比較，推測底部之第四海相層沉積年代可能大於二十萬年。

扇頂由於快速沉積礫石層，因此地形較高，未受海進之淹沒，形成上下連通之渾厚礫石層，露布於地表的區域即為本區主要之地下水補注區；扇頂以外區域則在海進海退範圍內，地層岩性有明顯變化。細質地之海相沉積泥層構成主要阻水層，將地層由上而下切割為第一富水層、第一阻水層、第二富水層、第二阻水層、第三富水層、第三阻水層、第四富水層及第四阻水層如圖 3.4 所示，其中以富水層二之厚度最大，其沉積物粒徑最粗、含水及透水性最佳，為最主要之地下水層。富水層在扇頂屬於巨厚之礫石層，往扇央及扇尾則厚度變薄、粒徑漸細，依此自然趨勢推測，各富水層最終均於台灣海峽中分別尖滅於增厚之阻水層中，亦即各富水層下游端應近似封閉，而未出露於海床。河水、雨水及灌溉水於扇頂及丘陵區入滲，形成地下水，再分別流入各富水層，因此扇頂及丘陵地區為各富水層之共同補注區域。

### 3.3 濁水溪沖積扇富水層概況

濁水溪沖積扇地下水文可劃分成四個富水層，四個阻水層。其中富水層二分布範圍涵蓋全區，厚度最大，內又夾有二至三層延展範圍較大之泥層，因此又可將富水層二再劃分為富水層二之一及富水層二之二。這五個富水層地層特性及岩性分布變化說明如下。

在說明含水地層特性之前，先將相關的參數特性做一詳細說明。這些參數分別為：流通係數、比儲率及儲水係數。其中富水層特性如下所示：

1. 流通係數(*transmissivity*,  $T$ )：在完全飽和的富水層中，一單位的水力坡降下水流流經富水層孔隙的水量。其值等於富水層厚度與水力傳導係數之乘積，即：

$$T = bK \quad (3.1)$$

式中， $T$ :流通係數( $L^2/T$ )

$b$ :含水層厚度

$K$ :透水係數( $L/T$ )

2. 比儲率(*specific storage*,  $S_s$ ):由於富水層骨架的壓縮或富水層中孔隙水的壓縮變化，存留於富水層中每一單位體積所含的水量稱之。其推求的公式如下:

$$S_s = \rho_w g (\alpha + n\beta) \quad (3.2)$$

式中， $\rho_w$ :水的密度

$g$ :重力加速度

$\alpha$ :含水層骨架的壓縮性( $1/(M/LT^2)$ )

$n$ :孔隙率

$\beta$ :水的壓縮性( $1/(M/LT^2)$ )

3. 儲水係數(*storativity*,  $S$ ):

拘限富水層中:儲水係數為富水層厚度與比儲率的乘積,即:

$$S = bS_s \quad (3.3)$$

非拘限富水層中:其推求式如下:

$$S = S_y + hS_s \quad (3.4)$$

式中， $S_y$ :比出水量

$h$ :飽和區的土層厚度

#### (1) 富水層一(F1)

富水層一為濁水溪沖積扇分區水文地質系統之表層，其分布範圍涵蓋全區，從地表起算最深約 103 公尺，厚度變化由 19 至 103 公尺不等，平均厚度約 42 公尺。本層於沖積扇頂附近以礫石層和粗砂層為主，地層厚度較大，至扇央及扇尾後其地層特性漸次變相為細砂層和泥層，富水層表面及內部常有延展良好之厚泥層分布，造成地下水局部受壓或分段之現象。

富水層一不論其流通係數( $T$ )及透水係數( $K$ )之分布皆由扇頂向扇尾遞減，扇央部分則自濁水溪兩岸向南北漸減，以雲林沿海及北港流域較低，而以斗六丘陵西緣之北港溪上游一帶如石榴、古坑、溫厝等地最低。儲水係數( $S$ )在扇頂非拘限富水層部分在 1.37(無

單位)至  $2.37 \times 10^{-1}$  之間，其他拘限富水層區則在  $10^{-3}$  至  $10^{-4}$  之間。

## (2) 富水層二(F2-1、F2-2)

其分布範圍涵蓋全區，深度介於在地表下 35 至 217 公尺之間，厚度從 76 至 145 公尺不等，平均厚度約 95 公尺，為各富水層中厚度最大者。沖積扇頂附近以礫石和粗砂層為主，與富水層一之間並無明顯之阻水層分隔。扇央及扇尾地層材料粒徑變細，惟仍有粗砂或礫石層之存在，顯示富水層二在蓄水及供水上之重要性。富水層二內夾有二至三層延展範圍較大之泥層，因此進一步以次區域性之阻水層界劃分富水層二為富水層二之一及富水層二之二。

富水層二之一流通係數( $T$ )及透水係數( $K$ )之分布趨勢與富水層一大致類似， $K$  及  $T$  值最低之分布區域均集中在沖積扇南北端之北港河流域及烏溪出口。儲水係數( $S$ )在扇頂非拘限富水層地區與富水層一相同，惟溪洲站之富水層二之一為拘限富水層， $S$  降至  $1.07 \times 10^{-3}$ 。其他除港後為  $5.7 \times 10^{-5}$  外，亦均在  $10^{-3}$  至  $10^{-4}$  之間。

富水層二之二流通係數( $T$ )值在扇頂部分與富水層二之一類似，且區域內流通係數( $T$ )及透水係數( $K$ )最低之位置亦分布在沖積扇南北端。 $T$  值最小為全興站，僅達  $0.013 \text{ m}^2/\text{min}$ 。儲水係數( $S$ )在本層約在  $1.15 \times 10^{-4}$  至  $2.98 \times 10^{-3}$  之間。

## (3) 富水層三(F3)

富水層三位於阻水層二以下，其分布範圍涵蓋全區，深度在 140 至 275 公尺之間，厚度介於 42 至 122 公尺之間，變異頗大，主要因濁水溪以北富水層遠比以南發達所致，全區平均厚約 86 公尺，規模略小於富水層二。

富水層三之水力特性分布情形大致與富水層二相同，流通係數較低之區域主要分布於北港河流域附近，以東榮之  $0.052 \text{ m}^2/\text{min}$  最低。儲水係數在此層約為  $5.66 \times 10^{-5}$  至  $1.07 \times 10^{-3}$  之間。

## (4) 富水層四(F4)

富水層四位於阻水層三以下，由於其平均深度大於 271 公尺，全區只有 14 口井超過

此一深度，其中 9 口貫穿本層，5 口則未達本層底部，以此少量資料難以對富水層四及阻水層四做明確之描述。基本上扇頂附近仍以礫石層及粗砂層分布為主，往扇央及扇尾則變相為細砂為主。其分布深度約界於 238 至 313 公尺間，厚度界於 6 至 51 公尺間，平均厚約 24 公尺，是各富水層中厚度最小者。

富水層四因受鑽探深度限制，資料量有限，依現有資料無法判斷非拘限富水層與拘限富水層之界線及富水層之厚度，故抽水試驗之結果僅供參考。此層之流通係數以安和站之  $0.0078 \text{ m}^2/\text{min}$  最低。儲水係數  $S$  在此層約為  $5.0 \times 10^{-5}$  至  $3.4 \times 10^{-3}$  之間。

#### (5) 各富水層比較

表 3.1 所列為富水層特性總體參數，其中各富水層水力特性以扇頂最佳，扇央次之，扇尾最差。而各層中以富水層二最優，富水層三及扇央地區之富水層一次之，富水層四及扇尾地區之富水層一較差。

### 3.4 集集地震引致區域地下水變化之分布

集集地震引致濁水溪沖積扇區地下水位變化分析之資料，取自經濟部水利署所提供之台灣地區地下水觀測網之濁水溪沖積扇地下水分區地下水位歷時資料。集集地震發生的時間為 1999 年 9 月 21 日 1 點 47 分，而水位觀測井的資料紀錄是時水位變化，為每一小時一筆水位變化資料，故選取 1999 年 9 月 21 日凌晨一點與兩點之時水位變化進行分析。

地震引致地下水位變化採取集集地震主震發生時間前後，即 1999 年 9 月 21 日凌晨一點與兩點之時水位變化進行分析，未採取更後期之時水位資料進行分析的主要原因在於，緊接著集集地震主震後連續發生了數起的餘震，以國聖(3)站地下水位變化為例，可能影響到對於主震引起地下水位變動量的計算，如圖 3.5 所示。

地表加速度資料取自中央氣象局地震測報中心提供之集集地震自由場加速度尖峰值，經座標轉換後並採取線性內插的方式，得到各觀測井位之加速度資料。賴岳庭(2007)亦曾以此方式，將等加速度值套匯井位資料後得到各井位之垂直加速度、南北向及東西向的水平加速

度等資料，並藉由觀察不同富水層於集集地震發生前與地震發生後的水位變化，並與垂直加速度、南北向及東西向的水平加速度尖峰值作比較，以觀察有何特性。發現水位下降的井位於各富水層的水位變化量皆隨著地表加速度值增加而呈現逐漸增加的趨勢，且變化趨勢十分顯著；而水位上升的井位雖然亦是隨著地表加速度值增加而逐漸遞增，但是變化趨勢相對於水位下降的井位來的低許多，而且其中以水位變化量與垂直地表加速度值的變化趨勢相對於水位變化量與水平向(南北向和東西向)加速度值的變化趨勢來的明顯，由此可知垂直向的加速度對水位變化量影響較大。

在靠近車籠埔斷層的位置(斷層西側的丘陵區，離斷層的距離約 0~30 km)，也就是地勢較高處，其富水層一~三的地下水位呈現較大幅度的降低，而由於丘陵地區的觀測井皆未達富水層四之深度，因此資料缺乏無法得知其水位變化趨勢；相反的於濁水溪沖積扇上的平原地區(丘陵區的西邊，離斷層的距離約 20~80 km)，所有富水層水位變化則普遍呈現水位升高的趨勢，其中水位上昇較大的區域集中在扇頂與扇央的交界處(即丘陵區與平原區的交界帶，約為車籠埔斷層西側 20~30 km)，而在扇央及扇尾地區地下水位除了隨著距離的衰減外，亦在較低平的區域產生較小幅度的水位變化。所有富水層的反應特性大致皆相同，不過其中以富水層二和富水層三反應較為明顯。

此外，賴岳庭(2007)亦探討地下水觀測井與震央距離、斷層距離、以及透水係數的關係，以了解影響富水層水位變化的主要成因。

圖 3.6 為各富水層的水位變化量與震央距離的關係趨勢圖，由圖可觀察出水位下降的井位於各富水層的水位變化量皆隨著震央距離增加而呈現逐漸衰減的趨勢，且變化趨勢十分顯著；而水位上升的井位亦隨震央距離增加而逐漸衰減，且以富水層二~富水層四的變化趨勢較為明顯，而富水層一變化趨勢較不明顯。

圖 3.7 為各富水層的水位變化量與斷層距離的關係趨勢圖，由圖可觀察出各富水層的變化趨勢與震央距離的變化趨勢相當類似，由此可知水位變化係受到震波的影響顯著，隨著離震央或斷層越遠使震波越小，因此對水位變化影響就會減小。

圖 3.8~圖 3.10 為各含水層的水位變化量與地表加速度尖峰值的趨勢圖，可發現水位下

降的井位於各含水層的水位變化量皆隨著地表加速度值增加而呈現逐漸增加的趨勢，且變化趨勢十分顯著；而水位上升的井位雖然亦是隨著地表加速度值增加而逐漸遞增，但是變化趨勢相對於水位下降的井位來的低許多，而且其中以水位變化量與垂直地表加速度值的變化趨勢相對於水位變化量與水平向(南北向和東西向)加速度值的變化趨勢來的明顯，由此可知垂直向的加速度對水位變化量影響較大。

圖 3.11 為各富水層的水位變化量與透水係數的趨勢圖，可發現水位下降的井位與水位上升的井位的水位變化量與透水係數的關係較沒有一致性，代表透水係數對同震水位的變化量影響較不明顯。

從集集地震引致的水位變化與震央距離、地表加速度及富水層的導水係數比較中，確實可以發現地震所造成的震波對地下水位變化有相當程度的關係，但是由地下水位變化與加速度尖峰值的關係圖看來，其關係並不明顯，這可能是因為其值為地表的加速度尖峰值而並非富水層所在地層的加速度尖峰值，因此導致變化趨勢不顯著，但還是可以知道地震所產生地表加速度對於地下水位的變化有直接的關係。

### 3.5 研究概念及研究區域之選定

九二一集集大地震的發生，造成了濁水溪沖積扇的地下水觀測井大範圍的水位變化，並且為了能了解各富水層受震後狀況，因此本研究欲建立一個能夠模擬富水層受震後水位變化的概念模型。

由上述各富水層比較，可觀察出富水層一的各類關係圖的變化趨勢皆較不明顯，可能是因為富水層一較靠近地表，所受的應力較不明顯且為自由地下水層水壓較易消散，因此各井位的水位變化量皆不明顯；而富水層二~四的各類關係圖皆較有一致性，可能是因為富水層二~四為較深的地層所受應力較明顯且為受壓地下水層，因此各井位的水位變化受不同因素影響顯著，因此富水層二~四受震引致水位的變化量用作後續的分析可以較有代表性。本研究欲利用富水層所在位置的地層狀況並配合地震所引起的震波，模擬出富水層受震後地下水位的變化。

根據這些條件，本研究擬利用數值軟體，對富水層受震後使土壤受到動態剪力作用，造成土壤顆粒的重新排列並使孔隙體積減少之趨勢，進而孔隙中的孔隙水壓力會因此上升，所以就可以得到各富水層的水位變化。

為了能了解各富水層的狀況，欲選擇包含所有富水層資料的井位進行研究，且賴岳庭(2007)的研究中已針對四個井位進行概念模式的數值模擬，分別為全興、虎溪、海園以及明德。因此本研究擬採平行濁水溪之方式挑選井位，並且分佈濁水溪沖積扇南北兩側，除個別井位之模擬外，期能以土層剖面與斷層距離進行分析討論。

綜合上述討論，本研究選定六站水位觀測井進行模擬，分別為好修、文昌、合興、港後、九隆以及田洋，其井位與震央及斷層的分布圖如圖 3.12 所示。

圖 3.13 為分析井位之地下水位變化與震央距離的關係圖，並與濁水溪沖積扇區整體的趨勢作討論。富水層一中各井位皆與趨勢相符合；富水層二中，除文昌較符合趨勢外，其它各站偏離趨勢 1.1 至 2.8 m，呈現較為散亂之分佈情形；富水層三中以九隆比趨勢高 1.87 m 而其餘各井位與趨勢相符合；富水層四中以好修比趨勢高 1.25 m 且港後比趨勢高 0.87 m，其餘各井位皆與趨勢相符合。

圖 3.14 為分析井位之地下水位變化與斷層距離的關係圖，並與整體的趨勢作討論。富水層一中各井位皆與趨勢相符合；富水層二中，除文昌較符合趨勢外，其它各站偏離趨勢 1.03 至 2.22 m，呈現較為散亂之分佈情形；富水層三中以九隆比趨勢高 2.1 m 而其餘各井位與趨勢相符合；富水層四中以好修比趨勢高 1.04 m 且港後比趨勢高 1.16 m，其餘各井位皆與趨勢相符合。

圖 3.15 為分析井位之地下水位變化與垂直加速度尖峰值的關係圖，並與整體的趨勢作討論。富水層一中各井位皆與趨勢相符合；富水層二中，除文昌較符合趨勢外，其它各站偏離趨勢 0.72 至 2.05 m，呈現較為散亂之分佈情形；富水層三中以九隆比趨勢高 1.65 m 為差異最大，而其餘各井位除文昌外與趨勢亦有大小不等的差距；富水層四中以田洋低於趨勢 1.05 m 且港後高於 1.02 m，其餘各井位皆與趨勢相符合，其中以合興與趨勢最為符合。

圖 3.16 為分析井位之地下水位變化與南北向水平加速度尖峰值的關係圖，並與整體的趨

勢作討論。富水層一中各井位皆與趨勢相符合；富水層二中僅文昌與趨勢較符合，而其餘各井位與趨勢差異較大，分佈由低於趨勢 1.47 m 至高於趨勢 2.46 m，呈現較為散亂之情形；富水層三中各井位與趨勢差異較大，水位差均高於整體趨勢線；富水層四中僅合興站與整體趨勢較符合，其餘各站差異較大。

圖 3.17 為分析井位之地下水位變化與東西向水平加速度尖峰值的關係圖，並與整體的趨勢作討論。其各富水層狀況與南北向水平加速度尖峰值的關係類似，僅富水層一與富水層四與趨勢較為符合，而富水層二與富水層三與趨勢差異較大。

綜合上述討論，影響地下水位變化量的各種因素中，以與震央及斷層距離的遠近關係較為密切，此現象與前述之整體的趨勢一致，因此可推論地下水位變化受地震時斷層錯動所產生的震波影響顯著，隨著距離斷層越遠震波隨之遞減的關係，而使其地下水位的變化量也隨之變動。

就各富水層的狀況看來，以富水層一與趨勢類似，可能是因為富水層一的水位變化量較不顯著的關係，因此各井位的水位變化量差異不大，所以與趨勢較為符合；富水層二與整體趨勢差異較大，可能是因為水位變化資料本身較為散亂，因此回歸而得的趨勢線與各站差異較大，亦有可能是因為富水層二包含富水層二之一及二之二兩個子富水層，而使得各資料間差異較大；富水層三雖然狀況與富水層二類似，但其差異的量相對減小許多；富水層四之水位變化量與整體趨勢相比，雖其值有高有低，但整體而言與趨勢相當符合，可能是因為富水層四的所有井位地層狀態頗為類似，所以受到震波影響而地下水位變化也符合一定關係，亦可能受到個別井位地層狀況之影響。

表 3.1 濁水溪沖積扇富水層特性參數表

富水層	水力特性		扇頂	扇央	扇尾
一	$K (10^{-3}m/s)$	範圍	0.3~1.94	0.01~1.79	0.04~0.44
		平均	1.04	0.417	0.25
	$T (m^2/min)$	範圍	0.011~4.188	0.005~1.931	0.036~0.625
		平均	1.72	0.556	0.268
二之一	$K (10^{-3}m/s)$	範圍	0.09~1.94	0.04~1.43	0.01~0.98
		平均	0.793	0.397	0.332
	$T (m^2/min)$	範圍	0.095~4.188	0.037~2.591	0.013~1.097
		平均	1.734	0.845	0.473
二之二	$K (10^{-3}m/s)$	範圍	0.01~1.94	0.02~1.76	0.01~0.76
		平均	0.783	0.4	0.32
	$T (m^2/min)$	範圍	0.020~4.188	0.035~2.591	0.013~1.854
		平均	1.725	0.752	0.545
三	$K (10^{-3}m/s)$	範圍	0.01~1.94	0.01~0.83	0.08~1.12
		平均	0.783	0.27	0.34
	$T (m^2/min)$	範圍	0.020~4.188	0.052~1.749	0.073~0.839
		平均	1.725	0.437	0.384
四	$K (10^{-3}m/s)$	範圍	0.01~1.94	0.01~0.54	0.04~0.51
		平均	0.783	0.18	0.25
	$T (m^2/min)$	範圍	0.020~4.188	0.008~1.17	0.043~0.352
		平均	1.725	0.327	0.192

(經濟部水資源局，1999)



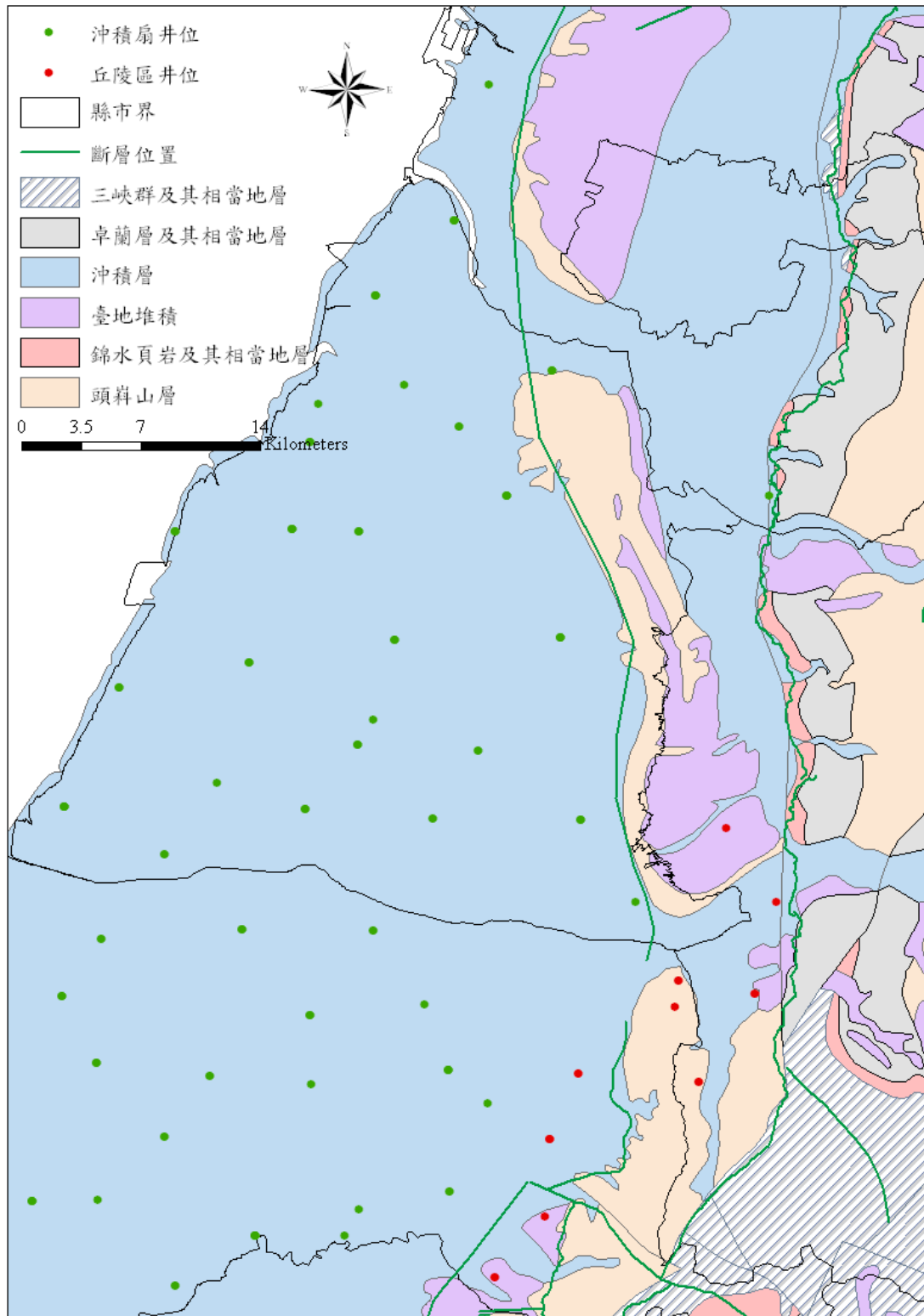


圖 3.2 濁水溪沖積扇及鄰近地區地質概況圖 (陳德偉, 2008)

地質鑽探井位及水文地質剖面分布圖

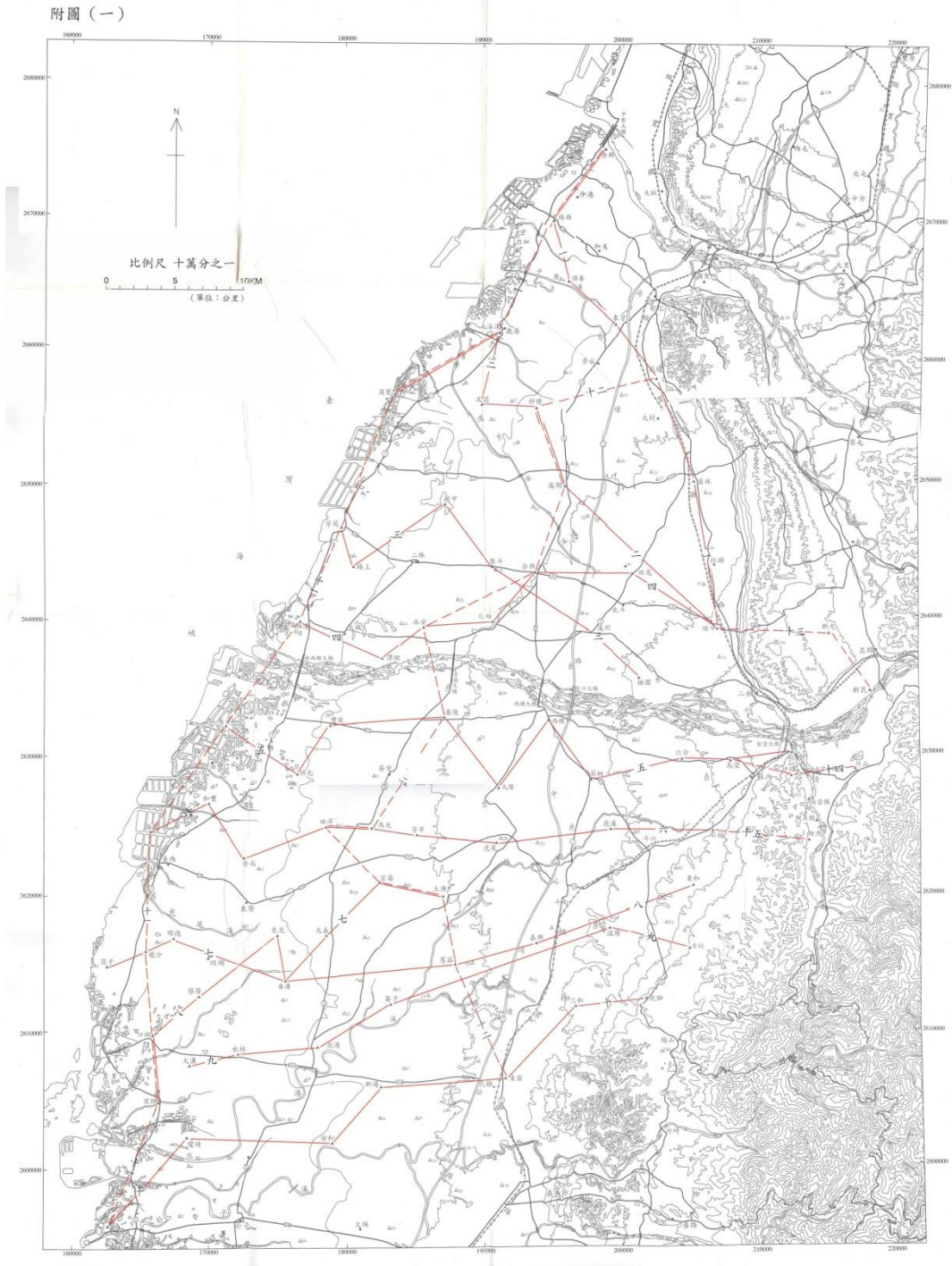


圖 3.3 濁水溪沖積扇地質鑽探井位及水文地質剖面分布圖(中央地質調查所)

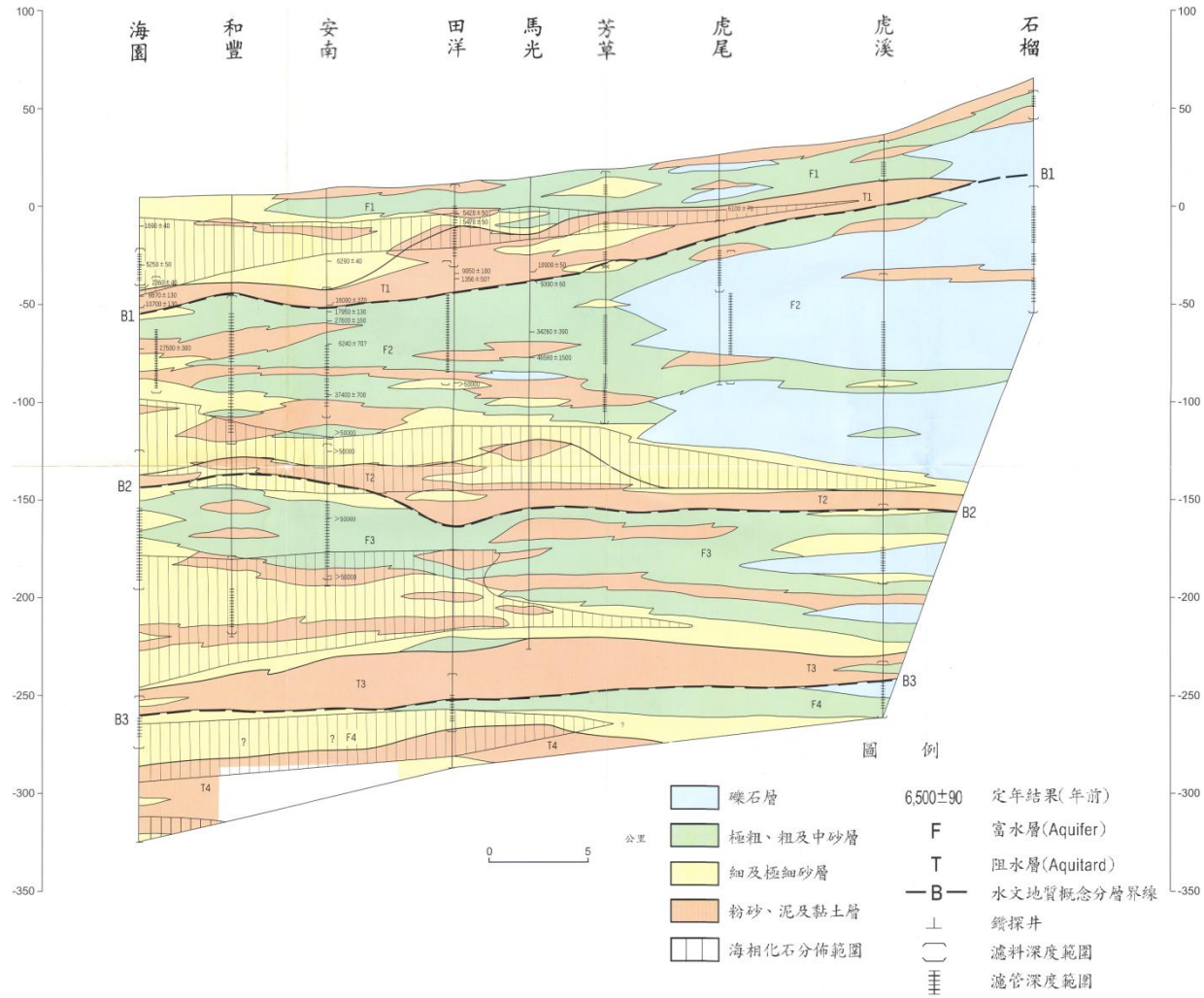


圖 3.4 濁水溪沖積扇水文地質剖面圖六(海園—石榴)(中央地質調查所)

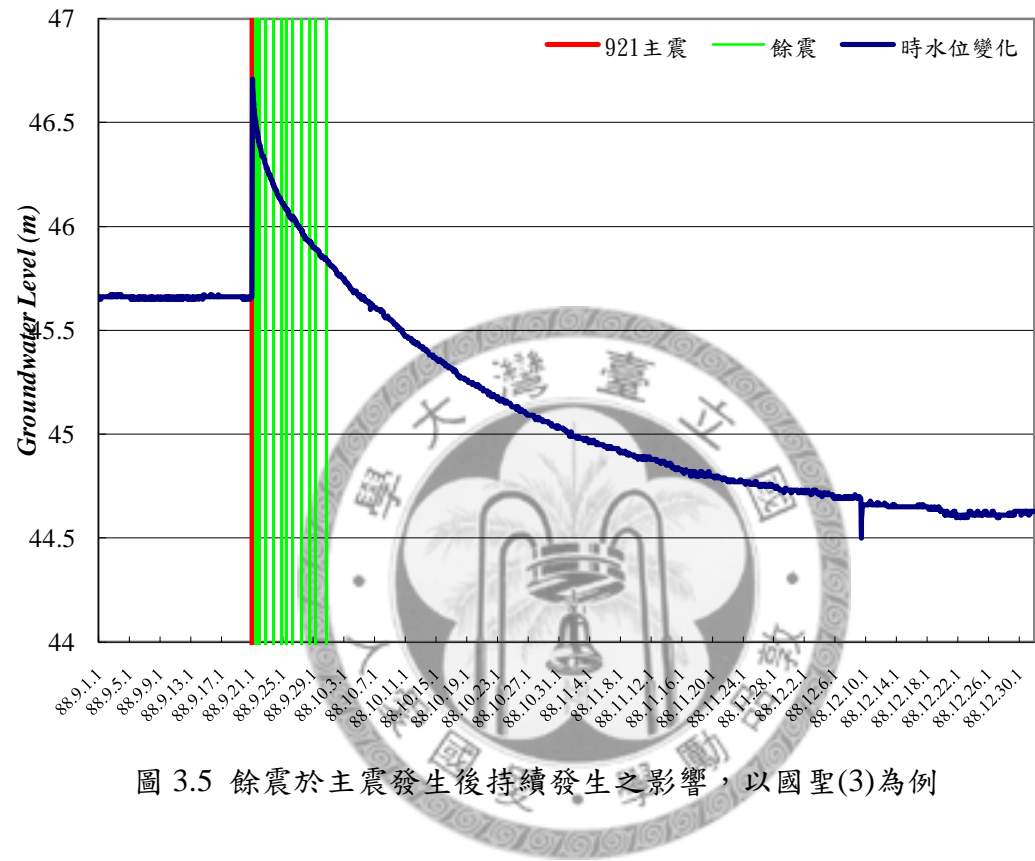
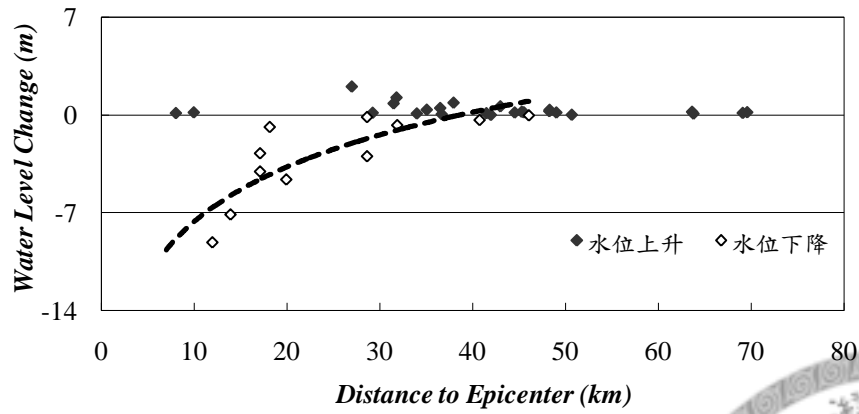
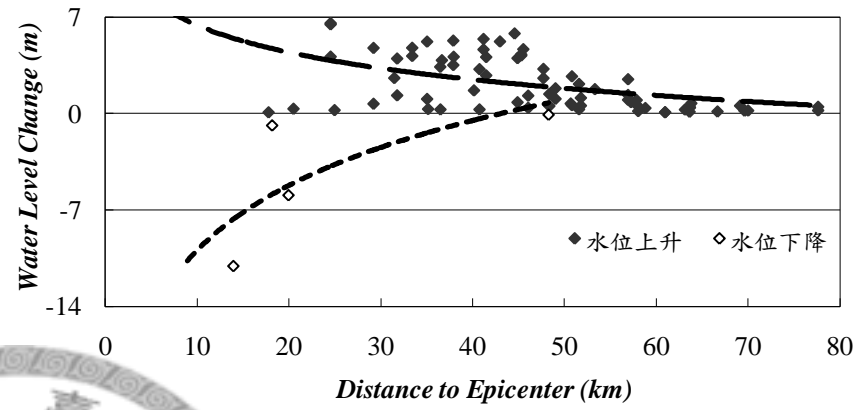


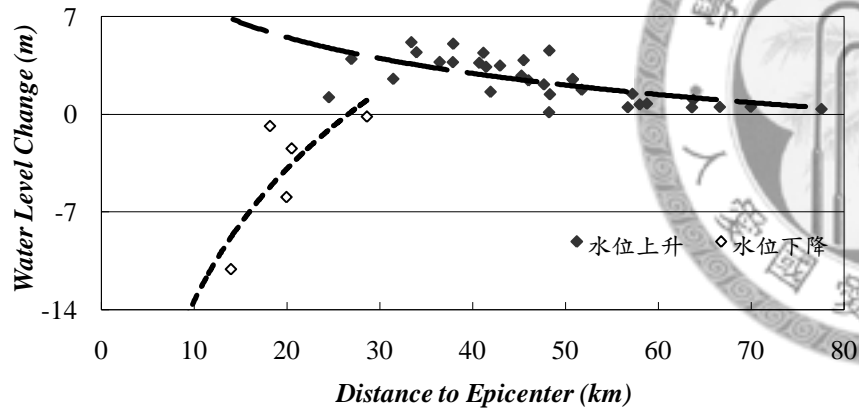
圖 3.5 餘震於主震發生後持續發生之影響，以國聖(3)為例



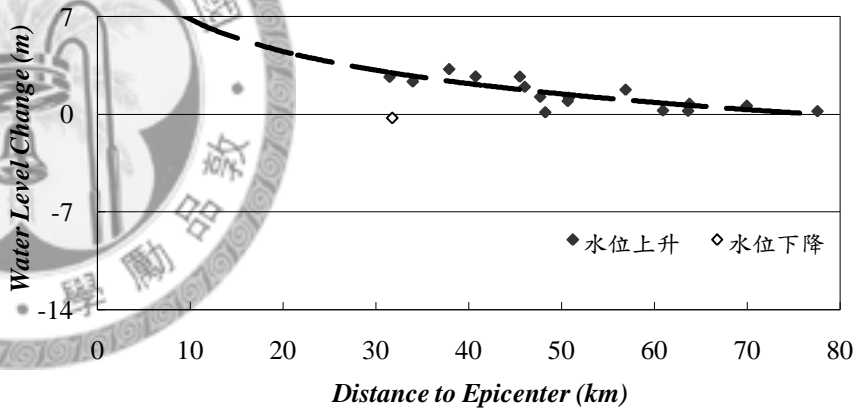
(a) 富水層一



(b) 富水層二

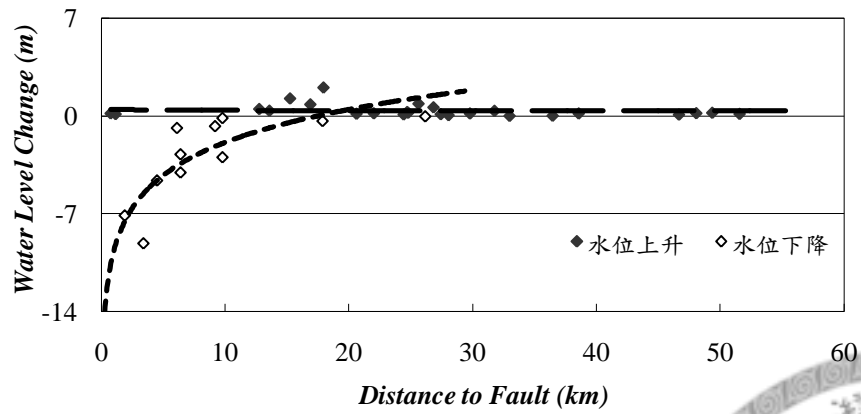


(c) 富水層三

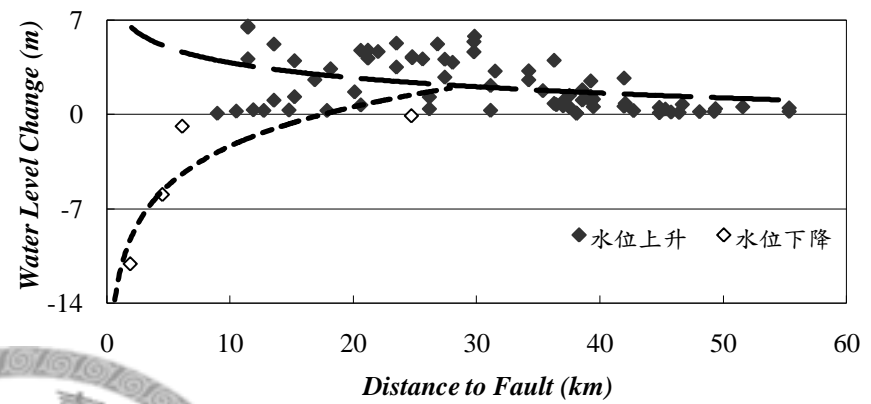


(d) 富水層四

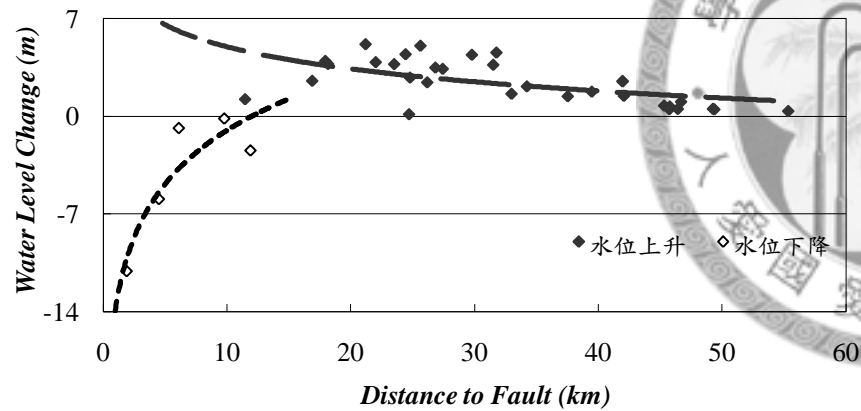
圖 3.6 各富水層的水位變化與震央距離之關係趨勢圖 (賴岳庭, 2007)



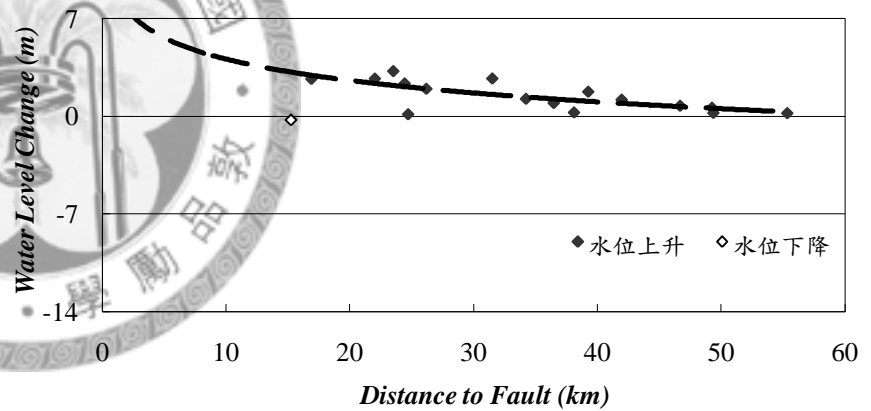
(a) 富水層一



(b) 富水層二

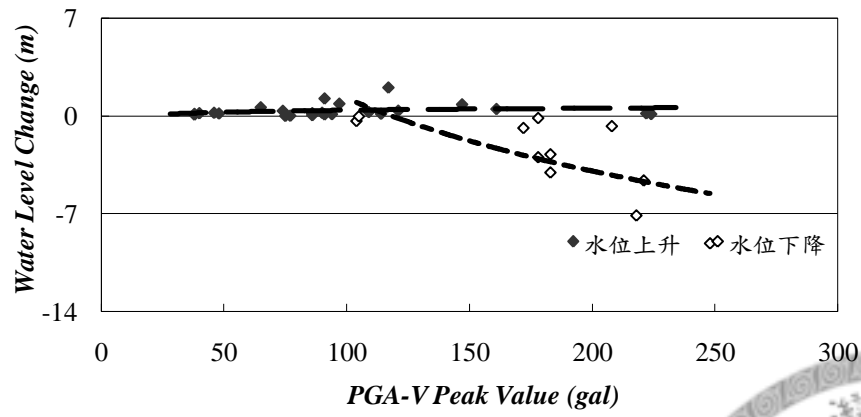


(c) 富水層三

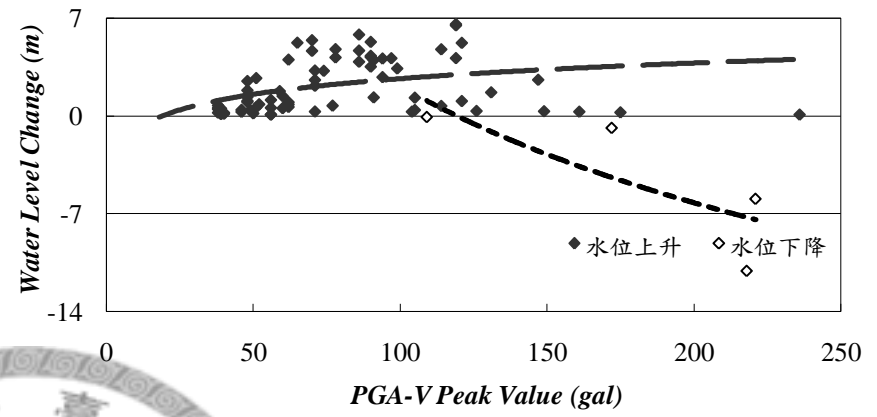


(d) 富水層四

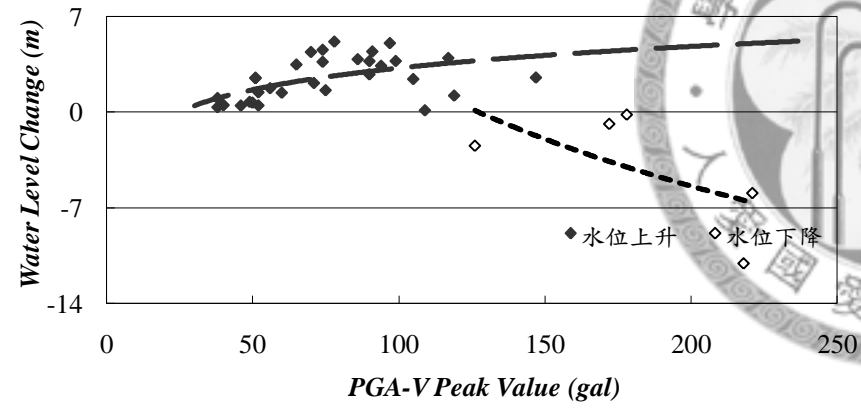
圖 3.7 各富水層的水位變化與斷層距離之關係趨勢圖 (賴岳庭, 2007)



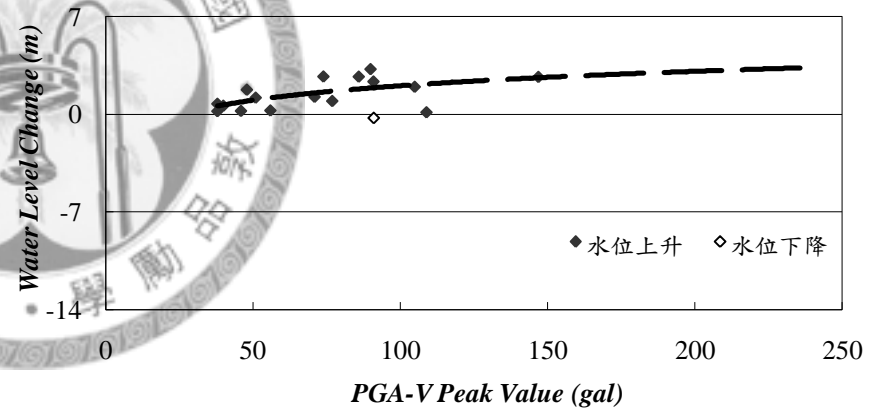
(a) 富水層一



(b) 富水層二

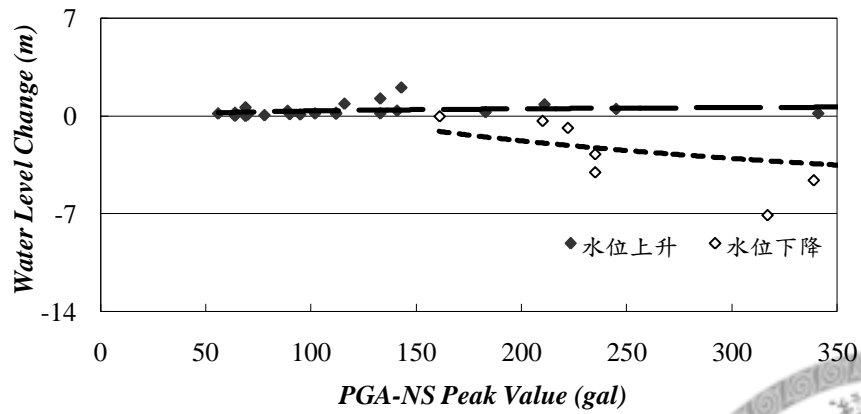


(c) 富水層三

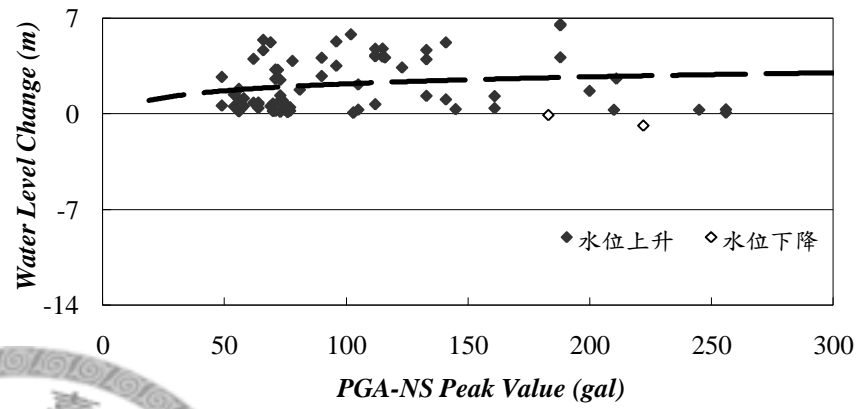


(d) 富水層四

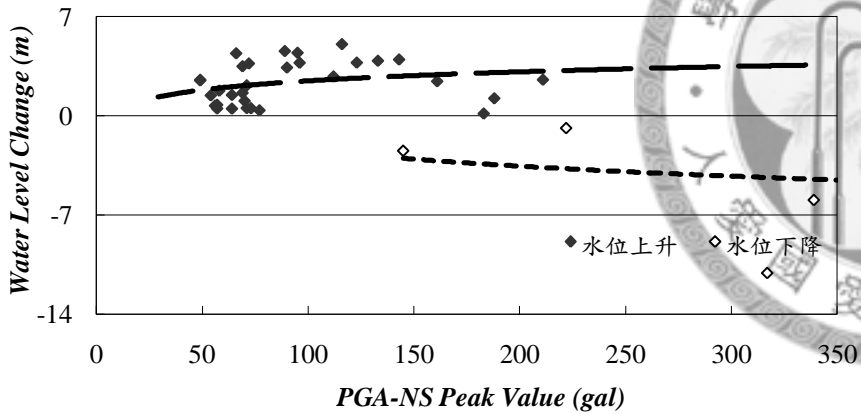
圖 3.8 各富水層的水位變化與垂直加速度峰值之關係趨勢圖 (賴岳庭, 2007)



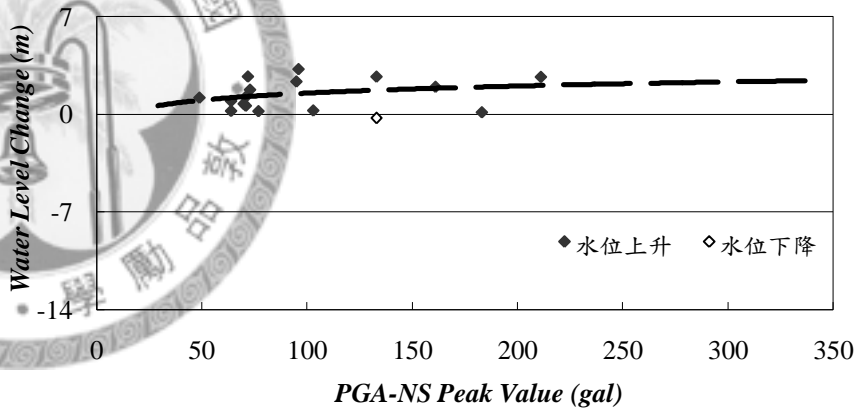
(a) 富水層一



(b) 富水層二



(c) 富水層三



(d) 富水層四

圖 3.9 各富水層的水位變化與南北向水平地表加速度之關係趨勢圖 (賴岳庭, 2007)

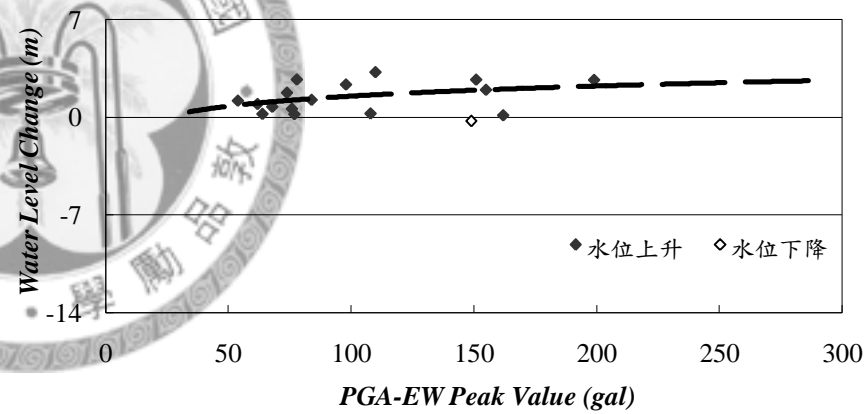
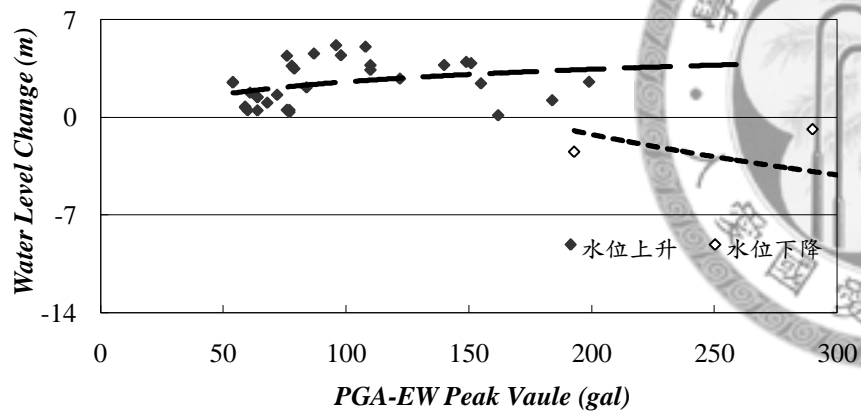
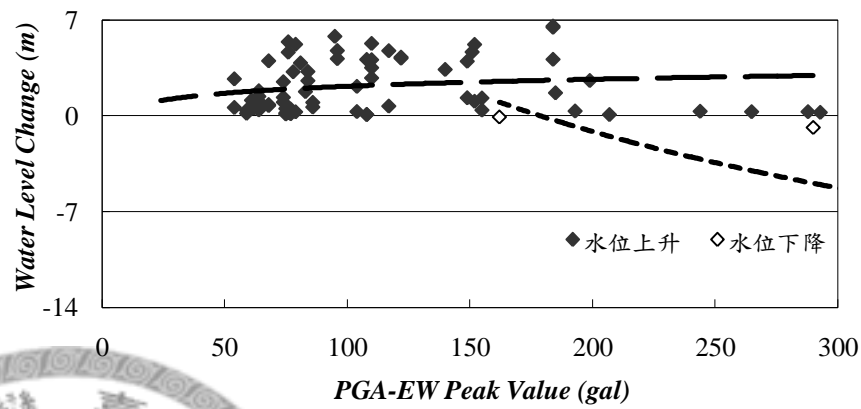
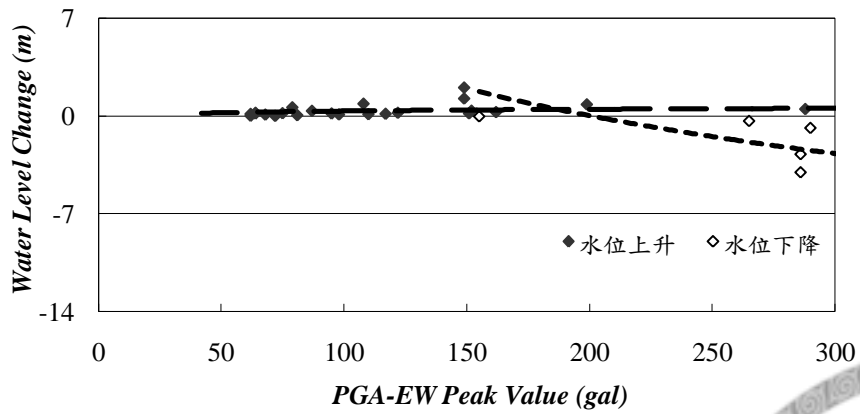
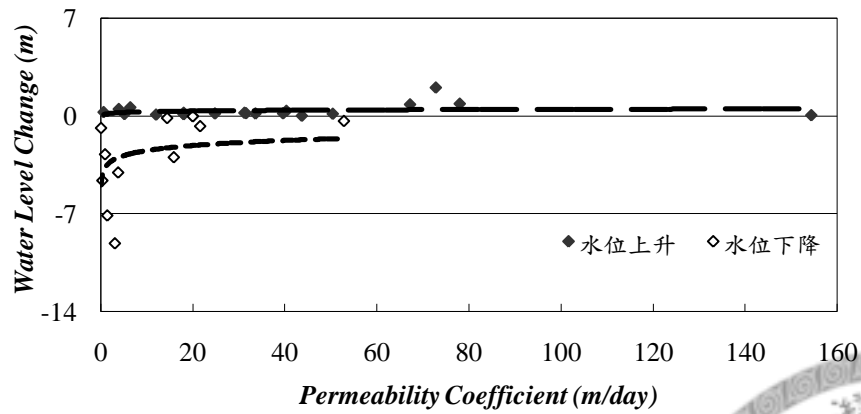
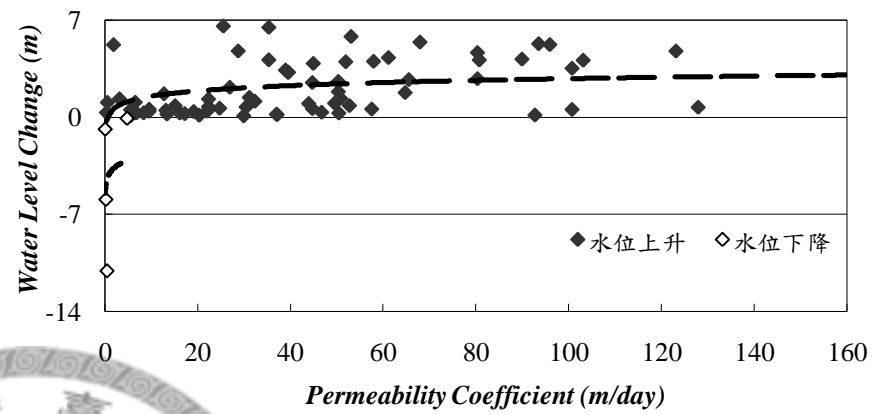


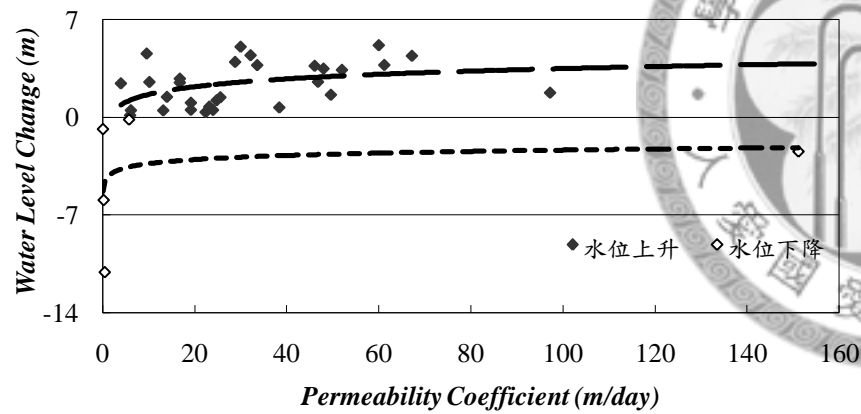
圖 3.10 各富水層的水位變化與東西向水平地表加速度之關係趨勢圖



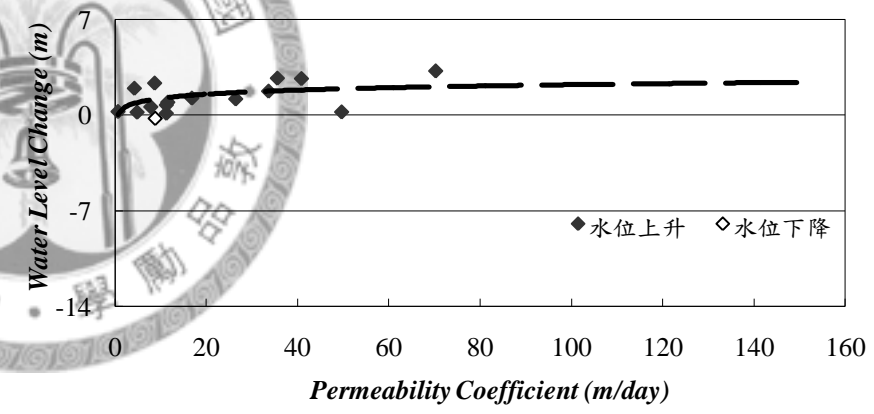
(a) 富水層一



(b) 富水層二



(c) 富水層三



(d) 富水層四

圖 3.11 各富水層的水位變化與透水係數之關係趨勢圖

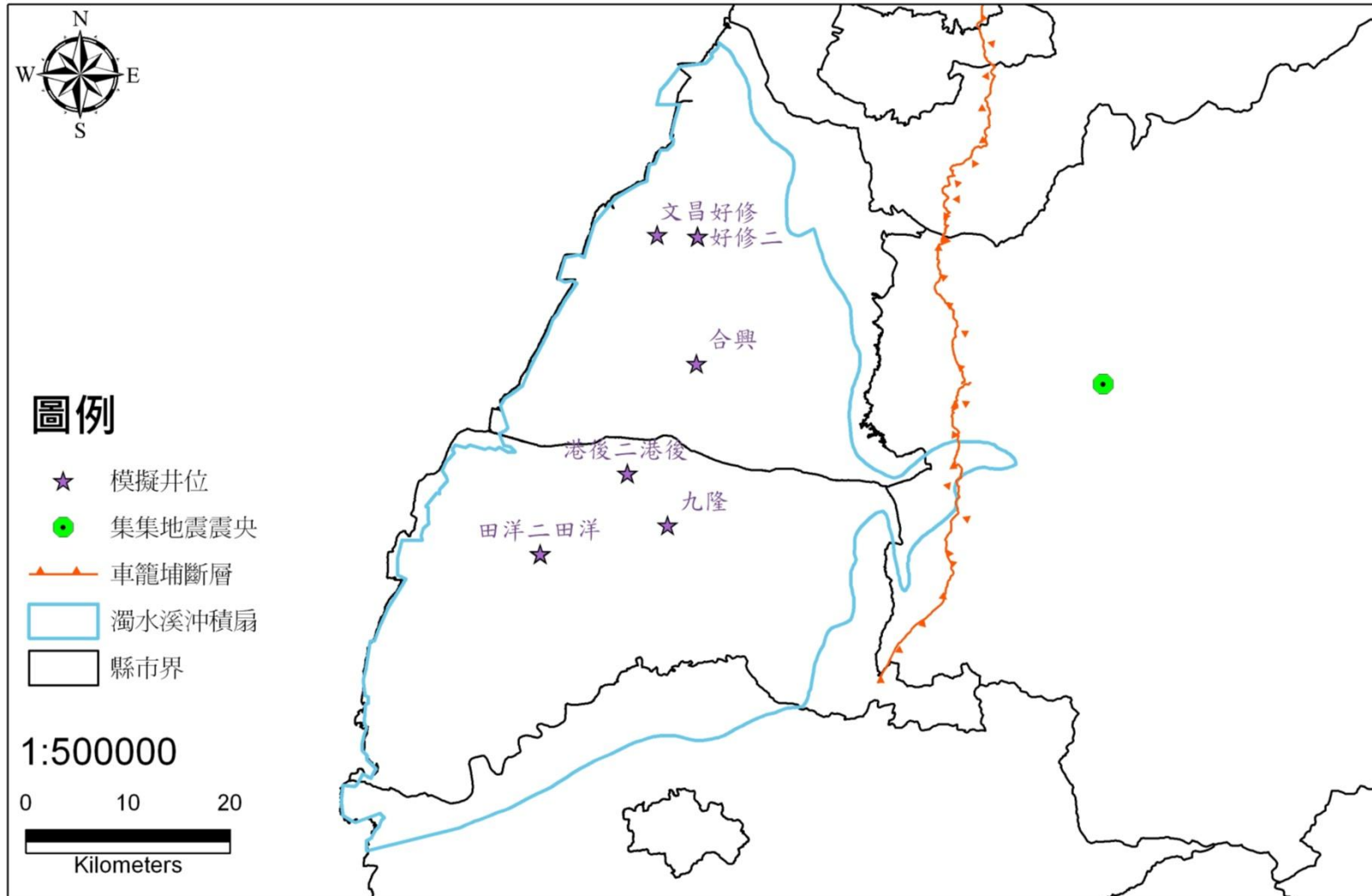
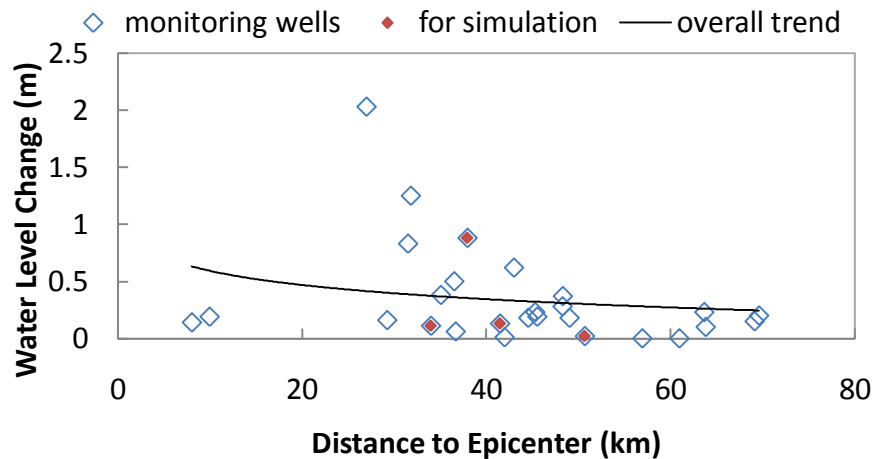
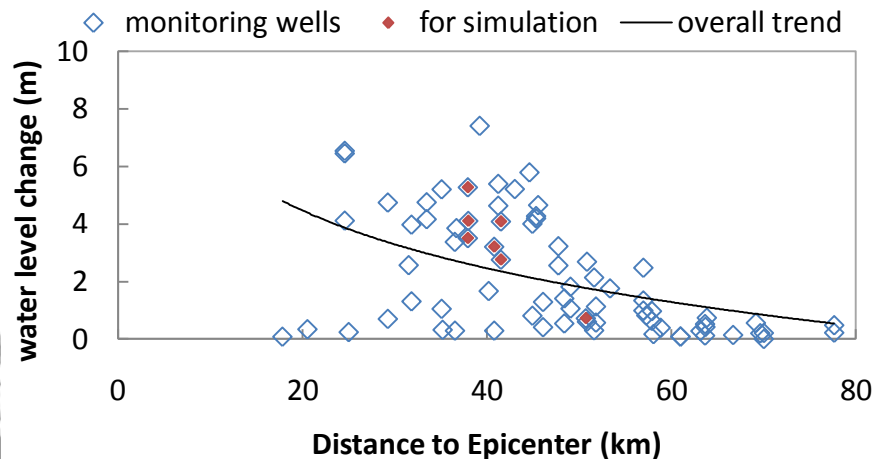


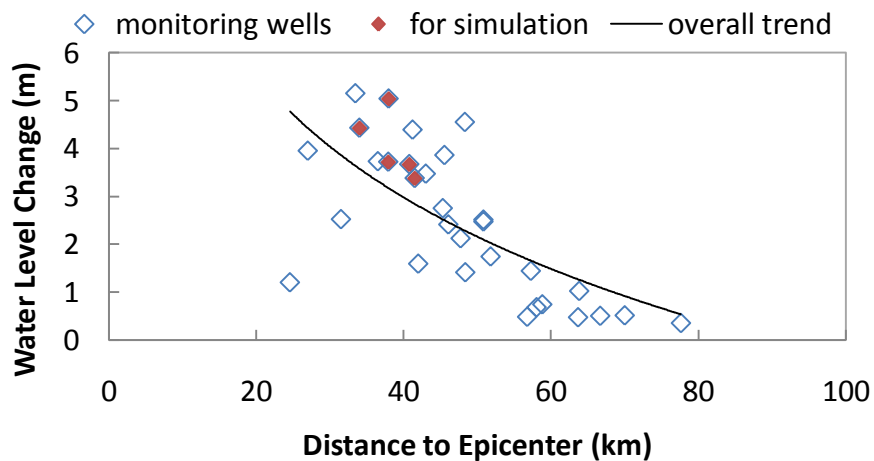
圖 3.12 分析井位與震央及斷層分布位置圖



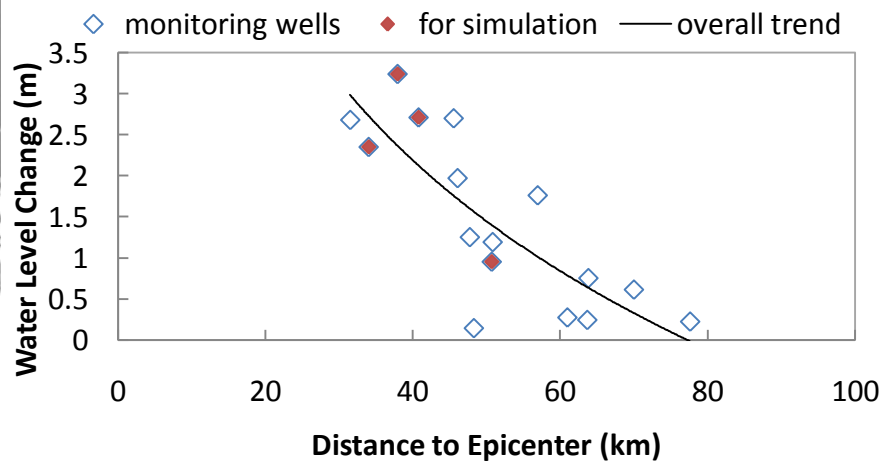
(a) 富水層一



(b) 富水層二

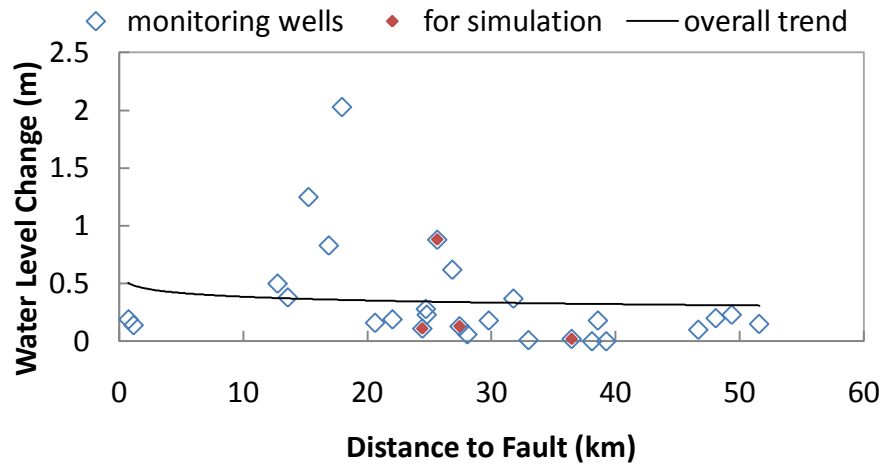


(c) 富水層三

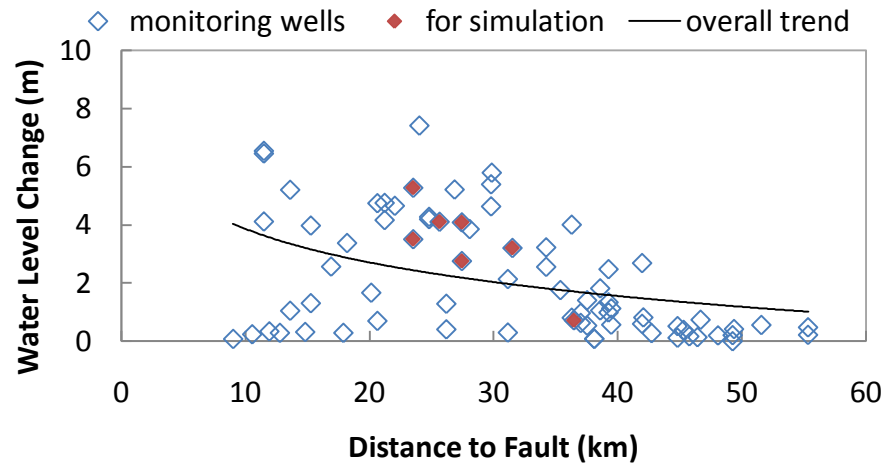


(d) 富水層四

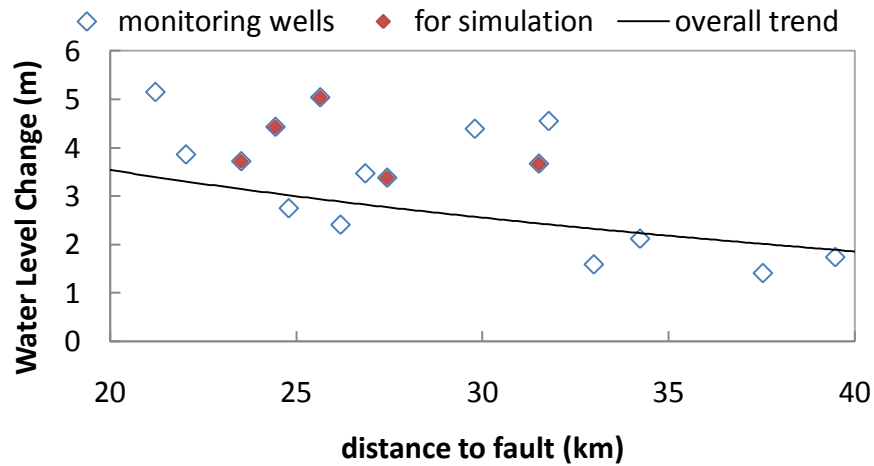
圖 3.13 分析井位各富水層的水位變化與震央距離之關係與整體趨勢的比較圖



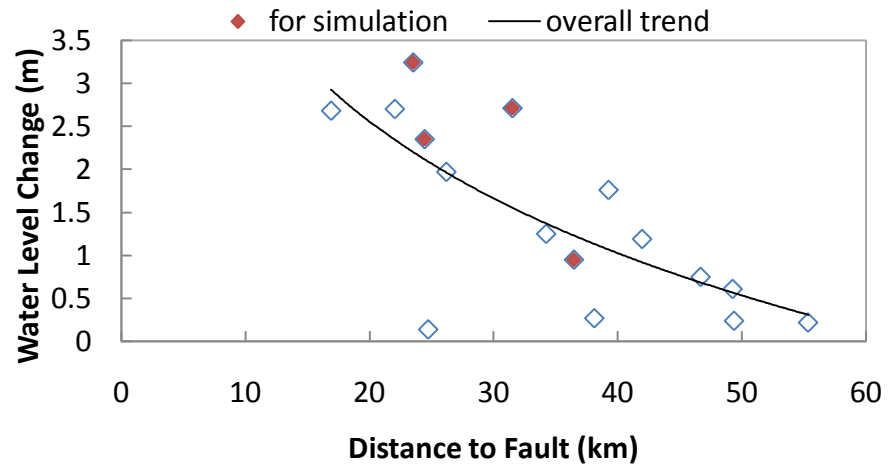
(a) 富水層一



(b) 富水層二

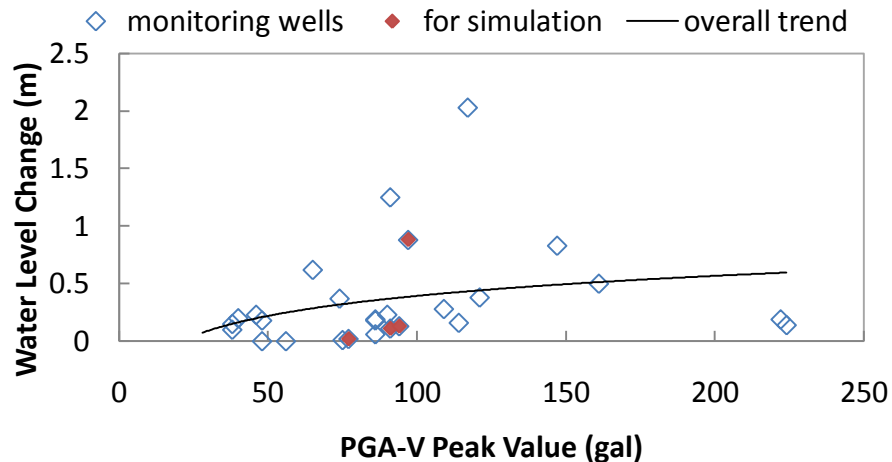


(c) 富水層三

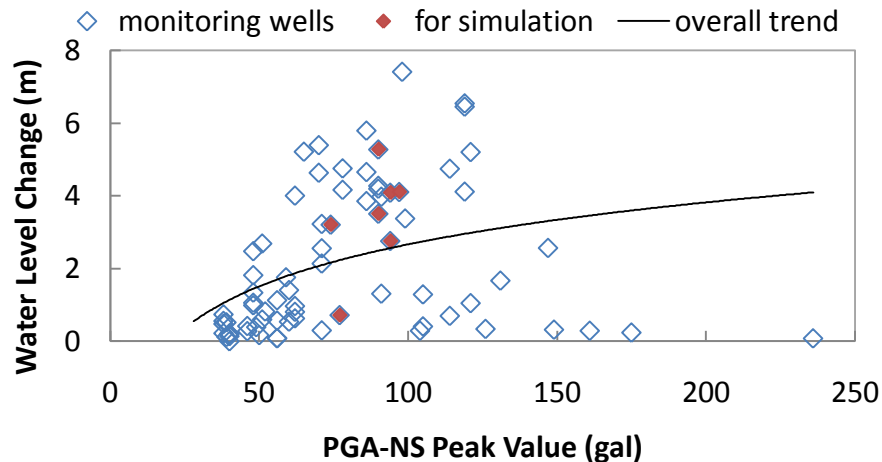


(d) 富水層四

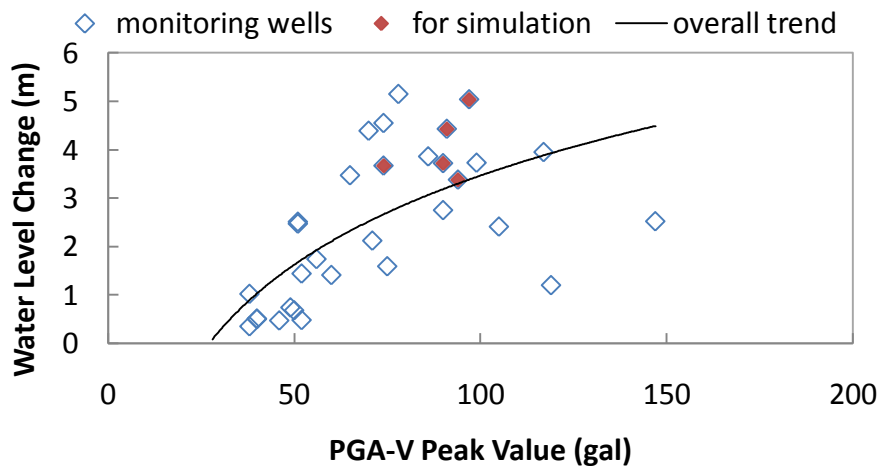
圖 3.14 分析井位各富水層的水位變化與斷層距離之關係與整體趨勢的比較圖



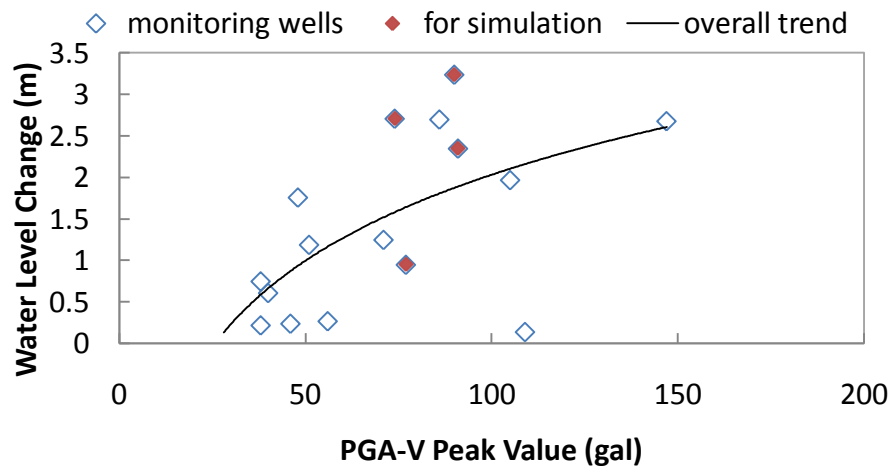
(a) 富水層一



(b) 富水層二

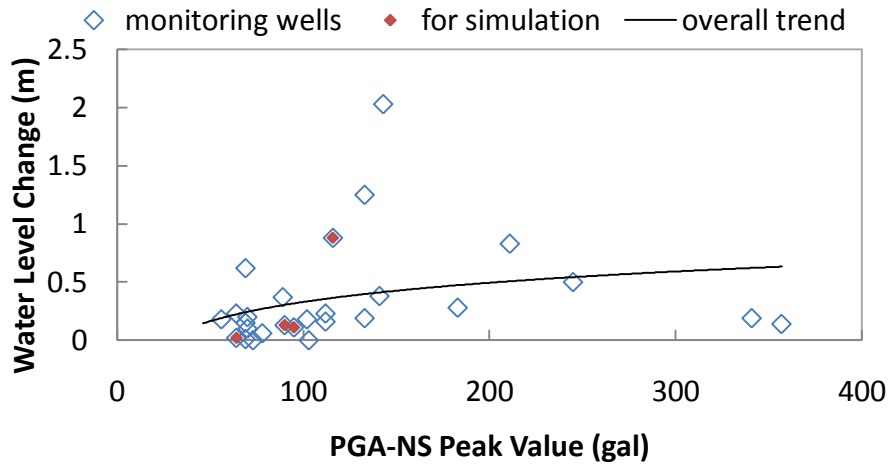


(c) 富水層三

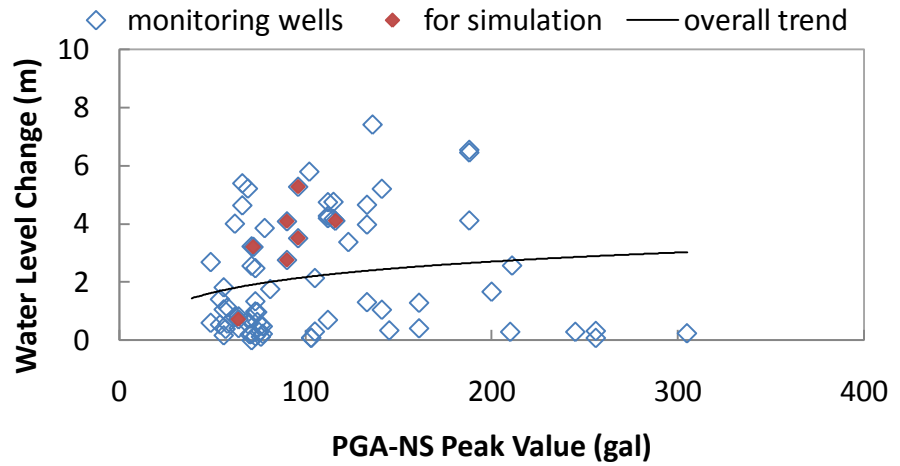


(d) 富水層四

圖 3.15 分析井位各富水層的水位變化與垂直加速度尖峰值之關係與整體趨勢的比較圖

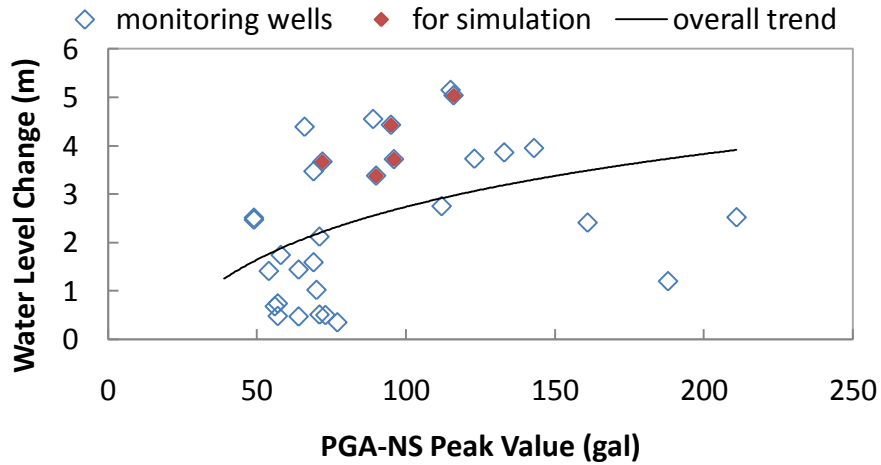


(a) 富水層一

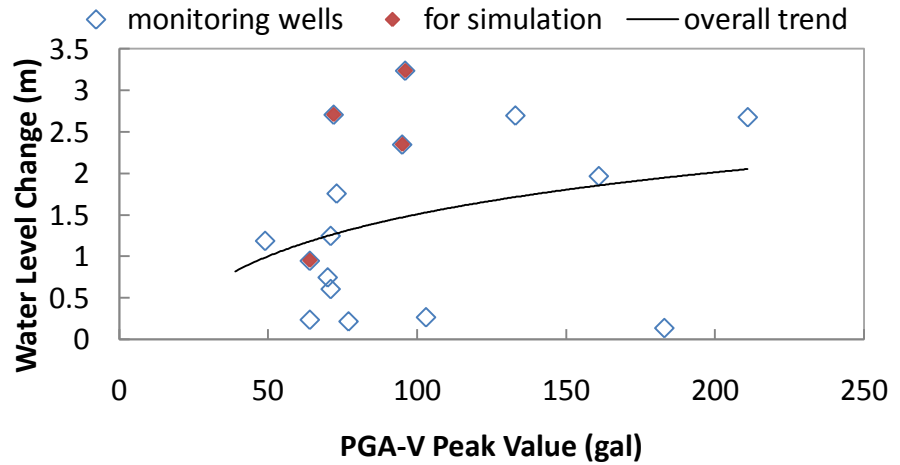


(b) 富水層二

39

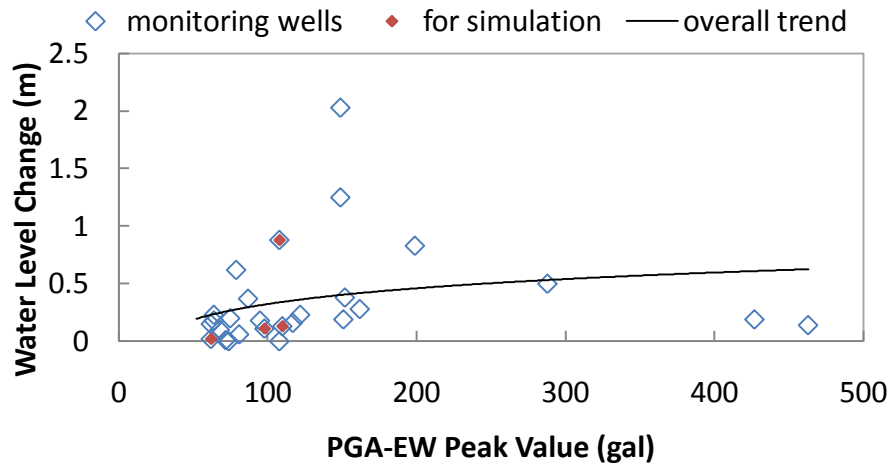


(c) 富水層三

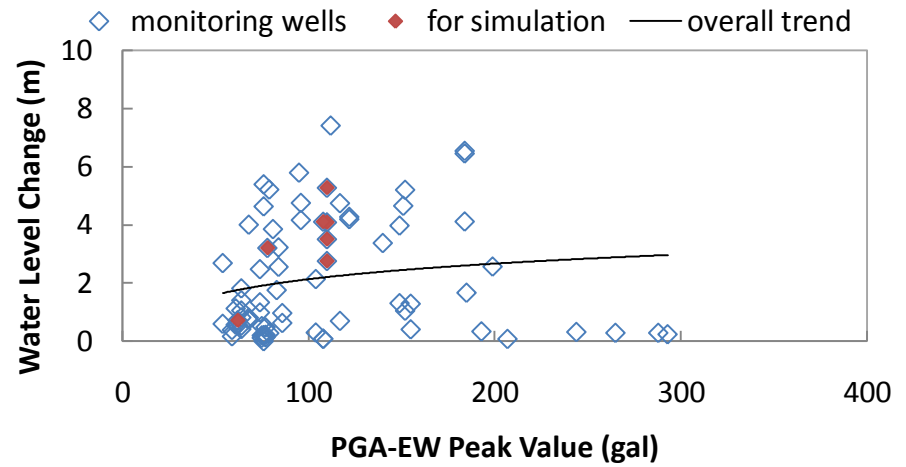


(d) 富水層四

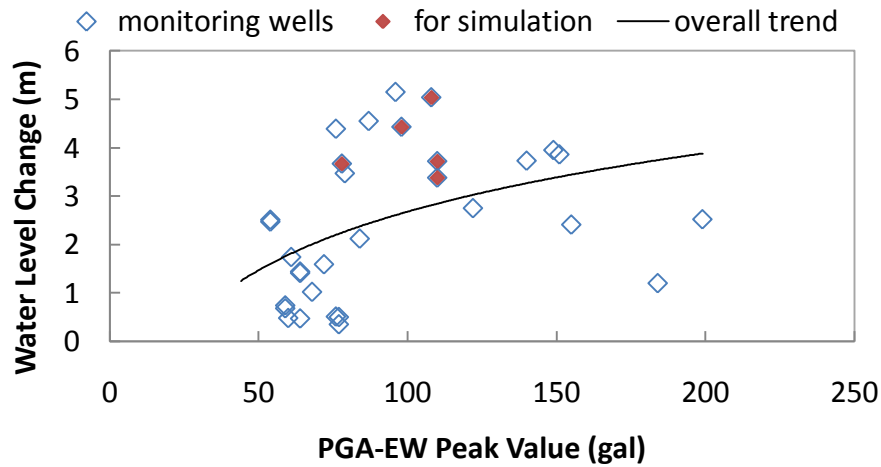
圖 3.16 分析井位各富水層的水位變化與南北向水平加速度尖峰值之關係與整體趨勢的比較圖



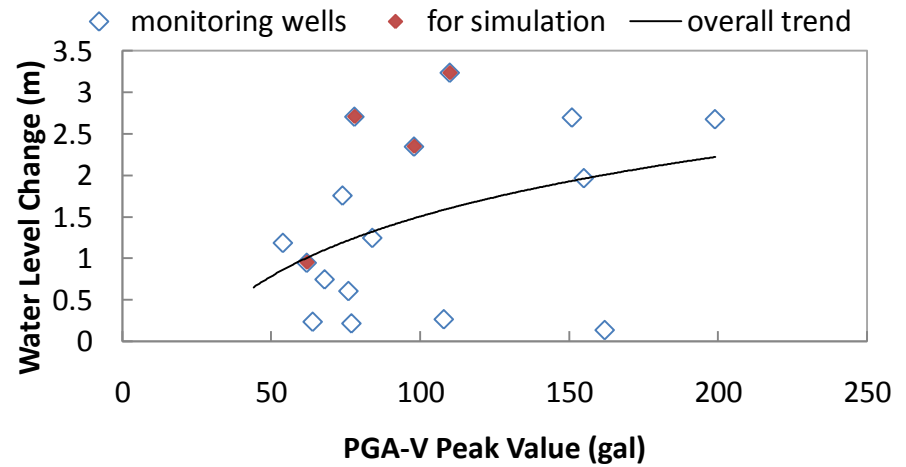
(a) 富水層一



(b) 富水層二



(c) 富水層三



(d) 富水層四

圖 3.17 分析井位各富水層的水位變化與東西向水平加速度尖峰值之關係與整體趨勢的比較圖

## 第四章 土壤受動態剪力下之二維有效應力模式建立

前一章已經介紹過本研究的概念模式，因此本章首先說明土壤受動態剪力時之非線性應力應變關係，接著介紹動態時孔隙水壓力激發模式，再對本研究所用的數值模擬軟體 *FLAC* 程式以及 *SHAKE* 程式進行基本介紹，最後以 *FLAC* 程式配合孔隙水壓力激發模式，進行動態二維模式動態水壓模擬驗證。

### 4.1 土壤受動態剪力時之應力應變關係

本研究中使用的分析模式中，應力應變的骨架曲線(*backbone curve*)採 *Kondner* 與 *Zelasko* (1936) 所提出的雙曲線模式(*Hyperbolic model*)[3]，土壤於動力作用下模數衰減及反覆荷重作用下所出現之遲滯行為則以梅新規則(*Masing rule*)來模擬，分別說明如下。

#### (1) 雙曲線(*Hyperbolic*)模式

經由過去許多砂土與黏土之試驗結果均顯示，剪力模數在動態作用下隨著應變增大而呈現衰減的行為：在較小的應變範圍區內模數衰減較慢；在中等應變範圍區時剪力模數的衰減現象就變得非常明顯了；在較大的應變範圍區時衰減的曲線又趨於平緩。雙曲線模式是兩個參數的應力應變模式，*Duncan* 與 *Chang* (1970) 認為可利用來模擬靜力三軸試驗的應力應變曲線，並提出有系統的參數決定步驟與影響參數因素的討論；*Hardin* 與 *Drnevich* (1972) 利用雙曲線模式與梅新規則來模擬土壤在反覆荷載作用下的遲滯特性。

雙曲線應力應變曲線如圖 4.1 所示，其數學式為

$$\tau = G_{mo} \frac{\gamma}{1 + \frac{G_{mo}}{\tau_{mo}} \gamma} \quad (4.1)$$

式中， $\tau$ ：在等應變振幅 $\gamma$ 下之剪應力

$G_{mo}$ ：初始最大剪力模數

$\tau_{mo}$ ：最大剪應力

#### (2) 梅新規則(*Masing rule*)

梅新(*G. Masing*)認為在反覆荷重作用下材料的應力應變行為可用下列兩規則來描述：

- (i) 先由試驗決定材料在單調加載(*monotonic loading*)的應力應變曲線，如圖 4.1 所示：

$$\tau = f(\gamma) \quad (4.2)$$

將其定義為骨架曲線(*backbone curve*)或原始曲線(*virgin curve*)。骨架曲線為材料開始加載(*initial loading*)至第一次荷載轉向時所遵循的應力應變曲線。

- (ii) 當荷載開始轉向卸載(*unloading*)或重載(*reloading*)時，假設荷載轉向發生在  $A$  點，其座標為  $(\gamma_A, \tau_A)$ ，則轉向後應力應變曲線為

$$\frac{\tau - \tau_A}{2} = f\left(\frac{\gamma - \gamma_A}{2}\right) \quad (4.3)$$

轉向曲線是把骨架曲線放大兩倍，以轉向點  $A$  為新的起始點，依反轉的方向連接在轉向點上而形成的，如圖 4.2 所示。

## 4.2 孔隙水壓力激發模式

砂土在反覆載重作用下，會造成土壤顆粒的重新排列，並且進而減少孔隙體積，此時孔隙中的孔隙水壓力會上升而導致作用在土壤顆粒上的有效應力降低。因此孔隙水壓力的激發源自於土壤受反覆載重作用後所產生的體積應變。

### 4.2.1 孔隙水壓力動態反應模式—*Finn mode*

*Finn* 與 *Martin* 等人(1975)由 *Silver* 和 *Seed* 等人(1971) 所進行的許多排水動態單剪試驗中，發現不可恢復的體積應變(*irrecoverable volume-strain*)和反覆剪應變振幅(*cyclic shear-strain*)有關，和圍束應力(*confining pressure*)無關，因而發展水土系統中體積變形的諧和條件，並且建立飽和砂土受反覆荷重之體積減小量，和不排水試驗之孔隙水壓上升的關係。以下依不排水及排水情況簡述其基本模式：

- (1) 不排水情況：

當土壤受反覆之單剪試驗時，每個週期孔隙之體積改變量為  $\frac{\Delta u n_p}{K_w}$ ，其中， $\Delta u$  為每個

週期的孔隙水壓增量， $K_w$ 為孔隙水統體模數， $n_p$ 為土壤之孔隙率。然而，每個週期孔隙之

體積改變量( $\frac{\Delta un_p}{K_w}$ )也可視為砂結構滑動產生之體積應變減小量( $\Delta \epsilon_{vd}$ )扣除可回復的土壤體

積增加量( $\frac{\Delta u}{E_r}$ )：

$$\frac{\Delta un_p}{K_w} = \Delta \epsilon_{vd} - \frac{\Delta u}{E_r} \quad (4.4)$$

$$\text{或} \quad \Delta u = \frac{\Delta \epsilon_{vd}}{\frac{1}{E_r} + \frac{n_p}{K_w}} \quad (4.5)$$

式中， $\Delta \epsilon_{vd}$ ：砂土結構滑動所產生的體積應變變化量

$\overline{E_r}$ ：對應某一起始垂直有效應力之一為回脹模數

$\Delta \epsilon_{vd} = \frac{\Delta u}{\overline{E_r}}$ ：由於可由回覆體積應變而產生的土壤體積應變變化量

對飽和試體而言， $K_w \gg \overline{E_r}$  ( $K_w = 1916 \text{ MPa}$ )，故水相對於土壤結構可視為不可壓縮，

因此(4.5)式可簡化為：

$$\Delta \epsilon_{vd} = \Delta \epsilon_{vr} = \frac{\Delta u}{\overline{E_r}} \quad (4.6)$$

$$\text{或} \quad \Delta u = \overline{E_r} \Delta \epsilon_{vd} \quad (4.7)$$

## (2) 排水情況：

利用多組排水反覆試驗建立起體積應變與剪應變振幅之關係式：

$$\Delta \epsilon_{vd} = c_1(\gamma - c_2 \epsilon_{vd}) + \frac{c_3 \epsilon_{vd}^2}{\gamma + c_4 \epsilon_{vd}} \quad (4.8)$$

式中， $\gamma$ ：反覆剪應變振幅

$\epsilon_{vd}$ ：累計至前一週期的體積應變

$c_1$ 、 $c_2$ 、 $c_3$ 、 $c_4$ ：常數

*Martin* 藉著以上的關係式來計算孔隙水壓，公式(4.8)說明體積應變變化量和反覆剪應

變之振幅及前一階段之體積應變量有關，而與圍束應力無關，因而發展出土系統中體積變形之諧和條件，以建立飽和砂土受排水反覆試驗下之體積減小量及不排水試驗之孔隙水壓上升之關係。

其中四個常數  $c_1 \sim c_4$  可透過不同的現地實驗求得，其與砂土的種類、相對密度有關，觀察公式(4.8)可知當反覆剪應變為零時，則體積收縮量將為零，因此可得知  $c_1 \times c_2 \times c_4 = c_3$ ，故實際需要的參數為  $c_1$ 、 $c_2$  及  $c_4$ ，而 *Finn* 與 *Martin* 等人(1975)經由試驗資料回歸，得到最佳的參數組合分別為：

$$c_1=0.8, c_2=0.79, c_3=0.45, c_4=0.73$$

同時也回歸出剪應力與有效應力之關係式：

$$\tau = \frac{\gamma \sqrt{\sigma'_v}}{a + b\gamma} \quad (4.9)$$

式中， $a = A_1 - \frac{\varepsilon_{vd}}{A_2 + A_3 \varepsilon_{vd}}$

( $A_1 = 0.00712, A_2 = 105.9, A_3 = 197.5$ )

$$b = B_1 - \frac{\varepsilon_{vd}}{B_2 + B_3 \varepsilon_{vd}}$$

( $B_1 = 0.0519, B_2 = 10.59, B_3 = 28.9$ )

$\sigma'_v$ : 垂直有效應力

以剪應力對剪應變取微分後，可求得剪力模數：

$$G_{mn} = \frac{d\tau}{d\gamma} = \frac{(a + b\gamma)\sqrt{\sigma'_v} - b\gamma\sqrt{\sigma'_v}}{(a + b\gamma)^2} = \frac{a\sqrt{\sigma'_v}}{(a + b\gamma)^2} \quad (4.10)$$

孔隙水壓對於土壤剪力模數之影響，源自於孔隙水壓的變化先是影響有效應力進而改變剪力模數。由(4.10)式可知剪力模數  $G_{mn}$  與垂直有效應力  $\sqrt{\sigma'_v}$  間為一正比關係，且  $a$ 、 $b$  二者又與累積體積應變  $\varepsilon_{vd}$  有關，因此，*Finn* 與 *Martin* 等人(1977)利用此來建立出土壤的剪力模數及剪應力和累積體積應變與有效應力間的關係：

$$G_{mn} = G_{m0} \left(1 + \frac{\varepsilon_{vd}}{H_1 + H_2 \varepsilon_{vd}}\right) \sqrt{\left(\frac{\sigma'_v}{\sigma'_{v0}}\right)} \quad (4.11)$$

$$\tau_{mn} = \tau_{m0} \left(1 + \frac{\varepsilon_{vd}}{H_3 + H_4 \varepsilon_{vd}}\right) \sqrt{\left(\frac{\sigma'_v}{\sigma'_{v0}}\right)} \quad (4.12)$$

式中， $G_{mn}$  : 第 $n$ 週期時土壤剪力模數

$\tau_{m0}$  : 初始剪應力

$\tau_{mn}$  : 第 $n$ 週期時土壤剪應力

$H_1$ 、 $H_2$ 、 $H_3$ 、 $H_4$  : 常數

$\sigma'_{v0}$  : 初始垂直有效應力

回脹模數(rebound modulus) 則與垂直有效應力有關：

$$\bar{E}_r = \frac{(\sigma'_v)^{1-m}}{mk_2 (\sigma'_{v0})^{n-m}} \quad (4.13)$$

式中， $m$ 、 $n$ 、 $k_2$  : 常數

至於超額孔隙水壓之消散模式則採用：

$$\frac{\partial u}{\partial t} = \bar{E}_r \frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{k}{\gamma_w} \frac{\partial u}{\partial z} \right) + \bar{E}_r \frac{\partial \varepsilon_{vd}}{\partial t} \quad (4.14)$$

式中， $u$  : 孔隙水應力

$k$  : 滲透係數

$\gamma_w$  : 水的單位重

#### 4.2.2 Biot 三維壓密理論

關於 Biot(1941)的三維壓密理論，簡單來說就是 Terzaghi 一維壓密理論的延伸。而 Biot 理論又稱為孔彈性理論，其理論基礎遵守達西定律和有效應力原則。Biot 理論應用的範圍很廣，不僅可以用在流體流動造成孔隙水壓的改變，也可以應用在分子擴散或是熱傳導等現象。

在實際應用上，Rice and Clear(1976)進一步的將 Biot 孔彈性理論整理成總應力的關係式以及孔隙壓力的關係式，如下所示：

$$\sigma_{ij} = 2Ge_{ij} + \frac{2G\nu}{1-2\nu} \delta_{ij} - \alpha \delta_{ij} p \quad (4.15)$$

$$p = -\frac{2GB(1+\nu_u)}{3(1-2\nu_u)} e + \frac{2GB^2(1-2\nu)(1+\nu_u)^2}{9(\nu_u - \nu)(1-2\nu_u)} \zeta \quad (4.16)$$

式中， $\sigma_{ij}$  為總應力

$p$  為孔隙水壓力

$G$  為剪力模數

$\nu$  為柏松比

$\nu_u$  為不排水情況下的柏松比

$B$  為 Skempton 的孔隙水壓參數

當  $e = e_{ii}$  時  $e$  為體積應變

$\delta_{ij}$  為 Kronecker delta 數學定義為  $\delta_{ij} = \begin{cases} 1, & \text{if } i = j \\ 0, & \text{if } i \neq j \end{cases}$

$\alpha$  為 Biot 係數， $\alpha = \frac{3(\nu_u - \nu)}{B(1-2\nu)(1+\nu_u)}$

(4.1) 為總應力的關係式，(4.2) 為孔隙壓力的關係式。

以下分成幾點來對於 Biot 理論在使用上，所需要遵守的定律進行說明：

#### (1) 傳遞律 (Transport Law)

在 Biot 理論中，孔隙水壓的傳遞是遵守達西定律 (Darcy's law)，而 Darcy's law 的方程式如下所示：

$$q_i = -k_{ij}^a \frac{\partial}{\partial x_j} (P - \rho_w g_k x_k) \quad (4.17)$$

式中， $q_i$  為比流量向量

$k_{ij}^a$  為 FLAC 中所使用的滲透係數

$\rho_w$  為水的單位重

$g_w$  為重力加速度

## (2) 平衡律(Balance Laws)

流體質量的平衡關係如下所示：

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -\frac{\partial q_i}{\partial x_j} + q_v \quad (4.18)$$

式中， $\zeta$ 為每單位孔隙材料流體體積的變化量

$q_v$ 為流體體積的來源強度。

動量的平衡方程式如下所示：

$$\frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j} + \rho g_i = \rho \frac{d\dot{u}_i}{dt} \quad (4.19)$$

式中， $\rho = (1-n)\rho_s + n\rho_w$ 為總體密度

$\rho_s$ 為顆粒密度

$\rho_w$ 為流體密度

## (3) 組成律(Constitutive Laws)

孔流體的變化反應是依據飽和度做決定。在完全飽和時， $S=1$ ， $k_{ij}^a(s)=k_{ij}$ 且流體可以維持一個張力上限  $T_f$ 。

在  $S=1$  時，反應方程式為：

$$\frac{\partial P}{\partial t} = M \left( \frac{\partial \zeta}{\partial t} - \alpha \frac{\partial \varepsilon}{\partial t} \right) \quad (4.20)$$

式中， $M$ 為 Biot 模數

$\alpha$ 為 Biot 係數

$\varepsilon$ 為體積應變

在 FLAC 中，粒狀土壤的壓縮性對於排水的體積材料而言是被忽略的，所以  $M = \frac{K_w}{n}$ ，

$\alpha=1$ 。 $K_w$ 為水的體積模數， $n$ 為孔隙率。

## (4) 諧和方程式(Compatibility Equation)

應變率和速度梯度的關係如下所示：

$$\dot{\varepsilon}_{ij} = \frac{1}{2} \left( \frac{\partial \dot{u}_i}{\partial x_j} + \frac{\partial \dot{u}_j}{\partial x_i} \right) \quad (4.21)$$

式中， $\dot{\varepsilon}_{ij}$  為應變率

$\frac{\partial \dot{u}_i}{\partial x_j}$ 、 $\frac{\partial \dot{u}_j}{\partial x_i}$  為速度梯度。

### 4.3 二維動態概念模式

本研究欲建立富水層受震後的行為，期望運用實際地層的狀況，並配合真實的地震紀錄資料，以 *SHAKE* 程式進行反卷積運算推求基盤加速度，再利用數值軟體 *FLAC* 進行模擬以得到孔隙水壓力的變化。以下對模式建立的概念以及所使用數值軟體—*FLAC* 程式及 *SHAKE* 程式—作詳細的介紹。

#### 4.3.1 模式建立之概念

由第三章對地下水位變化之影響因子的討論，可了解富水層受地震所產生的震波大小影響顯著，因此本研究主要建立地層在受動態作用下，其富水層孔隙水壓激發的情形，故需利用實際的地層剖面資料，然而實際地層往往過於複雜，需進行合理的地層簡化以及參數合併，以利模擬分析。藉由簡化之地層剖面，配合地下水富水層的初始狀態，並使用實際的地震紀錄資料，將震波施加於簡化後的地層剖面模型，由數值軟體進行模擬以得到地層受震後孔隙水壓力變化的情形。

以下對所使用數值軟體—*FLAC* 程式—的分析程序及所使用的模式作一些基本介紹。

#### 4.3.2 *FLAC* 程式介紹

本研究欲利用數值分析軟體—*FLAC* 程式—建立富水層受震後地下水位變化的概念模型，因此以下對 *FLAC* 程式作簡單的介紹。

## (1) FLAC 程式簡介及概述

*FLAC (Fast Lagrangian Analysis of Continua)*是由美國 *Itasca Consulting Group, Inc.* 公司所發展之程式，為一基於連體力學理論，採用顯性有限差分法(*explicit finite difference method*)處理二維平面應變狀況之數值分析工具，可求取土壤、岩石或其他彈塑性材料受外力作用後內部之應力狀態與位移之變化，並以混和離散化程序(*mixed discretization scheme*)模擬材料降伏後塑性行為之發展情形。由於求解方法為顯性，故適合處理具非線性應力-應變關係材料之問題。使用者將欲分析之物體分割成有限網格(*grid*)，並決定材料之組成律及邊界條件。若材料所遭受之應力場較大而有產生大變形的可能時，則可以使用大變形模式(*large-strain mode*)模擬材料變形行為。此外，針對特別的土壤或岩石力學問題的模擬，*FLAC* 提供使用者以副程式 *FISH* 建構符合問題條件的材料組成律以擴充其功能。本軟體適用在如深開挖穩定、隧道開挖、邊坡滑動、基礎承載、壩體滲流等多項大地工程問題，並可以選購動態分析、潛變、熱傳導等相關附加功能。

## (2) FLAC 程式的運算程序

*FLAC* 程式在運算過程中是以「時階的形態」(*time-stepping fashion*)來求解每一個節點的運動方程式，如此可看到整個系統的行為隨時間發展變化的過程，「時階」並非代表實際時間，而是指程式反覆運算的次數，其運算過程如圖 4.3 所示。在每一個時階中，利用系統原本的不平衡狀態決定每一節點的不平衡力，然後求解其運動方程式，以決定節點的速度分量。節點速度決定後，可將速度積分求得節點的位移及應變增量。應變增量決定後再材料的組合律求得應力增量，將應力增量加上原來的應力狀態，即成為新的應力狀態，並可得另一不平衡力，再進行下一時階的運算。如此反覆運算直至不平衡力趨近於零，達靜力平衡為止，而動態分析時可以根據所輸入地震歷時來調整數值模擬時間的長短。

本研究分析主要為孔隙水壓力在受動態作用下的反應模式，而 *FLAC* 程式中已有內建孔隙水壓力激發的 *Finn* 模式(*Finn.fis*)，因此可以讓使用者方便使用。若不使用 *Finn* 模式，則可以 *Biot* 壓密理論進行孔隙水壓之模擬。

以下對 *SHAKE* 的理論以及所用到的參數進行介紹。

### 4.3.3 SHAKE 程式介紹

SHAKE 為 Schnabel、Lysmer 與 Seed 等人於 1972 年所發展出的單向度、總應力、擬線性之頻率域分析法，其基本假設如下：

- (1) 土層由水平無限延伸層狀土壤組成，其底部為一半無限空間之均勻材料。
- (2) 各土層為均質(Homogeneous)且等向(Isotropic)的黏彈性材料。
- (3) 假設震波的傳遞方向與土層垂直，而質點振動方向則與之平行。
- (4) 每一土層特性可由厚度  $H$ 、密度  $\gamma$ 、剪力波速  $V_s$  (或剪力模數  $G$ ) 以及阻尼比  $\xi$  來決定；且這些參數與頻率  $f$  並無相關。
- (5) 剪力模數  $G$  與阻尼比  $\xi$  之非線性特性可由擬線性法 (Equivalent Linear Method) 進行分析。

SHAKE 程式之基本理論為求解水平層狀地盤中垂直傳遞之剪力波動方程式，其假設一均勻水平土層覆蓋在水平基盤上，如圖 4.4 所示，而於該土層中傳遞之剪力波之運動方程式為：

$$G \cdot \frac{\partial^2 u(x,t)}{\partial x^2} = \rho_t \cdot \frac{\partial^2 u(x,t)}{\partial t^2} \quad (4.22)$$

式中， $G$ ：土層之剪力模數，為土壤在特定剪應變量時之勁度

$u(x,t)$ ：土壤介質於  $y$  方向之位移

$x$ ：剪力波傳遞方向

$t$ ：時間

$\rho_t$ ：土體之統體密度

因式(4.22)為時間域之運動方程式，故利用富利葉轉換(Fourier Transform)將其轉換至頻率域，則此運動方程式對於振動角頻率  $\omega$  可寫成：

$$\frac{d^2 U(x)}{dx^2} = -\frac{\omega^2}{V_s^2} \cdot U(x) = -k^2 \cdot U(x) \quad (4.23)$$

式中， $U(x)$ :土壤介質於  $y$  方向之位移

$\omega$ :振動角頻率

$V_s$ :土壤之剪力波速( $=\sqrt{G/\rho_t}$ )

$k$ :剪力波數(*Shear wave number*) $=\omega/V_s$

土壤介質之阻尼採與頻率無關之遲滯阻尼型式，則剪力模數與阻尼效應可由複數剪力模數  $G^*$  來表示：

$$G^* = G \cdot (1 + i2\xi) \quad (4.24)$$

式中， $\xi$ :土壤介質之遲滯阻尼比

由式(4.24)，亦可將剪力波速  $V_s$  與剪力波數  $k$  表示為複數型式：

$$V_s^* = V_s \cdot (1 + 2\xi)^{0.5} \quad (4.25)$$

$$k^* = k \cdot (1 + 2\xi)^{-0.5} \quad (4.26)$$

再將式(4.25)、式(4.26)代入式(4.23)中，即可得到具複數型式之頻率域運動方程式，其一般解為：

$$U(x) = E' \cdot e^{ik^*x} + F' \cdot e^{-ik^*x} \quad (4.27)$$

式中， $E'$ :頻率域入射波之振幅

$F'$ :頻率域反射波之振幅

時間域解為：

$$u(x,t) = E \cdot e^{i(k^*x + \omega t)} + F \cdot e^{-i(k^*x - \omega t)} \quad (4.28)$$

式中， $E'$ :時間域入射波之振幅

$F'$ :時間域反射波之振幅

由式(4.28)可推求土壤介質之水平剪應力：

$$\tau(x,t) = G^* \cdot \frac{\partial u(x,t)}{\partial x} = ikG \cdot (E \cdot e^{ik^*x} + F \cdot e^{-ik^*x}) \cdot e^{i\omega t} \quad (4.29)$$

若將式(4.28)、式(4.29)合併，則可成為以下之矩陣型式：

$$\begin{Bmatrix} u \\ \tau \end{Bmatrix} = \begin{bmatrix} e^{ikx} & e^{-ikx} \\ ikG \cdot e^{ikx} & -ikG \cdot e^{-ikx} \end{bmatrix} \begin{Bmatrix} E \\ F \end{Bmatrix} e^{i\omega t} \quad (4.30)$$

若所分析之地層為多層之水平土層，如圖 4.5 所示，則配合各層面之間應力與位移諧合之連續條件，則可得到第  $m$  層與第  $m+1$  層之入射波與反射波之關係：

$$\begin{Bmatrix} E_{m+1} \\ F_{m+1} \end{Bmatrix} = \begin{bmatrix} \frac{1}{2}(1 + \alpha_m) \cdot e^{ik_m h_m} & \frac{1}{2}(1 - \alpha_m) \cdot e^{-ik_m h_m} \\ \frac{1}{2}(1 - \alpha_m) \cdot e^{ik_m h_m} & \frac{1}{2}(1 + \alpha_m) \cdot e^{-ik_m h_m} \end{bmatrix} \begin{Bmatrix} E_m \\ F_m \end{Bmatrix} e^{i\omega t} \quad (4.31)$$

式中， $h_m$ ：第  $m$  層之土層高

$\alpha_m$ ：阻抗比(*impedance ratio*)

$$\alpha_m = \frac{k_m \cdot G_m}{k_{m+1} \cdot G_{m+1}} = \left( \frac{\rho_m \cdot G_m}{\rho_{t(m+1)} \cdot G_{m+1}} \right)^{0.5} \quad (4.32)$$

此運動方程式中有兩個邊界條件：

(1) 自由地表面 ( $x=0$ ) 之剪應力為零，可解得表層之入射波與反射波振幅相等，即

$$E_1 = F_1。$$

基盤面上 ( $x=H$ ) 之位移為  $U(H)$ ，由作用於基盤面之地震震動所控制。

由此兩邊界條件以及各層之應力與位移之連續性，即可解得各層土層之振動反應。

關於土壤之剪力模數與阻尼比隨剪應變變化之非線性行為，*SHAKE* 程式是採用擬線性法進行分析，利用迭代(*Iteration*)方式運算。首先假定一組剪力模數與阻尼比進入運算，求出各土層反應之最大剪應變量  $\gamma_{\max}$ ，此時取 0.65 作為計算有效應變  $\gamma_{\text{eff}}$ ，再代回運動方程式中做計算，得到此有效應變相對應之剪力模數與阻尼比，並不斷重覆以上步驟，有效應變量  $\gamma_{\text{eff}}$  慢慢收斂，當誤差達可接受範圍即停止運算。完整之 *SHAKE* 程式分析計算流程可見圖 4.6。

#### 4.4 *Finn* 模式之動態水壓模擬驗證(以振動台試驗為例)

針對數值分析中，孔隙水壓的動態反應以 *Finn* 模式來進行模擬，有必要對於 *Finn* 模式應用於孔隙水壓激發的行為進行瞭解。回顧前人研究，賴岳庭(2007)曾針對 *Finn* 模式於動態孔隙水壓激發之適用性，以 *FLAC Menu* [3] 中的案例配合李偉誠(2001)[15] 的實驗結果進行探

討。

李偉誠(2001)[15]以翁作新等人(2001)所研發之大型二維剪力盒[17]於國家地震工程研究中心進行飽和砂土液化的振動台試驗，使用的材料為越南石英砂，試驗相關材料參數如表 4.1 所列。賴岳庭(2007)[26]的研究中選用其中一組試驗資料進行數值模擬，試驗輸入振動為正弦諧和波，其振幅為  $0.1g$ 、頻率為  $2Hz$ 。數值模擬模型的大小與試驗尺寸相同，寬度為  $1.88m$ 、高度為  $1.3m$ ，網格配置狀況於水平向切割 3 個區間、垂直向切割 13 個區間，模型中網格分佈如圖 4.7 所示，邊界條件於模型的底部固定垂直與水平方向的自由度，兩側邊界於靜態分析時採用固定水平向自由度；動態分析則採用安靜邊界以及自由場邊界。動態分析邊界之所以選擇自由場邊界，乃因試驗進行時，大型剪力盒兩側中各層框架並沒有固定水平的自由度，故本驗證案例中側向邊界以自由場邊界來取代固定水平自由度的靜態邊界。數值模擬對土體表面下之深度  $55cm$  處進行孔隙水壓力的紀錄，如圖 4.7 標記點位，並與試驗結果中土體表面下深度  $57.99cm$  之水壓計資料進行比對。

模擬的結果如圖 4.8 所示，其數值模擬結果與試驗結果相比較可發現整體的趨勢大致符合。振動初始階段，數值模擬的孔隙水壓激發的速度比起試驗量測更快，有可能是因為數值模擬中所採用土壤的剪力模數與體積模數乃依據 *FLAC* 程式資料庫中對鬆砂的建議值，這方面可能與試驗本身所採用石英砂的材料參數有所出入。孔隙水壓力激發後，試驗資料的孔隙水壓於一定範圍內進行擺盪，而數值模擬並無法準確的模擬出此細微的擺盪過程，但是其數值模擬出孔隙水壓激發量與試驗所得之孔隙水壓激發量的十分接近。整體而言，以 *Finn* 模式進行振動台動態孔隙水壓激發的數值模擬，與試驗資料比較，趨勢上是一致的，因此使用 *Finn* 模式進行孔隙水壓激發的模擬是可行的。

表 4.1 振動台試驗(李偉誠[15])之材料參數與輸入振動資料

材料	越南石英砂
相對密度 $D_r(\%)$	16.54
統體單位重 $\gamma_t(kN/m^3)$	18.97
孔隙比 $e$	0.758
最大孔隙比 $e_{max}$	0.797
最小孔隙比 $e_{min}$	0.574
諧和波振幅 (g)	0.1
諧和波頻率 (Hz)	2

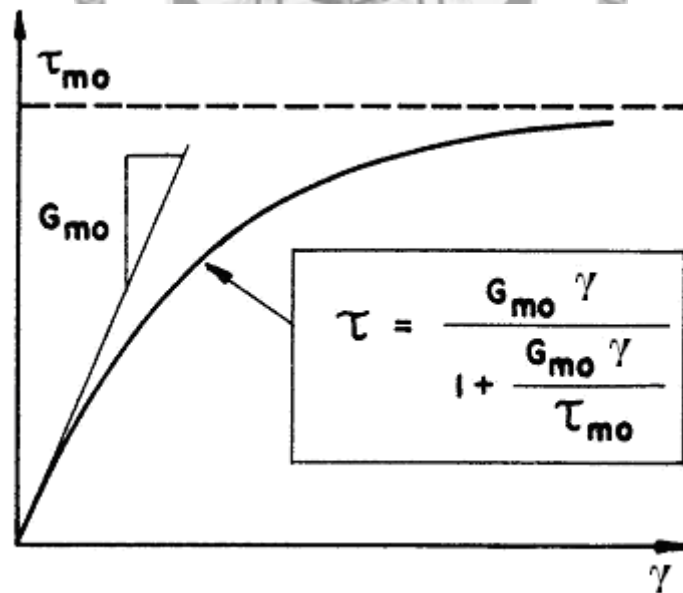


圖 4.1 雙曲線應力應變模式 [3]

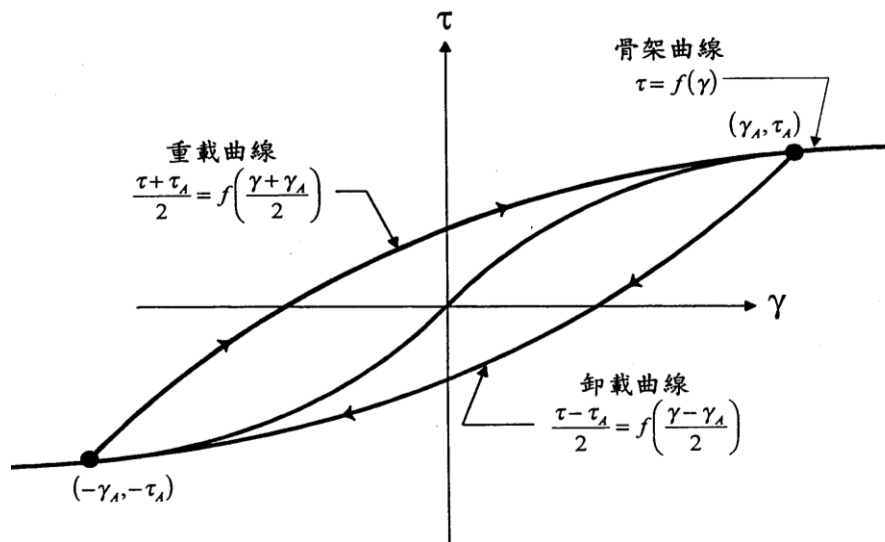


圖 4.2 梅新規則之應力應變關係 [取自 3]

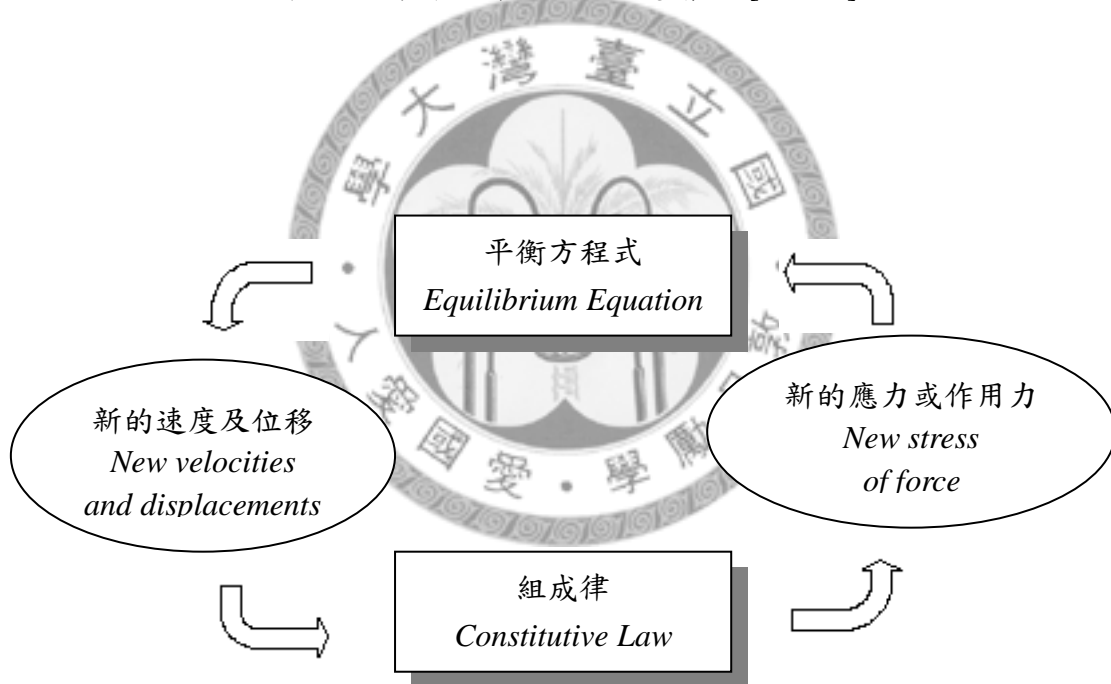


圖 4.3 FLAC 運算流程圖 [取自 3]

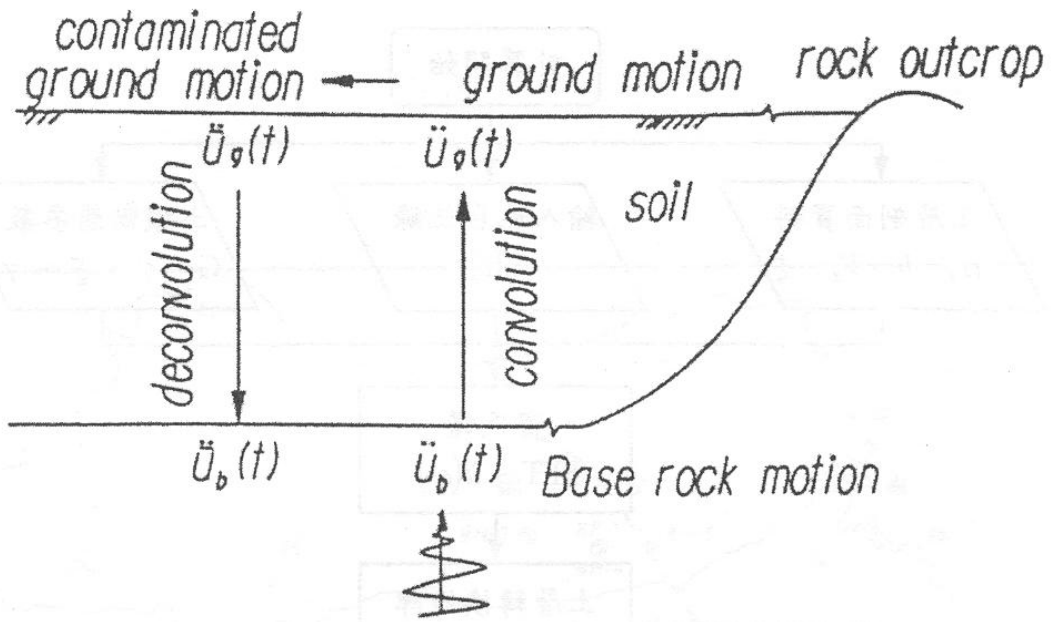


圖 4.4 SHAKE 分析概念圖 [取自 3]

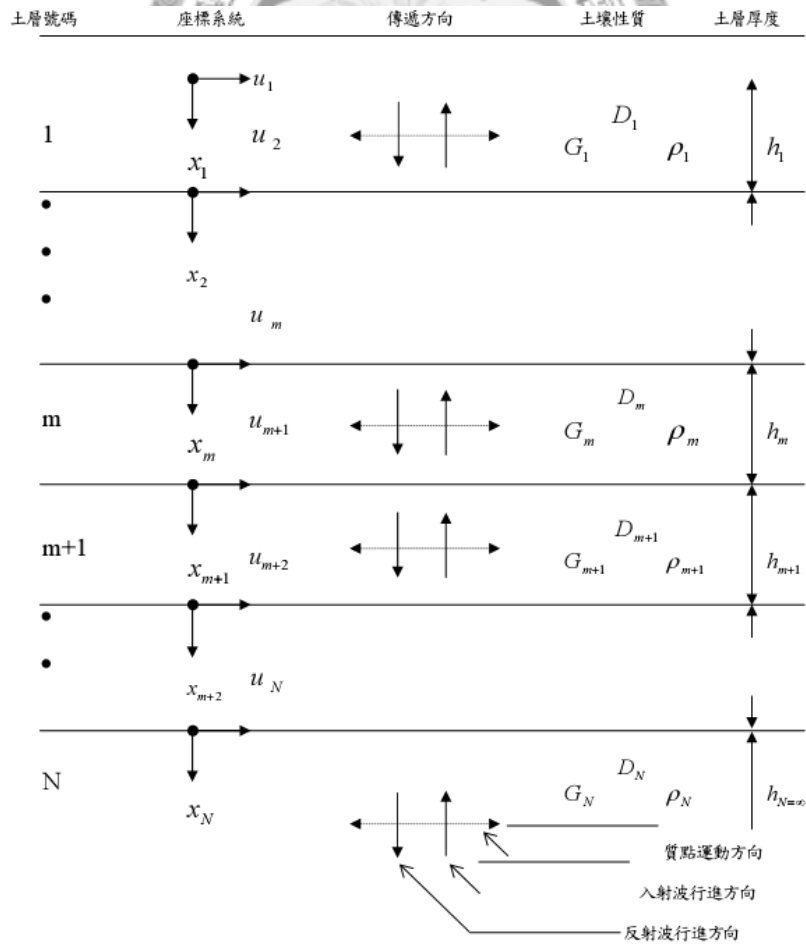


圖 4.5 多層水平土層剖面系統 [取自 10]

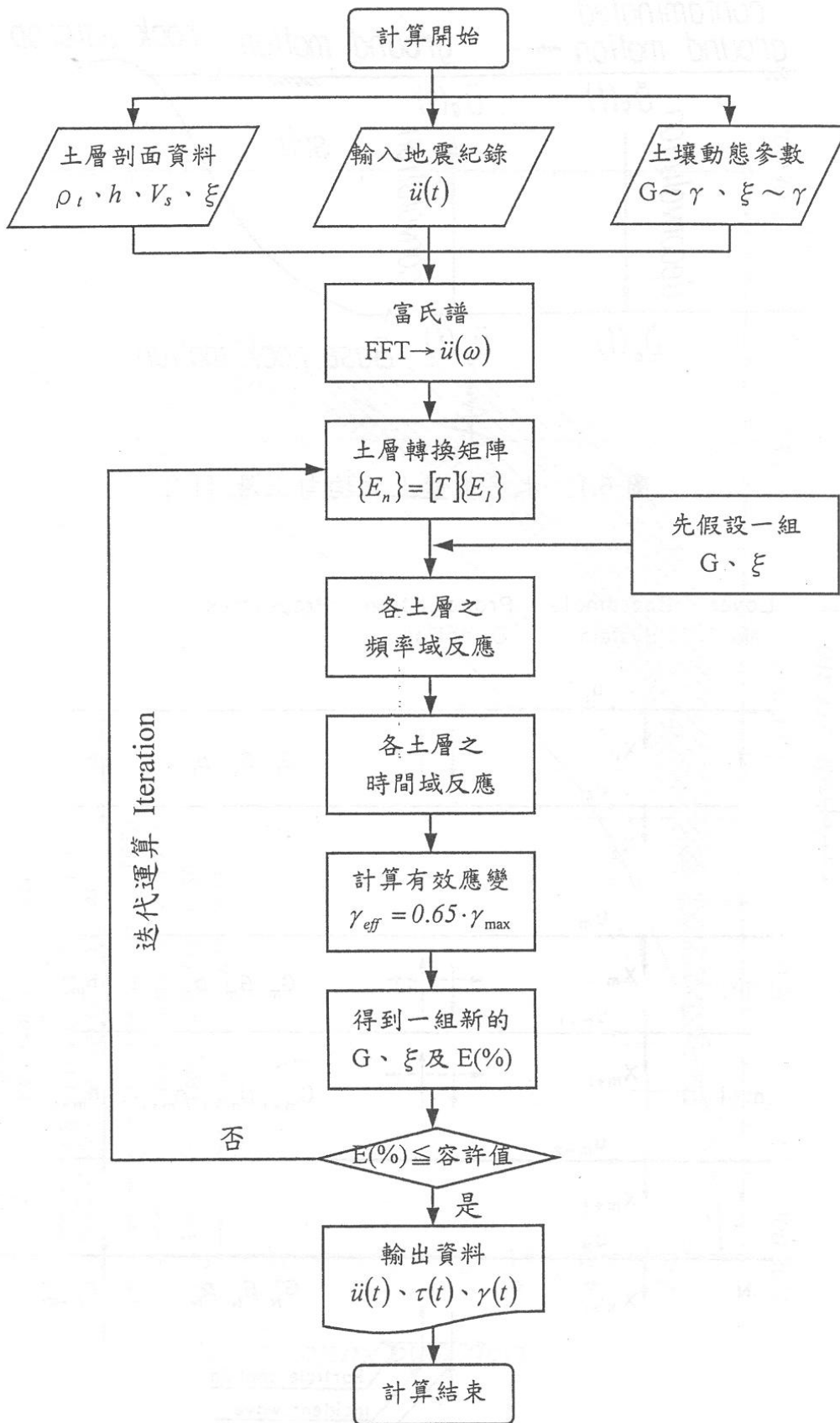
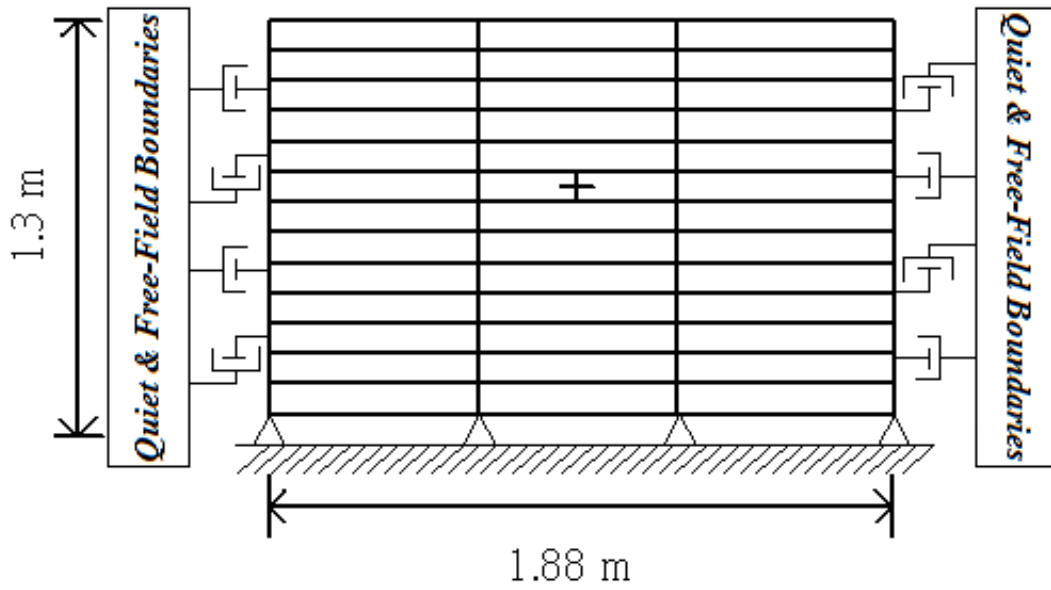


圖 4.6 SHAKE 擬線性分析之流程圖 [取自 16]



+ : 模擬振動台孔隙水壓位置

圖 4.7 振動台數值模擬之模型 [Lai, 2007]

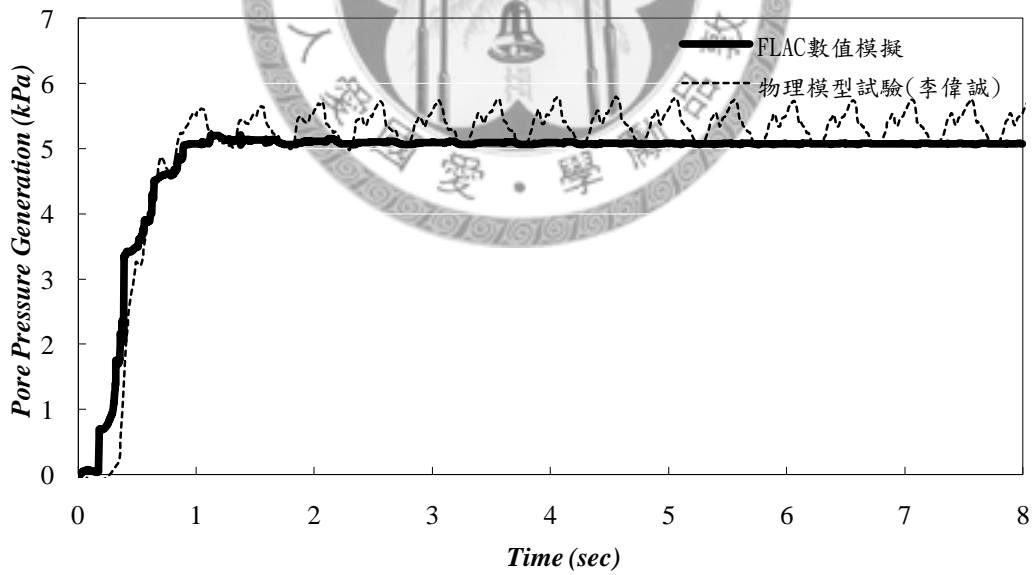


圖 4.8 數值模擬與振動台試驗結果之比對 [Lai, 2007]

(振動台試驗資料由李偉誠[15]所整理)

## 第五章 地層地下水受震分析模式之建立

本研究以數值方法對地下水受震反應進行模擬，故本章將說明研究中所採用分析模式之建立，包括依據的基本假設、分析模型中分析剖面與基盤位置的選取、對於使用的土壤材料參數進行說明，並且介紹分析模型的邊界條件；接著利用 *SHAKE* 程式當中的反卷積 (*Deconvolution*) 計算功能，建立簡化地層並輸入地表的地震加速度歷時，以求得基盤的地震加速度歷時；最後利用數值軟體 *FLAC* 對於整體分析流程作一簡單的敘述。

### 5.1 地層地下水受震分析模型

本節將介紹建立分析模型所考慮的因素，包括對於分析模型基盤位置的探討，介紹數值模擬分析剖面選擇的依據，並介紹對分析井位的地層進行合理的簡化以及參數合併。

為了合理地簡化所分析的問題，本研究所採用的分析模式係基於以下的假設條件：

- 一、假設各層土壤皆為均質(*homogeneous*)和等向(*isotropic*)，且土壤顆粒視為不可壓縮。
- 二、假設地震作用時，土壤受剪的應力應變關係遵守梅新規則(*Masing's rule*)，且其骨架曲線使用雙曲線模式來模擬。
- 三、假設地震作用時，土壤受剪引致孔隙水壓變化與震後超額孔隙水壓的消散現象皆遵守 4.2 節中所述之 *Finn* 模式。

#### 5.1.1 分析模型之建立

根據「台灣地區地下水觀測網整體計畫」中的濁水溪沖積扇水文地質鑽探資料，鑽探井的地層柱狀圖資料以九隆站為例如圖 5.1 所示，並且也以地層柱狀圖為依據完成濁水溪沖積扇水文地質剖面圖，各剖面所在位置如圖 3.3 所示。由地質鑽探資料可知，在扇頂部分的井位之鑽探已達到礫石層的區域，但由於大部分井位鑽探至  $-300\text{ m}$  之高程仍未達基盤所在處，配合水文地質剖面圖可知，沖積扇區的地層大致上由扇頂區向扇尾區傾斜(由東往西向下傾斜)。因此大部分井位之基盤深度難以得知，若以經驗式推估濁水溪沖積扇地區之剪力波速，深度約  $-350\text{ m}$  時，剪力波速始接近  $1000\text{ m/s}$ ，並依據基盤深度由扇頂區向下傾斜至扇尾區，

故合理推測扇央區基盤深度約位於  $-350\text{ m}$  之位置，而扇尾區基盤深度位於  $-450\text{ m}$  之位置。因此為建立地層地下水受震分析模型，有必要對基盤位置進行討論，以下就所使用數值軟體簡述與基盤相關之限制：

- (1) 以 FLAC 進行地層地下水受震分析時，需於模型底部輸入加速度歷時，亦即地震波是由地層底部向上傳遞。
- (2) 為推求模型底部加速度歷時，以一維波傳地盤反應理論求解，由地表之地震記錄反算地盤加速度，因此需給定基盤性質以進行計算。

由於上述的限制，本研究利用 *SHAKE* 程式對基盤位置及性質進行測試，比較不同條件下所得之地盤反應，並探討其對地表運動之影響。比較分析部分將於 **5.4.3 輸入地震記錄** 中詳述，經分析計算後，將反算所得之地表加速度與內插之地表加速度，繪製成時間域及頻率域之加速度譜，可發現在使用範圍中，兩者加速度值約略相同。綜合考量基盤測試結果以及鑽探資料的限制，為使數值模型符合現地之地層，本研究取地層剖面底部為數值分析中之基盤位置，其性質及剪力波速等參數同底層材料。

因利用數值模型建立井位的分析剖面，運算時間受分析模型的大小及所建立的網格數目影響。如同第四章所介紹，*FLAC* 的運算過程採用「時階」的型態，在每一個時階(*step*)下對於模型中所有網格進行平衡運算，然後再進入下一個時階求解新的平衡，網格數目的多寡將明顯的反映在分析所需的時間上。建立的模型中，其深度即為鑽探深度(各井位地表高程皆不相同，約為  $0\text{ m}\sim 40\text{ m}$ )，為了符合地下水觀測井剖面，因此選用較小尺寸的寬度並且為避免模型過大的長寬比會造成分析的誤差，所以取模型的寬度為  $10\text{ m}$ 。

模型網格建立時必須考慮到波傳效應，依照 *FLAC Menu* 建議，網格大小需符合 *Kuhlemeyer* 與 *Lysmer* (1973) 所提出空間元素網格大小需小於輸入波最大頻率所對應波長的  $\frac{1}{10}$ 。以本研究所使用濁水溪沖積扇的地震測站於集集地震所記錄的地震歷時資料，經 FFT 轉換後頻率約  $8\text{ Hz}$  以上便趨於平緩，而近地表剪力波速約為  $100\text{ m/sec}$ ，所以算得可使用的最大網格大小約為  $1.25\text{ m}$ 。

$$\Delta l \leq \frac{\lambda}{10}, \lambda = \frac{V_s}{f}$$

$$\Delta l \leq \frac{1}{10} \times \frac{V_s}{f}$$
(5.1)

式中， $\Delta l$ : 網格尺寸

$\lambda$ : 波長

$V_s$ : 剪力波速，=100m/s

$f$ : 頻率，=8Hz

### 5.1.2 地層簡化與參數合併

水文地質鑽探資料的原始地層剖面中，由於部分地層有砂與黏土互層的情形，為簡化分析，且 *SHAKE* 程式限制最大土層數為 19 層，因此對原始地層剖面進行土層合併的動作，合併土層除依據鑽探資料外，並參考各井位之水文地質剖面圖。土層簡化之依據說明對照表如表 5.1 所示，各井位原始地層剖面與簡化後的地層剖面如圖 5.2~圖 5.7 所示。

考慮合併後的地層剖面，其土壤參數因由原始剖面進行合併，得到單層土壤的參數，合併採用厚度權重的的方式，分述如下：

#### (1) 單位重

$$\gamma = \frac{\gamma_{h1}H_1 + \gamma_{h2}H_2 + \cdots + \gamma_{hm}H_n}{H_1 + H_2 + \cdots + H_n}$$
(5.2)

式中， $\gamma$ : 簡化後單層之土單位重

$H_i$ : 第  $i$  層土層厚

$\gamma_{hi}$ : 第  $i$  層土層單位重

#### (2) 滲透係數

在滲透係數方面，由於水流方向假設僅為水平向流動，因此簡化之滲透係數  $K$  下式：

$$K = \frac{K_{h1}H_1 + K_{h2}H_2 + \cdots + K_{hm}H_n}{H_1 + H_2 + \cdots + H_n}$$
(5.3)

式中， $K$ ：簡化後單層之水平向滲透係數

$H_i$ ：第  $i$  層土層厚

$K_{hi}$ ：第  $i$  層土層水平向滲透係數

(3) 孔隙比

$$e = \frac{H - H_s}{H} = \frac{\sum H_{vi}}{\sum H_{si}} \quad (5.4)$$

式中， $H_s$ ：單層土壤顆粒厚度

$H_i$ ：第  $i$  層土層厚

$H_{si}$ ：第  $i$  層之土壤顆粒厚度， $H_{si} = \frac{H_i}{1 + e_i}$

$H_{vi}$ ：第  $i$  層之土壤孔隙厚度， $H_{vi} = H_i - H_{si}$

## 5.2 土壤材料參數選取

在網格建立之後，便要賦予各層土壤相關的材料參數。本研究使用的土壤組成律模式為莫爾庫倫塑性模式，所需要輸入的材料參數包括有密度、凝聚力、摩擦角、孔隙率、滲透性係數、剪力模數、體積模數等資料；而孔隙水壓力動態反應模式使用 *Finn* 模式，所需要輸入的材料參數包括有密度、凝聚力、摩擦角、剪力模數、體積模數，以及 *Finn* 模式的四個常數參數。以下對各參數選取進行說明：

由於水文地質鑽探資料中並無土壤的基本性質試驗，因此採用中彰、雲嘉與屏東都會區地下地質與工程環境調查研究(經濟部中央地質調查所，2006)[23]中對彰化、雲林及嘉義地區鑽探土壤的一般物理性質試驗，統計各類型土壤之基本性質作為本研究所用之土壤參數，如表 5.2 所示。

透水係數方面，以詹家賓(1996)[24]推估海豐地區四種地層簡化狀況之透水係數，如表 5.3 所示，並配合根據濁水溪沖積扇之水文地質研究與台灣地區地下水觀測網第一期計畫八十六年度報告[20]所列濁水溪沖積扇地區土壤的滲透性係數的範圍，如表 5.4 所示，合理假設各類

土壤之滲透係數列於表 5.5 中。

有關土壤的摩擦角與土壤凝聚力部分，參考黃筱卿(2002)[19]對員林地區土壤摩擦角之假設，因此本研究採用之各土層的摩擦角與凝聚力如表 5.6 所示。

關於初始剪力模數的推估，利用波傳理論之基本公式，由剪力波速及單位重進行轉換，其中剪力波速的估算公式係由鑽探記錄回歸而得，剪力波速回歸的討論於 5.4.2 土層剖面資料中作詳細說明。

$$G = \rho V_s^2 \quad (kPa) \quad (5.5)$$

式中， $\rho$ 為土壤之單位重， $kN/m^3$ 。

接著利用表 5.1 土層簡化對照表簡化土層，並配合參數合併可以得到各觀測井的簡化地層之材料參數如表 5.7~表 5.12，並利用之於莫爾庫倫模式中輸入。

動態分析需要輸入的參數包括力學阻尼(*Mechanical Damping*)，自然的振動系統包含多自由度阻尼效應，造成振動過程中能量的損失，否則在外力作用下，系統將無止盡地持續振動下去。根據 Gemant 與 Jackson (1937)以及 Wegel 與 Walther (1935)[3]的研究，土壤與岩石的自然阻尼為遲滯阻尼(*hysteretic damping*)，遲滯阻尼是與頻率無關的，但是在數值模擬上很難建立這種形式的阻尼系統[3]。在時間域的數值模擬上，雷利(*Rayleigh*)阻尼可以在一個限定的範圍內提供幾乎與頻率無關的阻尼系統。雷利阻尼矩陣( $C$ )由質量矩陣( $M$ )和勁度矩陣( $K$ )所組成，如下式所示：

$$\tilde{C} = \alpha \tilde{M} + \beta \tilde{K} \quad (5.6)$$

式中， $\alpha$ ：質量阻尼係數(mass dependent coefficient)

$\beta$ ：勁度阻尼係數(stiffness dependent coefficient)

根據 Bathe 與 Wilson (1976)，在多自由度系統中，系統任何角頻率 $\omega_i$ 下的臨界阻尼比可以用下式表示[3]：

$$\alpha + \beta \omega_i^2 = 2\omega_i \xi_i \quad (5.7)$$

式中， $\omega_i$  :角頻率

$\xi_i$  :阻尼比

圖 5.8 代表正規化臨界阻尼比  $\xi_i/\xi_{\min}$  隨著角頻率  $\omega_{\min}$  的變化情形，圖中顯示的三條曲線分別為質量、勁度分量與兩分量之總和。與質量成比例的阻尼於高頻範圍反應顯著，與勁度成比例的阻尼則大部分集中於低頻範圍。兩分量的總和曲線即為雷利阻尼，當曲線最低時所對應的質量與勁度分量受到頻率的影響最小，也就是在這一區域的頻率下，雷利阻尼能表現出近似遲滯阻尼與頻率無關的阻尼效應，當下列兩式成立時，曲線達最低值。

$$\alpha = \xi_{\min} \cdot \omega_{\min} \quad (5.8)$$

$$\beta = \xi_{\min} / \omega_{\min} \quad (5.9)$$

式中， $\omega_{\min}$  :最小角頻率

$\xi_{\min}$  :最小阻尼比

系統處於最小角頻率  $\omega_{\min}$  時，質量阻尼與勁度阻尼分別提供雷利阻尼一半的阻尼貢獻。在 *FLAC* 的動態分析中，建立雷利阻尼需要提供的兩參數分別為最小阻尼比 ( $\xi_{\min}$ ) 與最小頻率 ( $f_{\min}$ )，而最小頻率 ( $f_{\min}$ ) 與最小角頻率  $\omega_{\min}$  之關係：

$$f_{\min} = \omega_{\min} / 2\pi \quad (5.10)$$

依照 *Biggs* (1964)[3] 的建議，對於地工材料而言，臨界阻尼比 ( $\xi_{\min}$ ) 約介於 2%~5% 左右，但在動態分析中在有包括大應變情況時阻尼比要求最少要 0.5%，因此本研究採用林京翰(2007)在共振柱試驗中所得最小阻尼比為 0.74% 進行數值模擬分析；另外有關於最小頻率， $f_{\min}$  的選取，*FLAC Menu*[3] 建議先以一組無阻尼系統，在外力作用下求取地表速度歷時曲線，將作用週數除以歷時得到最小頻率，或者對地表速度做富立業轉換，求取顯著頻率。

### 5.3 邊界條件設立

本研究進行數值分析時，先由靜態時應力平衡後，接著再進行動態的反應分析。在靜態分析下，模型兩側的邊界條件為固定水平向( $x$  軸)，允許垂直向( $y$  軸)的變位；模型底部同時

固定垂直向( $y$  軸)與水平向( $x$  軸)的變位；模型上方則為自由邊界。

在動態分析時，若固定水平向( $x$  軸)的側向邊界條件會導致波的反射效應，造成邊界附近的分析結果與預期有所出入。在大尺度的模型下可藉由材料的阻尼吸附能量來降低波的反射效應，但所需增加的邊界距離將造成運算量的大幅增加。而 *FLAC* 提供 *Lysmer & Kuhlemeyer* (1969)[3]所提出的安靜邊界(*quite boundary*)，在邊界的正向與切向上加上獨立的阻尼盤(*dashpot*)，能有效吸收外傳波能量而不產生反射，其可消除因為利用有限空間(*finite domain*)分析無限域空間問題時，外傳波因網格邊界而回傳的效應；並提供 *Cundall* 等人(1976)[3]所建議的自由場邊界(*Free-Field Boundary*)，如圖 5.9 所示，在側向邊界以黏滯消能盤(*viscous dashpots*)形式消除外傳波的反射效應。使用自由場邊界必須符合下列條件：

1. 兩側的邊界條件必須是垂直的。
2. 使用自由場邊界前須完成靜態平衡，且須於動態分析前施加。
3. 適用於平面應變與平面應力分析中，但不適用於軸對稱分析。
4. 自由場邊界會同時施加於兩側的邊界上。
5. 自由場邊界可結合二維地下水流的分析。

由於本研究探討地下水觀測井受到地震作用後的反應，在動態分析時，為了防止震波由側邊界反射回分析主體內部產生交互反應，因此兩側邊界採用安靜邊界和自由場邊界取代靜態分析時的側向邊界，以消除外傳波的反射效應，而底部的邊界條件則維持不變。

## 5.4 分析之地震紀錄

以 *FLAC* 進行動態分析時，地震加速度歷時資料由模型底部輸入，然後傳遞到上方土層。然而基盤面的震動歷時極難獲得，一般僅能以地表或岩盤露頭的地震歷時記錄反算基盤面的震動反應，而 *SHAKE* (*Schnabel* 等人，1972)[10]可利用土壤之動態參數曲線、土層剖面資料以及輸入地表或露頭地震歷時紀錄推算基盤的地震歷時資料。

關於一維波傳地盤反應理論及 *SHAKE* 程式，已於第四章中介紹，故以下針對土壤之動態參數曲線、土層剖面資料以及輸入分析剖面之地震記錄等進行說明：

### 5.4.1 土壤之動態參數曲線

*SHAKE* 程式分析所使用之土壤動態參數曲線主要為剪力模數隨剪應變衰減關係與阻尼比隨剪應變遞增關係兩種曲線。由前人研究中可知此兩種動態曲線會受土壤之種類、塑性及圍壓等因素所影響而改變，為簡化分析之考量，一般將土壤之動態曲線分為：黏性土壤與砂性土壤（或直接稱為黏土與砂土）兩類。由於水文地質鑽探資料並無相關試驗，因此採用前人之相關研究成果，邱建銘(2001)[16]利用員林地區所鑽取的薄管試體進行土壤動態特性試驗，求得員林地區黏土與砂土之代表性動態曲線，並且採用 *Rollins* 等人(1998)[9]對近年來礫石質土壤動態曲線之資料統計結果；關於採用各類土壤動態曲線之比對如圖 5.10 所示。分析採用三種土壤之正規化動態剪力模數皆非常接近，其中礫石質土壤之勁度較早衰減，黏土之剪力模數衰減較晚且至大應變後之殘餘勁度最大，砂土之剪力模數至大應變後之殘餘勁度最小，所以最可能發生液化；而阻尼比曲線方面，小應變時礫石質土壤之阻尼比最早開始增加，其次為砂性土壤，在剪應變 0.1% 附近時三種土壤之阻尼比都很接近，應變繼續增加則黏性土壤之阻尼比會高於砂土與礫石。

### 5.4.2 土層剖面資料

*SHAKE* 程式之土層剖面輸入參數包括有土層厚度、種類、單位重、剪力波速與起始阻尼比等，接下來對各種參數的獲取做說明：

#### (1) 土層之厚度、種類與單位重

這部分資料可由水文地質鑽探建立各觀測井之地質剖面獲得，但由於 *SHAKE* 程式中限制輸入地下土層數為 20 層(19 層土層與基盤)，因此必須作合理的簡化並合併，所以採用 5.2.2 節所提到簡化後地層剖面，並且利用參數合併後的土壤單位重來建立土層資料。

#### (2) 土層之剪力波速

由於各觀測井並無施作相關量測現地剪力波速的試驗，而自民國 89 年起，由中央氣象局與國家地震工程研究中心合作，進行自由場強震儀測站調查及資料建置工作，以懸盪式波速井測資料擷取系統取得現地之剪力波速，本研究挑選位於濁水溪

沖積扇區資料進行回歸分析，由回歸公式推估剪力波速以輸入分析模型。

因為剪力波速與深度相關，剪力波速通常隨深度增加而增加，而最終會趨於一定值，所以使用乘冪式進行回歸，其各類土壤資料點與回歸情形如圖 5.11～圖 5.13 所示，並考量接近地表處仍應有剪力波速，調整回歸公式如下所示：

- 黏土層剪力波速公式：

$$V_s = 103.98 \cdot (1 + D)^{0.2796} \quad (5.22)$$

- 砂土層剪力波速公式：

$$V_s = 97.108 \cdot (1 + D)^{0.3237} \quad (5.23)$$

- 礫石層剪力波速公式：

$$V_s = 268.49 \cdot (1 + D)^{0.1995} \quad (5.24)$$

### (3) 土層之起始阻尼比

不同土壤之起始阻尼比則採用邱建銘[16]對員林地區土壤進行實驗室試驗得到極小應變時之平均阻尼比。

故依據不同地下水觀測井土層剖面分布情形建立出 *SHAKE* 程式之分析模型，如表 5.13～表 5.18 所示。

## 5.4.3 輸入地震紀錄

### (1) 地表地震紀錄：

中央氣象局在濁水溪沖積扇區佈設許多的強震測站，但是地下水位觀測井所在位置不一定與強震測站相同，分布情形與其相對位置如圖 5.14 所示，因此利用相鄰於地下水觀測井兩側的強震測站的地震紀錄，以距離反比的方式將垂直及南北向、東西向水平地表加速度進行個別線性內插，以得到井位處的地表地震紀錄，先將各地震測站的地震歷時紀錄利用富利葉轉換為頻率域後，再利用地震測站與地下水觀測井之間的距離進行線性內插，得到新的頻率值再利用反富利葉轉換回時間域即為分析所用之地震加速度歷時紀錄。

內插所得到各地下水觀測站之地表加速度歷時如圖 5.15～圖 5.20 所示，各站的

加速度尖峰值如表 5.19 所示。

(2) 土層轉換函數及切除頻率：

由各地下水觀測站之地表加速度紀錄與各站之土層分析剖面資料，可利用 *SHAKE* 程式之反卷積運算得到土層底部基盤面之地震加速度歷時，如圖 5.21~圖 5.26 所示，再將基盤與地表之富氏加速度譜值相除，即可得到分析土層之轉換函數，如圖 5.27~圖 5.32 分別為好修站、文昌站、合興站、港後站、九隆站及田洋站之轉換函數。

由於 *SHAKE* 程式分析之土壤阻尼是採用遲滯阻尼型式，其好處為阻尼比不會隨地震作用之頻率改變而改變且可將剪力模數與阻尼比效應考慮為一複數剪力模數型式以方便運算之進行，但遲滯阻尼型式之缺點為進行反卷積運算時，高頻部分之反卷積轉換函數有可能會被放大，進而影響到整個分析結果。由轉換函數可檢核該土層之放大效應是否顯著，觀察各站的轉換函數，較高頻部分並沒有顯著地放大(皆未超過 10 倍)，因此不需要將高頻的部分切除。

(3) 基盤輸入地震：

欲利用 *SHAKE* 程式之反卷積運算得到各觀測井基盤處的地震加速度歷時紀錄，除土層簡化剖面及各項參數外，尚需考量基盤位置及性質，而大部分井位鑽探深度均未達基盤，為得到合理的分析結果，本研究對於使用 *SHAKE* 程式之反卷積運算時，其基盤深度及性質亦進行探討。

建立簡化土層剖面後，假設基盤位於土層底部並令其性質等同底層土層，亦即將土層底部延伸作為 *SHAKE* 程式中之基盤進行分析，將內插所得之加速度歷時記錄 ( $A_g$ ) 自地表輸入，利用 *SHAKE* 程式之反卷積運算 (*Deconvolution*) 取得基盤的加速度歷時 ( $A_b$ ) 後，再於同一土層模型之基盤處輸入  $A_b$  進行卷積運算 (*Convolution*) 得到新的地表加速度歷時 ( $A_g^*$ )，如圖 5.33 所示。將  $A_g$  及  $A_g^*$  套繪於同一張加速度譜，如圖 5.34 所示，並以快速富立葉轉換比較兩者於頻率域之差異，其富氏譜如圖 5.35 所示，由時間域及頻率域比較可發現， $A_g$  及  $A_g^*$  兩者差異極小，因此可認定此基盤設定為合理

假設。

利用 *SHAKE* 程式之反卷積運算得到各觀測井基盤處的地震加速度歷時紀錄，與地表的地震紀錄作比較可發現地表的震幅都比基盤部分來的顯著，可發現各土層均有放大效應。

#### (4) *FLAC* 與 *SHAKE* 之地震紀錄比對：

本研究以 *SHAKE* 程式反算地盤之地震加速度歷時輸入 *FLAC* 程式所建構之數值模型中進行模擬，因土層模型係由地層柱資料簡化而得，且地盤加速度歷時亦非原始量測記錄，故於 *FLAC* 程式進行模擬時，一併輸出地表及地盤之加速度歷時，並與內插加速度歷時及 *SHAKE* 反算之地盤加速度歷時相比較，以確認分析模型所進行之動態反應分析是否合理。

以九隆站之加速度歷時進行比較與說明，將 *SHAKE* 反算之地盤加速度歷時與 *FLAC* 程式輸出之地盤加速度歷時繪於同一張圖，如圖 5.36~圖 5.39 的(a)部分所示，包括南北向及東西向之加速度歷時，*Finn* 模式及 *Biot* 模式共四種組合；圖 5.36~圖 5.39 的(b)部分則是內插之地表加速度歷時與 *FLAC* 模擬時所輸出之地表加速度歷時。由圖 5.36~圖 5.39 可以看出，以 *FLAC* 模擬所得到之地表加速度歷時與內插之地震紀錄，雖然有些許差異，但兩者相當的接近，可以說明分析模型得到的動態反應與實際情形有相當的一致性。此外，由四張圖中亦可看出，以不同的孔隙水壓激發模式進行模擬，對動態反應之影響不顯著，*Finn* 模式及 *Biot* 模式所輸出之地表加速度歷時一致。

## 5.5 分析流程

本研究六個地下水觀測井所建立的分析剖面，如圖 5.2~圖 5.7 所示，而其 *FLAC* 數值模擬共分六大步驟：1.建立網格並給予材料強度參數；2.設定邊界條件並給定重力使其初始應力平衡；3.給定地下水位面；4.力學平衡；5.使用 *Finn* 模式；6.給予阻尼參數和動態邊界條件並施加地震力。各步驟內容如下：

1. 建立模型網格，賦予材料參數：

根據簡化後的地層剖面資料建立分析剖面，考慮波傳效應下給予適當的網格分佈，材料參數方面則是參照簡化後的土層參數，並且針對未定參數作合理的假設。以 *plot* 及 *print* 指令檢核網格與材料參數是否正確。

2. 給定邊界條件，初始應力平衡：

模型兩側的邊界條件固定水平向(*x* 軸)，允許垂直向(*y* 軸)的變位；模型底部同時固定垂直向(*y* 軸)與水平向(*x* 軸)的變位；模型上方則為自由邊界。接著施予重力(*Set Gravity*)，使土體達初始應力平衡。以 *plot* 及 *print* 指令檢核重力平衡是否正確。

3. 開啟滲流模式，進行滲流分析：

分析前首先關閉重力場(*set mech = off*)，並開啟滲流模式(*set flow = on*)，依照各剖面的地下水位分佈狀況，給定地下水位面，進行滲流分析。以 *plot* 及 *print* 指令檢核滲流分析後孔隙水壓的分佈是否符合現地水壓的分佈狀態。

4. 關閉滲流模式，進行力學平衡：

土壤與水的耦合效應為一複雜問題，於滲流分析後，需先關閉滲流模式(*set flow = off*)，開啟重力場(*set mech = on*)以進行力學平衡。

5. 指定 *Finn* 模式：

本研究以 *Finn* 模式來模擬土壤受震時的孔隙水壓激發，其中有關使用 *Finn* 模式所需輸入的四個參數( $c_1$ 、 $c_2$ 、 $c_3$ 、 $c_4$ )以參考翁贊鈞(2003)對員林地區液化土壤所建議的參數作為輸入的依據。

6. 設定阻尼條件、動態邊界，施加動態作用力：

在進行動態分析前，首先給予力學阻尼。本研究採用雷利阻尼作為力學阻尼，雷利阻尼輸入的兩個參數：最小阻尼比採用 0.74% 而最小頻率依照不同剖面輸入其顯著頻率值。有關動態邊界本研究採用自由場邊界與靜邊界來避免動態分析中地震波反射回分析的主體。最後利用 *SHAKE* 反算觀測井地盤地震加速度歷時資料作為動態作用的紀錄，並分別以南北向及東西向的加速度記錄施加於各剖面模型底部，並進行動態反應分析。

表 5.1 土層合併簡化對照表

原始土壤種類	簡化土壤種類
泥及黏土層夾薄砂層	粉砂、泥及黏土層
細砂層夾薄黏土層	細及極細砂層
粗砂層夾薄黏土、細砂或礫石層	極粗、粗及中砂層
礫石層夾薄細砂或粗砂層	礫石層

表 5.2 彰雲嘉地區土壤的一般物理性質[整理自 20]

土壤種類	單位重 ( $kN/m^3$ )	孔隙比
粉砂、泥及黏土層	16.3	1.09
細及極細砂層	17.7	0.73
極粗、粗及中砂層	18.8	0.54
礫石層	22.0	0.41

表 5.3 海豐地區簡化土層滲透係數[取自 24]

土層種類	滲透係數 ( $m/sec$ )
黏土細砂夾層	$1 \times 10^{-8}$
沉泥質細砂	$1 \times 10^{-6}$
黏土	$2 \times 10^{-10}$
沉泥	$2 \times 10^{-9}$

表 5.4 濁水溪沖積扇土壤的滲透性係數範圍[取自 20]

滲透係數 $K$ (m/sec)	分級	岩性	水文地層
$\geq 1.0 \times 10^{-3}$	A (極佳)	平原地區之礫石層或砂層	含水層
$9.9 \times 10^{-4} \sim 1.0 \times 10^{-4}$	B (佳)		
$9.9 \times 10^{-5} \sim 1.0 \times 10^{-5}$	C (中)	丘陵或台地區之礫石層	
$9.9 \times 10^{-6} \sim 1.0 \times 10^{-6}$	D (差)		
$\leq 9.9 \times 10^{-7}$	E (極差)	泥層、黏土層或固結岩層	阻水層

表 5.5 本研究分析所採用土壤的滲透性係數

土層種類	滲透係數 (m/sec)
粉砂、泥及黏土層	$1 \times 10^{-9}$
細及極細砂層	$1 \times 10^{-7}$
極粗、粗及中砂層	$1 \times 10^{-6}$
礫石層	$1 \times 10^{-3}$

表 5.6 本研究分析所採用土壤的摩擦角與凝聚力

土層種類	土壤摩擦角 ( $^{\circ}$ )	土壤凝聚力 (kPa)
粉砂、泥及黏土層	24	8
細及極細砂層	28	0
極粗、粗及中砂層	32	0
礫石層	35	0

表 5.7 好修站地層剖面參數表

深度 (m)	土層種類	單位重 (kN/m <sup>3</sup> )	剪力 波速 (m/sec)	剪力 模數 (MPa)	統體 模數 (MPa)	摩 擦 角 (°)	凝 聚 力 (kPa)	孔 隙 比	透 水 係 數 (m/sec)
7	沉泥、黏土	16.3	155.44	41	68	24	8	1.09	1.02E-13
40	細砂	17.6	266.33	130	195	28	0	0.77	1.56E-11
46	沉泥、黏土	17.0	315.20	173	271	24	8	0.91	5.15E-12
66.75	粗砂	18.6	361.98	254	377	32	0	0.60	2.54E-09
90.75	沉泥、黏土	16.8	367.61	234	373	24	8	0.97	9.84E-12
106.75	粗砂	18.4	447.20	402	588	32	0	0.67	1.12E-08
112.25	沉泥、黏土	16.6	397.97	269	437	24	8	1.02	1.94E-12
130.5	粗砂	18.8	505.26	533	762	32	0	0.66	2.38E-08
173.75	沉泥、黏土	17.4	467.31	403	619	24	8	0.86	3.56E-09
188.25	粗砂	18.8	555.99	650	936	32	0	0.68	2.47E-08
192.25	沉泥、黏土	16.3	451.74	339	565	24	8	1.09	1.02E-13
206	粗砂	18.4	550.66	586	860	32	0	0.65	7.46E-09
211	沉泥、黏土	17.0	505.45	449	699	24	8	0.91	5.15E-12
235.5	細砂	17.8	561.09	578	856	28	0	0.72	2.10E-09
239.5	沉泥、黏土	16.7	503.14	435	698	24	8	1.00	2.62E-12
249.5	粗砂	19.0	619.86	794	1135	32	0	0.64	2.55E-08
262	細砂	17.6	566.28	582	879	28	0	0.76	2.65E-11
277.5	粗砂	18.6	588.94	662	987	32	0	0.58	9.54E-11
300	礫石	19.5	685.48	1016	1422	35	0	0.63	4.53E-08

表 5.8 文昌站地層剖面參數表

深度 (m)	土層種類	單位重 (kN/m <sup>3</sup> )	剪力 波速 (m/sec)	剪力 模數 (MPa)	統體 模數 (MPa)	摩 擦 角 (°)	凝 聚 力 (kPa)	孔 隙 比	透 水 係 數 (m/sec)
8	沉泥、黏土	16.79	159.78	45	72	24	8	0.98	1.41E-11
19.5	粗砂	18.80	232.06	103	153	32	0	0.54	1.02E-10
24	沉泥、黏土	16.58	250.91	107	175	24	8	1.03	1.14E-11
38	粗砂	17.99	295.82	161	241	32	0	0.69	4.22E-11
46	沉泥、黏土	16.74	307.55	163	260	24	8	0.98	3.26E-12
77.5	粗砂	18.40	363.47	249	376	32	0	0.63	8.58E-11
82	沉泥、黏土	16.30	354.97	209	349	24	8	1.09	1.02E-13
133	礫石	21.26	634.65	917	1234	35	0	0.47	8.30E-08
175.5	沉泥、黏土	16.90	451.22	356	564	24	8	0.95	1.23E-11
205	礫石	20.46	670.02	1010	1380	35	0	0.54	6.57E-08
209	粗砂	19.15	594.02	738	1052	32	0	0.60	2.55E-08
227	礫石	21.64	767.50	1319	1765	35	0	0.44	9.34E-08
245.5	沉泥、黏土	18.02	570.89	664	977	24	8	0.83	2.21E-08
249.5	粗砂	18.04	555.64	575	872	32	0	0.70	6.50E-11
259	細砂	17.48	569.05	581	874	28	0	0.79	8.60E-12
262	沉泥、黏土	18.92	610.42	758	1101	24	8	0.61	1.71E-08
268	礫石	22.00	817.88	1500	2000	35	0	0.41	1.02E-07
278	細砂	17.56	587.81	622	930	28	0	0.77	9.18E-12
330	沉泥、黏土	17.92	598.19	716	1067	24	8	0.84	1.86E-08

表 5.9 合興站地層剖面參數表

深度 (m)	土層種類	單位重 (kN/m <sup>3</sup> )	剪力 波速 (m/sec)	剪力 模數 (MPa)	統體 模數 (MPa)	摩 擦 角 (°)	凝 聚 力 (kPa)	孔 隙 比	透水 係數 (m/sec)
8	沉泥、黏土	16.79	159.78	45	72	24	8	0.98	1.41E-11
19.5	粗砂	18.80	232.06	103	153	32	0	0.54	1.02E-10
24	沉泥、黏土	16.58	250.91	107	175	24	8	1.03	1.14E-11
38	粗砂	17.99	295.82	161	241	32	0	0.69	4.22E-11
46	沉泥、黏土	16.74	307.55	163	260	24	8	0.98	3.26E-12
77.5	粗砂	18.40	363.47	249	376	32	0	0.63	8.58E-11
82	沉泥、黏土	16.30	354.97	209	349	24	8	1.09	1.02E-13
133	礫石	21.26	634.65	917	1234	35	0	0.47	8.30E-08
175.5	沉泥、黏土	16.90	451.22	356	564	24	8	0.95	1.23E-11
205	礫石	20.46	670.02	1010	1380	35	0	0.54	6.57E-08
209	粗砂	19.15	594.02	738	1052	32	0	0.60	2.55E-08
227	礫石	21.64	767.50	1319	1765	35	0	0.44	9.34E-08
245.5	沉泥、黏土	18.02	570.89	664	977	24	8	0.83	2.21E-08
249.5	粗砂	18.04	555.64	575	872	32	0	0.70	6.50E-11
259	細砂	17.48	569.05	581	874	28	0	0.79	8.60E-12
262	沉泥、黏土	18.92	610.42	758	1101	24	8	0.61	1.71E-08
268	礫石	22.00	817.88	1500	2000	35	0	0.41	1.02E-07
278	細砂	17.56	587.81	622	930	28	0	0.77	9.18E-12
330	沉泥、黏土	17.92	598.19	716	1067	24	8	0.84	1.86E-08

表 5.10 港後站地層剖面參數表

深度 (m)	土層種類	單位重 (kN/m <sup>3</sup> )	剪力 波速 (m/sec)	剪力 模數 (MPa)	統體 模數 (MPa)	摩 擦 角 (°)	凝 聚 力 (kPa)	孔 隙 比	透 水 係 數 (m/sec)
18.75	沉泥、黏土	16.84	203.63	78	122	24	8	0.93	7.05E-12
23	粗砂	18.46	275.15	151	221	32	0	0.60	8.16E-11
43.5	沉泥、黏土	16.31	283.36	137	222	24	8	1.01	6.93E-12
55	粗砂	17.69	331.44	204	311	32	0	0.72	8.43E-09
72	礫石	19.34	381.82	302	428	35	0	0.62	3.36E-11
121	粗砂	18.31	409.43	323	479	32	0	0.62	9.40E-11
124	沉泥、黏土	15.99	390.01	367	552	32	0	1.09	2.10E-11
130	粗砂	18.03	440.77	253	421	24	8	0.63	7.44E-12
135	礫石	21.58	448.62	451	602	35	0	0.41	9.24E-11
155	粗砂	18.28	465.62	413	615	32	0	0.57	1.02E-07
156	細砂	16.54	451.43	355	561	24	8	0.95	8.50E-11
193	沉泥、黏土	17.49	512.38	477	708	28	0	0.71	1.02E-13
201.5	細砂	18.35	519.88	515	765	32	0	0.56	9.95E-09
213	粗砂	17.00	493.04	436	680	24	8	0.85	4.95E-08
235.5	沉泥、黏土	18.04	541.61	554	822	32	0	0.66	2.28E-09
272	粗砂	16.48	512.52	456	724	24	8	0.97	6.55E-12
298	沉泥、黏土	17.95	563.53	599	904	32	0	0.65	1.21E-08
308	粗砂	16.16	504.81	430	709	24	8	1.05	5.46E-09

表 5.11 九隆站地層剖面參數表

深度 (m)	土層種類	單位重 (kN/m <sup>3</sup> )	剪力 波速 (m/sec)	剪力 模數 (MPa)	統體 模數 (MPa)	摩 擦 角 (°)	凝 聚 力 (kPa)	孔 隙 比	透 水 係 數 (m/sec)
7.5	沉泥、黏土	16.30	159.43	42	70	24	8	1.09	1.02E-13
18	礫石	21.39	331.33	250	336	35	0	0.43	8.25E-08
20.875	粗砂	18.34	298.29	192	268	32	0	0.49	3.55E-08
53.875	沉泥、黏土	17.58	298.60	161	252	24	8	0.83	4.92E-11
59.75	粗砂	18.80	355.31	242	359	32	0	0.54	1.02E-10
79	礫石	21.83	418.77	391	523	35	0	0.42	9.66E-08
81.5	沉泥、黏土	16.30	349.90	203	339	24	8	1.09	1.02E-13
88	粗砂	18.80	399.66	306	455	32	0	0.54	1.02E-10
91	沉泥、黏土	16.30	359.83	215	359	24	8	1.09	1.02E-13
98	粗砂	18.80	412.67	326	485	32	0	0.54	1.02E-10
117.5	礫石	22.00	439.52	433	578	35	0	0.41	1.02E-07
130	沉泥、黏土	18.17	415.23	325	493	24	8	0.82	2.45E-08
140	粗砂	18.80	458.31	403	598	32	0	0.54	1.02E-10
148	礫石	22.00	452.34	459	612	35	0	0.41	1.02E-07
155.75	沉泥、黏土	18.69	429.95	358	532	24	8	0.80	4.27E-08
163.75	粗砂	18.80	481.57	444	660	32	0	0.54	1.02E-10
182	沉泥、黏土	17.74	441.42	357	553	24	8	0.88	1.96E-08
191	礫石	22.00	464.12	483	644	35	0	0.41	1.02E-07
200	沉泥、黏土	16.30	439.72	321	535	24	8	1.09	1.02E-13

表 5.12 田洋站地層剖面參數表

深度 (m)	土層種類	單位重 (kN/m <sup>3</sup> )	剪力 波速 (m/sec)	剪力 模數 (MPa)	統體 模數 (MPa)	摩 擦 角 (°)	凝 聚 力 (kPa)	孔 隙 比	透水 係數 (m/sec)
18.75	沉泥、黏土	16.84	203.63	78	122	24	8	0.93	7.05E-12
23	粗砂	18.46	275.15	151	221	32	0	0.60	8.16E-11
43.5	沉泥、黏土	16.31	283.36	137	222	24	8	1.01	6.93E-12
55	粗砂	17.69	331.44	204	311	32	0	0.72	8.43E-09
72	礫石	19.34	381.82	302	428	35	0	0.62	3.36E-11
121	粗砂	18.31	409.43	323	479	32	0	0.62	9.40E-11
124	沉泥、黏土	15.99	390.01	367	552	32	0	1.09	2.10E-11
130	粗砂	18.03	440.77	253	421	24	8	0.63	7.44E-12
135	礫石	21.58	448.62	451	602	35	0	0.41	9.24E-11
155	粗砂	18.28	465.62	413	615	32	0	0.57	1.02E-07
156	細砂	16.54	451.43	355	561	24	8	0.95	8.50E-11
193	沉泥、黏土	17.49	512.38	477	708	28	0	0.71	1.02E-13
201.5	細砂	18.35	519.88	515	765	32	0	0.56	9.95E-09
213	粗砂	17.00	493.04	436	680	24	8	0.85	4.95E-08
235.5	沉泥、黏土	18.04	541.61	554	822	32	0	0.66	2.28E-09
272	粗砂	16.48	512.52	456	724	24	8	0.97	6.55E-12
298	沉泥、黏土	17.95	563.53	599	904	32	0	0.65	1.21E-08
308	粗砂	16.16	504.81	430	709	24	8	1.05	5.46E-09

表 5.13 好修站地層剖面之 SHAKE 土層模型

深度 (m)	土層編號	土層種類	厚度 (m)	單位重 (T/m <sup>3</sup> )	剪力波速 (m/sec)
0~7	1	沉泥、黏土	7	1.66	155.44
7~40	2	細砂	33	1.79	266.33
40~46	3	沉泥、黏土	6	1.73	315.20
46~66.75	4	粗砂	20.75	1.89	361.98
66.75~90.75	5	沉泥、黏土	24	1.71	367.61
90.75~106.75	6	粗砂	16	1.88	447.20
106.75~112.25	7	沉泥、黏土	5.5	1.69	397.97
112.25~130.5	8	粗砂	18.25	1.91	505.26
130.5~173.75	9	沉泥、黏土	43.25	1.77	467.31
173.75~188.25	10	粗砂	14.5	1.92	555.99
188.25~192.25	11	沉泥、黏土	4	1.66	451.74
192.25~206	12	粗砂	13.75	1.87	550.66
206~211	13	沉泥、黏土	5	1.73	505.45
211~235.5	14	細砂	24.5	1.82	561.09
235.5~239.5	15	沉泥、黏土	4	1.70	503.14
239.5~249.5	16	粗砂	10	1.93	619.86
249.5~262	17	細砂	12.5	1.80	566.28
262~277.5	18	粗砂	15.5	1.90	588.94
277.5~300	19	礫石	22.5	1.99	685.48

表 5.14 文昌站地層剖面之 SHAKE 土層模型

深度 (m)	土層編號	土層種類	厚度 (m)	單位重 (T/m <sup>3</sup> )	剪力波速 (m/sec)
0~8	1	沉泥、黏土	8	1.71	159.78
8~19.5	2	粗砂	11.5	1.92	232.06
19.5~24	3	沉泥、黏土	4.5	1.69	250.91
24~38	4	粗砂	14	1.83	295.82
38~46	5	沉泥、黏土	8	1.71	307.55
46~77.5	6	粗砂	31.5	1.88	363.47
77.5~82	7	沉泥、黏土	4.5	1.66	354.97
82~133	8	礫石	51	2.17	634.65
133~175.5	9	沉泥、黏土	42.5	1.72	451.22
175.5~205	10	礫石	29.5	2.09	670.02
205.5~209	11	粗砂	4	1.95	594.02
209~227	12	礫石	18	2.21	767.50
227~245.5	13	沉泥、黏土	18.5	1.84	570.89
245.5~249.5	14	粗砂	4	1.84	555.64
249.5~259	15	細砂	9.5	1.78	569.05
259~262	16	沉泥、黏土	3	1.93	610.42
262~268	17	礫石	6	2.24	817.88
268~278	18	細砂	10	1.79	587.81
278~330	19	沉泥、黏土	52	1.83	598.19

表 5.15 合興站地層剖面之 SHAKE 土層模型

深度 (m)	土層編號	土層種類	厚度 (m)	單位重 (T/m <sup>3</sup> )	剪力波速 (m/sec)
0~8	1	沉泥、黏土	8	1.71	159.78
8~19.5	2	粗砂	11.5	1.92	232.06
19.5~24	3	沉泥、黏土	4.5	1.69	250.91
24~38	4	粗砂	14	1.83	295.82
38~46	5	沉泥、黏土	8	1.71	307.55
46~77.5	6	粗砂	31.5	1.88	363.47
77.5~82	7	沉泥、黏土	4.5	1.66	354.97
82~133	8	礫石	51	2.17	634.65
133~175.5	9	沉泥、黏土	42.5	1.72	451.22
175.5~205	10	礫石	29.5	2.09	670.02
205.5~209	11	粗砂	4	1.95	594.02
209~227	12	礫石	18	2.21	767.50
227~245.5	13	沉泥、黏土	18.5	1.84	570.89
245.5~249.5	14	粗砂	4	1.84	555.64
249.5~259	15	細砂	9.5	1.78	569.05
259~262	16	沉泥、黏土	3	1.93	610.42
262~268	17	礫石	6	2.24	817.88
268~278	18	細砂	10	1.79	587.81
278~330	19	沉泥、黏土	52	1.83	598.19

表 5.16 港後站地層剖面之 SHAKE 土層模型

深度 (m)	土層編號	土層種類	厚度 (m)	單位重 (T/m <sup>3</sup> )	剪力波速 (m/sec)
0~18.75	1	沉泥、黏土	18.75	1.75	203.63
18.75~23	2	粗砂	4.25	1.92	275.15
23~43.5	3	沉泥、黏土	20.5	1.69	283.36
43.5~55	4	粗砂	11.5	1.84	331.44
55~72	5	礫石	17	2.01	381.82
72~121	6	粗砂	49	1.90	409.43
121~124	7	沉泥、黏土	3	1.66	390.01
124~130	8	粗砂	6	1.87	440.77
130~135	9	礫石	5	2.24	448.62
135~155	10	粗砂	20	1.90	465.62
155~193	11	細砂	38	1.72	451.43
193~201.5	12	沉泥、黏土	8.5	1.82	512.38
201.5~213	13	細砂	11.5	1.91	519.88
213~235.5	14	粗砂	22.5	1.77	493.04
235.5~272	15	沉泥、黏土	36.5	1.87	541.61
272~298	16	粗砂	26	1.71	512.52
298~308	17	沉泥、黏土	10	1.87	563.53
308~330	18	粗砂	22	1.68	504.81

表 5.17 九隆站地層剖面之 SHAKE 土層模型

深度 (m)	土層編號	土層種類	厚度 (m)	單位重 (T/m <sup>3</sup> )	剪力波速 (m/sec)
0~7.5	1	沉泥、黏土	7.5	1.66	159.43
7.5~18	2	礫石	10.5	2.24	331.33
18~20.875	3	粗砂	2.875	1.92	298.29
20.875~53.875	4	沉泥、黏土	33	2.24	298.60
53.875~59.75	5	粗砂	5.875	1.92	355.31
59.75~79	6	礫石	19.25	2.24	418.77
79~81.5	7	沉泥、黏土	2.5	1.92	349.90
81.5~88	8	粗砂	6.5	1.66	399.66
88~91	9	沉泥、黏土	3	1.92	359.83
91~98	10	粗砂	7	1.66	412.67
98~117.5	11	礫石	19.5	1.92	439.52
117.5~130	12	沉泥、黏土	12.5	1.66	415.23
130~140	13	粗砂	10	1.92	458.31
140~148	14	礫石	8	1.66	452.34
148~155.75	15	沉泥、黏土	7.75	1.92	429.95
155.75~163.75	16	粗砂	8	1.66	481.57
163.75~182	17	沉泥、黏土	18.25	1.92	441.42
182~191	18	礫石	9	2.24	464.12
191~200	19	沉泥、黏土	9	1.92	439.72

表 5.18 田洋站地層剖面之 SHAKE 土層模型

深度 (m)	土層編號	土層種類	厚度 (m)	單位重 (T/m <sup>3</sup> )	剪力波速 (m/sec)
0~18.75	1	沉泥、黏土	18.75	1.75	203.63
18.75~23	2	粗砂	4.25	1.92	275.15
23~43.5	3	沉泥、黏土	20.5	1.69	283.36
43.5~55	4	粗砂	11.5	1.84	331.44
55~72	5	礫石	17	2.01	381.82
72~121	6	粗砂	49	1.90	409.43
121~124	7	沉泥、黏土	3	1.66	390.01
124~130	8	粗砂	6	1.87	440.77
130~135	9	礫石	5	2.24	448.62
135~155	10	粗砂	20	1.90	465.62
155~193	11	細砂	38	1.72	451.43
193~201.5	12	沉泥、黏土	8.5	1.82	512.38
201.5~213	13	細砂	11.5	1.91	519.88
213~235.5	14	粗砂	22.5	1.77	493.04
235.5~272	15	沉泥、黏土	36.5	1.87	541.61
272~298	16	粗砂	26	1.71	512.52
298~308	17	沉泥、黏土	10	1.87	563.53
308~330	18	粗砂	22	1.68	504.81

表 5.19 各地層剖面之內插水平加速度尖峰值

地層剖面	南北向水平加速度尖峰值 (gal)	東西向水平加速度尖峰值 (gal)
好修	59.9	49.0
合興	52.4	47.8
九隆	78.3	65.5
港後	105	85.7



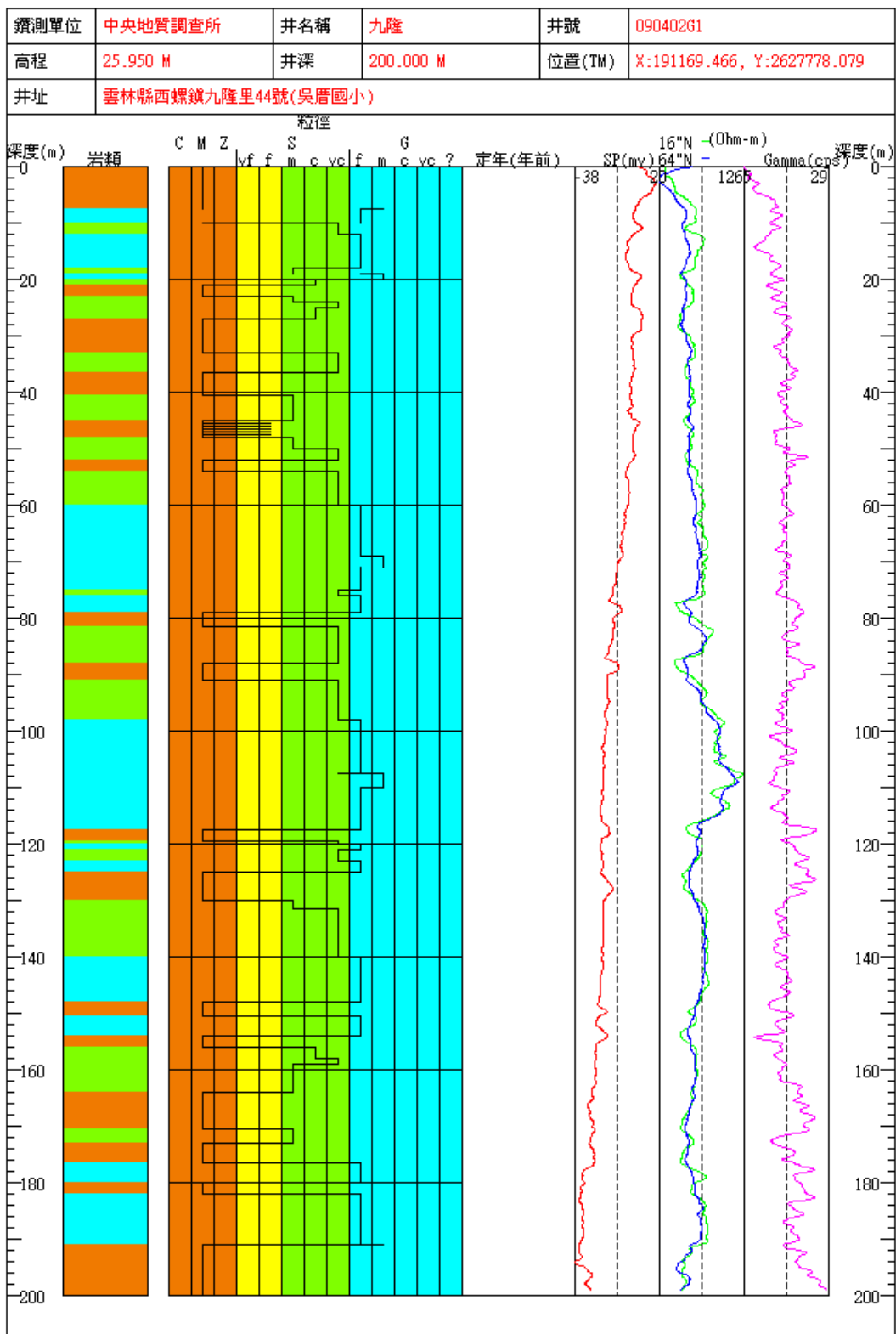


圖 5.1 九隆站地層柱狀圖

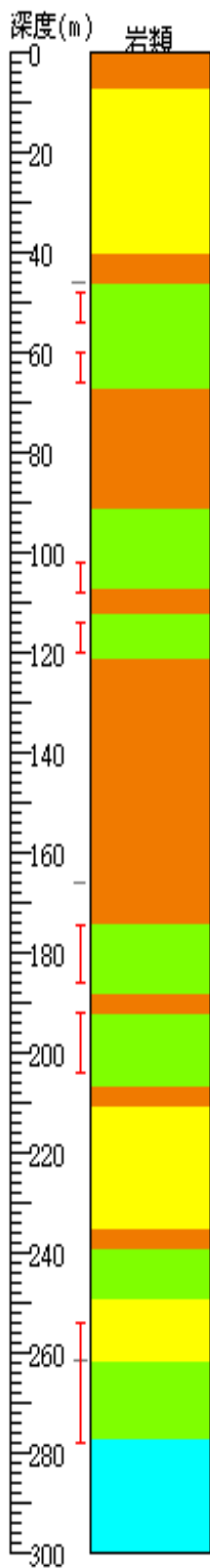


圖 5.2 好修站簡化地層剖面



- 礫石層
- 極粗、粗及中砂層
- 細及極細砂層
- 粉砂、泥及黏土層

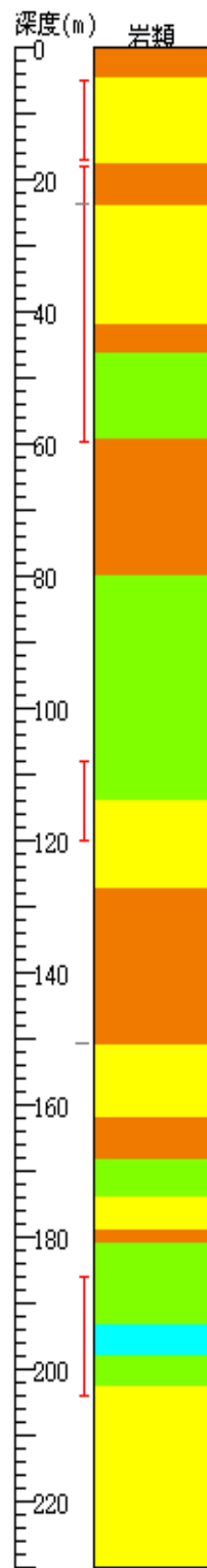


圖 5.3 文昌站簡化地層剖面

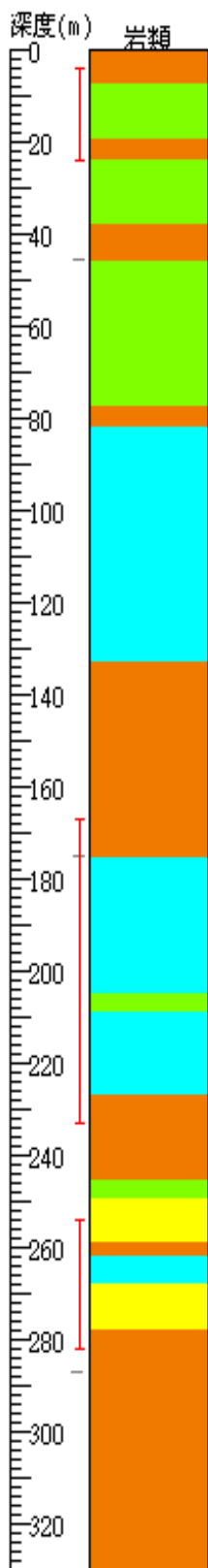


圖 5.4 合興站簡化地層剖面



- 礫石層
- 極粗、粗及中砂層
- 細及極細砂層
- 粉砂、泥及黏土層

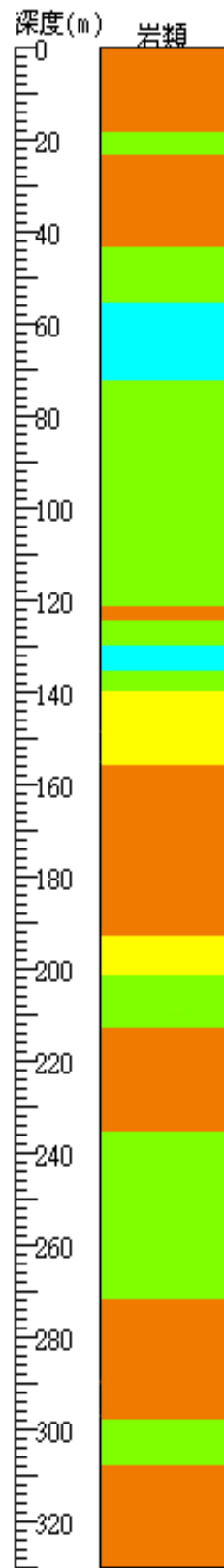


圖 5.5 港後站簡化地層剖面

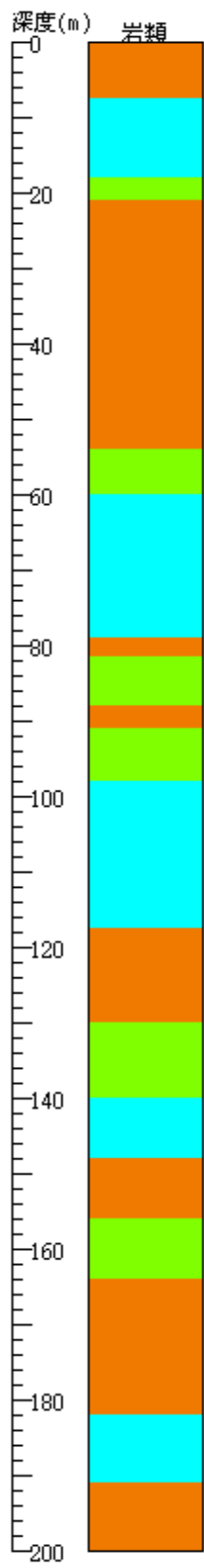


圖 5.6 九隆站簡化地層剖面



- 礫石層
- 極粗、粗及中砂層
- 細及極細砂層
- 粉砂、泥及黏土層

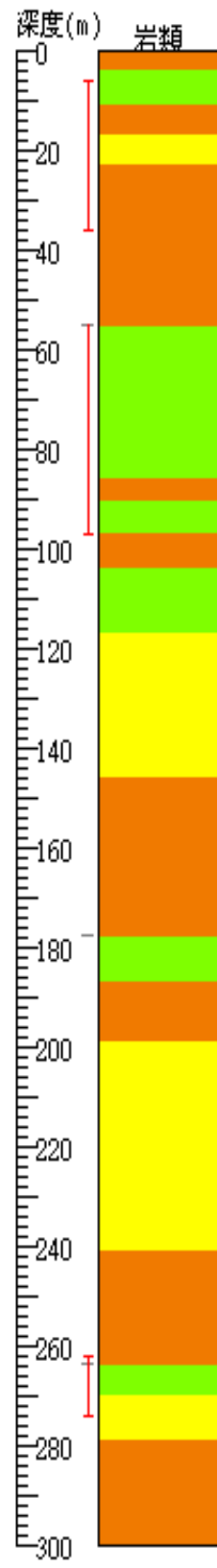


圖 5.7 田洋站簡化地層剖面

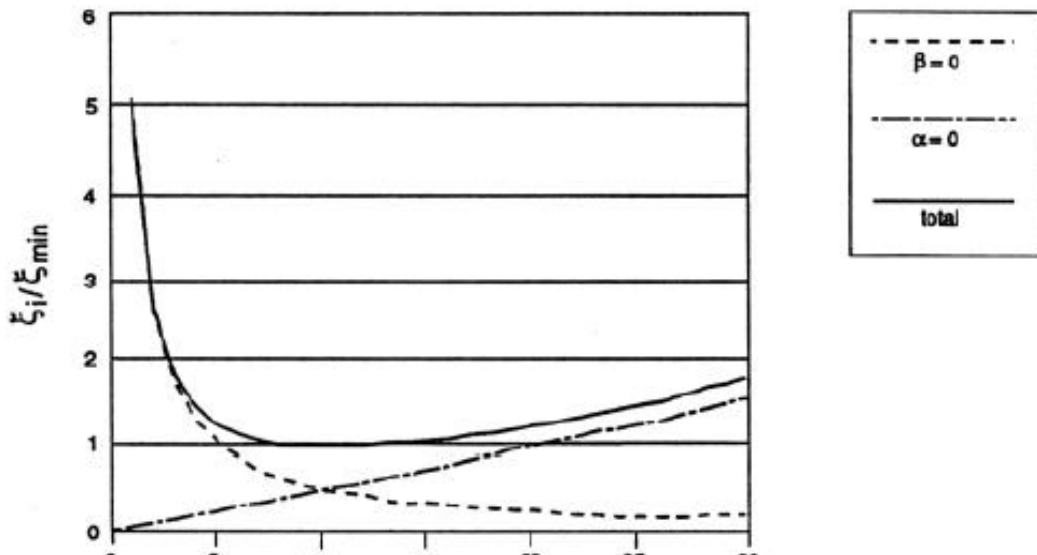
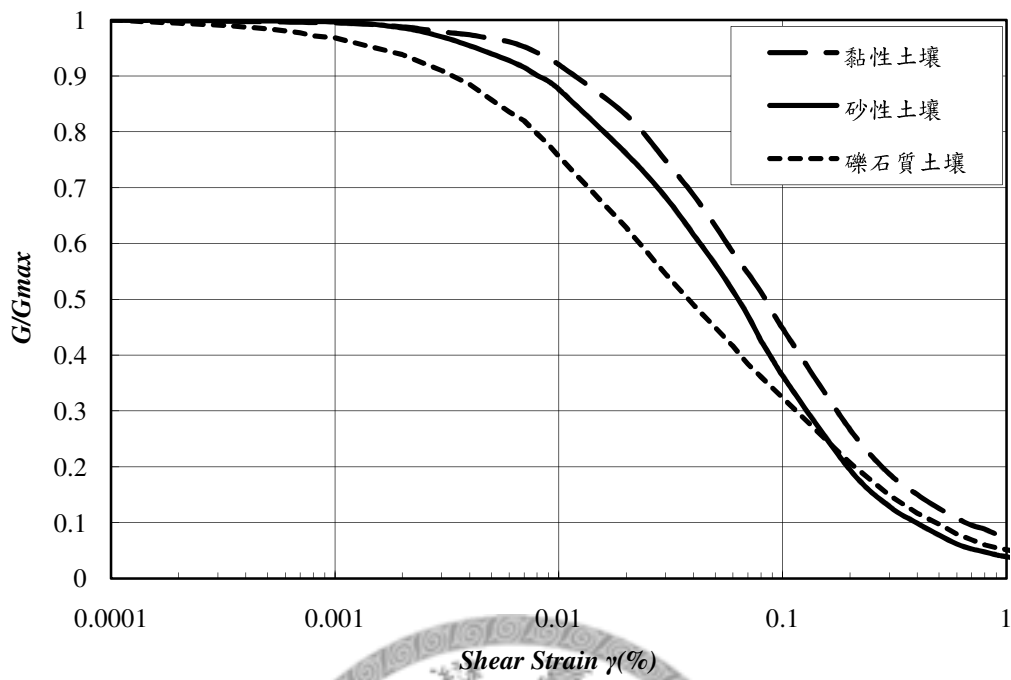


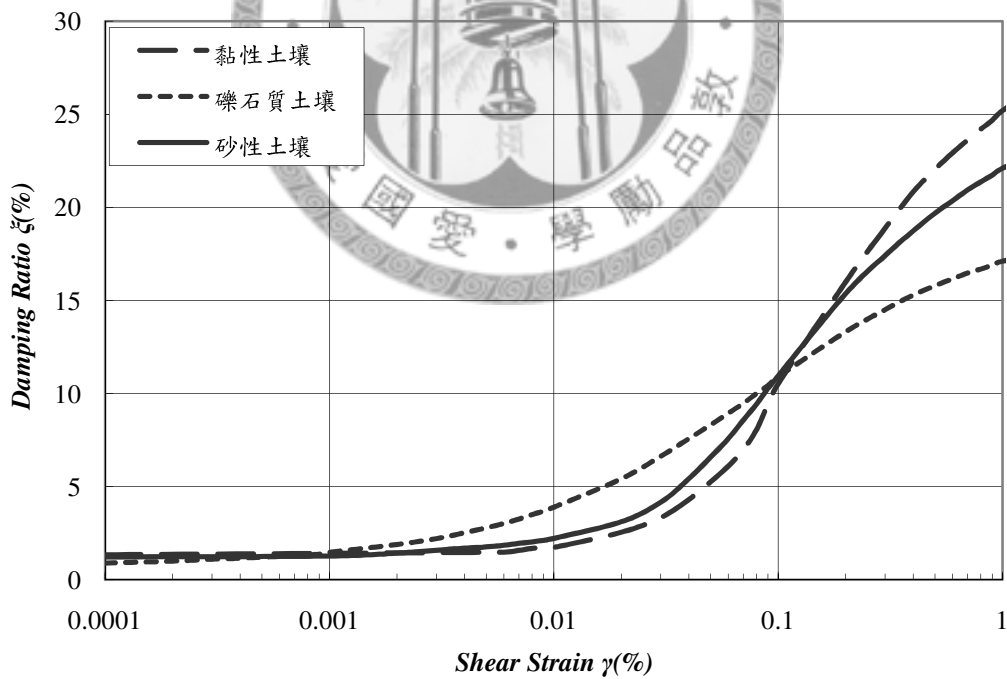
圖 5.8 正規化臨界阻尼比( $\xi_i / \xi_{min}$ )與角頻率( $\omega_i$ )之關係圖 [取自 3]



圖 5.9 邊界條件示意圖 [取自 3]



(a) 正規劃動態剪力模數 ( $G/G_{max}$ )



(b) 阻尼比 ( $\zeta$ )

圖 5.10 SHAKE 程式分析使用不同土壤之動態曲線比對[取自 16]

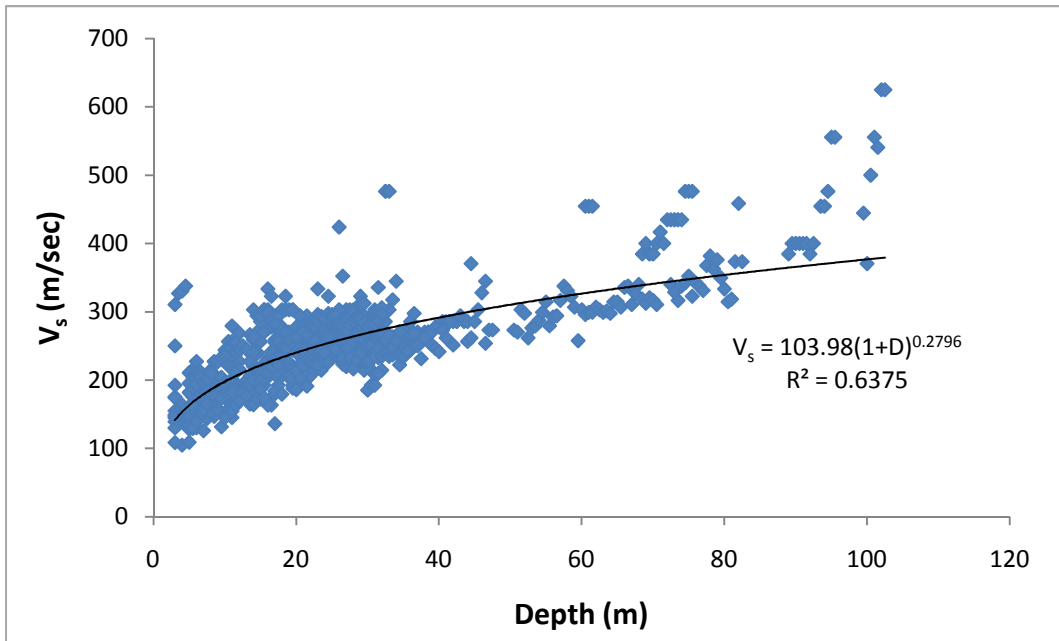


圖 5.11 沉泥質土壤之剪力波速與深度關係圖

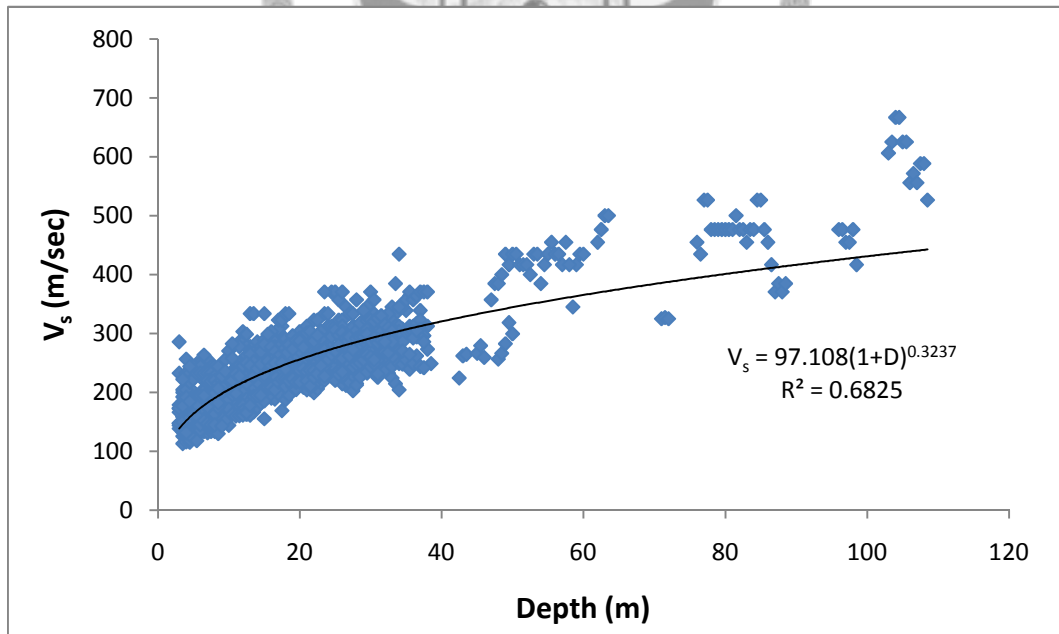


圖 5.12 砂性土壤之剪力波速與深度關係圖

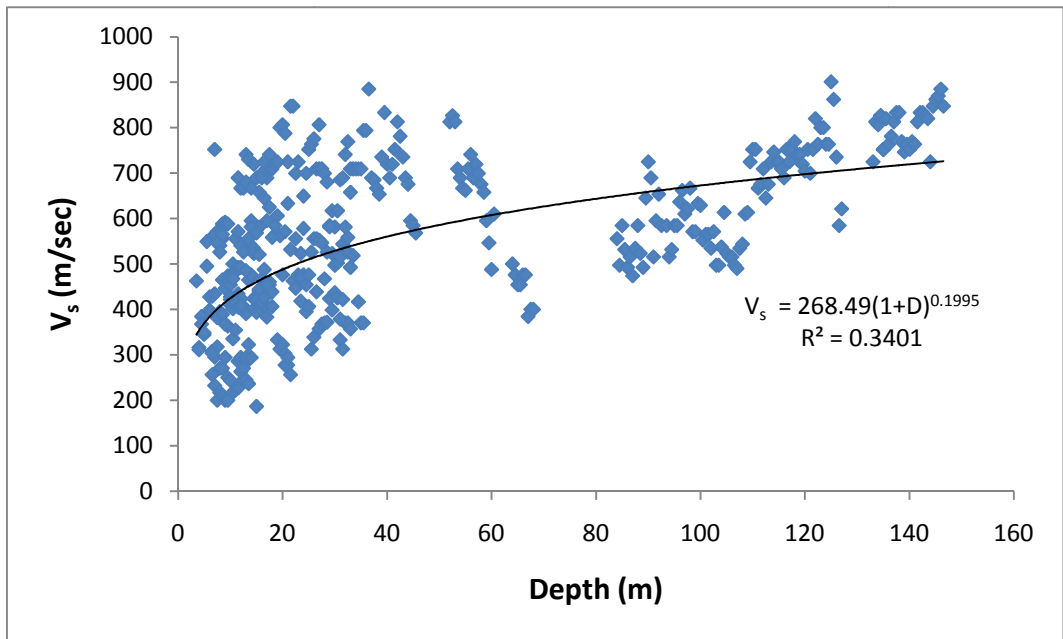


圖 5.13 礫石層之剪力波速與深度關係圖

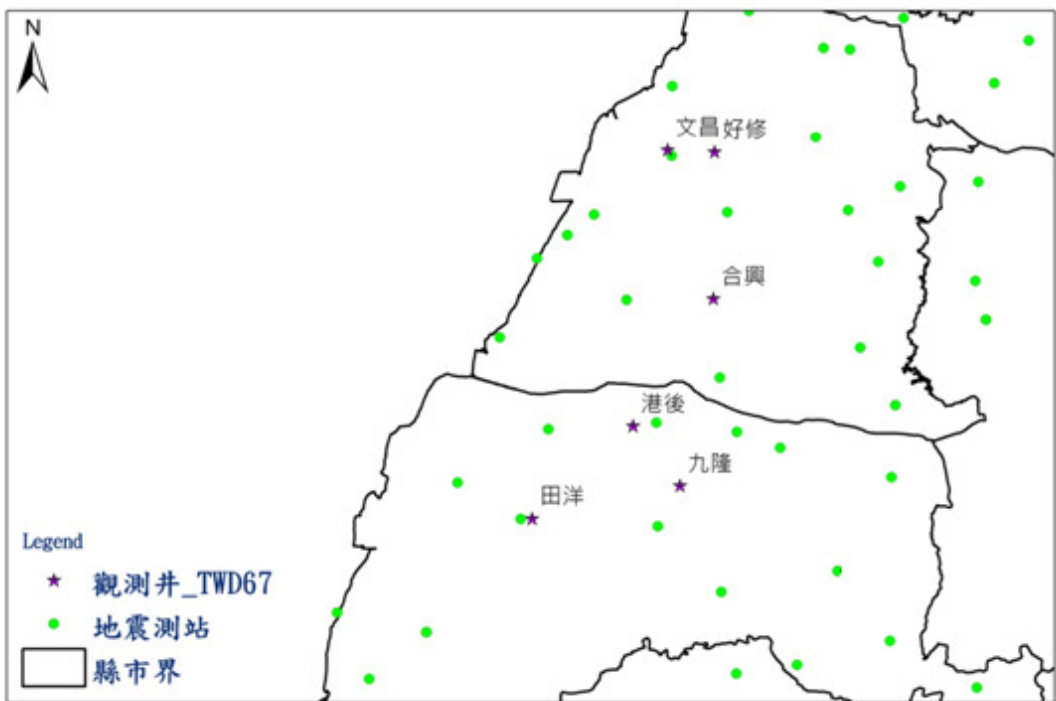
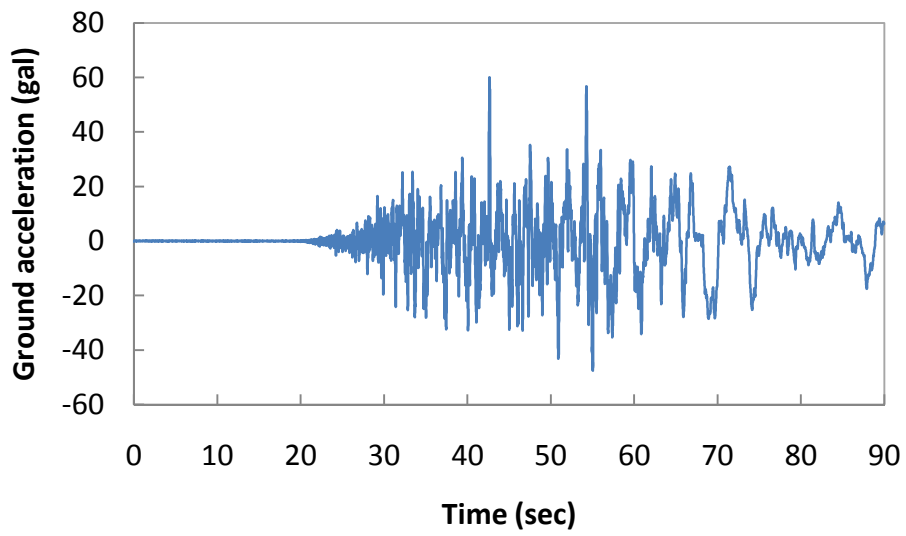
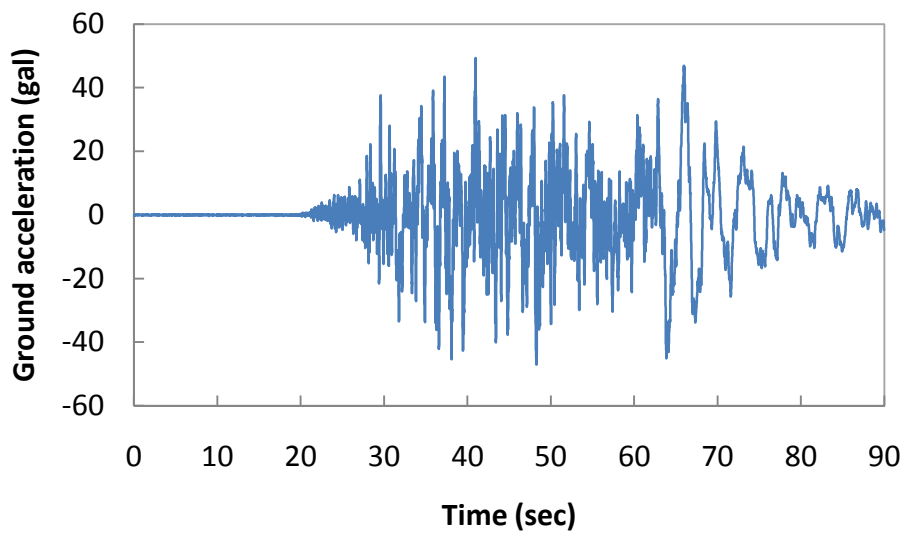


圖 5.14 水位觀測井與強震測站分布圖

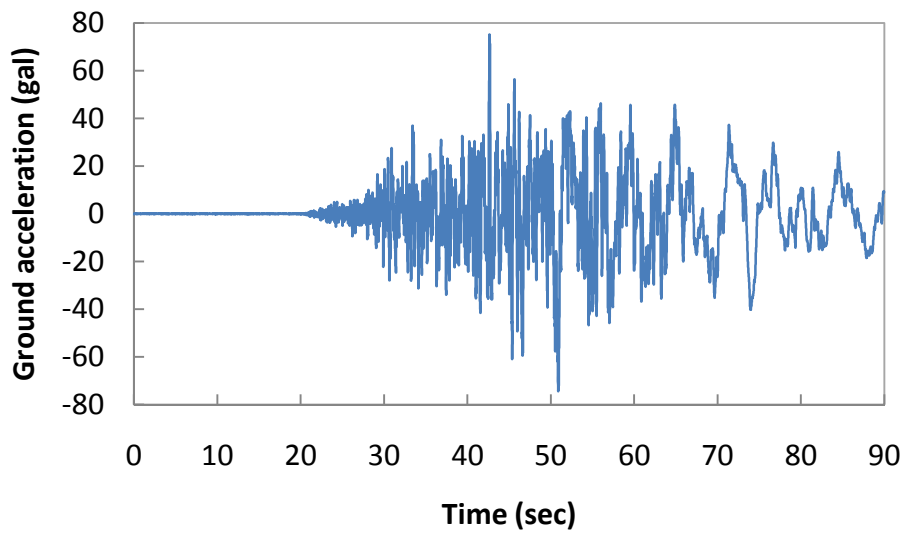


(a) 南北向水平加速度歷時

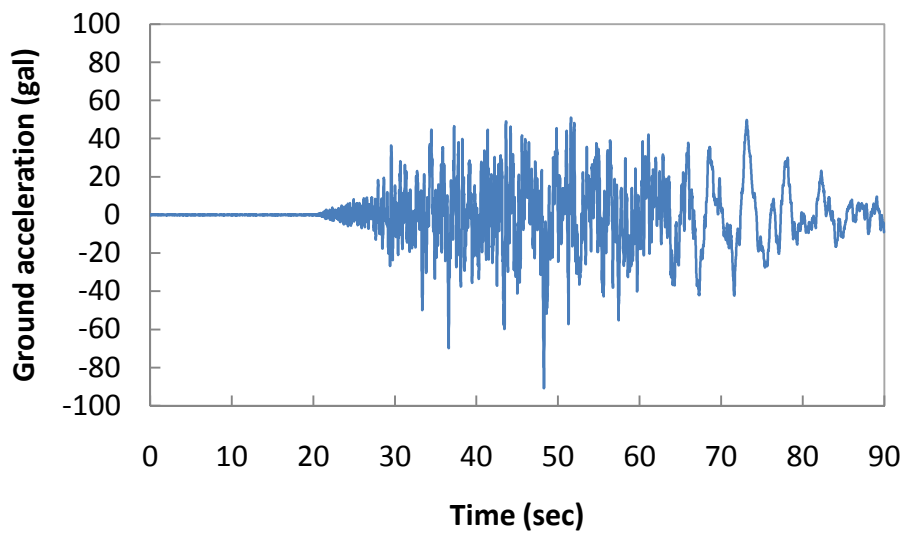


(b) 東西向水平加速度歷時

圖 5.15 好修站地表加速度歷時圖

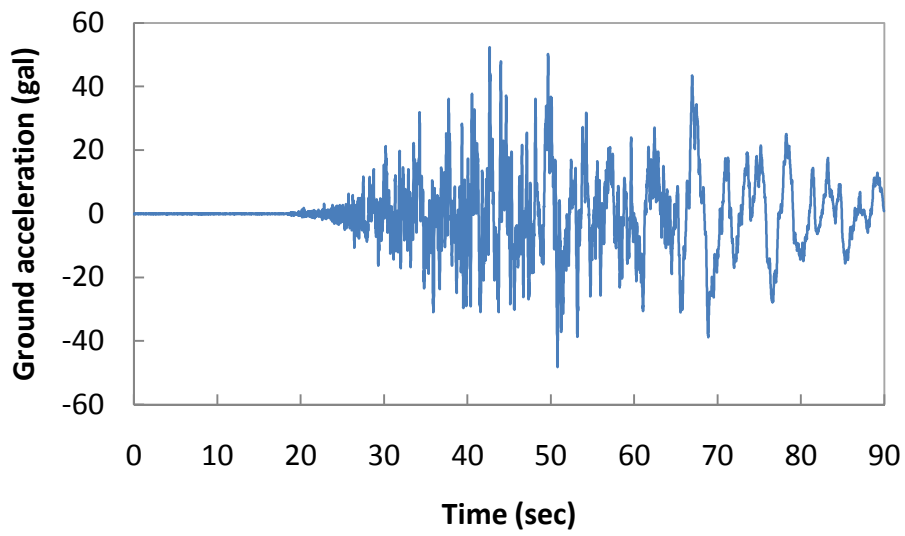


(a) 南北向水平加速度歷時

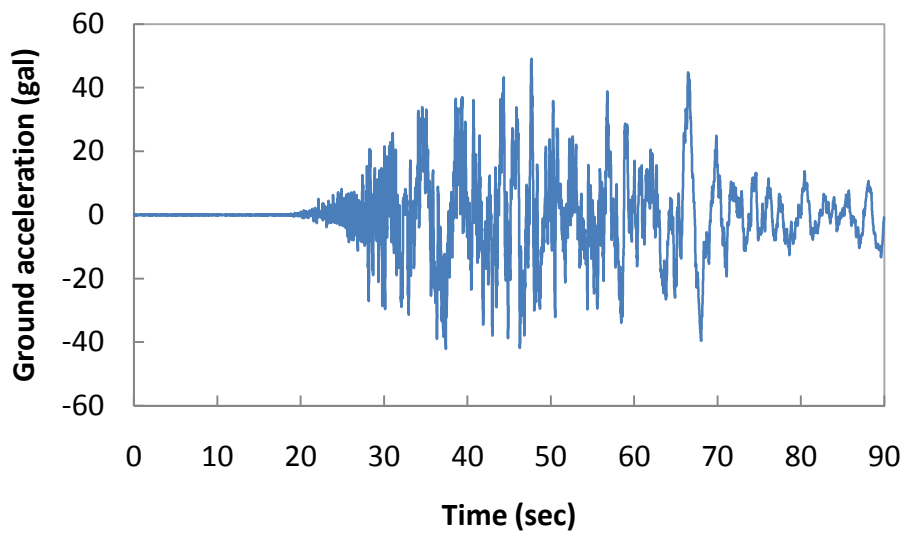


(b) 東西向水平加速度歷時

圖 5.16 文昌站地表加速度歷時圖

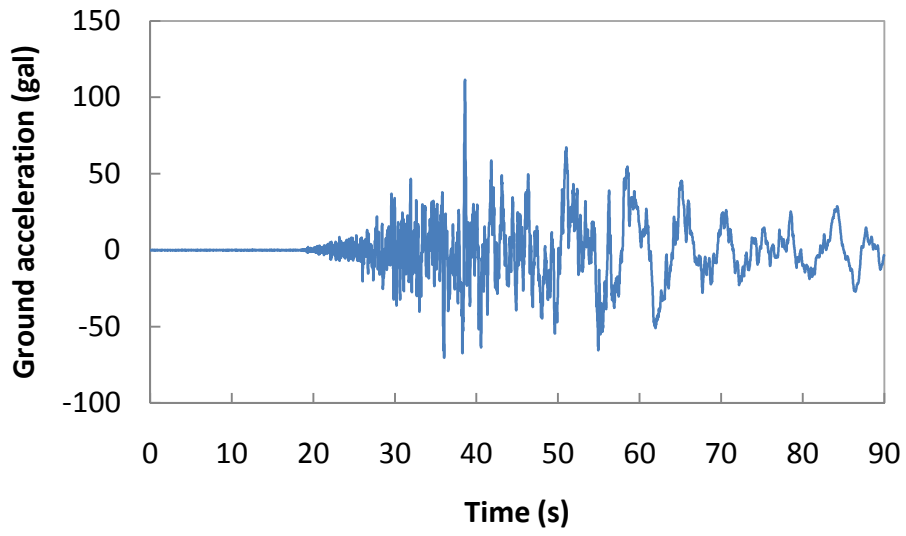


(a) 南北向水平加速度歷時

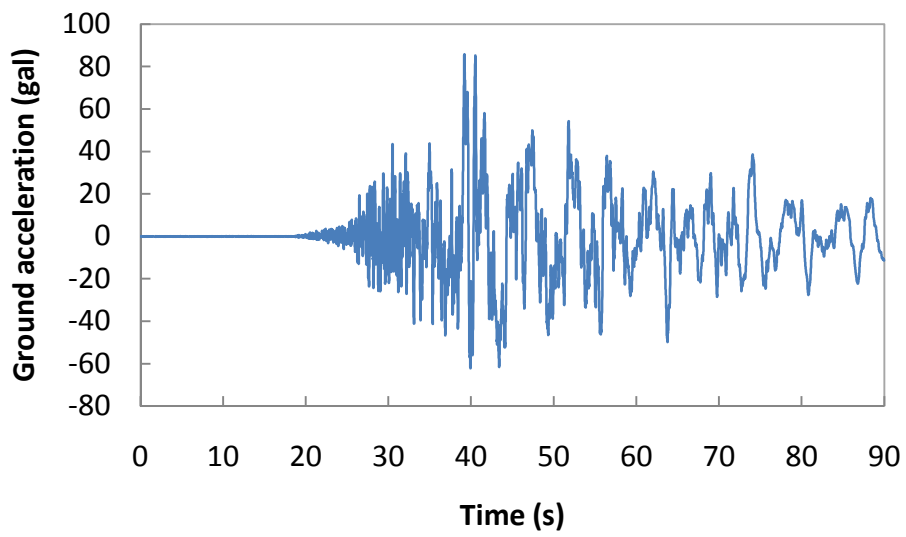


(b) 東西向水平加速度歷時

圖 5.17 合興站地表加速度歷時圖

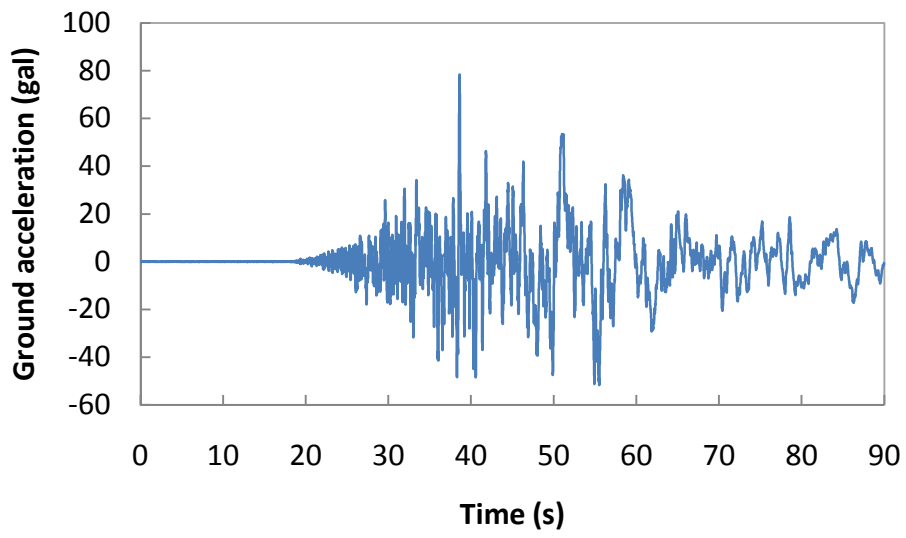


(a) 南北向水平加速度歷時

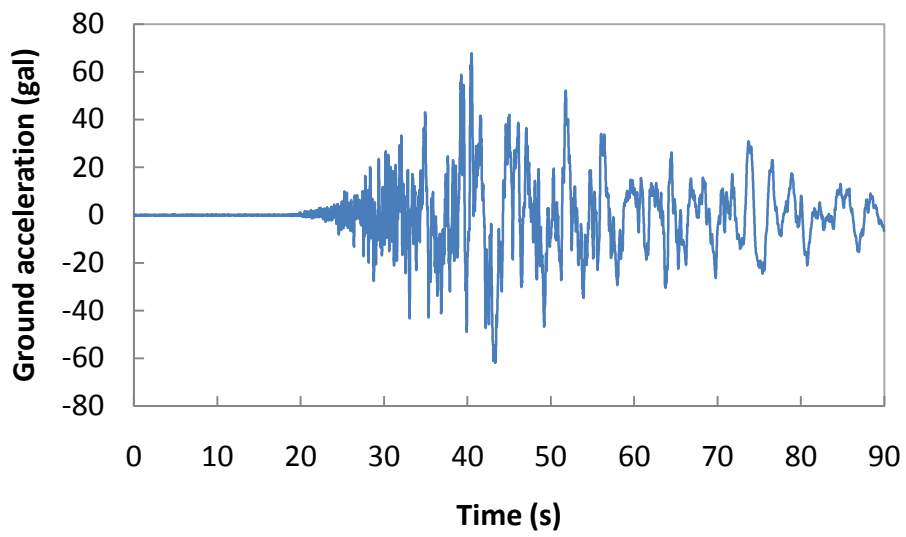


(b) 東西向水平加速度歷時

圖 5.18 港後站地表加速度歷時圖

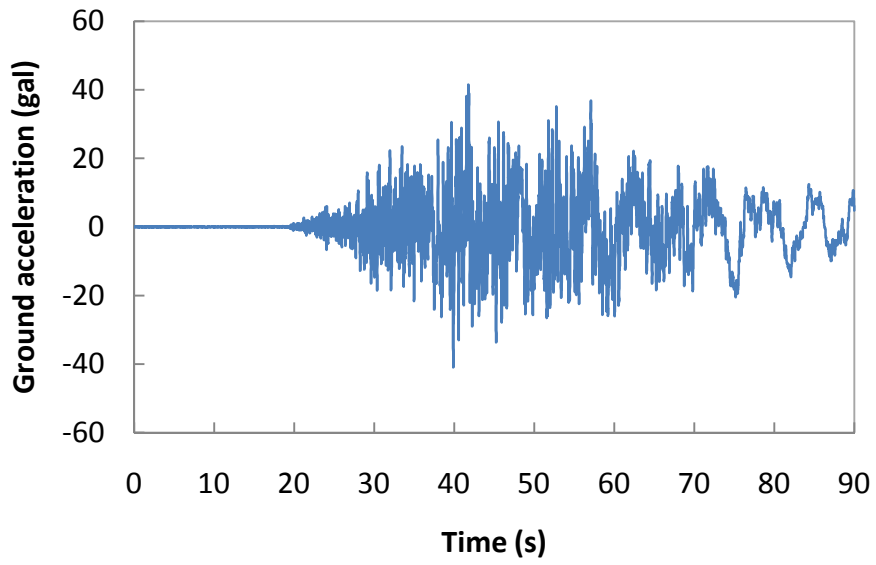


(a) 南北向水平加速度歷時

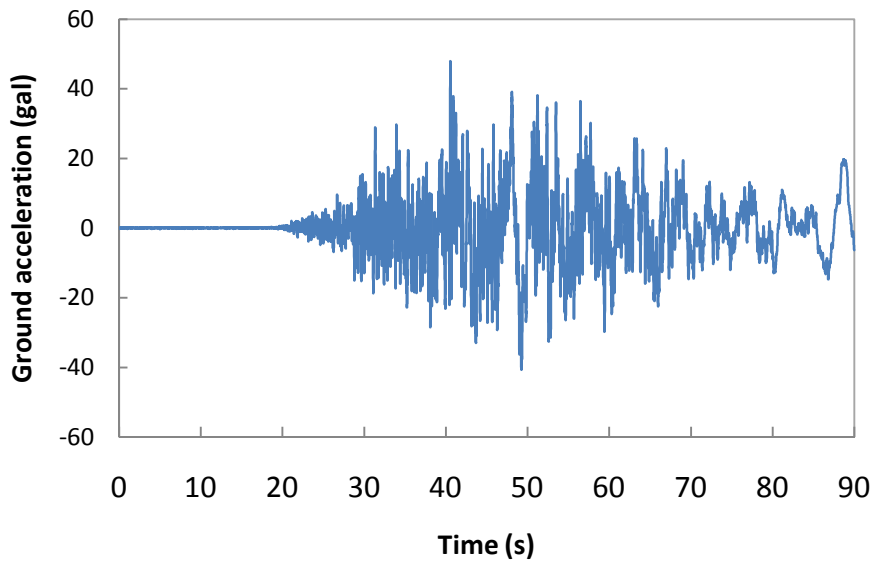


(b) 東西向水平加速度歷時

圖 5.19 九隆站地表加速度歷時圖

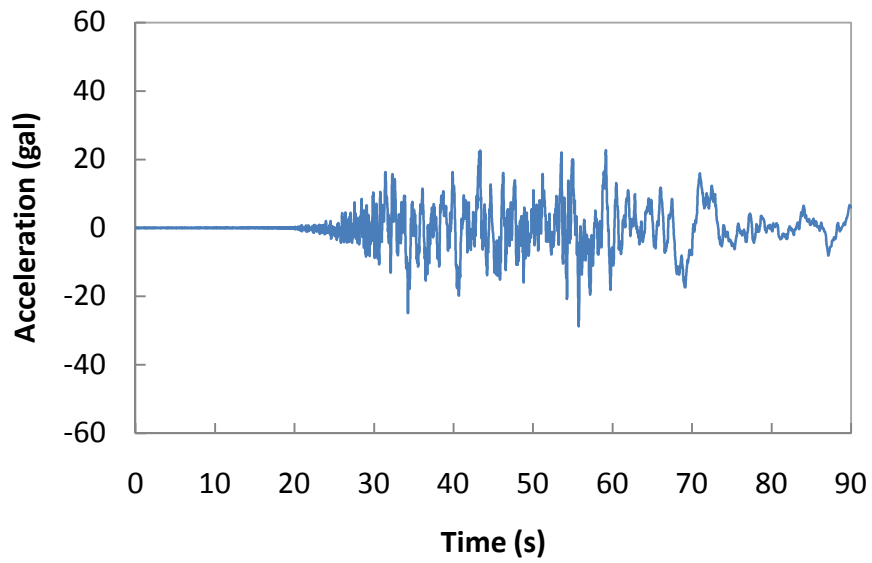


(a) 南北向水平加速度歷時

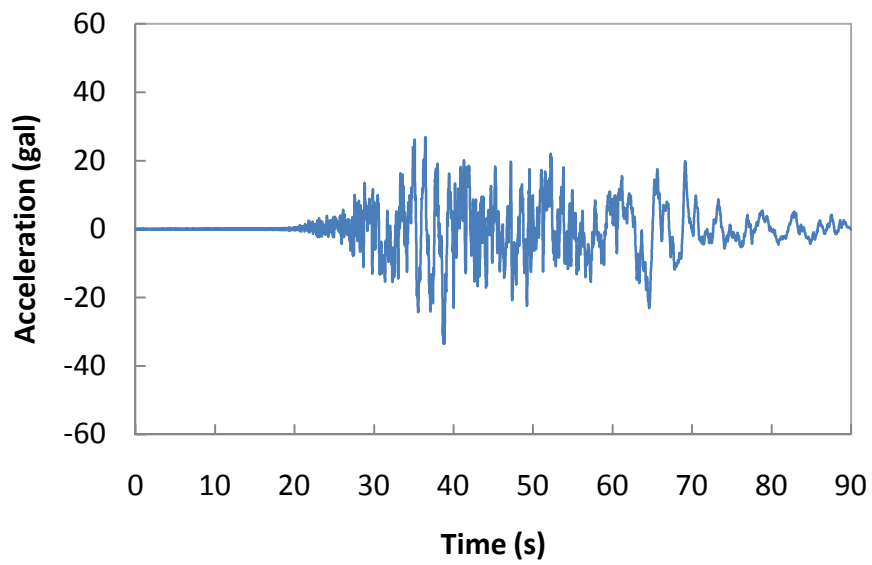


(b) 東西向水平加速度歷時

圖 5.20 田洋站地表加速度歷時圖

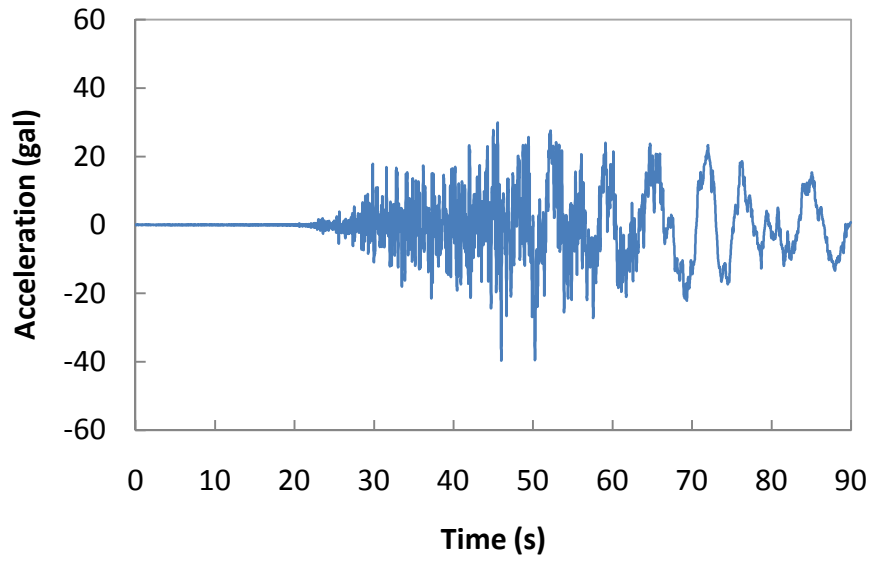


(a) 南北向加速度歷時

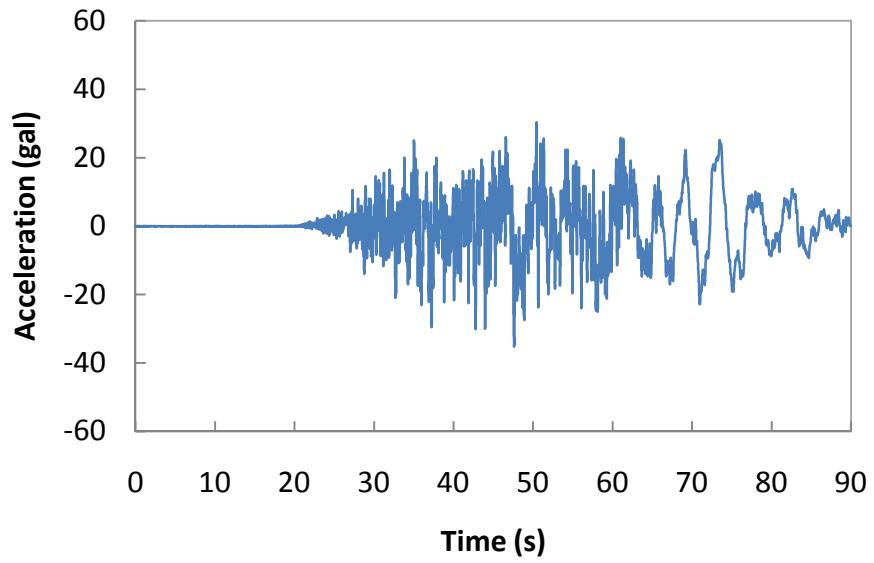


(b) 東西向加速度歷時

圖 5.21 輸入好修站分析模型底部之地震記錄

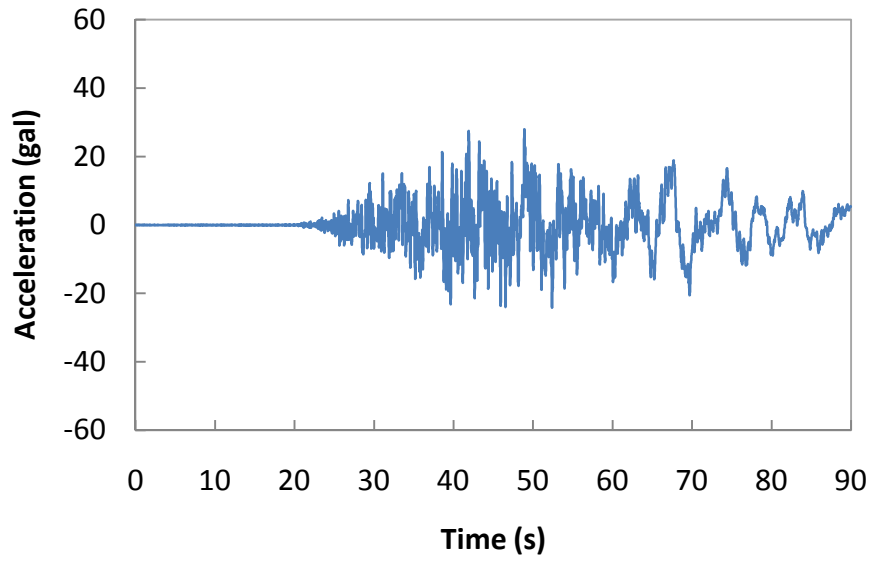


(a) 南北向加速度歷時

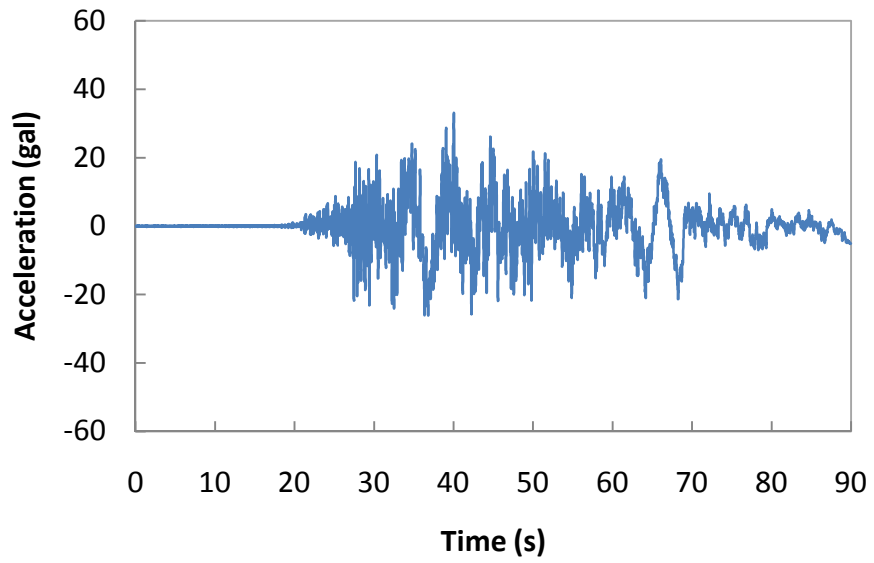


(b) 東西向加速度歷時

圖 5.22 輸入文昌站分析模型底部之地震記錄

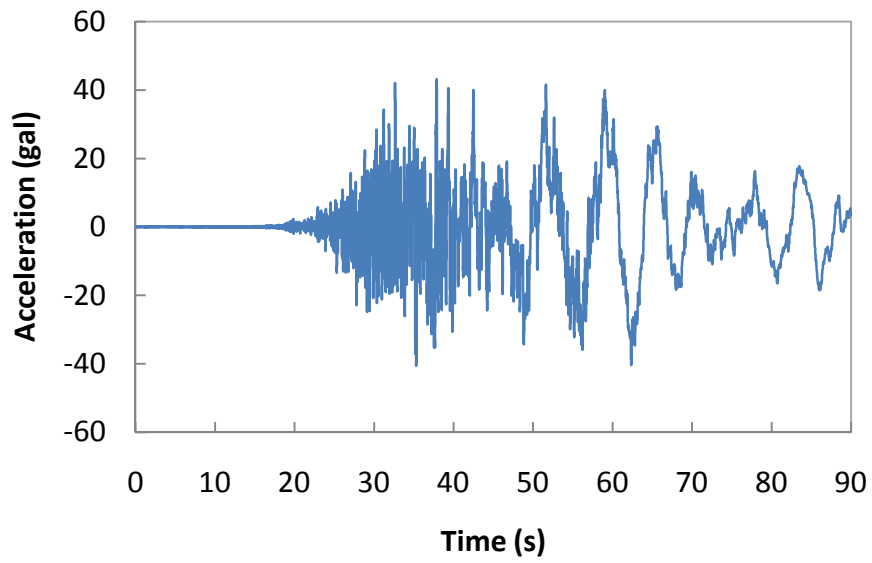


(a) 南北向加速度歷時

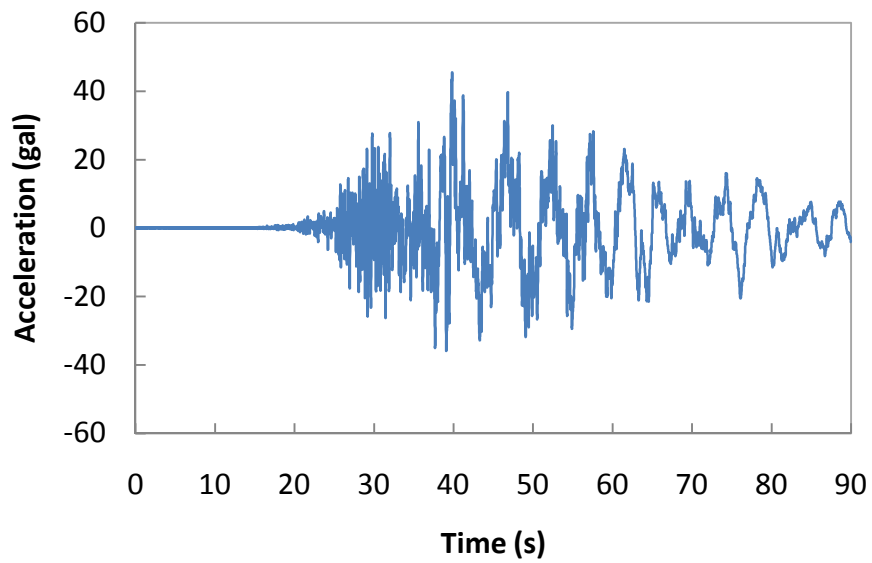


(b) 東西向加速度歷時

圖 5.23 輸入合興站分析模型底部之地震記錄

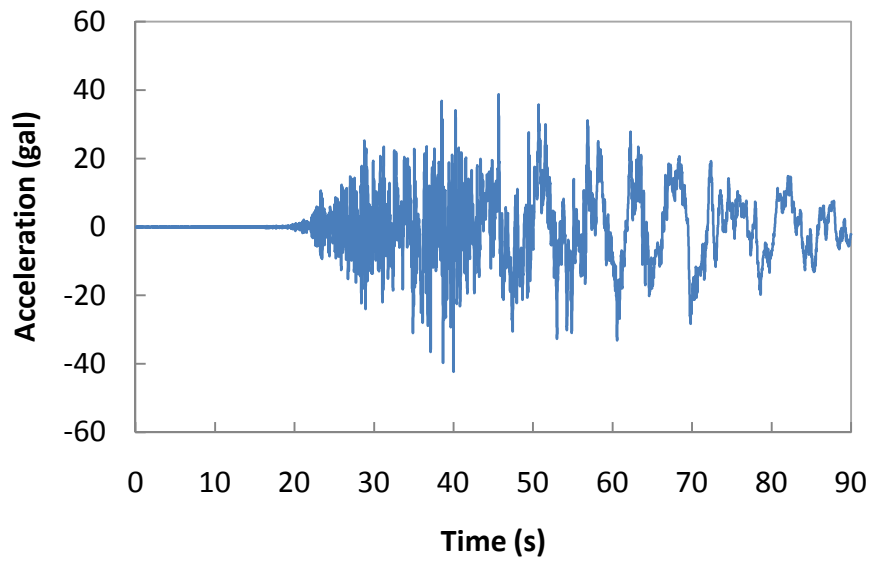


(a) 南北向加速度歷時

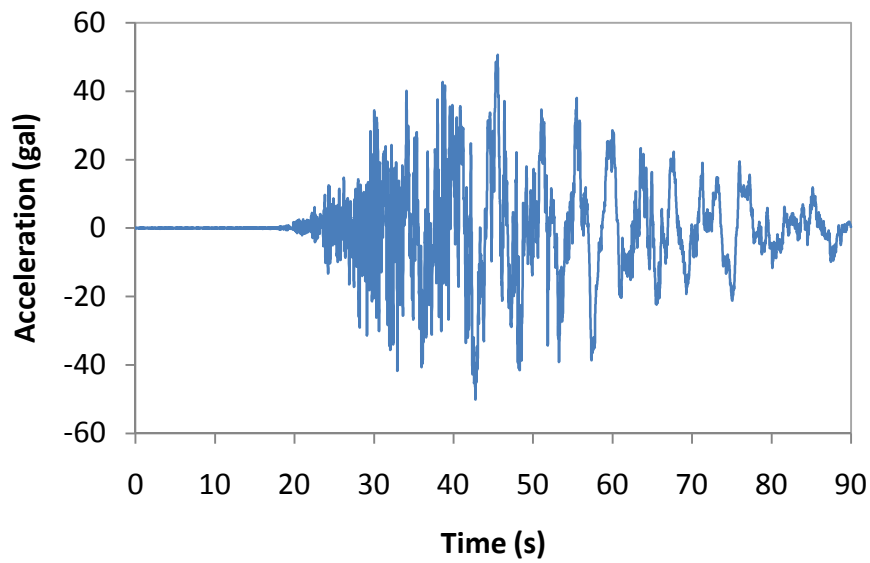


(b) 東西向加速度歷時

圖 5.24 輸入港後站分析模型底部之地震記錄

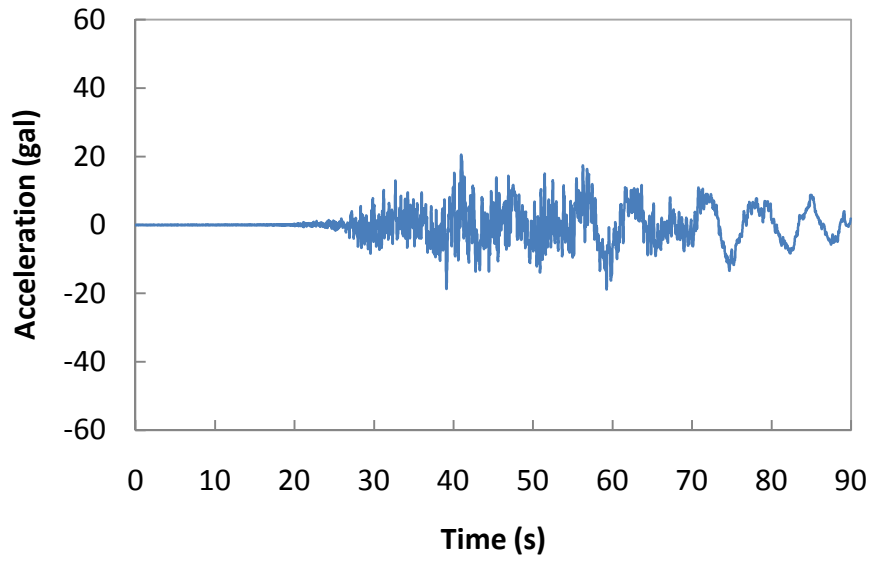


(a) 南北向加速度歷時

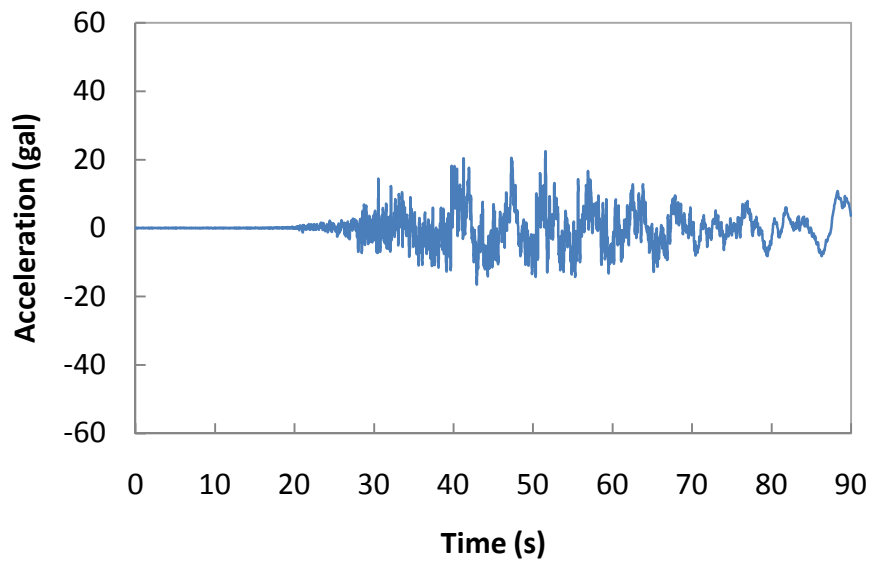


(b) 東西向加速度歷時

圖 5.25 輸入九隆站分析模型底部之地震記錄



(a) 南北向加速度歷時



(b) 東西向加速度歷時

圖 5.26 輸入田洋站分析模型底部之地震記錄

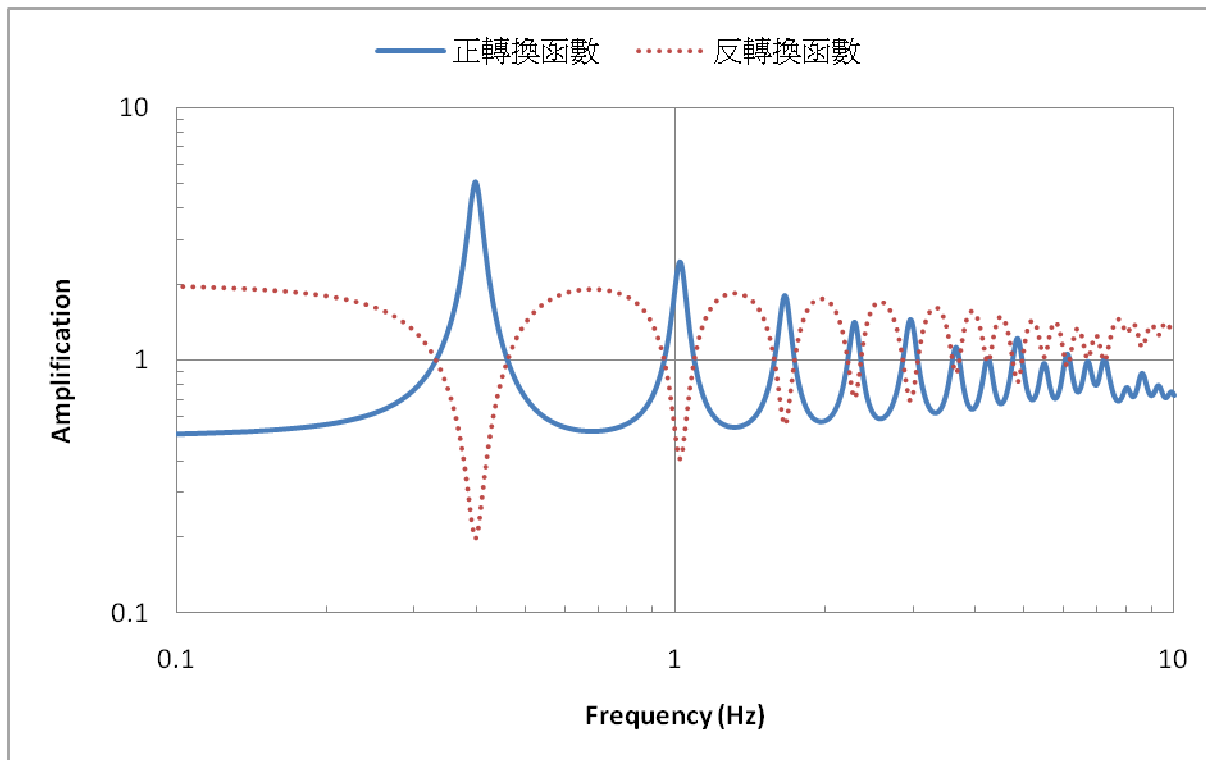


圖 5.27 好修站之土層轉換函數

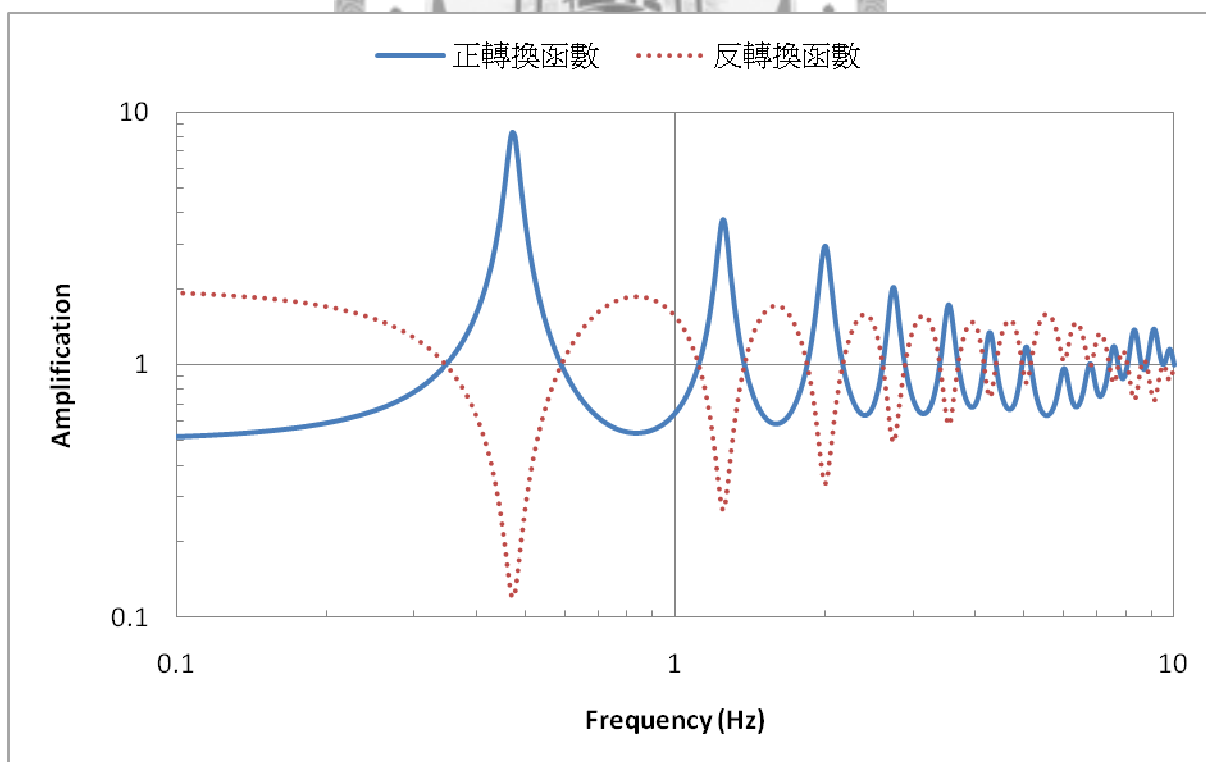


圖 5.28 文昌站之土層轉換函數

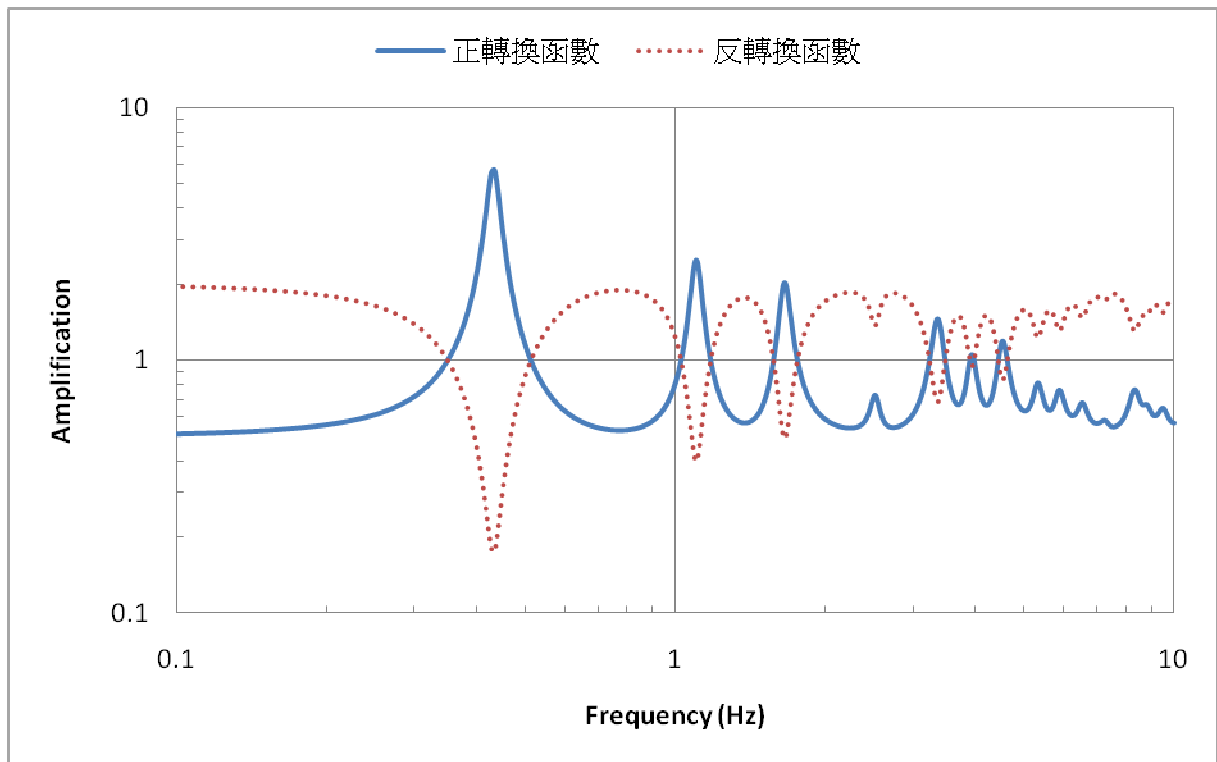


圖 5.29 合興站之土層轉換函數

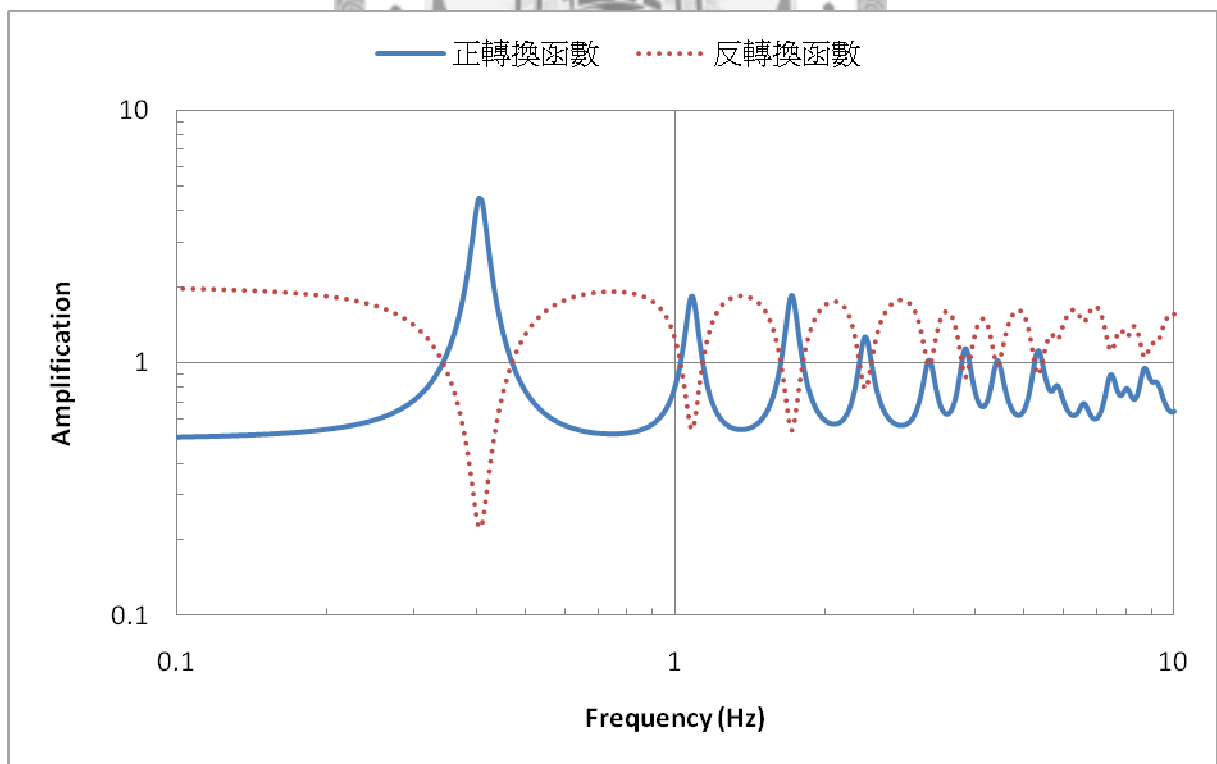


圖 5.30 港後站之土層轉換函數

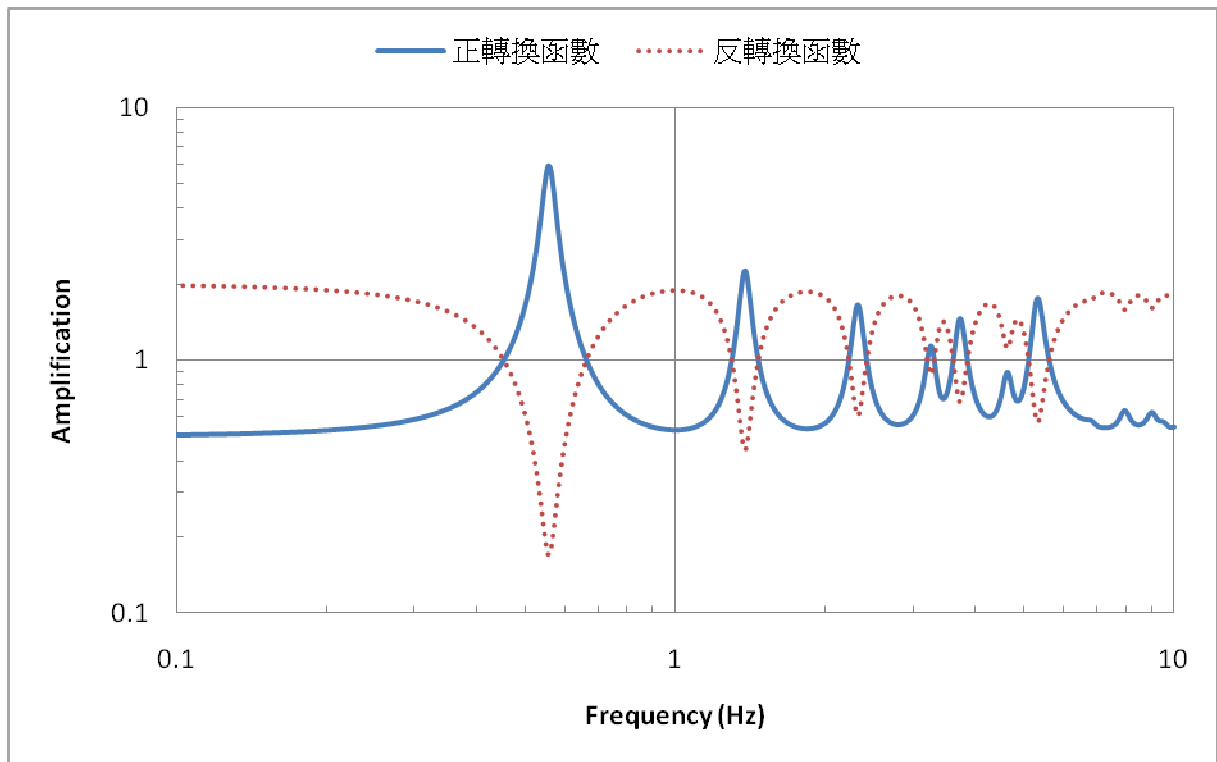


圖 5.31 九隆站之土層轉換函數

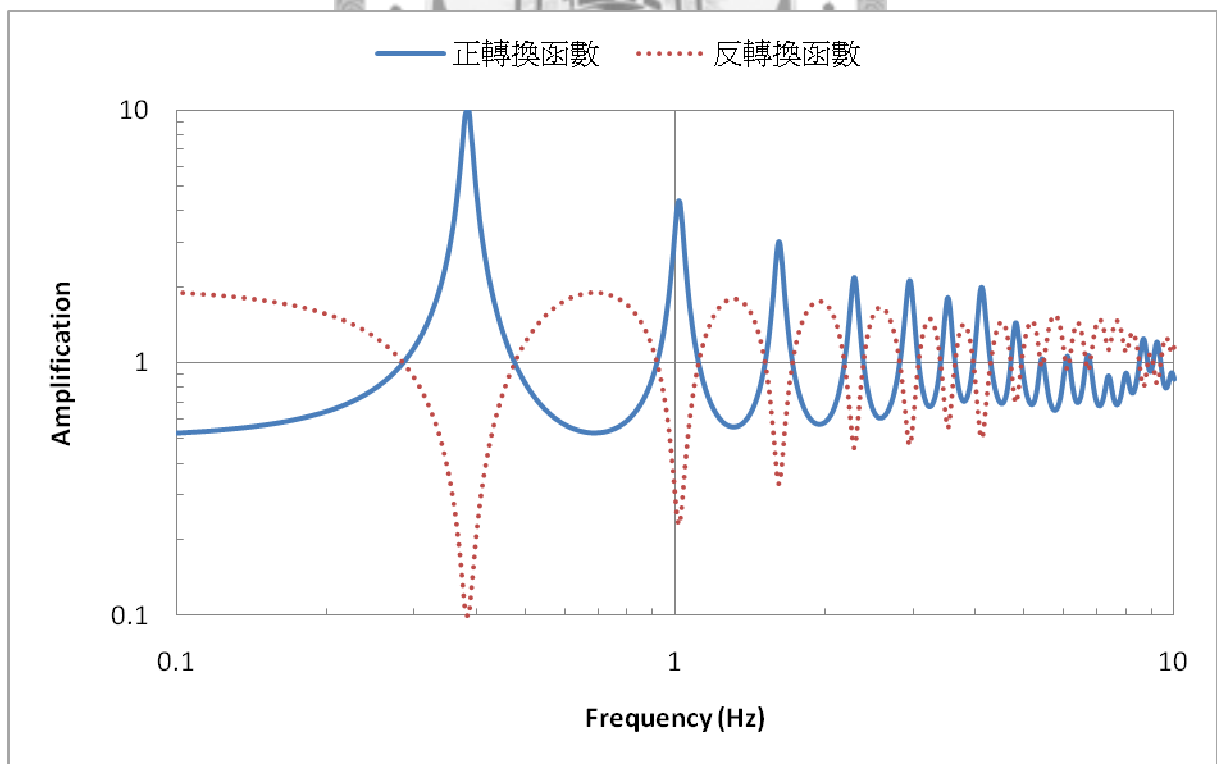


圖 5.32 田洋站之土層轉換函數

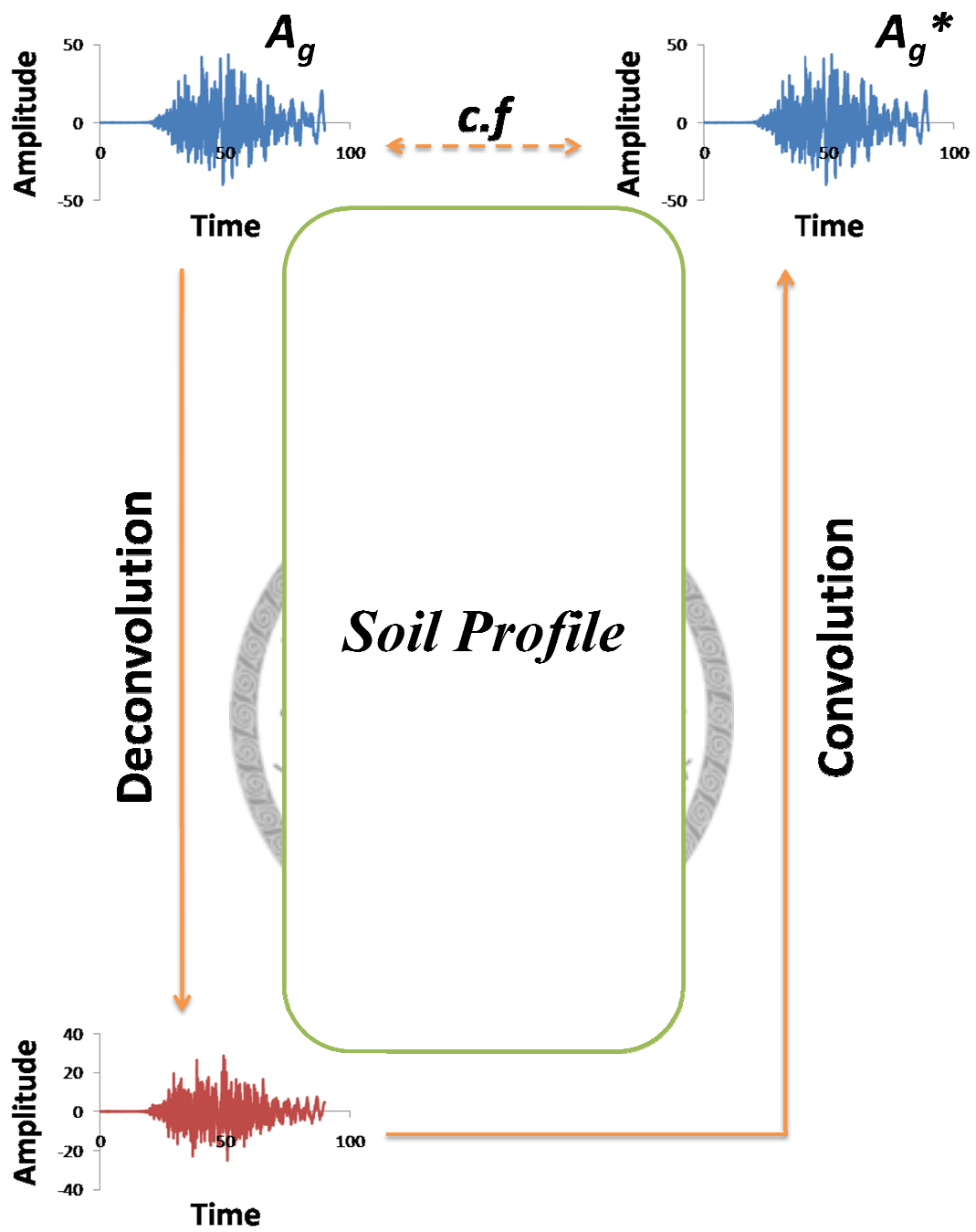


圖 5.33 SHAKE 程式之反卷積運算與卷積運算

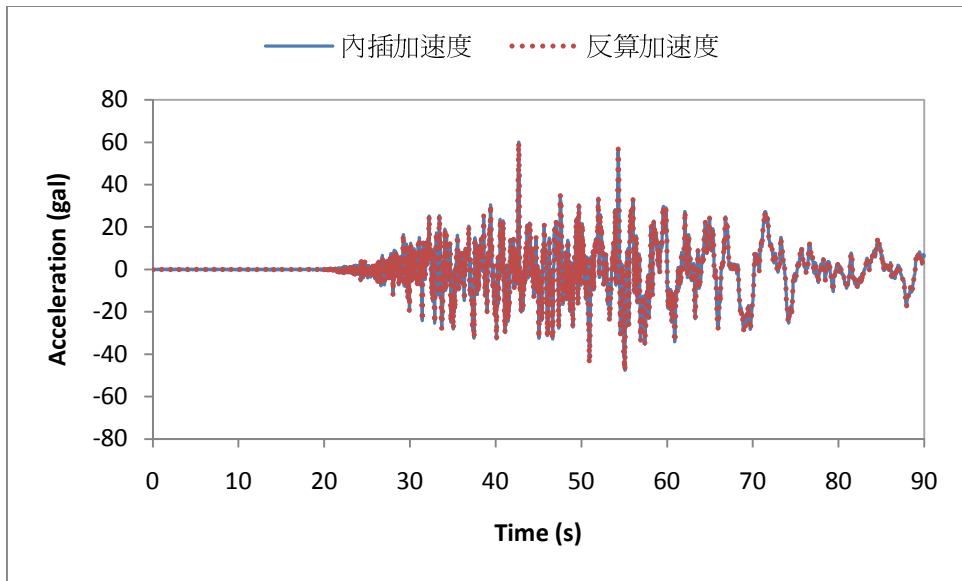


圖 5.34  $A_g$  與  $A_g^*$  之時間域比較圖

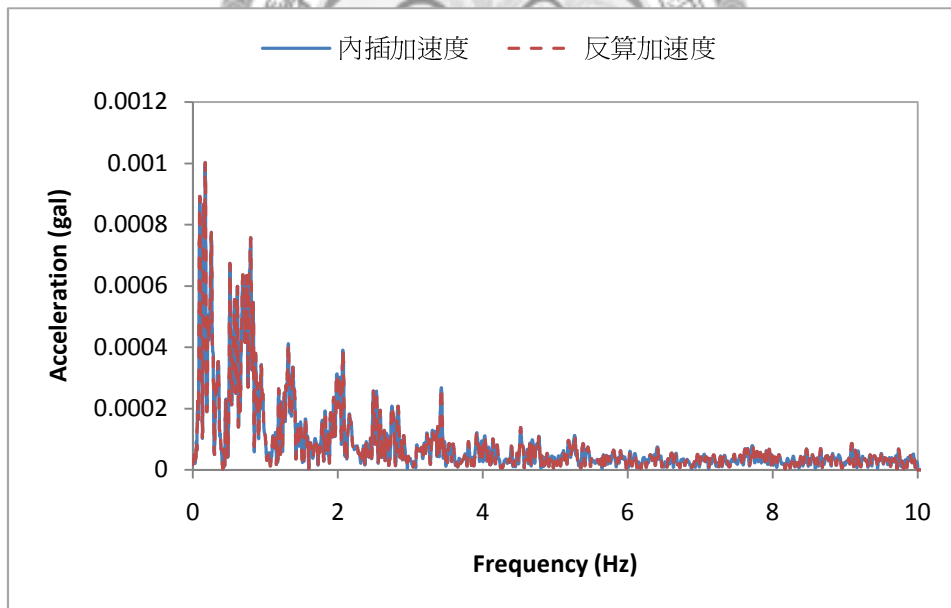
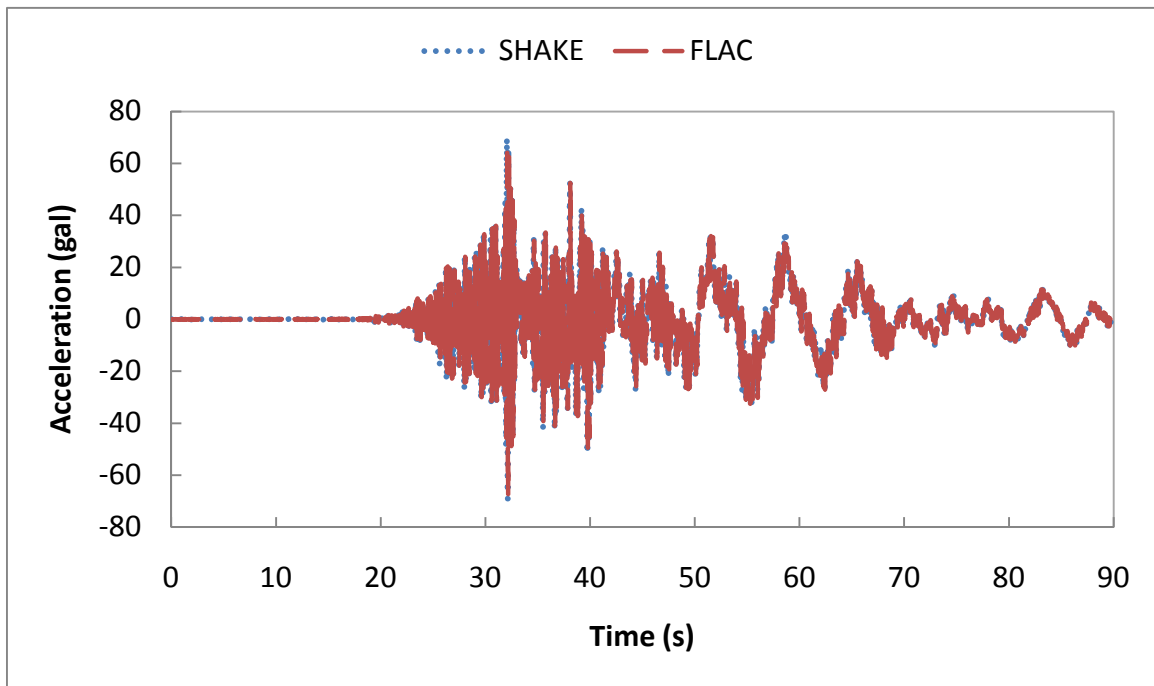
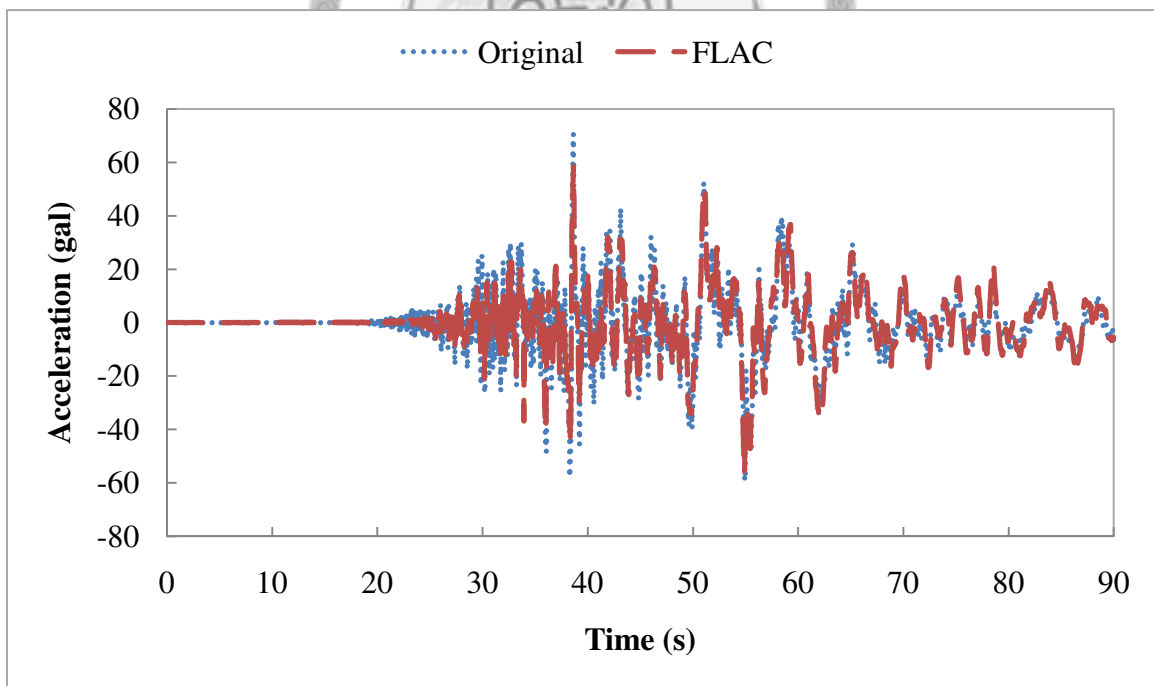


圖 5.35  $A_g$  與  $A_g^*$  之頻率域比較圖

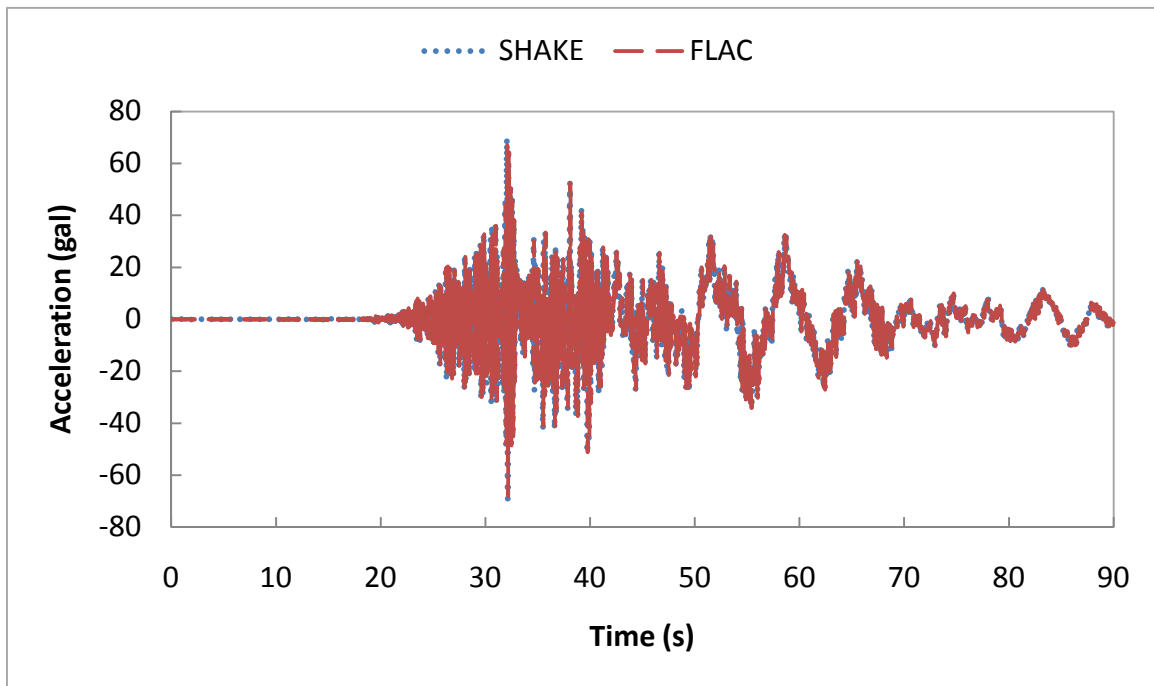


(a) 地盤加速度

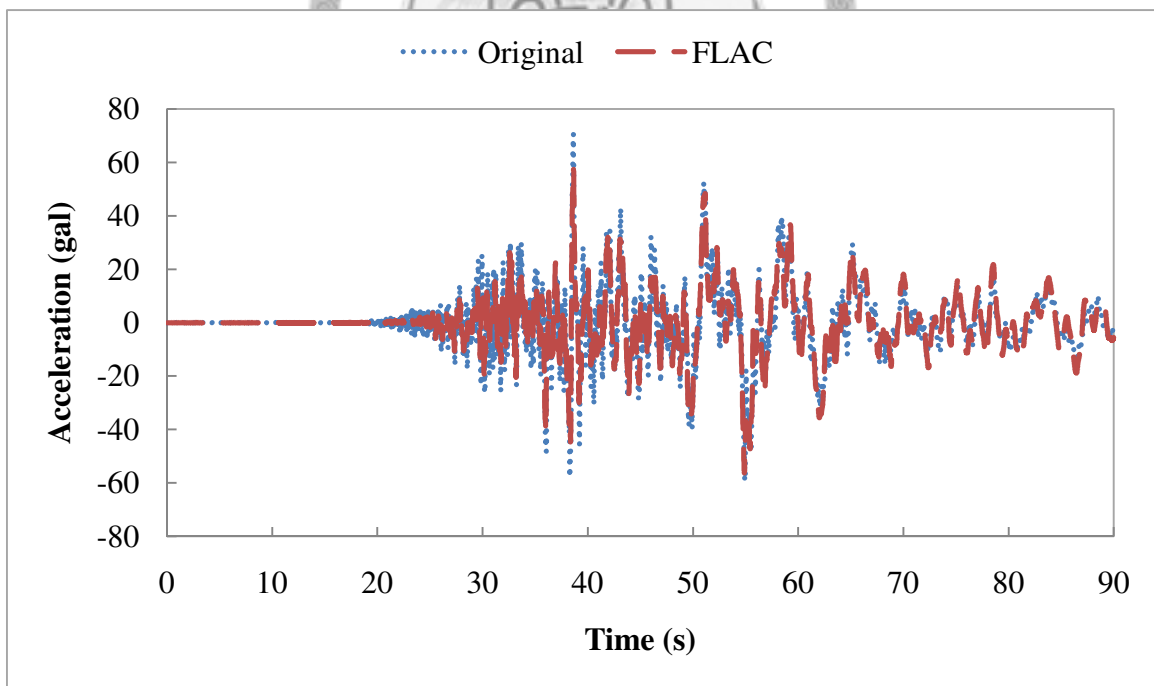


(b) 地表加速度

圖 5.36 輸入南北向水平加速度與 *FLAC* 輸出水平加速度比較圖—*Finn* 模式

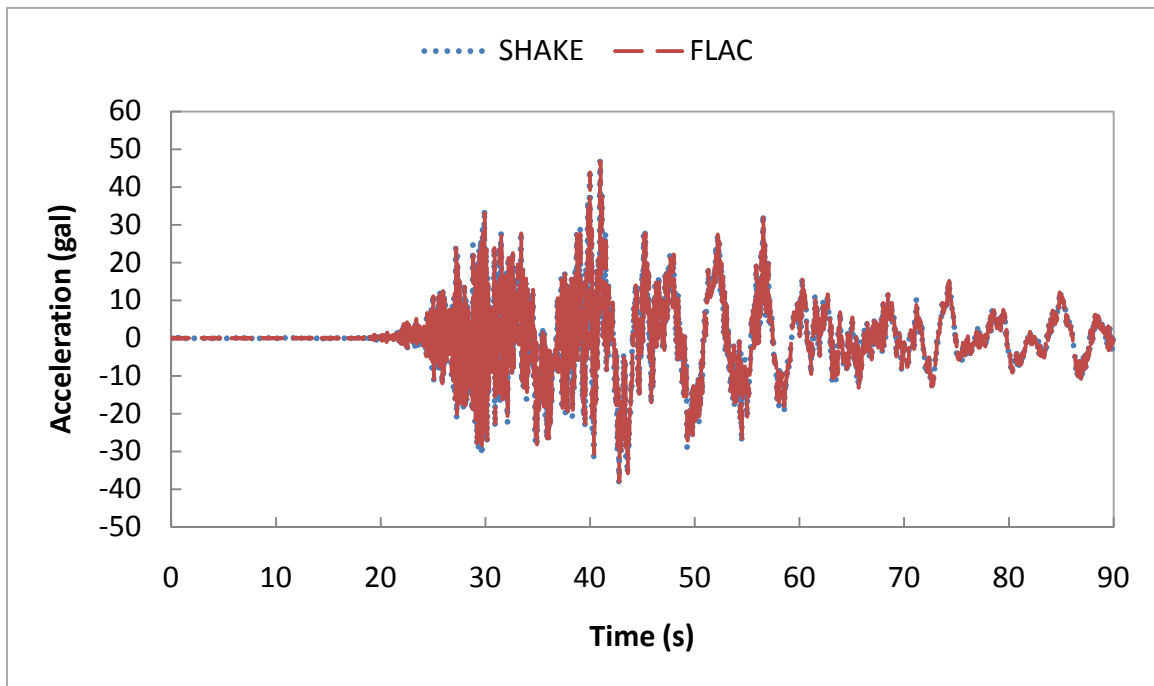


(a) 地盤加速度

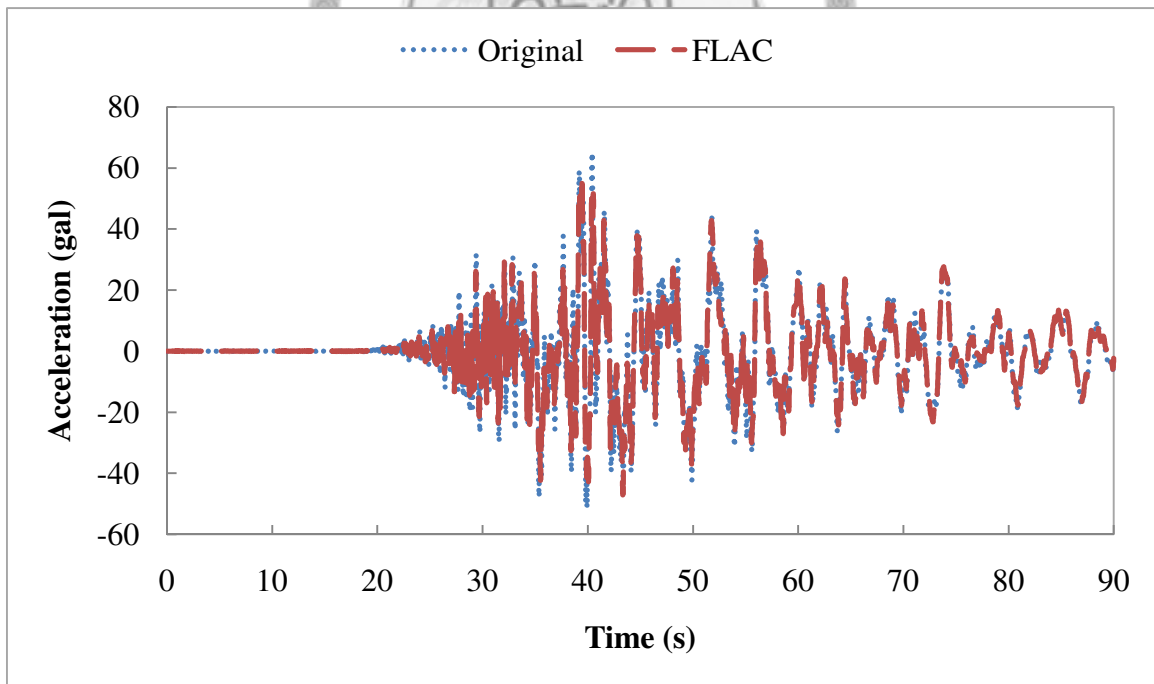


(b) 地表加速度

圖 5.37 輸入南北向水平加速度與 *FLAC* 輸出水平加速度比較圖—*Biot* 模式

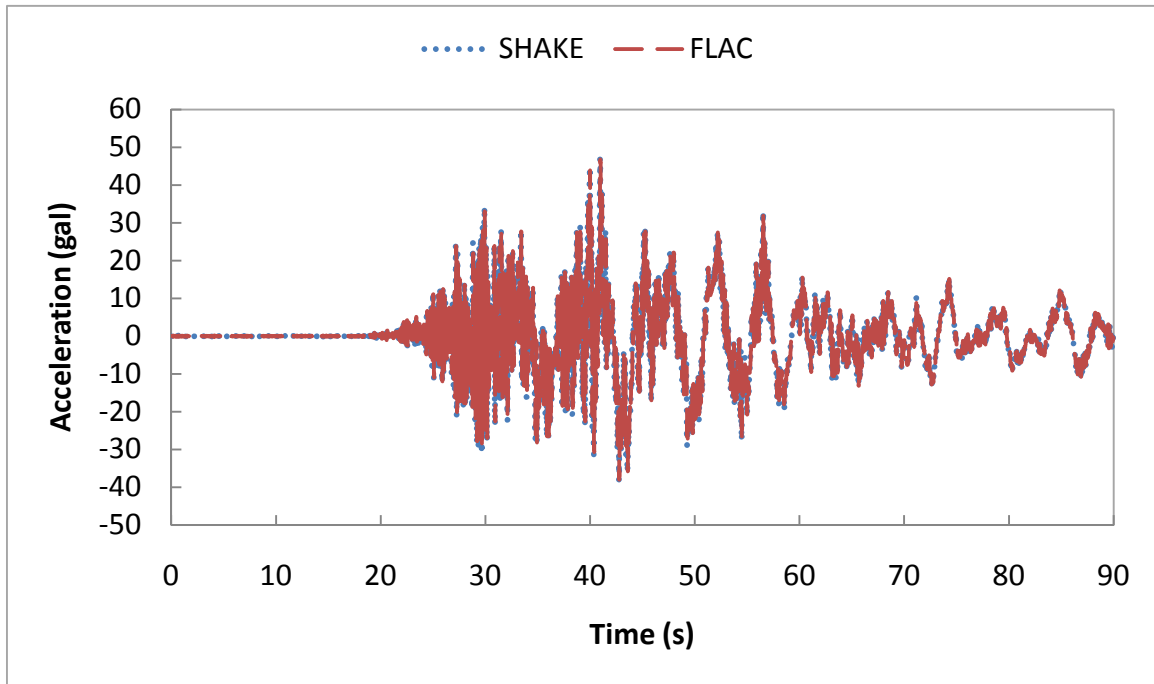


(a) 地盤加速度

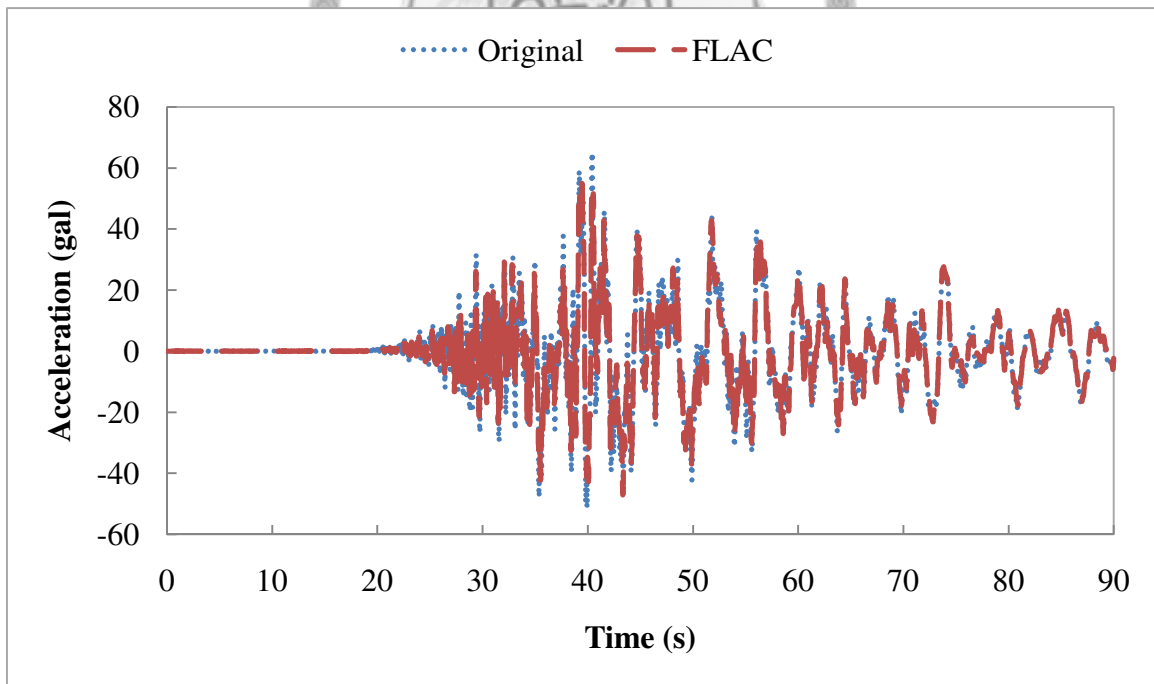


(b) 地表加速度

圖 5.38 輸入東西向水平加速度與 *FLAC* 輸出水平加速度比較圖—*Finn* 模式



(a) 地盤加速度



(b) 地表加速度

圖 5.39 輸入東西向水平加速度與 *FLAC* 輸出水平加速度比較圖—*Biot* 模式

## 第六章 數值分析結果與討論

本章首先就所建立的概念模型分別介紹 *Finn* 模式及 *Biot* 模式之數值模擬成果，並對其影響因素進行討論；接著就南北向輸入震波及東西向輸入震波分別比較分析結果，並將數值模擬富水層受震造成孔隙水壓激發情形，與實際地震發生時富水層的水位變化量相比較；最後進行綜合討論，並介紹孔隙水壓力動態反應模式之適用情形。

### 6.1 孔隙水壓模擬成果

本研究所模擬的觀測井位，由北至南分別為好修、文昌、合興、港後、九隆以及田洋，共六站，各觀測井位之分布情形，如圖 5.15 所示。建立概念模型後，分別輸入經由 *SHAKE* 所推得各分析井位基盤處的南北向以及東西向震波，並使用 *Finn* 及 *Biot* 兩種激發孔隙水壓的模式進行數值模擬。

#### 6.1.1 模擬成果

各站分析剖面如圖 6.1~圖 6.6 所示，本研究分南北向及東西向輸入水平加速度進行二維模擬，茲將各站模擬成果依兩種水壓激發模式分別介紹如下：

##### 1. *Finn* 模式：

於模型底部輸入地震歷時記錄進行模擬，其加速度歷時資料如圖 5.21~圖 5.26 所示，可得到各觀測井土層剖面中孔隙水壓受震反應，孔隙水壓產生變化後，隨著震波持續的作用而使孔隙水壓持續激發，並且根據不同觀測井的狀況其孔隙水壓在不同時間達到最大值，並且產生震盪的情形，而觀察其震盪的情形可以發現大部分井位的震盪情形一直持續到整個地震震波作用的時間結束，因此合理地假設數值分析中孔隙水壓在地震結束後仍持續維持在一定值，故將數值分析的孔隙水壓歷時曲線所得最終值減去初始孔隙水壓力值，作為地震前後孔隙水壓的變化量，接著再將此孔隙水壓變化量除以水的單位重，即可得到富水層受震後地下水位的變化量，進一步與現地觀測值比較，整理如表 6.1 及表 6.2 所示。

表 6.1 為輸入南北向震波進行模擬之結果，表 6.2 則是輸入東西向震波進行模擬之結果，其中誤差計算是以模擬值減去實際值後，再除以實際水位差，以了解模擬結果與實際水位變化量之差異大小，由表 6.1 及表 6.2 可看出，在 *Finn* 模式下，大致上以東西向輸入震波所得模擬水位差較大，南北向輸入震波之模擬水位差較小，且整體上東西向輸入震波的模擬結果誤差較小。

## 2. *Biot* 模式:

本研究亦嘗試以 *Biot* 壓密理論進行模擬，即 *FLAC* 程式中對於孔隙水壓的基本運算方式，由各觀測井土層剖面受震產生體積應變，進而使孔隙水壓產生變化，將孔隙水壓變化歷時輸出，計算模擬之地震前後地下水位變化量，並與實際觀測水位變化量作比較，列於表 6.3 及表 6.4 中。

表 6.3 為輸入南北向震波之模擬結果與實際水位差比較表，而表 6.4 為輸入東西向震波之模擬結果與實際水位差比較表。由比較表中可看出，以 *Biot* 模式進行模擬所得到的結果介於 1.63 公尺至 -0.04 公尺之間，且大部分地下水位變化在 0~1 公尺的範圍內，除接近地表之富水層一部分外，與實際觀測之地下水位變化相差頗大。

## 3. 綜合討論:

由表 6.1~表 6.4 比較 *Finn* 模式及 *Biot* 模式所得到之模擬結果，可以發現以 *Finn* 模式進行模擬，除田洋站之模擬結果誤差極大外，其他五站大致上的模擬成果還不錯，其中又以富水層二、三之模擬成果較好；而 *Biot* 模式之各站位模擬結果大致上皆在 1 m 以內，不因深度改變而有所差異，除富水層一部份之實測值較低而與其較相近外，*Biot* 模式所得模擬水位差遠低於實際地下水位變化量。因此後續比較各富水層分析結果時，關於震央距離、斷層距離以及地表尖峰加速度值之關係探討，將僅針對 *Finn* 模式所得結果進行討論。

### 6.1.2 孔隙水壓激發量的影響因素

由現地資料統計回歸發現，地下水位變化量與斷層距離、水平加速度尖峰值有關係，當井位距斷層距離增加、加速度尖峰值下降，地下水位變化量隨之減小，也就是說，隨

著地震力下降，孔隙水壓激發量亦下降，進而使地下水位變化量減小。因此，分析模型中輸入的加速度歷時將直接影響孔隙水壓激發量的大小，以好修站為例，東西向加速度明顯較南北向加速度為大，而模擬結果方面，輸入東西向震波之水位變化量大於輸入南北向震波之水位變化量，與地震力大小關係相同。

以概念模式進行模擬時，讀取土層剖面中特定位置的孔隙水壓變化歷程，比對不同深度的土壤種類與孔隙水壓變化量，發現位於黏土區域之孔隙水壓變化量明顯高於相鄰的砂土及礫石，換而言之，透水係數較低的土層受震時會激發出較高的孔隙水壓，因為透水係數較低即表示其排水性較差，而容易蓄積孔隙水壓；然而就地震引致地下水位變化而言，其短期變化主要是來自於砂土及礫石等“富水層”區域，其良好的透水性，可迅速地使其超額孔隙水壓反應為水位的改變，而黏土層雖因其排水不佳激發較高的孔隙水壓，但透水性不佳亦使其反映至地下水變化需時較久。由於實際地下水位變化記錄為每小時一筆，而本研究模擬同震水位變化，故於比較地下水位變化量時，以砂土及礫石層之孔隙水壓變化取平均做為該深度井點之模擬地下水位變化量。

前一章曾說明，數值模擬的運算時間受分析模型的大小及所建立的網格數目影響，為得到合理的模擬結果，對網格以及模型的寬度進行測試。本研究以好修站進行測試，使用 *Finn* 模式共進行十組數值模擬，其中輸入南北向及東西向震波各五組，其控制條件及編號對照如表 6.5 所示。將各組模擬結果整理並與實際地下水位變化量比較，如表 6.6 所示，由模擬結果可發現當網格寬度增加，地下水位變化量亦有增加之趨勢，而以 1 m 寬網格所模擬之成果最好，且考量各網格長度介於 1.25~1.55 m 之間，使用網格寬度不宜小於 1 m，其中網格大小計算方式已於前一章中說明。

## 6.2 各富水層分析結果之比較—*Finn* 模式

富水層係於完成地質剖面繪製後，進一步將相鄰之透水性較佳之礫石層和砂層歸併而成，而透水性較差之粉砂層、泥層和黏土層合併則為阻水層。富水層依其所在位置和特性，可分為自由富水層及受壓富水層兩類。地下水區域所在之位置於地下水水面與其下部不透水層之間，

且由於接近地表且無拘限作用，因此稱為自由富水層；地下水區域所在之位置為兩個不透水層之間，且由於被拘限於兩個不透水層之間，因此稱之為受壓富水層。而本研究所建立的地下水觀測井剖面中，其中富水層一所在的位置包含了部分自由富水層以及部分受壓富水層，富水層二至富水層四所在的位置則皆為受壓富水層之範圍

因此接下來對本研究所建立的六個地下水觀測井剖面中的各個富水層，分南北向及東西向輸入震波進行數值分析結果討論，本節介紹以 *Finn* 模式進行模擬之結果。

### 6.2.1 南北向輸入震波之分析結果討論與比較

藉由輸入南北向震波於模型底部進行數值分析，可得到各觀測井剖面中土層孔隙水壓受震的反應，其基盤處南北向加速度歷時資料如圖 6.6~圖 6.12 的(a)部分所示。

#### 1. 富水層一

本研究所建立的地下水觀測井剖面中，其中富水層一所在的位置為部分自由富水層以及部分受壓富水層之範圍，本研究所建立的六個地下水觀測井剖面中，共四站有富水層一之實際地下水位變化記錄，分別為文昌、合興、九隆及田洋等四站。

圖 6.13~圖 6.16 的(a)部分為文昌站、合興站、九隆站以及田洋站輸入南北向震波，*Finn* 模式之富水層一孔隙水壓受震變化的歷時曲線。由圖可知，文昌站於震動 23 秒時孔隙水壓開始激發，至 32 秒間大幅上升，於 42 秒及 46 秒時各有一較小的激發量產生，60 秒後水壓變化僅有微小跳動；合興站於震動 21 秒至 28 秒間，孔隙水壓產生較大瞬間激發，而後逐漸消散並於 41 秒時產生第二次大量激發後呈現大幅震盪現象，約 70 秒後水壓變化趨於平緩；九隆站於震動 20 秒時孔隙水壓開始激發，30 秒至 35 秒間水壓變化呈一平台，36 秒及 38 秒時先些微下降，隨後孔隙水壓大幅上升，70 秒後呈現微幅震盪現象；田洋站於震動初期呈現大幅震盪至 10 秒平緩，孔隙水壓產生激發可分為兩階，分別在 26 秒以及 38 秒時，60 秒至 70 秒後呈現微幅震盪現象。

接著利用數值模擬的結果，與實際觀測的地下水位變化量相比較，並配合整體地下水位變化之趨勢，就南北向地表加速度尖峰值、震央距離以及斷層距離等進行討論。將各分析剖面於富水層一之模擬結果整理，並與斷層及震央距離列表如表 6.7 所示。

將南北向輸入震波之富水層一數值分析結果分別對斷層距離、震央距離及地表加速度尖峰值作圖，並與實際地下水位變化相比較，如圖 6.17~圖 6.19 所示。

圖 6.17 為地下水位變化量與震央距離的關係圖，由圖可看出數值分析的結果與實測值有些微差距，且大致上均高於實際觀測之地下水位變化量，若與整體變化的趨勢相比，數值結果與整體趨勢相當符合，隨著與震央距離增加，水位差呈下降趨勢，除文昌之其餘各站數值分析結果較實際值更為接近整體趨勢線。

圖 6.18 為地下水位變化量與斷層距離的關係圖，由圖可知其結果與震央距離的比對圖結果相當類似，惟就文昌、合興及九隆站之模擬結果來看，隨距離增加而地下水位變化量下降的關係較不明顯，在整體趨勢方面亦然，其趨勢線較為平緩。

圖 6.19 為地下水位變化量與南北向地表加速度尖峰值的關係圖，由圖中可知數值分析的結果與實際地下水位變化值有些許差異，其中以文昌站差異最大，數值分析結果與實際觀測值呈現相同之變化趨勢，當水平加速度尖峰值越大，地下水位變化量隨之增加。

綜合上述關係圖比較，在數值分析結果與實際觀測值方面，地下水位變化量均與震央距離、斷層距離以及地表加速度尖峰值有一定相關性，隨著距離增加及加速度尖峰值下降，地下水位變化量呈下降的趨勢。

## 2. 富水層二

富水層二所在的位置為受壓富水層之範圍，所建立的六個地下水觀測井剖面中，共五站七個井點記錄了富水層二之實際地下水位變化，分別為好修、文昌、港後、九隆及田洋等五站。

圖 6.20~圖 6.24 的(a)部分為好修站、文昌站、港後站、九隆站以及田洋站輸入南北向震波，Finn 模式之富水層二孔隙水壓受震變化的歷時曲線。由圖可知，好修站兩個井點均於震動 27 秒時孔隙水壓開始激發，實線段表深度較淺的井點—好修(1)，於 30 至 35 秒間水壓些微下降，54 秒時第二次顯著激發，而較深的井點—好修(2)，則是 27 至 40 秒間水壓持續激發，而後呈現震盪現象，兩井點之孔隙水壓於 80 秒後沒有什麼變化；文昌站兩個井點均於震動 26 秒後孔隙水壓開始激發，深度較淺的井點—文昌(2)—水壓上升

量較小並於 50 秒附近達到峰值後趨於平緩，而較深的井點—文昌(3)—於震動過程中水壓持續激發，至 80 秒後僅有微幅震盪；港後站於震動 23 秒時孔隙水壓開始激發，至 32 秒間大幅上升，於 40 秒及 60 秒時各有激發量產生，70 秒後水壓變化僅有微小跳動；九隆站於震動 30 秒時孔隙水壓開始上升，38 秒及 54 秒時產生較大瞬間激發量，約 70 秒後呈現微幅震盪現象；田洋站於震動開始即呈現大幅震盪且為對稱圖形，振幅逐漸下降至 15 秒附近維持一定值，36 秒後有些微抖動，80 秒後呈現微幅震盪現象。

接著利用數值模擬的結果，與實際觀測的地下水位變化量相比較，並配合整體地下水位變化之趨勢，就南北向地表加速度尖峰值、震央距離以及斷層距離等進行討論。將各分析剖面於富水層二之模擬結果整理，並與斷層及震央距離列表如表 6.8 所示。

將南北向輸入震波之富水層二數值分析結果分別對斷層距離、震央距離及地表加速度尖峰值作圖，並與實際地下水位變化相比較，如圖 6.25～圖 6.27 所示。

圖 6.25 為地下水位變化量與震央距離的關係圖，由圖可看出數值分析的結果與實測值有所差距，且大致上均低於實際觀測之地下水位變化量，其中文昌站之文昌(3)井點之模擬變化量遠高於實際觀測值，而田洋站之模擬結果雖高於實際值，但較接近整體趨勢線。若與整體變化的趨勢相比，數值模擬成果大致上與整體趨勢仍屬相近，隨著與震央距離增加，地下水位變化量呈下降趨勢。

圖 6.26 為地下水位變化量與斷層距離的關係圖，由圖可知其結果與震央距離的比對圖結果相當類似，主要誤差來自於文昌(3)井點模擬結果，若排除這一點，大致上可看出隨距離增加而地下水位變化量下降之趨勢，與整體趨勢相同。

圖 6.27 為地下水位變化量與南北向地表加速度尖峰值的關係圖，其結果依然與距離比對圖結果相類似，大致上可看出隨加速度尖峰值增加而地下水位變化量上升的關係，與整體趨勢相仿。

綜合上述關係圖比較，在數值分析結果與實際觀測值方面，地下水位變化量均與震央距離、斷層距離以及地表加速度尖峰值有一定相關性，隨著距離增加及加速度尖峰值下降，地下水位變化量呈下降的趨勢。

### 3. 富水層三

本研究所建立的地下水觀測井剖面中，其中富水層三所在的位置為受壓富水層之範圍，所建立的六個地下水觀測井剖面中，共有五站觀測井記錄了富水層三之實際地下水位變化，分別是好修、文昌、合興、港後及九隆等五站。

圖 6.28~圖 6.32 的(a)部分為好修站、文昌站、合興站、港後站以及九隆站輸入南北向震波，Finn 模式之富水層三孔隙水壓受震變化的歷時曲線。由圖可知，好修站於震動 27 秒時孔隙水壓開始激發，至 52 秒附近些微下降，而後於 68 秒時水壓再度上升，75 秒後水壓不再改變；文昌站於震動 26 秒後孔隙水壓開始激發，持續上升至 51 秒時有一瞬間激發量，而後呈現震盪並緩慢上升，至 80 秒後僅有微幅震盪；合興站於震動 24 秒孔隙水壓開始激發，並呈現拋物線狀持續上升至約 80 秒後趨於平緩；港後站於震動 20 秒後孔隙水壓開始激發，並呈現拋物線狀持續上升至約 70 秒後趨於平緩；九隆站於震動 23 秒時孔隙水壓開始上升，51 秒及 55 秒時產生較大瞬間激發量，約 70 秒後呈現微幅震盪現象。

接著利用數值模擬的結果，與實際觀測的地下水位變化量相比較，並配合整體地下水位變化之趨勢，就南北向地表加速度尖峰值、震央距離以及斷層距離等進行討論。將各分析剖面於富水層三之模擬結果整理，並與斷層及震央距離列表如表 6.9 所示。

將南北向輸入震波之富水層三數值分析結果分別對斷層距離、震央距離及地表加速度尖峰值作圖，並與實際地下水位變化相比較，如圖 6.33~圖 6.35 所示。

圖 6.33 為地下水位變化量與震央距離的關係圖，由圖可看出數值分析的結果與實測值有所差距，其中文昌站及港後站之模擬變化量遠高於實際觀測值，可能因實際地層狀況與簡化剖面相差較大。整體而言，模擬結果與震央距離之關係並不明顯，若排除文昌站及港後站，則與整體趨勢相符合，隨著與震央距離增加，水位差呈下降趨勢。

圖 6.34 為地下水位變化量與斷層距離的關係圖，文昌站和港後站之模擬結果遠離整體趨勢，其它各站與整體趨勢關係亦不明顯，亦即模擬地下水位變化量與斷層距離並無明顯相關性。可能是因為所取站位恰好為較靠近斷層之站位，對於與斷層距離之分布較

為散亂，使得模擬結果與整體趨勢關係不佳。

圖 6.35 為地下水位變化量與南北向地表加速度尖峰值的關係圖，文昌站和港後站之模擬結果遠離整體趨勢，若排除文昌站及港後站，則大致上可看出隨著地表加速度尖峰值增加，水位差呈上升趨勢。

綜合上述關係圖比較，在數值分析結果方面，富水層三之模擬地下水位變化量與震央距離之相關性較好，與地表加速度尖峰值之相關性尚可，而與斷層距離與其無明顯相關性，和實際觀測值的趨勢並不相同。

#### 4. 富水層四

本研究所建立的地下水觀測井剖面中，其中富水層四所在的位置為受壓富水層之範圍，所建立的六個地下水觀測井剖面中，共有四站記錄了富水層四之實際地下水位變化，分別為好修、合興、港後及田洋等四站。

圖 6.36~圖 6.39 的(a)部分為好修站、合興站、港後站以及田洋站輸入南北向震波，Finn 模式之富水層四孔隙水壓受震變化的歷時曲線。由圖可知，好修站於震動 20 秒後孔隙水壓開始激發，於 65 至 70 秒間水壓些微下降並再次上升，73 秒後呈現震盪現象；合興站於震動 20 秒後孔隙水壓開始激發並持續上升至振動結束，其中於 40 秒、55 秒及 67 秒時，孔隙水壓有較大的跳動；港後站於震動 20 秒後孔隙水壓開始激發並持續上升至 80 秒後呈現微幅震盪，其中於 39 秒、47 秒及 59 秒時，孔隙水壓有較大的跳動；田洋站於震動開始時，孔隙水壓即飆升並呈現大幅震盪，振幅逐漸下降至 15 秒附近維持一定值，至 40 秒時孔隙水壓再次開始微幅震盪並緩慢上升，80 秒後不再上升但仍呈現微幅震盪現象。

接著利用數值模擬的結果，與實際觀測的地下水位變化量相比較，並配合整體地下水位變化之趨勢，就南北向地表加速度尖峰值、震央距離以及斷層距離等進行討論。將各分析剖面於富水層四之模擬結果整理，並與斷層及震央距離列表如表 6.10 所示。

將南北向輸入震波之富水層四數值分析結果分別對斷層距離、震央距離及地表加速度尖峰值作圖，並與實際地下水位變化相比較，如圖 6.40~圖 6.42 所示。

圖 6.40 為地下水位變化量與震央距離的關係圖，由圖可看出數值分析的結果與實際值有所差距，且各站模擬結果均高於實際觀測之地下水位變化量，其中田洋站之模擬變化量遠高於實際觀測值，判斷可能是因為該層位置上下均為相對較厚之黏土層，致使孔隙水壓飆升，且其位置靠近模型底部，可能受到邊界條件束制的影響。隨著震央距離的增加，模擬水位差反而呈現上升的趨勢，與整體趨勢相異。

圖 6.41 為地下水位變化量與斷層距離的關係圖，由圖可知其結果皆高於實際值，若將田洋站排除，則大致上隨著與斷層距離的增加，地下水位變化量有下降的趨勢，與整體趨勢相同。

圖 6.42 為地下水位變化量與南北向地表加速度尖峰值的關係圖，模擬結果皆高於實際水位差，其中田洋站模擬結果遠高於實際值，若將之排除，則大致上可看出水位差隨著地表加速度尖峰值增加而增加，與整體趨勢相同。

綜合上述關係圖比較，在數值分析結果方面，模擬地下水位變化量皆高於實際觀測水位差，且與震央距離之相關性不佳，而與斷層距離以及地表加速度尖峰值之變化趨勢與整體趨勢相同。

### 6.2.2 東西向輸入震波之分析結果討論與比較

藉由輸入東西向地震波於模型底部進行數值分析，其基盤處東西向加速度歷時資料如圖 6.6～圖 6.12 的(b)部分所示，可得到各觀測井剖面中土層孔隙水壓受震的反應。

#### 1. 富水層一

本研究所建立的地下水觀測井剖面中，其中富水層一所在的位置為部分自由富水層以及部分受壓富水層之範圍，本研究所建立的六個地下水觀測井剖面中，共四站有富水層一之實際地下水位變化記錄，分別為文昌、合興、九隆及田洋等四站。

圖 6.43～圖 6.46 的(a)部分為文昌站、合興站、九隆站以及田洋站東西向輸入震波，Finn 模式之富水層一孔隙水壓受震變化的歷時曲線，由圖可知，文昌站於震動 21 秒時孔隙水壓開始激發，至 30 秒間大幅上升，於 36 秒時有一較小的激發量產生，至 47 秒時水壓驟降而後大幅上升達到最大值，60 秒後水壓變化僅有微小跳動；合興站於震動 20 至

29 秒間，孔隙水壓產生較大激發，而後持續震盪並於 47 秒時產生第二次大量激發，約 70 秒後水壓變化趨於平緩，僅有微幅震盪；九隆站於震動剛開始時孔隙水壓小幅下降，於 19 秒時孔隙水壓明顯增加並持續上升至 50 秒，而 70 秒後呈現微幅震盪現象；田洋站於震動初期呈現大幅震盪至 10 秒後趨緩，孔隙水壓產生激發可分為兩階，分別在 26 秒以及 38 秒時，60 秒至 70 秒後呈現微幅震盪現象。

將東西向輸入震波之富水層一數值分析結果分別對斷層距離、震央距離及地表加速度尖峰值作圖，並與實際地下水位變化相比較，如圖 6.47~圖 6.49 所示。

圖 6.47 為地下水位變化量與震央距離的關係圖，由圖可看出數值分析的結果與實測值有些微差異，且大致上均高於實際觀測之地下水位變化量，其中文昌站結果高出實際值較多，模擬結果與實際值分居趨勢線兩側，而九隆站結果低於實際值，與整體趨勢線相當接近。整體上可看出水位差隨著與震央距離增加而下降，數值結果與整體趨勢相當符合。

圖 6.48 為地下水位變化量與斷層距離的關係圖，由圖可知其結果與震央距離的比對圖結果相當類似，大致上亦呈現隨距離增加而地下水位變化量下降的關係。

圖 6.49 為地下水位變化量與南北向地表加速度尖峰值的關係圖，由圖中可知數值分析的結果與實際地下水位變化值有些許差異，其中以文昌站差異較大，整體而言，數值分析結果與實際觀測值呈現相同之變化趨勢，地下水位變化量隨著地表加速度尖峰值增加而增加。

綜合上述關係圖比較，在數值分析結果與實際觀測值方面，地下水位變化量均與震央距離、斷層距離以及地表加速度尖峰值有一定相關性，隨著距離增加及加速度尖峰值下降，地下水位變化量呈下降的趨勢。

## 2. 富水層二

富水層二所在的位置為受壓富水層之範圍，所建立的六個地下水觀測井剖面中，共五站七個井點記錄了富水層二之實際地下水位變化，分別為好修、文昌、港後、九隆及田洋等五站。

圖 6.50~圖 6.54 的(a)部分為好修站、文昌站、港後站、九隆站以及田洋站輸入東西向震波，Finn 模式之富水層二孔隙水壓受震變化的歷時曲線。由圖可知，好修站兩個井點均於震動 27 秒時孔隙水壓開始激發，實線段表深度較淺的井點—好修(1)，於 31 秒開始孔隙水壓持續激發，至 40 秒後呈現震盪現象，而較深的井點—好修(2)—則是於 46 秒時有另一階水壓激發，而後呈現震盪現象，兩井點孔隙水壓於 70 至 80 秒後沒有什麼變化；文昌站兩個井點均於震動 26 秒後孔隙水壓開始激發，深度較淺的井點水壓上升量較小並於 40 秒附近達到峰值後趨於平緩，而較深的井點於震動過程中水壓持續激發，至 80 秒後僅有微幅震盪；港後站於震動 21 秒時孔隙水壓開始激發，40 秒時水壓大幅上升而後震盪，70 秒後水壓變化僅有微小跳動；九隆站於震動 25 秒時孔隙水壓開始上升，至約 50 秒附近達到峰值，約 76 秒後呈現微幅震盪現象；田洋站於震動開始即呈現大幅震盪且為對稱圖形，振幅逐漸下降至 15 秒附近維持一定值，40 秒後有些微抖動，80 秒後呈現微幅震盪現象。

將東西向輸入震波之富水層二數值分析結果分別對斷層距離、震央距離及地表加速度尖峰值作圖，並與實際地下水位變化相比較，如圖 6.55~圖 6.57 所示。

圖 6.55 為地下水位變化量與震央距離的關係圖，由圖可看出數值分析的結果與實測值有些微差異，除文昌(3)之模擬結果高於實際值外，大致上均與實際觀測之地下水位變化量相當接近，若排除文昌(3)之模擬結果，數值結果與整體趨勢相當符合，隨著與震央距離增加，水位差呈下降趨勢，各站數值分析結果較實際值更為接近趨勢線。

圖 6.56 為地下水位變化量與斷層距離的關係圖，由圖可知其結果與震央距離的比對圖結果相當類似，除文昌(3)井點之差異外，大致上亦呈現隨距離增加而地下水位變化量下降的關係。

圖 6.57 為地下水位變化量與南北向地表加速度尖峰值的關係圖，由圖中可知除文昌(3)井點之差異外，數值分析結果與整體趨勢呈現相同之變化趨勢，地下水位變化量隨著地表加速度尖峰值增加而增加。

綜合上述關係圖比較，在數值分析結果與實際觀測值方面，地下水位變化量均與震

央距離、斷層距離以及地表加速度尖峰值有一定相關性，隨著距離增加及加速度尖峰值下降，地下水位變化量呈下降的趨勢。

### 3. 富水層三

本研究所建立的地下水觀測井剖面中，其中富水層三所在的位置為受壓富水層之範圍，所建立的六個地下水觀測井剖面中，共有五站觀測井記錄了富水層三之實際地下水位變化，分別是好修、文昌、合興、港後及九隆等五站。

圖 6.58~圖 6.62 的(a)部分為好修站、文昌站、合興站、港後站以及九隆站輸入東西向震波，Finn 模式之富水層三孔隙水壓受震變化的歷時曲線。由圖可知，好修站於震動 27 秒時孔隙水壓開始激發，32 秒後大幅上升後呈震盪，而後於 63 秒時水壓些微下降後再度上升，至 80 秒後水壓呈現微幅震盪現象；文昌站於震動 25 秒後孔隙水壓開始激發後持續上升，並於 35 秒、51 秒及 72 秒時有較大的跳動，至 80 秒後水壓呈現微幅震盪現象；合興站於震動 20 秒孔隙水壓開始激發後持續上升，並於 26 秒及 37 秒時有瞬間激發量，至約 75 秒後趨於平緩；港後站於震動 20 秒後孔隙水壓開始激發，於 40 秒~45 秒大幅上升後呈現震盪現象，至 80 秒後趨於平緩；九隆站於震動 23 秒時孔隙水壓開始激發後持續上升至 60 秒，其中產生較大瞬間激發量前會有些微下降的情形，約 75 秒後呈現微幅震盪現象。

將東西向輸入震波之富水層三數值分析結果分別對斷層距離、震央距離及地表加速度尖峰值作圖，並與實際地下水位變化相比較，如圖 6.63~圖 6.65 所示。

圖 6.63 為地下水位變化量與震央距離的關係圖，由圖可看出數值分析的結果與實測值有所差距，其中文昌站及港後站之模擬變化量遠高於實際觀測值，可能因實際地層狀況與簡化剖面相差較大。整體而言，模擬結果與震央距離之關係並不明顯，若排除文昌站及港後站，則與整體趨勢相符合，隨著與震央距離增加，水位差約略呈下降趨勢。

圖 6.64 為地下水位變化量與斷層距離的關係圖，文昌站和港後站之模擬結果遠離整體趨勢，其它各站與整體趨勢關係亦不明顯，亦即模擬地下水位變化量與斷層距離並無明顯相關性。可能是因為所取站位恰好為較靠近斷層之站位，對於與斷層距離之分布較

為散亂，使得模擬結果與整體趨勢關係不佳。

圖 6.65 為地下水位變化量與東西向地表加速度尖峰值的關係圖，文昌站和港後站之模擬結果遠離整體趨勢，若排除文昌站，則大致上可看出隨著地表加速度尖峰值增加，水位差呈上升趨勢，與整體變化趨勢相同。

綜合上述關係圖比較，在數值分析結果方面，富水層三之模擬地下水位變化量與震央距離之相關性較好，與地表加速度尖峰值之相關性尚可，而與斷層距離與其無明顯相關性，和實際觀測值的趨勢並不相同。

#### 4. 富水層四

本研究所建立的地下水觀測井剖面中，其中富水層四所在的位置為受壓富水層之範圍，所建立的六個地下水觀測井剖面中，共有四站記錄了富水層四之實際地下水位變化，分別為好修、合興、港後及田洋等四站。

圖 6.66~圖 6.67 的(a)部分為好修站、合興站、港後站以及田洋站輸入東西向震波，Finn 模式之富水層四孔隙水壓受震變化的歷時曲線。由圖可知，好修站於震動 20 秒後孔隙水壓開始激發並持續上升，73 秒後水壓變化平緩並呈現震盪現象；合興站於震動 20 秒後孔隙水壓開始激發並持續上升至振動結束，其中於 26 秒、37 秒及 66 秒時，孔隙水壓有較大的跳動；港後站於震動 20 秒後孔隙水壓開始激發並持續上升至 60 秒後呈現震盪現象，其中於 39 秒、47 秒及 59 秒時，孔隙水壓有較大的跳動；田洋站於震動開始時，孔隙水壓旋即飆升並呈現大幅震盪，振幅逐漸下降至 15 秒附近維持一定值，至 30 秒時孔隙水壓再次開始微幅震盪，並於 40 秒水壓顯著上升，至 70 秒後呈現微幅震盪現象。

將東西向輸入震波之富水層四數值分析結果分別對斷層距離、震央距離及地表加速度尖峰值作圖，並與實際地下水位變化相比較，如圖 6.70~圖 6.72 所示。

圖 6.70 為地下水位變化量與震央距離的關係圖，由圖可看出數值分析的結果與實測值有所差距，且各站模擬結果均高於實際觀測之地下水位變化量，其中田洋站之模擬變化量遠高於實際觀測值，判斷可能是因為該層位置上下均為相對較厚之黏土層，致使孔隙水壓飆升，且其位置靠近模型底部，可能受到邊界條件束制的影響。若排除田洋站模

擬結果，隨著震央距離的增加，其他三站之模擬水位差呈現下降的趨勢，與整體變化趨勢相同。

圖 6.71 為地下水位變化量與斷層距離的關係圖，由圖可知其結果與震央距離的比對圖結果相當類似，但模擬結果的分布較為散亂且與整體趨勢的關係較不顯著。

圖 6.72 為地下水位變化量與東西向地表加速度尖峰值的關係圖，模擬結果皆高於實際水位差，其中田洋站模擬結果遠高於實際值，若將之排除，則大致上可看出水位差隨著地表加速度尖峰值增加而增加，與整體趨勢相同。

綜合上述關係圖比較，在數值分析結果方面，模擬地下水位變化量皆高於實際觀測水位差，且與斷層距離之相關性不佳，而與震央距離以及地表加速度尖峰值之變化趨勢與整體趨勢相同。

### 6.3 各富水層分析結果之比較—*Biot* 模式

由 6.1.1 節之討論可知，對於不同深度、不同土壤組成、不同位置的分析剖面，*Biot* 模式之模擬結果皆大約在 1 公尺以內，因此本節僅介紹以 *Biot* 模式進行模擬之結果，而不對於震央距離、斷層距離以及地表加速度尖峰值等關係進行討論。接下來對本研究所建立的六個地下水觀測井剖面中的各個富水層，分南北向及東西向輸入震波進行數值分析結果之比較。

#### 6.3.1 南北向輸入震波之分析結果

藉由輸入南北向震波於模型底部進行數值分析，可得到各觀測井剖面中土層孔隙水壓受震的反應，其基盤處南北向加速度歷時資料如圖 6.6~圖 6.12 的(a)部分所示。

##### 1. 富水層一

本研究所建立的地下水觀測井剖面中，其中富水層一所在的位置為部分自由富水層以及部分受壓富水層之範圍，本研究所建立的六個地下水觀測井剖面中，共四站有富水層一之實際地下水位變化記錄，分別為文昌、合興、九隆及田洋等四站。

圖 6.13~圖 6.16 的(b)部分為文昌站、合興站、九隆站以及田洋站南北向輸入震波，

Biot 模式之富水層一孔隙水壓受震變化的歷時曲線，由圖可知，文昌站孔隙水壓激發情形可分為三階，三次水壓上升分別發生於 42 秒、46 秒和 51 秒時，且各階水壓激發前有些微下降在上升的情形，第三階水壓激發後呈現微幅震盪現象，大致維持一定值至震動結束；合興站孔隙水壓激發情形可分為五階，分別是在震動 41 秒、43 秒、45 秒、53 秒及 67 秒時，各階孔隙水壓產生激發前均有些微下降，約 70 秒後水壓變化維持定值；九隆站之富水層一孔隙水壓變化，分別在震動 36 秒、38 秒及 55 秒時孔隙水壓產生激發，各階孔隙水壓產生激發前均有些微下降，且孔隙水壓激發後呈現震盪並逐漸趨緩現象，約 70 秒後水壓變化維持定值；田洋站於震動 40 秒時孔隙水壓第一次激發，至 42 秒時孔隙水壓先下降後大幅上升，此兩階孔隙水壓激發後，呈現震盪現象並緩慢下降至震動結束。

## 2. 富水層二

富水層二所在的位置為受壓富水層之範圍，所建立的六個地下水觀測井剖面中，共五站七個井點記錄了富水層二之實際地下水位變化，分別為好修、文昌、港後、九隆及田洋等五站。

圖 6.20~圖 6.24 的(b)部分為好修站、文昌站、港後站、九隆站以及田洋站南北向輸入震波，Biot 模式之富水層二孔隙水壓受震變化的歷時曲線。由圖可知，好修站孔隙水壓激發情形，較淺的井點僅有些微的變化，而較深的井點其水壓變化可分為四階，四次水壓上升分別發生於 31 秒、33 秒、35 秒和 54 秒時，且各階水壓激發前有些微下降再上升的情形，第四階水壓激發後呈現微幅震盪現象，大致維持一定值至震動結束；文昌站的兩個井點之孔隙水壓均於 42 秒後開始變化，分別在 46 秒、50 秒、65 秒及 74 秒時有大量的跳動，而 50 秒後至震動結束間，孔隙水壓整體上呈一固定斜率持續上升；港後站於震動 27 秒水壓開始微幅震盪，39 秒時水壓瞬間大幅上升，而後震盪並逐漸趨緩，但至 50 秒後水壓變化呈拋物線狀持續上升值到震動結束；九隆站之富水層二孔隙水壓變化，分別在震動 36 秒、38 秒、51 秒及 55 秒時孔隙水壓產生激發，各階孔隙水壓產生激發前均有些微下降，且孔隙水壓激發後呈現震盪並逐漸趨緩現象，約 70 秒後水壓變化維持定

值；田洋站於震動 40 秒、42 秒及 57 秒時孔隙水壓有瞬間激發量，至 70 秒後呈現震盪現象至震動結束。

### 3. 富水層三

本研究所建立的地下水觀測井剖面中，其中富水層三所在的位置為受壓富水層之範圍，所建立的六個地下水觀測井剖面中，共有五站觀測井記錄了富水層三之實際地下水位變化，分別是好修、文昌、合興、港後及九隆等五站。

圖 6.28~圖 6.32 的(b)部分為好修站、文昌站、合興站、港後站以及九隆站南北向輸入震波，Biot 模式之富水層三孔隙水壓受震變化的歷時曲線。由圖可知，好修站於震動 30 秒孔隙水壓開始震盪，並逐階下降而後回升，分別在 30~40 秒間、50 秒、60 秒以及 70 秒時，至 80 秒後則趨於平緩；文昌站於 42 秒後孔隙水壓開始震盪，分別在 50 秒、57 秒、65 秒及 74 秒時有大量的跳動，而 54 秒後至震動結束間，孔隙水壓整體上呈一固定斜率持續上升；合興站於震動 33 秒水壓開始微幅震盪，於 42 秒、53 秒、68 秒及 75 秒時水壓分階上升後呈震盪現象；港後站於震動 25 秒時孔隙水壓開始震盪，於 40 秒時大幅上升後呈現震盪並逐階下降，至 80 秒後趨於平緩；九隆站於震動 32 秒後孔隙水壓開始震盪，於 55 秒時水壓顯著激發後呈現震盪並逐漸趨緩，至 70 秒~80 秒後水壓幾乎維持定值。

### 4. 富水層四

本研究所建立的地下水觀測井剖面中，其中富水層四所在的位置為受壓富水層之範圍，所建立的六個地下水觀測井剖面中，共有四站記錄了富水層四之實際地下水位變化，分別為好修、合興、港後及田洋等四站。

圖 6.36~圖 6.39 的(b)部分為好修站、合興站、港後站以及田洋站南北向輸入震波，Biot 模式之富水層四孔隙水壓受震變化的歷時曲線。由圖可知，好修站於震動 30 秒時孔隙水壓開始震盪且下降，至 39 秒後水壓開始上升，52 秒、61 秒及 69 秒時水壓有較大的跳動，80 秒後水壓變化趨緩；合興站於震動 34 秒孔隙水壓開始震盪並呈下降趨勢，至 45 秒後開始上升，於 55 秒及 67 秒時，孔隙水壓有較大的激發量，約 80 秒後呈現微幅

震盪的現象；港後站之富水層四孔隙水壓變化始於震動 25 秒，並持續上升至振動結束，其中分別在震動 39 秒、47 秒及 59 秒時孔隙水壓有較大的跳動，各階孔隙水壓產生激發前有些微下降；田洋站於震動 40 秒、42 秒及 57 秒時，孔隙水壓有較大的跳動，至 70 秒後呈現震盪現象至震動結束。

### 6.3.2 東西向輸入震波之分析結果

藉由輸入東西向震波於模型底部進行數值分析，可得到各觀測井剖面中土層孔隙水壓受震的反應，其基盤處南北向加速度歷時資料如圖 6.6~圖 6.12 的(b)部分所示。

#### 1. 富水層一

本研究所建立的地下水觀測井剖面中，其中富水層一所在的位置為部分自由富水層以及部分受壓富水層之範圍，本研究所建立的六個地下水觀測井剖面中，共四站有富水層一之實際地下水位變化記錄，分別為文昌、合興、九隆及田洋等四站。

圖 6.43~圖 6.46 的(b)部分為文昌站、合興站、九隆站以及田洋站東西向輸入震波，*Biot* 模式之富水層一孔隙水壓受震變化的歷時曲線。由圖可知，文昌站孔隙水壓激發情形可分為三階，三次水壓上升分別發生於 42 秒、46 秒和 51 秒時，且各階水壓激發前有些微下降在上升的情形，第三階水壓激發後呈現微幅震盪現象，大致維持一定值至震動結束；合興站孔隙水壓激發情形可分為五階，分別是在震動 41 秒、43 秒、45 秒、53 秒及 67 秒時，各階孔隙水壓產生激發前均有些微下降，約 70 秒後水壓變化維持定值；九隆站之富水層一孔隙水壓變化，分別在震動 36 秒、38 秒及 55 秒時孔隙水壓產生激發，各階孔隙水壓產生激發前均有些微下降，且孔隙水壓激發後呈現震盪並逐漸趨緩現象，約 70 秒後水壓變化維持定值；田洋站於震動 40 秒時孔隙水壓第一次激發，至 42 秒時孔隙水壓先下降後大幅上升，此兩階孔隙水壓激發後，呈現震盪現象並緩慢下降至震動結束。

#### 2. 富水層二

富水層二所在的位置為受壓富水層之範圍，所建立的六個地下水觀測井剖面中，共五站七個井點記錄了富水層二之實際地下水位變化，分別為好修、文昌、港後、九隆及

田洋等五站。

圖 6.50~圖 6.54 的(b)部分為好修站、文昌站、港後站、九隆站以及田洋站輸入東西向震波，*Biot* 模式之富水層二孔隙水壓受震變化的歷時曲線。由圖可知，好修站兩個井點均於震動 31 秒、35 秒、64 秒時孔隙水壓產生激發，且孔隙水壓激發後的振盪現象相當明顯；文昌站兩個井點均於震動 32 秒後孔隙水壓開始振盪，於 37 秒、44 秒、48 秒、74 秒產生激發，振盪現象相當明顯；港後站於震動 26 秒時孔隙水壓開始振盪，40 秒時水壓大幅上升並持續振盪，70 秒後水壓變化僅有微小跳動；九隆站於震動 35 秒及 39 秒時孔隙水壓產生激發並持續振盪，約 70 秒後水壓維持一定值；田洋站於震動 41 秒水壓產生激發並持續振盪至地震結束。

### 3. 富水層三

本研究所建立的地下水觀測井剖面中，其中富水層三所在的位置為受壓富水層之範圍，所建立的六個地下水觀測井剖面中，共有五站觀測井記錄了富水層三之實際地下水位變化，分別是好修、文昌、合興、港後及九隆等五站。

圖 6.58~圖 6.62 的(b)部分為好修站、文昌站、合興站、港後站以及九隆站輸入東西向震波，*Biot* 模式之富水層三孔隙水壓受震變化的歷時曲線。由圖可知，好修站於震動 31 秒孔隙水壓開始振盪，且有下降的情形，至 63 秒時水壓大幅振盪並逐步而後趨緩，80 秒後水壓僅有微幅振盪；文昌站於震動 35 秒後孔隙水壓開始振盪，並於 35 秒、51 秒及 72 秒時有較大的跳動；合興站於震動 32 秒孔隙水壓開始振盪，於 35 秒、47 秒及 66 秒時有較大跳動，至約 80 秒後趨於平緩；港後站於震動 26 秒後孔隙水壓開始振盪並持續上升，於 40 秒~45 秒大幅上升，至 80 秒後趨於平緩；九隆站於震動 36 秒時孔隙水壓開始振盪並持續上升至約 60 秒，約 75 秒後呈現微幅振盪現象。

### 4. 富水層四

本研究所建立的地下水觀測井剖面中，其中富水層四所在的位置為受壓富水層之範圍，所建立的六個地下水觀測井剖面中，共有四站記錄了富水層四之實際地下水位變化，分別為好修、合興、港後及田洋等四站。

圖 6.66~圖 6.67 的(b)部分為好修站、合興站、港後站以及田洋站輸入東西向震波，*Biot* 模式之富水層四孔隙水壓受震變化的歷時曲線。由圖可知，好修站於震動 20 秒後孔隙水壓開始振盪，且呈現與地震加速度礫石相同形態；合興站於震動 32 秒後孔隙水壓開始振盪，於 34 秒、37 秒、46 秒及 66 秒時，孔隙水壓有較大的跳動；港後站於震動 25 秒後孔隙水壓開始振盪並持續上升至振動結束；田洋站於震動 40 秒時孔隙水壓開始振盪並持續下降，至 50 秒後些微回升。

## 6.4 綜合討論

綜合上述分析結果，本節首先對 *Finn* 模式下各富水層之分析結果進行整體的比較與討論，再就 *Finn* 模式以及 *Biot* 模式之分析結果與適用情形作一綜合討論。

### 6.4.1 各富水層之分析結果—*Finn* 模式

#### 1. 富水層一：

就南北向輸入震波與東西向輸入震波的數值分析結果表現看來，在富水層一中以東西向輸入震波及南北向輸入震波兩者所模擬出來的結果相當接近，整體而言，南北向輸入震波及東西向輸入震波之數值分析結果皆比實際地下水變化量更高，應是由於分析剖面最上層土壤為黏土及沉泥等阻水材料，使模擬之富水層一成為受壓富水層的狀態，進而造成水壓激發量的增加。

而就四個地下水觀測井中的數值分析結果顯示，九隆站的地下水位變化量較大，可能是因為九隆站處於受壓富水層的位置，並且輸入基盤的震波較大，且震波傳至地表受到土壤放大效應的影響使其受震反應更顯著，因此產生較高的水位變化量。而其餘分析井位孔隙水壓激發的幅度皆不大，並且與實際地下水位變化量相當接近，這可能因為其餘各井處於自由富水層的緣故，所以孔隙水壓較易消散，地下水位變化量皆不大，並且由各種因素看來可以發現觀測井地下水位變化與震央、斷層距離及加速度尖峰值均有關連性。

## 2. 富水層二：

就南北向輸入震波與東西向輸入震波的數值分析結果表現看來，若排除差異較大的井點—文昌(3)，整體而言，在富水層二中以東西向輸入震波所模擬出來的結果較南北向輸入震波所模擬出來的結果與整體趨勢更為接近。

而就七個地下水觀測井點中的數值分析結果顯示，輸入不同方向地震波所得到各井點的模擬結果亦不盡相同，而就同一站位而言，不同深度的井點以不同方向震波輸入，所得結果亦有所變動，例如好修站之好修(1)及好修(2)井點，雖為同一站位，但文昌(2)的東西向輸入震波模擬結果較南北向輸入震波模擬結果來的好，而文昌(3)則恰好相反。由各種因素看來可以發現觀測井地下水位變化與震央、斷層距離及加速度尖峰值均有關連性，但主要控制其地下水位變化的還是各觀測井之土層特性以及所遭逢之地震事件，而此部分也是最難掌握的條件。

## 3. 富水層三：

就南北向輸入震波與東西向輸入震波的數值分析結果表現看來，在富水層三中以東西向輸入震波及南北向輸入震波所模擬出來的結果與整體趨勢關係皆不顯著。若排除文昌站及港後站模擬結果，則南北向輸入震波之模擬結果在與震央距離關係上優於東西向輸入震波之模擬結果，而東西向輸入震波之模擬結果在地表加速度尖峰值關係上優於南北向輸入震波，至於與斷層關係則是兩者與整體趨勢之關係皆不顯著。

而就五個地下水觀測井中的數值分析結果顯示，輸入南北向震波及東西向震波所得到各站位的模擬結果頗為相近，但各站模擬結果與實際觀測值則有所差異，且模擬結果與整體趨勢關係亦不顯著。這表示就富水層三而言，所使用的南北向震波及東西向震波對模擬結果影響並不大，主要的誤差來源可能是簡化分析剖面與實際地層的差異，這包括土壤組成、基本性質、水力參數等。

## 4. 富水層四：

就南北向輸入震波與東西向輸入震波的數值分析結果表現看來，若排除差異較大的田洋站，整體而言，在富水層四中以東西向輸入震波所模擬出來的結果較南北向輸入震

波所模擬出來的結果與整體趨勢更為接近。這可能是因為東西向地震歷時紀錄內插結果較好而使整體現象較一致。

而就四個地下水觀測井點中的數值分析結果顯示，各觀測井的模擬成果均高於實際觀測值，推測可能是因為富水層四所在位置皆為鑽探井之底部，該處之地層組成及參數資料等最為缺乏，且位於簡化分析模型之底部，可能受到輸入震波以及邊界條件束制之影響，使得富水層四的模擬結果均高於實際觀測值。

#### 6.4.2 *Finn* 模式與 *Biot* 模式之特性

觀察兩種不同孔隙水壓力激發模式所得結果，由孔隙水壓變化歷時曲線可知孔隙水壓幾乎都在 20 秒過後產生變化，於 40 秒附近產生另一次明顯的激發，至 80 秒後均呈現微幅震盪；此現象與所輸入的地震歷時相符合，各觀測井分析剖面所輸入的地震加速度歷時皆在 20 秒後振幅產生劇烈的上下振盪，表示地震發生後震波開始傳遞，而土層受到震波作用後使其孔隙水壓產生改變，振幅約於 40 秒附近達到尖峰值，70 秒至 80 秒後則逐漸停止震動。

挑選三個井點模擬結果進一步說明，將 *Finn* 模式及 *Biot* 模式得到之模擬結果與所輸入之加速度歷時繪於同一張圖，並進行比對，如圖 6.73 至圖 6.75 所示，分別為文昌站富水層二、九隆站富水層三、合興站富水層四之比較圖。由各比較圖可以發現 *Finn* 模式與 *Biot* 模式水壓變化有較大跳動的時間相同，且對應之加速度歷時亦為變化較大時，例如圖 6.73 的 48 秒附近及圖 6.75 的 35 秒附近等，加速度由正的極值變化到負的極值(加速度之正負表示不同方向)。由比較圖的對照亦可看出，*Finn* 模式下孔隙水壓變化的情形與加速度歷時的變化相仿，孔隙水壓於振動開始時激發，當加速度有較大的變化時，水壓亦產生顯著的激發，時間點都相當接近或是略晚於加速度之變化，而振動趨緩後，孔隙水壓變化亦趨於平緩；*Biot* 模式之水壓變化亦然，主要差異在於振動初期，*Biot* 模式並沒有產生明顯的水壓變化，可能是因為振動初期地震力較小，尚未發生不可回復的體積應變，且 *Biot* 模式係由體積壓縮所控制，而本研究於模型底部輸入水平加速度，是以剪力波進行模擬，所以在振動初期體積變化尚未反應至孔隙水壓變化。

地下水位受震反應分為振盪反應及階變反應，本研究的模擬成果中，亦可看到這兩種反應變化，其中 *Finn* 模式的孔隙水壓變化歷時曲線主要呈現明顯階變反應，而 *Biot* 模式的孔隙水壓歷時曲線則呈現振盪反應之現象。此外，由歷時曲線亦可看出，*Finn* 模式激發的孔隙水壓係受剪脹主控，相較於 *Biot* 模式高出許多；且 *Finn* 模式之孔隙水壓反應較快。

### 6.4.3 綜合討論

根據各分析井位利用不同方向地震歷時紀錄做為輸入震波之依據，所得到各富水層的數值分析結果與整體趨勢表現上，在 *Finn* 模式下，大致上以東西向輸入震波所得模擬水位差較大，南北向輸入震波之模擬水位差較小，且整體上東西向輸入震波的模擬結果誤差較小。其中以東西向輸入震波所得到的數值分析結果比南北向輸入震波所得的結果較為優異，其中東西向輸入震波分析結果與實際地下水變化量較吻合，並且其與整體趨勢的符合程度也相當不錯，此與斷層錯動方向有關，車籠埔斷層的主要錯動方向為東向西錯動，因此震波主要傳遞方向亦為東西向較一致，故模擬結果以東西向輸入震波較佳。

*Biot* 模式之各站位模擬結果均落在一相近範圍內，且不因深度改變而有所差異，大致上各模擬地下水位變化量皆在 1 m 以內。因此對於較深層屬於受壓富水層之地層，若欲以輸入地震波的方式進行模擬，則不建議使用 *Biot* 模式，但由表 6.3 及表 6.4 可知，在接近地表處的富水層一部分，*Biot* 模式模擬的結果與實際觀測值相當接近，因此若欲模擬靠近地表處土體中水壓受震變化，以 *Biot* 模式模擬可提供相當程度的參考，而不需另外求取 *Finn* 模式所需的額外參數。

而以整體模擬的成效看來，富水層二的模擬結果較佳，富水層三次之，富水層一及富水層四的模擬結果較差，其可能是因為富水層四為接近鑽井底部，對其地層的資訊較為不足，而富水層一接近地表，包含部分自由富水層及部分受壓富水層，若屬於自由富水層其初始孔隙水壓力較小，且孔隙水壓較易消散，而數值分析所建立的模型均為受壓富水層，因此使得富水層一的模擬結果均偏高。

本研究使用 *Finn* 模式及 *Biot* 模式進行模擬，由前述結果與討論，可知兩種不同的孔

隙水壓激發模式有其限制。*Finn* 模式較適用於受壓富水層之受震模擬，如本研究中富水層二及富水層三，但須注意邊界束制之影響，以本研究為例，富水層四因為接近模型底部，而底部之邊界為  $x$  及  $y$  方向均固定，使得富水層四之模擬結果均偏高。而 *Biot* 模式基本上不適用於輸入加速度歷時之模擬方式，因其基本運算方式為壓密理論，壓縮波造成體積應變後再反應為孔隙水壓之變化，而輸入水平向地震加速度是給予分析剖面水平剪動的反覆載重，因此在地下水位變化量之模擬上，成效並不佳。



表 6.1 Finn 模式下輸入南北向震波數值模擬與實際地下水位變化比較表

觀測井	井點	所屬富水層	模擬水位差 (m)	實際水位差 (m)	誤差 (%)
好修	好修(1)	二	2.21	3.51	-37
	好修(2)	二	4.17	5.28	-21
	好修(3)	三	3.55	3.72	-5
	好修(4)	四	5.37	3.24	66
文昌	文昌(1)	一	0.56	0.13	331
	文昌(2)	二	2.01	2.76	-27
	文昌(3)	二	7.70	4.09	88
	文昌(4)	三	6.27	3.38	86
合興	合興(1)	一	0.37	0.11	236
	合興(2)	三	3.66	4.43	-17
	合興(3)	四	3.86	2.35	64
港後	港後(1)	二	3.95	3.21	23
	港後(3)	三	6.81	3.67	86
	港後(4)	四	4.93	2.71	82
九隆	九隆(1)	一	0.56	0.88	-36
	九隆(2)	二	3.56	4.11	-13
	九隆(3)	三	4.05	5.04	-20
田洋	田洋(1)	一	0.25	0.02	1150
	田洋(2)	二	1.25	0.72	74
	田洋(3)	四	21.45	0.95	2158

表 6.2 Finn 模式下輸入東西向震波數值模擬與實際地下水位變化比較表

觀測井	井名	所屬富水層	模擬水位差 (m)	實際水位差 (m)	誤差 (%)
好修	好修(1)	二	3.19	3.51	-9
	好修(2)	二	5.76	5.28	9
	好修(3)	三	4.02	3.72	8
	好修(4)	四	3.42	3.24	6
文昌	文昌(1)	一	0.62	0.13	377
	文昌(2)	二	2.74	2.76	-1
	文昌(3)	二	8.48	4.09	107
	文昌(4)	三	6.44	3.38	91
合興	合興(1)	一	0.45	0.11	309
	合興(2)	三	4.20	4.43	-5
	合興(3)	四	6.59	2.35	180
港後	港後(1)	二	3.62	3.21	13
	港後(3)	三	6.33	3.67	72
	港後(4)	四	3.16	2.71	17
九隆	九隆(1)	一	0.37	0.88	-58
	九隆(2)	二	4.51	4.11	10
	九隆(3)	三	5.20	5.04	3
田洋	田洋(1)	一	0.35	0.02	1650
	田洋(2)	二	1.65	0.72	129
	田洋(3)	四	22.90	0.95	2311

表 6.3 Biot 模式下輸入南北向震波數值模擬與實際地下水位變化量比較表

觀測井	井名	所屬富水層	模擬水位差 (m)	實際水位差 (m)	誤差 (%)
好修	好修(1)	二	0.21	3.51	-94
	好修(2)	二	0.02	5.28	-100
	好修(3)	三	-0.01	3.72	-100
	好修(4)	四	0.03	3.24	-99
文昌	文昌(1)	一	0.12	0.13	-8
	文昌(2)	二	0.38	2.76	-86
	文昌(3)	二	0.14	4.09	-97
	文昌(4)	三	0.13	3.38	-96
合興	合興(1)	一	0.19	0.11	73
	合興(2)	三	0.44	4.43	-90
	合興(3)	四	0.15	2.35	-94
港後	港後(1)	二	0.95	3.21	-70
	港後(3)	三	0.78	3.67	-79
	港後(4)	四	1.62	2.71	-40
九隆	九隆(1)	一	0.08	0.88	-91
	九隆(2)	二	0.24	4.11	-94
	九隆(3)	三	0.54	5.04	-89
田洋	田洋(1)	一	0.07	0.02	250
	田洋(2)	二	0.14	0.72	-81
	田洋(3)	四	-0.02	0.95	-102

表 6.4 Biot 模式下輸入東西向震波數值模擬與實際地下水位變化量比較表

觀測井	井名	所屬富水層	模擬水位差 (m)	實際水位差 (m)	誤差 (%)
好修	好修(1)	二	0.39	3.51	-89
	好修(2)	二	0.09	5.28	-98
	好修(3)	三	0.09	3.72	-98
	好修(4)	四	0.00	3.24	-100
文昌	文昌(1)	一	0.13	0.13	0
	文昌(2)	二	0.18	2.76	-93
	文昌(3)	二	0.09	4.09	-98
	文昌(4)	三	0.21	3.38	-94
合興	合興(1)	一	0.14	0.11	27
	合興(2)	三	0.23	4.43	-95
	合興(3)	四	0.10	2.35	-96
港後	港後(1)	二	0.98	3.21	-69
	港後(3)	三	0.78	3.67	-79
	港後(4)	四	1.63	2.71	-40
九隆	九隆(1)	一	0.06	0.88	-93
	九隆(2)	二	0.22	4.11	-95
	九隆(3)	三	0.20	5.04	-96
田洋	田洋(1)	一	0.10	0.02	400
	田洋(2)	二	0.34	0.72	-53
	田洋(3)	四	-0.04	0.95	-104

表 6.5 測試網格及模型寬度對孔隙水壓激發量影響之編號對照表

編號	網格數	網格寬度 (m)	模型寬度 (m)
G5W1	5	1.0	5
G5W1.25	5	1.25	6.25
G5W1.5	5	1.5	7.5
G8W1.25	8	1.25	10
G10W1	10	1.0	10

表 6.6 調整網格及模型寬度之模擬成果與實際地下水位變化量比較表

編號	模擬水位差 / 實際地下水位變化量 (m)							
	好修(1)		好修(2)		好修(3)		好修(4)	
G5W1	3.19	3.51	5.76	5.28	4.02	3.72	3.42	3.24
G5W1.25	2.75		7.09		5		4.12	
G5W1.5	3.69		4.95		4.41		4.67	
G8W1.25	2.72		5.37		5.22		4.36	
G10W1	2.82		5.56		3.53		5.24	

表 6.7 富水層一各分析剖面之模擬結果與斷層及震央距離表

井名	模擬水位差(m)		實際 水位差 (m)	斷層距離 (m)	震央距離 (m)
	輸入南北向 震波	輸入東西向 震波			
合興(1)	0.37	0.45	0.11	24.44	33.99
九隆(1)	0.56	0.37	0.88	25.64	37.95
文昌(1)	0.56	0.62	0.13	27.44	41.49
田洋(1)	0.25	0.35	0.02	36.48	50.69

表 6.8 富水層二各分析剖面之模擬結果與斷層及震央距離表

井名	模擬水位差(m)		實際 水位差 (m)	斷層距離 (m)	震央距離 (m)
	輸入南北向 震波	輸入東西向 震波			
好修(1)	2.21	3.19	3.51	23.52	37.91
好修(2)	4.17	5.76	5.28	23.52	37.91
九隆(2)	3.56	4.51	4.11	25.64	37.95
文昌(2)	2.01	2.74	2.76	27.44	41.49
文昌(3)	7.70	8.48	4.09	27.44	41.49
港後(1)	3.95	3.62	3.21	31.52	40.76
田洋(2)	1.25	1.65	0.72	36.48	50.69

表 6.9 富水層三各分析剖面之模擬結果與斷層及震央距離表

井名	模擬水位差(m)		實際 水位差 (m)	斷層距離 (m)	震央距離 (m)
	輸入南北向 震波	輸入東西向 震波			
好修(3)	3.55	4.02	3.72	23.52	37.91
合興(2)	3.66	4.20	3.95	24.44	33.99
九隆(3)	4.05	5.20	5.04	25.64	37.95
文昌(4)	6.27	6.44	3.38	27.44	41.49
港後(3)	6.81	6.33	3.67	31.52	40.76

表 6.10 富水層四各分析剖面之模擬結果與斷層及震央距離表

井名	模擬水位差(m)		實際 水位差 (m)	斷層距離 (m)	震央距離 (m)
	輸入南北向 震波	輸入東西向 震波			
好修(4)	5.37	3.42	3.24	23.52	37.91
合興(3)	3.86	6.59	5.68	24.44	33.99
港後(4)	4.93	3.16	2.71	31.52	40.76
田洋(3)	21.45	22.90	0.95	36.48	50.69

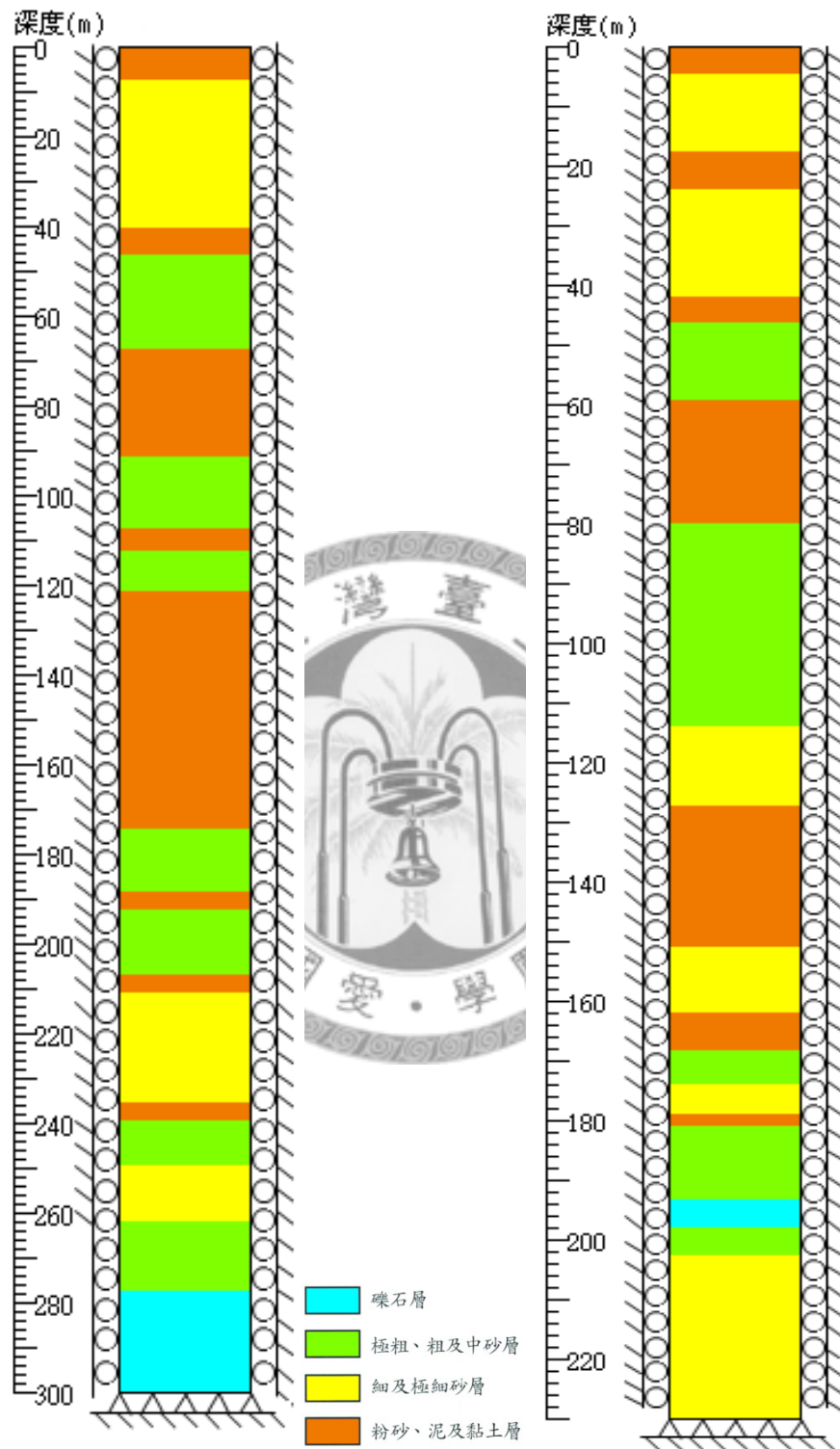


圖 6.1 好修站分析剖面

圖 6.2 文昌站分析剖面

(動態分析時，模型兩側改為安靜邊界及自由場邊界)

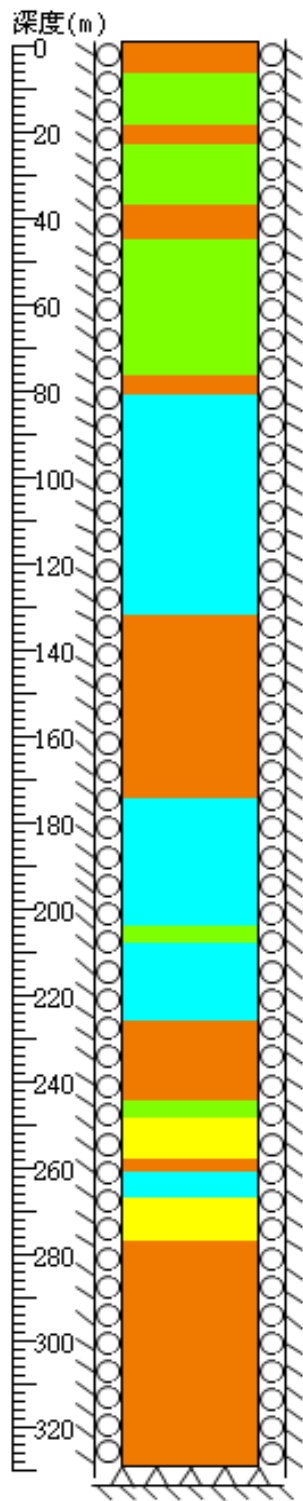


圖 6.3 合興站分析剖面

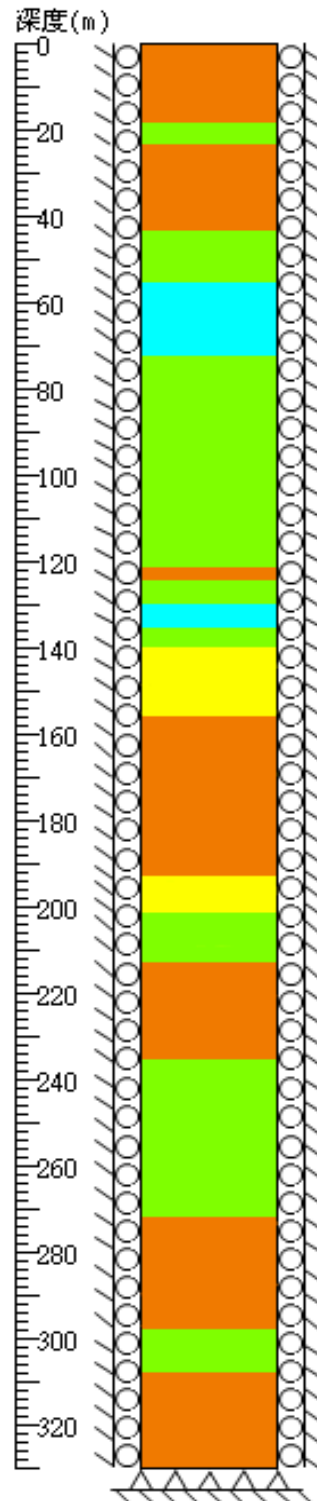
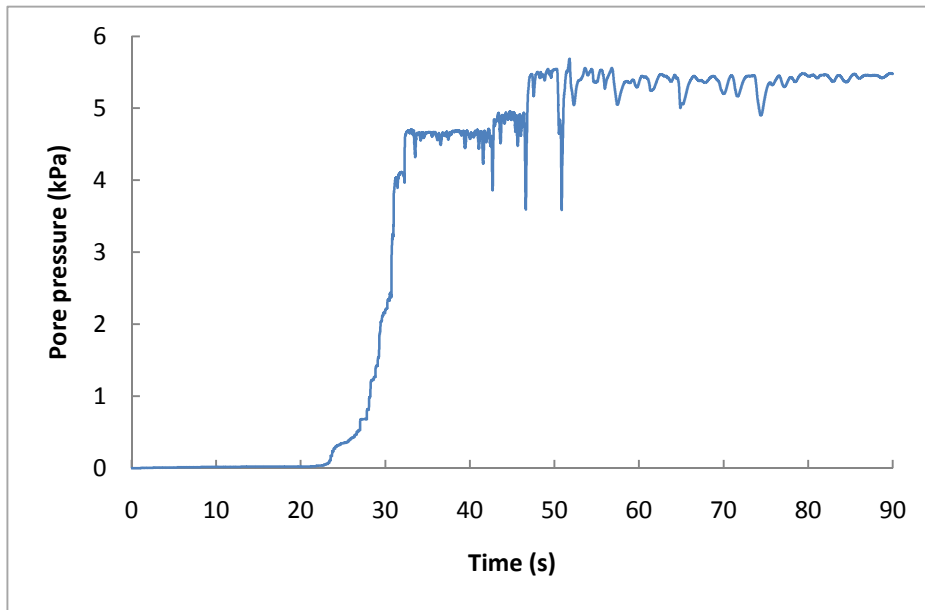


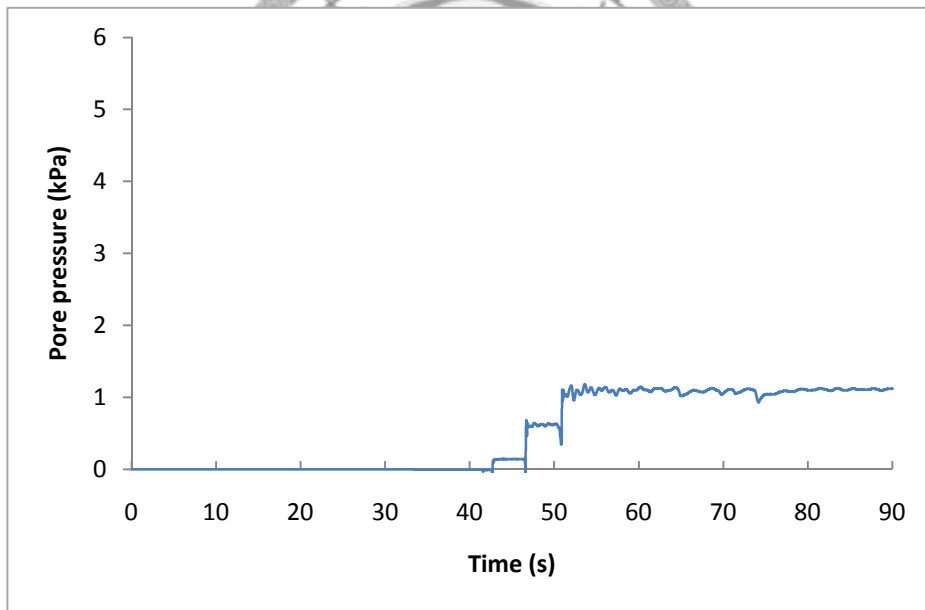
圖 6.4 港後站分析剖面

(動態分析時，模型兩側改為安靜邊界及自由場邊界)



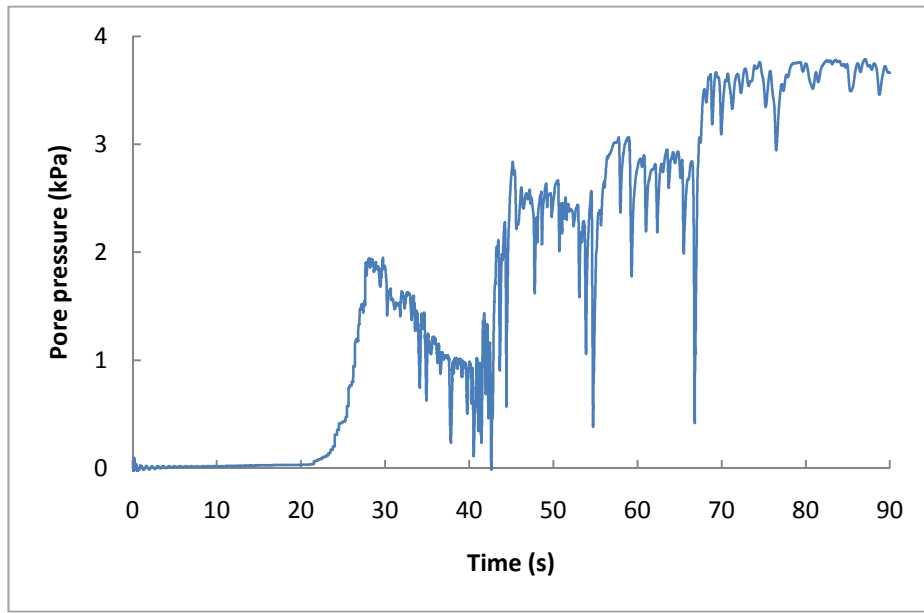


(a) *Finn* 模式之孔隙水壓變化

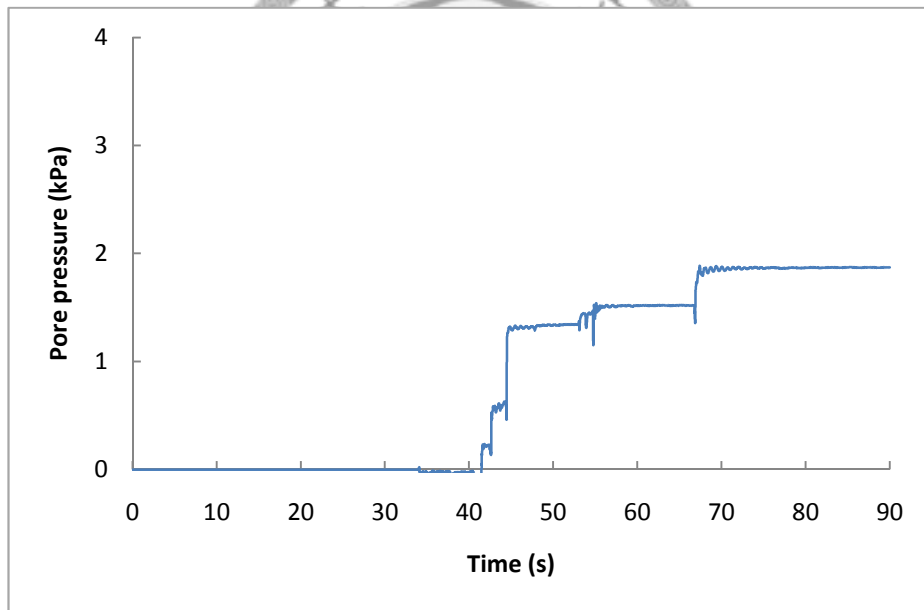


(b) *Biot* 模式之孔隙水壓變化

圖 6.7 文昌站南北向輸入震波之富水層一孔隙水壓歷時曲線

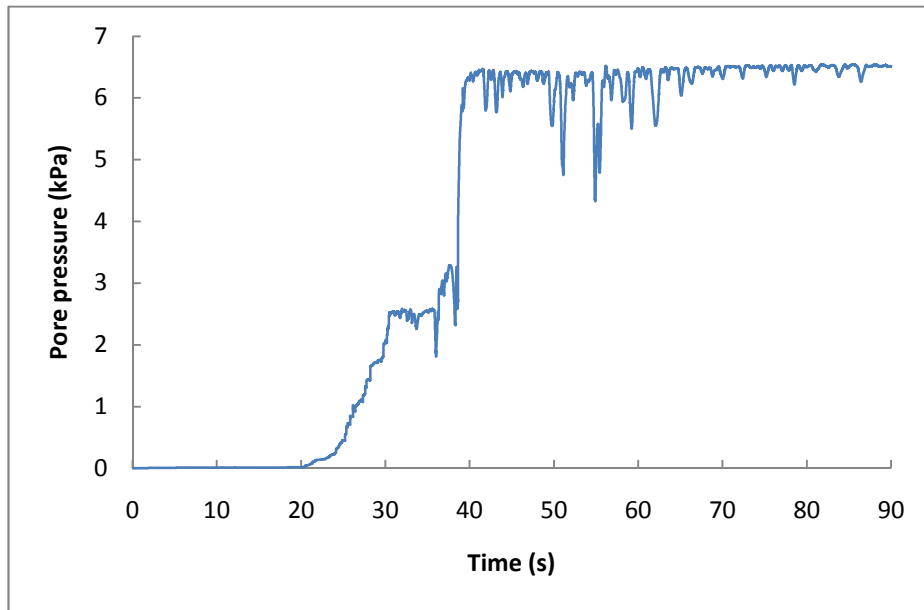


(a) *Finn* 模式之孔隙水壓變化

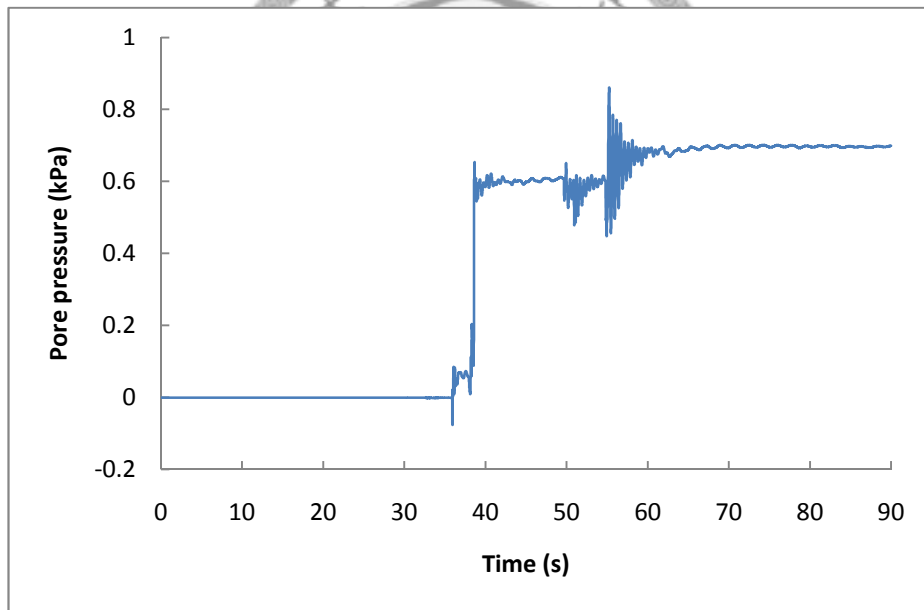


(b) *Biot* 模式之孔隙水壓變化

圖 6.8 合興站南北向輸入震波之富水層一孔隙水壓歷時曲線

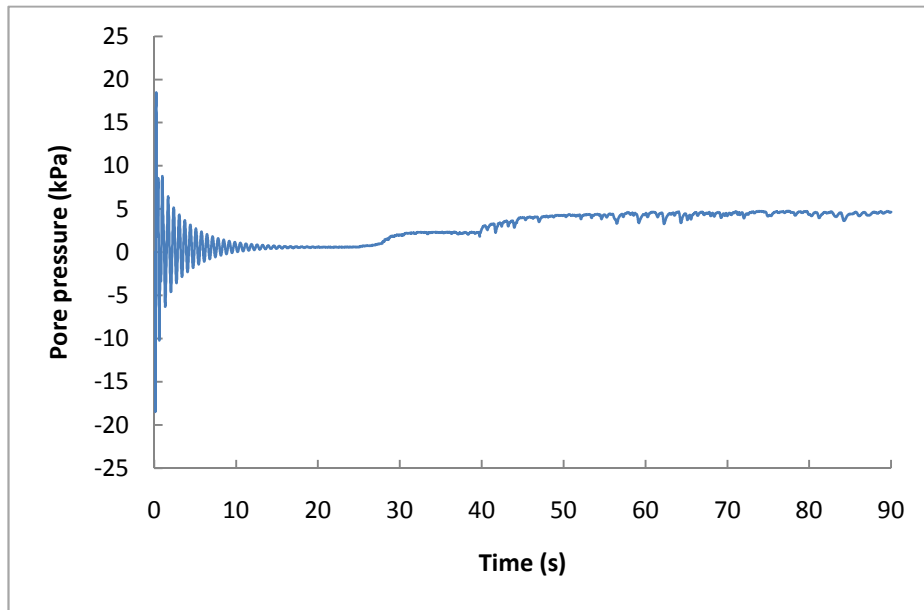


(a) *Finn* 模式之孔隙水壓變化

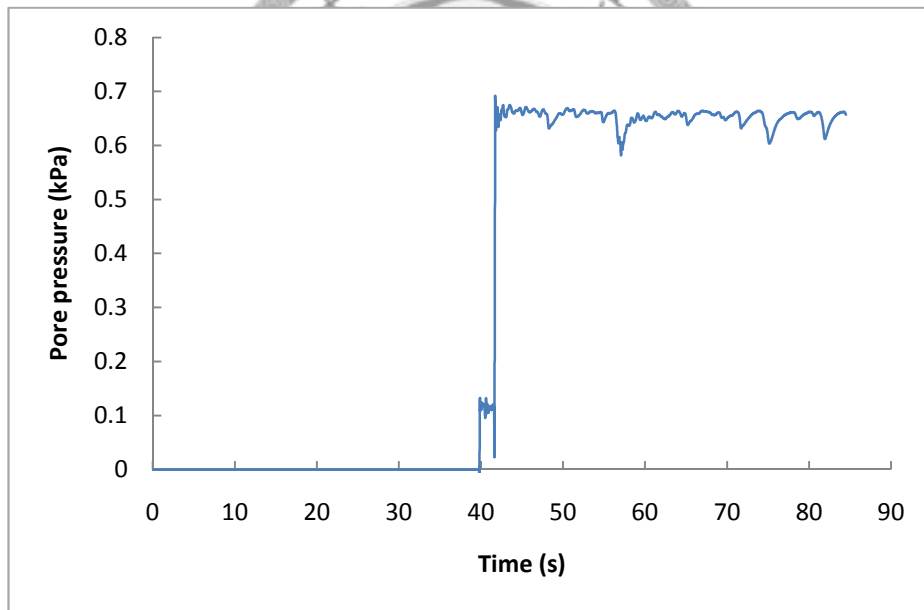


(b) *Biot* 模式之孔隙水壓變化

圖 6.9 九隆站南北向輸入震波之富水層一孔隙水壓歷時曲線



(a) *Finn* 模式之孔隙水壓變化



(b) *Biot* 模式之孔隙水壓變化

圖 6.10 田洋站南北向輸入震波之富水層一孔隙水壓歷時曲線

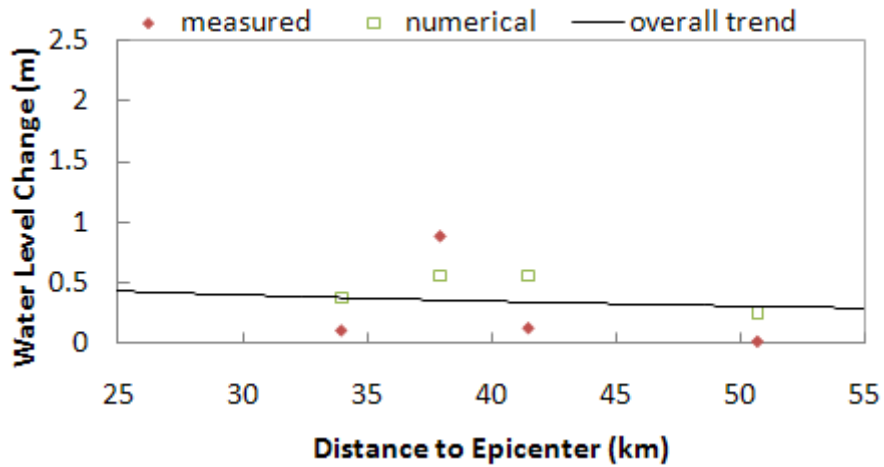


圖 6.11 南北向輸入震波之富水層一與震央距離的整體趨勢比對圖

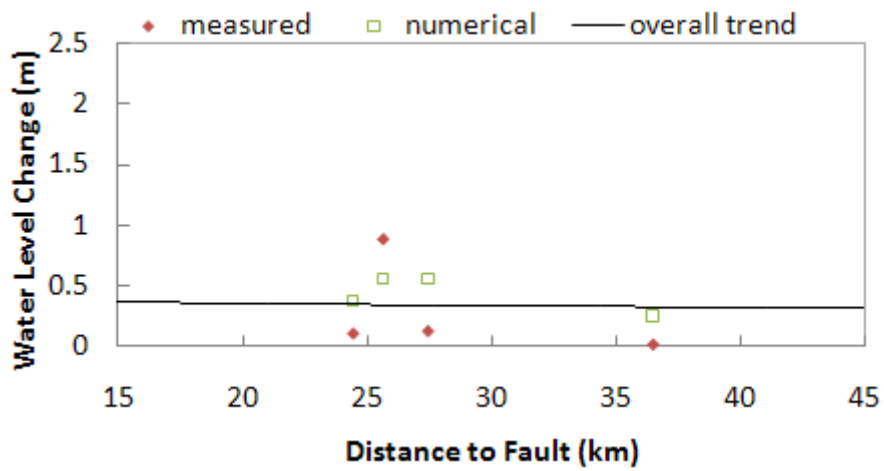


圖 6.12 南北向輸入震波之富水層一與斷層距離的整體趨勢比對圖

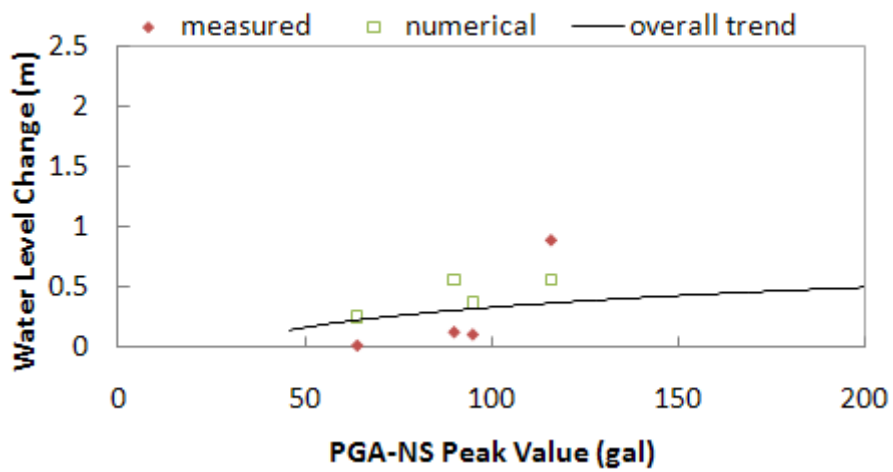
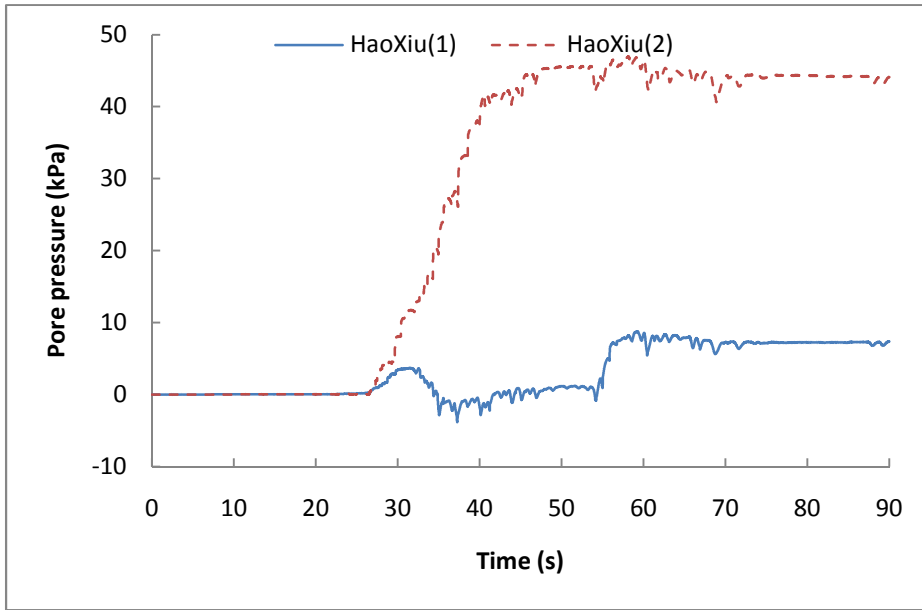
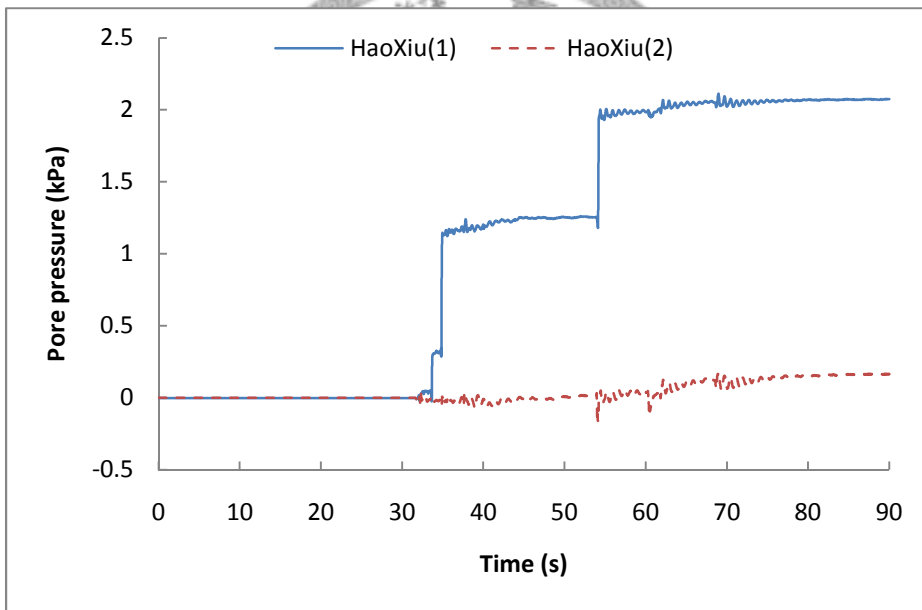


圖 6.13 南北向輸入震波之富水層一與南北向地表加速度尖峰值整體趨勢比對圖

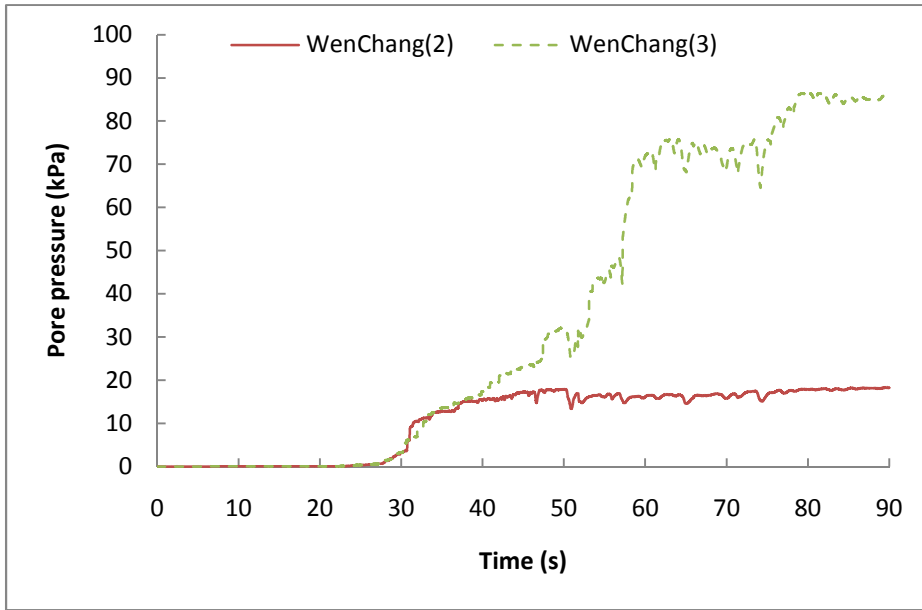


(a) *Finn* 模式之孔隙水壓變化

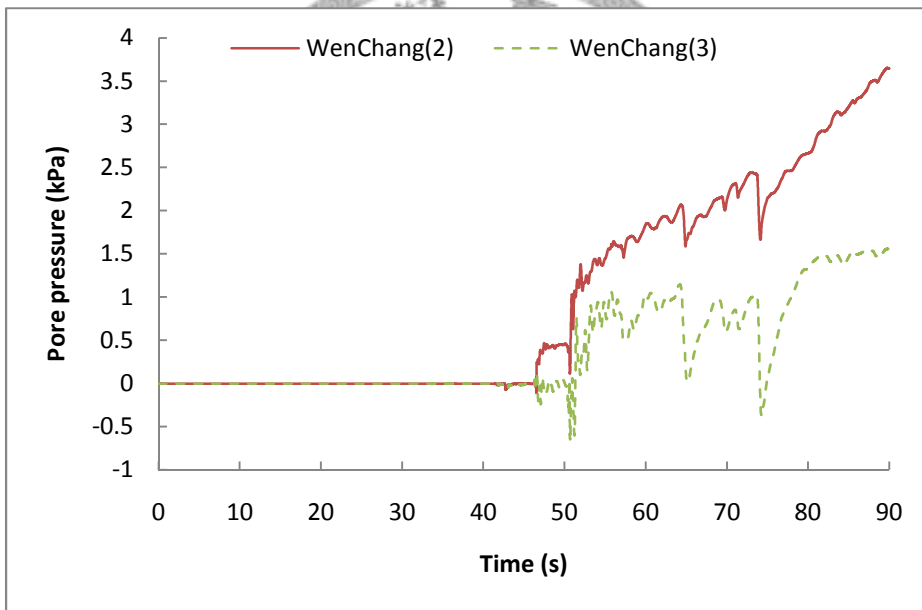


(b) *Biot* 模式之孔隙水壓變化

圖 6.14 好修站南北向輸入震波之富水層二孔隙水壓歷時曲線

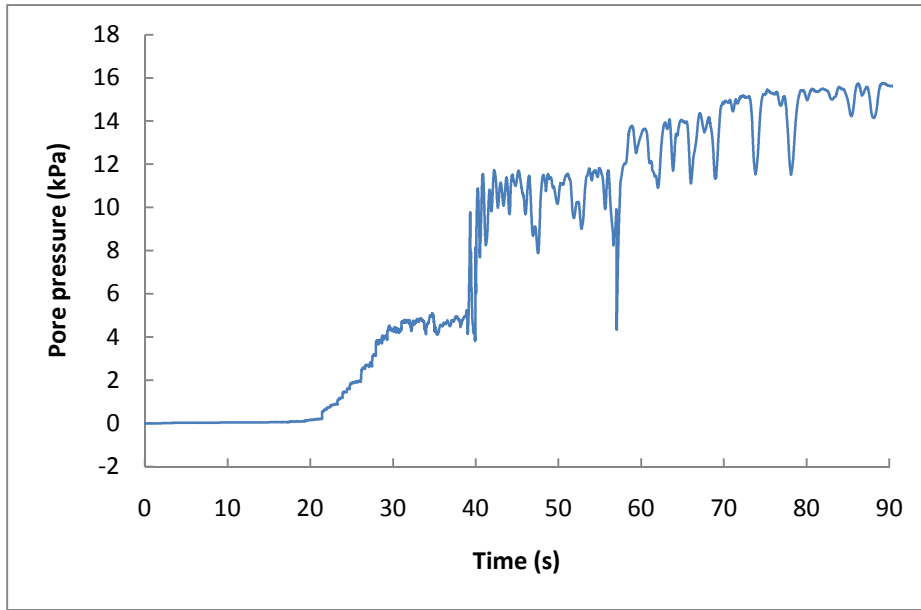


(a) *Finn* 模式之孔隙水壓變化

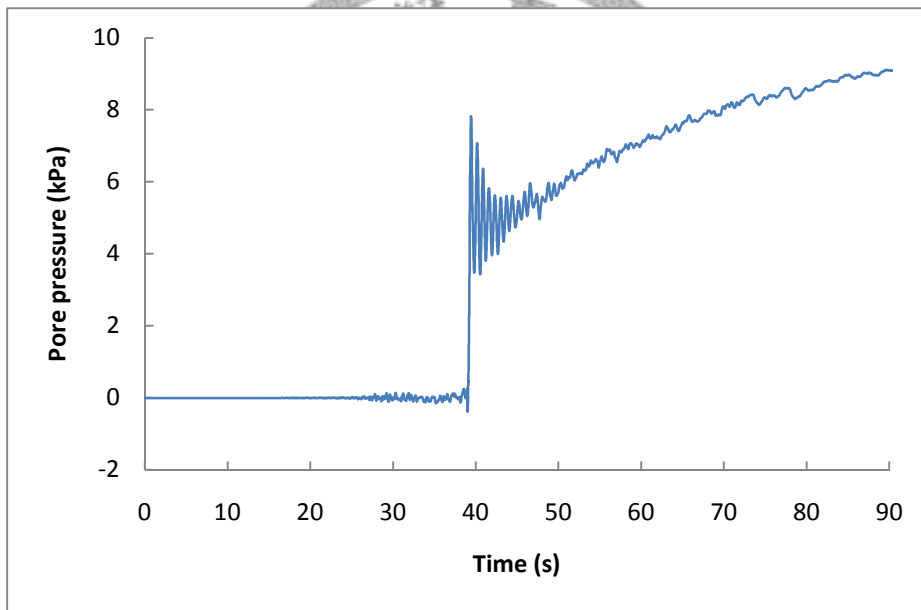


(b) *Biot* 模式之孔隙水壓變化

圖 6.15 文昌站南北向輸入震波之富水層二孔隙水壓歷時曲線

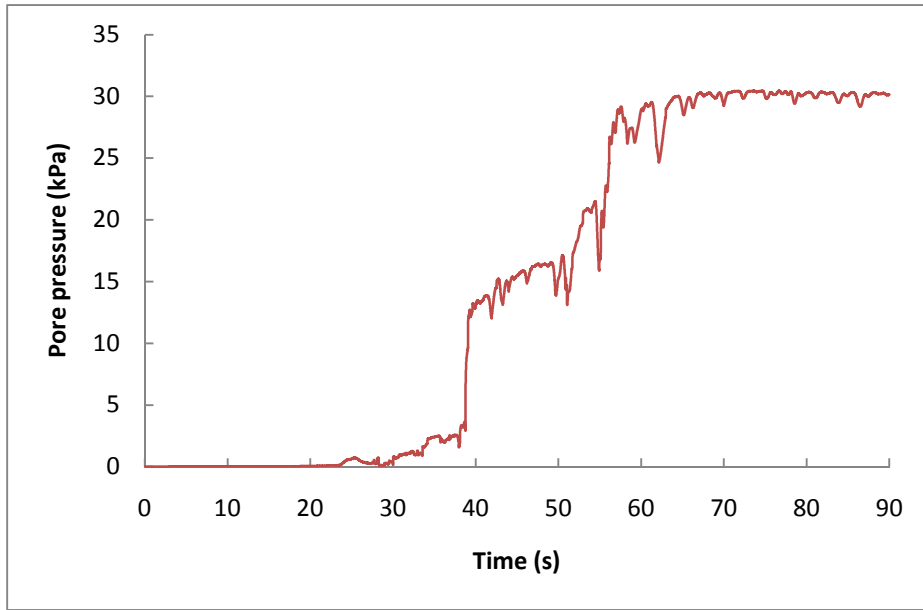


(a) *Finn* 模式之孔隙水壓變化

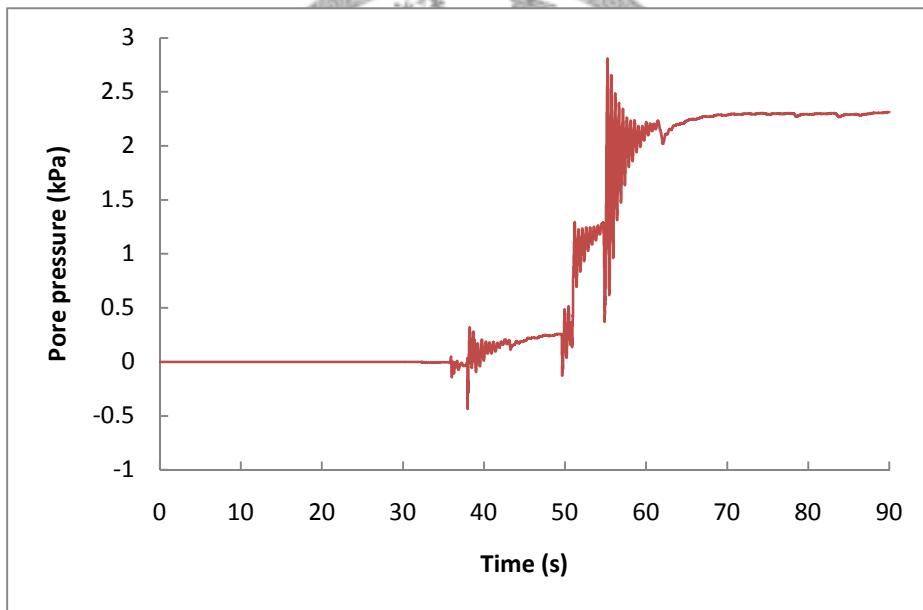


(b) *Biot* 模式之孔隙水壓變化

圖 6.16 港後站南北向輸入震波之富水層二孔隙水壓歷時曲線

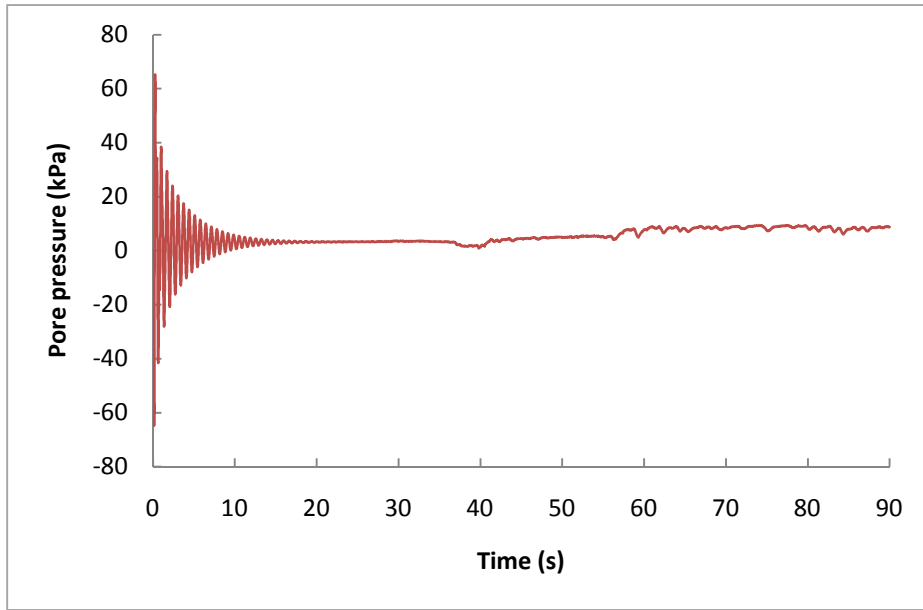


(a) *Finn* 模式之孔隙水壓變化

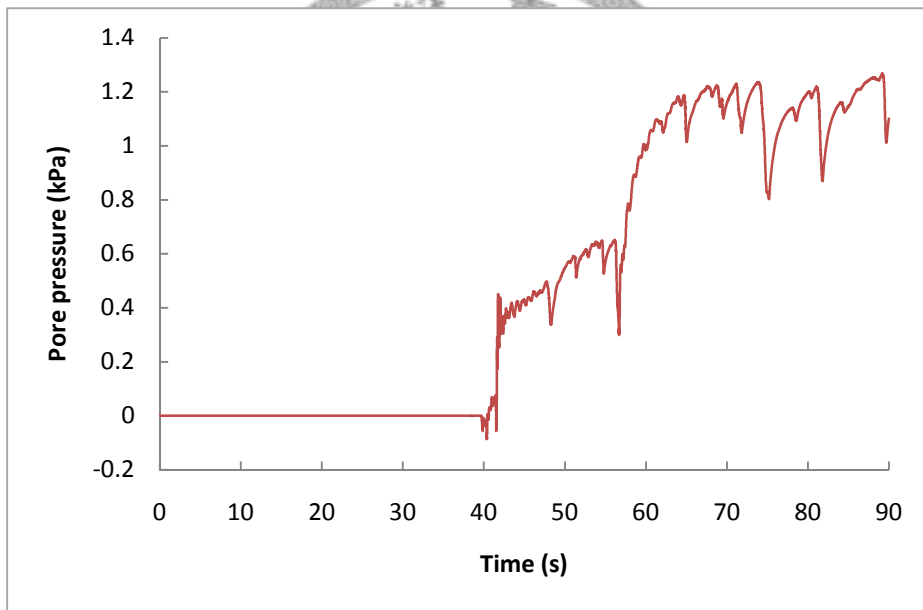


(b) *Biot* 模式之孔隙水壓變化

圖 6.17 九隆站南北向輸入震波之富水層二孔隙水壓歷時曲線



(a) *Finn* 模式之孔隙水壓變化



(b) *Biot* 模式之孔隙水壓變化

圖 6.18 田洋站南北向輸入震波之富水層二孔隙水壓歷時曲線

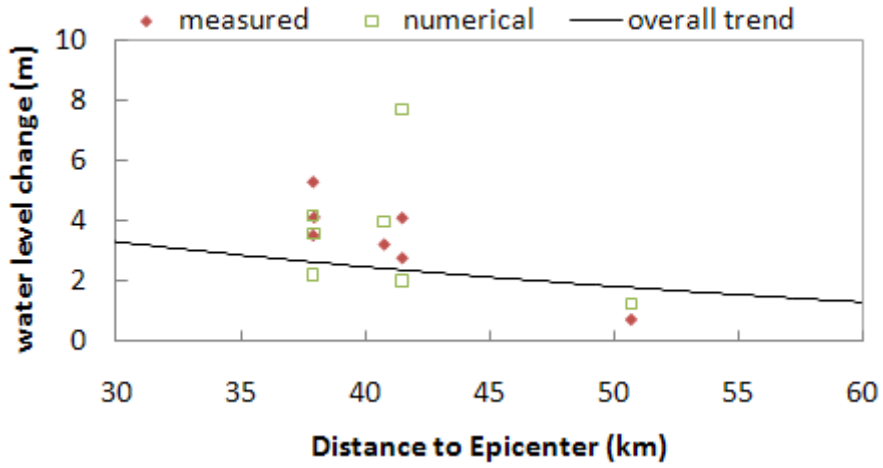


圖 6.19 南北向輸入震波之富水層二與震央距離的整體趨勢比對圖

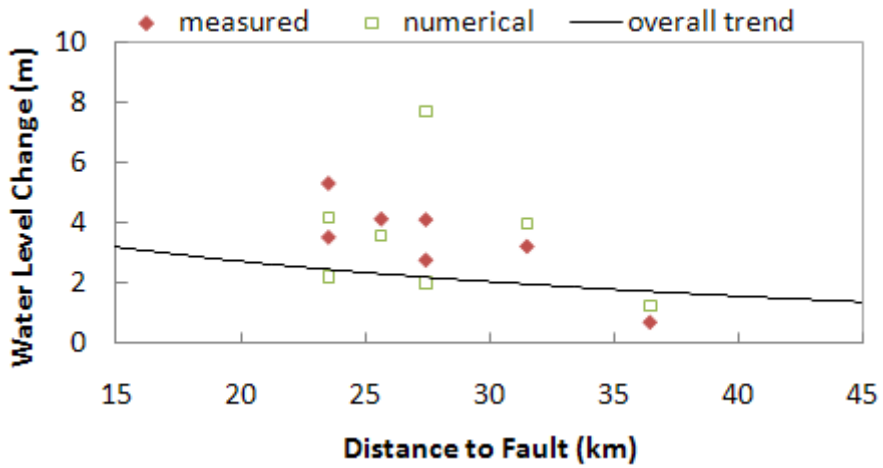


圖 6.20 南北向輸入震波之富水層二與斷層距離的整體趨勢比對圖

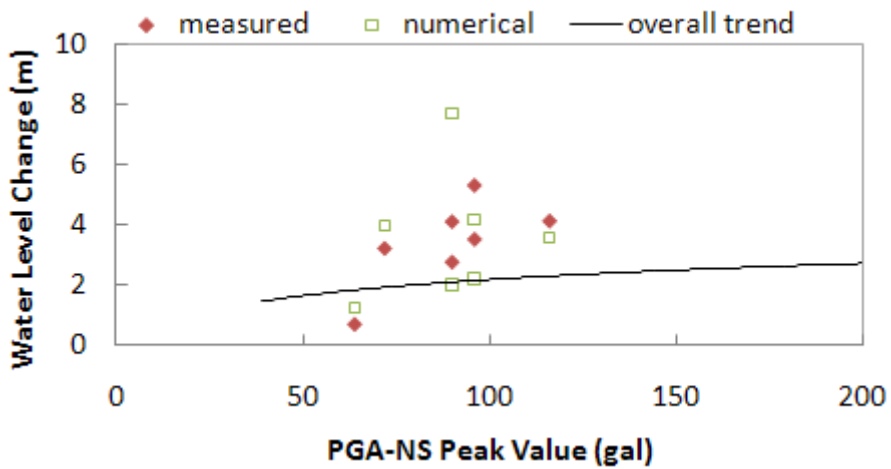
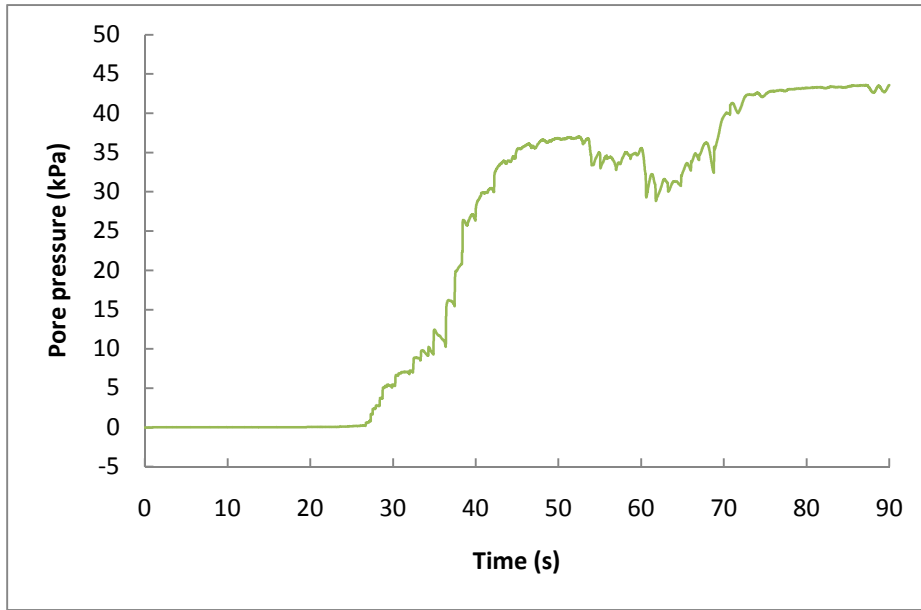
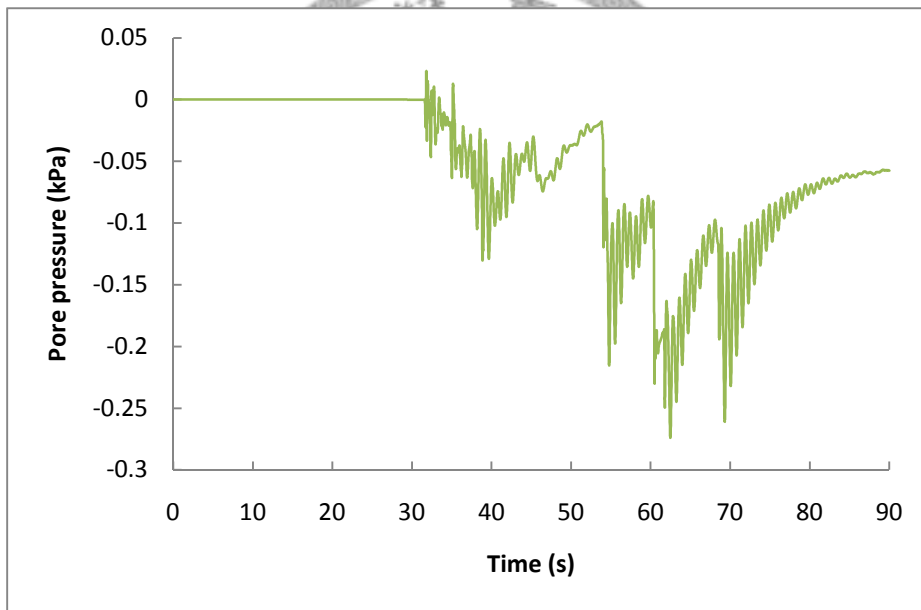


圖 6.21 南北向輸入震波之富水層二與南北向地表加速度尖峰值整體趨勢比對圖

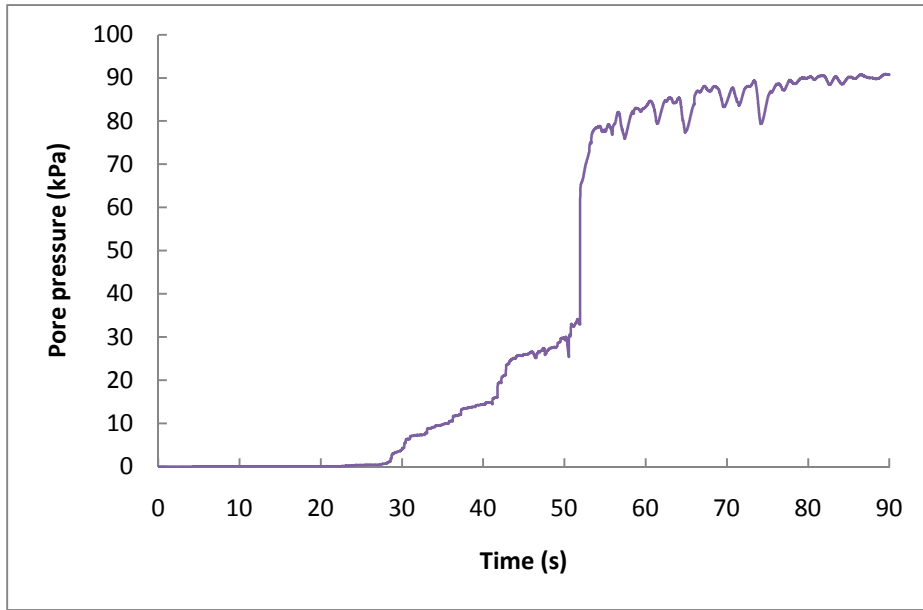


(a) *Finn* 模式之孔隙水壓變化

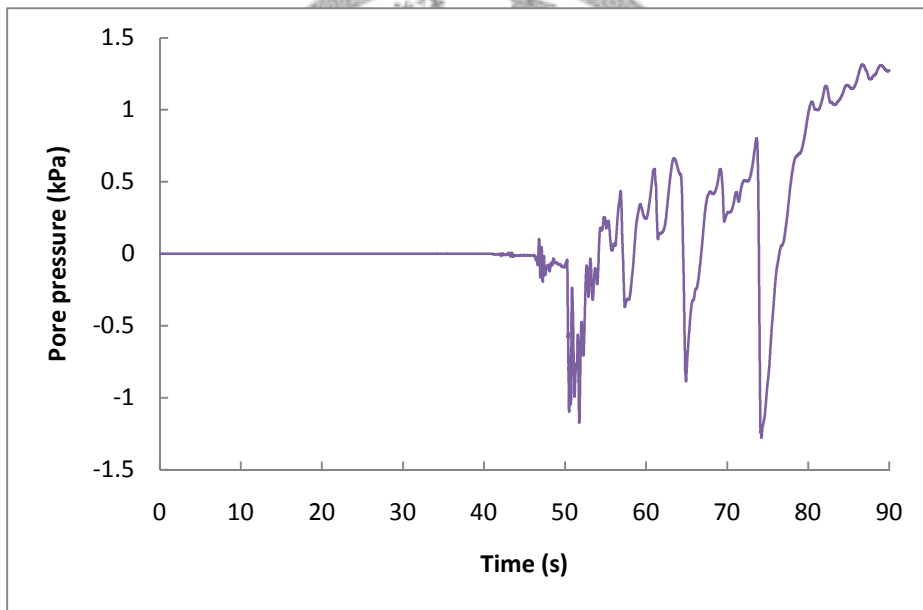


(b) *Biot* 模式之孔隙水壓變化

圖 6.22 好修站南北向輸入震波之富水層三孔隙水壓歷時曲線

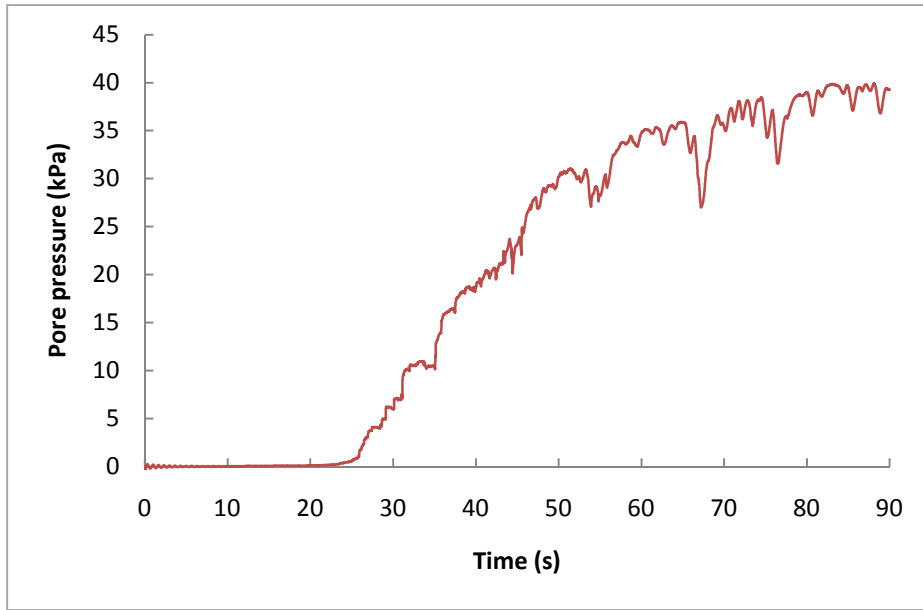


(a) *Finn* 模式之孔隙水壓變化

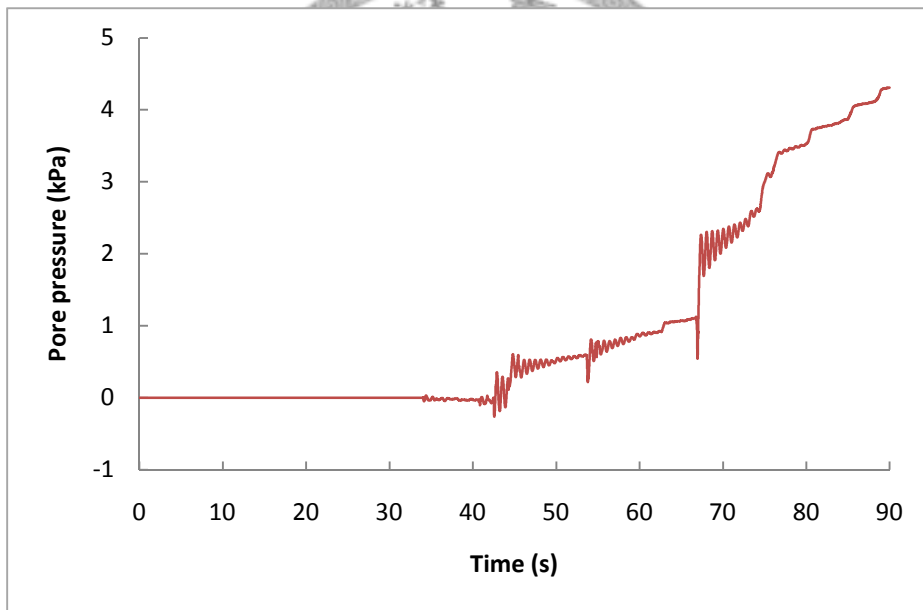


(b) *Biot* 模式之孔隙水壓變化

圖 6.23 文昌站南北向輸入震波之富水層三孔隙水壓歷時曲線

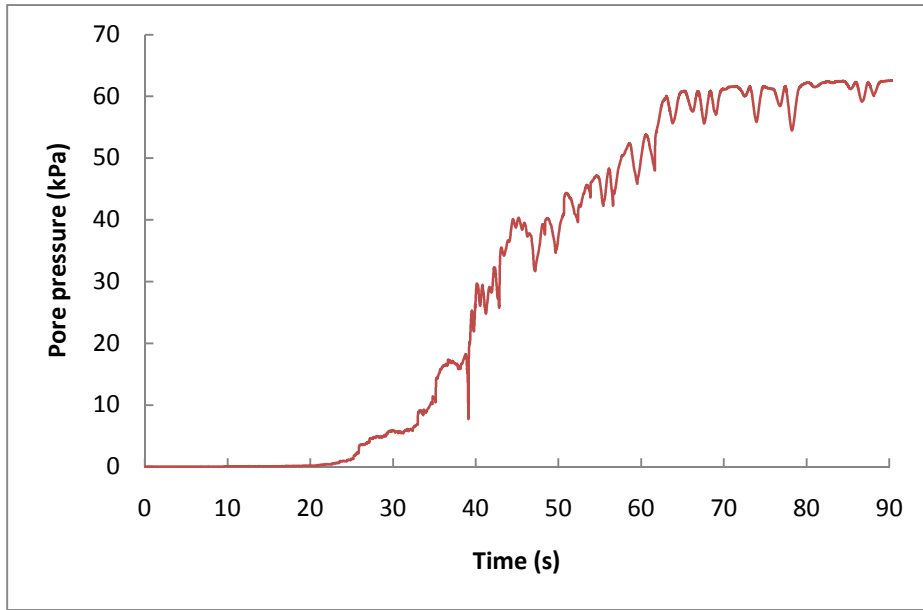


(a) *Finn* 模式之孔隙水壓變化

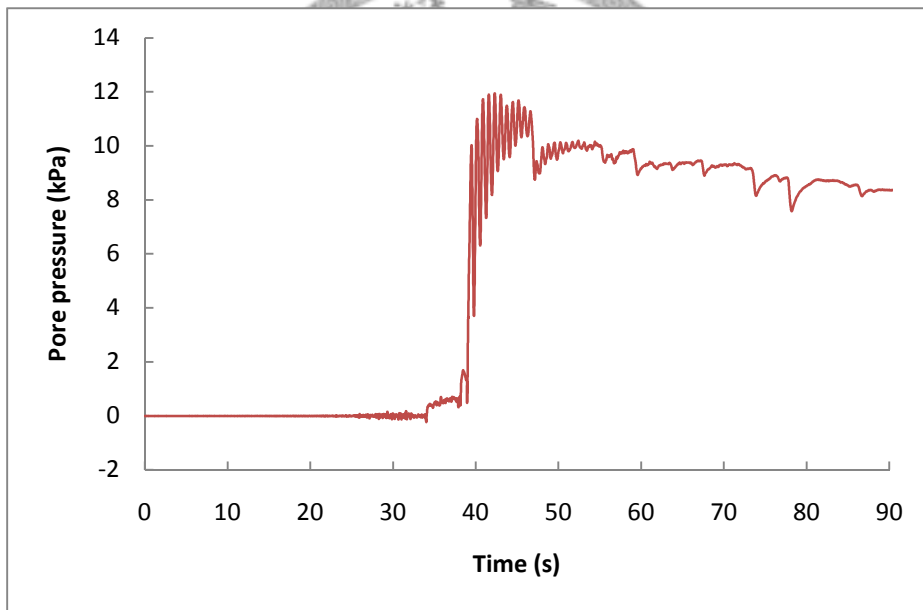


(b) *Biot* 模式之孔隙水壓變化

圖 6.24 合興站南北向輸入震波之富水層三孔隙水壓歷時曲線

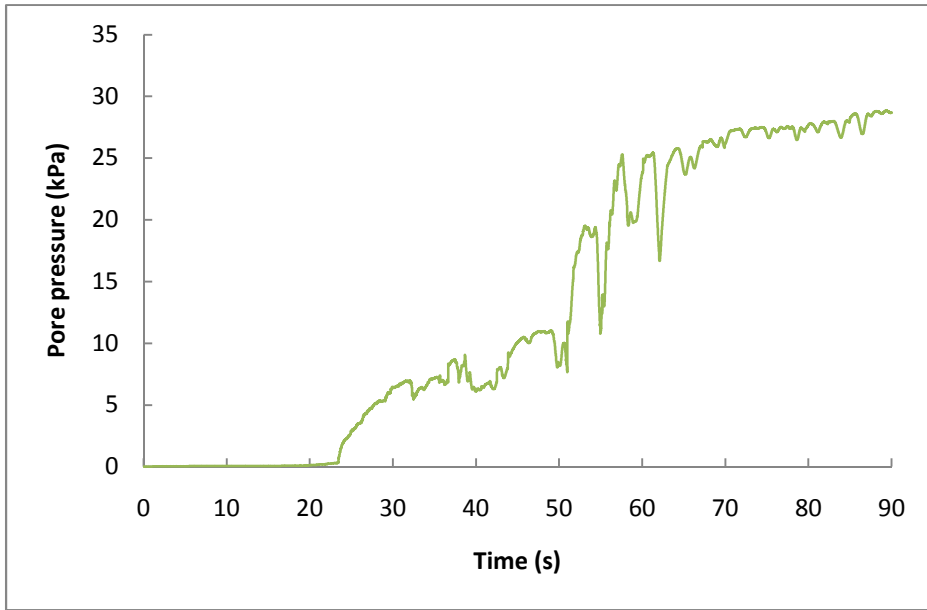


(a) *Finn* 模式之孔隙水壓變化

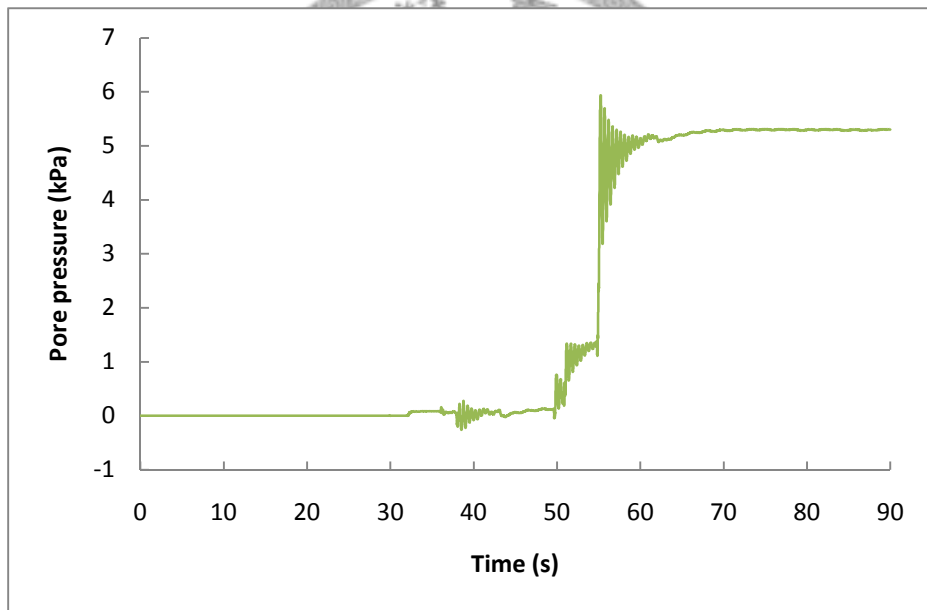


(b) *Biot* 模式之孔隙水壓變化

圖 6.25 港後站南北向輸入震波之富水層三孔隙水壓歷時曲線



(a) *Finn* 模式之孔隙水壓變化



(b) *Biot* 模式之孔隙水壓變化

圖 6.26 九隆站南北向輸入震波之富水層三孔隙水壓歷時曲線

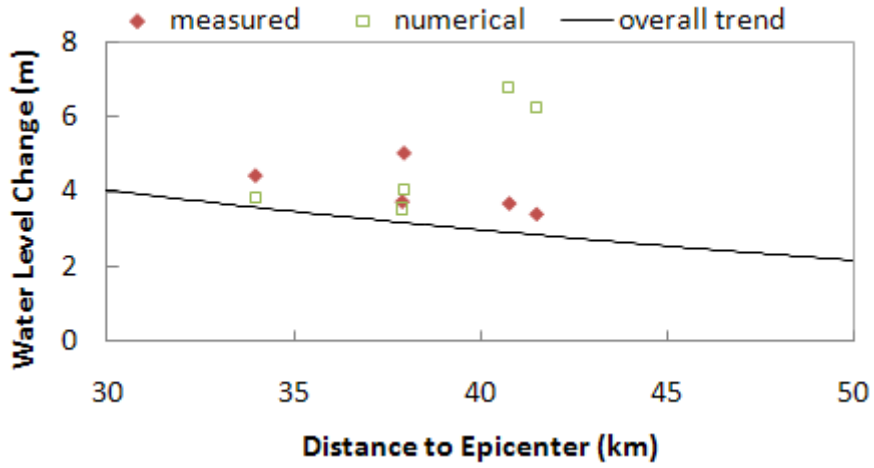


圖 6.27 南北向輸入震波之富水層三與震央距離的整體趨勢比對圖

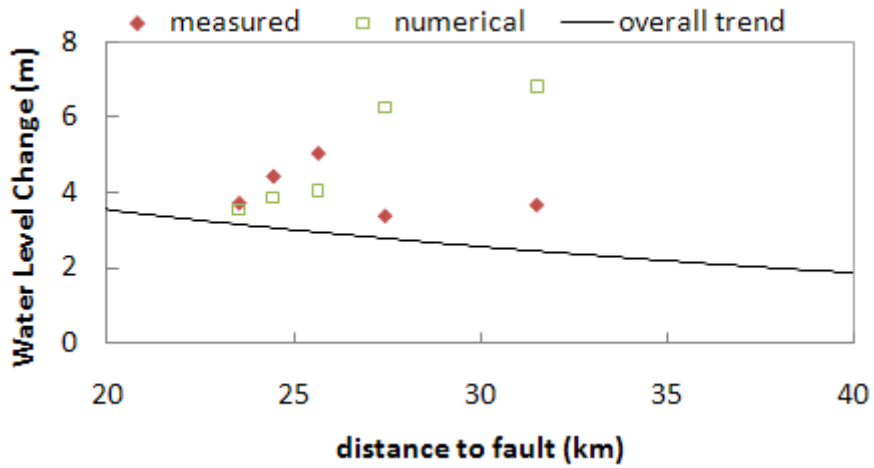


圖 6.28 南北向輸入震波之富水層三與斷層距離的整體趨勢比對圖

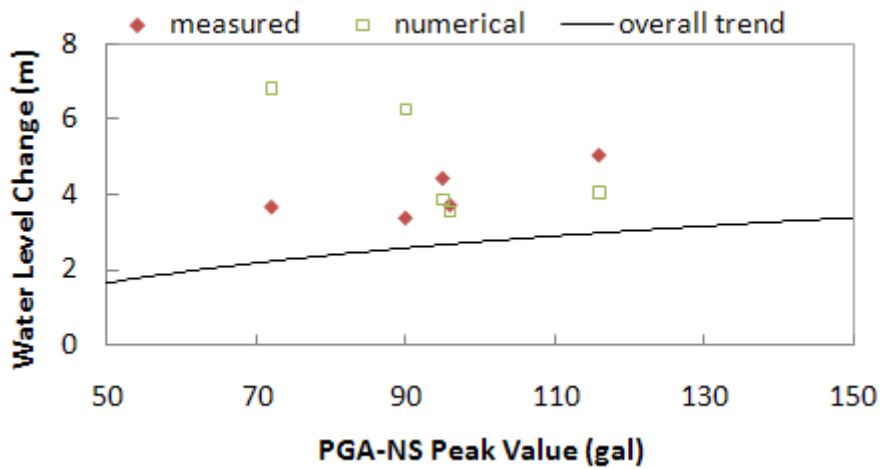
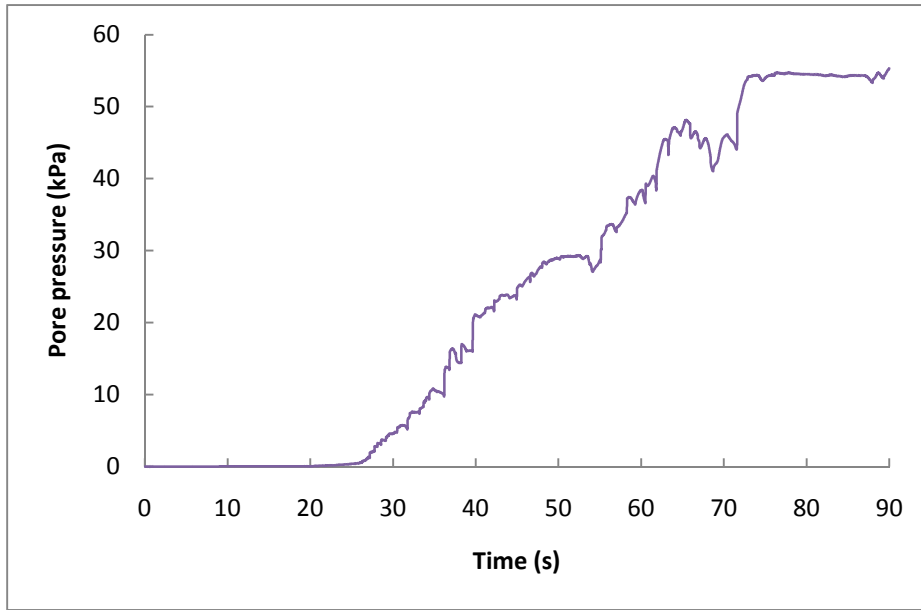
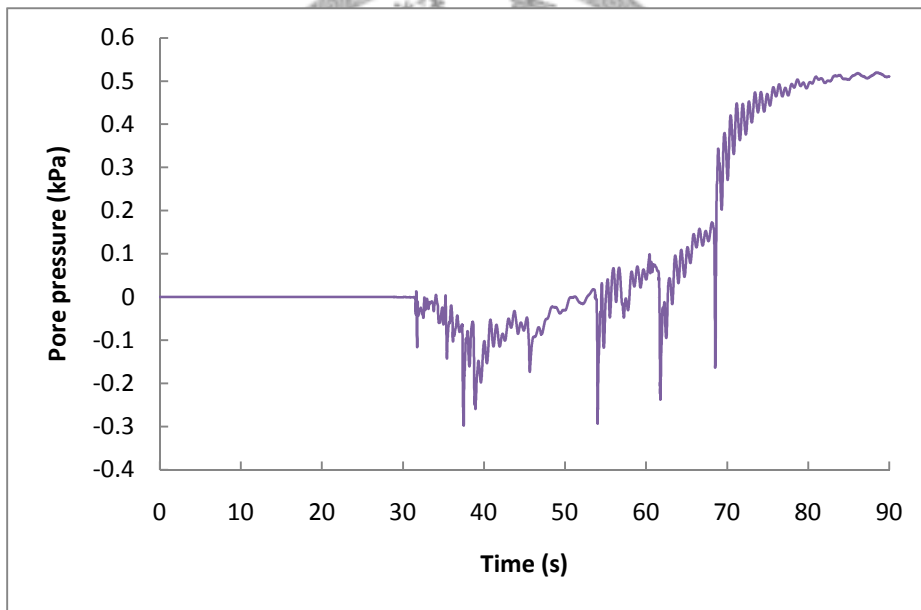


圖 6.29 南北向輸入震波之富水層三與南北向地表加速度尖峰值整體趨勢比對圖

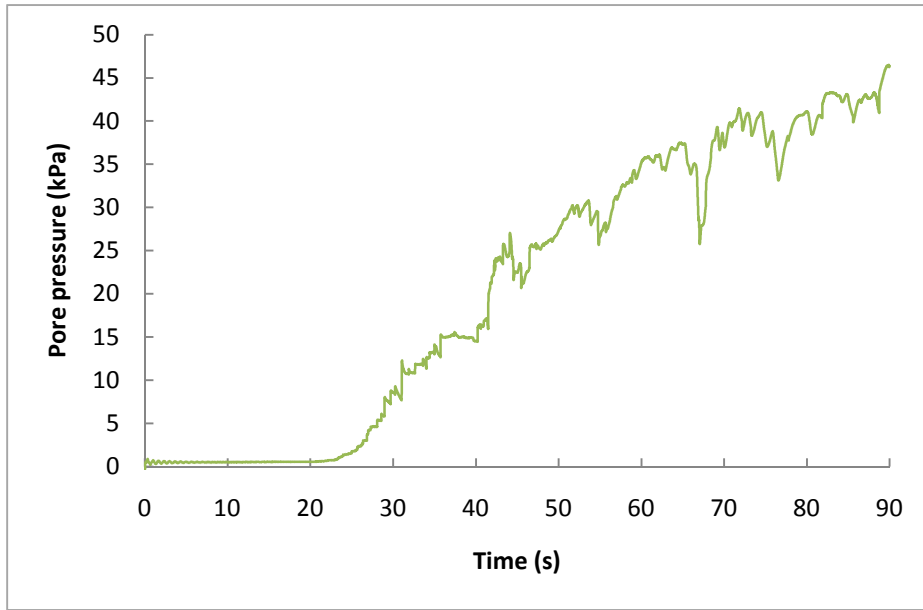


(a) *Finn* 模式之孔隙水壓變化

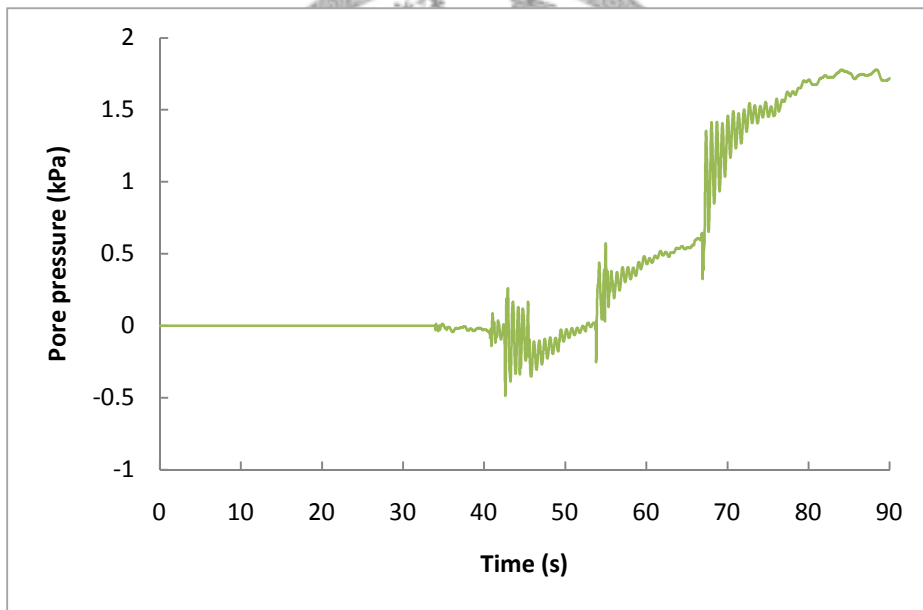


(b) *Biot* 模式之孔隙水壓變化

圖 6.30 好修站南北向輸入震波之富水層四孔隙水壓歷時曲線

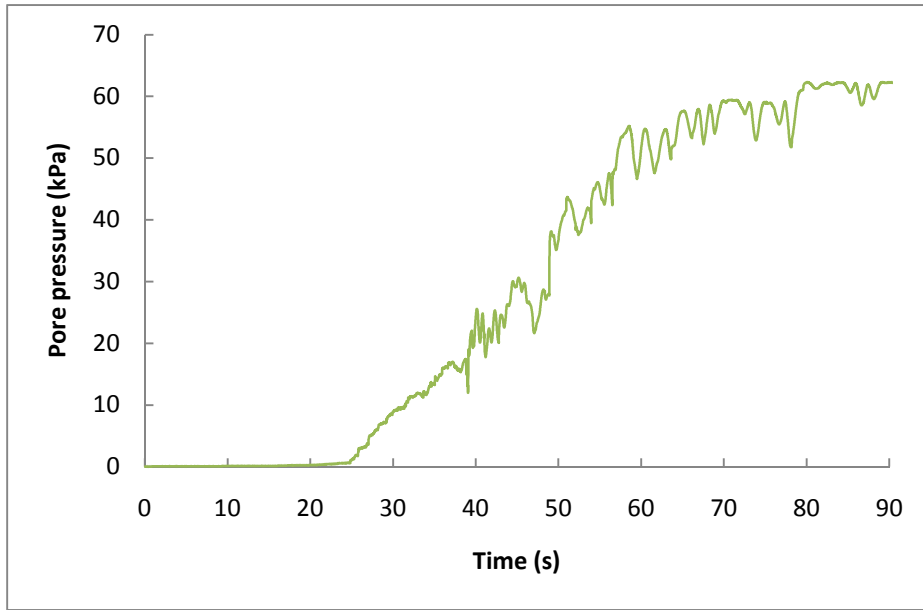


(a) *Finn* 模式之孔隙水壓變化

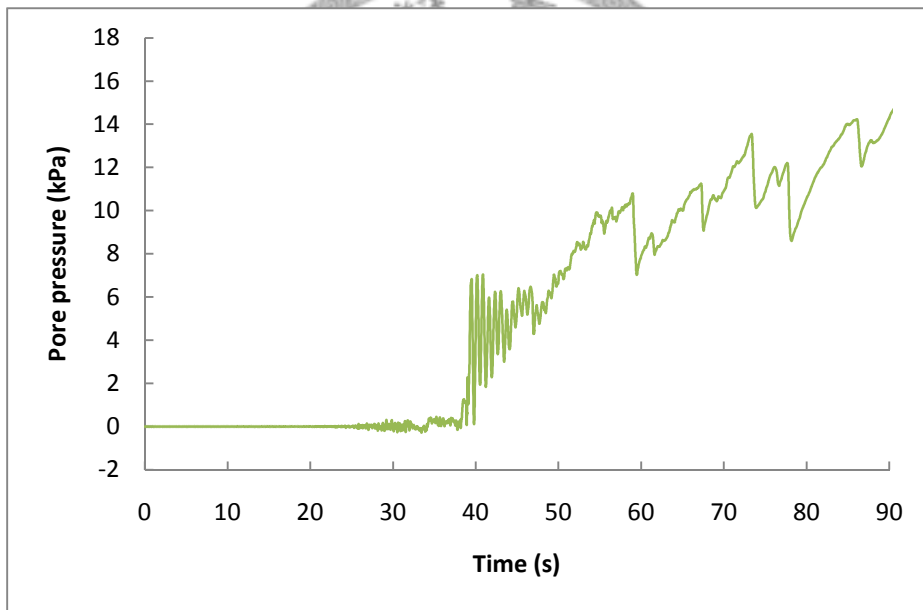


(b) *Biot* 模式之孔隙水壓變化

圖 6.31 合興站南北向輸入震波之富水層四孔隙水壓歷時曲線

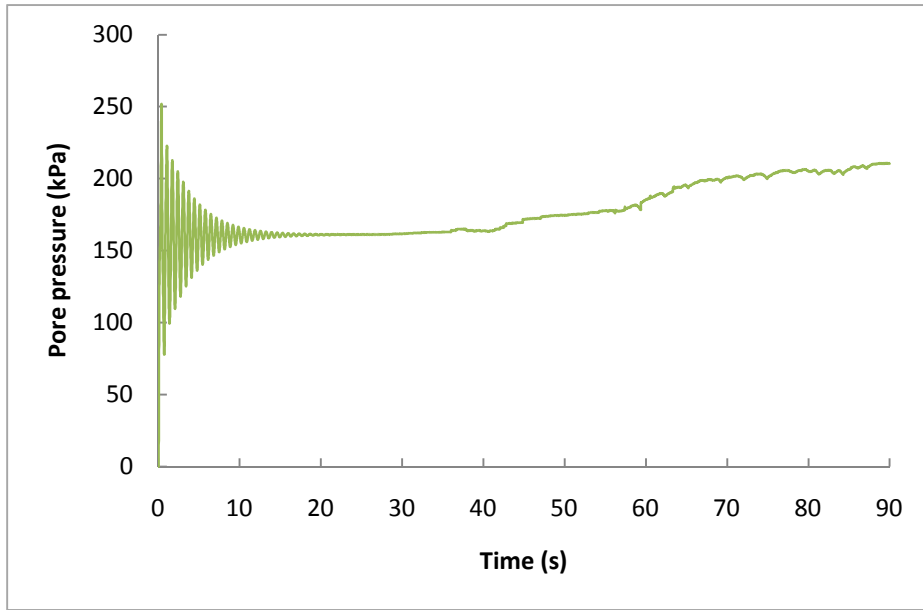


(a) *Finn* 模式之孔隙水壓變化

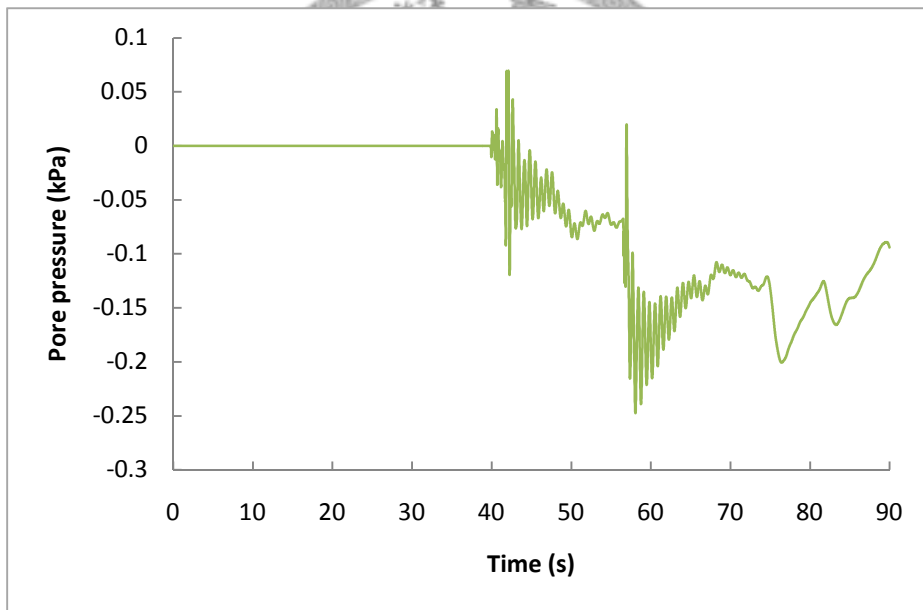


(b) *Biot* 模式之孔隙水壓變化

圖 6.32 港後站南北向輸入震波之富水層四孔隙水壓歷時曲線



(a) *Finn* 模式之孔隙水壓變化



(b) *Biot* 模式之孔隙水壓變化

圖 6.33 田洋站南北向輸入震波之富水層四孔隙水壓歷時曲線

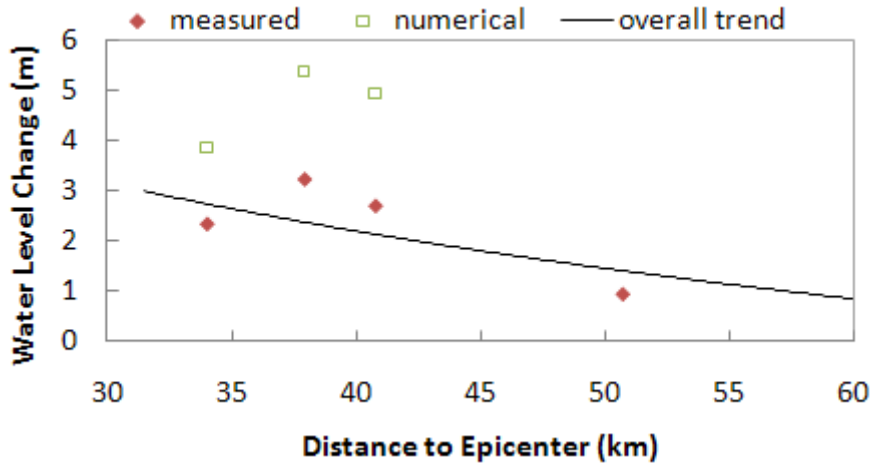


圖 6.34 南北向輸入震波之富水層四與震央距離的整體趨勢比對圖

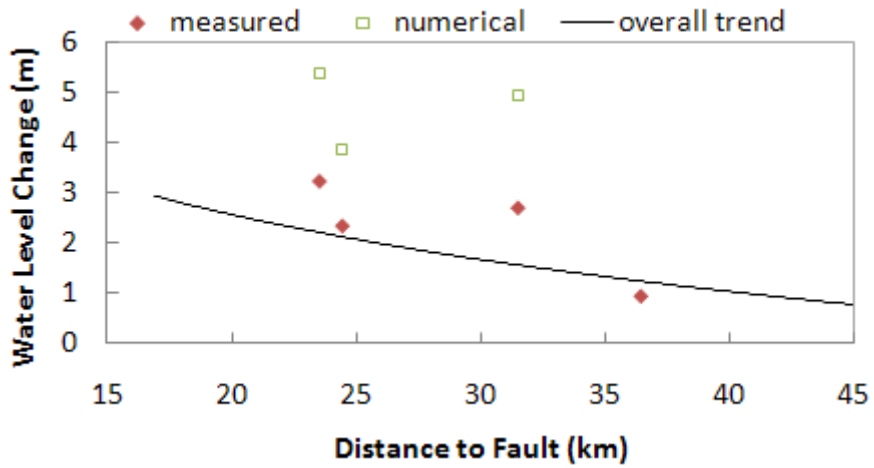


圖 6.35 南北向輸入震波之富水層四與斷層距離的整體趨勢比對圖

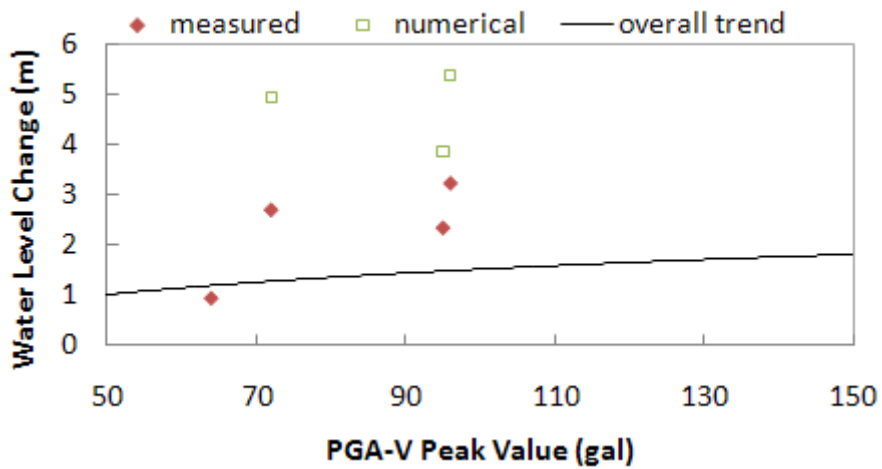
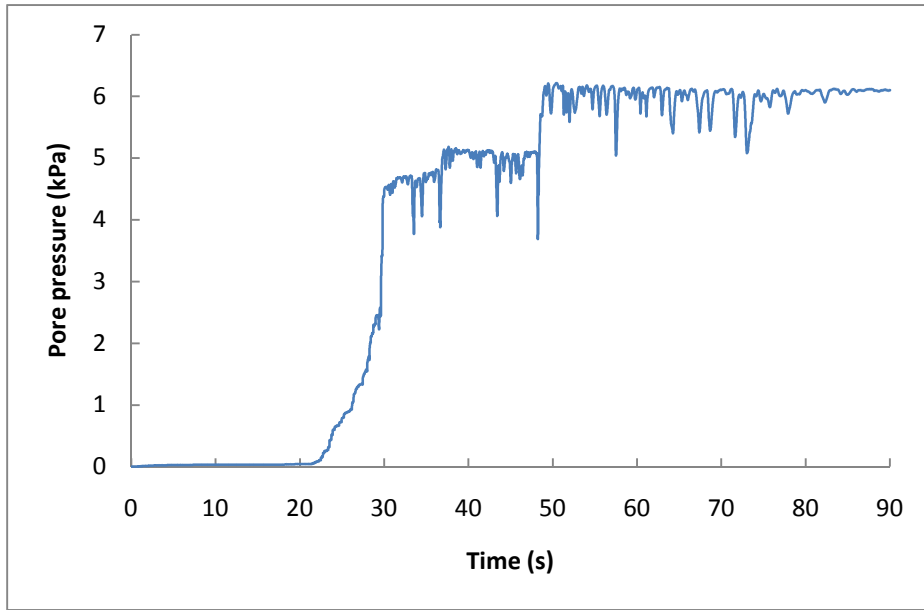
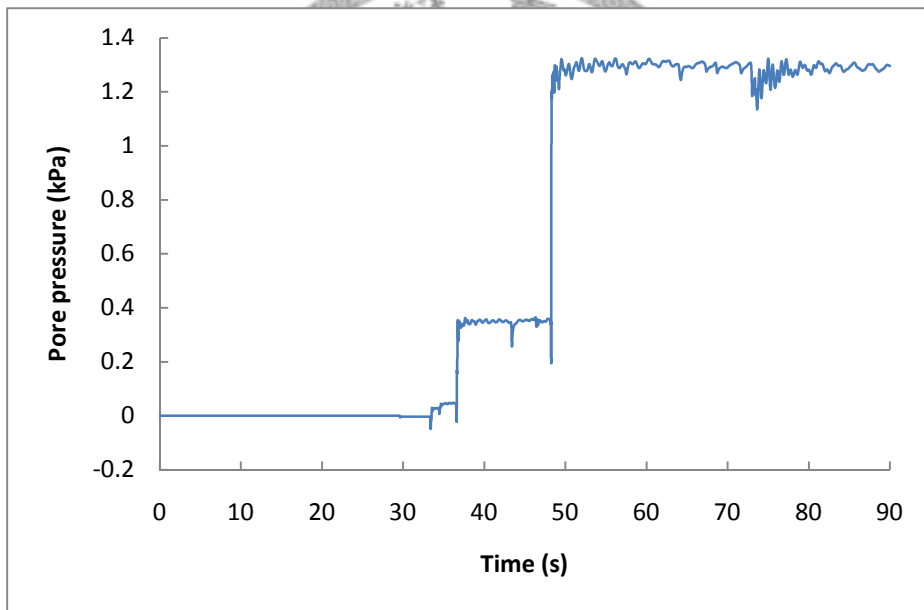


圖 6.36 南北向輸入震波之富水層四與南北向地表加速度尖峰值整體趨勢比對圖

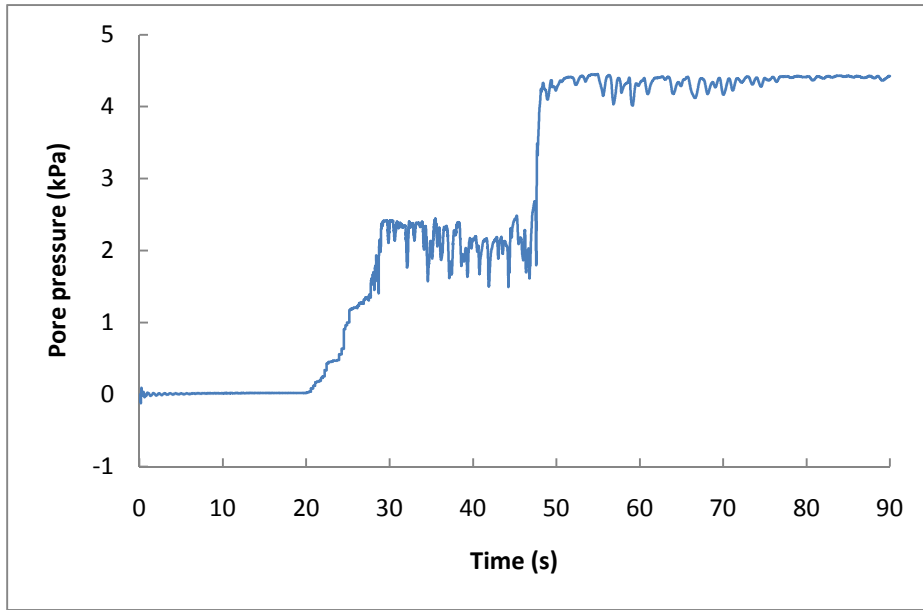


(a) *Finn* 模式之孔隙水壓變化

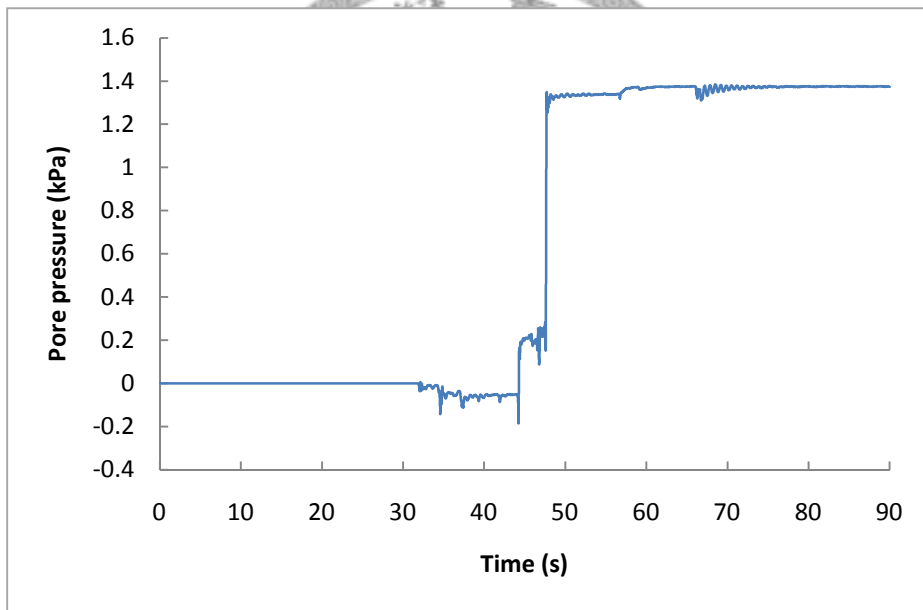


(b) *Biot* 模式之孔隙水壓變化

圖 6.37 文昌站東西向輸入震波之富水層一孔隙水壓歷時曲線

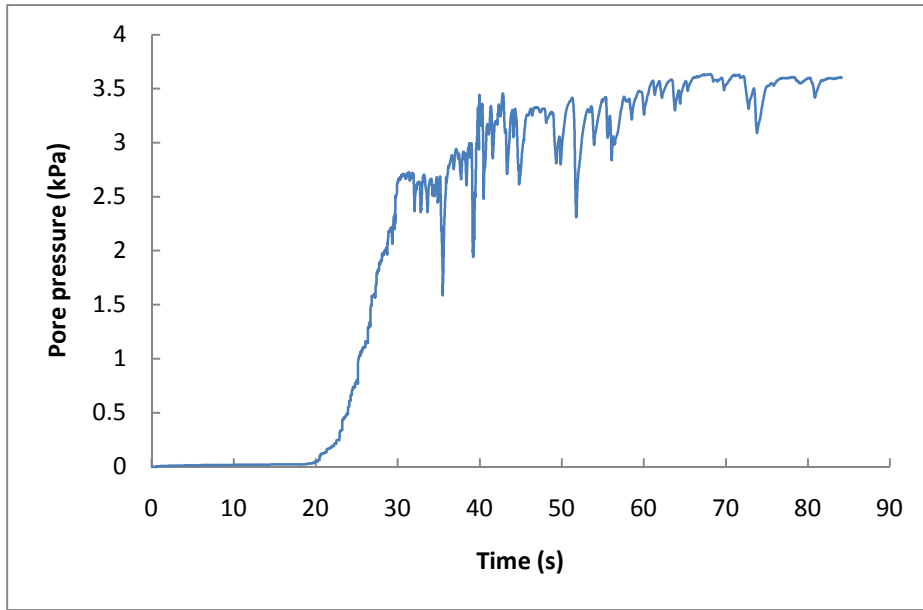


(a) *Finn* 模式之孔隙水壓變化

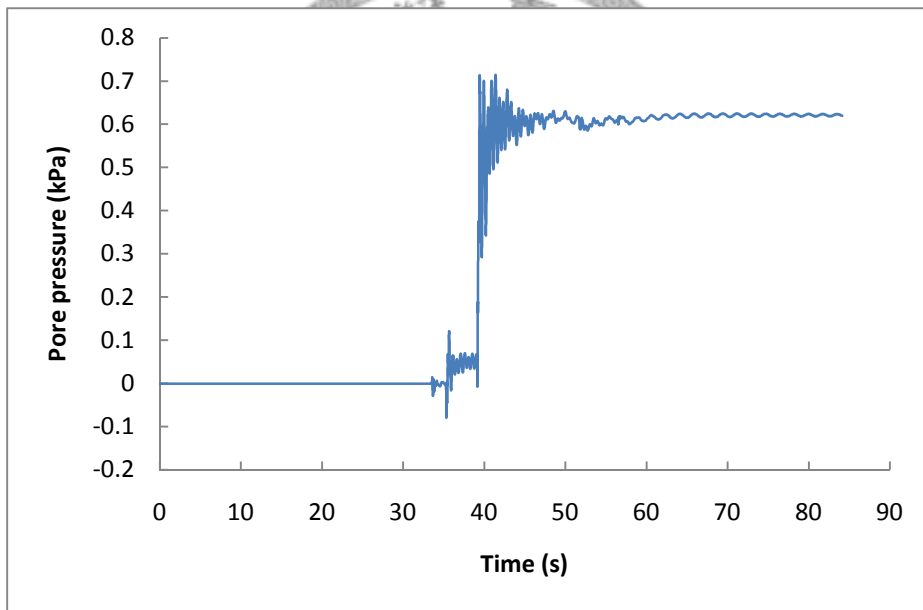


(b) *Biot* 模式之孔隙水壓變化

圖 6.38 合興站東西向輸入震波之富水層一孔隙水壓歷時曲線

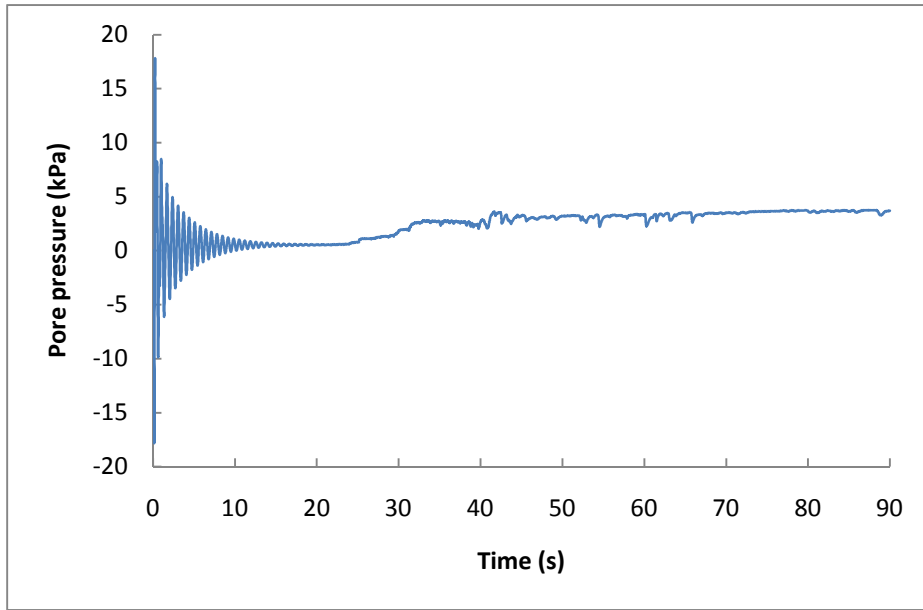


(a) *Finn* 模式之孔隙水壓變化

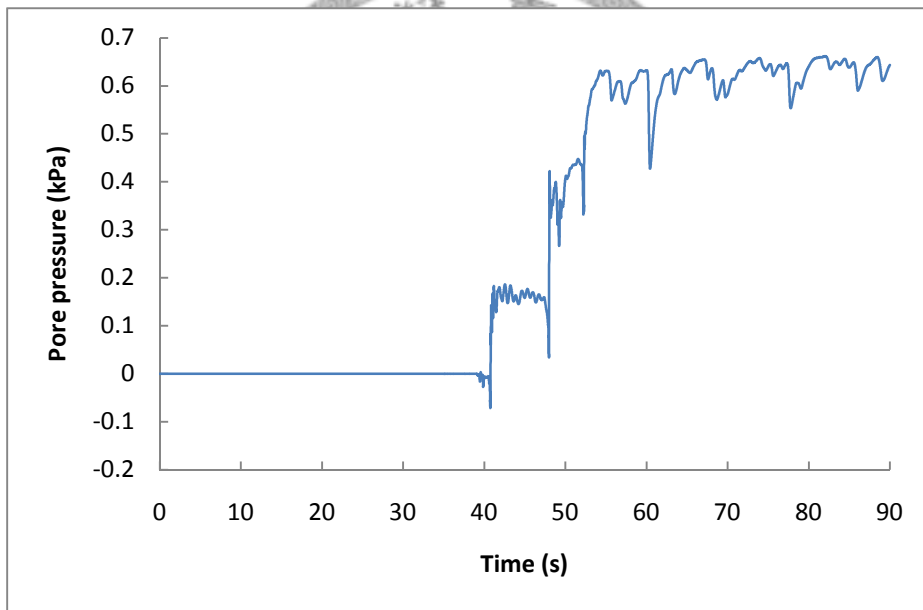


(b) *Biot* 模式之孔隙水壓變化

圖 6.39 九隆站東西向輸入震波之富水層一孔隙水壓歷時曲線



(a) Finn 模式之孔隙水壓變化



(b) Biot 模式之孔隙水壓變化

圖 6.40 田洋站東西向輸入震波之富水層一孔隙水壓歷時曲線

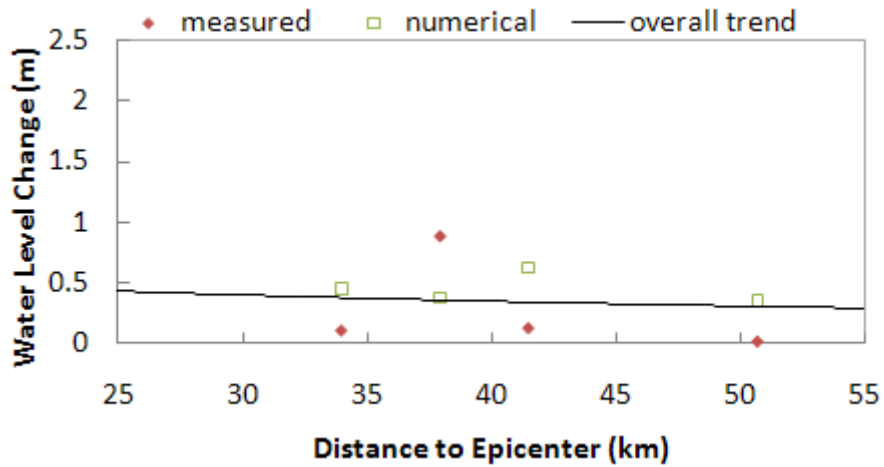


圖 6.41 東西向輸入震波之富水層一與震央距離的整體趨勢比對圖

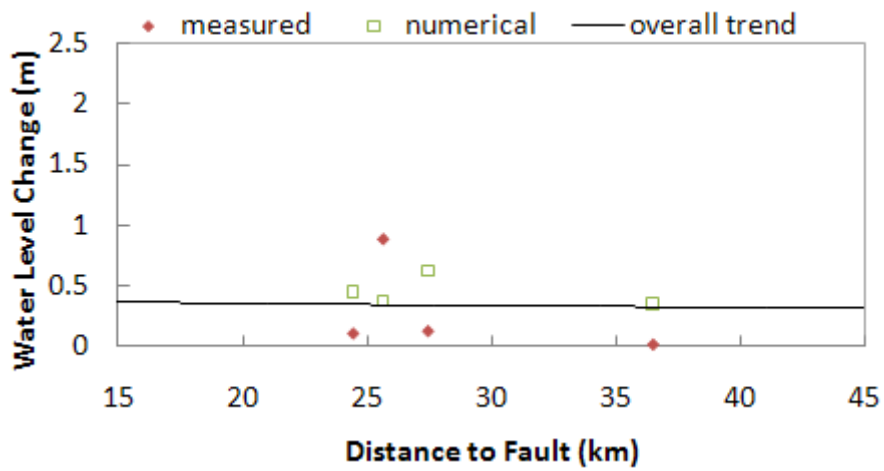


圖 6.42 東西向輸入震波之富水層一與斷層距離的整體趨勢比對圖

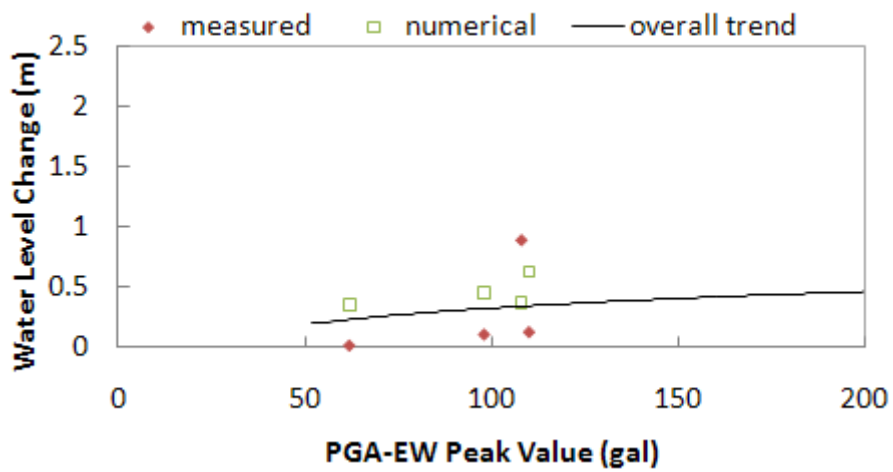
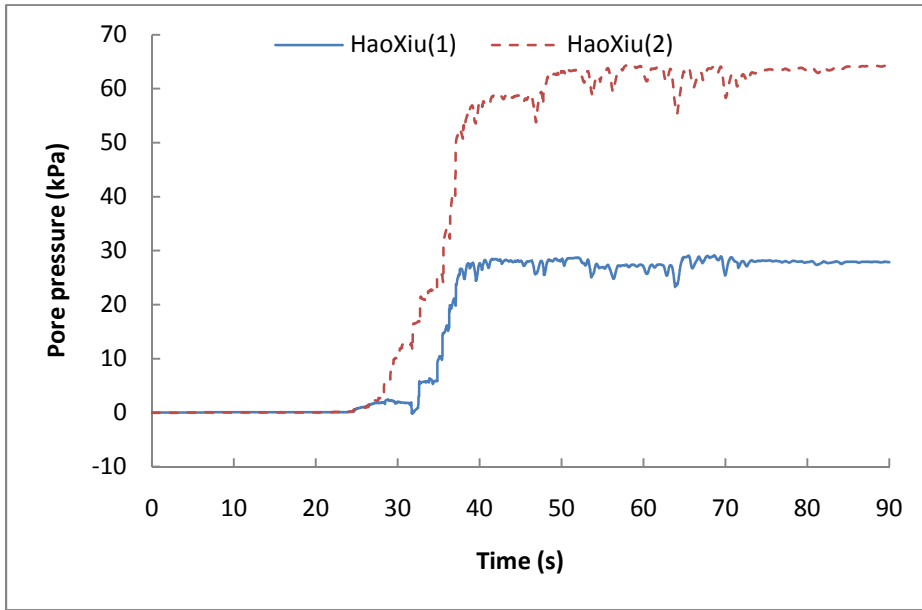
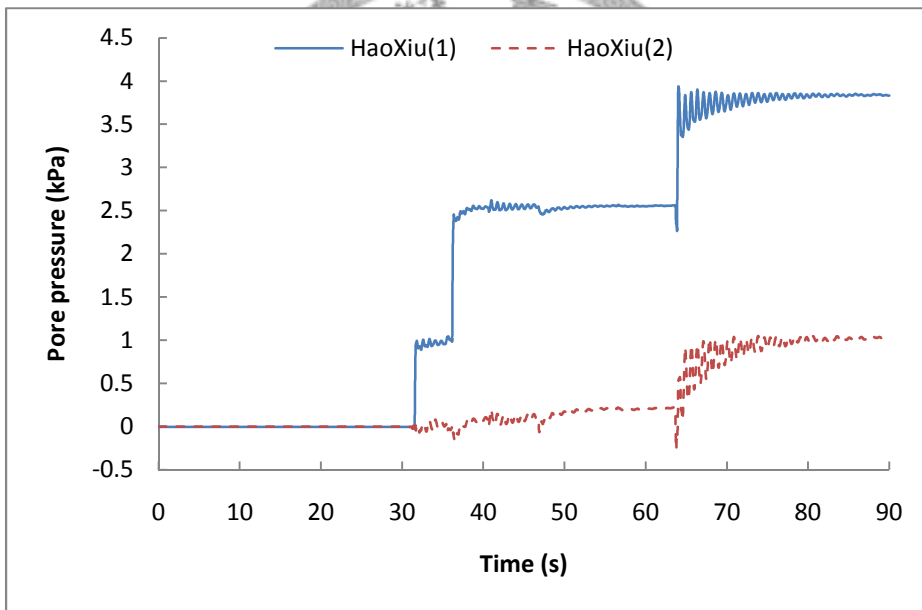


圖 6.43 東西向輸入震波之富水層一與東西向地表加速度尖峰值整體趨勢比對圖

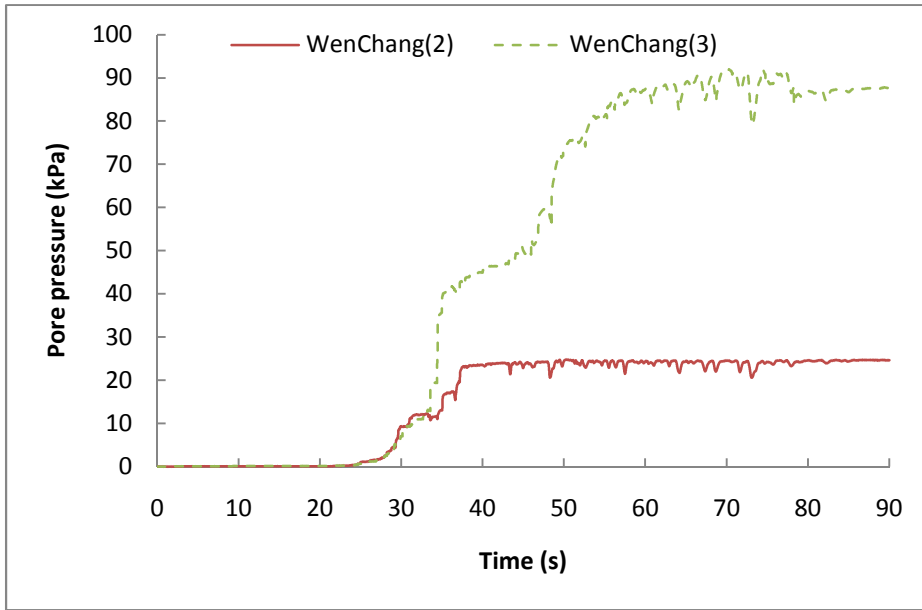


(a) *Finn* 模式之孔隙水壓變化

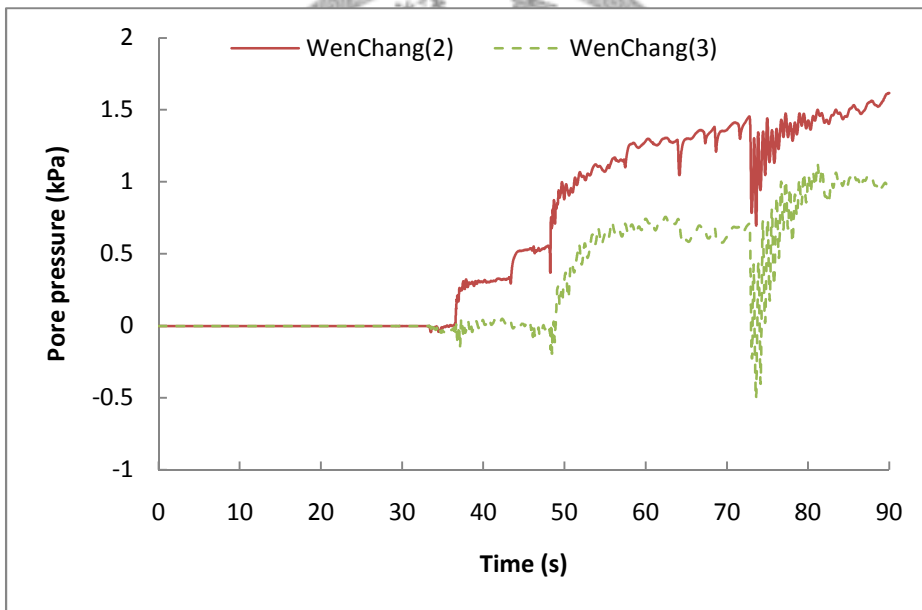


(b) *Biot* 模式之孔隙水壓變化

圖 6.44 好修站東西向輸入震波之富水層二孔隙水壓歷時曲線

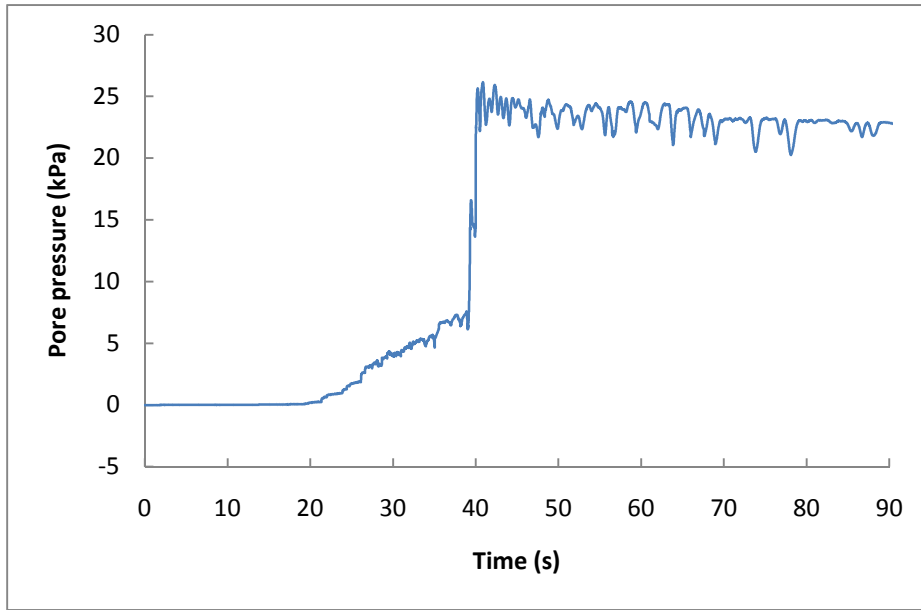


(a) *Finn* 模式之孔隙水壓變化

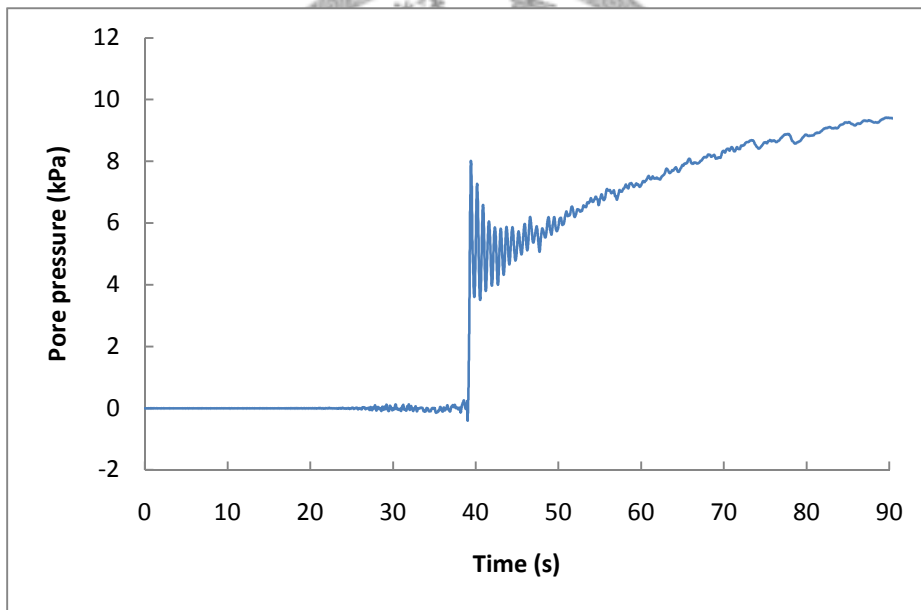


(b) *Biot* 模式之孔隙水壓變化

圖 6.45 文昌站東西向輸入震波之富水層二孔隙水壓歷時曲線

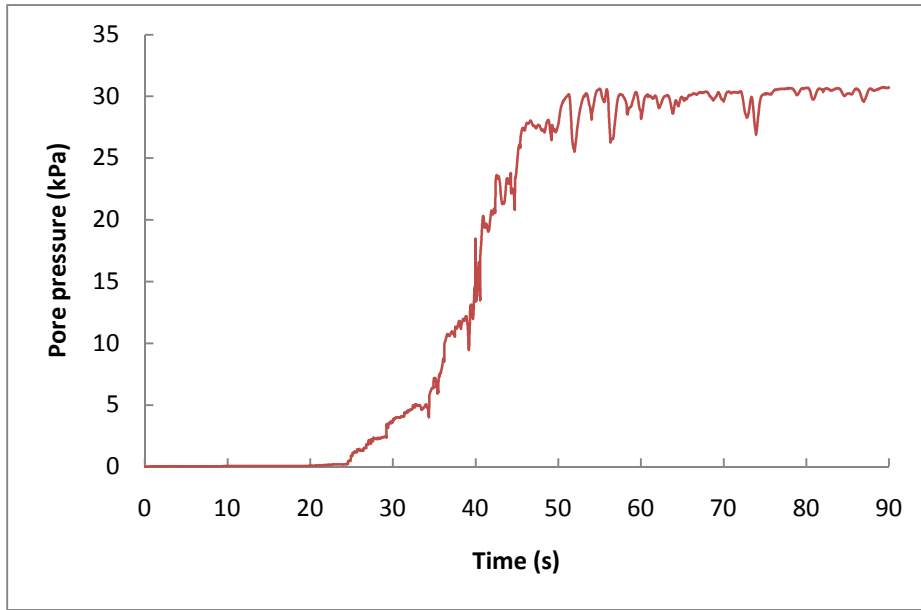


(a) *Finn* 模式之孔隙水壓變化

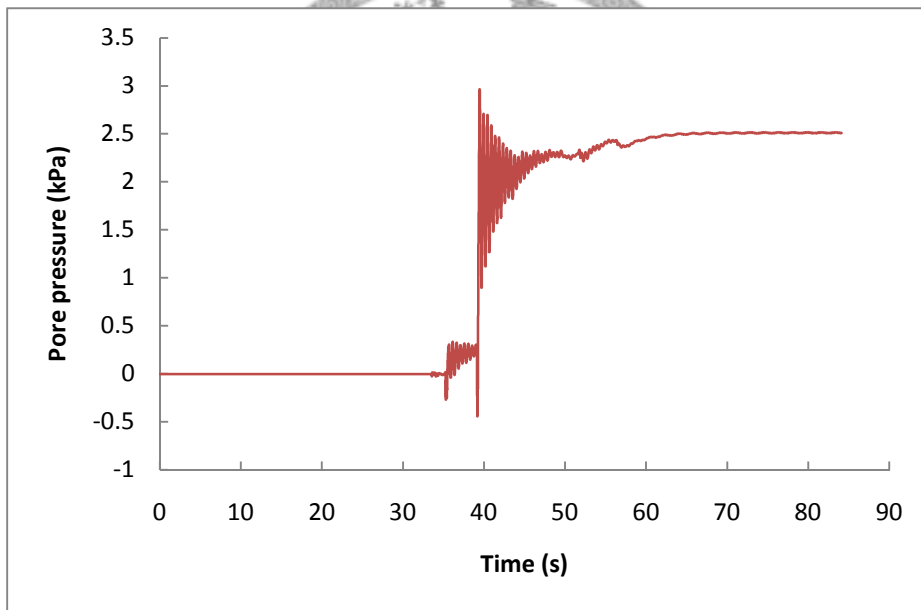


(b) *Biot* 模式之孔隙水壓變化

圖 6.46 港後站東西向輸入震波之富水層二孔隙水壓歷時曲線

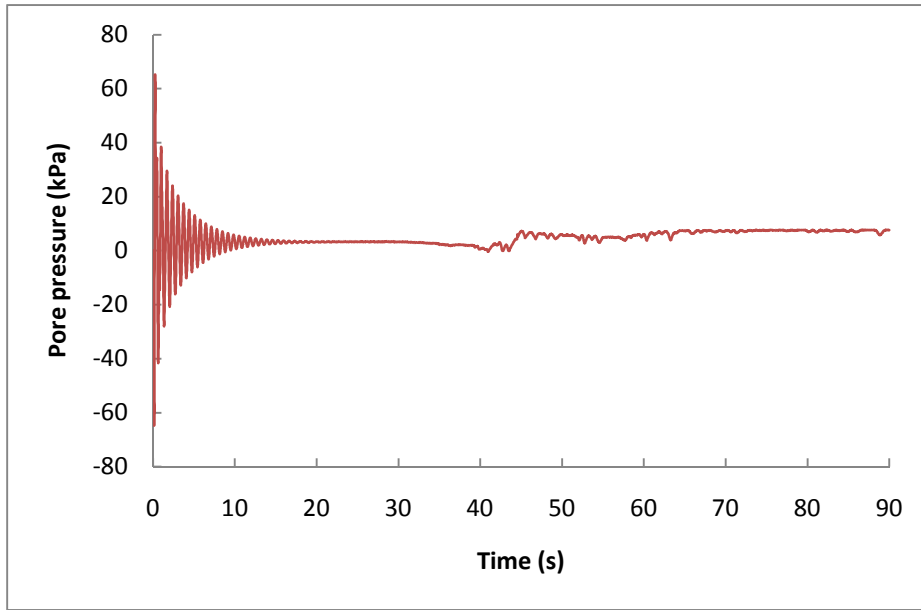


(a) *Finn* 模式之孔隙水壓變化

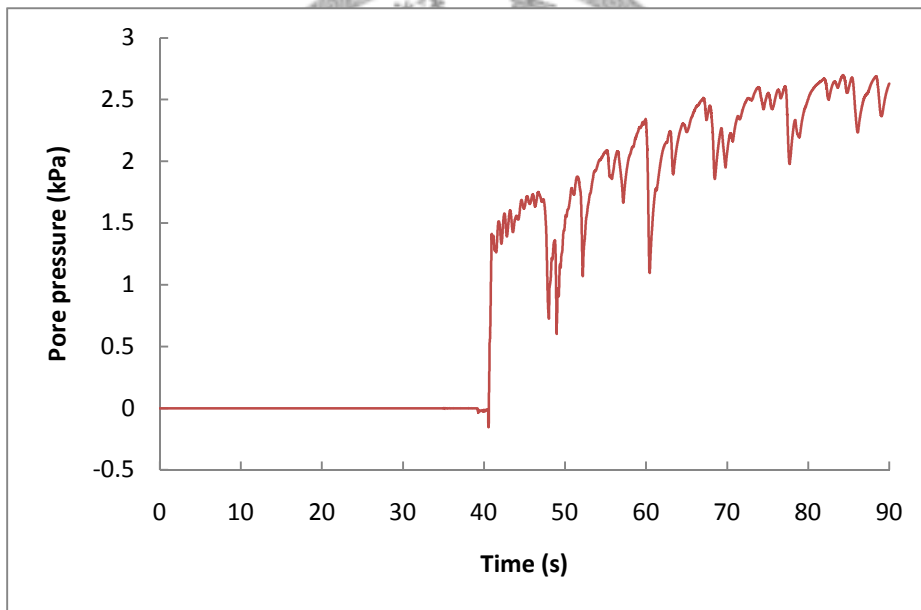


(b) *Biot* 模式之孔隙水壓變化

圖 6.47 九隆站東西向輸入震波之富水層二孔隙水壓歷時曲線



(a) *Finn* 模式之孔隙水壓變化



(b) *Biot* 模式之孔隙水壓變化

圖 6.48 田洋站東西向輸入震波之富水層二孔隙水壓歷時曲線

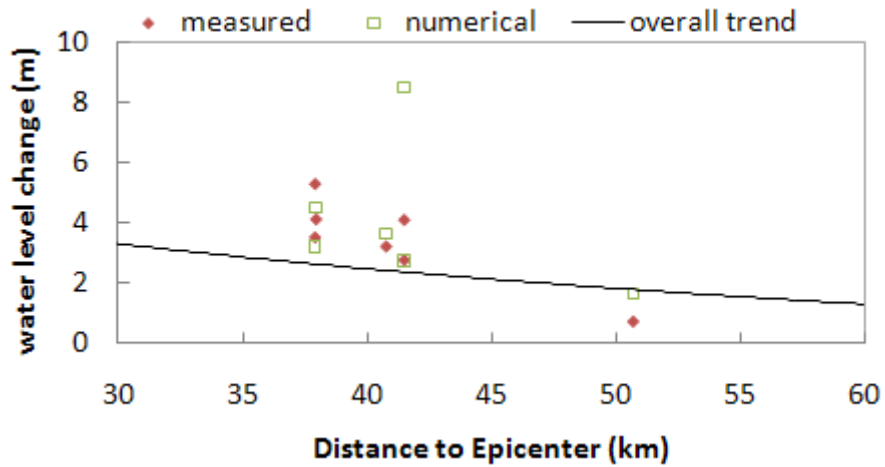


圖 6.49 東西向輸入震波之富水層二與震央距離的整體趨勢比對圖

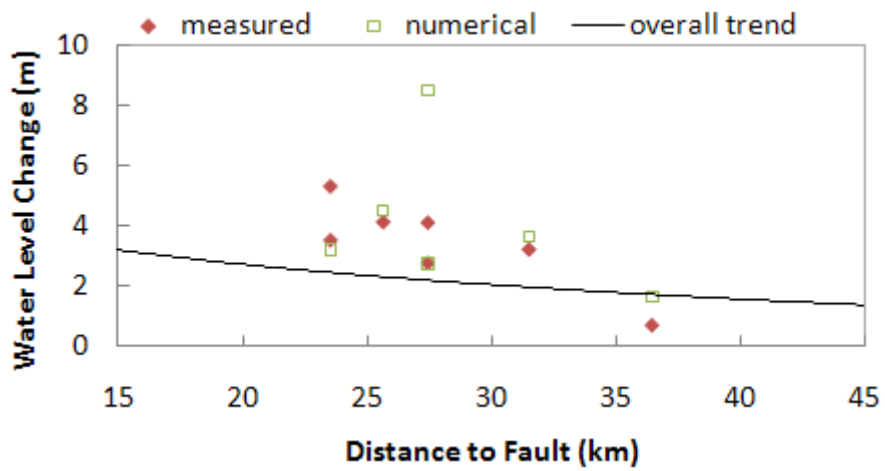


圖 6.50 東西向輸入震波之富水層二與斷層距離的整體趨勢比對圖

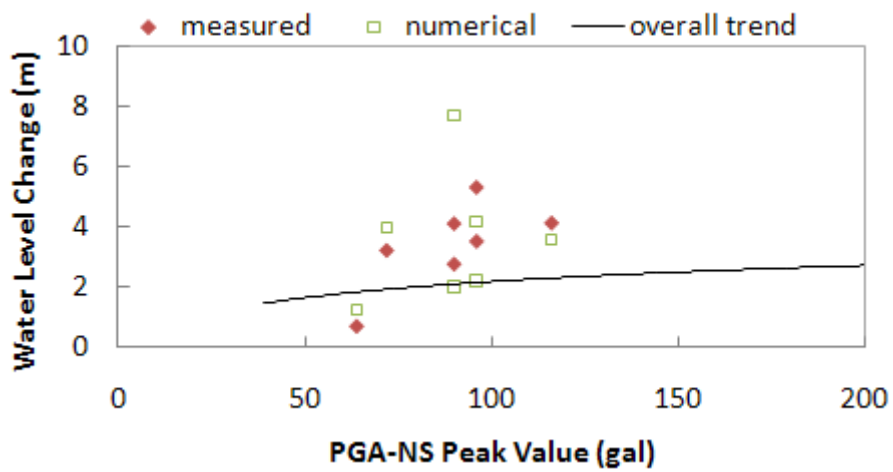
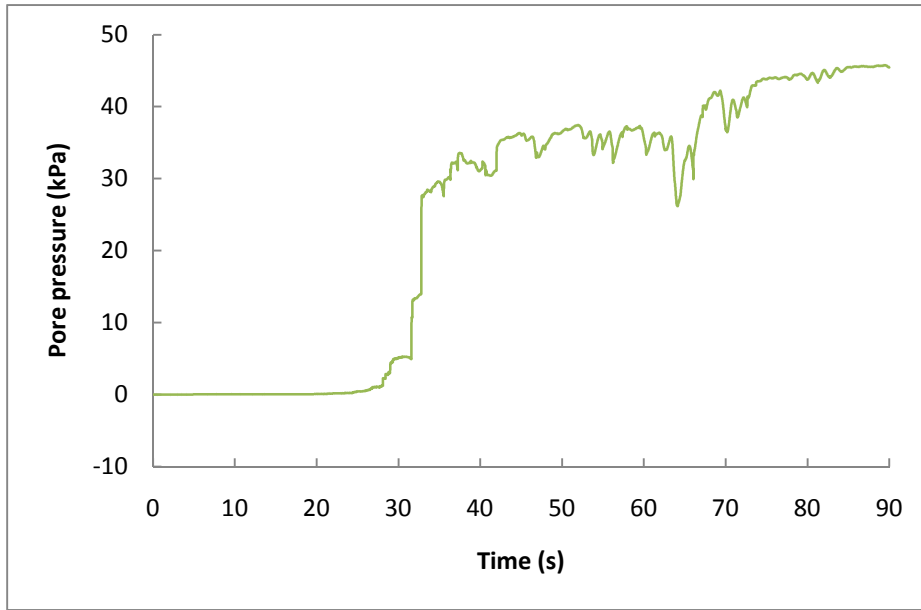
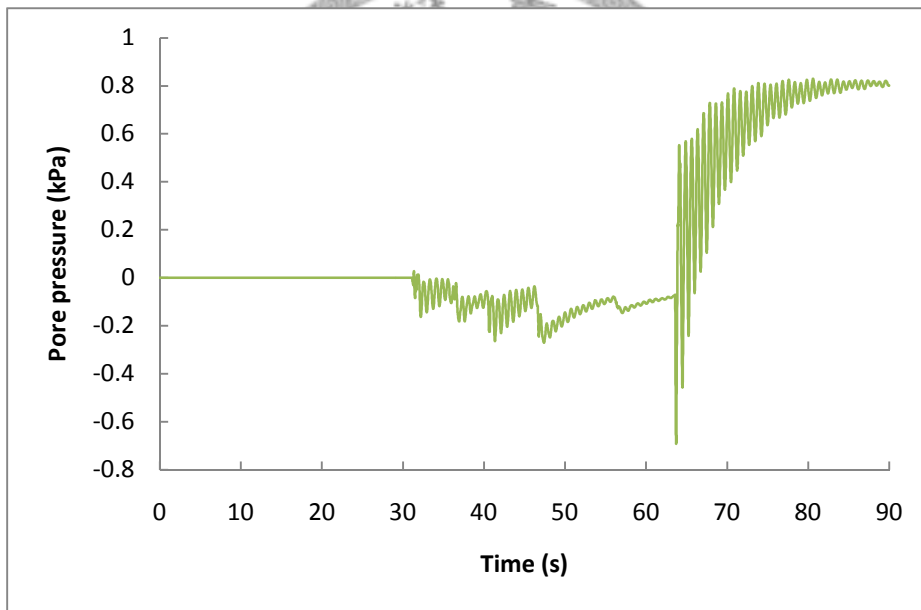


圖 6.51 東西向輸入震波之富水層二與東西向地表加速度尖峰值整體趨勢比對圖

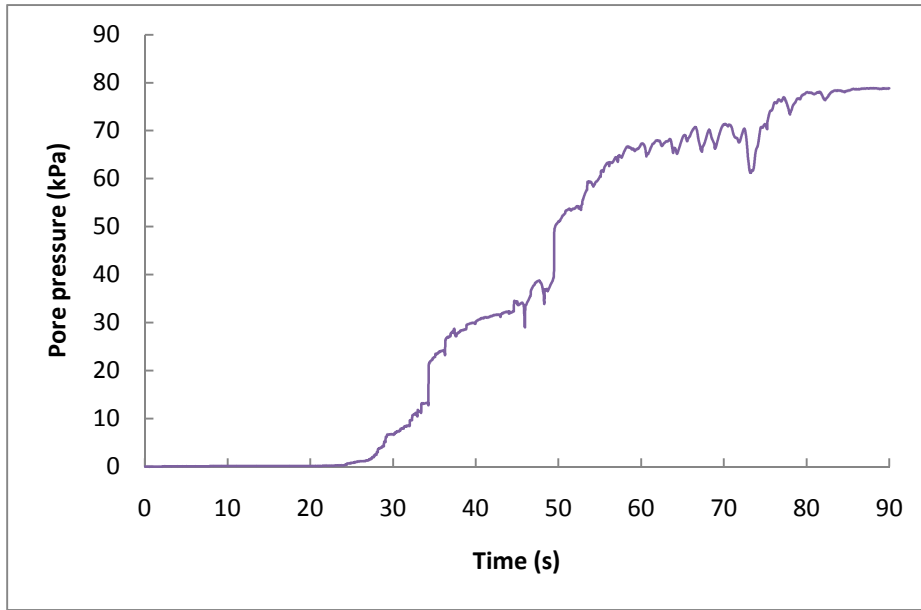


(a) *Finn* 模式之孔隙水壓變化

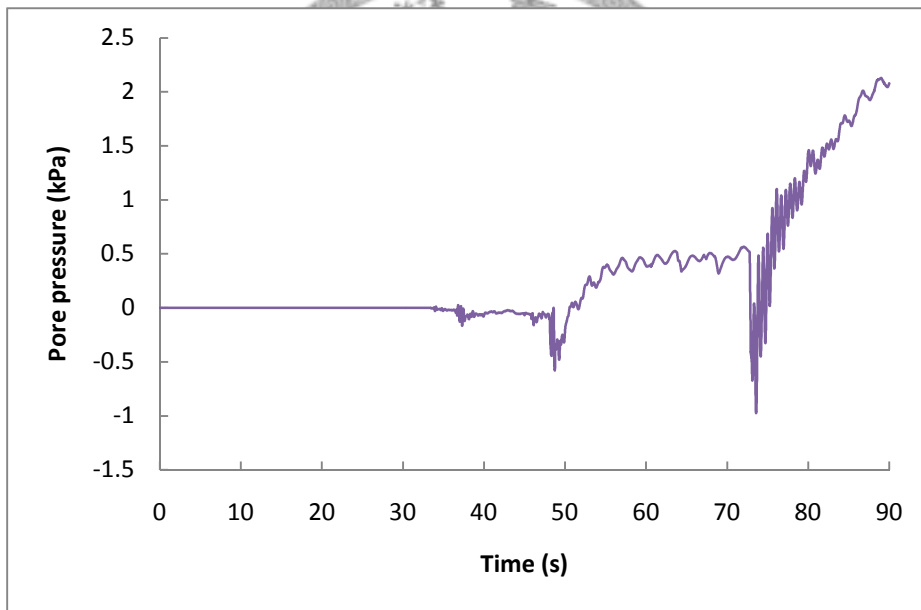


(b) *Biot* 模式之孔隙水壓變化

圖 6.52 好修站東西向輸入震波之富水層三孔隙水壓歷時曲線

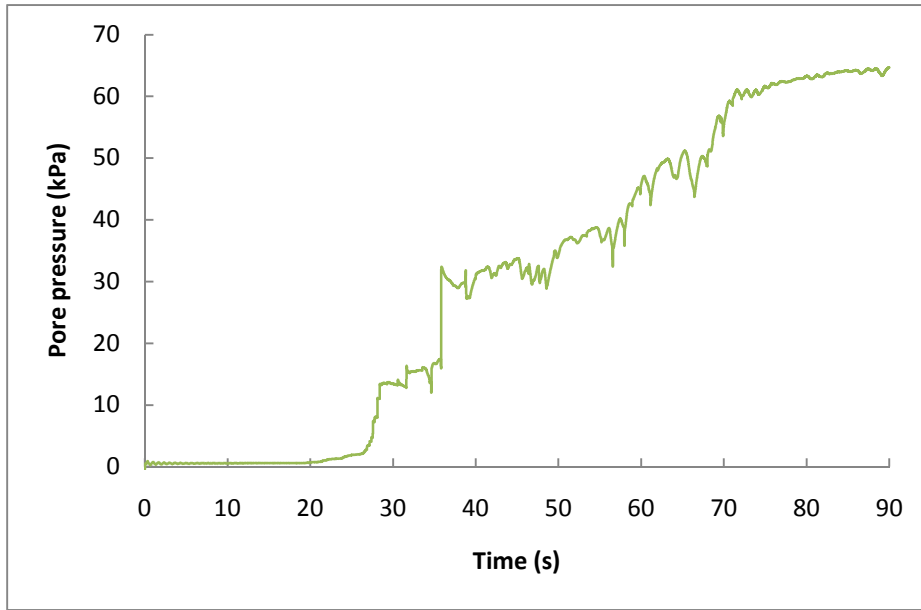


(a) *Finn* 模式之孔隙水壓變化

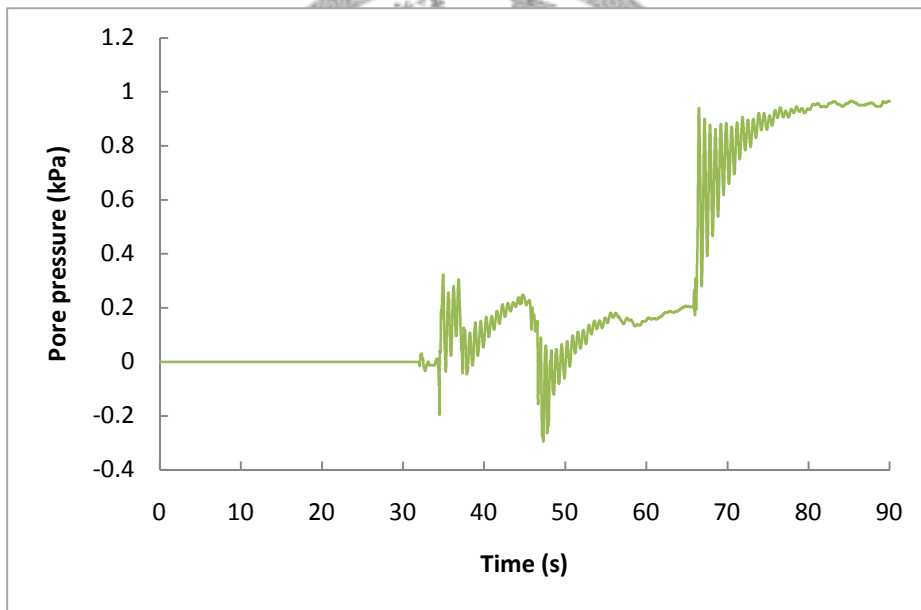


(b) *Biot* 模式之孔隙水壓變化

圖 6.53 文昌站東西向輸入震波之富水層三孔隙水壓歷時曲線

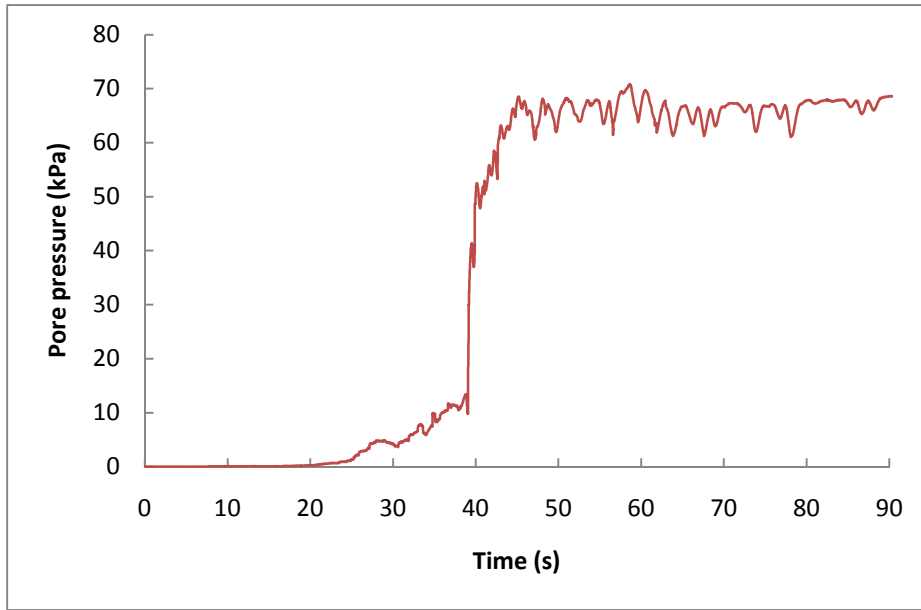


(a) *Finn* 模式之孔隙水壓變化

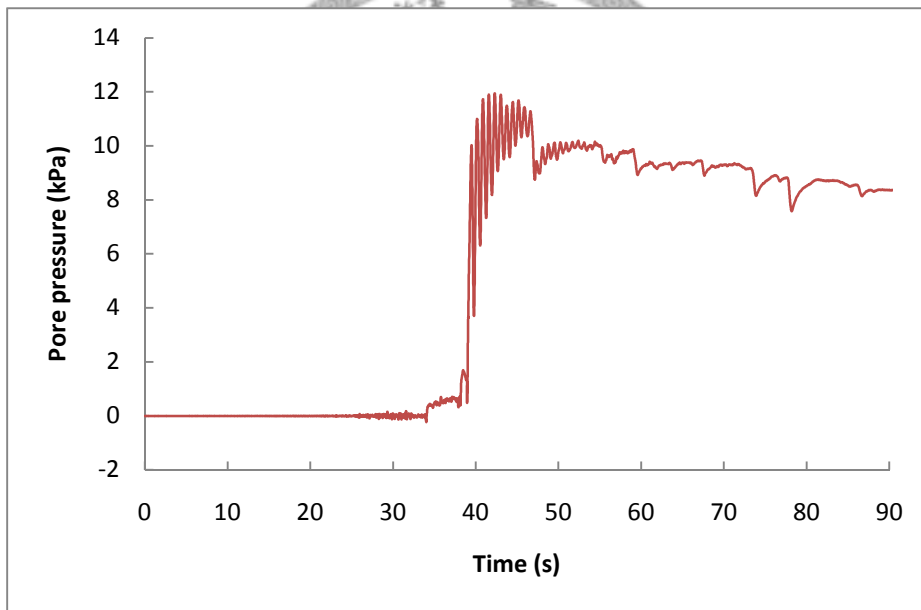


(b) *Biot* 模式之孔隙水壓變化

圖 6.54 合興站東西向輸入震波之富水層三孔隙水壓歷時曲線

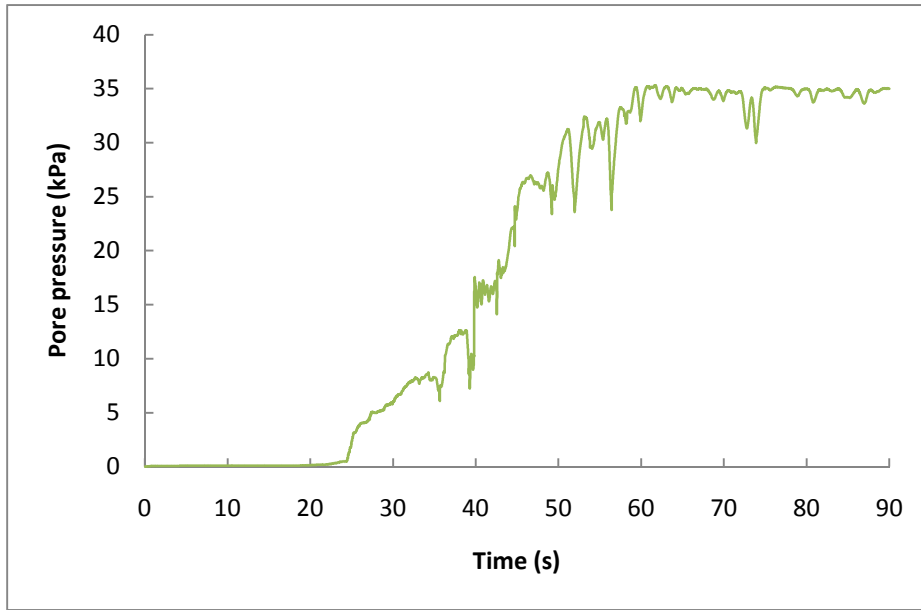


(a) *Finn* 模式之孔隙水壓變化

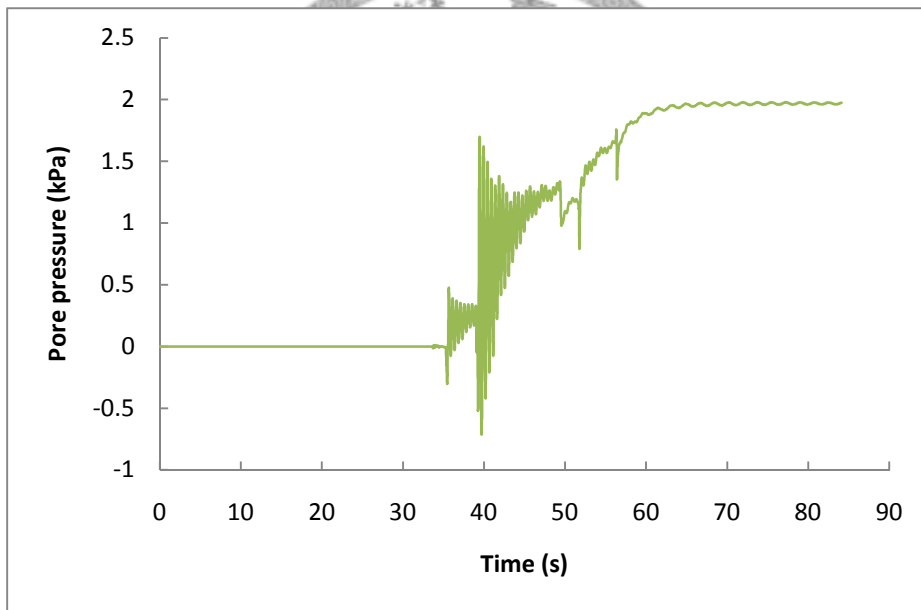


(b) *Biot* 模式之孔隙水壓變化

圖 6.55 港後站東西向輸入震波之富水層三孔隙水壓歷時曲線



(a) *Finn* 模式之孔隙水壓變化



(b) *Biot* 模式之孔隙水壓變化

圖 6.56 九隆站東西向輸入震波之富水層三孔隙水壓歷時曲線

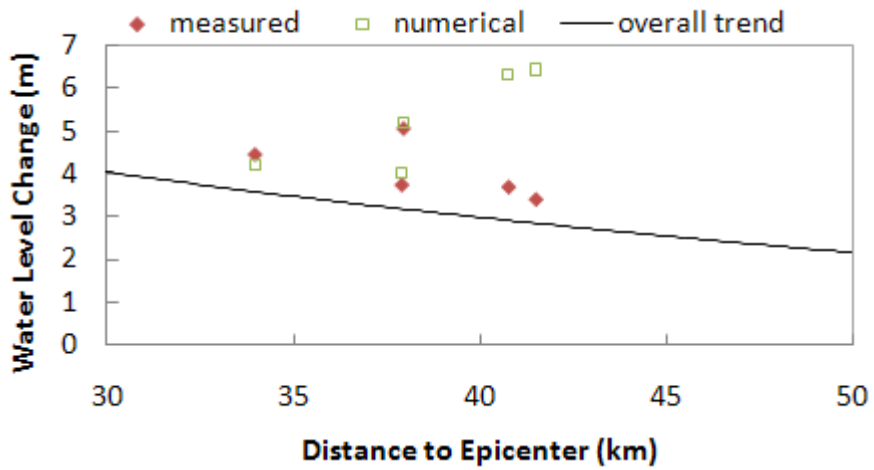


圖 6.57 東西向輸入震波之富水層三與震央距離的整體趨勢比對圖

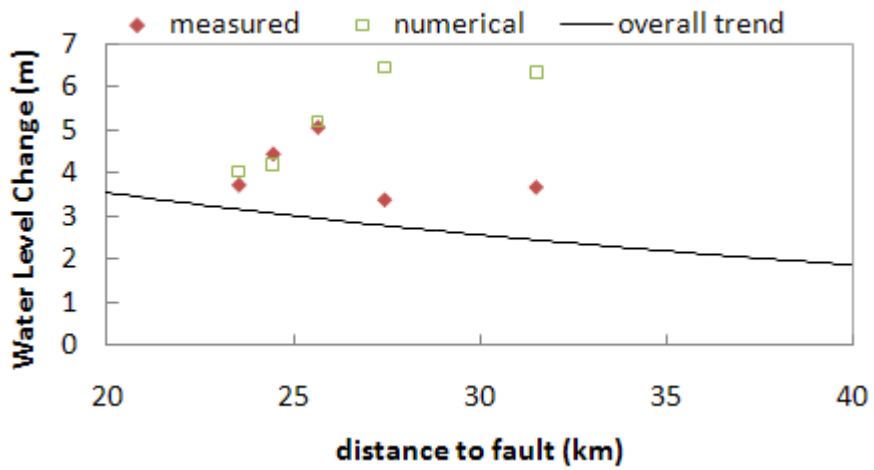


圖 6.58 東西向輸入震波之富水層三與斷層距離的整體趨勢比對圖

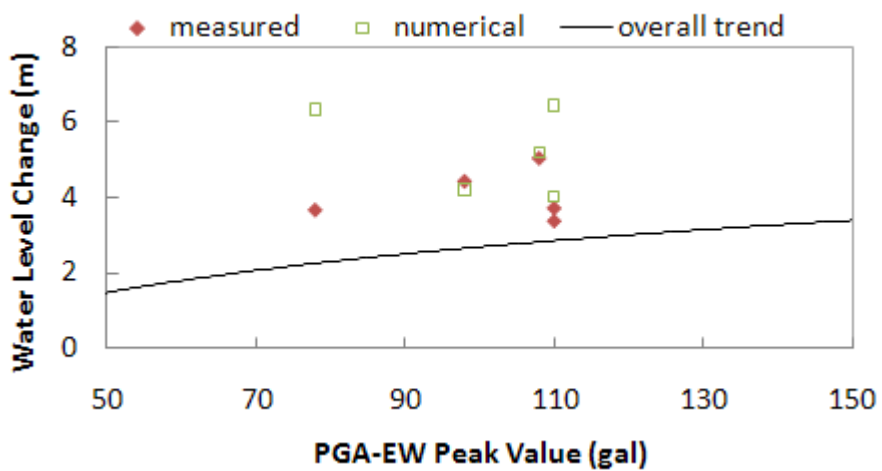
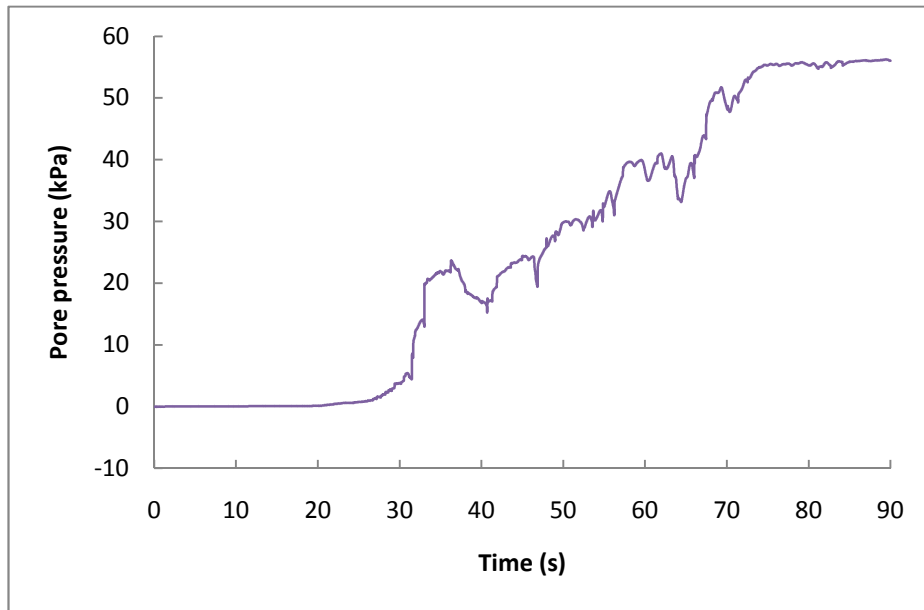
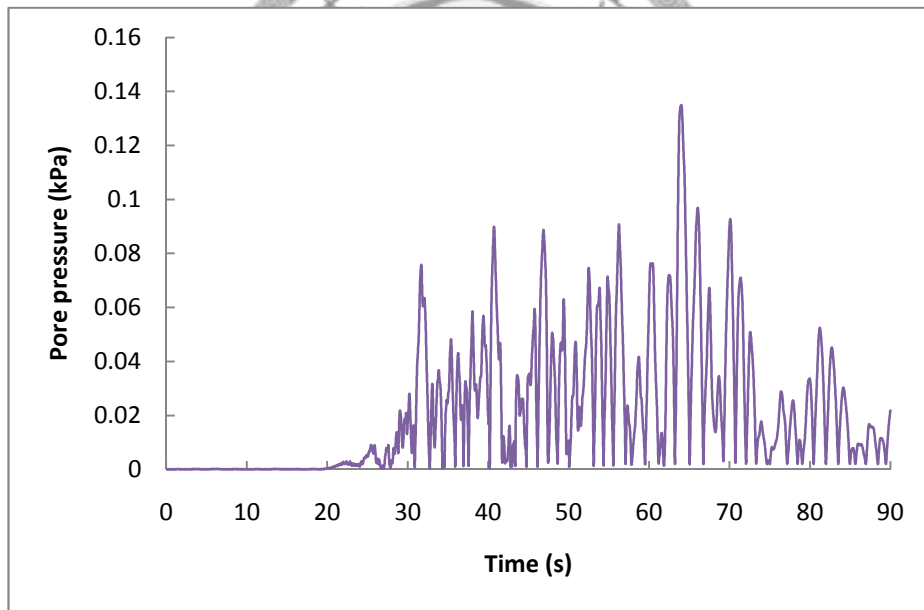


圖 6.59 東西向輸入震波之富水層三與東西向地表加速度尖峰值整體趨勢比對圖

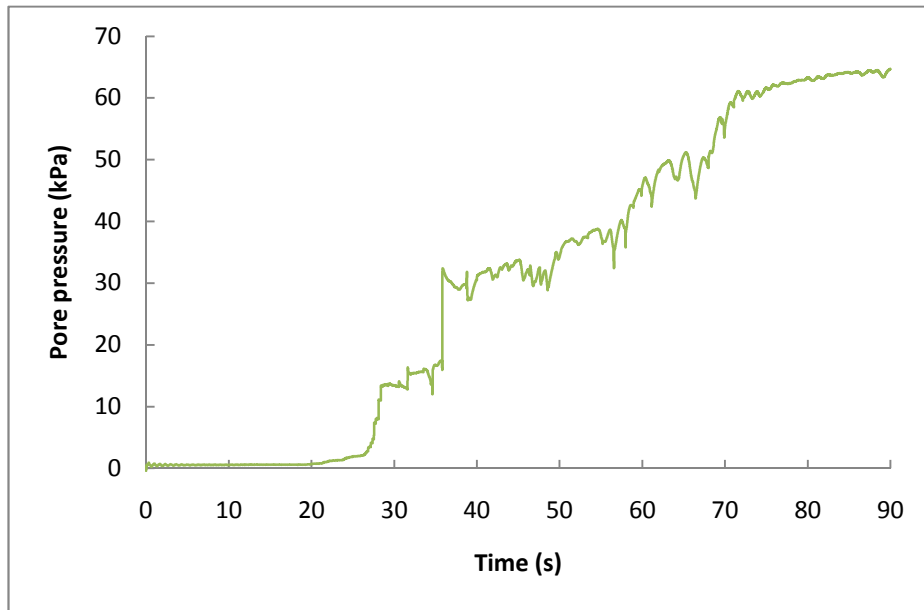


(a) *Finn* 模式之孔隙水壓變化

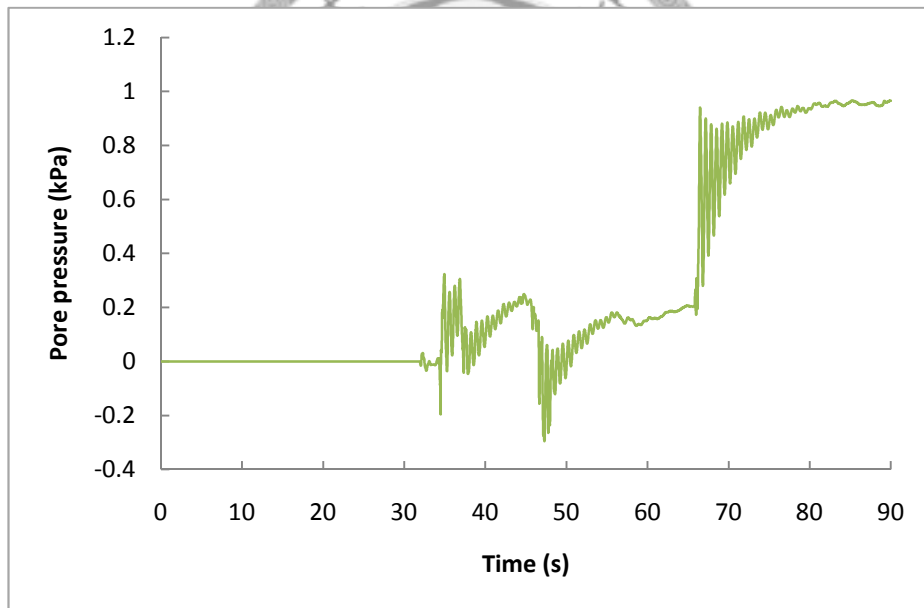


(b) *Biot* 模式之孔隙水壓變化

圖 6.60 好修站東西向輸入震波之富水層四孔隙水壓歷時曲線

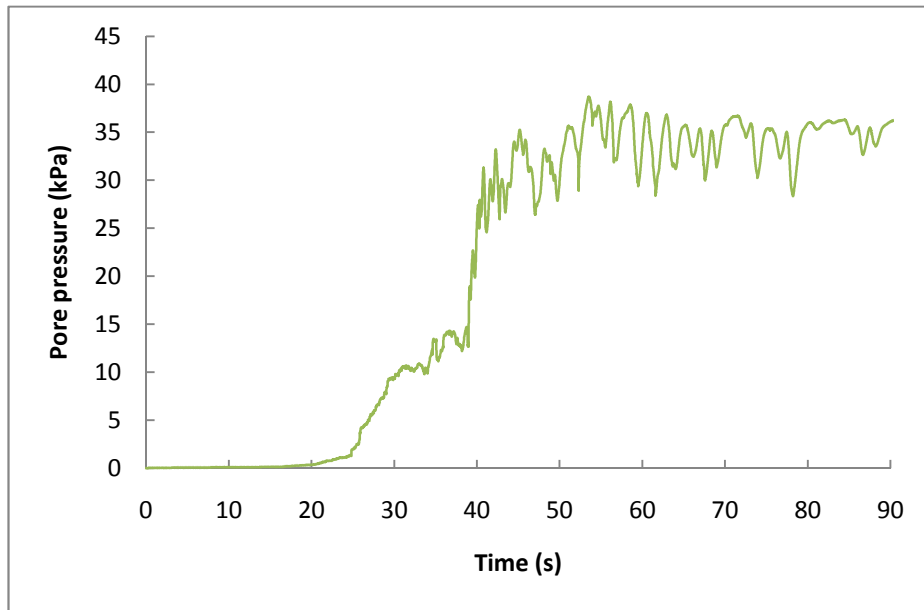


(a) *Finn* 模式之孔隙水壓變化

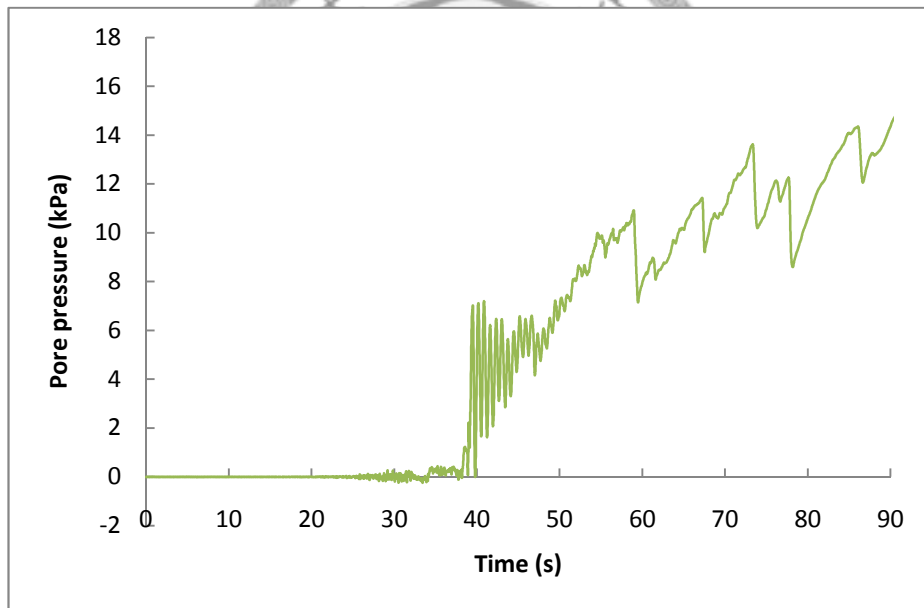


(b) *Biot* 模式之孔隙水壓變化

圖 6.61 合興站東西向輸入震波之富水層四孔隙水壓歷時曲線

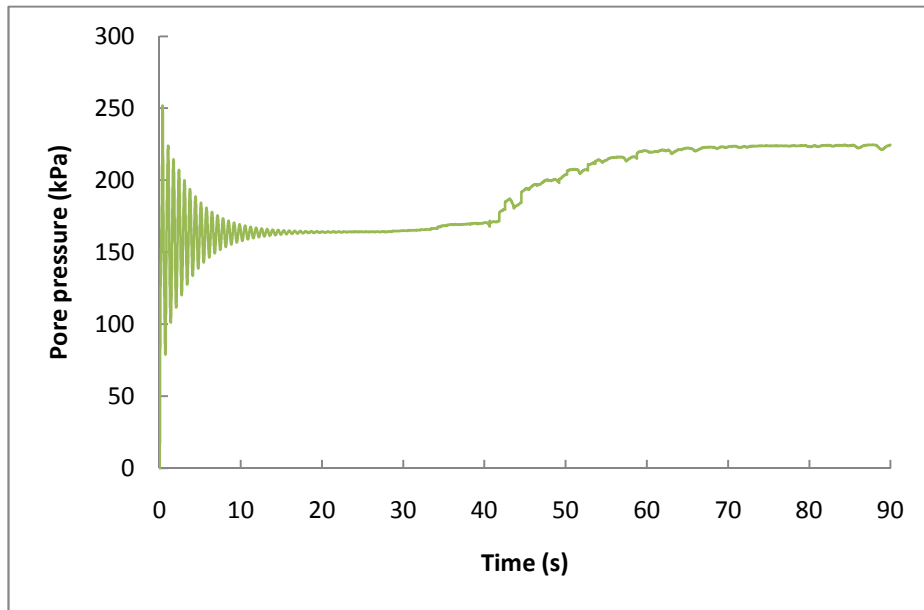


(a) *Finn* 模式之孔隙水壓變化

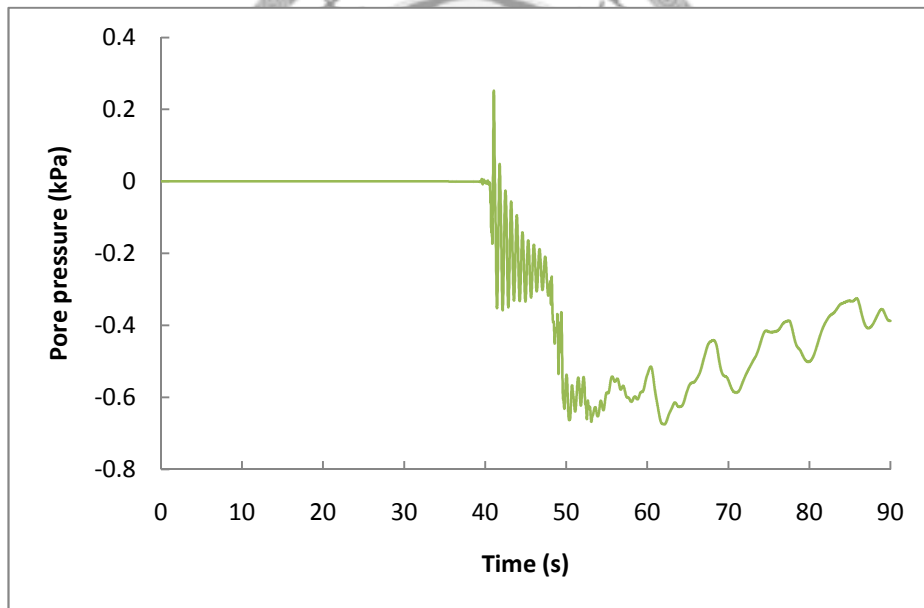


(b) *Biot* 模式之孔隙水壓變化

圖 6.62 港後站東西向輸入震波之富水層四孔隙水壓歷時曲線



(a) *Finn* 模式之孔隙水壓變化



(b) *Biot* 模式之孔隙水壓變化

圖 6.63 田洋站東西向輸入震波之富水層四孔隙水壓歷時曲線

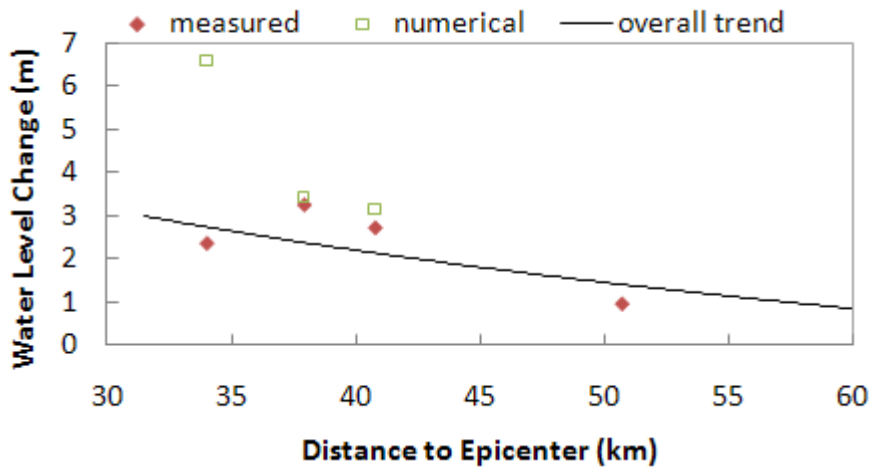


圖 6.64 東西向輸入震波之富水層四與震央距離的整體趨勢比對圖

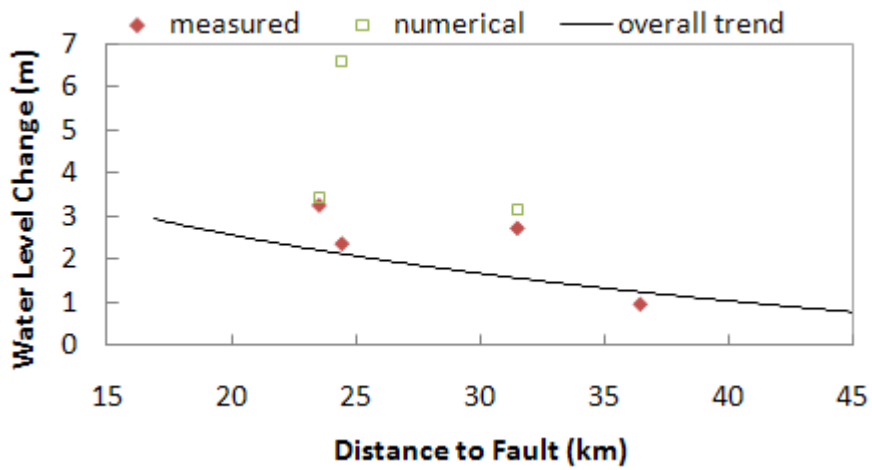


圖 6.65 東西向輸入震波之富水層四與斷層距離的整體趨勢比對圖

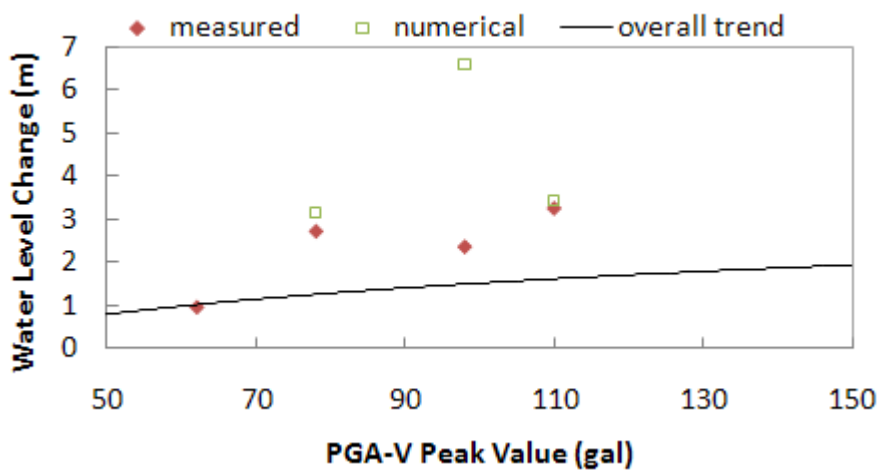


圖 6.66 東西向輸入震波之富水層四與東西向地表加速度尖峰值整體趨勢比對圖

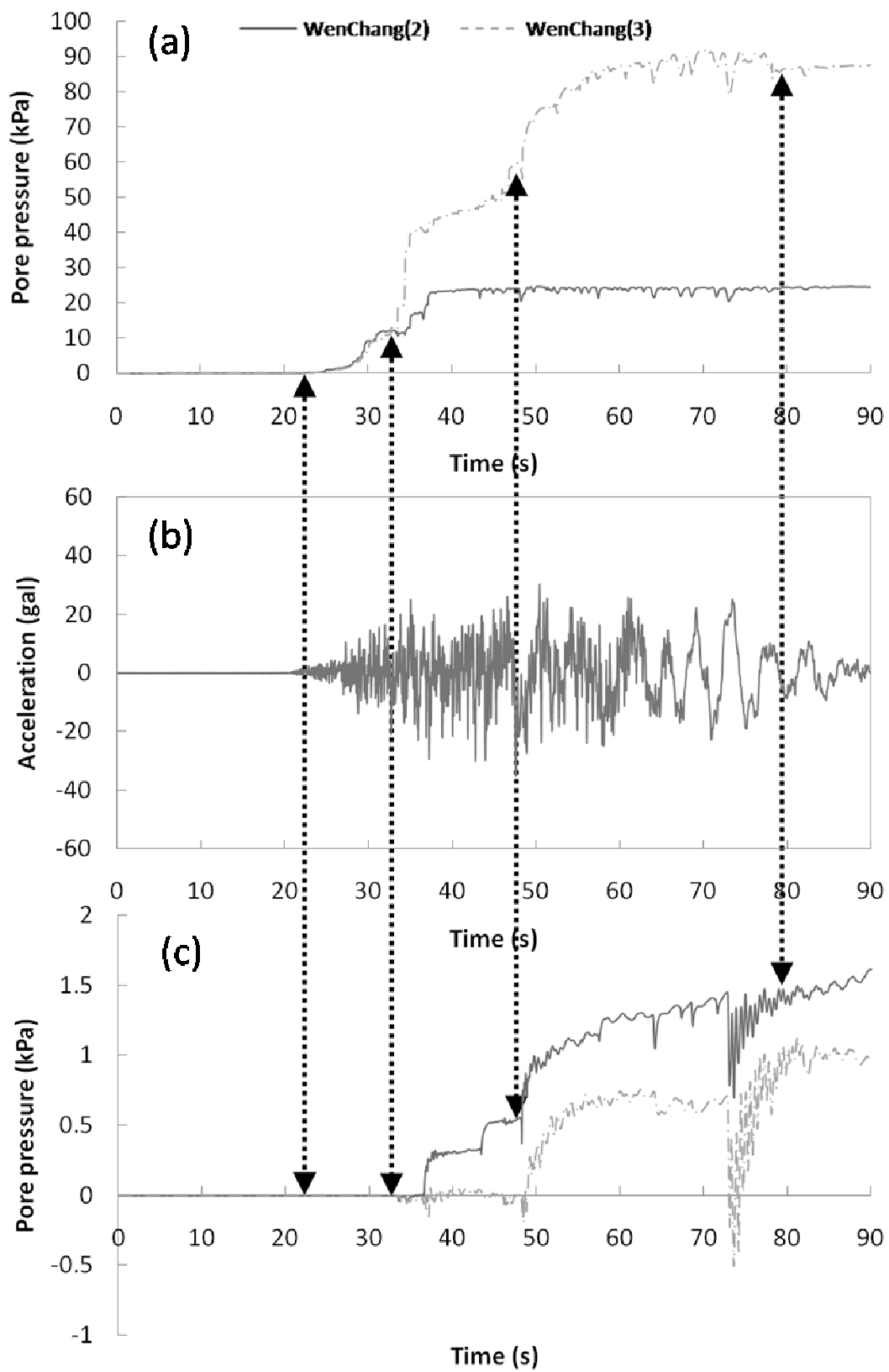


圖 6.67 *Finn* 模式及 *Biot* 模式之模擬結果與輸入加速度歷時比較圖—文昌站富水層二

(a) *Finn* 模式孔隙水壓；(b) 加速度歷時；(c) *Biot* 模式孔隙水壓

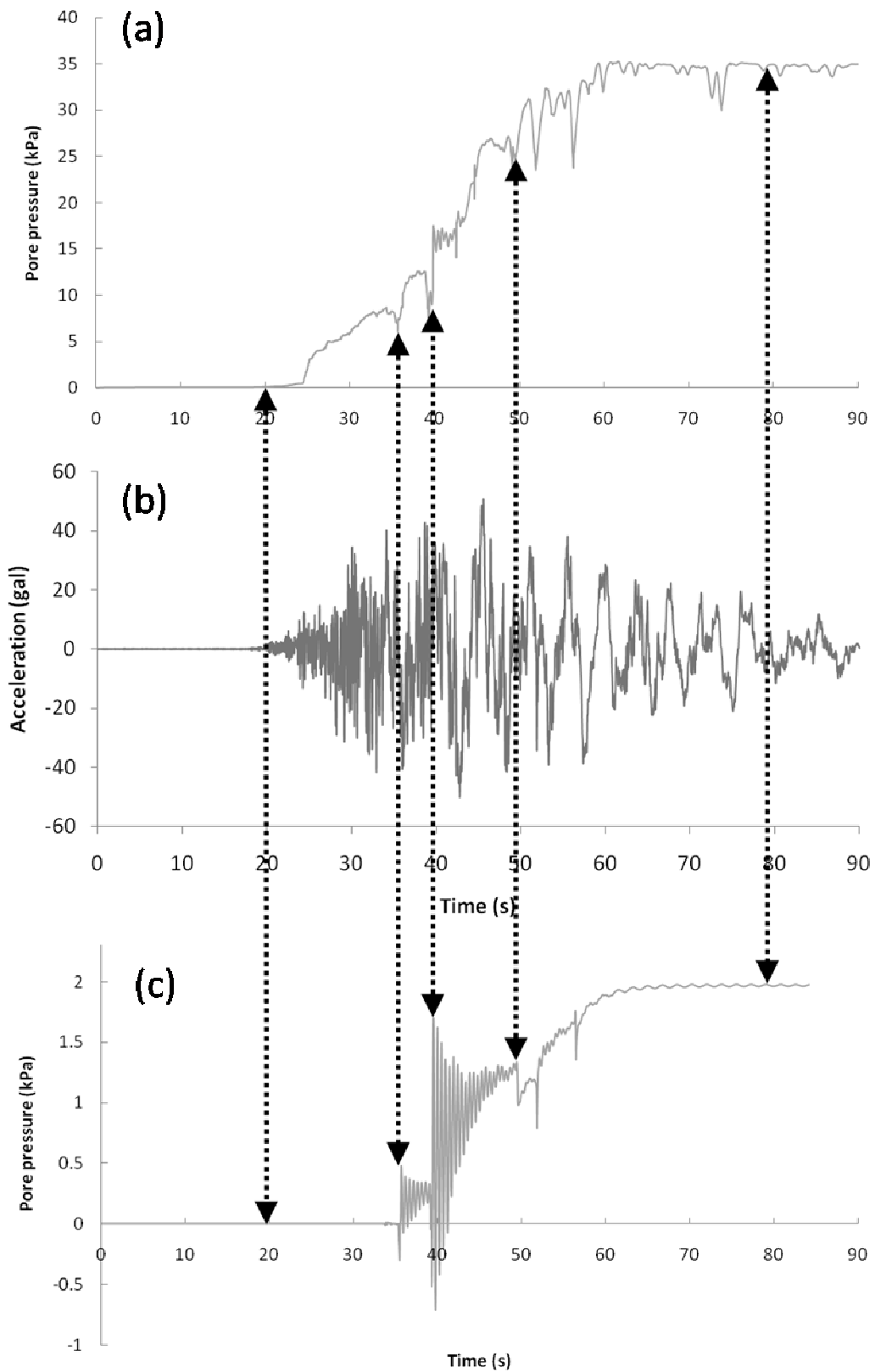


圖 6.68 *Finn* 模式及 *Biot* 模式之模擬結果與輸入加速度歷時比較圖—九隆站富水層三

(a) *Finn* 模式孔隙水壓；(b) 加速度歷時；(c) *Biot* 模式孔隙水壓

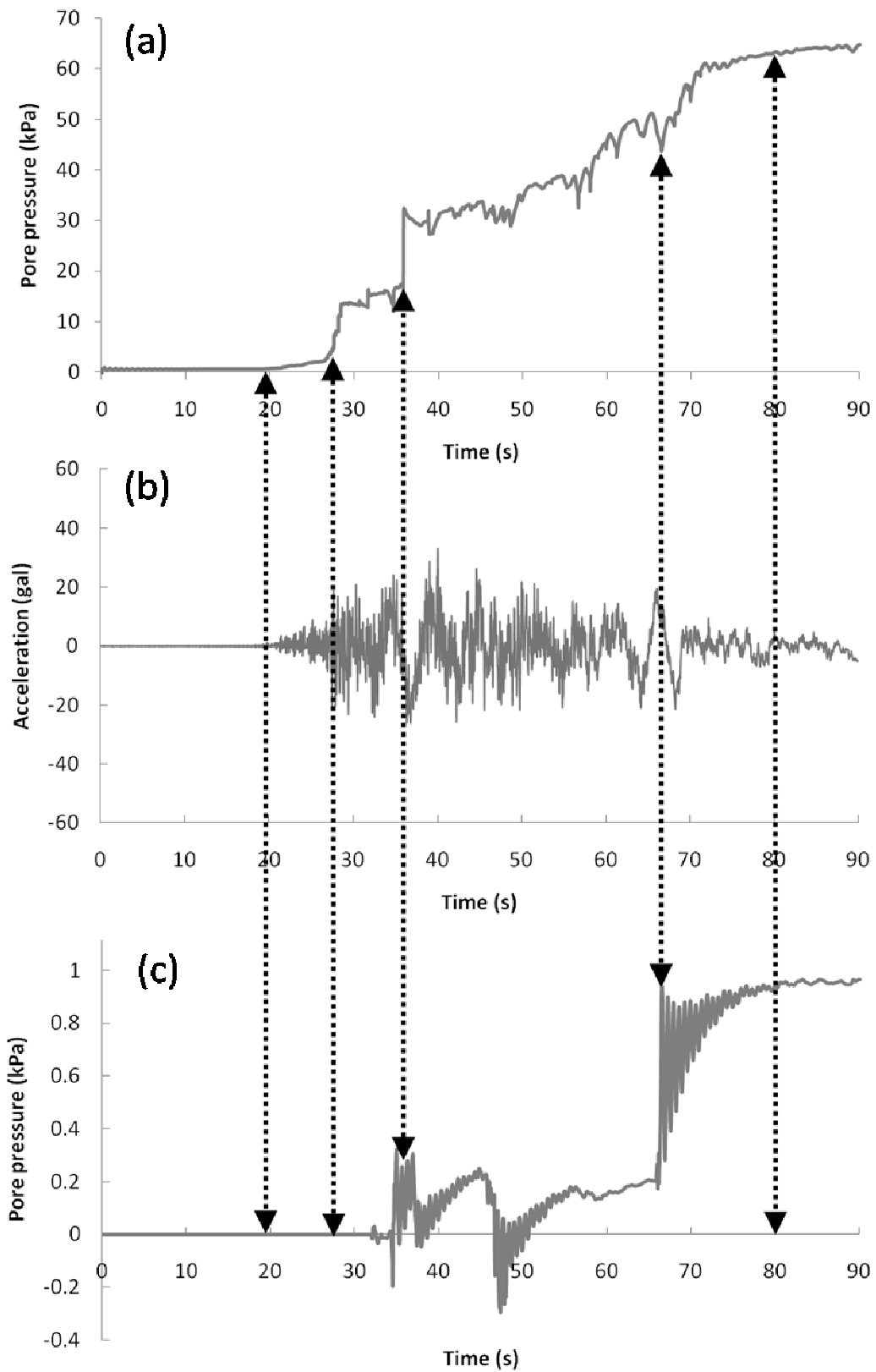


圖 6.69 *Finn* 模式及 *Biot* 模式之模擬結果與輸入加速度歷時比較圖—合興站富水層四

(a) *Finn* 模式孔隙水壓；(b) 加速度歷時；(c) *Biot* 模式孔隙水壓

## 第七章 結論與建議

本研究利用濁水溪沖積扇的水文地質鑽探剖面，於沖積扇的扇央區域，自北到南挑選了六個井位並建立地層剖面，接著以 *FLAC* 程式進行動態二維有效應力分析，利用中央氣象局強震測站的地表地震歷時記錄反推基盤的地震紀錄輸入於數值模型，震動時採用 *Finn* 模式以及 *Biot* 模式來模擬土壤孔隙水壓力之變化，模擬出各富水層孔隙水壓激發。由本研究之討論，可得到的結論與建議如下。

### 7.1 結論

1. 比較數值分析結果與實際觀測變化，東西向輸入震波所得模擬結果較南北向輸入震波所得模擬結果更為優異，此與斷層錯動方向有關，車籠埔斷層的主要錯動方向為東向西錯動，因此震波的主要傳遞方向亦為東西向，故模擬結果以東西向輸入震波較佳。
2. 地下水位變化分為階變反應變化及振盪反應變化，觀察模擬水壓變化之歷時曲線，由 *Finn* 模式中可看出明顯的階變反應變化，而 *Biot* 模式則呈現振盪反應變化。此外，*Finn* 模式的激發量較大，*Biot* 模式的孔隙水壓變化量則是小很多。
3. 從數值分析結果來看，*Finn* 模式以南北向和東西向輸入震波所建立簡化土層的概念模型模擬，其分析結果與實際地下水位變化量有一定的差距，但大制上與整體趨勢相符合，因此模擬成效尚可。
4. 從數值分析結果來看，*Biot* 模式以南北向和東西向輸入震波所建立簡化土層的概念模型模擬，其分析結果在一較小的範圍中跳動，僅自由富水層部分的模擬情況較好，深層部分之分析結果均遠低於實際地下水位變化量。
5. 田洋站數值分析結果與其他五個分析井位相比差異性最大，其可能是因為透水係數的參數選定不符合實際情形，亦有可能是因為地層剖面與其他三個分析井位差異較大。
6. 分析結果顯示離震央距離較近的觀測井，由於地震加速度歷時較大，各富水層數值模擬的孔隙水壓激發量有較大的趨勢；反之觀測井離震央越遠，地震加速度歷時偏小，其富

水層數值模擬的孔隙水壓激發量會比較小。其結果與實際地下水位變化量的分布十分相似，證明孔隙水壓激發受震波影響顯著。

7. 由數值模擬的結果可以發現，在富水層一孔隙水壓激發的幅度與其它富水層孔隙水壓激發的幅度比較皆明顯來的小許多，此結果與實際觀測井水位變化的情形相符合，而其原因可能是富水層一為自由富水層較接近地表所以孔隙水壓較易消散。
8. 比較所有富水層數值模擬的結果與實際觀測井水位變化量，可觀察出數值模擬的結果大致上都比實際的變化量來的高，其可能原因為數值模擬僅模擬集集地震的作用時間約 90 秒，並沒有完整模擬孔隙水壓消散的部分，而實際觀測井為時水位變化量，因此部分富水層可能產生的孔隙水壓消散，可能造成誤差。
9. 整體而言，以 *Finn* 模式進行數值模擬的結果，在富水層二的模擬成效還算是相當不錯，並且與整體趨勢也相當符合，而富水層三次之，富水層四最差，可能是因為深層部分較接近模型底部，受到邊界條件所限制，分析模型底部為水平向及垂直向皆固定；此外，富水層一的部分，*Finn* 模式的模擬結果與實際地下水位變化量有所差距，但模擬結果與震央距離、斷層距離以及地表加速度尖峰值的整體趨勢相當符合。以 *Biot* 模式進行數值模擬的結果，則是在一定的數值範圍中跳動，僅富水層一部分可得到相當不錯的模擬結果，隨著深度增加，其模擬水壓變化並沒有太大的改變。

## 7.2 建議

1. 本研究利用於基盤處輸入地震的加速度歷時記錄，以模擬孔隙水壓力激發的情形，並以地表地震記錄藉由 *SHAKE* 程式反推基盤的加速度歷時，而 *SHAKE* 程式限制最多土層數為 20 層，因此建議可改以其它可使用層數較多的分析程式，例如 *Illinois* 大學所發展的 *DEEPSOIL* 程式，不限制土層數即為 *DEEPSOIL* 中一維擬靜態分析的特色之一，如此一來可使分析剖面更加貼近現地土層。
2. 本研究孔隙水壓力動態反應模式採用 *Finn* 模式，模式中所需輸入的四個參數  $c_1$ 、 $c_2$ 、 $c_3$ 、 $c_4$  是以參考翁贊鈞(2003)對員林地區液化土壤所建議的參數作為輸入的依據，因此建議可

以利用多組不同土壤類型的反覆單剪試驗結果來獲得各種土壤的輸入參數。

3. 本研究孔隙水壓力動態反應模式採用 *Biot* 模式及 *Finn* 模式，其中 *Biot* 模式是由體積應變造成孔隙水壓力的激發，若欲以輸入加速度歷時的方式進行土層受震模擬，則不宜使用 *Biot* 模式進行模擬。但若模擬之地下水層為接近地表之自由富水層時，以 *Biot* 模式模擬可得到相當不錯的結果。
4. *FLAC* 程式提供另一種孔隙水壓力激發模式(*Byrne mode*)，其簡化為兩個輸入參數  $c_1$  以及  $c_2$ ，其中一個參數  $c_1$  與相對密度  $Dr$  和修正後的  $SPT-N$  值( $N1$ )60 有關( $c_1=7600(Dr)-2.5$ 、 $c_1=8.7(N1)60-2.5$ )，而另一個參數  $c_2$  與  $c_1$  成反比關係 ( $c_2=0.4/c_1$ )，因此只需要知道參數  $c_1$  即可用於分析，因此建議可利用於具豐富現地資料之土層進行孔隙水壓力激發模擬。
5. 本研究僅考慮單一地下水觀測井的水平地層剖面建立數值模式，並對鄰近的觀測井進行分析，建議可以考慮利用相鄰的兩個或數個地下水觀測井的地層剖面來建立數值模擬。



## 參考文獻

- [1] Eaton, J.P. & Takasaki, N.J. (1959), *Seismological Interpretation of Earthquake Induced Water-Level Fluctuations*, *Bulletin of the Seismological Society of America*, H 49, (3), S. 227-245.
- [2] Finn, W. D. L., Lee, K. W. and Martin, G. R. (1977) "An Effective Stress Model for Liquefaction," *Journal of the Geotechnical Engineering Division, ASCE*, Vol. 103, No. GT6, pp.517-533.
- [3] FLAC (2000), *Fast Lagrangian Analysis of Continua, Version 4.0*.
- [4] Grecksch, G., F. Roth, and H. J. Kumpel, *Coseismic well-level changes due to the 1992 Roermond earthquake compared to static deformation of half-space solutions*, *Geophysical Journal International*, Vol. 138, 470-478, 1999.
- [5] Iwasaki, T., and Tatsuoka, F., "Effects of grain size and grading on dynamic shear modulus of sands", *Soils and Foundations*, Vol. 17, No. 3, pp19-35. 1997.
- [6] Kawabe, I., I. Ohno, and S. Nadano, *Groundwater flow records indicating earthquake occurrence and induced Earth's free oscillation*, *Geophys. Res. Lett.*, 15, 1235-1238, 1988.
- [7] Koizumi, N., Kano, Y., Kitagawa, Y., Sato, T., Takahashi, M., Nishimura, S. and Nishida, R., *Groundwater anomalies associated with the 1995 Hyogo-ken Nanbu Earthquake*, *J. Phys. Earth*, 44, 373-380, 1996.
- [8] Ohno, M., H. Wakita, and K. Kanjo, *A water well sensitive to seismic wave*, *Geophys. Res. Lett.* 24, 691-694, 1997.
- [9] Roeloffs, E. A., *Poroelastic techniques in the study of earthquake-related hydrologic phenomena*, in *Advances in Geophysics*, edited by R. Dmowska, Academic, San Diego, Calif, Vol. 137, 135-195, 1996.
- [10] Schanabel, P. B., Seed H. B. & J. Lysmer, "Shake-A computwe Program for Earthquake

*Response Analysis of Horizontally Layered Site,” Report No. EERC 72-12, Univ. Calif. Berkeley, 1972.*

- [11] Wang, C. Y., Cheng, L. H., Chin, C. V., and Yu, S. B. (2001). *Coseismic hydrologic response of an alluvial fan to the 1999 Chi-Chi earthquake, Taiwan. Geology, v. 29, p.831-834.*
- [12] Wakita, H., *Water wells as possible indicators of tectonic strain, Science, vol. 189, 553-555, 1975.*
- [13] Wright, M., P. Dillon, P. Pavelic, P. Peter, and A. Nefiodovas, *Measurement of 3-D hydraulic conductivity in aquifer cores at in situ effective stresses, Ground water, 40(5), 509-517, 2002.*
- [14] 江崇榮、賴典章、賴慈華、黃智昭、費立沅、侯進雄、陳瑞娥、陳利貞、呂學諭、周素卿、鄂忠信、黃明昌、陸挽中、張閔翔、劉幸樺、李耀文「台灣地區地下水觀測網第一期計畫濁水溪沖積扇水文地質調查研究總報告」，共 130 頁，1999。
- [15] 李偉誠，民國 92 年 6 月，大型剪力試驗盒砂土液化試驗孔隙水壓之激發，國立台灣大學土木工程學研究所碩士論文。
- [16] 邱建銘，民國 90 年 6 月，以剪力波速評估員林地區液化及其地層動態反應研究，國立台灣大學土木工程學研究所碩士論文。
- [17] 翁作新、王明輝、陳銘鴻、何文欽，大型振動台剪力盒土壤液化試驗-大型二維剪力盒之研發，國家地震工程研究中心報告，2001。
- [18] 翁贊鈞，「員林地區傾斜地盤二維有效應力分析」，國立台灣大學土木工程學系研究所碩士論文，2002。
- [19] 黃筱卿，民國 91 年 6 月，員林地區土壤液化之地盤反應分析，國立台灣大學土木工程學研究所碩士論文。
- [20] 經濟部中央地質調查所，台灣地區地下水觀測網第一期計劃(81~87 年度)之濁水溪沖積扇水文地質調查研究總報告，1999。
- [21] 經濟部中央地質調查所，岩心查詢(<http://hydro.moeacgs.gov.tw/>)，2006。
- [22] 經濟部水利署，地震發生前後地下水水位異常變化之研究，2005。

- [23] 經濟部中央地質調查所，中彰、雲嘉與屏東都會區地下地質與工程環境調查研究報告，2006。
- [24] 詹家賓，台西麥寮地區地盤下陷分析之初步研究，國立台灣大學土木工程學研究所碩士論文，1996。
- [25] 陳有慶，集集地震對濁水溪沖積扇水文地質特性之影響，國立台灣大學生物環境系統工程學研究所碩士論文，2005。
- [26] 賴岳庭，地震引致地下水變化之研究—以集集地震為例，國立台灣大學土木工程學研究所碩士論文，2007。
- [27] 陳德偉，集集地震地層錯動引致地下水位變化之研究，國立台灣大學土木工程學研究所碩士論文，2008。



# 簡 歷



姓 名：陳柏宏

出 生 地：台北市

出生日期：民國 75 年 4 月 21 日

學 歷：民國 93 年 高雄市立高雄高級中學 畢業

民國 97 年 國立台灣大學土木工程學系 畢業

民國 99 年 國立台灣大學土木工程學研究所大地工程組 畢業



