

97-21-7308

MOTC-IOT-96-H3DB004

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
中華民國 97 年 3 月

GPN : 1009700771

定價 100 元

97-21-7308

MOTC-IOT-96-H3DB004

臺灣沿岸海嘯影響範圍與淹水 潛勢分析(1/4)

著者：陳陽益、陳冠宇、陳文山、蘇青和、單誠基

交通部運輸研究所

中華民國 97 年 3 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. (1/4)
/ 陳陽益等著. -- 初版. -- 臺北市：交通部運輸研究所，民97.03

面；公分

參考書目：面

ISBN 978-986-01-3846-7(平裝)

1. 海嘯 2. 洪水 3. 臺灣

351.9791

97006344

臺灣沿岸海嘯影響範圍與淹水潛勢分析(1/4)

著者：陳陽益、陳冠宇、陳文山、蘇青和、單誠基

出版機關：交通部運輸研究所

地址：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97年3月

印刷者：德輝興業有限公司

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：100元

展售處：

交通部運輸研究所運輸資訊組•電話：(02)23496880

五南文化廣場：臺中市中山路6號•電話：(04)22260330

GPN：1009700771

ISBN：978-986-01-3846-7(平裝)

著作財產權：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(1/4)			
國際標準書號 (或叢刊號) ISBN 978-986-01-3846-7 (平裝)	政府出版品統一編號 1009700771	運輸研究所出版品編號 97-21-7308	計畫編號 96-H3DB004
本所主辦單位：港研中心 主管：邱永芳 計畫主持人：蘇青和、單誠基 研究人員：陳明宗、劉清松 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：陳陽益、陳冠宇、陳文山 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 96 年 3 月 至 96 年 10 月	
關鍵詞：數值模式、日本、海嘯模擬、高雄、溢淹			
<p>摘要：</p> <p>2004 年南亞海嘯造成的重大傷亡，讓國人開始思考海嘯可能造成的威脅。由於我國位屬地震帶，大小地震發生頻仍，近幾十年來雖無海嘯災害侵襲之紀錄，但根據歷史文件記載，基隆、安平及高雄仍有發生海嘯及造成人員財產損失之紀錄。若上述或臺灣週遭海域未知之斷層運動引發海嘯，則亦有可能造成沿岸地區重大傷亡，加以先進國家例如日本、美國皆已建立相當完善之預警措施及防災體系；印度洋周邊國家也積極發展自主性之海嘯預警系統。反觀我國，由於我國上次發生海嘯災害已超過一個世紀以上，無論是政府或是民間都缺乏相關的資料與經驗，雖有引進海嘯數值模式，但對於海嘯力學機制及影響範圍仍無較為具體之結論。</p> <p>本計劃第一年目標為利用去年完成引進之日本空港研究所發展成熟的模式，結合高雄地區陸域地形資料、海域水深資料及海底斷層參數，發展高雄近海之海嘯數值模式及溢淹數值模型。希望在為期四年的研究結束後，能藉由結果據以作為建議民眾防災自救知識之教材。</p>			
出版日期	頁數	定價	本 出 版 品 取 得 方 式
97 年 3 月	98	100	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。
<p>機密等級：</p> <p><input type="checkbox"/>密 <input type="checkbox"/>機密 <input type="checkbox"/>極機密 <input type="checkbox"/>絕對機密</p> <p>(解密條件：<input type="checkbox"/>年 <input type="checkbox"/>月 <input type="checkbox"/>日解密，<input type="checkbox"/>公布後解密，<input type="checkbox"/>附件抽存後解密， <input type="checkbox"/>工作完成或會議終了時解密，<input type="checkbox"/>另行檢討後辦理解密)</p> <p><input checked="" type="checkbox"/>普通</p>			
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 Taiwan Coast ()			
ISBN(OR ISSN) ISBN 978-986-01-3846-7 (pbk)	GOVERNMENT PUBLICATIONS NUMBER 1009700771	IOT SERIAL NUMBER 97-21-7308	PROJECT NUMBER 96-H3DB004
DIVISION: Harbor & Marine Technology Center DIVISION DIRECTOR: Chiu Yung-Fang PRINCIPAL INVESTIGATOR: Su Ching-Ho, Shan Chen-Chi PROJECT STAFF: Ming-Tzong Chen, Ching-Sung Liu, Wei-Lun Ma, Lee-Chung Chang PHONE: (04) 26587176 FAX: (04) 26564418			PROJECT PERIOD FROM May 2006 TO Oct 2006
RESEARCH AGENCY: NATIONAL SUN-YAT-SEN UNIVERSITY PRINCIPAL INVESTIGATOR: Chen Yang-Yih, Chen Guan-Yu, Chen Wen-Shan 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, Japan, tsunami simulation, Kaohsiung, flooding			
Abstract			
<p>The disastrous tsunami of South Asia in 2004 reminded people in Taiwan that tsunami is a real threat. In Taiwan, earthquakes of different scales happen frequently. Although there has been no tsunami in the last century, casualties due to tsunamis have been recorded in Keelung, Kaohsiung and Anping area in the past. If the same tsunami happens today, much more casualties and destruction are to be expected. Some countries like Japan and America have long been developing a tsunami early warning system; similar systems have been implemented in countries near the Indian Ocean. On the other hand, due to the last tsunami hazard being a century ago, although the tsunami numerical model was introduced to Taiwan. The tsunami power mechanism, impact range and the related studies in Taiwan are still rare and have no specific conclusion.</p> <p>The object of the present project in the first year is to apply the model developed in PARI, Japan, to Kaohsiung. By combining the bathymetric data and local topography along with the related fault parameters near Kaohsiung, a numerical model for tsunami flooding will be set up. We hope the feature of tsunami propagation and flooding obtained in the numerical experiment can be applied to educate people how to survive in a tsunami after the four-year project is completed.</p>			
DATE OF PUBLICATION March 2008	NUMBER OF PAGES 98	PRICE 100	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(1/4)

目 錄

中文摘要.....	I
英文摘要.....	II
目錄.....	III
圖目錄.....	V
表目錄.....	VIII
第一章 緒論.....	1-1
1-1 計畫背景分析.....	1-1
1-2 研究目的及範圍.....	1-1
1-3 研究內容與工作項目.....	1-2
1-4 執行步驟與方法.....	1-3
第二章 海嘯數值模式.....	2-1
2-1 模式介紹.....	2-1
2-2 數值計算流程圖.....	2-9
2-3 參數輸入設定.....	2-9
第三章 臺灣西南海域中的活動斷層資料及其特性.....	3-1
3-1 海嘯與地震之關係.....	3-1
3-2 臺灣西南海域之大地構造及特性.....	3-2
第四章 臺灣西南海域之海嘯模擬.....	4-1
4-1 前言.....	4-1
4-2 參數設定.....	4-1

4-3 穩定性條件	4-3
4-4 斷層參數	4-4
4-5 模式輸出結果及驗證比較	4-6
第五章 以 GIS 地形資料建立高雄地區之溢淹數值模型	5-1
5-1 地形資料之處理	5-1
5-2 高雄海域資料	5-4
5-3 溢淹模型之測試	5-6
5-4 高雄區域之溢淹模型	5-7
5-5 結果與討論	5-14
第六章 結論	6-1
參考文獻	參-1
附錄一 本模式參數設定檔案格式	附-1
附錄二 美國哈佛中心地震矩張量解(Harvard CMT)	附-2
附錄三 高雄溢淹模式輸入參數表	附-3
附錄四 期中報告審查意見處理情形表	附-6
附錄五 期末報告審查意見處理情形表	附-9
附錄六 期末簡報	附-12

圖 目 錄

圖 2-1 海嘯計算的流程.....	2-10
圖 3-1 隱沒帶發生海嘯示意圖	3-2
圖 3-2 臺灣地區之逆斷層系統	3-3
圖 3-3 A-A 剖面及 B-B 剖面示意圖	3-4
圖 4-1 模式計算範圍及地形圖	4-2
圖 4-2 斷層位址及驗潮站位置	4-3
圖 4-3 Hiroo Kanamori 座標系統-斷層參數之示意圖.....	4-5
圖 4-4(a)~(f) 驗潮站之波高時序圖.....	4-7
圖 4-5 各地之最大波高分佈圖	4-7
圖 4-6 各地之傳播時間圖	4-8
圖 4-7 永安潮位站水位	4-8
圖 4-8 小琉球潮位站水位	4-9
圖 4-9 東港潮位站水位	4-9
圖 4-10 後壁湖潮位站水位	4-10
圖 4-11 鱒廣嘴潮位站水位.....	4-10
圖 4-12 與永安潮位站水位之比對	4-11
圖 4-13 與小琉球潮位站水位之比對	4-11
圖 4-14 與東港潮位站水位之比對	4-12
圖 4-15 與後壁湖潮位站水位之比對	4-12
圖 4-16 與鱒廣嘴潮位站水位之比對	4-13
圖 5-1 操作一、選擇”插入圖塊”	5-1

圖 5-2	操作二、選擇檔案格式	5-2
圖 5-3	操作三、選擇存檔位置及輸入檔名	5-2
圖 5-4	操作四、執行程式匯出資料	5-3
圖 5-5	座標點取得.....	5-3
圖 5-6	高雄市數值地形圖	5-4
圖 5-7	高雄市週邊海域水深圖	5-5
圖 5-8	數值地形與水深資料結合圖	5-5
圖 5-9	近岸溢淹模型測試(溢淹前).....	5-6
圖 5-10	近岸溢淹模型測試(溢淹後).....	5-7
圖 5-11	遠域海嘯發生時.....	5-8
圖 5-12	海嘯傳遞至近岸時(當海嘯發生約 20 分鐘後).....	5-8
圖 5-13	當海嘯到達旗津區時(當海嘯發生約 24 分鐘後).....	5-9
圖 5-14	當海嘯已溢淹至旗津區(當海嘯發生約 26.5 分鐘後)	5-9
圖 5-15	當海嘯已溢淹至港區(當海嘯發生約 27 分鐘後).....	5-10
圖 5-16	模擬點位分布圖	5-10
圖 5-17	高雄港第一港口入口處(A 點).....	5-11
圖 5-18	港區內中洲地區(B 點).....	5-11
圖 5-19	高雄港第二港口入口處(C 點).....	5-12
圖 5-20	高雄港第一港口出口處(01 點).....	5-12
圖 5-21	高雄港第二港口出口處(02 點).....	5-13
圖 5-22	旗津區近岸處 (03 點).....	5-13
圖 5-23	旗津區離岸處(等深線 25M 處)(04 點)	5-14
圖 5-24	一般波浪的地形淺化效應	5-15
圖 5-25	寬度不變($b_1 = b_2$)下波浪的淺化示意圖	5-16

表 目 錄

表 4-1 地層參數設定.....	4-4
-------------------	-----

第一章 緒論

1.1 計畫背景分析

2004 年南亞海嘯造成的重大傷亡，讓國人進一步的正視地震與海嘯可能造成的威脅；我國發生海嘯災害距今已年代久遠，且無具體科學記錄為憑，政府及民間機構皆欠缺相關研究資料，一般民眾更缺乏對海嘯之正確認知。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疏散作業，則可大幅度降低傷亡程度，因此建立適合臺灣本土之海嘯數值模式應屬必要之舉。海嘯的發生十分罕見，因此任何相關的資料都可能對海嘯之研究有相當的助益。然而政府或民間機關對於其相關資料收集極為匱乏，若以其為基礎重新建立適用於臺灣地區之海嘯數值模式，無論校正或檢核，皆有面臨資料不足之困難；為克服此一困難，去年度即透過「海嘯模式建置研究」之計畫，成功引進日本港灣空港研究所（PARI）所發展之模式並具有基本操作能力；由於日本與臺灣同屬環太平洋地震帶，但日本本土常受海嘯侵襲，其目標即為徹底瞭解已發生的海嘯災害並模擬之，此一模式已用來模擬日本北海道大海嘯及南亞海嘯，證明已有相當良好之精度，故此模式相當適合我國作為海嘯研究之基礎。

1.2 研究目的與範圍

臺灣有關地震的研究一向甚受各界重視，但較著重於臺灣本島地區之斷層帶，較少研究臺灣附近海域之斷層；2004 年南亞海嘯令國人

開始思考地震與海嘯之相關性及可能造成的威脅。地震既難以預測，震波傳遞速度之快也令人難以及時反應，因此目前而言，地震預報距應用之途尚遠；相對而言，海嘯雖與地震有密切之關係，但傳播所需時間較長且相關監測科技日新月異，極有可能發展出實用的預報系統並有效發揮作用。為了減少海嘯可能造成的災難，海嘯力學機制、傳播行為及模擬與相關預報系統之研究與規畫，應有其之必要性。

根據歷史與地方誌記載，高雄、安平與基隆曾發生大海嘯之紀錄，多集中於臺灣南端與北端；而臺灣東岸外海雖然地震頻仍，但因東部海岸坡度陡峭，即使發生海嘯，地形淺化造成的海嘯波高放大效應多不顯著。本研究目標為建立臺灣高雄地區近海之海嘯數值模式，並建立溢淹數值模型。當相關預報系統發佈預報時，必須有溢淹區域圖與避難路線以供民眾緊急逃生用，因此必須根據當地海岸與陸上地形以及相應的數值模式建立溢淹模型，所得出之模擬結果亦可據以作為教育民眾防災自救知識的教材；故本計劃海嘯模型之建立，將以高雄、安平與基隆等三處為優先。最後待研究結束，統整所有模擬結果彙成一資料庫，以便爾後系統實際應用操作時，節省遠域海嘯數值模擬所需之時間。

本研究屬交通部運輸研究所「臺灣沿岸海嘯影響範圍與淹水潛勢分析」計畫規劃四年合作研究計畫之第一年，本研究之主要目的為建立臺灣高雄近海之海嘯數值模式，並建立蒐集高雄周邊海域中的活動斷層資料並分析其特性。本計畫將配合運輸研究所防災科技研究計畫「臺灣近岸地震潛勢及海嘯影響範圍分析研究」之綱要計畫總目標，以進行相關配合研究。

1.3 研究內容與工作項目

本研究全期計有四年，本年度預期完成的工作項目有：

(1) 新建或引進適用於臺灣近海之海嘯數值模式。

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

1.4 執行步驟與方法

本計劃主要利用日本空港所之海嘯暴潮模式，配合海底地形，模擬西南海域中某一逆斷層產生地震時引發海嘯時，其對高雄港區的影響以及可能溢淹的情況。首先，由於海嘯與海底地震有關，而地震又與海底斷層型態有關。國內對於對海底斷層之分佈及資料蒐集遠不及陸域斷層，故本研究先行蒐集有關西南海域逆斷層相關資訊，歸納出其地質狀況、活動性等特性，並據以假設模式中斷層位址及相關參數。

由於模式經由南亞及北海道海嘯測試證實對遠域海嘯有良好的模擬能力，但對於近域海嘯、溢淹等仍需進一步配合西南海域海底地形作測試及修正。臺灣西南海域鮮少由逆斷層所引發的海底地震，本研究利用 2006 年 12 月 26 日發生於恆春外海的海底地震，及美國哈佛中心地震矩張量解(Havard CMT)所計算出之斷層參數進行實例驗證。

第二章 海嘯數值模式

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。

2.1 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：

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad \dots\dots\dots (2-1)$$

若從海底 $z = -h$ 積分至海面 $z = \eta$ 處，則方程式(2-1)可成為下列型態：

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

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

$$(h + \eta)U = \int_{-h}^z u dz \quad (h + \eta)V = \int_{-h}^z v dz \quad \dots\dots\dots (2-3)$$

利用萊布尼茲定理，對連續方程式(2-2)之左項作積分，

$$\begin{aligned} \int_{-h}^{\eta} \frac{\partial u}{\partial x} dz &= \frac{\partial}{\partial x} \int_{-h}^{\eta} u dz - u \frac{\partial \eta}{\partial x} - u \frac{\partial h}{\partial x} \\ \int_{-h}^{\eta} \frac{\partial v}{\partial y} dz &= \frac{\partial}{\partial y} \int_{-h}^{\eta} v dz - v \frac{\partial \eta}{\partial y} - v \frac{\partial h}{\partial y} \end{aligned} \quad \dots\dots\dots (2-4)$$

右邊海面垂直方向的流速 w ，依據波形連續條件則有：

$$w_{z=\eta} = \frac{d\eta}{dt} = \frac{\partial \eta}{\partial t} + u \frac{\partial \eta}{\partial x} + v \frac{\partial \eta}{\partial y} \quad \dots\dots\dots (2-5)$$

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：

$$w_{z=-h} = -\frac{dh}{dt} = -u \frac{\partial h}{\partial x} - v \frac{\partial h}{\partial y} - \frac{\partial h}{\partial t} = 0 \quad \dots\dots\dots (2-6)$$

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

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial \{(h + \eta)U\}}{\partial x} + \frac{\partial \{(h + \eta)V\}}{\partial y} = 0 \quad (2-7)$$

另外，運動方程式為

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

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。

$$\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y} + w \frac{\partial}{\partial z} \dots\dots\dots (2-9)$$

$\frac{dw}{dt}$ 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：

$$p = -\rho g z + f(x, y) \dots\dots\dots (2-10)$$

現在，若考慮離平均海面高 η 處之氣壓 p_0 ，可寫為：

$$p = \rho g (\eta - z) + p_0 \dots\dots\dots (2-11)$$

則式(2-11)分別計算 $\frac{\partial p}{\partial x}$, $\frac{\partial p}{\partial y}$ ，代入運動方程式(2-8)，可得：

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

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

(2-12)

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

(2-13)

同樣地，y 方向亦可做同樣的表示。

此外，將式(2-12)中的流速(u, v)從海底 z = -h 積分至海面 z = η 處，則可得(x, y)方向的流量(M, N)

$$M = \int_{-h}^z u dz = u(h + \eta) = uD \quad , \quad N = \int_{-h}^z v dz = v(h + \eta) = vD \dots\dots\dots (2-14)$$

再一次使用萊布尼茲積分定理，將式(2-13)中的局部項及慣性項沿垂直分項作積分，可得：

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

(2-15)

同樣地，y 方向亦採用相同的處理方法。

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

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

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：

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

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：

$$D_1 = h_1 + \eta, D_2 = D - D_1 = h - h_1 \tag{2-18}$$

則各層之間的流量可分別表示為：

$$M_1 = \int_{-h_1}^z u dz = u(h_1 + \eta) = uD_1 \quad , \quad N_1 = \int_{-h}^z v dz = v(h_1 + \eta) = vD_1 \quad \dots (2-19)$$

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

(2-19)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：

$$\int_{-h_1}^{\eta} \frac{\partial(uw)}{\partial x} dz = (uw)_{z=\eta} - (uw)_{z=-h_1} = (uw)_{z=\eta} - (uw)_{z=i} \quad \dots (2-20)$$

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

若(2-20)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，

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

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

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(2-21)、(2-22)，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：

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

下層表示式：

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

海面上因風作用所產生的剪應力：

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

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

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

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

至於交界面上的剪應力，依式(21)的定義可改寫如下：

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

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

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

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：

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

2.2 數值計算流程圖

數值計算的流程圖參見圖 2.1。

2.3 參數輸入設定

表 2.1 為本模式應用於海嘯模擬中所需之參數設定檔案格式(詳見附錄一)。

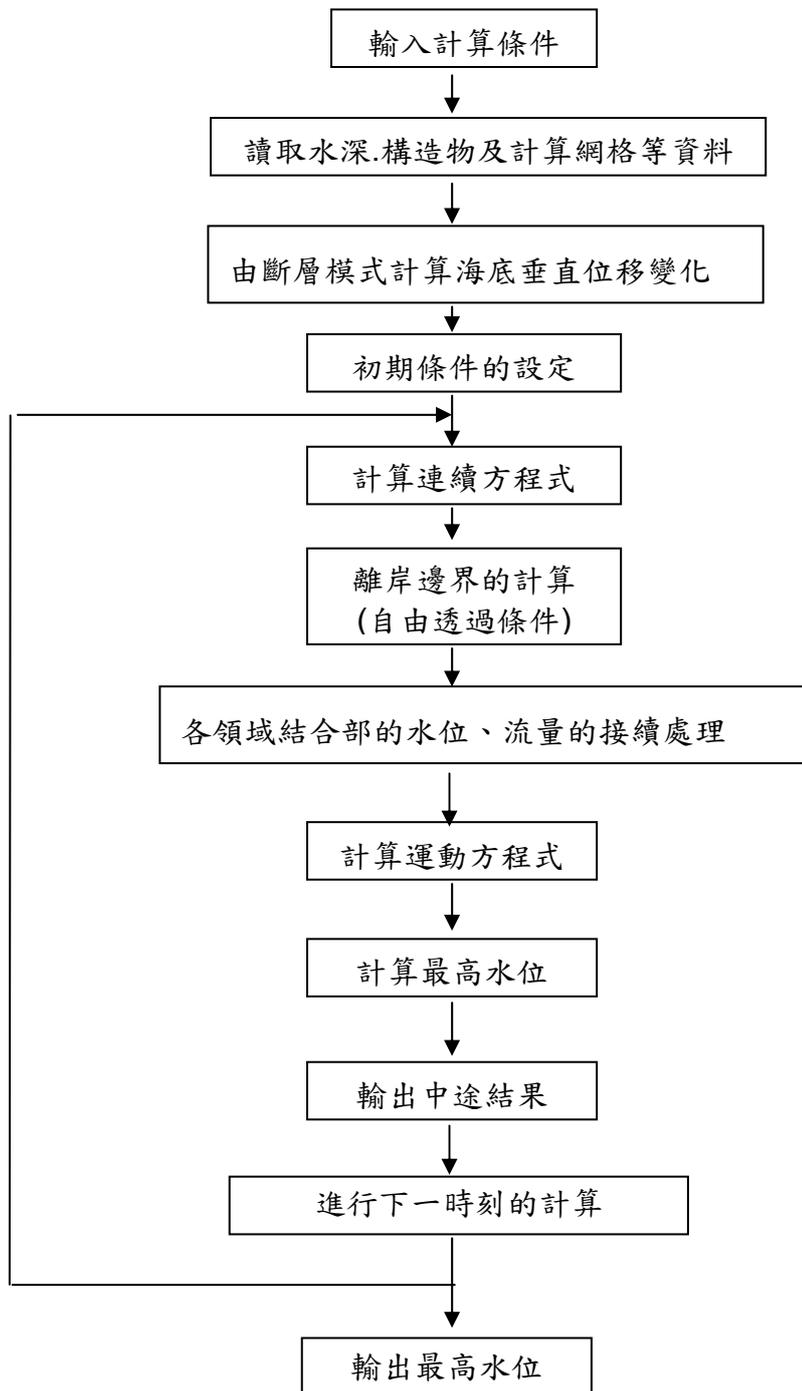


圖 2-1 海嘯計算的流程

第三章 臺灣西南海域中的活動斷層資料及其特性

3.1 海嘯與地震之關係

海嘯成因甚多，本研究僅討論由地震所產生者。地震之成因主要來自於地表斷層發生錯動所產生之巨大能量釋出。斷層系統一般可分為三類，即是斷層可水平移動之平移斷層及可上下移動之正斷層、逆斷層。海底若發生地震時，斷層發生平移運動，則對海洋水體影響有限；但若是斷層發生上下錯動之行為，則有引發海嘯的可能。對於海洋尺度而言，海底斷層所引發的海底地震可視為一個點波源，故海嘯即是由海底地震所引發的長週期波，是一種頻率介於潮波和湧浪之間的重力長波，其波長約為幾十至幾百公里，週期為 2 ~200 分。一般而言，海底發生地震時並不一定會引起海嘯，根據歷史資料，會產生海嘯的地震保守估計要 6.7 級以上，震源深度最多不超過 100 公里。

通常對海嘯有一普遍的觀念，即海邊水位會先大幅度降低，此種觀念需有澄清的必要。目前一般海嘯的數值模擬直接以海底隆起或降低的高程差做為水面的初始波；如前一章的結果所示，海底抬昇的方向，波峰先到；海底降低的方向，波谷先到。若是位於初始水位抬昇的方向，波峰會先到，海邊水位不會先降低。事實上，之所以會有海嘯侵襲時海邊水位會先大幅度降低的觀念，主要原因是許多海嘯都發生在隱沒帶。如圖 3-1 所示，海洋板塊(oceanic crust)比較重，因此會隱沒到大陸板塊(continental crust)底下而形成所謂的隱沒帶。海洋板塊向下隱沒，大陸板塊則被推擠向上；發生地震時，大陸板塊向上推擠，使初始的水位抬昇，但在靠近大陸的方向由於地殼的彈性，海底轉而向下。如前所述，海底降低的方向，波谷會先到，因此對大陸板塊上的居民，海邊水位會先降低；久而久之，於是形成了海嘯侵襲時海邊水位會先大幅度降低的觀念。

3.2 臺灣西南海域之大地構造及特性

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

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

圖 3-2 為臺灣本島之逆斷層系統，由此圖可以看出臺灣西南海域與呂宋海峽間有許多逆斷層系統存在，這些斷層帶若發生規模足夠之地震，則有引發近岸海嘯之可能。

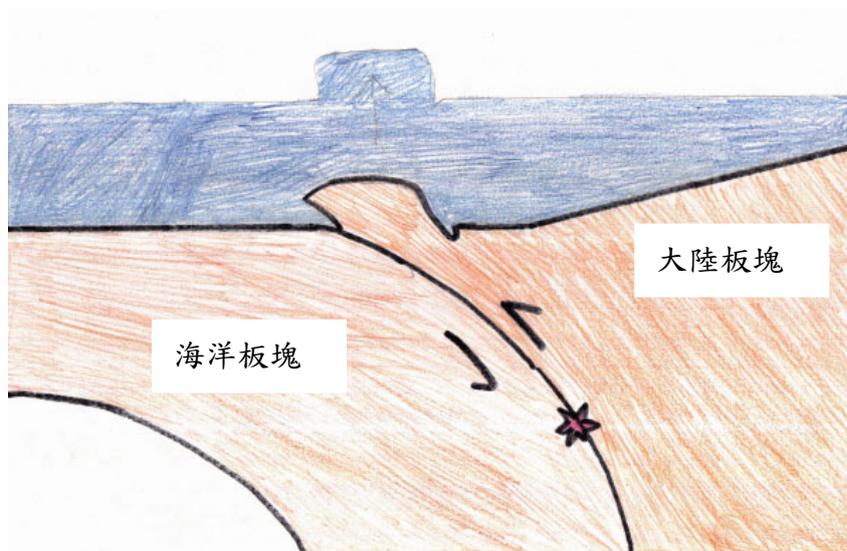


圖 3-1 隱沒帶發生海嘯示意圖

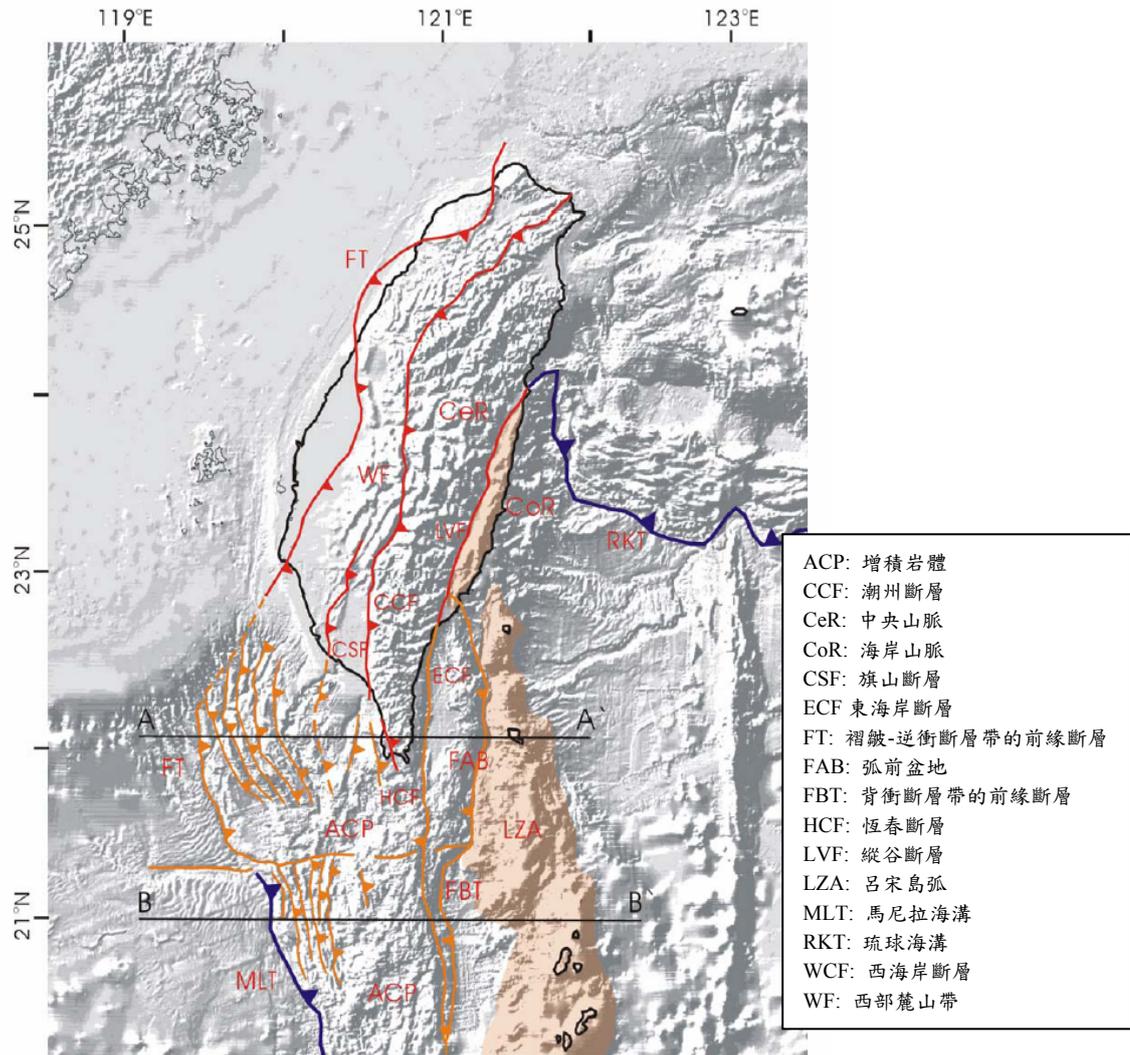


圖 3-2 臺灣地區之逆斷層系統

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

根據臺灣地質系陳文山教授之研究報告中指出，臺灣南側海域大地構造環境以北緯21.5°為界，主要差異是以北區域不具弧前盆地，形成碰撞的構造環境。增積岩體的範圍被局限在兩條主要斷層之間，西側邊界為向西逆衝斷層帶的前緣斷層（FT），北緯21.5°以南為馬尼拉海溝隱沒帶的前緣斷層；東側為向東逆衝斷層帶的前緣斷層（FBT），

並與東海岸斷層連接至陸上的縱谷斷層。A-A' 與 B-B' 剖面為圖 3-3 所示。

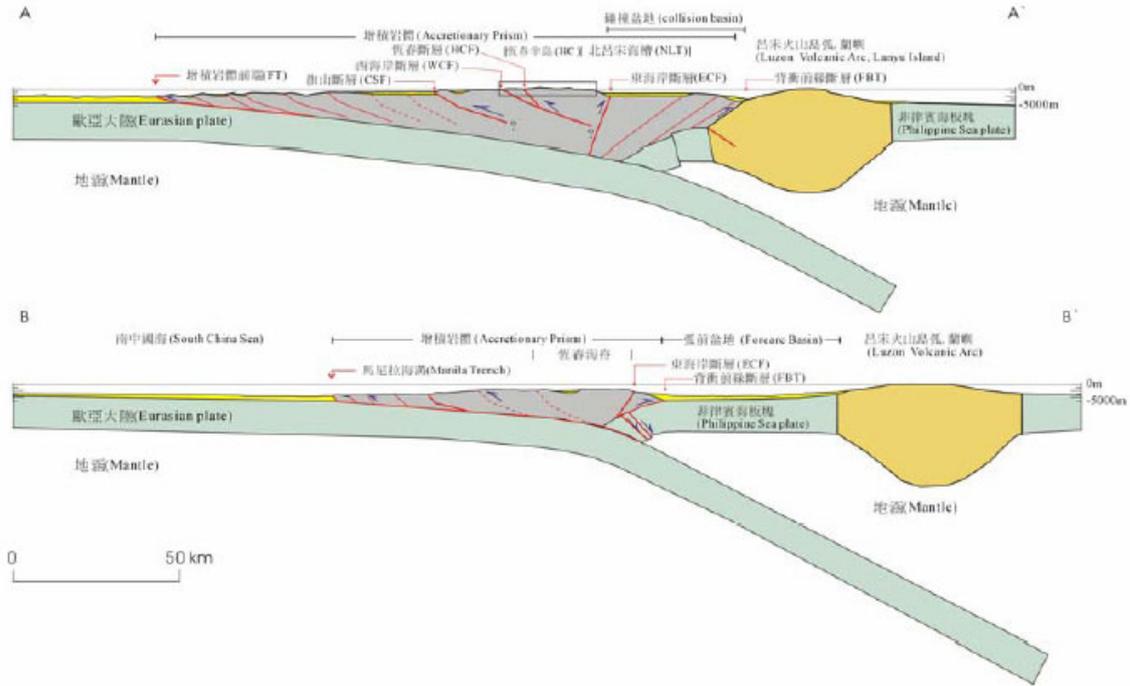


圖 3-3、A-A' 剖面及 B-B' 剖面示意圖

恆春半島基本的構造是由一系列的南北走向的逆斷層與褶皺所構成的褶皺-逆衝斷層。由東向西之逆斷層分別有滿州斷層、大梅斷層、恆春斷層以及位於西側海域中的逆斷層。其中恆春斷層就是半島中最重要的構造線，上下盤分別代表不同年代的岩層。由圖 3-3 可以看出恆春斷層是由陸地延伸至海域，一般是根據中新統及更新統的接觸關係，進而推斷此一逆斷層之存在，但文獻並未記載恆春斷層之露頭。有學者利用重力線之梯度變化來推測恆春斷層之位址，認為為一向東傾斜之高角度，並且認為該斷層是潮州斷層向南之延伸。至於其活動性，以文獻觀之，正巧呈現兩極化的論點；Bonilla(1975)利用碳十四法測定斷層兩側海階，認為其活動性不高；但陳(1993)卻認為在全新世之後都處於隆升狀態，推斷恆春斷層活動性依然十分活躍。

從臺灣南部的斷層分布，潮州斷層與旗山斷層均可以延伸到南部

海域增積岩體構造區，因此這兩條斷層有可能可以連接至增積岩體的逆斷層系統。陳認為潮州斷層亦可能與西海岸之斷層相聯接，但目前沒有足夠證據說明此項論點。此外，比較旗山斷層、潮州斷層與恆春斷層之相互關係，由旗山斷層上盤的沉積構造來推測，旗山斷層應該在早期更新世末期就已經開始活動了。恆春斷層位於較東側，推測形成年代應該在早期更新世。

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

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

第四章 臺灣西南海域之海嘯模擬

4.1 前言

由前章所述，本模式計算所需之參數，皆以檔案形式輸入進行模式運算，故若要符合臺灣近海特性所需，最簡單之方式僅需建立臺灣近海的檔案資料即可；但臺灣欠缺近海地區之海嘯紀錄足供驗證之用，僅有 95 年 12 月 26 日所發生的恆春地震可資驗證，故本章即是以前章所述之模式，配合適合臺灣近海之數值資料進行模擬，並取恆春地震時，中央氣象局之永安、小琉球、東港、後壁湖及蟬廣嘴測站之水位資料作為比對。

4.2 參數設定

模式計算之範圍如圖 4-1 所示，網格大小為 46×46 ，地形資料為 2 分精度，並設定 4-1 節所述設五個潮位站作為驗證之用，斷層位址及潮位站相關位置如圖 4-2 所示。所需資料為計算範圍內之地形水深資料及地層參數資料。

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

由於海嘯與海底地震所造成的斷層變化關係密切，故如何尋求合理的海洋表面水位變化作為模擬海嘯時的初始波形，變成了一個重要課題。本模式應用 Mansinha 和 Smylie (1971) 所提出之彈性理論作為計算地震的基礎方法，其基本上是利用斷層活動所造成的 strike-slip 與 dis-slip 位移所得到，其結果便是本模式之海嘯初始波形。通常，是把海底瞬時間的變化直接傳遞給海面上。而實際上的地震斷層運動，有的是瞬間產生變動，有的會持續 100 秒左右。根據研究顯示利用瞬間的

變位及長延時變化完畢時之變位作為海嘯的初始水位變動，這兩者的差異並不大。

因海底斷層之位置及相關參數由於不如陸地斷層可以用地球物理之方式進行必要的探測及實地勘查，目前主要採用震測資料求出最接近海底一公里內的斷層結構，配合海底地形推算該斷層的各項參數；此外國內的水下鑽探技術並不發達，為節省鑽探的費用，並取得完整的海底斷層資料，部分學者開始採用短週期的海底地震測量系統，即 Ocean Bottom Seismometer (OBS) system。但此法過於昂貴且有遺失儀器之風險。所以，本模式利用美國哈佛中心地震矩張量解(Havard CMT)計算結果作為斷層輸入條件。如表 4-1 所示，其所計算出之相關資料如附錄二所示。

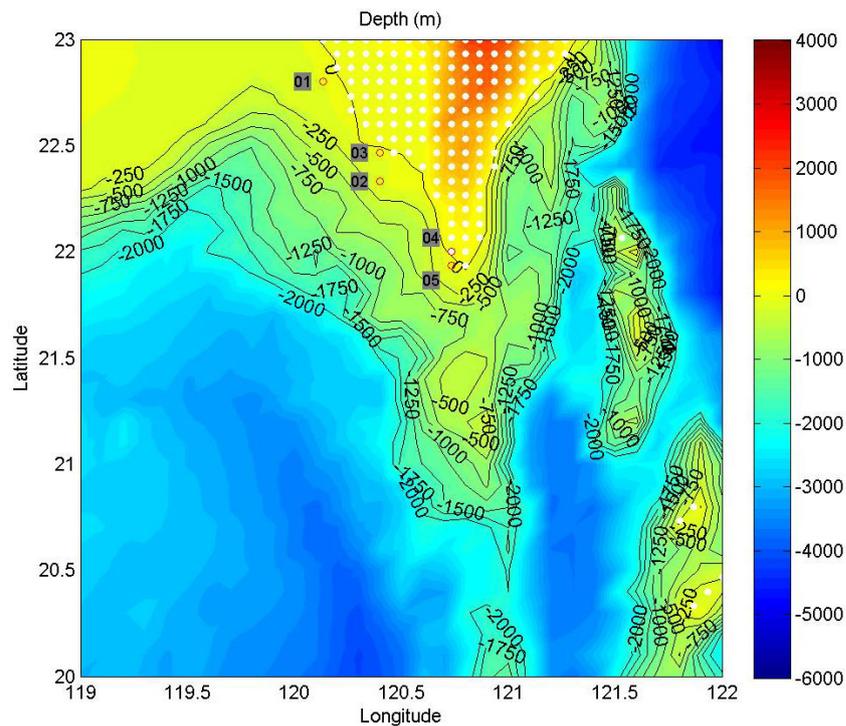


圖 4-1 模式計算範圍及地形圖

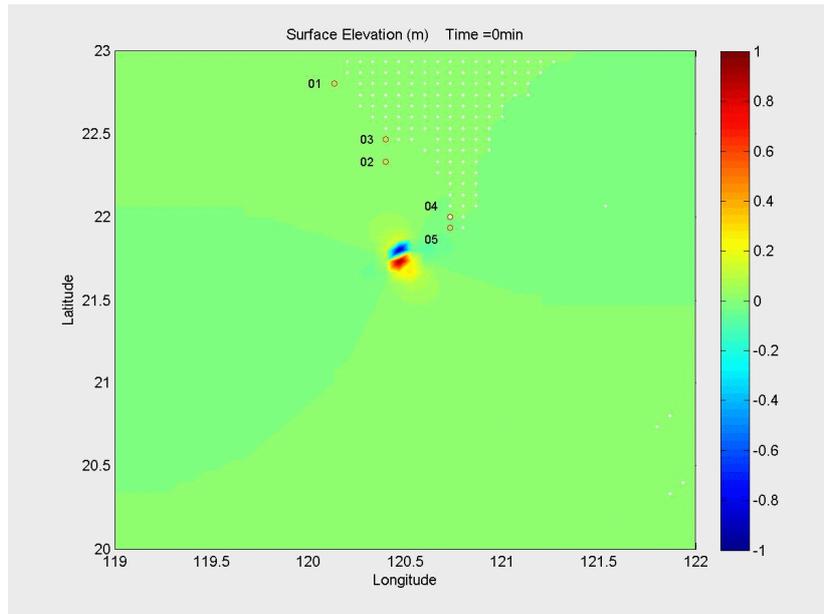


圖 4-2 斷層位址及驗潮站位置

4.3 穩定性條件

在模式計算中，為了差分模式的穩定性，必須採用相同的時間間隔 Δt ，即是(C.F. L.條件)

$$\frac{\Delta s}{\Delta t} > \sqrt{2gh_{\max}} \dots\dots\dots (4-1)$$

Δt 之設定必須在每個地點都滿足此條件。這時候， Δs 為網格間距， h_{\max} 為各計算網格中最大水深值。

表 4-1 地層參數設定

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

4.4 斷層參數

海嘯之主要成因，是來自於斷層運動所引發的海底地震。故利用數值模式來模擬海嘯傳遞過程中，斷層行為的研判及參數設定，是一項重要的工作。斷層參數之意義，則如圖 4-3 所示(Hiroo Kanamori 座標系統)。本模式需求之主要斷層資料說明如下：

N：緯度[degree]

E：經度[degree]

d：深度(depth)[km]

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

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

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

L：斷層長度(length)[km]：即為斷層破裂面長度，其與地震矩 M_0 之間

有數學關係存在。

W：傾斜方向的寬度(width)[km]。

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

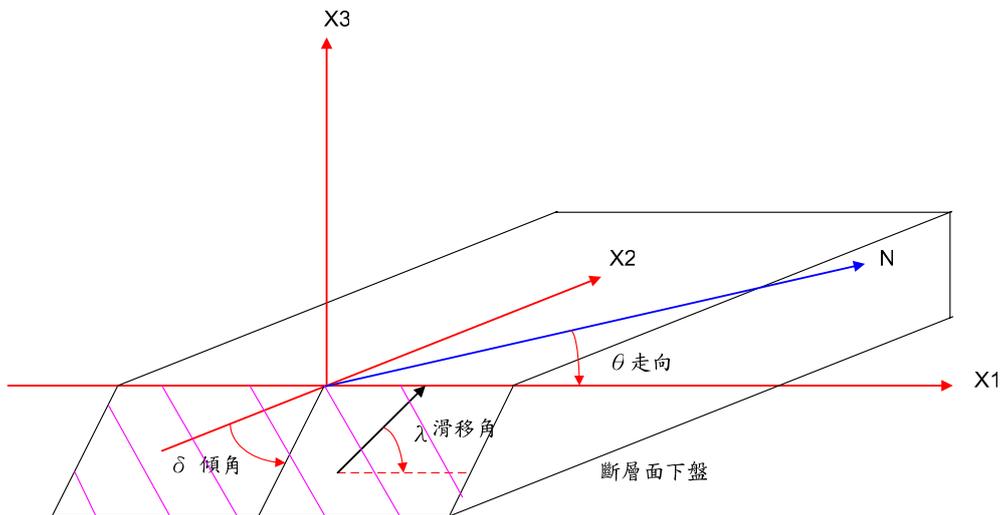


圖 4-3 Hiroo Kanamori 座標系統-斷層參數之示意圖

以上這些數據必須事先得知，方得以透過模式模擬海嘯；但因海底斷層之位置及相關參數由於不如陸地斷層可以用地球物理之方式進行必要的探測及實地勘查，故對於海底斷層所掌握之資訊遠不如陸域斷層；目前主要採用震測資料求出最接近海底一公里內的斷層結構，配合海底地形推算該斷層的各项參數；此外國內的水下鑽探技術並不發達，為節省鑽探的費用，並取得完整的海底斷層資料，部分學者開始採用短週期的海底地震測量系統，即 Ocean Bottom Seismometer (OBS) system。但此法過於昂貴且有遺失儀器之風險。所以，本模式利用美國哈佛中心地震矩張量解(Havard CMT)計算結果作為斷層輸入條件，由於此種方式是某地發生地震後，才計算求解而得，必須提出說明的是，由 CMT 所得到的斷層數據中，並沒有包含斷層長度及寬度、斷層位移量等資料，必須靠適當的經驗公式或假設求之，我國的中央氣象局目前並無提供這方面的資訊。

4.5 模式輸出結果及驗證比較

4.5.1 輸出結果

輸入資料：

DIMENSION (網格大小)

DEPTH DATA (水深資料)

TIDE STATION POINT (測潮站網格坐標)

FAULT (斷層參數設定)

PARAMETER01 (輸出資料參數設定)

PARAMETER02 (真實原點坐標設定)

輸出資料：

ZZ AT ANY TIME (波高的時序分佈)

SUFLV MAXIMUM DATA (各網格點最大波高值)

TRANS TIME DATA (各網格點傳播時間值)

TIME SERIES AT POINT (各測潮站水位時序排列)

(1)波高的時序分佈(圖 4-4(a)~(f))如下：

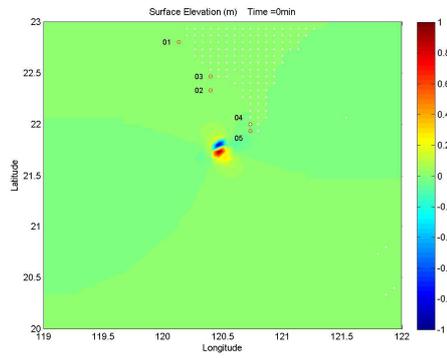


圖 4-4(a)

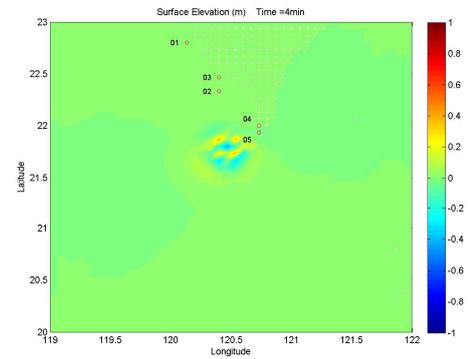


圖 4-4(b)

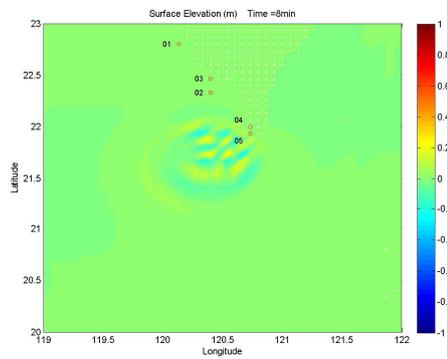


圖 4-4(c)

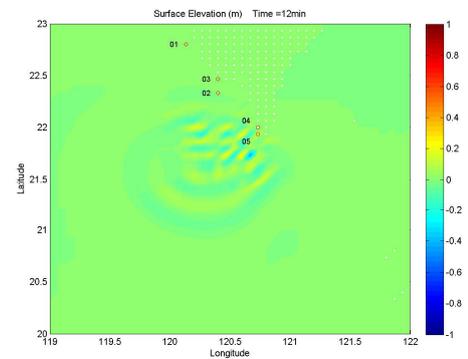


圖 4-4(d)

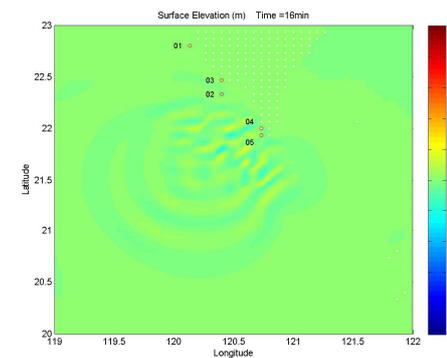


圖 4-4(e)

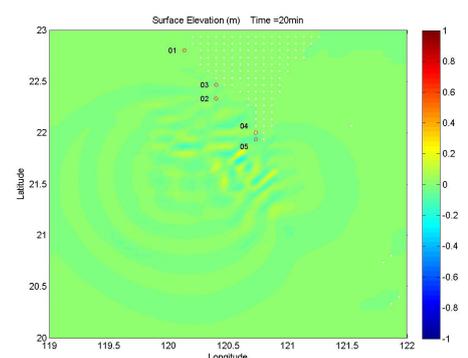


圖 4-4(f)

圖 4-4(a)~(f) 驗潮站之波高時序圖

(2)最大波高值：如圖 4-5 所示。

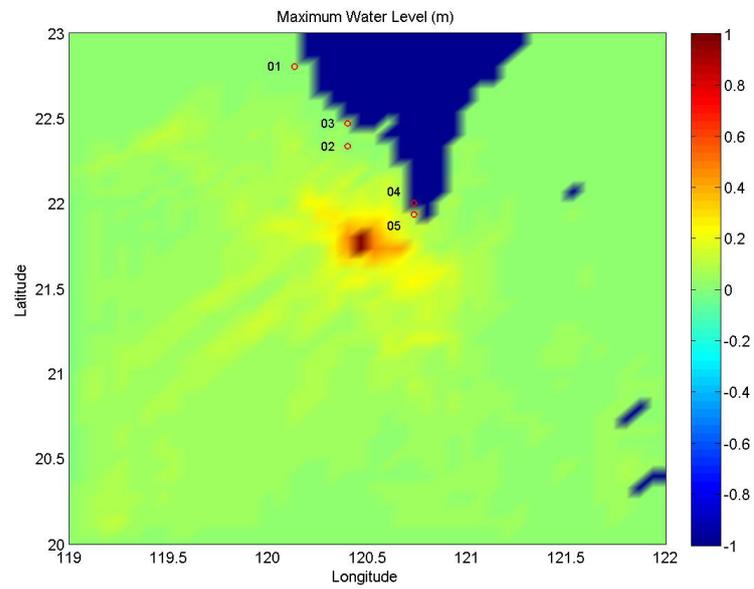


圖 4-5 各地之最大波高分佈圖

(3)各網格點傳播時間：如圖 4-6 所示。

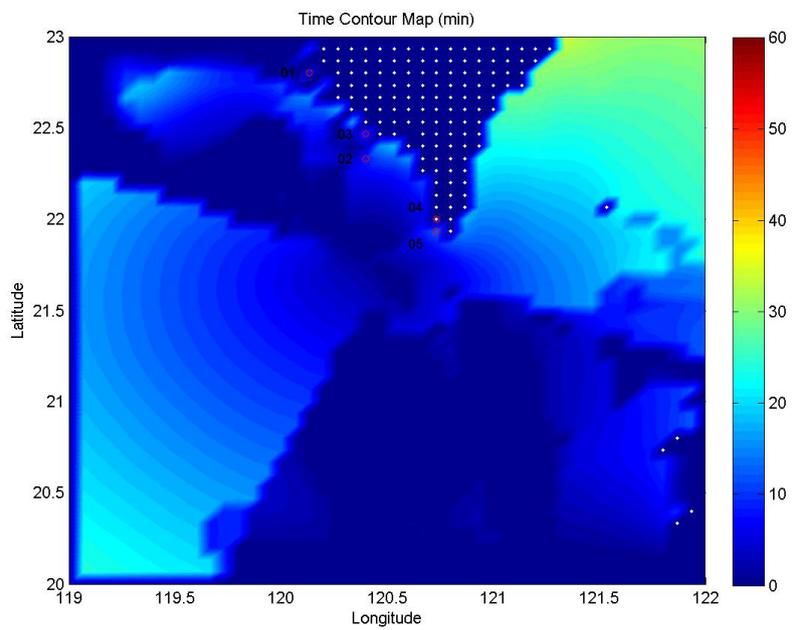


圖 4-6 各地之傳播時間圖

4.5.2 驗證比較

利用高通濾波(high pass)，將測潮站資料濾掉潮汐資料，以保留海嘯的資料，藉以比對模式與實測資料的差異。圖4-7~圖4-11分別為各地驗潮站實測資料經高通濾波後之結果，圖4-12~圖4-16為模式與實測水位驗證圖。

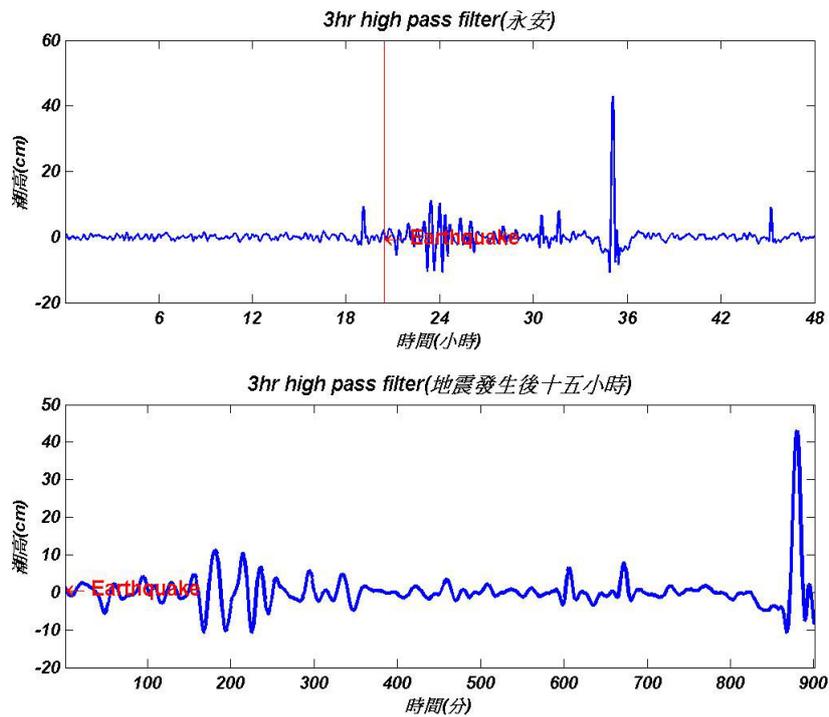


圖 4-7 永安潮位站水位

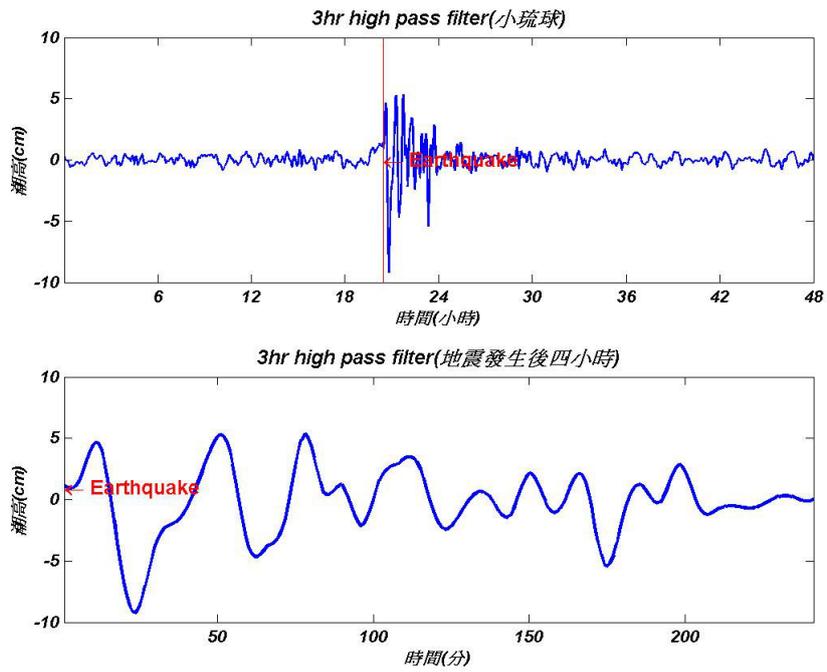


圖 4-8 小琉球潮位站水位

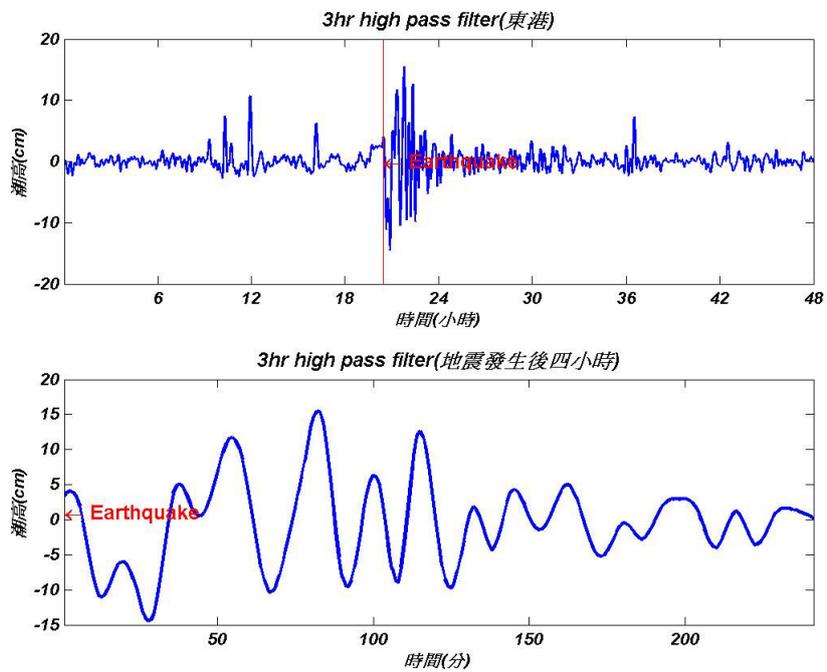


圖 4-9 東港潮位站水位

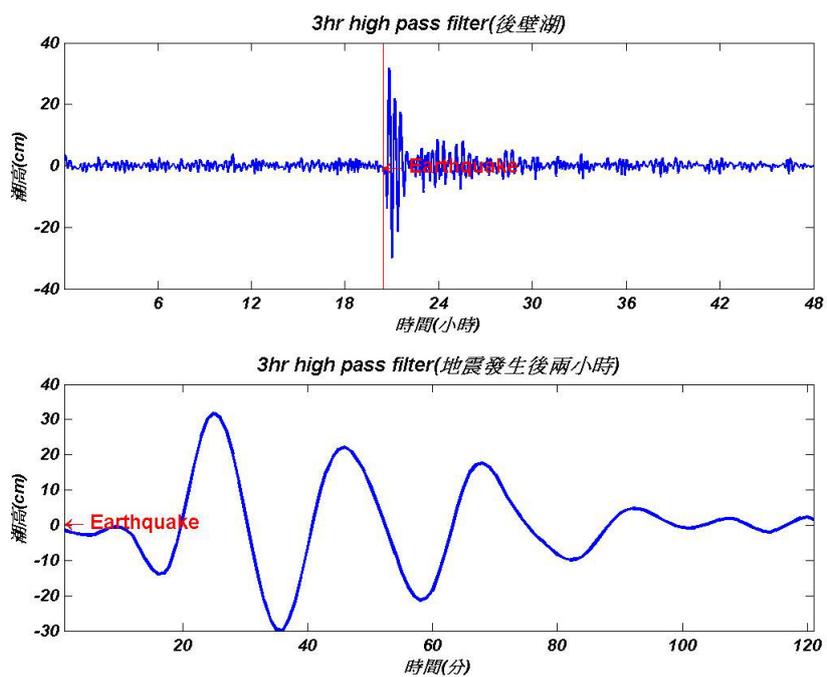


圖 4-10 後壁湖潮位站水位

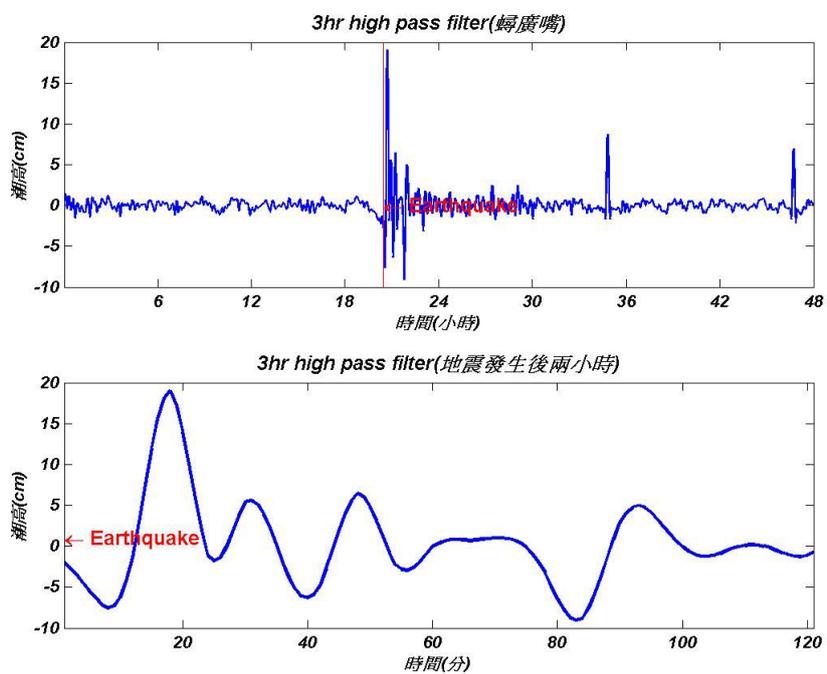


圖 4-11 鯇廣嘴潮位站水位

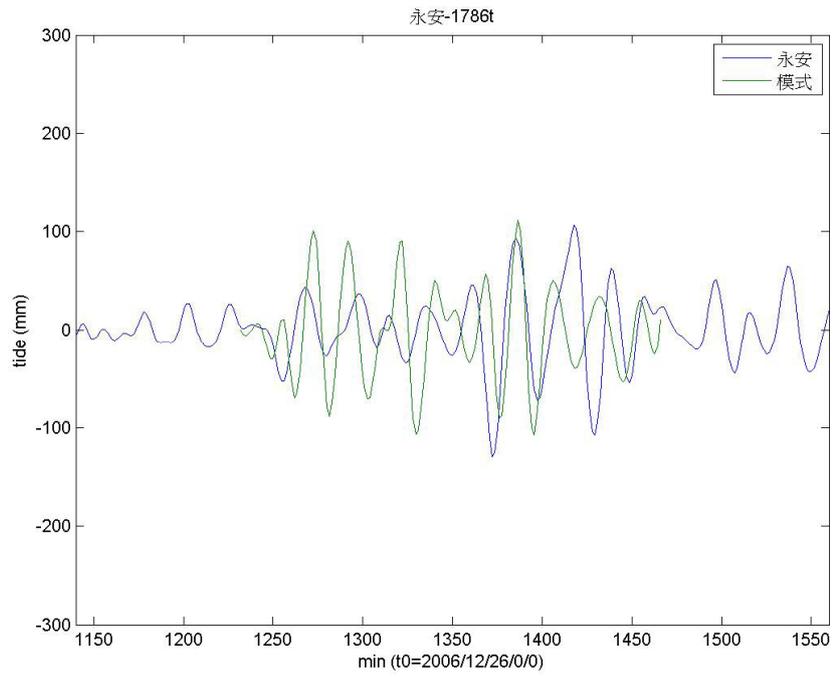


圖 4-12 與永安潮位站水位之比對

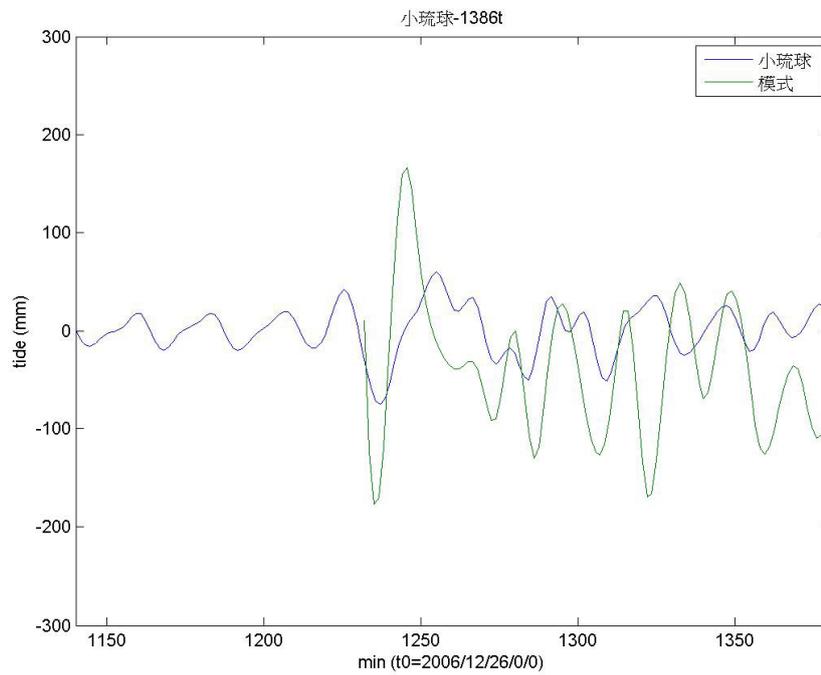


圖 4-13 與小琉球潮位站水位之比對

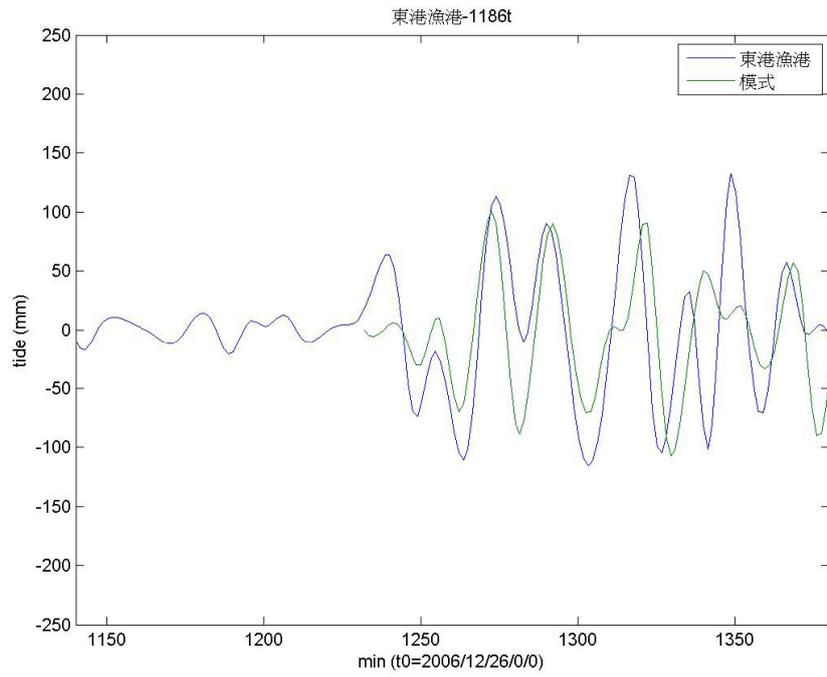


圖 4-14 與東港潮位站水位之比對

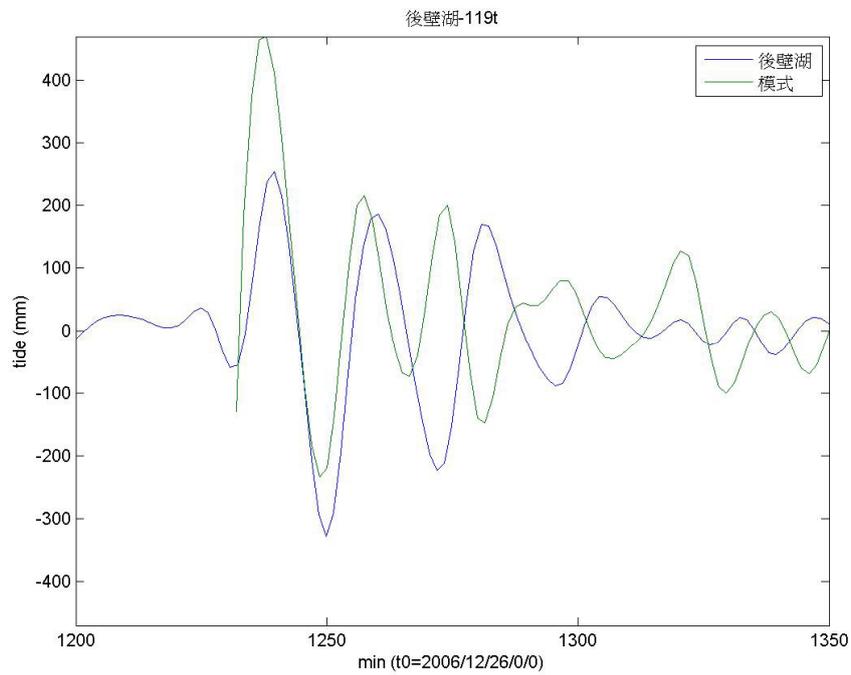


圖 4-15 與後壁湖潮位站水位之比對

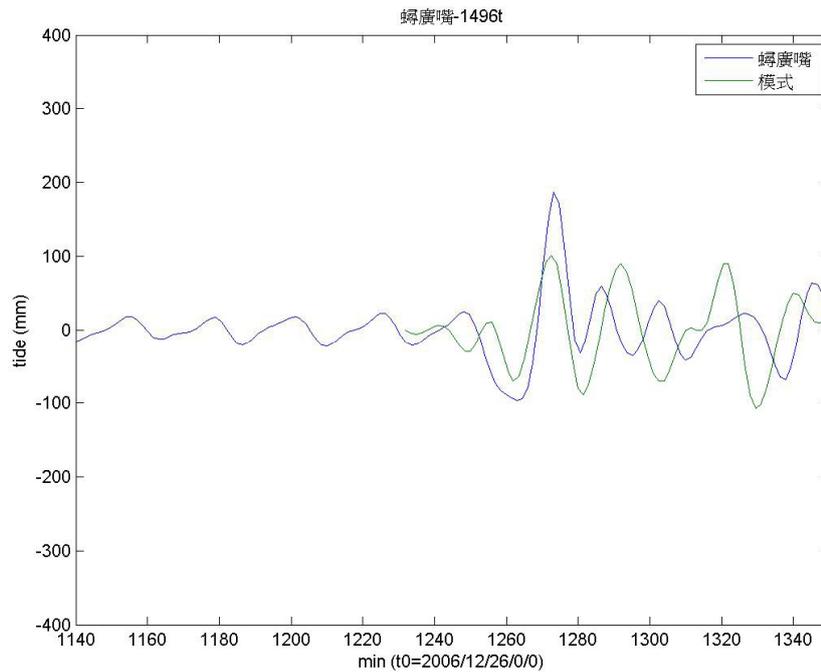


圖 4-16 與蟳廣嘴潮位站水位之比對

由圖 4.12~4.16 可發現，本模式初步模擬結果，對於波谷先至或是波峰先至已有不錯的模擬能力。由於本次地震發生地點位於南灣外海之恆春斷層或是潮州斷層，故在極值的模擬能力上，除鄰近斷層地點之蟳廣嘴測站外，其他測站比對結果均偏高；在最大值到達時間上，後壁湖及蟳廣嘴測站頗為一致，其他測站仍有些許偏移現象。模式結果顯示，對於海嘯波波高最大值及到達時間已有初步的模擬能力，但是相關穩定度及精度上仍需加強；此一原因研判與輸入參數有相當大的關係，一個可能的原因，在於水深資料為 2 分之地形資料，其解析度仍嫌不足；另一個可能的原因可能是斷層參數的設定，由於從 CMT 所取得的資料僅為計算出來的結果，並非是實際的參數值，此外，斷層參數所需斷層長度、寬度及深度，除深度外，其餘必須經由適當假設估算之，以目前海底斷層之資訊推估實有相當大之誤差。

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

的改良空間。

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

第五章 以 GIS 地形資料建立高雄地區之溢淹 數值模型

5-1 地形資料之處理

欲建立溢淹數值模型，除了數值模式外，還必須有適當的陸域地形數值資料；本計劃是利用高雄市全市地圖 AutoCAD 圖檔及 GIS 圖檔作為基本資料。兩者的差別是在於 AutoCAD 圖檔有高程資料，雖精度不如 GIS 圖檔，但符合溢淹數值模型。

由於全市是由相當多之圖塊所組成，若要配合模式運作，必須先將其合併為一，但所需記憶體會變得非常龐大，建議要分批處理。要將 AutoCAD 圖檔匯出成為數值資料必需透過程式軟體轉換，利用 AutoLisp 語法會較為容易。圖 5-1~圖 5-5 概略說明轉換的過程。

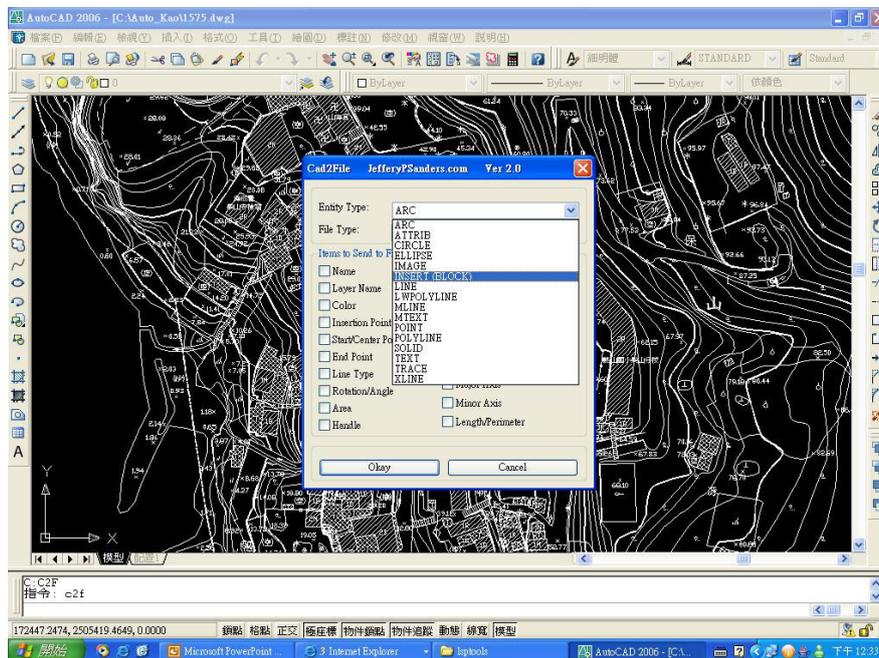


圖 5-1 操作一、選擇”插入圖塊”

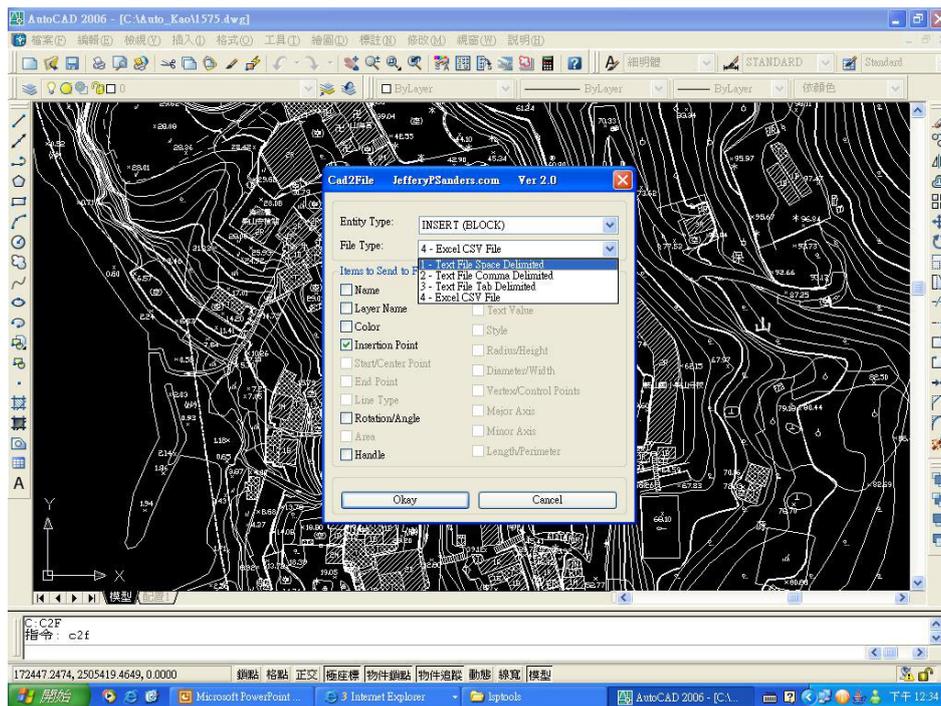


圖 5-2 操作二、選擇檔案格式

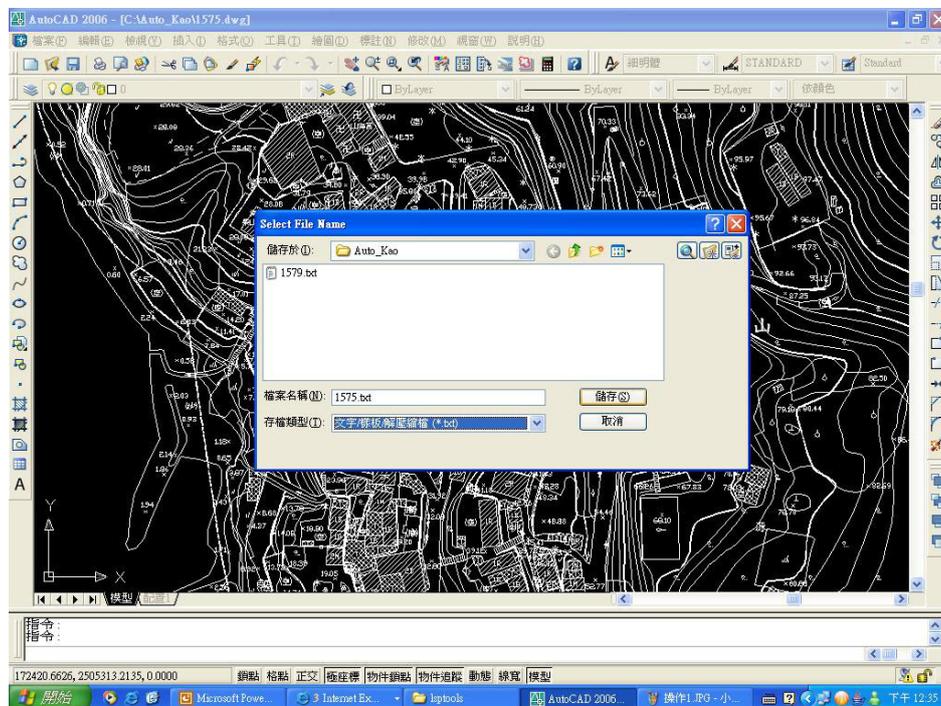


圖 5-3 操作三、選擇存檔位置及輸入檔名

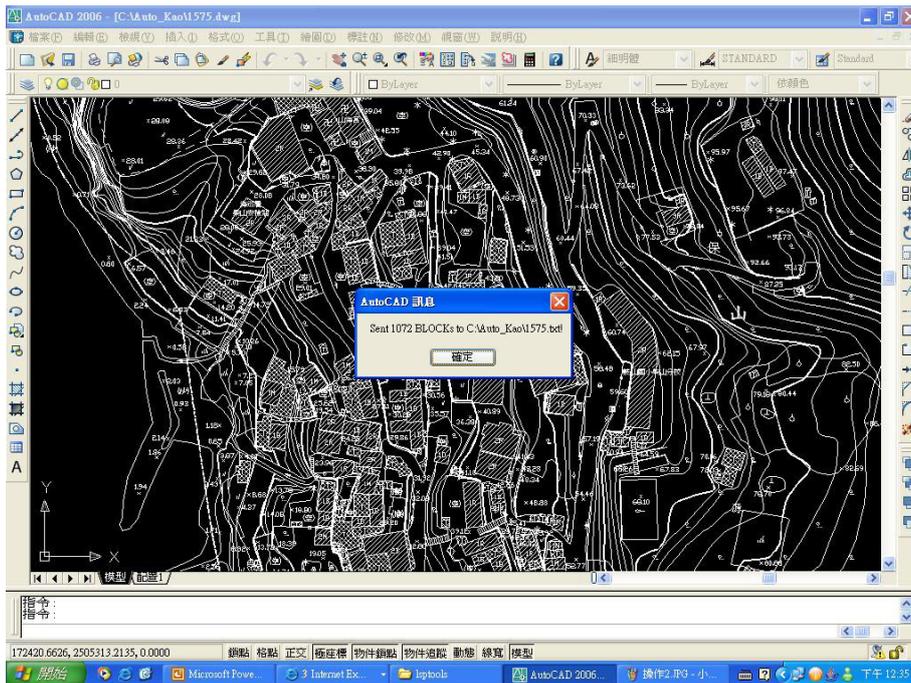


圖 5-4 操作四、執行程式匯出資料

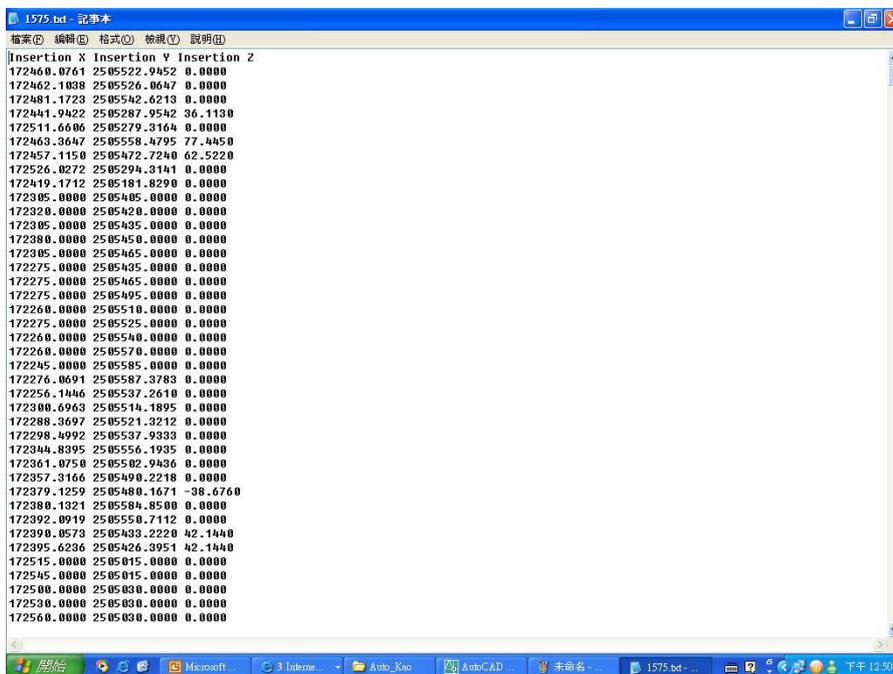


圖 5-5 座標點取得

5-2 高雄海域資料

高雄市附近海域之地形水深資料可從海科中心數值資料庫或從 NOAA 取得，為配合模式模擬，必須給予模式適當的陸域平面資料，圖 5-6 為經過處理過後之數值平面資料，主要範圍在高雄市旗津區、高雄港區(含第一、二港口)以及高雄市左營區、苓雅區部分區域。圖 5-7 為高雄市海域地形圖，主要是了解西南海域之水深分布並假設此地斷層發生錯動，圖 5-8 為將兩者配合之結果，其主要目的是用於海嘯波傳遞至近岸之溯昇過程。

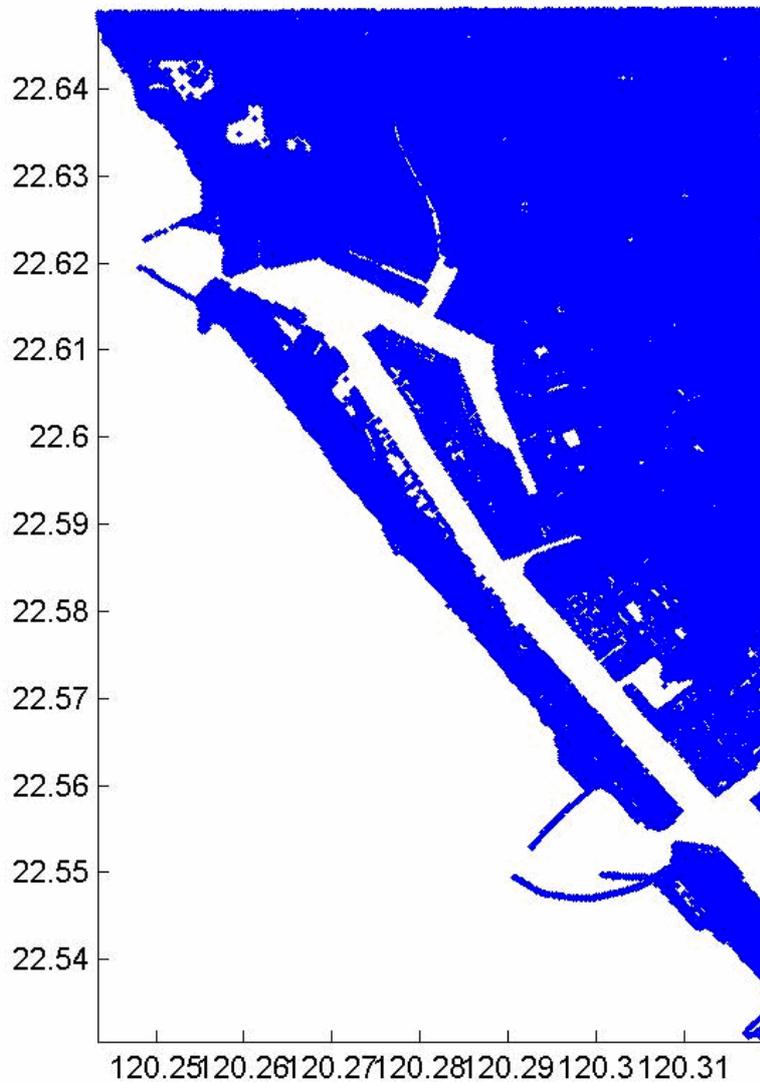


圖 5-6 高雄市數值地形圖

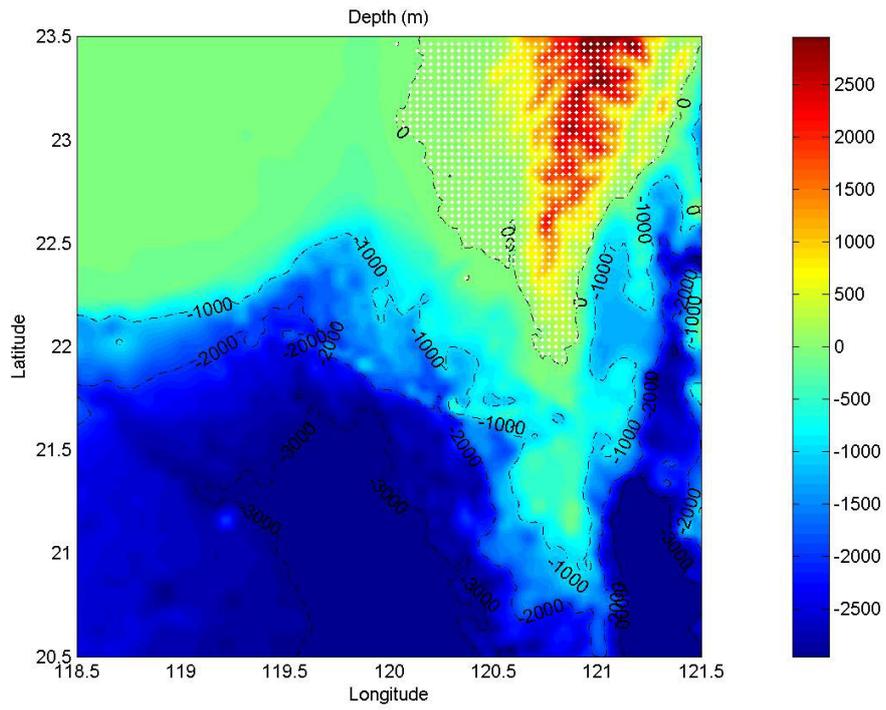


圖 5-7 高雄市週邊海域水深圖

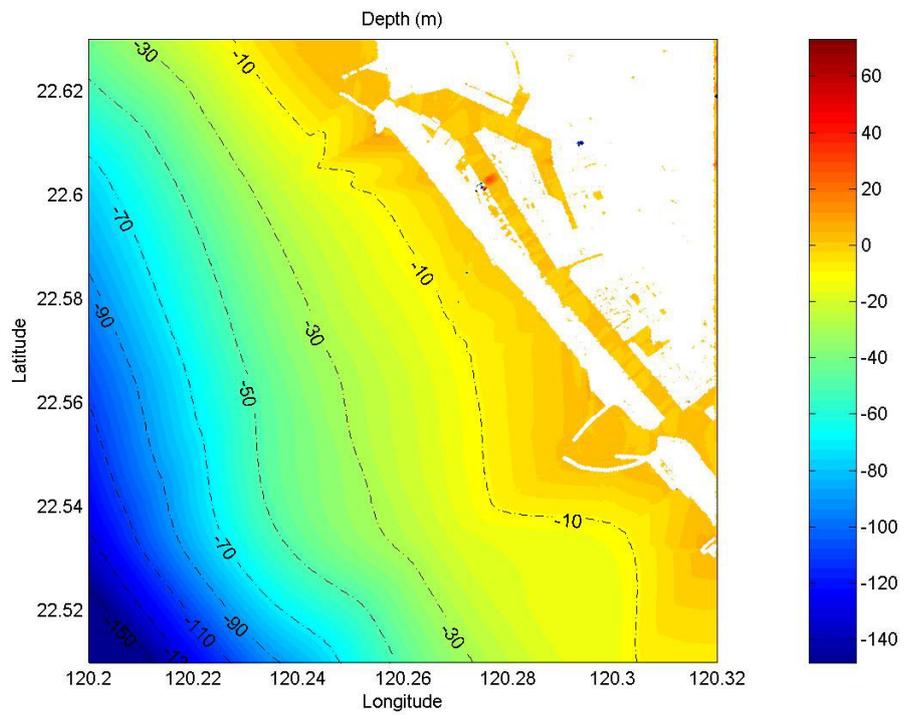


圖 5-8 數值地形與水深資料結合圖

5-3 溢淹模型之測試

本計劃利用 COMCOT 及前小節之數值地形資料進行近岸海嘯之模擬，在模擬之前先行測試。取一與海平面等高之方形平臺，並設網格大小為 5M×5M，近岸波高為 11 公尺進行模式測試，測試前後結果如圖 5.9~5.10 所示。由前兩圖可得知，當波浪傳遞至平臺時，其波高急遽抬升至約 14-16m，已越過平臺，波浪經由兩旁流至平臺後方，明顯有溢淹之效果，故對於溢淹應有適當之模擬程度。

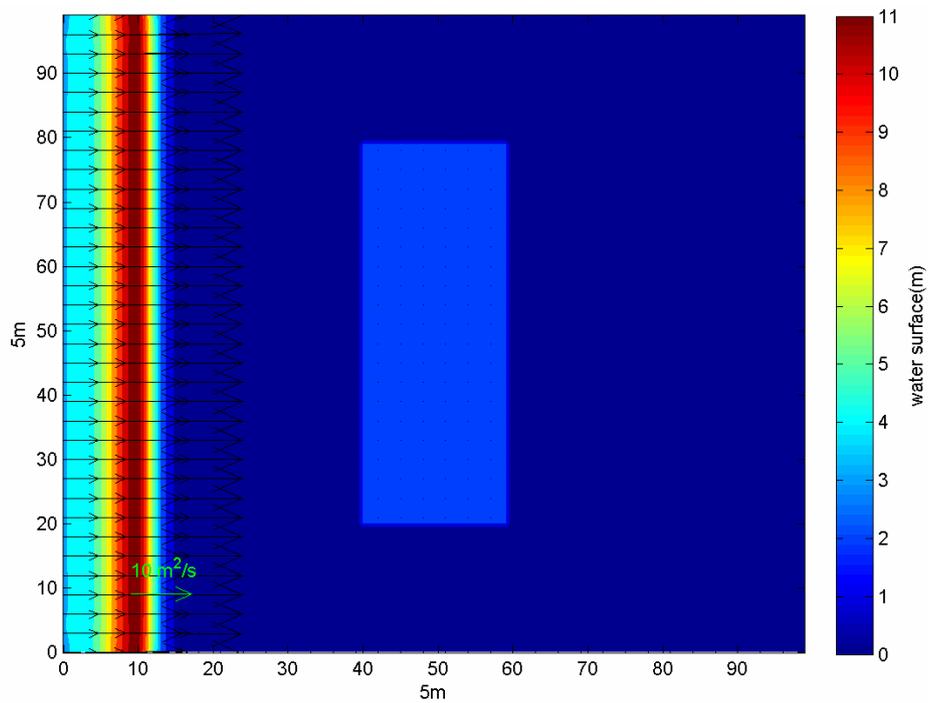


圖 5-9 近岸溢淹模型測試(溢淹前)

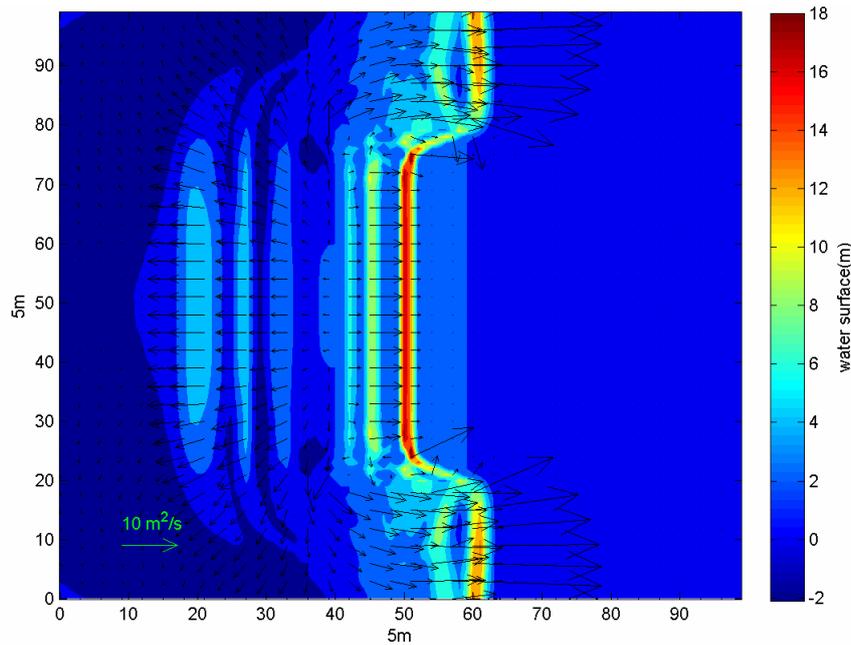


圖 5-10 近岸溢淹模型測試(溢淹後)

5-4 高雄區域之溢淹模型

本計劃模擬高雄地區受恆春斷層錯動後，其可能造成之溢淹狀況。其參數設定如附錄三所示。圖 5-11 為假設西南海域某一逆斷層發生錯動後，海嘯自遠域開始傳播至近岸；Layer21 代表高雄區域。圖 5-12 代表海嘯已傳到近岸地區(當海嘯發生約 20 分鐘後)，可以明顯看出波高因為地形淺化效應而有抬升之現象。圖 5-13 為當海嘯來臨時，高雄近岸之傳遞情形，圖 5-14 為當海嘯到達旗津區時之情形，可初步看出波高已放大約 8 公尺，同時已溢淹至旗津區並對港區及第一、二港口已有影響。圖 5-15 為海嘯已經溢淹至港區；圖 5-16 為本模式所模擬之各點分布圖，A 點為第一港口入口處，B 點為港區內中洲地區，C 點為第二港口入口處，01 點為第一港口出口處(即第一港口之堤防外)，02 點為第二港口出口處(即第二港口之堤防外)，03 點為旗津近岸處(即為旗津區接近陸地處)，04 點為旗津離岸處(即為等深線 25M 處)。圖 5-17~圖 5-23 分別表示高雄第一港口等四處之水位時序圖。由圖 5-17~圖 5-23 得知，當逆斷層發生地震引發海嘯時，其高雄區域皆為波谷先至，近岸波高約為 6-12 米，其最大波峰約在地震開始時 25 分鐘傳至高雄。初

步觀察得知，高雄港第一港口內外最大水位相差 3m，港口外之水位大於港口內；第二港口內外水位相差不大；以港口外而言，第一港口外最大水位值 4.5m 高於二港口外最大水位值 3.2m；港口內而言，二港口最大水位值 3.5m 高於一港口最大水位值 1.5m。港區內航道最大水位值 2.3m，發生於海嘯開始時第 42 分鐘，期間港區水位振盪逐步遞減至平均靜水位，其歷時約為 2 小時。本研究目前已建立初步之溢淹模型，但仍需進一步測試、驗證及改良。

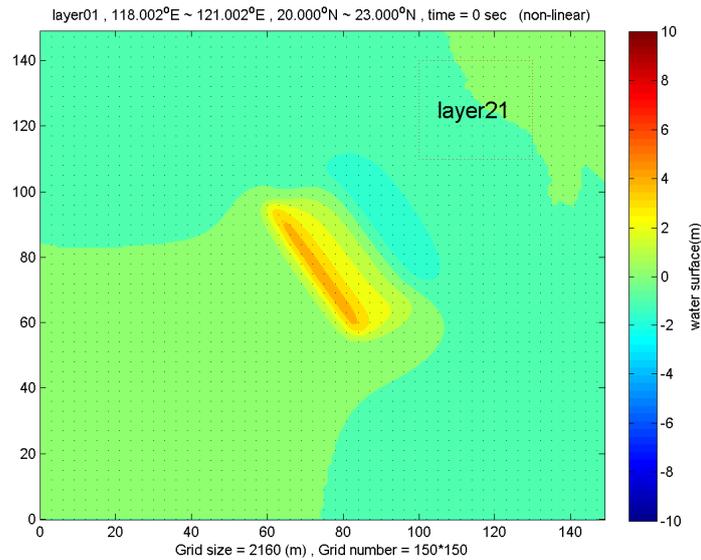


圖 5-11 遠域海嘯發生時

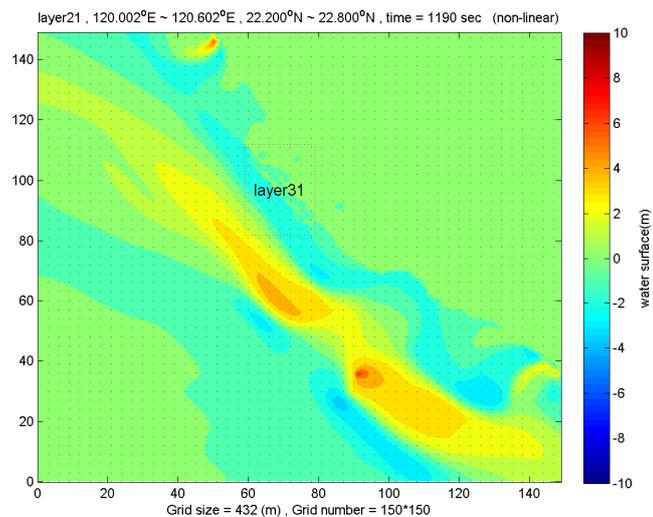


圖 5-12 海嘯傳遞至近岸時(當海嘯發生約 20 分鐘後)

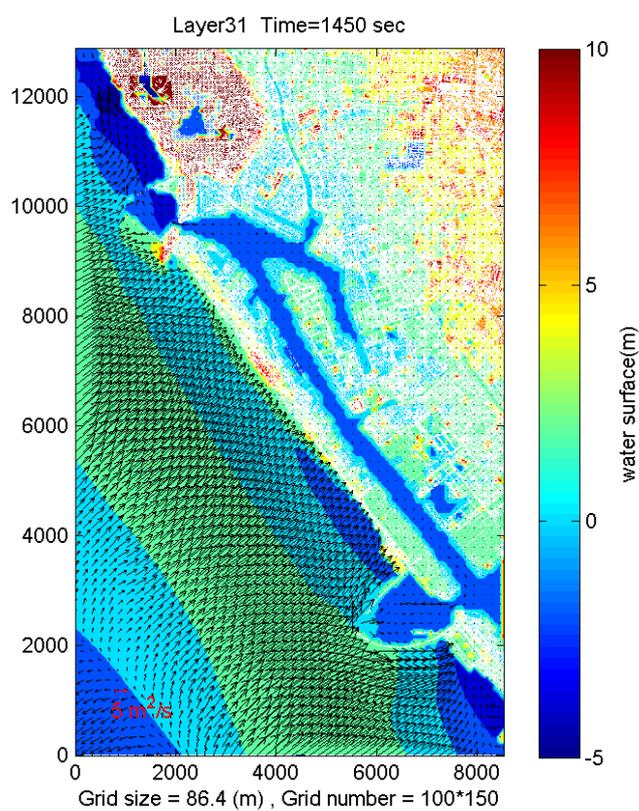


圖 5-13 當海嘯到達旗津區時(當海嘯發生約 24 分鐘後)

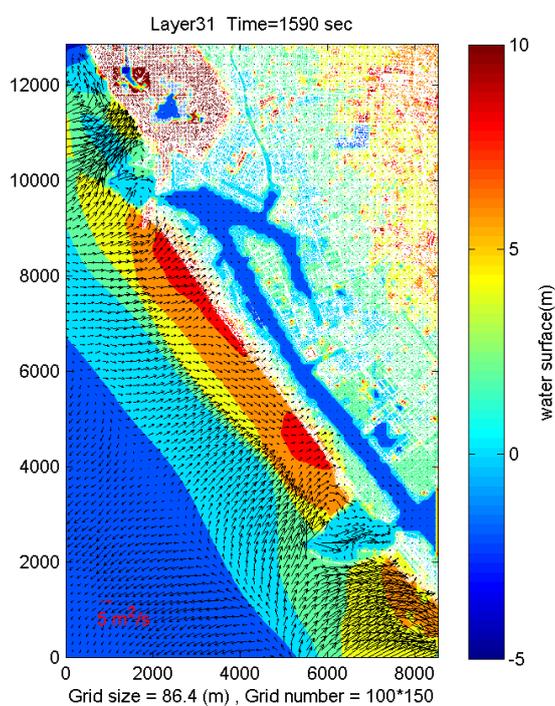


圖 5-14 當海嘯已溢淹至旗津區(當海嘯發生約 26.5 分鐘後)

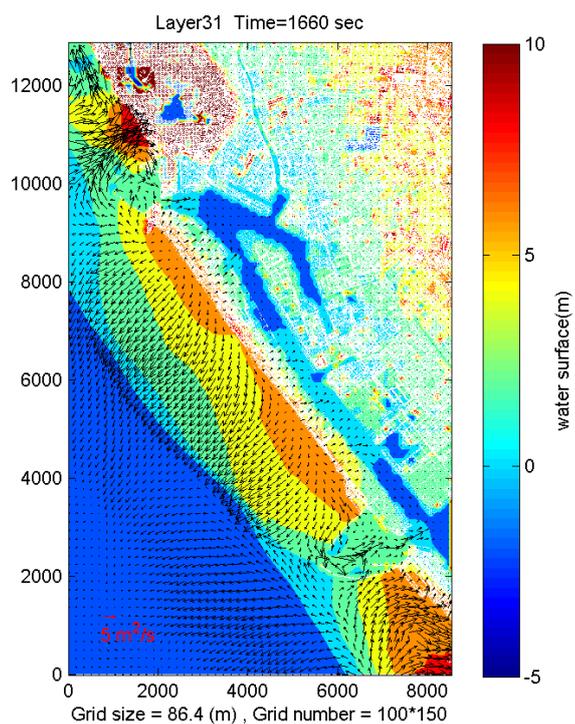


圖 5-15 當海嘯已溢淹至港區(當海嘯發生約 27 分鐘後)

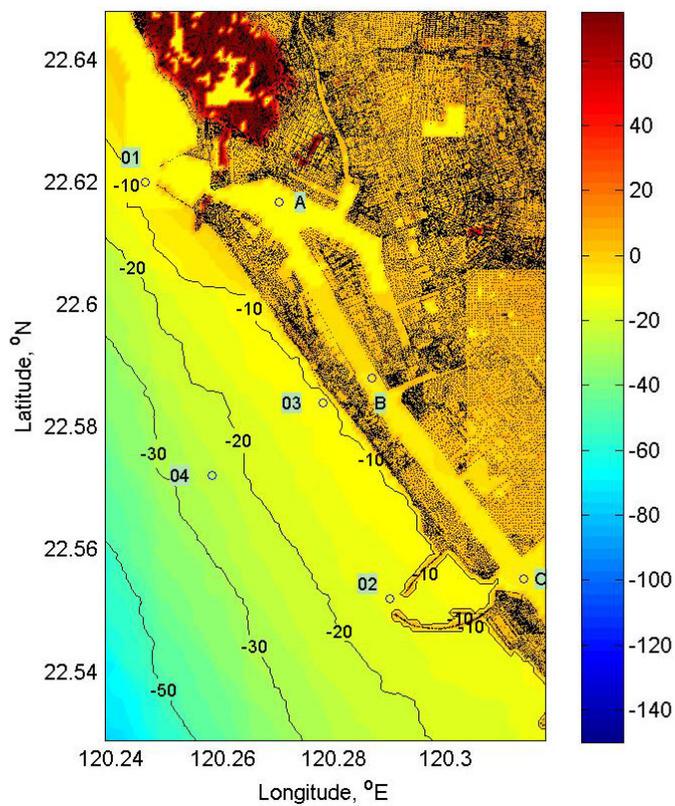


圖 5-16 模擬點位分布圖

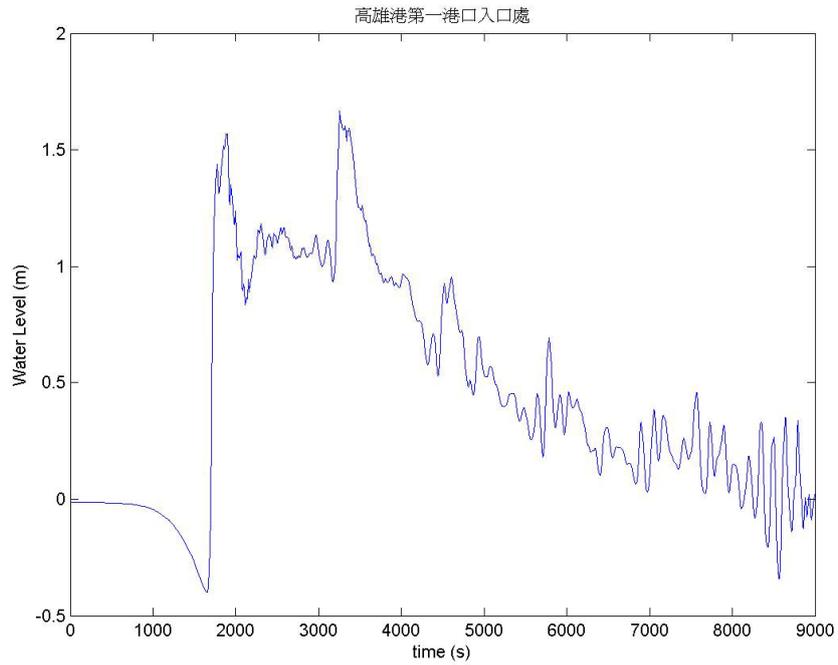


圖 5-17 高雄港第一港口入口處(A 點)

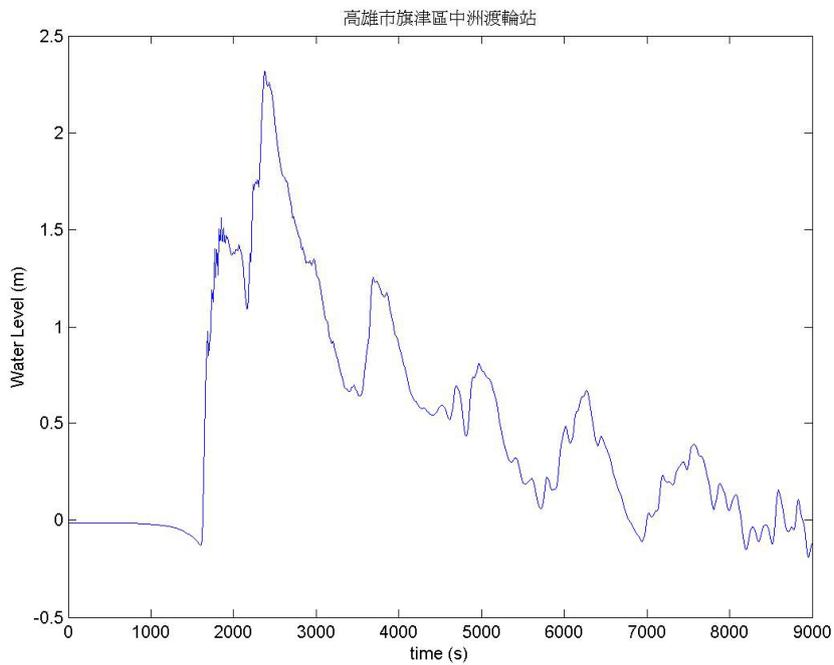


圖 5-18 港區內中洲地區(B 點)

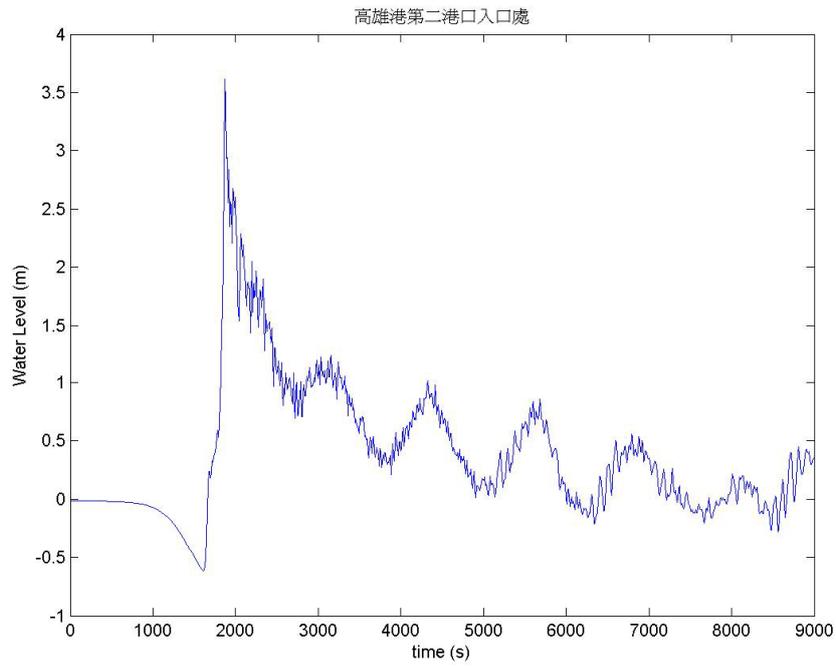


圖 5-19 高雄港第二港口入口處(C 點)

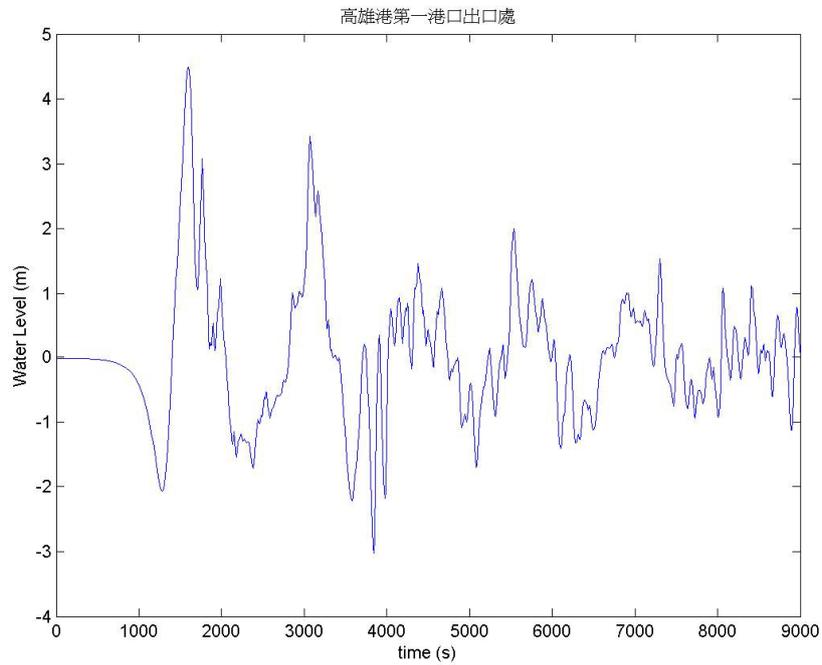


圖 5-20 高雄港第一港口出口處(01 點)

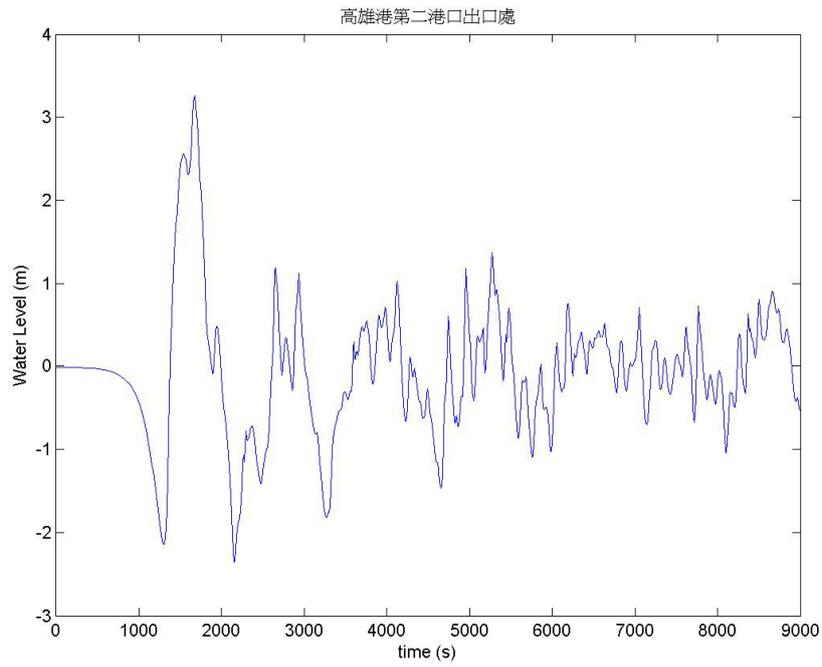


圖 5-21 高雄港第二港口出口處(02 點)

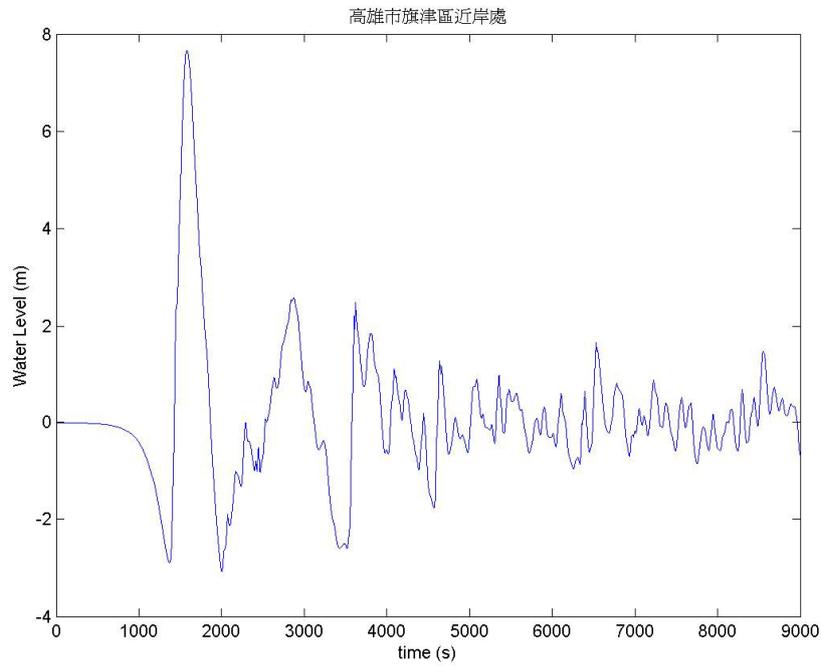


圖 5-22 旗津區近岸處 (03 點)

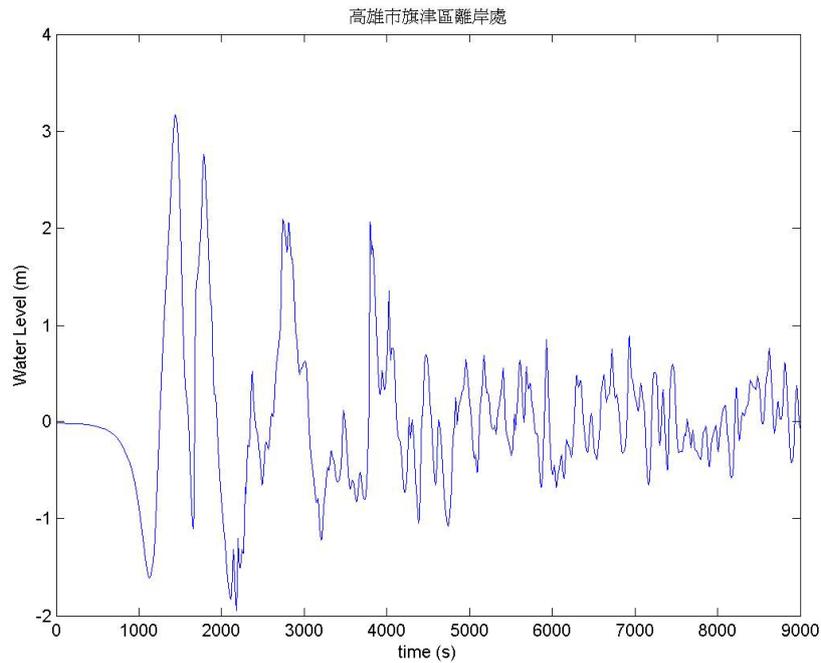


圖 5-23 旗津區離岸處(等深線 25M 處)(04 點)

5-5 結果與討論

5-5-1 海嘯溯上理論

當海嘯於大洋中傳遞時，因為非線性因子不若柯氏力來的重要，故利用線性淺水波理論足以描述整個海嘯波動的特性。但海嘯在近岸附近，由於受到淺化作用使得使波長變短、波高便大，同樣也造成海水流動與底床間的摩擦作用，此時非線性效應及底床摩擦就顯得較頻散效應來得重要，線性淺水方程式不再合用，為模擬海嘯溯上與造成的溢淹，必須採用非線性淺水方程式

海嘯之所以造成重大災害，主要是地形淺化所引致。這種淺化效應也存在於一般的波浪。如圖 5-24 所示，波浪在近岸處由於水深變淺，波長變短，導致波能集中、波高便大；原來在外海不顯著的波，到了近岸變得明顯許多。



圖 5-24 一般波浪的地形淺化效應

用簡單的理論可說明海嘯溯上的波高變化，如圖 5-25；假設海嘯由寬度 b_1 、深度 d_1 的海灣向岸傳播，波高 H_1 。水波能量與波高平方成正比；因此若不考慮反射，當海嘯傳播至寬度 b_2 、深度 d_2 處，根據能量守恆原理，

$$b_1 \sqrt{gd_1} H_1^2 = b_2 \sqrt{gd_2} H_2^2 \dots\dots\dots (5-1)$$

因此深度 d_2 處海嘯波高 H_2 應為

$$H_2 = \sqrt[4]{\frac{d_1}{d_2} \frac{b_1}{b_2}} H_1 \dots\dots\dots (5-2)$$

此即所謂格林定律(Green law)，可作為海嘯波高之近似估計值。

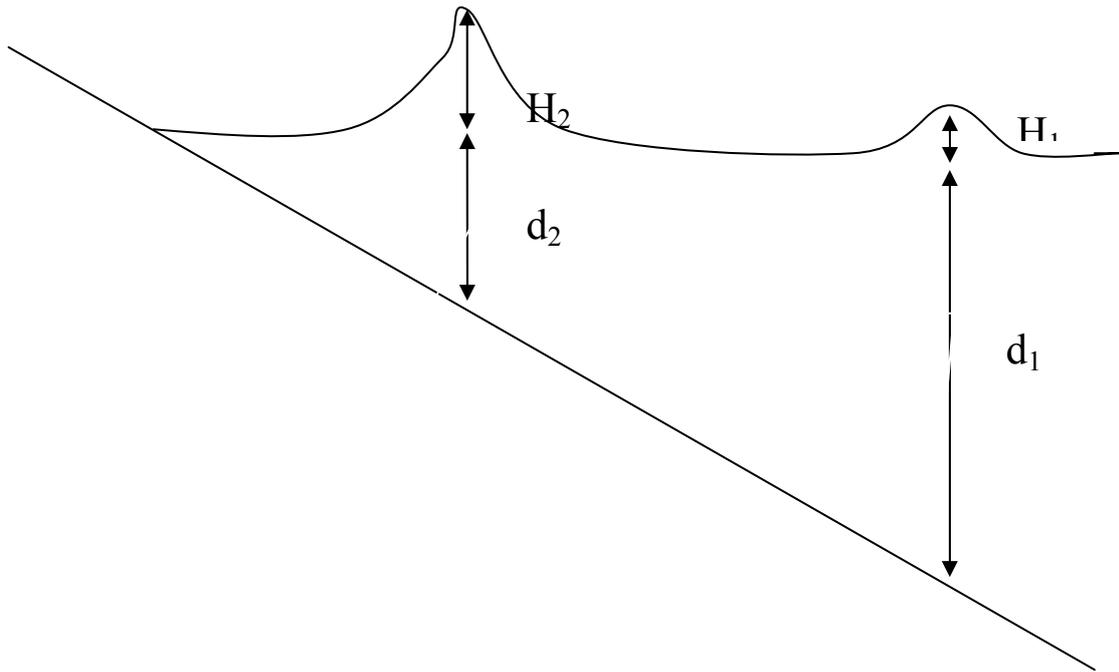


圖 5-25 寬度不變($b_1 = b_2$)下波浪的淺化示意圖

5-5-2 模擬結果比對

本模擬是考慮震源若發生地震時，其海嘯波對於高雄區域之影響。茲選取圖 5-21 及圖 5-22 作為溯上比對之對象。由格林定律式(5-2)可得出近岸波高 H_2 為：

$$H_2 = \sqrt[4]{\frac{d_1}{d_2}} H_1 = \sqrt[4]{\frac{25}{10}} \times 3.2 = 4.02m < 8m$$

小於模擬出之波高；但此僅為單一案例所呈現之初步結果，下一年度將取多種案例進行更深入之比對。

第六章 結論

1. 臺灣東部外海是強震較頻繁的區域，但是東部沿海地形陡峭，淺化作用不明顯縱有海嘯侵襲，歷史上造成災害之機率並不高；至於西部沿岸由於地震較容易發生在造山帶前緣，因此臺灣海峽發生強震的機率不高，要產生大海嘯的機率也不大。所以整體而言，最值得注意的區域有西南部高屏沿海低漥地區，以及東北外海（包括龜山島）。
2. 西南部高屏沿海低漥地區值得注意的原因如下：臺灣造山帶的斷層前緣由此處出海，延伸至活躍的馬尼拉海溝構造帶；這地區的外海多斜坡與峽谷，海底地形變化大，而且本區域地勢平坦甚至低漥。馬尼拉海溝是活躍的構造帶，容易引發強震，造成的海嘯可以傳導至臺灣西南部，而變化大的海底地形容易產生海底山崩；平坦的高屏沿海一帶一旦受到海嘯侵襲，淹溢範圍將相當大，容易造成嚴重災害。
3. 由大地構造得知，恆春斷層及潮州斷層雖其相關性仍有未明之處，但現場調查及實例均已說明恆春斷層之活動性仍持續保持，仍有發生地震之可能。
4. 本模式模擬恆春地震發生後之水位變動及最大波到達時間，已有良好的結果，惟仍有進一步之改善空間。
5. 對於近岸海嘯模擬，由於眾多參數必須一一檢驗測試，故以目前所蒐集之資料進行模擬測試，效果並不如預期，已就可能原因進行反覆測試及請教日本相關單位；預計下一年度即可完成。
6. 由於現行海嘯模式均必須假設斷層位址(即必須先得知初始條件)，方可藉此計算可能之影響範圍，這種模式最大缺點是計算效率，必須利用高規格電腦設備進行計算，對於預報及資料庫建立有困難：

Xu(2007)提出一種由可能受災區反算可能的斷層位址之格林函數演算模式，可有效避免傳統模式之問題，本計劃後續執行擬採用此一觀念進行其他港區之模擬。

參考文獻

1. 陳文山(1985), ”臺灣南部恆春半島之地質”, 國立臺灣大學地質研究所碩士論文
2. 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
3. 陳冠宇(2004), ”假警報恐引來觀潮人”, 中國時報時論廣場。
4. 陳建良、林啟文、陳文山(2005)臺灣南部恆春半島地殼變形初步研究。經濟部中央地質調查所特刊, 16期, 55-74。
5. 陳冠宇、簡仲璟、邱永芳(2006) “臺灣近岸海象預報模式系統。(TaiCOMS)—海嘯模擬”, 第二十八屆海洋工程研討會專題論文集-臺灣近岸海象預報模式系統(TaiCOMS)技術報告 99-105。
6. 陳陽益、陳冠宇(2006), “海嘯模式建置研究”, 交通部運輸研究所合作研究計畫期末報告
7. 李昭興、許明光、鄭文彬、蕭士俊、林欽隆、郭鎧紋、陳致宏(2006), “我國東北角海嘯警報系統建立之初始研究”, 中央氣象局研究報告
8. 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(已接受)
9. 林祖慰(2006), ”中大規模地震斷層參數之同步求解”, 國立中央大學地球物理研究所博士論文
10. 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
11. 陳冠宇(2007), ”淺談海嘯及其數值模擬”, 港灣報導
12. 中央氣象局 <http://www.cwb.gov.tw/>
13. Havard CMT <http://www.globalcmt.org/>

14. Bonilla, M.G. (1975), "A review of recently active faults in Taiwan : U.S. Geological Survey Open-file Report", 75, 58p
15. Choi B.H., Pelinovsky E., Riabov I., Hong S.J. (2002) , "Distribution-functions of tsunami wave heights", Natural Hazards , Vol. 25, No.1, 1 - 21.
16. Hammack, A. (1973), "On Tsunamis: their Generation and Propagation in an Ocean of Uniform Depth", Journal of Fluid Mechanics, Vol. 60(4), pp. 769--799.
17. Kiyoshi Horikawa (1978), "Coastal Engineering: an introduction to ocean Engineering ", New York, Wiley.
18. D. R. King and P. H. LeBlond (1982), "The Lateral Wave at a Depth Discontinuity in the Ocean and its Relevance to Tsunami Propagation" , Journal of Fluid Mechanics, Vol. 117, pp. 269--282.
19. SATAKE, K. and TANIOKA, Y. (1999), Sources of Tsunami and Tsunamigenic Earthquakes in Subduction Zones, Pure Appl. Geophys 154, 467–483.
20. Y. Tony Song, Chen Ji, L.-L. Fu, Victor Zlotnicki, C. K. Shum, Yuchan Yi, and Vala Hjorleifsdottir (2005), "The 26 December 2004 tsunami source estimated from satellite radar altimetry and seismic waves", Geophysical Research Letters, Vol. 32, L20601, doi:10.1029/2005GL023683.
21. Tomita et al. (2005), "Report on 2004 Tsunami in the India Ocean", PARI, (in Japanese).
22. S. S. Voit (1987), "Tsunamis Annual review of fluid mechanics", Vol. 19, pp. 217-236.
23. Wiegel (1980), "Tsunamis along West Coast of Luzon", International Conference of Coastal Engineering, pp. 672-694.

24. Xu(2007),” THE ALL-SOURCE GREEN’S FUNCTION AND ITS APPLICATIONS TO TSUNAMI”, The International Journal of The Tsunami Society, Vol.26, No.1, pp.59-69.
25. 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 本模式參數設定檔案格式

輸入資料與內容表

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

附錄二 美國哈佛中心地震矩張量解(即Harvard CMT)

200612261226A TAIWAN REGION

Date: 2006/12/26 Centroid Time: 12:26:29.0 GMT

Lat= 21.81 Lon= 120.52

Depth= 19.6 Half duration= 7.6

Centroid time minus hypocenter time: 7.9

Moment Tensor: Expo=26 -3.160 0.419 2.740 1.230 -1.550 -1.230

Mw = 7.0 mb = 6.4 Ms = 7.3 Scalar Moment = 3.78e+26

Fault plane: strike=165 dip=30 slip=-76

Fault plane: strike=329 dip=61 slip=-98

200612261234A TAIWAN REGION

Date: 2006/12/26 Centroid Time: 12:34:22.3 GMT

Lat= 22.02 Lon= 120.40

Depth= 32.8 Half duration= 6.9

Centroid time minus hypocenter time: 8.5

Moment Tensor: Expo=26 -0.377 2.210 -1.830 2.110 0.145 -0.806

Mw = 6.9 mb = 6.5 Ms = 7.1 Scalar Moment = 2.87e+26

Fault plane: strike=151 dip=48 slip=0

Fault plane: strike=61 dip=90 slip=138

附錄三 高雄溢淹模式輸入參數表

```
#####
#                                     #
# Control file for COMCOT program (v1.6) #
#                                     #
#####
---+-----1-----+-----2-----+-----3-----+-----4-----+-----5-----+-----6-----+-----7
-----+-----8
#=====;=====
=====
# General Parameters for Simulation      : Value Field
|
#=====;=====
=====
Total run time (seconds)                 : 9000.000
Time interval for output file ( unit: sec ) : 10.0
Specify ini surface (0:FLT,1:File,2:WM,3:LS) : 0
Start Type (0-Cold start; 1-Hot start)     : 0
Starting step # (If hot start)            : 1000

#=====;=====
=====
# Parameters for Fault Model             : Values
|
#=====;=====
=====
Focal Depth(from see floor to epicenter)(meter): 7000.000
Length of source area (meter): 100000.000
Width of source area (meter): 50000.000
Dislocation of fault plate (meter): 11.000
Strike direction (theta) (degree): 329.000
Dip angle (delta) (degree): 15.000
Slip angle (lamda) (degree): 110.000
Origin of computation (Latitude, degree): 20.000
Origin of computation (Longitude, degree): 118.002
Location of epicenter (Latitude, degree): 21.500
Location of epicenter (Longitude, degree): 119.500

#=====;=====
=====
# Configurations for all grids           : Values
|
```

```

#=====;=====
=====
# Parameters for 1st-level grid -- layer 01      :Values  假設一度 1800M
|
#=====;=====
=====
Coordinate          (0:spherical, 1:cartesian):      1
Governing Eqn.      (0:linear, 1:nonlinear):        0
Grid length(dx, sph:minute, cart:meter)          : 2160.0
Latitude of south boundary      ( degree ):        20.0
Time step              ( second ):                0.5
Use Bottom friction ?(only cart,nonlin,0:y,1:n):    0
Manning's relative roughness coef.(bottom fric):  0.013
Output Volume Flux ? ( 0-Yes, 1-No )             :    0
ix                     :    150
jy                     :    150

#=====;=====
=====
# Parameters for 2nd-level grid -- layer 21      :Values
|
#=====;=====
=====
Run Layer 21 ?      (0:Yes, 1:No ):                0
Coordinate          (0:spherical, 1:cartesian):      1
Governing Eqn.      (0:linear, 1:nonlinear):        0
Use Bottom friction ?(only cart,nonlin,0:y,1:n):    1
Manning's relative roughness coef.(bottom fric):  0.013
Output Volume Flux ? ( 0-Yes, 1-No )             :    0
Grid Size Ratio of Layer01 to Layer21           :    5
X_start             :    101
X_end               :    130
Y_start             :    111
Y_end               :    140
Grid Identification Number (DONNOT CHANGE!!!)    :    21
Parent Grid's ID Number                          :    1

#=====;=====
=====
# Parameters for 3rd-level grid -- layer 31      :Values
|
#=====;=====
=====
Run Layer 31 ?      (0:Yes, 1:No ):                0

```

Coordinate	(0:spherical, 1:cartesian):	1
Governing Eqn.	(0:linear, 1:nonlinear):	1
Use Bottom friction ?(only cart,nonlin,0:y,1:n):		0
Manning's relative roughness coef. (bottom fric):		0.013
Output Volume Flux ? (0-Yes, 1-No)	:	0
Ratio of No. grid in Layer 2 to Layer 1 at bnd :		5
X_start	:	60
X_end	:	79
Y_start	:	83
Y_end	:	112
Grid Identification Number (DONNOT CHANGE!!!)	:	31
Parent Grid's ID number	:	21

附錄四 期中報告審查意見處理情形表

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
<p>一、蔡清標委員</p> <p>1. 研究報告建議先述明整體四年及單一年度之工作項目及預期成就。</p> <p>2. 海嘯數值模式之控制方程式、邊界及起始條件、數值方法、網格及其理論基礎等，建議於第一年之報告中述明。(含文獻回顧)</p> <p>3. 期中報告初稿，錯誤字甚多，請改正。</p> <p>4. 參考文獻與內文幾乎不一致，且其格式亦不一，請修正。</p> <p>5. 模擬範例，建請與港研中心研商之。</p> <p>6. 研究報告建議與工作項目分章節撰寫。</p>	<p>感謝委員指正。遵照辦理，於第一章中已述明。</p> <p>感謝委員指正。本模式採用非線性淺水長波方程式作為主要的控制方程式，其餘已於第四章中補充說明。</p> <p>感謝委員指正。遵照辦理，已將報告中錯別字更正。</p> <p>感謝委員指正。遵照辦理，已統一格式。</p> <p>感謝委員指正，遵照辦理。</p> <p>感謝委員指正。遵照辦理，將於期末報告中依建議撰寫。</p>	<p>已提出說明</p> <p>已提出說明</p> <p>已更正</p> <p>已辦理</p> <p>已辦理</p> <p>期末報告中撰寫</p>
<p>二、蔡政翰委員</p> <p>1. 第二章內公式(二)須改正。</p> <p>2. 請詳述第一年研究項目。</p> <p>2. 請將斷層參數再多說明。</p>	<p>感謝委員指正。遵照辦理，已於第二章內修正完妥。</p> <p>感謝委員指正。遵照辦理，已於第一章中述明。</p> <p>感謝委員指正。遵照辦理，補充說明部份詳見第五章。</p>	<p>已辦理</p> <p>已辦理</p> <p>已辦理</p>

<p>三、蘇青和委員</p> <ol style="list-style-type: none"> 1. 報告撰寫請依照本所規定格式為之，建議期末報告納入工作項目及預期效益等說明。 2. 計畫目標為探討臺灣沿岸之海嘯影響範圍與淹水潛式分析，近岸或港區可能之災情評估分析及如何逃生減災應為重點，海嘯預警非屬本所研究重點。 3. 建議增加數值模式之理論說明、流程圖，重要輸入參數等列表。 	<p>感謝委員指正。遵照辦理，將於期末報告中依建議納入。</p> <p>感謝委員指正。遵照辦理，已於第一、二章中補充說明。</p> <p>感謝委員指正。本模式採用非線性淺水長波方程式作為主要的控制方程式，其餘已於第四章中補充說明。</p>	<p>期末報告中納入</p> <p>已補充說明</p> <p>已補充說明</p>
<p>四、許書耕委員</p> <ol style="list-style-type: none"> 1.數學模式參數假設和修正，請說明。 2.近海海嘯發生，應變措施如何，請說明。 	<p>感謝委員指正。本模式之參數設定及修正方式，已於第四、五章補充說明。</p> <p>感謝委員指正。本研究雖暫以遠域海嘯模擬為主；但對於近海海嘯若發生，則仍是保守建議以人命安全為優先考量，盡速遠離警戒範圍為宜。</p>	<p>已補充說明</p> <p>已補充說明</p>
<p>五、簡仲瑾科長</p> <ol style="list-style-type: none"> 1. 本計畫之目的、研究範圍、工作內容、執行步驟與方法等應補充說明。 2. 海嘯數值模式的輸入參數應有清楚的說明，同時計算結果應有分析比較及檢討，以明瞭模式實際應用的準確度及其適用條件。 	<p>感謝委員指正。遵照辦理，已於第一章中補充說明。</p> <p>感謝委員指正。由圖4.10~4.14可發現，本模式初步模擬結果，對於波谷先至或是波峰先至已有不錯的模擬能力。在極值的模擬</p>	<p>已補充說明</p> <p>已具初步模擬能力，穩定度有待加強</p>

<p>3.海嘯對港區泊告靠(或航行中)船舶可能出現的災害，建議加以探討及評估。</p>	<p>能力上，除蠓廣嘴測站外，其他測站比對結果均偏高；在最大值到達時間上，後壁湖及蠓廣嘴測站頗為一致，其他測站仍有些許偏移現象。模式結果顯示，已有初步的模擬能力，但是相關穩定度及精度上仍需加強；此一原因與輸入之參數資料或是與何種參數相關性較大(即地形參數或是斷層參數)，仍需進一步比對驗證。</p> <p>感謝委員指正。結果顯示，當近海發生地震造成海嘯時，因為地形的效應確會於近岸地區產生波高急遽升高的現象。同時，此時波長縮短，流速也增加遽速；故對於靜態或是航行中船隻所造成之影響，待日後可利用此一觀點探討之。</p>	
---	---	--

附錄五 期末報告審查意見處理情形表

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
<p>一、蔡清標委員</p> <p>3. 期末報告已顯示模式架構及初步模擬成果，執行成就可予肯定。</p> <p>2. 第二章及第三章之標題與內容架構，建議再予調整。如第二章可為海嘯數值模式，而第三章為臺灣近海之海嘯數值模擬。</p> <p>3. 建議於第三章實際模擬時，將表 2-1 之輸入資料內容，以附錄型式表達之。</p> <p>4. 圖 3-10~3-13 與實測水位比較所產生之誤差，或許與計算網格大約 3 公里有關，可於報告中檢討說明。</p> <p>5. 第五章以能量守衡方式所得之海嘯波高，建議作為結果比較探討即可。</p>	<p>1. 感謝委員肯定。</p> <p>2. 感謝委員建議。經與港研中心討論後，原第三章與第四章對調，即第三章變更為「臺灣西南海域中的活動斷層資料及其特性」，第四章變更為「臺灣西南海域之海嘯模擬」。</p> <p>3. 感謝委員建議。已更動至附錄一(p.63)。</p> <p>4. 感謝委員建議。已補充說明於 p.40</p> <p>5. 感謝委員建議。已將原第五章內容併入結果討論(p.54-57)。</p>	<p>報告已調整</p> <p>報告已調查</p> <p>已提出說明</p> <p>已提出說明</p>
<p>二、蔡政翰委員</p> <p>1. 此計劃乃引進日本港灣空港研究所之數值模式。不知此模式有否一正式名稱，若有請寫明。否則請作者給一名稱，方便將來討論時可以指名。</p> <p>2. 內容之 4-1 與 4-2 節與第四章標題不太符合。</p> <p>3. 第 4 頁本期工作項目第</p>	<p>1. 感謝委員建議。已更名為「PARIS」與「PARID」，詳見 p.7。</p> <p>2. 感謝委員指正。原標題已有所更動。由於海嘯、地震及海底斷層關係密切，故 4-1 節先敘明彼此之簡易關係，詳見 p14。原 4-2 節將配合其他委員之建議改列至 p.28。</p> <p>3. 感謝委員指正。本期所進</p>	<p>報告已更正 p2-1</p> <p>報告已更正 p3-3</p> <p>已提出說明</p>

<p>(2)項之模式修正是否有作，請說明。</p> <p>4.第五章之模擬結果比對僅有圖 5-4。此圖也難看清楚。如文中所述之「輸出結果代表模式可以運算，也有溢淹效果」，「波高不明顯數值小」，這些文字應有詳細圖佐證。此章應是報告重點。</p> <p>5.請加一張圖顯示模擬的高雄港之水位時序圖。</p>	<p>行之模式修正為將原模式之參數設定轉為適用於臺灣西南海域之用，並測試其適用性。</p> <p>4.感謝委員指正。本研究經洽詢日方技術人員，擬進一步重新模擬。</p> <p>5.感謝委員指正。已於第五章(p.51~p.54)加入高雄港第一港口等之水位時序圖。</p>	<p>已提出說明</p> <p>報告 p5-11 加入第一港口水位時序圖</p>
<p>三、黃良雄委員</p> <p>1. pp8-所述模式方程式進行垂直分層，若是筆誤，請予更正；若非筆誤，請說明何以必須。</p> <p>2. pp15-遠域海嘯的輸入只憑表 3-1 實在不夠清楚，請補充之。</p> <p>3. pp34-所述近域海嘯結果不明顯乃意料中事。概海嘯之威脅除震源外，尚須夠長的緩坡底床以供發展也。不知陳教授是否同意？</p>	<p>1.感謝委員指正。本文係沿用日文中漢字之用法。</p> <p>2.感謝委員指正。已於該表後之 4-4 節(p.28-30)提供補充說明。</p> <p>3.感謝委員指正。原模式之座標原點設定要求設於赤道，擬進行進一步之測試。</p>	<p>已提出說明</p> <p>報告 p4-4 提出補充</p> <p>已提出說明</p>
<p>四、蘇青和委員</p> <p>1. 本年度研究重點在臺灣西南海域(高雄週邊為重點)。第三章名稱建議改為“臺灣西南海嘯之模擬”。第四章名稱也改為“臺灣西南海域中的活動斷層資料及其特性”。特性介紹應在先模擬其後，建議兩章順序對調。</p> <p>2. 本文取用恆春地震模擬臺灣西南海域海嘯，顯</p>	<p>1.感謝委員建議。已辦理調整。</p> <p>2.利用恆春地震模擬臺灣西南海嘯情形僅是一個個案。受限於實際情況及參數蒐集不易，模擬結果僅供參</p>	<p>已提出說明</p> <p>已提出說明，後續研究中繼續探討</p>

<p>示海嘯最大波小於 50 公分，傳播時間最大波發生最快約 30 分左右，是否可證明近域海嘯對西南海域影響不嚴重？因傳播的時間甚快，若有更大海嘯發生，是否也說明逃生時間甚為急迫！</p> <p>3. 建議未來引用格林定理推估臺灣環海主要商港附近海嘯影響程度及淹水潛勢分析。</p>	<p>考；故若以此案例說明近域海嘯對西南海域的嚴重性，恐缺乏代表性。進一步應利用新格林函數加以驗證。</p> <p>3.感謝委員建議。於下一年度將委員建議列入。</p>	<p>已提出說明</p>
<p>五、簡仲瑾科長</p> <p>1.潮位站水位資料圖，似乎不一致。例如 pp.20 圖 3-8 與 pp.23 圖 3-13 之後壁湖潮位站。請再檢核修正。本計劃之目的、研究範圍、工作內容、執行步驟與方法等應補充說明。</p> <p>2.海嘯溯上模擬結果及高雄地區之溢淹數值模型成果請再加強說明。例如圖 5-4 及圖 6-6 欲顯示何種研究成果。</p> <p>3.海嘯模式所需之輸入參數請補充說明。例如地層參數似乎缺少斷層滑動位移量，且這些參數除由哈佛地震中心取得外，是否由中央氣象局也能提供。</p> <p>4.海嘯影響範圍可考慮藉由極端之斷層滑動假設情況進行模擬，以明瞭海岸地區之淹水潛勢。</p>	<p>1.感謝委員建議。已補充說明，詳見 p.1~4。</p> <p>2.感謝委員建議。已補充說明於第五章中。</p> <p>3.感謝委員建議。CMT 所提供的參數並不包含位移量，中央氣象局也未提供此種資訊，故一般皆以經驗公式計算位移量作為起始條件。</p> <p>4.感謝委員建議。於下一年度將委員建議列入。</p>	<p>已提出說明</p> <p>已提出說明</p> <p>已提出說明</p> <p>列入後續研究</p>

台灣沿岸海嘯影響範圍與淹水 潛勢分析(1/4)

期末報告

中山大學 陳陽益 陳冠宇
台灣大學 陳文山

緒論

- 台灣有海嘯的歷史紀錄，其中以基隆、安平及高雄等真實性頗高，正是目前重要國內港口，人口稠密
- 台灣西南海域存有逆斷層系統，與海嘯關係密切
- 模擬海嘯影響範圍及近岸傳播特性，藉以確立港區影響範圍及防災體系
- 海嘯波以及其他波動系統對港區的影響

本期工作目標

- 新建或引進適用於台灣近海之海嘯數值模式。
 - 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
 - 蒐集高雄周邊海域中的活動斷層資料並分析其特性
 - 測試海嘯數值模式之波浪溯昇特性並與理論相比較
 - 新建或引進適用於台灣近海之溢淹數值模型

第二章

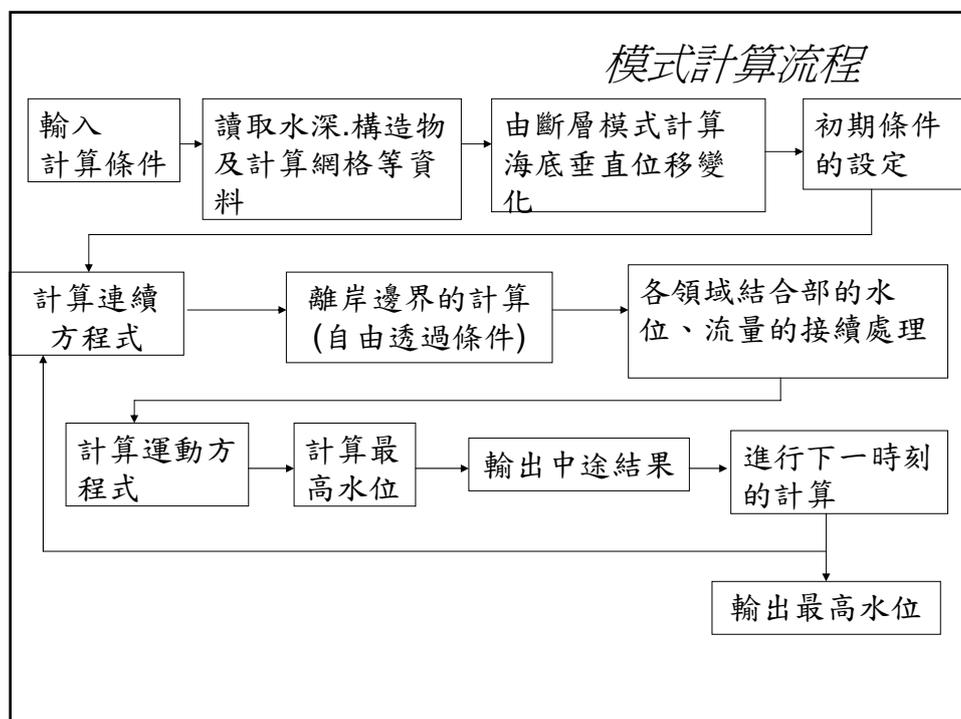
新建或引進適用於台灣近海之海嘯數值模式

- 以日本運輸省港灣空港研究所（PARI）之數值模式為基礎
 - (1) 採用非線性淺水方程式
 - (2) 可供計算暴潮之用
 - (3) 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越流計算)。
 - (4) 可以同時進行多層水層及複合網格的數值計算。
 - (5) 已經過南亞海嘯及日本北海道海嘯測試，與實測相符
 - (6) 但對近岸海嘯模擬，仍待進一步修正或測試

模式輸入資料與內容

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

模式計算流程



第三章 台灣近海之海嘯數值模式

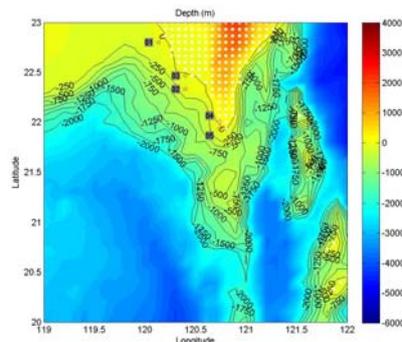
- 以95.12.26屏東恆春地震紀錄，取永安、小琉球、東港、後壁湖及鱒廣嘴之水位記錄做為比對。
- 地形水深取自NOAA 精度為4分
- 地震資料及斷層參數取自美國哈佛中心地震矩張量解(Havard CMT)
- 海嘯初始波型=斷層初始垂直位移
- 穩定性條件

$$\frac{\Delta s}{\Delta t} > \sqrt{2gh_{\max}}$$

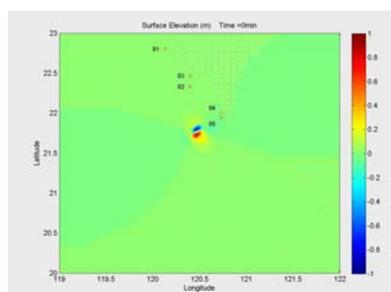
Δs 為網格間距， h_{\max} 為各計算網格中最大水深值。

參數設定

- 計算區域



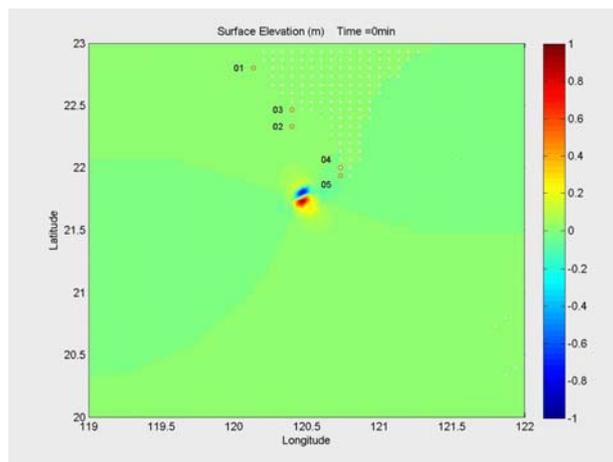
- 驗潮站及斷層位址



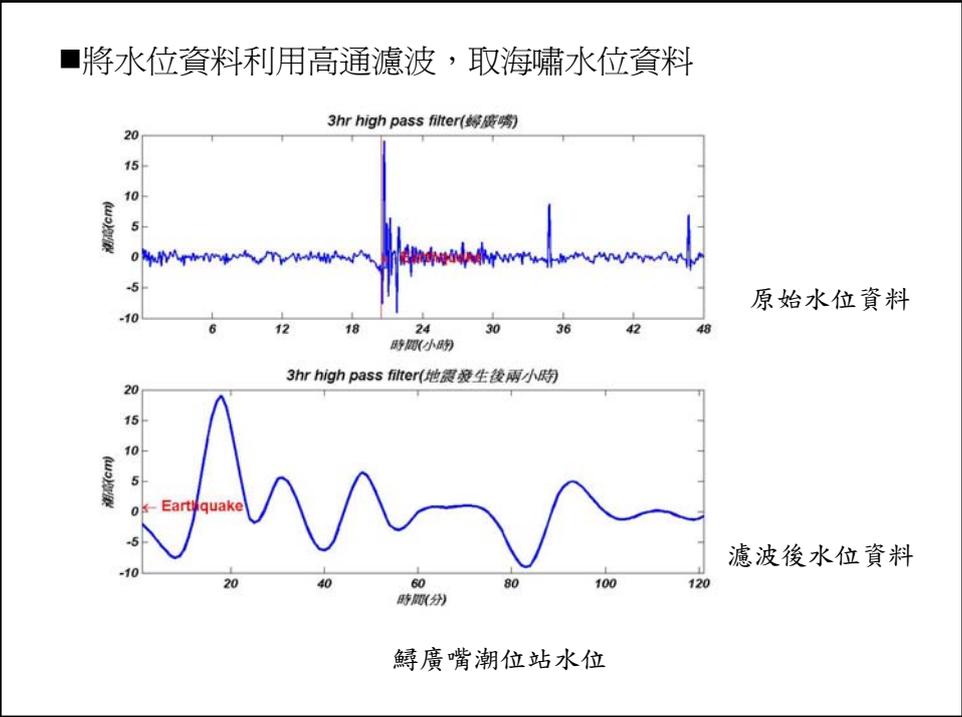
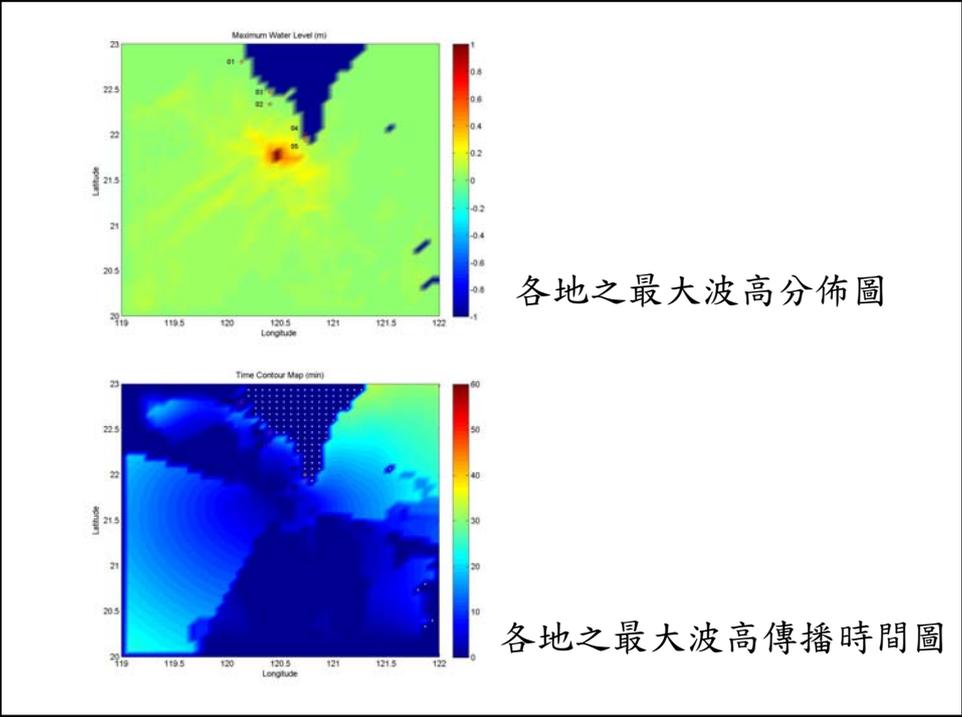
■斷層參數設定(取自CMT)

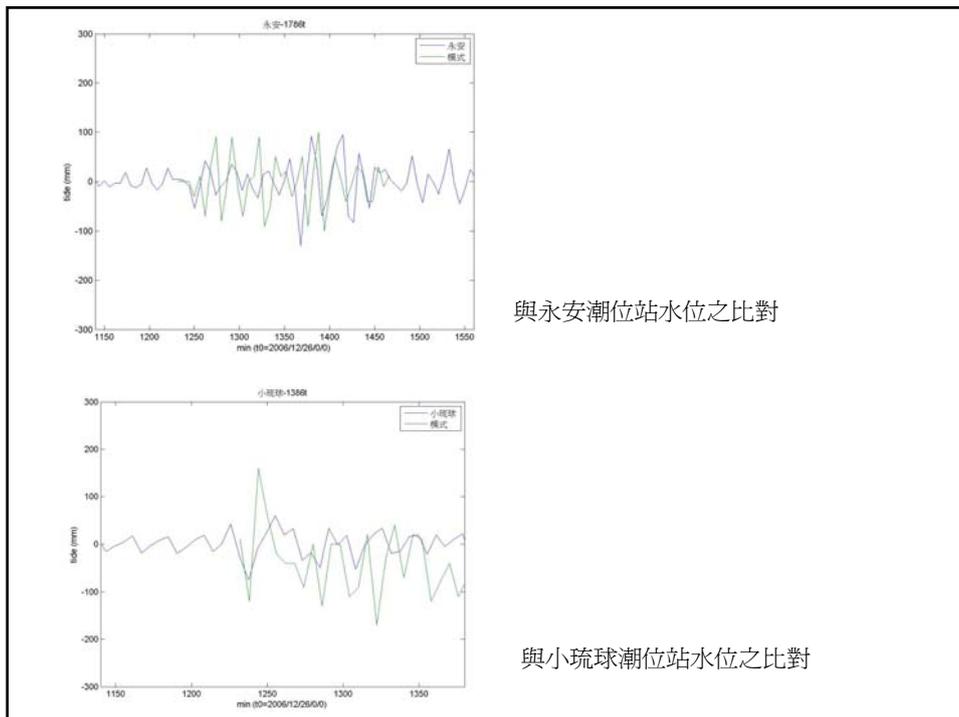
參數名稱	參數資訊
斷層深度(d,depth)	19.6 km
斷層平面長度(L,length)	16 km
斷層平面寬度(W,width)	8 km
斷層走向方向(θ ,Strike)	165°
斷層傾斜角度(δ ,Dip)	30°
斷層滑動方向(λ ,Slip)	-76°

輸出結果與驗證



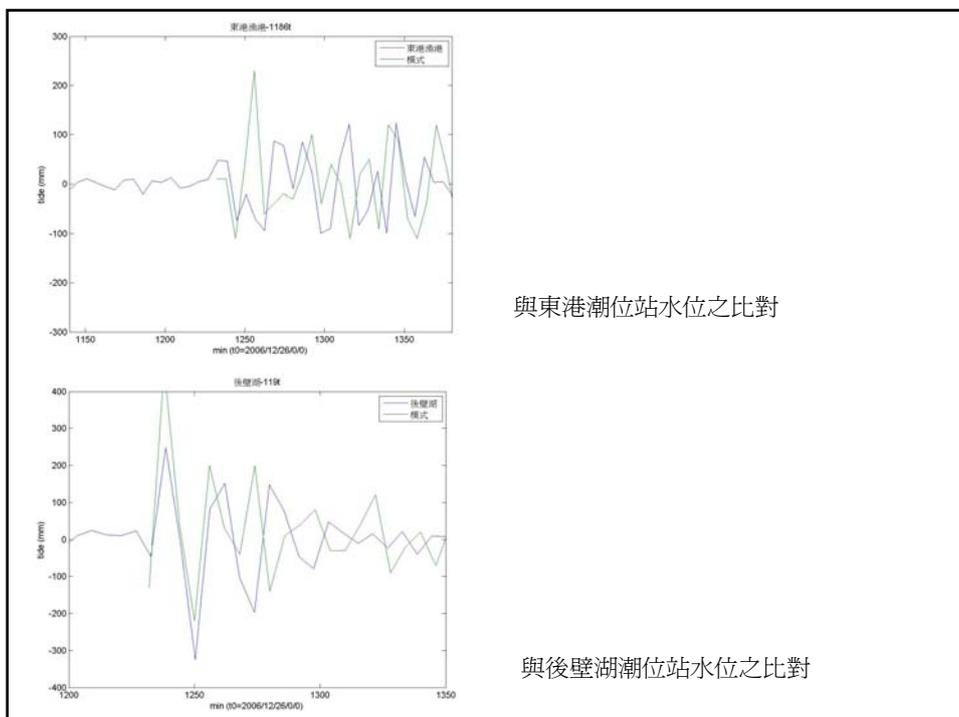
海嘯波傳遞





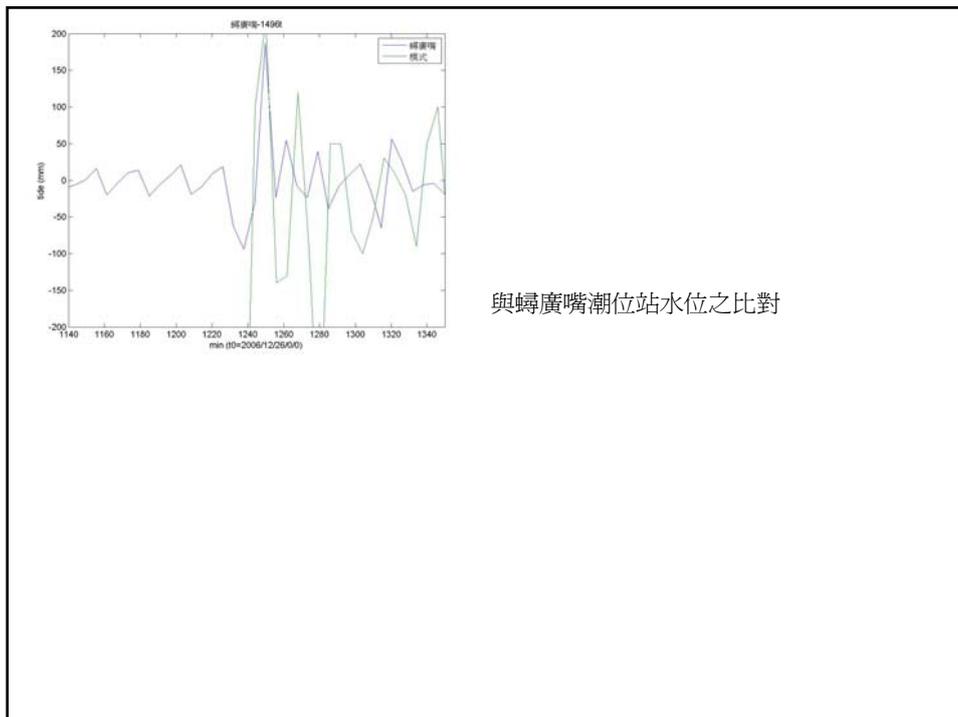
與永安潮位站水位之比對

與小琉球潮位站水位之比對



與東港潮位站水位之比對

與後壁湖潮位站水位之比對



驗證結果與討論

- 對於波谷先至或是波峰先至已有不錯的模擬能力。
- 由於本次地震發生地點位於南灣外海之恆春斷層或是潮州斷層，故在極值的模擬能力上，除鄰近斷層地點之罈廣嘴測站外，其他測站比對結果均偏高；在最大值到達時間上，後壁湖及罈廣嘴測站頗為一致，其他測站仍有些許偏移現象。
- 模式結果顯示，對於海嘯波波高最大值及到達時間已有初步的模擬能力，但是相關穩定度及精度上仍需加強。
- 結果顯示，當近海發生地震造成海嘯時，因為地形的效應確會於近岸地區產生波高急遽升高的現象。

誤差可能因素

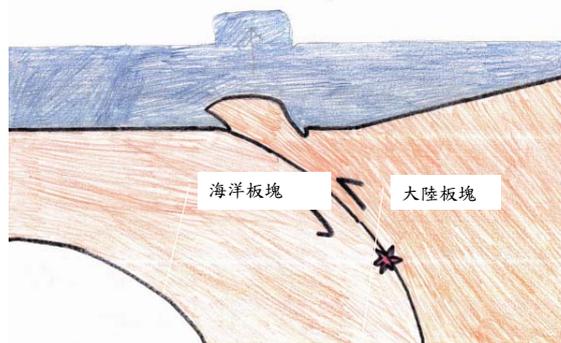
- 研判與輸入參數有相當大的關係，一個可能的原因，在於水深資料為4分之地形資料，其解析度仍嫌不足。
- 另一個可能的原因可能是斷層參數的設定，由於從CMT所取得的資料僅為計算出來的結果，並非是實際的參數值。
- 此外，斷層參數所需斷層長度、寬度及深度，除深度外，其餘必須經由適當假設估算之，以目前海底斷層之資訊推估實有相當大之誤差。

第四章

高雄周邊海域中的活動斷層資料及其特性

■ 地震與海嘯之關係

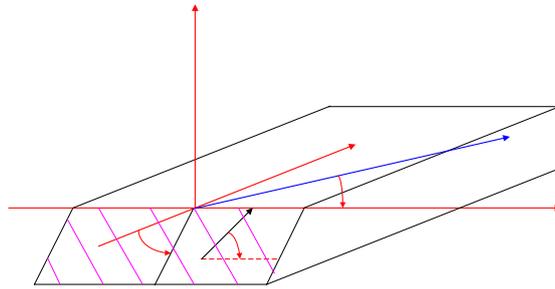
(1) 逆斷層系統



(2) 點波源的重力長波

- (3) 會產生海嘯的地震保守估計要6.7級以上，震源深度最多不超過100公里(淺源地震)。

斷層參數



Hiroo Kanamori 座標系統-
斷層參數之示意圖
(改繪自林祖蔚 2006)

N : 緯度[degree]

E : 經度[degree]

d : 深度(depth)[km]

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

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

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

L : 斷層長度(length)[km] : 即為斷層破裂面長度。

W : 斷層的寬度(width)[km]。

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

斷層參數之來源

- 震測資料求出最接近海底一公里內的斷層結構，配合海底地形推算該斷層的各项參數
- 短週期的海底地震測量系統，即Ocean Bottom Seismometer (OBS) system (儀器昂貴且有遺失風險)
- 利用CMT(必須在地震發生後才能得到資料)

δ 傾角

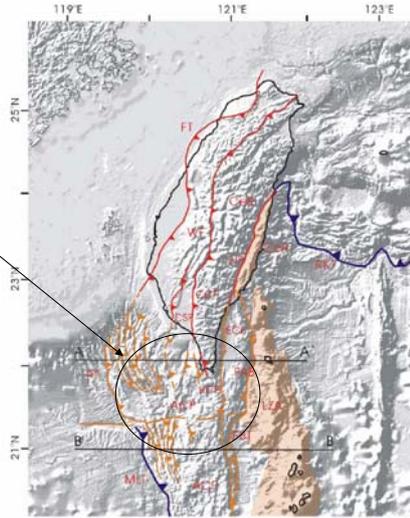
台灣西南海域之大地構造及特性

■台灣西南海域及周邊

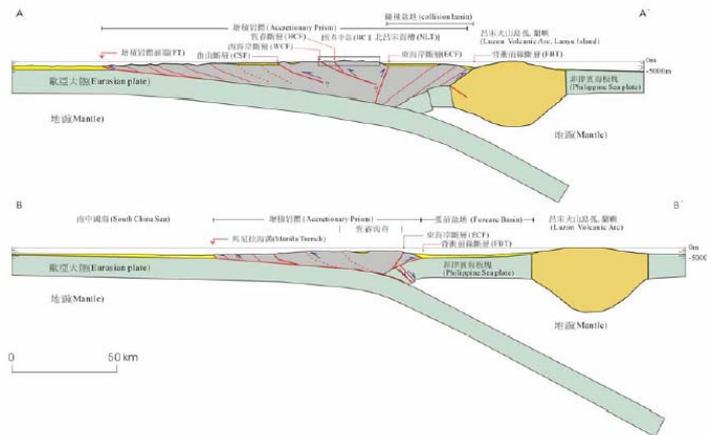
逆斷層分布

(1)恆春半島附近

(2)呂宋島附近



恆春半島地質條件概述



北緯21.5°為界 南北兩端的地質環境差異

- 西側邊界為向西逆衝斷層帶的前緣斷層（FT），北緯21.5°以南為馬尼拉海溝隱沒帶的前緣斷層；東側為向東逆衝斷層帶的前緣斷層（FBT），並與東海岸斷層連接至陸上的縱谷斷層。
- 恆春半島基本的構造是由一系列的南北走向的逆斷層與褶皺所構成的褶皺-逆衝斷層。由東向西之逆斷層分別有滿州斷層、大梅斷層恆春斷層以及位於西側海域中的逆斷層。
- 有學者認為，恆春斷層是潮州斷層的延伸。
- 有學者認為，恆春斷層活動性不高；陳(1993)推斷恆春斷層活動性依然十分活躍。

恆春半島

從研究匯整得知：

- 恆春斷層是主要逆斷層
 - 恆春斷層持續隆升，具有活動性
- 但
- 斷層參數仍有不足—因恆春斷層是由陸域延伸至海域，海域斷層資料取得困難
 - 與週遭逆斷層系統的關連性仍無足夠證據

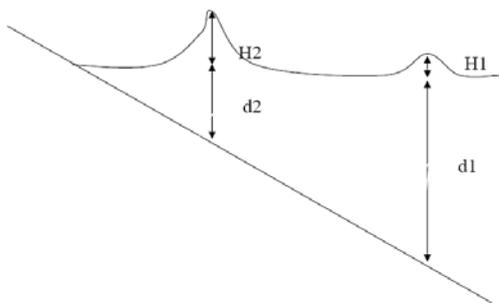
測試海嘯數值模式之波浪溯昇特性

溯上理論

- 遠域海嘯-科氏力 \gg 非線性：線性淺水波理論適用
- 近岸海嘯-非線性效應+底床摩擦 \gg 科氏力
 - :非線性淺水波理論適用
 - :用於溢淹模擬及溯上

淺化效應

- 波長變短，波高變大。
- 縱有能量損失，但仍使海嘯波擁有足夠的動能入侵陸地
- 災害的主因，為西部海岸之機率大於東部海域之主因



近岸海嘯波高 H_2 的近似：
格林定律

$$H_2 = \sqrt[4]{\frac{d_1}{d_2}} \sqrt{\frac{b_1}{b_2}} H_1$$

本模式需要參數甚多：網格大小、斷層參數、水深資料等……………，亦無本模式應用於近岸海嘯之實例

改善對策

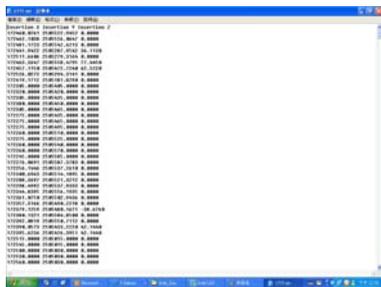
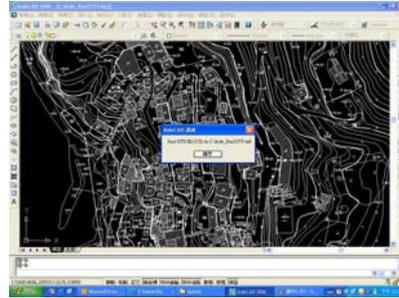
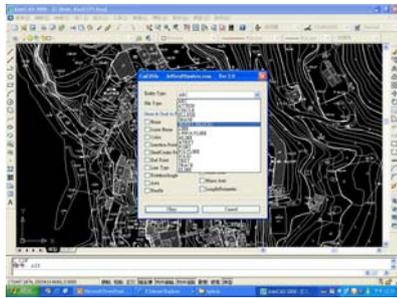
- 修正參數等驅動因子
- 測試模式對各參數之影響程度
- 與其他海嘯模式併用
- 請日籍專家進行技術指導

以GIS地形資料建立高雄地區之溢淹數值模型

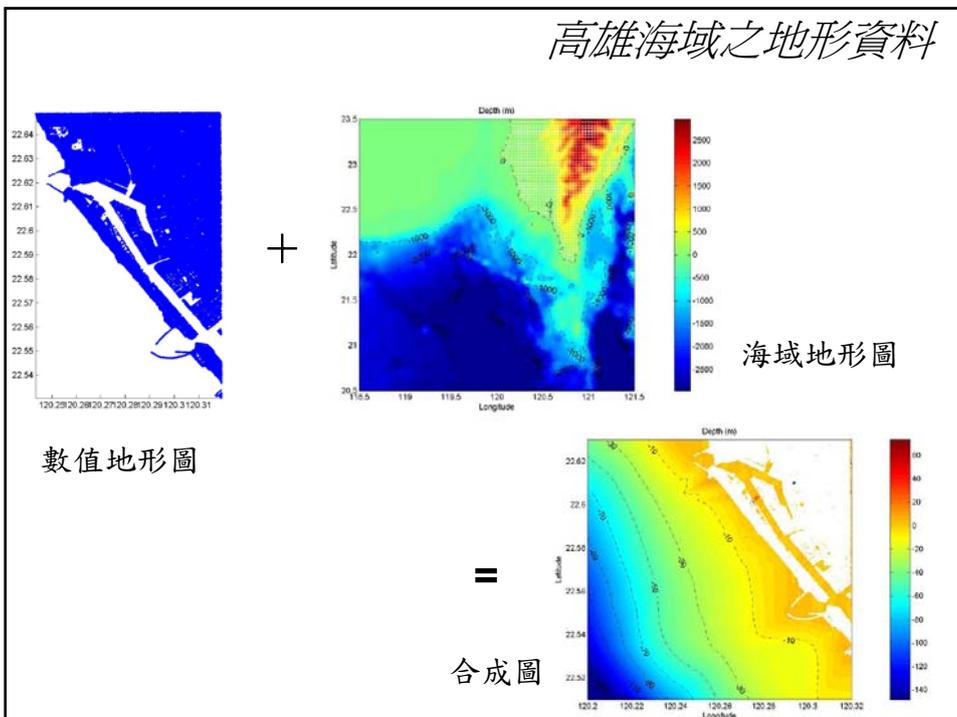
地形資料

- GIS地形資料**：精度高，但缺乏高程資料，故不符模式所需
- AutoCAD地形資料**：精度略低，但有足夠高程資料，符合需求
- 現行各縣市均有資料，但資料數龐大，須透過處理轉換成數值資料

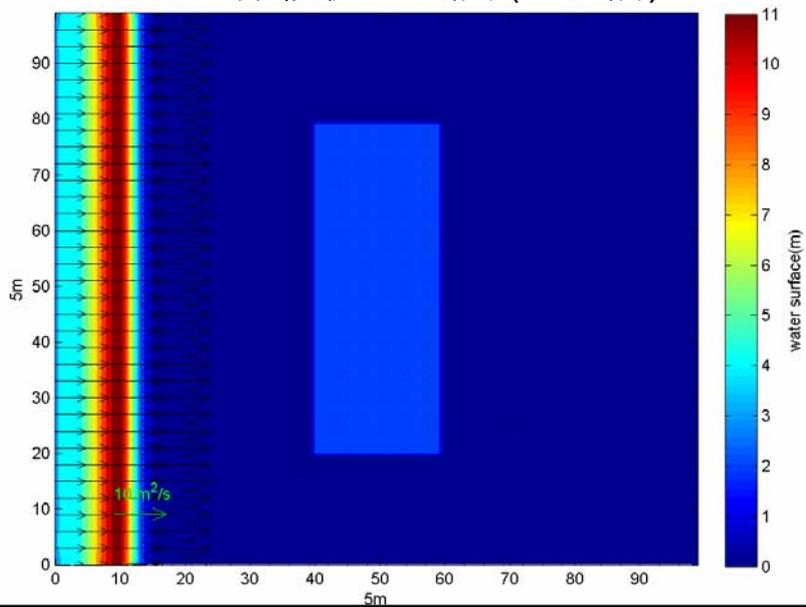
圖檔轉換成數值資料



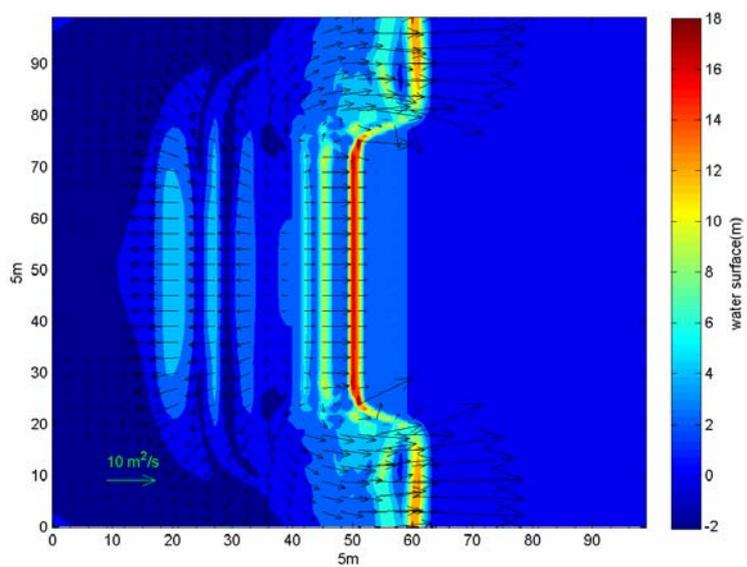
高雄海域之地形資料



溢淹數值模型測試 (溢淹前)



溢淹數值模型測試 (模擬與海平面等高之方形平台的溢淹)



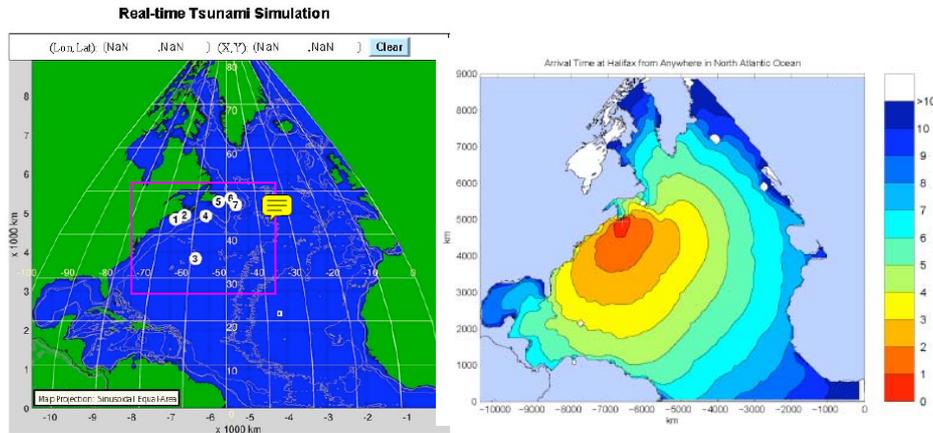
海嘯模式的限制

- 屬於one-source-all-receiver type，即是由一點震源推算全區域的反應
- 此種模式往往受限於計算區域，需用超級電腦或平行處理運算
- 另外，初始條件(即斷層參數)無法事先得知，必須先假設可能的地震源及海嘯傳遞路徑
- 所以，對於預報之時效及資料庫建立有困難。

海嘯模式的展望

- Xu(2007)-A.S.G.F，屬於all-source-one-receiver type的格林函數，即是由可能的受災區域推算某些點位的反應
- 由格林定理，由受災區到地震源與由地震源到受災區的格林函數相同
- 可得到當地海嘯波高到達時間及相對波高值。
- 對於科氏力及其他效應亦可計入
- 對於預報有相當大助益。

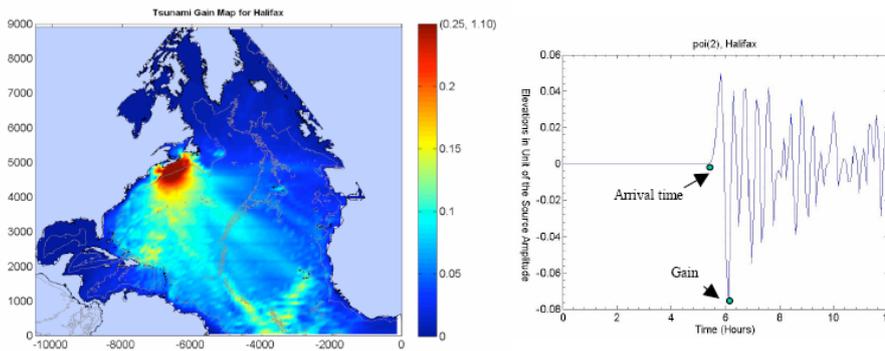
應用實例(加拿大)



Choose among these points of interest:

在資料庫中，選擇計算區域及所需點位

可得到海嘯波到達時間



由相對波高可得到格林函數

結論

- 就地形而言，東海岸地震所引發海嘯機率雖高，但造成災害機率甚低。西南海岸坡度緩，有足夠的距離形成淺化
- 西南部高屏沿海低窪地區值得注意：因台灣西南海域及呂宋島一帶的逆斷層眾多，其中馬尼拉海域是活躍的構造帶有地震之虞，加以此區海底地形複雜易生海底山崩。一旦有海嘯，數十分鐘或幾小時之內會入侵高屏沿海；此地區地勢低窪，溢淹範圍大。
- 本模式對於最大波到達時間及最大波高已有初步模擬能力
- 近岸溢淹模擬已建立完成，預計明年可完成模擬
- 電腦及預報效率，可思考用Xu(2007)方法改善。

報告完畢
懇請指正