

98-25-7382

MOTC-IOT-97-H3DB004

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

中華民國 98 年 4 月

98-25-7382

MOTC-IOT-97-H3DB004

臺灣沿岸海嘯影響範圍與淹水 潛勢分析(2/4)

著 者：陳冠宇、蘇青和、陳陽益、單誠基

交通部運輸研究所

中華民國 98 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. (2/4)

/ 陳冠宇等著. -- 初版. -- 臺北市：交通部運輸研究所，民 98. 04

面：公分

參考書目：面

ISBN 978-986-01-8200-2(平裝)

1. 海嘯 2. 洪水 3. 臺灣

351. 9791

98006589

臺灣沿岸海嘯影響範圍與淹水潛勢分析(2/4)

著者：陳冠宇、蘇青和、陳陽益、單誠基

出版機關：交通部運輸研究所

地址：10548 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 98 年 4 月

印刷者：承亞興企業有限公司

版(刷)次冊數：初版一刷 110 冊

本書同時登載於交通部運輸研究所網站

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：1009800888

ISBN：978-986-01-8200-2 (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。

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(2/4)			
國際標準書號（或叢刊號） ISBN 978-986-01-8200-2（平裝）	政府出版品統一編號 1009800888	運輸研究所出版品編號 98-25-7382	計畫編號 97-H3DB004
本所主辦單位：港研中心 主管：邱永芳 計畫主持人：蘇青和 研究人員：單誠基 參與人員：馬維倫、張麗瓊 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：張孟挺 林佳豪 地址：高雄市鼓山區蓮海路 70 號 聯絡電話：07-5252000-5353		研究期間 自 97 年 3 月 至 97 年 10 月
關鍵詞：數值模式、海嘯模擬、恆春地震、溢淹、邊緣波			
摘要： 本計畫第二年目標為利用第一年所完成之海嘯模式，模擬國內各港口受台灣海峽及太平洋鄰近區域發生海嘯時所受之影響。根據模擬結果顯示，臺灣東北部與西南部是海嘯侵襲之高風險區域；當海嘯發生在臺灣東北部時，基隆港及蘇澳港會產生最大流速為 2.6m/s，其最大波高為 0.5m；當海嘯發生於臺灣西南部時，高雄港區會產生 2m/s 之流速及 1.5m 之波高。發生在日本之海嘯則對臺灣沒有影響。本計畫也利用 COMCOT 模式模擬高雄港在海嘯來時所產生之溢淹；結果顯示，當地震規模 9 所引起之海嘯入侵高雄港市時，所產生之溢淹範圍甚廣，其最大溢淹範圍可到北高雄地區；同時，高雄港內水位變化將持續 5 個小時。經不同地震規模測試顯示，高雄港能抵禦由地震規模 7.8 所引起之海嘯。邊緣波是一種在陸階地形中由海嘯或其他長波所引起的。本計畫利用 HHT 分析恆春海嘯之現場實測資料；分析之結果顯示水位有抬昇之現象。也同時說明了恆春海嘯確實發生邊緣波現象。 效益及應用： 根據模擬結果顯示，臺灣東北部與西南部是海嘯侵襲之高風險區域；當海嘯發生在臺灣東北部時，基隆港及蘇澳港會產生最大流速為 2.6m/s，其最大波高為 0.5m；當海嘯發生於臺灣西南部時，高雄港區會產生 2m/s 之流速及 1.5m 之波高。發生在日本之海嘯則對臺灣沒有影響。模擬高雄港在海嘯來時所產生之溢淹；結果顯示，當地震規模 9 所引起之海嘯入侵高雄港市時，所產生之溢淹範圍甚廣，其最大溢淹範圍可到北高雄地區；同時，高雄港內水位變化將持續 5 個小時。經不同地震規模測試顯示，高雄港能抵禦由地震規模 7.8 所引起之海嘯。海岸居民遇海嘯襲擊時，逃生避難將是重要課題。			
出版日期	頁數	定價	本出版品取得方式
98 年 4 月	232	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 Areas and Flooding Possibility on the Coast of Taiwan			
ISBN (OR ISSN) ISBN978-986-01-8200-2 (pbk)	GOVERNMENT PUBLICATIONS NUMBER 1009800888	IOT SERIALNUMBER 98-25-7382	PROJECTNUMBER 97-H3DB004
DIVISION: Harbor & Marine Technology Center DIVISION DIRECTOR: Chiu Yung-fang PRINCIPAL INVESTIGATOR: Su Ching-ho PROJECT STAFF: Shan Chen-chi, Ma Wei-lun, Chang Lee-chung PHONE: (04) 26587176 FAX: (04) 26564418			PROJECT PERIOD FROM March 2008 TO October 2008
RESEARCH AGENCY: NATIONAL SUN-YAT-SEN UNIVERSITY PRINCIPAL INVESTIGATOR: Chen Guan-yu, Chen Yang-yih PROJECT STAFF: Chang Mon-ting, 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, Hengchun Earthquake inundation, edge wave			
Abstract In the second year, the numerical model of PARI used in the first year is also applied to simulate the influence of a tsunami on international harbors in Taiwan. The tsunami source is assumed to be located in the Taiwan Strait, Japan and New Guinea. These results show that both the Northeast and the Southwest of Taiwan are vulnerable to hazardous tsunamis. The largest velocity of 2.6 m/s and the highest wave height of 0.5 m are found in Keelung and Suao Harbors when the tsunami source is in the Northeast of Taiwan. When a tsunami occurs in the Southwest of Taiwan, 2m/s velocity and 1.5m surface elevations are found in Kaohsiung Harbor. However, Taiwan was not affected by the tsunami, which occurred in Japan. The COMCOT model is used to simulate the inundation of Kaohsiung Harbor in this project. The figures indicate that the tsunami induced by a scale 9-magnitude earthquake can cause serious flooding. During inundation, the bore is bound for the North of Kaohsiung City. The oscillation of the surface elevation will last for five hours. Based on the simulation, Kaohsiung Harbor can resist the tsunami induced by earthquake of M_w 7.8 in the Manila trench. An edge wave is usually induced by a tsunami or other long-period oscillations in the continental shelf. After applying HHT to analyze the field measurement in the Hengchun Earthquake period. The analytical results show that the wave elevation is raised. The evidence for the existence of an edge wave is found in the present study.			
DATE OF PUBLICATION April 2009	NUMBER OF PAGES 232	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.			

臺灣沿岸海嘯影響範圍與淹水潛勢分析(2/4)

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
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 研究方法與進行步驟	1-3
第二章 案例蒐集及研究	2-1
2.1 台灣歷史之海嘯	2-1
2.2 台灣附近海嘯潛勢區域及斷層概述	2-3
第三章 海嘯數值模式	3-1
3.1 PARI 模式.....	3-1
3.2 COMCOT 模式	3-11
3.3 PARI 模式與 COMCOT 模式之比較	3-33
第四章 台灣近海海嘯特性-案例分析	4-1
4.1 前言.....	4-1
4.2 呂宋島西北方地震	4-1

4.3 福建泉州地震	4-10
4.4 宜蘭龜山島地震	4-21
4.5 日本琉球群島地震	4-29
4.6 日本關東地區地震	4-29
4.7 日本北海道地區地震	4-49
4.8 新幾內亞地震	4-59
4.9 綜合討論	4-69
第五章 海嘯所產生之邊緣波分析	5-1
5.1 前言	5-1
5.2 資料來源	5-2
5.3 研究方法与分析結果	5-3
第六章 海嘯溢淹模式測試-以高雄港市為例	6-1
6.1 模擬高雄港市溢淹	6-1
6.2 陸域河川之影響	6-22
第七章 結論及建議	7-1
7.1 結論	7-1
7.2 建議	7-2
參考文獻	8-1
附錄一 模式計算各港口推算點之位置示意圖	A-1
附錄二 期中報告審查意見處理情形表	B-1
附錄三 期末報告審查意見處理情形表	C-1
附錄四 期末審查簡報	D-1

圖目錄

圖 2.1 台灣本島海域附近之斷層分佈圖	2-4
圖 2.2 台灣地區 1900 年~2006 年地震震央分佈圖	2-5
圖 2.3 西南海域附近之斷層分佈圖	2-6
圖 2.4 整合基盤資料	2-7
圖 3.1.1 PARI 海嘯模式計算的流程	3-9
圖 3.2.1 移動邊界處理之示意圖(a) (b)	3-16
圖 3.2.2 多重網格系統	3-18
圖 3.2.3 模式計算區域水深地形	3-19
圖 3.2.4 初始波立體圖	3-20
圖 3.2.5 初始波高程圖	3-21
圖 3.2.6 初始波等高線圖	3-21
圖 3.2.7(a) 海嘯開始時	3-22
圖 3.2.7(b) 海嘯發生後 50 分	3-23
圖 3.2.7(c) 海嘯發生後 150 分	3-23
圖 3.2.7(d) 海嘯發生後 250 分	3-24
圖 3.2.8 泰國普吉、加勒、可倫坡以及馬爾地夫四個測站水位資料	3-24
圖 3.2.9(a)~(f) 各時序流速平面分佈圖	3-25
圖 3.2.10 測站 01 至 11 連線方向的水深地形斷面圖	3-27
圖 3.2.11 測站 02 至 06 水位資料圖	3-27
圖 3.2.12 馬爾地夫水位資料與模式結果的比較	3-28
圖 3.2.13 最大表面波高程平面分佈圖	3-29
圖 3.2.14 最大表面波高程到達時刻平面分佈圖	3-30
圖 3.2.15 最大流速平面分佈圖	3-31
圖 3.2.16 最大流速到達時刻平面分佈圖	3-31

圖 3.2.17 第一波到達時刻之分佈圖	3-32
圖 4.1 模式計算區域水深地形圖	4-2
圖 4.2 初始波立體圖	4-3
圖 4.3 初始波(X-Z 軸).....	4-3
圖 4.4 初始波高程圖	4-4
圖 4.5 初始波等高線圖	4-4
圖 4.6(a) 海嘯發生時	4-5
圖 4.6(b) 海嘯發生後 30 分鐘	4-5
圖 4.6(c) 海嘯發生後 50 分鐘	4-6
圖 4.7 最大表面波高程之平面分佈圖	4-7
圖 4.8 最大波到達時刻之平面分佈圖	4-7
圖 4.9 最大流速之平面分佈圖	4-8
圖 4.10 最大流速到達時刻之平面分佈圖	4-8
圖 4.11 測站 01(高雄港)模擬計算結果	4-9
圖 4.12 測站 02(臺南安平)模擬計算結果	4-9
圖 4.13 測站 03(臺中港)模擬計算結果	4-10
圖 4.14 模式計算區域水深地形圖	4-11
圖 4.15 初始波立體圖	4-12
圖 4.16 初始波(X-Z 軸)	4-12
圖 4.17 初始波高程圖	4-13
圖 4.18 初始波等高線圖	4-13
圖 4.19(a) 海嘯發生時	4-14
圖 4.19(b) 海嘯發生後 40 分鐘	4-14
圖 4.19(c) 海嘯發生後 80 分鐘	4-15
圖 4.20(a) 各時序流速平面分佈圖-海嘯發生時	4-16
圖 4.20(b) 各時序流速平面分佈圖-海嘯發生後 40 分	4-16

圖 4.20(c) 各時序流速平面分佈圖-海嘯發生後 80 分	4-17
圖 4.21 最大表面波高程之平面分佈圖	4-18
圖 4.22 最大表面波高程到達時刻之平面分佈圖	4-18
圖 4.23 最大流速之平面分佈圖	4-19
圖 4.24 最大流速到達時刻之平面分佈圖	4-19
圖 4.25 測站 03(臺中港)模擬計算結果	4-20
圖 4.26 測站 04(淡水河口)模擬計算結果	4-20
圖 4.27 模式計算區域水深地形圖	4-22
圖 4.28 初始波立體圖	4-22
圖 4.29 初始波(X-Z 軸)	4-23
圖 4.30 初始波高程圖	4-23
圖 4.31 初始波等高線圖	4-24
圖 4.32(a) 海嘯發生時	4-24
圖 4.32(b) 海嘯發生後 10 分鐘	4-25
圖 4.32(c) 海嘯發生後 40 分鐘	4-25
圖 4.33 最大表面波高程之平面分佈圖	4-26
圖 4.34 最大表面波高程到達時刻之平面分佈圖	4-27
圖 4.35 最大流速之平面分佈圖	4-27
圖 4.36 最大流速到達時刻之平面分佈圖	4-28
圖 4.37 測站 06(蘇澳港)模擬計算結果	4-28
圖 4.38 模式計算區域水深地形圖	4-30
圖 4.39 初始波立體圖	4-30
圖 4.40 初始波高程圖	4-31
圖 4.41 初始波等高線圖	4-31
圖 4.42(a) 當海嘯開始發生時，時間=0 分	4-32
圖 4.42(b) 當海嘯開始發生後 40 分	4-32

圖 4.42(c) 當海嘯開始發生後 80 分	4-32
圖 4.42(d) 當海嘯開始發生後 100 分	4-32
圖 4.43(a) 當海嘯開始發生時，時間=0 分	4-34
圖 4.43(b) 當海嘯開始發生後 40 分	4-34
圖 4.43(c) 當海嘯開始發生後 80 分	4-35
圖 4.43(d) 當海嘯開始發生後 100 分	4-35
圖 4.44 最大表面波高程之平面分佈圖	4-36
圖 4.45 最大表面波高程到達時刻之平面分佈圖	4-37
圖 4.46 最大流速之平面分佈圖	4-37
圖 4.47 最大流速到達時刻之平面分佈圖	4-38
圖 4.48 測站 06(蘇澳港)模擬計算結果	4-38
圖 4.49 模式計算區域水深地形圖	4-40
圖 4.50 初始波立體圖	4-40
圖 4.51 初始波高程圖	4-41
圖 4.52 初始波等高線圖	4-41
圖 4.53(a) 當海嘯開始發生時，時間=0 分	4-42
圖 4.53(b) 當海嘯開始發生後 60 分	4-42
圖 4.53(c) 當海嘯開始發生後 120 分	4-43
圖 4.53(d) 當海嘯開始發生後 150 分	4-43
圖 4.54(a) 當海嘯開始發生時，時間=0 分	4-44
圖 4.54(b) 當海嘯開始發生後 60 分	4-44
圖 4.54(c) 當海嘯開始發生後 120 分	4-45
圖 4.54(c) 當海嘯開始發生後 150 分	4-45
圖 4.55 最大表面波高程之平面分佈圖	4-46
圖 4.56 最大表面波高程到達時刻之平面分佈圖	4-47
圖 4.57 最大流速之平面分佈圖	4-47

圖 4.58 最大流速到達時刻之平面分佈圖	4-48
圖 4.59 測站 06(蘇澳港)模擬計算結果	4-48
圖 4.60 測站 01(高雄港)模擬計算結果	4-49
圖 4.61 模式計算區域水深地形圖	4-50
圖 4.62 初始波立體圖	4-51
圖 4.63 初始波高程圖	4-51
圖 4.64 初始波等高線圖	4-52
圖 4.65(a) 當海嘯開始發生時，時間=0 分	4-53
圖 4.65(b) 當海嘯開始發生後 120 分	4-53
圖 4.65(c) 當海嘯開始發生後 240 分	4-54
圖 4.65(d) 當海嘯開始發生後 300 分	4-54
圖 4.66(a) 當海嘯開始發生時，時間=0 分	4-55
圖 4.66(b) 當海嘯開始發生後 120 分	4-55
圖 4.66(c) 當海嘯開始發生後 240 分	4-56
圖 4.66(d) 當海嘯開始發生後 300 分	4-56
圖 4.67 最大表面波高程之平面分佈圖	4-57
圖 4.68 最大表面波高程到達時刻之平面分佈圖	4-58
圖 4.69 最大流速之平面分佈圖	4-58
圖 4.70 最大流速到達時刻之平面分佈圖	4-59
圖 4.71 模式計算區域水深地形圖	4-60
圖 4.72 初始波立體圖	4-61
圖 4.73 初始波高程圖	4-61
圖 4.74 初始波等高線圖	4-61
圖 4.75(a) 當海嘯開始發生時，時間=0 分	4-62
圖 4.75(b) 當海嘯開始發生後 60 分	4-62
圖 4.75(c) 當海嘯開始發生後 180 分	4-63

圖 4.75(d) 當海嘯開始發生後 300 分	4-63
圖 4.76(a) 當海嘯開始發生時，時間=0 分	4-64
圖 4.76(b) 當海嘯開始發生後 60 分	4-64
圖 4.76(c) 當海嘯開始發生後 180 分	4-65
圖 4.76(d) 當海嘯開始發生後 300 分	4-65
圖 4.77 最大表面波高程之平面分佈圖	4-66
圖 4.78 最大表面波高程到達時刻之平面分佈圖	4-67
圖 4.79 最大流速平面分佈圖	4-67
圖 4.80 最大流速到達時刻之平面分佈圖	4-68
圖 4.81 測站 06(蘇澳港)模擬計算結果	4-68
圖 5.1 邊緣波之示意圖	5-1
圖 5.2 南臺灣潮位測站分佈以及高雄港儀器佈置位置圖	5-3
圖 5.3 壓力經由 EMD 所分出來的 IMF，並將後三段加總成為新的 模態	5-5
圖 5.4 原始資料和經過篩選之後對照圖	5-6
圖 5.5 26 日晚上 9 時壓力的能量頻譜及對應頻率域的加總	5-7
圖 5.6 海嘯發生時間前後的頻譜能量 500 秒以上總和分佈	5-8
圖 5.7 海嘯發生時間前後的水位振幅最大差	5-8
圖 5.8 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	5-9
圖 5.9 500 秒以上之能量以高階邊緣波形態呈現	5-10
圖 5.10 參考點位置及水深圖	5-14
圖 5.11 地震發生後，海嘯傳遞至海岸並繼續沿者海岸邊向上傳遞的情 形，A 和 B 則表示了第 24 分和第 30 分鐘的情形	5-15
圖 5.12 COMCOT 模式模擬恆春地震海嘯的時間序列圖	5-15
圖 5.13 COMCOT 模式於 9 點-A，10 點-B 和實測資料比較的結果	5-16

圖 6.1 模式計算區域範圍(layer01).....	6-2
圖 6.2 高雄市附近海域(layer21).....	6-3
圖 6.3 模式溯上計算區域範圍(layer31).....	6-3
圖 6.4 初始波立體圖.....	6-4
圖 6.5 初始波(X-Z 軸)	6-4
圖 6.6 初始波高程圖.....	6-4
圖 6.7 初始波等高線圖.....	6-4
圖 6.8(a)~(d) 大區域(layer01)各時序表面波高平面分佈圖	6-5
圖 6.9(a)~(d) 中區域(layer21)各時序表面波高平面分佈圖.....	6-6
圖 6.10(a)~(h) 小區域(layer31)各時序表面波高平面分佈圖.....	6-10
圖 6.11 高雄港溢淹範圍表示圖(單位：公尺).....	6-11
圖 6.12 第一前導波到達時刻平面分佈圖(單位：分).....	6-12
圖 6.13 測站 01 模擬計算結果.....	6-12
圖 6.14 測站 02 模擬計算結果.....	6-13
圖 6.15 測站 03 模擬計算結果.....	6-13
圖 6.16 測站 04 模擬計算結果.....	6-14
圖 6.17 測站 A 模擬計算結果.....	6-14
圖 6.18 測站 B 模擬計算結果	6-15
圖 6.19 測站 C 模擬計算結果.....	6-15
圖 6.20 測站 A 水位高程(單位：秒).....	6-16
圖 6.21 測站 B 水位高程(單位：秒).....	6-17
圖 6.22 測站 C 水位高程(單位：秒).....	6-17
圖 6.23(a) 海嘯發生後 600 秒(斷層位移量=8 米).....	6-18
圖 6.23(b) 海嘯發生後 1700 秒(斷層位移量=8 米).....	6-19
圖 6.23(c) 海嘯發生後 1800 秒(斷層位移量=8 米).....	6-19
圖 6.23(d) 海嘯發生後 1900 秒(斷層位移量=8 米).....	6-20

圖 6.24 測站 01 水位高程(單位：秒，斷層位移量=8 米).....	6-20
圖 6.25 測站 02 水位高程(單位：秒，斷層位移量=8 米).....	6-21
圖 6.26 測站 03 水位高程(單位：秒，斷層位移量=8 米).....	6-21
圖 6.27~6.27(a)~(i) 愛河是否封閉對溢淹之影響	6-25

表目錄

表 2.1 今村與飯田海嘯規模之分級表.....	2-1
表 2.2 可能發生過或侵襲過台灣之海嘯紀錄.....	2-2
表 2.3 中央氣象區全台地區海嘯威脅分級表.....	2-3
表 3.1.1 PARI 模式參數設定檔案輸入資料與內容表格式.....	3-10
表 3.2.1 南亞大海嘯模式參數設定.....	3-19
表 3.3.1 COMCOT 與 PARI 之比較.....	3-33
表 4.1 呂宋島西北方地震斷層模式參數之設定.....	4-2
表 4.2 福建泉州模式參數定.....	4-11
表 4.3 宜蘭外海龜山島模式參數設定.....	4-21
表 4.4 日本琉球群島模式參數設定.....	4-29
表 4.5 日本關東地區模式參數設定.....	4-29
表 4.6 日本北海道地區模式參數設定.....	4-50
表 4.7 新幾內亞地震模式參數設定.....	4-60
表 4.8 各個主要港口受海嘯震源之影響.....	4-72
表 4.9 不同震源引發的臺灣附近海嘯威脅.....	4-73
表 5.1 三個參考點之波速驗證.....	5-12
表 5.2 三個參考點之波速計算.....	5-12
表 5.3 海嘯進行波及邊緣波到達高雄所需之時間.....	5-13
表 5.4 邊緣波到達高雄之預估時間.....	5-13
表 6.1 海底斷層參數設定.....	6-2

第一章 緒論

1.1 前言

臺灣屬於海島型國家，四面環海，重要進出口貿易均利用航運，加以臺灣海峽為往來南海及太平洋間之重要水道。此外，臺灣西岸地形較容易興建港口，故國內重要國際商港均集中在西岸，且多為人口稠密區或是都會區，故任何會影響港區之海洋災害均應進一步了解或研究。

目前我國並未如太平洋及印度洋周邊國家有其獨立之預警系統可供海嘯預警之用，其海嘯發生案例數也遠不如鄰近之日本，對於海嘯之研究自也略嫌不足。臺灣位於環太平洋地震帶，鄰近區域亦常發生海底地震；若地震於鄰近海域發生，則臺灣則可能受到海嘯波及，造成港區重大損失。事實上，自南亞海嘯後，週遭可能受地震與海嘯威脅的世界各國亦多開始致力於本土性海嘯預報系統之引進與研究及整合；相形之下，對於此一事前防範預警作業，目前我國進展甚為緩慢。再者，地震與海嘯皆屬天然重大災害，兩者相對照之下，雖都屬有高度之不可預測性，但海嘯傳播的時間甚長，若有足夠之預警時間以進行後續應變措施，則可大幅度受損程度。

根據國外諸多研究案例顯示，海嘯發生後數小時後，會有一種沿著海岸前進之亞重力波，稱為邊緣波。由於國內實際發生海嘯的案例甚少，鮮少注意到此一波之存在。由於邊緣波傳遞緩慢，又不與海嘯波同時到達，故常忽略其存在。此一亞重力波會在近岸產生波高增大的現象發生，對於近岸區有一定之威脅。

海嘯的發生十分罕見，故邊緣波之鑑別也缺乏實測資料可供驗證。故本年度除了繼續改進現有之海嘯/溢淹模式外，另外蒐集太平洋及臺灣海峽有可能之海嘯發生區域，並且模擬其發生海嘯時，對於國內各重要商港所產生之影響。另外，根據恆春地震所得之實測水位及流速資料進行分析，以尋找及鑑別恆春海嘯所產生之邊緣波效應。

1.2 研究範圍與工作內容

本計劃為執行之第二年，首先蒐集台灣附近歷史上各海嘯事件、可能之斷層分佈位置作一彙整及了解。利用所得資訊精進海嘯數值模式，並據此了解在各可能發生地點發生海嘯時，對各港口所產生之影響。海嘯數值模式雖可明瞭海嘯對於台灣本島附近所造成之影響，但本計劃仍著重於國內各主要港口，例如：高雄港、基隆港、蘇澳港等等。

根據國外諸多研究案例顯示，海嘯發生後數小時後，會有一種沿著海岸前進之亞重力波，稱為邊緣波。由於國內實際發生海嘯的案例甚少，鮮少注意到此一波之存在，故相關研究並不多見。邊緣波對於港區之影響在於二點，其一是由於邊緣波傳遞緩慢，故一般不會與海嘯波同時到達，故常忽略其存在，但一亞重力波會在近岸產生波高增大的現象發生；其二是所造成之流速變化，可能會造成防波堤或結構物底部破壞或是海底沖刷。但受限於觀測儀器及技術，邊緣波並不容易量測。

故總結前述所言，本年度除了繼續改進現有之海嘯/溢淹模式外，另外蒐集太平洋及臺灣海峽有可能之海嘯發生區域，並且模擬其發生海嘯時，對於國內各重要商港所產生之影響。另外，根據恆春地震所得之實測水位及流速資料進行分析，以尋找及鑑別恆春海嘯所產生之邊緣波效應。

1.3 工作項目及預期成就

本研究全期計有四年，本年度預期完成的工作項目有：

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。
- 計畫完成後，預計本年度可以有下述之成果：
1. 建立本土化之臺灣近海之海嘯數值模式。
 2. 模擬太平洋可能造成大海嘯的隱沒帶、斷層斷層運動，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)。並評估臺灣沿岸海嘯影響可能範圍及危險程度之潛勢分析。在國外發佈海嘯警報時，臺灣各港之最大可能入射波高資訊，可供港研中心及各港務局應變之依循。
 3. 建立鑑別海嘯邊緣波的方法，可更為正確估計波高分佈、傳播時間與破壞方式。
 4. 求得外海海嘯波高，可提供近岸海域或港區海嘯模擬時之邊界條件，未來將模擬海嘯在近岸周遭海域發生時的溢淹區域與流速分佈，可據以作為民眾可否利用住居或工作之建物自救逃生的判斷依據。

1.4 研究方法與進行步驟

本計劃欲延續於 96 年度已完成之初步結果予以改進，作為本計劃研究之基本模式。首先將測試海嘯數值模式之穩定性並進行修正，使之適用於台灣近海，並就波浪溯昇特性與理論相互驗證。本年度將先藉由精進完成之模式，實際模擬台灣及太平洋海域可能發生足以產生海嘯之地震後，對台灣主要港口之影響。由於海嘯發生的原因多肇因於海底地震，故本研究將先蒐集台灣已發生過之疑似海嘯紀錄，其中選擇發生於台灣鄰近海域之案例作為模擬對象。

鑑於目前測量技術已可建立數值化之地型資料，本計畫預定購入高雄市全區之數值地形資料，配合海科中心之水深資料及海岸線資料作為地形輸入資料。希能精進高雄地區之溢淹數值模型。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，並討論陸域主要河川

對溢淹所造成之影響。

另外取用港灣技術研究中心設置於高雄港二港口外，水深約 18 公尺的即時傳送剖面海流與波高波向監測系統(AWCP)的波浪資料，儀器採樣頻率為 2Hz，其精確度為量測值的 1%或是 ± 0.5 cm/sec。利用 HHT 來分析可能之邊緣波訊號。

第二章 案例蒐集及研究

2.1 台灣歷史之海嘯

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3.1)。

表2.1 今村與飯田海嘯規模之分級表(取自徐明同(1981))

規模	說 明
4	波高超過30公尺，被害區域達到沿岸500公里以上者。
3	波高超過10-20公尺，被害區域達到沿岸400公里以上者。
2	波高4-6公尺程度，可使部分房屋流失，人畜溺死者。
1	波高2公尺左右，損壞海濱的房屋，帶走船舶的程度。
0	波高1公尺左右，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，則根據相關資料顯示(如表2.2)，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；從歷史文獻紀錄及斷層分佈綜合推測，基隆、安平及高雄曾經發生大海嘯事件是可信度較高的歷史事件。

表 2.2 可能發生過或侵襲過台灣之海嘯紀錄
(摘自許明光、李起彤(1996))

時 間	海嘯侵襲之地區	出處及文獻所提供之信度、海嘯規模(Mt)或浪高(H)
1604年12月29日	台灣海峽北部	(包澄瀾等，1991)
1661年1月8日	安平	Mt = 1，信度 = 4 (包澄瀾等，1991) Mt = 0，信度 = 4 (游明聖，1994)
1721年1月5日	台南	Mt = -1，信度 = 4 (游明聖，1994)
1721年9月	台南	(包澄瀾等，1991)
1754年4月	淡水	Mt = 1，信度 = 3 (包澄瀾等，1991)
1781年4-5月	高雄地區	Mt = 1，信度 = 3 (包澄瀾等，1991) Mt > 2，信度 = 4 (游明聖，1994)
1792年8月9日	彰化地區	(包澄瀾等，1991) Mt > 2，信度 = 4 (游明聖，1994)
1866年6月11日	高雄地區	Mt = 0，信度 = 4 (游明聖，1994)
1867年6月11日	基隆地區	Mt = 2，信度 = 4 (包澄瀾等，1991) Mt = 2，信度 = 4 (徐明同，1981) Mt = 2，信度 = 4 (游明聖，1994)
1917年5月6日	台灣東部	Mt = -1，信度 = 4 (包澄瀾等，1991) (徐明同，1981)
1918年5月1日	基隆	(楊春生等，1983)
1921年9月	台南	(馬宗晉等，1994)
1951年10月22日	東北部海域	Mt = -1，信度 = 4 (徐明同，1981) (楊春生等，1983)
1963年2月13日	台灣東部	Mt = -1，信度 = 4 (羽鳥德太郎，1994)
1966年3月13日	台灣東部	Mt = -1，信度 = 4 (包澄瀾等，1991) Mt = 0，信度 = 4 (羽鳥德太郎，1994)
1972年1月25日	台灣東部	Mt = 0，信度 = 4 (羽鳥德太郎，1994)
1978年3月12日	蘭嶼	Mt = 0，信度 = 4 (羽鳥德太郎，1994) (李德貴，1981)
1986年11月15日	台灣東部	花蓮2公尺，石垣島0.3公尺，宮古島0.45公尺 (許明光等，1994)
1996年2月17日	台灣(海嘯源區在印尼)	成功0.55公尺，鹽寮0.3公尺，基隆0.36公尺 (氣象局海象測報中心徐月娟)

也因此中央氣象局依據地理特性、歷史資料將台灣全區分為三區，如下表所示：

表 2.3 中央氣象區全台地區海嘯威脅分級表

區級	縣市	說明
I	台北縣、基隆市	歷史資料顯示有海嘯災害者。
II	台中縣、彰化縣、雲林縣、嘉義縣、台南縣市、高雄縣、高雄市（含東沙、南沙）、屏東縣、台東縣、花蓮縣、宜蘭縣、澎湖縣	歷史資料顯示可能有海嘯紀錄或疑似海嘯紀錄，但無海嘯災害者。
III	桃園縣、新竹縣、新竹市、苗栗縣、金門縣、連江縣	歷史資料顯示並無海嘯紀錄，但可能受影響者。
附註：台北市、台中市、嘉義市、南投縣未臨海，無海嘯威脅。		

2.2 台灣附近海嘯潛勢區域及斷層概述

海嘯發生與逆斷層系統所產生的地震息息相關，圖 2.1 為台灣近海斷層之分佈圖。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。

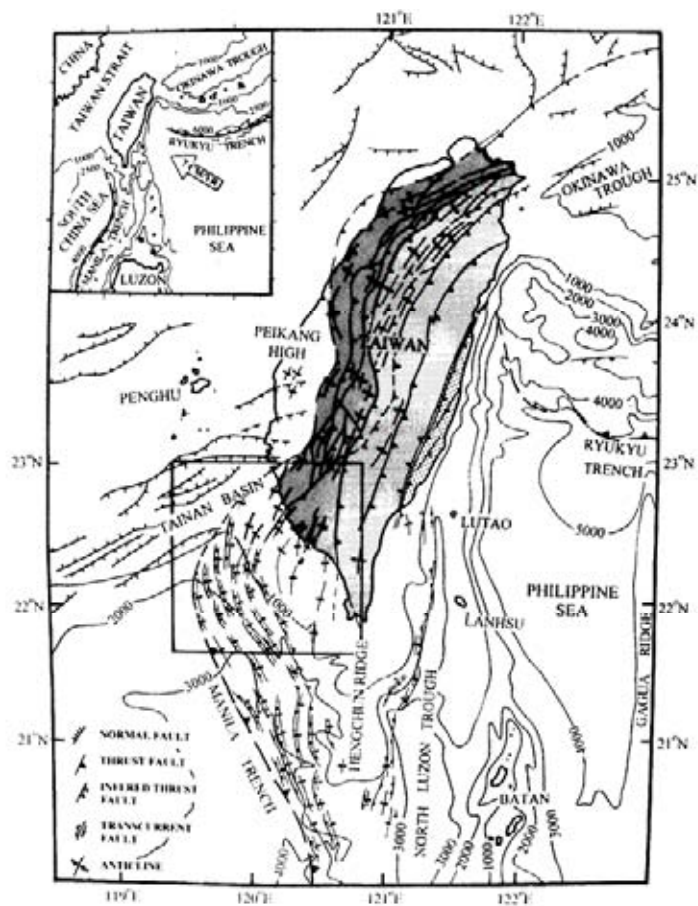


圖 2.1 台灣本島海域附近之斷層分佈圖(取自 LIU 等.1997)

圖 2.2 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。

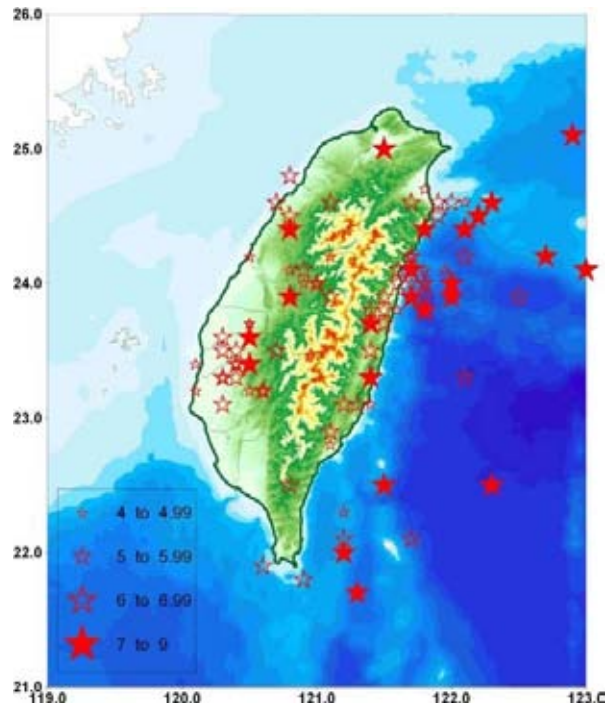


圖 2.2 台灣地區 1900 年~2006 年地震震央分佈圖(資料來源：中央氣象局網站)

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 2.3 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。美國地質協會(USGS)學者專家即認為是馬尼拉海溝下一個有可能發生海嘯的地點之一。

由圖 2.3 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。

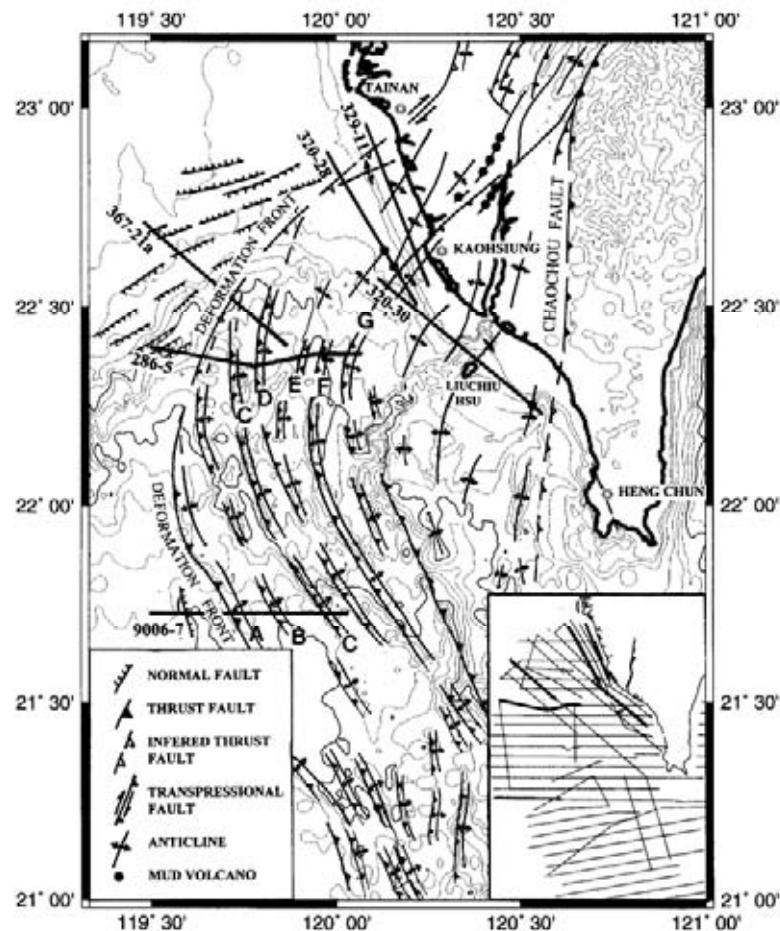


圖 2.3 西南海域附近之斷層分佈圖(取自 Liu 等.1997)

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，故研究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；其他的地質及地球物理觀測似乎也支持這一個模式(Tsai et al. 1975; Sibuet et al. 1998)。由圖 2.4(江, 1976; Sibuet, 1998)所示，位於蘭陽平原北部的盆地張列軸與沖繩海槽的第一期張裂中心相連接，主要的微震分佈呈現東北往西南方向。

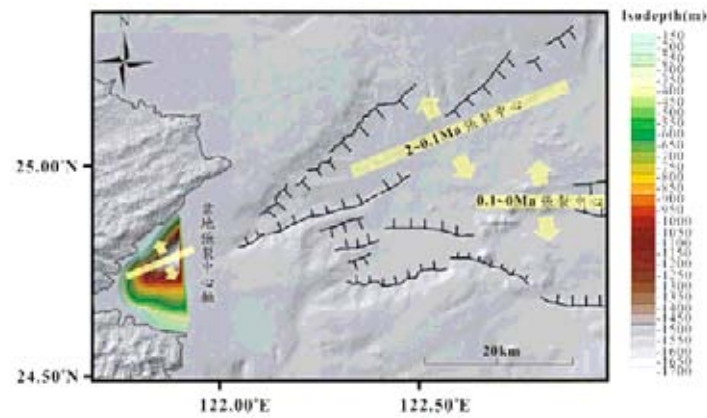


圖 2.4 整合基盤資料(江新春，1976)與海底地形(Sibuet，1998)
(黑色線段為沖繩海槽的斷層構造線，黃色長條與箭頭為沖繩海槽的張裂中心)

台灣東北方的琉球群島及日本海域均為地震頻繁地區，與台灣的距離在 2000 公里以內，這些海域發生的大規模地震活動所引發的海嘯亦將有可能侵襲台灣東北部。

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。東端即泉州至南澳一帶，主要是巴士系走滑地震帶(梁勞，1998)，而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。此外，本計劃測試案例中也包含新幾內亞海嘯。

第三章 海嘯數值模式

3.1 PARI 模式

由於日本在海嘯科技及預警系統發展較早，且海嘯案例甚多，故相關模式驗證較為容易。對於本計畫而言，引進一套已經過實際案例驗證之海嘯模式作為研究基礎，實不失為一良策。

3.1.1 PARI 模式介紹

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，適合本研究所需。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：

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad \dots\dots\dots(3-1-1)$$

若從海底 $z = -h$ 積分至海面 $z = \eta$ 處，則方程式(3-1-1)可成為下列型態：

$$\int_{-h}^{\eta} \left[\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right] dz = -(w_{z=\eta} - w_{z=-h}) \quad \dots\dots\dots(3-1-2)$$

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

$$(h + \eta)U = \int_{-h}^{\eta} u dz \quad (h + \eta)V = \int_{-h}^{\eta} v dz \quad \dots\dots\dots(3-1-3)$$

利用萊布尼茲定理，對連續方程式(3-1-2)之左項作積分，

$$\begin{aligned} \int_{-h}^{\eta} \frac{\partial u}{\partial x} dz &= \frac{\partial}{\partial x} \int_{-h}^{\eta} u dz - u \frac{\partial \eta}{\partial x} - u \frac{\partial h}{\partial x} \\ \int_{-h}^{\eta} \frac{\partial v}{\partial y} dz &= \frac{\partial}{\partial y} \int_{-h}^{\eta} v dz - v \frac{\partial \eta}{\partial y} - v \frac{\partial h}{\partial y} \end{aligned} \quad \dots\dots\dots(3-1-4)$$

右邊海面垂直方向的流速 w ，依據波形連續條件則有：

$$w_{z=\eta} = \frac{d\eta}{dt} = \frac{\partial \eta}{\partial t} + u \frac{\partial \eta}{\partial x} + v \frac{\partial \eta}{\partial y} \quad \dots\dots\dots(3-1-5)$$

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：

$$w_{z=-h} = -\frac{dh}{dt} = -u \frac{\partial h}{\partial y} - v \frac{\partial h}{\partial y}, \frac{\partial h}{\partial t} = 0 \quad \dots\dots\dots(3-1-6)$$

將式(3-1-4)、(3-1-5)、(3-1-6)代入式(3-1-2)，則方程式(3-1-3)若用斷面平均流速 (U, V) 可被改寫為：

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial \{(h + \eta)U\}}{\partial x} + \frac{\partial \{(h + \eta)V\}}{\partial y} = 0 \quad (3-1-7)$$

另外，運動方程式為

$$\begin{aligned}\frac{du}{dt} &= fv - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + A_h \left[\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right] + A_v \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \\ \frac{dv}{dt} &= -fu - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} + A_h \left[\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right] + A_v \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \dots\dots\dots(3-1-8) \\ \frac{dw}{dt} &= -g - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z}\end{aligned}$$

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。

$$\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y} + w \frac{\partial}{\partial z} \dots\dots\dots(3-1-9)$$

$\frac{dw}{dt}$ 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：

$$p = -\rho g z + f(x, y) \dots\dots\dots(3-1-10)$$

現在，若考慮離平均海水面高 η 處之氣壓 p_0 ，可寫為：

$$p = \rho g (\eta - z) + p_0 \dots\dots\dots(3-1-11)$$

則式(3-1-11)分別計算 $\frac{\partial p}{\partial x}$, $\frac{\partial p}{\partial y}$ ，代入運動方程式(3-1-8)，可得：

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} = fv - g \frac{\partial \eta}{\partial x} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p_0}{\partial x} + A_h \left[\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right] + A_v \frac{\partial^2 u}{\partial z^2}$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} = -fu - g \frac{\partial \eta}{\partial y} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p_0}{\partial y} + A_h \left[\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right] + A_v \frac{\partial^2 v}{\partial z^2}$$

(3-1-12)

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

(3-1-13)

同樣地，y 方向亦可做同樣的表示。

此外，將式(3-1-12)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)

$$M = \int_{-h}^{\eta} u dz = u(h + \eta) = uD, \quad N = \int_{-h}^{\eta} v dz = v(h + \eta) = vD \dots\dots(3-1-14)$$

再一次使用萊布尼茲積分定理，將式(3-1-13)中的局部項及慣性項沿垂直分項作積分，可得：

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

(3-1-15)

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：

$$\begin{aligned} A_v \int_{-h}^{\eta} \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} dz &= A_v \left\{ \left[\frac{\partial u}{\partial z} \right]_{z=\eta} - \left[\frac{\partial u}{\partial z} \right]_{z=-h} \right\} = \frac{1}{\rho_w} (\tau_{sx} - \tau_{bx}) \\ A_v \int_{-h}^{\eta} \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} dz &= A_v \left\{ \left[\frac{\partial v}{\partial z} \right]_{z=\eta} - \left[\frac{\partial v}{\partial z} \right]_{z=-h} \right\} = \frac{1}{\rho_w} (\tau_{sy} - \tau_{by}) \end{aligned} \quad \dots(3-1-16)$$

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：

$$\begin{aligned} \frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} &= 0 \\ \frac{\partial M}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left[\frac{M^2}{D} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[\frac{MN}{D} \right] \\ &= fN - gD \frac{\partial \eta}{\partial x} - \frac{D}{\rho} \frac{\partial p_0}{\partial x} + \frac{1}{\rho} (\tau_{sx} - \tau_{bx}) + A_h \left[\frac{\partial^2 M}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 M}{\partial y^2} \right] \quad \dots\dots(3-1-17) \\ \frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left[\frac{MN}{D} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[\frac{N^2}{D} \right] \\ &= fM - gD \frac{\partial \eta}{\partial y} - \frac{D}{\rho} \frac{\partial p_0}{\partial y} + \frac{1}{\rho} (\tau_{sy} - \tau_{by}) + A_h \left[\frac{\partial^2 N}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 N}{\partial y^2} \right] \end{aligned}$$

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：

$$D_1 = h_1 + \eta, D_2 = D - D_1 = h - h_1 \quad \dots\dots\dots(3-1-18)$$

則各層之間的流量可分別表示為：

$$M_1 = \int_{-h_1}^z u dz = u(h_1 + \eta) = uD_1, \quad N_1 = \int_{-h}^z v dz = v(h_1 + \eta) = vD_1 \quad \dots(3-1-19)$$

$$M_2 = \int_{-h}^{-h_1} u dz = u(h - h_1) = uD_2, \quad N_2 = \int_{-h}^{-h_1} v dz = v(h - h_1) = vD_2$$

(3-1-19)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：

$$\int_{-h_1}^{\eta} \frac{\partial(uw)}{\partial x} dz = (uw)_{z=\eta} - (uw)_{z=-h_1} = (uw)_{z=\eta} - (uw)_{z=i} \quad \dots\dots\dots(3-1-20)$$

$$\int_{-h}^{-h_1} \frac{\partial(uw)}{\partial x} dz = (uw)_{z=-h_1} - (uw)_{z=-h} = (uw)_{z=i} - (uw)_{z=-h}$$

若(3-1-20)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，

$$A_v \int_{-h_1}^{\eta} \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} dz = A_v \left\{ \left[\frac{\partial u}{\partial z} \right]_{z=\eta} - \left[\frac{\partial u}{\partial z} \right]_{z=-h_1} \right\} = \frac{1}{\rho_w} (\tau_{sx} - \tau_{ix}) \quad \dots\dots(3-1-21)$$

$$A_v \int_{-h}^{-h_1} \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} dz = A_v \left\{ \left[\frac{\partial u}{\partial z} \right]_{z=-h_1} - \left[\frac{\partial u}{\partial z} \right]_{z=-h} \right\} = \frac{1}{\rho_w} (\tau_{ix} - \tau_{bx})$$

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(3-1-21)、(3-1-22)，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：

$$\begin{aligned}
\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial M_1}{\partial x} + \frac{\partial N_1}{\partial y} &= w_i \\
\frac{\partial M_1}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left[\frac{M_1^2}{H_1} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[\frac{M_1 N_1}{H_1} \right] + (uw)_i &= \\
fN_1 - gH_1 \frac{\partial \eta}{\partial x} - \frac{H_1}{\rho_w} \frac{\partial p_0}{\partial x} + \frac{1}{\rho} (\tau_{sx} - \tau_{ix}) + A_h \left[\frac{\partial^2 M_1}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 M_1}{\partial y^2} \right] \\
\frac{\partial N_1}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left[\frac{M_1 N_1}{H_1} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[\frac{N_1^2}{H_1} \right] + (uw)_i &= \\
-fM_1 - gH_1 \frac{\partial \eta}{\partial y} - \frac{H_1}{\rho} \frac{\partial p_0}{\partial y} + \frac{1}{\rho} (\tau_{sy} - \tau_{iy}) + A_h \left[\frac{\partial^2 N_1}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 N_1}{\partial y^2} \right]
\end{aligned}
\tag{3-1-22}$$

下層表示式：

$$\begin{aligned}
w_i + \frac{\partial M_2}{\partial x} + \frac{\partial N_2}{\partial y} &= 0 \\
\frac{\partial M_2}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left[\frac{M_2^2}{H_2} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[\frac{M_2 N_2}{H_2} \right] - (uw)_i &= \\
fN_2 - gH_2 \frac{\partial \eta}{\partial x} - \frac{H_2}{\rho_w} \frac{\partial p_0}{\partial x} + \frac{1}{\rho} (\tau_{ix} - \tau_{bx}) + A_h \left[\frac{\partial^2 M_2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 M_2}{\partial y^2} \right] \\
\frac{\partial N_2}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left[\frac{M_2 N_2}{H_2} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[\frac{N_2^2}{H_2} \right] - (vw)_i &= \\
-fM_2 - gH_2 \frac{\partial \eta}{\partial y} - \frac{H_2}{\rho} \frac{\partial p_0}{\partial y} + \frac{1}{\rho} (\tau_{iy} - \tau_{by}) + A_h \left[\frac{\partial^2 N_2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 N_2}{\partial y^2} \right]
\end{aligned}
\tag{3-1-23}$$

海面上因風作用所產生的剪應力：

$$\begin{aligned}
\tau_{sx} &= \rho_a C_D W_x \sqrt{W_x^2 + W_y^2} \\
\tau_{sy} &= \rho_a C_D W_y \sqrt{W_x^2 + W_y^2} \dots\dots\dots (3-1-24)
\end{aligned}$$

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：

$$\tau_{bx} = \frac{\rho_w g n^2}{H_2^{7/3}} M_2 \sqrt{M_2^2 + N_2^2}, \tau_{by} = \frac{\rho_w g n^2}{H_2^{7/3}} N_2 \sqrt{M_2^2 + N_2^2} \quad \text{.....(3-1-25)}$$

式中， ρ_w 是海水密度($1.03g/cm^3$)， 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(3-1-21)的定義可改寫如下：

$$\tau_{ix} = 2\rho_w A_v \frac{U_1 - U_2}{D}, \tau_{iy} = 2\rho_w A_v \frac{V_1 - V_2}{D} \quad \text{.....(3-1-26)}$$

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

$$u_i = \frac{U_1 + U_2}{2}, v_i = \frac{V_1 + V_2}{2} \quad \text{.....(3-1-27)}$$

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：

$$(uw)_i = \frac{U_1 + U_2}{2} \left[\frac{\partial M_2}{\partial x} + \frac{\partial N_2}{\partial y} \right], (vw)_i = \frac{V_1 + V_2}{2} \left[\frac{\partial M_2}{\partial x} + \frac{\partial N_2}{\partial y} \right] \quad \text{.....(3-1-28)}$$

3.1.2 數值計算流程圖

數值計算的流程圖如下圖 3.1.1。

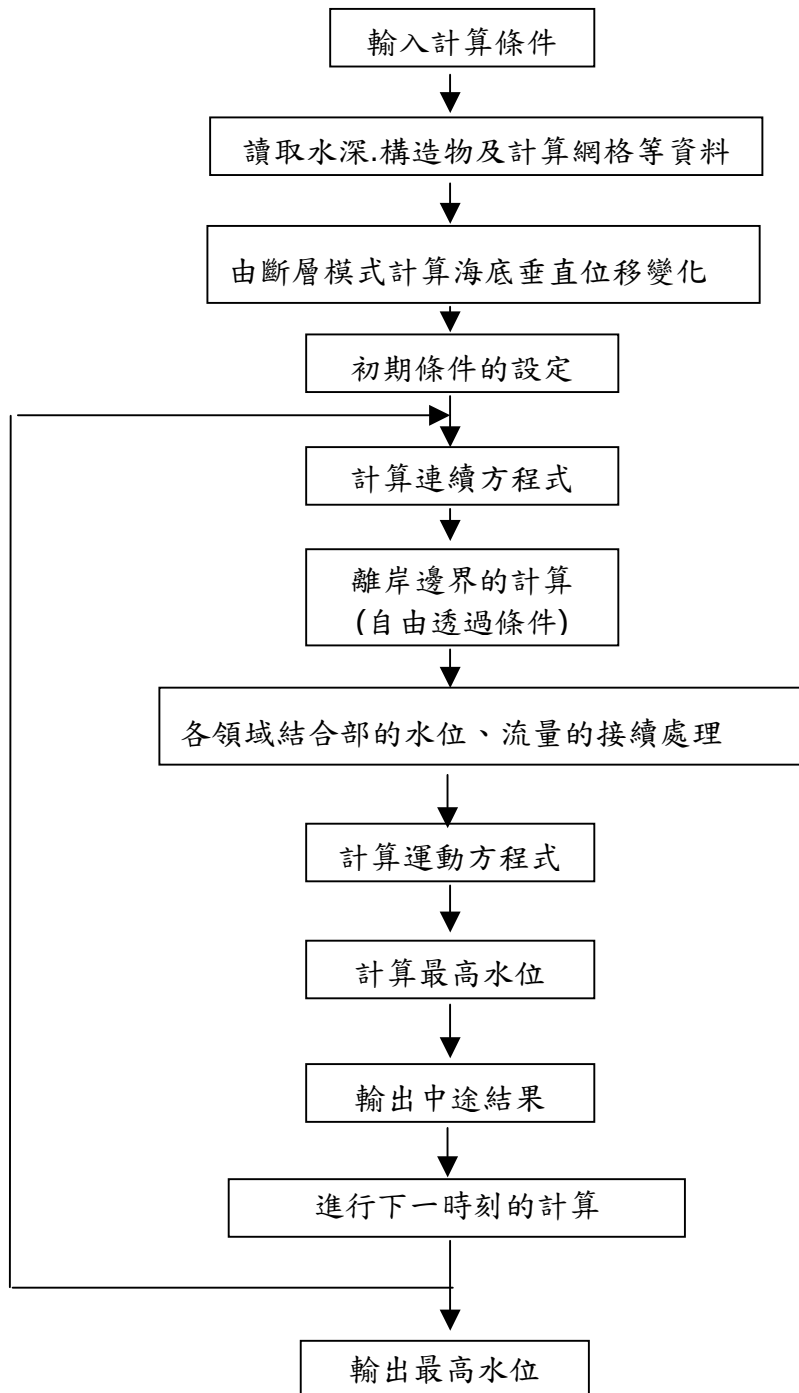


圖 3.1.1 PARI 海嘯模式計算的流程

3.1.3 參數輸入設定

表 3.1.1 為本模式應用於海嘯模擬中所需之參數設定檔案格 。

表3.1.1 PARI模式參數設定檔案輸入資料與內容表格式

編號	裝置	內容	檔案名稱
1	文字格式	計算網格水深的資料	***.dep
2	文字格式	計算網格訊息的資料	***.map
3	文字格式	接續邊界參數	***.dat
4	文字格式	時間波形輸出地點的位置資料	***.pnt
5	文字格式	計算網格訊息數據 (判定海陸用網格數據)	***.mag
6	文字格式	構造物 (頂部高) 的基準高資料	***.reg
7	文字格式	構造物 (頂部高)資料	***.bdh
8	文字格式	斷層參數	***.fault

3.1.4 模式驗證

若有關 PARI 模式驗證部份請參考本研究計畫之第一年研究報告 (陳陽益等 2008)。

3.2 COMCOT 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，本章為介紹海嘯數值模式COMCOT之相關理論。

海嘯模式依頻散有無可分為兩種，一種是常見的淺水長波方程式，由於其方程式是假設流場於垂直方向為均勻分佈而忽略頻散效應；其二就是 Boussinesq 方程式，跟前者最大的差別，擁有波浪非線性項以及非靜水壓分佈。且由於模擬海嘯於大洋中的傳遞，其科氏力及地球曲面效應不可忽略，亦由於海嘯在大洋中振幅很小，非線性行為不明顯，故海嘯於大洋傳遞時，可考慮用線性球面座標下之 Boussinesq 方程式；但在近岸時，由於波高放大及底床摩擦，使得非線性效應增加，此時科氏力及地球曲面效應相對較小，故應採用直角座標下之非線性方程式。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。

3.2.1 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，本模式計算所依據之淺水波方程式是由 Boussinesq 方程式所推導而出，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(3-2-1)至(3-2-3)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

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} + \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial Q}{\partial y} = 0 \quad (3-2-1)$$

$$\frac{\partial P}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left[\frac{P^2}{H} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[\frac{PQ}{H} \right] + g H \frac{\partial \xi}{\partial x} - f Q + \tau_x H = 0 \quad (3-2-2)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left[\frac{PQ}{H} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[\frac{Q^2}{H} \right] + g H \frac{\partial \xi}{\partial y} - f P + \tau_y H = 0 \quad (3-2-3)$$

其中各項參數為

t : 時間

x 、 y : 直角座標系統

ξ : 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

τ_x 、 τ_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

$$\tau_x = \frac{g}{C_f^2 H^3} P (P^2 + Q^2)^{1/2}, \quad \tau_y = \frac{g}{C_f^2 H^3} Q (P^2 + Q^2)^{1/2} \quad (3-2-4)$$

$$\tau_x = \frac{g n^2}{H^{10/3}} P (P^2 + Q^2)^{1/2}, \quad \tau_y = \frac{g n^2}{H^{10/3}} Q (P^2 + Q^2)^{1/2} \quad (3-2-5)$$

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。

3.2.2 數值方法

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。

Liu et al. (1998)及 Cho (1995)在考慮非線性淺水波方程式(3-2-1)至(3-2-3)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

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{P^2}{H} \right) = \frac{1}{\Delta x} \left[\lambda_{11} \frac{(P_{i+3/2, j}^n)^2}{H_{i+3/2, j}^n} + \lambda_{12} \frac{(P_{i+1/2, j}^n)^2}{H_{i+1/2, j}^n} + \lambda_{13} \frac{(P_{i-1/2, j}^n)^2}{H_{i-1/2, j}^n} \right] \quad (3-2-6)$$

$$\frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{PQ}{H} \right) = \frac{1}{\Delta y} \left[\lambda_{21} \frac{(PQ)_{i+1/2, j+1}^n}{H_{i+1/2, j+1}^n} + \lambda_{22} \frac{(PQ)_{i+1/2, j}^n}{H_{i+1/2, j}^n} + \lambda_{23} \frac{(PQ)_{i+1/2, j-1}^n}{H_{i+1/2, j-1}^n} \right] \quad (3-2-7)$$

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{PQ}{H} \right) = \frac{1}{\Delta x} \left[\lambda_{31} \frac{(PQ)_{i+1, j+1/2}^n}{H_{i+1, j+1/2}^n} + \lambda_{32} \frac{(PQ)_{i, j+1/2}^n}{H_{i, j+1/2}^n} + \lambda_{33} \frac{(PQ)_{i-1, j+1/2}^n}{H_{i-1, j+1/2}^n} \right] \quad (3-2-8)$$

$$\frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{Q^2}{H} \right) = \frac{1}{\Delta y} \left[\lambda_{41} \frac{(Q_{i, j+3/2}^n)^2}{H_{i, j+3/2}^n} + \lambda_{42} \frac{(Q_{i, j+1/2}^n)^2}{H_{i, j+1/2}^n} + \lambda_{43} \frac{(Q_{i, j-1/2}^n)^2}{H_{i, j-1/2}^n} \right] \quad (3-2-9)$$

上式中的係數 λ 是由下列的條件來決定：

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

其中，底部摩擦項經差分化的形式為

$$\tau_x H = v_x (P_{i+1/2, j}^{n+1} + P_{i+1/2, j}^n) \quad (3-2-9)$$

$$\tau_y H = v_y (Q_{i, j+1/2}^{n+1} + Q_{i, j+1/2}^n) \quad (3-2-10)$$

上式中 v_x ， v_y 在Chezy's formula的關係式為

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

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

在 Manning's formula 的關係式則為

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

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

最後，整個控制方程式經過差分化處理之離散式表示為

$$\zeta_{i,j}^{n+1/2} = \zeta_{i,j}^{n-1/2} - r_x (P_{i+1/2,j}^n - P_{i-1/2,j}^n) - r_y (Q_{i,j+1/2}^n - Q_{i,j-1/2}^n) \quad (3-2-11)$$

$$P_{i+1/2,j}^{n+1} = \frac{1}{1+v_x \Delta t} \left[(1-v_x \Delta t) P_{i+1/2,j}^n - r_x g H_{i+1/2,j}^{n+1/2} (\zeta_{i+1,j}^{n+1/2} - \zeta_{i,j}^{n+1/2}) \right. \\ \left. - \frac{r_x}{1+v_x \Delta t} \left[\lambda_{11} \frac{(P_{i+3/2,j}^n)^2}{H_{i+3/2,j}^n} + \lambda_{12} \frac{(P_{i+1/2,j}^n)^2}{H_{i+1/2,j}^n} + \lambda_{13} \frac{(P_{i-1/2,j}^n)^2}{H_{i-1/2,j}^n} \right] \right. \\ \left. - \frac{r_y}{1+v_x \Delta t} \left[\lambda_{21} \frac{(PQ)_{i+1/2,j+1}^n}{H_{i+1/2,j+1}^n} + \lambda_{22} \frac{(PQ)_{i+1/2,j}^n}{H_{i+1/2,j}^n} + \lambda_{23} \frac{(PQ)_{i+1/2,j-1}^n}{H_{i+1/2,j-1}^n} \right] \right] \quad (3-2-12)$$

$$Q_{i,j+1/2}^{n+1} = \frac{1}{1+v_y \Delta t} \left[(1-v_y \Delta t) Q_{i,j+1/2}^n - r_y g H_{i,j+1/2}^{n+1/2} (\zeta_{i,j+1}^{n+1/2} - \zeta_{i,j}^{n+1/2}) \right. \\ \left. - \frac{r_x}{1+v_y \Delta t} \left[\lambda_{31} \frac{(PQ)_{i+1,j+1/2}^n}{H_{i+1,j+1/2}^n} + \lambda_{32} \frac{(PQ)_{i,j+1/2}^n}{H_{i,j+1/2}^n} + \lambda_{33} \frac{(PQ)_{i-1,j+1/2}^n}{H_{i-1,j+1/2}^n} \right] \right. \\ \left. - \frac{r_y}{1+v_y \Delta t} \left[\lambda_{41} \frac{(Q_{i,j+3/2}^n)^2}{H_{i,j+3/2}^n} + \lambda_{42} \frac{(Q_{i,j+1/2}^n)^2}{H_{i,j+1/2}^n} + \lambda_{43} \frac{(Q_{i,j-1/2}^n)^2}{H_{i,j-1/2}^n} \right] \right] \quad (3-2-13)$$

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

$$H_{i+1/2,j}^{n+1/2} = \frac{1}{2} (H_{i,j}^{n+1/2} + H_{i+1,j}^{n+1/2}) \quad (3-2-14)$$

$$H_{i,j+1/2}^{n+1/2} = \frac{1}{2} (H_{i,j}^{n+1/2} + H_{i,j+1}^{n+1/2}) \quad (3-2-15)$$

$$H_{i+1/2,j}^n = \frac{1}{4} (H_{i,j}^{n-1/2} + H_{i,j}^{n+1/2} + H_{i+1,j}^{n-1/2} + H_{i+1,j}^{n+1/2}) \quad (3-2-16)$$

$$H_{i,j+1/2}^n = \frac{1}{4} \left(H_{i,j}^{n-1/2} + H_{i,j}^{n+1/2} + H_{i,j+1}^{n-1/2} + H_{i,j+1}^{n+1/2} \right) \quad (3-2-17)$$

$$P_{i,j+1/2}^n = \frac{1}{4} \left(P_{i-1/2,j}^n + P_{i-1/2,j+1}^n + P_{i+1/2,j}^n + P_{i+1/2,j+1}^n \right) \quad (3-2-18)$$

$$Q_{i+1/2,j}^n = \frac{1}{4} \left(Q_{i,j-1/2}^n + Q_{i+1,j-1/2}^n + Q_{i,j+1/2}^n + Q_{i+1,j+1/2}^n \right) \quad (3-2-19)$$

3.2.3 邊界條件

有關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3.2.1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3.2.1(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 3.2.1(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 $H_i > 0$ 。

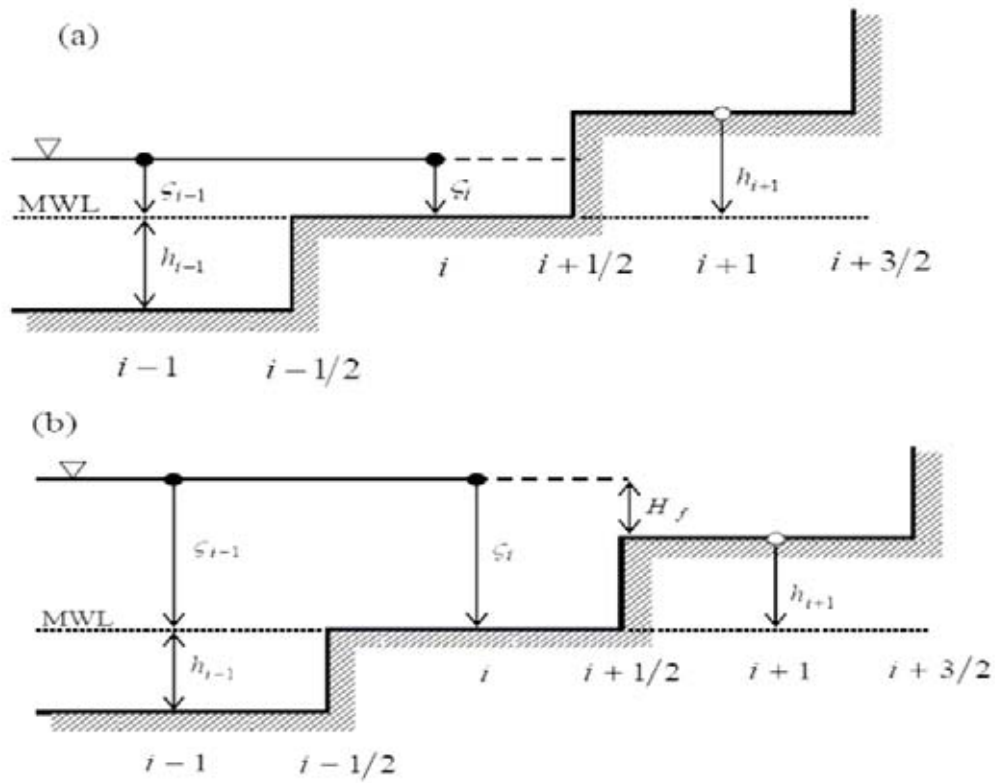


圖 3.2.1 移動邊界處理之示意圖(a) (b)

- (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。

有關開放邊界，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。

3.2.3 多重網格模式

當模式計算的區域夠大，吾人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 3.2.2 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 Boussinesq 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。

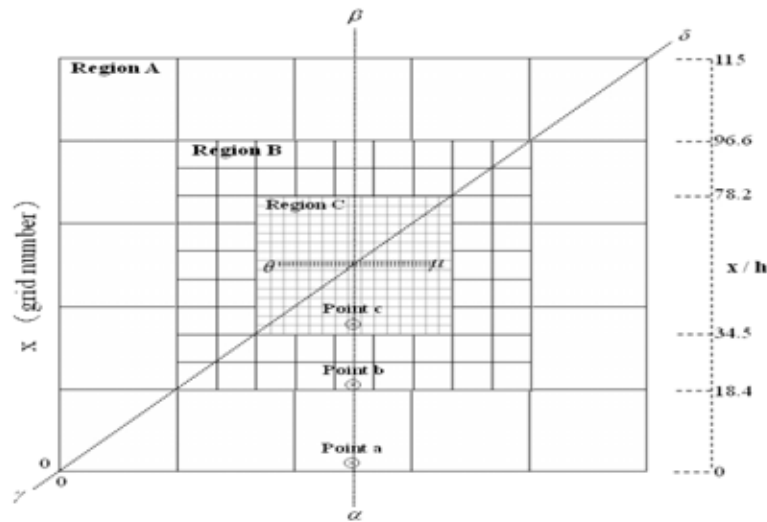


圖 3.2.2 多重網格系統

3.2.4 模式驗證--2004 年南亞大海嘯

本研究先就2004年蘇門達臘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。利用日本港灣空港研究所(PARI)所發展之線性頻散海嘯模式(Linear dispersion equation)來模擬計算海嘯在大洋傳播的情形，並以2004年南亞大海嘯的海底地震為例，最後與實測資料和相關文獻作比對 (Wang&Liu(2006))，確定模式的可用性。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3.2.1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3.2.3所示：資料為ETOPO2的四分地形資料，模式的網格數目為451×451。

表 3.2.1 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 $^{\circ}$	340.0 $^{\circ}$	5.0 $^{\circ}$
Slip angle (λ)	15.0 $^{\circ}$	15.0 $^{\circ}$	15.0 $^{\circ}$
Dip angle (δ)	110.0 $^{\circ}$	110.0 $^{\circ}$	110.0 $^{\circ}$
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 $^{\circ}$ E/-6.66.00 $^{\circ}$ S	72.00 $^{\circ}$ E/-6.66.00 $^{\circ}$ S	72.00 $^{\circ}$ E/-6.66.00 $^{\circ}$ S
Location of epicenter	95.75 $^{\circ}$ E/2.50 $^{\circ}$ N	94.00 $^{\circ}$ E/5.00 $^{\circ}$ N	92.00 $^{\circ}$ E/10.00 $^{\circ}$ N

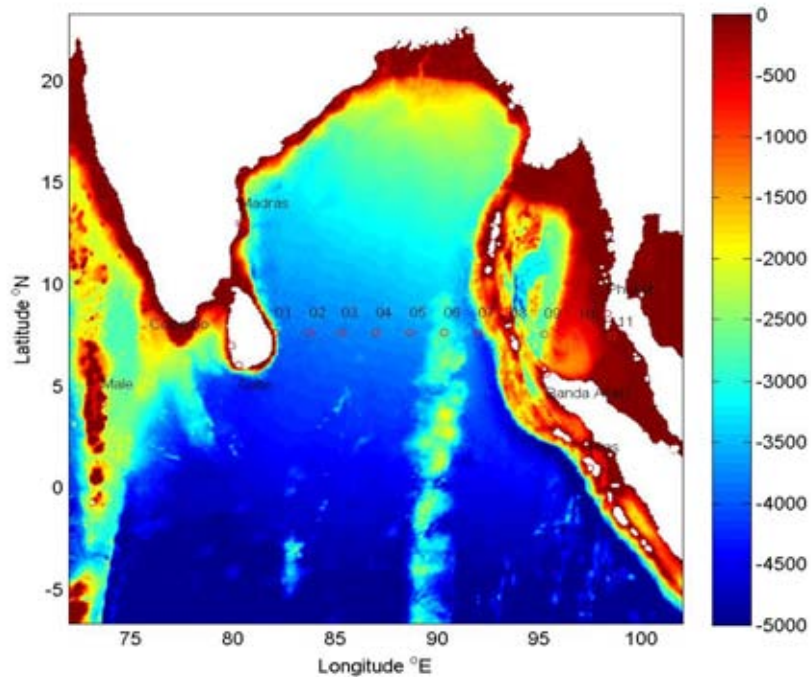


圖 3.2.3 模式計算區域水深地形圖

模式計算的初始波形如圖 3.2.4 至圖 3.2.6 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；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。

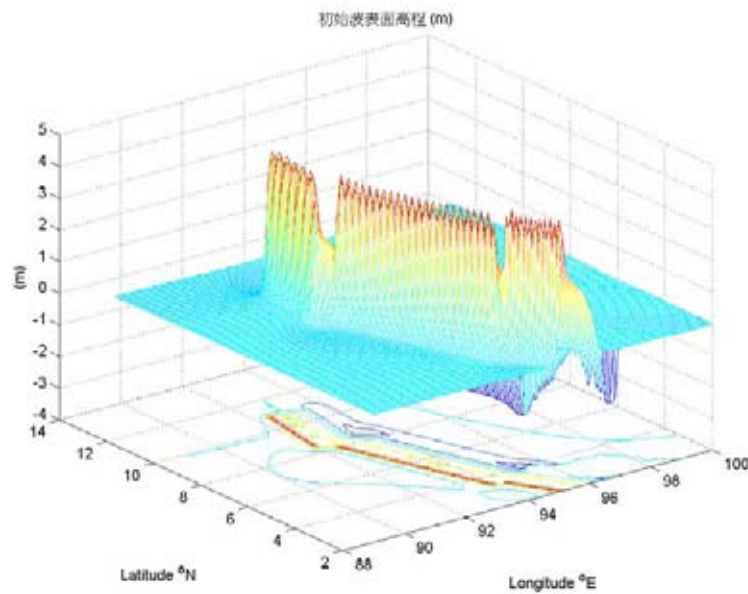


圖 3.2.4 初始波立體圖

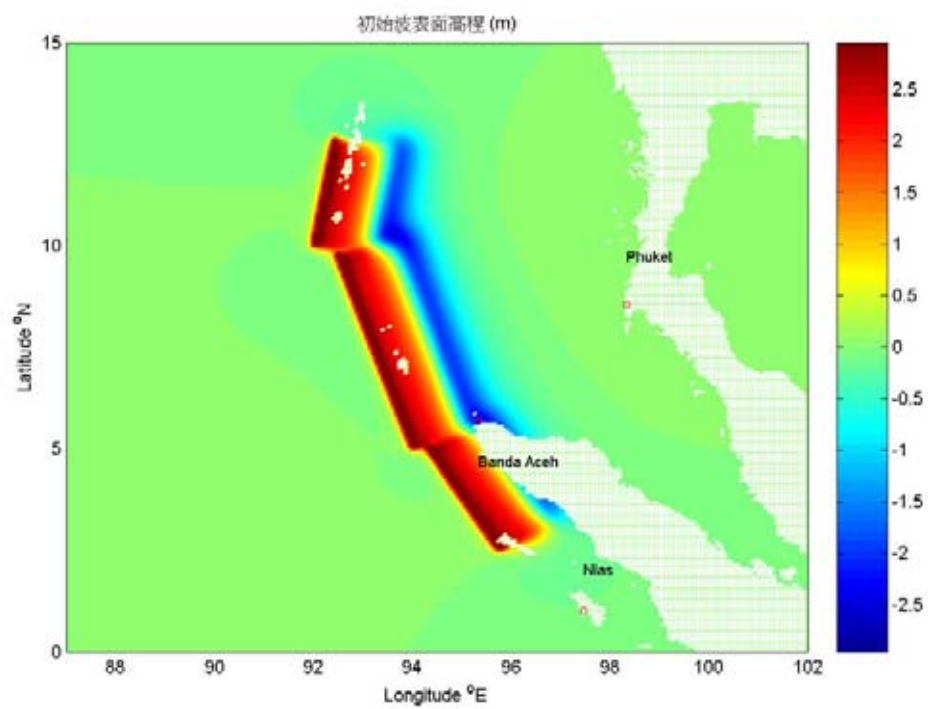


圖 3.2.5 初始波高程圖

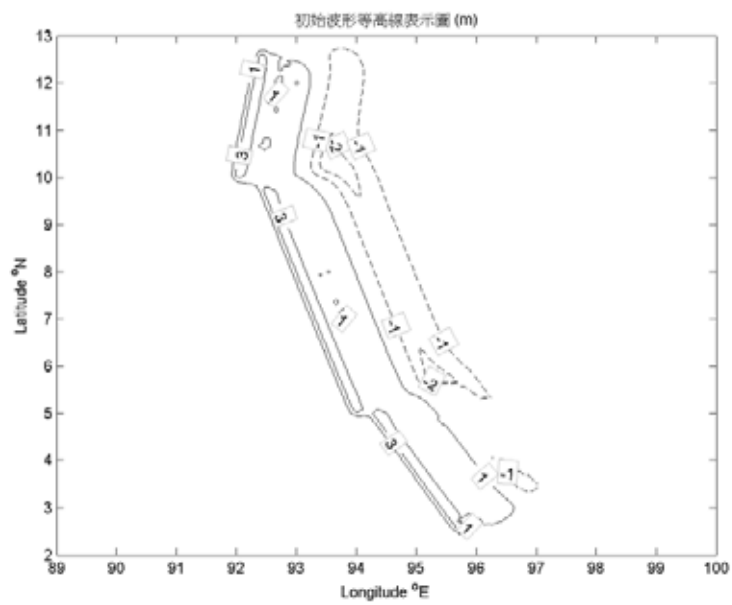


圖 3.2.6 初始波等高線圖

模式計算結果可參考圖 3.2.7(a)~(d)及圖 3.2.8，地震發生時間起算，海嘯傳播約 75 分後到達泰國普吉 (Phuket)；約 130 分後到達斯里蘭卡南岸的加勒 (Galle)；約 150 分到達可倫坡 (Colombo)；約 190 分到達馬爾地夫，模式運算所得時間與當地觀測資料極為接近。而最大波到達時刻約 130 分後到達泰國普吉；約 145 分到達加勒；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。

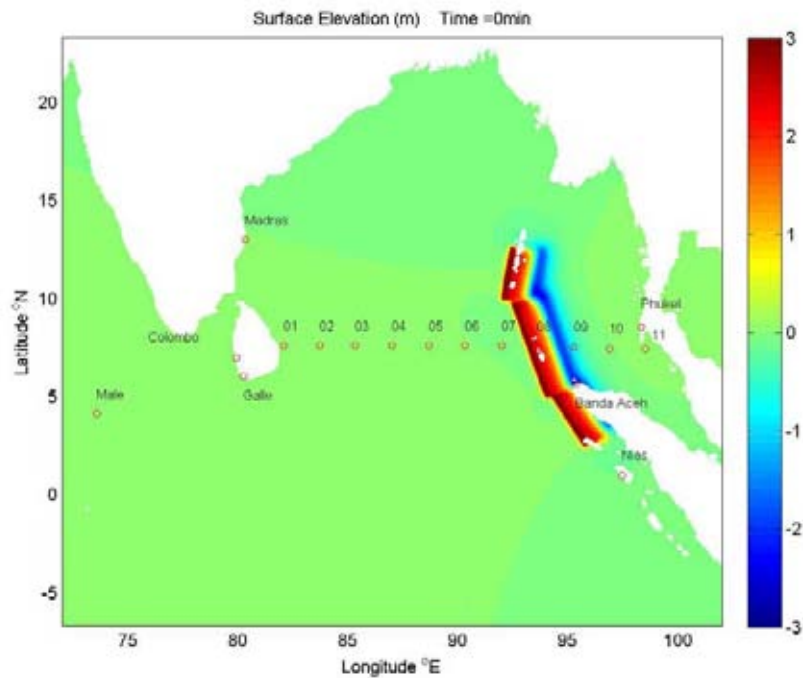


圖 3.2.7(a) 海嘯開始時

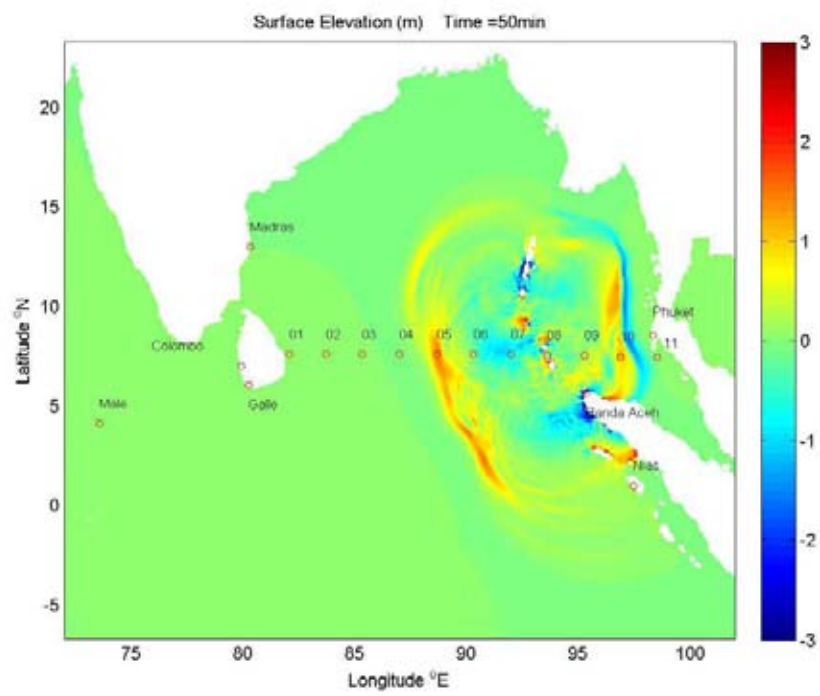


圖 3.2.7(b) 海嘯發生後 50 分

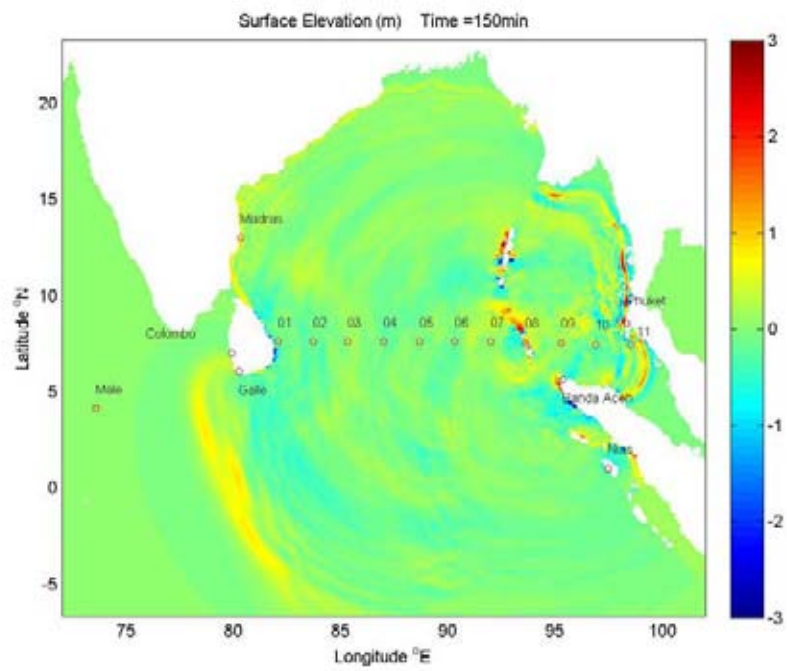


圖 3.2.7(c) 海嘯發生後 150 分

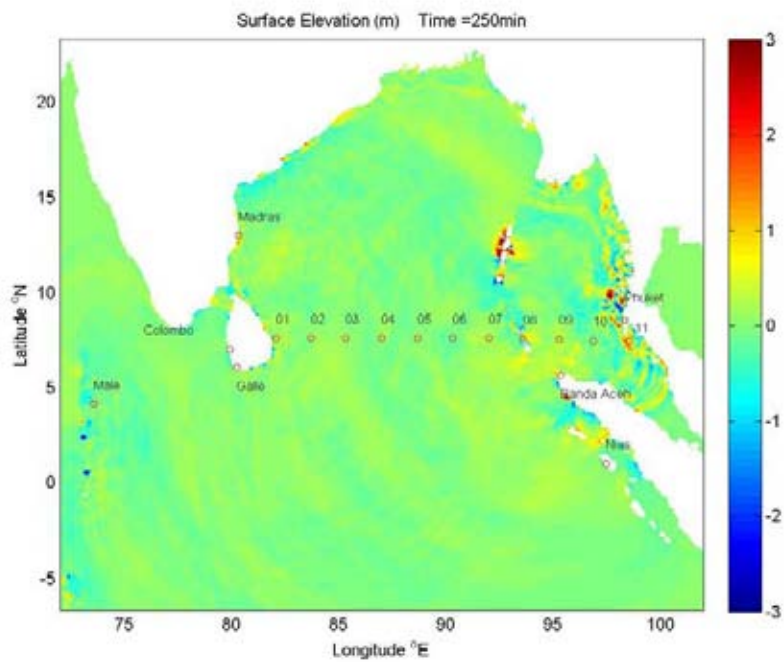


圖 3.2.7(d) 海嘯發生後 250 分

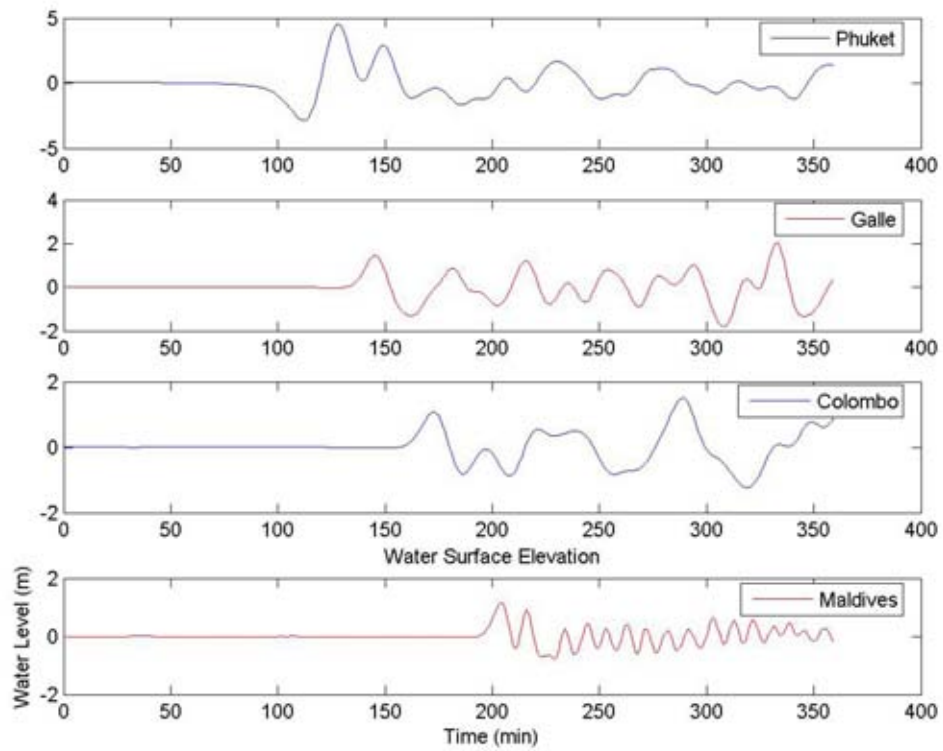


圖 3.2.8 泰國普吉、加勒、可倫坡以及馬爾地夫四個測站水位資料

圖 3.2.9(a)~(f)表示各時序流速平面分佈圖，如下：

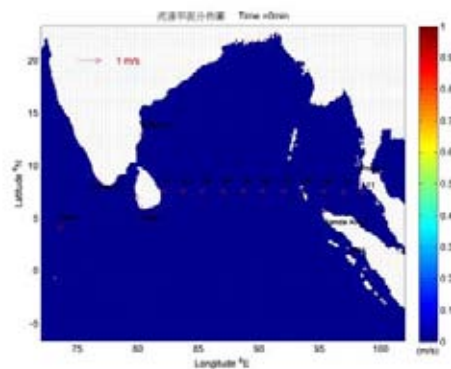


圖 3.2.9(a) 時間=0 分

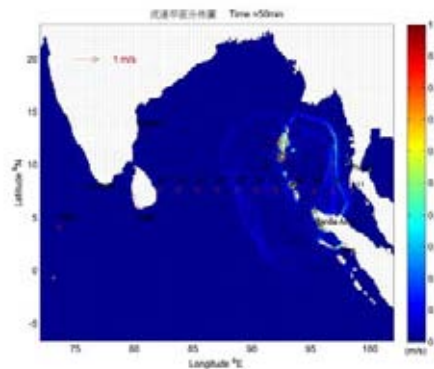


圖 3.2.9 (b) 時間=50 分

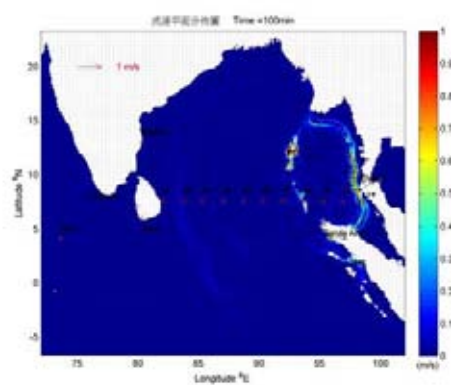


圖 3.2.9 (c) 時間=100 分

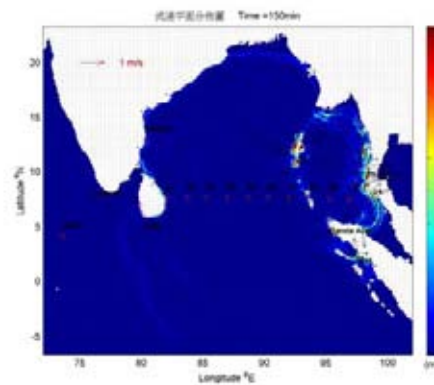


圖 3.2.9 (d) 時間=150 分

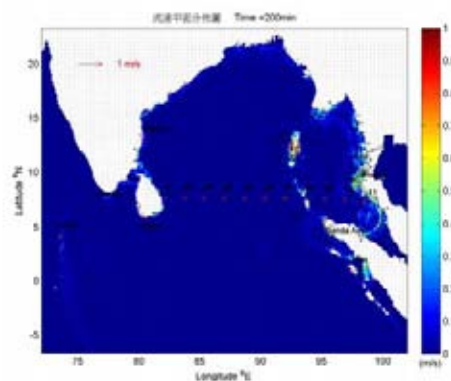


圖 3.2.9 (e) 時間=200 分

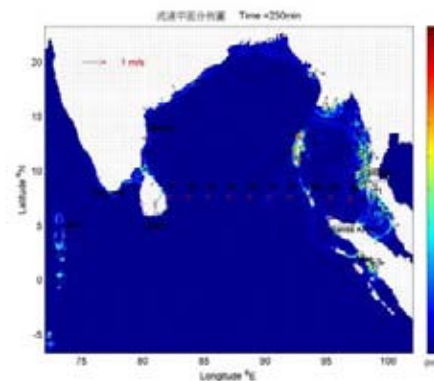


圖 3.2.9 (f) 時間=250 分

圖 3.2.9(a)~(f) 各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；海嘯的傳播速度才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 3.2.9(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 3.2.3 與圖 3.2.10)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 3.2.10)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。

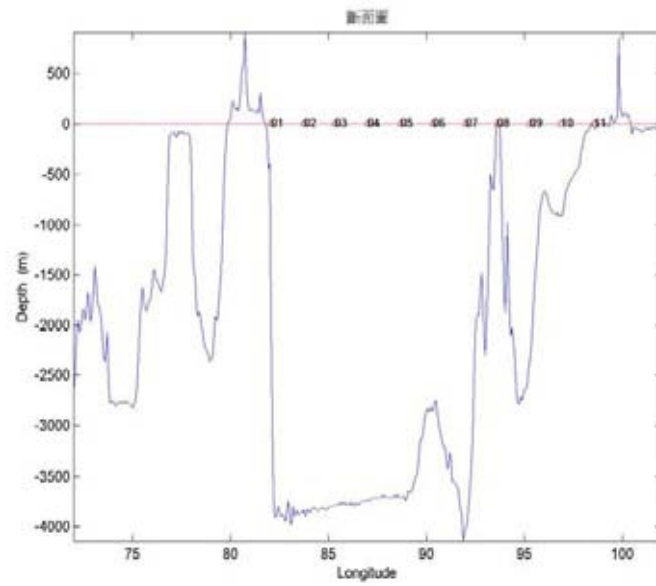


圖 3.2.10 測站 01 至 11 連線方向的水深地形斷面圖

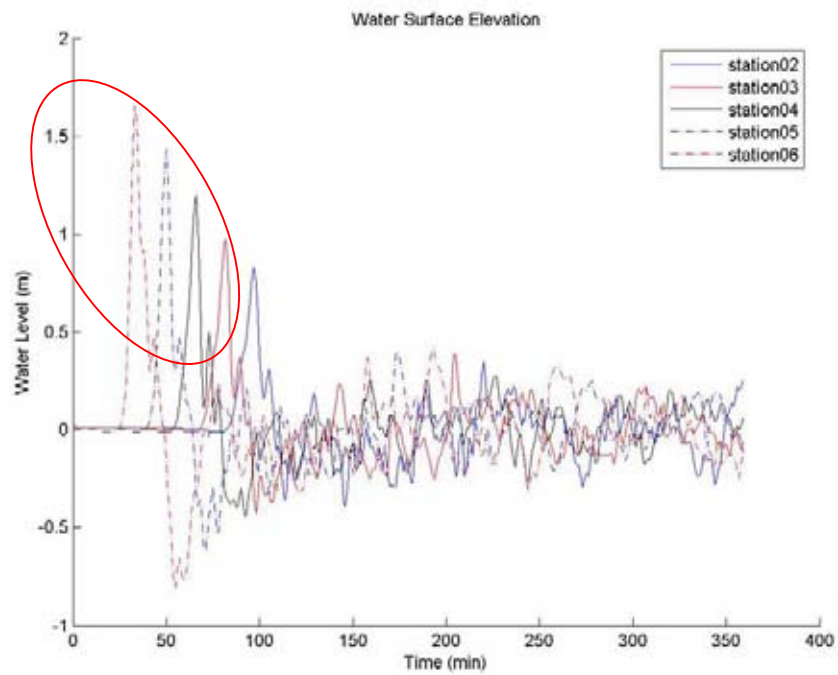


圖 3.2.11 測站 02 至 06 水位資料圖

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 3.2.12)，於兩者比較圖中，再加入 PARI 模式於馬爾地夫模擬計算的結果一起作比較驗證。驗證結果發現，兩種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)皆小於實測的水位資料，但以 PARI 的模式較為接近；就其發生時間來看，COMCOT 模式計算結果略早於實際測站水位資料，而 PARI 模式計算結果略晚於實際測站水位資料，但以 PARI 模式計算結果較為接近。但如果以水位變化來看，兩種模式運算結果皆相去不遠，其變化皆略小於實際水位資料的變化。

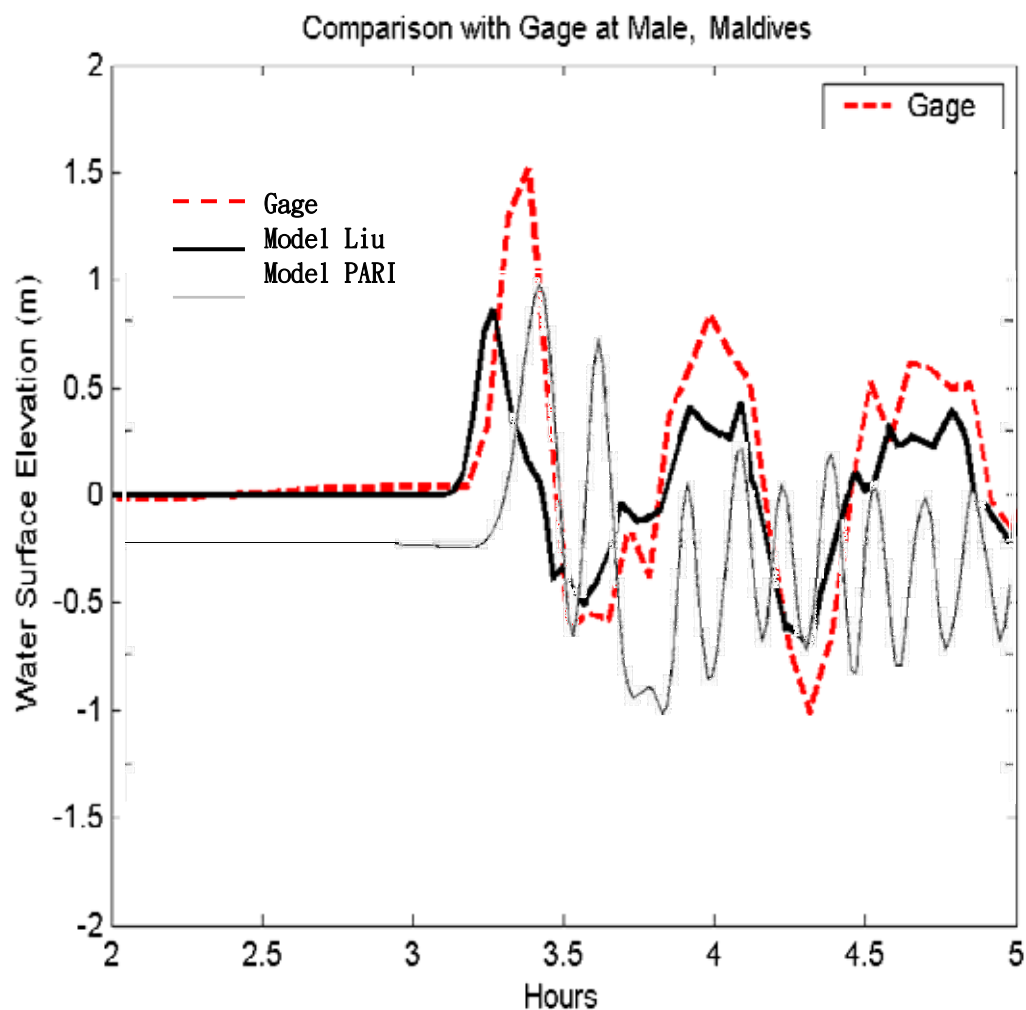


圖 3.2.12 馬爾地夫水位資料與模式結果的比較

由最大表面波高程平面分佈圖(如下圖 3.2.13)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。

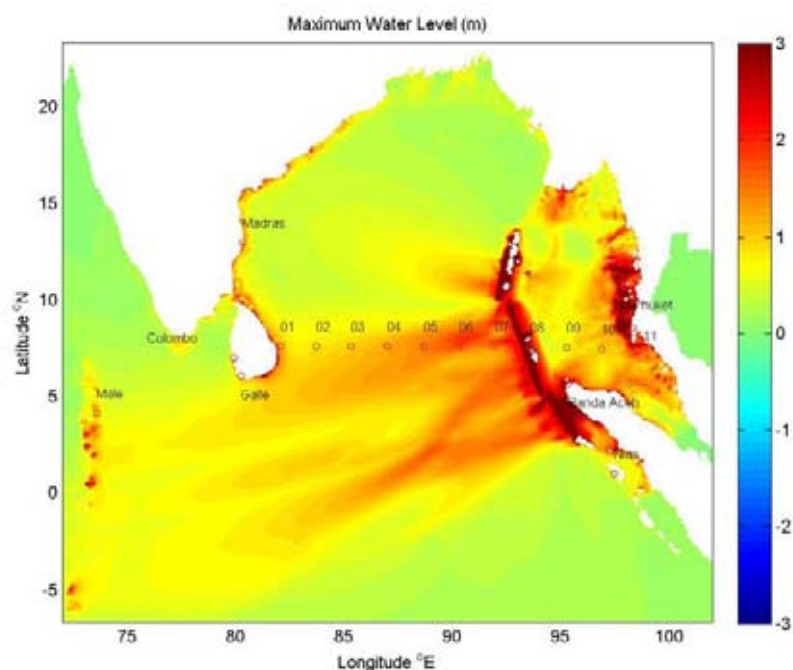


圖 3.2.13 最大表面波高程平面分佈圖

以海嘯的破壞性而言，何時何地會產生較大的災害，一直是我們所深切關心的問題，首先從最大表面波高程到達時刻平面分佈圖(如下圖 3.2.14)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 3.2.15 所示)與最大流速到達時刻平面分佈圖(如圖 3.2.16 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。

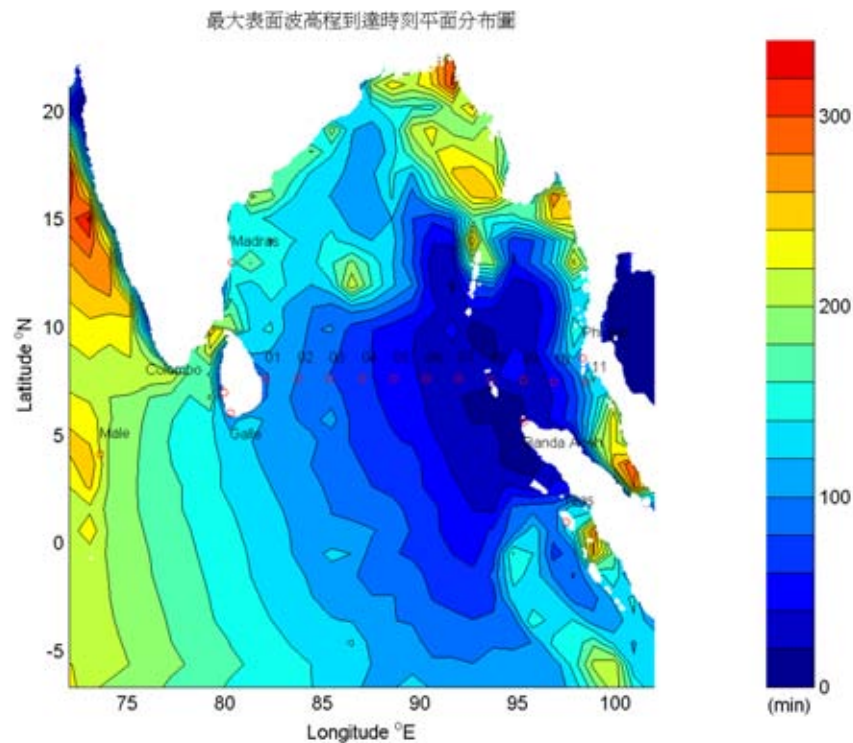


圖 3.2.14 最大表面波高程到達時刻平面分佈圖

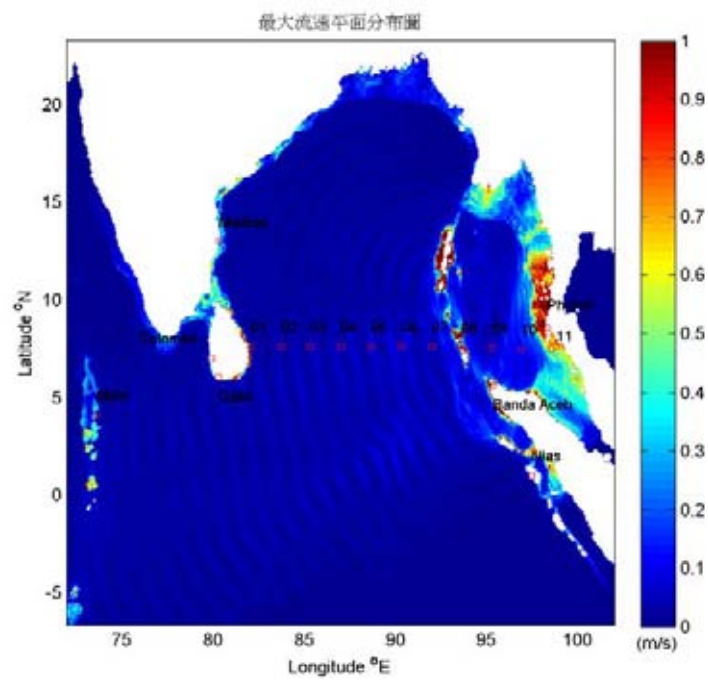


圖 3.2.15 最大流速平面分佈圖

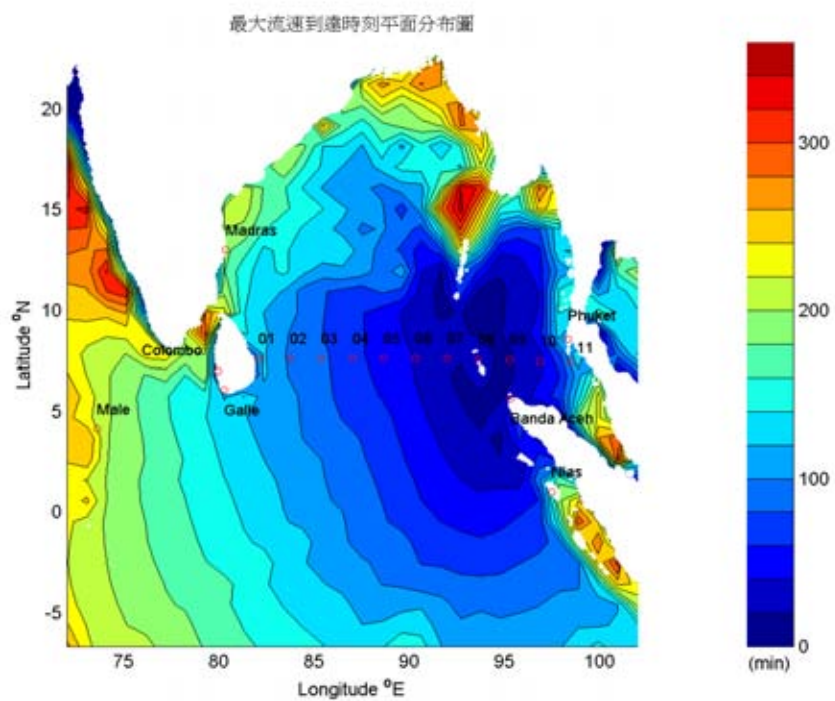


圖 3.2.16 最大流速到達時刻平面分佈圖

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。因此由第一波到達時刻平面分佈圖(如下圖 3.2.17 所示)，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。

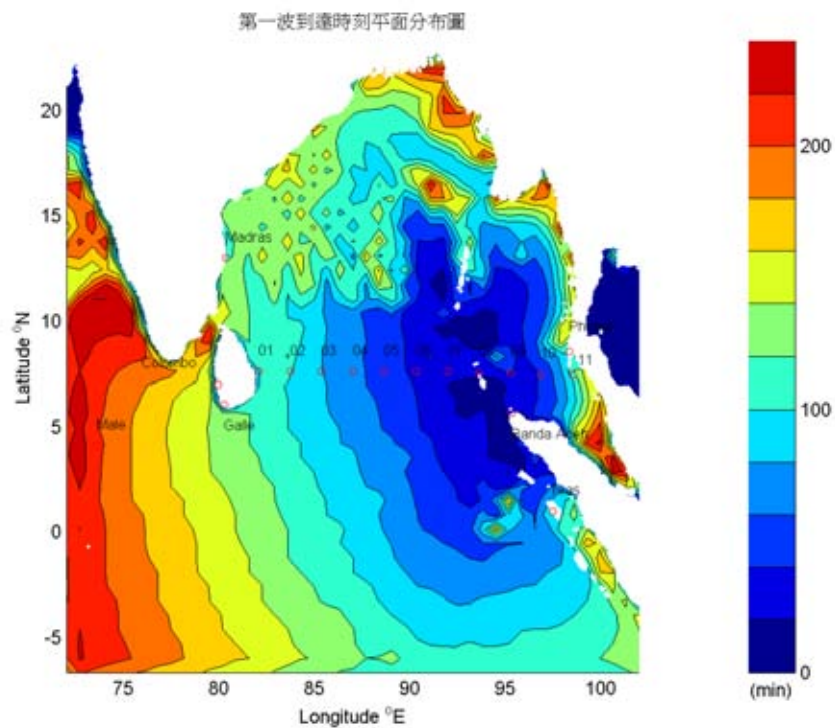


圖 3.2.17 第一波到達時刻之分佈圖

3.3 PARI模式與COMCOT模式之比較

由於本計劃採用兩種海嘯模式進行計算，雖然兩種模式皆可應用於海嘯模擬，但仍有一些異同，以下表 3.3.1 是兩種模式之對照：

表 3.3.1 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布斯尼克方程式，近岸地區則改用卡氏座標式	使用卡氏座標系之 N-S 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；另 COMCOT 提供 Osaka (1985)斷層理論作為另一選項。	
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 結果較接近實測水位及發生時間；但兩模式皆小於實測水位。	

第四章 臺灣近海海嘯特性-案例分析

4.1 前言

本年度欲精進日本空港研究所 PARI 模式，藉由歷史案例來驗證模式適用性及便利性，以了解是否適用於臺灣近海。可能震源地點為(1)呂宋島西北方(2)福建泉州(3)宜蘭外海龜山島(4)日本琉球群島(5)關東(6)北海道及(7)新幾內亞等七處，而模擬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。震源位置及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>)。

4.2 呂宋島西北方地震

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 4.1。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 4.1 所示，其資料來源為 NOAA-ETOPO2 之四分地形資料，模式的網格數目為 301×301。

表 4.1 呂宋島西北方地震斷層模式參數之設定

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

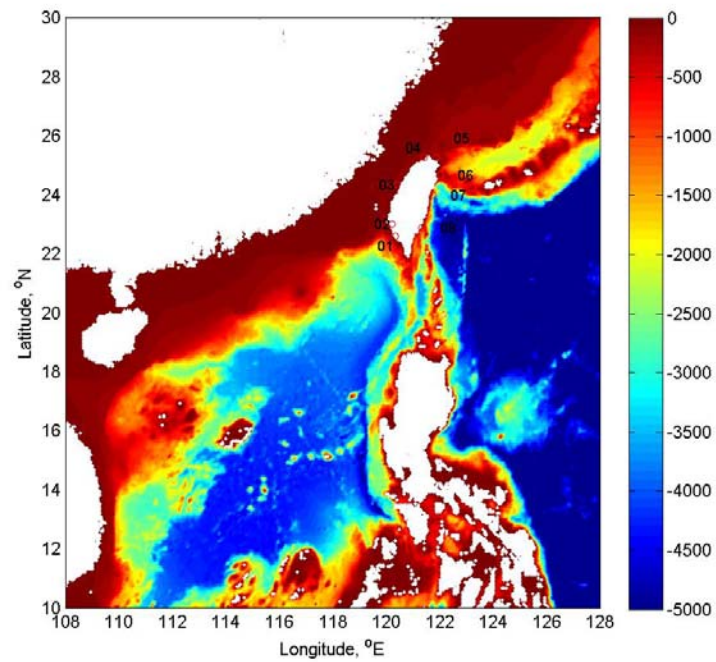


圖 4.1 模式計算區域水深地形圖

初始波形如圖4.2至圖4.5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。

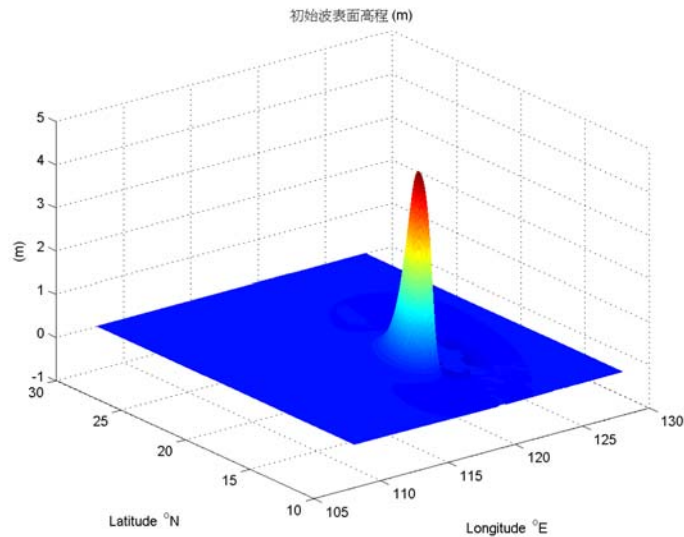


圖 4.2 初始波立體圖

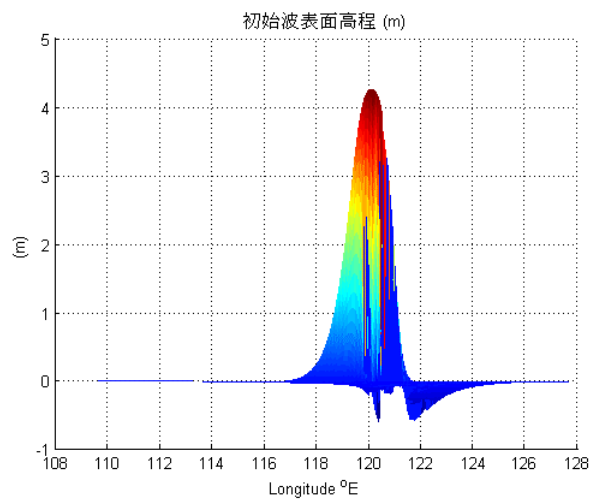


圖 4.3 初始波(X-Z 軸)

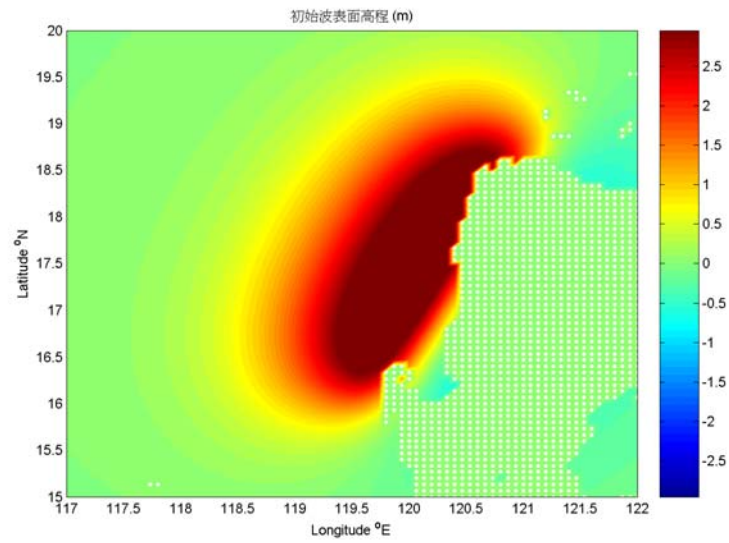


圖 4.4 初始波高程圖

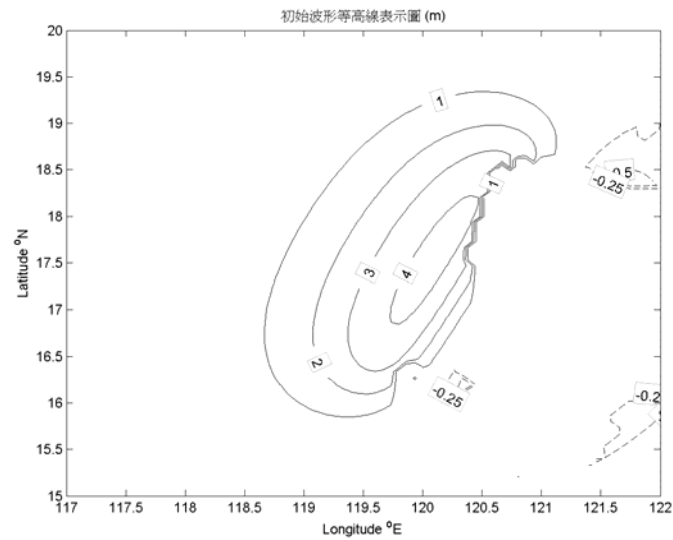


圖 4.5 初始波等高線圖

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 4.6(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。各港口推算點之位置示意圖如附錄一所示。

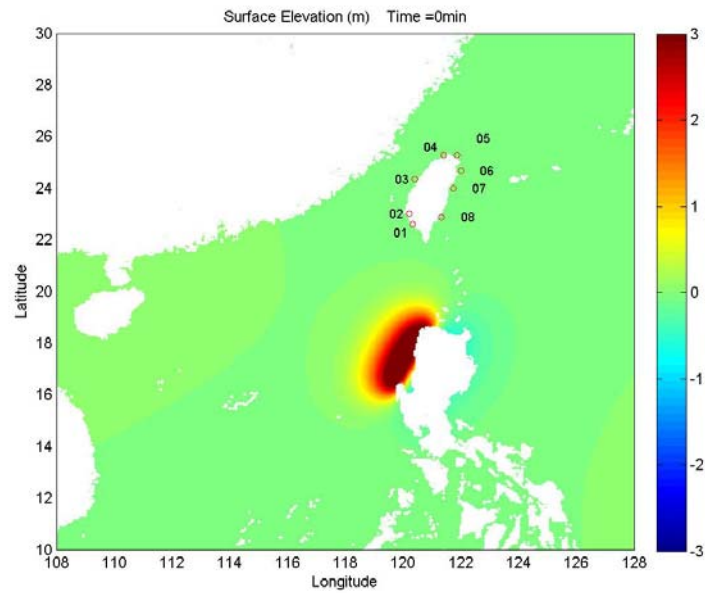


圖 4.6(a) 海嘯發生時

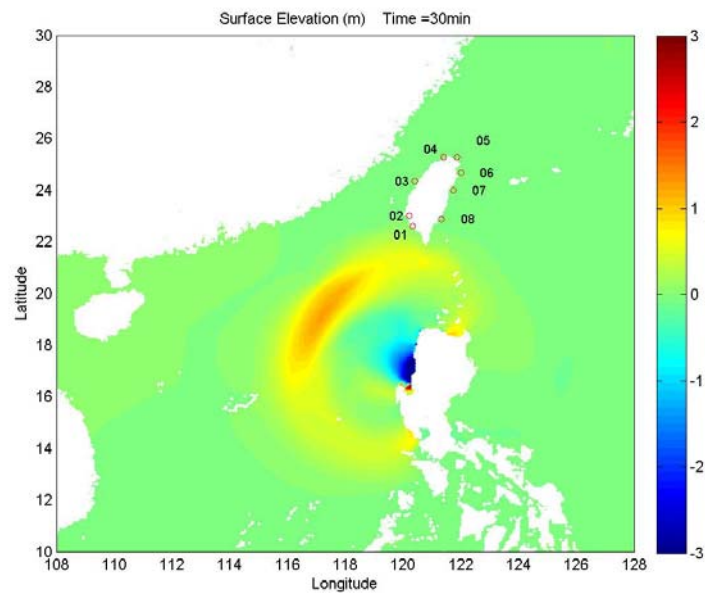


圖 4.6(b) 海嘯發生後 30 分鐘

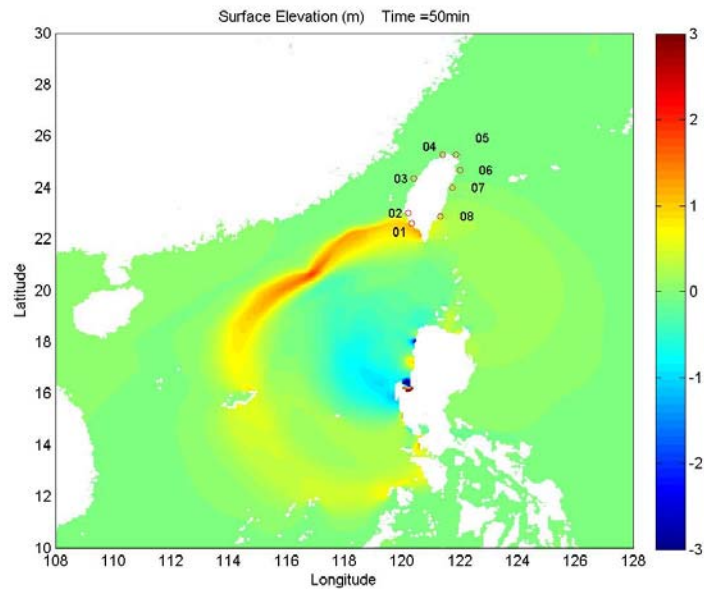


圖 4.6(c) 海嘯發生後 50 分鐘

由圖 4.7 至圖 4.13 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，所以我們可以知道此次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。

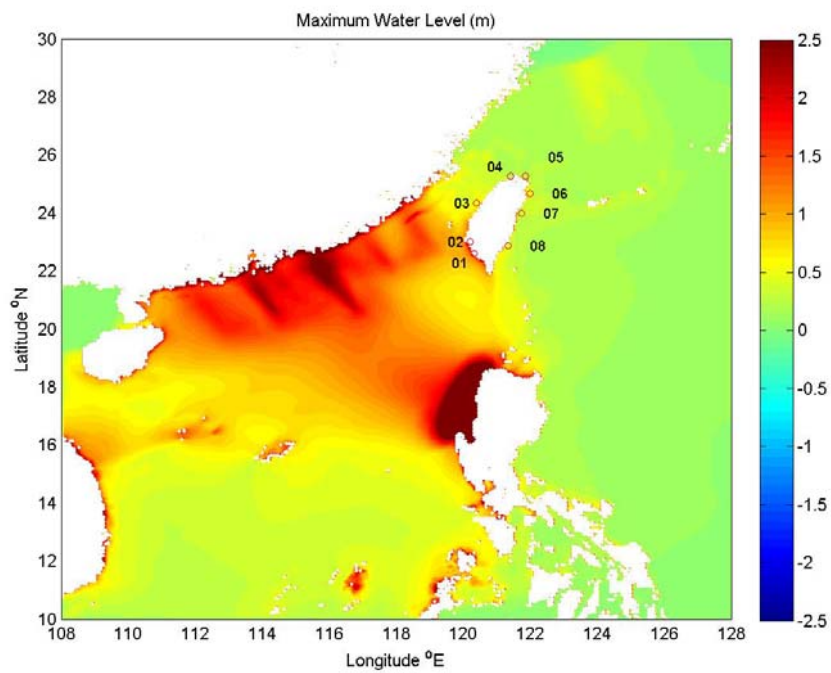


圖 4.7 最大表面波高程之平面分佈圖

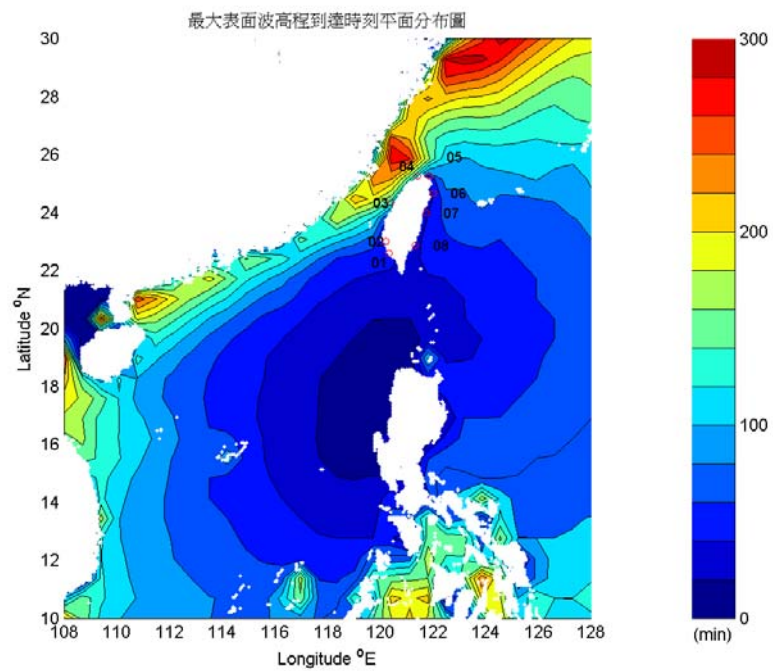


圖 4.8 最大波到達時刻之平面分佈圖

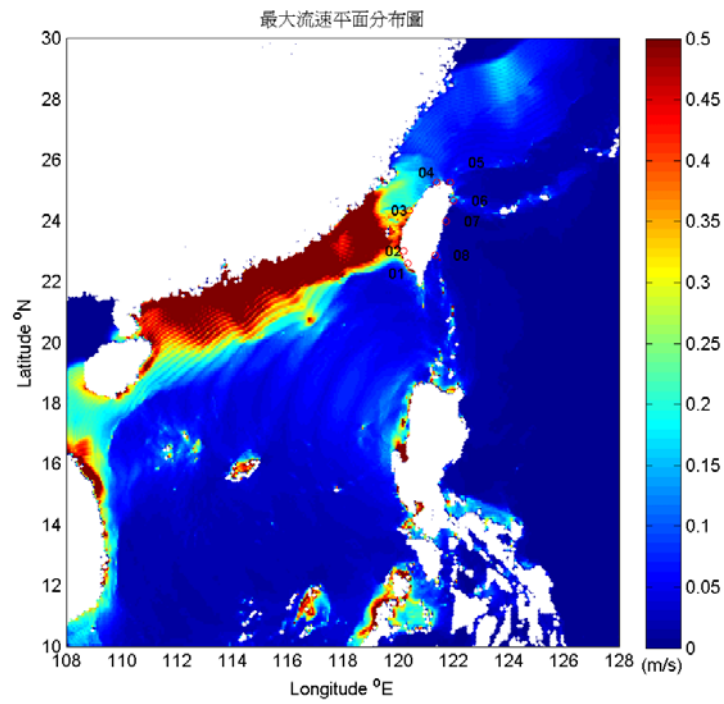


圖 4.9 最大流速之平面分佈圖

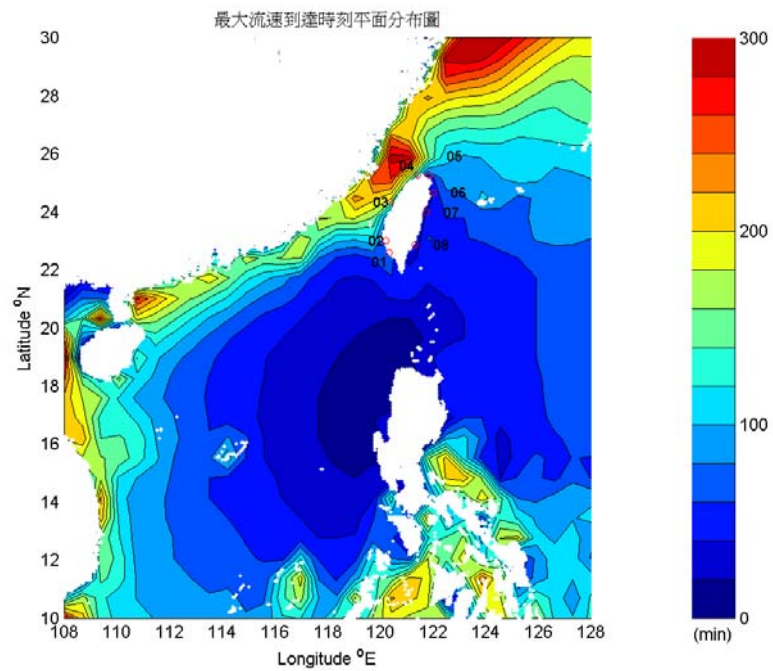


圖 4.10 最大流速到達時刻之平面分佈圖

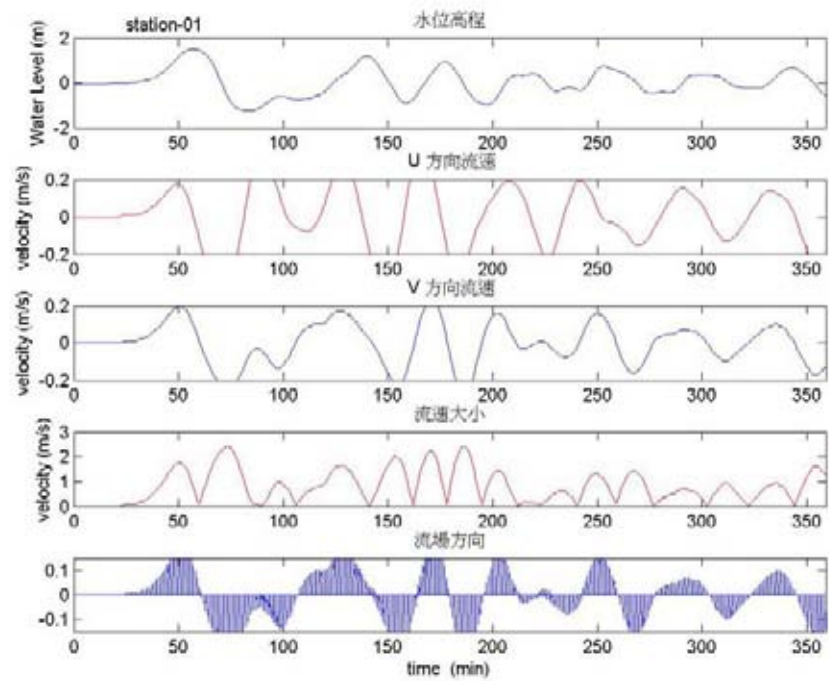


圖 4.11 測站 01(高雄港)模擬計算結果

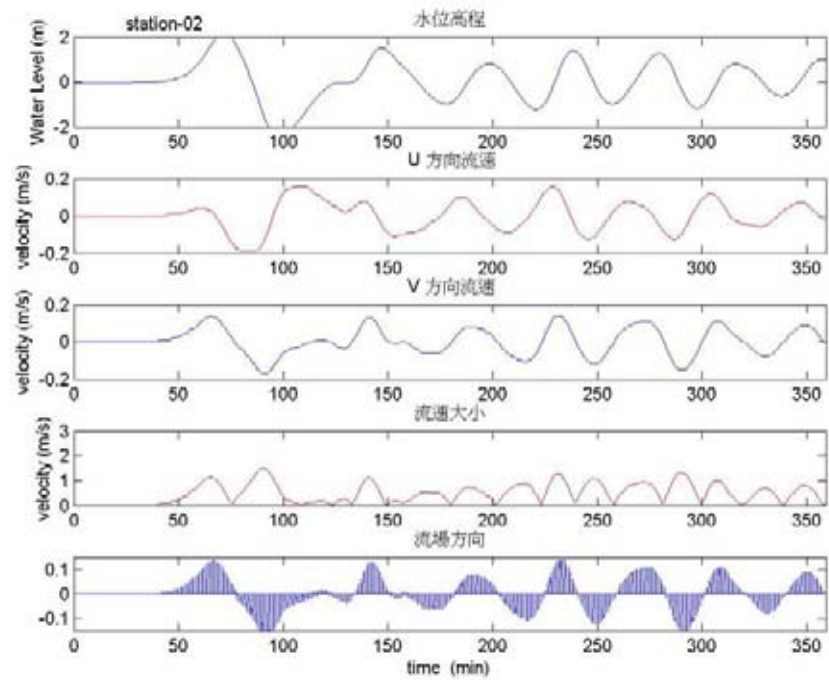


圖 4.12 測站 02(臺南安平)模擬計算結果

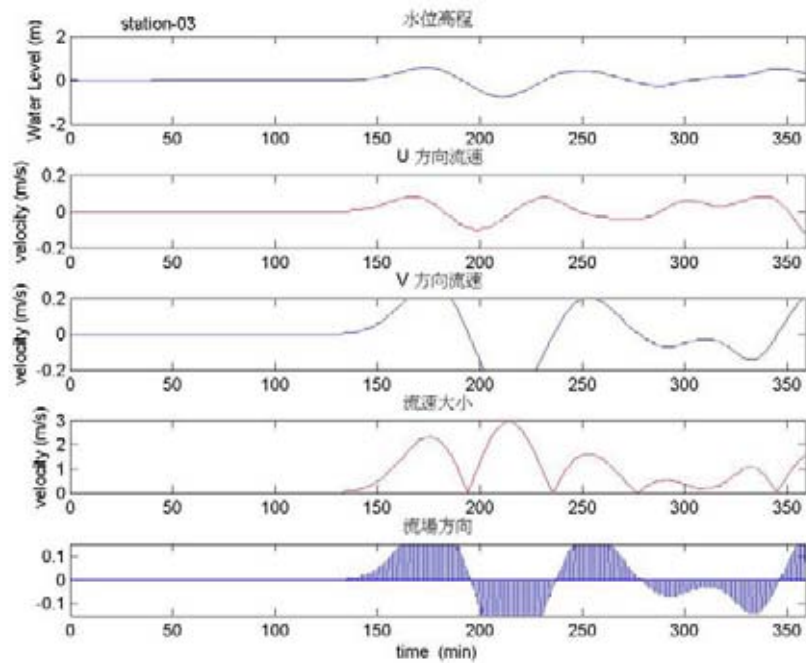


圖 4.13 測站 03(臺中港)模擬計算結果

4.3 福建泉州地震

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的地震，來探討對臺灣的海嘯威脅影響。

模擬的斷層參數設定如表4.2所示，模式上海底斷層長寬比以接近2：1的方式來表示震源區域的海底斷層，模式計算時間為8小時，計算區域範圍為東經110°~東經130°，南緯12°~北緯32°，其水深地形如圖4.14所示，資料為NOAA-ETOPO2之四分地形資料，模式的網格數目為301×301。

表 4.2 福建泉州模式參數設定

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

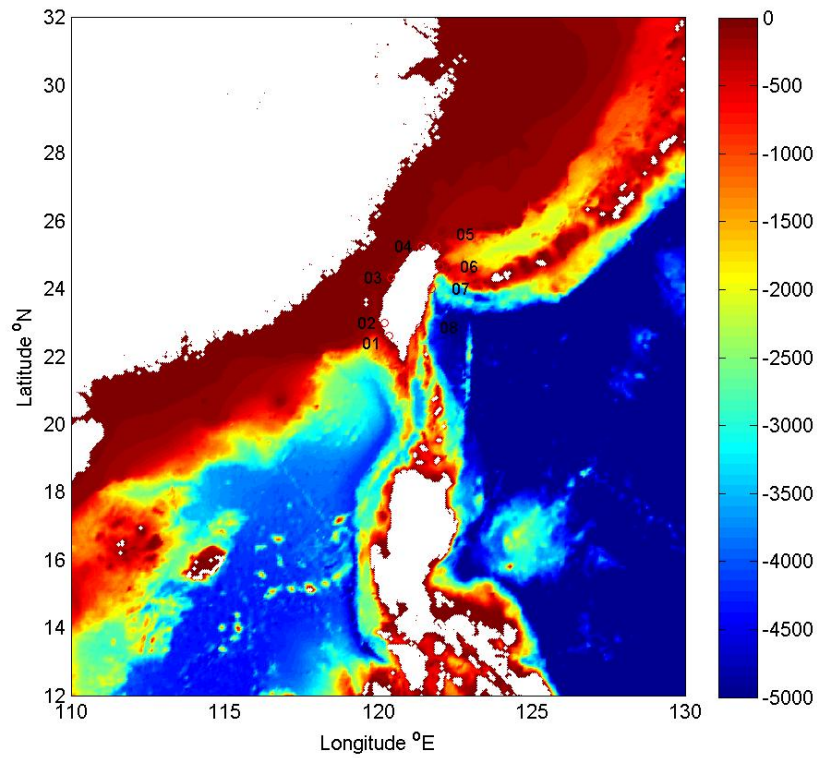


圖 4.14 模式計算區域水深地形圖

模式計算的初始波形(如圖4.15至圖4.18所示)，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)。此震源類似前節案例，因此海嘯能量的傳遞於地震發生過後的極短時間內即衝擊至附近沿岸，造成極大破壞；主要之前進方向朝向臺灣。

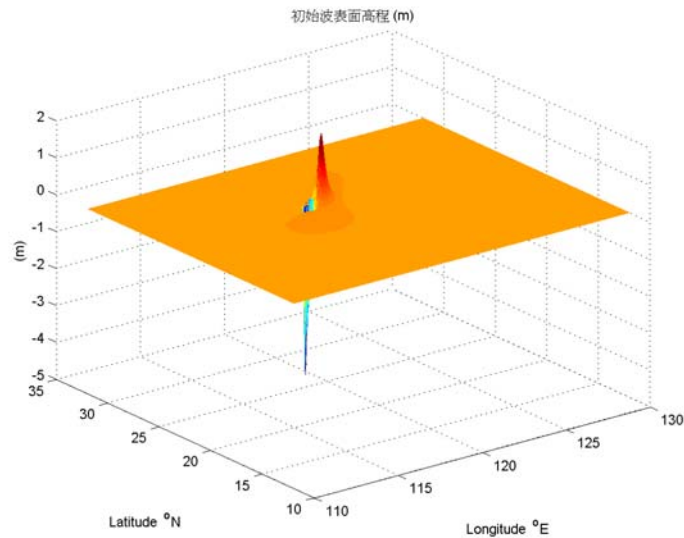


圖 4.15 初始波立體圖

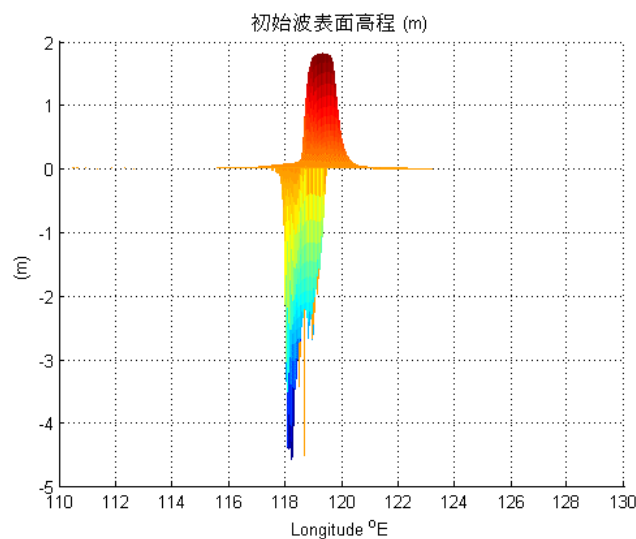


圖 4.16 初始波(X-Z 軸)

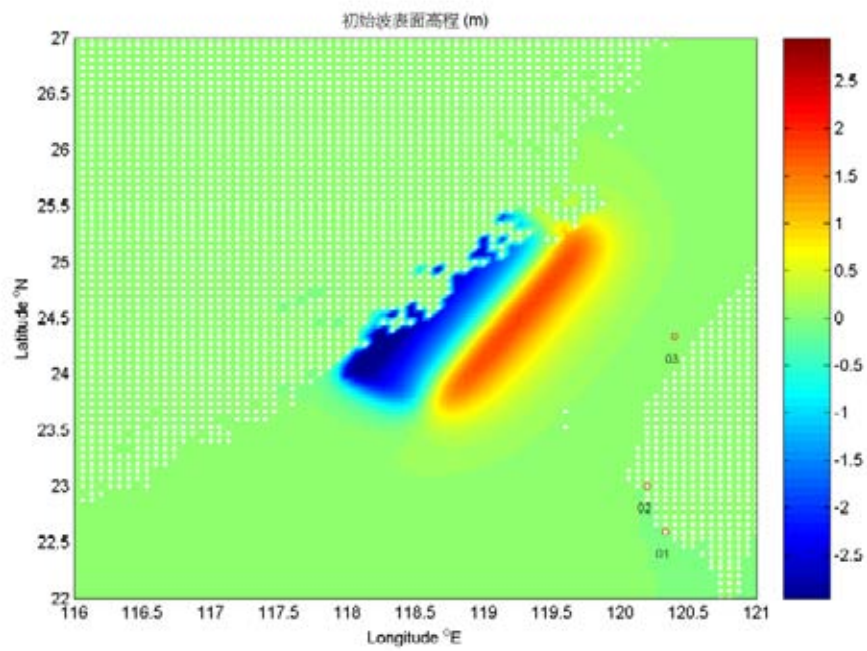


圖 4.17 初始波高程圖

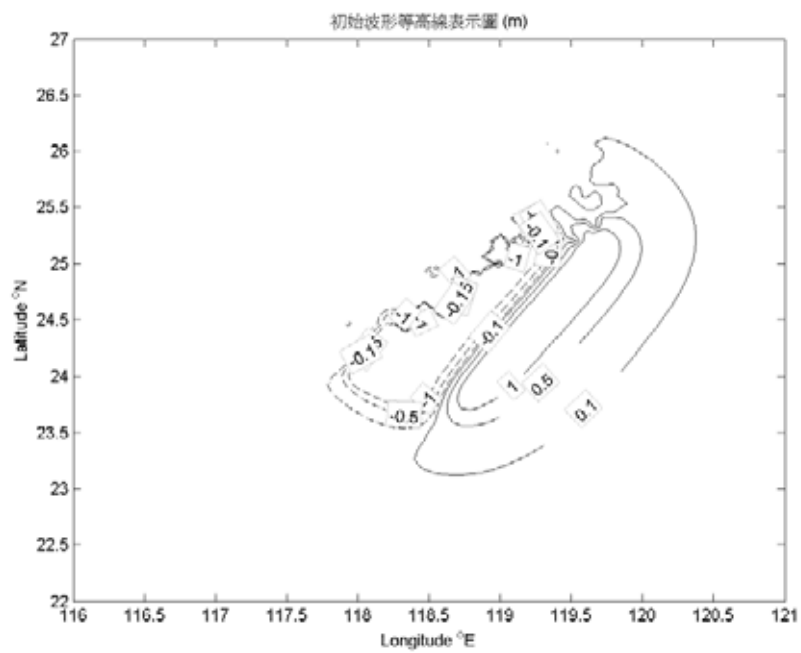


圖 4.18 初始波等高線圖

圖 4.19(a)~(c)為各時序表面波高平面分佈圖，如下：

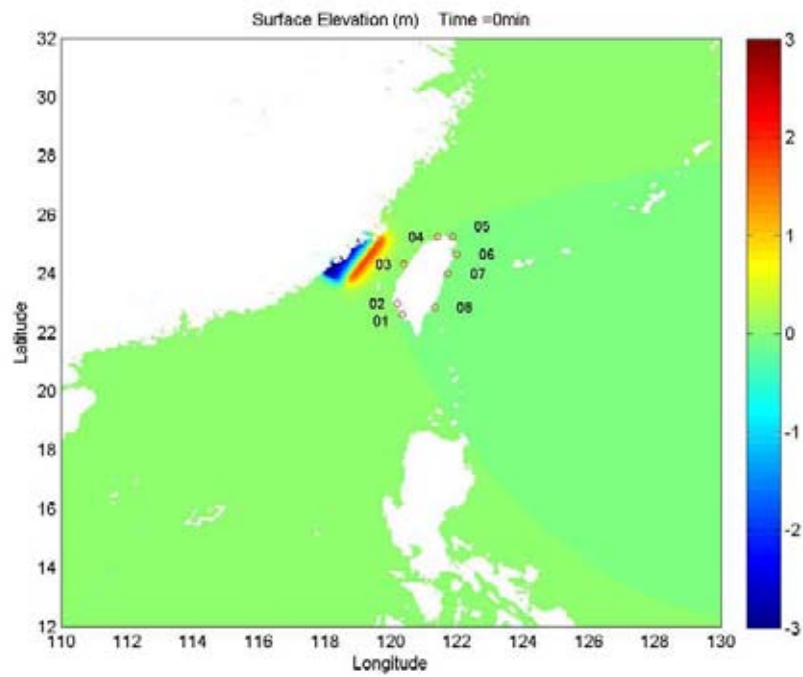


圖 4.19(a) 海嘯發生時

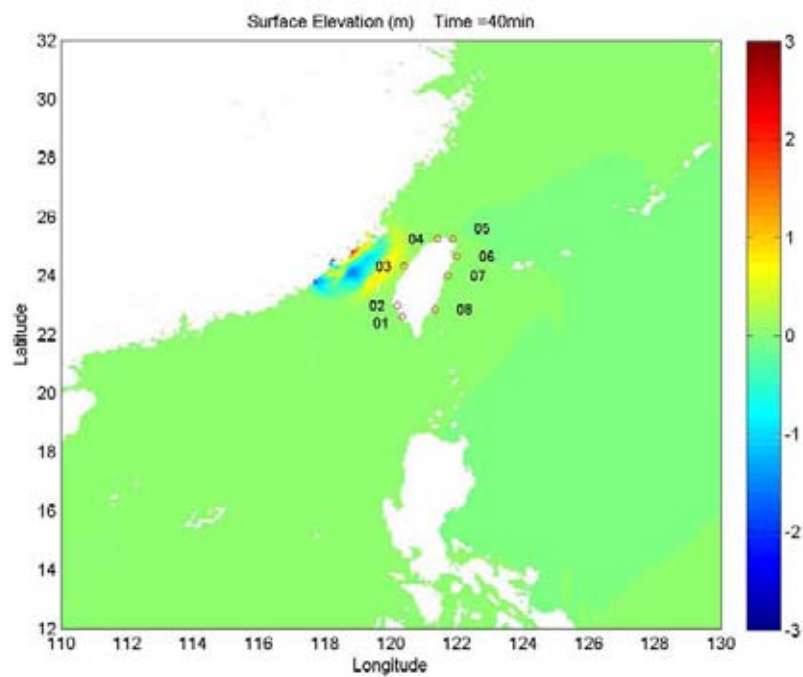


圖 4.19(b) 海嘯發生後 40 分鐘

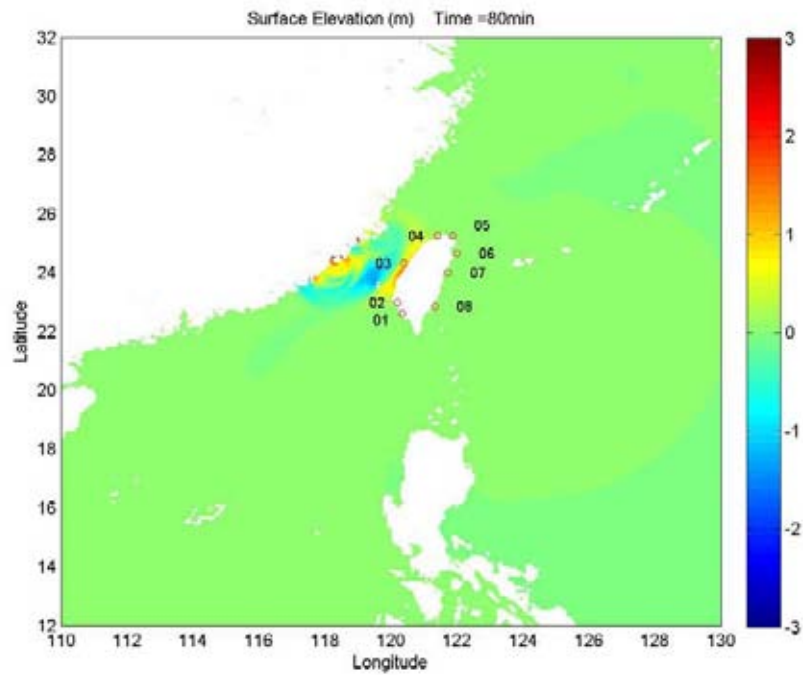


圖 4.19(c) 海嘯發生後 80 分鐘

從各時序表面波高平面分佈圖(圖 4.19(a)~(c))得知，地震發生時間起算，第一前導波約 50 分後到達臺中港測站 03，最大波高約 0.95 米；測站 02 的臺南安平漁港及測站 04 的淡水河口第一前導波高也約有 0.45 米。另外，可以發現臺中港測站 03 及淡水河口測站 04 的第一前導波高大於第二波高，但高雄港測站 01 及臺南安平漁港測站 02 其第二波高反而大於第一前導波之波高。圖 4.20(a)~(c)表示各時序流速平面分佈圖。

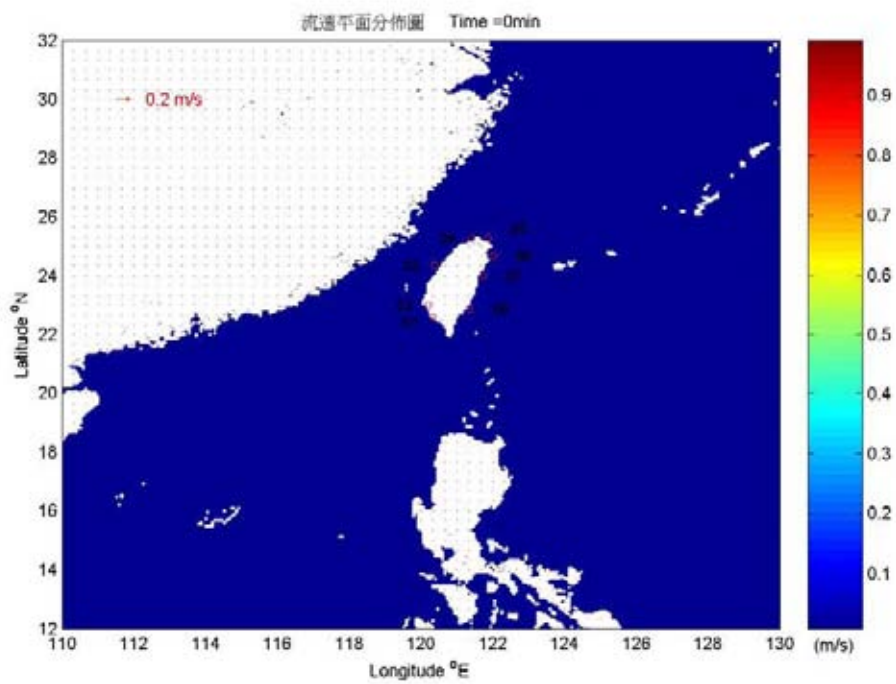


圖 4.20(a) 各時序流速平面分佈圖-海嘯發生時

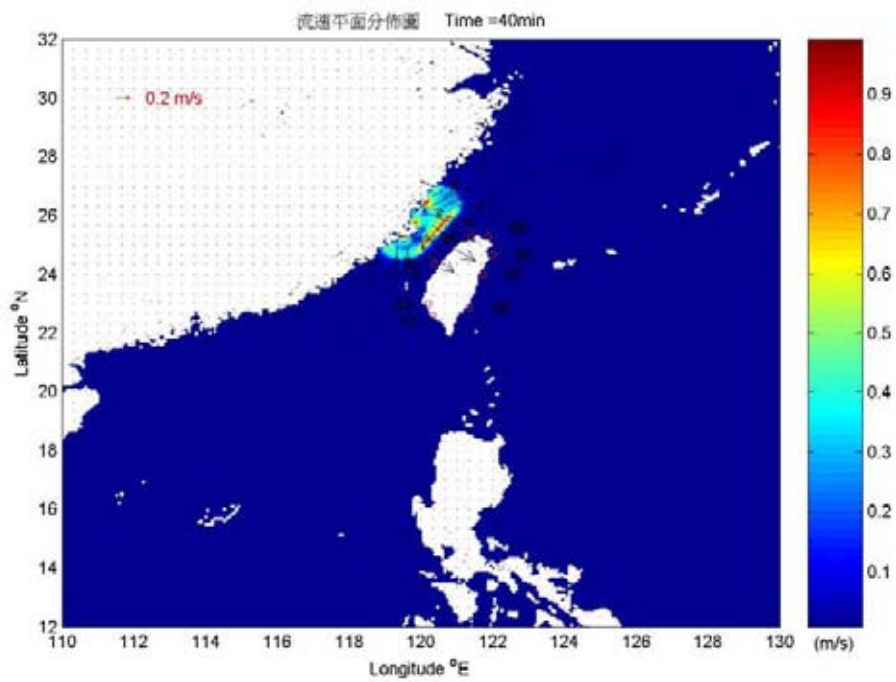


圖 4.20(b) 各時序流速平面分佈圖-海嘯發生後 40 分

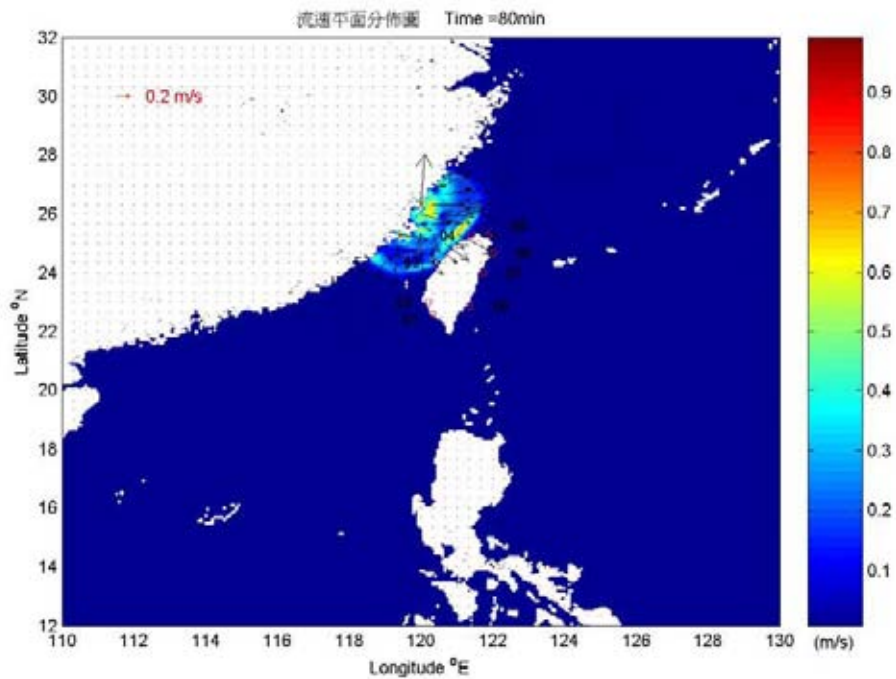


圖 4.20(b) 各時序流速平面分佈圖-海嘯發生後 80 分

圖 4.20 (a)~(c)表示各時序流速平面分佈圖

從各時序流速平面分佈圖(圖 4.20(a)~(c))得知，最大流速以測站 03(臺中港)為最大，約 2.75m/s；依序為測站 04(淡水河口)約 2.60m/s、測站 05(基隆港)約 1.25m/s、測站 06(蘇澳港)約 1.20m/s；其餘港口則無較大的流速變化。

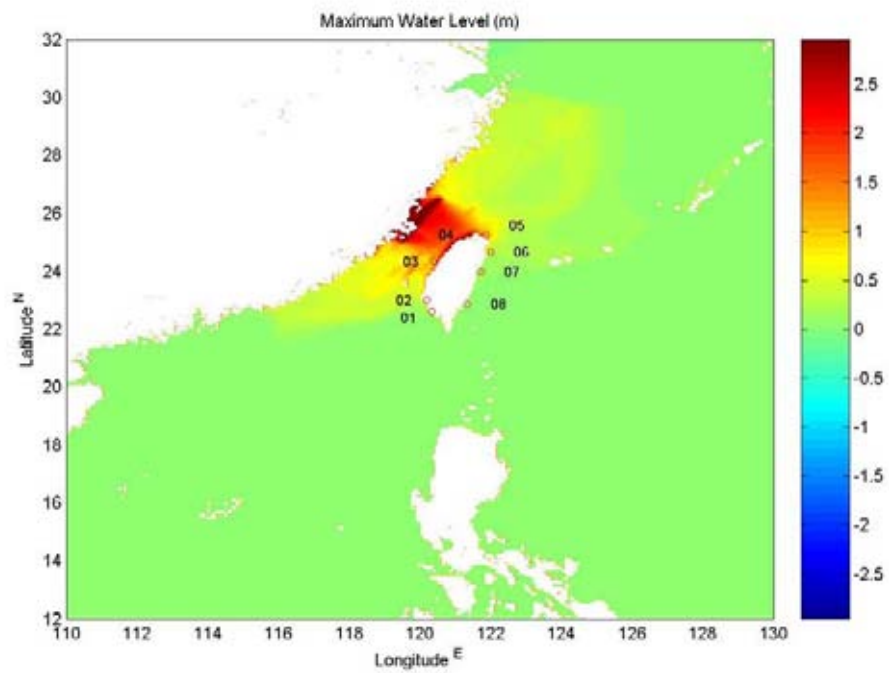


圖 4.21 最大表面波高程之平面分佈圖

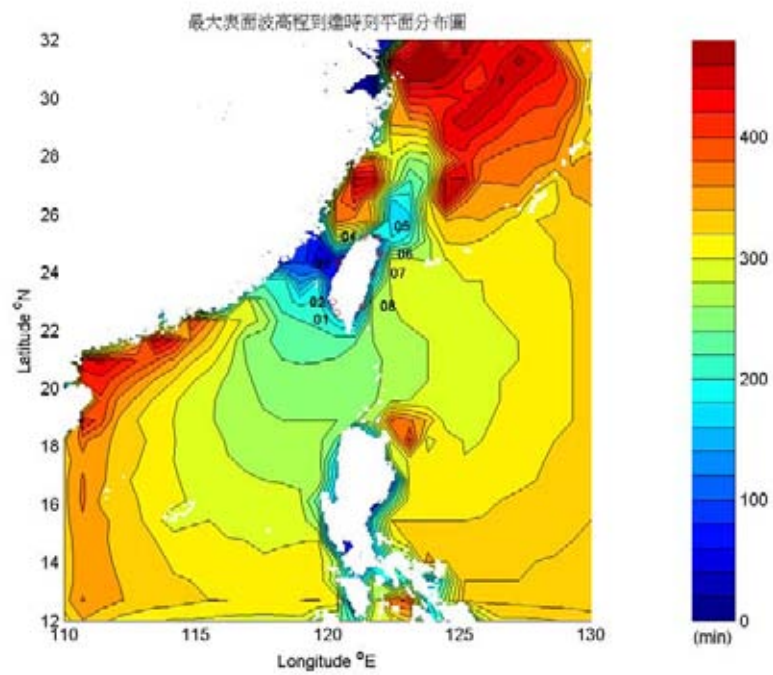


圖 4.22 最大表面波高程到達時刻之平面分佈圖

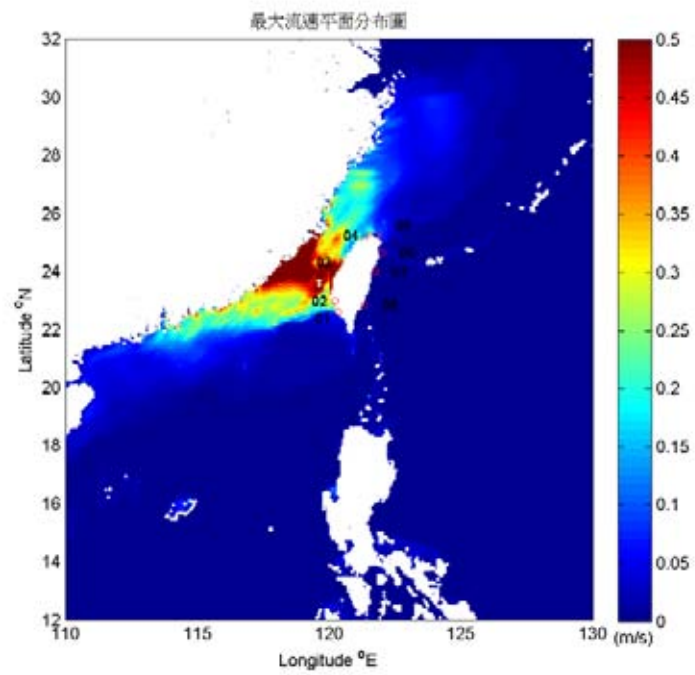
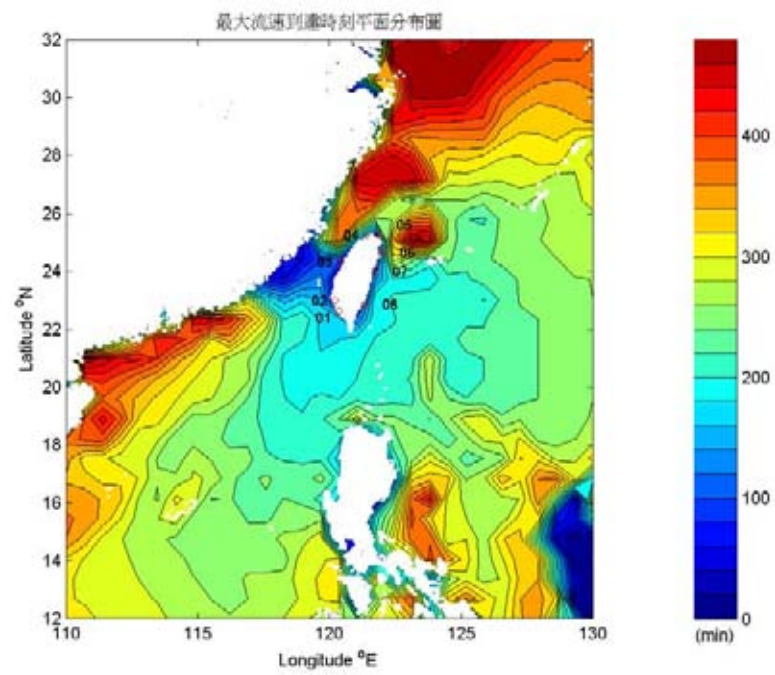


圖 4.23 最大流速之平面分佈圖



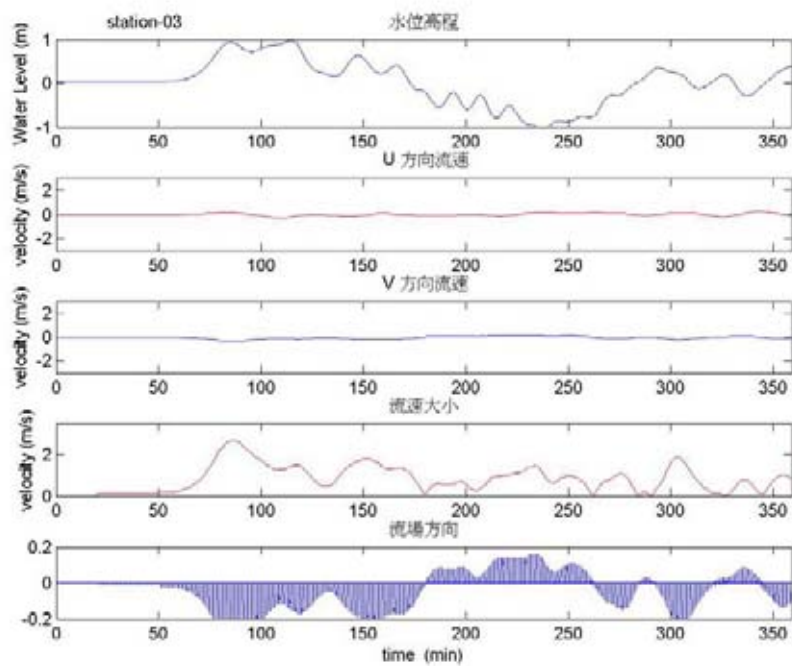


圖 4.25 測站 03(臺中港)模擬計算結果

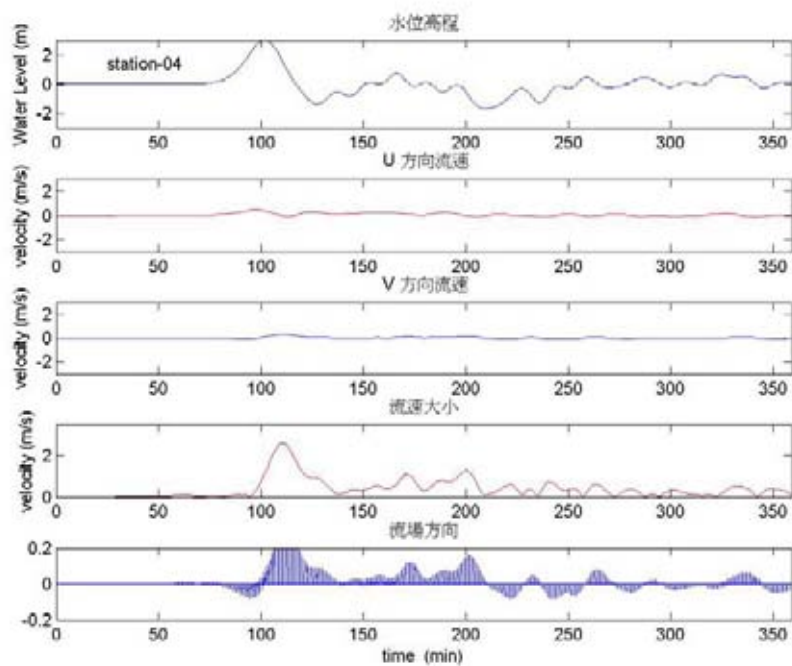


圖 4.26 測站 04(淡水河口)模擬計算結果

由圖4.21至圖4.26得知，就臺灣周邊海域而言，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。

4.4 宜蘭龜山島地震

本案例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，其規模略小於南亞大海嘯，以此來探討對臺灣之影響。

在模擬計算時，模式以長寬比為2：1(如表4.3所示)的方式來表示震源區域的海底斷層。模式模擬計算時間為8小時，計算區域範圍為東經110°~東經130°，南緯12°~北緯32°，其水深地形(如圖4.20所示)資料為ETOPO2的四分地形資料，模式的網格數目為301×301。

表 4.3 宜蘭外海龜山島模式參數設定

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

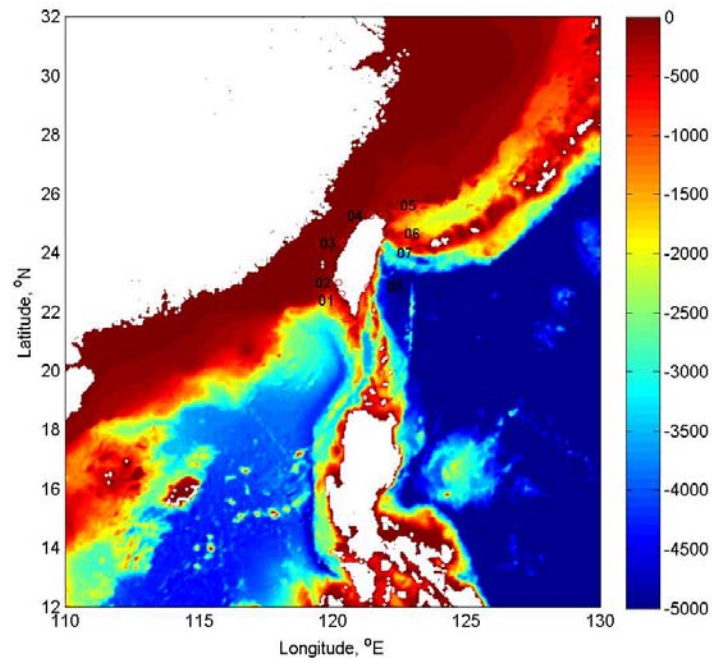


圖 4.27 模式計算區域水深地形圖

模式計算的初始波形如圖4.28至圖4.31所示，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)。海底斷層走向幾乎垂直海岸線，因此海嘯能量的傳遞並非直接朝著臺灣而來，但由於地震震源相當接近臺灣，故其海嘯威脅還是有探究的必要。

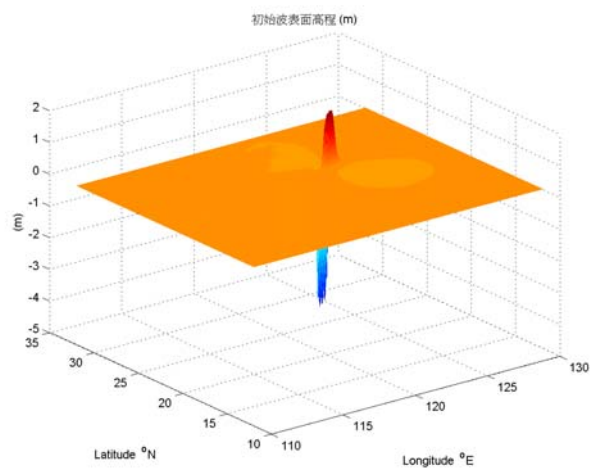


圖 4.28 初始波立體圖

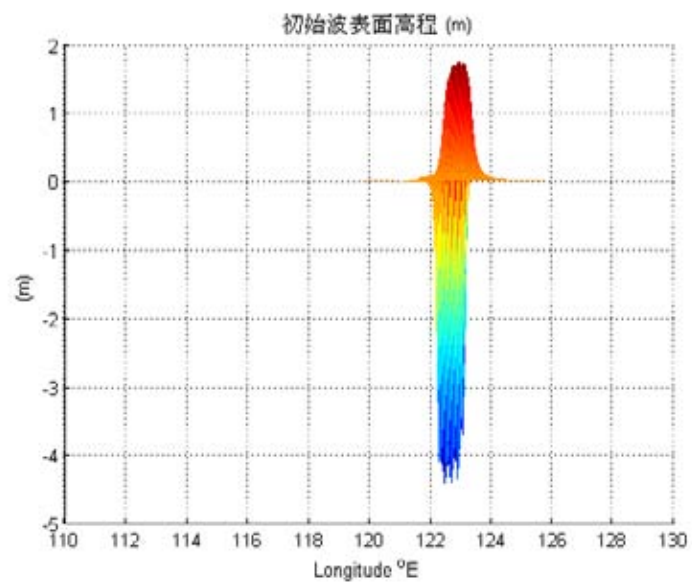


圖 4.29 初始波(X-Z 軸)

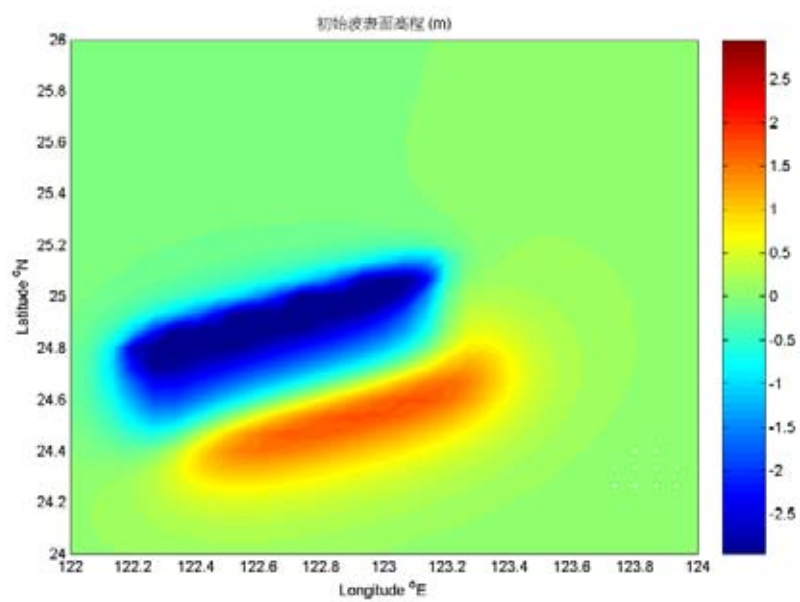


圖 4.30 初始波高程圖

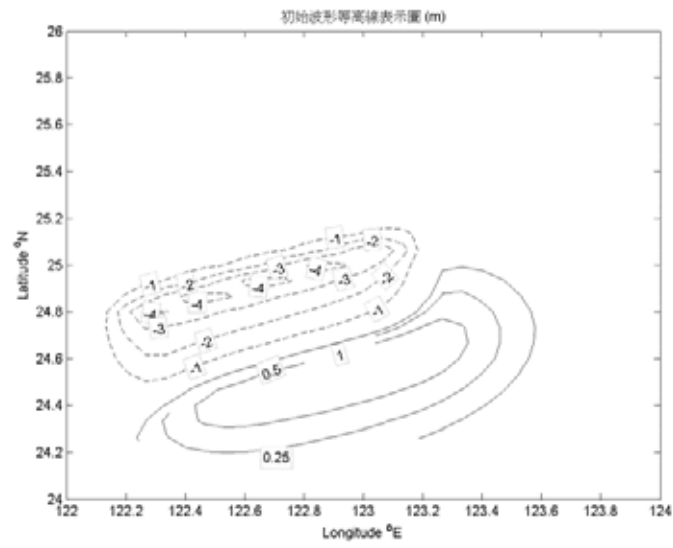


圖 4.31 初始波等高線圖

圖 4.32(a)~(c)為各時序表面波高平面分佈圖，如下：

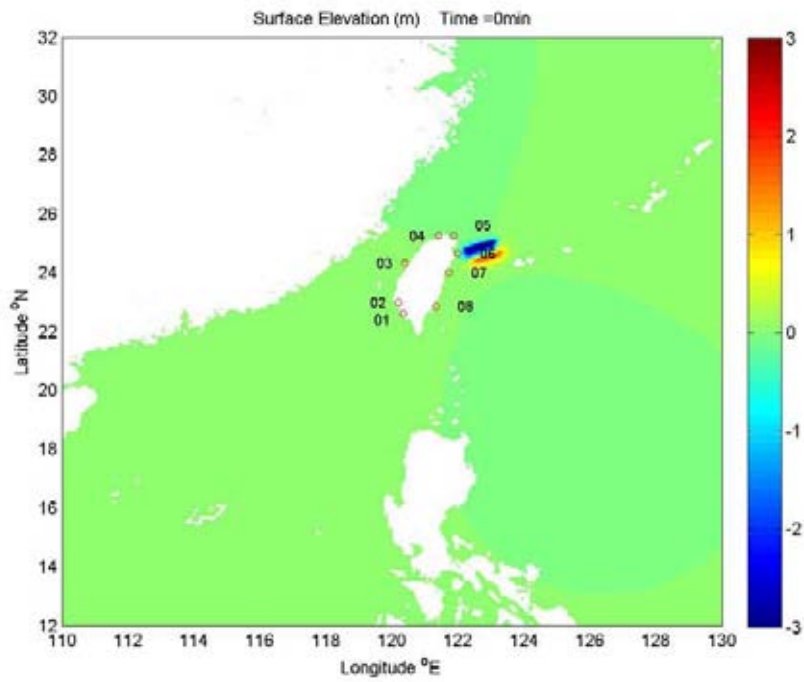


圖 4.32(a) 海嘯發生時

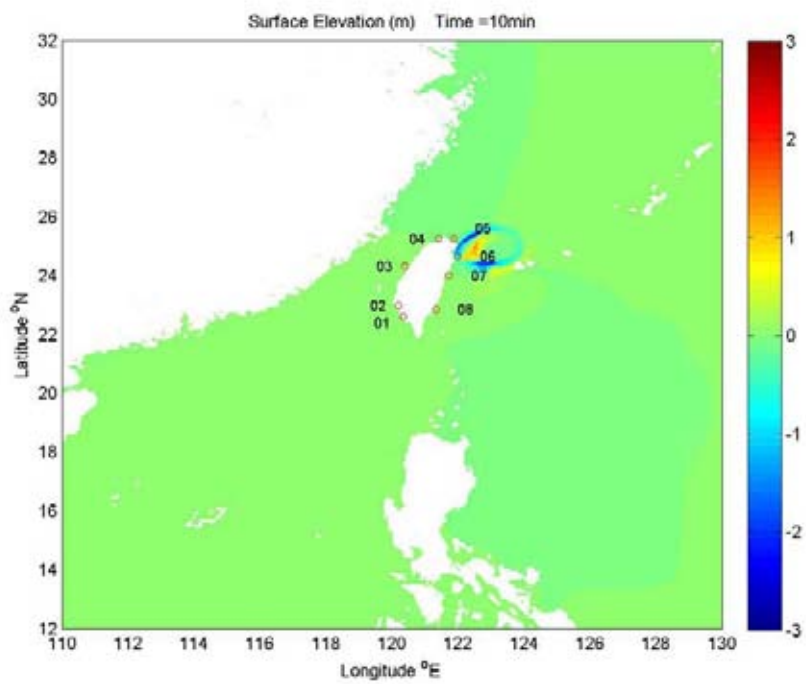


圖 4.32(b) 海嘯發生後 10 分鐘

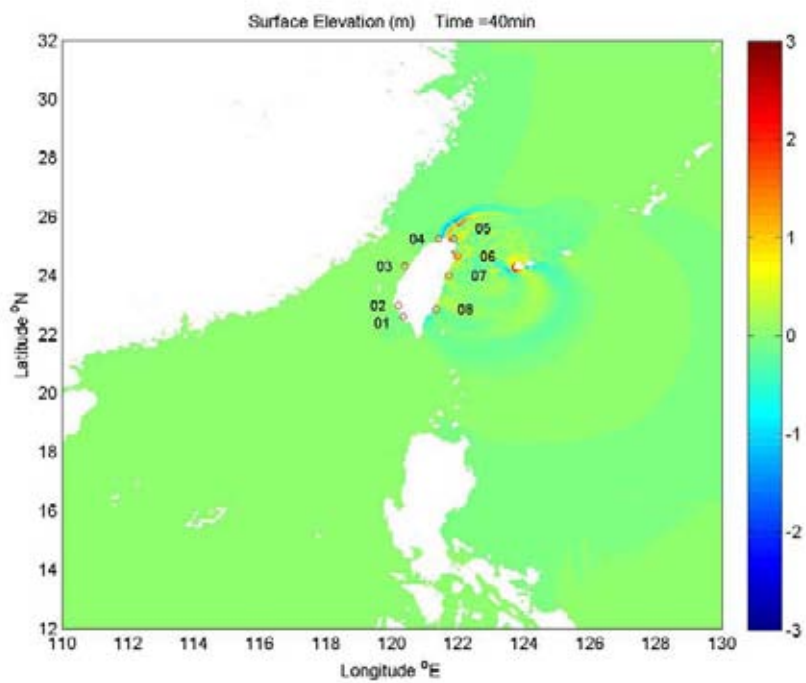


圖 4.32(c) 海嘯發生後 40 分鐘

從各時序表面波高平面分佈圖(圖 4.32(a)~(c))得知，地震發生時間起算，第一前導波於發生地震後的極短時間即到達蘇澳港測站 06，約 15 分後到達基隆港測站 05，約 45 分後到達淡水河口測站 04。

由圖4.33至圖4.37得知，就臺灣周邊海域而言，此海嘯所帶來的威脅以測站06(蘇澳港)、測站05(基隆港)及測站06(淡水河口)三者影響較大，其中更以測站06(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。所以在地震發生時間起算約75分內，蘇澳港附近沿岸受到此類的海嘯威脅最大，淡水河口至東北角沿岸次之。

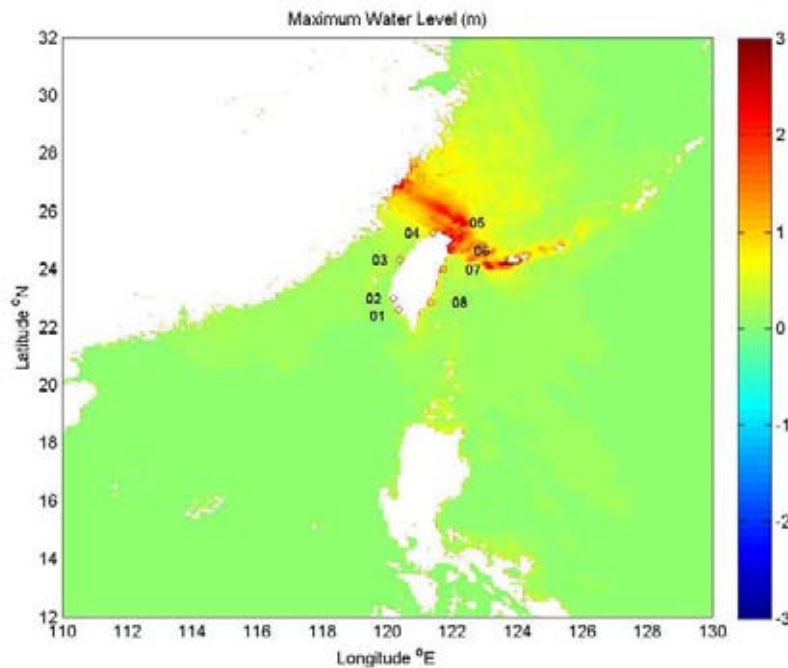
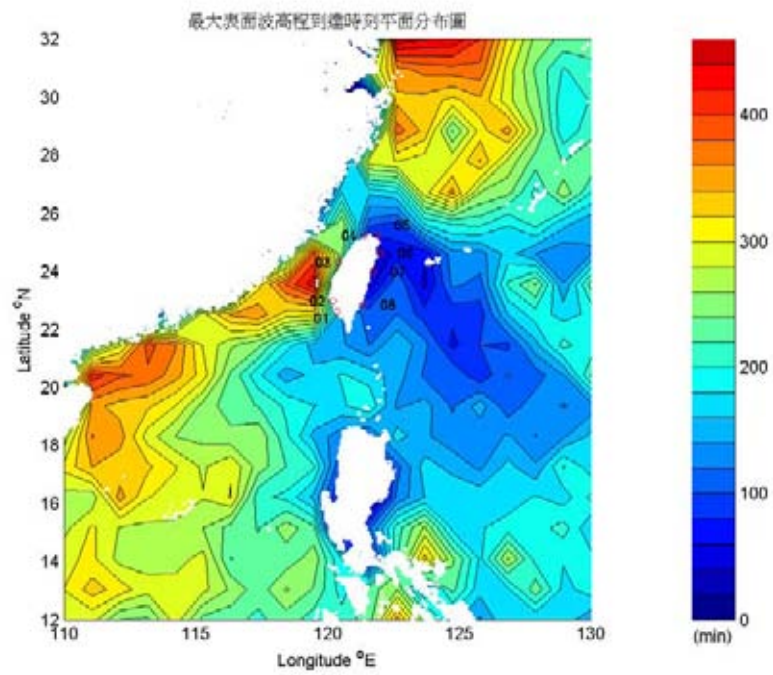


圖 4.33 最大表面波高程之平面分佈圖



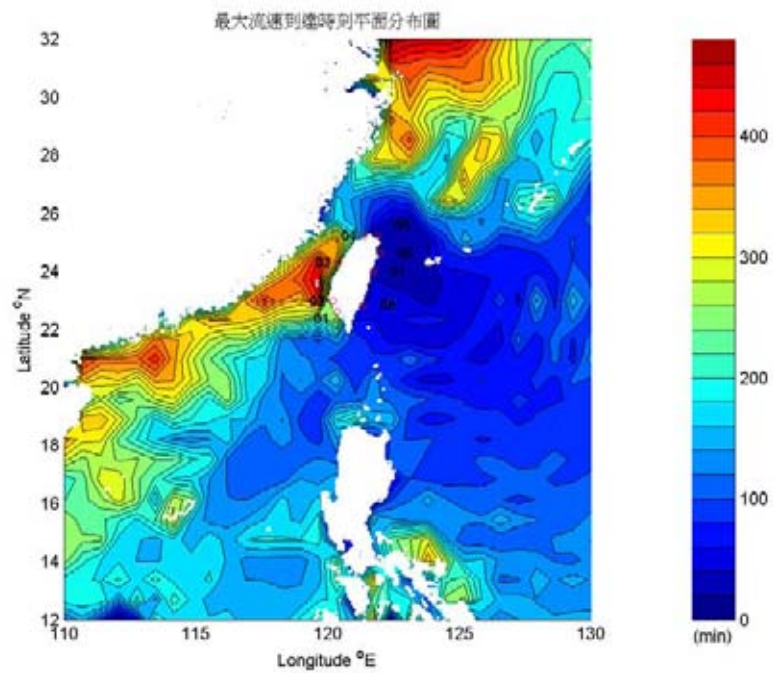


圖 4.36 最大流速到達時刻之平面分佈圖

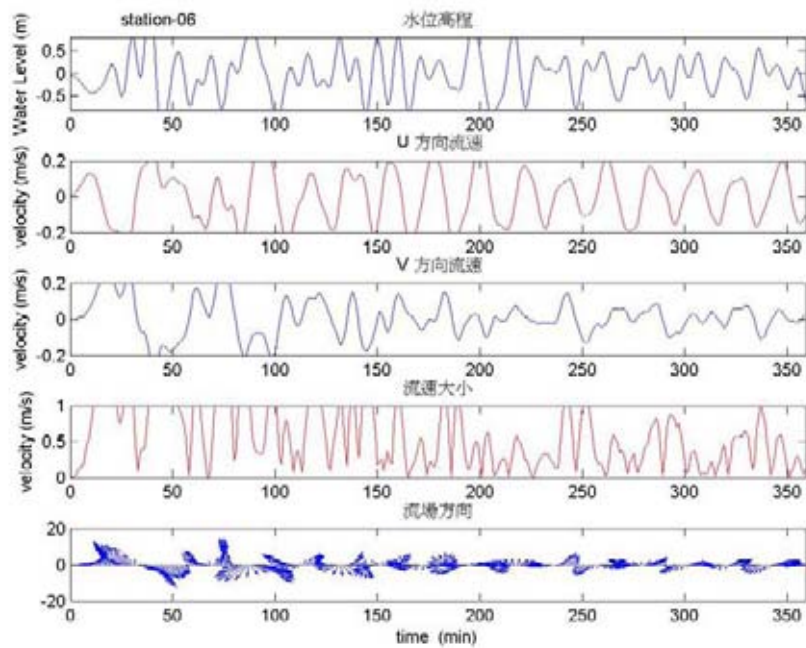


圖 4.37 測站 06(蘇澳港)模擬計算結果

4.5 日本琉球群島地震

臺灣東北方的琉球群島及日本海域均為地震頻繁地區，距臺灣約 2000 公里，這些海域發生的大規模地震活動所引發的海嘯亦將有可能侵襲臺灣的海岸。因此模擬計算時，假設日本琉球附近海域產生類似南亞海嘯之規模，來觀察臺灣可能的受災情況。斷層參數設定如表 4.4 所示，與南亞大海嘯的參數設定一致，只需調整斷層面的角度。首先將三段斷層帶的震源置於模擬區域的板塊隱沒帶上，並調整三段斷層帶的走向角度(Strike angle)，與隱沒帶走向一致，而其中走向角度從原本的第四象限轉向至第一象限，且傾向角度(Slip angle)不變情況下，因此再將斷層面抬升角度 15° (Dip angle)調整為原本的互補角 165° 。其中，模式模擬計算時間為 8 小時，計算區域範圍為東經 115° ~東經 155° ，南緯 10° ~北緯 50° ，其水深地形如圖 4.38 所示，資料為 ETOPO2 的四分地形資料，模式的網格數目為 601×601 。

表 4.4 日本琉球群島模式參數設定

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)	70.0°	55.0°	36.0°
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	$115.00^\circ\text{E}/10.00^\circ\text{N}$	$115.00^\circ\text{E}/10.00^\circ\text{N}$	$115.00^\circ\text{E}/10.00^\circ\text{N}$
Location of epicenter	$135.50^\circ\text{E}/31.50^\circ\text{N}$	$130.30^\circ\text{E}/28.60^\circ\text{N}$	$128.50^\circ\text{E}/26.50^\circ\text{N}$

模式計算的初始波形如圖4.39至圖4.41所示，其波峰約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。

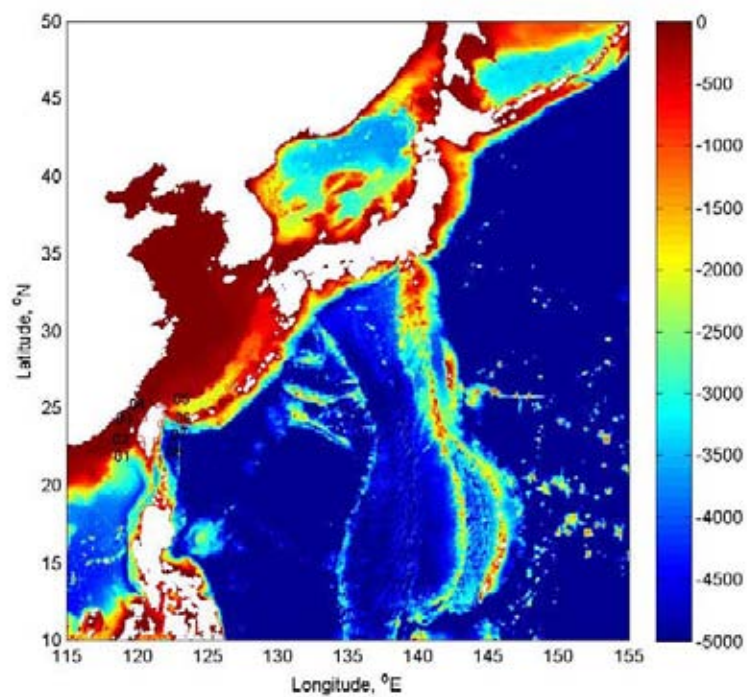


圖 4.38 模式計算區域水深地形圖

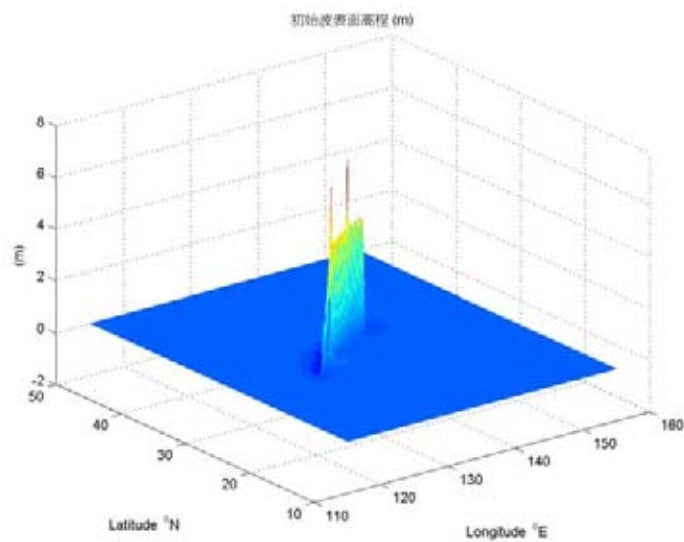


圖 4.39 初始波立體圖

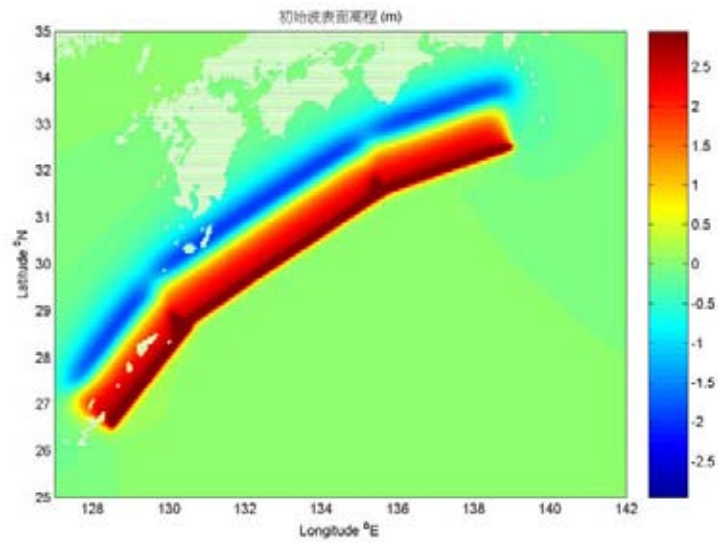


圖 4.40 初始波高程圖

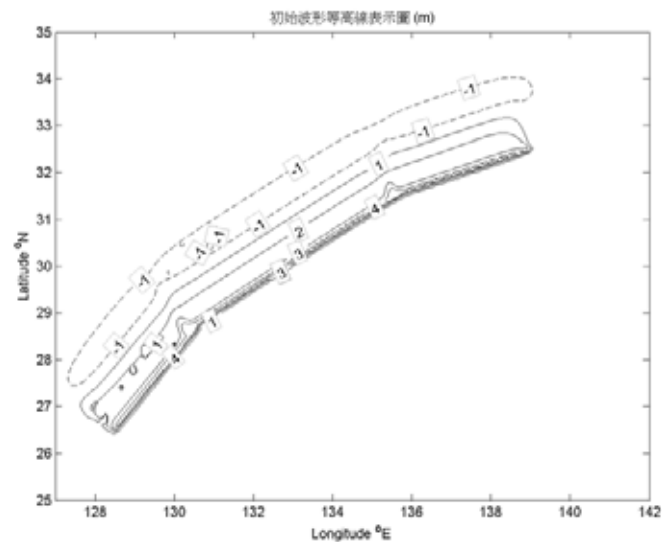


圖 4.41 初始波等高線圖

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。如圖 4.42(a)~(d)表示各時序表面波高平面分佈圖。圖 4.43 (a)~(d)表示各時序流速平面分佈圖。

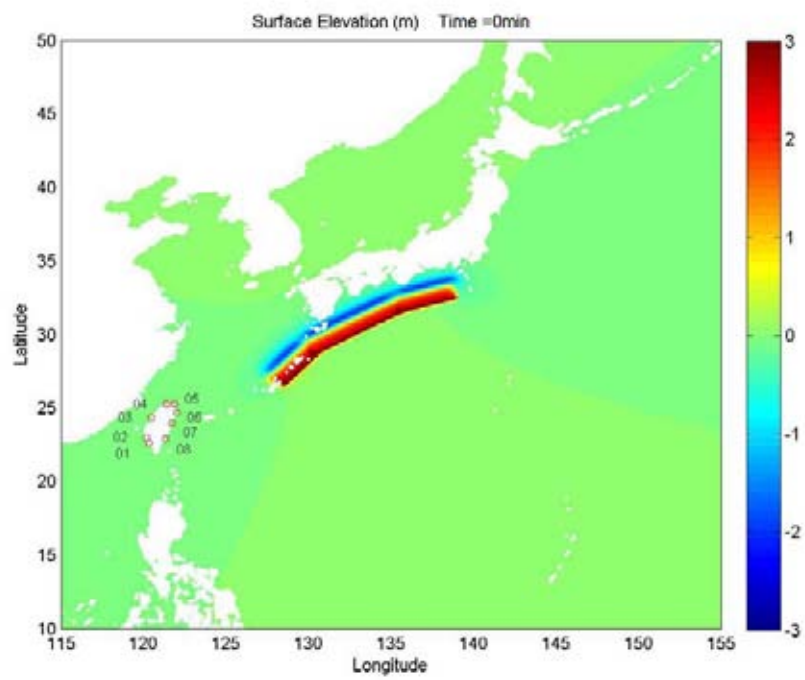


圖 4.42(a) 當海嘯開始發生時，時間=0 分

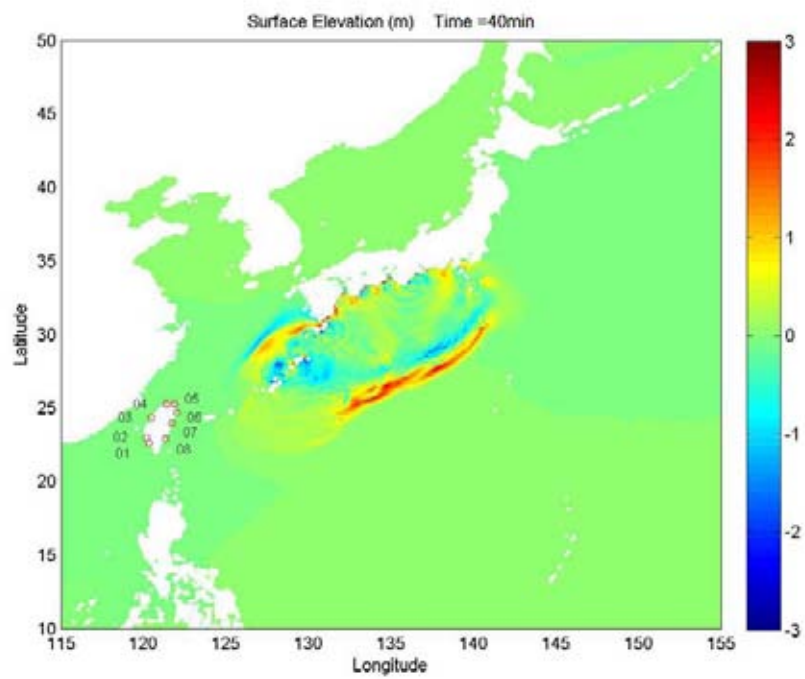


圖 4.42(b) 當海嘯開始發生後 40 分

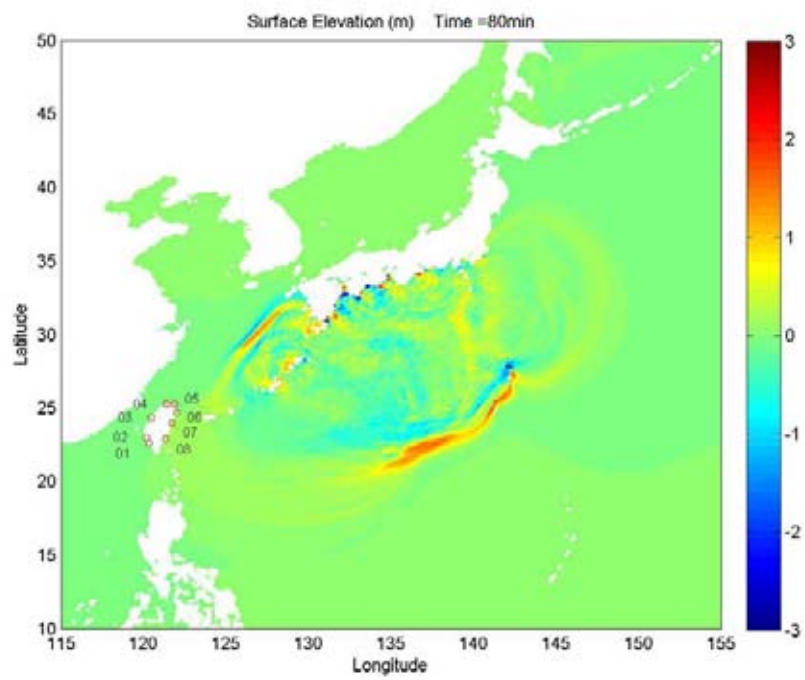


圖 4.42(c) 當海嘯開始發生後 80 分

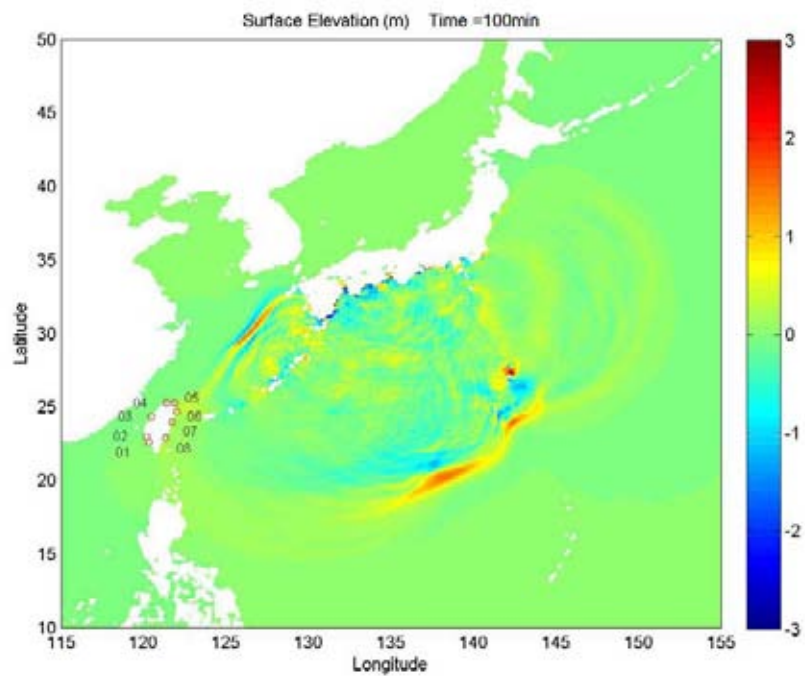


圖 4.42(d) 當海嘯開始發生後 100 分

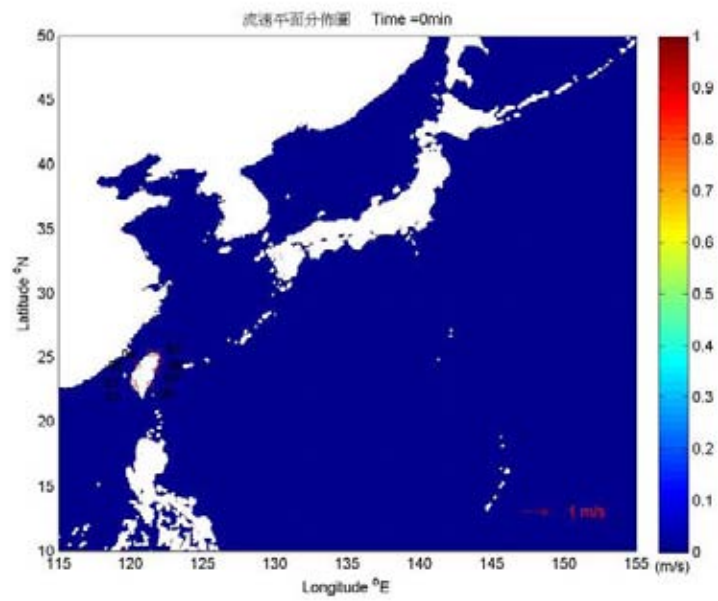


圖 4.43(a) 當海嘯開始發生時，時間=0 分

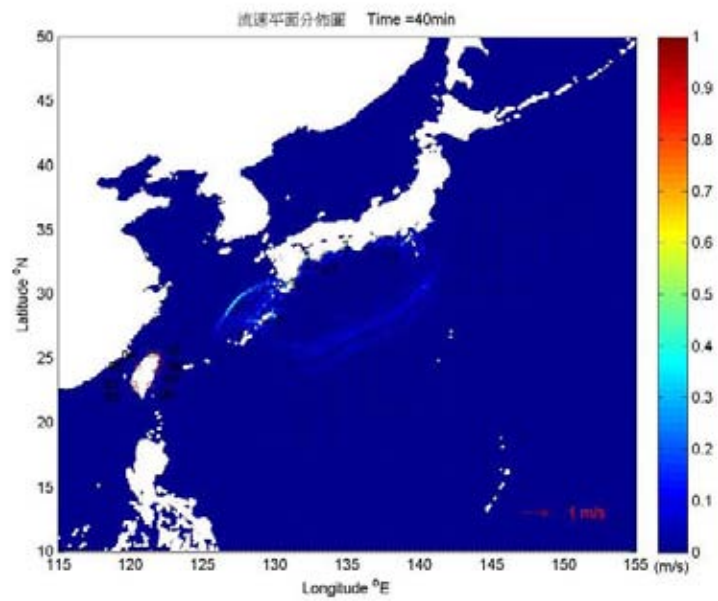


圖 4.43(b) 當海嘯開始發生後 40 分

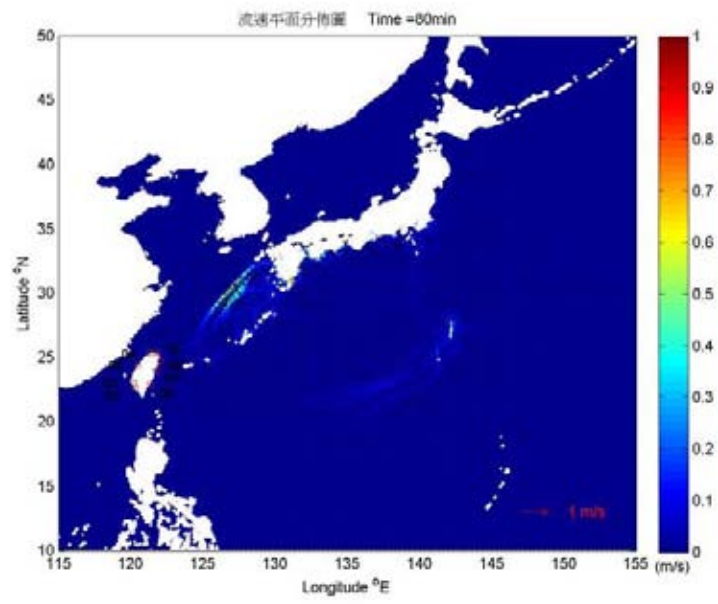


圖 4.43(c) 當海嘯開始發生後 80 分

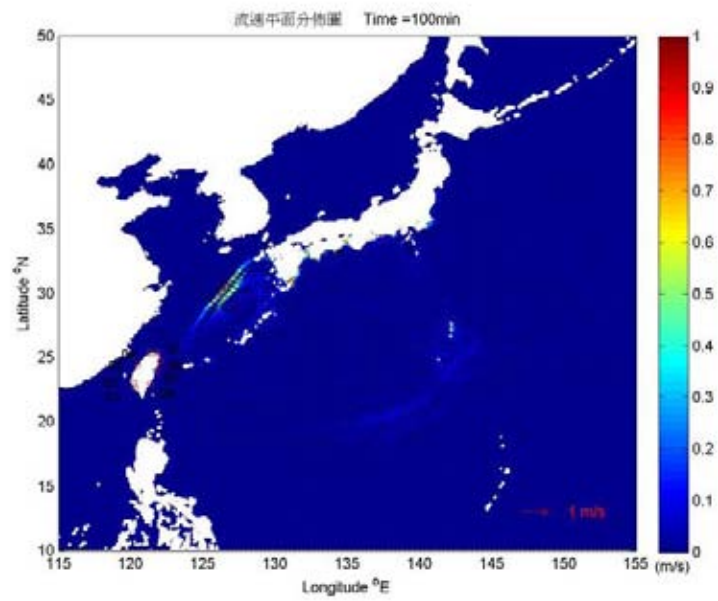


圖 4.43(d) 當海嘯開始發生後 100 分

從各時序表面波高平面分佈圖得知，地震發生時間起算，第一前導波約85分後到達測站08及07(臺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)。從各時序流速平面分佈圖得知，最大流速以測站06(蘇澳港)為最大，約2.20m/s；其餘測站流速偏小，主因與海嘯傳播方向有關。由圖4.44至圖4.48得知，就臺灣周邊海域而言，此海嘯所帶來的威脅不大，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，最大流速接近2.20m/s，而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。由於臺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；但是長軸方向是面對中國大陸黃海沿岸一帶，大部分的能量會集中於此地。

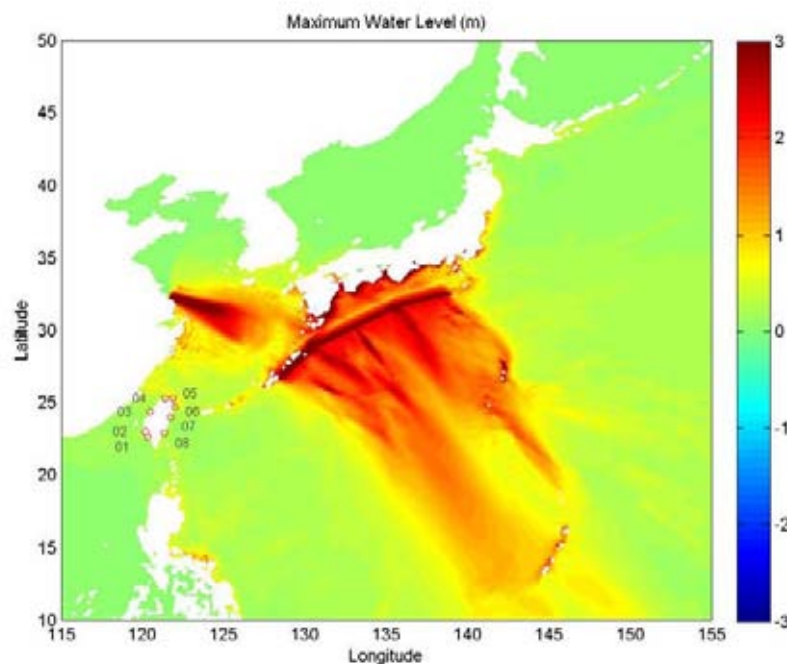


圖 4.44 最大表面波高程之平面分佈圖

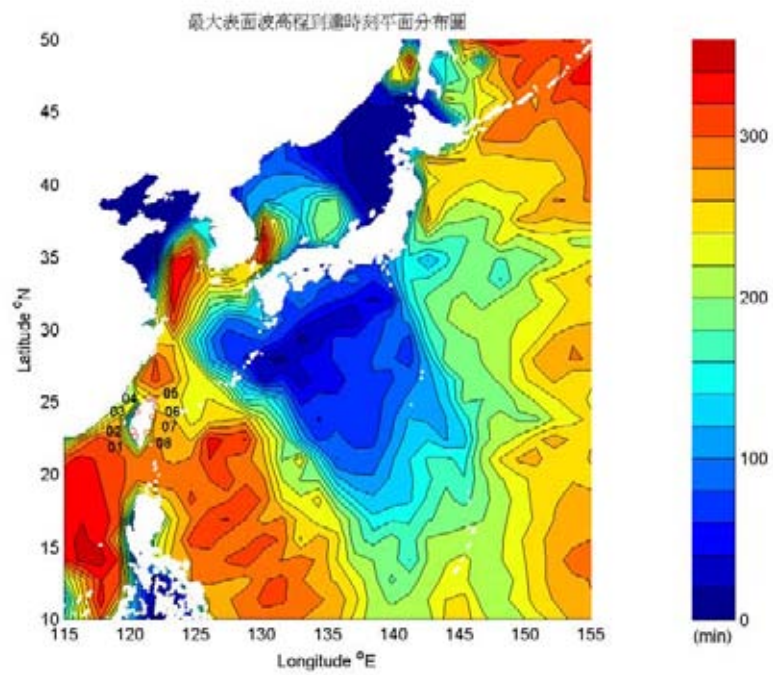


圖 4.45 最大表面波高程到達時刻之平面分佈圖

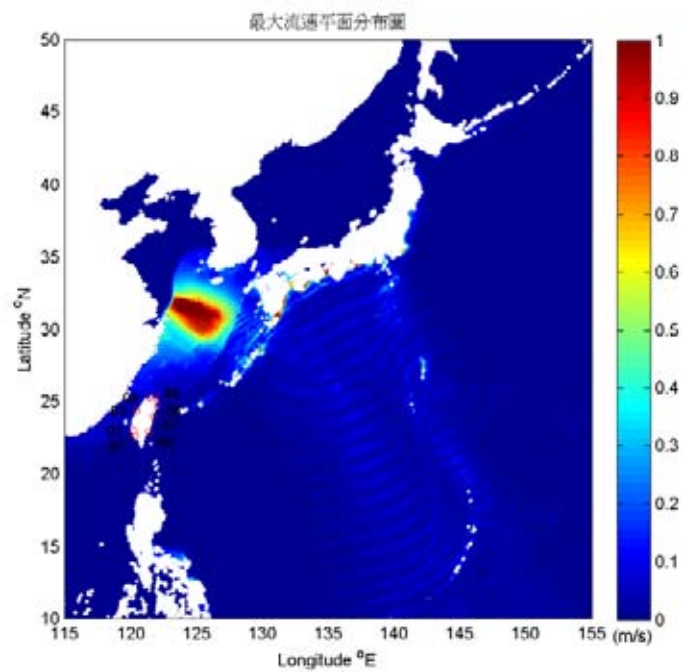


圖 4.46 最大流速之平面分佈圖

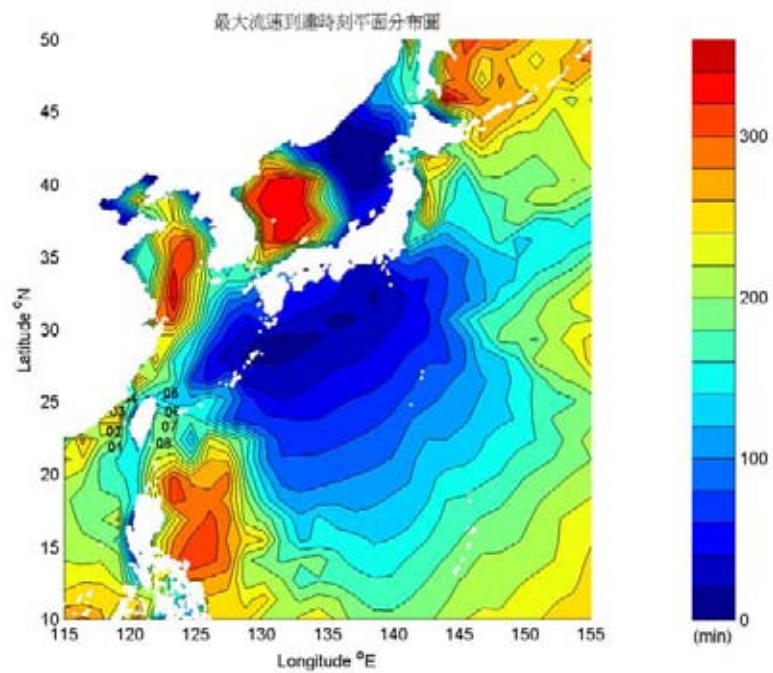


圖 4.47 最大流速到達時刻之平面分佈圖

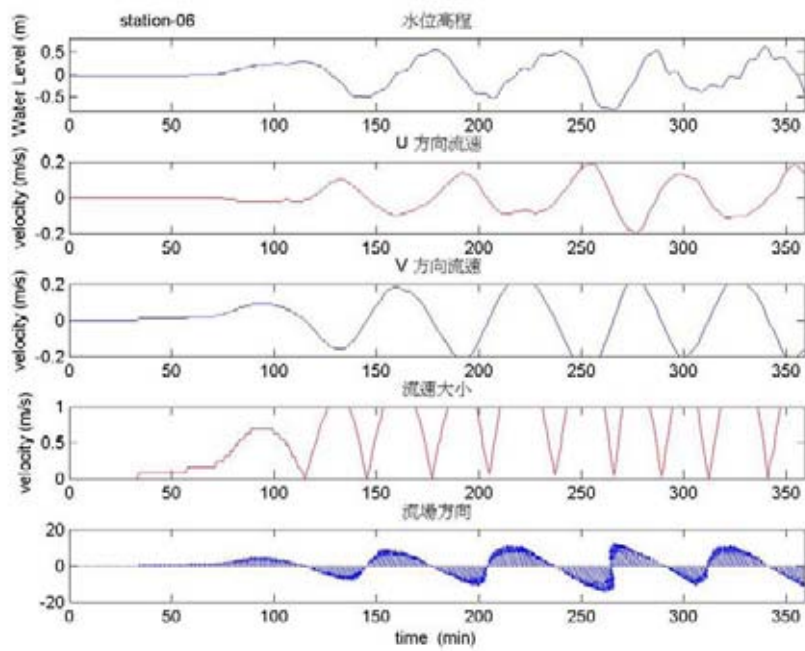


圖 4.48 測站 06(蘇澳港)模擬計算結果

4.6 日本關東地區地震

環太平洋地震帶的西北太平洋海域，是發生地震海嘯的集中區域。由前節發現日本琉球群島發生之海嘯對臺灣影響有限，離臺灣更遠的關東地區理應不影響臺灣；但是如果進一步考慮到海嘯於大洋傳播時，除了受地形水深影響外，碰上島嶼或陸地的反射、折射及繞射情形，其間接傳遞而來的海嘯威脅也是值得注意。因此本節以南亞大海嘯的規模於日本關東附近海域產生災難性的海嘯，來觀察臺灣可能的受災情況。斷層參數設定如表4.5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°~東經155°，南緯10°~北緯50°，其水深地形如圖4.49所示，資料為ETOPO2的四分地形資料，模式的網格數目為601×601。

表 4.5 日本關東地區模式參數設定

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)	4.0°	12.0°	65.0°
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	144.00°E/38.35°N	141.00°E/33.20°N	137.30°E/32.20°N

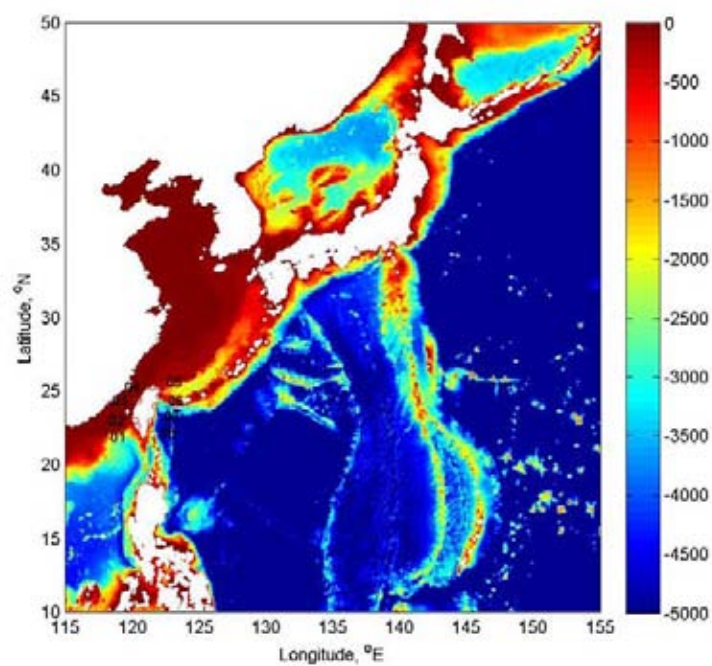


圖 4.49 模式計算區域水深地形圖

模式計算的初始波形如圖 4.50 至圖 4.52 所示，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。

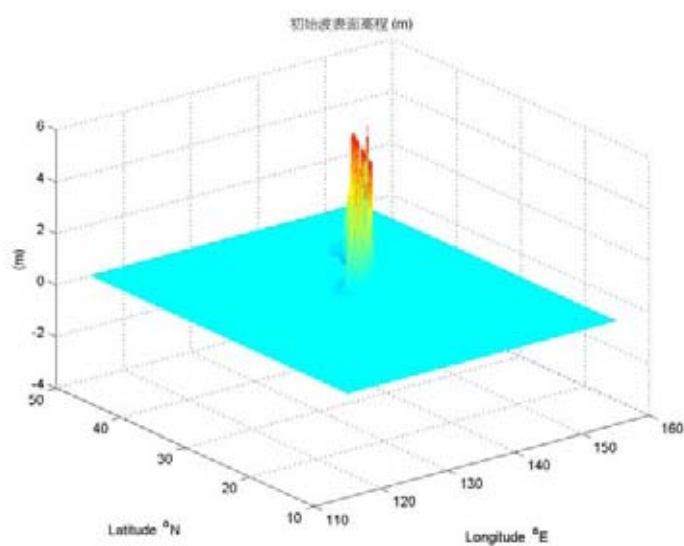


圖 4.50 初始波立體圖

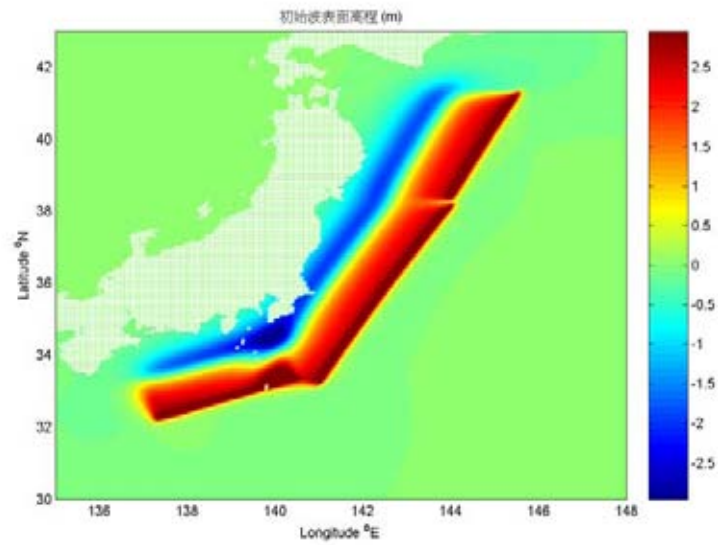


圖 4.51 初始波高程圖

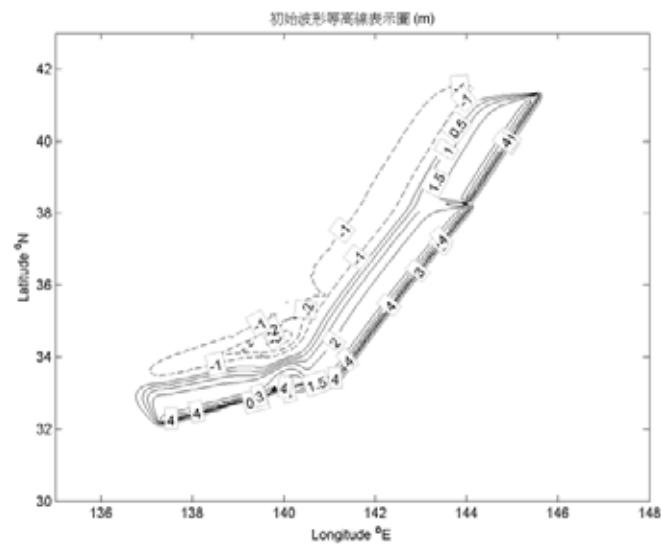


圖 4.52 初始波等高線圖

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 4.53(a)~(d)表示各時序表面波高平面分佈圖；圖 4.54 (a)~(d)表示各時序流速平面分佈圖

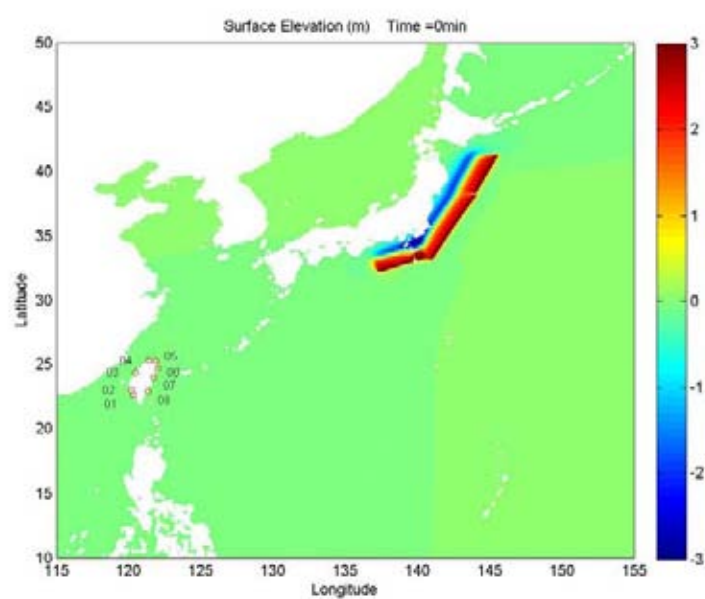


圖 4.53(a) 當海嘯開始發生時，時間=0 分

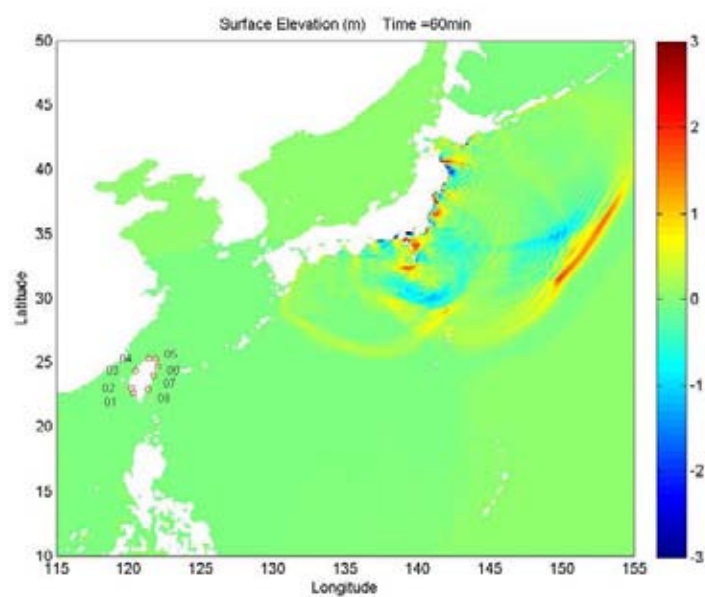


圖 4.53(b) 當海嘯開始發生後 60 分

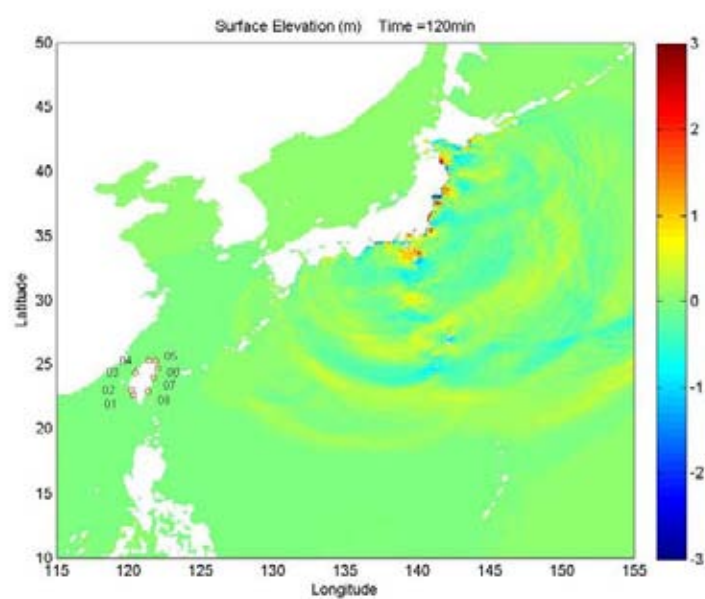


圖 4.53(c) 當海嘯開始發生後 120 分

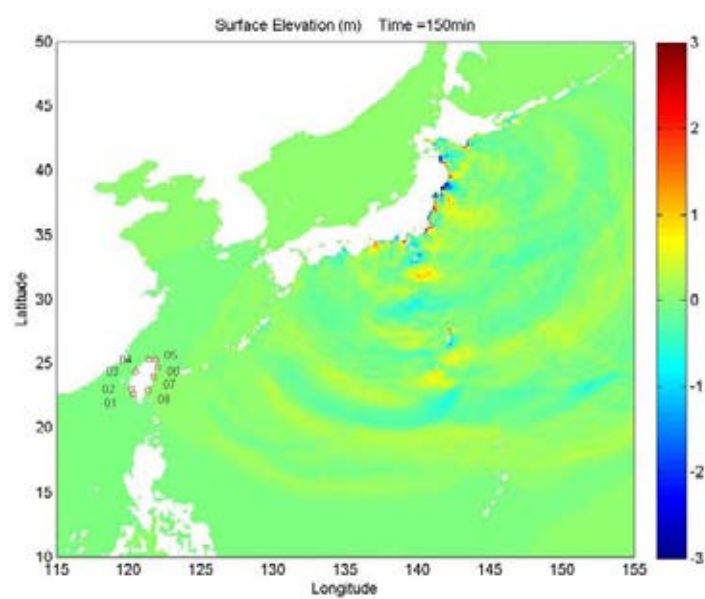


圖 4.53(d) 當海嘯開始發生後 150 分

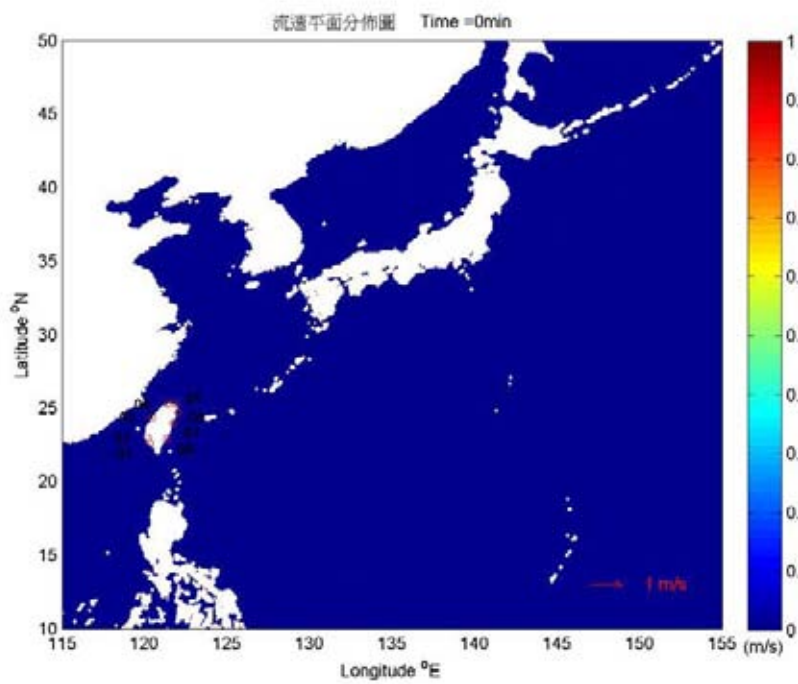


圖 4.54(a) 當海嘯開始發生時，時間=0 分

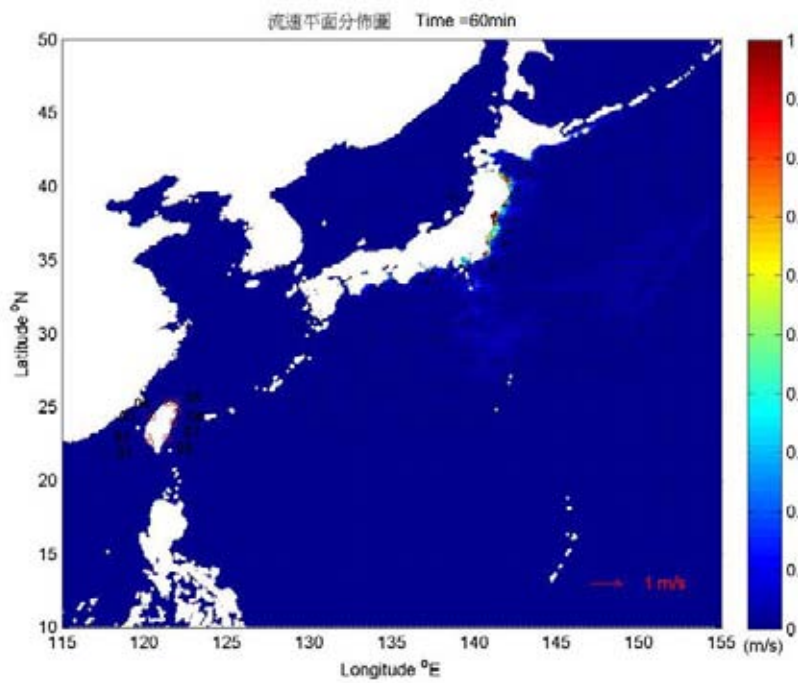


圖 4.54(b) 當海嘯開始發生後 60 分

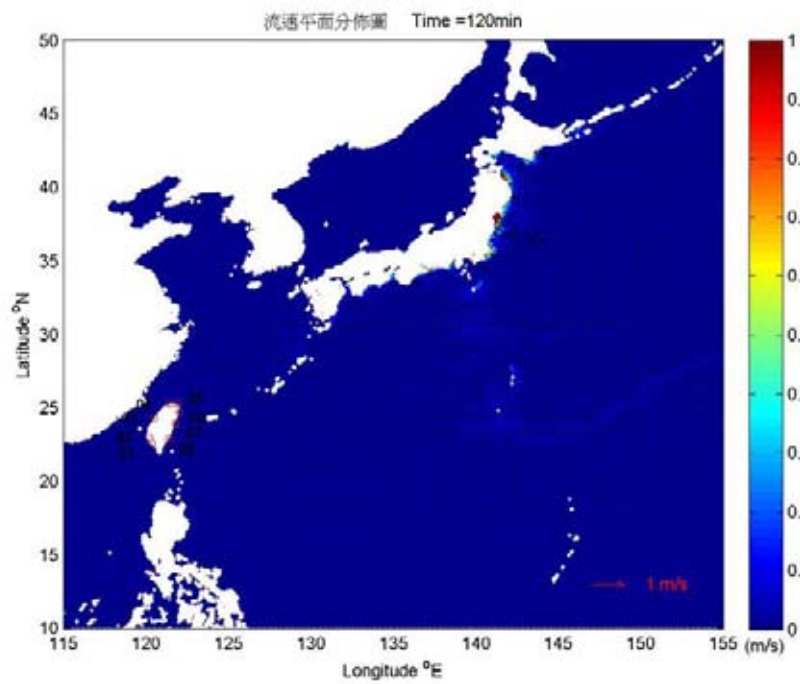


圖 4.54(c) 當海嘯開始發生後 120 分

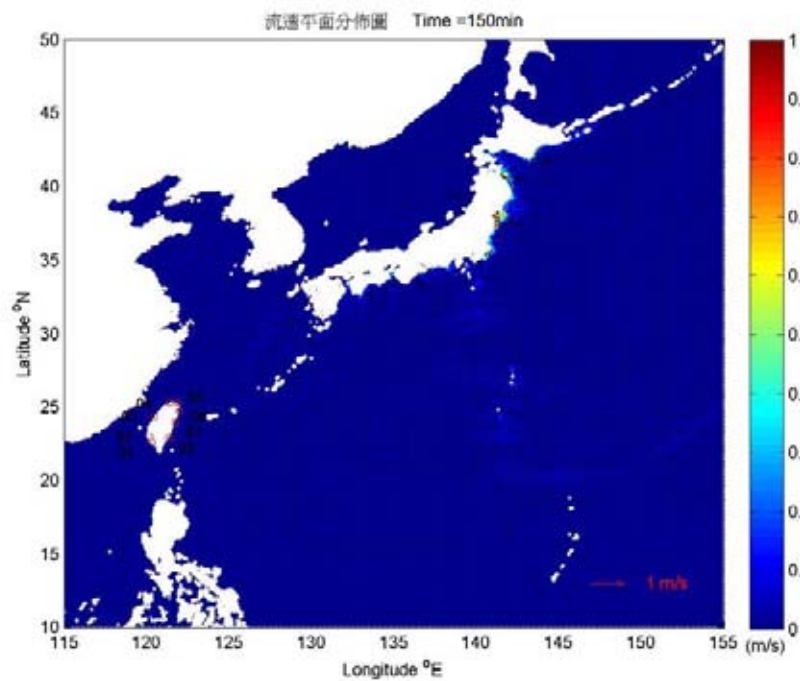


圖 4.54(c) 當海嘯開始發生後 150 分

從各時序表面波高平面分佈圖得知，地震發生時間起算，第一前導波約 145 分後到達測站 08 及 07(臺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)。從各時序流速平面分佈圖中得知，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；其餘測站流速偏小，主因與海嘯傳播方向有關。事實上，由於琉球群島及關東地區距離臺灣甚遠且臺灣位於短軸方向，故直接影響臺灣本島不甚明顯，但是由於海嘯波在大洋傳遞過程中，仍有許多效應產生，故仍有可能對臺灣地區產生間接性之影響。

由圖 4.55 至圖 4.60 之模擬結果顯示，此海嘯所帶來對臺灣之影響甚小，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，此一情形可能與海嘯碰到夏威夷島群反射而間接影響臺灣，或者海嘯於近岸造成的邊緣波所致。

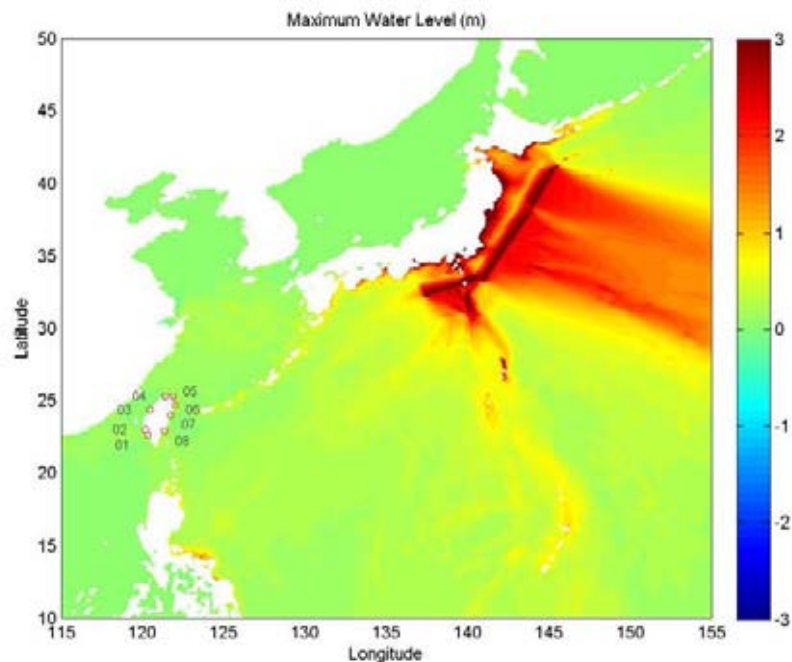


圖 4.55 最大表面波高程之平面分佈圖

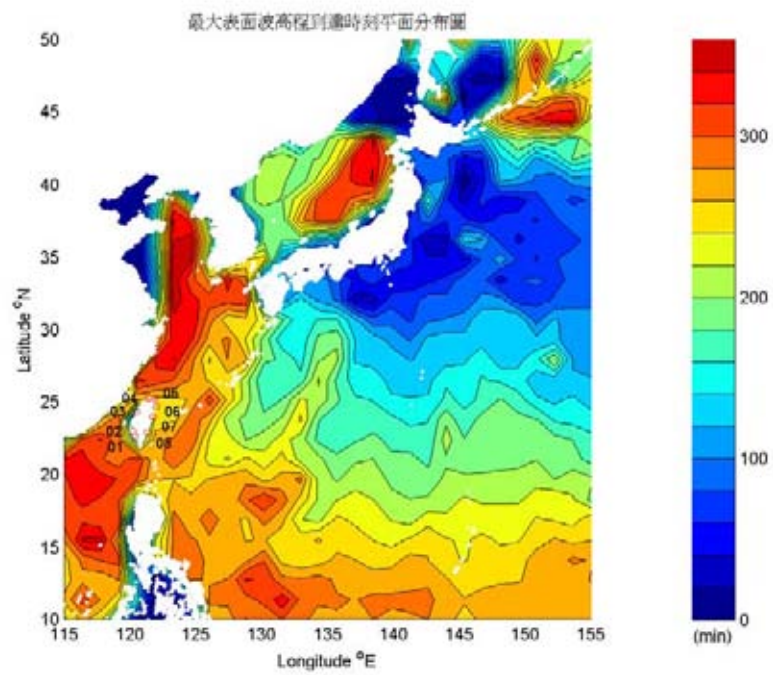


圖 4.56 最大表面波高程到達時刻之平面分佈圖

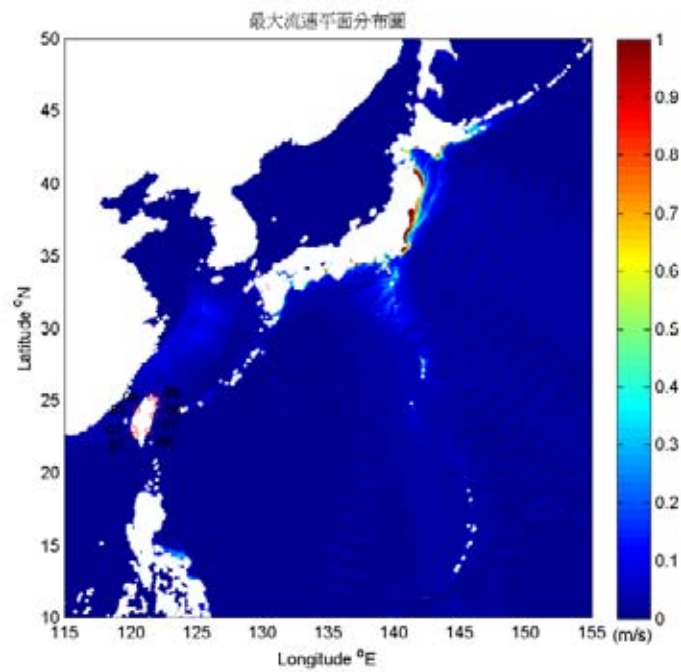


圖 4.57 最大流速之平面分佈圖

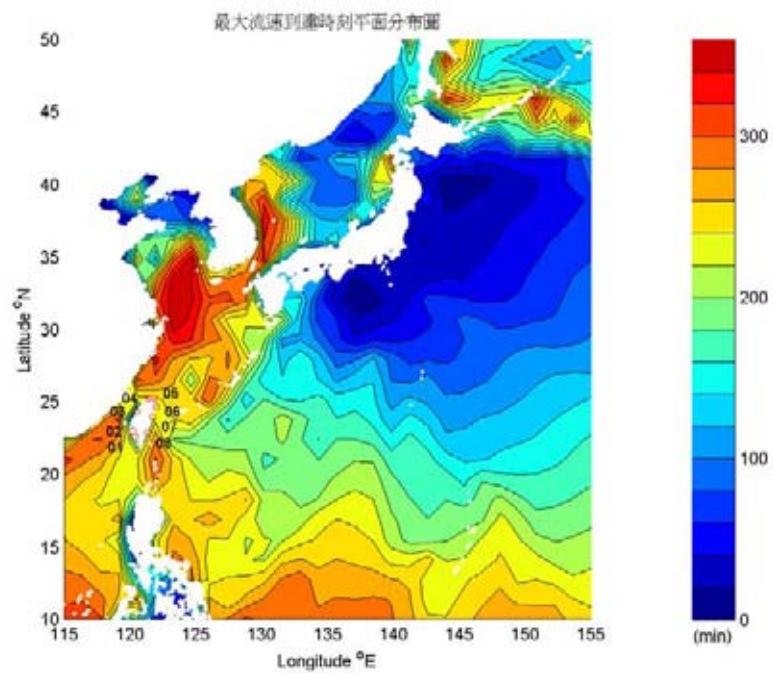


圖 4.58 最大流速到達時刻之平面分佈圖

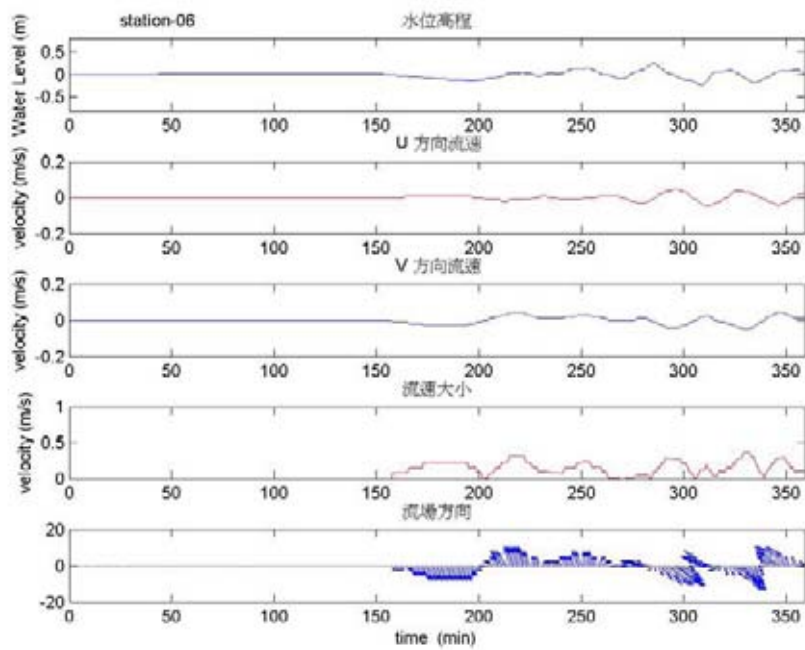


圖 4.59 測站 06(蘇澳港)模擬計算結果

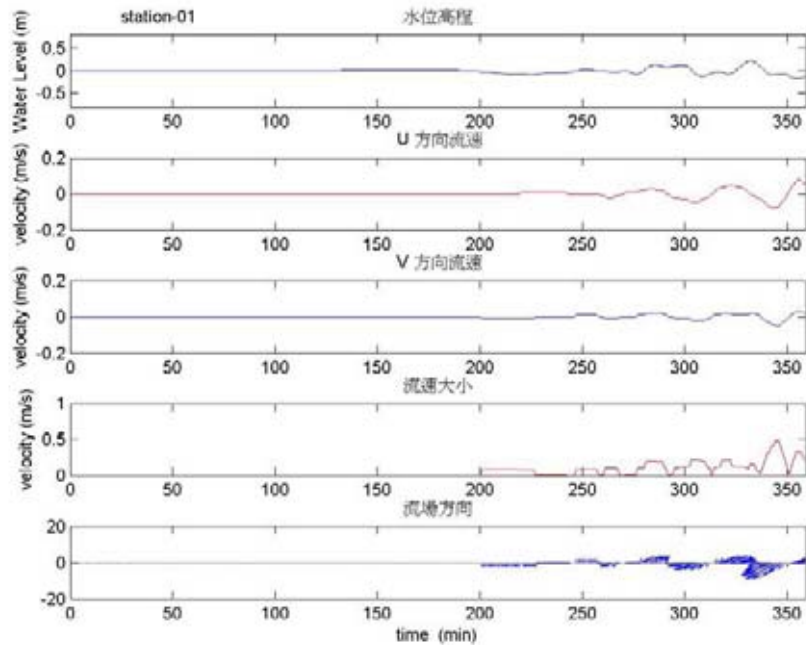


圖 4.60 測站 01(高雄港)模擬計算結果

4.7 日本北海道地區地震

日本北海道地區曾發生海嘯事件，故本節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 4.6 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 4.61 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 4.6 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

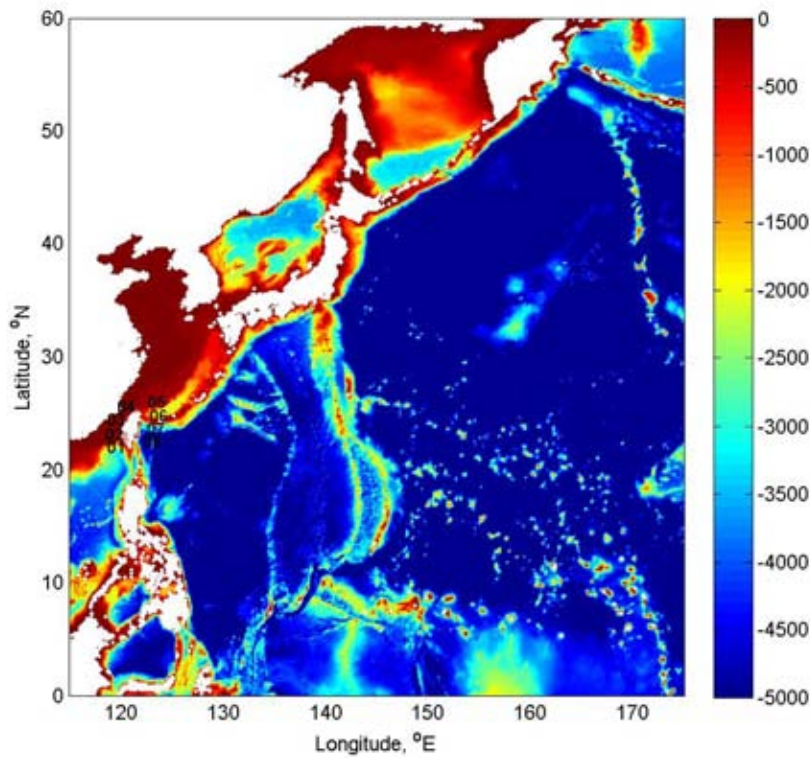


圖 4.61 模式計算區域水深地形圖

模式計算的初始波形如圖 4.62 至圖 4.64 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。

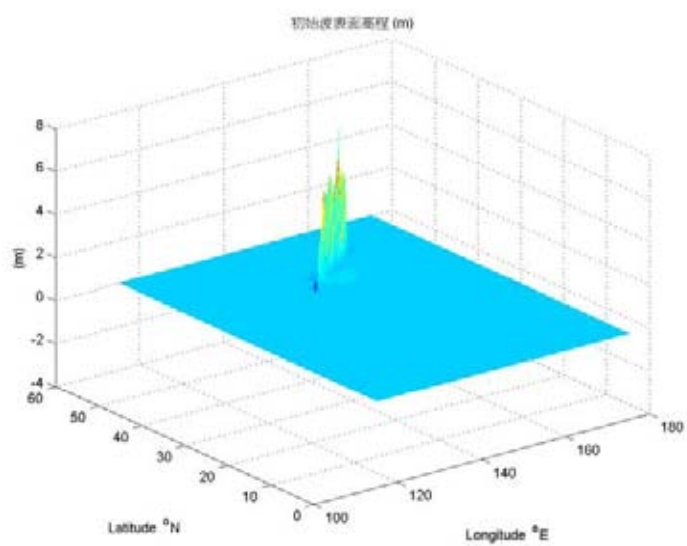


圖 4.62 初始波立體圖

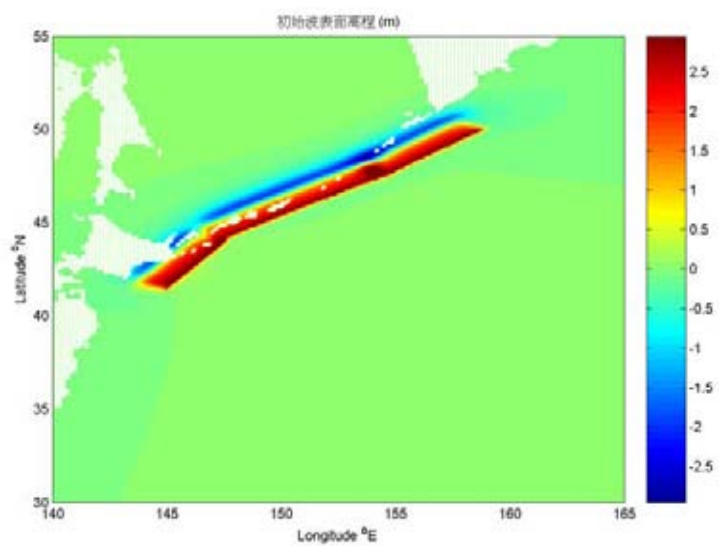


圖 4.63 初始波高程圖

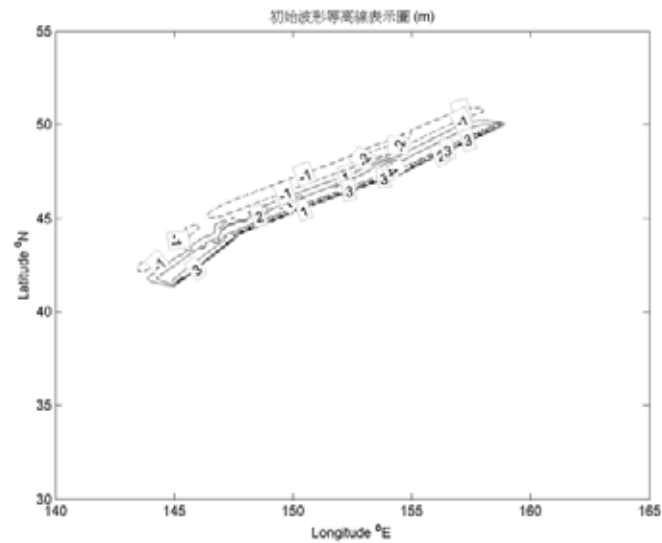


圖 4.64 初始波等高線圖

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 4.65 (a)~(d)表示各時序表面波高平面分佈圖；圖 4.66 (a)~(d)表示各時序流速平面分佈圖。

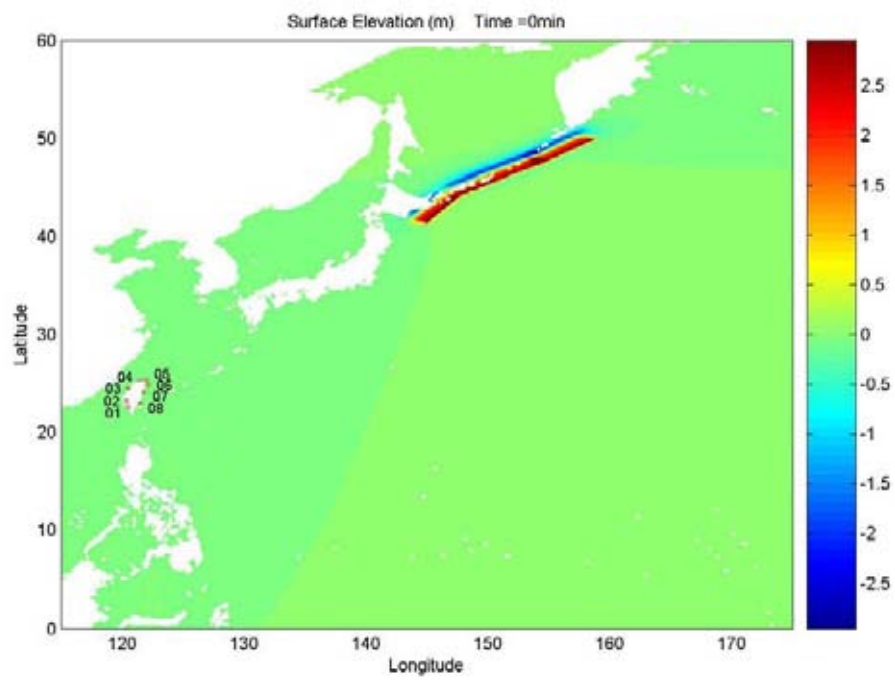


圖 4.65(a) 當海嘯開始發生時，時間=0 分

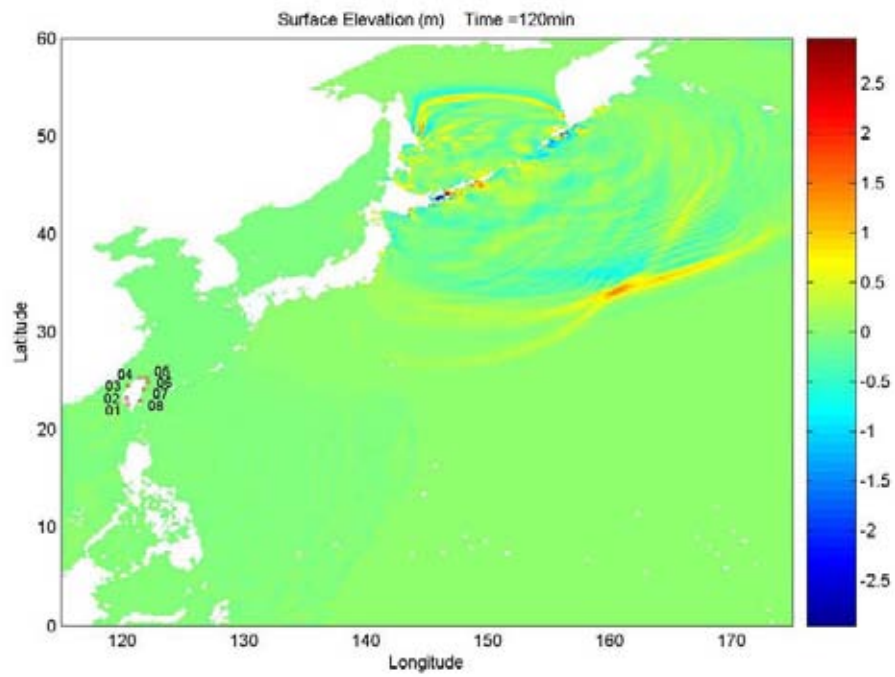


圖 4.65(b) 當海嘯開始發生後 120 分

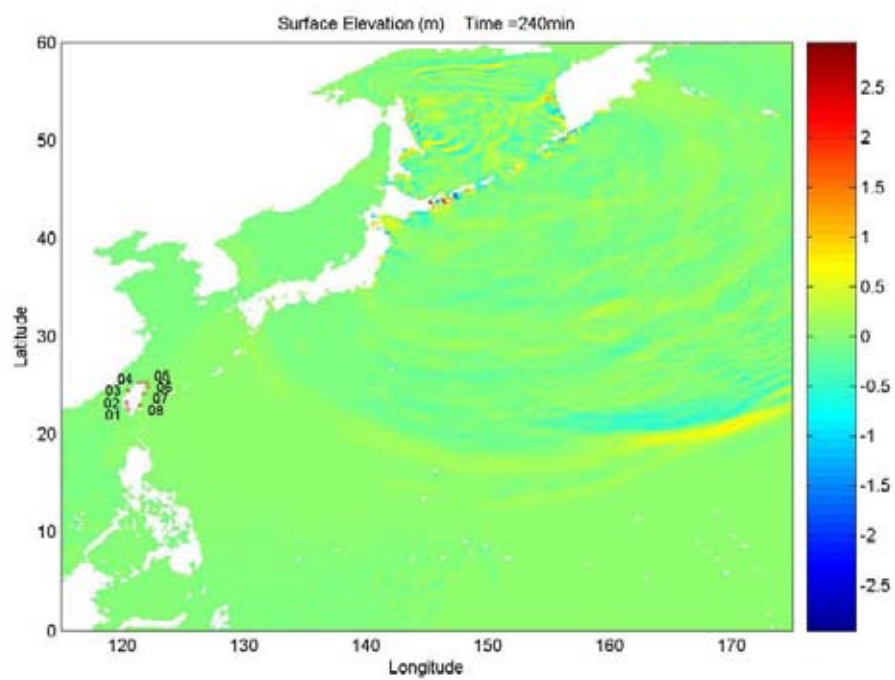


圖 4.65(c) 當海嘯開始發生後 240 分

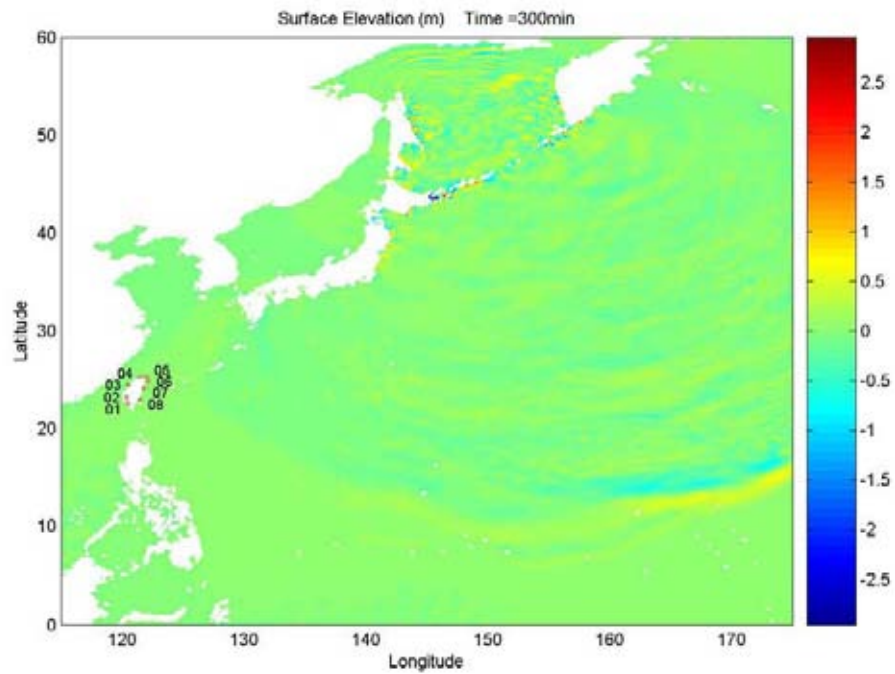


圖 4.65(d) 當海嘯開始發生後 300 分

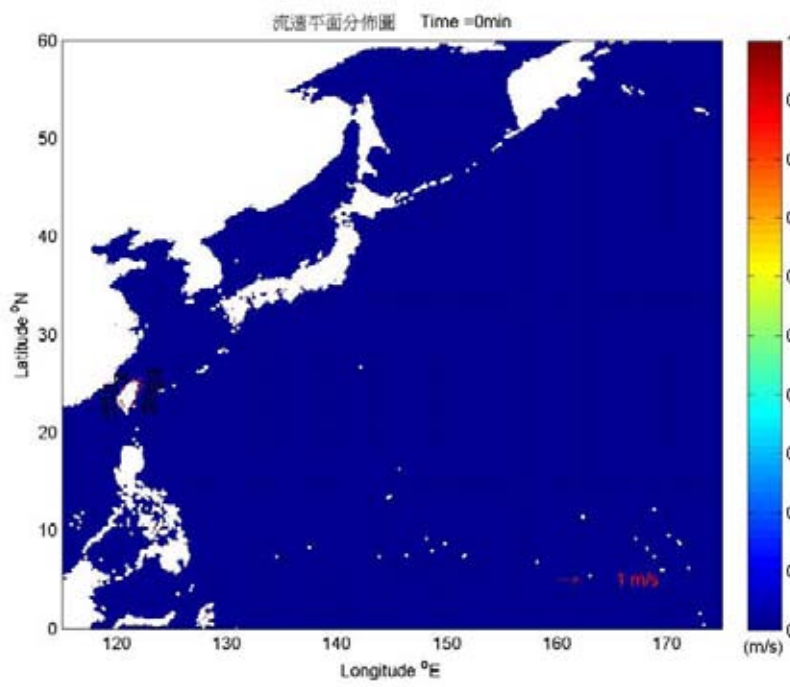


圖 4.66(a) 當海嘯開始發生時，時間=0 分

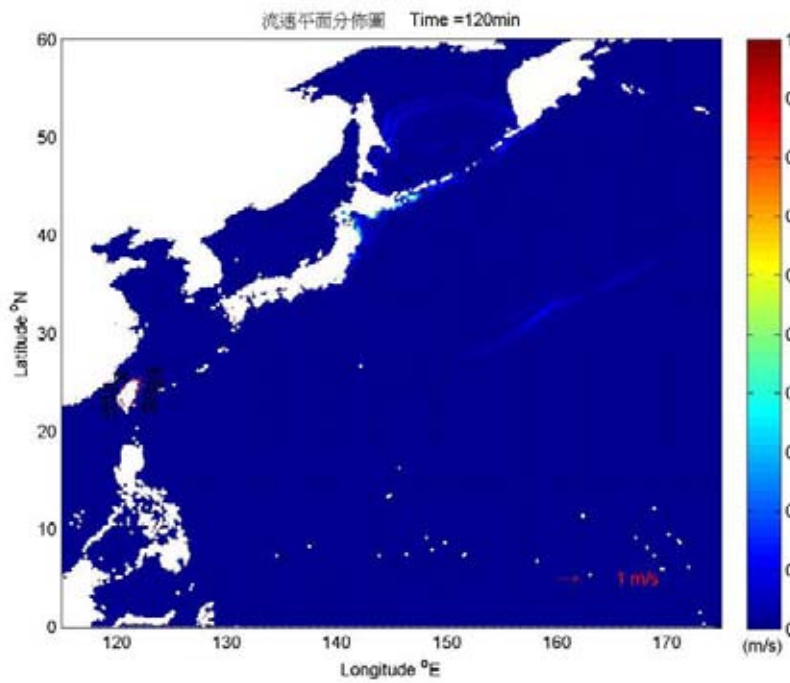


圖 4.66(b) 當海嘯開始發生後 120 分

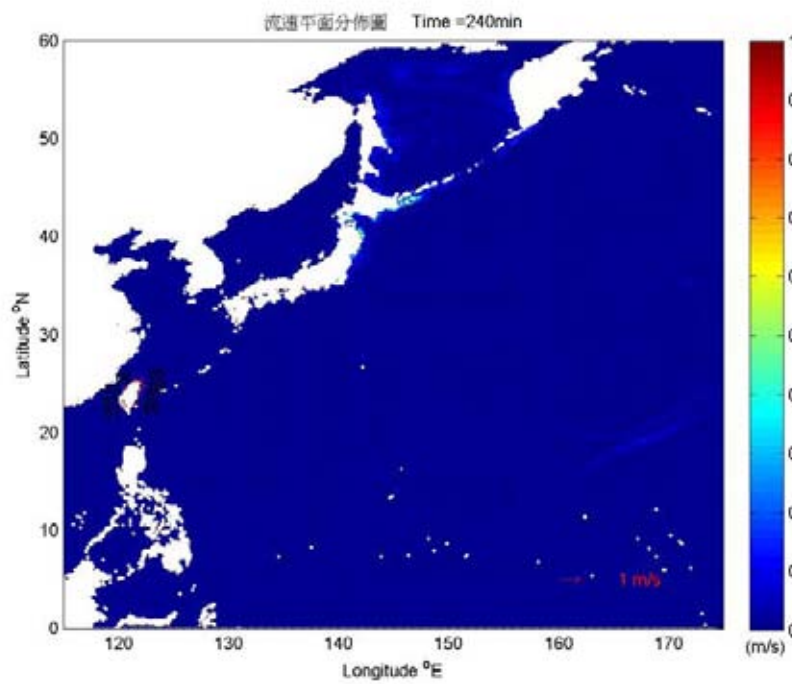


圖 4.66(c) 當海嘯開始發生後 240 分

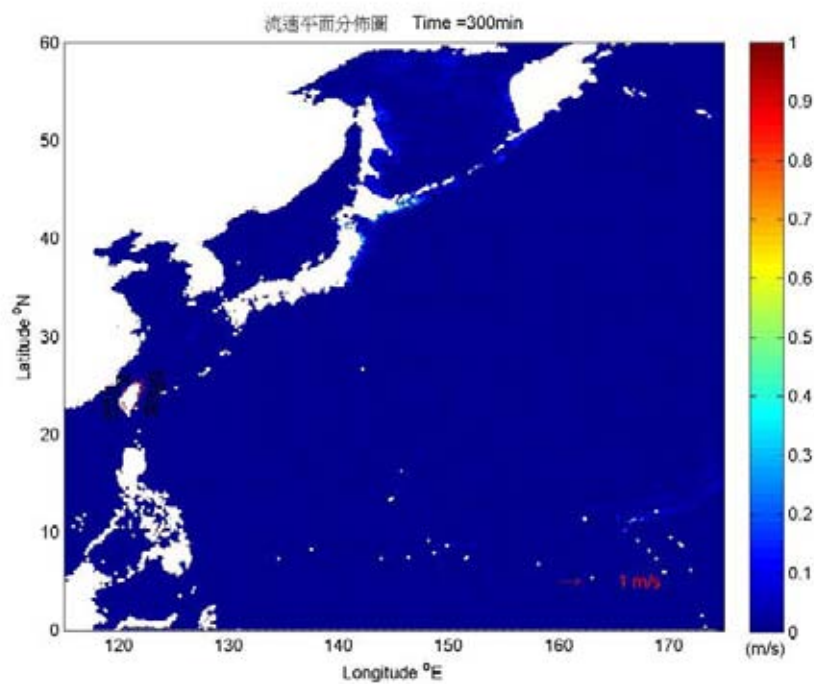


圖 4.66(d) 當海嘯開始發生後 300 分

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 4.67 至圖 4.70 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。

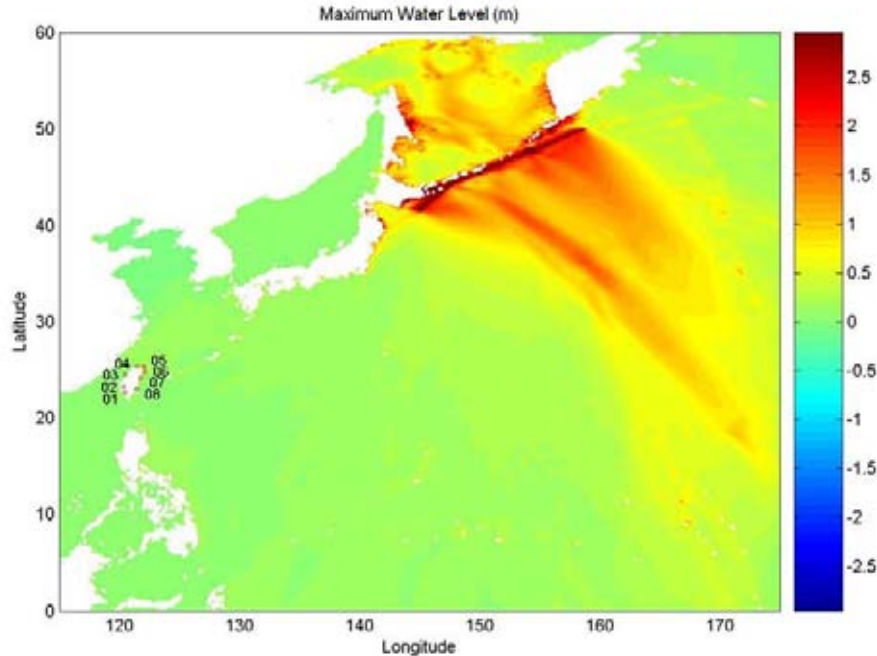


圖 4.67 最大表面波高程之平面分佈圖

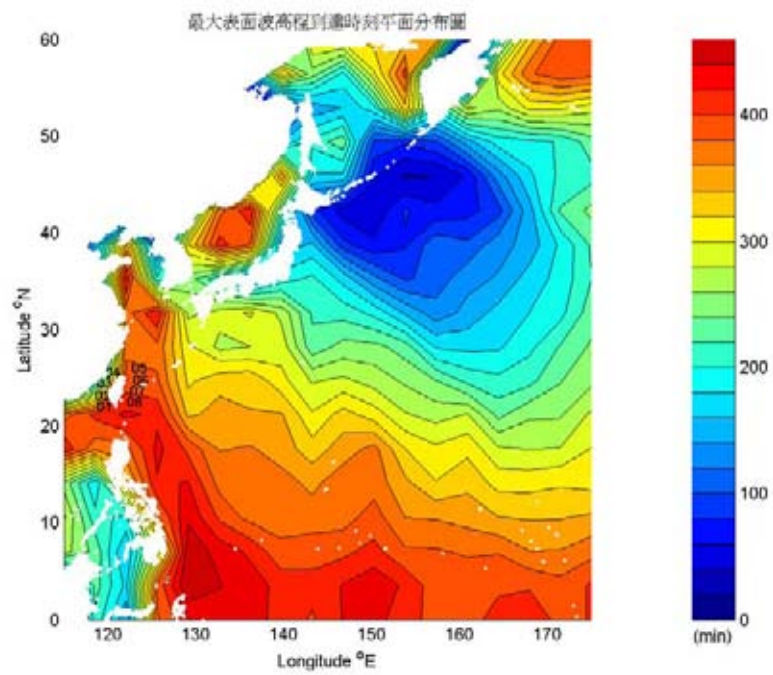


圖 4.68 最大表面波高程到達時刻之平面分佈圖

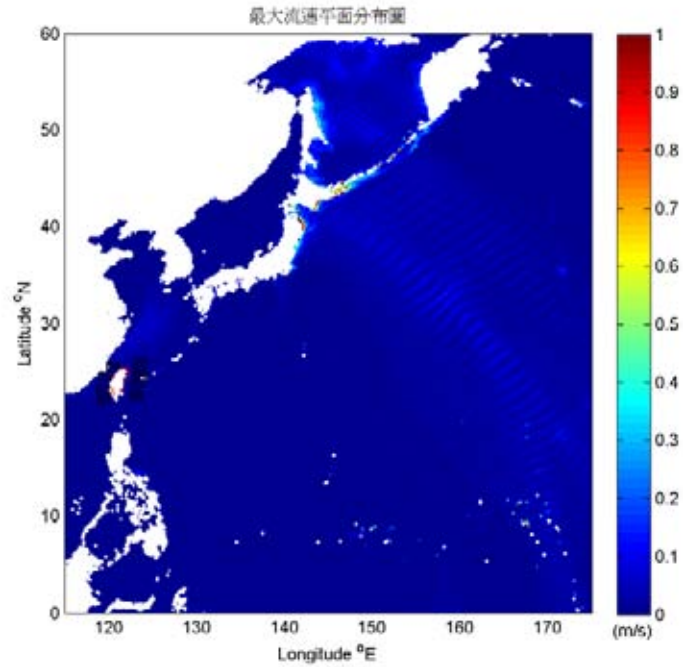


圖 4.69 最大流速之平面分佈圖

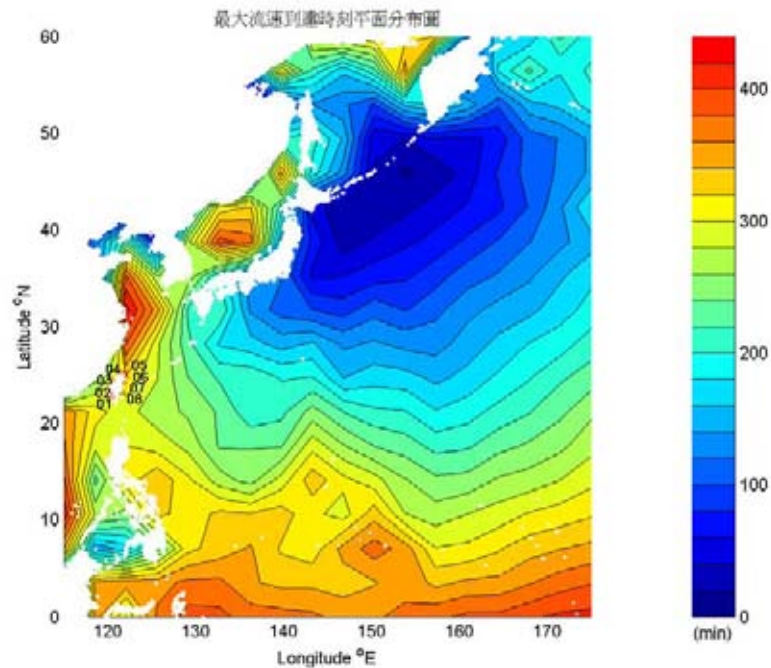


圖 4.70 最大流速到達時刻之平面分佈圖

4.8 新幾內亞地震

巴布亞新幾內亞位於南太平洋，距離臺灣相當遙遠。1998 年 7 月 17 日發生於巴布亞新幾內亞附近海域的海底地震，其地震矩規模(M_w)為 7.0，雖然附近海域有發生具災難性的大海嘯，但由於其震源位置離臺灣周邊海域相距甚遠，實際上也沒有觀測到海嘯之影響，因此模擬計算時，增加其斷層面長度至 600 公里，寬度至 300 公里，以類似南亞大海嘯的海嘯威脅來觀察臺灣可能的受災情況，而調整後的地震矩規模(M_w)為 9.2，超過南亞大海嘯的地震矩規模(M_w)9.0。在模擬計算時，模式上海底斷層長寬比為 2:1(如表 4.7 所示)的方式來表示震源區域的海底斷層，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 160 度，南緯 15 度~北緯 30 度，其水深地形(圖 4.71)資料為 ETOPO2 的四分地形資料，模式的網格數目為 676×676。

表 4.7 新幾內亞地震模式參數設定

Length of fault	600.0 km
Width of fault	300.0 km
Strike angle (θ)	287.0°
Slip angle (λ)	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/2.50°S

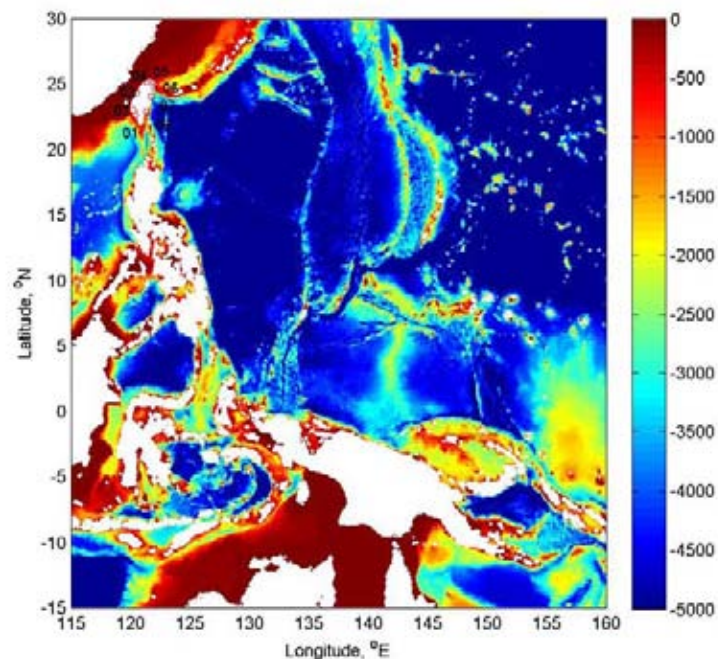


圖 4.71 模式計算區域水深地形圖

模式計算的初始波形(如圖4.72至圖4.74所示)，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。此震源為一近岸之海底地震，海底斷層走向幾乎平行海岸線，因此海嘯能量的傳遞於地震發生過後的極短時間內即衝擊至附近沿岸(波谷)，造成極大破壞；同時間海嘯也朝太平洋方向傳播出去。

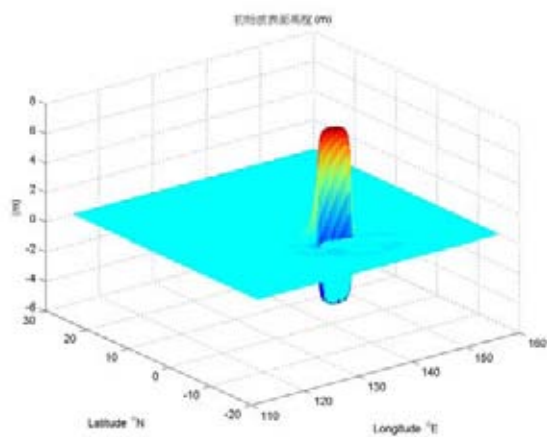


圖 4.72 初始波立體圖

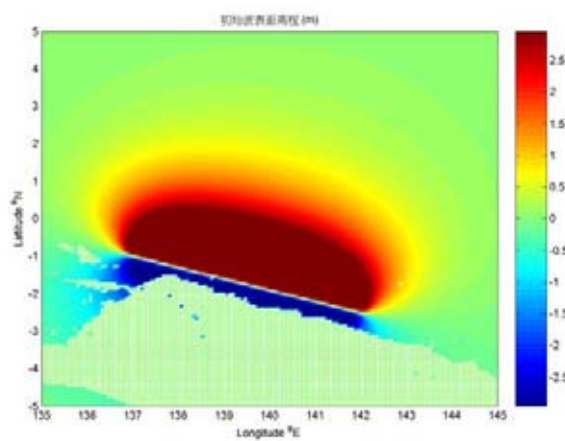


圖 4.73 初始波高程圖

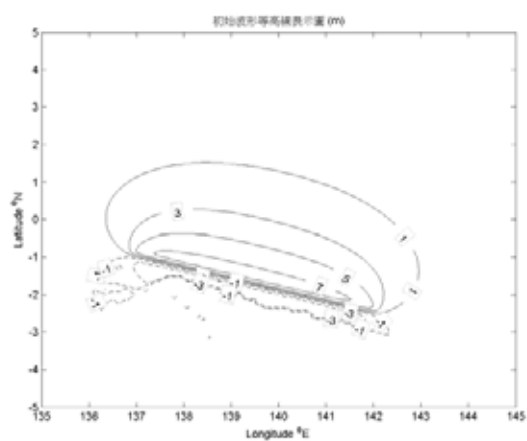


圖 4.74 初始波等高線圖

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、08 為臺東富岡漁港。圖 4.75 (a)~(d)表示各時序表面波高平面分佈圖；圖 4.76(a)~(d)表示各時序流速平面分佈圖。

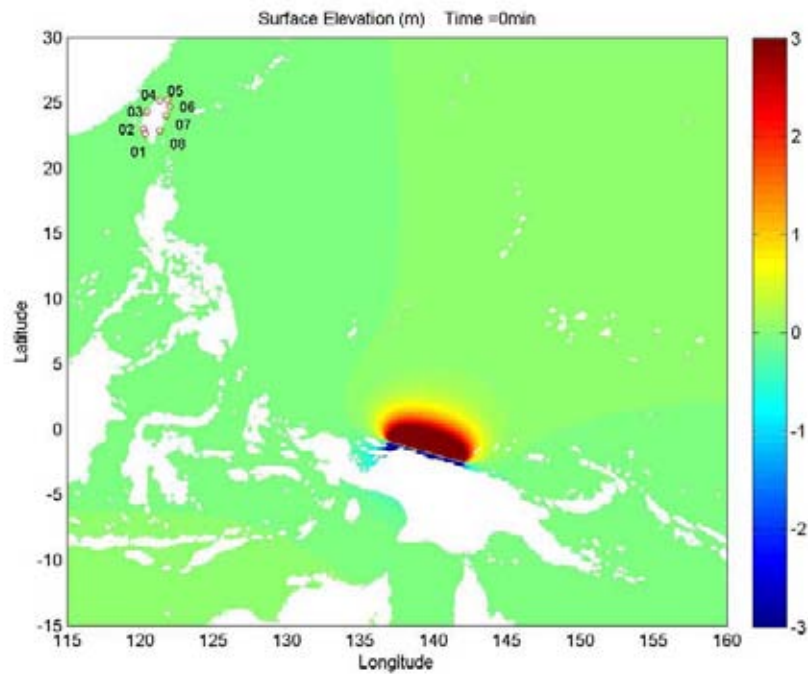


圖 4.75(a) 當海嘯開始發生時，時間=0 分

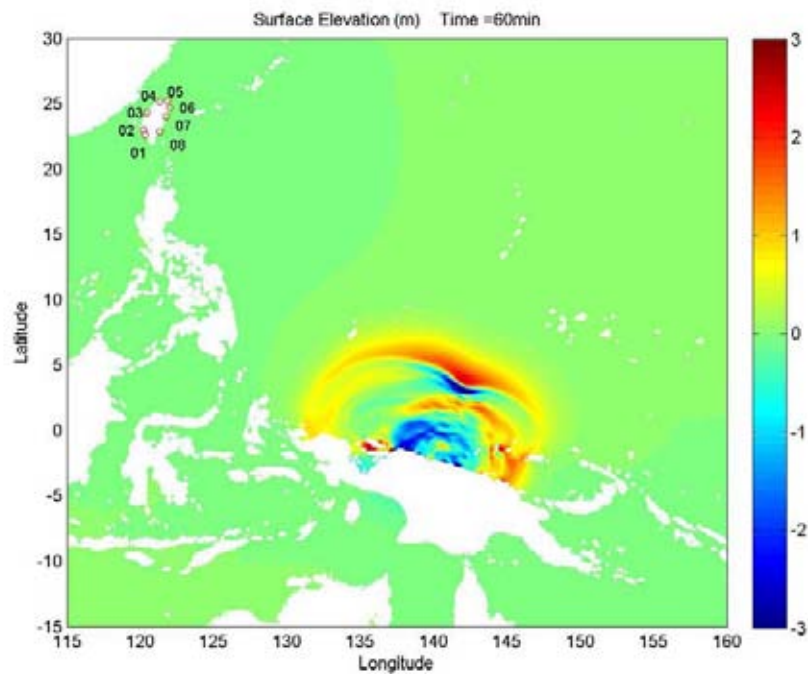


圖 4.75(b) 當海嘯開始發生後 60 分

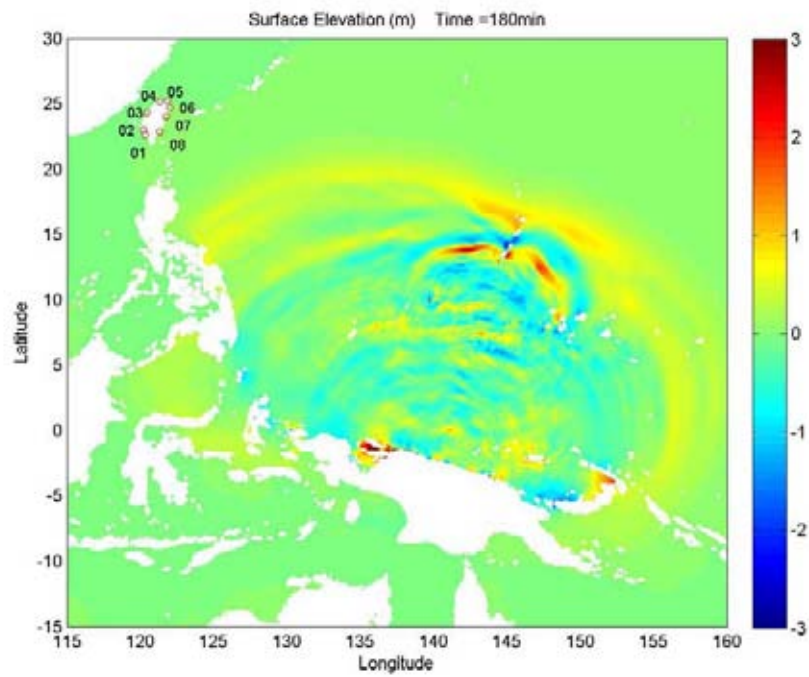


圖 4.75(c) 當海嘯開始發生後 180 分

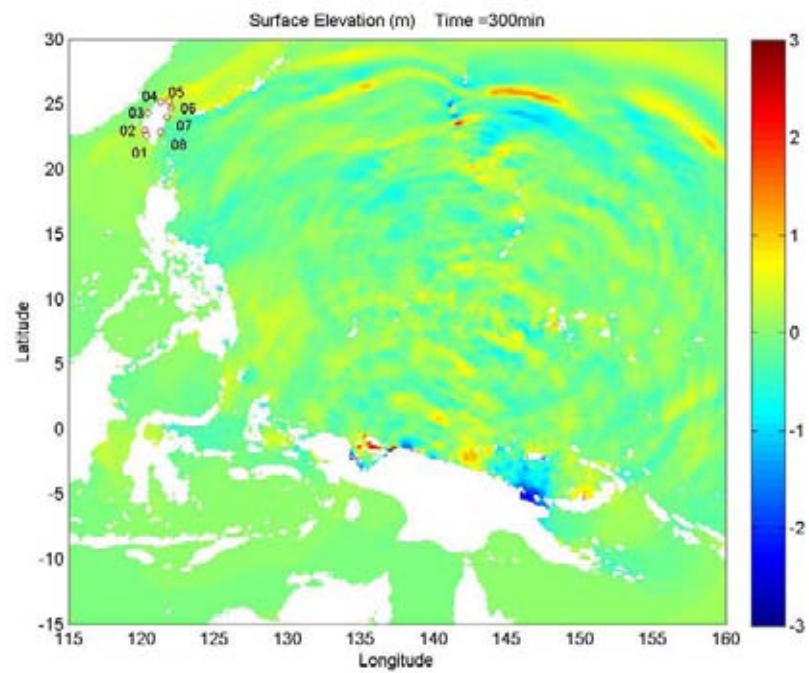


圖 4.75(d) 當海嘯開始發生後 300 分

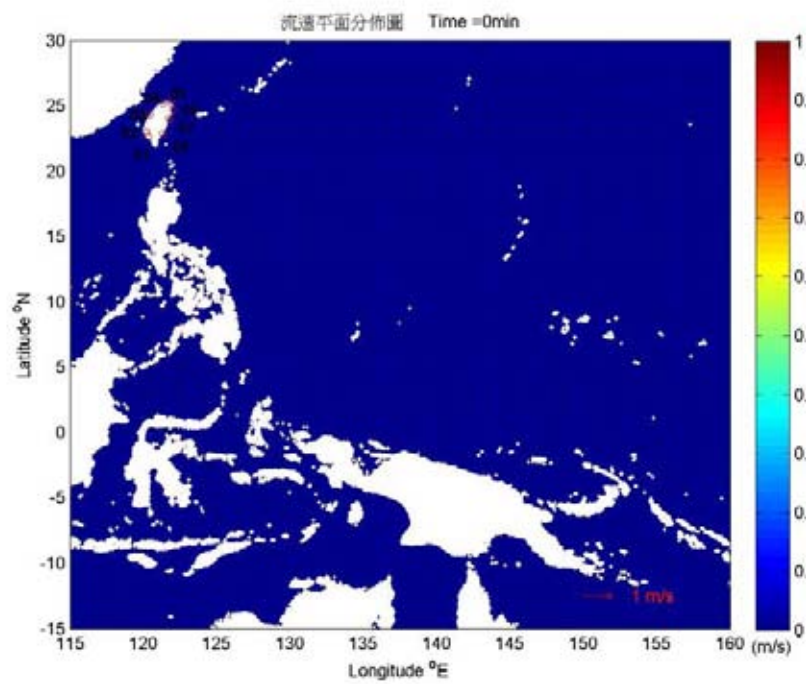


圖 4.76(a) 當海嘯開始發生時，時間=0 分

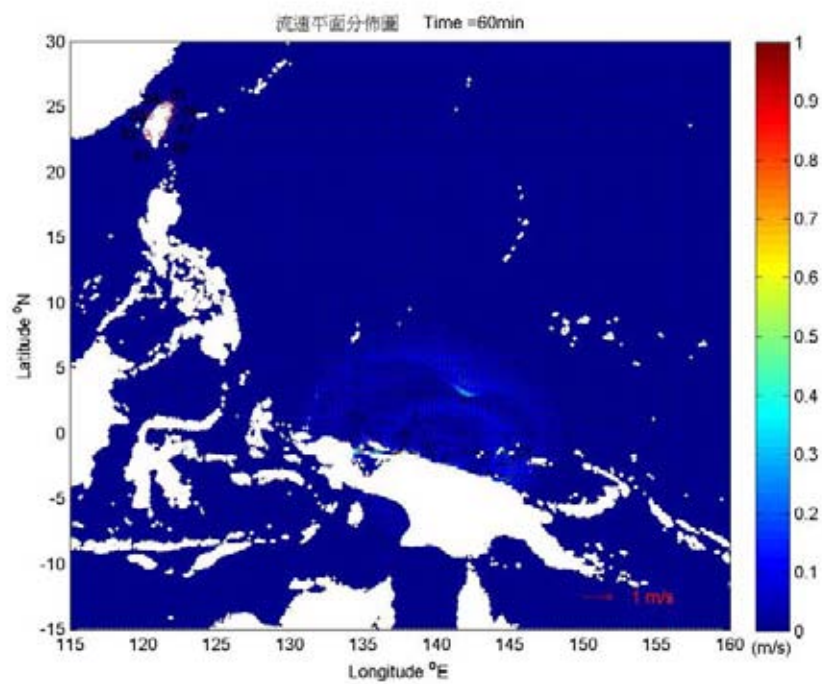


圖 4.76(b) 當海嘯開始發生後 60 分

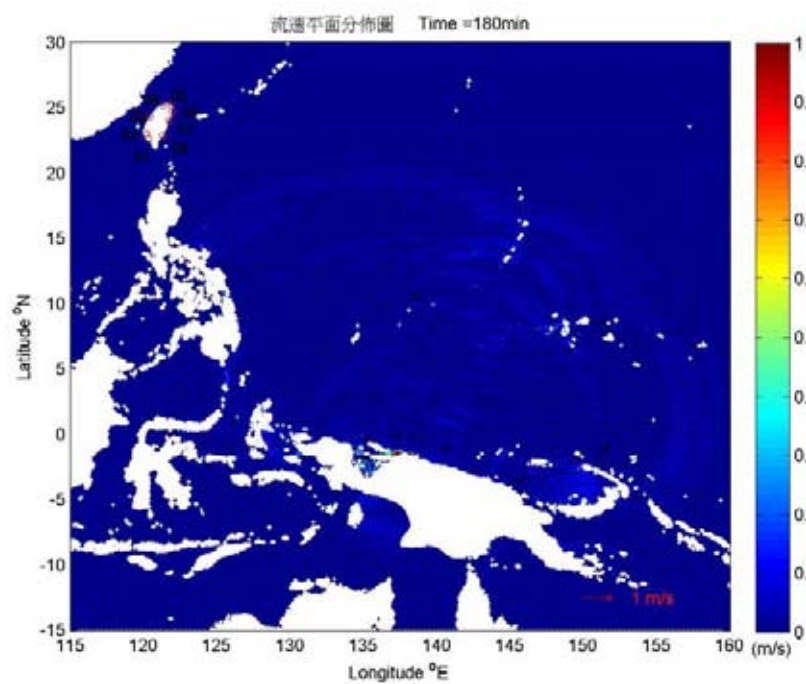


圖 4.76(c) 當海嘯開始發生後 180 分

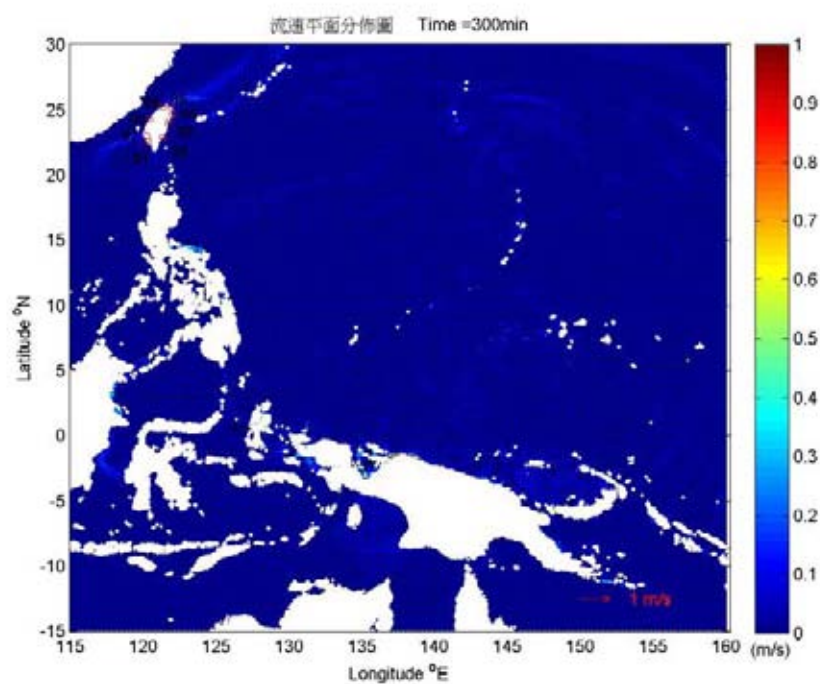


圖 4.76(d) 當海嘯開始發生後 300 分

從各時序表面波高平面分佈圖得知，地震發生時間起算，第一前導波約 235 分後到達測站 08 及 07 的臺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 的臺南安平漁港。

從各時序流速平面分佈圖得知，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(臺南安平)約 1.05m/s；而測站 03(臺中港)、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(臺東富岡漁港)約 0.40m/s。

由圖 4.77 至圖 4.81 得知，就臺灣周邊海域而言，此海嘯所帶來的威脅不算小，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 465 分後，蘇澳港附近沿岸受到此次的海嘯威脅最大。

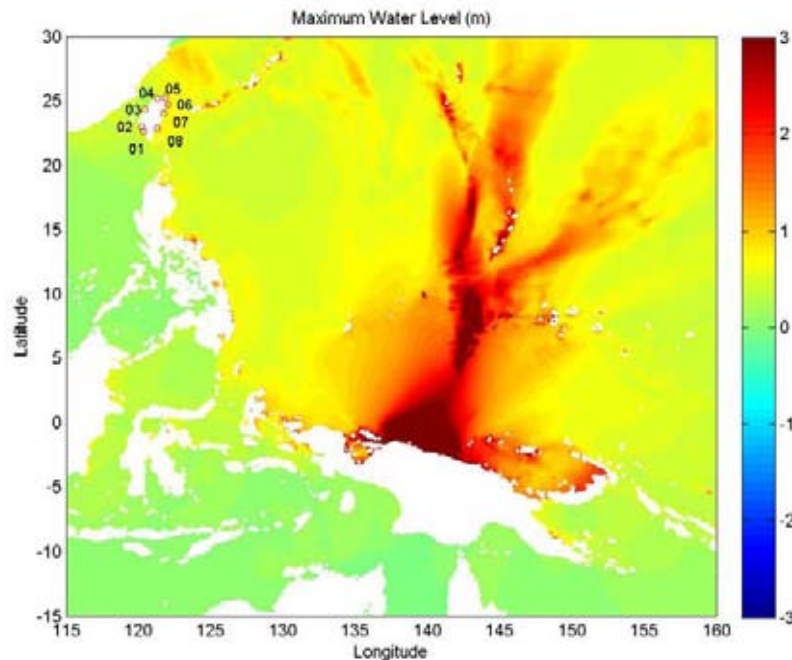


圖 4.77 最大表面波高程之平面分佈圖

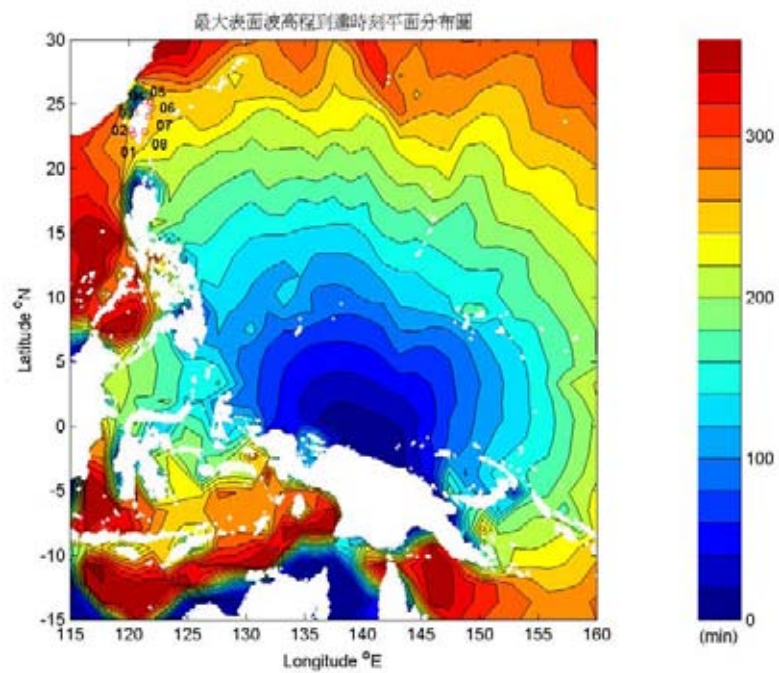


圖 4.78 最大表面波高程到達時刻之平面分佈圖

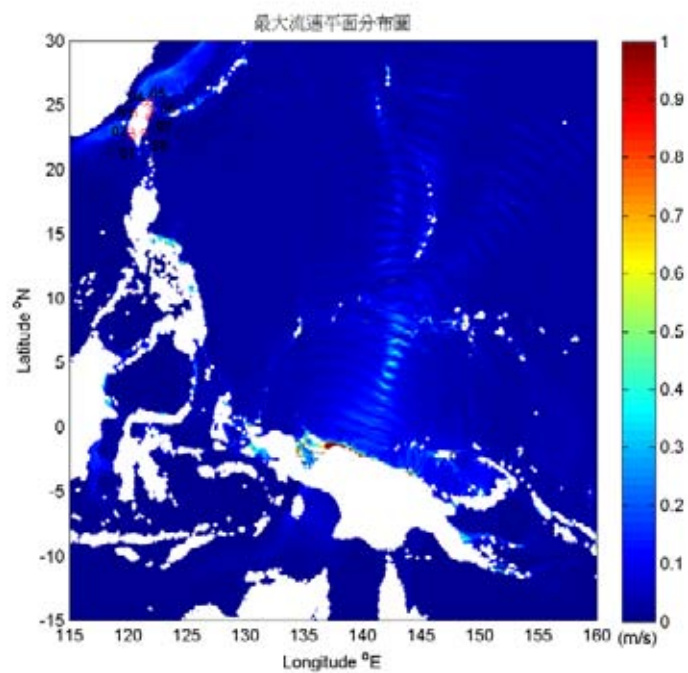


圖 4.79 最大流速平面分佈圖

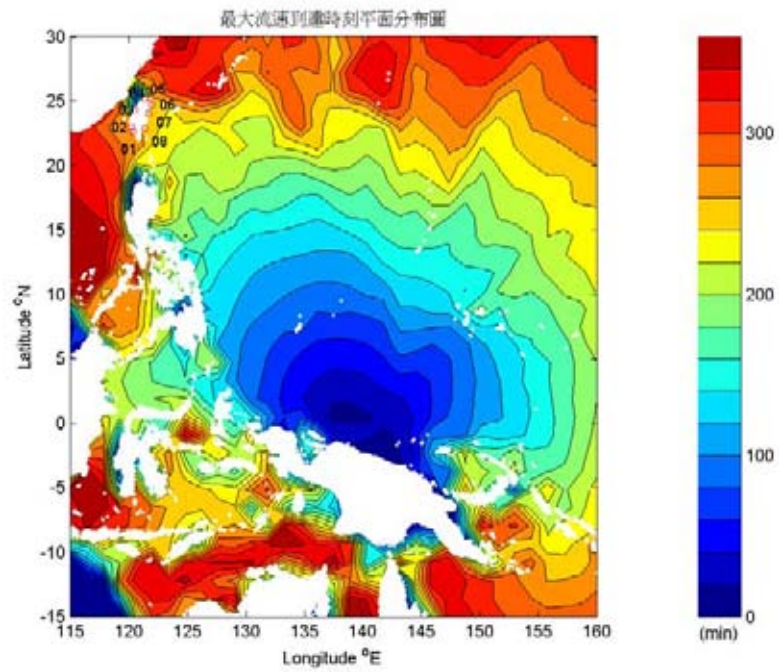


圖 4.80 最大流速到達時刻之平面分佈圖

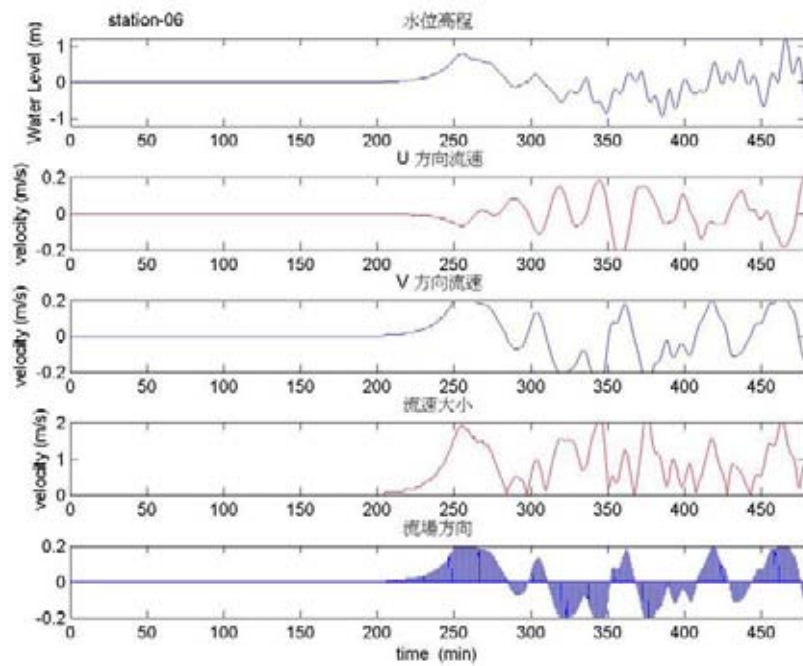


圖 4.81 測站 06(蘇澳港)模擬計算結果

4.9 綜合討論

綜合上述，各個波源區對國內各主要港口之影響列於表4.8，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4.9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 4.8 及表 4.9 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」，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；由於許多參數必須要进一步透過其他方式加以驗證或調查，故定性方面應無太大之問題；定量方面則有賴未來持續努力。

表 4.8 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 4.9 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

第五章 海嘯所產生之邊緣波分析

5.1 前言

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 5.1 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」。

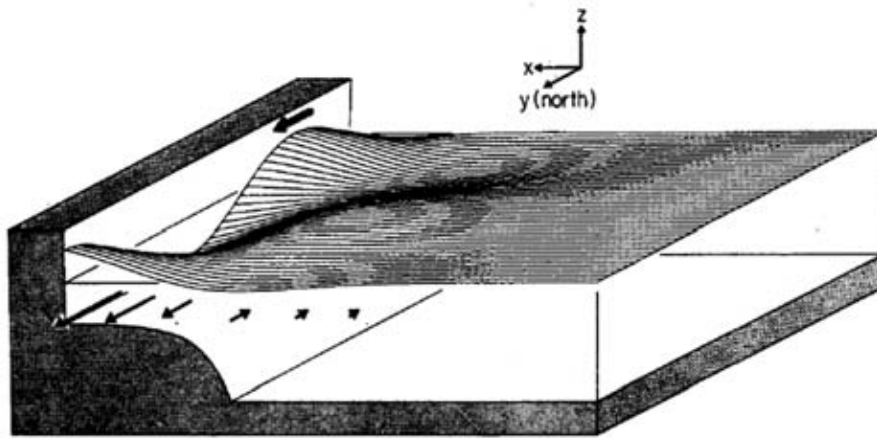


圖 5.1 邊緣波之示意圖

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，大部分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，雖然目前臺灣較少有學者研究邊緣波，它仍是近海環境不可忽略的現象。

5.2 資料來源

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恆春地震，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18公尺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5.2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。然而恆春地震發生的時間為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。

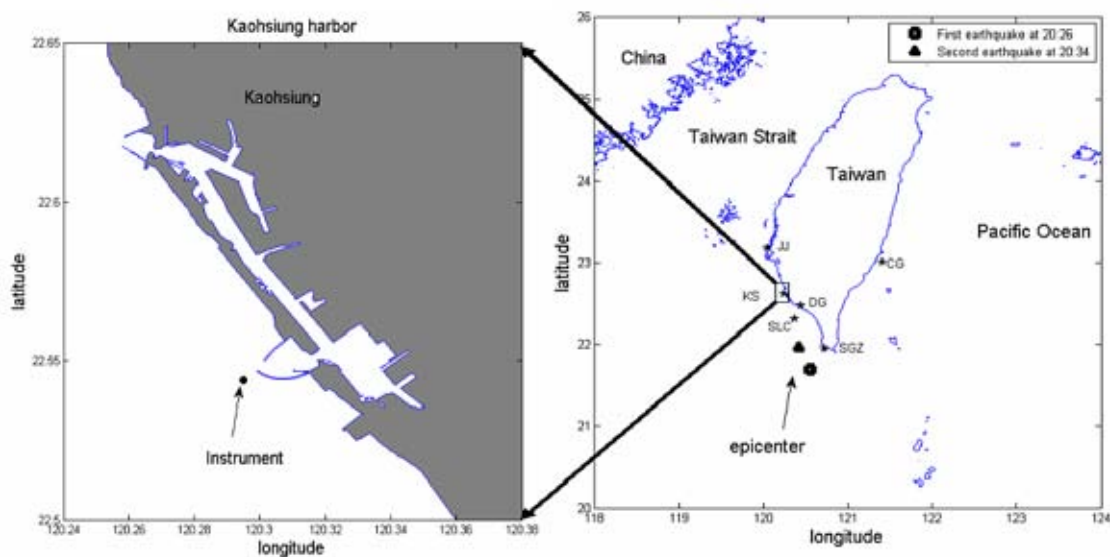


圖 5.2 南臺灣潮位測站分佈以及高雄港儀器佈置位置圖

5.3 研究方法及分析結果

5.3.1 理論分析

考慮水粒子之動量方程式(Chen, 2007), 如(5.1)式所示

$$\frac{\partial}{\partial t} \vec{u} + (\vec{u} \cdot \nabla) \vec{u} = -\frac{1}{\rho} \nabla p - 2\vec{\Omega} \times \vec{u} + \nu \nabla^2 \vec{u} \quad (5.1)$$

在不考慮科氏力和黏滯力等非線性項的情況下, 將式(1)簡化後得到

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \quad (5.2)$$

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(5.2)分別對壓力及流速作微分之後得到

$$p = \rho \frac{\omega}{k} u \quad (5.3)$$

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:

$$\omega^2 = gk(2n+1)s \quad (5.4)$$

而將邊緣波的頻散關係式作個轉換可以得到

$$\omega = \frac{gT}{L}(2n+1)s \quad (5.5)$$

將式(5.5)帶回式(5.3)，我們可以得到邊緣波型態的理論式表示為

$$\frac{p}{uT} = \frac{\rho g}{2\pi}(2n+1)s \quad (5.6)$$

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，往下類推。

5.3.2 資料篩選及品管

- (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。

5.3.3 資料分析方法

本文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，比起傅立葉轉換，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5.3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5.4表示原始資料篩選前後之比較。

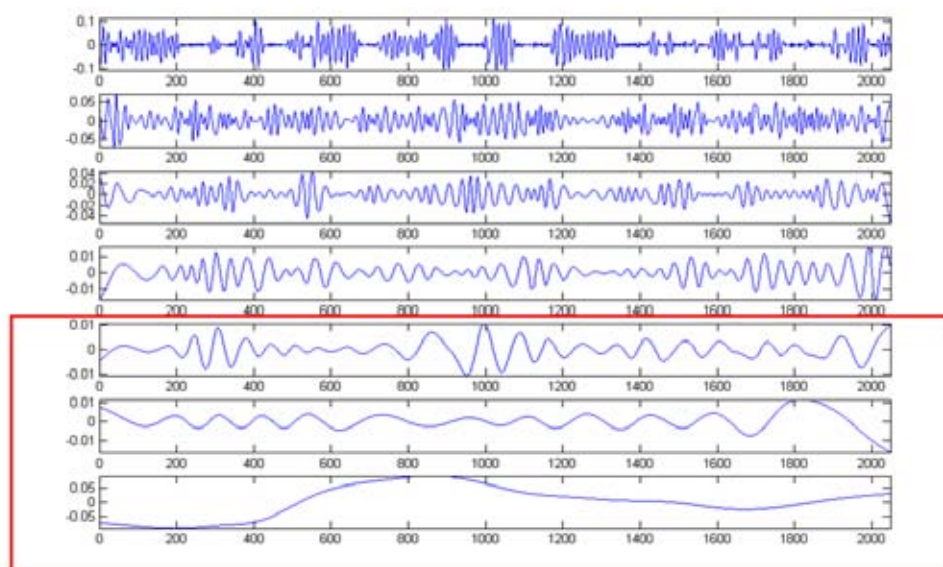


圖 5.3 壓力經由 EMD 所分出來的 IMF，並將後三段加總成為新的模態

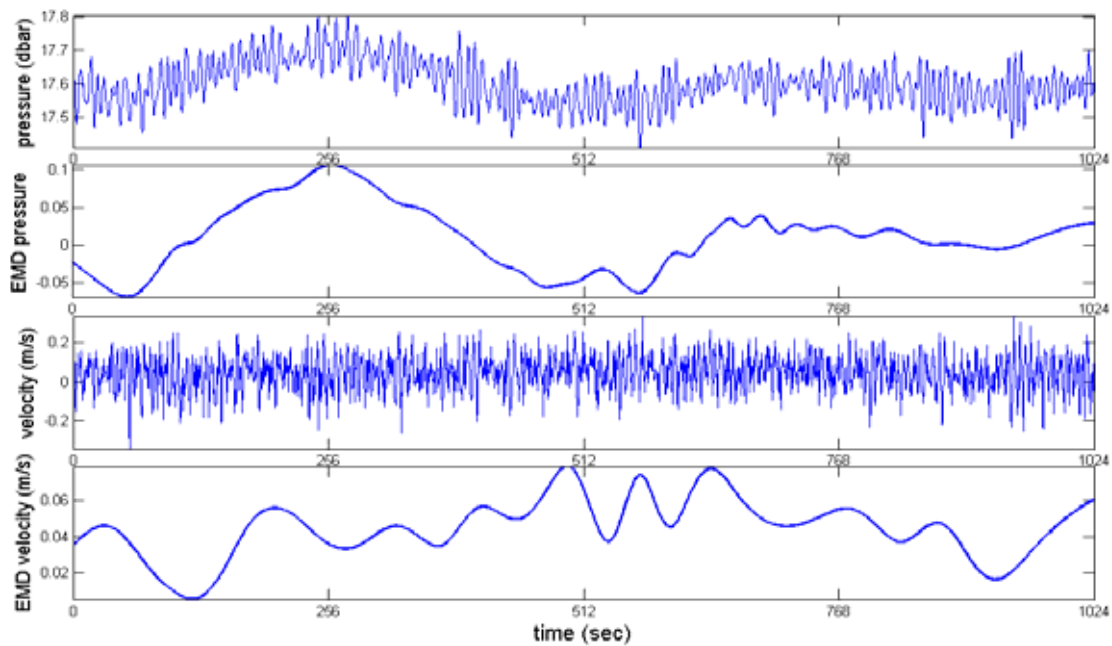


圖 5.4 原始資料和經過篩選之後對照圖

5.3.4 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 5.5. 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 5.6 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；若是以海嘯發生時間前後的水位振幅最大差的結果來看，如圖 5.7.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 5.8 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。

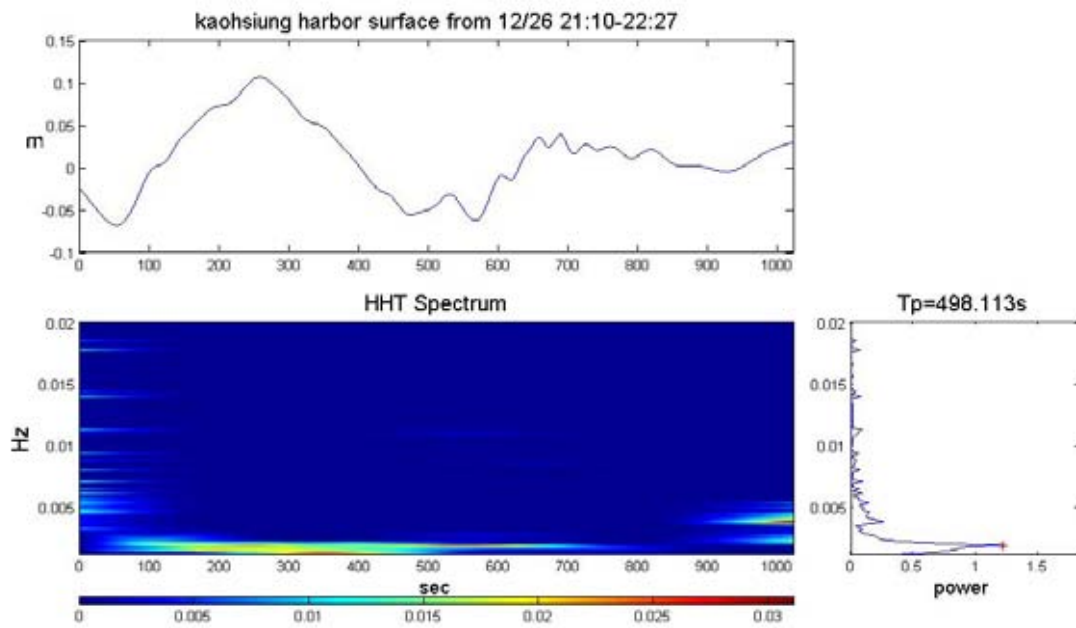


圖 5.5 26 日晚上 9 時壓力的能量頻譜及對應頻率域的加總

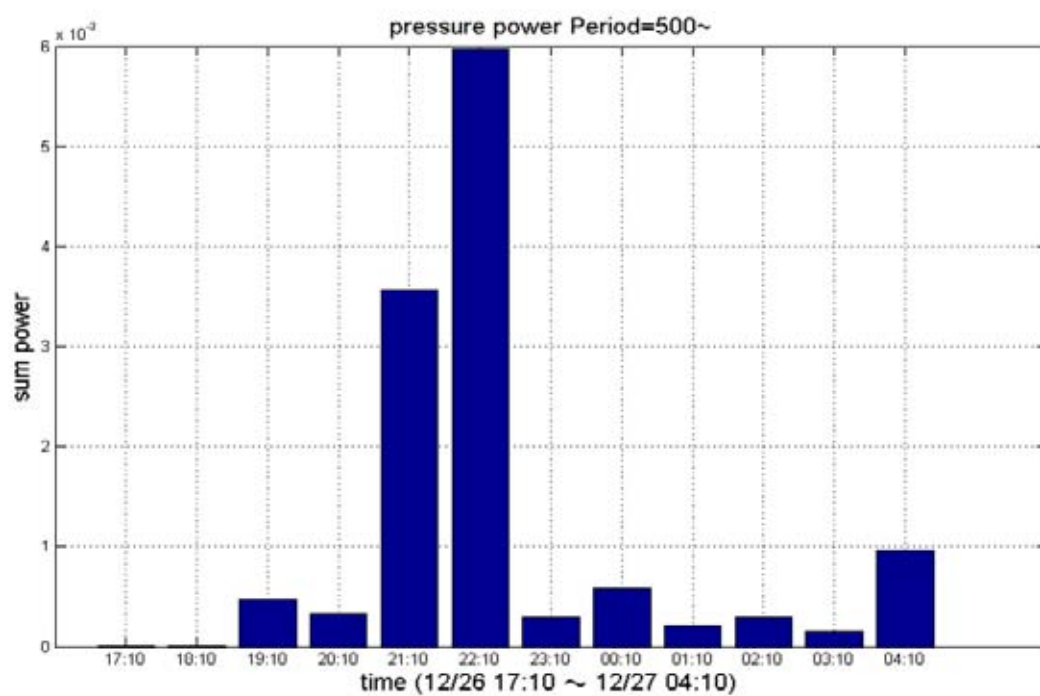


圖 5.6 海嘯發生時間前後的頻譜能量 500 秒以上總和分佈

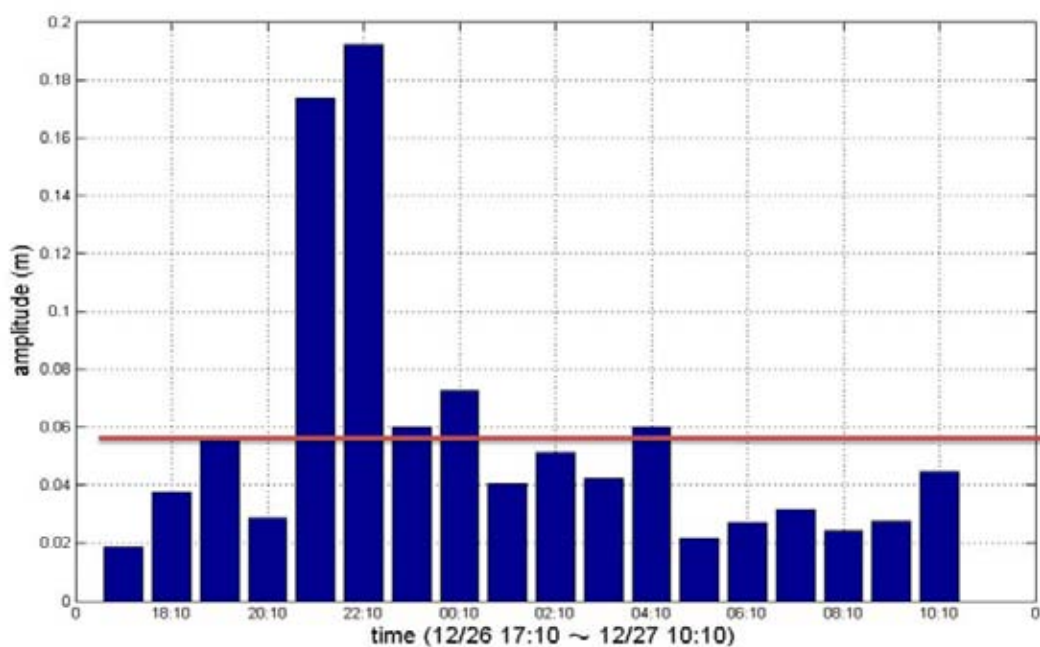


圖 5.7 海嘯發生時間前後的水位振幅最大差

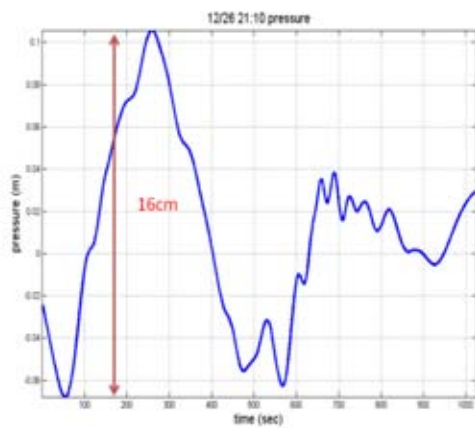


圖 5.8-A

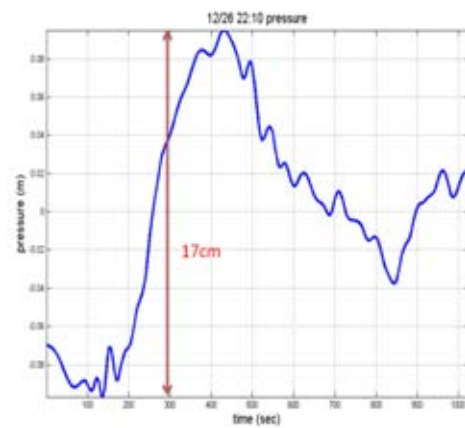


圖 5.8-B

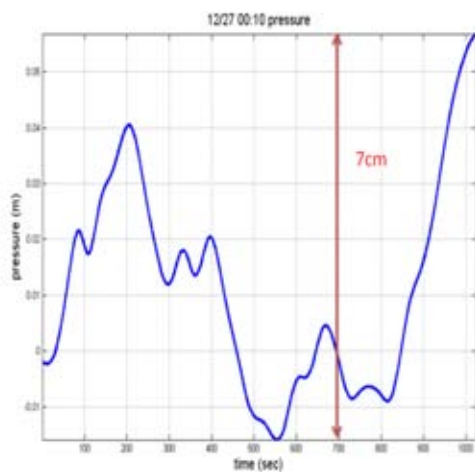


圖 5.8-C

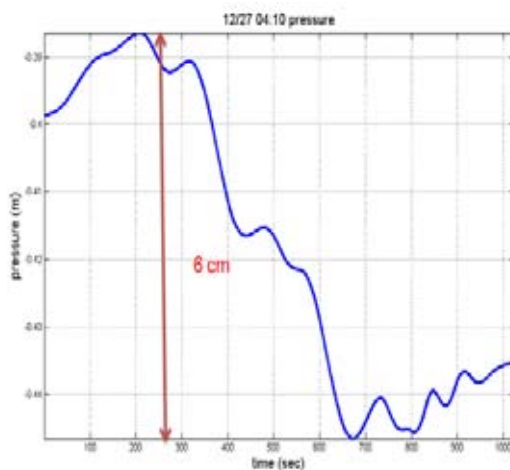


圖 5.8-D

圖 5.8 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(5.6)，以壓力和流速觀察，如圖 5.9 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。

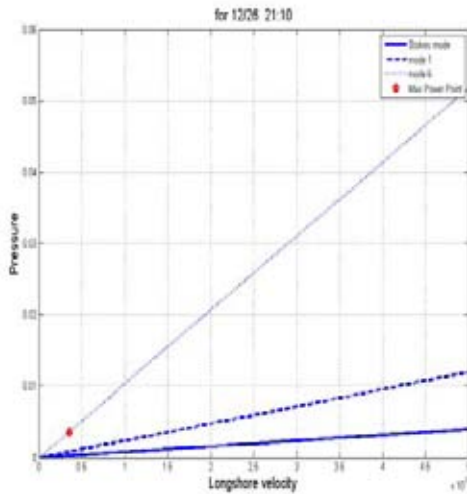


圖 5.9-A. 26 日晚上 9 點

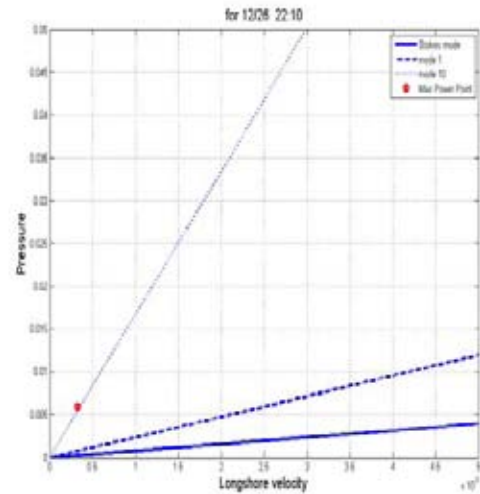


圖 5.9-B. 26 日晚上 10 點

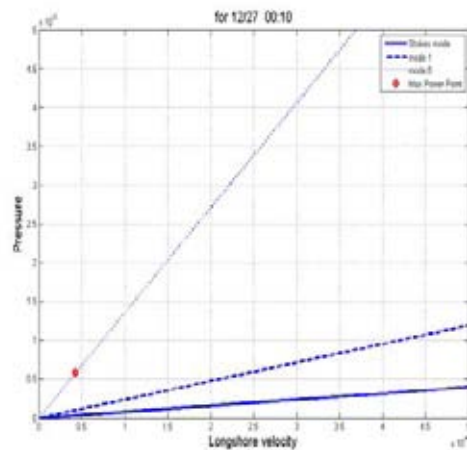


圖 5.9-C. 27 日凌晨 0 點

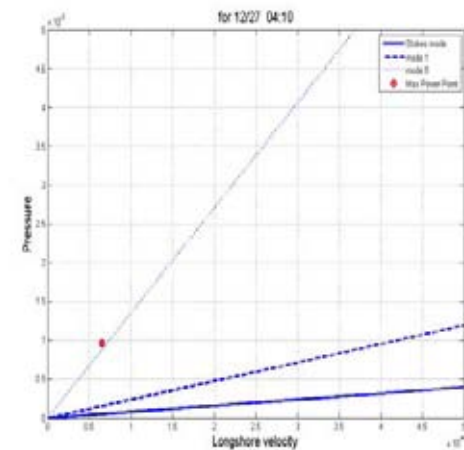


圖 5.9-D. 27 日凌晨 4 點

圖 5.9 500 秒以上之能量以高階邊緣波形態呈現

5.3.5 對照及驗證

前節雖然以邊緣波的理論來分析恆春地震海嘯是否有產生邊緣波效應，為了確定其上述方法的正確性，利用海嘯平面波以及邊緣波的傳播速度來推算邊緣波到達高雄港的時間做為驗證。

首先在臺灣西南部建立三個點，視為恆春地震海嘯產生的海嘯平面波傳遞至臺灣本島的參考點，利用震源所產生的海嘯平面波傳遞至臺灣本島的時間，加上沿著海岸傳播的邊緣波傳遞時間，將這兩者的時間相加就是恆春地震海嘯所引致的邊緣波到達高雄港二港口外海處的參考時間。

選定東港、枋山和鰲廣嘴作為海嘯平面波傳遞至臺灣本島的三個參考點。圖 5.9 代表三個參考點和高雄港的位置分佈以及周邊之水深地形，初始條件假設震央到臺灣本島為一均勻坡度，深度取其中間平均值 $h=750$ 公尺，重力加速度 $g=9.81 \text{ m/s}^2$ ，可以算出海嘯平面波傳遞相位速度為

$$C = \sqrt{gh} = \sqrt{750 \times 9.81} = 7357.5 \text{ m/s} = 308 \text{ km/hr}$$

由(5.4)式頻散關係算出邊緣波波速：

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

經過整理之後可以得到波速以及波長的關係式

$$C_e = \frac{gT_e}{2\pi}(2n+1)s \quad (5.7)$$

$$L_e = \frac{gT_e^2}{2\pi}(2n+1)s \quad (5.8)$$

n 為邊緣波模態數， s 為坡度。接下來以三個參考點來討論邊緣波傳遞至高雄港的時間，如表 5.1 所示。

表 5.1 三個參考點之波速驗證

	第一段距離 (海嘯平面波波速)	第二段距離(邊緣波波速)
Case 1:	震央→東港 84km	東港→高雄 18km
Case 2:	震央→枋山 66km	枋山→高雄 49km
Case 3:	震央→蟬廣嘴 28km	蟬廣嘴→高雄 86km

將三個參考點之假設條件代入(5.7)及(5.8)式，計算結果如表 5.2 所列

表 5.2 三個參考點之波速計算

地點 項目	東港	枋山	蟬廣嘴
模態數(n)	0	0	0
坡度(s)	1/30	1/60	1/20
週期(T_e)	480(s)	480	480
邊緣波波速(C_e)	90(km/hr)	45(km/hr)	133(km/hr)
群波波速(C_g)	45(km/hr)	22.5(km/hr)	66.5(km/hr)
波長(L_e)(km)	12(km)	6(km)	18(km)

再根據上表及表 5.1 計算海嘯及邊緣波到達高雄之時間，如表 5.3 所示：

表 5.3 海嘯平面波及邊緣波到達高雄所需之時間

	第一段 距離	波傳遞 時間	第二段 距離	波傳遞 時間	總傳遞 時間
Case 1	84 km	$84/308=0.27\text{hr}$	18 km	$18/45=0.4\text{hr}$	0.67hr
Case 2	66 km	$66/308=0.21\text{hr}$	49 km	$49/22.5=2.2\text{hr}$	2.42hr
Case 3	28 km	$28/308=0.1\text{hr}$	86 km	$86/66.5=1.3\text{hr}$	1.4hr

由表 5.3 可以知道海嘯平面波傳遞至三個參考點的時間以及之間的距離，換算成實際時間，將傳遞時間加上地震發生時間，則三個 case 所推估邊緣波到達所花費的時間分別為 40 分鐘、145 分鐘和 84 分鐘，如表 5.4 所示。

表 5.4 邊緣波到達高雄之預估時間

	地震發生時間	邊緣波到達時間	平面波預計到達 時間
Case 1	20：26	21：06	20：46
Case 2	20：26	22：51	20：46
Case 3	20：26	21：50	20：46

將此推估的結果，對照張（2008）利用 COMCOT Model 模擬恆春地震海嘯平面波傳遞至高雄港周邊的時間，三參考點之位址及水深如圖 5.10 所示。表示地震發生後的第 24 分鐘和 30 分鐘海嘯傳遞至海岸並繼續沿著海岸邊往高雄港方向，向上傳遞的情形，如圖 5.11 所示。模擬的時間序列資料來看，如圖 5.12 所示，以上述理論解所算出來 case 1 和 case 3 邊緣波到達時間點左右，即 21：06 和 21：50 分，模擬結果顯示了在第一波海嘯平面波過後，水位有明顯再次提昇的現象發生，而圖 5.13 則表示利用 COMCOT 模式所模擬的恆春地震海嘯和放置於高雄港外海 AWCP 實測資料的相互比對結果，於 9 點和 10 點 兩段時間內，模式所模擬之結果此兩時段都有水位抬昇現象。

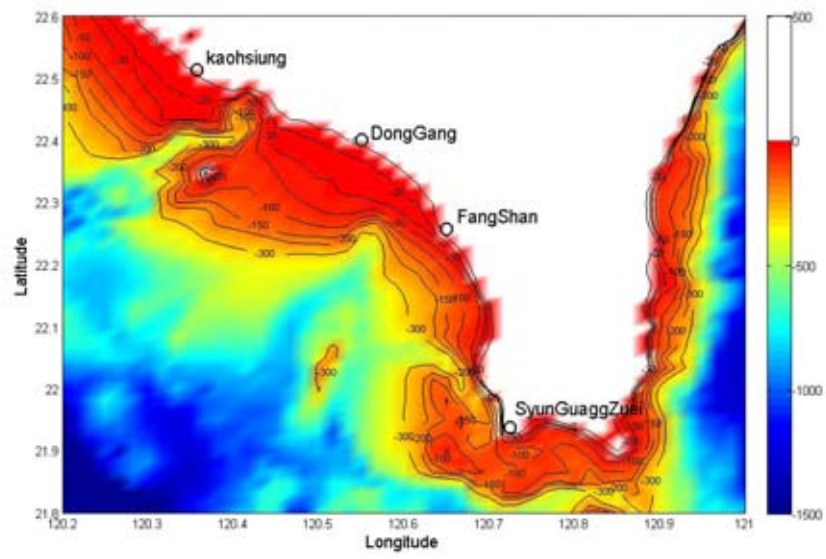


圖 5.10 參考點位置及水深圖

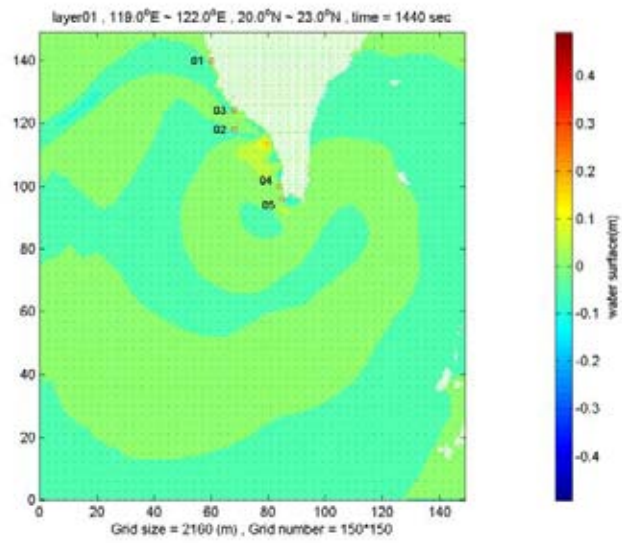


圖 5.11-A

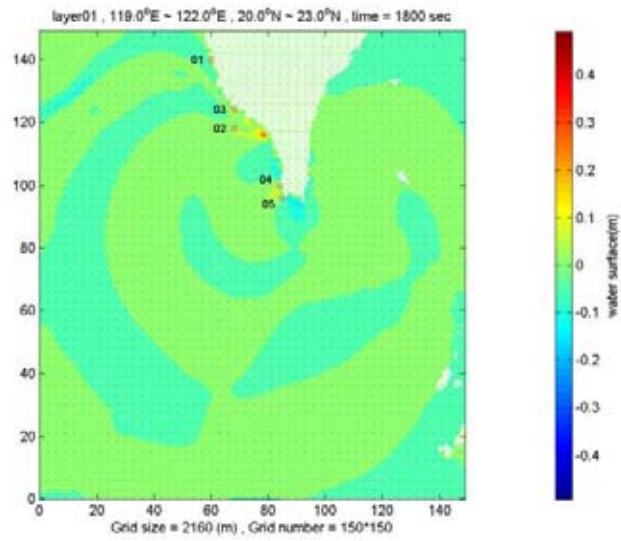


圖 5.11-B

圖 5.11 地震發生後，海嘯傳遞至海岸並繼續沿著海岸邊向上傳遞的情形，A 和 B 則表示了第 24 分和第 30 分鐘的情形（張 2008）

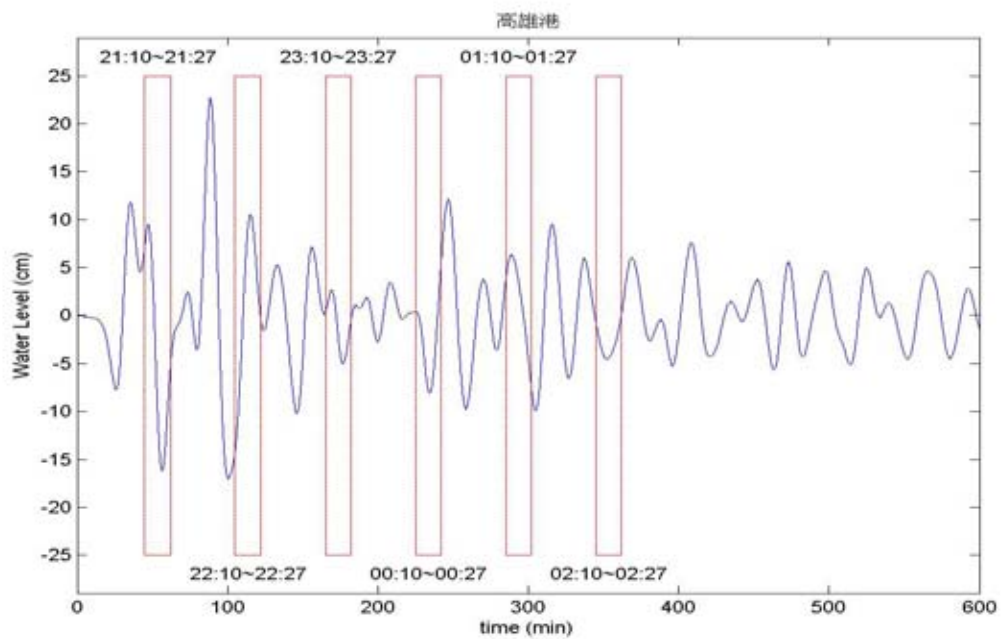


圖 5.12 COMCOT 模式模擬恆春地震海嘯的時間序列圖(張 2008)

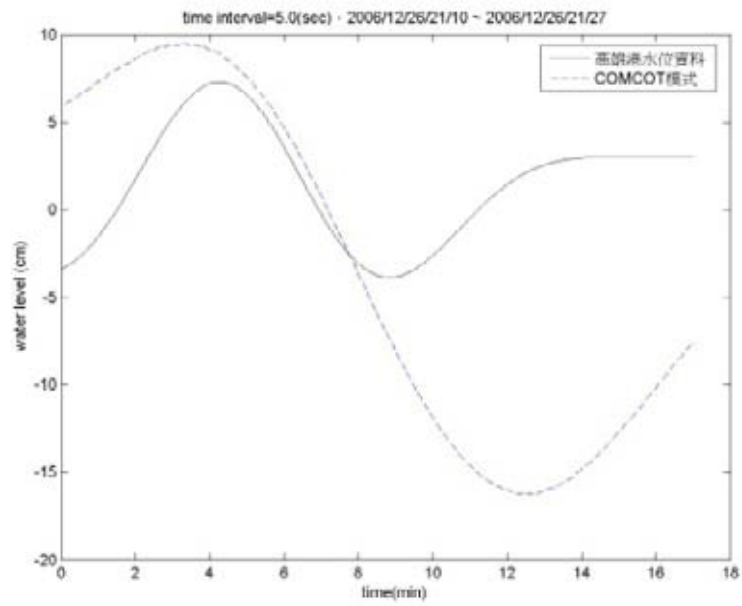


圖 5.13-A

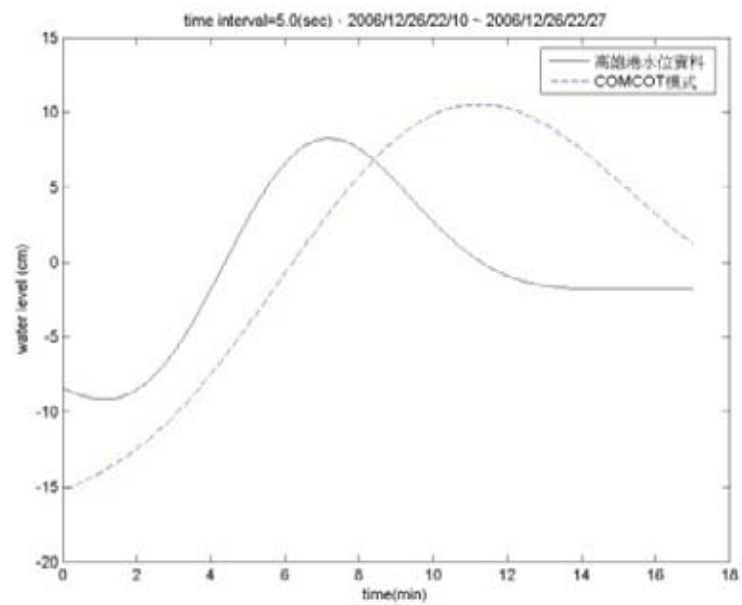


圖 5.13-B

圖 5.13 COMCOT 模式於 9 點-A，10 點-B 和實測資料比較的結果 (張 2008)

第六章 溢淹模式測試-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。

6.1 模擬高雄港市溢淹

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6.1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(layer01)如圖6.1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(layer21)如圖6.2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(layer31)如圖6.3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。

表 6.1 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

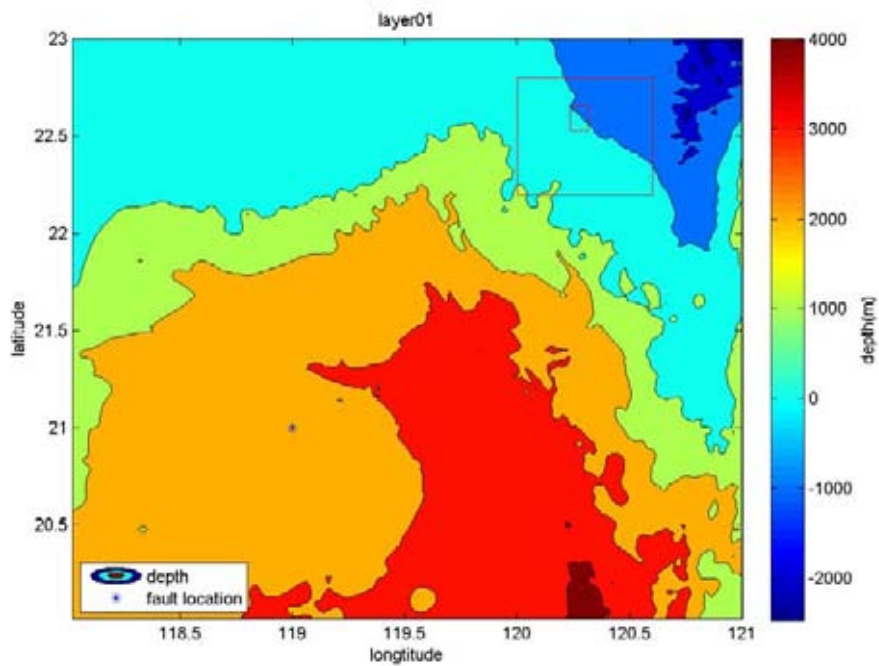


圖6.1 模式計算區域範圍(layer01)

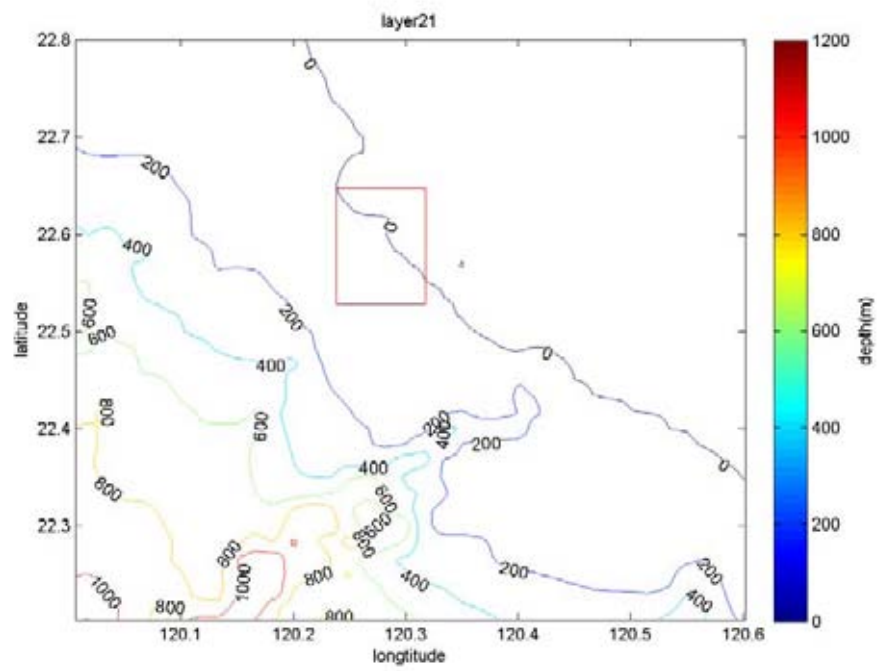


圖6.2 高雄市附近海域(layer21)

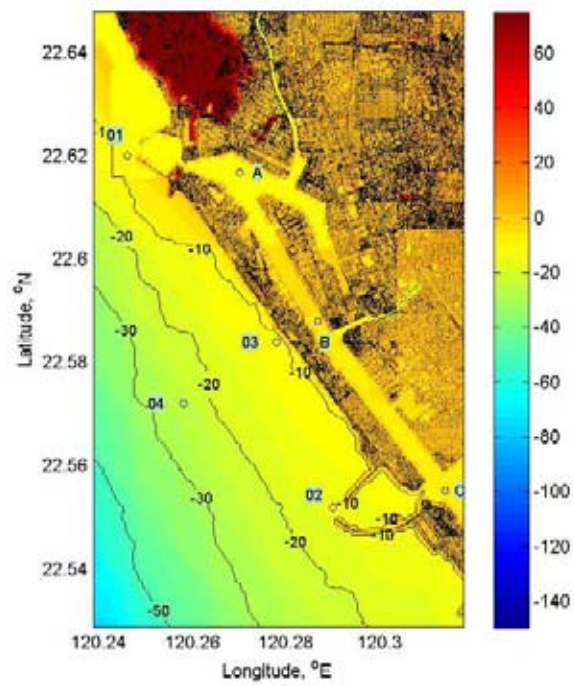


圖6.3 模式溯上計算區域範圍(layer31)

模式計算的初始波形(如圖6.4至圖6.7所示)，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。

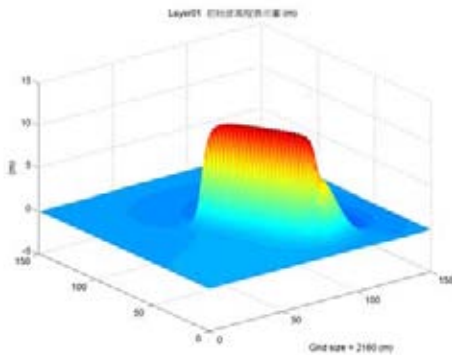


圖 6.4 初始波立體圖

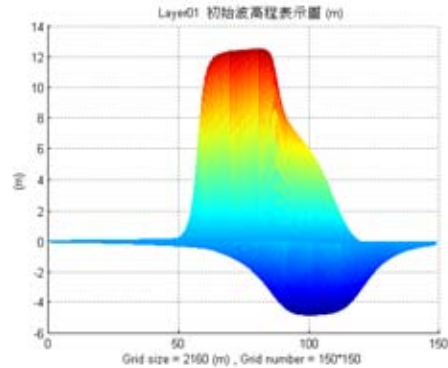


圖 6.5 初始波(X-Z 軸)

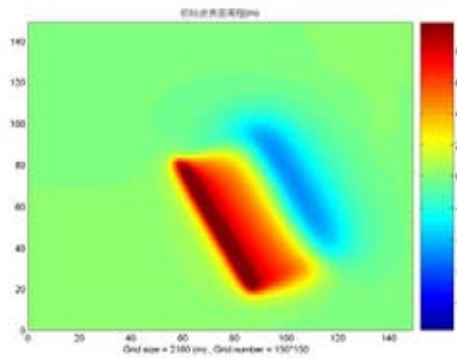


圖 6.6 初始波高程圖

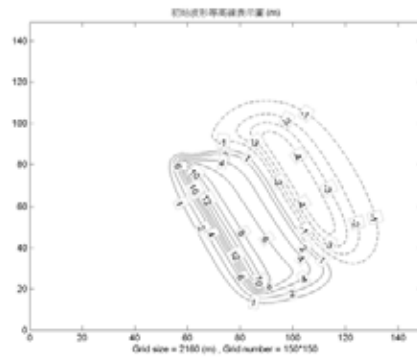


圖 6.7 初始波等高線圖

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 6.8(a)~(d)為大區域(layer01)各時序表面波高平面分佈圖，如下：

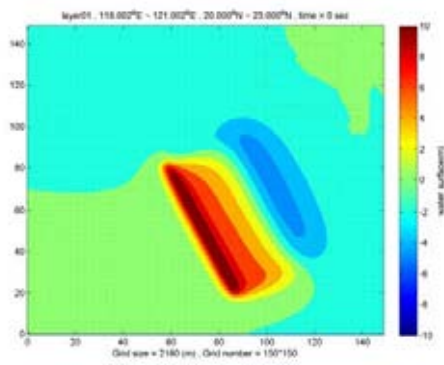


圖 6.8(a) 時間=0 秒

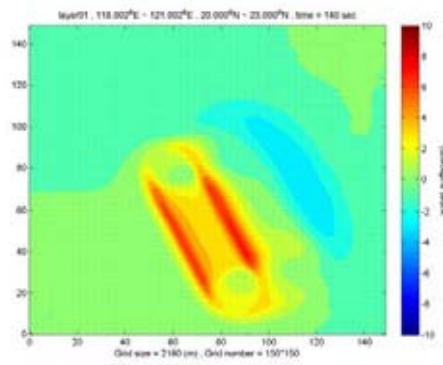


圖 6.8(b) 時間=140 秒

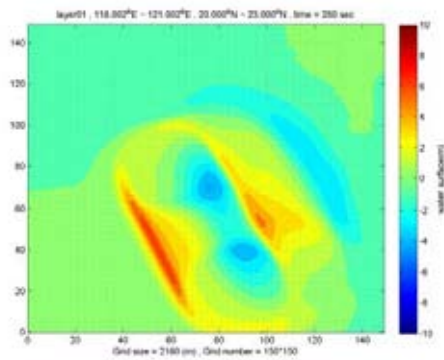


圖 6.8(c) 時間=280 秒

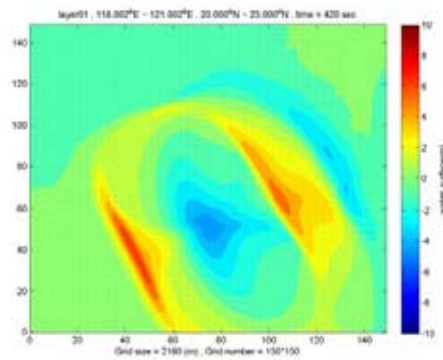


圖 6.8(d) 時間=420 秒

圖 6.8(a)~(d) 大區域(layer01)各時序表面波高平面分佈圖

圖 6.9(a)~(d)為中區域(layer21)各時序表面波高平面分佈圖，如下：

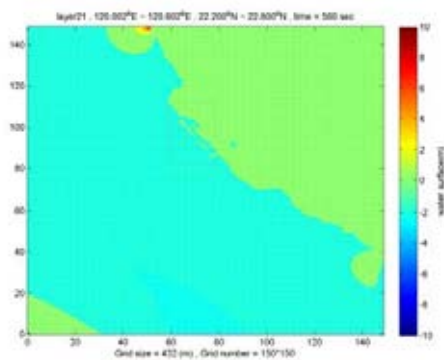


圖 6.9(a) 時間=560 秒

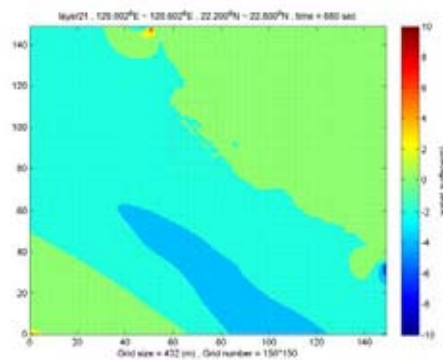


圖 6.9(b) 時間=680 秒

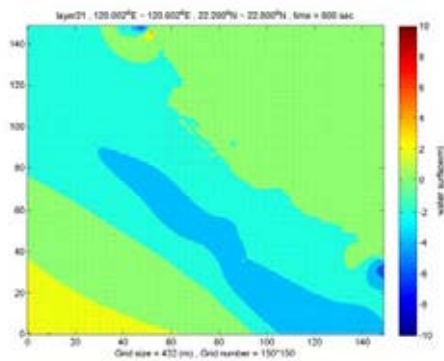


圖 6.9(c) 時間=800 秒

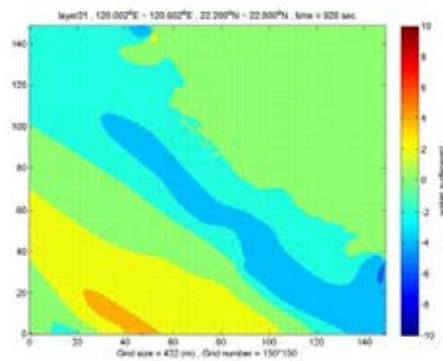


圖 6.9(d) 時間=920 秒

圖 6.9(a)~(d) 中區域(layer21)各時序表面波高平面分佈圖

圖 6.10(a)~(h)為小區域(layer31)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：

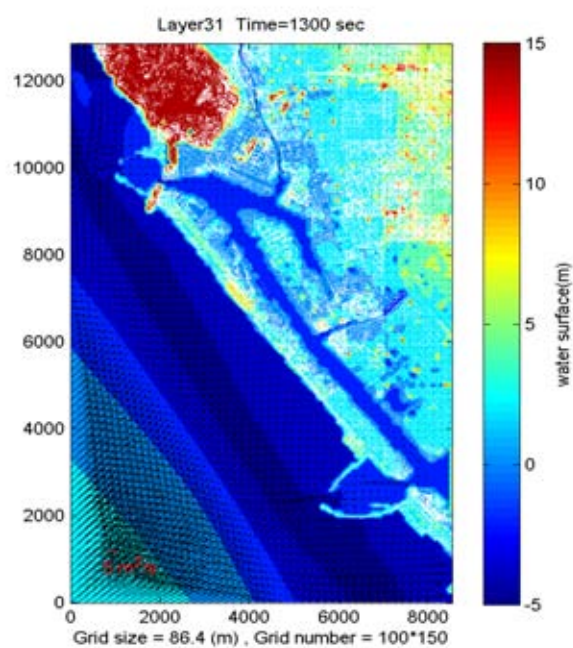


圖 6.10(a) 時間=1300 秒

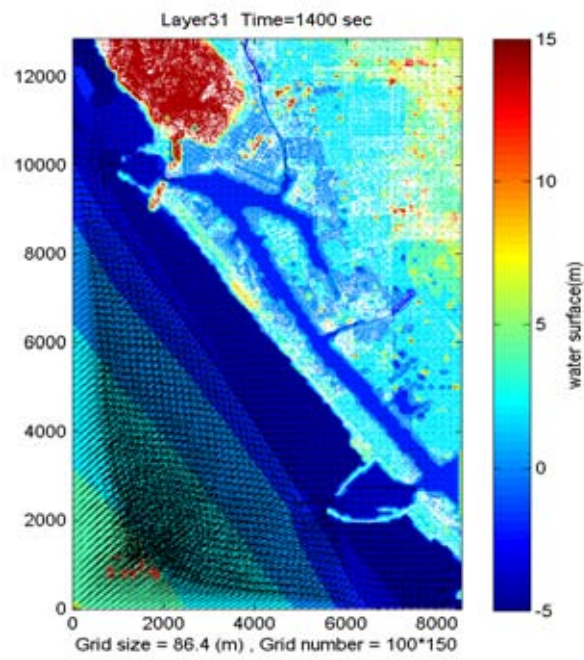


圖 6.10(b) 時間=1400 秒

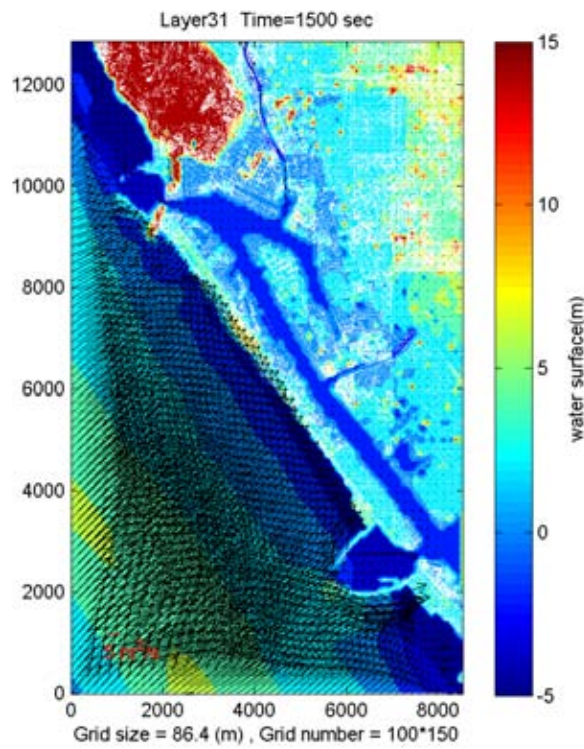


圖 6.10(c) 時間=1500 秒

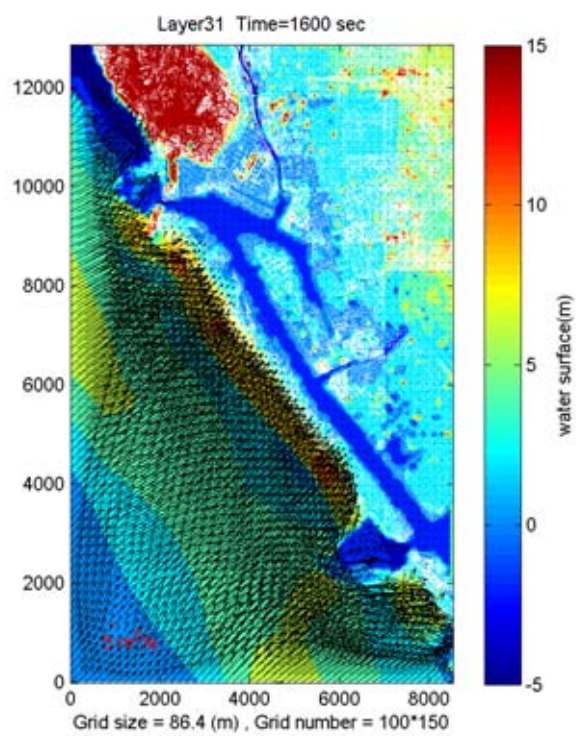


圖 6.10(d) 時間=1600 秒

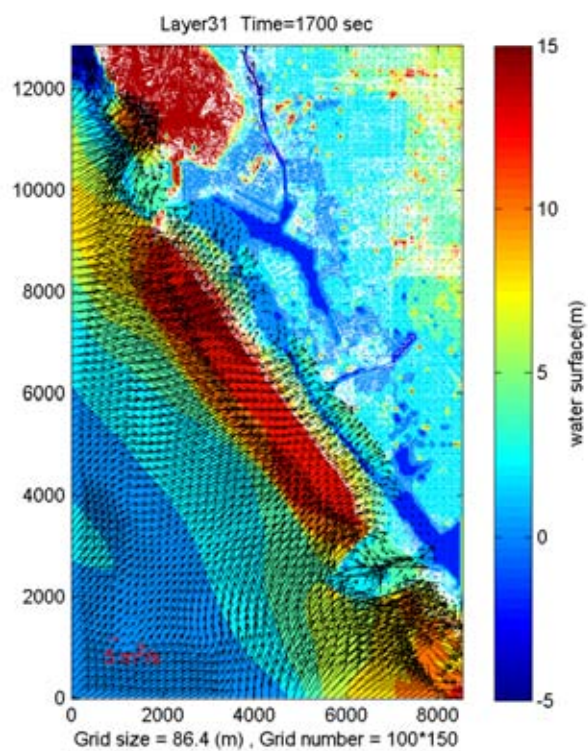


圖 6.10(e) 時間=1700 秒

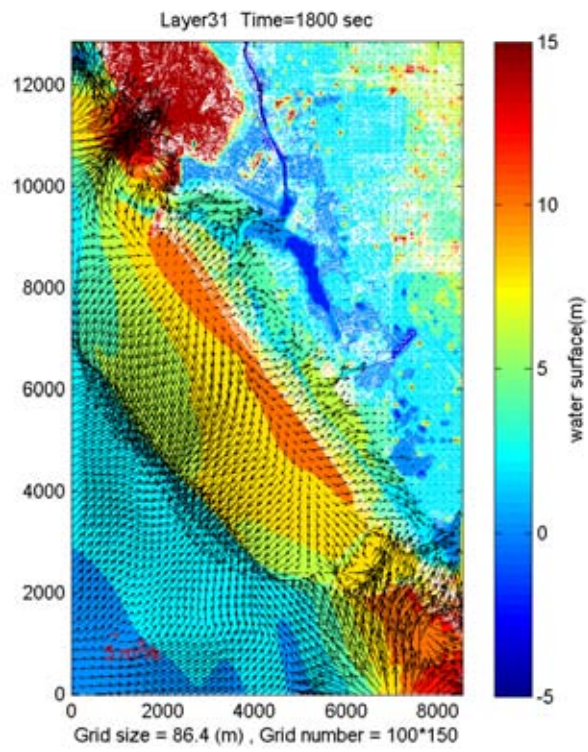


圖 6.10(f) 時間=1800 秒

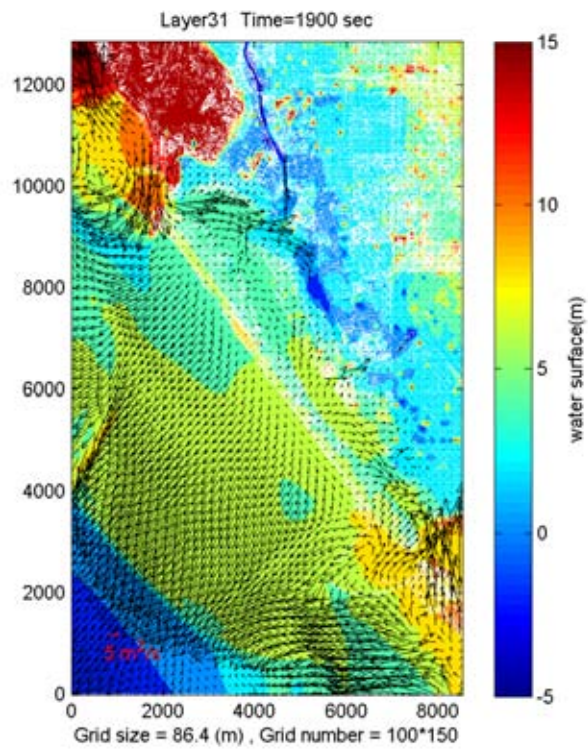


圖 6.10(g) 時間=1900 秒

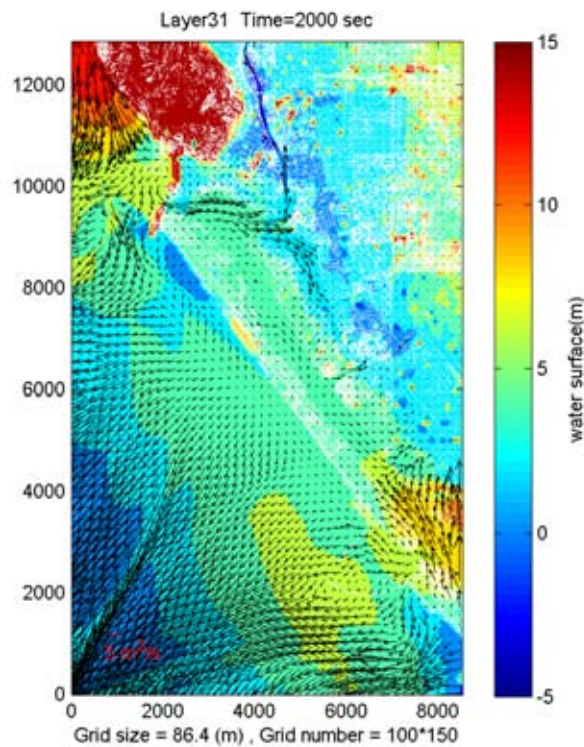


圖 6.10(h) 時間=2000 秒

圖 6.10(a)~(h) 小區域(layer31)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 6.11 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。

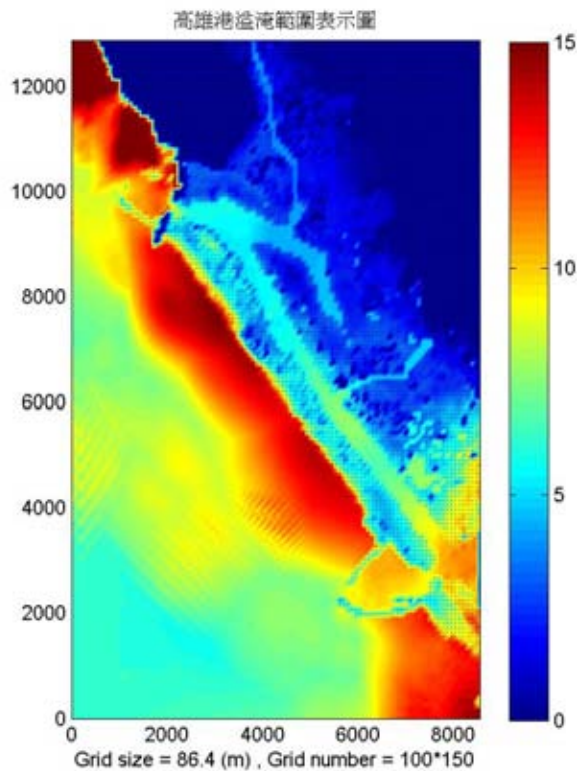


圖 6.11 高雄港溢淹範圍表示圖(單位：公尺)

從圖 6.12 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。

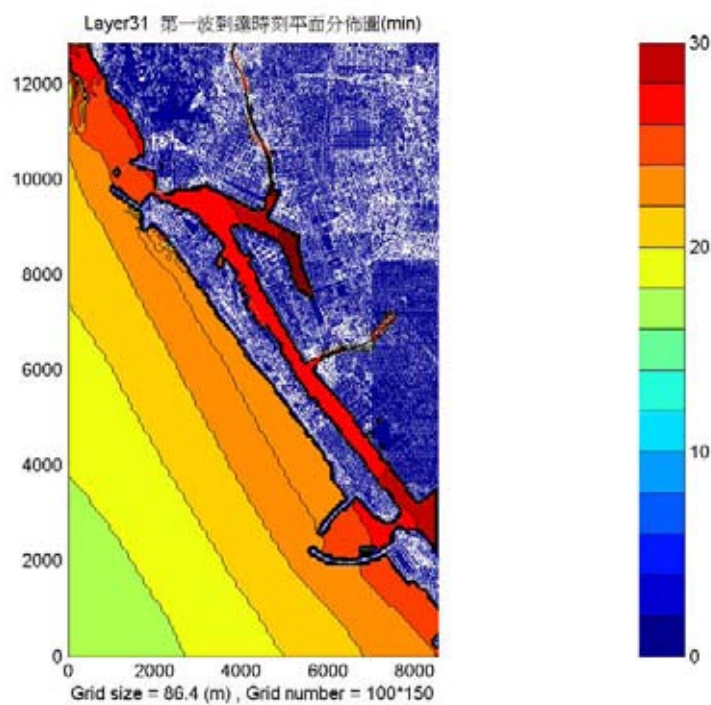


圖 6.12 第一前導波到達時刻平面分佈圖(單位：分)

圖 6.13 至圖 6.19 為各測站模擬計算結果，如下：

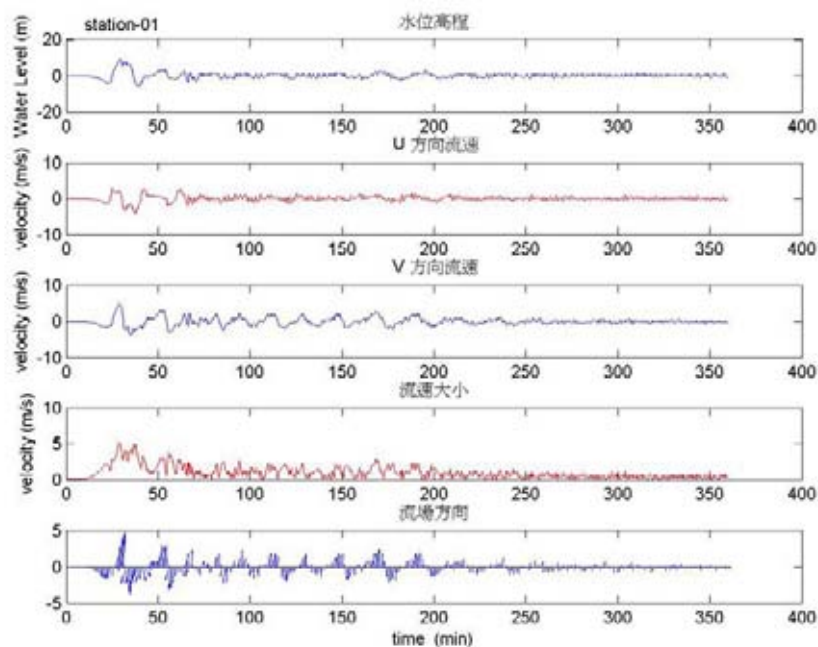


圖 6.13 測站 01 模擬計算結果

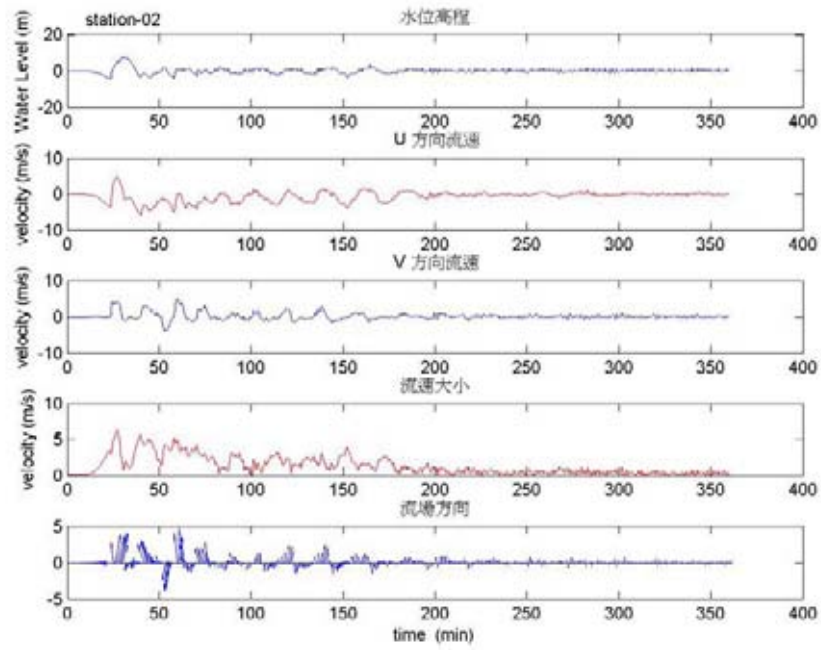


圖 6.14 測站 02 模擬計算結果

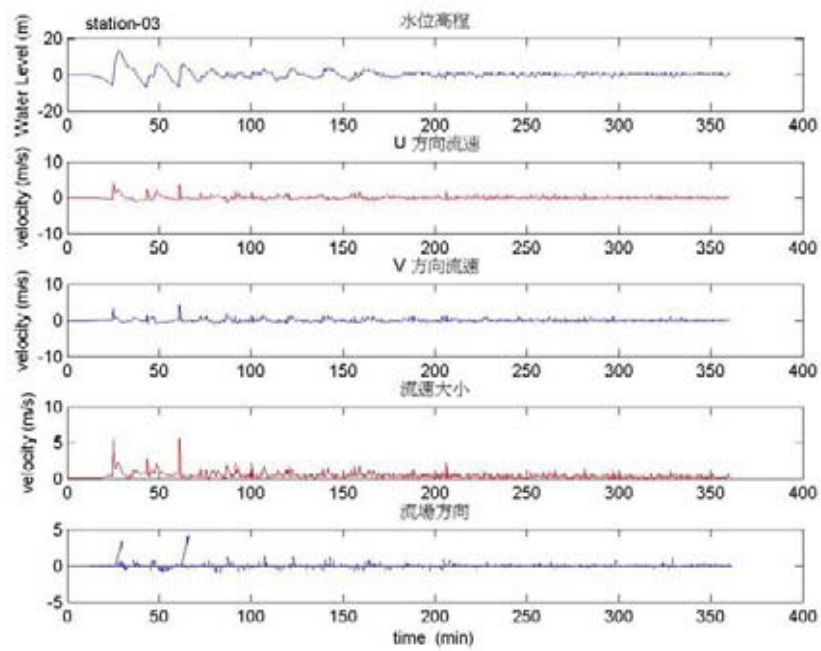


圖 6.15 測站 03 模擬計算結果

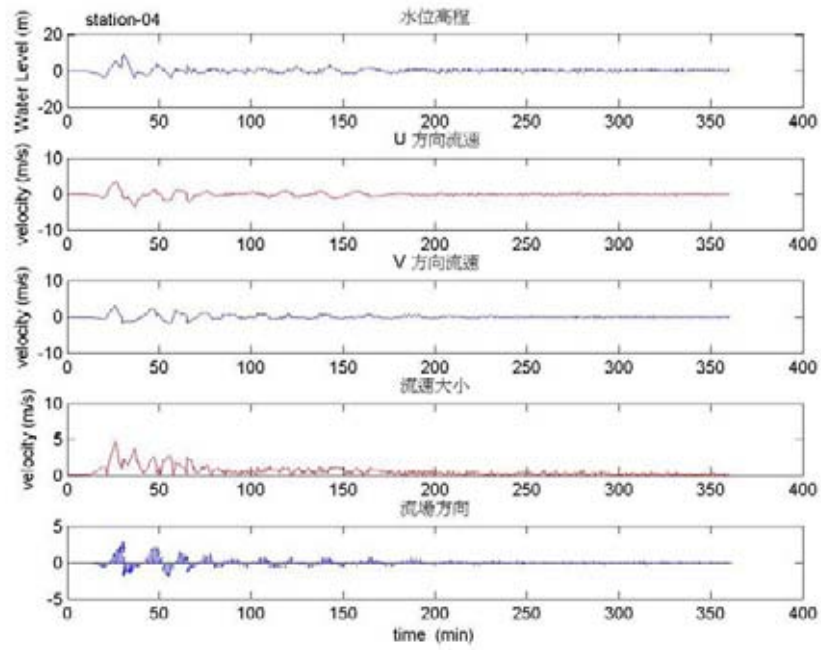


圖 6.16 測站 04 模擬計算結果

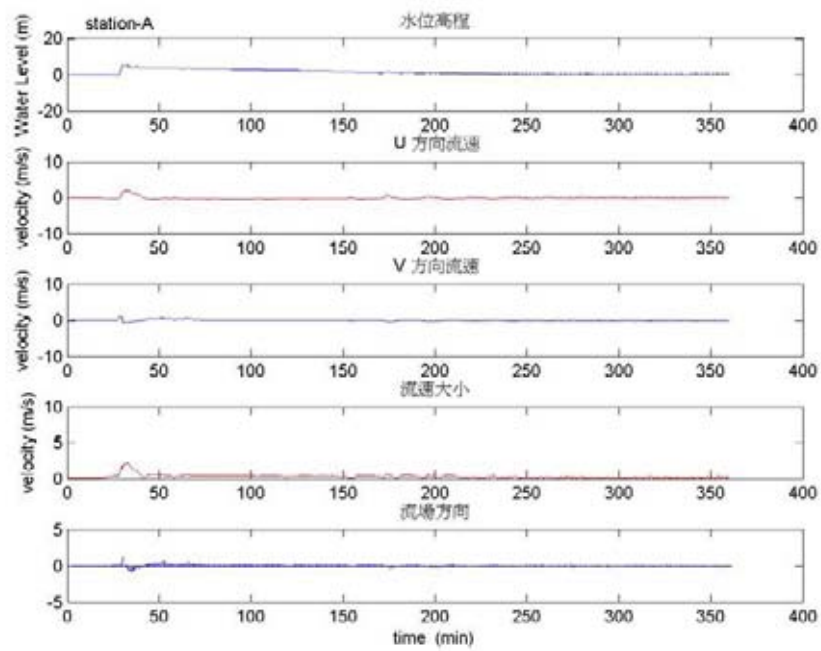


圖 6.17 測站 A 模擬計算結果

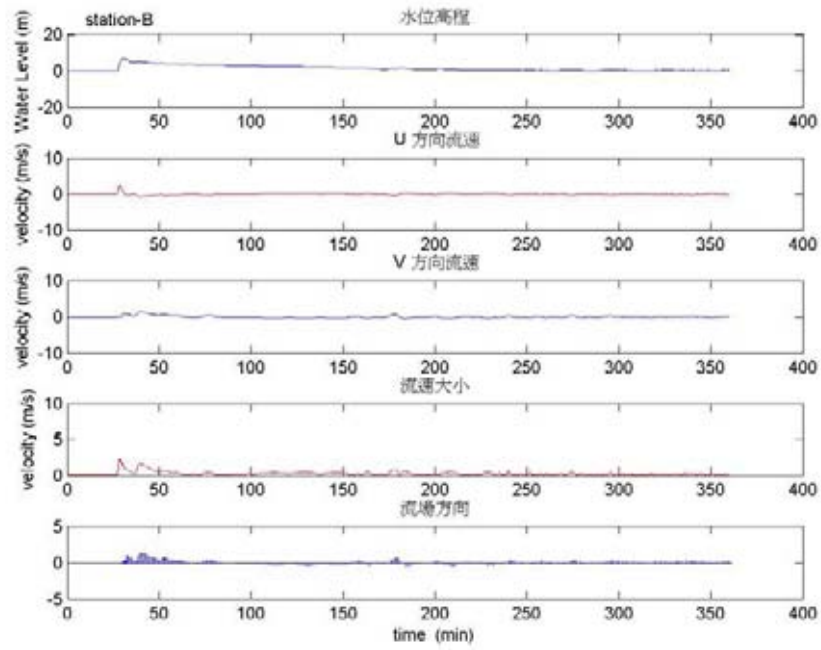


圖 6.18 測站 B 模擬計算結果

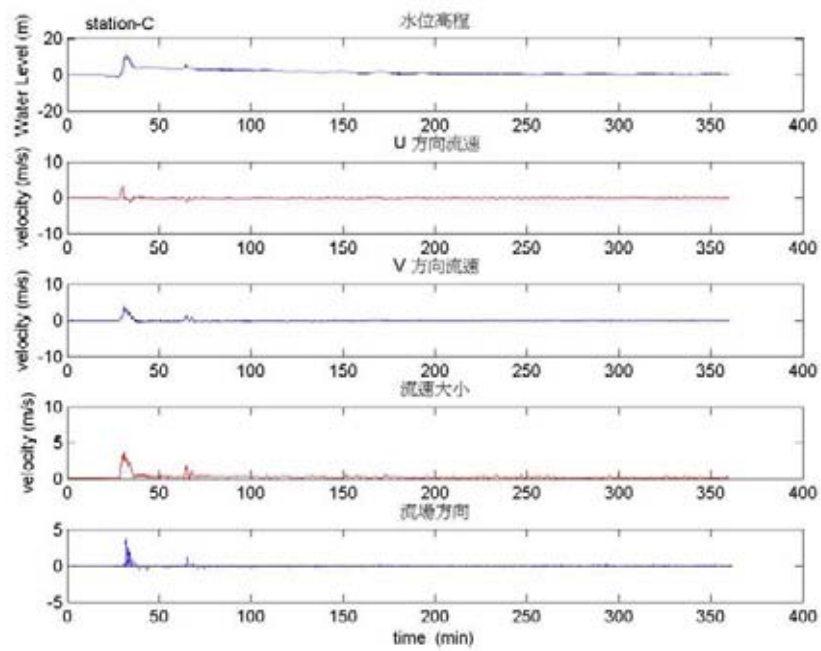


圖 6.19 測站 C 模擬計算結果

從圖6.13至圖6.19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。

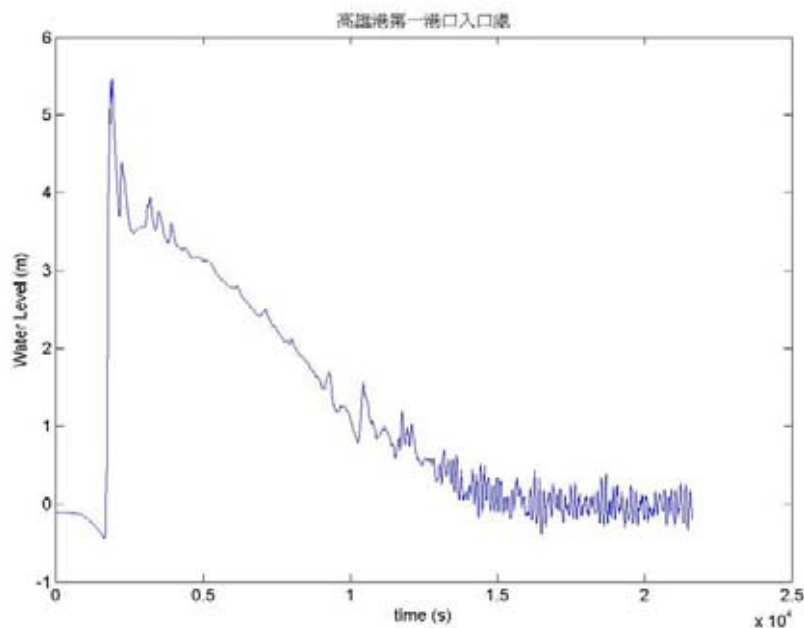


圖6.20 測站A水位高程(單位：秒)

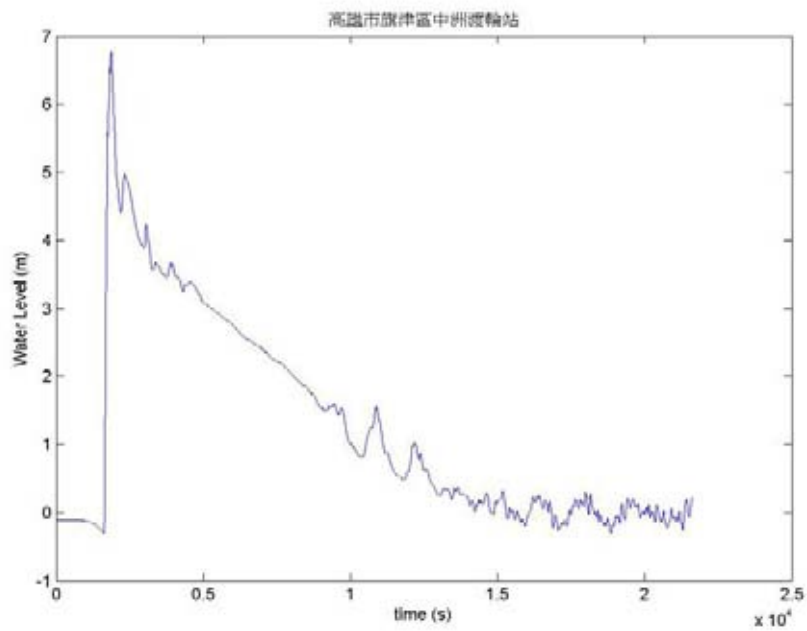


圖6.21 測站B水位高程(單位：秒)

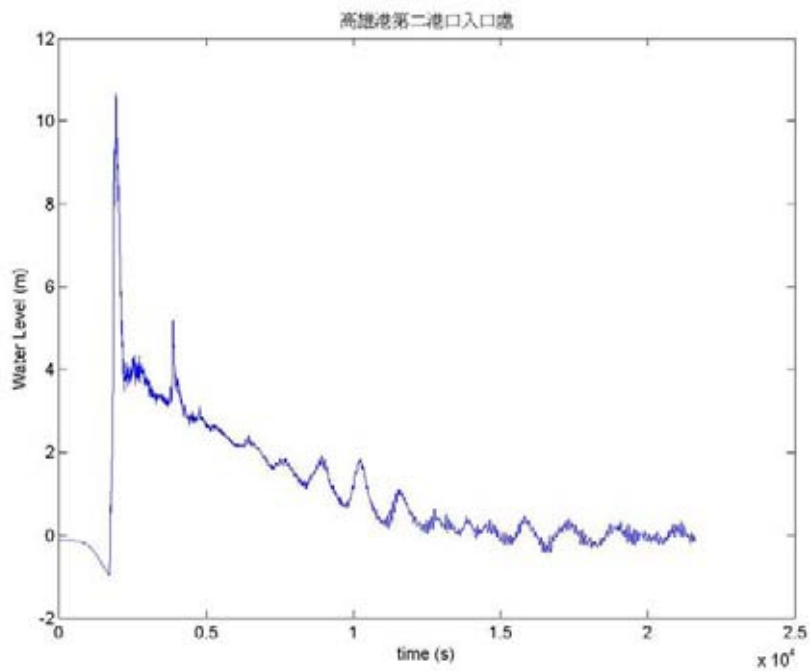


圖6.22 測站C水位高程(單位：秒)

從圖6.20至圖6.22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。

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6.23(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6.24至圖6.26所示)。

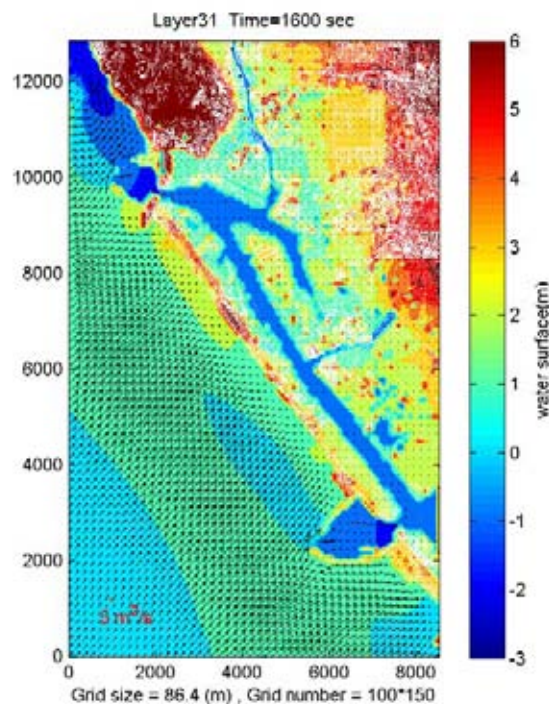


圖 6. 23(a) 海嘯發生後 600 秒(斷層位移量=8 米)

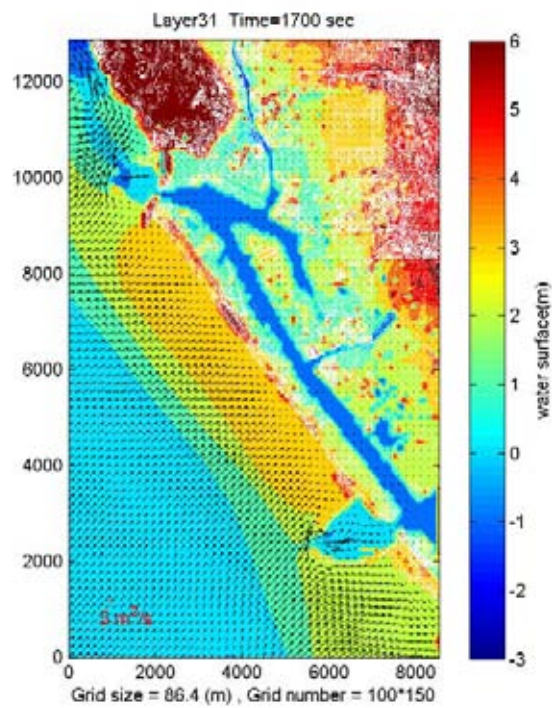


圖 6.23(b) 海嘯發生後 1700 秒(斷層位移量=8 米)

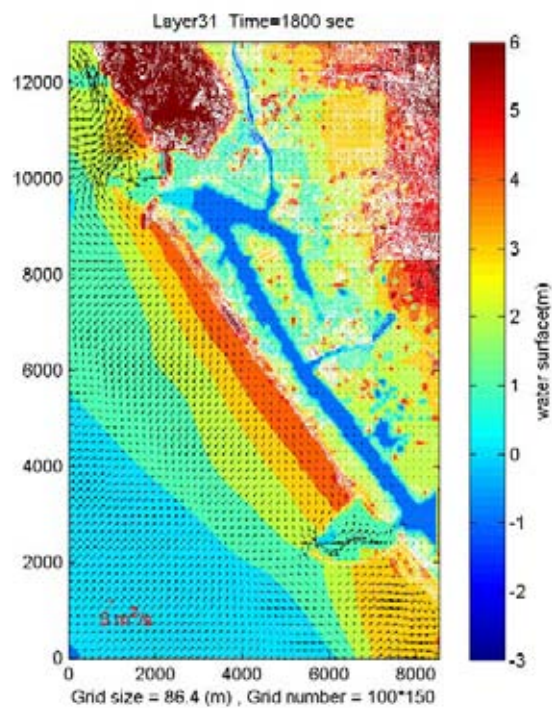


圖 6.23(c) 海嘯發生後 1800 秒(斷層位移量=8 米)

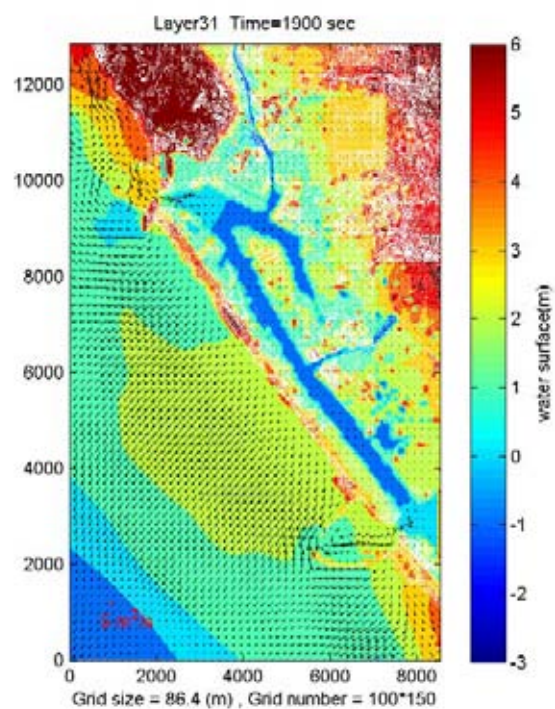


圖 6.23(d) 海嘯發生後 1900 秒(斷層位移量=8 米)

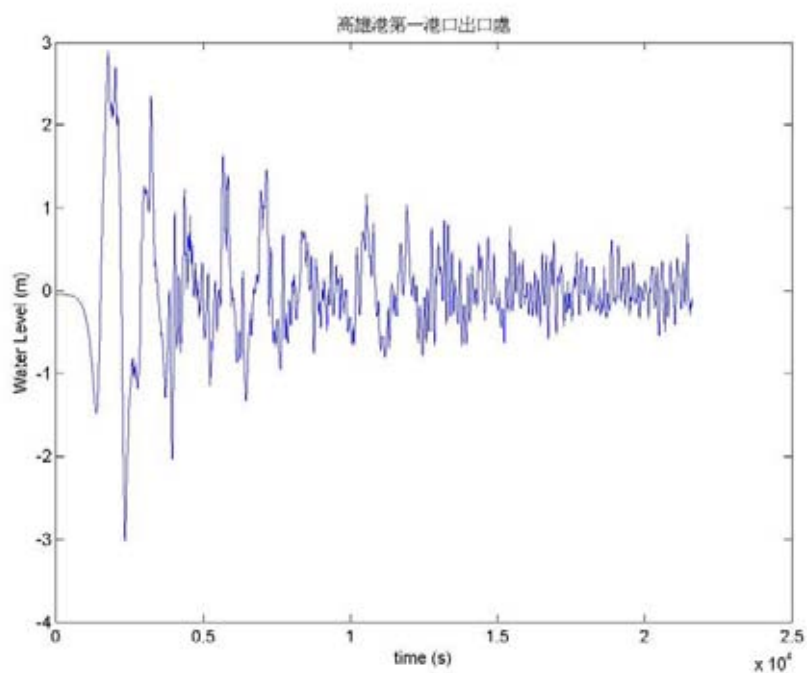


圖6.24 測站01水位高程(單位：秒，斷層位移量=8米)

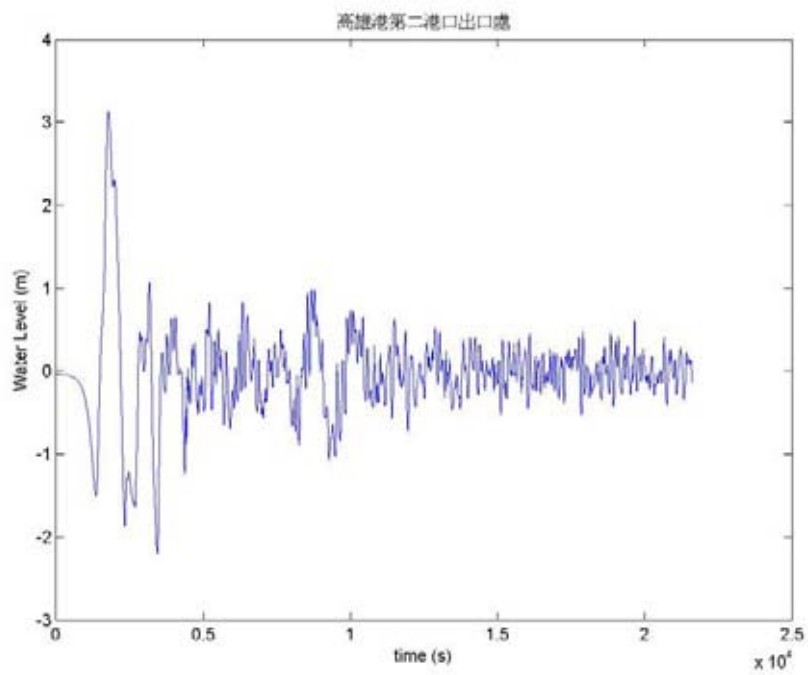


圖6.25 測站02水位高程(單位：秒，斷層位移量=8米)

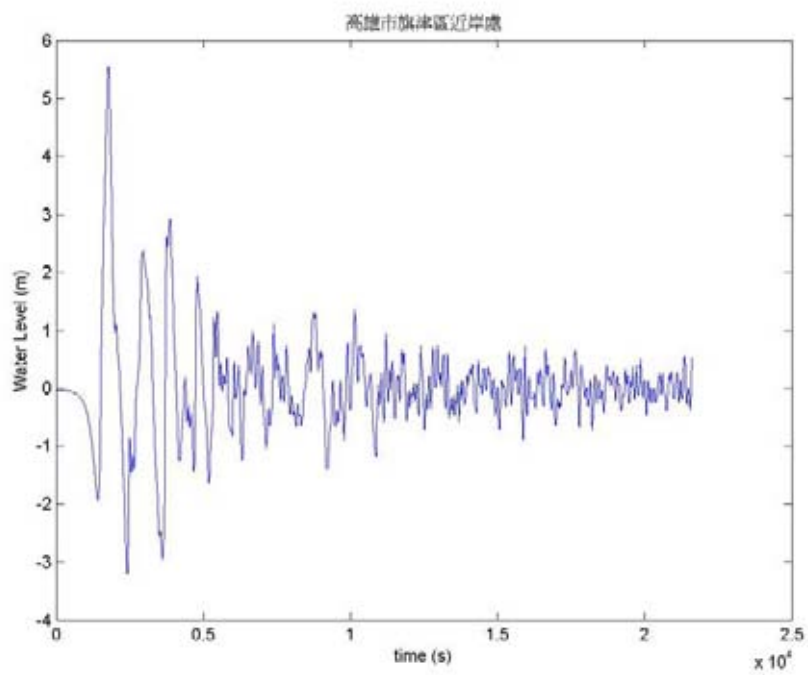


圖6.26 測站03水位高程(單位：秒，斷層位移量=8米)

6.2 陸域河川之影響

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6.27(a)~(i)為愛河河道暢通情形(左側)，圖6.28(a)~(i)為愛河河道封閉情形(右側)，如下並說明於後：

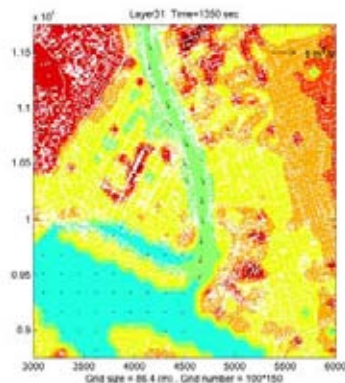


圖6.27(a) 時間=1350(秒)

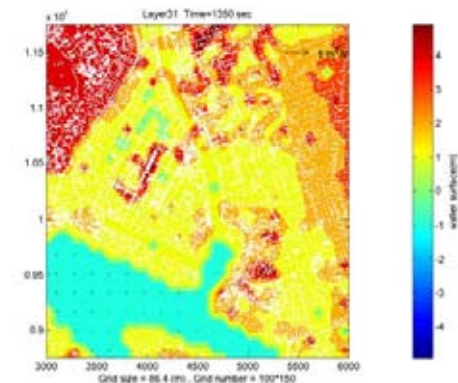


圖6.28(a) 時間=1350(秒)

說明：左圖中，可明顯看出愛河流動的情形，右圖則否。

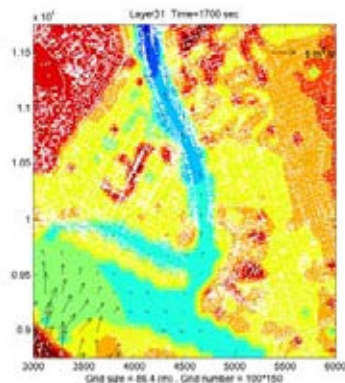


圖6.27(b) 時間=1700(秒)

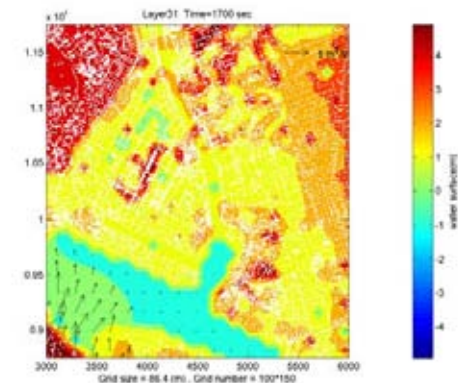


圖6.28(b) 時間=1700(秒)

說明：海嘯波從圖左下角處侵襲入愛河。

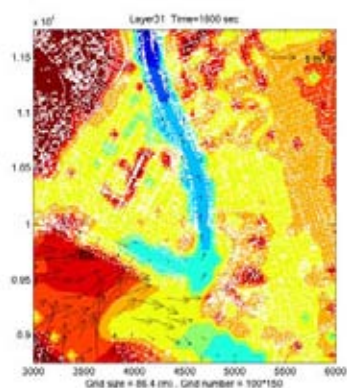


圖6.27(c) 時間=1800(秒)

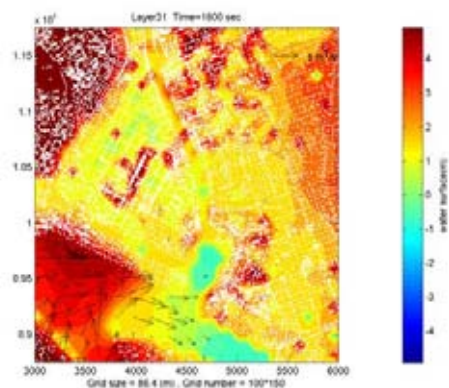


圖6.28(c) 時間=1800(秒)

說明：海嘯波開始溢淹至愛河河道口附近。

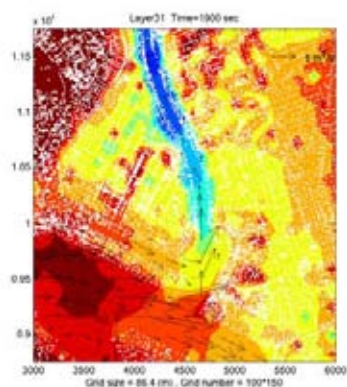


圖6.27(d) 時間=1900(秒)

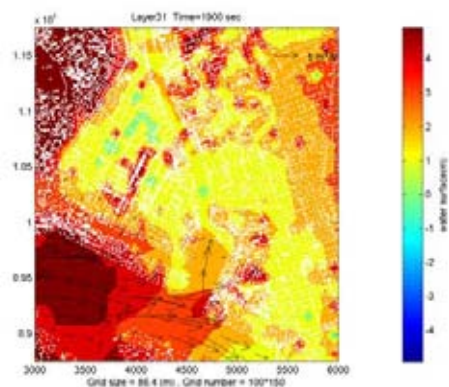


圖6.28(d) 時間=1900(秒)

說明：左圖中，海嘯波快速進入河道，右圖則否。

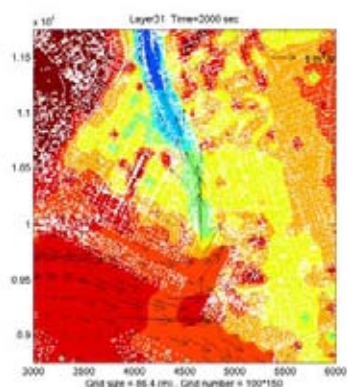


圖6.27(e) 時間=2000(秒)

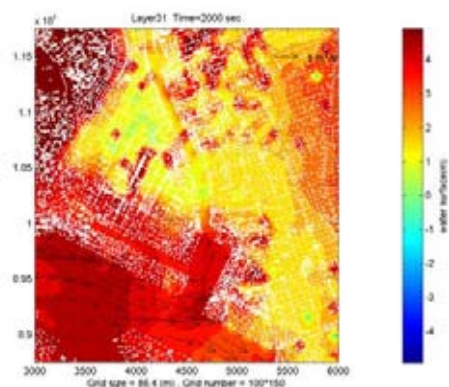


圖6.28(e) 時間=2000(秒)

說明：左圖中，愛河開始往上游方向累積水量。

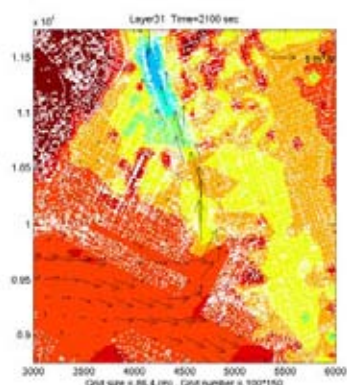


圖6.27(f) 時間=2100(秒)

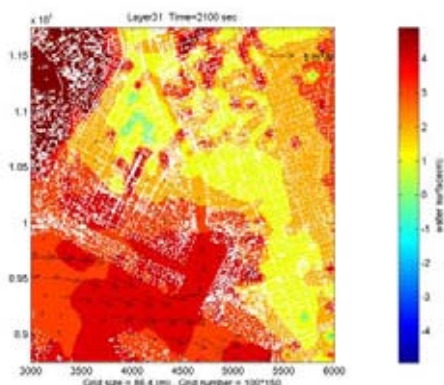


圖6.28(f) 時間=2100(秒)

說明：左圖中，愛河周邊區域開始有部分溢淹的情形。

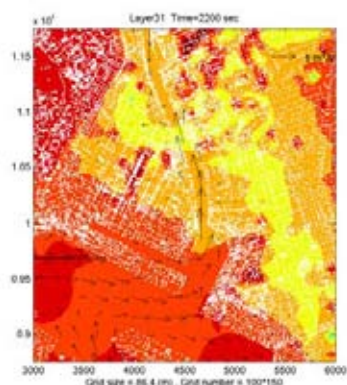


圖6.27(g) 時間=2200(秒)

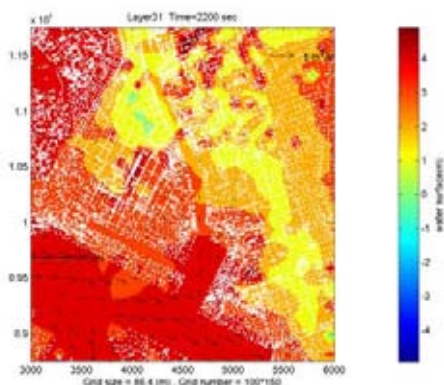


圖6.28(g) 時間=2200(秒)

說明：左圖中，愛河於河道上段，開始有向下回流的現象。

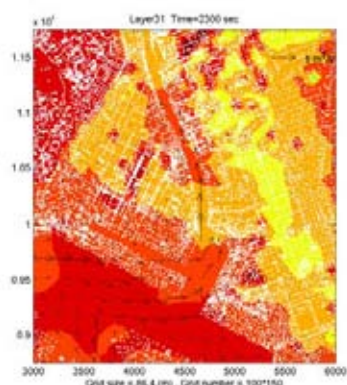


圖6.27(h) 時間=2300(秒)

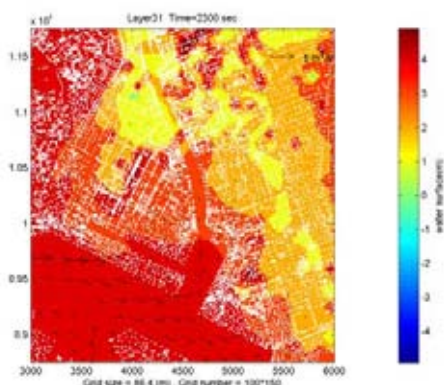


圖6.28(h) 時間=2300(秒)

說明：左圖中，於愛河的中段開始累積大量海水並往兩旁溢淹。

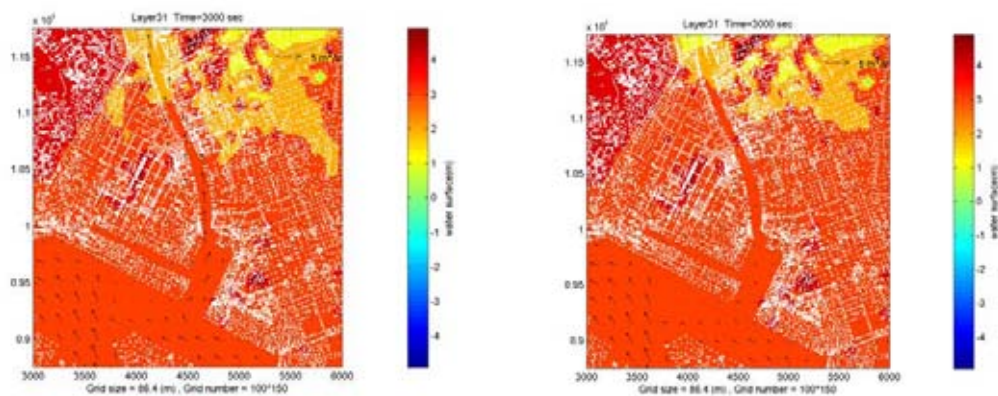


圖6.27(i) 時間=3000(秒)

圖6.28(i) 時間=3000(秒)

說明：左圖中河道已經蓄積大量海水，左右兩圖溢淹情況類似。

圖6.27~圖6.28(a)~(i) 愛河是否封閉對溢淹之影響

比起封閉的愛河河道，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。

第七章 結論與建議

本計劃為執行之第二年。首先蒐集台灣附近歷史上各海嘯事件、可能之斷層分佈位置作一彙整及了解。利用所得資訊精進海嘯數值模式，並據此了解在各可能發生地點發生海嘯時，對各港口所產生之影響。海嘯數值模式雖可明瞭海嘯對於台灣本島附近所造成之影響，但本計劃仍著重於國內各主要港口，例如：高雄港、基隆港、蘇澳港等等。

本年度除了繼續改進現有之海嘯/溢淹模式外，另外蒐集太平洋及台灣海峽有可能之海嘯發生區域，並且模擬其發生海嘯時，對於國內各重要商港所產生之影響。另外，根據恆春地震所得之實測水位及流速資料進行分析，以尋找及鑑別恆春海嘯所產生之邊緣波效應。

本年度具體完成事項有：

1. 建立本土化之臺灣近海之海嘯數值模式。
2. 模擬太平洋可能造成大海嘯的隱沒帶、斷層斷層運動，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)。並評估臺灣沿岸海嘯影響可能範圍及危險程度之潛勢分析。在國外發佈海嘯警報時，臺灣各港之最大可能入射波高資訊，可供港研中心及各港務局應變之依循。
3. 建立鑑別海嘯邊緣波的方法，可更為正確估計波高分佈、傳播時間與破壞方式。
4. 求得外海海嘯波高，可提供近岸海域或港區海嘯模擬時之邊界條件，未來將模擬海嘯在近岸周遭海域發生時的溢淹區域與流速分佈，

7.1 結論

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.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。

7.2 建議

1.不論是 COMCOT 或 PARI 模式的運算時間需時甚久，尤其在大區域計算或網格數高的情況下，為了方便快速求得海嘯的傳播結果，利用 Green function 的一維方程式做點對點間的水位近似估計，應是一個可行的辦法。

2.數值模擬由於受限於現地資料及網格大小，比較不容易進行細部分析，未來應採取間接法來計算近岸波高及可能受到之外力，作為工程設計之參考。

3.本年度已完成初步之數值模擬計算，未來考慮探討可能產生破壞模式、海嘯波之特性、具體之防範對策及 SOP 預警機制建立之研究。

4.由於每個港口位址及特性均有不同，所產生的溢淹效果也不盡相同，建議考慮在經費核可之情形下，針對其他港口做溢淹潛勢分析。

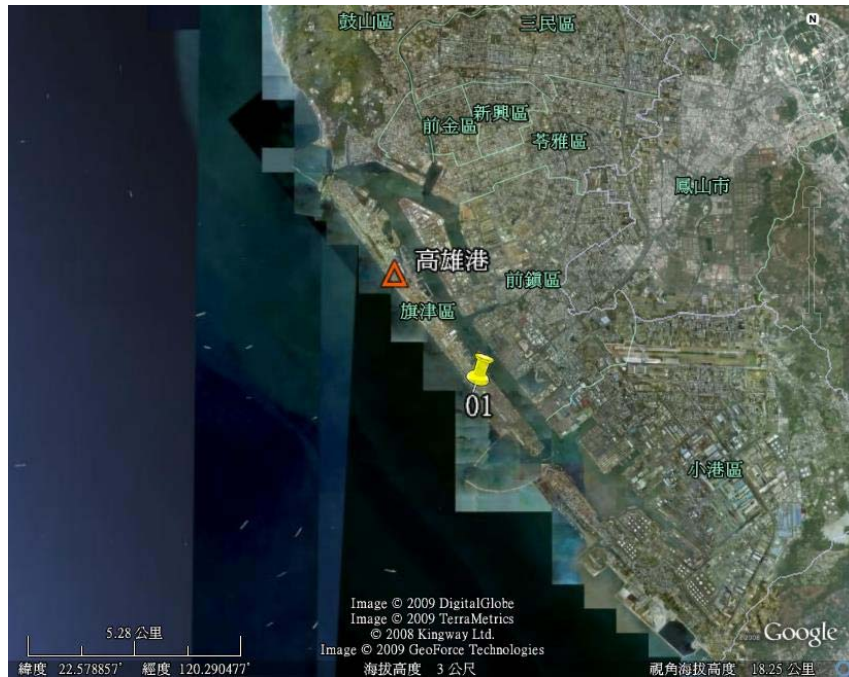
本研究旨在研究海嘯對於國內各港口之影響，由於早期國內各設計規範均無相關資料可供依循，故本研究完成之後，可提供給各港務局作為未來防災政策之評估依據。

參考文獻

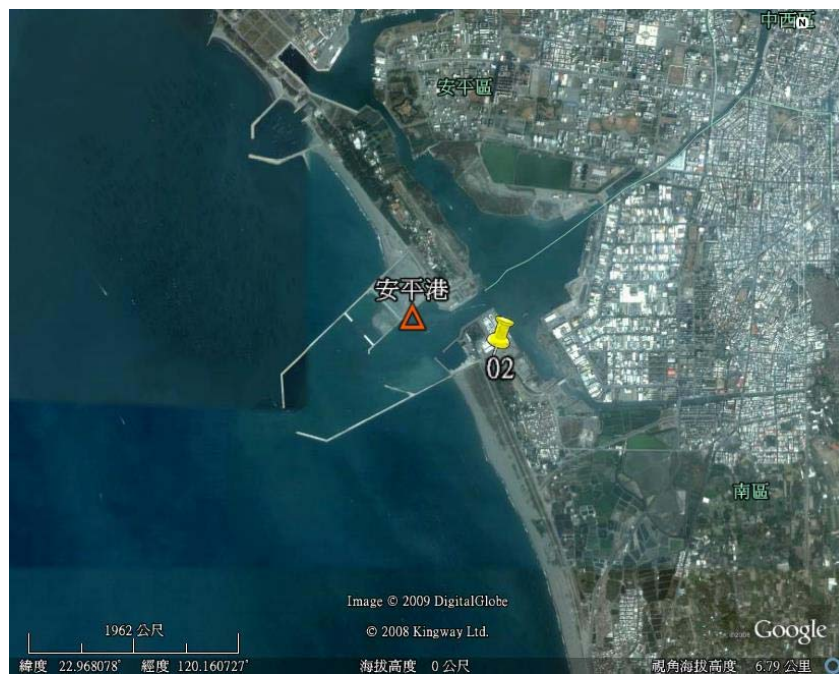
1. 陳于高(1993), "晚更新世以來南臺灣地區海水面變化與新構造運動研究", 國立臺灣大學地質學研究所博士論文。
2. 許明光、李起彤(1996) "台灣及其臨近地區之海嘯", 台灣海洋學刊, 第三十五期, 第 1 號, 第 1-16 頁。
3. 陳文山、黃能偉、顏一勤、楊志成、李偉彰、楊小青、陳勇全、宋時驊(2006), "恆春半島增積岩體的構造與地層特性：全新世恆春斷層的活動性", Western Pacific Earth Science。
4. 許仕杰(2007), "東臺灣海嘯模擬", 國立高雄海洋科技大學海洋環境工程研究所碩士論文。
5. 陳冠宇(2007), "淺談海嘯及其數值模擬", 港灣報導。
6. 陳陽益、陳冠宇等(2007), "臺灣沿岸海嘯影響範圍與淹水潛勢分析(1/4)", 交通部運輸研究所港灣技術研究中心, 研究報告, OTC-IOT-96-H3DB004。交通部運輸研究所合作研究計畫期末報告。
7. 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。
8. 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 53~58。
9. 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。
10. 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。
11. 中央氣象局網站 <http://www.cwb.gov.tw/>。
12. Bonilla, M.G.(1975), "A review of recently active faults in Taiwan: U.S. Geological Survey Open-file Report", pp.75, 58。
13. Bartolome C. Bautista, Maria Leonila P. Bautista, Kazuo Oike, Francis T. Wu and Raymundo S. Punongbayan.(2001), "A new insight on the geometry of subducting slabs in northern Luzon, Philippines", Tectonophysics, 399, pp279-310。
14. Cho, Y.-S.(1995), "Numerical Simulations of Tsunami Propagation and Run-up", PhD Thesis, Cornell University.
15. 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), 1035-1043.
16. Chen, Guan-Yu, (2007),” Measuring Edge Wave in an Irregular Coast by a Single Instrument” , submitted.
 17. Fujima, K., Dede Yuliadi, Chiaki Goto, Kenjiro Hayashi and Toshiyuki Shigemura, (1995),” Characteristics of Long Waves Trapped by Conical Island,” Coastal Engineering in Japan, 38(2), 111 – 132.
 18. Fujima, K., R. Dozono, T. Shigemura, (2000), “Generation and propagation of tsunami accompanying edge waves on a uniform sloping shelf” , Coastal Engrg. J., 42, 211 – 236.
 19. FEMA(2008),” Guidelines for Design of Structures for Vertical Evacuation from Tsunamis” .
 20. 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), 409-426.
 21. 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), 15-18.
 22. Havard CMT <http://www.globalcmt.org/>.
 23. Liu, C.-S., I. L. Huang and L. S. Teng(1997), “Structural features off Southwestern Taiwan” , Mar. Geol., 137, 305-319.
 24. Liu, P.L.-F., Woo, S.-B., and Cho, Y.-S.(1998), Computer programs for tsunami propagation and inundation., Cornell University
 25. Munk, W., F. Snodgrass and G. Carrier, (1956),” Edge Waves on the Continental Shelf” , Science, 123(3187), 127-132.
 26. 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, 529-554.
 27. Oltman-Shay J. and R.T. Guza, (1987),” Infragravity edge wave observations on two California beaches” , J. Phys. Oceanogr., 17(5), 644-663.
 28. X. Wang and Liu, P. L.-F., (2007),” Cornell Multigrid Coupled Tsunami model (COMCOT) User Manual” , Cornell University.
 29. Yeh, H., Liu, P. L.-F., Briggs, M., and Synolakis, C. (1994), “Propagation and Amplification of Tsunamis at Coastal Boundaries” , Nature, 372, 353-355.

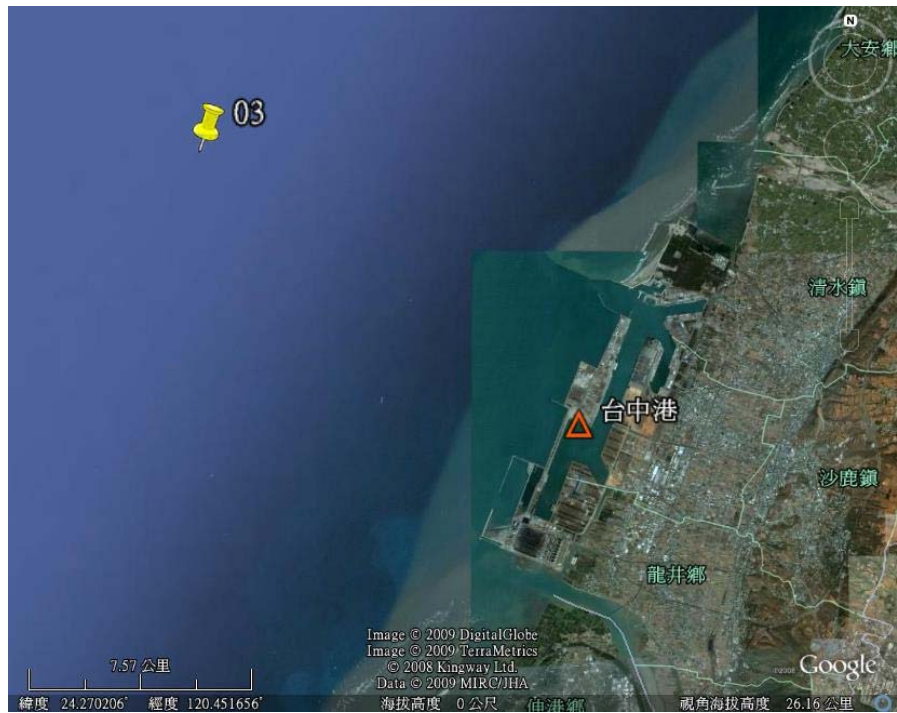
附錄一 各港口之位置圖



附圖 1 高雄港位置圖(01)



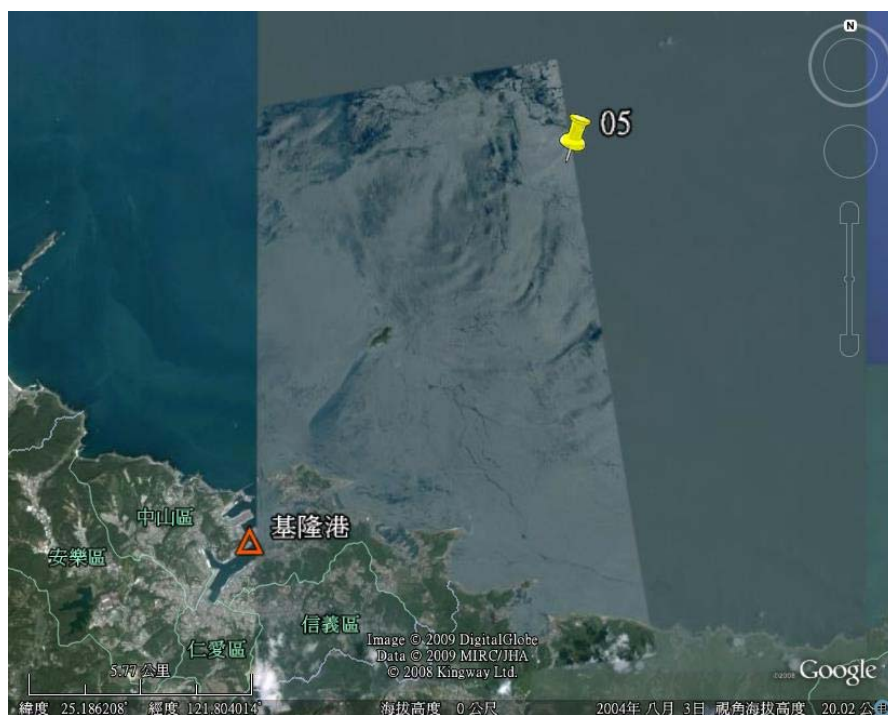
附圖 2 安平港位置圖(02)



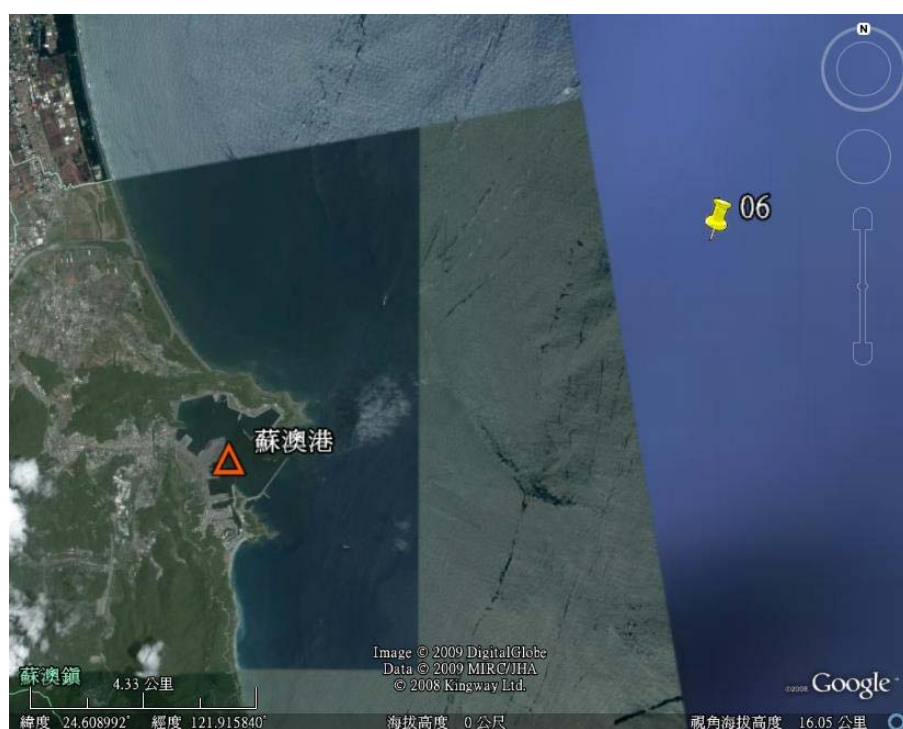
附圖 3 台中港位置圖(03)



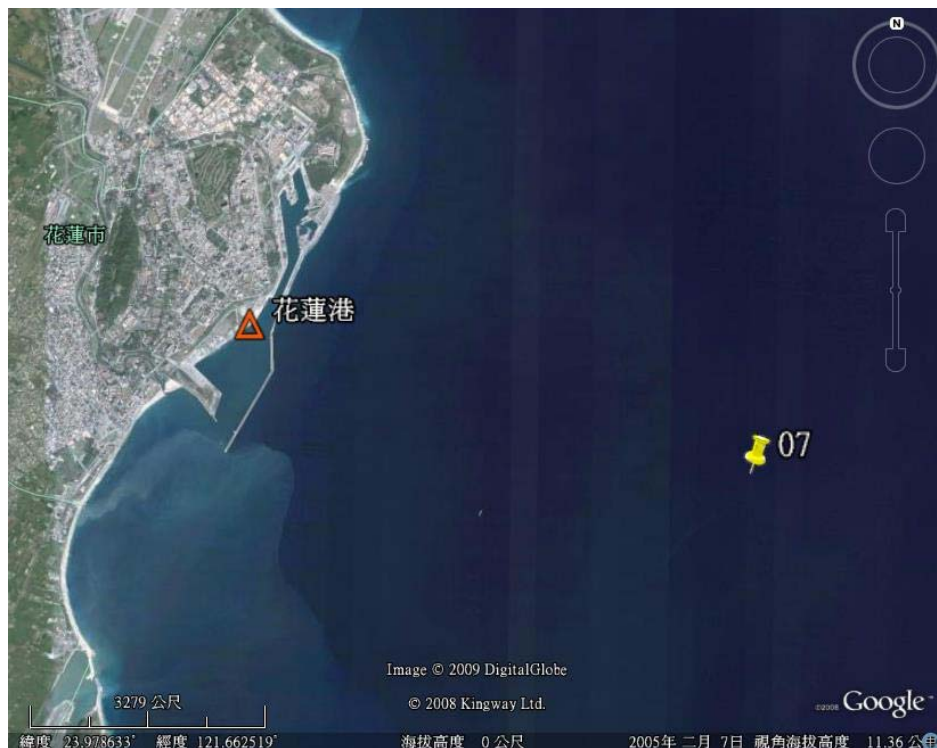
附圖 4 台北港位置圖(04)



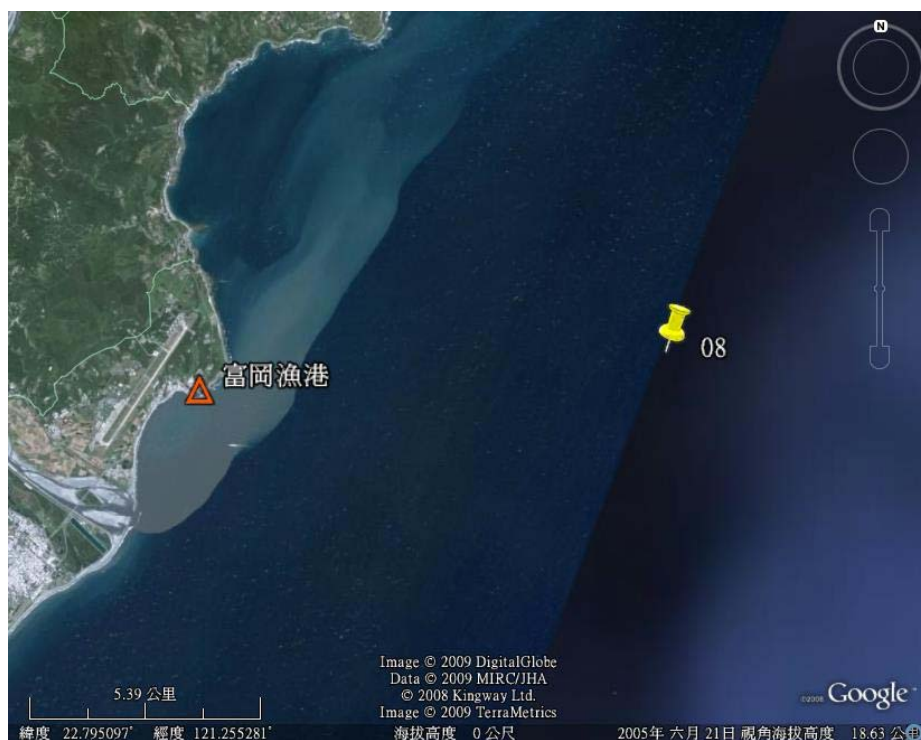
附圖 5 基隆港位置圖(05)



附圖 6 蘇澳港位置圖(06)



附圖 7 花蓮港位置圖(07)



附圖 8 富岡漁港位置圖(08)

附錄二 期中報告審查意見處理情形表

交通部運輸研究所合作研究計畫

■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(2/4)

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、梁乃匡委員 1. 中山大學對本合作研究作深入探討，包括國內外文獻的蒐集、引進國外的海嘯數值模式，並對可能對臺灣不利的海嘯作模擬，對國內在海嘯防災能力的提昇有幫助。	感謝委員肯定。	同意
二、韓文育委員 1. 首先肯定研究團隊之初步成果。 2. 本計畫名稱「臺灣沿岸海嘯影響範圍與淹水潛勢分析」，題目範圍含括臺灣沿海，研究區塊極大。本研究目前以高雄港為分析案例，局限於南臺灣，建議日後2年擴充研究區塊，包括臺灣沿海以符計畫目的。(如計畫合約有明訂研究範圍為各國際商港，建議宜於緒論中述明。)	感謝委員肯定。 感謝委員指正。由於國內各重要國際商港為交通部所隸屬，故本案以國內國際商港為主，已於緒論中述明，詳見 p2。	同意 同意

三、吳啟東委員 1. 對港研中心辦理「臺灣沿岸海嘯影響範圍與淹水潛勢分析」表示感謝，並對國立中山大學對本研究用心與努力給予肯定。 2. 建議研究如能有下列結果，會對港口的規劃、設計、維護更有助益。(如超過本研究契約範圍、建議港研中心於往後的研究繼續辦理。 (1)何處產生、何種地震會對特定區域海岸、港口產生何種影響。 (2)蒐集臺灣四周海域產生海嘯影響臺灣沿海及港口的地震發生機率。 (3)蒐集、整理海嘯影響各海岸、港口的歷史資料。	感謝委員肯定。 感謝委員指正。 (1)依模擬結果顯示，若近岸海嘯發生於東北部地區，則基隆、蘇澳港會遭受較大的影響；若於西南部發生，則高雄及安平港則是受較大之影響。 (2)由於台灣產生災難性海嘯紀錄甚少且可信度尚待確認，若憑此計算機率則恐有失意義 (3)目前海嘯紀錄中，基隆、安平、高雄市較為可信之資料，惟各史料紀錄災害情形出入甚大，故僅能作為參考之用。	同意 同意
四、蘇青和委員 1. 本年度模式發展方面，除精進上年度建立之 PARI 模式，再引進 COMCOT 模式，成果頗為豐碩，建議製表比較說明兩個模式之理論方法、數值方法、	感謝委員指正。已列表說明兩者之間差異，詳見 4.2.3 節說明。	同意

邊界輸入條件及應用範圍等方面之差異或優劣。 2. 第三章針對臺灣近海可能之震源取 3 個地點進行幾個重要港口之海嘯影響範圍與淹水潛勢分析，因模擬地震規模以取南亞大海嘯為主，部份港區波高達 2.2 米，此水位抬昇甚大，為擔心被錯誤引用，建議增加說明可能發生之機率，或取用大小不同等級地震規模比較說明海嘯之影響。另建議增選離臺較遠之可能震源進行海嘯影響範圍分析。 3. 報告撰寫內容請依本所規定，建議期末報告增加納入中英摘要。期中報告 1.1 節及 1.2 節之內容相同，請更正。	感謝委員指正。本次報告另加入日本琉球、日本關東及北海道等遠域海嘯作為測試案例。 感謝委員指正。遵照辦理。	同意 追蹤考核。
五、簡仲瑾科長 1. 本報告書相較前一年，其報告撰寫有顯著改進，研究成果也更加完整、豐富。值得肯定。 2. 報告中部分文字誤植，如 pp. 25 “(4-3-6(a)~(f))” 及 pp. 41 “圖 3.1 移動邊界…” 等。請再檢視報告內容做修正。	1. 感謝委員肯定。 2. 感謝委員指正。遵照辦理。	同意 追蹤考核。

3. 日本之 PARI 模式與美國 COMCOT 模式之差異如何？僅是巢狀網格的差異嗎？兩者在應用上有任何限制？請補充說明。	3. 感謝委員指正。COMCOT 模式除巢狀網格外，另外尚有遠域傳遞以球面座標系方式描述等細部差異，詳見 4.2.3 節之說明。	同意
4. 有關海底斷層引致之海嘯應非僅侷限於臺灣附近海域，較遠海域（如日本）之海底斷層所造成之海嘯也可能影響臺灣，故應納入考量。	4. 感謝委員指正。本次報告已列入日本琉球、關東及北海道等遠域海嘯作為模擬案例。	追蹤考核。
5. 未來除探討國內其他港口受海嘯侵襲之影響外，也可朝建立海嘯模擬資料庫進行，以嘗試建立海嘯警報為目標。	5. 感謝委員建議。未來將持續朝此一目標進行。	追蹤考核。

附錄三 期末報告審查意見處理情形表

交通部運輸研究所合作研究計畫

☐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(2/4)

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、梁乃匡委員 中山大學已按預定工作項目完成，評估在臺灣附近可能發生海嘯地點，產生各港口海嘯波高的大小，以便港務局未來規劃因應措施。但波高的大小乃在港外某一地點，而真正對港內的影響尚須另外加以探討，須在文中說明。因為海嘯波高在外海雖然不大，但到岸邊的波高會變得很大。	感謝委員建議。本計劃之檢驗點雖在港外，但其水位變化對港內仍具一定參考價值；對近岸波高及港內影響，必須用間接法或是更精細之模擬方能具體描述，未來將朝海嘯對港內之影響作細部探討。	同意
二、韓文育委員 1、本研究對臺灣附近歷史上各海嘯事件蒐集相關資料，進行精進 PARI 模式驗證，尋求適用於臺灣近海之海嘯模式，應予肯定。 2、本研究為 4 年計畫，本年為第二年。其中對溢淹地區僅以高雄市為例，建議後續二年之研究能將臺灣地區幾個重要商港(都市)涵括在內，以符合本研究題目「臺灣沿岸海嘯影響範圍與淹水潛勢分析」。	1. 感謝委員肯定。 2. 感謝委員肯定及建議。未來將朝此一建議進行。	同意 同意

三、吳啟東委員 1、對目前國內港口的規劃設計(尤其是中西部港口)並沒有把海嘯影響因素納入考量，希望本研究或後續研究能釐清是否需要加入這方面影響之防範，內容為何？ 2、本研究針對何處產生地震引發海嘯對本島何區產生何種影響完成初步數值推算，值得肯定。建議後續的研究能繼續對其發生的機率、可能產生的破壞、海嘯波浪的特性、防範對策、預警機制的建立，深入探討。 3、在尚未完成全部之研究，全盤考量前年度分項的各案報告，在研寫上用詞上宜謹慎。如本報告係在某種假設條件下之初布結果，已得到具體的定性結論及尚得改良修正之定量數據。	1. 感謝委員建議。本計畫重點在於如何減少海嘯來臨時之災害損失以及節省港埠船隻之成本。如以規範角度視之，目前我國任何規範均無考量海嘯影響因素，但海嘯影響屬於特殊及罕見風險，必須利用數值模擬改變不同參數，方能得到較為仔細之結果，離實際應用尚有一段距離。 2. 感謝委員建議。將於後續研究中持續針對不同參數或是不同方式進行海嘯波浪之特性探討以及其他項目做深入探討。未來將朝此一方向進行研究。 3. 感謝委員建議。目前本研究所引用之參數均是可能產生之極值，在定性上可做具體之描述；在定量上必須持續更改其他參數設定，方能做更具體之描述；在期末報告 3.9 節中均有說明。	同意 同意 同意
四、蘇青和委員 1、第三章針對臺灣近海或遠域可能之震源，選取 7 個地點進行幾個重要港口之海嘯影響範圍與淹水潛勢分析(報告 3.1 節僅列 6 個，請更正)，成果甚完		

整。以下幾點建議: (1)以圖示說明表 3.7 中各港模擬之地理位置，表中也建議增加地震之規模或級數，波前到達時間等。	(1)感謝委員建議。已增列於表 3.9 中。	同意
(2)請增加列表彙整每一個主要商港口，針對 7 個地震案例之重要模擬成果，如地震之規模或級數、最大波高(流速)、波前到達時間、最大波(流速)發生時間等。	(2)感謝委員建議。已增列於表 3.8 中。	同意
(3)因模擬地震規模以取南亞大海嘯規模，部份港區水位抬昇甚大，為擔心被錯誤引用，建議未來增加取用大中小三個不同等級地震規模比較說明海嘯之不同程度影響。	(3)感謝委員建議。本計劃目前採取極值地震規模作為模擬之用；未來將朝此一方向進行研究。	同意
2.報告中”海嘯波”應代表因海嘯產生之行進波，”邊緣波”應代表海嘯產生之邊緣波，兩者應皆為海嘯波之成份，建議前者改稱”行進波”。p.141 表 5.4 建議增加”行進波到達時間”，以比較”邊緣波到達時間”兩者之差異。	2.. 感謝委員建議。已於第五章中改稱，並增列”平面波到達時間”於表 5-4。	同意
3.本年度模式發展方面，除精進上年度建立之 PARI 模式，再引進 COMCOT 新模式，成果頗為豐碩，建議未來能以更多實例	3. 感謝委員建議。未來將朝此一方向進行研究。	同意

評估比較兩個模式差異或優劣。		
五、簡仲璟科長 1. 有關地震斷層模式參數如何設定？其依據如何？又不同的斷層參數對模擬結果的差異如何？例如主要影響參數是否為斷層長度與寬度？請補充說明。 2. 不同震源引發的臺灣海嘯威脅，如表 3.7。表中顯示最大波高與最大流速之發生時刻及地點並不一致，其原因請補充說明。此外以新幾內亞震源為例，離震源較遠之蘇澳港所受威脅程度為何較花蓮港為大，也請補充說明。海嘯模式是否也能計算最大波高之對應週期。 3. 報告中應強調地震斷層之設定是採可能最大規模進行模式計算，配合發生機率之說明，以避免港務工作人員之誤解與恐慌。 4. 第五章有關 EMD 法之迭代次數是多少？又為何僅取最後 3 個模態？請補充說明。	1. 感謝委員建議。目前因為海底斷層參數取得或是實測資料皆相當缺乏，故一般是以哈佛 CMT 尋找合適之斷層參數。詳見期末報告 3.1 節及 3.9 節敘述。 2. 感謝委員建議。由於波高受限於沿岸地形及波行進型態，故一般最大波高與最大流速並不一定同時出現某地或於同一時刻到達；詳見 3.9 節。 3. 感謝委員建議。已於 3.9 節中說明。 4. 感謝委員建議。EMD 主要工作為取出原有訊號中之主要模態，愈晚分離出之模態表示對應週期愈長，最後一個模態代表原訊號之趨勢，故迭代次數是至最後一組模態出現為止，並無一定；此外海嘯屬	同意 同意 同意 同意

5. 第六章結論部分請增加後續研究工作重點之建議，如其他港口之溢淹潛勢分析。海嘯所產生之邊緣波分析結果，也請補充。	於長週期波，故依照 EMD 及長週期之特性，取後三個模態作為分析之用，詳見第五章內說明。 5. 感謝委員建議。已列於第六章結論中，未來將朝此一方向進行。	同意
--	--	-----------

附錄四 期末審查簡報

台灣沿岸海嘯影響範圍與淹水 潛勢分析(2/4)

期末報告

中山大學 陳陽益 陳冠宇

緒 論

- 台灣位於板塊交界處，海域斷層有引發海嘯之疑慮。
- 台灣近域(福州)及遠域(日本、南太平洋)均有發生海嘯之案例。應思考台灣受影響之程度。
- 台灣西南海域地形特殊，有產生邊緣波，應考量波高二次放大及側向威脅。
- 台灣國際港口多緊臨人口密集區，應有海嘯預警之觀念，有利於日後防災政策評估及規劃。

本期工作目標

- (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。

2-1 台灣歷史之海嘯

可能發生過或侵襲過台灣之海嘯紀錄 (摘自許明光、李起彪(1998))

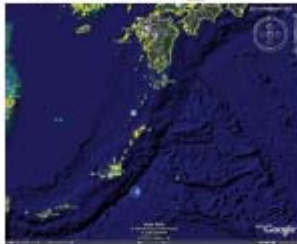
時 間	海嘯發生之地區	造成災情與估計高度、海嘯規模(M) 高度(公尺)
1604年12月29日	台灣海地北部	(包源順等, 1991)
1661年1月8日	安平	M ₁ = 1, 高度 = 4 (包源順等, 1991) M ₁ = 0, 高度 = 4 (游明堂, 1994)
1721年1月5日	台南	M ₁ = -1, 高度 = 4 (游明堂, 1994)
1721年9月	台南	(包源順等, 1991)
1754年4月	淡水	M ₁ = 1, 高度 = 3 (包源順等, 1991)
1781年4-5月	高雄地區	M ₁ = 1, 高度 = 3 (包源順等, 1991) M ₁ > 2, 高度 = 4 (游明堂, 1994)
1792年6月9日	彰化地區	(包源順等, 1991) M ₁ > 2, 高度 = 4 (游明堂, 1994)
1866年6月11日	高雄地區	M ₁ = 0, 高度 = 4 (游明堂, 1994)
1867年6月11日	基隆地區	M ₁ = 2, 高度 = 4 (包源順等, 1991) M ₁ = 2, 高度 = 4 (游明堂, 1994) M ₁ = 2, 高度 = 4 (游明堂, 1994)
1917年5月6日	台灣東部	M ₁ = -1, 高度 = 4 (包源順等, 1991) (游明堂, 1991)
1918年5月1日	基隆	(楊春生等, 1983)
1921年9月	台南	(馬宗霍等, 1994)
1951年10月22日	東北角海濱	M ₁ = -1, 高度 = 4 (游明堂, 1991) (楊春生等, 1983)
1962年2月13日	台灣東部	M ₁ = -1, 高度 = 4 (游明堂, 1994)
1966年3月13日	台灣東部	M ₁ = -1, 高度 = 4 (包源順等, 1991) M ₁ = 0, 高度 = 4 (游明堂, 1994)
1972年1月25日	台灣東部	M ₁ = 0, 高度 = 4 (游明堂, 1994)
1978年3月12日	蘭嶼	M ₁ = 0, 高度 = 4 (游明堂, 1994) (李德貴, 1981)
1986年11月15日	台灣東部	高度2公尺, 水深0.3公尺, 流速0.45公尺 (游明堂等, 1994)
1996年2月17日	台灣 (海嘯海區在研究)	高度0.55公尺, 水深0.3公尺, 流速0.36公尺 (國家海洋科學中心資料組)

由歷史事件觀察：
近岸海嘯仍以台灣
東北部及西南部、
中國泉州附近為可
能之波源區

遠域海嘯的波源區：印度洋、南太平洋、日本



南太平洋-新幾內亞



日本-琉球群島



日本-北海道



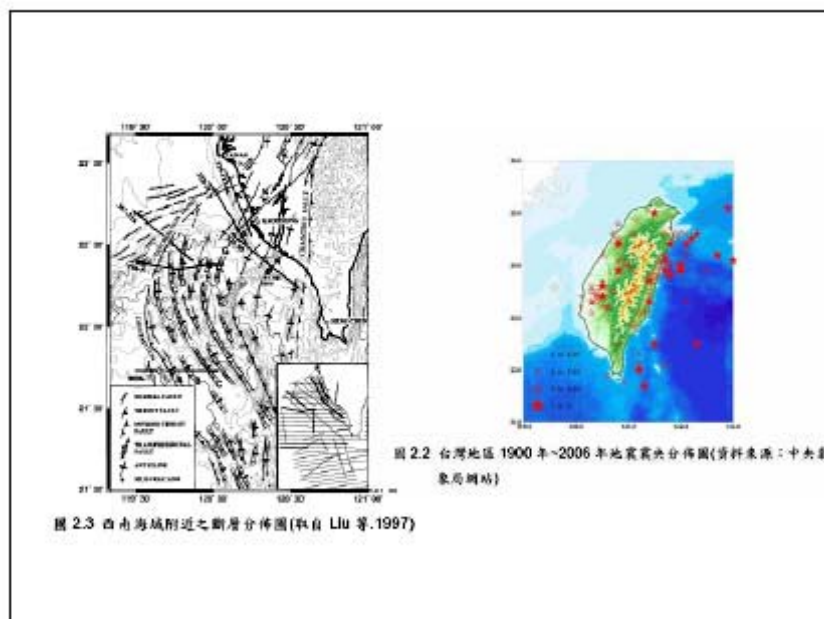
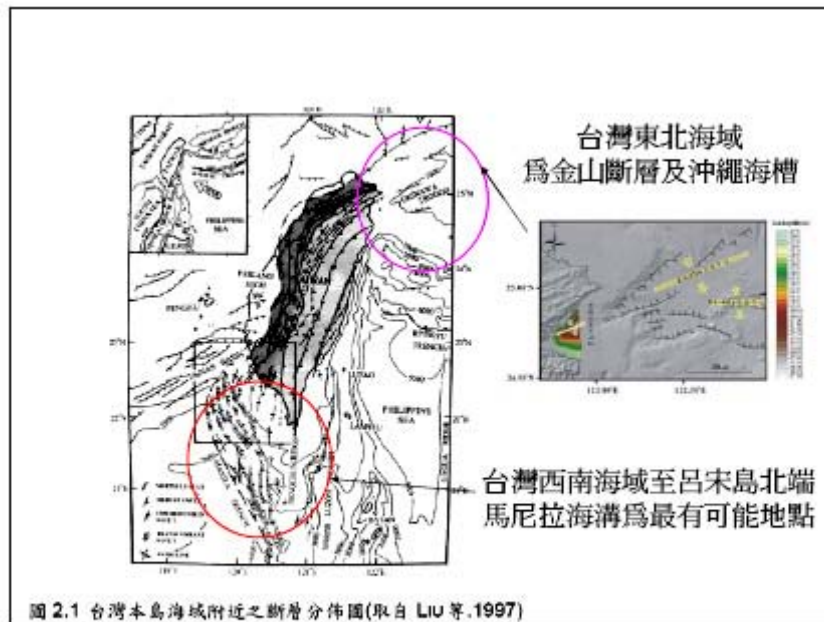
日本-關東

2-2 台灣附近海嘯潛勢區域

中央氣象區全台地區海嘯威脅分級表

區域	縣市	說明
I	台北縣、基隆市	歷史資料顯示有海嘯受害者。
II	台中縣、彰化縣、雲林縣、嘉義縣、台南縣市、高雄縣、高雄市（含東沙、南沙）、屏東縣、台東縣、花蓮縣、宜蘭縣、澎湖縣	歷史資料顯示可能有海嘯紀錄或疑似海嘯紀錄，但無海嘯受害者。
III	桃園縣、新竹縣、新竹市、苗栗縣、金門縣、連江縣	歷史資料顯示並無海嘯紀錄，但可能受影響者。

附註：台北市、台中市、嘉義市、南投縣未臨海，無海嘯威脅。



台灣近海海嘯數值模式之精進

(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	330.9 km
Width of fault	150.0 km
Strike angle (ϕ)	292.9°
Slip angle (λ)	91.0°
Dip angle (δ)	20.0°
Displacement (d)	11.0 m
Focal depth (z)	58.3 km
Origin of Computation	108.00°E 18.00°N
Location of epicenter	125.61°E 18.61°N

表 3.1 呂宋島西北方地震斷層模式參數之設定

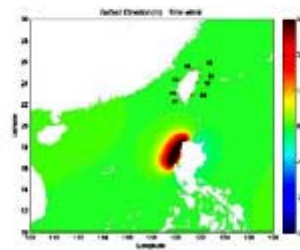
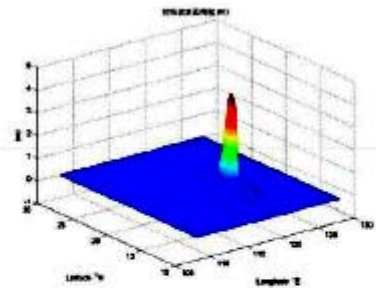


圖 3.6(a) 海嘯發生時

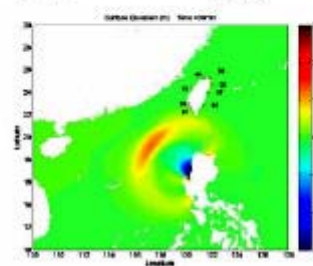
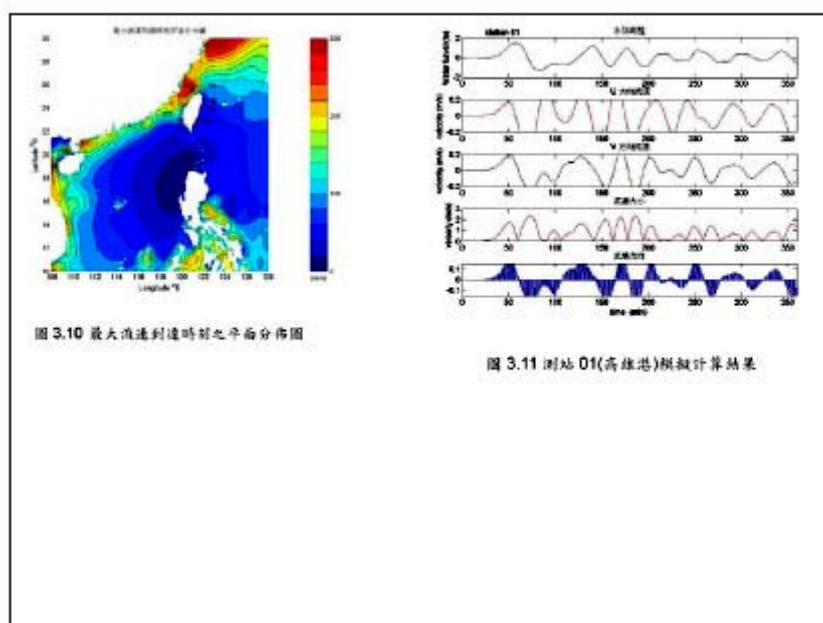
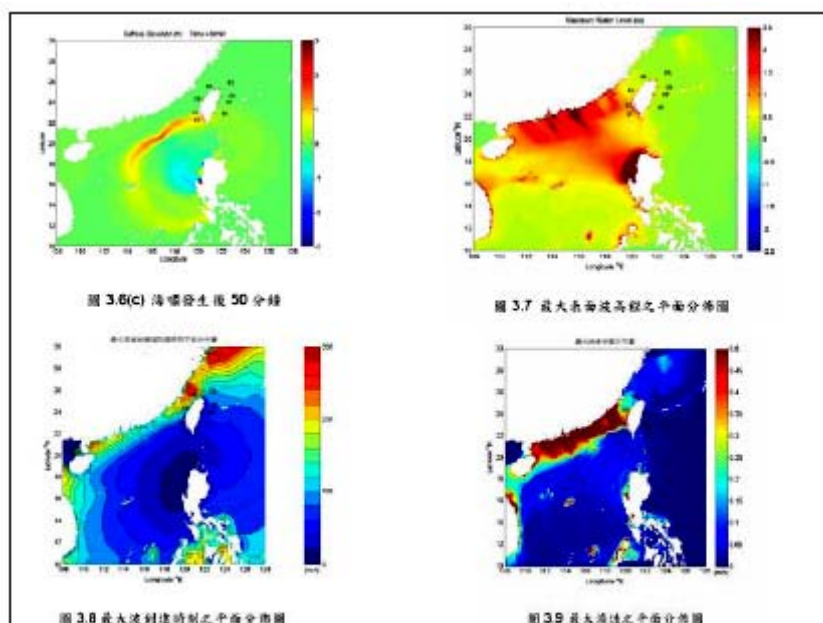


圖 3.6(b) 海嘯發生後 30 分鐘



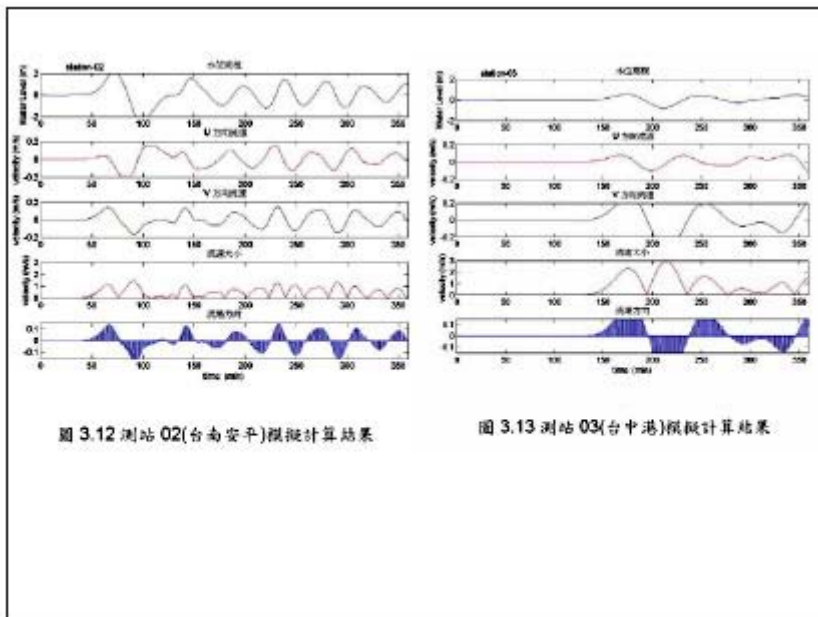


圖 3.12 測站 02(台南安平)模擬計算結果

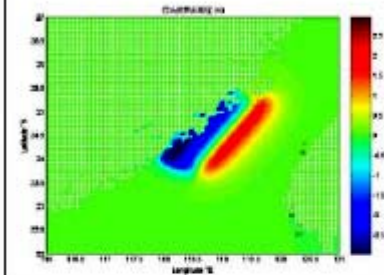
圖 3.13 測站 03(台中港)模擬計算結果

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)	11.8 m
Focal depth (D)	7.0 km
Origin of Computation	110.00°E/12.00°N
Location of epicenter	110.50°E/25.00°N

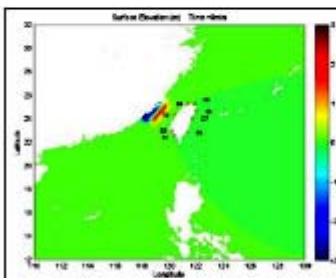


圖 3.19(a) 海嘯發生時

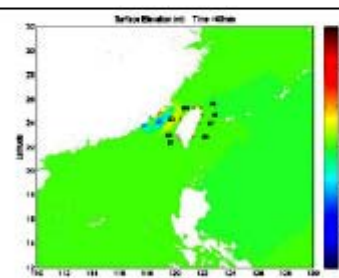


圖 3.19(b) 海嘯發生後 40 分鐘

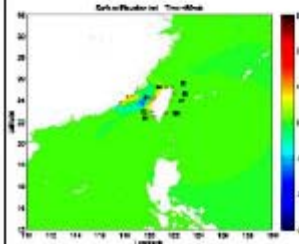


圖 3.19(c) 海嘯發生後 80 分鐘

(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

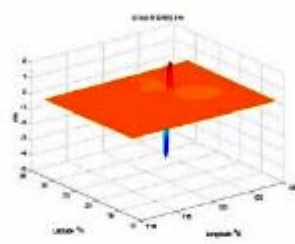
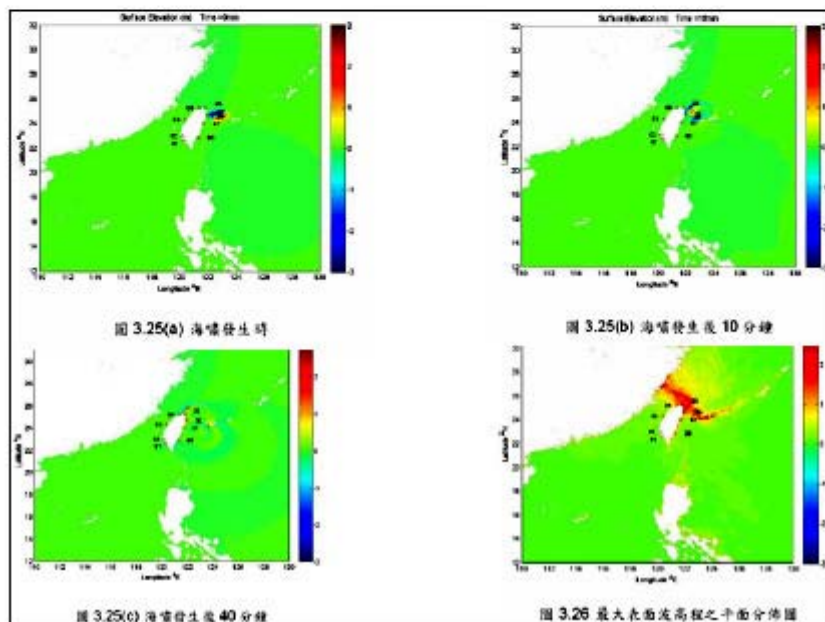
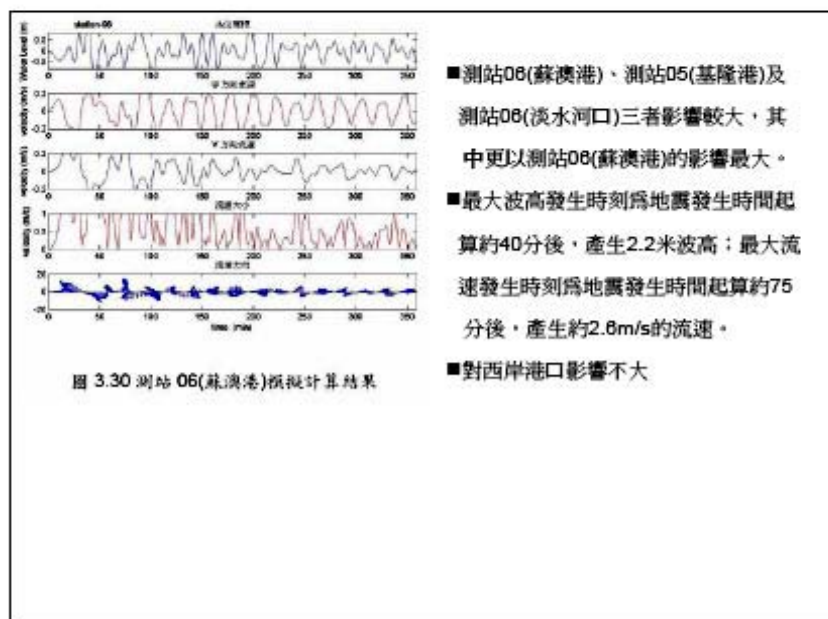
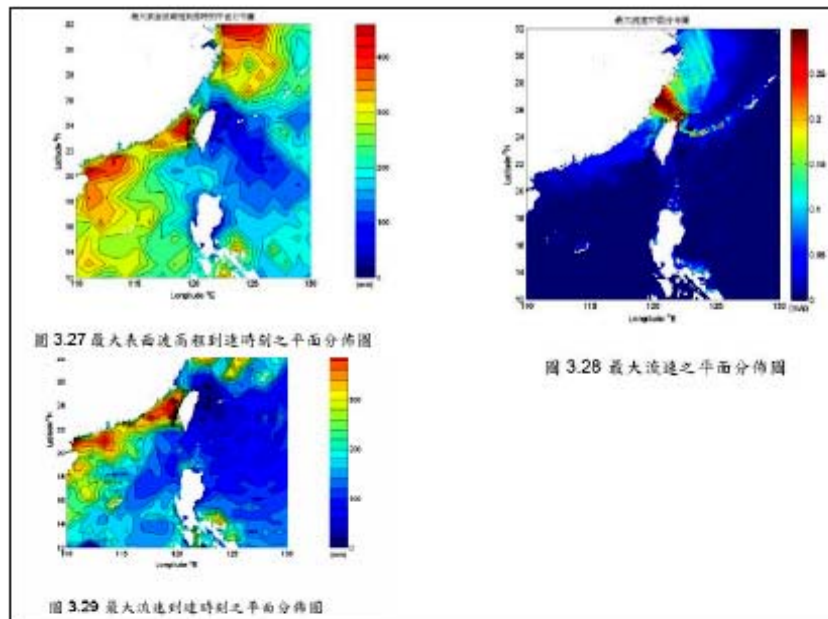


圖 3.21 初始波立體圖





(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。

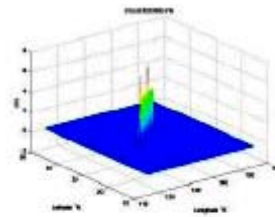


圖 3.32 初始波高體圖

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°	35.0°
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/28.50°N

表 3.4 日本琉球群島模式參數設定

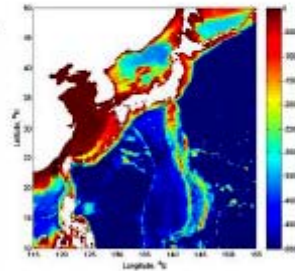


圖 3.31 模式計算區域水深地形圖

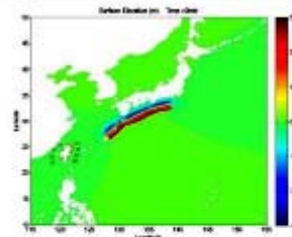


圖 3.35(a) 臺灣震開始發生時，時間=0 分

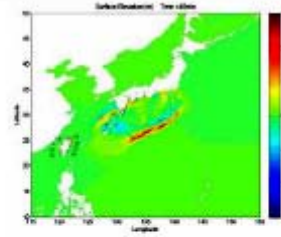


圖 3.35(b) 臺灣震開始發生後 40 分

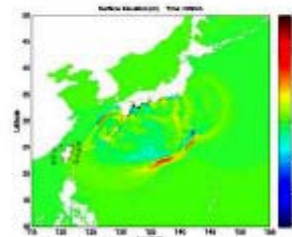


圖 3.35(c) 臺灣震開始發生後 80 分

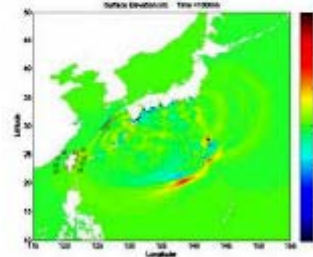


圖 3.35(d) 臺灣震開始發生後 100 分

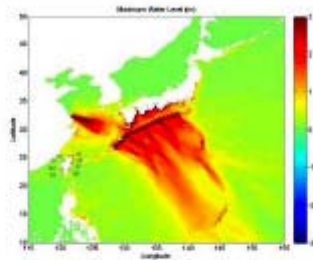


圖 3.37 最大表面波高程之平面分佈圖

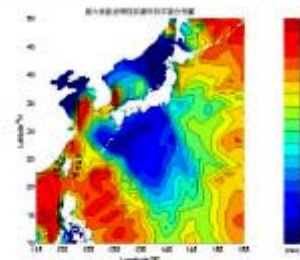


圖 3.38 最大表面波高程到達時刻之平面分佈圖

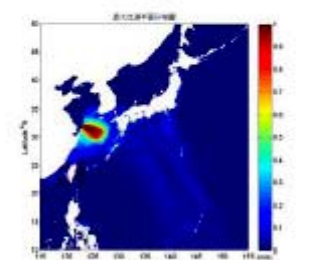


圖 3.39 最大流速之平面分佈圖

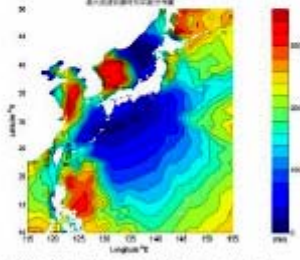


圖 3.40 最大流速到達時刻之平面分佈圖

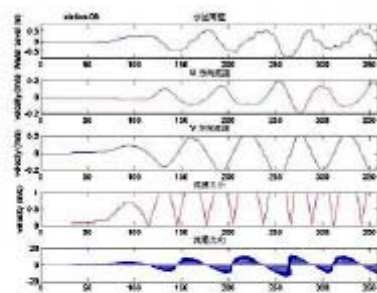


圖 3.41 測站 06(蘇澳港)模擬計算結果

- 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。

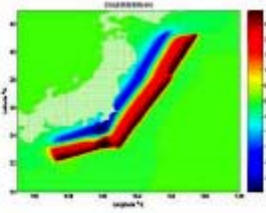


圖 3.44 初始波高剖面圖

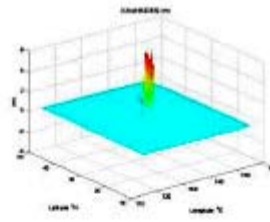


圖 3.43 初始波高立體圖

Parameter	Fault plane-1	Fault plane-2	Fault plane-3
Length of fault	300.0 km	570.0 km	300.0 km
Width of fault	150.0 km	150.0 km	150.0 km
Strike angle (ϕ)	4.8°	12.0°	85.0°
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	144.00°E/38.35°N	141.00°E/39.28°N	137.30°E/32.20°N

表 3.5 日本關東地區模式參數設定

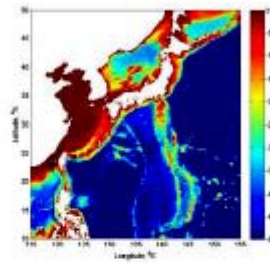


圖 3.42 模式計算區域水深地形圖

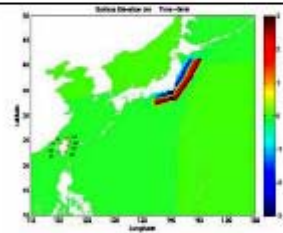


圖 3.46(a) 當海嘯開始發生時，時間=0 分

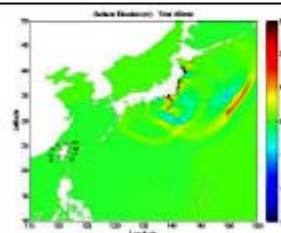


圖 3.46(b) 當海嘯開始發生後 60 分

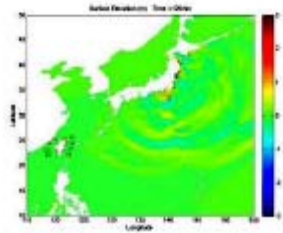


圖 3.46(c) 當海嘯開始發生後 120 分

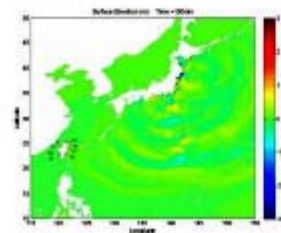
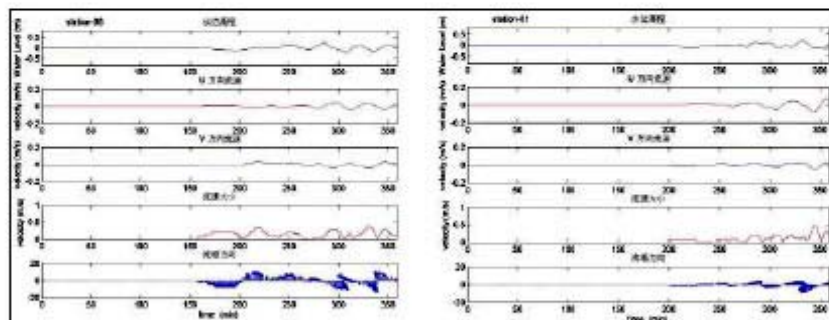
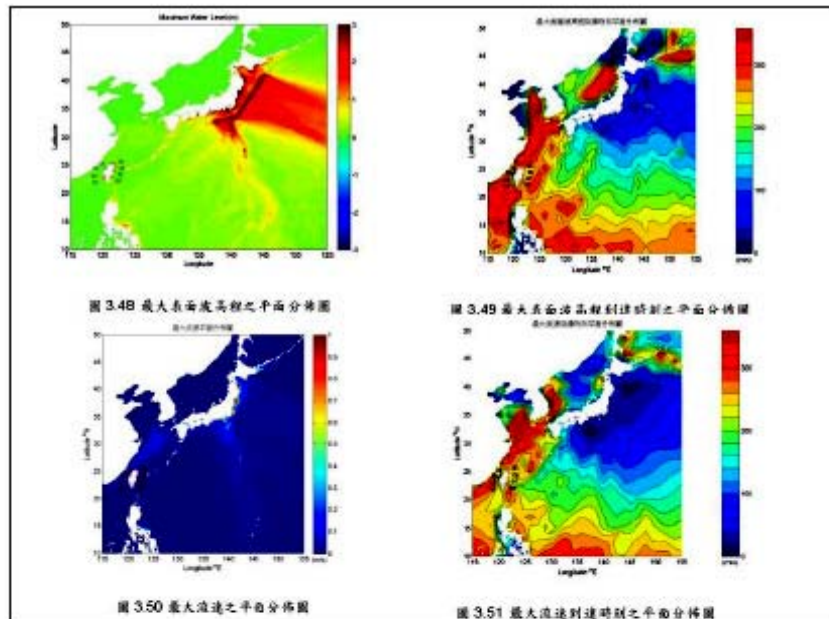


圖 3.46(d) 當海嘯開始發生後 150 分



- 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。

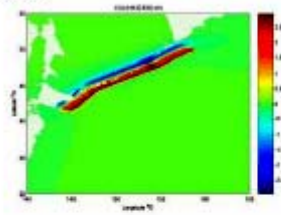


圖 3.56 初始波高剖面圖

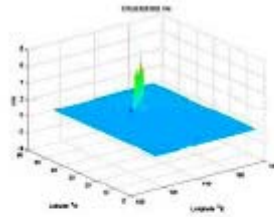


圖 3.55 初始波高立體圖

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)	30.0°	45.0°	20.0°
Slip angle (λ)	290.0°	290.0°	290.0°
Dip angle (α)	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

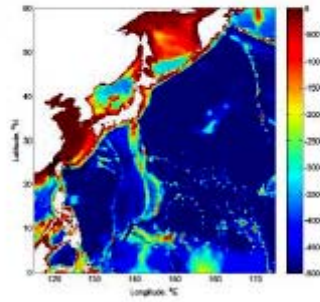


圖 3.54 模式計算區域水深地形圖

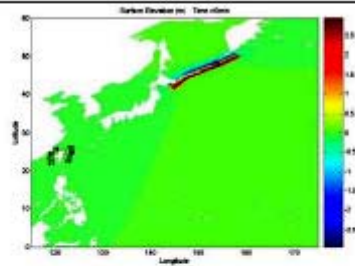


圖 3.58(a) 當海嘯開始時，時間=0 分

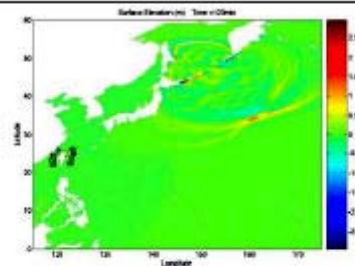


圖 3.58(b) 當海嘯開始後 120 分

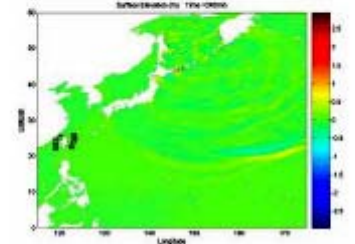


圖 3.58(c) 當海嘯開始後 240 分

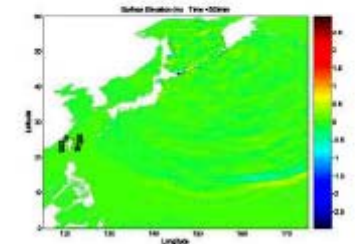
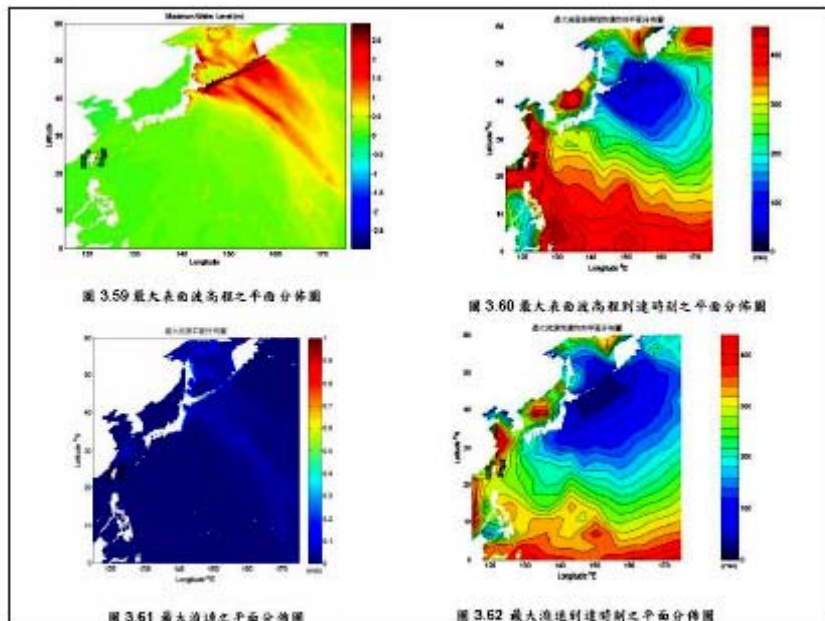


圖 3.58(d) 當海嘯開始後 300 分



- ◆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。

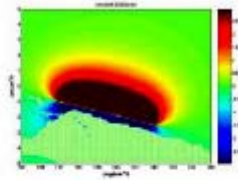


圖 3.65 初始波高圖

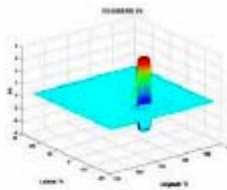


圖 3.64 初始波高立體圖

Length of fault	386.8 km
Width of fault	386.8 km
Strike angle (θ)	287.0°
Slip angle (δ)	78.0°
Dip angle (β)	75.0°
Displacement (d)	15.0 m
Focal depth (D)	15.0 km
Origin of Computation	115.80°E/5.88°S
Location of epicenter	142.87°E/2.50°S

表 3.7 新幾內亞地震模式參數設定

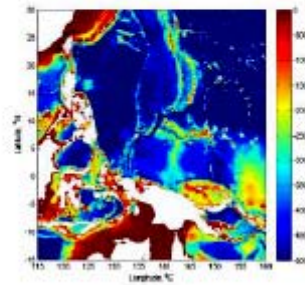


圖 3.63 模式計算區域水深地形圖

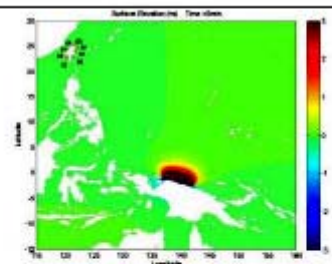


圖 3.67(a) 當海嘯開始發生時，時間=0 分

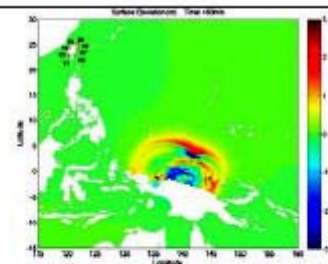


圖 3.67(b) 當海嘯開始發生後 60 分

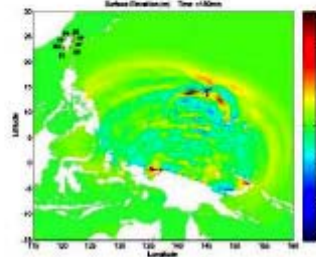


圖 3.67(c) 當海嘯開始發生後 180 分

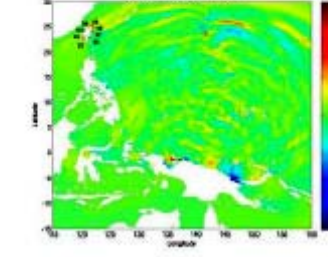
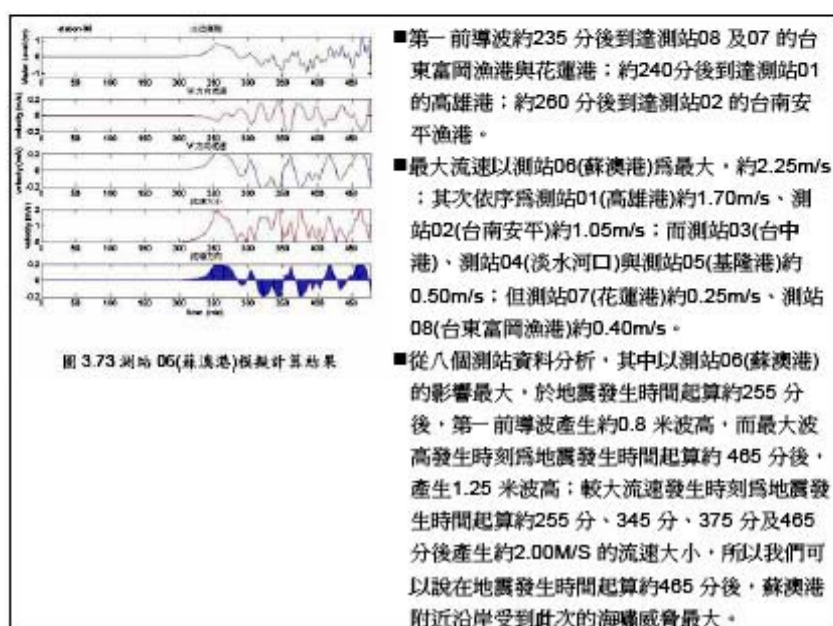
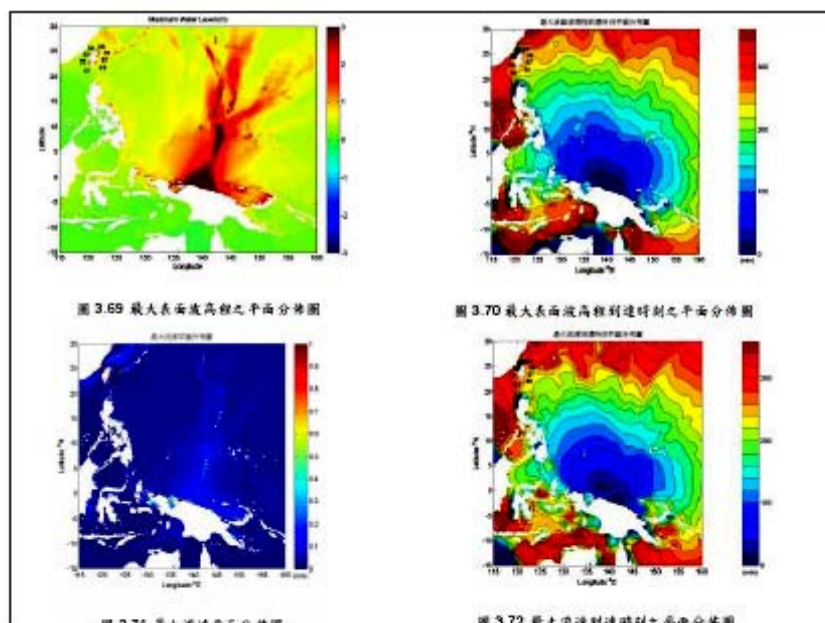


圖 3.67(d) 當海嘯開始發生後 300 分



綜合比較

震源區域	最大波高發生時刻及地點			最大流速發生時刻及地點			台灣受海嘯威脅區域
	波高(m)	時刻(分)	地點	流速(m/s)	時刻(分)	地點	
呂宋島西北方	2.20	79	台南安平港	3.00	220	台中港	台中港以南沿岸至高雄屏東
福建泉州	3.00	100	淡水河口	2.75	90	台中港	台中港以北沿岸至台灣東北角
宜蘭龜山島	2.20	49	蘇澳港	2.00	75	蘇澳港	台灣東部內沿岸
日本琉球群島	0.80	250	基隆港	2.20	255	蘇澳港	台灣東北內沿岸
日本關東地區	0.20	330	蘇澳港	0.32	350	蘇澳港	影響甚小
日本北海道	0.13	300	基隆港	0.25	300	蘇澳港	影響甚小
新幾內亞	1.25	405	蘇澳港	2.00	405	蘇澳港	蘇澳港以北沿岸

表 3.7 不同震源引發的台灣海嘯威脅 (時刻：地震發生時間起算)

海嘯數值模式簡介

- 二維模擬
- COMell Multigrid COupled Tsunami model (COMCOT)
 - Boussinesq方程式、交錯式有限差分網格、多層巢狀網格
- 移動邊界處理

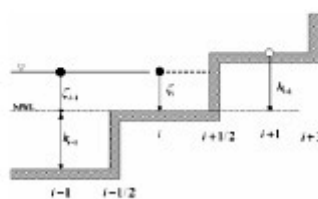


圖 4.32 移動邊界示意圖(A)

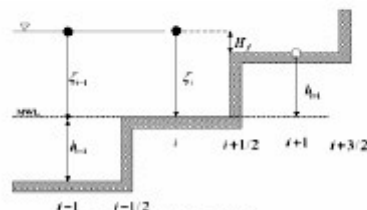


圖 4.33 移動邊界示意圖(B)

●高雄港溢淹實例測試

Length of fault	155.0 km
Width of fault	75.0 km
Strike angle (θ)	225.0°
Slip angle (β)	115.0°
Dip angle (δ)	15.0°
Displacement (d)	25.0 m
Focal depth (D)	7.0 km
Origin of Computation	$118.00^\circ\text{E } 22.00^\circ\text{N}$
Location of epicenter	$118.50^\circ\text{E } 21.00^\circ\text{N}$

表 4-2 海底斷層參數設定

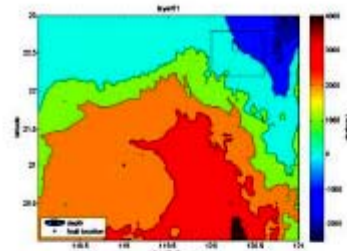


圖 4.18 模式計算區域範圍(layer01)

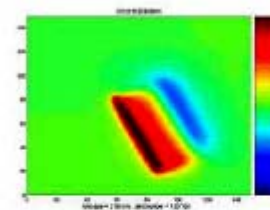
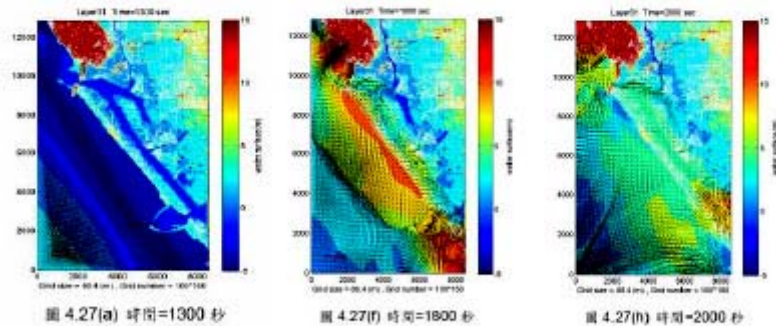
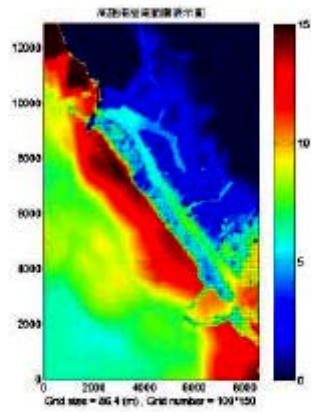


圖 4.23 初始波高程圖

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。

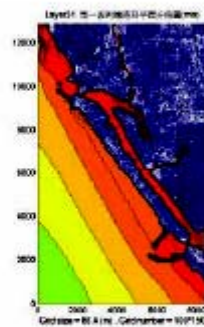


■地震發生時間起算，第一前導波約1300 秒後(即21 分鐘後)到達測站04 (高雄市旗津區中段離岸處)；約1450 秒後到達測站03(高雄市旗津區中段近岸處)。此後海嘯開始潮上溢淹至高雄市旗津區全區，同時間也經由高雄港第一港口與第二港口進入港區內。港區內水位變化於短時間內突增，因此會順著海嘯的傳播方向溢淹擴散至高雄市區內。



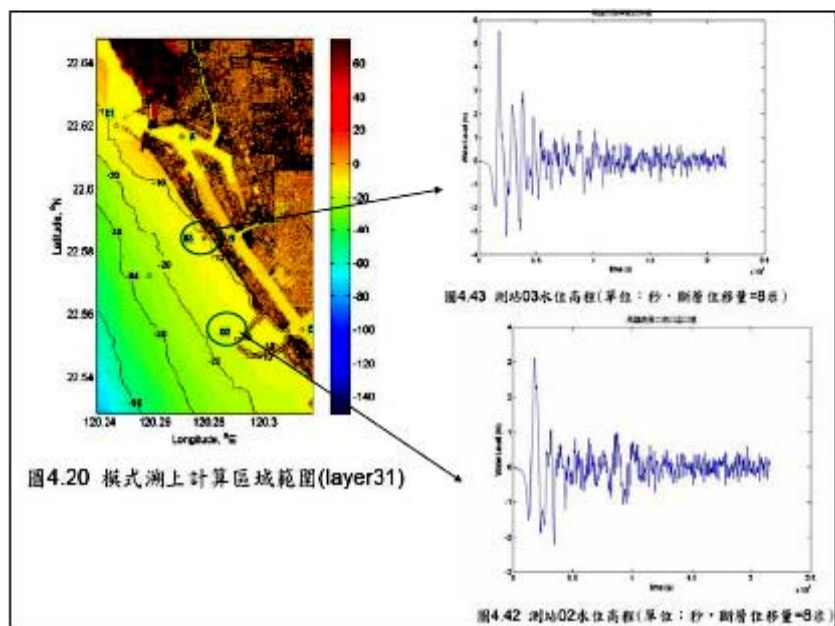
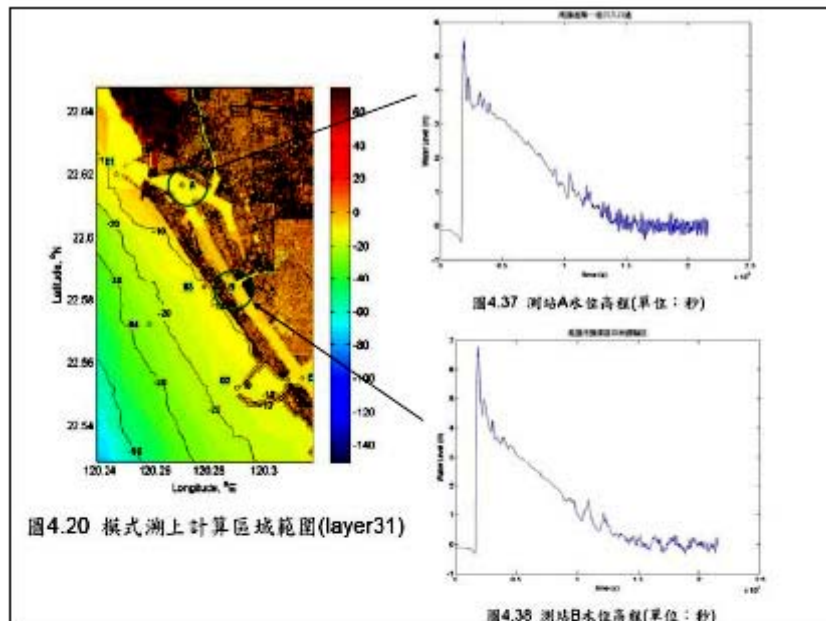
模擬計算的結果，**溢淹範圍北至高雄市三民區，東至高雄縣鳳山市與高雄市交界處附近**，除了高雄市全區的溢淹範圍外，各個計算區域內的最大水位值可以由圖上的顏色分佈得知，進一步也可看出受溢淹影響較危險的區域所在，如愛河與前鎮河沿岸區域。

圖 4.28 高雄港溢淹範圍表示圖(單位：公尺)



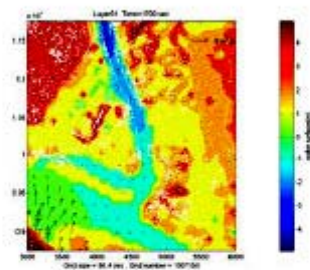
第一前導波到達時刻平面分佈圖中，可知道海嘯傳播的速度於5分鐘內就由港外溢淹至港內，而除了高雄市旗津區外，海嘯發生約30分鐘左右即開始溢淹至高雄市內。

圖 4.29 第一前導波到達時刻平面分佈圖(單位：分)

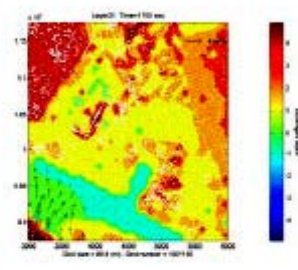


- 高雄港內水位變化有別於高雄港外的水位變化，最大差異在於港外的水位變化上下震盪明顯，波峰波谷陡增陡降；但港內水位一旦抬升之後，高雄港的溢淹狀況，至少維持六小時以上的時間。
- 高雄港所能承受的海嘯威脅，得出高雄港在斷層位移量8米時可以完全抵禦海嘯的威脅，換算地震矩規模為7.58(MW)，而高雄港外可防禦的水位高度，第一與第二出口處最大約3.0米，高雄市旗津區最大約5.5米。

海嘯波從圖左下角處侵襲入愛河。(T=1700S)

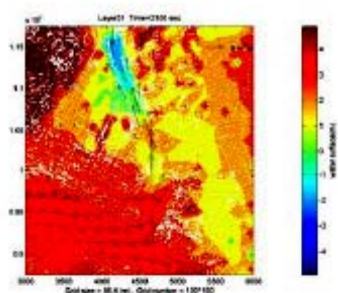


愛河未封閉

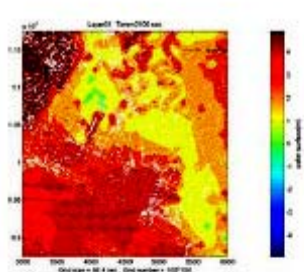


愛河封閉

愛河周邊區域開始有部分溢淹的情形。(T=2100S)

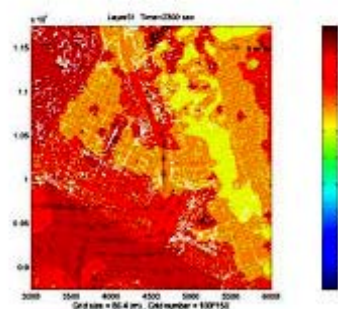


愛河未封閉

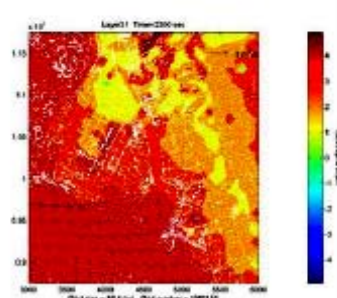


愛河封閉

於愛河的中段開始累積大量海水並往兩旁溢淹(T=2300S)



愛河未封閉



愛河封閉

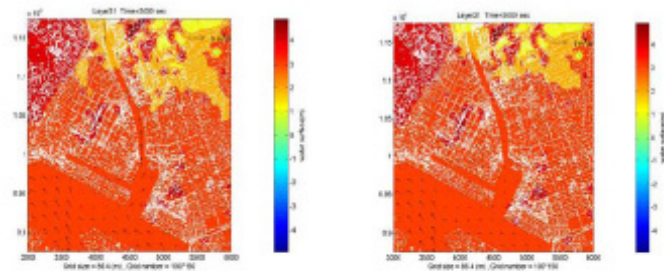


圖 4.44(i) 時間=3000(秒) 圖 4.45(i) 時間=3000(秒)

說明：左圖中，河道已經蓄積大量海水，左右兩圖溢淹情況類似。

PARI與COMCOT 模式之比較

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、非線性長波及潮上，並提供多種邊渡方式建立初始水位。	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、非線性長波及潮上(含結構物之越波)。
控制方程式	遠域採用球面座標系下之布希尼克方程式，近岸地區則改用卡氏座標式。	使用卡氏座標系之N-S方程式。
網格配置	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；另COMCOT提供Osaka(1985)斷層理論作為另一選項。	
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結果較接近實測水位及發生時間；但兩模式皆小於實測水位。	

表 4.3 COMCOT 與 PARI 之比較

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

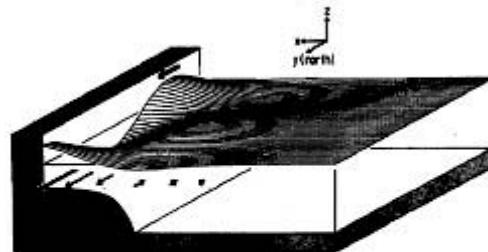


圖 5.1 邊緣波之示意圖

由於台灣西南海域陸階(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。

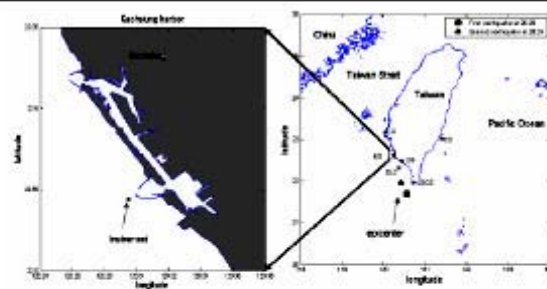


圖 5.1. 南台灣潮位測站分佈以及高雄港儀器佈置位置圖

- 高雄港二港口外，水深約18公尺的即時傳送剖面海流與波高波向監測系統(AWCP)的波浪資料，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，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。
- 恆春地震發生的時間為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。

資料篩選及品管

- (1)由於AWCP 儀器所測量到的精密度為 $\pm 0.5 \text{ cm/s} = \pm 0.005 \text{ m/s}$ ，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。

資料分析方法-HHT

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。

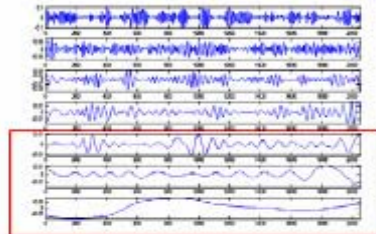


圖 5.2.壓力頻台 EMD 所分出來的 IMF，並將後三段加總成為新的模態

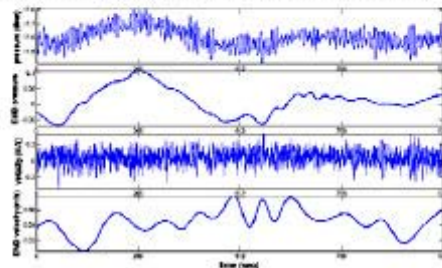


圖 5.3.原始資料和經過篩選之後對照圖

理論背景

- 為了找出邊緣波存在的理論式，我們從水粒子的動量方程式來著手
(Chen, 2007)

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

不考慮科氏力、黏滯力和非線性項的情況下

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \quad (2)$$

- 若壓力和流速正比於 $\exp^{(iky-i\omega t)}$ ，
分別對壓力及流速作微分之後得到

$$p = \rho \frac{\omega}{k} u \quad (3)$$

(其中 $\omega = \frac{2\pi}{T}$ 為角頻率， $k = \frac{2\pi}{L}$ 為周波數)

- 1. 若是平面波，將波速 $c = \sqrt{gh}$ 帶回式子 (3)，則平面波式表示為：

$$p = \rho u \sqrt{gh}$$

- 2. 若是邊緣波，其邊緣波的頻散關係式表示為：

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

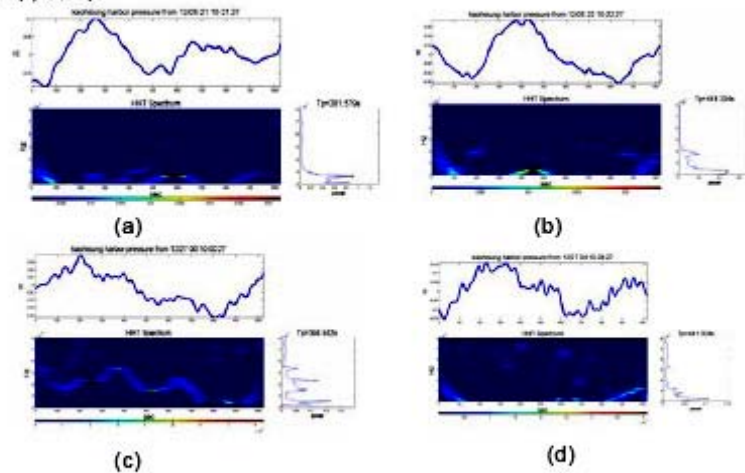
$$\omega = \frac{gT}{L}(2n+1)s$$

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

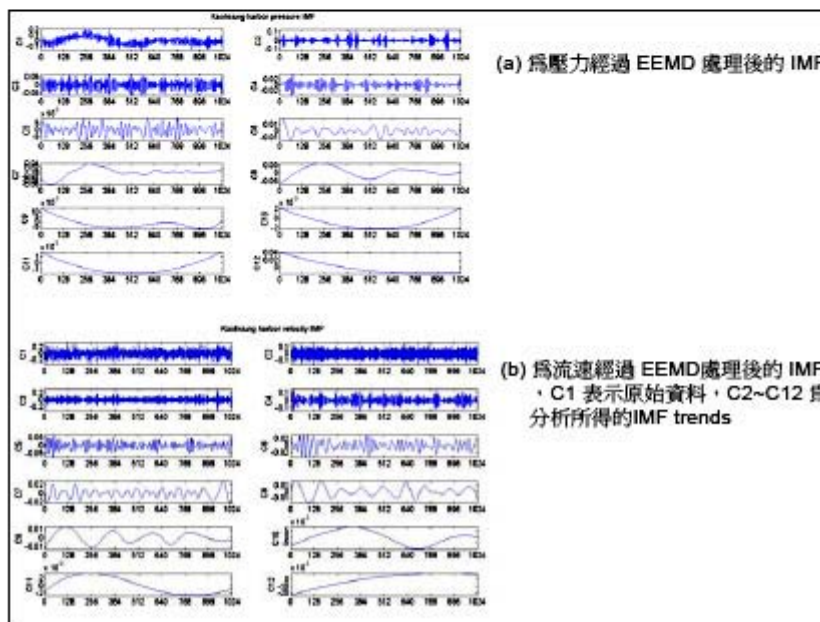
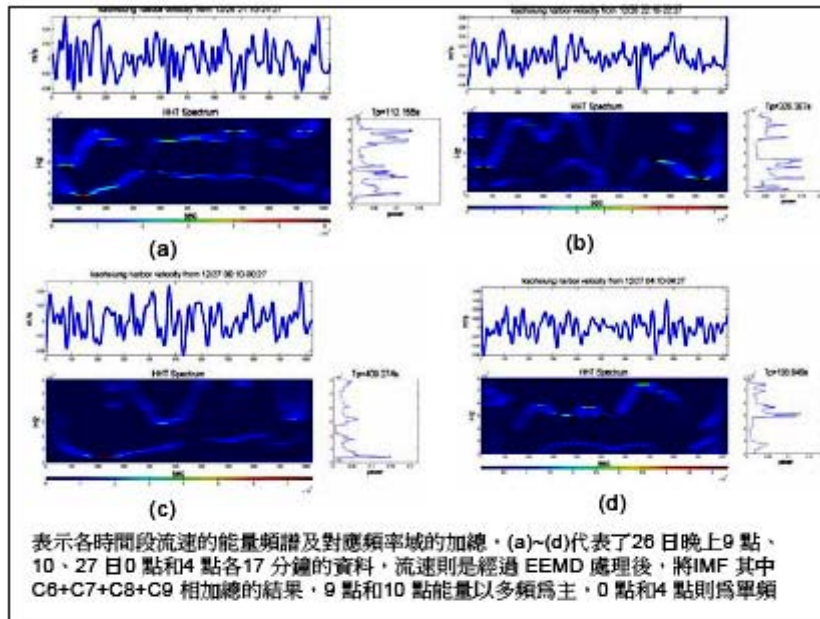
其中 g 為重力加速度， s 為底床坡度， n 為邊緣波模態數， U 為沿岸流速，當 $n=0$ 時，為 *Stokes* 邊緣波；當 $n=1$ 時，為第一模態邊緣波，往下類推。

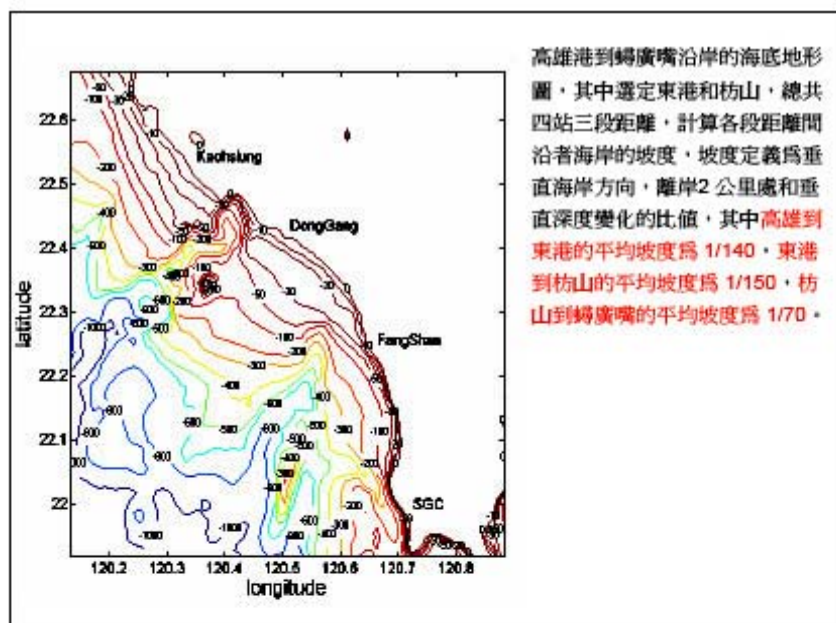
中山大學海下科技暨應用 海洋物理研究所

分析結果



表示各時間段壓力的能量頻譜及對應頻率域的加總，(a)~(d)代表了26日晚上9點、10、27日0點和4點各17分鐘的資料，壓力則是經過 EEMD 處理後，將IMF 其中 C6+C7+C8+C9 相加總的結果，能量主頻主要集中在400 秒左右，表示濾除掉短週期而保留長週期的波浪來作分析。





在初始條件假設震央到臺灣本島視為一均勻坡度，深度取其中間平均值 $h=750$ 公尺，重力加速度 $g=9.81 \text{ m/s}^2$ ，可以算出海嘯波傳遞相位速度

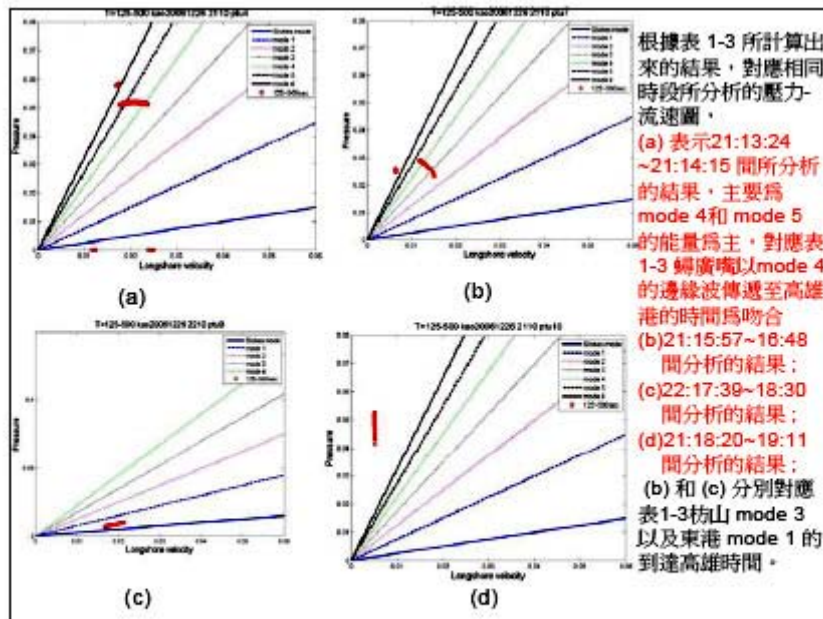
$$c = \sqrt{gh} = \sqrt{9.81 \times 750} = 85.7 \text{ m/s} = 5.1 \text{ km/min}$$

由頻數關係算出邊緣波波速：

$$C_g = \frac{1}{2} [(2n+1)sg/k]^{0.5}$$

	第一段距離	第二段距離	坡度(S)
Case 1:	震央→東港(海嘯波速)	東港→高雄(邊緣波波速)	1/140
Case 2:	震央→枋山(海嘯波速)	枋山→高雄(邊緣波波速)	1/145
Case 3:	震央→鵝鑾嘴(海嘯波速)	鵝鑾嘴→高雄(邊緣波波速)	1/105

	第一段距離	波傳遞時間	第二段距離	波傳遞時間	總傳遞時間
Case 1	62 km	62/5.1=12.2min	18 km	18/2.08=8.7min	20.9min
Case 2	41 km	41/5.1=8.0min	48 km	48/2.02=24.3min	32.3min
Case 3	19 km	19/5.1=3.7 min	81 km	86/2.78=31min	34.7min



初步結論

- (1) 利用 EEMD 的方法，能有效的濾除短週期波浪而保留長週期波浪的成份，對於海嘯所引致的邊緣波這種長週期現象，是很適當的分析方法。
- (2) 利用假設海嘯波傳遞至岸邊的三個測站再推算邊緣波傳遞至高雄港的時間，配合壓力-流速對應圖的結果，以 21:13:24~21:14:15 和 21:15:57~21:16:48 以及 22:17:39~22:18:30 這三段時間相互搭配的結果最好，21:18:20~21:19:11 這段時間所計算的結果和壓力-流速對應圖則不符合，且礙於其他時間無法和實測資料結果作對照，故難易判別其他時間段是否有邊緣波的現象產生。

綜合結論

1. 依歷史案例來評估台灣周邊海域的海嘯威脅：

- 以福建東州影響台灣中西部沿岸最為嚴重，因台灣正好位於海嘯傳播之長軸方向；於台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、高雄及台南沿岸，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台灣東北角而來，但已經對台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，台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. 高雄市外海發生地震矩規模為9.0所引發之海嘯；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。

3. 不論是COMCOT 或PARI 模式的運算時間需時甚久，尤其在大區域計算或網格數高的情況下，為了方便快速求得海嘯的傳播結果，利用 Green function 的一維方程式做點對點間的水位近似估計，應是一個可行的辦法。