行政院原子能委員會

委託研究計畫研究報告

110 年核電廠海嘯危害再評估精進技術研究與管制技術諮詢
Regulatory technology and advanced assessment methodology on tsunami hazard reassessment for NPP (2021)

計畫編號：110B014

受委託機關(構)：國立成功大學

計畫主持人：蕭士俊

聯絡電話：(06) 275-7575 #63262

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

協同主持人：洪李陵、吳昀達、陳彥龍

研究期程：中華民國 110 年 05 月至 110 年 12 月

研究經費：新臺幣 176.5 萬元

核研所聯絡人員：徐康耀

報告日期：110 年 12 月 10 日

目　錄

目　錄 I

中文摘要 1

ABSTRACT 5

壹、計畫緣起與目的 9

貳、研究方法與過程 13

一、美國地震型機率式海嘯危害度分析方法 13

(一)概述 13

(二)計算方法 14

二、美國地震型機率式海嘯危害度模型建置 19

(一)地震型海嘯模擬方法 19

(二)單位海嘯法模擬驗證 20

(三)偶然不確定性分析 21

(四)認知不確定性分析 23

三、PSHASSHAC-3SSC 隱沒帶邏輯樹應用於 PTHA 之分析 .33

(一)單位海嘯法解析度模擬分析 33

(二)馬尼拉和琉球隱沒帶邏輯樹模擬分析 34

四、LPTHA 架構介紹 48

(一)建立機率模型 48

(二)確立不確定因子與海嘯波高之關係 50

(三)分析並建立海底山崩型海嘯波高之機率模型 52

五、LPTHA 案例研究 54

(一)方法一(LANEETAL.,2016) 54

(二)方法二(GREZIOETAL.,2020) 57

(三)方法三(LØVHOLTETAL.,2020) 62

六、LPTHA 示範操作 82

(一)LPTHA 海底崩塌機率設定 82

(二)LPTHA 海嘯波傳模式設定 83

(三)LPTHA 分析成果 85
七、機率式海嘯危害度分析概述.....94
八、PSHASSHAC-3SSC 斷層 PTHA 邏輯樹建置評估 ..101
九、斷層震源邏輯樹建置 106
(一)主要斷層震源 106
(二)其他斷層震源 110
參、主要發現與結論.....127
肆、參考文獻.....131

中文摘要

日本 2011 年 3 月 11 日福島核災事故發生後，部分區域開始重視不同發生源之海嘯風險評估以及調查，美國核能管制委員會組成近期專案小組進行調查與檢討，其中的建議事項 2.1 要求地震重新評估。為此，國家地震工程研究中心依據美國地震危害分析資深委員會訂定之第 3 層級程序(SSHAC-3)進行 4 處核電廠所需之地震源特徵(SSC)模型、地震動特徵(GMC)模型與地震危害度分析輸入文件(HID)建置。台灣地處海嘯侵襲風險相對較高的區域，且核電廠皆建於沿海地帶，故海嘯的危害度評估相當重要。

在核電廠的海嘯危害度評估中，除了傳統的定值式評估方法之外，機率式的評估方式已逐漸發展成形且受到重視。本研究以建立美國地震型的機率式海嘯危害度分析程序為目的，參考美國 Thio et al. (2010)之計算方法，以核三廠為標的考慮馬尼拉和琉球隱沒帶進行評估技術之建置，藉此釐清核電廠進行地震型機率式海嘯危害度分析所需之評估管制技術內涵。

各海嘯發生機制中，海底崩塌型海嘯雖是第二大之海嘯發生源，卻較少有完整研究評估海底崩塌型海嘯之危害度，其中美國核能管制委員會研究報告中亦無提出具體之操作規範可茲參循。為了詳加瞭解海底崩塌型海嘯對於特定保護目標之影響程度，本研究蒐集並彙整既有文獻針對機率式海底崩塌型海嘯之建置方法，從中擇取嘗試建立一套機率式海底山崩型海嘯之分析方法及流程。研究分成兩個階段，第一階段將闡述現有研究之分析方法，並解析各研究之架構，以作為下一步建置機率模型之基礎；第二部分則是利用現有相關

資料，建立海底崩塌型海嘯之機率模型，並分析該方法下之海嘯危害程度。

隨著美國及日本發展之機率式海嘯危害度分析(PTHA)技術的成熟，如何與現有之機率式地震危害度分析(PSHA)研究成果銜接成為重要的工作。為此，本計畫以 PSHA SSHAC-3 SSC (2019)斷層邏輯樹應用於 PTHA 之可行性研析為目的，包含 PTHA 方法概述、PSHA SSHAC-3 SSC (2019)斷層邏輯樹應用於 PTHA 之方法建立。上述三項工作的重要研究成果彙整如下。

一、「美國地震型機率式海嘯危害度分析程序研析及建置」：

1. PTHA 於偶然不確定性之量化需透過與歷史海嘯事件之模擬分析。然而，由於台灣現有觀測到之海嘯事件之波高較小，故建議挑選最大海嘯波高達 10 cm 以上之測站資料。
2. 單位海嘯法資料庫之建置需注意其空間解析度造成之誤差，目前建議至少需有 0.25 度*0.25 度之解析度。
3. 海嘯危害度曲線分析之結果顯示邏輯樹分析是降低因海嘯情境的認知不足不確定性的重要方式。此外，邏輯樹之權重分配亦是影響分析結果的關鍵之一。

二、「海底山崩型海嘯分析程序研析及建置」：

1. 研究彙整美國及其他國家之海底山崩型海嘯機率式危害度分析(LPTHA)，並嘗試建立可依循之分析流程以供未來操作及參考使用。

2. LPTHA 之分析中，為了釐清不確定因子對於海底山崩及海嘯之影響，需要調查可能發生源、發生源之地形、地質條件、發生源之歷史事件乃甚至發生源之海底地形變遷等，方得建立適切之機率模型。
3. 研究於示範操作中，考量當前研究能力、現有相關資料以及目前研究目標，僅直接套用紐西蘭庫克海峽之機率模型。本研究未深究該經驗式簡化並限縮變因之建置過程，是未來操作 LPTHA 時必須注意之議題。
4. 研究建置一可供參考之機率式海底山崩型海嘯危害度分析方法，研究目前可繪製出危害度曲線以及特定重現期下之對應波高。

三、「PSHA SSHAC-3 斷層 SSC 於機率式海嘯危害度分析之可行性評估研究」：

1. 研究依據 PSHA SSHAC-3 SSC (2019)書面報告建置斷層震源轉換為 PTHA 邏輯樹所需參數之方法，未來若取得更細部的斷層資料，可再進行方法調整。
2. 斷層震源分為主要斷層震源(primary fault source)和其他斷層震源(other fault source)，本研究依斷層所在位置於海域者研判為可能造成海嘯之斷層並進行應用至 PTHA 研析，共有 6 個主要斷層和 11 個其他斷層。邏輯樹研析之結果顯示，前者有 990 個，後者有 110 個海嘯情境。

關鍵字：機率式海底崩塌型海嘯危害度分析(LPTHA)、機率式海嘯危害度分析(PTHA)、機率模型、方法建置、案例分析、機率式海嘯危害度分析(PTHA)、機率式地震危害度分析(PSHA)、地震危害分析資深委員會(SSHAC)、地震源特徵(SSC)

Abstract

On 11 March 2011, an undersea megathrust earthquake with moment magnitude 9.1 occurred at the Pacific coast of Tōhoku in Japan. The earthquake-induced a mega-tsunami causing heavy casualties on the northeastern coast of Japan. Furthermore, it caused a severe Fukushima Daiichi nuclear disaster. In the tsunami hazard assessment of nuclear power plants, the deterministic method was fully developed and used in tsunami forecasting. On the other hand, the probabilistic method was gradually developed in recent years. This study was aimed to establish a probabilistic tsunami hazard assessment (PTHA) used in the United States. The methodology was based on Thio et al. (2010) and the probabilistic offshore tsunami wave heights around the NPP3 due to the Manila and Ryukyu subduction zones induced tsunami were established based on the PSHA SSHAC-3 SSC report.

Statistically, the landslide is the second largest source of tsunami generation. However, studies related to the landslide probabilistic tsunami hazard assessment (LPTHA) are limited. Even the U.S. Nuclear Regulatory Commission (NRC) only mentioned an overall framework for describing this issue, indicating specific guideline and flowchart on how to conduct the assessment are lacking This report, therefore, aims to review the methodologies of LPTHA available in the literature and to clarify its applicability when using in Taiwan. The report is divided into two sections. The methods of evaluating probabilistic tsunami hazard in

the past studies are collected and represented firstly. Then, the framework of LPTHA is proposed and a case study will be performed based on Taiwan's geological data, which will be implemented in the second stage. Since the goal of this report is to establish a guideline and flowchart to carry out the LPTHA, the critical uncertainties for constructing the probabilistic model and the processes of the whole LPTHA will be emphasized.

The tsunami hazard assessment is important to the nuclear power plants in Taiwan due to Taiwan is in an area where the risk of tsunami is relatively high and the plants are close to the ocean. With the development of the probabilistic tsunami hazard analysis (PTHA) in the United States and Japan, the connection between the probabilistic seismic hazard analysis (PSHA) to PTHA becomes an essential issue. This study was aimed to study the feasibility of applying the logic tree of PSHA SSHAC-3 SSC (2019) in PTHA for the fault sources. The overview of PTHA, PSHA SSHAC-3 SSC (2019) fault sources, and the methodology for converting the logic tree were proposed and a set of primary fault source and a set of other fault source were examined.

The most important results of the above are summarized as follows:

1. In the report "Methodology study on the analysis-processes establishing of the earthquake PTHA from USA":
   (1) To quantify the aleatory of the numerical model, the model should simulate historical tsunami events and analyze the data with the

water surface elevation measured by tidal gauges. However, since the wave height of the currently observed tsunami event in Taiwan is relatively small, it is recommended to select the data with the maximum tsunami wave height of at least 10 cm.

(2) The database established by unit tsunami method should consider error due to the size of the unit tsunami in the source region. It is recommended to have a resolution of 0.25 degree * 0.25 degree.

(3) The results of the tsunami hazard curve analysis show that the logic tree analysis is an important way to reduce the uncertainty due to insufficient knowledge of the tsunami. In addition, the weighting in the logic tree is also one of the keys to the analysis results.

2. In the report "Methodology study on the analysis-processes establishing of the Landslide PTHA":

(1) In order to establish an assessing process of LPTHA, several research from USA and the other counties are studied in the report.

(2) To clarify the influence of the landslide-uncertainties and build a proper probabilistic model, it is essential to investigate the location of landslide-source, the topography, the geology, the historical cases and even the geomorphic changing of the source area.

(3) Considering the current capacity of research, the relevant data and aims of this report, the probabilistic model for the Cook Strait in New Zealand will be apply directly in this report. However, one

should be noticed that setting up a suitable probabilistic model is of importance for implementing a LPTHA.

(4) The intention of this report is setting up a methodology of LPTHA. The example of hazard curve and the specific wave height map corresponding to a certain return period will be performed under this methodology.

3. In the report “Feasibility study on the availability of PSHA SSHAC-3 SSC faults in PTHA”:

(1) The method of converting the fault source into the PTHA based on the PSHA SSHAC-3 SSC (2019) was proposed. If more detailed information is obtained, the method can be adjusted.

(2) The fault sources are divided into primary fault sources and other fault sources. According to the location of the fault source, we determine the faults could induce a tsunami. There are 6 primary fault sources and 11 other fault sources. The result of logic tree analysis shows that the former has 990 and the latter has 110 tsunami scenarios.

Keywords: landslide probabilistic tsunami hazard assessment (LPTHA), probabilistic tsunami hazard assessment (PTHA), probabilistic model, methodology establishment, case study, probabilistic tsunami hazard assessment (PTHA), probabilistic seismic hazard assessment (PSHA), Senior Seismic Hazard Analysis Committee (SSHAC), seismic source characterization (SSC)

壹、計畫緣起與目的

日本 2011 年 3 月 11 日福島核災事故發生後，美國核能管制委員會(Nuclear Regulatory Commission, NRC)組成近期專案小組(Near-Term Task Force, NTTF)進行調查與檢討。調查指出之 35 項改善建議中的建議事項 2.1 之地震重新評估(Seismic Reevaluation)部分,要求營運中核電廠反應器廠址需依目前最新資訊重新將地震對廠址安全的衝擊進行評估。美國核電廠在地震所引致之海嘯，有較充分嚴謹之研究，但在海底崩塌型海嘯之危害度評估方法建置上，僅提出抽象之架構流程，而未有實際之運作分析，其亦少有相關研究報告對操作方法進行梳理統整,僅有期刊學術文章有較為詳盡之解說。

台灣四面環海位於菲律賓海板塊與歐亞板塊的交界處,並且身處環太平洋火山帶(ring of fire)之中，故遭受海嘯侵襲的風險較高。以地理位置來看，東北方為菲律賓海板塊隱沒至歐亞板塊的「琉球隱沒帶」，西南方則為歐亞板塊隱沒至菲律賓海板塊的「馬尼拉隱沒帶」。隨著美國及日本發展之機率式海嘯危害度分析(probabilistic tsunami hazard assessment, PTHA)技術的成熟，如何銜接現有之地震相關研究為相當重要的課題。為此，國家地震工程研究中心於 2015 年至 2019 年期間協助台灣電力公司進行行政院原子能委員會要求的地震危害度重新評估。依據美國地震危害分析資深委員會(Senior Seismic Hazard Analysis Committee, SSHAC)訂定之第 3 層級程序，以 4 處核電廠為標的建置地震源特徵(Seismic Source Characterization, SSC) 模型、地震動特徵(Ground Motion

Characterization, GMC)模型與地震危害度分析輸入文件(Hazard Input Document, HID)，以利機率式地震危害度分析(Probabilistic Seismic Hazard Analysis, PSHA)和建立地震動反應譜(Ground Motion Response Spectrum, GMRS)之用。

日本東部海域於 2011 年發生一起地震矩規模高達 9.1 的大地震，並進一步引發大規模海嘯，對日本本島東北部沿岸地區造成極大的傷亡。更可怕的是海嘯造成之海水溢淹破壞日本福島核電廠的設備，進一步導致嚴重的核災。在核電廠的海嘯危害度評估中，除了傳統的定值式評估之外，機率式的評估方式已逐漸發展成形且受到重視。美國和日本核電廠相關單位的地震型機率式海嘯危害度評估方法已發展成熟，值得國內借鏡。因此，本計畫以建立美國地震型的機率式海嘯危害度分析程序為目的，參考美國 Thio et al. (2010)之計算方法，以核三廠為標的進行評估技術之建置，藉此釐清核電廠進行地震型機率式海嘯危害度分析所需之評估管制技術內涵。

另一方面，海底崩塌型海嘯由於進行機率式海嘯危害度分析尚有許多分析技術需建立，故美國和日本的核電廠相關管制尚未有明確的評估流程。因此，為瞭解機率式海底崩塌型海嘯之流程架構和建置技術等，本計畫彙整現有相關報告以及期刊文章，並以紐西蘭庫克海峽、義大利拿坡里灣以及北挪威林根峽灣為案例進行方法建立之說明。

最後，為探討台灣 PSHA SSHAC-3 SSC (2019)於附近海域之斷層研究資料應用於 PTHA 之可行性，進行了包含 PTHA 方法概述、PSHA SSHAC-3 SSC (2019)斷層邏輯樹應用於 PTHA 之方法建

立，並分別以 PSHA SSHAC-3 SSC (2019)中的一組主要斷層震源和一組其他斷層震源為例進行說明。

貳、研究方法與過程

一、美國地震型機率式海嘯危害度分析方法

(一)概述

隨著 PTHA 逐漸的發展成熟，美國和日本核電廠相關單位的規範和導則已可見相關內容。美國 NUREG-CR7223 (2016)提到當以定值法評估造成可能最大溢淹(Probable Maximum Flooding, PMF) 的主因為可能最大海嘯(Probable Maximum Tsunami, PMT)時，PTHA 能提供更為有用且適當的分析結果。隨著 Gonzalez et al. (2009)在 PTHA 方法上的發展，以 PTHA 進行海嘯危害度評估已為可行。

NOAA (2007)指出 USNRC 進行核電廠審查時，PTHA 可提供決策者一個貼近現實且具科學依據的評估方式。PTHA 用於地震引致之海嘯已發展出一雛形(應用於 Seaside, Oregon)，並被美國聯邦機構及州政府考慮納入海嘯危害度評估相關事項。ASCE 7-16 (2017)則建議溢淹深度和流速之計算可利用 PTHA 計算外海的海嘯波高作為輸入條件進行細部的二維水動力模擬分析，或是以 PTHA 計算所得之溯升高和溢淹距離作為能量坡降線(Energy Grade Line, EGL)的輸入條件，進行斷面水力分析。

目前美國核電廠相關單位在 PTHA 發展之重要研究成果如下：Gonzalez et al. (2009); Gonzalez et al. (2013)建立地震型海嘯考慮潮位和近域地震滑移分布的不確定性的 PTHA 模型。Thio et al. (2010)同樣是建立地震型的 PTHA，考量之不確定性

包括海嘯數值模擬計算、斷層傾角和滑移分布的不確定性，並藉由格林函數(Green’s function)及逆推海嘯源的方式考量大量(超過 10,000 組)的邏輯樹情境。PG&E (2010)則提出地震型、海底山崩型的 PTHA，並將颱風波浪和潮汐視為災害源進行評估。不確定性的部分則考量了震源位置、斷層傾角和滑移分布，並搭配邏輯樹情境進行分析。NUREG-CR7223 (2016)進一步以 Thio et al. (2010)的研究成果進行案例研析，並指出 USNRC 可採用 Thio et al. (2010)之方法進行 PTHA。

(二)計算方法

Thio et al. (2010)以加州海岸為例發展 PTHA 的計算方法，該方法主要可分成兩個步驟：

1. 以大量的海嘯情境(超過 10,000 種)計算機率式離岸波高(probabilistic offshore waveheight)，並且考量了認知及隨機的不確定性。
2. 透過機率式離岸波高、海嘯源拆解(source disaggregation)和非線性數值模式，完成機率式海嘯溢淹的分析。

透過格林函數可將震源區斷層拆解為數個子斷層，透過單個海嘯波形(格林函數)的總和來表示地震情景(圖 1-1)。透過預先計算並儲存在每個子斷層的單位滑移量產生之海嘯波形，可進一步快速的組合成各種情境之海嘯波形(圖 1-2)，而不需進行全新的計算模擬。

Thio et al. (2010)採用截斷的 G-R 關係和最大規模模型進行地震重現期的推估。G-R 關係的分佈函數顯示事件數量隨地震規模幅度呈指數遞減，而最大規模模型則由常態分佈表示。

Thio et al. (2010)訂立了隨機不確定性的三個主要來源為：

1. 數值模式(σ_A)：模擬歷史海嘯事件，分析結果與觀測資料間的差異。
2. 傾角(σ_D)：模擬不同傾角的海嘯情境，分析對結果的影響。
3. 滑移分佈(σ_S)：模擬不同滑移分布的海嘯情境，分析對結果的影響。

總變異量(σ_{total})為：

$$\sigma_{total} = \sqrt{{\sigma_A}^2 + {\sigma_D}^2 + {\sigma_S}^2} \qquad (1\text{-}1)$$

在認知不確定性方面，Thio et al. (2010)將斷層滑移速率、幾何條件和滑移角，以及地震重現期模型以邏輯樹的方式進行分析。

海嘯波線性的假設不適用於振幅與水深相近的區域，此時需以非線性的數值模式計算溯升和溢淹。為了將離岸波高危害度擴展至近岸，Thio et al. (2010)將加州海岸沿岸區域的海嘯源進行分類，以逆推的方式評估海嘯源區和其規模大小。

由於 Thio et al. (2010)未完整說明建立之機率模型計算公式，僅提及偶然不確定性是以機率密度函數的方式進行考量，

而偶然不確定性之計算皆以 natural log 進行表示。另一方面，PG＆E (2010)是以對數常態分佈的機率密度函數建立機率模型。此外，PG＆E (2010)的偶然不確定性計算方式與 Thio et al. (2010)相近，且評估方式是與 Dr. Hong Kie Thio 討論之結果，故在此補充 PG＆E (2010)所述之設定方法：

$$v_{\mathrm{EQK}}(W_{\mathrm{tsu}} > z) = \sum_{i=1}^{N_{\mathrm{FLT}}} N_i(M_{\min}) \int_m \int_{\mathrm{Loc}} f_{m_i}(M) f_{\mathrm{Loc}_i}(\mathrm{Loc}) \mathrm{P}(W_{\mathrm{tsu}} > z|\mathrm{M, Loc})\mathrm{dM\ dLoc} \quad (1\text{-}2)$$

其中，W_{tsu}為海嘯波高，N_{FLT}為會造成海嘯的斷層數目，$N_i(M_{\min})$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，$P(W_{\mathrm{tsu}} > z|\mathrm{M,Loc})$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：

$$P(W_{\mathrm{tsu}} > z|\mathrm{M,Loc}) = 1 - \Phi\left(\frac{\ln z - \ln\left(\hat{W}_{\mathrm{tsu}}(\mathrm{M,Loc})\right)}{\sigma_{\mathrm{EQK}}}\right) \quad (1\text{-}3)$$

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)定為機率分佈的中值波高$\widehat{W}_{\mathrm{tsu}}$，標準差$\sigma_{\mathrm{EQK}} = \sqrt{\sigma_{mod}^2 + \sigma_{par}^2}$則透過偶然不確定性的計算得到($\sigma_{mod}^2$和

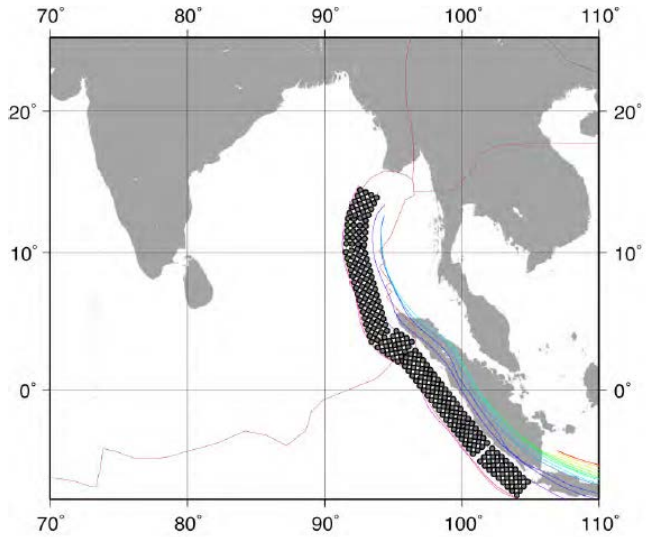
σ_{par}^2分別為數值模式和地震參數的變異量)。

在式 1-2 中，考慮海嘯波高受造成海嘯的斷層數目、斷層上發生足以造成海嘯的地震規模年平均發生率、地震規模的大小分佈、斷層破裂遠近、以及地震規模大小和斷層遠近對近岸海嘯波高的影響等等因素。在式 1-3 中，將地震規模大小和斷層遠近造成的近岸海嘯波高模擬為對數常態分佈，需要中值和標準差計算近岸海嘯波高的超越機率。

若是資料樣本數較少，海嘯波高的年超越率可表示為：

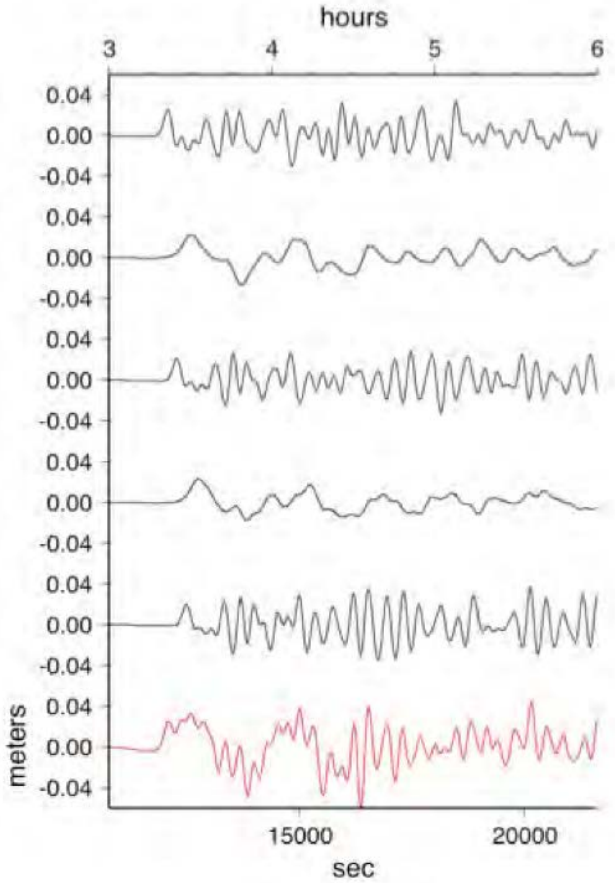
$$v_{\mathrm{EQK}}(W_{\mathrm{tsu}} > z) = \sum_{i=1}^{N_{\mathrm{FLT}}} \sum_{j=1}^{\mathrm{NS}_i} \mathrm{rate}_{\mathrm{ij}}\, P\left(W_{\mathrm{tsu}} > z \middle| M_{\mathrm{ij}}, \mathrm{Loc}_{\mathrm{ij}}\right) \quad (1\text{-}4)$$

其中，$\mathrm{rate}_{\mathrm{ij}}$為第 i 個地震源所引發第 j 個情境的海嘯發生機率。



(資料來源：Thio et al. (2010))

圖 1-1　子斷層分割情形



註：黑線為單個子斷層對應之水位變化，紅線則為將子斷層水位變化加權總和後之結果
(資料來源：Thio et al. (2010))

圖 1-2　以格林函數方法計算之水位變化

二、美國地震型機率式海嘯危害度模型建置

本研究以 Thio et al. (2010)的地震型機率式海嘯危害度分析方法為基礎，進行應用於台灣核電廠之建置研究。

(一)地震型海嘯模擬方法

1. 初始水位模擬

地震引致之海嘯可透過 Okada (1985)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，包含有震央、破裂深度、斷層長度、斷層寬度、滑移量、走向角、傾角和滑移角，共 8 個參數(圖 2-1 和表 2-1)。

2. 單位海嘯法

Thio et al. (2010)採用之單位海嘯法資料庫是以斷層破裂長度 100 km、斷層破裂寬度 50 km、滑移角 90 度、破裂深度 5 km 之「單位(1 m)滑移量」所建構，此為 NOAA 為了進行海嘯預報所建之速算方法(NOAA, 2015)。由於此方法固定了斷層的形式，故 Thio et al. (2010)除了對數值模型之偶然不確定性進行分析外，亦將傾角和滑移分布做為偶然不確定性的一環。

為了能有效率且更適切的考慮各種地震型海嘯情境，本研究參考 Lee et al. (2005)提出之「單位(1 m)水位高度」進行

方法建置。此方法相對於 NOAA 的方式，並未對地震發生的形式進行假設，故使用上僅需對數值模型的偶然不確定性進行考量，其餘則透過邏輯樹的方式考量認知不確定性。

Lee et al. (2005)提出之單位海嘯法考量一波源點(source)發生一初始單位高度($\eta_{0,s}$，一般為 1 公尺)之海嘯，對接收點(receiver)造成之水位變化($\eta_r(t)$)，兩者之比值以GF_r^s表示。

$$GF_r^s = \frac{\eta_r(t)}{\eta_{0,s}} \tag{2-1}$$

透過數值模擬的方式，建立一系列波源點與接收點的GF_r^s資料庫後，可依據 Okada (1985)的初始水位資料，計算任一接收點的海嘯水位變化(ζ_r)。

$$\zeta_r = \sum_{s=1}^{N} (GF_r^s) \times H_s \tag{2-2}$$

(二)單位海嘯法模擬驗證

為了確認本研究建置之單位海嘯法模擬和計算分析之正確性，進行了三場水動力模擬。第一場(Source 1)的單位海嘯位於離台灣西南方較遠的位置，第二場(Source 2)則是較近，最後一場(Source 1 + Source)則是同時發生第一和第二場之單位海嘯之模擬。模擬結果之確認則透過位於核三廠外海水深 500 m 之水位時序列資料進行，如圖 2-2 所示。

圖 2-3 為水位分析之結果，可以發現 Source 1 由於距離

量測位置較遠，故第一個海嘯波抵達的時間較晚(約需 20 分鐘)；另一方面，Source 2 距離量測位置較近，故較早抵達(約需 13 分鐘)。而當 Source 1 和 Source 2 同時發生時，可發現到前 20 分鐘的波形主要由 Source 2 所組成。最後，透過單位海嘯法的計算方式，將 Source 1 和 Source 2 進行線性疊加，可獲得與直接計算第三場模擬幾乎同樣的水位時序列資料，故可確認本研究方法建置之正確性。然而，需要注意到的是，此方法最大的前提為「線性疊加」的適用性。因此，在此之驗證擇選了水深達 500 m 的水位資料進行確認。後續則會針對較小之水深，以更真實的海嘯情境進行核三廠外海的水深適用性分析。

(三)偶然不確定性分析

以數值模擬計算海嘯引致之波高危害有其不確定性，為量化此不確定性，需分析數值模型於計算歷史海嘯事件時之結果與真實世界量測到之差異情形，亦即估計式 1-3 的中值波高 $\widehat{W}_{\mathrm{tsu}}$和標準差$\sigma_{\mathrm{EQK}} = \sqrt{\sigma_{mod}^2 + \sigma_{par}^2}$。因此，本研究模擬台灣現有海嘯觀測資料中，水位資料較為顯著且齊全之「2006 年台灣恆春西南外海地震」和「2011 年日本東北地方太平洋近海地震」引致之海嘯潮位站資料。透過帶通濾波之方式，從取樣頻率 6 分鐘的潮位站資料中翠取出海嘯水位訊號(5-60 分鐘(IOC，2019))，需要注意的是，由於水位資料本身為 6 分鐘一筆之觀測資料，故無法解析出海嘯較高頻率(小於 6 分鐘)的成分。

圖 2-4 和圖 2-5 分別為「2006 年台灣恆春西南外海地震」

和「2011 年日本東北地方太平洋近海地震」於後壁湖和東港潮位站的觀測和模擬之海嘯水位變化，圖中標示之水位值代表該站之最大海嘯波高，其海嘯波高之定義為海嘯引致之最大水位高度與平均水位之高度(https://www.usgs.gov/media/images/tsunami-terms)。由於本研究以 PTHA 分析海嘯危害時，是考量最大海嘯波高，故即便出現觀測與模擬的最大海嘯波高發生時間點有所不同之情況時，仍是以其最大海嘯波高為分析模式偶然不確定性之參數。

透過分析「2006 年台灣恆春西南外海地震」和「2011 年日本東北地方太平洋近海地震」於台灣周圍的潮位觀測和數值資料，可進一步將觀測與模擬海嘯波高之比值以對數常態分佈進行擬合，藉此評估數值模式的隨機不確定性。然而，由於觀測到之最大海嘯波高最大不超過 35 cm，加上以濾波取得之海嘯水位在海嘯不顯著的情況下，所得之最大海嘯波高可能受到其他長週期波之影響而有其誤差。因此，在此探討分別分析最小 5 cm 至最小 30 cm 的最大海嘯波高觀測值情況下，觀測值與模擬值之比值的機率密度分佈情形，如圖 2-6 所示。

圖 2-6 (a) 是資料筆數最多的一個分析結果，可發現平均值有較顯著的偏移，以及較大的變異量。平均值有較大的偏移，代表數值模擬整體的模擬結果與觀測值存在偏差，而「負號」代表數值模擬結果整體有「高估」之情形。透過篩選掉最大海嘯波高小於 10 cm、15 cm、20 cm、25 cm 之結果顯示(圖 2-6 (b)-(e))，其平均值有顯著趨於 0 之現象，且變異量從 0.5280 降

至 0.4445~0.4905。然而，當只考慮具有至少 30 cm 以上之海嘯波高時，可以發現到其平均值又呈現較顯著的偏移(圖 2-6 (f))。

從上述的分析結果可知，若適度的排除觀測海嘯波高較小之情況時，所得之平均值會較接近 0 值，而變異量亦會略微變小。然而，過少的資料量亦會使分析結果喪失代表性。現階段為了使資料量能呈現出一定程度的意義，故採用觀測值最大海嘯波高至少超過 10 cm 做為資料篩選之門檻值。因此，本研究採用之數值模式之變異量為 0.4445。

(四)認知不確定性分析

認知不確定性之分析，需透過邏輯樹進行，藉由專家學者訂定需考量之參數、以及邏輯樹各分支的權重分配等。本研究是以國內 PSHA SSHAC-3 (2019)的 SSC 報告所述之隱沒帶資訊進行。本研究已於 109 年度建構出將其邏輯樹資訊轉換為 PTHA 所需資料之方法，然而，針對斷層和傾角的部分有進行調整，故在此說明。除此之外，PSHA SSHAC-3 (2019)針對隱沒帶板塊介面型地震之最大地震矩規模有設定其上限為 9.25，然而，SSC 附件 A 提供之地震矩資訊仍有超出之情形。因此，當地震矩規模超出上限值時，本研究依循報告所述設定其為 9.25。

1. 馬尼拉隱沒帶

109 年度之研究針對斷層寬度和傾角是以 SSC 報告提供的示意圖進行分析，透過量測 Interface 1 的水平長度，再藉

由深度資料進行推估。然而，將此結果帶入海嘯模型後發現，所得之斷層寬度可能與實際狀況不符，故改透過圖 2-7、圖 2-8 和表 2-2 所提供之資訊進行推估。

由於 SSC 書面報告並未描述 Interface 1 和 Interface 2 之傾角和斷層寬度，故需先假設馬尼拉分歧斷層(報告中有明確標示傾角)和 Interface 2 的傾角接近(如圖 2-7 所示)，則 M1 和 M5 的傾角為 11 度；M2 和 M4 的傾角為 15 度，M3 的傾角為 18 度。

令 B1、B2 和 B3 至 M1、M2 和 M3 的水平距離為X_2，則 B1-M1、B2-M2 和 B3-M3 線段應分別滿足下列關係：

$$X_2 = \frac{30-8}{\tan 11°} \text{ (for B1} - \text{M1)} \tag{2-3}$$

$$X_2 = \frac{40-12}{\tan 15°} \text{ (for B2} - \text{M2)} \tag{2-4}$$

$$X_2 = \frac{50-15}{\tan 18°} \text{ (for B3} - \text{M3)} \tag{2-5}$$

然而，X_2計算之結果分別為 113.2、104.5 和 107.7 km，顯示 Interface 2 的三個傾角與分歧斷層不同。由於沒有更進一步的資訊，只好以此處得到的三個X_2之平均值(108.5 km)回推三組傾角。

$$\delta_{M1} = \delta_{M5} = \text{atan}\frac{30-8}{108.5} = 11.5° \text{ (for B1} - \text{M1)} \quad (2\text{-}6)$$

$$\delta_{M2} = \delta_{M4} = \text{atan}\frac{40-12}{108.5} = 14.5° \text{ (for B2} - \text{M2)} \quad (2\text{-}7)$$

$$\delta_{M3} = \text{atan}\frac{50-15}{108.5} = 17.9° \text{ (for B3} - \text{M3)} \quad (2\text{-}8)$$

接著，在此求得知傾角可進一步計算 M1 至 M5 時的 Interface 2 的斷層寬度：

$$W_{M1} = \frac{30-8}{\sin\delta_1} = 110.3 \text{ km} \quad (2\text{-}9)$$

$$W_{M2} = \frac{40-12}{\sin\delta_2} = 111.8 \text{ km} \quad (2\text{-}10)$$

$$W_{M3} = \frac{50-15}{\sin\delta_3} = 113.9 \text{ km} \quad (2\text{-}11)$$

$$W_{M4} = \frac{50-12}{\sin\delta_2} = 151.8 \text{ km} \quad (2\text{-}12)$$

Interface 1 的斷層寬度和傾角則透過表 2-2，在此條件下的 Interface 1 + Interface 2 的斷層寬度為 32598/229 = 142.3 km，扣除上述計算得到在 M2 時的寬度(111.8 km)，則 Interface 1 於 B2 時的寬度為 30.5 km，對應之傾角為$\sin^{-1}\frac{12}{30.5} = 23.2°$。

最後，透過$\tan\delta_{B1}:\tan\delta_{B2}:\tan\delta_{B3}=8:12:15$，可得 B1 和 B3 的傾角分別為15.9°和28.2°。因此，Interface 1 的三組傾角依序為15.9°、23.2°和28.2°，斷層寬度依序為 29.2 km、30.5 km 和 31.7 km。

2. 琉球隱沒帶

在 PSHA SSHAC-3 SSC (2019)附錄 D 的敘述中，可找出琉球隱沒帶的部分傾角資訊，如表 2-3 和圖 2-9 所示。透過與 B 為 9 km 和 10 km 的傾角，可計算出 D 至 B 的水平距離(位置關係可參考圖 2-9)分別為 42.3 km 和 37.3 km。若是傾角關係正確，理論上兩者應相同，故只好假設 D 至 B 的水平距離為此平均值((42.3 + 37.3)/2 = 39.8 km)。另一方面，巨逆斷層僅提及了 B 至 M 的水平距離在 M 為 25 km 的情況下之傾角，故只能以此進行計算。所得之距離為 53.9 km。

透過假設計算出控制點(D、B 和 M)間的水平距離後，可透過 B 和 M 的深度計算出各自的傾角和對應的斷層寬度，結果如表 2-4 所示。

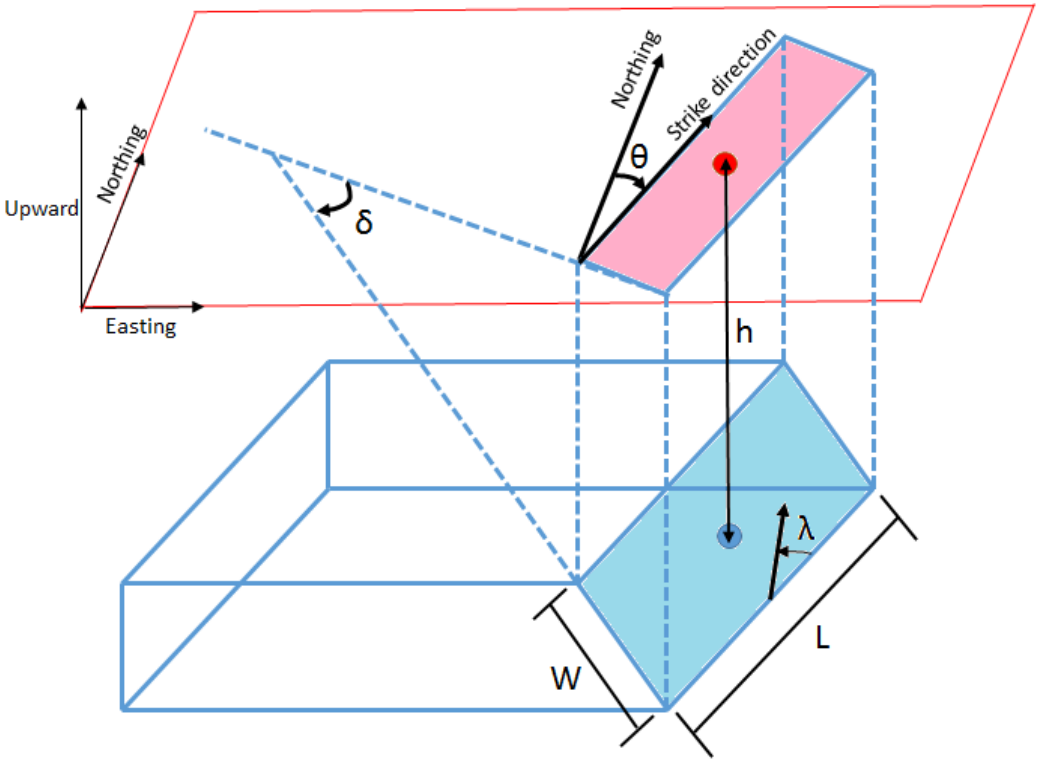


圖 2-1　斷層參數示意圖

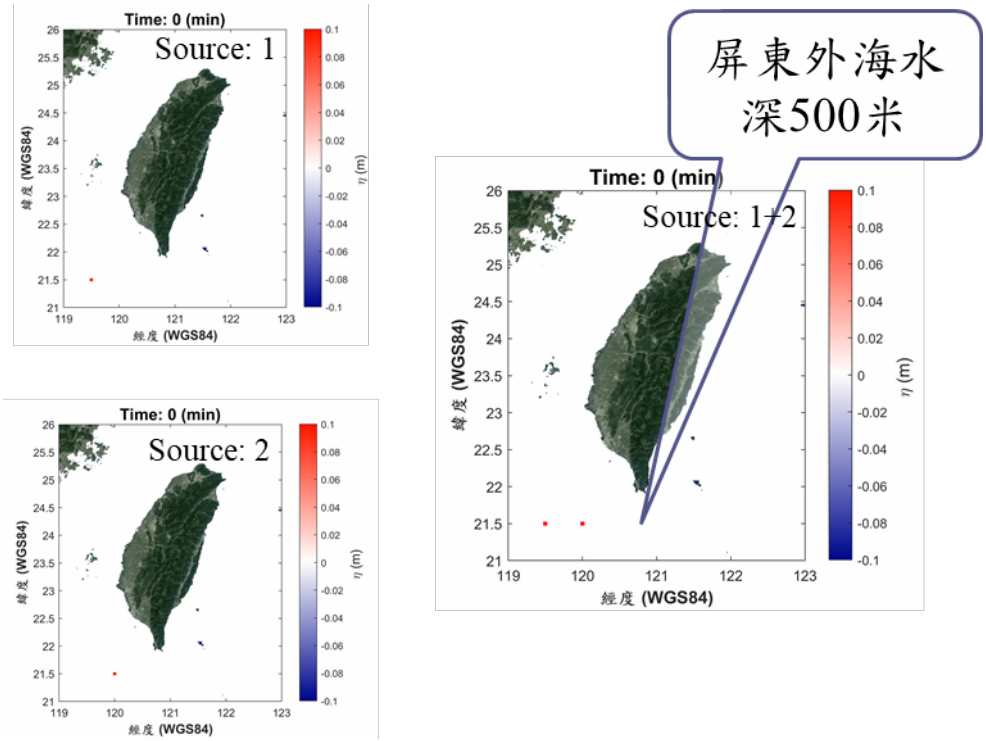


圖 2-2　三場單位海嘯模擬的初始水位分布

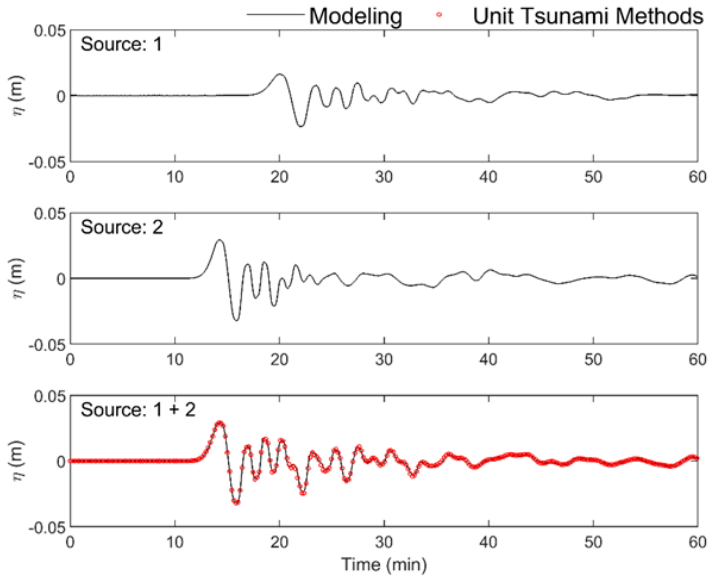


圖 2-3　三場單位海嘯模擬於核三廠外海水深 500 m 之水位資料

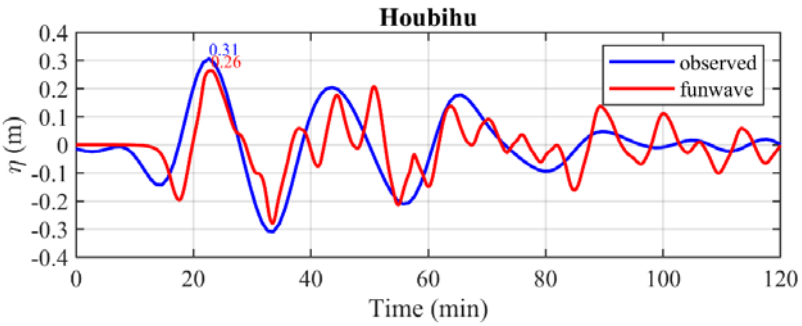


圖 2-4　「2006 年台灣恆春西南外海地震」引致海嘯之後壁湖潮位站的海嘯波觀測值(obsderved)與數值模擬(funwave)之比較

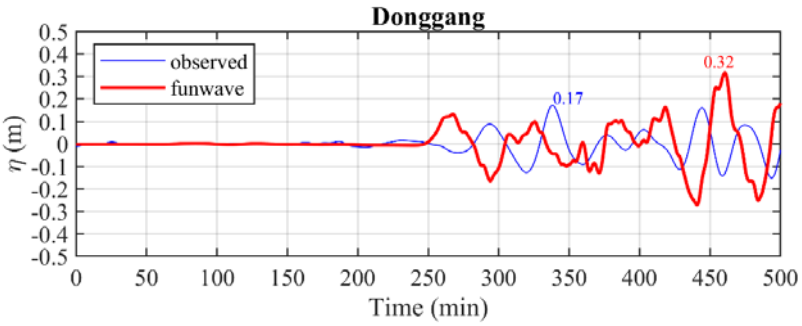


圖 2-5　「2011 年日本東北地方太平洋近海地震」引致海嘯之東港潮位站的海嘯波觀測值(obsderved)與數值模擬(funwave)之比較

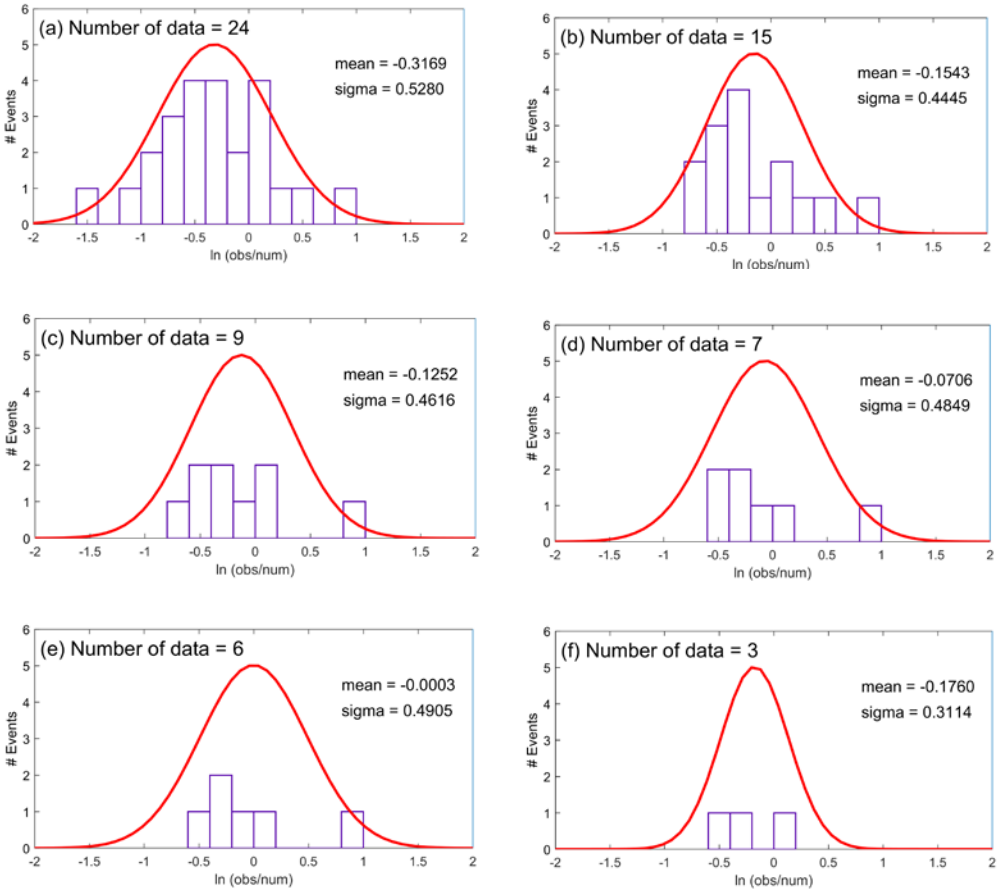
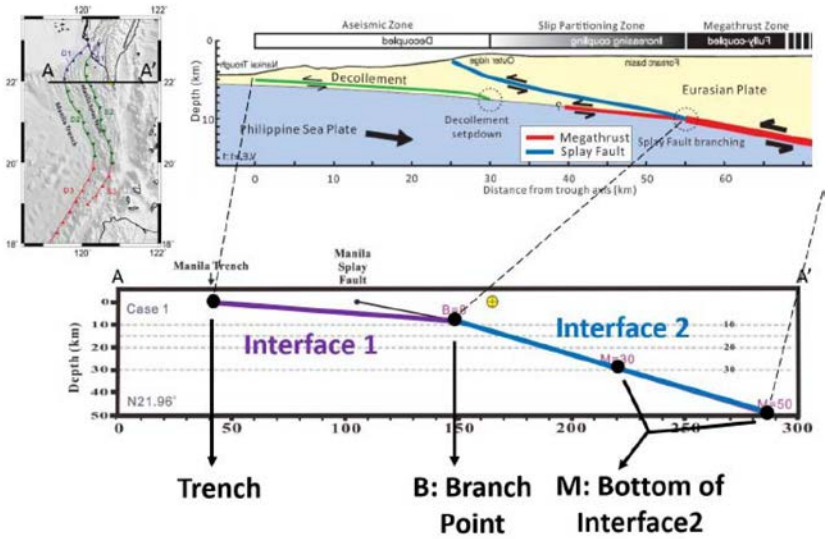
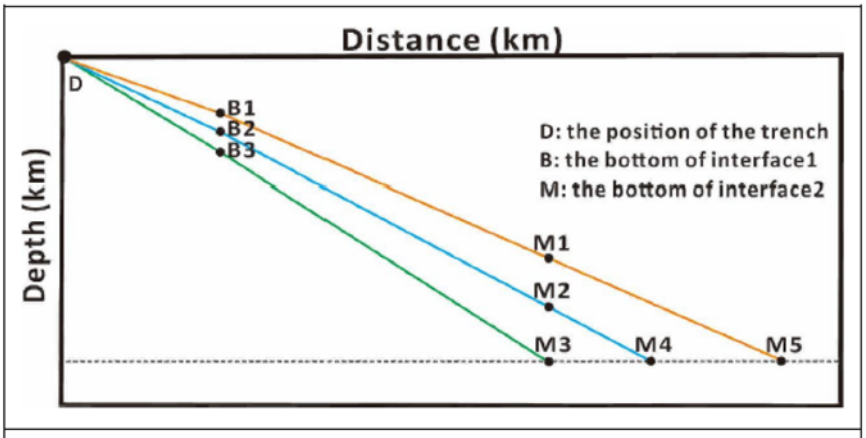


圖 2-6　不考慮最大海嘯波高觀測值未達(a) 5 cm、(b) 10 cm、(c)15 cm、(d) 20 cm、(e) 25 cm、(f) 30 cm



(資料來源：PSHA SSHAC-3 SSC (2019))

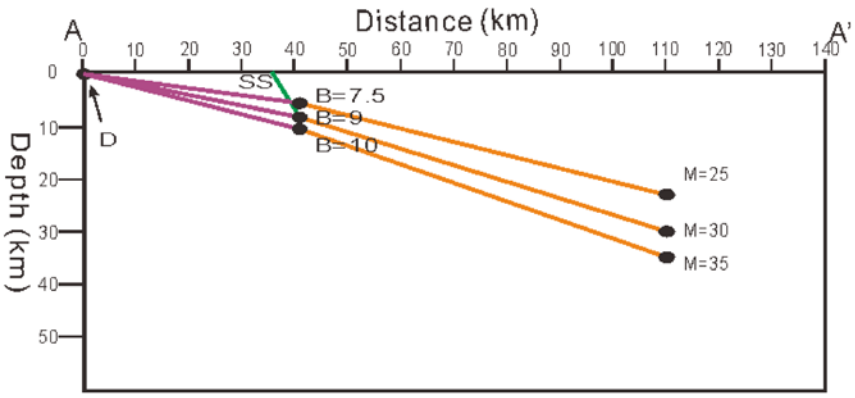
圖 2-7　馬尼拉隱沒帶交界面示意圖



A total of 15 cases of geometries		
B1/M1	B2/M1	B3/M1
B1/M2	**B2/M2**	B3/M2
B1/M3	B2/M3	**B3/M3**
B1/M4	**B2/M4**	B3/M4
B1/M5	B2/M5	B3/M5

(資料來源：PSHA SSHAC-3 SSC (2019))

圖 2-8　馬尼拉隱沒帶不同傾角及斷層寬度之組合



(資料來源：PSHA SSHAC-3 SSC (2019))

圖 2-9　琉球隱沒帶不同傾角及斷層寬度之組合

表 2-1　斷層模型所需參數

(資料來源：Okada (1985))

參數	單位
震央(經度、緯度)	度
破裂深度(h)	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

表 2-2　主要斷層和隱沒帶的重現期計算案例

(資料來源：PSHA SSHAC-3 SSC (2019))

Fault	Geometry	Area (km^2)	M_{char}	Vertical rate (mm/year)	Slip rate (mm/year)	Moment-rate (dyne-cm/yr.)	M_o/eqk (dyne-cm/eqk)	Recurrence Interval T_r (1/*Eqkrate*)	Last event (year)
Sanchiao fault system (C)	Rake=-80, Dip=70/35, Depth=15km	944	7.26	0.20	0.22	6.12E+22	8.71E+26	14230	A.D. 1867 A.D. 1694
				1.60	1.73	4.90E+23	8.71E+26	1779	
				3.70	4.00	1.13E+24	8.71E+26	769	
ST-II fault system (L2)	Rake=-80, Dip=70/35, Depth=15km	803	7.19	1.50	1.62	3.90E+23	6.84E+26	1751	
S fault	Rake=-45, Dip=70, Depth=3km	11	5.85	0.2	0.3	9.90E+20	6.68E+24	6751	
Aoti offshore faults (A1)	Rake=-80, Dip=70, Depth=15km	649	7.1	0.50	0.54	1.05E+23	5.01E+26	4764	
Northern Ilan fault system (A+B)	Rake=-80, Dip=60, Depth=15km	1514	7.47	2.85	3.34	1.52E+24	1.80E+27	1185	
Hengchun fault system (HCO)	Rake=80, Dip=75	552	7.1	4.00	4.20	6.96E+23	5.01E+26	720	
West Hengchun offshore structure	Rake=90, Dip=30, Depth Down to SWHC,	416	7.29	1.6	3.2	1.06E+22	6.68E+24	633	
Manila subduction zone interface (D2)	I1+I2, Depth=B2/M2	32598	8.56	13	13	1.27E+26	7.76E+28	611	
Ryukyu subduction zone interface (R1)	I1+I2, Depth=B2/M2	17042	8.32	15	15	7.67E+25	3.39E+28	442	A.D. 1920
				25	25	1.28E+26	3.39E+28	265	
				30	30	1.53E+26	3.39E+28	221	

表 2-3　琉球隱沒帶的傾角資訊

(資料來源：PSHA SSHAC-3 SSC (2019)的附錄 D)

B (km)	傾角 (degree)	M (km)	傾角 (degree)
7.5	未提及	25	18
9	12	30	未提及
10	15	35	未提及

表 2-4　琉球隱沒帶的傾角和斷層寬度(本研究推算)

B (km)	傾角 (degree)	斷層寬度 (km)	M (km)	傾角 (degree)	斷層寬度 (km)
7.5	10.7	40.5	25	18.0	56.7
9	12.7	40.8	30	21.3	57.8
10	14.1	41.0	35	24.9	59.4

三、PSHA SSHAC-3 SSC 隱沒帶邏輯樹應用於 PTHA 之分析

本節以核三廠為例，進行 PSHA SSHAC-3 SSC 隱沒帶邏輯樹應用於 PTHA 之建置分析成果。首先，將先對單位海嘯法計算所需之劃分的解析度進行研析，接著再針對馬尼拉和琉球隱沒帶之分析結果進行說明。

(一)單位海嘯法解析度模擬分析

以單位海嘯法建置海嘯模擬資料庫可大幅度的提升探討各種地震海嘯情境之效率，藉以節省相當的計算時間，達到建立具有多元情境 PTHA 分析成果之目的。然而，海嘯源採用之單位海嘯波源之解析度對於不同區域之外海波高結果之影響性仍屬未知，如表 3-1 所示。

為此，本研究比較由不同大小(空間解析度)的單位海嘯波源所建置之資料庫，並以由 Okada (1985)得到之初始水位變化直接模擬之結果為基準進行分析。透過瞭解單位海嘯法的空間解析度，與計算精度和其時間成本之比較，藉此提出一個兼顧效率及精度之作法。

在相同的模擬設定條件下(網格配置、地形解析度和其他數值模擬參數)，分別建置 0.25 度*0.25 度和 0.50 度*0.50 度之單位海嘯法資料庫，如圖 3-1 所示。為了比較這兩種解析度所得結果之的差異性，故進行以 Okada (1985)模型直接進行海嘯波傳至屏東外海不同水深(25 m、50 m、75 m 和 100 m)之模擬(圖 3-2)，藉此做為比較之基準。

研究考慮可能於屏東外海形成較大海嘯波高之 T02 情境(吳怍任，2011)設定進行模擬，結果顯示當解析度為 0.50 度*0.50 度時，正規化之海嘯最高(NMAX)和最低水位(NMIN)皆較直接進行模擬之結果低估達約 50%；另一方面，較高之解析度(0.25 度*0.25 度)之誤差則顯著減少 1 倍以上，如圖 3-3 所示。

值得一提的是，即便水深減至 25 m，單位海嘯法所得之最大和最低水位誤差並無顯著放大之情形。然而，此現象在不同海嘯情境之適用性則需要更進一步的探討。保守起見，本研究仍以 50 m 水深結果建立屏東外海機率式海嘯波高，確保海嘯傳遞至此能滿足線性 (Shuto,1991)。

以計算需耗費的成本來看，本研究建構一組多機多核的平行計算電腦進行資料庫所需之單位海嘯模擬，在使用 105 CPU 進行計算的情況下，建構 0.50 度*0.50 度(66 組)和 0.25 度*0.25 度(264 組)資料庫所需之時間成本分別為 16 和 66 小時。此結果顯示，基本上所耗費之時間成本約略與資料庫所劃分之單位海嘯情境組數呈正比且接近為線性變化。由於進行更高解析度的分析需要更多的時間進行，目前是以 0.25 度*0.25 度之結果進行本研究的後續分析。

(二)馬尼拉和琉球隱沒帶邏輯樹模擬分析

PSHA SSAHC-3 (2016)的馬尼拉隱沒帶和琉球隱沒帶邏輯樹，如圖 3-4 和圖 3-5 所示。兩者皆分別分成三段，位置如圖 3-6 和圖 3-7 所示。透過本研究所建置的馬尼拉和琉球隱沒帶

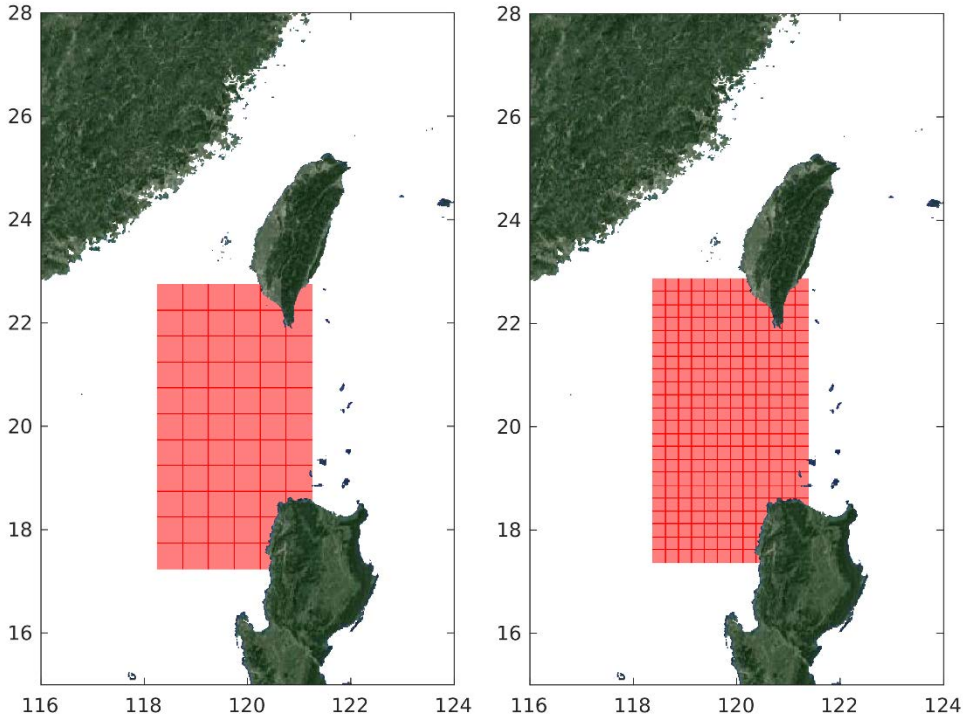
單位海嘯法資料庫，可快速的計算上述之邏輯樹情境。此外，若未來有更新的研究擴展或調整邏輯樹之地震或權重參數，都不需再進行額外的水動力計算。

圖 3-8 至圖 3-13 為不同馬尼拉隱沒帶邏輯樹分支於核三廠外海 50 m 水深處的外海海嘯危害度曲線，紅色實線代表該分支情境加權後之成果。需要注意到，由於 MSI-RM5 和 MSI-RM6 為分歧斷層，故機率式海嘯危害度較 RM1 至 RM4 的結果要小。從 RM1 至 RM6 的分析結果與最終加權後之結果(圖 3-14)比較可知，在超越機率為 1/10,000 的情況下，外海海嘯波高使用不同邏輯樹情境的模擬結果存在小至約 1 m，或是大至約 24 m 之情形。然而，當考量了不同情境所對應之邏輯樹權重後，機率式波高約為 6.1 m。此結果顯示，藉由邏輯樹的計算，降低因海嘯情境的認知不足所造成之不確定性的重要。

圖 3-15 至圖 3-18 為不同琉球隱沒帶邏輯樹分支於核三廠外海 50 m 水深處的外海海嘯危害度曲線，紅色實線代表該分支情境加權後之成果。圖 3-19 為目前考量隱沒帶板塊介面型之邏輯樹分支(RSI-RM1 至 RSI-RM4)的結果，相對於馬尼拉隱沒帶在超越機率為 1/10,000 時於核三廠外海 50 m 水深處造成的 6.1 m 波高，琉球隱沒帶約為 3.5 m。

最後，研究呈現馬尼拉和琉球隱沒帶超越機率為 1/10,000 的核三廠外海 50 m 水深之波高分布，如圖 3-20 和圖 3-21 所示。可以發現到馬尼拉隱沒帶對於屏東周圍海域的影響有顯著差異，海嘯波受地形影響於核三廠外海處較為集中；另一方面，

由於琉球隱沒帶位於核三廠東北方，造成之海嘯波傳方向與馬尼拉隱沒帶不同，故海嘯波高分佈於核三廠外海較為均勻。



註：左圖：0.50 度*0.50 度，右圖：0.25*0.25 度

圖 3-1　單位海嘯法資料庫-馬尼拉隱沒帶海嘯源建置區域

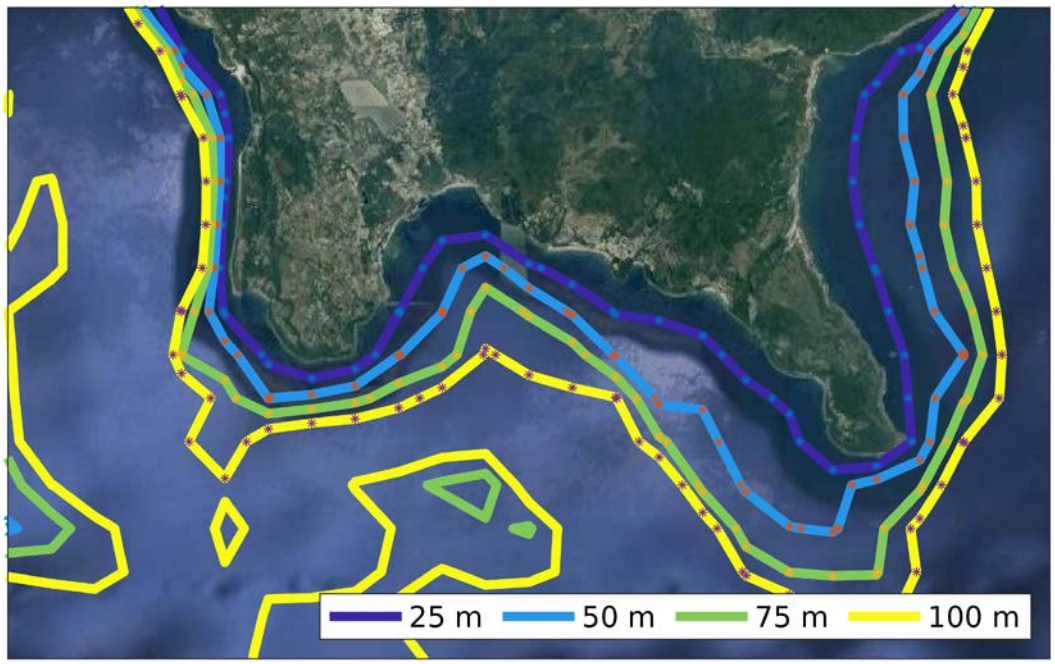


圖 3-2　核三廠外海 25、50、75 和 100 m 水深分布情形

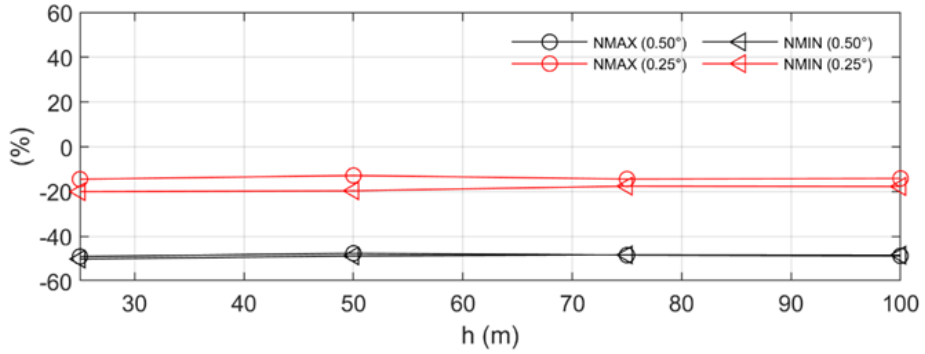
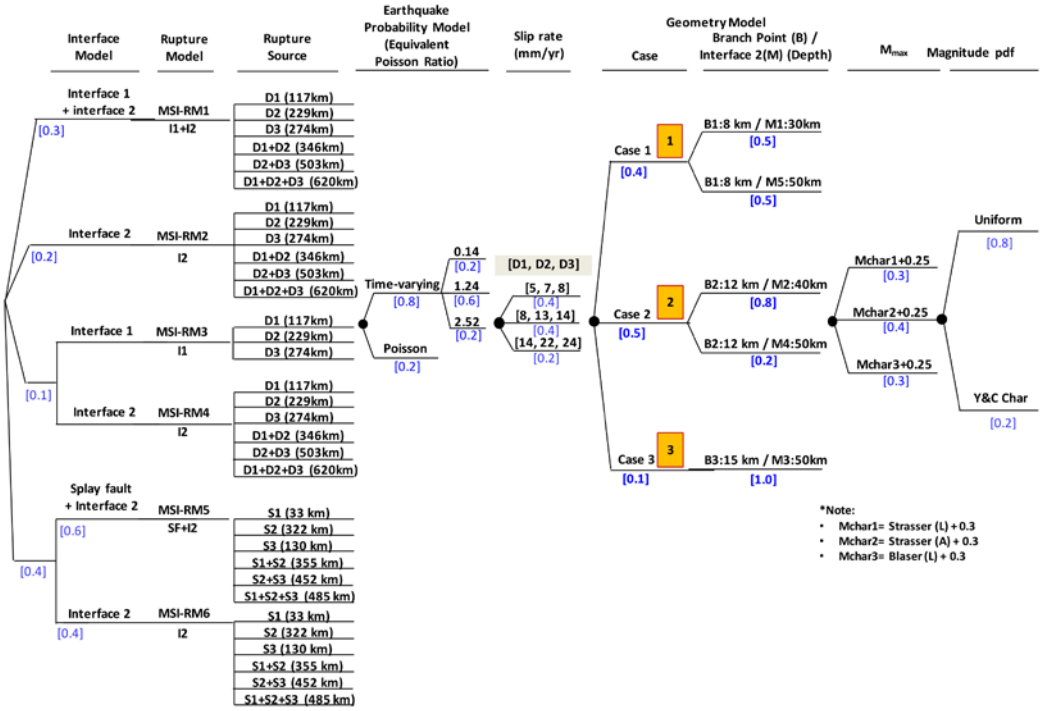
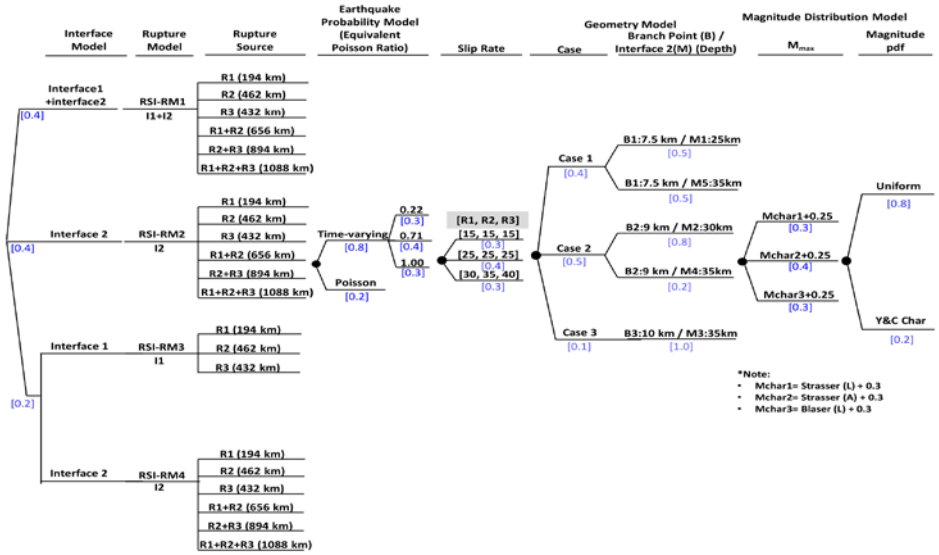


圖 3-3　兩種不同單位海嘯法解析度於核三廠外海水深 25、50、75 和 100 m 處之水位誤差變化



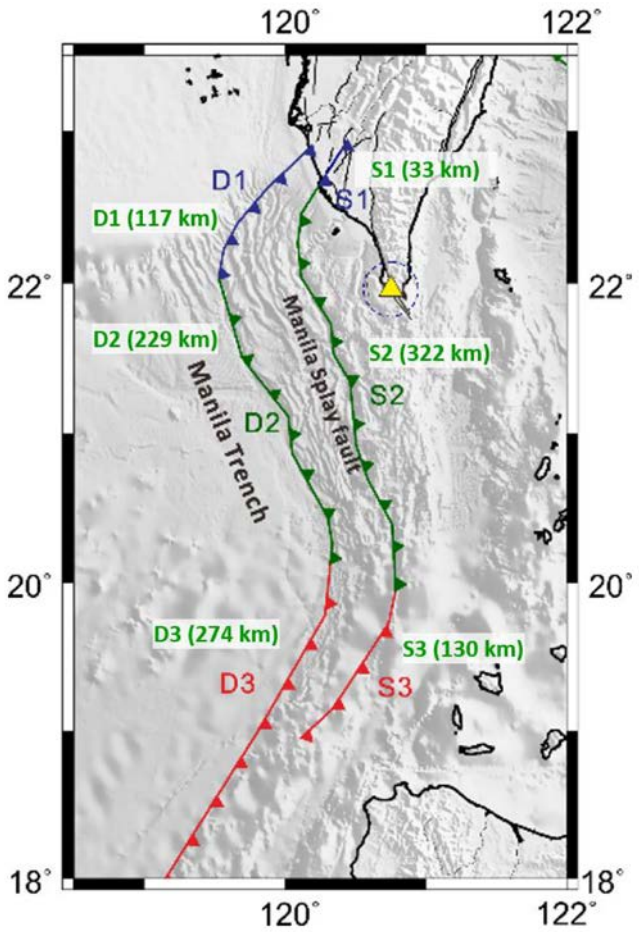
(資料來源：PSHA SSHAC-3 SSC (2019))

圖 3-4　PSHA SSHAC-3 SSC 馬尼拉隱沒帶板塊界面型邏輯樹



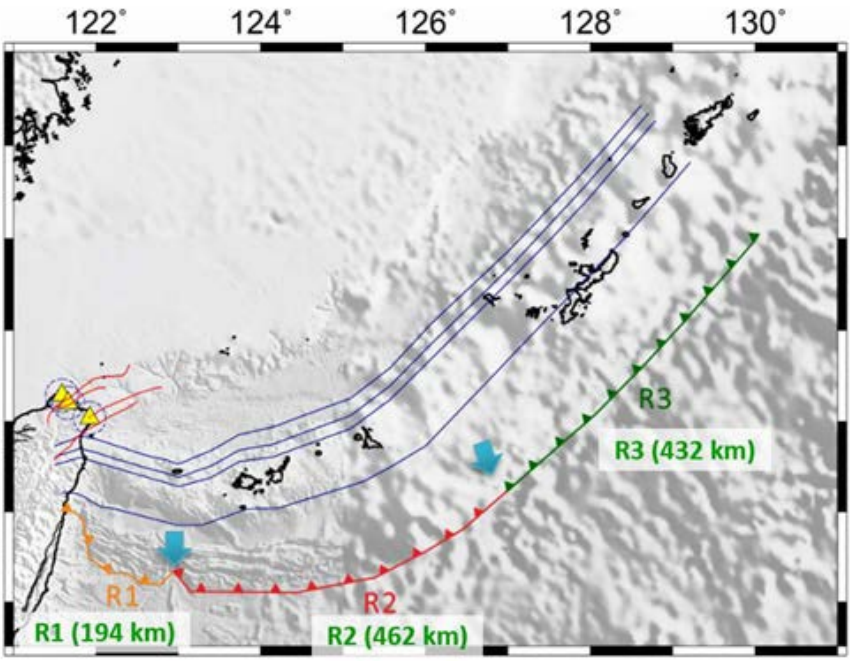
(資料來源：PSHA SSHAC-3 SSC (2019))

圖 3-5　PSHA SSHAC-3 SSC 琉球隱沒帶板塊界面型邏輯樹



(資料來源：PSHA SSHAC-3 SSC (2019))

圖 3-6　馬尼拉隱沒帶板塊界面型分布圖



(資料來源：PSHA SSHAC-3 SSC (2019))

圖 3-7　琉球隱沒帶板塊界面型分布圖

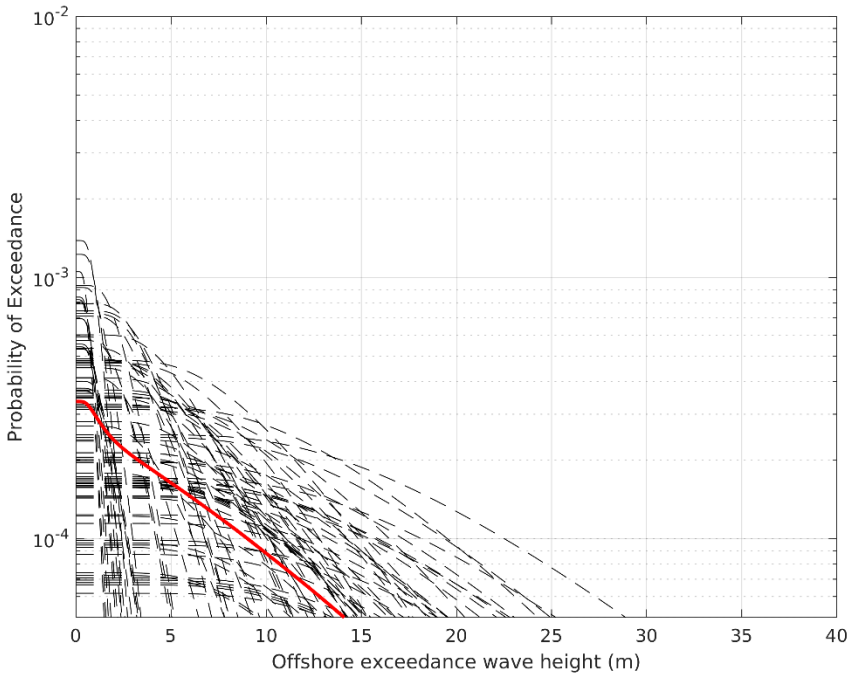


圖 3-8　馬尼拉隱沒帶邏輯樹(MSI-RM1 破裂模型)

於核三廠外海水深 50 m 的外海海嘯波高危害度曲線

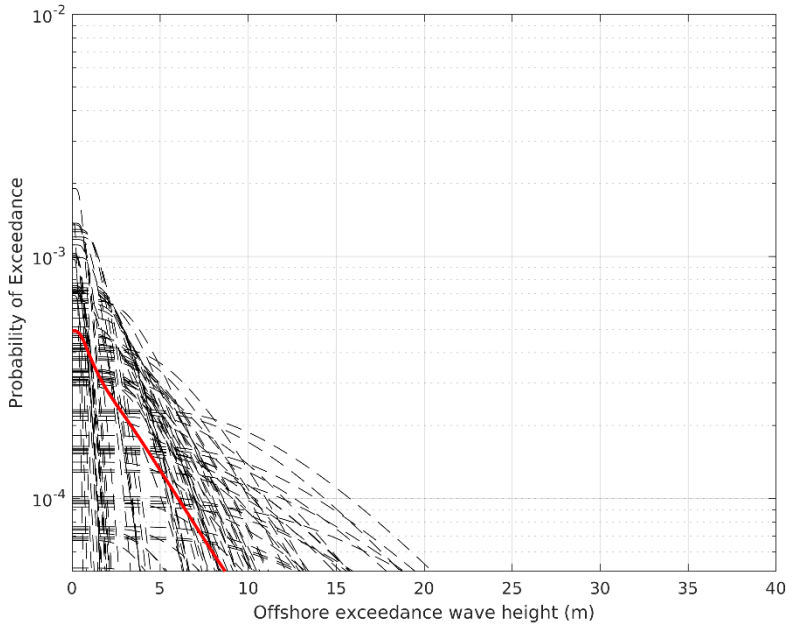


圖 3-9　馬尼拉隱沒帶邏輯樹(MSI-RM2 破裂模型)於核三廠外海水深 50 m 的外海海嘯波高危害度曲線

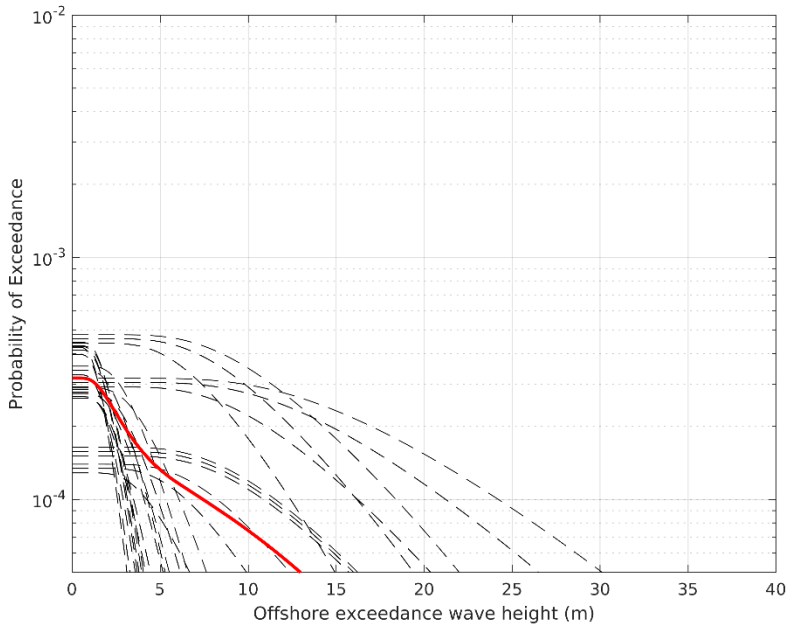


圖 3-10　馬尼拉隱沒帶邏輯樹(MSI-RM3 破裂模型)於核三廠外海水深 50 m 的外海海嘯波高危害度曲線

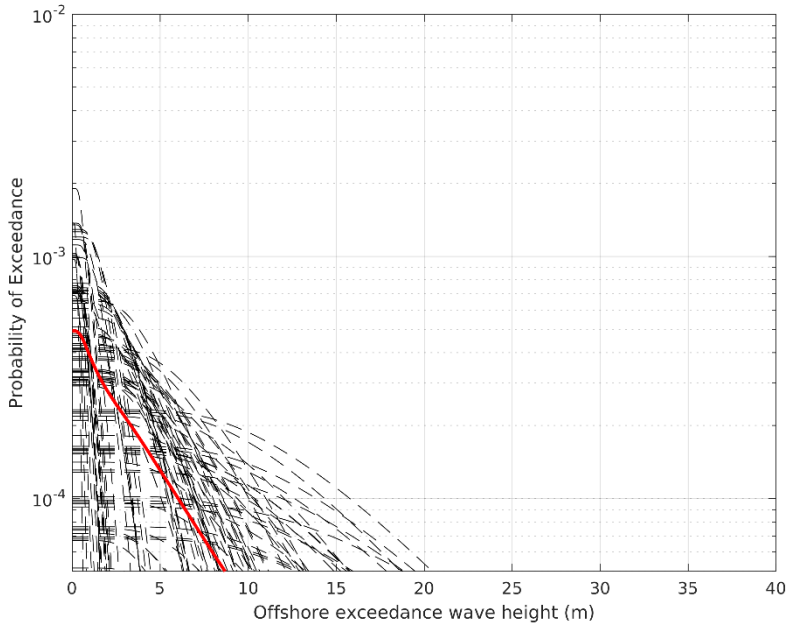


圖 3-11　馬尼拉隱沒帶邏輯樹(MSI-RM4 破裂模型)於核三廠外海水深 50 m 的外海海嘯波高危害度曲線

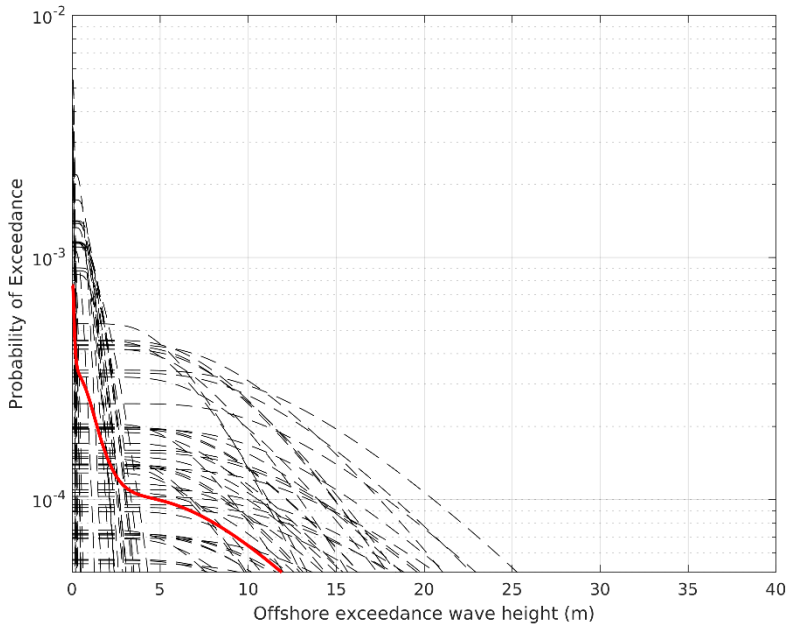


圖 3-12　馬尼拉隱沒帶邏輯樹(MSI-RM5 破裂模型)於核三廠外海水深 50 m 的外海海嘯波高危害度曲線

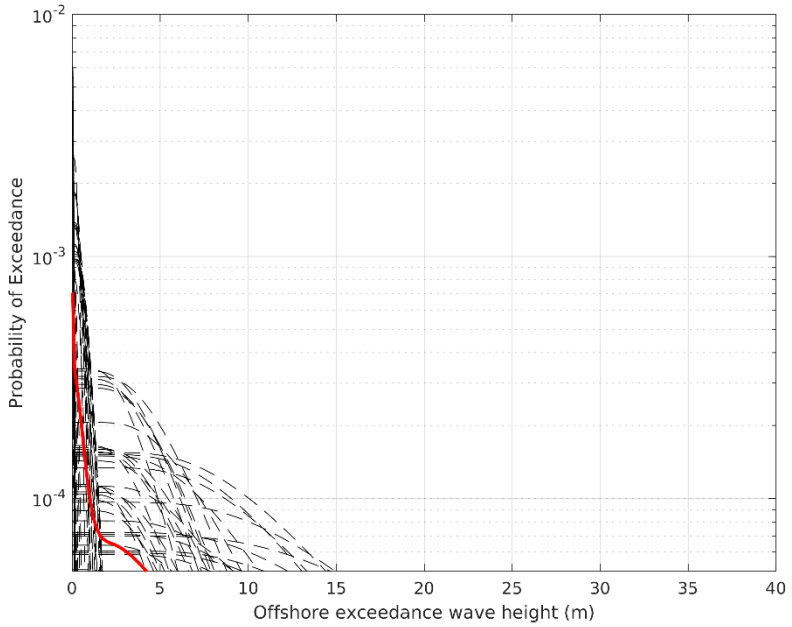


圖 3-13　馬尼拉隱沒帶邏輯樹(MSI-RM6 破裂模型)於核三廠外海水深 50 m 的外海海嘯波高危害度曲線

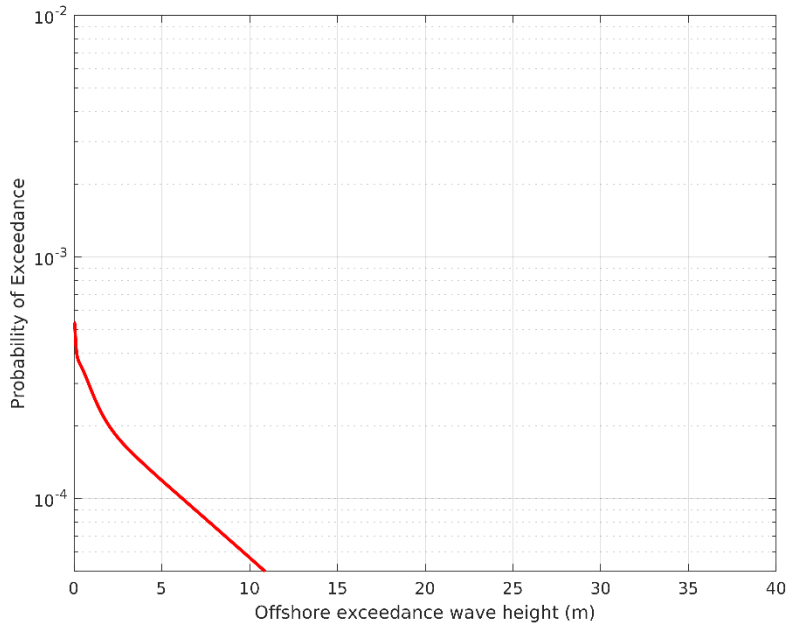


圖 3-14　馬尼拉隱沒帶邏輯樹(MSI-RM1 至 MSI-RM6 破裂模型的加權分析結果)於核三廠外海水深 50 m 的外海海嘯波高危害度曲線

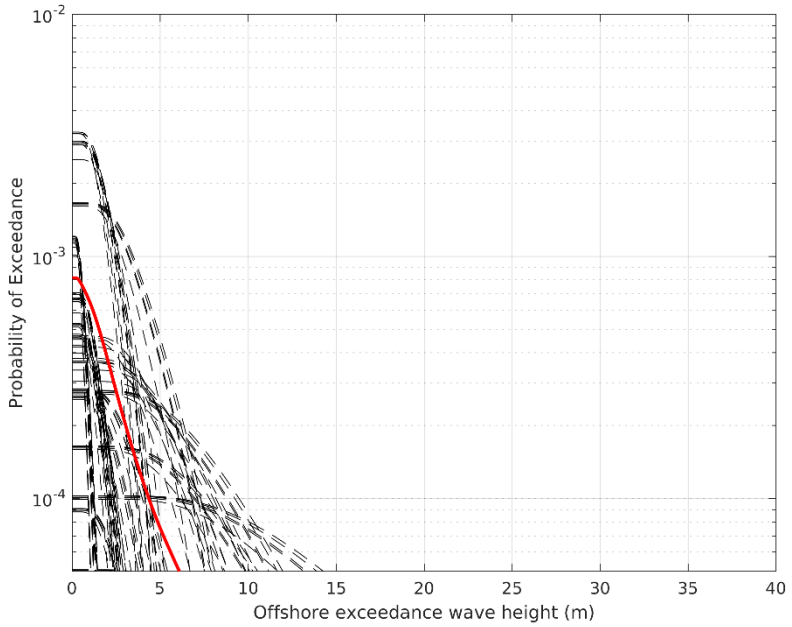


圖 3-15　琉球隱沒帶隱邏輯樹(RSI-RM1 破裂模型)於核三廠外海水深 50 m 的外海海嘯波高危害度曲線

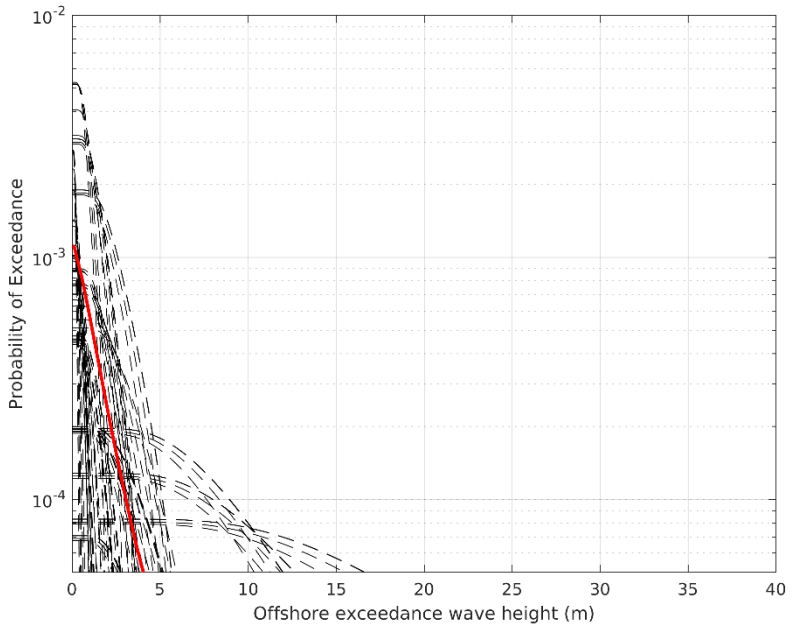


圖 3-16　琉球隱沒帶隱邏輯樹(RSI-RM2 破裂模型)於核三廠外海水深 50 m 的外海海嘯波高危害度曲線

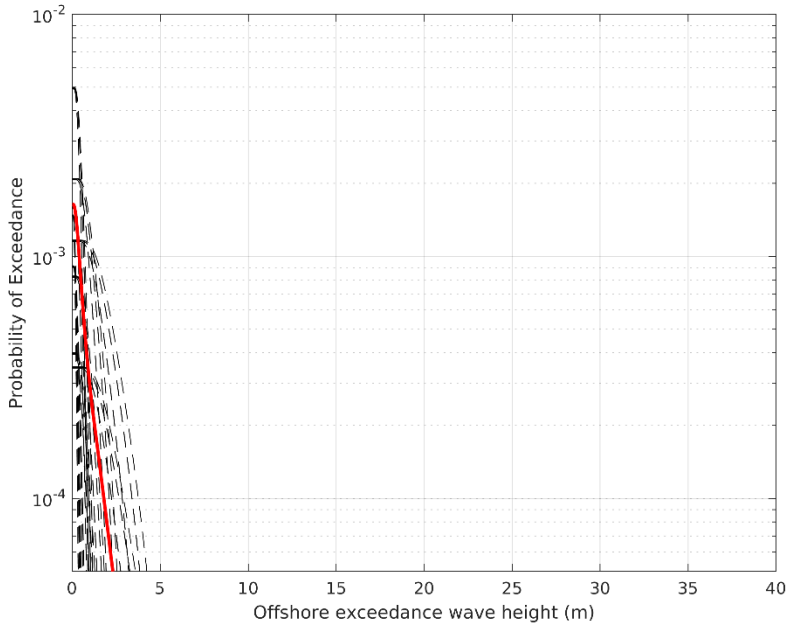


圖 3-17　琉球隱沒帶隱邏輯樹(RSI-RM3 破裂模型)於核三廠外海水深 50 m 的外海海嘯波高危害度曲線

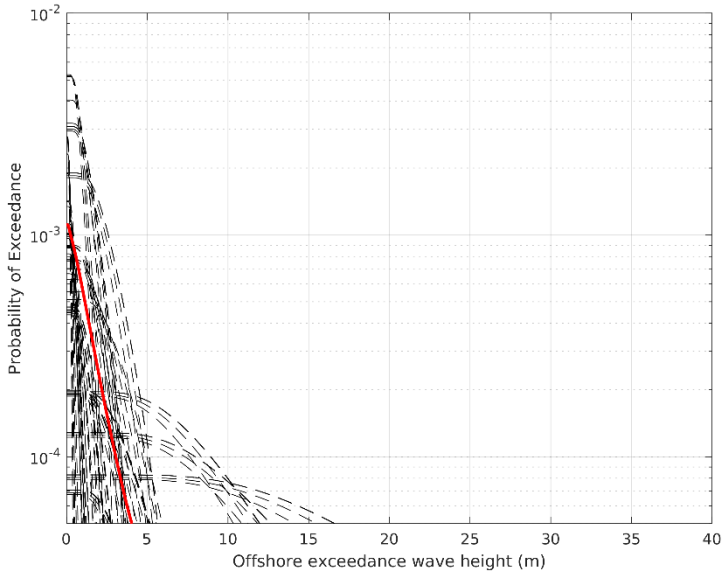


圖 3-18　琉球隱沒帶隱邏輯樹(RSI-RM4 破裂模型)於核三廠外海水深 50 m 的外海海嘯波高危害度曲線

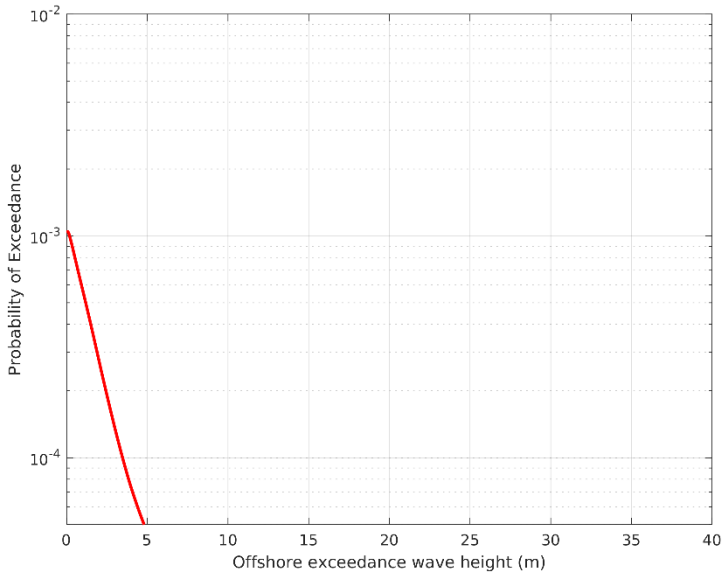


圖 3-19　琉球隱沒帶隱邏輯樹(RSI-RM1 至 RSI-RM4 破裂模型的加權分析結果)於核三廠外海水深 50 m 的外海海嘯波高危害度曲線

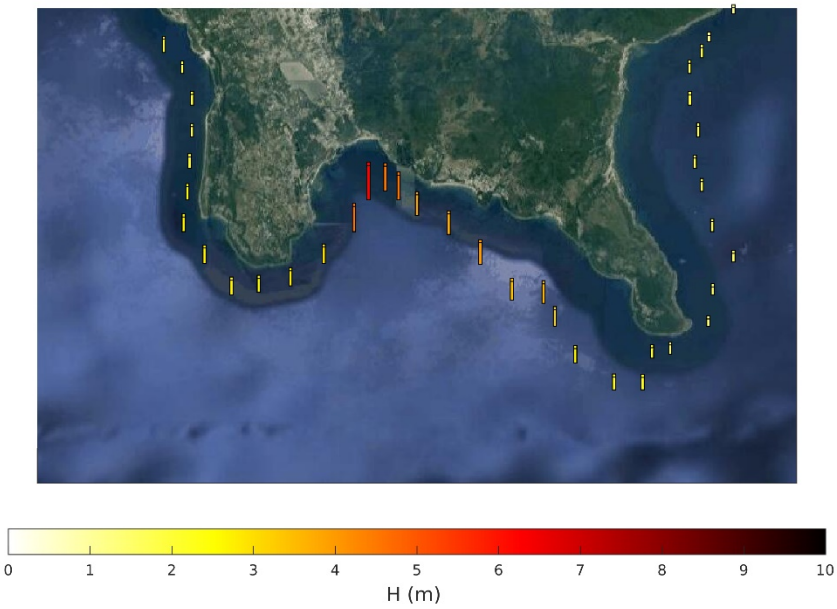


圖 3-20　馬尼拉隱沒帶邏輯樹(MSI-RM1 至 MSI-RM6 破裂模型的加權分析)於核三廠外海周圍水深 50 m 的外海海嘯波高危害度

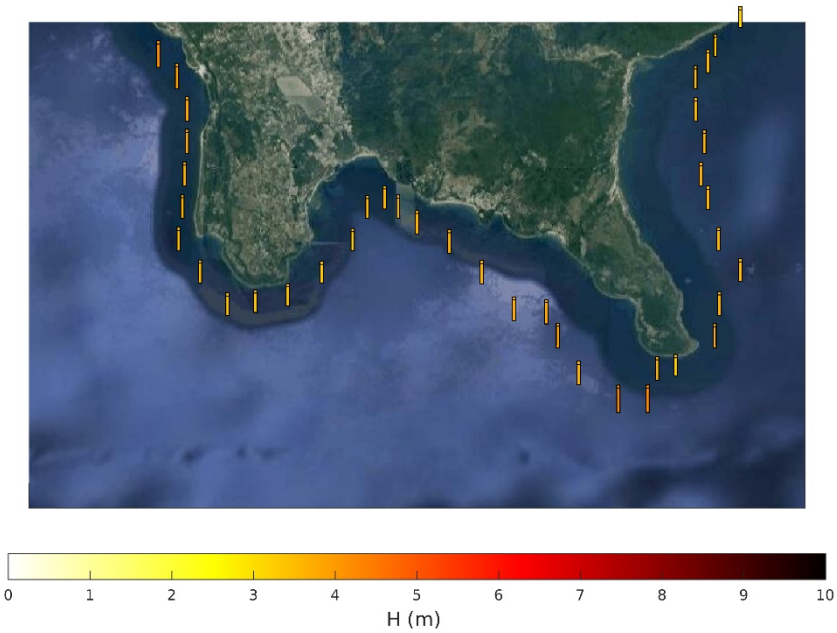


圖 3-21　琉球隱沒帶隱邏輯樹(RSI-RM1 至 RSI-RM4 破裂模型的加權分析)於核三廠外海周圍水深 50 m 的外海海嘯波高危害度

表 3-1　單位海嘯法研究案例的空間解析度設定

參考文獻	地點	海嘯源的空間解析度
Lee et al. (2005)	韓國東部海域	5.5 km * 5.5 km
林柏佑 (2009)	台灣地區周圍海域	0.25 度*0.25 度
陳伯飛，等人 (2009)	台灣地區周圍海域	0.25 度*0.25 度
Thio et al. (2010)	環太平洋海域	0.50 度*0.50 度

四、LPTHA 架構介紹

本研究參考 USNRC 對於海嘯模擬之研究，其中 NUREG-CR7223 (2016)有列舉並分類分析海底山崩時可能遭遇之不確定性，並提出海底山崩型 PTHA 之初步架構，其架構類型化不同物理機制之海底山崩，並認為應將各類之不確定因子機率化後再結合，以組建各類型海底山崩之發生可能性，於末則統整出海嘯最大波高之機率模型，其詳細如圖 4-1 所示。然而，由於海底山崩型之海嘯發生機率低，重現期資訊不容易確定，且相較於地震型海嘯，用於評估海底山崩型海嘯之 PTHA 有過多不確定因子需要考量，乃至 USNRC 亦未提出該架構具體之實踐方法。故本研究僅得透過近期相關之學術研究，嘗試建立可行之海底山崩型海嘯機率評估手段。

為此，本研究參考其他文獻後，將評估海底山崩型海嘯發生機率之步驟簡化為三個部分，其評估流程如圖 4-2 所示。

(一)建立機率模型

在機率模型之建置上，需要考慮促使海底山崩發生之不確定因子，惟因崩移體積乃是海底山崩型海嘯之關鍵因子，其土塊量體大小將直接決定其所引致之海嘯大小，因此目前 PTHA 之建置多以體積機率模型為主，該機率模型稱為崩移體積與崩移事件重現期之關係 (Magnitude-Frequency Distribution, MFD) 。而在不同之文獻中，有以不同方法建立機率模型，本研究將於後續之章節，LPTHA 案例研究中，藉由不同案例進行說明。

由於機率模型與不同研究區域之地形、地質以及歷史事件有高度相關性，惟建置台灣本島沿海之海底山崩機率模型非為現階段之研究標的，本研究僅止於建立 LPTHA 之示範方法，並未對關係之建置進行嚴謹之探論，然而該模型中所考量因素，會重大影響其後海嘯計算之結果，並左右分析結論，故仍於此處概略提出以下四點，以說明建置機率模型時需要之前置作業調查。

1. 研究區域之地質、地形

因海底山崩是大量塊體崩移，研究區域之地質與地形態樣中，是否具有弱面，是否有足夠量體可形成大規模崩塌，乃至其附近是否有斷層可能發生地震等，皆為海底山崩發生之關鍵。

2. 研究區域之歷史事件

海底山崩之歷史事件可鑑知該研究區域是否有潛力再次形成崩移，過去事件之崩移型態、體積以及頻率等，皆可作為分析之借鏡。

3. 研究區域之潮汐、海流狀態

研究區域中之潮汐，海流有可能提供外在作用力，以帶動塊體移動，抑或者是海流導致土體堆積，形成可能發生崩塌之土體。

4. 研究區域之漂沙情形及海底地形變遷

台灣附近海域之漂沙及地形變遷之作用頻繁，海底地形之多變性以可能增強或削弱海底崩塌之強度，其相關程度雖需透過進一步研究，惟應視其為一可能之變因。

(二)確立不確定因子與海嘯波高之關係

第二部分是透過數值模擬求取研究區域如發生特定情境下之崩移時，該崩移情下之不確定因子與其所引致海嘯波高之關係。所謂特定情境，是利用假定之崩移模型，使塊體崩移並且結合海嘯波傳模式以進行計算。此關係式之建立目的乃連結特定海嘯波高以及海嘯事件之重現期，也就是，若得以求出此關係式並將其代入機率模型中，即可求出特定波高之海嘯發生機率。

如前所述，為了確定不確定因子所帶來的影響，進行數值計算前，必須先考量其效應，也就是需要分化並個別探討各類不確定因子對於海嘯之影響，每一種不確定因子之組合即為一特定情境。故計算時將會衍伸出各種不同組合之情境。本研究中所採取之崩移塊體運動假設，係採用較簡易之機率模型，利用假設以限縮不確定因子，其會在後續章節，LPTHA 之示範操作中提出。此處則將提出五點不確定因子，此些因素亦即是上述第一部分所舉出之前置作業之調查目標。

1. 崩移塊體之運動機制

崩移塊體之運動模式將影響該塊體造出之波浪大小。研究可將崩移視為剛體運動、顆粒流流動，或者是賓漢流體流動等等，其不同之運動機制會以不同方式推動水體，從而反應至塊體所造出之初始海嘯波中。

2. 崩移塊體之體積、形狀及密度

不同之崩移塊體體積能推動之水體即有所不同，崩移體積大致上與波高成正相關，其相關性則是 LPTHA 關心之重要議題。另外其不同之形狀及密度亦有可能在崩移時產生不同的推移效果。

3. 崩移塊體之抗剪強度

崩移塊體之發生，可能歸咎於塊體弱面無法承受特定強度剪力，例如地震力等。故崩移塊體之抗剪能力亦為一不確定因子。

4. 崩移塊體之質心位置

崩移塊體之質心位置可視為崩塌發生源之水深，將影響其所造出之海嘯波。蓋海嘯波是一表面波，倘崩塌發生處越遠離海面，其造出之海嘯波可能越小。

5. 崩移塊體之運動速度

崩塌之移動速度亦會影響推出之波高大小，雖其運動速度關乎其塊體運動機制以及塊體體積之假設，故速度亦可以

透過上述之質心位置、運動機制以及體積等等控制。惟相同機制或體積下所產生可能有所不同，倘無法有效結合或操作上述各不確定因子，亦可考慮將運動速度獨立作為因子。

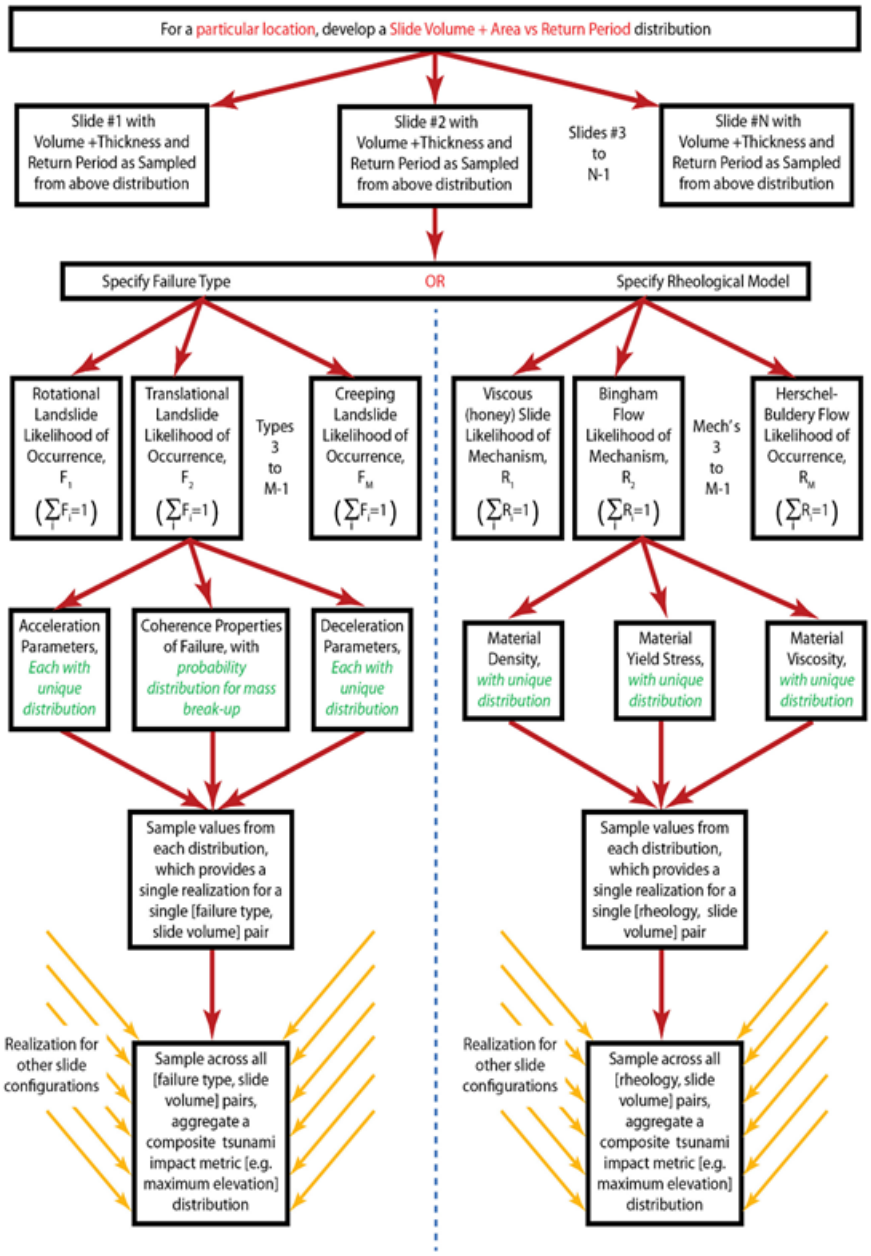
6. 崩移塊體之運動距離

塊體運動距離亦會影響海嘯波之生成，甚至可能產生第二個海嘯波等。雖運動距離同於第 5 點之速度，是可透過其他因素控制，其亦可能在其他因子無法完整運用之情況下受到限制，故獨立考慮該不確定因子仍為可能。

(三)分析並建立海底山崩型海嘯波高之機率模型

最後結合第一部分與第二部分之成果，首先須分析第二部分情境模擬之成果，以迴歸法或其他方式等，將特定情境下不確定因子與波高的關係，拓展成通式，使其可以運用於所有情境下；接著將此關係式代入第一部分之機率模型，代換原先式中之不確定因子，即可得出波高與事件重現期之機率模型。

該波高機率模型即是 LPTHA 之最終目標，一旦該式可被確立，即可繪製出特定地點之海底山崩型海嘯危害度曲線，抑或是計算整體海岸於特定重現期下之海嘯波高，以供後續擬定危害預防對策參考。



(資料來源：NUREG/CR-7223 (2016))

圖 4-1　USNRC 針對海底山崩行海嘯提出之分析架構

圖 4-2　本研究提出之 LPTHA 簡化分析步驟

五、LPTHA 案例研究

目前既有研究對於海底山崩型海嘯之機率模型建置較為匱乏，蓋海底山崩發生頻率較低，影響範圍小，通常僅有局部區域會受到影響，再加上海底山崩之成因較難掌握，分析成本高，故較少有相關之機率模型研究，各文獻亦僅在相似之模型建置概念下，針對特定研究區域進行個別化研究。

本研究將以紐西蘭北庫克海峽、拿坡里灣以及北挪威林根峽灣三處研究為例進行說明。三例皆有相近以及相異之對策，以規範其機率模型，下述章節會令此三例各別代表方法一、方法二及方法三，詳細分述三者之操作流程。其中前兩例之機率模型建置，皆有對海底山崩型海嘯進行討論，並完整的闡述其在建置機率模型上所採取之方法，故取此二例以進行說明，其亦為本研究研析並建置機率模型時之參考源。

另須提出，北挪威林根峽灣一例並非發生於海底之崩移，而是探討北歐峽灣特有之險峻岩石峽壁，發生崩塌時塊體墜海時所引發之海嘯，其發生機制雖與台灣沿海環境大相逕庭，惟其在建置方法上，詳細考慮各種不確定因子所引致之機率變化，其將各種因子機率化，使其可直接反映在機率模型上。為此，本研究認其研究方法值得借鏡，故引入此例作為補充。

(一)方法一 (Lane et al., 2016)

Lane et al. (2016) 於紐西蘭南北島中間的庫克海峽海底峽谷 (Cook Strait Canyon) ，建立崩塌機率模型。其將上半端水深較淺之峽谷，切分成 176 段，如圖 5-1 所示，再將原始地形

資料簡化成直線段，每一區段模擬 0.1 km^3、0.3 km^3、1 km^3 共 3 種不同體積的崩塌，之後歸納其所引發的海嘯傳遞至特定區域時之波高，找出體積與海嘯波高的關係式，最後代回海底崩塌之體積頻率分布中，即可分析得到海底崩塌引致之海嘯危害度曲線。

1. LPTHA 海底崩塌機率設定

該研究使用前人之地形資料研究(Micallef et al., 2012; Mountjoy et al., 2014)，以統計方式歸納出經驗之 MFD，作為研究之機率模型，其機率式如下：

$$P(v > V) = 3.28V^{-1.53} \tag{5-1}$$

其中V代表特定大小之體積，P即是超過該特定體積之崩移發生機率。須提出乃該研究以歸納方法將不確定因子限縮至僅由體積代表該機率模型，如第一章所述，直接使用 MFD 做為主要之研究目標。

接著其利用地質資料(Mountjoy et al., 2014) 以碳 14 輻射定年法 (carbon-14 radiometric dating) ，推估該海峽最久以前之大規模土壤運移事件。最後考慮冰期以及定年法之結果，期假設崩塌年齡之最大重現期距 (landslide ages within the time period) ，約為 15000±5000 年。將該時間結合上式 5-1 後 ，再將切分之 176 段中每一區段之易發生程度以權重方式加入式中，最後可以得出總體每年之 MFD，如下式 5-2：

$$P_y(v > V) = w(y)\frac{3.28V^{-1.53}}{15{,}000} \qquad (5\text{-}2)$$

其中y代表每一個不同的區段，$\sum_y w(y) = 1$ 則為各區權重總和，惟該研究僅代入均勻之易發生程度，也就是其尚未加入$w(y)$以進行討論。

2. LPTHA 海嘯波傳模式設定

假設崩於落下時視為一剛性物體，並在撞擊海床時失去所有剛性，形成顆粒流。另，簡化峽谷式之海底地形形狀，假設崩移體積之頂部為方型，且運動前之崩移塊體會連接至峽谷最頂端，並將體積之寬度設為單位寬度，如圖 5-2 所示。啟動海底崩移後，利用流體體積法 (Volume Of Fluid method) 模擬海嘯波的生成與傳遞，以 Gerris, VOF solver 二維模式模擬海嘯波傳遞至海岸，其結果如圖 5-3 所示。該研究模擬 528 組，也就是 176 × 3 組情境，其將所有特定情境之崩移運動參數，以頻率-組數之統計呈現，如圖 5-4 所示。

3. LPTHA 分析成果

該研究統整各組之成果，以下列式 5-3 進行擬合：

$$V(x, y, \eta) = \left(\frac{\eta}{10^{b(x,y)}}\right)^{1/m(x,y)} \qquad (5\text{-}3)$$

其中x代表發生源經緯度座標，y代表接收點經緯度座標，V為崩移體積，η為波高，$m(x, y)$及$b(x, y)$即是需透過回歸而得

出之參數。代入上述情境以得出通用之式 5-3 後，即可將該式代入式 5-2 中，得到下式 5-4：

$$P_y(\eta(x,y) > H) = \frac{3.28 \cdot [(\frac{\eta}{10^{b(x,y)}})^{\frac{1}{m(x,y)}}]^{-1.53}}{15000} \quad (5\text{-}4)$$

利用最後式 5-4 之機率模型，即可繪製各研究地點之危害度曲線如圖 5-4 所示，另可由此式擴展至整體區域之超越波高年發生頻率，如圖 5-5 所示。

(二)方法二 (Grezio et al., 2020)

Grezio et al. (2020) 以貝氏推論 (Bayesian inference) 方式，於義大利拿坡里灣 (the Gulf of Naples) (圖 5-7, 圖 5-8) 建構多源頭海嘯成因下之機率式危害度分析，其流程結構如圖 5-9。其先綜合考慮當地地形、地質資料，分別建立出各源頭事件隨空間分布之機率模型，再以數值模式大量模擬不同情境，找出地震規模、崩塌規模及海底火山爆發規模與波高的關係式，將原機率模型中所考慮之不確定因子代換為波高後，結合各事件之機率模型，即可得到事件之海嘯危害度先驗機率 (prior modules) 。接著，再整理歸納過去發生之海嘯事件，建立事件發生區域之相似性模組 (likelihood modules) ，最後將先驗機率與相似性模組結合，整合出後驗機率 (posterior modules) ，作為各沿海陸域的機率式海嘯危害度曲線基礎 (Grezio et al., 2012)。茲就崩塌之海嘯危害度分析做細項說明。

1. LPTHA 海底崩塌機率設定

(1)先驗機率密度函數架構

於貝氏分析中，其可假設各事件之先驗機率密度函數可以用一單峰的 Beta function 來描述，如下式表示：

$$[\theta]_{prior} = Beta(\alpha,\beta) = \frac{1}{B(\alpha,\beta)}\theta^{\alpha-1}(1-\theta)^{\beta-1},\ 0<\theta<1 \qquad (5\text{-}5)$$

$$B(\alpha,\beta) = \int_0^1 x^{\alpha-1}(1-x)^{\beta-1}dx\ , x \in [0,1] \qquad (5\text{-}6)$$

其中式中之θ為先驗機率密度函數，α、β為 Beta function 的超參數 (hyperparameters)，透過該先驗機率的平均值 E 以及變異數 V 獲得，其如下式所描述，平均值乃由所有模擬情景之機率得出；變異數則是透過該模式的信度決定。

$$E[\theta]_{prior} = \alpha/(\alpha+\beta) \qquad (5\text{-}7)$$

$$V[\theta]_{prior} = \frac{E[\theta]_{prior}(1-E[\theta]_{prior})}{(\alpha+\beta+1)} \qquad (5\text{-}8)$$

$$E[\theta]_{prior} = \sum_{i=1}^{N} P_i \qquad (5\text{-}9)$$

$$V[\theta]_{prior} = \frac{E[\theta]_{prior}(1-E[\theta]_{prior})}{(\Lambda+2)} \qquad (5\text{-}10)$$

其中Λ為使分佈得有足夠代表性的模擬組數，P_i則是隨空間分布之 MFD。

(2)給定先驗機率密度函數 (確立 MFD)

該研究亦是由 MFD 作為主導之不確定因子，然而，其將其他次要之不確定因子以加權方式附隨於 MFD，如第(3)點之作法，以構築其機率模型。蓋透過大量之情境模擬以得到各區域之 MFD，即可推算出 E,V，找出先驗機率，而各情境之給定，乃歸納過去義大利拿坡里灣發生海底崩塌有兩種情境，滑動型崩塌 (Slide)以及跳動型崩塌 (Slump)，其中滑動型崩塌之歷史崩塌體積為 $5\times10^5\sim5\times10^{10}\ m^3$；跳動型崩塌則是$5\times10^5\sim5\times10^9\ m^3$。接著將崩塌分成 5 種大小，滑動型共有 5 個階層，跳動型則是 4 個階層，並假設各類型分別有 100,000 組體積。其中每一層之分類如下 (跳動型僅到C_4)：

$$
\begin{aligned}
C_1 &= 5\times10^5\ to\ 5\times10^6\ m^3\\
C_2 &= 5\times10^6\ to\ 5\times10^7\ m^3\\
C_3 &= 5\times10^7\ to\ 5\times10^8\ m^3\\
C_4 &= 5\times10^8\ to\ 5\times10^9\ m^3\\
C_5 &= 5\times10^9\ to\ 5\times10^{10}\ m^3
\end{aligned}
\tag{5-11}
$$

根據過去研究(Uri et al., 2009)，認為 Poisson distribution 可作為海底山崩型災害發生之理想分布型態，其表示如下式：

$$
\begin{aligned}
P(x,\lambda,t) &= \frac{\lambda t^x e^{-\lambda t}}{x!} = 1-\frac{\lambda t^0 e^{-\lambda t}}{0!}\\
&= 1-e^{-\lambda t}
\end{aligned}
\tag{5-12}
$$

該機率模型中需確立之變數 λ，是透過上述每層各有 20,000 或 25000 個情境，假設每個情境發生之機率相同，則每一階層之年發生率λ可設為 1/20,000 或 1/25000。

(3)各 MFD 之加權

實際上，每個情境發生機率並不同，故其利用評分將不同體積以及各地之地質條件，透過權重加入模型中。其考慮之影響因素有坡度、質心水深、地震連帶引發 (以安全係數表示之)，評分方式將由圖 5-10 所示，而其中地震連帶引發之安全係數評估，有以下公式表示(Grezio et al., 2012)：

$$F_S = \left[\frac{1-\left(\frac{\gamma}{\gamma'}\right)a_y-\left(\frac{\gamma}{\gamma'}\right)a_x tan\varphi - r_u/cos^2\varphi}{1-\left(\frac{\gamma}{\gamma'}\right)a_y-\left(\frac{\gamma}{\gamma'}\right)a_x tan\varphi}\right]\frac{tan\rho'}{tan\varphi} \quad (5\text{-}13)$$

其中φ為坡度角度，γ為泥沙總體單位重，γ'為泥沙有效單位重，a_x及a_y分別為水平及垂直之地面加速度，其尖峰值設定為 50 年內 10%重力加速度超越機率之值，r_u為超額孔隙水壓 u_e除以有效單位重 γ'與泥沙厚度 z ，即$u_e/\gamma' z$。$tan\rho'$則是摩擦係數，ρ'通常為 20~35 度。當 $F_S < 1$ 時，即為不穩定；$F_S = 1$ 則為最低限的穩定。

(4)相似性模組之設定

雖由前述方法得到之先驗機率密度函數，已可繪製出海嘯危害度曲線以及危害分析圖，然再加入與過去資料的對比，也就是將此先驗機率密度函數再乘上一相似性模組，可以得到更貼切於該區域之後驗機率密度函數。故其引入前人研究之資料，將相似性模組以二項式分布的方式表示：

$$Bin(n,\theta) = \binom{n}{y}\theta^{y}(1-\theta)^{n-y} \qquad (5\text{-}14)$$

式中 y 為總觀測年數，其觀測方式依一年內是否有發生海嘯為依據，n 為有成功發生海嘯的年數，y-n 則為無發生海嘯的年數。其將相似性模組與先驗機率密度函數結合後，可以得出後驗機率密度函數。

(5)後驗機率密度函數

修正後的後驗機率密度函數表示如下：

$$[\theta]_{post} = Beta(\alpha + y, \beta + n - y) \qquad (5\text{-}15)$$

2. LPTHA 海嘯波傳模式設定

其運動模型之假設參考 Watts et al. (2003)，以剛體運動為基礎，以軟體 COMCOT 淺水波方程式模擬海嘯傳遞，配合巢狀網格劃分計算區域，以模擬特定發生地震及海底崩塌，產生海嘯傳遞至近岸，得到沿海區域之海嘯溯升高及溢淹範圍，其單一情境之模擬成果如圖 5-11 所示。

3. LPTHA 分析成果

利用上述先後驗之機率密度函數，可得出各不同區域之海嘯危害度曲線，其成果如圖 5-12 至圖 5-16。其中，上述成果有以線性方式疊加地震型、海底山崩型及火山爆發型海嘯之曲線圖，可供參考。

(三)方法三 (Løvholt et al., 2020)

Løvholt et al. (2020)於北挪威的林根峽灣 (Lyngen fjord) 四個陸域崩塌高風險位址，如圖 5-17 所示，建立機率式海嘯危害度分析。其過程乃將各種由崩塌引起之海嘯不確定因子，以機率模型的方式表示，並用邏輯樹的方式，將各種影響海底崩塌的不確定因子，以 Poisson distribution 之架構，用條件機率的方式結合各不確定因子。其亦比較使用不同方式決定體積與事件重現期之關係時，海嘯溯升高之結果。研究方法與分析結果如下。

1. LPTHA 崩塌機率設定

透過數值模擬，將情境中之崩塌不確定因子整理分析，並使之參數化、機率化，使各參數的機率範圍為 0~1，再以邏輯樹與條件機率下之 Poisson distribution 結合各參數，如圖 5-18，建立該陸域崩塌的機率模型，最終的機率模型如下式表示：

$$P_{q,r,p,j,m,n} = 1 - e^{-P_V \cdot P_M \cdot P_U \cdot P_A \cdot P_R} \qquad (5\text{-}16)$$

該研究與上述兩者不同者在於，其並非僅以崩移體積作為唯一變因，而是將各種須考慮之因素機率化後，以機率型式放入模型中，使各不確定因子之影響可直接貢獻並反映於其後波高之機率模型中。

(1)崩塌體積重現期 V (MFD)

以二種方式描述崩塌體積與事件重現期的關係：其一使用前人研究 (Majala et al. 2016)，以經驗方法，給定各該區域於特定年發生頻率下，所對應到之固定崩塌體積；其二則利用 tapered Pareto distribution 建立 MFD，參考 Geist and Parsons (2014)應用，此機率可表示為：

$$P(V \leq v) = P_0 \frac{V}{V_{max}}^{\beta} \cdot e^{\frac{V-V_{max}}{V_c}} \qquad (5\text{-}17)$$

其中 P_0為標準化因子，β為該分布之尖度因子，V為崩塌體積，V_{max}為最大崩塌體積，V_c為位於分布之錐形點上體積，其亦展示不同β值將如何影響 MFD，其如圖 5-19 所示。

(2)崩塌動力特性 M, landslide mechanism

將崩塌的動力特性分成二種：有限長度塊體及無限長度塊體運動。無限長度塊體運動的定義為，沉入水中的崩塌段長皆會大於崩塌在水中流動的距離，相對者則為有限長度塊體運動。此二分法乃為配合數值模式之計算，其中以有限長度可以較精確的代表崩塌體積，然而其後半部入

水時可能產生過大的波；以無限長度模擬時可以較準確地模擬崩塌的運動特性，但體積方面會較為失真。

(3)受崩移衝擊之沿海海床面積 A, frontal area

受崩移衝擊之面積分做五個，A1 至 A5，其中 A2 為模擬過程中之總影響面積；A3 為模擬過程中之最大瞬時觸擊面積。其餘 A1 為 1.5 倍 A2；A4 為 0.6 倍 A2；A5 為 0.4 倍 A2。

(4)崩塌流動速度 U, velocity

崩塌流動速度分成三種，參考 Harbitz et al. (2014)之研究，將挪威峽灣一般岩石型崩移之上下限流動速度訂為 U1 及 U3，平均速度 U2 則是用塊體動力之能量線法求得。

(5)崩塌流動距離 R, run-out

流動距離之機率模型，利用現有資料之統計，將落下距離及流動長度，與挪威岩石型崩塌之體積 (H/L - Volume)，建立一迴歸關係(Romstad et al., 2009)，如圖 5-20 所示，並以此迴歸關係的上下各 95% 與 67% 建立其機率模型。

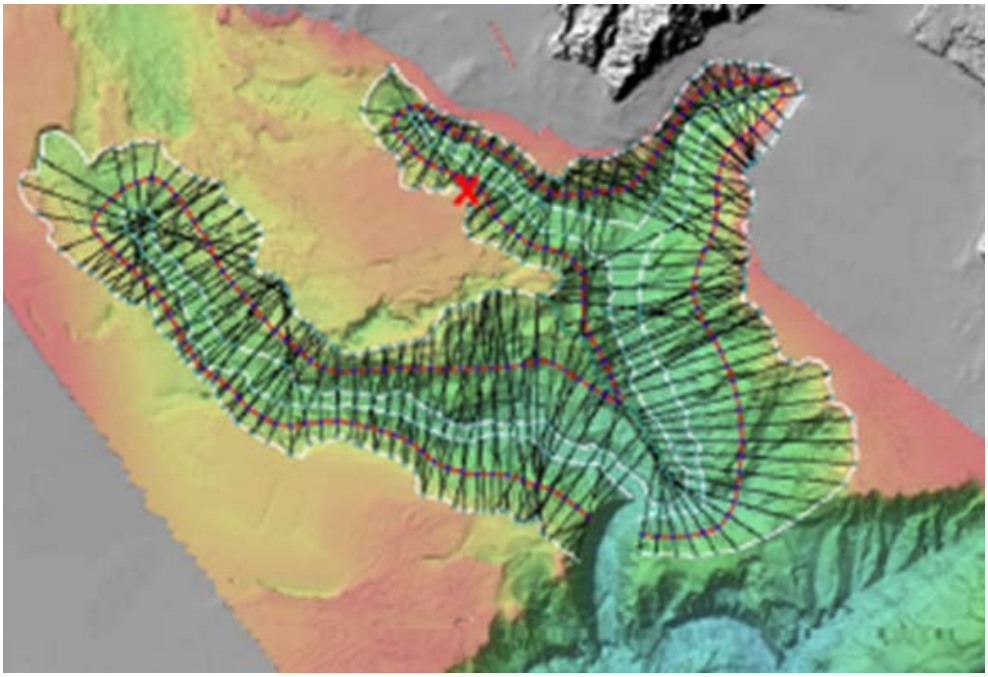
然而，此五種海嘯生成之不確定因子，於設定其機率模型時，皆有部分加入專家學者主觀之判斷，故其強調此設定方式有學者判斷之假設。其所設定之機率考量，如圖 5-21 所示。

2. LPTHA 海嘯波傳模式設定

使用海嘯模擬模型 GloBouss，以一階非線性之 Boussinseq 方程計算海嘯傳遞，其中崩移首先以塊體運動方式進行，其運動之模擬情境乃配合上述建置之機率模型而成，使塊體運動產生海嘯波後，將海嘯波代入數值模型中傳遞，並使崩塌行為之過程與結果，對應至海嘯波高，以建立海嘯波影響之危害度曲線評估。

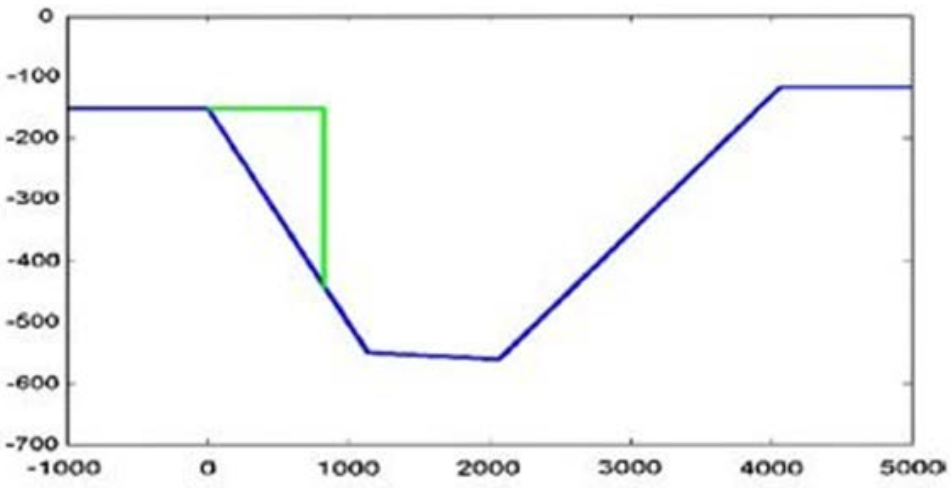
3. LPTHA 分析成果

由於該研究並未提出特定地點之危害度曲線，此處僅展示其針對挪威之峽灣，建立陸域岩石型崩移機率式下之海嘯溢淹範圍，其成果如圖 5-22 至圖 5-24 所示。



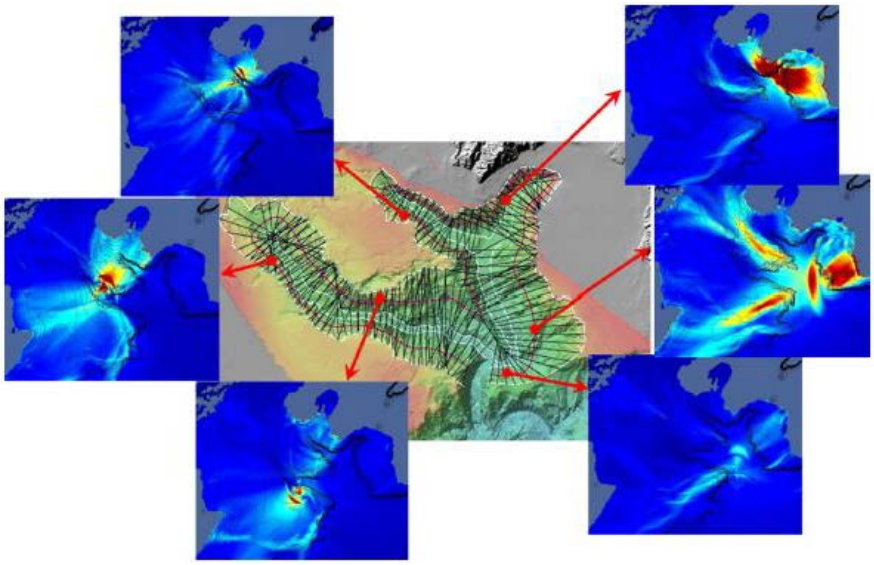
(資料來源：Lane et al. (2016))

圖 5-1　紐西蘭庫克海峽研究區域切段示意圖



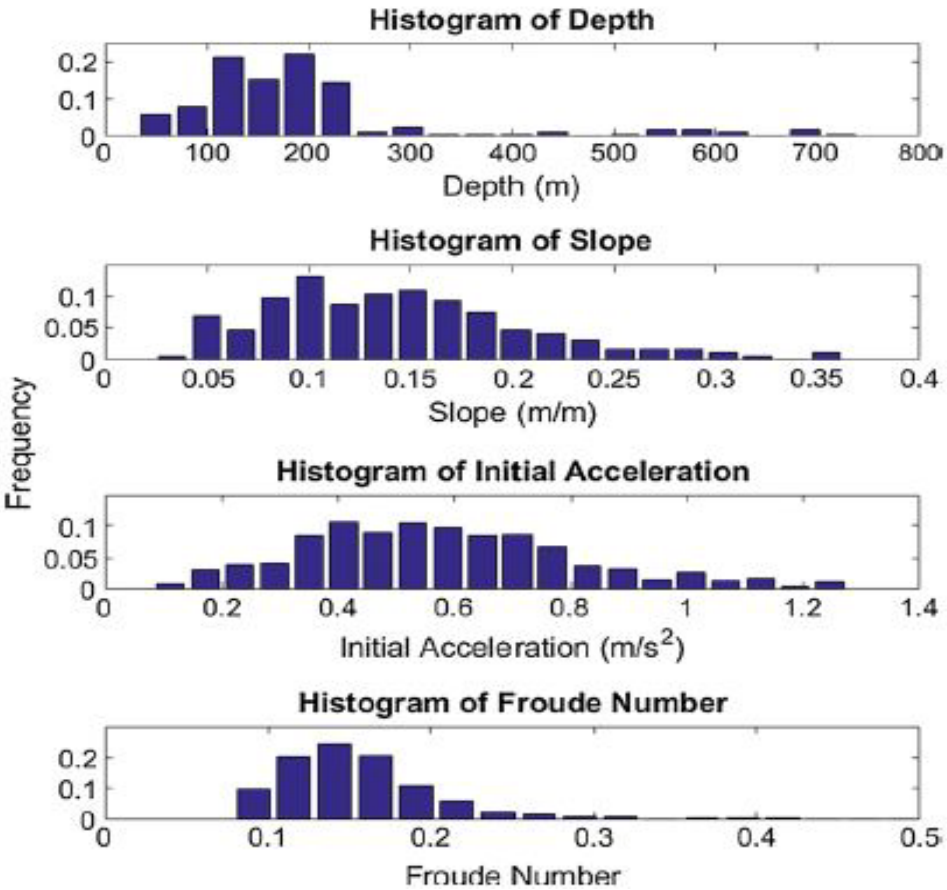
(資料來源：Lane et al. (2016))

圖 5-2　紐西蘭庫克海峽之崩移塊體假設



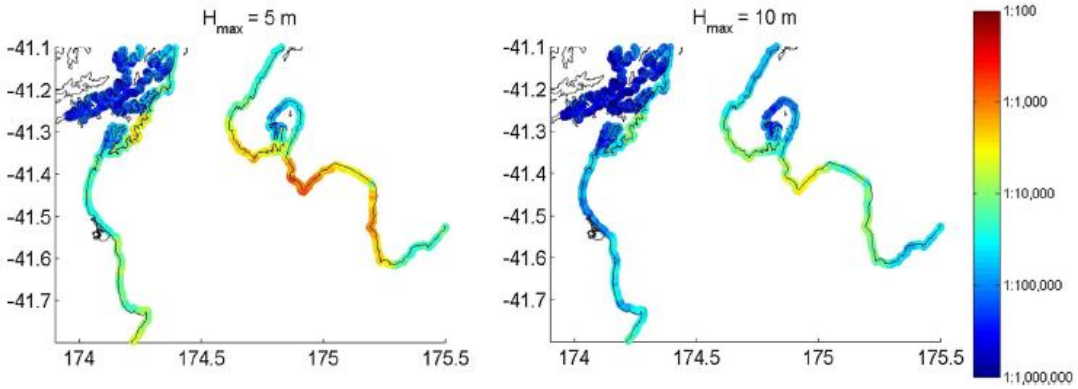
(資料來源：Lane et al. (2016))

圖 5-3　紐西蘭庫克海峽之海嘯情境模擬示意圖



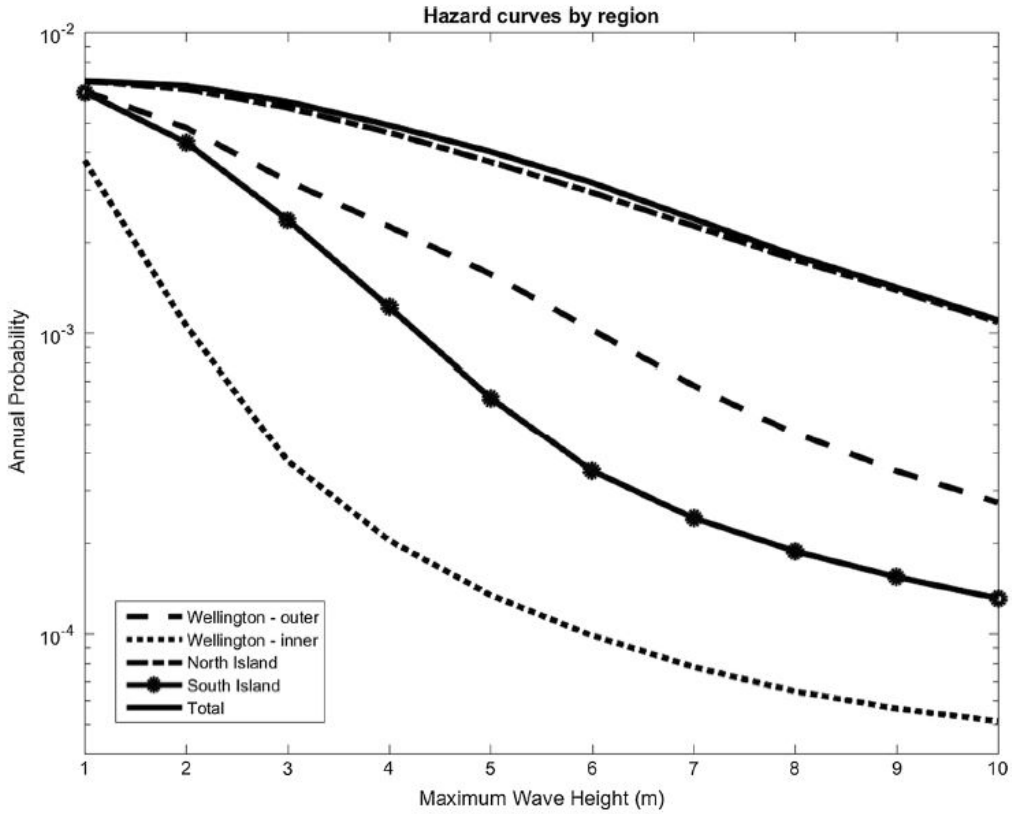
(資料來源：Lane et al. (2016))

圖 5-4　紐西蘭庫克海峽之海嘯情境參數統計



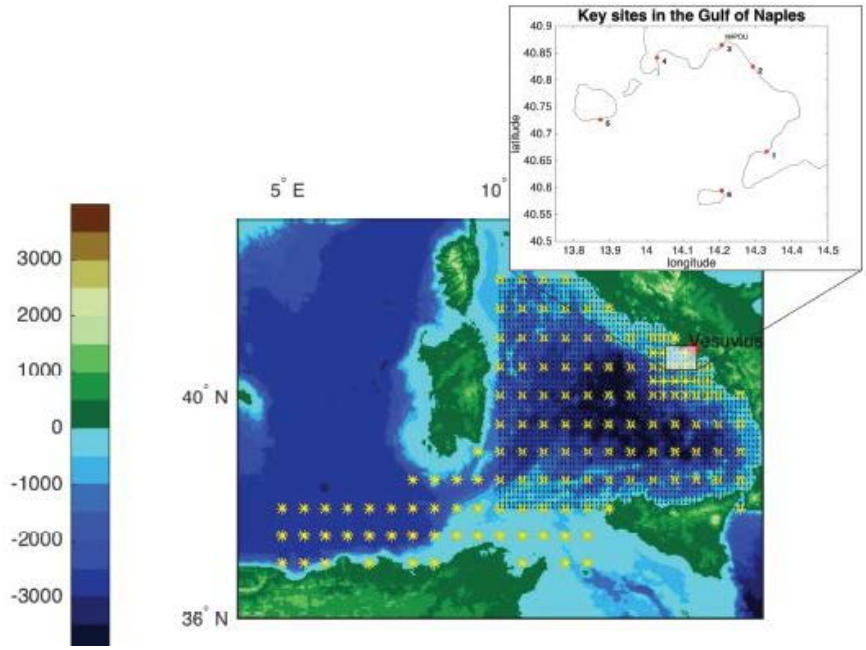
(資料來源：Lane et al. (2016))

圖 5-5　紐西蘭南北島之海岸超越波高與年發生頻率對照圖



(資料來源：Lane et al. (2016))

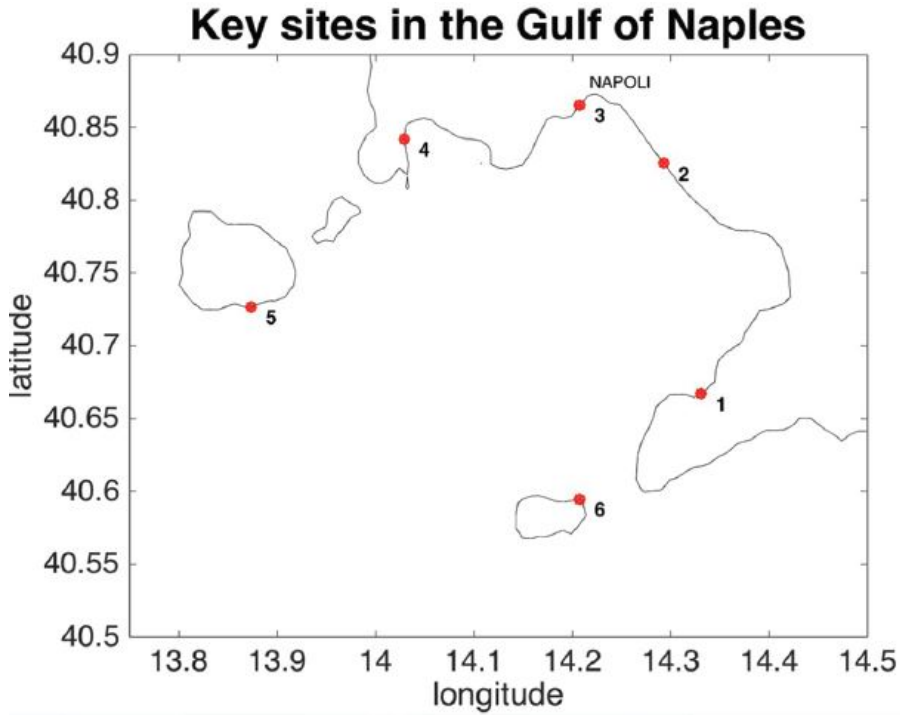
圖 5-6　紐西蘭沿海之各研究區域海底崩塌型海嘯危害度曲線圖



註：海底崩塌網格則採用 $1' \times 1'$。

(資料來源：Grezio et al. (2020))

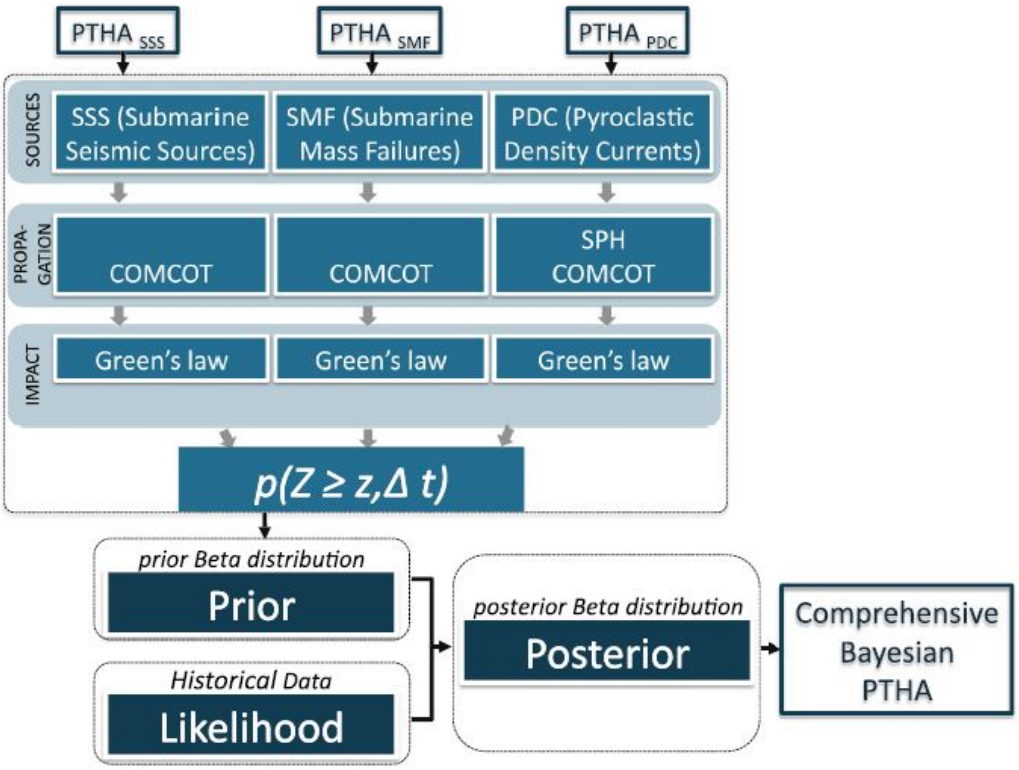
圖 5-7　義大利拿坡里灣研究區域位置示意圖



註：(1) Sorrento, (2) Torre del Greco, (3) Napoli, (4) Baia, (5) Ischia Sud , (6) Capri Nord

(資料來源：Grezio et al. (2020))

圖 5-8　研究之海嘯危害度分析地點



(資料來源：Grezio et al. (2020))

圖 5-9　運用貝氏推論之機率式海嘯危害度分析流程圖

Table 1 Score parameters of the SMFs

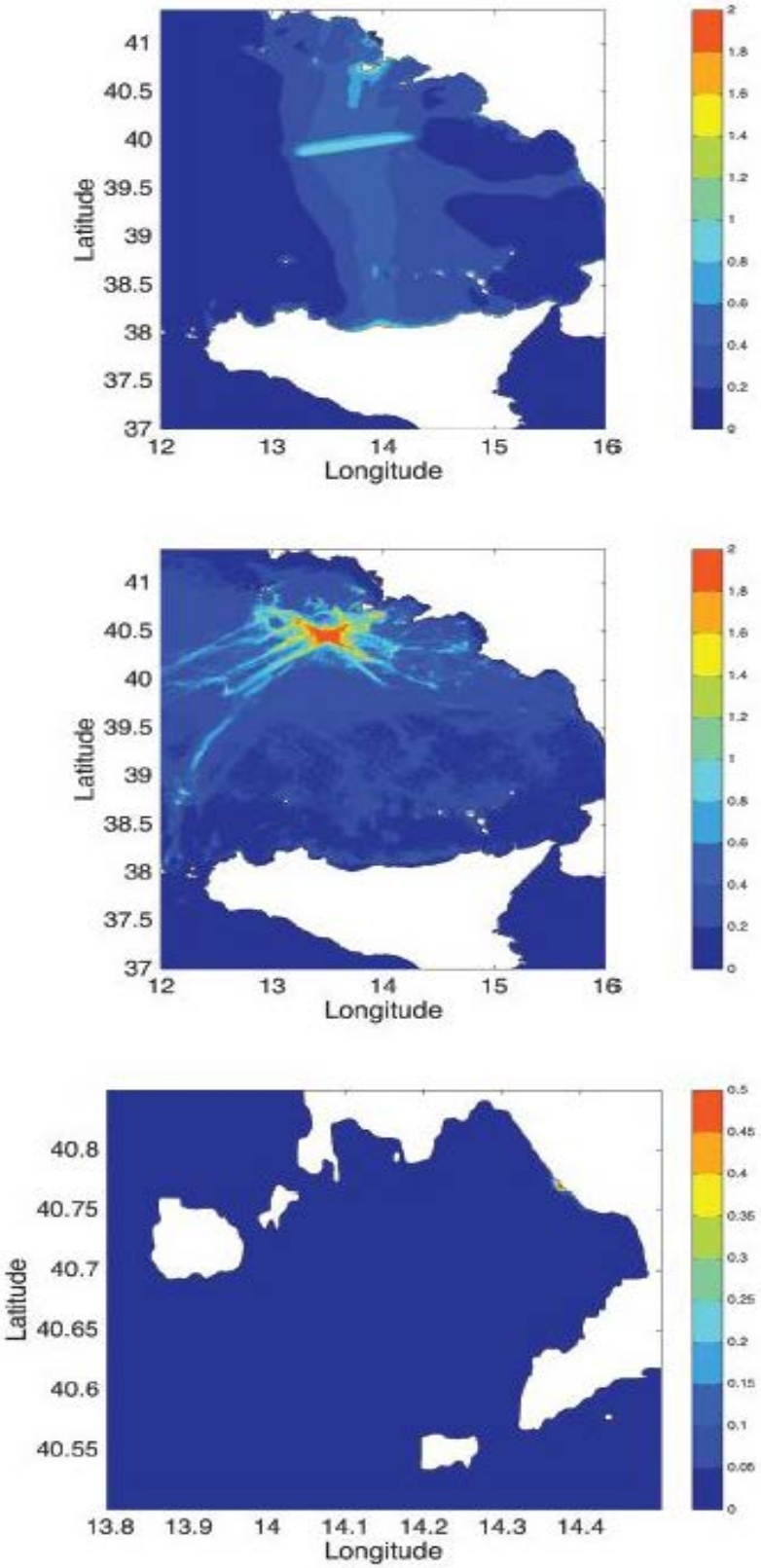
	Score
Slope	
$0° < \varphi' \leq 3°$	1
$3° < \varphi' < 5°$	10
$\varphi' > 5°$	20
Depth centre of mass at 1,000–1,300 m	10
$F_s < 1$	10

through a scheme similar to Selva et al. (2012). In a generic cell, the assigned score is equal to:

- 10 if the mean slope φ' of the cell is gentle (between 3° and 5°).
- 10 if the average depth of the cell is in the range 1,000–1,300 m.
- 20 if the mean slope is sharp (>5°).
- 1 if the sea cell is not included in the previous cases. In this way we do not exclude completely the possibility of a failure in the deep basin and in the coastal zones.
- 10 if the factor of safety F_s is <1 (instability case) computed following Booth et al. (1985).

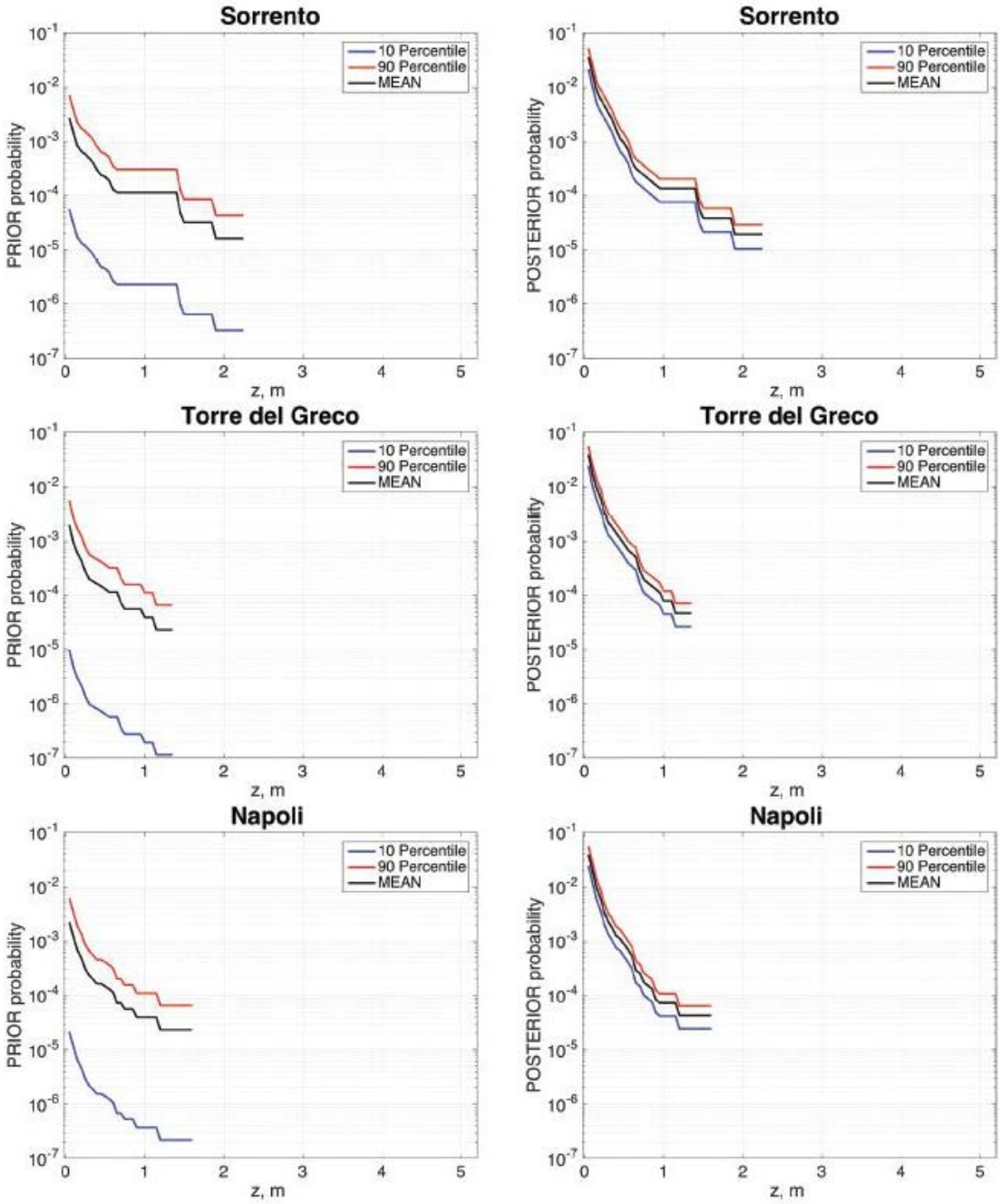
(資料來源：Grezio et al. (2012))

圖 5-10　附加不確定因子於 MFD 之加權評分方式



註：(上) SSS 海底地震源；(中) SMF 海底崩塌；(下) PDC 火山岩漿流
(資料來源：Grezio et al. (2020))

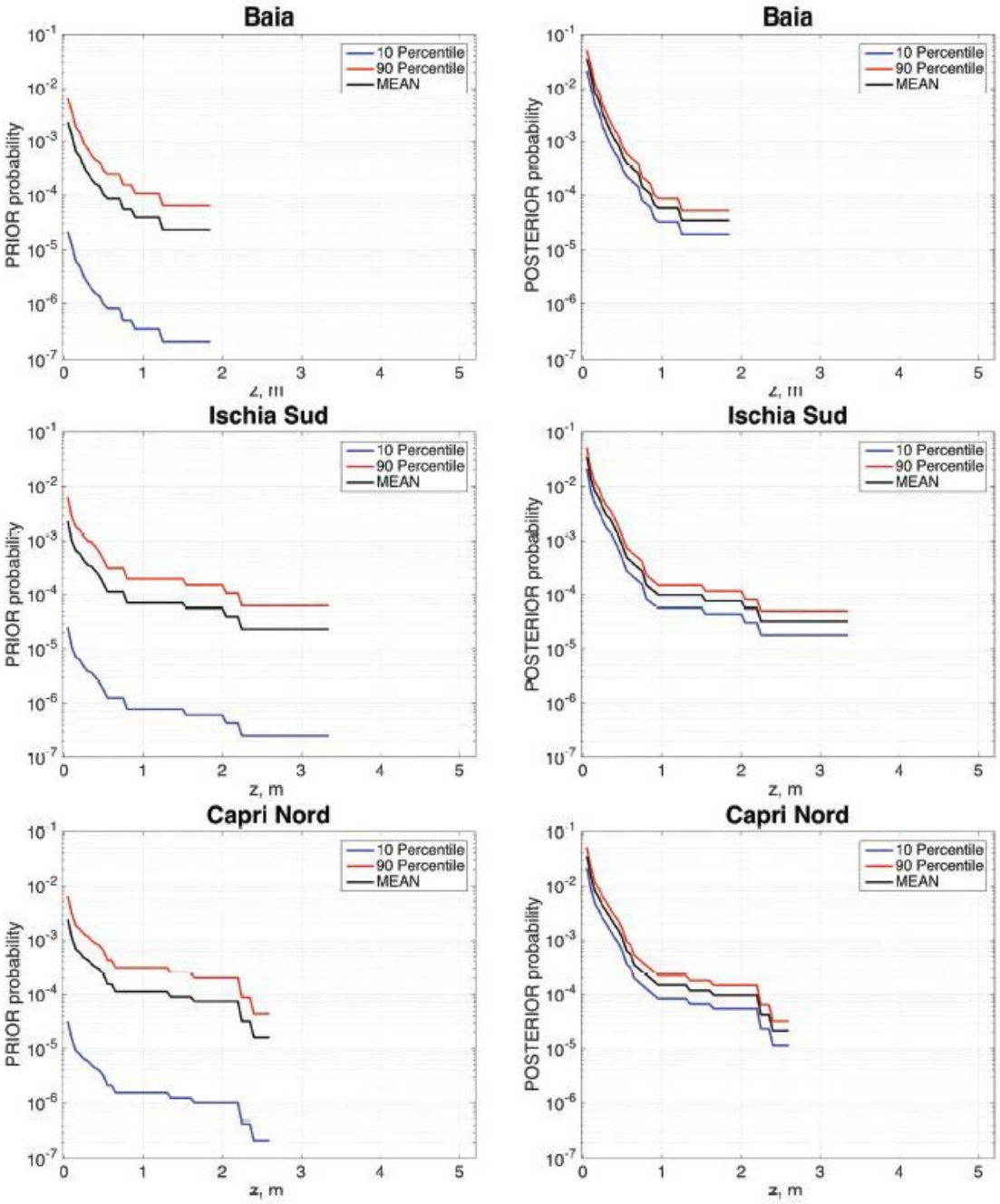
圖 5-11　拿坡里灣之各種發生源之海嘯模擬情形



註：左半邊為先驗機率；右半邊為後驗機率

(資料來源：Grezio et al. (2020))

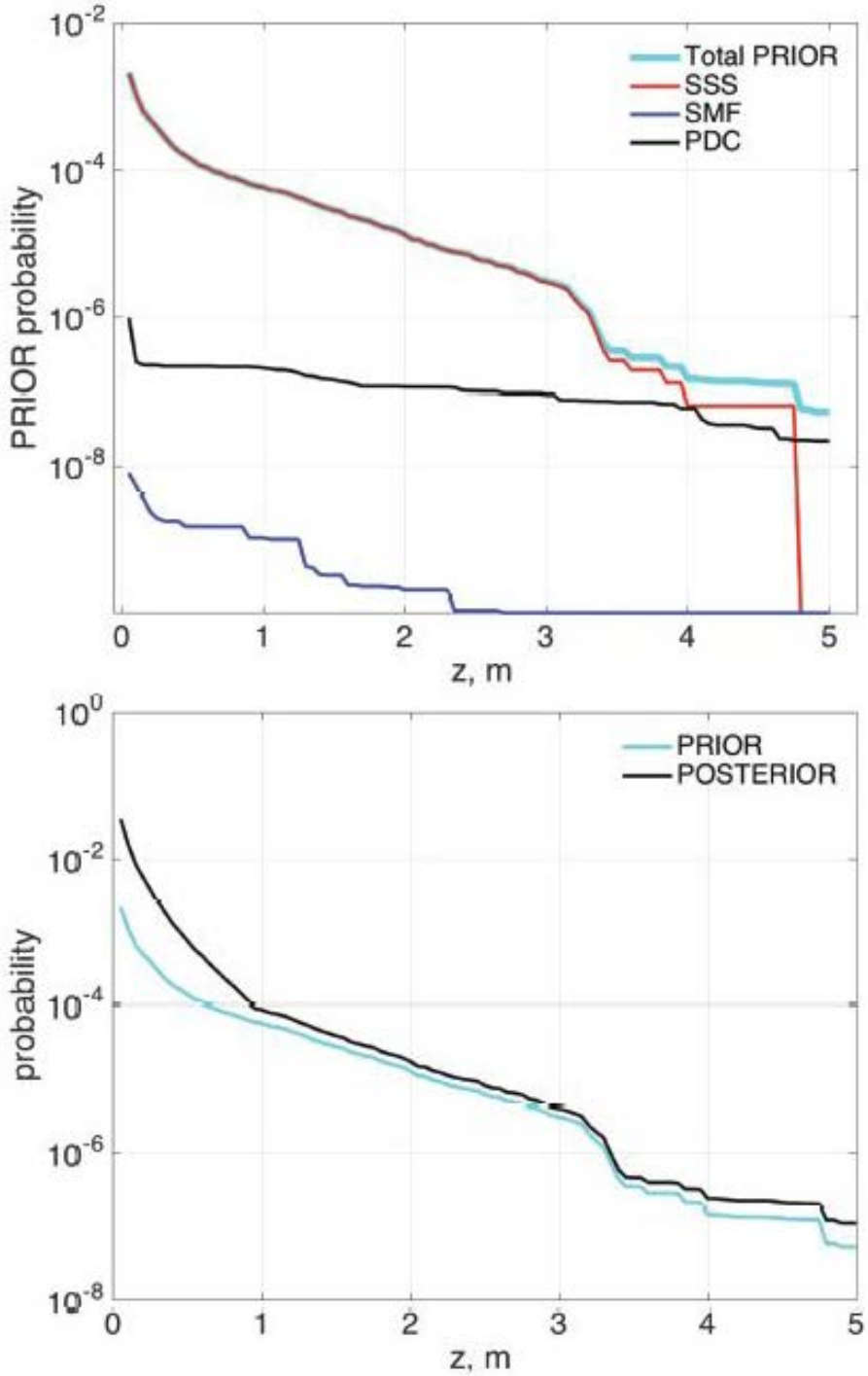
圖 5-12　區域 (1), (2), (3)之多源機率式海嘯危害度曲線



註：左半邊為先驗機率；右半邊為後驗機率

(資料來源：Grezio et al. (2020))

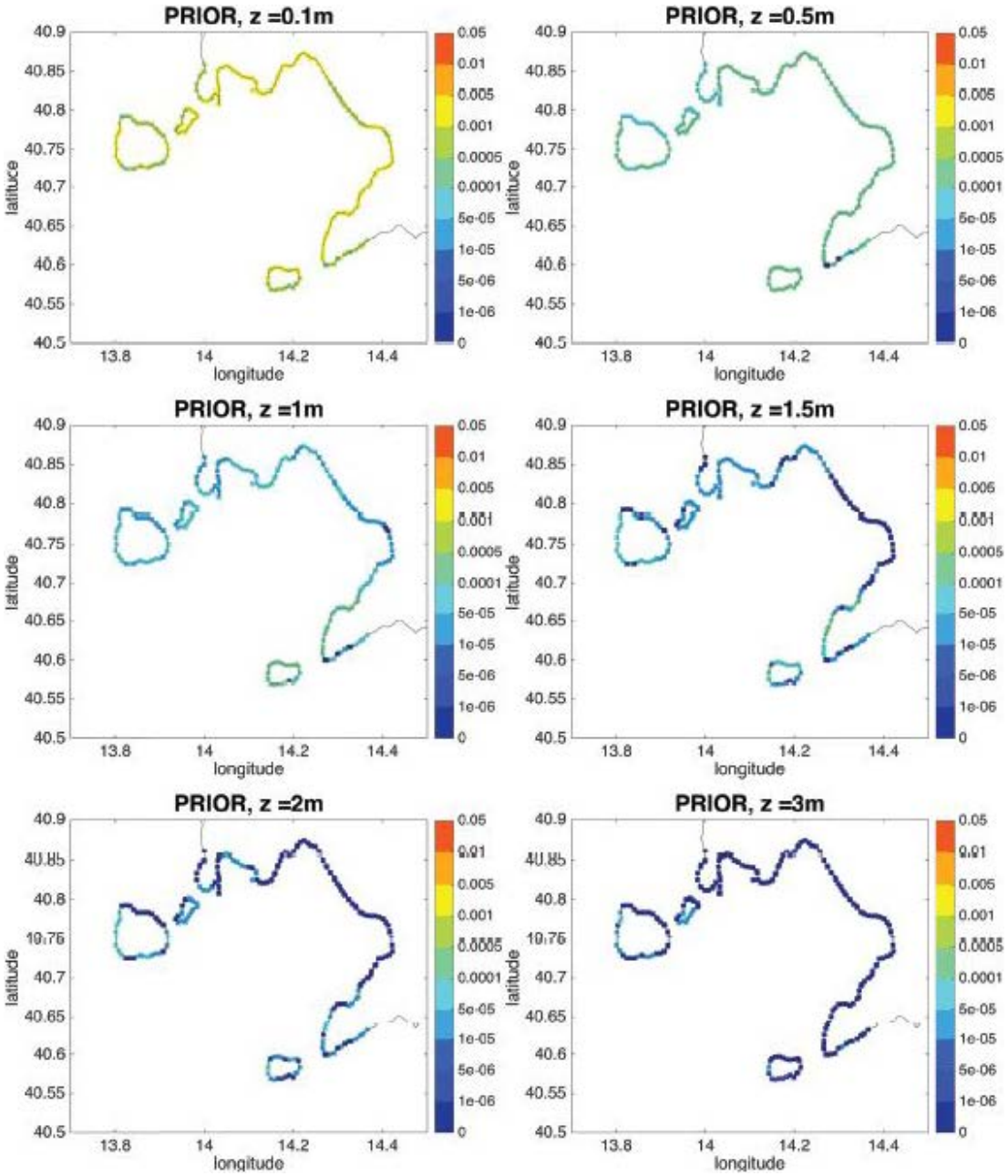
圖 5-13　區域(4), (5), (6)之多源機率式海嘯危害度曲線



註：上圖為不同發生源之比較；下圖為總和之先驗機率及後驗機率比較

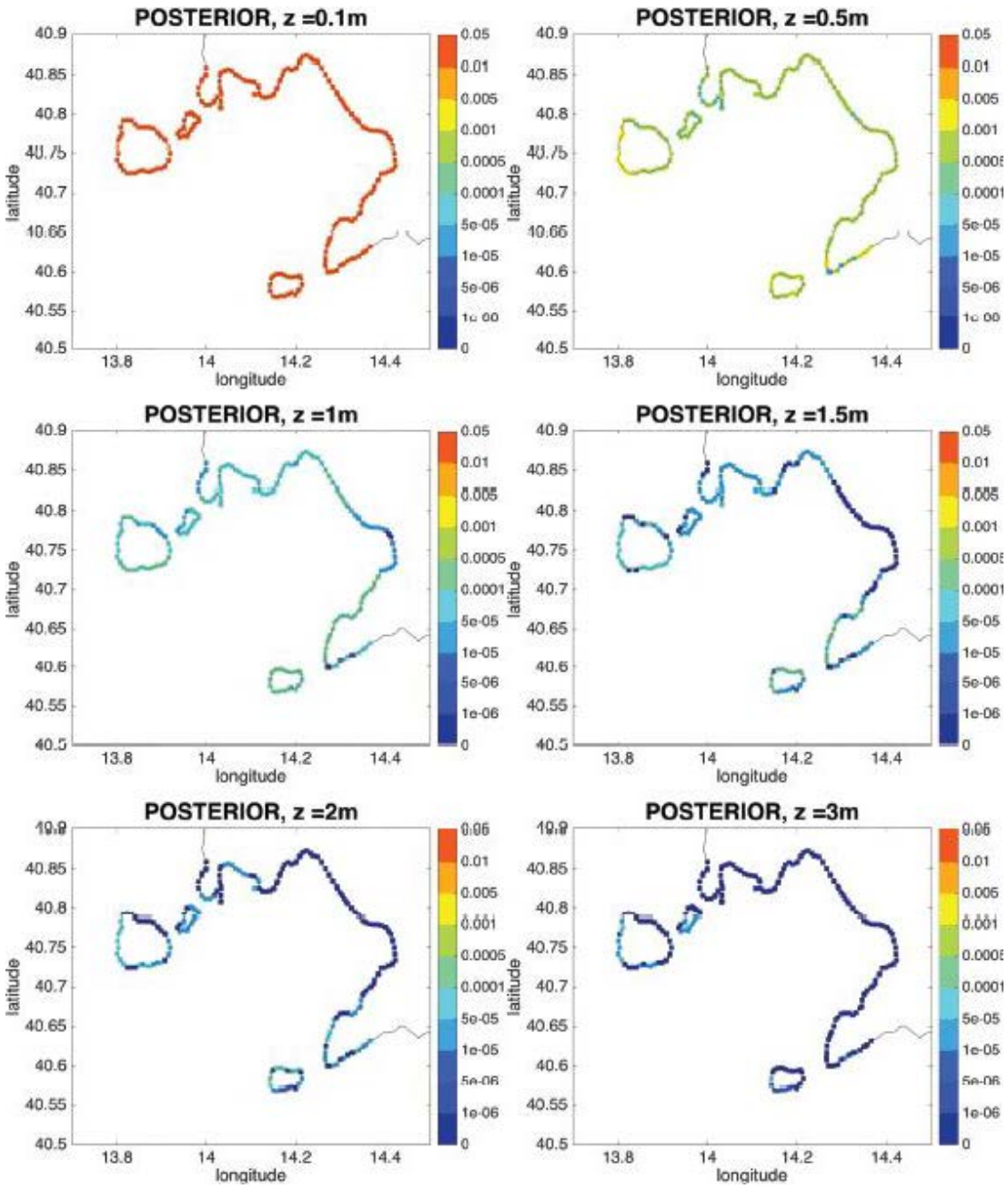
(資料來源：Grezio et al. (2020))

圖 5-14　六個區域之平均海嘯危害度曲線



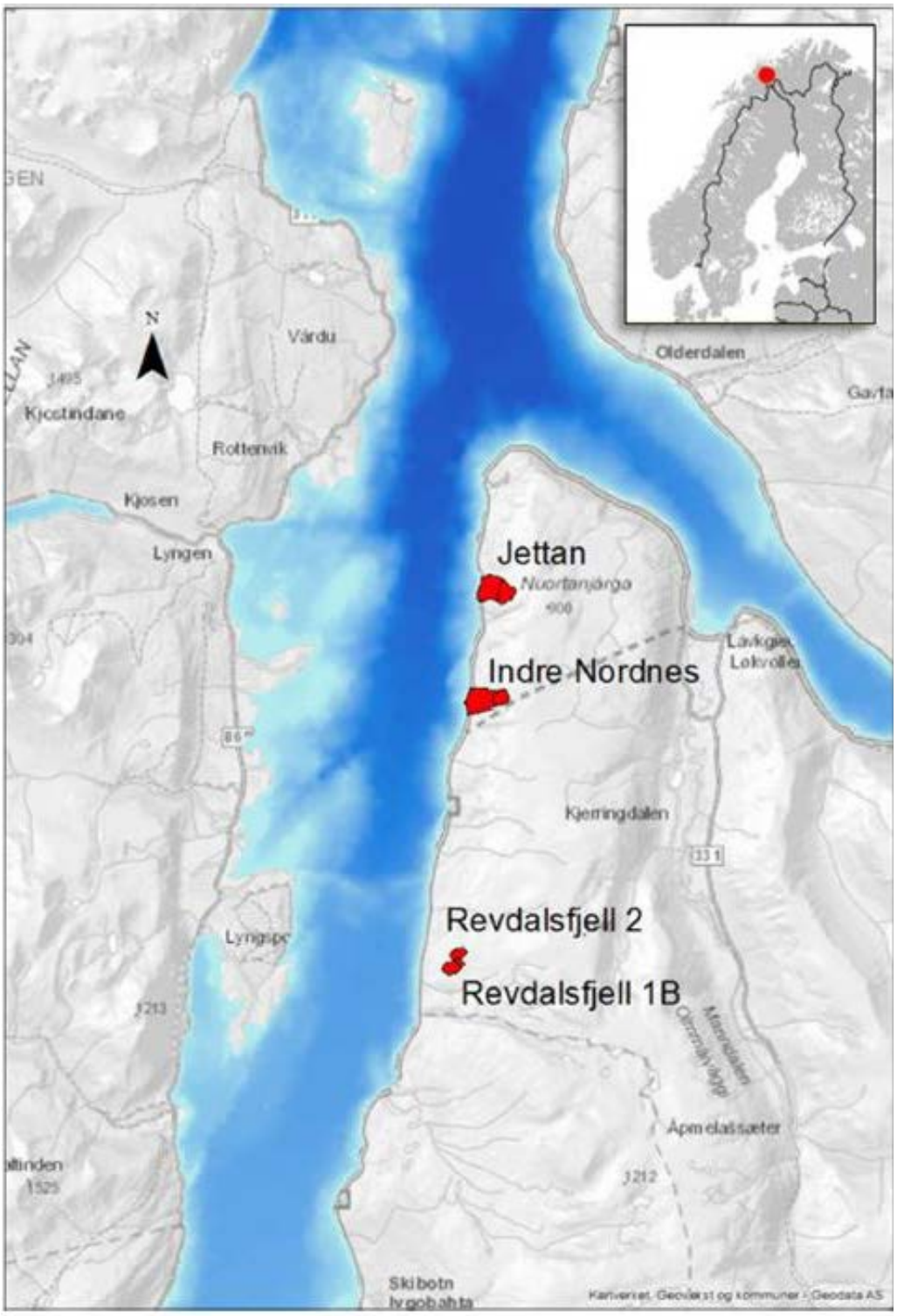
(資料來源：Grezio et al. (2020))

圖 5-15　拿坡里灣沿岸區域固定海嘯溯升高所對應之先驗機率



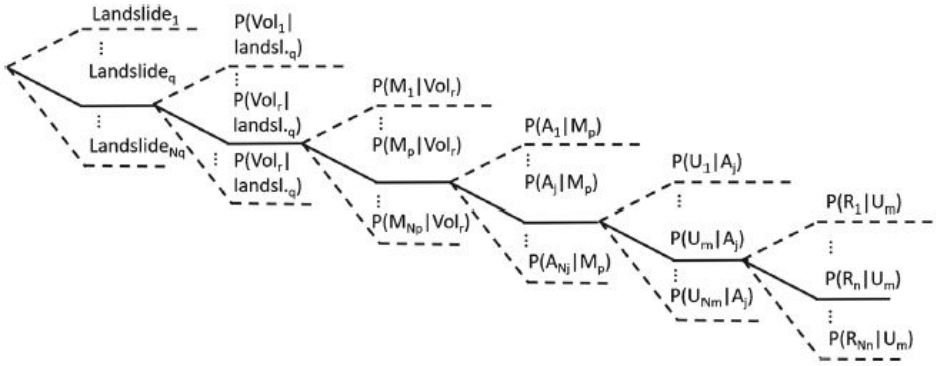
(資料來源：Grezio et al. (2020))

圖 5-16　拿坡里灣沿岸區域固定海嘯溯升高所對應之後驗機率



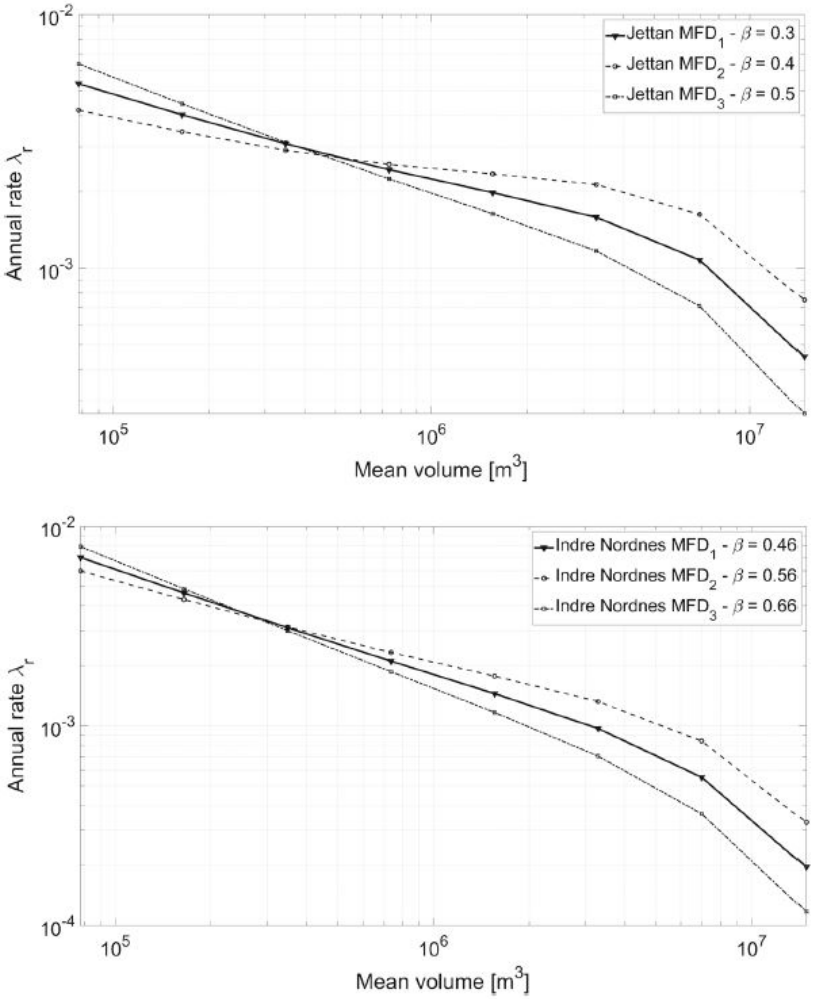
(資料來源：Løvholt et al. (2020))

圖 5-17　挪威北部之崩塌源研究區域位置示意圖



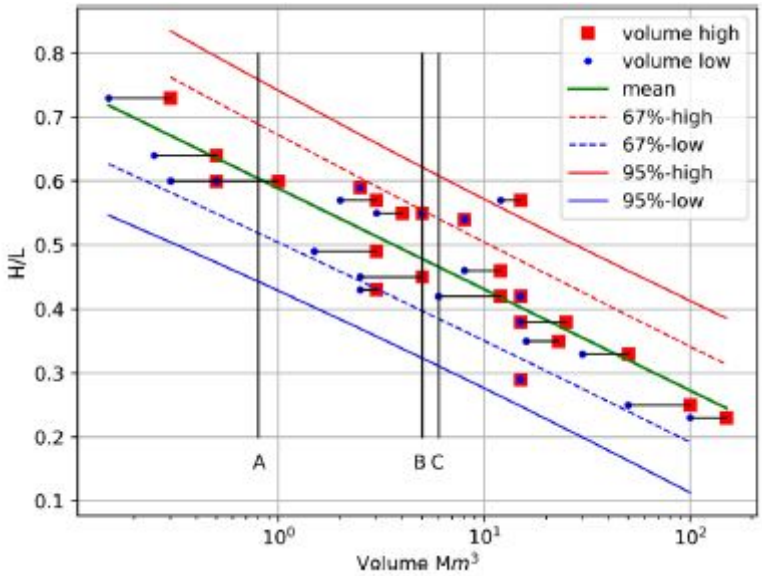
(資料來源：Løvholt et al. (2020))

圖 5-18　該研究運用之機率模型邏輯樹



(資料來源：Løvholt et al. (2020))

圖 5-19　該研究於 Jettan 及 Indre Nordnes 二崩塌處，以三種不同尖銳度 β 下 tapered Pareto distribution 所建立之 MFD 比較圖



(資料來源：Løvholt et al. (2020))

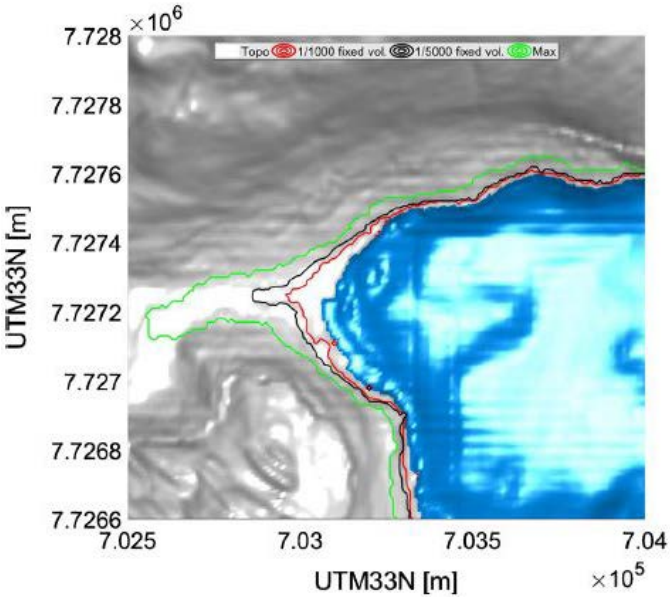
圖 5-20　參考 Romstad et al. (2009)資料所回歸出之

體積與流動距離關係

Param	Submarine runout R (m)	P_R	Param	Frontal area A (m^2)	P_A	Param	Impact velocity U (m/s)	P_U
				Jettan				
R_1	1946	0.07	A_1	22500	0.05	U_1	30	0.3
R_2	1404	0.24	A_2	15000	0.2	U_2	55	0.55
R_3	945	0.38	A_3	12000	0.35	U_3	80	0.15
R_4	694	0.24	A_4	9000	0.25			
R_5	500	0.07	A_5	6000	0.15			
				Indre Nordnes				
R_1	1718	0.07	A_1	27000	0.05	U_1	30	0.3
R_2	1189	0.24	A_2	18000	0.2	U_2	43	0.55
R_3	740	0.38	A_3	14400	0.35	U_3	70	0.15
R_4	494	0.24	A_4	10800	0.25			
R_5	305	0.07	A_5	7200	0.15			
				Revdalsfjell 1B				
R_1	575	0.07	A_1	3000	0.05	U_1	30	0.3
R_2	125	0.24	A_2	2000	0.2	U_2	38	0.55
R_3	0*	0.38	A_3	1600	0.35	U_3	60	0.15
R_4	0*	0.24	A_4	1200	0.25			
R_5	0*	0.07	A_5	800	0.15			
				Revdalsfjell 2				
R_1	1357	0.07	A_1	10500	0.05	U_1	30	0.3
R_2	899	0.24	A_2	7000	0.2	U_2	38	0.55
R_3	506	0.38	A_3	5600	0.35	U_3	60	0.15
R_4	86	0.24	A_4	4200	0.25			
R_5	0*	0.07	A_5	2800	0.15			

(資料來源：Løvholt et al. (2020))

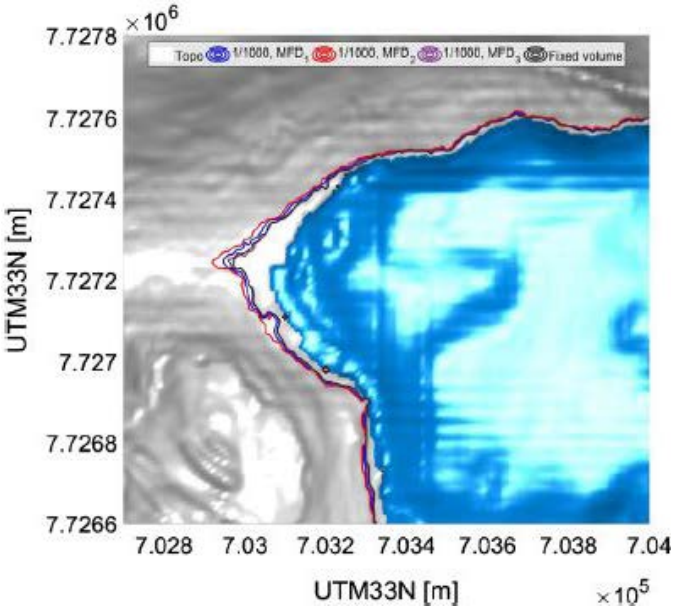
圖 5-21　該研究各參數之機率設定及其對應之大小



註：紅線代表 1/1000 年，黑線代表 1/5000 年，綠線代表最大值。

(資料來源：Løvholt et al. (2020))

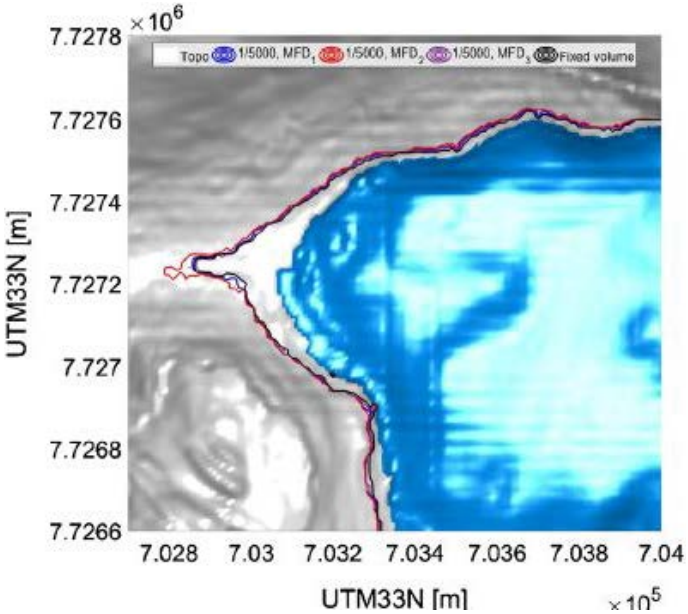
圖 5-22　於 Lyngseidt 處，以固定體積之經驗法 MFD，超越機率分別為 1/1000 年、1/5000 年及最大固定體積時之溢淹範圍結果



註：藍線為 MFD1；紅線為 MFD2；紫線為 MFD3；黑線為固定體積經驗法之 MFD。

(資料來源：Løvholt et al. (2020))

圖 5-23　於 Lyngseidt 處，以三種不同尖銳度 β 之 tapered Pareto distribution 所建立之 MFD，超越機率 1/1000 年時之溢淹範圍結果



註：藍線為 MFD1；紅線為 MFD2；紫線為 MFD3；黑線為固定體積經驗法之 MFD。

(資料來源：Løvholt et al. (2020))

圖 5-24　於 Lyngseidt 處，以三種不同尖銳度 β 之 tapered Pareto distribution 所建立之 MFD，超越機率 1/5000 年時之溢淹範圍

六、LPTHA 示範操作

本研究評估各方法之操作難易度以及考量現階段之研究目標後，將限縮示範操作，並僅套用上述案例研究中方法一之 MFD，作為台灣南端海域海底山崩潛勢區域之機率模型。其中本研究以 Li et al. (2015)之資料做為情境條件，分析之地點如圖 6-1 所示，研究方法則同上述章節，分為三步驟：

(一)LPTHA 海底崩塌機率設定

1. 機率模型形式(以 MFD 作為主導)

本研究將直接套用紐西蘭庫克海峽北端之 MFD 作為整體之機率模型，該研究是以經驗式形式取代一般常用於表現自然災害發生機率之 Poisson distribution，蓋現今尚乏台灣南端沿海底床詳細之物性資料研究，倘先採用經驗式進行分析，可縮減示範用之機率模型中受地形、地質及土壤分層等因素影響而需納入考量之變量數目。為此，本研究採用此 MFD 作為海底崩移事件之機率模型，如式 6-1 所示。其中，該式將藉由第二步驟求出之體積-波高關係式，連結特定波高與其發生機率之相關性，並成為危害度曲線之繪製基礎。

$$P(\eta(x,y) > H) = \frac{3.28 \cdot [(\frac{\eta}{10^{b(x,y)}})^{\frac{1}{m(x,y)}}]^{-1.53}}{15000} \qquad (6\text{-}1)$$

另值得提出者，乃崩移體積最大重現期距之取值，其假設將會直接影響特定體積之發生機率，故在地質調查階段必

須確立符合台灣附近海底地層之崩移最大重現期距。目前雖是直接套用紐西蘭庫克海峽之 MFD，取 15000 年作為最大重現期距，惟本研究亦有初步調查台灣附近海域之海陸變遷過程，如圖 6-2 所示，其中冰期之海冰約在 20000 至 10000 年前消散，使台灣海峽逐漸形成，故即使對於台灣而言，在最大重現期距之取值上 15000 年應屬合理。

2. 機率模型之不確定因子控制

若直接套用上述經驗式，即得限縮模型中之各項不確定因子，使該機率模型由體積作為唯一變因。接著，為控制發生源之崩移體積變化對於海嘯波高之影響，本研究模擬數組不同之海嘯波傳情境，分析並建立一迴歸式，以規範體積與海嘯波高之關係。參考 Li et al. (2015) 針對三處台灣南端沿海海底山崩潛勢區之研究，並配合 USNRC 所提出之海底崩塌不確定因子假設方法，取出各處可能發生之崩塌體積平均值，以各平均值之 25%作為該處崩移體積之標準差，建立常態分佈，並於每個潛勢區擷取 9 個體積，總共 27 組作為第二部分之數值模擬情境，其體積之分布及取值可由圖 6-3 至圖 6-5 所示。

(二)LPTHA 海嘯波傳模式設定

1. 海嘯波傳模式

本研究之海嘯數值模式，採用美國 Delaware 大學 Kirby et al. (1998)所開發之波浪模式軟體，FUNWAVE-TVD (Fully

Nonlinear Boussinesq Wave Model – Total Variation Diminishing)。其為二維水深積分之完全非線性 Boussinesq 波浪模式，可執行平行計算以及巢狀網格計算，其中巢狀網格形式如圖 6-6 所示。該模式相較於一般淺水波模式，能夠更好的描述海底崩塌引致之海嘯，其亦為美國核電廠 (DCPP 和 Millstone) 進行水災再評估時採用之海嘯數值模式。透過使用該模式模擬三處潛在區之海底崩塌情境，海嘯波傳之單一情境模擬成果，如圖 6-7、圖 6-8 及圖 6-9 所示。

惟形成海嘯波傳前，需先啟動海底山崩方能製造海嘯波，本研究於海底崩塌之數值模型部分，亦參考 Watts et al. (2003)，假設崩移物為橢球剛體，並滿足海底崩體之運動模式，其假設方式如圖 6-10 及表 6-1 所示。數值模擬之流程，乃將前述假設情境下之特定體積土體代入此運動模型中，引起數值海嘯波並代入前斷之海嘯數值模式計算，即可算得各特定情境下之台灣南端沿海各區海嘯波高，本研究之模擬結果如圖 6-11 所示，示意圖將展示第三潛勢區發生崩移之 9 組計算成果。

2. 體積與波高之關係式

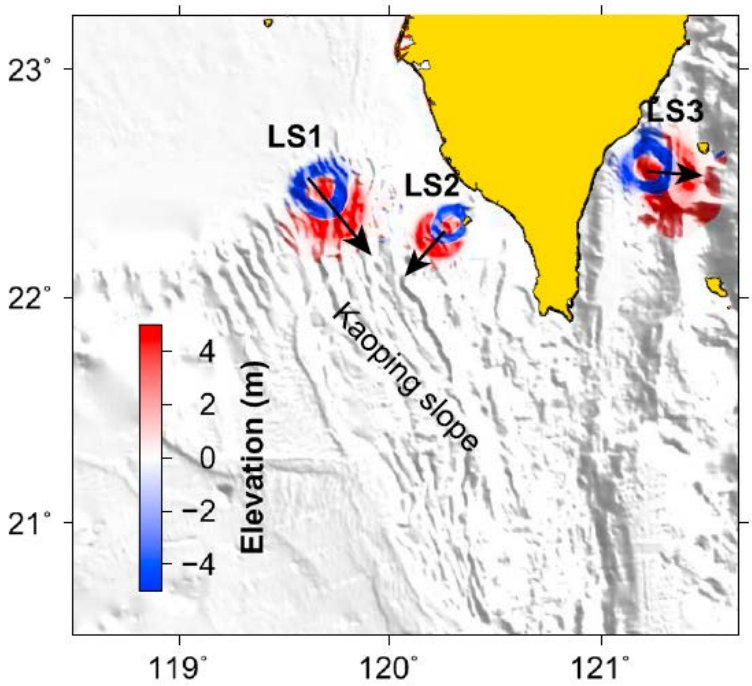
通過執行上述方法，可得到 27 組崩塌體積與台灣南端沿岸海嘯波高之關係，而為將其影響關係可視化及數值化，本研究依循方法一之體積-波高關係式，亦即式 6-2，利用曲線擬合法 (Curve-fitting) ，給定崩移體積以及海嘯波高後，以迴歸之方式尋找出目標關係式中，隨崩塌發生地座標以及

海嘯觸及地座標變化之係數，以完整建立此關係式，提供機率模型之轉換方法。

$$V(x,y,\eta)=(\frac{\eta}{10^{b(x,y)}})^{\frac{1}{m(x,y)}} \qquad (6\text{-}2)$$

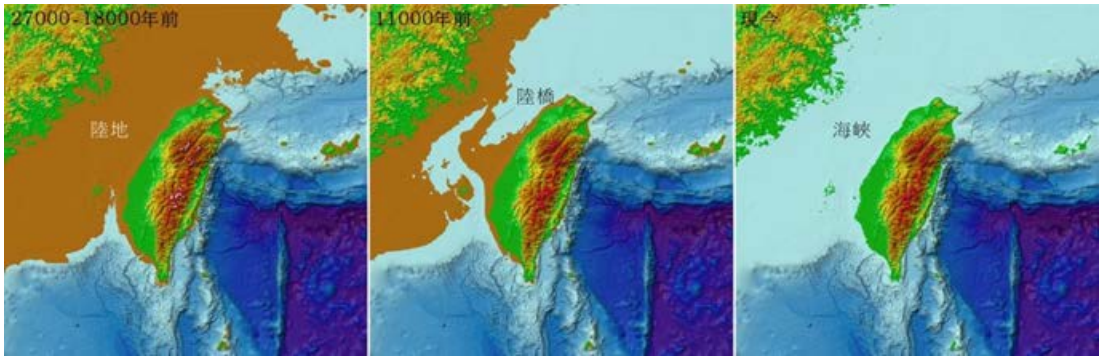
(三)LPTHA 分析成果

得出 MFD 以及體積-波高關係式後，最後僅須結合二式，便可建立出 LPTHA 分析所需之結果，也就是特定區域之特定海嘯波高發生機率模型。本研究透過上述方法建立該機率模型後，將以該機率模型作為核三廠海嘯機率模型之操作示範，其成果如圖 6-12 所示。圖 6-12 乃是核三廠如取最大重現期距為 5000 年、10000 年以及 15000 年之危害度曲線圖，由不同重現期距的結果可看出，若取較小之最大重現期距，其發生同樣規模海嘯波高之機率，顯著大於重現期距更大者，此結果亦即是反應出使用適當 MFD 之重要性。另本研究之 LPTHA 分析亦可擴展至台灣南端沿海整體，其成果如圖 6-13 至圖 6-15 所示，示意圖將展示各潛勢區如發生重現期為 72 年、475 年、975 年及 2000 年之體積崩移時，傳播至台灣南端沿海區域之海嘯波高。



(資料來源：Li et al. (2015))

圖 6-1　台灣南端海域之海底山崩潛勢區位置示意圖



(資料來源：https://www.natgeomedia.com/environment/article/content-6326.html)

圖 6-2　台灣冰河期之海陸變遷歷史示意圖

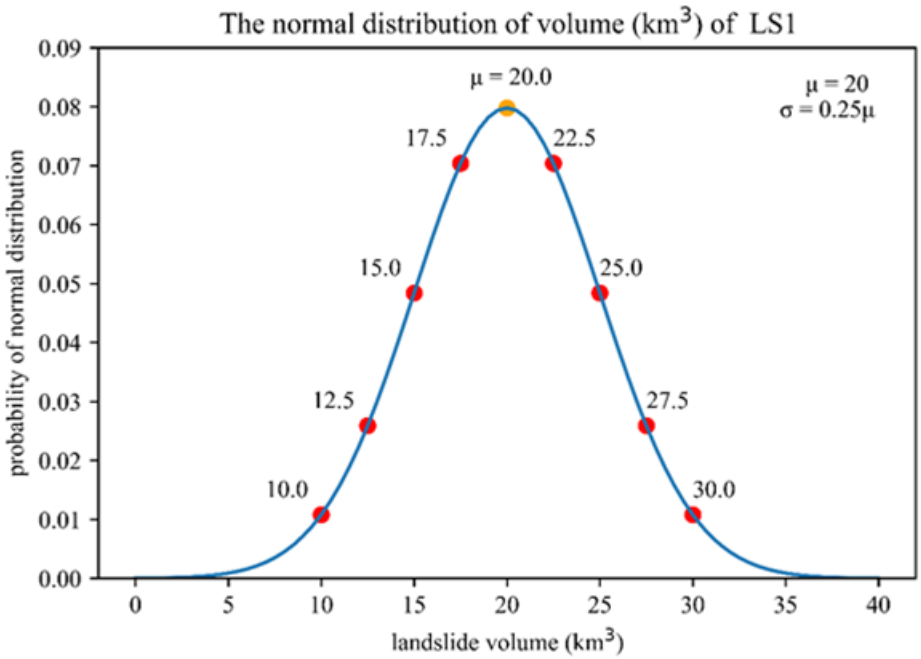


圖 6-3　LS1 潛勢區之模擬情境取值

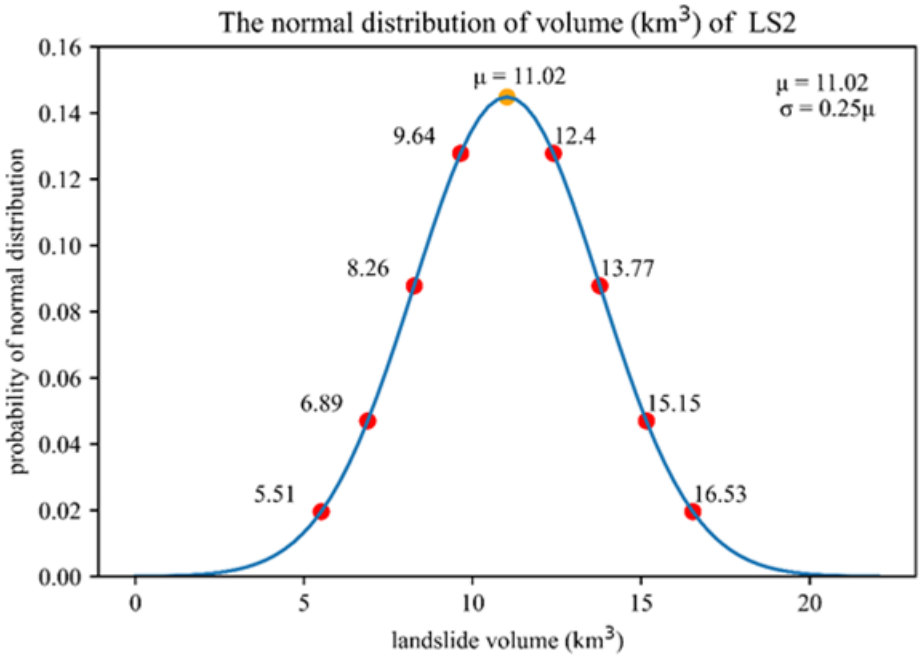


圖 6-4　LS2 潛勢區之模擬情境取值

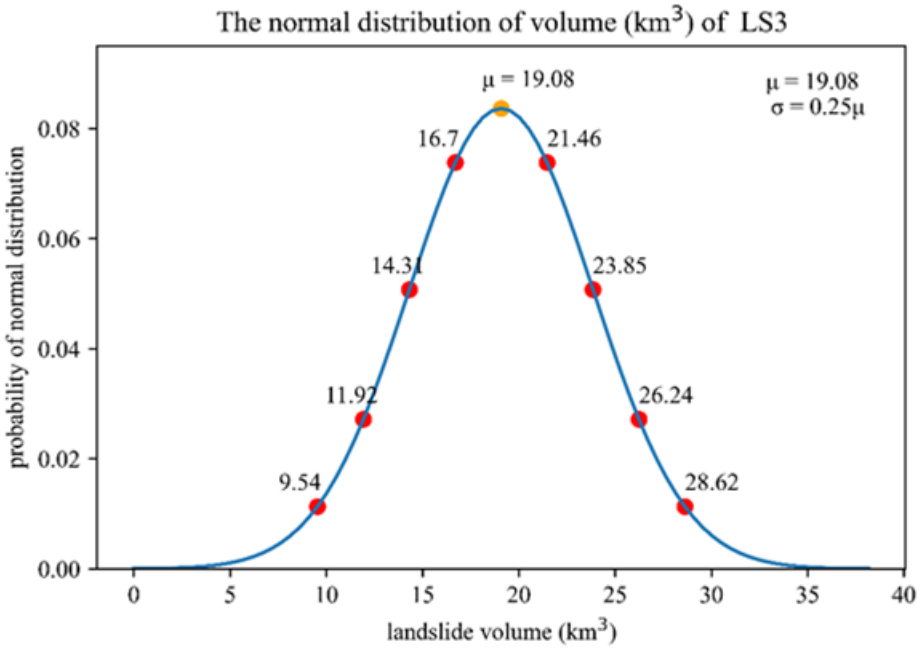


圖 6-5　LS3 潛勢區之模擬情境取值

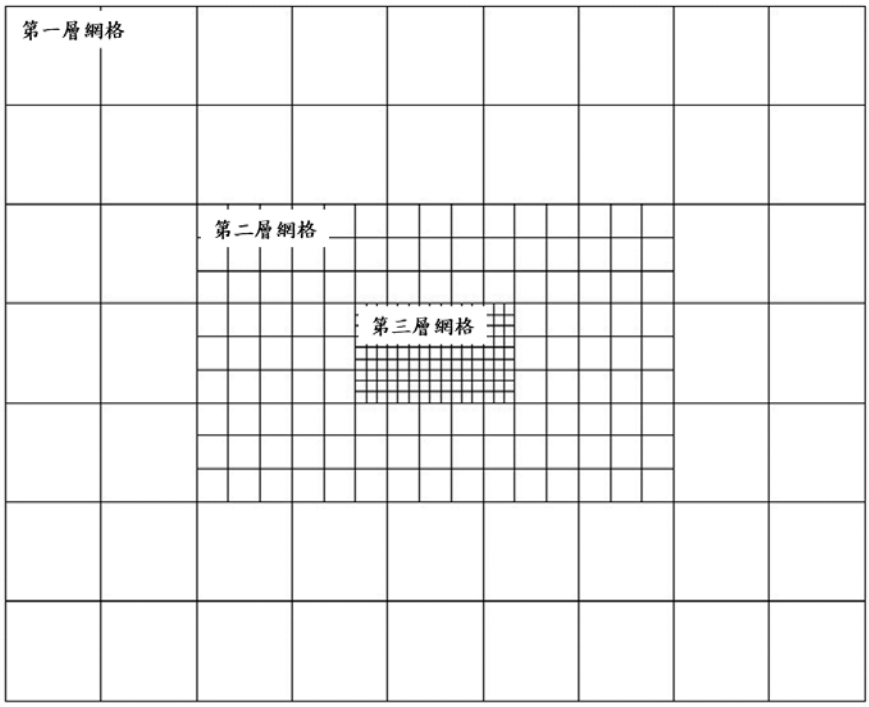


圖 6-6　巢狀網格示意圖

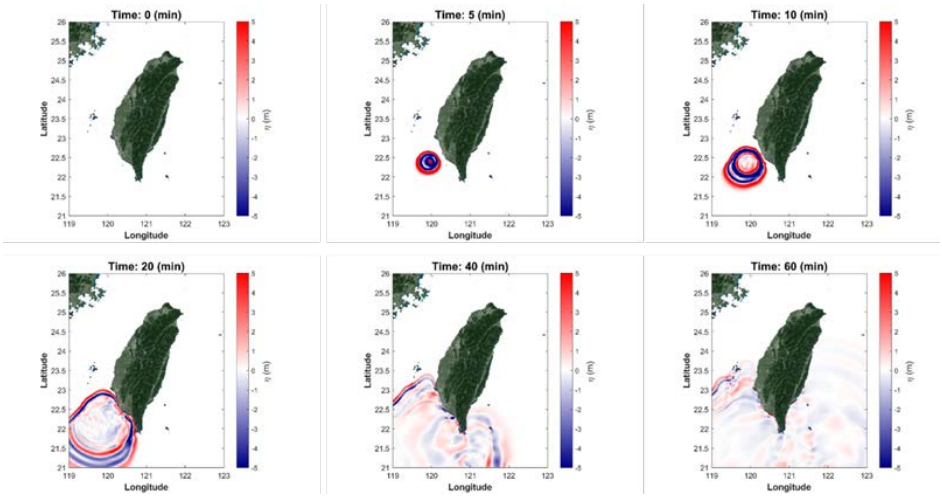


圖 6-7　LS1 潛勢區之單一情境海嘯模擬成果

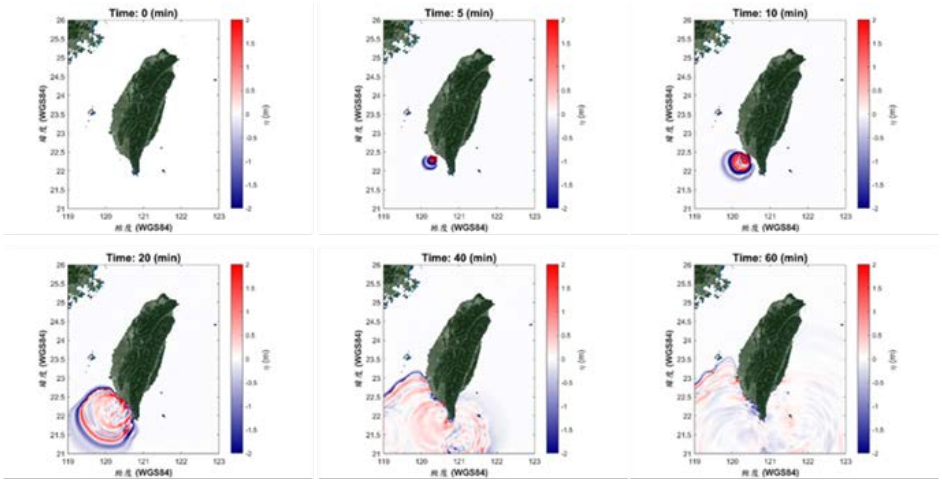


圖 6-8　LS2 潛勢區之單一情境海嘯模擬成果

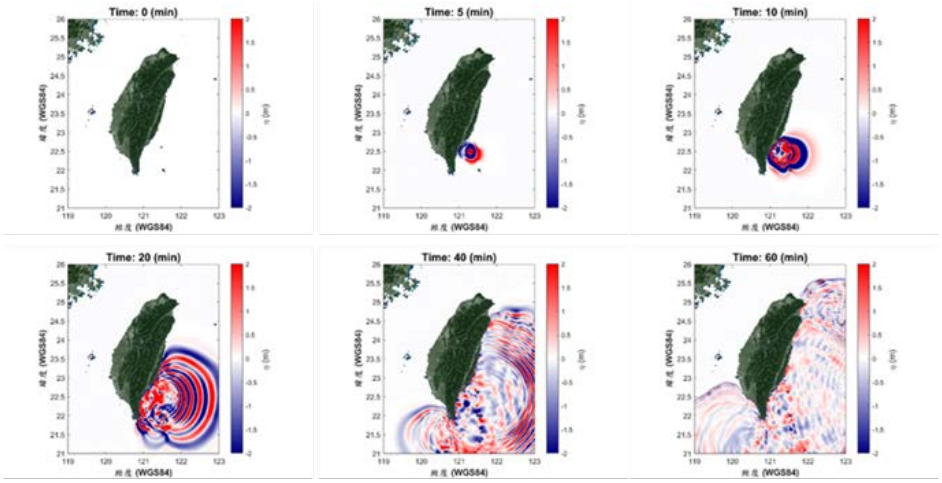


圖 6-9　LS3 潛勢區之單一情境海嘯模擬成果

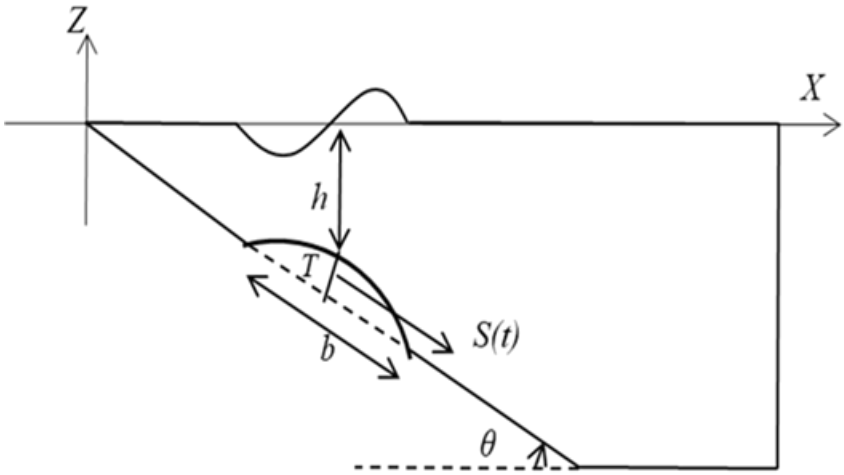


圖 6-10　崩移物體運動模擬之假設示意圖

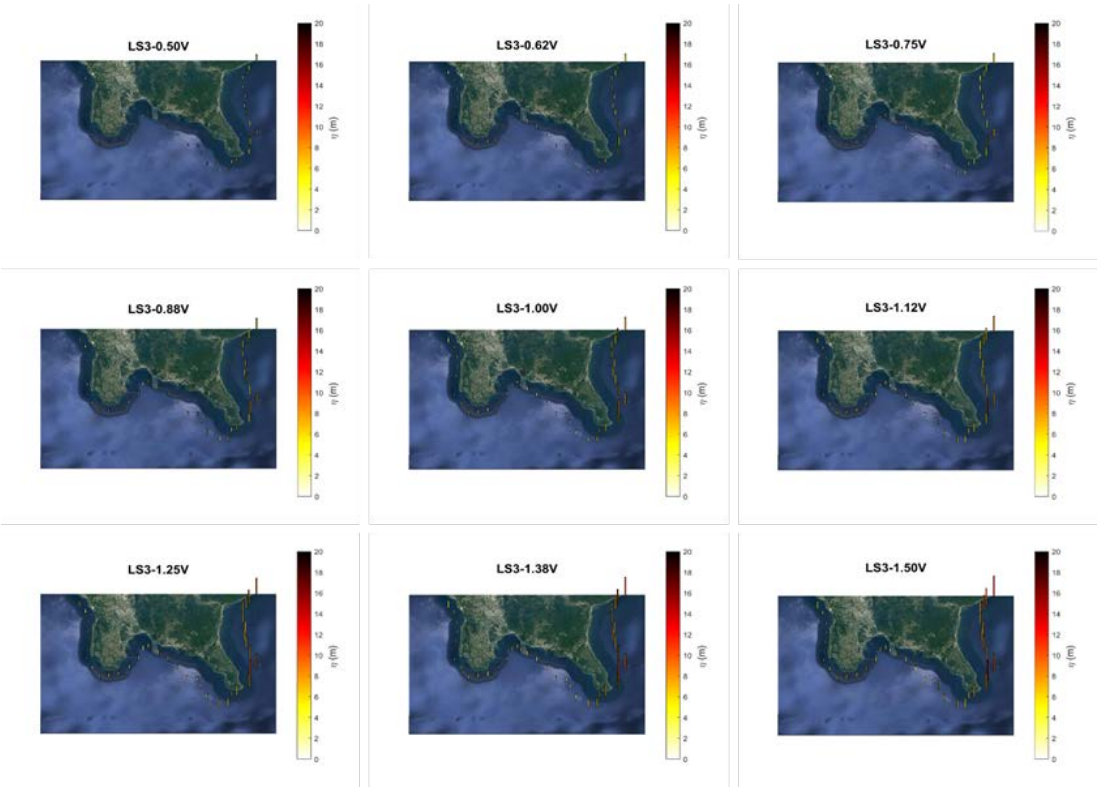
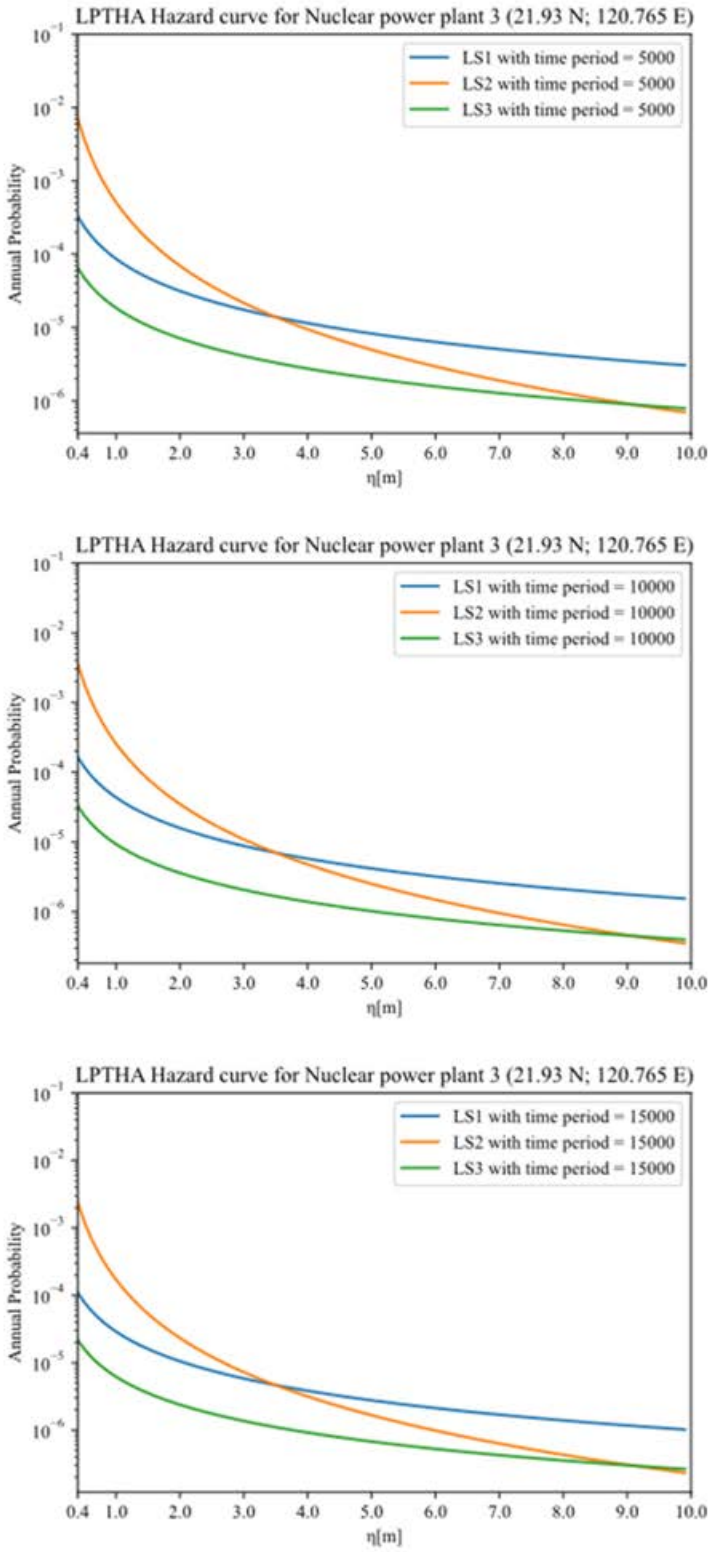


圖 6-11　海嘯模擬情境下之台灣南端沿海海嘯波高分布成果圖

(以 LS3 潛勢區為例)



註：上圖為取最大期距 5000 年之成果，中圖為 10000 年，下圖為 15000 年

圖 6-12　核三廠之危害度曲線成果圖

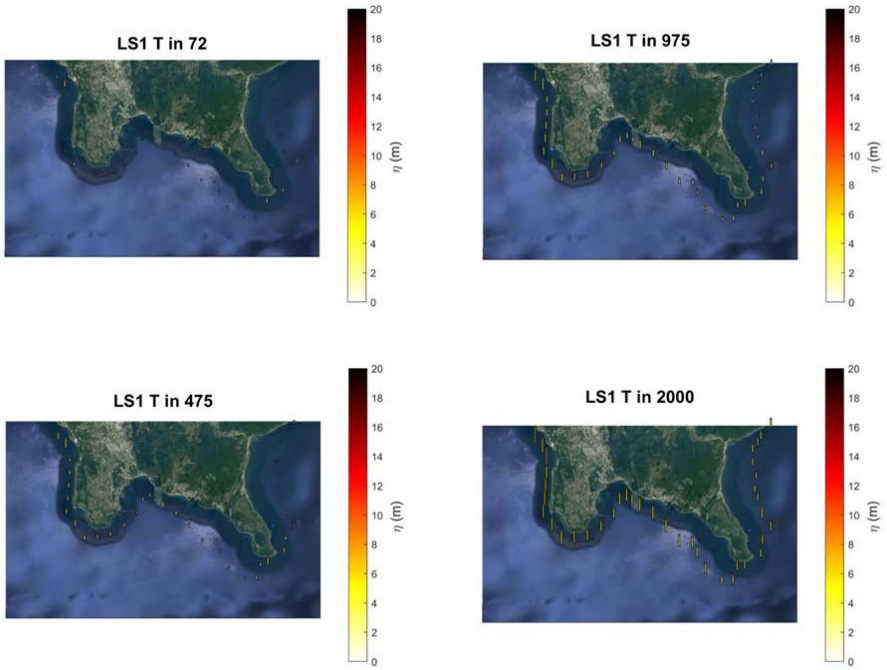


圖 6-13　LS1 潛勢區發生重現期 72、475、975 及 2000 年崩塌時，台灣南端沿海區域之波高分布圖

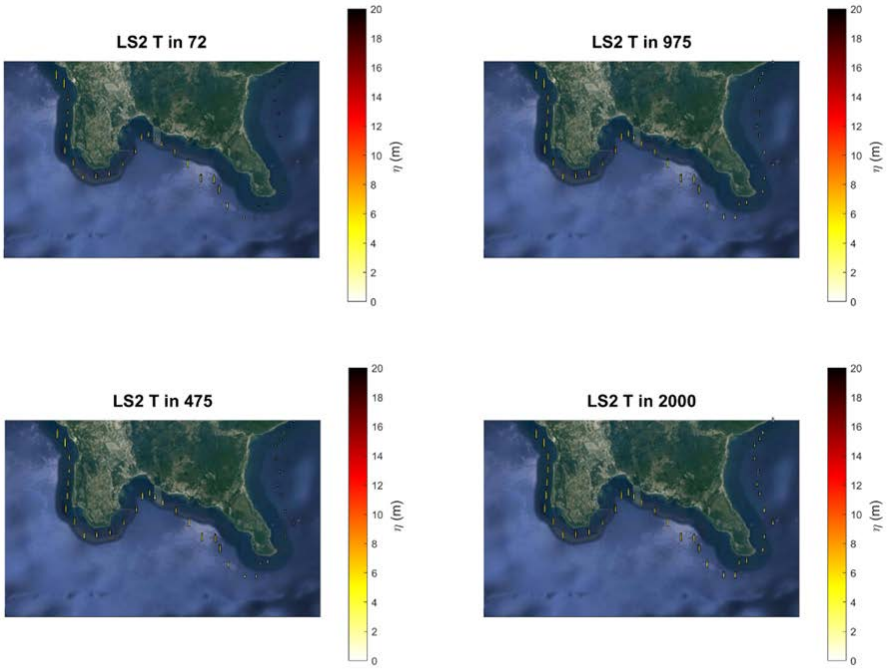


圖 6-14　LS2 潛勢區發生重現期 72、475、975 及 2000 年崩塌時，台灣南端沿海區域之波高分布圖

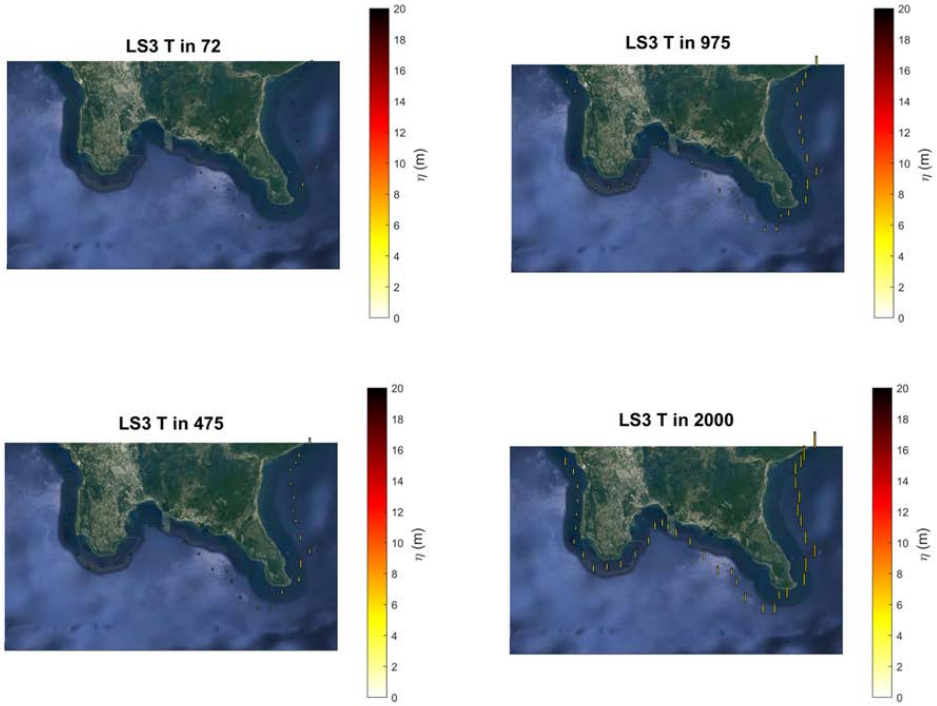


圖 6-15　LS3 潛勢區發生重現期 72、475、975 及 2000 年崩塌時，台灣南端沿海區域之波高分布圖

表 6-1　海嘯情境模擬使用之參數

形狀	$z = T\sqrt{1 - \frac{x^2}{b^2} - \frac{y^2}{w^2}}$
移動	$S(t) = s_0 \ln\left[\cosh\left(\frac{t}{t_0}\right)\right]$
特徵距離	$s_0 \equiv \frac{u_t^2}{a_0},\ t \equiv \frac{u_t}{a_0}$
初始加速度	$a_0 \cong 0.30 g \sin\theta$
終端速度	$u_t \cong 1.16\sqrt{bg\sin\theta}$

七、機率式海嘯危害度分析概述

海嘯在日語中稱作「津波」,「津」代表海港,「波」則意指波浪，津波代表對港造成衝擊的波浪(Cartwright and Nakamura, 2008)。另一方面，海嘯在英語中稱作”tsunami”則是取自津波在日語中的發音。海嘯具有比一般風浪還大的週期和波長，其波長可達數十至數百公里，週期則介於 5 至 60 分鐘(Mofjeld et al., 2000)。當海嘯抵達近岸並對海岸結構物或海港產生衝擊時，由於海嘯的能量集中，故而會引起海水面的劇烈震盪，進而造成結構物損壞。多數的核電廠由於反應爐的散熱需求建於沿岸，故海嘯評估是核電廠水災評估中的重要一環。

誘發海嘯的可能原因分為地震(earthquake)、海底山崩(submarine failure and landslide)、火山作用(volcanic causes)、大氣作用(atmospheric forcing)和小行星撞擊(asteroid impact)等，共 5 種(Grezio et al., 2017)，如圖 7-1 所示。其中地震型和海底山崩型是主要的海嘯源，其次為火山作用(約佔 5%)(Paris et al., 2014)。另一方面，海嘯依「海嘯源」與「評估區域」的海嘯抵達時間和距離可分為近域、區域和遠域海嘯(IOC, 2019)。當時間在 1 小時內或距離在 200 公里內，稱為近域海嘯(local tsunami)；當時間介於 1-3 小時或距離在 1000 公里內，則稱為區域海嘯(regional tsunami)；當時間超過 3 小時或距離超過 1000 公里則屬於遠域海嘯(teletsunami 或 distant tsunami)。

地震通常是造成近域海嘯的原因，然而海底山崩和火山作用引致之火山碎屑流(pyroclastic flows)亦為可能的因素。按照現有

的歷史資料來說，90%的海嘯傷亡是由近域海嘯造成(IOC, 2019)。除此之外，絕大多數的海嘯災害來自於近域或區域海嘯。IOC (2019)指出在 1980 年至 2017 年之間共有 34 個近域或區域海嘯造成近 25.2 萬人死亡(表 7-1)，以及數十億美元的損失。需要注意的是，其中有 24 個海嘯事件發生在太平洋和其鄰近地區。

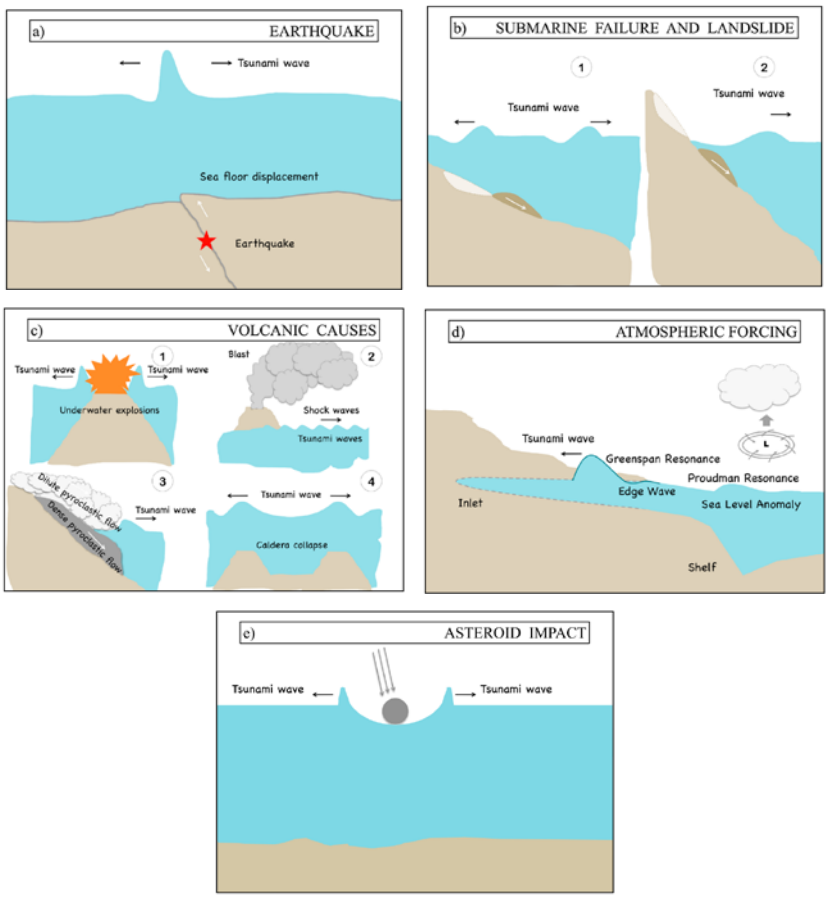
遠域海嘯發生的機率較低，但由於其能量相當充足，使得其除了能對海嘯源附近的地區造成嚴重災害之外，亦能對較遠的地區造成影響，故其致災強度大於區域海嘯。在過去的 300 年之間，至少有 43 個遠域海嘯發生，如表 7-2 所示。舉例來說，1960 年的智利地震海嘯除了造成當地約 5,000 人死傷、200 萬人流離失所和 550 萬美金的巨大損失之外，更對遠在中太平洋的夏威夷、西太平洋的菲律賓和日本分別造成 61、20 和 139 人死亡。

機率式海嘯危害度分析(Probabilistic Tsunami Hazard Analysis, PTHA)源自於機率式地震危害度分析(Probabilistic Seismic Hazard Analysis, PSHA)，藉由考慮各種可能發生的海嘯事件，並且加入模式和地震參數等不確定性因素，推求不同機率下的海嘯超越波高、溢淹範圍等危害度。圖 7-2 為 PSHA(Cornell, 1968)和 PTHA(Downes and Stirling, 2001)的計算步驟，兩者皆可分為四個步驟，依序為災害源(Sources)、災害源重現期(Recurrence)、災害衰減(Attenuation)和廠址危害度(Hazard at Site)。

以災害源來說，PTHA 除了需考量地震引致之海嘯外，還需考量海底山崩和海底火山作用。目前美國和日本皆對地震引致之

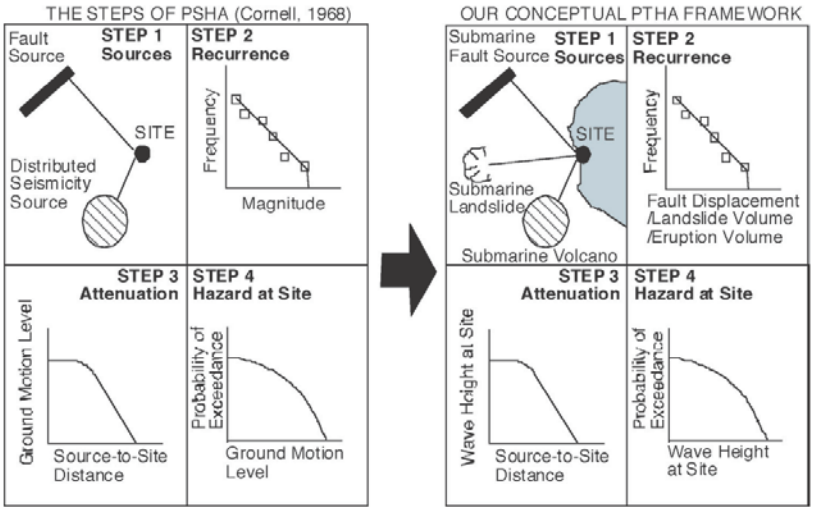
海嘯提出機率式的評估方式(例如：Gonzalez et al. (2009); 原子力規制委員会 (2018); PG&E (2010); Thio et al. (2010))，而在災害衰減計算的部分則是採用水動力模型進行海嘯波傳計算。目前海底地震引致之海嘯以 Okada (1985)提出之理論模型受到普遍採用，此模型透過地震參數計算海底位移量，再計算海水面因海底地形變動造成的變化，以此水面作為海嘯波的初始水位分布。圖 7-3 和表 7-3 為 Okada 模型所需之地震參數。

在機率式危害度分析中，不確定性的評估是相當重要的。不確定性的評估分為偶然不確定性和認知不確定性(圖 7-4)，前者是由於物理現象特有隨機性的不確定性，透過變異量的計算，以海嘯危害度曲線表示；後者則是因為知識和認知不足的不確定性，以邏輯樹的方式進行考量。其他 PTHA 的細部設定說明可參考本年度另一個分項的報告書—機率式海嘯危害度分析技術研究。



(資料來源：Grezio et al. (2017))

圖 7-1　五種海嘯波源：(a)地震、(b)海底山崩、(c)火山作用、(d)大氣作用和(e)小行星撞擊



(資料來源：Downes and Stirling (2001))

圖 7-2　機率式地震危害度分析及機率式海嘯危害度分析之架構

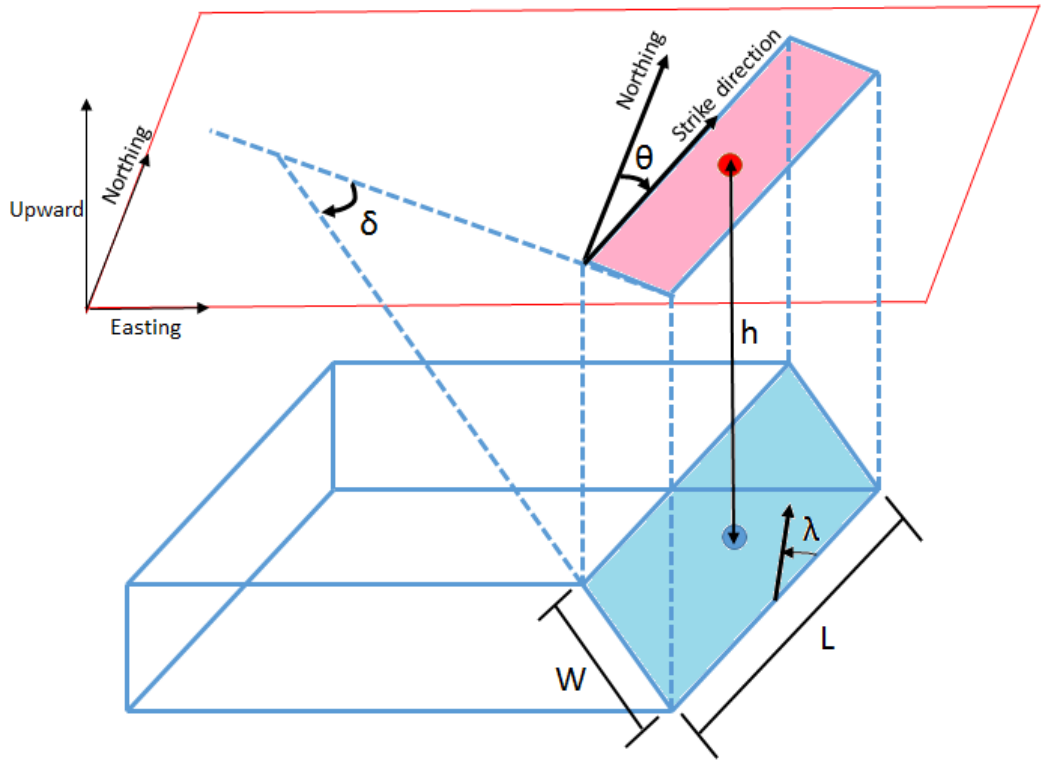
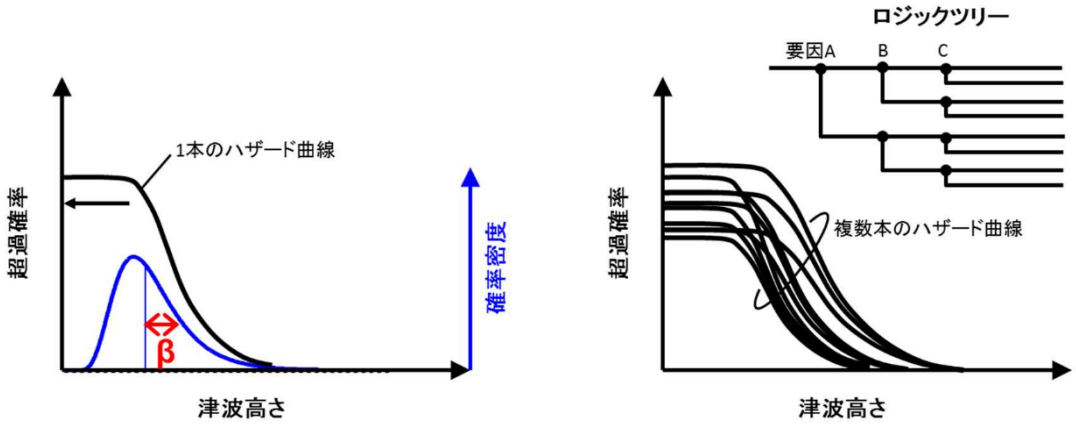


圖 7-3　斷層參數示意圖



(資料來源：原子力規制委員会 (2018))

圖 7-4　偶然不確定性(左圖)和認知不確定性(右圖)

在海嘯危害度曲線的呈現

表 7-1　歷史近域及區域海嘯造成的死傷人數

(資料來源：IOC (2019))

Regional and local tsunamis causing deaths since 1980				
Year	Date Mon	Day	Source Location	Estimated Dead or Missing
1981	9	1	Samoa Islands	Few
1983	5	26	Noshiro, Japan	100
1988	8	10	Solomon Islands	1
1991	4	22	Limon, Costa Rica	2
1992	9	2	Off coast Nicaragua	170
1992	12	12	Flores Sea, Indonesia	1 169
1993	7	12	Sea of Japan	208
1994	6	2	Java, Indonesia	238
1994	10	8	Halmahera, Indonesia	1
1994	11	4	Skagway Alaska, USA**	1
1994	11	14	Philippine Islands	*81
1995	5	14	Timor, Indonesia	11
1995	10	9	Manzanillo, Mexico	1
1996	1	1	Sulawesi, Indonesia	9
1996	2	17	Irian Jaya, Indonesia	110
1996	2	21	Northern Peru	12
1998	7	17	Papua New Guinea	1 636
1999	8	17	Izmit Bay, Turkey	155
1999	11	26	Vanuatu Islands	5
2001	6	23	Southern Peru	26
2003	9	25	Hokkaido, Japan	2
2004	12	26	Banda Aceh, Indonesia	*^227 899
2006	3	14	Seram Island, Indonesia	4
2006	7	17	Java, Indonesia	802
2007	4	1	Solomon Islands	50
2007	4	21	Southern Chile	8
2007	8	15	Southern Peru	3
2009	9	29	Samoa Islands	192
2010	1	12	Haiti	7
2010	2	27	Southern Chile	156
2010	10	25	Mentawai, Indonesia	431
2011	3	11	Tohoku, Japan	*^18 434
2013	2	6	Solomon Islands	10
2015	9	16	Central Chile	8
2017	6	17	Greenland**	4
2018	9	28	Sulawesi, Indonesia	*2 256
2018	12	22	Krakatau, Indonesia***	437
			Total	254 639

* May include earthquake deaths
** Tsunami generated by landslide
***Tsunami generated by volcanic eruption
^ Includes dead/missing near and outside source region

表 7-2　歷史遠域海嘯造成當地及遠域的死傷人數和影響區域

(資料來源：IOC (2019)))

Tsunamis causing deaths greater than 1000 km from the source location in existing records						
Date				Estimated Dead or Missing		
Year	Mon	Day	Source Location	Local	Distant	Distant locations that reported casualties
1700	1	27	Cascadia Subduction Zone, USA		2	Japan
1755	11	1	Lisbon, Portugal	50 000	3	Brazil
1837	11	7	Southern Chile	0	16	USA (Hawaii)
1868	8	13	Northern Chile**	*25 000	7	New Zealand, Samoa, Southern Chile
1877	5	10	Northern Chile	277	2 005	Fiji, Japan, Peru, USA (Hawaii)
1883	8	27	Krakatau, Indonesia	34 417	1	Sri Lanka
1899	1	15	Papua New Guinea	0	Hundreds	Caroline Islands, Solomon Islands
1901	8	9	Loyalty Islands, New Caledonia	0	Several	Santa Cruz Islands
1923	2	3	Kamchatka, Russia	2	1	USA (Hawaii)
1945	11	27	Makran coast, Pakistan	*4 000	15	India
1946	4	1	Unimak Island, Alaska, USA	5	162	Marquesas Is, Peru, USA (California, Hawaii)
1957	3	9	Andreanof Islands, Alaska, USA	0	2	USA (Hawaii, indirect deaths from plane crash doing tsunami reconnaissance)
1960	5	22	Central Chile	2 000	226	Japan, Philippines, USA (California, Hawaii)
1964	3	28	Prince William Sound, Alaska, USA	106	18	USA (California, Oregon)
2004	12	26	Banda Aceh, Indonesia***	*175 827	52 072	Bangladesh, India, Kenya, Madagascar, Maldives, Myanmar, Seychelles, Somalia, South Africa, Sri Lanka, Tanzania, Yemen
2005	3	28	Sumatra, Indonesia	0	10	Sri Lanka (deaths during evacuation)
2011	3	11	Tohoku, Japan	*18 432	2	Indonesia, USA (California)
2012	10	28	Haida Gwaii, Canada	0	1	USA (Hawaii, death during evacuation)

* May include earthquake deaths　** Local and regional deaths in Chile and Peru　*** Local and regional deaths in Indonesia, Malaysia, and Thailand

表 7-3　斷層模型所需參數

(資料來源：Okada (1985))

參數	單位
震央(經度、緯度)	度
破裂深度(h)	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

八、PSHA SSHAC-3 SSC 斷層 PTHA 邏輯樹建置評估

圖 8-1 為台灣地震危害高階模型的報告架構，包含地震源特徵(Seismic Source Characterization, SSC)模型、地震動特徵(Ground Motion Characterization, GMC)模型和地震危害度分析輸入文件(Hazard Input Document, HID)共三個部分。SSC 模型的部分則分為斷層震源(Fault Source)、區域震源(Areal Source)和隱沒帶震源(Subduction Zone Source)。

本研究於 109 年度計畫已針對隱沒帶震源之可行性進行探討，本年度計畫主要針對斷層震源的部分進行探討，而斷層震源可再分為主要斷層(primary faults)和其他斷層(other faults)。前者是指位於核電廠廠址 20 km 半徑範圍內，對於核電廠的地震危害度較大之活動斷層；後者則為超出核電廠廠址 20 km 半徑範圍，對於核電廠的地震危害度較小之活動斷層。

本節主要說明將 PSHA SSHAC-3 SSC (2019)斷層資料應用於 PTHA 所需瞭解之要點。首先，如前一節所述，海嘯源主要需考量地震、海底山崩和火山作用。因此，需要注意到 PSHA SSHAC-3 SSC (2019)中的地震情境僅能提供 PTHA 進行地震型海嘯的分析。另一方面，由於地震危害度考量之地震源範圍是以核電廠為圓心，半徑 320 km 之範圍(圖 8-2)，故未能涵蓋區域型和遠域型的地震海嘯源。

圖 8-3 為核電廠附近的斷層及海溝分布，斷層的部分分為 7 個主要斷層和 50 個其他斷層。本研究依斷層所在位置於海域者研判為可能造成海嘯之斷層並進行應用至 PTHA 研析，共有 6 個

主要斷層和 11 個其他斷層。主要斷層大略從北到南分別為「山腳斷層系統」、「ST-II 斷層系統」、「澳底外海斷層」、「北宜蘭斷層系統」、「西恆春外海構造」和「恆春斷層系統」；其他斷層則有「附加海域斷層 E (Additional offshore fault E)」、「附加海域斷層 I (Additional offshore fault I)」、「沖繩海溝斷層 (Okinawa Trough Fault)」、「濱海斷層 (Binhai Fault)」、「琉球走滑斷層 (Ryukyu strike slip fault)」、「台東峽谷斷層(Taitung Canyon Fault)」、「恆春海脊海域斷層 (Hengchun Ridge offshore fault)」、「馬尼拉分支斷層 (Manila splay fault)」、「東恆春海域斷層 (East Hengchun offshore fault)」、「北呂宋走滑斷層 (North Luzon strike slip fault)」和「北呂宋逆衝斷層 (North Luzon backthrust fault)」。因此，本年度在 PSHA SSHAC-3 斷層 SSC 的評估部分是以此 17 個斷層資料進行。

圖 8-4 為 PSHA SSHAC-3 斷層震源採用之邏輯樹架構，可分為 Seismogenic Probability、Style of Faulting、Rupture Model、Rupture Source (Length)、Earthquake Probability Model、Slip Rate、Aseismic Ratio、Fault Geometry Model 和 Magnitude Distribution Model，共 9 個節點(Node)。

斷層震源與隱沒帶震源邏輯樹之差異性主要在於斷層震源考慮了 Seismogenic Probability 和 Aseismic Ratio，前者當該斷層為存疑斷層時，邏輯樹會增加一 non-seismogenic 分支(不發生地震)，後者描述的是斷層兩側相互緩慢但卻近乎不間斷的持續錯動之行為。前者對 PTHA 的影響為需注意 non-seismogenic 分支

沒有產生地震，亦不形成海嘯，但其邏輯樹權重會對海嘯危害度分析結果造成影響；後者則因地震海嘯是由短時間的海底地形錯動造成之海水為擾動產生，故不在 PTHA 計算中考慮。

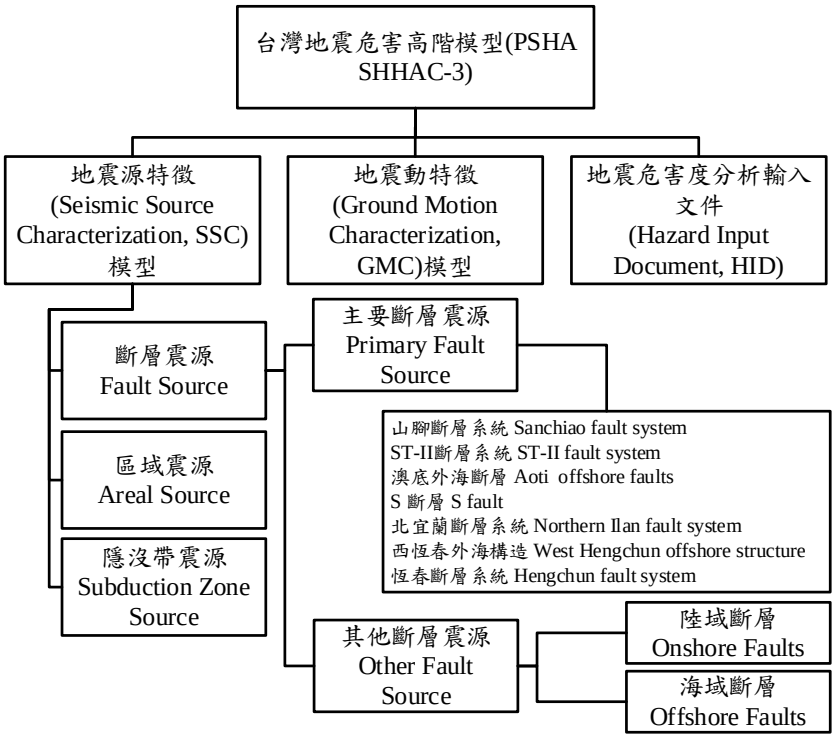
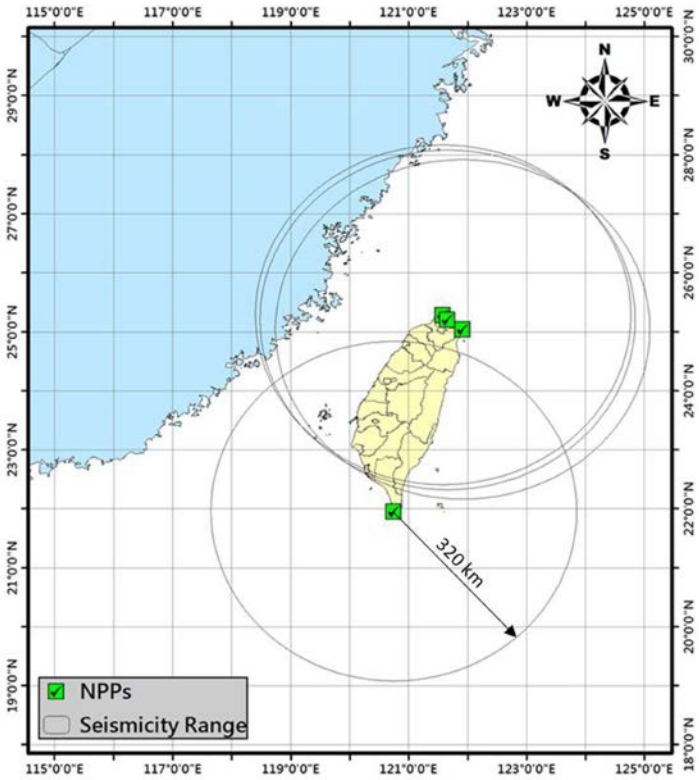
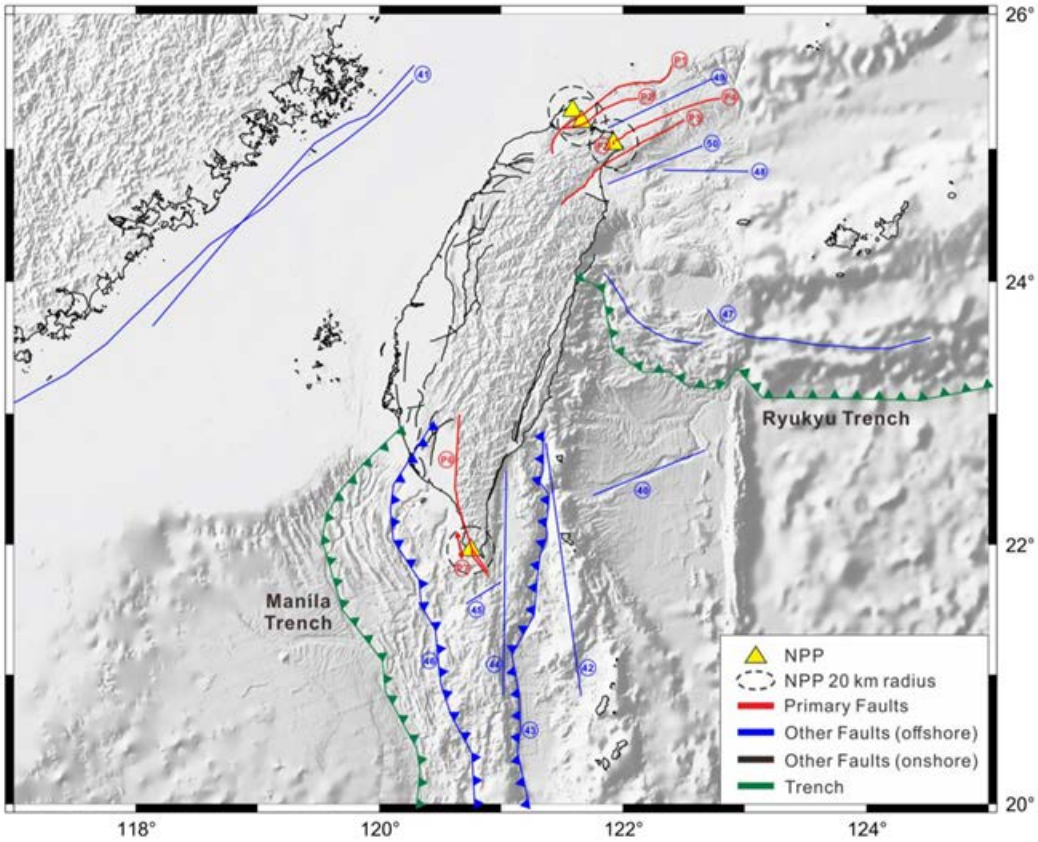


圖 8-1　台灣地震危害高階模型及其斷層震源報告架構



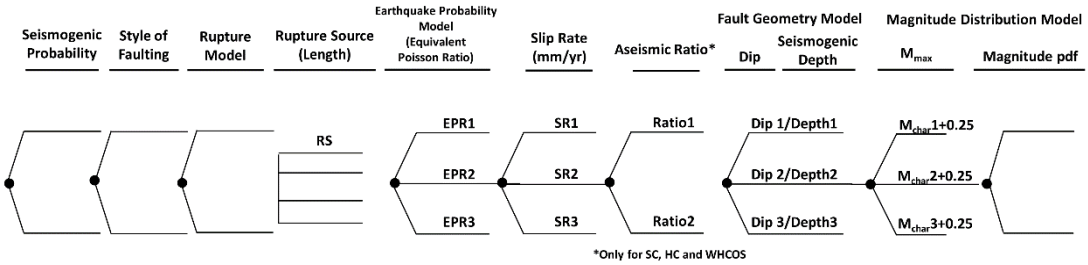
資料來源：PSHA SSHAC-3 SSC (2019)

圖 8-2　台灣核電廠 PSHA 考慮之地震源範圍



資料來源：PSHA SSHAC-3 SSC (2019)

圖 8-3　核電廠附近的斷層及海溝分布



資料來源：PSHA SSHAC-3 SSC (2019)

圖 8-4　PSHA SSHAC-3 SSC 斷層震源採用之邏輯樹架構

九、斷層震源邏輯樹建置

本節呈現建置斷層震源邏輯樹之研究成果，在主要斷層震源和其他斷層震源的部分，分別以「西恆春外海構造」和「馬尼拉分支斷層」為例進行方法建置之說明。地震型 PTHA 計算所需之參數包含 Okada 模型參數(震央位置、破裂深度、斷層長度、斷層寬度、滑移量、走向角、傾角、滑移角，共 8 個)和機率模型參數(邏輯樹權重和地震重現期，共 2 個)，合計 10 個。其中，4 個參數(斷層長度、滑移角、傾角和邏輯樹權重)可直接從 PSHA SSHAC-3 SSC (2019)報告中取得，4 個參數(震央、走向角、破裂深度和斷層寬度)為間接自 PSHA SSHAC-3 SSC (2019)報告的圖表中取得，最後 2 個參數(滑移量、地震重現期)需額外搭配理論和經驗公式計算。未來若取得 PSHA SSHAC-3 SSC (2019)的細部震源相關參數設定，則可再調整計算方法。

(一)主要斷層震源

7 個主要斷層中可能形成地震海嘯之斷層為「山腳斷層系統」、「ST-II 斷層系統」、「澳底外海斷層」、「北宜蘭斷層系統」、「西恆春外海構造」和「恆春斷層系統」，共 6 個，其邏輯樹如圖 9-1 至圖 9-7 所示。本節以西恆春外海構造的 Case 1 為例進行邏輯樹資料應用至 PTHA 計算之說明。

1. 直接取得之參數：斷層長度(L)、滑移角(λ)、傾角(δ)和邏輯樹權重

根據表 9-1，西恆春外海構造發生地震的破裂長度(L)為

19 km，滑移角(λ)因屬逆衝斷層(RV)，故為 90 度，而傾角可能有 30、40 和 50 度之情形(詳表 9-2)，其情境分別對應於 Case 1、Case 2 和 Case 3 之邏輯樹，權重值分別為 0.4、0.5 和 0.1。

在邏輯樹權重的部分，除了 Rupture Source 外皆有權重值分配，如圖 9-1 所示。這是由於滑移速率(slip rate [mm/year])已全數由 Rupture Segment 分配至 Rupture Source，故所有 Rupture Source 的組合在 PSHA 計算時需同時考慮，故無權重值。

然而，在 PTHA 的計算中，地震海嘯考慮之情形是由單一個 Rupture Source 導致水體擾動，進而形成海嘯。因此，不同的 Rupture Source 需分別進行海嘯數值模擬，故本研究需對 Rupture Source 的分支建立權重值。

2. 間接取得之參數：震央(xc, yc)和走向角(θ)

震央(x_c, y_c)和走向角(θ)可藉由 PSHA SSHAC-3 SSC (2019)中之破裂面分布圖取得。假設「地震發生時的破裂面即為斷層交界面」和「震央位於破裂面形心處」的條件下，透過圖 9-8 可取得其震央(x_c, y_c)和走向角(θ)，如表 9-3。需要注意的是，此處舉例之西恆春外海構造之斷層走向較為線性，若遇到斷層走向較為複雜的情形，應採用多線段近似之方式建立震央和走向角。

3. 間接取得之參數：斷層寬度(W)和震源深度(h)

北部主要斷層邏輯樹提供了斷層深度(d)，如圖 9-1 至圖 9-3 所示。另一方面，透過圖 9-4 可知北部主要斷層的幾何型態。除了山腳斷層系統和 ST-II 斷層系統之外，其餘因斷層頂端皆從地表開始，且為單一傾角，則斷層寬度和震源深度可表示為：

$$W = \frac{d}{\sin\delta} \tag{9-1}$$

$$h = \frac{d}{2} \tag{9-2}$$

然而，山腳和 ST-II 斷層系統在 Case 1 和 Case 2 時的傾角隨深度改變而有所不同。針對此情況則需分別計算：

$$h_1 = \frac{d_1}{2} \tag{9-3}$$

$$h_2 = d_1 + \frac{(d_2 - d_1)}{2} \tag{9-4}$$

$$W_1 = \frac{d_1}{\sin\delta_1} \tag{9-5}$$

$$W_2 = \frac{d_2 - d_1}{\sin\delta_2} \tag{9-6}$$

上式中的下標 1 代表連結地表的斷層剖面，下標 2 代表接續其後之斷層剖面。

另一方面，南部主要斷層提供了斷層面積之資訊(表 9-1)，將其除以斷層長度，可得到斷層寬度(W)。因南部主要斷層震源未提供如北部主要斷層震源之幾何型態(圖 9-4)，故本研究假設斷層頂端從地表開始，藉以進行後續之計算。因此，震源深度可透過與斷層寬度和傾角之幾何關係計算，結果如表 9-4。

$$\mathrm{h} = \frac{\mathrm{W}\sin\delta}{2} \qquad (9\text{-}7)$$

4. 額外計算取得之參數：滑移量(D)和地震重現期(T)

斷層發生一次地震矩規模Mw的地震時，透過地震矩 $M_0 = \mu\mathrm{AD}$ 與 Hanks and Kanamori (1979) 提出之關係式 $M_0 = 10^{1.5Mw+16.05}$，可得滑移量如下，計算結果如表 9-5 所示。

$$D = \frac{10^{1.5Mw+16.05}}{\mu A} \qquad (9\text{-}8)$$

其中，地殼的剪力模數 $\mu = 3 \times 10^{11}$ dyne/cm^2，斷層面積 A 的單位為cm^2，斷層滑移量 D 的單位為 cm。

長期而言，斷層滑移累積的地震矩(seismic moment)會因發生地震而陸續解除，以取得平衡。斷層每發生一次地震矩規模 m 的地震，釋放地震矩為$M_0 = 10^{1.5m+16.05}$ (Hanks and Kanamori, 1979)，而斷層每年滑移累積的地震矩為$M_0 = \mu\mathrm{AS}$，斷層年平均滑移速率 S 的單位為cm/year，故可得在 Poisson

Process 假設下，地震年平均發生率λ和地震重現期(T)如下，計算結果如表 9-6 表 9-6 至表 9-8 表 9-8 所示。

$$\begin{cases} \lambda = \dfrac{\mu AS}{10^{1.5Mw+16.05}} \\ T = \dfrac{1}{\lambda} \end{cases} \qquad (9\text{-}9)$$

5. 邏輯樹情境

西恆春外海構造的邏輯樹因考慮 2 種走向角、3 種傾角(Case 1、Case 2 和 Case 3)和 3 種地震矩規模，故此斷層震源邏輯樹共計有 18 組海嘯情境。其餘主要斷層震源可按上述之流程進行，所得之地震海嘯情境如表 9-9 所示，共 990 組。

(二)其他斷層震源

50 個其他斷層中可能形成地震海嘯之斷層共有 11 個，第一組邏輯樹由「濱海斷層 (Binhai Fault)」、「沖繩海溝斷層(Okinawa Trough Fault)」、「附加海域斷層 E (Additional offshore fault E)」和「附加海域斷層 I (Additional offshore fault I)」所組成(圖 9-9)，其位置如圖 9-10 所示。

第二組邏輯樹由「恆春海脊海域斷層 (Hengchun Ridge offshore fault)」、「琉球走滑斷層 (Ryukyu strike slip fault)」和「台東峽谷斷層(Taitung Canyon Fault)」所組成(圖 9-11)，其位置如圖 9-12 所示。

第三組邏輯樹由「北呂宋走滑斷層 (North Luzon strike slip fault)」、「北呂宋逆衝斷層 (North Luzon backthrust fault)」、「馬

尼拉分支斷層 (Manila splay fault)」和「東恆春海域斷層 (East Hengchun offshore fault)」所組成(圖 9-13)，其位置如圖 9-14 所示。

本節以馬尼拉分支斷層的 Case 1 為例進行邏輯樹資料應用至 PTHA 計算之說明。

1. 直接取得之參數：斷層長度(L)、滑移角(λ)、傾角(δ)和邏輯樹權重

根據表 9-10，馬尼拉分支斷層的破裂長度(L)對應於分段 S1、S2 和 S3 的長度為 33 km、322 km 和 130 km，滑移角(λ)因屬逆衝斷層(RV)，故為 90 度，而傾角可能有 11、15 和 18 度之情形(表 9-11)，其情境分別對應於 Case 1、Case 2 和 Case 3 之邏輯樹，權重值分別為 0.4、0.5 和 0.1。需要注意的是 S1 分段位於陸域，故不於 PTHA 計算中考量(圖 9-15)。

2. 間接取得之參數：震央(xc, yc)和走向角(θ)

震央(x_c, y_c)和走向角(θ)可藉由 PSHA SSHAC-3 SSC (2019)中之破裂面分布圖取得(如圖 9-15)。假設「地震發生時的破裂面即為斷層交界面」和「震央位於破裂面形心處」的條件下，透過可取得其震央(x_c, y_c)和走向角(θ)，如表 9-12。

3. 間接取得之參數：斷層寬度(W)和震源深度(h)

因其他斷層震源未提供如北部主要斷層震源之幾何型

態(圖 9-4)，故本研究假設斷層頂端從地表開始，藉以進行後續之計算。透過表 9-10 可知 Case 1、Case 2 和 Case 3 的斷層深度和傾角，再藉由幾何關係計算斷層寬度和震源深度(d)，計算結果如表 9-13 所示：

$$W = \frac{d}{\sin\delta} \tag{9-10}$$

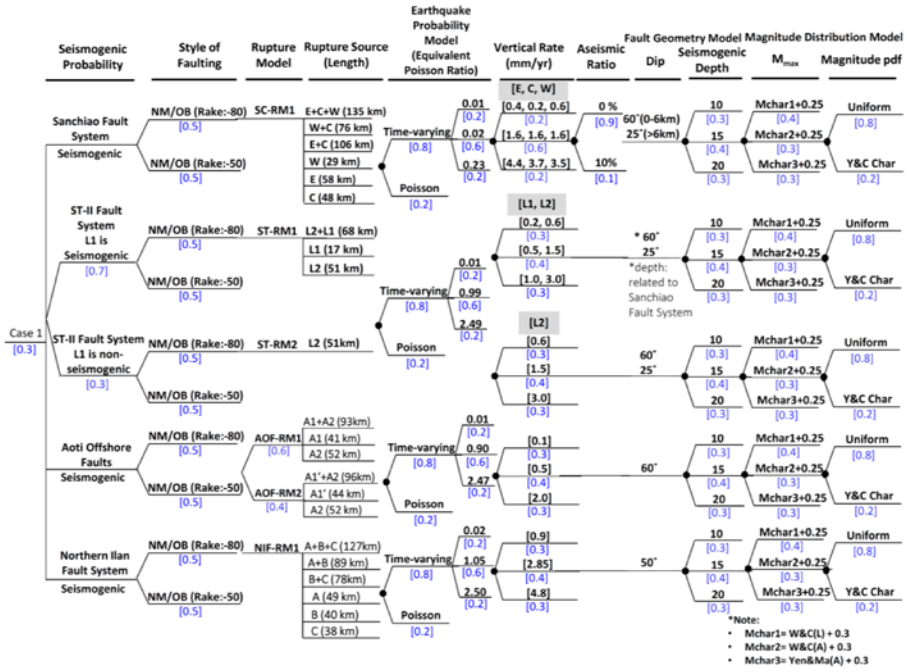
$$h = \frac{d}{2} \tag{9-11}$$

4. 額外計算取得之參數：滑移量(D)和地震重現期(T)

透過因其他斷層震源未提供如北部主要斷層震源之幾何型態(圖 9-4)，故本研究假設斷層頂端從地表開始，藉以進行後續之計算。透過本研究於主要斷層採用之相同作法可得滑移量和地震重現期，如表 9-14 至表 9-17 所示。

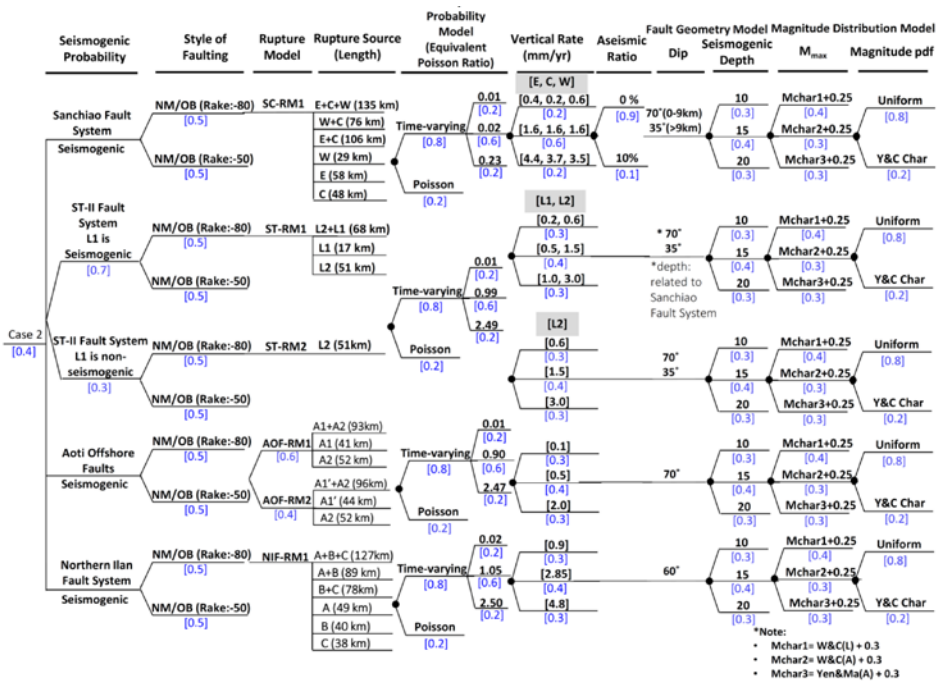
5. 邏輯樹情境

馬尼拉分支斷層的邏輯樹因考慮 3 種傾角(Case 1、Case 2 和 Case 3)、3 種震源和 3 種地震矩規模，故此斷層震源邏輯樹共計有 27 組海嘯情境。其餘其他斷層震源可按上述之流程進行，所得之地震海嘯情境如表 9-18 所示，共 110 組。



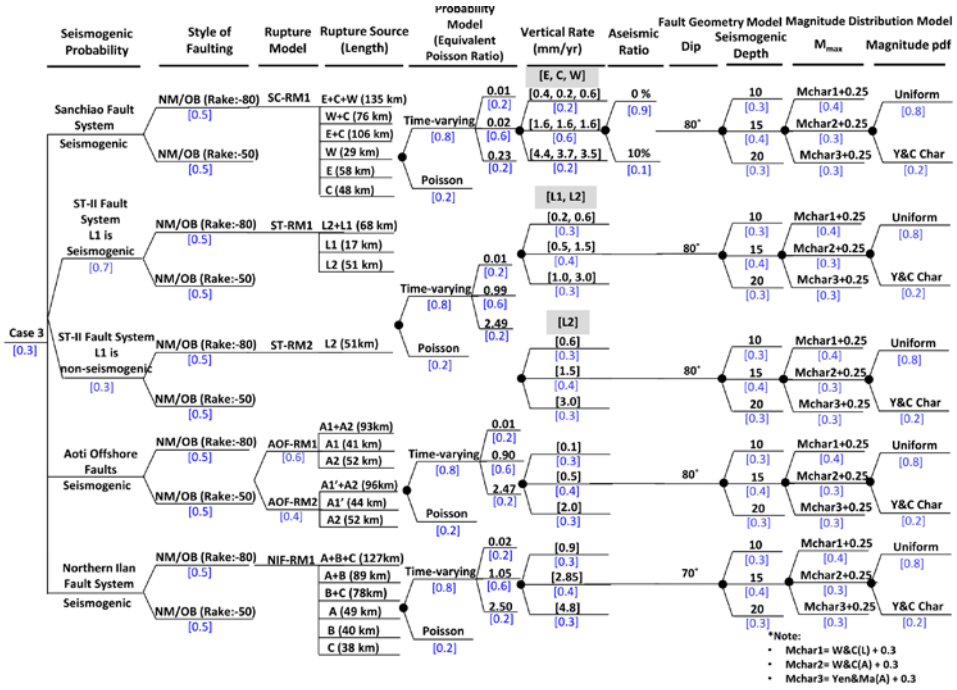
(資料來源：PSHA SSHAC-3 SSC (2019)

圖 9-1　北部主要斷層邏輯樹(Case - 1)



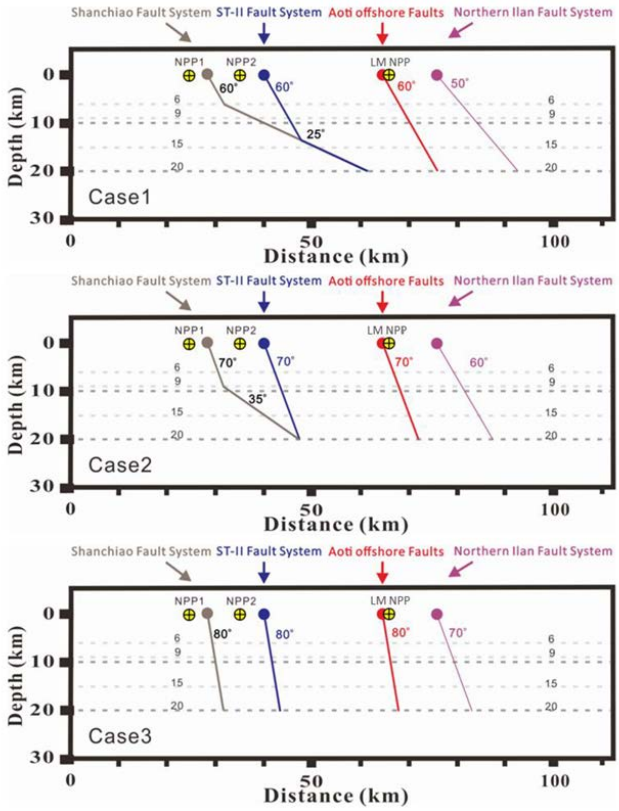
(資料來源：PSHA SSHAC-3 SSC (2019))

圖 9-2　北部主要斷層邏輯樹(Case - 2)



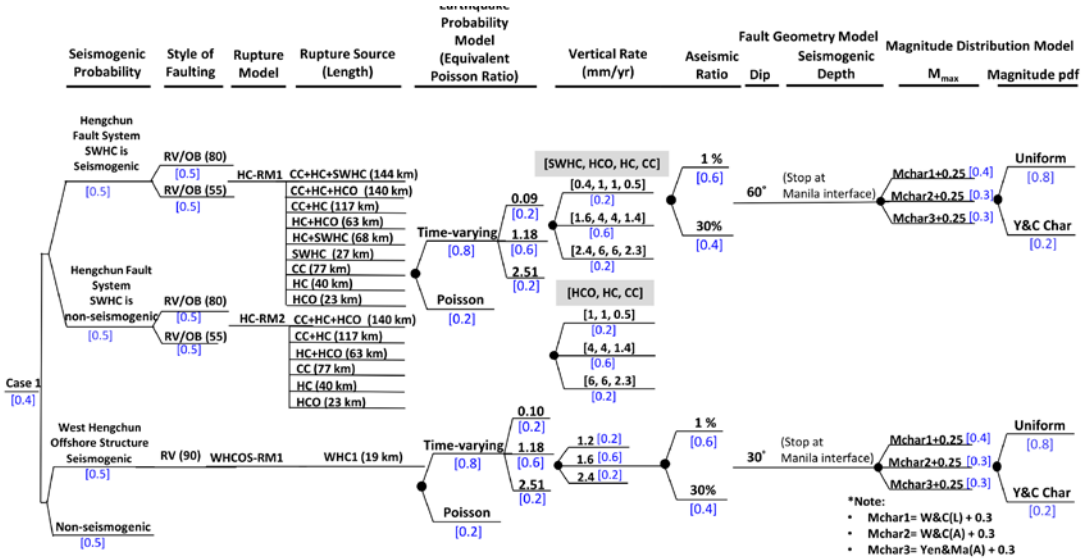
(資料來源：PSHA SSHAC-3 SSC (2019))

圖 9-3　北部主要斷層邏輯樹(Case - 3)



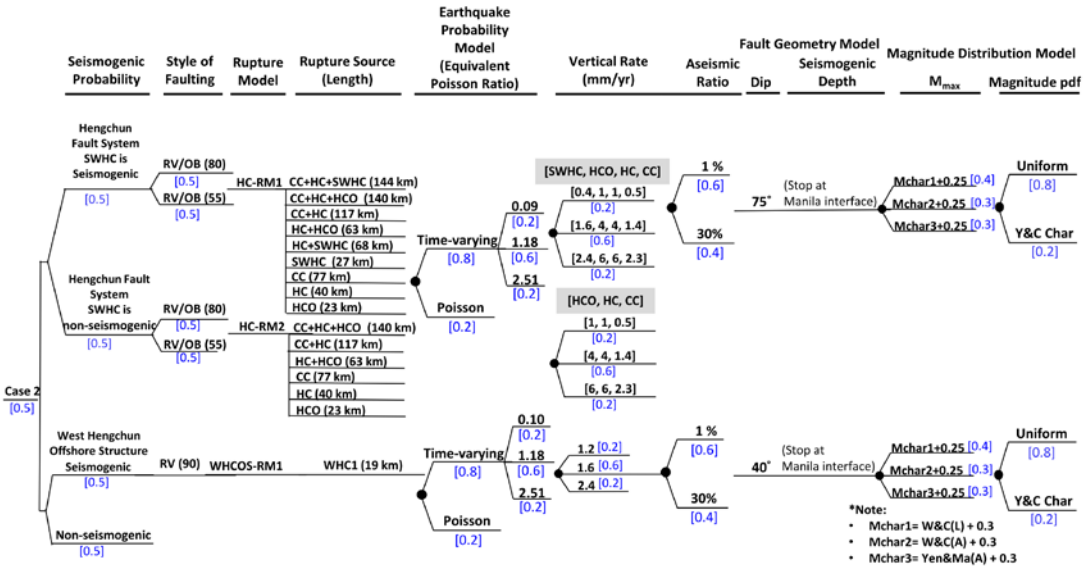
(資料來源：PSHA SSHAC-3 SSC (2019))

圖 9-4　北部主要斷層的三種剖面圖



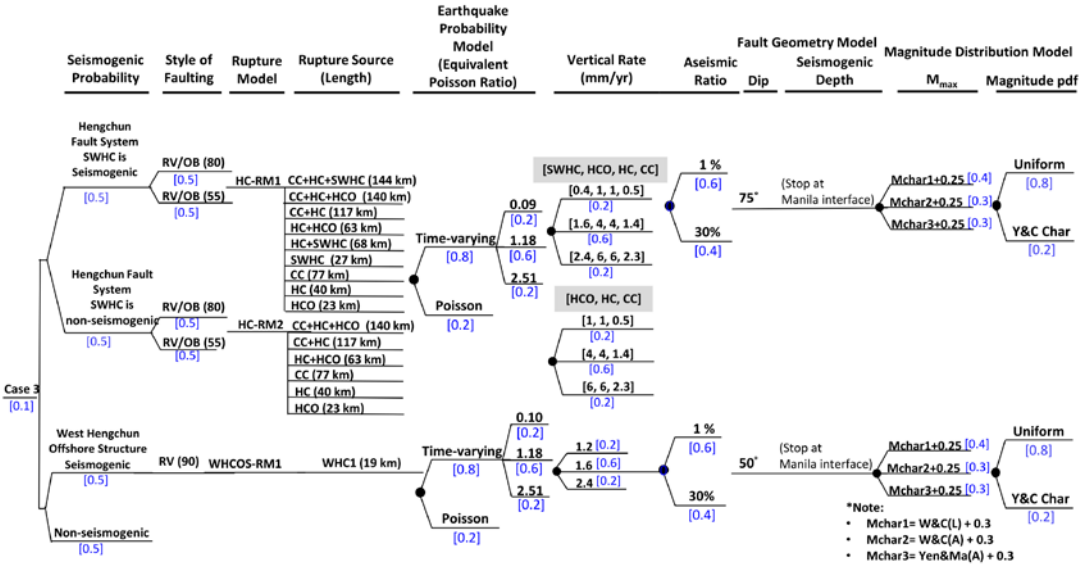
(資料來源：PSHA SSHAC-3 SSC (2019))

圖 9-5　南部主要斷層邏輯樹(Case - 1)



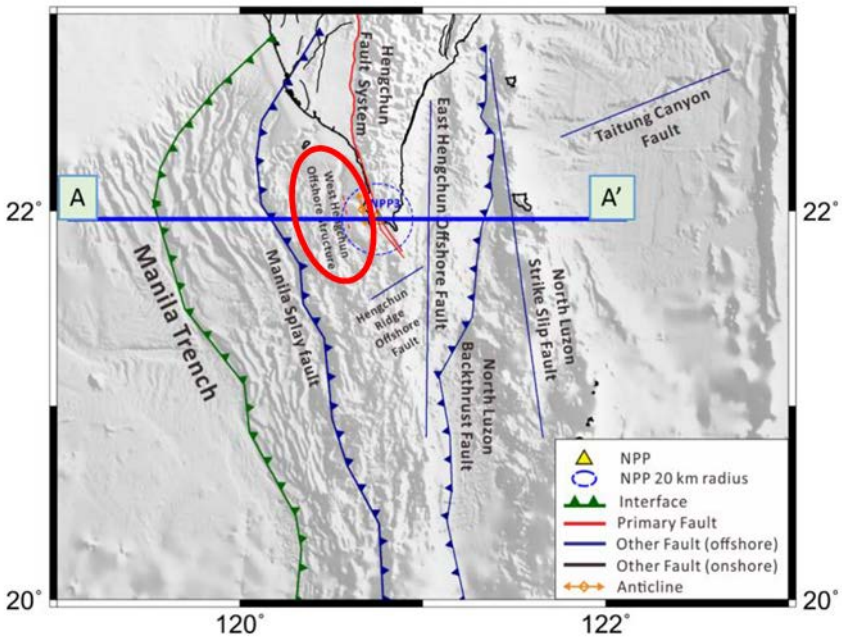
(資料來源：PSHA SSHAC-3 SSC (2019))

圖 9-6　南部主要斷層邏輯樹(Case - 2)



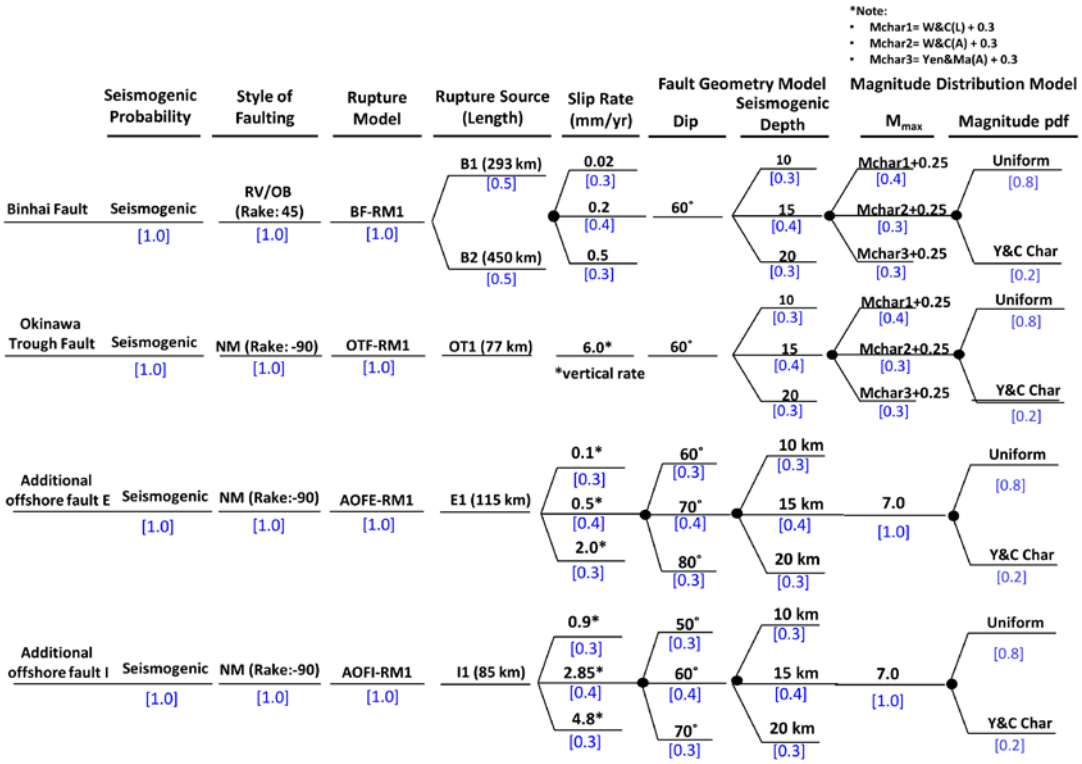
(資料來源：PSHA SSHAC-3 SSC (2019))

圖 9-7　南部主要斷層邏輯樹(Case - 3)



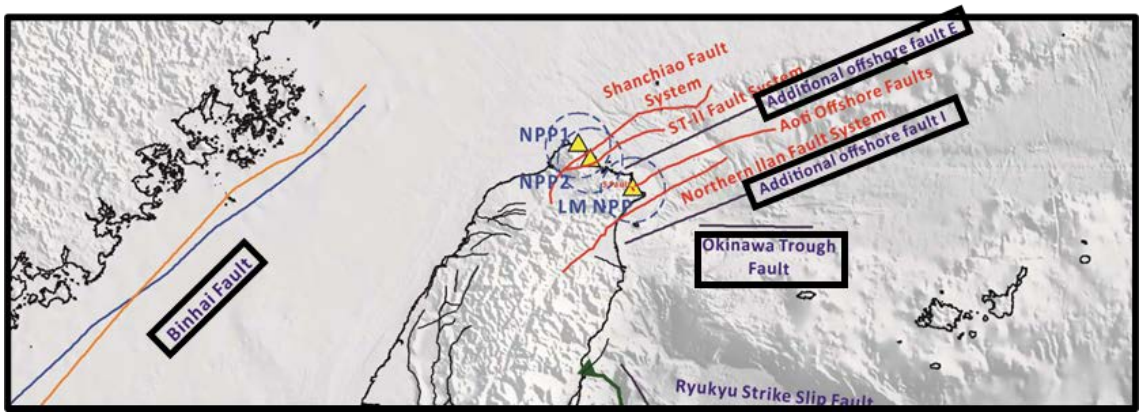
(資料來源：PSHA SSHAC-3 SSC (2019))

圖 9-8　西恆春外海構造走向角及震央



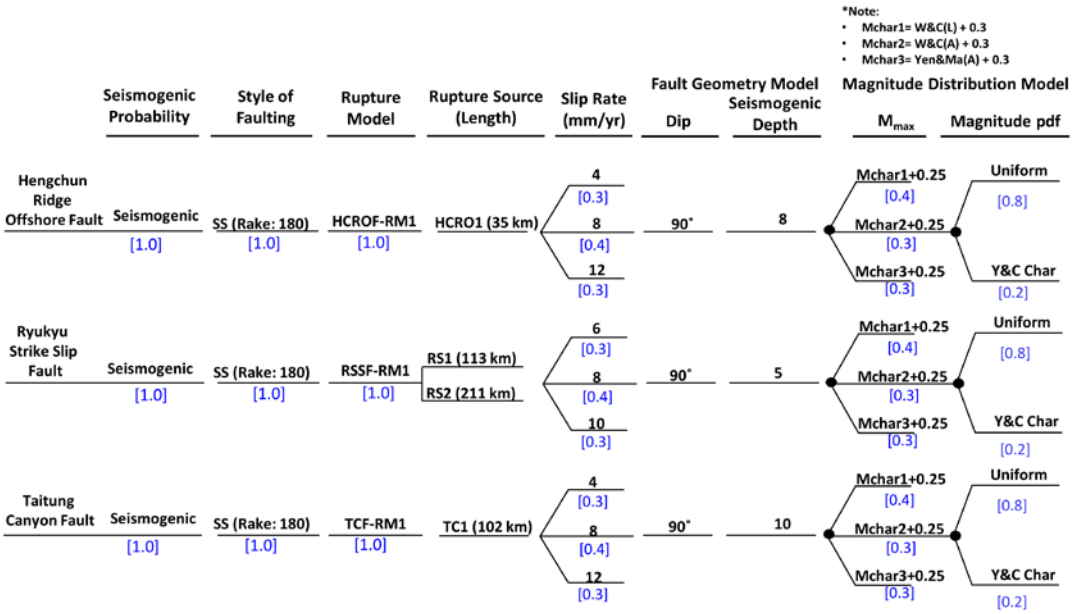
(資料來源：PSHA SSHAC-3 SSC (2019))

圖 9-9　第一組其他海域斷層邏輯樹



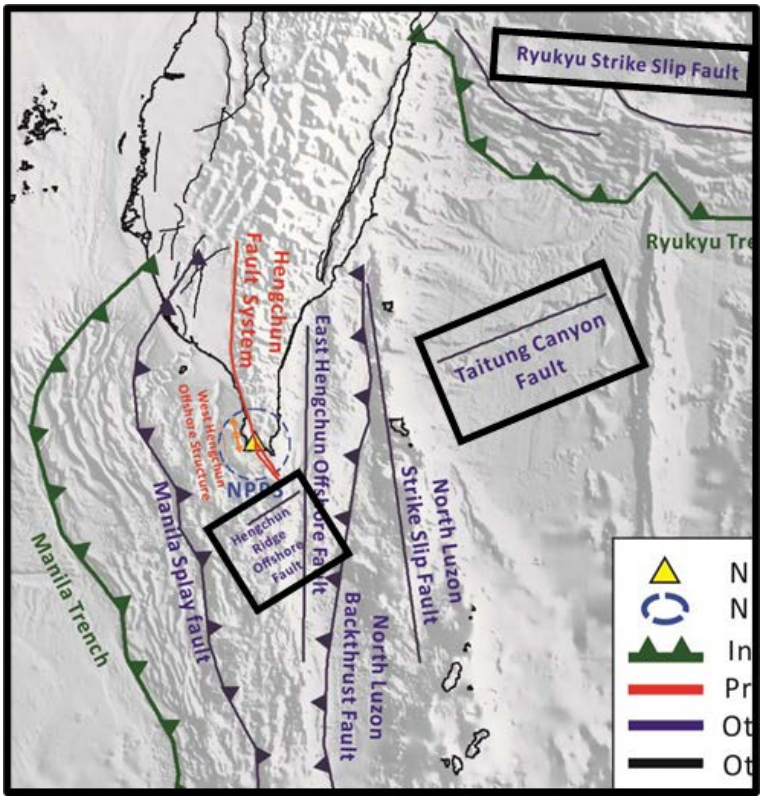
(資料來源：PSHA SSHAC-3 SSC (2019)，本計畫重新標注繪製)

圖 9-10　第一組其他海域斷層位置



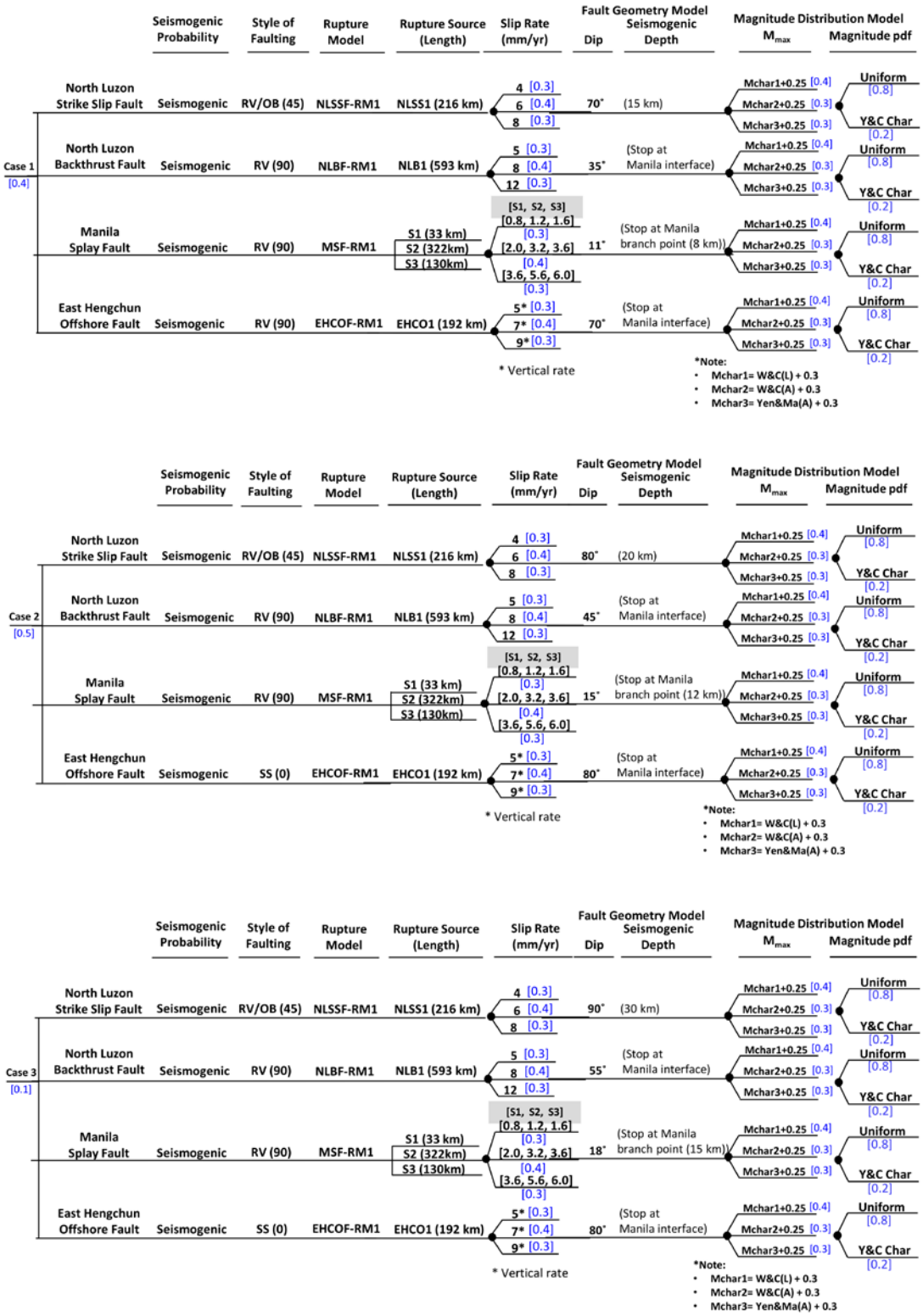
(資料來源：PSHA SSHAC-3 SSC (2019))

圖 9-11　第二組其他海域斷層邏輯樹



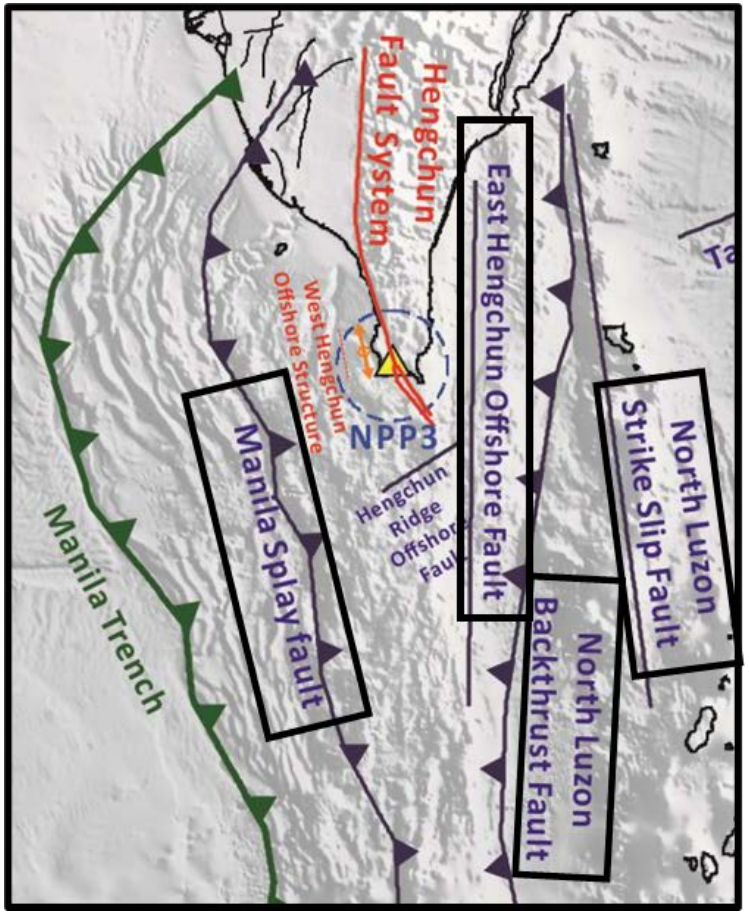
(資料來源：PSHA SSHAC-3 SSC (2019)，本計畫重新標注繪製)

圖 9-12　第二組其他海域斷層位置



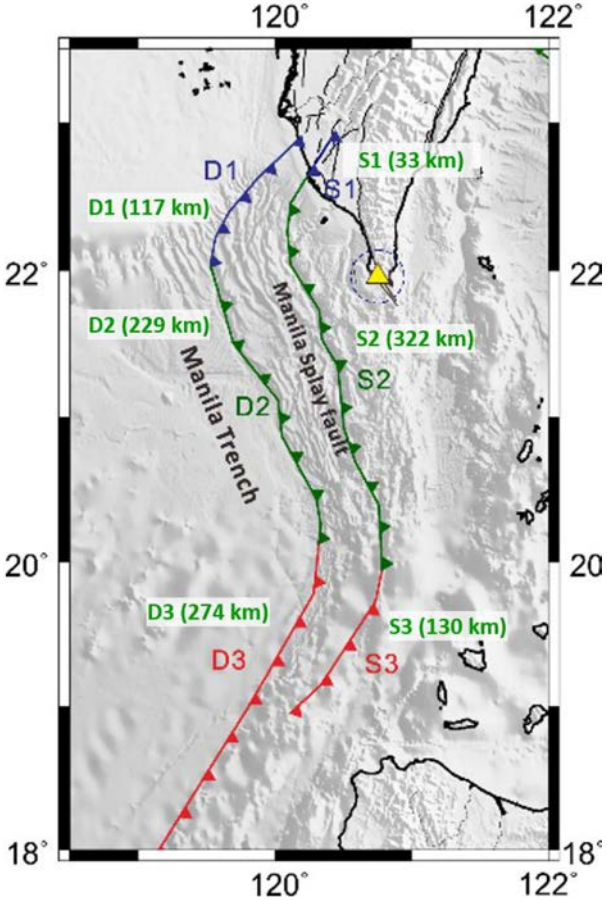
資料來源：PSHA SSHAC-3 SSC (2019)

圖 9-13　第三組其他海域斷層邏輯樹



資料來源：PSHA SSHAC-3 SSC (2019)，本計畫重新標注繪製

圖 9-14　第三組其他海域斷層位置



資料來源：PSHA SSHAC-3 SSC (2019)

圖 9-15　馬尼拉分支斷層位置

表 9-1　西恆春外海構造邏輯樹中的部分參數設定

(資料來源：PSHA SSHAC-3 SSC (2019))

A.8 West Hengchun Offshore Structure

West Hengchun Offshore Structure	Style of Faulting	Length (km)	Dip (°)	Depth (km)	Area (km2)	Characteristic Magnitude			Vertical Rate (mm/yr)			Slip rate (mm/yr)			Aseismic ratio	
				D1	A1	$M_{char}1$	$M_{char}2$	$M_{char}3$	V1	V2	V3	S1	S2	S3	rate 1	rate 2
L1	90 (RV)	19	30	Down to SWHC	416	6.87	6.99	6.82	1.20	1.60	2.40	2.4	3.2	4.8	0.01	0.3
			40	Down to SWHC	464		7.03	6.86	1.20	1.60	2.40	1.9	2.5	3.7		
			50	Down to SWHC	574		7.11	6.94	1.20	1.60	2.40	1.6	2.1	3.1		

表 9-2　西恆春外海構造之斷層長度、滑移角和傾角

斷層長度(L)	滑移角(λ)	傾角 (δ)
19 km	90 度	30、40 或 50 度

表 9-3　西恆春外海構造之震央和走向角

震央(x_c, y_c)	走向角(θ)
(東經 120.59 度，北緯 21.97 度)	348 度

表 9-4　西恆春外海構造之斷層寬度和震源深度

斷層面積 (km2)	斷層寬度 (km)	震源深度 (km)
416	21.89	5.47
464	24.42	7.85
574	30.21	11.57

表 9-5　西恆春外海構造之滑移量

Mw			斷層面積 (km^2)	滑移量 (m)		
M_{char1}	M_{char2}	M_{char3}				
6.87	6.99	6.82	416	1.81	2.75	1.53
6.87	7.03	6.86	464	1.63	2.83	1.57
6.87	7.11	6.94	574	1.32	3.01	1.67

表 9-6　西恆春外海構造之地震重現期(Mw=Mchar1)

Mw	斷層面積 (km2)	T (yr)			
		T1(S1=3.2 mm/yr)	T2(S2=2.5 mm/yr)	T3(S3=2.1 mm/yr)	T = 0.2*T1+ 0.6*T2 + 0.2*T3
6.87	416	756	955	1134	951
6.87	464	678	856	1017	853
6.87	574	548	692	822	689

表 9-7　西恆春外海構造之地震重現期(Mw=Mchar2)

Mw	斷層面積 (km^2)	T (yr)			
		T1(S1=3.2 mm/yr)	T2(S2=2.5 mm/yr)	T3(S3=2.1 mm/yr)	T = 0.2*T1+ 0.6*T2 + 0.2*T3
6.99	416	858	1099	1308	1093
7.03	464	884	1131	1346	1125
7.11	574	941	1205	1435	1198

表 9-8　西恆春外海構造之地震重現期(Mw=Mchar3)

Mw	斷層面積 (km^2)	T (yr)			
		T1(S1=1.6 mm/yr)	T2(S2=2.1 mm/yr)	T3(S3=3.1 mm/yr)	T = 0.2*T1+ 0.6*T2 + 0.2*T3
6.82	416	954	727	493	726
6.86	464	982	748	507	747
6.94	574	1047	798	540	796

表 9-9　主要斷層震源之邏輯樹情境組數

	地震參數 (組)	小計 (組)
山腳斷層系統	走向角(2)、震源(5)*、傾角(3)、斷層深度(3)、地震矩規模(3)	270
ST-II 斷層系統	走向角(2)、震源(3)**、傾角(3)、斷層深度(3)、地震矩規模(3)	162
澳底外海斷層	走向角(2)、震源(3)***、傾角(3)、斷層深度(3)、地震矩規模(3)	162
北宜蘭斷層系統	走向角(2)、震源(6)****、傾角(3)、斷層深度(3)、地震矩規模(3)	324
西恆春外海構造	走向角(2)、傾角(3)、地震矩規模(3)	18
恆春斷層系統	震源(6)*****、傾角(3)、地震矩規模(3)	54
合計		990

* 排除位於陸域的 W 分段
** 排除位於陸域的 L1 分段
*** A1'分段為 A1 分段+S 斷層，由於 S 斷層位於陸域，故不考慮 AOF-RM2 之震源
**** 排除位於陸域的 A 分段
***** 排除位於陸域的 CC 和 HC 分段

表 9-10　馬尼拉分支斷層邏輯樹中的部分參數設定

(資料來源：PSHA SSHAC-3 SSC (2019))

Fault Name	Segmentation	Style of Faulting	Length (km)	Dip (°)	Depth (km)	$M_{char}1$	$M_{char}2$	$M_{char}3$	Vertical rate (mm/yr)			Slip rate (mm/yr)			Allocation Slip rate (mm/yr)		
									V1	V2	V3	S1	S2	S3	S1	S2	S3
Manila Splay Fault	S1	90 (RV)	33	11	Case 1 (Stop at Manila branch point (8 km))	7.15	7.18	7							0.80	1.20	1.60
	S2		322			8.36	8.23	7.97									
	S3		130			7.88	7.91	7.68									
	S1		33	15	Case 2 (Stop at Manila branch point (12 km))	7.15	7.2	7.03							2.00	3.20	3.60
	S2		322			8.36	8.25	7.99									
	S3		130			7.88	7.92	7.69									
	S1		33	18	Case 3 (Stop at Manila branch point (15 km))	7.15	7.23	7.05							3.60	5.60	6.00
	S2		322			8.36	8.26	8									
	S3		130			7.88	7.93	7.7									

表 9-11　馬尼拉分支斷層之斷層長度、滑移角和傾角

分段	斷層長度(L)	滑移角(λ)	傾角 (δ)
S2	322 km	90 度	11、15 或 18 度
S3	130 km	90 度	11、15 或 18 度

表 9-12　馬尼拉分支斷層之震央和走向角

分段	震央(x_c, y_c)	走向角(θ)
S2	(東經 120.50 度，北緯 21.03 度)	343 度
S3	(東經 120.46 度，北緯 19.36 度)	35 度

表 9-13　馬尼拉分支斷層之斷層寬度和破裂深度

傾角 (度)	斷層深度 (km)	斷層寬度 (km)	破裂深度 (km)
11	8	41.93	4
15	12	46.36	6
18	15	48.54	7.5

表 9-14　馬尼拉分支斷層之滑移量 (Case 1)

Mw			斷層長度 (km)	斷層寬度 (km)	滑移量 (m)		
M_{char1}	M_{char2}	M_{char3}					
7.15	7.18	7	33	41.93	1.26	8.69	3.92
8.36	8.23	7.97	322	46.36	1.39	5.54	4.34
7.88	7.91	7.68	130	48.54	0.75	2.26	1.96

表 9-15　馬尼拉分支斷層之地震重現期(Mw=Mchar1)

Mw	斷層面積 (km^2)	T (yr)			
		T1(S1=0.80 mm/yr)	T2(S2=1.20 mm/yr)	T3(S3=1.60 mm/yr)	T = 0.3*T1+ 0.4*T2 + 0.3*T3
7.15	1582	1569	1046	785	1125
8.36	14928	10859	7239	5429	7782
7.88	6310	4895	3263	2447	3508

表 9-16　馬尼拉分支斷層之地震重現期(Mw=Mchar2)

Mw	斷層面積 (km^2)	T (yr)			
		T1(S1=0.80 mm/yr)	T2(S2=1.20 mm/yr)	T3(S3=1.60 mm/yr)	T = 0.3*T1+ 0.4*T2 + 0.3*T3
7.18	1582	1740	1160	870	1247
8.23	14928	6931	4621	3465	4967
7.91	6310	5429	3620	2715	3891

表 9-17　馬尼拉分支斷層之地震重現期(Mw=Mchar3)

Mw	斷層面積 (km^2)	T (yr)			
		T1(S1=0.80 mm/yr)	T2(S2=1.20 mm/yr)	T3(S3=1.60 mm/yr)	T = 0.3*T1+ 0.4*T2 + 0.3*T3
7	1582	935	623	467	670
7.97	14928	2824	1882	1412	2024
7.68	6310	2453	1636	1227	1758

表 9-18　其他斷層震源之邏輯樹情境組數

	地震參數 (組)	小計 (組)
濱海斷層	震源(2)、斷層深度(3)、地震矩規模(3)	18
沖繩海溝斷層	斷層深度(3)、地震矩規模(3)	9
附加海域斷層 E	傾角(3)、斷層深度(3)、地震矩規模(1)	9
附加海域斷層 I	傾角(3)、斷層深度(3)、地震矩規模(1)	9
恆春海脊海域斷層	地震矩規模(3)	3
琉球走滑斷層	震源(2)、地震矩規模(3)	6
台東峽谷斷層	震源(1)、地震矩規模(3)	3
北呂宋走滑斷層	傾角(3)、地震矩規模(3)	9
北呂宋逆衝斷層	傾角(3)、地震矩規模(3)	9
馬尼拉分支斷層	傾角(3)、震源(3)、地震矩規模(3)	27
東恆春海域斷層	傾角(2)、震源(1)、地震矩規模(3)	6
合計		110

參、主要發現與結論

本研究所得主要發現與結論敘述如下：

一、地震型 PTHA 研究以數值模式 FUNWAVE 和單位海嘯法進行屏東外海機率式海嘯波高之建置研究。透過歷史海嘯事件的模擬分析，探討進行 PTHA 所需之參數分析時，觀測資料所需具備之要求。以現有之觀測資料，建議以最大海嘯波高達 10 cm 做為挑選之門檻值。

二、以單位海嘯法進行不同海嘯源解析度分析之結果顯示，從 0.50 度*0.50 度的解析度提升至 0.25 度*0.25 度後，最大和最小海嘯波高的誤差皆顯著減少 1 倍以上。此外，從外海不同水深的結果發現，即便水深降至 25 m，仍可能滿足單位海嘯法所需之線性假設。然而，目前僅為單一情境所見之現象，仍有待進一步的釐清。

三、PTHA 的危害度曲線顯示不同情境所呈現之危害度曲線發生機會越小的情況存在相當大的差異，顯示邏輯樹是降低因海嘯情境的認知不足造成不確定性的重要方式。此外，邏輯樹之權重分配亦是影響最終分析結果的關鍵之一。

四、LPTHA 研究彙整美國及其他國家之海底山崩型海嘯機率式危害度分析，並嘗試建立可依循之分析流程以供未來操作及參考使用。研究分成兩大部分，第一部分整理目前文獻對於 LPTHA 之討論，列舉並詳述三份期刊文章之方法與成果，藉由實際事例以闡明操作 LPTHA 之概念基礎。第二部分則是套過實際操

作，以示範如何建置特定區域之 LPTHA。研究結果最後得出台灣核三廠之假想危害度曲線以及南端沿海區域整體之海嘯危害分析，完成 LPTHA 之最終目標。

五、LPTHA 之分析可概略分成三個步驟，主要為建置符合現地不確定因子之機率模型；接著模擬特定情境之海嘯事件，以確認海嘯波高與各不確定因子之關係；最後結合上兩步驟之結果，將海嘯波高以機率模型之方式呈現。

六、LPTHA 之分析中，釐清不確定因子對於海底山崩及海嘯之影響，至關重要。為此，分析前期需要調查研究區域附近可能之發生源、發生源之地形、地質條件、發生源之歷史事件乃甚至發生源之海底地形變遷等，方得確立各項不確定因子之影響程度，確保後續能建立適切之機率模型。本研究於示範操作之成果中有展示，如使用不同最大重現期距進行危害度分析，其相同波高之年發生率即有顯著之變化。

七、LPTHA 研究在最大重現期距之假設上，參考其他文獻研究，認為台灣於冰期後之海域大地方有歷史事件之參考價值，而該期距約為 20000 B.C.至 15000 B.C.。蓋冰期時之台灣附近海域海平面較低，多處海域在當時甚至仍是陸地，不符合現今之海陸態樣。

八、LPTHA 研究於示範操作中，考量當前研究能力、現有相關資料以及目前研究目標，僅採用較簡易之建置方式，直接套用方法一中紐西蘭庫克海峽之機率模型以及其所提出之體積-波高擬合式。該方法在操作上固然具有方便性，惟其簡化並限縮變

因之過程，應需經過合適之分析，方得統整出一經驗式作為機率模型。本研究未有深究該經驗式之建置過程，是未來操作 LPTHA 時必須注意之議題。

九、LPTHA 研究之目標乃建置一可供參考之機率式海底山崩型海嘯危害度分析方法,研究目前可繪製出危害度曲線以及特定重現期下之對應波高，未來可整合不同源頭之機率模型，以建立完整之機率式海嘯危害度分析。

十、研究依據 PSHA SSHAC-3 SSC (2019)書面報告建置斷層震源轉換為 PTHA 邏輯樹所需參數之方法，未來若取得更細部的斷層資料，可再進行方法調整。

十一、斷層震源分為主要斷層震源(primary fault source)和其他斷層震源(other fault source)，本研究依斷層所在位置於海域者研判為可能造成海嘯之斷層並進行應用至 PTHA 研析，共有 6 個主要斷層和 11 個其他斷層。

十二、評估 PSHA SSHAC-3 SSC (2019)書面報告的主要斷層震源和其他斷層震源之邏輯樹結果顯示，以此建置 PTHA 危害度曲線需要分別考慮 990 和 110 個海嘯情境。

肆、參考文獻

1. ASCE 7-16, 2017. Minimum design loads and associated criteria for buildings and other structures.
2. Cartwright, J.H. and Nakamura, H., 2008. Tsunami: A history of the term and of scientific understanding of the phenomenon in Japanese and western culture. Notes Rec R Soc Lond, 62(2): 151-66.
3. Choi, B.H., Pelinovsky, E., Kim, K.O. and Lee, J.S., 2003. Simulation of the trans-oceanic tsunami propagation due to the 1883 krakatau volcanic eruption. Nat Hazard Earth Sys, 3(5): 321-332.
4. Cornell, C.A., 1968. Engineering seismic risk analysis. B Seismol Soc Am, 58(5): 1583-1606.
5. Downes, G.L. and Stirling, M.W., 2001. Groundwork for development of a probabilistic tsunami hazard model for New Zealand, International Tsunami Symposium 2001. NOAA Pacific Marine Environmental Laboratory (PMEL), Seattle, Washington, pp. 293-301.
6. Gonzalez, F.I., Geist, E.L., Jaffe B., Kanoglu U., Mofjeld H., Synolakis C.E., Titov V.V., Arcas D., Bellomo D., Carlton D., Horning T., Johnson J., Newman J., Parsons T., Peters R., Peterson C., Priest G., Venturato A., Weber J., Wong F. and Yalciner A., 2009. Probabilistic tsunami hazard assessment at Seaside, Oregon, for near- and far-field seismic sources. J Geophys Res-Oceans, 114.

7. Geist, E.L. and Parsons, T., 2014. Undersampling power-law size distributions: Effect on the assessment of extreme natural hazards. Natural hazards, 72(2): 565-595.
8. Grezio, A. et al., 2020. Multisource bayesian probabilistic tsunami hazard analysis for the gulf of naples (italy). Journal of Geophysical Research: Oceans, 125(2): e2019JC015373.
9. Grezio, A. et al., 2012. Probabilistic tsunami hazard assessment for messina strait area (sicily, italy). Natural Hazards, 64(1): 329-358.
10. Hanks, T.C. and Kanamori, H., 1979. A moment magnitude scale. J Geophys Res: Solid Earth, 84(B5): 2348-2350.
11. Harbitz, C. et al., 2014. Rockslide tsunamis in complex fjords: From an unstable rock slope at åkerneset to tsunami risk in western norway. Coastal engineering, 88: 101-122.
12. Kirby, J.T., Wei, G., Chen, Q., Kennedy, A.B. and Dalrymple, R.A., 1998. Funwave 1.0: Fully nonlinear boussinesq wave model-documentation and user's manual. research report NO. CACR-98-06.
13. Lane, E.M., Mountjoy, J.J., Power, W.L. and Mueller, C., 2016. Probabilistic hazard of tsunamis generated by submarine landslides in the cook strait canyon (New Zealand). Pure and Applied Geophysics, 173(12): 3757-3774.
14. Lee, H. J., Cho, Y. S. and Woo, S. B., 2005. Quick tsunami forecasting based on database. In Tsunamis (pp. 231-240). Springer, Dordrecht.

15. Li, L. et al., 2015. What caused the mysterious eighteenth century tsunami that struck the southwest taiwan coast? Geophysical Research Letters, 42(20): 8498-8506.
16. Løvholt, F., Glimsdal, S. and Harbitz, C.B., 2020. On the landslide tsunami uncertainty and hazard. Landslides, 17: 2301-2315.
17. Micallef, A., Mountjoy, J.J., Canals, M. and Lastras, G., 2012. Deep-seated bedrock landslides and submarine canyon evolution in an active tectonic margin: Cook strait, new zealand, Submarine mass movements and their consequences. Springer, pp. 201-212.
18. Majala, G., Anda, E., Berg, H., Eikenæs, O., Helgas Oppikopfer, T., Hermanns, R.M., 2016: Fare- og risikoklassifisering av ustabile fjellparti. Tech. Rep. 77-2016, Norges vassdrags- og energidirektorat . In Norwegian
19. Mountjoy, J., Micallef, A., Stevens, C.L. and Stirling, M.W., 2014. Holocene sedimentary activity in a non-terrestrially coupled submarine canyon: Cook strait canyon system, new zealand. Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography, 104: 120-133.
20. Mofjeld, H.O., Gonzalez, F.I., Bernard, E.N. and Newman, J.C., 2000. Forecasting the heights of later waves in pacific-wide tsunamis. Nat Hazards, 22(1): 71-89.
21. NOAA, 2007. Geologic evidence of tsunamis. Scientific and technical issues in tsunami hazard assessment of nuclear power plant sites.

22. Okada, Y., 1985. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. Bulletin of the Seismological Society of America, 75(4): 1135-1154.
23. Paris, R., Switzer, A.D., Belousova, M., Belousov, A., Ontowirjo, B., Whelley, P.L. and Ulvrova, M., 2014. Volcanic tsunami: A review of source mechanisms, past events and hazards in southeast Asia (Indonesia, Philippines, Papua New Guinea). Nat Hazards, 70(1): 447-470.
24. PG&E, 2010. Methodology for Probabilistic Tsunami Hazard Analysis: Trial application for the Diablo Canyon Power Plant site.
25. PSHA SSHAC-3 SSC, 2019, Development of the Hazard Input Document for Taiwan using SSHAC Level 3 Methodology. Volume 2: SSC Technical Report, Taiwan Power Company.
26. Romstad, B., Harbitz, C.B. and Domaas, U., 2009. A gis method for assessment of rock slide tsunami hazard in all norwegian lakes and reservoirs. Natural hazards and earth system sciences, 9(2): 353-364.
27. Shuto, N., 1991. Numerical simulation of tsunamis—Its present and near future. Natural Hazards, 4(2-3), 171-191.
28. Strasser, F.O., Arango, M.C. and Bommer, J.J., 2010. Scaling of the source dimensions of interface and intraslab subduction-zone earthquakes with moment magnitude. Seismol Res Lett, 81(6): 941-950.

29. Thio, H.K., Somerville, P. and Polet, J., 2010. Probabilistic Tsunami Hazard in California.
30. Uri, S., Lee, H.J., Geist, E.L. and Twichell, D., 2009. Assessment of tsunami hazard to the us east coast using relationships between submarine landslides and earthquakes. Marine geology, 264(1-2): 65-73.
31. USNRC NUREG/CR-7223, 2016. Tsunami Hazard Assessment: Best Modeling Practices and State-of-the-Art Technology.
32. Watts, P., Grilli, S., Kirby, J., Fryer, G. and Tappin, D., 2003. Landslide tsunami case studies using a boussinesq model and a fully nonlinear tsunami generation model. Natural hazards and earth system sciences, 3(5): 391-402.
33. 吳祚任，2011。「台灣潛在高於預期之海嘯模擬與研究」，行政院災防應用科技方案，行政院國家科學委員會。
34. 吳俊霖，2019。「台灣地震危害高階模型建置」，國家地震工程研究中心。(http://sshac.ncree.org.tw/，公開課程)
35. 林柏佑，2009。利用單位海嘯模擬方法建立台灣近海海嘯警報系統，碩士論文，國立中央大學地球物理研究所。
36. 陳伯飛，2009。「利用單位海嘯模擬來建立臺灣海域近海海嘯預警系統」，交通部中央氣象局。
37. 原子力規制委員会，2018。確率論的津波ハザード評価に係る手法の提案:プレート間地震による津波波源の設定方法とその適用例。