

行政院原子能委員會
委託研究計畫研究報告

海嘯浪高波傳機率模型之建置研究
Development of a Probability Model on the Propagation of Tsunami
Waves

計畫編號：1052001INER026

受委託機關(構)：財團法人成大研究發展基金會

計畫主持人：蕭士俊 教授

聯絡電話：(06) 275-7575 #63262

E-mail address：schsiao@mail.ncku.edu.tw

核研所聯絡人員：王宜人

報告日期：105 年 12 月 15 日

目錄

目錄.....	I
中文摘要.....	1
ABSTRACT.....	2
壹、計畫緣起與目的.....	3
一、計畫緣起與目的.....	3
二、研究項目和內容.....	4
貳、研究方法與過程.....	5
一、海嘯概述.....	5
(一) 海嘯之生成、傳播與破壞.....	5
(二) 台灣海嘯記錄.....	7
二、機率式海嘯危害度分析模型.....	12
(一) 簡介.....	12
(二) 文獻回顧.....	12
(三) 機率計算與不確定性分析.....	14
(四) 機率式海嘯分析方法(PTHA)計算流程.....	19
(五) 海嘯危害度之應用.....	22

(六) 其他海嘯源或災害源之評估	25
三、機率式海嘯危害度之潮汐效應	51
(一) 高斯方法	51
(二) 時間週期方法與型態方法	54
(三) 考量地震與潮位之總體超越機率	68
四、數值模式	71
(一) 統御方程式	73
(二) 有限差分法	74
(三) 巢狀網格系統	75
(四) 移動邊界	75
(五) 海嘯波之生成	77
(六) 靜態潮位模式	79
五、潮位資料分析	81
(一) 調和分析	85
(二) 颱風暴潮偏差解析	92
參、主要發現與結論.....	96
一、機率式海嘯危害度分析模型	96
(一) 偶然不確定性	96
(二) 認知不確定性	108

(三) 海嘯危害度分析結果.....	119
二、機率式海嘯危害度之潮汐效應：以核三廠為例.....	126
(一) 高斯方法.....	126
(二) 時間週期方法.....	127
(三) 型態方法.....	137
(四) 機率等高線地圖.....	139
三、結論與建議.....	146
肆、參考文獻.....	149
附錄 A 潮位模式與測試.....	153
附錄 B 馬尼拉海溝 12 組斷層之編號、破裂位置和走向角...	157
附錄 C 馬尼海溝 50 組情境地震設定.....	158

中文摘要

2011 年日本東北發生之海嘯災害，使得沿海核電廠之安全性受到重視。台灣位於板塊交界處且四面環海，倘若鄰近海域發生海嘯，可能會威脅到核電廠的安全。為建立由海嘯源之波高到核能發電廠(核三廠)的機率式海嘯浪高波傳模型之研究，本計畫期程三年，以馬尼拉海溝錯動時可能引發之海嘯，對海嘯波傳遞至核三廠之波高進行研究，建立台灣核三廠之海嘯波波高機率模型，未來可作為核能電廠防範海嘯災害規劃時之參考資訊。本報告為三年期計畫的最後一年，延續前兩年建立之機率式海嘯危害度分析方法，進行核三廠區所需之海嘯模擬，同時建立考量潮位不確定性的方式。

關鍵字：海嘯、數值模擬、核電廠、機率式海嘯危害度分析模型、潮位偶然不確定性

Abstract

On March 11th 2011, a seaquake-induced tsunami invaded the northeast coast of Japan. The potential threat of the nearshore nuclear power plant (NPP) under tsunami attack has therefore been noted. Taiwan is an island located in the subduction zones around the Pacific Ocean rim, so it is of importance to understand how the tsunami will affect the NPPs close to the shoreline due to its potential threat. Consequently, a research project for three-year duration is presented in order to establish a probability model on predicting the propagation and inundation of possible seaquake-induced tsunami to the nearshore NPPs in Taiwan. The possible tsunami events are simulated numerically based on the fault movements of the Manila trench. The foci are mainly paid on evaluating the influence in term of wave height of tsunami wave propagating to the Maanshan NPP. This report is the last year of the three-year project. The last year project is devoted to simulating comprehensive tsunami scenarios for Maanshan NPP. Furthermore, the methodology of incorporating the uncertainties of the tide level into PTHA has been established and been utilized to Maanshan NPP.

Keywords: Tsunami, Numerical simulation, Nuclear power plant, Probabilistic tsunami hazard assessment, Tidal uncertainty

壹、計畫緣起與目的

一、計畫緣起與目的

台灣四面環海且位於板塊交界處，在東北方以及西南方分別有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」和歐亞大陸板塊隱沒至菲律賓海板塊下方而形成的「馬尼拉海溝」。因此，台灣可能受到斷層破裂所引致海嘯的襲擊機率相對高於其他國家。2011 年發生在日本東部海域地震矩規模高達 9.0 的大地震所引發的大規模海嘯，對日本本島東北部沿岸地區造成極大的傷亡。更嚴重的是海嘯帶來的海水溢淹，破壞了日本福島核電廠的設備，進一步導致輻射外洩。現今的研究中，針對台灣核能電廠的海嘯潛勢分析已逐步成熟，但卻較少將海嘯波高以機率和統計的方式呈現。海嘯波高機率模型之建立有助於決策者進行防災的規劃和籌備，對核電廠在防災規劃上有其存在的價值。

本研究以建立由馬尼拉海溝錯動，可能引發之海嘯波傳遞至第三核能發電廠為標的，建立專屬的機率式海嘯波高模型。本計畫期程三年，前兩年主要著重於海溝型海嘯的機率式危害度方法之建置(103 年)，以及執行量化模式偶然不確定性之數值模擬計算(104 年)。本年度除了完成考量認知不確定性所需之 50 組海嘯模擬外，更進一步建立計算潮汐不確定

性的方法。

二、研究項目和內容

(一) 分析方法及資料蒐集

蒐集機率式海嘯危害度模型之相關文獻中，考量潮汐影響性的方法(例如：高斯方法、時間週期方法和型態方法)。

蒐集機率式海嘯危害度模型應用於核電廠時(例如：PG&E (2010) [20]的報告)，不同海嘯源(例如：地震、海底崩移、暴潮、潮汐)之評估方法。

(二) 海嘯模擬計算

模擬馬尼拉海溝邏輯樹狀圖中，以震源尺度公式(Wells and Coppersmith, 1994 [27])架構下的 50 組情境海嘯。

(三) 建立考量潮汐影響性的機率式海嘯危害度之方法

依據蒐集到之潮汐效應計算方法，以核三廠為標的，計算潮汐效應之海嘯危害度。

貳、研究方法與過程

一、海嘯概述

(一) 海嘯之生成、傳播與破壞

海嘯的英文在國際上稱為 "tsunami"，而 tsunami 這個單字是來自於日文，譯為津波，津具有海港的意思，波是指波浪，而津波則代表在港口裡形成的大浪。海嘯是一種能量集中的重力長波，具有較長的週期和波長，波長可達數十至數百公里，週期則介於數十至數百分鐘之間。因為能量集中的關係，在其撞擊海岸結構物或海港時，會引起海水面巨大的震盪，造成結構物的損壞。一般而言，海嘯多半起因於海底的地震，這是由於海洋底部大規模的板塊隆起和突降會引起大量的水體擾動，進而形成海水的波動。但值得注意的是，地震不一定會引發海嘯。海嘯的成因又大致可分為以下三種：

1. 板塊之間的斷層錯動而引發的地震

海底斷層錯動引發的地震是造成海嘯最為常見的一種。大部分的地震是由兩個板塊擠壓而成，但不一定每次地震都會造成海嘯。如先前所述，必須要一個板塊急速的上升，另一個急速的下降，而大量的推動海

水，造成水體劇烈震盪，進而引發海嘯。

2. 海底火山爆發或海底山崩

海底火山爆發或海底山崩而引發的海嘯比起斷層錯動來的少見。然而，若是海底火山爆發噴出大量的岩漿，推擠、擾動海水也同樣會造成海嘯。

3. 陸地上大規模的土石崩落入海或巨大隕石落入海洋

大規模的土石（冰塊）崩落入海或巨大隕石落入海洋，傳遞大量的能量進入海洋，造成大量的海水擾動，進而引發海嘯傳遞至四周。

綜合上述，海嘯可由海底地震、火山爆發，陸地或海底大規模坍塌引起海面水位突然變化，隨即受到重力作用而以波動形態向外傳播所產生的重力長波。在傳播過程中可能因能量集中使水位升高，甚至沿著斜坡淺灘向岸推移，而造成極大的破壞(圖 1)。

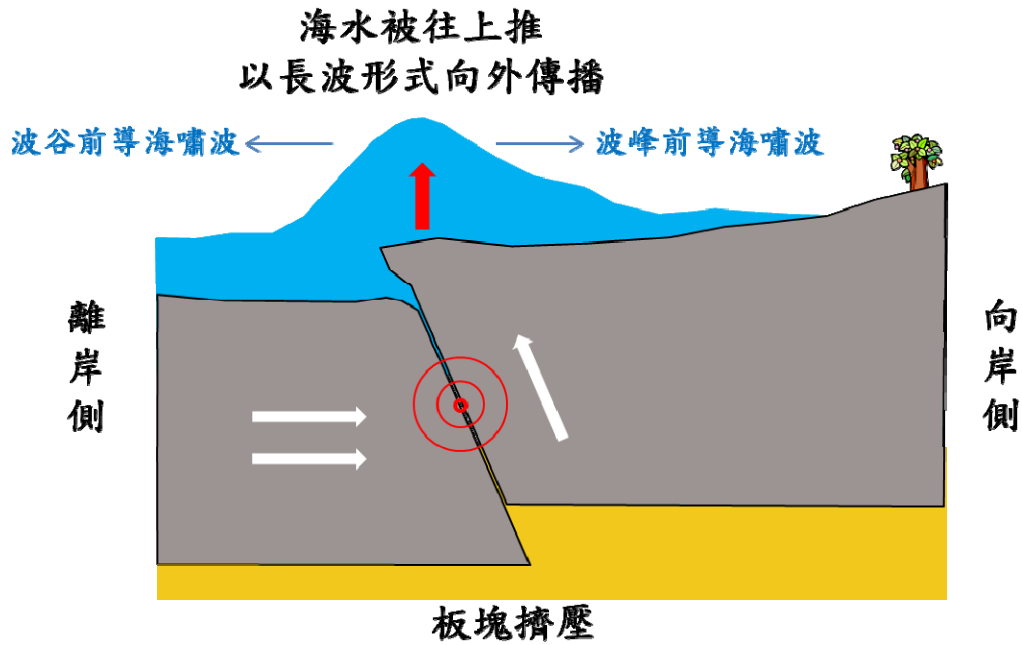


圖 1 海底地震引發海嘯生成示意圖

(二) 台灣海嘯記錄

依據歷史文獻記載，台灣自西元 1661 至 1867 年間，疑似海嘯紀錄就有高達六次之多，次數相當頻繁。由此可發現，台灣是海嘯發生的危險區域，因此事先建立完善的海嘯預警系統，對於減輕海嘯對台灣的災害影響是相當重要。以下為海嘯侵襲台灣的歷史資料：

1. 1661 年 1 月 8 日於安平

包澄瀾 (1991) [31]引述楊華庭 (1987) [36]之「中國海嘯歷史年表」。此日，發生地震的震級為 6.4，震央為東經 120.1°、北緯 23.0° (台南)。災情記述為「台灣安平大海嘯。海潮至，淹廬舍無算」；另外鄭世楠和葉

永田 (1989) [37]關於此次地震之記述為「地裂，餘震達六週，房倒 23」。另外，德人海卜脫 (Herport) 著旅行記稱：「1661 年 1 月某日晨 6 時開始地震，約歷 30 分，居民均以為地將裂開。安平房屋倒塌 23 棟，海地 (今安平) 城破裂多處。大震之後仍不斷有輕微地震，使人如置身舟中，約 3 小時，無一人能站穩。其時適有 3 船入港，在水中亦激烈震動，一若即將覆沒者。此次地震中，有一事最可驚奇，即海水曾被捲入空中，其狀如雲。此次地震，無論海中，在陸上，人身均能感覺，共歷 6 星期。」

2. 1721 年 1 月 5 日於台南

王必昌，重修台灣縣志「雜誌·祥異」：「12 月庚子 (1721 年 1 月 5 日)，又震，凡震十餘日，日震數次，房屋傾倒，壓死居民。」。明清史料戊編載朱一貴供詞有云：「因地震，海水冷漲，眾百姓合夥謝神唱戲。」。由上述的「因地震，海水冷漲」看來，海水上漲可能與地震有關，有地震海嘯的可能。

3. 1754 年 4 月於淡水

包澄瀾 (1991) [31]引述楊華庭 (1987) [36]之「中國海嘯歷史年表」。災情記述只提及「許多房屋被海嘯破壞」，並無其他詳細災情之描述。

4. 1781 年 4-5 月於高雄

包澄瀾 (1991) [31]引述楊華庭 (1987) [36]之「中國海嘯歷史年表」。

5 月 22 日，台灣地震，災情記述為「台灣海峽地震海嘯持續 1-8 小時，共死 5 萬多人」；另外日本海嘯歷史學家鳥羽德太郎也提及「台灣海峽海嘯。海水暴吼如雷，水漲持續 1 至 8 小時。海嘯吞沒村庄，無數人民在海嘯中喪生」；此次海嘯前蘇聯科學院通訊院士 Soloviev 和 Go 也根據 1952 年來自荷蘭及英國的資料「影響所及台灣全島的地震，且伴隨橫掃台灣西南沿海的海嘯，造成了巨大的破壞。幾乎全島海水溢 120 公里。地動與海嘯持續達 8 小時。該島的三個重鎮和二十餘個村莊，先是被地震破壞，隨後又為海嘯浸吞。海水退去後，在那些原是建築物的地方，充其量只剩下一堆瓦礫。幾乎無一人生還。40,000 多居民喪生。無數船沉沒或被毀……。安平鎮（即蘭遮）及赤崁城堡（台南市赤崁樓舊址）連同其坐落的山包均被沖跑了」。

5. 1792 年 8 月 9 日於彰化

包澄瀾 (1991) [31]引述楊華庭 (1987) [36]之「中國海嘯歷史年表」。

此日，發生地震的震級為 6.75，震央為東經 121.7°、北緯 23.6°。徐泓 (1983) [33]引述「台灣采訪冊」「祥異，地震」中災情記述為「……郡城地震，西定坊新街折一亭，隕一命。次日，聞嘉城地大震，店屋、民房倒壞，

而繼之以火。一城惶恐無措，民房燒損過半，死者百餘人。壬子，將赴鄉闈，時六月望，泊舟鹿耳門，船常搖蕩，不為異也。忽無風，水湧起數丈，舟人曰：『地震甚。』又在大洋中亦然，茫茫黑海，搖搖巨舟，亦知地震，洵可異也。……」。

6. 1866 年 12 月 16 日於高雄

徐泓 (1983) [33]引述 Alvarez 著 Formosa 書中提及「晨 8 時 20 分，發生地震，約歷一分鐘，樹林、房舍及港中船隻，無不震動，河水陡落三尺，忽又上升，似將發生水災」。

7. 1867 年 12 月 18 日於基隆

包澄瀾 (1991) [31]引述楊華庭 (1987) [36]之「中國海嘯歷史年表」[1]。此日，發生地震的震級為 7，震央為東經 121.7°、北緯 25.5°。災情記述為「台灣北部地震，是日有 15 次連續地震，基隆（雞籠頭，金包里）沿海山傾，地裂，全島震動，基隆全市房屋倒壞，死者數百人，基隆港海水向外海流出，港內海底露出，瞬間巨浪捲進，船隻被沖上市內，釀成重大災害，處處發生地裂，山腹大龜裂，噴湧泉水，淡水也有地裂，海嘯，數百人被淹死，房屋部分倒壞。」。

8. 1917 年 5 月 6 日於基隆

包澄瀾 (1991) [31]引述楊華庭 (1987) [36]之「中國海嘯歷史年表」[1]。此日，發生地震的震級為 5.8，震央為東經 121.6°、北緯 23.2°。並且記述「基隆海嘯 1 米，周期 26 分」，並無其他災情相關之描述。

9. 1951 年 10 月 22 日於花蓮

徐明同 (1981) [32]將此次芮氏地震規模定為 7.3，震央為東經 121.7°、北緯 23.8°。並且書中提及災情為「死者 68 人，傷者 856 人，房屋損害 2382 戶，花蓮驗潮儀有海嘯記錄，波高幾十公分而已。

二、機率式海嘯危害度分析模型

(一) 簡介

機率式海嘯危害度分析 (Probabilistic Tsunami Hazard Analysis, PTHA) 在國外已有 30 幾年的歷史，然而國內相關的研究報告卻仍舊相當罕見。本報告以太平洋瓦電公司 (Pacific Gas & Electric Company, PG&E) 的研究報告為基礎，主要目的乃建立 PTHA 的計算方法和流程。PG&E (2010) [20]將海嘯源的種類分成：遠域地震 (Distant Earthquakes)、近域地震 (Local Earthquakes)、崩移 (Landslides) 以及暴潮和潮汐 (Storms & Tides)，製作海嘯危害度曲線 (Tsunami hazard curve)，如圖 2 所示。本研究以建立 PTHA 之計算流程為主要目的，並針對地震所引發的海嘯建置計算。未來若需納入崩移或暴潮和潮汐的影響，則需要再進一步瞭解相關的模式設定、參數、計算方法……等。

(二) 文獻回顧

機率式海嘯危害度分析 (Probabilistic Tsunami Hazard Analysis, PTHA, 以下簡稱 PTHA) 方法，起源於機率式地震危害度分析 (Probabilistic Seismic Hazard Analysis, 以下簡稱 PSHA)。Cornell (1968) [5] 提出 PSHA，並發表於幾份報告中。Lin and Tung (1982) [14] 率先將 PSHA 與海嘯模擬做一結

合，發展出 PTHA。PTHA 的計算可分為兩個主要的步驟：第一步，透過數值模式計算某一情境下的海嘯波高。第二步：將數值模式計算得到的海嘯波高，藉由統計方法，進而得到一條連續曲線，透過該曲線可得知海嘯波高超越某一水位高度的發生機率。Rikitake and Aida (1988) [21]以 PTHA 計算日本沿岸的海嘯波高超過特定高度的發生機率。然而，他們並未考慮到數值模式和震源參數的不確定性對於結果所造成的影響。Bommer and Abrahamson (2006) [3]在 PSHA 的研究中指出，若不考慮不確定性的影響，將會「低估」地震危害度的結果。同理，PTHA 也應納入不確定性造成的影響。

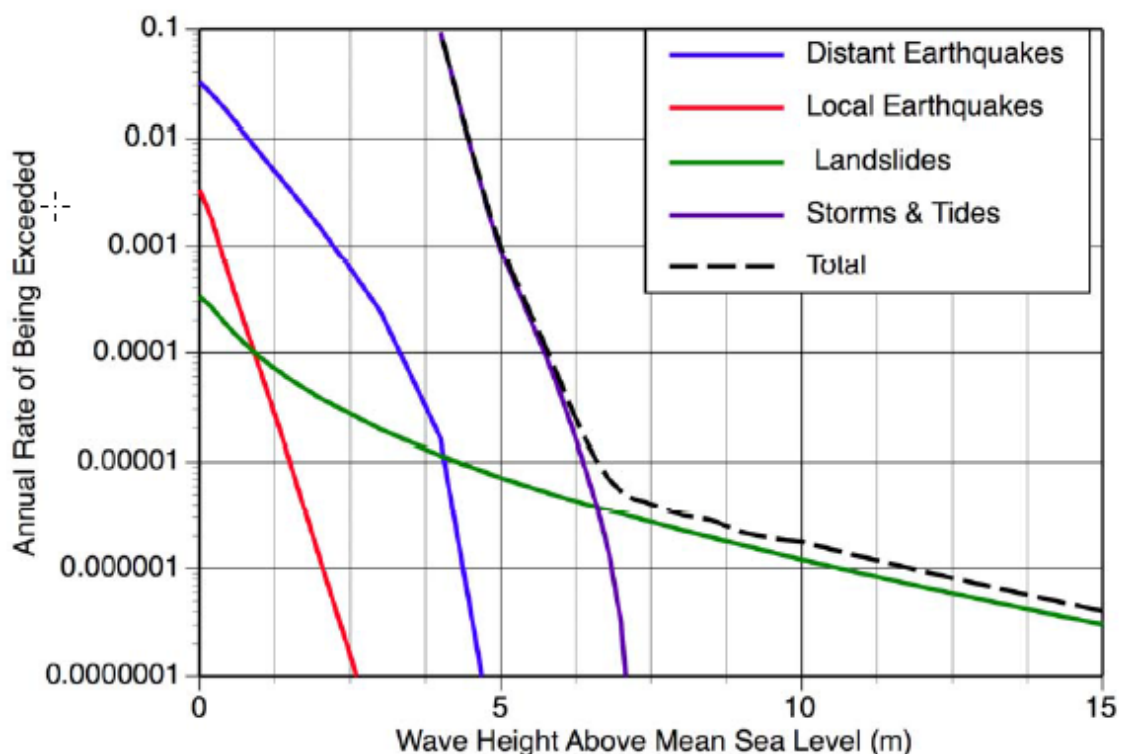


圖 2 考慮不同海嘯源對於 DCPD 抽水結構物的危害度曲線[23]

PG&E (2010) [20]以 Rikitake and Aida (1988) [21]為理論基礎，建立 Diablo Canyon 核能電廠(Diablo Canyon Power Plant, DCP)的機率式海嘯危害度分析，並將數值模式及震源參數等不確定性列入機率統計模式中，使結果更加完整。

本報告根據 PG&E (2010) [20]之 PTHA 理論與數值模擬的預測，建立核三廠遠域地震源的危害度曲線(Tsunami Hazard Curve)，作為核能電廠防範海嘯的參考依據。

(三) 機率計算與不確定性分析

海嘯模式的應用常以定率式(Deterministic Tsunami Hazard Analysis, DTHA)做危害度分析，是使用數值模式來分析任一震源、任一特定的地震情境、在單一情況下對欲探討地區所造成的影響；而機率式(Probabilistic Tsunami Hazard Analysis, PTHA)則考慮各種可能發生的海嘯事件，並且加入模式、地震參數的不確定因素，推求不同重現期下的海嘯超越波高、溢淹範圍等危害度。

PG&E (2010) [20]將引起海嘯的來源分為遠域地震、近域地震、海底崩移和暴潮及潮汐對 Diablo Canyon 核能電廠(Diablo Canyon Power Plant, DCP)的影響，並分別建立各種災害源的機率式危害度曲線。

根據 PG&E (2010) [20]研究報告提出，若資料樣本數足夠，海嘯波高

超越水位的年發生機率 $v_{\text{EQK}}(W_{\text{tsu}} > z)$ (Annual Rate of Being Exceeded, 以下簡稱年超越率)計算如下：

$$v_{\text{EQK}}(W_{\text{tsu}} > z) = \sum_{i=1}^{N_{\text{FLT}}} N_i(M_{\text{min}}) \int_m \int_{\text{Loc}} f_{m_i}(M) f_{\text{Loc}_i}(\text{Loc}) P(W_{\text{tsu}} > z | M, \text{Loc}) dM d\text{Loc} \quad (1)$$

其中， W_{tsu} 為海嘯波高， N_{FLT} 為會造成海嘯的斷層數目， $N_i(M_{\text{min}})$ 為第 i 個震源發生地震規模大於 M_{min} 的年發生率， f_{m_i} 和 f_{Loc_i} 分別為地震規模的機率密度函數和斷層破裂位置的機率密度函數， $P(W_{\text{tsu}} > z | M, \text{Loc})$ 為在地震規模 M 及震源於 Loc 位置處的條件下，海嘯波高 W_{tsu} 大於水位 z 的機率，此機率可表示為：

$$P(W_{\text{tsu}} > z | M, \text{Loc}) = 1 - \Phi\left(\frac{\ln z - \ln(\hat{W}_{\text{tsu}}(M, \text{Loc}))}{\sigma_{\text{EQK}}}\right) \quad (2)$$

其中 Φ 代表累積常態分佈函數，模式計算中的海嘯最大振幅值(Maximum Amplitude (m))定為分布的中值波高 \hat{W}_{tsu} ，標準差 σ_{EQK} 則透過偶然不確定性的計算得到。

若是資料樣本數較少，海嘯波高的年超越率可表示為：

$$v_{\text{EQK}}(W_{\text{tsu}} > z) = \sum_{i=1}^{N_{\text{FLT}}} \sum_{j=1}^{NS_i} \text{rate}_{ij} P(W_{\text{tsu}} > z | M_{ij}, \text{Loc}_{ij}) \quad (3)$$

其中 rate_{ij} 為第 i 個地震源所引發第 j 個情境的海嘯發生機率。

而馬尼拉海溝地震發生率(rate)可由 Jing et al. (2013) [11]提出針對馬

尼拉海溝的經驗公式求得，而本報告所用之地震發生率由核能所提供。

PG&E (2010) [20]將不確定性的來源分為數值模式和震源參數，並再細分為偶然 (aleatory) 造成的和認知不足 (epistemic)。數值模式-偶然不確定性來自於未經解釋的隨機誤差 (例如：海嘯數值模式本身的方程式近似和假設和海域及陸域地形資料的解析度)；震源參數-偶然不確定性來自於已知的隨機誤差，即地震相關的參數 (例如：滑移量的分佈、傾角和走向角)。Wells and Coppersmith (1994) [27]提出滑移量是由斷層之長度及寬度所求得，而斷層之長、寬度卻無法經由量測得知，必須利用一系列經驗公式計算而得。而在計算的過程中勢必包含了不確定性，因此須將此項考慮進去。震源參數-認知不足不確定性，來自於對於物理現象認知不足所造成 (例如：機率密度函數是否能代表震源參數的分佈)。數值模式-認知不足不確定性則由於知識或資料的不足，使得對於模擬海嘯的方法存在不確定性。

Thio et al. (2010) [22]將 PTHA 不確定性因素分為偶然不確定性與認知不確定性，偶然的的不確定性主要來自於數值模式和震源參數中的傾角和滑移量；認知不足的不確定性來自於滑移速率 (slip-rate)、地震重現期模式 (magnitude and distribution)、斷層幾何 (fault geometry) 和滑移角 (rake)。

本報告以 Thio et al. (2010) [22]提出的理論為主，將模式標準差作為偶然不確定性的主要來源。相對地，震源參數的不確定性則視為認知不確定性。認知不確定性是由對事物的認知不足所造成，可透過邏輯樹 (Logic Tree) 考量各種地震情境；偶然不確定性來自資料本身的隨機誤差，經由數值模式模擬歷史海嘯事件，將該事件不同測站之實際觀測資料與模式模擬的最大波高相除、擬合成對數常態分布後，可得到數值模式的標準差。因馬尼拉海溝離核三廠較近，故以馬尼拉海溝為模擬對象。藉由模擬馬尼拉地震，可得到核三廠範圍之海嘯波高，並以機率模型計算該海嘯波高的年超越率，可得海嘯危害度曲線。

1. 偶然不確定性

偶然不確定性來自於資料本身的隨機誤差，在統計學中，標準差代表著數值分散的差異性大小，也可用來當作評估不確定性的判斷依據。標準差計算方式如下：

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}{n-1}} \quad (4)$$

其中， σ 為標準差，本研究假設海嘯波高呈現對數常態分布，因此計算上， x_i 為各潮位站觀測最大波高和模擬最大波高之比值並且取對數， \bar{x} 為 x_i 之平均值， n 為樣本總數。

標準差越大表示波高比值和平均值的差異越大，換言之準確度越低、不確定性越大；反之，標準差越小，表示波高比值越接近平均值，準確度則越高、不確定性越小。因此接下來將利用標準差概念反映偶然不確定性。

2. 認知不確定性

顧名思義，認知不確定性來自於對事物的認知不足，由於目前科學界對於地震發生的機制與過程仍持續研究中，因此不論是定率式或是機率式的海嘯危害度分析，皆會因為對於所使用的方法或是斷層參數瞭解不足而面臨難以決定的困境，而這部分不確定性處理方式不同於偶然不確定性，需透過邏輯樹 (logic trees) 來分析各個參數或不同理論方法的不確定性對結果的影響。

邏輯樹包含一連串的節點(nodes)與分支(branches)，每一個節點代表某一參數或方法。而由此節點延伸出的每一分支，代表此參數或方法的不同可能性選擇。將各種選擇依據專家學者建議，分別適當的給予權重 (weighting)，使得各分支最後加總值為 1。每一條分支代表著不同的可能性組合，且皆可計算得到一條危害度曲線。最後依照個別權重大小加總後，最終即可獲得一條代表性的危害度曲線。舉例來說，圖 3 為 Horspool et al. (2014) [9]建立印尼海嘯危害度曲線所使用的邏輯樹架構及個別權

重，共分為四個節點，分別為地震震源模式、地震重現期、斷層滑移速率及可能最大地震規模等。

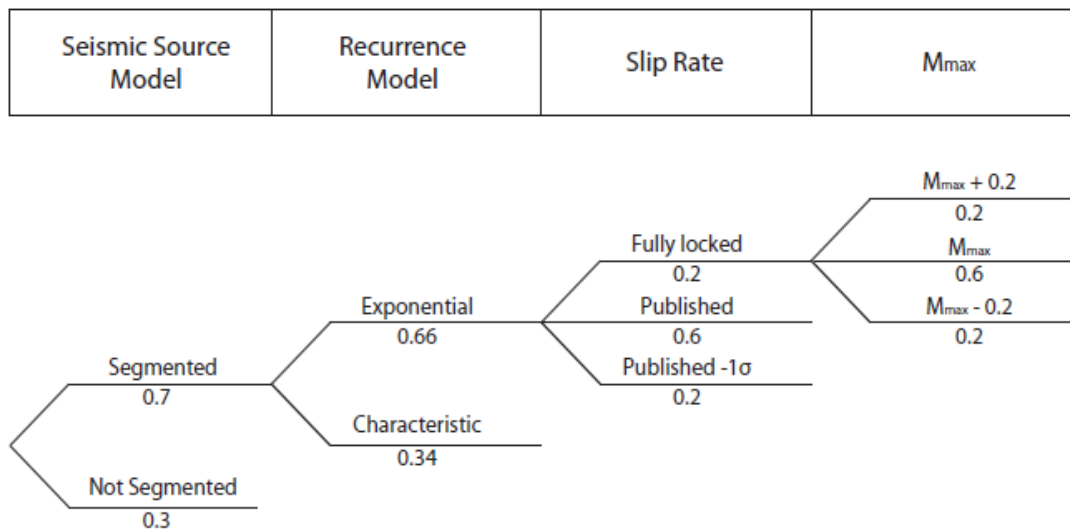


圖 3 邏輯樹架構圖(Horspool et al., 2014 [9])

(四) 機率式海嘯分析方法(PTHA)計算流程

歸納上述，機率式海嘯危害度分析步驟如下 (圖 4)：

1. 建立數值模式之偶然不確定性

模擬歷史海嘯事件，比對潮位站資料建立模式的不確定性，得到標準差 (σ_{EQK})。

2. 建立邏輯樹狀圖以及其對應之權重

需透過地震專家取得。

3. 建立海嘯危害度曲線

- (1) 以數值模式模擬邏輯樹狀圖中不同的海嘯情境，得到模擬情境中於某地點產生之最大海嘯波高，並將之當作累積常態分佈函數的中值 (\hat{W}_{tsu})，再由式(2)和式(3)計算海嘯波高與機率的關係、繪製不同海嘯情境下的危害度曲線。其中，累積常態分佈函數的中值 (\hat{W}_{tsu}) 並非來自統計方式的計算，而是由各個模擬中的最大波高決定。
- (2) 將邏輯樹狀圖建立的各個海嘯危害度曲線乘以其權重、加總後可得到最終的機率式海嘯危害度曲線。

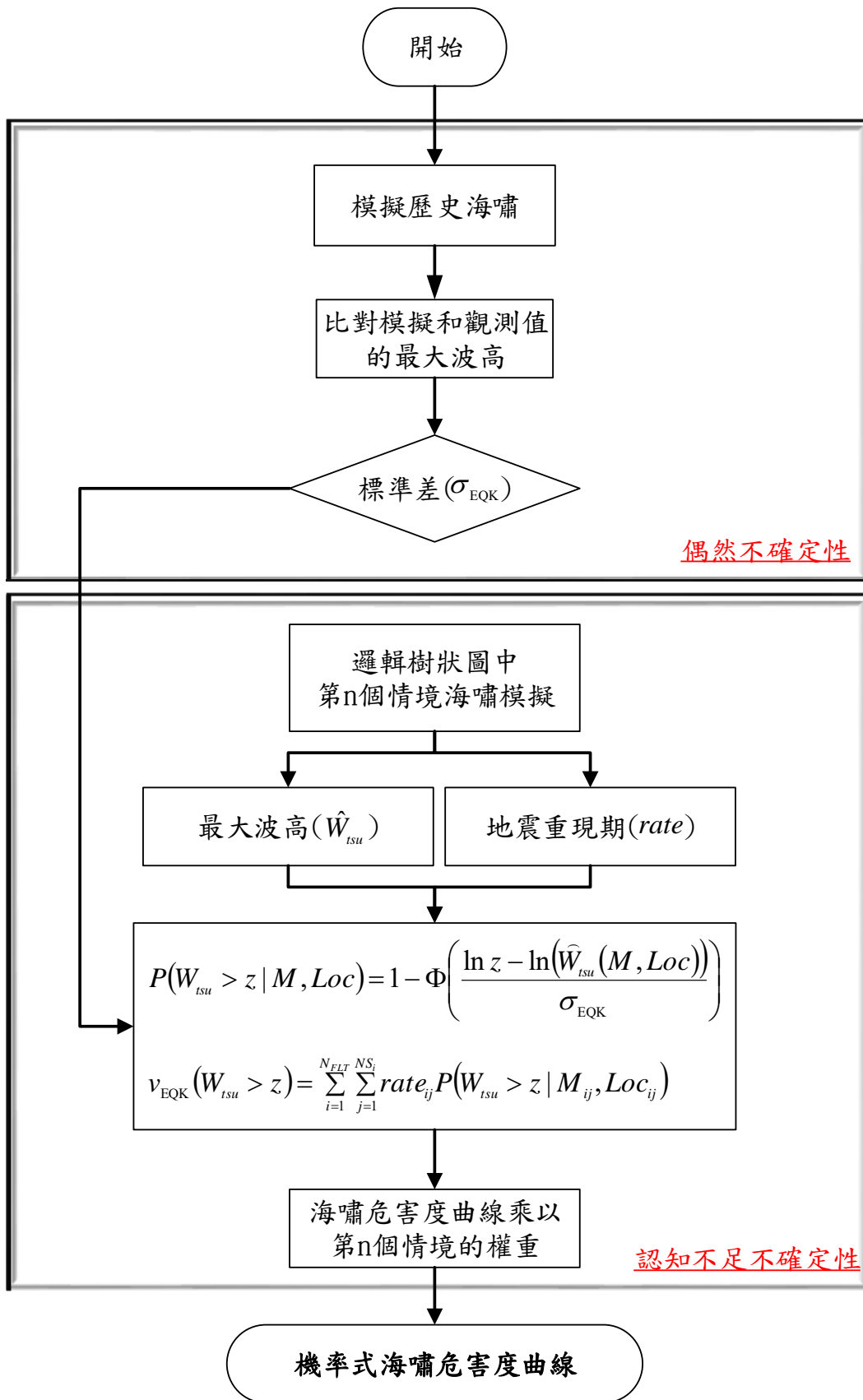


圖 4 機率式海嘯危害度分析流程圖

(五) 海嘯危害度之應用

透過本章第三節所述之方法可得到單一位置的海嘯危害度曲線，可得知波高在海嘯的作用之下，超過某水位的年發生機率。能作為特定場址或是設備在海嘯防災規劃設計時的一個重要資訊，例如：核電廠的抽水口的建置位置。PG&E (2010) [20]考慮不同條件的遠域地震所造成的海嘯，製作了對於抽水結構物的危害度曲線，如圖 5。

除了應用在單一位置之外，Gonzalez et al. (2009) [7]、Geist and Parsons (2006) [6]計算多個單點，進一步製作數個在特定機率下的海嘯危害度地圖 (probabilistic tsunami hazard map)，可用於大範圍的防災規劃，如圖 6 和圖 7 所示。圖 6 和圖 7 代表在這個區域內，每個位置所對應的最大波高，而超過這個波高分布的機率為 1%和 0.2%。當考慮的海嘯重現期從 100 年變成 500 年時，除了沿岸波高的增加，溢淹範圍也會隨之增加。

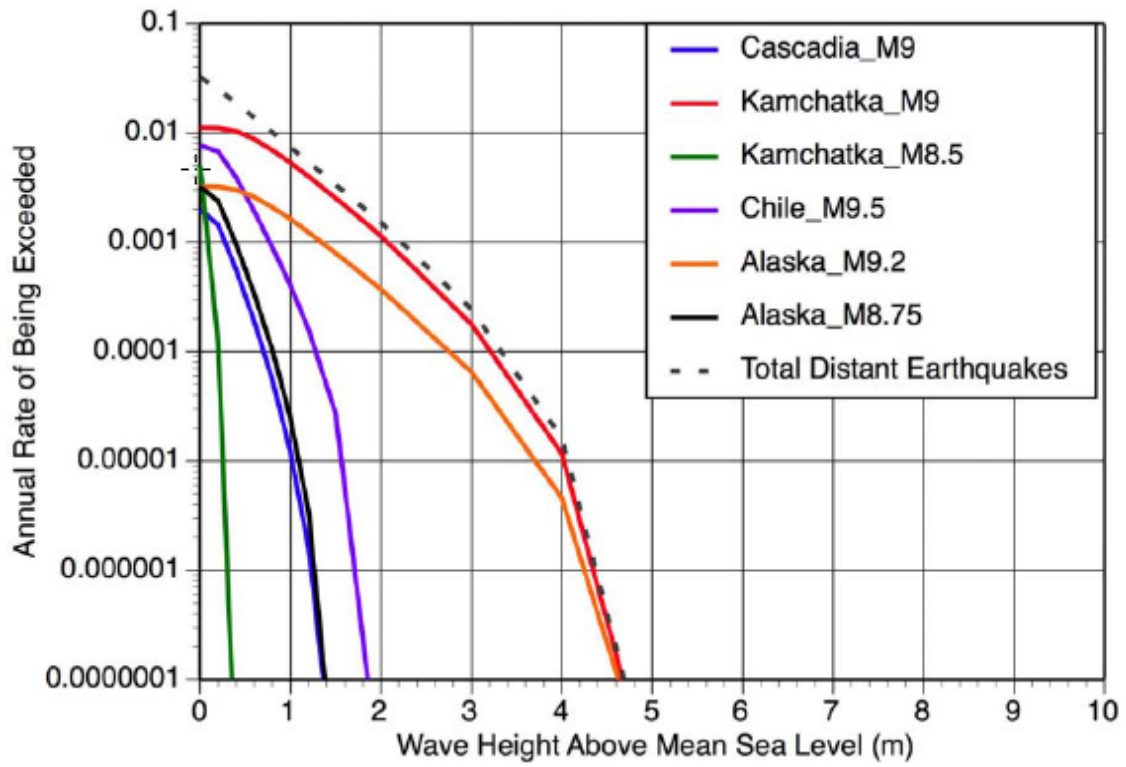


圖 5 考慮不同遠域地震所造成的海嘯對於 DCPD 抽水結構物的危害度曲

線(PG&E, 2010 [20])

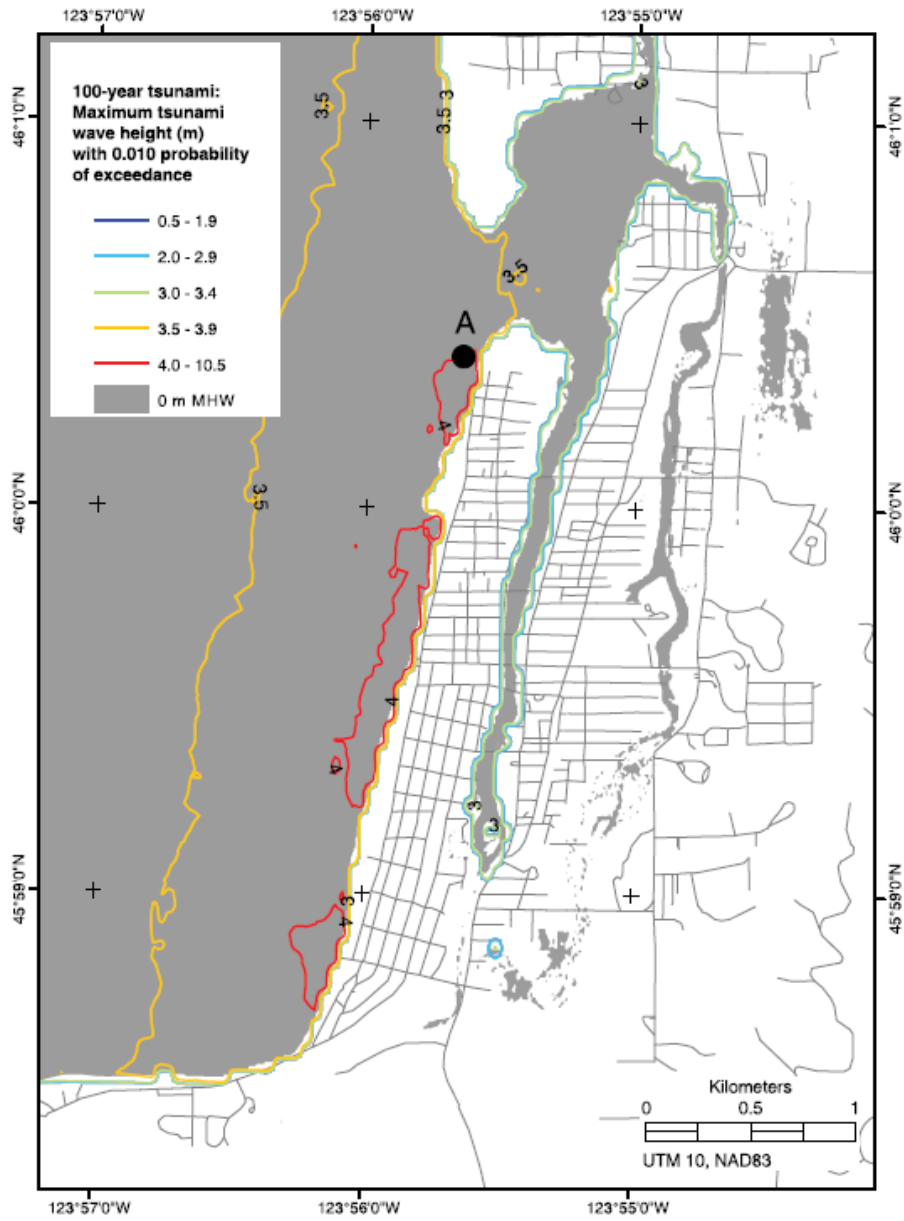


圖 6 Seaside, Oregon 於超越機率為 1%的波高分布[7]

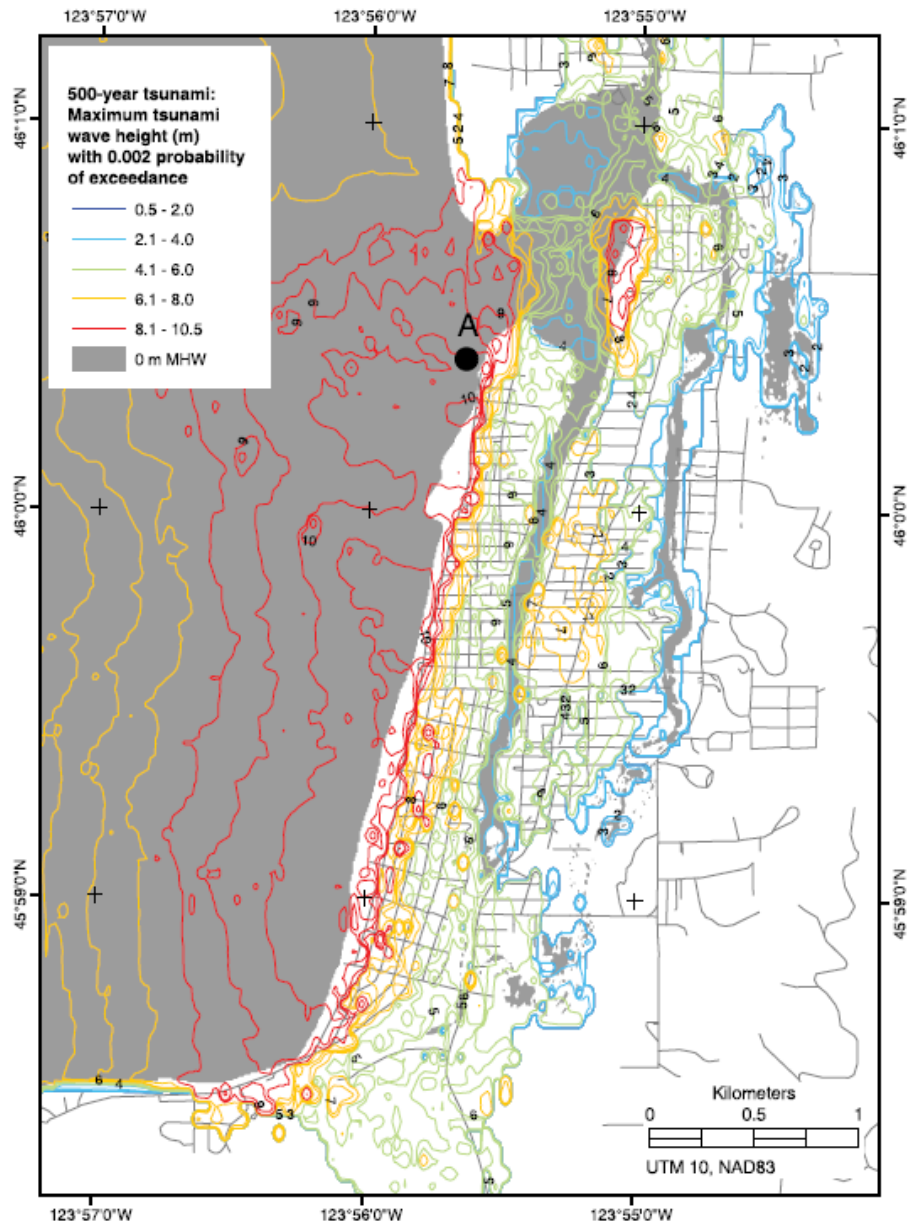


圖 7 Seaside, Oregon 於超越機率為 0.2%的波高分布[7]

(六) 其他海嘯源或災害源之評估

1. 崩移(海嘯源)

崩移是另一種造成海嘯的來源，無論發生的原因是否與地震相關，

皆歸類於此(PG&E, 2010 [20])。陸地土石的崩落除了地震以外，陸域的火山運動造成的 volcano collapses (圖 8)，亦是一個成因。

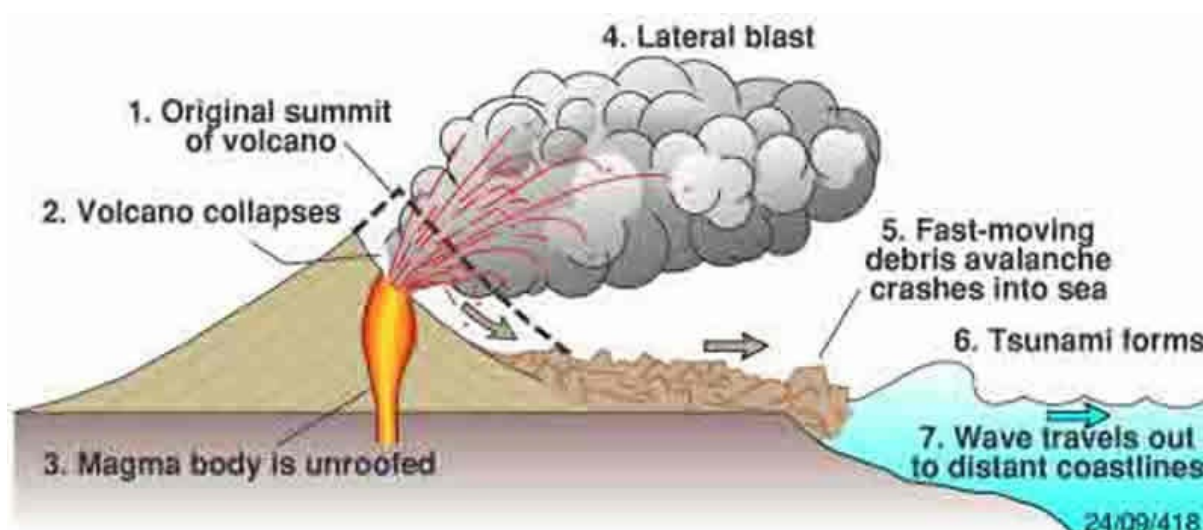


圖 8 Volcano collapses 造成的海嘯(資料來源：

<https://volcaniccollapse.wordpress.com/>)

危害度曲線的計算方式如下：

$$v_{LS}(W_{tsu} > z) = \sum_{i=1}^{N_{LS}} \sum_{j=1}^{NLoc_i} rate_{ij} P(W_{tsu} > z | \hat{H}_{ij}, \hat{A}_{ij}, \hat{V}_{ij}, loc_{ij}) \quad (1)$$

$$P(W_{tsu} > z | \hat{H}_{ij}, \hat{A}_{ij}, \hat{V}_{ij}, loc_{ij}) = 1 - \Phi\left(\frac{\ln(z) - \ln(\hat{W}_{tsu})}{\sigma_{LS}}\right) \quad (2)$$

其中， N_{LS} 是崩移潛勢區域的數量， $NLoc_i$ 是第 i 個崩移潛勢區中的崩移位置數目， \hat{H}_{ij} 是滑移厚度的中值， \hat{A}_{ij} 是滑移面積的中值， \hat{V}_{ij} 是滑移速度的中值。

崩移造成的海嘯波高需採用數值模式進行計算，而年發生率(rate)則依據曾發生過的紀錄計算。根據 PG&E (2010) [20] 的作法，為了得到崩移

造成的海嘯危害度，需依序完成下列項目：

1. 核電廠廠址附近的崩移潛勢調查：依據地理和地質條件分類出數個崩移的潛勢區域。
2. 崩移模擬：以淺水波方程模式模擬崩移造成的海嘯波高和流速。
3. 參數化模型之建立：藉由數值模擬資料建立參數化模型，用於計算最大海嘯波高、最低海嘯波高(drawdown)以及海嘯波的峰值速度。

藉由建立的參數化模型可直接計算特定崩移情境下的最大海嘯波高，再代入式(1)和(2)，即可得到崩移造成的海嘯危害度曲線。由於目前並無崩移造成海嘯時的實測水位資料。因此，崩移形成的海嘯之不確定性程度無法有很好的估算。PG&E (2010) [20]計算模擬的標準差(0.46)，並同時假設數值模式的標準差為(0.5)，得到最終的標準差(0.7)。

在進行崩移潛勢調查時，界定潛勢區的方式是將具有相近特性的區域歸為同一類，要考量的特性有：輸砂和掏刷的機制(mechanisms of sediment transport and erosion)，移動方式(displacement mode)和事件的大小(size of event)。PG&E 將 Diablo 電廠的崩移潛勢區分為 10 個，如圖 9 所示。

崩移所造成的海嘯波高與崩移物的大小(長度和寬度)、厚度、滑移速度和水深有關。由於在崩移發生時，很少能直接量測到崩移的過程，因此目前對於崩移的動力行為的知識並不完整。PG&E (2010) [20]採用一個簡化的方程式描述崩移物的行為(圖 10)，而崩移物的大小則參考曾實際

觀測到的崩移物尺寸。

$$v(x) \approx \sqrt{2g[h_0 - h(x) - \mu x]}^{\frac{1}{2}} \quad (3)$$

其中， $v(x)$ 是滑移速度， g 是重力加速度(9.8 m/s^2)， $h(x)$ 代表崩移路徑的高程變化(slope profile)， h_0 是崩移移動的垂直高度(drop height)， μ 是有效摩擦係數(coefficient of effective friction)， $x_c = h_0/\mu$ 代表崩移物在水平方向移動的總距離(runout distance)。

PG&E(2010) [20]在可能崩移的區域中，先找到最有可能發生崩移的起始位置(breakaway point)，接著降低有效摩擦係數，直到產生滑動。利用此方法決定崩移的運動變化。若發生任何有效摩擦係數都無法產生滑動的情況，將假設崩移的過程中，滑移速度保持 1 m/s 。

經由上述之模型，可得到崩移造成的地形改變。接著透過海嘯模式（例如：COMCOT 或 MOST）計算崩移產生的海嘯，以及其傳播和溢淹之行為。表 1 和表 2 是 PG&E (2010) [20]的 10 個崩移潛勢區(圖 9)所考量的情境條件。表 3 表 4 分別是於 Diablo 電廠取水口和排水口處在不同崩移情境下的模擬結果。在取水口處最多達到 6.88 m 的海嘯波高並造成 5.54 m/s 的流速（崩移區在 ECZ 的第 6 個情境）；最低則只有 0.03 m 的海嘯波高以及 0.03 m/s 的流速（崩移區在 SMSB 的第 2 個情境）。在排水口處最高有 9.48 m 的海嘯波高並造成 6.11 m/s 的流速（崩移區在 ECZ 的第 4 個情境）；最小只有 0.05 m 的海嘯波高和 0.27 m/s 的流速（崩移區在

SMSB 的第 2 個情境)。由此模擬結果可知，不同的崩移情境條件會大大的影響海嘯威脅評估的結果，故以機率式的方法作通盤的考量有其必要性。

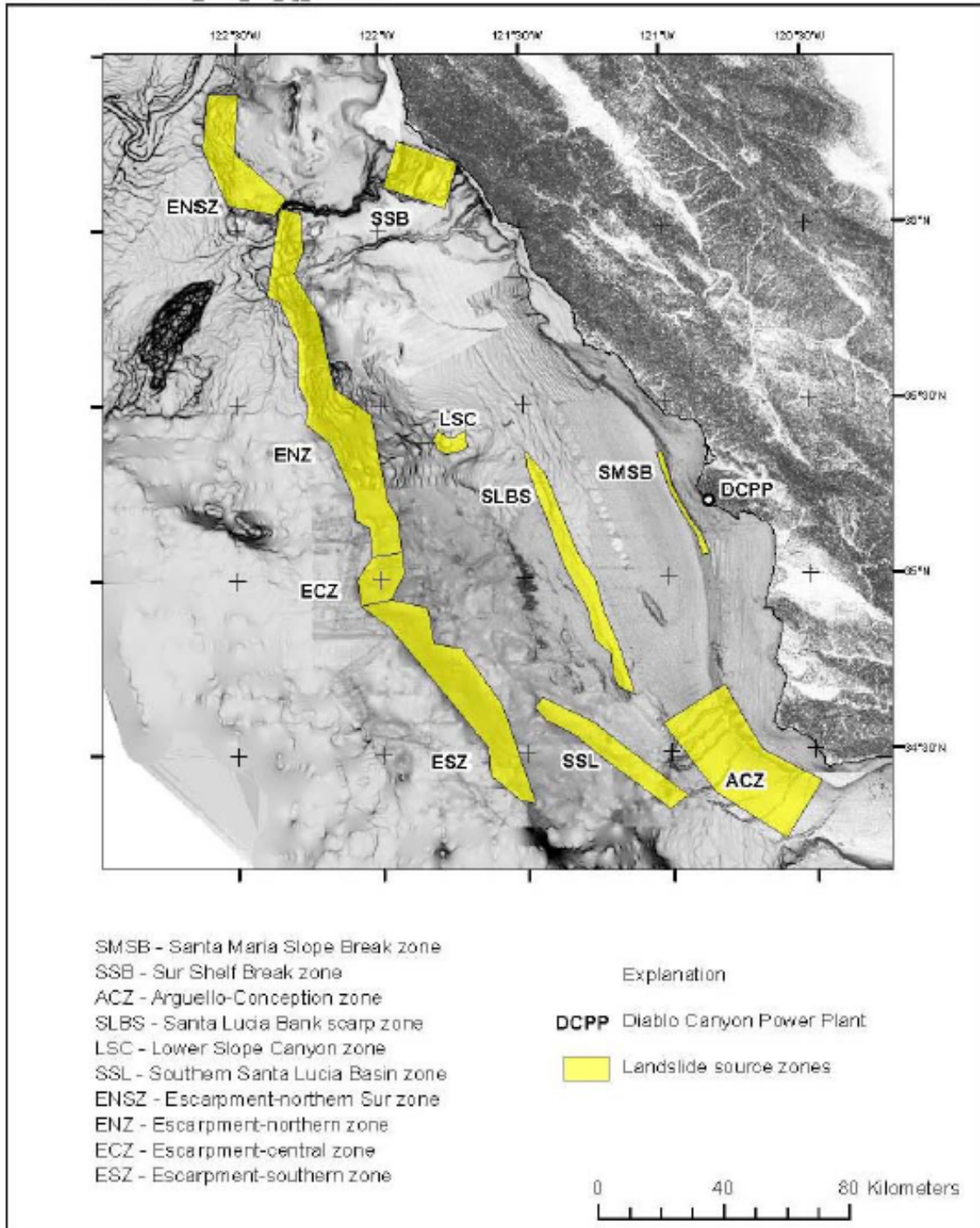


圖 9 Diablo 電廠的崩移潛勢區(PG&E, 2010 [20])

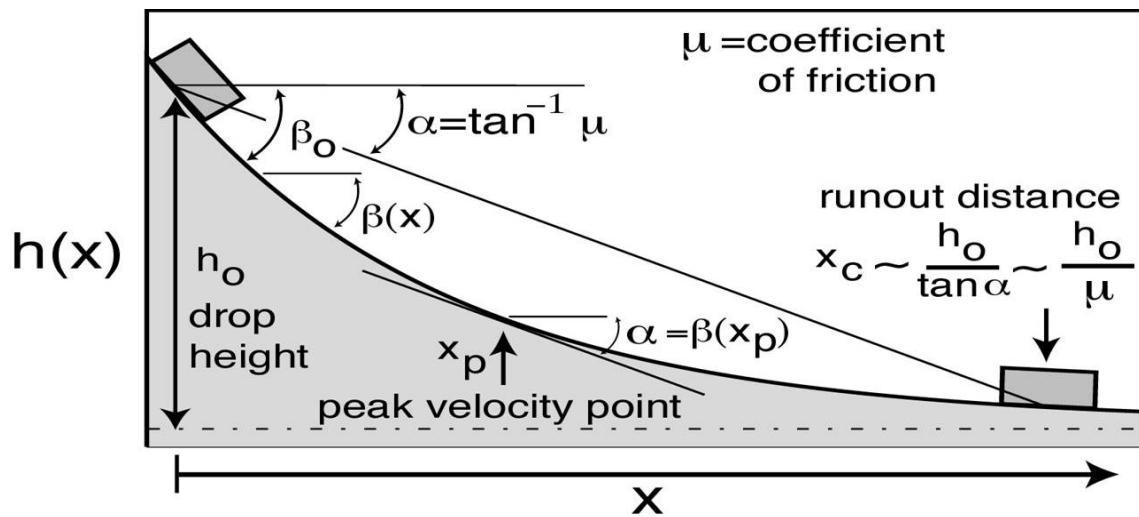


圖 10 崩移計算採用的牛頓模型示意圖(資料來源：

http://ffden-2.phys.uaf.edu/212_spring2005.web.dir/michael_tapp/cause.htm)

表 1 崩移海嘯模擬參數（長、寬、高）(PG&E, 2010 [20])

Source	Recurrence Interval (weight)	Length (km)	Width (km)	Weight	Thickness (m)
Santa Maria Slope Break Zone (SMSB)	Independent 2000 (0.33) 5000 (0.34) 100,000 (0.33) Simultaneous with Hosgri – see Section 5	2.6	2	0.6	8 (0.5) 20 (0.5)
		2.6	5	0.4	8 (0.5) 20 (0.5)
Sur Shelf-Break Zone (SSB)	10,000 (0.4) 50,000 (0.4) 100,000 (0.2)	4	2	0.5	50 (0.5) 100 (0.5)
		6	3	0.5	50 (0.5) 100 (0.5)
Arguello- Conception Zone (ACZ)	1,000 (0.5) 2,000 (0.5)	3	2	1	10
	2,000 (0.3) 5,000 (0.4) 10,000 (0.3)	4	3	1	10 (0.5) 35 (0.5)
	15,000 (0.2) 50,000 (0.4) 100,000 (0.2) 200,000 (0.2)	6	6	1	10 (0.5) 35 (0.5)
	20,000 (0.2) 50,000 (0.2) 100,000 (0.2) 200,000 (0.2) 400,000 (0.2)	5	2.5	0.6	25 (0.6) 50 (0.4)
Lower Slope Canyon Zone (LSC)		5	5	0.4	25 (0.6) 50 (0.4)
	20,000 (0.25) 50,000 (0.25) 100,000 (0.25) 200,000 (0.25)	5	2.5	0.6	25 (0.5) 50 (0.5)
		5	5	0.4	25 (0.5) 50 (0.5)
Northern Sur Escarpment Zone (ENSZ)	75,000 (0.2) 150,000 (0.6) 300,000 (0.2)	7	5	0.6	25 (0.2) 50 (0.6) 100 (0.2)
		10.5	10	0.4	75 (0.2) 100 (0.6)

表 1 崩移海嘯模擬參數（長、寬、高）(PG&E, 2010 [20]) (續)

Source	Recurrence Interval (weight)	Length (km)	Width (km)	Weight	Thickness (m)
					125 (0.2)
Northern Escarpment Zone (ENZ)	100,000 (0.2)	7	5	0.6	25 (0.2)
	200,000 (0.6)				50 (0.6)
	400,000 (0.2)				100 (0.2)
		10.5	10	0.4	75 (0.5) 100 (0.50)
Central Escarpment Zone (ECZ)	75,000 (0.2)	7	5	0.2	25 (0.2)
	150,000 (0.6)				50 (0.6)
	300,000 (0.2)				100 (0.2)
		10	10	0.6	25 (0.2) 50 (0.6) 100 (0.2)
		15	10	0.2	25 (0.2) 50 (0.6) 100 (0.2)
Southern Escarpment Zone (ESZ)	100,000 (0.2)	7	5	1	25 (0.2)
	200,000 (0.6)				35 (0.6)
	400,000 (0.2)				50 (0.2)

表 2 崩移海嘯模擬參數（滑移速度）(PG&E, 2010 [20])

Source	Slide Velocity (m/s) (weight)
Santa Maria Slope Break Zone (SMSB)	3 (0.2)
	8 (0.6)
	18 (0.2)
Sur Shelf-Break Zone (SSB)	19 (0.2)
	30 (0.6)
	46 (0.2)
Arguello-Conception Zone (ACZ)	10 (0.5)
	30 (0.5)
Lower Slope Canyon Zone (LSC)	1-31
Southern Santa Lucia Basin Zone (SSL)	20 (0.5)
	40 (0.5)
Northern Sur Escarpment Zone (ENSZ)	68 (1)
Northern Escarpment Zone (ENZ)	85 (1)
Central Escarpment Zone (ECZ)	52 (1)
Southern Escarpment Zone (ESZ)	103 (1)

表 3 崩移海嘯模擬結果（取水口處）(PG&E, 2010 [20])

Source	Case	Length (km)	Width (km)	Height (m)	Slide Velocity (m/s)	Long	Lat	Strike	Max amp	Min Amp	Peak Velocity (m/s)	Peak Velocity at Max Amp (m/s)
SMSB	1	2.6	2	8	13	238.982	35.3564	160	0.46	-0.70	0.81	0.61
SMSB	2	2.6	2	8	1	239.018	35.2524	160	0.03	-0.03	0.03	0.00
SMSB	3	2.6	2	8	12	239.073	35.1696	160	0.45	-0.74	0.83	0.12
SMSB	4	2.6	2	8	7	239.117	35.1191	160	0.19	-0.16	0.24	0.15
SMSB	5	2.6	2	8	25	239.143	35.063	160	0.22	-0.18	0.20	0.11
SMSB	6	2.6	2	20	13	238.982	35.3564	160	0.77	-0.89	1.11	0.56
SMSB	7	2.6	2	20	1	239.018	35.2524	160	0.07	-0.06	0.11	0.01
SMSB	8	2.6	2	20	12	239.073	35.1696	160	1.24	-1.25	1.38	0.41
SMSB	9	2.6	2	20	7	239.117	35.1191	160	0.40	-0.40	0.58	0.45
SMSB	10	2.6	2	20	25	239.143	35.063	160	0.51	-0.32	0.74	0.35
SMSB	11	2.6	5	8	13	238.982	35.3564	160	0.57	-0.78	0.95	0.42
SMSB	12	2.6	5	8	1	239.018	35.2524	160	0.04	-0.04	0.03	0.02
SMSB	13	2.6	5	8	12	239.073	35.1696	160	0.86	-1.04	1.28	0.33
SMSB	14	2.6	5	8	7	239.117	35.1191	160	0.23	-0.22	0.23	0.05
SMSB	15	2.6	5	8	25	239.143	35.063	160	0.35	-0.33	0.75	0.57
SMSB	16	2.6	5	20	13	238.982	35.3564	160	0.71	-1.20	1.36	0.96
SMSB	17	2.6	5	20	1	239.018	35.2524	160	0.11	-0.07	0.13	0.04
SMSB	18	2.6	5	20	12	239.073	35.1696	160	2.37	-1.69	2.50	2.47
SMSB	19	2.6	5	20	7	239.117	35.1191	160	0.48	-0.75	1.06	0.13
SMSB	20	2.6	5	20	25	239.143	35.063	160	0.59	-0.53	0.79	0.47
LSC	1	5	2.5	25	1	238.216	35.418	110	0.10	-0.12	0.15	0.04
LSC	2	5	2.5	25	31	238.244	35.4065	90	0.28	-0.34	0.37	0.11
LSC	3	5	2.5	25	27	238.28	35.4156	80	0.41	-0.34	0.66	0.31
LSC	4	5	2.5	50	1	238.216	35.418	110	0.18	-0.20	0.20	0.05
LSC	5	5	2.5	50	31	238.244	35.4065	90	0.46	-0.76	0.97	0.46
LSC	6	5	2.5	50	27	238.28	35.4156	80	0.63	-0.76	1.08	0.37
LSC	7	5	5	25	1	238.216	35.418	110	0.15	-0.16	0.19	0.02
LSC	8	5	5	25	31	238.244	35.4065	90	0.38	-0.40	0.64	0.12
LSC	9	5	5	25	27	238.28	35.4156	80	0.50	-0.43	0.76	0.48

表 3 崩移海嘯模擬結果（取水口處）(PG&E, 2010 [20]) (續)

Source	Case	Length (km)	Width (km)	Height (m)	Slide Velocity (m/s)	Long	Lat	Strike	Max amp	Min Amp	Peak Velocity (m/s)	Peak Velocity at Max Amp (m/s)
LSC	10	5	5	50	1	238.216	35.418	110	0.23	-0.30	0.49	0.08
LSC	11	5	5	50	31	238.244	35.4065	90	0.70	-0.78	1.17	0.75
LSC	12	5	5	50	27	238.28	35.4156	80	0.93	-0.92	1.33	0.68
ESZ	1	7	5	25	103	238.2375	34.73765	145	1.88	-1.34	2.27	2.27
ESZ	2	7	5	50	103	238.2375	34.73765	145	3.14	-1.79	3.75	2.33
ECZ	1	7	5	25	52	238.1275	34.993	200	0.98	-0.78	1.15	0.53
ECZ	2	7	5	100	52	238.1275	34.993	200	3.03	-1.44	2.85	2.85
ECZ	3	10	10	25	52	238.1275	34.993	200	2.06	-1.37	1.56	1.46
ECZ	4	10	10	100	52	238.1275	34.993	200	6.10	-1.89	3.95	3.94
ECZ	5	15	10	25	52	238.1275	34.993	200	2.03	-1.68	1.70	1.63
ECZ	6	15	10	100	52	238.1275	34.993	200	6.88	-2.19	5.54	3.86
SSL	1	5	2.5	25	46	238.6153	34.6321	115	1.21	-0.78	1.35	0.57
SSL	2	5	2.5	25	52	238.6747	34.6072	115	1.17	-0.78	1.06	0.69
SSL	3	5	2.5	25	30	238.734	34.5822	115	0.53	-0.47	0.74	0.48
SSL	4	5	2.5	25	17	238.7633	34.5632	115	0.4	-0.3	0.55	0.17
SSL	5	5	2.5	25	21	238.7927	34.5443	115	0.34	-0.37	0.6	0.05
SSL	6	5	2.5	50	46	238.6153	34.6321	115	2.03	-1.34	1.89	1.89
SSL	7	5	2.5	50	52	238.6747	34.6072	115	2.08	-1.33	1.5	1.5
SSL	8	5	2.5	50	30	238.734	34.5822	115	0.93	-0.89	0.9	0.51
SSL	9	5	2.5	50	17	238.7633	34.5632	115	0.73	-0.77	0.95	0.27
SSL	10	5	2.5	50	21	238.7927	34.5443	115	0.67	-0.77	0.99	0.43
SSL	11	5	5	25	46	238.6153	34.6321	115	2.11	-1.36	2.1	2.1
SSL	12	5	5	25	52	238.6747	34.6072	115	1.93	-1.36	1.43	1.21
SSL	13	5	5	25	30	238.734	34.5822	115	1.06	-0.9	0.96	0.59
SSL	14	5	5	25	17	238.7633	34.5632	115	0.69	-0.74	1.02	0.09
SSL	15	5	5	25	21	238.7927	34.5443	115	0.59	-0.76	0.85	0.33
SSL	16	5	5	50	46	238.6153	34.6321	115	3.42	-1.65	2.86	1.94
SSL	17	5	5	50	52	238.6747	34.6072	115	3.18	-1.65	2.51	2.19
SSL	18	5	5	50	30	238.734	34.5822	115	1.42	-1.47	1.63	1.1
SSL	19	5	5	50	17	238.7633	34.5632	115	1.07	-1.08	1.24	1.17
SSL	20	5	5	50	21	238.7927	34.5443	115	1.15	-1.34	1.53	1.17
SSB	1	4	2	50	40	238.1212	36.2389	105	1.08	-0.88	1.75	1.60
SSB	2	4	2	50	52	238.2298	36.2069	105	2.45	-1.26	2.48	2.09

表 3 崩移海嘯模擬結果（取水口處）(PG&E, 2010 [20]) (續)

Source	Case	Length (km)	Width (km)	Height (m)	Slide Velocity (m/s)	Long	Lat	Strike	Max amp	Min Amp	Peak Velocity (m/s)	Peak Velocity at Max Amp (m/s)
ACZ	6	3	2	10	31.1	-120.78019	34.60873	153	0.34	-0.39	0.53	0.17
ACZ	7	3	2	35	31.1	-120.78019	34.60873	153	0.84	-1.29	1.35	0.75
SMSB18 + Hosgri	1								3.2	-2.4	6.4	3.3
SMSB18 + Hosgri	2								3.7	-2.4	3.0	2.4
SMSB18 + Hosgri	3								3.7	-2.4	3.7	1.1
SMSB18 + Hosgri	4								3.9	-2.4	3.5	2.2
SMSB18 + Hosgri	5								3.2	-2.3	3.0	2.1

表 4 崩移海嘯模擬結果（排水口處）(PG&E, 2010 [20])

Source	Case	Length (km)	Width (km)	Height (m)	Slide Velocity (m/s)	Long	Lat	Strike	Max amp	Min Amp	Peak Velocity (m/s)	Peak Velocity at Max Amp (m/s)
SMSB	1	2.6	2	8	13	238.982	35.3564	160	0.71	-0.73	2.25	1.75
SMSB	2	2.6	2	8	1	239.018	35.2524	160	0.05	-0.05	0.27	0.07
SMSB	3	2.6	2	8	12	239.073	35.1696	160	0.59	-0.74	3.67	0.8
SMSB	4	2.6	2	8	7	239.117	35.1191	160	0.19	-0.2	0.48	0.39
SMSB	5	2.6	2	8	25	239.143	35.063	160	0.24	-0.2	0.57	0.29
SMSB	6	2.6	2	20	13	238.982	35.3564	160	0.59	-0.74	3.78	1.12
SMSB	7	2.6	2	20	1	239.018	35.2524	160	0.11	-0.12	0.37	0.16
SMSB	8	2.6	2	20	12	239.073	35.1696	160	1.2	-0.74	3.48	1.04
SMSB	9	2.6	2	20	7	239.117	35.1191	160	0.5	-0.51	1.36	0.63
SMSB	10	2.6	2	20	25	239.143	35.063	160	0.57	-0.45	1.35	1.1
SMSB	11	2.6	5	8	13	238.982	35.3564	160	0.55	-0.74	3.58	1.54
SMSB	12	2.6	5	8	1	239.018	35.2524	160	0.06	-0.09	0.27	0.19
SMSB	13	2.6	5	8	12	239.073	35.1696	160	1.27	-0.74	3.5	1.76
SMSB	14	2.6	5	8	7	239.117	35.1191	160	0.22	-0.26	0.39	0.07
SMSB	15	2.6	5	8	25	239.143	35.063	160	0.34	-0.34	0.51	0.16
SMSB	16	2.6	5	20	13	238.982	35.3564	160	0.8	-0.74	3.99	1.39
SMSB	17	2.6	5	20	1	239.018	35.2524	160	0.13	-0.18	0.59	0.11
SMSB	18	2.6	5	20	12	239.073	35.1696	160	3.56	-0.74	3.58	1.79
SMSB	19	2.6	5	20	7	239.117	35.1191	160	0.57	-0.6	1.17	0.47
SMSB	20	2.6	5	20	25	239.143	35.063	160	0.65	-0.63	1.49	0.07
LSC	1	5	2.5	25	1	238.216	35.418	110	0.13	-0.11	0.65	0.33
LSC	2	5	2.5	25	31	238.244	35.4065	90	0.32	-0.62	1.66	0.17
LSC	3	5	2.5	25	27	238.28	35.4156	80	0.46	-0.69	1.58	1.38
LSC	4	5	2.5	50	1	238.216	35.418	110	0.21	-0.23	0.95	0.91
LSC	5	5	2.5	50	31	238.244	35.4065	90	0.59	-0.74	3.46	0.25
LSC	6	5	2.5	50	27	238.28	35.4156	80	0.89	-0.74	3.45	2.36
LSC	7	5	5	25	1	238.216	35.418	110	0.19	-0.2	0.68	0.4
LSC	8	5	5	25	31	238.244	35.4065	90	0.49	-0.66	1.55	0.36
LSC	9	5	5	25	27	238.28	35.4156	80	0.66	-0.74	3.57	0.4

表 4 崩移海嘯模擬結果（排水口處）(PG&E, 2010 [20])(續)

Source	Case	Length (km)	Width (km)	Height (m)	Slide Velocity (m/s)	Long	Lat	Strike	Max amp	Min Amp	Peak Velocity (m/s)	Peak Velocity at Max Amp (m/s)
LSC	10	5	5	50	1	238.216	35.418	110	0.32	-0.37	1.5	0.84
LSC	11	5	5	50	31	238.244	35.4065	90	0.93	-0.74	3.54	1.02
LSC	12	5	5	50	27	238.28	35.4156	80	1.28	-0.74	3.8	0.88
ESZ	1	7	5	25	103	238.2375	34.73765	145	3.39	-0.74	3.47	1.9
ESZ	2	7	5	50	103	238.2375	34.73765	145	5.66	-0.74	6.18	2.72
ECZ	1	7	5	25	52	238.1275	34.993	200	0.99	-0.74	3.62	0.47
ECZ	2	7	5	100	52	238.1275	34.993	200	5.15	-0.74	4.52	1.37
ECZ	3	10	10	25	52	238.1275	34.993	200	2.49	-0.74	4.22	1.1
ECZ	4	10	10	100	52	238.1275	34.993	200	9.48	-0.74	6.11	1.8
ECZ	5	15	10	25	52	238.1275	34.993	200	3.29	-0.74	3.77	1.25
ECZ	6	15	10	100	52	238.1275	34.993	200	8.68	-0.74	6.9	1.91
SSL	1	5	2.5	25	46	238.6153	34.6321	115	1.16	-0.74	4.54	1.96
SSL	2	5	2.5	25	52	238.6747	34.6072	115	1.64	-0.74	3.84	1.43
SSL	3	5	2.5	25	30	238.734	34.5822	115	0.62	-0.74	3.6	0.67
SSL	4	5	2.5	25	17	238.7633	34.5632	115	0.41	-0.47	1.49	0.42
SSL	5	5	2.5	25	21	238.7927	34.5443	115	0.44	-0.59	1.61	0.6
SSL	6	5	2.5	50	46	238.6153	34.6321	115	1.78	-0.74	3.67	1.47
SSL	7	5	2.5	50	52	238.6747	34.6072	115	2.52	-0.74	3.69	1.47
SSL	8	5	2.5	50	30	238.734	34.5822	115	1.02	-0.74	3.47	1.2
SSL	9	5	2.5	50	17	238.7633	34.5632	115	0.6	-0.74	3.42	0.74
SSL	10	5	2.5	50	21	238.7927	34.5443	115	0.81	-0.74	3.76	1.22
SSL	11	5	5	25	46	238.6153	34.6321	115	1.83	-0.74	5.56	1.62
SSL	12	5	5	25	52	238.6747	34.6072	115	2.29	-0.74	4.06	1.34
SSL	13	5	5	25	30	238.734	34.5822	115	1.13	-0.74	3.52	1.37
SSL	14	5	5	25	17	238.7633	34.5632	115	0.61	-0.74	3.43	0.73
SSL	15	5	5	25	21	238.7927	34.5443	115	0.69	-0.74	3.62	0.7
SSL	16	5	5	50	46	238.6153	34.6321	115	3.1	-0.74	3.8	1.16
SSL	17	5	5	50	52	238.6747	34.6072	115	3.98	-0.74	3.96	0.66
SSL	18	5	5	50	30	238.734	34.5822	115	2.48	-0.74	3.73	1.35
SSL	19	5	5	50	17	238.7633	34.5632	115	0.96	-0.74	3.64	0.96
SSL	20	5	5	50	21	238.7927	34.5443	115	1.26	-0.74	3.7	1.27
SSB	1	4	2	50	40	238.1212	36.2389	105	2.01	-0.74	3.69	0.89
SSB	2	4	2	50	52	238.2298	36.2069	105	3.48	-0.74	4.46	1.14

表 4 崩移海嘯模擬結果（排水口處）(PG&E, 2010 [20])(續)

Source	Case	Length (km)	Width (km)	Height (m)	Slide Velocity (m/s)	Long	Lat	Strike	Max amp	Min Amp	Peak Velocity (m/s)	Peak Velocity at Max Amp (m/s)
SSB	3	4	2	50	30	238.0853	36.1407	105	1.04	-0.74	3.56	2.39
SSB	4	4	2	50	17	238.1942	36.1099	105	0.42	-0.56	1.73	0.85
SSB	5	4	2	50	21	238.1515	36.1574	105	0.65	-0.58	2.32	1.38
SSB	6	4	2	100	40	238.1212	36.2389	105	3.85	-0.74	4.1	1.04
SSB	7	4	2	100	52	238.2298	36.2069	105	6.48	-0.74	4.99	1.61
SSB	8	4	2	100	30	238.0853	36.1407	105	1.21	-0.74	3.86	2.15
SSB	9	4	2	100	17	238.1942	36.1099	105	0.79	-0.74	3.48	1.15
SSB	10	4	2	100	21	238.1515	36.1574	105	0.96	-0.74	3.83	1.86
SSB	11	6	3	50	40	238.1212	36.2389	105	2.54	-0.74	4.04	0.83
SSB	12	6	3	50	52	238.2298	36.2069	105	4.4	-0.74	4.46	1.36
SSB	13	6	3	50	30	238.0853	36.1407	105	1.03	-0.74	3.8	0.8
SSB	14	6	3	50	17	238.1942	36.1099	105	0.81	-0.74	3.76	1.5
SSB	15	6	3	50	21	238.1515	36.1574	105	0.87	-0.74	3.65	1.14
SSB	16	6	3	100	40	238.1212	36.2389	105	5.09	-0.74	4.26	1.48
SSB	17	6	3	100	52	238.2298	36.2069	105	A4.22	-0.74	5.58	1.57
SSB	18	6	3	100	30	238.0853	36.1407	105	2.46	-0.74	3.53	0.88
SSB	19	6	3	100	17	238.1942	36.1099	105	1.22	-0.74	3.63	1.47
SSB	20	6	3	100	21	238.1515	36.1574	105	1.54	-0.74	3.74	3.01
ENSZ	1	10.5	10	75	72	23A4.489	36.2286	140	3.51	-0.74	4.08	0.62
ENSZ	2	10.5	10	100	72	23A4.489	36.2286	140	4.52	-0.74	3.98	0.91
ENSZ	3	7	5	25	64.9	-122.428	36.150	100	1.24	-0.74	3.89	0.03
ENSZ	4	7	5	100	64.9	-122.428	36.150	100	4.08	-0.74	4.05	0.97
ENZ-S	1	7	5	25	79.3	-122.064	35.451	159	1.18	-0.74	3.5	1.47
ENZ-S	2	7	5	100	79.3	-122.064	35.451	159	2.78	-0.74	4.84	1.99
ENZ-S	3	10.5	10	75	79.3	-122.064	35.451	159	6.64	-0.74	3.88	1.53
ENZ-N	1	7	5	25	93.8	-122.193	35.720	147	1.02	-0.74	3.64	1.04
ENZ-N	2	7	5	100	93.8	-122.193	35.720	147	5.47	-0.74	4.71	1.62
ENZ-N	3	10.5	10	75	93.8	-122.193	35.720	147	6.71	-0.74	5.03	1.59
ACZ	1	3	2	10	12.2	-120.709	34.431	138	0.09	-0.1	0.43	0.12
ACZ	2	4	3	10	30.6	-120.6398	34.468	116	0.27	-0.3	0.9	0.18
ACZ	3	4	3	35	30.6	-120.6398	34.468	116	0.92	-0.74	3.63	0.28
ACZ	4	6	6	10	10.3	-120.82649	34.65086	152	0.23	-0.28	0.91	0.24
ACZ	5	6	6	35	10.3	-120.82649	34.65086	152	0.5	-0.74	3.8	0.67

從數值模擬的結果可以知道崩移物的厚度、大小和滑移速度對於產生之海嘯波高有明顯的影響。崩移物越厚產生的海嘯波越大，而崩移物的大小相對於水深越大，則產生的海嘯波波長越長，較長的波長將使海嘯波能量傳遞更有效率。

PG&E 提出崩移造成之海嘯波高模型為：

$$\ln(W) = \sum_{i=1}^{N_{\text{source}}} a_i E_{ij} + b \ln(V/V_{\text{ref}_i}) + c \ln(A/A_{\text{ref}_i}) + d \ln(H/H_{\text{ref}_i}) \quad (4)$$

其中， W 是特定位置的海嘯波高， E_{ij} 是一個虛擬變數(dummy variable)，當第 j 個情境模擬位於第 i 個崩移潛勢區內時， $E_{ij} = 1$ ，其餘的情況則 $E_{ij} = 0$ 。 V 、 A 和 H 分別是滑移速度、滑移物的面積和滑移物的厚度。 V_{ref_i} 、 A_{ref_i} 和 H_{ref_i} 是在一個崩移潛勢區中，滑移物的速度、面積和厚度在不同情境的平均值。 a_i 、 b 、 c 和 d 是利用最小二乘法(Ordinary Least Squares, OLS)所獲得之參數。

透過式(4)，第 i 個崩移潛勢區內特定位置的海嘯波高，將可利用特定的 V 、 A 和 H 直接計算海嘯波高。並可利用此海嘯波高，代入式(1)和式(2)，即可得到崩移造成的海嘯危害度曲線。

除了海嘯最大的波高可能會造成核電廠的危害之外，由於核電廠需要抽水排放熱能，因此也需要注意海嘯造成的水位降低。此水位降低模型(drawdown model)，可透過與計算海嘯波高相同的方式，利用式(4)和數值模擬的結果，建立所需的參數。

海嘯造成的峰值流速(peak velocity)過大，可能會造成取水口、排水口和廠區建物的危害。PG&E 利用迴歸分析的方式，建立海嘯波高(W_{tsu})和峰值(vel)流速的關係：

$$\ln(\text{vel}) = \begin{cases} b_1 + b_2 \ln(W_{tsu}) + b_3 \ln(W_{tsu})^2 & \text{for } W_{tsu} < W_1 \\ b_1 + b_2 \ln(W_1) + b_3 \ln(W_1)^2 + (b_2 + 2b_3 \ln(W_1)) \ln\left(\frac{W_{tsu}}{W_1}\right) & \text{for } W_{tsu} \geq W_1 \end{cases} \quad (5)$$

其中， W_1 是數值模擬計算得到的最大海嘯波高， b_1 、 b_2 和 b_3 是利用最小二乘法(Ordinary Least Squares, OLS)所獲得之參數。

如此一來，即可透過數值資料，建立「最大波高發生時的流速」(圖 11 和圖 12)以及「最大波高與最大流速」(圖 13 和圖 14)之間的關係。

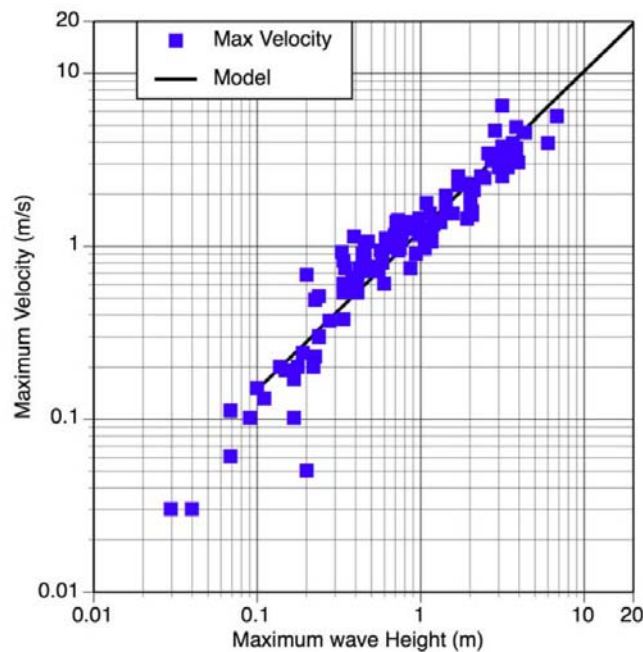


圖 11 Diablo 電廠抽水口的最大流速與最大波高之模型(PG&E, 2010 [20])

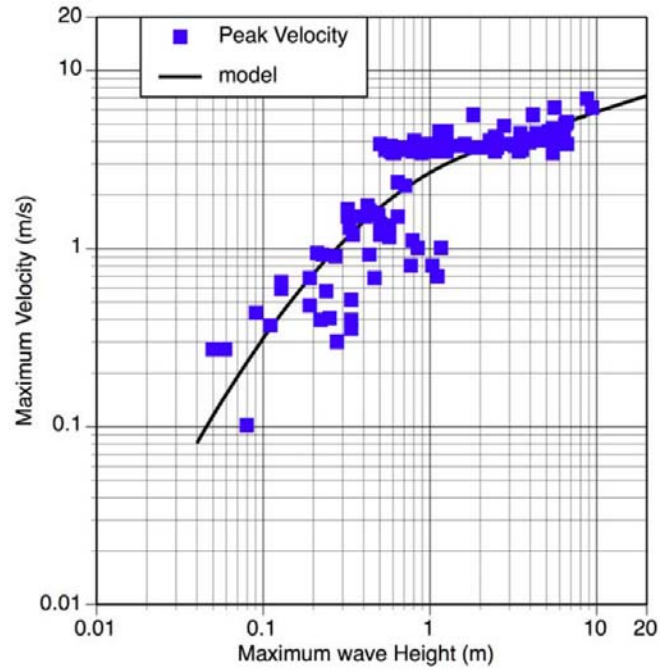


圖 12 Diablo 電廠排水口的最大流速與最大波高之模型(PG&E, 2010 [20])

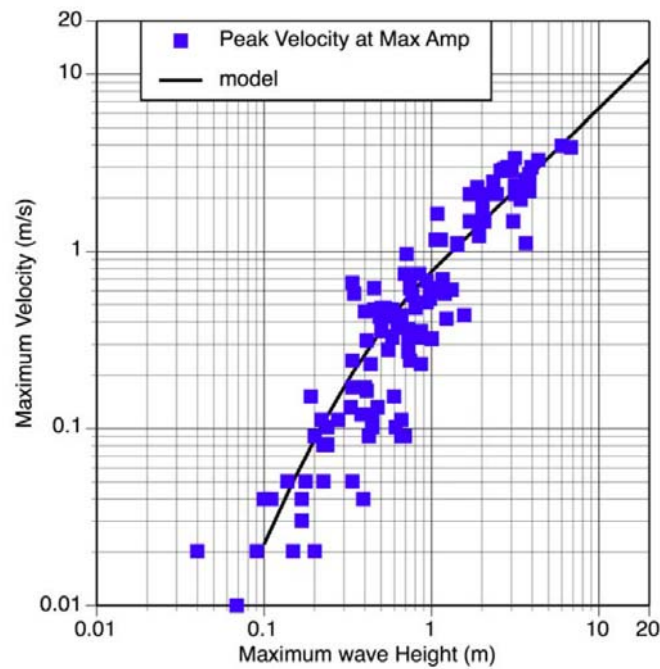


圖 13 Diablo 電廠抽水口於最大波高發生時的
最大流速與最大波高之模型(PG&E, 2010 [20])

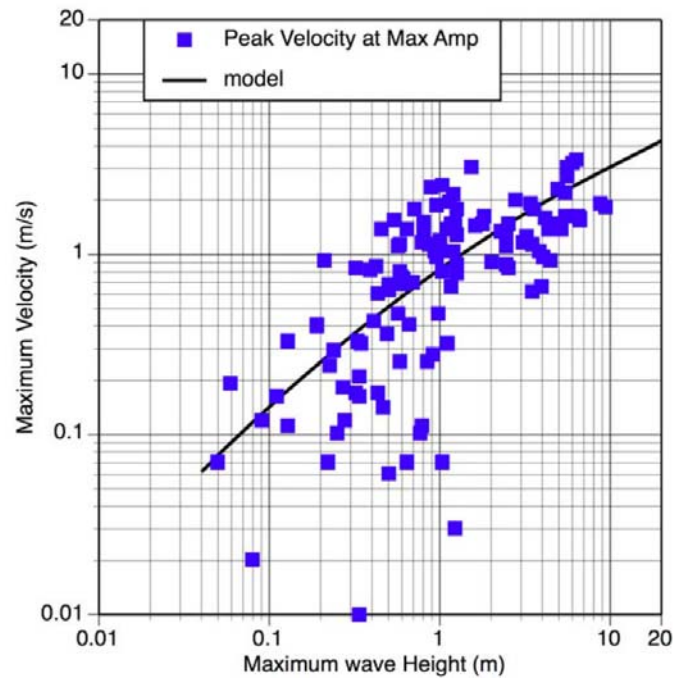


圖 14 Diablo 電廠排水口於最大波高發生時的最大流速與最大波高之模型(PG&E, 2010 [20])

2. 暴潮和潮汐 (災害源)

PG&E (2010) [20]將暴潮與潮汐視為一種災害源，其水位的年超越機率有獨立的計算方法，Diablo Canyon 核能電廠自 1983 年開始有暴潮資料的紀錄，如表 5 所示，暴潮資料有不同的紀錄方法，分別為示性波高 (Significant swell height)和最大波高(Maximum wave height)。波高(Wave height)為個別波波峰與波谷間的高程差，在十分鐘一筆的資料中，示性波高是波群中前三分之一波高的平均值，最大波高則為一天中量測所得之

最大波高。在示性波高的資料中，PG&E (2010) [20]的暴潮資料仍有不同紀錄期間，如表 5 所示。1994 年是三小時暴潮的最大示性波高，1983 年至 1988 年為六小時，以及 1989 年至 1993 年和 1995 年至 2006 年則為一日(24 小時)的紀錄期間。典型海嘯波的侵襲時間大約是十幾分鐘，理想情況下，需要有接近十分鐘的示性波高資料，但是 PG&E (2010) [20]的暴潮資料最短期間為 1994 年的三小時，在此限制下仍使用三小時暴潮的最大示性波高和海嘯波高結合是有爭議的，因十分鐘海嘯期間的示性波高通常會小於三小時暴潮期間之最大示性波高。

表 5 Diablo Canyon 核能電廠暴潮資料(PG&E, 2010 [20])

Start Date	End Date	Data
1/1/83	12/31/83	Largest Significant Swell Heights (in 6 hour time periods)
1/1/84	12/31/84	Largest Significant Swell Heights (in 6 hour time periods)
1/1/85	12/31/85	Largest Significant Swell Heights (in 6 hour time periods)
1/1/86	12/31/86	Largest Significant Swell Heights (in 6 hour time periods)
1/1/87	12/30/87	Largest Significant Swell Heights (in 6 hour time periods)
1/1/88	12/31/88	Largest Significant Swell Heights (in 6 hour time periods)
1/1/89	12/4/89	Significant Swell Heights Greater than 8.8 ft Limited data – buoy lost during storm
1/14/91	12/30/91	Significant Swell Heights Greater than 8.8 ft
1/26/92	12/12/92	Significant Swell Heights Greater than 8.8 ft
1/14/93	3/4/93	Significant Swell Heights Greater than 8.8 ft
1/1/94	12/31/94	Largest Significant Swell Heights (in 3 hour time periods)
1/1/95	4/30/95	Maximum Daily Significant Swell Height
9/1/95	4/29/96	Maximum Daily Significant Swell Height
9/1/96	4/30/97	Maximum Daily Significant Swell Height
9/1/07	8/31/98	Maximum Daily Significant Swell Height
9/1/98	8/31/99	Maximum Daily Significant Swell Height
9/1/99	8/31/00	Maximum Daily Significant Swell Height
9/1/00	8/31/01	Maximum Daily Significant Swell Height
9/1/01	8/31/02	Maximum Daily Significant Swell Height
9/1/02	8/31/03	Maximum Daily Significant Swell Height and Partial Maximum Daily Wave Height
9/1/03	8/31/04	Maximum Daily Significant Swell Height and Maximum Daily Wave Height
9/1/04	8/31/05	Maximum Daily Significant Swell Height and Maximum Daily Wave Height
9/1/05	8/31/06	Maximum Daily Significant Swell Height and Maximum Daily Wave Height

為了達到資料的一致性，必須先將 1983 年至 1988 年之六小時最大示性波高整理為每日最大波高資料，再將 1994 年三小時期間的最大示性波資料發展成一套分布模式，並以比例的方式套用至所有每日最大波高的暴潮資料。此比例分布只有在每日最大波高兩公尺以上才被計算，分布的結果如圖 15 所示。PG&E (2010) [20]假設此分布比例可適用在所有暴潮資料，並估計其他年份的資料成為三小時期間的最大示性波高。

最後，為了方便計算海嘯、暴潮和潮汐波高的影響，海嘯和暴潮的波高皆定義為波峰至潮汐水位的垂直距離，而不是波峰至波谷的距離，因此示性波高的振幅都要除以二。

Diablo Canyon 核能電廠在 1905 年發生巨大的暴潮事件，為了使暴潮超越機率有較長的回歸期，PG&E (2010) [20]加入 1905 年的歷史資料，其暴潮的波高值介於 5.5 至 9.4 公尺之間。將波高除以二，則介於 2.75 至 4.7 公尺，並且將之區分為三種估算值：最佳估算值 3.7 公尺、較低估算值 2.7 公尺、較高估算值 4.7 公尺。

暴潮資料經過處理後，皆為三小時期間的每日最大波高，且波高值的計算是波峰相對於潮位，而非相對於波谷。三小時期間的暴潮機率分佈如圖 16 的紅線所示，可發現波高超過一公尺時，實測的回復率 (recurrence)接近截斷的指數分佈，如黑色短虛線所示。但此觀測的資料只有 19 年，為了有較長的回歸期，必須加入歷史暴潮資料。PG&E (2010)

[20]假設 1905 年暴潮是 1905 年至 1983 年間最大的暴潮，並使用該歷史暴潮的三種估算值來外插機率密度分佈，計算暴潮危害度曲線如圖 16 所呈現。

指數機率密度曲線公式如下：

$$f_{\text{storm}}(W_s) = -b \ln(10) 10^{-b(W_s - S_{\min})} \quad \text{for } S_{\min} < W_s \leq S_{\max} \quad (6)$$

$$f_{\text{storm}}(W_s) = 0 \quad \text{for } W_s > S_{\max} \quad (7)$$

其中 S_{\max} 是最大暴潮波高，較低估計值和最佳估計值的 S_{\max} 可由資料決定，較高估計值則沒有最大波高的限制，在這裡先假設較高估計值的 S_{\max} 為六公尺， S_{\min} 則是最低暴潮波高，皆從 0.1 公尺計算開始計算。累積年超越機率分佈如下：

$$N(W_s > z) = N_0 \int_z^{\infty} f_{\text{storm}}(w) dw \quad (8)$$

式(6)~(8)所使用的經驗參數如表 6 所示，其中 N_0 為暴潮模式之資料總數(表 7)。1905 年歷史暴潮的三種估計值之機率模式如圖 16 所示，可以發現觀測資料的紅色曲線比較接近較低估計值的分佈，因此 PG&E (2010) [20]分配的權重為：0.6 給最低估計模式、0.3 給中間估計模式，及 0.1 給最高估計模式。

Diablo Canyon 核能電廠 2004 年至 2007 年每天有兩筆高潮位與低潮位的近岸潮位資料，海嘯潮升是相對於平均水位而言，這裡不考慮整體的潮位平均值，而是將每對高潮位和低潮位平均，當作相對於平均海水

位的潮位資料。為了簡化，可假設所有潮位資料相似於一個三小時期間的暴潮災害，但每筆高、低潮位資料並沒有在同一個發生期間，這樣的假設也使得分佈比預期三小時的寬廣，統計分佈的結果如圖 17 所示。

潮位約有 18 年的循環，PG&E (2010) [20]僅使用 4 年的資料，並沒有針對 18 年週期做校正。(沙羅周期 Saros Cycle：太陽、地球和月球每隔 18 年 11.3 日就會回到相同的相對位置)

PG&E(2010) [20]將暴潮與潮位的災害結合為一個機率密度之危害曲線，其計算的公式如下：

$$N_{S\&T}(W_{S\&T} > z) = \sum_j^{N_s} N(W_S > x_j) \sum_i^{N_T} H(W_{Ti} + x_j - z) P(W_{Ti}) \quad (9)$$

其中 N_s 是暴潮資料總數如表 7， N_T 是潮位資料總數如表 8， $H(x)$ 為單位階躍函數 (Heaviside function)， W_{Ti} 和 P_{Ti} 分別為潮位的波高和機率，如表 8 所示。

依據 1905 年歷史暴潮的三個估計模式，並將該暴潮災害與潮位災害的機率結合，暴潮與潮位的危害度曲線如圖 18 所示。

表 6 暴潮機率模式參數表(PG&E, 2010 [20])

參數	1905 年歷史海嘯之 較低估算	1905 年歷史海嘯之 最佳估算	1905 年歷史海嘯之 較高估算
N_0	7000	7000	7000
b	-1.3	-1.3	-1.3
S_{max}	3.2	3.7	6.0
S_{min}	0.1	0.1	0.1

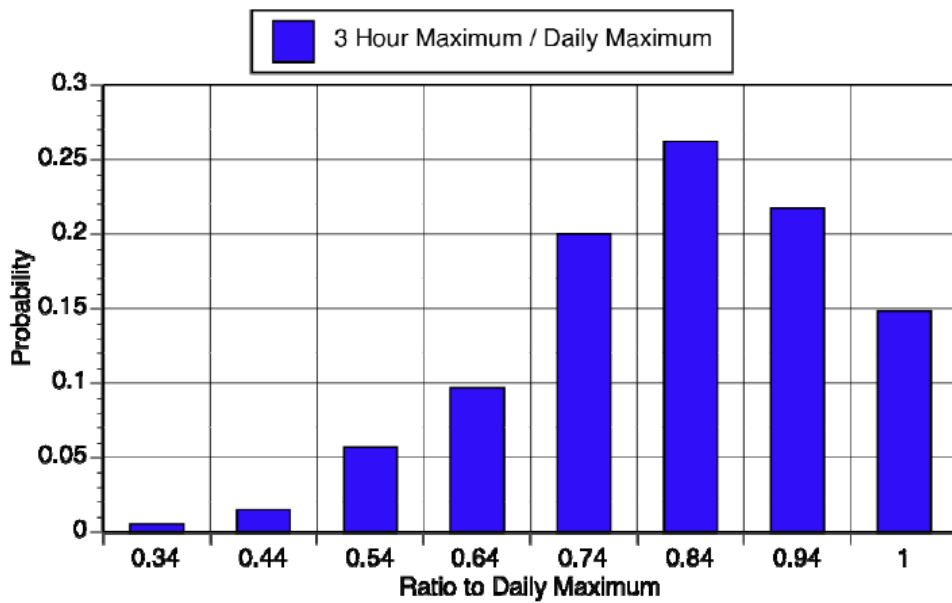


圖 15 三小時最大波與每日最大波之比率分布(PG&E, 2010 [20])

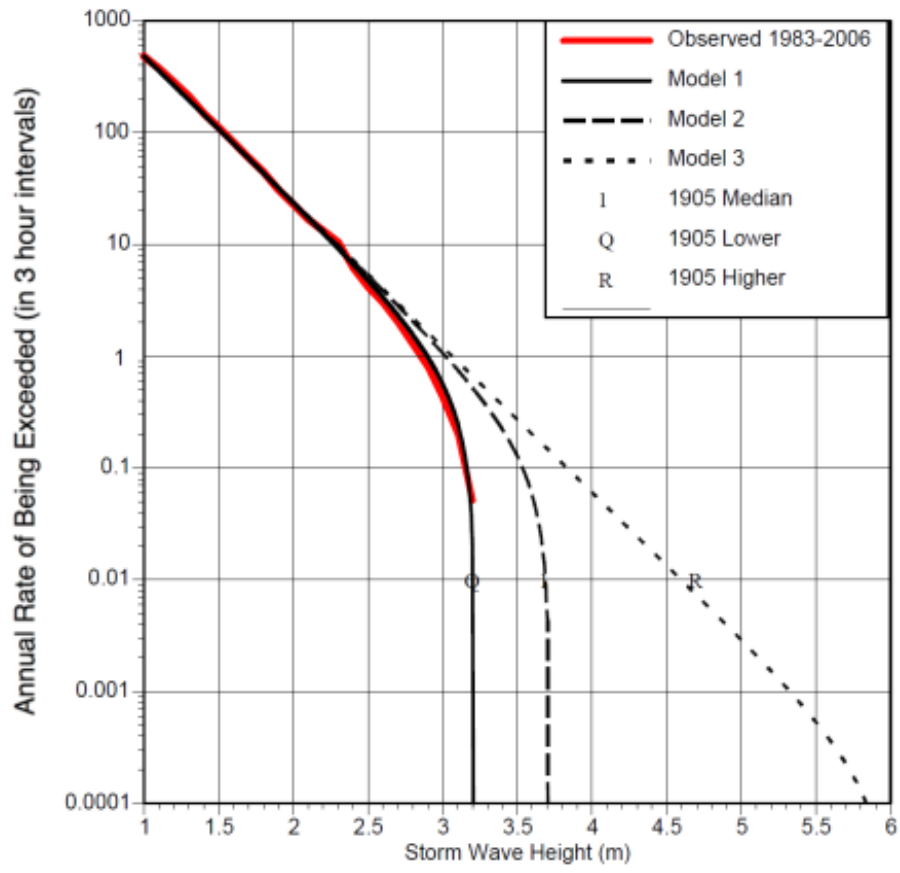


圖 16 暴潮危害度曲線(三小時期間) (PG&E, 2010 [20])

表 7 暴潮年超越機率(PG&E, 2010 [20])

	歷史海嘯之最佳估算（年超越機率，在三小時期間）		
暴潮波高(m)	1905 年歷史海嘯 之較低估算	1905 年歷史海嘯 之最佳估算	1905 年歷史海嘯 之較高估算
0.4	3.154E+03	3.153E+03	3.153E+03
0.6	1.733E+03	1.733E+03	1.733E+03
0.8	9.525E+02	9.523E+02	9.523E+02
1.0	5.234E+02	5.233E+02	5.233E+02
1.2	2.876E+02	2.876E+02	2.876E+02
1.4	1.581E+02	1.580E+02	1.580E+02
1.6	8.687E+01	8.685E+01	8.685E+01
1.8	4.774E+01	4.773E+01	4.773E+01
2.0	2.623E+01	2.623E+01	2.623E+01
2.2	1.442E+01	1.441E+01	1.441E+01
2.4	7.922E+00	7.921E+00	7.921E+00
2.6	4.354E+00	4.353E+00	4.353E+00
2.8	2.392E+00	2.392E+00	2.392E+00
3.0	1.315E+00	1.315E+00	1.314E+00
3.2	4.730E-02	7.224E-01	7.224E-01

表 7 暴潮年超越機率(PG&E, 2010 [20])(續)

	年超越機率，在三小時期間		
暴潮波高(m)	1905 年歷史海嘯 之較低估算	1905 年歷史海嘯 之最佳估算	1905 年歷史海嘯 之較高估算
3.4	0.000E+00	3.970E-01	3.970E-01
3.6	0.000E+00	1.359E-01	2.181E-01
3.8	0.000E+00	0.000E+00	1.199E-01
4.0	0.000E+00	0.000E+00	6.588E-02
4.2	0.000E+00	0.000E+00	3.620E-02
4.4	0.000E+00	0.000E+00	1.990E-02
4.6	0.000E+00	0.000E+00	1.093E-02
4.8	0.000E+00	0.000E+00	6.008E-03
5.0	0.000E+00	0.000E+00	3.302E-03
5.2	0.000E+00	0.000E+00	1.814E-03
5.4	0.000E+00	0.000E+00	9.971E-04
5.6	0.000E+00	0.000E+00	5.480E-04
5.8	0.000E+00	0.000E+00	3.011E-04
6.0	0.000E+00	0.000E+00	1.083E-05
6.2	0.000E+00	0.000E+00	0.000E+00

表 8 Diablo Canyon 核能電廠 2004 年至 2007 年潮位機率表(相對於平均
海水位) (PG&E, 2010 [20])

潮位(m)	機率
-1.6	0.000E+0
-1.4	7.130E-3
-1.2	1.943E-2
-1.0	3.868E-2
-0.8	3.975E-2
-0.6	3.681E-2
-0.4	8.360E-2
-0.2	1.328E-1
0.0	2.266E-1
0.2	1.667E-1
0.4	1.046E-1
0.6	6.123E-2
0.8	4.688E-2
1.0	2.638E-2
1.2	9.180E-3
1.4	1.783E-4
1.6	0.000E+0

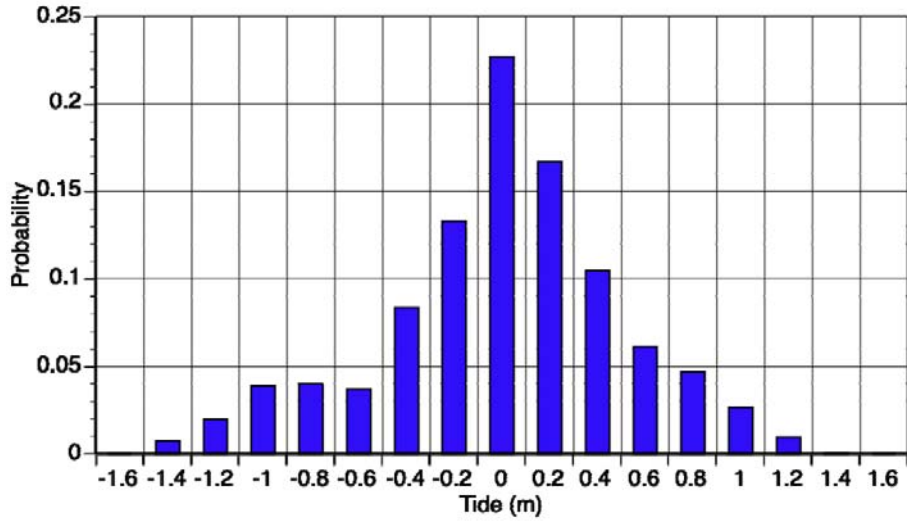


圖 17 Diablo Canyon 核能電廠 2004 年至 2007 年潮位機率統計分布(相對於平均海水位) (PG&E, 2010 [20])

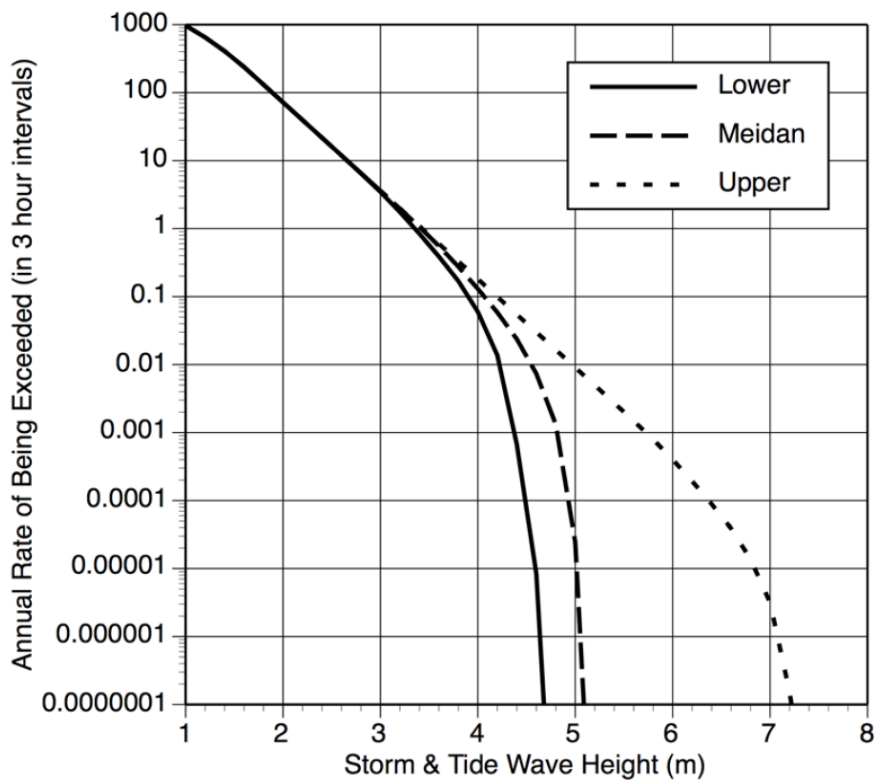


圖 18 暴潮與潮汐危害度曲線(PG&E, 2010 [20])

三、機率式海嘯危害度之潮汐效應

由於 PG&E (2010) [20]將潮汐視為一種災害源，並不是考慮實際海嘯發生時潮汐水位不確定性所造成的影響，本研究認為應將潮汐之影響視為一種不確定性。

為了量化接近實際的海嘯災害，PTHA 的計算需搭配海嘯數值模式(例如: COMCOT)計算特定的危害物理量，如：最大溢淹深度和範圍、最大流速、最大波高。為了計算重現期、即超過某離散超越值的條件機率(Annual Probability of Exceedance)，可以互補累積分布函數來表示超越機率(Complementary Cumulative Distribution Function, CCDF)。而本研究所選定的危害度為海域波高與陸域的溢淹高度，可透過 COMCOT 做計算。

本論文將參考相關文獻整理三種研究方法，分別為：高斯方法(Gaussian Method)、時間週期方法(Δt Method)和型態方法(Pattern Method)，探討潮汐不確定性之影響，建立並比較比較不同方法的優缺點與適用性。

(一) 高斯方法

Mofjeld et al. (2007) [17]假設海嘯與潮位疊加後的機率分布會近似為高斯分布，提出第一個結合海嘯和潮汐的機率方法—高斯方法。Mofjeld et

al. (2007) [17]以高斯分布擬合潮位偶然不確定性，係因當時的模擬工具尚不能加入潮位或調整海平面。在 Mofjeld et al. (2007) [17]的理論中，海嘯與潮位疊合的波高機率分佈曲線可比擬為高斯分佈。在此理論之下，海嘯與潮位疊合之最大波高的超越機率為：

$$P(\zeta > \hat{\zeta}) = \frac{1}{2} \left(1 - \operatorname{erf} \left(\frac{\hat{\zeta} - \zeta_0}{\sqrt{2}\sigma} \right) \right) \quad (5)$$

式中 ζ 為最大波高， ζ_0 為平均值， σ 是標準差， $\hat{\zeta}$ 為波高超越值。

根據 Mofjeld et al. (2007) [17]的研究，高斯分佈需要平均值和標準差來擬合計算，各地點 (x, y) 的標準差和平均值如以下公式計算：

$$\xi_0 = \zeta_G + \xi_{\text{MSL}} + C(\xi_{\text{MHHW}} - \xi_{\text{MSL}}) e^{-\alpha \left(\frac{\zeta_G}{\sigma_0} \right)^\beta} \quad (6)$$

$$\sigma = \sigma_0 \left(1 - C' \xi_{\text{MHHW}} e^{-\alpha' \left(\frac{\zeta_G}{\sigma_0} \right)^{\beta'}} \right) \quad (7)$$

式中 ζ_G 為海嘯模擬的最大海嘯波高、 $C, \alpha, \beta, C', \alpha', \beta'$ 為六個潮位經驗參數， σ_0 為一年潮位的標準差， ξ_{MHHW} 為平均較高潮位， ξ_{MSL} 為平均潮位。其中六個潮位經驗參數是 Mofjeld et al. (2007) [17]透過理論海嘯波與潮位的疊合，經過最小平方的回歸分析法取得美國西岸各個潮位站的經驗參數，如表 9 所示；而海嘯情境的最大海嘯波高可以由 COMCOT 計算獲得，如此會使得潮位的超越機率隨著不同地點 (x, y) 的結果改變。

Adams et al. (2015) [1]應用高斯方法於新月城(Crescent City,

California)，一年潮位的標準差 (σ_0) 為 0.638，六個經驗參數為：
 $\alpha = 0.1700$ 、 $\beta = 0.8580$ 、 $C = 1.0440$ 、 $\alpha' = 0.0560$ 、 $\beta' = 1.1190$ 、
 $C' = 0.7070$ 。使用以上的參數與海嘯模擬的最大波高，則可估算標準差與
 平均值，以高斯方法建立新月城的超越機率如(圖 19)所示。

以下為高斯方法計算超越機率的流程：

1. 由無潮位之海嘯模擬取得最大海嘯波高 ζ_G 。
2. 將最大海嘯波高 ζ_G 、平均較高高潮位 ξ_{MHHW} 、平均潮位 ξ_{MSL} 與經驗參數 $C, \alpha, \beta, C', \alpha', \beta'$ 帶入公式(6)與(7)計算標準差和平均值。
3. 以標準差和平均值建立高斯分佈，可得每個位置(x, y)的潮位超越機率曲線。

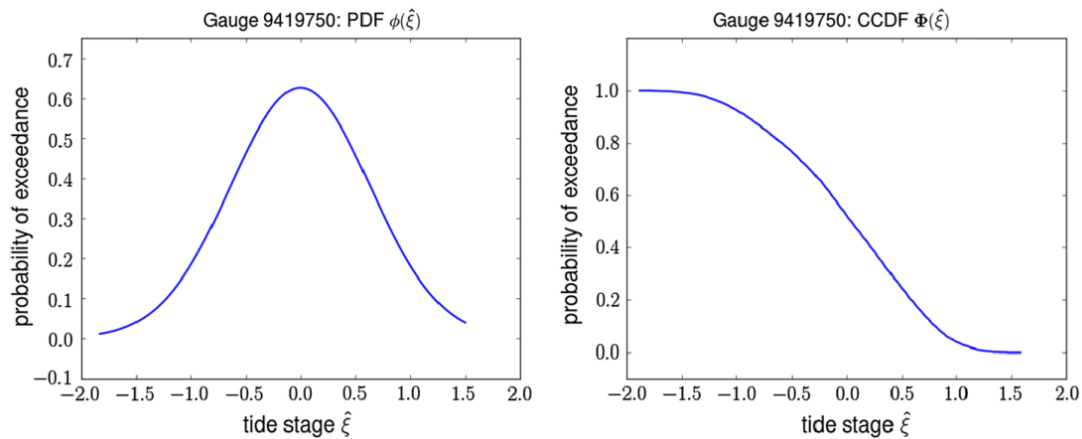


圖 19 以高斯方法建立新月城的潮位超越機率(左圖為機率密度函數，右圖為互補累積機率分布函數) [5]

表 9 太平洋東岸測站與六組高斯分佈之經驗參數[4]

	Lat (N)	Lon (W)	Mean height η_o			Std dev σ			Tidal quantities (m)		
			C	α	β	C'	α'	β'	MHHW	MSL	σ_o
Alaska											
Adak	51°51.8'	176°37.9'	0.959	0.122	1.130	0.585	0.015	1.755	1.131	0.650	0.408
Unalaska	53°52.8'	166°32.2'	0.928	0.129	1.016	0.650	0.016	1.595	1.098	0.635	0.370
Sand Point	55°20.2'	160°30.1'	1.070	0.190	0.826	0.690	0.070	1.048	2.204	1.181	0.680
Kodiak	57°43.9'	152°30.7'	1.113	0.219	0.749	0.717	0.095	0.918	2.675	1.370	0.825
Seward	60°07.2'	149°25.6'	1.145	0.252	0.674	0.711	0.094	0.867	3.239	1.694	1.006
Yakutat	59°32.9'	139°44.1'	1.121	0.230	0.712	0.730	0.082	0.936	3.070	1.612	0.951
Sitka	57°03.1'	135°20.5'	1.119	0.228	0.705	0.710	0.080	0.927	3.028	1.610	0.947
Washington											
Neah Bay	48°22.1'	124°37.0'	1.082	0.196	0.828	0.691	0.070	1.050	2.425	1.315	0.744
Port Townsend	48°06.7'	122°45.5'	1.022	0.176	0.846	0.811	0.059	1.102	2.596	1.522	0.842
Toke Point	46°42.5'	123°57.9'	1.080	0.199	0.771	0.718	0.063	1.040	2.719	1.458	0.834
Oregon											
Astoria	46°12.5'	123°46.0'	1.032	0.175	0.805	0.747	0.060	1.072	2.624	1.373	0.790
Seaside	46°00.1'	123°55.8'	1.068	0.201	0.774	0.726	0.068	1.026	2.740	1.460	0.833
South Beach	44°37.5'	124°02.6'	1.064	0.186	0.804	0.729	0.064	1.052	2.542	1.358	0.784
Charleston	43°20.7'	124°19.3'	1.052	0.178	0.829	0.719	0.059	1.092	2.323	1.244	0.709
Port Orford	42°44.4'	124°29.8'	1.060	0.179	0.844	0.725	0.063	1.086	2.221	1.199	0.679
California											
Crescent City	41°44.7'	124°11.0'	1.044	0.170	0.858	0.707	0.056	1.119	2.095	1.130	0.638
North Spit	40°46.0'	124°13.0'	1.067	0.170	0.874	0.743	0.065	1.100	2.090	1.128	0.639
Arena Cove	38°54.8'	123°42.5'	1.029	0.159	0.923	0.686	0.057	1.163	1.792	0.960	0.540
Pt. Reyes	37°59.8'	122°58.5'	1.041	0.159	0.927	0.700	0.058	1.159	1.758	0.946	0.536
San Francisco	37°48.4'	122°27.9'	1.005	0.141	0.959	0.729	0.050	1.219	1.780	0.951	0.542
Monterey	36°36.3'	121°53.3'	1.032	0.149	0.972	0.677	0.058	1.193	1.626	0.862	0.492
Port San Luis	35°10.6'	120°45.6'	1.056	0.153	0.957	0.658	0.060	1.177	1.623	0.853	0.499
Santa Monica	34°00.5'	118°30.0'	1.061	0.167	0.916	0.628	0.073	1.102	1.653	0.849	0.500
Los Angeles	33°43.2'	118°16.3'	1.059	0.170	0.906	0.634	0.074	1.090	1.673	0.861	0.505
La Jolla	32°52.0'	117°15.5'	1.071	0.168	0.914	0.626	0.075	1.094	1.624	0.832	0.496
San Diego	32°42.8'	117°10.4'	1.138	0.184	0.867	0.642	0.086	1.025	1.745	0.897	0.551
Hawaii											
Nawiliwili	21°57.3'	159°21.4'	1.022	0.132	0.989	0.559	0.089	1.037	0.558	0.252	0.173
Honolulu	21°18.4'	157°52.0'	1.082	0.126	1.009	0.618	0.109	1.027	0.580	0.251	0.193
Kahului	20°53.9'	156°28.3'	1.020	0.140	0.934	0.511	0.026	1.327	0.686	0.339	0.215
Hilo	19°43.8'	155°03.4'	1.048	0.138	0.939	0.546	0.043	1.193	0.731	0.349	0.231
Average			1.056	0.173	0.875	0.677	0.065	1.120			

(二) 時間週期方法與型態方法

與高斯方法的大假設不同，Adams et al. (2015) [1]提出時間週期方法與型態方法之危害度分析為海嘯抵達時的潮位高度與相對應的超越機率，需要在海嘯數值模擬中加入不同的靜態潮位，計算海嘯抵達時，海嘯與潮位疊合造成的最大波高。時間週期方法與型態方法都必須建立兩

個函數：分別為 Z 函數以及 Φ 函數， Z 函數是數值模擬所計算的海嘯波高與潮位之關係曲線， Φ 函數則是潮位的超越機率。兩函數可分析海嘯加入潮位後的波高超越機率，此超越機率同樣以互補累積分布函數表示：

$$P[\zeta > \hat{\zeta}] \approx \Psi(\hat{\zeta}) \quad (8)$$

其中 ζ 為最大波高， $\hat{\zeta}$ 為波高超越值， $\Psi(\hat{\zeta})$ 表示海嘯考量潮位偶然不確定後的超越機率。

1. 海嘯波高與潮位之關係曲線 (Z 函數)

為了將潮位視為偶然不確定性的考量，本研究使用數值模式加入不同的靜態潮位，所加入的潮位值並不隨時間變動，但實際上在海嘯發生的期間不應只存在單一一個靜態潮位。符合實際情況的海嘯模擬應需包含動態潮位，Kowalik and Proshutinsky (2006) [13]和 Androsov et al. (2011) [2]都曾有這方面的研究。但直至今日，評估災害的海嘯模式並沒有考量動態潮位的影響。主因是海嘯抵達時刻的潮位值仍是未知，若要考慮動態潮位的各種可能性，將會使潮位機率的計算過於複雜。因此仍使用靜態潮位進行分析，藉由特定潮位的超越機率做計算，簡化最大海嘯波高與不同潮位之間的關係。

Adams et al. (2015) [1]假設一 Z 函數可代表海嘯抵達時，海面所處之潮位，此函數用以表示考慮靜態潮位之海嘯模擬的危害度與潮位之間的

關係。Z 函數建立於單一地震海嘯源情境之下，藉由模擬不同的靜態潮位，並使用分段線性內插建立 Z 函數。若潮位沒有包括最高高潮位(HHW)和最低低潮位(LLW)的模擬結果，可由線性外插決定超出值。Adams et al. (2015) [1]建議至少模擬三個潮位值：平均較低低潮位(MLLW)、平均海水位(MSL)與平均較高高潮位(MHHW)來決定 Z 函數。進一步利用 Z 的反函數則可得知特定的海嘯波高發生於何種的潮汐水位之下：

$$\hat{\zeta} = Z(\hat{\xi}) \quad (9)$$

$$\hat{\xi} = Z^{-1}(\hat{\zeta}) \quad (10)$$

其中 $\hat{\zeta}$ 為最大海嘯波高， $\hat{\xi}$ 表示某個靜態潮位。

圖 20 是 Adams et al. (2015) [1]以新月城(Crescent City, California)近岸為例，所建置的 Z 函數。紅線是在多種靜態潮位下以線性內插建立之 Z 函數，黑線則是參考一組靜態潮位之計算結果，建立斜率為一的曲線。除了可以看到海域與陸域位置的 Z 函數有所不同之外，還觀察到陸域的 Z 函數並不是單一斜率的變化(圖 20 的右下圖)，換句話說，海嘯波高與所加入的潮位關係曲線會隨著陸地被溢淹與否而改變斜率。

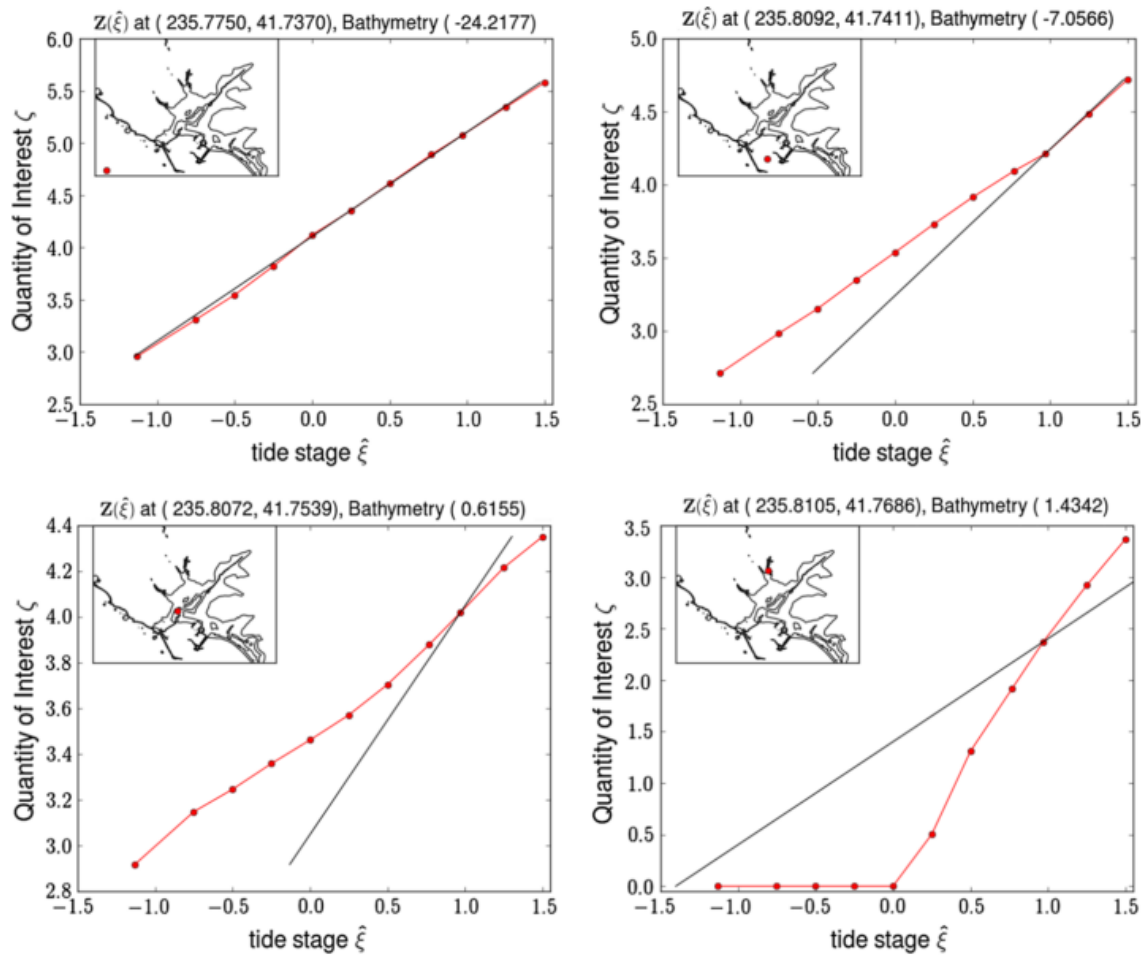


圖 20 新月城近岸之 Z 函數方法比較，右下圖為陸地地區，其他為海域地區(Adams et al., 2015) [1])

2. 潮位超越機率 (Φ 函數)

Z 的反函數可以決定海嘯抵達時的潮位值，但仍要透過互補累積分布函數 (complementary cumulative distribution function, CCDF) 計算潮位超越機率。超越機率是由一年的潮位紀錄統計計算，而在此超越機率不變的條件下，要如何定義海嘯的抵達時間是相當重要的。因為 Z 的反函數中的海嘯波高會對應到不同的潮位值，繼而計算出不同的超越機率。

Adams et al. (2015) [1]以一年的潮位資料計算超越機率，假設海嘯只有一個具破壞力的波，且海嘯的抵達時刻在時間軸上只存在單一個時間點。假設海嘯抵達的時間是一個隨機變量，且均勻地分布在一年的潮位紀錄之中，則海嘯抵達時刻的潮位超越機率 Φ 函數為：

$$\Phi_0(\hat{\xi}) = P[\xi(t_0) > \hat{\xi}] \quad (11)$$

式中 ξ 表示潮位， $\hat{\xi}$ 為選定的潮位超越值， t_0 表示海嘯的抵達時間， $\xi(t_0)$ 為海嘯抵達時的潮位值。

為配合海嘯侵襲的時間考量不同潮位之可能性，Adams et al. (2015) [1]以時間週期方法與型態方法來計算海嘯抵達時刻的潮位超越機率，時間週期方法與型態方法所建立的超越機率函數可近似於鄰近區域的結果。

3. 時間週期方法 (Δt Method)

海嘯波抵達近岸時會有不同的潮位狀況，而式(11)所計算的潮位超越機率(Φ_0)僅有一個抵達時間點。為了保守估計，將海嘯抵達時間拉長為時間週期(Δt)，將時間週期代入一年的實測潮位資料中，統計不同時區間下(例如：一小時、兩小時等)的潮位最大值以及對應的個數，藉以計算海嘯抵達期間內的潮位超越機率。

假設某事件有一系列具破壞力的海嘯波，其持續時間達 Δt ，如此可

考慮潮位在這段時區間內的最大值以建立 Φ 函數。首先，選擇一個海嘯時間週期長度，在一年的潮位資料中移動時間週期視窗，找到該時區間之最大潮位值，並將這些潮位最大值做出累計直方圖(Histogram)、除以時間週期視窗的次數以計算機率密度分佈(Probability Density Function, PDF)與互補累積機率分布(CCDF)，再使用三次樣條(Cubic Spline Interpolation)作內插。然而當時間週期為無限大時，則不作內插。此外，Mofjeld et al. (2007) [17]建議在直方圖統計的區間(Bin)以 0.1 公尺計算。時間週期方法的機率分佈為：

$$\Phi_{\Delta t}(\hat{\xi}) = P[\max_{t_0 \leq t \leq t_0 + \Delta t} \xi(t) > \hat{\xi}] \quad (12)$$

其中 t_0 是海嘯抵達時間， Δt 為海嘯災害的持續時間，也就是時間週期方法所需選擇的時區間。因不同的海嘯情境有不同的海嘯波高，海嘯災害的持續時間長度也有所不同，可以透過計算的海嘯觀察波高之相對振幅大小來決定時區間的長度。當 $\Delta t = 0$ 時，等同於式(11)，表示不採計危害的持續時間。

以 Adams et al. (2015) [1]建立的時區間方法為例，圖 21 呈現潮位於不同時區間的超越機率曲線(Φ_{∞})，圖中最下面的紫色曲線是 Φ_0 ，是時區間為零、也就是原來實測資料的互補累積機率曲線，由式(12)計算。若增加海嘯的抵達期間，在越大時區間下所取得的最大值越少、更有鑑別度，潮位超越機率也會隨之增加。以無限大的時區間為例，因時區間已

囊括整個潮位資料，只取得唯一的最大值，其超越機率只有一和零兩種變化，為不連續的機率曲線：

$$\Phi_{\infty}(\hat{\xi}) = 1 \text{ if } \hat{\xi} < \xi_{\text{HHW}} \quad (13)$$

$$\Phi_{\infty}(\hat{\xi}) = 0 \text{ if } \hat{\xi} > \xi_{\text{HHW}} \quad (14)$$

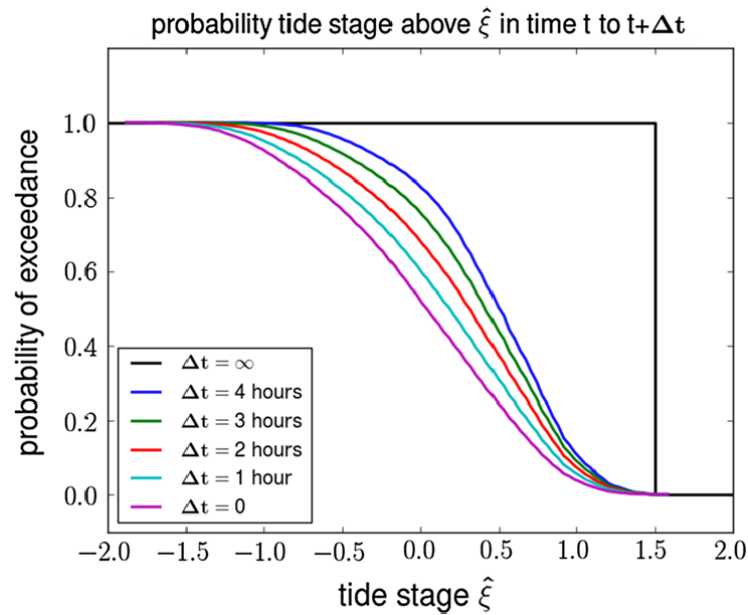


圖 21 不同時區間下的潮位超越機率曲線($\Phi_{\Delta t}$) (Adams et al., 2015) [1])

4. 型態方法 (Pattern Method)

一般來說，海嘯災害可能有多個具破壞力的海嘯波陸續抵達，或者因地形影響造成波浪繞射與反射，使得海嘯波二次或多次衝擊近岸，故海嘯波是不連續的。若為了包含所有相對振幅較大的海嘯波，將時間週期方法的時區間(Δt)拉長，則可能出現長時間沒有海嘯波傳入的情形。這將使得潮位的超越機率曲線更加不連續，導致潮位超越機率被高估；反

之，選擇較短的時區間而忽略後續抵達的海嘯波，又會有超越機率被低估的情形。

Adams et al. (2015) [1]為了解決上述的問題，提出型態方法(Pattern Method)。此方法在模擬的海嘯波中建立型態視窗，藉以分別出海嘯波陸續抵達的時刻與持續的時間，使潮位超越機率不受限於固定的時區間，同時也解決了時間週期方法在選擇時區間上的困難。

為了建立型態視窗，需要海嘯情境模擬的時序列資料，在特定的情境中需紀錄與潮位資料相同位置之水位變化。時序列中會有不同的海嘯波陸續抵達，將模擬所加入的靜態潮位定為基準線，以零上切(Zero-Up Cross)和零下切(Zero-Down Cross)法界定不同的時區間，找到最大的海嘯振幅；將其他海嘯振幅與最大海嘯振幅的差值定義為相對振幅，且第一個振幅到最大振幅的時間為總危害時間。如此可建立型態視窗中參數：總危害時間、個別海嘯波時區間(I_k)與相對振幅(A_k)。

$$I_k = [S_k, T_k] \quad (15)$$

$$A_k = M_k - H_k \quad (16)$$

其中 H_k 是視窗中每個海嘯波振幅， M_k 是最大振幅， A_k 為相對振幅， S_k 、 T_k 則記錄了各個海嘯波的起始時間跟結束時間， I_k 為各個海嘯波的時區間，時間是以一分鐘為單位，並且以第一個海嘯波抵達為基準，故 S_1 為零。

為了考慮海嘯抵達時刻的潮位大小，將所建立的型態視窗放置在一年的觀測潮位記錄中做計算，在潮位紀錄中移動型態視窗一分鐘作統計，視為考慮不同的海嘯抵達時間(t_0)。在型態視窗中計算危害期間內的潮位，於個別的時間間隔扣除相對振幅再計算最大潮位，跳出個別各個時區間後，再計算總危害時間內的潮位最大值，如此完成第一次的計算。接著，再將型態視窗往後移動，依此流程做後續的分析。

每個型態視窗於實測資料暫停時，計算流程如下：

1. 找到個別時區間的最大值： $\max_{t \in I_k} \xi(t + t_0)$
2. 調整最大值使其扣除海嘯相對振幅： $\max_{t \in I_k} \xi(t + t_0) - A_k$
3. 找到此型態視窗內的最大值： $\max_{1 \leq k \leq K} (\max_{t \in I_k} \xi(t + t_0) - A_k)$

其中 ξ 為潮位， t_0 為海嘯抵達時間，每次移動型態視窗一分鐘即改變 t_0 值， t 為第 I_k 個時區間的長度。

以型態視窗統計所有潮位最大值與數量，做出累計直方圖(Histogram)，潮位的區間(Bin)同樣使用 0.1 公尺，算出互補累積機率分布(CCDF)後再以三次樣條作內插，完成型態方法的潮位超越機率計算：

$$\Phi_{\infty}(\hat{\xi}) = P\left[\max_{1 \leq k \leq K} (\max_{t \in I_k} \xi(t + t_0) - A_k) > \hat{\xi}\right] \quad (17)$$

其中 $\hat{\xi}$ 為選定的潮位超越值。

舉例來說，Adams et al. (2015) [1]以海嘯數值模式 GeoClaw 模擬阿拉斯加阿留申地震情境於新月城(Crescent City, California)的波高時序列(編

號 AASZe02)如圖 22 所示。第一個抵達新月城的海嘯波是在地震發生後 263 分鐘，時區間的起始時間以第一個海嘯為基準($S_1 = 0$)，而第七個海嘯波為模擬期間內的最大波高，其總危害期間(T_7)為 396 分鐘；因為此情境考慮平均高潮位($MHW = 0.2 \text{ m}$)，故以靜態潮位為基準線，將黑色的水平基準線定為 0.2 公尺。接著，分別以零上切法及零下切法界定出七個海嘯波($k = 7$)，個別振幅的時區間以及相對振幅如圖 22 所示。

型態方法先將實測潮位與海嘯相對振幅作扣除後再取最大值，可更適切地考量危害期間內的海嘯波型態，此方式可避免時間週期方法中所提及的過度拉長海嘯抵達時間之問題。此外，型態方法可以避免選擇海嘯時間週期(Δt)的困難。若海嘯波具有多個不連續且相似的振幅大小，則以型態方法計算的機率分布會與時間週期方法的結果會有明顯的不同，如圖 23 (a)；反之，若海嘯波型有明顯相對振幅較大的單一個海嘯波並可同時清楚地定義其危害期間，則在時間週期方法中選擇適切的時區間，將會得到與型態方法機率分布相似的結果，如圖 23 (b)。

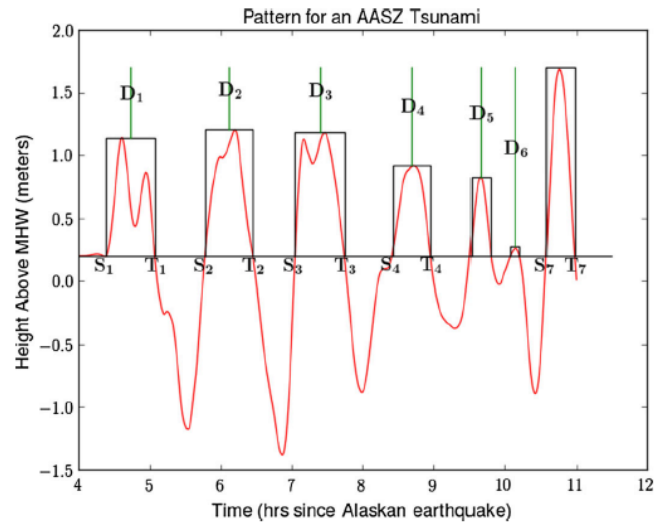


圖 22 以 GeoClaw 海嘯模擬阿拉斯加阿留申地震情境於新月城的波高時
序列(Adams et al., 2015 [1])

表 10 型態視窗參數(Adams et al., 2015 [1])

Wave W_k	$I_k = [S_k, T_k]$ wave interval (min since S_1)	D_k (m) difference to tallest wave
W_1	[000, 042]	0.561
W_2	[084, 124]	0.498
W_3	[160, 202]	0.517
W_4	[243, 275]	0.782
W_5	[309, 325]	0.876
W_6	[342, 349]	1.450
W_7	[372, 396]	0.000

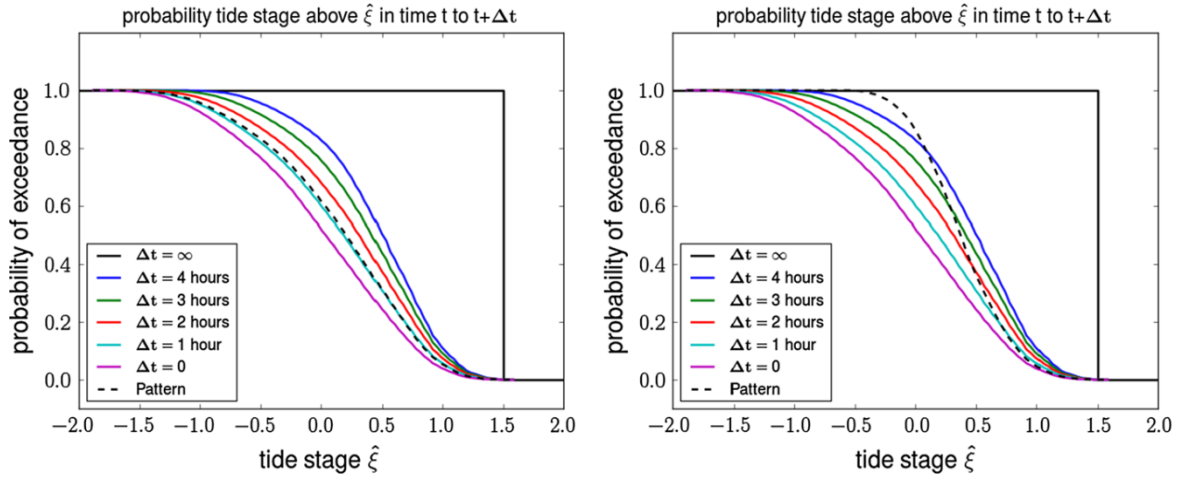


圖 23 時間週期方法與型態方法機率分布範例：(a)型態方法與時間週期方法疊合，(b)型態方法橫越時間週期方法之結果(Adams et al., 2015 [1])

5. 超越機率計算流程

在建立 Z 函數與 Φ 函數後，將進一步建立最大海嘯波高與潮位超越機率的關係。 Z 函數是不同海嘯波高抵達時的潮汐水位，而 Φ 函數是海嘯抵達時刻的潮位超越機率。

若要推求某最大海嘯波高的超越機率，先從 Z 的反函數找到該海嘯波高下的潮位值(式(10))，接著透過 Φ 函數計算此潮位值的超越機率，即可得到某最大海嘯波高加入潮位影響的超越機率：

$$P[\zeta > \hat{\zeta}] \equiv \Phi(Z^{-1}(\hat{\zeta})) \approx \Psi(\hat{\zeta}) \quad (18)$$

其中 $\hat{\zeta}$ 為選定的最大海嘯波高之超越值，可推求該波高的超越機率 $P[\zeta > \hat{\zeta}]$ ； $Z^{-1}(\hat{\zeta})$ 為 Z 的反函數，可求得海嘯抵達時刻的潮位值 $\hat{\xi}$ ； Φ 為潮

位超越機率， $\Psi(\hat{\xi})$ 表示考量潮位偶然不確定後的超越機率。

圖 24 是 Z 函數和 Φ 函數的計算過程，從上圖 Z 函數的橫軸可找到某最大海嘯波高下的潮位值；接著以下圖的 Φ 函數，找到該潮位值的超越機率。

本報告將高斯方法、時間週期方法和型態方法分析潮位偶然不確定性的研究流程，整理如圖 25 所示。

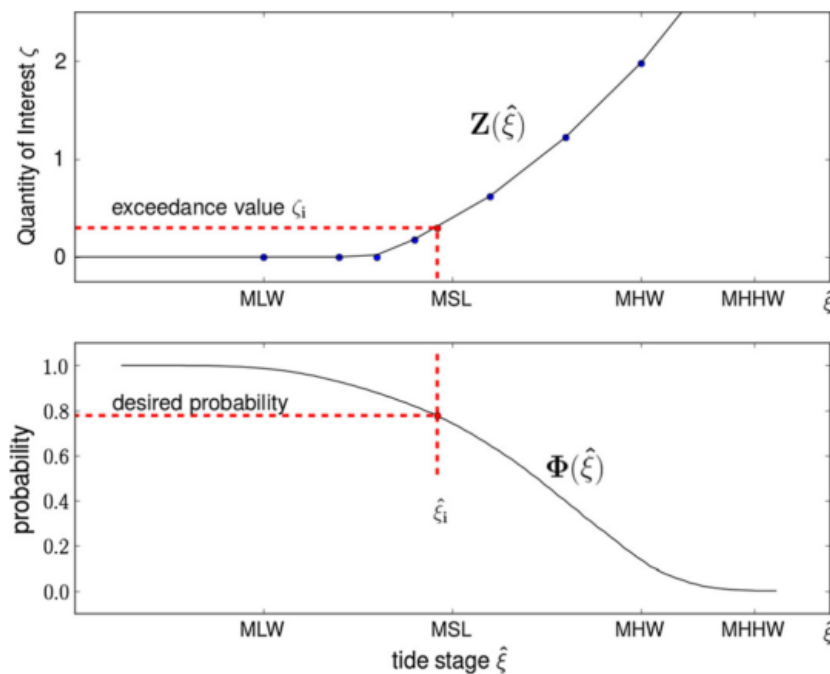


圖 24 從 Z 的反函數和 Φ 函數決定考量潮位偶然不確定後的超越機率

$$\Psi(\hat{\xi})(\text{Adams et al., 2015 [1]})$$

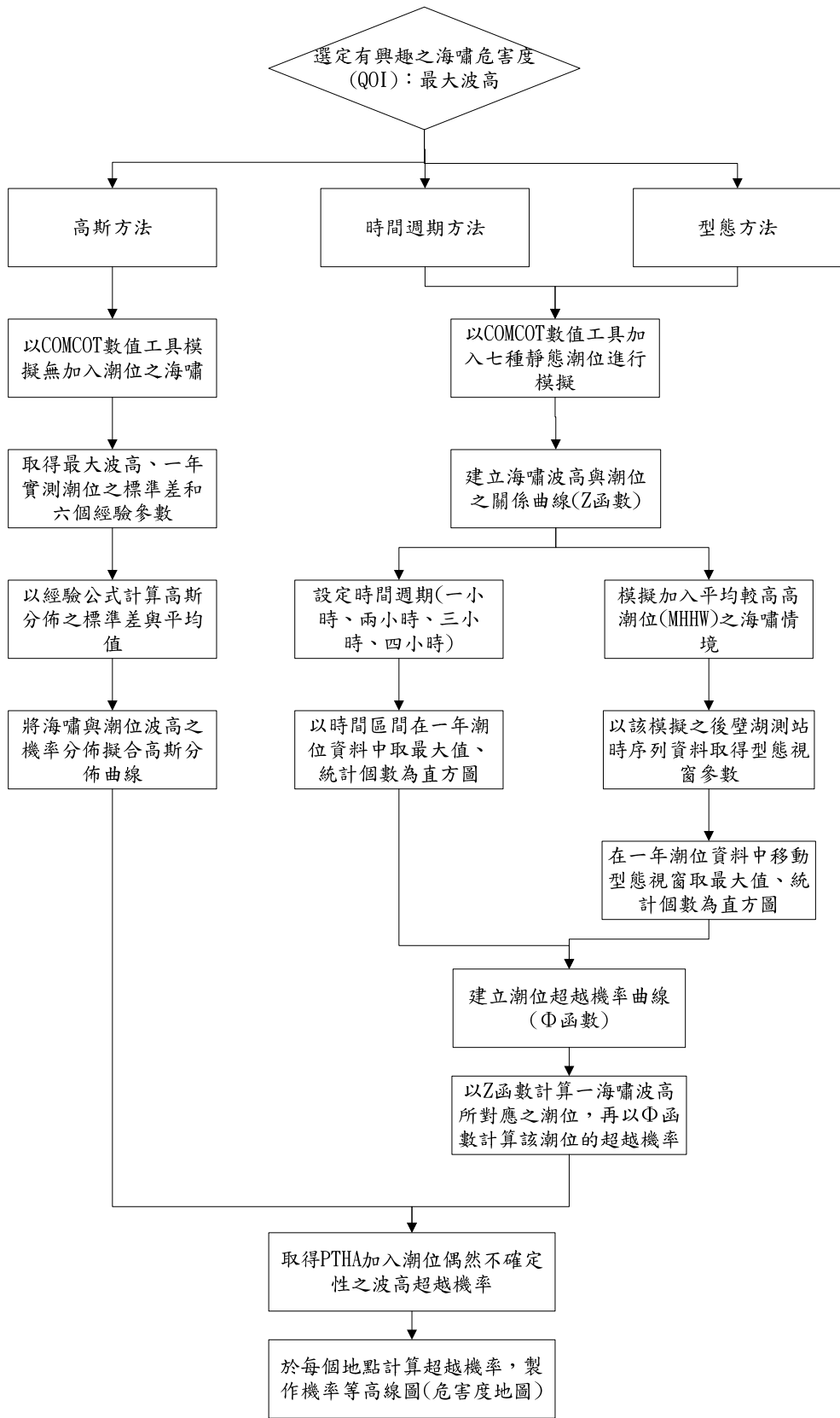


圖 25 PTHA 考量潮位偶然不確定性之研究流程

(三) 考量地震與潮位之總體超越機率

本研究為探討潮位偶然不確定性對 PTHA 之影響，僅模擬一組海嘯情境。假設邏輯樹中共有 J 個情境，可以用： $P(\zeta > \zeta_i | E_j)$ 表示前文所計算完成之海嘯考量潮位不確定性的超越機率。若要計算完整的重現期： $P(\zeta > \zeta_i)$ ，需要多組地震事件的模擬結果，以下介紹考量潮位偶然不確定性的海嘯波高超越機率與地震機率的結合計算。

Cornell (1968) [5]、Gonzalez et al. (2009) [7]、Gonzalez et al. (2013) [8] 和 Adams et al. (2015) [1] 皆假設地震發生頻率是隨機的泊松過程(Poisson process)，泊松過程是一種隨機過程，以事件的發生時間來定義，它滿足以下條件：兩個互斥的區間內所發生的事件的數目是互相獨立的隨機變數，且在一定時間內發生的事件數為泊松分布。由歷史地震紀錄可計算某地震源的重現期為 P_M ，則此地震於一年的期間發生與否的機率，可近似於一年除以重現期的結果($1/P_M = \text{rate}$)。假設共有 J 個互相獨立的地震情境，在不同情境事件的此地震的發生機率為泊松過程，其超越機率為：

$$P(E_j) = 1 - e^{-\text{rate}_j} \quad (19)$$

而潮位結合地震的波高年超越機率必須和該地震機率做相乘，計算 μ_{ij} 為：

$$\mu_{ij} = P(E_j) \times P(\zeta > \zeta_i | E_j) \quad (20)$$

若某地震情境下，將海嘯與潮位超越機率結合，以本論文之 Z 函數和 Φ 函數計算考量潮位偶然不確定性之最大海嘯波高超越機率為 $P(\zeta > \zeta_i | E_j)$ 。執行多組地震情境的模擬結果後，最大波高的超越機率可結合計算為：

$$P(\zeta > \zeta_i) = 1 - \prod_{j=1}^J P(E_j) \times P(\zeta > \zeta_i | E_j) \approx 1 - \prod_{j=1}^J e^{-\mu_{ij}} \quad (21)$$

將最大海嘯波高與超越機率與作關係曲線 $\zeta_i, P(\zeta > \zeta_i)$ ，則可繪製一地點考慮潮位偶然不確定性與地震情境發生機率之海嘯危害度曲線。以 Gonzalez et al. (2013) [8]於新月城的研究報告為例，其危害度曲線是以三種地震事件所計算，考慮潮位不確性後，繪製危害度曲線如圖 26 所示。此外，若是沒有考慮潮位不確定性，分析事件以及計算危害度曲線之機率資料點減少，如圖 27 所示，僅有原本三種地震源繪製單調的機率曲線，因此在少數地震情境可造成海嘯的情況下，考慮潮位變異性的與否將會大幅影響海嘯波高危害度之分析結果。

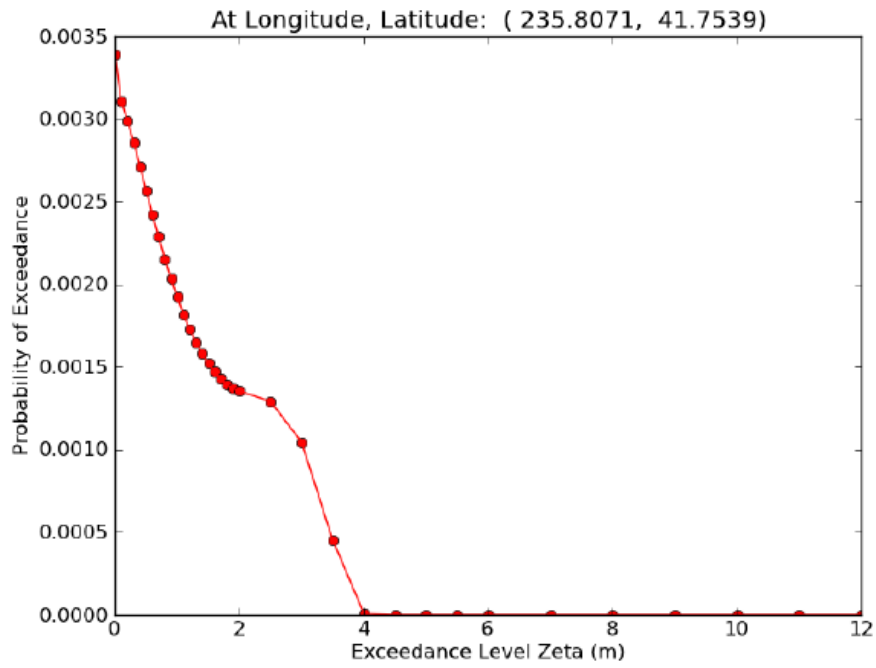


圖 26 考慮潮位與海嘯發生機率之危害度曲線(Gonzalez et al., 2013 [8])

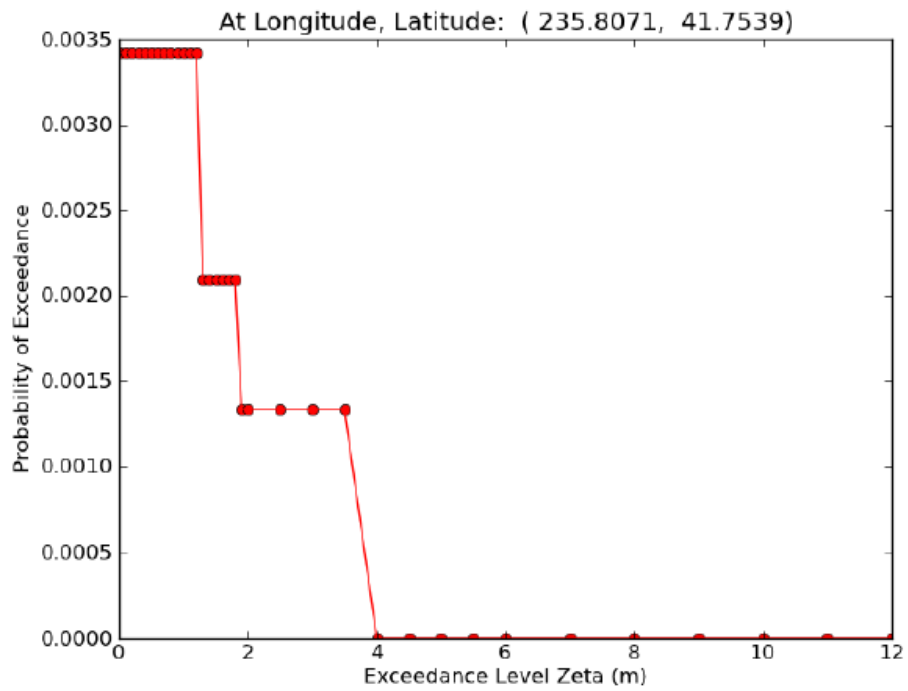


圖 27 無考慮潮位與海嘯發生機率之危害度曲線(Gonzalez et al., 2013

[8])

四、數值模式

本研究使用美國康乃爾大學土木與環境工程學系劉立方教授團隊所發展的 COMCOT (COrnell Multigrid COupled Tsunami model) 模式作為模擬海嘯波傳的數值工具，COMCOT 廣受學界採用，其研究成果常見於國內外期刊，經由 Wang and Liu (2005) [24] 模擬 1986 年花蓮海嘯、Liu et al. (1995) [15] 模擬 1992 年弗洛雷斯島的印尼海嘯 (Flores Islands Indonesia tsunami)、Wang and Liu (2005) [23] 模擬 2003 年阿爾及利亞海嘯以及 Wang and Liu (2006) [25] 模擬 2004 年南亞大海嘯 (Indian Ocean tsunami) 等的驗證成果，海嘯波高、抵達時間、溢淹範圍等與潮位資料及衛星波高資料均有可靠的準確性。

COMCOT 數值模式具有以下特點：

1. 結合球座標與卡氏座標之計算

當海嘯長度屬於全球尺度，必須使用球座標計算 (spherical coordinates)，若海嘯波傳遞至台灣沿岸，則需以小尺度之卡氏座標計算 (Cartesian coordinates)，COMCOT 可選擇球座標與卡氏座標，同時解析大尺度與小尺度的海嘯波。

2. 求解線性與非線性淺水波方程式

地震引起的海嘯波屬於淺水長波，因此適用淺水波方程式描述，COMCOT 可針對深海區使用線性淺水波方程式(linear shallow water equations)，在近岸或內陸區域則使用非線性淺水波方程式(nonlinear shallow water equations)。

3. 移動邊界

COMCOT 可處理海嘯波溯升時之乾濕邊界之問題，具備移動邊界功能，可準確計算海嘯波溯升後的淹溢範圍。

4. 巢狀網格系統

海嘯波在深海區屬於大尺度之運動行為，可以較粗網格描述，進入近岸地區轉換為小尺度運動，則以細網格分析。COMCOT 模式具備同時處理大小尺度之巢狀網格，可得到更精準的計算結果。

5. 可選擇生成初始波形的方式

COMCOT 模式可依研究目的不同，選擇生成初始波形的方式，如：地震斷層、海底山崩、人工造波等，也可以設定初始水面以及靜態潮位模式。

以下將介紹 COMCOT 模式之統御方程式、有限差分法、巢狀網格系

統、移動邊界、海嘯波生成以及本論文將使用的靜態潮位模式。

(一) 統御方程式

海嘯波在深海傳遞時，海嘯振幅相對於水深相當的小，此時波浪的非線性和底床摩擦力的影響較小，故可將其忽略。相對的，須考慮到科氏力及地球曲面的效應，因此一般採用球座標做計算，其線性淺水波方程可表示為：

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \varphi} \left\{ \frac{\partial P}{\partial \psi} + \frac{\partial}{\partial \psi} (Q \cos \varphi) \right\} = -\frac{\partial h}{\partial t} \quad (22)$$

$$\frac{\partial P}{\partial t} + \frac{gh}{R \cos \varphi} \frac{\partial \eta}{\partial \psi} - fQ = 0 \quad (23)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{gh}{R} \frac{\partial \eta}{\partial \varphi} + fp = 0 \quad (24)$$

其中為 η 波高， P 、 Q 為 x 、 y 方向的體積通量（ $P = Hu$ ， $Q = Hv$ ）， u 、 v 分別為 x 、 y 方向的水深平均速度， h 為靜水深， g 為重力加速度， R 為地球半徑， φ 、 ψ 為經緯度座標， f 為科氏力係數（ $f = \Omega \sin \varphi$ ）， Ω 為地球自轉速率。

當海嘯波自深海區傳播至近岸時，會受地形的影響，造成波高增大、波長減小，非線性效應增強。此外，由於水深變淺，底床摩擦力相對影

響增大。故在小範圍的非線性淺水波方程可表示為：

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \varphi} \left\{ \frac{\partial P}{\partial \psi} + \frac{\partial}{\partial \psi} (Q \cos \varphi) \right\} = -\frac{\partial h}{\partial t} \quad (25)$$

$$\frac{\partial P}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \varphi} \left\{ \frac{P^2}{H} \right\} + \frac{1}{R} \frac{\partial}{\partial \varphi} \left\{ \frac{PQ}{H} \right\} + \frac{gH}{R \cos \varphi} \frac{\partial \eta}{\partial \psi} - fQ + \tau_x = 0 \quad (26)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \varphi} \left\{ \frac{PQ}{H} \right\} + \frac{1}{R} \frac{\partial}{\partial \varphi} \left\{ \frac{Q^2}{H} \right\} + \frac{gH}{R} \frac{\partial \eta}{\partial \psi} + fP + \tau_y = 0 \quad (27)$$

$$\tau_x = \frac{gn^2}{H^{7/3}} P(P^2 + Q^2)^{1/2} \quad (28)$$

$$\tau_y = \frac{gn^2}{H^{7/3}} Q(P^2 + Q^2)^{1/2} \quad (29)$$

其中 τ_x 、 τ_y 為底部摩擦力， n 為曼寧相對粗糙係數，由底床粗糙度決定，是一經驗常數。

(二) 有限差分法

COMCOT 是利用顯性的蛙跳有限差分法(Explicit Leap-Frog Finite Difference Method)求解線性及非線性淺水波方程式(Cho, 1995 [4])，淺水波方程式並未考慮頻散效應，欲計算完整海嘯波行為必須包含頻散效應。COMCOT 模式是透過蛙跳法數值離散所產生的數值頻散仿效頻散效應，此概念最早由 Imamura et al. (1988) [10]提出。

此外，在非線性淺水波方程式中，線性項(linear term)以是中央差分法做離散處理，非線性對流項(nonlinear convective term)則是利用上風法(upwind scheme)來做計算。

(三) 巢狀網格系統

在計算海嘯波於深海中傳播時，因波形變化不大，為節省計算時間，以粗網格描述即可。當海嘯波逐漸傳遞至近岸，為了解析海嘯波侵襲陸地時的溯上高度及溢淹範圍，須採用較細的網格加以描述，以便得到更精確的結果，如圖 28 所示。

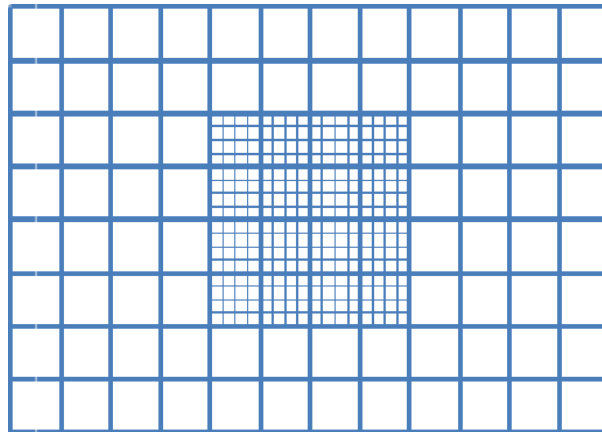


圖 28 巢狀網格示意圖

(四) 移動邊界

為闡述移動邊界法處理的過程，以一維階梯代表真實地形來描述移動邊界條件的運算(圖 29)，圖中 MWL 為平均海水面， H_f 代表洪氾高度。

當格點位在陸地上，水深 h 為正值，定義為平均海水面到陸地的高度，在乾陸地的網格中，總水深 $H = h + \zeta$ 是為負值，而在有水淹溢的溼陸地網格中，總水深為正值，位於乾網格與溼網格之間的交界處則定義為海岸線。波由外海計算到近陸地區，當 $H_i > 0$ 及 $H_{i+1} \leq 0$ 的條件成立時，則開始使用移動邊界計算，以計算新的海岸線。

圖 29(a) 中，第 i 個網格為溼陸地，其總水深為正值，第 $i+1$ 個網格為乾陸地，其總水深為負值且體積通量為零，海岸線位於 i 與 $i+1$ 之間，而給予第 $i+1/2$ 個網格點的體積通量為零。但在波高較高的例子中，如圖 29(b) 所示，此時第 $i+1/2$ 個網格點的體積通量非為零，海岸線也往陸地方向移動一個網格點，而總水深則是利用連續方程式更新。以下說明海岸線是否該移動的判斷方式，其先決條件是需先滿足 $H_i > 0$ ：

- (1) 當 $H_{i+1} \leq 0$ 且 $h_{i+1} + \zeta_i \leq 0$ ，則海岸線仍位於第 i 與 $i+1$ 個格點之間，體積通量 $P_{i+1/2}$ 仍為零。
- (2) 當 $H_{i+1} \leq 0$ 且 $h_{i+1} + \zeta_i > 0$ ，則海岸線會移到第 $i+1$ 與 $i+2$ 個格點之間，體積通量 $P_{i+1/2}$ 此處不等於零， $P_{i+3/2}$ 值於零，洪氾高度為 $H_f = h_{i+1} + \zeta_i$ 。
- (3) 當 $H_{i+1} > 0$ ，則海岸線會移到第 $i+1$ 與 $i+2$ 個格點之間，體積通量 $P_{i+1/2}$ 此處不等於零，而 $P_{i+3/2}$ 值於零，洪氾高度為 $H_f = \max(h_{i+1} + \zeta_i, h_{i+1} + \zeta_{i+1})$ 。

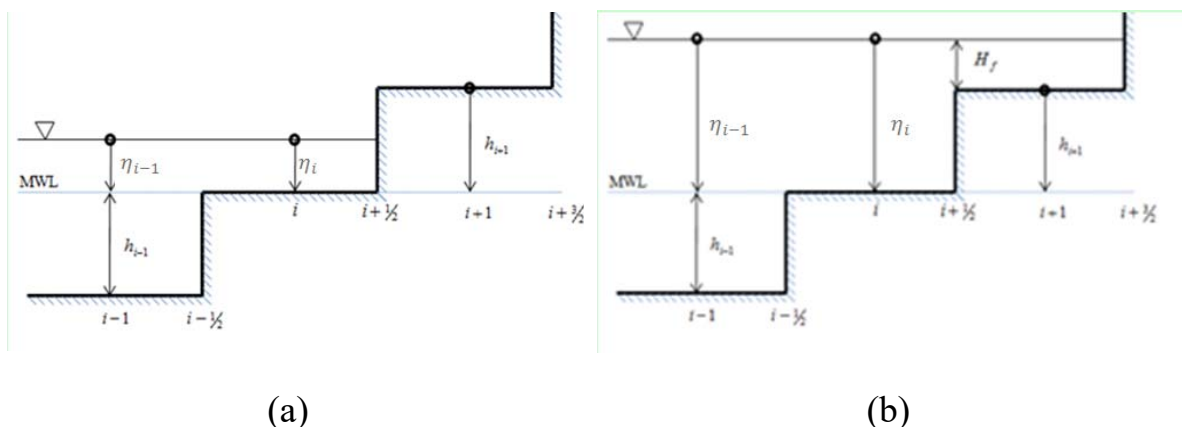


圖 29 移動邊界示意圖(Wang, 2009 [26])

(五) 海嘯波之生成

地震引發的海嘯是透過 Okada (1985) [18] 的理論模型計算海底位移量，再計算海水面變化以求得海嘯波的初始波形，此方法已被廣泛應用在不同的海嘯模式之中。地震參數(表 11 及圖 30)一般是透過地質調查所得的資料，例如：USGS (United States Geological Survey, 美國地質調查局) 或由專家學者提出。

- (1) 震央(Epicenter; Longitude, Latitude)：地震發生時，地震震源向上垂直投影至地面的位置(經度，緯度)，即地面距震源最近的地方。
- (2) 破裂深度(Focal depth, h)：震央至震源的垂直距離。
- (3) 斷層長度(Length of Fault Plane, L)：平行於走向角的斷層長度。
- (4) 斷層寬度(Width of Fault Plane, W)：垂直於走向角的斷層長度。
- (5) 滑移量(Dislocation, D)：斷層的滑移量。
- (6) 走向角(Strike direction, θ)：斷層走向 (沿海溝破裂為主) 與北方的

順時針夾角。

(7) 傾角(Dip angle, δ)：地球表面與斷層面的夾角。

(8) 滑移角(Rake angle, λ)：滑移方向與斷層走向的夾角。

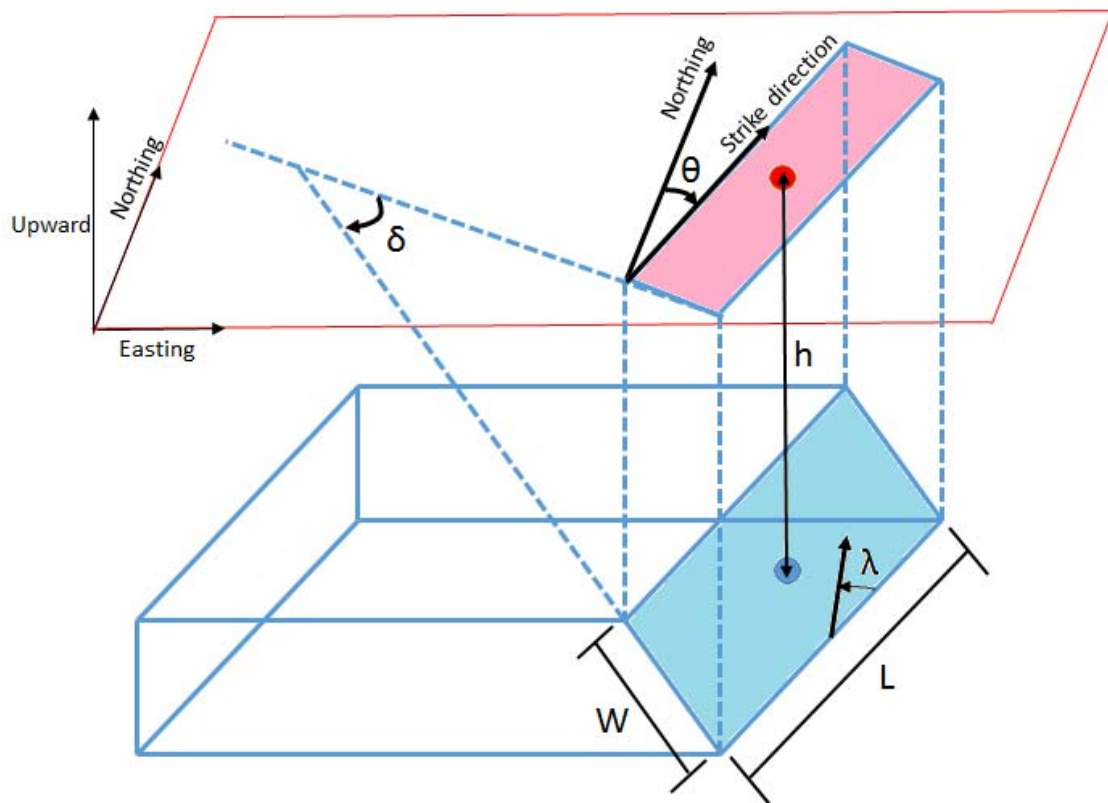


圖 30 斷層參數示意圖

表 11 彈性斷層模型參數

參數	單位
震央(經度、緯度)	度
破裂深度(B)	公尺
斷層長度(L)	公尺
斷層寬度(W)	公尺
滑移量(D)	公尺
走向角(θ)	度
傾角(δ)	度
滑移角(λ)	度

(六) 靜態潮位模式

本研究加入靜態潮位的方式為在初始水面生成時，將其水面整體抬升，且不隨時間改變潮位高度，因此定義為靜態潮位。在 COMCOT 實現靜態潮位的作法如下：於起始型態(Start Type)輸入 20 或 21 可執行冷啟動(Cold Start)或者熱啟動(Hot Start)的潮位模式，冷啟動在時間零秒時斷層破裂，熱啟動則可以選擇斷層的破裂時間。若在起始型態使用潮位模式，COMCOT 在執行前會詢問所要輸入的潮位值。若選擇熱啟動改變斷層的破裂時間，將使得變因過多導致機率模型的計算過於複雜，也無法配合

Adams et al. (2015)[1]的研究理論。因此，本論文將使用 COMCOT 冷啟動的方式加入靜態潮位，進行潮位偶然不確定性的分析。COMCOT 潮位模式之測試與比較，請參考附錄 A。

五、潮位資料分析

本研究需要處理一年的實測潮位資料以進行後續的機率計算，在中央氣象局的 25 個測站中，後壁湖測站是位於台灣南端、最靠近馬尼拉海溝的測站(圖 31)。儀器形式為音波式(Aquatrak)，量測頻率為六分鐘一筆資料。因潮位變化會隨半日潮、全日潮、月朔、季節等天文狀況而改變，本研究為了使季節的影響較小，使用一整年的觀測資料計算潮位超越機率。在年份的選擇上，為去除暴潮的影響，統計台灣 2006 年至 2015 年發布颱風警報之個數，其中 2014 年僅有三個颱風警報，如表 12 所示。圖 32 是颱風的路徑，因考量核三廠鄰近馬尼拉海溝並為了除去暴潮的考量，本論文使用後壁湖測站 2014 年潮位資料作為潮位超越機率的計算。

為了計算海嘯波高與潮位之關係曲線，須模擬不同的靜態潮位，用於分析偶然不確定性。由中央氣象局 2014 後壁湖測站統計年報表(中央氣象局, 2015 [30])可得七種潮位基準面，如表 13 所示。因每一年的基準面變化不大，本研究為求建立方法，先以 2014 年的資料為主，將模擬表中 7 組靜態潮位，使潮位納入偶然不確定的考量。潮位基準面定義如下：

1. 最高潮位(HHW)：為一年觀測資料中的絕對最高潮位。
2. 平均較高高潮位(MHHW)：各月絕對最高高潮位之一年總平均。
3. 平均高潮位(MHW)：係由當年各月平均高潮位中，計算年度總平均

值。

4. 平均潮位(MSL)：年平均值系累計月平均值一年之總平均。
5. 平均低潮位(MWL)：係由當年各月平均低潮位中，計算年度總平均值。
6. 平均較低低潮位(MLLW)：各月絕對最低低潮位之一年總平均。
7. 最低潮位(LLW)：為一年觀測資料中的絕對最低潮位。

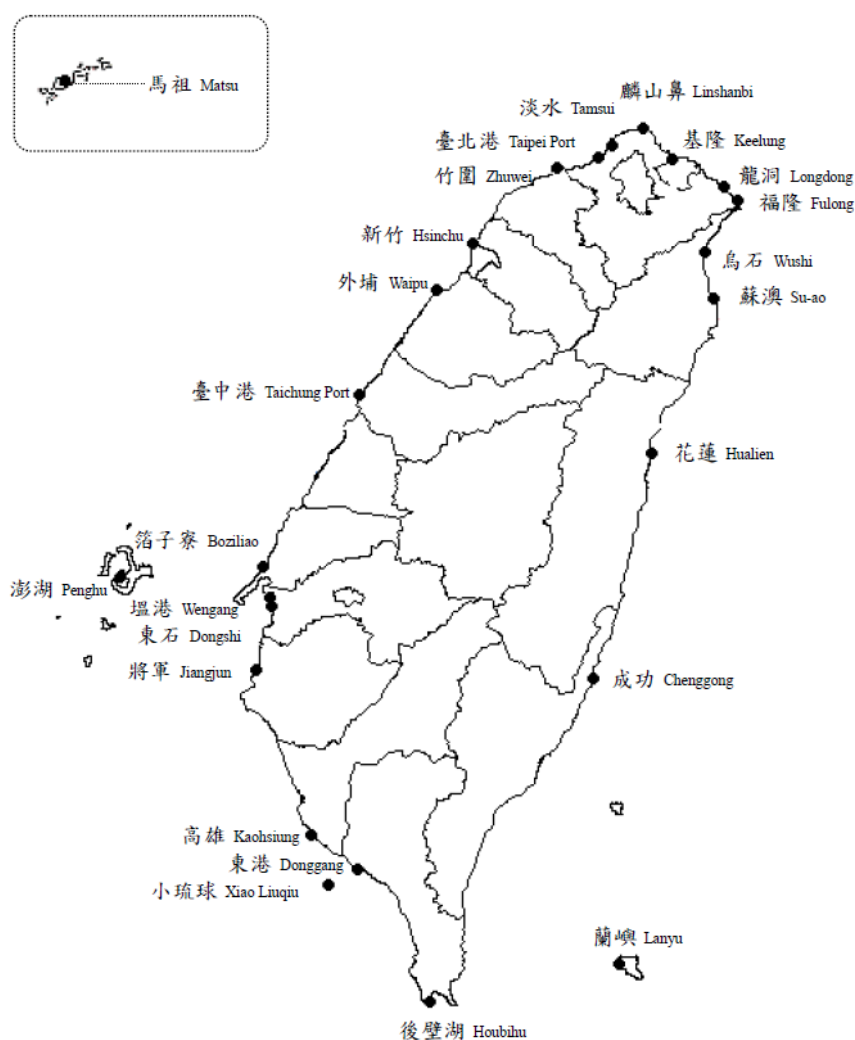
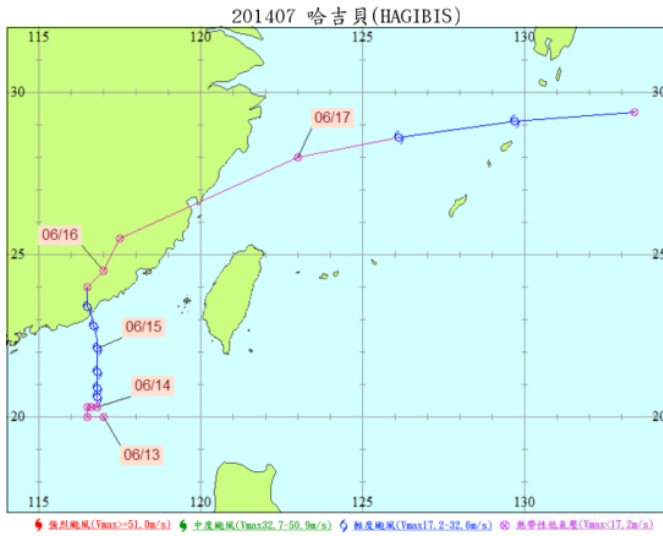


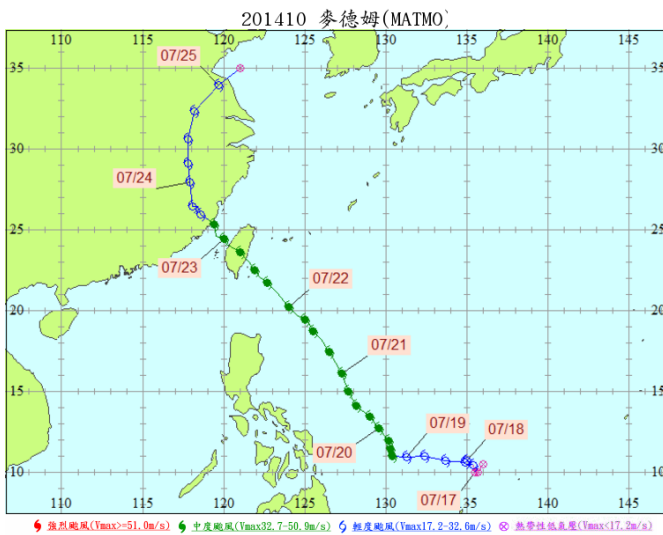
圖 31 潮位站位置圖(中央氣象局, 2015 [30])

表 12 台灣逐年發布颱風警報之個數

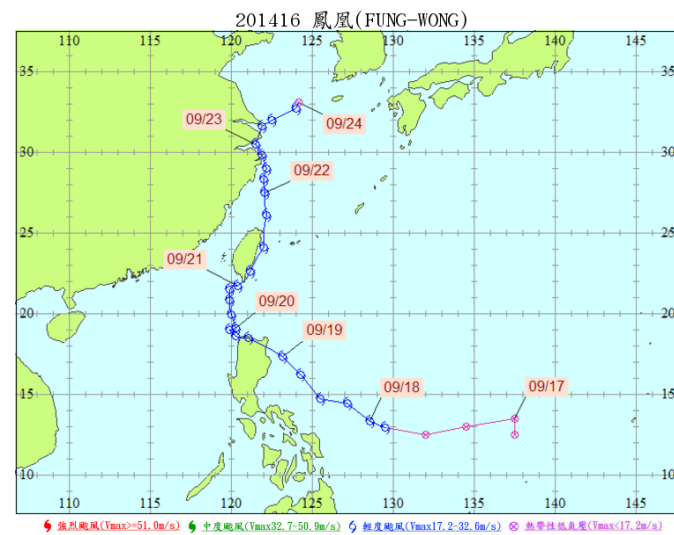
年份	有發警報颱風個數	年份	有發警報颱風個數
2006	7	2011	5
2007	6	2012	7
2008	6	2013	6
2009	4	2014	3
2010	5	2015	6



(a)哈吉貝颱風



(b)麥德姆颱風



(c)鳳凰颱風

圖 32 2014 年發布警報之颱風路徑圖(中央氣象局官方網站)

表 13 中央氣象局 2014 後壁湖測站潮位統計年報表(中央氣象局, 2015

[30])

最高高潮位(Highest High Water, HHW)	1.2600 (m)
平均較高高潮位(Mean Higher High Water, MHHW)	1.0744 (m)
平均高潮位(Mean High Water, MHW)	0.6400 (m)
平均潮位(Mean Sea Level, MSL)	0.2930 (m)
平均低潮位(Mean Low Water, MLW)	-0.0600 (m)
平均較低低潮位(Mean Lower Low Water, MLLW)	-0.4167 (m)
最低低潮位(Lowest Low Water, LLW)	-0.6200 (m)

(一) 調和分析

因 2014 年後壁湖的原始潮位資料有缺漏的情形，如圖 34(a)所示。因此，本研究將使用 T_tide 工具包進行調和分析，以預測潮位的結果補足在二月、五月和十月的缺漏資料。T_tide 調和分析工具包是以 Matlab 實作 Foreman 調和分析(Pawlowicz et al., 2002 [19])，傳統調和分析需要長時間的實測數據以求得各個分潮函數，但 T_tide 調和分析可以用於分析量測時間較短的資料。此外，若資料有缺漏，更可直接以此工具包補遺。

本研究使用的後壁湖實測資料缺漏雖占 24.5%，仍可使用本工具進行運算。T_tide 調和分析可列出 45 個天文潮及 101 個淺水分潮，分潮資訊以 95%信賴區間估計，列出項目包含名稱、頻率、振幅、振幅誤差、相位角、相位角誤差及 SNR(signal-to-noise power ratio)。當 $SNR > 1$ ，代表是表現明顯的主要分潮。本工具以自動選擇演算法列出全部的天文潮及前 24 個較明顯之淺水分潮項，若分潮頻率小於雷利(Rayleigh)分解極限值則捨棄不取。

本研究由 T_tide 調和分析工具處理 2014 年後壁湖調和分析，在程式中輸入實測潮位資料、緯度位置、資料時間區間(每六分鐘一筆)、紀錄時間長度，即可列出 43 個主要分潮與頻率、有效潮汐資料及缺損資料數量、潮位紀錄天數、時間及平均水位高度等資訊。計算結果由 T_tide 調和分析工具顯示，得整年實測資料的平均潮位為 0.2950 公尺，與中央氣象局潮位統計年報表的平均潮位 0.2930 公尺差異不大；另外，由 T_tide 工具計算調和分析預測的潮位變異數(Variance)與實測資料變異數相除有 90.2%的相似度。以 T_tide 調和分析 2014 後壁湖潮位之主要分潮如表 14 所示，調和分析時序列結果如圖 33 所示。圖 34 是原始資料、調和分析潮位、以及潮位偏差值的時序列資料。圖 34(a)的藍線為原始資料，圖 34(b)的綠線為調和分析潮位，圖 34(c)的紅線為原始資料與調和分析潮位相減後的偏差值，可以發現紅色曲線在時序列中不全等於零，此結果可

能與暴潮的影響有關，將於下節介紹暴潮偏差的處理方法。

表 14 以 T_tide 調和分析 2014 後壁湖潮位之主要分潮

主要分潮	頻率	振幅	振幅誤差	相位角	相位角誤差
SSA	0.000228	0.0231	0.022	1.08	54.59
ALP1	0.034397	0.0045	0.003	201.18	44.12
2Q1	0.035706	0.0035	0.003	9.18	57.62
SIG1	0.035909	0.0068	0.003	207.18	29.47
Q1	0.037219	0.0445	0.003	1.79	4.5
RHO1	0.037421	0.0071	0.003	253.74	30.61
O1	0.038731	0.2130	0.003	57.65	0.94
NO1	0.040269	0.0071	0.003	149.6	20.53
CHI1	0.040471	0.0047	0.003	357.59	41.88
P1	0.041553	0.0663	0.003	279.38	2.4
K1	0.041781	0.2326	0.003	223.41	0.78
PHI1	0.042009	0.0062	0.003	59.4	25.32
J1	0.043293	0.0139	0.003	271.74	14.1
SO1	0.044603	0.0041	0.003	159.23	49.24

表 14 以 T_tide 調和分析 2014 後壁湖潮位之主要分潮 (續)

OO1	0.044831	0.0051	0.003	107.41	52.19
EPS2	0.076177	0.0034	0.002	76.85	30.42
2N2	0.077487	0.0078	0.002	251.15	13.61
MU2	0.07769	0.009	0.002	105.12	11.66
N2	0.078999	0.0568	0.002	311.13	1.84
NU2	0.079202	0.0098	0.002	173.35	10.54
M2	0.080511	0.2629	0.002	351.01	0.4
MKS2	0.08074	0.0041	0.002	244.22	33.68
L2	0.082024	0.0077	0.002	30.98	16.01
S2	0.083333	0.119	0.002	214.81	0.91
K2	0.083562	0.0311	0.002	137.87	4.64
ETA2	0.085074	0.0031	0.002	143.84	56.19
MO3	0.119242	0.0081	0.001	294.87	8.37
M3	0.120767	0.003	0.001	236.91	17.98
SO3	0.122064	0.0035	0.001	146.78	20.32
MK3	0.122292	0.006	0.001	95.05	10.31
SK3	0.125114	0.0037	0.001	309.3	17.45
MN4	0.159511	0.0023	0.001	276.03	15.81
M4	0.161023	0.0036	0.001	340.01	10.17
MS4	0.163845	0.002	0.001	266.91	19.16

表 14 以 T_tide 調和分析 2014 後壁湖潮位之主要分潮 (續)

MK4	0.164073	0.0008	0.001	165.96	62.48
S4	0.166667	0.0008	0.001	79.43	53.08
SK4	0.166895	0.001	0.001	134.15	50.65
2MK5	0.202804	0.0011	0	111.15	25.49
2MN6	0.240022	0.0011	0	91.8	17.39
M6	0.241534	0.0025	0	146.07	7.79
2MS6	0.244356	0.0015	0	31.22	13.28
MSK6	0.247406	0.0008	0	303.99	34.47

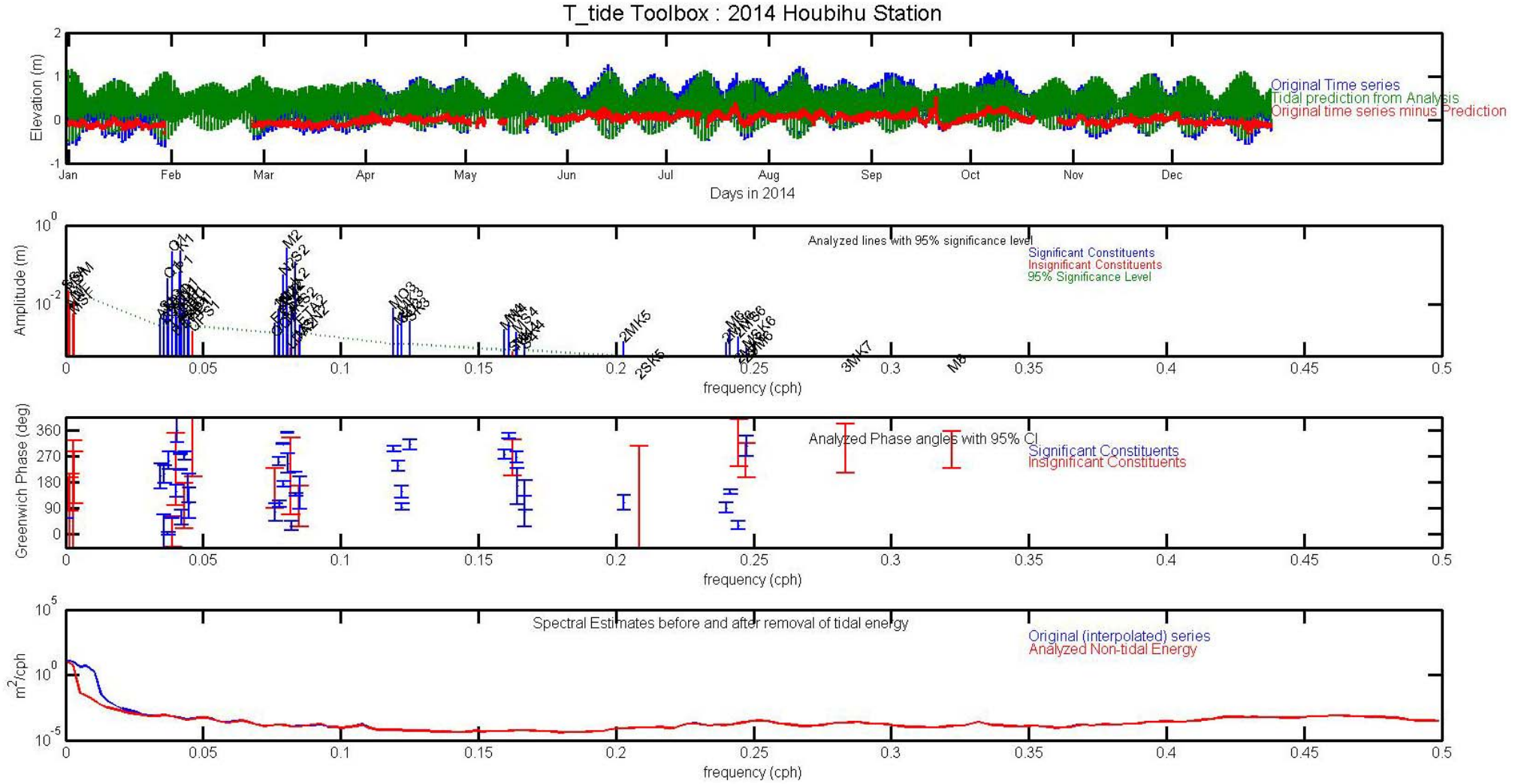


圖 33 以 T_tide 調和分析 2014 年後壁湖潮位結果

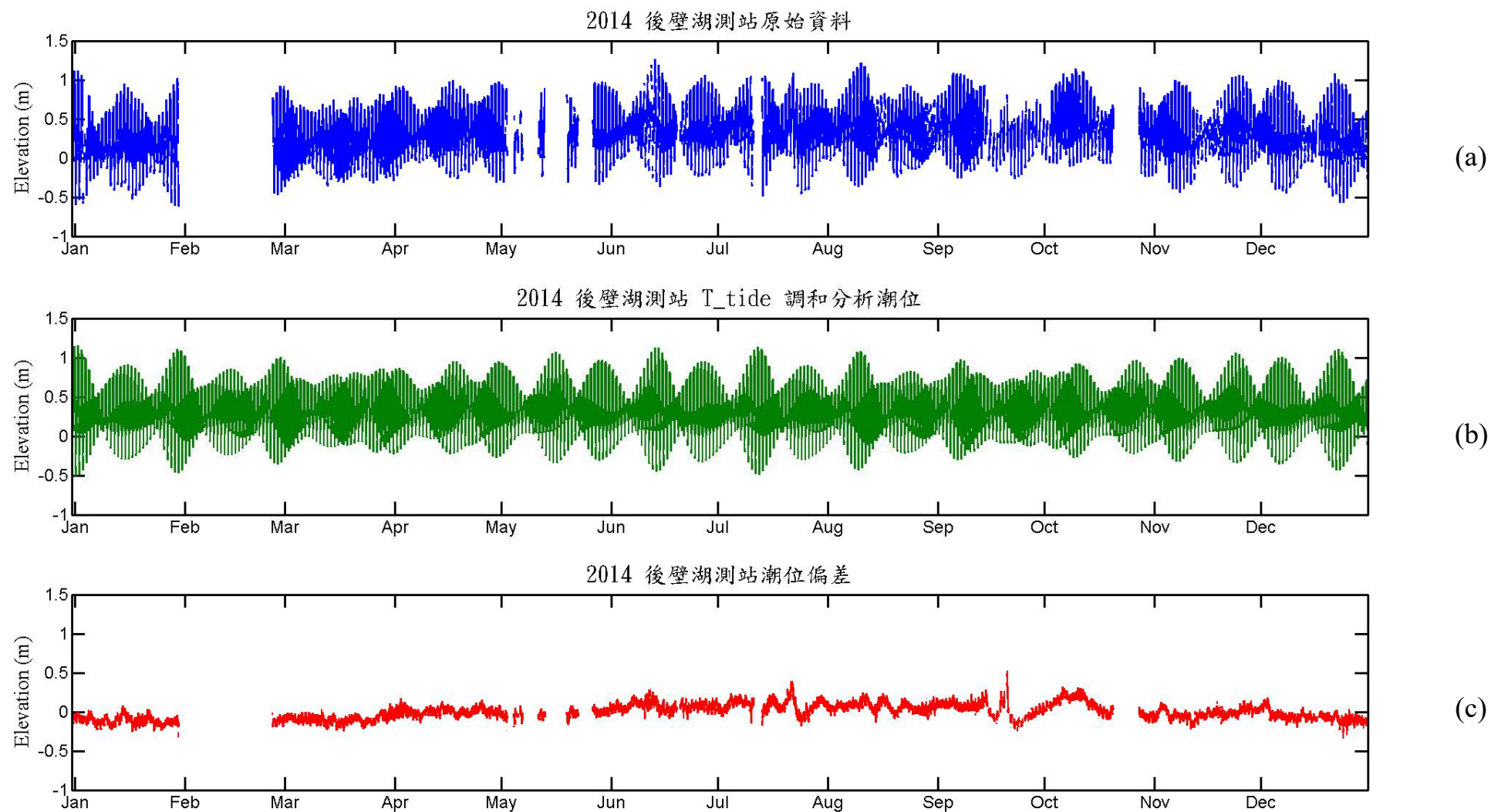


圖 34 後壁湖 2014 年潮位資料處理與時序列(a：原始資料、b：T_tide 調和分析潮位、c：潮位偏差)

(二) 颱風暴潮偏差解析

為了去除暴潮的影響，本研究參考財團法人國家實驗研究院台灣海洋科技研究中心解析颱風暴潮的方法(楊文昌和吳季莊, 2014 [35])，以潮位偏差(圖 34 (c))分析颱風時期的潮汐水位異常變化。當颱風過境時，測站所記錄的水位高度時常會和調和分析預測的水位有所差異，將實測與調和分析預測的水位相減，可計算潮位偏差 ΔH ，並且以 ΔS 來進行暴潮判別，公式如下：

$$\Delta S = (\Delta H - \Delta H_{\text{avg}}) / \sigma_0 \quad (30)$$

其中 σ_0 為實測潮位的標準差，將 ΔS 做常態分佈後，找出信賴區間大於 99.7% 以上視為暴潮偏差，如圖 35 所示。

本研究使用國研院所建議之解析颱風暴潮之方法，從 2014 年後壁湖測站資料中找到 25 個資料點為暴潮影響的偏差值， ΔS 與超過信賴區間的暴潮偏差資料點如圖 36 所示，時間如表 15 所示。與麥德姆颱風和鳳凰颱風過境的時間吻合，而哈吉貝颱風則因為路徑遠離台灣南端，因此較不受影響(圖 32)。

本研究將 2014 年後壁湖的潮位去除暴潮資料後，再將所有缺漏的部分補以調和分析之預測潮位，並且將原本六分鐘一筆的潮位資料內差成一分鐘一筆，如圖 37 所示。本研究的潮位經過以上的後處理，基本上

與調和分析的預測天文潮相似，此一年的潮位資料將會做後續的超越機率統計，並將七組潮位做為基準，分別加入海嘯情境中做計算。Mofjeld et al. (2007) [17]提到潮位在沙羅周期、預測潮位或觀測潮位的資料的選擇影響不大，仍可以做後續之海嘯與潮位的超越機率統計，且 Adams et al. (2015) [1]也僅以一年的潮位資料做研究，若是未來學者認為潮位在多年的統計或是直接使用天文潮會有較佳的結果，也可以改善潮位的處理方法。

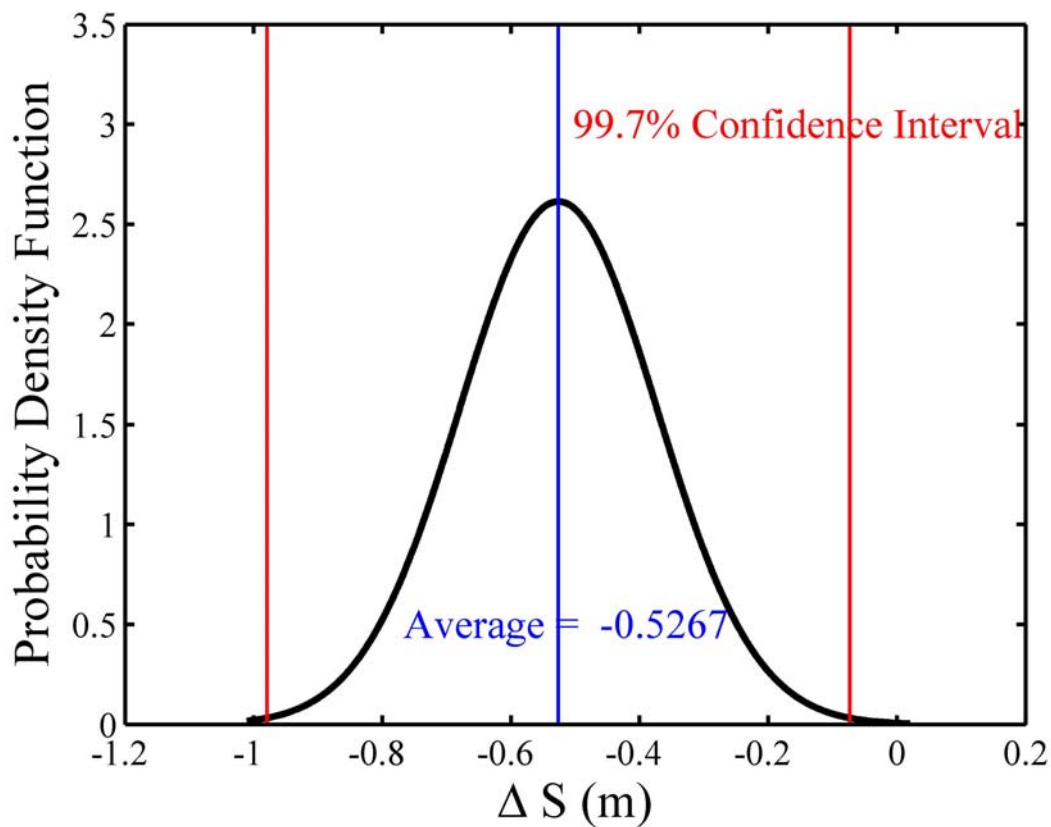
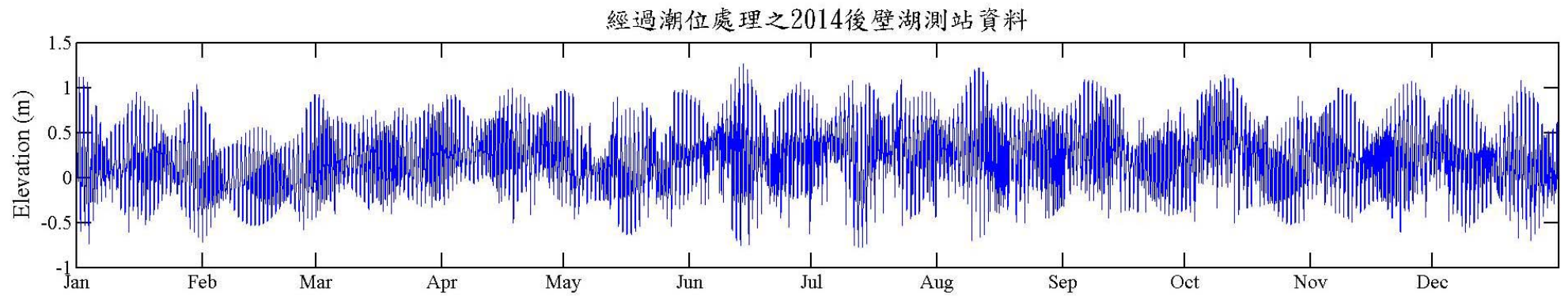
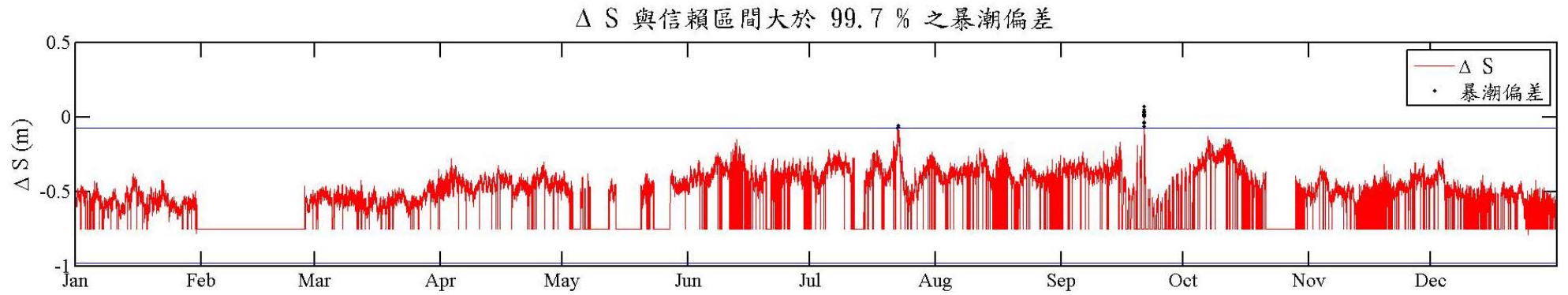


圖 35 以暴潮解析方法將 ΔS 做成常態分佈

表 15 暴潮偏差值與所對應之日期時間

編號	日期	時間	編號	日期	時間
01	07/22	16:30	14	09/21	09:22
02	07/22	17:18	15	09/21	09:28
03	07/22	17:42	16	09/21	09:34
04	07/22	18:06	17	09/21	09:40
05	09/21	08:04	18	09/21	09:46
06	09/21	08:10	19	09/21	09:52
07	09/21	08:16	20	09/21	09:58
08	09/21	08:22	21	09/21	10:04
09	09/21	08:28	22	09/21	10:10
10	09/21	08:34	23	09/21	10:16
11	09/21	09:04	24	09/21	10:22
12	09/21	09:10	25	09/21	10:28
13	09/21	09:16			



參、主要發現與結論

一、機率式海嘯危害度分析模型

(一) 偶然不確定性

為求得數值模式標準差 (σ_{EQK})，本研究選定兩個歷史地震海嘯事件，分別為 2011 年日本 311 地震和 2006 年屏東地震，利用 COMCOT 模式模擬這兩起歷史海嘯事件，並比對潮位站的實際觀測資料與模式模擬之水位的最大波高比值。

1. 低通濾波處理

潮位站測得的水位資料為合成水位，其中天文潮對於水位的影響最大，因此必須將天文潮扣除，才能得到海嘯波所造成的水位變化。一般來說，天文潮的週期是超過三小時以上。故以低通濾波(low pass)的方式，得到週期大於三小時的成分波。接著，再以原本的合成水位扣掉週期大於三小時的成分波，即可得海嘯波所造成的水位變化。以壁湖測站為例，如圖 38 所示。圖 38(a)為濾波後，地震發生前 24 小時與發生後 24 小時的水位變化；圖 38(b)為擷取地震發

生後 150 分鐘的水位資料，用來作為比對海嘯模擬結果的數據。

2. 網格大小配置

驗證所使用的是三層巢狀網格，為了將因為網格大小不同所造成的模式誤差降至最小，因此分別測試三組不同網格大小配置，如表 16 所列。藉由比較其模擬結果之差異性，選取適合的網格配置。此部分僅先以 2006 年屏東地震之第一場地震的斷層參數做測試，所採用的斷層參數設定參考自 Harvard CMT，斷層參數如表 17 所示。一般而言，網格大小配置將會盡量和地形解析度配合，然而若是網格大小和地形網格大小不一致，COMCOT 模式將會自行處理地形資料，將地形網格吻合於網格大小。

以後壁湖站和梗枋站為例，測站的位置可參考圖 41，比較結果示於圖 42。由結果發現，網格大小為 1 分、1/3 分和 1/6 分所模擬出來的結果與網格大小為 1 分、1/3 分和 1/9 分之模擬結果幾近相同，而網格大小為 1 分、1/2 分和 1/4 分的模擬結果與上述兩種配置結果有明顯差異性，因此本研究驗證事件皆使用之網格大小配置從第一層至第三層分別為 1 分(約為 1.8 公里)、1/3 分和 1/6 分。表 18 整理所使用模式設定及模擬範圍，其中曼寧係數 n 值將根據陳韻如 (2008) [34]和 Wu et al. (2008) [28]建議，使用 0.013 計算。

3. 驗證結果及實測資料比對

表 19 是所有可採用的樣本的歷史最大波高和模擬最大波高，可以明顯看到 2011 日本 311 地震所採用的測站數明顯多於 2006 屏東地震。這是因為 2006 屏東外海地震引發之海嘯波較小，導致某些潮位站無海嘯波紀錄，故本計畫所使用的潮位站個數少於日本 311 地震事件。

2011 日本 311 海嘯和 2006 屏東地震所使用的模式設定如表 18，其中後壁湖站、梗枋站、福隆站和小琉球站的海嘯波時序列比對如圖 43 和圖 44 所示。以兩次歷史海嘯共 35 筆潮位站資料比對結果如表 19，分別與觀測值比對、相除、擬合成對數常態分佈後，可計算標準差 (σ_{EQK}) 為 0.46。

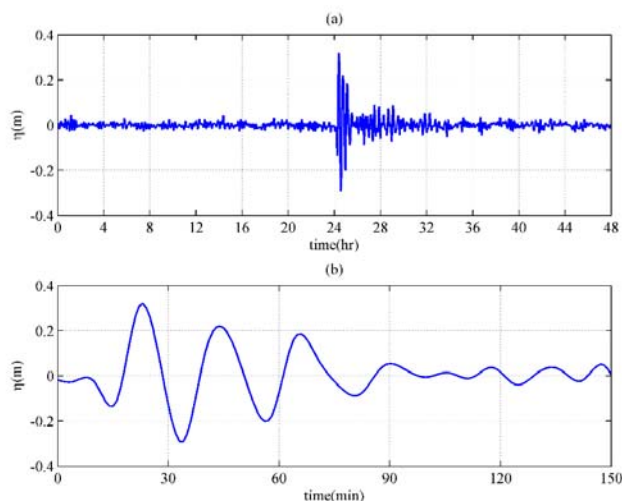


圖 38 後壁湖潮位站資料濾波後於 2006 屏東地震時的 (a)地震發生前後 24 小時水位結果；(b)地震發生後 150 分鐘水位結果

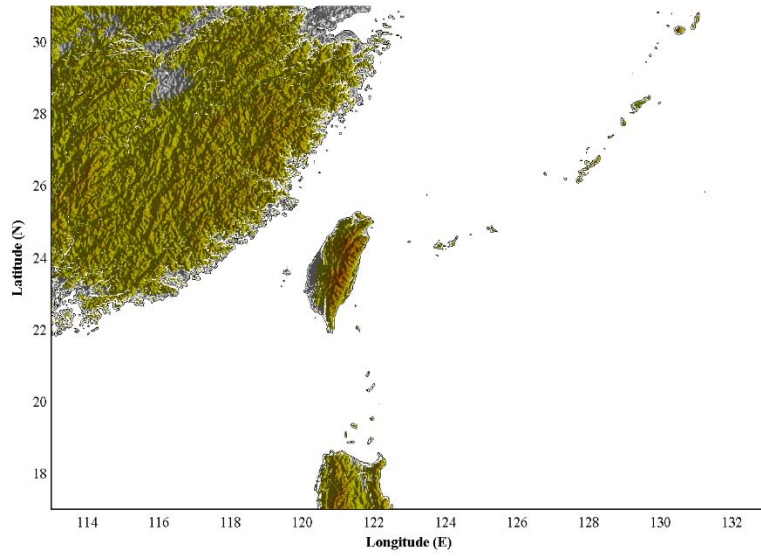


圖 39 模擬 311 海嘯使用之第一層模擬範圍

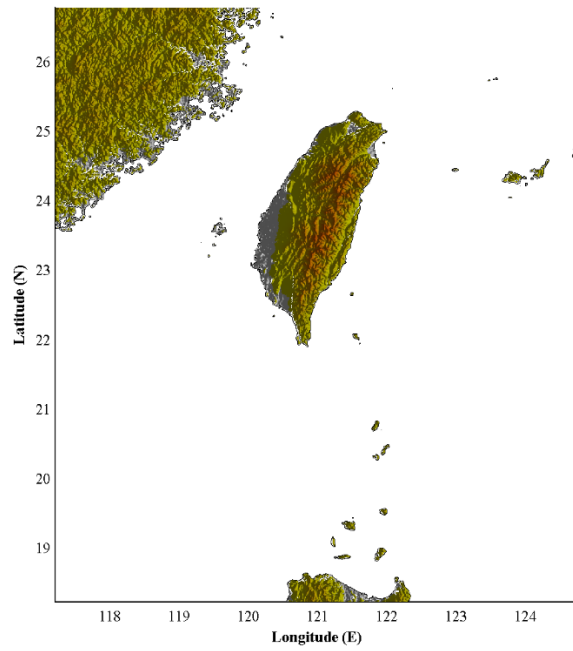


圖 40 模擬 311 海嘯使用之第二層模擬範圍

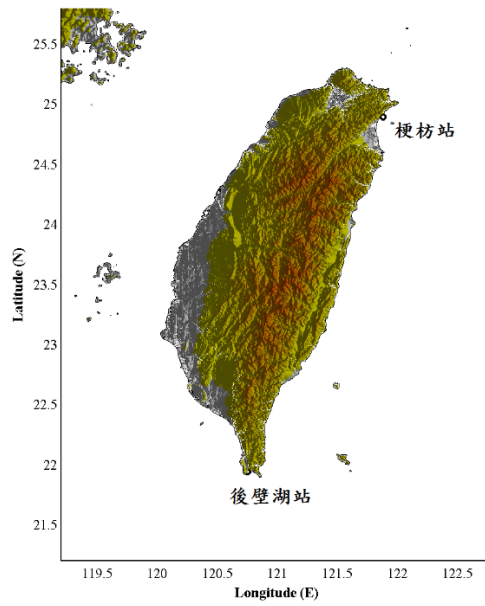


圖 41 模擬 311 海嘯使用之第三層模擬範圍

表 16 網格大小測試配置

	第一層	第二層	第三層
Case 1	1 分	1/2 分	1/4 分
Case 2	1 分	1/3 分	1/6 分
Case 3	1 分	1/3 分	1/9 分

表 17 2006 屏東地震和 2011 日本 311 地震之斷層參數

	2006 屏東地震 (Wu et al., 2008 [28])		2011 日本 311 地震 (資料來源： Harvard CMT)
	第一場地震	第二場地震	
震央(經度)	120.31°E	120.25°E	143.05°E
震央(緯度)	21.36°N	21.76°N	37.52°N
震源深度(h)	19600 公尺	33800 公尺	20000 公尺
斷層長度(L)	37400 公尺	34100 公尺	450000 公尺
斷層寬度(W)	18700 公尺	17000 公尺	150000 公尺
滑移量(D)	1.2 公尺	1.1 公尺	18 公尺
走向角(θ)	165 度	151 度	203 度
傾角(δ)	30 度	48 度	10 度
滑移角(λ)	-76 度	2 度	88 度

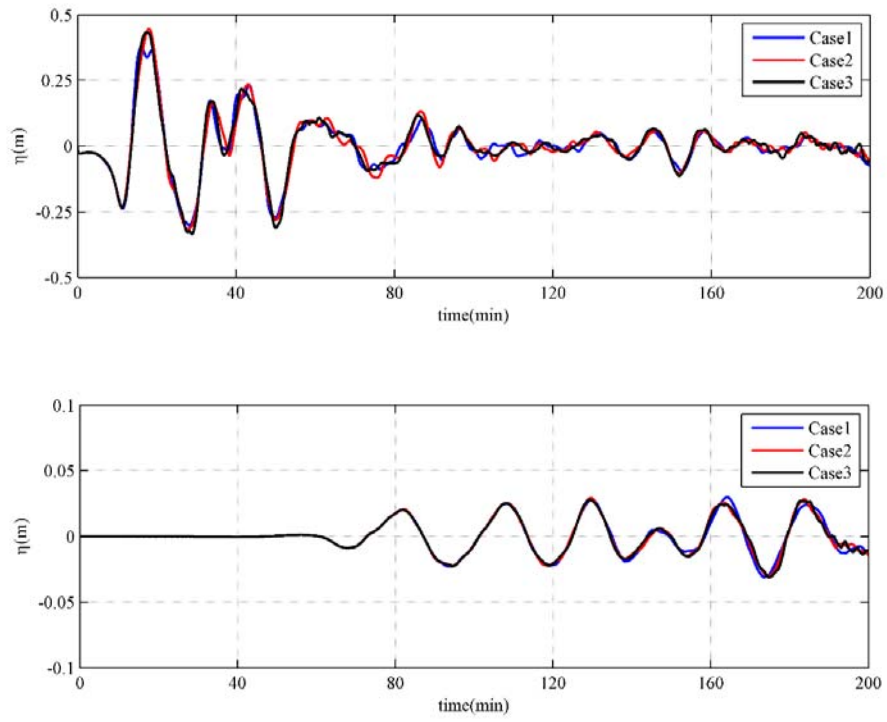


圖 42 波高計水位變化於(a)後壁湖站，以及(b)梗枋站的網格密度測

試

表 18 2006 屏東地震和 2011 日本 311 地震之模式設定

	第 N 層	地形 解析度 (m)	模擬範圍 (經度、緯度)	淺水波 方程	網格 (m)
2006 屏東 地震	1	1800	115.0000°E~133.0000°E 17.0000°N~31.0000°N	線性	1800
	2	500	117.2000°E~124.8000°E 18.2000°N~26.8000°N	非線性	600
	3	200	120.6400°E~120.9200°E 21.8400°N~22.2100°N	非線性	300
日本 311 地 震	1	1800	115.0000°E~159.0000°E 16.0000°N~50.0000°N	線性	1800
	2	500	117.2000°E~124.8000°E 18.2000°N~26.8000°N	非線性	600
	3	200	120.6400°E~120.9200°E 21.8400°N~22.2100°N	非線性	300

表 19 潮位站最大波高比對結果

潮位站	2006 屏東地震		2011 日本 311 地震	
	觀測最大波 高(m)	模擬最大波 高(m)	觀測最大波 高(m)	模擬最大波 高(m)
外埔	-	-	0.1440	0.1146
成功	0.1134	0.1434	0.2098	0.1966
竹圍	-	-	0.3891	0.2014
烏石	0.0792	0.0896	0.5405	0.4409
高雄	0.1746	0.1014	0.2654	0.1697
基隆	-	-	0.5434	0.3957
將軍	-	-	0.2919	0.1027
淡水	-	-	0.2802	0.1211
塭港	0.0668	0.0283	0.1519	0.2729
新竹	-	-	0.0674	0.1025
福隆	-	-	0.3525	0.2687
箔子寮	-	-	0.2020	0.1506
台中港	-	-	0.1919	0.0639

表 19 潮位站最大波高比對結果 (續)

潮位站	2006 屏東地震		2011 日本 311 地震	
	觀測最大波 高(m)	模擬最大波 高(m)	觀測最大波 高(m)	模擬最大波 高(m)
台北港	-	-	0.6246	0.2358
澎湖馬公	-	-	0.1240	0.0974
梗枋	0.0560	0.0571	-	-
麟山鼻	-	-	0.2328	0.1790
小琉球	0.0211	0.0553	0.1612	0.1442
東港	0.2660	0.1053	0.3372	0.3501
花蓮	0.0323	0.1015	0.2278	0.1552
後壁湖	0.5949	0.4293	0.5566	0.6040
龍洞	0.0336	0.0242	0.3281	0.2270
蘇澳	0.0631	0.0688	0.3172	0.3603
蘭嶼	0.0301	0.1075	0.2438	0.1571

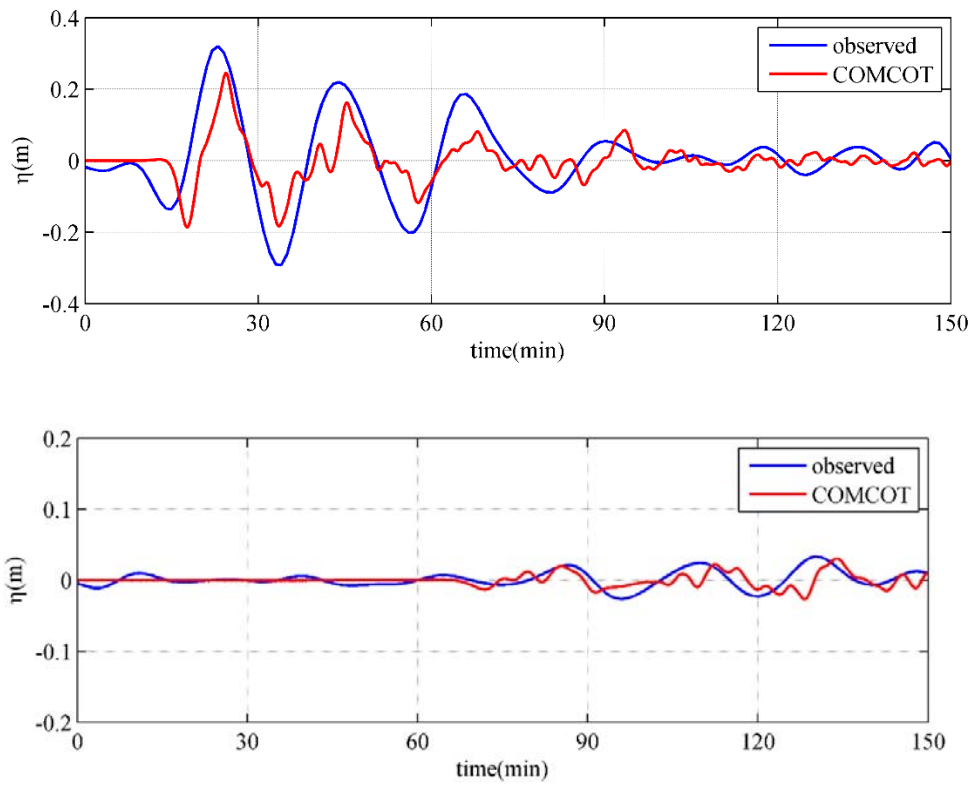


圖 43 2006 年屏東地震海嘯波時序列比對圖(a)後壁湖站(b)梗枋站

(藍線: 觀測值, 紅線: 模擬值)

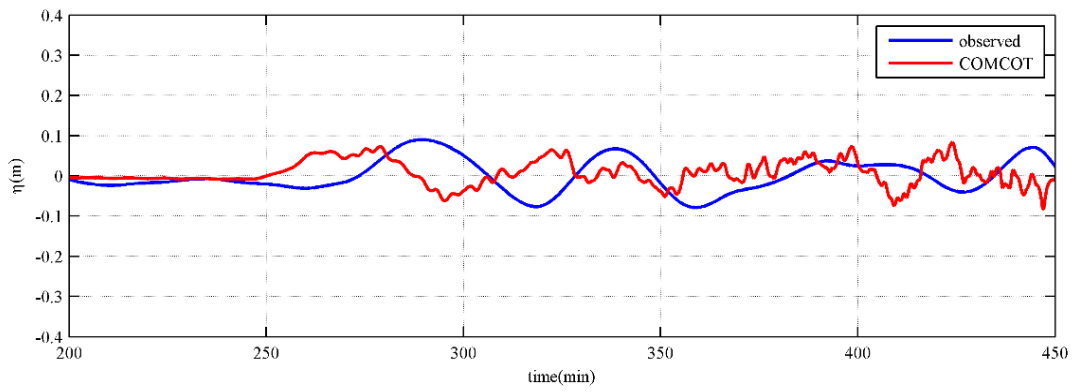
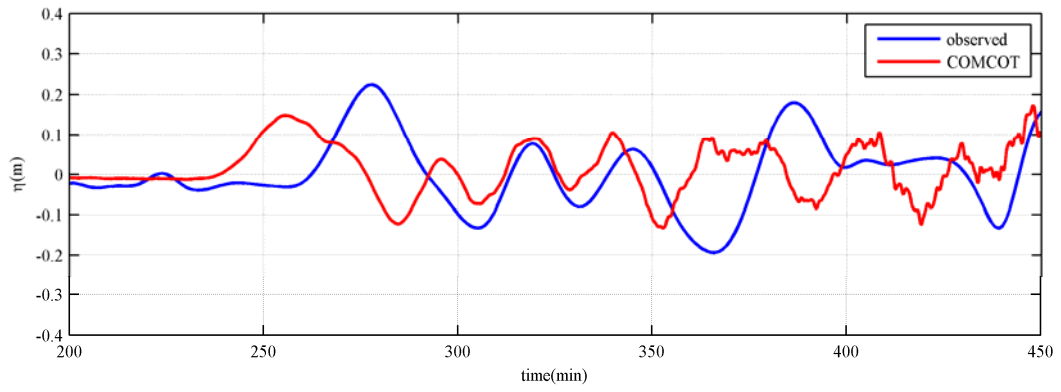


圖 44 日本 311 地震海嘯波時序列比對圖(a)福隆站和(b)小琉球站

(藍線: 觀測值, 紅線: 模擬值)

(二) 認知不確定性

台灣位於歐亞大陸板塊和菲律賓海板塊交界處，在台灣周邊海域分別有琉球海溝 (Ryukyu Trench) 和馬尼拉海溝 (Manila Trench) 等兩個隱沒帶，如圖 45 所示。琉球海溝位於台灣東北方，形成原因為菲律賓海板塊向北隱沒入歐亞大陸板塊之下；馬尼拉海溝則位於台灣西南方，形成原因為歐亞大陸板塊向東沒入菲律賓海板塊之下。若以核三廠址為探討對象，以相對位置和地形來說，馬尼拉海溝所引發的海嘯波對於核三廠有較為直接的影響。此外，美國地質調查局 (USGS) 將馬尼拉海溝評估為引發海嘯的高風險區域 (Kirby, 2006 [12]; Wu and Huang, 2009 [29])。因此，本研究主要將探討馬尼拉海溝發生地震後，所造成的海嘯波對核三廠的機率危害度分析。

1. 邏輯樹狀圖之建置

邏輯樹狀圖的建置及其分支的權重是影響機率式海嘯危害度結果之重要因素，無法任意給定。一般而言，需透過地震專家學者依照斷層的特性，經過詳細的討論而形成，以彌補學理上認知不足之處。

本研究所使用的邏輯樹乃針對馬尼拉海溝建立，由核能所提供，如圖 46。邏輯樹共有八種地震參數，分別為斷層分段破裂模式、

最大可能地震規模、破裂位置、震源深度、斷層長度、斷層寬度、斷層傾角和滑移量，其中最大可能地震規模(M_w)和滑移量(D)經由 Wells and Coppersmith (1994) [27] 提出的經驗公式計算求得：

$$1.02\log A = M_w - 3.98 \quad (31)$$

$$M_w = \frac{2}{3}(\log M_0 - 9.1) \quad (32)$$

$$M_0 = \mu WDL \quad (33)$$

其中，A 為斷層面積，L 為斷層長度，W 為斷層寬度，D 為滑移量， M_0 為地震矩， M_w 為地震矩規模， μ 為介質的剛性係數(rigidity)，此處使用值為 $3 \times 10^{10} \text{ N/m}^2$ 。

核能所地震專家提供之邏輯樹總計 50 個分支，破裂位置和走向角如表 20 和圖 47 所示，詳細的震源參數設定請參考附錄 B。而各分支權重尚須透過專家學者建議或地質調查才能給予適當的權重大小。然而，目前尚未有詳細的地質調查結果，故以平均權重的方式呈現於報告。邏輯樹中各個情境的權重值如圖 46 的紅字所示，權重依節點的分支數量決定，例如第一個情境為四組分段模式、三組破裂位置、兩種震源深度的其中一支，因此權重值為： $1/4/3/2 = 0.041667$ 。12 個斷層位置分布於 $119.979^\circ \text{E} \sim 119.322^\circ \text{E}$ 和緯度 $18.309^\circ \text{N} \sim 22.729^\circ \text{N}$ 之間，而各斷層的分段模式是以一到四個斷層組成，馬尼拉海溝 50 組情境之參數如附錄 B 所示，將各

個情境經由數值模式計算海嘯最大波高、依照個別權重大小加總後，可獲得一條代表性的危害度曲線。

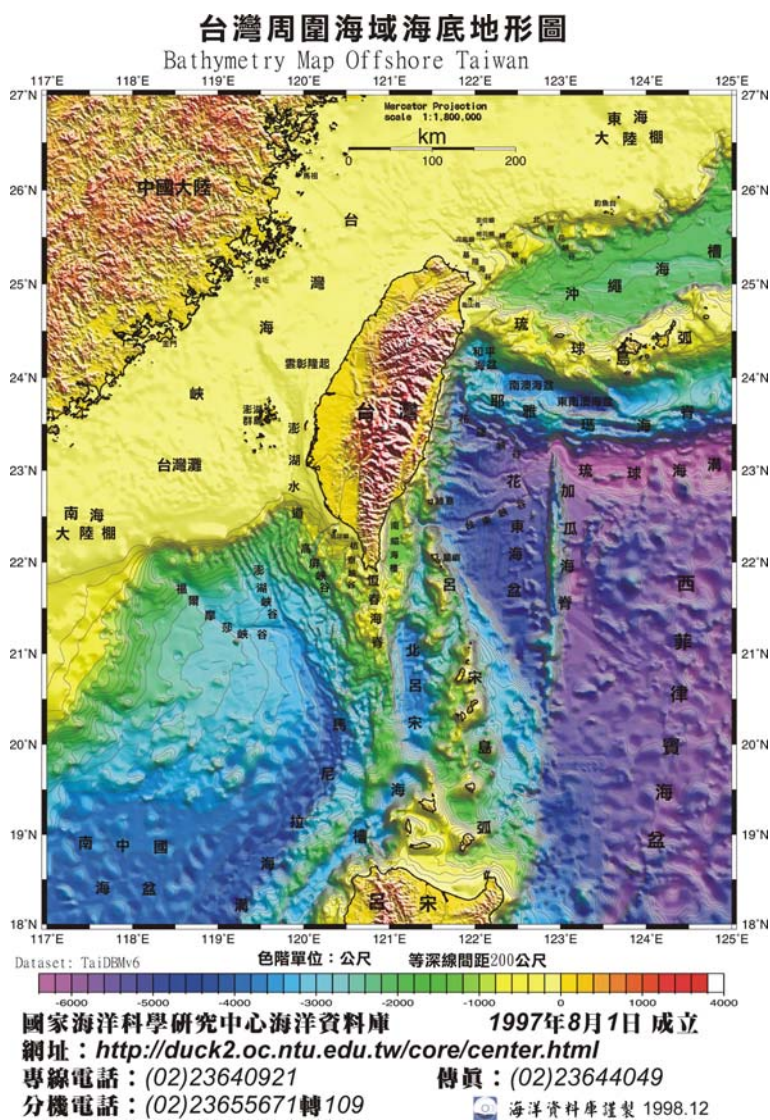


圖 45 台灣附近海底地形與主要斷層分布圖（資料來源：國科會海洋學門資料庫）

斷層分段破裂模式	破裂位置(center)	震源深度	斷層長度	斷層寬度	斷層傾角	滑移量_2(m)	最大可能地震_2(Mw)
NO.1-2 segment1	NO.1 0.33333	8 km	50 km	91.789706 km	5	2.5090	7.6
	NO.2 0.33333	15 km		172.1057 km		3.1264	7.9
	NO.1-2 0.33333	8 km	100 km	91.789706 km	5	3.1978	7.9
		15 km		172.1057 km		3.9848	8.1
		0.5					
		0.5					
NO.3-5 segment2	NO.3 0.16667	8 km	50 km	91.789706 km	5	2.5090	7.6
	NO.4 0.16667	15 km		172.1057 km		3.1264	7.9
	NO.5 0.16667						
	NO.3-4 0.16667	8 km	100 km	91.789706 km	5	3.1978	7.9
	NO.4-5 0.16667	15 km		172.1057 km		3.9848	8.1
		0.5					
NO.6-8 segment3	NO.6 0.16667	8 km	50 km	91.789706 km	5	2.5090	7.6
	NO.7 0.16667	15 km		172.1057 km		3.1264	7.9
	NO.8 0.16667						
	NO.6-7 0.16667	8 km	100 km	91.789706 km	5	3.1978	7.9
	NO.7-8 0.16667	15 km		172.1057 km		3.9848	8.1
		0.5					
NO.9-12 segment4	NO.9 0.10000	8 km	50 km	91.789706 km	5	2.5090	7.6
	NO.10 0.10000	15 km		172.1057 km		3.1264	7.9
	NO.11 0.10000						
	NO.12 0.10000						
	NO.9-10 0.10000	8 km	100 km	91.789706 km	5	3.1978	7.9
	NO.10-11 0.10000	15 km		172.1057 km		3.9848	8.1
NO.9-12 segment4	NO.9-11 0.10000	8 km	150 km	91.789706 km	5	3.6854	8.1
	NO.10-12 0.10000	15 km		172.1057 km		4.5924	8.3
		0.5					
	NO.9-12 0.10000	8 km	200 km	91.789706 km	5	4.0758	8.2
		15 km		172.1057 km		5.0789	8.4
		0.5					

圖 46 馬尼拉海溝邏輯樹架構圖

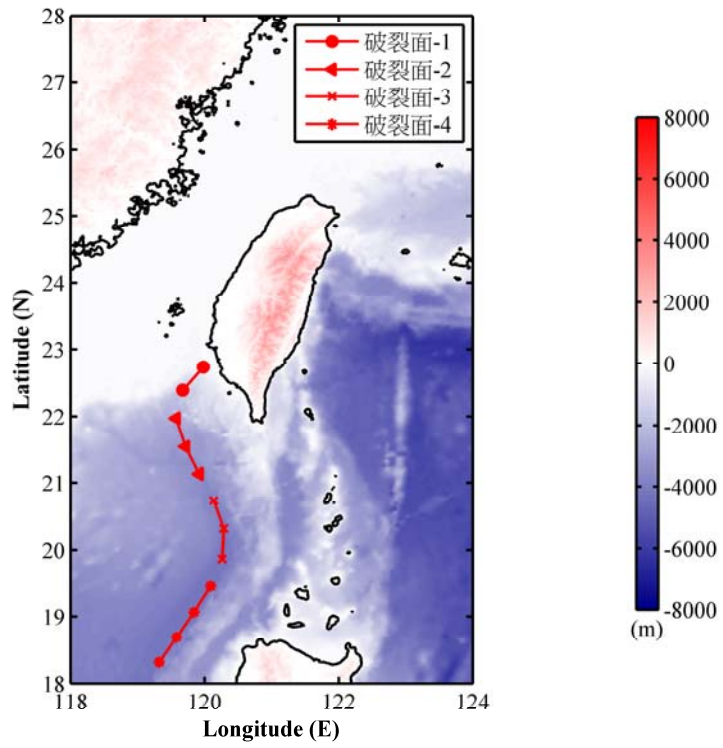


圖 47 馬尼拉海溝破裂位置分布圖（破裂面-1～破裂面-4 為各破裂面組合中，含有最多破裂位置的結果）

表 20 馬尼拉海溝破裂位置及走向角

編號(No.)	經度(°E)	緯度(°N)	走向角(°)
1	119.979	22.729	226.290
2	119.672	22.383	212.817
3	119.575	21.969	172.029
4	119.711	21.542	154.731
5	119.916	21.133	154.885
6	120.135	20.731	150.870
7	120.283	20.310	172.313
8	120.260	19.866	193.355
9	120.087	19.451	209.874
10	119.838	19.066	213.057
11	119.581	18.686	212.641
12	119.322	18.309	214.060

2. 海嘯模型之建立

為了考量以馬尼拉海溝為震源區的邏輯樹狀圖造成的海嘯波傳遞至核三廠區的海嘯波高危害度，本研究以 COMCOT 模擬海嘯波的生成、傳遞和溯升溢淹至核三廠區，計算核能所提供之對馬尼拉海溝邏輯樹其中 50 組海嘯情境(今年度之目標)，使用五層巢狀網格，如表 21 所示。

第一層地形資料由 NOAA 提供之 ETOPO1 資料，地形解析度為 1800 公尺，範圍為 110°E~130°E、10°N~30°N，如圖 48。第二層及地三層地形資料皆向行政院國家科學委員會海洋學門資料庫購買而得，地形解析度為 500 公尺，範圍為 117°E~125°E、18°N~27°N，如圖 49。第三層地形解析度為 200 公尺，範圍為 119.90°E~122.10°E、21.80°N~25.40°N，如圖 50。第四層地形由第三層地形內插而得，解析度為 50 公尺，範圍為 120.65°E~120.90°E、21.85°N~22.00°N，涵蓋南部部分陸域及周邊海域，如圖 51。第五層地形資料是由行政院原子能委員會核能研究所提供的陸域和海域數值高程資料，地形解析度為 10 公尺，120.7000°E~120.8800°E、21.8800°N~21.9740°N，涵蓋台灣南部部分陸域和周邊海域，如圖 52。核三廠區範圍為 120.7481°E~ 120.7585°E、21.9509°N~21.9591°N，如圖 53。

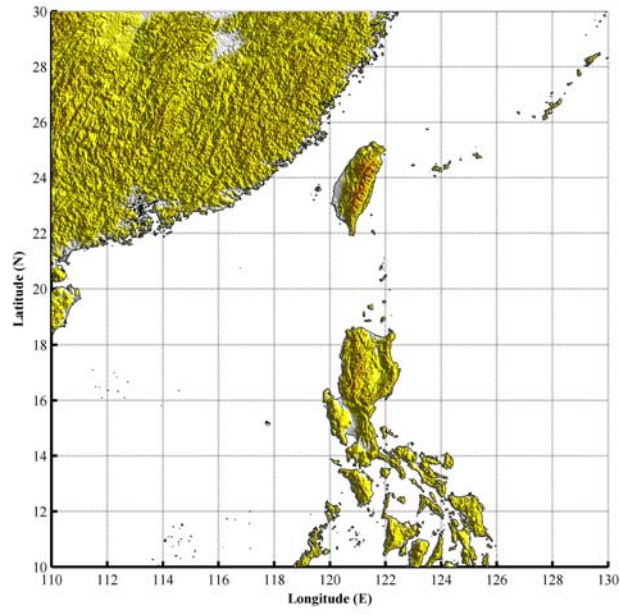


圖 48 馬尼拉海溝情境模擬第一層計算範圍

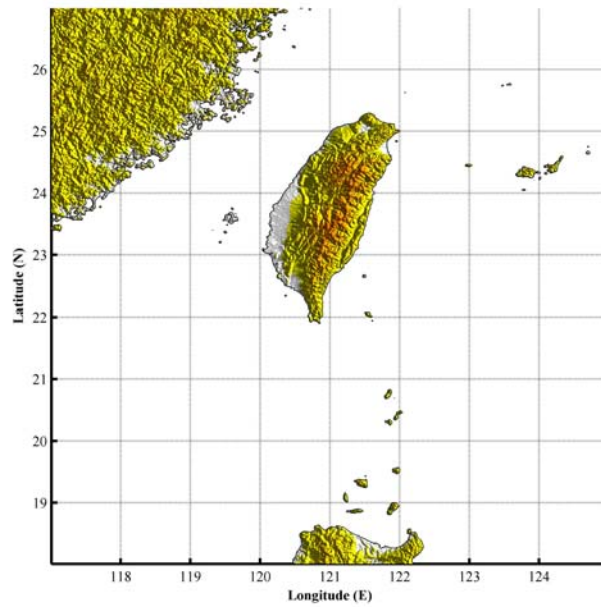


圖 49 馬尼拉海溝情境模擬第二層計算範圍

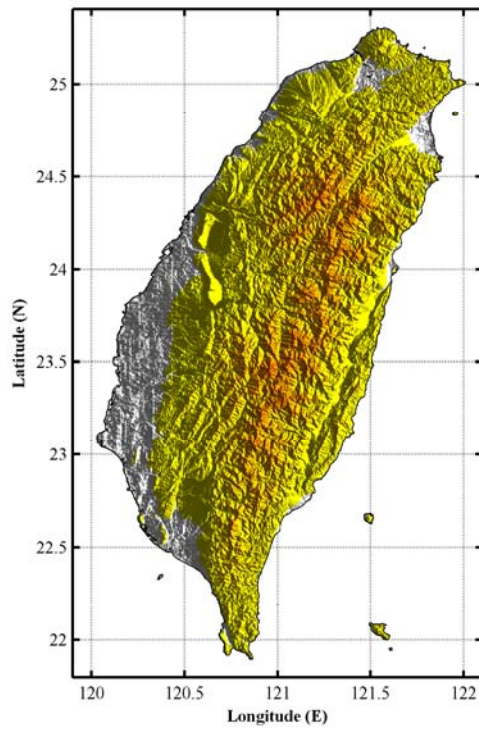


圖 50 馬尼拉海溝情境模擬第三層計算範圍

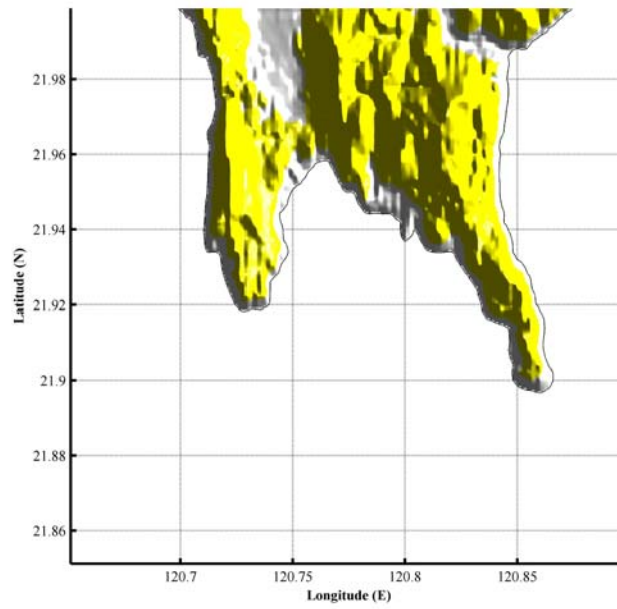


圖 51 馬尼拉海溝情境模擬第四層計算範圍

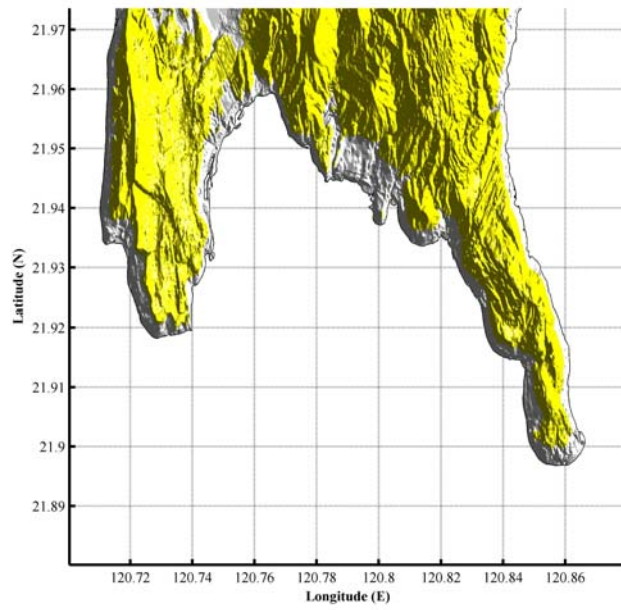


圖 52 馬尼拉海溝情境模擬第五層計算範圍

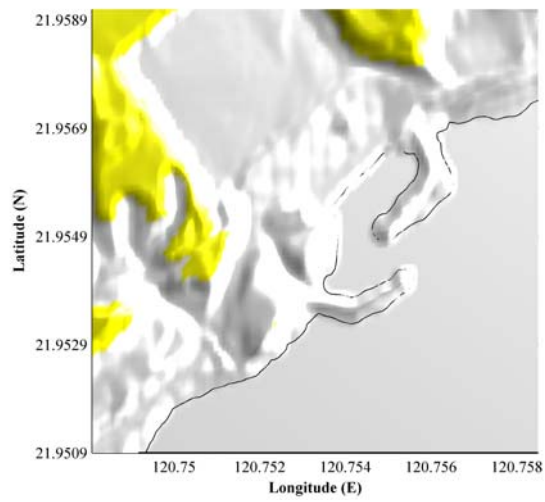


圖 53 馬尼拉海溝情境模擬核三廠區範圍

表 21 馬尼拉海溝情境模擬之設定

第 N 層	地形解析度 (m)	模擬範圍 (經度、緯度)	淺水波方程式	網格 (m)
1	1800	110.0000°E~130.0000°E 10.0000°N~30.0000°N	線性	1800
2	500	117.0000°E~125.0000°E 18.0000°N~27.0000°N	線性	600
3	200	119.0000°E~122.1000°E 21.8000°N~25.4000°N	非線性	200
4	200	120.6500°E~120.9000°E 21.8500°N~22.0000°N	非線性	50
5	10	120.7010°E~120.8790°E 21.8805°N~21.9595°N	非線性	10

(三) 海嘯危害度分析結果

計算數值模式標準差(σ_{EQK})和完成模擬 50 組海嘯情境(震源)後，將該模擬情境所計算之海嘯最大波高值(\widehat{W}_{tsu})，和數值模式標準差代入式(2)，得到海嘯波高超越某水位高度(z)的機率。由於機率分佈是沒有邊界的，因此在地震危害度分析中亦常將其分佈截斷超過平均值數個標準偏差之後的機率密度函數值，藉以避免危害被高估，甚至出現超出物理限制的結果。因此，本研究根據 Thio et al. (2010) [22]的建議，在計算海嘯波高的機率危害度時，截斷大於平均值三個標準差以上的機率密度函數值。將截斷後的機率密度函數乘上對應的地震發生率，可計算該最大海嘯波高之年超越機率。

1. 危害度曲線

因空間點數眾多，僅以兩個波高計的危害度曲線為例，而其它地點的最大海嘯波高也是用同樣的方式計算。選定核三廠區外海水深約 20 m 處為波高計 1，近岸水深約 6 m 處為波高計 2，位置如圖 54 和圖 55 所示。將邏輯樹中 50 組模擬情境所計算出的海嘯波高年超越機率 $v_{\text{EQK}}(W_{\text{tsu}} > z)$ 乘上各自的權重值，並加總起來，即可得到馬尼拉海溝發生地震所引發之海嘯對於某特定位置的機率式危害度曲線(圖 56 和圖 57)，由危害曲線的呈現，可得知馬尼拉海溝發生地

震所造成的海嘯波於該特定位置的波高超越機率。

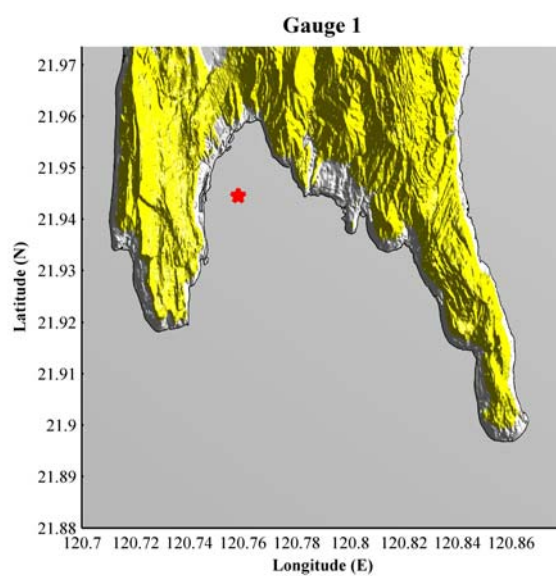


圖 54 波高計 1 位置圖(120.7583°E 21.9445°N)

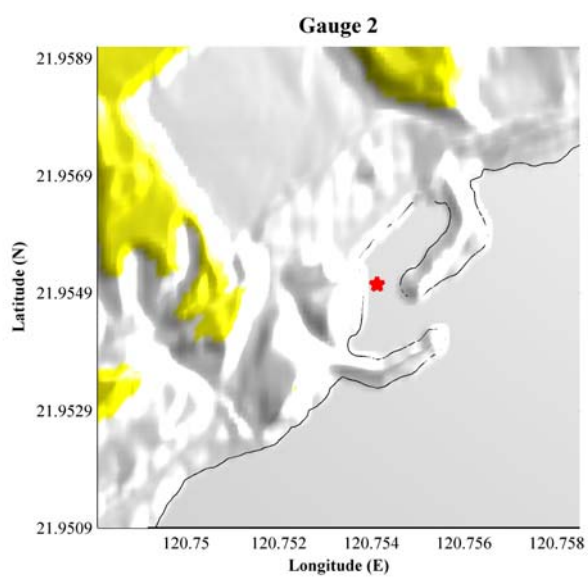


圖 55 波高計 2 位置圖(120.7541°E 21.9550°N)

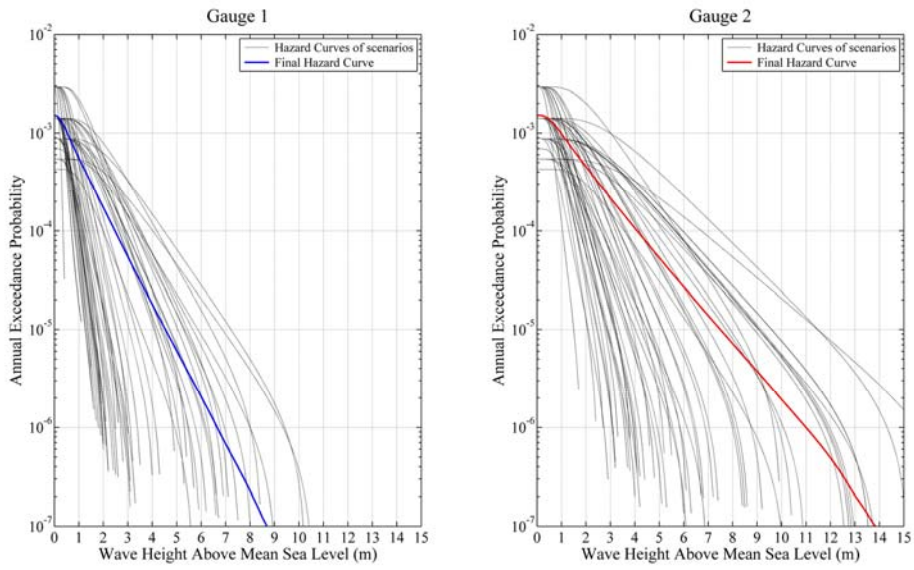


圖 56 不同情境之海嘯危害曲線（黑）與加權重後之危害曲線（50 組情境之結果）（藍：波高計 1，紅：波高計 2）

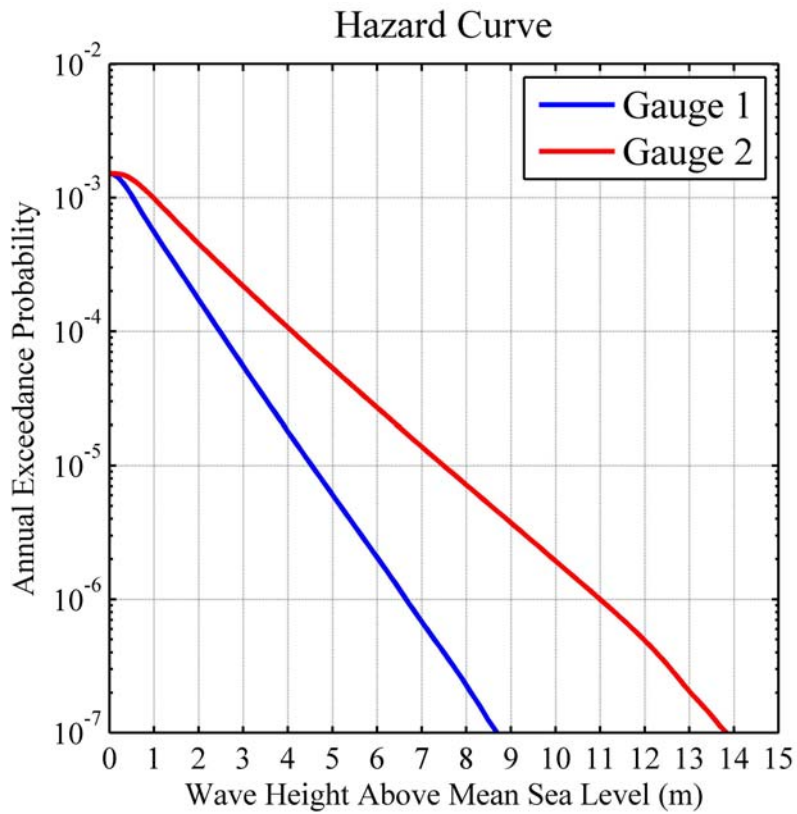


圖 57 波高計 1（藍）與波高計 2（紅）之海嘯危害曲線

2. 危害度地圖

除了單一位置的危害度曲線外，也將其應用至二維空間分布，危害度地圖是取自各個地點危害度曲線(圖 57)，在相同年超越機率下之最大海嘯波高所繪製而成，海嘯水位過大可能會使核能設備損壞，水位過低也會造成冷卻系統故障，基於災害的防範，分別製作年超越機率 1%、0.2% 和 0.1% 的海嘯最大與最低水位之危害度地圖於核三廠區域，也就是重現期 100 年、500 年、1000 年的波高分布情形，如圖 58 至圖 63 所示。由機率式危害度地圖中也可以發現，海嘯最大水位和海嘯最低水位將會隨著重現期越大而分別有越大和越小的水位值，可做為大範圍之防範災害規劃之參考。

本報告已經模擬核能所提供新邏輯樹中所有可能的海嘯情境，並建立機率是海嘯危害度分析方法的流程與計算方法。

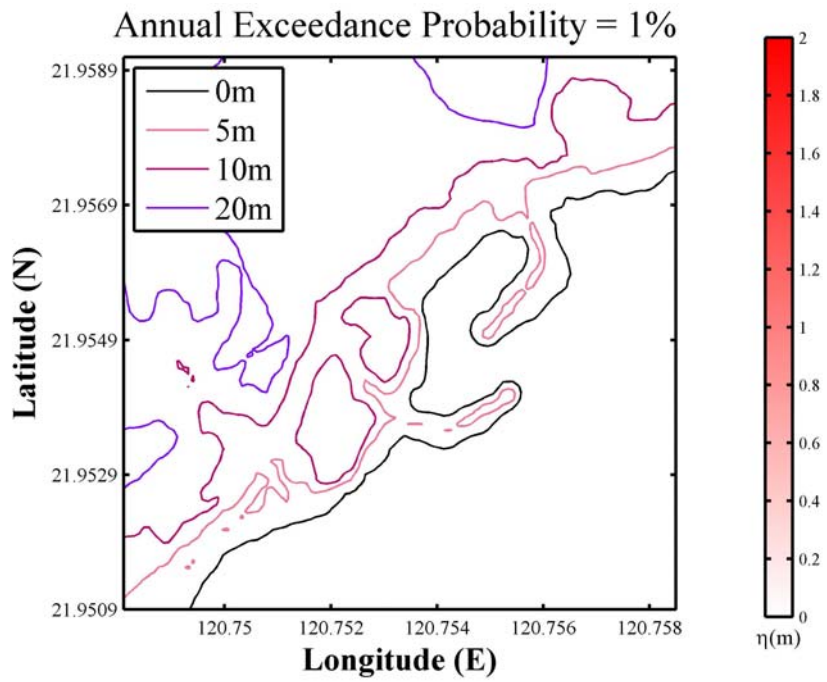


圖 58 年超越機率 1%之海嘯最高水位分布

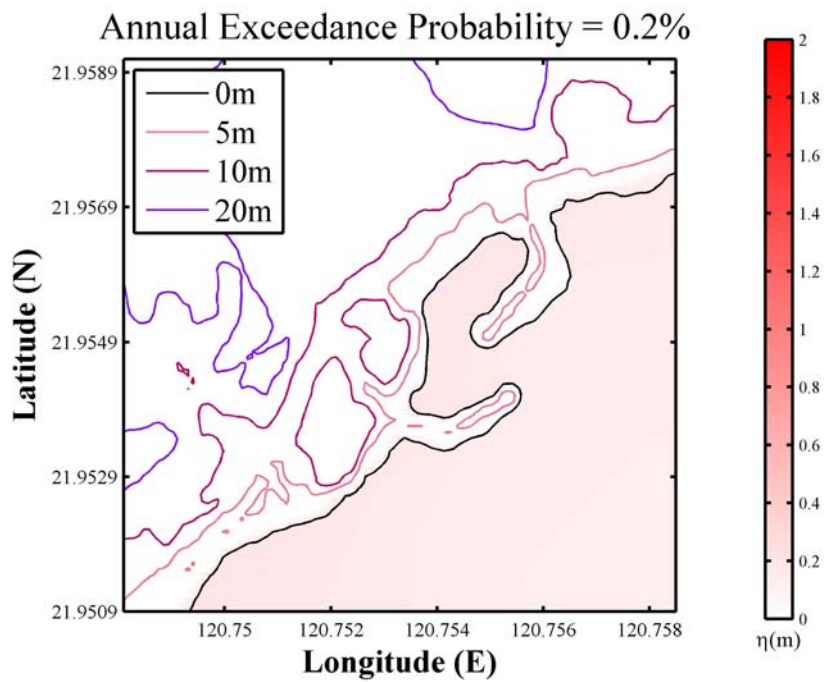


圖 59 年超越機率 0.2%之海嘯最高水位分布

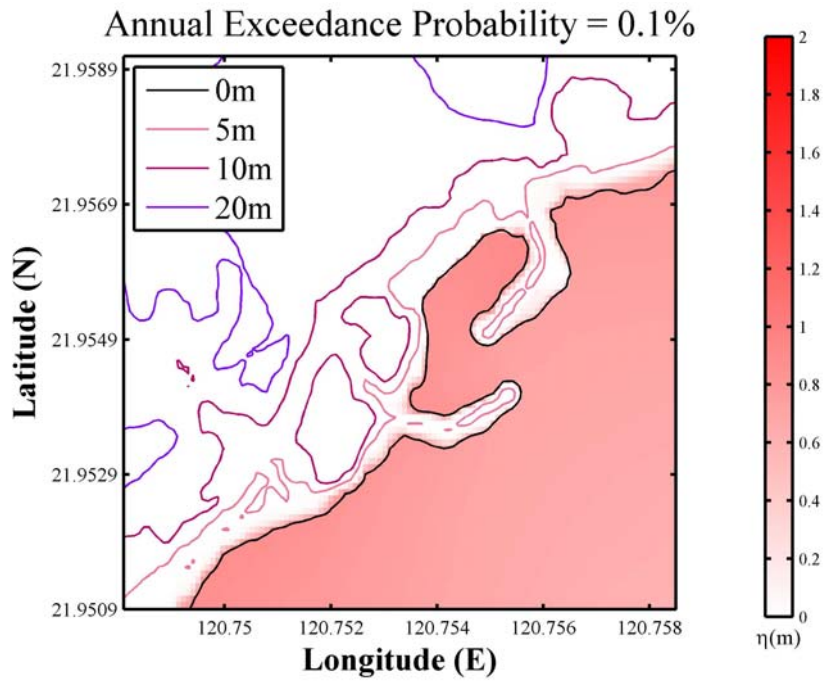


圖 60 年超越機率 0.1%之海嘯最高水位分布

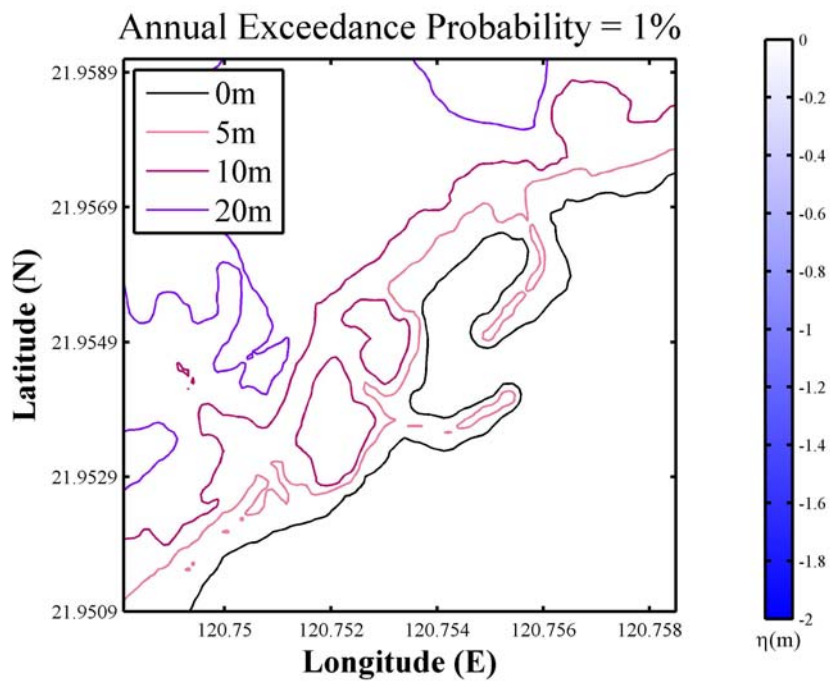


圖 61 年超越機率 1%之海嘯最低水位分布

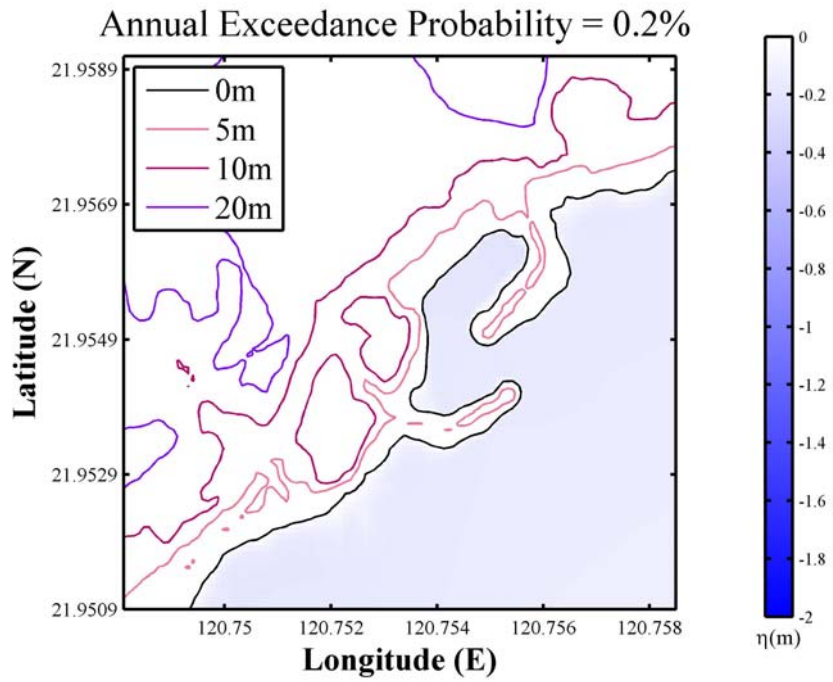


圖 62 年超越機率 0.2%之海嘯最低水位分布

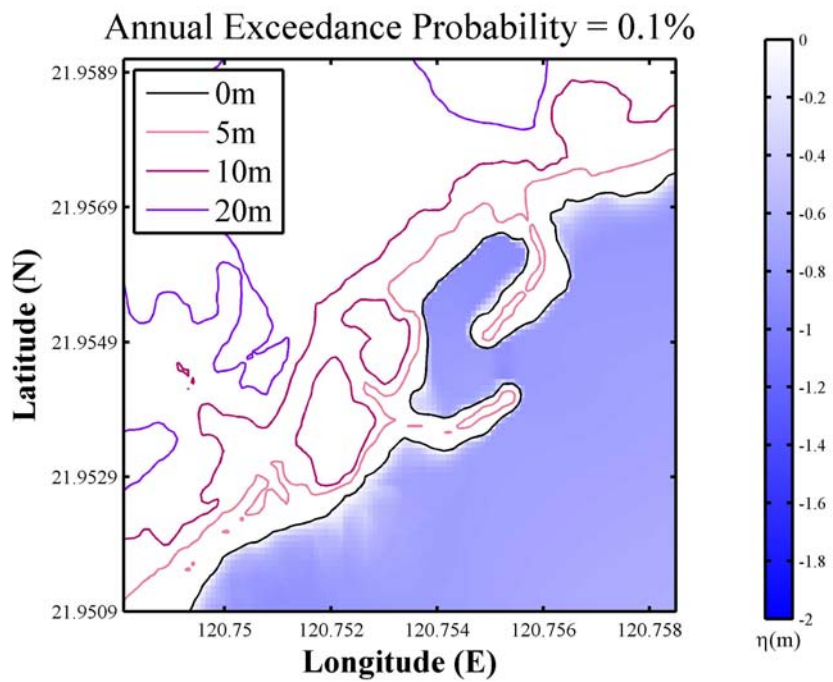


圖 63 年超越機率 0.1%之海嘯最低水位分布

二、機率式海嘯危害度之潮汐效應：以核三廠為例

本研究旨在蒐集並建立於 PTHA 中考量潮位偶然不確定性之方法，故僅模擬一組海嘯情境，但同時探討不同潮汐效應方法用於核三廠海嘯模擬結果之差異性。

(一) 高斯方法

高斯方法所需之參數需透過理論海嘯波與預測潮位疊合取得，如 Mofjeld et al. (2007) [17] 在不同潮位站使用最小平方法取得六個參數，其測站皆位於美國西部與太平洋東岸地區。本研究為建立方法，先以 Mofjeld et al. (2007)[17] 於不同測站經驗參數的平均值計算： $\alpha = 0.1730$ 、 $\beta = 0.8750$ 、 $C = 1.056$ 、 $\alpha' = 0.065$ 、 $\beta' = 1.120$ 、 $C' = 0.6770$ 。除了上述的六個參數之外，還需要每個格點於平均較高潮位(MHHW)條件下的海嘯模擬情境中之最大波高，而中央氣象局潮位資料的基準面為平均海水面，故 ξ_{ref} 為零。由於後壁湖鄰近核三廠，故以其實測資料之標準差($\sigma_0 = 0.3288$)計算。將以上參數代入式(6)與(7)計算高斯分佈的標準差和平均值，可得到不同位置的超越機率分佈。

高斯分佈的結果會隨模擬數據中每個地點(x, y)的最大海嘯波高而變化，此特性和其他兩種方法不同，因時間方法與型態方法在

每個地點皆使用相同的潮位超越機率。以第七號波高計為例，其於五小時內的海嘯模擬中之最大波高為 2.25 公尺，可擬合該地點之波高超越機率為高斯互補累積分布，如圖 64 所示。

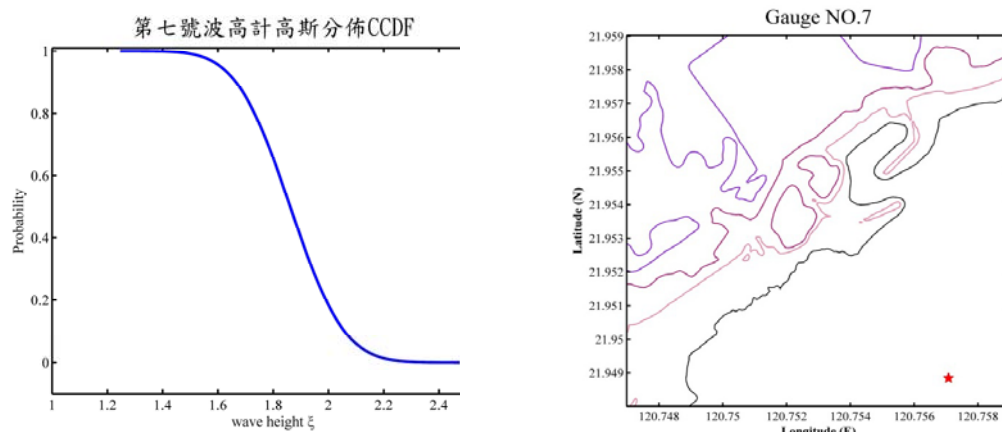


圖 64 高斯方法之超越機率曲線(以波高計第 7 號為例)

(二) 時間週期方法

1. 海嘯情境

本研究向行政院原子能委員會核能研究所取得地震情境邏輯樹，選擇其中地震規模最強、斷層最長的馬尼拉海溝地震斷層之條件，斷層參數設定如表 22 所示。

2. 海嘯數值模式(COMCOT)設定

網格配置如上一節所述，其中曼寧係數採用 Liu et al. (2009) [16]

建議適合南中國海海域之值 0.025。潮位情境是參考中央氣象局後壁湖測站潮位統計年報表 2014 年的紀錄，分別模擬七種靜態潮位情境：最高高潮位、平均較高高潮位、平均高潮位、平均潮位、平均低潮位、平均較低低潮位與最低低潮位(表 24)。

表 22 海嘯情境地震斷層參數設定

斷層分段模式	第 9、10、11、12 號 四組分段斷層組合	震源深度(H)	15 公里
震央 (經度、緯度)	120.0870 °E、19.4510 °N 119.8380 °E、19.0660 °N 119.5810 °E、18.6860 °N 119.3220 °E、18.3090 °N	斷層長度(L)	200 公里 (每段 50 公里)
走向角(θ)	209.8740 °、213.0570 °、 212.6410 °、214.0600 °	斷層寬度 (W)	172.1057 公里
傾角(δ)	5 °	斷層位移(D)	5.0789 公尺
滑移角(λ)	90 °	曼寧係數(n)	0.025

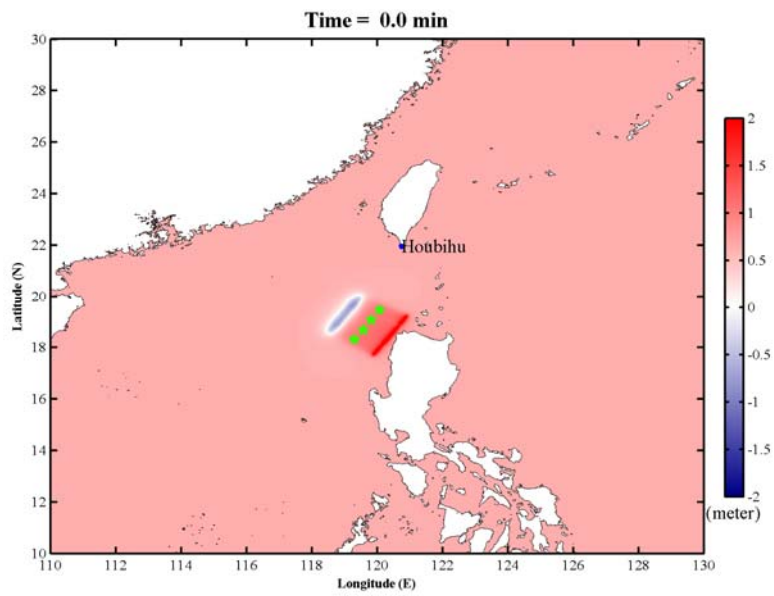


圖 65 加入平均較高潮位(MHHW = 1.0744 m)海嘯情境之初始水位與震源位置

表 23 馬尼拉海溝情境模擬之 COMCOT 巢狀網格配置

層數	1	2	3	4	5
資料來源	NOAA/ ETOPO1	行政院國家科學委員會海洋資料庫	行政院國家科學委員會海洋資料庫	由第三層和第五層地形資料內插	行政院原子能委員會核能研究所
解析度 (公尺)	1800	500	200	200	10
模擬範圍 (經度)	110.0000°E ~ 130.0000°E	117.0000°E ~ 125.0000°E	119.9000°E ~ 122.1000°E	120.6500°E ~ 120.9000°E	120.7010°E ~ 120.8790°E
模擬範圍 (緯度)	10.0000°N ~ 30.0000°N	18.0000°N ~ 27.0000°N	21.8000°N ~ 25.4000°N	21.8500°N ~ 22.0000°N	21.8805°N ~ 21.9595°N
統御方程式	線性淺水波方程式		非線性淺水波方程式		
網格(公尺)	1800	600	200	50	10

表 24 中央氣象局 2014 後壁湖測站潮位統計年報表(資料來源：中

央氣象局, 2015 [30])

最高高潮位 (Highest High Water, HHW)	1.2600 (m)
平均較高高潮位 (Mean Higher High Water, MHHW)	1.0744 (m)
平均高潮位 (Mean High Water, MHW)	0.6400 (m)
平均潮位 (Mean Sea Level, MSL)	0.2930 (m)
平均低潮位 (Mean Low Water, MLW)	-0.0600 (m)
平均較低低潮位 (Mean Lower Low Water, MLLW)	-0.4167 (m)
最低低潮位 (Lowest Low Water, LLW)	-0.6200 (m)

3. 建立 Z 函數

本研究於核三廠海嘯模擬中，共模擬七種不同的潮位情境，以七種潮位模式之最大波高與和所加入的潮位值做分段內差的結果建立 Z 函數。表 25 是其中九組波高計的 Z 函數成果。波高計第 2、3、5、6、9 號在七種情境模擬中都沒有溢淹的情形，除波高計第 1 號於平均高潮位(MHW = 0.64 m)之下才有發生溢淹，而其他波高計的黑色曲線在大於平均較高高潮位(MHHW = 1.0744 m)才有對應到的最大波高出現，因此分段內差的曲線較不平滑。其他海域地區之 Z 函數曲線斜率近似於一，如波高計第 4、7、8 號。

(三) Φ 函數

除了建立 Z 函數得知最大波高與潮位之關係，也需有相對應的潮位超越機率做後續的計算。本研究使用 2014 年後壁湖實測資料，該資料已經過暴潮偏差與內差之處理，分別以一小時、兩小時、三小時以及無限大區間取最大值，統計潮位之超越機率如圖 66 所示，時間週期方法的時區間越大，相對應的潮位超越機率也會越大。例如在無限大時區間的情形下，因 2014 年後壁湖僅有一個潮位最大值(HHW)為 1.262 公尺，統計超越此最大值的個數、計算機率後，可見無限大區間在最大潮位值有較大的曲線變化；而零小時則是在沒有時區間下做計算，即是原始資料之互補累積機率曲線(CCDF)。

表 25 核三廠近岸地區的 Z 函數(以九組波高計為例)

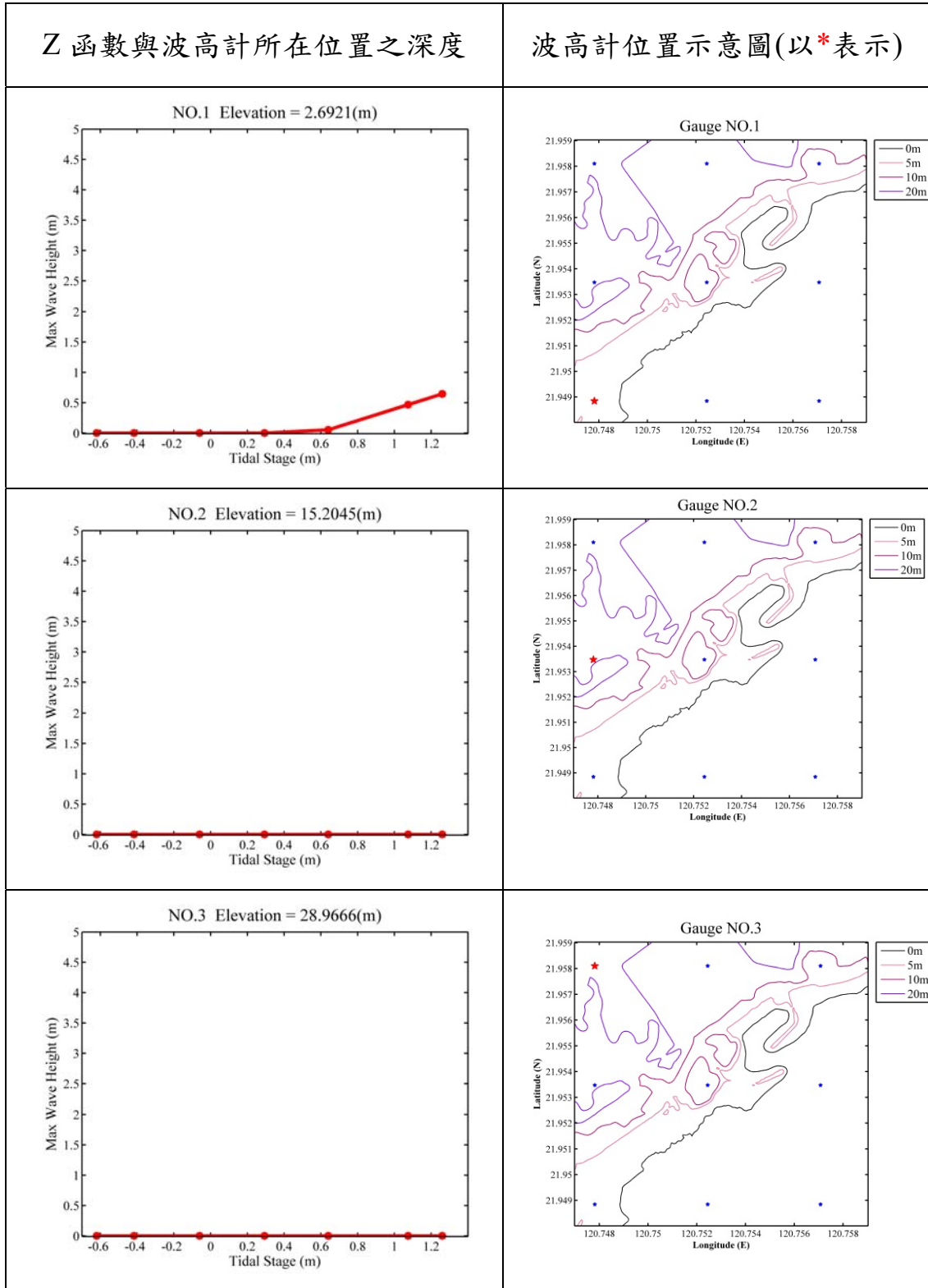


表 25 核三廠近岸地區的 Z 函數(以九組波高計為例)(續)

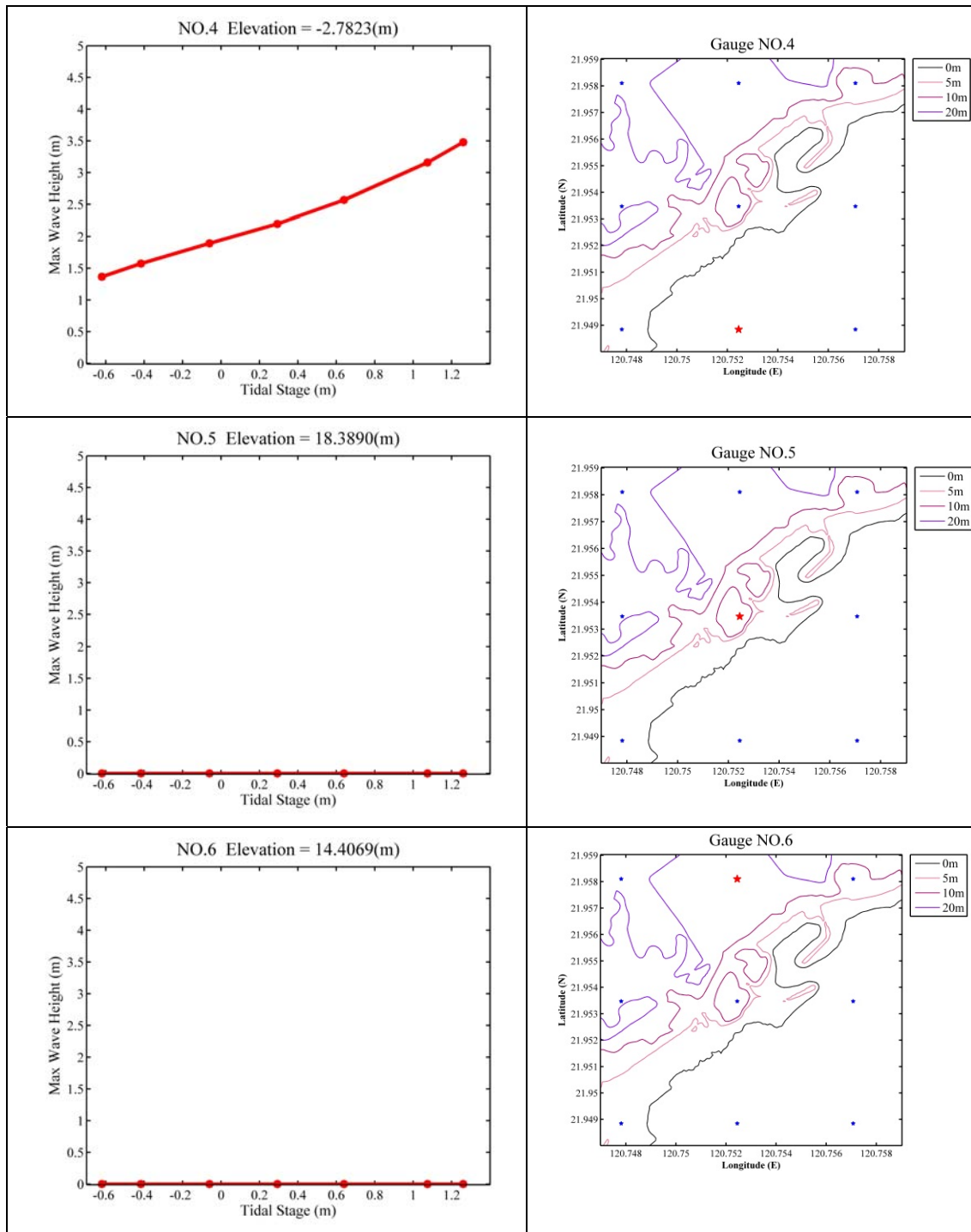
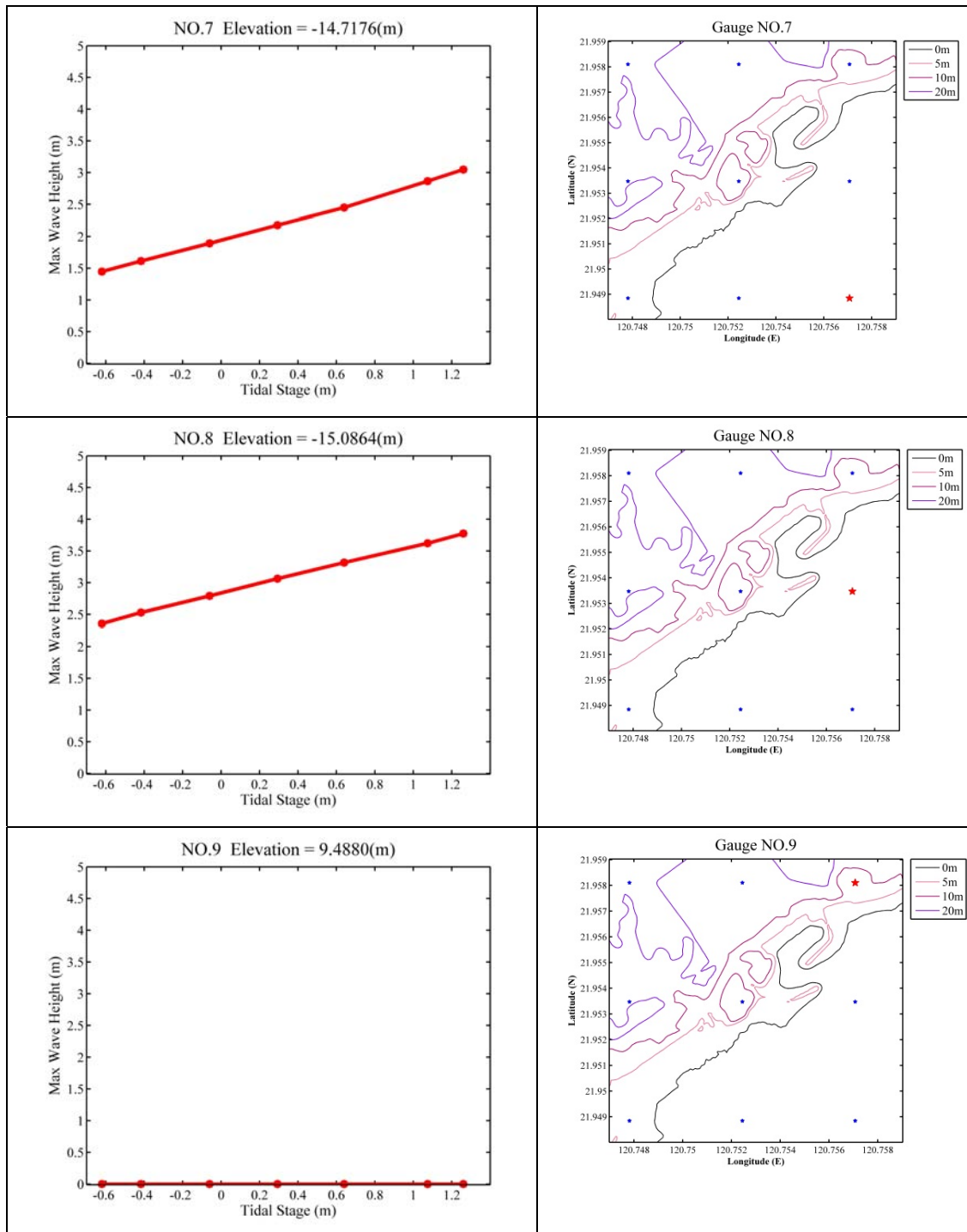


表 25 核三廠近岸地區的 Z 函數(以九組波高計為例)(續)



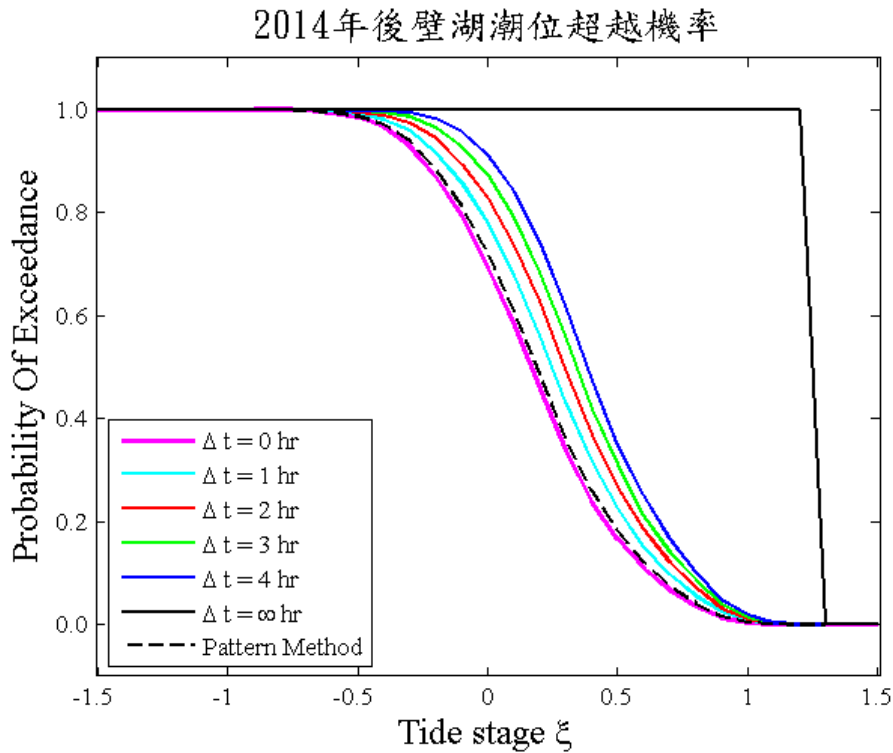


圖 66 時間週期方法與型態方法之潮位超越機率

(三) 型態方法

型態方法計算之步驟，與時間週期方法之差別僅在 Φ 函數之計算方式有所不同，其餘相同。故在此節不再贅述，直接說明 Φ 函數計算之結果。

觀察加入平均高潮位(MHW)模擬情境中最接近後壁湖測站位置之波高計，以平均高潮位(0.64 m)為基準取零上切與零下切得到不同的海嘯波振幅與間隔時間，五小時內的最大波高為第三個振幅 W3，如圖 67 所示，計算型態視窗參數如表 26 所示。將此視窗參

數套入實測之潮位資料做型態方法之統計計算，可以得到圖 66 中虛線所建立的潮位超越機率，因本研究模擬情境所取得之型態視窗總時間長度僅 27 分鐘，所得之超越機率曲線介於時間週期零小時與一小時之間。

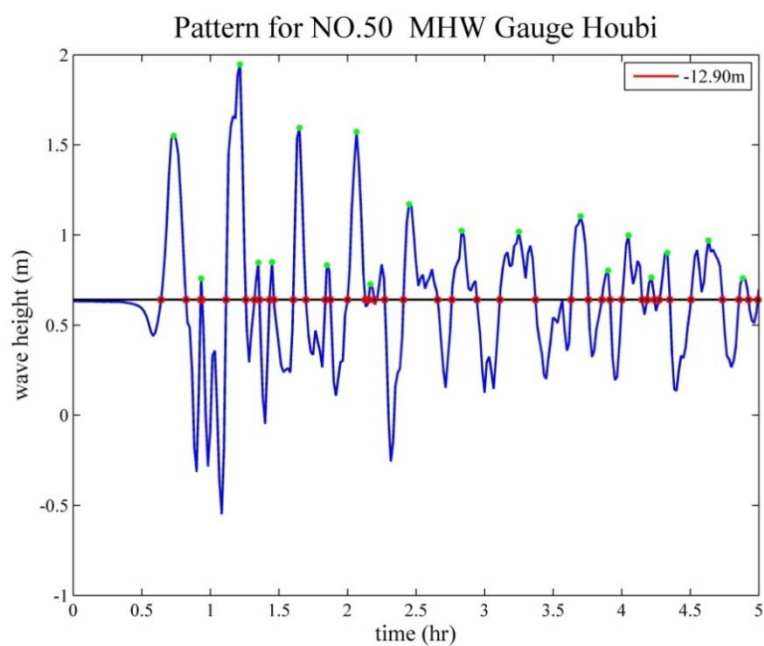


圖 67 加入平均高潮位(MHW)海嘯模擬之波高計時序列 (經度 120.753281°E ; 緯度 21.944120°N)

表 26 加入平均高潮位(MHW)海嘯模擬之型態視窗參數

(120.7545°E , 21.9549°N)

Wave W_k	Wave Interval $I_k = [S_k, T_k]$ (min)	Difference to tallest wave D_k (m)
W1	[0 11]	0.3951
W2	[17 18]	1.1875
W3	[28 37]	0

(四) 機率等高線地圖

圖 68 至圖 74 呈現三種方法所建立 PTHA 加入潮汐偶然不確定性之機率等高線地圖。將三種方法中的波高四公尺之機率等高線圖做比較，如圖 75 所示。時間週期方法會隨著時區間變大而趨於保守，且型態方法和時間週期方法相去不大，但高斯方法有較高的超越機率，等高線的形狀也比較不同；此外，於波高四公尺的地圖中，核三廠東北岸仍有較大的機率，可能是受到屏東半島地形影響，使得海嘯傳入後海灣後比較不易消散。

以核三廠近岸地點為例(圖 76)，將三種方法之機率曲線做比較，如圖 77 所示。雖然時間週期方法和型態方法在 Φ 函數計算上

稍有不同，但兩方法所建立的 Φ 函數皆不隨地點改變，僅 Z 函數會因地形水深的變化而有不一樣的結果，因此在同一地點上的比較(圖77)，超越機率型態方法仍和時間週期相似；然而，高斯方法的機率曲線與另外兩種方法差異較大，推測可能是高斯方法沒有實際考慮潮位模擬的結果，或是由於目前尚未得到台灣的潮位參數，而直接前人研究成果造成的影響，使其和時間週期方法、型態方法相比，有比較不一樣的結果。

Gaussian Method

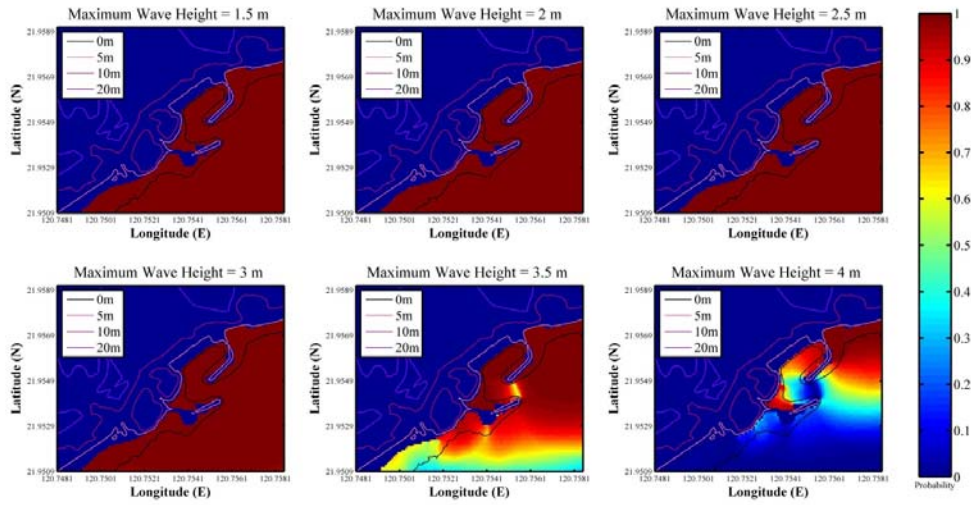


圖 68 以高斯方法建立 PTHA 加入潮汐偶然不確定性之機率等高線

地圖

$\Delta t = 0$ (hr)

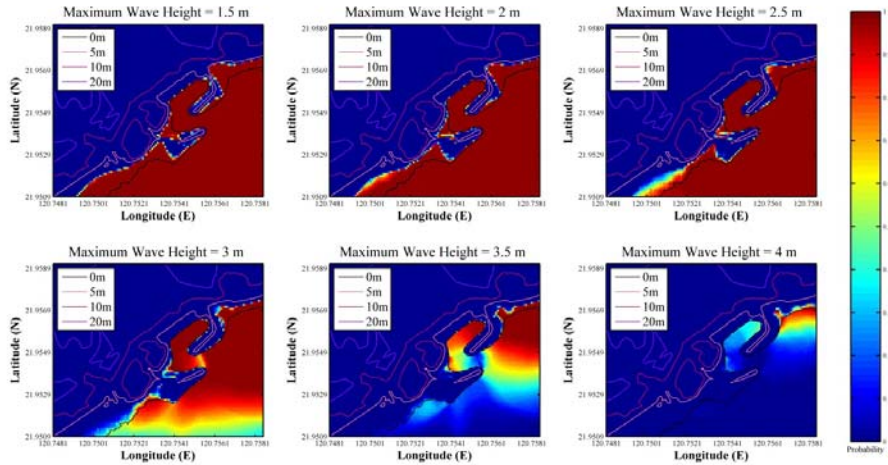


圖 69 以時間週期方法建立 PTHA 加入潮汐偶然不確定性之機率等

高線地圖(時區間為零小時)

$\Delta t = 1$ (hr)

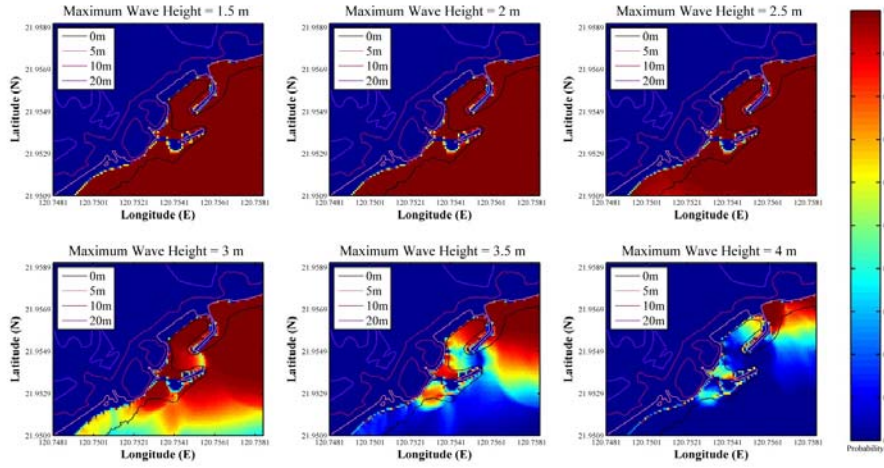


圖 70 以時間週期方法建立 PTHA 加入潮汐偶然不確定性之機率等高線地圖(時區間為一小時)

$\Delta t = 2$ (hr)

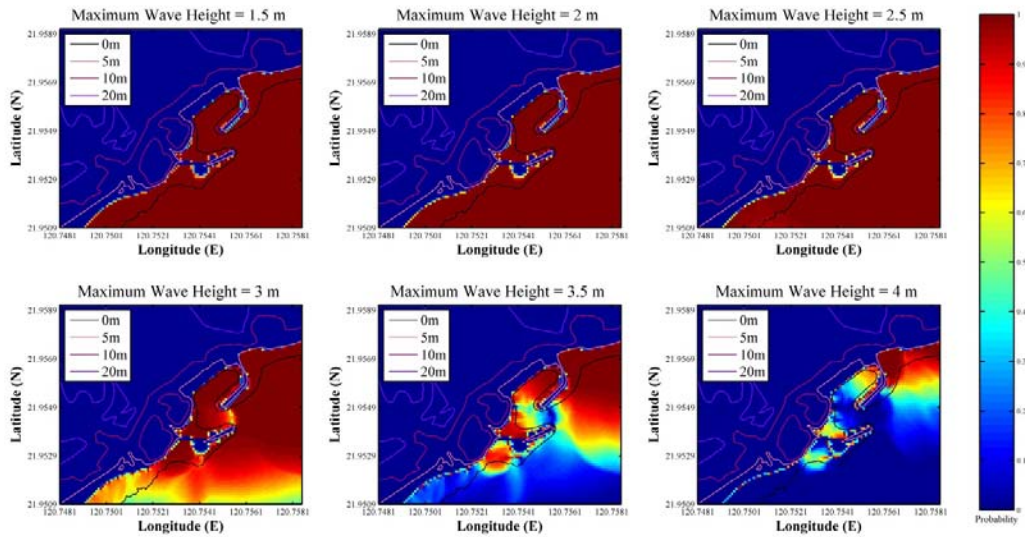


圖 71 以時間週期方法建立 PTHA 加入潮汐偶然不確定性之機率等高線地圖(時區間為兩小時)

$\Delta t = 3$ (hr)

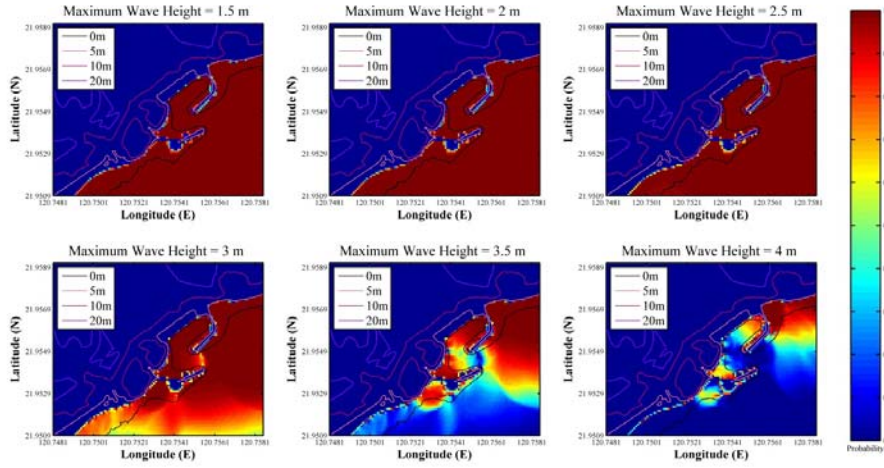


圖 72 以時間週期方法建立 PTHA 加入潮汐偶然不確定性之機率等高線地圖(時區間為三小時)

$\Delta t = 4$ (hr)

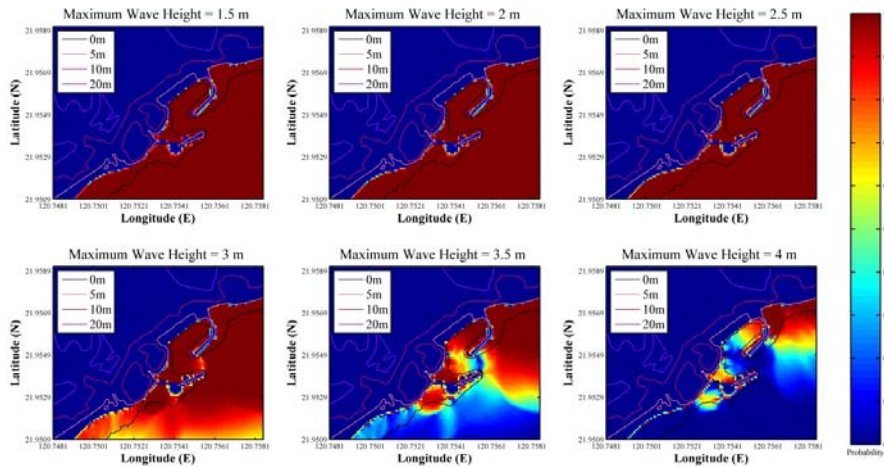


圖 73 以時間週期方法建立 PTHA 加入潮汐偶然不確定性之機率等高線地圖(時區間為四小時)

Pattern Method

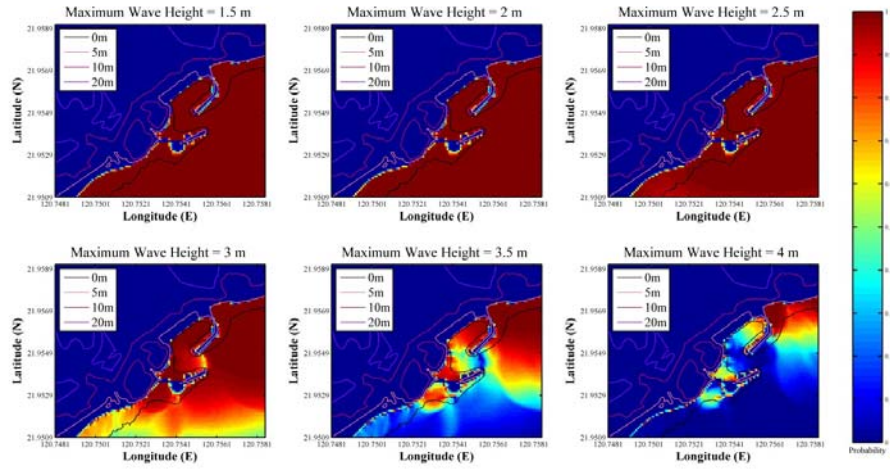


圖 74 以型態方法建立 PTHA 加入潮汐偶然不確定性之機率等高線地圖

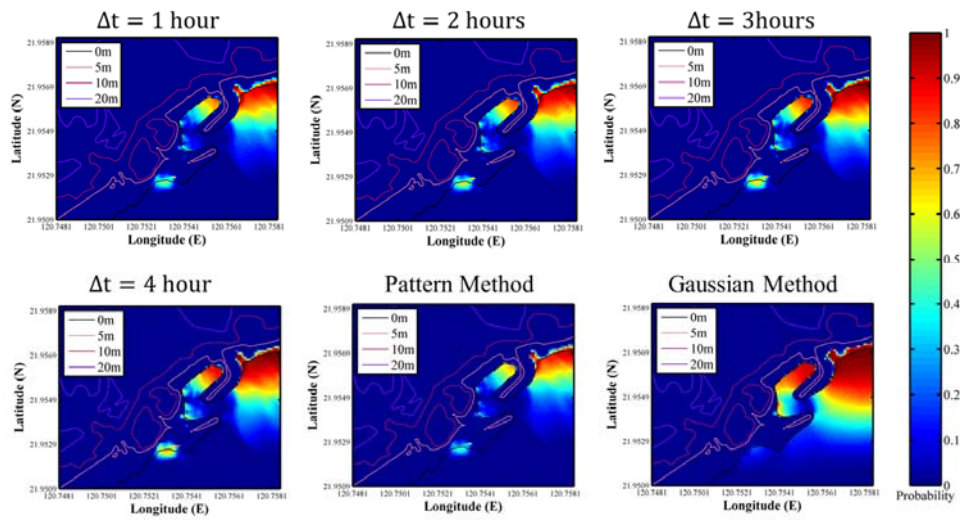


圖 75 比較三種方法建立之 PTHA 加入潮汐偶然不確定性之機率等高線地圖(以四公尺浪高為例)

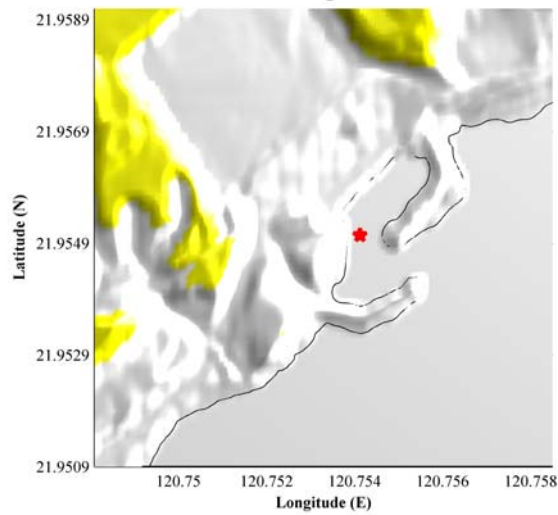


圖 76 波高計(120.7545°E、21.9549°N)與第三核能電廠之相對位置

圖

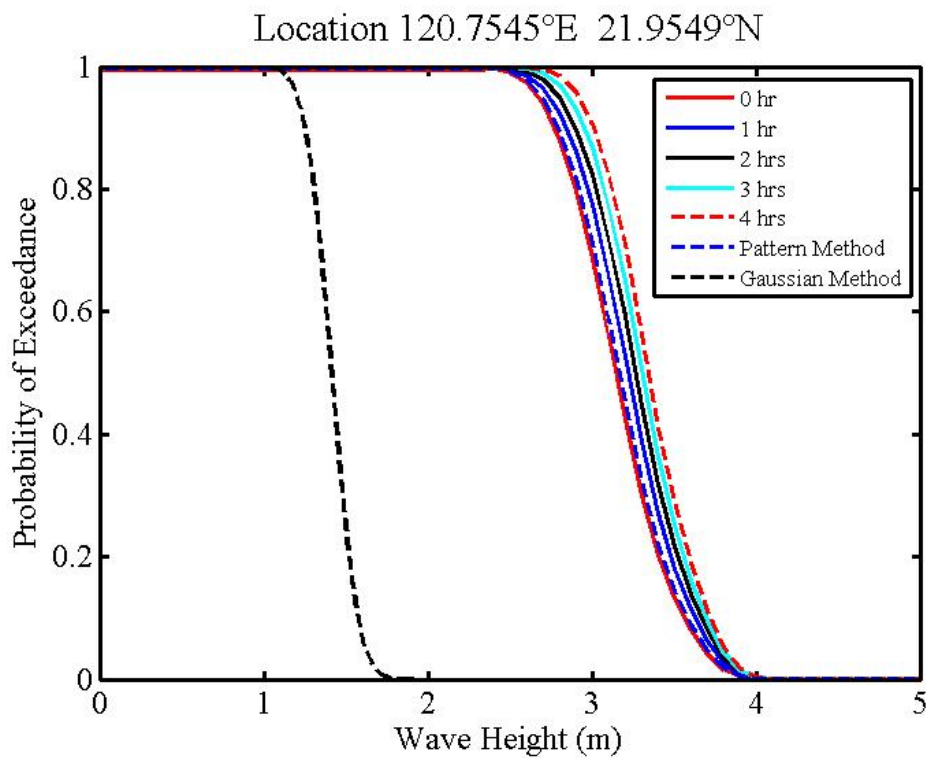


圖 77 PTHA 加入潮汐偶然不確定性之機率曲線(以經緯度位置

120.7545°E、21.9549°N 為例)

三、結論與建議

本研究計畫延續「行政院原子能委員會委託研究計畫研究報告計畫 103 及 104 年海嘯浪高波傳機率模型之建置研究」之成果，完成 35 個模擬波高與歷史波高(2006 屏東地震和 2011 日本 311 地震事件)比對(相較於 104 年之結果，修正 2006 年的屏東地震之震源位置設定)，計算模式不確定性。以及模擬調整後之邏輯樹狀圖中的 50 組情境，考量震源不確定性。最後，以海嘯危害度曲線與海嘯危害度地圖為分析結果，建立可應用於核三廠之機率式海嘯危害度分析方法。

為量化海嘯災害並精進機率式海嘯危害度分析方法，探討於機率式海嘯危害度分析(PTHA)方法中，在考量地震海嘯源時，同時納入潮汐效應之影響。將潮位視為一偶然不確定性，使用海嘯數值模式(COMCOT)計算海嘯波的生成、傳遞和溯升及溢淹以及靜態潮位之模擬，接著以三種不同的方法計算潮位超越機率：高斯方法假設海嘯最大波高與潮位之疊合波高近似於高斯分佈，可簡單透過經驗公式來計算機率；時間週期方法與型態方法則是在探討不同靜態潮位下海嘯抵達時的狀況，以及疊合波高的機率和結果。

比較三種研究方法之流程，高斯方法是在一個理論假設下進行 PTHA 與潮汐效應之研究，不需改變海嘯的潮位情境，即可做潮位

超越機率的計算。但 Mofjeld et al. (2007) [17] 建立高斯方法經驗參數的資料來源皆位於美國西岸或太平洋東部的潮位站，未來建議可使用理論海嘯波與潮位疊合，以迴歸分析計算台灣潮位站的經驗參數，若是建立各潮位站之高斯分佈的六個經驗參數，後續則可更有效率的應用此方法進行研究。時間週期方法與型態方法架構較複雜，需要透過數值模式改變多組潮位、建立 Z 函數以及 Φ 函數，計算上較為繁複。需配合多組靜態潮位模擬計算，一組地震情境需要至少三種靜態潮位之海嘯模擬。時間週期方法與型態方法雖然計算過程類似，但時間週期方法的時區間選擇並無一定規則可依循，且無法去除非海嘯波侵襲時間之影響；相對地，型態方法採用海嘯模擬波高計的時序列建立視窗參數，計算各個相對波高值與時區間，有一定的公式選擇視窗長度與相對振幅等參數，是較嚴謹的作法，因此本報告認為型態方法是較為合理的研究方法。

本報告以一組地震情境為海嘯源，比較高斯方法、時間週期方法與型態方法的計算流程以及應用於核三廠之結果。從機率等高線地圖的結果可知，高斯方法較為保守，而時間週期方法與型態方法的結果相去不多。造成這種差異的原因，可能和理論的假設不同以及經驗參數並不適用於核三廠附近海域有關。

雖然研究的結果仍無法定論，但就計算過程而言，型態方法的研究流程較為嚴謹。因為型態方法配合模擬時序列的分析結果計算

超越機率，雖計算過程繁複，需使用多組靜態潮位模擬，但為三者中較適切的理論方法。未來建議使用型態方法計算潮位偶然不確定性，並且透過邏輯樹的情境彙整模擬多組地震情境，以考量 PTHA 之認知不確定性。最後使用泊松過程結合地震機率之計算，整合地震源、潮位與海嘯之危害度分析。

肆、参考文献

1. Adams, L.M., R.J. LeVeque, and F.I. Gonzalez, The Pattern Method for incorporating tidal uncertainty into probabilistic tsunami hazard assessment (PTHA). *Natural Hazards*, 2015. 76(1): p. 19-39.
2. Androsov, A., J. Behrens, and S. Danilov, Tsunami modelling with unstructured grids. Interaction between tides and tsunami waves, in *Computational Science and High Performance Computing IV*. 2011, Springer. p. 191-206.
3. Bommer, J.J. and N.A. Abrahamson, Why do modern probabilistic seismic-hazard analyses often lead to increased hazard estimates? *Bulletin of the Seismological Society of America*, 2006. 96: p. 1976-1977.
4. Cho, Y.-S., Numerical simulations of tsunami and runup. 1995, Cornell University.
5. Cornell, C.A., Engineering seismic risk analysis. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 1968. 58(5): p. 1583-1606.
6. Geist, E.L. and T. Parsons, Probabilistic analysis of tsunami hazards. *Natural Hazards*, 2006. 37(3): p. 277-314.
7. Gonzalez, F.I., E.L. Geist, B. Jaffe, U. Kanoglu, H. Mofjeld, C.E. Synolakis, V.V. Titov, D. Arcas, D. Bellomo, D. Carlton, T. Horning, J. Johnson, J. Newman, T. Parsons, R. Peters, C. Peterson, G. Priest, A. Venturato, J. Weber, F. Wong, and A. Yalciner, Probabilistic tsunami hazard assessment at Seaside, Oregon, for near- and far-field seismic sources. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 2009. 114: p. 19.
8. Gonzalez, F.I., R.J. LeVeque, and L.M. Adams, Probabilistic

- Tsunami Hazard Assessment (PTHA) for Crescent City, CA. Final Report for Phase I. 2013, University of Washington Department of Applied Mathematics.
9. Horspool, N., I. Pranantyo, J. Griffin, H. Latief, D.H. Natawidjaja, W. Kongko, A. Cipta, B. Bustaman, S.D. Anugrah, and H.K. Thio, A probabilistic tsunami hazard assessment for Indonesia. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 2014. 14(11): p. 3105-3122.
 10. Imamura, F., N. Shuto, and C. Goto. Numerical simulations of the transoceanic propagation of tsunamis. in *Sixth Congress of the Asian and Pacific Regional Division, Int. Assoc. Hydraul. Res.*, Kyoto, Japan. 1988.
 11. Jing, H.H., H. Zhang, D.A. Yuen, and Y.L. Shi, A Revised Evaluation of Tsunami Hazards along the Chinese Coast in View of the Tohoku-Oki Earthquake. *Pure and Applied Geophysics*, 2013. 170(1-2): p. 129-138.
 12. Kirby, S., Tsunami source characterization for Western Pacific subduction zones. USGS Tsunami Source Working Group, 2006.
 13. Kowalik, Z., T. Proshutinsky, and A. Proshutinsky, Tide-tsunami interactions. *Science of Tsunami Hazards*, 2006. 24(4): p. 242-256.
 14. Lin, I. and C.C. Tung, A preliminary investigation of tsunami hazard. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 1982. 72(6): p. 2323-2337.
 15. Liu, P. L. F., Cho, Y. S., Yoon, S. B., Seo, S. N., 1995. Numerical simulations of the 1960 Chilean tsunami propagation and inundation at Hilo, Hawaii. In *Tsunami: progress in prediction, disaster prevention and warning*. Springer Netherlands.
 16. Liu, Y., Shi, Y., Yuen, D. A., Sevre, E. O., Yuan, X. and Xing, H. L. Comparison of linear and nonlinear shallow wave water equations applied to tsunami waves over the China Sea. *Acta Geotechnica*,

- 2009, 4(2), 129-137.
17. Mofjeld, H.O., F.I. Gonzalez, V.V. Titov, A.J. Venturato, and J.C. Newman, Effects of tides on maximum tsunami wave heights: Probability distributions. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 2007. 24(1): p. 117-123.
 18. Okada, Y., Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 1985. 75(4): p. 1135-1154.
 19. Pawlowicz, R., B. Beardsley, and S. Lentz, Classical tidal harmonic analysis including error estimates in MATLAB using T_TIDE. *Computers & Geosciences*, 2002. 28(8): p. 929-937.
 20. PG&E, Methodology for probabilistic tsunami hazard analysis: Trial application for the Diablo Canyon power plant site. 2010, Pacific Gas & Electric Company.
 21. Rikitake, T. and I. Aida, Tsunami hazard probability in Japan. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 1988. 78(3): p. 1268-1278.
 22. Thio, H.K., P. Somerville, and J. Polet, Probabilistic tsunami hazard in California. 2010: p. 1-331.
 23. Wang, X.M. and P.L.F. Liu, A numerical investigation of Boumerdes-Zemmouri (Algeria) earthquake and tsunami. *Cmes-Computer Modeling in Engineering & Sciences*, 2005. 10(2): p. 171-183.
 24. Wang, X.M. and P.L.F. Liu, Preliminary simulation of 1986 & 2002 Taiwan Hualien tsunami. Cornell University, Ithaca., 2005.
 25. Wang, X.M. and P.L.F. Liu, An analysis of 2004 Sumatra earthquake fault plane mechanisms and Indian Ocean tsunami. *Journal of Hydraulic Research*, 2006. 44(2): p. 147-154.
 26. Wang, X.M. User manual for COMCOT version 1.7, 2009.

27. Wells, D.L. and K.J. Coppersmith, New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 1994. 84(4): p. 974-1002.
28. Wu, T.-R., P.-F. Chen, W.-T. Tsai, and G.-Y. Chen, Numerical study on tsunamis excited by 2006 Pingtung earthquake doublet. *Terr. Atmos*, 2008.
29. Wu, T.-R. and H.-C. Huang, Modeling tsunami hazards from Manila trench to Taiwan. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2009. 36(1): p. 21-28.
30. 中央氣象局。2014 潮位統計年報表。中央氣象局，2015。
31. 包澄瀾。海洋災害及其預報，1991。
32. 徐明同。海嘯所引起之災害。中央氣象局氣象學報第二十七卷第一期，1981。
33. 徐泓。清代台灣天然災害史料彙編。台北:國家科學委員會防災科技研究報告 72-01 號，1983。
34. 陳韻如。2006 年屏東外海地震引發海嘯的數值模擬探討。中央大學水文與海洋科學研究所學位論文，2008。
35. 楊文昌、吳季莊。暴潮分析與預警系統技術發展。財團法人國家實驗研究院台灣海洋科技研究中心，2014。
36. 楊華庭。海嘯及太平洋海嘯警報系統。海洋預報，1987。
37. 鄭世楠、葉永田。西元 1604 年至 1988 年台灣地區地震目錄，1989。

附錄 A 潮位模式與測試

為了比較 COMCOT 加入潮位 5 公尺、調整地形使水深加深 5 公尺、原始底床三種情境，以水深 25、50、100、500、1000、5000 公尺的平底床做簡單測試，探討斷層破裂後的波傳情形以及初始水位之異同，範圍如圖 78 所示，比較測試三種模式之斷層條件如表 27。

波傳情況比較的結果如圖 79(比較圖中 COMCOT 內建潮位模式已扣除所加入的潮位五公尺)，可見 COMCOT 加入潮位與水深加深的波速相同，因兩者水深條件相同，但原始情境的波傳情況和其他兩者相比，則會因為水深較淺而有較慢的傳遞速度。

而在初始水位的比較結果中，因三種模式皆透過 Okada (1985) [18]彈性斷層理論模型計算海底床的位移量以及初始海嘯波的生成。在地震斷層條件沒有改變的情況下，初始水位不隨著水深改變而變化。因此，初始水面皆相似，僅 COMCOT 內建潮位模式的初始水位存在有 5 公尺的潮位差異，如圖 80 所示。因其他水深底床的初始狀況皆相同，僅以水深 50 公尺為例，若是再扣除所加入的潮位五公尺，仍有 0.0001 公尺的微小差異散布其中，如圖 81。可能是因為球座標投影形狀稍有誤差，但因差異及小，不影響整體模擬

結果，因此本研究選擇使用可較快、較簡單執行的 COMCOT 內建潮位模式進行模擬。

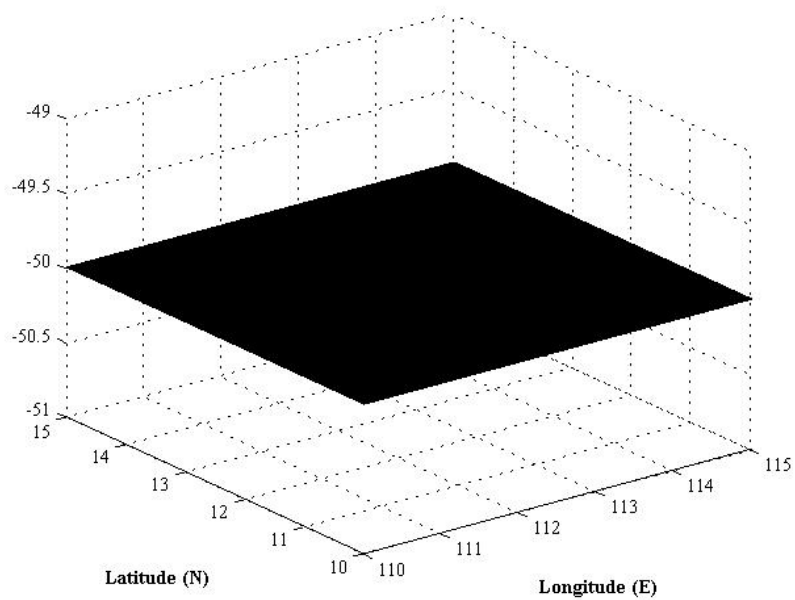


圖 78 平底床地形與範圍配置(以水深 50 公尺為例)

表 27 比較測試三種模式之斷層條件

震央(經度、緯度)	112.50 °E、12.00 °N
震源深度(h)	5 公里
斷層長度(L)	50 公里
斷層寬度(W)	20 公里
斷層位移(D)	10 公尺
走向角(θ)	180°
傾角(δ)	45°
滑移角(λ)	90°

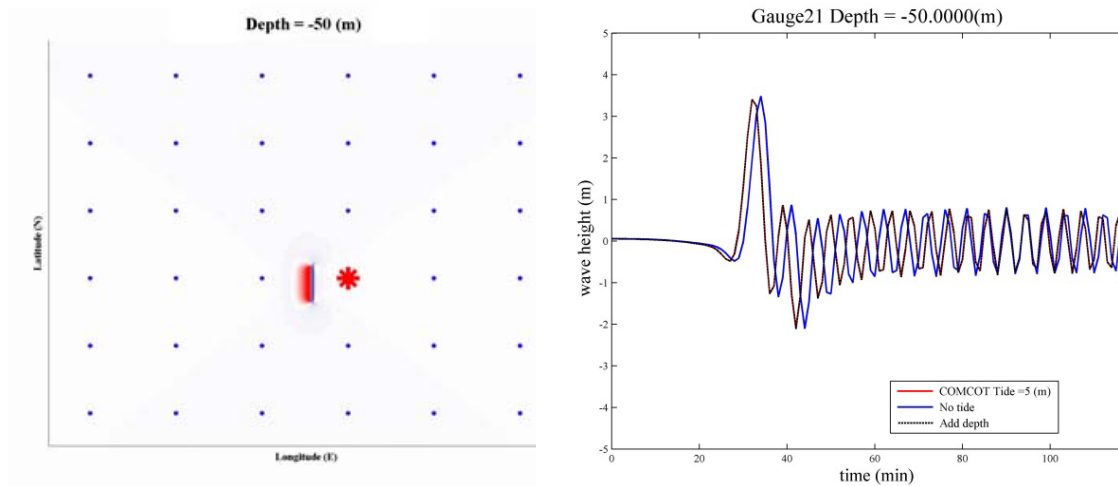
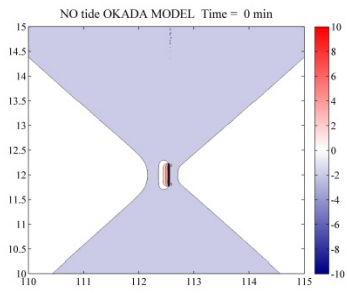
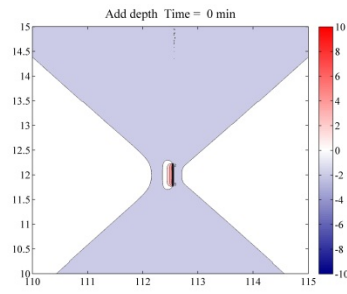


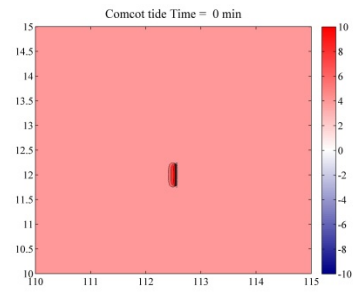
圖 79 三種模式波傳速度比較



(a) 原始情境



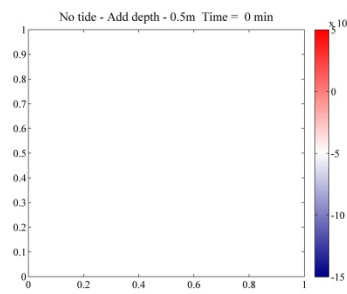
(b) 水深加深 5 公尺



(c) COMCOT 潮位 5 公尺

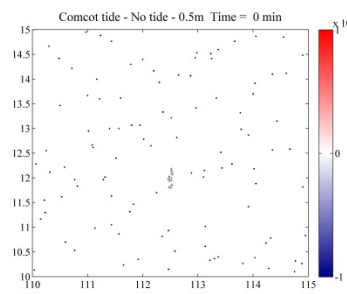
尺

圖 80 三種模式初始水面比較(以水深 50 公尺為例)



(a) 原始情境與水深加

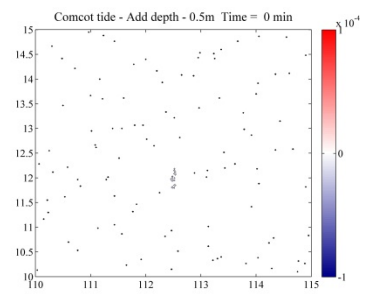
深



(b) COMCOT 與原始

情境潮位模式再扣除

潮位



(c) COMCOT 潮位模式

與水深加深再扣除潮

位

圖 81 三種模式初始水面差值(以水深 50 公尺為例)

附錄 B 馬尼拉海溝 12 組斷層之編號、破裂位置和走向角

編號(No.)	經度(°E)	緯度(°N)	走向角(°)
1	119.979	22.729	226.290
2	119.672	22.383	212.817
3	119.575	21.969	172.029
4	119.711	21.542	154.731
5	119.916	21.133	154.885
6	120.135	20.731	150.870
7	120.283	20.310	172.313
8	120.260	19.866	193.355
9	120.087	19.451	209.874
10	119.838	19.066	213.057
11	119.581	18.686	212.641
12	119.322	18.309	214.060

附錄 C 馬尼海溝 50 組情境地震設定

破裂 位置 (編號)	震源 深度 (公里)	斷層 長度 (公里)	斷層 寬度 (公里)	斷層 傾角 (°)	滑移量 (公尺)	地震 矩 規模 (M_w)	權重
NO.1	8	50	91.789706	5°	2.5090	7.6	0.041667
NO.1	15	50	172.1057	5°	3.1264	7.9	0.041667
NO.2	8	50	91.789706	5°	2.5090 公尺	7.6	0.041667
NO.2	15	50	172.1057	5°	3.1264 公尺	7.9	0.041667
NO.1-2	8	100	91.789706	5°	3.1978 公尺	7.9	0.041667
NO.1-2	15	100	172.1057	5°	3.9848	8.1	0.041667
NO.3	8	50	91.789706	5°	2.5090	7.6	0.020833
NO.3	15	50	172.1057	5°	3.1264	7.9	0.020833
NO.4	8	50	91.789706	5°	2.5090	7.6	0.020833
NO.4	15	50	172.1057	5°	3.1264	7.9	0.020833
NO.5	8	50	91.789706	5°	2.5090	7.6	0.020833
NO.5	15	50	172.1057	5°	3.1264	7.9	0.020833
NO.3-4	8	100	91.789706	5°	3.1978	7.9	0.020833

NO.3-4	15	100	172.1057	5°	3.9848	8.1	0.020833
NO.4-5	8	100	91.789706	5°	3.1978	7.9	0.020833
NO.4-5	15	100	172.1057	5°	3.9848	8.1	0.020833
NO.3-5	8	150	91.789706	5°	3.6845	8.1	0.020833
NO.3-5	15	150	172.1057	5°	4.5924	8.3	0.020833
NO.6	8	50	91.789706	5°	2.5090	7.6	0.020833
NO.6	15	50	172.1057	5°	3.1264	7.9	0.020833
NO.7	8	50	91.789706	5°	2.5090	7.6	0.020833
NO.7	15	50	172.1057	5°	3.1264	7.9	0.020833
NO.8	8	50	91.789706	5°	2.5090	7.6	0.020833
NO.8	15	50	172.1057	5°	3.1264	7.9	0.020833
NO.6-7	8	100	91.789706	5°	3.1978	7.9	0.020833
NO.6-7	15	100	172.1057	5°	3.9848	8.1	0.020833
NO.7-8	8	100	91.789706	5°	3.1978	7.9	0.020833
NO.7-8	15	100	172.1057	5°	3.9848	8.1	0.020833
NO.6-8	8	150	91.789706	5°	3.6845 公尺	8.1	0.020833
NO.6-8	15	150	172.1057	5°	4.5924	8.3	0.020833
NO.9	8	50	91.789706	5°	2.5090	7.6	0.125000
NO.9	15	50	172.1057	5°	3.1264	7.9	0.125000

NO.10	8	50	91.789706	5°	2.5090	7.6	0.125000
NO.10	15	50	172.1057	5°	3.1264	7.9	0.125000
NO.11	8	50	91.789706	5°	2.5090	7.6	0.125000
NO.11	15	50	172.1057	5°	3.1264	7.9	0.125000
NO.12	8	50	91.789706	5°	2.5090	7.6	0.125000
NO.12	15	50	172.1057	5°	3.1264	7.9	0.125000
NO.9-10	8	100	91.789706	5°	3.1978	7.9	0.125000
NO.9-10	15	100	172.1057	5°	3.9848	8.1	0.125000
NO.10-11	8	100	91.789706	5°	3.1978	7.9	0.125000
NO.10-11	15	100	172.1057	5°	3.9848	8.1	0.125000
NO.11-12	8	100	91.789706	5°	3.1978	7.9	0.125000
NO.11-12	15	100	172.1057	5°	3.9848	8.1	0.125000
NO.9-11	8	150	91.789706	5°	3.6845	8.1	0.125000
NO.9-11	15	150	172.1057	5°	4.5924	8.3	0.125000
NO.10-12	8	150	91.789706	5°	3.6845	8.1	0.125000
NO.10-12	15	150	172.1057	5°	4.5924	8.3	0.125000
NO.9-12	8	200	91.789706	5°	4.0758	8.2	0.125000
NO.9-12	15	200	172.1057	5°	5.0789	8.4	0.125000