

國立中央大學

水文科學研究所

碩士論文

馬尼拉海溝地震引發海嘯的潛勢分析

研究生：黃惠絹

指導教授：蔡武廷 博士

陳伯飛 博士

吳祚任 博士

中華民國九十七年六月三十日



# 國立中央大學圖書館 碩博士論文電子檔授權書

(95 年 7 月最新修正版)

本授權書所授權之論文全文電子檔(不包含紙本、詳備註 1 說明)，為本人於國立中央大學，撰寫之碩/博士學位論文。(以下請擇一勾選)

- () 同意 (立即開放)  
( ) 同意 (一年後開放)，原因是： \_\_\_\_\_  
( ) 同意 (二年後開放)，原因是： \_\_\_\_\_  
( ) 不同意，原因是： \_\_\_\_\_

以非專屬、無償授權國立中央大學圖書館與國家圖書館，基於推動「資源共享、互惠合作」之理念，於回饋社會與學術研究之目的，得不限地域、時間與次數，以紙本、微縮、光碟及其它各種方法將上列論文收錄、重製、公開陳列、與發行，或再授權他人以各種方法重製與利用，並得將數位化之上列論文與論文電子檔以上載網路方式，提供讀者基於個人非營利性質之線上檢索、閱覽、下載或列印。

研究生簽名： 黃惠絹 學號： 956205004

論文名稱： 馬尼拉海溝地震引發海嘯的潛勢分析

指導教授姓名： 蔡武廷 博士 陳伯飛 博士 吳祚任 博士

系所： 水文科學研究所  博士班  碩士班

日期：民國 97 年 6 月 30 日

備註：

1. 本授權書之授權範圍僅限電子檔，紙本論文部分依著作權法第 15 條第 3 款之規定，採推定原則即預設同意圖書館得公開上架閱覽，如您有申請專利或投稿等考量，不同意紙本上架陳列，須另行加填聲明書，詳細說明與紙本聲明書請至 <http://blog.lib.ncu.edu.tw/plog/> 碩博士論文專區查閱下載。
2. 本授權書請填寫並親筆簽名後，裝訂於各紙本論文封面後之次頁（全文電子檔內之授權書簽名，可用電腦打字代替）。
3. 請加印一份單張之授權書，填寫並親筆簽名後，於辦理離校時交圖書館（以統一代轉寄給國家圖書館）。
4. 讀者基於個人非營利性質之線上檢索、閱覽、下載或列印上列論文，應依著作權法相關規定辦理。

# 馬尼拉海溝地震引發海嘯的潛勢分析

研究生:黃惠絹

指導教授: 蔡武廷 博士

陳伯飛 博士

吳祚任 博士

## 摘要

根據歷史海嘯資料，大部分的海嘯事件皆由海底地震引發，且其中較具威脅性者多由隱沒帶上的海底地震所引起，因此，本研究以位於台灣西南方的馬尼拉海溝為研究區域，探討馬尼拉海溝地震引發海嘯的潛勢分析。本研究分成兩個方向分析馬尼拉海溝的地震參數，第一個部份根據Kirby (2006)，將馬尼拉海溝分成六個區域，每一個區域包含一個假設的破裂面，並且考慮馬尼拉海溝分布曲率建立馬尼拉破裂面七與破裂面八，最後利用Papazachos *et al.* (2004)提供的迴歸式，計算出每一個破裂面的寬度與平均滑移量。第二個部份將六個破裂面的長度相加，建立一個全長990公里的馬尼拉破裂面，並且利用過去百年來的三大地震推算破裂面參數。最後將參數代入斷層模式中計算地表變形造成的海水面變動，再經由海嘯數值模式模擬海嘯波的傳播情形。

經由模擬結果指出，當波高由發震地點傳播至南中國海時，波高已明顯減少，然而，當海嘯波經過中國東南外海的大陸斜坡與大陸棚後，海嘯波高反增加60%。而當全長990公里的馬尼拉海溝破裂時，海嘯波在台灣南部地區以及宜蘭蘇澳一帶將引起約5公尺的波高，在中國東南地區以及越南地區引起10公尺以上的波高，而呂宋島地區為距離震央最近的島嶼，故海嘯波在呂宋島地區引起將近15公尺的波高。除了呂宋本島僅有10分鐘與台灣南部僅有20分鐘時間讓沿岸居民進行疏散，其他環南海諸國地區都有充分的時間進行撤離。

除此之外，本研究比較全長990公里的馬尼拉破裂面之模擬結果與2004年蘇門達臘海嘯事件的異同。以蘇門達臘海嘯事件而言，其海嘯由發震地點至斯里蘭卡、印度的距離與本研究假設全長990公里的馬尼拉破裂面的位置至越南的距離相同，兩者造成的海嘯波抵達時間與波高都很相近。不同的是，南中國海地區海域面積與印度洋海域面積相差200倍之多，因此，當印度洋發生海嘯事件時，海嘯能量將不斷往廣闊的深海地區傳遞，然而當南中國海發生海嘯事件時，海嘯能量將集中在封閉且狹小的南中國海海盆中，故對環南中國海沿岸地區的影響將更甚於環印度洋沿岸地區。

以上研究結果中說明南中國海海嘯預警系統的必要性，雖然全長990公里的馬尼拉破裂面錯動的機率並不高，一旦發生，南中國海環海諸國都將受到海嘯波嚴重的破壞。

# **Analysis of the Potential Tsunami Generated by the Earthquakes along the Manila Sub-duction Zone**

Student: Huei-Jiuan Huang

Advisor: Pro. Wu-Ting Tsai

Pro. Po-Fei Chen

Pro. Tso-Ren Wu

## **Abstract**

Almost all devastating tsunamis were triggered by shallow earthquakes in sub-duction zones. We thus focus on the Manila sub-duction zone (or called Manila Trench), deemed as the most likely source region within the South China Sea (SCS), to assess the potential tsunami hazards in Taiwan.

To cope with the changing strikes, we group the entire Manila Trench into six hypothetical fault segments, similar to those of Kirby (2006). The width and dislocation of each fault are then inferred from its length, according to the empirical relations of Papazachos et al. (2004). In addition, by summing all the six fault segments, we create a hypothetical 990 km long fault along the Manila Trench, whose width, dislocation and focal depth are determined based on the data of the three largest earthquakes occurred in the past one hundred year .

Upon simulation of tsunami caused by earthquakes on hypothetical faults, results indicate that the heights of tsunami waves decreases as they propagate from the source region into South China Sea (SCS). However, a 60% amplification of wave height is observed along the southeast China offshore when the wave crossing the continental slope and shelf. For the 990 km long fault scenario, the tsunami wave height reaches about 5 m in southern Taiwan, Suao, and Ilan. It reaches about 10 m in southeast China and Vietnam. For the island nearest to the source region, Luzon island, the tsunami wave height can

reach as high as 15 m. Simulation results of the worse case scenario also indicate that tsunami waves will arrive at the Luzon island 10 min after the earthquake and the southern Taiwan 20 min after. The more than 20min evacuation time for other regions suggests that the establishment of an effective tsunamis warning system is plausible.

We also compare the simulation results of the 990 km long fault with the tsunami of the 2004 Sumatra earthquake. The epicenter distances from Sumatra to Sri Lanka and India are comparable to those from Manila to Vietnam. As the results, we deduce comparable tsunami arrival times and wave heights along Sri Lanka, India, and Vietnam. However, while the tsunami waves can propagate further into the open Indian Ocean for the Sumatra case, the relative closeness of SCS tends to trap tsunami waves, causing more damages for Manila case.

Manila results of this study suggest that the establishment of SCS tsunami warning system is worthwhile and earthquakes in Manila sub-duction zone need to put into highly alert.

## 誌謝

記得兩年前，懵懂無知的我在就業與升學中掙扎，然而，一無事處的我不敢踏入職場，決定繼續升學，於是進入水文科學研究所。想不到當初為了逃避而做下的決定，卻成為自我提升的好機會。

能夠完成這兩年的學業與這本論文，我首先最要感謝我的指導教授蔡武廷老師，這兩年來，雖然常常被您的颱風尾掃到，還要幫您跑腿買便當，便當還要合您意(厚...真的很難伺候)，不然就會囉哩囉唆一堆或逼我跟您交換，但對我來說，亦師亦友的您讓我在這兩年研究學涯裡獲益良多...多到數不清。我常跟人說，研究所的生活裡，我學到兩件很重要的事，第一件是學會思考，第二件是凡事一定要要求自己盡力做好。這兩件事情都是您讓我體會到的，以前總是覺得歲月如梭，但時間過了，卻不記得自己留下什麼、獲得什麼，但現在，我不再糊裡糊塗、懵懵懂懂，這兩年的生活，是我學習生涯中最具挑戰性也最充實的日子，雖然到現在還是不太清楚什麼叫做"做研究"，但有您適時的鞭策與關心，才得以順利完成這一段學習過程，還讓你冒著腦溢血的危險幫我改論文，真的很慶幸自己如此幸運，才能遇見您這麼好的老師，希望有更多的學子把您的精神傳承下去，辛苦您啦!也請您好好保重身體，永遠保持跟別人吵架時的精、氣、神。除此之外，我還要感謝吳祚任老師，什麼都不會的我，經常在您繁忙的時候打擾，甚至連Matlab都還要您親自教，真的很羞愧。也很感謝陳伯飛老師，這一年來，不時打擾您，而您總是不厭其煩幫我、指引我研究的方向，我的駑鈍常常帶給您們很多麻煩，但您們總是用細心與耐心幫助我不斷向前走，很慶幸在這段研究學涯中有您們這三位好老師的敦敦教誨。

再來要感謝的，當然就是我的陳韻如董事長，身為秘書的我，常勞駕您幫我檢視論文，真是不好意思。在研究所的生活裡，能遇見妳，也是我的幸運，不論發生什麼事，妳總是站在我這邊，也總是停下手邊的工作(或

小遊戲)聽我發牢騷，建議我下一步該怎麼走會比較好，真的非常感謝妳。

還有最重要的一我的家人，我的爸爸、媽媽、大姐、二姐、三姐還有我親愛的弟弟，你們一直是我出門在外求學生活裡最大的支柱。從小到大，不論我受到任何委屈，你們總是為我義憤填膺，特別是我阿母還有瘋姐姐，每次跟你們抱怨完，事情就彷彿沒發生一樣，心情好暢快。你們總是讓我知道你們以我為榮，這給了我莫大的信心，有了你們的鼓勵與期許才讓我有勇氣，勇敢的走下去。擁有你們是我這輩子最大的、最好的運氣，現在，我長大了、畢業了，換我盡最大的力量保護你們、照顧你們了。

最後要感謝我身邊的世明與煜欽學長以及立萍學姊，感謝世明學長教導我程式語言、幫我改英文摘要，助我一臂之力!!在這兩年的時間裡，腦子不輪轉的我經常麻煩您，辛苦您了。也很感謝李煜欽學長，經常幫我解惑，祝您早日交到很棒的女朋友喔。還有立萍學姊，感謝您不時的指引與關心，也辛苦您了，感謝您。還有水文所的最大幫手—秀芬小姐，感謝您這兩年的細心照顧。還要感謝我親愛的傅大姐和宥承公主，謝謝傅大姐不時給我信心、關心我，妳真的很棒，很謝謝妳。也謝謝宥承公主常常跟我鬥嘴，讓我精神充沛。除此之外，也要感謝梁GY學長和身邊體貼的同學，阿彩、小金門、玲瓏、阿美、書安、巧巧、調阿、郭家耀、方好人和丁丁先生，在這段繁忙的日子裡，常常在你們的生活圈中消失，感謝你們總是不會忘記我。還有實驗室的工友小弟劉承翰和小妹妹芋園，謝謝你們的鼓勵，你們也要好好加油喔。還有可愛的熱舞社小弟弟小妹妹，謝謝你們讓我在熱舞社的日子過的很快樂，減輕我很多壓力也帶給我很多美好的回憶。

這本論文裡包含了我的努力，也包含了大家的鼓勵與幫助，真的很開心能完成一本屬於自己的論文，感覺真像是自己寫的一本書，雖然枯燥乏味，但卻是我嘔心瀝血之作。經過這兩年的磨練，雖然還是沒有達到一百分，但是我很高興我也不再是零分了。多蝦多蝦...金多蝦!



# 目 錄

	頁次
中文摘要·····	i
英文摘要·····	iii
誌 謝·····	v
目 錄·····	vii
圖目錄·····	x
表目錄·····	xiv
第一章 緒論·····	1
1-1 前言·····	1
1-2 研究目的·····	2
1-3 南中國海歷史海嘯·····	5
1-4 海嘯數值模式與應用·····	7
1-5 論文架構·····	11
第二章 馬尼拉海溝之地體構造背景·····	13
2-1 馬尼拉隱沒系統之形成·····	13
2-2 馬尼拉隱沒系統之地體構造分布·····	15
第三章 研究方法·····	17
3-1 研究流程·····	17
3-2 馬尼拉六個破裂面·····	17
3-3 破裂面之地震參數分析·····	20

3-4	馬尼拉破裂面七與破裂面八·····	34
3-5	全長 990 公里的馬尼拉破裂面·····	34
3-6	數值模式·····	38
3-7	模擬範圍地形資料·····	40
第四章 模擬結果與分析·····		47
4-1	馬尼拉六個破裂面之模擬結果與分析·····	48
4-1-1	六個破裂面錯動造成之初始波高·····	48
4-1-2	六個破裂面錯動造成之海嘯走時·····	50
4-1-3	六個破裂面錯動造成之海嘯最大波高分布·····	54
4-1-4	六個破裂面錯動造成之沿岸最大波高分布·····	57
4-2	馬尼拉破裂面七與破裂面八之模擬結果與分析·····	73
4-2-1	破裂面七與破裂面八錯動造成之初始波高·····	73
4-2-2	破裂面七與破裂面八錯動造成之海嘯走時·····	74
4-2-3	破裂面七與破裂面八錯動造成之最大波高分布·····	75
4-2-4	破裂面七與破裂面八錯動造成之沿岸最大波高分布··	77
4-3	990 公里馬尼拉破裂面之模擬結果與分析·····	83
4-3-1	990 公里馬尼拉破裂面錯動造成之初始波高·····	85
4-3-2	990 公里馬尼拉破裂面錯動造成之海嘯走時·····	86
4-3-3	990 公里馬尼拉破裂面錯動造成之最大波高分布·····	87
4-3-4	990 公里馬尼拉破裂面錯動造成之沿岸最大波高分布·	88
第五章 結論與討論·····		91
5-1	結論·····	91
5-2	討論·····	94

5-2-1 馬尼拉海嘯數值模擬結果比較·····	94
5-2-2 990 公里馬尼拉破裂面模擬結果與蘇門達臘海嘯之異 同·····	101
參考文獻·····	103

# 圖目錄

	頁次
圖 1-1：台灣附近隱沒系統平面圖·····	3
圖 1-2：台灣附近隱沒系統立體圖·····	3
圖 1-3：台灣附近海溝潛在危害度示意圖·····	4
圖 1-4：南中國海立體圖·····	4
圖 1-5：173 至 1968 年南中國海地區引發海嘯的歷史地震紀錄···	10
圖 2-1：馬尼拉海溝分布圖·····	14
圖 2-2：北緯 20 度以北的馬尼拉海溝及附近地區地體構造示意圖	16
圖 2-3：馬尼拉海溝地體構造立體圖·····	16
圖 3-1：假設的馬尼拉破裂面分布·····	19
圖 3-2：隱沒作用示意圖·····	20
圖 3-3：1977-2007 年馬尼拉海溝附近地震資料分布圖·····	22
圖 3-4：馬尼拉六個破裂面走向之常態分布圖·····	24
圖 3-5：馬尼拉破裂面分布比較圖·····	25
圖 3-6：不同震源深度的地震所產生的初始波高剖面圖·····	26
圖 3-7：馬尼拉海溝地區地震分布圖·····	28
圖 3-8：尼拉海溝地區地震剖面圖·····	29
圖 3-9：地震矩規模與破裂面長度及面積和分布圖·····	31
圖 3-10：破裂長度、寬度與滑移量對數值和規模線性迴歸示意圖	32
圖 3-11：Layer01 的模擬範圍·····	42
圖 3-12：Layer22 的模擬範圍·····	43
圖 3-13：Layer23 的模擬範圍·····	43
圖 3-14：Layer24 的模擬範圍·····	44

圖 3-15：Layer21 的模擬範圍·····	45
圖 3-16：Layer01-layer24 網格套疊示意圖·····	46
圖 4-1：馬尼拉破裂面一錯動造成之初始波高圖·····	48
圖 4-2：馬尼拉破裂面二錯動造成之初始波高圖·····	48
圖 4-3：馬尼拉破裂面三錯動造成之初始波高圖·····	49
圖 4-4：馬尼拉破裂面四錯動造成之初始波高圖·····	49
圖 4-5：馬尼拉破裂面五錯動造成之初始波高圖·····	49
圖 4-6：馬尼拉破裂面六錯動造成之初始波高圖·····	50
圖 4-7：馬尼拉破裂面一錯動造成之海嘯波高走時曲線·····	51
圖 4-8：馬尼拉破裂面二錯動造成之海嘯波高走時曲線·····	51
圖 4-9：馬尼拉破裂面三錯動造成之海嘯波高走時曲線·····	52
圖 4-10：馬尼拉破裂面四錯動造成之嘯波高走時曲線·····	52
圖 4-11：馬尼拉破裂面五錯動造成之海嘯波高走時曲線·····	53
圖 4-12：馬尼拉破裂面六錯動造成之海嘯波高走時曲線·····	53
圖 4-13：馬尼拉破裂面一錯動造成之最大波高分布圖·····	54
圖 4-14：馬尼拉破裂面二錯動造成之最大波高分布圖·····	55
圖 4-15：馬尼拉破裂面三錯動造成之最大波高分布圖·····	55
圖 4-16：馬尼拉破裂面四錯動造成之最大波高分布圖·····	56
圖 4-17：馬尼拉破裂面五錯動造成之最大波高分布圖·····	56
圖 4-18：馬尼拉破裂面六錯動造成之最大波高分布圖·····	57
圖 4-19：台灣沿岸最大波高圖(馬尼拉破裂面一)·····	58
圖 4-20：中國東南沿岸最大波高圖(馬尼拉破裂面一)·····	58
圖 4-21：呂宋島沿岸最大波高圖(馬尼拉破裂面一)·····	59
圖 4-22：越南沿岸最大波高圖(馬尼拉破裂面一)·····	60
圖 4-23：台灣沿岸最大波高圖(馬尼拉破裂面二)·····	60

圖 4-24：中國東南沿岸最大波高圖(馬尼拉破裂面二)·····	61
圖 4-25：越南沿岸最大波高圖(馬尼拉破裂面二)·····	61
圖 4-26：呂宋島沿岸最大波高圖(馬尼拉破裂面二)·····	62
圖 4-27：台灣沿岸最大波高圖(馬尼拉破裂面三)·····	63
圖 4-28：中國東南沿岸最大波高圖(馬尼拉破裂面三)·····	63
圖 4-29：呂宋島沿岸最大波高圖(馬尼拉破裂面三)·····	64
圖 4-30：越南沿岸最大波高圖(馬尼拉破裂面三)·····	65
圖 4-31：台灣沿岸最大波高圖(馬尼拉破裂面四)·····	65
圖 4-32：中國東南沿岸最大波高圖(馬尼拉破裂面四)·····	66
圖 4-33：越南沿岸最大波高圖(馬尼拉破裂面四)·····	66
圖 4-34：呂宋島沿岸最大波高圖(馬尼拉破裂面四)·····	67
圖 4-35：台灣沿岸最大波高圖(馬尼拉破裂面五)·····	68
圖 4-36：中國東南沿岸最大波高圖(馬尼拉破裂面五)·····	68
圖 4-37：呂宋島沿岸最大波高圖(馬尼拉破裂面五)·····	69
圖 4-38：越南沿岸最大波高圖(馬尼拉破裂面五)·····	70
圖 4-39：台灣沿岸最大波高圖(馬尼拉破裂面六)·····	70
圖 4-40：中國東南沿岸最大波高圖(馬尼拉破裂面六)·····	71
圖 4-41：越南沿岸最大波高圖(馬尼拉破裂面六)·····	71
圖 4-42：呂宋島沿岸最大波高圖(馬尼拉破裂面六)·····	72
圖 4-43：馬尼拉破裂面七錯動造成之初始波高圖·····	73
圖 4-44：馬尼拉破裂面八錯動造成之初始波高圖·····	73
圖 4-45：馬尼拉破裂面七錯動造成之海嘯走時曲線·····	74
圖 4-46：馬尼拉破裂面八錯動造成之海嘯走時曲線·····	75
圖 4-47：馬尼拉破裂面七錯動造成之海嘯傳播示意圖·····	76
圖 4-48：馬尼拉破裂面七錯動造成之最大波高分布圖·····	76

圖 4-49：馬尼拉破裂面八錯動造成之最大波高分布圖·····	77
圖 4-50：台灣沿岸最大波高圖(馬尼拉破裂面七)·····	78
圖 4-51：中國東南沿岸最大波高圖(馬尼拉破裂面七)·····	78
圖 4-52：呂宋島沿岸最大波高圖(馬尼拉破裂面七)·····	79
圖 4-53：越南沿岸最大波高圖(馬尼拉破裂面七)·····	80
圖 4-54：台灣沿岸最大波高圖(馬尼拉破裂面八)·····	80
圖 4-55：中國東南沿岸最大波高圖(馬尼拉破裂面八)·····	81
圖 4-56：越南沿岸最大波高圖(馬尼拉破裂面八)·····	81
圖 4-57：呂宋島沿岸最大波高圖(馬尼拉破裂面八)·····	82
圖 4-58：六個破裂面錯動造成之初始波高示意圖·····	83
圖 4-59：線性疊加六個破裂面初始波高後的波高示意圖·····	84
圖 4-60：990 公里馬尼拉破裂面錯動造成之最大波高分布圖·····	85
圖 4-61：990 公里馬尼拉破裂面錯動造成之海嘯波高走時曲線···	86
圖 4-62：990 公里馬尼拉破裂面錯動造成之最大波高分布圖·····	87
圖 4-63：台灣沿岸最大波高圖(990 公里的馬尼拉破裂面)·····	88
圖 4-64：中國東南沿岸最大波高圖(990 公里的馬尼拉破裂面)·····	89
圖 4-65：越南沿岸最大波高圖(990 公里的馬尼拉破裂面)·····	89
圖 4-66：呂宋島沿岸最大波高圖(990 公里的馬尼拉破裂面)·····	90
圖 5-1：線性與非線性淺水波方程模擬結果比較·····	95
圖 5-2：使用線性與非線性淺水波方程模擬破裂面三之結果比較··	96
圖 5-3：使用線性與非線性淺水波方程模擬 990 公里馬尼拉破裂面 之結果比較·····	96
圖 5-4：馬尼拉海嘯最大波高分布圖·····	100
圖 5-5：馬尼拉海嘯走時與最大波高分布圖·····	100
圖 5-6：蘇門達臘海嘯走時·····	102

## 表目錄

	頁次
表 1-1：呂宋島地區自 1897 年至 1968 年間的海嘯記錄·····	8
表 3-1：馬尼拉六個破裂面之地震參數·····	17
表 3-2：馬尼拉破裂面三地震資料·····	23
表 3-3：馬尼拉六個破裂面之地震參數(I)·····	33
表 3-4：馬尼拉六個破裂面之地震參數(II)·····	33
表 3-5：馬尼拉破裂面七與破裂面八之地震參數·····	34
表 3-6：過去一百年內三大地震之地震參數·····	36
表 3-7：全長 990 公里的馬尼拉破裂面之地震參數(I)·····	36
表 3-8：全長 990 公里的馬尼拉破裂面之地震參數(II)·····	37
表 3-9：全長 990 公里的馬尼拉破裂面之地震參數比較表·····	37
表 5-1：受馬尼拉六個破裂面影響之區域統計結果·····	93
表 5-2：馬尼拉六個破裂面造成之海嘯在各區域的達時與波高統計··	93
表 5-3：馬尼拉地震引發海嘯侵襲各區域的機率統計表·····	95
表 5-4：本研究與其他學者模擬馬尼拉海溝地震引發海嘯的結果比較	98
表 5-5：以馬尼拉海溝為研究區域之作者名稱與報告題目·····	99
表 5-6：990 公里的馬尼拉破裂面與蘇門達臘地震參數比較·····	101



# 第一章 緒論

## 1-1 前言

颱風、土石流、洪水等災害，發生的次數相當頻繁，幾乎每個國家每年都會發生此等類似的災害。但是，有政府的督導加上民眾的警覺，總是能做好預先的準備，將損害盡可能的降到最低。相對的，海嘯(tsunami)發生的機率非常低，然而一旦發生卻讓人措手不及，造成的傷亡與損失也遠遠超過其他的災害。

海嘯波屬於重力波的一種，通常由地表垂直變形造成海水面波動而形成。其傳播速度 $C$ 隨著不同的海底深度而改變( $C = \sqrt{gh}$ ， $g$ 為重力加速度， $h$ 則為水深)。海嘯在深海中傳播時，傳播速度非常快且波高小而不易察覺(約200m/s)，一旦傳播至海岸邊，波長變短、波高變高，對近岸地區的破壞實在不容小覷。以2004年發生在印尼蘇門達臘地震矩規模(moment magnitude)為9.0的地震所引發的海嘯事件為例，其海嘯波的傳播不僅跨越整個印度洋，波及印度洋周遭十幾個國家，甚至造成二十多萬人傷亡與失蹤(ITIC<sup>1</sup>)，此次恐怖的海嘯事件，至今仍讓人們心有餘悸。

引發海嘯的原因有很多，例如海底火山爆發(如1889年的印尼海嘯)、海底山崩(如1958年的阿拉斯加海嘯)亦或海底地震(如1960年的智利海嘯)，其中海嘯大多數由海底地震所引發。根據歷史資料顯示(NGDC<sup>2</sup>)，大多數的海嘯事件都是由規模7.0以上的海底地震所引發的。然而，地震的預測非常困難，換言之，預測海嘯的難度也就更高了。除此之外，海嘯的傳播速度雖然比地震波慢，對於遠洋所發生的海嘯也可由目前的海嘯預警系統達到預報的效果，但事實上，最具威脅性的是發生在近岸的海嘯。發生在近岸的海嘯因傳播至岸邊的距離很短，故抵達時間以及可預報時間短，海嘯能量

---

<sup>1</sup> ITIC(International Tsunami Information Center) 網址 <http://ioc3.unesco.org/itic>

<sup>2</sup> NGDC(National Geophysical Data Center) 網址 <http://www.ngdc.noaa.gov/ngdc.html>

集中，不易消散，造成的破壞更為劇烈，因此研究近岸海域是否可能引發海嘯演變成各國探究海嘯的主要議題之一。

## 1-2 研究目的

根據歷史海嘯資料，大部分的海嘯事件皆由海底地震引發，且其中較具威脅性者多由隱沒帶(subduction zone)上的海底地震所引起的(Fukao, 1979)，例如：1960年發生在智利規模9.5的地震，即為那茲卡板塊與南美洲板塊互相擠壓而造成的(Cisternas *et al.*, 2005)，引發的海嘯最大波高高達25公尺(NGDC)；1964年發生在阿拉斯加規模9.2的地震，為太平洋板塊朝西北隱沒至北美洲板塊而造成的(Ichinose *et al.*, 2007)，引發的海嘯最大波高高達67公尺(NGDC)；2004年在蘇門達臘發生規模為9.0的海地地震，為澳洲板塊和印度板塊向東北隱沒至巽他陸棚下方而造成的(Subarya *et al.*, 2006)，引發的海嘯最大波高高達50公尺，形成的海嘯能量穿越了整個印度洋，最遠甚至傳到南非(NGDC)。

這三場在歷史上引起大海嘯的地震，皆發生在板塊交界的隱沒帶上，因此，本研究為了探討台灣附近的海嘯潛勢分析，將可能引發海嘯而對台灣造成威脅的地區著重在台灣附近的隱沒帶上。

台灣位於歐亞大陸板塊(Eurasian plate)與菲律賓海板塊(Philippine Sea plate)的交界上，在台灣鄰近地區有兩的主要的隱沒帶(如圖1-1)，其一位於台灣東北方，由菲律賓海板塊隱沒至歐亞大陸板塊下方而形成的琉球海溝(Ryukyu Trench)；其二位於台灣西南方，由歐亞大陸板塊張裂形成的南中國海(South China Sea)海洋地殼隱沒至菲律賓海板塊下方而形成的馬尼拉海溝(Manila Trench)(如圖1-2)，相對於琉球海溝，馬尼拉海溝地區產生海嘯的威脅性較高(如圖1-3)(Wang and Liu, 2006；Kirby, 2006；Liu *et al.*, 2007)，加上南中國海地區地勢封閉(如圖1-4)，一旦發生海嘯，僅有台灣與呂宋島相望的巴士海峽一個出口，海嘯能量集中不易擴散。因此，在本論文中，以

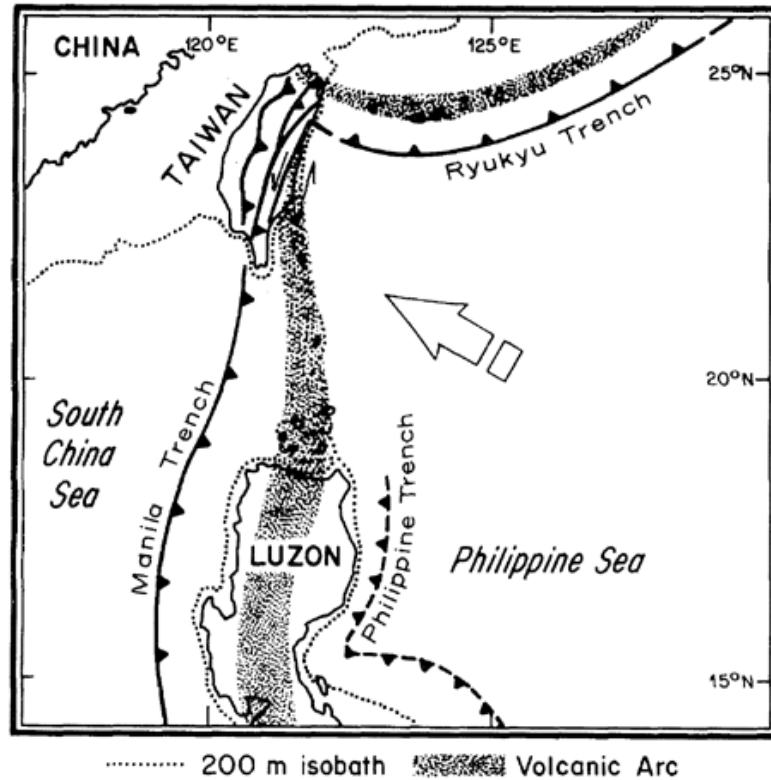


圖 1-1: 台灣附近隱沒系統平面圖。台灣附近有兩個隱沒系統：東北地區-琉球海溝，西南地區-馬尼拉海溝。(圖片來源:何春蓀, 1982)

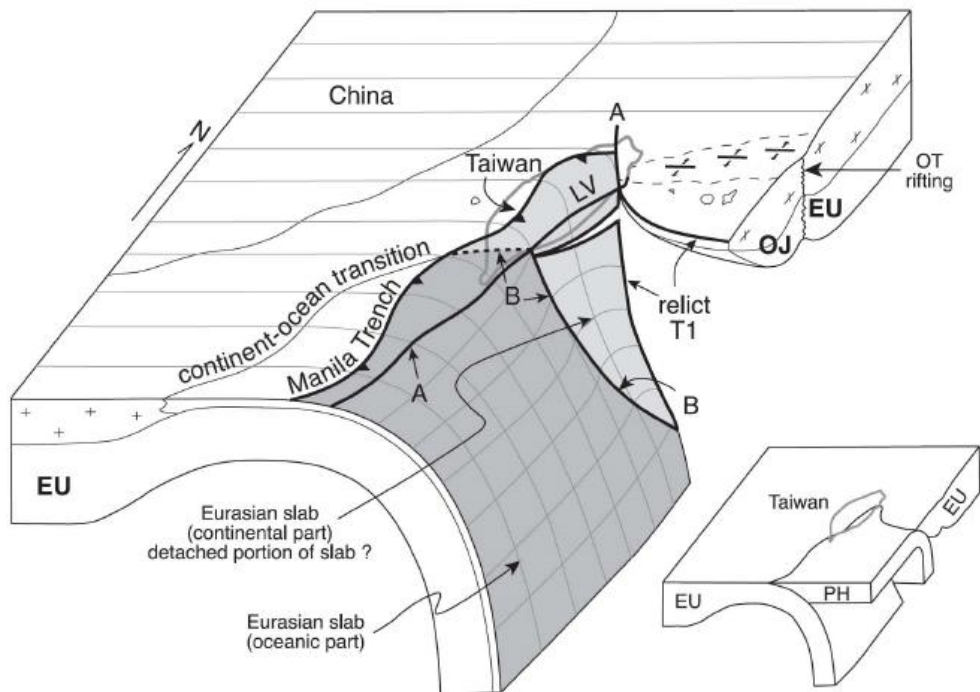


圖1-2: 台灣附近隱沒系統立體圖。EU代表歐亞大陸板塊、PH代表菲律賓海板塊。(圖片來源：Sibuet and Hsu, 2004)

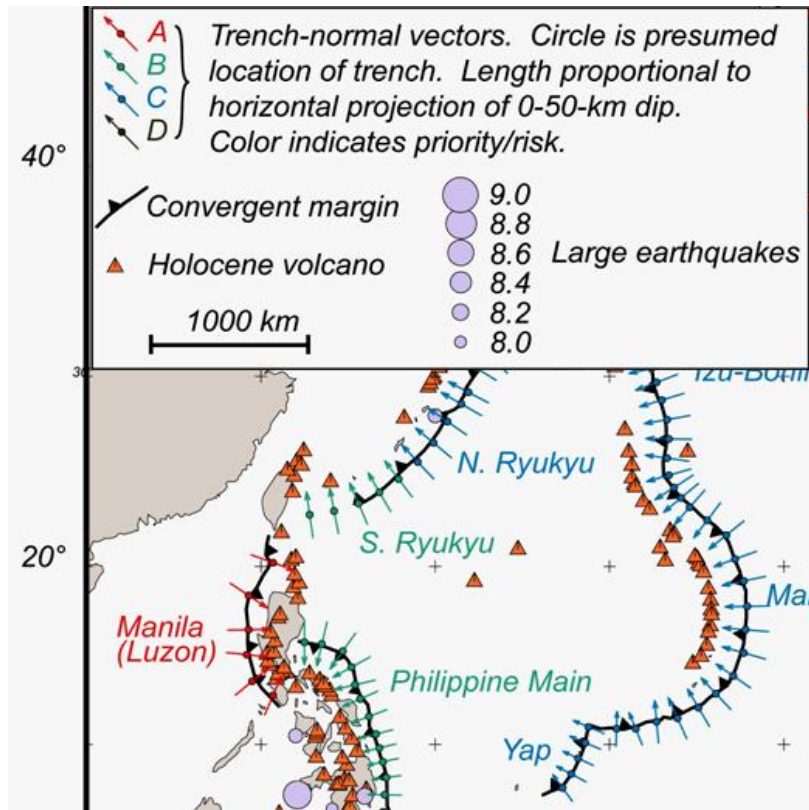


圖 1-3: 台灣附近海溝潛在危害度示意圖。紅色箭頭(A)代表海嘯危害度較高的潛勢區域，其次為綠色箭頭(B)與藍色箭頭(C)，最低者為黑色箭頭。(資料來源:Kirby, 2006)

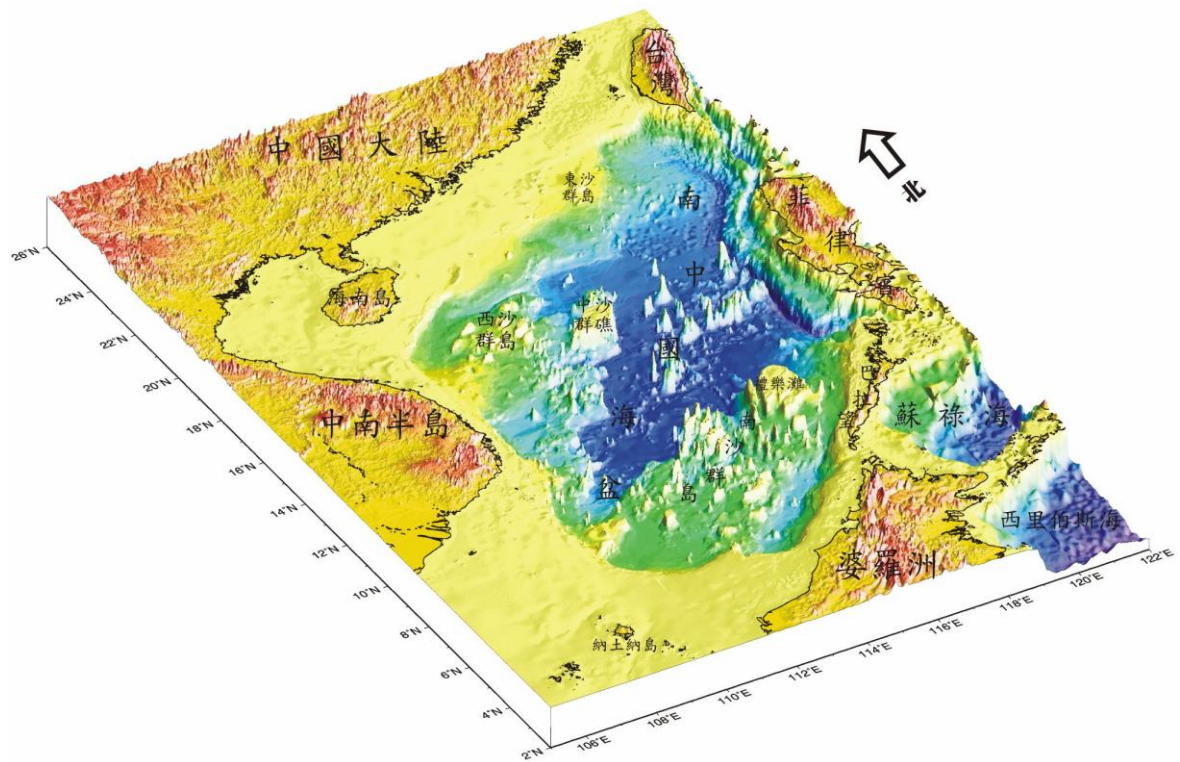


圖 1-4: 南中國海立體圖。(資料來源:海科中心)

馬尼拉海溝為主要研究區域，探討馬尼拉海溝地震引發海嘯的潛勢分析，評估海嘯對台灣、東南亞地區、呂宋島(菲律賓、民多羅島、巴拉望)以及越南等環南中國海諸國可能帶來的危害。

然而，地震與海嘯的研究演變成一體兩面的事，在無法預測地震發生時間的情況下，同樣也無法預測海嘯發生的時間，因此，本研究採用情境模擬的方式，將歷史地震記錄及地震學家所提供的地震參數，經過分析後代入斷層模式中，計算地表變形造成的海表面變動，再經由海嘯數值模式模擬海嘯波的傳播情形。加上現今的全球寬頻地震網技術已非常純熟，能即時測出地震位置與地震規模，如此一來，當未來馬尼拉海溝地區發生海底地震時，便可根據先前模擬的結果推測是否引發海嘯以及海嘯在各地可能造成的波高大小，達到對南海周遭國家沿岸提早預報與疏散的目的。

### 1-3 南中國海歷史海嘯

南中國海是否存在海嘯的威脅，可從南中國海歷史海嘯記錄中說明。南中國海地區最早的海嘯記錄為1076年10月31日，於廣東(Guangdong)一帶觀測到異常的波高值，對此產生的原因，研究者認為可能由颱風所造成(Keimatsu, 1963；Iida et al., 1967；Cox, 1970；李善邦，1981)；其次為1604年12月29日，發生在泉州(Quanzhou)外海北緯25度、東經119.5度，規模8.0的地震，根據《泉州府志》中記載：「萬曆三十二年十一月初九日(1604年12月29日)夜，地大震，山石海水皆動，地裂數處，郡城尤甚。開元寺東鎮國塔第一層尖石墜，第二層、第三層扶欄並碎。城內外廬舍傾圮，覆舟甚多」，此地震為泉州史上規模最大的地震，泉州地震規模雖大，但文獻中未見有“海水溢”等與海嘯相關字眼，因此，這次的地震是否有引起海嘯，仍待考證。除此之外，有部分學者提到，台灣地區新竹(Hsinchu)觀測站似乎觀測到異常的海水變化，但其浪高未達20至30公分，未造成任何災害(Lee, 1988；Yang, 1987；李孟芬，1996；馬國鳳，2006)；1640年9月16日，在廣東地區北緯23.5

度、東經116.5度，發生規模為5.7的地震，受海嘯侵襲的地區包括澄海(Chenghai)、揭陽(Jieyang)等(Keimatsu, 1963; Iida *et al.*, 1967; Berninghausen, 1969; Cox, 1970; Lee, 1988)；1670年8月19日，上海地區(Shanghai)也有地震造成的海嘯記錄，根據文獻描述，有數人遭海嘯侵襲而溺斃(Keimatsu, 1963; Iida *et al.*, 1967)；1721年1月5日的嘉南地區(Chia-Nan)、1781年4月24日的高屏一帶(Kaohsiung、Ping-Tung)以及1792年8月9日台灣西南沿海皆有因地震而引起海嘯的文獻記載(徐泓，1983；鄭世楠、葉永田，1989；許明光、李起彤，1996; Lee, 1988)。

呂宋地區(Luzon islands)的海嘯文獻記錄也很多，1924年4月15日與5月6日，呂宋島西北外海東經119.5度、北緯18度，相繼發生規模6.9與6.5的地震，上述兩地震在呂宋島西北部皆有觀測到海嘯的記錄(Lee, 1988)；1934年2月14日，呂宋島西部外海東經119度、北緯17.5度，發生規模7.6的地震，根據文獻描述，呂宋島西北部地區都相繼觀測到地震後伴隨而來的海嘯波(Repetti, 1934; Neumann, 1936; Heck, 1947; Iida *et al.*, 1967; Berninghausen, 1969; 黃永德、陳營華，2006)；1949年11月29日，呂宋西北外海東經121度、北緯18度，發生規模為7.2的地震，根據文獻記載，海浪翻覆數艘船，且一人被海浪所吞蝕(Murphy *et al.*, 1951; Hamamatsu, 1966; Iida *et al.*, 1967; Berninghausen, 1969; Cox, 1970; Lee, 1988)；1994年11月14日，菲律賓南部(Philippines)的民多羅島(Mindoro island)外海也發生規模7.1的地震，造成7.3公尺的波高與78人死亡(USGS<sup>3</sup>; NGDC)。

此外，Soloviev and Go (1984)更詳盡統計出呂宋島地區由地震引發海嘯的歷史記錄(如圖1-5、表1-1)。Soloviev and Go (1984)記載西太平洋地區自173年至1968年期間的地震以及海嘯記錄，所有的記載皆來自於各國歷史地震的文獻資料，且每一筆資料，都有兩個以上的相關研究文獻，大部分內

---

<sup>3</sup> USGS(United State Geological Survey) 網址 <http://www.usgs.gov/>



容皆包含了發生的日期與時間、發生地點、發生原因、海嘯的波高記錄與造成的財產損失和人民傷亡。除此之外，亦包含地震學家(Gutenberg and Richter)探討後擬定出的震央經緯度與表面波規模( $M_s$ , surface wave magnitude)。

表1-1統計呂宋島地區自1871年至1968年間的海嘯記錄。1871年9月21日在菲律賓的西南地區，共發生了兩場表面波規模( $M_s$ )為8.6與8.7的地震，分別造成2公尺與7公尺波高的記錄；1918年8月15日在民答那峨島(Mindanao island)，發生表面波規模8.25的地震，根據文獻記載，此地震所引起的海嘯於民答那峨島東南沿岸(Glan)造成5.5公尺的波高記錄。

回顧過去馬尼拉地震與海嘯的歷史文獻記載，說明了南中國海地區可能潛在海嘯的威脅性，因此，更不能輕忽未來馬尼拉海溝地震而引發海嘯的可能性。

#### 1-4 海嘯波傳播的數值模式

現今較著名且已被廣泛使用的海嘯數值模式包含MOST model(Method of Splitting Tsunami model)、TUNAMI(Tohoku University Numerical Analysis Model for Investigation)以及COMCOT model(Cornell Multi-grid Coupled Tsunami model)等。

MOST model是由Vasily Titov所建立的海嘯數值模式(Titov, 1997)。此模式曾應用於1993年日本北海道海嘯事件、1996年阿拉斯加海嘯事件、2001年祕魯海嘯事件以及2004年蘇門答臘海嘯事件(Titov, 1997)。此外，NOAA<sup>4</sup>亦以此模式進行各類海嘯數值模擬。

TUNAMI model是由Fumihiko Imamura所建立的海嘯數值模式(Imamura *et al.*, 2006)，至2003年為止，已有15個國家相繼使用，其中，TUNAMI-N1、N2、N3以及TUNAMI-F1、F2皆屬於TUNAMI的模式系列，

---

<sup>4</sup> National Oceanic and Atmospheric Administration 網址 <http://www.noaa.gov/>

表 1-1: 呂宋島地區自 1897 年至 1968 年間的海嘯記錄

Date	Region	Surface magnitude( $M_s$ )	lon	Lat	Records of tsunami waves
1897/09/21	NE of Sulu archipelago	8.6	122	6	2m
1897/09/21	SW of Philippine islands	8.7	122	6	7m
1897/10	E of Sarmar island	8.1	126	12	
1910/12/30	valley of Agusan river	6.2	125.5	9	
1911/7/12	valley of Agusan river	7.75	126	9	
1915/11/19	NW of Luzon island	6.4	119.5	18	
1917/1/31	Cebu island	6.4	125	6	1.5m on Glan
1918/8/15	Mindanao island	8.25	123	5.5	7m at some place 5.5 at Glan, 2.2 at lebac port
1921/11/12	SE of Mindanao island	7.5	127	8	
1922/2/28	Cebu island	6.25	124.1	10.2	
1922/3/1	SE of Negros island	6	123.3	9	
1923/3/3	province of Cotabato	7.2	124	6.5	
1923/7/18	Butuan and Camiguin		125	9.3	
1924/4/15	SE of Mindanao island	8.3	126.5	6.5	
1924/5/7	Agno	6.9	119	16	
1924/6/2	SE of Luzon island	7.3	126.5	8.5	
1925/5/5	SE of Negros island	6.75	123	9.5	
1925/5/25	Tablas island	6.25	122.5	12.5	
1925/11/13	NE of Samar island	7.3	125	13	



1928/6/15	SE of Mindoro island	7	121.5	12.5	
1928/11/19	Mindanao island	7.3	124	7	
1929/6/13	E of Mindanao island	7.2	127	8.5	
1934/2/14	W of Luzon island	7.6	119	17.5	
1937/8/20	Alabat island	7.5	121.5	14.5	
1939/5/7	N of Mindoro island	6.5	121.3	13.5	
1948/1/25	Panay island	8.2	122	10.5	
1949/9/5	N of Luzon island	6.4	121.5	17	
1949/11/29	NE of Luzon island	7.2	121	18	
1952/3/19	E of Mindanao island	7.75	127.3	9.5	7.5m on Yap island and Guam
1968/8/2	E of Luzon island	7.7	122.2	16.5	

N 代表北部，NE 代表東北部，S 代表南部，SE 代表東南部，Ms 代表表面波規模。(資料來源: Soloviev and Go, 1984)

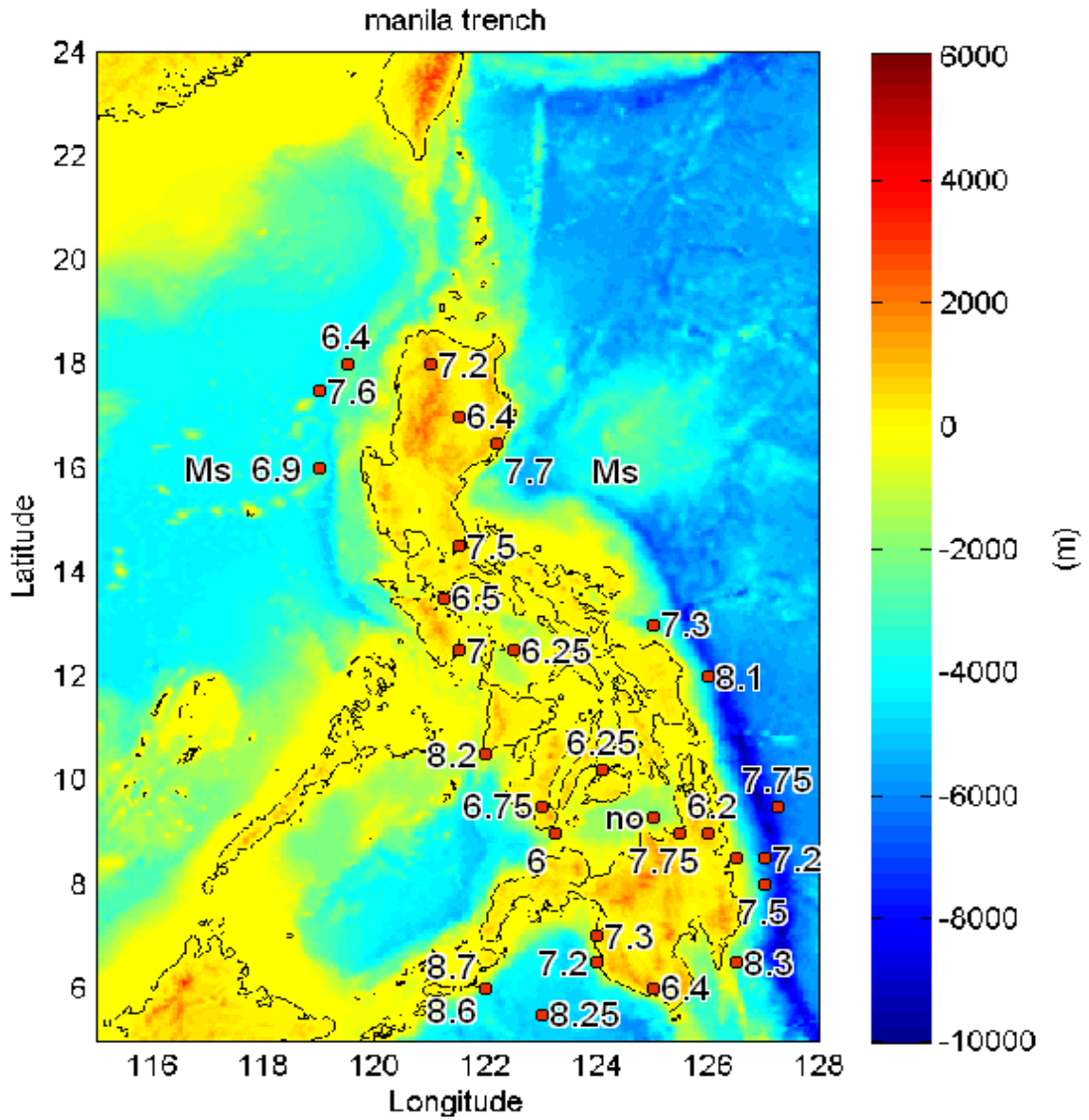


圖1-5: 呂宋島地區自1897年至1968年間的海嘯記錄。紅色圓圈為歷史地震的震央位置，數字為表面波規模( $M_s$ )的大小。(地震資料來源：Soloviev and Go, 1984；地形資料來源：ETOPO2)

提供使用者根據不同研究目的選用不同模式進行模擬，此模式應用於2001年祕魯海嘯事件(NOAA)及2004年蘇門達臘海嘯事件等(Imamura, 2006)。

COMCOT model是由Philip Liu等人所建立(Liu *et al.*, 1998)，COMCOT模式的成熟來自多次的驗證，用於驗證的海嘯事件包括1755年里斯本海嘯(Lima *et al.*, 2008)、1960年智利海嘯(Liu *et al.*, 1994)、1992年印度尼西亞的弗洛勒斯海嘯(Liu *et al.*, 1994；Liu *et al.*, 1995)、1986年與2002年的花蓮海嘯(Wang and Liu, 2005)、2003年阿爾及利亞海嘯、2004年與2005年的印度洋海嘯(Wang and Liu, 2006)，以及2006年台灣屏東外海海嘯事件(陳韻如，2008)，此模式模擬的結果比照衛星資料、潮位資料亦或當地的調查資料的結果都很符合。

COMCOT模式經過多次的驗證，已證明其可用性與可信度，許多學者相繼使用此模式分析潛在海嘯威脅的地區以及可能帶來的災害，例如Edison and Liu (2007)利用COMCOT模式計算不同遠震的參數產生之海嘯對日本、阿留申群島以及智利地區的敏感度分析。因此，本研究採用COMCOT海嘯數值模式，推估馬尼拉海溝地震引發海嘯對環南中國海諸國的影響。

## 1-5 論文架構

本論文之架構如下：

第一章為緒論，說明研究動機與目的，接著敘述南中國海歷史海嘯事件以及現今被廣泛使用的海嘯數值模式，最後介紹本文的論文架構。

第二章介紹馬尼拉海溝的地體構造背景。馬尼拉海溝為本文主要的研究區域，在此章中詳細介紹馬尼拉海溝隱沒系統的形成以及地體構造的分布。

第三章為研究方法。首先敘述兩個主要的研究流程，第一個流程的研究方法，其內容包括將馬尼拉海溝分區，分析各區域的地震參數。第二個流程的研究方法則是建立一個總長990公里的馬尼拉破裂面，分析此破裂面

之地震參數，接著將參數置入模式中進行海嘯數值模擬。最後介紹本文使用的數值模式與模擬範圍。

第四章為模擬結果與分析。以破裂面錯動造成之海水面初始波高(initial surface displacement)、海嘯走時(arrival time)、海嘯最大波高分布(tsunami wave height distribution)以及沿岸地區海嘯最大波高分布(maximum tsunami height along shorelines)四個方向分析模擬結果。

第五章為結論與討論的部份。第五章主要分成兩個部份，第一個部份統整本研究的模擬結果，係為結論的部份；第二個部份將本研究的模擬結果、其他學者之模擬結果以及2004年發生在印尼蘇門達臘的海嘯事件互相討論比較，係為討論的部分。

## 第二章 馬尼拉海溝之地體構造背景

馬尼拉海溝(Manila Trench)為本文主要的研究區域，因此於此章中詳細敘述馬尼拉海溝隱沒系統(Manila subduction system)的形成背景，以及馬尼拉海溝現今的地體構造分布。

### 2-1 馬尼拉隱沒系統之形成

馬尼拉海溝位於南中國海的最東側，北至北緯21.5度，南至北緯13度(如圖2-1)，由南中國海的海洋岩石圈向東隱沒至菲律賓海板塊下方而形成馬尼拉隱沒系統(如圖1-2)。

在新生代的早期形成以海洋地殼為基底的菲律賓海板塊，原本位於赤道以南，在五百萬年前轉向，開始以每年7公分的速度不斷朝西西北方向移動，最後，菲律賓海板塊在台灣的正北方沿著琉球海溝隱沒到歐亞板塊之下；在台灣的南方，則沿著馬尼拉海溝俯衝於歐亞板塊因張裂而形成南中國海海洋岩石圈之上(鄧屬予，2002)，形成馬尼拉隱沒系統。由於馬尼拉海溝沒有鑽井資料，無法推知海溝形成的年代，但Hayes and Lewis (1984)根據呂宋島西部(Zambales)發現的蛇綠岩(Ophiolite)，推測馬尼拉海溝開始隱沒的時間大約在漸新世晚期到中新世中期之間(古佳艷，2004)。

根據研究指出，馬尼拉隱沒系統的形成(包括海溝、增積岩體、弧前盆地以及呂宋島弧)必須追溯到一千萬年以前。早在一千萬年以前，台灣島並不存在，台灣地區是位於中國大陸邊緣上的一片淺海，然而，隨著菲律賓海板塊不斷向北北西移動，呂宋島弧也逐漸地靠近大陸邊緣，在一千萬至五百萬年前之間，呂宋島弧逐漸擠進大陸邊緣，當大陸邊緣被拖入隱沒帶時，海溝一帶便刮起大量的沉積物，並且將沉積物推向增積岩體，使增積岩體越長越大。到了五百萬年前，呂宋島弧的北端衝上大陸邊緣，把增積岩體推出海面，便形成碰撞山脈的雛型。經過菲律賓海板塊的擠壓後，呂



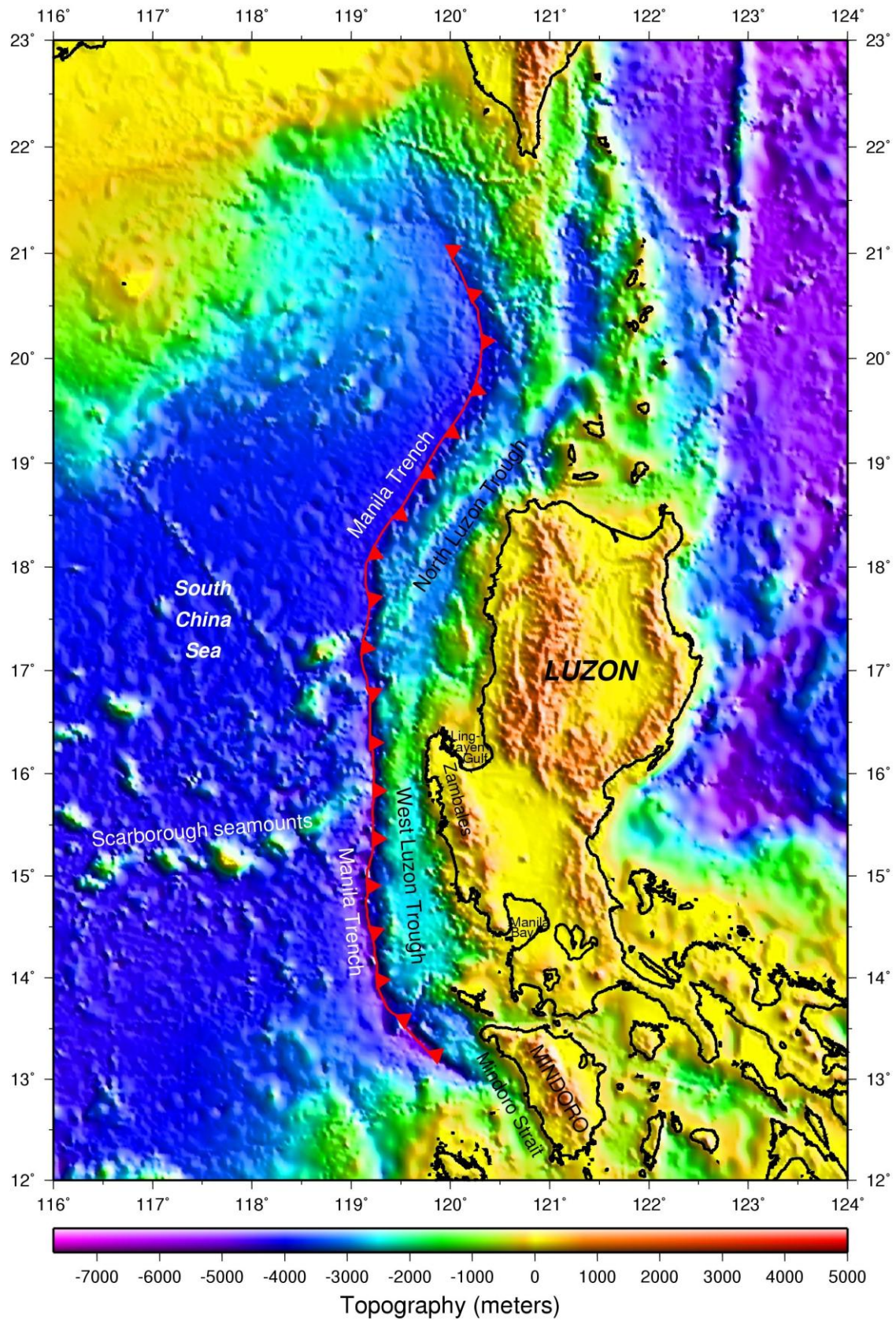


圖2-1: 馬尼拉海溝分布圖。紅色線條代表馬尼拉海溝的位置與分布，紅色箭頭表示隱沒方向。(圖片來源：古佳艷，2004)

宋島弧更加速衝上大陸邊緣，約在三百萬年前左右，終於發展成今日的中央山脈與海岸山脈(鄧屬予，2000)。如今，弧陸碰撞運動在北緯22度以北的地區，從隱沒至碰撞造山，幾乎已呈現停滯的狀態，但在台灣的東南外海北緯22度以南的地區，碰撞運動依舊持續不斷，為南中國海海洋地殼隱沒至菲律賓板塊的隱沒作用。因此，馬尼拉隱沒系統隨空間改變的形貌可能蘊含著從隱沒作用逐漸轉為碰撞作用的結果，但真正促使其隱沒系統隨空間改變形貌的原因仍然無法釐清(古佳艷，2004)。

## 2-2 馬尼拉隱沒系統之地體構造分布

馬尼拉海溝分布的最南端於北緯13度的民多羅海峽(Mindoro Strait)，沿著呂宋島的西側一路向北延伸至台灣南部海域大約北緯21.5度附近(如圖2-1)。

馬尼拉隱沒系統大致上分成幾個不同的地體構造，由西向東，第一個地形低區為馬尼拉海溝，代表南中國海海洋地殼向下隱沒至呂宋島弧的前端位置，緊接著東側的地形高區為恆春海脊，是弧溝系統的增積岩體，增積岩體之東是弧前盆地，名為呂宋海槽，呂宋海槽與馬尼拉海溝的走向大致上平行，海槽在北緯15度50分附近，被南海古擴張中心黃岩島火山鏈(Scarborough Seamount Chain)截成兩段(Ludwig *et al.*, 1967)，以南稱為西呂宋海槽(West Luzon Trough)，以北稱為北呂宋海槽(North Luzon Trough)，海槽的東側就是隆起的呂宋火山島弧，最後東接花東海盆及西菲律賓海盆(如圖2-1、2-2、2-3)。

馬尼拉海溝的分布由最南端至最北端並非一成不變，馬尼拉海溝的走向在北緯13度左右至14度之間大致呈現西北-東南向，往北在北緯14至18度之間呈現南-北走向，北緯18至20度間轉為東北-西南走向，在北緯20至21.5度海溝最北端則轉為西北-東南走向(古佳艷，2004)。







## 第三章 研究方法

此章首先說明研究流程與如何分析地震參數，接著簡介本研究所使用的數值模式以及模擬的範圍。

### 3-1 研究流程

研究流程包含兩個部份，流程的第一個部分包括將馬尼拉海溝分區，分析馬尼拉海溝各區的地震參數，接著將參數代入模式中進行模擬以及最後的模擬結果與討論。流程的第二個部份包括建立一個全長990公里的馬尼拉破裂面，分析破裂面的地震參數，最後將參數代入模式中進行模擬以及模擬結果與討論，其中模式的模擬結果與討論將在後兩章詳細介紹。

### 3-2 馬尼拉六個破裂面

自上一章介紹馬尼拉海溝地體構造中(圖2-1)大致上可看出馬尼拉海溝的走向，因此，Kirby (2006)依照馬尼拉海溝走向的不同，將馬尼拉海溝分成六個破裂面(E1-E6)(如圖3-1以及表3-1)。表3-1指出每一個破裂面的震央位

表 3-1: 馬尼拉六個破裂面之地震參數

Fault	lon	lat	length	strike	dip	rake
E1	120.5 <sup>0</sup> E	20.2 <sup>0</sup> N	160km	10 <sup>0</sup>	10 <sup>0</sup>	90 <sup>0</sup>
E2	119.8 <sup>0</sup> E	18.7 <sup>0</sup> N	180km	35 <sup>0</sup>	20 <sup>0</sup>	90 <sup>0</sup>
E3	119.3 <sup>0</sup> E	17.0 <sup>0</sup> N	240km	359 <sup>0</sup>	28 <sup>0</sup>	90 <sup>0</sup>
E4	119.2 <sup>0</sup> E	15.1 <sup>0</sup> N	170km	3 <sup>0</sup>	30 <sup>0</sup>	90 <sup>0</sup>
E5	119.6 <sup>0</sup> E	13.7 <sup>0</sup> N	140km	320 <sup>0</sup>	22 <sup>0</sup>	90 <sup>0</sup>
E6	120.5 <sup>0</sup> E	12.9 <sup>0</sup> N	100km	293 <sup>0</sup>	26 <sup>0</sup>	90 <sup>0</sup>

(資料來源: Kirby, 2006)

置(lon、lat)、破裂面長度(length)以及破裂面的走向(strike)、傾角(dip)以及滑移角度(rake)。

依照Kirby (2006)分類馬尼拉海溝的方式，本研究同樣將實際的馬尼拉海溝分成六個區域，了解每一個區域的海溝走向與Kirby (2006)供的走向差異，結果如下：

第一個破裂面為馬尼拉海溝位於北緯20度至21.5度之間的部份，本研究稱之為馬尼拉破裂面一，此範圍內海溝呈西北-東南走向。

第二個破裂面為馬尼拉海溝位於北緯18度至20度之間的部份，本研究稱之為馬尼拉破裂面二，此範圍內海溝呈東北-西南走向。

第三個破裂面為馬尼拉海溝位於北緯16度至18度之間的部份，本研究中稱之為馬尼拉破裂面三，此範圍內海溝呈南-北走向。

第四個破裂面為馬尼拉海溝位於北緯14度至16度之間的部份，本研究稱之為馬尼拉破裂面四，此範圍內海溝走向大致上和破裂面三相同，為南-北走向。

第五個破裂面為馬尼拉海溝位於北緯13度至14度之間的部份，本研究稱之為馬尼拉破裂面五，此範圍內海溝呈西北-東南走向。

第六個破裂面馬尼拉海溝位於北緯13度以南至民多羅海峽的部份，本研究稱之為馬尼拉破裂面六，破裂面六位於北緯13度至海溝最南端，其走向與破裂面五同樣為西北-東南走向。

上述之破裂面的地體構造分布大致相同，由西至東依序為馬尼拉海溝、恆春海脊、呂宋海槽、呂宋火山島弧，最後東接花東海盆及西菲律賓海盆，而破裂面一、二、三與破裂面四、五、六可說是以南海古擴張中心黃岩島火山鏈(Scarborough Seamount Chain)作為區分。

然而，Kirby (2006)提出的破裂面走向(圖3-1)並不符合馬尼拉海溝實際的走向(以破裂面一最為明顯)，因此，研究不採用表3-1的走向參數，其餘

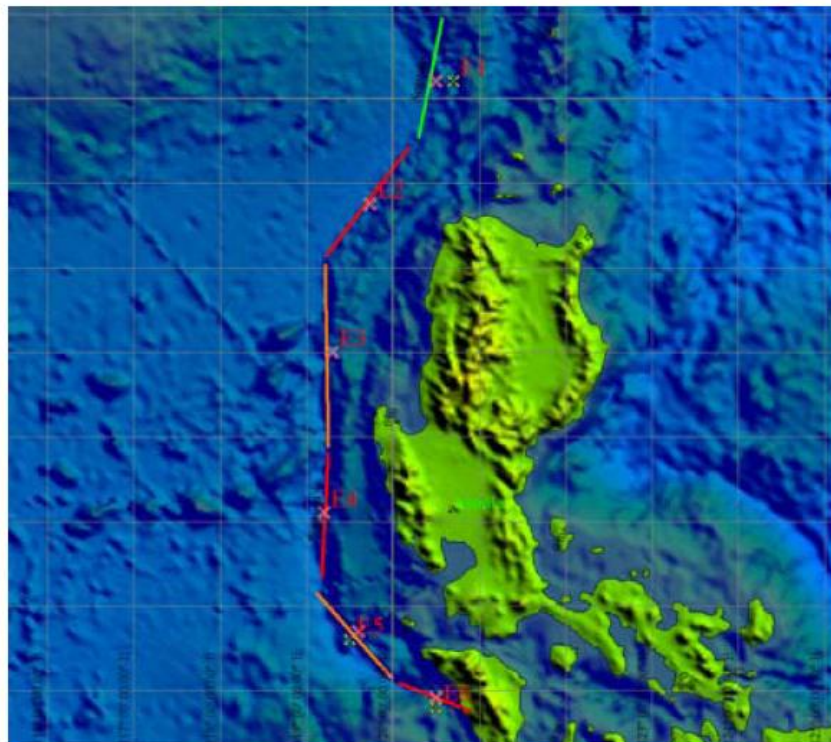
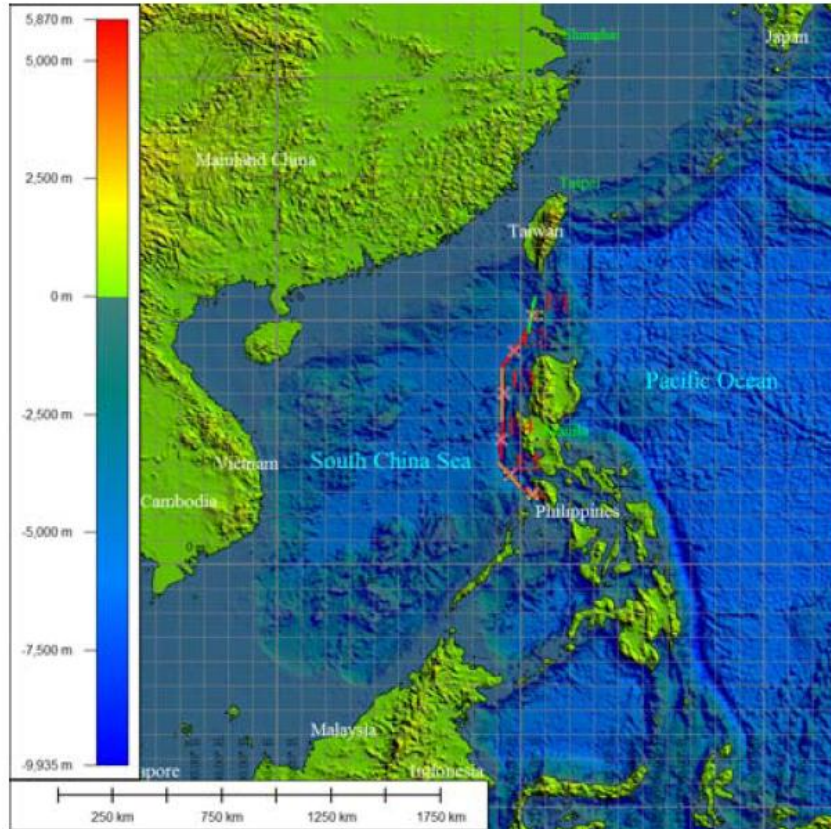


圖3-1: 假設的馬尼拉破裂面分布。六個不同顏色的線段，由北至南依次代表破裂面一(E1)至破裂面六(E6)，交叉記號代表震央位置。下圖為上圖的放大。(圖片來源：Kirby, 2006)

參數皆引用Kirby (2006)提供的數據，而走向參數、破裂面寬度(width)與平均滑移量(average displacement)等，將由本研究進行推估且詳述於3-3節中。

### 3-3 破裂面之地震參數分析

Harvard CMT Catalog<sup>5</sup>記錄了1977年至今的全球地震，提供非常詳盡的地震資料。因此，本研究從Harvard CMT Catalog中擷取1977年至2007年間發生在馬尼拉海溝附近的歷史地震進行地震參數的分析。由於馬尼拉海溝的隱沒機制類似逆衝斷層的錯動機制，且容易造成大地震的隱沒深度通常介於0至150公里(如圖3-2)，故本研究地震深度小於150公里且為逆衝斷層(斷層之滑移角參數為正值)之地震資料進行分析。

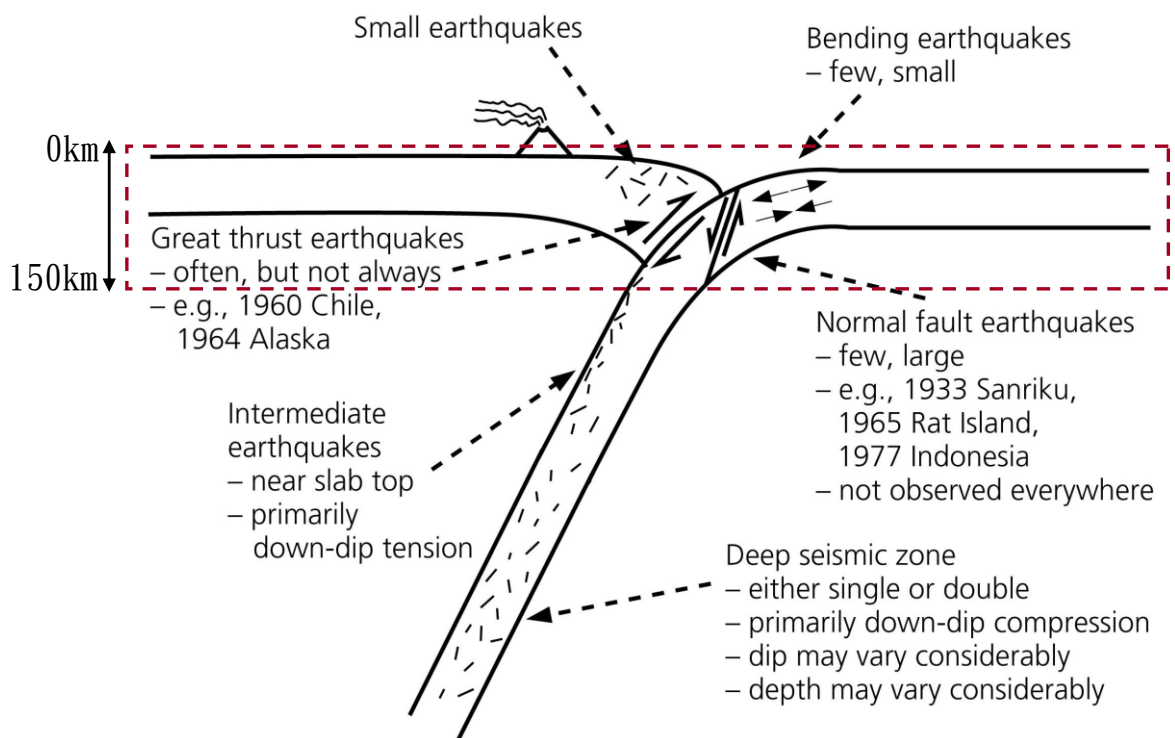


圖 3-2: 隱沒作用示意圖。紅色虛線框代表隱沒深度界於 0 至 150 公里之間。(圖片來源:Stein and Wysession, 2003)

<sup>5</sup> Harvard CMT(Harvard Centroid-Moment-Tensor) Catalog 網址 <http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>

將擷取下來的地震資料(如圖3-3)根據其經緯度，六個破裂面的分布區分為六個部份，針對各破裂面進行參數的分析:

**破裂面之走向參數:**在逆衝斷層的地震資料中，每一場地震都有兩筆斷層破裂面的幾何參數，其一為真正的斷層破裂面，另一個則為斷層破裂面的輔助面，本研究根據馬尼拉海溝的幾何位置，選取較接近馬尼拉海溝走向者為真正的斷層破裂面。表3-2以馬尼拉破裂面三範圍內的地震資料為例進行說明:馬尼拉海溝第三個破裂面的走向幾乎是接近0度或360度，故必須從兩筆資料中挑出較為接近0度或360度的資料進行統計，以1977/1/8地震矩規模為5.2的地震為例，走向為8度比152度接近0度，因此，取走向為8度，傾角為43度，滑移角為118這筆資料作為斷層破裂面資料；以1977/3/19地震矩規模為6.1的地震資為例，走向為351度比176度接近360度，因此，取走向為351度，傾角為64度，滑移角為88這筆資料作為斷層面破裂面資料。將擷取下來的地震資料以及對應的走向，依照各個破裂面的區域分區統計後，取其平均值，便可得到每一個破裂面的走向參數，將統計資料繪製成常態分布圖(normal distribution)如圖3-4。經過統計方法計算出的走向明顯比Kirby (2006)提供的走向參數更為接近馬尼拉海溝實際的走向(圖3-5)，故本研究使用統計後得到的走向參數做為破裂面的走向參數。

**地震深度(depth):**具威脅性與破壞力的地震大多屬於極淺層地震(震源深度 $h \leq 33km$ )，例如1964年3月28日發生在阿拉斯加規模9.2的地震，不僅規模大，震源深度僅23公里，所造成的最大波高達67公尺(NGDC)。而且根據研究指出，當其他地震參數皆固定時，深度越深，相對的初始波高就越小，深度越淺，初始波高就越高，兩者關係成正比現象(如圖3-6)(陳韻如，2008)。從實際的地震分布圖(圖3-7)中也可看出大部分的地震記錄都沿著馬尼拉海溝分布，且深度都在50公里以內，因此，在本研究中，取極淺層地震震源深度(30公里)的平均值15公里，作為每一個破裂面進行模擬時的震源深度。



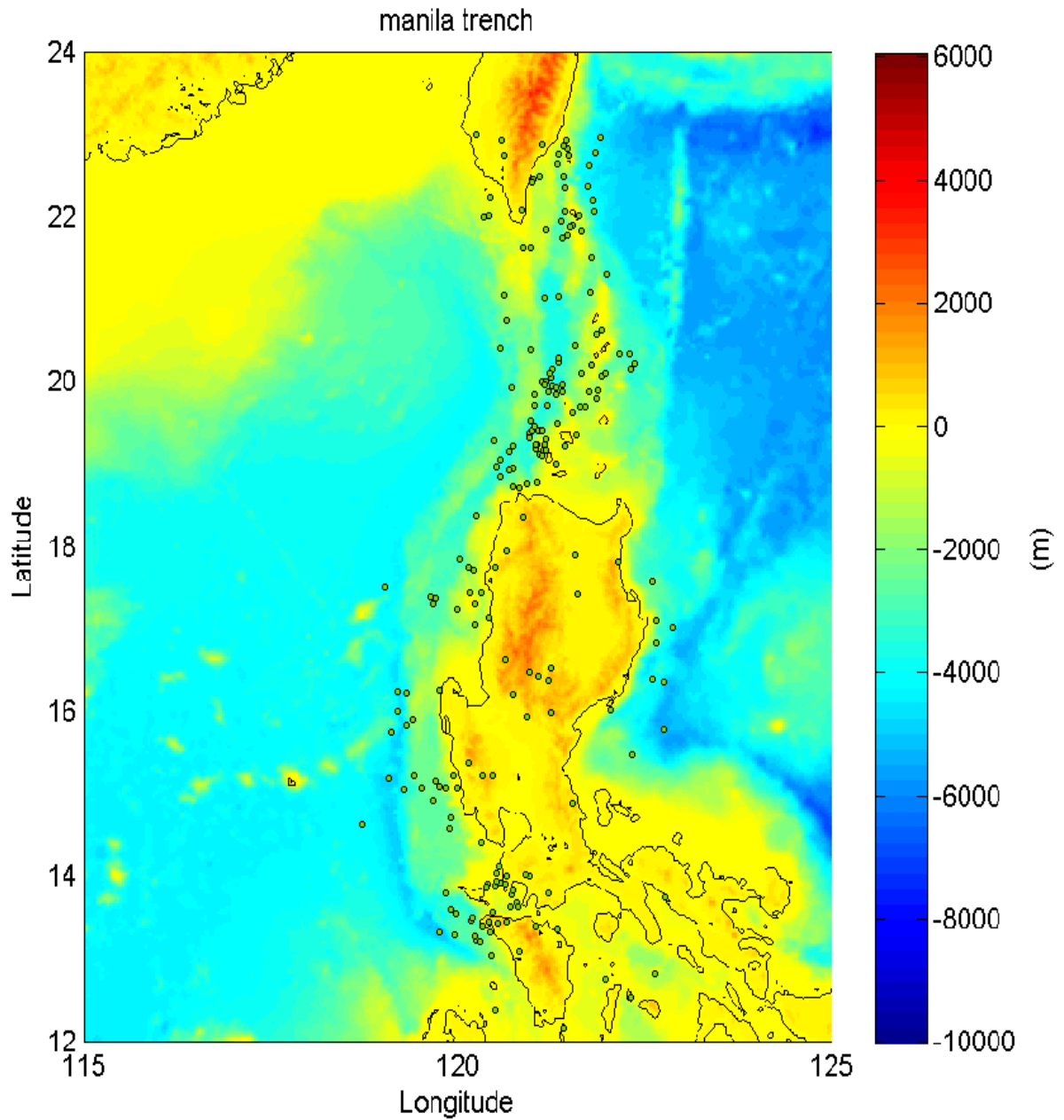


圖3-3: 1977-2007年馬尼拉海溝附近地震資料分布圖。擷取Harvard CMT Catalog中，記錄馬尼拉海溝及其鄰近地區之地震深度介於0至150公里間的逆衝斷層地震資料繪製而成。(地震資料來源：Harvard CMT Catalog；地形資料來源：ETOPO2)

表 3-2: 馬尼拉破裂面三地震資料

發生時間	規模	經度	緯度	深度	走向	傾角	滑移角
1977/1/8	5.20	122.73	15.77	13.30	8	43	118
					152	53	67
1977/3/18	7.20	122.59	16.38	35.00	207	27	108
					7	65	81
1977/3/19	6.10	122.63	16.82	31.70	176	26	94
					351	64	88
1977/5/12	5.80	120.91	15.92	16.00	254	55	171
					349	82	35
1977/7/21	6.80	122.85	17.00	23.00	174	26	77
					8	65	96
1977/8/29	6.30	119.61	17.38	24.60	1	41	70
					207	52	107
1978/3/21	5.30	122.63	17.09	39.10	136	34	44
					7	67	116
⋮							
2004/10/11	5.10	119.29	15.82	13.00	6	23	100
					175	67	86
2005/10/23	4.90	119.97	17.23	29.10	89	34	69
					293	59	104
2006/1/25	4.70	121.55	17.89	28.60	247	33	92
					64	57	89
2006/6/26	4.90	120.13	17.73	49.00	222	50	128
					351	53	53
2006/6/29	4.90	120.22	18.36	33.50	218	42	122
					359	56	65
2007/5/6	5.50	120.14	17.43	38.20	254	21	168
					356	85	69
2007/11/27	5.90	119.74	16.25	41.70	200	63	111
					356	62	78

(資料來源: Harvard CMT Catalog)

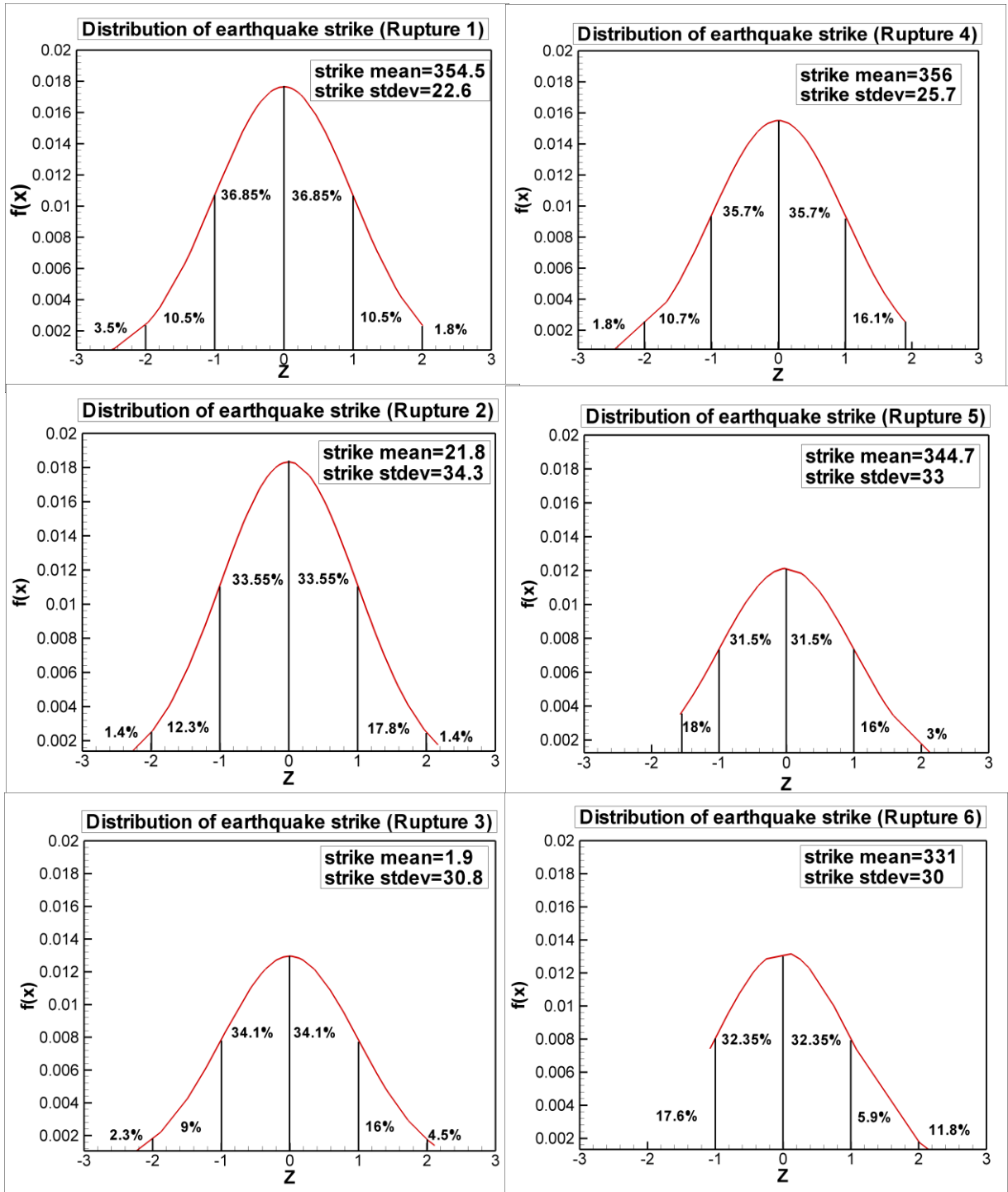


圖3-4: 馬尼拉六個破裂面走向之常態分布圖。Rupture代表破裂面，例如：Rupture 1代表破裂面一。strike mean代表走向的平均值( $\bar{x}$ )，strike stdev代表走向的標準差( $\sigma$ )，百分比值代表機率。 $f(x)$ 為機率密度函數， $Z = (x - \bar{x}) / \sigma$ 。



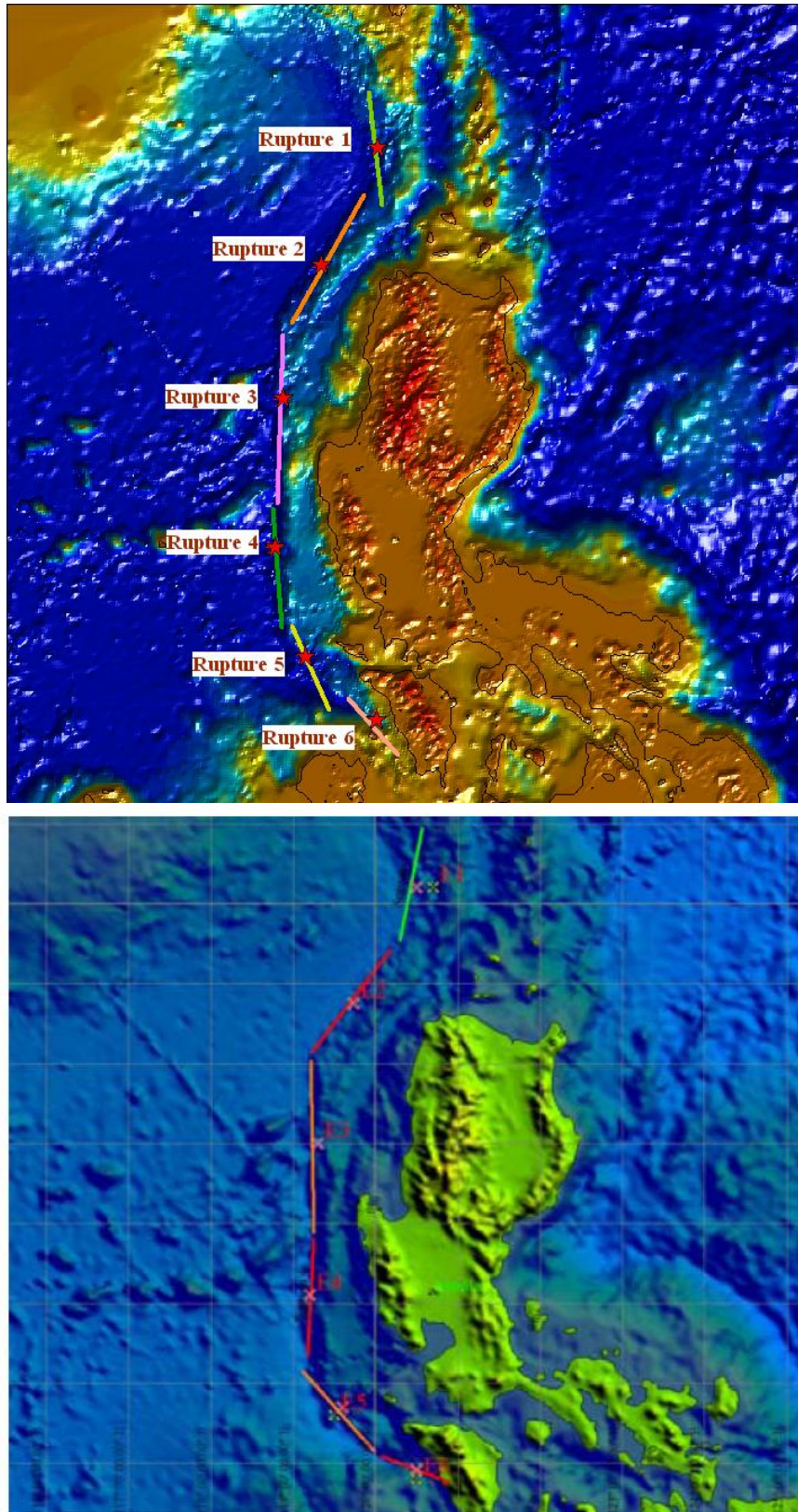


圖3-5: 馬尼拉破裂面分布比較圖。上圖為使用本研究統計出的參數繪製成的馬尼拉破裂面分布圖，Rupture代表破裂面，例如: Rupture 1即為破裂面一。下圖為Kirby (2006)提供的參數繪製成的馬尼拉破裂面層分布圖(紅色星號為震央位置)。

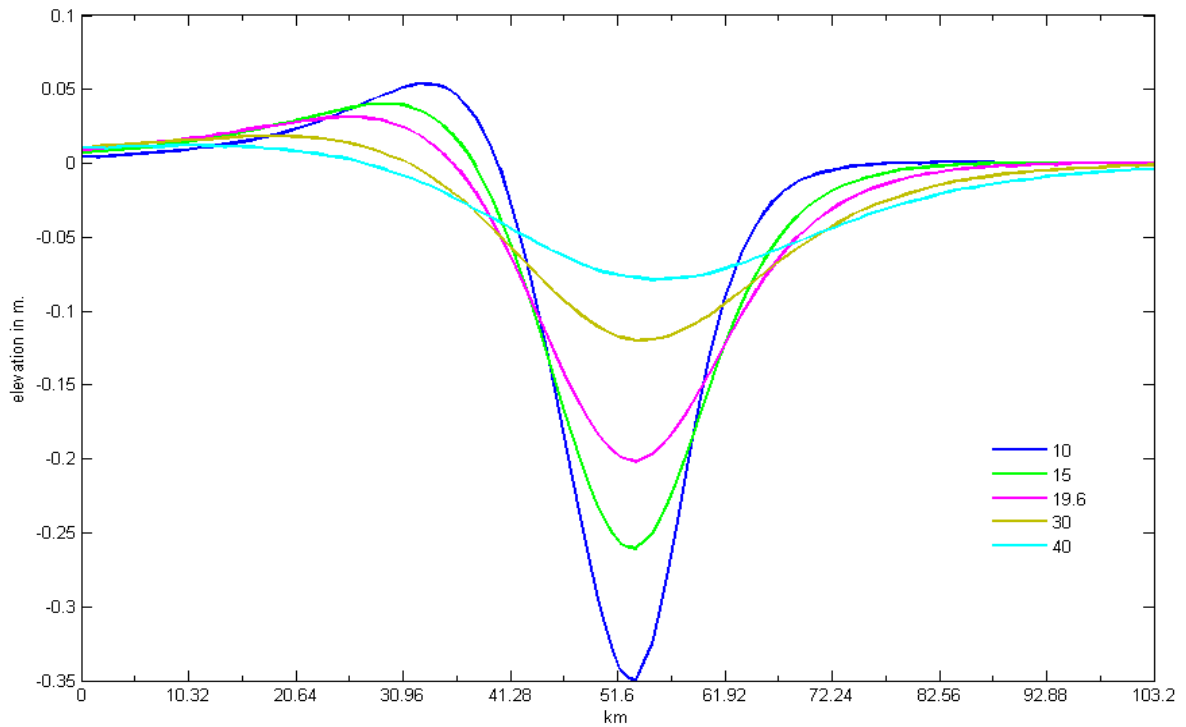


圖3-6: 不同震源深度的地震所產生的初始波高剖面圖。此圖利用固定地震矩規模為7.0、斷層長度37km、寬度18.6km以及滑移量1.1m，改變地震深度，分析初始波高對地震深度的敏感度。不同的顏色代表不同的地震深度(單位為公里)，例如:深藍色線段代表的是地震深度為10公里時所造成的初始波高。(圖片與資料來源:陳韻如，2008)

**破裂面之傾角參數:**本研究使用的傾角參數取自Kirby (2006)提供的傾角參數。根據研究資料指出，馬尼拉海溝在馬尼拉灣(Manila Bay)以南的隱沒帶傾角近乎垂直向東隱沒(如圖3-8(G))，越往北走，向東傾斜的隱沒帶傾角就越小，到了北緯18-19度附近，板塊隱沒的傾角已經變成40度左右(如圖3-8(D、E)) (Cardwell *et al.*, 1980；Hamburger *et al.*, 1983；Hayes and Lewis, 1984；Yang *et al.*, 1996；古佳艷，2004)。大致上馬尼拉海溝的傾角分布多在40度左右，從圖3-8中亦可看出，當深度越淺，傾角也就越小，故當深度為15公里時，傾角可能都不超過40度。而Kirby (2006)提供的傾角參數都保持在40度以內係屬合理的範圍，因此本研究引用Kirby (2006)的傾角參數。

**破裂面之滑移角參數:**在假設馬尼拉破裂面皆由隱沒作用所引起的前提下，六個破裂面可視為典型隱沒作用產生的純逆衝斷層，以此種逆衝斷層而言，其滑移角多為90度，因此，本研究將每一個破裂面的滑移角假設為90度。

**震央位置:**本研究根據Kirby (2006)提供的參數，將馬尼拉海溝分成六個破裂面，並且將每一個破裂面長度的中心點定為震央位置。

**破裂面長度( $L$ )、寬度( $w$ )、平均滑移量( $u$ )與地震矩規模( $M_w$ ):**Kirby (2006)提供了馬尼拉海溝各段的破裂面長度，除此之外，還需要破裂面的寬度與平均滑移量等資料來計算海底地震所引起的地表變形。因此，本研究根據Papazachos *et al.* (2004)迴歸式，計算馬尼拉各個破裂面的寬度與平均滑移量。Papazachos *et al.* (2004)統計全球各地共72個由隱沒作用造成傾移斷層(dip-slip fault)所引起的地震，並且根據72個地震的地震矩規模分別與破裂面長度及破裂面面積進行線性迴歸(其中地震矩規模與破裂面面積僅取其中的61個地震進行線性迴歸)(如圖3-9、圖3-10)，迴歸式如下：



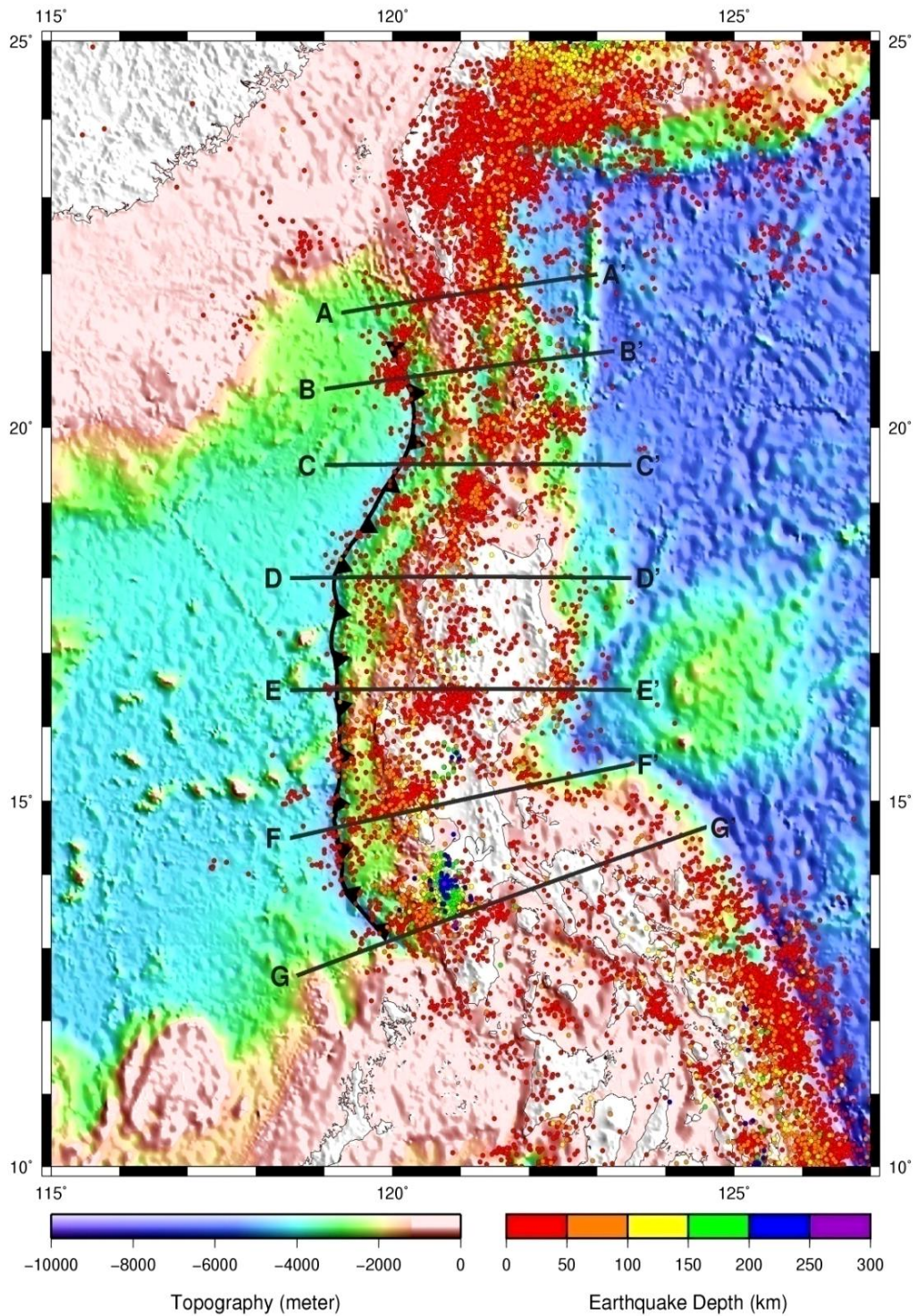


圖3-7: 馬尼拉海溝地區地震分布圖。AA`-GG`線段對應3-8圖中AA`-GG`的剖面圖。地震的分布大致上沿著馬尼拉海溝(黑色箭頭線段)分布，且地震深度多為50公里以內(紅色範圍表示地震深度界於0-50公里)。(圖片來源：許樹坤教授2007年於南中國海域海嘯預警與災害防治研討會議之報告資料)

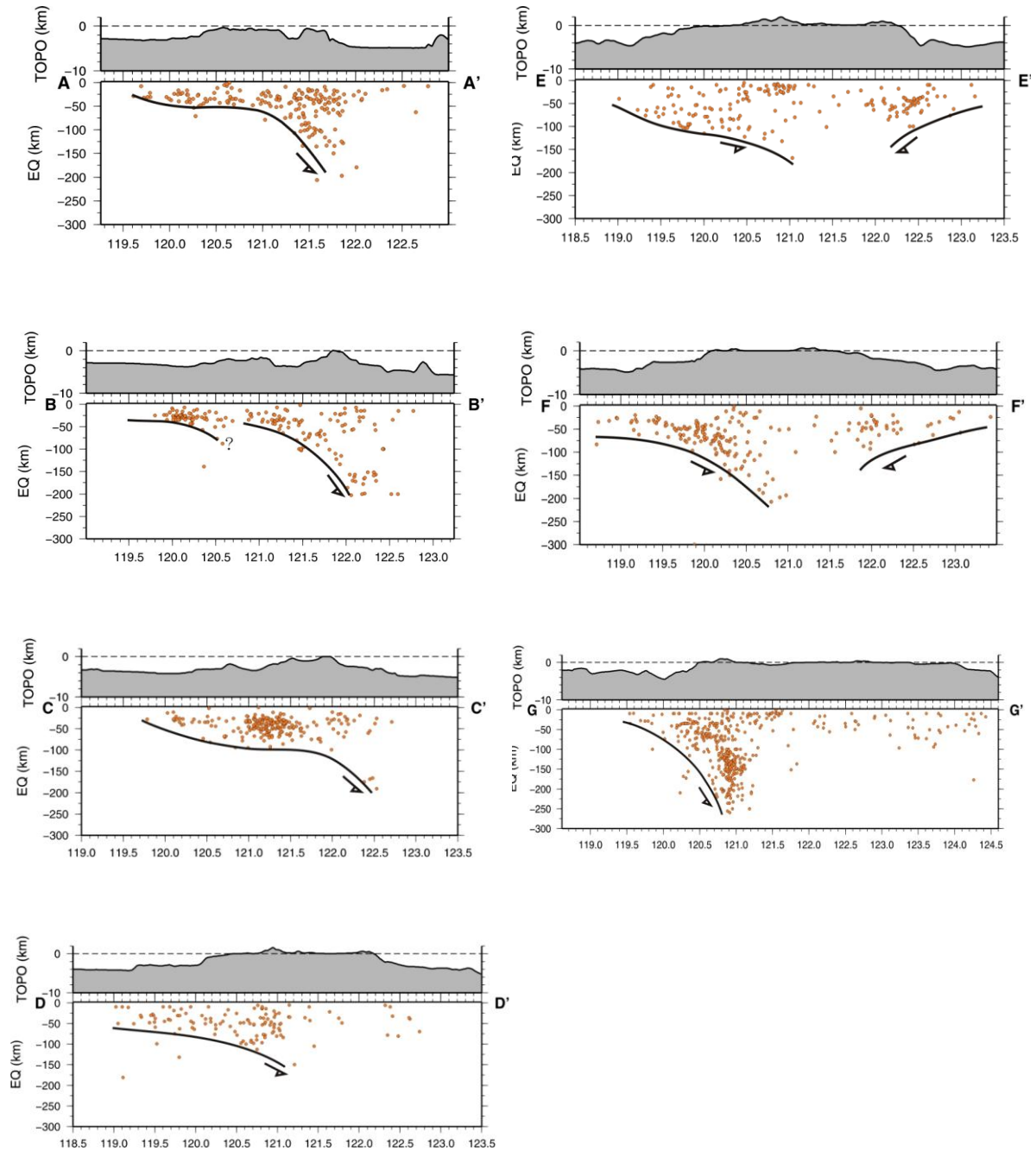


圖3-8: 馬尼拉海溝地區地震剖面圖。AA'-GG'剖面圖對應3-7圖中AA'-GG'線段。每一個剖面圖的上圖代表地形起伏，下圖為馬尼拉海溝隱沒情形，橘色圓圈代表地震分布。(圖片來源：許樹坤教授2007年於南中國海域海嘯預警與災害防治研討會議之報告資料)

$$\text{Log}L = 0.55M - 2.19 \quad \sigma = 0.18 \quad 6.7 \leq M \leq 9.3 \quad (3-1)$$

$$\text{Log}S = 0.86M - 2.82 \quad \sigma = 0.25 \quad 6.7 \leq M \leq 9.2 \quad (3-2)$$

其中  $L$  表示破裂面的長度， $M$  代表地震矩規模， $S$  表示破裂面面積， $\sigma$  代表標準差。

Papazachos *et al.* (2004) 結合式子(3-1)與(3-2)，便得到地震矩規模與破裂面寬度的線性迴歸式(3-3)，如下：

$$\text{Log}w = 0.31M - 0.63 \quad 6.7 \leq M \leq 9.2 \quad (3-3)$$

除此之外，利用 Geller (1976) 提出的 scaling law，即地震矩與破裂面面積、破裂面平均滑移量的關係式(3-4)，以及地震矩規模與地震矩的關係式(3-5)，關係式如下：

$$M_0 = \mu \cdot S \cdot u \quad (3-4)$$

$$\text{Log}M_0 = 1.5M + 16.1 \quad (3-5)$$

其中  $M_0$  表示地震矩(moment)， $\mu$  ( $\approx 3 \times 10^{11}$  dyne - cm) 代表剪力模數(shear modulus)， $u$  即為破裂面的平均滑移量。Papazachos *et al.* (2004) 利用式子(3-2)、(3-4)、(3-5)，便可得到地震矩規模與破裂面平均滑移量的關係式(3-6)，關係式下：

$$\text{Log}u = 0.64M - 2.78 \quad 6.7 \leq M \leq 9.2 \quad (3-6)$$

利用 Kirby (2006) 提供的破裂面長度與式子(3-1)、(3-3)、(3-6)，便可以得到破裂面寬度、破裂面平均滑移量以及地震矩規模。整理以上結果，其馬尼拉海溝六個破裂面的參數如表3-3與3-4，結合表3-3與表3-4的地震參數，便能代入模式中進行海嘯模擬。

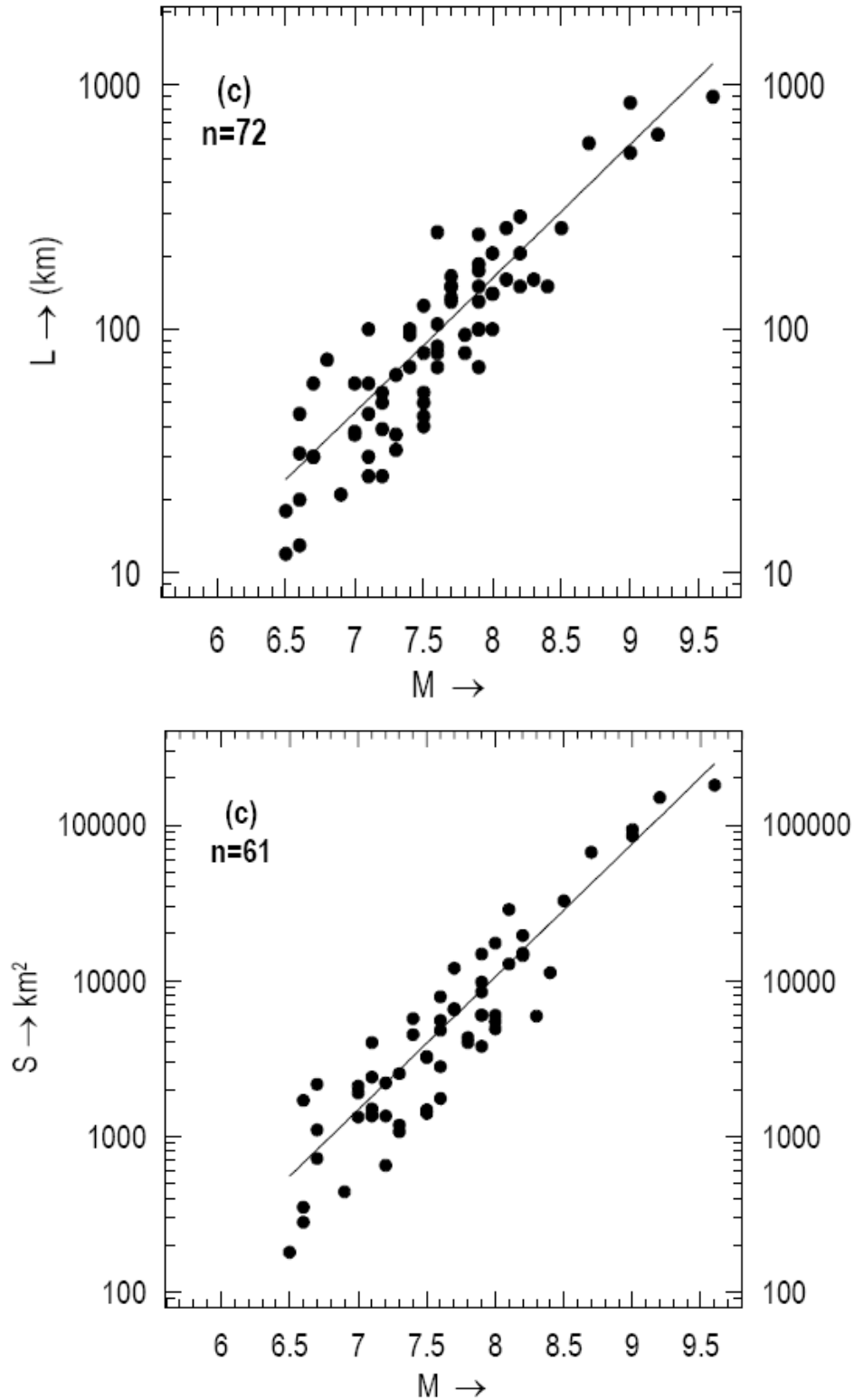


圖3-9: 地震矩規模與破裂面長度及面積分布圖。上圖為破裂面長度與地震舉規模的分布圖，下圖為破裂面面積與地震矩規模的分布圖，圖中的n值為用於迴歸的地震數量，黑色直線為迴歸線。(圖片來源：Papazachos *et al.*, 2004)

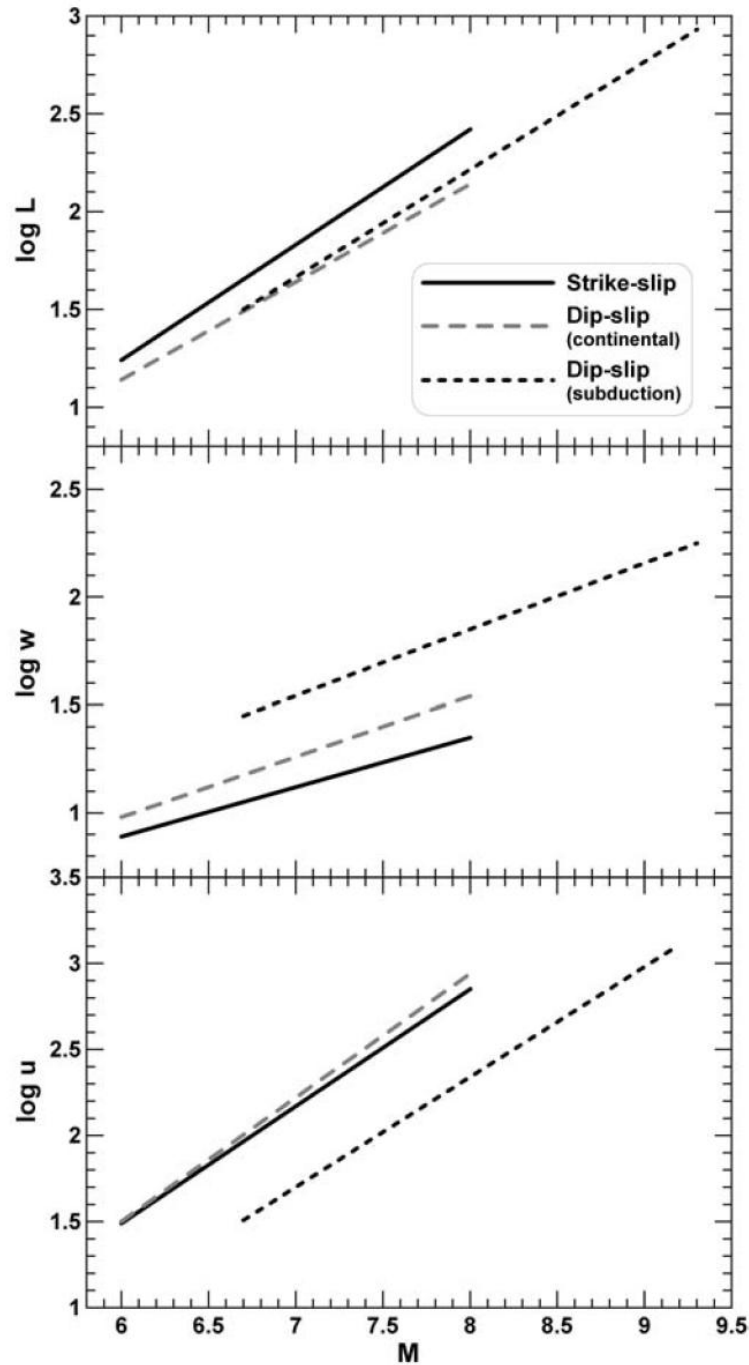


圖 3-10: 破裂長度、寬度與平均滑移量之對數值與規模線性迴歸示意圖。短虛線的部份代表隱沒作用造成的傾移斷層中，破裂面長度( $L$ )、寬度( $w$ )與平均滑移量( $u$ )的對數值和地震矩規模( $M$ )之線性迴歸的結果。例如地震矩規模為 8.0 時，相對應的破裂面長度約為 165 公里，而對應的破裂面寬度約為 70 公里，破裂面之平均滑移量則約為 2 公尺。(圖片來源：Papazachos *et al.*, 2004)



表 3-3: 馬尼拉海溝六個破裂面之地震參數(I)

馬尼拉破裂面	經度	緯度	走向	傾角	滑移角	深度(km)
一	120.5 <sup>0</sup> E	20.2 <sup>0</sup> N	354 <sup>0</sup>	10 <sup>0</sup>	90 <sup>0</sup>	15
二	119.8 <sup>0</sup> E	18.7 <sup>0</sup> N	22 <sup>0</sup>	20 <sup>0</sup>	90 <sup>0</sup>	15
三	119.3 <sup>0</sup> E	17.0 <sup>0</sup> N	2 <sup>0</sup>	28 <sup>0</sup>	90 <sup>0</sup>	15
四	119.2 <sup>0</sup> E	15.1 <sup>0</sup> N	356 <sup>0</sup>	30 <sup>0</sup>	90 <sup>0</sup>	15
五	119.6 <sup>0</sup> E	13.7 <sup>0</sup> N	344 <sup>0</sup>	22 <sup>0</sup>	90 <sup>0</sup>	15
六	120.5 <sup>0</sup> E	12.9 <sup>0</sup> N	331 <sup>0</sup>	26 <sup>0</sup>	90 <sup>0</sup>	15

表3-4: 馬尼拉海溝六個破裂面之地震參數(II)

馬尼拉破裂面	經度	緯度	長度 (km)	寬度 (km)	平均滑移量 (m)	地震矩規模 ( $M_w$ )
一	120.5 <sup>0</sup> E	20.7 <sup>0</sup> N	160	70	2.2	8.0
二	119.8 <sup>0</sup> E	18.7 <sup>0</sup> N	180	75	2.5	8.1
三	119.3 <sup>0</sup> E	17.0 <sup>0</sup> N	240	88	3.5	8.3
四	119.2 <sup>0</sup> E	15.1 <sup>0</sup> N	170	73	2.3	8.0
五	119.6 <sup>0</sup> E	13.7 <sup>0</sup> N	140	65	1.8	7.9
六	120.5 <sup>0</sup> E	12.9 <sup>0</sup> N	100	54	1.2	7.6

### 3-4 馬尼拉破裂面七與破裂面八

上述依據馬尼拉海溝之走向將海溝分成六個破裂面，然而，若考慮破裂面的曲率，則馬尼拉破裂面一與破裂面二極可能同時產生，而馬尼拉破裂面二至破裂面六受曲率的影響亦可能同時產生。因此，本研究將破裂面一與破裂面二的破裂長度相加，並且命名為馬尼拉破裂面七；將破裂面二至六的破裂長度相加，並且命名為馬尼拉破裂面八。其破裂面位置與幾何參數如表3-3，使之沿著馬尼拉海溝走向破裂，而破裂面寬度與平均滑移量則利用Papazachos *et al.* (2004)迴歸式推算。將參數代入Geller (1976)提出的 scaling law，即可得到地震矩規模，而地震深度同樣為15公里(如表3-5)

### 3-5 全長990公里的馬尼拉破裂面

本研究於此節中建立一個全長990公里的馬尼拉破裂面，其地震參數來源敘述如下：

**破裂面之長度:**將Kirby (2006)提供的六個破裂面長度相加，便可建立一個全長990公里的馬尼拉破裂面。

**破裂面之寬度:**目前有許多針對歷史地震之地震參數統計出的迴歸式，包括地震矩規模與破裂面長度的迴歸式、地震矩規模與破裂面寬度的迴歸式等，但此類迴歸式中，用於統計的地震矩規模大多介於5.0到8.0之間，破裂

表 3-5: 馬尼拉破裂面七與破裂面八之地震參數

馬尼拉破裂面	長度 (km)	寬度 (km)	平均滑移量 (m)	地震矩規模 ( $M_w$ )	深度 (km)
七	340	109	5.3	8.6	15
八	830	179	14.9	9.3	15

面長度也小於500公里，例如:Papazachos *et al.* (2006)以及 Wells and Coppersmith (1994)。這些迴歸式對全長將近1000公里的馬尼拉海溝而言，已不再適用，因此，本研究利用過去一百年內三大地震之地震參數(如表3-6)，推測990公里的馬尼拉破裂面之地震參數。由表3-6可看出1960年發生在智利地震矩規模9.5的地震，其破裂面長度為1000公里、破裂面寬度為300公里(Catalog of Tsunamis in the Pacific Ocean)，而2004年發生在蘇門答臘規模為9.0的地震，其破裂面長度為1300公里、破裂面寬度則為200公里(Jiang, 2005)，因此，假使990公里的馬尼拉破裂面產生破裂時，其破裂面寬度可能介於200至300公里之間，故本研究假設990公里的馬尼拉破裂面之破裂面寬度為200公里。

**破裂面之平均滑移量:**同樣根據表 3-6 中三大地震的平均滑移量來評估 990 公里的馬尼拉破裂面破裂時產生的平均滑移量。1964 年阿拉斯加地震矩規模為 9.2 的地震，其平均滑移量介於 18-22 公尺之間(Johnson, 1996)，而 2004 年發生在蘇門答臘地震矩規模 9.0 的地震，平均滑移量則約為 20 公尺(USGS)。故本研究假設破裂面長度介於兩者之間的馬尼拉破裂面之平均滑移量為 20 公尺。

**地震深度:**同樣根據表 3-6，以 1960 年與 2004 年的地震深度而言，1960 年規模 9.5 的地震，其地震深度為 60 公里，而 2004 年規模為 9.0 的地震，其地震深度接近 30 公里(USGS)，因此，我們認為，破裂面長度為 990 公里、寬度為 200 公里的馬尼拉破裂面破裂時，引發的地震深度可能介於 30 至 50 公里之間，故本研究取其平均 40 公里做為地震深度。

**地震矩規模:**將以上所得到的參數代入 Geller (1976)提出的 scaling law 公式中((3-4)、(3-5))，便可得到相對的地震矩規模。統整以上結果如表 3-7。

**破裂面走向、傾角、滑移角及震央位置:**由於馬尼拉海溝的方向並非一成不變，於不同經緯度呈現不同的走向，因此，本研究結合 3-3 節中六組走向、傾角與滑移角與表 3-7，將 990 公里的馬尼拉破裂面之地震參數分成六組(如表 3-8)，使之沿著馬尼拉海溝的方向破裂。

另外，Papazachos *et al.* (2004)迴歸式適用於地震矩規模介於 6.7 至 9.3 之間的地震，因此，本研究將 990 公里的馬尼拉破裂面之長度代入式子 (3-1)，計算其相對的地震矩規模、破裂面寬度以及平均滑移量後，與表 3-7 的結果進行比對(如表 3-9)。由表 3-9 之比較結果可看出，不論是破裂面寬度、平均滑移量或者地震矩規模，兩者結果都很相近。

表3-6: 過去一百年內三大地震之地震參數

發生時間	地點	經緯度	規模	長度 (km)	寬度 (km)	滑移量 (m)	深度 (km)
1960/5/22	Chile	(74.5°W, 39.5°S)	9.5	1000	300	no data	60
1964/3/28	Alaska	(147.5°W, 61.1°N)	9.2	540-740	300	18-22	23
2004/12/26	Sumatra	(95.98°E, 3.3°N)	9	1300	200	20	28.6

(資料來源: USGS ; The Catalog of Tsunamis in the Pacific Ocean and Hawaiian Islands ; Ichinose, 2007 ; Johnson, 1996 ; Jiang, 2005)

表 3-7: 全長 990 公里的馬尼拉破裂面之地震參數(I)

破裂面長度 (km)	破裂面寬度 (km)	破裂面平均滑移量 (m)	深度 (km)	地震矩規模 ( $M_w$ )
990	200	20	40	9.35

表 3-8: 全長 990 公里的馬尼拉破裂面之地震參數(II)

經度	緯度	破裂面長度 (km)	破裂面寬度 (km)	破裂面平均 滑移量(m)	深度 (km)	走向	傾角	滑移角
120.5 <sup>0</sup> E	20.2 <sup>0</sup> N	160	200	20	40	354 <sup>0</sup>	10 <sup>0</sup>	90 <sup>0</sup>
119.8 <sup>0</sup> E	18.7 <sup>0</sup> N	180	200	20	40	22 <sup>0</sup>	20 <sup>0</sup>	90 <sup>0</sup>
119.3 <sup>0</sup> E	17.0 <sup>0</sup> N	240	200	20	40	2 <sup>0</sup>	28 <sup>0</sup>	90 <sup>0</sup>
119.2 <sup>0</sup> E	15.1 <sup>0</sup> N	170	200	20	40	356 <sup>0</sup>	30 <sup>0</sup>	90 <sup>0</sup>
119.6 <sup>0</sup> E	13.7 <sup>0</sup> N	140	200	20	40	344 <sup>0</sup>	22 <sup>0</sup>	90 <sup>0</sup>
120.5 <sup>0</sup> E	12.9 <sup>0</sup> N	100	200	20	40	331 <sup>0</sup>	26 <sup>0</sup>	90 <sup>0</sup>

表 3-9: 全長 990 公里的馬尼拉破裂面之地震參數比較表

990 公里的馬尼拉破裂面	破裂面長度 (km)	破裂面寬度 (km)	破裂面平均 滑移量(m)	地震矩規模 ( $M_w$ )
利用三大歷史地震	990	200	20	9.35
利用 Papazachos 迴歸式	990	196	18	9.43

### 3-6 數值模式

經過上述統計與分析後，即可將地震參數代入斷層模式，計算破裂面錯動引起海床垂直位移後造成的海水面波動，利用海嘯數值模式模擬海水面波動的傳播情形。本研究所使用的海嘯數值模式為COMCOT(Cornell Multigrid COupled Tsunami model)，COMCOT模式的特色在於：

1. 可選用Okada(1985)的斷層模式(fault model)或Mansinha and Smylie (1971)的斷層模式計算破裂面錯動引起的海床垂直位移量；
2. 可輸入初始波高(initial surface elevation)資料進行波的傳播模擬；
3. 可使用山崩(landslide)與人造波(wave maker)進行海嘯數值模擬；
4. 可計算線性(linear)或非線性的淺水波方程(nonlinear shallow water equation)；
5. 可選擇使用球座標(spherical coordinate system)或卡式座標系統(cartesian coordinate system)；
6. 可進行多層網格套疊(nested-grid)以及計算淹溢範圍(inundation)。(Liu *et al.*, 1998；陳韻如，2008)

鑒於多功能的COMCOT模式，本研究根據波高與水深比值的大小選擇使用線性或非線性的淺水波方程來模擬海嘯的傳播過程，並且根據模擬範圍的大小選擇卡式座標系統或球座標系統。

以近岸地區而言，模擬範圍較小，水深較淺(50公尺以內)，海嘯波高與水深的比值通常大於0.01，故使用卡式座標系統以及非線性的淺水波方程(式子3-7)(Liu *et al.*, 1998)，然而以深海地區來說，範圍較大，水深較深(1000公尺以上)，海嘯波高與水深的比值遠小於0.01，因此使用球座標系統以及線性的淺水波方程(式子3-9)(Liu *et al.*, 1998)。

$$\begin{aligned}
\frac{\partial P}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{P^2}{H} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{PQ}{H} \right) + gH \frac{\partial \zeta}{\partial x} + \tau_x H &= 0 \\
\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{PQ}{H} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{Q^2}{H} \right) + gH \frac{\partial \zeta}{\partial y} + \tau_y H &= 0 \\
\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial Q}{\partial y} &= 0
\end{aligned} \tag{3-7}$$

$P$ 、 $Q$  為  $x$ 、 $y$  方向上的體積通量(volume flux)( $P = Hu$ ， $Q = Hv$ ， $u$ 、 $v$  為  $x$ 、 $y$  方向平均深度的速度)， $H$  是總水深( $H = \zeta + h$ )， $h$  是海水深度， $\zeta$  為波高， $g$  是重力加速度。

底部摩擦項中的剪應力  $\tau_x$ ， $\tau_y$  以曼寧公式(Manning's formula)假設

$$\tau_x = \frac{gn^2}{H^{10/3}} P(P^2 + Q^2)^{1/2} \quad , \quad \tau_y = \frac{gn^2}{H^{10/3}} Q(P^2 + Q^2)^{1/2} \tag{3-8}$$

$n$  為曼寧相對粗糙係數(Manning's relative roughness coefficient)，為一經驗常數，由流體的條件決定。

$$\begin{aligned}
\frac{\partial P}{\partial t} + \frac{gH}{R \cos \varphi} \frac{\partial \zeta}{\partial \psi} - fQ &= 0 \\
\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{gH}{R} \frac{\partial \zeta}{\partial \varphi} + fP &= 0 \\
\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \varphi} \left[ \frac{\partial P}{\partial \psi} + \frac{\partial}{\partial \varphi} (\cos \varphi Q) \right] &= 0
\end{aligned} \tag{3-9}$$

$R$  代表地球半徑， $\psi$ 、 $\varphi$  代表經緯度， $f$  代表科氏力係數(Coriolis force coefficient)。

根據波高與水深的比值以及模擬範圍的大小，選擇使用不同的統御方程式與座標系統，一方面可以減少模式的計算時間，一方面可增加模式的準確性。

### 3-7 模擬範圍地形資料

本研究使用兩種解析度的地形資料，其一為解析度為兩分的 ETOPO 2 地形資料，由 NGDC 提供，其二為解析度為一分的地形資料，由海科中心提供。NGDC 提供的地形資料範圍包括：

Layer01:地形資料範圍介於東經 105 度至 130 度、北緯 5 度至 30 度之間，  
網格數為  $751 \times 751$ (如圖 3-11)，為最外圍的模擬範圍；

Layer22:地形資料範圍介於東經 110 度至 119 度、北緯 21 度至 25 度之間，  
網格數為  $271 \times 121$ (如圖 3-12)，針對中國東南沿岸地區截切出的範圍；

Layer23:地形資料範圍介於東經 105 度至 112 度、北緯 8 度至 21 度之間，  
網格數為  $211 \times 391$ (如圖 3-13)，針對海南以及越南地區截切出的範圍；

Layer24:地形資料範圍介於東經 117 度至 123 度、北緯 8 度至 19 度之間，  
網格數為  $181 \times 331$ (如圖 3-14)，針對呂宋島地區截切出的範圍；

海科中心提供的地形資料範圍為：

Layer21:地形資料範圍介於東經 117.9917 度至 124.0083 度、北緯 19.9917 度至 26.0083 度之間，網格數為  $362 \times 362$ (如圖 3-15)，範圍囊括台灣以及台灣附近海域。

由於 Layer01 範圍較廣，因此，使用球座標系統與線性淺水波統御方程式進行模擬，而 Layer21、Layer22、Layer23 以及 Layer24 範圍較小，且為近岸地區的地形範圍，因此，使用卡式座標與非線性淺水波統御方程式進行模擬。

除此之外，本研究使用網格套疊功能，將海科中心所提供解析度為一分的地形資料(Layer21)以及 ETOPO 2 解析度為兩分的地形資料(Layer22、Layer23、Layer24)，套疊在 ETOPO 2 解析度為兩分的地形資料上(Layer01)



(如圖 3-16)。其中利用 ETOPO 2 解析度為兩分的地形資料(Layer22-24)套疊在 ETOPO 2 解析度同樣為兩分的地形資料上(Layer01)，其目的不在加大解析度，主要原因來自於模式的限制，在 COMCOT 模式中使用球座標系統時，無法選用非線性的淺水波方程來進行模擬，只有選用卡式座標系統才能使用非線性淺水波方程進行模擬，因此本研究在近岸地區同樣套疊兩分的地形資料，便得以使用卡式座標系統與非線性淺水波方程來模擬海嘯波在沿岸地區的傳播結果。

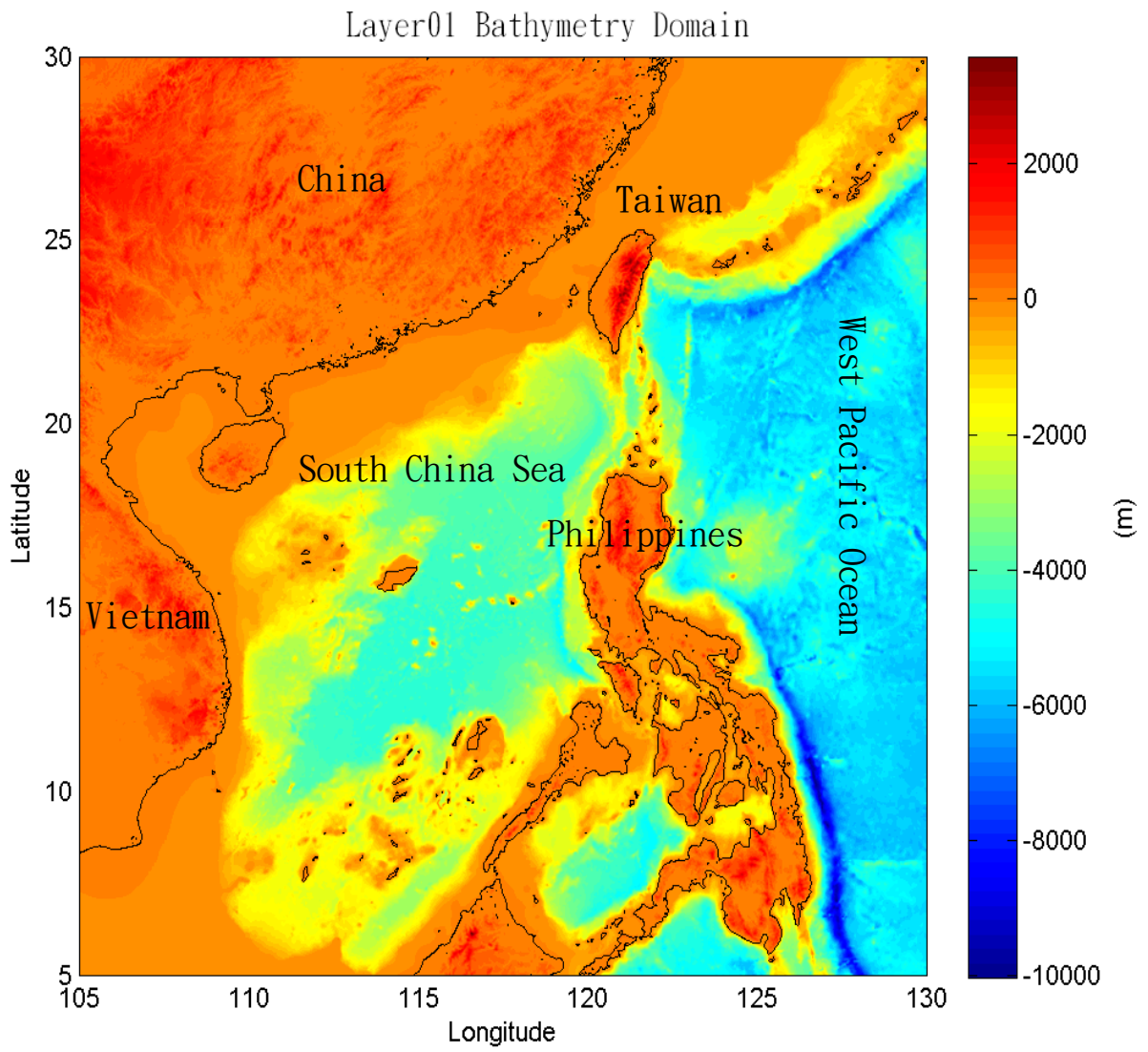


圖3-11: Layer01的模擬範圍。使用球座標以及線性淺水波方程進行模擬。  
(地形資料來源:ETOPO2)

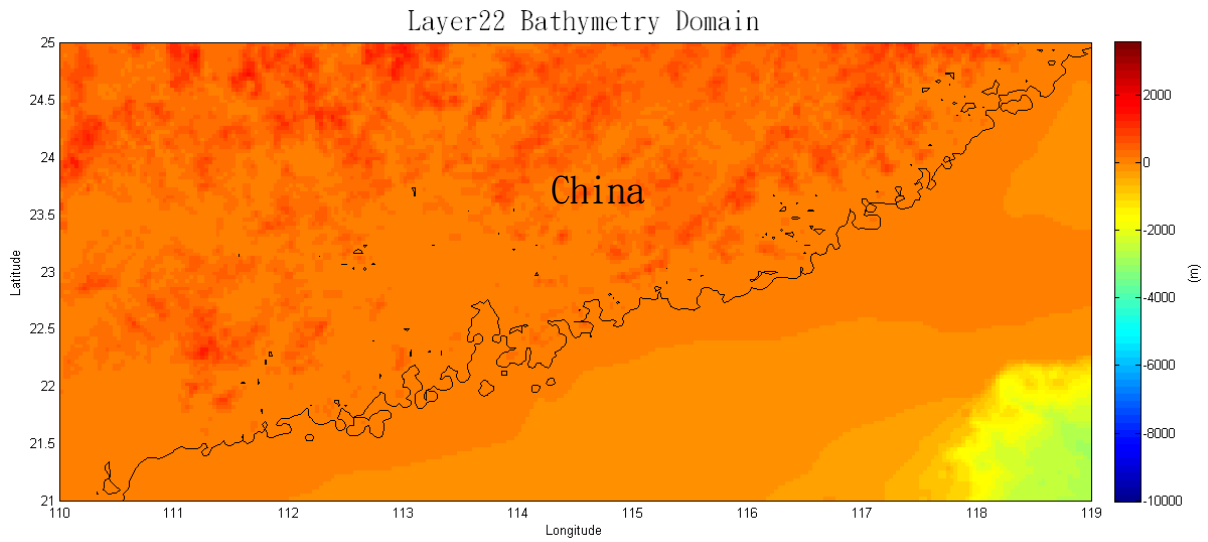


圖3-12: Layer22的模擬範圍。使用卡式座標以及非線性淺水波方程進行模擬。(地形資料來源:ETOPO2)

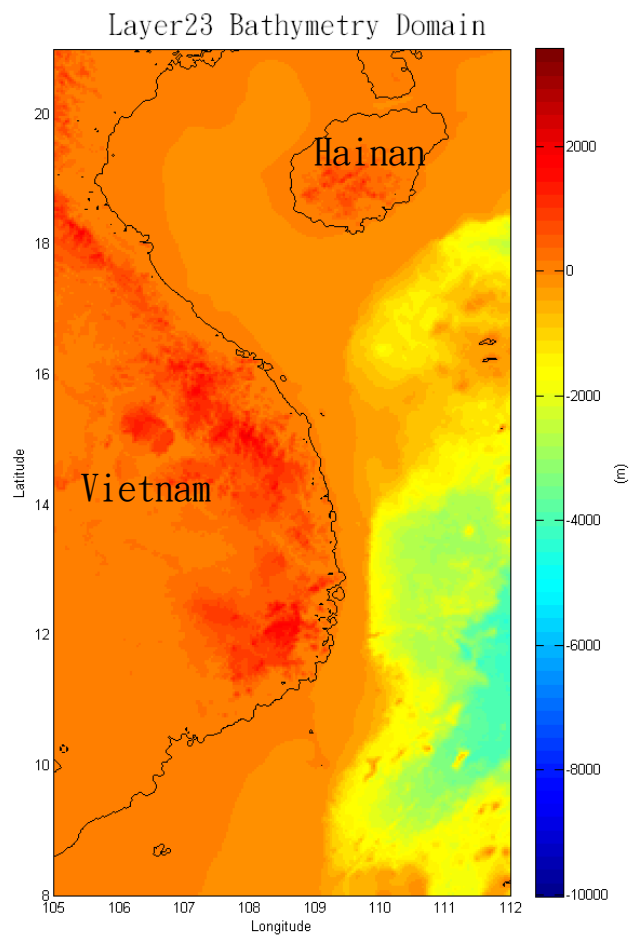


圖3-13: Layer23的模擬範圍。使用卡式座標以及非線性淺水波方程進行模擬。(地形資料來源:ETOPO2)

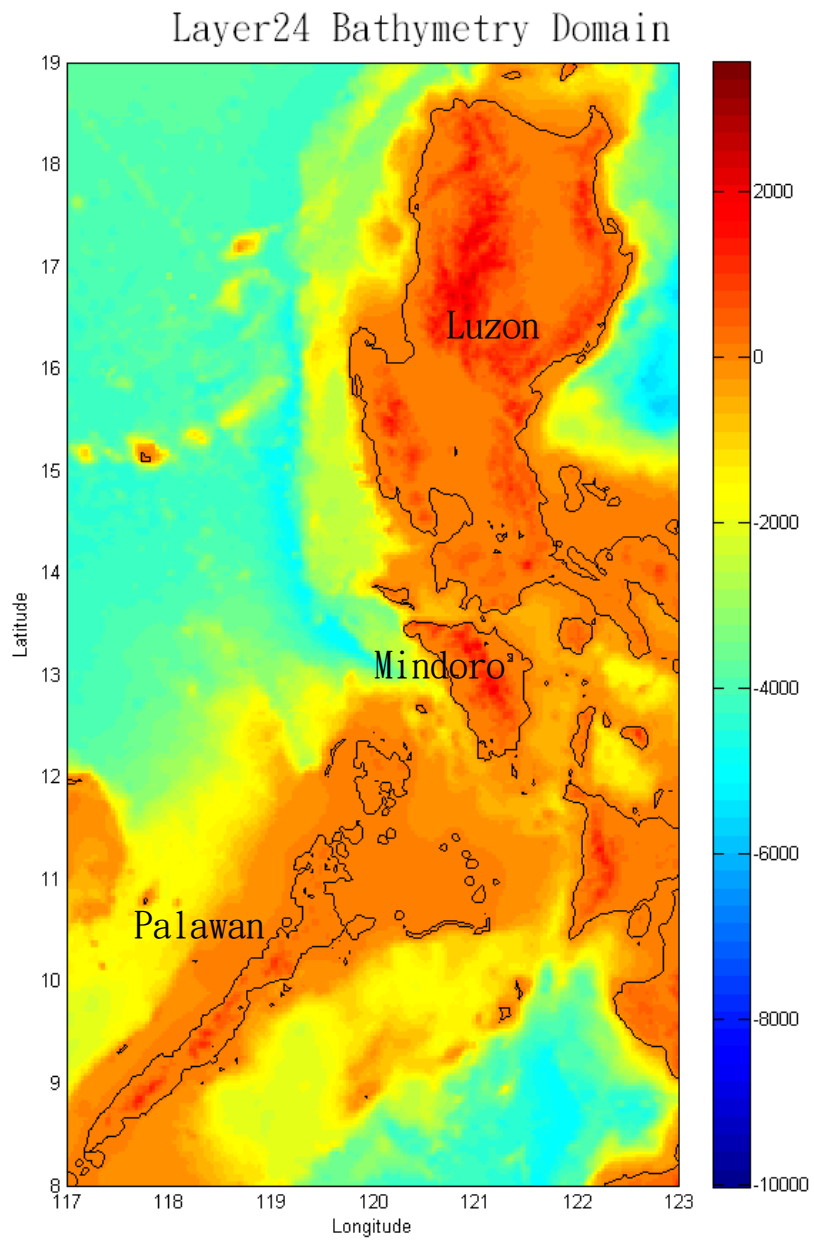


圖3-14: Layer24的模擬範圍。使用卡式座標以及非線性淺水波方程進行模擬。(地形資料來源:ETOPO2)

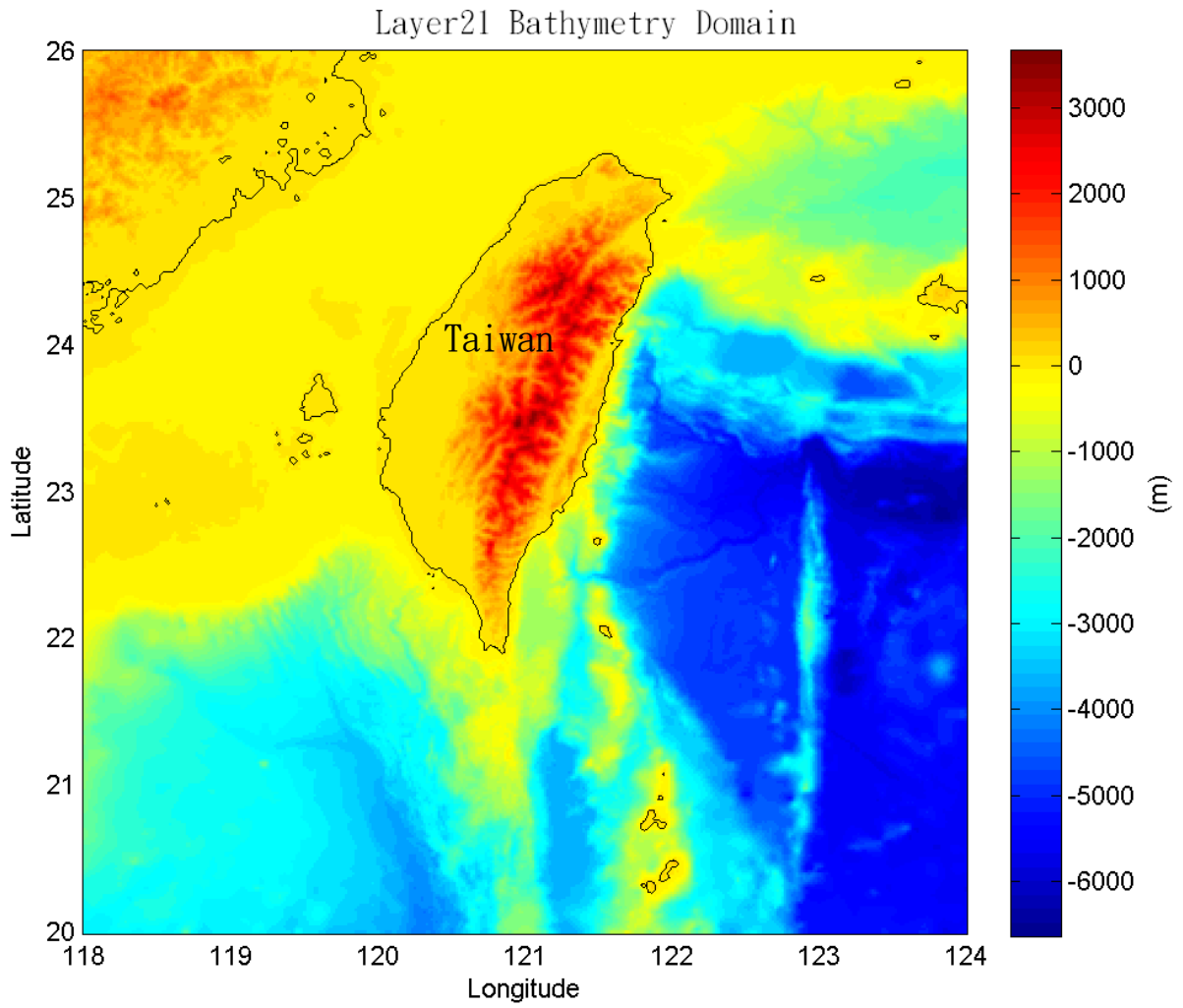


圖3-15: Layer21的模擬範圍。使用卡式座標以及非線性淺水波方程進行模擬。(地形資料來源:海科中心)

### Nested Grid Domain

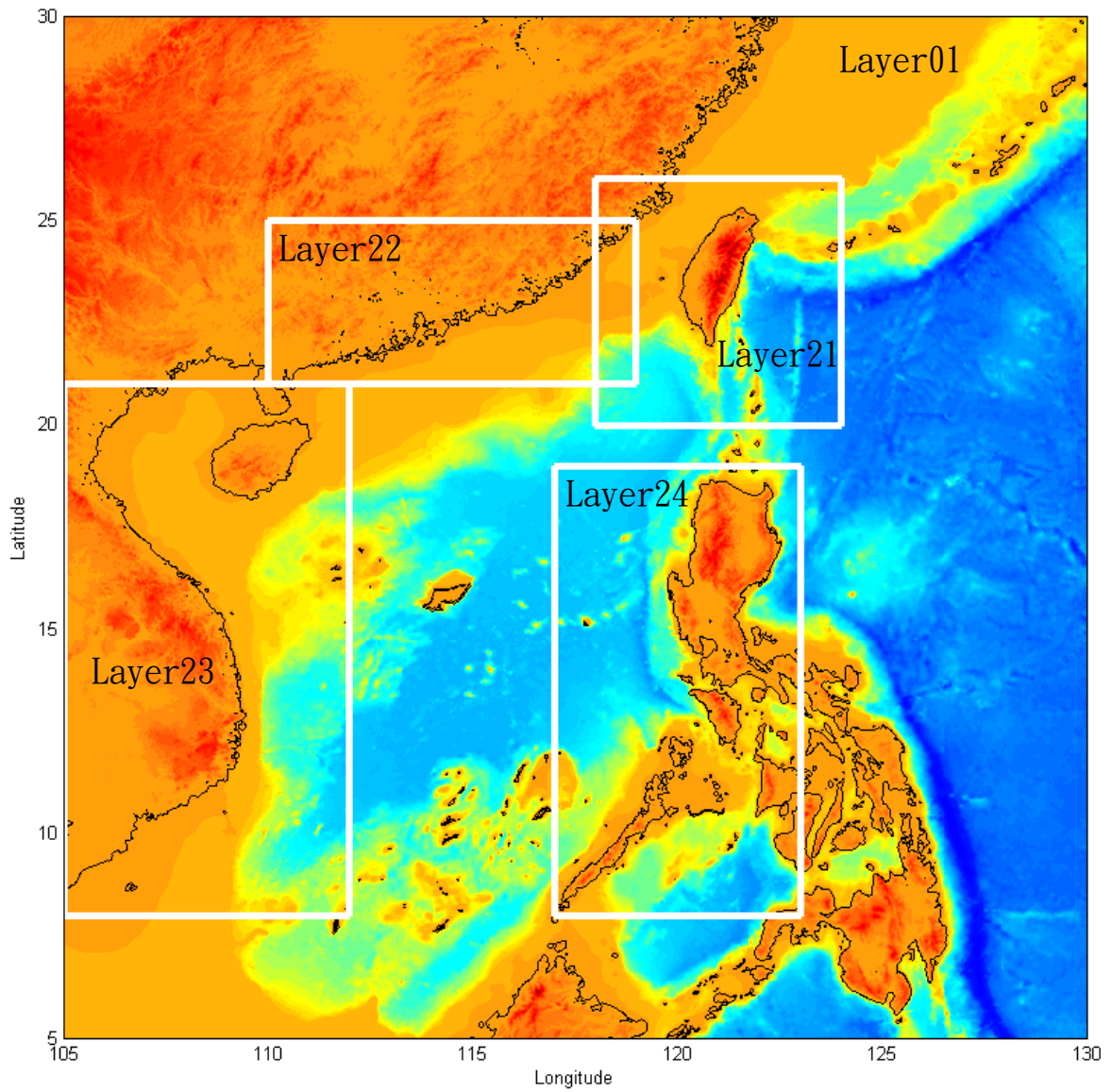


圖3-16: Layer01-layer24網格套疊示意圖。

## 第四章 模擬結果與分析

本章節分兩個部份敘述模擬結果，第一個部份利用海嘯數值模式模擬六個破裂面造成的海嘯波之傳播情形，第二個部份利用海嘯數值模式模擬全長990公里的馬尼拉破裂面造成之海嘯波傳播情形。模擬過程中，深海地區使用線性的淺水波方程與球座標系統進行模擬計算，而近岸地區則使用非線性淺水波方程與卡式座標系統進行模擬計算。本研究分四個方向分析模擬結果：

- (1)破裂面錯動所造成的海表面初始波高(initial surface elevation):本研究使用 Mansinha and Smylie (1971)的斷層模式，來計算破裂面錯動引起的海床垂直位移量，此方法乃假設海水為不可壓縮體、海床為剛體性質，因此，當海床發生錯動時，垂直方向上的海水面也會在瞬間發生相同的錯動，即破裂面錯動產生之海表面初始波高。
- (2)海嘯走時(travel time map):在本研究中，當連續四個大於 1 公分的波高值經過同一個網格點時，就代表此網格點海嘯波抵達的時間，將時間點相同者連接起來，便可繪出海嘯走時曲線。
- (3)海嘯最大波高分布圖(tsunami maximum wave height distribution):本研究在模擬的過程中，記錄每個網格點的最大波高值，即可繪製出海嘯最大波高分布圖。從海嘯最大波高的分布亦可看出海嘯能量分布的情況。
- (4)沿岸海嘯最大波高分布(maximum tsunami height along shorelines):本研究擷取最靠近陸地資料的網格點，並且記錄此網格點所接收到的最大波高值，即可繪製成沿岸最大波高分布圖。

## 4-1 馬尼拉六個破裂面之模擬結果與分析

### 4-1-1 六個破裂面錯動造成之初始波高

從圖 4-1 至圖 4-6 可看出，以馬尼拉破裂面三錯動造成的初始波高最大(約 1.68 公尺)，以破裂面六錯動造成的初始波高最小(約 0.5 公尺)，其餘破裂面(一、二、四、五)錯動造成的初始波高則約 1 公尺。

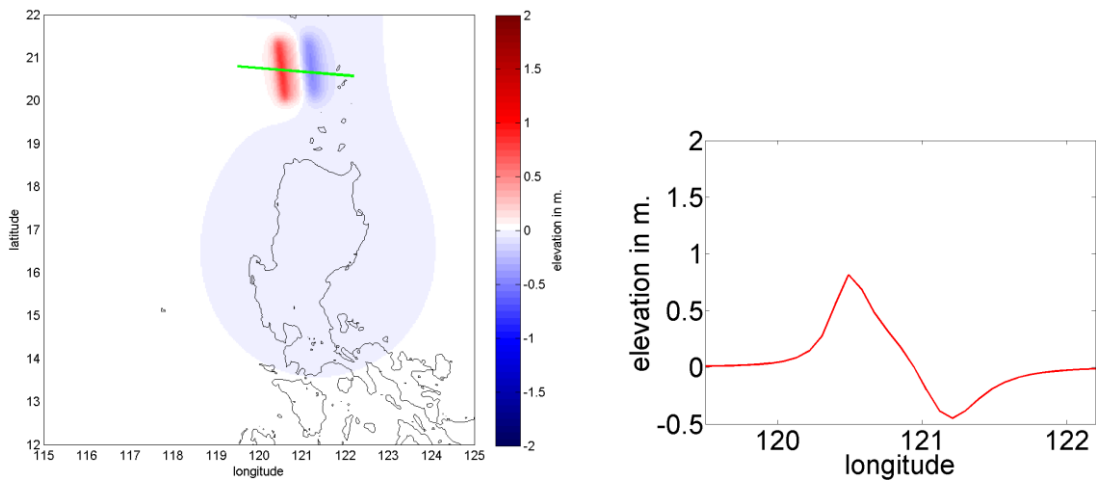


圖4-1: 馬尼拉破裂面一錯動造成之初始波高圖。左圖為初始波高的俯視圖，圖中綠色線段為最大波高值與最小波高值的連線，右圖即為綠色線段所切出的初始波高剖面圖。

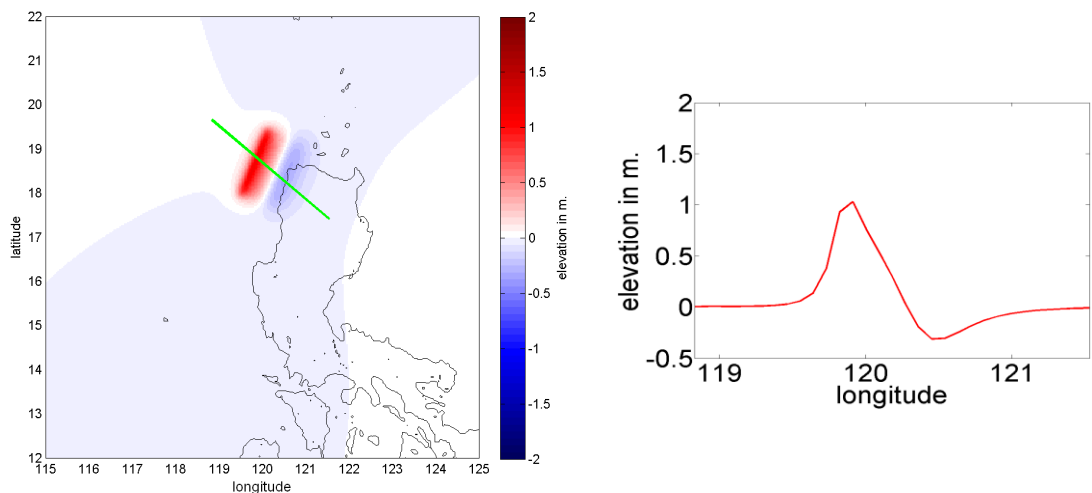


圖4-2: 馬尼拉破裂面二錯動造成之初始波高圖。



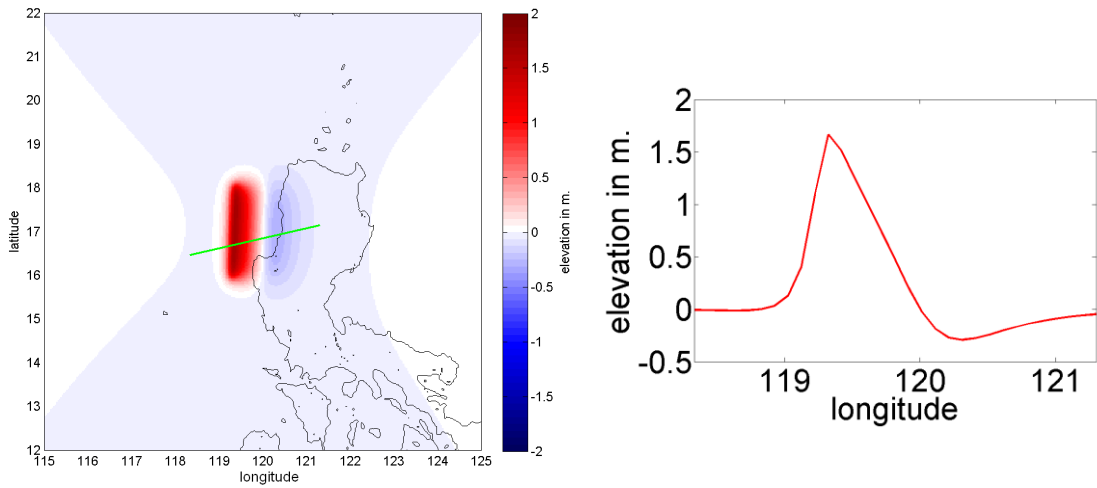


圖4-3: 馬尼拉破裂面三錯動造成之初始波高圖。

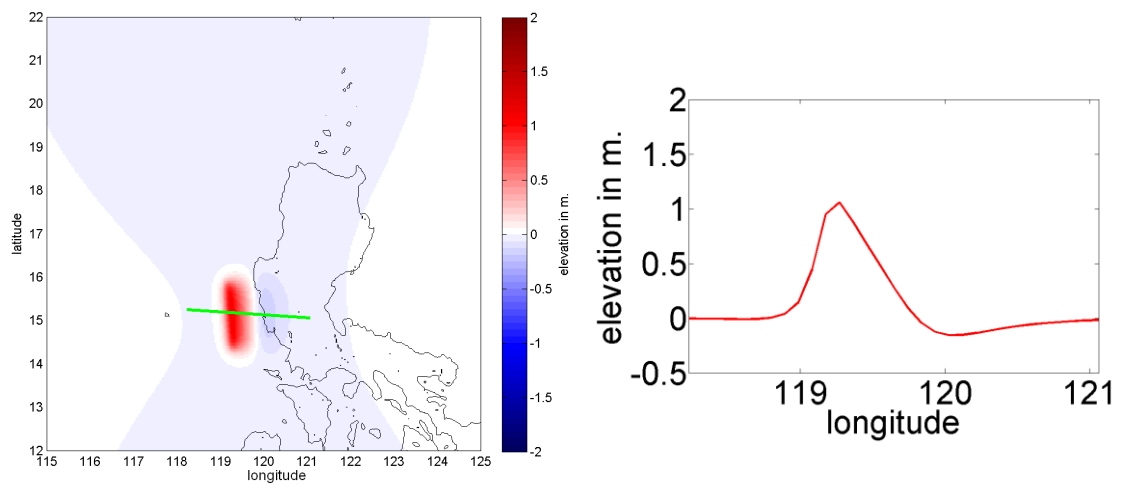


圖4-4: 馬尼拉破裂面四錯動造成之初始波高圖。

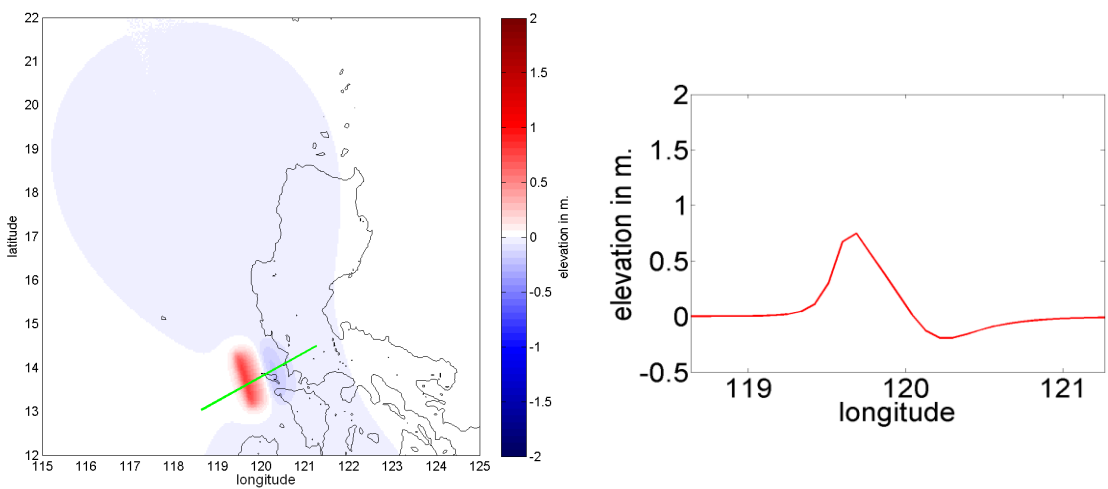


圖4-5: 馬尼拉破裂面五錯動造成之初始波高圖。

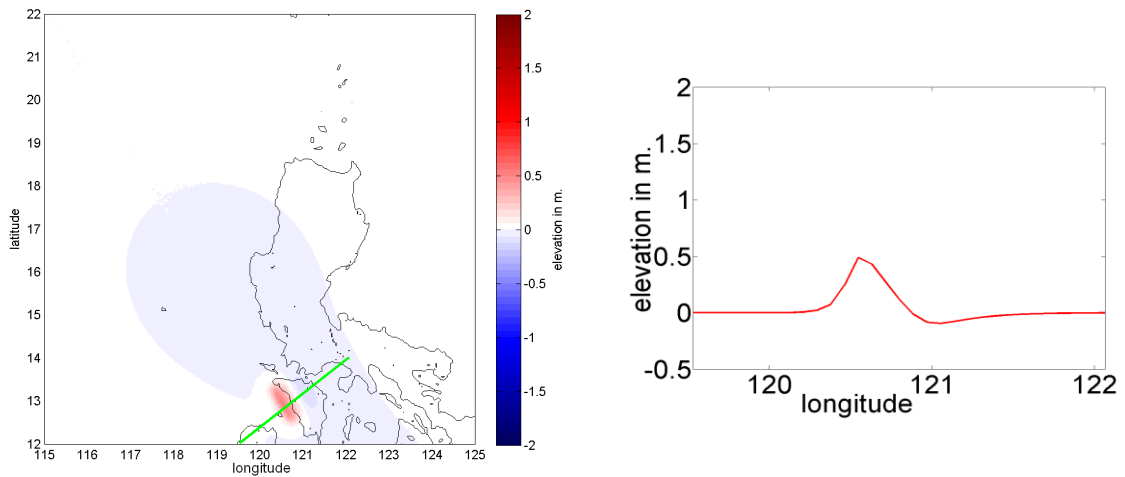


圖4-6: 馬尼拉破裂面六錯動造成之初始波高圖。

#### 4-1-2 六個破裂面錯動造成之海嘯走時

圖 4-7 至 4-12 中，不同顏色的線段代表海嘯波於不同時間點到達的位置，例如:紅色線段代表地震發生 10 分鐘後，海嘯波傳遞的範圍即為紅色曲線所到達的區域。判別海嘯走時的過程中，當海嘯波開始傳遞時，波高較高，易記錄海嘯走時，傳的越遠，波高就越小，加上海嘯波經過海島或大陸時，波形受地形影響而變得複雜，記錄海嘯走時相對變得較為困難，海嘯走時圖上的碎波段即為海嘯波高變小加上地形影響時所造成的。

圖 4-7 可看出馬尼拉破裂面一錯動造成之海嘯波約 10 分鐘就會到達台灣的最南端，約 30 分鐘將侵襲台灣南部地區，約 1.5 小時後，侵襲整個東部與西南部地區，大約 2 至 3 小時後，經台灣東部的海嘯波將與台灣西部的海嘯波會合於台中地區。馬尼拉破裂面二距離台灣比破裂面一遠，所造成之海嘯波約 30 分鐘至 1 個小時才會侵襲台灣南部。而馬尼拉破裂面三錯動造成之海嘯波約 1 個小時後，侵襲台灣南部地區。呂宋島地區為最接近破裂面位置的島嶼，因此，大約 10 分鐘之內就會受到各個破裂面錯動造成之海嘯波侵襲。中國東南沿岸與越南地區，大約 3 個小時後，受到馬尼拉破裂面一至破裂面五錯動造成之海嘯波侵襲。而馬尼拉破裂面六錯動造成之海嘯波，大致上只會影響菲律賓南部地區、民多羅島以及巴拉望地區。

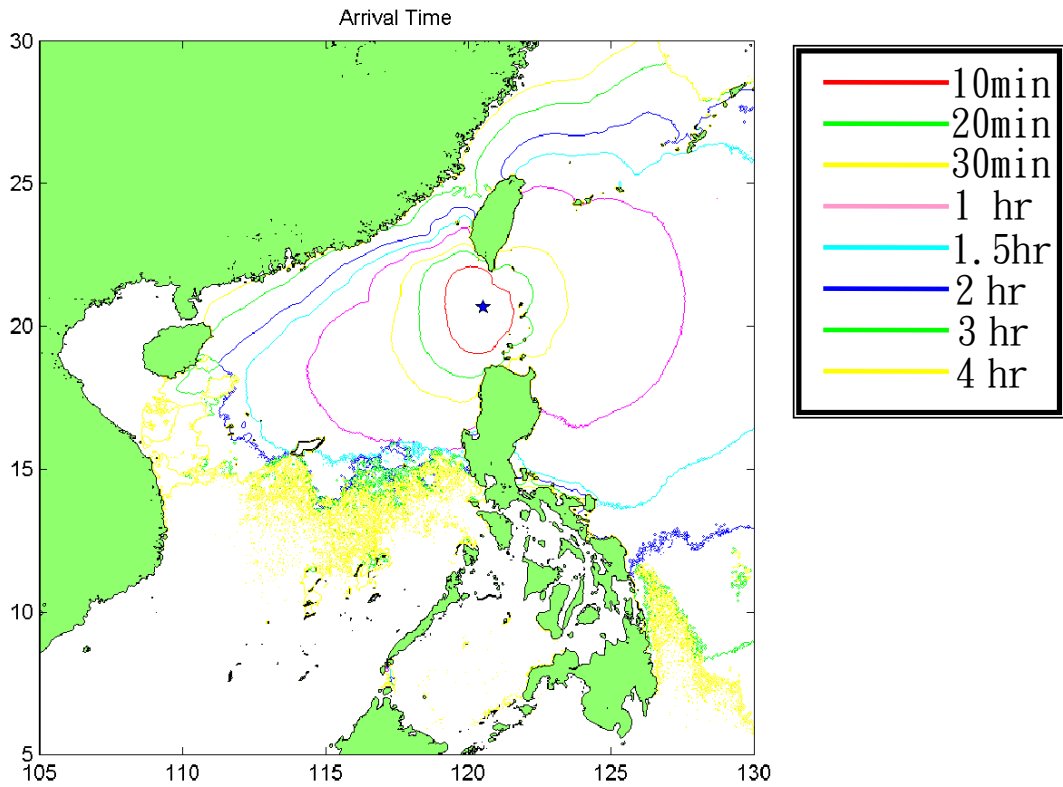


圖4-7: 馬尼拉破裂面一錯動造成之海嘯波高走時曲線。(藍色星號為震央位置)

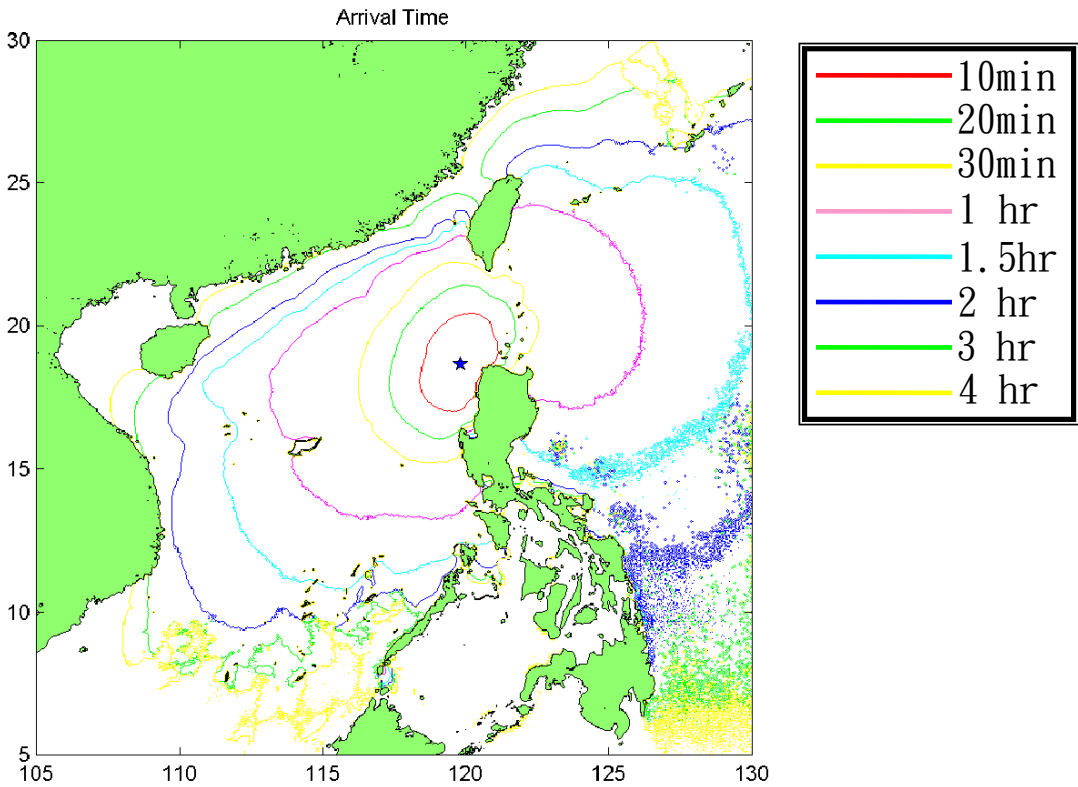


圖4-8: 馬尼拉破裂面二錯動造成之海嘯波高走時曲線。(藍色星號為震央位置)

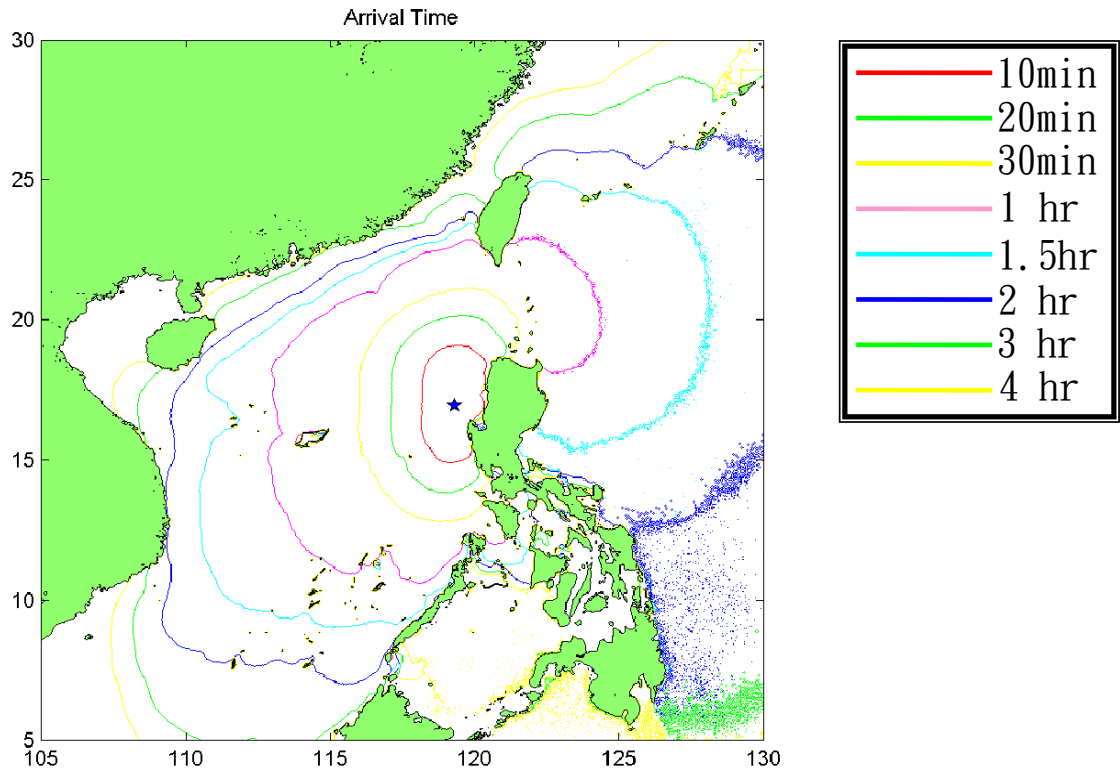


圖4-9: 馬尼拉破裂面三錯動造成之海嘯波高走時曲線。(藍色星號為震央位置)

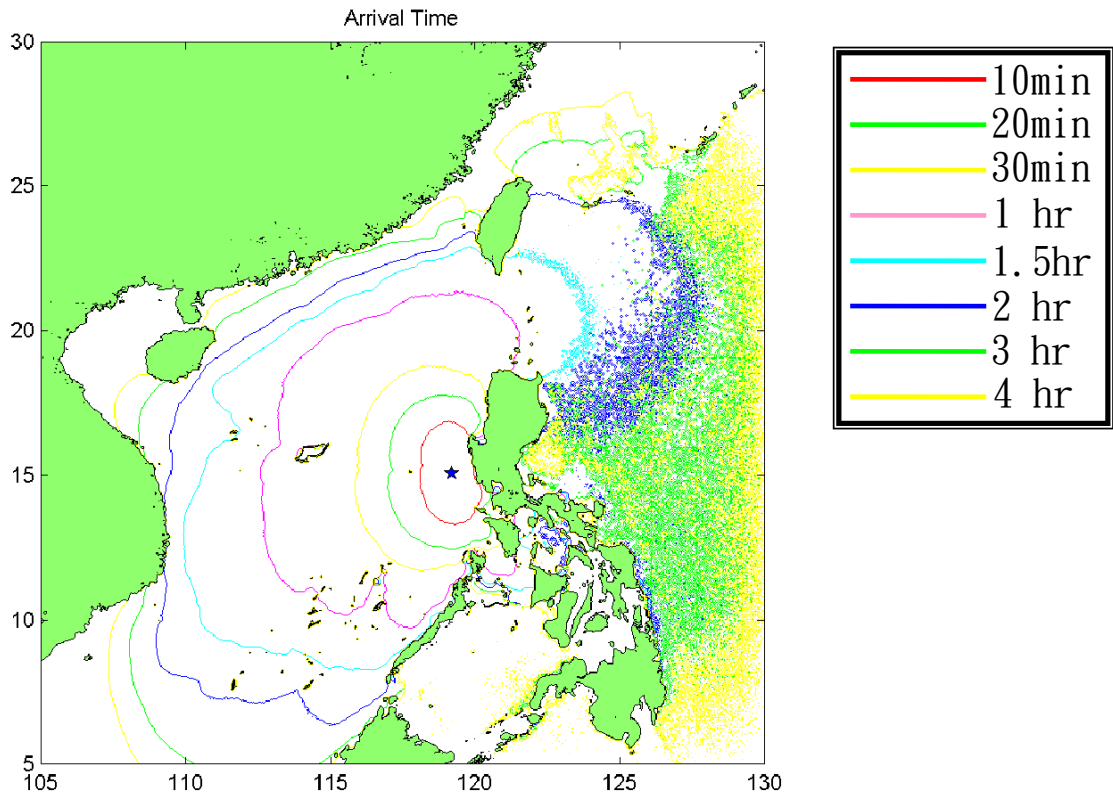


圖4-10: 馬尼拉破裂面四錯動造成之海嘯波高走時曲線。(藍色星號為震央位置)

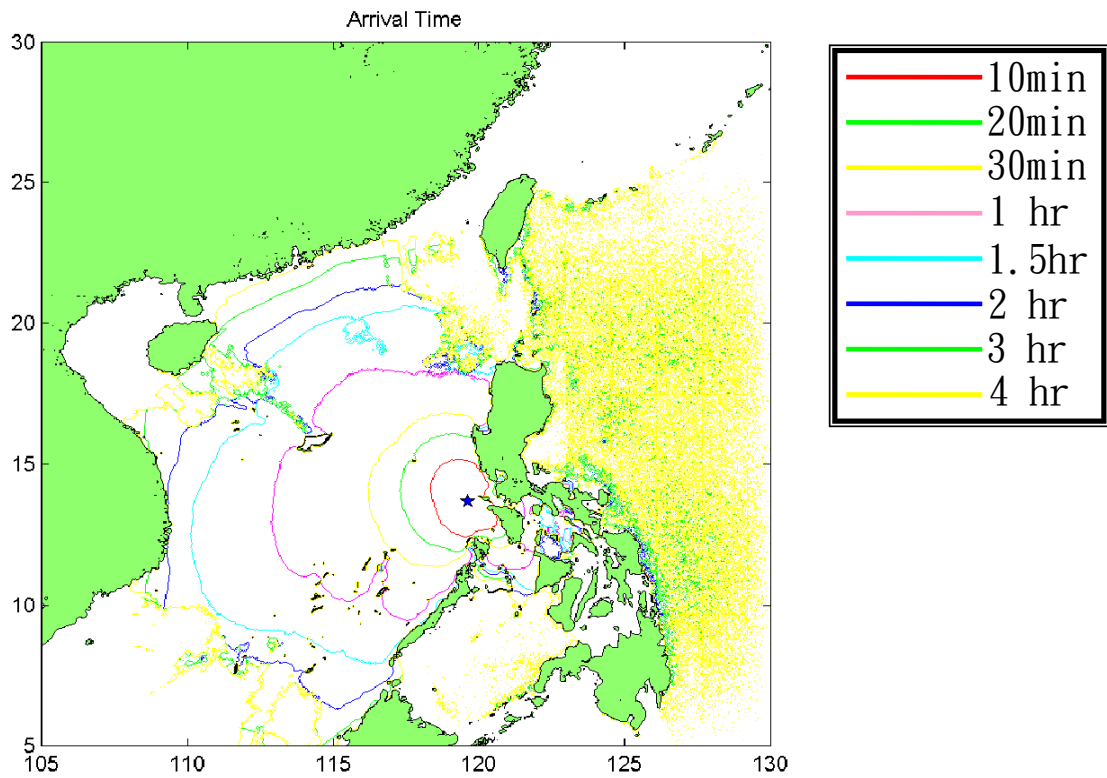


圖4-11: 馬尼拉破裂面五錯動造成之海嘯波高走時曲線。(藍色星號為震央位置)

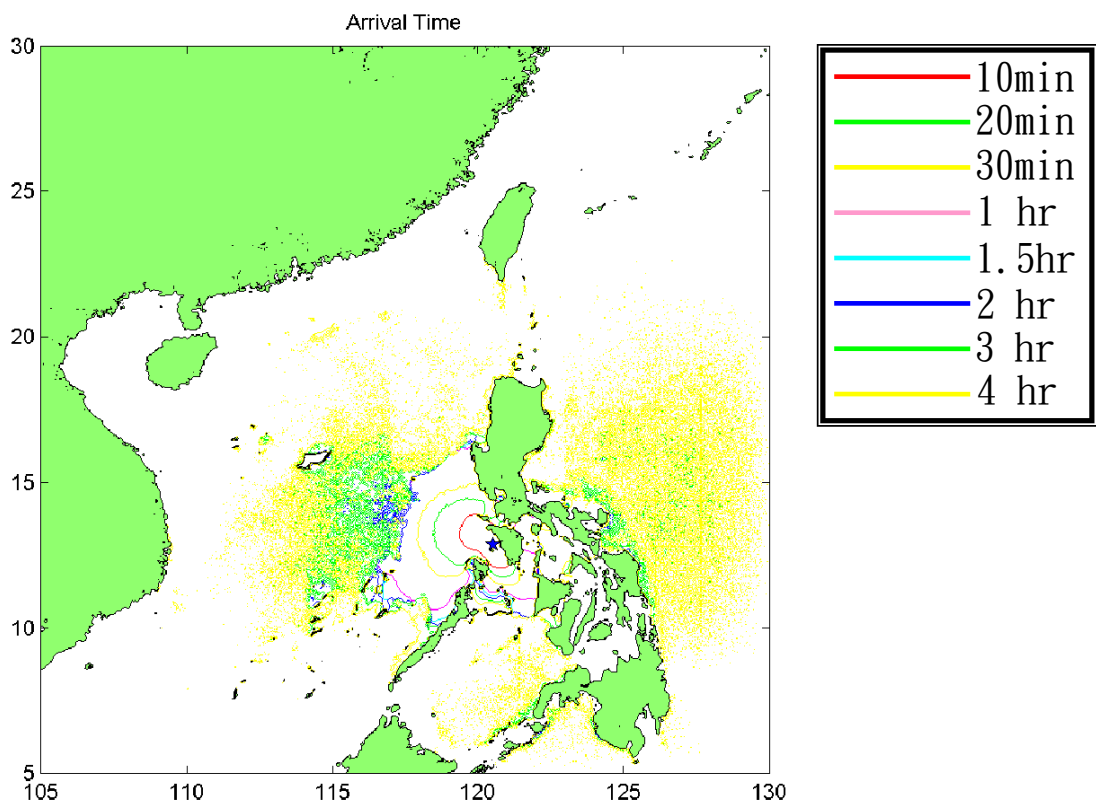


圖4-12: 馬尼拉破裂面六錯動造成之海嘯波高走時曲線。(藍色星號為震央位置)

### 4-1-3 六個破裂面錯動造成之海嘯最大波高分布

馬尼拉破裂面一至破裂面六錯動造成之最大波高分布圖皆由COMCOT模式模擬海嘯傳播五個小時後繪製而成。從圖4-13至圖4-18最大波高分布圖中可看出，馬尼拉破裂面一至破裂面六錯動造成之海嘯波大致上皆往南中國海方向傳遞，傳播至西太平洋的海嘯能量非常少。除此之外，由發震地點傳播至南中國海時，最大波高記錄已明顯減小，然而當海嘯波經過中國東南外海的大陸斜坡(斜率約為1/40)，接著再往沿岸方向傳播經過大陸棚(斜率約為1/300)後，由於地形淺化效應，海嘯波高明顯增加，其中以馬尼拉破裂面一至破裂面四錯動造成之海嘯波受地形淺化的影響最為明顯，波高呈現大幅度的增加。本研究在中國東南外海大陸斜坡與大陸棚上各取固定一點，結果顯示波高增加的比例將近為60%(破裂面一約57%；破裂面二約33%；破裂面三約57%；破裂面四約59%)。

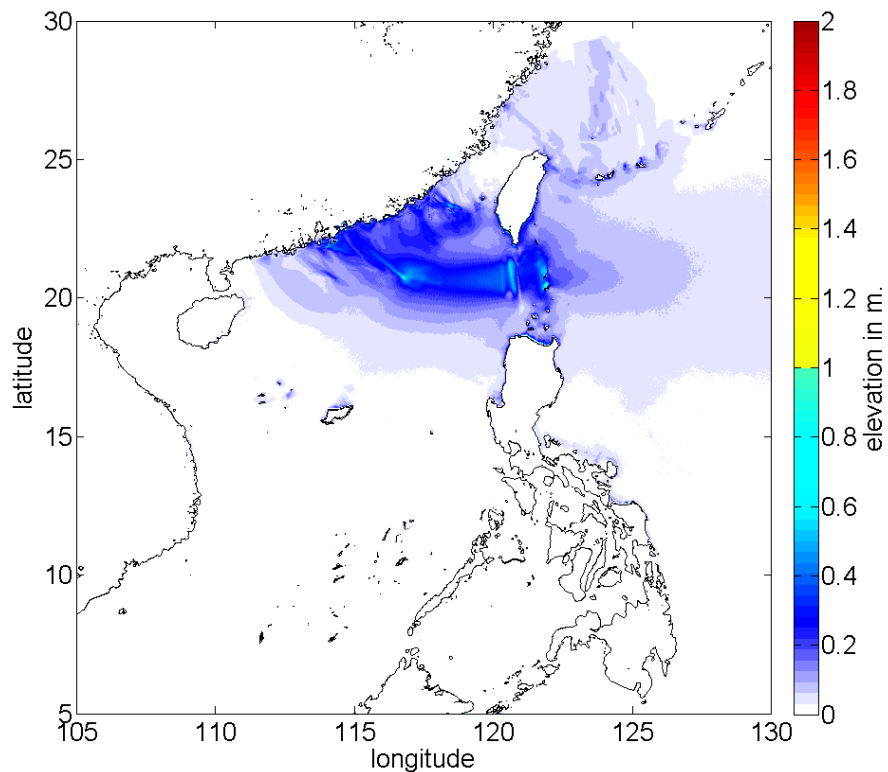


圖4-13: 馬尼拉破裂面一錯動造成之最大波高分布圖。

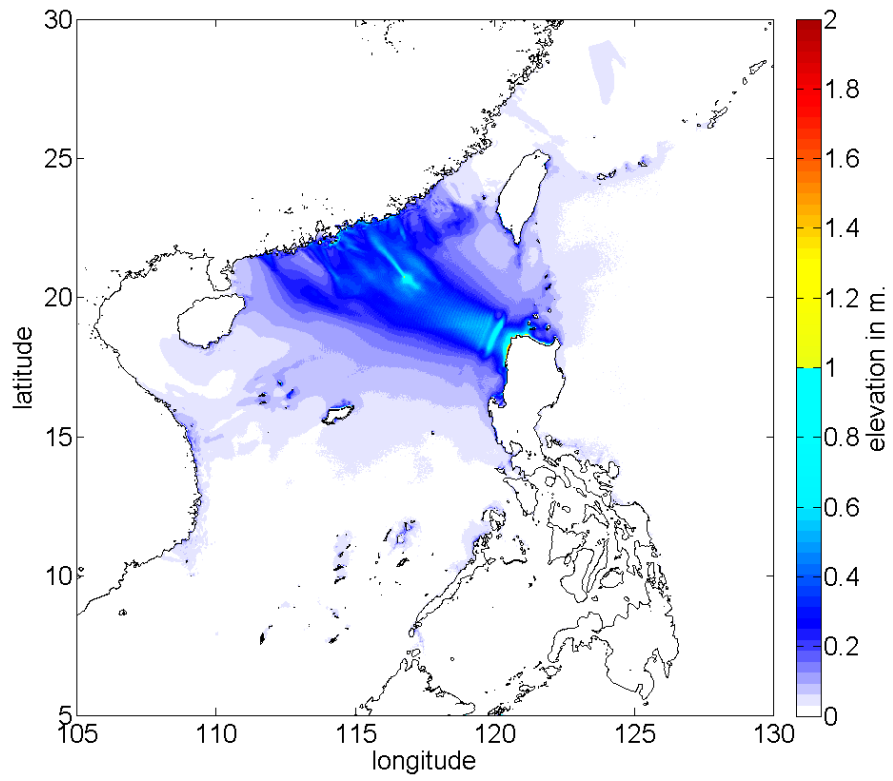


圖4-14: 馬尼拉破裂面二錯動造成之最大波高分布圖。

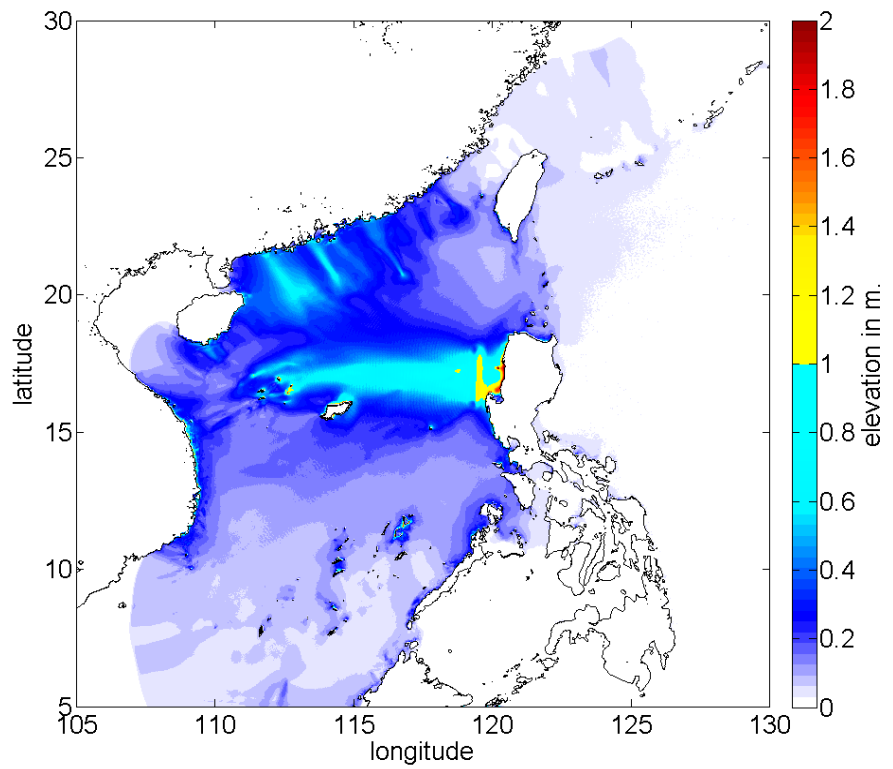


圖4-15: 馬尼拉破裂面三錯動造成之最大波高分布圖。



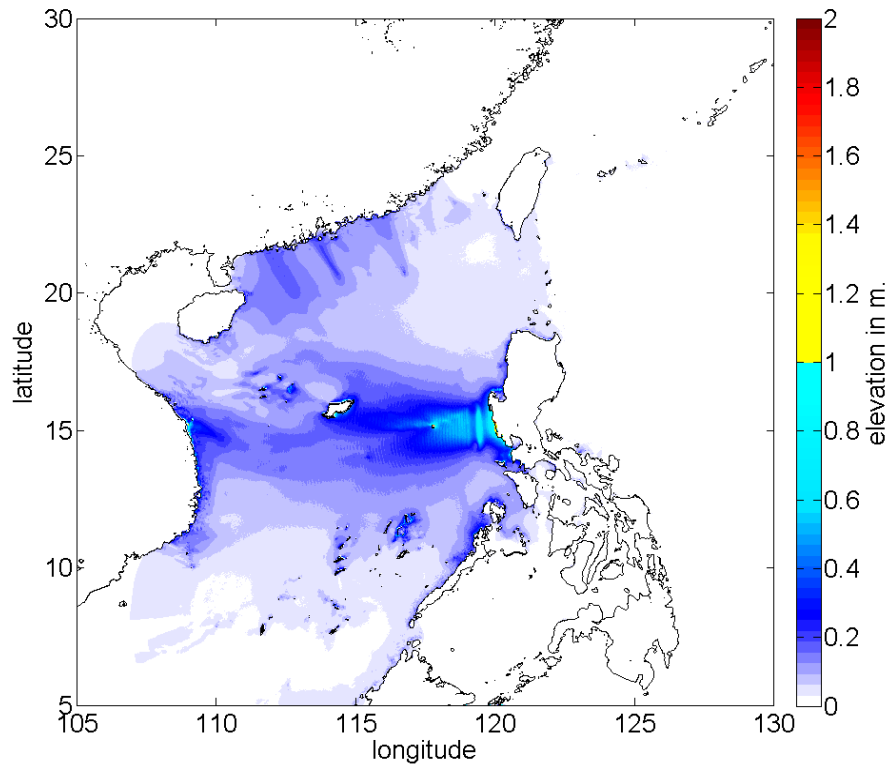


圖4-16: 馬尼拉破裂面四錯動造成之最大波高分布圖。

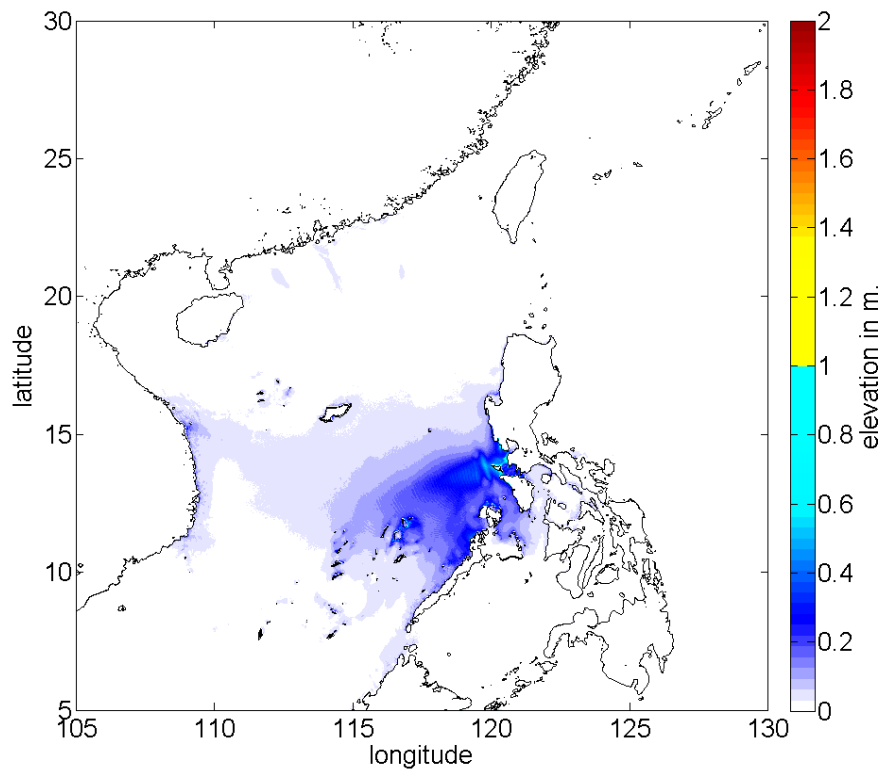


圖4-17: 馬尼拉破裂面五錯動造成之最大波高分布圖。



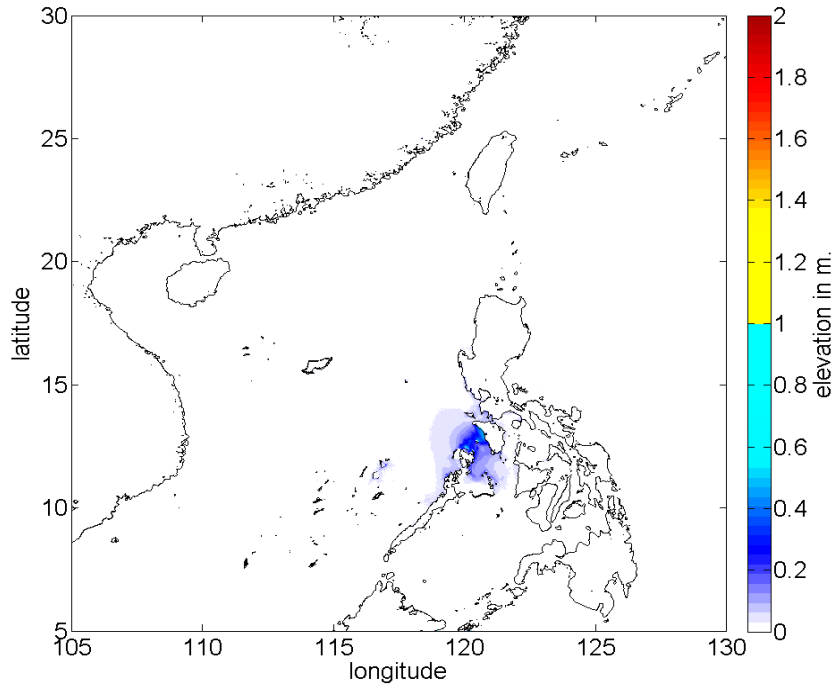


圖4-18: 馬尼拉破裂面六錯動造成之最大波高分布圖。

#### 4-1-4 六個破裂面錯動造成之沿岸最大波高分布

馬尼拉破裂面一的位置距離台灣最近，因此錯動造成之海嘯波在台灣南部地區與宜蘭、蘇澳一帶引起約0.5公尺的波高，而破裂面二、三錯動造成之海嘯波亦在台灣南部地區引起0.5公尺的波高。以中國東南沿岸地區而言，馬尼拉破裂面一、二、四錯動造成之海嘯波在香港、澳門一帶皆引起0.5公尺的波高，而影響中國東南沿岸最為嚴重者為馬尼拉破裂面三，其海嘯波在陽江、香港以及澳門一帶引起將近1公尺的波高，在海南島東岸亦引起0.7公尺的波高。呂宋島地區為最接近破裂面位置的島嶼，受海嘯波的影響亦最為嚴重，其中馬尼拉破裂面二、三錯動造成之海嘯波在呂宋島中北部地區(北緯15度以北)引起2至3公尺的波高，馬尼拉破裂面四錯動造成之海嘯波亦引起1.7公尺的波高。以呂宋本島南部地區(北緯15度以南)而言，馬尼拉破裂面三、四錯動造成之海嘯波在民多羅島、巴拉望引起0.5公尺的波高，而馬尼拉破裂面五、六錯動造成之海嘯波則在民多羅島引起將近1公尺的波高。越南地區受馬尼拉破裂面三、四的影響較大，波高約0.5公尺。

(1)馬尼拉破裂面一

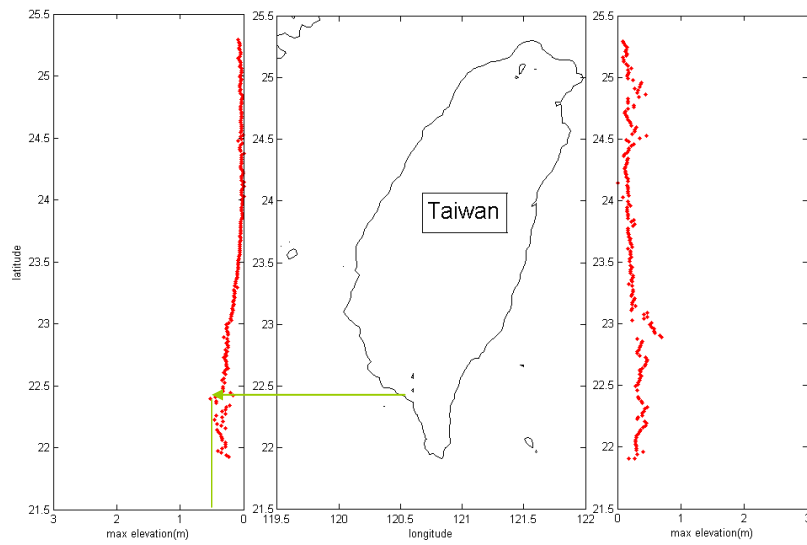


圖4-19: 台灣沿岸最大波高圖(馬尼拉破裂面一)。

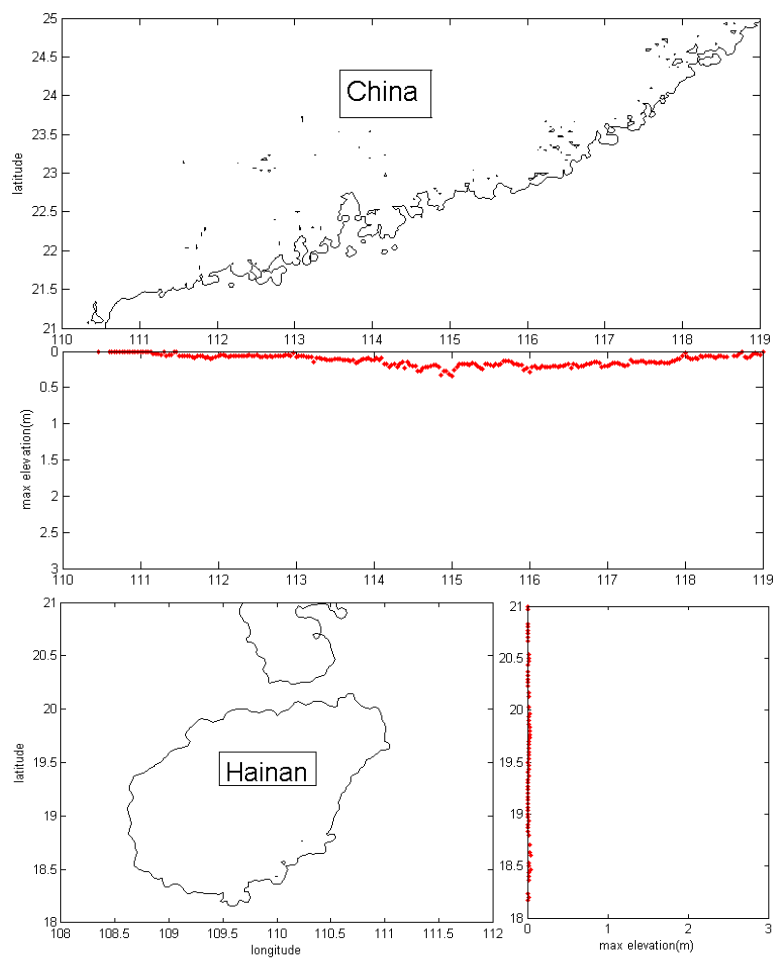


圖4-20: 中國東南沿岸最大波高圖(馬尼拉破裂面一)。

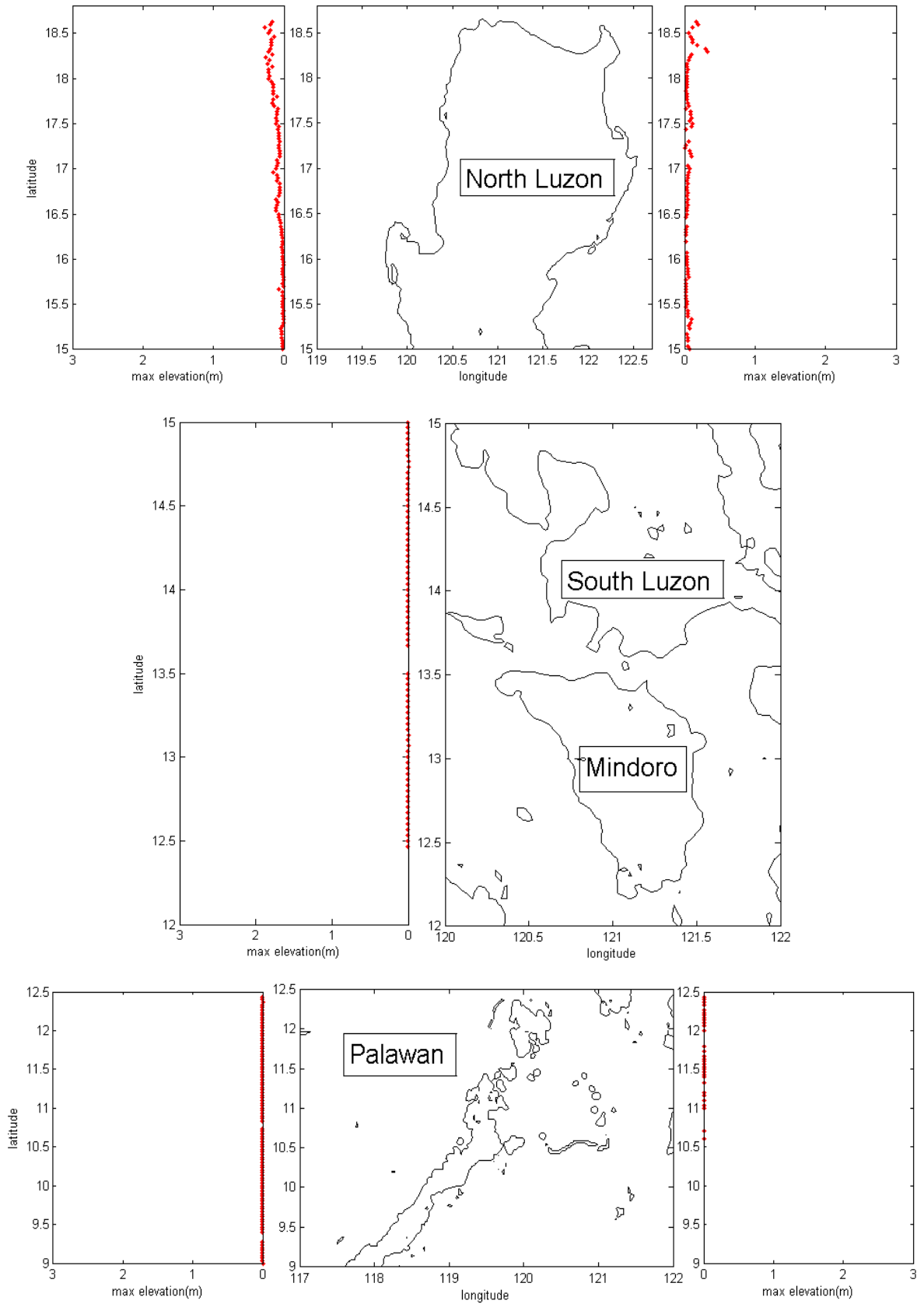


圖4-21: 呂宋島沿岸最大波高圖(馬尼拉破裂面一)。

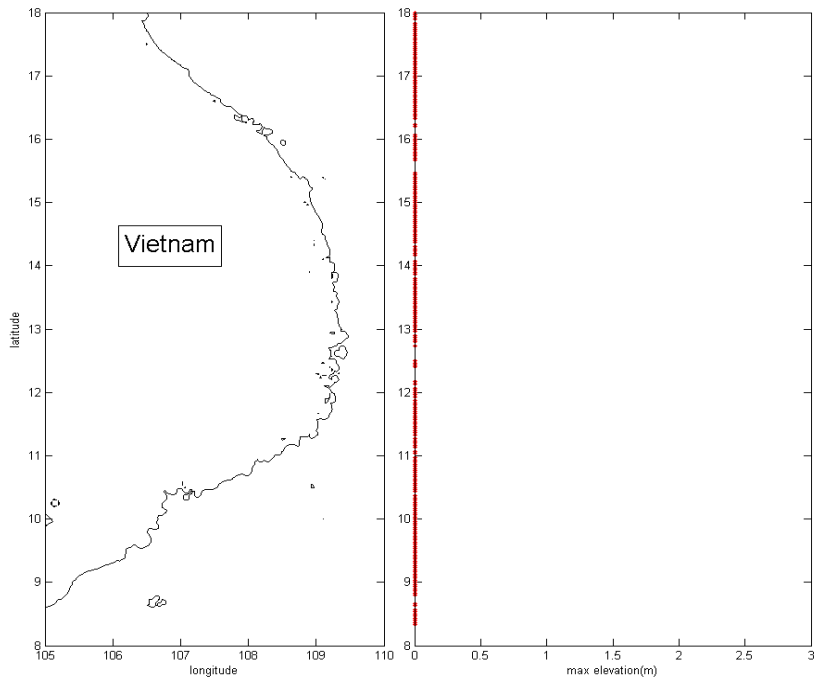


圖4-22: 越南沿岸最大波高圖(馬尼拉破裂面一)。

(2)馬尼拉破裂面二

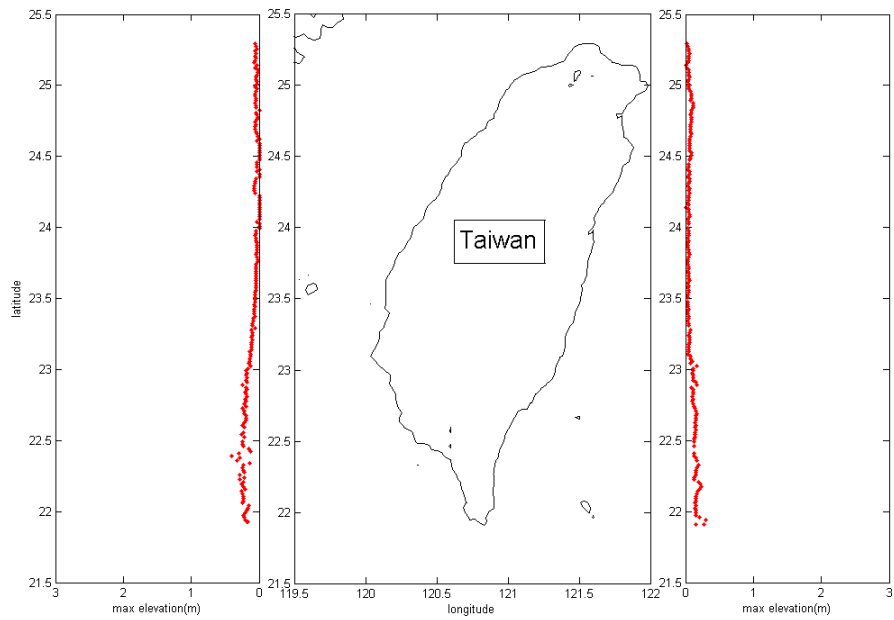


圖4-23: 台灣沿岸最大波高圖(馬尼拉破裂面二)。

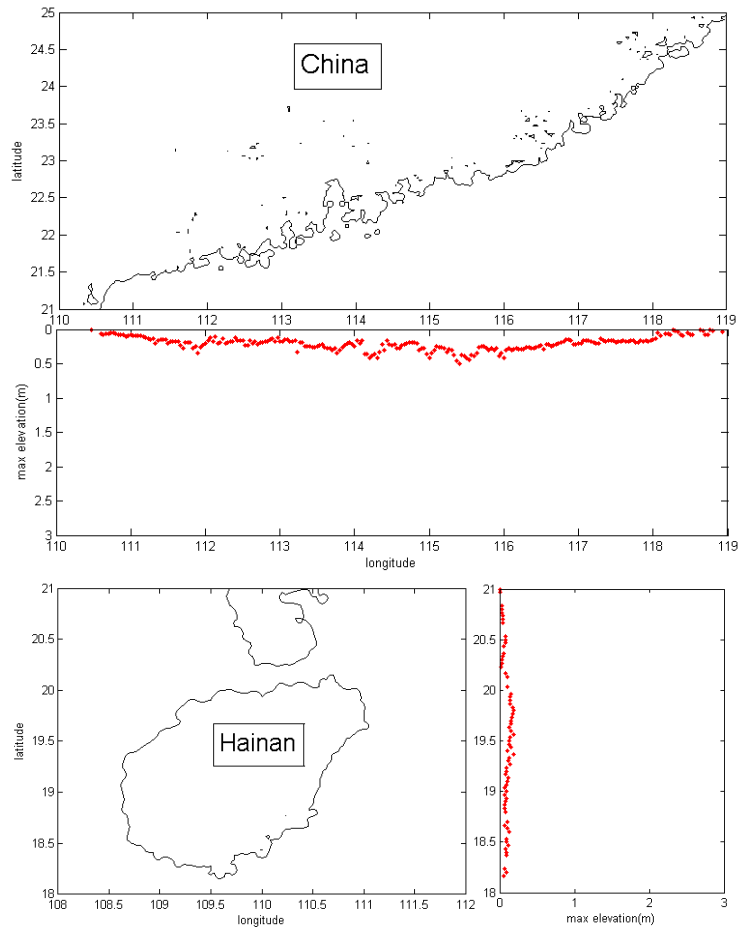


圖4-24: 中國東南沿岸最大波高圖(馬尼拉破裂面二)。

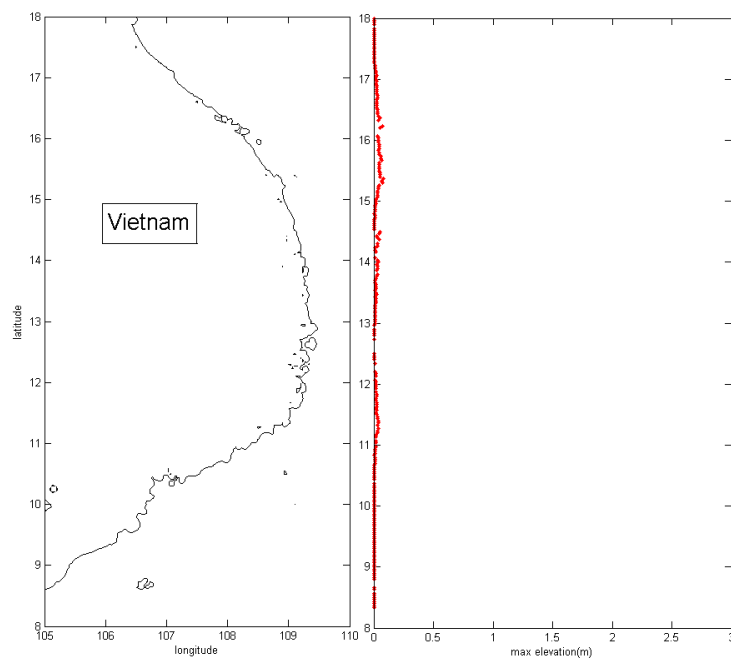


圖4-25: 越南沿岸最大波高圖(馬尼拉破裂面二)。

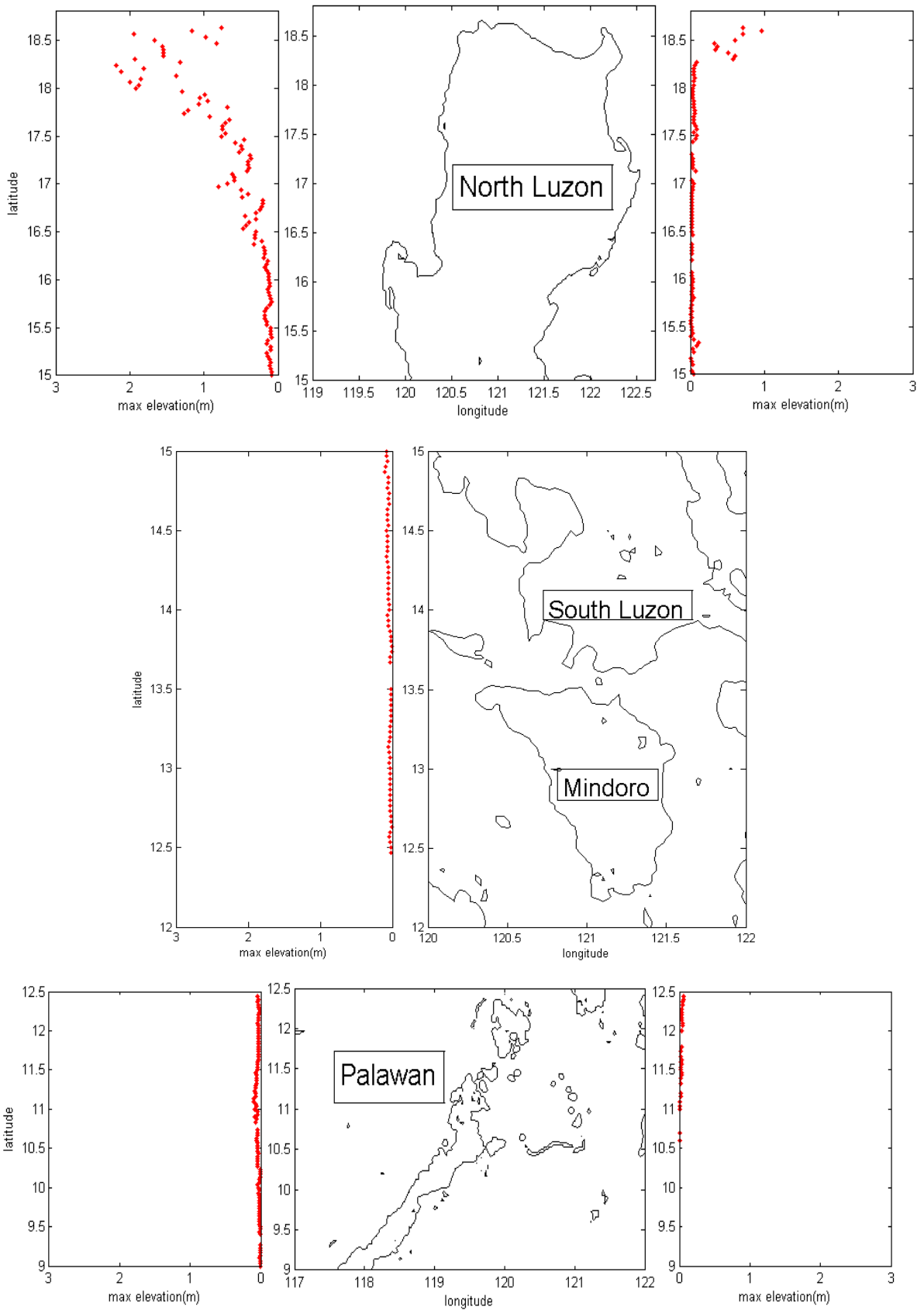


圖4-26: 呂宋島沿岸最大波高圖(馬尼拉破裂面二)。

(3)馬尼拉破裂面三

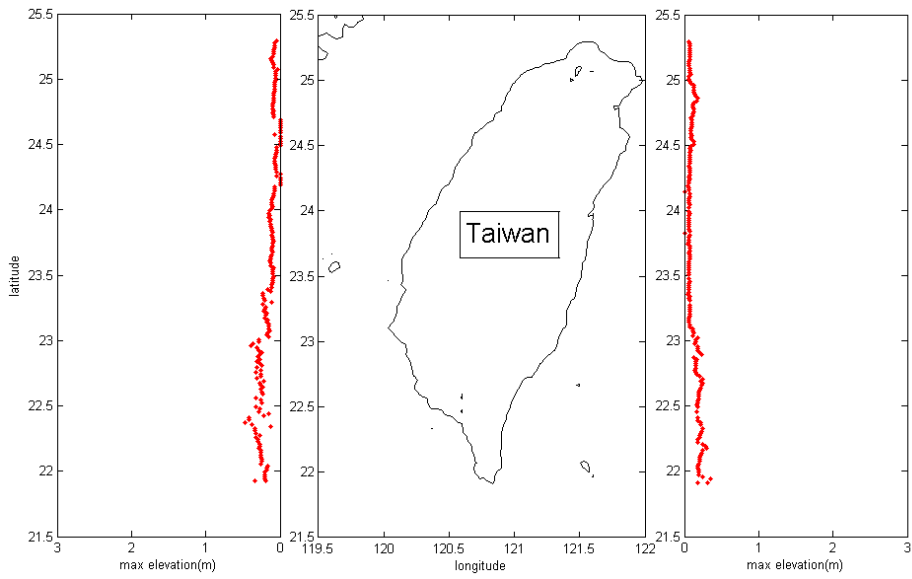


圖4-27: 台灣沿岸最大波高圖(馬尼拉破裂面三)。

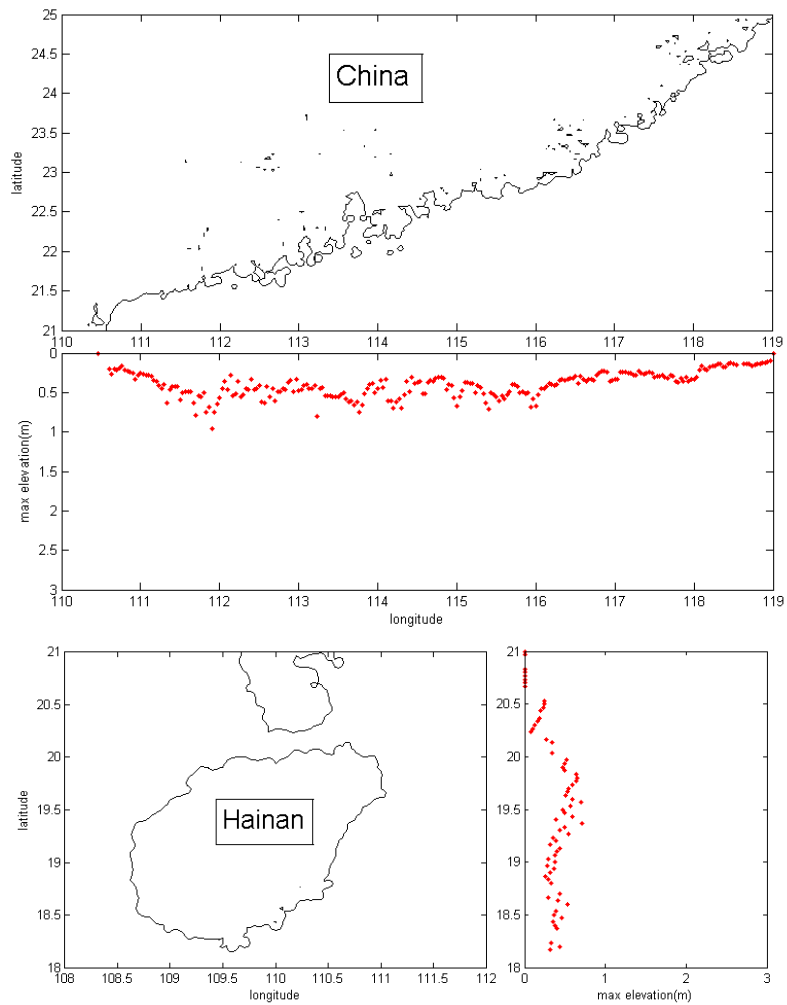


圖4-28: 中國東南沿岸最大波高圖(馬尼拉破裂面三)。

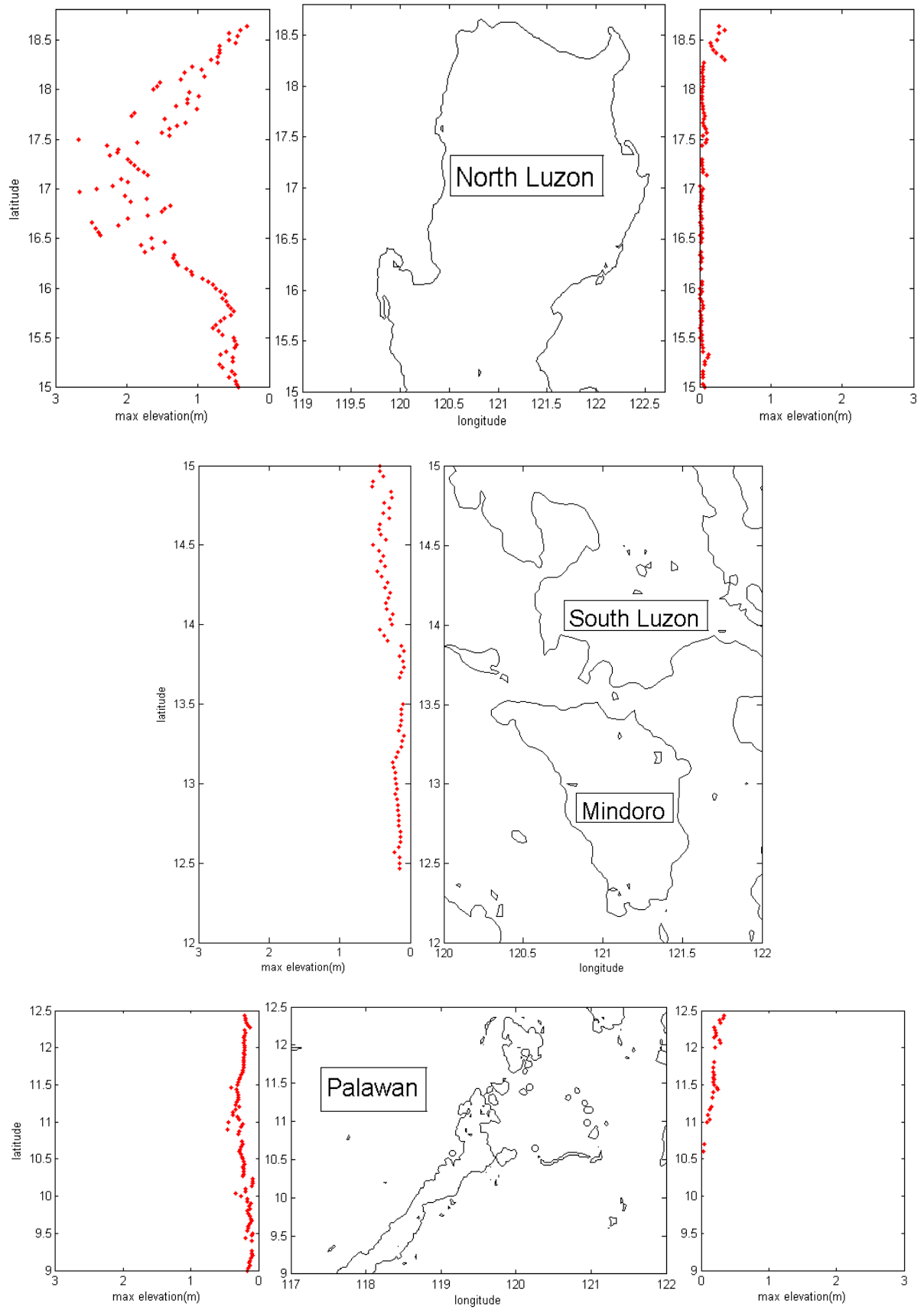


圖4-29: 呂宋島沿岸最大波高圖(馬尼拉破裂面三)。



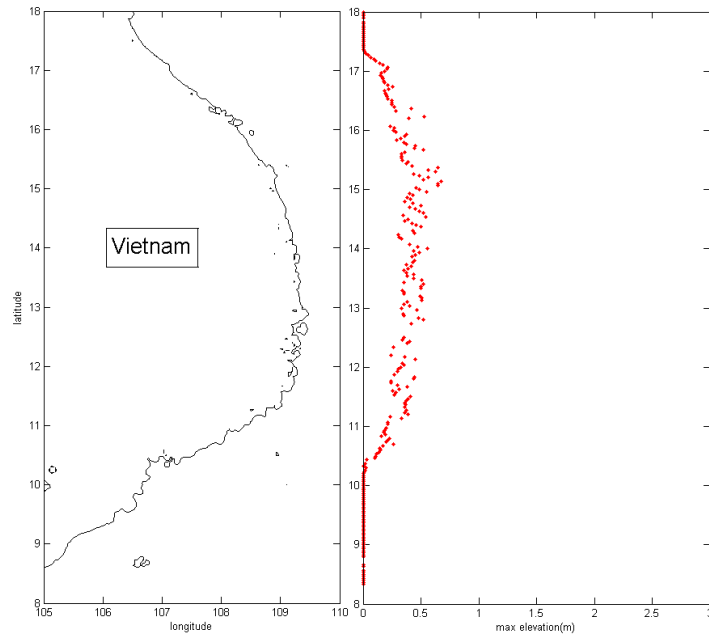


圖4-30: 越南沿岸最大波高圖(馬尼拉破裂面三)。

(4)馬尼拉破裂面四

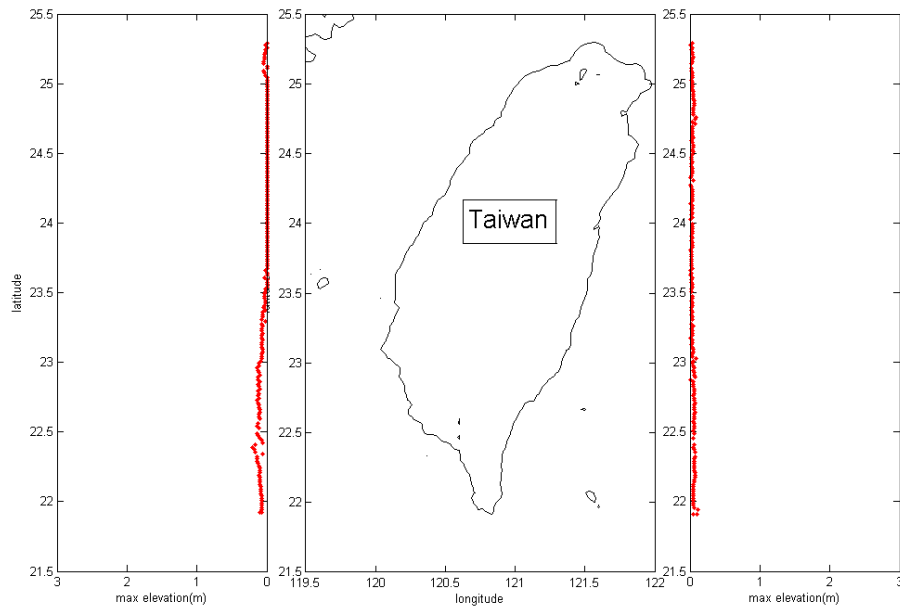


圖4-31: 台灣沿岸最大波高圖(馬尼拉破裂面四)。

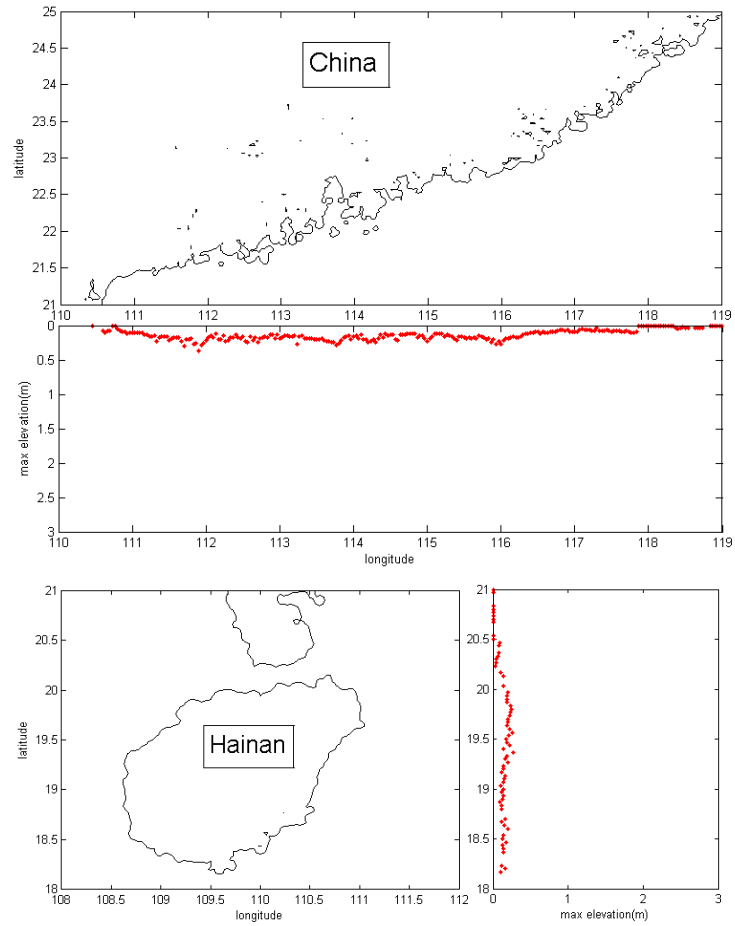


圖4-32: 中國東南沿岸最大波高圖(馬尼拉破裂面四)。

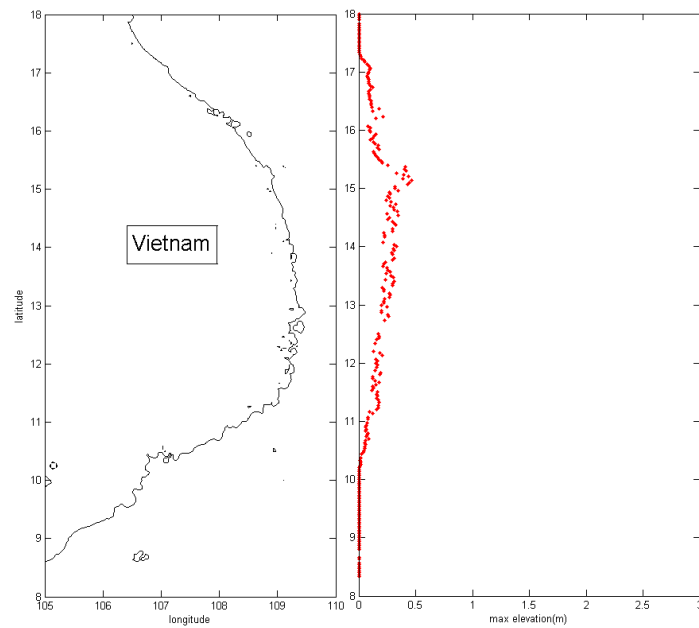


圖4-33: 越南沿岸最大波高圖(馬尼拉破裂面四)。

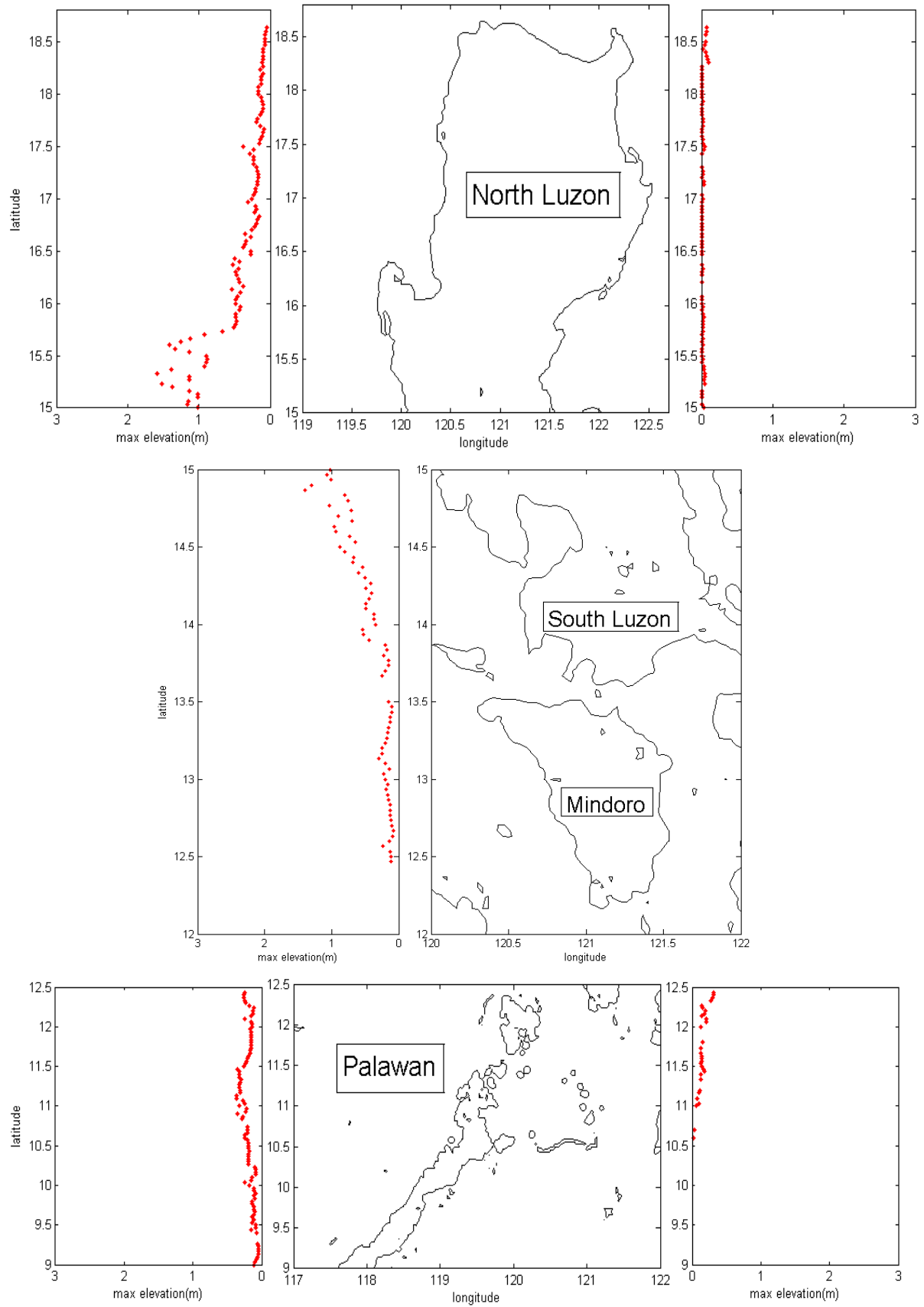


圖4-34: 呂宋島沿岸最大波高圖(馬尼拉破裂面四)。

(5)馬尼拉破裂面五

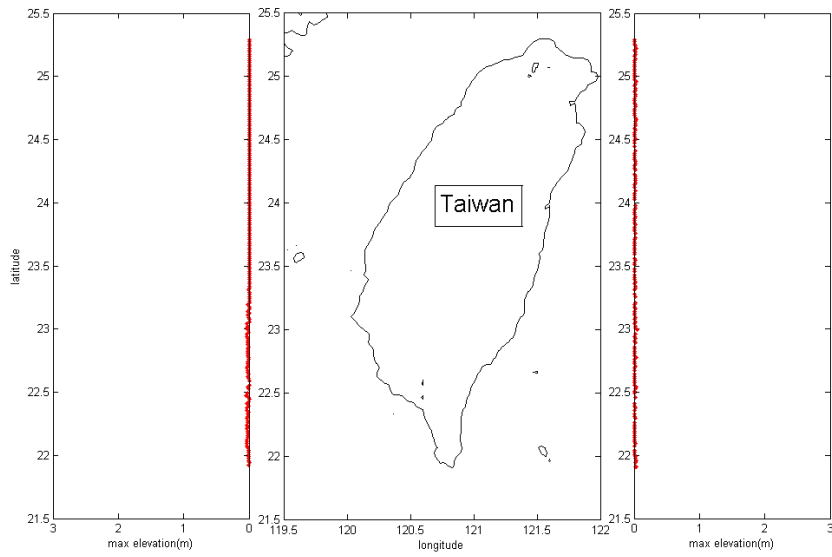


圖4-35: 台灣沿岸最大波高圖(馬尼拉破裂面五)。

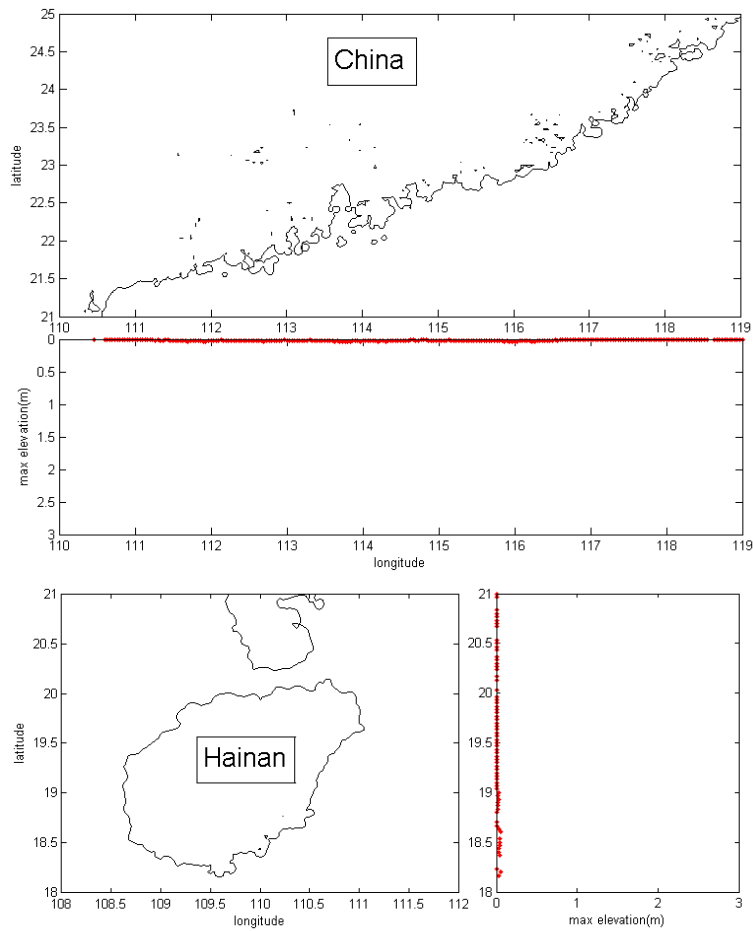


圖4-36: 中國東南沿岸最大波高圖(馬尼拉破裂面五)。

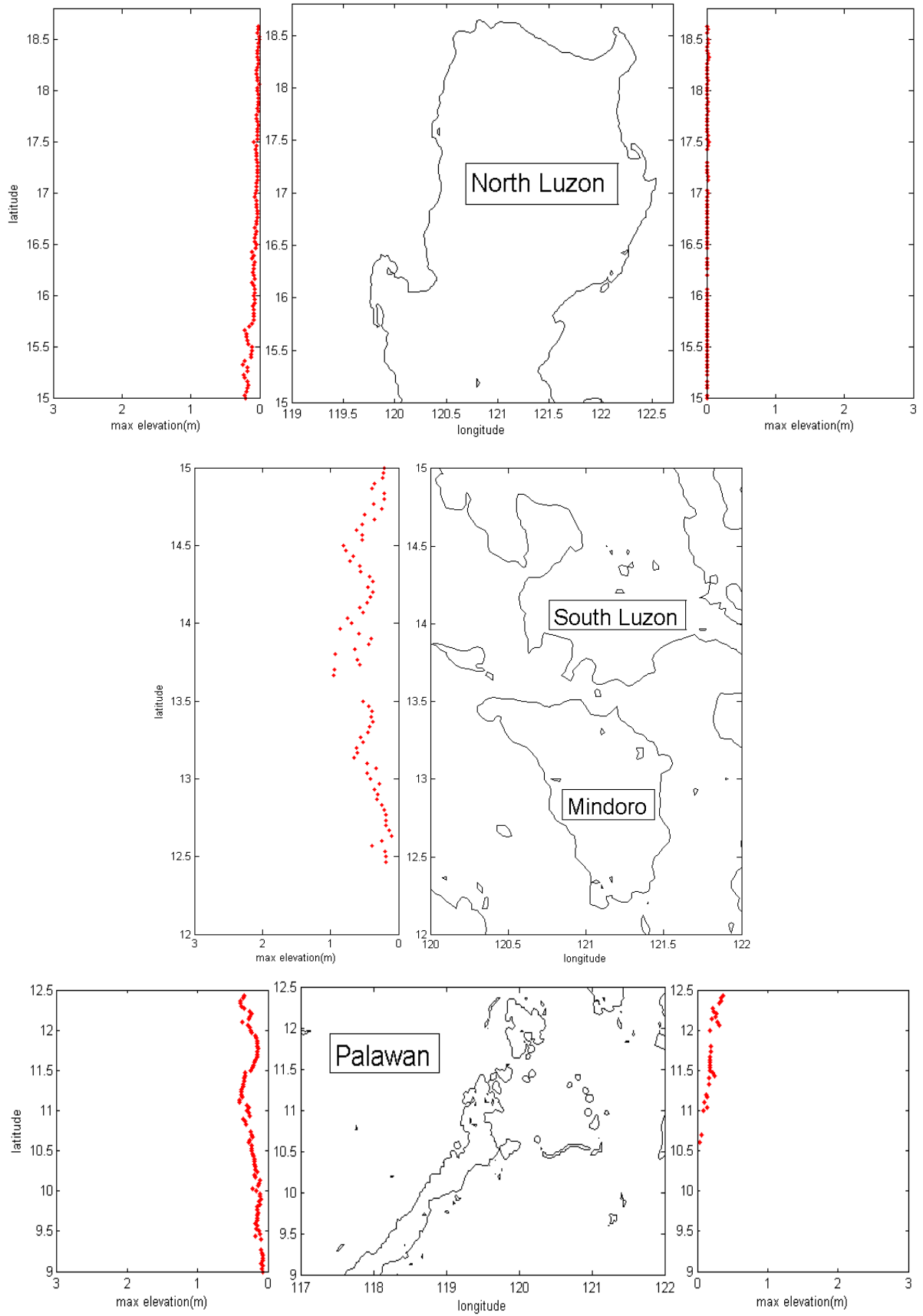


圖4-37: 呂宋島各區沿岸最大波高圖(馬尼拉破裂面五)。

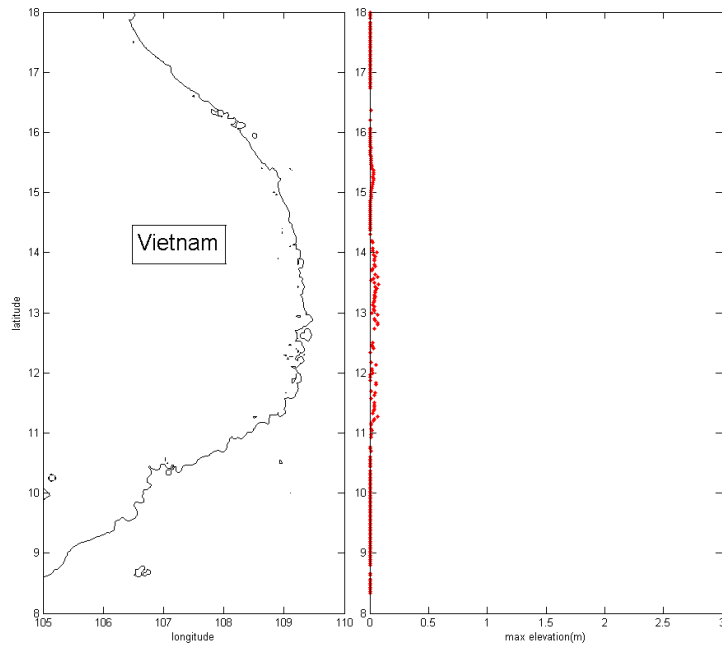


圖4-38: 越南沿岸最大波高圖(馬尼拉破裂面五)。

(6)馬尼拉破裂面六

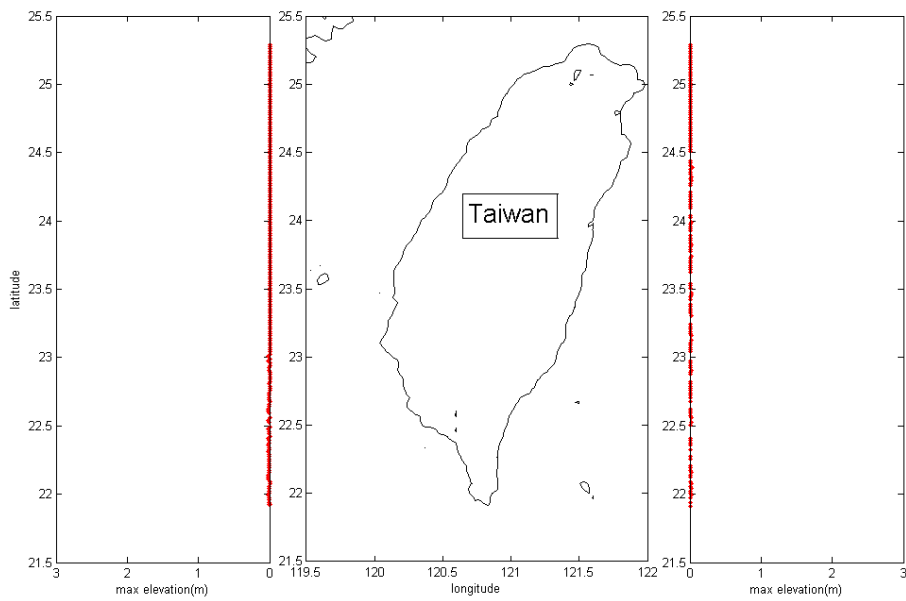


圖4-39: 台灣沿岸最大波高圖(馬尼拉破裂面六)。

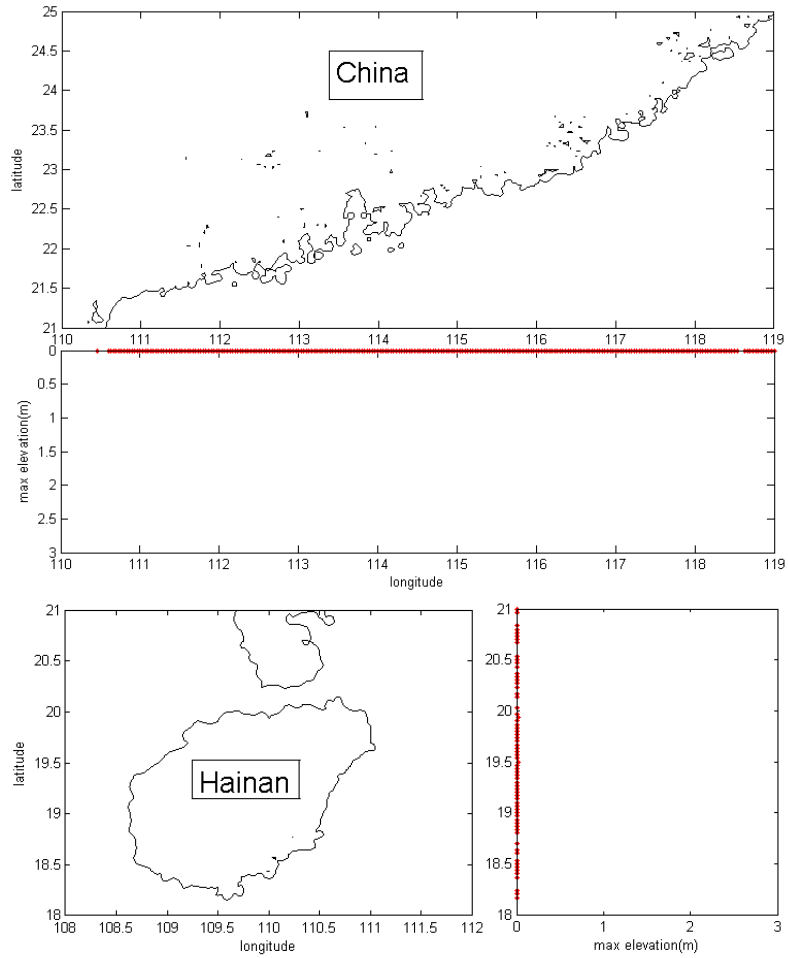


圖4-40: 中國東南沿岸最大波高圖(馬尼拉破裂面六)。

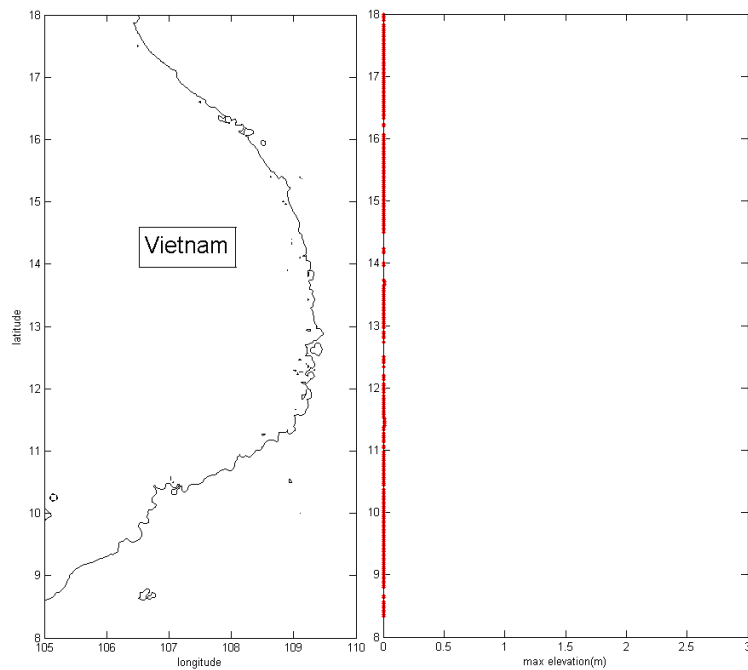


圖4-41: 越南沿岸最大波高圖(馬尼拉破裂面六)。

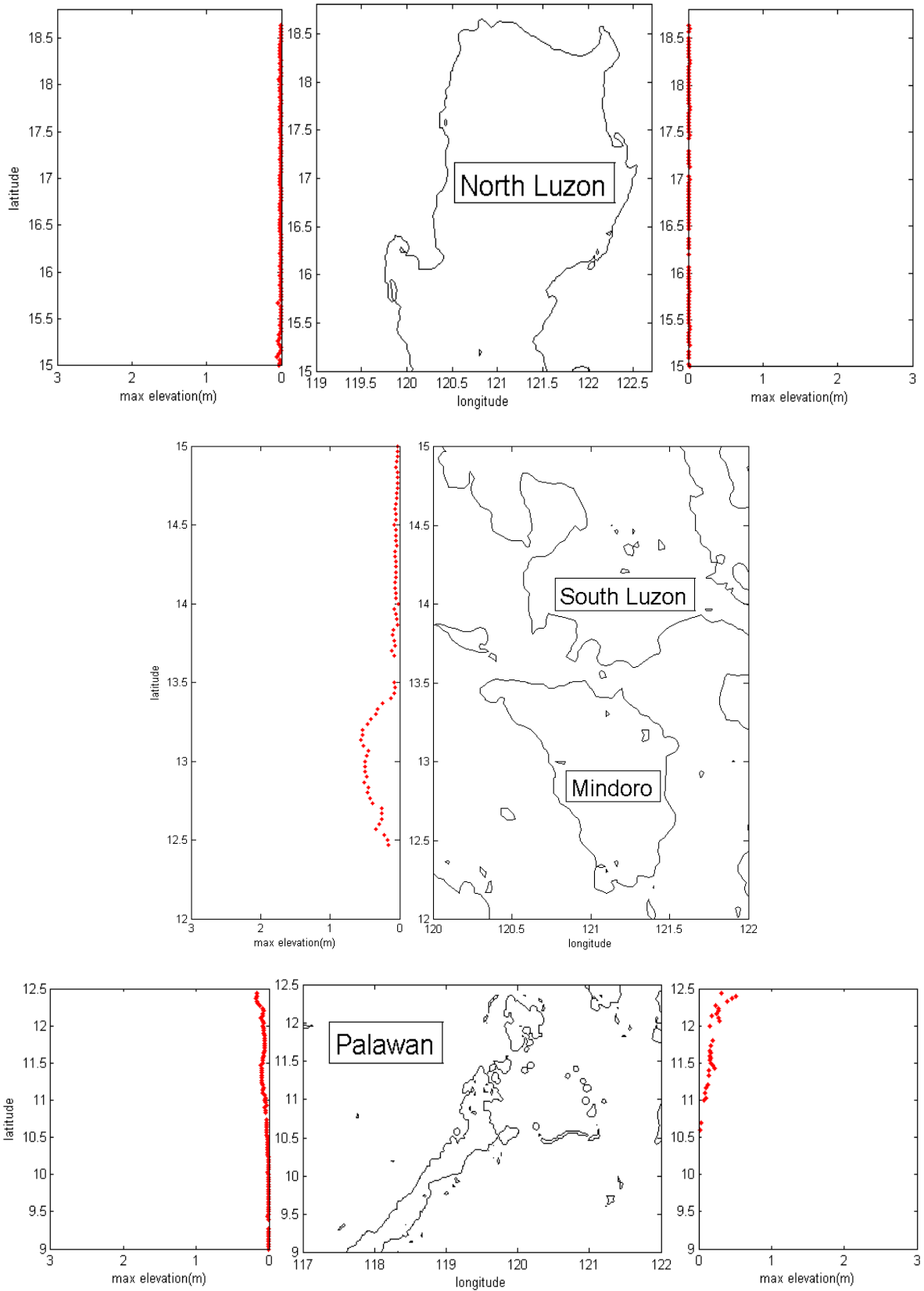


圖4-42: 呂宋島沿岸最大波高圖(馬尼拉破裂面六)。



## 4-2 馬尼拉破裂面七與破裂面八之模擬結果與分析

### 4-2-1 破裂面七與破裂面八錯動造成之初始波高

考慮馬尼拉海溝分布之曲率關係所建立的馬尼拉破裂面七與破裂面八之初始波高中(如圖4-43、圖4-44)，破裂面七錯動時，造成的初始波高和破裂面三相去不遠，最大值約為1.7公尺，最小值約-1公尺。破裂面八錯動造成的初始波高最高值達8.5公尺，最小值達-1.8公尺。

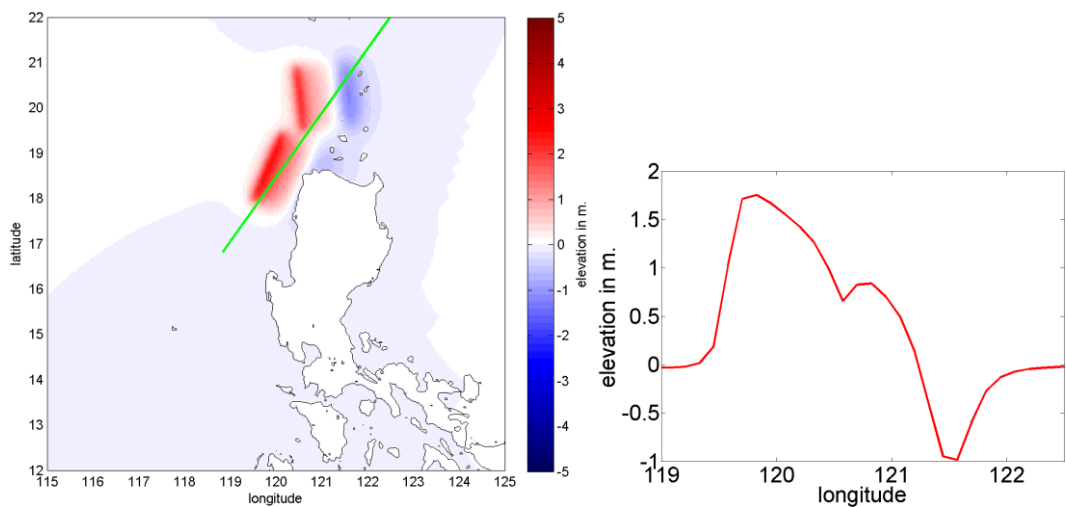


圖4-43: 馬尼拉破裂面七錯動造成之初始波高。左圖為初始波高的俯視圖，圖中綠色線段為最大波高值與最小波高值的連線，右圖即為綠色線段所切出的初始波高剖面圖。

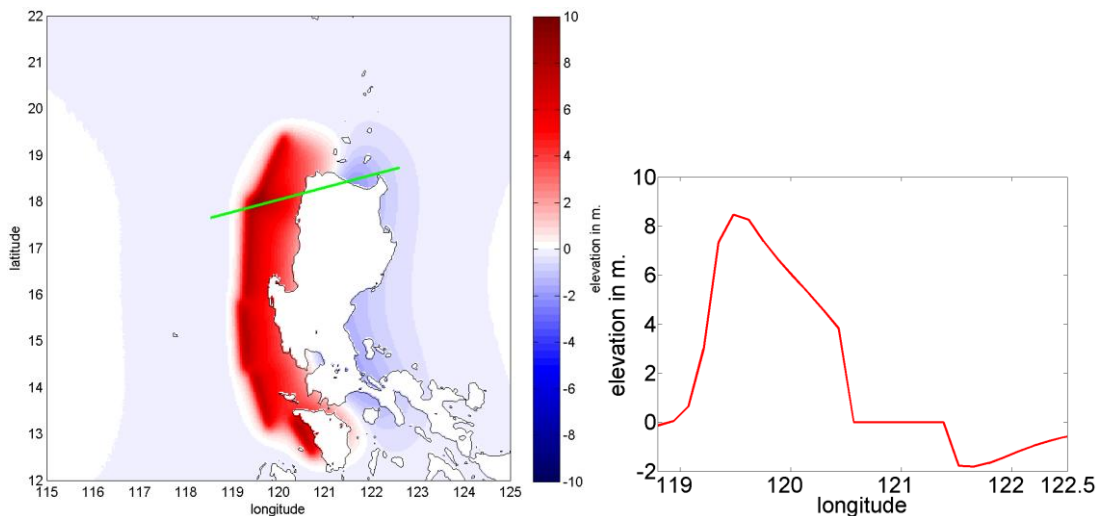


圖 4-44: 馬尼拉破裂面八錯動造成之初始波高。右圖中，經度 120.5 至 121.5 之間為陸地的部份，因此波高值為零。

#### 4-2-2 破裂面七與破裂面八錯動造成之海嘯走時

馬尼拉破裂面七錯動造成之海嘯走時中(圖4-45)，當馬尼拉破裂面一與破裂面二同時發生時，錯動造成之海嘯在台灣地區的海嘯走時情況與破裂面一造成之海嘯走時相同，皆於20分鐘後侵襲台灣南部地區，1個小時後侵襲台灣東部與西南部地區。而呂宋島與越南地區的海嘯走時情況則與破裂面二相同，皆於20分鐘後侵襲呂宋島中部地區，1.5小時後侵襲巴拉望地區，2個小時後侵襲越南地區。馬尼拉破裂面八錯動造成之海嘯走時中(圖4-46)，當馬尼拉破裂面二至六同時破裂時，錯動造成之海嘯波在10分鐘之內便會侵襲整個呂宋島西半部地區，30分鐘後抵達台灣最南端，1.5個小時後將侵襲台灣東部與西南部地區，2個小時後將侵襲海南島以及越南地區，3個小時後才會侵襲中國東南沿岸地區(香港、澳門沿海一帶)。

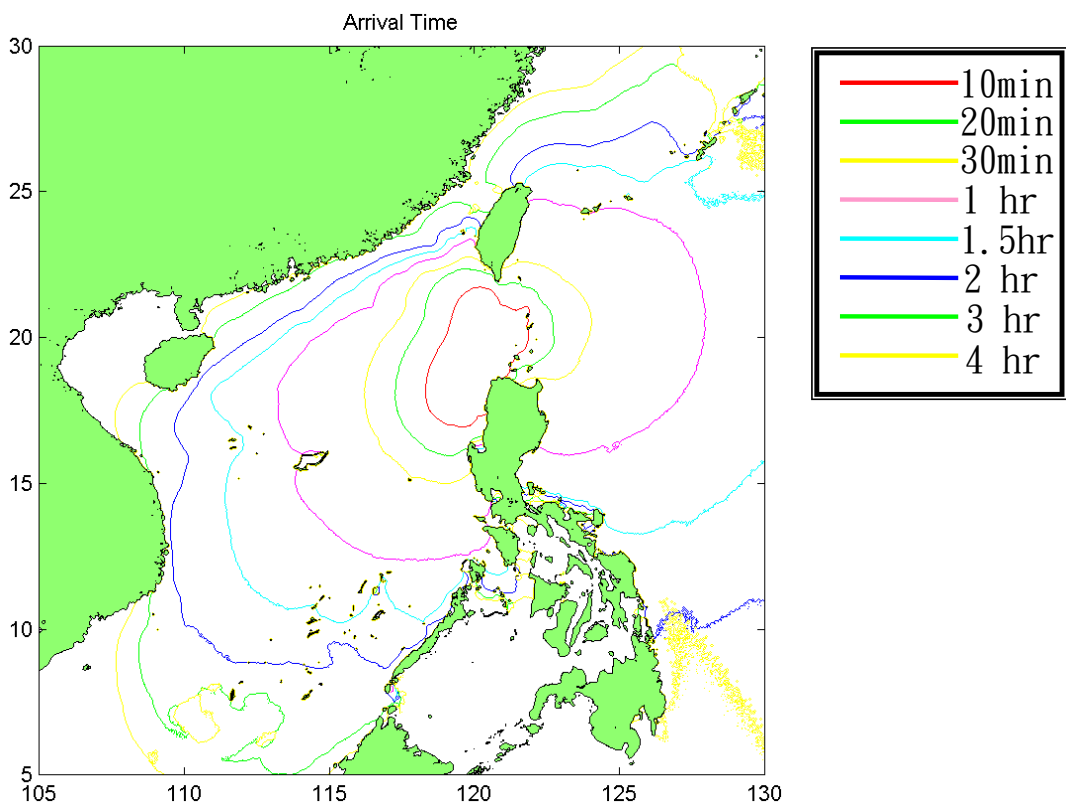


圖 4-45: 馬尼拉破裂面七錯動造成之海嘯走時曲線。

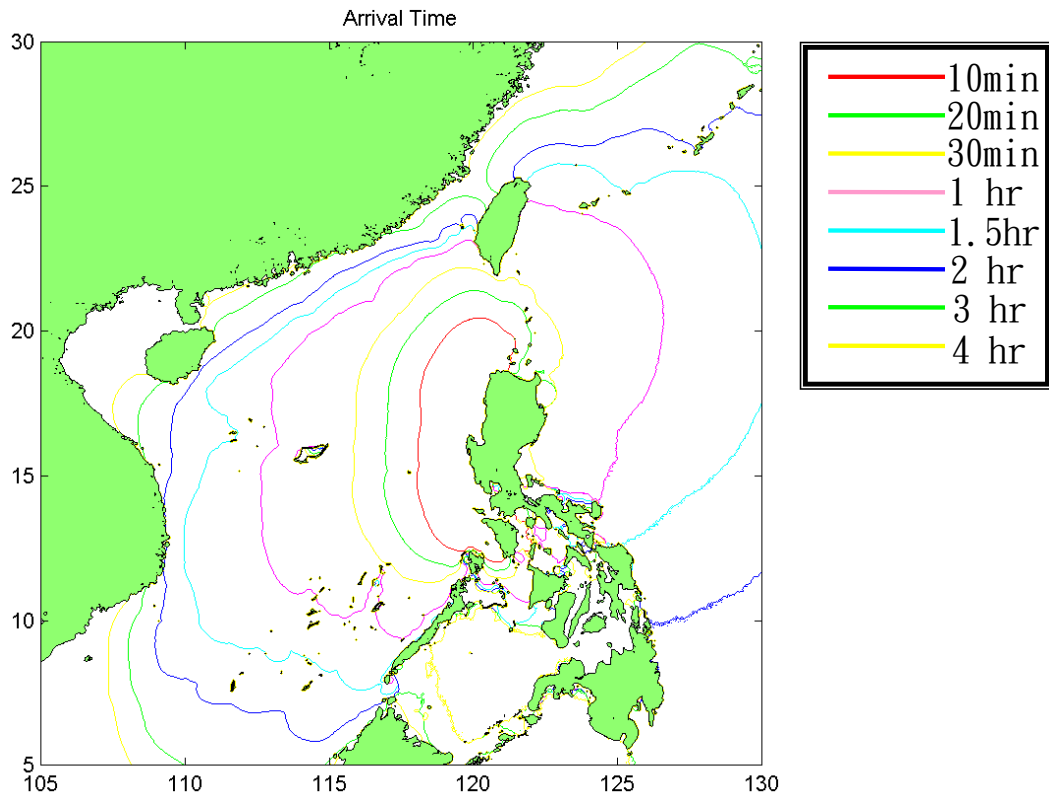


圖 4-46: 馬尼拉破裂面八錯動造成之海嘯走時曲線。

#### 4-2-3 破裂面七與破裂面八錯動造成之海嘯最大波高分布

由於破裂面一為西北-東南走向，錯動造成之海嘯波往東北-西南行進，而破裂面二為東北-西南走向，錯動造成之海嘯波則往西北-東南行進(圖 4-47)，因此，當馬尼拉破裂面一與破裂面二同時發生時，造成之海嘯波在往兩破裂面之間至中國東南沿岸的方向傳遞的過程中，不論任何時間都因疊加而使海嘯波高增加。由破裂面七錯動造成之最大波高分布圖中(圖 4-48)亦可看出兩破裂面之間至中國東南沿岸的方向，其波高相對於其他地區皆較高。經過中國東南外海的大陸斜坡與大陸棚之後，波高明顯增加，其增加比例為 66%。而馬尼拉破裂面八錯動造成之海嘯在呂宋島與越南地區之最大波高高達 10 公尺，海嘯波經過中國東南外海的大陸斜坡與大陸棚之後，波高亦明顯增加，其增加比例約為 60%。

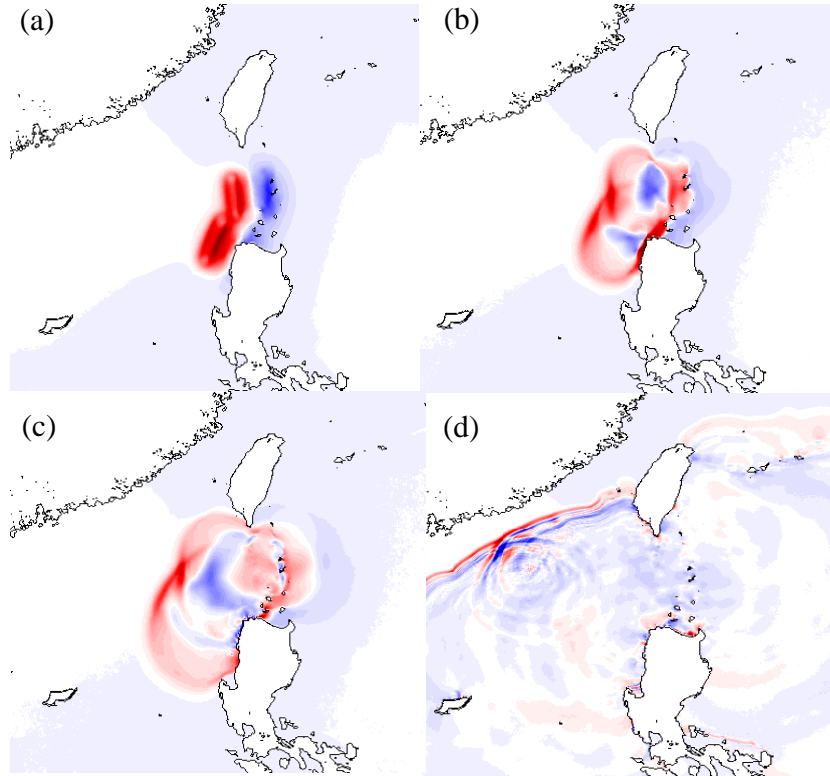


圖 4-47: 馬尼拉破裂面七錯動造成之海嘯傳播示意圖。圖(a)、(b)、(c)、(d)分別為破裂面七錯動 2、10、20 以及 100 分鐘後海嘯傳播情形。

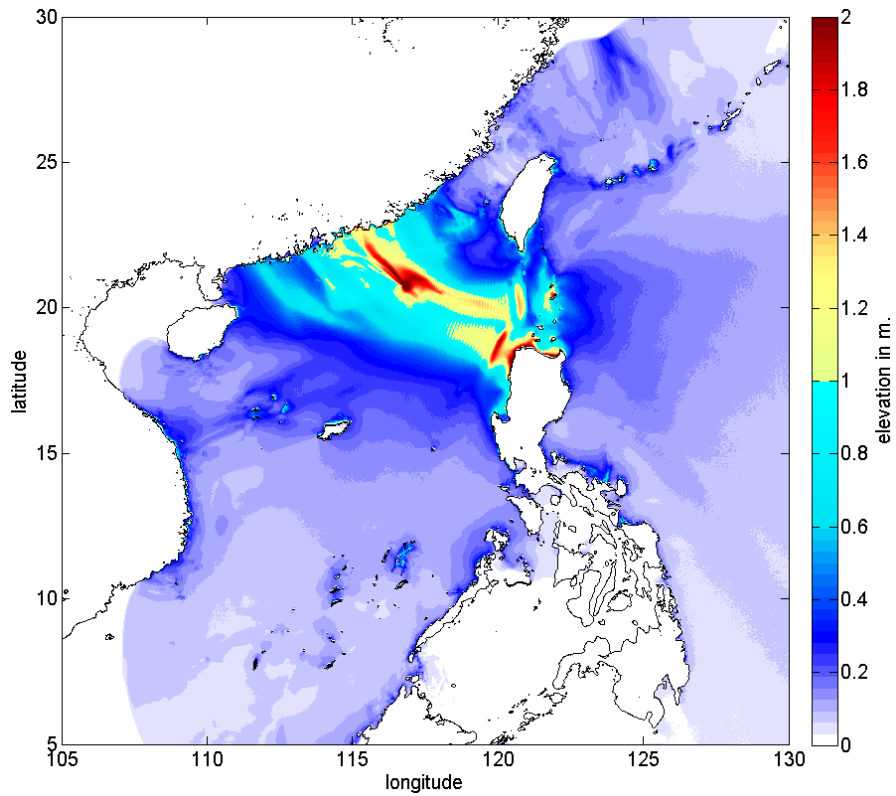


圖 4-48: 馬尼拉破裂面七錯動造成之最大波高分布圖。

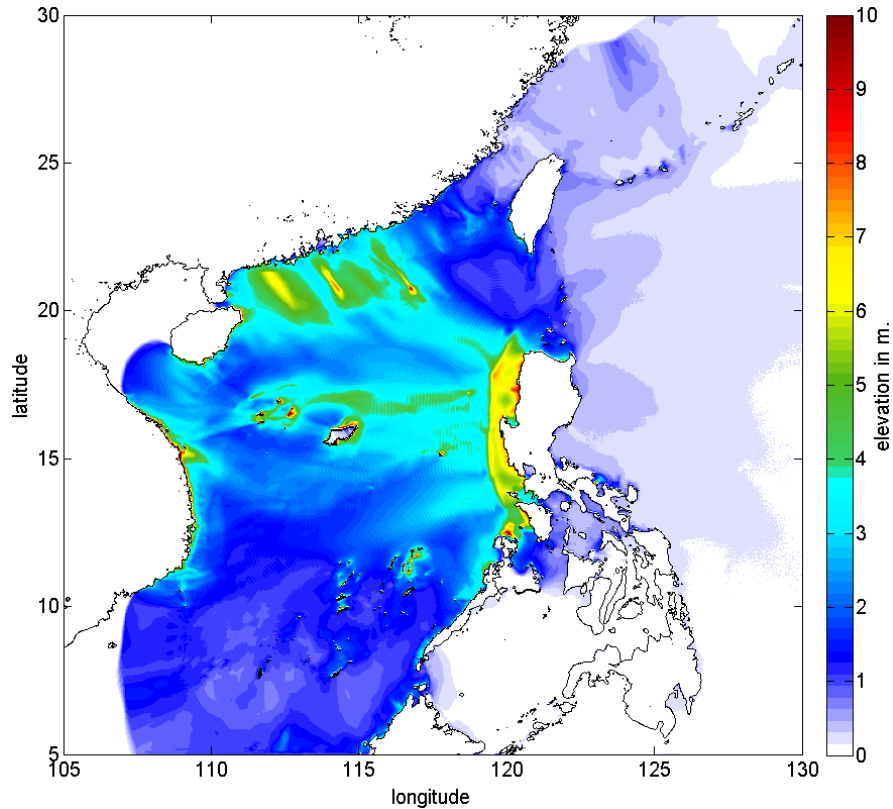


圖 4-49: 馬尼拉破裂面八錯動造成之最大波高分布圖。

#### 4-2-4 破裂面七與破裂面八錯動造成之沿岸最大波高分布

圖 4-49 至 4-52 說明馬尼拉破裂面七錯動造成之海嘯，侵襲環南中國海各區沿岸的波高情形。以台灣地區而言，整個南部地區沿岸波高達 1 公尺以上，其餘地區以宜蘭、蘇澳受到海嘯的影響較大，沿岸波高約 0.5 公尺。中國東南沿岸地區以汕頭、澳門、香港以及陽江一帶受海嘯影響較大，沿岸波高約 2 公尺。呂宋島地區則以呂宋島北部地區受海嘯影響較大，沿岸波高高達 4 公尺。越南相對於其他環南中海國家而言，受海嘯的影響較小，沿岸波高約 0.8 公尺。圖 4-53 至 4-56 說明馬尼拉破裂面八錯動造成之海嘯於環南中國海各國造成之沿岸波高情形。以台灣地區而言，南部地區沿岸波高達 4 公尺，宜蘭、蘇澳一帶波高達 2 公尺。中國東南部地區沿岸波高大約 6 至 8 公尺。越南地區沿岸波高大約 4 至 6 公尺。呂宋島地區受海嘯影響最大，北部地區沿岸波高高達 10 公尺，中南部地區則約 6 至 8 公尺。

### (1)馬尼拉破裂面七

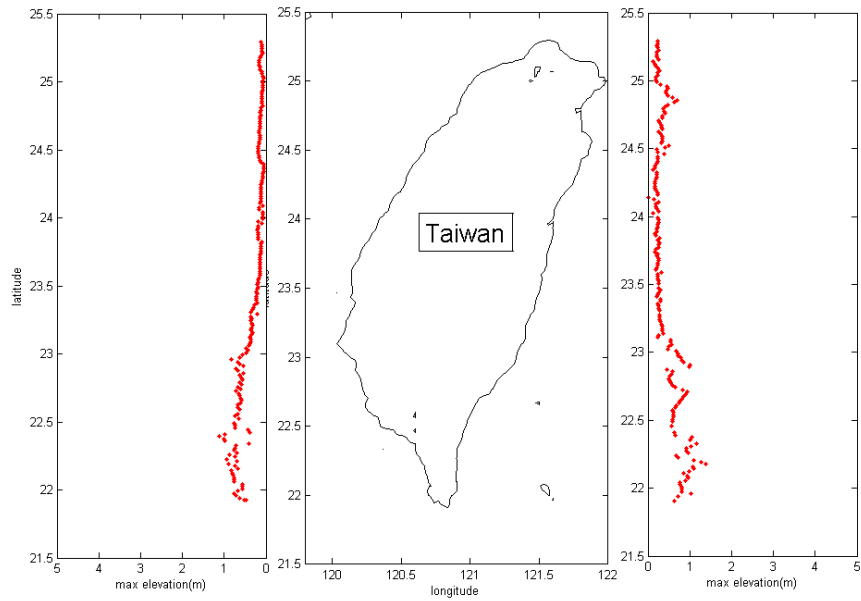


圖 4-50: 台灣沿岸最大波高示意圖(馬尼拉破裂面七)。

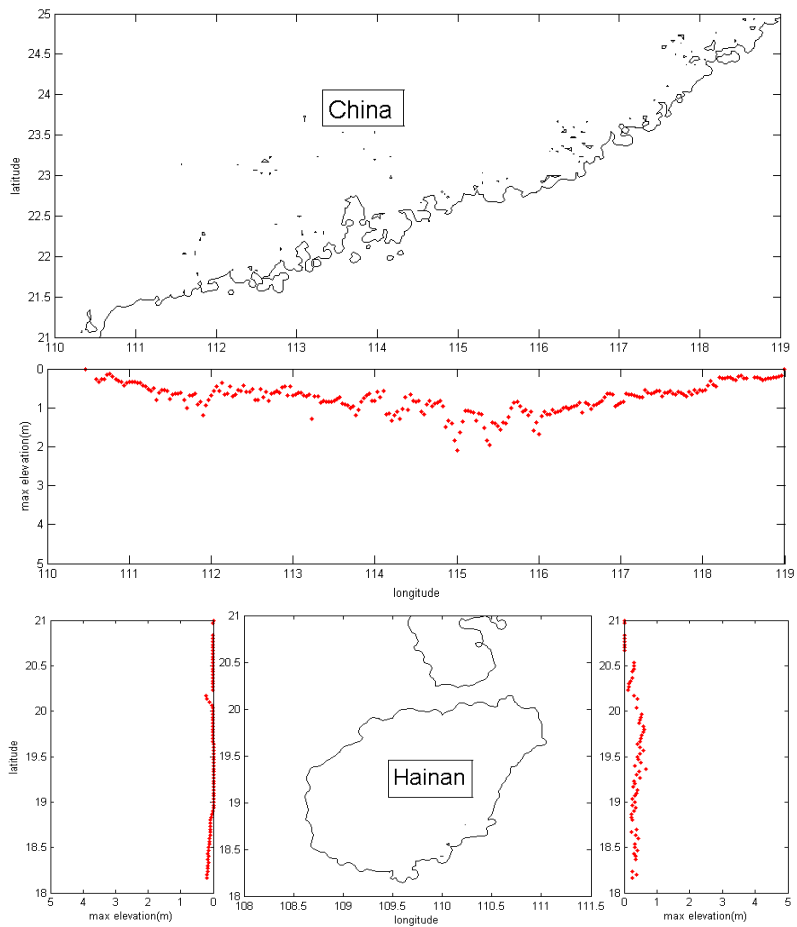


圖 4-51: 中國東南沿岸最大波高示意圖(馬尼拉破裂面七)。

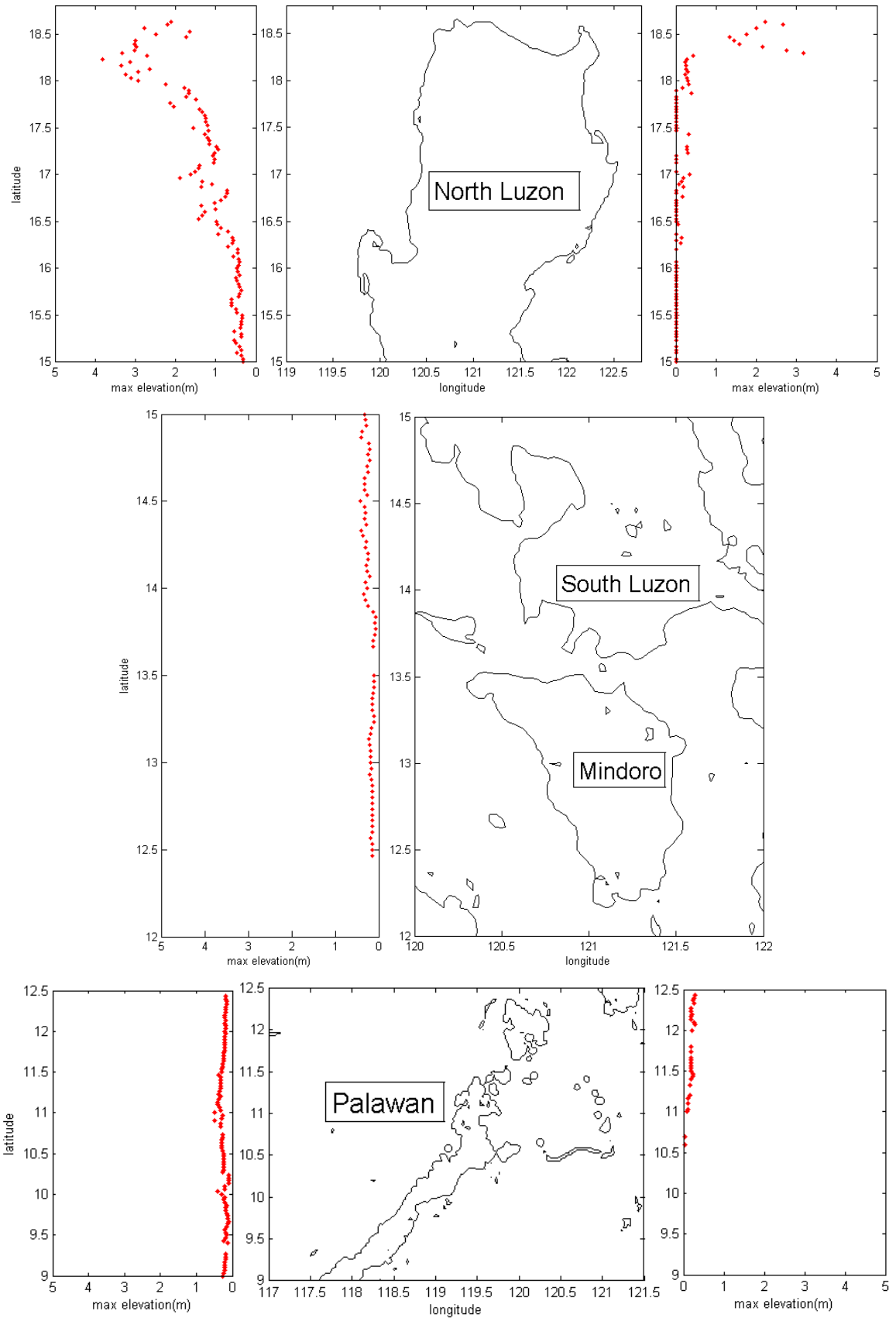


圖 4-52: 呂宋島沿岸最大波高示意圖(馬尼拉破裂面七)。

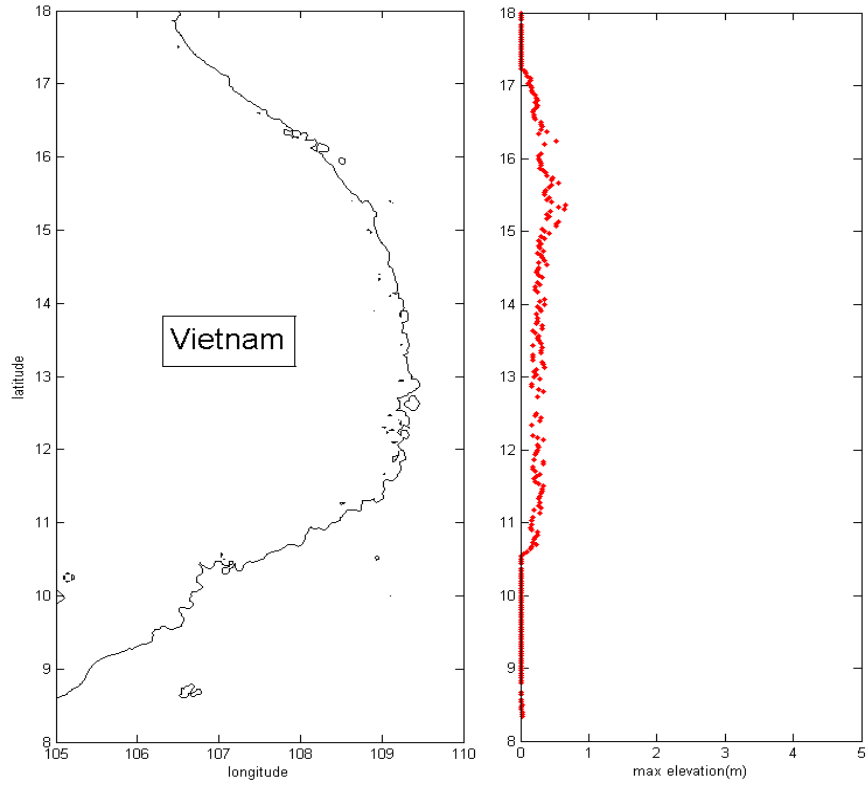


圖 4-53: 越南沿岸最大波高示意圖(馬尼拉破裂面七)。

(2) 馬尼拉破裂面八

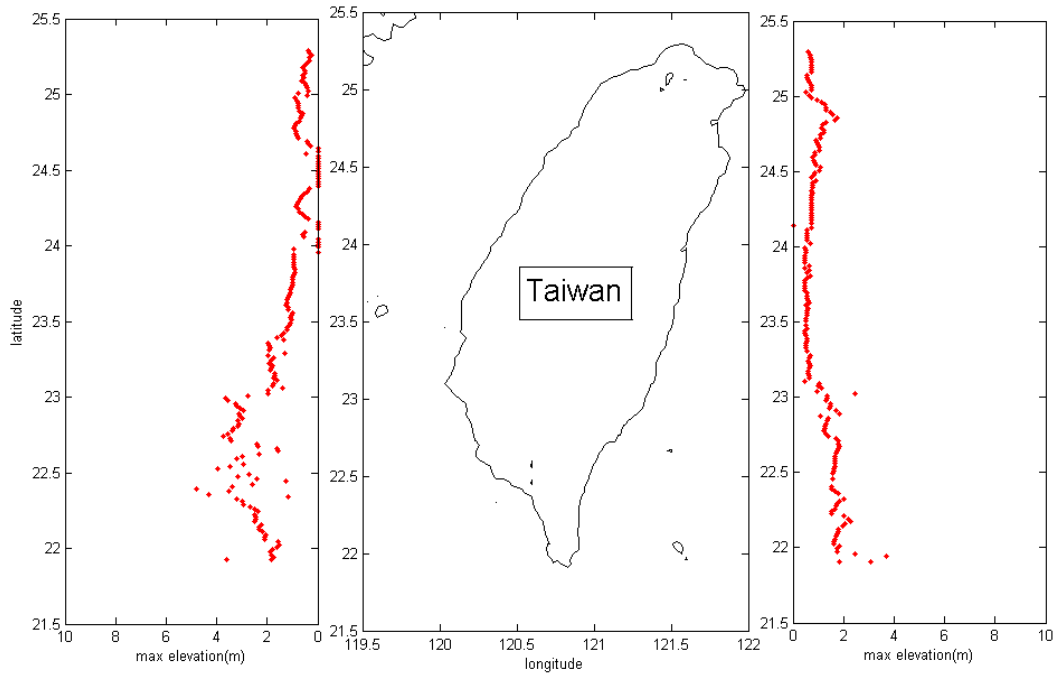


圖 4-54: 台灣沿岸最大波高示意圖(馬尼拉破裂面八)。



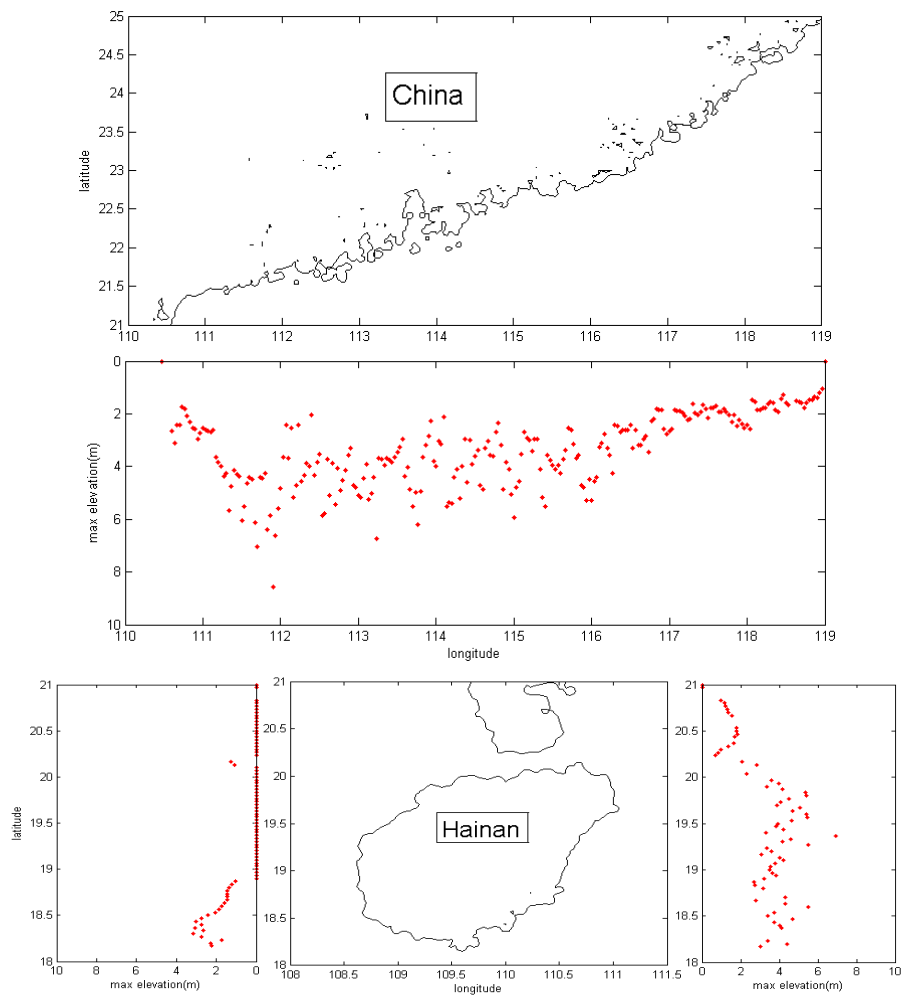


圖 4-55: 中國東南沿岸最大波高示意圖(馬尼拉破裂面八)。

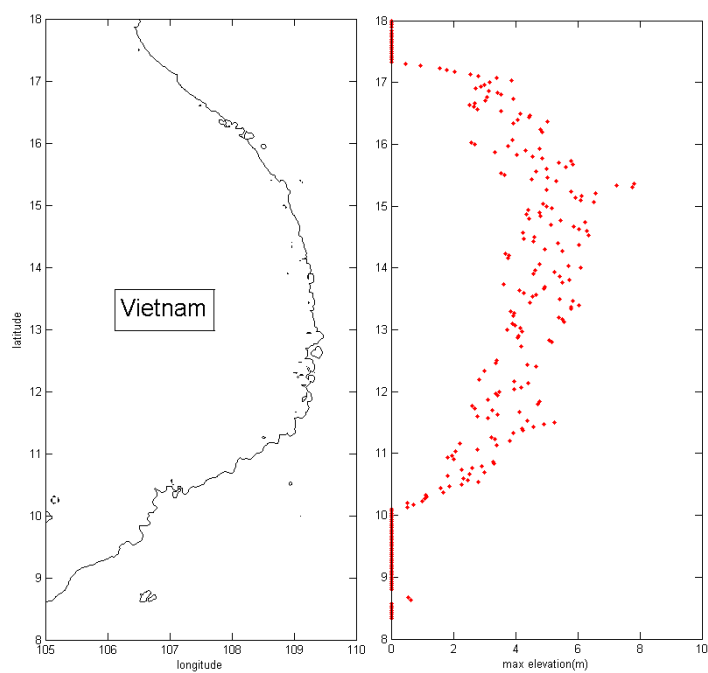


圖 4-56: 越南沿岸最大波高示意圖(馬尼拉破裂面八)。

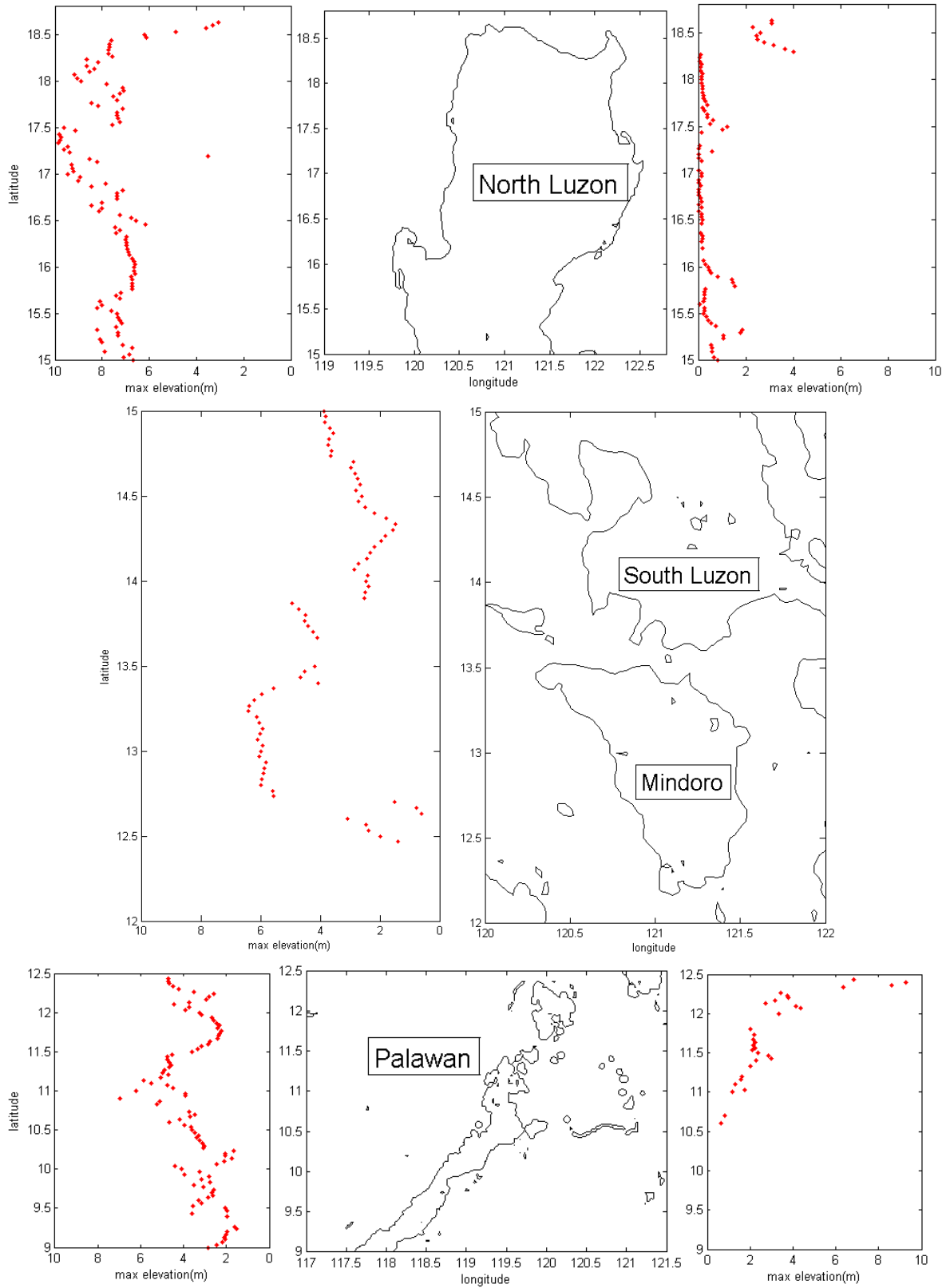


圖 4-57: 呂宋島沿岸最大波高示意圖(馬尼拉破裂面八)。

### 4-3 990公里馬尼拉破裂面之模擬結果與分析

模擬過程中，由於模式的限制，只能輸入一組地震參數，然而模擬 990 公里的馬尼拉破裂面必須使用六組地震參數(如表 3-7)，因此本研究利用模式中可輸入初始波高進行海嘯數值模擬的功能，利用 Mansinha and Smylie (1971)斷層模式計算六組參數之初始波高(如圖 4-57)，利用線性疊加的方法，疊加六個破裂面錯動造成之初始波高(如圖 4-58)，接著代入模式中進行海嘯模擬，即代表 990 公里的馬尼拉破裂面錯動造成之海嘯波傳播情形。

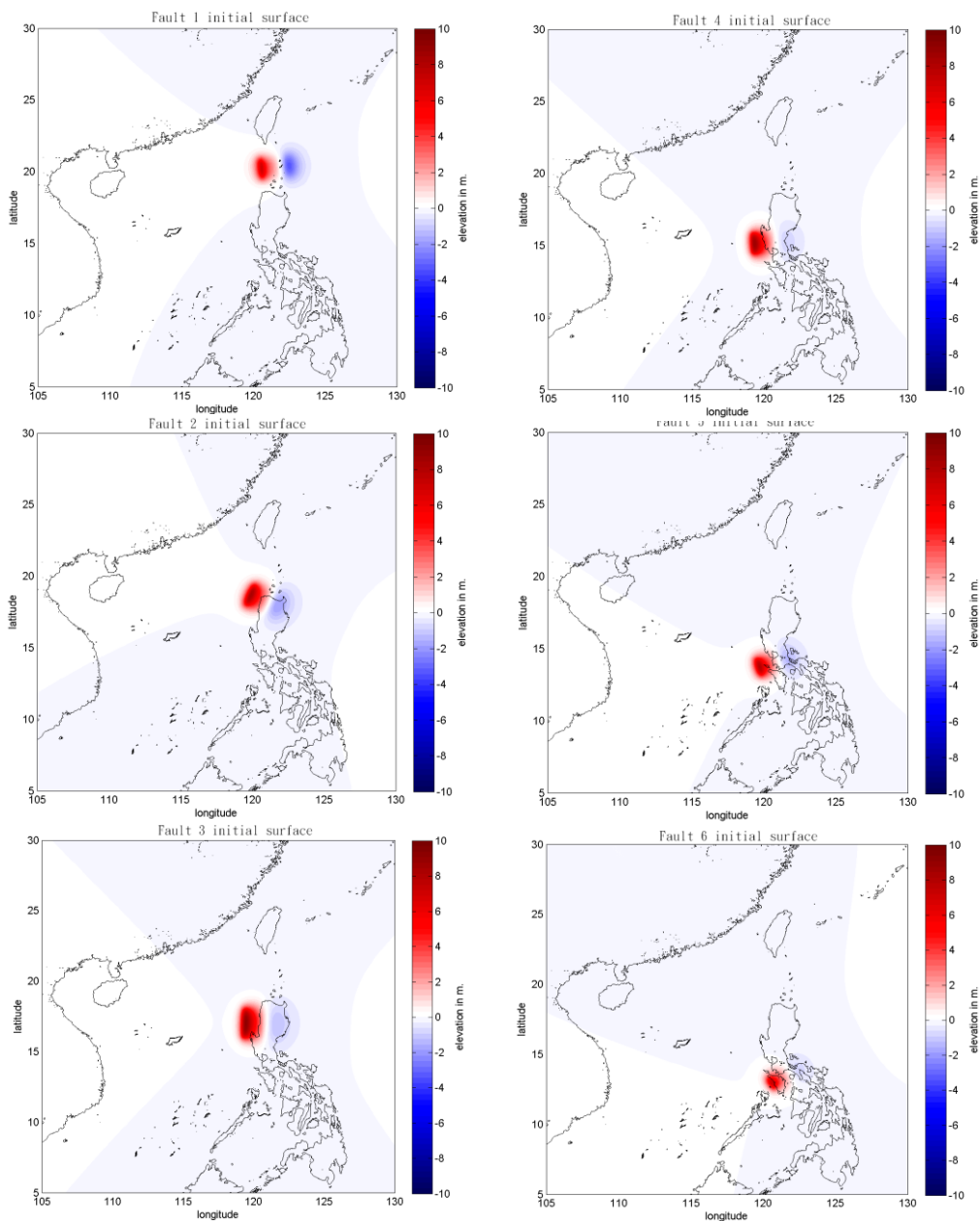


圖4-58: 六個破裂面錯動造成之初始波高示意圖

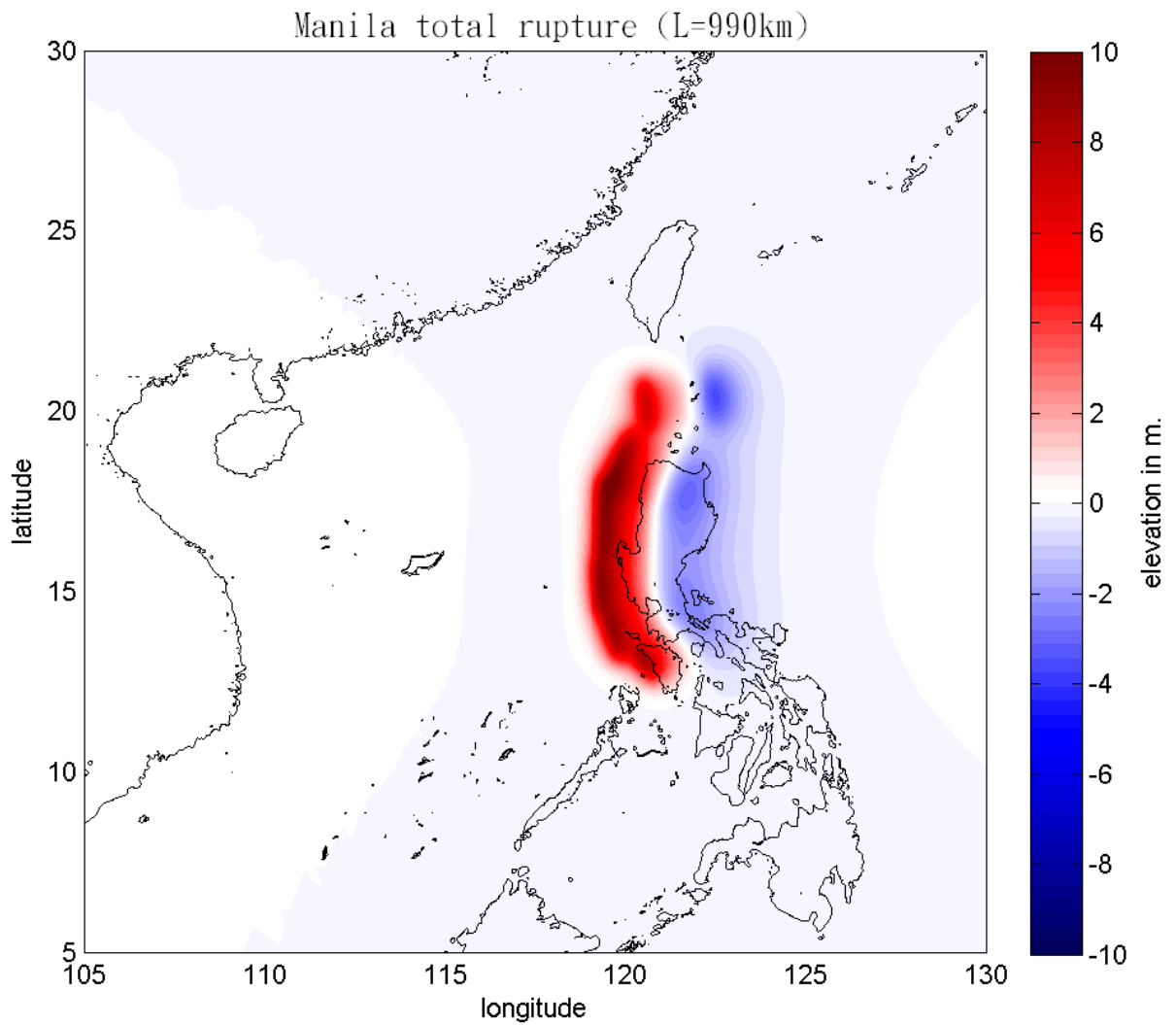


圖4-59: 線性疊加六個破裂面錯動造成之初始波高後的波高示意圖。即代表全長990公里的馬尼拉破裂面錯動造成之初始波高。

#### 4-3-1 990 公里馬尼拉破裂面錯動造成之初始波高

全長 990 公里的馬尼拉破裂面錯動造成之初始波高其最大值達 9.4 公尺，最小值達-3.8 公尺(圖 4-59)。

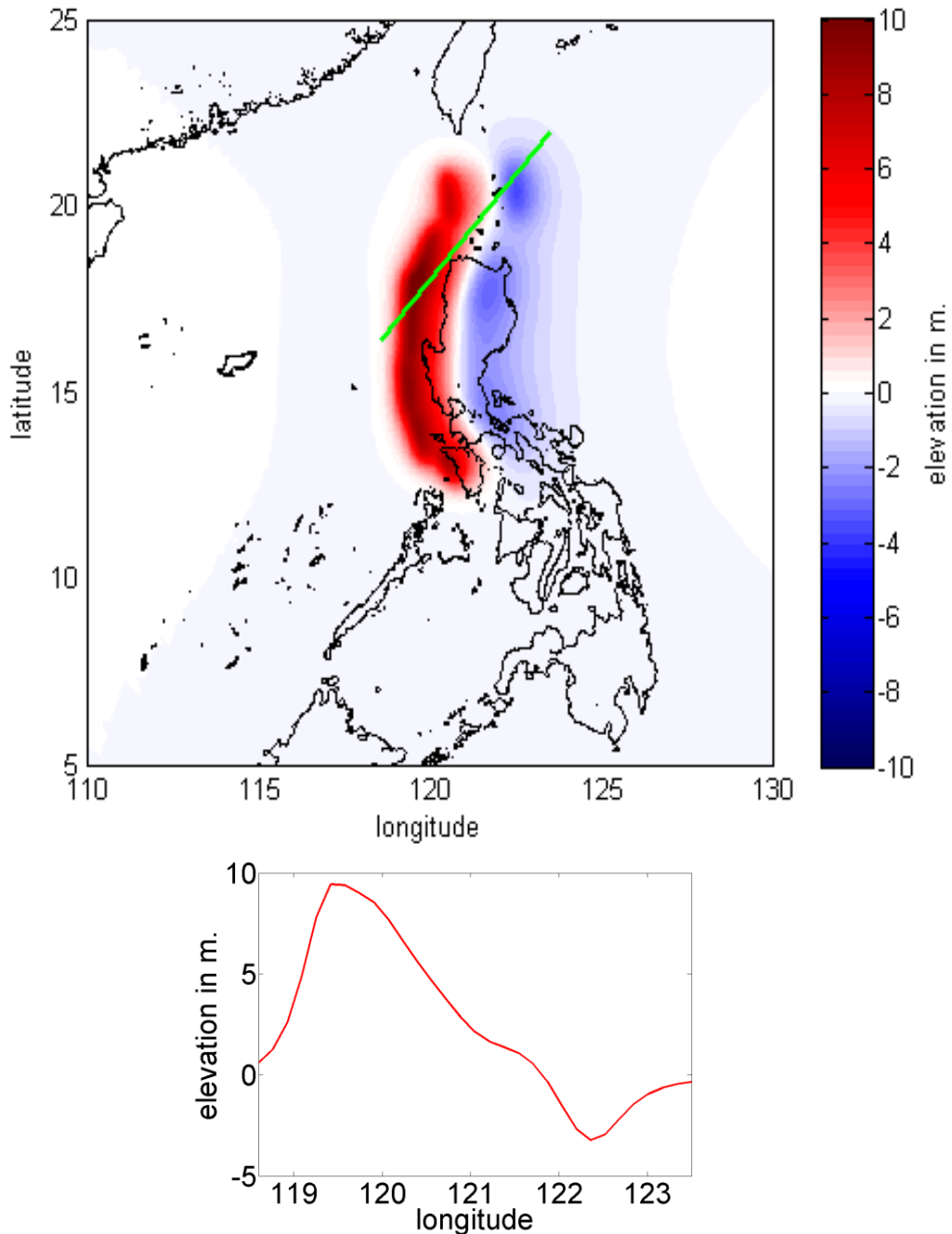


圖4-60: 990公里馬尼拉破裂面錯動造成之初始波高圖。上圖為初始波高的俯視圖，圖中綠色線段為最大波高值與最小波高值的連線，下圖即為綠色線段所切出的初始波高剖面圖。

#### 4-3-2 990 公里馬尼拉破裂面錯動造成之海嘯走時

圖 4-60 為全長 990 公里的馬尼拉破裂面錯動造成之海嘯波的走時曲線圖，從圖中可看出地震發生 10 分鐘後，其海嘯波已侵襲整個呂宋島西部並且接近台灣南部地區，而 20 分鐘後，海嘯便會侵襲台灣南部地區，約 1 個小時後，海嘯波將侵襲整個呂宋島以及台灣東部與西南部地區，約兩個小時後海嘯將傳播至越南地區，約 3 個小時後，海嘯波才會到達中國東南沿岸地區。

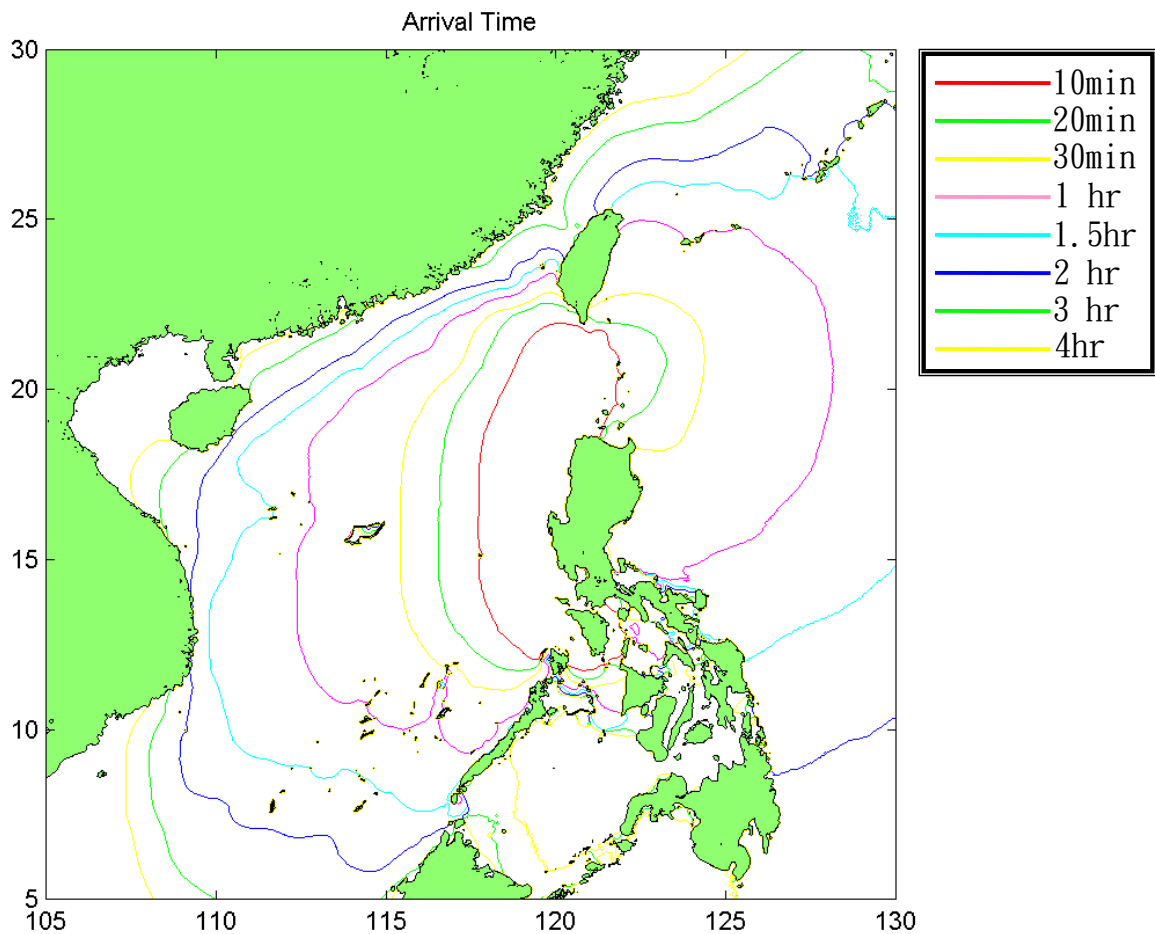


圖 4-61: 990 公里馬尼拉破裂面錯動造成之海嘯波高走時曲線。不同顏色的線段代表不同時間點海嘯波到達的位置，例如:紅色線段代表地震 10 分鐘後，海嘯波正行進到紅色曲線的範圍。

### 4-3-3 990 公里馬尼拉破裂面錯動造成之最大波高分布

圖4-61為經過10個小時模擬時間後，記錄每個網格點上最大波高值繪製而成的海嘯最大波高分布圖。從圖4-61可看出全長990公里的馬尼拉破裂面錯動造成之海嘯波在呂宋本島(包括菲律賓、民多羅島以及巴拉望等地)、中國東南沿岸地區以及越南地區皆引起10公尺以上的波高(橘紅色部份)，其海嘯波在台灣地區亦引起約4公尺的波高，除此之外，圖4-61亦顯示海嘯的能量都集中在南中國海地區，往西太平洋傳遞的能量並不多。

比較海嘯波經過中國東南外海的大陸斜坡(斜率約為 1/40)與海嘯波經過大陸棚(斜率約為 1/300)的最大波高值可看出地形淺化效應的影響，使的海嘯波高約增加 61%。

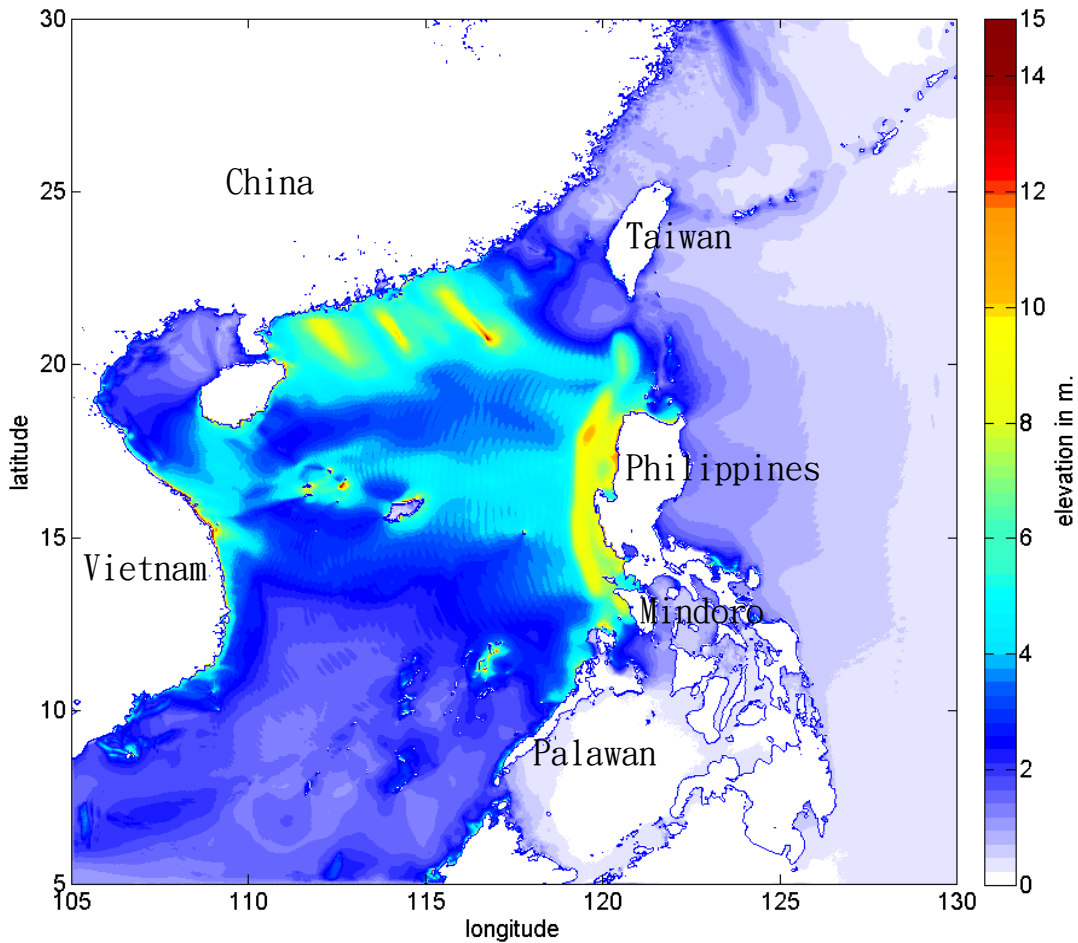


圖 4-62: 990 公里馬尼拉破裂面錯動造成之最大波高分布圖

#### 4-3-4 990 公里馬尼拉破裂面錯動造成之沿岸最大波高分布

由圖4-62至4-65可看出，全長990公里的馬尼拉破裂面錯動時，引發的海嘯波對呂宋本島的影響最為嚴重，在呂宋島北部地區(菲律賓)引起將近15公尺的波高，而海嘯波在呂宋島南部地區(民多羅島、巴拉望等)亦引起將近10公尺的波高。其海嘯波在台灣南部地區以及宜蘭、蘇澳一帶也引起約5公尺的波高，而中國東南沿岸地區與越南地區雖然距離破裂面的位置較遠，但由於外海地區多淺灘，隨著海底深度逐漸減緩，海嘯波受地形效應的影響，波長變短，波高相對增加，於沿岸地區引起10公尺以上的波高。

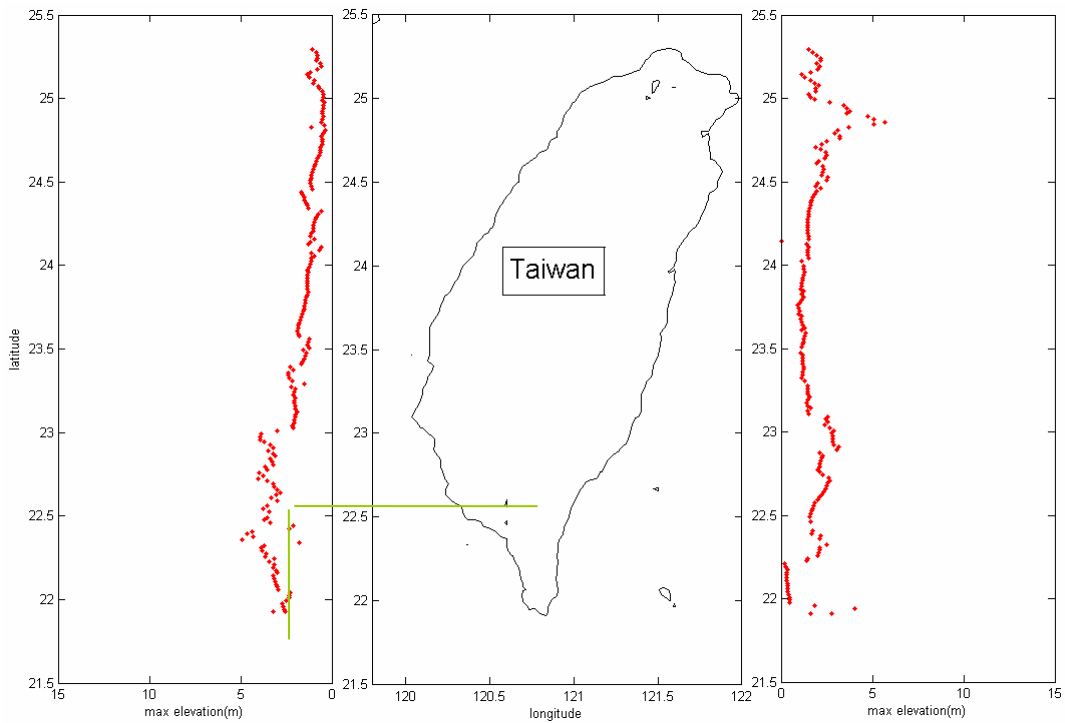


圖4-63: 台灣沿岸最大波高示意圖(990公里的馬尼拉破裂面)



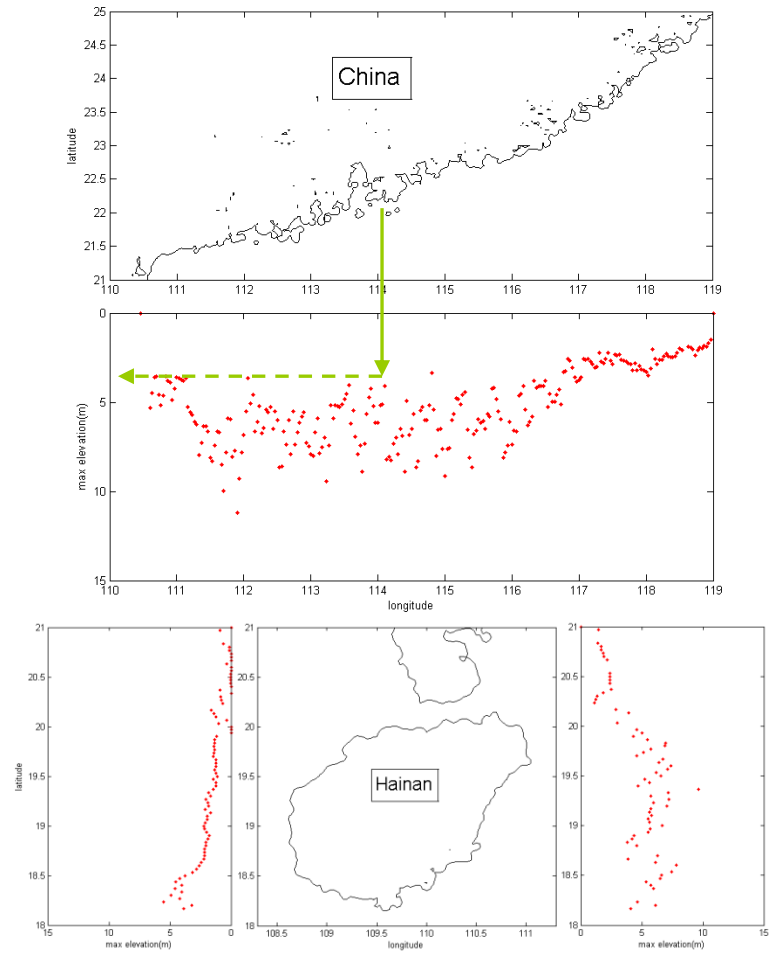


圖 4-64: 中國東南沿岸最大波高示意圖(990 公里的馬尼拉破裂面)

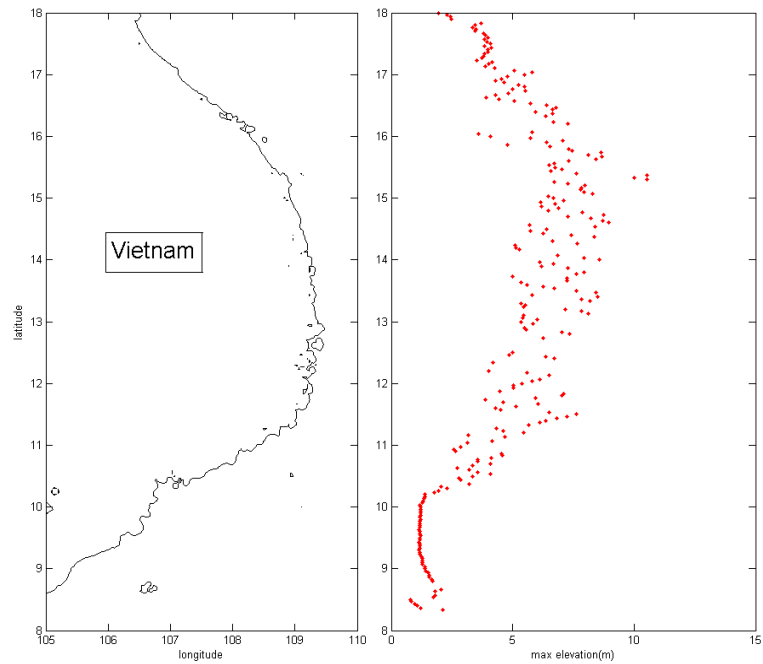


圖 4-65: 越南沿岸最大波高示意圖(990 公里的馬尼拉破裂面)

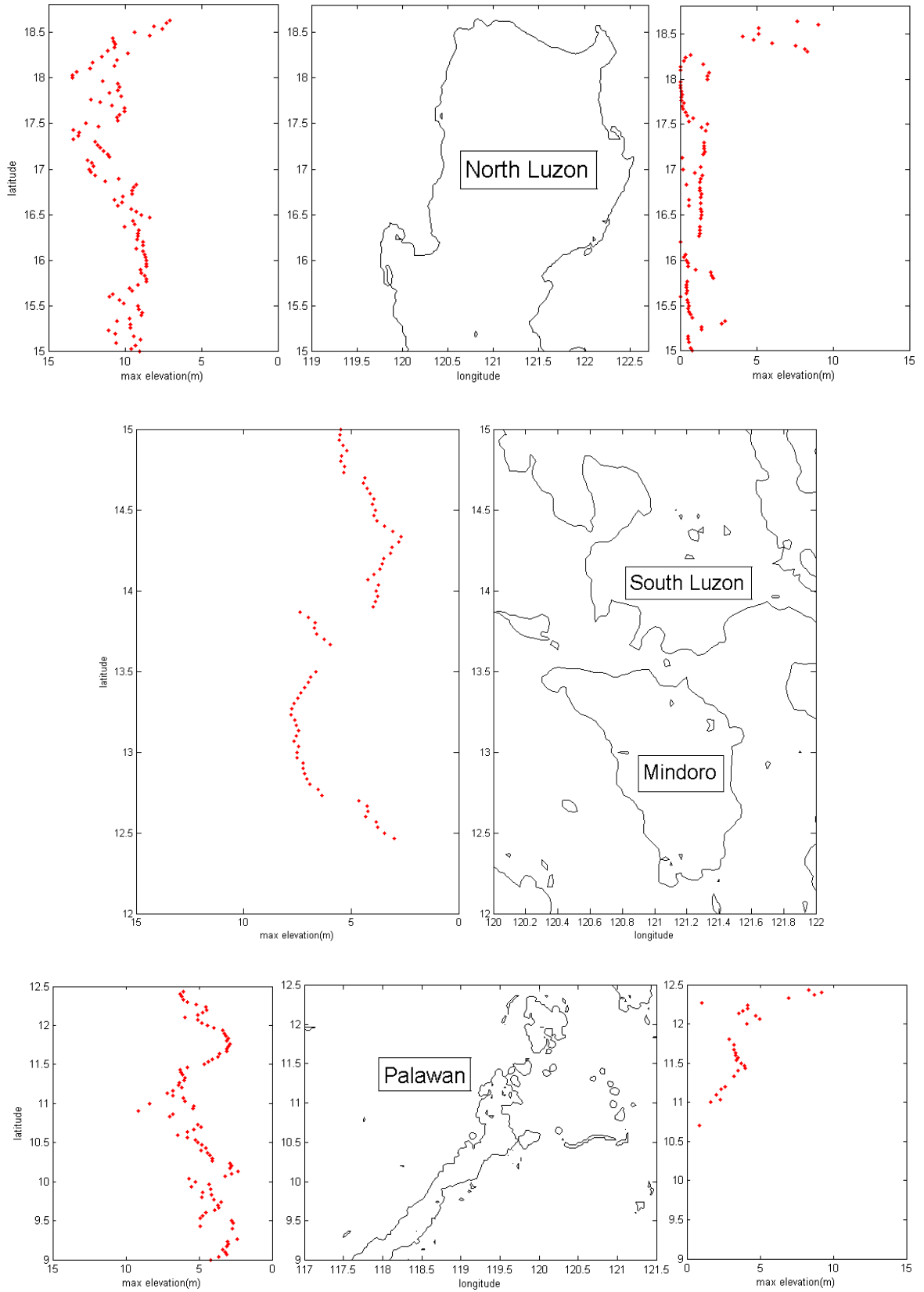


圖 4-66: 呂宋島沿岸最大波高示意圖(990 公里的馬尼拉破裂面)

## 第五章 結論與討論

### 5-1 結論

經過數值模擬與分析，本研究之結果可歸納以下幾項要點：

- 1.和 Kirby (2006)提供的走向參數相比，擷取 Harvard CMT Catalog 地震資料，經由統計得到的走向參數更符合馬尼拉海溝實際的走向。
- 2.利用 Kirby (2006)提供的長度參數與 Papazachos *et al.* (2004)迴歸式，計算出六個破裂面的地震矩規模介於 7.6 至 8.3 之間。而六個破裂面錯動造成之初始波高圖中，以馬尼拉破裂面三造成的初始波高最高(約 1.68 公尺)，以馬尼拉破裂面六造成之初始波高最低(約 0.5 公尺)，其餘破裂面造成之初始波高則約 1 公尺。
- 3.表3-9全長990公里的馬尼拉破裂面之地震參數比較表中顯示:利用過去一百年內三大地震參數與Papazachos *et al.* (2004)迴歸式，推算990公里的馬尼拉破裂面之地震參數結果中，不論是破裂面寬度、平均滑移量或者地震矩規模，彼此都很相近，表示當長度約990公里的破裂面發生錯動時，相對的破裂面寬度可能約200公里，而平均滑移量可能介於18-20公尺之間，產生的地震矩規模則約為9.3，且Papazachos *et al.* (2004)迴歸式可能亦適用於地震矩規模為9.3以上的範圍。
- 4.模擬全長990公里的馬尼拉破裂面時，不論取30、40或50公里做為地震深度，其破裂面錯動造成之初始波高都很相近(初始波高相差不超過0.3公尺)，其模擬結果亦相差不遠。
- 5.馬尼拉破裂面八造成之地震矩規模與全長990公里的馬尼拉破裂面造成之地震矩規模非常接近，其餘地震參數則略小於全長990公里的馬尼拉破裂時之地震參數，因此在各地沿岸造成的波高情況亦略小於990公里的馬尼

拉破裂時造成之沿岸波高約2公尺。而兩者在各地區之海嘯走時情況大致相同，僅有台灣南部地區略有不同，由馬尼拉破裂面八造成之海嘯約30分鐘後侵襲台灣南部地區，而全長990公里的馬尼拉破裂時造成之海嘯則約10至20分鐘後侵襲台灣南部地區。

6.從馬尼拉破裂面一、二、三、四、七、八以及全長990公里的馬尼拉破裂面錯動造成之最大波高分布圖可看出:其海嘯波由發震地點傳播至南中國海時，波高已明顯減少，然而當海嘯波經過中國東南外海與越南外海的大陸斜坡(斜率約為1/40)，再往沿岸方向經過大陸棚(斜率約為1/300)後，因地形淺化效應，海嘯波高明顯增加，其增加比例約為60%，說明中國東南外海與越南外海地區受到地形淺化效應的影響，足以使波高成長60%。

7.從馬尼拉破裂面一、二、三、四、七、八以及全長990公里的馬尼拉破裂面錯動造成之海嘯波在台灣沿岸地區造成的最大波高分布圖中可看出:相對於花蓮地區，海嘯波在宜蘭、蘇澳一帶引起的波高特別高，表示宜蘭、蘇澳一帶的波高同樣受地形淺化效應而增加。

8.從全長990公里的馬尼拉破裂面錯動造成之海嘯波在沿岸地區造成最大波高分布圖中可看出:當全長990公里的馬尼拉海溝破裂時，將在台灣南部地區以及宜蘭蘇澳一帶引起約5公尺的波高，在中國東南沿岸地區(包括香港、澳門、海南島等)以及越南地區將引起10公尺以上的波高，在呂宋島地區將引起約15公尺的波高。

9.從馬尼拉破裂面一、二、三、四、七、八及全長990公里的馬尼拉破裂面錯動造成之海嘯走時結果可看出:海嘯波經過台灣東部時，水深較西部深，海嘯波行進速度較快，約2個小時後，海嘯波繞過整個東部地區進入台灣西北部。此時台灣西部的海嘯波，仍在台灣西南部緩慢行進，約3小時後，經東部越過北部的海嘯波將與經西部的海嘯波會合於台灣中部外海。

10.從全長990公里的馬尼拉破裂面錯動造成之海嘯走時曲線可看出:當馬尼拉海溝全長一起破裂時，造成的海嘯波約20分鐘抵達台灣南部，1個小時抵達台灣中部與東部。而中國東南外海的大陸棚區域較越南外海的大陸棚區域廣，使海嘯波速減緩行進，因此，海嘯波約2個小時抵達越南，3個小時後抵達中國東南沿岸地區。除了菲律賓本島僅有10分鐘與台灣南部僅有20分鐘時間讓沿岸居民進行疏散，其餘沿岸地區都有充分時間進行撤離。

11.以波高超過0.5公尺為標準，總結各地受馬尼拉六個破裂面的影響(表5-1):

表 5-1: 受馬尼拉六個破裂面影響之區域統計結果

地區	對此區造成影響的破裂面
台灣	破裂面一、二、三
菲律賓	破裂面一至六
呂宋島東南地區(Palawan、Mindoro)	破裂面三、四、五、六
中國東南沿岸(Hong Kong、Macao...)	破裂面一、二、三、四
海南島	破裂面三
越南	破裂面三、四

12.海嘯數值模擬結果中，總結馬尼拉六個破裂面在各地的走時與波高情形(表5-2):

表 5-2: 馬尼拉破裂面錯動造成之海嘯在各區域的達時與波高統計

破裂面\區域		台灣	香港澳門	海南島	菲律賓	民多羅	巴拉望	越南
破裂面一	達時	10-20min	3hr	3hr	20min	>4hr	>4hr	4hr
	波高(m)	0.7	0.3	<0.1	0.3	<0.1	<0.1	<0.1
破裂面二	達時	30min	3hr	2hr	10min	1.5hr	1.5hr	3hr
	波高(m)	0.4	0.5	0.2	2.2	<0.1	<0.1	<0.1
破裂面三	達時	1hr	3hr	2hr	10min	30min	1hr	2hr
	波高(m)	0.5	1	0.7	2.7	0.5	0.3	0.7
破裂面四	達時	1.5hr	3hr	2hr	10min	20min	30min	2hr
	波高(m)	0.2	0.3	0.3	1.6	1.4	0.3	0.4
破裂面五	達時	>3hr	4hr	3hr	10min	10min	20min	2hr
	波高(m)	<0.1	<0.1	<0.1	0.2	1	0.4	<0.1
破裂面六	達時	>4hr	>4hr	>4hr	20-30min	<10min	10min	>4hr
	波高(m)	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.6	0.5	<0.1

(min 代表分鐘，hr 代表小時)

## 5-2 討論

在本小節中，將本研究的成果與其他學者探討馬尼拉海嘯的模擬結果以及2004年蘇門答臘海嘯事件相比。

### 5-2-1 馬尼拉海嘯數值模擬結果比較

目前已有許多以馬尼拉海溝為研究區域進行海嘯潛勢分析的相關研究，例如Liu *et al.* (2007)，利用機率分析馬尼拉海溝地震引發的海嘯對中國東南沿海地區與台灣地區的影響。除此之外，2007年在台灣舉辦的南中國海嘯預警與防災防治研討會(South China Sea Tsunami Workshop)中，也有數位研究學者利用不同分析馬尼拉海溝地震參數的方法與海嘯數值模式探討馬尼拉海溝潛在海嘯的危害性。

1. Liu *et al.* (2007)擷取過去30年間發生在馬尼拉海溝附近的地震資料，從地震分布、震源機制解以及馬尼拉海溝的地體構造，分析馬尼拉海溝未來地震引發海嘯後，在各地造成海嘯波高的機率(如表5-3)。表5-3說明汕頭(Shantou)、香港(Hong Kong)、澳門(Macau)與台灣南部地區(Tainan、Kaoxiong、Nanwan)受到海嘯侵襲的機率較高，而相對於其他區域，廈門(Xiamen)、海口(Haikou)、三亞(Sanya)、台東(Taitung)等地區受海嘯侵襲的機率皆很低。本研究之沿岸地區最大波高圖中，同樣也可看出不論是馬尼拉破裂面一至六或全長990公里的馬尼拉破裂面，其錯動造成之海嘯波在汕頭、香港、澳門一帶與台灣南部地區引起的波高皆較高，在廈門、海口、三亞一帶以及台東引起的波高則較低。

除此之外，Liu *et al.* (2007)擷取地震矩規模介於6.5至8.0之間的地震進行模擬，並且指出線性與非線性的模擬結果差別不大(如圖5-1)，認為使用線性淺水波方程進行模擬即可。因此，本研究根據此論點，同樣進行線性與非線性的比較(如圖5-2、圖5-3)。圖5-2為模擬馬尼拉破裂面三錯動造成

表 5-3: 馬尼拉地震引發海嘯侵襲各區域的機率統計表

City	Probability in this century		
	Wave height		Cumulative probability ( $\geq 1$ m (%))
	>2 m (%)	1-2 m (%)	
Shantou	13.34	30.65	43.99
Xiamen	0.00	0.00	0.00
Hong Kong	10.12	17.19	27.31
Macau	10.12	17.19	27.31
Haikou	0.00	0.00	0.00
Sanya	0.00	3.44	3.44
Taitung	0.00	0.00	0.00
Tainan	3.44	17.19	20.63
Kaoxiang	3.44	17.19	20.63
Nanwan	3.44	17.19	20.63

(資料來源: Liu *et al.*, 2007)

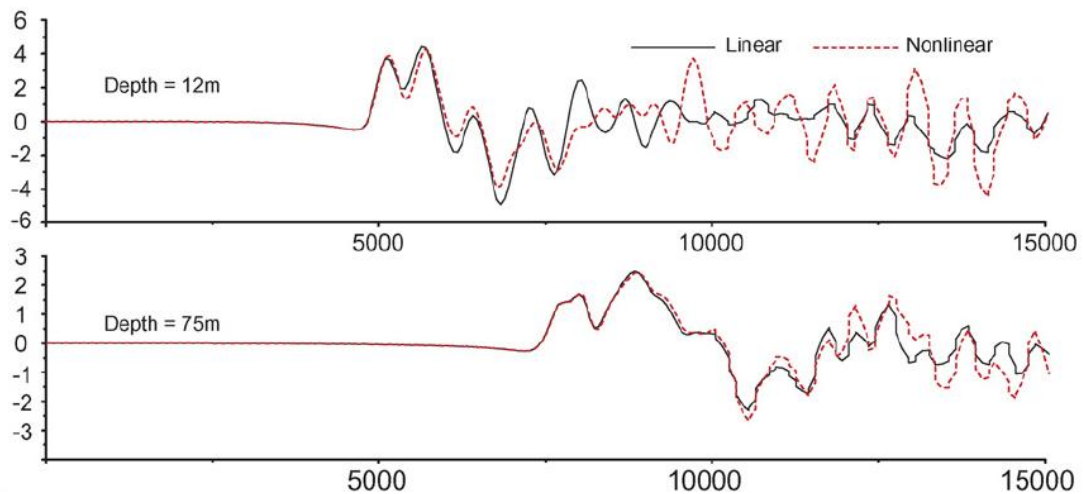


圖 5-1: 線性與非線性淺水波方程模擬結果比較。此比較圖為作者在香港外海地區的模擬結果，黑色實線與紅色虛線分別代表利用線性(linear)與非線性(nonlinear)淺水波方程模擬的結果。Depth 代表模擬地區的水深(橫軸為時間(單位:秒)，縱軸為波高(單位:公尺))。(資料來源: Liu *et al.*, 2007)

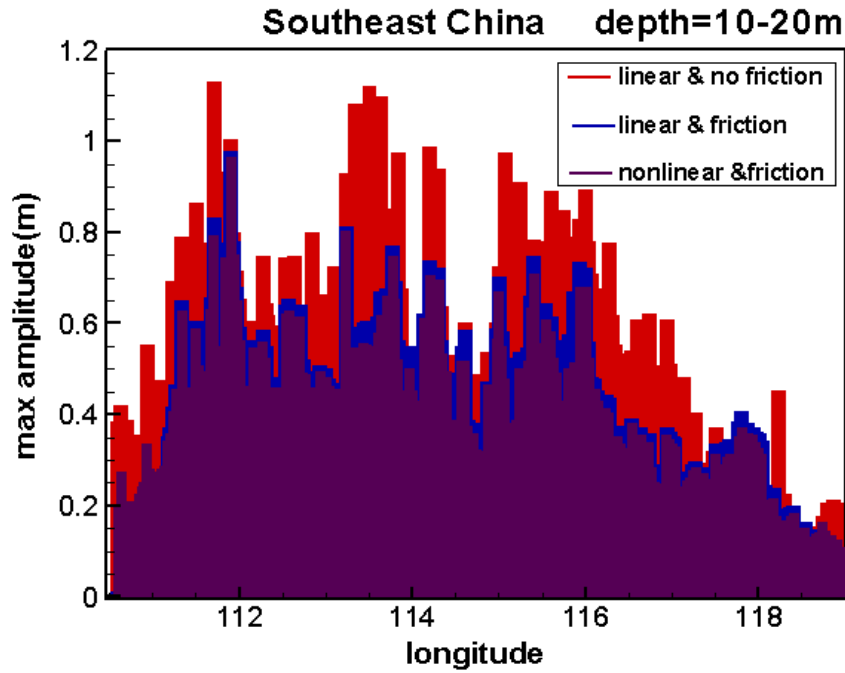


圖 5-2: 使用線性與非線性淺水波方程模擬破裂面三之結果比較。紅色柱狀為線性淺水波方程未加摩擦項的模擬結果，藍色柱狀為非線性淺水波方程加上摩擦項的模擬結果，紫色柱狀為非線性淺水波方程加上摩擦項的模擬結果(橫軸為沿岸地區的經度位置，縱軸為波高)。

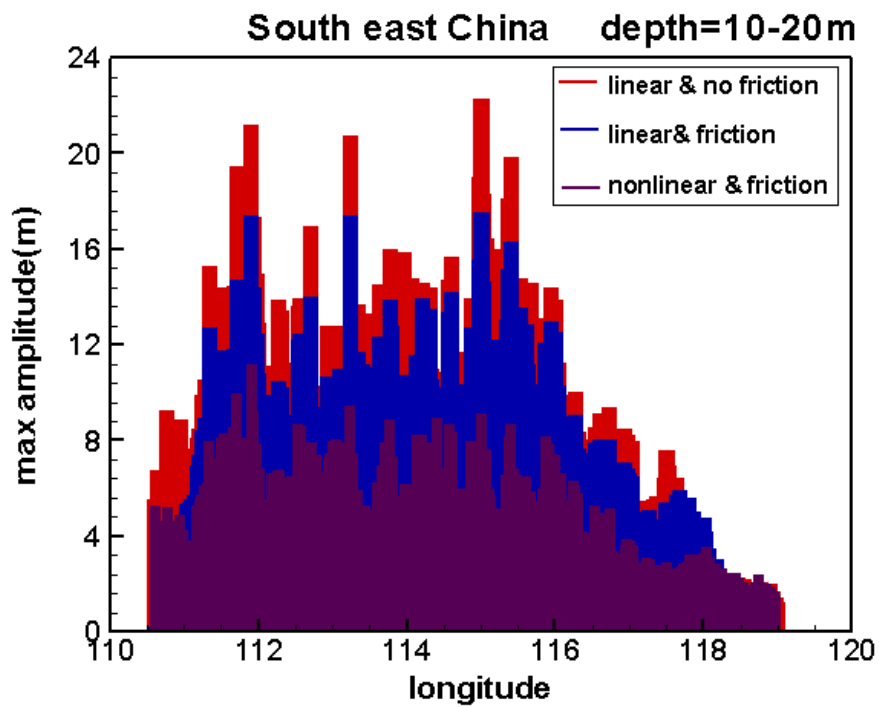


圖 5-3: 使用線性與非線性淺水波方程模擬全長 990 公里的馬尼拉破裂面之結果比較。(橫軸為沿岸地區的經度位置，縱軸為波高值)。



之海嘯波在中國東南沿岸引起的波高結果，圖中可看出使用線性淺水波方程模擬過，摩擦項的存在與否使模擬結果相差近一倍之多，顯示摩擦項必須存在的重要性，故使用線性淺水波方程進行模擬時必須加上摩擦項才符合實際的情況。而加入摩擦項後，使用非線性淺水波方程或線性淺水波方程的模擬結果則相差不遠，結論如同Liu *et al.* (2007)。然而以圖5-3而言，模擬全長990公里的馬尼拉破裂面錯動造成之海嘯波在中國東南沿岸引起的波高結果中，加上摩擦項後，使用線性或非線性淺水波方程進行模擬的結果差別將近一倍，且沿岸地區水深通常小於50公尺，特別是香港、澳門與越南一帶，沿岸的水深大部份都小於20公尺，此時波高(10公尺)相對於水深(20公尺)的比值(0.5以上)已超出線性淺水波方程的理論範圍。

由上述結果可知，當模擬事件與馬尼拉破裂面三錯動造成之海嘯波高的情況相近時，沿岸地區使用線性淺水波方程進行模擬即可，以減少模擬時間。而當模擬事件與全長990公里的馬尼拉破裂面錯動造成的海嘯波高情況相近時，則必須使用非線性淺水波方程模擬近岸地區波高的傳播情形以符合實際的情況。換言之，模擬過程中，必須以水深與波高的比值為依據，選用線性或非線性淺水波方程，以保持模擬結果的合理性與準確度。

2.2007年台灣舉辦的南中國海嘯預警與防災防治研討會中，有數位研究學者利用不同的分析方法與海嘯數值模式探討馬尼拉海溝潛在海嘯的威脅(如表5-4)。從表5-4可看出本研究與各國模擬馬尼拉海溝地震引發海嘯的抵達時間大致上相去不遠，其海嘯波約20分鐘抵達台灣南端，約2個小時後抵達越南、3個小時抵達中國東南沿岸地區。根據最大波高記錄的結果，其海嘯波在菲律賓地區引起的最大波高皆約為10公尺，台灣地區則約為5公尺。此外，本研究與各國模擬出的最大波高分布圖中(圖4-47、5-4、5-5)，波高分布亦非常類似，指出海嘯波進入南中國海時，波高變小，經過中國東南外海與越南外海的淺灘後，海嘯波高又明顯增加。

表 5-4: 本研究與其他學者模擬馬尼拉海溝地震引發海嘯的結果比較

<b>Model name</b>	MOST	MOST	TUNAMI	TUNAMI-N2	TUNAMI-N2	COMCOT
<b>Country</b>	Singapore	Vietnam	Thailand	Singapore	Vietnam	Taiwan
<b>Hypothetic moment magnitude</b>	9.3	9	9	no show	9	9.35
<b>Fault model</b>		Okada	Smylie	Okada or Smylie	Okada	Smylie
<b>Rupture information</b>	L=1000km	L=646km W=101km Depth=27km D=17.5m	L=575km W=145km Depth=25km D=9.5m	Separating the Manila trench into thirteen parts.	L=646km W=101km Depth=24km	L=990km W=200km Depth=40km D=20m
<b>Bathymetry data from</b>			ETOPO2		ETOPO2	ETOPO2
<b>simulation results</b>						
<b>Arrival time</b>	12hr at Singapore	2hr at Vietnam	9hr at Malaysia 12hr in Gulf of Thailand	1hr at southern Taiwan 2hr at Vietnam 3hr at southeast China 12hr at Singapore	20min at southern Taiwan 5hr at Vietnam	20min at southeast of Taiwan 30min-1hr at southern Taiwan 2hr at Vietnam 3hr at China
<b>Maximun water height</b>	less than 1m at Singapore	10m at source region 6-4m at Vietnam	0.65 at Thailand	4 -17m at source region 4 -17m at Vietnam 3-4m at southeast China 2-4m at Taiwan 0.6m at Singapore	8m at source region 3-4m at Vietnam	14-15m at source region 10m at Vietnam 10m at southeast China 5m at Taiwan
<b>Authors and title of presentation</b>	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	

Model name 代表模式的名稱，Country 代表使用此模式作者的國家，Hypothetic moment magnitude 代表模擬時所訂定的地震矩規模，Fault model 為模擬所使用的斷層模式，Fault information 代表模擬所使用的破裂面參數，Arrival time 代表海嘯波抵達的時間，Maximun water height 代表造成的最大波高。(source region 即為呂宋島地區)

※表中使用 COMCOT 的部份即為本研究之模擬結果。

※Authors and title of presentation 於表 5-5 中依序說明。

表 5-5: 以馬尼拉海溝為研究區域之作者名稱與報告題目

<b>Authors</b>	(1) Zhenhua, H., X. Liu, F. Shaw and S. K. Tan	(2) Vu, T. C.	(3) Anat, R.	(4) Pavel, T.	(5) Phung, D. H.
<b>Title of presentation</b>	Modeling wave run-up and inundation in Singapore.	Current tsunami research activities in Vietnam.	Effect of tsunami generated in Manila Trench on the South China Sea and the gulf of Thailand and current research on tsunami in Thailand.	Singapore tsunami warning system.	Numerical simulation of tsunami propagation and runup: Case study on the South China Sea.
<b>From</b>	2007 South China Sea Tsunami Workshop in Taiwan.	2007 South China Sea Tsunami Workshop in Taiwan.	2007 South China Sea Tsunami Workshop in Taiwan.	2007 South China Sea Tsunami Workshop in Taiwan.	2007 South China Sea Tsunami Workshop in Taiwan.

此表格詳述表5-4中以馬尼拉海溝為研究區域之作者的名稱(Authors)以及報告題目(Title of presentation),其來源(From)皆為2007年在台灣所舉辦的南中國海嘯預警與防災防治研討會之報告資料。

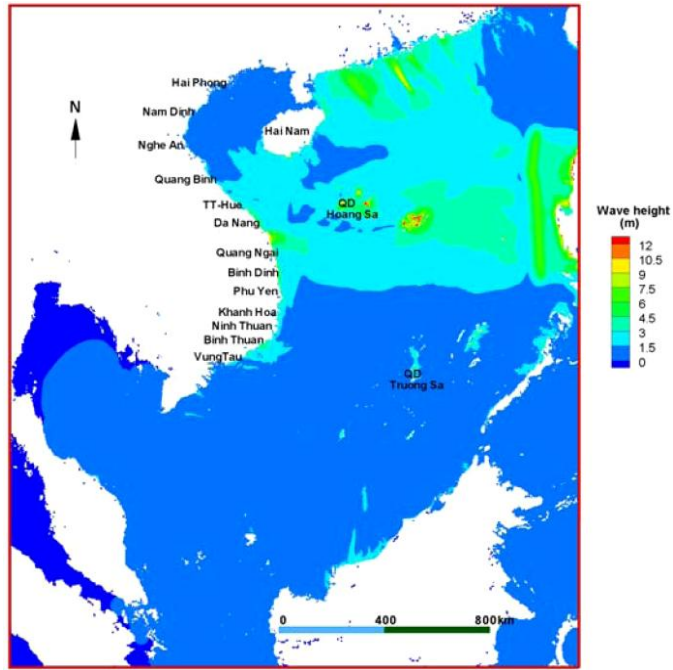


圖 5-4: 馬尼拉海嘯最大波高分布圖。此圖為假設馬尼拉海溝發生地震矩規模 9.0 的地震後，造成之海嘯波高分布。(資料來源:Vu, 2007)

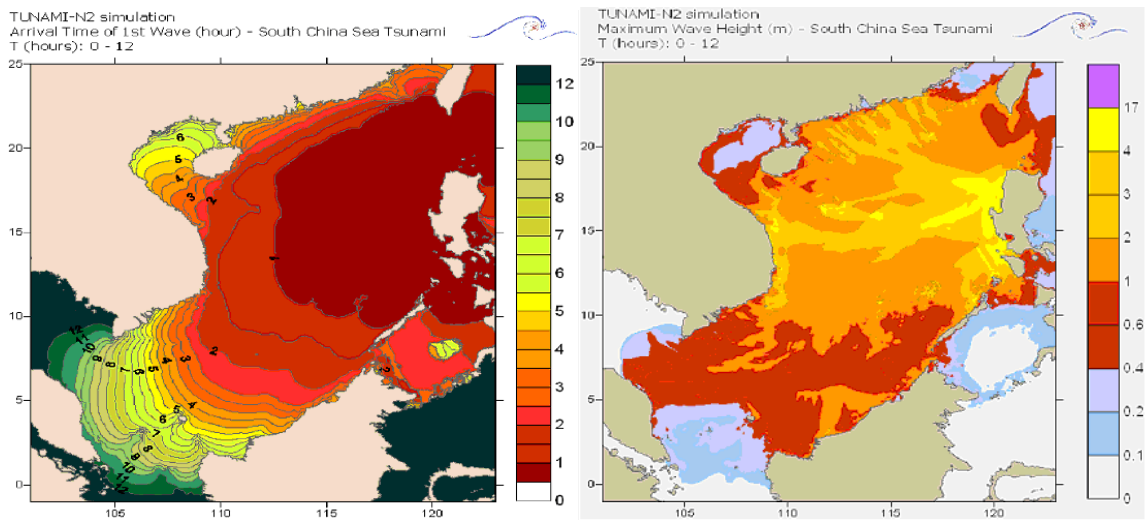


圖 5-5: 馬尼拉海嘯最大波高分布圖。此圖為將馬尼拉分成 13 個斷層後，一次破裂所造成的海嘯波高走時(左圖)與海嘯最大波高分布圖(右圖)。(資料來源:Pavel, 2007)

## 5-2-2 990公里馬尼拉破裂面模擬結果與蘇門答臘海嘯之異同

表5-6為990公里的馬尼拉破裂面與蘇門答臘地震參數的比較表，從表中可看出，除了990公里的馬尼拉破裂面長度略小於蘇門答臘地震的斷層長度之外，其餘參數都很相近，因此，本研究於此節中比較兩者之異同。

根據研究資料指出，蘇門答臘海嘯之海嘯波約3至3.5個小時後於馬爾地夫兩處潮位站(Male、Gan)觀測到海嘯波高(Wang and Liu, 2006)，約7個小時後於Mascarene Islands觀測到海嘯波高(Hebert *et al.*, 2007)，而USGS公布的海嘯走時模擬結果(圖5-6)極符合觀測站的資料，因此，本研究利用USGS公布的海嘯走時與990公里的馬尼拉破裂面錯動造成之海嘯走時進行比較，除此之外，亦利用蘇門答臘海嘯於各地觀測到的波高資料(NOAA)與990公里的馬尼拉破裂面錯動造成之海嘯於各地的波高資料進行比對，結果如下：

- 1.以蘇門答臘海嘯事件而言，由發震地點至斯里蘭卡(Sri Lanka)與印度(India)的距離約跨越經度10度，其間海底水深約為4至5公里，其海嘯波耗時2小時後抵達，此距離與990公里的馬尼拉破裂面之位置至越南的距離相同，所經南中國海水深大約亦3至4公里，而990公里的馬尼拉破裂面錯動造成之海嘯波亦耗時2小時後抵達越南。
- 2.根據研究指出，蘇門答臘的海嘯事件於斯里蘭卡造成約11公尺的波高，於印度造成9.5公尺的波高記錄(NOAA)，而本研究模擬990公里的馬尼拉破裂面之結果顯示其海嘯波亦在越南造成約10公尺的波高。

表5-6: 990公里的馬尼拉破裂面與蘇門答臘地震參數比較

地震名稱	規模	長度(km)	寬度(km)	滑移量(m)	深度(km)
990 公里馬尼拉破裂面	9.35	990	200	20	40
蘇門答臘地震	9	1300	200	20	28.6

(資料來源: USGS ; Jiang *et al.*, 2005)

由以上兩點可看出，兩個破裂面參數相近的地震所引發的海嘯其傳播速度大致相同，在沿岸地區造成的波高也很接近，不同的是南中國海地區的海域面積約35萬平方公里，而印度洋的總面積約7500萬平方公里，兩者面積相差200倍之多，因此，當印度洋發生海嘯事件時，其海嘯能量可不斷往廣闊的深海地區傳遞，然而當南中國海發生海嘯事件時，封閉又狹小的海盆地形可能將導致海嘯能量集中，並且在南中國海上餘波蕩漾。因此，南中國海域上，若引發類似990公里的馬尼拉破裂面錯動造成之海嘯事件，則南中國海環海諸國都將受到海嘯波嚴重侵襲。

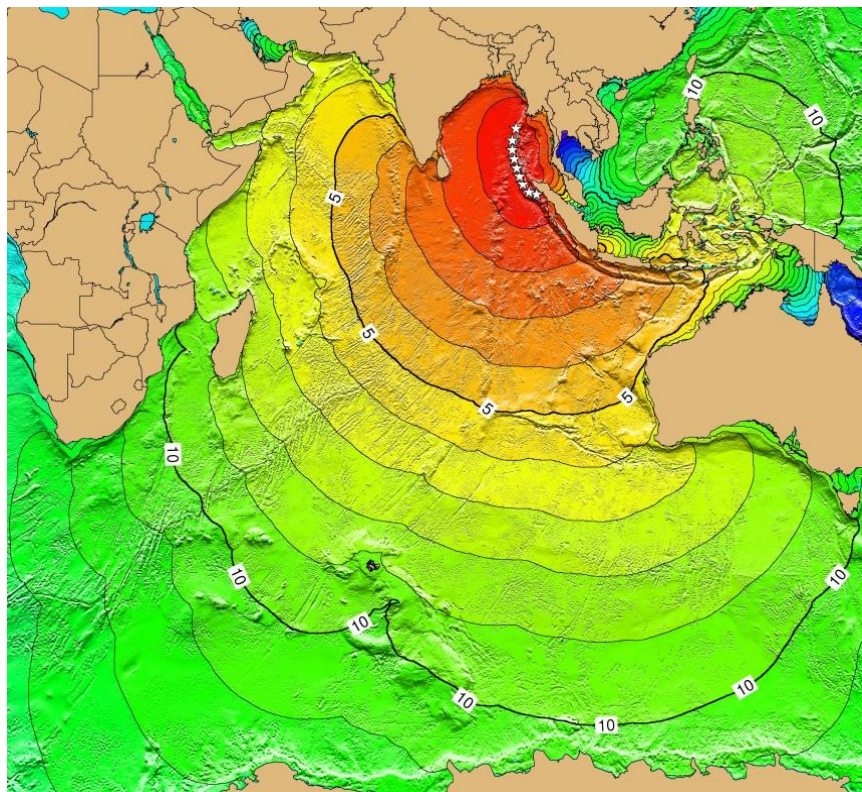


圖 5-6: 蘇門答臘海嘯走時。白色星號為震央位置，數字代表蘇門答臘海嘯波走時的小時數。(資料來源:USGS)

## 参考文献

- [1] Berninghausen, W. H., 1969, Tsunamis and seismic seiches of South-east Asia, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **59**, 289-297.
- [2] Cardwell, R. K., B. L. Isacks and D. E. Karig, 1980, The spatial distribution of earthquakes, focal mechanism solutions, and subducted lithosphere in the Philippine and northeastern Indonesian islands, in *The Tectonic and Geologic Evolution of South-east Asian Seas and Islands*, *Geophys. Monogr. Ser.*, **23**, edited by D. E. Hayes, p. 1-35, AGU, Washington, D. C..
- [3] Catalog of Tsunamis in the Pacific Ocean and for the Catalog of Tsunamis in the Hawaiian Islands. *World Data Center A-Tsunami U.S. Dept. of Commerce Environmental Science Service Administration Coast and Geodetic Survey, May 1969.*
- [4] Cisternas, M., B. F. Atwater, F. Torrejón, Y. Sawai, G. Machuca, M. Lagos, A. Eipert, C. Youlton, I. Salgado, T. Kamataki, M. Shishikura, C. P. Rajendran, J. K. Malik, Y. Rizal and M. Husni, 2005, Predecessors to the giant 1960 Chile earthquake, *Nature*, **437**, 404-407.
- [5] Cox, D. C., 1970, Discussion of "Tsunami and seismic seiches of South-east Asia" by William H. Berninghausen, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **60**, 281-287.
- [6] Edison, G., L. F. Liu, H. T. Michelle, V. V. Titov and Z. Hongqiang, 2007, Sensitivity Analysis of Source Parameters for Earthquake-Generated Distant Tsunamis, *J. Waterway, Port, Coastal, Ocean Eng.*, **6**, 429-441.
- [7] Fukao, Y., 1979, Tsunami earthquakes and subduction processes Near deep-sea trenches, *J. Geophys. Res.*, **84**, 2303-2314.
- [8] Geller, R. J., 1976, Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **66**, 1501-1523.
- [9] Hamamatsu, O., 1966, Outlines of disastrous or tsunamis earthquakes



- occurred during 1948-1963 in the world, *Quarterly Journal of Speech*, **30**.
- [10] Hamburger, M. W., R. K. Cardwell and B. L. Isacks, 1983, Seismotectonics of the northern Philippine island arc, *The Tectonic and Geologic Evolution of Southeast Asian Seas and Islands: Part 2, Geophys. Monogr. Ser.*, **27**, edited by D. E. Hayes, p. 1-22, AGU, Washington, D. C..
- [11] Hayes, D. E. and S. D. Lewis, 1984, A geophysical study of the Manila Trench, Luzon, Philippines 1. Crustal structure, gravity, and regional tectonic evolution, *J. Geophys. Res.*, **89**, 9171-9195.
- [12] Hebert, H., A. Sladen and F. Schindele, 2007, Numerical modeling of the great 2004 Indian Ocean tsunami: Focus on the Mascarene Islands, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **97**, S208-S222.
- [13] Heck, N. H., 1947, List of seismic sea waves, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **37**, 269-286.
- [14] Ichinose, G., P. Somerville, H. K. Thio, R. Graves and D. O'Connell, 2007, Rupture process of the 1964 Prince William Sound, Alaska, earthquake from the combined inversion of seismic, tsunami, and geodetic data, *J. Geophys. Res.*, **112**, B07306.
- [15] Iida, K., D. C. Cox and G. Pararas-Carayannis, 1967, Preliminary catalog of tsunamis occurring in the Pacific Ocean, *Hawaii Inst. Geophys., Univ. Hawaii, Data rep.* N 5.
- [16] Imamura, F., 2006, Tsunami modeling manual, *School of Civil Eng., DCRC, Tohoku Univ.*
- [17] Jiang, C. S. and Z. L. Wu, 2005, The December 26, 2004, off the west coast of northern Sumatra, Indonesia, Mw=9.0, earthquake and the critical-point-like model of earthquake preparation, *ACTA Seismologica Sinica*, **18**, 290-296.
- [18] Johnson, J. M., K. Satake, S. R. Holdahl and J. Sauber, 1996, The 1964 Prince William Sound earthquake: Joint inversion of tsunami and geodetic data, *J. Geophys. Res.*, **101**, 523-532.



- [19] Keimatsu, M., 1963, On the historical tidal waves in China (in Japanese), *Zishin*, **16**.
- [20] Kirby, S., 2006, Tsunami Source Characterization for Western Pacific Subduction Zones, *2006 USGS Tsunami Source Working Group*.
- [21] Lee, B. Y., 1988, International Tsunami Seminar in the Western Pacific Region, Tokyo. *Report by Hong Kong*.
- [22] Lima, V. V., J. M. Miranda, M. A. Baptista, J. Catalao, M. Gonzalez and P. M. M. Soares, 2008. Spatial distribution of tsunami height and the extent inundation along the southeastern Iberian coast for the 1755 event, *Geophys. Res.*, **10**, EGU2008-A-00822.
- [23] Liu, P. L.-F., Y. S. Cho, S. B. Yoon and S. N. Seo, 1994, Numerical simulations of the 1960 Chilean tsunami propagation and inundation at Hilo, Hawaii, in *Recent development in tsunami research*, edited by M. I. El-Sabh, Kluwer Academic, Dordrecht, The Netherlands, 99-115.
- [24] Liu, P. L.-F., S. B. Woo and Y. S. Cho, 1998, Computer programs for tsunami propagation and inundation, *Cornell University*.
- [25] Liu, Y., S. Angela, M. W. Shuo, S. Yaolin, L. Hailing and A. Y. David, 2007, Tsunami hazards along Chinese coast from potential earthquakes in South China Sea, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **163**, 233–244
- [26] Ludwig, W. J., D. E. Hayes and J. I. Ewing, 1967, The Manila Trench and West Luzon Trough—I. Bathymetry and sediment distribution, *Deep-Sea Res.*, **14**, 533-544.
- [27] Mansinha, L. and D. E. Smylie, 1971, The displacement fields of inclined faults, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **61**, 1433-1440.
- [28] Murphy, L. M. and W. K. Cloud, 1951, Tidal disturbances of Seismic origin, *United States Earthquakes*, N 762.
- [29] Neumann, F., 1934, *United States Earthquakes*, N 593.
- [30] Okada, Y., 1986, Surface deformation due to shear and tensile faults in a halfspace, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **75**, 1135-1154.

- [31] Papazachos, C. B., E. M. Scordilis, D. G. Panagiotopoulos and G. F. Karakaisis, 2004, Global relations between seismic fault parameters and moment magnitude of earthquakes, *Bulletin Of the Geological Society of Greece*, **25**, 1482–1489.
- [32] Papazachos, C. B., G. F. Karakaisis and E. M. Scordilis, 2006, Perspectives for earthquake prediction in the Mediterranean and contribution of geological observations, *Geophysical Society, London, Special Publications*, **260**, 689-707
- [33] Repetti, W. C., 1934, The China Sea earthquake of February 14, 1934, *Seismological Bulletin, Manila Central Observatory*, 22-29.
- [34] Sibuet, J. C., S. K. Hsu, 2004, How was Taiwan created? *Tectonophysics*, 397, 159-181.
- [35] Soloviev, S. L. and Ch. N. Go, 1984, Catalog Tsunamis on the Western Shore of the Pacific Ocean. *Canada Inst. for Scientific and Technical Information, National Research Council Ottawa, Ontario, Canada KIA OS2*.
- [36] Subarya C, M. Chlieh, L. Prawirodirdjo, J. P. Avouac, Y. Bock, K. Sieh, A. J. Meltzner, D. H. Natawidjaja and R. McCaffrey, 2006, Plate-boundary deformation associated with the great Sumatra–Andaman earthquake, *Nature*, **440**, 46-51.
- [37] Titov V. V. and F. I. Gonzalez, 1997, Implementation and testing of the method of splitting tsunami (MOST) model, *NOAA/Pacific Marine Environmental Laboratory*.
- [38] USGS Tsunami Sources Workshop 2006: Great earthquake tsunami sources: Empiricism & Beyond, April 21-22, 2006.
- [39] Wang, X. and P.L.-F. Liu, 2005, Preliminary simulation of 1986 & 2002 Taiwan Hualien Tsunami, *Cornell University*.
- [40] Wang, X. and P.L.-F. Liu, 2006, An analysis of 2004 Sumatra earthquake fault plane mechanisms and Indian Ocean tsunami, *J. Hydraulic Eng.*, **44**,

147-154.

- [41] Wang, X. and P.L.-F. Liu, 2006, Tsunami Hazard and Forecast Study in South China Sea, *School of Civil & Environmental Engineering, Cornell University*.
- [42] Wells, D. L. and K. J. Coppersmith, 1994, New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **84**, 974-1002.
- [43] Yang, H. T., 1987, Tsunami and Pacific tsunami warning system (Hai xiao ji tai ping yang hai xiao jing bao xi tong), *Marine Forecasts*, 68-76 (in Chinese).
- [44] Yang, T. F., T. Lee, C. H. Chen, S. N. Cheng, U. Knittel, R. S. Punongbayan and A. R. Padas, 1996, A double island arc between Taiwan and Luzon: consequence of ridge subduction, *Tectonophysics*, **258**, 85-101.
- [45] 古佳艷，2004，台灣至呂宋島間馬尼拉海溝的震測研究：從正常隱沒到初期碰撞抬昇的上部地殼構造，國立中央大學地球物理研究所碩士論文。
- [46] 李善邦，1981，中國地震：中國歷史海嘯記載一覽表，地震出版社。
- [47] 李孟芬，1996，台灣地區地震海嘯之可能性研究，國立中央大學地球物理研究所碩士論文。
- [48] 何春蓀，1982，台灣地體構造演變：台灣地體構造說明書，經濟部出版，126 頁。
- [49] 馬國鳳，2006，從南亞海嘯談起，*科學發展* 2006 年 1 月 第 397 期。
- [50] 徐 泓，1983，清代臺灣天然災害史料彙編，行政院國家科學委員會防災科技研究報告 72-01 號。
- [51] 許明光、李起彤，1996，台灣及其鄰近地區之海嘯，*台灣海洋學刊*，第 3 期第 1 號，1-16 頁

- [52] 陳韻如，2008，2006年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。
- [53] 黃永德、陳營華，2006，影響中國東南沿岸的海嘯，第二屆港澳地震科技研討會，中國，澳門。
- [54] 鄭世楠、葉永田，1989，西元1604年至1988年台灣地區地震目錄，國科會。
- [55] 鄧屬予，2002，板塊間看台灣地震，科學發展，第350期，頁12-19。