

100-17-7509

MOTC-IOT-99-H3DB002

臺灣沿岸海嘯影響範圍與淹水 潛勢分析(4/4)



交通部運輸研究所

中華民國 100 年 4 月

100-17-7509

MOTC-IOT-99-H3DB002

臺灣沿岸海嘯影響範圍與淹水 潛勢分析(4/4)

著 者：陳冠宇、陳陽益、邱永芳、蘇青和、單誠基

交通部運輸研究所

中華民國 100 年 4 月

國家圖書館出版品預行編目資料

臺灣沿岸海嘯影響範圍與淹水潛勢分析(4/4)

/陳冠宇等著.--初版.-- 臺北市：交通部

運輸研究所， 民 100.04

面； 公分

ISBN 978-986-02-7135-5(平裝)

1. 海嘯 2. 洪水 3. 臺灣

351.9791

100002458

臺灣沿岸海嘯影響範圍與淹水潛勢分析(4/4)

著 者：陳冠宇、陳陽益、邱永芳、蘇青和、單誠基

出版機關：交通部運輸研究所

地 址：10458 臺北市敦化北路 240 號

網 址：www.ihmt.gov.tw (中文版>中心出版品)

電 話：(04)26587176

出版年月：中華民國 100 年 4 月

印 刷 者：

版(刷)次冊數：初版一刷 90 冊

本書同時登載於交通部運輸研究所臺灣技術研究中心網站

定 價：300 元

展 售 處：

交通部運輸研究所運輸資訊組•電話：(02)23496880

國家書店松江門市：10485 臺北市中山區松江路 209 號 F1•電話：(02)25180207

五南文化廣場：40042 臺中市中山路 6 號 • 電話：(04)22260330

GPN：1010000296

ISBN：978-986-02-7135-5 (平裝)

著作財產權人：中華民國(代表機關：交通部運輸研究所)

本著作保留所有權利，欲利用本著作全部或部份內容者，須徵求交通部運輸研究所書面授權。

100

臺灣沿岸海嘯影響範圍與淹水潛勢分析
(4/4)

交通部運輸研究所

GPN: 1010000296

定價 300 元

交通部運輸研究所合作研究計畫出版品摘要表

出版品名稱：臺灣沿岸海嘯影響範圍與淹水潛勢分析(4/4)			
國際標準書號（或叢刊號） ISBN978-986-02-7135-5(平裝)	政府出版品統一編號 1010000296	運輸研究所出版品編號 100-17-7509	計畫編號 99-H3DB002
本所主辦單位：港研中心 主管：邱永芳 計畫主持人：邱永芳 研究人員：單誠基 聯絡電話：04-26587176 傳真號碼：04-26571329	合作研究單位：國立中山大學 計畫主持人：陳冠宇、陳陽益 研究人員：劉俊志、林佳豪 地址：804 高雄市鼓山區蓮海路 70 號 聯絡電話：07-5252000-5353		研究期間 自 99 年 3 月 至 99 年 10 月
關鍵詞：數值模式、海嘯模擬、互逆格林函數、海嘯早期預警系統			
摘要： 本年度為本計畫之最後一年，併同前三年之研究成果彙整提出總結報告。報告內容分為三部份；第一部份為收集海嘯資訊、國內外海嘯之歷史紀錄、海嘯與地震之關係、台灣近域之斷層分布及環太平洋之地震帶等相關資料。其二為海嘯數值模式之模擬以及數值模式之精進；藉由可能之潛勢震源分析以及歷史紀錄，以情境模擬之方式，考慮極值情況下對各國際港之影響；同時，利用格林函數建立各港區之海嘯波高資料庫，有利於後續海嘯早期預警系統之建立。最後，利用資料庫之概念，建構遠近域海嘯早期預警系統，在海嘯發生初期，即可於數分鐘之內得出可能之波高及到達時間等相關資訊有助於各港務局後續應變之參考。 第一章為說明計畫背景及源由，各分年之工作項目以及預期之成果說明。第二章則是海嘯與地震之關係以及斷層資訊之說明；第三章則是海嘯數值模擬，模擬當海嘯來襲時各港之波高及流速變化，並建立高雄港市之溢淹模型；第四章即是說明互逆格林函數之理論以及應用；第五章則是海嘯早期預警系統之概念及建置方式，最後，相關結論及建議則是在第六章中說明。			
出版日期	頁數	定價	本 出 版 品 取 得 方 式
100 年 4 月	272	300	凡屬機密性出版品均不對外公開。普通性出版品，公營、公益機關團體及學校可函洽本所免費贈閱；私人及私營機關團體可按定價價購。
機密等級： ☐密 ☐機密 ☐極機密 ☐絕對機密 （解密條件：☐ 年 ☐ 月 ☐ 日解密，☐公布後解密，☐附件抽存後解密， ☐工作完成或會議終了時解密，☐另行檢討後辦理解密） ☒普通			
備註：本研究之結論與建議不代表交通部之意見。			

**PUBLICATION ABSTRACTS OF RESEARCH PROJECTS
INSTITUTE OF TRANSPORTATION
MINISTRY OF TRANSPORTATION AND COMMUNICATIONS**

TITLE: Tsunami Affected Area and Flooding Possibility on the Coast of Taiwan (4/4)			
ISBN (OR ISSN) ISBN978-986-02-7135-5 (pbk)	GOVERNMENT PUBLICATIONS NUMBER 1010000296	IOT SERIAL NUMBER 100-17-7509	PROJECT NUMBER 99-H3DB002
DIVISION: Harbor & Marine Technology Center DIVISION DIRECTOR: Chiu Yung-fang PRINCIPAL INVESTIGATOR: Chiu Yung-fang, Su Ching-ho PROJECT STAFF: Shan Chen-chi, Lee Chun-ting, Chien Er-jier, Chen Cheng-yi, Ma Wei-lun, Chang Lee-chung PHONE: (04) 26587176 FAX: (04) 26564418			PROJECT PERIOD FROM March 2010 TO October 2010
RESEARCH AGENCY: NATIONAL SUN-YAT-SEN UNIVERSITY PRINCIPAL INVESTIGATOR: Chen Guan-yu, Chen Yang-yih PROJECT STAFF: Liu Chun-chi, Lin Chia-hao ADDRESS: No.70, Lianhai Rd., Gushan District, Kaohsiung City 804, Taiwan (R.O.C.) PHONE: (07) 5252000 ext.5353			
KEY WORDS: numerical model, tsunami simulation, reciprocal Green's function, tsunami early warning system.			
Abstract This year is the last stage of the tsunami project and the complete report is provided. There are three parts in this report. First part is the collection of the tsunami data, the historical records of tsunami events, the relationship of tsunami and earthquake, the fault distribution near Taiwan and the information of Circum-Pacific seismic zone. Simulation of tsunami scenario and modification of the numerical model are the second part. Applying possible earthquake sources and history records numerically simulate the huge tsunami induced the influences for the harbors of Taiwan. The last part is using the reciprocal Green's function to build a tsunami database and a tsunami early warning system. This system is helpful to quickly determine the maximum wave height and the arrival time after the tsunami occurs, so that these information can be provided to harbor companies. Chapter 1 gives an introduction of this project, a list of working terms and expected benefit. Chapter 2 explains the relationship between tsunami and earthquake parameters. Chapter 3 is the theory and the setup of numerical tsunami simulation. The wave height and velocity of each harbor are given with extreme scenarios. Besides, the simulation of Kaohsiung Harbor/ City inundation is executed. Theories and verifications of the reciprocal Green's function are shown in chapter 4. The flowchart and the design of a tsunami early warning system are discussed in chapter 5. Finally, the conclusion and suggestions for future research are given in the last chapter.			
DATE OF PUBLICATION April 2011	NUMBER OF PAGES 272	PRICE 300	CLASSIFICATION ☐ RESTRICTED ☐ CONFIDENTIAL ☐ SECRET ☐ TOP SECRET ☒ UNCLASSIFIED
The views expressed in this publication are not necessarily those of the Ministry of Transportation and Communications.			

目 錄

中文摘要.....	I
英文摘要.....	II
目錄.....	III
圖目錄.....	V
表目錄.....	XIII
第一章 緒論	
1.1 前言.....	1-1
1.2 研究範圍與工作內容.....	1-2
1.3 工作項目及預期成就.....	1-2
1.4 本報告書內容說明.....	1-5
第二章 國內外之地震與海嘯紀錄	
2.1 海嘯與地震之關係.....	2-1
2.2 臺灣西南海域之大地構造及特性.....	2-3
2.3 台灣附近海嘯潛勢區域及斷層概述.....	2-6
2.4 斷層參數.....	2-10
2.5 台灣之海嘯歷史紀錄.....	2-11
2.6 環太平洋地震帶之地震/海嘯紀錄與海嘯災情.....	2-12
2.7 國內外之海嘯災情紀錄.....	2-14
第三章 海嘯數值模擬	
3.1 利用PARI 模式模擬恆春海嘯事件.....	3-1
3.2 各潛勢震源所產生之海嘯對各國際港之影響.....	3-11
3.3 COMCOT 海嘯數值模式.....	3-37

3.4 以GIS 地形資料及COMCOT 建立高雄地區之 溢淹數值模型.....	3-58
3.5 海嘯所產生之邊緣波分析.....	3-86
第四章 互逆格林函數之應用	
4.1 傳統海嘯波源驅動模式.....	4-1
4.2 互逆格林函數.....	4-5
4.3 格林函數的計算模式設定.....	4-8
4.4 互逆格林函數的驗證.....	4-11
4.5 外海海嘯預報的格林函數應用(以高雄為例)	4-13
4.6 利用互逆格林函數評估各國際港之水位及到達時間.....	4-15
4.7 各港口之高威脅潛勢震源區域.....	4-25
第五章 視窗化操作系統以及海嘯早期預警系統之建置	
5.1 前言.....	5-1
5.2 介面操作系統之建置.....	5-4
5.3 參數之選擇.....	5-6
5.4 操作系統介面之精進.....	5-8
5.5 海嘯預警系統的驗證.....	5-19
第六章 結論與建議.....	6-1
參考文獻.....	參-1
附錄一 PARI模式簡介.....	附-1
附錄二 COMCOT 與PARI 之比較.....	附-8
附錄三 期末簡報.....	附-9
附錄四 期中報告審查意見處理情形表.....	附-51
附錄五 期末報告審查意見處理情形表.....	附-58

圖目錄

圖 2.1 斷層型態-----	2-1
圖 2.2 板塊交界處發生錯動後引起海嘯之示意圖-----	2-1
圖 2.3 隱沒帶發生海嘯示意圖-----	2-3
圖 2.4 臺灣地區之逆斷層系統-----	2-4
圖 2.5 A-A' 剖面及 B-B'剖面示意圖-----	2-5
圖 2.6 台灣本島海域附近之斷層分佈圖-----	2-7
圖 2.7 台灣地區 1900 年~2006 年地震震央分佈圖-----	2-8
圖 2.8 西南海域附近之斷層分佈圖-----	2-9
圖 2.9 Hiroo Kanamori 座標系統之示意圖-----	2-11
圖 2.10 臺灣海嘯事件之震源分佈-----	2-13
圖 2.11 環太平洋地震帶-----	2-14
圖 3.1 屏東海嘯模式計算範圍及地形圖-----	3-2
圖 3.2 屏東海嘯之斷層位址及驗潮站-----	3-2
圖 3.3 屏東海嘯之各驗潮站之波高時序圖-----	3-4
圖 3.4 屏東海嘯之各地之最大波高分佈圖-----	3-5
圖 3.5 屏東海嘯之各地之傳播時間圖-----	3-5
圖 3.6 屏東海嘯之永安潮位站水位-----	3-6
圖 3.7 屏東海嘯之小琉球潮位站水位-----	3-6
圖 3.8 屏東海嘯之東港潮位站水位-----	3-7
圖 3.9 屏東海嘯之後壁湖潮位站水位-----	3-7
圖 3.10 屏東海嘯之鱗廣嘴潮位站水位-----	3-8
圖 3.11 屏東海嘯模擬結果與永安潮位站水位之比對-----	3-8
圖 3.12 屏東海嘯模擬結果與小琉球潮位站水位之比對-----	3-9
圖 3.13 屏東海嘯模擬結果與東港潮位站水位之比對-----	3-9

圖 3.14	屏東海嘯模擬結果與後壁湖潮位站水位之比對-----	3-10
圖 3.15	屏東海嘯模擬結果與蟬廣嘴潮位站水位之比對-----	3-10
圖 3.16	呂宋島案例之模式計算區域水深地形圖-----	3-13
圖 3.17	呂宋島案例之初始波立體圖-----	3-13
圖 3.18	呂宋島案例之初始波(X-Z 軸)-----	3-14
圖 3.19	呂宋島案例之初始波高程圖-----	3-14
圖 3.20	呂宋島案例之初始波等高線圖-----	3-15
圖 3.21	呂宋島案例之海嘯傳遞圖-----	3-16
圖 3.22	呂宋島案例之最大表面波高程平面分佈圖-----	3-17
圖 3.23	呂宋島案例之最大波到達時刻平面分佈圖-----	3-18
圖 3.24	呂宋島案例之最大流速平面分佈圖-----	3-18
圖 3.25	呂宋島案例之最大流速到達時刻平面分佈圖-----	3-19
圖 3.26	呂宋島案例之測站 01(高雄港)模擬計算結果-----	3-19
圖 3.27	呂宋島案例之測站 02(臺南安平)模擬計算結果-----	3-20
圖 3.28	呂宋島案例之測站 03(臺中港)模擬計算結果-----	3-20
圖 3.29	北海道案例之模式計算區域水深地形圖-----	3-22
圖 3.30	北海道案例之初始波立體圖-----	3-22
圖 3.31	北海道案例之初始波高程圖-----	3-23
圖 3.32	北海道案例之初始波等高線圖-----	3-23
圖 3.33	北海道案例之海嘯傳遞圖-----	3-25
圖 3.34	北海道案例之海嘯流速平面分佈圖-----	3-27
圖 3.35	北海道案例之最大表面波高程平面分佈圖-----	3-28
圖 3.36	北海道案例之最大表面波高程到達時刻平面分佈圖-----	3-29
圖 3.37	北海道案例之最大流速平面分佈圖-----	3-29
圖 3.38	北海道案例之最大流速到達時刻平面分佈圖-----	3-30
圖 3.39	移動邊界處理之示意圖-----	3-41

圖 3.40 多重網格系統-----	3-43
圖 3.41 多層巢狀網格之實例(包含大區域、中區域及小區域)-----	3-43
圖 3.42 南亞海嘯之模式計算區域水深地形圖-----	3-45
圖 3.43 南亞海嘯之初始波立體圖-----	3-46
圖 3.44 南亞海嘯之初始波高程圖-----	3-46
圖 3.45 南亞海嘯之初始波等高線圖-----	3-47
圖 3.46 南亞海嘯傳遞圖-----	3-49
圖 3.47 泰國普吉、加勒、可倫坡以及馬爾地夫四個測站於 南亞海嘯之水位實測資料-----	3-50
圖 3.48 南亞海嘯之各測點時序流速平面分佈圖-----	3-51
圖 3.49 南亞海嘯之測站 01 至 11 連線方向的水深地形斷面圖-----	3-52
圖 3.50 南亞海嘯之測站 02 至 06 水位資料圖-----	3-53
圖 3.51 馬爾地夫水位資料與模式結果的比較-----	3-54
圖 3.52 南亞海嘯之最大表面波高程平面分佈圖-----	3-55
圖 3.53 南亞海嘯之最大表面波高程到達時刻平面分佈圖-----	3-56
圖 3.54 南亞海嘯之最大流速平面分佈圖-----	3-56
圖 3.55 南亞海嘯之最大流速到達時刻平面分佈圖-----	3-57
圖 3.56 由 AutoCAD 取得數值座標點之流程-----	3-59
圖 3.57 高雄市數值地形圖-----	3-60
圖 3.58 高雄市週邊海域水深圖-----	3-61
圖 3.59 數值地形與水深資料結合圖-----	3-61
圖 3.60 高市溢淹模擬之模式計算區域範圍，包含大區域、 中區域及小區域-----	3-63
圖 3.61 高雄市附近海域-----	3-64
圖 3.62 高市溢淹模擬之模式溯上計算區域範圍-----	3-64
圖 3.63 高市溢淹模擬之初始波高程圖-----	3-65

圖 3.64	高市溢淹模擬之大區域各時序表面波高平面分佈圖-----	3-66
圖 3.65	高市溢淹模擬之中區域各時序表面波高平面分佈圖-----	3-66
圖 3.66	高市溢淹模擬之小區域各時序表面波高平面分佈圖-----	3-70
圖 3.67	高雄港溢淹範圍表示圖-----	3-71
圖 3.68	第一前導波到達時刻平面分佈圖-----	3-72
圖 3.69	高市溢淹模擬之測站 01 模擬計算結果-----	3-72
圖 3.70	高市溢淹模擬之測站 02 模擬計算結果-----	3-73
圖 3.71	高市溢淹模擬之測站 03 模擬計算結果-----	3-73
圖 3.72	高市溢淹模擬之測站 04 模擬計算結果-----	3-74
圖 3.73	高市溢淹模擬之測站 A 模擬計算結果-----	3-74
圖 3.74	高市溢淹模擬之測站 B 模擬計算結果-----	3-75
圖 3.75	高市溢淹模擬之測站 C 模擬計算結果-----	3-75
圖 3.76	高市溢淹模擬之測站 A 水位高程-----	3-77
圖 3.77	高市溢淹模擬之測站 B 水位高程-----	3-77
圖 3.78	高市溢淹模擬之測站 C 水位高程-----	3-78
圖 3.79	高雄港在斷層位移量 8 米時所產生之溢淹-----	3-80
圖 3.80	測站 01 於斷層位移量 8 米時之水位高程-----	3-81
圖 3.81	測站 02 於斷層位移量 8 米時之水位高程-----	3-81
圖 3.82	測站 03 於斷層位移量 8 米時之水位高程-----	3-82
圖 3.83	愛河是否封閉對溢淹之影響-----	3-85
圖 3.84	邊緣波之示意圖-----	3-86
圖 3.85	南臺灣潮位測站分佈以及高雄港儀器佈置位置圖-----	3-88
圖 3.86	壓力經由 EMD 所分出之 IMF -----	3-90
圖 3.87	原始資料和經過篩選之後對照圖-----	3-91
圖 3.88	26 日晚上 9 時壓力之能量頻譜及對應頻率域之總和-----	3-92
圖 3.89	海嘯發生時間前後的頻譜能量 500 秒以上總和分佈-----	3-93

圖 3.90	海嘯發生時間前後的水位振幅最大差-----	3-93
圖 3.91	各時段水位變化之極值-----	3-94
圖 3.92	500 秒以上之能量於各時段之分佈圖-----	3-95
圖 4.1	斷層幾何形狀及座標系統-----	4-2
圖 4.2	斷層及映像斷層座標系統-----	4-3
圖 4.3	傳統格林函數與互逆格林函數之示意圖-----	4-6
圖 4.4	互逆格林函數驗證之計算區域圖-----	4-9
圖 4.5	海嘯高度預報點(r點)位置圖-----	4-9
圖 4.6	模式在r點設定1m初始水位-----	4-10
圖 4.7	r點初始水位傳播1小時後-----	4-10
圖 4.8	r點初始水位傳播3小時後-----	4-11
圖 4.9	互逆GF驗證點的位置圖-----	4-11
圖 4.10	GF 與互逆 GF 一致性之驗證-----	4-12
圖 4.11	COMCOT 海嘯模式結果與互逆格林函數之比較 (斯里蘭卡 東經 82 度 北緯 6.8 度)-----	4-13
圖 4.12	RGF 測試案例在 s 點的海嘯起始高度-----	4-14
圖 4.13	於高雄港接收點 r 的海嘯高度預報-----	4-14
圖 4.14	假設震央位置-----	4-16
圖 4.15	馬尼拉海溝33個子斷層之分布圖-----	4-17
圖 4.16	台中港在測試案例(Mw=8.0)下可能產生之最大波高及 到達時間-----	4-18
圖 4.17	台北港在測試案例(Mw=8.0)下可能產生之最大波高及 到達時間-----	4-19
圖 4.18	花蓮港在測試案例(Mw=8.0)下可能產生之最大波高及 到達時間-----	4-20

圖 4.19 高雄港在測試案例($M_w=8.0$)下可能產生之最大波高及 到達時間-----	4-21
圖 4.20 基隆港在測試案例($M_w=8.0$)下可能產生之最大波高及 到達時間-----	4-22
圖 4.21 蘇澳港在測試案例($M_w=8.0$)下可能產生之最大波高及 到達時間-----	4-23
圖 4.22 各港在測試案例($M_w=8.0$)180分鐘內之最大波高-----	4-24
圖 4.23 各港在測試案例($M_w=8.0$)180分鐘內之最大波高 之到達時間-----	4-24
圖 4.24 基隆港之放大率-----	4-26
圖 4.25 蘇澳港之放大率-----	4-26
圖 4.26 花蓮港之放大率-----	4-27
圖 4.27 台中港之放大率-----	4-27
圖 4.28 高雄港之放大率-----	4-28
圖 4.29 台北港之放大率-----	4-28
圖 5.1 海嘯早期預警系統之初步規劃圖-----	5-3
圖 5.2 GUI程式設計環境-----	5-4
圖 5.3 視窗化操作系統之建立與排版-----	5-5
圖 5.4 視窗化介面之編譯完成圖-----	5-5
圖 5.5 視窗化介面之計算成果圖-----	5-6
圖 5.6 視窗化系統之計算範圍圖-----	5-9
圖 5.7 國內各主要港口之位置-----	5-9
圖 5.8 高雄港之預報點位圖-----	5-10
圖 5.9 基隆港之預報點位圖-----	5-11
圖 5.10 台中港之預報點位圖-----	5-11
圖 5.11 花蓮港之預報點位圖-----	5-12

圖 5.12 台北港之預報點位圖-----	5-12
圖 5.13 蘇澳港之預報點位圖-----	5-13
圖 5.14 美國 USGS 資料庫-----	5-14
圖 5.15 中央氣象局網站之即時地震資料-----	5-15
圖 5.16 新視窗化作業介面-----	5-16
圖 5.17 遠域海嘯對高雄港之影響測試成果圖-----	5-16
圖 5.18 蘭嶼地震震央位址圖-----	5-17
圖 5.19 花蓮港於蘭嶼地震之預報成果圖-----	5-18
圖 5.20 蘇澳港於蘭嶼地震之預報成果圖-----	5-18
圖 5.21 基隆港於蘭嶼地震之預報成果圖-----	5-19
圖 5.22 交通部運輸研究所港灣中心基隆港觀測站儀器安裝位置---	5-21
圖 5.23 測站之實測水位-----	5-21
圖 5.24 海嘯預報系統之操作介面-----	5-23
圖 5.25 分析用之實測水位資料-----	5-24
圖 5.26 經過濾潮汐後之水位-----	5-24
圖 5.27 由 EEMD 分解出較高頻的 IMF 分量(C1 至 C6)-----	5-25
圖 5.28 由 EEMD 分解出較低頻的 IMF 分量、餘訊 R 及潮位-----	5-25
圖 5.29 預報系統預測智利海嘯(Mw=8.6)於基隆港之預報結果----	5-27
圖 5.30 預報系統計算結果(Mw=8.6)與實測資料之比較圖-----	5-27
圖 5.31 預報系統預測智利海嘯(Mw=8.8)於基隆港之預報結果-----	5-29
圖 5.32 預報系統計算結果(Mw=8.8)與實測資料之比較圖-----	5-29

表 目 錄

表 2.1 今村與飯田海嘯規模之分級表-----	2-12
表 2.2 西元 1500~2010 年傷亡人數超過千人之海嘯事件-----	2-15
表 3.1 屏東海嘯之地層參數設定-----	3-3
表 3.2 呂宋島西北方地震斷層模式參數之設定-----	3-12
表 3.3 日本北海道地區模式參數設定-----	3-21
表 3.4 各個主要港口受海嘯震源之影響-----	3-34
表 3.5 不同震源引發的臺灣附近海嘯威脅-----	3-35
表 3.6 南亞大海嘯模式參數設定-----	3-45
表 3.7 海底斷層參數設定-----	3-64
表 4.1 互逆格林函數模擬案例之斷層參數表-----	4-14
表 4.2 假設震央之地層參數-----	4-16
表 4.3 各港在 180 分鐘內在測試案例($M_w=8.0$)下所產生之 最大水位及到達時間-----	4-24
表 5.1 馬尼拉海溝 33 個子斷層之斷層參數表-----	5-7
表 5.2 各港預報點位之水深-----	5-13
表 5.3 美國國家地震資訊中心發布最初發布之智利地震 FMT 解---	5-26
表 5.4 美國國家地震資訊中心修正的智利地震 FMT 解-----	5-28

第一章 緒論

1.1 前言

自從臺灣發生了 921 集集大地震後，相關於地震的研究甚受各界重視；2004 年南亞海嘯造成的重大傷亡，讓國人在心驚之餘，更進一步的正視地震與海嘯可能造成的威脅，同時近年來幾起太平洋區域之海嘯，也引起國內外之注目。地震既難以預測，震波傳遞速度之快也令人難以及時反應，因此目前而言，地震預報距應用之途尚遠；相對來講，與地震有密切關連的海嘯卻極有可能發展出實用的預報系統並有效發揮作用。為了減少海嘯可能造成的災難，海嘯預報系統之研究與規畫有其及早著手進行之必要性。

本研究全期計有四年，本年度為第 4 年，前 3 年已完成的重要工作項目如下：

1. 建立本土化之臺灣近海海嘯數值模式，模擬南亞大海嘯、北海道大海嘯及臺灣西南海域屏東地震發生海嘯之特性。
2. 精進海嘯數值模式，以快速正確求得臺灣環島海域之海嘯異常水位。
3. 建立視窗化操作介面之海嘯波高水位系統。
4. 模擬地震在太平洋可能影響臺灣之隱沒帶海域發生時的外海海嘯水位，評估臺灣環島沿岸海嘯影響可能地區及危險程度之潛勢分析。
5. 建立基隆港、臺北港、花蓮港及蘇澳港等港口海嘯數值模式之格林函數，評估港區影響可能範圍及危險程度之潛勢分析。
6. 建立高雄地區之溢淹數值模型，模擬受海嘯侵襲時之溢淹區域範圍。

本研究屬交通部運輸研究所「臺灣沿岸海嘯影響範圍與淹水潛勢分析」計畫規劃四年合作研究計畫之第四年，本研究之主要目的為建立本土化之臺灣海嘯數值模式，探討可能造成大海嘯的斷層發生地震時，臺灣沿岸(港區為研究重點)之海嘯影響範圍，與淹水潛勢分析，並完成臺灣環島地區之溢淹數值模型與避難路線圖，據以作為教育民眾防災自救知識的教材，供民眾緊急逃生用。

本期末報告書除了敘明第四年之研究成果外，也將前三年之計畫做一彙整，一併列入計畫書中。

1.2 研究範圍與工作內容

本研究屬交通部運輸研究所「臺灣沿岸海嘯影響範圍與淹水潛勢分析」計畫規劃四年合作研究計畫之第四年，本年度之主要目的為精進現有視窗化操作介面，震源區自台灣近岸擴展至整個環太平洋地震帶，並蒐集其斷層資訊相關經驗值或參考值，同時也將建立國內八個港口之格林函數值；使其當遠域海嘯發生時，亦能即時評估最大波高及其到達時間，模擬海嘯發生或鄰近國家發佈海嘯警報時，對台灣環島近岸及國內重要商港所產生的影響。本計畫將配合運輸研究所防災科技研究計畫「臺灣近岸地震潛勢及海嘯影響範圍分析研究」之綱要計畫總目標，以進行相關配合研究。

1.3 工作項目及預期成就

表一為本計畫分期之工作項目。

年度	工作項目
第一年	(1)新建或引進適用於台灣近海之海嘯數值模式。 (2)測試海嘯數值模式之穩定性並進行修正，使之未來適用於台灣近海。 (3)測試海嘯數值模式之波浪溯昇特性並與理論相比較。 (4)建立高雄地區之溢淹數值模型。 (5)利用高雄周邊海域之斷層參數及數值模式，進行模擬。 (6)蒐集高雄周邊海域中的活動斷層資料並分析其特性，以利爾後模擬計算高雄地區受不同高度的海嘯侵襲時之溢淹區域範圍。
第二年	(1)太平洋海域可能發生海嘯之隱沒帶、斷層等的文獻資料之蒐集研究。 (2)改進已建立之臺灣近海之海嘯數值模式。 (3)以太平洋可能造成大海嘯的斷層運動，模擬周邊國家發佈海嘯警報時，臺灣環島近岸地區最大可能入射波

	高與流速分佈(國內主要商港為重點)。 (4)模擬地震在太平洋可能影響臺灣之隱沒帶海域發生時的外海海嘯波高。 (5)評估臺灣環島沿岸海嘯影響可能地區及危險程度之潛勢分析。 (6)研究海嘯在臺灣環島海岸形成邊緣波 (edge wave) 時的鑑別方法。
第三年	(1)臺灣鄰近海域或遠區海域之可能發生海嘯隱沒帶、斷層等資料蒐集及分析。 (2)精進本計畫建立之本土化海嘯數值模式，以快速求得臺灣環島海域之海嘯異常水位。 (3)建立臺灣主要商港(包括基隆港、臺北港、花蓮港及蘇澳港等)海嘯數值模式之格林函數，評估港區影響可能範圍及危險程度之潛勢分析。 (4)建立視窗化操作介面之海嘯波高查詢系統。 (5)建構海嘯預警系統之初步規劃。
第四年 (本年)	(1)蒐集太平洋海盆周邊可能發生海嘯的隱沒帶以及歷史地震資料，將蒐集所得隱沒帶地震之各項滑移角度列入海嘯查詢系統作為參考值。 (2)精進本計畫建立之本土化海嘯數值模式，以快速精確求得臺灣環島海域海嘯水位。 (3)建立 8 個主要商港(包括基隆港、臺北港、台中港、高雄港、花蓮港、布袋港、安平港及蘇澳港等)含整個太平洋海盆之數值格林函數，利用數值格林函數求得各港正確之外海海嘯波高程，評估港區影響可能範圍及危險程度之潛勢分析。 (4)精進視窗化操作介面，整合成海嘯查詢系統。

本計畫完成後，預期之效益及應用則有

1.掌握可能造成大海嘯的斷層發生地震時，臺灣沿岸(港灣近岸港區為

重點)之海嘯影響範圍與淹水潛勢，提供各港務局或觀光局，預先掌握對臺灣環島近岸地區可能發生之風險及因應措施。

- 2.了解海嘯在臺灣周遭海域發生時的傳播與溢淹特性，據以作為教育民眾防災自救知識的教材，供民眾緊急逃生用。
- 3.提供本所後續相關研究之依據。

1.4 本報告書內容說明

本年度為本計畫之最後一年，併同前三年之研究成果匯整總結為本報告由。各分年度工作內容分類可知，全年計畫包含三大部分：第一為收集海嘯資訊、國內外海嘯之歷史紀錄、海嘯與地震之關係、台灣近域之斷層分布及環太平洋之地震帶等相關資料，以便了解海嘯之基本觀念，有助於後續工作項目之執行。其二為海嘯數值模式之模擬以及數值模式之精進；藉由可能之潛勢震源分析以及歷史紀錄，以情境模擬之方式，考慮極值情況下對各國國際港之影響；同時，利用格林函數建立各港區之海嘯波高資料庫，有利於後續海嘯早期預警系統之建立。最後，利用資料庫之概念，建構遠近域海嘯早期預警系統，在海嘯發生初期，即可於數分鐘之內得出可能之波高及到達時間，相關資訊有助於各港務局後續應變之參考。

第一章為說明計畫背景及源由，各分年之工作項目以及預期之成果說明。

第二章主要說明海嘯與地震之關係以及斷層資訊之說明；由於各分年計畫皆有其相關之工作項目，但實際上為顧及報告完整性及方便閱讀，本期末報告將其併為一章一併說明。

第三章則是說明海嘯數值模擬及模擬結果；由於海嘯數值模擬在全期計畫中佔有相當多之比例，故本期末報告書為方便閱讀，將數值模擬結果併於第三章說明；本計畫第一年重點工作項目是利用 **PARI** 模式來模擬屏東海嘯事件以及建立高雄港市之溢淹模型。3.1 節說明 **PARI** 模式來模擬屏東海嘯事件，由於屏東海嘯事件是台灣近年來可

供用來驗證海嘯模式之實際案例，且西南沿岸各潮位站皆有其實測水位紀錄，可供模式校正之用。高雄港市之溢淹模型建立則說明於 3.4 節。

第二年之重點工作項目則是利用 **PARI** 模式以情境模擬方式探討潛勢震源所產生之海嘯對各港所造成之影響，由於與 3.1 節同屬類似之海嘯模擬，故安排於 3.2 節說明。由於後續之海嘯波高資料庫之建立是以 COMCOT 海嘯模式為主，故 3.3 節先說明其基本理論及實例驗證；3.5 節則是邊緣波之鑑別方式，是第二年之工作項目之一。

第四章用以說明格林函數之基本理論以及應用；利用格林函數來建立海嘯波高資料庫是第三年計畫之重要工作項目。為方便引用格林函數之概念，4.1 節先說明現有海嘯數值模式建立海嘯初始水位之方式及模擬方式；4.2 節則介紹互逆格林函數之理論；4.3~4.7 節則是互逆格林函數之驗證與應用。

第五章則是海嘯早期預警系統之概念及建置說明，為第三年及本年度之重點工作項目。5.1 先介紹目前各國海嘯預警之方式以及早期預警系統之概念及流程；5.2 節為介紹視窗化介面系統之建置方式；5.3 節為介紹斷層參數之選擇及輸入方式，併同 5.2 節整合為近域海嘯波高查詢系統。5.4 節為精進查詢系統至遠域，此節為本年度之工作項目之一，包含潛勢震源之擴展、遠端資料擷取以及各港口之遠端格林函數之建立均是精進之重點；5.5 節為該系統與智利海嘯之驗證，可視為本年度之工作項目之一。

第六章則是按照前述所言之全期計畫三部份，對本研究計畫作出相關結論說明及建議。

第二章 國內外之地震與海嘯紀錄

第二章主要說明海嘯與地震之關係以及斷層資訊之說明；由於各分年計畫皆有其相關之工作項目，但實際上為顧及報告完整性及方便閱讀，本期末報告將其併為一章一併說明。

2.1 海嘯與地震之關係

海嘯為一種非由天氣因素所造成之長週期波；其成因甚多，如強烈之海底地震、海底山崩或是核爆；本研究僅討論由地震所產生者。地震之成因主要來自於地表斷層發生錯動所產生之巨大能量釋出。斷層系統一般可分為三類，即是斷層可水平移動之平移斷層及可上下移動之正斷層、逆斷層，如圖 2.1 所示。海底若發生地震時，斷層發生平移運動，則對海洋水體影響有限；但若是斷層發生上下錯動之行為，則有引發海嘯的可能，如圖 2.2 所示。對於海洋尺度而言，海底斷層所引發的海底地震可視為一個點波源，故海嘯即是由海底地震所引發的長週期波，是一種頻率介於潮波和湧浪之間的重力長波，其波長約為幾十至幾百公里，週期為 2 ~200 分。一般而言，海底發生地震時並不一定會引起海嘯，產生海嘯的地震保守估計要規模 6 以上，震源深度最多不超過 100 公里。

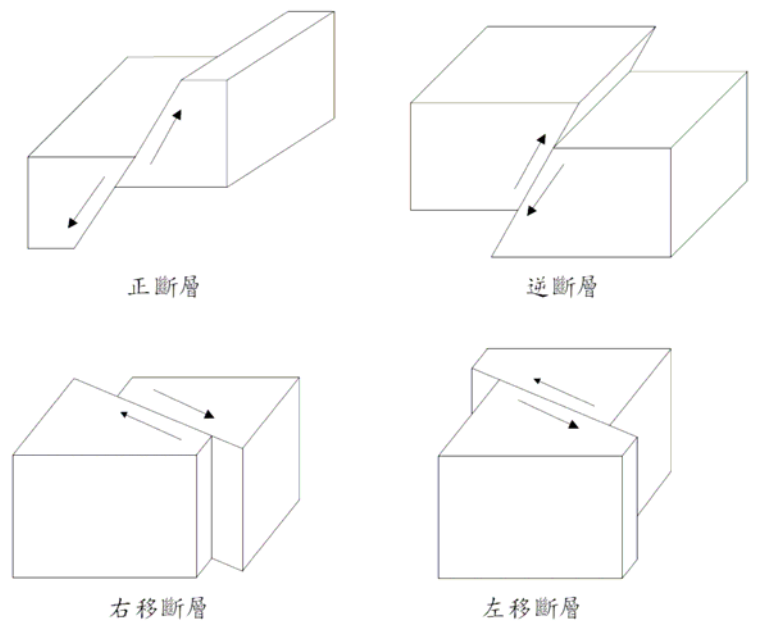


圖 2.1 斷層型態

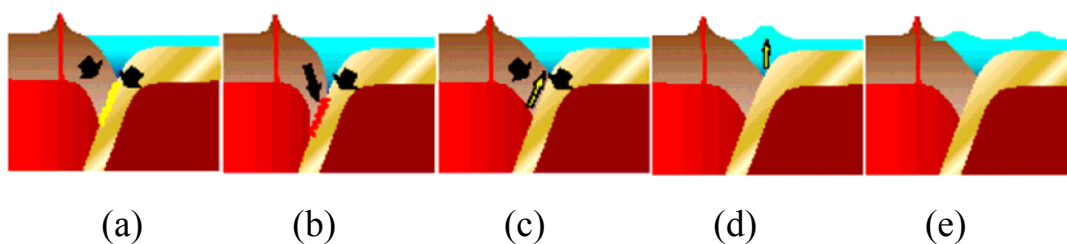


圖 2.2 板塊交界處發生錯動後引起海嘯之示意圖

(資料來源：邱等，2005)

通常對海嘯有一普遍的觀念，即海邊水位會先大幅度降低，此種觀念需有澄清的必要。目前一般海嘯的數值模擬直接以海底隆起或降低的高程差做為水面的初始波；如前一章的結果所示，海底抬昇的方向，波峰先到；海底降低的方向，波谷先到。若是位於初始水位抬昇的方向，波峰會先到，海邊水位不會先降低。事實上，之所以會有海嘯侵襲時海邊水位會先大幅度降低的觀念，主要原因是許多海嘯都發生在隱沒帶。如圖 2.3 所示，海洋板塊(oceanic crust)比較重，因此會隱沒到大陸板塊(continental crust)底下而形成所謂的隱沒帶。海洋板塊向下隱沒，大陸板塊則被推擠向上；發生地震時，大陸板塊向上推擠，使初始的水位抬昇，但在靠近大陸的方向由於地殼的彈性，海底轉而

向下。如前所述，海底降低的方向，波谷會先到，因此對大陸板塊上的居民，海邊水位會先降低；久而久之，於是形成了海嘯侵襲時海邊水位會先大幅度降低的觀念。

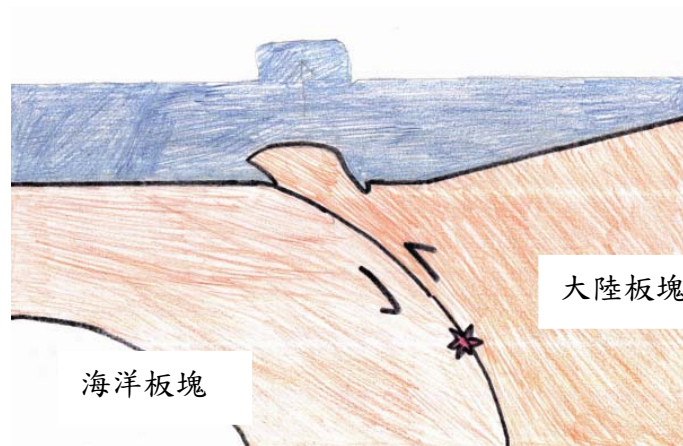


圖 2.3 隱沒帶發生海嘯示意圖

2.2 臺灣西南海域之大地構造及特性

海嘯之發生與逆斷層系統發生錯動有關，臺灣西南部與南部海域雖然較少活動斷層，地震頻率及規模均較本島為少，歷史紀錄顯示斷層活動引發海嘯的機率甚低。但是位於臺灣南方的菲律賓與臺灣同屬於菲律賓海板塊與歐亞板塊的聚合帶，地震頻繁，呂宋島有許多活動斷層延伸至海域，大規模斷層活動可能引發海嘯，於數十分鐘至一小時即可到達臺灣西南部海域，衝擊臺灣南部及西南部海岸。

斷層活動與地震都是目前科技無法預測的地質作用，尤其海域的斷層，調查困難，斷層的分布及活動特性均無法有效的掌握。火山活動雖然較容易監測及預警，但是海底火山的調查困難，不易有效的達到監測預警的效果。而菲律賓與臺灣均位於歐亞板塊與菲律賓海板塊的聚合處，地震頻繁。呂宋島陸上許多活動斷層延伸至海域，這些海底斷層的活動可能引發海嘯，於一小時內抵達臺灣南部及西部海岸。

圖 2.4 為臺灣本島之逆斷層系統，由此圖可以看出臺灣西南海域與呂宋海峽間有許多逆斷層系統存在，這些斷層帶若發生規模足夠之地震，則有引發近岸海嘯之可能。

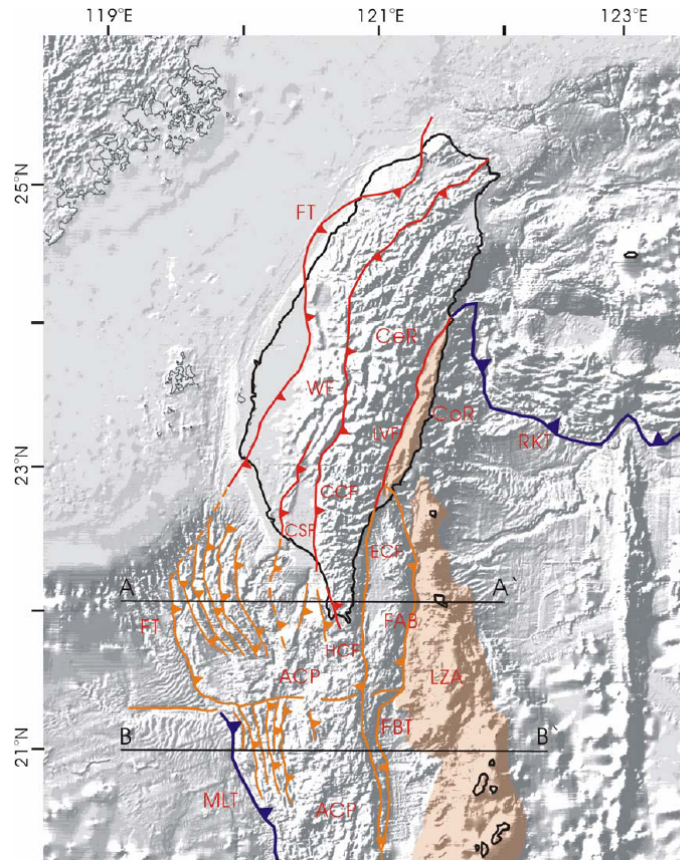


圖 2.4 臺灣地區之逆斷層系統 (資料來源：陳等 2005)

以高雄週遭海域而言，其中最引人注目的是位於屏東外海的恆春斷層及潮州斷層，96 年 12 月 26 日所引發之屏東地震，已確定是位於該處斷層發生錯動；因此，有必要對此一處斷層之地質狀態作一了解。

根據臺灣大學地質系陳文山教授之研究報告中指出，臺灣南側海域大地構造環境以北緯 21.5°為界，主要差異是以北區域不具弧前盆地，形成碰撞的構造環境。增積岩體的範圍被局限在兩條主要斷層之間，西側邊界為向西逆衝斷層帶的前緣斷層 (FT)，北緯 21.5°以南為馬尼拉海溝隱沒帶的前緣斷層；東側為向東逆衝斷層帶的前緣斷層 (FBT)，並與東海岸斷層連接至陸上的縱谷斷層。A-A' 與 B-B' 剖面為圖 2.5 所示。

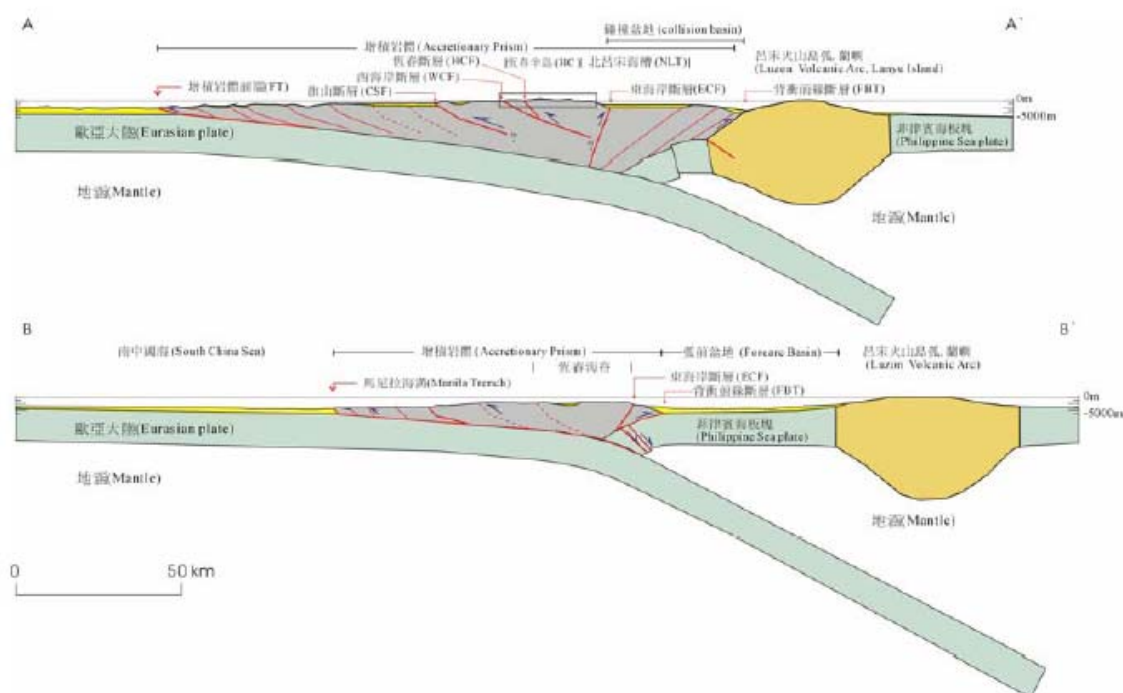


圖 2.5 A-A' 剖面及 B-B'剖面示意圖(資料來源：陳等 2005)

恆春半島基本的構造是由一系列的南北走向的逆斷層與褶皺所構成的褶皺-逆衝斷層。由東向西之逆斷層分別有滿州斷層、大梅斷層、恆春斷層以及位於西側海域中的逆斷層。其中恆春斷層就是半島中最重要的構造線，上下盤分別代表不同年代的岩層。由圖 2.4 可以看出恆春斷層是由陸地延伸至海域，一般是根據中新統及更新統的接觸關係，進而推斷此一逆斷層之存在，但文獻並未記載恆春斷層之露頭。有學者利用重力線之梯度變化來推測恆春斷層之位址，認為為一向東傾斜之高角度，並且認為該斷層是潮州斷層向南之延伸。至於其活動性，以文獻觀之，正巧呈現兩極化的論點；Bonilla(1975)利用碳十四法測定斷層兩側海階，認為其活動性不高；但陳(1993)卻認為在全新世之後都處於隆升狀態，推斷恆春斷層活動性依然十分活躍。

從臺灣南部的斷層分布，潮州斷層與旗山斷層均可以延伸到南部海域增積岩體構造區，因此這兩條斷層有可能可以連接至增積岩體的逆斷層系統。陳認為潮州斷層亦可能與西海岸之斷層相聯接，但目前沒有足夠證據說明此項論點。此外，比較旗山斷層、潮州斷層與恆春斷層之相互關係，由旗山斷層上盤的沉積構造來推測，旗山斷層應該

在早期更新世末期就已經開始活動了。恆春斷層位於較東側，推測形成年代應該在早期更新世。

由於恆春斷層是恆春半島上最主要之斷層，配合海底震測剖面資料分析顯示，恆春斷層是增積岩體中位在最東側的向西逆斷層系統，其在晚新世後活動性為何，是一個值得關注的問題；從隆起珊瑚礁定年與鑽井資料分析其活動性，可以概略了解。從沉積層序觀察，四溝層至太平層呈現向上變淺之層序，研判應與海水面之變動有關，在 9-14 萬年之間共有 4 次海水面的變化，其中一次可能是形成四溝層至太平層之沉積。該期海面高度相較於現今，最高為+2m，最低為-130m，而鑽井資料位於恆春斷層上盤，其高程約為海拔 70m，故若依露出在斷層兩側之石灰岩來估算恆春斷層之垂直變動量，其抬升速率約為 0.8-1.4mm/yr。綜合其他類似研究結果顯示，晚全新世以來斷層上盤抬升速率約為 4.4-6.0mm/yr，愈東側遠離斷層之速率降為 2.3-3.0 mm/yr，此變化可能是斷層面向東變緩所形成之結果。由鑽井顯示剪切面角度主要是 50-70 度。恆春西臺地可能也受到西側海域之逆斷層系統所影響，由珊瑚礁海階年代分析估算西海岸地區的抬升速率約為 3.4-4.0mm/yr。

中其中新世，弧前盆地西側的增積作用開始影響到歐亞大陸邊緣，晚期上新世，恆春半島也受到影響，恆春斷層及西海岸斷層可能在此一期間形成，至今仍保持活動性。以晚全新世隆起海階來評估，恆春斷層的垂直錯移速率約為 7.5mm/yr，西海岸斷層的垂直錯移速率應該大於 3.4-4.0mm/yr。整體而言，恆春半島是受到恆春斷層與西海岸斷層向西的逆衝作用以及東海岸斷層向東的背衝作用造成增積岩體的隆起。

2.3 台灣附近海嘯潛勢區域及斷層概述

圖 2.6 台灣本島海域附近之斷層分佈圖。由此圖可以觀察得知，台灣位於板塊交界處，自沖繩海槽附近進入台灣本島後連接西南海域之馬尼拉斷層，宜蘭外海之金山斷層及沖繩海槽、台南市西側海域、以

及西南海域斷層帶是主要斷層連續帶，其長度、寬度皆屬未知；以上斷層分佈皆與歷史上海嘯之記載相符，若以地震發生可能性而言，自然以基隆、安平及高雄周遭海域為最可能發生海嘯之地點，此三處地點正巧皆屬台灣重要商港及國際港，高雄市更屬全國經濟重鎮，若有發生海嘯之虞時，其對於該地威脅性也愈大。

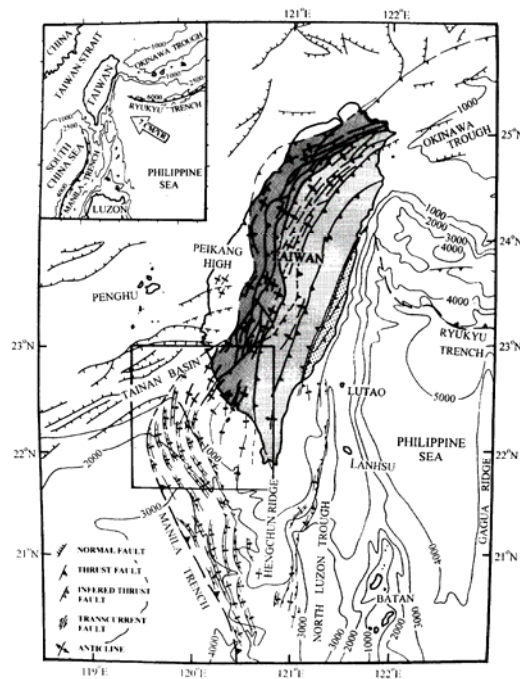


圖 2.6 台灣本島海域附近之斷層分佈圖(資料來源：Liu et al., 1997)

圖 2.7 為自中央氣象局及消防署資料顯示台灣自 1900~2006 所有地震之震央分佈。由此圖可觀察出，震源多在東部外海，但是由於東部海域其坡度陡峭，縱有海嘯產生，在地形效應的影響下，其淺化效應甚小，較無發生近岸區波浪水位突然升高的現象，也因此不論歷史記載或科學紀錄，台灣東岸海域雖有海嘯紀錄者，但也鮮少產生災情。是故，不論從斷層分佈、周邊海域地形以及歷史記載均顯示海嘯對東部海域之威脅遠較西南、東北海域為低。

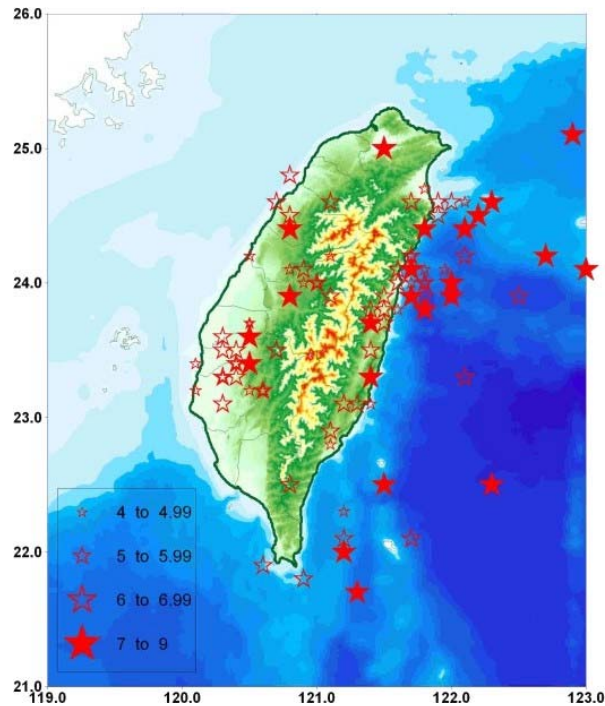


圖 2.7 台灣地區 1900 年~2006 年地震震央分佈圖(資料來源：中央氣象局網站)

臺灣西南部與南部海域雖然較少活動斷層，地震頻率及規模均較少，但 2006 兩起規模 6 以上之地震在此區產生，圖 2.8 也顯示台灣西南海域有許多斷層帶。再加上位於臺灣南方的菲律賓與臺灣同屬於菲律賓海板塊與歐亞板塊的聚合帶，地震頻繁，呂宋島有許多活動斷層延伸至海域，大規模斷層活動可能引發海嘯，於數十分鐘至一小時即可到達臺灣西南部海域，衝擊臺灣南部及西南部海岸。

由圖 2.8 可以看出台灣陸地斷層其實往南延伸至海底，故對某些海底斷層，可以從陸地露頭推測之性質。其中馬尼拉海溝為重要之斷層系統，由此圖也可以看出馬尼拉海溝自呂宋島北方一路延伸至台灣海域。

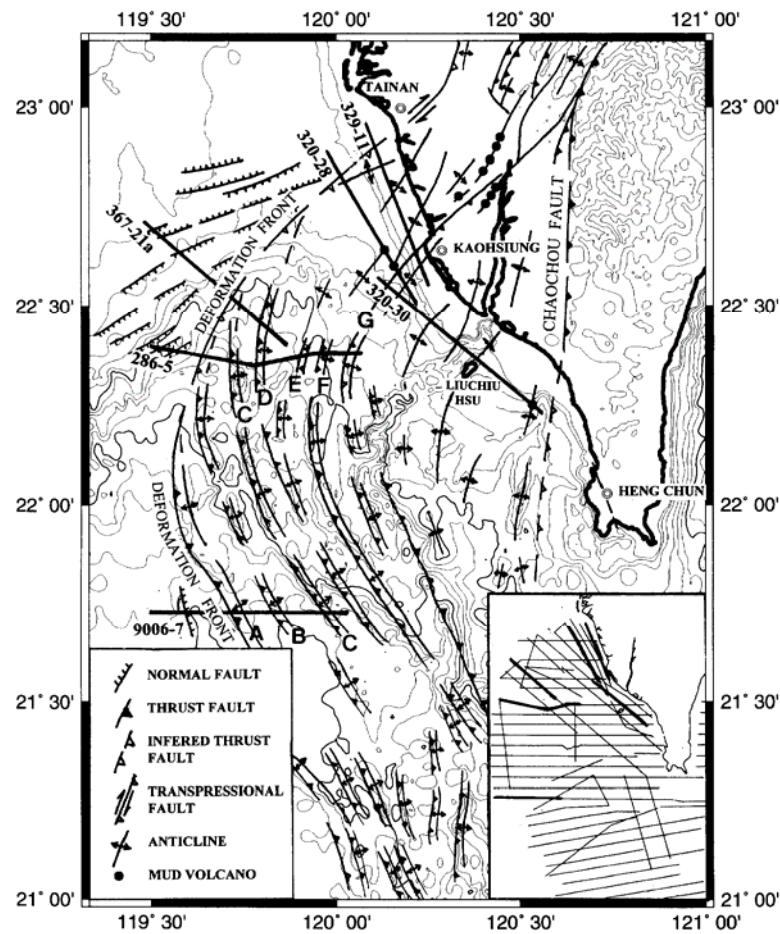


圖 2.8 西南海域附近之斷層分佈圖(資料來源：Liu et al., 1997)

東北方海域主要是在宜蘭龜山島附近海域以及基隆外海之金山斷層。蘭陽平原位於台灣的東北部，外形為一個三角形向東開口的沖積盆地。由於沖繩海槽緊鄰在其東側，而且直觀上沖繩海槽與蘭陽平原間的地形特徵幾乎是相連接的，故學者研究結果，例如江(1976)，認為蘭陽平原的構造成因應與沖繩海槽一致，即菲律賓海板塊沿著琉球弧溝系統向西北方向隱沒時，所引起沖繩海槽弧後張裂機制可往西延伸到蘭陽平原。

至於台灣海峽西岸，中國大陸東南沿岸地震帶的地質構造，較重要的特徵是沿岸地區東西兩端分別出現西北向地震帶及東北偏東向地震帶交匯和疊加。李等(2006)蒐集自 1076 年以來台灣之古海嘯紀錄發現，廣東、泉州一帶也疑似有海嘯之文獻記載。而該區之海嘯波的主要能量傳播方向與濱海斷裂帶伸延方向正交，因此這些海嘯影響台灣

西部地區的機會甚大。

以上是屬於近岸之海嘯可能發生之地點，遠域發生的海嘯仍然有可能會對台灣有影響。以歷史紀錄觀察，日本關東地區(含神戶)及北海道地區也是地震頻繁之區域，尤其是北海道地區也有多次海嘯發生之記錄。

2.4 斷層參數

海嘯之主要成因，是來自於斷層運動所引發的海底地震。故利用數值模式來模擬海嘯傳遞過程中，斷層行為的研判及參數設定，是一項重要的工作。斷層參數之意義，則如圖 2.9 所示(本研究採用 **Hiroo Kanamori** 座標系統)。再此一座標系統下，斷層參數資料說明如下：

N：緯度[degree]

E：經度[degree]

d：深度(depth)[km]

θ ：走向(strike)[degree]：由地理正北方向順時針旋轉到X1方向的夾角稱為走向，範圍 $0^{\circ}\sim 360^{\circ}$ 。

δ ：傾角(dip)[degree]：地面與斷層面間的夾角，即由X2方向向下旋轉到斷層面的角度稱為傾角，範圍 $0^{\circ}\sim 90^{\circ}$ 。斷層面傾角 δ 與海嘯發生源擾動海水體積有關。

λ ：滑移角(slip)[degree]：代表斷層面上盤相對於下盤的滑動方向，是在斷層面上由X1方向逆時針旋轉到此滑動方向的夾角。

L：斷層長度(length)[km]：即為斷層破裂面長度。

W：傾斜方向的寬度(width)[km]。

D：滑移量(dislocation)[m]：在地震發生時，斷層間之相對垂直或水平方向移動量。

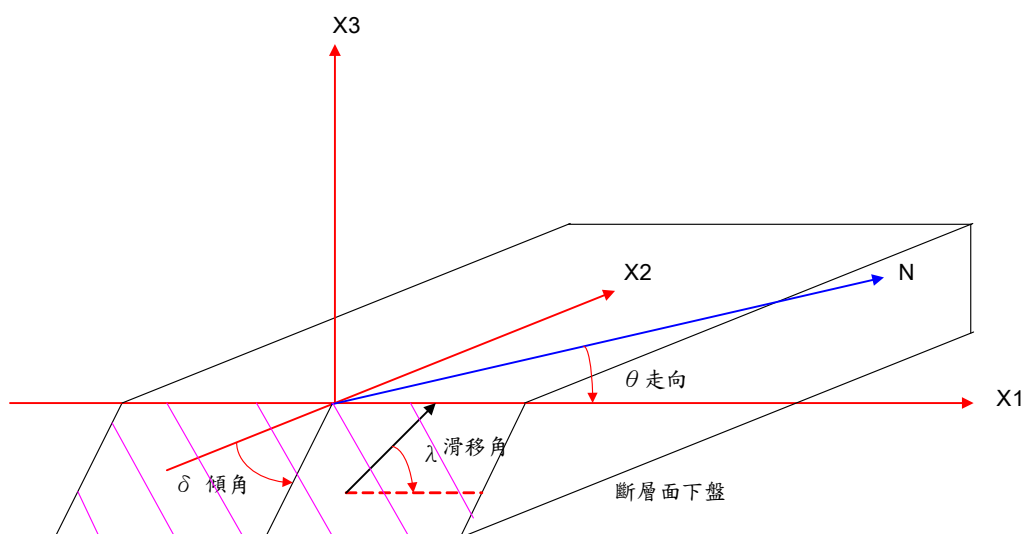


圖 2.9 Hiroo Kanamori 座標系統之示意圖

以上這些數據必須事先得知，方得以透過模式模擬海嘯；但因海底斷層之位置及相關參數由於不如陸地斷層可以用地球物理之方式進行必要的探測及實地勘查，故對於海底斷層所掌握之資訊遠不如陸域斷層；目前主要採用震測資料求出最接近海底一公里內的斷層結構，配合海底地形推算該斷層的各項參數。

另一方面國內的水下鑽探技術並不發達且海底鑽探之目的通常以尋找油氣等能源；為節省鑽探的費用，並取得完整的海底斷層資料，部分學者開始採用短週期的海底地震測量系統，即 Ocean Bottom Seismometer (OBS) system。但此法過於昂貴且有遺失儀器之風險。

故一般之方式是於地震發生後，利用美國哈佛中心地震矩張量解 (Havard CMT)或是美國地調所 USGS 計算結果取得相關參數。必須提出說明的是，由 CMT 所得到的斷層數據中，並沒有包含斷層長度及寬度、斷層位移量等資料，必須靠適當的經驗公式或假設求之，我國的中央氣象局目前並無提供這方面的資訊。另一種得到斷層參數的方式是，從文獻中搜集相關之數據。

2.5 台灣之海嘯歷史紀錄

由於海嘯是一種罕見的天災，在早期科學記錄未必普遍，縱有其紀錄也難辨其真假，故海嘯之規模及可信度就必須做適當的分類；海嘯的大小多以海嘯規模表示。最常用的表示方法是今村(1942)與飯田(1958)所創之海嘯規模分級表(表2.1)。

表2.1 今村與飯田海嘯規模之分級表(請參閱徐明同，1981)

規模	說 明
4	波高超過30m，被害區域達到沿岸500公里以上者。
3	波高超過10-20m，被害區域達到沿岸400公里以上者。
2	波高4-6m程度，可使部分房屋流失，人畜溺死者。
1	波高2m左右，損壞海濱的房屋，帶走船舶的程度。
0	波高1m左右，可能造成小災害者。
-1	波高50公分以下，通常無災害者。

我國對於海嘯研究起步甚晚，其相關資料及文獻記載也不甚完全，主要之資料來源多半都是歷史紀錄、地方傳言及中央氣象局之科學資料。也由於早期對於海嘯了解不多，故歷史文獻資料之可信度也多半需進一步考證。若將台灣及其鄰近地區的海嘯，不論海嘯可信度有多少都列入，根據許等(1996)研究結論顯示，台灣及附近地區共有數十個海嘯及疑似海嘯紀錄。但大部份的海嘯波高皆不大，也無重大之災情；近百年來，臺灣地區雖有海嘯事件發生，但均未對臺灣造成大規模之災害，加以海嘯發生機率不若地震高，是故缺乏國內相關災害統計資料可供研究；根據美國 NGDC 之天然災害資料庫顯示臺灣地區自西元 1500~2010 年共有 19 起海嘯事件，詳圖 2.10 所示；該資料庫之資訊與李等(2006)之搜集案例相較之下，案例較少同時災情亦不如文獻記載嚴重，這是因為科學記錄之案例著實不多，亦難顯示海嘯對台灣之潛勢威脅。從歷史文獻紀錄及斷層分佈綜合推測，其中被公認最具可信度之歷史海嘯事件，發生在台南(1721 年)、高雄(1781 年及 1866 年)、基隆(1867 年)及安平(1921 年)。

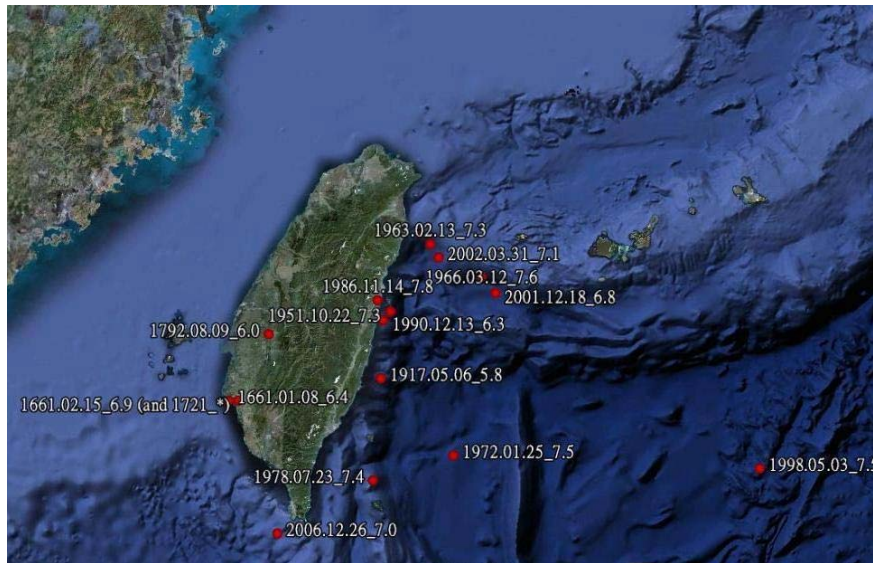


圖 2.10 臺灣海嘯事件之震源分佈

資料來源：美國 NGDC 之 Natural Hazard Database.及 Google Earth

近年對台灣影響較大的海嘯事件是 2006.12.26 屏東海嘯，造成大約 0.6m 之水位變化，恆春半島陸地區域並未遭受產生太大之災情，但卻造成數條海底通訊電纜斷裂，使得對外連絡通訊蒙受嚴重之損失，其災損金額亦相當可觀(國家災害防救科技中心 2006)。

2.6 環太平洋地震帶之地震/海嘯紀錄與海嘯災情

環太平洋地震帶(又稱環太平洋帶、環太平洋火山帶或火環；Circum-Pacific seismic zone)是一個圍繞太平洋經常發生地震和火山爆發的地區，全長 40,000 公里，呈馬蹄形，約起澳洲東南方外海，順時針方向至南美洲西部外海，如圖 2.11 所示。環太平洋火山帶上有一連串海溝、列島和火山，板塊移動劇烈。其主要的國家及地區有：日本、台灣、菲律賓、印尼、紐西蘭等。世界上約 80% 的淺層地震（震源深度小於 70 公里）、90% 的中層地震（震源深度介於 70 公里和 300 公里之間）和幾乎所有的深層地震（震源深度大於 300 公里）都發生在這個地震帶上。

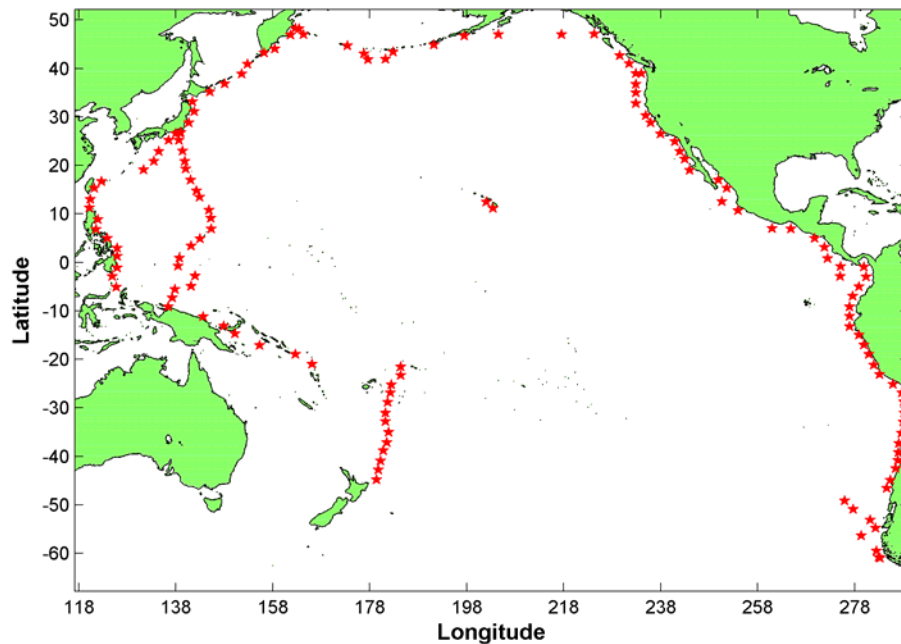


圖 2.11 環太平洋地震帶(紅點為海溝分布)

大部分之海嘯事件是源自於海底潛沒帶地震所引起，利用美國 NGDC 資料庫之資料，以環太平洋地震帶為例，在 1500~2010 年間近 1300 起海嘯事件中，約 67%是由海底地震所引發的；其中又有 96%的地震規模均達 6.0 以上；在這些案例，有 90%是屬於較為淺層之地震。

2.7 國內外之海嘯災情紀錄

由於海嘯波在大洋傳遞時不易察覺，加以早期對於海嘯並無具體概念，往往在近岸抬升之過程中，造成許多傷亡。在已知之海嘯事件中，有多起海嘯傷亡超過千人以上，如表 2.2 所列。

表 2.2 西元 1500~2010 年傷亡人數超過千人之海嘯事件

發生時間	發生所在地	傷亡人數	地震規模
1512/10	Japan	3700	8.8
1570/2/8	Chile	2000	
1575/12/16	Chile	1300	8.5
1586/1/18	Chile	8000	8.2
1605/2/3	Japan	1000	7.9
1611/12/2	Japan	5000	8.1
1674/2/17	Indonesia	2243	6.8
1687/10/20	Peru	5000	8.5
1692/6/7	Jamaica	2000	7.7
1696/7/25	Japan	2450	
1700/4/1	Japan	1000	
1700/4/16	Japan	1000	7.0
1703/12/10	Japan	5233	8.2
1707/10/28	Japan	2000	8.4
1707/10/28	Japan	30000	8.4
1721	Taiwan	2000	
1737/10/11	India	300000	
1741/8/29	Japan	1475	
1746/10/29	Peru	4800	
1751/5/20	Japan	2100	6.6
1755/11/1	Portugal	60000	8.5
1765/5	China	10000	
1766/3/8	Japan	1700	6.9
1771/4/24	Japan	13486	7.4
1783/2/6	Italy	1500	5.9
1792/5/21	Japan	4300	6.4
1815/11/22	Indonesia	1200	7.0
1819/6/16	India	1543	7.7

1854/12/24	Japan	3000	8.4
1861/2/16	Indonesia	1105	8.5
1868/8/13	Chile	25000	8.5
1877/5/10	Chile	2477	8.3
1883/8/27	Indonesia	36000	
1896/6/15	Japan	27122	7.6
1899/9/29	Indonesia	2460	7.8
1906/1/31	Ecuador	1000	8.8
1923/9/1	Japan	2144	7.9
1933/3/2	Japan	3022	8.4
1944/12/7	Japan	1223	8.1
1946/8/4	Dominican	1790	8.1
1946/12/20	Japan	1362	8.1
1951/8/3	Nicaragua	1000	
1960/5/22	Chile	1223	9.5
1976/8/16	Philippines	4456	8.1
1992/12/12	Indonesia	2500	7.8
1998/7/17	Papua New Guinea	2183	7.0
2004/12/26	Indonesia	227898	9.0

資料來源：美國 NGDC 之 Natural Hazard Database

在近幾年所發生最著名海嘯事件，當屬 2004 年南亞大海嘯；2009 年有薩摩亞海嘯，自 2010/1/1 至目前為止共發生 14 起海嘯事件，包含所羅門群島(2010/1/3)、海地(2010/1/12)、智利(2010/2/27)以及蘇門答臘海嘯(2010/10/25)，除一起是由火山活動所引起、一起未知原因外，其餘均為由海底地震所產生；雖然近幾年之數起海嘯傷亡不如南亞海嘯慘重，但是對於當地也產生不小之災情；1960 智利海嘯及南亞海嘯之案例證明了海嘯可傳遞相當遠的距離，對於遠域的國家而言仍是不可輕忽；1960 年智利海嘯橫跨太平洋，連太平洋西岸之日本也遭受波及，2004 年南亞海嘯雖發生在印尼外海，海嘯波橫跨印度洋，2 小時後襲擊印度洋西岸各國，遠在 1600 公里外之斯里蘭卡也造成慘重之災情；

此一案例也促成了印度洋周邊國家開始研擬海嘯預警作業。

臺灣位於環太平洋地震帶，也有海嘯紀錄；臺灣北部海域有琉球海溝，長期以來由於缺乏相關震災紀錄，故一般咸信不會發生大地震；但今年年初平面媒體報導(自由時報，2010/3/18)，日本學者經過 GPS 之檢測，發現琉球海溝有發生地震規模 8 之潛在危機；鄰近台灣宜蘭海域之八重山群島、宮谷島一帶，也被認為有發生海嘯之疑慮；臺灣西南海域之馬尼拉海溝，經美國地調所 USGS(2006)認為是下一個「海嘯危險區」，經過海嘯模擬顯示，馬尼拉海溝發生海嘯時，其海嘯波在 30-40 分鐘內即可到達恆春半島；加以西南海域地形較為平緩，有利於海嘯之溯上，此區人口密集，重要設施林立，若有海嘯引起之災情，其嚴重程度可見一斑。

海嘯所造成之災害不同於其他天然災害，由於海嘯是整個水體被帶動且波長甚長，故能攜帶之水體通常會造成大範圍之溢淹，以 2004 年南亞海嘯東斯里蘭卡為例，可造成長度約 2.5km 之溢淹，後續衍生之衛生、心理及重建問題亦是甚為棘手之問題。其次是海嘯波之速度，雖然會因為地貌地物而造成速度之衰減，但實際上僅能削減少部分之能量；換句話說，即使海嘯波已經造成溢淹，其速度仍可以對既設結構物有影響。

第三章 海嘯數值模擬

本計劃全期共採用兩種海嘯數值模式，日本空港研究所 PARI 模式及美國康乃爾大學之 COMCOT 模式；第一年之計畫採用 PARI 模式進行屏東海嘯模擬，並採用 COMCOT 模式進行近岸溢淹模型測試；本章僅列出 COMCOT 模式之基本介紹。有關於 PARI 模式及兩種模式之基本介紹及比較，請詳見附錄一~二。

海嘯溢淹之模擬對海嘯防災十分重要，只要有準確的海底水深與陸上的地形與建物分佈，配合適當的外海海嘯條件，可模擬計算沿岸區域受不同高度的海嘯侵襲時之溢淹範圍。藉由這樣的溢淹數值模型，進一步設計避難路線圖，更是民眾緊急逃生時的主要依歸。然而，地形與建物資料之處理費時費力，不可能時時更新；其精度也有限制。對不夠精確的地形資料，三維的模擬徒然耗費時間與人力、電腦等資源。再者，沿用海嘯傳播所使用的二維模式進行溢淹模擬已足供海嘯防災之用。相對而言，三維模式提供詳細的流場與局部受力的資料，有助於解釋災害現場觀測到的各種現象，因此三維的模式大多僅用於解釋現場的破壞特性，以協助訂定相關準則之用。

本計畫第一年重點工作項目是利用 PARI 模式來模擬屏東海嘯事件以及建立高雄港市之溢淹模型。3.1 節說明 PARI 模式來模擬屏東海嘯事件，由於屏東海嘯事件是台灣近年來可供用來驗證海嘯模式之實際案例，且西南沿岸各潮位站皆有其實測水位紀錄，可供模式校正之用。高雄港市之溢淹模型建立則說明於 3.4 節。

第二年之重點工作項目則是利用 PARI 模式以情境模擬方式探討潛勢震源所產生之海嘯對各港所造成之影響，由於與 3.1 節同屬類似之海嘯模擬，故安排於 3.2 節說明。由於後續之海嘯波高資料庫之建立是以 COMCOT 海嘯模式為主，故 3.3 節先說明其基本理論及實例驗證；3.5 節則是邊緣波之鑑別方式，是第二年之工作項目之一。

3.1 利用 PARI 模式模擬屏東海嘯事件

3.1.1 參數設定

模式計算之範圍如圖 3.1 所示，網格大小為 46×46 ，地形資料為 2 分精度，並設定永安等五個潮位站作為驗證之用，斷層位址及潮位站相關位置如圖 3.2 所示。所需資料為計算範圍內之地形水深資料及地層參數資料(如表 3.1 所示)。

輸入地形資料必須符合模式所讀取的格式，本研究之地形水深從 NOAA 網站(http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/gdas/gd_designagrid.html)下載的資料，但從此網站下載資料並非是模式所容許的格式，必須轉換格式排列才能使用；此模式地形資料的排列必須由左至右，由下到上。

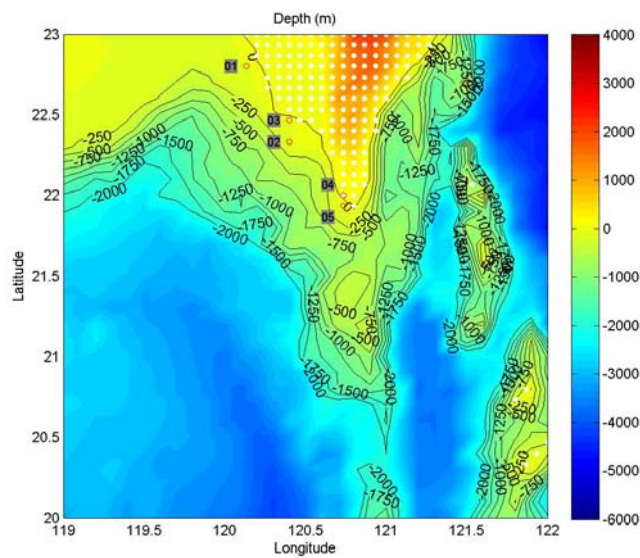


圖 3.1 屏東海嘯模式計算範圍及地形圖

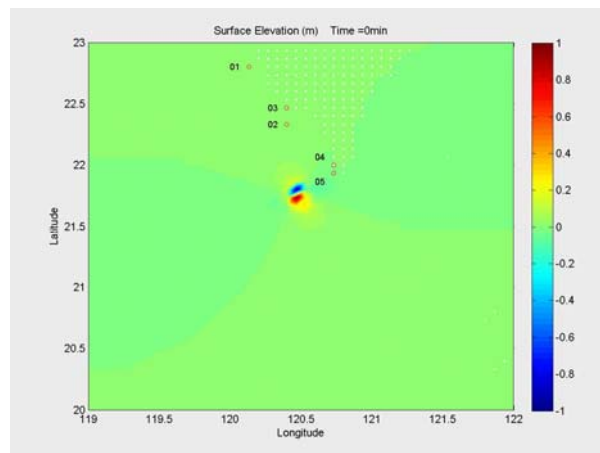


圖 3.2 屏東海嘯之斷層位址及驗潮站

表 3.1 屏東海嘯之地層參數設定

參數名稱	參數資訊
斷層深度(d,depth)	19.6 km
斷層平面長度(L,length)	16 km
斷層平面寬度(W,width)	8 km
斷層走向方向(θ ,Strike)	165°
斷層傾斜角度(δ ,Dip)	30°
斷層滑動方向(λ ,Slip)	-76°

3.1.2 模式輸出結果及驗證比較

輸入資料：

DIMENSION (網格大小)

DEPTH DATA (水深資料)

TIDE STATION POINT (測潮站網格坐標)

FAULT (斷層參數設定)

PARAMETER01 (輸出資料參數設定)

PARAMETER02 (真實原點坐標設定)

輸出資料：

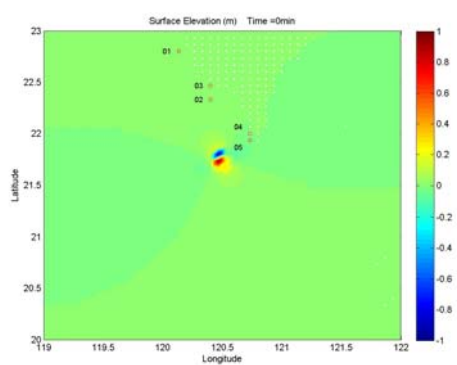
ZZ AT ANY TIME (波高的時序分佈)

SUFLV MAXIMUM DATA (各網格點最大波高值)

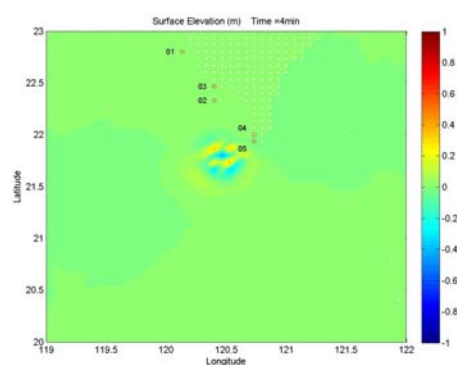
TRANS TIME DATA (各網格點傳播時間值)

TIME SERIES AT POINT (各測潮站水位時序排列)

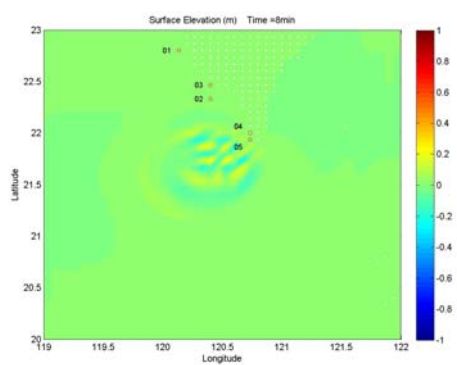
(1)波高的時序分佈(圖 3.3(a)~(f))如下：



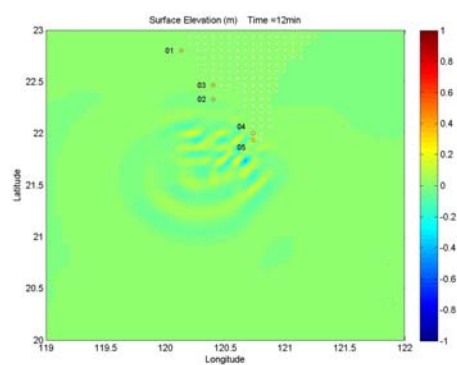
(a)



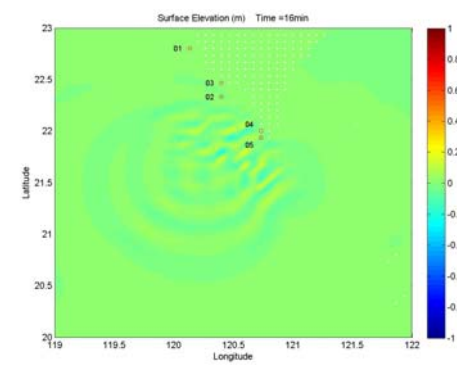
(b)



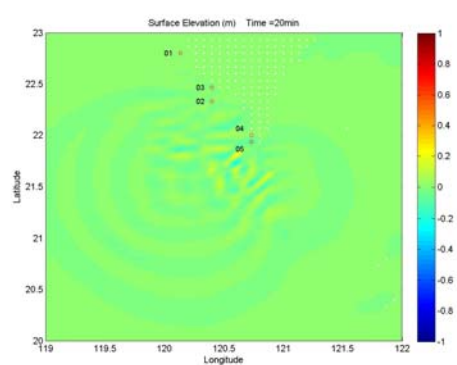
(c)



(d)



(e)



(f)

圖 3.3 屏東海嘯之各驗潮站之波高時序圖

(2)最大波高值：如圖 3.4 所示。

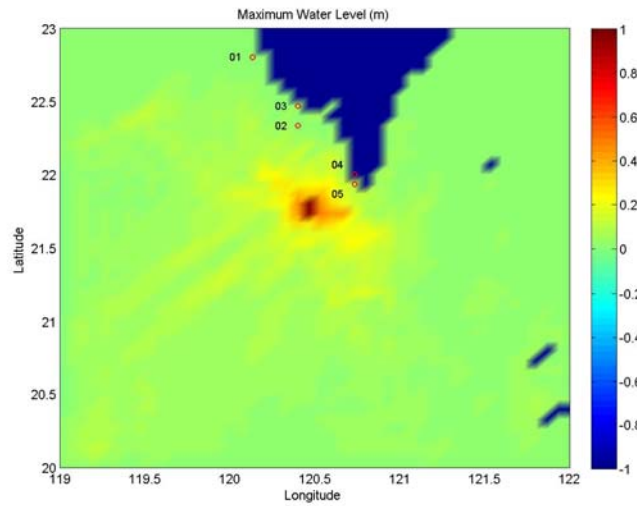


圖 3.4 屏東海嘯之各地之最大波高分佈圖

(3)各網格點傳播時間：如圖 3.5 所示。

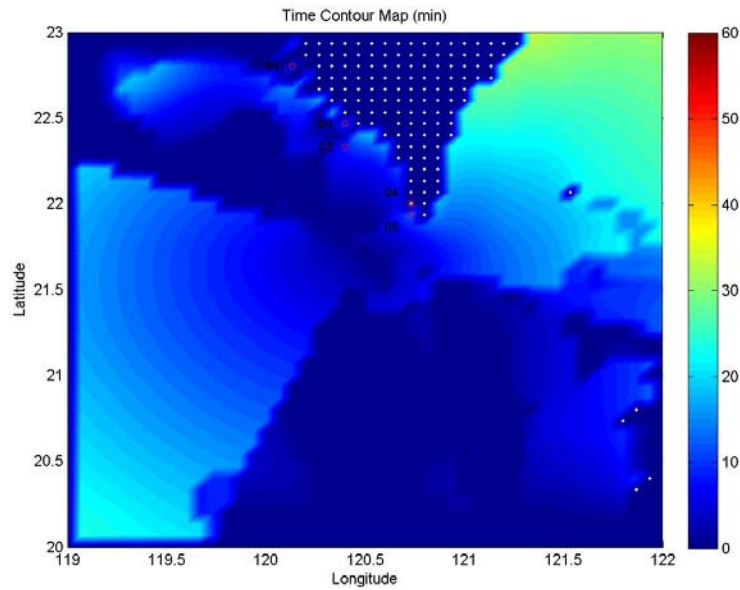


圖 3.5 屏東海嘯之各地之傳播時間圖

利用高通濾波(high pass)，將測潮站資料濾掉潮汐資料，以保留海嘯的資料，藉以比對模式與實測資料的差異。圖3.6~圖3.10分別為各地驗潮站實測資料經高通濾波後之結果，圖3.11~圖3.15為模式與實測水位驗證圖。

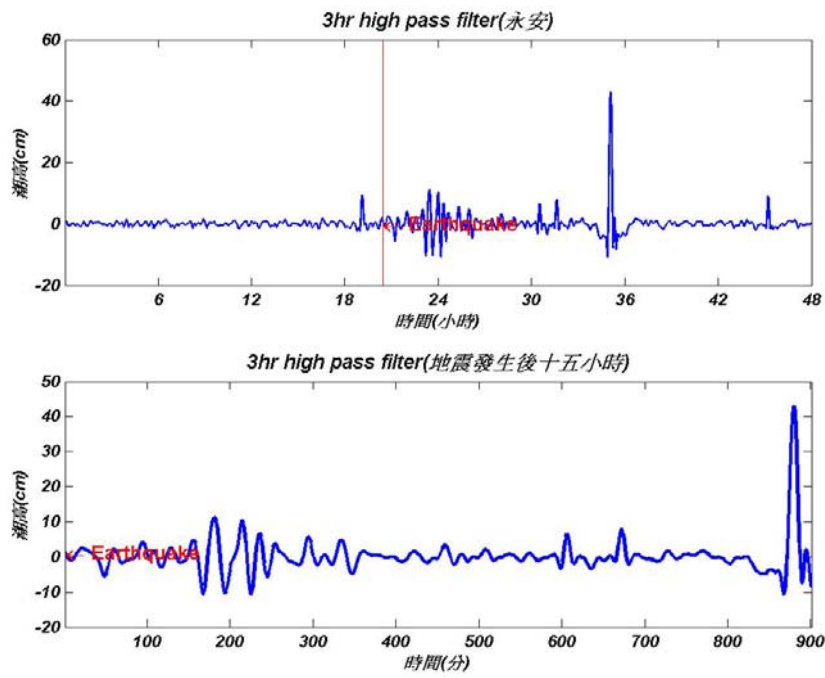


圖 3.6 屏東海嘯之永安潮位站水位

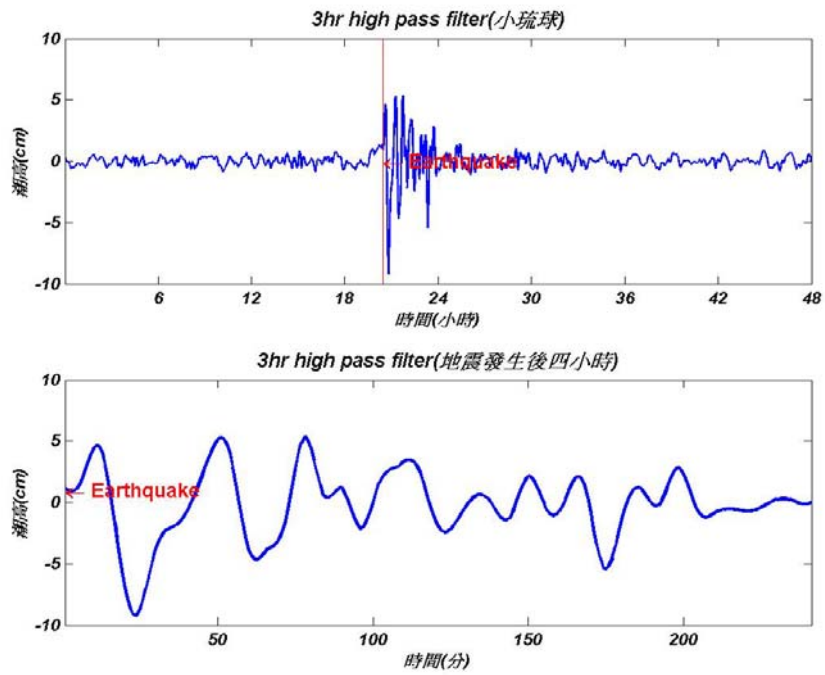


圖 3.7 屏東海嘯之小琉球潮位站水位

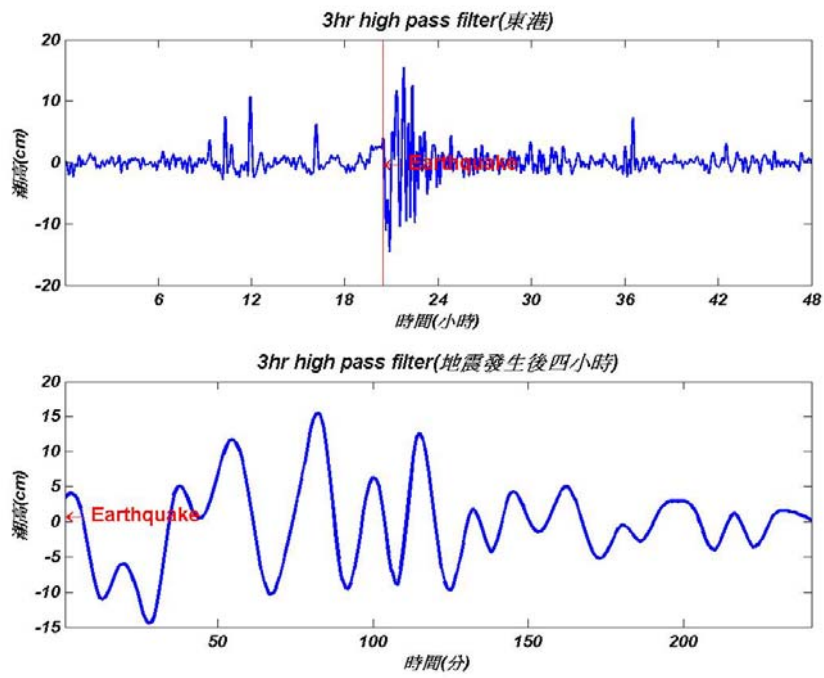


圖 3.8 屏東海嘯之東港潮位站水位

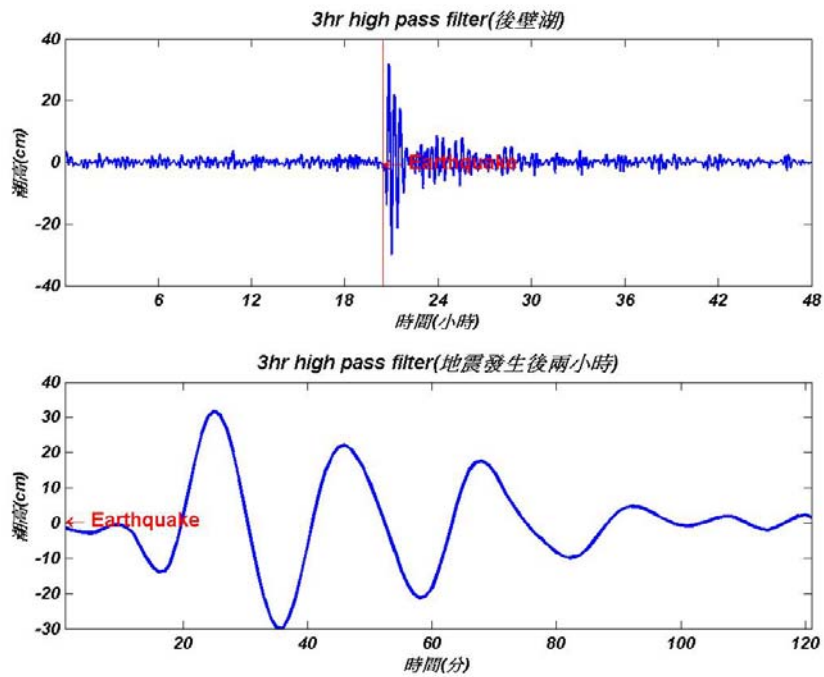


圖 3.9 屏東海嘯之後壁湖潮位站水位

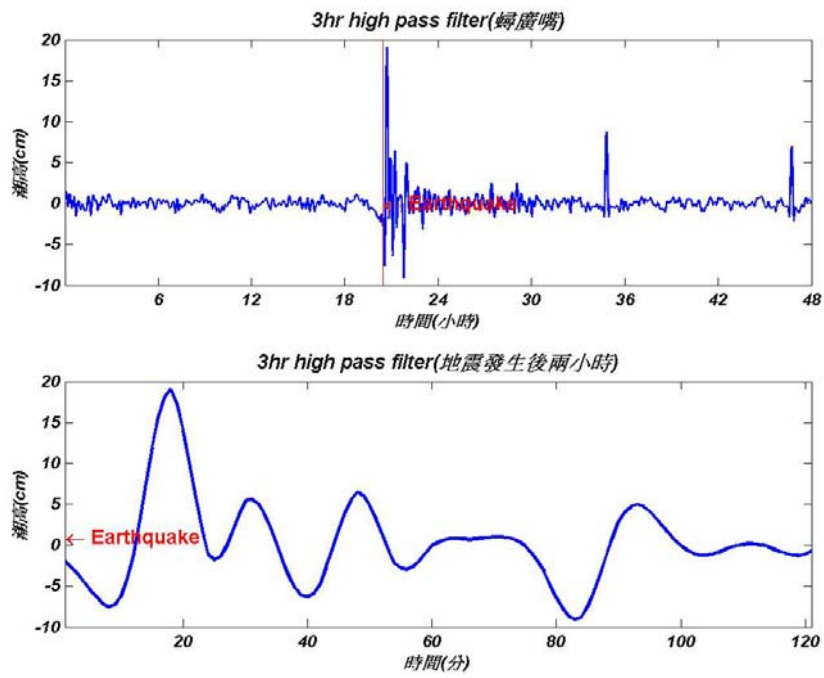


圖 3.10 屏東海嘯之蟬廣嘴潮位站水位

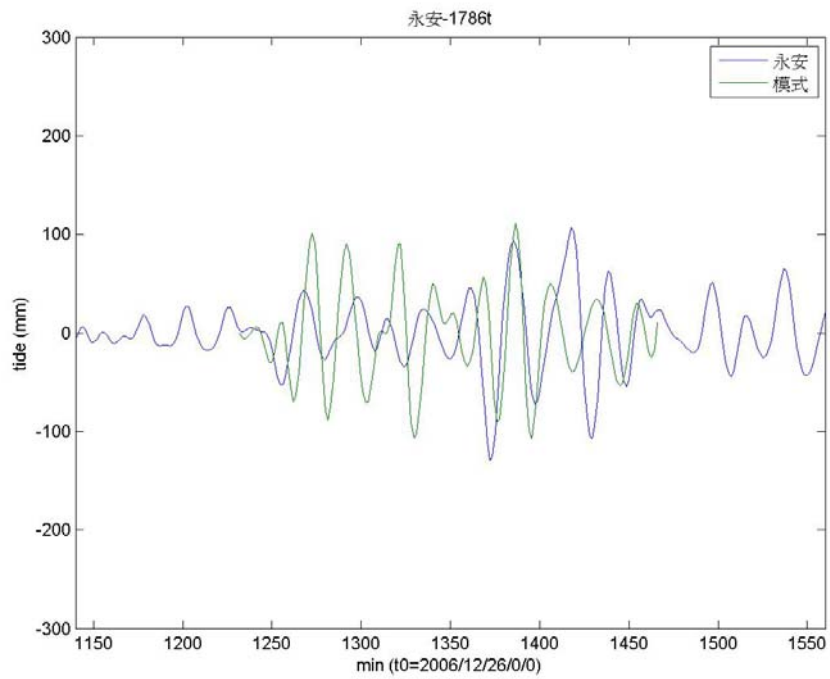


圖 3.11 屏東海嘯模擬結果與永安潮位站水位之比對

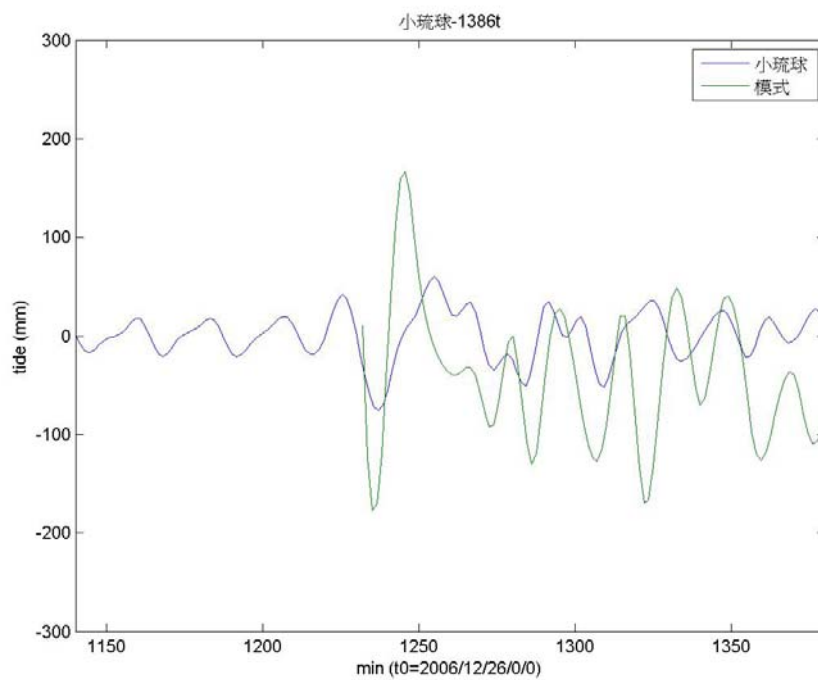


圖 3.12 屏東海嘯模擬結果與小琉球潮位站水位之比對

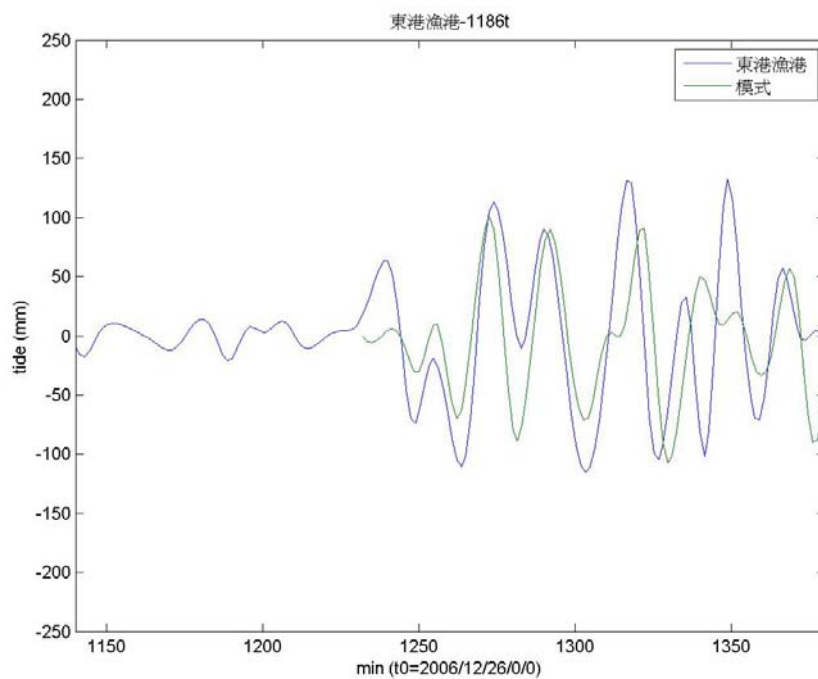


圖 3.13 屏東海嘯模擬結果與東港潮位站水位之比對

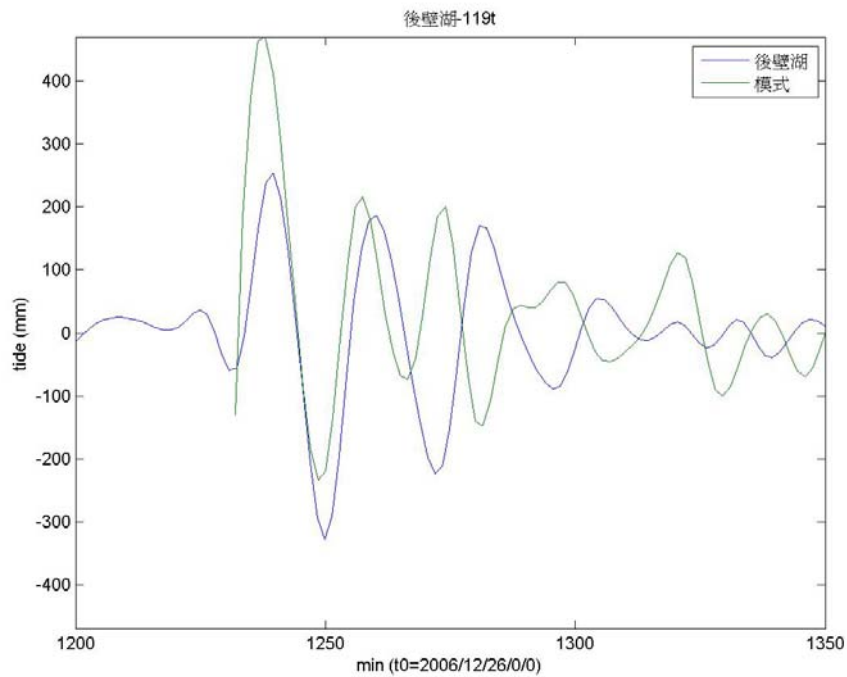


圖 3.14 屏東海嘯模擬結果與後壁湖潮位站水位之比對

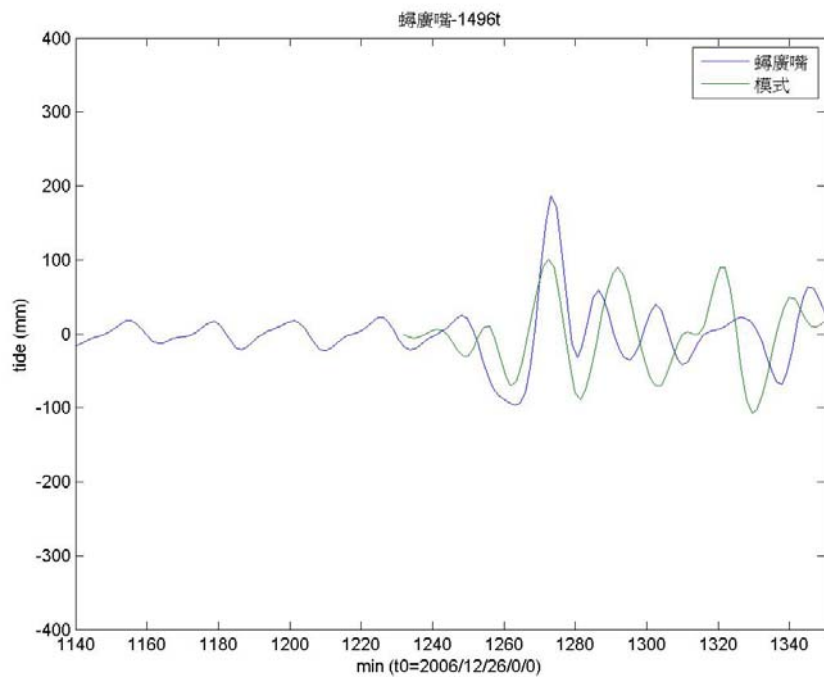


圖 3.15 屏東海嘯模擬結果與蟬廣嘴潮位站水位之比對

由圖 3.11~3.15 可發現，本模式初步模擬結果，對於前導波之型態已有不錯的模擬能力。由於本次地震發生地點位於南灣外海之恆春斷層或是潮州斷層，故在極值的模擬能力上，除鄰近斷層地點之蟬廣嘴

測站外，其他測站比對結果均偏高；在最大值到達時間上，後壁湖及蟬廣嘴測站頗為一致，其他測站仍有些許偏移現象。模式結果顯示，對於海嘯波波高最大值及到達時間已有初步的模擬能力，但是相關穩定度及精度上仍需加強；此一原因研判與輸入參數有相當大的關係，一個可能的原因，在於水深資料為 2 分之地形資料，其解析度仍嫌不足；另一個可能的原因可能是斷層參數的設定，由於從 CMT 所取得的資料僅為計算出來的結果，並非是實際的參數值，此外，斷層參數所需斷層長度、寬度及深度，除深度外，其餘必須經由適當假設估算之，以目前海底斷層之資訊推估實有相當大之誤差。

另由於本計算模式設定網格大小為 2 分(約 3.6 公里)，實際點位難以與數值模擬相符；另一方面，由於兩次地震發生時間相鄰甚短，數值模擬僅能模擬單一次地震所造成之影響，故對於定量上仍有相當大的改良空間。

另一方面，結果顯示，當近海發生地震造成海嘯時，因為地形的效應確會於近岸地區產生波高急遽升高的現象。

3.2 各潛勢震源所產生之海嘯對各國際港之影響

第二年計畫利用日本空港研究所 PARI 模式，藉由歷史案例來驗證模式之適用性及便利性，以便了解是否適用於臺灣近海。可能之震源地點，為呂宋島西北方、福建泉州、宜蘭外海龜山島、日本琉球群島、關東及北海道等六處，而模擬的條件以地震矩規模接近南亞大海嘯的程度來進行模式的計算。震源位置或斷層參數設定則參考哈佛 CMT 全球資訊系統網站。(http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html)。

本節僅列出呂宋島西北方與北海道之數值模擬結果，其餘案例請參見第二年之期末報告。

3.2.1 呂宋島西北方

菲律賓位於菲律賓海板塊和歐亞板塊交界。在呂宋東北部，菲律賓海板塊以每年 7 釐米的速度撞向歐亞板塊，在東南面接近菲律賓海

溝處，菲律賓海板塊以每年 9 釐米的速度撞向歐亞板塊(Bautista et al.，2001)。由於臺灣及呂宋地區的地震活動相當活躍，有可能發生足以引發海嘯之強烈地震，故本節假設 1988 年 6 月 24 日發生於呂宋海峽的地震以類似南亞大海嘯般的規模產生藉以模擬對臺灣之影響及模式適用性。

此次模擬計算之地震矩規模(M_w)為 8.7，模擬的斷層參數設定如表 3.2。海底斷層長寬比以接近 2：1 之方式代表震源區之海底斷層，模式計算時間為 8 小時，計算區域範圍為東經 108 度~東經 128 度，南緯 10 度~北緯 30 度，其水深地形如圖 3.16 所示，其資料來源為 N0AA-ETOPO2 之四分地形資料，模式的網格數目為 301×301。

表 3.2 呂宋島西北方地震斷層模式參數之設定

Length of fault	330.0 <i>km</i>
Width of fault	150.0 <i>km</i>
Strike angle (θ)	202.0°
Slip angle (λ)	93.0°
Dip angle (δ)	59.0°
Displacement (d)	11.0 <i>m</i>
Focal depth (D)	50.3 <i>km</i>
Origin of Computation	108.00°E/10.00°N
Location of epicenter	121.01°E/18.61°N

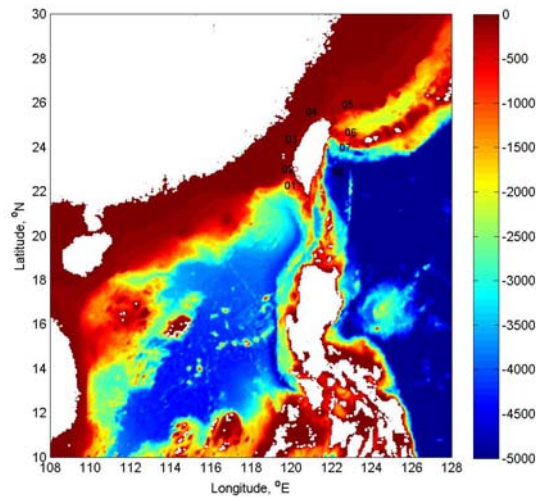


圖 3.16 呂宋島案例之模式計算區域水深地形圖

初始波形如圖3.17至圖3.20所示，波峰約4.2米，波谷約0.5米，海嘯傳播方向為西北方向往南海傳播。由於此震源為相當接近陸域，故地震發生過後的極短時間內海嘯波即衝擊至附近沿岸，造成極大破壞。

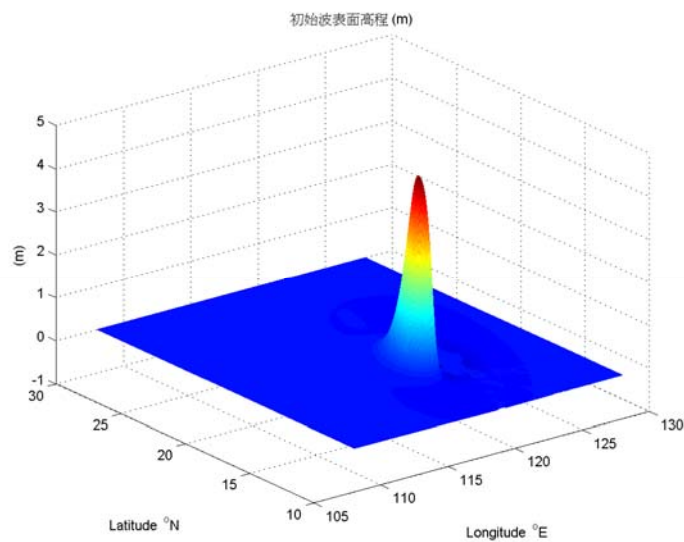


圖 3.17 呂宋島案例之初始波立體圖

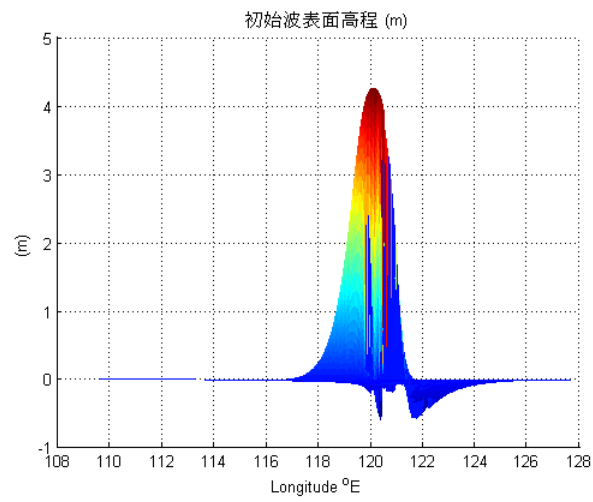


圖 3.18 呂宋島案例之初始波(X-Z 軸)

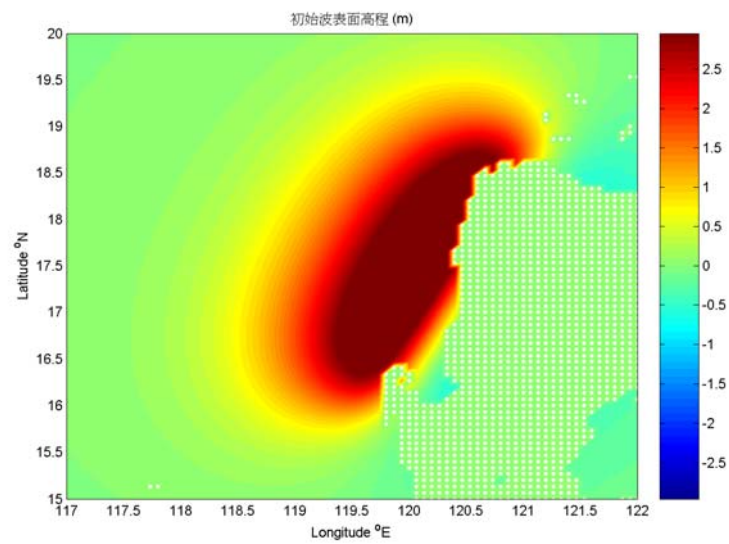


圖 3.19 呂宋島案例之初始波高程圖

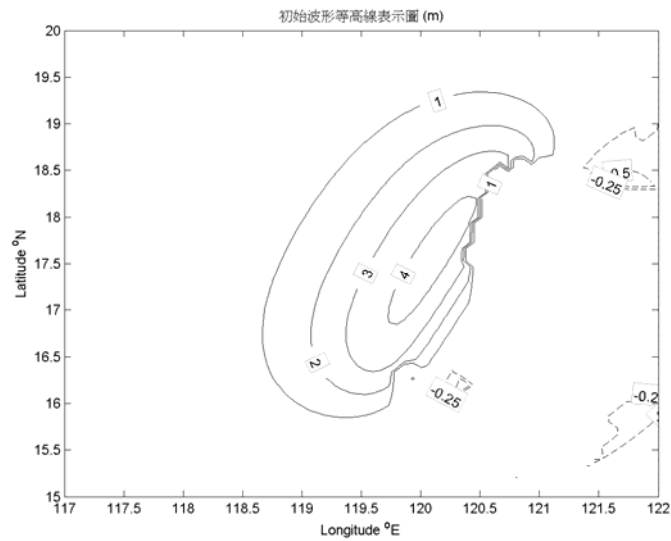
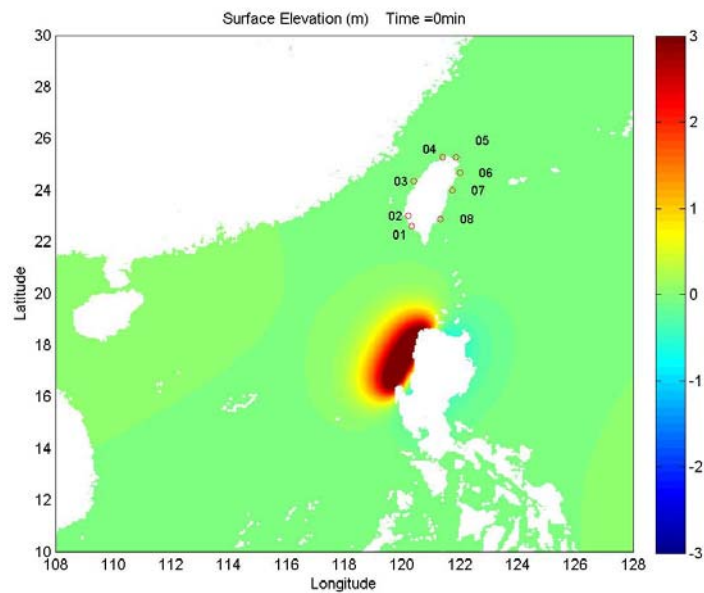
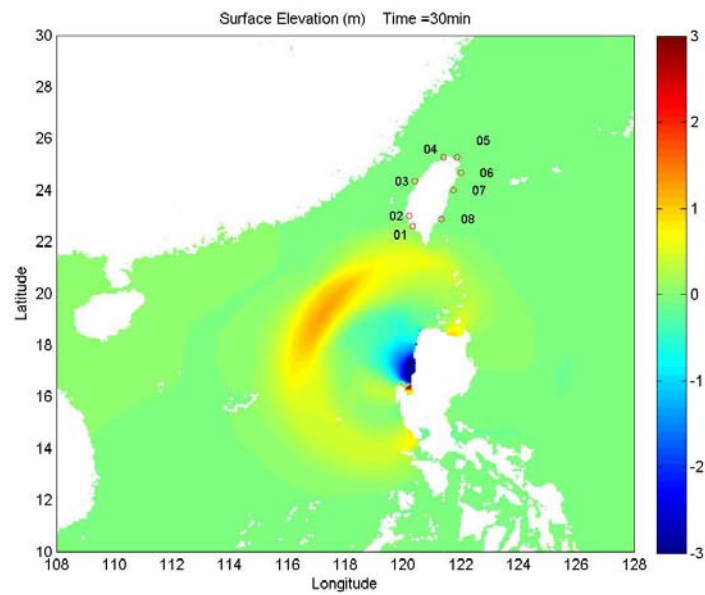


圖 3.20 呂宋島案例之初始波等高線圖

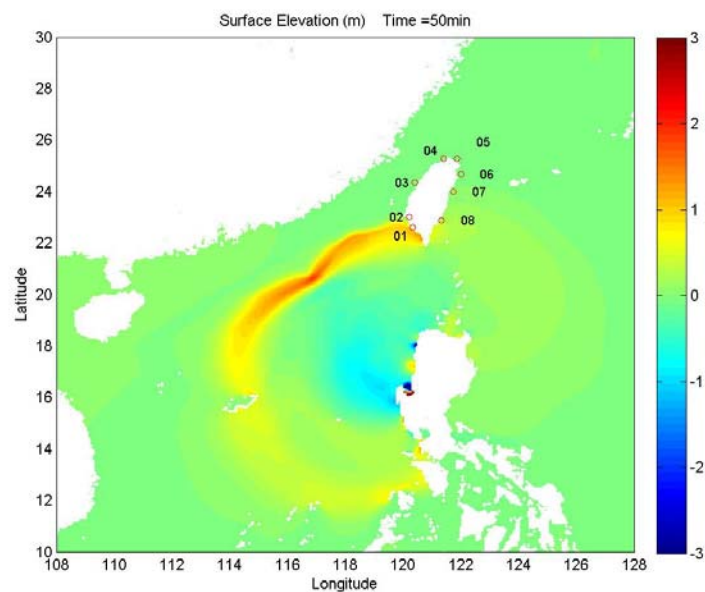
此模式設定為每 6 分鐘輸出一筆資料，並以 01 至 08 代表各測站位置：01 為高雄港、02 為臺南安平漁港、03 為臺中港、04 為淡水河口、05 為基隆港、06 為宜蘭蘇澳港、07 為花蓮港及 08 為臺東富岡漁港。圖 3.21(a)~(c)為各時序表面波高平面分佈圖，由此顯示，當此地發生地震產生海嘯後，約 30 分鐘後即可到達臺灣南部。



(a) 海嘯發生時



(b) 海嘯發生後 30 分鐘



(c) 海嘯發生後 50 分鐘

圖 3.21 呂宋島案例之海嘯傳遞圖

由圖 3.22 至圖 3.28 得知，就臺灣周邊海域而言，從八個測站資料分析，以測站 01(高雄港)、測站 02(臺南安平)及測站 03(臺中港)所受海嘯影響最大；測站 06(蘇澳港)次之。於地震發生時間起算約 70 分後，

第一前導波於測站 02(臺南安平) 產生約 2.2 米波高，同時也是最大波高發生時刻。最大流速發生時刻為地震發生時間起算約 220 分後於測站 03(臺中港) 產生約 3.0m/s 的流速。另外，測站 01(高雄港)的最大波高 1.5 米及流速 2.0m/s，顯示高雄也受到相當程度的海嘯威脅。而東部的測站 06(蘇澳港)最大波高有 0.4 米，流速大小 1.0m/s 左右，相較於東部其他港口所受影響最大，故可以得知由呂宋島附近所產生之海嘯威脅最大的區域為集中在臺中港至高雄港的沿岸區域。

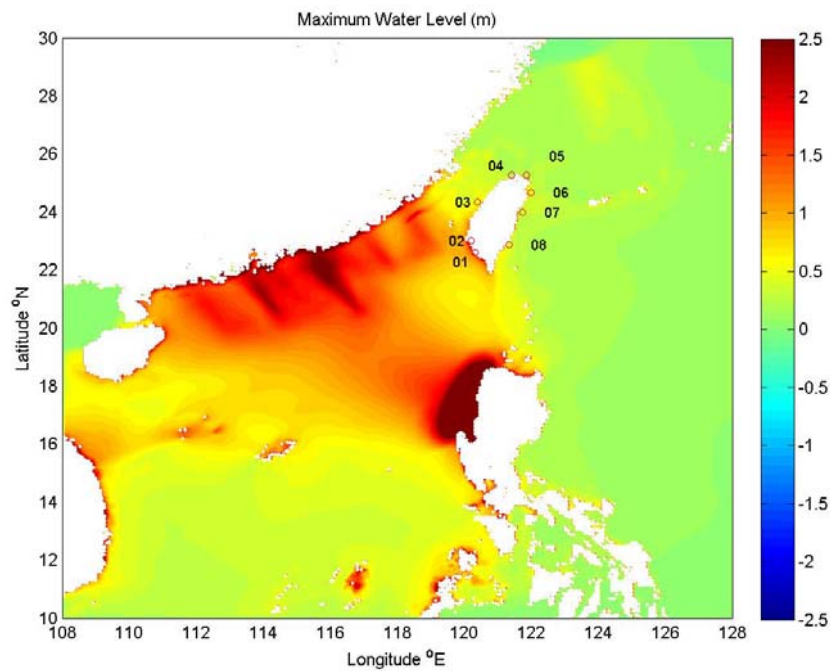


圖 3.22 呂宋島案例之最大表面波高程平面分佈圖

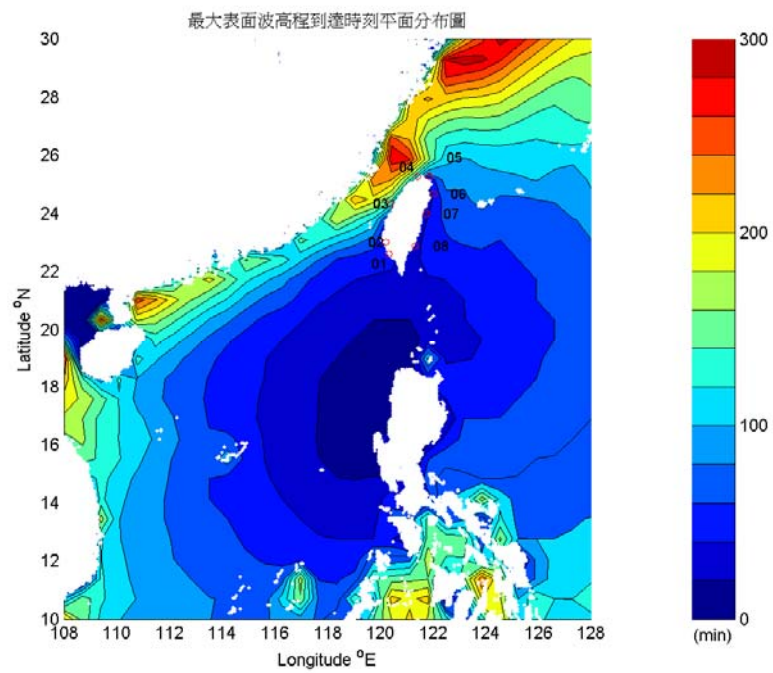


圖 3.23 呂宋島案例之最大波到達時刻平面分佈圖

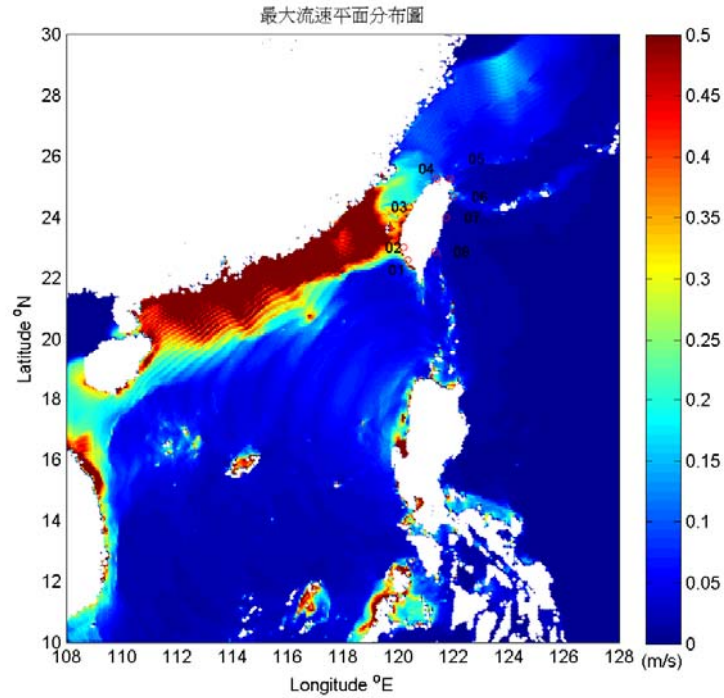


圖 3.24 呂宋島案例之最大流速平面分佈圖

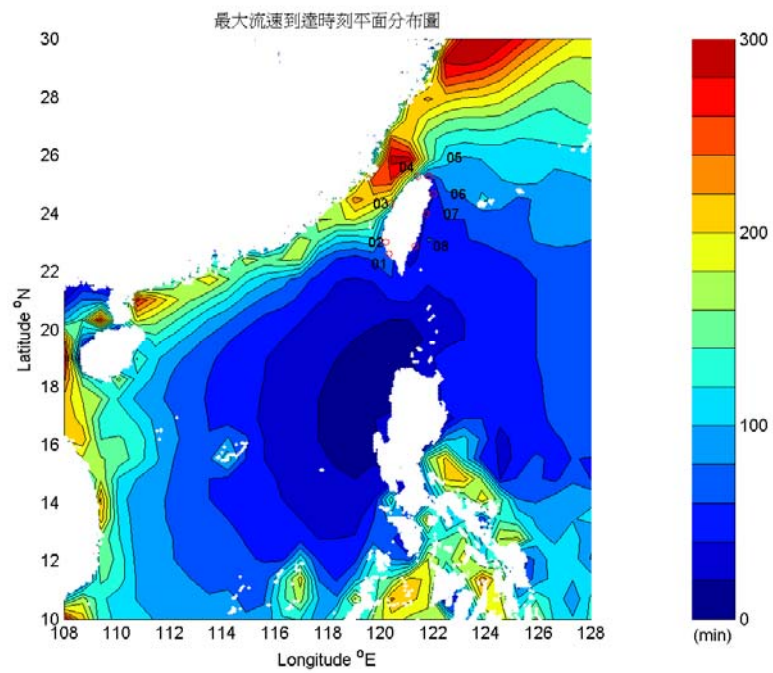


圖 3.25 呂宋島案例之最大流速到達時刻平面分佈圖

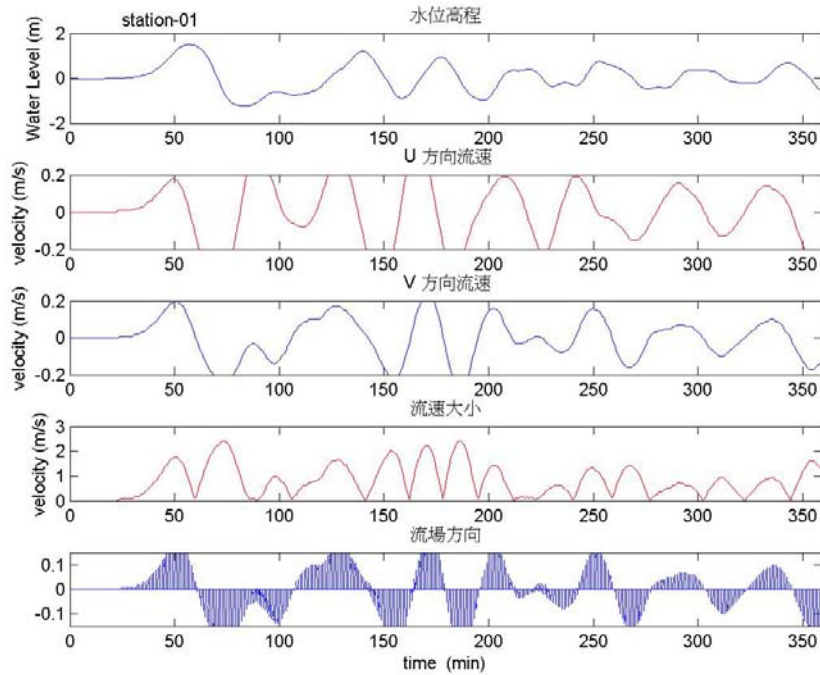


圖 3.26 呂宋島案例之測站 01(高雄港)模擬計算結果

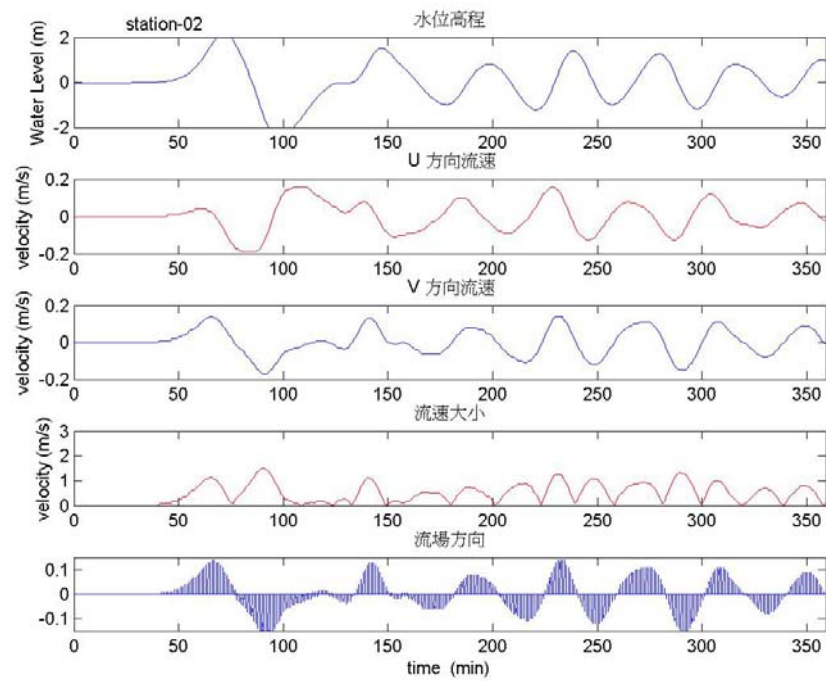


圖 3.27 呂宋島案例之測站 02(臺南安平)模擬計算結果

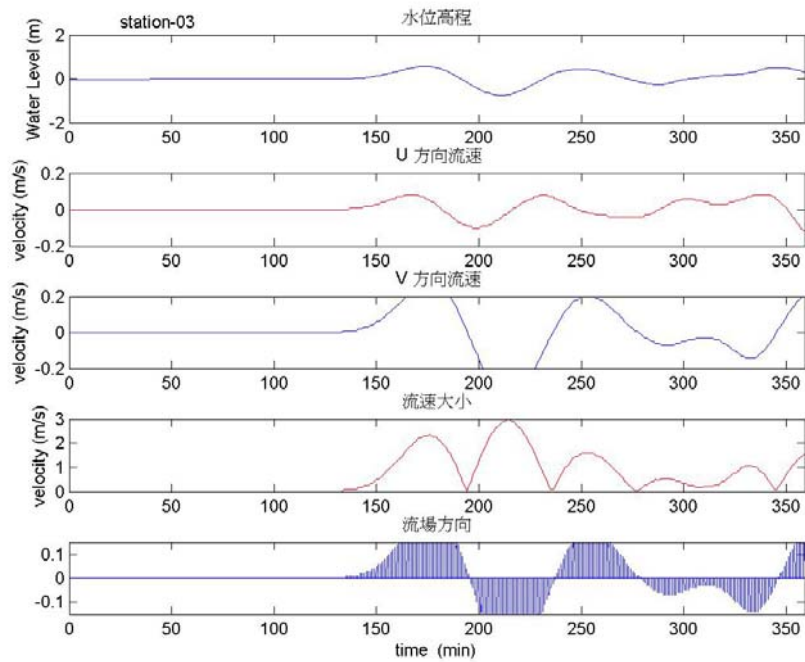


圖 3.28 呂宋島案例之測站 03(臺中港)模擬計算結果

3.2.2 日本北海道地區

日本北海道地區曾發生海嘯事件，故選擇此一案例來驗證對臺灣之影響；本案例主要考量在於海嘯於大洋傳播時，會受地形水深及島嶼或陸地的反射、折射及繞射，這些效應是否間接影響臺灣地區。模式斷層參數設定如表 3.3 所示，與南亞大海嘯的參數設定一致，只調整三段斷層帶走向角度與抬升角度，以符合實際情形。模式模擬計算時間為 8 小時，計算區域範圍為東經 115 度~東經 175 度，赤道至北緯 60 度，其水深地形如圖 3.29 所示資料為 ETOPO2 的十分地形資料，模式的網格數目為 361×361，由於此模擬計算的範圍較大，因此捨四分地形改採十分地形，以利模式的運算。

表 3.3 日本北海道地區模式參數設定

Parameter	Fault plane-1	Fault plane-2	Fault plane-3
Length of fault	330.0 km	570.0 km	300.0 km
Width of fault	150.0 km	150.0 km	150.0 km
Strike angle (θ)	30.0°	45.0°	20.0°
Slip angle (λ)	290.0°	290.0°	290.0°
Dip angle (δ)	165.0°	165.0°	165.0°
Displacement (d)	11.0 m	11.0 m	11.0 m
Focal depth (D)	7.0 km	7.0 km	7.0 km
Origin of Computation	115.00°E/10.00°N	115.00°E/10.00°N	115.00°E/10.00°N
Location of epicenter	154.50°E/47.50°N	147.20°E/44.00°N	145.00°E/41.50°N

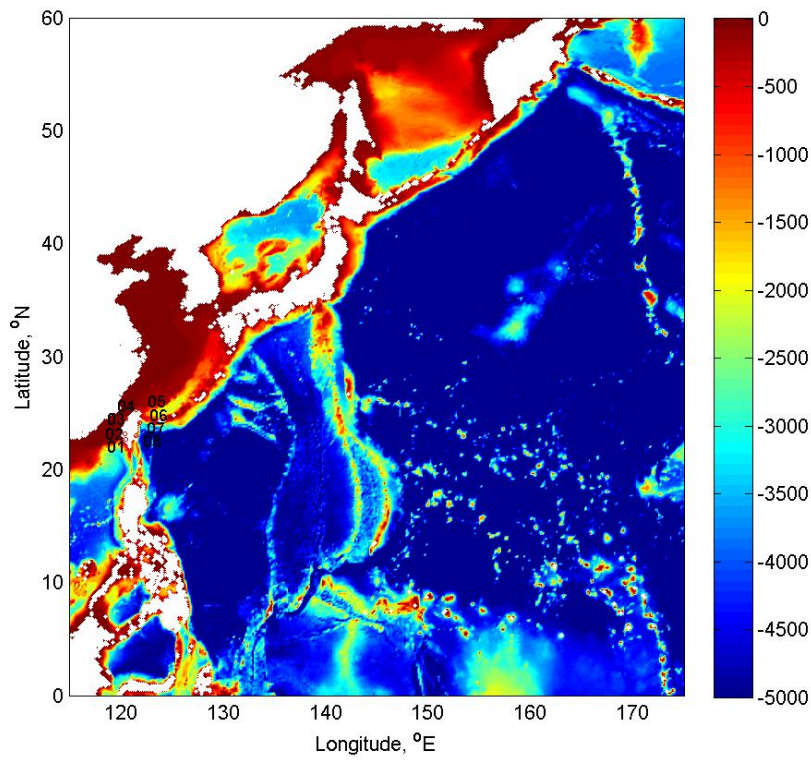


圖 3.29 北海道案例之模式計算區域水深地形圖

模式計算的初始波形如圖 3.30 至圖 3.32 所示，波峰約 2.0 米，波谷約 4.0 米深，海嘯傳播方向為正交海岸線方向。

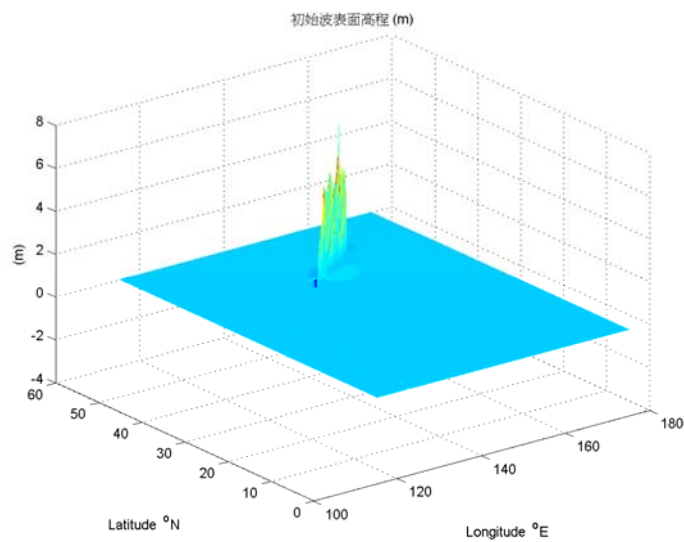


圖 3.30 北海道案例之初始波立體圖

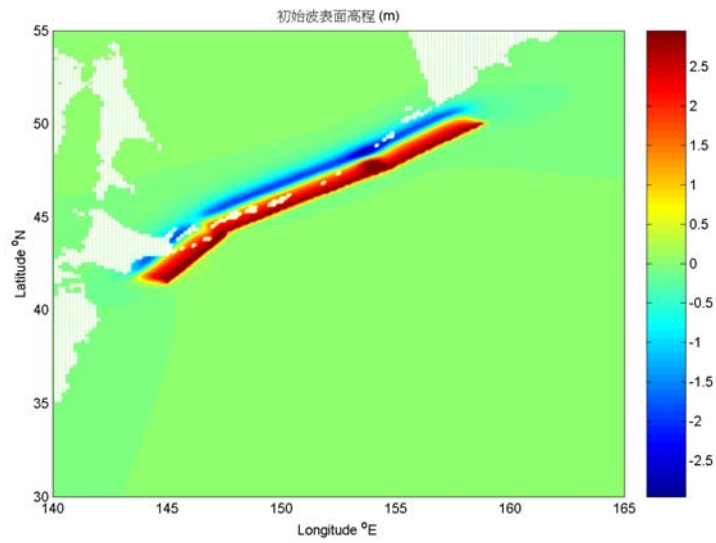


圖 3.31 北海道案例之初始波高程圖

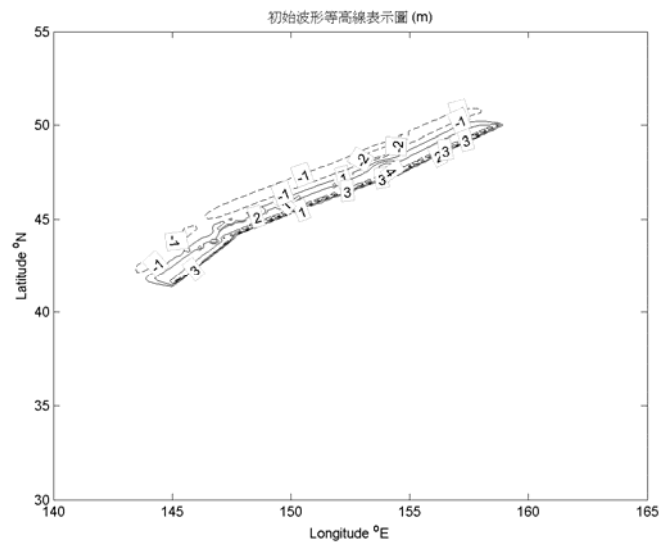
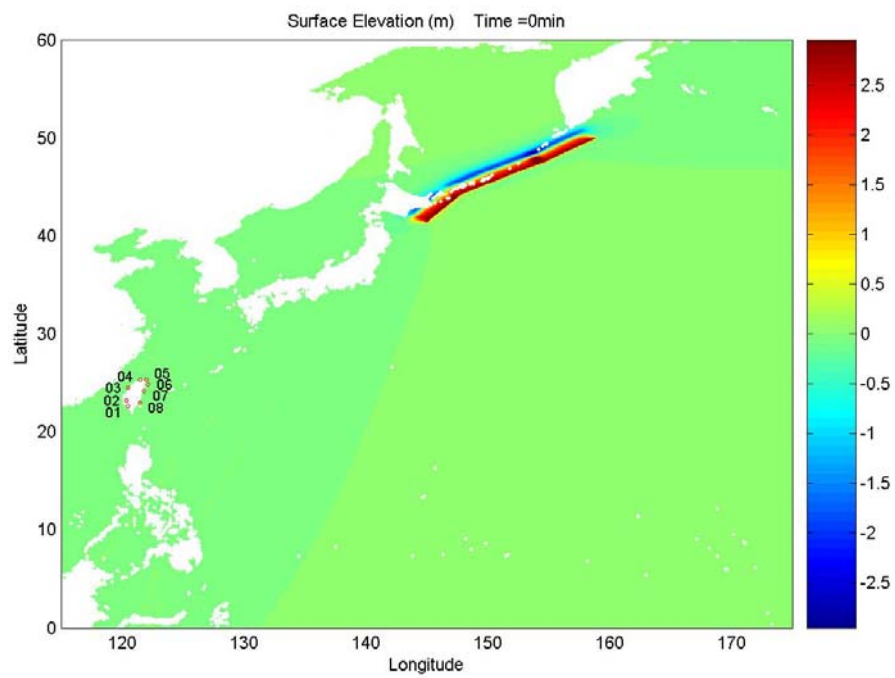
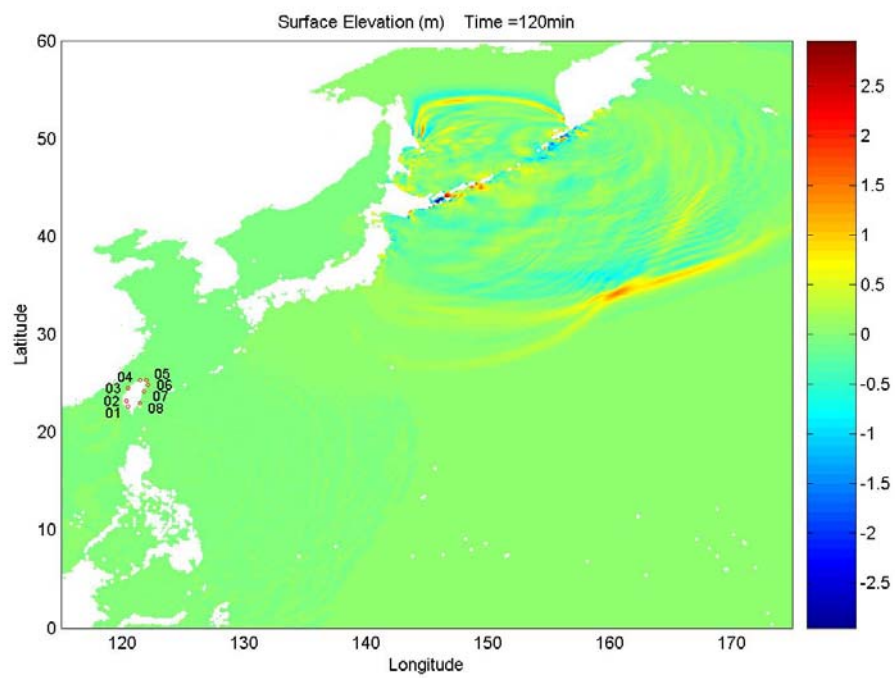


圖 3.32 北海道案例之初始波等高線圖

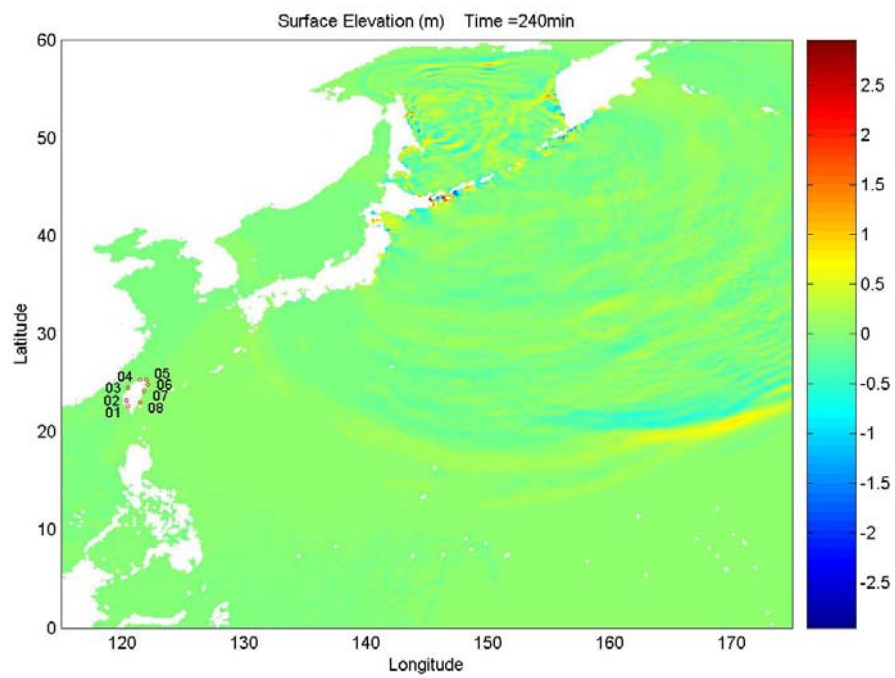
此模式計算為每 6 分鐘輸出一筆資料，並以 01 至 08 代表各測站位置：01 為高雄港、02 為臺南安平漁港、03 為臺中港、04 為淡水河口、05 為基隆港、06 為宜蘭蘇澳港、07 為花蓮港及 08 為臺東富岡漁港。圖 3.33 (a)~(d)表示各時序表面波高平面分佈圖；圖 3.34 (a)~(d)表示各時序流速平面分佈圖。



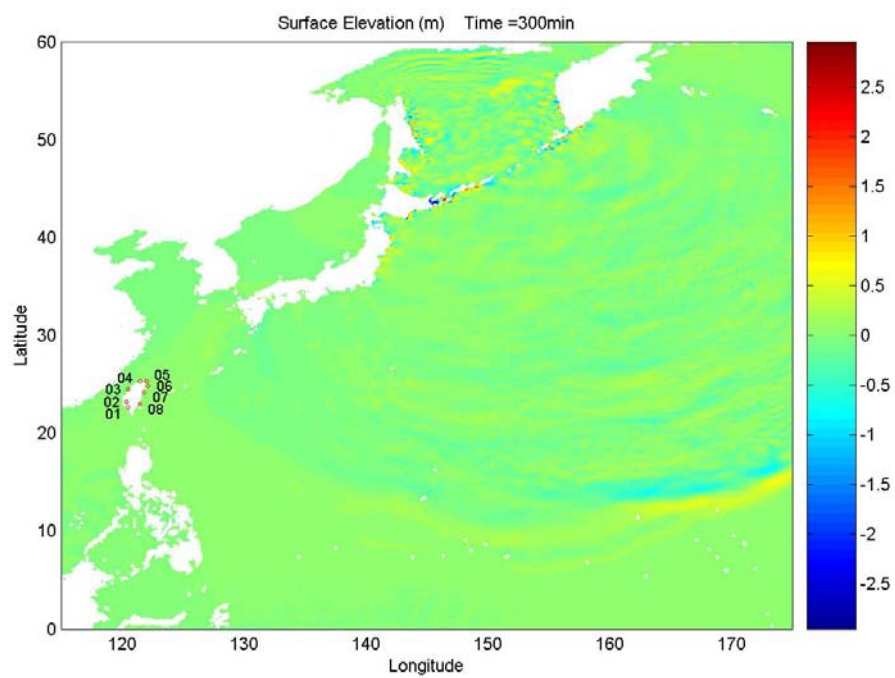
(a) 當海嘯開始發生時，時間=0 分



(b) 當海嘯開始發生後 120 分

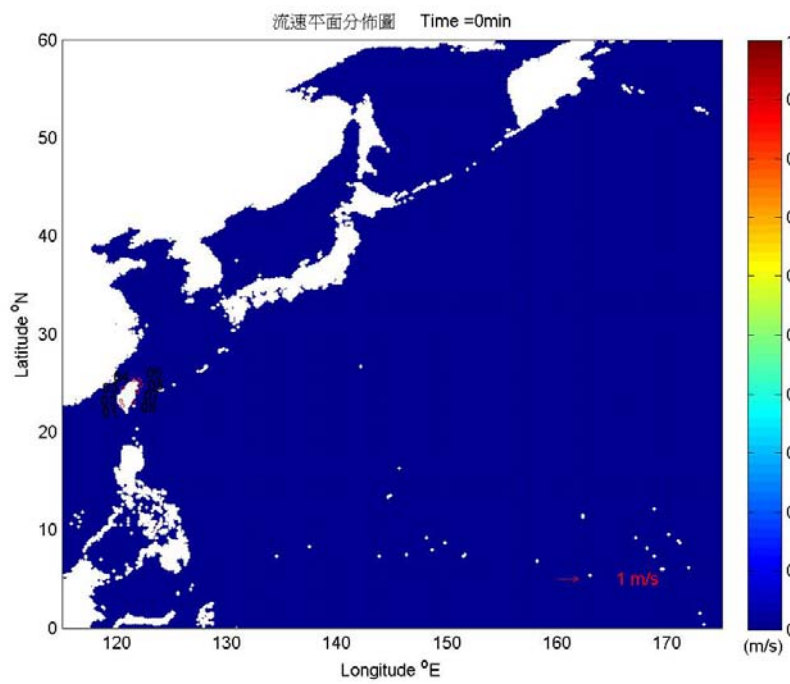


(c) 當海嘯開始發生後 240 分

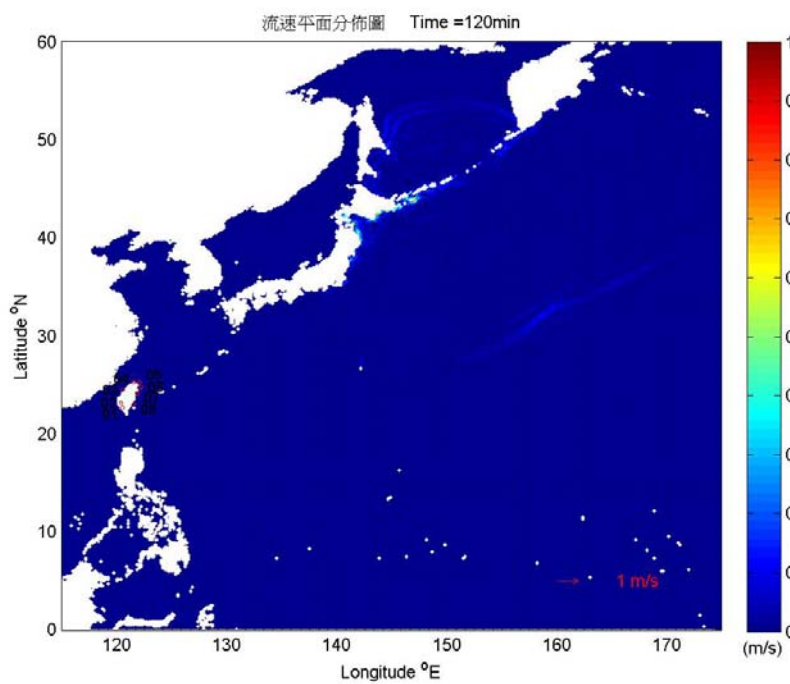


(d) 當海嘯開始發生後 300 分

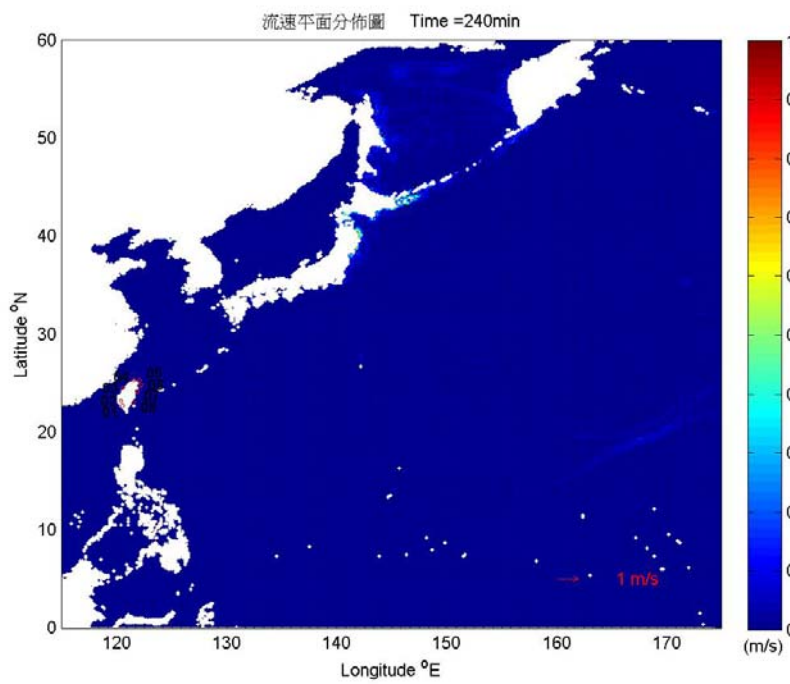
圖 3.33 北海道案例之海嘯傳遞圖



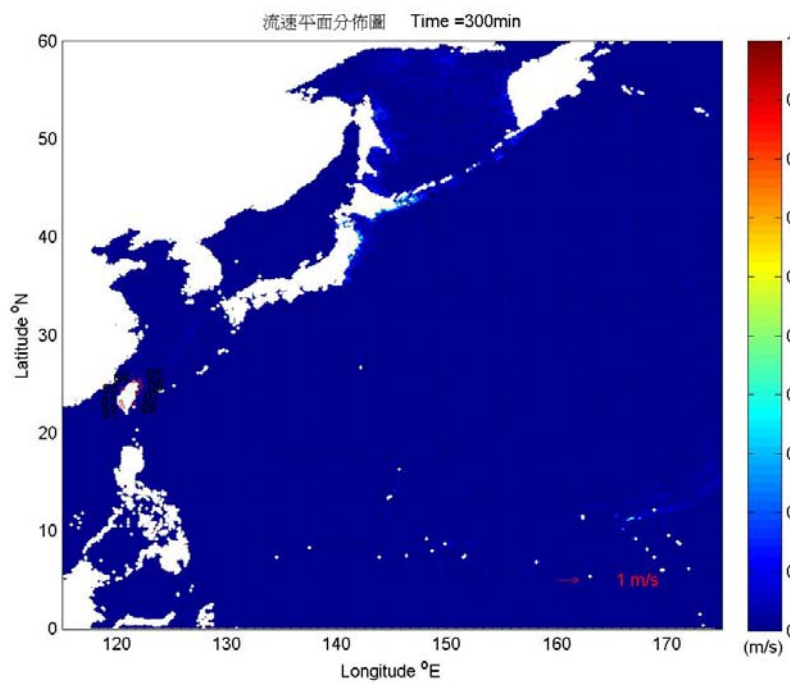
(a) 當海嘯開始發生時，時間=0 分



(b) 當海嘯開始發生後 120 分



(c) 當海嘯開始發生後 240 分



(d) 當海嘯開始發生後 300 分

圖 3.34 北海道案例之海嘯流速平面分佈圖

從各時序表面波高平面分佈圖中得知，地震發生時間起算，第一前導波約 260 分後到達測站 06(蘇澳港)、約 290 分後到達測站 05(基隆港)、約 300 分後到達測站 01(高雄港)。從各時序流速平面分佈圖中得知，最大流速以測站 06(蘇澳港)為最大，約 0.25m/s；其餘測站流速更小。

由圖 3.35 至圖 3.38 得知，由於北海道發生海嘯的地點位於日本北海道與勘察加半島之間，北面是鄂霍次克海，南面即是太平洋地區，當海嘯發生時，海嘯波有二個出口端供能量傳遞，長軸方向的北海道海岸地區、勘察加半島沿岸地區及鄂霍次克海北部海域會有相當大之影響；另一方面，由於南面的太平洋區域廣闊，海嘯波能量呈現發散，主要朝向太平洋東南部而去，且此區發生折繞射之可能性相當小，再加上海嘯波的能量經過長距離之傳遞消耗不少，故以臺灣周邊海域而言，此海嘯所帶來的威脅非常小，並從八個測站資料數值模擬顯示，水位與流速並無明確變化。故由日本琉球群島、關東地區及北海道地區案例顯示，臺灣位於海嘯傳遞之短軸方向，故若海嘯波源離臺灣相當遠，則臺灣地區受其影響相當有限。

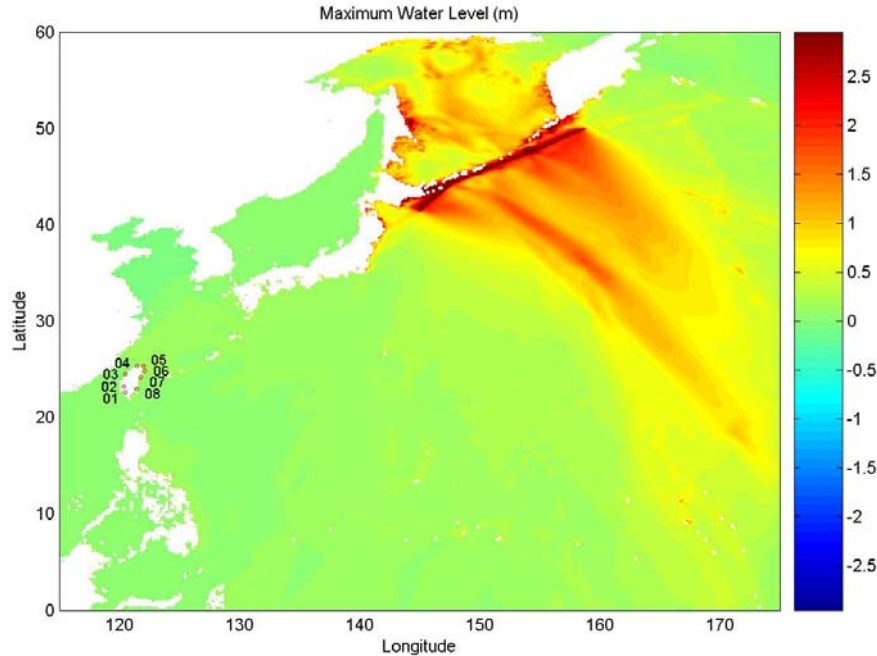


圖 3.35 北海道案例之最大表面波高程平面分佈圖

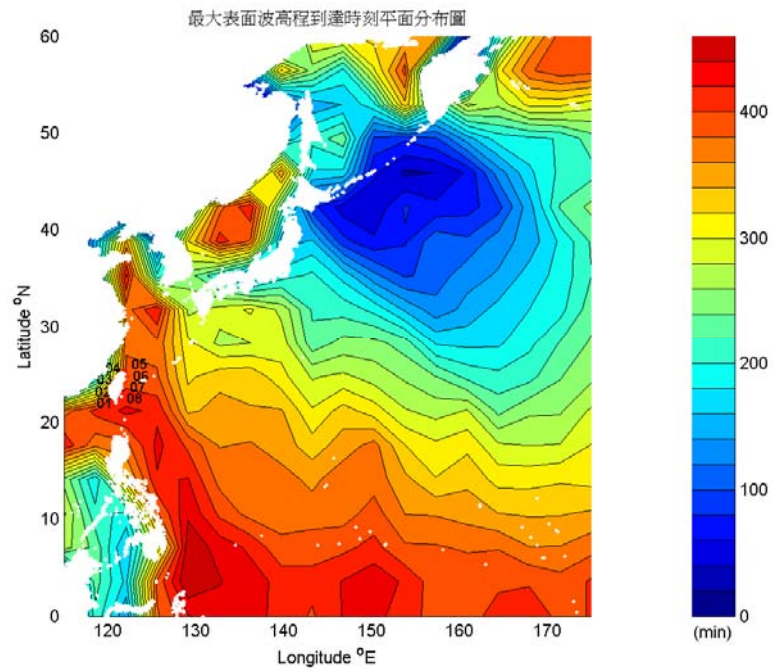


圖 3.36 北海道案例之最大表面波高程到達時刻平面分佈圖

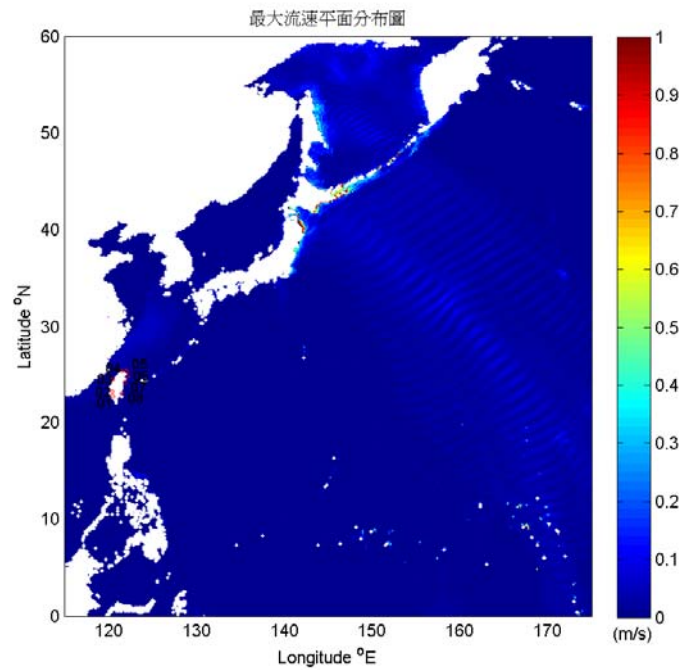


圖 3.37 北海道案例之最大流速平面分佈圖

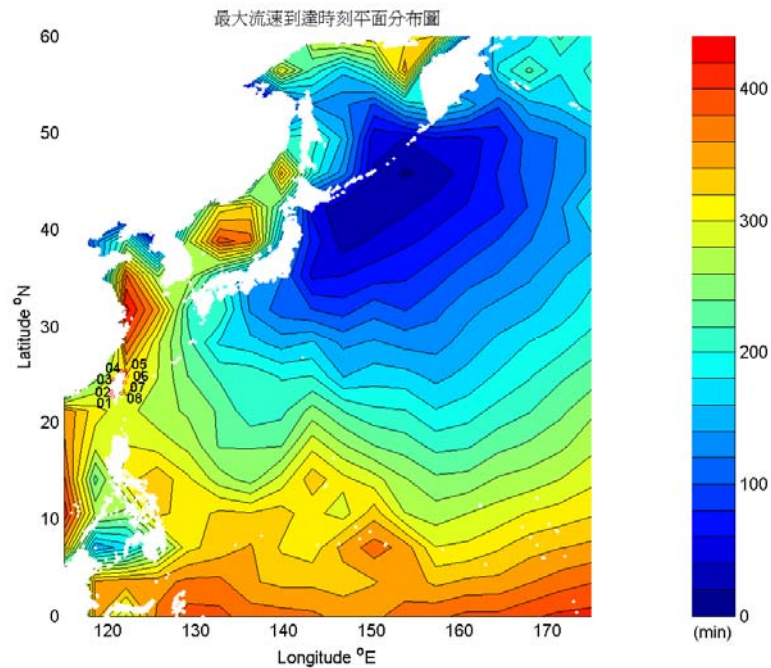


圖 3.38 北海道案例之最大流速到達時刻平面分佈圖

3.2.3 模擬結果與分析

綜合上述，各個波源區對國內各主要港口之影響列於表3.4，表中僅列影響最大之港口，由於波源之假設地大多是日本及南太平洋，故蘇澳港會受較大的影響；簡單地說，發生於日本及南太平洋之海嘯都東部沿岸會造成影響；若波源區在西岸或是南海一帶，則臺灣西岸會遭受較大影響。

臺灣附近的海嘯威脅經模式運算的結果如表3.5所示。呂宋島西北方引發的海嘯以高雄港、臺南安平及臺中港所受影響最大，因位海嘯波是近乎直接沿著臺灣西南海岸而上，於地震發生時間起算約70分後，臺南安平產生約2.2米波高，同時也是最大波高發生時刻。最大流速發生時刻為地震發生時間起算約220分後於臺中港產生約3.0m/s的流速。另外，高雄港的最大波高1.5米及最大流速2.0m/s，顯示高雄也受到相當程度的海嘯威脅，所以此次海嘯威脅區域較集中在臺中港至高雄港的沿岸。

福建泉州引發的海嘯威脅及於臺灣西部沿岸至東北角，所帶來的

威脅以淡水河口及臺中港的影響最大，於地震發生時間起算約100分後，淡水河口有最大波高約3.0米。最大流速發生時刻為地震發生時間起算約90分後，於臺中港產生約2.75m/s的流速。所以在地震發生時間起算約90至120分內，臺中港與淡水河口受海嘯威脅最大。

宜蘭外海龜山島引發海嘯所帶來的威脅以蘇澳港、基隆港及淡水河口三者影響較大，其中更以蘇澳港的影響最大，第一前導波產生約0.5米波谷，而最大波高發生時刻為地震發生時間起算約40分後，產生2.2米波高；最大流速發生時刻為地震發生時間起算約75分後，產生約2.6m/s的流速。所以地震發生時間起算約75分內，蘇澳港附近沿岸受到此近岸震源的海嘯威脅最大，淡水河口至東北角沿岸次之。

日本琉球群島引發的海嘯威脅以基隆港與蘇澳港的影響最大，基隆港於地震發生時間起算約130分後，第一前導波產生約0.55米波高而最大波高發生時刻為地震發生時間起算約250分後，產生0.8米波高，蘇澳港於地震發生時間起算255分後，有最大流速2.20m/s，同時水位有最大波降0.8米；其中值得注意的是，即使此海嘯威脅對臺灣附近海域而言不算大，但對中國大陸華北沿岸地區卻帶來相當大的影響。至於日本關東與北海道引發的海嘯威脅皆不大，由於臺灣並不在其海嘯傳播方向上，且臺灣東岸陡直的大陸棚也提供保護作用，因此臺灣東北角的海嘯威脅以近岸震源所引發的海嘯較具潛在性危險，而臺灣西南海域引發的海嘯較集中於臺灣中南部沿岸，從臺中港延伸至臺南及高雄屏東沿岸，皆具較大的海嘯威脅。

新幾內亞引發的海嘯在地震發生時間起算約465分後，蘇澳港附近沿岸受到此次的海嘯威脅最大，產生最大波高約1.25米，最大流速約2.00m/s，影響範圍為蘇澳港以北沿岸。可能的原因在於當海嘯波到達龜山島時產生繞射現象，以及地形的關係使得波高及流速均較花蓮港為大；另外可能的原因是受限於網格大小及點位之位置，必須依賴更細部的分析才能進一步討論。

由表3.4及表3.5顯示最大波高與最大流速未必在同一時刻及地點出現，這是因為波高受限於波行進方向及當地的地形。在此，要特別強調的是，模擬的點位都是位於港外，而對於港內的影響，因為要考

慮港口實際的配置及邊界條件，必須要另外使用較精細的方法加以評估；雖然模擬之點位均在外海，其水位變化對港內仍具有參考之價值。未來將朝海嘯對港內之影響做細部探討。

本計劃研究目的之重點之一在於有效降低海嘯來臨時之災害規模以及節省港埠船隻停泊之風險成本。目前，國內各設計規範均無有關抵禦長波(例如海嘯或是暴潮)之條文及案例，交通部運研所委託辦理「港灣構造物設計基準增補研究」中也未考慮此項設計要件；一般而言，設計要件列入規範或準則通常是「常態性」或是「高風險性」(例如：風力、地震、衝擊荷重)且必須進行長期試驗，方能取得較為可靠之統計數據；或是引進國外暨有規範。長波或是海嘯最令人關心的是波高及流速，海岸結構物之高程必須依靠波高加以計算，結構物所受之最大外力則可以用流速評估，本計劃模擬也著重這兩項重點；而海嘯與其他天然災害最不同的是，海嘯屬於罕見性之天災，未知因素太多且發生機率不足以用統計方式表示，故現今海嘯研究也多以靠數值模擬或是大斷面水槽進行孤立波模擬。美國 FEMA(聯邦災害緊急管理署)自南亞海嘯後，委請專家進行數值模擬及研究，於 2008 年制定了「Guidelines for Design of Structures for Vertical Evacuation from Tsunamis」(Baldridge et al., 2008)，正式將海嘯波力列入近岸結構物考量外力因子之一；但此一準則是否可應用於國內仍可進一步探討。

前述之模擬案例之斷層參數皆是經驗值，因為海嘯是一種罕見之天災且跟地震並沒有必然的關係，一般對於海底斷層掌握資訊甚少，故參數來源多半取自經驗值或是歷史資料；目前地層參數大多數的來源皆是哈佛 CMT 網站，內有地震超過某個規模之地層資料。斷層長度及寬度是主要的參數之一，直接影響模式中地震矩之計算，故不同參數設定就會導致不同之結果。

由於海嘯可供模擬及校對之案例極少，故本研究採取「情境模擬」之方式進行評估；換言之，就是以「南亞海嘯」之規模或是「可能發生之最大地震規模」為參數，模擬歷史上發生海嘯地點若發生相同等級之地震所引發海嘯，對臺灣影響程度為何；所以模擬結果傾向於極限狀況，意味著海嘯對臺灣並不是一種常態性之外力，必須要做更細

部之探討。

表 3.4 各個主要港口受海嘯震源之影響 (時刻：地震發生時間起算，僅列影響較嚴重者)

震源區域	地震矩規模	港口(波高單位為 m，流速單位為 m/s，時間單位為 min)								
			基隆港	臺北港	臺中港	蘇澳港	安平港	花蓮港	高雄港	富岡漁港
呂宋島 西北方	8.7	波高(時間)	---	---	1(170)	---	2.2(70)	---	1.5(60)	---
		流速(時間)	---	---	3(220)	---	0.18(110)	---	2(90)	---
福建泉州	7.5	波高(時間)	---	3(300)	2.75(90)	---	---	---	---	---
		流速(時間)	---	---	---	---	---	---	---	---
宜蘭龜山島	8.3	波高(時間)	---	---	---	2.2(40)	---	---	---	---
		流速(時間)	---	---	---	2.6(75)	---	---	---	---
日本琉球 群島	9.0	波高(時間)	0.8(250)	---	---	0.4(120)	---	---	---	---
		流速(時間)	---	---	---	2.2(250)	---	---	---	---
日本關東 地區	9.0	波高(時間)	---	---	---	0.2(330)	---	---	0.22(340)	---
		流速(時間)	---	---	---	0.32(350)	---	---	0.48(340)	---
日本北海道	9.0	波高(時間)	0.13(360)	---	---	---	---	---	---	---
		流速(時間)	---	---	---	0.25(360)	---	---	---	---
新幾內亞	9.2	波高(時間)	---	---	---	0.8(255)	---	---	---	---
		流速(時間)	---	---	---	2(255)	---	---	---	---

表 3.5 不同震源引發的臺灣附近海嘯威脅 (時刻：地震發生時間起算)

震源區域	地震規模 及級數(M_w)	最大波高發生時刻及地點			最大流速發生時刻及地點			臺灣受海嘯威脅 區域
		波高(m)	時刻(分)	地點	流速 (m/s)	時刻 (分)	地點	
呂宋島 西北方	8.7	2.20	70	臺南 安平港	3.00	220	臺中港	臺中港以南沿岸 至高雄屏東
福建泉州	7.5	3.00	100	淡水 河口	2.75	90	臺中港	臺中港以北沿岸 至臺灣東北角
宜蘭龜山島	8.3	2.20	40	蘇澳港	2.60	75	蘇澳港	臺灣東北角沿岸
日本硫球 群島	9.0	0.80	250	基隆港	2.20	255	蘇澳港	臺灣東北角沿岸
日本關東 地區	9.0	0.20	330	蘇澳港	0.32	350	蘇澳港	影響甚小
日本北海道	9.0	0.13	360	基隆港	0.25	360	蘇澳港	影響甚小
新幾內亞	9.2	1.25	465	蘇澳港	2.00	465	蘇澳港	蘇澳港以北沿岸

3.3 COMCOT 海嘯數值模式

一般海嘯觀測資料均不足，故數值模式及情境模擬可以補足實際案例之不足，提供作進一步的研究與分析之依據。由於海嘯數值模式近年來逐漸發展成熟，因此利用數值模擬方式計算海嘯於大洋中產生的初始波形、傳遞以及近岸地區的溯上變化，並製作溢淹範圍等工作，目前已為一普遍使用的研究方法，本計畫擬採用美國康乃爾大學土木與環境工程學系團隊發展出 COrnell Multigrid COupled Tsunami model(COMCOT)模式作為另一模擬工具。本節為介紹海嘯數值模式 COMCOT 之相關理論。

3.3.1 理論簡介

淺水波理論是在波浪的波長遠大於海水深度時才成立，一般由頻散係數 (dispersion coefficient) $\mu=h/l$ 來定義，其中 h 為水深， l 為波長。若水深相對於波長為 $\mu<1/20$ ，則為淺水波，若 $\mu>1/2$ ，則為深水波 (deep water wave)。而海嘯在大洋中屬於淺水波，因此可使用淺水波理論來描述其運動情形，本模式主要是依據淺水波方程式，另外 Liu 等人 (1994) 在動量方程式中分別加入摩擦項 $\tau_x H$ 與 $\tau_y H$ ，如(3.1)至(3.3)式所示，所以考慮海底底部摩擦作用的非線性淺水波方程式各式表示為

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} + \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial Q}{\partial y} = 0 \quad (3.1)$$

$$\frac{\partial P}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left[\frac{P^2}{H} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[\frac{PQ}{H} \right] + gH \frac{\partial \xi}{\partial x} - fQ + \tau_x H = 0 \quad (3.2)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left[\frac{PQ}{H} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[\frac{Q^2}{H} \right] + gH \frac{\partial \xi}{\partial y} - fP + \tau_y H = 0 \quad (3.3)$$

其中各項參數為

t : 時間

$x、y$: 直角座標系統

ζ : 自由表面之變動水位

H : 全水深 (水深加上波高)

P : x 方向之流量

Q : y 方向之流量

g : 重力加速度

f : 科氏參數

$\tau_x、\tau_y$: x 及 y 方向底部摩擦係數

其中，底部摩擦項可使用 *Chezy's formula* 或 *Manning's formula* 來處理，其關係式分別為

$$\tau_x = \frac{g}{C_f^2 H^3} P (P^2 + Q^2)^{1/2}, \quad \tau_y = \frac{g}{C_f^2 H^3} Q (P^2 + Q^2)^{1/2} \quad (3.4)$$

$$\tau_x = \frac{g n^2}{H^{10/3}} P (P^2 + Q^2)^{1/2}, \quad \tau_y = \frac{g n^2}{H^{10/3}} Q (P^2 + Q^2)^{1/2} \quad (3.5)$$

上式中的 C_f 表示 Chezy 摩擦係數，而 n 代表 Manning 相對粗糙係數，皆與流體的流動狀況及底部的表面粗糙度有關。

3.3.2 數值方法與邊界條件

海嘯數值模式中，計算方式為利用非線性波浪理論配合有限差分的蛙跳法(leap-frog scheme)來運算處理，並且以階梯式的移動邊界來處理海嘯在近岸處的溯上變化，以下將介紹其數值方法與邊界條件。

3.3.2.1 有限差分法

Liu et al. (1998)及 Cho (1995)在非線性淺水波方程式(3.1)至(3.3)中，線性項 (linear term) 以中央差分法來做離散處理；而非線性對流項 (nonlinear convective term) 則利用上風法 (upwind scheme) 來做計算，其離散式為

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{P^2}{H} \right) = \frac{1}{\Delta x} \left[\lambda_{11} \frac{(P_{i+3/2, j}^n)^2}{H_{i+3/2, j}^n} + \lambda_{12} \frac{(P_{i+1/2, j}^n)^2}{H_{i+1/2, j}^n} + \lambda_{13} \frac{(P_{i-1/2, j}^n)^2}{H_{i-1/2, j}^n} \right] \quad (3.6)$$

$$\frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{PQ}{H} \right) = \frac{1}{\Delta y} \left[\lambda_{21} \frac{(PQ)_{i+1/2, j+1}^n}{H_{i+1/2, j+1}^n} + \lambda_{22} \frac{(PQ)_{i+1/2, j}^n}{H_{i+1/2, j}^n} + \lambda_{23} \frac{(PQ)_{i+1/2, j-1}^n}{H_{i+1/2, j-1}^n} \right] \quad (3.7)$$

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{PQ}{H} \right) = \frac{1}{\Delta x} \left[\lambda_{31} \frac{(PQ)_{i+1, j+1/2}^n}{H_{i+1, j+1/2}^n} + \lambda_{32} \frac{(PQ)_{i, j+1/2}^n}{H_{i, j+1/2}^n} + \lambda_{33} \frac{(PQ)_{i-1, j+1/2}^n}{H_{i-1, j+1/2}^n} \right] \quad (3.8)$$

$$\frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{Q^2}{H} \right) = \frac{1}{\Delta y} \left[\lambda_{41} \frac{(Q_{i, j+3/2}^n)^2}{H_{i, j+3/2}^n} + \lambda_{42} \frac{(Q_{i, j+1/2}^n)^2}{H_{i, j+1/2}^n} + \lambda_{43} \frac{(Q_{i, j-1/2}^n)^2}{H_{i, j-1/2}^n} \right] \quad (3.9)$$

上式中的係數 λ 是由下列的條件來決定：

$$\begin{cases} \lambda_{11}=0, & \lambda_{12}=1, & \lambda_{13}=-1, & \text{if } P_{i+1/2, j}^n \geq 0 \\ \lambda_{11}=1, & \lambda_{12}=-1, & \lambda_{13}=0, & \text{if } P_{i+1/2, j}^n < 0 \\ \lambda_{21}=0, & \lambda_{22}=1, & \lambda_{23}=-1, & \text{if } Q_{i+1/2, j}^n \geq 0 \\ \lambda_{21}=1, & \lambda_{22}=-1, & \lambda_{23}=0, & \text{if } Q_{i+1/2, j}^n < 0 \\ \lambda_{31}=0, & \lambda_{32}=1, & \lambda_{33}=-1, & \text{if } P_{i, j+1/2}^n \geq 0 \\ \lambda_{31}=1, & \lambda_{32}=-1, & \lambda_{33}=0, & \text{if } P_{i, j+1/2}^n < 0 \\ \lambda_{41}=0, & \lambda_{42}=1, & \lambda_{43}=-1, & \text{if } Q_{i, j+1/2}^n \geq 0 \\ \lambda_{41}=1, & \lambda_{42}=-1, & \lambda_{43}=0, & \text{if } Q_{i, j+1/2}^n < 0 \end{cases}$$

其中，底部摩擦項經差分化的形式為

$$\begin{aligned} \tau_x H &= v_x (P_{i+1/2, j}^{n+1} + P_{i+1/2, j}^n) \\ \tau_y H &= v_y (Q_{i, j+1/2}^{n+1} + Q_{i, j+1/2}^n) \end{aligned} \quad (3.10)$$

上式中 v_x ， v_y 在 *Chezy's formula* 的關係式為

$$\begin{aligned} v_x &= \frac{1}{2} \frac{g}{C_f^2 (H_{i+1/2, j}^n)^2} [(P_{i+1/2, j}^n)^2 + (Q_{i+1/2, j}^n)^2]^{1/2} \\ v_y &= \frac{1}{2} \frac{g}{C_f^2 (H_{i, j+1/2}^n)^2} [(P_{i, j+1/2}^n)^2 + (Q_{i, j+1/2}^n)^2]^{1/2} \end{aligned}$$

在 *Manning's formula* 的關係式則為

$$v_x = \frac{1}{2} \frac{g n^2}{(H_{i+1/2,j}^n)^{7/3}} [(P_{i+1/2,j}^n)^2 + (Q_{i+1/2,j}^n)^2]^{1/2}$$

$$v_y = \frac{1}{2} \frac{g n^2}{(H_{i,j+1/2}^n)^{7/3}} [(P_{i,j+1/2}^n)^2 + (Q_{i,j+1/2}^n)^2]^{1/2}$$

最後，整個控制方程式經過差分化處理之離散式表示為

$$\zeta_{i,j}^{n+1/2} = \zeta_{i,j}^{n-1/2} - r_x (P_{i+1/2,j}^n - P_{i-1/2,j}^n) - r_y (Q_{i,j+1/2}^n - Q_{i,j-1/2}^n) \quad (3.11)$$

$$P_{i+1/2,j}^{n+1} = \frac{1}{1+v_x \Delta t} [(1-v_x \Delta t)] P_{i+1/2,j}^n - r_x g H_{i+1/2,j}^{n+1/2} (\zeta_{i+1,j}^{n+1/2} - \zeta_{i,j}^{n+1/2})$$

$$- \frac{r_x}{1+v_x \Delta t} \left[\lambda_{11} \frac{(P_{i+3/2,j}^n)^2}{H_{i+3/2,j}^n} + \lambda_{12} \frac{(P_{i+1/2,j}^n)^2}{H_{i+1/2,j}^n} + \lambda_{13} \frac{(P_{i-1/2,j}^n)^2}{H_{i-1/2,j}^n} \right]$$

$$- \frac{r_y}{1+v_x \Delta t} \left[\lambda_{21} \frac{(PQ)_{i+1/2,j+1}^n}{H_{i+1/2,j+1}^n} + \lambda_{22} \frac{(PQ)_{i+1/2,j}^n}{H_{i+1/2,j}^n} + \lambda_{23} \frac{(PQ)_{i+1/2,j-1}^n}{H_{i+1/2,j-1}^n} \right] \quad (3.12)$$

$$Q_{i,j+1/2}^{n+1} = \frac{1}{1+v_y \Delta t} [(1-v_y \Delta t)] Q_{i,j+1/2}^n - r_y g H_{i,j+1/2}^{n+1/2} (\zeta_{i,j+1}^{n+1/2} - \zeta_{i,j}^{n+1/2})$$

$$- \frac{r_x}{1+v_y \Delta t} \left[\lambda_{31} \frac{(PQ)_{i+1,j+1/2}^n}{H_{i+1,j+1/2}^n} + \lambda_{32} \frac{(PQ)_{i,j+1/2}^n}{H_{i,j+1/2}^n} + \lambda_{33} \frac{(PQ)_{i-1,j+1/2}^n}{H_{i-1,j+1/2}^n} \right]$$

$$- \frac{r_y}{1+v_y \Delta t} \left[\lambda_{41} \frac{(Q_{i,j+3/2}^n)^2}{H_{i,j+3/2}^n} + \lambda_{42} \frac{(Q_{i,j+1/2}^n)^2}{H_{i,j+1/2}^n} + \lambda_{43} \frac{(Q_{i,j-1/2}^n)^2}{H_{i,j-1/2}^n} \right] \quad (3.13)$$

其中， $r_x = \Delta t / \Delta x$ ， $r_y = \Delta t / \Delta y$ ，將上述各式整理為

$$H_{i+1/2,j}^{n+1/2} = \frac{1}{2} (H_{i,j}^{n+1/2} + H_{i+1,j}^{n+1/2}) \quad (3.14)$$

$$H_{i,j+1/2}^{n+1/2} = \frac{1}{2} (H_{i,j}^{n+1/2} + H_{i,j+1}^{n+1/2}) \quad (3.15)$$

$$H_{i+1/2,j}^n = \frac{1}{4} (H_{i,j}^{n-1/2} + H_{i,j}^{n+1/2} + H_{i+1,j}^{n-1/2} + H_{i+1,j}^{n+1/2}) \quad (3.16)$$

$$H_{i,j+1/2}^n = \frac{1}{4} (H_{i,j}^{n-1/2} + H_{i,j}^{n+1/2} + H_{i,j+1}^{n-1/2} + H_{i,j+1}^{n+1/2}) \quad (3.17)$$

$$P_{i,j+1/2}^n = \frac{1}{4} (P_{i-1/2,j}^n + P_{i-1/2,j+1}^n + P_{i+1/2,j}^n + P_{i+1/2,j+1}^n) \quad (3.18)$$

$$Q_{i+1/2,j}^n = \frac{1}{4} (Q_{i,j-1/2}^n + Q_{i+1,j-1/2}^n + Q_{i,j+1/2}^n + Q_{i+1,j+1/2}^n) \quad (3.19)$$

3.3.2.2 移動邊界

模式模擬時，以線性淺水波方程式計算時，於海陸交界的邊界將視為一面垂直的牆，因此波在此處的最大溯上高度 (run-up height) 是以鄰近一點的最大波高來計算；若以非線性淺水波方程式計算時，則海陸邊界為一移動邊界 (moving boundary)，當波高大於進入陸域的高度時，根據移動邊界條件，海水將可以進入陸域進行網格計算，此溯上計算功能，可模擬出海嘯侵襲於陸域時之溢淹範圍 (inundation area)。

移動邊界處理如圖3.39所示，以一維階梯形式表示真實地形，進行移動邊界的運算，圖中MWL表示平均海水面 (mean water level)， H_f 為洪氾高度 (flooding depth)。當網格點位在陸域上，水深 h 為平均海水面到陸地的高度，以正值表示，在乾陸地 (dry land) 的網格中，總水深 $H = h + \xi$ 是為負值，於有水溢淹的溼陸地 (wet land) 網格總水深以正值表示，位於乾網格與溼網格之間的交界則定義為海岸線。波由外海計算到近陸區域，於海岸線交界處時，即 $H_i > 0$ 及 $H_{i+1} \leq 0$ 的條件下，則開始進行移動邊界計算。起始體積通量為零，利用連續方程式並配合移動邊界計算來找下個時間步長的波高，波高在乾的陸域網格中的值為0，這是因為在鄰近的流量都為0。原本在第 i 個網格點的總水深需上傳到第 $i+1/2$ 個網格點，經由數值計算來決定總水深是否夠高足以溢淹到相鄰的乾陸域 (dry land) 網格，並調整海岸線位置。如果某一點網格在各方向的總水深為零或負值，則此網格視為乾網格 (dry cell)，如圖3.39(a) 中，第 i 個網格為溼陸域，其總水深為正值，第 $i+1$ 個網格為乾陸域，其總水深為負值且體積通量為零，海岸線位於 i 與 $i+1$ 之間，而賦予第 $i+1/2$ 個網格點的體積通量為零。但在波高較高的例子中，如圖3.39(b) 所示，此時第 $i+1/2$ 個網格點的體積通量為非零，海岸線也往陸地方向移動一個格點，而總水深由連續方程式中被更新。以下的計算為用來判斷海岸線是否該移動，而先決條件在總水深由連續方程式更新後，即可由下列方式判斷海岸線是否會移動，此時 $H_i > 0$ 。

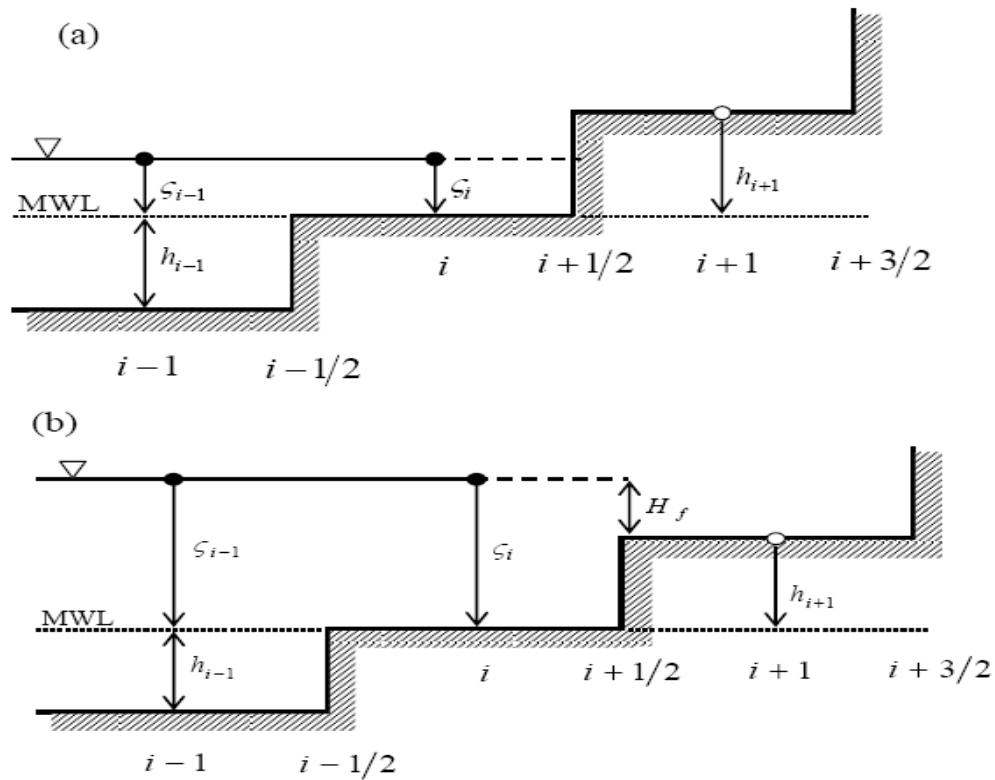


圖 3.39 移動邊界處理之示意圖(a) (b)

- (1)若 $H_{i+1} \leq 0$ 且 $h_{i+1} + \xi_i \leq 0$ ，則海岸線保持不動，流量 $P_{i+1/2}$ 也為零。
- (2)若 $H_{i+1} \leq 0$ 且 $h_{i+1} + \xi_i > 0$ ，則海岸線移往 $i+1$ 和 $i+2$ 之間，流量 $P_{i+1/2}$ 可能為非零值，但 $P_{i+2/3}$ 仍為零，溢淹之深度 H_f 即為 $h_{i+1} + \xi_i$ 。
- (3)若 $H_{i+1} > 0$ ，則海岸線移至 $i+1$ 和 $i+2$ 之間，流量 $P_{i+1/2}$ 可能為非零值，但 $P_{i+3/2}$ 仍為零，溢淹深度 H_f 為 $(h_{i+1} + \xi_i)$ 和 $(h_{i+1} + \xi_{i+1})$ 二者之較大者。

以上海岸線的移動過程中，不僅能滿足質量守恆，也使得移動邊界的處理得到合理的結果。

3.3.2.3 開放邊界

本模式在上下左右四側的邊界皆為開放邊界，波浪傳遞至此處時，必須予以適當的計算處理，以消除波浪在此邊界產生之反射現象。計算過程中，假設邊界網格上之水流方向，令流出計算區域時之水位

為負值，代表下降；流入計算區域時之水位為正值，代表上升，根據此方法來控制平衡邊界上之水位流量，可順利解決開放邊界上的干擾現象。

3.3.2.4 多重網格模式

當模式計算的區域夠大，通常會將網格數減少，網格大小放大，以節省模式的運算時間；另一方面，若要關注海嘯在近岸地區的影響，於溯上計算中希望能細部觀察海嘯於小區域的細微情形，勢必又要將網格數增加，網格大小縮小。因此採用多重網格模式，在遠洋區域及近岸區域選用不同的網格大小進行海嘯的傳播模擬，同時兼顧兩者需求，也提高海嘯模式的效率。於圖 3.40 中，模擬海嘯在大洋中傳遞時，所使用的大網格共包括了第一與第二區域，且第二區域的網格是在第一區域的網格之中，其中考慮了地球曲面效應、頻散效應及科氏力造成的偏轉效應，因此在此較大的網格系統中，所使用之座標系統為球面座標系統，而模式的計算是依據 Linear shallow water equation。然而，當模擬海嘯於近岸地區溯上時，則必須考慮到近岸的非線性效應與海底底部摩擦項的影響，於第三區域所使用的網格系統則改為卡氏座標系統 (Cartesian coordinate system)，而模式的計算是依據非線性淺水波方程式。因此，由上述兩種處理過程可分別滿足海嘯在大洋中傳遞，及在近岸地區溯上的兩種需求。圖 3.41 為一實例，包含了三種不同尺寸之網格，用以計算遠域及近岸之海嘯傳遞。

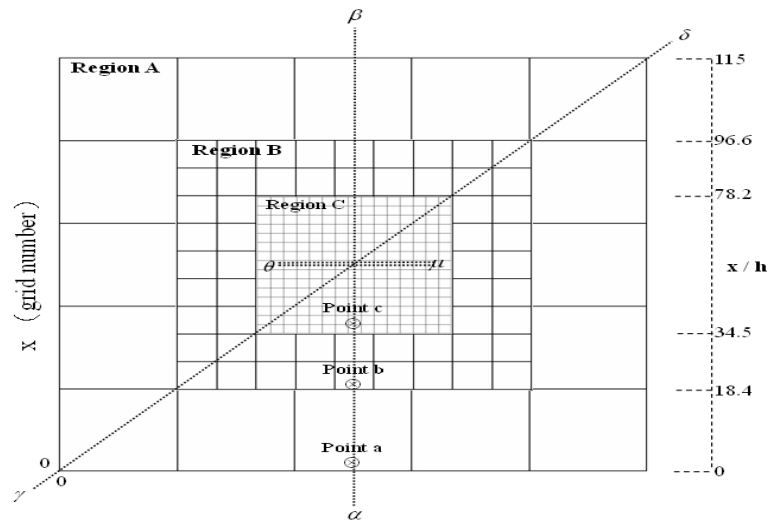


圖 3.40 多重網格系統

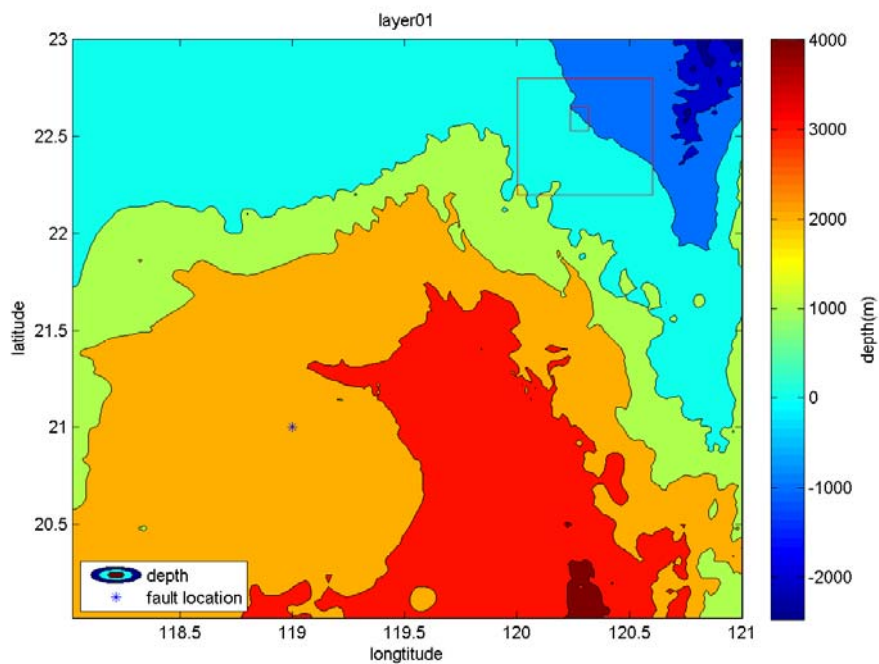


圖 3.41 多層巢狀網格之實例(包含大區域、中區域及小區域)

3.3.3 模式驗證—2004年南亞海嘯

本節先就2004年南亞海嘯為例進行模擬，其地震矩規模(M_w)為9.0，目的為驗證模式的可用性。由於蘇門達臘地震源區的海底地震板塊交界處以接近南北向的方式綿延一千多公里左右，因此模擬計算

時，模式上共分成三段海底斷層(如表3.6所示)的方式來表示震源區域的海底斷層錯動，模式模擬計算時間為6小時，計算區域範圍為東經72°~東經102°，南緯6.6667°~北緯23.3334°，其水深地形如圖3.42所示：資料為ETOPO2的四分地形資料，模式的網格數目為451×451。

表 3.6 南亞大海嘯模式參數設定

Parameter	Fault plane-1	Fault plane-2	Fault plane-3
Length of fault	330.0 km	570.0 km	300.0 km
Width of fault	150.0 km	150.0 km	150.0 km
Strike angle (θ)	329.0°	340.0°	5.0°
Slip angle (λ)	15.0°	15.0°	15.0°
Dip angle (δ)	110.0°	110.0°	110.0°
Displacement (d)	11.0 m	11.0 m	11.0 m
Focal depth (D)	7.0 km	7.0 km	7.0 km
Origin of Computation	72.00°E/-6.66.00°S	72.00°E/-6.66.00°S	72.00°E/-6.66.00°S
Location of epicenter	95.75°E/2.50°N	94.00°E/5.00°N	92.00°E/10.00°N

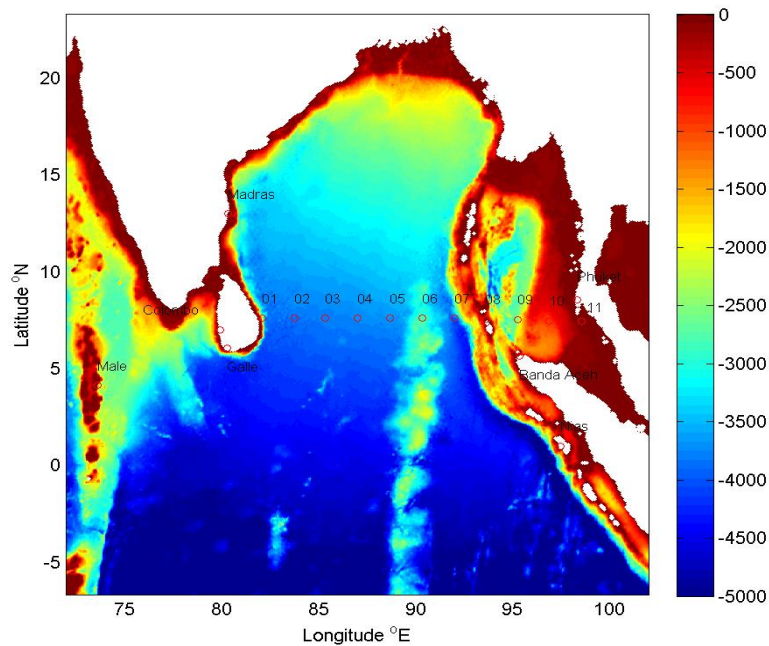


圖 3.42 南亞海嘯之模式計算區域水深地形圖

模式計算的初始波形如圖 3.43 至圖 3.45 所示，為一波高接近 4.5 米，波谷約 2.5 米深的波形；向東的前導波為波谷，向西的前導波為波峰。所以在震源東方的泰國 (Tailand)、印尼 (Indonesia)、新加坡 (Singapore)等地於海嘯到達時，會先有大量海水退潮情形出現，發生原因是前導波為波谷所致，因上述所在地位於海底降低的方向，波谷會先到，因此對大陸板塊上的居民，海邊水位會先降低；在震源西方的斯里蘭卡 (Sri Lanka)、馬爾地夫 (Maldives)等地於海嘯到達時，無此退潮情形發生，而是海嘯直接侵襲上岸，即是因為所在位置位於海底抬昇的方向，故波峰先到。

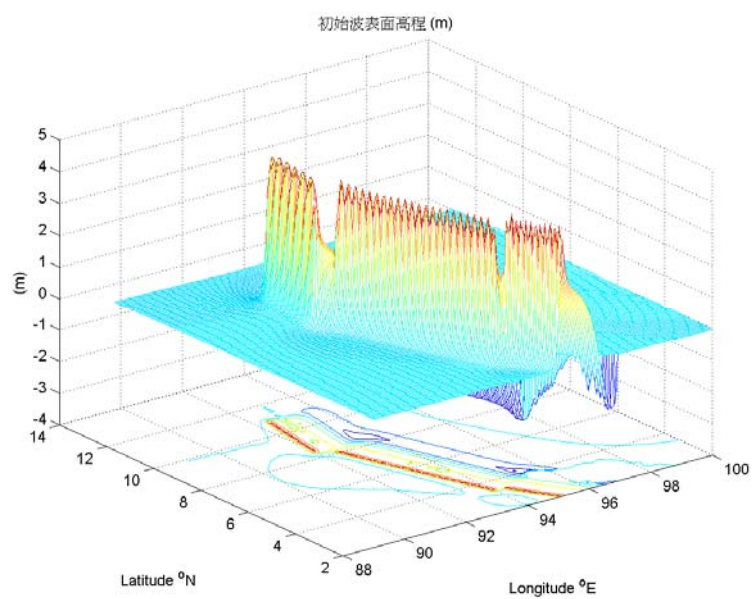


圖 3.43 南亞海嘯之初始波立體圖

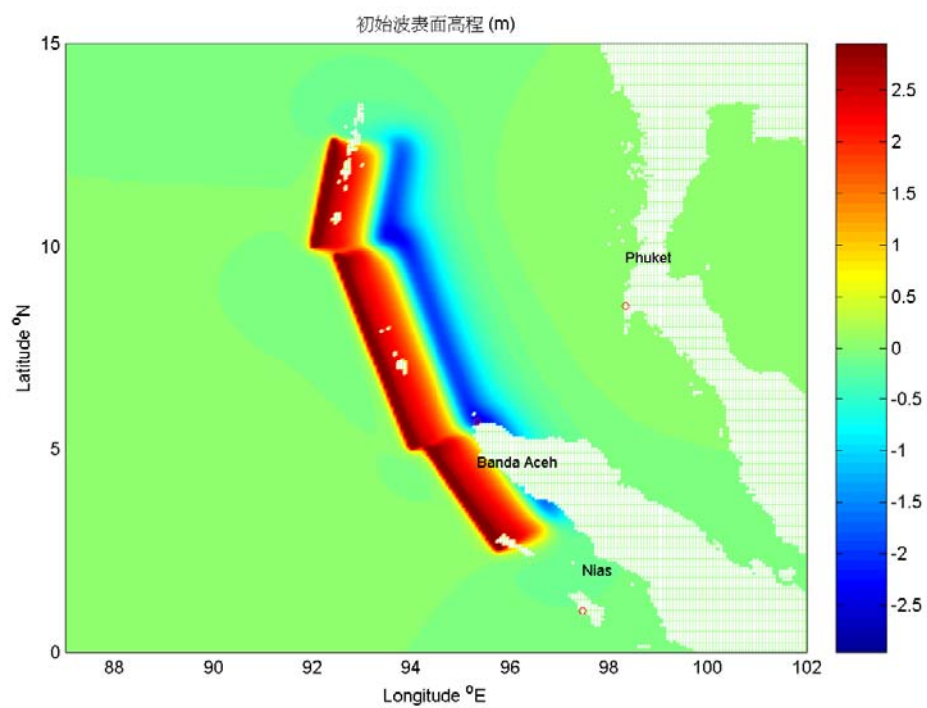


圖 3.44 南亞海嘯之初始波高程圖

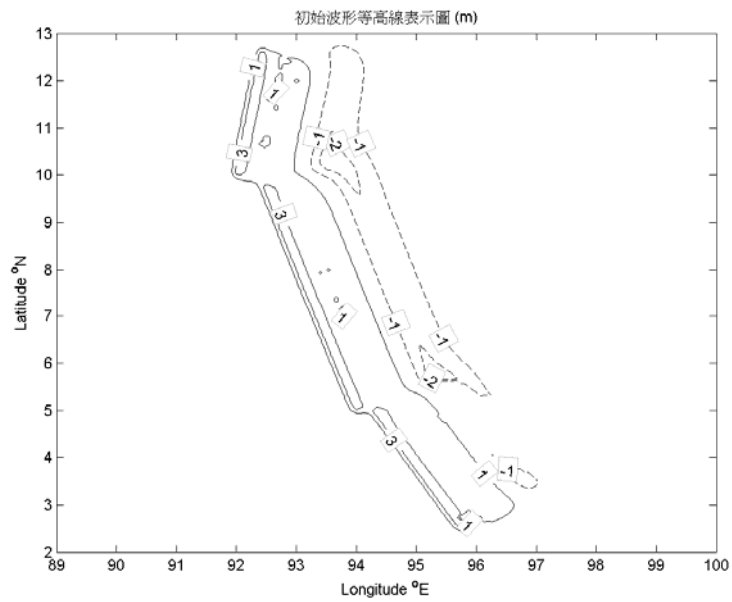
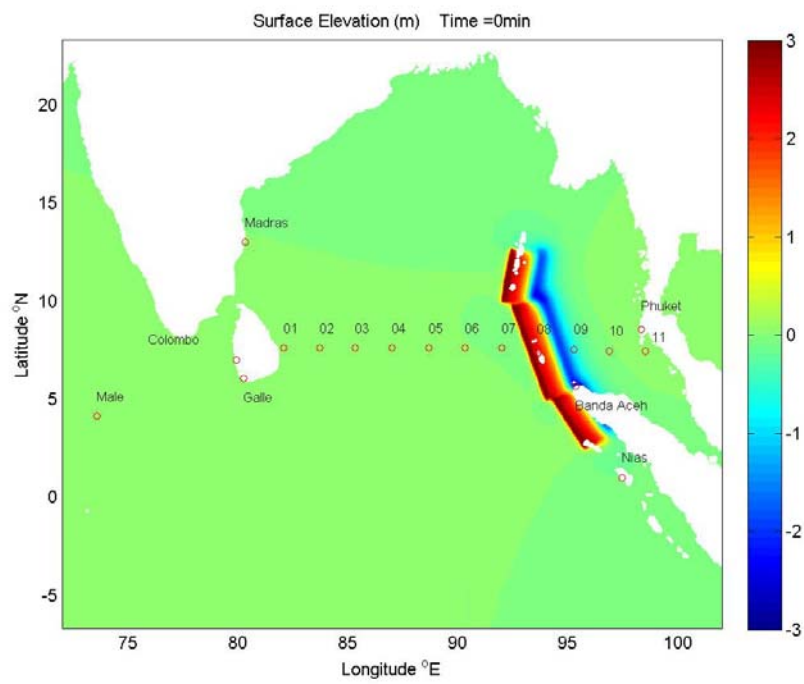
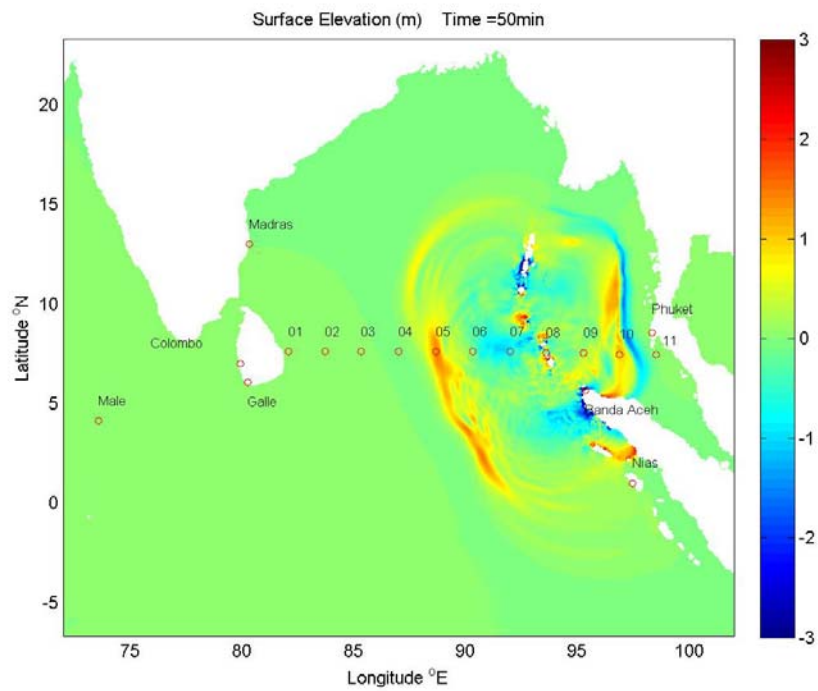


圖 3.45 南亞海嘯之初始波等高線圖

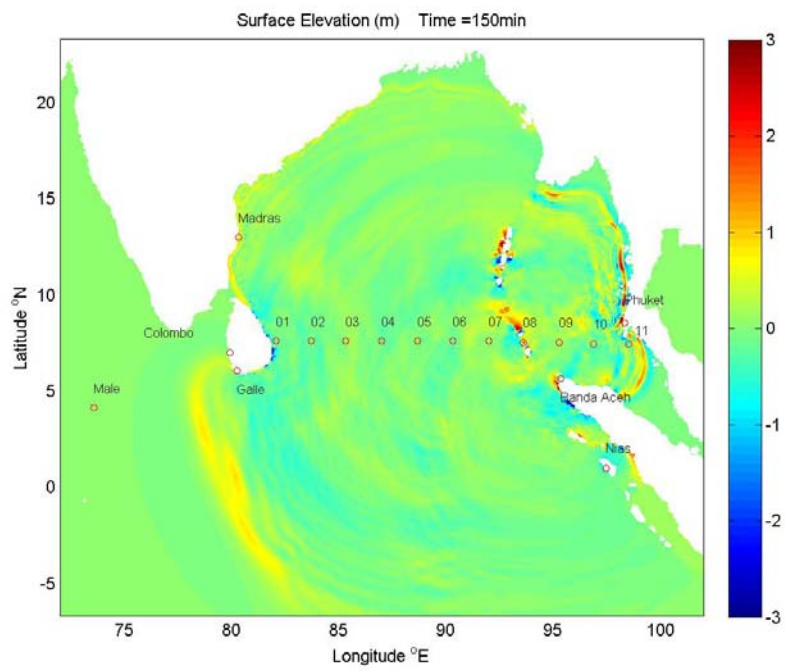
模式計算結果可參考圖 3.46(a)~(d)及圖 3.47，地震發生時間起算，約 110 分後泰國普吉會先發生海水倒退之現象；約 145 分前導波到達加勒；約 170 分到達可倫坡；約 210 分到達馬爾地夫，與當地觀潮站資料作比較相當吻合。加勒與可倫坡之模擬結果顯示，第一波並非是最大波，可能之原因應是加勒位於斯里蘭卡之南岸，可倫坡位於西岸，對於這兩個地方而言，海嘯會沿著岸邊行進，邊緣波及繞射效應可能是其發生之原因。



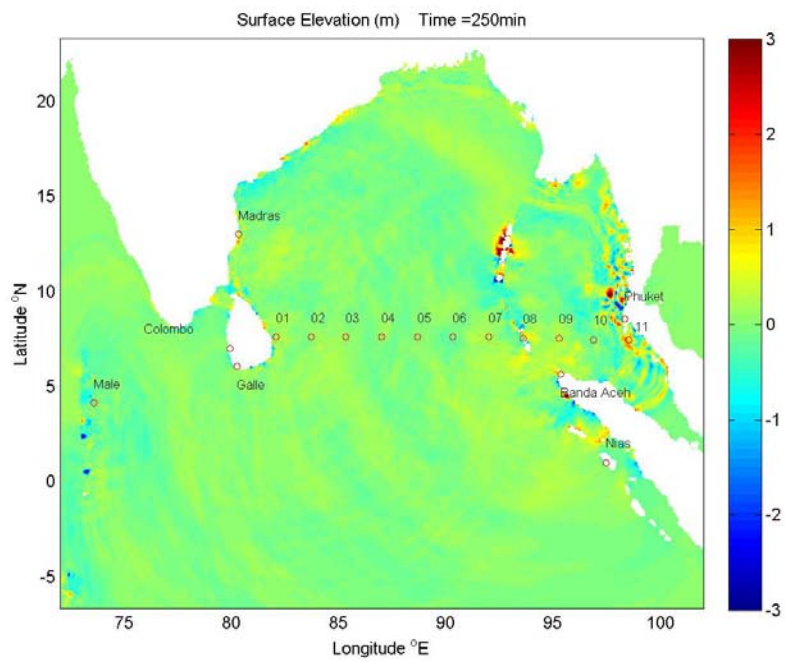
(a) 海嘯開始時



(b) 海嘯發生後 50 分



(c) 海嘯發生後 150 分



(d) 海嘯發生後 250 分

圖 3.46 南亞海嘯傳遞圖

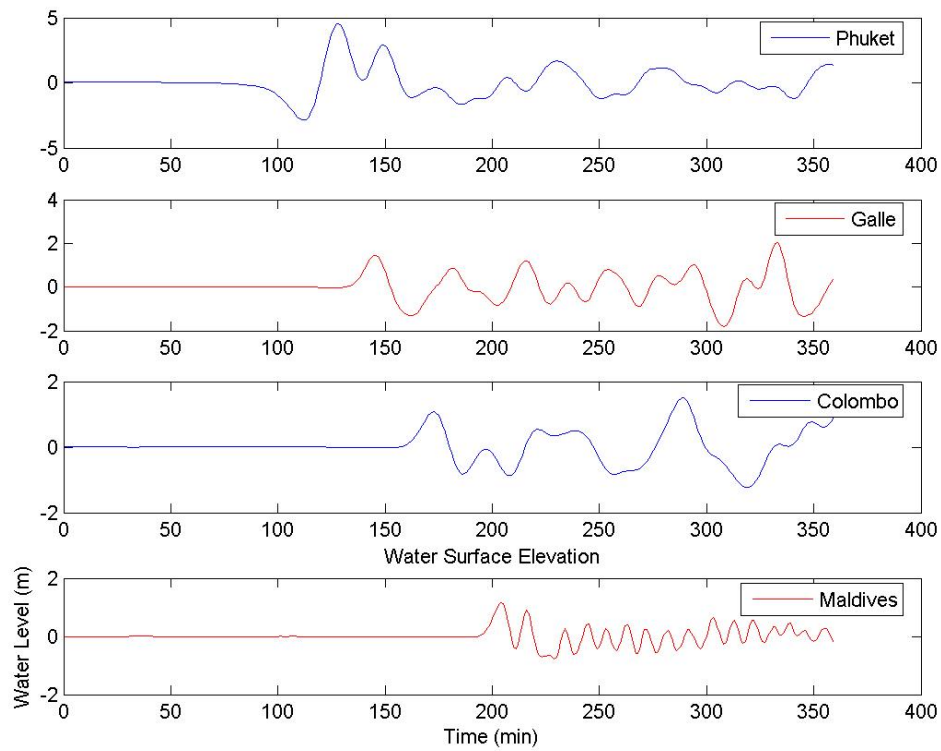
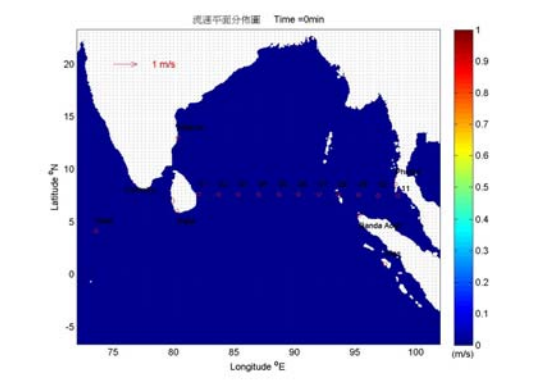
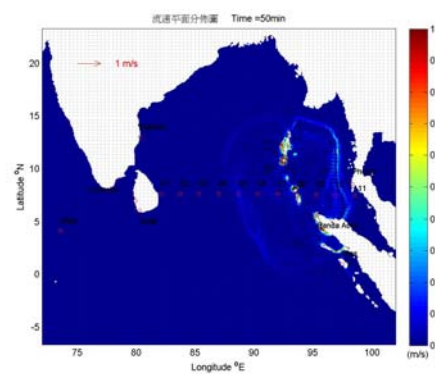


圖 3.47 泰國普吉、加勒、可倫坡以及馬爾地夫四個測站於南亞海嘯之水位實測資料

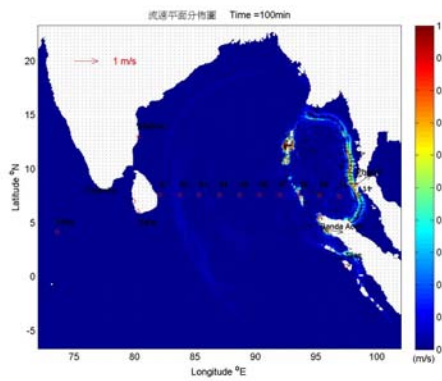
圖 3.48(a)~(f)表示各時序流速平面分佈圖，如下：



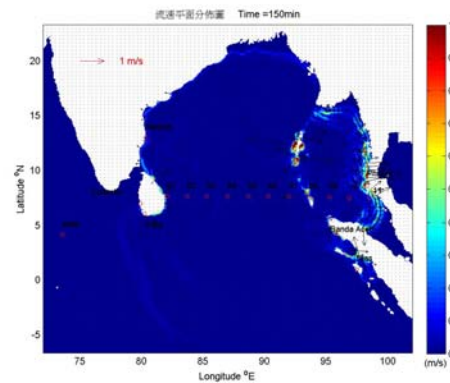
(a) 時間=0 分



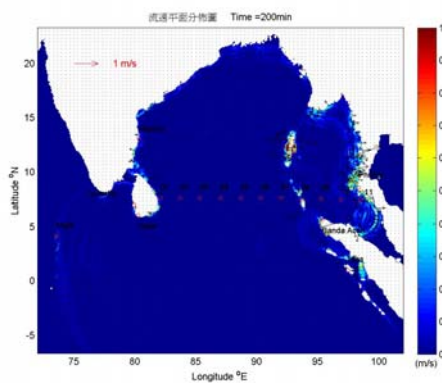
(b) 時間=50 分



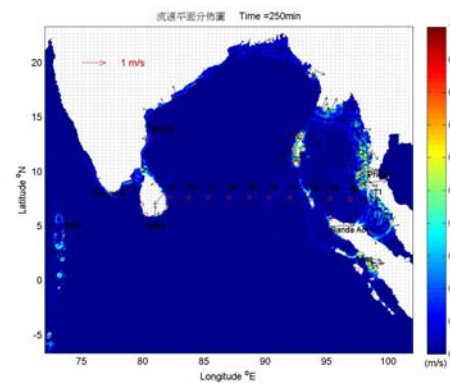
(c) 時間=100 分



(d) 時間=150 分



(e) 時間=200 分



(f) 時間=250 分

圖 3.48 (a)~(f) 南亞海嘯之各測點時序流速平面分佈圖

一般而言，海嘯在大洋傳播過程中，其垂直方向的水位變化不明顯，因此垂直方向的流速極小，水平方向的流速也幾乎不隨海底水深變化而變。海嘯的傳播速度是以水深為決定因素，因此我們觀察海嘯傳播過程中的流速變化以及最大流速發生的時間地點，大多從近岸區域與震源附近區域來探討。從圖 3.48(a)~(f)各時序流速平面分佈圖得知，當海嘯傳播至近岸時，由於淺化效應影響，波高放大，水位變化遽增，甚至產生碎波，使得海水流量會有瞬間的擾動與位移，因此在水平方向的流速會有遽增現象。另外，我們也可以觀察到在震源北方區域附近，從海嘯產生至傳遞過程中，會來來回回產生較大的流速於這區域範圍中，除了初始波的擾動外，附近地形的反射波才是使得這附近區域的流速變化，始終持續來回振盪的主因。

從模式計算所得各測站 01 至 11(圖 3.49)進行資料分析，測站 01 至 07 位於震源的西方，測站 09 至 11 位於震源的東方，測站 08 位於震源所在附近；由測站 01 至 11 所連的一直線恰表示海嘯的傳播方向。大多數的海嘯波源區域為橢圓形，其能量傳播在短軸方向上比起長軸方向海嘯能量坡降的較快；亦即在短軸方向的傳播有較大的波高變化。在蘇門達臘外海發生的海底地震，由於其斷層走向為南北向，東方的印尼、泰國，西方的印度、斯里蘭卡皆承受較強的海嘯能量。再者，海嘯本身以長波方式傳遞，從測站 02 至 06(圖 3.50)水位資料中，觀察其最大波高值約由 1.6 米至 0.8 米，得知海嘯在大洋的傳播過程中，海嘯能量有能量逸散，卻依然可以保留大部分能量傳遞至遠域造成破壞，這也說明了何以南亞大海嘯除了造成近域的印尼等地有 22 萬人以上傷亡，同時也在離震源 1600 公里外的斯里蘭卡，亦造成 4 萬人左右的犧牲。

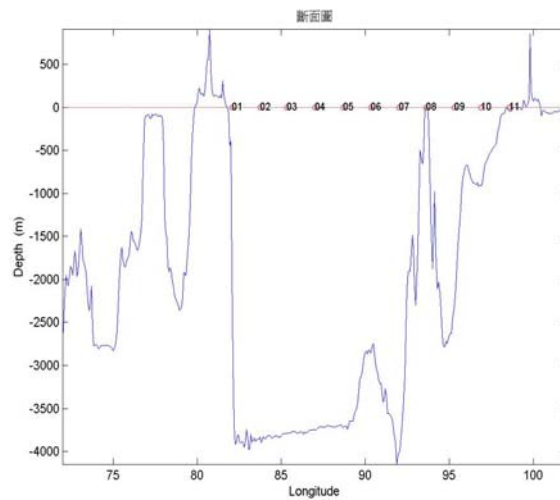


圖 3.49 南亞海嘯之測站 01 至 11 連線方向的水深地形斷面圖

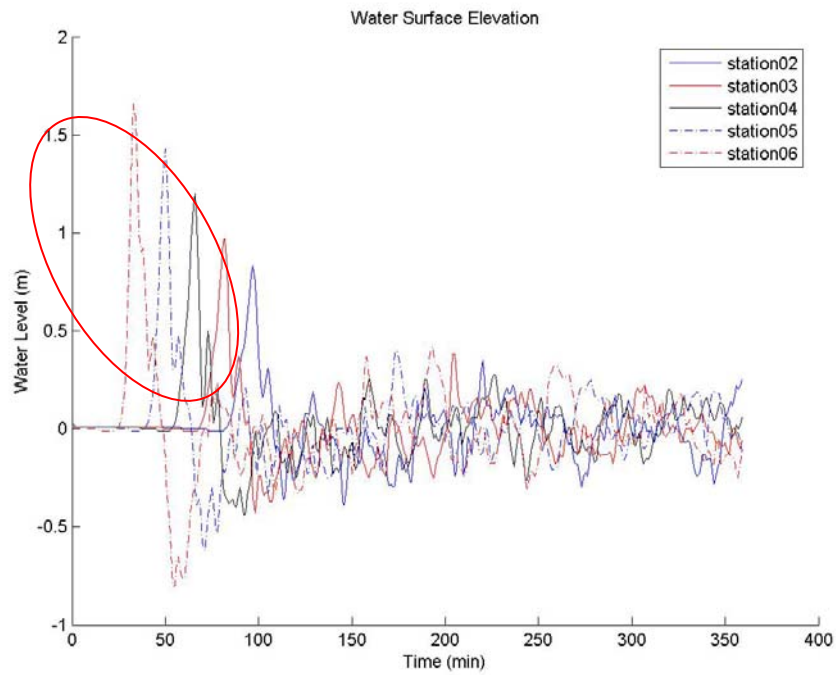


圖 3.50 南亞海嘯之測站 02 至 06 水位資料圖

比較馬爾地夫實際測站水位資料與 COMCOT 模式模擬計算結果 (圖 3.51)，於兩者比較圖中。驗證結果發現，COMCOT 模式模擬計算出的最大波高值(恰為海嘯傳播的第一前導波)小於實測的水位資料；就其發生時間來看，COMCOT 模式計算結果與實際測站資料相符。

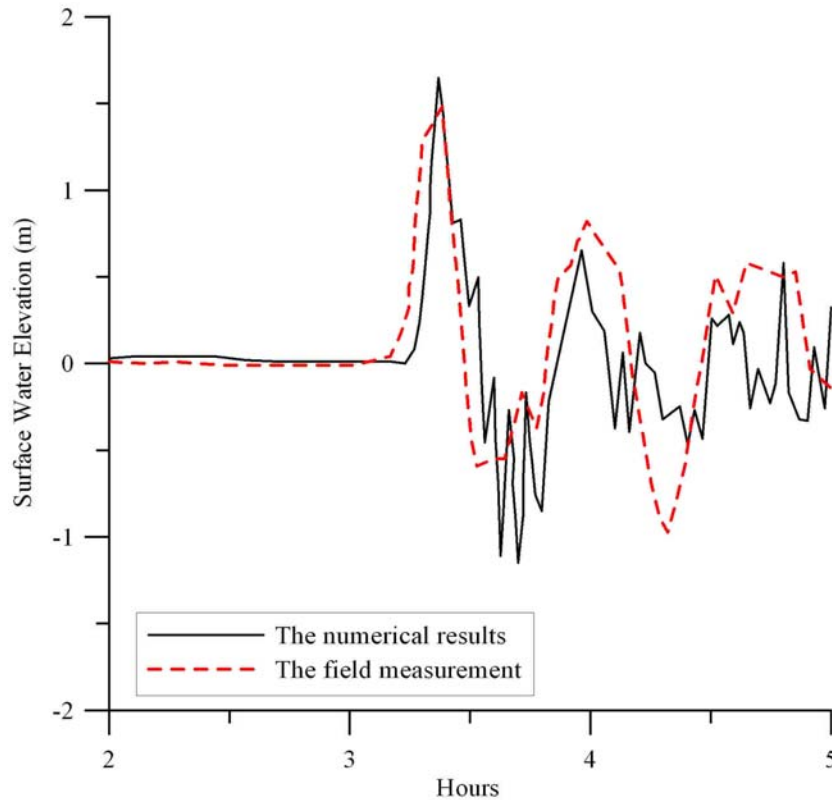


圖 3.51 馬爾地夫水位資料與模式結果的比較

由最大表面波高程平面分佈圖(如下圖 3.52)中，可以很清楚看出除了震源附近區域外，最大表面波高程發生的區域幾乎為近岸處附近，這正說明了海嘯傳播至近岸因受淺化效應影響，會有波高放大的現象；進一步更可發現到位於震源北方的孟加拉附近，比較其鄰近區域，其最大表面波高程並無較明顯的變化，這並不是因為不受淺化效應的影響，而是其區域恰位於海嘯傳播的短軸方向，能量坡降較快速，即使於近岸處因水深地形變化受淺化效應影響，但波高放大的現象比起鄰近區域還是變化略小。

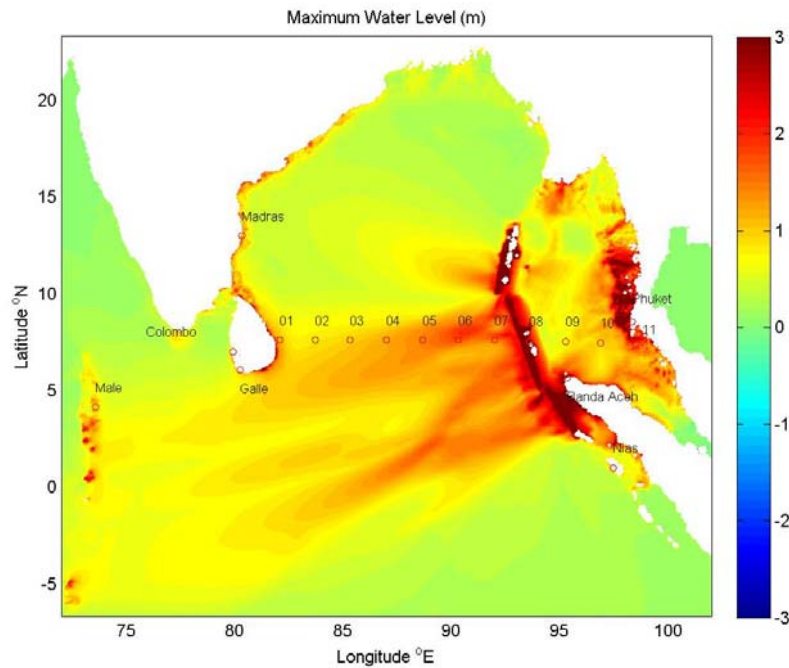


圖 3.52 南亞海嘯之最大表面波高程平面分佈圖

以海嘯的破壞性而言，何時何地會產生較大的災害，一直是一般所關心的問題，首先從最大表面波高程到達時刻平面分佈圖(如下圖 3.53)來看，很清楚的可以看出何時何地有最大波高發生，對近岸人員及設備造成威脅；但海嘯的強大作用力不僅只表現在其波高部分，流速大小也是重要關鍵。若波高夠高，流速夠大，其瞬間對岸上人員地物的破壞也越大，因此就海嘯對震源以外的區域所受的威脅破壞來思考，我們必須同時由最大表面波高程到達時刻平面分佈圖以及最大表面波高程平面分佈圖，來看其最大波高發生的時間地點與大小；並配合最大流速平面分佈圖(如圖 3.54 所示)與最大流速到達時刻平面分佈圖(如圖 3.55 所示)，觀察最大流速發生的時間地點與大小，據此判斷各區域所受海嘯威脅的程度。以馬爾地夫而言，其最大表面波高程到達時刻約 210 分左右，產生的最大波高約 1.5 米；最大流速到達時刻約 210 分左右，產生的最大流速約 0.4m/s，由於最大表面波高程到達時刻與最大流速到達時刻兩者幾乎同時發生，因此我們可以說，在地震發生後的 210 分左右，此時此地所受的海嘯威脅最大。

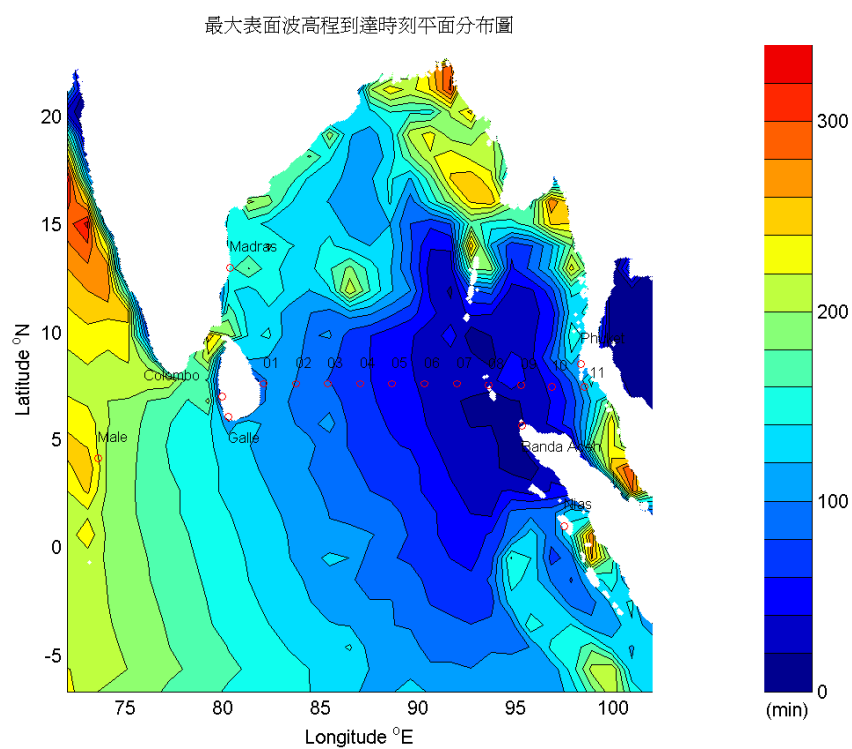


圖 3.53 南亞海嘯之最大表面波高程到達時刻平面分佈圖

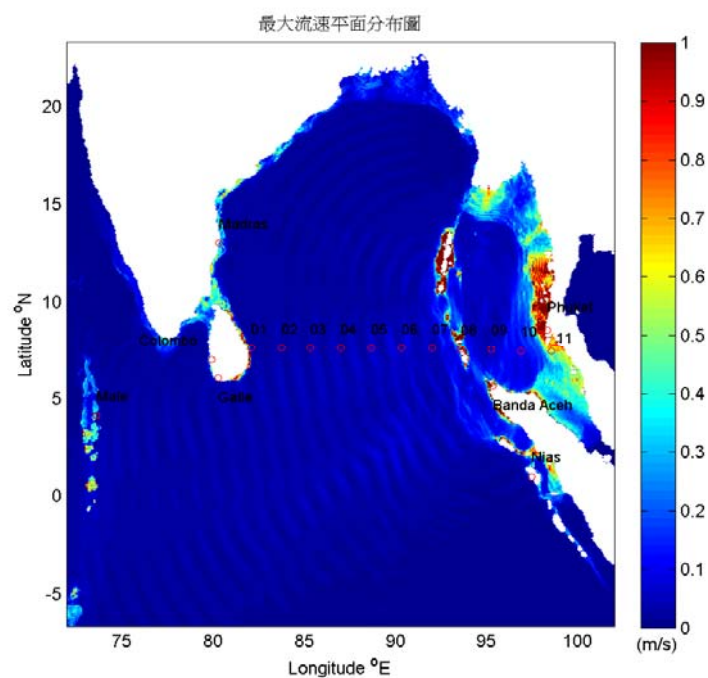


圖 3.54 南亞海嘯之最大流速平面分佈圖

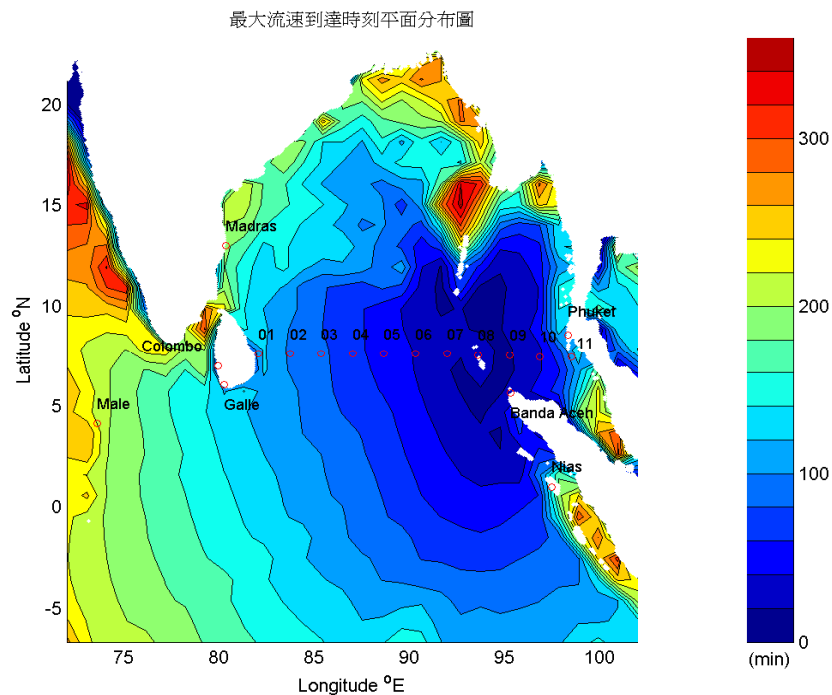


圖 3.55 南亞海嘯之最大流速到達時刻平面分佈圖

最後，當海嘯來臨時的第一前導波雖然未必是最大波高，但是掌握第一波到達時刻確有其必要性，如果第一前導波為波谷到達，緊接著下一個波峰來臨前，如果能查覺海水有異常離岸退潮的情形，這段時間或許足夠幫助岸上人員迅速遠離海邊，而近岸作業的船隻也可出港或採取相關緊急避難措施。位於震源東方的泰國普吉、馬來西亞等地，距離第一波來臨後的波峰到達前，約有 15~20 分的時間可以作緊急的人員疏散與警告，相關單位也可以進行快速的應變措施與處理，做到盡可能防範災害發生。

3.4 以 GIS 地形資料及 COMCOT 建立高雄地區之

溢淹數值模型

3.4.1 地形資料之處理

第一年計畫中另一重點執行項目是，建立溢淹數值模式。欲建立溢

3.4.2 高雄海域資料

高雄市附近海域之地形水深資料可從海科中心數值資料庫或從 NOAA 取得，為配合模式模擬，必須給予模式適當的陸域平面資料，圖 3.57 為經過處理過後之數值平面資料，主要範圍在高雄市旗津區、高雄港區(含第一、二港口)以及高雄市左營區、苓雅區部分區域。圖 3.58 為高雄市海域地形圖，主要是了解西南海域之水深分布並假設此地斷層發生錯動，圖 3.59 為將兩者配合之結果，其主要目的是用於海嘯波傳遞至近岸之溯昇過程。

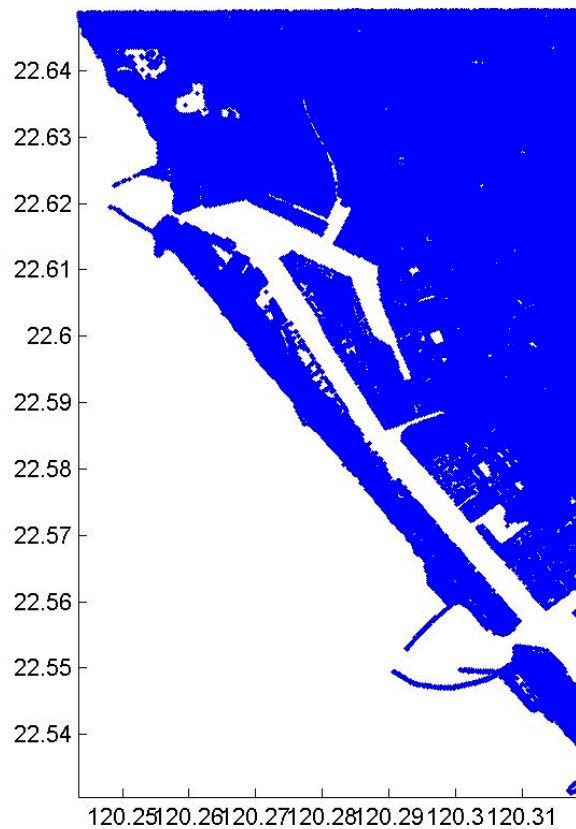


圖 3.57 高雄市數值地形圖

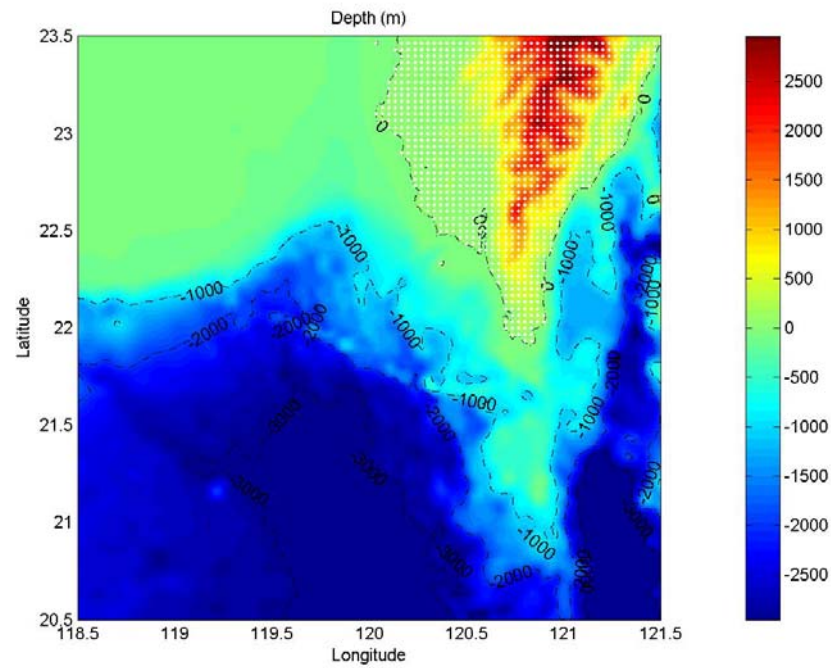


圖 3.58 高雄市週邊海域水深圖

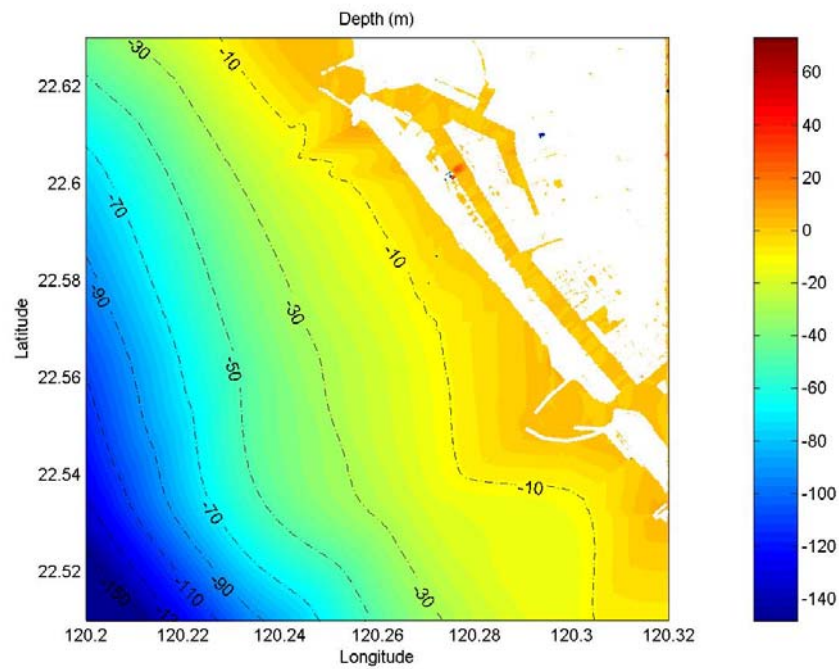


圖 3.59 數值地形與水深資料結合圖

3.4.3 溢淹模式測試與建立-以高雄港市為例

繼 2004 年蘇門達臘引發南亞海嘯之後，國際間無不開始對此類災

難性海嘯的可能發生地點進行評估，其中位於台灣南方之馬尼拉海溝，地質學家推測為下一個最可能引發災難性海嘯的地點。因此本研究以高雄市外海海域所引發的大型海嘯為目標，並模擬計算其溢淹高雄市之受災情形。

台灣位於兩個板塊的交界上。東南方有菲律賓海板塊，西北方則是歐亞板塊。這兩個板塊的邊界從北方的琉球海溝劃過台灣，向南延伸到馬尼拉海溝。假定於台灣南邊與馬尼拉海溝之間的板塊隱沒帶，發生海底斷層位移引發的災難性海嘯，並利用COMCOT的海嘯模式進行模擬計算，主要目的為進行模式中的溯上計算及觀察高雄港市的溢淹情況。我們的目標是模擬計算高雄港所能承受的海嘯規模，期能訂出高雄港對海嘯威脅的最大承載規模及預警時間。其斷層參數設定如表3.7所示，模式模擬計算時間為21600秒，每10秒輸出一筆資料。計算區域範圍共分三部分來計算，大區域如圖3.60所示，為東經118.0°~東經121.0°，北緯20.0°~北緯23.0°，涵蓋整個模式計算範圍，模式的網格數目為150*100，網格大小為2160米；中區域如圖3.61所示，為東經120.0°~東經120.6°，北緯22.2°~北緯22.8°，涵蓋高雄市附近海域，模式的網格數目為150×100，網格大小為432米；小區域如圖3.62所示，為高雄港及陸域溯上計算部分，模式的網格數目為100×150，網格大小為86.4米。本案例是進行溢淹模擬測試，故小區域之網格並無近岸地區人工結構物或是糙度之考慮。

表 3.7 海底斷層參數設定

Length of fault	150.0 km
Width of fault	75.0 km
Strike angle (θ)	335.0°
Slip angle (λ)	110.0°
Dip angle (δ)	15.0°
Displacement (d)	30.0 m
Focal depth (D)	7.0 km
Origin of Computation	118.00°E/20.00°N
Location of epicenter	119.50°E/21.00°N

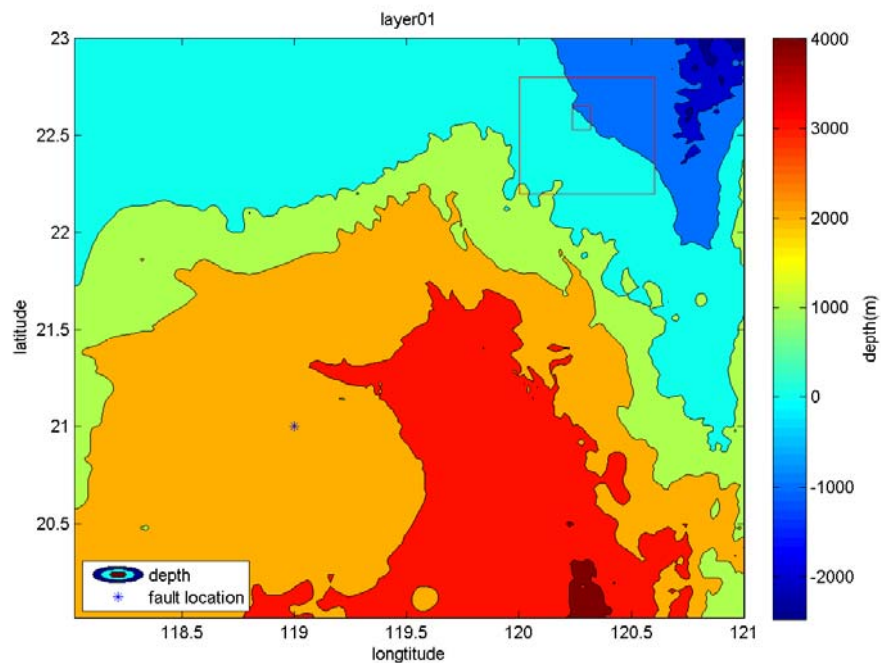


圖 3.60 高市溢淹模擬之模式計算區域範圍，包含大區域、中區域及小區域

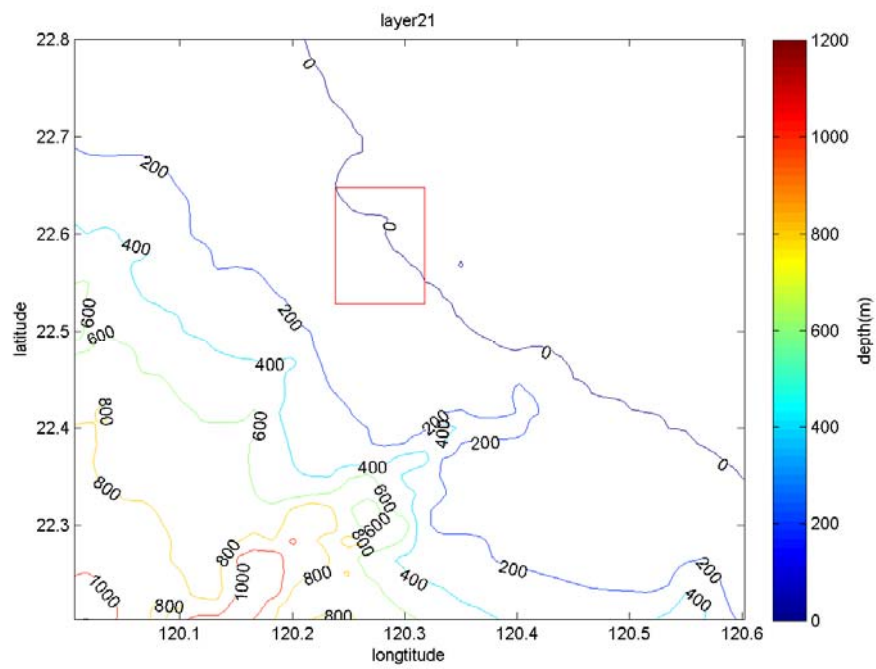


圖 3.61 高雄市附近海域

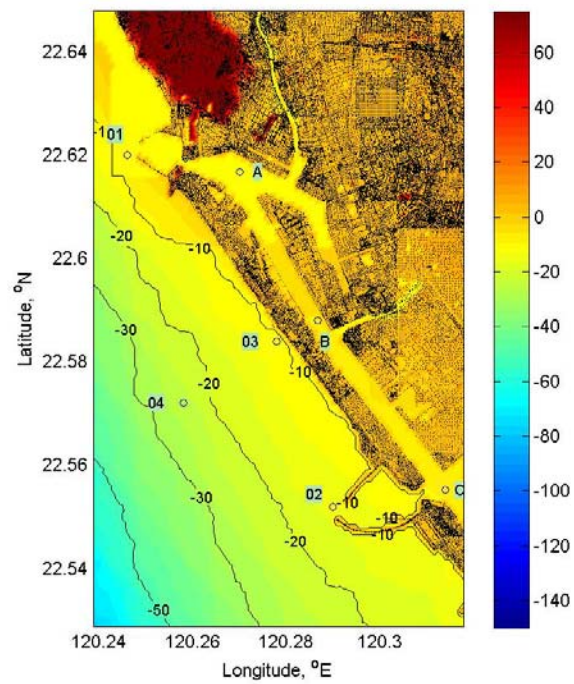


圖3.62 高市溢淹模擬之模式溯上計算區域範圍

模式計算的初始波形(如圖3.63)，波峰約13.0米，波谷約5.0米深，海嘯傳播方向為東偏北(波谷)—西偏南(波峰)方向傳播。

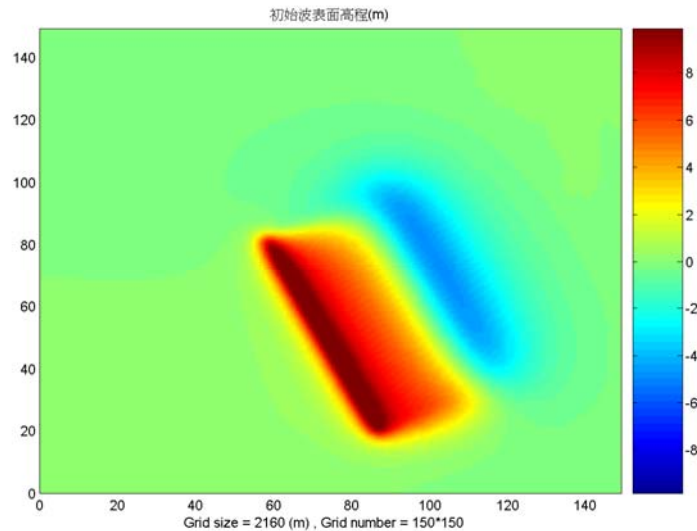
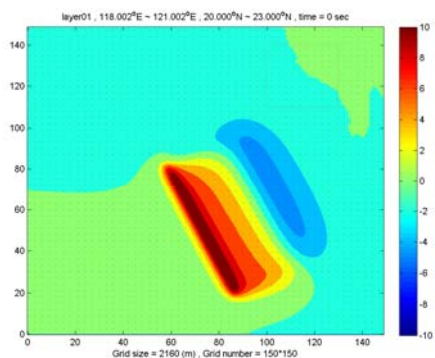


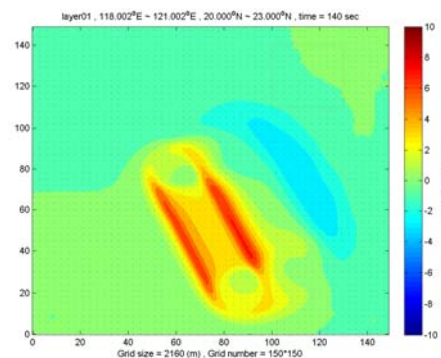
圖 3.63 高市溢淹模擬之初始波高程圖

此模式計算為每 10 秒輸出一筆資料，並以 01 至 04 及 A、B、C 代表各測站位置：01 為高雄港第一港口出口處、02 為高雄港第二港口出口處、03 為高雄市旗津區中段近岸處、04 為高雄市旗津區中段離岸處、A 為高雄港第一港口入口處、B 為高雄港第二港口入口處、C 為高雄港中洲輪渡站。

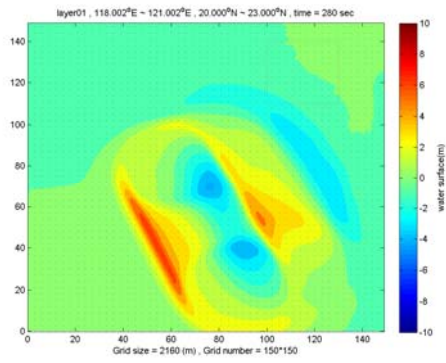
圖 3.64(a)~(d)為大區域各時序表面波高平面分佈圖，如下：



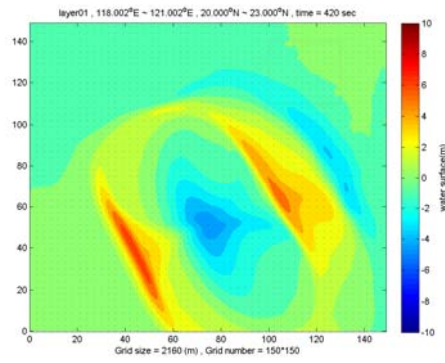
(a) 時間=0 秒



(b) 時間=140 秒



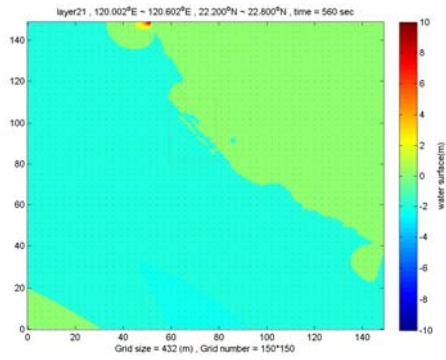
(c) 時間=280 秒



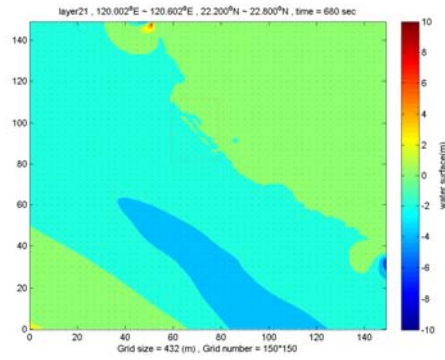
(d) 時間=420 秒

圖 3.64(a)~(d) 高市溢淹模擬之大區域各時序表面波高平面分佈圖

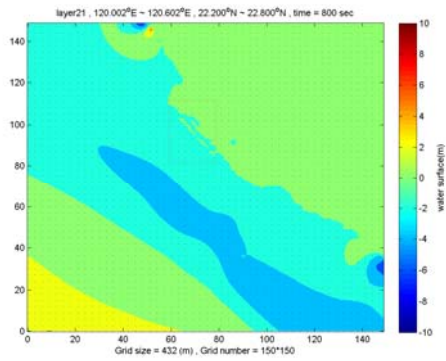
圖 3.65(a)~(d)為中區域各時序表面波高平面分佈圖，如下：



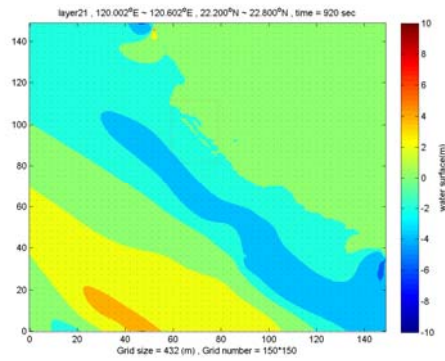
(a) 時間=560 秒



(b) 時間=680 秒



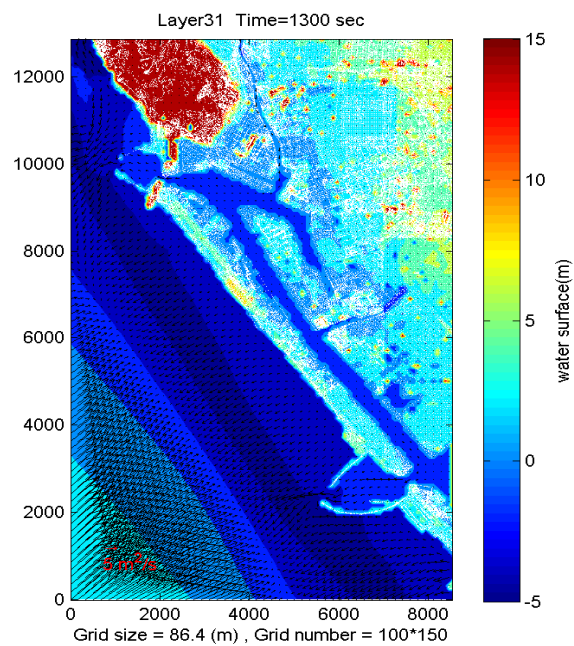
(c) 時間=800 秒



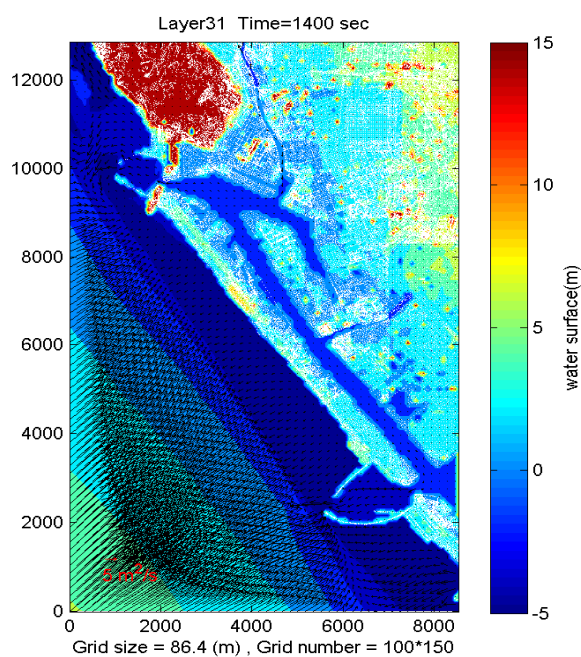
(d) 時間=920 秒

圖 3.65 (a)~(d) 高市溢淹模擬之中區域各時序表面波高平面分佈圖

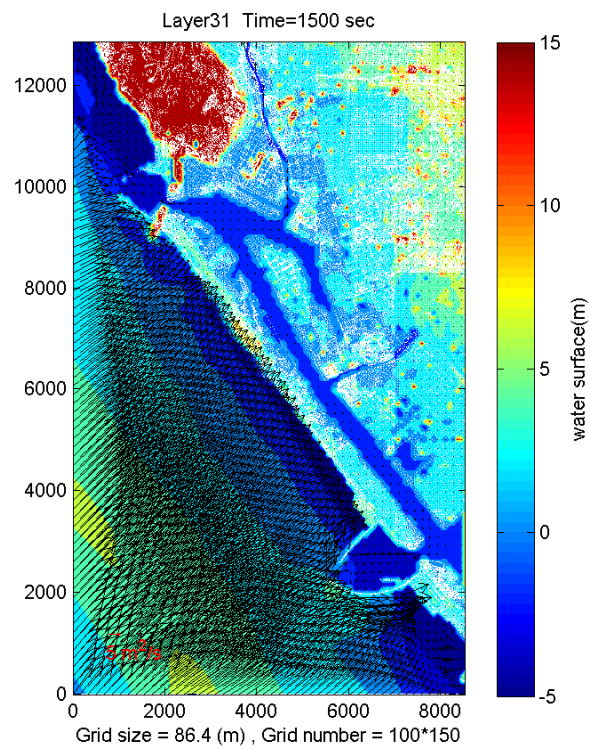
圖 3.66(a)~(h)為小區域各時序表面波高平面分佈圖，並配合黑色箭頭表示流量通量的方向與大小：



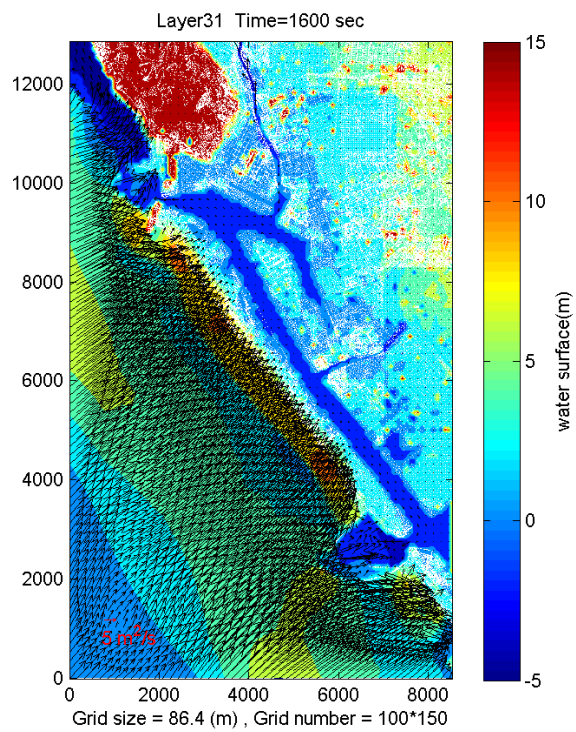
(a) 時間=1300 秒



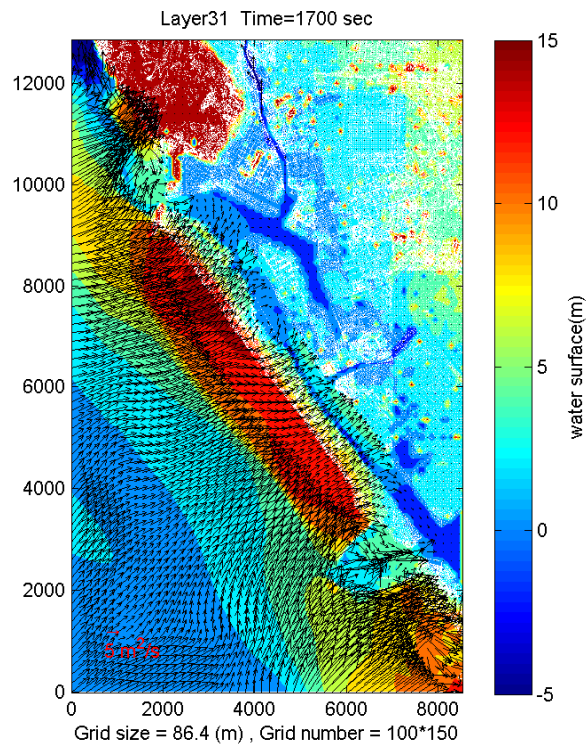
(b) 時間=1400 秒



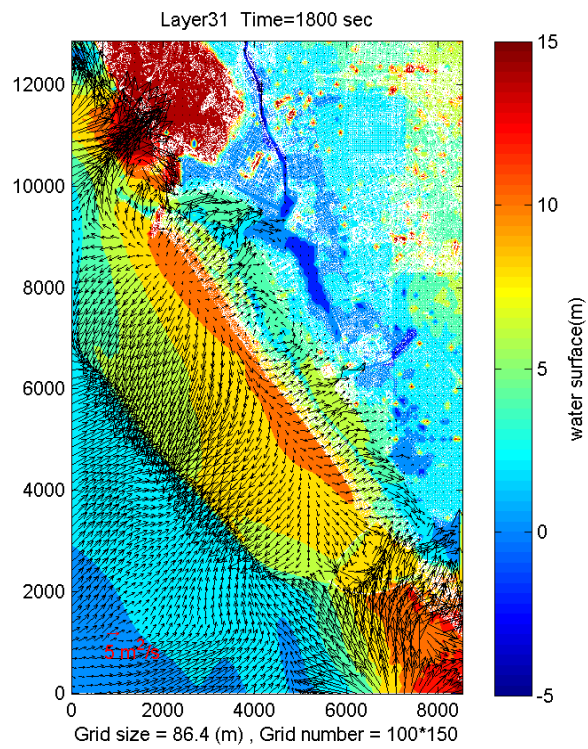
(c) 時間=1500 秒



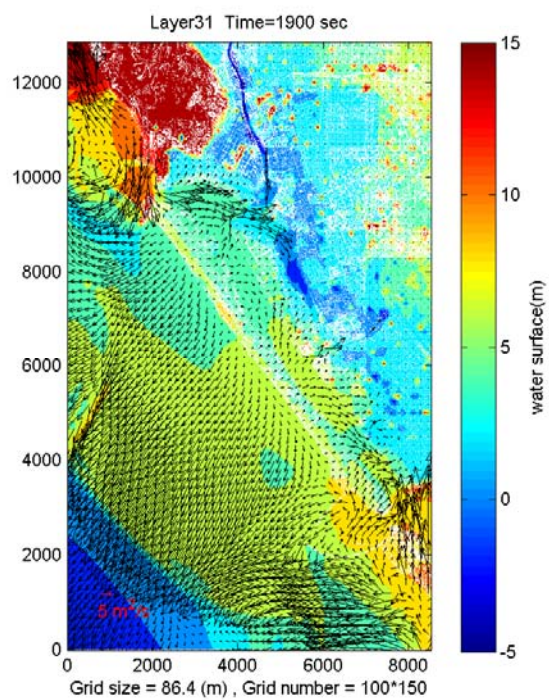
(d) 時間=1600 秒



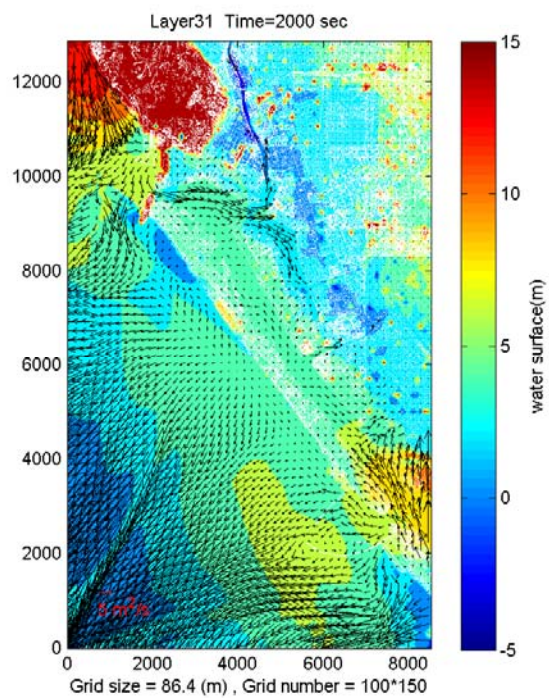
(e) 時間=1700 秒



(f) 時間=1800 秒



(g) 時間=1900 秒



(h) 時間=2000 秒

圖 3.66(a)~(h) 高市溢淹模擬之小區域各時序表面波高平面分佈圖

從各時序表面波高平面分佈圖中得知，地震發生時間起算，第一前導波約 1300 秒後(即 21 分鐘後)到達測站 04(高雄市旗津區中段離岸處)；約 1450 秒後到達測站 03(高雄市旗津區中段近岸處)。此後海嘯開始溯上溢淹至高雄市旗津區全區，同時間也經由高雄港第一港口與第二港口進入港區內。港區內水位變化於短時間內突增，因此會順著海嘯的傳播方向溢淹擴散至高雄市區內。

從圖 3.67 高雄港溢淹範圍表示圖中，我們可以知道模擬計算的結果，溢淹範圍北至高雄市三民區，東至高雄縣鳳山市與高雄市交界處附近，除了高雄市全區的溢淹範圍外，各個計算區域內的最高水位值可以由圖上的顏色分佈得知，進一步也可看出受溢淹影響較危險的區域所在，如愛河與前鎮河沿岸區域。

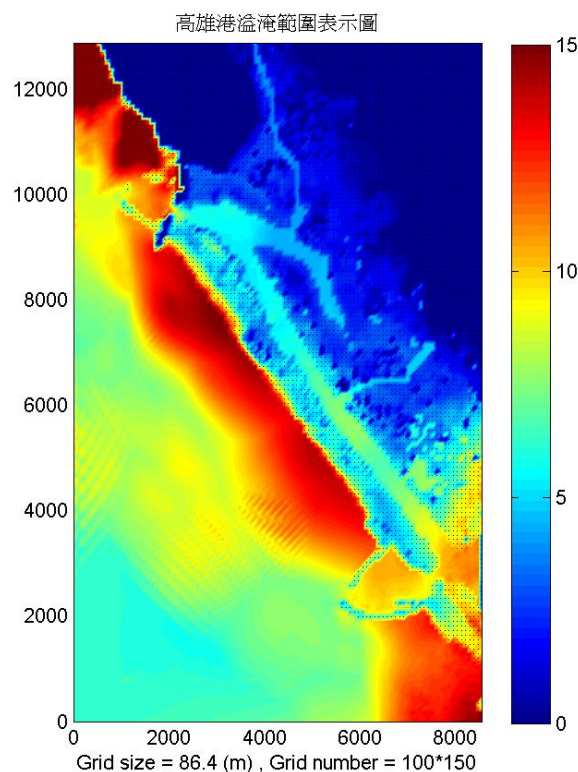


圖 3.67 高雄港溢淹範圍表示圖(單位：m)

從圖 3.68 第一前導波到達時刻平面分佈圖中，我們可以知道海嘯傳播的速度於短短 5 分鐘內就由港外溢淹至港內，而除了高雄市旗津

區外，海嘯發生約 30 分鐘左右即開始溢淹至高雄市內。

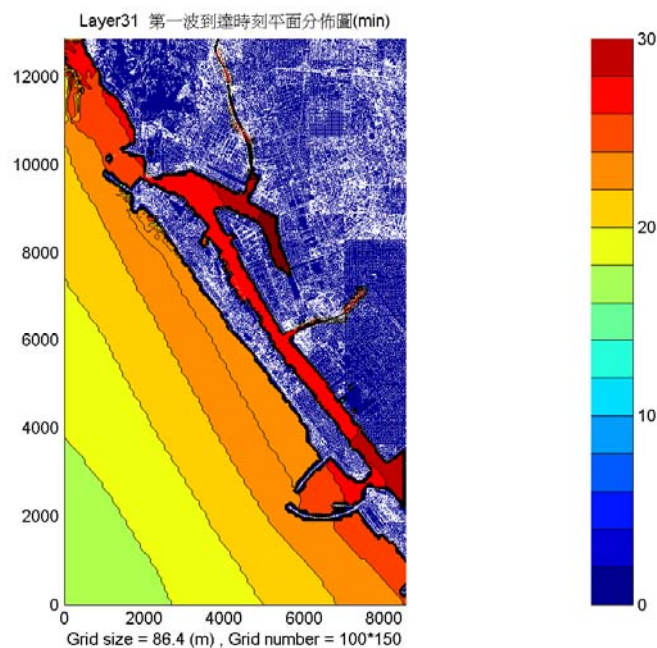


圖 3.68 第一前導波到達時刻平面分佈圖(單位：分)

圖 3.69 至圖 3.75 為各測站模擬計算結果，如下：

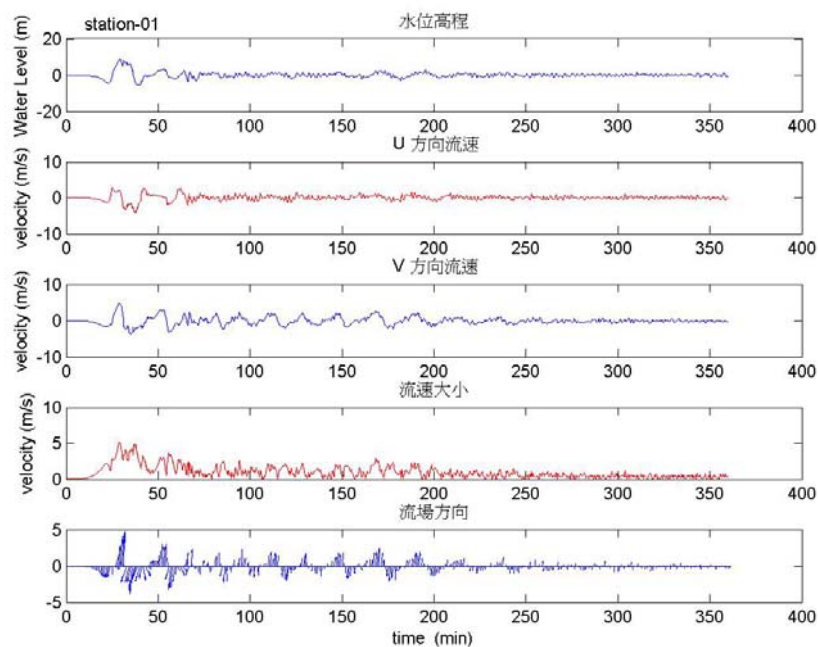


圖 3.69 高市溢淹模擬之測站 01 模擬計算結果

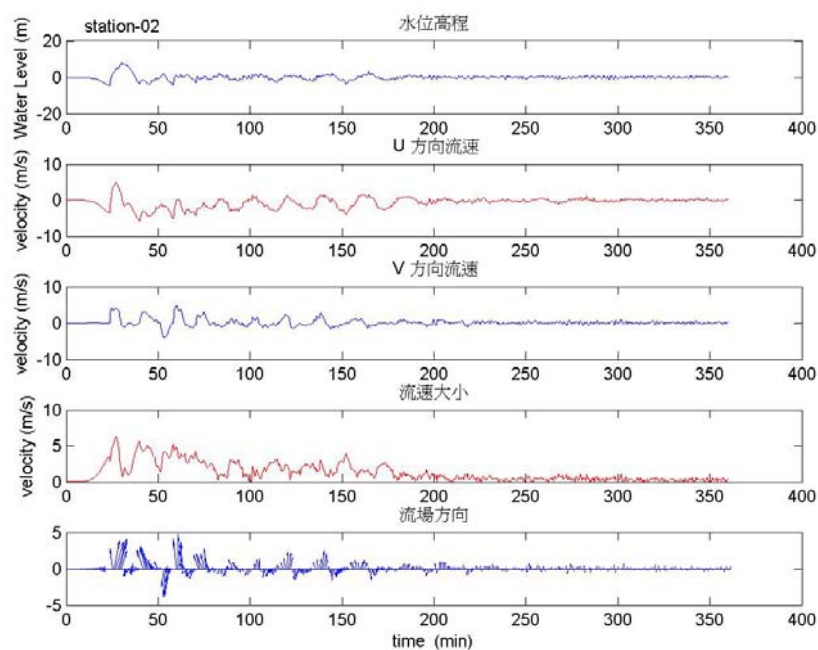


圖 3.70 高市溢淹模擬之測站 02 模擬計算結果

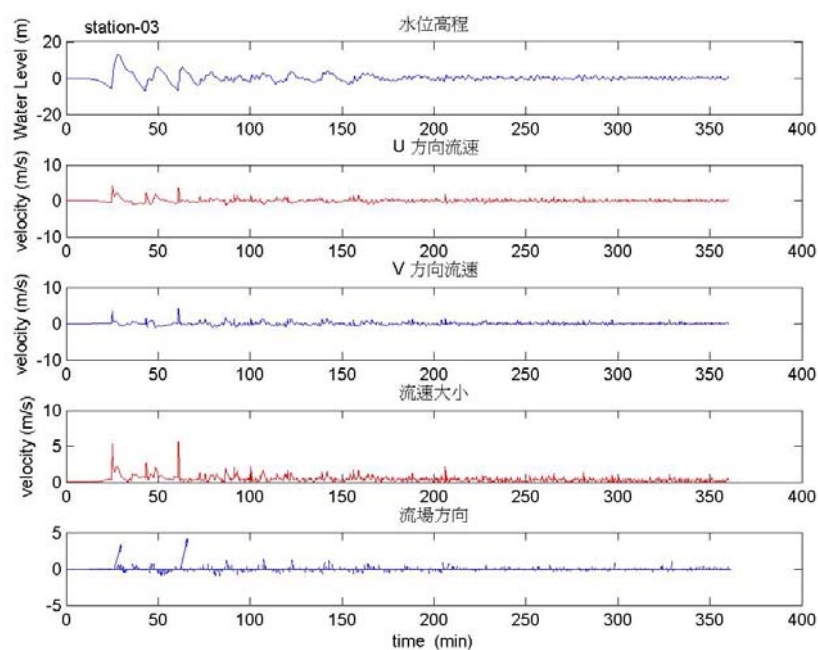


圖 3.71 高市溢淹模擬之測站 03 模擬計算結果

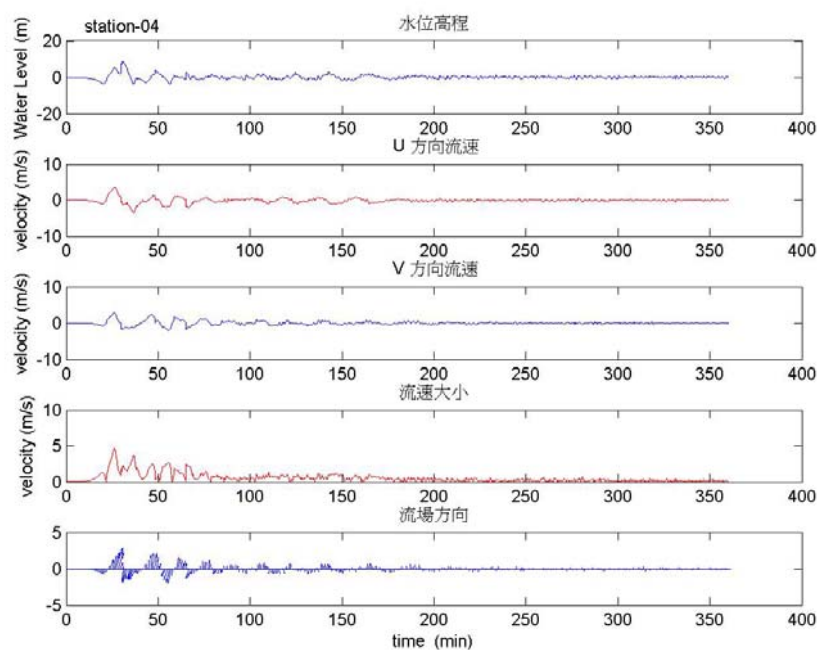


圖 3.72 高市溢淹模擬之測站 04 模擬計算結果

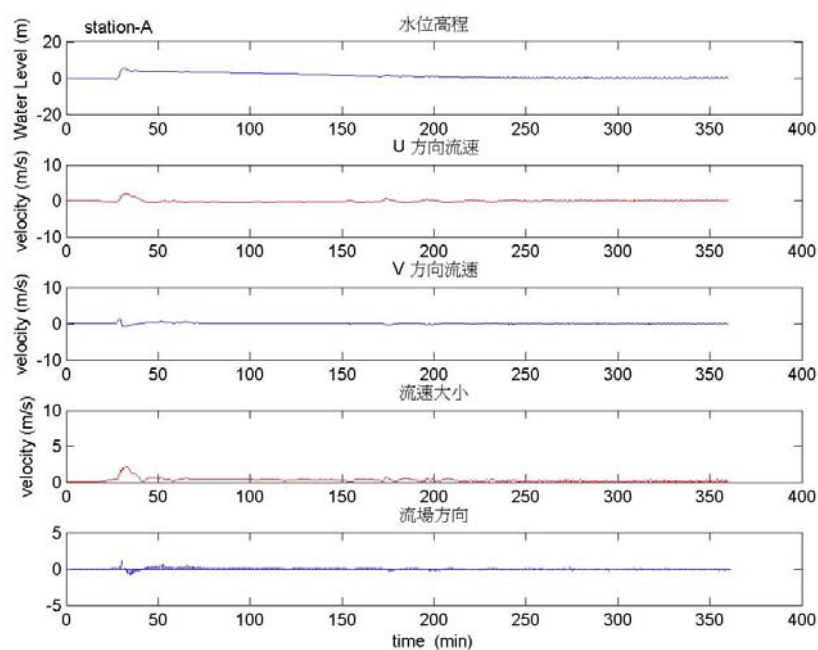


圖 3.73 高市溢淹模擬之測站 A 模擬計算結果

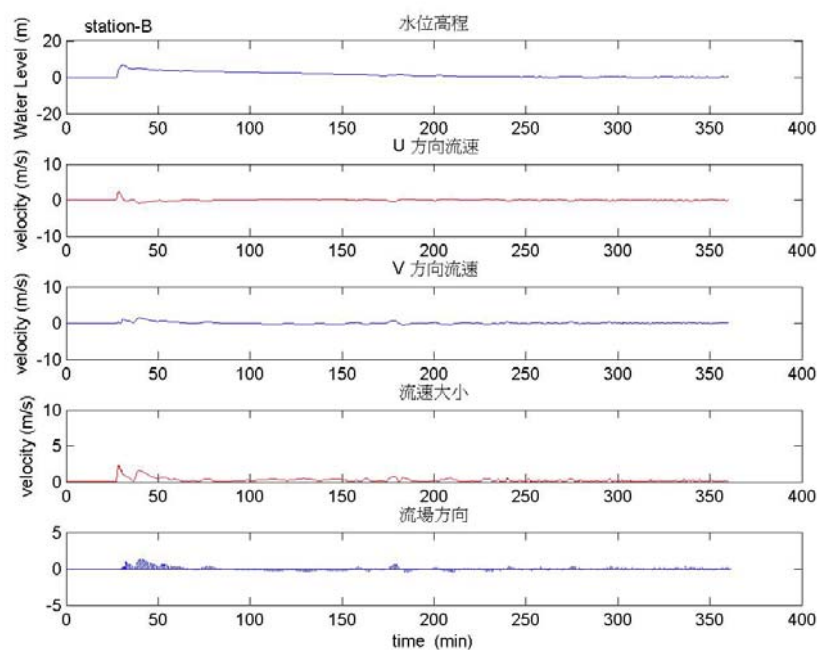


圖 3.74 高市溢淹模擬之測站 B 模擬計算結果

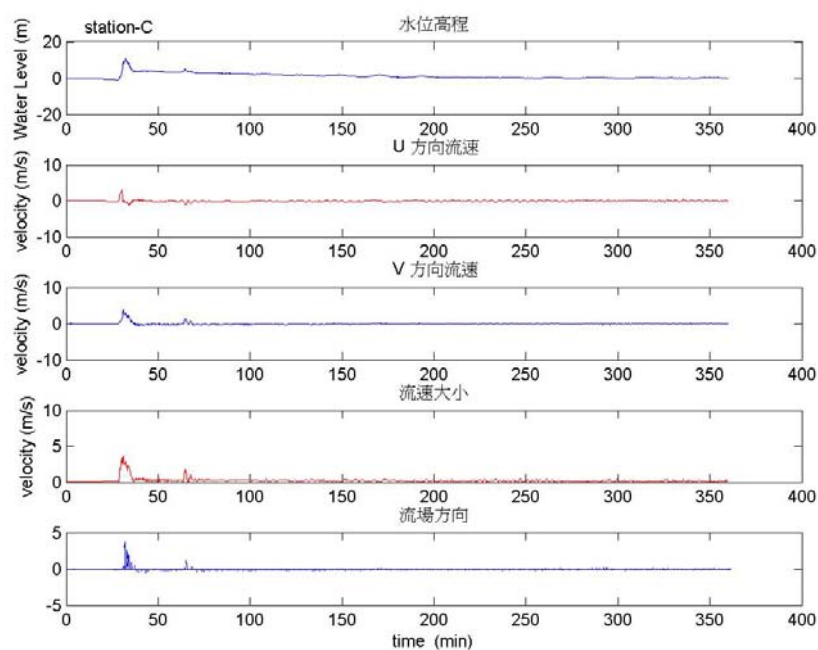


圖 3.75 高市溢淹模擬之測站 C 模擬計算結果

從圖3.69至圖3.75中，各測站的第一前導波所產生的水位與流速變化為最大，測站01(高雄港第一港口出口處)最大波高約9.0米；測站02(高雄港第二港口出口處)最大波高約8.0米；測站03(高雄市旗津區中段近岸處)最大波高約14.0米；測站04(高雄市旗津區中段離岸處)最大波高約9.0米；測站A(高雄港第一港口入口處)最大波高約5.5米；測站B(高雄港第二港口入口處)最大波高約7.0米；測站C(高雄港中洲輪渡站)最大波高約11.0米。測站01(高雄港第一港口出口處)最大流速約5.0m/s；測站02(高雄港第二港口出口處)最大流速約6.0m/s；測站03(高雄市旗津區中段近岸處)最大流速約5.0m/s；測站04(高雄市旗津區中段離岸處)最大流速約5.0m/s；測站A(高雄港第一港口入口處)最大流速約2.5m/s；測站B(高雄港第二港口入口處)最大流速約2.5m/s；測站C(高雄港中洲輪渡站)最大流速約4.5m/s。

從圖3.76至圖3.78中，高雄港內水位變化有別於高雄港外的水位變化，最大差異在於港外的水位變化上下震盪明顯，波峰波谷陡增陡降；但港內水位一旦抬升之後，由於受到地形環境影響，大量海水湧進港內，因此水位居高不下，只能慢慢消退，同時港內的水位將維持小幅度的震盪，直至大部分海水完全排出港外。模式總計算時間為六小時，此時的港內水位也已經接近於海表面高度，表示海嘯發生過後，高雄港的溢淹狀況，至少需要六小時以上的時間，才可慢慢將積水排除。

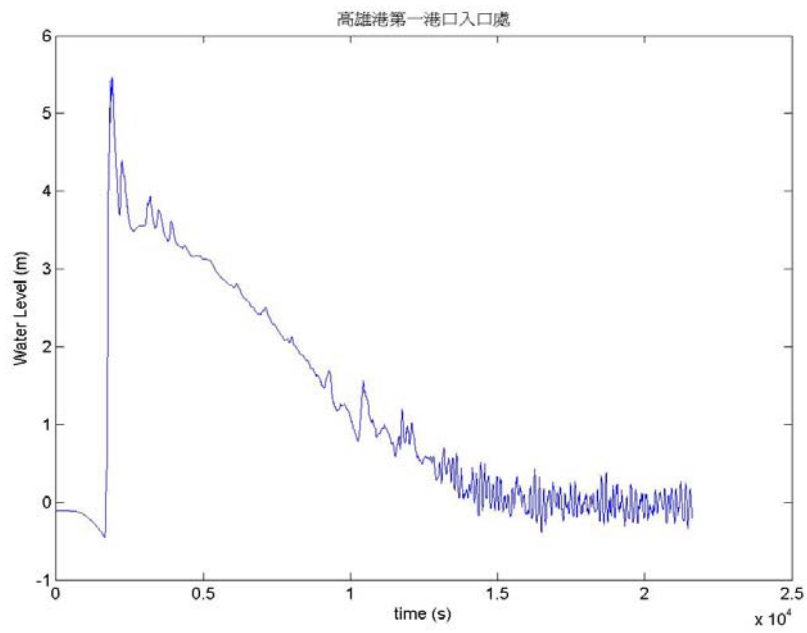


圖3.76 高市溢淹模擬之測站A水位高程(單位：秒)

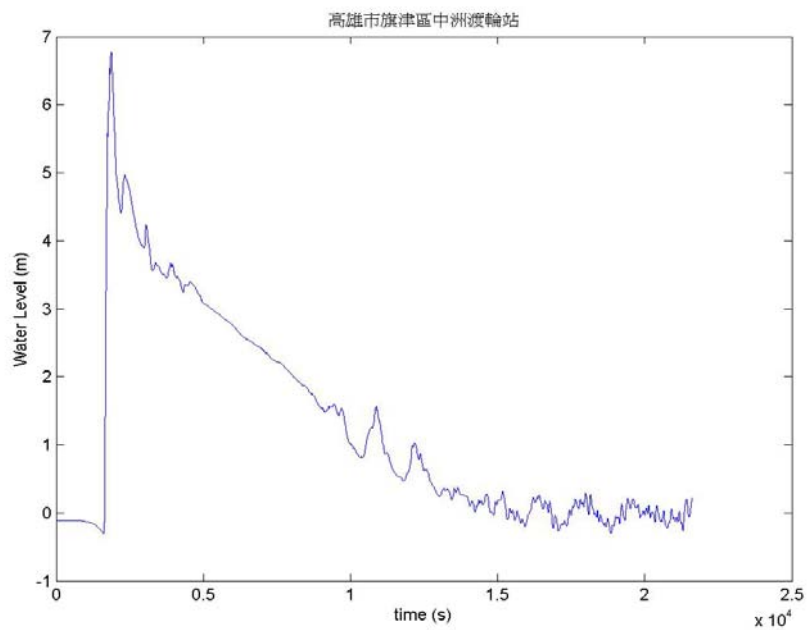


圖3.77 高市溢淹模擬之測站B水位高程(單位：秒)

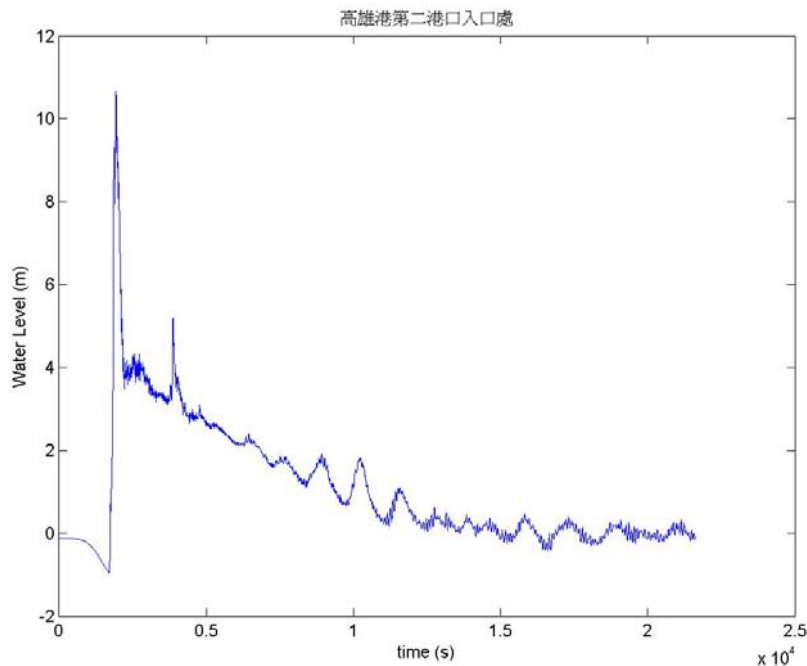
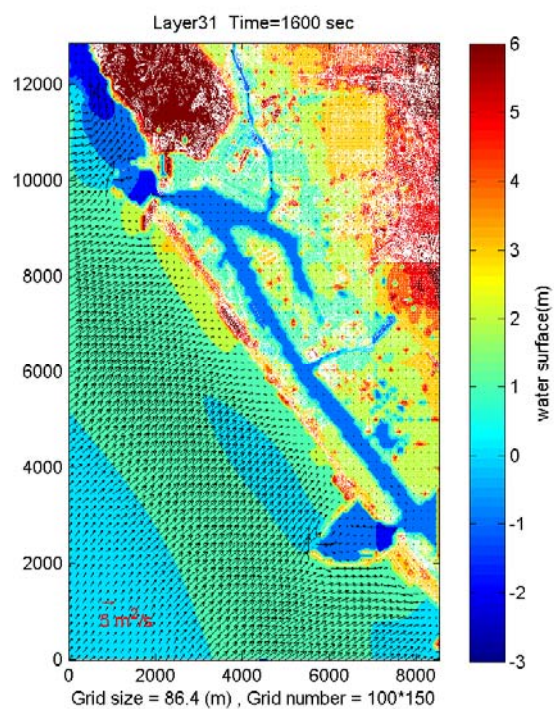
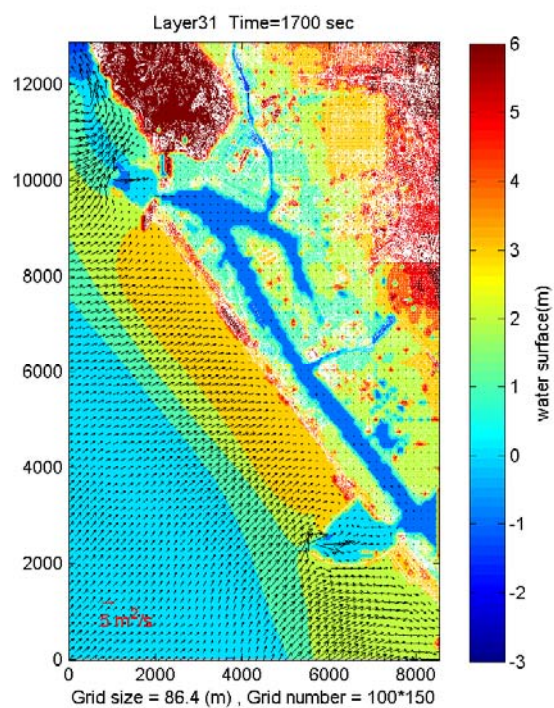


圖3.78 高市溢淹模擬之測站C水位高程(單位：秒)

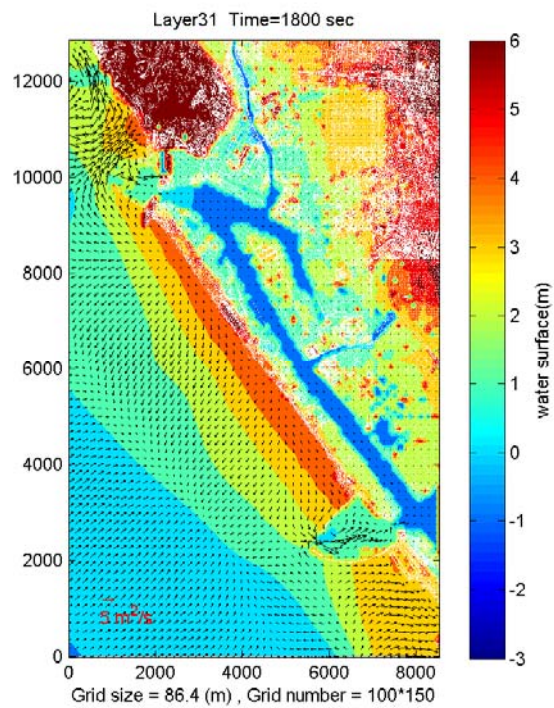
最後，模式模擬的目的除了觀察高雄市溢淹情況外，同時我們也可以模擬計算出高雄港所能承受的海嘯威脅有多大，因此我們分別以斷層的位移量大小變化，產生不同的海嘯規模來模擬計算。吾人分別以斷層位移量30米、20米、15米、10米及8米來模擬計算，在其餘斷層參數設定不變情形下，得出高雄港在斷層位移量8米時可以完全抵禦海嘯的威脅(圖3.79(a)~(d))，換算地震矩規模為 $7.58(M_w)$ ，而高雄港外可防禦的水位高度，第一與第二出口處最大約3.0米，高雄市旗津區最大約5.5米(圖3.80至3.82所示)。



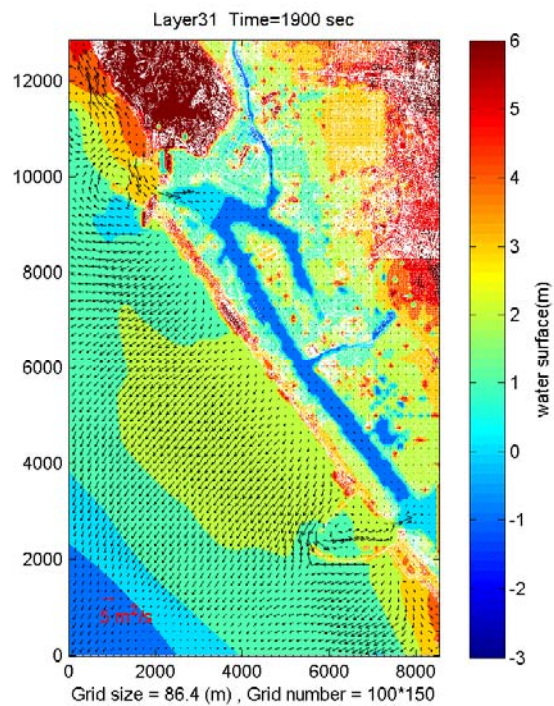
(a) 海嘯發生後 600 秒(斷層位移量=8 米)



(b) 海嘯發生後 1700 秒(斷層位移量=8 米)



(c) 海嘯發生後 1800 秒(斷層位移量=8 米)



(d) 海嘯發生後 1900 秒(斷層位移量=8 米)

圖 3.79 高雄港在斷層位移量=8 米時所產生之溢淹

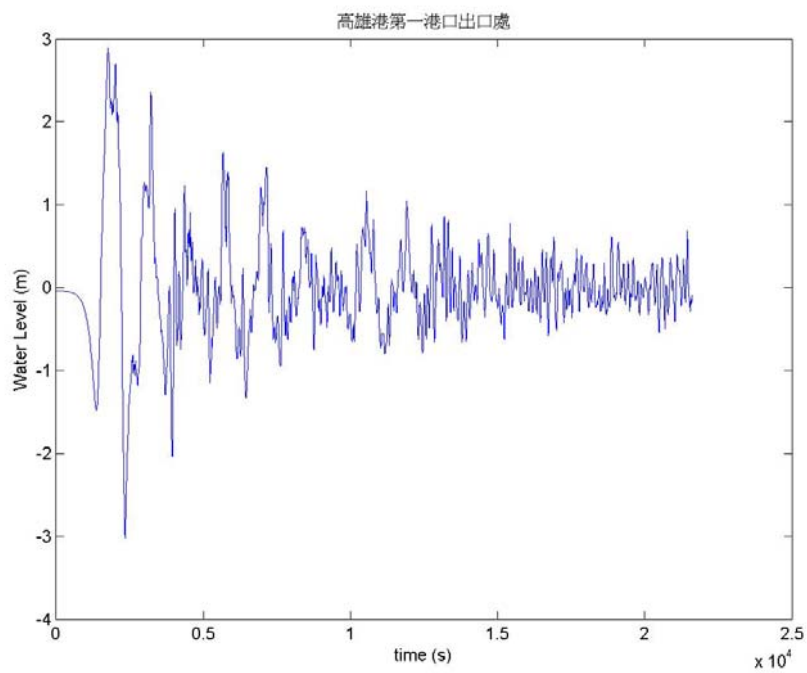


圖3.80 測站01於斷層位移量=8米時之水位高程

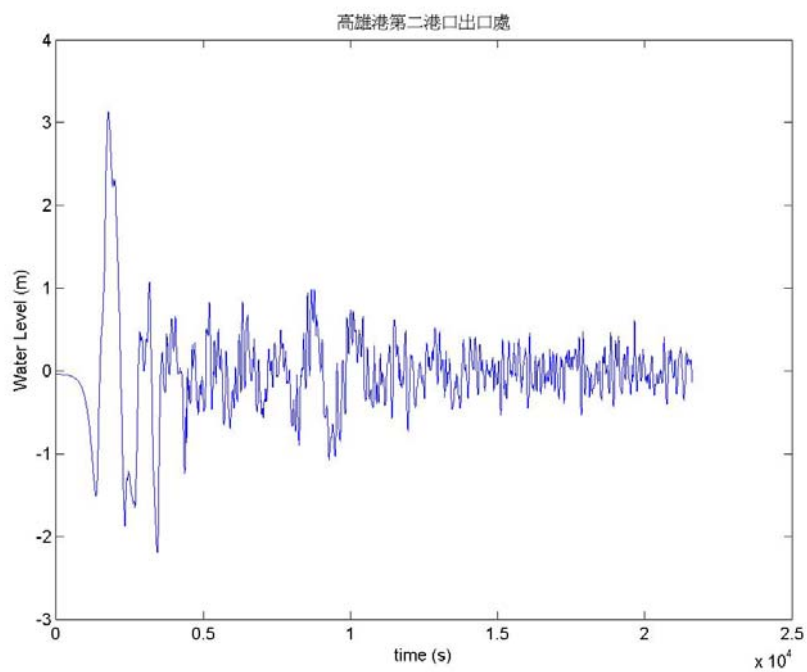


圖3.81 測站02於斷層位移量=8米時之水位高程

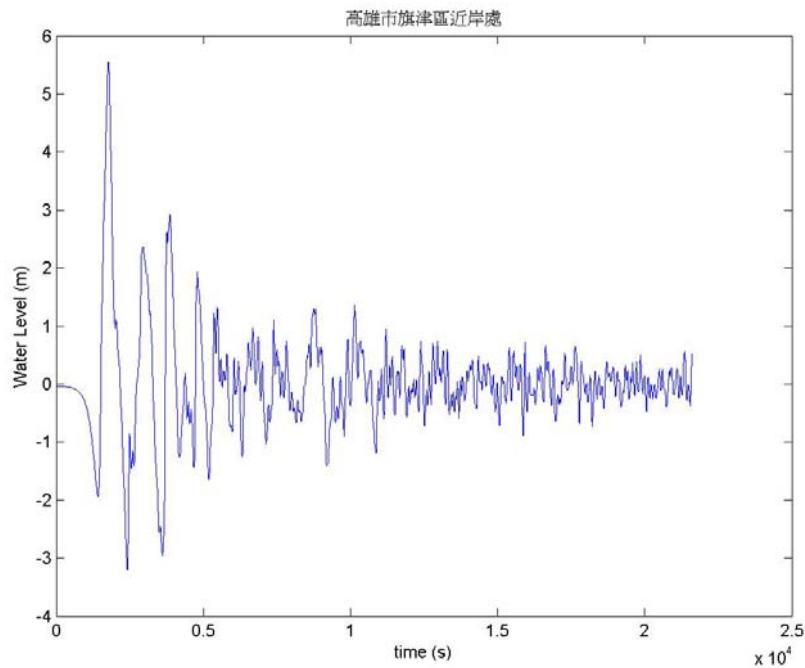
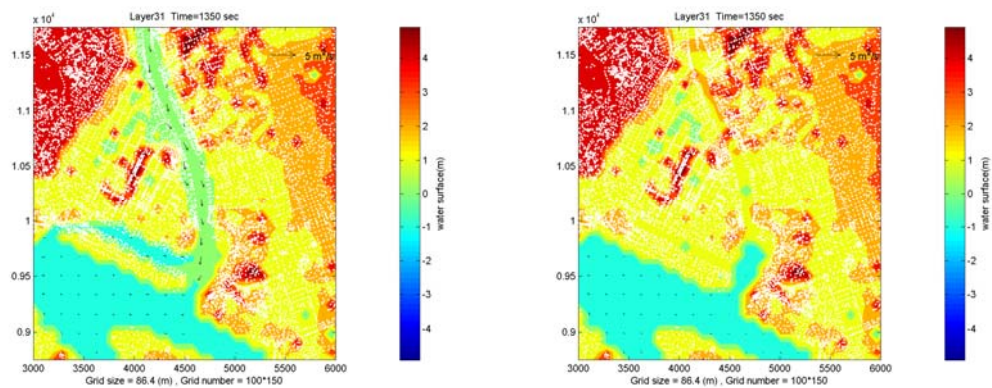
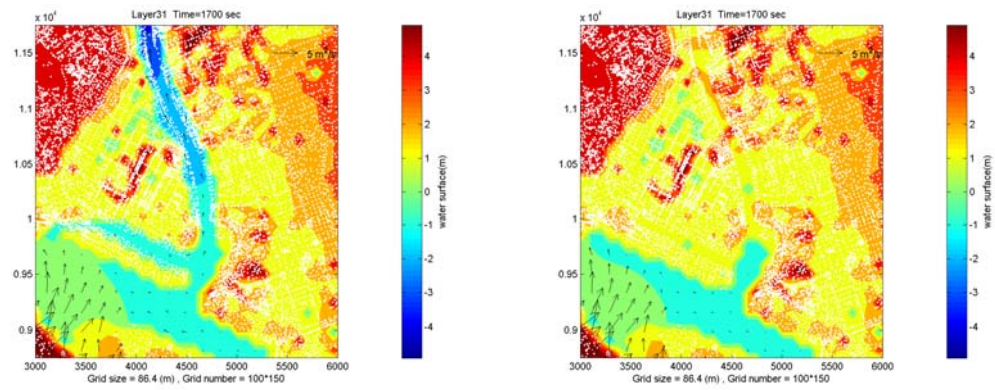


圖3.82 測站03於斷層位移量=8米時之水位高程

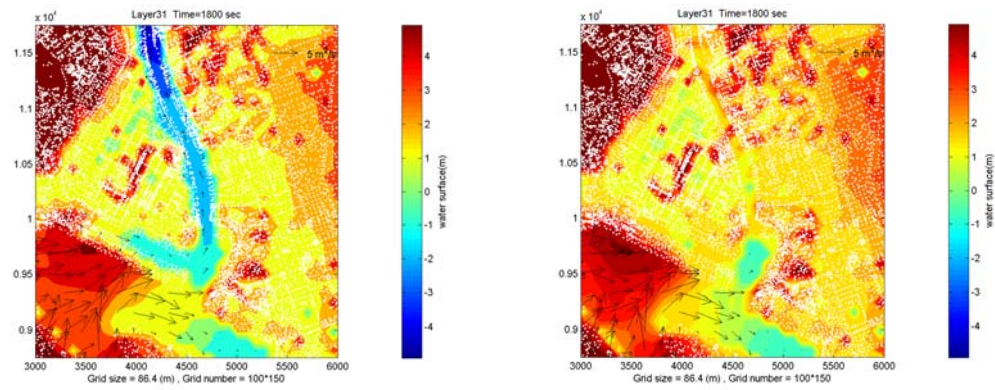
愛河鄰近高雄港區，為高雄市主要河川。最後將細部探討陸域河川區域受海嘯侵襲的情形，封閉原有的河道，就其不同的溢淹情形作比較。圖3.83(a)~(i)為愛河封閉與否對溢淹之影響；左側為河道暢通情形，右側為愛河河道封閉情形。



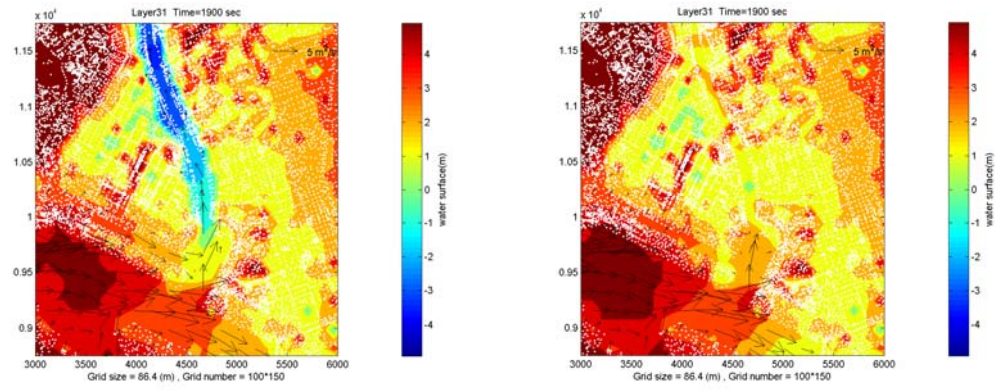
(a) 時間=1350(秒)



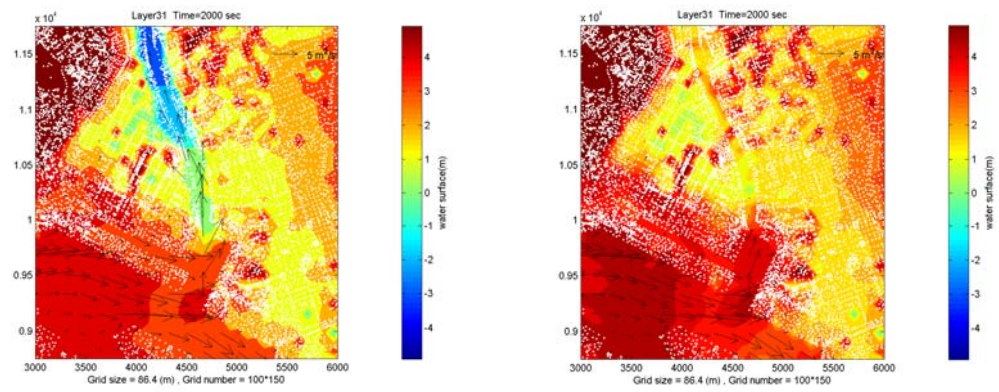
(b) 時間=1700(秒)



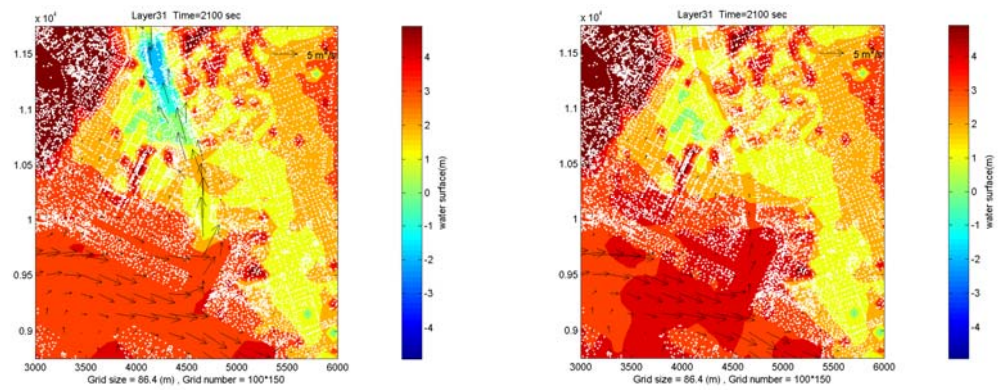
(c) 時間=1800(秒)



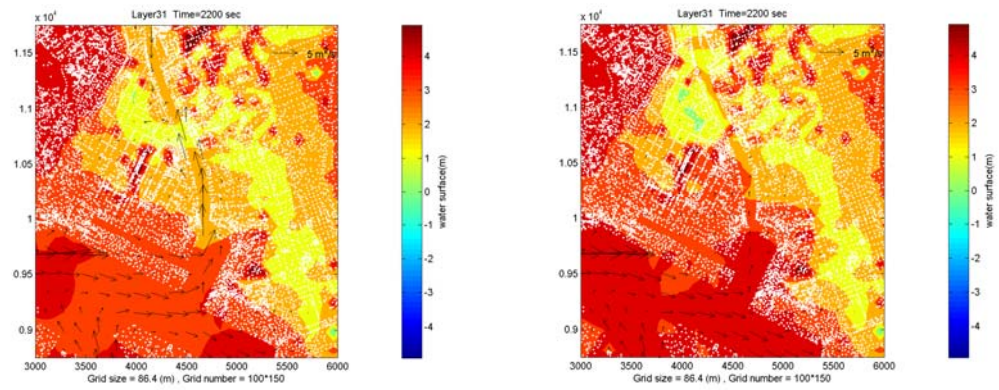
(d) 時間=1900(秒)



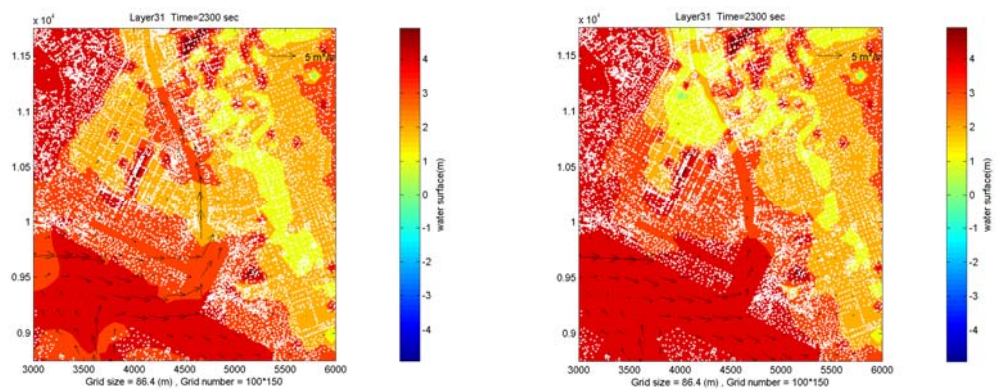
(e) 時間=2000(秒)



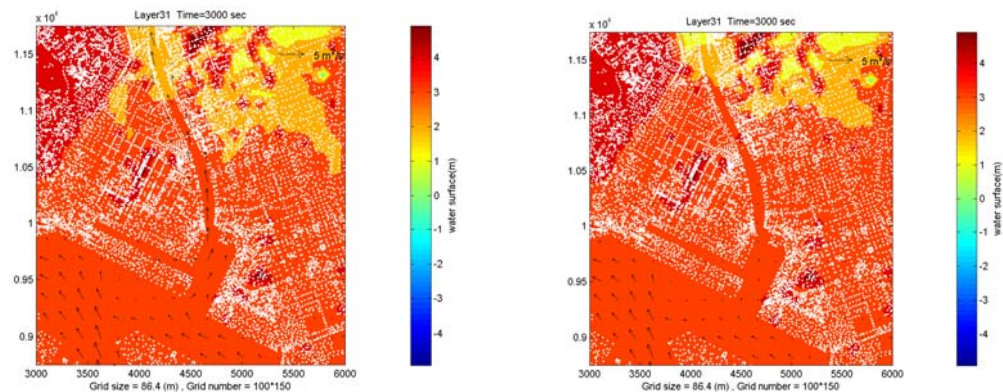
(f) 時間=2100(秒)



(g) 時間=2200(秒)



(h) 時間=2300(秒)



(i) 時間=3000(秒)

圖3.83 (a)~(i) 愛河是否封閉對溢淹之影響

若未封閉愛河河道，由於愛河河道寬度及水體體積之故，首先海嘯會沿河道快速傳播入內且部分溢淹至周邊區域，並於河道上段開始回流，同時海水也一直持續不斷湧進愛河，最後在河道中段開始累積大量海水並往兩旁溢淹，直到愛河蓄滿大量海水後，其溢淹情形則與封閉河道後的溢淹情況類似。

3.5 海嘯所產生之邊緣波分析

邊緣波(Edge wave)是一種沿海岸邊緣行進之亞重力波，常因海嘯或其他長周期之波動所生成，典型的邊緣波就如同圖 3.84 所示。因為邊緣波行進的型態有別於一般平面波，故以下所言之海嘯波，若無特別述明者，皆指「海嘯所造成的平面波」。

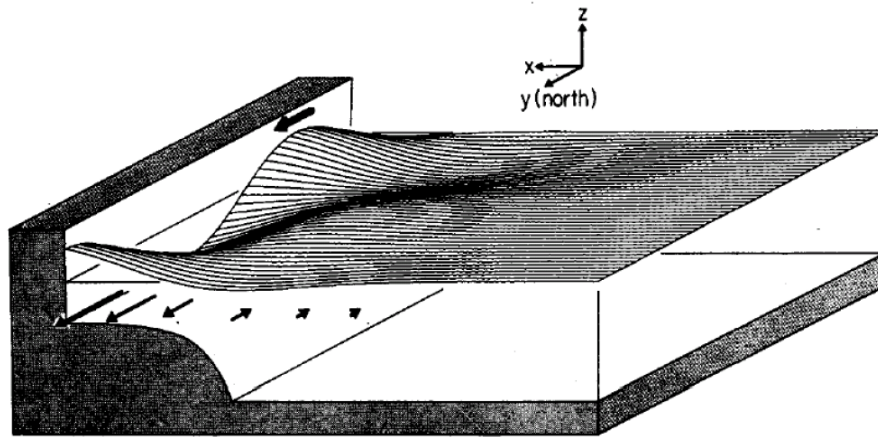


圖 3.84 邊緣波之示意圖

由於臺灣西南海域陸階(continental shelf)地形明顯，海嘯若入侵此一區域，由於地形作用，而導致只有小部份的能量滲漏至外海，大部份的能量被侷限在陸階地形之內，而在沿海岸線上有相當大之流速，側向之作用力可能會對結構物產生掏刷。

針對海嘯傳遞至海岸的情形，F.I.Gonzalez (1995)研究1992年4月25日在Cape Mendocino所產生的海嘯，其產生兩種模態形式的邊緣波並沿著海岸傳遞，卻發現現場量測的結果在其北岸波浪的振幅有兩倍增長，而且在海嘯通過約三小時內，其近岸都有較大的波浪振幅。這樣的例子在1952年Kamchatka 海嘯以及1963年的Iturup 海嘯都有相似的現象出現過，顯示由於海嘯的發生進而讓這種傳遞較慢的邊緣波有足夠的時間和空間成長，這樣的成長對近岸親水的地區具有一定的威脅性。

3.5.1 資料來源及資料品管

海嘯的傳遞不僅只於對於海岸的正面衝擊，受到海底地形影響，折射效應使得波浪能量因此被侷限住，進而影響了波高分佈情形，形成沿著海岸側向傳播的邊緣波，由於折射過程所需要的時間遠比海嘯平面波直接衝擊海岸的速度來的慢，這種傳遞較慢的邊緣波現象是部份海嘯傳播的重要特色。此外，邊緣波屬於側向衝擊，作用方向跟發生時間都跟海嘯不同，再者，一般數值模擬網格太粗，可能無法顯現

邊緣波的現象，故必須就歷史海嘯資料或是現場實測資料進行分析，以探究產生邊緣波的可能性。然而2006年12月26日晚上8：26於臺灣西南外海所發生的屏東地震，震源深度為50.2公里，芮氏規模6.9，屬於正滑斷層型態(林等，2007)，是臺灣近百年來屏東地區最強烈的地震，也是少數位於西南海域之地震，除了造成陸地上嚴重災害，亦有海嘯現象的產生，這提供一個研究邊緣波之個案。

本文所使用之資料，是港灣技術研究中心設置於高雄港二港口外，水深約18m的即時傳送剖面海流與波高波向監測系統(Acoustic Wave and Current Profile system簡稱AWCP)的波浪資料(如圖3.85所示)，儀器取樣頻率為2Hz，其精確度為量測值的1%或是 ± 0.5 cm/sec，每一小時紀錄一筆資料，每一筆資料有2048個逐時水位點和流速，所以每一筆資料的時間約為17分鐘。儀器紀錄了壓力以及X方向、Y方向、Z方向的流速資料。本文定義流速為沿岸方向為正，故流速資料先進行座標轉換，以下所提到的流速皆代表為沿岸方向的流速。然而屏東地震發生的時間為26日晚上8：26，數值模擬資料顯示，海嘯傳遞至高雄港所需要的時間約為30分鐘，所以將從9：10起而後的資料來作分析。

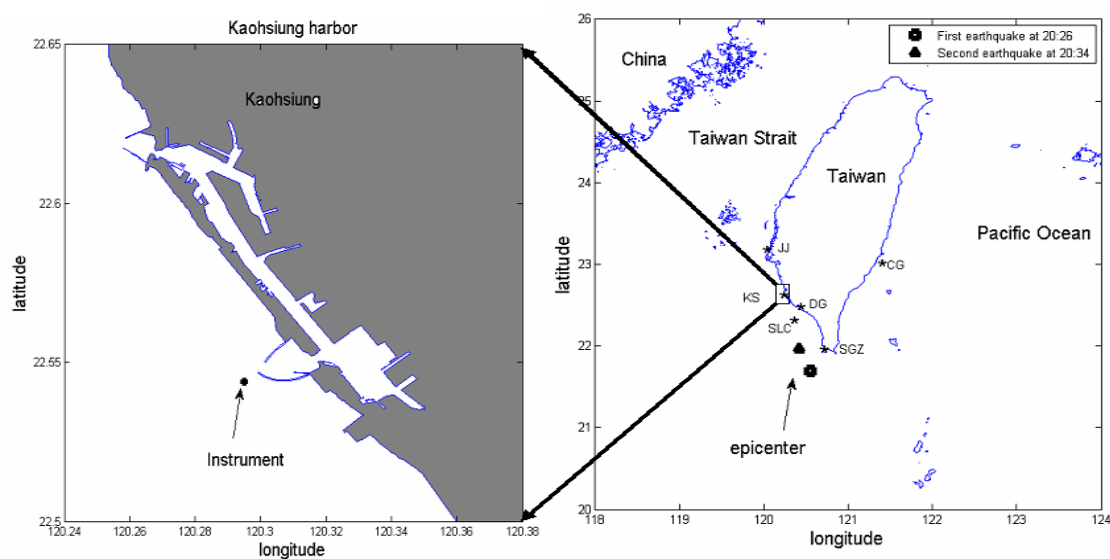


圖 3.85 南臺灣潮位測站分佈以及高雄港儀器佈置位置圖

資料則必須滿足下列條件方能使用：

- (1)由於 AWCP 儀器所能量測到的精密度為 $\pm 0.5 \text{ cm/s} = \pm 0.005 \text{ m/s}$ ，為避免資料值太小所計算出來的誤差，定義 0.01 m/s 為最小基本度量值。
- (2)資料型態為每 0.5 秒 1 筆，以每 1024 筆資料作一次計算，捨去小於 0.01 m/s 基本度量的值，並定義每 1024 筆資料需大於等於 1000 筆資料符合條件才做計算。
- (3)刪除資料於某一時間點上忽然出現過大或是極小的異常值。

3.5.2 理論分析

考慮水粒子之動量方程式(Chen, 2010)，如(3.20)式所示

$$\frac{\partial}{\partial t} \bar{u} + (\bar{u} \cdot \nabla) \bar{u} = -\frac{1}{\rho} \nabla p - 2\bar{\Omega} \times \bar{u} + \nu \nabla^2 \bar{u} \quad (3.20)$$

在不考慮科氏力和黏滯力等非線性項的情況下，將式(3.20)簡化後得到

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \quad (3.21)$$

式中 u 為流場速度， t 表示時間， p 為壓力，而 ρ 表示流體密度。若壓力和流速均隨空間及時間作週期性變化，則將式(3.21)分別對壓力及流速作微分之後得到

$$p = \rho \frac{\omega}{k} u \quad (3.22)$$

其中 $\omega = 2\pi/T$ 為角頻率， $k = 2\pi/L$ 為周波數，若是為邊緣波型態，利用邊緣波的頻散關係式：

$$\omega^2 = gk(2n+1)s \quad (3.23)$$

而將邊緣波的頻散關係式作轉換可以得到

$$\omega = \frac{gT}{L}(2n+1)s \quad (3.24)$$

將式(3.24)帶回式(3.22)，我們可以得到邊緣波型態的理論式表示為

$$\frac{p}{uT} = \frac{\rho g}{2\pi}(2n+1)s \quad (3.25)$$

其中 g 為重力加速度， s 為底床坡度， n 為邊緣波模態數， u 為沿岸流速，當 $n=0$ 時，為 *Stokes* 波；當 $n=1$ 時，為第一模態邊緣波。

3.5.3 資料分析方法

本研究利用賀伯黃轉換的分析方法，簡稱HHT (Hilbert Huang Transformation)，此方法乃是Huang et al. (1998)所推出的新方法，相較於傅立葉轉換，HHT可以分析非線性及非穩態性的資料，其中重要部份包含了本質模態函數和經驗模態分解法。經驗模態分解法，簡稱EMD(Empirical Modulation Decomposition)，乃是將資料分解成多個本質模態函數，簡稱IMF(Intrinsic Mode Functions)，而每一個IMF都代表了原始資料裡的特性，而將每一個IMF作HHT所得到時間頻率域能譜加總起來即是賀伯黃能譜。首先將壓力和沿岸流速利用經驗模態分解法(EMD)的方法，除去短週期的波，保留地震發生引致海嘯現象等較長週期的波，一方面作為對資料的過濾，一方面也可以看出在哪段時間

內波浪會有較大的變化。EMD本身不需要作疊代次數之限制，因為EMD是一種取樣之方法，最後訊號呈現單一趨勢時便自動停止取樣，故經EMD處理後的IMF，最後一組模態往往代表的是「訊號的整體趨勢」；越早被分離出來的模態，通常代表「短週期」之模態，故對於本計劃而言，應取「長週期」之模態。圖3.86表示將壓力分解成數個基本模態，並取後三個「長週期」模態疊加成一新的模態。圖3.87表示原始資料篩選前後之比較。

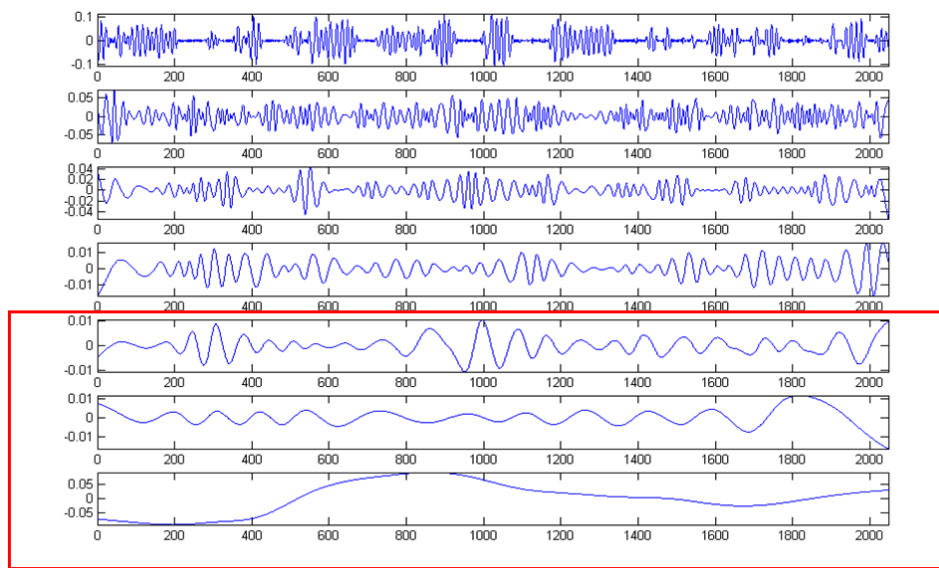


圖 3.86 壓力經由 EMD 所分出之 IMF

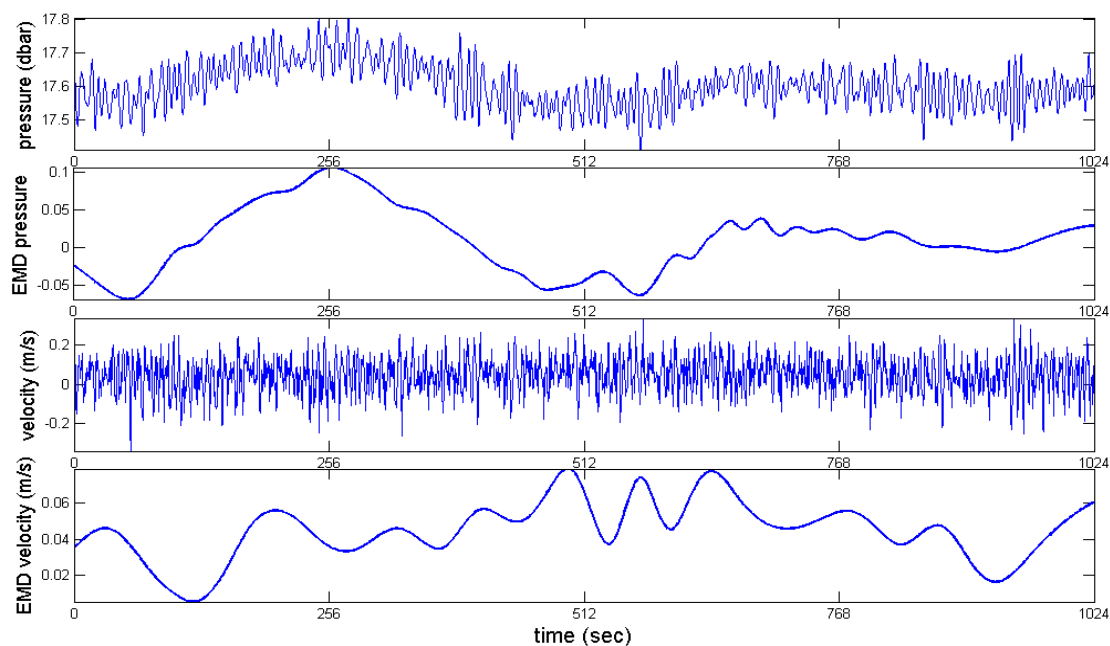


圖 3.87 原始資料和經過篩選之後對照圖

3.5.4 分析結果

由於 HHT 可以顯示瞬頻的頻譜能量，若將每個頻率域的能譜加總，可以明顯看出在某段時間內哪一個週期區間的能量最強，如圖 3.88. 其優點是我們可以限定其週期區間，表示在這段時間內能夠代表海嘯的頻譜能量，使代表這些頻譜能量的壓力跟流速能夠配合所推導的邊緣波型態理論式，缺點是壓力和流速表現最大頻譜能量的週期區間並不盡然會相同或是接近，有時甚至相差甚遠。

因此在這一階段的資料處理，嘗試利用快速傅立葉轉換(Fast Fourier Transform 簡稱 FFT)的特性，由 FFT 所得到的能量分佈，將週期區段 500 秒以上的能量加總起來，觀察海嘯發生的前後能量的變化現象，進而決定挑取哪一時間區段來作壓力與流速的對應關係圖，觀察是否有邊緣波的產生。由壓力的各時間區段的能量總和，如圖 3.89 明顯的看出晚上 9、10 時兩個時間區段相較於其他時間來說，有較大的能量集中；若是海嘯發生時間前後的水位振幅最大差的結果來看，如圖 3.90.地震發生後的當天晚上 9 時至隔天早上 4 點是屬於相較於地震發生前後較大的時間範圍，而且 4 時之後的水位振幅差皆不超

過 5 公分，所以定義以超過 6 公分來表示當時波浪有足夠能量表現，意味著當時有外力的產生。其中又以 9 時、10 時、隔天 0 時和 4 時這四段時間最為明顯，藉此找出其壓力與流速能量的最大值，以壓力和流速的對應關係配合邊緣波的理论解，討論其海嘯引致邊緣波的可能性。圖 3.91 表示 A-26 日晚上 9 點，B-26 日晚上 10 點，C-27 日凌晨 0 點 D-27 日凌晨 4 點各時間段有較大的水位振幅。

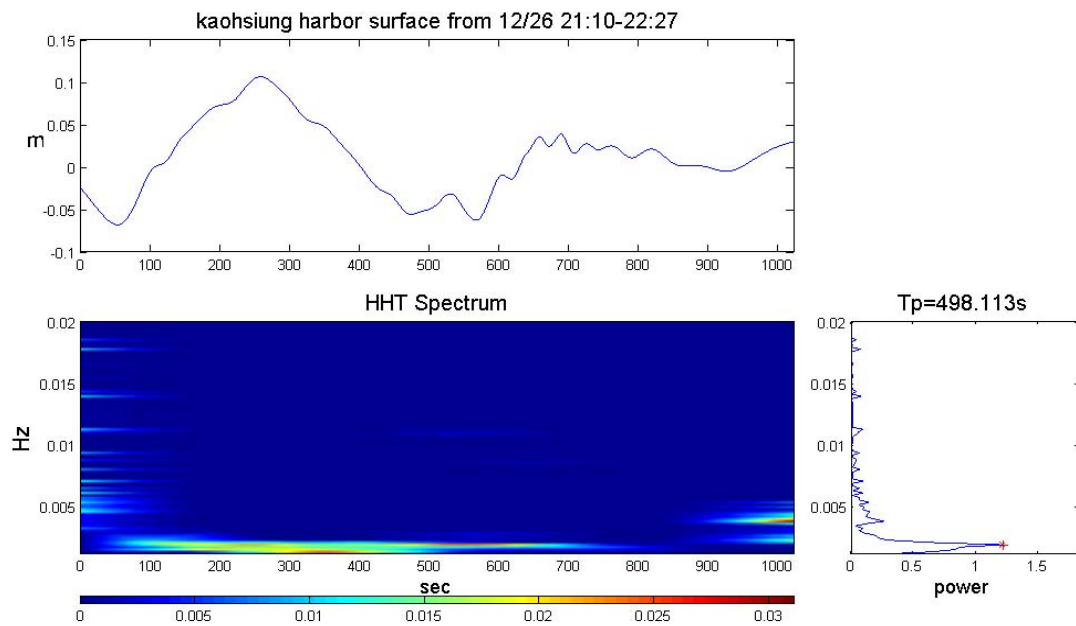


圖 3.88 26 日晚上 9 時壓力之能量頻譜及對應頻率域之總和

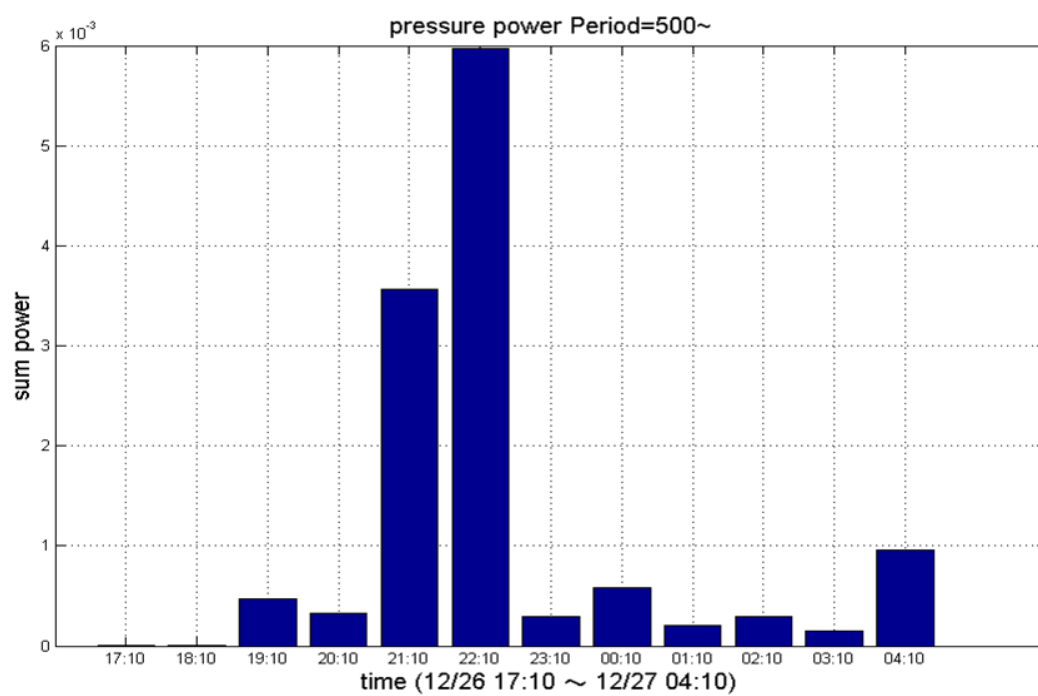


圖 3.89 海嘯發生時間前後的頻譜能量 500 秒以上總和分佈

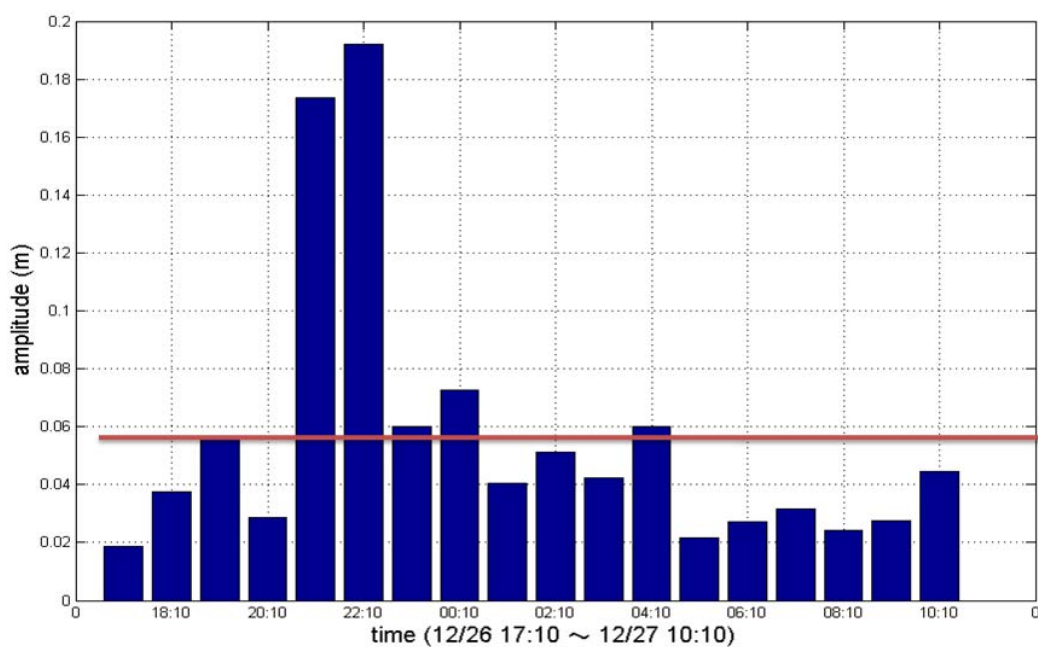
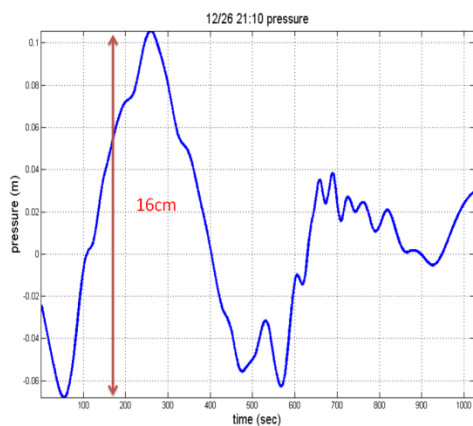
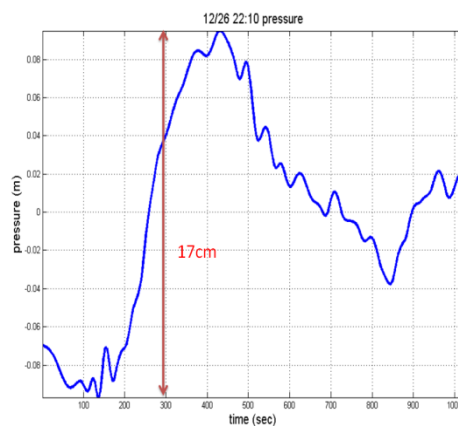


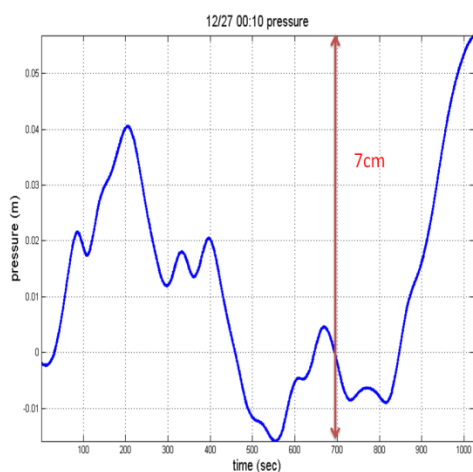
圖 3.90 海嘯發生時間前後的水位振幅最大差



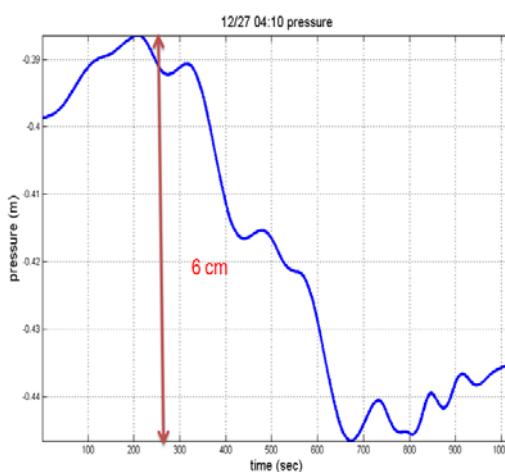
(a)



(b)



(c)

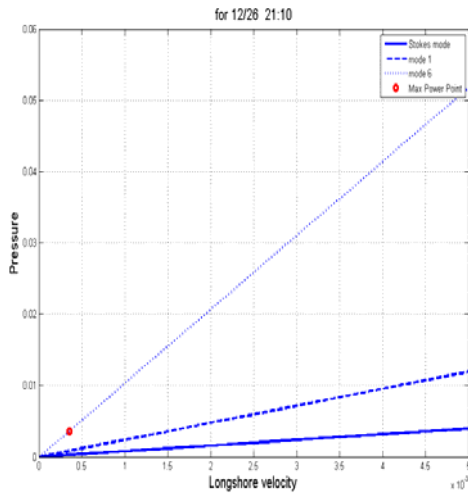


(d)

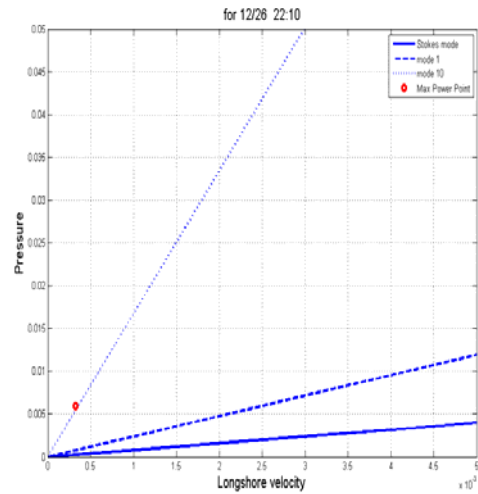
圖 3.91 各時段水位變化之極值。表示(a)-26 日晚上 9 點，(b)-26 日晚上 10 點，(c)-27 日凌晨 0 點(d)-27 日凌晨 4 點各時間段有較大的水位振幅

在確定了要選擇以上四個時間點來作分析以後，利用前節所推導的邊緣波型態表示式，即式(3.25)，以壓力和流速觀察，如圖 3.92 所示。將大於 500 秒以上之能量加總，可以得到單點值，表示該段時間主要頻譜能量。配合所推導的理論解，結果皆以高階的邊緣波模態的形式存在，這樣的結果與前人研究海嘯引致邊緣波現象，表示大多以零階和低階模態的形式存在有者不盡相同之處。可能之原因，邊緣波形成

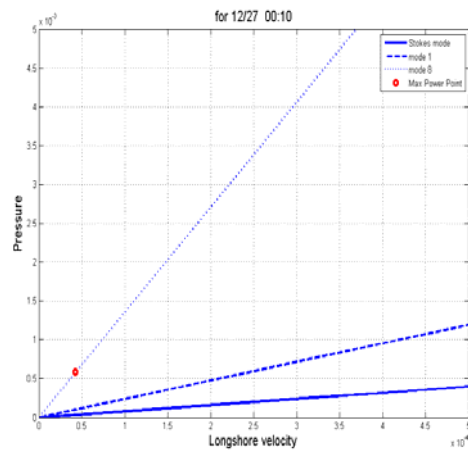
的機制乃是藉者與海岸線保有小角度入射，反射出去後受到地形影響產生折射效應而被侷限在沿者海岸傳播。故不同角度入射的波浪產生的邊緣波模態也不一樣；再者，邊緣波現象的產生並非長時間存在，而是間隔一段時間之後，持續的發生，直到能量消散完畢，所以，地形環境、能量強度都是重要的控制因素之一。



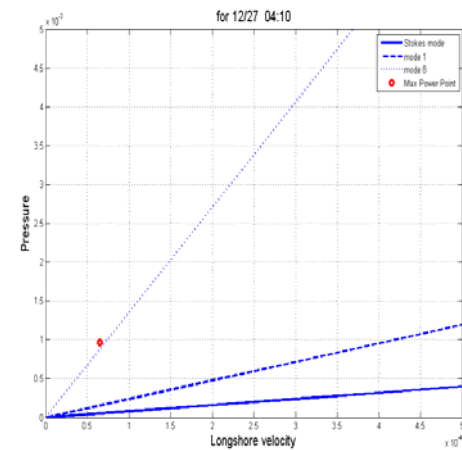
(a) 26 日晚上 9 點



(b) 26 日晚上 10 點



(c) 27 日凌晨 0 點



(d). 27 日凌晨 4 點

圖 3.92 500 秒以上之能量於各時段之分佈圖

第四章 互逆格林函數之應用

由海嘯數值模擬顯示，現行之海嘯數值模式之模擬程序及計算效率由於地震測報技術未得以進入應用階段以及計算方式之問題，故若應用在海嘯測報及早期預警上仍有實際上之困難，故本計劃研究重點之一在於尋找合理可行之方法提升目前海嘯模擬之計算效率。

第四章用以說明格林函數之基本理論以及應用；利用格林函數來建立海嘯波高資料庫是第三年計畫之重要工作項目。為方便引用格林函數之概念，4.1 節先說明現有海嘯數值模式建立海嘯初始水位之方式及模擬方式；4.2 節則介紹互逆格林函數之理論；4.3~4.7 節則是互逆格林函數之驗證與應用，並用以評估對各港口威脅性最大之震源範圍。

4.1 傳統海嘯波源驅動模式

由於大多數的海嘯成因起源於海底地震，所以一般海嘯數值模式之海嘯初始水位藉由海底斷層模式來驅動，基本上起始海水面的變動是利用海床位移量的計算來產生初始水位，假設海水為不可壓縮；當海床產生錯動，則垂直方向上的海水面也會產生瞬間的變動，亦即地震與海水面變動的發生視為同一時間。海床位移量是由走向滑距(strike-slip displacement)及傾向滑距(dip-slip displacement)所構成，本計劃使用的斷層模式是Mansinha and Smylie(1971)的彈性半空間錯移模型(elastic half-space dislocation model)，主要是計算走向滑距及傾向滑距在垂直地表方向的分量，即垂直位移的總量。

簡單來說海床位移量是由走向滑距 (strike-slip displacement)及傾向滑距(dip-slip displacement)所構成，本研究所使用的斷層模式主要是計算走向滑距及傾向滑距在垂直地表方向的分量，即垂直位移的總量。彈性錯移理論(elastic dislocation theory)，即斷層在j方向的錯動造成均質均向的彈性半空間所產生i方向的位移場 Δu_j ，並對整個矩形斷層錯動範圍積分；其關係式為：

$$u_i = \int_{\Sigma} \Delta u_j \left[\lambda \delta_{jk} \frac{\partial u_i^j}{\partial \xi_k} + \mu \left(\frac{\partial u_i^j}{\partial \xi_k} + \frac{\partial u_i^k}{\partial \xi_j} \right) \right] v_k dS \quad (4.1)$$

其中 v_k 為 Σ 向外的垂直向量、 λ 與 μ 為拉梅常數(Lamé constants)、 u_i^j 為受到破裂面(ξ_1, ξ_2, ξ_3)上 j 方向單位應力作用而在地表(x_1, x_2, x_3)於 i 方向上的位移。

假設一矩形斷層座標系統如圖4.1所示，其中 ξ 方向代表斷層傾角的正下方，而走向滑距(strike-slip displacement)和傾向滑距(dip-slip displacement)可分別用(4.2)與(4.3)式表示，其涵蓋範圍為 $-L \leq \xi_1 \leq L$ ，以及 $d \leq \xi \leq D$ ：有

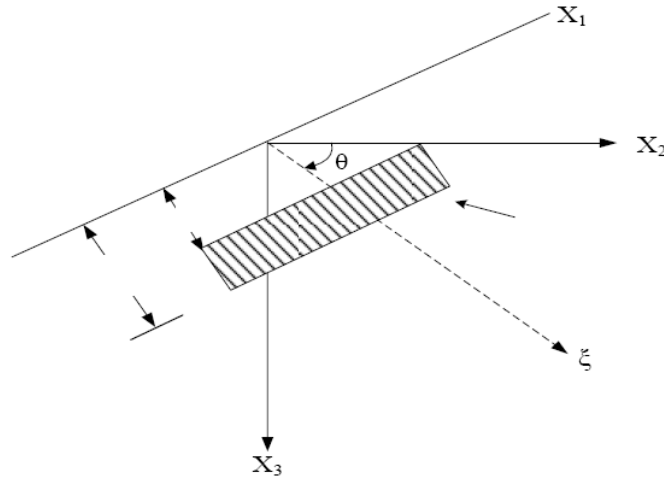


圖4.1 斷層幾何形狀及座標系統

$$u_{is} = \mu U_1 \int_d^D \int_{-L}^L \left[\left(\frac{\partial u_i^1}{\partial \xi_2} + \frac{\partial u_i^2}{\partial \xi_1} \right) \sin \theta - \left(\frac{\partial u_i^1}{\partial \xi_3} + \frac{\partial u_i^3}{\partial \xi_1} \right) \cos \theta \right] d\xi_1 d\xi \quad (4.2)$$

$$u_{id} = \mu U \int_d^D \int_{-L}^L \left[2 \left(\sin \theta \frac{\partial u_i^2}{\partial \xi} - \cos \theta \frac{\partial u_i^3}{\partial \xi} \right) + \left(\frac{\partial u_i^3}{\partial \xi_2} - \frac{\partial u_i^2}{\partial \xi_3} \right) \right] d\xi_1 d\xi \quad (4.3)$$

其中， ξ = 震源深度($\sin \theta$) + 斷層寬度(w)、 ξ_1 = 斷層長度/2、 $\xi_2 = \xi \times \cos \theta$ 、 $\xi_3 = \xi \times \sin \theta$ 。由於斷層面是位於地底下，為了計算地下錯動對地面上位移的關係，則須將斷層面作座標轉換，如下圖4.2所示，並有

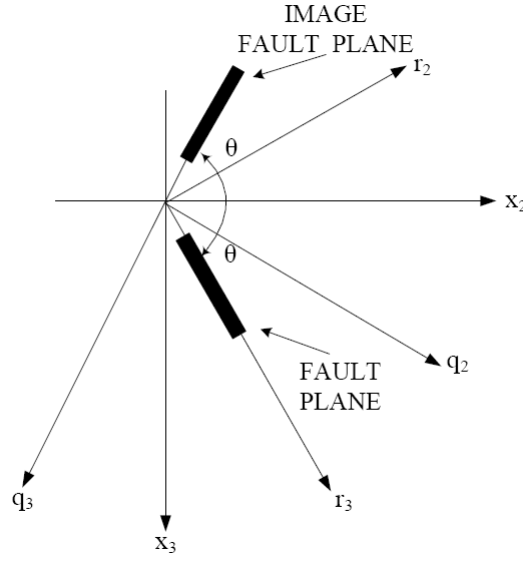


圖4.2 斷層及映像斷層座標系統

$$\begin{aligned}
 S &= \left[(x_1 - \xi_1)^2 + (x_2 - \xi_2)^2 + (x_3 + \xi_3)^2 \right]^{1/2} \\
 R &= \left[(x_1 - \xi_1)^2 + (x_2 - \xi_2)^2 + (x_3 - \xi_3)^2 \right]^{1/2} \\
 r_2 &= x_2 \sin \theta - x_3 \cos \theta, & r_3 &= x_2 \cos \theta + x_3 \sin \theta \\
 q_2 &= x_2 \sin \theta + x_3 \cos \theta, & q_3 &= -x_2 \cos \theta + x_3 \sin \theta
 \end{aligned} \quad (4.4)$$

其中，R和S分別代表斷層面上的震源點 (ξ_1, ξ_2, ξ_3) 至地表 (x_1, x_2, x_3) 的距離，以及對映像斷層面上的震源點 (ξ_1, ξ_2, ξ_3) 至地表 (x_1, x_2, x_3) 的距離。r2、r3 及q2、q3 分別代表斷層面及映像面的垂直及向下傾斜之座標，由此可將R 和S 以新座標表示為：

$$\begin{aligned}
 S &= \left[(x_1 - \xi_1)^2 + h^2 \right]^{1/2} = \left[k^2 + (q_3 + \xi)^2 \right]^{1/2} \\
 R &= \left[(x_1 - \xi_1)^2 + r_2^2 + (r_3 - \xi)^2 \right]^{1/2} \\
 h &= \left[q_2^2 + (q_3 + \xi)^2 \right]^{1/2} \\
 k &= \left[(x_1 - \xi_1)^2 + q_2^2 \right]^{1/2}
 \end{aligned} \quad (4.5)$$

其中，h是S在 $x_1 = 0$ 平面即地表切平面上的投影，而k是在 $q_3 = 0$ 平面上的投影。最後經過座標轉換後，計算出斷層傾向滑距及走向滑距在地面上產生的垂直位移分量如下：

走向滑距(strike-slip displacement)在 x_3 方向之位移量為：

$$\begin{aligned} \frac{12\pi}{U_1} u_3 = & \cos \delta (a_1 + b_1 a_2 - b_2 a_4) + \frac{b_3}{R} + 2 \sin \delta \frac{b_4}{S} \\ & - \frac{b_5}{R \exp(a_1)} + \frac{b_7 - b_8}{S \exp(a_2)} + \frac{b_{10} b_{11}}{S^3} - \frac{b_{12} b_{13}}{b_{14}} \end{aligned} \quad (4.6)$$

傾向滑距(dip-slip displacement)在 x_3 方向之位移量則為：

$$\begin{aligned} \frac{12\pi}{U} u_3 = & \sin \delta (x_2 - \xi_2) \left[\frac{2(x_3 - \xi_3)}{R \exp(a_5)} + \frac{4(x_3 - \xi_3)}{S \exp(a_6)} - 4\xi_3 x_3 (x_3 + \xi_3) \frac{S + \exp(a_6)}{S^3 (\exp(a_6))^2} \right] \\ & - 3 \sin \delta \left[2 \tan^{-1} \left[\frac{(x_1 - \xi_1)(x_2 - \xi_2)}{(h + x_3 + \xi_3)(S + h)} \right] - \tan^{-1} \left[\frac{(x_1 - \xi_1)(r_3 - \xi)}{r_2 R} \right] \right] \\ & - 6 \sin \delta \tan^{-1} \left[\frac{(x_1 - \xi_1)(q_3 + \xi)}{q_2 S} \right] + \cos \delta \left[a_5 - a_6 - \frac{2(x_3 - \xi_3)^2}{R \exp(a_5)} \right] \\ & - 4 \cos \delta \left[\frac{x_3^2 + x_3 \xi_3 + \xi_3^2}{S \exp(a_6)} + \xi_3 x_3 (x_3 + \xi_3)^2 \frac{S + \exp(a_6)}{S^3 (\exp(a_6))^2} \right] \\ & + 3 x_3 \sin 2\delta \left[\frac{2(q_3 + \xi)}{S \exp(a_6)} + \frac{(x_1 - \xi_1)}{S \exp(a_2)} + \frac{q_2 \cos 2\delta}{S \exp(a_6)} \right] \circ \end{aligned} \quad (4.7)$$

但是一般而言，斷層之長度與寬度是未知；在本研究中，採用 Well et al. (1994) 之經驗公式計算斷層長度及寬度：

$$\log(L) = a_1 + b_1 \times M_w \quad (4.8)$$

$$\log(W) = a_2 + b_2 \times M_w \quad (4.9)$$

其中 M_w 是地震矩規模， L 是斷層長度， W 是斷層寬度， a_1 、 b_1 、 a_2 、 b_2 是經驗常數，依照斷層分類決定；得知長度及寬度後，再利用地震矩公式(Hanks et al, 1979)即可以得出平均滑移量

$$M_w = \frac{2}{3} \log_{10} M_0 - 10.7 \quad (4.10)$$

$$M_0 = \mu WDL \quad (4.11)$$

M_0 是地震矩， D 為平均滑移量， $\mu = 3 \times 10^{11} \text{ dyne/cm}^2$ 為剪力模數。得知斷層參數後即可利用彈性力學公式計算出海嘯初始水位。

4.2 互逆格林函數

由上一節之介紹可知，傳統之海嘯數值模式必須依靠斷層模式來建立海嘯初始水位，也就是必須事先知道或猜測特定之震央，或是指定特定之傳播路徑，才能進行全域之平面模擬計算。此種以一個已知之震源(source)計算區域內所有點位(receivers)之反應(response)，稱為單波源全接收點式之運算(one-source-all-receivers)。這種運算方式以防災角度而言，有數項可供改進之問題：首先是初始條件之建立，初始水位仰賴於地震資訊，而目前地震之預報離應用階段仍有一段距離，故實務上預測震央是有困難的；另一方面，斷層參數也無法事先得知，必須在地震發生後，根據理論公式推求所需之參數，對於預報來說也是一項困難；最後是計算效率之問題，由於計算區域龐大，且必須計算所有點位之反應，所以電腦設備要求性能頗高，同時計算時間也相當久；但以防災角度而言，人口密集度高或是重要區域才是必須計算之點位，其餘之點位是可以忽略。

本研究所採用之基本理論稱為互逆格林函數，其構想主要源自 Xu(2007)；該研究結果指出利用線性系統中之可逆性可以降低對初始條件之依賴性及提高計算效率。

由於海嘯波在大洋中之傳遞，非線性效應可以忽略，所以可視為一個「線性系統」，一般數值模式中可以用線性淺水方程式(Linear shallow water equation)來描述傳遞行為；據此計算出各點之水位時序列變化，即稱為「格林函數」(Green's function)；以數學方式解釋，即是格林函數可視為是線性淺水方程式之通解；儘管海嘯波靠近近岸時會呈現高度非線性變化，但在水深深於50m的海域，線性淺水方程式依舊能適用於描述其傳播過程(Shuto,1991)，故線性系統之可逆性仍可適用。「格林函數」之可逆性被稱為是「互逆格林函數」。格林函數的運用在傳統上觀察線性系統中波源所造成的反應，而格林函數通常以波

源振幅表示，如果區域內各點的格林函數已經求得，只要計算起始波源的水位與其格林函數的乘積後進行加總，便可得知波源對各點所引起的水位變化。

上述的格林函數(Green's Function, 以下以GF簡稱)是代表一個已知波源對區域內各點所產生的水位時序列變化。若s表示波源位置(source)，而r則為接收位置(receiver，即是計算點位)，其GF即是由s到r而其逆向的GF代表以r產生的單位波源振幅，在s所造成的反應。

Loomis(1979)觀察到GF及其互逆GF對於s和r是呈現對稱的形式，亦即相同的波源出現在s所造成對r的反應相當於出現在r所造成對s的反應，Loomis所提的互逆特性可以提高計算各點GF的效益，只要計算s傳播後對所有r的GF，等同於得知當任何r出現波源時對s造成的反應。

以上由圖4.3說明其概念，對某一個接收點r而言，由於可能有許多未知震源，故用 s_i 來表示所有可能之震源，其GF即是由 s_i 到r。由於格林函數具有可逆性，所以任一點 s_i 之單位振幅對r所造成之反應(即是格林函數)等於r之單位振幅對 s_i 所造成的反應；所以當海嘯發生時，僅需利用相關斷層參數得知起始水位後，做簡單之乘積加總後即可獲得與傳統海嘯模式運算後相同之結果。

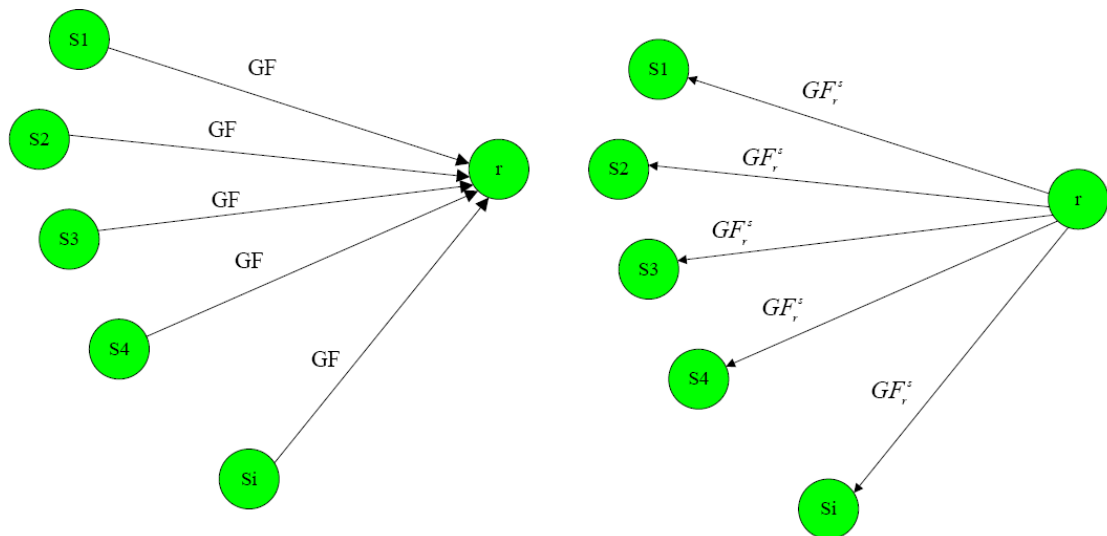


圖4.3 傳統格林函數與互逆格林函數之示意圖

簡易之理論說明如下：為了解區域內任何s點發生海嘯時，其當地水位將對r點位置的造成多大的水位高度，故先計算所有r點對應s點的GF。首先將某一時段內各r點的水位經(4.12)式正規化便是r點傳播至各點的GF值，又因波源振幅為1m，所以模式計算後的水位值即為GF值。再根據GF的互逆性質，r點對應s點的GF等同於s點對應r點的GF(4.13)式。只要透過(4.14)式作簡單的乘積與加總就可到s點在海嘯發生後的該時段水位變化。

$$GF_r^s = \frac{r\text{點水位}}{\text{波源}s\text{之初始水位}} \quad (4.12)$$

$$(GF_s^r)_t = (GF_r^s)_t \quad (4.13)$$

$$(H_r)_t = \sum_{r=1}^N (GF_r^s)_t \times H_s \quad (4.14)$$

其中(4.14)式的 $(H_r)_t$ 為各接收點(或是預報點位)r在時間t的水位變化， $(GF_r^s)_t$ 為各r點在時間t的GF， H_s 各波源點的初始水位高度，N為所有r點的總數。 $(H_r)_t$ 即是傳統海嘯數值模式之結果，換句話說，(4.14)式可以得到與傳統海嘯模式相符之結果；對於(4.14)式而言， $(GF_r^s)_t$ 可以用海嘯數值模式在各個接收點處以單位振幅之方式計算出，故是一個已知之時序列資料；唯一的未知是 H_s ，該項可由地震相關網站上即時擷取相關參數後帶入斷層模式中計算即可得到。透過互逆格林函數，可以以資料庫之方式先行計算單位波高之時序列變化，在海嘯發生後，即可初步了解最大波高及其到達時間，大幅度提升計算效率。

互逆格林函數另一個應用是評估震源對接收點位之影響程度。互逆格林函數之最大絕對值代表可能有影響接收點之海嘯發生範圍及其危險程度，稱為最大放大率(max gain)。若格林函數最大值(最大放大率max gain)很大，即相對波高值很大，當地發生的海嘯會嚴重影響互逆格林函數的原點(即初始具單位水位高程的位置)。

有鑒於 2004 年南亞大海嘯所造成的災害，海嘯的預警便成為海岸防災重要的一環。對海嘯防災而言，人口密集的地點才是重點地區，

而防災的目的在於有效減少生命財產損失。本計劃根據互逆GF的觀點(即RGF)，快速預報各港外的海嘯高度。

4.3 格林函數的計算模式設定

本計劃使用海嘯數值模式COMCOT (Liu et al., 1998)計算水位傳播，模式可選用的淺水方程式包含線性或非線性兩者；本案例採用線性淺水方程式用以描述海嘯波在海域深度超過 50m的變化，不考慮非線性及摩擦力的影響。模式區域範圍在東經 117° 至 125°，北緯 19° 至 27° (圖 4.4)，網格點 481*481，解析度 1 分。以高雄為例，首先在高雄港外水深 50m的定點s(圖 4.5)，並且給予水位高度 1m當成波源振幅，經模式計算水位傳播 3 小時(圖 4.6-4.8)，除s點之外，所有的點皆視為接收點r，而s點即為之後海嘯高度預報的水位點。

$$S_t + Q_x + R_y = 0 \quad (4.15)$$

$$Q_t + gdS_x = 0 \quad (4.16)$$

$$R_t + gdS_y = 0 \quad (4.17)$$

(4.15)~(4.17)式即是線性淺水方程式；其中 S 為水位高度， Q 、 R 各為 x 、 y 方向的流量， d 為總水深， g 為重力加速度。故對於接收點而言，其互逆格林函數值可事先建立資料庫，當地震發生時，僅需知道初始水位後，即可預測當地之實際水位。

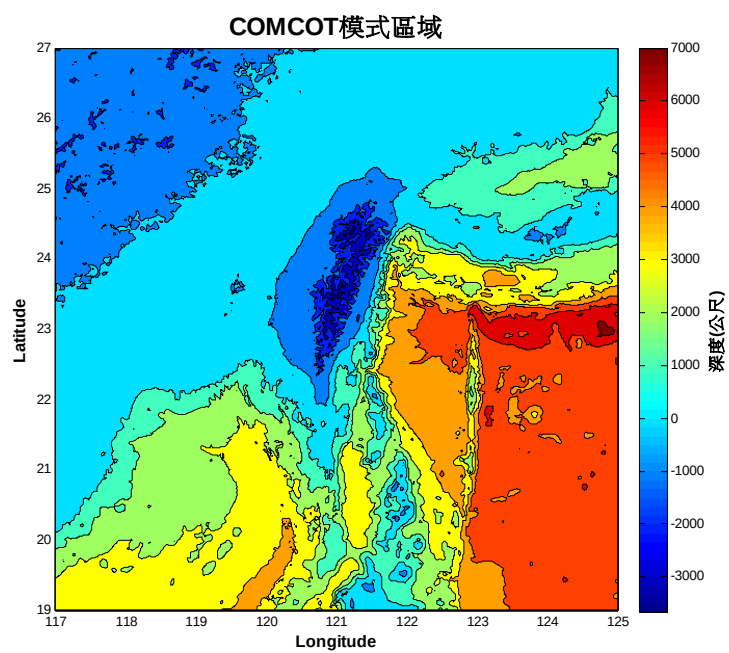


圖4.4 互逆格林函數驗證之計算區域圖

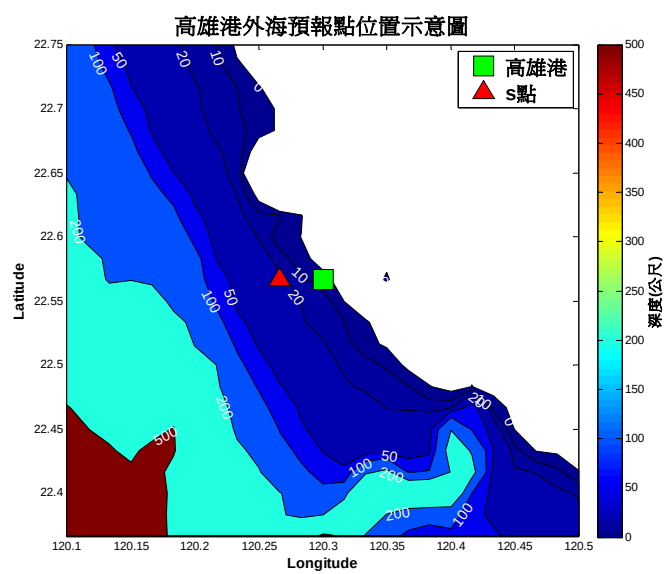


圖 4.5 海嘯高度預報點(r點)位置圖

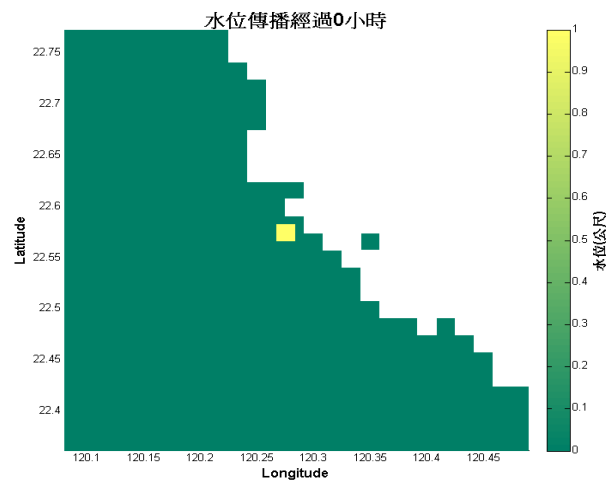


圖 4.6 模式在r點設定1m初始水位

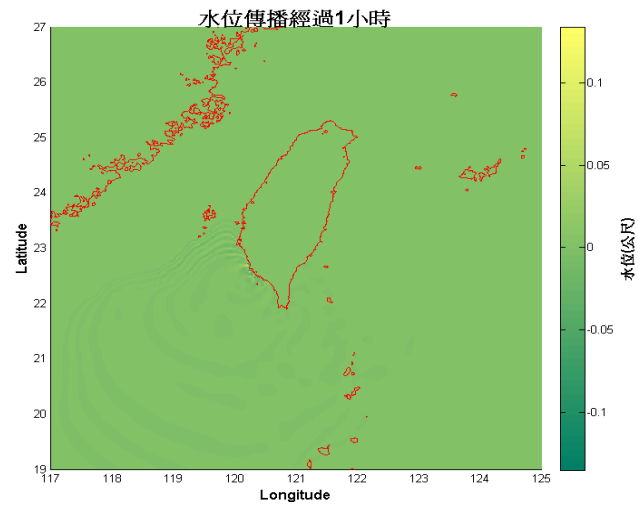


圖 4.7 r點初始水位傳播1小時後

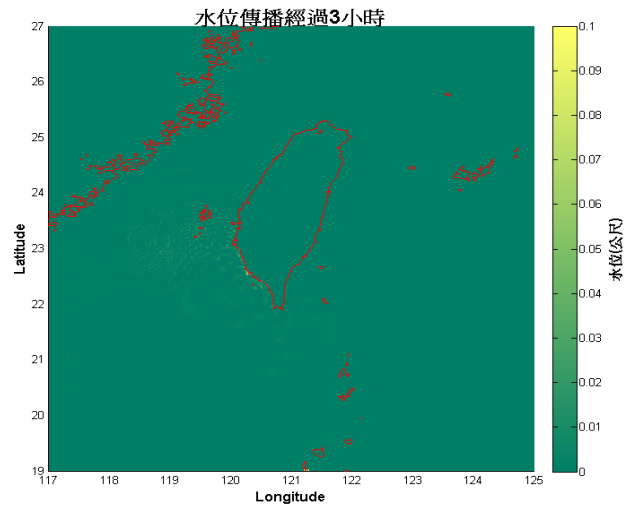


圖 4.8 r點初始水位傳播3小時後

4.4 互逆格林函數的驗證

為了驗證由模式所計算出的 GF 是否符合(4.14)式，在此選擇 s 點設置起始波源進行模式水位傳播，之後各別在 c1 與 c2 點(圖 4.9)設置同樣波源進行傳播，由這三次模擬可得到 s、c1、c2 三點相互傳播的 GF (圖 4.14)，基本上互傳的結果相一致，儘管由數值模式計算產生的誤差導致了微小差異。

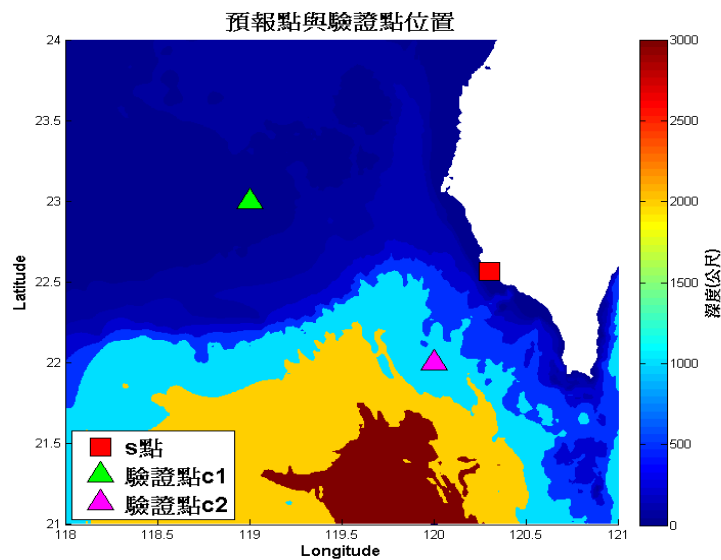


圖 4.9 互逆GF驗證點的位置圖

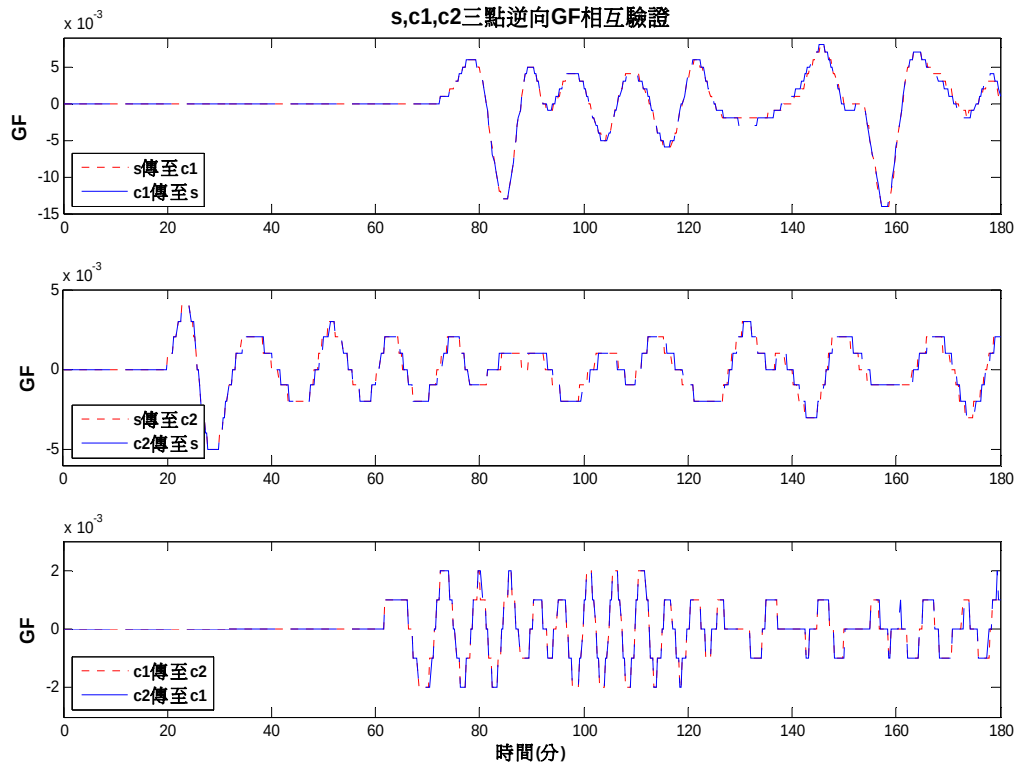


圖 4.10 GF 與互逆 GF 一致性之驗證

另外，也利用南亞海嘯之案例，將互逆格林函數之結果與海嘯數值模式之結果比較，如圖 4.11 所示。結果顯示，兩者甚為相符。在此必須強調的是，格林函數之概念雖可以提高海嘯模式計算效率等諸多優點，但不代表不需要海嘯數值模式；後續之海嘯早期預警系統資料庫之建立，仍舊依賴海嘯數值模式；此外，互逆格林函數之概念即是應用線性系統之可逆性，故在選擇接收點位時，就必須仔細考慮該點之水深是否符合線性之要求；如要計算港內之波高時，則必須使用其他方式加以估算。

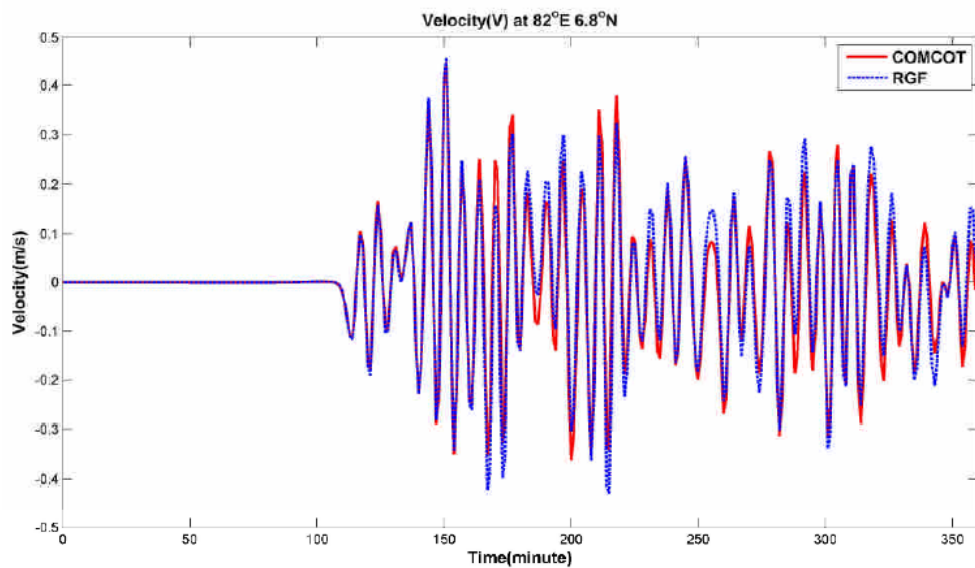


圖 4.11 COMCOT 海嘯模式結果與互逆格林函數之比較
(斯里蘭卡 東經 82 度 北緯 6.8 度)

4.5 外海海嘯預報的格林函數應用(以高雄為例)

將波源區的所有格林函數乘上當地海床的垂直位移後相疊加，即可求出海嘯高度與到達時間。以下進行案例測試來了解發生海嘯對接收點r的水位影響，第一次試驗代入斷層模式所用的參數同陳(2007) 引用的 2006 年屏東大地震斷層參數，其參數來源為Harvard CMT世界地震網，使用的地震規模為Kanamori(1977)提出的地震矩規模(moment magnitude, Mw)，因第二場地震對水位影響不大(陳, 2007)，所以僅採用第一場地震的斷層參數。案例假設震央在東經 119.5°、北緯 21.5° 發生地震矩規模高達 8 的海底地震所引發的海嘯，斷層參數如表 4.1。

表 4.1 互逆格林函數模擬案例之斷層參數表

震央位置	東經 119.5° 北緯 21.5°
震源深度	5000mm
斷層長度	119735mm
斷層寬度	59867.4mm
平均滑移量	3.53mm
strike direction	329 度
dip angle	15 度
slip angle	110 度
地震矩規模	8.0

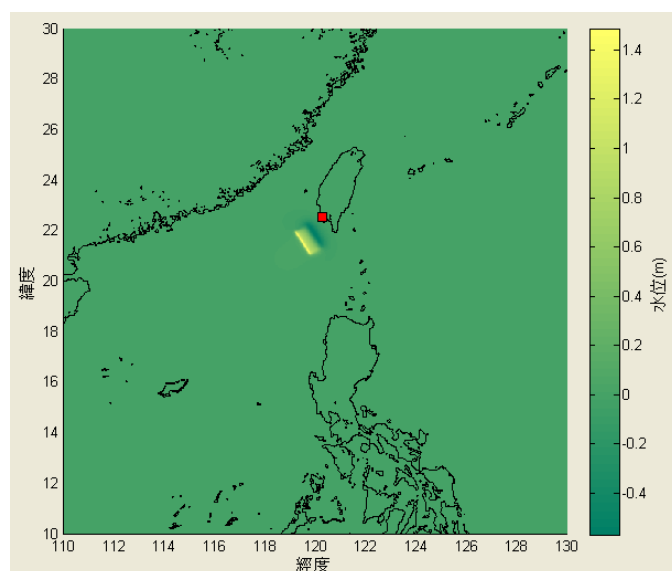


圖 4.12 RGF 測試案例在 s 點的海嘯起始高度

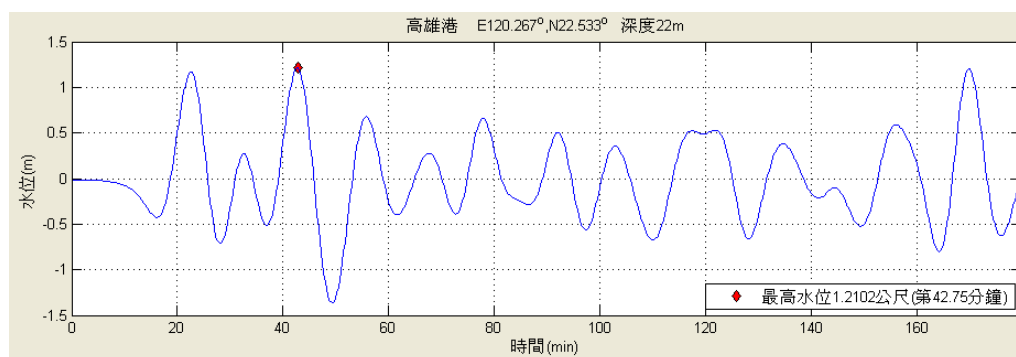


圖 4.13 於高雄港接收點 r 的海嘯高度預報

表 4.1 的參數代入斷層模式所得的海嘯起始水位如圖 4.12。經由 (4.14) 式計算出的 s 點預報水位結果如圖 4.13。預報結果顯示在接收點 r 處受海嘯作用引起的水位最大值達 1.2102m (接近第 42 分)，對高雄港近岸有明顯之影響。

4.6 利用互逆格林函數評估各國際港之水位及到達時間

4.6.1 計算範例

本節將利用視窗化介面系統(詳見第五章之說明)，以案例測試系統計算成果；二案例分別假設台灣西南部發生地震，震央位址為 ($119.98^{\circ}E, 21.72^{\circ}N$) 以及 2009.10.4 發生於花蓮外海之地震，震央位址為 ($121.58^{\circ}E, 23.65^{\circ}N$) (即在花蓮西林地震站東南方 23 公里處)，如圖 4.14 所示。震源深度兩案例均為 29.2 公里(此為花蓮外海地震之資料)，計算並說明相同地震矩規模及斷層參數下，發生於台灣西南海域與東部海域之地震對各港口之水位及到達時間之影響。

視窗化介面系統提供兩種不同參數輸入方式，一是輸入斷層長度、寬度及滑移量，計算地震矩規模；一是直接輸入地震矩規模，反算斷層長度、寬度及滑移量，計算地震矩規模，計算案例相關參數如同表 4.3 所示。本測試案例採用直接輸入地震矩規模方式，均假設為 7.0。地形來自 NOAA 之 ETOPO-2 分精度之資料，預報時間分別有 90 分鐘及 180 分鐘之選擇，計算案例考量波浪傳遞時間故選擇為 180 分鐘。

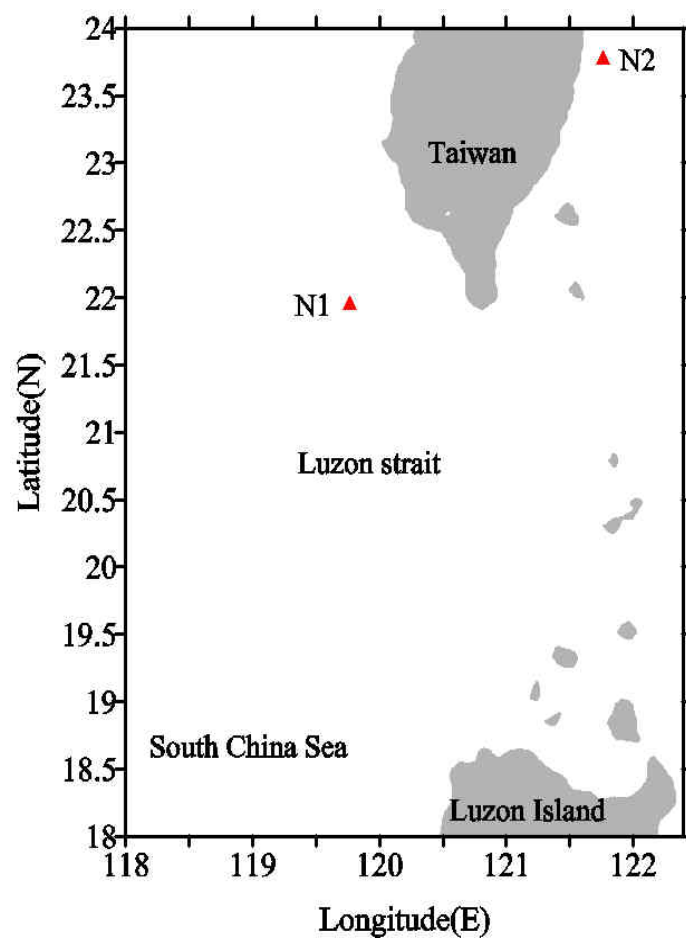


圖 4.14 假設震央位置

表4.2 假設震央之地層參數

假設震央	N1 ($119.98^{\circ}E, 21.72^{\circ}N$)	N2 ($121.58^{\circ}E, 23.65^{\circ}N$)
地震矩規模 Mw	8.0	
震源深度(km)	29.2	
Strike(degree)	338	
Dip(degree)	7	
Slip(degree)	90	

表4.2之斷層參數參考Megawati et al.(2009)之斷層資料加以調整而來。該文獻將馬尼拉海溝分為33段子斷層，如圖4.15所示。其中編號15~17之子斷層較為靠近台灣，即是N1點。

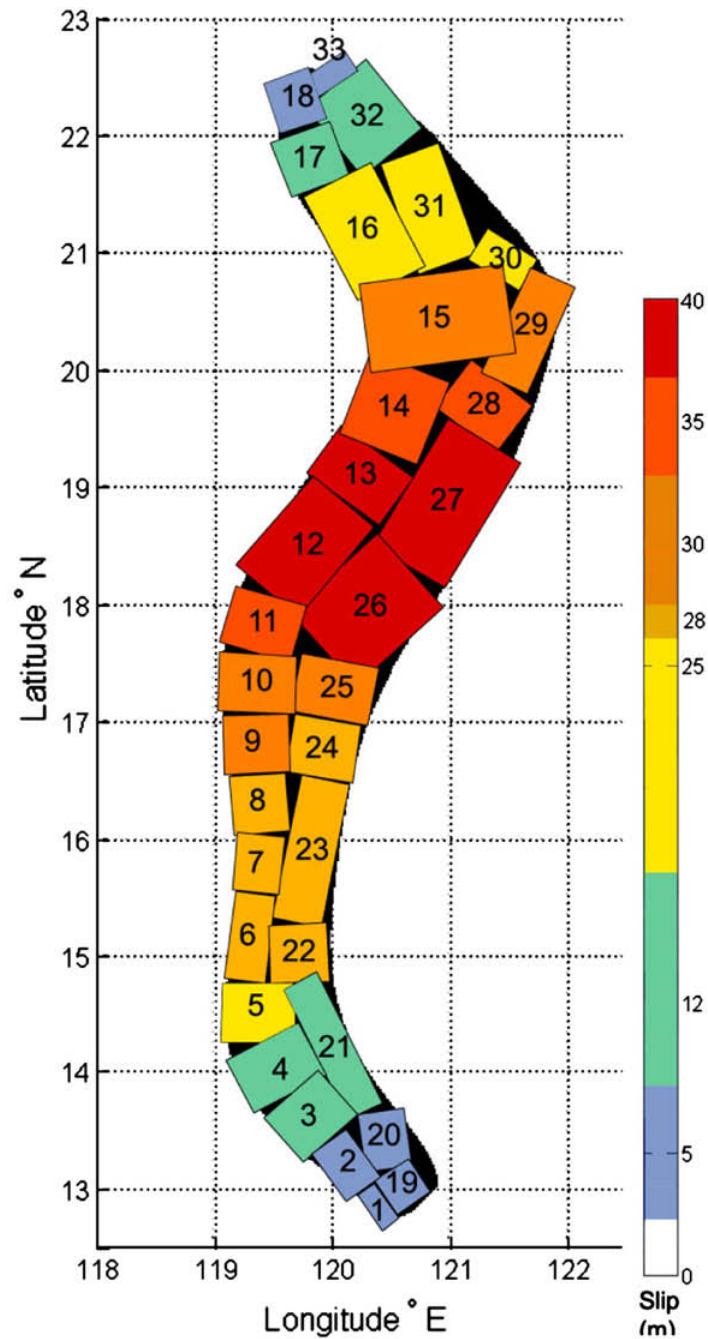
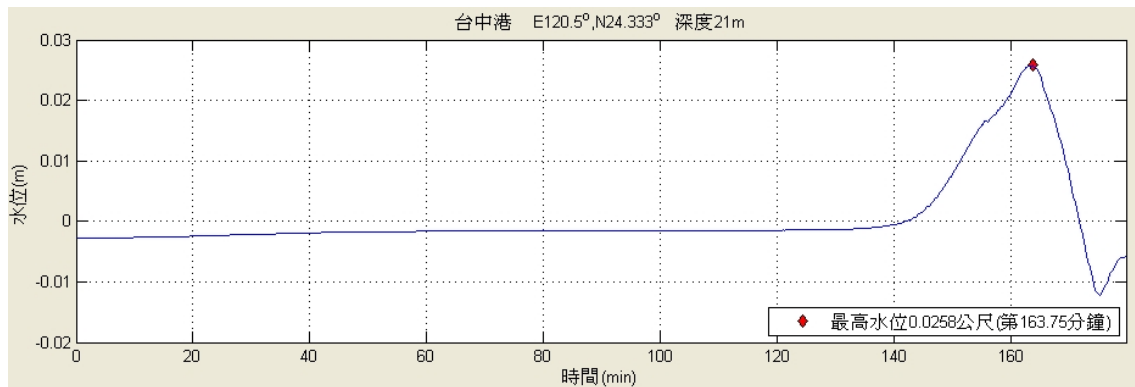


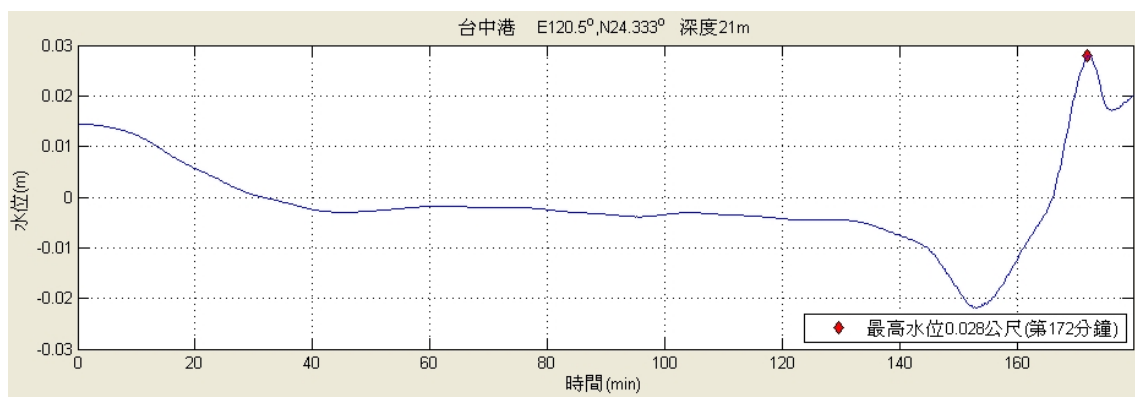
圖 4.15 馬尼拉海溝33個子斷層之分布圖
(資料來源：Megawati et al.(2009))

4.6.2 計算成果

圖4.16至圖4.21表示在地震矩規模8.0情形下，在180分鐘內，各港口可能出現之最大波高及到達時間。表4.3為各港最大水位及其到達時間之匯整，並以圖4.22~4.23表示。

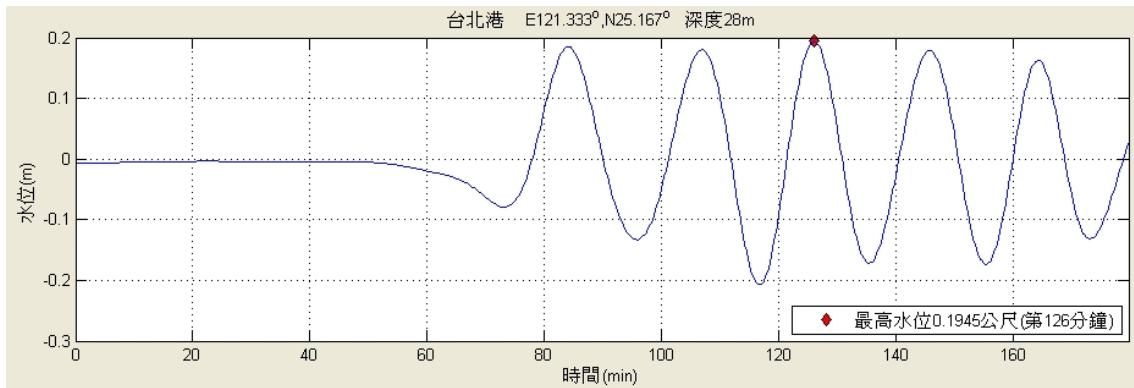


(a) 震源在西南部

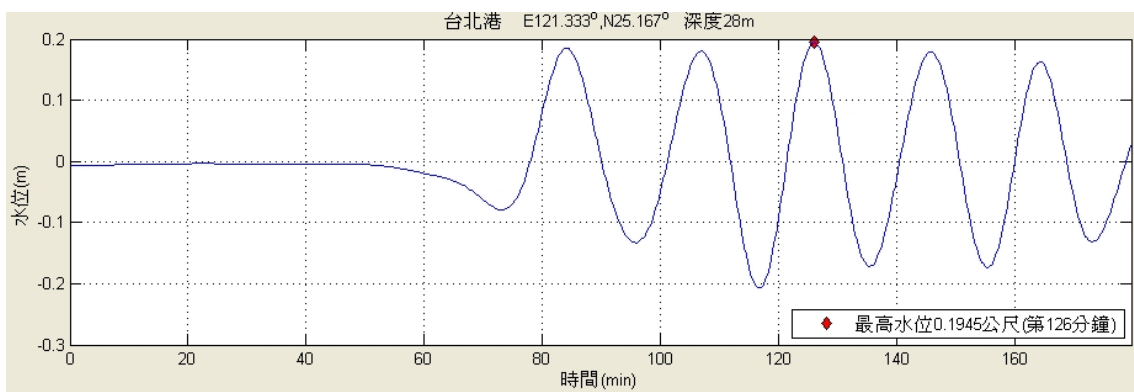


(b) 震源在東部

圖4.16 台中港在測試案例(Mw=8.0)下可能產生之最大波高及到達時間

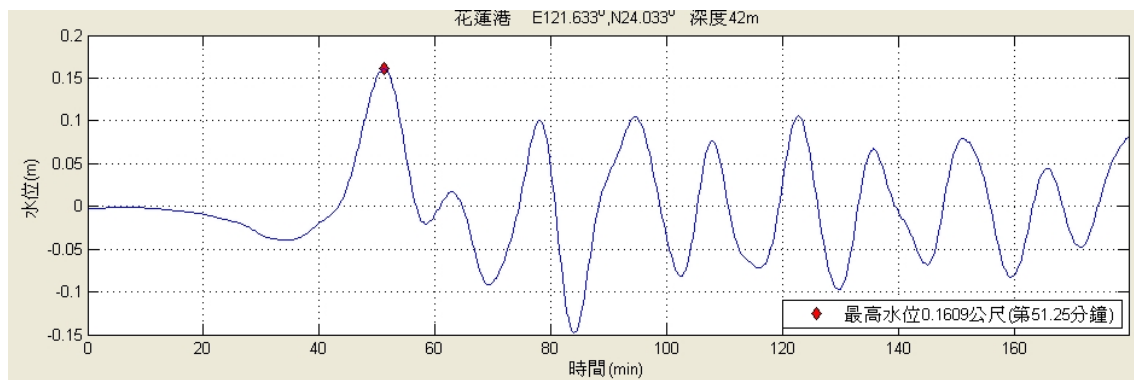


(a) 震源在西南部

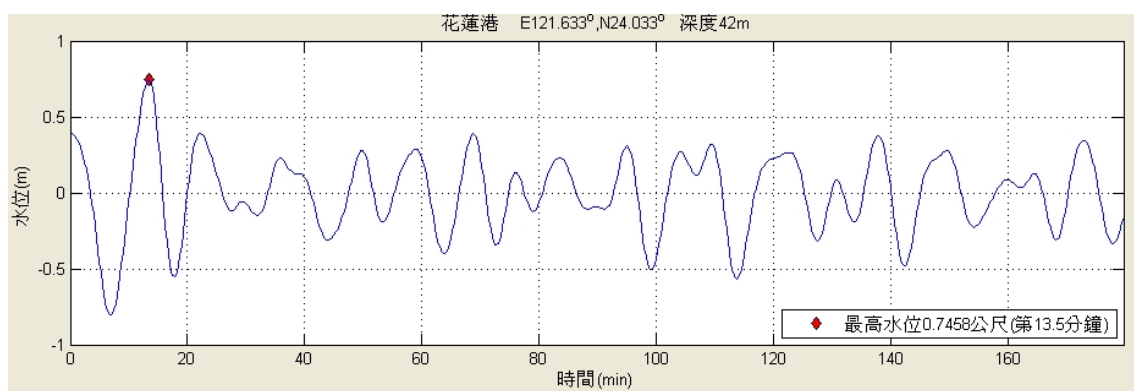


(b) 震源在東部

圖4.17 台北港在測試案例(Mw=8.0)下可能產生之最大波高及到達時間

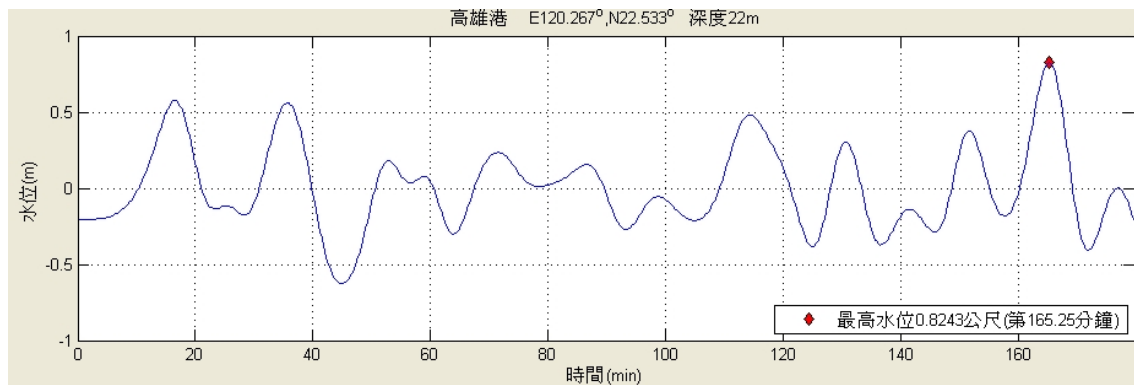


(a) 震源在西南部

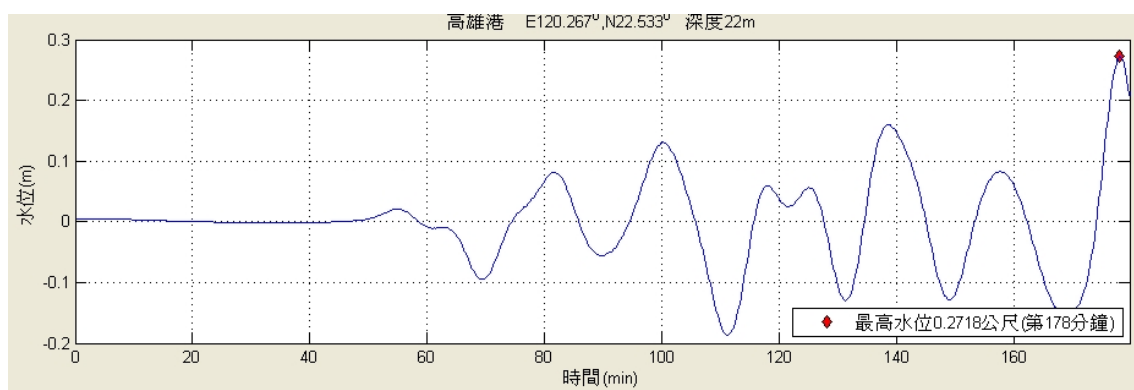


(b) 震源在東部

圖4.18 花蓮港在測試案例(Mw=8.0)下可能產生之最大波高及到達時間

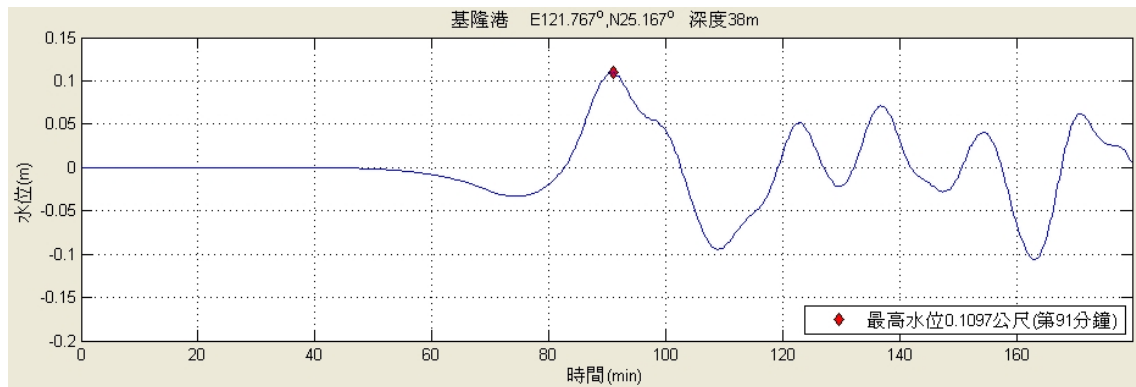


(a) 震源在西南部

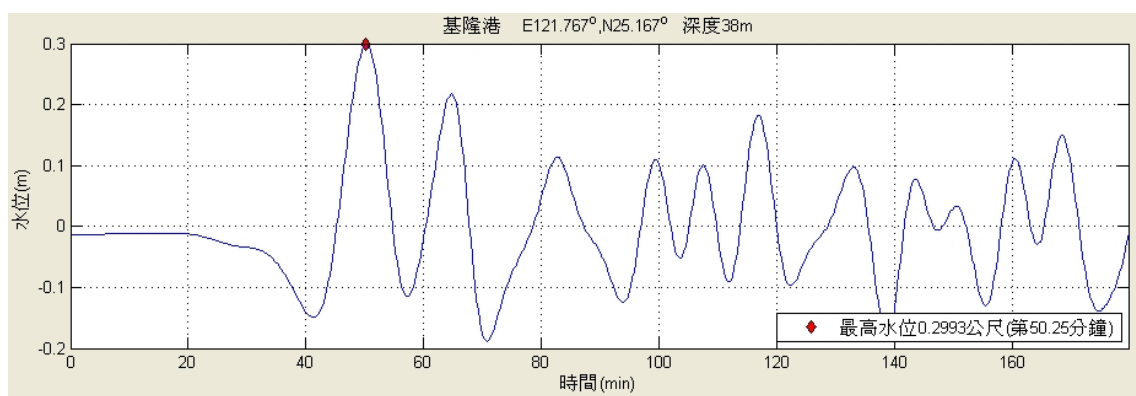


(b) 震源在東部

圖4.19 高雄港在測試案例(Mw=8.0)下可能產生之最大波高及到達時間

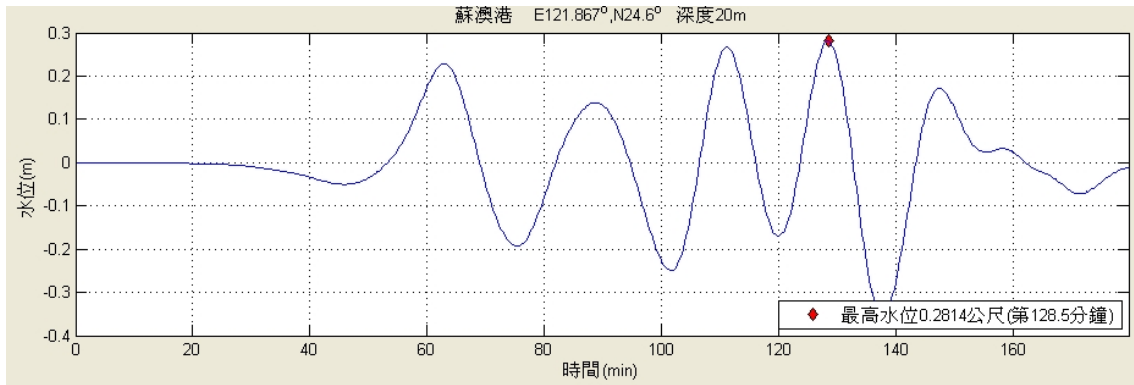


(a) 震源在西南部

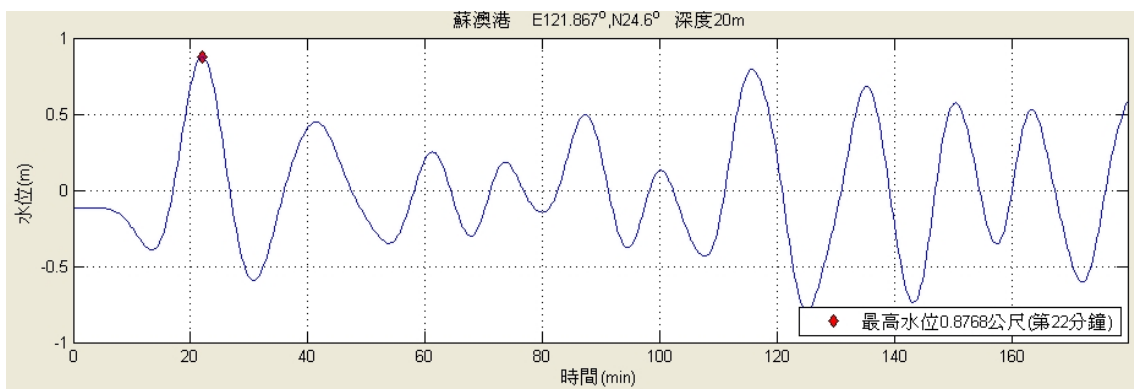


(b) 震源在東部

圖4.20 基隆港在測試案例(Mw=8.0)下可能產生之最大波高及到達時間



(a) 震源在西南部



(b) 震源在東部

圖4.21 蘇澳港在測試案例($M_w=8.0$)下可能產生之最大波高及到達時間

**表4.3 各港在180分鐘內在測試案例(Mw=8.0)下所產生之
最大水位及到達時間**

港口	西南海域		東部外海	
	最大水位 (m)	到達時間 (min)	最大水位 (m)	到達時間 (min)
台中	0.0258	163.75	0.028	172
台北	0.0715	124.5	0.1945	126
花蓮	0.1609	51.25	0.7548	13.5
高雄	0.8243	165.25	0.2718	178
基隆	0.1097	91	0.2993	50.25
蘇澳	0.2814	128.5	0.8758	22

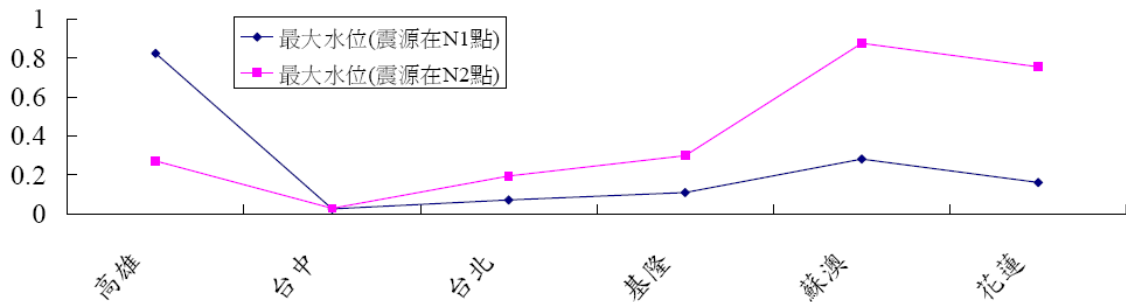


圖4.22 各港在測試案例(Mw=8.0)180分鐘內之最大波高

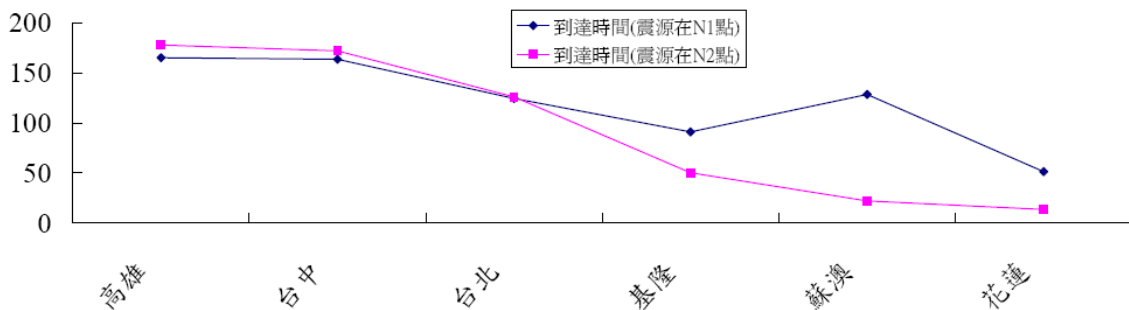


圖4.23 各港在測試案例(Mw=8.0)180分鐘內之最大波高之到達時間

當N1點發生地震所產生之海嘯波，雖距離高雄港較近，但是最大水位之到達時間卻是在165分鐘左右出現；由時序列圖可發現，雖前兩個波之波高值得注意，但約3小時後仍有可能有另一波顯著之波高變化；除高雄港外，其餘各港之波高變化並不顯著。由於東西兩岸水深不同以及波浪之繞射，故海嘯波於東西兩岸之港口到達時間並不相同。

當N2點發生地震所產生之海嘯波，距離花蓮港較近，所以花蓮及蘇澳兩港，在1小時之內即可感受明顯之水位變化，另外，由於蘇澳港在模式中之取樣位置較花蓮港為淺，故其波高較花蓮港為大；另外，由於長軸方向是在太平洋東岸，故主要海嘯波能量是往太平洋及台灣東岸傳遞，在接觸陸地後往南北兩方向傳遞，由於東岸水深較深，海嘯波傳遞較快，故最大波到達時間是呈逆時針分佈，即是花蓮港、蘇澳港、基隆港，最後是高雄港。水位之變化也約略呈逆時針分佈並有繞射效應，台中港之水位變化甚小，高雄港之水位變化應是來自於繞射效應由南北兩端傳遞之海嘯波所造成。

故發生於西南外海與東部外海之地震所產生之海嘯對國內各港口之影響亦有不同。發生在東部外海時，花蓮港及蘇澳港第一波即是最大波，且兩港均可發現明顯之水位降低，預警時間僅有10-20分鐘；最大波到達時間約略呈逆時針走向，台中港由於繞射效應以及海嘯波能量已有明顯衰減，故水位變化不大；高雄港之水位變化應是主要受南北兩端之繞射效應所造成之。若西南海域發生海嘯時，則是高雄港所當其衝，雖前兩個波與最大波相差甚近，但最大波仍要3小時後才會出現，也就是說雖然在海嘯初期即可感受明顯之水位變化，但仍要注意後續之異常水位抬升，在這個情形下，台中港之水位變化依然不具威脅性。

4.7 各港口之高威脅潛勢震源區域

互逆格林函數的最大絕對值代表可能有影響該地之海嘯發生範圍及其危險程度，並稱此互逆格林函數的最大絕對值為最大放大率 (max gain)。求出在範圍內每個點的最大放大率，可得其最大放大率分佈圖，

放大率若很大，即相對波高值很大。即相對波高值很大，圖4.24~圖4.29
即為六個港口之在六小時之內之放大率。

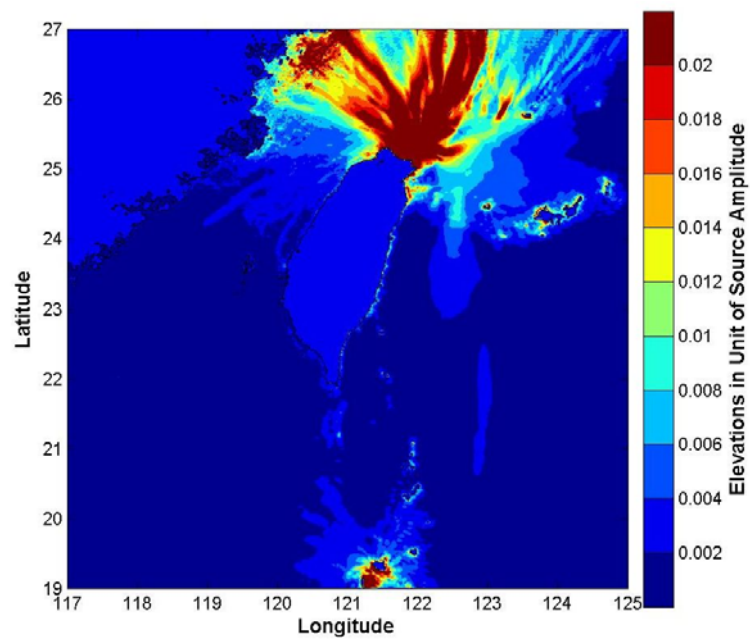


圖4.24 基隆港之放大率

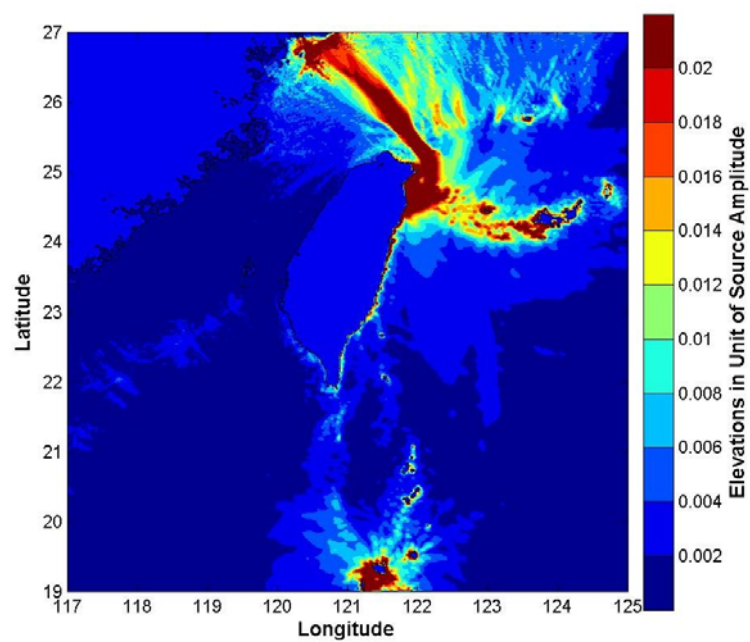


圖4.25 蘇澳港之放大率

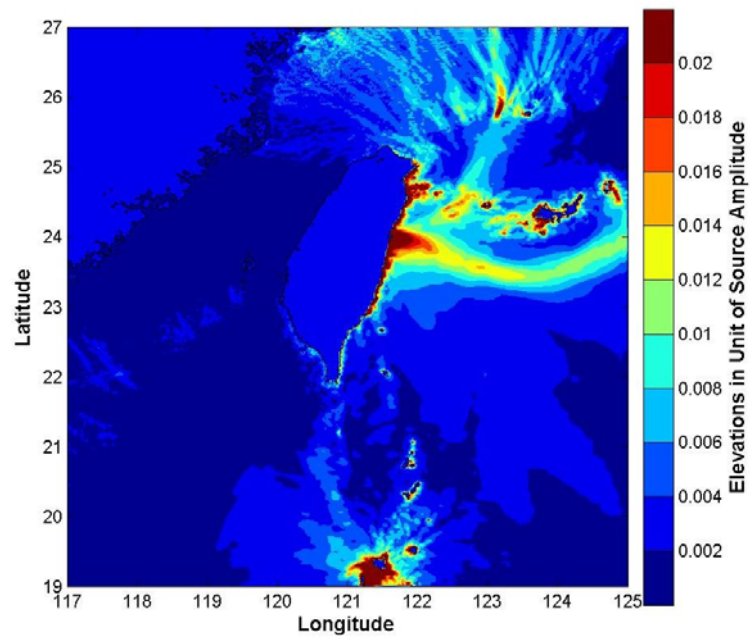


圖4.26 花蓮港之放大率

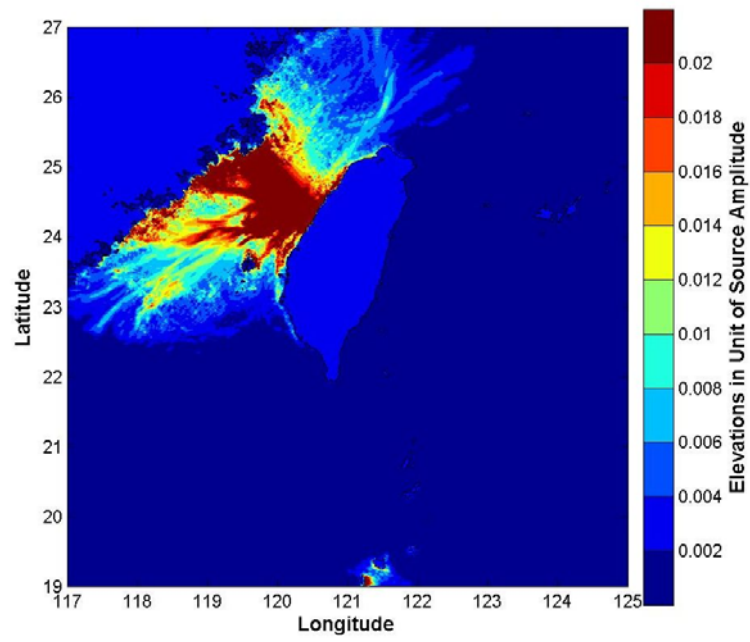


圖4.27 台中港之放大率

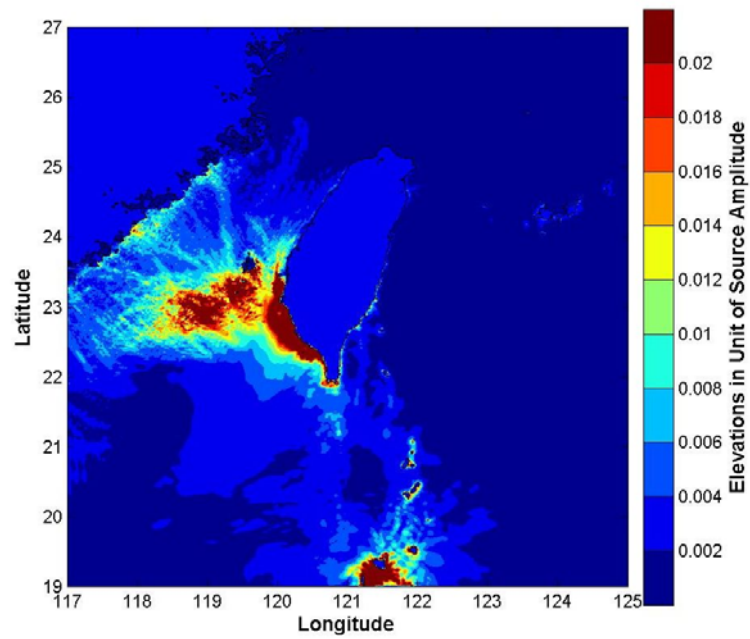


圖4.28 高雄港之放大率

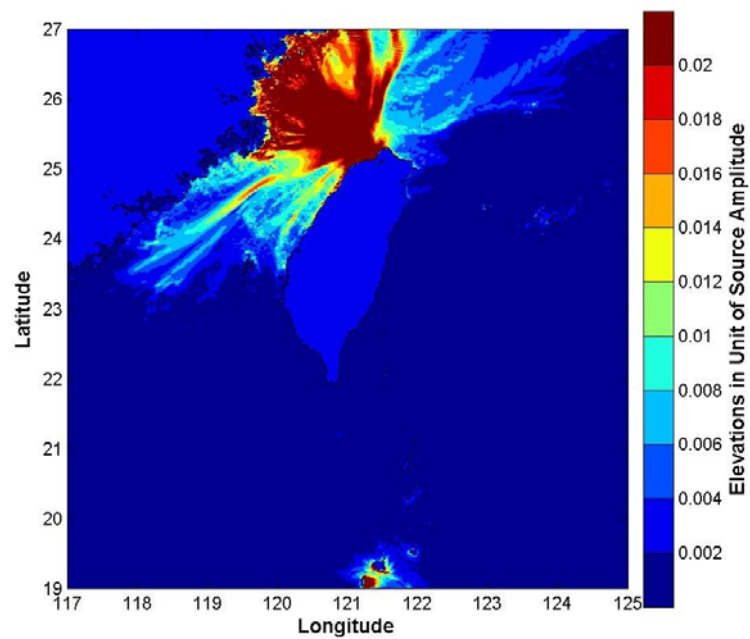


圖4.29 台北港之放大率

台北、基隆、蘇澳三港位於台灣北部，由以上各圖可以知道，對於這三個港口而言，發生在東海、琉球群島及龜山島一帶之海嘯最具威脅性；發生在花蓮外海之太平洋區域海嘯對花蓮港影響最大；發生

在中國泉州附近海域之海嘯對台中港威脅性最大；海嘯若於澎湖及西南海域發生，則對高雄港產生較大的威脅；另外，除台中港外，發生在呂宋島海域附近之海嘯對其餘五個港口也具有威脅性。

第五章 視窗化操作系統以及海嘯早期預警系統之建置

本章則是海嘯早期預警系統之概念及建置說明，為第三年及本年度之重點工作項目。5.1 先介紹目前各國海嘯預警之方式以及早期預警系統之概念及流程；5.2 節為介紹視窗化介面系統之建置方式；5.3 節為介紹斷層參數之選擇及輸入方式，併同 5.2 節整合為近域海嘯波高查詢系統。5.4 節為精進查詢系統至遠域，此節為本年度之工作項目之一，包含潛勢震源之擴展、遠端資料資擷取以及各港口之遠端格林函數之建立均是精進之重點；5.5 節為該系統與智利海嘯之驗證，可視為本年度之工作項目之一。

5.1 前言

由於互逆格林函數是由單位振幅所計算，故可以資料庫之型態事先建置完成，此一特點容易應用在海嘯早期預警系統上。對於海嘯預警而言，最重要的是第一波以及到達時間，一般遠域的海嘯可由水深估算到達台灣之時間，從太平洋東岸傳遞到台灣約需 28 小時左右，故即使遠域產生具有毀滅性之海嘯，台灣陸地也有足夠時間做後續應變之用。

臺灣之海嘯之預警作業由中央氣象局(CWB)統一發布，海嘯相關資訊均來自美國太平洋海嘯預警系統或是日本氣象廳；美國夏威夷之太平洋海嘯中心(PTWC)，接收美國地調所(USGS)之即時地震資料，當太平洋發生地震時，由數個驗潮站所得出之波高變化，預測海嘯波速及波高，並以數值方式模擬海嘯初波到達時間以及可能波高，對於遠地海嘯之預警作業幫助甚大；日本氣象廳(JMA)發展出獨立之海嘯預警系統，將日本海岸分為 18 個海嘯警報區，由分佈在全國之 74 個地震觀測站將地震資訊傳至海嘯預報中心(李等，<http://scman.cwb.gov.tw/eqv5/research/45vol/MOTC-CWB-95-E-26.pdf>)。由該中心判斷海嘯之可能性，並發布海嘯警報；其預報也會送至各相關單位進行必要之疏散作業；除此之外，泰國也正在發展其獨立之

海嘯預警系統。中央氣象局雖與太平洋海嘯中心連線，可掌握遠域海嘯對臺灣之影響，但是對於近域海嘯(例如琉球海溝或是馬尼拉海溝)則尚未建置獨立之海嘯預警系統。目前中央氣象局計畫在臺灣東北角(李等，2006)建置海底電纜式即時海嘯預警系統(媽祖計畫)，預計明年六月可進行完工測試；此外，中央氣象局亦在考慮西南部建立海嘯預警系統之可行性(李等，
<http://scman.cwb.gov.tw/eqv5/research/45vol/MOTC-CWB-95-E-26.pdf>)。

近域海嘯之預警系統建置之困難，首先在於地震測報技術尚無法進入應用階段，以致無法預測震源位置；其次，利用現行二維海嘯模式進行海嘯測報作業，需時甚久，長達數小時或是數天，對於近域海嘯實是緩不濟急。在 2009 年薩摩亞海嘯中即曝露出預警前置時間過短之缺失；2010.10.25 印尼蘇門答臘海嘯事件中，雖已投入大量經費設置海嘯預警系統，但仍因為管理及維護不當致使整個系統失效。最後，臺灣受海嘯侵襲機率較小，也欠缺實際海嘯紀錄比對數值模式之計算結果。同時，「假警報」之問題也需要進一步考慮(陳，2004)。

故本計劃之海嘯早期預警之構想，即是利用互逆格林函數之高計算效率，在遠/近域海嘯發生後，能夠快速掌握可能之最大波高以及到達時間，提供給各港務局作為後續應變之作為之參考。其早期預警系統主要流程如圖 5.1 所示。

本操作系統是由 Matlab 軟體所建構而成，該軟體提供了方便之數學運算指令及圖形繪製，更提供了內建之操作者介面設定程序；使用者本身不須安裝 Matlab 軟體，僅須下載編譯器等基本套件即可於個人電腦上執行查詢作業。

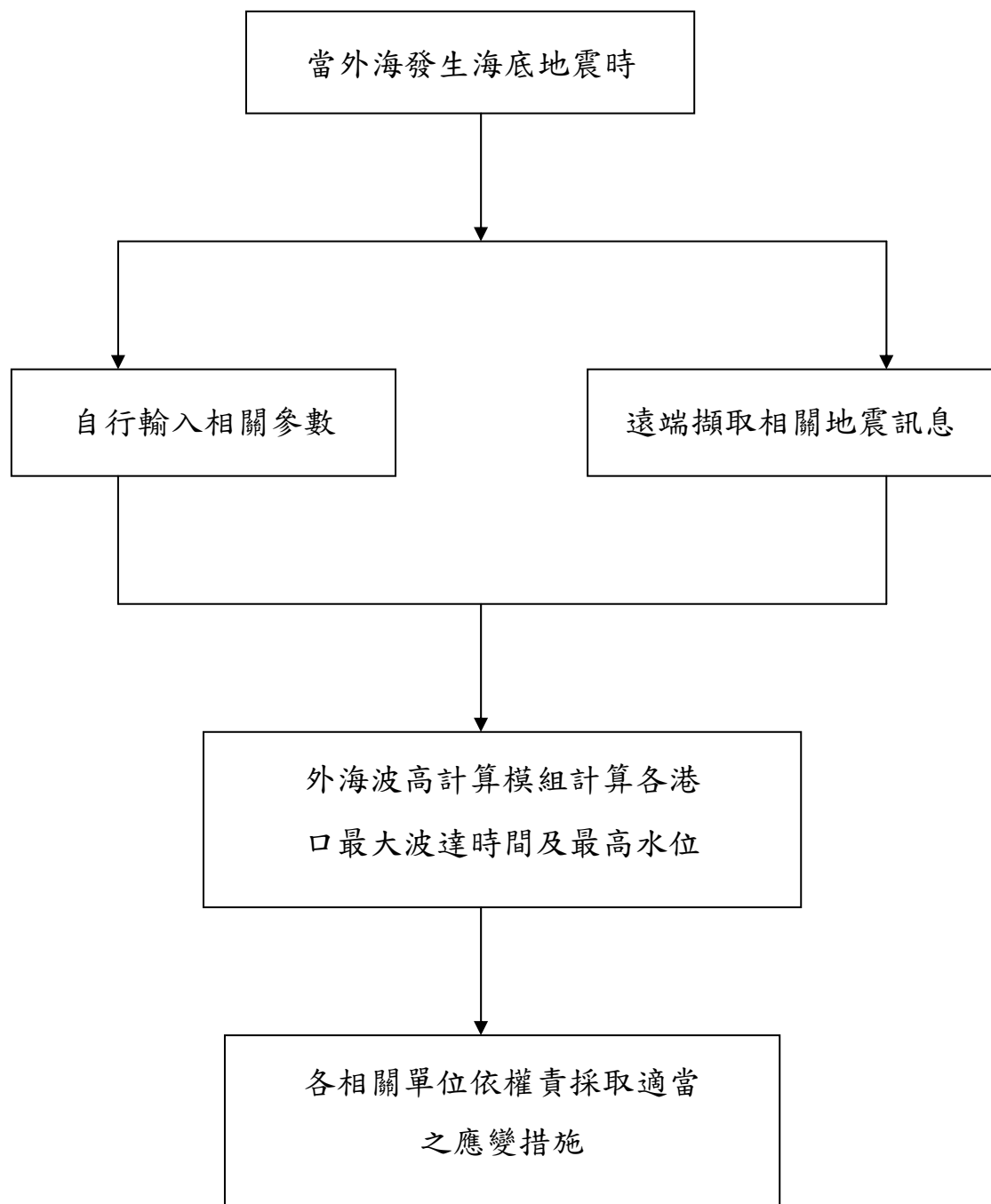


圖 5.1 海嘯早期預警系統之初步規劃圖

5.2 介面操作系統之建置

本計畫初期利用Matlab內建的介面設計模組GUIDE (Graphic User Interface Design Environment)，提供使用者一個設計「圖形使用者介面」(Graphical User Interface, GUI) 的程式設計環境，建立近域之海嘯預警系統。它可以產生每一個控制物件的標準反應函式，使用者只要填入所需的指令或敘述。並利用滑鼠快速地拖曳出所需的介面物件及其大小；類似VB的物件導向概念。其基本建立程序如下：

- (1)如圖 5.2 所示。在 Matlab 的命令視窗鍵入'guide'便可啟動，GUIDE 設計模組並選擇起始介面的面板。

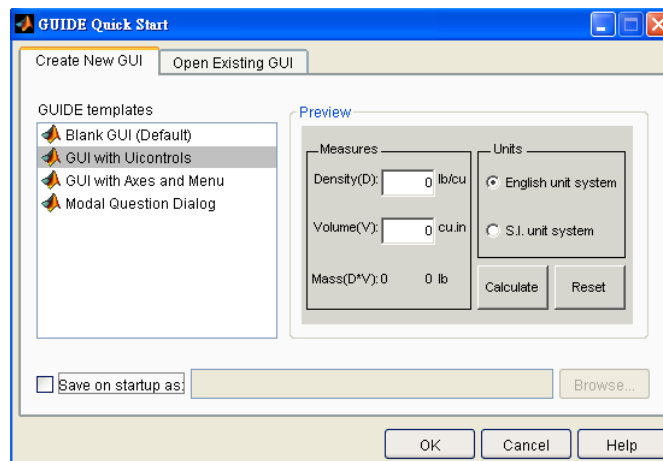


圖 5.2 GUI程式設計環境

- (2)利用左列的物件選單將所需子面板及物件拖曳到面板並進行排版，在介面主程式內撰寫特定物件的介面互動程式。如圖 5.3 所示。
- (3)上圖為編譯完成後的執行畫面，於左上方的面板輸入相關斷層參數(斷層長度、寬度、滑移量等)。或是選擇直接輸入地震矩規模自動產生斷層經驗參數。
- (4)輸入完成後點選確定按鈕之後便會根據斷層參數計算起始波源，並於右上圖輸出波源的水位分佈。如圖 5.4 所示。
- (5)起始波源設定完成後，在預報時間長度的面板(左中)選擇 90 或 180 分鐘水位預報。

(6)最後於左下角面板選擇預報地點進行水位預報。如圖 5.5 所示。

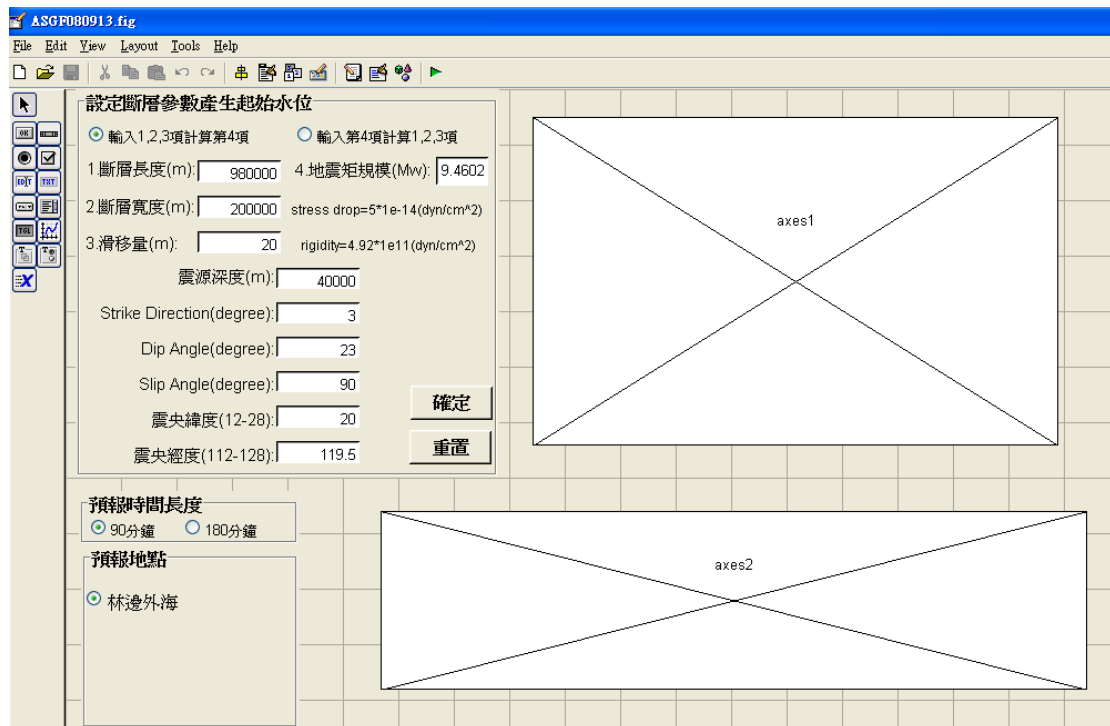


圖 5.3 視窗化操作系統之建立與排版

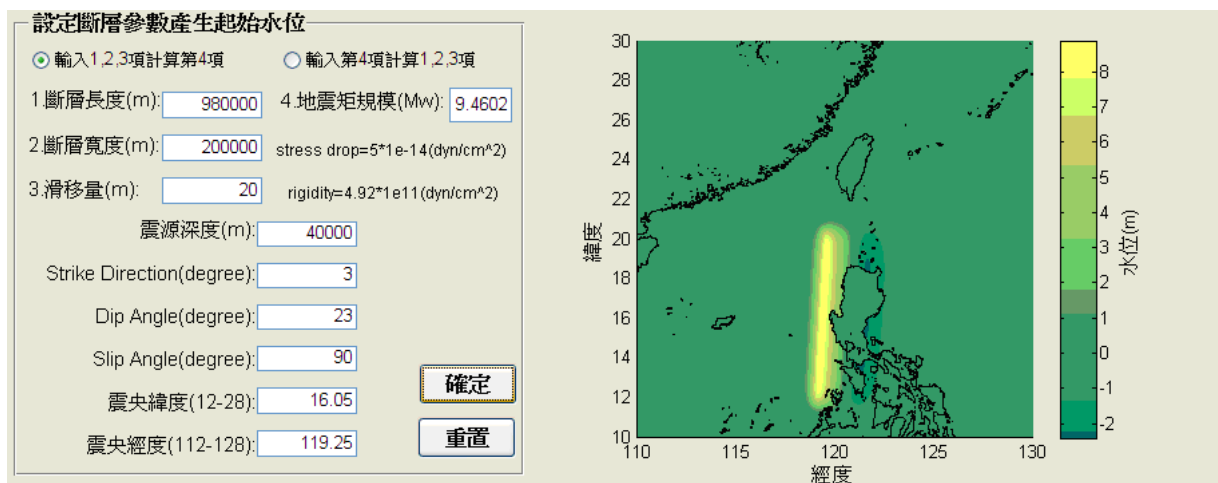


圖 5.4 視窗化介面之編譯完成圖

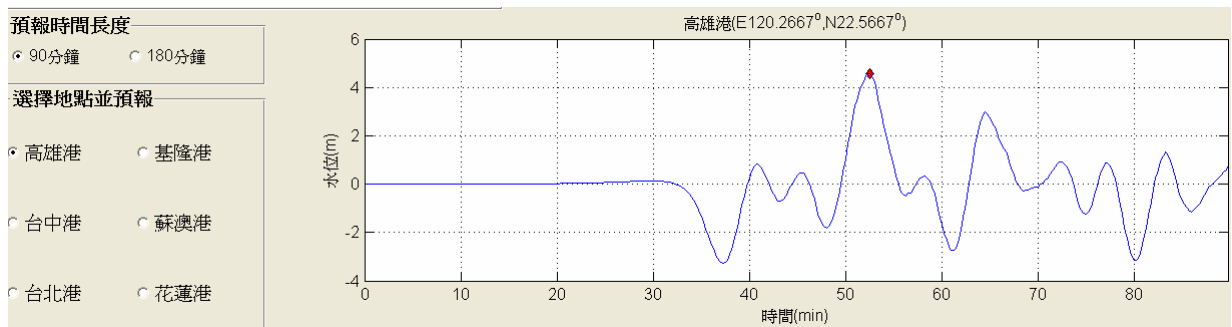


圖 5.5 視窗化介面之計算成果圖

5.3 參數之選擇

本系統之參數輸入方式有兩種，一是輸入斷層長度、寬度及滑移量，計算地震矩規模；一是直接輸入地震矩規模，反算斷層長度、寬度及滑移量。就地震警報而言，得知地震矩規模較為容易也較為一般人所接受；斷層長度等資料由於海底斷層探測比較不易，故斷層尺度之換算通常也經由經驗公式得出，其他之斷層參數(例如走向等)可參考 HCMT 等網站得知。表 5.1 為 Megawati et al.(2009)所建議之馬尼拉海溝 33 個子斷層之斷層參數表，實際進行參數輸入時，可供參考之用。

該系統初期僅考量近域海嘯對台灣之影響，目前可使用於震央範圍為東經 110~130 度，北緯 10~30 度之間，故一般而言，海嘯波約可在 30 分鐘至 1 小時之內到達台灣，故該系統初期最大預報時間為 3 小時，故預報時間為自海嘯波到達預報點位後之 90 分鐘至 180 分鐘，以近域海嘯而言，應屬足夠，但對於遠域海嘯之需求自是有改進之空間；至於遠域海嘯部份，則詳見次節所述。

海嘯成因眾多，本系統目前僅適用於因海底地震所產生之海嘯；在計算效率方面，以恆春地震為例，若不考慮近岸波浪非線性之模擬，則使用傳統海嘯數值模式進行全區域模擬且進行後續資料處理則約需 1~2 天；使用本系統計算相同案例，由於已事先完成資料庫運算及建置，故僅需於地震發生初期得知海嘯初始水位即可進行運算以及圖形畫輸出，僅需數分鐘即可完成計算作業；此外，本系統主應用程式及其他所需資料庫檔案約需 2GB 之空間，故極適合於一般個人電腦與筆記型電腦執行。

表 5.1 馬尼拉海溝33個子斷層之斷層參數表
(請參閱Megawati et al., 2009)

No.	Strike(degree)	Dip(degree)	Slip(degree)	Depth(km)	Length(km)	Width(km)
1	324.46	21.78	90	7.5	40.41	19.3
2	325.2	11.26	90	7.5	54.19	38.68
3	318.66	6.55	90	7.5	54.09	66.93
4	332.4	5.79	90	7.5	54	75.68
5	0.26	6.47	90	7.5	53.89	67.52
6	7.39	11.5	90	7.5	80.59	37.51
7	5.85	10.01	90	7.5	53.56	43.13
8	355.99	8.46	90	7.5	53.43	51.06
9	358.34	7.18	90	7.5	53.28	60.09
10	2.5	6.16	90	7.5	53.14	69.93
11	16.26	6.52	90	7.5	52.99	65.93
12	40.34	5.93	90	7.5	105.57	72.15
13	35.93	5.36	90	7.5	52.6	79.67
14	21.46	5.7	90	7.5	78.62	74.61
15	352.23	3.28	90	7.5	78.24	129.36
16	332.43	6.25	90	7.5	103.81	67.36
17	339.52	7.62	90	7.5	51.68	54.86
18	341.26	9.89	90	7.5	46.82	41.97
19	326.63	28.87	90	35	37.5	37.27
20	351.15	25.45	90	35	54.14	43.11
21	333.5	30.86	90	35	134.88	34.22
22	357.94	20.98	90	35	53.76	53.11
23	11.3	24.22	90	35	133.84	45.09
24	9.3	18.22	90	35	53.29	61.36
25	10.9	15.85	90	35	53.15	70.96
26	47.78	12.76	90	35	105.9	88.63
27	30.91	14.73	90	35	131.68	75.92
28	37.06	16.31	90	35	52.41	67.88
29	24.75	23.79	90	35	104.39	44.85
30	302.02	31.89	90	35	51.99	31.66
31	340.64	19.63	90	35	103.67	55.05
32	320.54	16.07	90	35	77.33	67.83
33	326.04	24.96	90	35	21.26	41.86

5.4 操作系統介面之精進

第三年計畫中，已利用前章所述之互逆格林函數建置近域早期海嘯預警系統，能提供國內高雄港在內之數個重要港口在台灣近岸有海嘯發生疑慮之時，於數分鐘之內提供最大波高及到達時間，供各港務局做為後續應變作為之依據。

第四年(即本年度)之計畫擬將原有之介面系統擴大至遠域海嘯部分，即是將可能之震源區擴展至環太平洋地震帶。在此必須強調的是，本系統並無取代目前現行之海嘯預警流程及機制，僅是提供足夠之預警時間於各港務局作為應變作為之參考。

5.4.1 各國際港之遠域格林函數及預測點位

前章已說明本系統仍須借助數值模型進行八個主要港口之格林函數資料庫之事前建置，資料檔為減少硬碟容量，故以nc檔格式儲存，總計需要1000GB之硬碟空間。模式計算範圍包含整個環太平洋地震帶，東經99度~西經69度，南緯48度~北緯67度，如圖5.6所示。網格為2分，最長計算時間為30小時(考量海嘯波自太平洋東岸傳遞至台灣所需之時間)。

圖5.7為主要港口之位置。前章雖有說明格林函數之最適水深為50m，但實際上受限於台灣東西兩岸地形不同，東岸陡峭西岸平緩，且離陸地亦不能過遠，故實務上之點位選擇仍須配合當地地形條件。

由於資料相當龐大，採用nc檔格式儲存，除了配合視窗介面外，此種檔案格式可有效降低所需硬碟空間，約比文字檔少50%，即是如此，八個港口之遠域格林函數仍需960GB，均以呈交台灣技術研究中心。

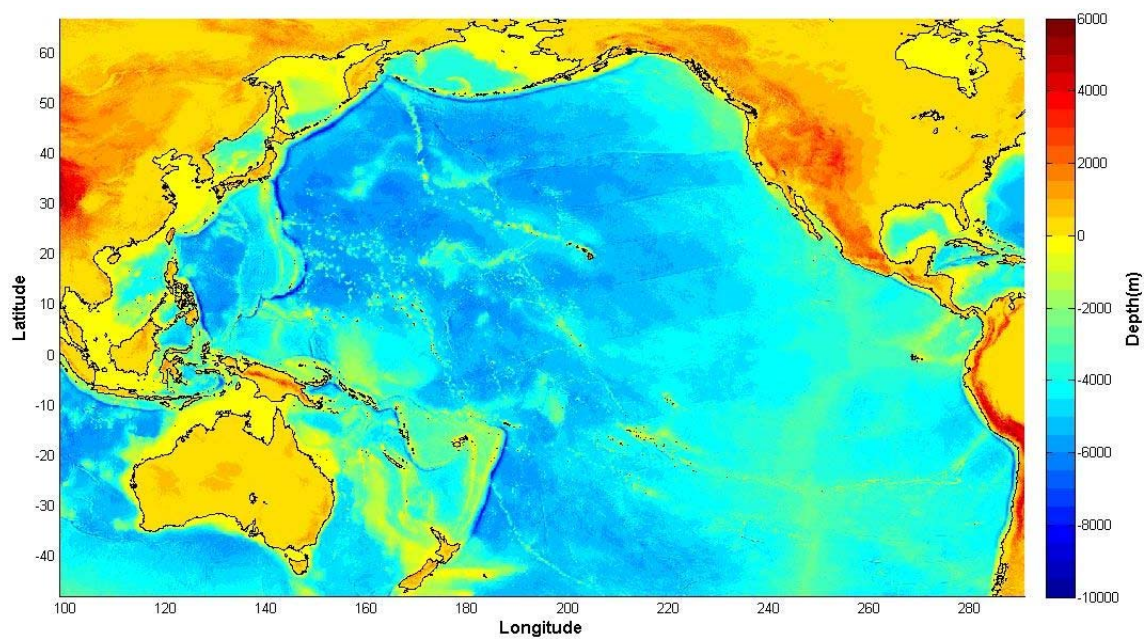


圖 5.6 視窗化系統之計算範圍圖

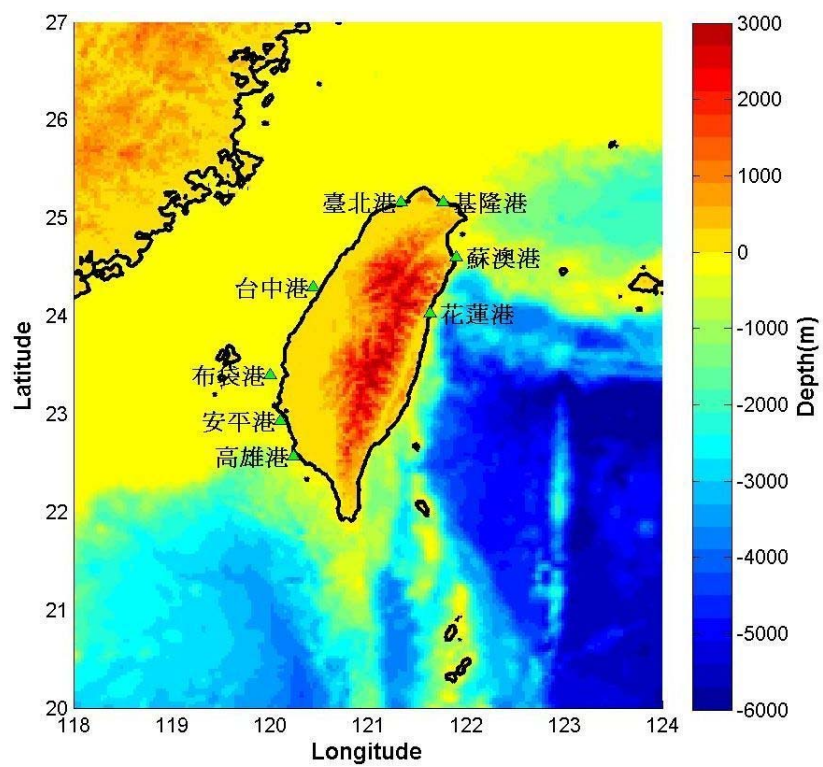


圖 5.7 國內各主要港口之位置

本節利用互逆格林函數計算高雄港、基隆港、台中港、花蓮港、台北港、蘇澳港外海之水位，各港口之預測點位如圖 5.8~5.13 所示。其位置及水深如表 5.2 所示。因近岸之海嘯波高必須考慮地形等非線性作用，故預測點位之水深必須考量實際地形挑選符合互逆格林函數之要求，另外也必須配合網格之格點，故預測點之點位多選擇各港口之外海處。

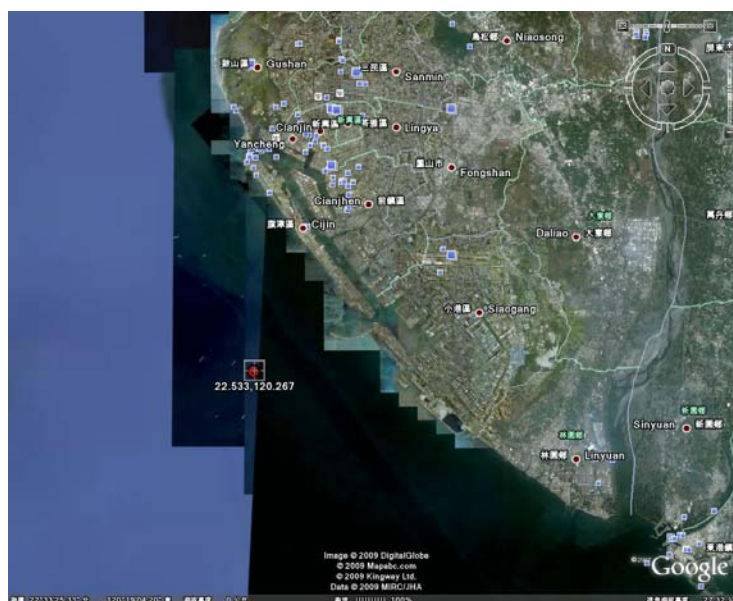


圖 5.8 高雄港之預報點位圖

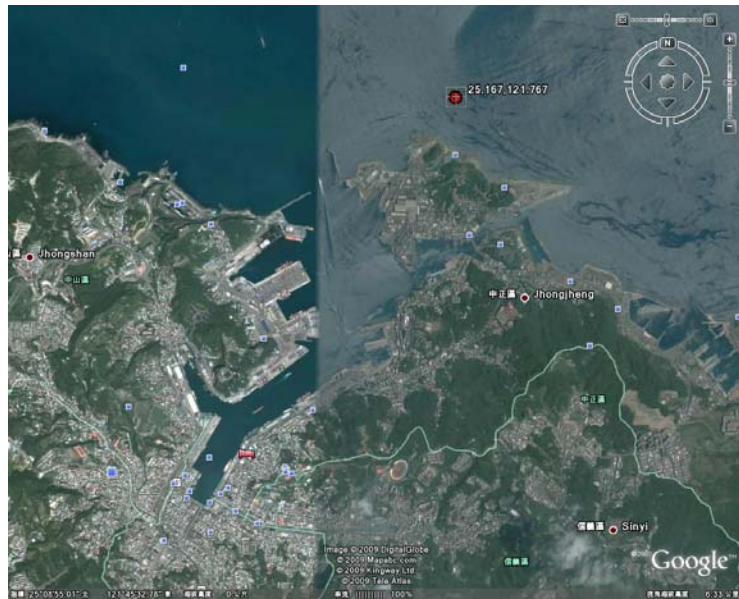


圖 5.9 基隆港之預報點位圖

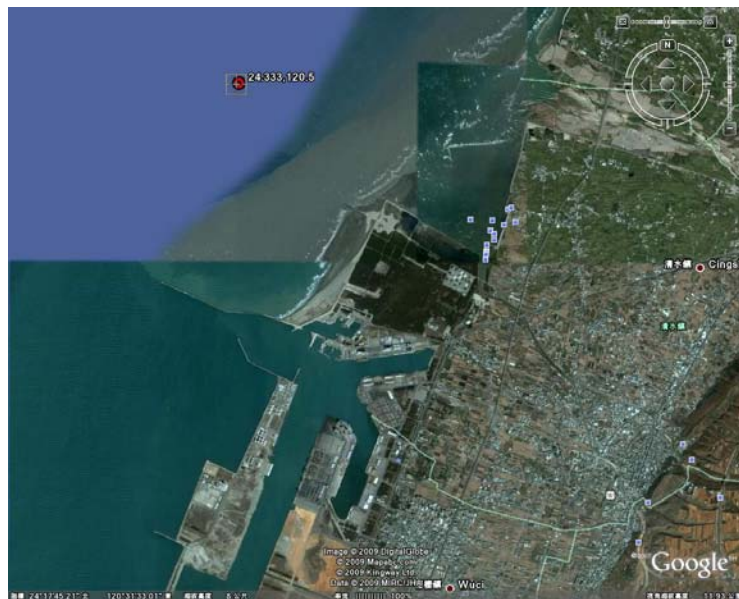


圖 5.10 台中港之預報點位圖

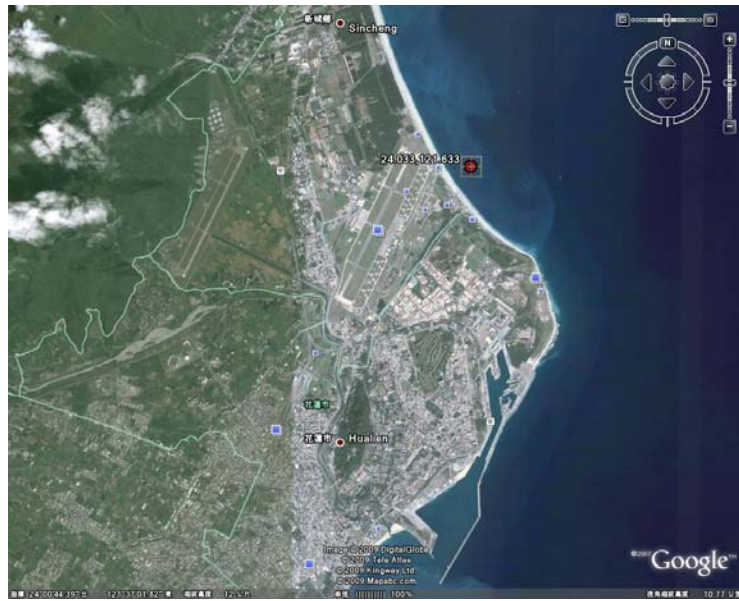


圖 5.11 花蓮港之預報點位圖

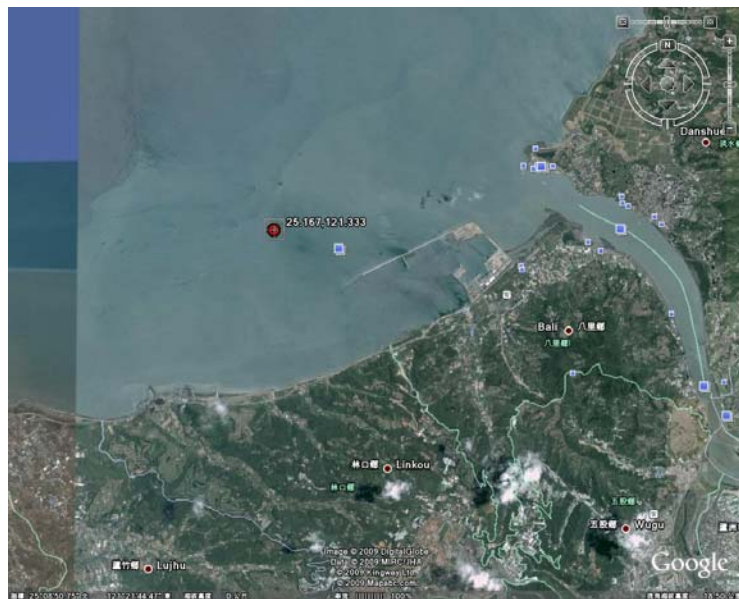


圖 5.12 台北港之預報點位圖

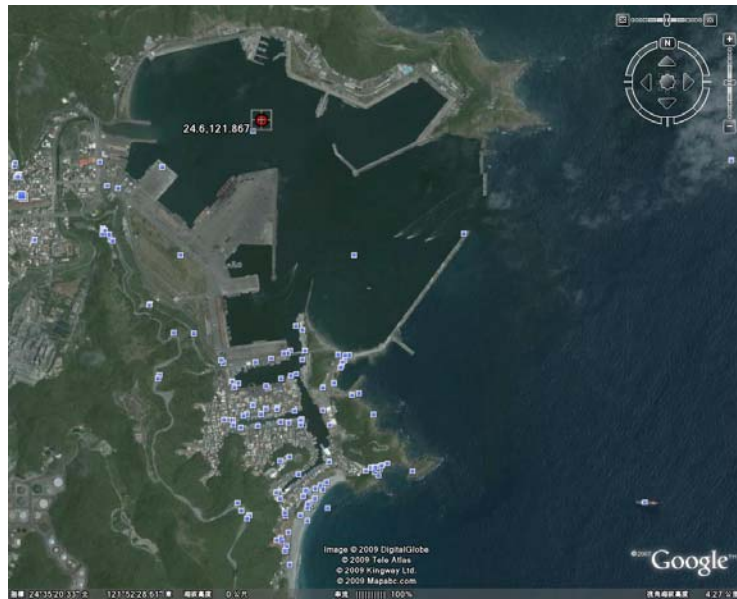


圖 5.13 蘇澳港之預報點位圖

資料來源：以上各圖取自 Google Earth

表 5.2 各港預報點位之水深

預報點位	水深(m)
高雄港	47m
安平港	21m
布袋港	27m
台中港	23m
台北港	21m
基隆港	23m
蘇澳港	25m
花蓮港	118m

5.4.2 海嘯預警系統之精進-遠域海嘯部分及資料擷取

本年度計畫欲精進前年之近域海嘯預警系統，使之可能震源區擴展至環太平洋地震帶部分，由於幅員遼闊，故原設計介面之配置也一併進行重整；使用者於操作介面上可輸入相關地層參數及選擇計算點位；系統可於介面上顯示震央位址、初始水位及計算點位3小時之內之水位變化；遠端資料來源仍是即時擷取美國USGS之地震即時資料，當有地震資料時，系統可自動擷取即時資料進行後續預報作業。

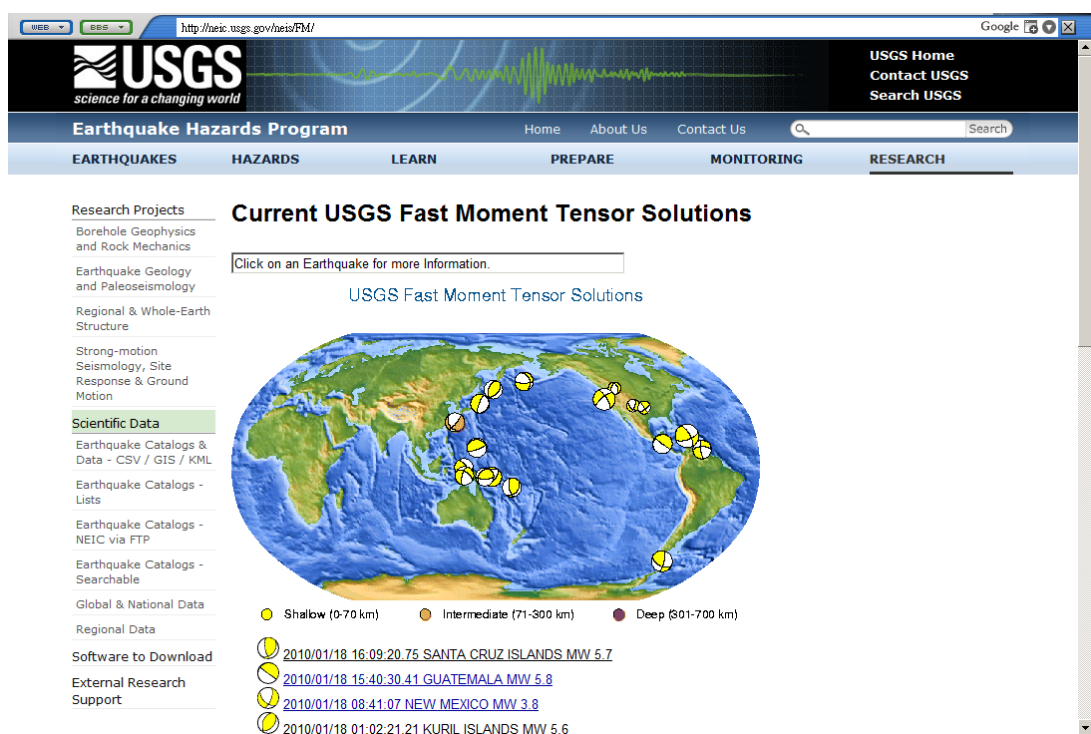


圖 5.14 美國 USGS 資料庫

NEIC 之地震資料庫約在地震發生後約 1 小時可遠端擷取其參數；但是這對於震央發生在台灣周邊海域恐有不及，因此在台灣區附近(東經 119 度~123 度，北緯 21 度~26 度)採用中央氣象局之地震即時資料 (<http://cwbsnbb.cwb.gov.tw/CMT/quick/quick.html>，如圖 5.15 所示)，約在地震後 5 分鐘即可獲得相關訊息，其他區域仍使用 NEIC 之資料。圖 5.16-圖 5.17 為遠域海嘯預警系統之圖示說明。

Quick CMT Reports:

[Recent Qcmt Distribution In Taiwan](#)

Subscribe Quick CMT											
Date	Time(UT)	Lat.	Lon.	Dep.	Mw	Strike	Dip	Slip	Misfit	CMT	Detail
2010-11-10	9:36:58.70	22.87	121.26	18.00 18	3.70	216 344	39 63	135 60	0.504		Trace Map Image Solution
2010-11-09	18:30:52.90	24.55	121.82	9.80 12	3.70	96 6	71 89	1 161	0.581		Trace Map Image Solution
2010-11-08	13:1:21.30	23.22	120.41	19.90 17	4.50	337 218	42 67	37 126	0.584		Trace Map Image Solution
2010-11-06	0:22:6.50	24.04	121.93	57.30 59	3.40	127 27	64 69	23 152	0.651		Trace Map Image Solution
2010-11-04	18:22:25.50	22.05	121.61	42.20 44	3.60	257 11	33 75	153 60	0.712		Trace Map Image Solution

圖5.15 中央氣象局網站之即時地震資料

精進後之視窗介面較原有之介面少了斷層長寬及滑移量，此一方式並不影響預報之結果，此乃因斷層長寬及滑移量是經由地震矩規模及彈性半空間錯移模型計算而來，故實際上僅需要得知地震矩規模即可。

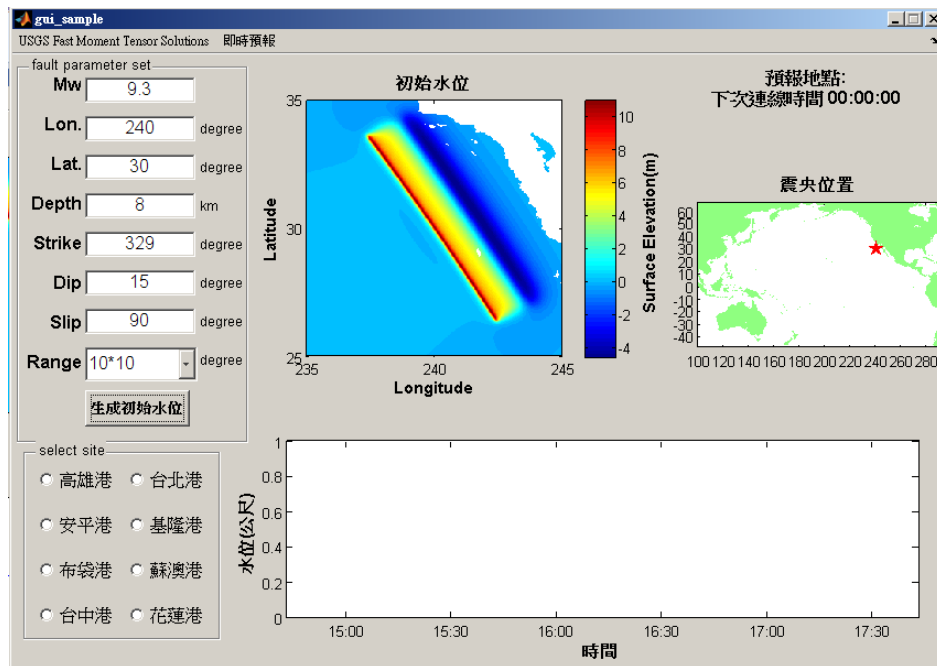


圖 5.16 新視窗化作業介面

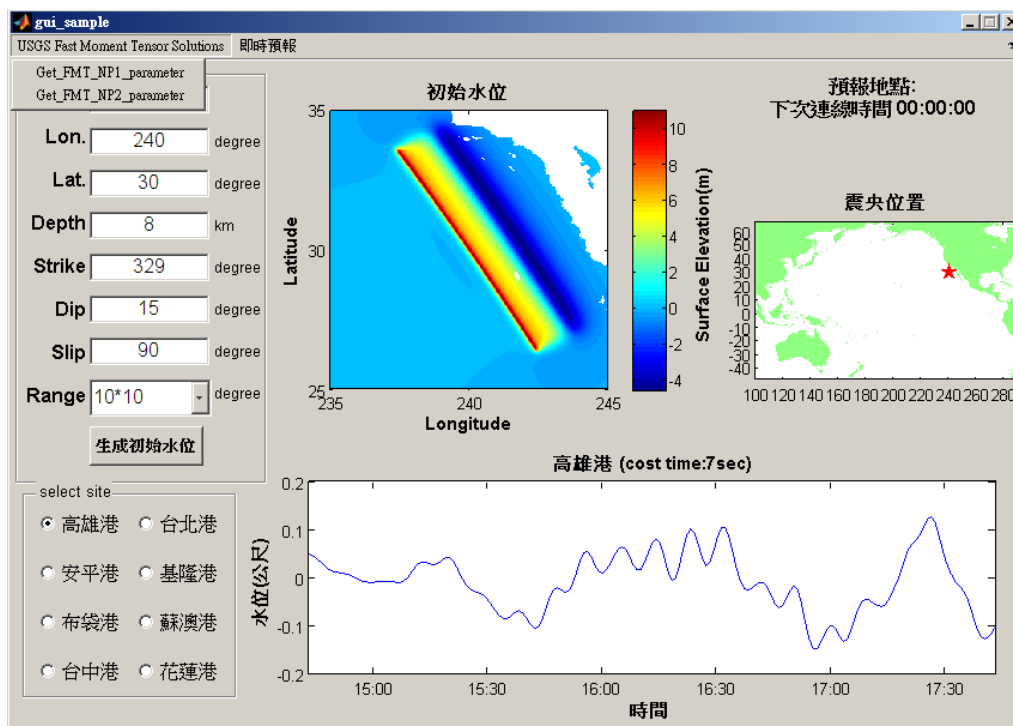


圖 5.17 遠域海嘯對高雄港之影響測試成果圖

5.4.3 實例操作

本節將利用2010年4月26日蘭嶼地震之案例作為操作範例，並經由系統計算出對於基隆及蘇澳港之影響；該起地震為本年第43起區域型地震，發生時間為2010年4月26日早上10點59分51秒，震央為東經123.74度，北緯22.15度，即是台東蘭嶼地震站東方225.9公里，震源深度73.4公里，芮氏規模6.8，如圖5.18所示。圖5.19~圖5.21即為系統計算出花蓮、蘇澳、基隆等三港之三小時內之水位變化。

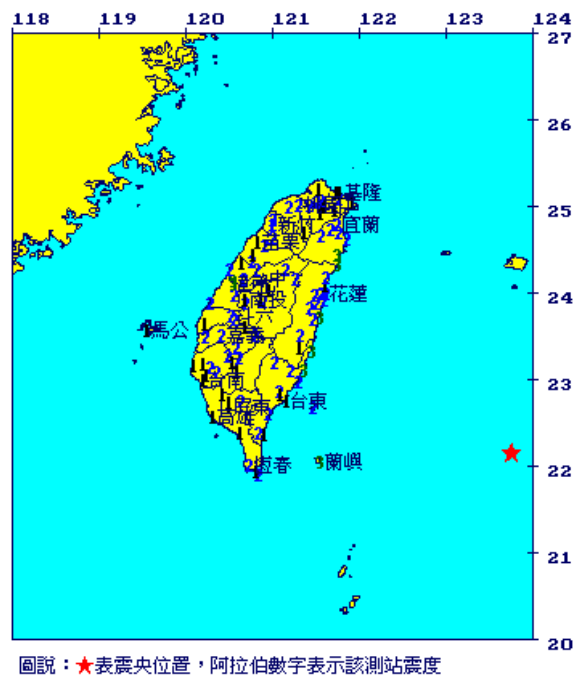


圖5.18 蘭嶼地震震央位址圖

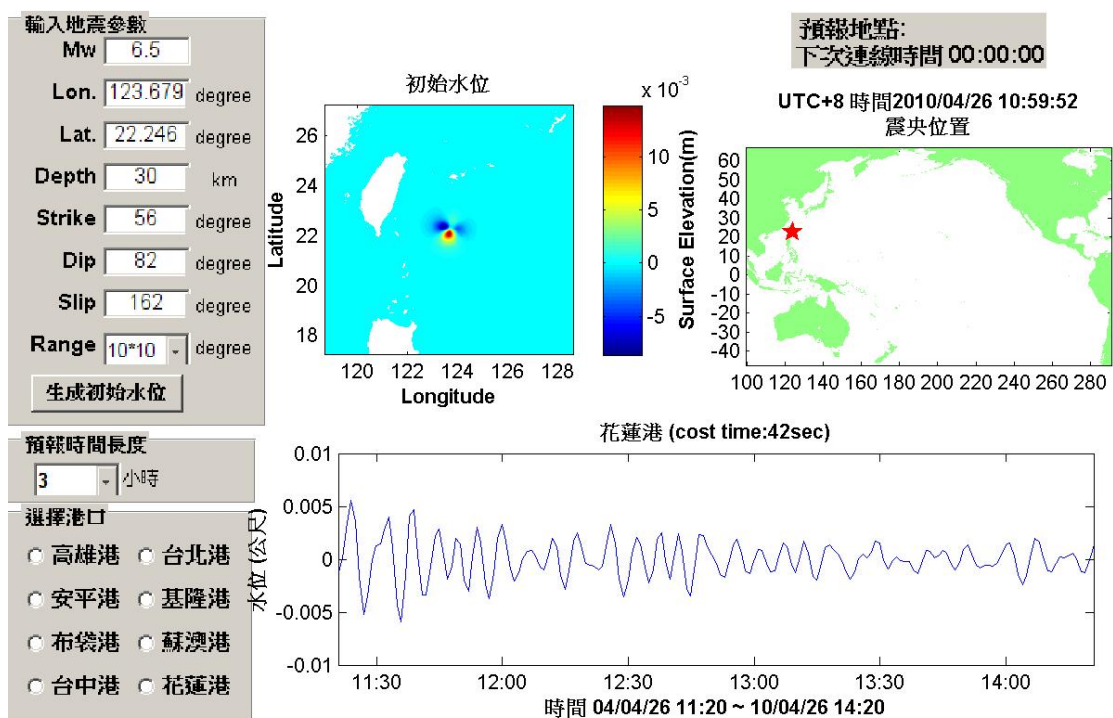


圖5.19 花蓮港於蘭嶼地震之預報成果圖

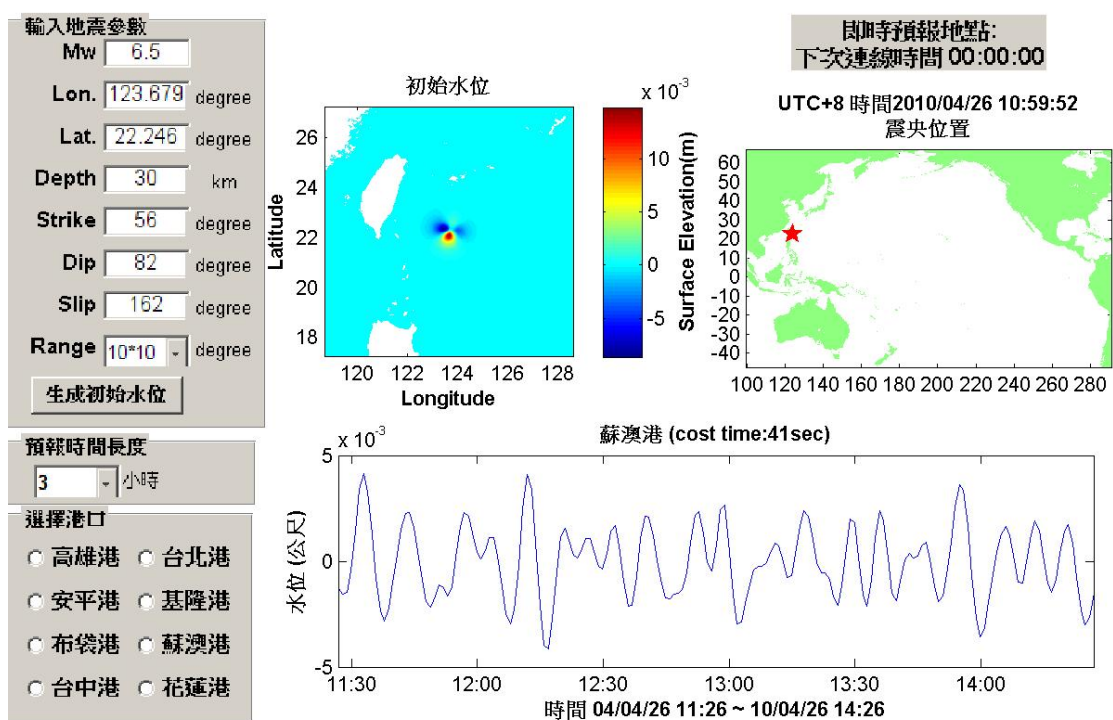


圖5.20 蘇澳港於蘭嶼地震之預報成果圖

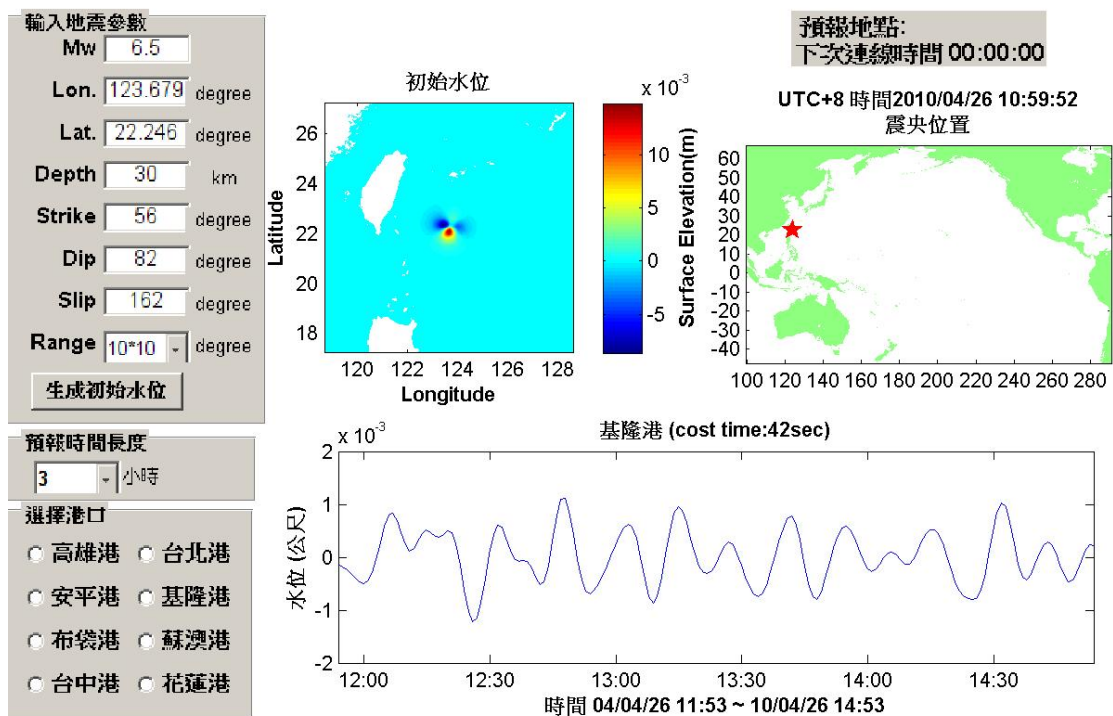


圖5.21 基隆港於蘭嶼地震之預報成果圖

由圖可以觀察出，該起地震對花蓮港影響較為明顯，其水位變化約為1公分左右，其餘兩港約為0.5~0.7公分左右；另外，也可以發現，地震發生時，花蓮港由於距離震央較短且預報點位較靠近岸邊，水位退卻變化幾乎無法顯示，故計算之水位變化是類似波峰先到達；蘇澳港雖有短暫之水位退卻變化，但不甚明顯，基隆港則會產生較為明顯之水位退卻後，波峰才會到達。

5.5 海嘯預警系統的驗證

前章所述之互逆格林函數雖可證明與傳統海嘯數值模式計算結果十分相符，但仍缺乏與海嘯實例之比較；本節將說明本年度利用交通部港灣研究中心在基隆港外所佈放之ADCP系統所量測到2009年智利海嘯之水位變化，與本系統所計算之結果作為驗證。

台灣時間2010年27日下午2點34分於智利發生芮氏規模8.8之大地震，夏威夷太平洋海嘯警報中心即針對智利與秘魯沿岸發布最高層級海嘯警報，另外環太平洋53個國家和地區，包括部分亞洲地沿岸區亦

在警報範圍內。根據太平洋海嘯警報中心的紀錄智利沿海地區出現數十公分至2米多的海嘯高度，美國及墨西哥東海岸、夏威夷都觀測到數十公分的海嘯高度。而日本氣象廳的沿岸觀測紀錄有1米多的海嘯高度。

驗證之方法利用總體經驗模態分解法 (Ensemble Empirical Mode Decomposition，簡稱EEMD)的方式解析智利地震所引起海嘯傳達至基隆港外的水位觀測資料，藉以了解海嘯到達時間以及海嘯高度。同時將美國國家地震資訊中心(U.S. ,National Earthquake Information Center)對智利地震估算的FMT解(Fast Moment Tensor solution)代入海嘯預報系統，藉以計算基隆港附近海嘯的預報水位。最後比較海嘯預報系統產生的水位與EEMD解析出的海嘯水位兩者的差異。

5.5.1基隆港水位資料來源與總體經驗模態分解法(EEMD)

交通部港灣技術研究中心在基隆港東防波堤外水深44m處設置的剖面海流表面波浪與潮汐之監測系統(Acoustic Wave and Current Profile system，簡稱AWCP系統)，設置地點如圖5.22所示。儀器設定的觀測頻率為1Hz，紀錄每小時的第10至第44分鐘觀測水位及水分子運動速度。根據中央氣象局預測，海嘯波從智利外海約需經過26小時後抵達基隆，其時間為2010年2月28日下午四點多。故此研究取2010年2月28日的水位資料(圖5.23)來進行驗證海嘯的水位高度。



圖 5.22 交通部運輸研究所港灣中心基隆港觀測站儀器安裝位置

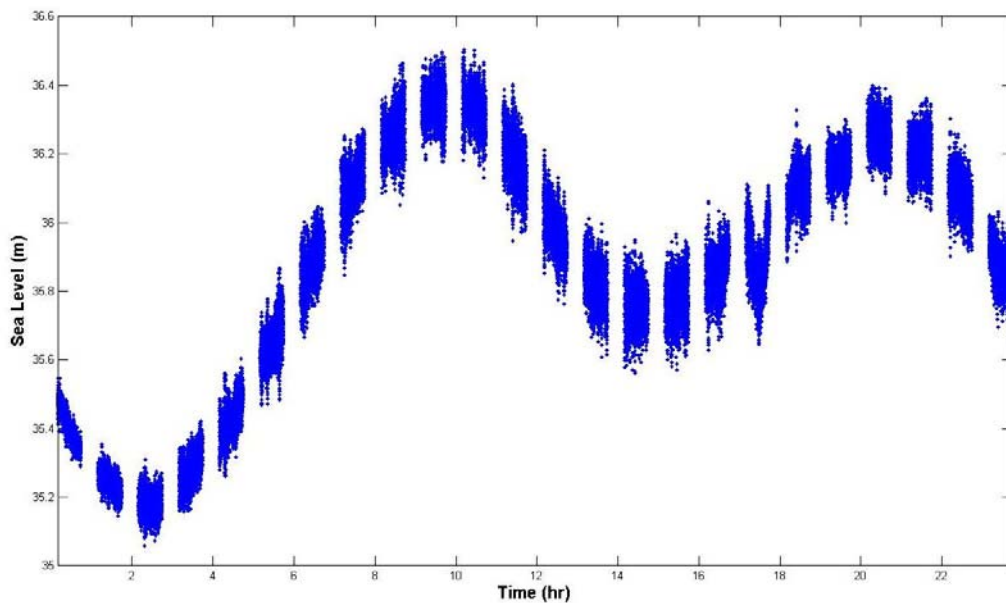


圖 5.23 測站之實測水位

傳統之經驗模態分解法會產生混模(mode mixing)問題，即在同一個 IMF 裡會有不同尺度的訊號混雜，或者是同一尺度的訊號出現在不同的 IMF。產生混模的主要原因是部分訊號在整段時序資料中呈現斷斷續續的分布，而非連續性分布；加以海面水位變化的資訊常是非線性(nonlinear)與非穩態(nonstationary)，所以不適合傅立葉系列的分析方

法，故本研究利用Wu and Huang(2008) 之EEMD分析法。此方法能將原始訊號分解成多個本質模態函數(Intrinsic Mode Function，簡稱IMF)。EEMD的基本作法就是把一組白噪序列(white noise series)加入目標訊號分解後可得到一組IMF分量，再將多組不同白噪序列分別加入目標訊號分解出各自的IMF分量組，分別將每個IMF分量組其相對應的IMF分量加總平均後求得一組IMF分量，此IMF組即為最終的結果。本文使用國立中央大學數據分析方法研究中心所提供的EEMD分析程式，而加入的白噪組數設定為500組。

本文使用的海嘯預報系統基本運作分為地震引起初始波源生成與互逆格林函數計算預報水位兩部分。前者利用美國國家地震資訊中心的FMT解代入Mansinha and Smylie(1971)提出的彈性半空間錯移模型(elastic half-space dislocation model)，此斷層模式主要是計算走向滑距及傾向滑距在垂直地表方向的分量，即垂直位移的總量，藉以獲得地震引發的海嘯初始水位。

海嘯預報系統的操作介面如圖5.24所示，操作步驟首先要產生初始水位，在左上"輸入地震參數"的選單輸入地震規模(Mw)，震央經度(Lon.)，震央緯度(Lat.)，深度(Depth)，斷層走向(Strike)，傾角(Dip)，滑移角(Slip)，並選擇起始水位生成的範圍(Range)，最後按下"生成初始水位"的按鈕便會呈現地震造成的初始水位，以及震央位置的示意圖。其後於"預報時間長度"的選單中選擇預報水位時間長度，水位顯示的起始時間由互逆格林函數估計的第一波到達時間來決定。最後於"選擇港口"的選單點選所需的水位預報地點來產生預報水位，時間解析為1分鐘。目前提供八個港口在地震發生後28小時內的預報功能，容許的海嘯初始水位區域在經度東經100到西經70度，南緯47度與北緯66度。

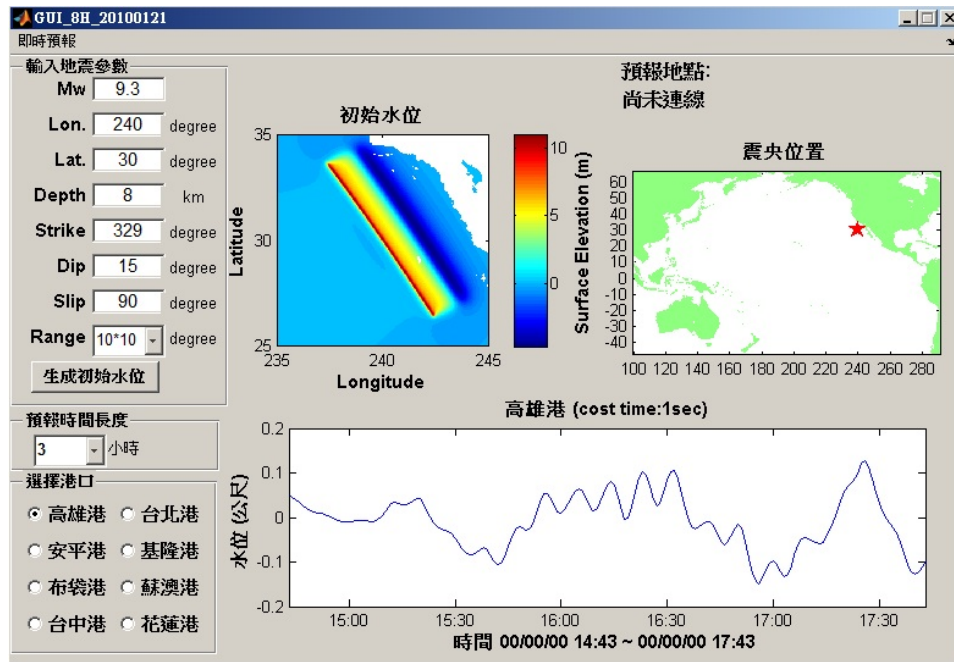


圖 5.24 海嘯預報系統之操作介面

5.5.2 驗證結果

由前章可知，海嘯波自太平洋傳至台灣時，基隆港是由波谷先至；由水位資料(圖5.25)大略可看出第一波海嘯較明顯的波谷到達時間在2010年2月28日的下午5~6點之間，故取下午5點10~44分之水位來分析海嘯水位。由於海嘯波及潮汐同屬於長週期波，若考慮海嘯的周期大於資料觀測的時間長度34分鐘，則EEMD分解水位所得的海嘯分量容易和長周期的潮汐分量的訊號一起被分到餘訊(residual signal)，故有必要先濾除潮汐訊號。

由圖5.25可知下午3~7點大致處於漲潮時期，為避開海嘯的影響，在此僅用下午3點10~44分和下午6點10~44分兩個時段的水位資料求取線性迴歸參數，藉以計算潮位(圖5.25之藍線)。將5點10~44分時段之水位扣除潮位後可得到濾潮後之水位(圖5.26)，以該水位進行EEMD分析，此時的餘訊便可代表海嘯的訊號。

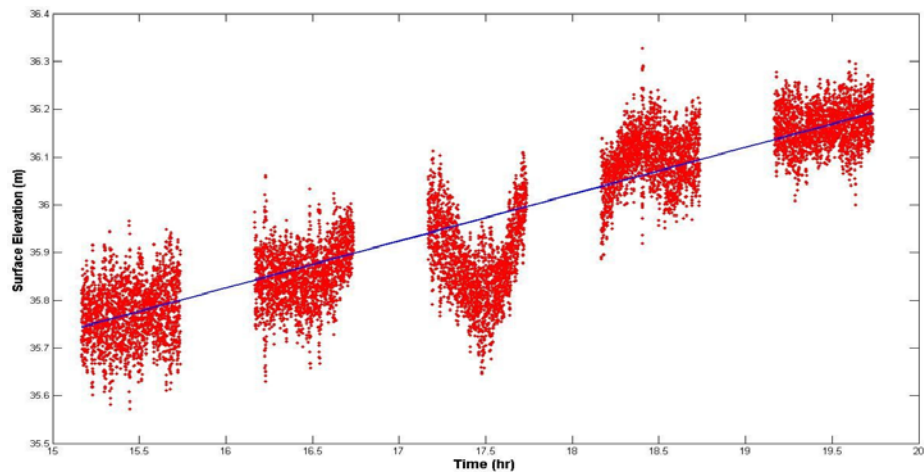


圖 5.25 分析用之實測水位資料

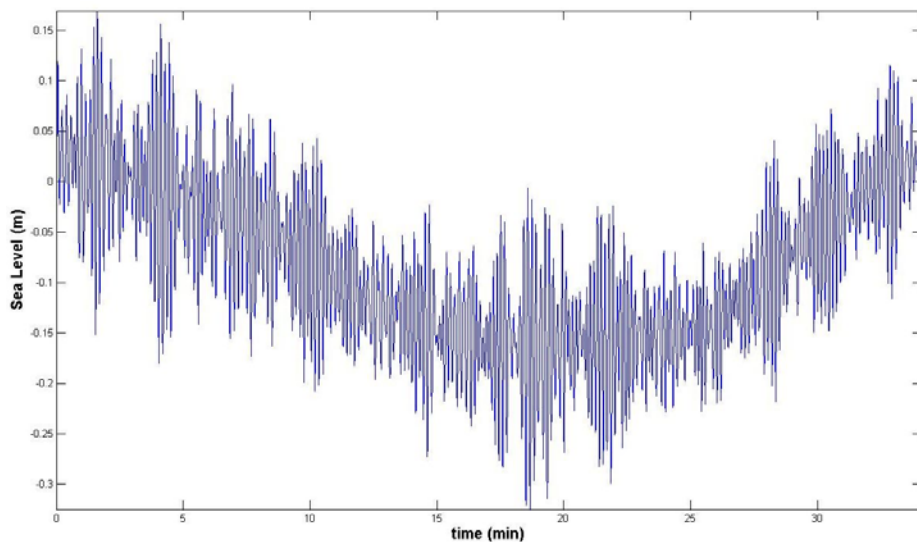


圖 5.26 經過濾潮汐後之水位

將濾潮後的水位經過 EEMD 分析的結果得到 8 個 IMF 分量和 1 個餘訊(C6、C7)，由於海嘯屬於長周期的波動，故較高頻的 6 個 IMF 分量(C1 到 C6)應非海嘯的影響。另外低頻的兩個 IMF 分量 C7 和 C8，其周期約 20 分鐘，由於相位相近基本上可視為同一分量，兩者加乘的水位波高 2.8 公分，波谷 4.3 公分。與 C7、C8 相較起來，餘訊對水位的影响較大，其水位最大值 5 公分，最小值約 13.5 公分，基本上可視為海嘯造成的水位。

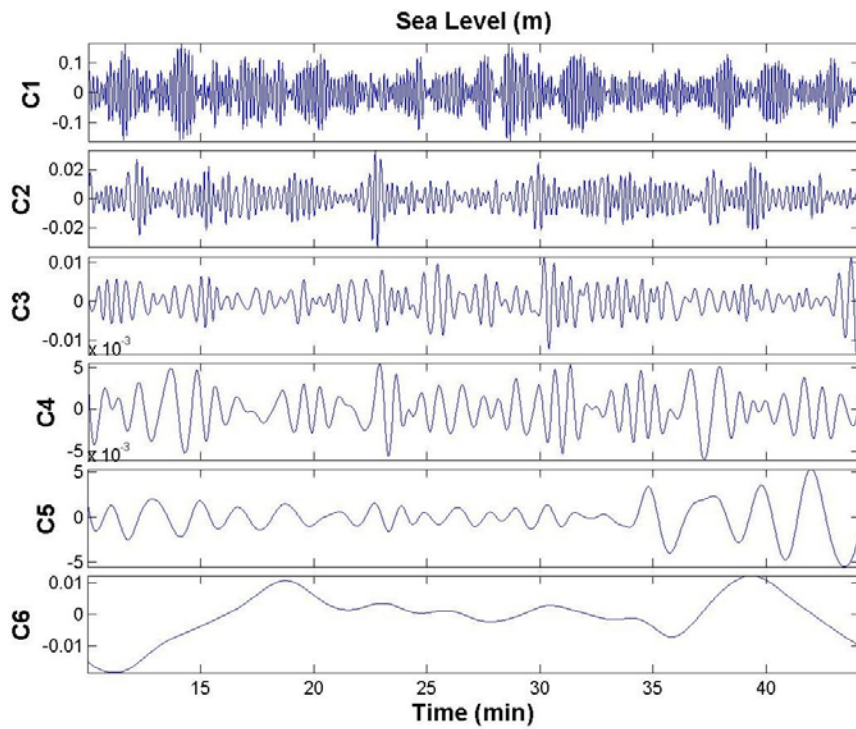


圖 5.27 由 EEMD 分解出較高頻的 IMF 分量(C1 至 C6)

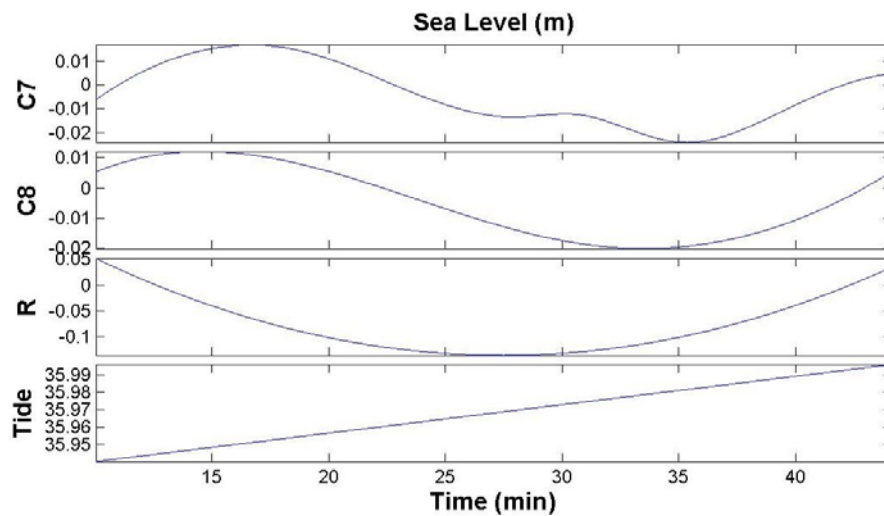


圖 5.28 由 EEMD 分解出較低頻的 IMF 分量、餘訊 R 及潮位

本文利用海嘯預報系統產生的海嘯發生後水位與之前EEMD所分解的海嘯水位作比較。根據美國國家地震資訊中心發布最初發布的FMT解(表5.3)，輸入地震參數後，選擇預報時間長度為5小時(2010/2/28 13:34至18:34)，預報地點為基隆港。輸入結果如圖5.29，結果顯示海嘯

第一波的波峰為7.1公分，波谷為14.2公分，取下午5點10~44分的預報系統水位與EEMD的海嘯餘訊，以及下午 5點1~35分的水位作比較(圖5.30)，能清楚的了解波谷之水位相近，而預報時間比實際波谷到達時間先到9分鐘。

表 5.3 美國國家地震資訊中心發布最初發布之智利地震 FMT 解

```

USGS Centroid Moment Tensor Solution
10/02/27 06:34:09.75
BIO-BIO, CHILE
Epicenter: -35.988 -72.782
MW 8.6

USGS CENTROID MOMENT TENSOR
10/02/27 06:35:27.29
Centroid: -35.757 -72.389
Depth 36 No. of sta:189
Moment Tensor; Scale 10**21 Nm
  Mrr= 7.40 Mtt=-0.53
  Mpp=-6.87 Mrt= 0.06
  Mrp=-5.95 Mtp=-0.76
Principal axes:
  T Val= 9.57 Plg=69 Azm= 84
  N      -0.48      3    183
  P      -9.08     19    274

Best Double Couple:Mo=9.3*10**21
NP1:Strike= 11 Dip=25 Slip= 98
NP2:      182      65      86
  
```

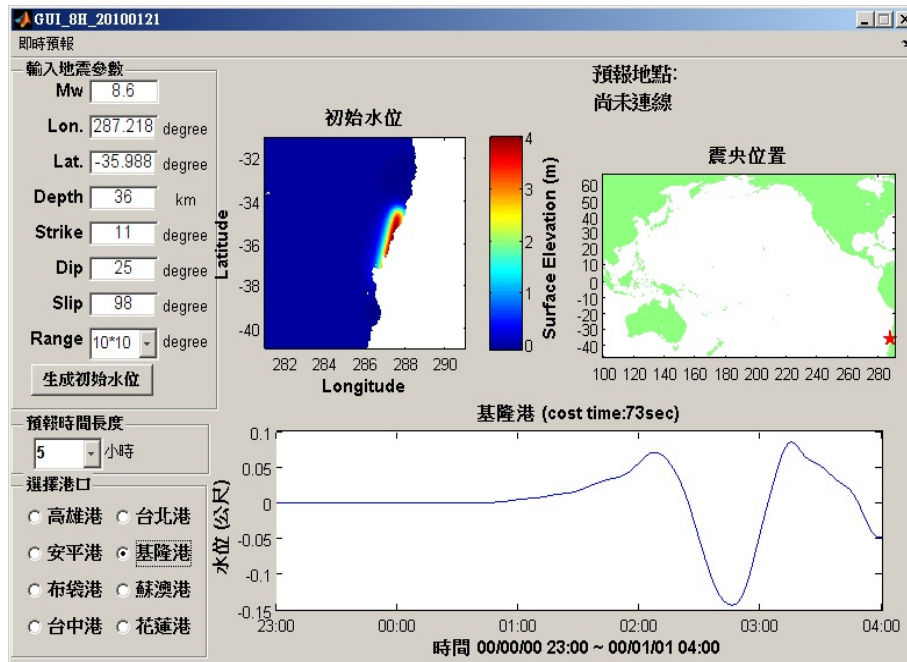


圖 5.29 預報系統預測智利海嘯(Mw=8.6)於基隆港之預報結果

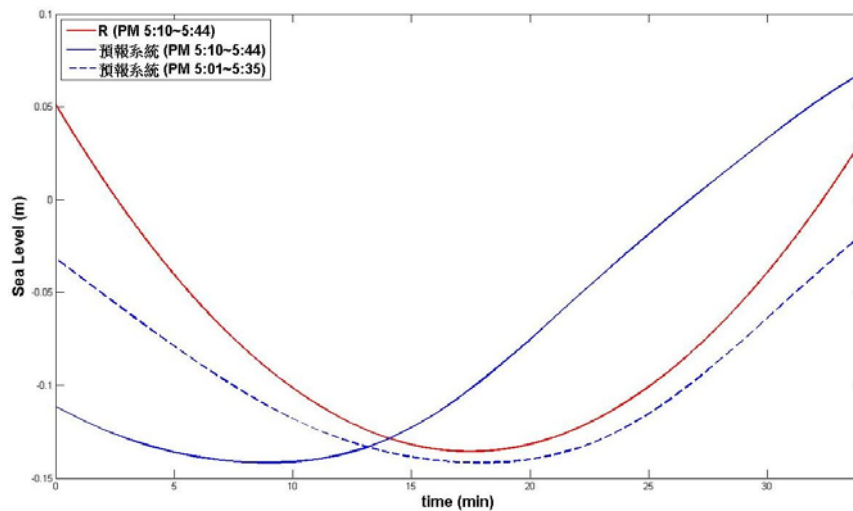


圖 5.30 預報系統計算結果(Mw=8.6)與實測資料之比較圖。(藍實線：下午 5 點 10~44 分預報系統計算結果；紅實線：EEMD 的海嘯餘訊；藍虛線：及下午 5 點 1~35 分預報系統計算結果)

美國國家地震資訊中心事後將智利地震規模由 8.6 重新上修成 8.8，在此將修正後的 FMT 解(表 5.2)同樣帶入作計算(輸入如圖 5.31 所

示)，結果顯示海嘯第一波的波峰由 7.1 公分增為 12.4 公分，波谷由 14.2 公分增為 27 公分，另外與下午 5 點 10~44 分海嘯餘訊水位的比較(圖 5.32)可看出波高相差 13 公分，而預報系統比海嘯餘訊的波谷到達時間先到 11 分鐘。

表 5.4 美國國家地震資訊中心修正的智利地震 FMT 解

```

10/02/27 06:34:08.34
OFFSHORE BIO-BIO, CHILE
Epicenter: -36.027 -72.834
MW 8.8

USGS CENTROID MOMENT TENSOR
10/02/27 06:35:27.50
Centroid: -35.766 -72.473
Depth 30 No. of sta:187
Moment Tensor; Scale 10**22 Nm
  Mrr= 1.13 Mtt=-0.06
  Mpp=-1.07 Mrt= 0.09
  Mrp=-1.43 Mtp=-0.12
Principal axes:
  T Val= 1.84 Plg=63 Azm= 80
  N      -0.06    4    180
  P      -1.78   26    | 272

Best Double Couple:Mo=1.8*10**22
NP1:Strike= 14 Dip=19 Slip= 104
NP2:      179    71    85

```

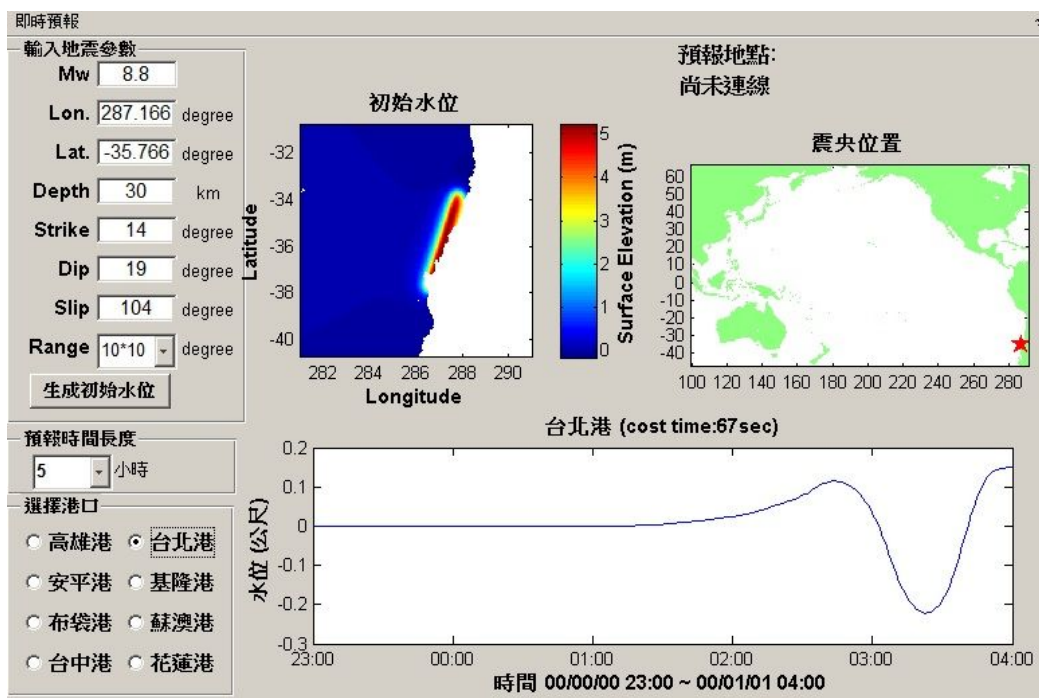



圖 5.31 預報系統預測智利海嘯(Mw=8.8)於基隆港之預報結果

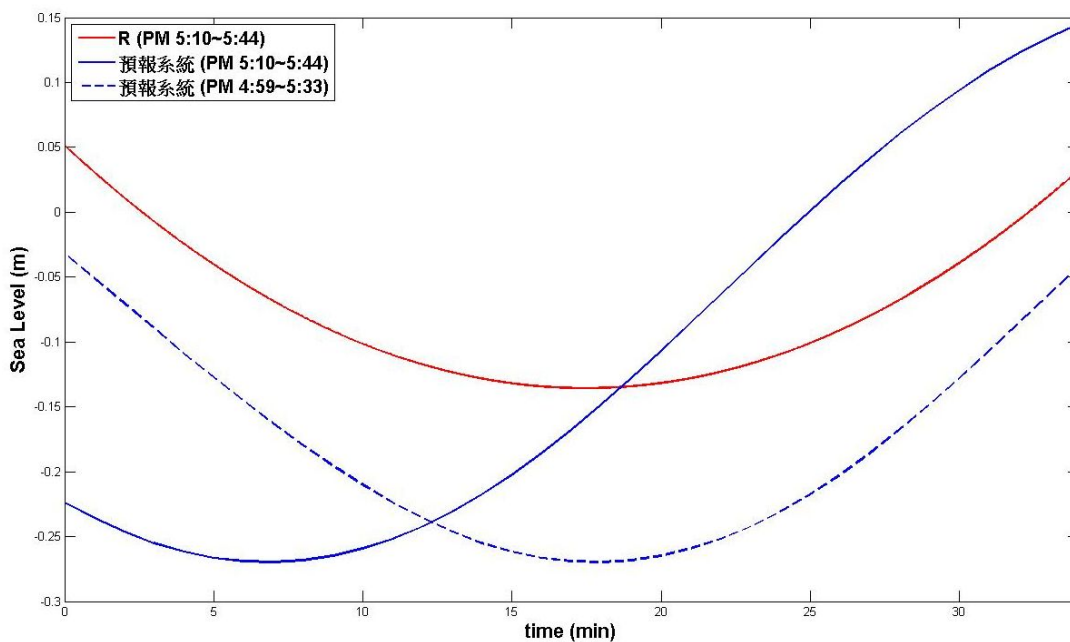


圖 5.32 預報系統計算結果(Mw=8.8)與實測資料之比較圖。(藍實線：下午 5 點 10~44 分預報系統計算結果；紅實線：EEMD 的海嘯餘訊；藍虛線：及下午 5 點 1~35 分預報系統計算結果)

圖 5.32 中，可看出系統預測之水位較實測水位為高；而與圖 5.30 之結果比較下，顯然地震矩規模 8.6 之結果較為接近實測值；這是因為海嘯初始水位與地震矩規模成正相關，故在地震矩規模 8.8 時系統計算出之海嘯水位會較大。在防災角度而言，預測之水位高於實測水位，其結果雖偏向於保守，但也增加了安全性。

第六章 結論與建議

本計劃為期四年，各分年工作項目已表列於第一章，本計畫主要目的是利用海嘯數值模式模擬遠/近域海嘯對國內各商港之影響、精進本土化之海嘯數值模式以及建立海嘯早期預警系統，以降低海嘯災害之風險，其結果除了加強對海嘯之學術研究外，更可應用於各相關單位，其資訊可供作為制定應變作為之依據。

本報告書為一總結報告，其主要內容可分為海嘯與地震之關係、海嘯數值模擬、互逆格林函數之應用以及海嘯早期預警系統之建置，本章綜合結論也依照上述項目分列說明：

6.1 綜合結論

6.1.1 海嘯與地震之關係

1.臺灣東部外海是強震較頻繁的區域，但是東部沿海地形陡峭，淺化作用不明顯縱有海嘯侵襲，歷史上造成災害之機率並不高；至於西部沿岸由於地震較容易發生在造山帶前緣，因此臺灣海峽發生強震的機率不高，要產生大海嘯的機率也不大。所以整體而言，最值得注意的區域有西南部高屏沿海低窪地區，以及東北外海（包括龜山島）。

2.西南部高屏沿海低窪地區值得注意的原因如下：臺灣造山帶的斷層前緣由此處出海，延伸至活躍的馬尼拉海溝構造帶；這地區的外海多斜坡與峽谷，海底地形變化大，而且本區域地勢平坦甚至低窪。馬尼拉海溝是活躍的構造帶，容易引發強震，造成的海嘯可以傳導至臺灣西南部，而變化大的海底地形容易產生海底山崩；平坦的高屏沿海一帶一旦受到海嘯侵襲，淹溢範圍將相當大，容易造成嚴重災害。

3.由大地構造得知，恆春斷層及潮州斷層雖其相關性仍有未明之處，但現場調查及實例均已說明恆春斷層之活動性仍持續保持，仍有發生地震之可能。

6.1.2 海嘯數值模擬

1.本文分別使用 PARI 與 COMCOT 海嘯數值模式，來模擬計算臺灣周邊海域的海嘯威脅與高雄市溢淹情形。海嘯威脅不僅只於海嘯本身的波高及能量，本身的傳播方向、海底地形作用及震源遠近，都將帶來不同的影響。海嘯來臨時，能量多集中於前幾段的海嘯波。依歷史案例來評估臺灣周邊海域的海嘯威脅，以福建泉州影響臺灣中西部沿岸最為嚴重，因臺灣正好位於海嘯傳播之長軸方向；於臺中港產生最大波高約為 1m，最大流速約 3.4m/s；宜蘭外海龜山島海域屬於近岸震源，其海嘯波影響範圍為宜蘭沿岸與北海岸附近，在蘇澳港產生最大波高約 0.5 米，最大流速約 2.6m/s；而呂宋島西北方海域的影響則較集中於屏東、高雄及臺南沿岸，於高雄港的最大波高約 1.5 米及最大流速約 2.0m/s。至於遠域的海嘯威脅，其中以日本琉球群島最具潛在性危險，由古海嘯紀錄得知，基隆港曾受大海嘯襲擊，雖然模式模擬的海嘯波並非直接朝臺灣東北角而來，但已經對臺灣北海岸地區有不小的影響，其中蘇澳港產生 0.5 米波高，最大流速接近 1.00m/s。綜上所述，臺灣各港口所面臨的海嘯威脅以東北部(基隆港、蘇澳港)及西南部(高雄港、安平港)最具潛在性危險。

2.模式模擬高雄市外海發生地震矩規模為 9.0 所引發之海嘯；結果顯示海嘯波直撲高雄港，溢淹範圍北至高雄市左營區、三民區；東至高雄市小港區、高雄縣鳳山市與高雄市交界處附近，其受災範圍甚廣；且高雄港受到如此規模的海嘯侵襲，高雄港區內的水位變化持續震盪變化五小時後，水位才會逐漸下降趨於海水零位面。另外，從模式計算結果，高雄港可抵禦的海嘯威脅為地震矩規模 7.58 左右，高雄市旗津區中部可抵抗之最大波高約 5.5 米，第一與第二出口處附近可抵抗的最大波高約 3.0 米。

6.1.3 互逆格林函數之應用

1.由於傳統之單波源全接收點式之海嘯數值模擬方式，由於受

限於地震資訊無法事先測報，故實務上應用在海嘯預警相當有限；有因為計算點位相當多，故所需之記憶容量亦相當龐大，也影響計算效率，故有必要尋找一種可行方法，結合目前之海嘯數值模式，尋求能快速計算海嘯波高及到達時間之方法。

2. 本文應用 Xu(2007)之結論以及線性系統之可逆性，採用互逆格林函數計算方式，經與南亞海嘯泰國及斯里蘭卡數值結果比較顯示，兩者結果相當符合，證明此方法可以有效降低對地震資訊之依賴性、降低記憶容量需求以及提升計算效率，結合傳統海嘯模式後可實際應用於海嘯測報作業中。

3. 放大率圖顯示，並非所有海嘯都會對六個國際港產生威脅；對基隆、台北、蘇澳等港口產生最大威脅的海嘯來源為東海、琉球群島及龜山島一帶；台灣東岸之太平洋海域之海嘯對花蓮港影響最大；泉州一帶海域產生海嘯對台中港影響最大；澎湖海域及西南海域發生之海嘯則對高雄港會產生較大之威脅；發生在呂宋島附近海域之海嘯除了對台中港較無威脅性外，對其他各港口也會產生一定程度之威脅。

6.1.4 海嘯早期預警系統之建置

1. 現行之海嘯預報流程與方式並無法及時提供各港務單位足夠之資訊作為後續應變之用；同時，2009 年之薩摩亞海嘯也證明了目前之海嘯預警系統面對近域之海嘯仍有相當大之改進空間；也因此，有必要建置一適用於各港務機關之近/遠域海嘯早期預警系統，以期能在有海嘯發生疑慮時，能快速掌握水位變化及到達時間；同時，另一方面也可以降低「假警報」之問題。

2. 互逆格林函數法之特性有助於海嘯波高資料庫之建立，利用 Matlab 軟體撰寫而成之介面以及遠端擷取之功能，可結合為一「遠/近域海嘯早期預警系統」，其計算範圍可包含環太平洋地震帶，波高資料庫也涵蓋國內各重要港口。目前海嘯波高資料庫亦以轉呈港灣技術研究中心。該系統經與 2010 年智利海嘯基隆港實測水位比較後，証實預測之水位變化及到達時間與實測資料十分接近。

3.以海嘯發生地點而言，最有可能發生海嘯之潛勢區域是馬尼拉海溝，其海嘯波在 30 分鐘可到達台灣，預警時間甚為倉促；太平洋東岸發生海嘯，其海嘯波約在 24-28 小時後抵達台灣。

6.2 建議

本計劃提出未來相關建議如下：

- 1.目前各港之資料庫雖儲存大量之波高時序列資料，但其中包含零值資料及陸地點位，使得儲存量大增，如何精進目前資料儲存方式是未來值得進一步探討之課題。
- 2.目前各港在回歸期內之海嘯風險評估尚未被建立，應是未來重點項目之一。
- 3.本計劃所建立之資料庫是包含國內各大港，並無法直接轉交各港務局使用，未來應針對各港之特性分別建立子系統，並將各子系統移轉至各港務局並辦理教育訓練。

參考文獻

1. 江新春(1976), “宜蘭平原之震測”, 礦業技術第14卷, 第6期, pp.215-221。
2. 徐明同(1981), ”海嘯所引起之災害”, 中央氣象局氣象學報第二十七卷第一期, pp.1-15。
3. 陳文山(1985), ”臺灣南部恆春半島之地質”, 國立臺灣大學地質研究所碩士論文。
4. 陳于高(1993), ”晚更新世以來南臺灣地區海水面變化與新構造運動研究”, 國立臺灣大學地質學研究所博士論文。
5. 許明光、李起彤(1996) ”台灣及其臨近地區之海嘯”, 台灣海洋學刊, 第35期, 第1號, pp.1-16。
6. 陳冠宇(2004), ”假警報恐引來觀潮人”, 中國時報時論廣場。
7. 陳建良、林啟文、陳文山(2005), ”臺灣南部恆春半島地殼變形初步研究”, 經濟部中央地質調查所特刊, 16期, pp.55-74。
8. 邱永芳、王慶福、富田孝史(2005), ”海嘯發生與傳播特性之研究”, 港灣報導”, 72期, pp.13-22。
9. 陳文山、黃能偉、顏一勤、楊志成、李偉彰、楊小青、陳勇全、宋時驊(2005), ”恆春半島增積岩體的構造與地層特性：全新世恆春斷層的活動性”, Western Pacific Earth Sciences, 5, pp.129-154。
10. 施邦築、李維森、吳子修、黃煌輝、劉家瑄、許明光(2005), ”專題企劃-海嘯專輯”, 國研季刊, pp.9-23。
11. 林祖慰(2006), ”中大規模地震斷層參數之同步求解”, 國立中央大學地球物理研究所博士論文。
12. 陳冠宇、簡仲璟、邱永芳(2006) “臺灣近岸海象預報模式系統 (TaiCOMS)—海嘯模擬”, 第二十八屆海洋工程研討會專題論文集-

- 臺灣近岸海象預報模式系統(TaiCOMS)技術報告， pp.99-105。
13. 陳陽益、陳冠宇(2006)，“海嘯模式建置研究”，交通部運輸研究所合作研究計畫期末報告。
 14. 李昭興、許明光、鄭文彬、蕭士俊、林欽隆、郭鎧紋、陳致宏(2006)，
“我國東北角海嘯警報系統建立之初始研究”，中央氣象局研究報告。
 15. 國家災害防救科技中心(2006)，95年恆春地震初步評估報告。
 16. 陳陽益、陳冠宇、陳文山等(2007)，”臺灣沿岸海嘯影響範圍與淹水潛勢分析(1/4)”，交通部運輸研究所合作研究計畫期末報告。
 17. 許仕杰(2007)，”東臺灣海嘯模擬”，國立高雄海洋科技大學海洋環境工程研究所碩士論文。
 18. 簡孝清、張孟挺、曾相茂、吳祚任、陳冠宇(2007)“恆春地震海嘯的邊緣波效應研究”，第二十九屆海洋工程研討會論文集，
pp.53~58。
 19. 陳韻如(2007)，”屏東外海地震引發海嘯的數值模擬探討”，國立中央大學水文科學研究所碩士論文。
 20. 陳冠宇(2007)，”淺談海嘯及其數值模擬”，港灣報導。
 21. 林偉雄、陳柏村、胡中翰(2007)，”2006年12月26日恆春地震地質調查報告”，2007年台灣地球科學聯合學術研討會論文集。
 22. 張孟挺(2008)，”台灣的海嘯威脅與高雄市溢淹之模擬”，國立中山大學海下科技暨應用海洋物理研究所碩士論文。
 23. 黃惠絹(2008)，”馬尼拉海溝地震引發海嘯的潛勢分析”，國立中央大學水文科學研究所碩士論文。
 24. 劉俊志、陳冠宇(2008)“以格林函數快速預報高雄港外海嘯高度”，第三十屆海洋工程研討會論文集。
 25. 劉俊志、陳冠宇(2008)“以逆向格林函數快速預報高雄港外海嘯高

- 度”，天氣分析與預報研討會論文集，中央氣象局。
26. 陳陽益、陳冠宇(2008) ” 臺灣沿岸海嘯影響範圍與淹水潛勢分析 (2/4) ”，交通部運輸研究所合作研究計畫期末報告。
 27. 交通部運輸研究所港灣技術研究中心(2008)，” 2008 年港灣海氣地象觀測資料年報-波浪部分上冊 ”。
 28. 陳冠宇、陳陽益(2009) “臺灣沿岸海嘯影響範圍與淹水潛勢分析 (3/4) ”，交通部運輸研究所合作研究計畫期末報告。
 29. 陳冠宇、林佳豪(2010)，” 互逆格林函數之應用-視窗化介面系統之建置與測試 ”，港灣報導，86 期，pp.41-48。
 30. 陳冠宇、劉俊志(2010)，” 海嘯預警系統的驗證-以基隆港為例 ”，港灣報導，港灣報導，87 期，pp.21-26。
 31. 李昭興、許樹坤、吳季莊、郭鎧紋、王承韜，臺灣西南部海嘯警報系統建立之初始研究，pp.465-480。
<http://scman.cwb.gov.tw/eqv5/research/45vol/MOTC-CWB-95-E-26.pdf>
 32. Havard CMT <http://www.globalcmt.org/>.
 33. 中央氣象局 <http://www.cwb.gov.tw/>.
 34. 美國 NGDC 資料庫 <http://www.ngdc.noaa.gov/hazard/hazards.shtml>.
 35. 美國地調所 USGS 資料庫 <http://www.usgs.gov/>.
 36. Bonilla, M.G. (1975),”A review of recently active faults in Taiwan:U.S. Geological Survey Open-file Report,” 58, pp.75.
 37. Bautista, B.C., M.L.P. Bautista, K. Oike, F.T. Wu, and R.S. Puononbayan (2001),”A new insight on the Geometry of subducting slabs in northern Luzon, Philippines,” Tectonophysics, 399,pp.279-310.
 38. Baldridge, S., Frank Gonzalez, John Hooper, Ian N. Robertson , Timothy J. Walsh and Harry Yeh (2008),”Guidelines for Design of Structures for Vertical Evacuation from Tsunamis,” FEMA.

39. Cho, Y.-S. (1995) , “Numerical Simulations of Tsunami Propagation and Run-up,” Ph.D. Thesis, Cornell University.
40. Chen, Guan-Yu, Chung-Ching Chien, Ching-Ho Su, and Hsiang-Mao Tseng (2004), ”Resonance induced by edge waves in Hua-Lien Harbor,” J. Oceanogr, 60(6), pp.1035-1043.
41. Chen, Guan-Yu, Hsiao-Ching Chien and Hsiang-Mao Tseng (2010), “Measurement of Infragravity Edge Waves on the East Coast of Taiwan using a Single Instrument,” Journal of Coastal Research, accepted, DOI: 10.2112/JCOASTRES-D-10-00089.1.
42. Gonzalez, F.I., Satake, K., Boss, E.F. and Mofjeld,. H.O. (1995),” Edge wave and non-trapped modes of the 25 April 1992 Cape Mendocino tsunami,” Pure Appl. Geophysics, 144(3/4), pp.409-426.
43. Geist, E. L. and Zoback, M. L. (1999),” Analysis of the tsunami generated by the Mw 7.8 1906 San Francisco earthquake,” Geology, 27(1), pp.15-18.
44. Hanks, T.C. and H. Kanamori (1979), “A moment-magnitude scale,” J. Geophys. Res., 84, pp.2348-2350.
45. Huang, N. E. , Z. Shen, and S. R. Long, M. C. Wu, E. H. Shih, Q. Zheng, C. C. Tung, and H. H. Liu (1998), “The empirical mode decomposition method and the Hilbert spectrum for non-stationary time series analysis,” Proc. Roy. Soc. London, 454A, pp.903-995.
46. Horikawa, K. (1978), “Coastal Engineering: an introduction to ocean Engineering ,” New York, Wiley.
47. Kanamori, H. (1977), “The energy release in great earthquakes,” Journal of Geophysical Research, 82, pp.2981-2987.
48. Kirby, S., Eric Geist, William H.K. Lee, David Scholl, and Richard

- Blakely. (2006),” Tsunami Source Characterization for Western Pacific Subduction Zones: A Preliminary Report,” USGS Tsunami Subduction Source Working Group, p.21.
50. Liu, C.-S., I. L. Huang and L. S. Teng (1997), “Structral features off Southwestern Taiwan,” *Mar. Geol.*, 137, pp.305-319.
 51. Liu, P.L.-F., Cho, Y.-S., Yoon, S.-B., and Seo, S.-N. (1994), “Numerical Simulations of the 1960 Chilean tsunami propagation and inundation at Hilo, Hawaii,” In *Recent development in tsunami research*, edited by M.I. El-Sabh, Kluwer Academic, Dordrecht, The Netherlands, pp.99-115
 52. Liu, P.L.-F., Woo, S.-B., and Cho, Y.-S. (1998), “Computer programs for tsunami propagation and inundation.,” Cornell University.
 53. Loomis, H.G. (1979), “Tsunami prediction using the reciprocal property of Green's functions,” *Mar. Geod.*, 2(1), pp.27-39.
 54. Mansinha, L. and Smylie, D. E. (1971), “The displacement fields of inclined faults,” *Bulletin of the Seismological Society of America*, 61(5), pp.1433-1440.
 55. Munk, W., F. Snodgrass and G. Carrier (1956), ” Edge Waves on the Continental Shelf,” *Science*, 123(3187), pp.127-132.
 56. Munk, W., F. Snodgrass and F. Gilbert (1964), ” Long Waves on the continental shelf: an experiment to separate trapped and leaky modes,” *J.Fluid Mech.*, 20, pp.529-554.
 57. Megawati, K., Felicia Shaw , Kerry Sieh , Zhenhua Huang , Tso-Ren Wu, Yunung Lin , Soon Keat Tan , Tso-Chien Pan (2009):” Tsunami hazard from the subduction megathrust of the South China Sea:Part I. Source characterization and the resulting tsunami,” 36, pp

- 13~20.
58. Oltman-Shay, J. and R. T. Guza (1987), "Infragravity edge wave observations on two California beaches," J. Phys. Oceanogr., 17(5), pp.644-663.
 59. Shuto, N. (1991), "Numerical Simulation of Tsunamis — Its Present and Near Future," Natural Hazards 4, pp.171-191.
 60. Sibuet, J.C., B. Deffontaines, S.K. Hsu, N. Thureau, J.P., Le Formal , C.S. Liu and the ACT party (1998), "Okinawa Trough basin: Early tectonic and magmatic evolution," J. Geophys. Res., Vol.103, pp. 30245-30267.
 61. Tomita et al. (2005), "Report on 2004 Tsunami in the India Ocean," PARI(in Japanese).
 62. Wiegel, R.L. (1980), "Tsunamis along West Coast of Luzon," International Conference of Coastal Engineering, pp. 672-694.
 63. Wells, Donald L. and Coppersmith Kevin J. (1994), "New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement," Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.44, No.4, pp.974-1002.
 64. Wang, X. M and Liu, P. L.-F. (2007), "Cornell Multigrid Coupled Tsunami model (COMCOT) User Manual," Cornell University.
 65. Wu, Z. and N. E. Huang (2008), "Ensemble Empirical Mode Decomposition: A Noise Assisted Data Analysis Method," Advances in Adaptive Data Analysis, Vol. 1, No. 1, pp.1-41.
 66. Yeh, H., Liu, P. L.-F., Briggs, M., and Synolakis, C. (1994), "Propagation and Amplification of Tsunamis at Coastal Boundaries," Nature, 372, pp.353-355.

67. Xu, Z. (2007), “The All-source Green's Function and its Applications to Tsunami,” *Science of Tsunami Hazards*, 26(1), pp.59-69.

附錄一 PARI模式簡介

本模式為自日本運輸省港灣空港研究所（PARI）引進，由於已經過南亞大海嘯及北海道大海嘯之驗證，驗證結果與實測資料頗為吻合。適在本模式中，除可進行海嘯計算外，尚可應用於暴潮計算；由於使用非線性方程式作為模式主要理論，故可以選擇線性長波計算、非線性長波計算及非線性長波的陸上溯上計算（包含防波堤及防潮堤的溢流計算）。與其他相關模式比較下，更可以同時進行多層水層及複合網格的數值計算，是本模式特點之一。本模式為「PARIS」與「PARID」，S 表示 Shallow water equation，D 表示 Dispersion。此下對本數值模式之理論做一概略性之介紹。

考慮一連續方程式，其可被表示為：

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (\text{A-1})$$

若從海底 $z = -h$ 積分至海面 $z = \eta$ 處，則方程式(A-1)可成為下列型態：

$$\int_{-h}^{\eta} \left[\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right] dz = -(w_{z=\eta} - w_{z=-h}) \quad (\text{A-2})$$

在深度 $D = h + \eta$ 之範圍內，以斷面平均流速 (U, V) 代表每一點之流速 (u, v) ，則

$$(h + \eta)U = \int_{-h}^{\eta} u dz \quad (h + \eta)V = \int_{-h}^{\eta} v dz \quad (\text{A-3})$$

利用萊布尼茲定理，對連續方程式(A-2)之左項作積分，

$$\begin{aligned} \int_{-h}^{\eta} \frac{\partial u}{\partial x} dz &= \frac{\partial}{\partial x} \int_{-h}^{\eta} u dz - u \frac{\partial \eta}{\partial x} - u \frac{\partial h}{\partial x} \\ \int_{-h}^{\eta} \frac{\partial v}{\partial y} dz &= \frac{\partial}{\partial y} \int_{-h}^{\eta} v dz - v \frac{\partial \eta}{\partial y} - v \frac{\partial h}{\partial y} \end{aligned} \quad (\text{A-4})$$

右邊海面垂直方向的流速 w ，依據波形連續條件則有：

$$w_{z=\eta} = \frac{d\eta}{dt} = \frac{\partial \eta}{\partial t} + u \frac{\partial \eta}{\partial x} + v \frac{\partial \eta}{\partial y} \quad (\text{A-5})$$

同樣地，利用底床邊界條件，海底垂直方向的流速 w 也可以表示成：

$$w_{z=-h} = -\frac{dh}{dt} = -u \frac{\partial h}{\partial y} - v \frac{\partial h}{\partial y}, \frac{\partial h}{\partial t} = 0 \quad (\text{A-6})$$

將式(A-4)、(A-5)、(A-6)代入式(A-2)，則方程式(A-3)若用斷面平均流速 (U, V) 可被改寫為：

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial \{(h+\eta)U\}}{\partial x} + \frac{\partial \{(h+\eta)V\}}{\partial x} = 0 \quad (\text{A-7})$$

另外，運動方程式為

$$\begin{aligned} \frac{du}{dt} &= fv - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + A_h \left[\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right] + A_v \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \\ \frac{dv}{dt} &= -fu - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} + A_h \left[\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right] + A_v \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \\ \frac{dw}{dt} &= -g - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} \end{aligned} \quad (\text{A-8})$$

式中， (x, y, z) 代表卡氏座標軸， (x, y) 表示水平面， z 表示平均海水面垂直向下， (u, v, w) 為代表 (x, y, z) 之流速分量， p 為壓力， f 為折向係數 ($f = 2\omega \sin \phi$ ， ω 表示地球自轉角速度， ϕ 是緯度)， A_h 、 A_v 分別代表水平及垂直方向之渦動黏性係數。

$$\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y} + w \frac{\partial}{\partial z} \quad (\text{A-9})$$

$\frac{dw}{dt}$ 與其他項相比之下甚小，故可予以忽略；故 z 方向運動方程式沿水

深方向作積分，壓力 p 可得：

$$p = -\rho g z + f(x, y) \quad (\text{A-10})$$

現在，若考慮離平均海水面高 η 處之氣壓 p_0 ，可寫為：

$$p = \rho g(\eta - z) + p_0 \quad (\text{A-11})$$

則式(A-11)分別計算 $\frac{\partial p}{\partial x}, \frac{\partial p}{\partial y}$ ，代入運動方程式(A-8)，可得：

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} &= f v - g \frac{\partial \eta}{\partial x} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p_0}{\partial x} + A_h \left[\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right] + A_v \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \\ \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} &= -f u - g \frac{\partial \eta}{\partial y} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p_0}{\partial y} + A_h \left[\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right] + A_v \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \end{aligned} \quad (\text{A-12})$$

$$\begin{aligned} \frac{du}{dt} &= \frac{\partial u}{\partial t} + u \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) = \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} + u \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) \\ &= \frac{\partial u}{\partial t} + \frac{\partial(u^2)}{\partial x} + \frac{\partial(uv)}{\partial y} + \frac{\partial(uw)}{\partial z} \end{aligned} \quad (\text{A-13})$$

同樣地，y 方向亦可做同樣的表示。

此外，將式(A-12)中的流速 (u, v) 從海底 $z = -h$ 積分至海面 $z = \eta$ 處，則可得 (x, y) 方向的流量 (M, N)

$$M = \int_{-h}^{\eta} u dz = u(h + \eta) = uD \quad , \quad N = \int_{-h}^{\eta} v dz = v(h + \eta) = vD \quad (\text{A-14})$$

再一次使用萊布尼茲積分定理，將式(A-13)中的局部項及慣性項沿垂直分項作積分，可得：

$$\begin{aligned}
\int_{-h}^{\eta} \frac{\partial u}{\partial x} dz &= \frac{\partial}{\partial t} \int_{-h}^{\eta} u dz - u \frac{\partial \eta}{\partial t} - u \frac{\partial h}{\partial t}, \frac{\partial h}{\partial t} = 0, \int_{-h}^{\eta} \frac{\partial(u^2)}{\partial x} dz = \frac{\partial}{\partial x} \int_{-h}^{\eta} u^2 dz - u^2 \frac{\partial \eta}{\partial x} - u^2 \frac{\partial h}{\partial x} \\
\int_{-h}^{\eta} \frac{\partial(uv)}{\partial x} dz &= \frac{\partial}{\partial y} \int_{-h}^{\eta} uv dz - uv \frac{\partial \eta}{\partial y} - uv \frac{\partial h}{\partial y} \\
\int_{-h}^{\eta} \frac{\partial(uw)}{\partial x} dz &= (uw)_{z=\eta} - (uw)_{z=-h} = u \left[\frac{\partial \eta}{\partial t} + u \frac{\partial \eta}{\partial x} + v \frac{\partial \eta}{\partial y} \right] + u \left[u \frac{\partial h}{\partial x} + v \frac{\partial h}{\partial y} \right]
\end{aligned} \tag{A-15}$$

同樣地，y 方向亦採用相同的處理方法。

此外，利用垂直渦動黏性項，海面剪應力 τ_s 及海底剪應力 τ_b 可被表示如下：

$$\begin{aligned}
A_v \int_{-h}^{\eta} \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} dz &= A_v \left\{ \left[\frac{\partial u}{\partial z} \right]_{z=\eta} - \left[\frac{\partial u}{\partial z} \right]_{z=-h} \right\} = \frac{1}{\rho_w} (\tau_{sx} - \tau_{bx}) \\
A_v \int_{-h}^{\eta} \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} dz &= A_v \left\{ \left[\frac{\partial v}{\partial z} \right]_{z=\eta} - \left[\frac{\partial v}{\partial z} \right]_{z=-h} \right\} = \frac{1}{\rho_w} (\tau_{sy} - \tau_{by})
\end{aligned} \tag{A-16}$$

故以上所述，若使用 (M, N) 來表示，則沿垂直方向積分後之連續方程式及運動方程式可被表示如下：

$$\begin{aligned}
\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} &= 0 \\
\frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left[\frac{M^2}{D} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[\frac{MN}{D} \right] \\
&= fN - gD \frac{\partial \eta}{\partial x} - \frac{D}{\rho} \frac{\partial p_0}{\partial x} + \frac{1}{\rho} (\tau_{sx} - \tau_{bx}) + A_h \left[\frac{\partial^2 M}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 M}{\partial y^2} \right] \\
\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left[\frac{MN}{D} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[\frac{N^2}{D} \right] \\
&= fM - gD \frac{\partial \eta}{\partial y} - \frac{D}{\rho} \frac{\partial p_0}{\partial y} + \frac{1}{\rho} (\tau_{sy} - \tau_{by}) + A_h \left[\frac{\partial^2 N}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 N}{\partial y^2} \right]
\end{aligned} \tag{A-17}$$

然後，如果把垂直方向之水深分為上下兩層，則每層之間各有獨立的連續方程式及運動方程式；如果以 D_1 及 D_2 分別代表上下層之水深

厚度，則有：

$$D_1 = h_1 + \eta, D_2 = D - D_1 = h - h_1 \quad (\text{A-18})$$

則各層之間的流量可分別表示為：

$$\begin{aligned} M_1 &= \int_{-h_1}^z u dz = u(h_1 + \eta) = uD_1, & N_1 &= \int_{-h}^z v dz = v(h_1 + \eta) = vD_1 \\ M_2 &= \int_{-h}^{-h_1} u dz = u(h - h_1) = uD_2, & N_2 &= \int_{-h}^{-h_1} v dz = v(h - h_1) = vD_2 \end{aligned} \quad (\text{A-19})$$

(A-19)式可用來表示上下層的連續方程式及運動方程式；另外，上下層間的慣性項亦可表示如下：

$$\begin{aligned} \int_{-h_1}^{\eta} \frac{\partial(uw)}{\partial x} dz &= (uw)_{z=\eta} - (uw)_{z=-h_1} = (uw)_{z=\eta} - (uw)_{z=i} \\ \int_{-h}^{-h_1} \frac{\partial(uw)}{\partial x} dz &= (uw)_{z=-h_1} - (uw)_{z=-h} = (uw)_{z=i} - (uw)_{z=-h} \end{aligned} \quad (\text{A-20})$$

若(A-20)式中的 $z=\eta$ 及 $z=-h$ 等項，因其他慣性項的垂直方向積分有出現相同的項次時，可互相抵消；如此，僅會剩下 $z=-h_1$ 的項。同樣地，垂直方向的渦動黏性項，

$$\begin{aligned} A_v \int_{-h_1}^{\eta} \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} dz &= A_v \left\{ \left[\frac{\partial u}{\partial z} \right]_{z=\eta} - \left[\frac{\partial u}{\partial z} \right]_{z=-h_1} \right\} = \frac{1}{\rho_w} (\tau_{sx} - \tau_{ix}) \\ A_v \int_{-h}^{-h_1} \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} dz &= A_v \left\{ \left[\frac{\partial u}{\partial z} \right]_{z=-h_1} - \left[\frac{\partial u}{\partial z} \right]_{z=-h} \right\} = \frac{1}{\rho_w} (\tau_{ix} - \tau_{bx}) \end{aligned} \quad (\text{A-21})$$

如同之前的各項，y 方向也可以採用同樣的方式。

分別使用式(A-21)、(A-22)，則上下兩層個別的連續方程式及運動方程式可被表示如下：

上層表示式：

$$\begin{aligned}
\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M_1}{\partial x} + \frac{\partial N_1}{\partial y} &= w_i \\
\frac{\partial M_1}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left[\frac{M_1^2}{H_1} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[\frac{M_1 N_1}{H_1} \right] + (uw)_i &= \\
fN_1 - gH_1 \frac{\partial \eta}{\partial x} - \frac{H_1}{\rho_w} \frac{\partial p_0}{\partial x} + \frac{1}{\rho} (\tau_{sx} - \tau_{ix}) + A_h \left[\frac{\partial^2 M_1}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 M_1}{\partial y^2} \right] \\
\frac{\partial N_1}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left[\frac{M_1 N_1}{H_1} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[\frac{N_1^2}{H_1} \right] + (uw)_i &= \\
-fM_1 - gH_1 \frac{\partial \eta}{\partial y} - \frac{H_1}{\rho} \frac{\partial p_0}{\partial y} + \frac{1}{\rho} (\tau_{sy} - \tau_{iy}) + A_h \left[\frac{\partial^2 N_1}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 N_1}{\partial y^2} \right]
\end{aligned} \tag{A-22}$$

下層表示式：

$$\begin{aligned}
w_i + \frac{\partial M_2}{\partial x} + \frac{\partial N_2}{\partial y} &= 0 \\
\frac{\partial M_2}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left[\frac{M_2^2}{H_2} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[\frac{M_2 N_2}{H_2} \right] - (uw)_i &= \\
fN_2 - gH_2 \frac{\partial \eta}{\partial x} - \frac{H_2}{\rho_w} \frac{\partial p_0}{\partial x} + \frac{1}{\rho} (\tau_{ix} - \tau_{bx}) + A_h \left[\frac{\partial^2 M_2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 M_2}{\partial y^2} \right] \\
\frac{\partial N_2}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left[\frac{M_2 N_2}{H_2} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[\frac{N_2^2}{H_2} \right] - (vw)_i &= \\
-fM_2 - gH_2 \frac{\partial \eta}{\partial y} - \frac{H_2}{\rho} \frac{\partial p_0}{\partial y} + \frac{1}{\rho} (\tau_{iy} - \tau_{by}) + A_h \left[\frac{\partial^2 N_2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 N_2}{\partial y^2} \right]
\end{aligned} \tag{A-23}$$

海面上因風作用所產生的剪應力：

$$\begin{aligned}
\tau_{sx} &= \rho_a C_D W_x \sqrt{W_x^2 + W_y^2} \\
\tau_{sy} &= \rho_a C_D W_y \sqrt{W_x^2 + W_y^2}
\end{aligned} \tag{A-24}$$

式中， ρ_a 是空氣密度， C_D 是海面的阻抗係數， (W_x, W_y) 是海平面上 10 公尺高之速度分量。海床上因摩擦所引起的剪應力：

$$\tau_{bx} = \frac{\rho_w g n^2}{H_2^{7/3}} M_2 \sqrt{M_2^2 + N_2^2}, \tau_{by} = \frac{\rho_w g n^2}{H_2^{7/3}} N_2 \sqrt{M_2^2 + N_2^2} \quad (A-25)$$

式中， ρ_w 是海水密度($1.03 g/cm^3$)， g 是重力加速度， n 是粗糙係數 ($n=0.026$)。

至於交界面上的剪應力，依式(21)的定義可改寫如下：

$$\tau_{ix} = 2\rho_w A_v \frac{U_1 - U_2}{D}, \tau_{iy} = 2\rho_w A_v \frac{V_1 - V_2}{D} \quad (A-26)$$

式中， (U_1, V_1) 是上層兩方向的平均流速分量； (U_2, V_2) 是下層兩方向的平均流速分量。

交界面上的動量傳輸是以 $(uw)_i$ 、 $(vw)_i$ 來表示。交界面上的流速假設為

$$u_i = \frac{U_1 + U_2}{2}, v_i = \frac{V_1 + V_2}{2} \quad (A-27)$$

下層有以下的連續方程式關係存在：

$$w_i = \frac{\partial M_2}{\partial x} + \frac{\partial N_2}{\partial y}$$

則動量可被表示如下的計算方式：

$$(uw)_i = \frac{U_1 + U_2}{2} \left[\frac{\partial M_2}{\partial x} + \frac{\partial N_2}{\partial y} \right], (vw)_i = \frac{V_1 + V_2}{2} \left[\frac{\partial M_2}{\partial x} + \frac{\partial N_2}{\partial y} \right] \quad (A-28)$$

附錄二 COMCOT 與 PARI 之比較

項目	COMCOT	PARI
適用範圍	主要提供海嘯數值模式計算，可用以計算線性長波、非線性長波及溯上，並提供多種造波方式建立初始水位。	提供垂直方向分層計算功能；並且同時提供海嘯及暴潮計算，可用來計算線性長波、非線性長波及溯上(含結構物之越波)。
控制方程式	遠域採用球面座標系下之 SWE，近岸地區則改用卡氏座標式	使用卡氏座標系之 SWE 方程式
網格配置及水陸邊界設定	兩模式在近岸處皆採用巢狀網格，但 PARI 模式另針對海岸結構物設有越波邊界條件	
海嘯初始條件	兩模式皆使用 Mansinha & Smylie(1971)彈性理論，建立海嘯波形與海底斷層之關係。	
運算效率	以南亞海嘯而言，COMCOT 有較佳之運算效率	
模擬結果	以南亞海嘯中馬爾地夫水位資料比對顯示，PARI 模擬較接近實測水位，但 COMCOT 到達時間及週期較接近實測資料。	

附錄三 期末簡報

台灣沿岸海嘯影響範圍與淹水 潛勢分析(4/4)



期末報告

中山大學 陳冠宇 陳陽益

Content



- 緒論
- 國內外之地震與海嘯紀錄
 - 海嘯數值模擬
 - 互逆格林函數之應用
 - 視窗化操作系統以及海嘯早期預警系統之建置
- 綜合結論

本期工作目標

- 1.蒐集太平洋海盆周邊可能發生海嘯的隱沒帶以及歷史地震資料，蒐集所得隱沒帶地震之各項滑移角度列入海嘯查詢系統作為參考值。
- 2.精進本計畫建立之本土化海嘯數值模式，以快速精確求得臺灣環島海域海嘯水位。
- 3.建立8個主要商港(包括基隆港、臺北港、台中港、高雄港、花蓮港、布袋港、安平港及蘇澳港等)含整個太平洋海盆之數值格林函數，利用數值格林函數求得各港正確之外海海嘯波高程，評估港區影響可能範圍及危險程度之潛勢分析。
- 4.精進視窗化操作介面，整合成海嘯查詢系統。
- 5.本期將彙整四年之研究成果，並提出總結報告。

預期效益

- 1.掌握可能造成大海嘯的斷層發生地震時，臺灣沿岸(港灣近岸港區為重點)之海嘯影響範圍與淹水潛勢，提供各港務局或觀光局，預先掌握對臺灣環島近岸地區可能發生之風險及因應措施。
- 2.了解海嘯在臺灣周遭海域發生時的傳播與溢淹特性，據以作為教育民眾防災自救知識的教材，供民眾緊急逃生用。
- 3.提供本所後續相關研究之依據。

分期工作項目

年度	工作項目
第一年	(1)新建或引進適用於台灣近海之海嘯數值模式。 (2)測試海嘯數值模式之穩定性並進行修正，使之未來適用於台灣近海。 (3)測試海嘯數值模式之波浪溯昇特性並與理論相比較。 (4)建立高雄地區之溢淹數值模型。 (5)利用高雄周邊海域之斷層參數及數值模式，進行模擬。 (6)蒐集高雄周邊海域中的活動斷層資料並分析其特性，以利爾後模擬計算高雄地區受不同高度的海嘯侵襲時之溢淹區域範圍。

第二年	(1)太平洋海域可能發生海嘯之隱沒帶、斷層等的文獻資料之蒐集研究。 (2)改進已建立之臺灣近海之海嘯數值模式。 (3)以太平洋可能造成大海嘯的斷層運動，模擬周邊國家發佈海嘯警報時，臺灣環島近岸地區最大可能入射波高與流速分佈(國內主要商港為重點)。 (4)模擬地震在太平洋可能影響臺灣之隱沒帶海域發生時的外海海嘯波高。 (5)評估臺灣環島沿岸海嘯影響可能地區及危險程度之潛勢分析。 (6)研究海嘯在臺灣環島海岸形成邊緣波（edge wave）時的鑑別方法。
-----	---

第三年	(1)臺灣鄰近海域或遠區海域之可能發生海嘯隱沒帶、斷層等資料蒐集及分析。 (2)精進本計畫建立之本土化海嘯數值模式，以快速求得臺灣環島海域之海嘯異常水位。
	(3)建立臺灣主要商港(包括基隆港、臺北港、花蓮港及蘇澳港等)海嘯數值模式之格林函數，評估港區影響可能範圍及危險程度之潛勢分析。 (4)建立視窗化操作介面之海嘯波高查詢系統。 (5)建構海嘯預警系統之初步規劃。

■國內外之地震與海嘯紀錄-海嘯與地震之關係

●海嘯(Tsunami)

- ✓非由天氣所引起，週期介於2-200分鐘之重力長波。
- ✓一般而言，海底發生地震時並不一定會引起海嘯，產生海嘯的地震保守估計要6.7級以上，震源深度最多不超過100公里。
- ✓大部分之海岸事件是由劇烈之海底地震所造成。

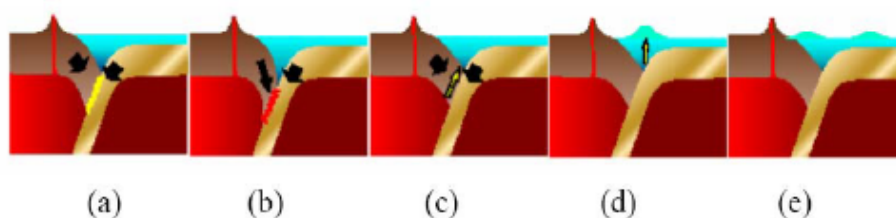


圖 2.2 板塊交界處發生錯動後引起海嘯之示意圖

■國內外之地震與海嘯紀錄-台灣附近海嘯潛勢區域及斷層概述

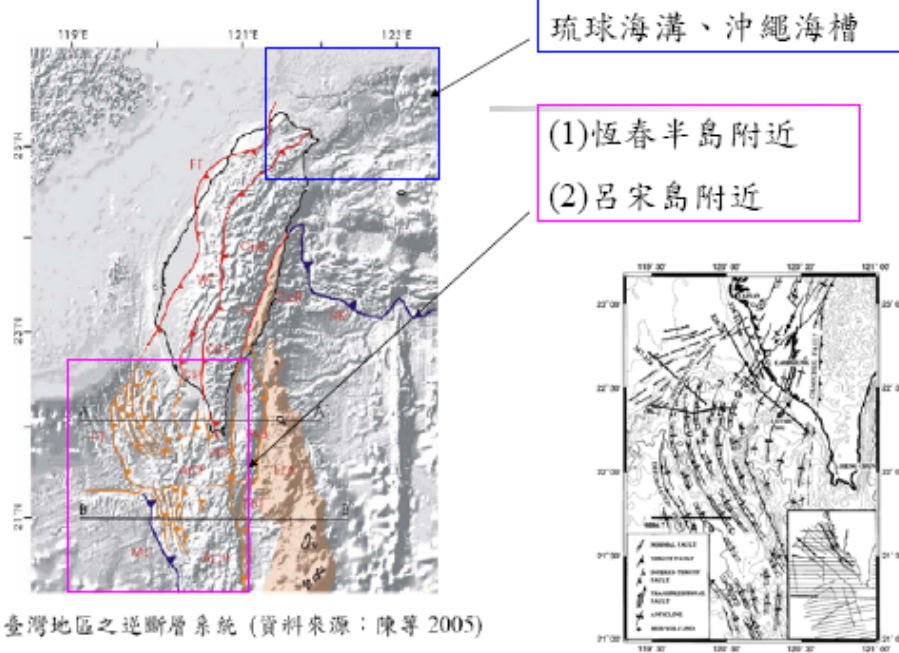
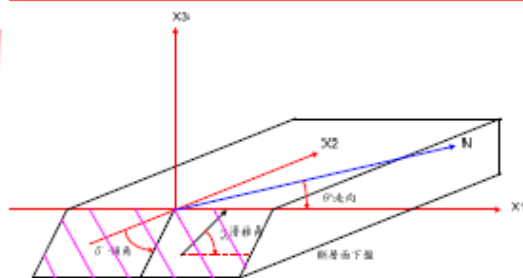


圖 2.4 臺灣地區之逆斷層系統 (資料來源：陳等 2005)

圖 2.5 西南海域附近之斷層分佈圖(資料來源：Liu et al., 1997)

■國內外之地震與海嘯紀錄-斷層參數

Hiroo Kanamori 座標系統-斷層參數之示意圖



●但是實際上，所有參數都是事後得知、經驗公式計算之結果或是少數之科學資料；沒有有效之方法可以探測或是事前得知。

N：緯度[degree] E：經度[degree]

d：深度(depth)[km] W：傾斜方向的寬度(width)[km] L：斷層長度(length)[km]

θ ：走向方向(strike)[degree]：由地理正北方向順時針旋轉到X1方向的夾角稱為走向，範圍 $0^\circ \sim 360^\circ$ 。

δ ：傾斜角度(dip)[degree]：地面與斷層面間的夾角，即由X2方向向下旋轉到斷層面的角度稱為傾角，範圍 $0^\circ \sim 90^\circ$ 。斷層面傾角 δ 與海嘯發生源擾動海水體積有關。

λ ：滑動方向(slip)[degree]：代表斷層面上盤相對於下盤的滑動方向，是在斷層面上由X1方向逆時針旋轉到此滑動方向的夾角。

U：滑移量(dislocation)[m]：在地震發生時，斷層間之相對垂直或水平方向移動量。

■Example

表 5.1 馬尼拉海溝33個子斷層之斷層參數表
(參考自Megawati et al., 2009)

No	Strike(degree)	Dip(degree)	Slip(degree)	Depth(km)	Length(km)	Width(km)
1	324.46	21.78	90	7.3	40.41	19.3
2	325.2	11.26	90	7.5	54.19	38.68
3	318.66	6.55	90	7.5	54.09	46.98
4	332.4	5.79	90	7.5	54	75.68
5	0.26	6.47	90	7.5	53.99	67.52
6	7.39	11.5	90	7.5	80.59	37.51
7	5.85	10.61	90	7.5	53.56	43.13
8	355.99	8.46	90	7.5	53.43	51.06
9	358.34	7.19	90	7.5	53.28	46.09
10	2.5	6.16	90	7.5	53.14	48.98
11	16.26	6.52	90	7.5	52.99	45.93
12	40.34	5.98	90	7.5	105.57	72.15
13	35.92	5.36	90	7.5	52.6	79.67
14	21.48	5.7	90	7.5	78.62	74.81
15	352.21	3.28	90	7.5	78.24	129.36
16	352.43	6.25	90	7.5	101.83	67.86
17	339.52	7.62	90	7.5	51.68	54.86
18	341.26	9.89	90	7.5	48.32	43.97
19	326.63	28.87	90	35	37.5	37.27
20	351.15	25.45	90	35	54.14	43.11
21	333.5	10.86	90	35	134.88	34.22
22	357.94	20.98	90	35	53.76	53.11
23	11.3	24.22	90	35	133.84	45.09
24	9.3	18.22	90	35	53.29	61.36
25	16.9	15.85	90	35	53.15	76.96
26	47.78	12.74	90	35	205.9	81.63
27	30.91	14.73	90	35	131.68	73.92
28	37.66	16.23	90	35	52.41	67.89
29	24.75	23.79	90	35	104.38	44.32
30	202.02	31.89	90	35	51.99	21.66
31	340.64	19.63	90	35	103.67	53.05
32	220.54	16.07	90	35	77.33	67.83
33	326.04	24.98	90	35	21.26	43.86

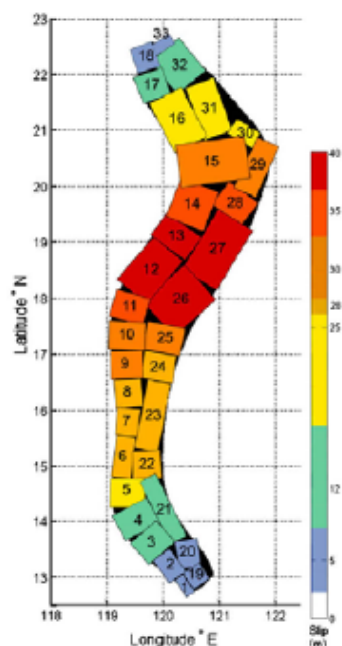


圖 4.15 馬尼拉海溝33個子斷層之分布圖

(資料來源：Megawati et al.(2009))

■國內外之地震與海嘯紀錄-台灣之海嘯歷史紀錄



圖 2.5 臺灣海嘯事件之震源分佈

- 發生在台南(1721年)、高雄(1781年及1866年)、基隆(1867年)及安平(1921年)。
- 2006.12.26屏東海嘯，造成大約0.6公尺之水位變化，恆春半島陸地區域並未遭受產生太大之災情，但卻造成數條海底通訊電纜斷裂，使得對外連絡通訊蒙受嚴重之損失，其災損金額亦相當可觀(國家災害防救科技中心，2006)。

■國內外之地震與海嘯紀錄-環太平洋地震帶之地震/海嘯紀錄與海嘯災情

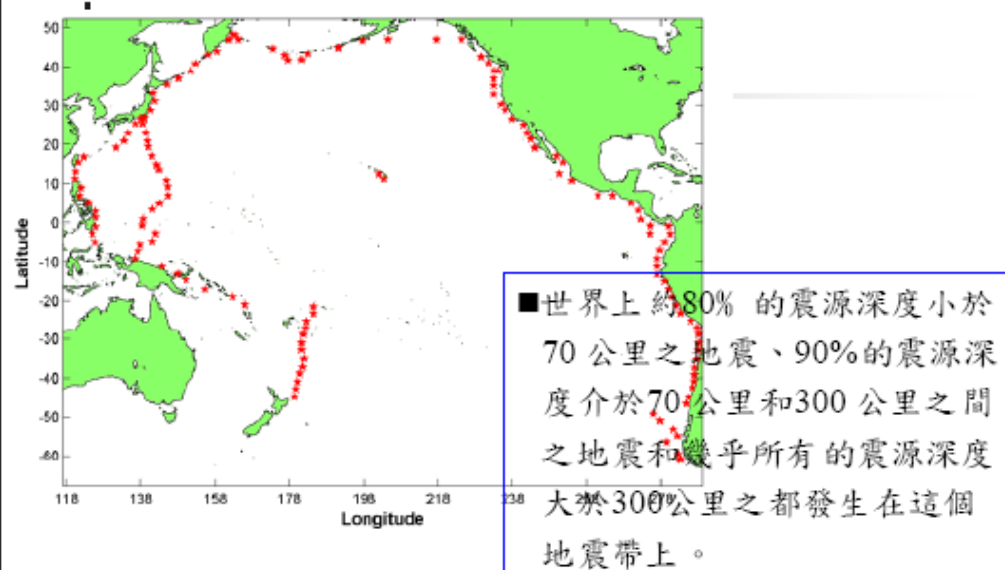


圖 2.11 環太平洋地震帶(紅點為海溝分布)

表 2.1 西元 1500~2010 年傷亡人數超過千人之海嘯事件				1766/3/8	Japan	1700	6.9
發生時間	發生所在地	傷亡人數	地震規模	1771/4/24	Japan	13486	7.4
1512/10	Japan	3700	8.8	1783/2/6	Italy	1500	5.9
1570/2/8	Chile	2000		1792/5/21	Japan	4300	6.4
1575/12/16	Chile	1300	8.5	1815/11/22	Indonesia	1200	7.0
1586/1/18	Chile	8000	8.2	1819/6/16	India	1543	7.7
1605/2/3	Japan	1000	7.9	1854/12/24	Japan	3000	8.4
1611/12/2	Japan	5000	8.1	1861/2/16	Indonesia	1105	8.5
1674/2/17	Indonesia	2243	6.8	1868/8/13	Chile	25000	8.5
1687/10/20	Peru	5000	8.5	1877/5/10	Chile	2477	8.3
1692/6/7	Jamaica	2000	7.7	1883/8/27	Indonesia	36990	
1696/7/25	Japan	2450		1896/6/15	Japan	27122	7.6
1700/4/1	Japan	1000		1899/9/29	Indonesia	2460	7.8
1700/4/16	Japan	1000	7.0	1906/1/31	Ecuador	1000	8.8
1705/12/10	Japan	5233	8.2	1923/9/1	Japan	2144	7.9
1707/10/28	Japan	2000	8.4	1933/3/2	Japan	3022	8.4
1707/10/28	Japan	36000	8.4	1944/12/7	Japan	1223	8.1
1721	Taiwan	2000		1946/8/4	Dominican	1750	8.1
1737/10/11	India	300000		1946/12/20	Japan	1362	8.1
1741/8/29	Japan	1475		1951/8/3	Nicaragua	1000	
1746/10/29	Peru	4800		1960/5/22	Chile	1223	9.5
1751/5/20	Japan	2100	6.6	1976/8/16	Philippines	4456	8.1
1755/11/1	Portugal	60000	8.5	1992/12/12	Indonesia	2500	7.8
1765/5	China	10000		1998/7/17	Papua New Guinea	2183	7.0
				2004/12/26	Indonesia	227883	9.0

資料來源：美國 NGDC 之 Natural Hazard Database

□近幾年著名海嘯事件：

2004 南亞海嘯、2009薩摩亞海嘯、2010/2智利

海嘯及2010/10 印尼海嘯。

□海嘯災害之特點：

- ◆具有方向性
- ◆能量不易消滅、能長距離傳遞且在大洋傳遞不易發現。
- ◆能產生大規模之溢淹(2004 南亞海嘯、2009薩摩亞海嘯..etc.)
- ◆相較於地震，海嘯有時間可供疏散；但是海嘯事件並不常見。



海嘯數值模擬

- 第一年：利用 **PARI** 模式模擬屏東海嘯事件及利用 COMCOT 建立高雄港/市溢淹模型
- 第二年：利用情境模擬方式，模擬各遠/近域之震源/海嘯潛勢區域對各港之威脅

■ 利用 PARI 模式模擬屏東海嘯事件

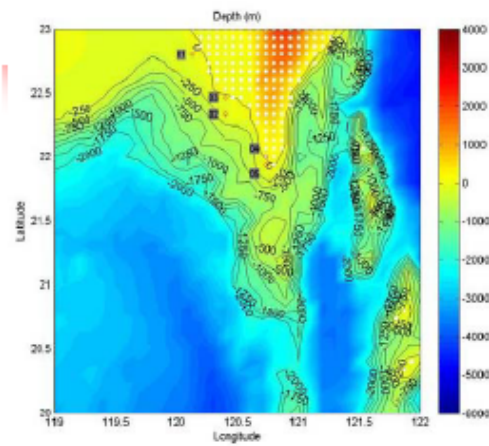


表 3.1 屏東海嘯之地層參數設定

參數名稱	參數資訊
斷層深度(d.depth)	19.6 km
斷層平面長度(L.length)	16 km
斷層平面寬度(W.width)	8 km
斷層走向方向(θ , Strike)	165°
斷層傾斜角度(δ , Dip)	30°
斷層滑動方向(λ , Slip)	-76°

圖 3.1 屏東海嘯模式計算範圍及地形圖

- 網格大小為46x46，地形資料為2分精度，並設定永安等五個潮位站作為驗證之用
- 地形水深從NOAA 網站 (http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/gdas/gd_designagrid.html)下載

Numerical results

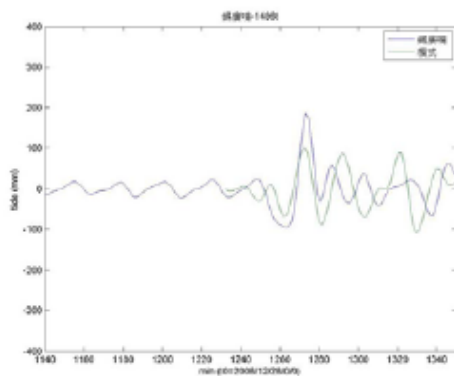


圖3.15 模擬結果與屏東潮位站水位之比對

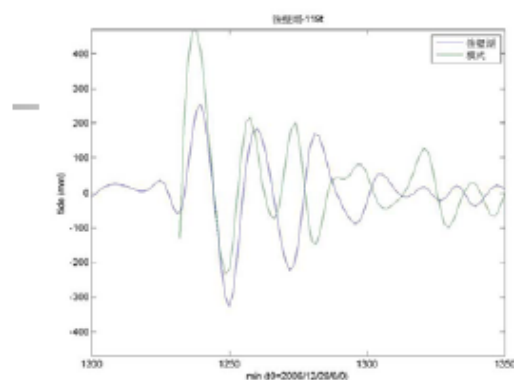


圖3.14 模擬結果與後壁湖潮位站水位之比對

■各潛勢震源所產生之海嘯對各國際港之影響

(1)呂宋島西北方

■在呂宋東北部，菲律賓海板塊以每年7釐米的速度撞向歐亞板塊，在東南面接近菲律賓海溝處，菲律賓海板塊以每年9釐米的速度撞向歐亞板塊(Bautista et al., 2001)

■假設1988年6月24日發生於呂宋海峽的地震，模擬計算之地震矩規模(M_w)為8.7，初始波形為波峰約4.2米，波谷約0.5米

■計算區域範圍為東經108度~東經128度，南緯10度~北緯30度。

Length of fault	331.6 km
Width of fault	150.4 km
Strike angle (θ)	202.8°
Slip angle (λ)	93.0°
Dip angle (δ)	58.0°
Displacement (d)	11.6 m
Focal depth (D)	58.3 km
Origin of Computation	108.00°E 10.00°N
Location of epicenter	121.07°E 18.02°N

表 3.1 呂宋島西北方地震斷層模式參數之設定

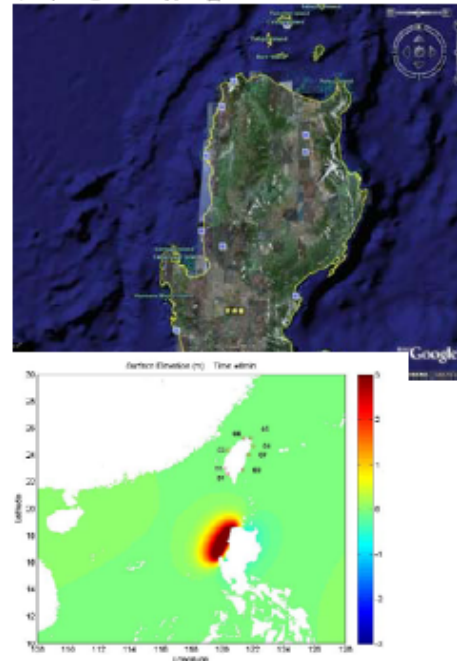


圖 3.6(a) 海嘯發生時

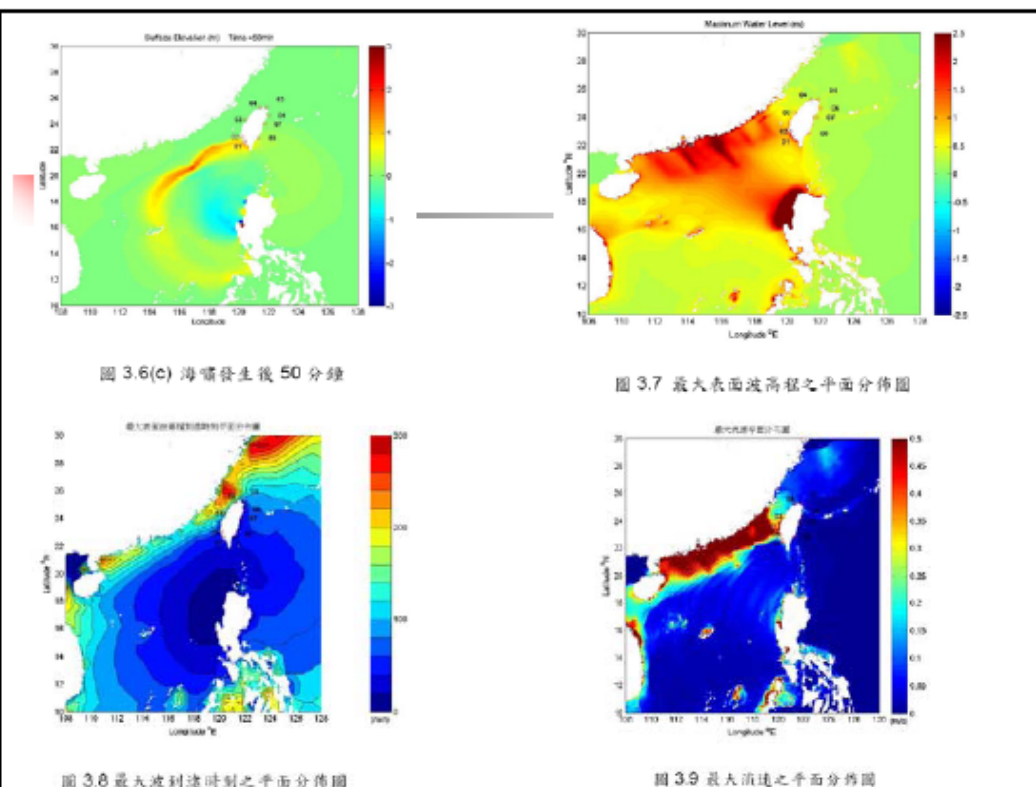


圖 3.6(c) 海嘯發生後 50 分鐘

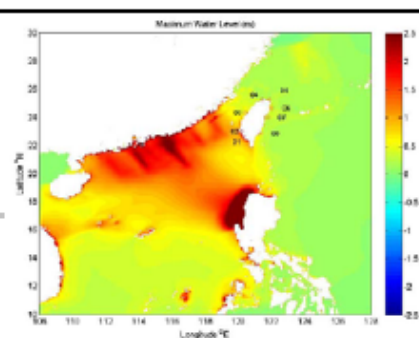


圖 3.7 最大表面波高程之平面分佈圖

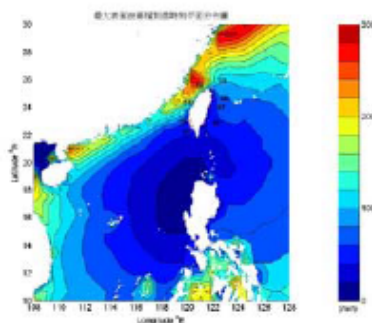


圖 3.8 最大波到達時刻之平面分佈圖

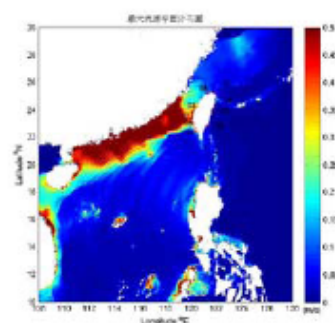


圖 3.9 最大流速之平面分佈圖

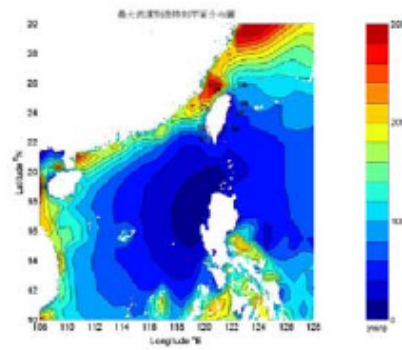


圖 3.10 最大流速到達時刻之平面分佈圖

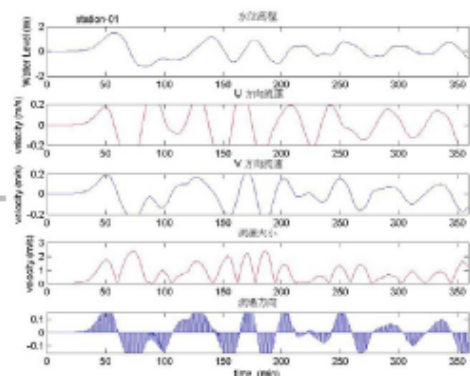


圖 3.11 測站 01(高雄港)模擬計算結果

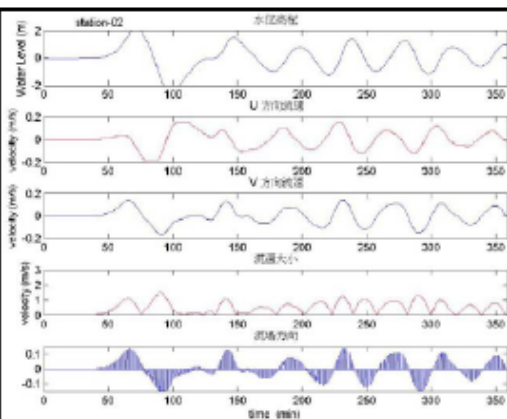


圖 3.12 測站 02(台南安平)模擬計算結果

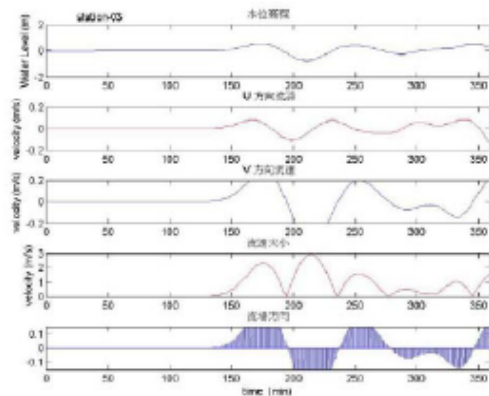


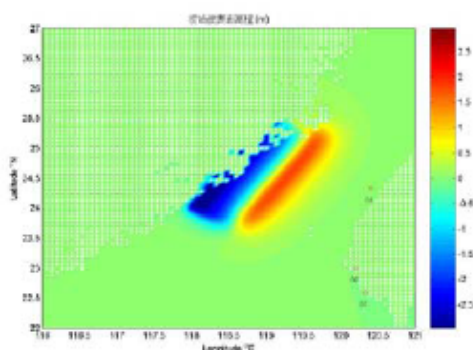
圖 3.13 測站 03(台中港)模擬計算結果

模式結果顯示：

- 最大波約30分鐘抵達台灣，對台中港、安平港及高雄港影響最大
- 測站02(台南安平)產生約2.2米波高，同時也是最大波高發生時刻。最大流速發生時刻為地震發生時間起算約220分後於測站03(台中港)產生約3.0m/s的流速。測站01(高雄港)的最大波高1.5米及流速2.0m/s。

(2)福建泉州

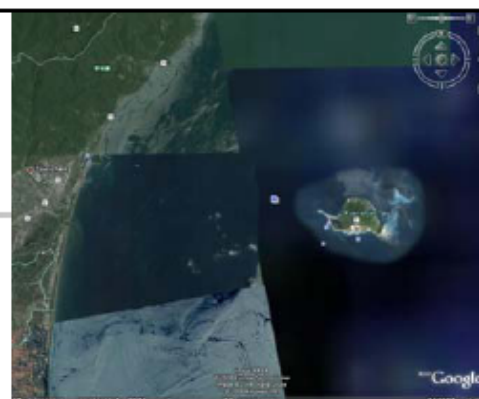
- 本案例假設1604年12月29日發生於福建泉州的地震，模擬計算地震矩規模(M_w)為7.5。
- 計算區域範圍為東經110度~東經130度，南緯12度~北緯32度。
- 初始波形波峰約1.9米，波谷約4.5米深，海嘯傳播方向為東南方向(波峰)與西北方向(波谷)。



Length of fault	200.0 km
Width of fault	75.0 km
Strike angle (θ)	30.0°
Slip angle (λ)	290.0°
Dip angle (δ)	15.0°
Displacement (d)	11.0 m
Focal depth (D)	7.0 km
Origin of Computation	110.00°E/12.00°N
Location of epicenter	119.50°E/25.00°N

(3)宜蘭龜山島

- 假設震源在宜蘭外海與龜山島間的沖繩海槽，模擬計算地震矩規模(M_w)為8.3的地震
- 計算區域範圍為東經110度~東經130度，南緯12度~北緯32度。
- 初始波形波峰約1.8米，波谷約4.4米深，海嘯傳播方向為正北偏西方向(波谷)與正南偏東方向(波峰)。



Length of fault	150.0 km
Width of fault	75.0 km
Strike angle (θ)	70.0°
Slip angle (λ)	290.0°
Dip angle (δ)	15.0°
Displacement (d)	11.0 m
Focal depth (D)	7.0 km
Origin of Computation	110.00°E/12.00°N
Location of epicenter	122.25°E/24.80°N

表 3.3 宜蘭外海龜山島模式參數設定

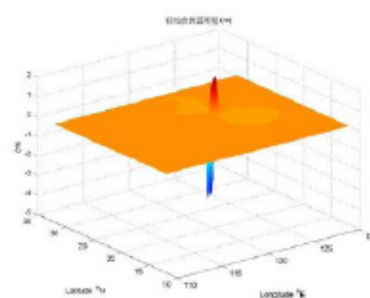
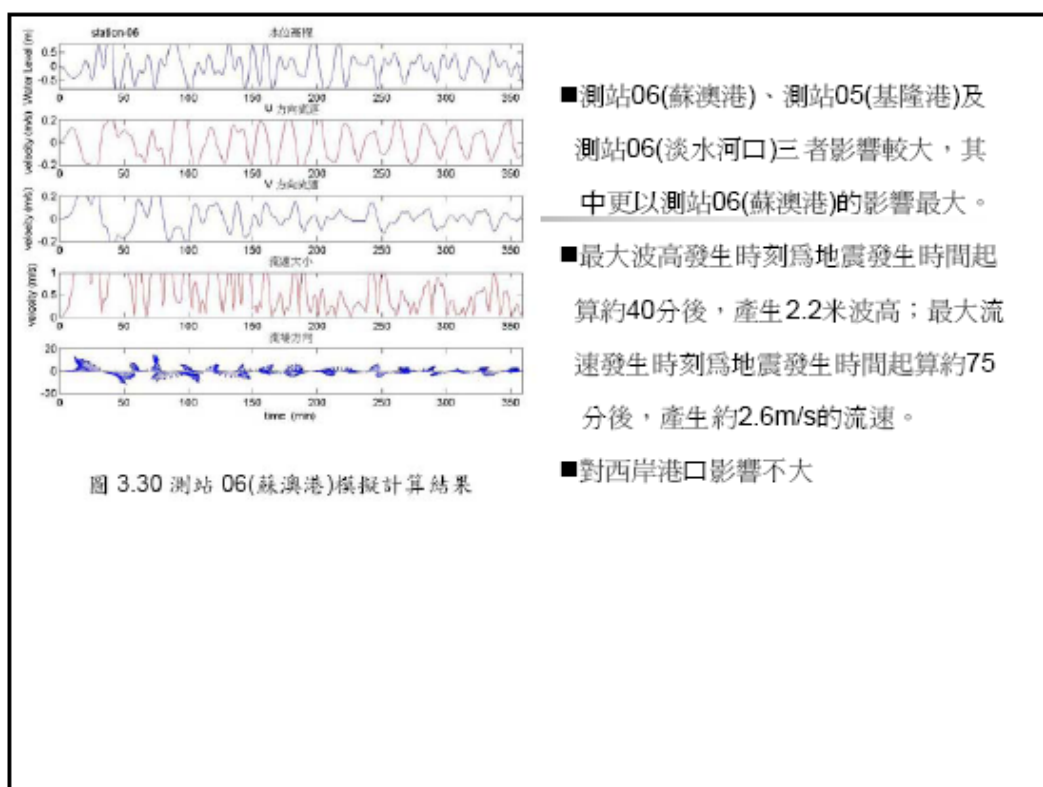
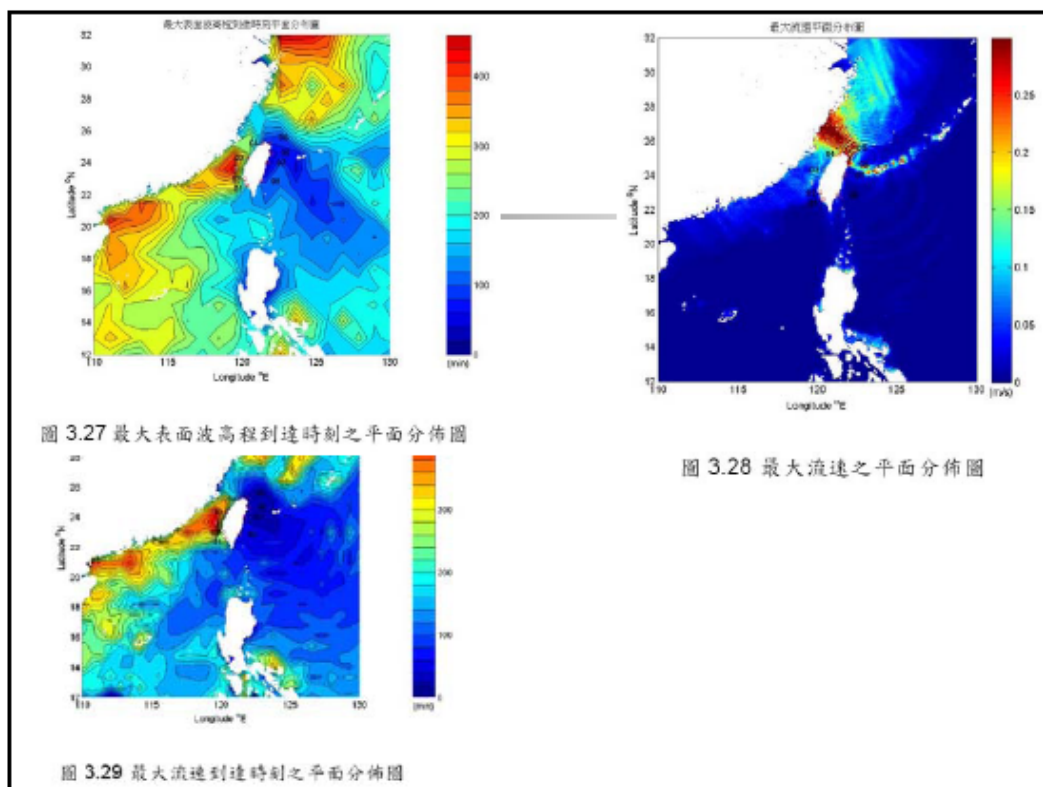


圖 3.21 初始波立體圖



(4) 日本琉球群島



波峰約4.4米，波谷約2.0米深，海嘯傳播方向為正交海岸線方向傳播。

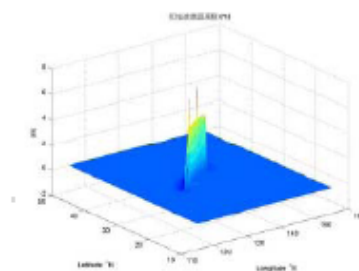


圖 3.32 初始波立體圖

Parameter	Fault plane-1	Fault plane-2	Fault plane-3
Length of fault	330.0 km	570.0 km	300.0 km
Width of fault	150.0 km	150.0 km	150.0 km
Strike angle (θ)	70.0°	55.0°	38.0°
Slip angle (λ)	290.0°	290.0°	290.0°
Dip angle (δ)	165.0°	165.0°	165.0°
Displacement (d)	11.0 m	11.0 m	11.0 m
Focal depth (D)	7.0 km	7.0 km	7.0 km
Origin of Computation	115.00°E/10.00°N	115.00°E/10.00°N	115.00°E/10.00°N
Location of epicenter	135.50°E/31.50°N	130.30°E/28.60°N	128.50°E/26.50°N

表 3.4 日本琉球群島模式參數設定

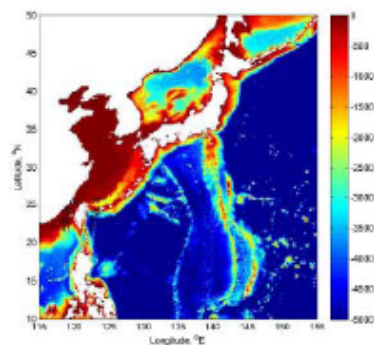


圖 3.31 模式計算區域水深地形圖

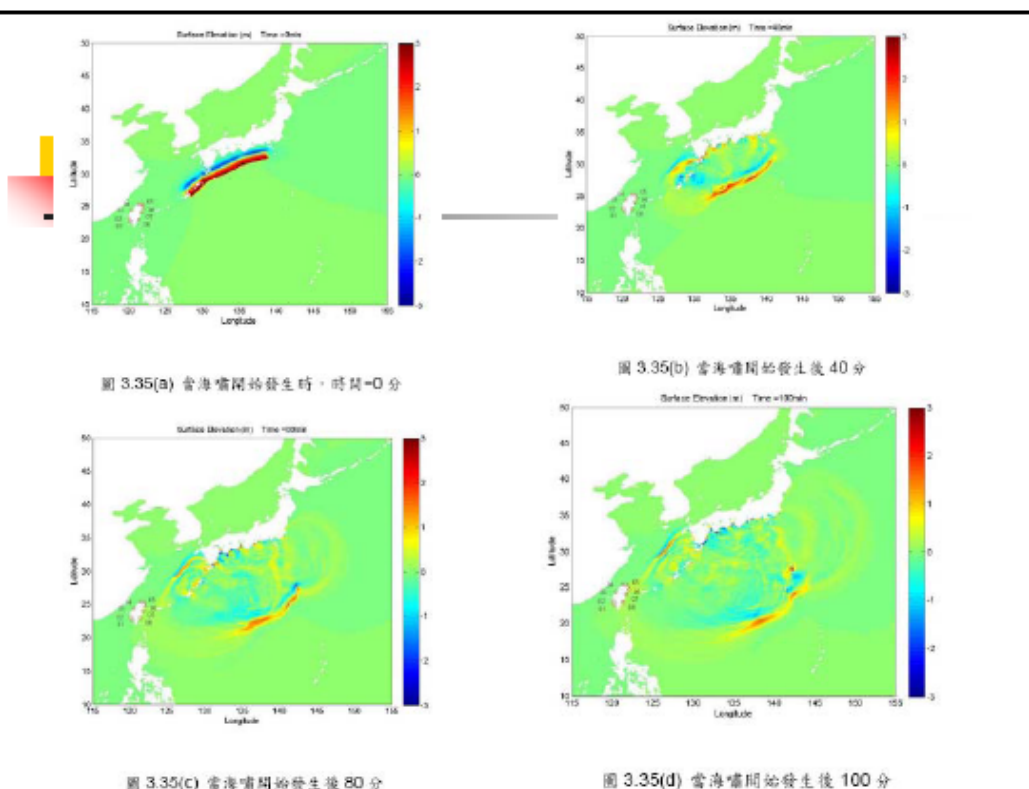


圖 3.35(a) 當海嘯開始發生時，時間=0 分

圖 3.35(b) 當海嘯開始發生後 40 分

圖 3.35(c) 當海嘯開始發生後 80 分

圖 3.35(d) 當海嘯開始發生後 100 分

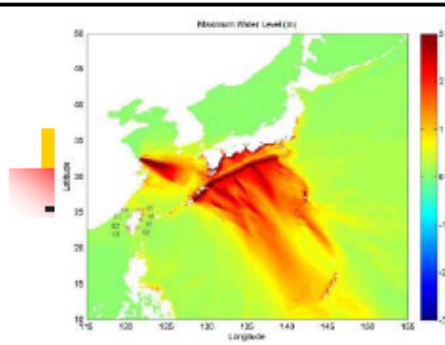


圖 3.37 最大表面波高程之平面分佈圖

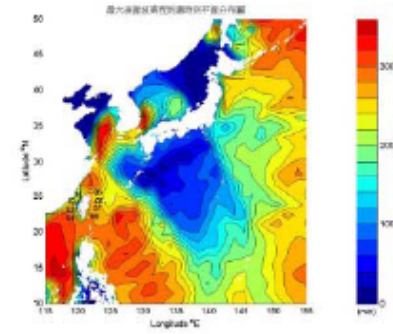


圖 3.38 最大表面波高程到達時刻之平面分佈圖

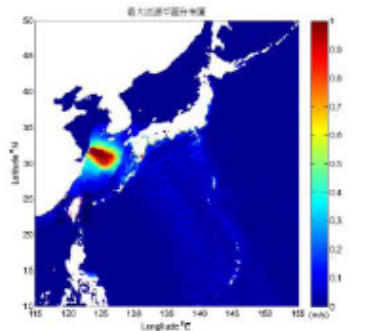


圖 3.39 最大流速之平面分佈圖

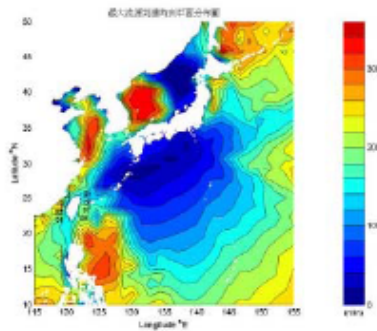


圖 3.40 最大流速到達時刻之平面分佈圖

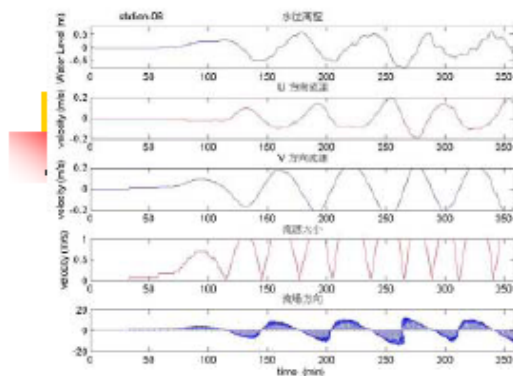


圖 3.41 測站 06(蘇澳港)模擬計算結果

- 第一前導波約85分後到達測站08及07(台東富岡漁港與花蓮港)；約90分後到達測站06(蘇澳港)；約100分後到達測站05(基隆港)。
- 最大流速以測站06(蘇澳港)為最大，約2.20m/s
- 其中以測站06(蘇澳港)的影響最大，於地震發生時間起算約120分後，第一前導波產生約0.4米波高，而最大流速發生時刻為地震發生時間起算約255分後，此時水位有最大波降0.8米，最大流速2.20m/s，
- 基隆港雖然流速變化不大，但在地震發生時間起算約250分後有最大波高0.8米。由於台灣位於海嘯傳播之短軸方向，故影響較大者僅限於東部及東北部。

(5)日本關東地區

波峰約2.0米高，
波谷約5.0米深，
海嘯傳播方向為
正交於海岸方
向。

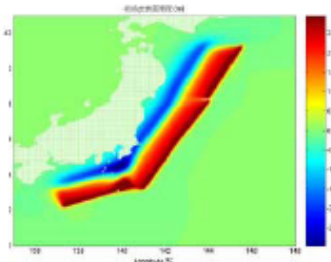


圖 3.44 初始波高圖

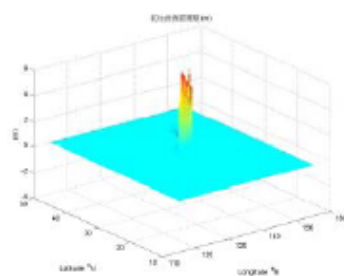


圖 3.43 初始波立體圖

Parameter	Fault plane-1	Fault plane-2	Fault plane-3
Length of fault	330.0 km	570.0 km	300.0 km
Width of fault	150.0 km	150.0 km	150.0 km
Strike angle (σ)	4.0°	12.0°	65.0°
Slip angle (λ)	290.0°	290.0°	290.0°
Dip angle (δ)	185.0°	185.0°	185.0°
Displacement (d)	11.0 m	11.0 m	11.0 m
Focal depth (D)	7.0 km	7.0 km	7.0 km
Origin of Computation	$115.00^\circ\text{E}/10.00^\circ\text{N}$	$115.00^\circ\text{E}/10.00^\circ\text{N}$	$115.00^\circ\text{E}/10.00^\circ\text{N}$
Location of epicenter	$144.00^\circ\text{E}/38.35^\circ\text{N}$	$141.00^\circ\text{E}/33.20^\circ\text{N}$	$137.30^\circ\text{E}/32.20^\circ\text{N}$

表 3.5 日本關東地區假設參數設定

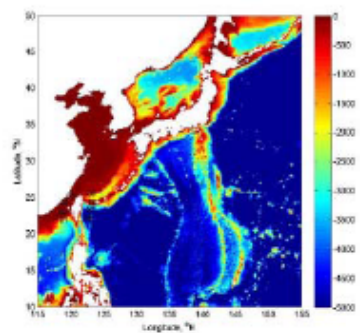


圖 3.42 模式計算區域水深地形圖

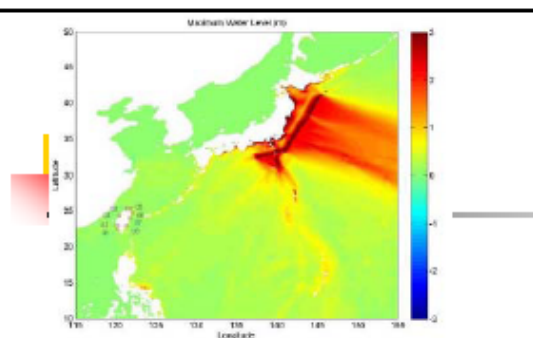


圖 3.48 最大表面波高之平面分佈圖

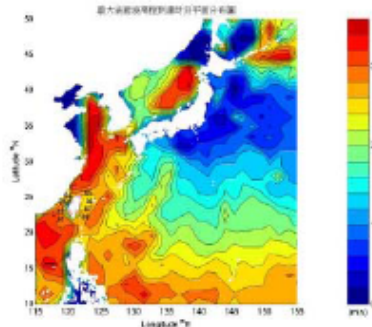


圖 3.49 最大表面波高到達時刻之平面分佈圖

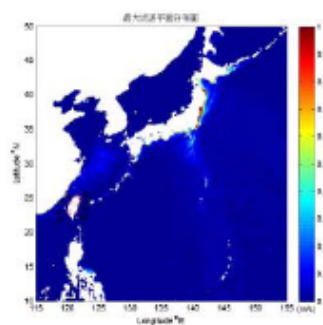


圖 3.50 最大流速之平面分佈圖

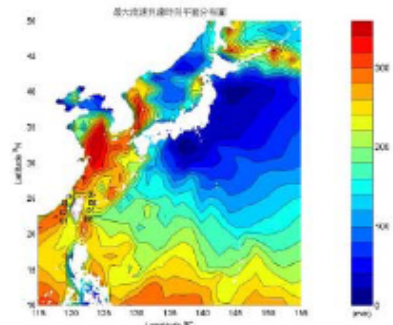


圖 3.51 最大流速到達時刻之平面分佈圖

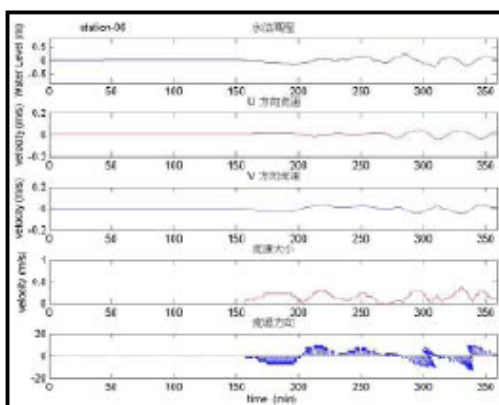


圖 3.52 測站 06(蘇澳港)模擬計算結果

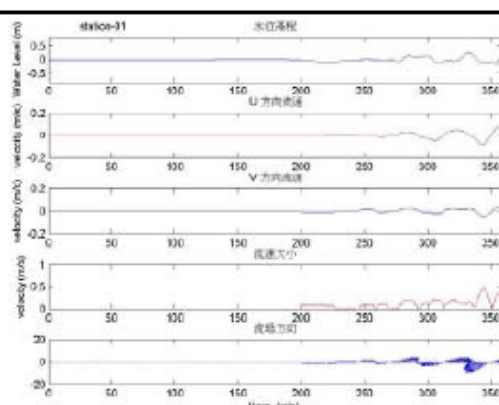


圖 3.53 測站 01(高雄港)模擬計算結果

- 第一前導波約145 分後到達測站08 及07(台東富岡漁港與花蓮港)；約155 分後到達測站06(蘇澳港)；約180 分後到達測站05(基隆港)；約200 分後到達測站01(高雄港)。
- 最大流速以測站01(高雄港)為最大，約0.47m/s；測站06(蘇澳港)次之，約0.37m/s
- 此海嘯所帶來對台灣之影響甚小，其中以測站06(蘇澳港)及測站01(高雄港)的水位及流速變化最大。
- 由高雄港後續的水位及流速有突增的情形來看，測站01(高雄港)的水位與流速變化於地震發生時間約340 分後，產生最大波高0.22 米與最大流速0.48m/s。

(6) 日本北海道地區

波峰約2.0 米，波谷約4.0 米深，海嘯傳播方向為正交海岸線方向。

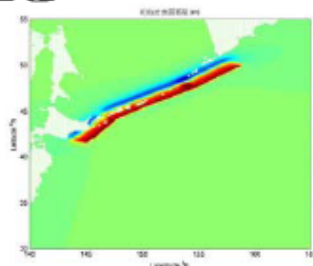


圖 3.56 初始波高圖

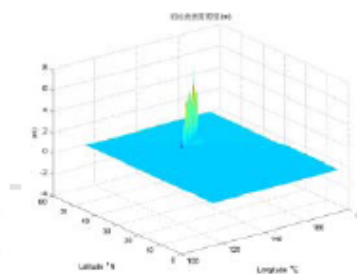


圖 3.55 初始波立體圖

Parameter	Fault plane-1	Fault plane-2	Fault plane-3
Length of fault	330.0 km	570.0 km	300.0 km
Width of fault	150.0 km	150.0 km	150.0 km
Strike angle (σ)	30.0°	45.0°	20.0°
Slip angle (λ)	290.0°	290.0°	290.0°
Dip angle (δ)	165.0°	165.0°	165.0°
Displacement (d)	11.0 m	11.0 m	11.0 m
Focal depth (D)	7.0 km	7.0 km	7.0 km
Origin of Computation	115.00°E/10.00°N	115.00°E/10.00°N	115.00°E/10.00°N
Location of epicenter	154.50°E/47.50°N	147.20°E/44.00°N	145.00°E/41.50°N

表 3.6 日本北海道地區模式參數設定

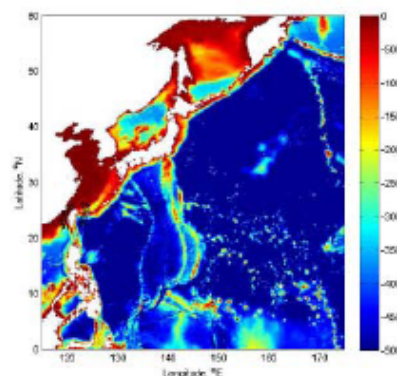
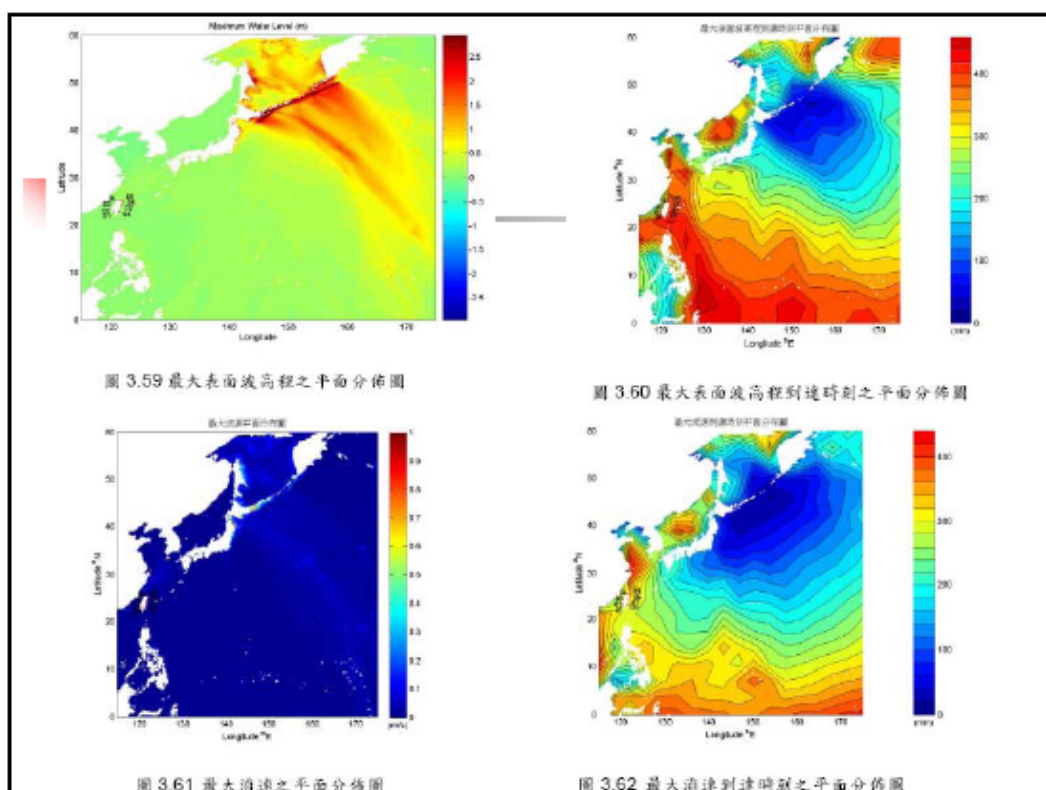
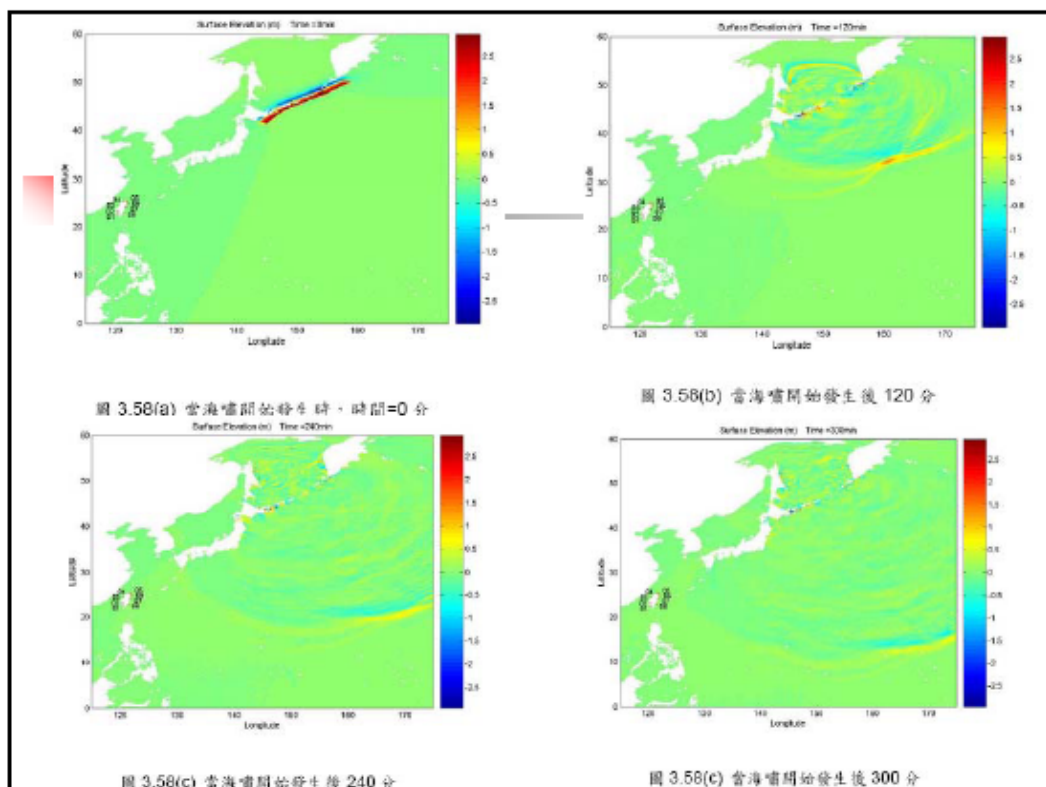


圖 3.54 模式計算區域水深地形圖



- ◆第一前導波約260分後到達測站06(蘇澳港)、約290分後到達測站05(基隆港)、約300分後到達測站01(高雄港)。
- ◆最大流速以測站06(蘇澳港)為最大，約0.25m/s；其餘測站流速更小。
- ◆由於北海道發生海嘯的地點位於日本北海道與勘察加半島之間，北面是鄂霍次克海，南面即是太平洋地區，當海嘯發生時，海嘯波有二個出口端供能量傳遞，長軸方向的北海道海岸地區、勘察加半島沿岸地區及鄂霍次克海北部海域會有相當大之影響；另一方面，由於南面的太平洋區域廣闊，海嘯波能量呈現發散，主要朝向太平洋東南部而去，且此區發生折繞射之可能性相當小，再加上海嘯波的能量經過長距離之傳遞消耗不少。從八個測站資料數值模擬顯示，水位與流速並無明確變化。
- ◆故由日本琉球群島、關東地區及北海道地區案例顯示，台灣位於海嘯傳遞之短軸方向，故若海嘯波源離台灣相當遠，則台灣地區受其影響相當有限。

(7) 新幾內亞

波峰約7.7米，波谷約4.2米深，海嘯傳播方向為正北偏東方向(波峰)，與正南偏西方向。

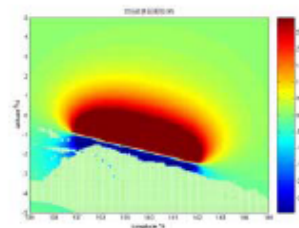


圖 3.65 初始波高程圖

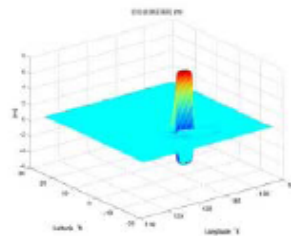


圖 3.64 初始波立體圖

Length of fault	600.0 km
Width of fault	300.0 km
Strike angle (θ)	287.0°
Slip angle (β)	78.0°
Dip angle (δ)	75.0°
Displacement (d)	15.0 m
Focal depth (D)	15.0 km
Origin of Computation	115.00°E 15.00°S
Location of epicenter	142.07°E 2.56°S

表 3.7 新幾內亞地震模式參數設定

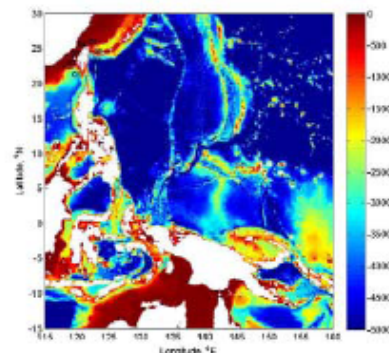
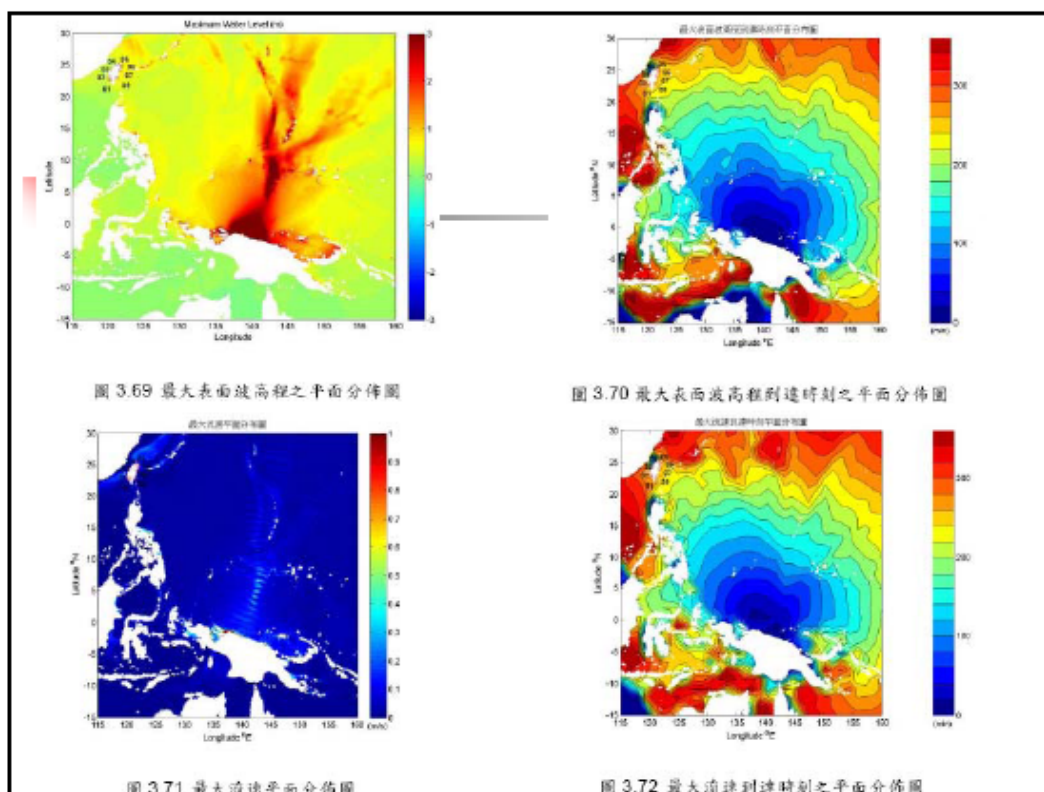
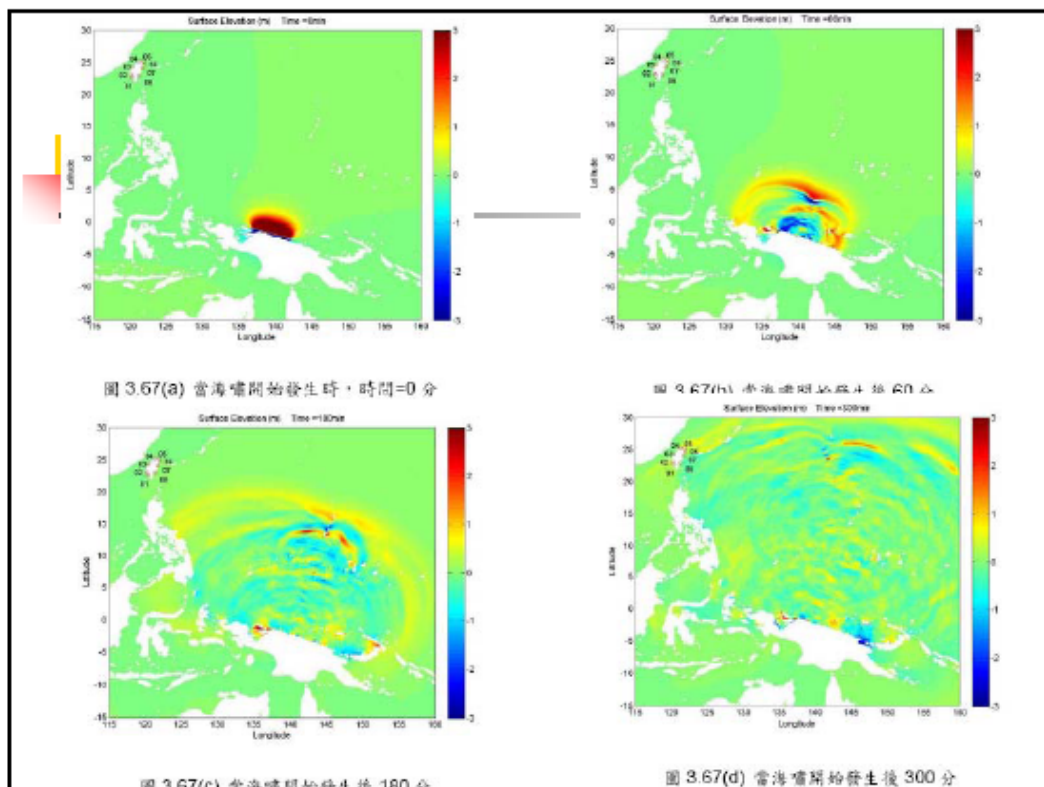


圖 3.63 模式計算區域水深地形圖



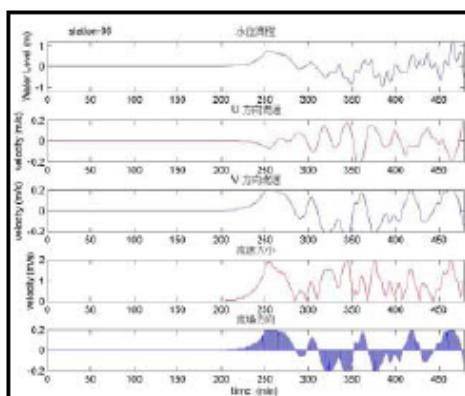


圖 3.73 測站 06(蘇澳港)模擬計算結果

■第一前導波約235 分後到達測站08 及07 的台東富岡漁港與花蓮港；約240分後到達測站01 的高雄港；約260 分後到達測站02 的台南安平漁港。

■最大流速以測站06(蘇澳港)為最大，約2.25m/s；其次依序為測站01(高雄港)約1.70m/s、測站02(台南安平)約1.05m/s；而測站03(台中港)、測站04(淡水河口)與測站05(基隆港)約0.50m/s；但測站07(花蓮港)約0.25m/s、測站08(台東富岡漁港)約0.40m/s。

■從八個測站資料分析，其中以測站06(蘇澳港)的影響最大，於地震發生時間起算約255 分後，第一前導波產生約0.8 米波高，而最大波高發生時刻為地震發生時間起算約 465 分後，產生 1.25 米波高；較大流速發生時刻為地震發生時間起算約255 分、345 分、375 分及465 分後產生約2.00M/S 的流速大小，所以我們可以說在地震發生時間起算約465 分後，蘇澳港附近沿岸受到此次的海嘯威脅最大。

綜合比較

表 3.4 各個主要港口受海嘯震源之影響 (時刻：地震發生時間起算，僅列影響較嚴重者)

震源區域	地震規模	港口(波高單位為 m，流速單位為 m/s，時間單位為 min)								
			基隆港	臺北港	臺中港	蘇澳港	安平港	花蓮港	高雄港	富岡漁港
呂宋島 西北方	8.7	波高(時間)	---	---	1(170)	---	2.2(70)	---	1.5(60)	---
		流速(時間)	---	---	3(220)	---	0.18(110)	---	2(90)	---
福建泉州	7.5	波高(時間)	---	3(300)	2.75(90)	---	---	---	---	---
		流速(時間)	---	---	---	---	---	---	---	---
宜蘭龜山島	8.3	波高(時間)	---	---	---	2.2(40)	---	---	---	---
		流速(時間)	---	---	---	2.6(75)	---	---	---	---
日本琉球 群島	9.0	波高(時間)	0.8(250)	---	---	0.4(120)	---	---	---	---
		流速(時間)	---	---	---	2.2(250)	---	---	---	---
日本關東 地區	9.0	波高(時間)	---	---	---	0.2(330)	---	---	0.22(340)	---
		流速(時間)	---	---	---	0.32(350)	---	---	0.48(340)	---
日本北海道	9.0	波高(時間)	0.13(360)	---	---	---	---	---	---	---
		流速(時間)	---	---	---	0.25(360)	---	---	---	---
新幾內亞	9.2	波高(時間)	---	---	---	0.8(255)	---	---	---	---
		流速(時間)	---	---	---	2(255)	---	---	---	---

表 3.5 不同震源引發的臺灣附近海嘯威脅 (時刻：地震發生時間起算)

震源區域	地震規模 及級數(M_w)	最大波高發生時刻及地點			最大流速發生時刻及地點			臺灣受海嘯威脅 區域
		波高(m)	時刻(分)	地點	流速 (m/s)	時刻 (分)	地點	
呂宋島 西北方	8.7	2.20	70	臺南 安平港	3.00	220	臺中港	臺中港以南沿岸 至高雄屏東
福建泉州	7.5	3.00	100	淡水 河口	2.75	90	臺中港	臺中港以北沿岸 至臺灣東北角
宜蘭龜山島	8.3	2.20	40	蘇澳港	2.60	75	蘇澳港	臺灣東北角沿岸
日本琉球 群島	9.0	0.80	250	基隆港	2.20	255	蘇澳港	臺灣東北角沿岸
日本關東 地區	9.0	0.20	330	蘇澳港	0.32	350	蘇澳港	影響甚小
日本北海道	9.0	0.13	360	基隆港	0.25	360	蘇澳港	影響甚小
新幾內亞	9.2	1.25	465	蘇澳港	2.00	465	蘇澳港	蘇澳港以北沿岸

■ 溢淹模式測試與建立-以高雄港市為例

- 假定於台灣南邊與馬尼拉海溝之間的板塊隱沒帶，發生海底斷層位移引發的災難性海嘯。
- COMCOT的海嘯模式進行模擬計算，主要目的為進行模式中的溯上計算及觀察高雄港市的溢淹情況。
- 目標是模擬計算高雄港所能承受的海嘯規模，期能訂出高雄港對海嘯威脅的最大承載規模及預警時間。
- 其斷層參數設定如下：

表 3.7 海底斷層參數設定

Length of fault	150.0 km
Width of fault	75.0 km
Strike angle (θ)	335.0°
Slip angle (λ)	110.0°
Dip angle (δ)	15.0°
Displacement (d)	30.0 m
Focal depth (D)	7.0 km
Origin of Computation	118.00°E/20.00°N
Location of epicenter	119.50°E/21.00°N

- 數值地形來源：高雄市都發局/海科中心
- 大區域為東經118.0度~東經121.0度，北緯20.0度~北緯23.0度，模式的網格數目為150*100，網格大小為2160米。
- 中區域為東經120.0度~東經120.6度，北緯22.2度~北緯22.8度，模式的網格數目為150*100，網格大小為432米
- 小區域為高雄港及陸域溯上計算部分，模式的網格數目為100*150，網格大小為86.4米。

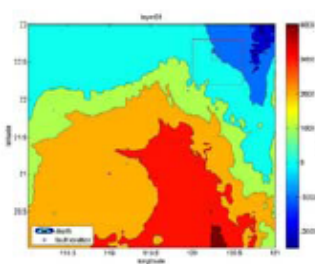


圖 3.60 高市溢淹模擬之模式計算區域範圍，包含大區域、中區域及小區域

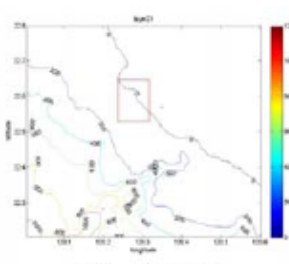


圖 3.61 高雄港附近海域

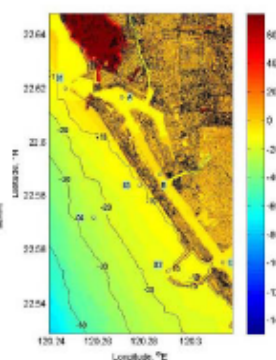


圖3.62 高市溢淹模擬之模式溯上計算區域範圍

波峰約13.0米，波谷約5.0米深，海嘯傳播方向為東偏北(波谷)~西偏南(波峰)方向傳播。

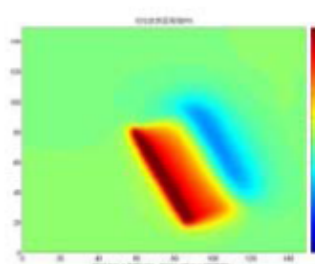


圖 4.23 初始波高程圖

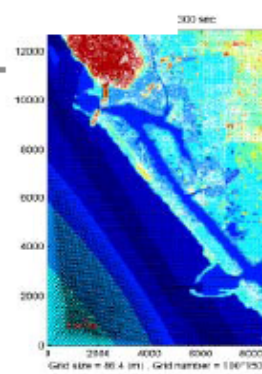


圖 4.27(a) 時間=1300 秒

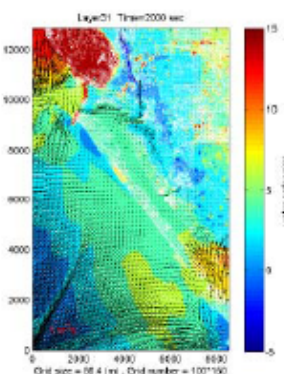


圖 4.27(h) 時間=2000 秒

- 地震發生時間起算，第一前導波約1300 秒後(即21 分鐘後)到達測站04(高雄市旗津區中段離岸處)；約1450 秒後到達測站03(高雄市旗津區中段近岸處)。此後海嘯開始溯上溢淹至高雄市旗津區全區，同時間也經由高雄港第一港口與第二港口進入港區內。港區內水位變化於短時間內突增，因此會順著海嘯的傳播方向溢淹擴散至高雄市區內。

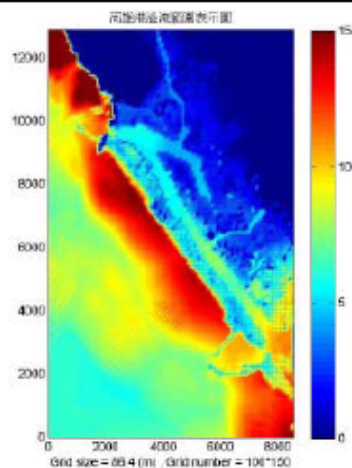


圖 4.28 高雄港溢淹範圍表示圖(單位：公尺)

模擬計算的結果，溢淹範圍北至高雄市三民區，東至高雄縣鳳山市與高雄市交界處附近。

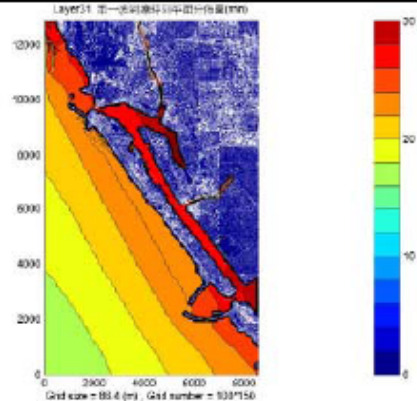


圖 4.29 第一前導波到達時刻平面分佈圖(單位：分)

第一前導波到達時刻平面分佈圖中，可知道海嘯傳播的速度於5分鐘內就由港外溢淹至港內，而除了高雄市旗津區外，海嘯發生約30分鐘左右即開始溢淹至高雄市内。

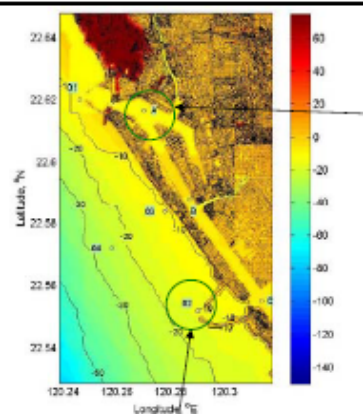


圖4.20 模式湖上計算區域範圍(layer31)

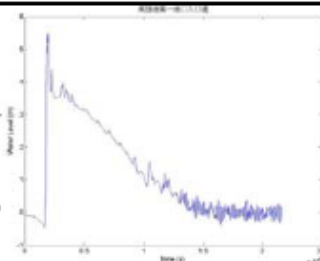


圖4.37 測站A水位高程(單位：秒)

- 港內水位一旦抬升之後，高雄港的溢淹狀況，至少維持六小時以上的時間。
- 高雄港所能承受的海嘯威脅，得出高雄港在斷層位移量8米時可以完全抵禦海嘯的威脅，換算地震矩規模為7.58(Mw)，而高雄港外可防禦的水位高度，第一與第二出口處最大約3.0米，高雄市旗津區最大約5.5米。

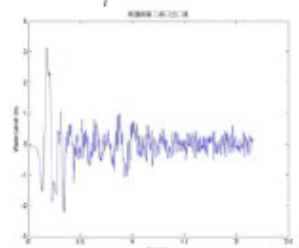


圖4.42 測站02水位高程(單位：秒，斷層位移量=8米)



互逆格林函數之應用

■傳統海嘯波源驅動模式

- 斷層模式是Mansinha and Smylie(1971)的彈性半空間錯移模型(elastic half-space dislocation model)，主要是計算走向滑距及傾向滑距在垂直地表方向的分量，即垂直位移的總量。

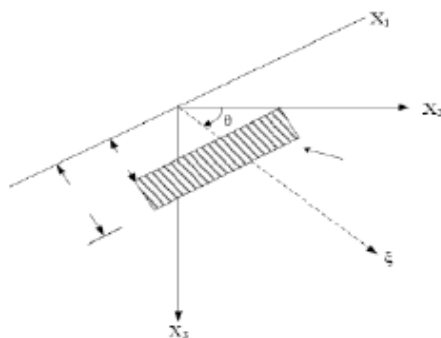


圖4.1 斷層幾何形狀及座標系統

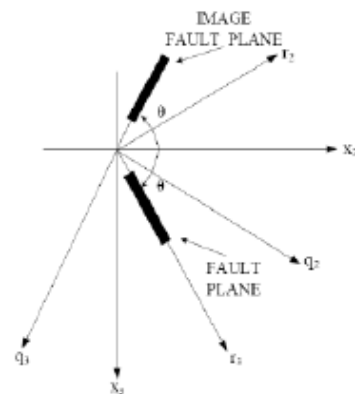


圖4.2 斷層及映像斷層座標系統

- However, the length and width of fault are unknown. In this present, the experiential formula obtained Well. et al. (1994) are used to estimate the length and width via the earthquake moment scale.



$$\log(L) = a_1 + b_1 \times M_w$$

$$\log(W) = a_2 + b_2 \times M_w$$

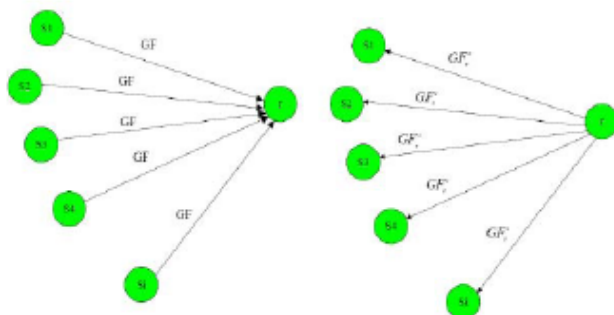
- Then, the average dislocation is determined via the formula obtained by Hanks et al.(1979)

$$M_0 = \mu WDL$$

When the length, width and dislocation are obtained, the initial displacement can be estimated.

■ 互逆格林函數

- 格林函數(Green's function)可視為SWE之通解，物理意義就是水位時序變化。
- 格林函數在線性系統有對稱性及可逆性(Loomis, 1979)
- Shuto (1991)：在水深大於50公尺之範圍，海嘯傳遞可用一線性行為描述



$$GF_s^r = GF_r^s$$

圖4.3 傳統格林函數與互逆格林函數之示意圖

- 利用格林函數在線性系統中之可逆性及對稱性，可得到與傳統海嘯模式相同之結果，並且能事先建置海嘯波高資料庫

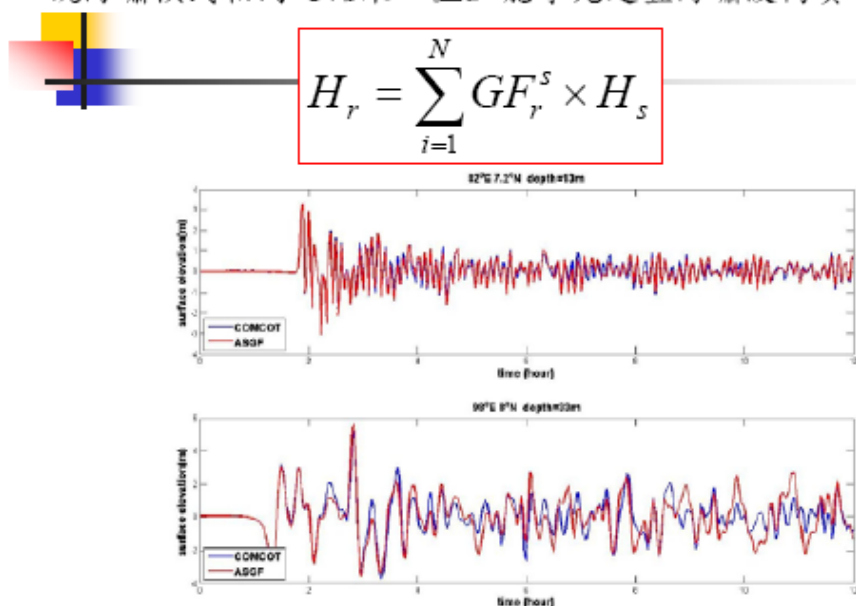


圖4.2 互逆格林函數與傳統海嘯模式之水位變化驗證

■ 互逆格林函數之應用—威脅性評估

互逆格林函數的最大絕對值代表可能有影響該地之海嘯發生範圍及其危險程度，並稱此互逆格林函數的最大絕對值為最大放大率 (max gain)。

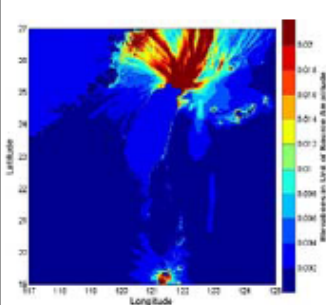


圖4.24 基隆港之放大率

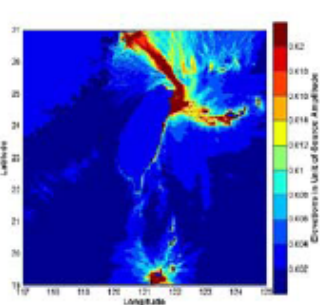


圖4.25 蘇澳港之放大率

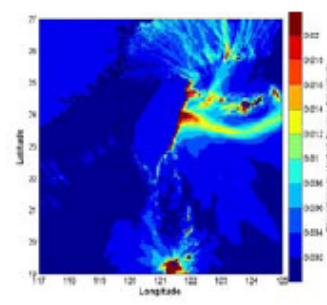
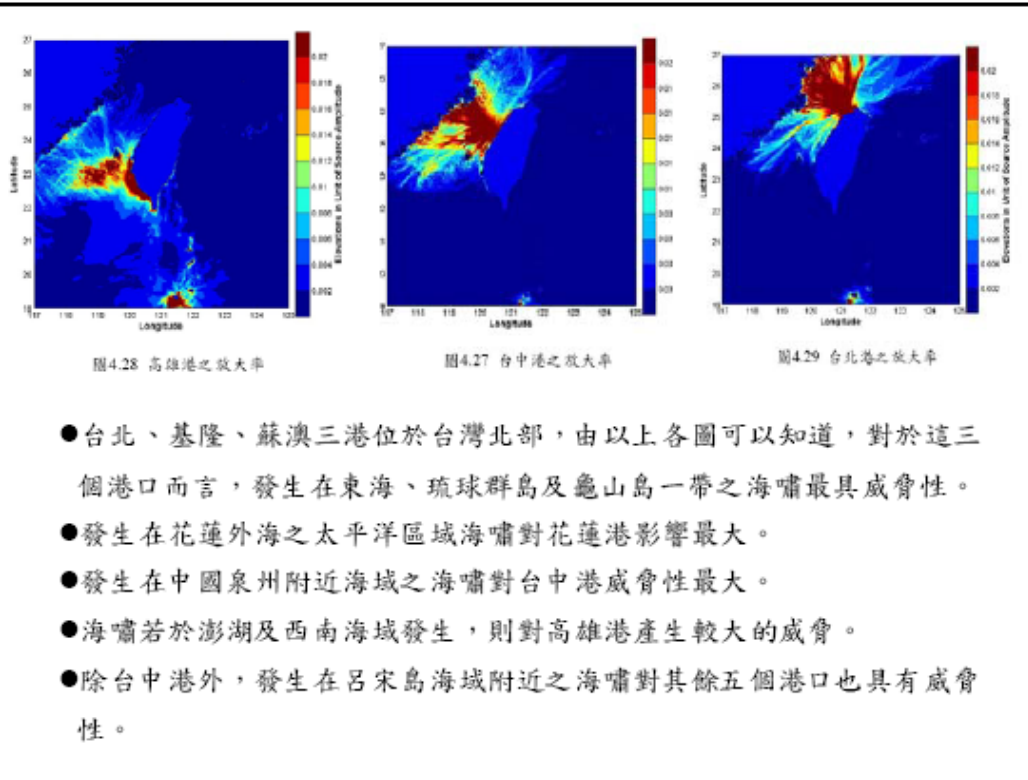


圖4.26 花蓮港之放大率



視窗化操作系統以及海嘯早期 預警系統之建置

本章則是海嘯早期預警系統之概念及建置說明，為第三年及本年度之重點工作項目。

- 5.1：先介紹目前各國海嘯預警之方式以及早期預警系統之概念及流程。
- 5.2：為介紹視窗化介面系統之建置方式。
- 5.3：為介紹斷層參數之選擇及輸入方式，併同5.2節整合為近域海嘯波高查詢系統。
- 5.4：為精進查詢系統至遠域，此節為本年度之工作項目之一，包含潛勢震源之擴展、遠端資料擷取以及各港口之遠端格林函數之建立均是精進之重點。
- 5.5：為該系統與智利海嘯之驗證。

■各國海嘯預警系統與問題

■日本

日本氣象廳(JMA)發展出獨立之海嘯預警系統，將日本海岸分為18個海嘯警報區，由分佈在全國之74個地震觀測站將地震資訊傳至海嘯預報中心。由該中心判斷海嘯之可能性，並發布海嘯警報；其預報也會送至各相關單位進行必要之疏散作業

■美國

美國夏威夷之太平洋海嘯中心(PTWC)，接收美國地調所(USGS)之即時地震資料，當太平洋發生地震時，由數個驗潮站所得出之波高變化，預測海嘯波速及波高，並以數值方式模擬海嘯初波到達時間以及可能波高，對於遠地海嘯之預警作業幫助甚大

■泰國

正在發展其獨立之海嘯預警系統。

■臺灣

中央氣象局(CWB)統一發布，海嘯相關資訊均來自美國太平洋海嘯預警系統或是日本氣象廳；臺灣東北角建置海底電纜式即時海嘯預警系統(媽祖計畫)預計明年六月完工

近域海嘯之預警系統建置之困難

■首先在於地震測報技術尚無法進入應用階段，以致無法預測震源位置

■其次，利用現行二維海嘯模式進行海嘯測報作業，需時甚久，長達數小時或是數天，對於近域海嘯實是緩不濟急。在2009年薩摩亞海嘯中即曝露出預警前置時間過短之缺失。

■最後，臺灣受海嘯侵襲機率較小，也欠缺實際海嘯紀錄比對數值模式之計算結果。

■同時，「假警報」之問題也需要進一步考慮。

■2010/10印尼北方海嘯，縱有海嘯預警系統，但卻因管理及維護問題，致使功能不彰

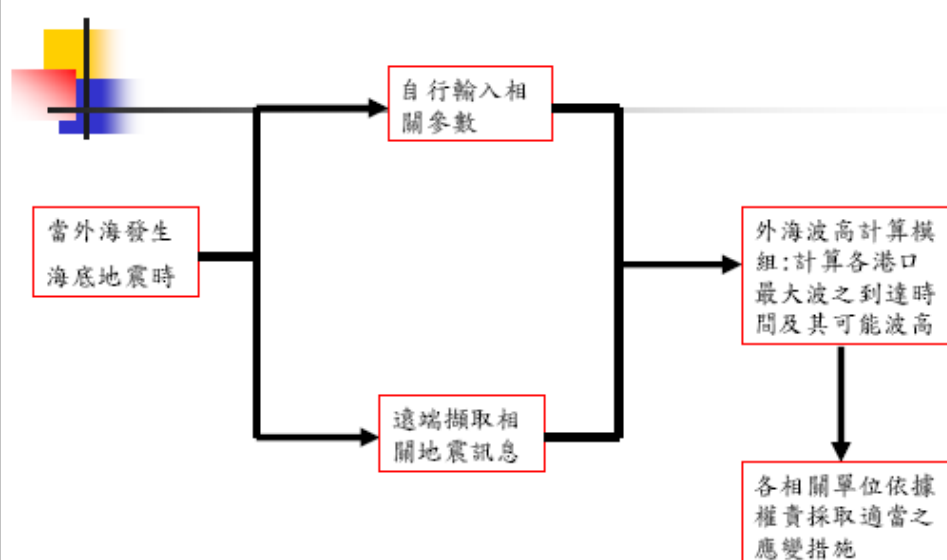
●海嘯防災重點：

- 建置快速之近域海嘯預警系統，在有發生海嘯疑慮之初期，即可快速計算海嘯初波到達之時間與高度，提供後續應變作為
- 將所有可能性以資料庫方式呈現，做適當之情境模擬，以掌握可能之災情
- 做好平常之防災教育及海嘯科技研究，使海嘯防災救災觀念能深植民間。

●互逆格林函數之優點

- 可針對重點區域計算並彙整海嘯波高資料庫。
- 避免做大規模之數學運算。
- 一般個人電腦即可操作
- 可計算最大波高/第一波波高及其到達時間。

海嘯早期預警系統之初步規劃圖



■海嘯早期預警系統之建置與精進

●利用 Matlab 之 GUI 介面設計及配置視窗介面。

●第四年之精進項目

- ✓ 潛勢震源擴展至環太平洋區域
- ✓ 遠端擷取功能
- ✓ 八港之遠域格林函數之建置

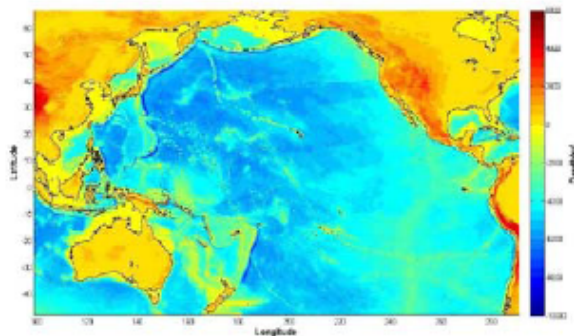
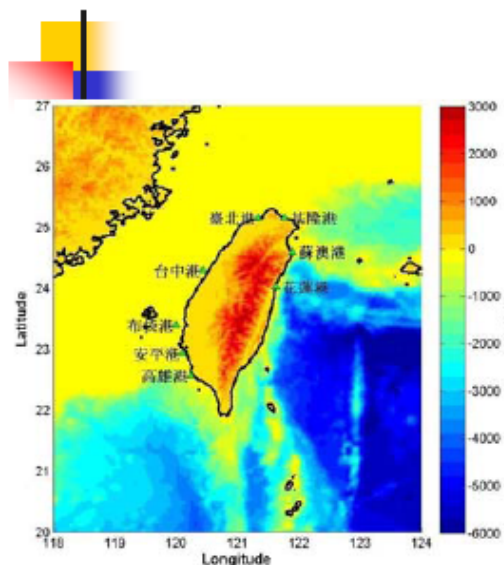


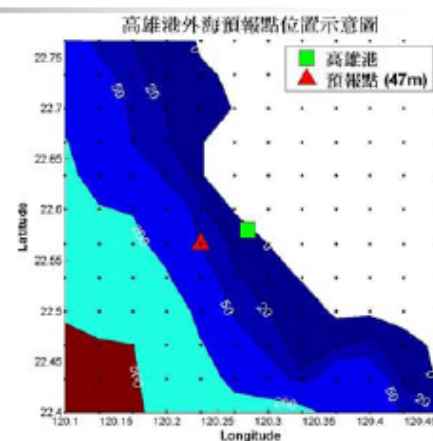
圖 3.1 模式計算範圍圖

■資料檔為減少硬碟容量，故以nc檔格式儲存，總計需要1000GB之硬碟空間。
 ■模式計算範圍包含整個環太平洋地震帶，東經99度~西經69度，南緯48度~北緯67度
 ■網格為2分，最長計算時間為30小時(考量海嘯波自太平洋東岸傳遞至台灣所需之時間)。

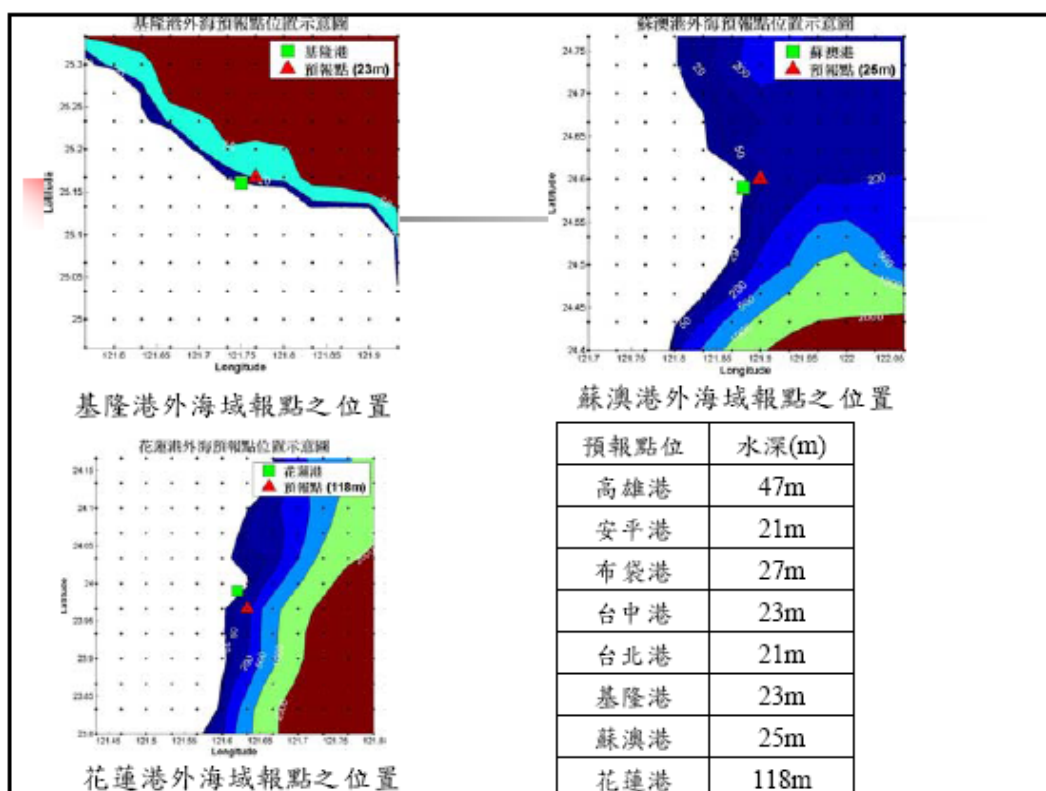
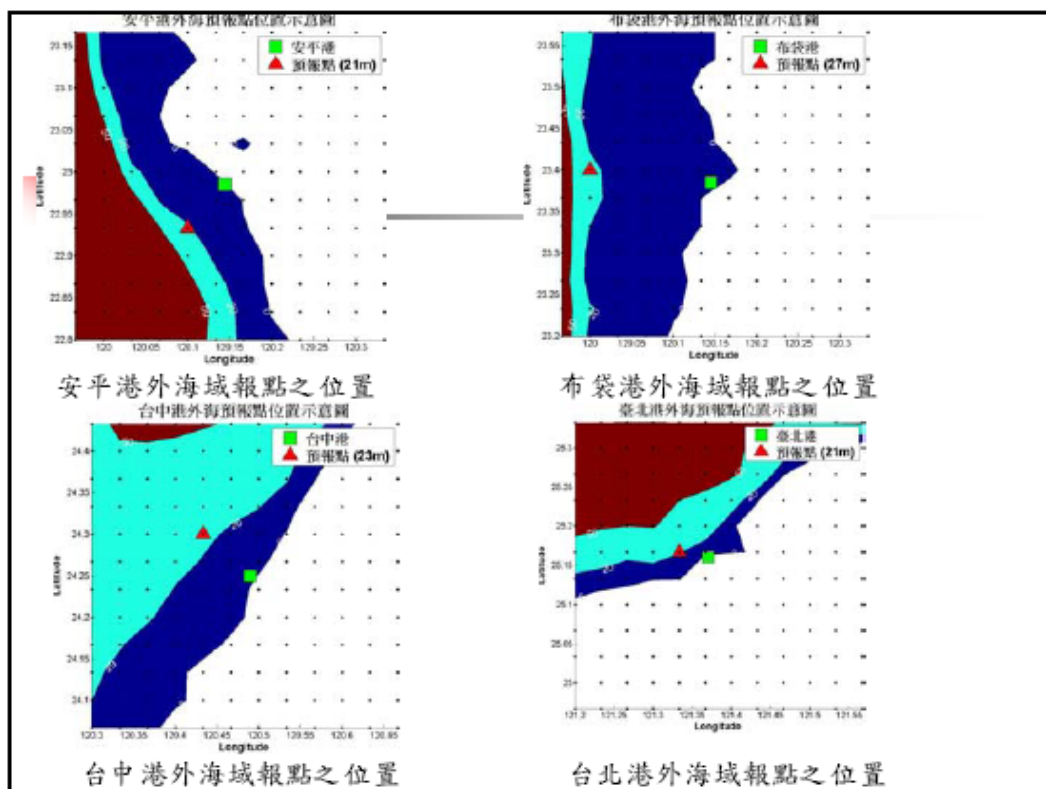
■預報點位



國內八個主要港口之位置



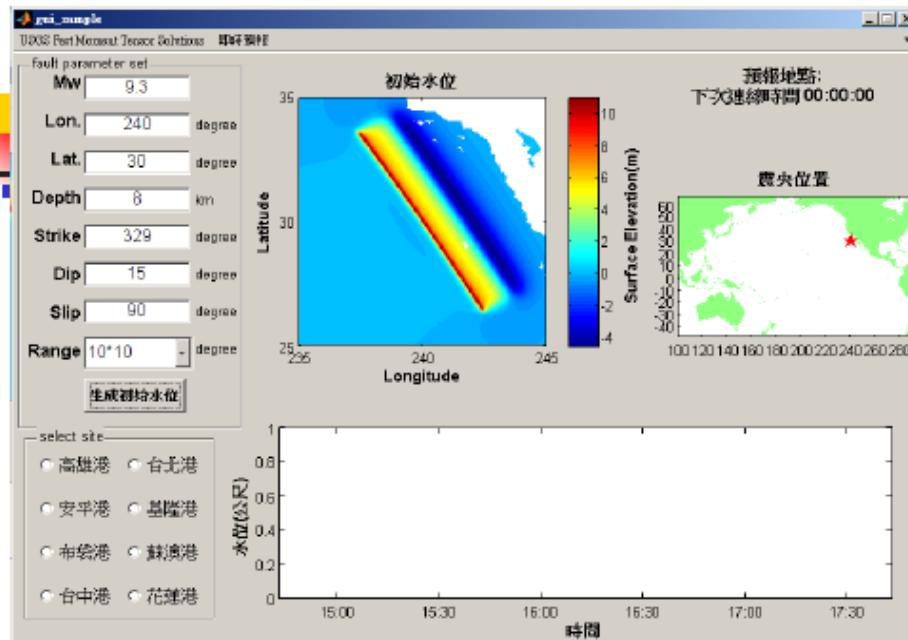
高雄港外海域報點之位置



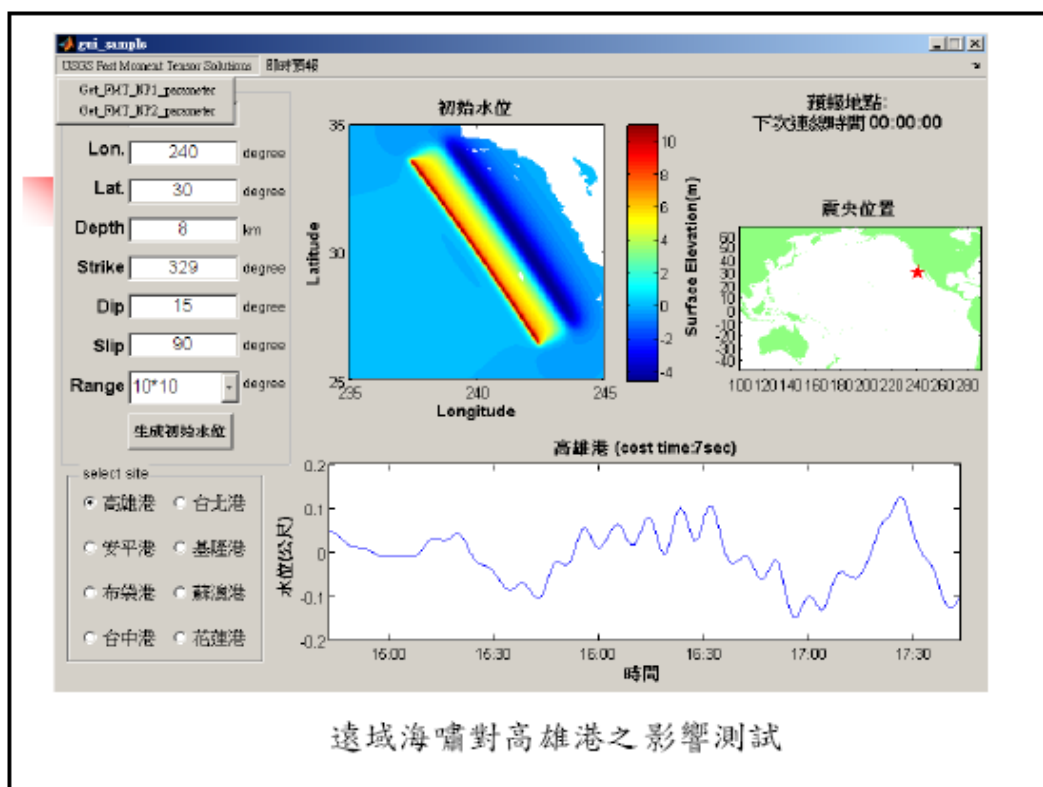
遠端擷取之資料庫取自美國USGS 資料庫



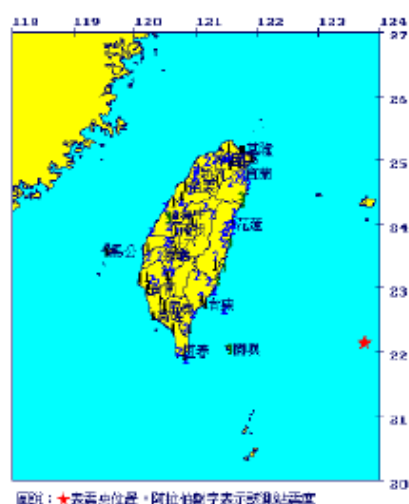
美國USGS 資料庫



新視窗化作業介面



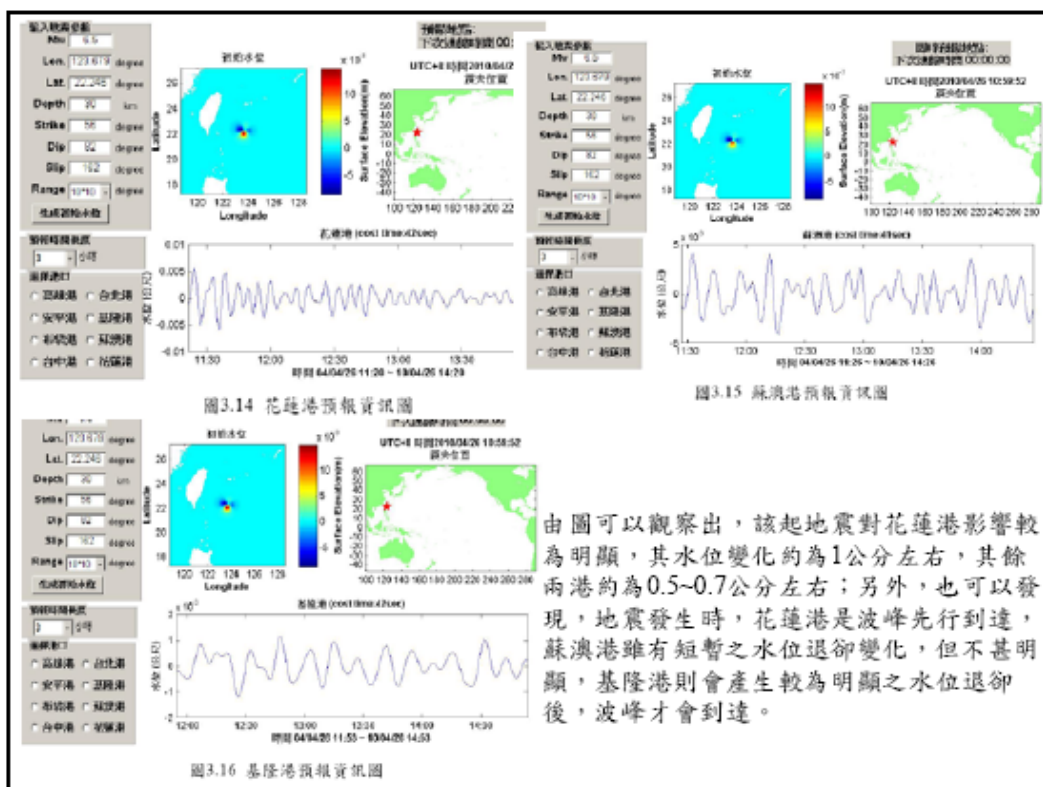
實例操作-2010/4/26 蘭嶼地震



2010年4月26日 蘭嶼地震

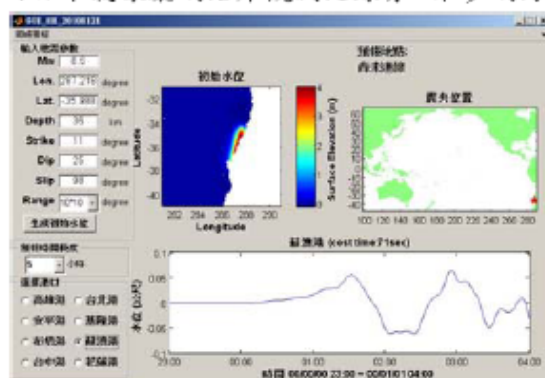
- 發生時間為2010年4月26日早上10點59分51秒
- 震央為東經123.74度，北緯22.15度，即是台東蘭嶼地震站東方225.9公里
- 震源深度73.4公里，芮氏規模6.8
- 預報時間：3小時

圖3.13 2010/4/26 蘭嶼地震震央位址圖



■海嘯預警系統的驗證-智利海嘯

- 台灣時間2010年27日下午2點34分於智利發生芮氏規模8.8之大地震。
- 夏威夷太平洋海嘯警報中心即針對智利與秘魯沿岸發布最高層級海嘯警報。
- 根據太平洋海嘯警報中心的紀錄智利沿海地區出現數十公分至2米多的海嘯高度，美國及墨西哥東海岸、夏威夷都觀測到數十公分的海嘯高度。而日本氣象廳的沿岸觀測紀錄有1米多的海嘯高度。



資料來源：交通部港灣技術研究中心在基隆港東防波堤外水深44公尺處設置的剖面海流表面波浪與潮汐之監測系統(Acoustic Wave and Current Profile system)；儀器設定的觀測頻率為1Hz，紀錄每小時的第10至第44分鐘觀測水位及水分子運動速度。根據中央氣象局預測，海嘯波從智利外海約需經過26小時後抵達基隆，其時間為2010年2月28日下午四點多。故此研究取2010年2月28日的水位資料(圖4.2)來進行驗證海嘯的水位高度。

交通部運輸研究所港灣技術研究中心基隆港觀測站儀器安裝位置圖



圖 1.1 基隆港波浪觀測站位置圖

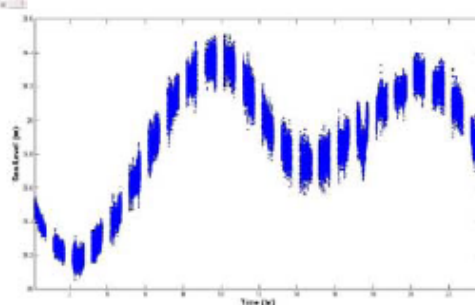


圖 4.2 2010 年 2 月 28 日每小時取第 10 分鐘至 44 分鐘的觀測水位

■驗證方法：總體經驗模態分解法(EEMD)，避免出現混模效應。

■濾波：第一波海嘯較明顯的波谷到達時間在2010/2/28日的下午5~6點之間，故取下午5點10~44分之水來分析海嘯水位。由於海嘯波及潮汐同屬於長週期波，若考慮海嘯的周期大於資料觀測的時間長度34分鐘，則EEMD分解水位所得的海嘯分量容易和長周期的潮汐分量的訊號一起被分到餘訊(residual signal)，故有必要先濾除潮汐訊號。

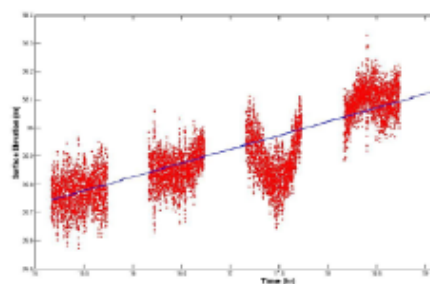


圖 4.4 2010 年 2 月 28 日下午 3~7 點時段所採資料，其中藍線為潮汐迴歸線

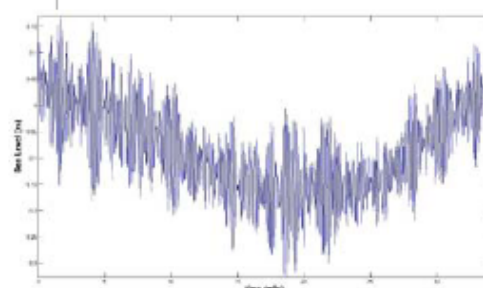


圖 4.5 2010 年 2 月 28 日下午 5 點 10~44 分時段濾潮後的水位

■ EEMD and IMF

低頻兩個IMF分量C7和C8，其周期約20分鐘，由於相位相近基本上可視為同一分量，兩者加乘的水位波高2.8公分，波谷4.3公分。與C7、C8相較起來，餘訊對水位的影響較大，其水位最大值5公分，最小值約13.5公分，基本上可視為海嘯造成的水位。

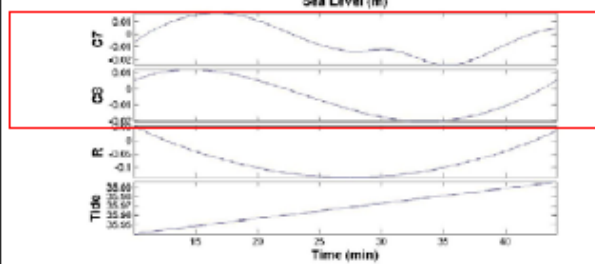


圖 4.7 由 EEMD 分解出較低頻的 IMF 分量(C7、C8)與餘訊 R，以及事先濾潮所扣除的潮位(Tide)

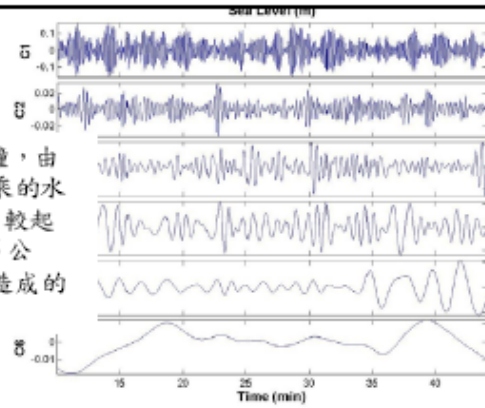


圖 4.6 由 EEMD 分解出較高頻的 IMF 分量(C1 至 C6)

■ 與實測資料驗證(1)-未修正前之參數

表 4.1 美國國家地震資訊中心發布最初發布之智利地震 FMT 解

USGS Centroid Moment Tensor Solution
10/02/27 06:34:09.75
BIO-BIO, CHILE
Epicenter: -35.988 -72.782
MW 8.6

USGS CENTROID MOMENT TENSOR
10/02/27 06:35:27.29
Centroid: -35.757 -72.389
Depth 36 No. of sta:189
Moment Tensor: Scale 10^{21} Nm
Mrr= 7.40 Mtt=-0.53
Mpp=-6.87 Mrt= 0.06
Mrp=-5.95 Mtg=0.76

Principal axes:
T Val= 9.57 Plg=60 Azn= 84
N -0.48 3 183
P -9.08 19 274

Best Double Couple: Mo= 9.3×10^{21}
NP1: Strike=11 Dip=25 Slip= 98
NP2: 182 65 86

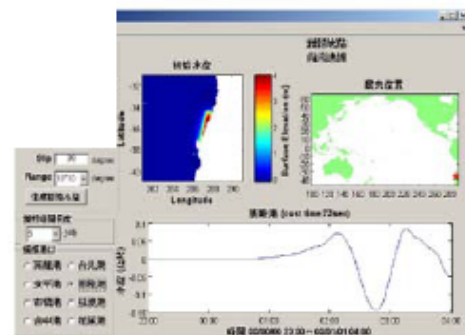


圖 4.8 海嘯預報系統計算板 Mw8.6 的智利海嘯在基隆港所造成的水位

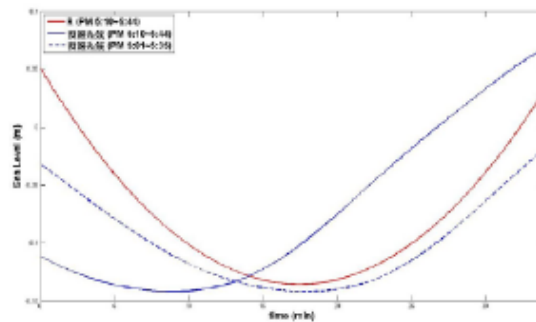


圖 4.9 下午 5 點 10~44 分預報系統計算地震規模 8.6 的水位(藍實線)與 EEMD 的海嘯餘訊(紅實線)，以及預報系統下午 5 點 1~3 分的水位比較

系統結果顯示海嘯第一波的波峰為 7.1 公分，波谷為 14.2 公分，取下午 5 點 10~44 分的預報系統水位與 EEMD 的海嘯餘訊，以及下午 5 點 1~35 分的水位作比較(圖 4.9)，能清楚的了解波谷之水位相近，而預報時間比實際波谷到達時間先到 9 分鐘。

■與實測資料驗證(2)-修正後之參數

表 4.2 美國國家地震資訊中心修正的智利地震 FMT 解

10/02/27 06:34:08.34
OFFSHORE BIO-BIO, CHILE
Epicenter: -36.027 -72.834
MW 8.8

USGS CENTROID MOMENT TENSOR
10/02/27 06:35:27.50
Centroid: -35.766 -72.473
Depth 30 No. of sta:187
Moment Tensor; Scale 10^{22} Nm
Mrr=1.13 Mtt=-0.06
Mpp=-1.07 Mrt=0.09
Mrp=-1.43 Mtp=-0.12

Principal axes:
T Val= 1.84 Plg=63 Azm= 80
N -0.06 4 180
P -1.78 26 272

Best Double Couple:Mo= 1.8×10^{22}
NP1:Strike= 14 Dip=19 Slip= 104
NP2: 179 71 85

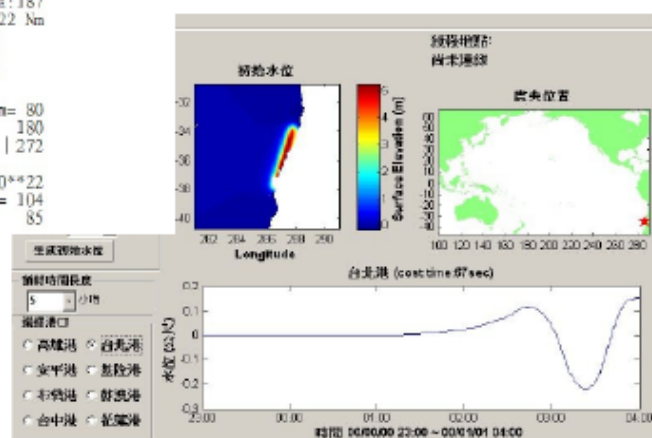
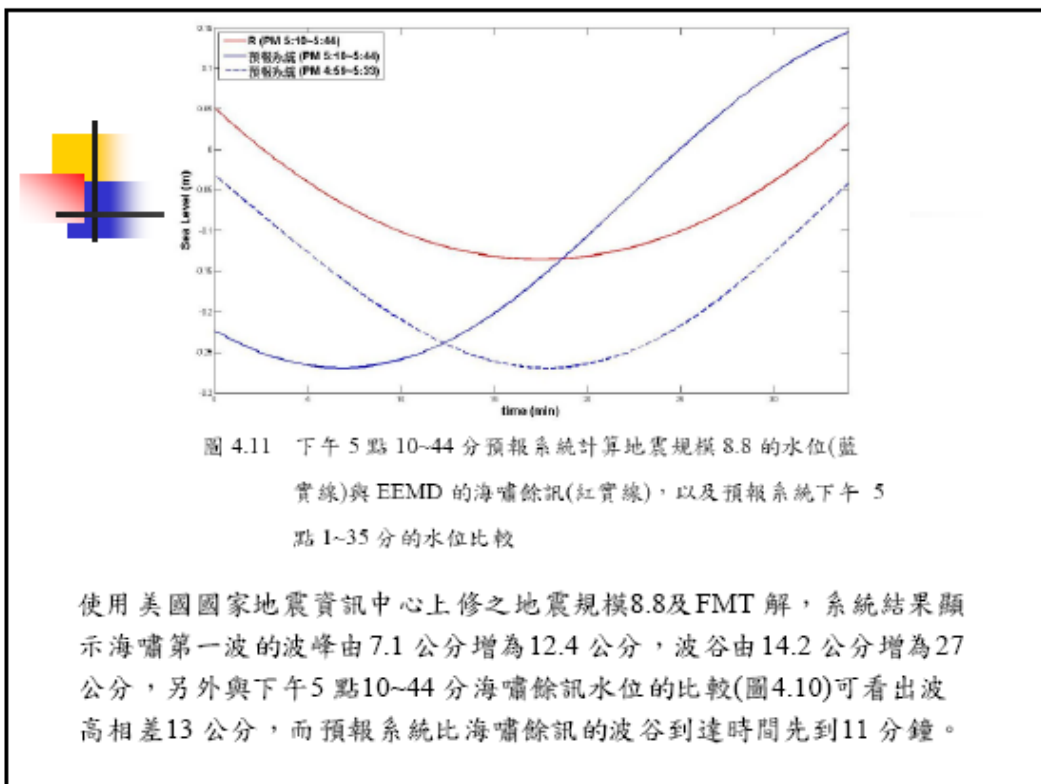


圖 4.10 海嘯預報系統計算地震規模 8.8 的智利海嘯在基隆港所造成之水位



結 論

■海嘯與地震之關係

1. 臺灣東部外海是強震較頻繁的區域，但是東部沿海地形陡峭，淺化作用不明顯縱有海嘯侵襲，歷史上造成災害之機率並不高；至於西部沿岸由於地震較容易發生在造山帶前緣，因此臺灣海峽發生強震的機率不高，要產生大海嘯的機率也不大。所以整體而言，**最值得注意的區域有西南部高屏沿海低窪地區，以及東北外海（包括龜山島）。**
2. 西南部高屏沿海低窪地區值得注意的原因如下：臺灣造山帶的斷層前緣由此處出海，延伸至活躍的馬尼拉海溝構造帶；這地區的外海多斜坡與峽谷，海底地形變化大，而且本區域地勢平坦甚至低窪。**馬尼拉海溝是活躍的構造帶，容易引發強震，造成的海嘯可以傳導至臺灣西南部，而變化大的海底地形容易產生海底山崩；**平坦的高屏沿海一帶一旦受到海嘯侵襲，淹溢範圍將相當大，容易造成嚴重災害。
3. 由大地構造得知，恆春斷層及潮州斷層雖其相關性仍有未明之處，但現場調查及實例均已說明恆春斷層之活動性仍持續保持，仍有發生地震之可能。

■海嘯數值模擬

1. 本文分別使用 PARI 與 COMCOT 海嘯數值模式，來模擬計算臺灣周邊海域的海嘯威脅與高雄市溢淹情形。海嘯威脅不僅只於海嘯本身的波高及能量，本身的傳播方向、海底地形作用及震源遠近，都將帶來不同的影響。海嘯來臨時，能量多集中於前幾段的海嘯波。依歷史案例來評估臺灣周邊海域的海嘯威脅，以福建泉州影響臺灣中西部沿岸最為嚴重，因臺灣正好位於海嘯傳播之長軸方向；於臺中港產生最大波高約為1m，最大流速約3.4m/s；宜蘭外海龜山島海域屬於近岸震源，其海嘯波影響範圍為宜蘭沿岸與北海岸附近，在蘇澳港產生最大波高約0.5 米，最大流速約2.6m/s；而呂宋島西北方海域的影響則較集中於屏東、高雄及臺南沿岸，於高雄港的最大波高約1.5 米及最大流速約2.0m/s。至於遠域的海嘯威脅，其中以日本琉球群島最具潛在性危險，由古海嘯紀錄得知，基隆港曾受大海嘯襲擊，雖然模式模擬的海嘯波並非直接朝臺灣東北角而來，但已經對臺灣北海岸地區有不小的影響，其中蘇澳港產生0.5 米波高，最大流速接近1.00m/s。綜上所述，臺灣各港口所面臨的海嘯威脅以東北部(基隆港、蘇澳港)及西南部(高雄港、安平港)最具潛在性危險。

2. 模式模擬高雄市外海發生地震矩規模為9.0所引發之海嘯；結果顯示海嘯波直撲高雄港，溢淹範圍北至高雄市左營區、三民區；東至高雄市小港區、高雄縣鳳山市與高雄市交界處附近，其受災範圍甚廣；且高雄港受到如此規模的海嘯侵襲，高雄港區內的水位變化持續震盪變化五小時後，水位才會逐漸下降趨於海水零位面。另外，從模式計算結果，高雄港可抵禦的海嘯威脅為地震矩規模7.58 左右，高雄市旗津區中部可抵抗之最大波高約5.5 米，第一與第二出口處附近可抵抗的最大波高約3.0 米。

■互逆格林函數之應用

1. 由於傳統之單波源全接收點式之海嘯數值模擬方式，由於受限於地震資訊無法事先測報，故實務上應用在海嘯預警相當有限；有因為計算點位相當多，故所需之記憶容量亦相當龐大，也影響計算效率，故有必要尋找一種可行方法，結合目前之海嘯數值模式，尋求能快速計算海嘯波高及到達時間之方法。
2. 本文應用 Xu(2007)之結論以及線性系統之可逆性，採用互逆格林函數計算方式，經與南亞海嘯泰國及斯里蘭卡數值結果比較顯示，兩者結果相當符合，證明此方法 **可以有效降低對地震資訊之依賴性、降低記憶容量需求以及提升計算效率，結合傳統海嘯模式後可實際應用於海嘯測報作業中。**
3. 放大率圖顯示，並非所有海嘯都會對六個國際港產生威脅；**對基隆、台北、蘇澳等港口產生最大威脅的海嘯來源為東海、琉球群島及龜山島一帶；台灣東岸之太平洋海域之海嘯對花蓮港影響最大；泉州一帶海域產生海嘯對台中港影響最大；澎湖海域及西南海域發生之海嘯則對高雄港會產生較大之威脅；發生在呂宋島附近海域之海嘯除了對台中港較無威脅性外，對其他各港口也會產生一定程度之威脅。**

■海嘯早期預警系統之建置

1. 現行之海嘯預報流程與方式並無法及時提供各港務單位足夠之資訊作為後續應變之用；同時，2009 年之 薩摩亞海嘯也證明了目前之海嘯預警系統面對近域之海嘯仍有相當大之改進空間；也因此，有必要建置一適用於各港務機關之近/遠域海嘯早期預警系統，**以期能在有海嘯發生疑慮時，能快速掌握水位變化及到達時間**；同時，另一方面也可以降低「假警報」之問題。
2. 互逆格林函數法之特性有助於海嘯波高資料庫之建立，利用 Matlab 軟體撰寫而成之介面以及遠端擷取之功能，可結合為一「**遠/近域海嘯早期預警系統**」，其計算範圍可包含環太平洋地震帶，波高資料庫也涵蓋國內各重要港口。**目前海嘯波高資料庫亦以轉呈港灣技術研究中心。該系統經與2010年智利海嘯基隆港實測水位比較後，証實預測之水位變化及到達時間與實測資料十分接近。**
3. 以海嘯發生地點而言，**最有可能發生海嘯之潛勢區域是馬尼拉海溝，其海嘯波在30分鐘可到達台灣，預警時間甚為倉促；太平洋東岸發生海嘯，其海嘯波約在24-28小時後抵達台灣。**



謝謝指教

附錄四 ■期中□期末報告審查意見處理情形表

計畫名稱：臺灣沿岸海嘯影響範圍與淹水潛勢分析(4/4)

執行單位：中山大學

參與審查人員 及其所提之意見	合作研究單位 處理情形	本所計畫承辦單位 審查意見
一、陳文俊委員		
1.本年度工作項目之一為建立八個商港整個太平洋海盆之數值格林函數，可能受限資料問題無法於報告中呈現，但仍建議以適當方式呈現此成果。	1.感謝委員之建議。遵照辦理。	同意
2.蘭嶼地震於花蓮產生1cm，蘇澳、基隆為0.5~0.7cm，此數值是否受潮汐影響？亦或是否可合理反應為海嘯波？亦或合理。	2.感謝委員之建議。本系統另一個主要目的是經由早期預警來避免假警報之問題；海嘯模式主要是由斷層模式驅動，故計算出來之結果並未包含潮汐之影響。	同意
3.預報之驗證可能受限各港預報點水深因素之影響？於模式	3.感謝委員之建議。為配合格林函數之性質，故預報點位之水	同意

網格中是否有包含國外所設海嘯水位站，可否亦納入驗證？	深大多較 50 公尺為深，但由於東西兩岸地形明顯不同，選點時僅能儘可能滿足理論上之需求。模式計算所得之水位與馬爾地夫潮位站驗證下，其結果甚為符合。	
4.結論中提及預報時間 早到可作為提前防災應變，惟不知其他港是否有可能產生晚到之情形？建議文字上作潤飾。	4.感謝委員之建議。目前驗證資料僅有基隆港之實測資料可供驗證。期末報告中已省略相關之敘述。	同意
5.本年度為最後一年，建議期末時確實之工作項目及已執行之成果作完整之陳述，以讓委員及閱覽者了解，也能展現團隊努力之成果。	5.感謝委員之建議。遵照辦理。	同意
二、江文山委員		
1.本年度為(4/4)計畫，建議將歷年方法、成	1.感謝委員之建議。將於期末報告中述明。	同意

果整理彙集成總報告。		
2.P. 1-4 第 2 年成果說明部份，文字敘述與數據的一致性再作檢視。	2.感謝委員之建議。遵照辦理。	同意
3.由於需投入人力、資源的限制，建議先著重於近域部份，至於遠域部份則先參考日本、美國的資訊。	3.感謝委員之建議。遵照辦理。	同意
4.P. 2-11 模擬步驟以流程圖呈現。	4.感謝委員之建議。將於期末報告中呈現。	同意
5.使用之 GF 為 point source 觀念，其對方向的解析如何處理？	5.感謝委員之建議。格林函數之觀念其實與一般海嘯模式並無太大之差異，僅在於單位振幅之震源之佈設方式之不同；由格林函數演算之成果及方向性之處理上，亦等同一般傳統演算方式。	同意

6.案例分析結果呈現誤差存在，請檢討原因。	6.感謝委員之建議。由於網格大小及預報點位之所在位址，故在東岸之泰國會產生較大之偏差，但是前導波等數個波形之模擬上，仍是與海嘯模式相同。	同意
7.單位：公尺、m、米、建議使用一致表示方式。	7.感謝委員之建議。將於期末報告中一併修正	同意
三、林朝福委員		
1.美國地調所資料庫之資料時間延滯是否會影響預報的需求？	1.感謝委員之建議。為提升預報之效率，台灣附近將改採中央氣象局之即時資料。	同意
2.在預報系統操作介面上，建議能有切換至顯示災害水位之預報海嘯水位及到達時間。	2.感謝委員之建議。遵照辦理。	同意
3.依智利地震 8.6 修正為 8.8 規模，預報的	3.感謝委員之建議。這是由於海嘯初始水位	同意

水位差異高達 2 倍，請說明。	與地震矩規模成正相關，故系統計算出之預測水位會偏大，請詳見期末報告 p.5-30 之說明。	
4.建議針對本預報系統遠近水域發生有可能發生地震海嘯的震源做事前的演算，提供發佈災害單位參考。	4.感謝委員之建議。將於期末報告中述明。	同意
四、蘇青和委員		
1.請補充說明前三年之執行內容、相關理論及各項具體成果。	1.感謝委員之建議。遵照辦理。	同意
2.視窗化海嘯波高查詢系統，除歷線圖展示外，建議增加文字說明，例如最大海嘯波到達時間及大小。	2.感謝委員之建議。遵照辦理。	同意
3.視窗化海嘯波高查詢系統，在計算值小於誤差大小值時，建議	3.感謝委員之建議。遵照辦理。	同意

做必要之展示修正。 4.視窗化海嘯波高查詢系統，建議考慮與中心重要港口即時潮位觀測值作結合比較展示。 5.報告撰寫內容請依本所規定，期末報告請增加中、英文摘要。	4.感謝委員之建議。遵照辦理。 5.感謝委員之建議。遵照辦理。	同意 同意
五、簡仲璟科長 1.為方便作業，在輸入地震參數後(可否自動輸入?)，8 個港口是否可以一次計算完成(不挑選某一港口)? 在假設預報時間長度為 28 小時的情況下需時多久? 2.系統移轉後之技術指導與支援建議能持續。	1.感謝委員之建議。八個港口是採用資料庫方式儲存；一次計算 8 個港口之計算太大，恐不符預報效率。以南美之海嘯為例，計算時間約 5 分鐘即可得出相關資訊。 2.感謝委員之建議。遵照辦理。	同意 同意

3.本計畫為最後一年，故請整理作總結報告，其內容請儘量完整。	3.感謝委員之建議。遵照辦理。	同意
--------------------------------	-----------------	----

附錄五 □期中■期末報告審查意見處理情形表

計畫名稱：臺灣沿岸海嘯影響範圍與淹水潛勢分析(4/4)

執行單位：中山大學

參與審查人員 及其所提之意見	合作研究單位 處理情形	本所計畫承辦單位 審查意見
一、林朝福委員：		
1.P2-1 與 P2-15 引起海嘯的地震規模，請統一敘述。	1.感謝委員之建議。已統一敘述。	同意
2.預報所需的參數能否取得？尤其近域海嘯的預報可否能及時得到。	2.感謝委員之建議。有關預報參數之來源以詳述於 P.5-6 中；一般而言，若馬尼拉海溝產生海嘯時，若地震參數可即時擷取，則 5 分鐘左右可計算出結果。	同意
3.預報時間分 90 分及 180 分鐘，其起算時間是如何訂定？能否滿足應用需要？	3.感謝委員之建議。近岸之預報時間主要是以海嘯波到達預報點位產生水位變化起算，以近岸海嘯而言，應屬足夠。精進後之預報系統最長預報時	同意

4.新視窗之輸入參數較舊視窗少了斷層長度、寬度及滑移量？是否有影響預報結果？	間可達 5 小時。 4.感謝委員之建議。新視窗減少輸入欄位並不影響預報結果，此乃因斷層長度、寬度及滑移量均可以在得知地震矩規模後引用相關公式計算求之。	同意
陳文俊委員： 1.建議未來摘要與結論對淹水潛勢亦加以敘述，以突顯與本計畫名稱之相符性。 2.高雄市溢淹各站水位圖中於事件 3 小時候，仍有約達 1 公尺左右之水位晃動，其機制為何如此？ 3.屏東海嘯各測站水位之模擬尚有差距，後幾年模式模式之改進後，有無再檢核是	1.感謝委員之建議。結論部份有敘明高雄港/市溢淹模擬結果及防範措施。 2.感謝委員之建議。高雄港溢淹模擬是假設一極值狀況，海嘯波進入港內時，由於非線性之行為，故仍有 1 公尺之水位變化。 3.感謝委員之建議。因海嘯模擬非一般之水動力模擬有許多案例可供模擬校正之用；	同意 同意 同意

否有改善水位預報效率？	再加以利用該案例作為驗證，其參數也未必能代表台灣全區，故若採初始設定參數模擬反較有一般性。	
4.海嘯預報中所輸入之參數有一些不易取得，資料正確有疑或取得時間長者，能否於取幾項易於掌握之參數即能取得相同精度成果之預報，如此模式之應用更佳。	4.感謝委員之建議。目前地震所引起之海嘯初始水位仍需半彈性模型進行進算，故重要之參數仍需藉助地震資訊。	同意
5.部份預報水位甚小，可能尚牽涉到模式精度問題，建議改單位，以避免精度之疑慮。	5.感謝委員之建議。目前預報系統之單位設定為公尺，水位絕對值的最大值小於 0.01 公分時即設定為零。	同意
6.各站放大率之成果有提到海嘯來襲時之影響方向，此些成果是否由各方向海嘯來襲之合成結果？	6.感謝委員之建議。由於各站之放大率是由各港利用單位互逆格林函數所計算出之空間分布，故實際上是	同意

	代表一個單點之合成結果。	
三、黃國書委員: 1.P2-2 提到隱沒帶 (Subduction Zone)以解釋海嘯來襲時波峰或波谷先到的原因很有意義，惟可再清楚一點或是與 P3-46 水位的變化圖前後呼應，更加深印象。 2.P3-48 提到最大波到達時間與圖 3.47 中 Galle 與 Colombo 兩位之實測記錄反應似不一致，請進一步說明。 3.P3-64，小區域模擬，解析度為 86.4 米，換言之，應僅考慮地形高程，對陸上區域之	1.感謝委員之建議。已調整相關敘述，請詳見 P.3-46。 2.感謝委員之建議。可能之原因應是加勒位於斯里蘭卡之南岸，可倫坡位於西岸，對於這兩個地方而言，海嘯會沿著岸邊行進，邊緣波及繞射效應可能是其發生之原因。 3.感謝委員之建議。該案例僅為溢淹模擬之適用性，故此一解析度是未考慮人工結構	同意 同意 同意

糙度(人工結構物)有考慮嗎？	物或是糙度。	
4.P5-18 何以三個港有些是波峰先到，有些是波谷先到，請進一步說明。	4.感謝委員之建議。實際上三個港均是波峰先抵達，但是由於預報初始時間設定之故，使花蓮港水位退卻之現象不明顯。	同意
5.P2-17 有關日本神奈川實驗室之研究成果以及 P5-1 有關日本 JMA 的預警作業模式，請註明出處於參考文獻中。	5.感謝委員之建議。P.2-17 之相關敘述已刪除；P.5-1 有關日本 JMA 的預警作業模式之出處已增列於參考文獻 31。	同意
四、李俊穎委員：		
1.有關海嘯對於鄰近港區部分已有良好的成果展示。	1.感謝委員之肯定。	同意
2.請補充中英文摘要及期中報告審查表於報告內。	2.感謝委員之建議。遵照辦理。	同意
3. GUI 視窗介面有關自	3.感謝委員之建議。使	同意

行推算部分，能否加入地震發生時間，即可於畫面上展示出海嘯抵達時間？	用自動連線功能，系統會顯示地震發生時間，海嘯抵達時間可由時序列圖顯示。	
4.有關資料及技術轉移部份請後續協助中心建置。	4.感謝委員之建議。遵照辦理。	同意
五、簡仲璟科長: 1.海嘯模式究竟建議採用日本空港研究所之 PARI 或是美國康乃爾大學之 COMCOT，還是各有所長與所短(附錄二雖已有比較)，是否需擷長補短？建議補充說明。 2.海嘯預警系統之技術移轉進行如何？該系統是自動運作或是人工操作？	1.感謝委員之建議。海嘯模式基本理論並無太大之差異，使用固定之一種模式模擬海嘯行為應已足夠。另一方面，考量案例測試多寡、使用者以及技術交流等面向，本研究是採用 COMCOT。 2.感謝委員之建議。目前海嘯預警系統已移轉至港研中心；該系統可採手動輸入或是經由網路自動擷取資料。	同意 同意

3.第 P5-2 頁有關中央氣象局之媽祖計畫之敘述，請修正。(最新新聞報導已確定要執行)。	3.感謝委員之建議。已更正，請詳見 P.5-2。	同意
4.請補充期中及期末委員審查意見與回覆辦理情形說明。	4.感謝委員之建議。遵照辦理。	同意
5.本計畫為最後一年，但系統移轉後之技術指導與支援建議能持續。	5.感謝委員之建議。遵照辦理。	同意