

114 年度臺灣海域地震與海嘯觀測之相關研究

子計畫一

1920 與 0403 花蓮海嘯與情境重建與潛勢分析

吳祚任 曾淑華 李宏玲 曾歆倚

中華民國地球物理學會

摘要

2024 年 4 月 3 日，花蓮發生規模芮氏規模 7.2 的地震，震源深度為 22.5 公里。本次地震引發海嘯。海嘯高度在烏石潮位站達 89 公分。並於壽豐鄉鹽寮村沿海一帶產生達約 2.5 公尺之海嘯湖上高。所幸海嘯發生之時為低潮位時期，因此沒有造成傷亡。然而本次事件卻也證明，臺灣東部花蓮至宜蘭一帶，其地形有助於海嘯波高放大。因此若遇到更大之海嘯源，將對花蓮至宜蘭一帶造成破壞。而本次地震所在位置，位於菲律賓海板塊與歐亞大陸板塊接壤處，斷層與海溝分布複雜。本次地震成因目前仍在討論，然普遍認為是由海岸山脈或中央山脈斷層系統破裂所導致。然而也因為本次地震鄰近琉球海溝，因此 1920 年規模 8 之琉球隱沒帶地震也因此備受關注。

本研究將由 2024 年之 0403 花蓮地震海嘯為起點，透過豐富的沿海潮位站資料以及首度揭露之地震中心海底電纜資料，以 COMCOT 海嘯模式進行模擬與分析，以推求 0403 花蓮地震之海嘯源，並進而分析與還原 1920 琉球隱沒帶之地震海嘯。由於隱沒帶之地震有更高機會達到規模 8 以上，因此本研究亦將進行情境分析，以了解潛在大規模海溝型海嘯對於花蓮至宜蘭，甚至全島之威脅。

本次地震相當特殊，與一般海嘯不同的是，0403 花蓮地震之震央雖位於陸地，仍於東海岸引發海嘯，為研究此種鄰近海岸型態之海嘯，本研究將進行定性分析，探討近岸地震之震央與海岸之距離關係，並歸納此類地震須發布海嘯警戒之門檻值，評估海嘯波高及其影響。

關鍵字：歷史海嘯 (Historical tsunami)，影響強度分析法 (Impact Intensity Analysis)，1920 花蓮地震 (1920 Hualien Tsunami)，0403 花蓮海嘯 (0403 Hualien Tsunami)。

Abstract

On April 3, 2024, an earthquake with a magnitude of 7.2 on the Richter scale occurred in Hualien, with a focal depth of 22.5 kilometers. This earthquake triggered a tsunami. The height of the tsunami reached 89 cm at the Wushi tide station. A tsunami upstream height of about 2.5 meters was generated at Yanliao Village, Shoufeng Township. Fortunately, the tsunami occurred during the period of ground tide, so no casualties were caused. However, this incident also proved that the terrain of Hualien to Yilan in eastern Taiwan is conducive to the amplification of tsunami wave heights. Therefore, if a larger tsunami source is encountered, it will cause damage to the area from Hualien to Yilan. The location of this earthquake is at the junction of the Philippine Sea Plate and the Eurasian Continental Plate, and the distribution of faults and trenches is complex. The main cause of this earthquake is still under discussion in the academic community, but it is generally believed that it was caused by the rupture of the coastal mountain range or the Central Mountain Range fault system. However, because this earthquake is close to the Ryukyu Trench, the 1920 Ryukyu Submerged Zone Earthquake of magnitude 8 has also attracted much attention.

This study will start with the 2024 0403 Hualien earthquake-tsunami, through the rich coastal tide station data and the first disclosed submarine cable data, and use the COMCOT tsunami model to simulate and analyze, to deduce the 0403 Hualien earthquake-tsunami source, and then analyze and restore the 1920 Ryukyu Submerged Zone earthquake-tsunami. Since earthquakes in the subduction zone have a higher chance of reaching magnitude 8 or above, this study will also conduct a scenario analysis to understand the threat of potential large-scale trench tsunamis to Hualien, Yilan, and even the entire island.

The 0403 Hualien earthquake was unique, unlike a typical tsunami. Although the epicenter was located on land, it still triggered a tsunami on the East Coast. To research this type of tsunami generated by a near-shore earthquake, this study will conduct a qualitative analysis to investigate the relationship between the epicenter of a near-shore earthquake and the distance to the coast. It will also identify the threshold values for issuing tsunami warnings for this kind of earthquake and estimate the tsunami wave height and impact.

Keywords: Historical tsunami, Impact Intensity Analysis, 1920 Hualien Tsunami, 0403 Hualien Tsunami

壹、研究動機

臺灣位處於歐亞大陸板塊與菲律賓海板塊的交界，長期處於地震與海嘯的潛勢區。2024年4月3日，臺灣東部花蓮地區發生芮氏規模7.2的地震，震央位於陸地，震源深度僅22.5公里。儘管震央位於陸地，但東部沿岸仍然觀測到明顯海嘯現象，例如烏石港潮位站記錄到89公分波高，壽豐鄉鹽寮地區則出現高達2.5公尺的溯上高（中央氣象署, 2024）。即便地震震央位於陸域，其破裂面若延展至近海區域，亦可能誘發海嘯，反映出近岸地震的潛在危險性。

過去學界對海嘯發生的認知多集中於典型的海底逆斷層地震，然而如0403花

蓮地震般的「鄰近海岸型地震」所引發的海嘯較為特殊且機制相對複雜，目前尚缺乏足夠之研究與案例分析 (Lay et al., 2005)。再者，臺灣東部特殊的海岸地形可能具有放大海嘯波高的效果 (Ando, Tu, & Lin, 2015)，使得即使是中等規模地震所產生的海嘯，也可能對沿岸構成威脅。

本次事件除有詳細的潮位站資料外，更具備首度公開之海底電纜觀測資料，為進一步探討震源機制與海嘯生成提供寶貴機會。此外，該地區鄰近琉球海溝隱沒帶，其歷史上曾發生 1920 年規模約 8.0 的大地震，亦有潛在引發大規模海嘯的可能性 (Hsu et al., 2013)。因此，本研究不僅針對 0403 花蓮地震進行數值模擬與震源分析，更將延伸至 1920 歷史事件重建與未來海溝型潛勢海嘯的情境分析，以期提供更全面的海嘯預測模擬結果與防災參考依據。

在期末階段，本研究旨在系統性評估臺灣東部沿海地區之潛在海嘯威脅與精進海嘯防災策略這兩大需求。由於臺灣東部沿海地區的海嘯威脅主要受琉球海溝與馬尼拉海溝兩大板塊構造邊界所控制，因此本研究採用影響強度分析法 (IIA) 震央平移模擬，探討地震震央與陸地距離之變化，對於東部沿海地區海嘯波高分佈的具體衝擊。這些分析結果，特別是近岸震源的影響評估，能為評估臺灣近海地震提供距離參考依據，並將其與海嘯警戒分級結合，作為精進沿海地區土地利用規劃與緊急疏散策略的科學依據。

貳、背景分析

臺灣位於歐亞大陸板塊與菲律賓海板塊之交界，且四面環海，因此容易受到地震、海嘯、風暴潮等自然災害之影響。2024 年 0403 花蓮地震為臺灣近 25 年來規模最大之地震，其震央位於花蓮東方外海，這場地震不僅造成地震損害，也對臺灣東部沿岸帶來將近 1 公尺之海嘯，是近年最顯著的海嘯事件之一。

此外，本次地震震央位於菲律賓海板塊與歐亞大陸板塊交界處，屬於構造活動頻繁且地質構造複雜之區域。根據 Qiu et al. (2024) 之分析，震源斷層走向為 196° (WS-EN)，傾角為 30.9° (NW)，平均走向滑移量為 0.4 公尺，傾斜方向滑移量達 2.6 公尺，顯示此次事件主要為逆衝型斷層破裂所致。另據 Cheloni et al. (2024) 推測，主震可能發生於一條陡傾東向的斷層或平緩西傾的逆斷層上，其斷層構造特徵表現為具有 SSW-NNE 走向的逆斷層。破裂過程呈現明顯的單向性傳播，持續時間約為 31 秒，最大滑移量約 2 公尺，主要滑移區深度介於約 41 至 49 公里之間 (Yang et al., 2024)。地震矩計算結果為 1.50×10^{20} N·m，對應之矩震級 (Mw) 為 7.4，屬於高能量釋放事件。根據 Wang et al. (2024) 之同震地表變形觀測結果，最大水平位移達 0.52 公尺，最大垂直位移則達 1.18 公尺。

此次 0403 地震海底電纜和潮位站這次完美包覆地震源，使得海嘯訊號非常清晰，可以用來判斷地震初期的情境。而目前學界主流的看法之一，是先西傾，之後觸發東傾的機制。而西傾之構造偏中央山脈，而東傾的構造則偏琉球島弧。這也暗示海溝地震有可能已經在這次事件中被觸發。而海溝型地震則有機會以規模 8 或以上呈現。如 1920 花蓮地震則是一例。

1920 年 6 月 5 日，在花蓮外海亦曾發生震矩規模 8.0 之地震，造成 5 人死亡、

8 人重傷、12 人輕傷，住家全倒 202 戶、半倒 231 戶、大破 350 戶、小破 514 戶，其他建物全倒 71 棟、半倒 46 棟、大破 52 棟、小破 64 棟（中央氣象署，<https://scweb.cwa.gov.tw/zh-tw/page/disaster/5>），震央深度約 20 公里（USGS，<https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/iscgem912519/executive>）。

1920 年的歷史事件可能發生在琉球巨型逆衝斷層上。如果地震發生於俯衝帶淺層，可能會產生大海嘯，根據沿花蓮至臺東海岸的 GPS 資料進行的地震活動分析，結果顯示琉球隱沒帶最南端的板塊界面從琉球海溝到約 13 公里深處完全鎖住。潛在的破裂區域可能從臺灣東岸延伸至加瓜海脊，地震規模可能達到 7.5 至 8.7 之間 (Hsu et al., 2012)。1920 年之地震破裂可能沿著隱沒帶內斜斷層的淺層開始破裂，隨後向下和側向傳播，這可以解釋為何缺乏顯著的海底運動及隨後海嘯之紀錄。根據超過 108 年之地震活動計算出之地震耦合率，推測靠近臺灣之琉球隱沒帶顯示出相對較弱之板塊間耦合，特徵為規模高於 7 但低於 8 之反覆性地震。這些地震特別集中於 122°E 和 122.5°E 之間，震央深度範圍為 5 至 30 公里 (Theunissen et al., 2010)。

由此可知琉球海溝有可能再次發生規模 7 以上甚至可能到達規模 8.7 之地震，其離臺灣東岸距離相當接近，宜蘭、花蓮、臺東等東部沿岸皆可能於地震發生後，在短時間遭受大規模之海嘯侵襲，因此針對東部進行歷史海嘯之重建以及海嘯災害潛勢分析至關重要。

本研究將以康乃爾大學所研發之 COMCOT 多重網格海嘯模式為基礎進行，於近岸地區使用內政部提供之 20 公尺高解析度地形，對 0403 花蓮地震海嘯源進行分析與海嘯模擬，將針對 1920 年之花蓮地震進行再分析，並運用影響強度分析法 (Impact Intensity Analysis, IIA) 對臺灣東部海域進行海嘯潛勢分析，了解臺灣東部海域所面臨之海嘯威脅，最後探討近岸地震之震央與海岸之距離關係，並歸納此類地震須發布海嘯警戒之門檻值，評估海嘯波高及其影響。

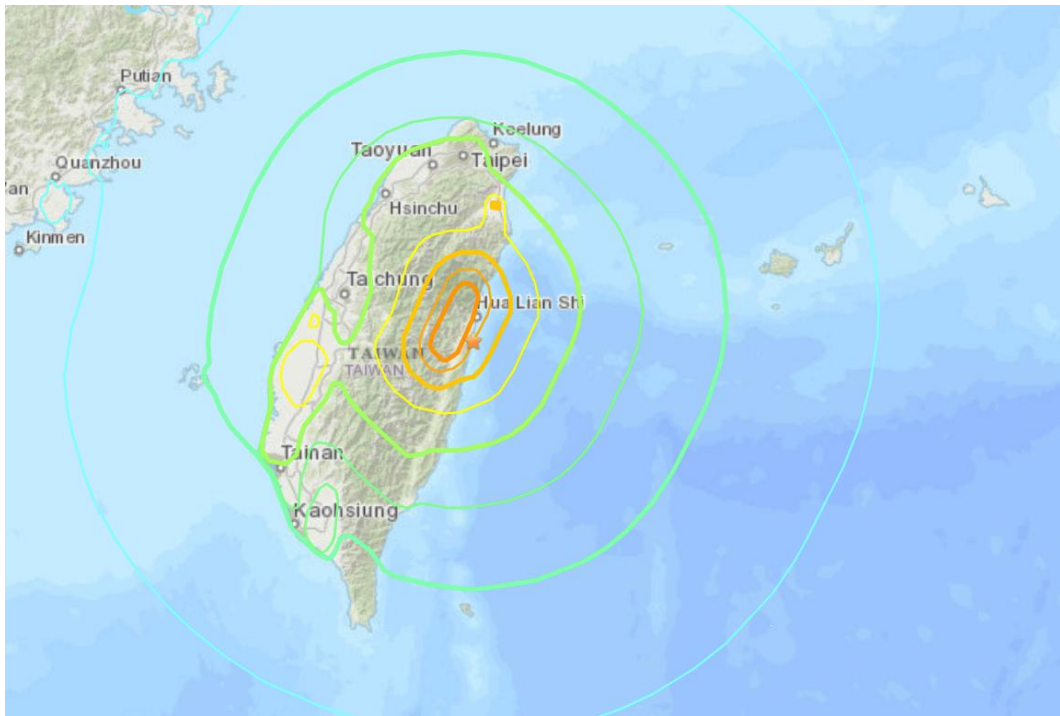


圖1 2024年0403花蓮地震之震央位置

(USGS, <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/us7000m9g4/executive>)

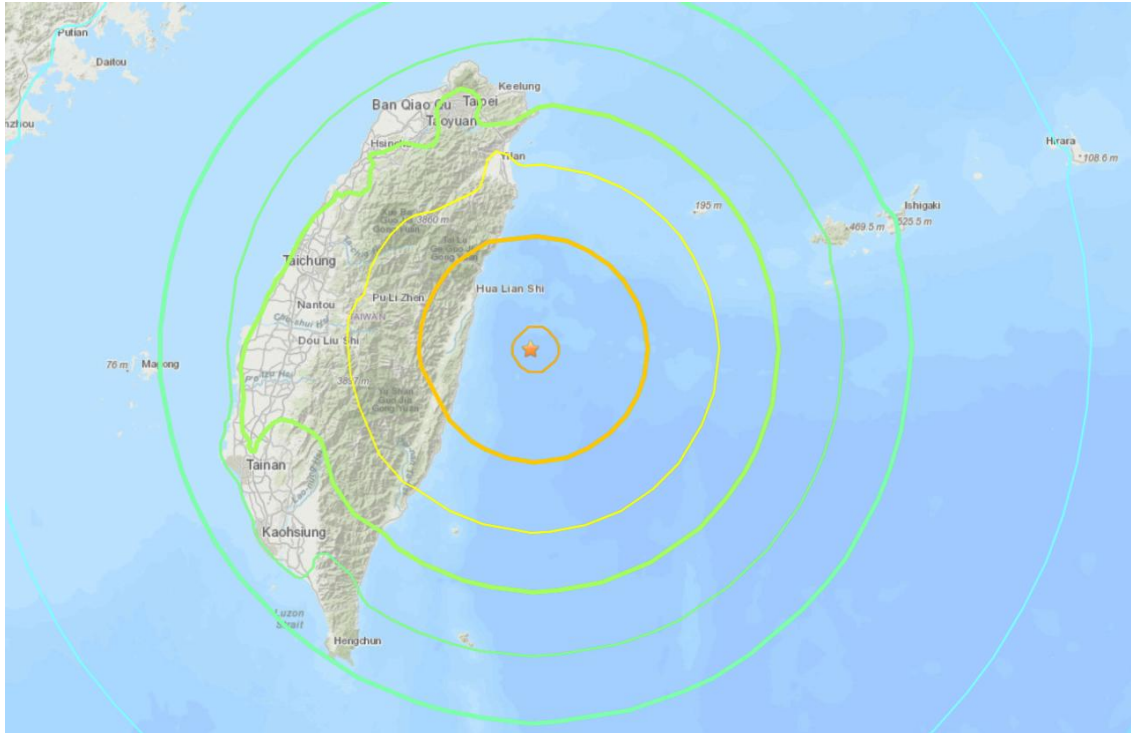


圖3 1920年花蓮地震之震央位置
(USGS, <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/iscgem912519/executive>)

參、模式與理論

本研究所採用之海嘯數值模式為 COMCOT (Cornell Multi-grid Coupled Tsunami Model)，其為美國康乃爾大學 Prof. Philip L.-F. Liu 團隊所發展。此模式有多項特色，適用於海嘯速算模式之發展，首先模式可在卡式座標和球座標下同時求解線性與非線性淺水波方程式 (Shallow Water Equation)，可完整呈現海嘯於深海地區之傳遞和近岸區域之高非線性強度之行為；COMCOT 模式具備多重巢狀網格功能 (Multi-Grid Nested System)，可計算多重尺度之波浪傳播現象，此外該模式之移動邊界法 (Moving Boundary Scheme) 可用於模擬海嘯波上溯後之溢淹情形，有利於預測海嘯對內陸之破壞範圍，此外，模式透過與中研院網格中心合作，已完成平行化之程序，效能大幅提升。

COMCOT 海嘯模式中使用 Okada (1985) 模型來計算初始自由液面變化，此計算方法之理論依據為在地震發生瞬間，剛體海床之錯動與海水面變動同步產生，此模型之斷層依具彈性錯移理論 (Elastic Dislocation Theory)，利用地下斷層面之錯動資料來計算地表之位移量。此模型計算需要九種參數執行，分別為：震央經度、震央緯度、震源深度、斷層破裂長度、斷層破裂寬度、斷層錯動量 (Dislocation)、斷層走向 (Strike)、斷層傾角 (Dip) 和斷層滑移角 (Slip)。

3.1 統御方程式 (Governing Equation)

海嘯波於深海傳遞時由於波長 (l) 遠大於水深 (h)，因此在計算海嘯波傳遞時可用淺水波方程式進行計算，其可由頻散關係式定義淺水波特性的

$$\frac{h}{l} = \mu < \frac{1}{20} \quad (6.1)$$

其中 μ 為頻散係數 (Dean and Dalrymple, 1991)。

COMCOT 模式結合線性與非線性淺水波方程式，其中深海地區適用線性淺水波方程式，而近海或上岸後之海嘯波則適用非線性淺水波方程式。本模式結合球座標與卡式座標之計算，可同時求解全球尺度與地方尺度之海嘯。當海嘯波振幅 a 遠小於水深 h 時，其非線性項 $\varepsilon = a/h$ 很小，可用微小振幅波逼近法 (small amplitude approximation) 忽略非線性項，在卡式座標系中，其線性淺水波連續方程式與動量方程式如下：

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial Q}{\partial y} = 0 \quad (6.2)$$

$$\frac{\partial P}{\partial t} + gH \frac{\partial \eta}{\partial x} = 0 \quad (6.3)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + gH \frac{\partial \eta}{\partial y} = 0 \quad (6.4)$$

其中 η 為波高， $H = \eta + h$ 為總水深其中 h 為靜水深， $P = Hu$ ， $Q = Hv$ 為水平方向體積通量其中 u, v 為兩個方向之流速， g 為重力加速度， t 為時間。

而在大尺度海嘯模擬中，將使用球座標系統描述淺水波方程式，並因緯度影響而加入柯氏力 (Coriolis force)，所採用之公式如下：

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \varphi} \left\{ \frac{\partial P}{\partial \psi} + \frac{\partial}{\partial \varphi} (\cos \varphi Q) \right\} = 0 \quad (6.5)$$

$$\frac{\partial P}{\partial t} + \frac{gH}{R \cos \varphi} \frac{\partial \eta}{\partial \psi} - fQ = 0 \quad (6.6)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{gH}{R} \frac{\partial \eta}{\partial \varphi} + fP = 0 \quad (6.7)$$

此處 φ, ψ 為緯度和經度， R 為地球半徑， f 為柯氏力係數 (Coriolis force coefficient)， $f = 2\omega \sin \varphi$ ，其中 ω 為地球轉動之角速度 (rotation rate)。

而當海嘯到達近岸時，水深變淺，波高變高，非線性強度增強，必須考慮底床摩擦等非線性項，其卡式座標之非線性方程式如下：

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial Q}{\partial y} = 0 \quad (6.8)$$

$$\frac{\partial P}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left\{ \frac{P^2}{H} \right\} + \frac{\partial}{\partial y} \left\{ \frac{PQ}{H} \right\} + gH \frac{\partial \eta}{\partial x} + \tau_x H = 0 \quad (6.9)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left\{ \frac{PQ}{H} \right\} + \frac{\partial}{\partial y} \left\{ \frac{Q^2}{H} \right\} + gH \frac{\partial \eta}{\partial y} + \tau_y H = 0 \quad (6.10)$$

球座標系統下非線性方程式為：

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \varphi} \left\{ \frac{\partial P}{\partial \psi} + \frac{\partial}{\partial \varphi} (\cos \varphi Q) \right\} = 0 \quad (6.11)$$

$$\frac{\partial P}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \psi} \left\{ \frac{P^2}{H} \right\} + \frac{1}{R} \frac{\partial}{\partial \varphi} \left\{ \frac{PQ}{H} \right\} + \frac{gH}{R \cos \varphi} \frac{\partial \eta}{\partial \psi} - fQ + \tau_x H = 0 \quad (6.12)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \psi} \left\{ \frac{PQ}{H} \right\} + \frac{1}{R} \frac{\partial}{\partial \varphi} \left\{ \frac{P^2}{H} \right\} + \frac{gH}{R} \frac{\partial \eta}{\partial \varphi} + fP + \tau_y H = 0 \quad (6.13)$$

τ_x 、 τ_y 為底床摩擦項中之剪應力，以曼寧公式假設， n 為曼寧相對粗糙係數，為依流體條件決定之經驗常數，如下：

$$\tau_x = \frac{gn^2}{H^{10/3}} P(P^2 + Q^2)^{1/2} \quad (6.14)$$

$$\tau_y = \frac{gn^2}{H^{10/3}} Q(P^2 + Q^2)^{1/2} \quad (6.15)$$

3.2 多層套疊巢狀網格系統 (Multi-layer nested-grid system)

海嘯波之傳遞為一複雜過程。在外海範圍屬於大尺度之運動行為，以較粗之網格即可描述。然而一旦海嘯進入近岸地區，其即轉換為小尺度之運動，此時即需以小網格加以分析。因此欲完整計算海嘯之生命歷程，數值模式需要具備能同時處理大小尺度之巢狀網格功能。在這項研究中，需要對近岸地區進行高分辨率計算，以準確呈現波浪溯上與沿海淹沒。因此，採用嵌套網格以提高數值效率。在用非線性淺水方程對沿海地區進行模擬之同時，外側區域則使用足以模擬海嘯在深海中傳遞之線性淺水方程。而大小網格間為動態連結，可有更精確之計算結果。

兩個不同網格尺度間之計算方法說明如下，圖 4 為一個較小網格系統套疊在一個較大網格系統中之範例，其網格大小比為 1:3，圖中箭頭代表通過各網格之體積通量 P 和 Q ，黑色方點和圓點分別代表大網格及小網格之水深及波高資訊。其體積通量之計算，除位於大網格和小網格邊界上之小網格由相鄰之大網格之體積通量內插而得以外，在大網格及小網格系統中之體積通量皆由動量方程式來計算。小網格系統之下一時間步波高則以連續方程式計算。為求數值上之穩定，小網格系統使用之時間步需滿足 CFL (Courant-Friedrichs-Lewy) 條件，即 $C * dt/dx < 1$ (Liu et al., 1998)， C 為波浪之相速度 (phase speed)，為一時間步內不可跨越超過一個網格之意思，因此其時間步要比大網格系統使用之時間步來得小。當小網格系統中之下一時間步波高計算完成後，大網格系統中之波高亦會隨之更新。

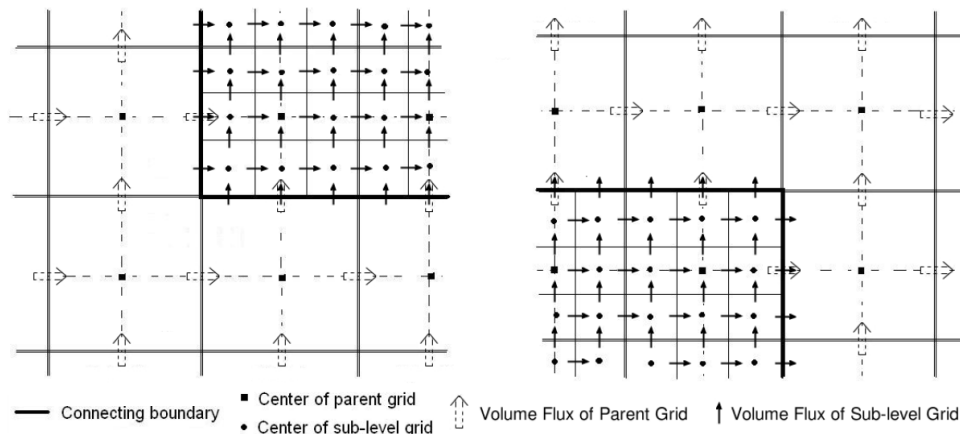


圖4 多層套疊網格系統 (Wang, 2009)

3.3 移動邊界法 (Moving boundary scheme)

COMCOT 具有移動邊界之功能，可處理海嘯波上溯時之乾濕邊界問題。一般海嘯模式僅可計算線性淺水波方程式，對於邊界上則僅可處理固定邊界。換言之，一般海嘯波模式無法模擬海嘯溢淹範圍 (inundation)。而本模式具備移動邊界功能，可準確計算海嘯波上溯 (runup) 後，於內陸所造成之溢淹範圍。

COMCOT 模式中以判斷乾溼網格邊界來開始使用移動邊界法計算。當網格點位於陸地上，為乾網格，其靜水深 h 是為平均海面 (mean water level, MWL) 到陸地之高度，以負值表示， η 為波高，總水深 $H = h + \eta$ 亦為負值，反之若在有水溢淹之濕網格中總水深則以正值表示，位於乾網格與溼網格之間之交界則定義為海岸線 (shoreline)。圖 5 以一維階梯代替真實地形來描述移動邊界條件之運算，圖中 MWL 表示平均海面， H_f 為洪氾高度 (flooding depth)。波由外海計算到近陸地區，當遇到定義之海岸線 (shoreline)，即 $H_i > 0$ 及 $H_{i+1} \leq 0$ 之條件成立，則開始使用移動邊界計算。

計算方法說明如下，在圖 5 中，總水深資料被記錄於第 $i-1$ 、 i 和 $i+1$ 位置中，體積通量則計算於 $i-1/2$ 、 $i+1/2$ 和 $i+3/2$ 位置上，起始體積通量在各網格皆為零，並利用連續方程配合移動邊界來計算下個時間步的波高，波高在乾網格中的值為 0。當第 i 個網格為濕網格，且第 $(i+1)$ 個網格為乾網格同時其通量為 0 時，海岸線位於第 i 個網格和第 $(i+1)$ 個網格之間，此時位於第 $(i-1/2)$ 網格之體積通量則指定為 0，海岸線並不會往陸地方向移動，如圖 5 上半部所示。而當第 i 個網格水面升高時， $(i+1)$ 個網格之通量不再為 0，原本在第 i 個網格點的總水深需更新到第 $(i+1/2)$ 個網格點，經由數值計算來決定總水深是否夠高足以溢淹到相鄰的乾網格，並更新海岸線位置，如圖 5 下半部所示，總水深將由連續方程中被更新。

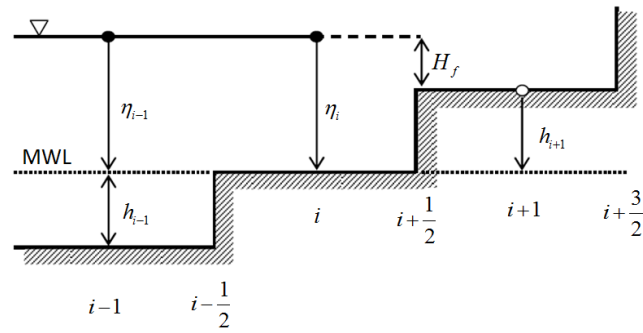


圖5 移動邊界法 (Wang, 2009)

3.4 影響強度分析法 (IIA)

為找出海嘯之潛在源頭，可以使用影響強度分析 (IIA) 方法來量化潛在海嘯之影響，並淘汰產生海嘯波對研究地點影響較小之源頭位置。該方法已被採用來重建 1867 年之基隆海嘯事件 (Lee, 2014; Chung, 2018)，研究蘭嶼之海嘯石 (Lee, 2015)，分析臺灣潛在海嘯威脅 (Wu, 2017)，以及尋找 2018 年蘇拉威西海嘯之來源 (Wu 等人, 2019)。

IIA 方法旨在比較不同位置相同初始能量海嘯對研究區之影響。因此，將單位源之形狀設置為圓柱體，以確保初始高程之各向同性。於離散網格中依序置入單位源海嘯，記錄各研究地點之最大波高，從而使海嘯對特定區域之影響得以量化 (圖 6)。

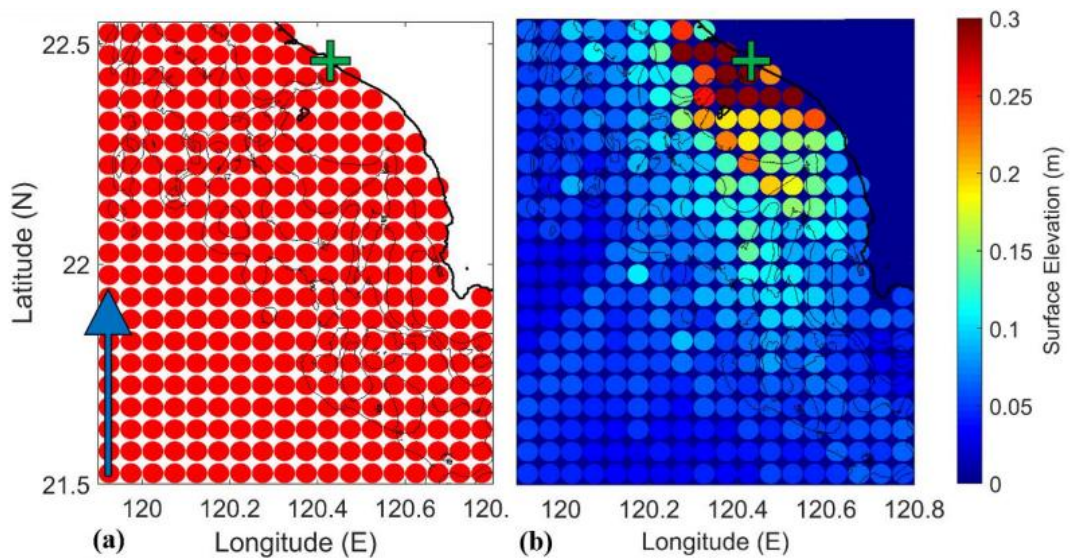


圖6 IIA 方法程序。綠色十字代表研究地點。(a) 在數值模擬之離散域中設置初始波高。單位源海嘯按順序模擬。(b) 每個模擬之初始波高都用研究地點記錄之最大波高來著色

肆、0403 花蓮海嘯之海嘯源分析與海嘯模擬及驗證

4.1 0403 花蓮地震海嘯模擬

本次研究 0403 花蓮海嘯之資料來源主要包括地震基本參數、沿岸潮位站海嘯觀測資料與海底電纜紀錄。地震參數取自多個國內外地震研究機構（詳見表 1），如中研院李憲忠研究員提供之地震斷層面模型解(LEE)、GCMT、USGS、Geoscope、AutoBATS CMT 及 GRMT，將每一所機構得出的兩組 Strike-Dip-Slip 進行模擬工作。採用 COMCOT 模式進行模擬（Liu et al., 1998; Wang & Power, 2011），並針對臺灣東半部地區進行高解析度之數值模擬，以期能準確地重現海嘯波形特徵，並對比實測資料進行驗證。

模擬總時長設定為 4 小時。地形資料來源整合全球尺度的美國國家海洋和大氣管理局 (NOAA) ETOPO 地形資料，以及臺灣局部高解析度的內政部 20 公尺網格數值地形。模擬網格採用 COMCOT 多層套疊網格系統（Wang, 2009），以配合不同區域的解析度需求，由第 1 層的 8 公里、第 2 層的 1 公里，逐步細化至第 3 至第 7 層的 25 公尺。

其中，以中研院李憲忠研究員提出的地震斷層面模型解（LEE）為例，其震源參數設定如下：震央位置設定於經度 121.7 度、緯度 23.95 度。震源深度設定為 15.5 公里，模擬斷層面長度與寬度分別為 80 公里與 38 公里，錯動量（Slip）設定為 1 公尺。斷層幾何參數方面，走向（Strike）設定為 218 度，傾角（Dip）為 40 度，滑動角（Rake）為 94 度。

表1 0403 花蓮地震參數表

	(Lon, Lat)	Magnitude (Mw)	Depth(km)	Strike	Dip	Slip
LEE	(121.7,23.95)	7.2	15.5	218	40	94
GCMT	(121.79,23.94)	7.4	32.4	228	36	115
				18	58	73
USGS	(121.598,23.836)	7.37	35.5	227	40	112
				19	54	73
Geoscope	(121.562,23.819)	7.4	44	237	36	119
				23	60	71
AutoBATS CMT	(121.67,23.77)	7.22	28	214.09	52.17	102.52
				14.19	39.55	74.4
GRMT	(121.98,23.79)	7.66	35.5	211.3	31.1	86.8
				35	59	92

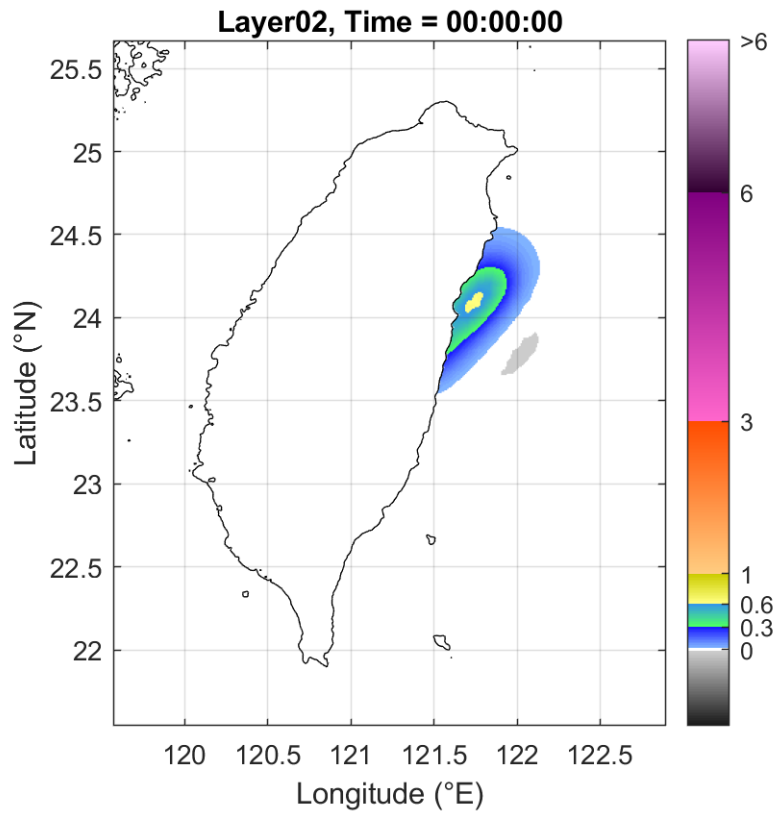


圖7 以 LEE 設定地震參數之初始波高圖，走向為 218° (中研院李憲忠研究員提供)

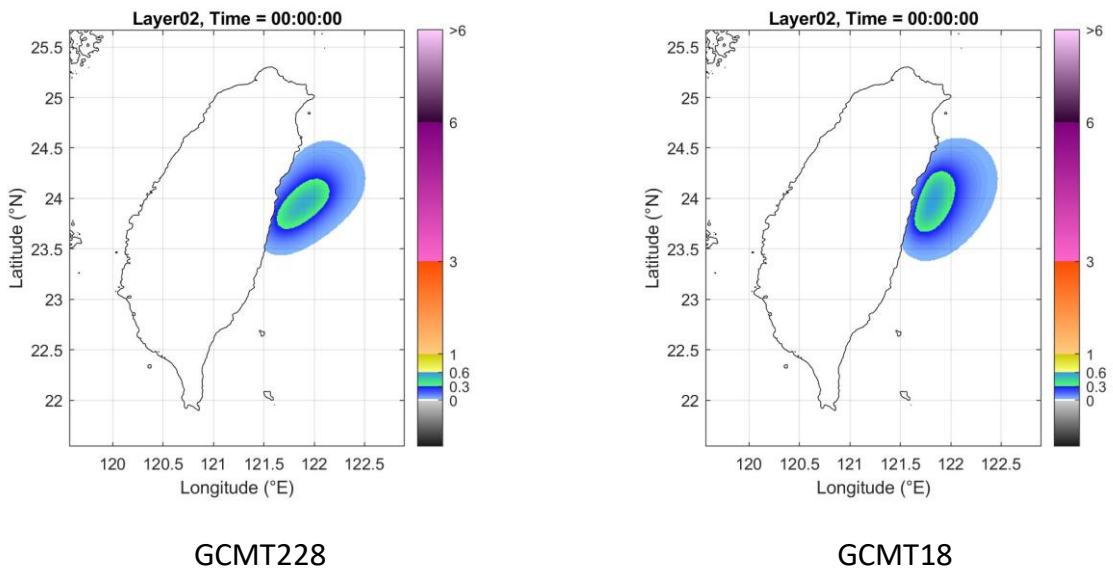
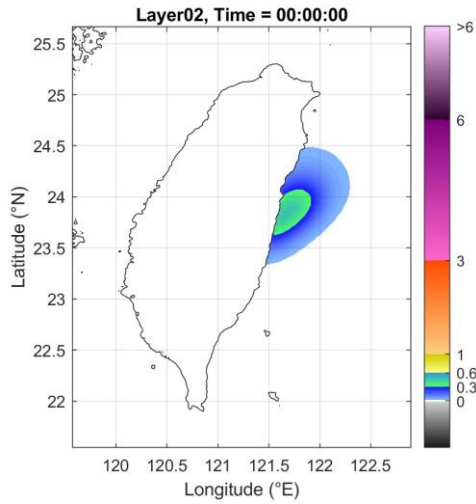
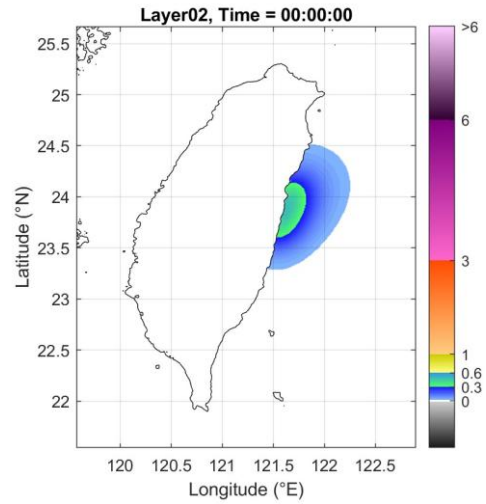


圖8 以 GCMT 設定地震參數之初始波高圖，左圖為走向 228° 之模擬，右圖為走向 18° 之模擬 (Global CMT Search Results)

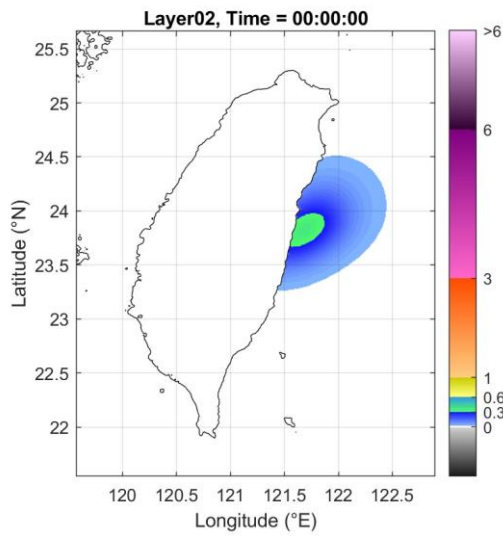


USGS227

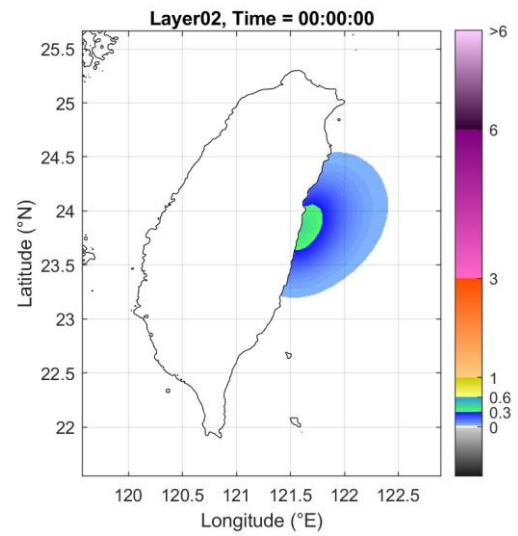


USGS19

圖9 以 USGS 設定地震參數之初始波高圖，左圖為走向 227° 之模擬，右圖為走向 19° 之模擬 (M 7.4 - 15 km S of Hualien City, Taiwan)

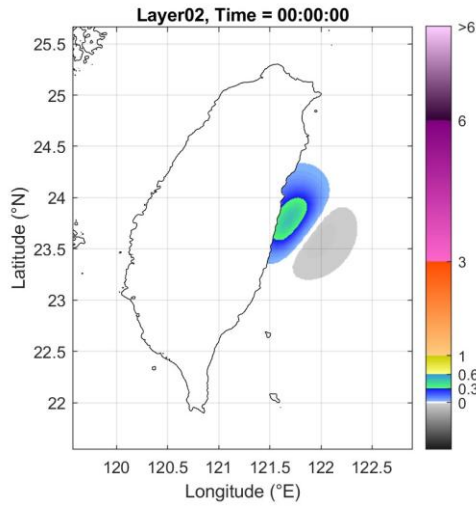


Geoscope237

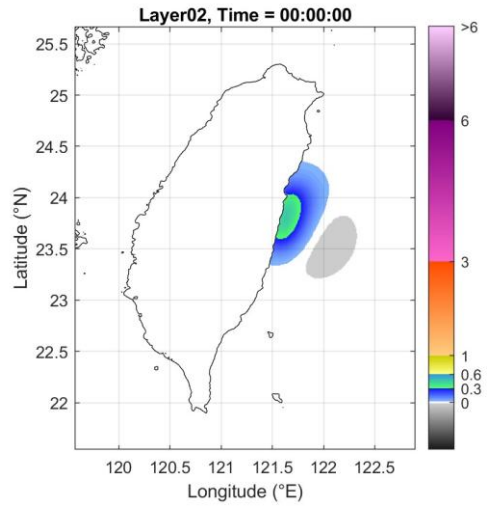


Geoscope23

圖10 以 Geoscope 設定地震參數之初始波高圖，左圖為走向 237° 之模擬，右圖為走向 23° 之模擬 (Geoscope - Earthquake description)

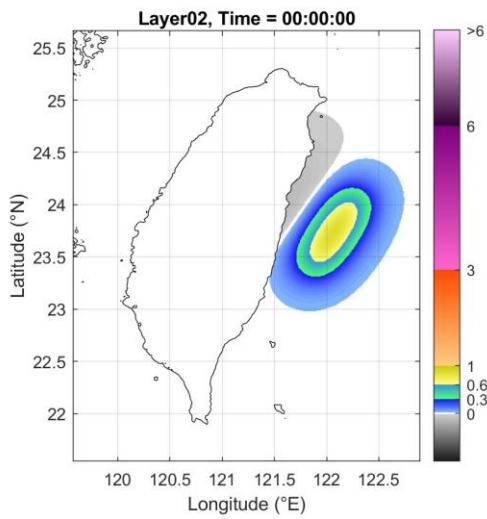


AutoBATS CMT214.09

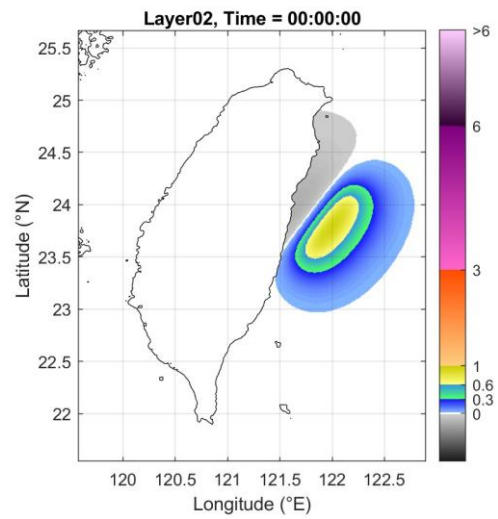


AutoBATS CMT14.19

圖11 以 AutoBATS CMT 設定地震參數之初始波高圖，左圖為走向 214.09° 之模擬，右圖為走向 14.19° 之模擬 (AutoBATS CMT Catalog)



GRMT211.3



GRMT35

圖12 以 GRMT 設定地震參數之初始波高圖，左圖為走向 211.3° 之模擬，右圖為走向 35° 之模擬 (Global RMT)

本研究所使用之潮位資料，蒐集自中央氣象署於臺灣東部沿岸設置之多處潮位站與海纜觀測站 (圖 13)，包含烏石港、花蓮港與成功港等地點。

為有效分析浮標觀測資料，本研究採用經過潮汐訊號去除 (detide) 處理後之 1 秒解析度資料 (1-second detide data)，以排除天文潮的干擾，聚焦於地震引發的非潮汐海平面變化。此類高時間解析度資料能夠更準確地捕捉海嘯波形及其細節

變化，對於模擬結果的驗證具有重要價值。各潮位站觀測資料作為數值模擬結果之參考基準，與波形形態、抵達時間與最大波高等參數進行比對，以評估海嘯模擬模型之準確性與可信度。

海纜資料部分，本研究整合 EOS 系列海底電纜資料，包括 EOS2、EOS3、EOS4、EOS8、EOS9 及 EOSA 站點。海纜資料的取樣率 (sampling rate) 為 10 Hz (赫茲)，並進行潮汐去除 (detide) 處理，以去除長週期潮汐成分。資料處理上，為進一步去除高頻雜訊與殘餘低頻變動，將海纜資料以帶通濾波器進行濾波，設定低、高頻率範圍對應週期為 1 分鐘至 30 分鐘 (約 0.01667 Hz 至 0.00056 Hz)，以擷取主要的海嘯波動訊號。濾波處理後的海纜資料，再與模擬結果進行波形對比與誤差分析，以評估海嘯模式在地震發生初期，於震源附近區域重現實際海嘯波動的準確性。

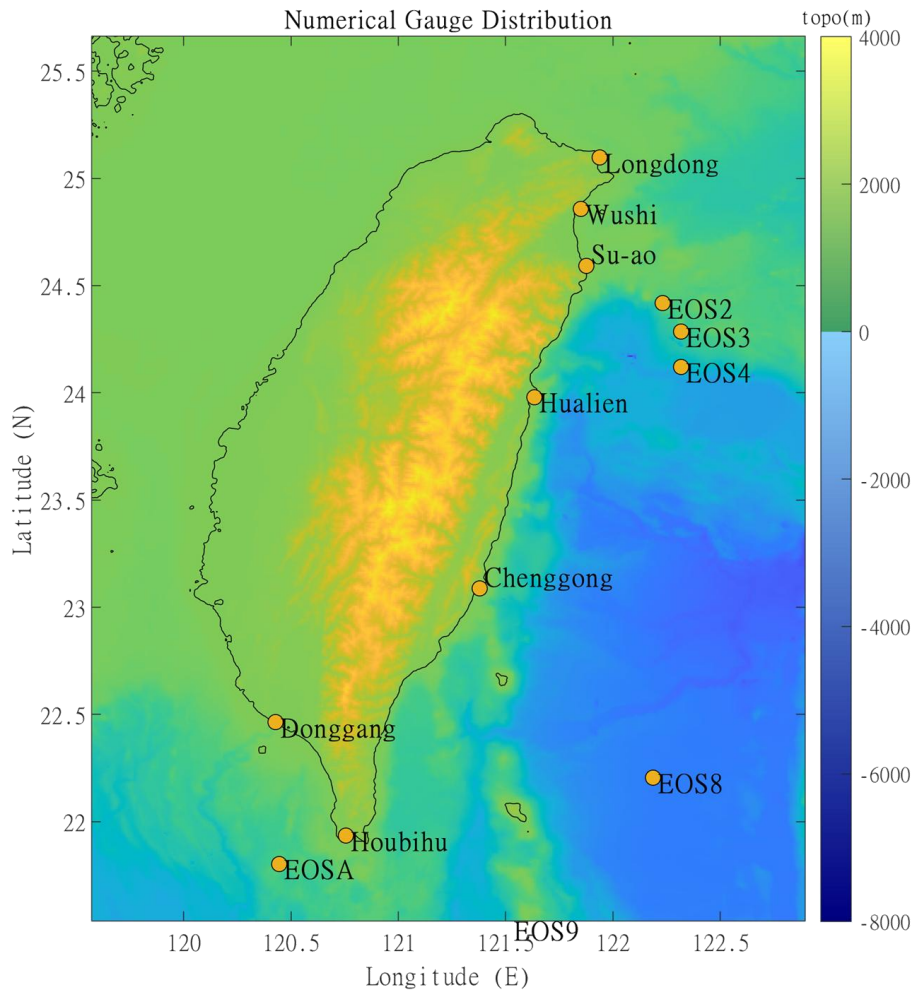


圖13 潮位站以及海纜測站位置圖

圖 14 及圖 15 為烏石、蘇澳、花蓮、成功潮位站以及海纜觀測站觀測資料與 LEE 地震斷層面模型解之比對。根據花蓮港潮位站的觀測記錄，海嘯波於約 08:08 抵達，初期呈現明顯退潮現象，水位下降至約 1 公尺的最低點後迅速上升，並於短時間內達到約 1.5 公尺的最大波高。隨後數十分鐘內，水位持續震盪，但波動幅度逐漸減弱。模擬結果與實測資料在抵達時間及波形趨勢上高度一致。

烏石港潮位站觀測顯示，海嘯波於約 8 時 25 分首次導致水位上升，約 0.3 公尺，並於 8 時 55 分達到最大波高約 1 公尺。之後水位快速下降，約十分鐘後再次出現接近的高波，隨後持續震盪，幅度亦逐漸趨緩。模擬結果與觀測資料在波浪到達時間及波形變化方面呈現良好一致性。

蘇澳港潮位站資料顯示，海嘯波於約 8 時 13 分造成水位上升，達最高點約 0.4 公尺，隨後迅速下降並出現約 0.8 公尺的最大波高。其後數十分鐘內，水位同樣呈現持續震盪，波動幅度逐漸降低。模擬結果在前 20 分鐘內與觀測資料展現高度一致。

根據成功港潮位站的觀測資料，海嘯波於約 8 時 15 分抵達，水位上升至最高約 0.3 公尺。隨後水位呈現兩段式下降，最終達到最低點，使得最大波高達約 0.7 公尺。其後數十分鐘內，水位持續震盪，波動幅度逐漸減弱。整體而言，模擬結果在海嘯波抵達時間及波形變化趨勢方面，與觀測資料表現出良好一致性。

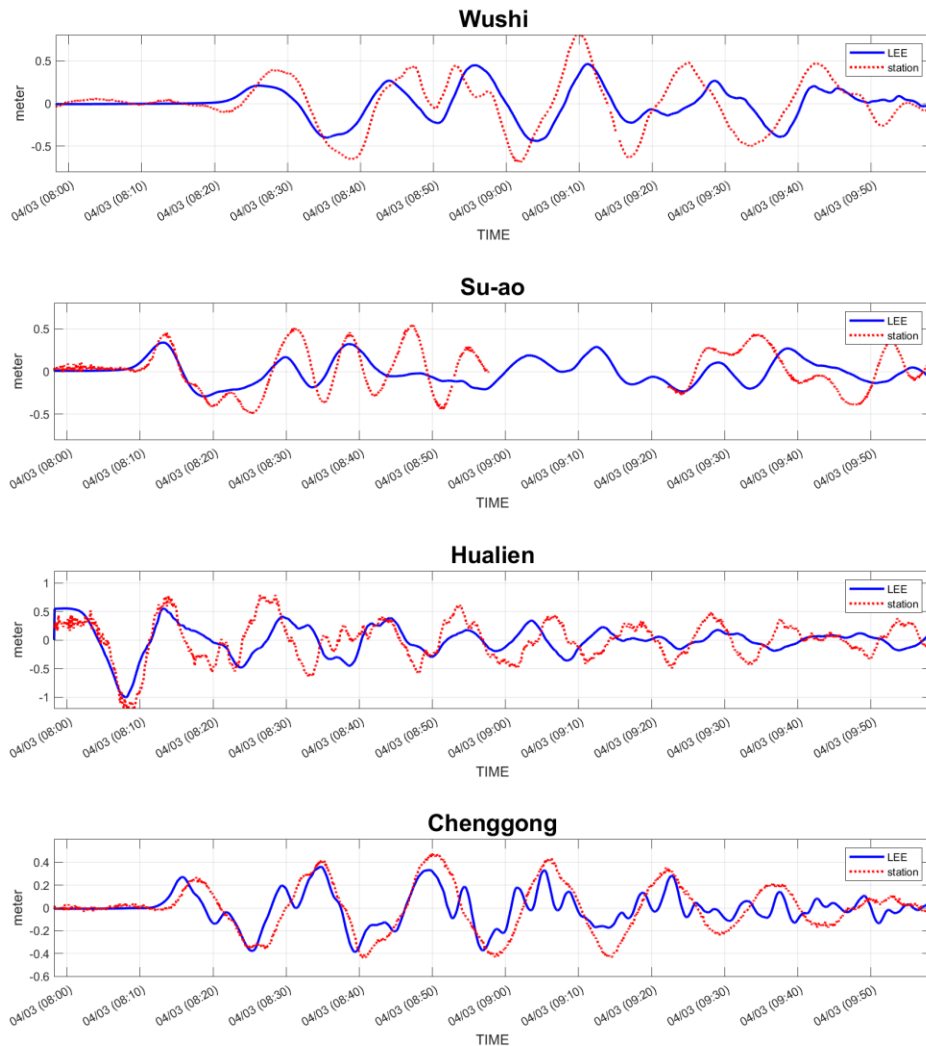


圖14 烏石、蘇澳、花蓮、成功潮位站資料，紅線為潮位站收到數據，藍線為 LEE 地震斷層面模型解於該站點之海嘯波模擬結果。

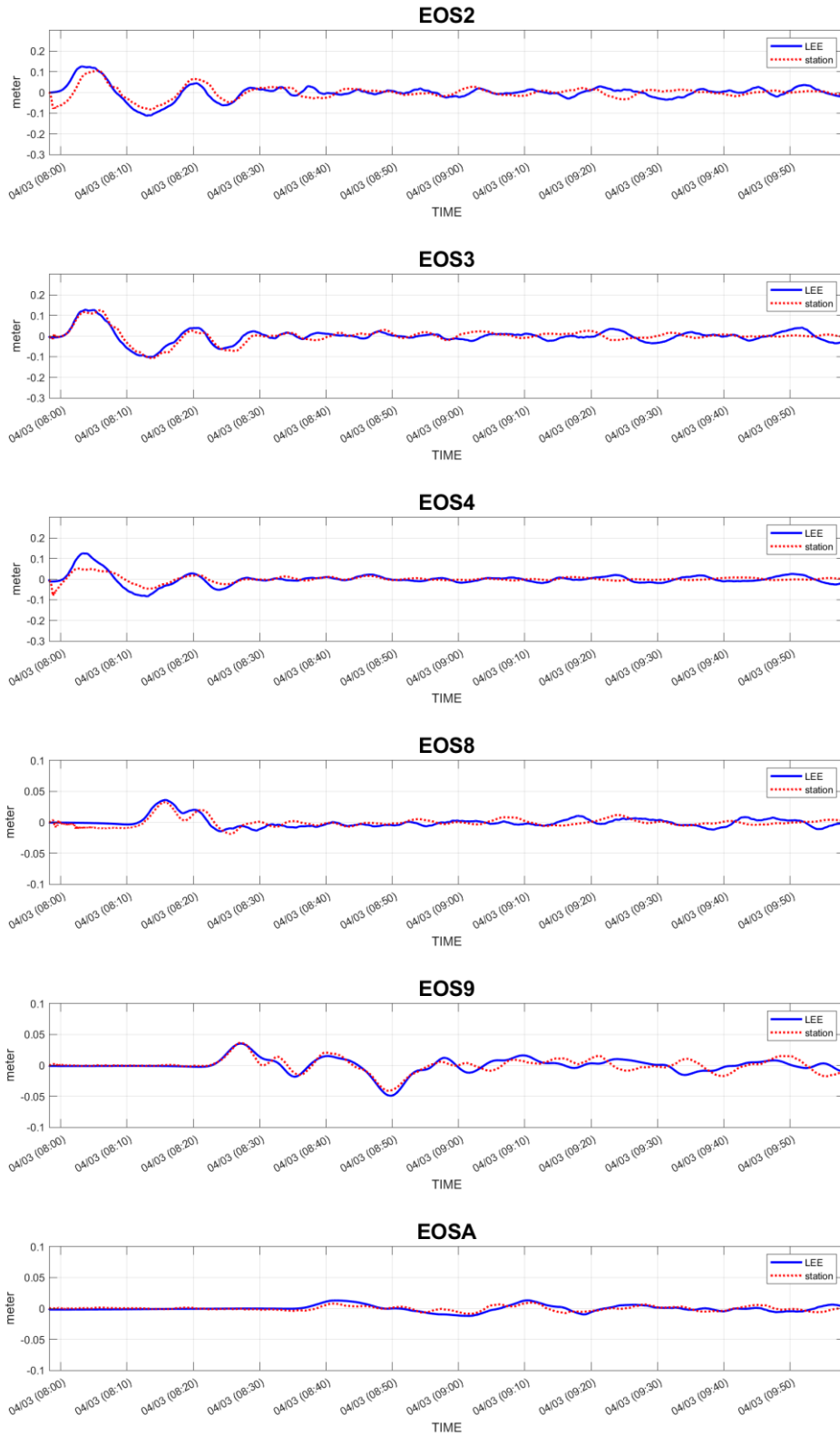


圖15 EOS2~EOS9、EOSA 海纜觀測站資料，紅線為潮位站收到數據，藍線為 LEE 地震斷層面模型解於該站點之海嘯波模擬結果

4.2 0403 花蓮地震海嘯結果討論

根據 2024 年 4 月 3 日花蓮近海發生的強烈地震所引發的海嘯進行深入的分析、數值模擬與驗證。透過多所機構給出的地震參數，再整合中央氣象署潮位站資料、海纜資料，最後利用 COMCOT 模式，模擬此次海嘯的傳播過程及其對臺灣沿岸的影響。在模擬過程中，考慮底床摩擦效應與非線性淺水效應，並根據 Courant (Wang & Power, 2011) 條件調整時間步長，保持數值穩定性。模擬時間涵蓋地震發四小時，以完整呈現主波與後續振盪現象。

根據圖 16 至圖 26 之模擬結果水位歷線圖，可知 0403 花蓮地震所引發的海嘯波，其初達波在地震發生後約 30 分鐘抵達臺灣東部近岸，並在大約 1 小時內波及整個東部沿岸，甚至延伸至臺灣北部地區。模擬顯示，海嘯的最大波高約為 1 公尺，然而在花蓮港、蘇澳港等鄰近港口，由於海水的朔升效應 (Synolakis, 1987)，最大波高可達到約 1.5 公尺。為驗證 0403 花蓮地震對於不同地震參數的適用性，本研究結合多所機構的模擬結果及潮位站的實際觀測資料進行分析。

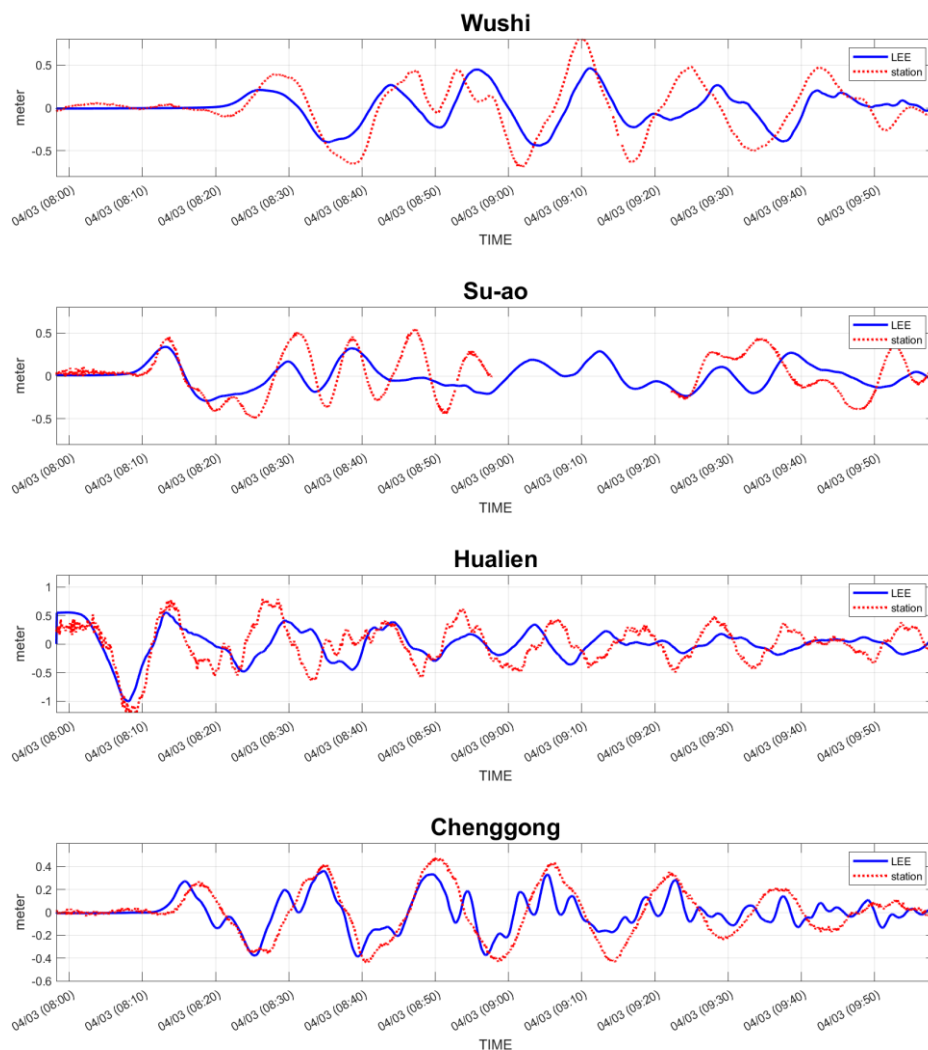


圖 16 LEE 走向 218° 在烏石港、蘇澳港、花蓮港、成功港之水位歷線圖，紅線

為潮位站觀測資料，藍線為 LEE 走向218°模型模擬結果

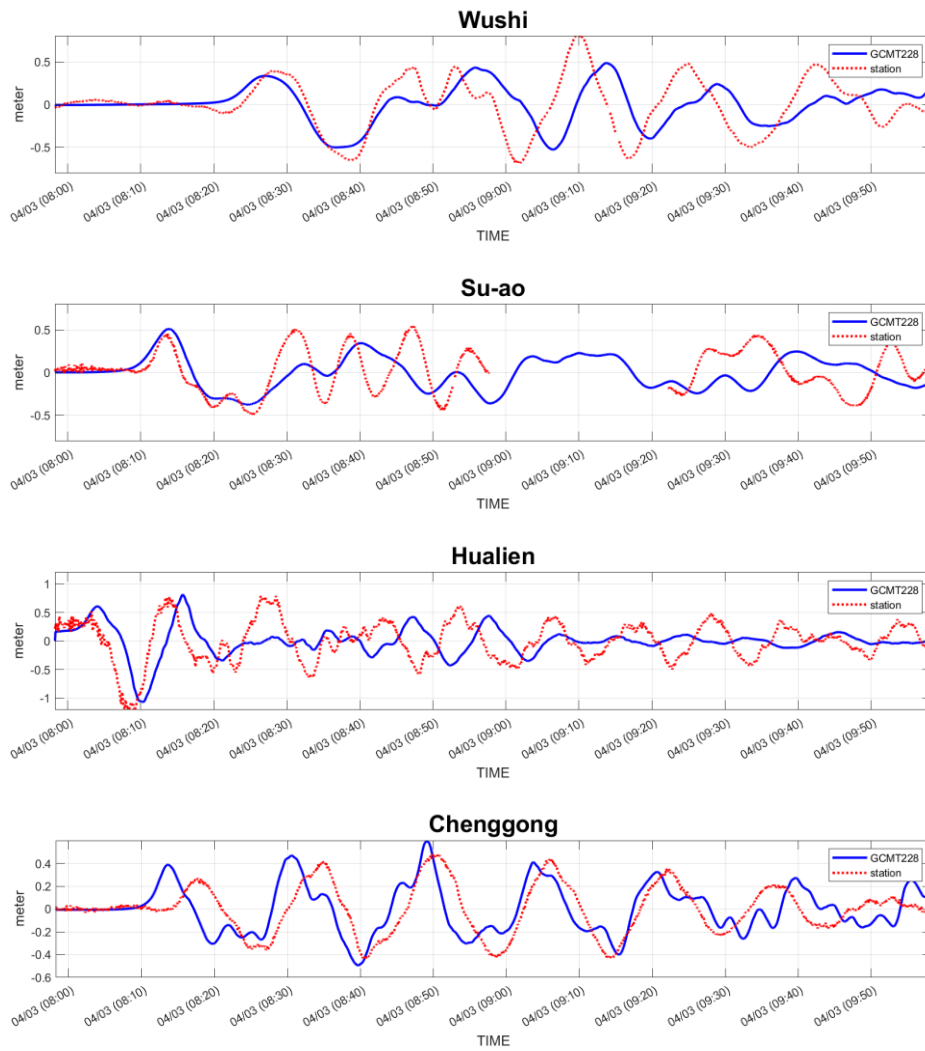


圖17 GCMT 走向228°在烏石港、蘇澳港、花蓮港、成功港之水位歷線圖，紅線為潮位站觀測資料，藍線為 GCMT 走向228°模型模擬結果

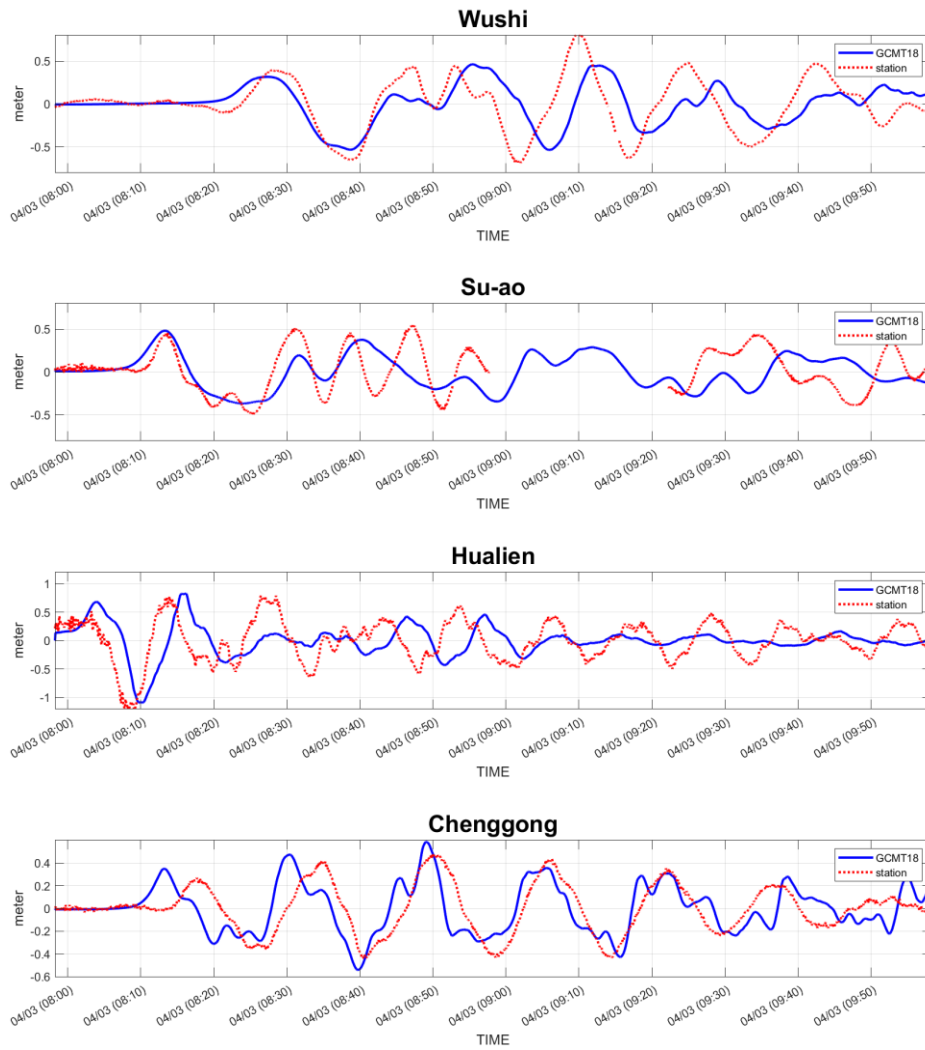


圖18 GCMT 走向 18° 在烏石港、蘇澳港、花蓮港、成功港之水位歷線圖，紅線為潮位站觀測資料，藍線為 GCMT 走向 18° 模型模擬結果

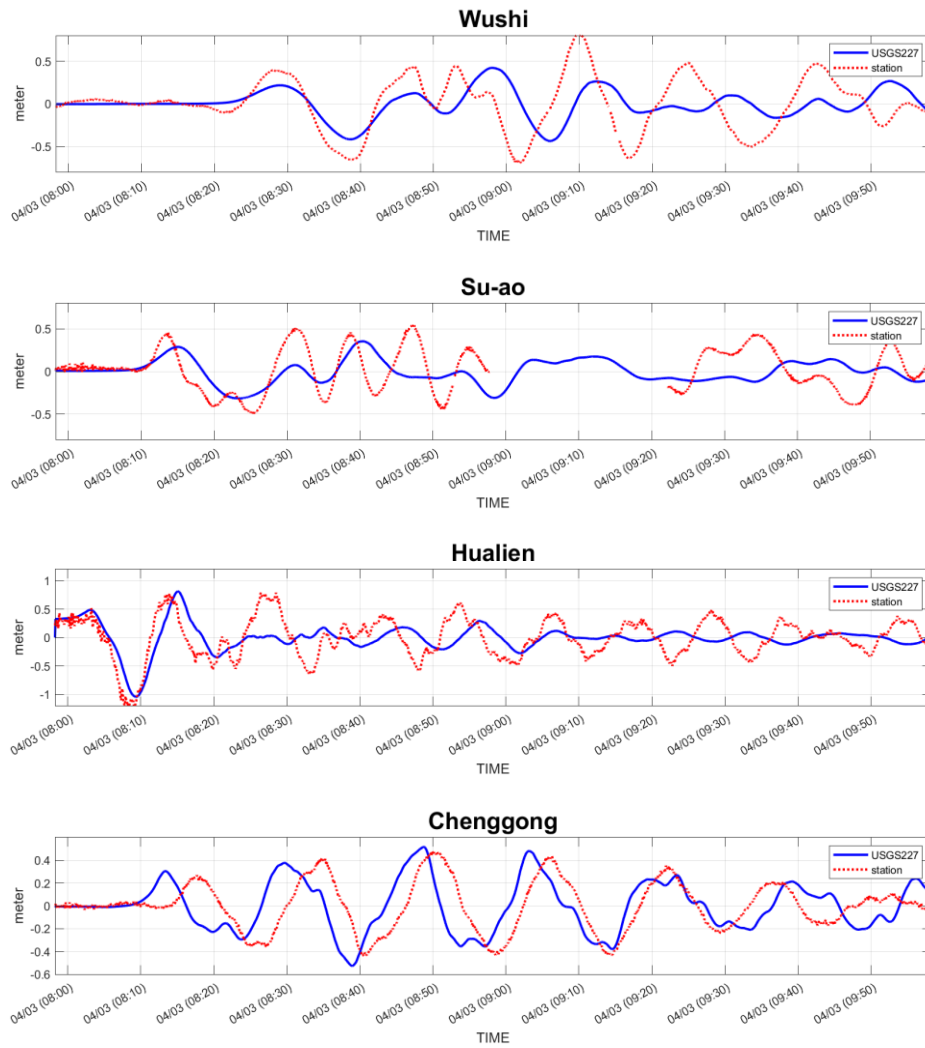


圖19 USGS 走向227°在烏石港、蘇澳港、花蓮港、成功港之水位歷線圖，紅線為潮位站觀測資料，藍線為 USGS 走向227°模型模擬結果

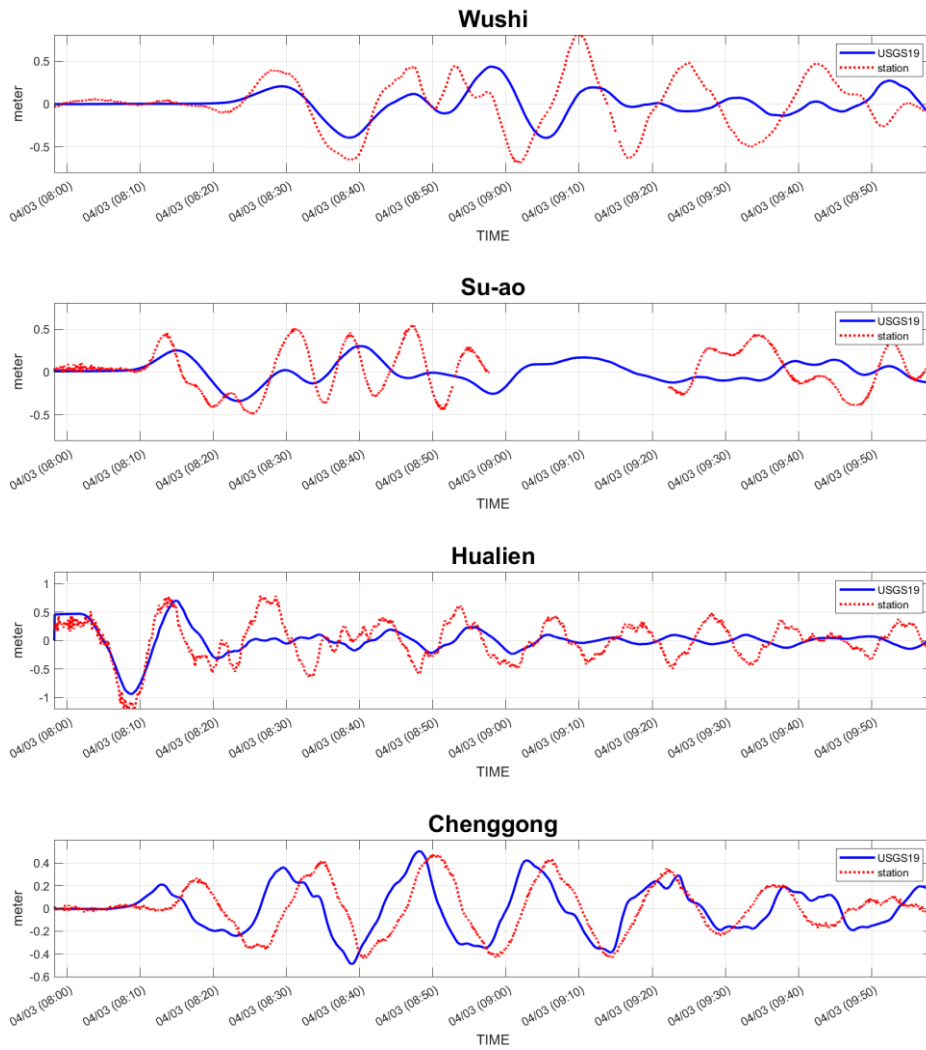


圖20 USGS 走向 19° 在烏石港、蘇澳港、花蓮港、成功港之水位歷線圖，紅線為潮位站觀測資料，藍線為 USGS 走向 19° 模型模擬結果

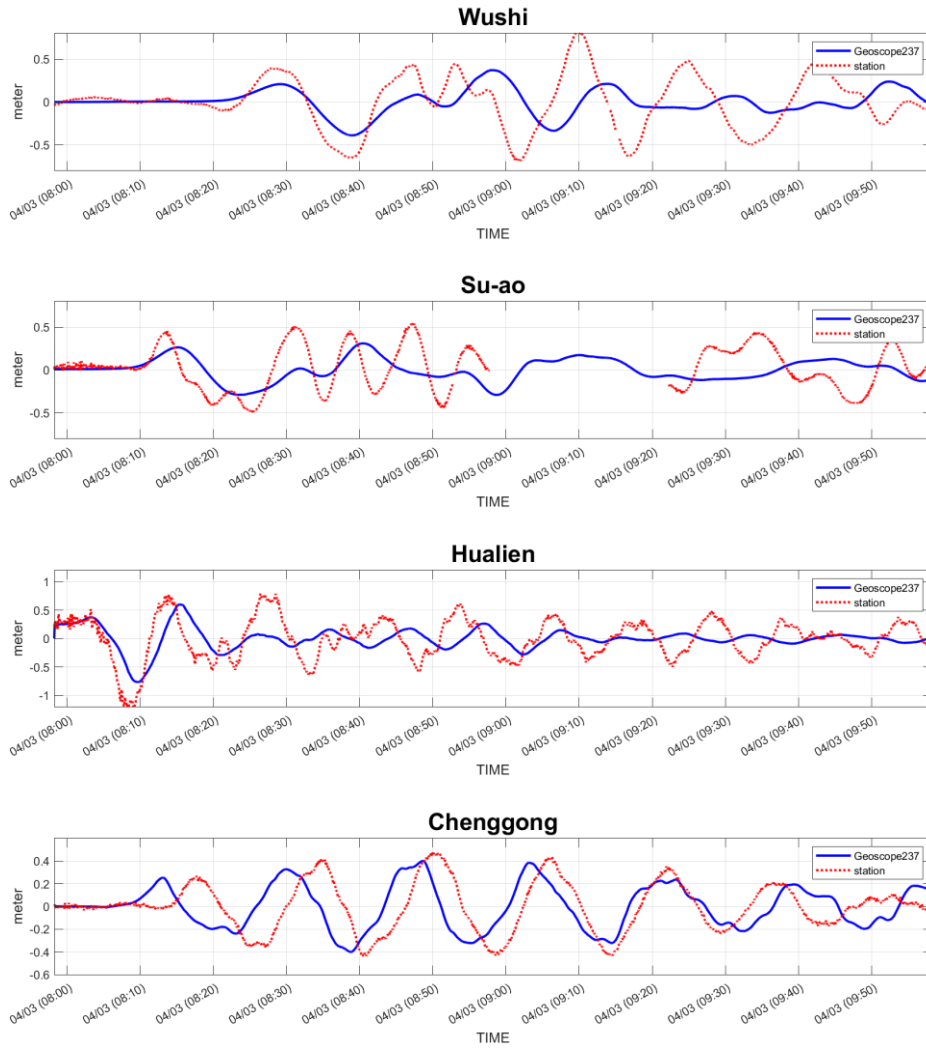


圖21 Geoscope 走向237°在烏石港、蘇澳港、花蓮港、成功港之水位歷線圖，紅線為潮位站觀測資料，藍線為 Geoscope 走向237°模型模擬結果

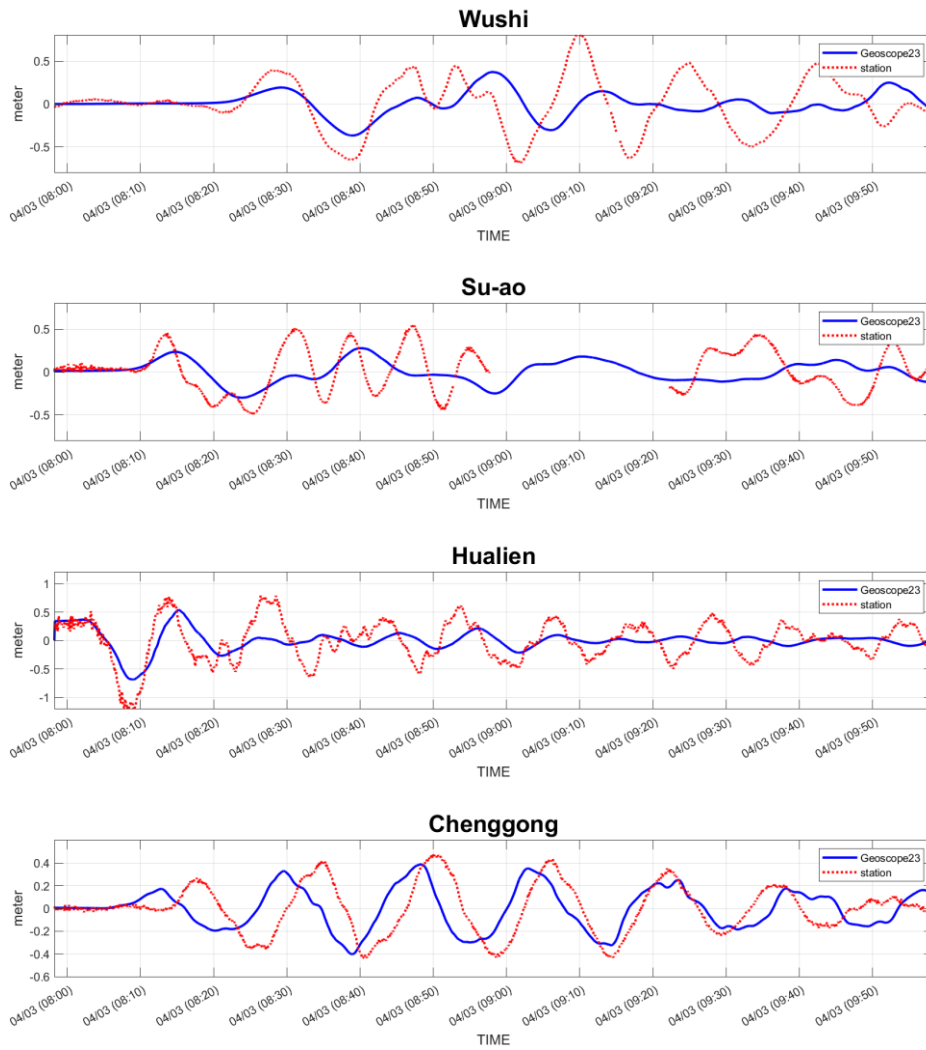


圖22 Geoscope 走向 23° 在烏石港、蘇澳港、花蓮港、成功港之水位歷線圖，紅線為潮位站觀測資料，藍線為 Geoscope 走向 23° 模型模擬結果

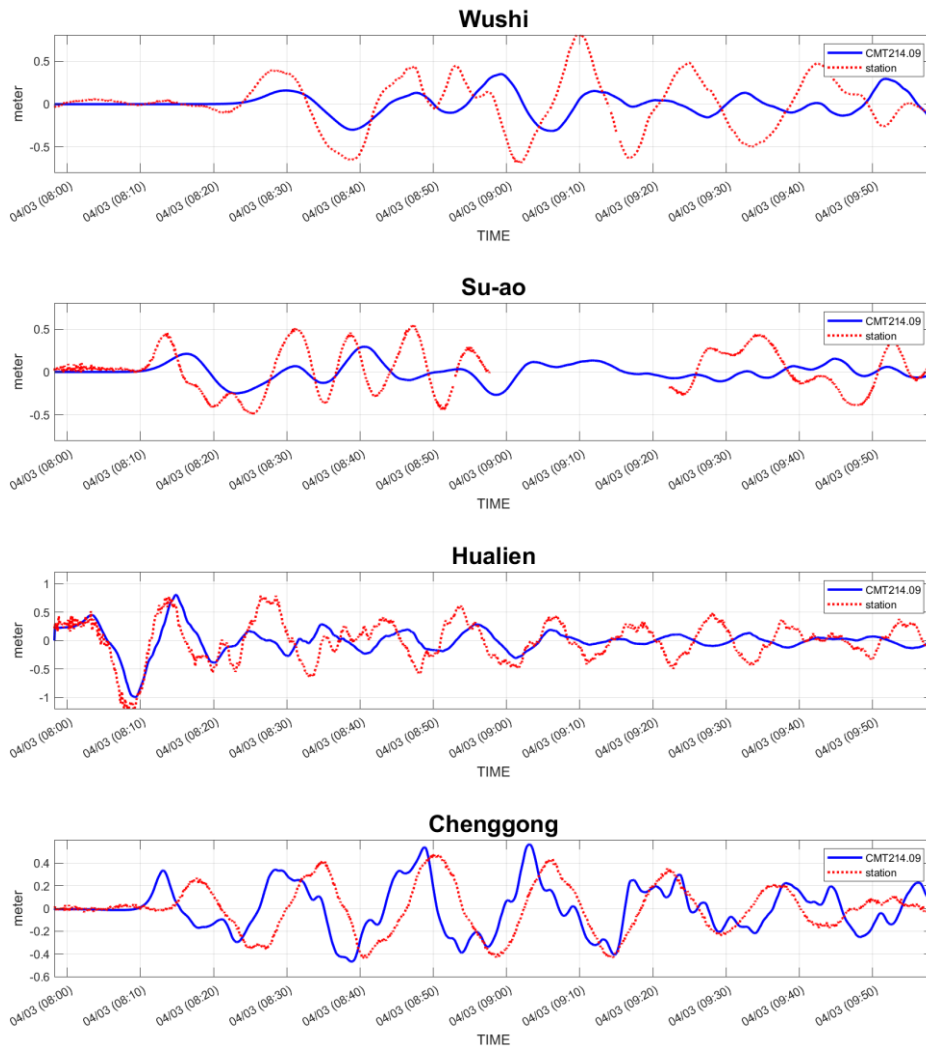


圖23 AutoBATS CMT 走向 214.09° 在烏石港、蘇澳港、花蓮港、成功港之水位歷線圖，紅線為潮位站觀測資料，藍線為 AutoBATS CMT 走向 214.09° 模型模擬結果

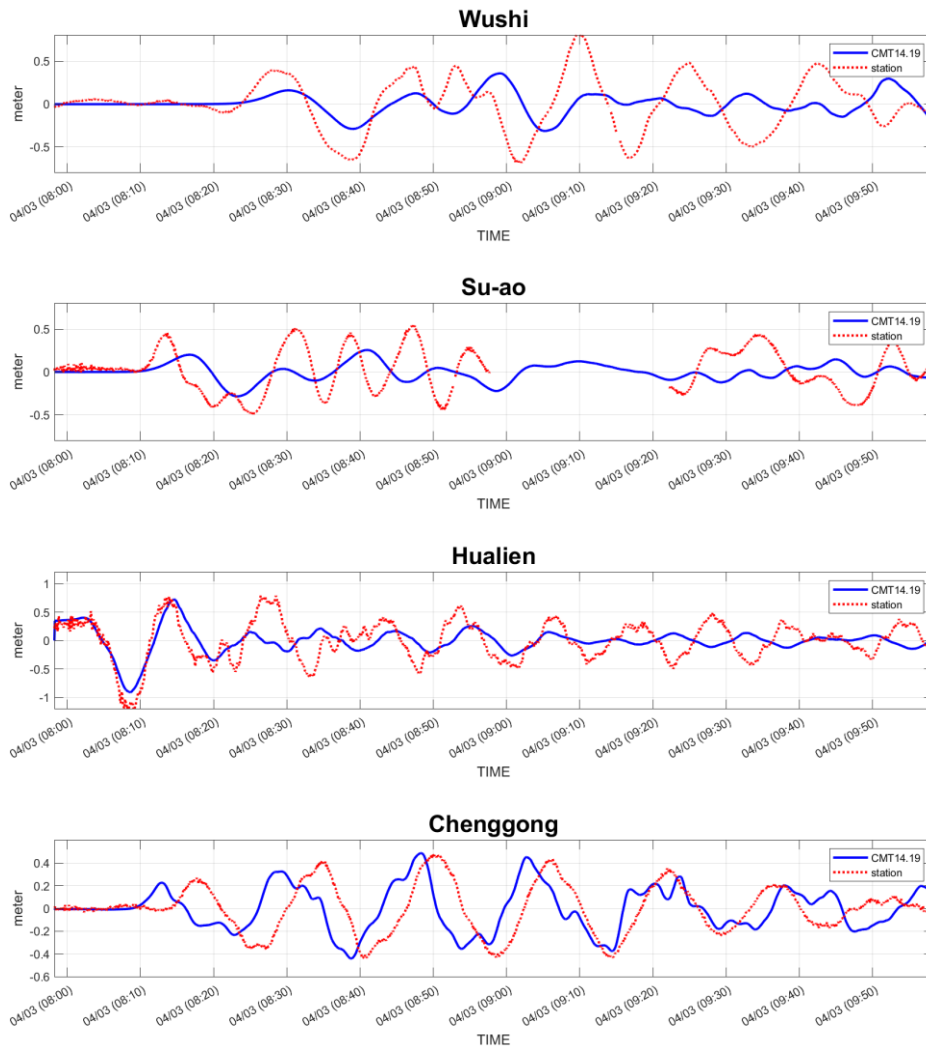


圖24 AutoBATS CMT 走向 14.19° 在烏石港、蘇澳港、花蓮港、成功港之水位歷線圖，紅線為潮位站觀測資料，藍線為 AutoBATS CMT 走向 14.19° 模型模擬結果

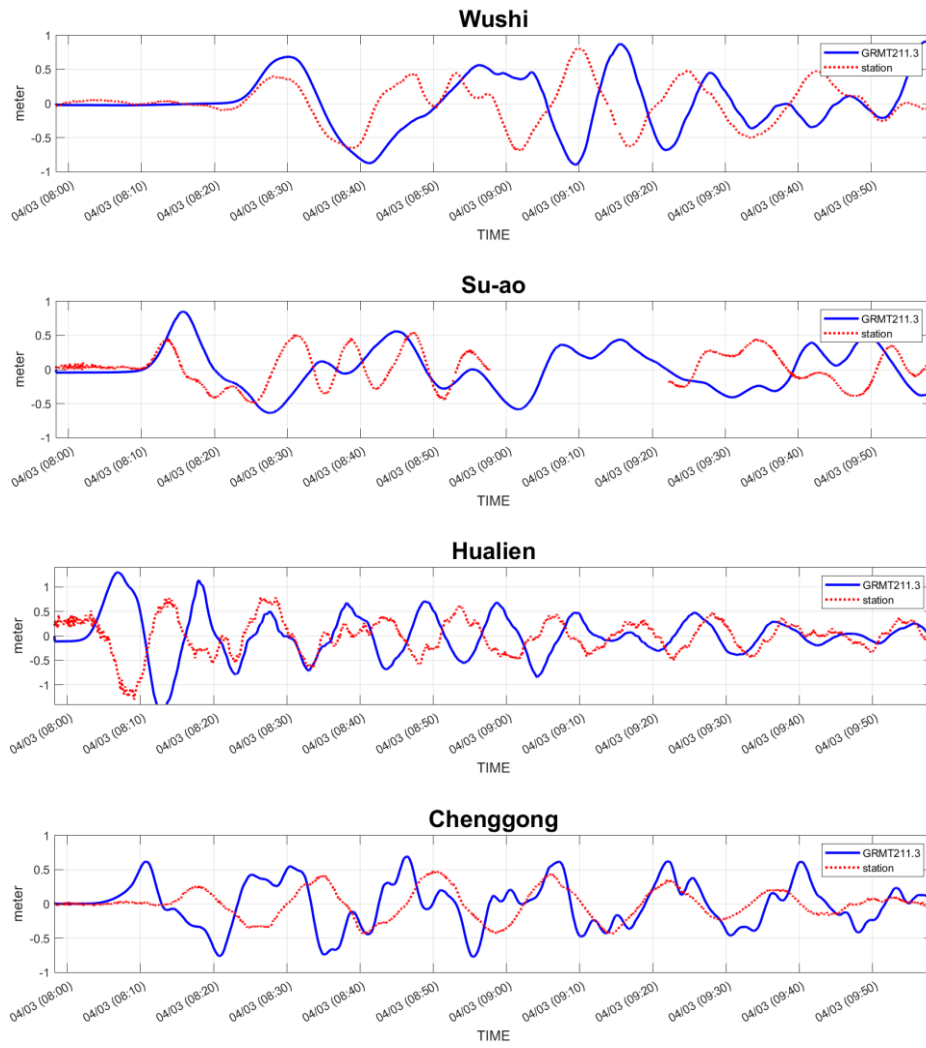


圖25 GRMT 走向 211.3° 在烏石港、蘇澳港、花蓮港、成功港之水位歷線圖，紅線為潮位站觀測資料，藍線為 GRMT 走向 211.3° 模型模擬結果

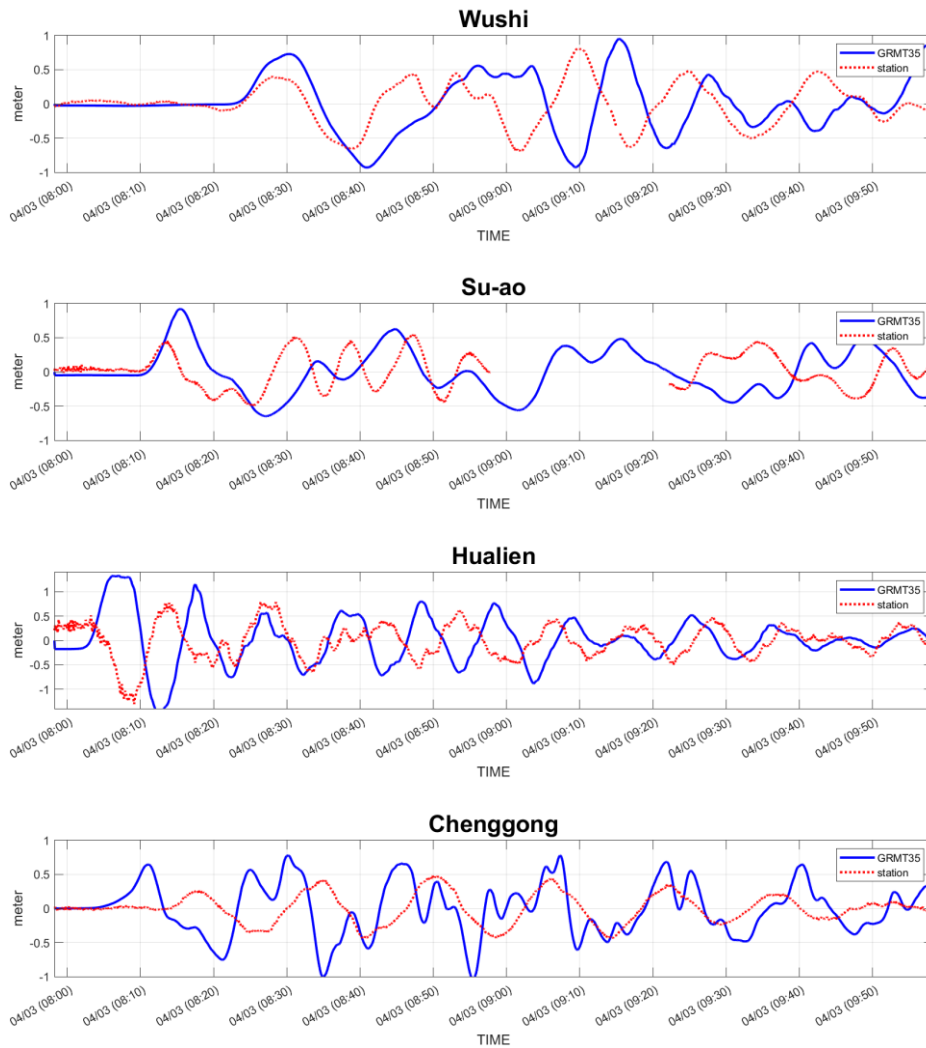


圖26 GRMT 走向 35° 在烏石港、蘇澳港、花蓮港、成功港之水位歷線圖，紅線為潮位站觀測資料，藍線為 GRMT 走向 35° 模型模擬結果

LEE 模式在模擬 0403 花蓮地震海嘯於各潮位站的波形時，展現出與觀測資料的高度一致性，尤其在初達波的抵達時間和成功港的顯著波高處，擬合效果極佳。相較之下，在眾多模擬機構的地震參數中，LEE 模式與的結果與吻合度最高，於所有四個潮位站均呈現良好的一致性。其他模型如是 GCMT228、GCMT18、USGS227、USGS19、Geoscope237、Geoscope23、AutoBATS CMT214.09 及 AutoBATS CMT14.19 的貼合度也相當不錯，模擬結果略有偏差。然而，GRMT211.3 和 GRMT35 的模擬結果與觀測資料的擬合程度相對較低，並且 GRMT211.3 和 GRMT35 在花蓮港模擬出的波浪起伏與觀測數值呈負相關。

伍、1920 花蓮海嘯資料蒐集以及再分析

5.1 1920 花蓮地震海嘯模擬

1920 年 6 月 5 日 12 時 21 分，臺灣東部海域出現規模 8.2 的強烈地震，震央位於花蓮外海。在主震發生前曾發生一起前震，主震發生後 9 日內共記錄有 135 次餘震 (Takehana, 1934)。對於 1920 年花蓮地震震源深度的判定 (圖 27)，有文獻提出其看法 (Theunissen et al., 2010)。根據中央氣象署的資料，推測震源深度約為 20 公里；而根據 Engdahl & Villasenor (2002) 的全球地震重定位研究，則推測震源深度約為 35 公里。之後進一步結合臺灣東半部已知活動斷層分布 (Theunissen et al., 2010)，推測 1920 年花蓮地震可能受位於板塊界面附近的地震生成帶 (Interplate Seismogenic Zone, ISZ) 所控制。根據分析結果，可能的斷層活動模式包括：穿越前弧區並延伸至 ISZ 的逆衝型斷層、穿過琉球弧區域的南北向走滑斷層，以及南北向並向西傾斜的逆衝型斷層。此一多重斷層活動機制的推測，顯示 1920 年花蓮地震可能涉及複雜的板塊間交互作用，並對臺灣東部構造環境具有重要意義。

對於震央的推斷，文中列出七個臺灣地震站 (Taichung-TCU, Hualien-HWA, Taipei-TAP, Tainan-TAI, Hengchun-HEN, Penghu-PNG, Taitung-TTN) 的資料 (圖 28、圖 29)，在 1920 地震時藉由 P-S 波收到時間的不同，計算與震央的位置，藉此透過數值優化方法估計地震的地表投影震央位置。研究中假設地球表面為平面，並將地震站的經緯度坐標轉換為近似的笛卡爾坐標系 (Van Sickle, 2015; Leick et al., 2015) (圖 30)。採用非線性優化演算法 `fminsearch`，以最小化震央與各地震站理論與觀測距離平方差為目標函數，尋求最佳震央位置 (Menke, 2012; Arfken et al., 2011)。結果顯示，該方法能夠基於有限的地震站距離資訊，提供對地表投影震央位置的初步估計。

此外，歷史上亦有發生震央位置相近之地震事件，如 2002 年 3 月 11 日規模 7.1 地震 (震央：122.076°E, 24.2°N) (圖 31)，紀錄顯示，本次地震事件伴隨海嘯發生。此現象顯示，該區域地震活動具有引發海嘯的潛勢，進一步支持 1920 年花蓮地震可能與海底斷層活動有關的推測。綜合上述，1920 年花蓮地震的震源特性極其可能誘發海嘯。

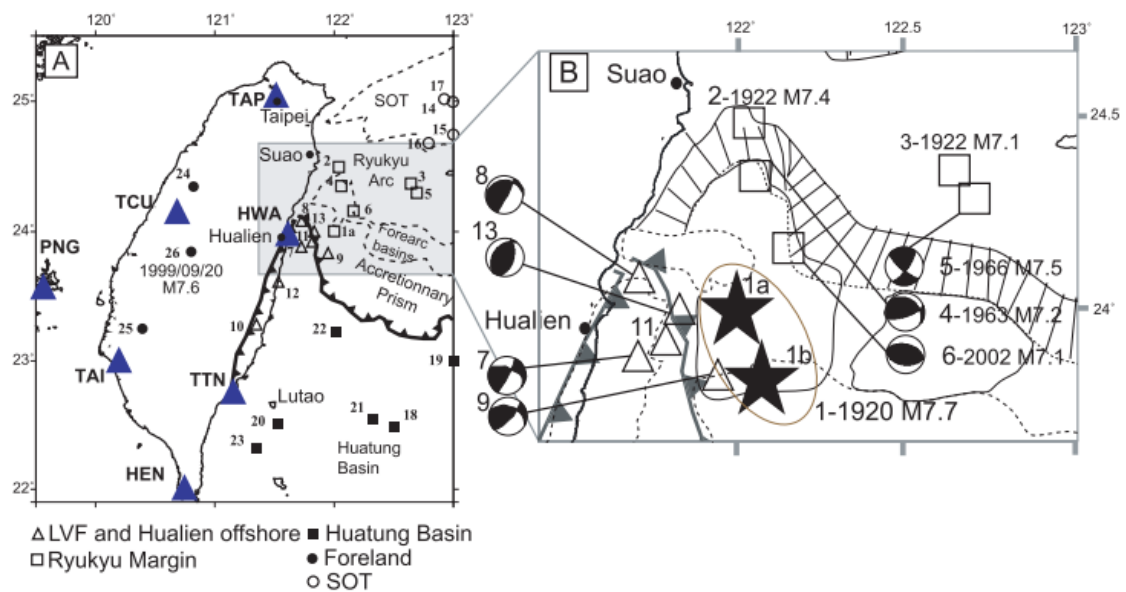


Figure 2. Earthquakes with equivalent moment magnitudes $M_w \geq 7.0$ (see Table S1 in the Supporting Information for references about all earthquakes). (A) Triangle: available seismic stations during the 1920 earthquakes. (B) Close-up view of the Ryukyu margin with the two locations for the 1920 earthquake proposed in the literature: '1a' after TMO [Taihoku (Taipei) Meteorological Observatory], depth 20 km, and '1b' after the centennial catalogue (Engdahl & Villaseñor 2002) obtained with the EHB process (Engdahl *et al.* 1998) depth 35 km. Focal mechanisms source: 4: (Chen *et al.* 2004); 5:13: (Kao *et al.* 1998); 6: BATS; 7,8,9: (Cheng *et al.* 1996). SOT: Southern Okinawa Trough.

圖27 1920 花蓮地震 (A) 1920 年地震期間可用之地震站 (seismic stations) (B) 琉球邊緣的特寫照片以及 1920 年地震的兩個地點文獻中震源深度 (Theunissen *et al.*, 2010)

Station name	Longitude	Latitude	First arrival	Duration of preliminary tremor (s) $S-P$ duration	Epicentre distance (km)
Taichung-TCU	120°41'	24°09'	12:21:41.?	16.8	125
Hualien-HWA	121°37'	23°58'	12:21:50.0	7.1	52
Taipei-TAP	121°31'	25°02'	12:21:59.6	16.2	120
Tainan-TAI	120°13'	23°00'	12:22:00.0	28.7	213
Hengchun-HEN	120°45'	22°00'	12:22:09.0	33.2	246
Penghu-PNG	119°33'	23°32'	12:22:27.6	35.2	261
Taitung-TTN	121°09'	22°45'	12:22:31.0	21.8	162

圖28 七個臺灣地震站之紀錄 (Theunissen *et al.*, 2010)

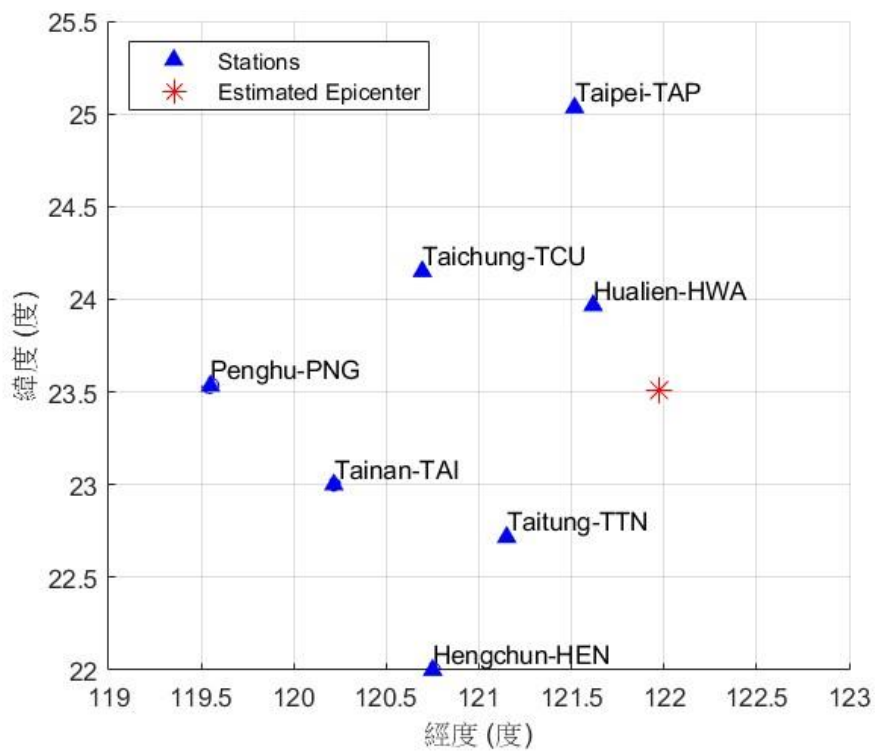


圖29 七個臺灣地震站的位置，及推估震央的位置

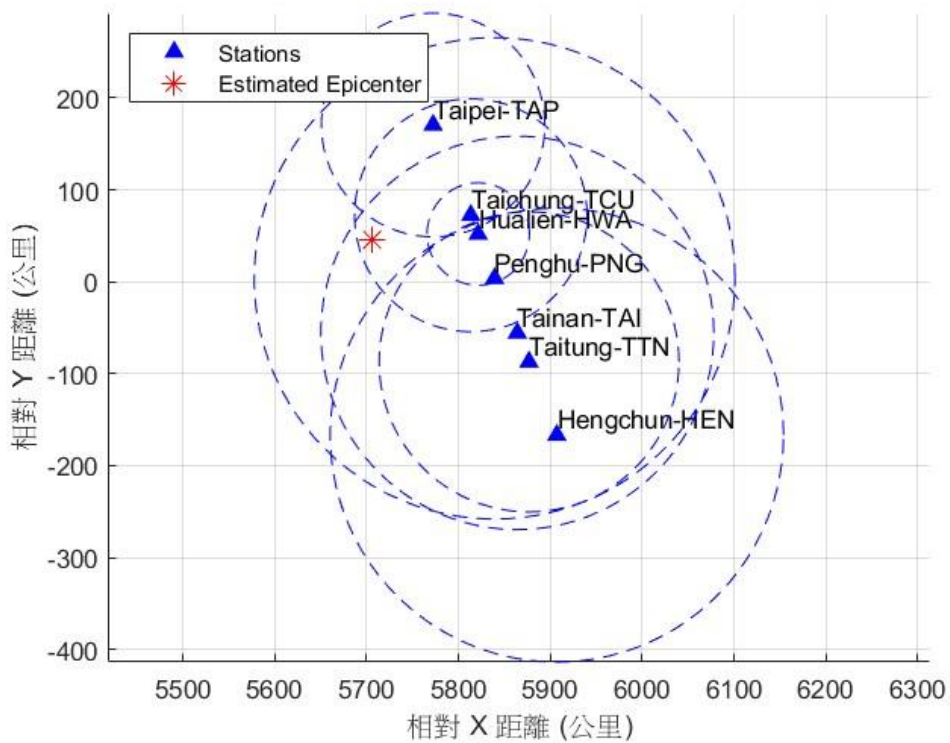


圖30 將七個臺灣地震站轉換近似平面座標計算震央位置 (Van Sickle, 2015)

033102A TAIWAN REGION

Date: 2002/ 3/31 Centroid Time: 6:53: 0.0 GMT
 Lat= 24.19 Lon= 121.96
 Depth= 39.0 Half duration=10.1
 Centroid time minus hypocenter time: 9.5
 Moment Tensor: Expo=26 3.991 -4.829 0.838 2.864 1.252 0.326
 Mw = 7.1 mb = 6.4 Ms = 7.4 Scalar Moment = 5.45e+26
 Fault plane: strike=292 dip=32 slip=121
 Fault plane: strike=77 dip=63 slip=72



圖31 2002年3月31日琉球島弧附近地震 (Global CMT Search Results)

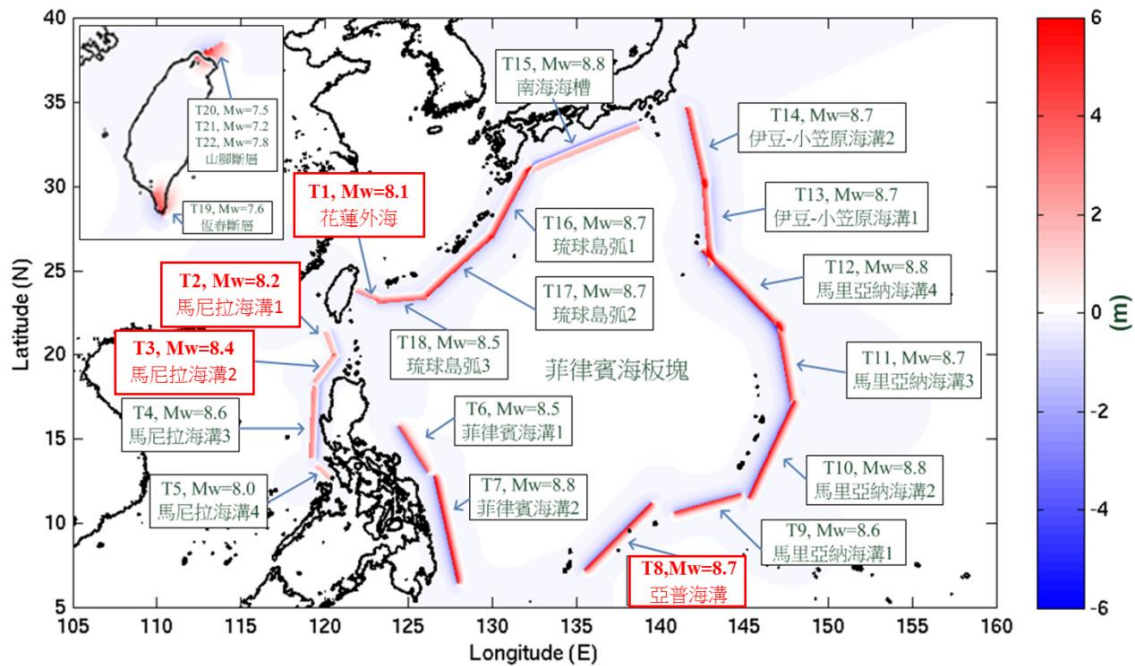


圖32 「臺灣潛在高於預期之海嘯模擬與研究」18種海溝型海嘯源(T01~T18)及4種斷層型海嘯源(T19~T22)之空間分布、名稱與地點。

表2 0403 花蓮地震、琉球海溝 T01 地震參數表

	(Lon, Lat)	Strike	Dip	Slip
0403 花蓮地震	推測經緯度： (121.9766°, 23.5073°)	218	使用文 獻給定 參數：	94
琉球海溝 T01		-66.2422	20	90.0

由於 1920 年花蓮地震震源參數資料有限，本研究使用 2024 年 0403 花蓮地震 LEE 地震斷層面模型解及行政院災防應用科技方案「臺灣潛在高於預期之海嘯模擬與研究」中之鄰近可能侵臺海嘯源—琉球海溝（花蓮外海）T01 地震參數中的走向（Strike）和滑移角（Slip）如表 2，並結合 Ma（2015）的經驗公式推算不同規模下孕震帶的長、寬，以補足未知參數進行海嘯模擬。模擬中，地震規模設定從矩震規模 7.5 至 8.2，逐步增加以探討規模變化對海嘯特性的影響。模擬分析內容包括初始波高分布、各潮位站（如烏石港、花蓮港、成功港等）的時間-波高、海嘯到時（arrival time），以及不同站點所記錄之最大波高變化。透過上述模擬結果，評估若 1920 年花蓮地震規模更大時，可能對臺灣東半部沿岸地區造成的海嘯威脅與影響範圍（Theunissen et al., 2010）。

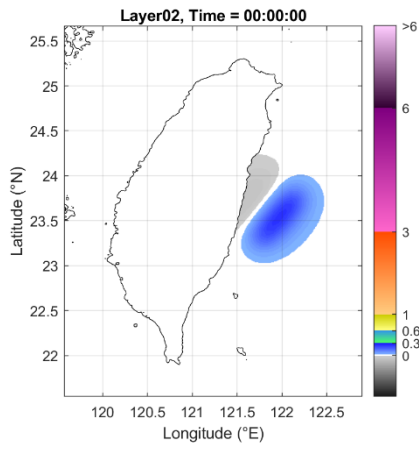
為探討 1920 年花蓮地震的真實破裂規模，本研究將模擬設定在規模 7.5、7.6、7.7、7.8、7.9、8.0、8.1、8.2 情境下的海嘯初始波高分布，由於地震參數缺少 Strike 以及 Slip，因此，這兩項參數使用 0403 花蓮地震參數以及琉球海溝 T01 參數分別進行模擬。圖 33 及圖 34 中呈現不同規模地震在模擬初始時刻所產生的海面抬升與沉降分布。

使用 0403 花蓮地震參數和琉球海溝 T01 進行的模擬顯示，兩者之間最顯著的差異在於斷層走向，進而影響海嘯波的傳播方向。0403 花蓮地震的走向導引海嘯波主要向北北西-南南東方向傳播，而琉球海溝 T01 的走向則導引海嘯波主要向北北東-南南西方向傳播。

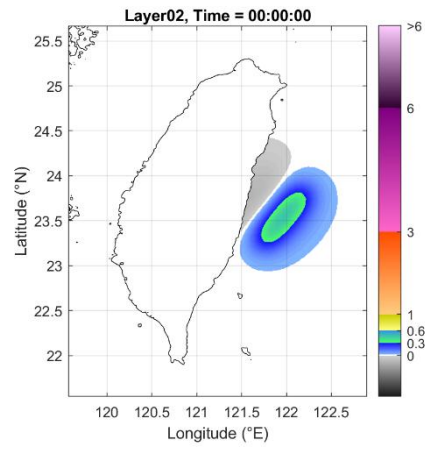
兩者間相似之處在於，當模擬從規模 7.5 逐步增加至 7.9 時，初始海嘯波的影響範圍呈現擴大的趨勢。同時，正負波峰的強度也隨著規模的增大而顯著增強，表明較大的地震釋放出更多的能量，導致更大的初始海水位移。具體而言，規模 7.5 情境下的最大初始波高約為 0.3 公尺，而規模 7.9 情境下的最大初始波高則增至 1 公尺左右，規模 7.9 之波高大約是規模 7.5 的 3.3 倍。

當模擬規模進一步提升至 8.0、8.1 及最終的 8.2，初始波高的影響範圍持續向外擴展，且波幅進一步增大。值得注意的是，在規模 8.2 的模擬中，初始海面變形的範圍明顯覆蓋更大的海域，且靠近震源區的波高值約 1.5 公尺。海水初始下降的幅度、範圍與強度皆隨規模增大而上升，然而，根據 0403 花蓮地震模擬結果顯示，初始海水下降主要從花蓮沿臺灣東北方向擴散，並進一步影響到臺灣西部及南部；相較之下，琉球海溝 T01 模擬的初始海水下降則是由花蓮以北沿著東岸一路延伸至西岸。

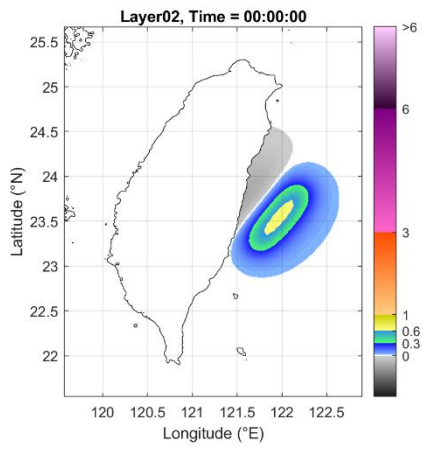
Mw7.5



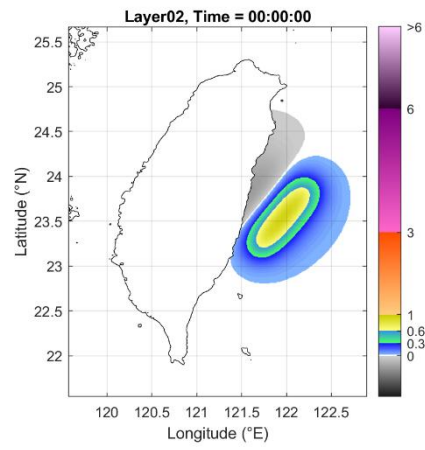
Mw7.6



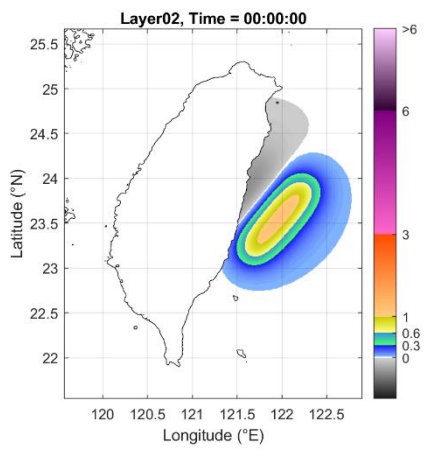
Mw7.7



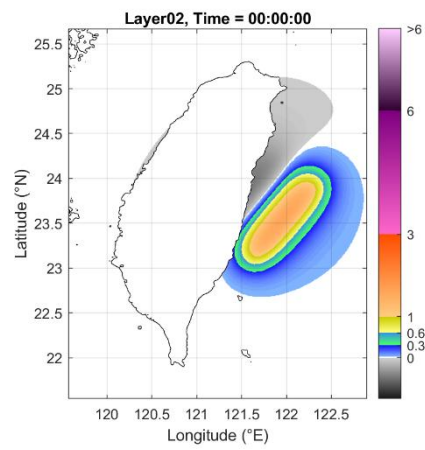
Mw7.8



Mw7.9



Mw8.0



Mw8.1

Mw8.2

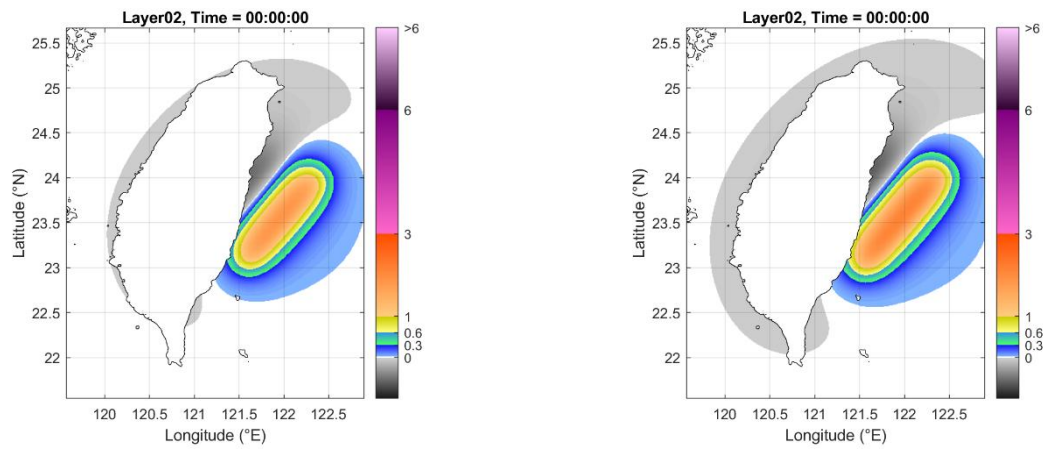
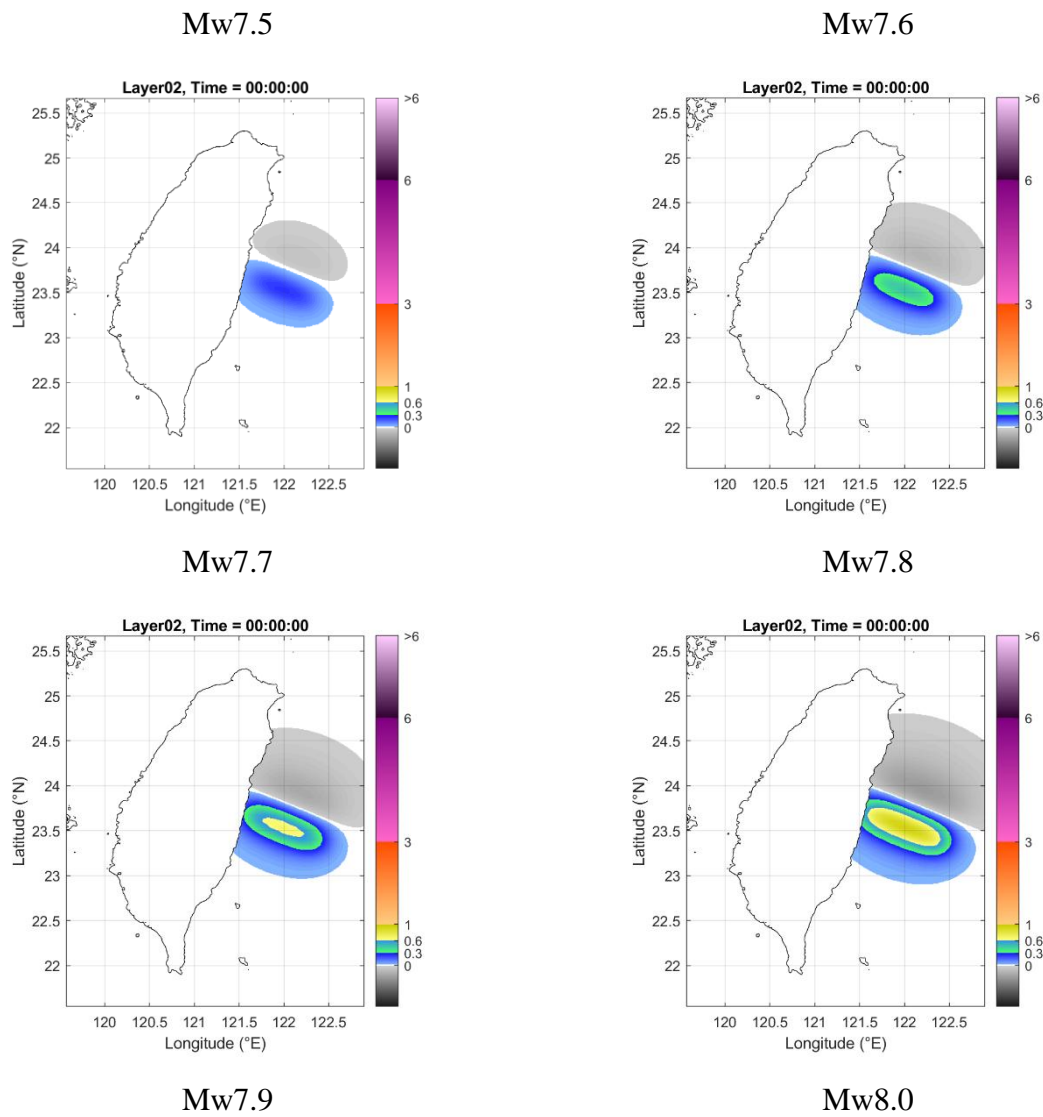
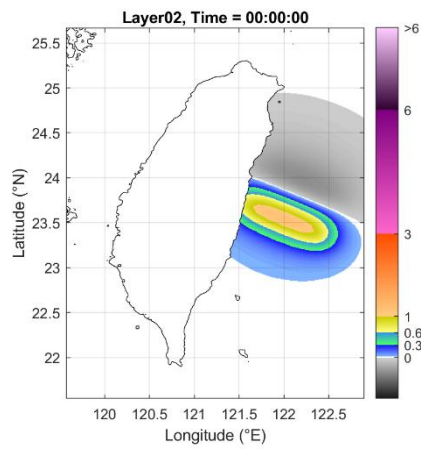
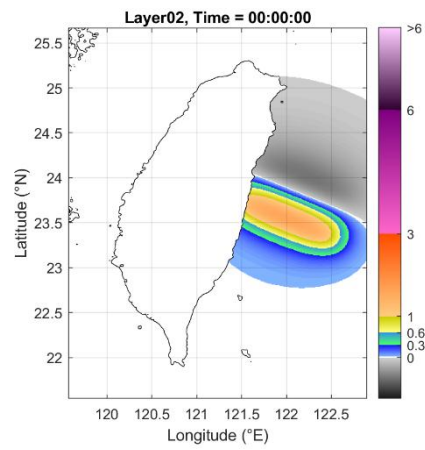


圖33 1920 花蓮地震 Mw7.5 - Mw8.2 情境初始波高圖 (採用 0403 花蓮地震之走向及滑移角)





Mw8.1



Mw8.2

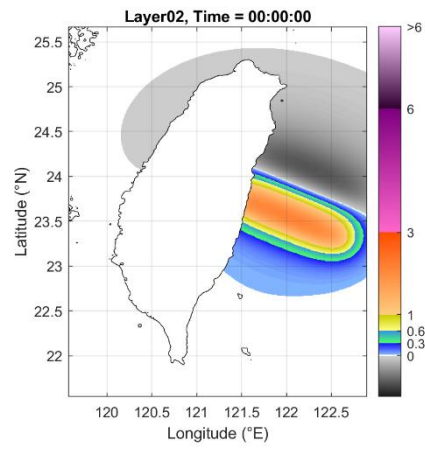
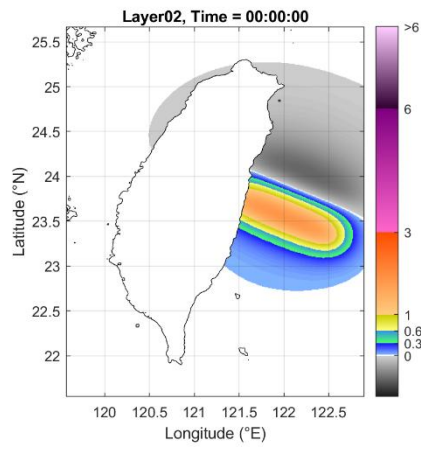


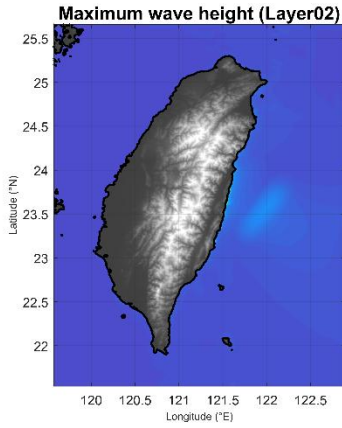
圖34 1920 花蓮地震 Mw7.5 - Mw8.2 情境初始波高圖 (採用 T01 之走向及滑移角)

圖 35 至圖 36 分別呈現採用 0403 花蓮地震和琉球海溝 T01 兩種斷層走向，模擬在地震規模 7.5、7.6、7.7、7.8、7.9、8.0、8.1、8.2 情境下引發之海嘯其海嘯最大波高分布。隨著模擬地震規模從 7.5 逐步增加至 7.9，兩種走向在臺灣東部沿岸地區，特別是花蓮附近，所記錄到的最大波高顯著增加。然而，由於走向的差異，在使用 0403 花蓮地震走向的模擬中，規模 7.5 時沿岸最大波高主要集中在震源附近以及花蓮沿岸；當規模增至規模 7.9 時，最大波高極值範圍明顯擴展，局部地區及震央的最大波高達到約 1 公尺。相較之下，使用琉球海溝 T01 走向的模擬，因海嘯波主要沿北北東-南南西方向傳播，導致東岸接收到的最大波高較為分散，且在蘇澳、成功都有明顯波高；當規模 7.9 時，局部地區及震央的最大波高同樣達到約 1 公尺。

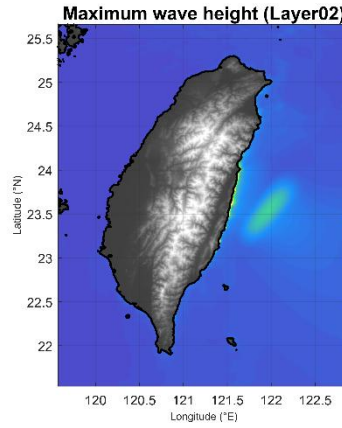
當模擬規模進一步提升至 8.0、8.1 及 8.2 時，沿岸受海嘯影響的範圍持續擴大，且最大波高的強度也隨之增強。尤其在規模 8.2 的情境下，兩種走向的結果都顯示臺灣東北部沿岸出現約 1.5 公尺以上的最大波高。採用 0403 花蓮地震走向時，最大波高極值範圍更趨向臺灣東部近岸；而採用琉球海溝 T01 走向時，最大波高極值範圍則更集中在花蓮、烏石以及蘇澳近岸和外海，並同時向南侵襲，顯示出極高的潛在災害風險。

圖 37 至圖 38 呈現分別採用 0403 花蓮地震和琉球海溝 T01 兩種斷層走向，模擬在地震規模 7.5、7.6、7.7、7.8、7.9、8.0、8.1、8.2 情境下引發之海嘯其海嘯到時圖。兩種走向的模擬結果均顯示，海嘯波以震源為中心向外傳播，靠近震源的區域海嘯抵達時間較早。於相同模擬時段內，0403 花蓮地震走向的模擬主要影響臺灣東部沿岸，抵達北部及南部的時間相對較晚；而在琉球海溝 T01 走向的模擬則主要影響臺灣東岸以及東北部地區，抵達南部和西部沿岸時間較晚。隨著規模增至 7.9，兩者影響範圍均顯著擴大，臺灣北部和南部也開始接收到海嘯波；最終，在規模 8.2 時，海嘯波的影響範圍幾乎覆蓋整個臺灣周邊海域。兩者最關鍵的差異在於初始海嘯波的路徑，0403 花蓮地震走向的影響初期集中於東半部花蓮附近，而琉球海溝 T01 走向的海嘯波則明顯朝向臺灣東北部傳播。

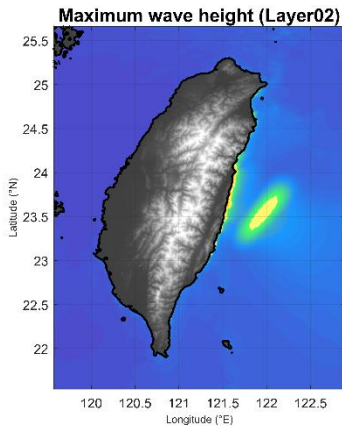
Mw7.5



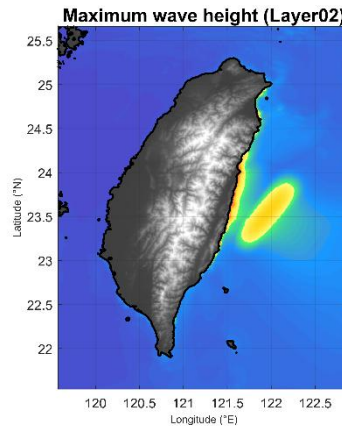
Mw7.6



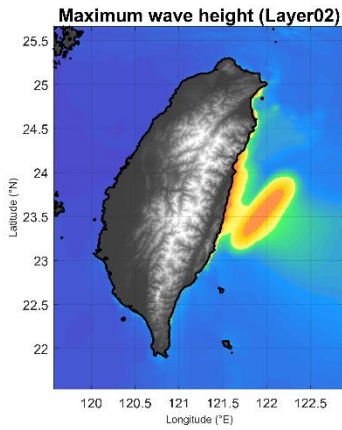
Mw7.7



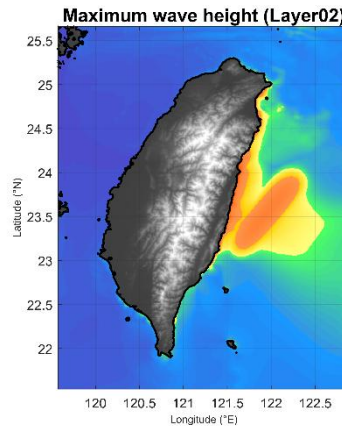
Mw7.8



Mw7.9



Mw8.0



Mw8.1

Mw8.2

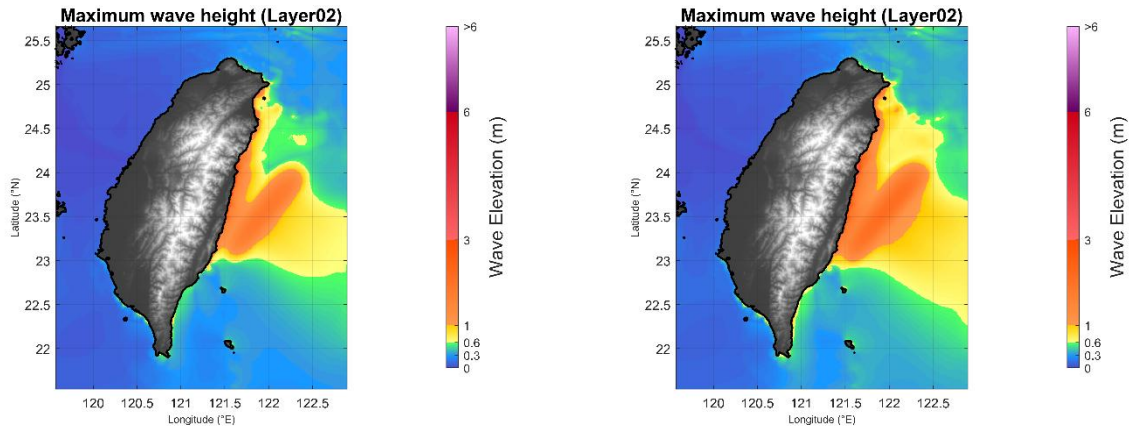
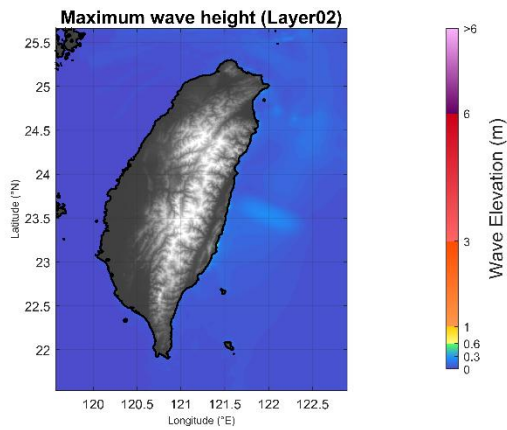
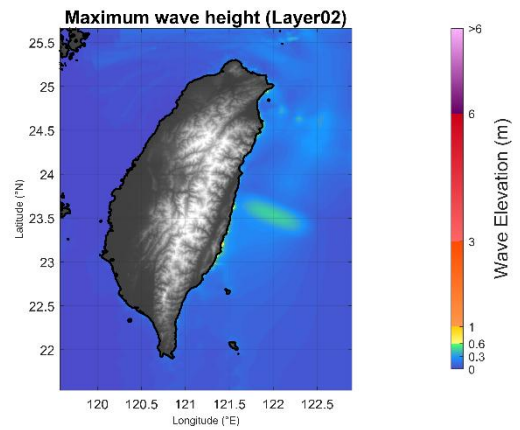


圖35 1920 花蓮地震 Mw7.5 - Mw8.2 情境之海嘯最大波高圖 (採用 0403 花蓮地震之走向及滑移角)

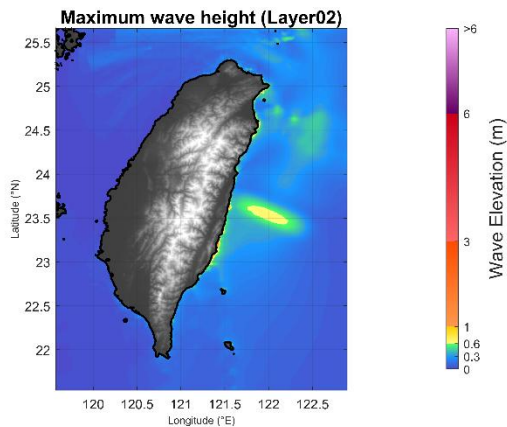
Mw7.5



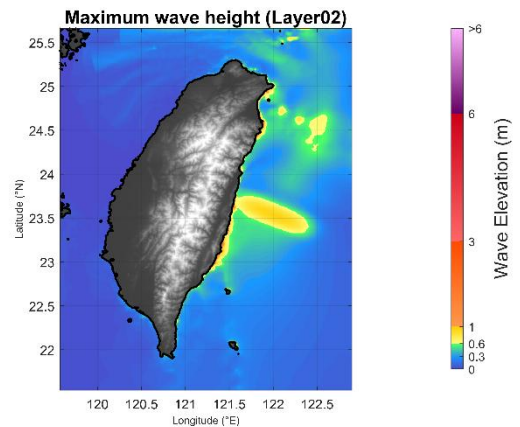
Mw7.6



Mw7.7



Mw7.8



Mw7.9



Mw8.0



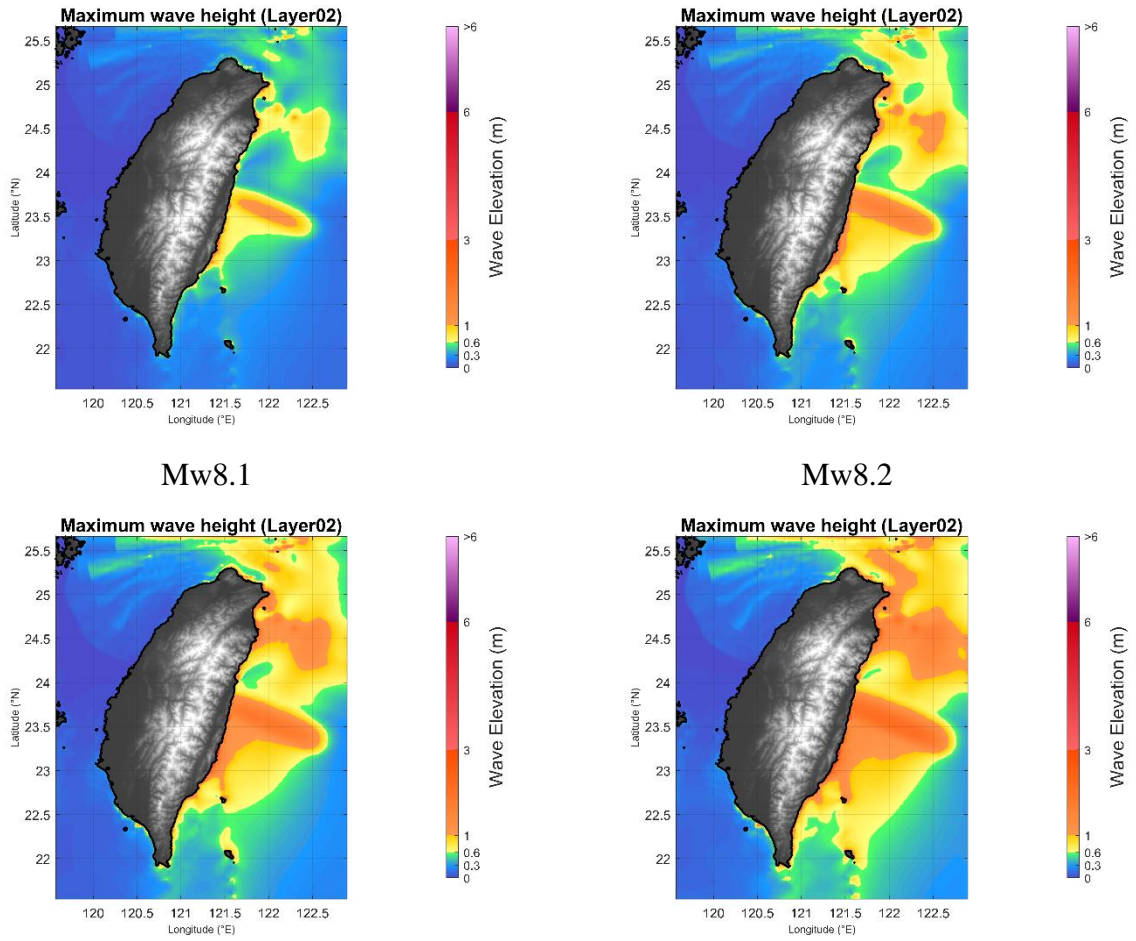
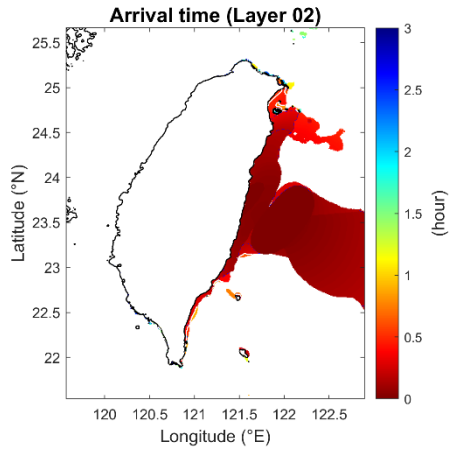
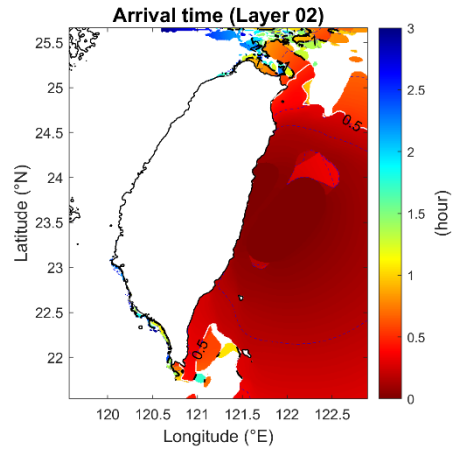


圖36 1920 花蓮地震 Mw7.5 - Mw8.2 情境之海嘯最大波高圖 (採用 T01 之走向及滑移角)

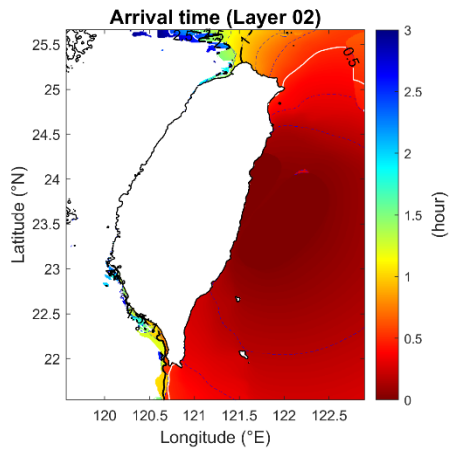
Mw7.5



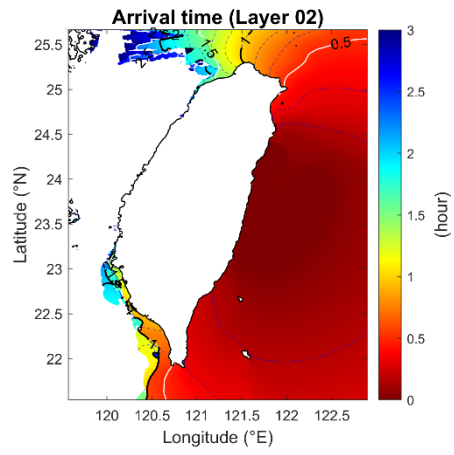
Mw7.6



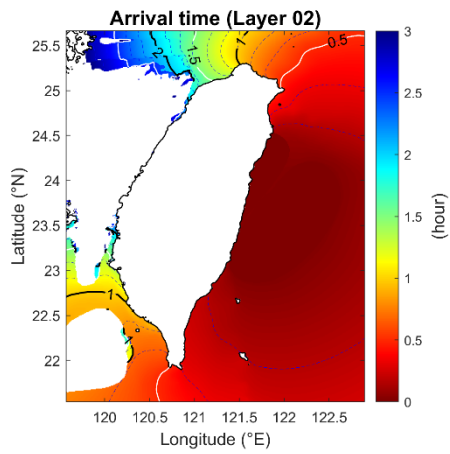
Mw7.7



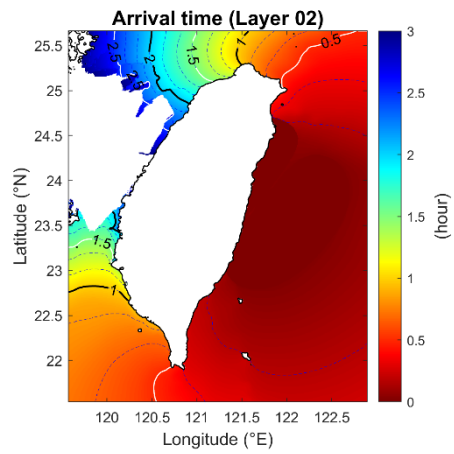
Mw7.8



Mw7.9



Mw8.0



Mw8.1



Mw8.2



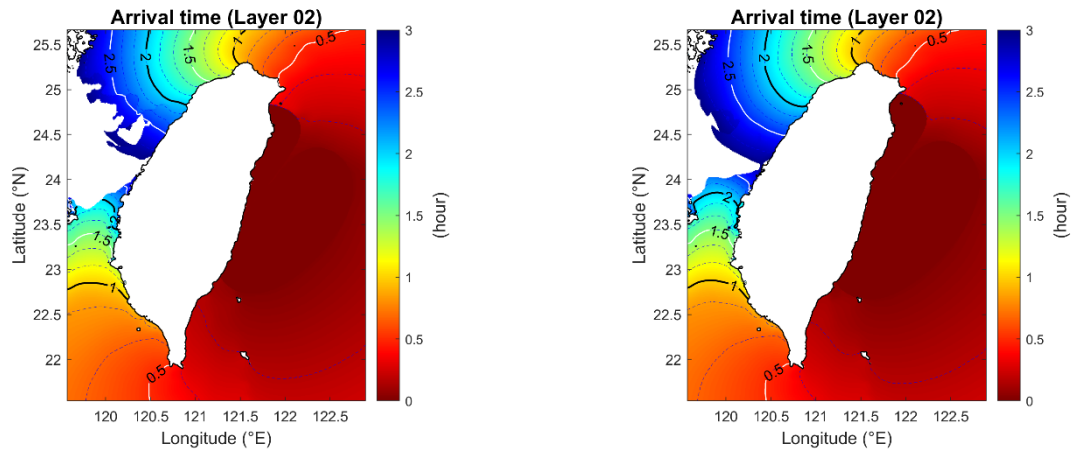
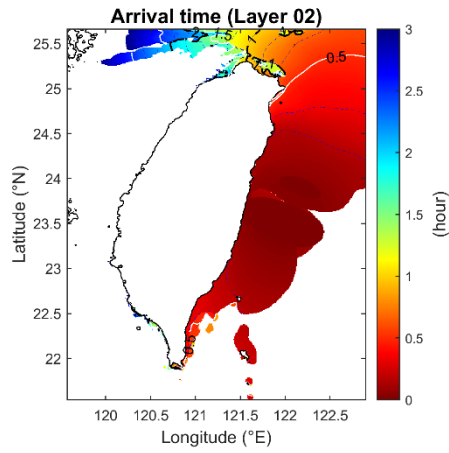
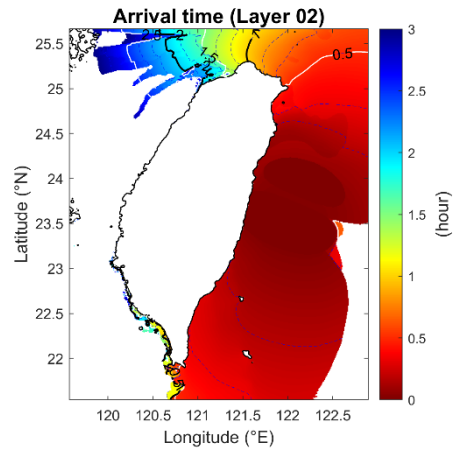


圖37 1920 花蓮地震 Mw7.5 - Mw8.2 情境之海嘯抵達之臺灣到時圖（採用 0403 花蓮地震之走向及滑移角）

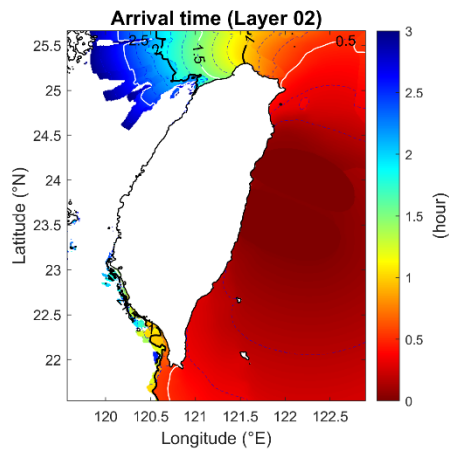
Mw7.5



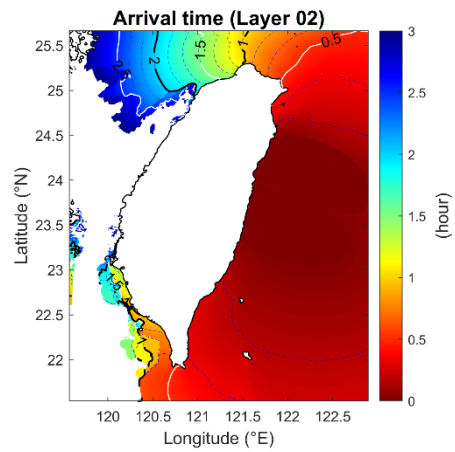
Mw7.6



Mw7.7



Mw7.8



Mw7.9

Mw8.0

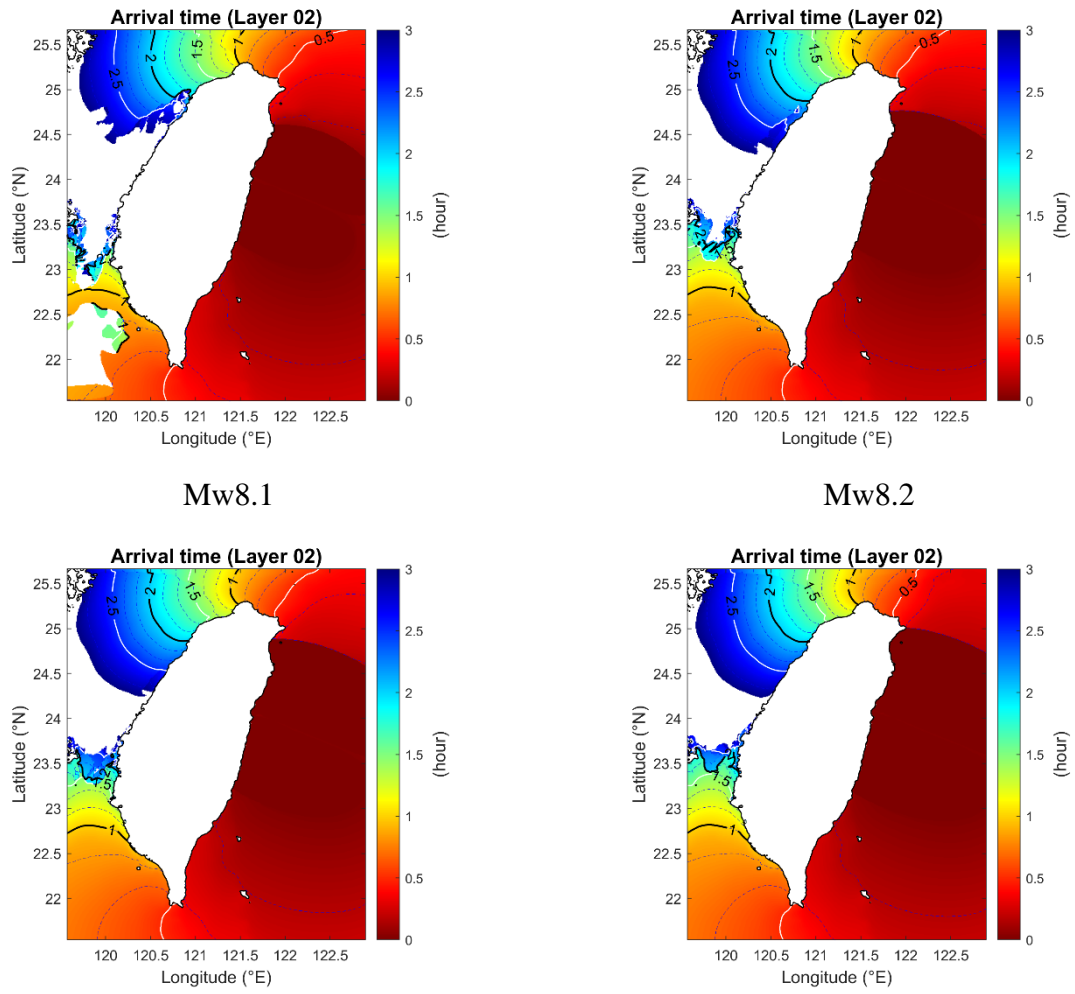


圖38 1920 花蓮地震 Mw7.5 - Mw8.2 情境之海嘯抵達之臺灣到時圖 (採用 T01 之走向及滑移角)

5.2 1920 花蓮地震海嘯結果討論

本研究針對 1920 年花蓮地震進行海嘯模擬與震央定位分析。海嘯模擬結果明確顯示，地震規模與海嘯的初始場、沿岸最大波高以及特定地點（如烏石港）的海嘯波高之間具有顯著的正相關性。即使在 Theunissen et al. (2010) 的觀點認為 ISZ 造成的地震規模可能落在規模 7.5-7.9 的範圍內，模擬結果仍預示臺灣東部沿岸將受到明顯的海嘯影響，且隨著規模的增大，潛在災害風險亦隨之提高。

震央定位方面，透過平面近似和非線性優化方法 (Menke, 2012)，推估的地表投影震央位置為經度 121.9766° ，緯度 23.5073° 。該推估震央位置大致位於各地震站以三維震央距離為半徑的近似圓的交匯區域，儘管平面近似和僅使用距離資訊可能導致結果具有一定的誤差 (Van Sickle, 2015)。

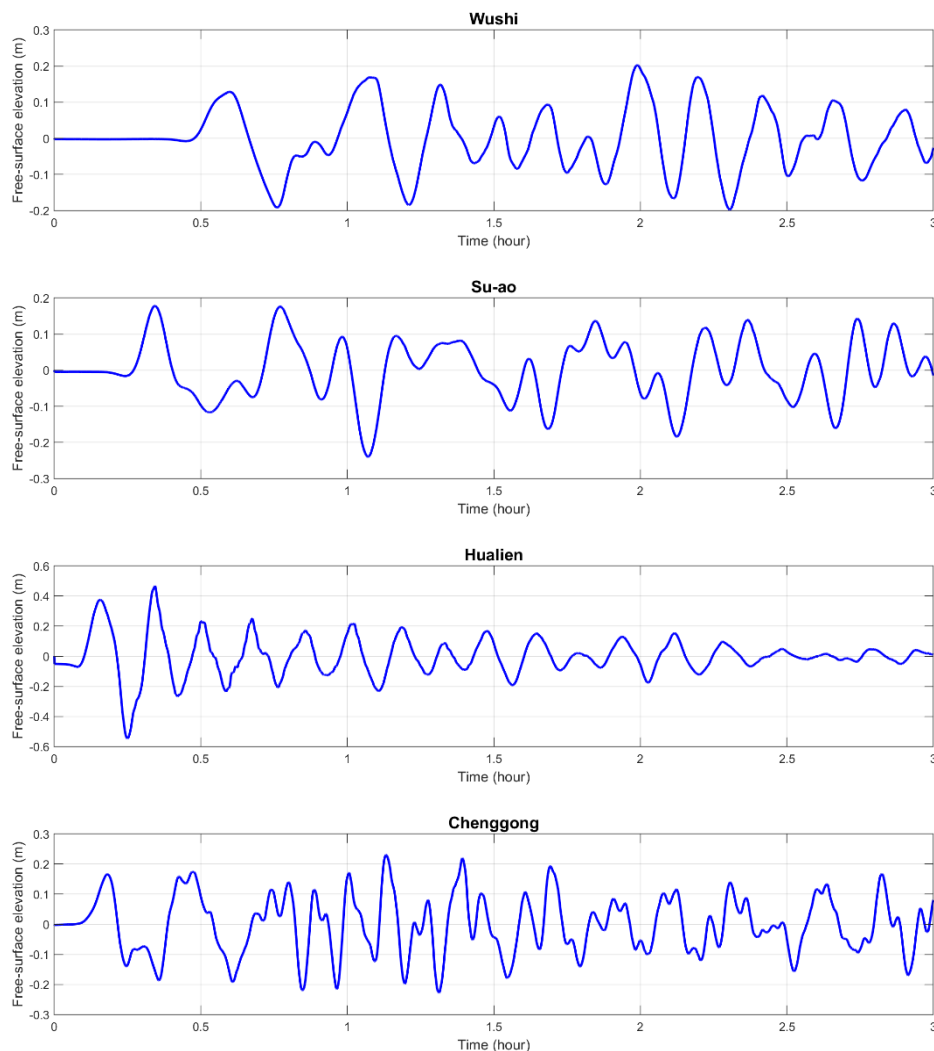


圖39 1920 花蓮地震於 Mw7.5 情境下之烏石港、蘇澳港、花蓮港、成功港之水位歷線圖（採用 0403 花蓮地震之走向及滑移角）

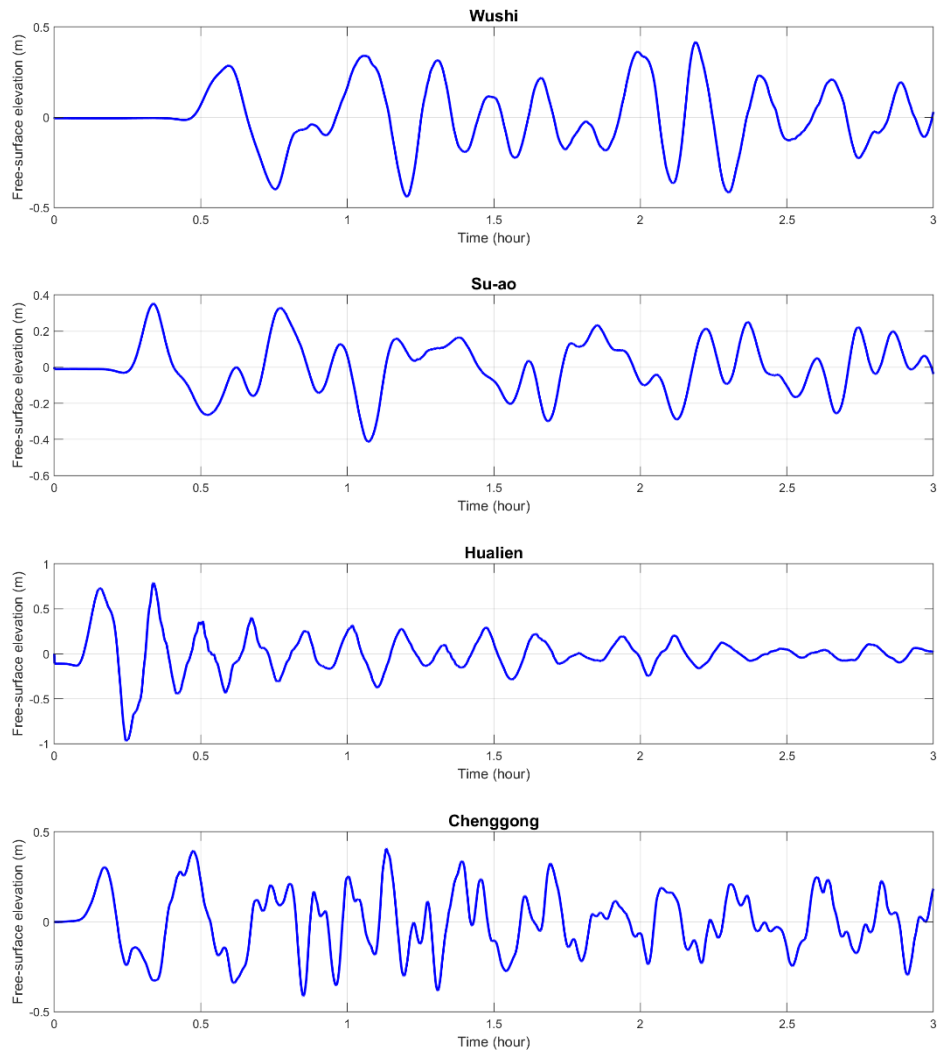


圖40 1920 花蓮地震於 Mw7.6 情境下之烏石港、蘇澳港、花蓮港、成功港之水位歷線圖（採用 0403 花蓮地震之走向及滑移角）

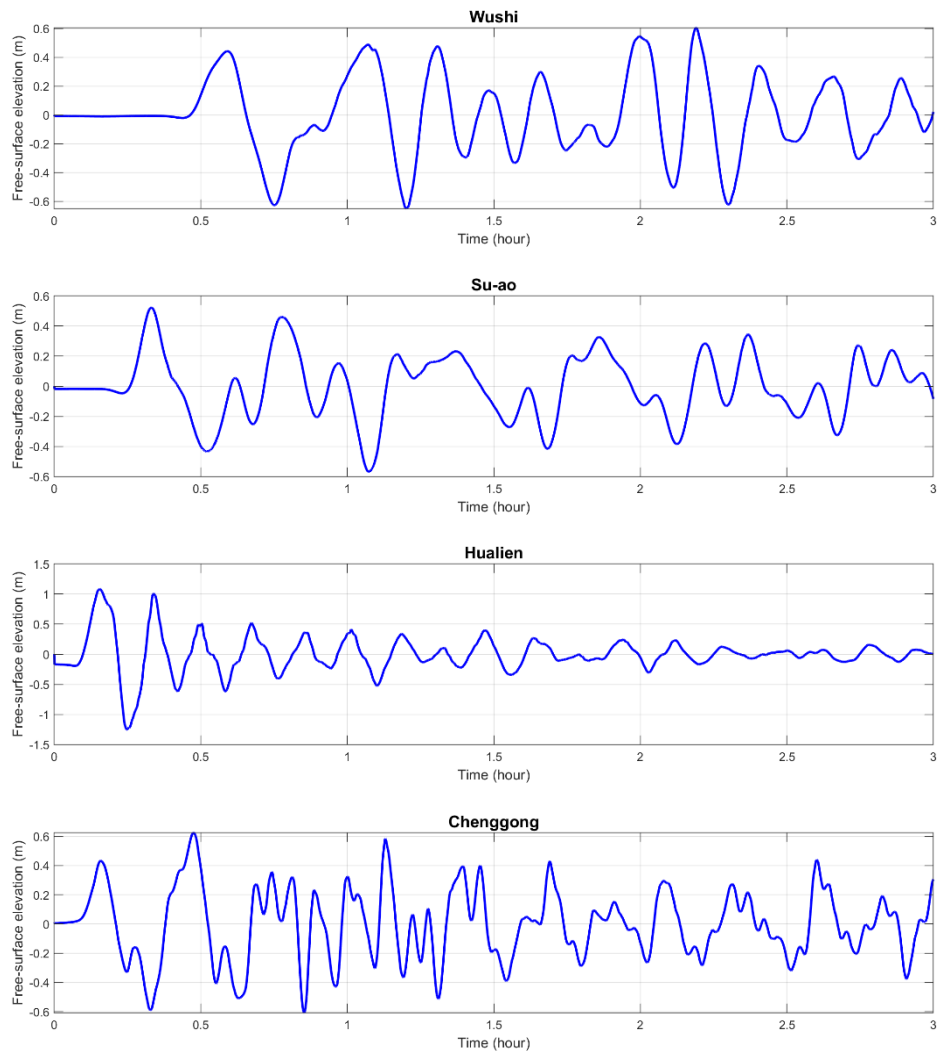


圖41 1920 花蓮地震於 Mw7.7 情境下之烏石港、蘇澳港、花蓮港、成功港之水位歷線圖（採用 0403 花蓮地震之走向及滑移角）

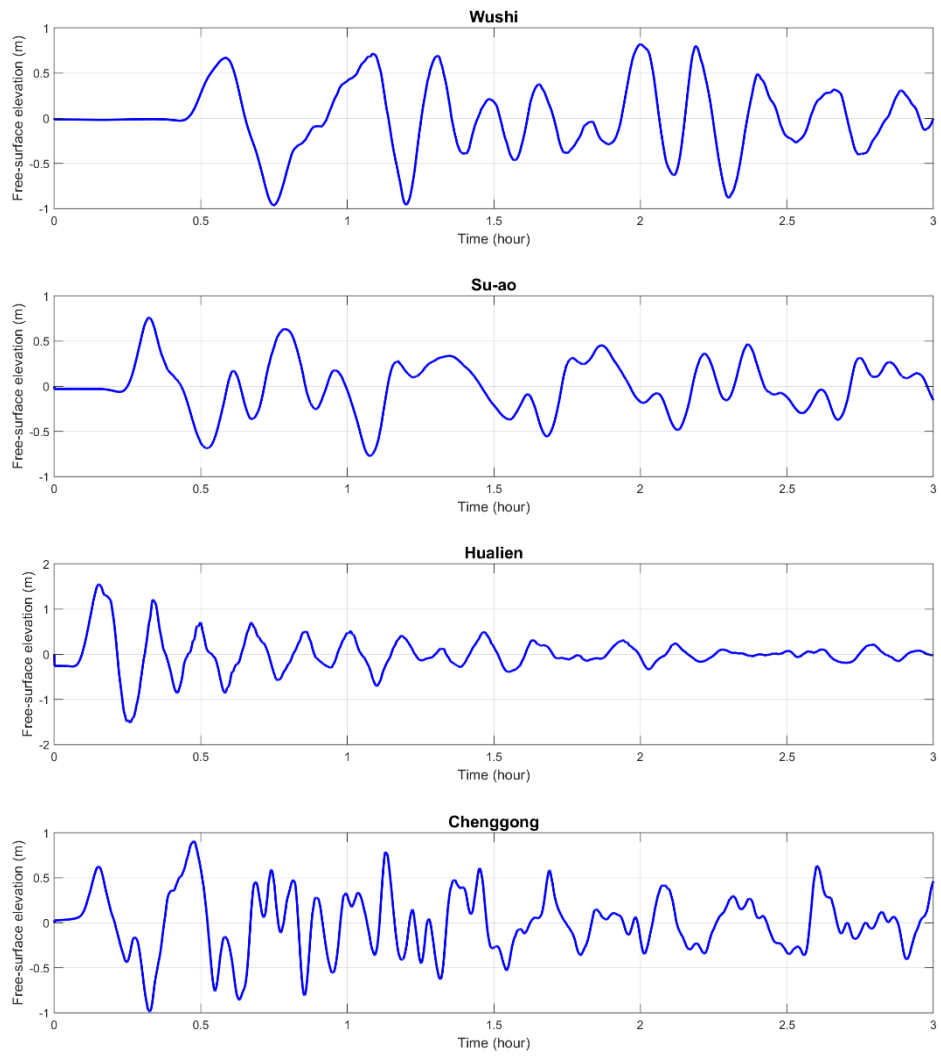


圖42 1920 花蓮地震於 Mw7.8 情境下之烏石港、蘇澳港、花蓮港、成功港之水位歷線圖（採用 0403 花蓮地震之走向及滑移角）

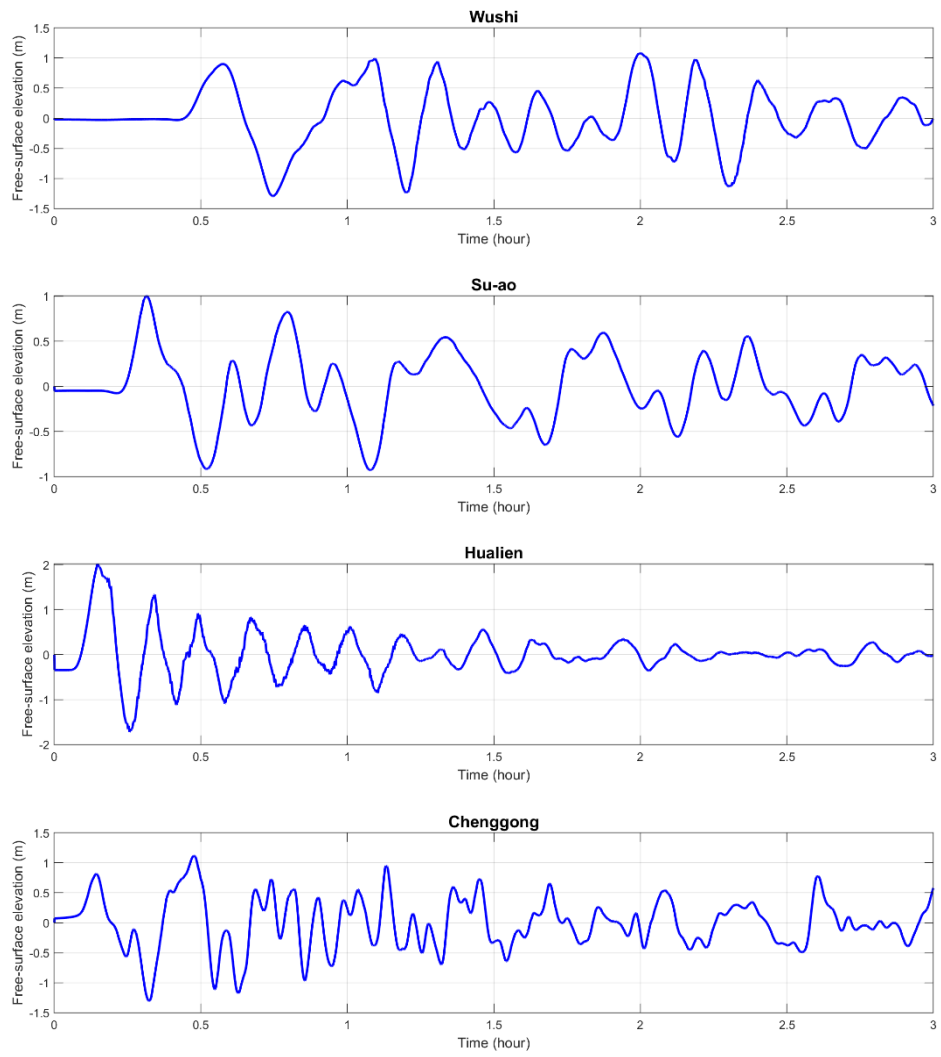


圖43 1920 花蓮地震於 Mw7.9 情境下之烏石港、蘇澳港、花蓮港、成功港之水位歷線圖（採用 0403 花蓮地震之走向及滑移角）

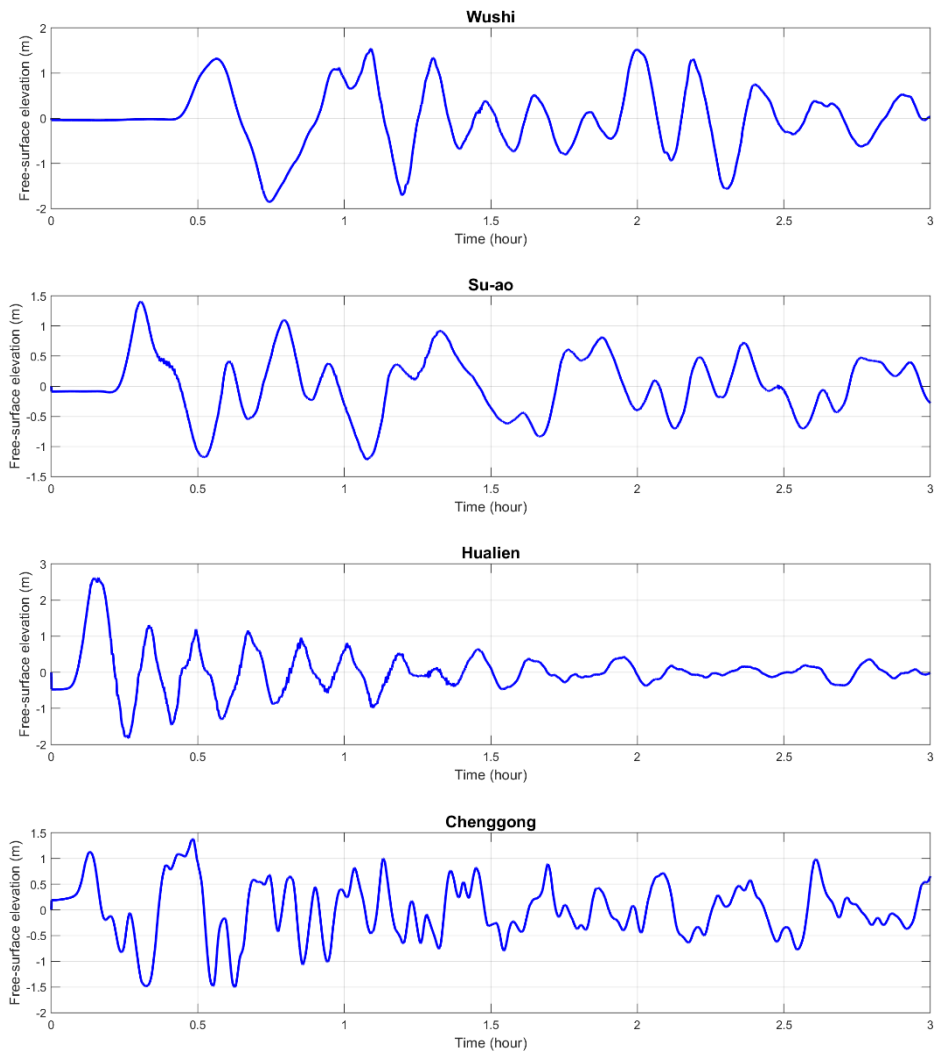


圖44 1920 花蓮地震於 Mw8.0 情境下之烏石港、蘇澳港、花蓮港、成功港之水位歷線圖（採用 0403 花蓮地震之走向及滑移角）

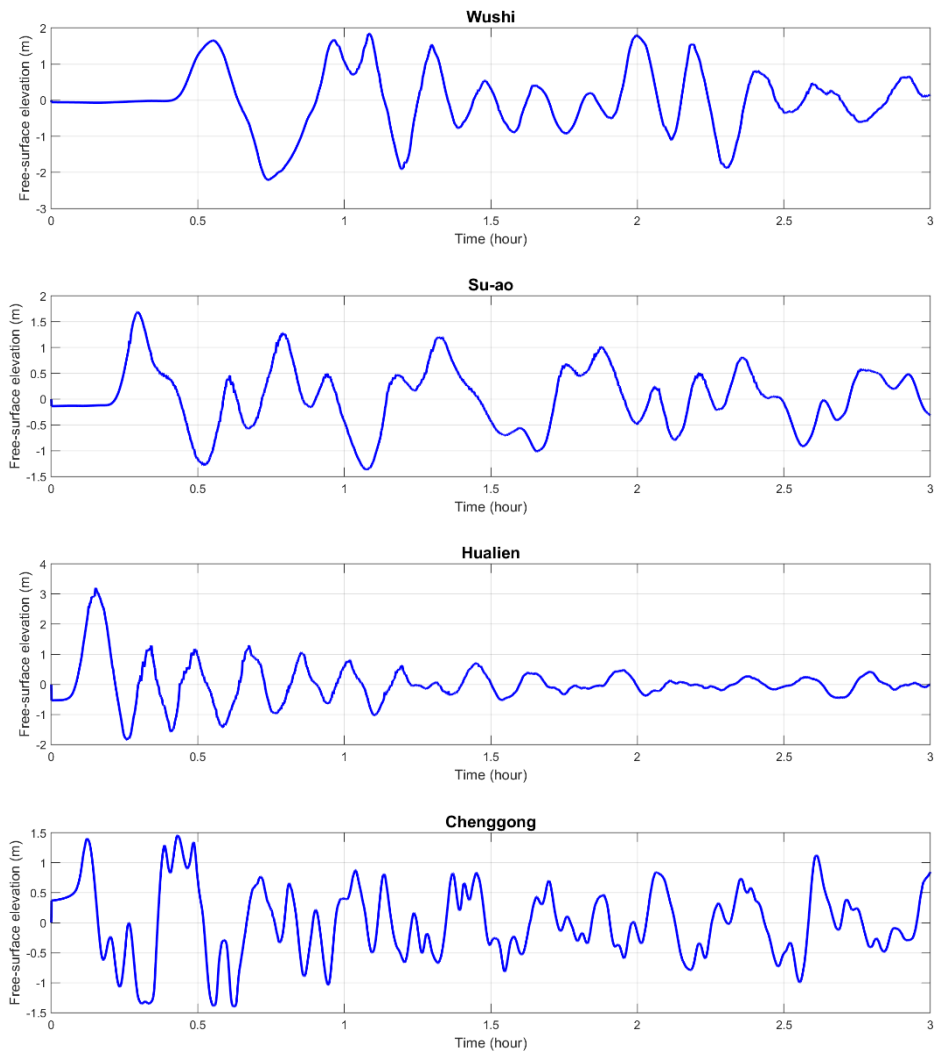


圖45 1920 花蓮地震於 Mw8.1 情境下之烏石港、蘇澳港、花蓮港、成功港之水位歷線圖（採用 0403 花蓮地震之走向及滑移角）

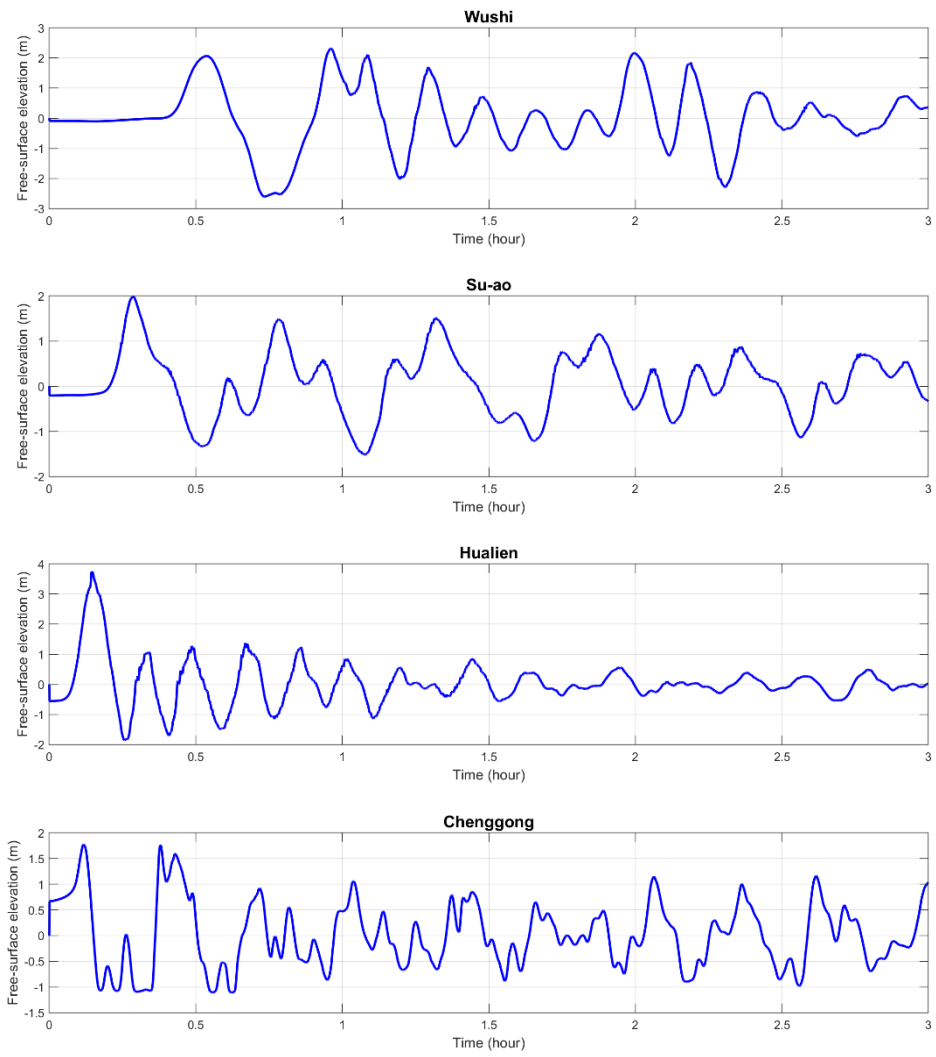


圖46 1920 花蓮地震於 Mw8.2 情境下之烏石港、蘇澳港、花蓮港、成功港之水位歷線圖（採用 0403 花蓮地震之走向及滑移角）

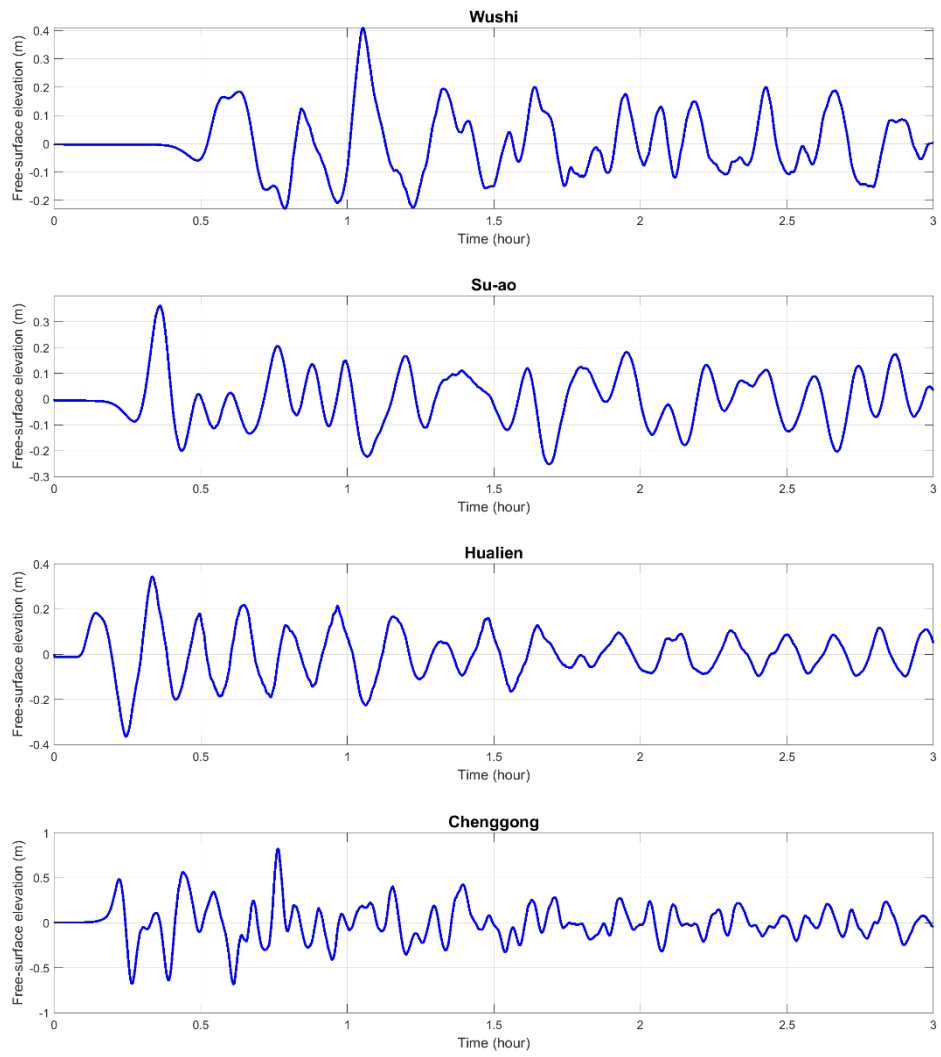


圖47 1920 花蓮地震於 Mw7.5 情境下之烏石港、蘇澳港、花蓮港、成功港之水位歷線圖（採用 T01 之走向及滑移角）

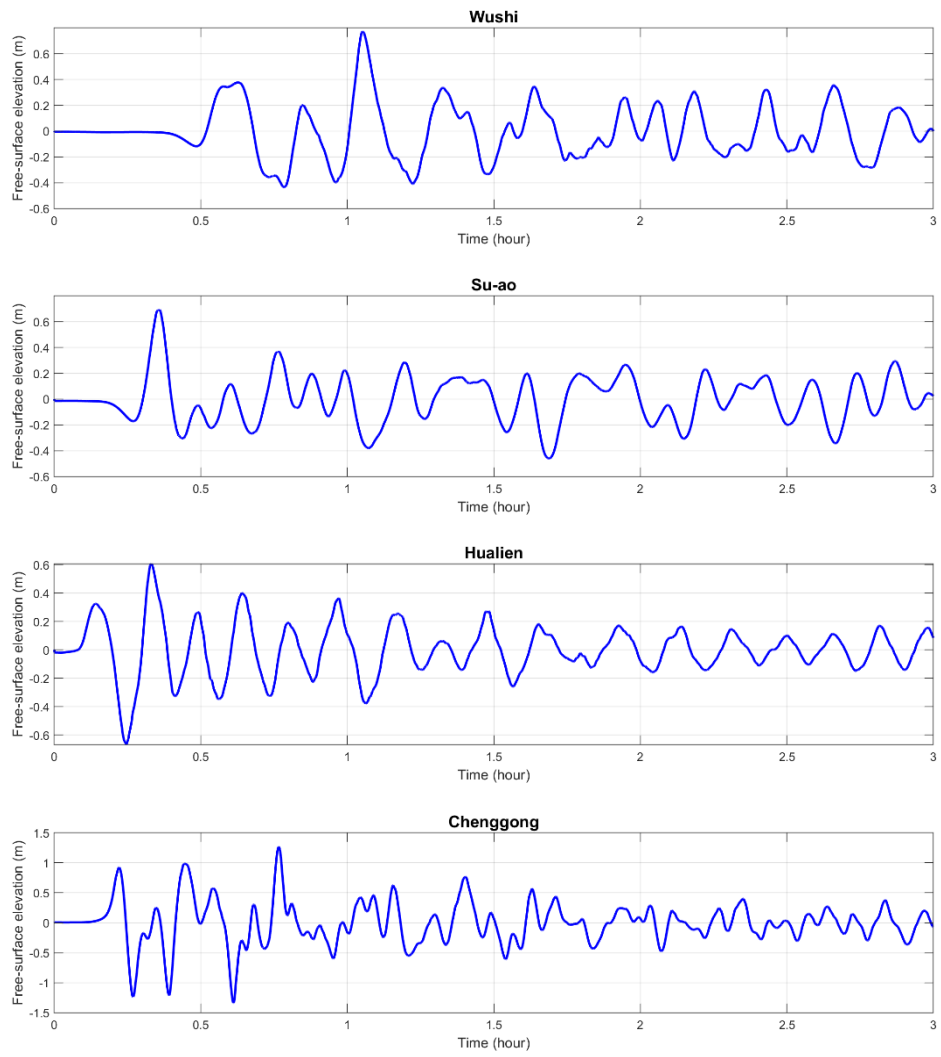


圖48 1920 花蓮地震於 Mw7.6 情境下之烏石港、蘇澳港、花蓮港、成功港之水位歷線圖（採用 T01 之走向及滑移角）

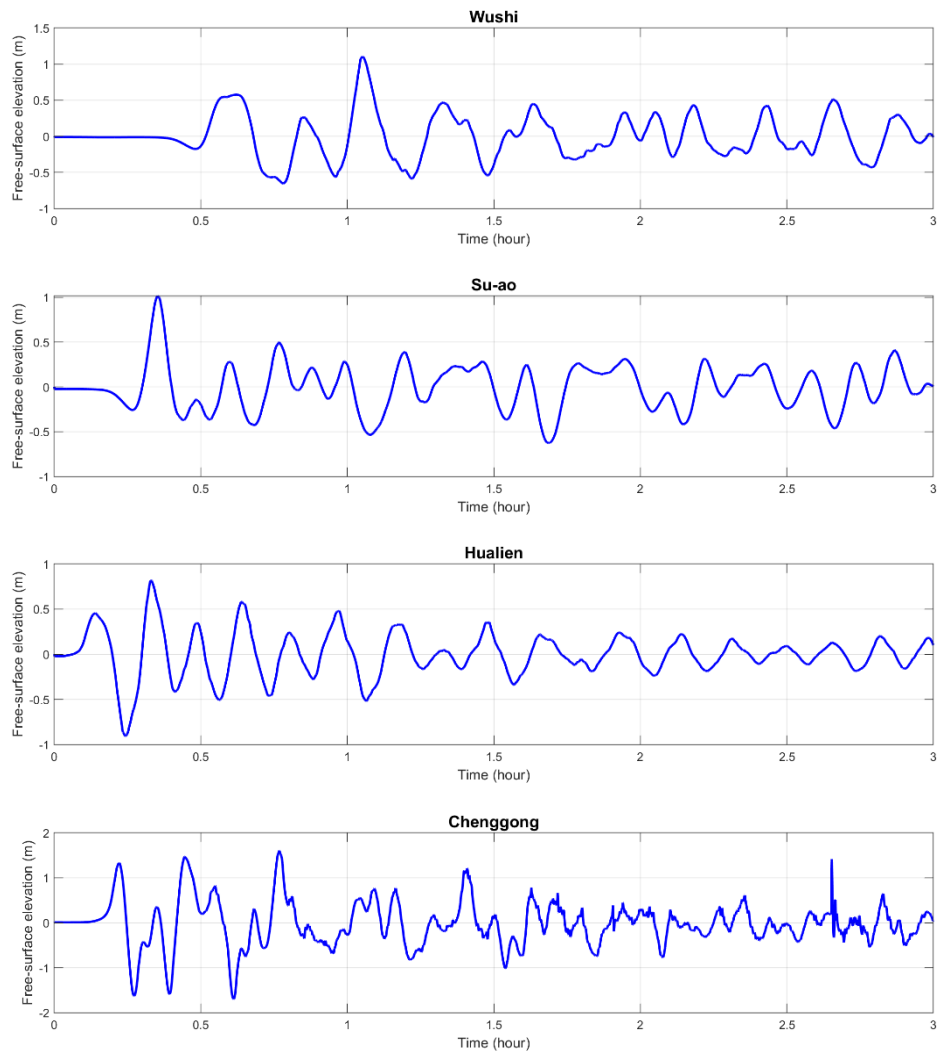


圖49 1920 花蓮地震於 Mw7.7 情境下之烏石港、蘇澳港、花蓮港、成功港之水位歷線圖 (採用 T01 之走向及滑移角)

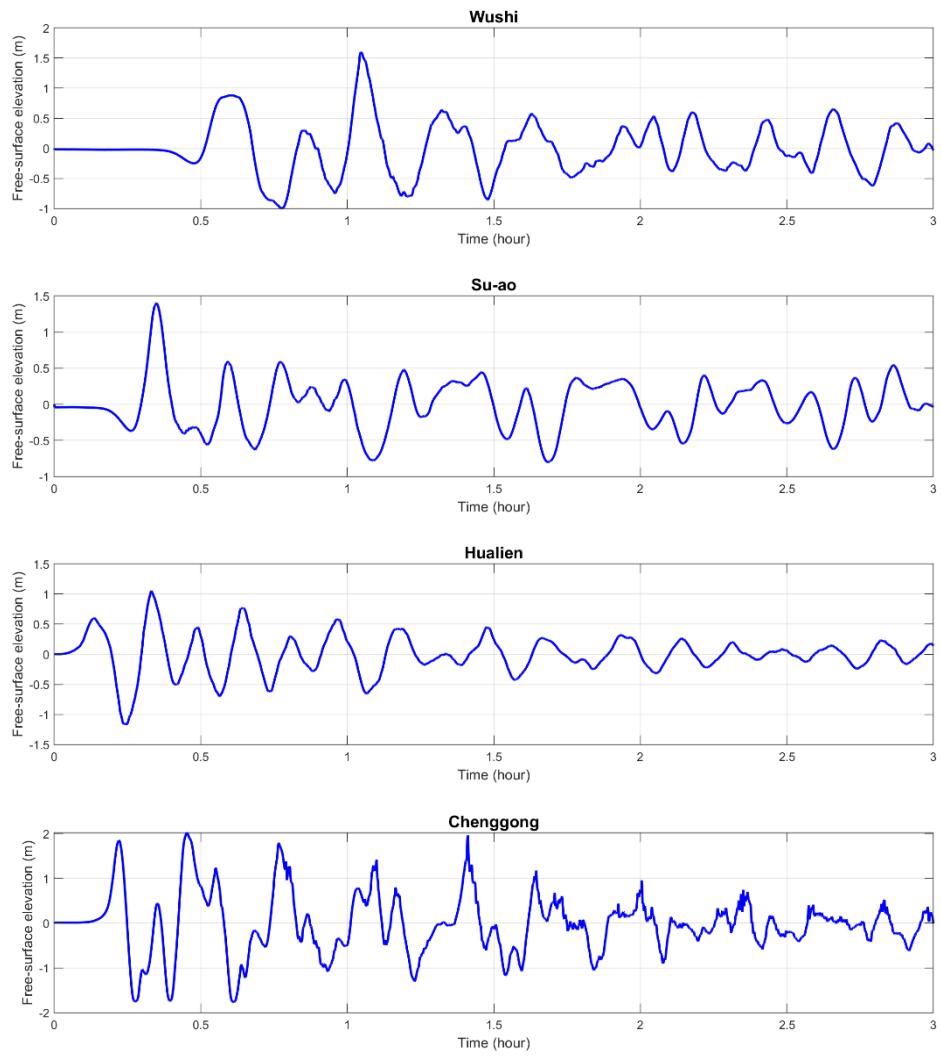


圖50 1920 花蓮地震於 Mw7.8 情境下之烏石港、蘇澳港、花蓮港、成功港之水位歷線圖（採用 T01 之走向及滑移角）

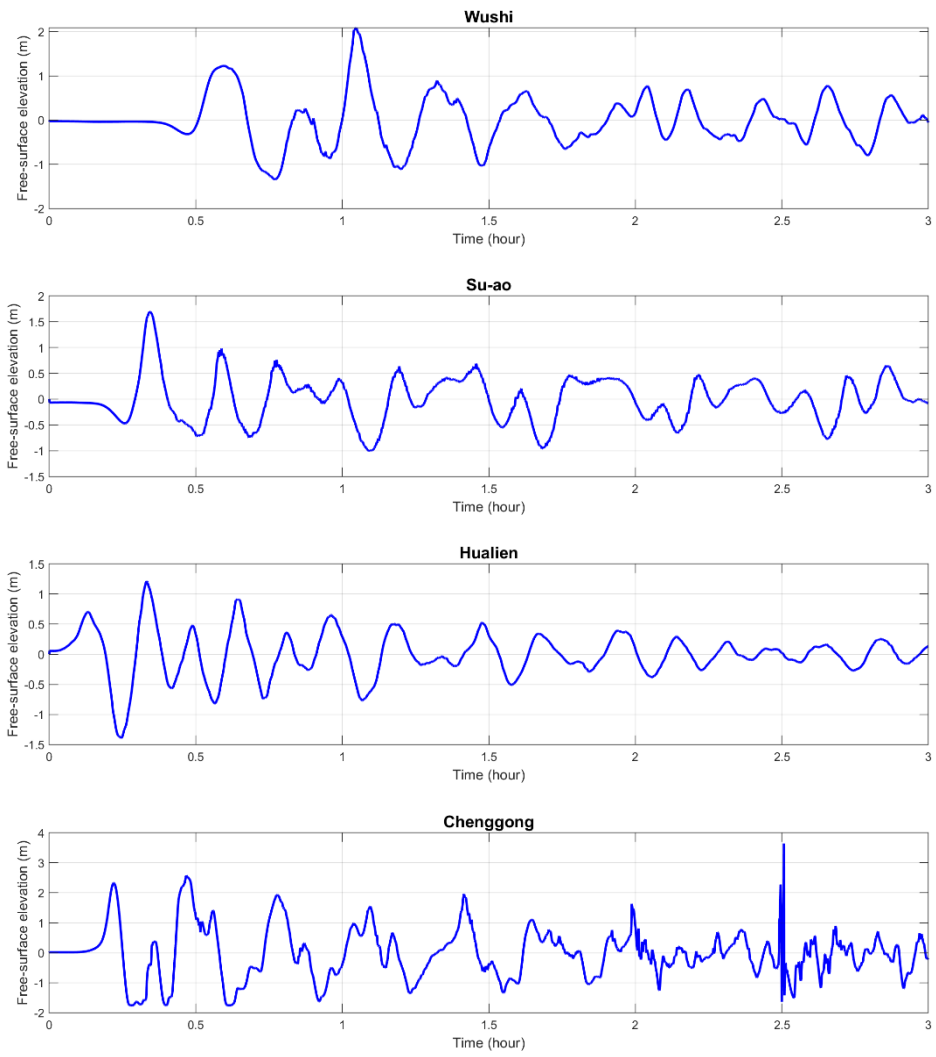


圖51 1920 花蓮地震於 Mw7.9 情境下之烏石港、蘇澳港、花蓮港、成功港之水位歷線圖（採用 T01 之走向及滑移角）

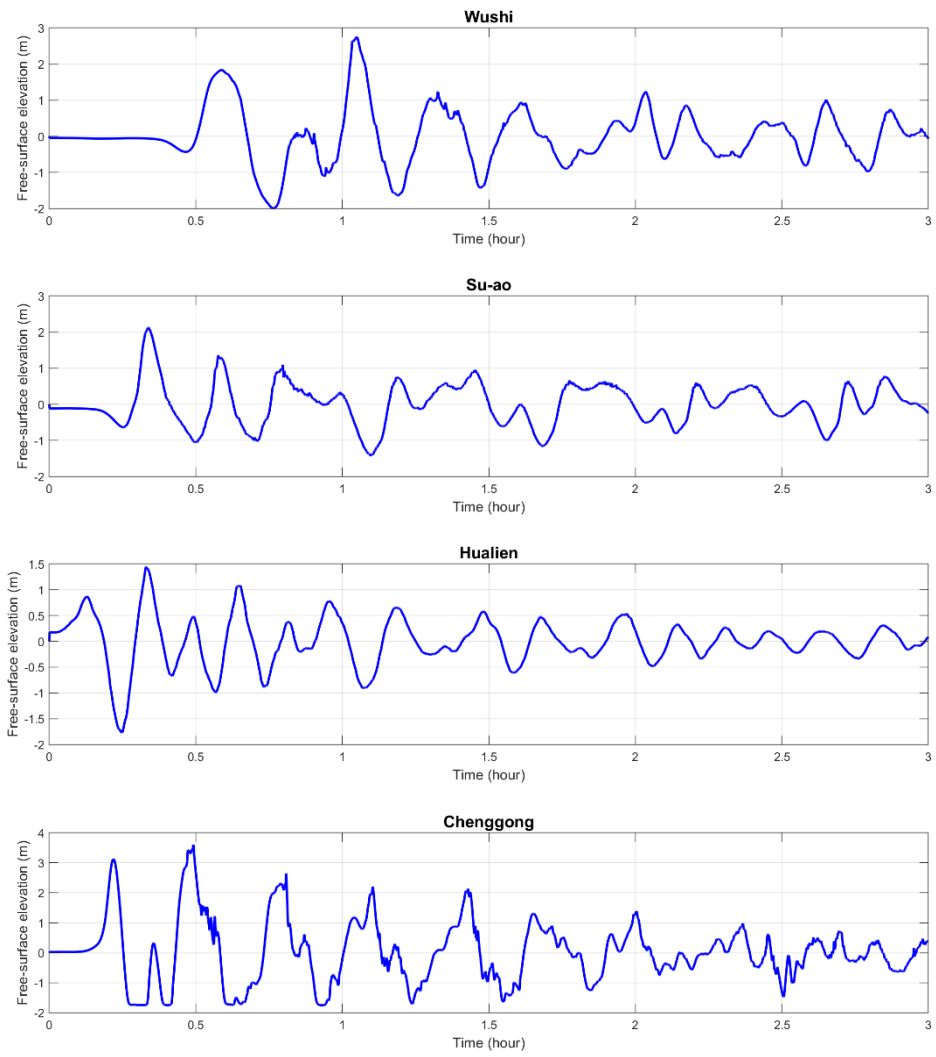


圖52 1920 花蓮地震於 Mw8.0 情境下之烏石港、蘇澳港、花蓮港、成功港之水位歷線圖（採用 T01 之走向及滑移角）

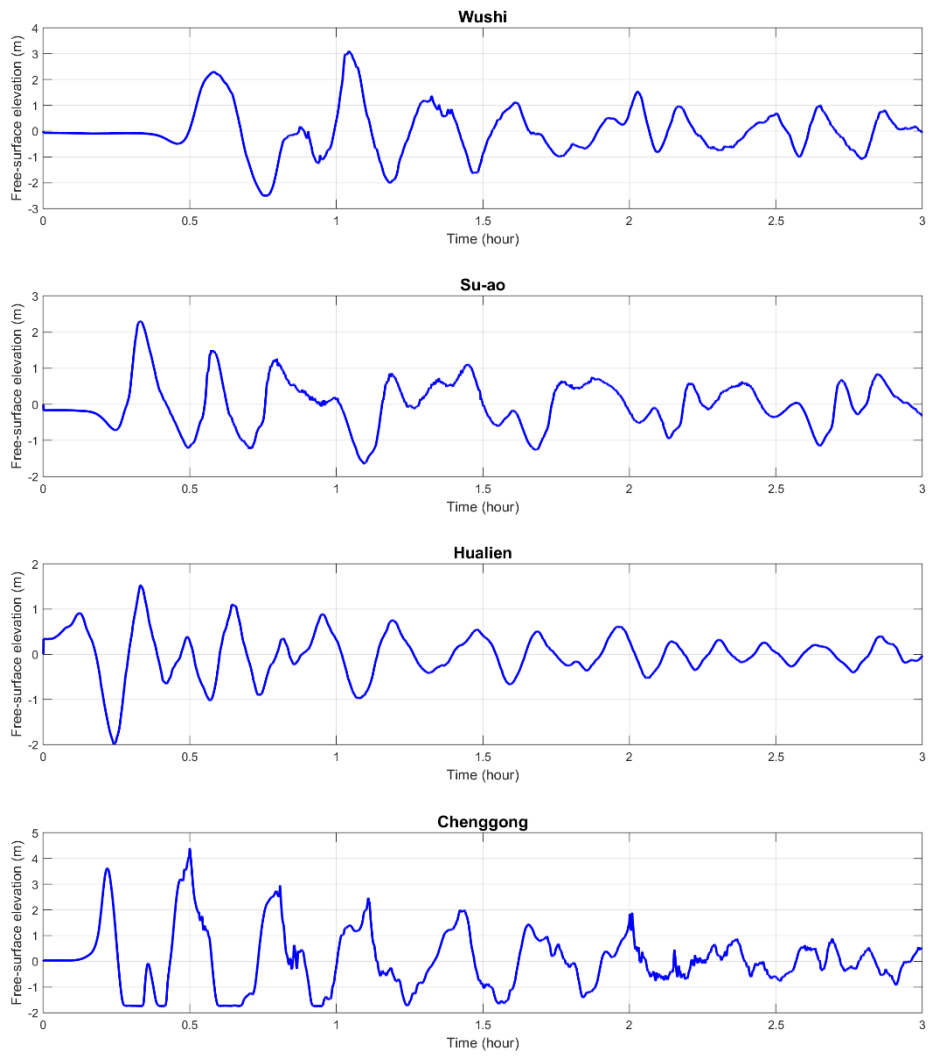


圖53 1920 花蓮地震於 Mw8.1 情境下之烏石港、蘇澳港、花蓮港、成功港之水位歷線圖（採用 T01 之走向及滑移角）

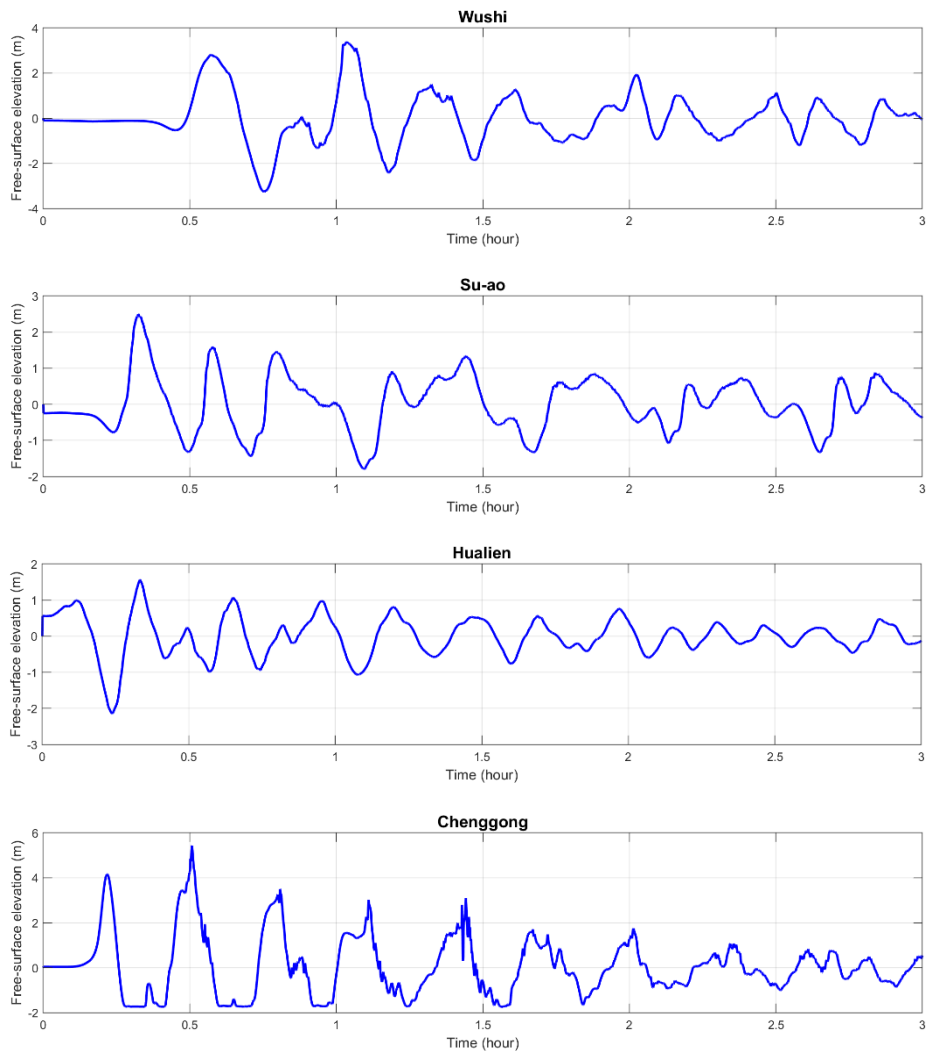


圖54 1920 花蓮地震於 Mw8.2 情境下之烏石港、蘇澳港、花蓮港、成功港之水位歷線圖（採用 T01 之走向及滑移角）

圖 39 到圖 54 展示模擬規模 7.5、7.6、7.7、7.8、7.9、8.0、8.1、8.2 地震在烏石港、蘇澳港、花蓮港、成功港所引發的海嘯水位時序變化。組圖中從上至下，依序分別為烏石港、蘇澳港、花蓮港、成功港。

組圖第一列分析烏石港的模擬結果，兩種走向的模擬結果顯示，隨著地震規模從 7.5 逐步增加至 7.9，海嘯波抵達烏石港的時間大致都在模擬開始後的 30 分鐘左右。然而，琉球海溝 T01 走向的模擬在海嘯初期呈現更明顯的後退。在最大波高方面，0403 花蓮地震走向的模擬在規模 7.5 時約為 0.4 公尺，規模 7.9 時增至約 2 公尺，當近一步提升至規模 8.2 時，最大波高達到約 4 公尺；而琉球海溝 T01 走向的模擬在規模 7.5 時約為 0.6 公尺，規模 7.9 時增至約 3 公尺，當近一步提升至規模 8.2 時，最大波高達到約 7 公尺。在烏石港，0403 花蓮地震走向所導致海嘯波高明顯低於琉球海溝 T01 走向所導致海嘯波高。

組圖第二列為在蘇澳港所引發的海嘯水位變化時序圖。隨著模擬地震規模從 7.5 逐步增加至 7.9，海嘯波抵達蘇澳港的時間大致維持在模擬開始後的 15 分鐘，同樣的，琉球海溝 T01 走向的模擬在海嘯初期呈現更明顯的後退。在最大波高方面，0403 花蓮地震走向的模擬在規模 7.5 時約為 0.4 公尺，規模 7.9 時增至約 2 公尺，當近一步提升至規模 8.2 時，最大波高達到約 3 公尺；而琉球海溝 T01 走向的模擬在規模 7.5 時約為 0.55 公尺，規模 7.9 時增至約 2 公尺，當近一步提升至規模 8.2 時，最大波高達到約 3.5 公尺。在蘇澳港，0403 花蓮地震走向所導致海嘯波高與琉球海溝 T01 走向所導致海嘯波高相似。

組圖第三列為在花蓮港所引發的海嘯水位變化時序圖。隨著模擬地震規模從 7.5 逐步增加至 7.9，因距離較近的緣故，海嘯波抵達花蓮港的時間非常快速約在模擬開始後的 5 分鐘。在最大波高方面，0403 花蓮地震走向的結果顯示，花蓮港的最大波高隨著地震規模的增加而顯著放大，從規模 7.5 的最大波高約 1.2 公尺，到規模 7.9 最大波高約 4 公尺，最終在規模 8.2 時，最大波高達到約 6 公尺，呈現明顯的增長趨勢；琉球海溝 T01 走向的結果顯示，海嘯波高從規模 7.5 的最大波高約 0.8 公尺，到規模 7.9 最大波高約 3 公尺，最終在規模 8.2 時，最大波高達到約 4.2 公尺。在花蓮港，0403 花蓮地震走向所導致海嘯波高明顯高於琉球海溝 T01 走向所導致海嘯波高。

組圖末為在成功港所引發的海嘯水位變化時序圖。隨著模擬地震規模從 7.5 逐步增加至 7.9，由於使用走向的不同，海嘯波抵達成功港的時間，在 0403 花蓮地震走向約 5 分鐘，而在琉球海溝 T01 走向約 10 分鐘。在最大波高方面，0403 花蓮地震走向的模擬在規模 7.5 時約為 0.4 公尺，規模 7.9 時增至約 2.5 公尺，當近一步提升至規模 8.2 時，最大波高達到約 3 公尺；而琉球海溝 T01 走向的模擬在規模 7.5 時約為 1 公尺，規模 7.9 時增至約 3.5 公尺，當近一步提升至規模 8.2 時，最大波高達到約 7 公尺。在成功港，0403 花蓮地震走向模擬所產生之波高明顯低於琉球海溝 T01 走向所導致海嘯波高。

整體而言，本研究考量兩種不同斷層走向所描述的陸地型和海溝型地震情境，對 1920 花蓮地震的海嘯模擬，旨在為評估該歷史地震潛在的海嘯災害提供依據，同時顯示，評估歷史地震對臺灣東部構成的潛在海嘯風險具有至關重要的意義。

陸、臺灣東部與琉球海溝潛勢分析

6.1 影響強度分析法(IIA)

為評估臺灣東部沿海地區的潛在海嘯威脅，本研究採用影響強度分析法(IIA)進行模擬分析。研究區域劃定於東經 119.56 度至 125 度、北緯 19.5 度至 25.98 度之間。在此範圍內，以 0.1 度的網格間距佈設總計 3456 個單位海嘯源，並設定各單位源的直徑為 10 公里。

本模擬旨在探討不同海嘯源對臺灣東部六處關鍵地點，分別為烏石、蘇澳、花蓮、成功、臺東與墾丁，判斷其所造成的影響程度。透過分析各潛在海嘯源引發的最大波高，得以繪製出影響臺灣東半部的可能海嘯來源分佈圖。

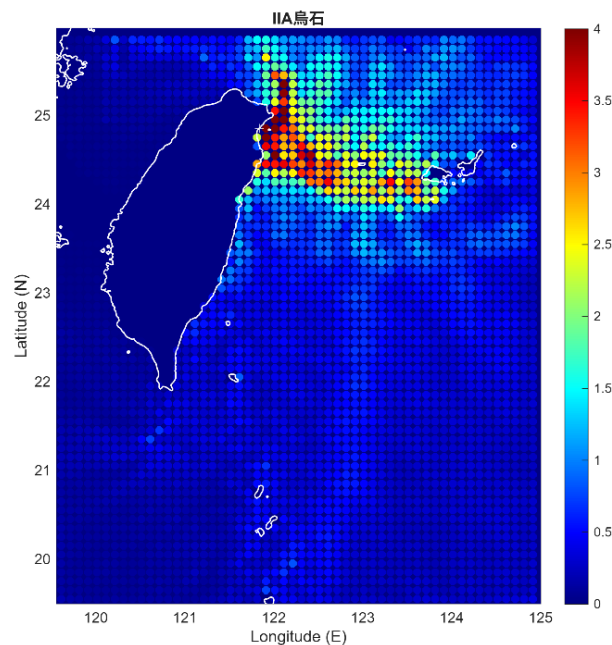


圖55 烏石之海嘯影響強度(IIA)分佈圖

根據圖 55 之 IIA 分析顯示，自烏石外海沿陸棚外緣向東北延伸之帶狀區域呈現高值，代表該帶若成為海嘯源，其產生之能量極易受地形導引與折射作用，最終聚焦於烏石近岸。此高值帶不僅與南端琉球隱沒帶的走向及外隆正斷層區位置相符，亦與陸棚外緣至峽谷頭部的地形通道重疊，顯示其地質背景與地形特徵共同促成海嘯能量的集中與傳導 (Arai et al., 2016; Lee et al., 1980; Ramsey et al., 2006)。

烏石地區面臨的海嘯威脅主要源於三類近場機制。首先，南端琉球隱沒帶介面型大地震 (約 Mw 8) 被視為區域性海嘯的主要來源之一。地殼形變與地震學證據皆顯示，該隱沒帶具有顯著的鎖定 (locked) 與潛在大震能力 (Hsu et al., 2012; Chen et al., 2022)。其斷層破裂與海溝分布位置，有利於海嘯波沿著陸棚外緣與峽谷開口導引，進一步聚焦至蘭陽外海的烏石地區 (Arai et al., 2016)。其次，外隆帶正斷層

地震 (Mw 7–8) 亦構成重要威脅。此類地震起因於海溝外側的彎曲張裂，其斷層垂直位移對於極亦造成波浪長波的產生，且其走向與 IIA 所顯示的高潛勢區一致。由於此類震源距離岸邊較近，海嘯到岸時間極短，其主要週期多落於 10 至 30 分鐘之間 (Arai et al., 2016; Ando et al., 2018)，對沿岸地區造成快速衝擊。第三類威脅來自海底山崩，特別是發生在陸棚外緣與峽谷頂部的滑移事件。蘭陽外海的滑移與崩積地形顯示，強震或豪雨後的超量快速供砂可能觸發斜坡失穩 (Ramsey et al., 2006)。此類山崩引發的海嘯同樣具有傳播時間短、波浪沿峽谷地形上溯以及顯著近岸放大的特性，其週期亦多介於 10 至 30 分鐘，對烏石沿岸構成迅速而強烈的影響。

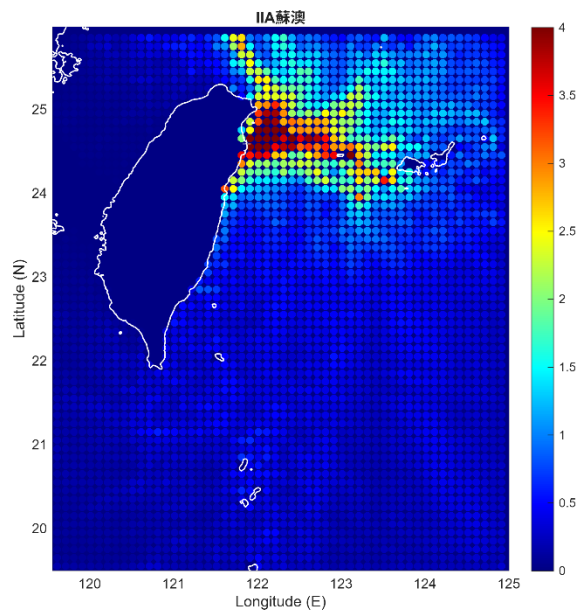


圖56 蘇澳之海嘯影響強度(IIA)分佈圖

從圖 56 中可觀察到，蘇澳外海至花蓮以北海域為明顯之 IIA 強度分布高區(紅至橙色)，顯示該海域一旦發生海底地震或山崩，海嘯能量極易沿著海溝與斜坡地形向西傳遞至蘇澳沿岸。此現象與琉球海溝的幾何構造密切相關，海溝在此區呈現由東北向西南延伸的形態，斜坡陡峭且地形突升明顯，有助於震源附近的位移有效激發表面波能量 (Satake, 2015)。根據地形資料與 IIA 分布推測，蘇澳外海的坡度顯著偏高與陡峭斷層界面(如沖繩海槽南段)可能為主要的能量放大區。當海嘯波自東向西傳播時，受限於海底地形的上溯效應，會出現局部能量集中，導致港灣及鄰近岸段波高顯著上升 (Titov & Synolakis, 1998)。

蘇澳位於東北角海岸的峽灣式地形，港灣口朝向東北，與琉球海溝方向大致平行。此種幾何構造使得入射海嘯波在進入港灣時容易受到地形聚焦效應與反射干涉效應影響，導致波高局部放大。根據 Gao et al. (2021) 的港口海嘯模擬結果顯示，若入射方向與港灣軸線一致，港內最大波高可達外海的 1.5 至 2 倍。因此，圖中蘇澳外海的強度分布高區不僅代表潛在波能集中，也顯示港灣內部具有明顯的波浪共振風險。

IIA 強度高區的分布亦暗示潛在的海底山崩與斷層錯動位置。琉球海溝外側坡及花東海盆東緣屬於地質不穩定帶，具有厚沉積物層與斷裂帶交錯的特徵。研究顯示，該區沉積層厚度達數百公尺至一公里，受強震或地層滑移影響，極可能發生次級海底滑動事件 (Hsu et al., 2008; Tanioka & Satake, 1996)。一旦滑動體進入水體，會額外增強局部海嘯能量，使蘇澳沿岸的波高進一步放大。

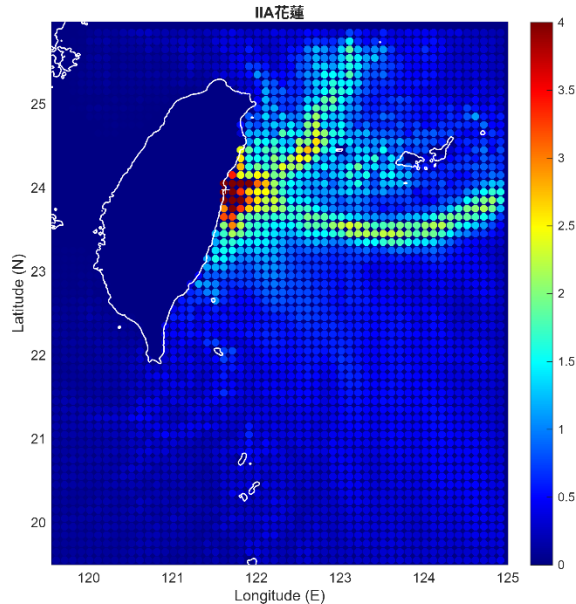


圖57 花蓮之海嘯影響強度(IIA)分佈圖

圖 57 顯示，紅色至橙色區域代表對花蓮沿岸可能造成最強烈水動力影響之海嘯源位置，而藍色至綠色區域則顯示影響較弱之區域。結果指出，花蓮外海東經 $121.8^{\circ}E$ 至 $122.5^{\circ}E$ 之間為高值區，代表此區域若發生海嘯，波能將集中傳向花蓮沿岸，造成顯著波高與能量放大。從能量傳播方向可觀察到，波能自東部外海向西傳遞，並於花蓮沿岸聚集，反映地形聚焦效應對海嘯能量分布的影響。花蓮灣的形狀呈開口朝東的弧形構造，入射波進入灣內後會因地形收斂產生聚焦與干涉疊加，導致波高局部放大 (Wu & Huang, 2009)。因此，即使海嘯源位於外海較遠處，其能量仍可透過地形導引與折射，對花蓮沿岸造成顯著破壞。

綜合分析顯示，花蓮外海的 IIA 高值分布與該區海底地形特徵高度致性。該區位於琉球隱沒帶與花東海盆交界，構造複雜且地形起伏劇烈。根據 Hsu 等人 (2013) 的研究，該區的增積岩體受板塊擠壓影響，導致沉積層沿斜坡滑移，此類地質環境在強震作用下極易觸發海底崩塌。當崩塌或震源位於坡折帶或增積岩體上方時，IIA 模擬結果顯示其產生的海嘯能量可最直接影響花蓮沿岸。

在強震型海嘯方面，花蓮外海屬於菲律賓海板塊隱沒至歐亞板塊之下的界面區。其逆衝斷層系統具高耦合強度與高地震活動性 (Byrne et al., 1992)。根據 Hsu 等人 (2013) 的構造模型推估，花蓮外海增積岩體的地殼厚度與變形速率顯著高於鄰近區域，反映其具備孕育大型地震的條件。一旦應力累積達臨界值，可能引發規

模 7 以上之強震，導致大範圍海底抬升與下陷，成為主要海嘯震源。IIA 模擬亦證實，此類震源對花蓮沿岸的波高增幅最為明顯。

至於山崩型海嘯，花蓮外海坡度陡峭、沉積鬆散且斷層發育，屬於典型的不穩定海底斜坡環境。該區海底滑動潛勢高，特別是在坡折帶與崩積扇上方，滑動體一旦失穩，將可能釋放巨大能量。Wu 與 Huang (2009) 之研究以數值模式模擬滑動引發海嘯的動力行為，結果顯示滑動規模達數億立方公尺的事件，可在 5 至 10 分鐘內產生超過 3 公尺波的局部海嘯，並快速傳遞至花蓮岸邊。此現象在 IIA 圖中表現為花蓮外海東方的紅色高能量帶，代表該區若發生滑動事件，將成為主要波能來源。

此外，花蓮沿岸地形亦加劇海嘯的潛在影響。由於花蓮灣口開口朝東，呈現弧形海灣結構，波能進入灣內後將因折射與干涉效應而聚集放大。根據 Wu 與 Huang (2009) 的分析，花蓮灣內最大波高可達外海的 1.5 至 2 倍，顯示地形聚焦效應在災害放大中扮演關鍵角色。

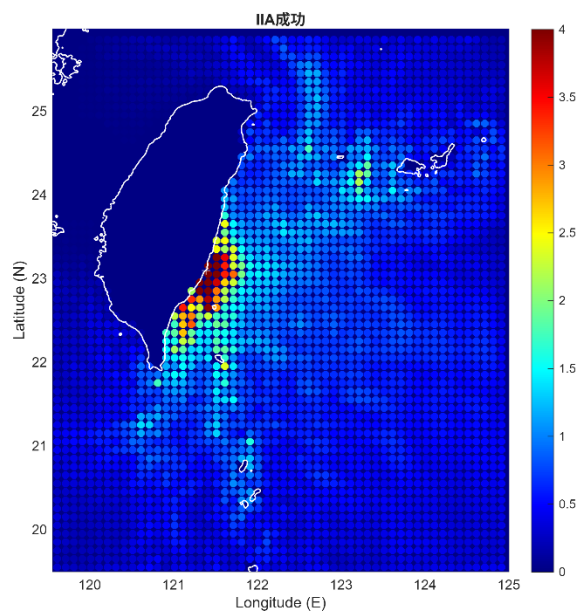


圖 58 成功之海嘯影響強度(IIA)分佈圖

圖 58 顯示，沿臺東外海陸棚外緣自北向南發展的一條紅色高能量帶，其核心位於成功外海至東管處海岸、長濱至東河之間，並向南外海延伸至綠島至蘭嶼走廊的低到中值過渡區。此分布型態反映三項地形與水動力機制的疊加作用：首先，臺東外海具備狹窄陸棚與陡峭陸坡，使深海長波在極短距離內完成淺化與折射，能量迅速向岸聚焦；其次，海底峽谷（如臺東峽谷）與陸棚斷崖構成導波通道，於峽谷口與陸棚外緣附近形成顯著能量匯聚；第三，成功近岸的海灣與岸線幾何對 10 至 30 分鐘週期長波較為敏感，與東岸已知的內潮與內波熱點及近岸流場時變性相符 (Liang et al., 2003 ; Ramsey et al., 2006 ; Sibuet et al., 2004)。從構造與地形背景來

看，成功外海位於弧陸碰撞與隱沒過渡帶的北段，西側為陸上縱谷斷層系，東側緊鄰花東盆地深海平原近。峽谷頂部與陸坡坡緣普遍可見滑移與崩積地形特徵，顯示坡面處於臨界穩定，可進一步解釋 IIA 結果熱點為何沿陸棚外緣排列，並在成功至臺東峽谷口一帶最為集中 (Ramsey et al., 2006 ; Sibuet et al., 2004)。

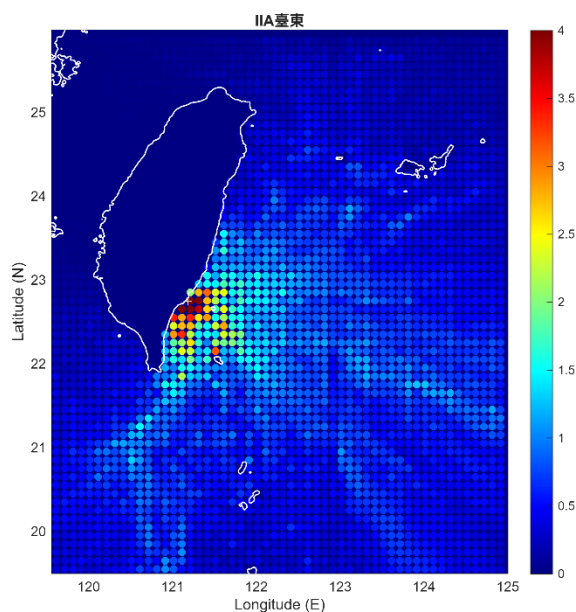


圖59 臺東之海嘯影響強度(IIA)分佈圖

圖 59 結果顯示，高值熱點緊貼臺東外海之陸棚外緣，呈北北東—南南西向分布，中心位於臺東市至卑南溪口至成功南側近岸，向南則過渡為小尺度斷續分布。此空間型態同樣反映三項機制之互動：(1) 狹窄陸棚與陡峭陸坡使深海長波迅速淺化與折射，能量被導向海岸區域；(2) 臺東峽谷及其支峽與陸棚斷崖構成導波通道，於峽谷口與外緣崖附近產生能量聚焦與波束匯聚；(3) 臺東近岸海灣與岸線幾何 10 至 30 分鐘長波具有較高回應，與東岸已知內潮與內波熱點及近岸流場之時空變化相容 (Liang et al., 2003 ; Ramsey et al., 2006 ; Sibuet et al., 2004)。構造上，臺東外海位於弧—陸碰撞與隱沒過渡帶北段，西側為陸上縱谷斷層系，東側緊鄰花東盆地深海平原；近岸峽谷頭與陸坡崖緣可見滑移與崩積指標，顯示坡面處於臨界穩定，此現象進一步解釋 IIA 熱點沿外緣排列並於臺東至臺東峽谷口一帶集中的原因 (Ramsey et al., 2006 ; Sibuet et al., 2004)。

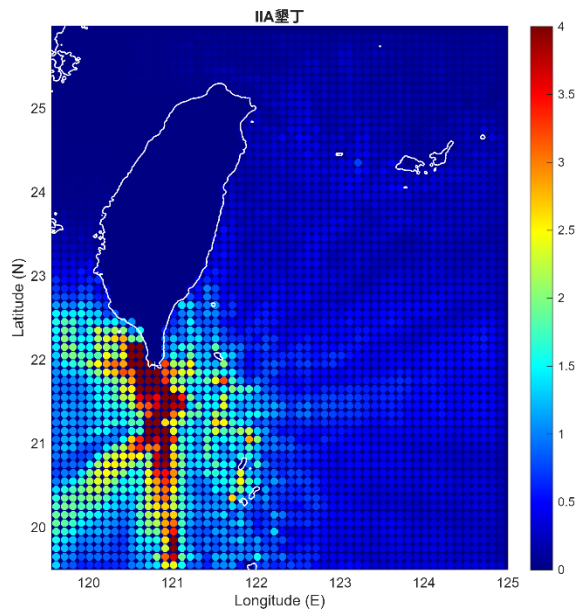


圖60 墾丁之海嘯影響強度(IIA)分佈圖

圖 60 結果顯示，高值熱點呈縱向帶狀緊貼南端陸棚外緣分布，並由鵝鑾鼻外海向南南西與東南東發散。此型態指出三項主要特徵：(1) 狹窄陸棚與陡峭陸坡使深海長波在極短距離內完成淺化與折射，能量被導向南端岸段 (Ramsey et al., 2006)；(2) 峽谷頭、外緣崖與弧前增積脊一帶形成導波通道，於外緣附近產生波束匯聚與聚焦；(3) 南端近岸的「半包圍—岬角」幾何對 10 至 30 分鐘長波具有較高回應，與東岸及南端已知的內潮、內波活躍帶和近岸流場時變性相符 (Liang et al., 2003；Ramsey et al., 2006)。構造上，墾丁位於南端琉球隱沒作用終止、向呂宋島弧碰撞過渡的交會區，西緣為恆春陸上構造系統，東緣緊鄰花東盆地深海平原。近岸外緣普遍見滑移—崩積地形指標，支持 IIA 所示高值沿外緣排列並於南端集中的分布型態 (Ramsey et al., 2006)。

柒、歸納近岸地震之震央與海岸之距離

7.1 近岸地震之震央與海岸之距離模擬

為檢驗震央至海岸距離對近岸海嘯波高之影響，本研究以 0403 事件為原型，採用其地震矩解所示之震源參數（震央座標、走向、傾角與位移量等）建立單一斷層數值情境作為基準。首先，以基準震央為參考點，沿正東向每 2 km 平移一點，共設 E1-E6 六個情境（圖 62）；續於最東側平移點之外，再沿相同方向以每 5 km 增距外推六點，形成遠場延伸測試（圖 63）。同時，沿正西向自基準震央以每 1 km 平移，直至震央落入陸域，合計 W1-W12 共十二個情境（見圖 64）。上述設計可系統性控制「距岸遠近與方位」兩要素，同時維持斷層幾何一致，以隔離距離效應對波高分佈之貢獻。為量化各距離情境對沿岸衝擊之差異，本研究選取臺灣東部六處代表性據點「烏石、蘇澳、花蓮、成功、臺東與墾丁」作為測站，輸出其最大水位變化與時程曲線，並比較峰值、到時與主導週期之變化。綜合而言，此一「固定震源機制、系統平移震央」之實驗設計，得以清楚評估近場地震在不同震央至海岸距離與入射方位下，對東部沿岸各據點海嘯波高與時序特徵的敏感度。

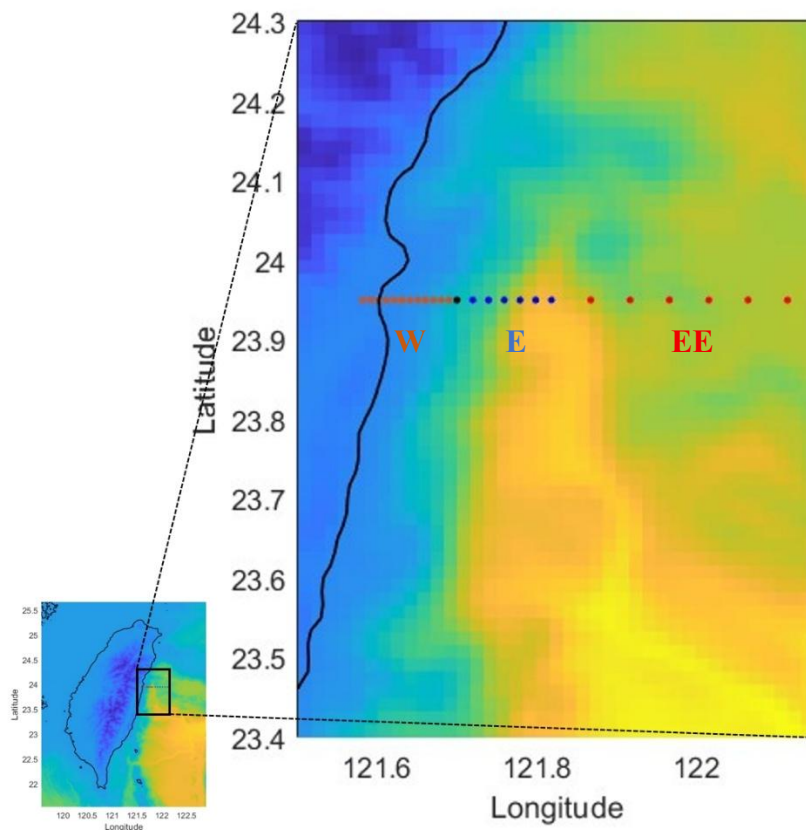


圖61 模擬震央東西向平移位置分佈圖，其中藍點 (E1-E6)、紅點 (EE1-EE6) 與橘點 (W1-W12) 為各情境之震央位置

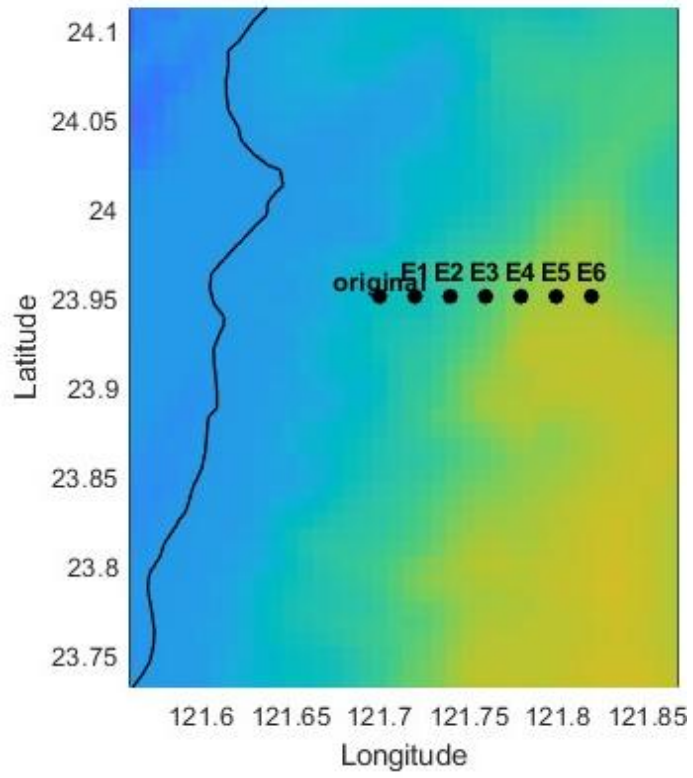


圖62 模擬震央向東平移 6 點位置分佈圖

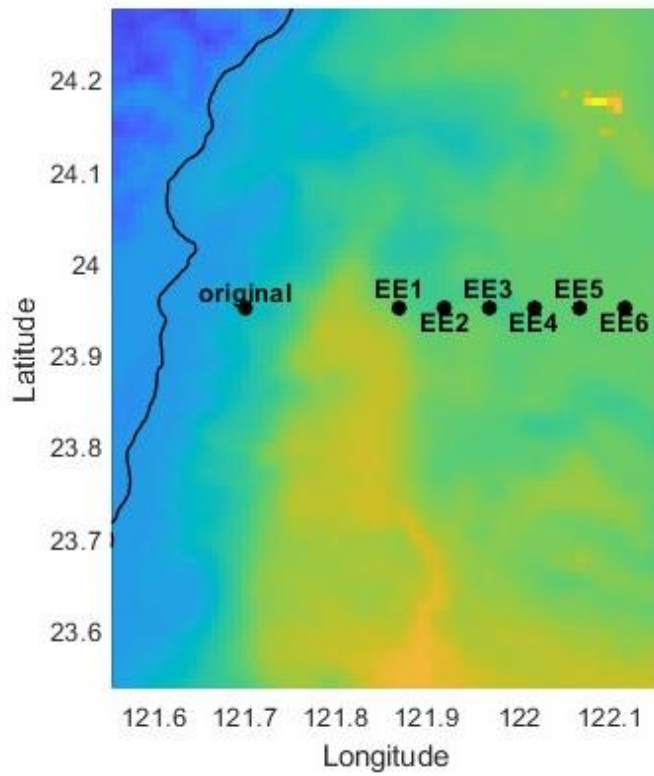


圖63 模擬震央向東平移最東側再向東平移 6 點位置分佈圖

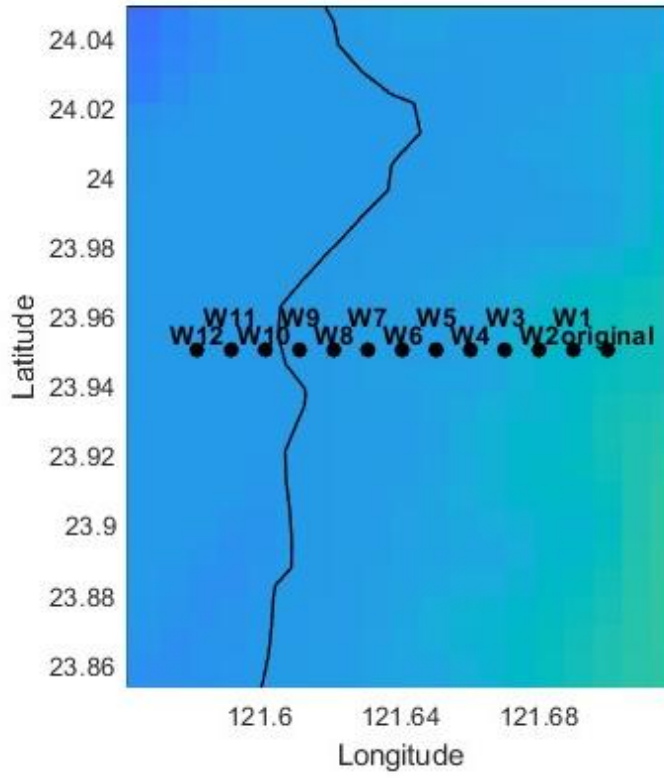


圖64 模擬震央向西平移 12 點位置分佈圖

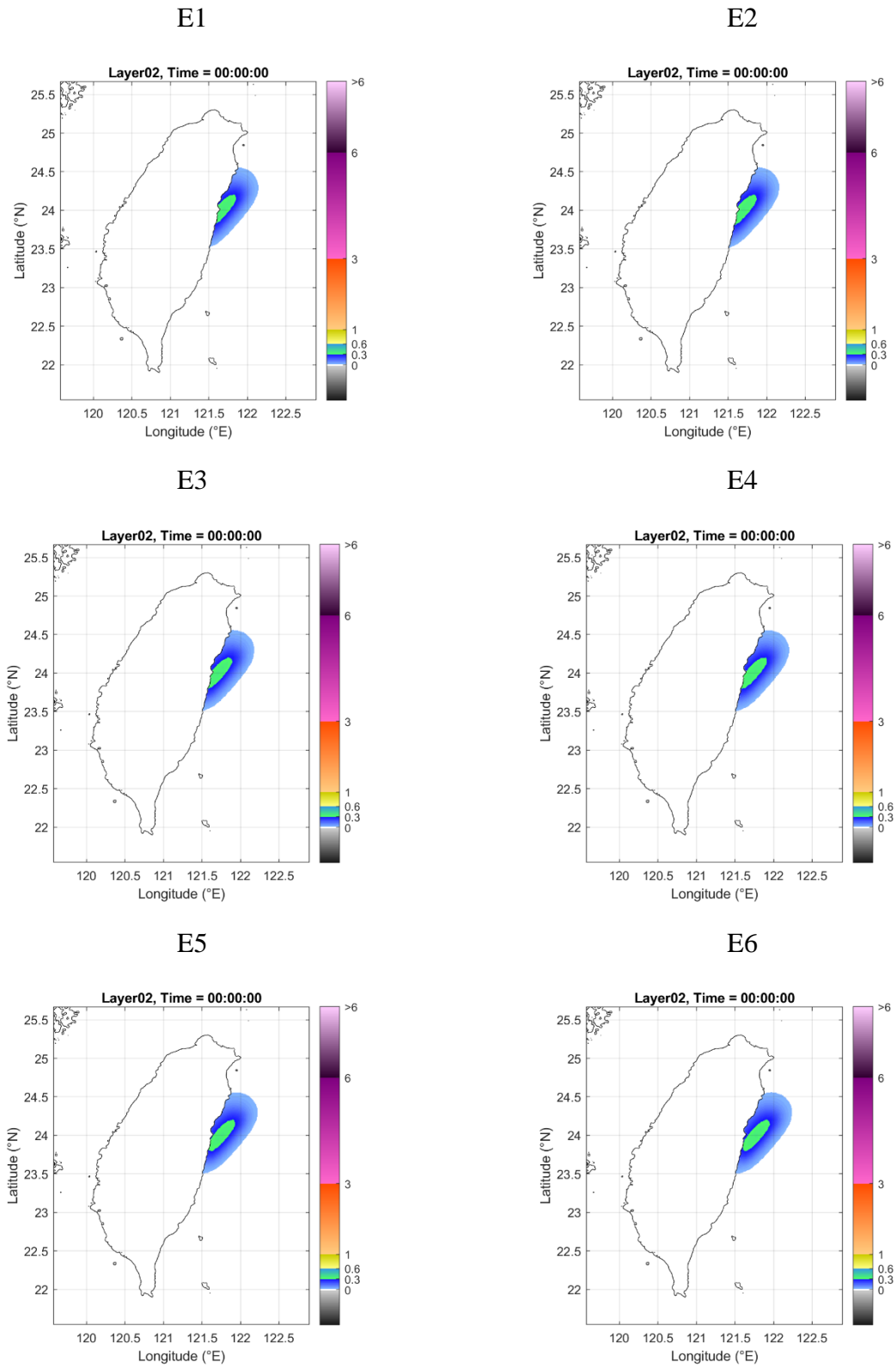


圖65 模擬震央向東平移6點之初始波高圖

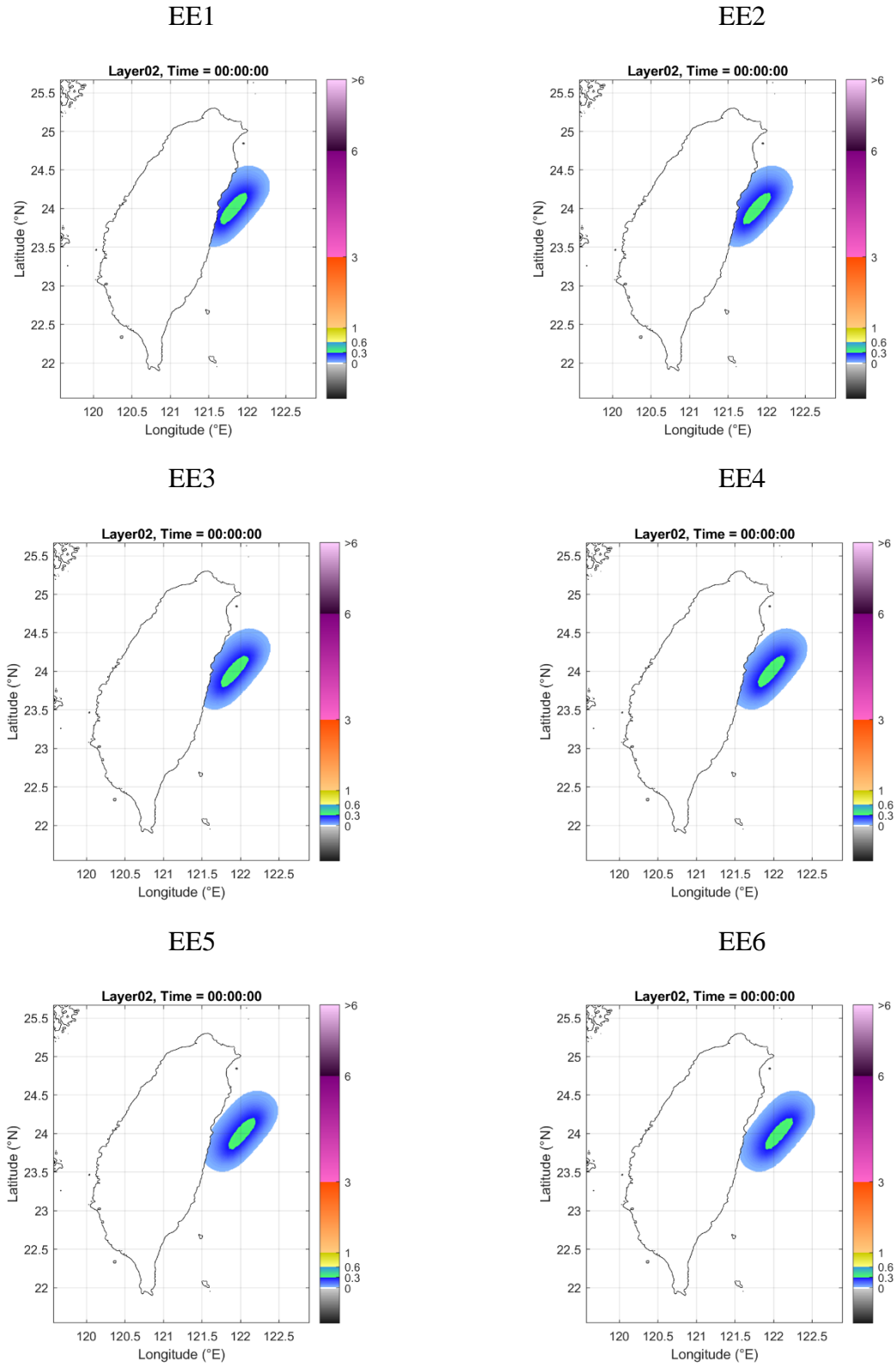


圖66 模擬震央向東平移最東側再向東平移 6 點之初始波高圖

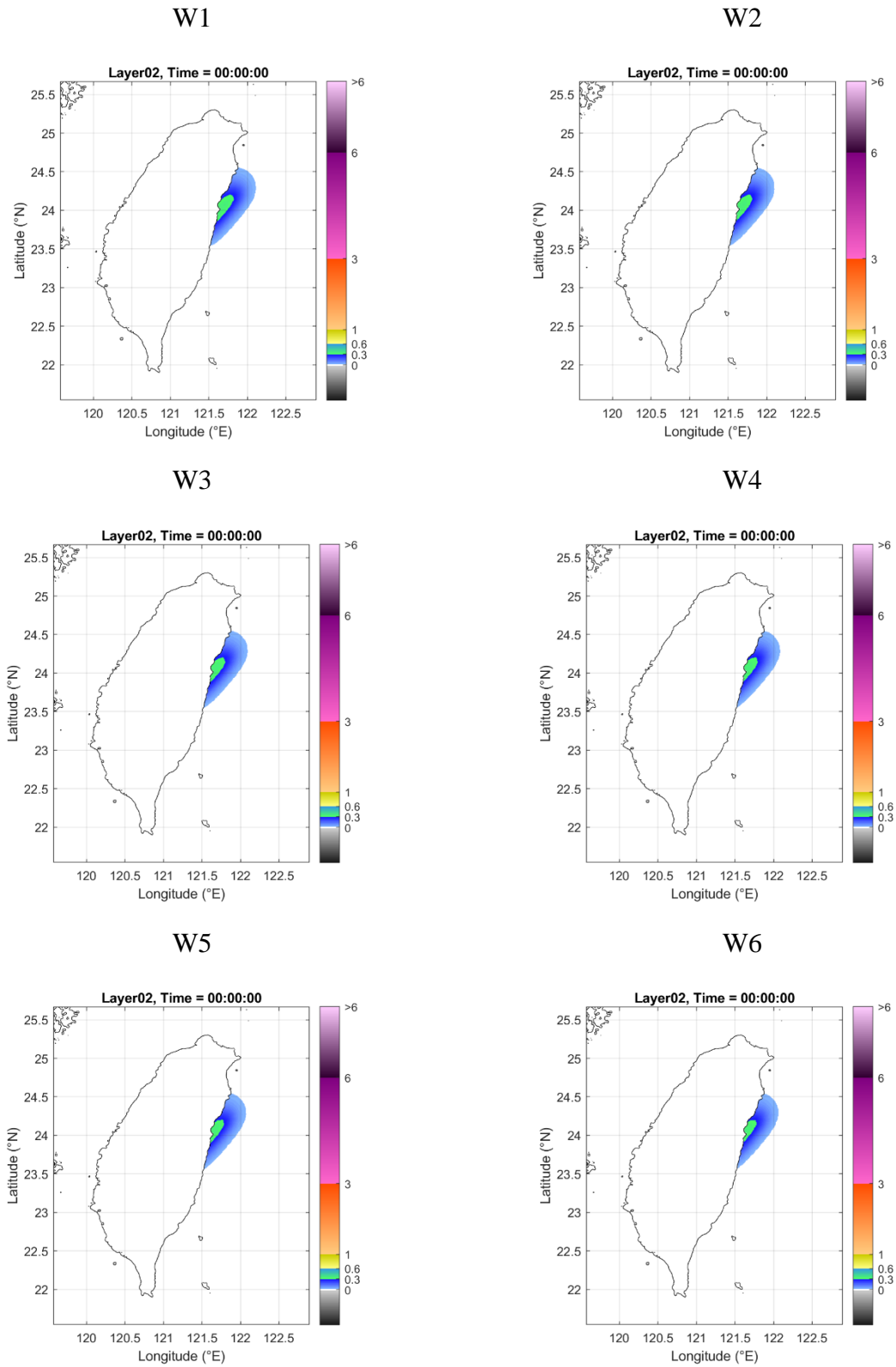


圖67 模擬震央向西平移 12 點之初始波高圖

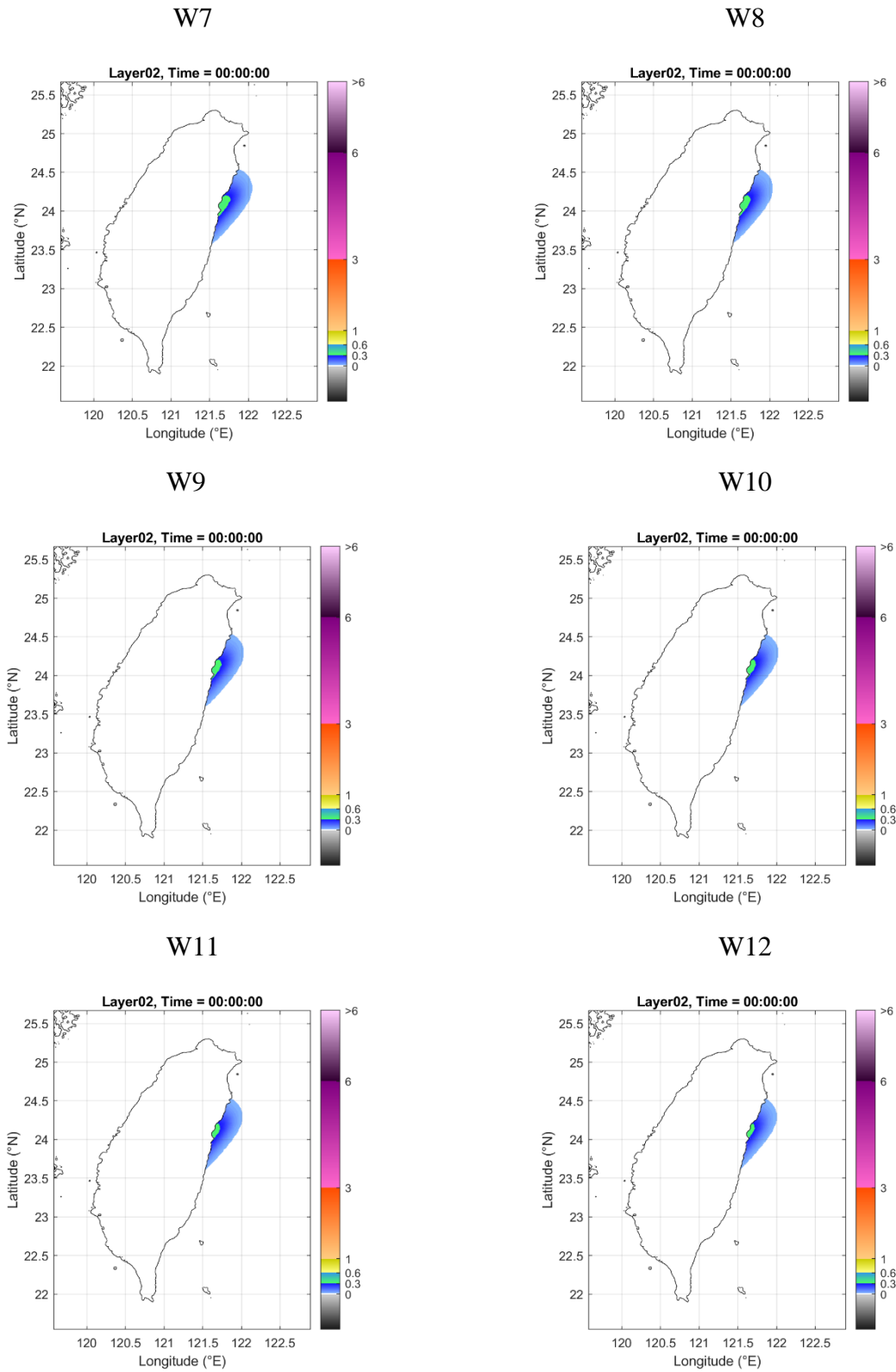


圖68 模擬震央向西平移 12 點之初始波高圖 (續)

如圖 65、圖 66 與圖 67 所示，初始海嘯波高的空間分佈形態與震央位置的變動呈現出高度的敏感性與關聯性。震央作為地震能量釋放的起點，其地理位置直接決定海底地殼變形的起始區域，也就是海嘯的「孕震帶」。當震央位置發生移動時，整個孕震帶的同震位移場亦隨之平移，進而從根本上改變初始海嘯波場的結構與能量分佈。

向東平移的初期階段 (E1-E6)，由於總平移距離相對較小，震央位置的移動幅度尚有限範圍內。從圖 65 的初始波高分佈圖中可以觀察到，雖然孕震帶的中心位置確實隨之東移，但其所引發的初始波場在整體形態上並未出現劇烈的變化。波高的正負峰值區域在空間上的相對關係保持穩定，其主要變化表現在整個波場結構向東方的整體移動。表示在小範圍的震央不確定性中，初始海嘯的主要特徵（如主要抬升區與沉降區的方位）具有一定的穩定性。

然而，當平移的間距與距離進一步擴大時，這種看似線性的變化趨勢被打破。在第二組向東平移 (EE1-EE6) 以及向西平移 (W1-W12) 的情境中，初始波高分佈的變化變得極為顯著。如圖 66 與圖 67 所示，隨著震央平移距離的累積，初始波高的峰值振幅、影響範圍以及波形梯度均發生顯著的改變。特別是在向東遠距離平移的情境下，整個孕震帶逐漸脫離其在 0403 原始地震中的位置，完全進入更深的海域。這不僅改變初始擾動的絕對位置，更重要的是，它改變斷層破裂區域的海床深度與地形特徵，而這些因素對海嘯初始能量的轉換率具有直接影響。同樣地，向西平移使得孕震帶更深地嵌入陸地或極淺的近岸區域，導致其生成的海嘯波形與能量也呈現出截然不同的特徵。

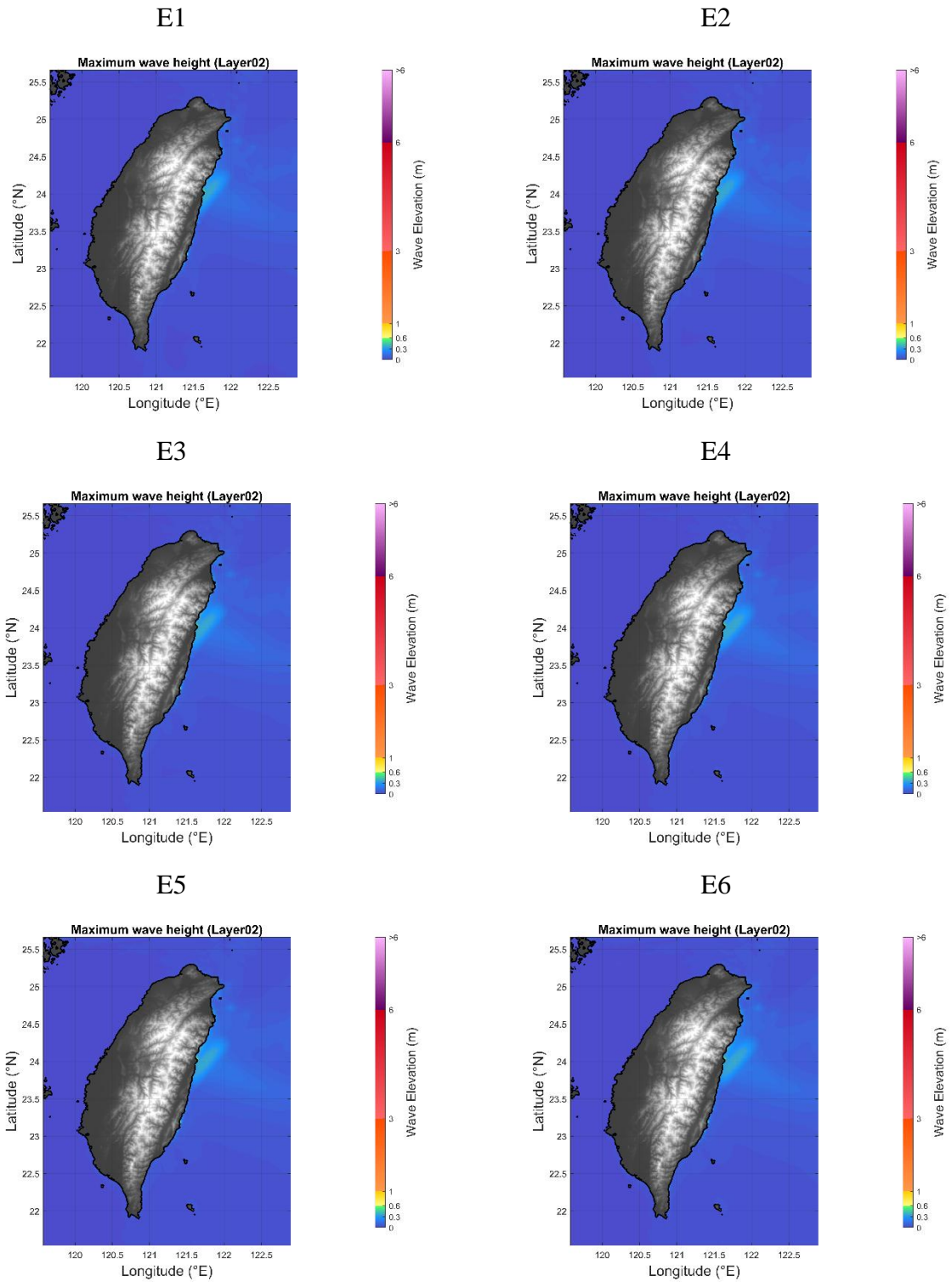


圖69 模擬震央向東平移6點之最大波高圖

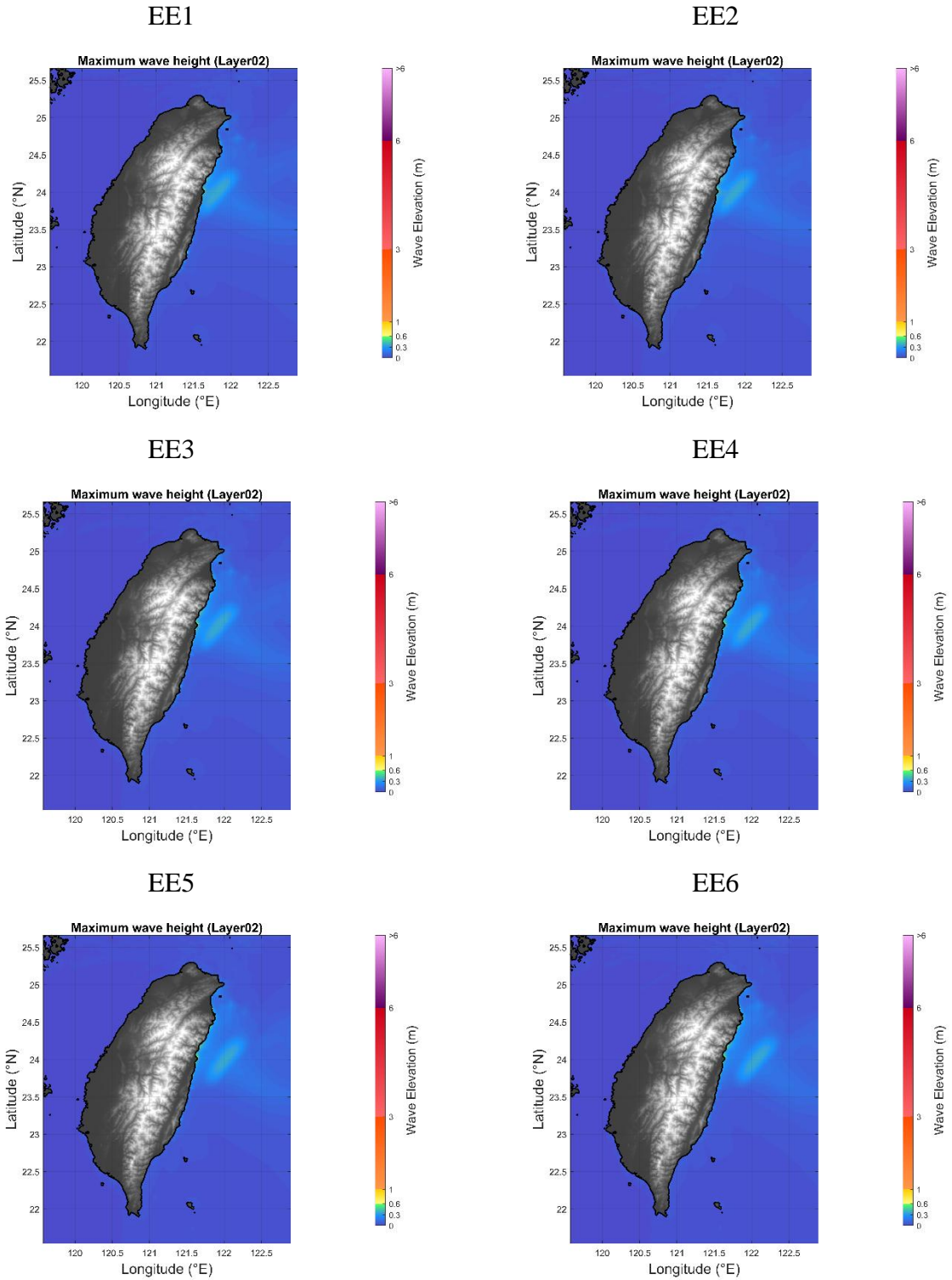


圖70 模擬震央向東平移最東側再向東平移6點之最大波高圖

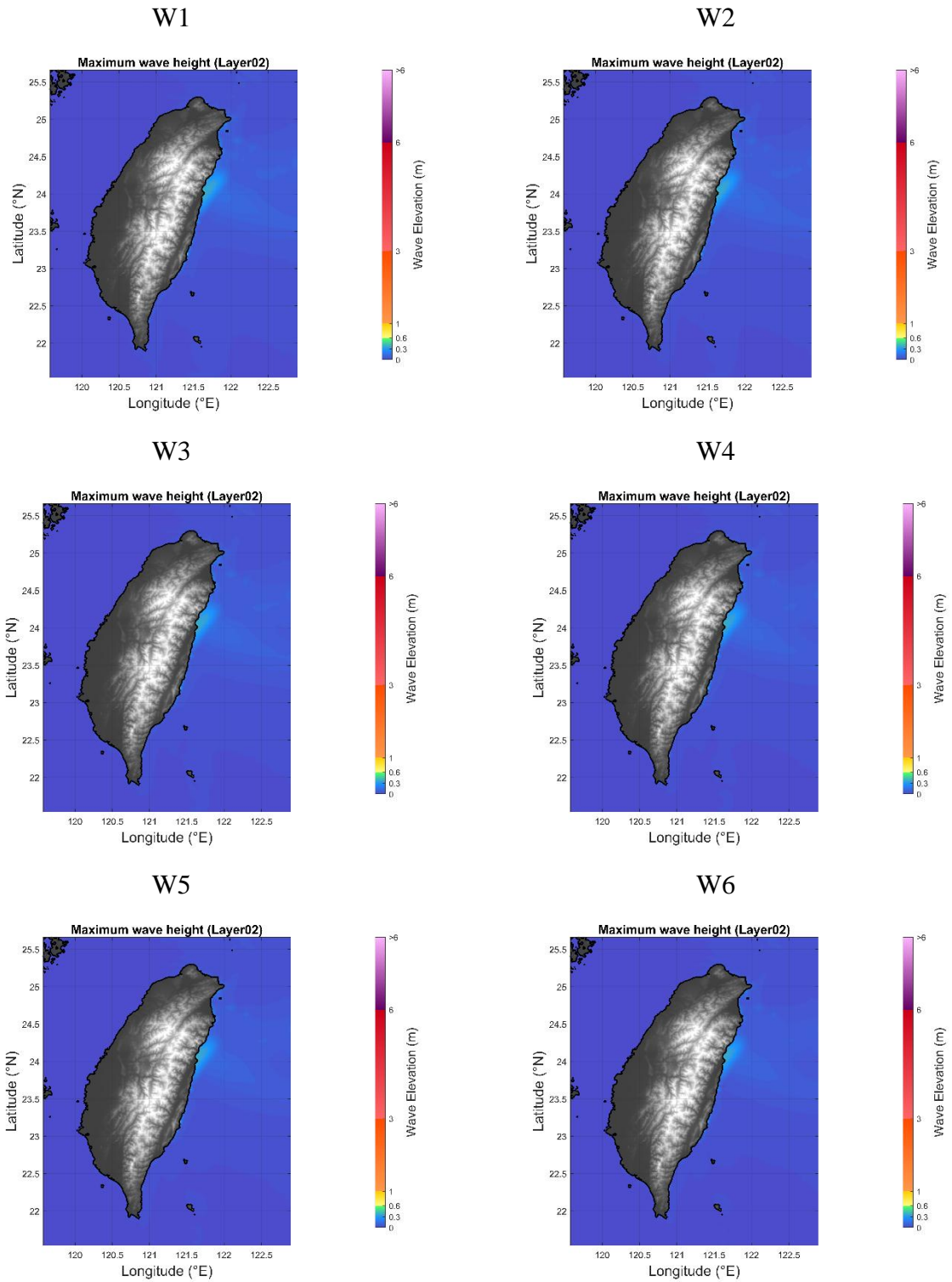


圖71 模擬震央向西平移 12 點之最大波高圖

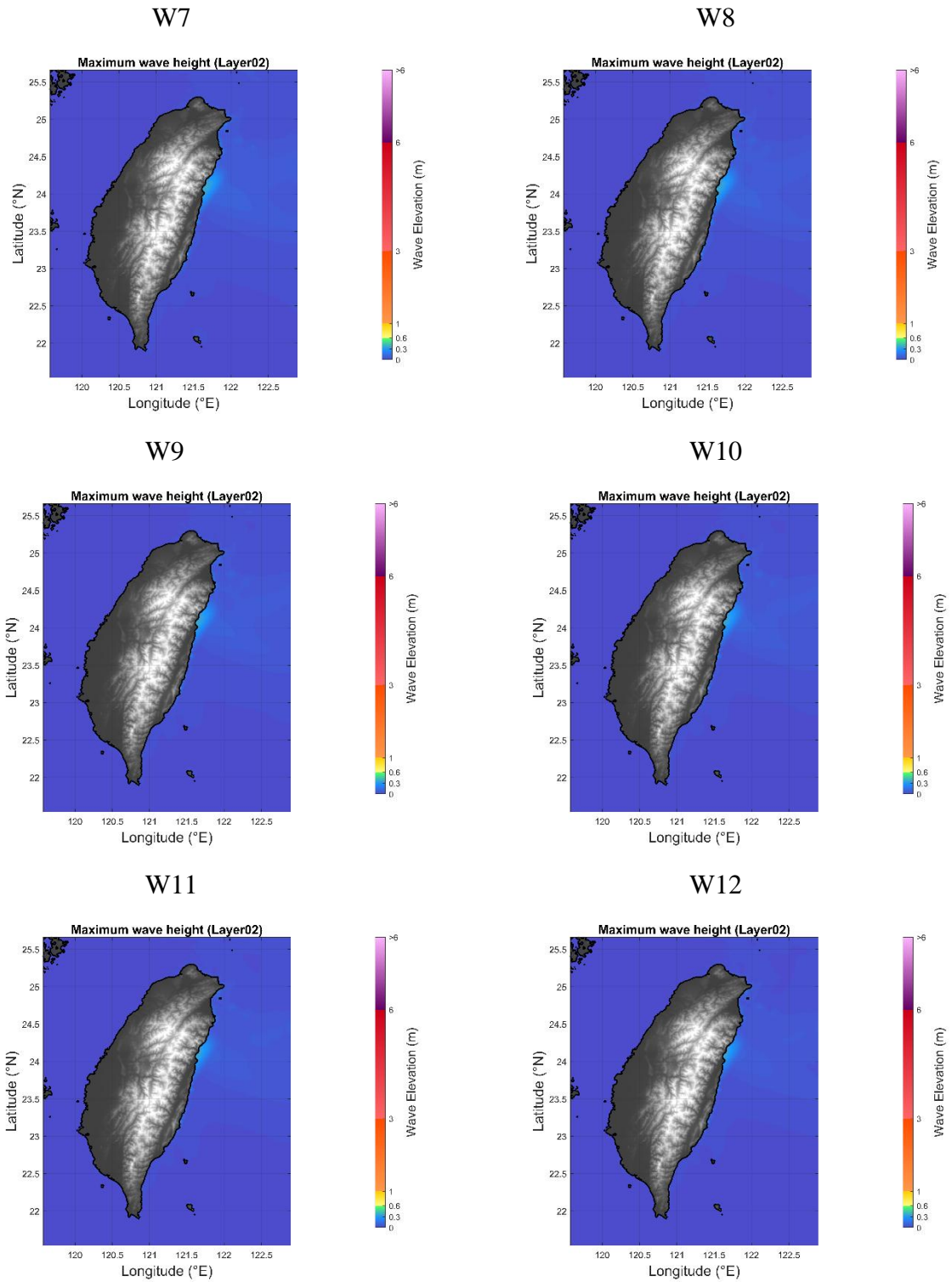


圖72 模擬震央向西平移 12 點之最大波高圖 (續)

根據圖 69 至圖 72 之最大波高分布結果顯示，受 0403 地震斷層走向（東北—西南向）影響，海嘯波浪主要沿西北—東南方向傳遞。在第一次以 2 公里間隔向東平移（E1–E6）過程中，斷層上半部逐漸遠離陸地，導致部分沿海地區之海嘯波高出現增加趨勢。隨後進行第二次以 5 公里間隔向東平移（EE1–EE6），模擬結果顯示，當震央位置東移至 EE4 到 EE6 時，整個孕震帶已完全脫離陸地範圍；受斷層走向控制，臺灣東北部區域所受波浪影響進一步增強。相反地，震源向西平移（W1–W12）情境下，孕震帶逐漸接近陸地，所能產生之波高隨之持續降低。

圖 69 至圖 72 所展示的最大波高分佈模擬結果，本次模擬所採用的 0403 花蓮地震斷層模型具有一個顯著的東北—西南（NE-SW）走向。根據地震學理論，逆衝斷層所產生的海嘯能量並非均向輻射，而是主要集中在與斷層走向相垂直的方向上。因此，本次地震所引發的海嘯波能量，主要沿著西北—東南方向傳遞，形成強烈的指向性效應（directivity effect）。如此能夠解釋為何在原始情境下，臺灣東部沿岸以及向東南方向延伸的廣闊海域是受影響最劇烈的區域。

在第一組向東平移（E1–E6）的情境中，我們觀察到看似違反直覺的現象：儘管震源向東移動，離臺灣陸地漸行漸遠，但部分沿海地區（特別是東北部）所遭遇的最大海嘯波高反而呈現出增加的趨勢。如圖 69 所示，這種波高增強的現象可以歸因於斷層、海岸線與能量傳播方向三者之間相對位置的微妙改變。在原始震央位置，斷層的上半部（即西北側）部分位於陸地之下或極靠近海岸，表示由這部分斷層活動所產生的位移能量，有一部分被陸地「屏蔽」或在極淺水域迅速耗散，無法有效地轉換為具備遠距離傳播能力的海嘯波。當震央向東平移 2 至 12 公里時，整個斷層破裂帶也隨之東移，使得原本被部分屏蔽的斷層北段更多地暴露在具有一定深度的海域中。這就如同將一個原本半遮半掩的波源完全釋放到水中，使得其向西北方向（即朝向臺灣東北部）輻射的能量更為集中且高效，最終導致宜蘭等地的近岸波高不降反升。

當我們進入第二組更大間距的向東平移（EE1–EE6）情境時，此一趨勢變得更加清晰和劇烈。模擬結果（圖 70）顯示，當震央東移至 EE4 乃至 EE6 的位置時，整個孕震帶已完全脫離臺灣島的陸地範圍，懸浮於外海。在這種情境下，斷層走向的控制作用發揮到極致。海嘯能量不再受到陸地的任何阻礙，可以無衰減地向西北方向傳播，並在抵達臺灣東北部海岸時，因淺水效應而急劇放大。圖 70 中的最大波高熱點圖清晰地顯示，能量束集中地衝擊著臺灣東北角，使得該區域的模擬波高超過原始情境。

與之形成鮮明對比的是震源向西平移（W1–W12）的情境。如圖 71 所示，隨著震央位置不斷向西、向陸地方向移動，整個孕震帶逐漸被「嵌入」到陸地之下。代表有效激發海嘯的海底變形面積顯著減小，大部分的地震能量在陸地內部被吸收，或僅在非常淺的沿岸水體中產生擾動，難以形成具備大規模傳播能力的海嘯波。因此，模擬結果顯示，最大海嘯波高隨著震央的西移而持續、單調地降低。此一結果同樣符合物理直覺，並反向印證孕震帶於海中佔據面積對於海嘯生成率的關係。

7.2 歸納近岸地震之震央與海岸之距離

本研究之目的在於評估臺灣東部地震震央位置之變化，為達此目的，本研究採用參數化分析方法。首先，我們在臺灣東部沿岸選定 6 個具有代表性的地點（測站）。接著，以 0403 花蓮地震的震源參數為基礎，設計一系列的系統性平移情境。這些情境模擬震央在東西向，以固定的間距（1 公里、2 公里或 5 公里）進行逐步移動的過程。每一次平移都代表一個獨立的、可能的地震發生位置，並透過 COMCOT 海嘯數值模式，模擬其所引發的完整海嘯生成、傳播與上岸過程。

在獲得一系列震央平移情境下的各測站最大海嘯波高資料後，我們進一步運用線性迴歸（Linear Regression）分析方法。此方法旨在建立震央平移點與特定測站海嘯波高之間的數學關係。透過計算迴歸係數（斜率），我們可以量化歸納出，在特定方向上，震央每平移一單位距離，沿岸某地點的海嘯波高平均會遞增或遞減之數值。藉由此方式，得以從資料中回歸出清晰的變化規律與敏感度指標。

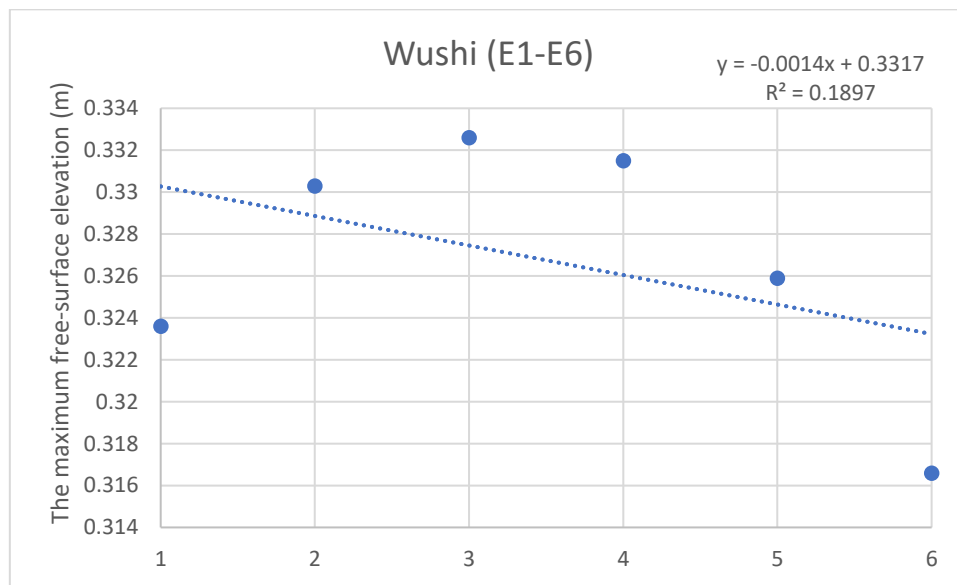


圖73 模擬震央向東平移 6 點(E1-E6)之烏石波高圖

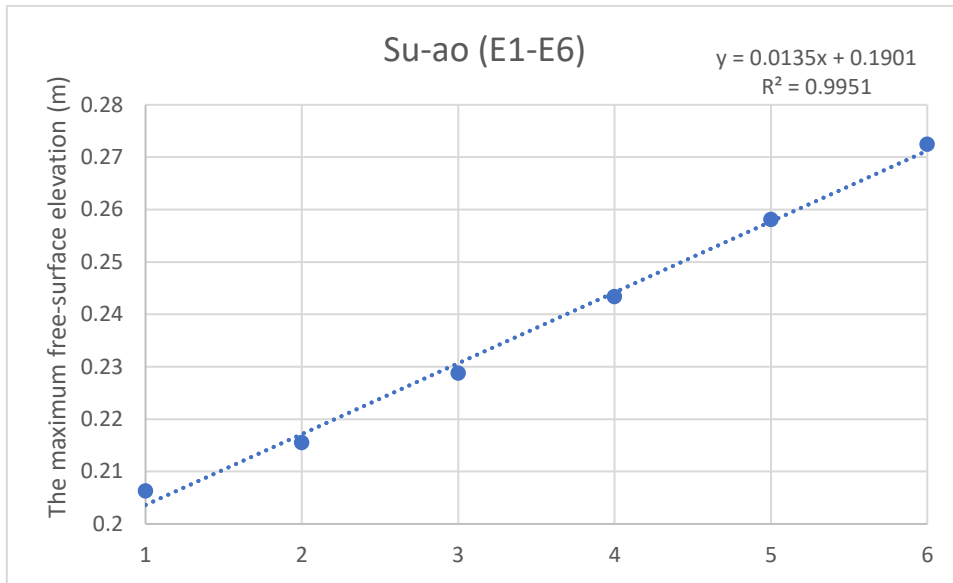


圖74 模擬震央向東平移 6 點(E1-E6)之蘇澳波高圖

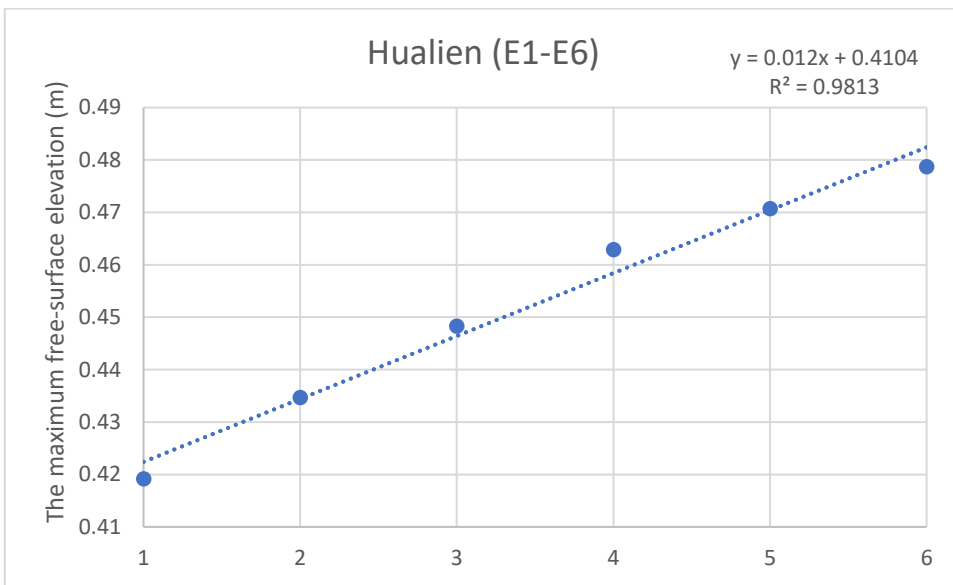


圖75 模擬震央向東平移 6 點(E1-E6)之花蓮波高圖

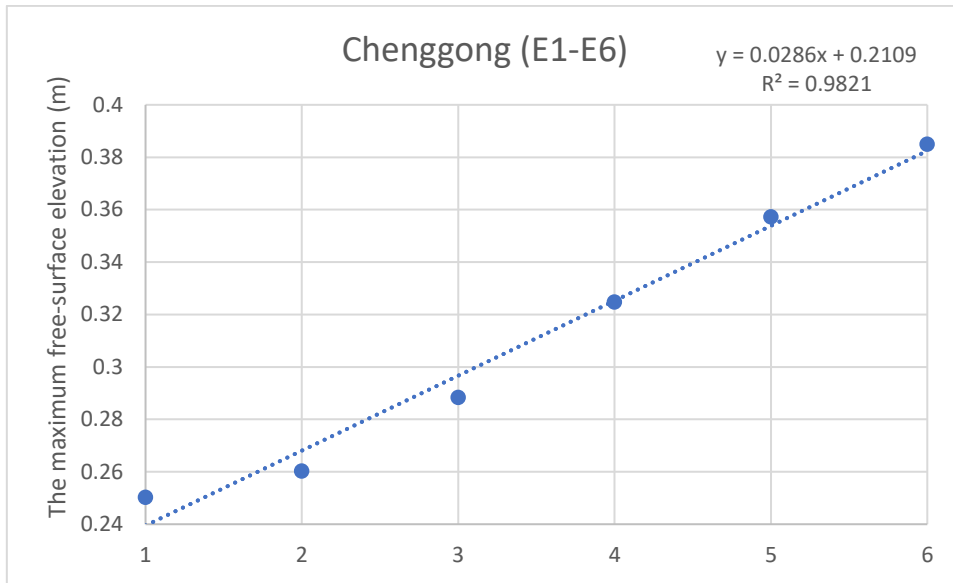


圖76 模擬震央向東平移 6 點(E1-E6)之成功波高圖

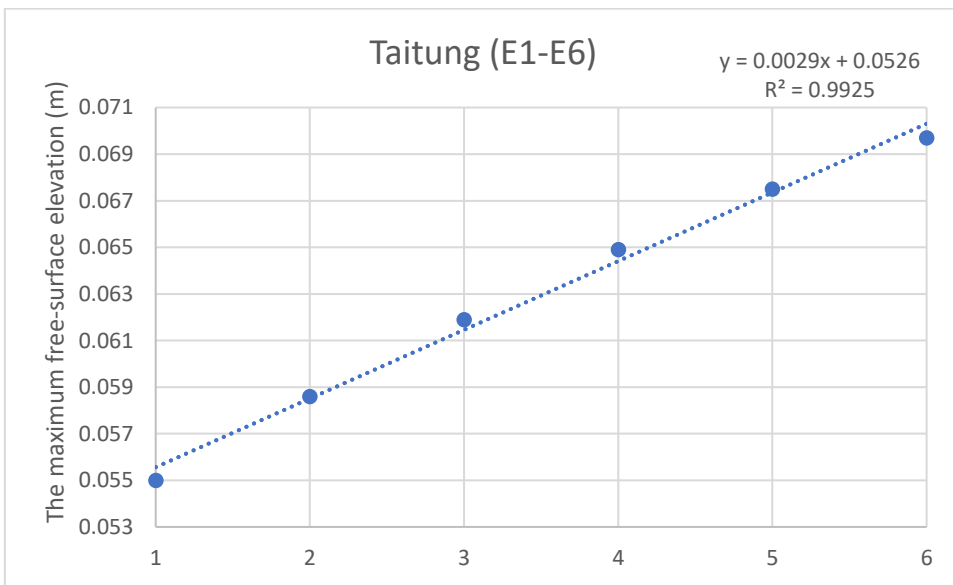


圖77 模擬震央向東平移 6 點(E1-E6)之臺東波高圖

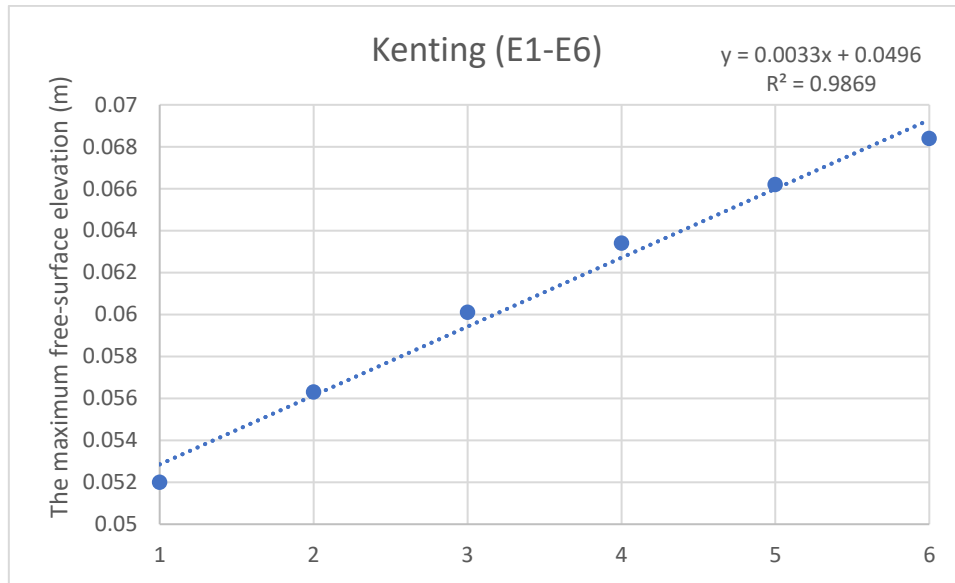


圖78 模擬震央向東平移 6 點(E1-E6)之墾丁波高圖

為精確評估震央位置變異性對臺灣東部沿岸不同地區海嘯衝擊的具體影響，本研究對震源向東平移的情境 (E1-E6) 中，位於烏石、蘇澳、花蓮、成功、臺東與墾丁等六個地點的模擬海嘯波高進行詳細的分析。如圖 73 至圖 78 所示，這些測站的波高響應不僅在數值上有顯著差異，其隨震央東移的變化趨勢更顯示複雜的物理控制機制。

整體而言，除烏石之外，其餘五個測站（蘇澳、花蓮、成功、臺東、墾丁）的波高均隨著震源向東移動，呈現出高度線性的遞增趨勢。此一現象直接反映前述的物理機制：當震央向東移動時，整個孕震帶隨之進入更深的海域，使得更多的地震位能可以被有效地轉換為海嘯波能量，並且其向西傳播的路徑更為通暢，從而導致沿岸波高的普遍性增強。

具體到各測站的數據，這種增長趨勢的幅度具有顯著的空間差異性。在中段的花蓮，作為距離初始震央最近的測站之一，其波高由約 42 公分穩定上升至 48 公分，呈現穩定增加的趨勢。而在稍北的蘇澳，波高則由約 21 公分增加至 27 公分。然而，在成功地區，波高由初始的約 25 公分，急劇攀升至 38 公分，增幅遠超其他測站。

為對此變化規律進行精確的量化分析，本研究進一步引入線性迴歸分析。分析結果理想，五個測站的波高與震央東移距離的擬合度 (R^2) 均達到約 0.98，這表明在目前模擬的 12 公里平移範圍內，波高與震央位置之間具有強大的線性正相關。

成功地區的響應最為劇烈，其單位增長率高達每公里 2.86 公分。表示在該區域，震央每向東移動 1 公里，其所面臨的海嘯波高便會增加近 3 公分。此一顯著的敏感性，主要歸因於 0403 地震的東北—西南斷層走向所產生的能量指向性效應。海嘯的主要能量束垂直於斷層走向，即沿西北—東南方向傳播，而成功地區恰好位於這條高能量輻射路徑的正面，因此對震央位置的變化反應最為敏感。

蘇澳與花蓮地區的增長率也相當顯著，分別約為每公里 1.35 公分與 1.2 公分。這表明臺灣中、北部沿岸同樣直接暴露在海嘯能量的主要傳播路徑上。

相比之下，位於南段的臺東與墾丁，其增長率則緩和得多，分別僅為每公里 0.29 公分與 0.33 公分。這說明雖然它們的波高也隨震央東移而增加，但其敏感度遠低於成功與花蓮等地。

與其他測站的單調增長趨勢形成鮮明對比，位於臺灣最東北角的烏石港，其波高變化呈現出獨特的非線性特徵。在震央東移的初期（E1 至 E3），烏石港的波高不降反升，於 E3 位置（震央東移約 6 公里）達到約 33 公分的峰值。然而，當震源繼續向東移動至 E6 時，其波高反而呈現下降趨勢。

總結而言，本節的量化分析清晰地顯示，當震央位置在臺灣東部外海約 12 至 22 公里的關鍵範圍內變動時，東部沿岸大多數地區的海嘯威脅會隨震央的東移而穩定上升。其中，受斷層走向的指向性控制，成功地區是對震央位置變化(E1-E6)最為敏感的「熱點」。



圖79 模擬再向東平移 6 點(EE1-EE6)之烏石波高圖

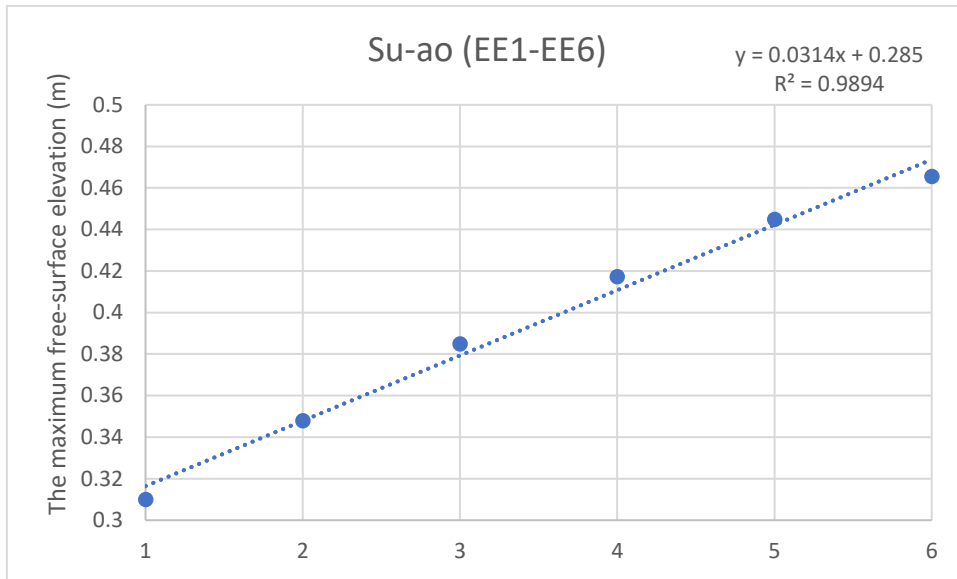


圖80 模擬再向東平移 6 點(EE1-EE6)之蘇澳波高圖

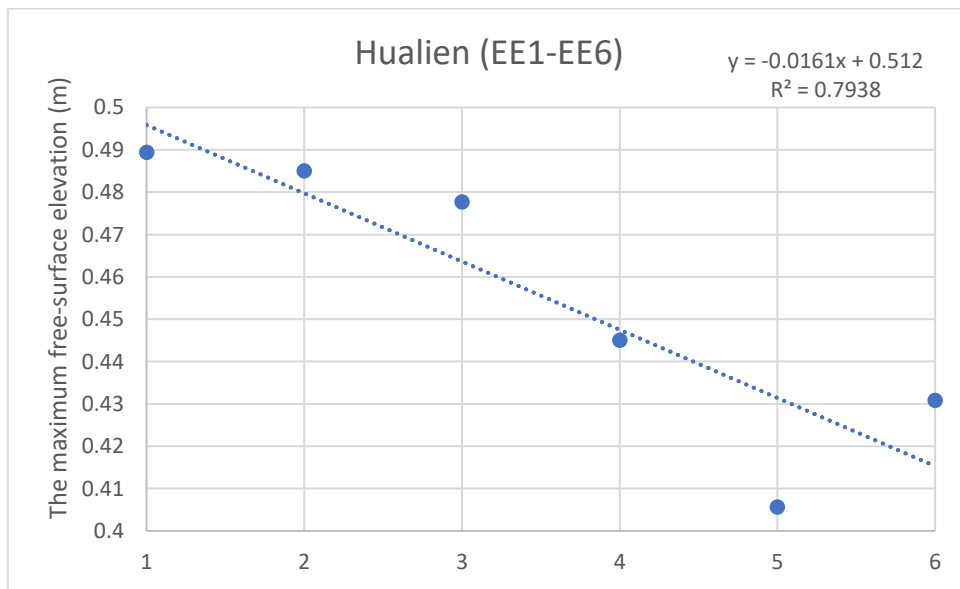


圖81 模擬再向東平移 6 點(EE1-EE6)之花蓮波高圖

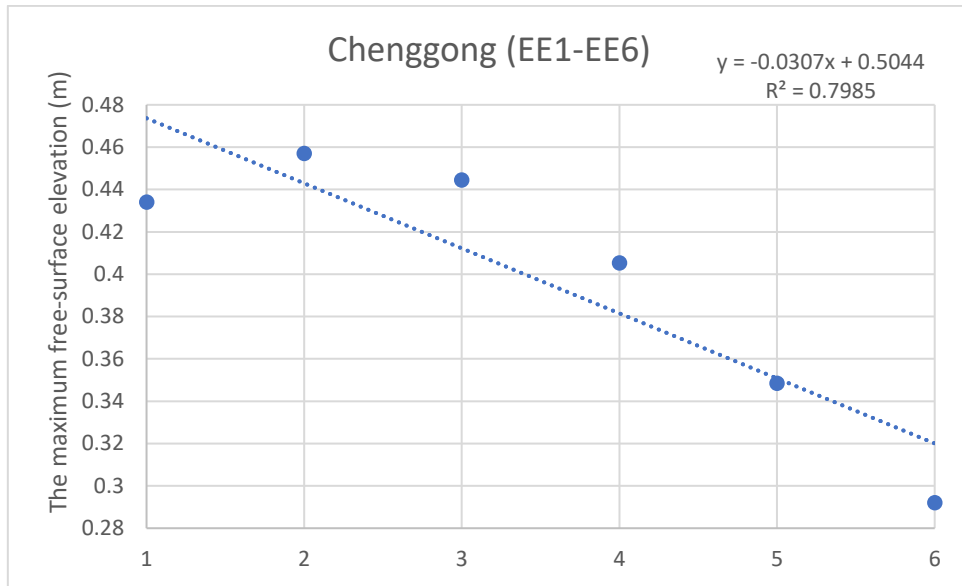


圖82 模擬再向東平移 6 點(EE1-EE6)之成功波高圖

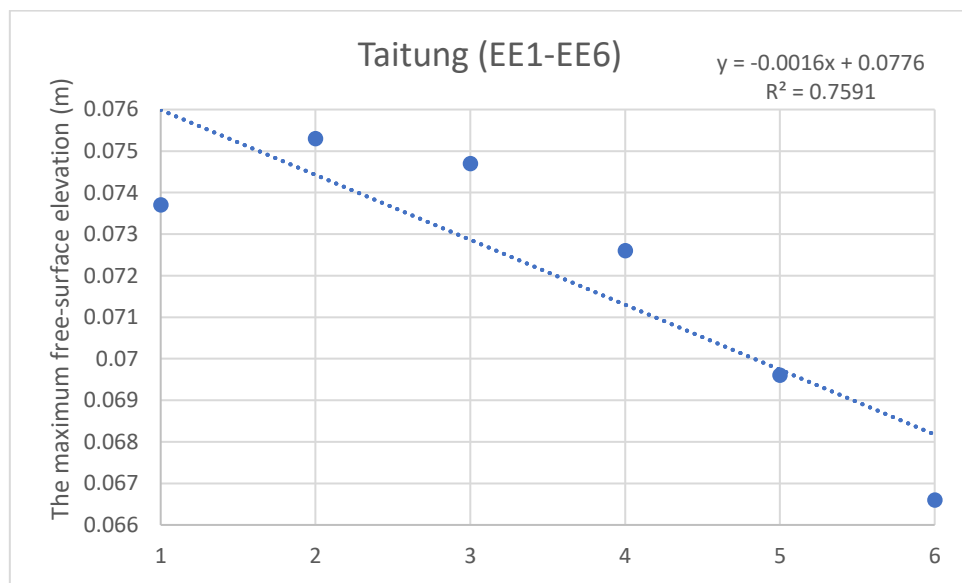


圖83 模擬再向東平移 6 點(EE1-EE6)之臺東波高圖

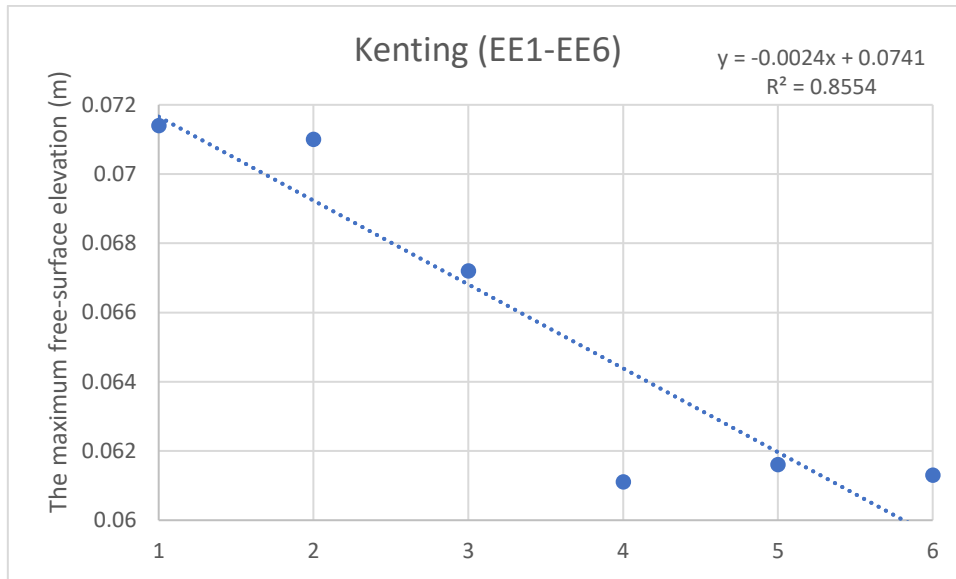


圖84 模擬再向東平移 6 點(EE1-EE6)之墾丁波高圖

當震央位置在前一階段 (E1-E6) 的基礎上，進一步以每 5 公里為間隔向東延伸 6 個點 (情境 EE1 至 EE6，對應離岸約 27 至 52 公里的範圍) 時，沿岸各地區的海嘯波高變化趨勢呈現出顯著的、甚至截然相反的區域差異性。如圖 79 至圖 84 所示，此一階段的模擬結果不再是普遍性的線性增長，而是呈現一個更為複雜的、由海嘯能量波束傳播路徑主導的空間分異模式。

位於東北部的烏石港與蘇澳港，其波高在前一階段增長的基礎上，繼續保持上升態勢。具體而言，烏石港的波高從約 30 公分攀升至 40 公分，而蘇澳港的增幅更為劇烈，最終增至約 46 公分。此一現象印證：隨著震央持續東移，整個孕震帶完全進入開闊的外海，其向西北方向輻射的能量束變得更加集中且無阻礙。臺灣東北角地區正處於這個能量束掃掠路徑的下游，因此能夠接收到越來越強的能量，導致波高持續攀升。

位於東部海岸中段的花蓮港與成功地區，在前一階段 (E1-E6) 中，這兩個地區的波高隨震央東移而顯著增加，但在此一階段，它們的波高反而轉為明確的遞減趨勢，兩者均從其峰值下降約 10 公分。這種「先增後減」的模式，是海嘯能量指向性波束掃掠效應 (Ammon et al., 2008) 的典型表現。可以想像，海嘯的主能量束如同一個探照燈光束，當震央從近岸向遠海移動時，這個光束也隨之向東掃過。在 E1-E6 階段，花蓮與成功正處於被光束逐漸照亮的過程，因此波高增加；而進入 EE1-EE6 階段後，震央已經移動到一個更遠的位置，導致能量主束的中心已經「掃過」這兩個測站，轉而更集中地射向更北方的區域。此時，花蓮與成功接收到的僅是能量束邊緣較為發散的能量，因此其波高不升反降。

而位於南端的臺東與墾丁，其波高在此階段僅微幅減少約 1 公分，變化相對輕微，幾乎可以視為穩定。這表明它們始終處於海嘯主能量束影響範圍的邊緣地帶，無論震央如何遠距離移動，傳遞至此的能量變化都相對有限。

在線性迴歸分析結果顯示，在此階段，各測站波高與震央距離的線性擬合度

(R^2 值約介於 0.76 至 0.95 之間) 普遍低於前一階段 (E1-E6, $R^2 \approx 0.98$)。 R^2 值的下降是一個重要的訊號，它反映隨著傳播距離的增加和地理關係的變化，簡單的線性關係已不足以完全描述波高的變化，更多非線性效應（如波浪折射、繞射和海底地形的交互作用）開始扮演更重要的角色。

蘇澳和烏石呈現正斜率，分別為每公里增加 3.1 公分和 2.1 公分，其中蘇澳的敏感度在此階段變得最高，代表蘇澳成為遠距離震源能量的主要承接區。

成功和花蓮則呈現顯著的負斜率，分別為每公里減少 3.1 公分和 1.6 公分。值得注意的是，成功的減少率(-3.1 公分/公里)在數值上與其前一階段的增長率(+2.86 公分/公里)幾乎相當，這有力地證明其正處於能量波束掃掠的核心路徑上，無論是進入還是離開波束中心，其響應都最為劇烈。臺東與墾丁的斜率也為負，但數值極小(-0.16 和-0.24 公分/公里)。

總結而言，當震央位置移動至臺灣東部外海約 27 至 52 公里的範圍內時，沿岸地區的海嘯響應模式發生轉變。受控於斷層走向所決定的西北—東南向海嘯波傳路徑，東北部的烏石與蘇澳因持續接收到更集中的能量而波高上升，而先前受創最重的東部中段（花蓮、成功）則因能量主束的掃過而轉為下降。此一發現顯示海嘯災害潛勢評估的動態性和複雜性：對於不同的沿岸城市而言，「最危險」的震央位置是不同的。這也表示，一個固定的、單一的災害潛勢圖可能無法完全捕捉風險的全貌。

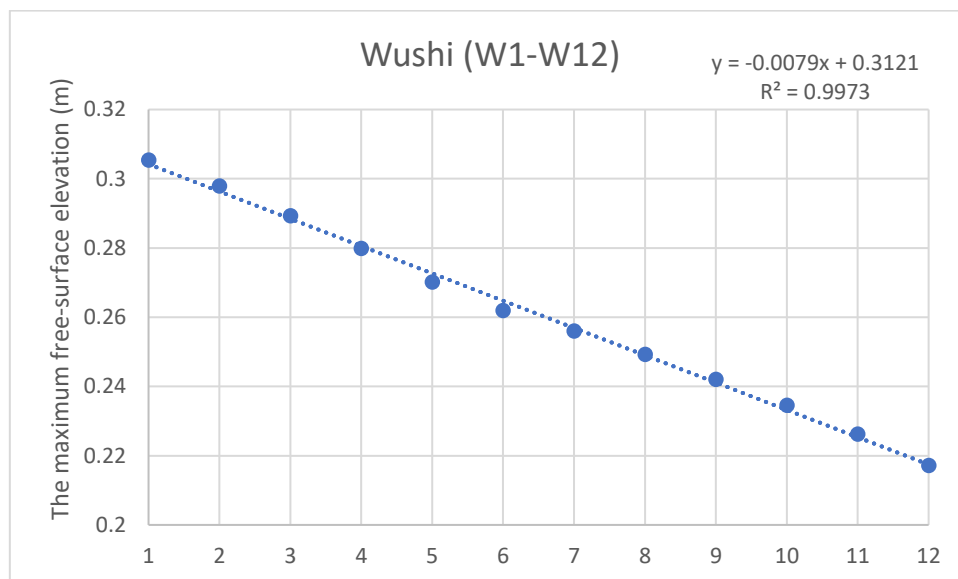


圖85 模擬震央向西平移 12 點(W1-W12)之烏石波高圖

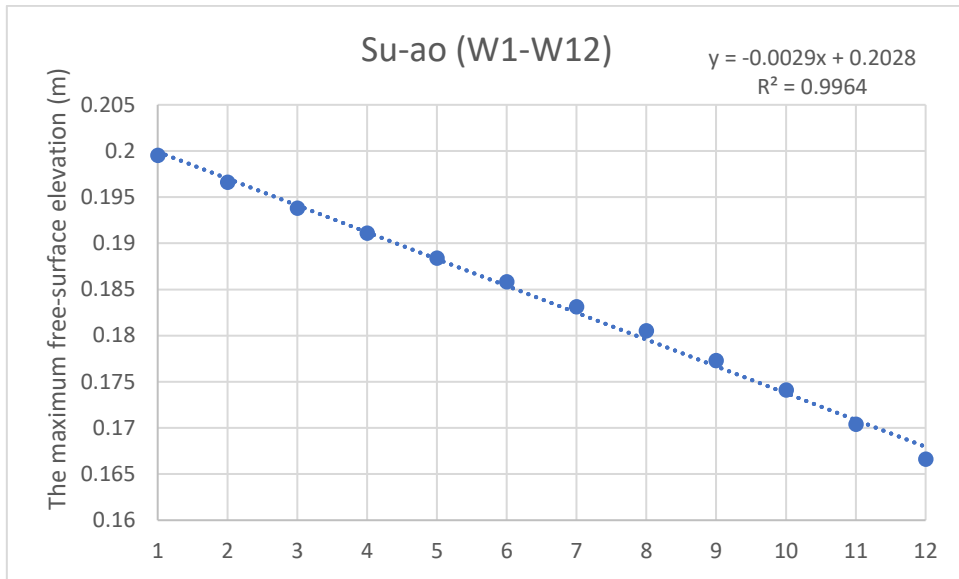


圖86 模擬震央向西平移 12 點(W1-W12)之蘇澳波高圖

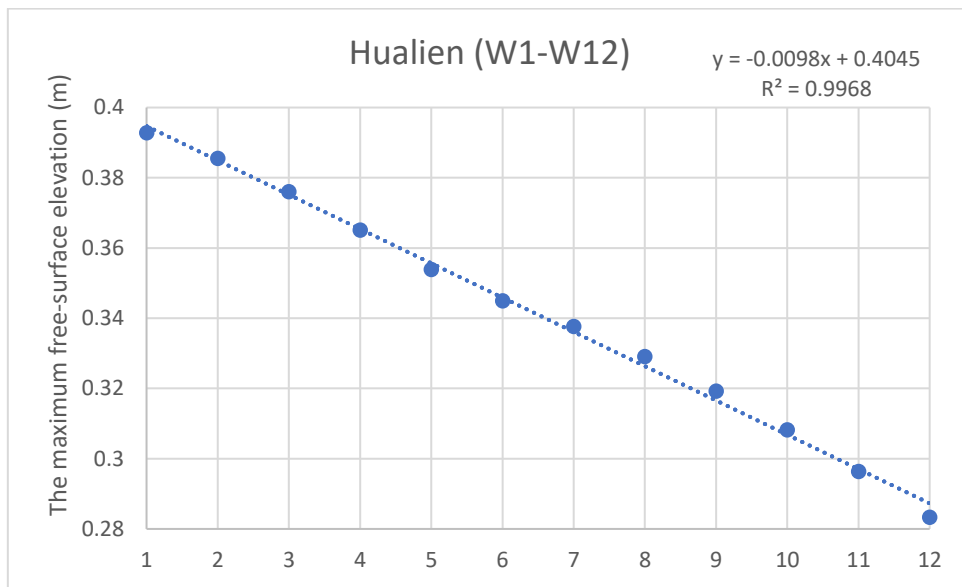


圖87 模擬震央向西平移 12 點(W1-W12)之花蓮波高圖

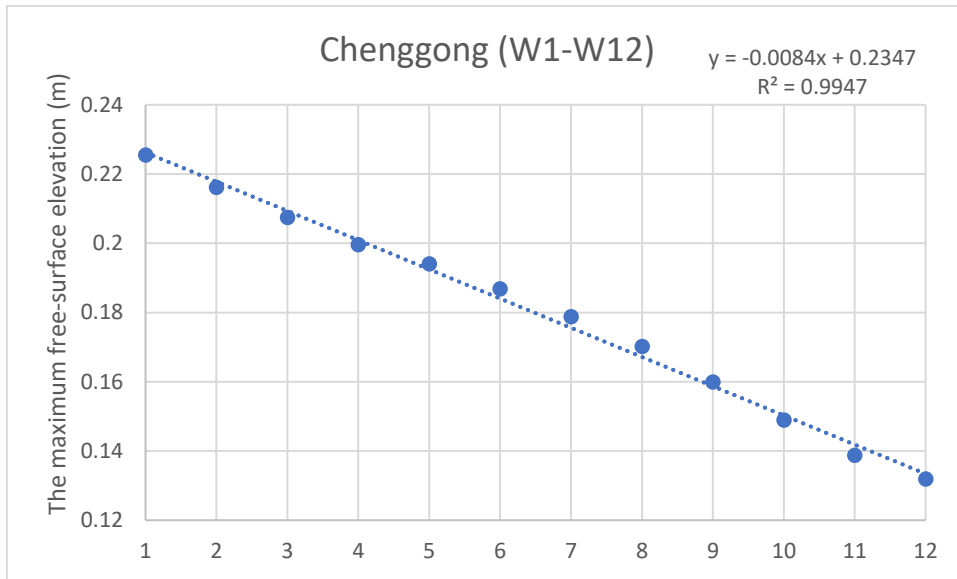


圖88 模擬震央向西平移 12 點(W1-W12)之成功波高圖

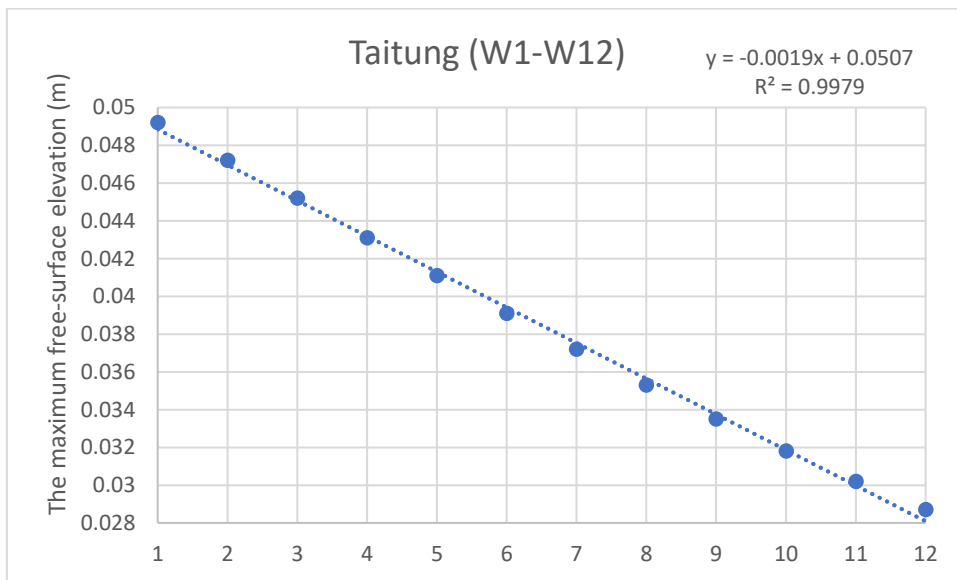


圖89 模擬震央向西平移 12 點(W1-W12)之臺東波高圖

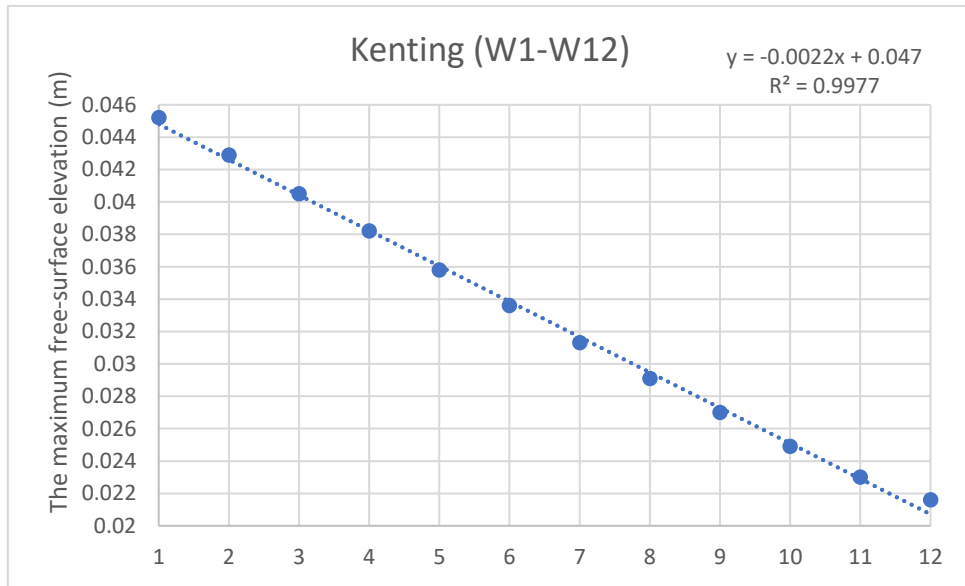


圖90 模擬震央向西平移 12 點(W1-W12)之墾丁波高圖

圖 85 至圖 90，將震源以每 1 公里為間隔，自離岸約 9 公里處逐步向西平移 12 個點 (W1-W12)，使其最終延伸至臺灣島的陸地範圍內。此一系列模擬的結果呈現出高度一致且符合物理直覺的趨勢：當震源逐漸接近並進入陸地時，所有六個沿海觀測地區 (烏石、蘇澳、花蓮、成功、臺東、墾丁) 所記錄到的最大海嘯波高，均呈現出明確且持續的下降趨勢。

此情境下的核心物理機制，可被歸結為「有效孕震面積」(Bagheri et al., 2016) 的系統性縮減。海嘯的生成源於海底地殼的垂直變形，此變形將其上方的水體抬升或壓低，從而形成初始海嘯波。當震源向西平移時，其所對應的整個斷層破裂帶也隨之西移。表示原本位於海床下方的破裂區域，有越來越大的部分被移動到陸地岩石圈之下。在陸地上的地殼變形無法對海水產生作用，因此，這部分能量對於海嘯的生成是無效的。換言之，能夠有效激發海嘯的「水下」斷層面積隨震源的西移而持續減小，導致注入海洋的初始海嘯總能量從源頭上就被系統性地削弱。

各測站的數據清晰地反映此一過程。其中，位於東部海岸中段、距離震源區最近的花蓮與成功地區，其波高下降幅度最為劇烈。花蓮的波高從約 40 公分銳減至 28 公分，總降幅達 12 公分；成功的波高則從約 23 公分下降至 13 公分，總降幅達 10 公分。相較之下，位於東北部的烏石港與蘇澳港，其降幅也相當明顯，烏石港減少約 9 公分，蘇澳港則由 20 公分降至 17 公分。而地理位置相對較遠的臺東與墾丁，由於其接收到的初始能量本就較弱，因此儘管也呈現下降趨勢，但絕對降幅僅約 2 公分，變化相對輕微。

為量化此一清晰的下降趨勢，再次運用線性迴歸分析。分析結果極具說服力，各測站的波高與震源西移距離的擬合度極高， R^2 值最高可達 0.99。如此高度的線性相關性，強烈表明在震源西移的情境下，「屏蔽效應」是壓倒性的主導物理機制。波高的下降與無效孕震面積的增加之間，具有直接且穩定的數學關係。震源每向西移動 1 公里，就有一個大致固定的面積比例退出海嘯生成過程，從而導致各測站

波高呈現出高度的線性衰減。

花蓮的敏感度最高，每公里約減少 1.0 公分；烏石港和成功地區緊隨其後，每公里均約減少 0.8 公分；蘇澳的變化率較為緩和，約為每公里減少 0.3 公分；臺東與墾丁的變化率最小，分別為每公里減少 0.19 公分與 0.22 公分，這些負斜率值不僅量化波高的衰減速率，也從反面印證不同地區與震源核心能量區的耦合程度。

總結而言，當震源由臺灣東部外海約 9 公里處，逐步向西平移並侵入陸地時，所有沿岸測站的海嘯波高均呈現一致且高度線性的下降趨勢。此一結果強而有力地證明海嘯的生成率與震源的地理位置密切相關。一個潛在的地震斷層，必須有足夠大的面積位於具有一定水深的海域之下，才能有效激發具備致災潛力的大規模海嘯。

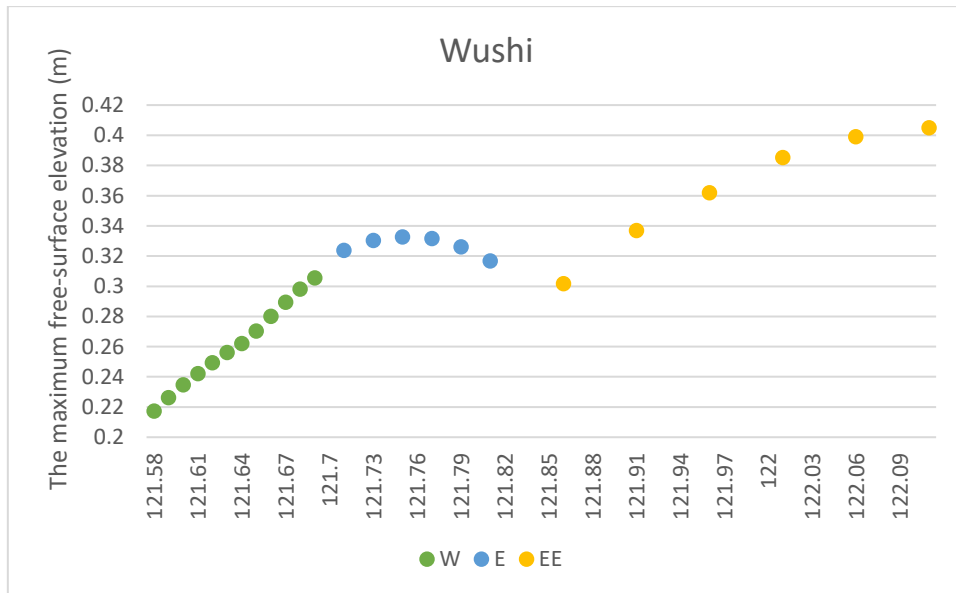


圖91 模擬震央平移 24 點之烏石波高圖，其中綠點為 W1-W12，藍點為 E1-E6，黃點為 EE1-EE6

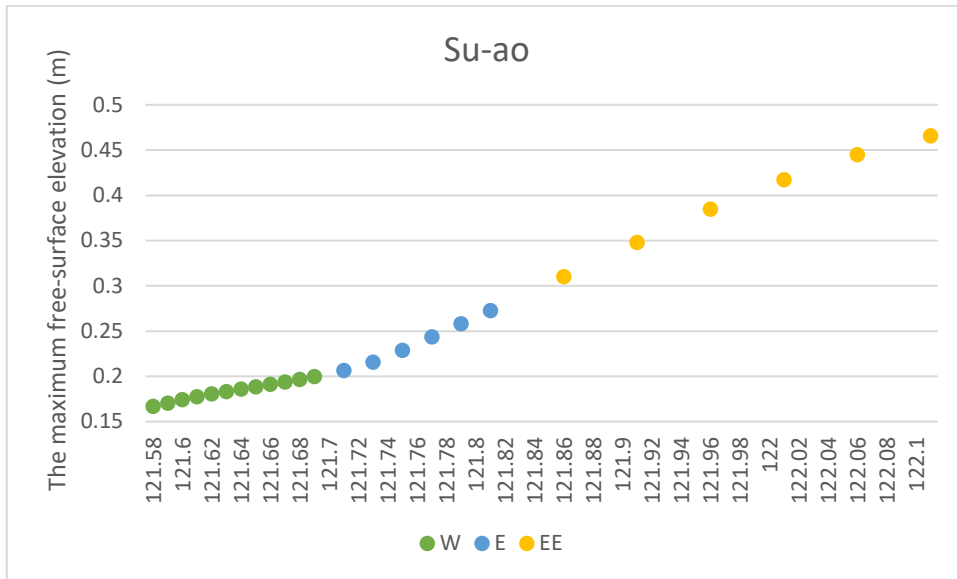


圖92 模擬震央平移 24 點之烏石波高圖，其中綠點為 W1-W12，藍點為 E1-E6，黃點為 EE1-EE6

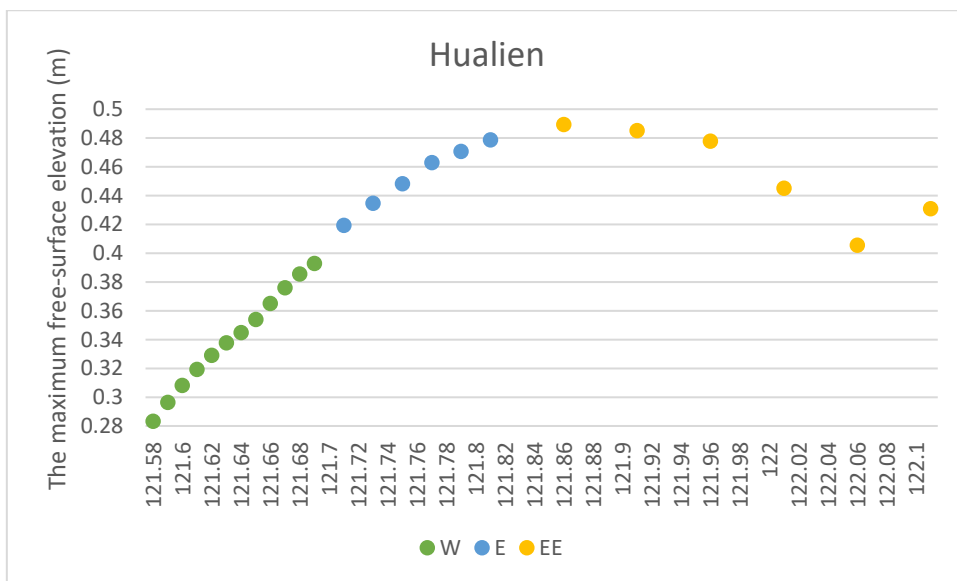


圖93 模擬震央平移 24 點之花蓮波高圖，其中綠點為 W1-W12，藍點為 E1-E6，黃點為 EE1-EE6

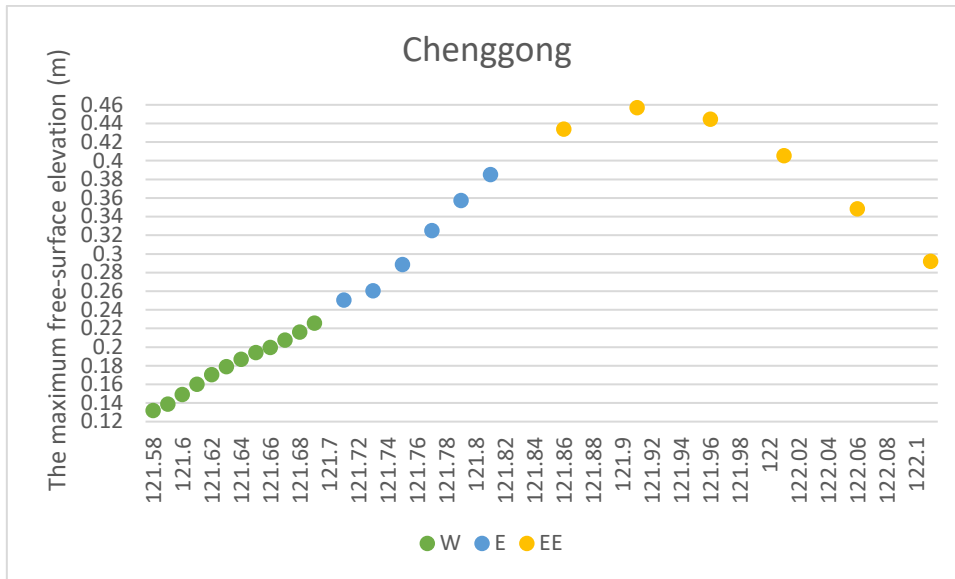


圖94 模擬震央平移 24 點之成功波高圖，其中綠點為 W1-W12，藍點為 E1-E6，黃點為 EE1-EE6

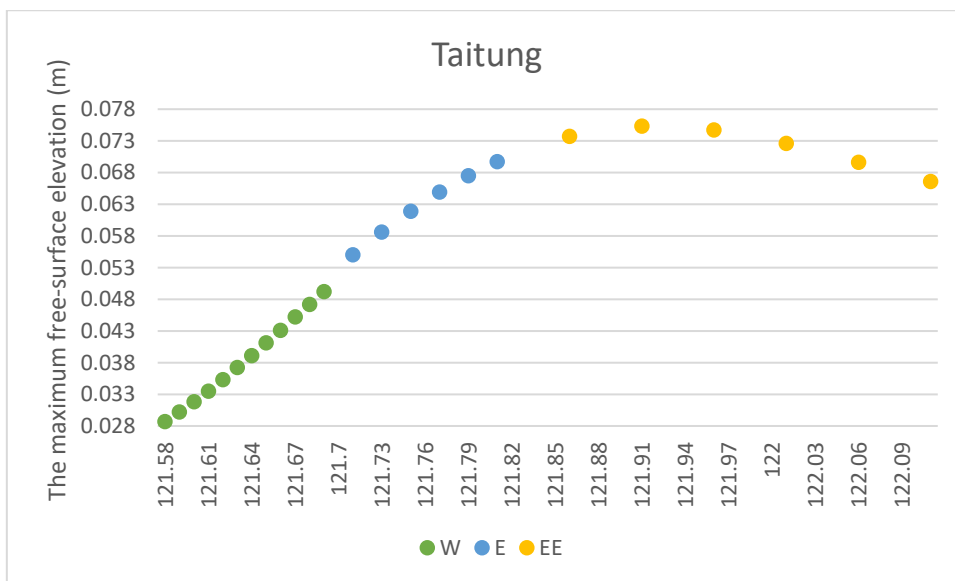


圖95 模擬震央平移 24 點之臺東波高圖，其中綠點為 W1-W12，藍點為 E1-E6，黃點為 EE1-EE6

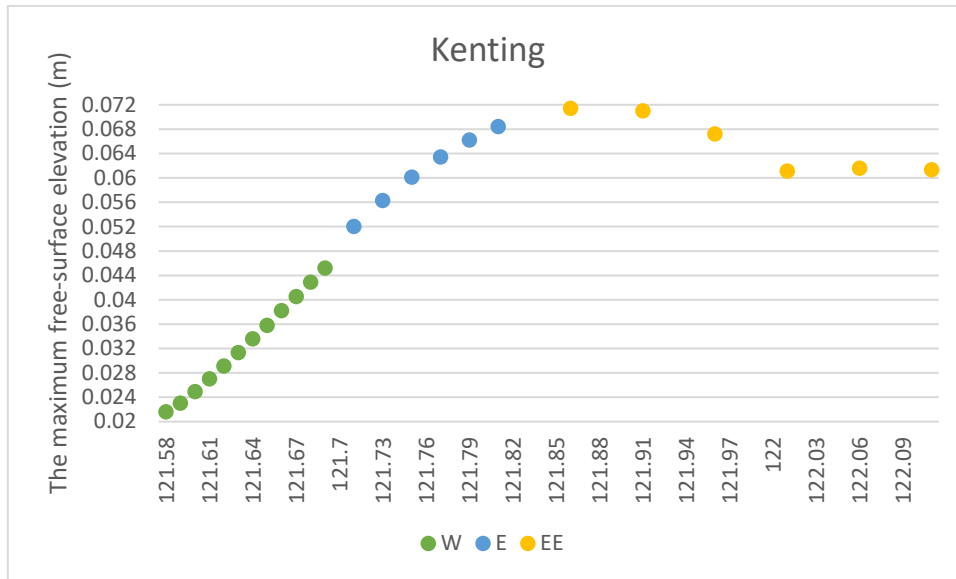


圖96 模擬震央平移 24 點之墾丁波高圖，其中綠點為 W1-W12，藍點為 E1-E6，黃點為 EE1-EE6

根據圖 91 至圖 96 綜合本研究針對震源三種不同平移情境（近距離東移、遠距離東移、西移至陸地）的數值模擬結果，可以歸納出震源離岸距離與沿岸海嘯波高之間具有複雜而關鍵的非單純線性關係。

當震源位於臺灣東部外海約 12 至 22 公里此一關鍵範圍內時，隨著震源向東移動，孕震帶逐漸脫離陸地屏蔽，使得海嘯生成率顯著提升，導致多數測站的波高呈現穩定且迅速的線性增長趨勢。然而，當震源移動至更遠的 22 公里以外海域時，波高變化趨於複雜且呈現空間分異，部分地區（如東北角）波高持續上升，而部分地區（如花蓮、成功）則因能量波束的掃掠效應（Ammon et al., 2008）而轉為下降，顯示其威脅性受斷層走向、能量指向性與局部地形等因素的共同調控。反之，當震源向西移動並進入離岸 9 公里以內的淺水區乃至陸地時，由於有效孕震面積急劇縮減，所有測站的波高均隨之顯著衰減。

因此，本研究的結論不僅是描述單一趨勢，而是呈現一個「先增後減」的整體模式。針對本研究所探討的範圍，包含烏石、蘇澳、花蓮、成功、臺東、墾丁等 6 個測站，以及所使用的固定地震參數，對於海嘯預警與風險評估而言，必須特別關注在臺灣東部外海約 10 至 22 公里範圍內發生的地震事件。位於此區間的地震，最可能為能量生成率與傳播距離創造出最適條件，從而引發對沿岸地區最具威脅性的波高增長。

捌、0403 孕震帶與琉球海溝對近岸之波高影響

8.1 0403 孕震帶位移動點對近岸之波高影響

本研究旨在清晰地觀察並評估 0403 地震破裂孕震帶所引發的海嘯波高影響。為此，模擬依據該孕震帶的長軸位置與走向，在數值模型中設定四個代表性的位移動點，並且依序由南到北設定代號為 A1 至 A4。此舉能更精確地模擬並判斷此次地震事件對臺灣沿岸地區的波高衝擊程度。

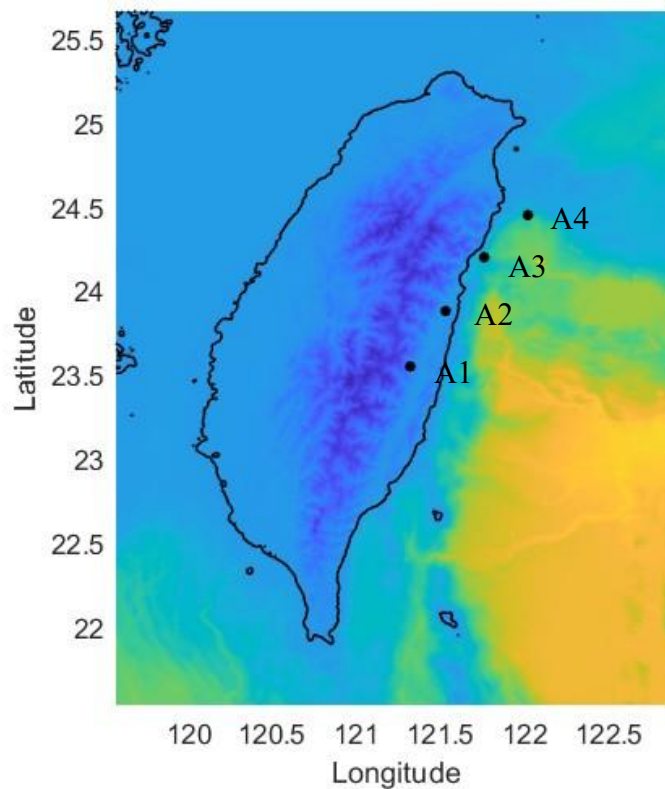
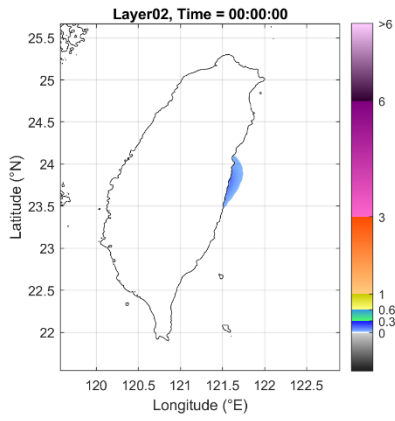
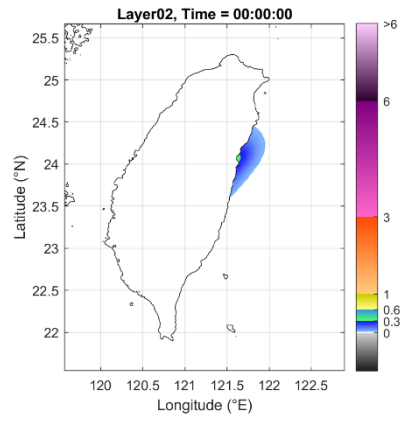


圖97 0403 孕震帶移動點

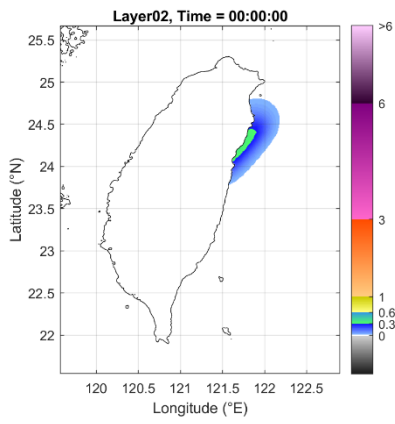
A1



A2



A3



A4

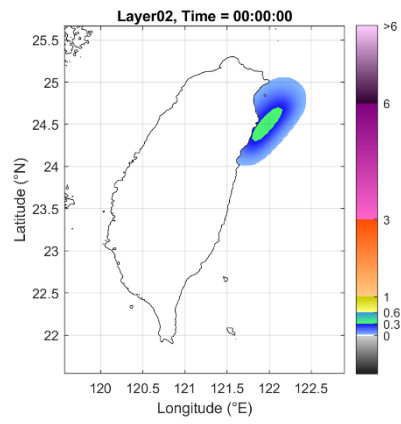


圖98 0403 孕震帶移動點之初始波高圖

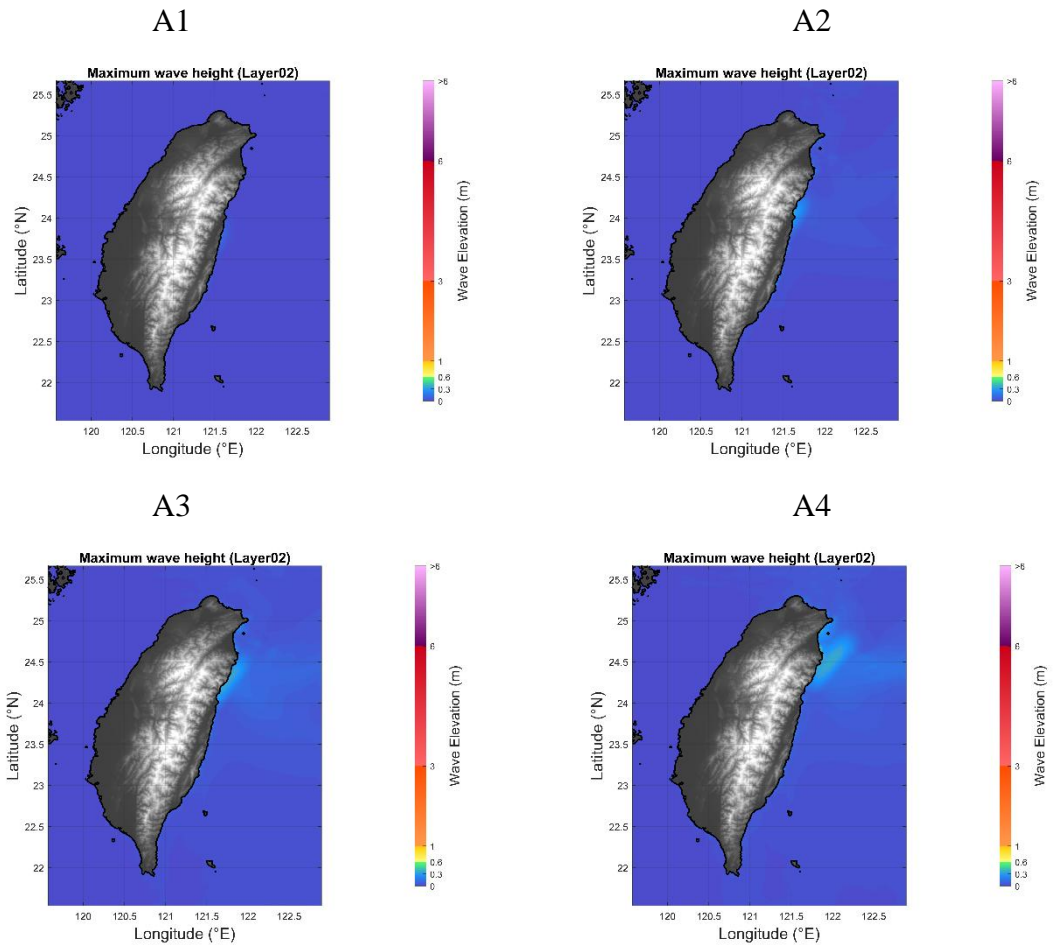


圖99 0403 孕震帶移動點之最大波高圖

由於 COMCOT 海嘯數值模式在設定震源時，會將所設定的震央點置於孕震帶的幾何中心，因此透過設定多個孕震帶移動點（圖 97），來系統性地模擬震源沿破裂斷層走向移動時，對海嘯波場產生的影響。由模擬結果可以清晰看出，震源位置的變化顯著改變海嘯波的能量分佈。

從最大波高圖（圖 99）中可以觀察到，波高集中區域呈現出明顯的動態遷移趨勢。隨著孕震帶逐步向東北方向移動，波高集中區域也同步向東北方向推移，且其影響範圍持續擴大。具體而言，波高集中區域最初主要位於花蓮以東的沿海一帶，隨後逐漸轉移並顯著集中至宜蘭、臺灣東北部的沿海區域。

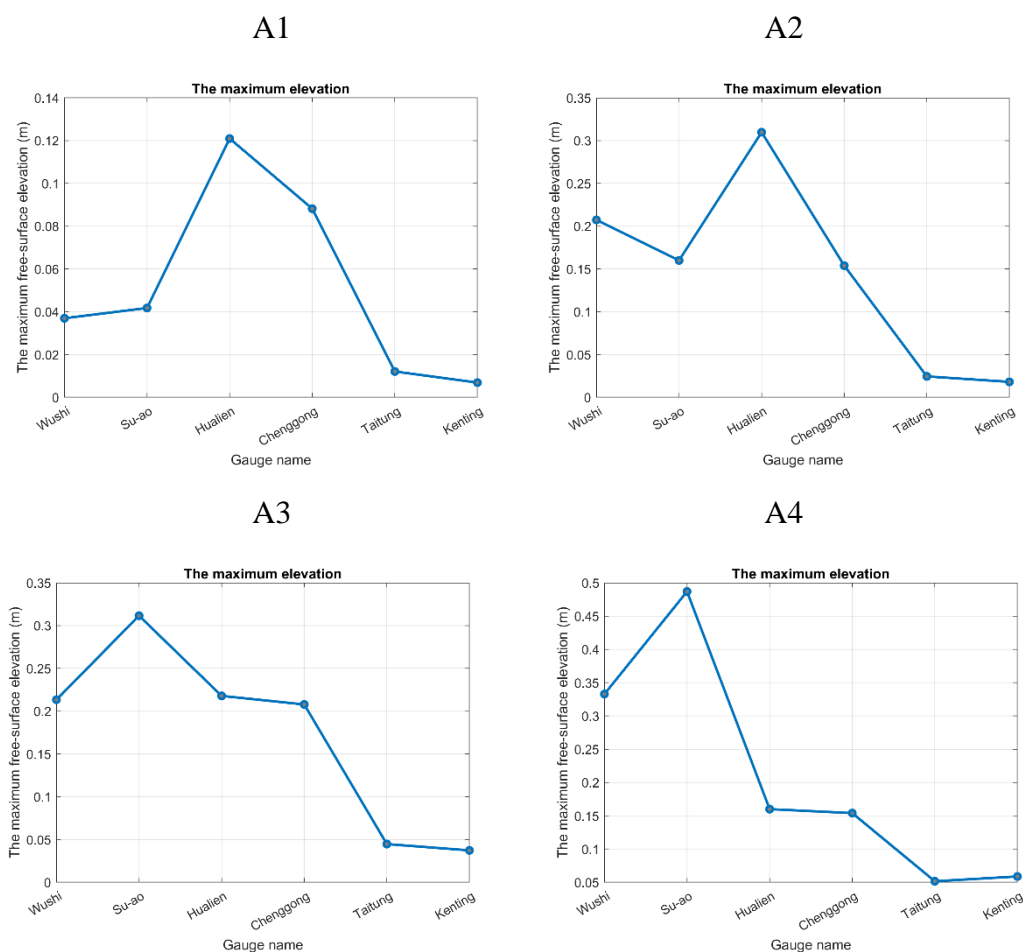


圖100 0403 震央移動在臺灣東半部 6 個參考點之波高比較圖

圖 100 展示針對臺灣東部海域所設置的 6 個參考點（由北至南依序為：烏石、蘇澳、花蓮、成功、臺東、墾丁）在四種不同震源移動情境（A1 至 A4）下的波高比較結果。在 A1 情境中，由於震央位於陸地，僅有部分孕震帶延伸至海域，因此整體造成的波高較低，此時，最大波高出現在花蓮，波高約 12 公分，其餘各點波高相對較小，顯示震央位置對近場波高具有顯著影響。

隨著震央點移動至 A3 情境，最大波高區域明顯北移，出現在蘇澳，波高增至約 32 公分。此時，烏石、花蓮與成功三地的波高趨於相近，但仍以蘇澳為主要集中區。當震源進一步移動至 A4 情境時，最大波高仍位於蘇澳，且波高呈現明顯上升趨勢，達到約 50 公分；其次為烏石，波高約 33 公分，而花蓮與成功的波高則約為烏石的一半，顯示波高空間分佈進一步北傾，且區域差異更加顯著。

整體而言，隨著震源位置沿斷層走向向東北移動，海嘯波高的空間分佈呈現系統性的北移趨勢，且最大波高值逐步增加，尤其以蘇澳與烏石兩處的增幅最為明顯。這說明斷層破裂方向與位置不僅影響海嘯的初始波場結構，也顯著決定沿岸不同地區的波高大小與災害潛勢。

8.2 琉球海溝位移點對近岸之波高影響

本研究依據琉球海溝的地形走向，結合 18 組海溝震源參數表，並以規模 8.14 作為基本參數，設置 6 個震央移動點進行模擬，用以模擬不同震央位置對海嘯波場的影響（圖 101）。圖 102 為震央移動點對應的初始波高圖，從中可以觀察到，隨震央點逐漸向外海方向移動，斷層走向亦隨之變化，進一步影響海嘯波的初始傳波方向。

從圖 103 的最大波高圖中，可以更清晰地看出震央位置與海嘯傳波路徑之間的動態關係。在 B1 情境下，高波高區域廣泛出現在臺灣東半部外海，可以看到在成功沿海的呈現顏色較深，顯示該區波高相對較高。當震央點移動至 B3 時，受斷層走向的變化與海底地形的共同影響，高波區更集中於臺灣東北部宜蘭與成功沿海，並向外擴展至琉球群島的與那國町附近，反映波場方向隨斷層走向產生明顯偏轉。當震央點進一步移動至 B6 位置時，波高分布路徑出現顯著改變，高影響區域逐漸向西北延伸，明顯波及石垣島一帶，同時因海底地形影響，宜蘭沿海亦呈現明顯的波高集中區域。

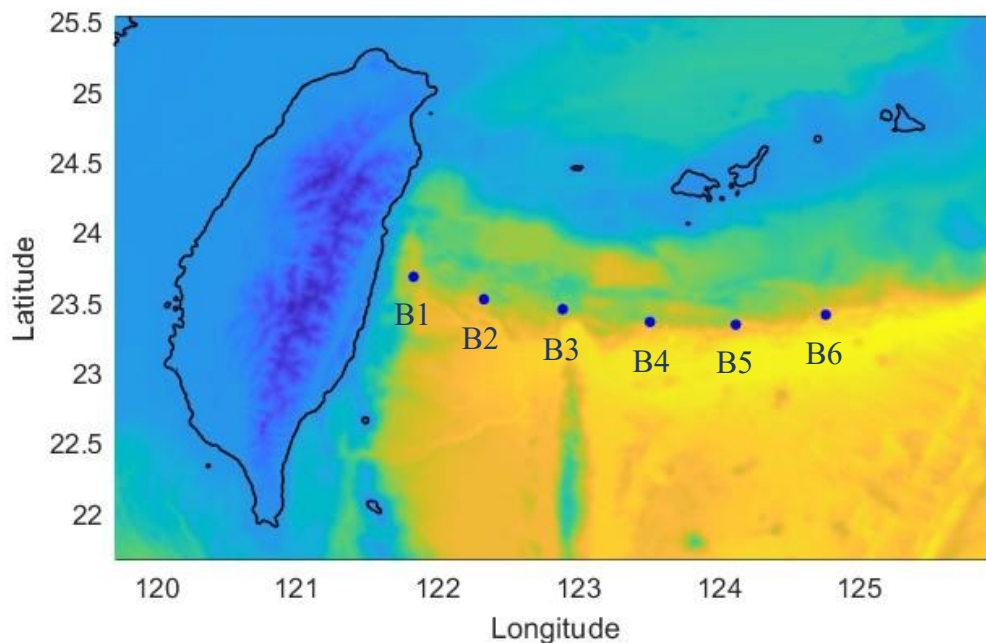
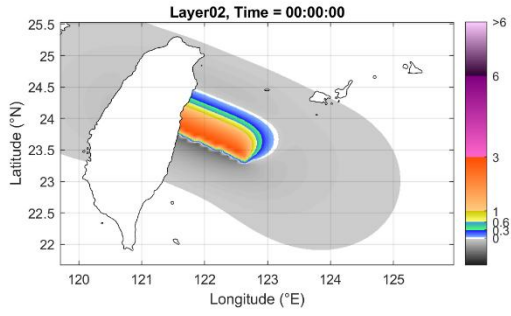
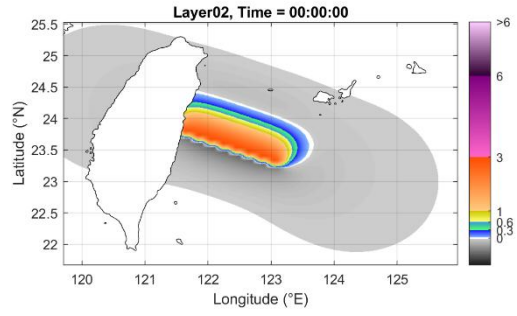


圖101 琉球海溝震央移動點

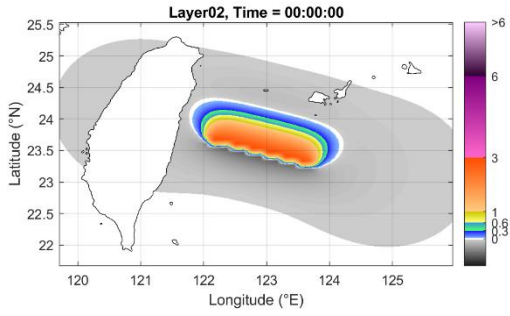
B1



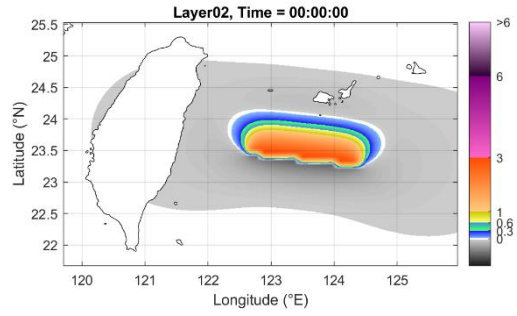
B2



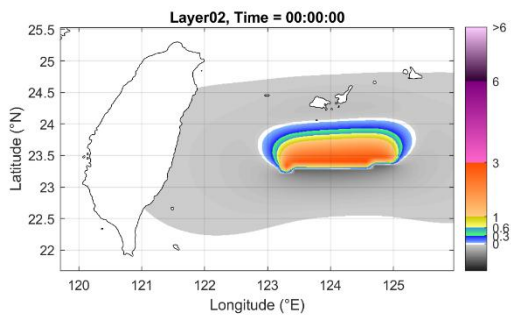
B3



B4



B5



B6

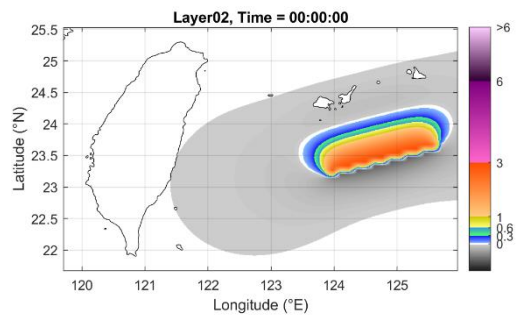
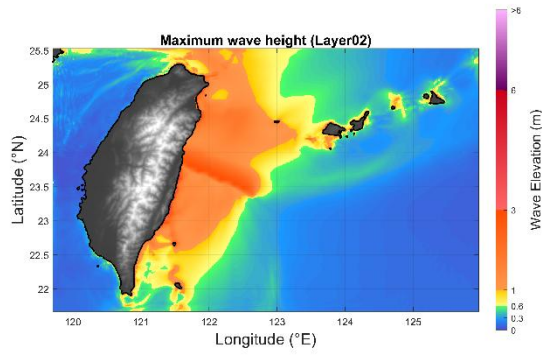
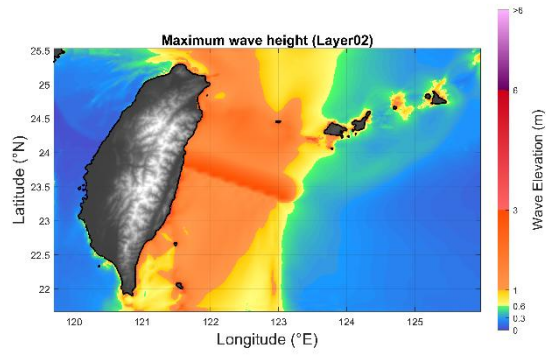


圖102 琉球海溝震央移動點之初始波高圖

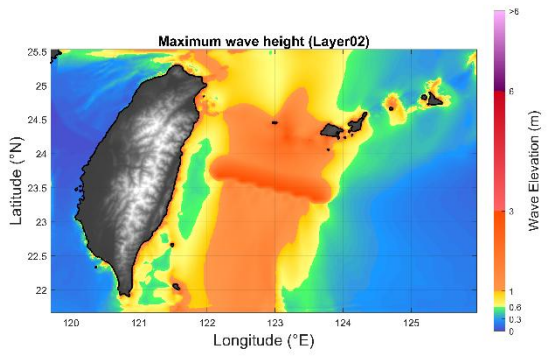
B1



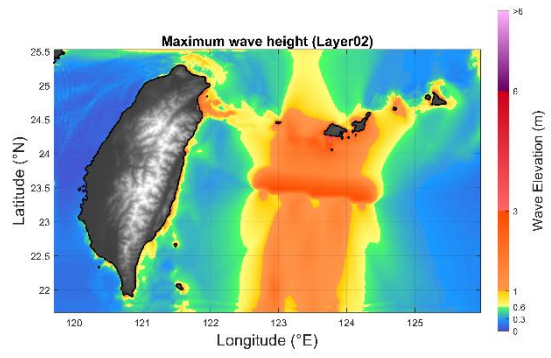
B2



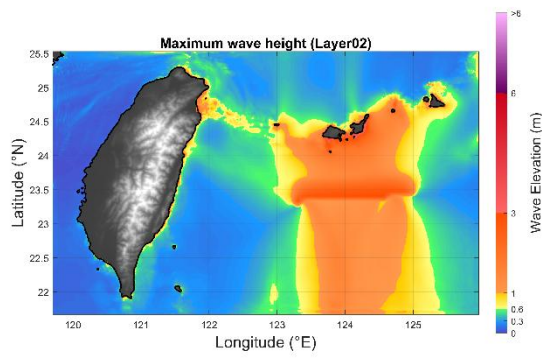
B3



B4



B5



B6

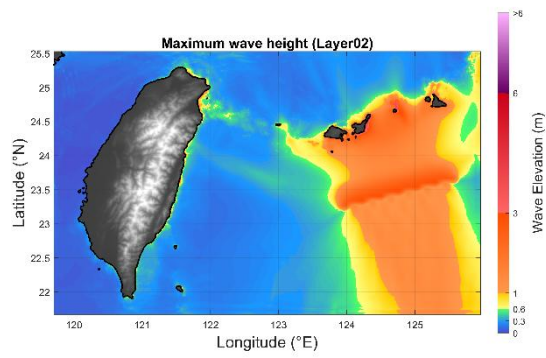


圖103 琉球海溝震央移動點之最大波高圖

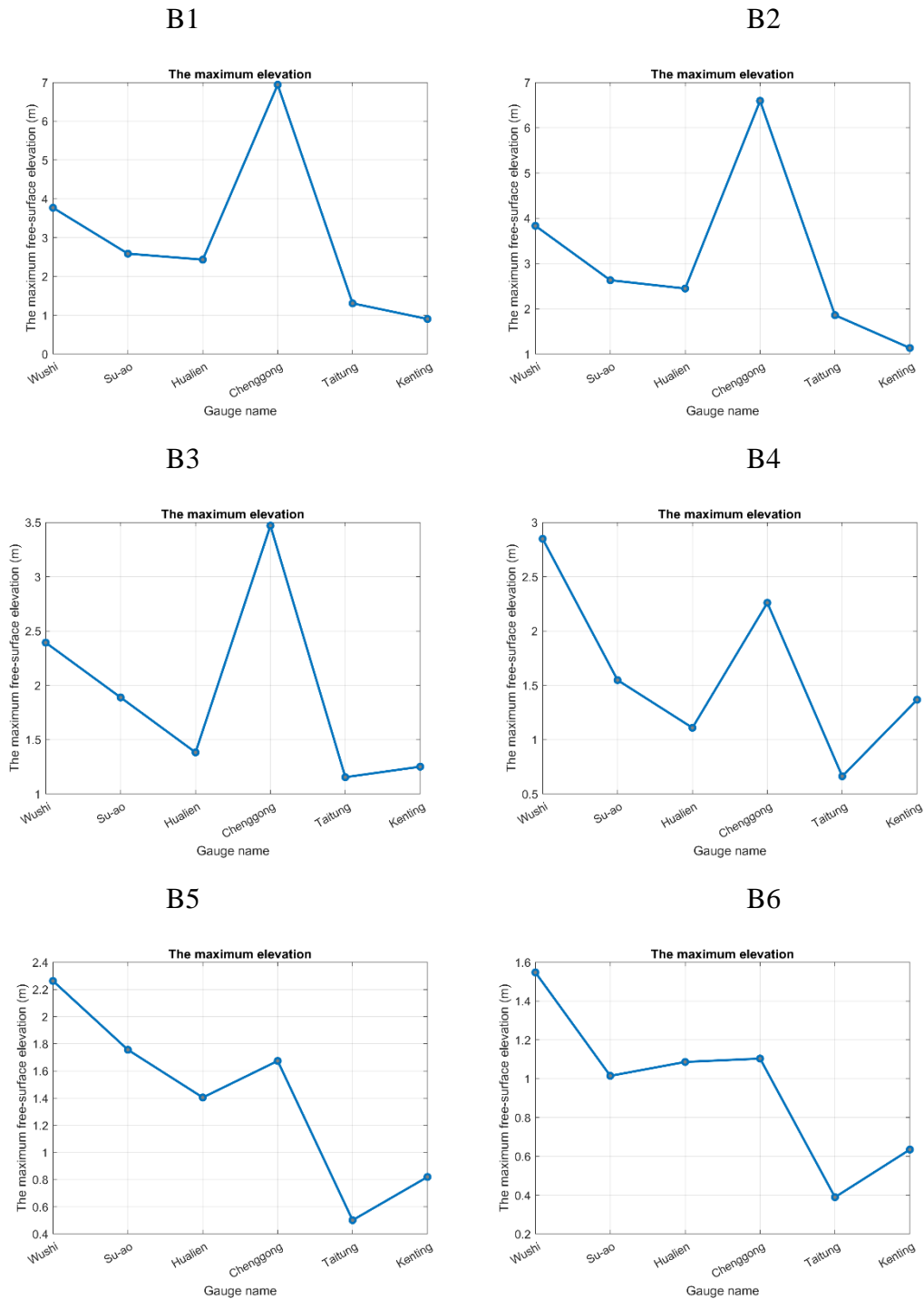


圖104 琉球海溝震央移動在臺灣東半部6個參考點之波高比較圖

由圖 104 所呈現的模擬結果可以看出，隨著震央位置沿琉球海溝逐漸向外海移動，臺灣東部沿海各參考點的波高呈現明顯的空間移動與強度變化。當震央位於 B1 位置時，最大波高出現在成功附近，約為 7 公尺；由於設定規模較大，整體波高表現顯著。隨著震央移至 B2 位置，成功地區的波高雖略有下降，但仍維持較高數值，顯示震央遠離本島後，近場波高逐漸衰減，但影響依然明顯。

當震央持續向外移動至 B3 位置時，整體波高下降，但烏石與蘇澳的波高已逐漸接近成功一帶，代表波高分布重心開始向北偏移，反映斷層走向對能量傳播方向的引導作用。當震央移動到 B4 時，受斷層走向變化影響，最大波高區域轉移至烏石，波高約為 2.8 公尺，顯示海嘯能量更為集中於臺灣東北部沿海。

隨著震央點移動至 B5 時，受斷層走向及破裂尺度（長度與寬度）的綜合影響，最大波高仍位於烏石，但因震央距離臺灣較遠，整體波高持續下降，波高約為 2.2 公尺。最後，當震央到達最外海的 B6 位置時，斷層走向趨向西北-東南方向，海嘯傳播路徑相應調整，最大波高再度出現在烏石，約為 1.6 公尺，且影響範圍進一步向琉球群島方向延伸。

玖、結論

本研究針對 2024 年 0403 花蓮地震與 1920 年花蓮地震進行海嘯模擬與分析。在 0403 事件中，整合國際間具公信力機構之地震參數、氣象署潮位站及海纜資料，並以 COMCOT 模式進行模擬。結果顯示海嘯初達波約於震後 30 分鐘抵達臺灣東部，最大波高約 1 公尺，花蓮港與蘇澳港因地形效應，海嘯波溯升增至 1.5 公尺。其中，中研院李憲忠研究員之斷層模型之海嘯模擬結果與潮位站觀測資料最為吻合，也顯示顯示海嘯模擬能對地震參數佐以有力之物理驗證。

針對 1920 年花蓮地震，本研究回顧歷史文獻並結合到時與震央距離資料，推估其震央位置（東經 121.9766° ，北緯 23.5073° ），並以 0403 事件與琉球海溝走向模擬規模 7.5 至 8.2 之地震情境。結果顯示地震規模對初始波高、沿岸波高及港口水位變化具顯著控制作用，且斷層走向對波傳路徑與能量分布影響顯著，導致不同港口在到時與波高上呈現地區差異。以上內容為上半年已完成之研究工作，確認本研究模式於臺灣周邊海嘯模擬之可靠性，並突顯多源資料整合與震源參數設定對評估海嘯潛勢之重要性。

在計畫下半年，本研究運用影響強度分析法與震央平移模擬，對臺灣東部沿海地區的潛在海嘯威脅進行系統性評估。分析結果顯示臺灣東部沿海的海嘯潛勢主要受琉球海溝與馬尼拉海溝兩大板塊構造邊界所控制。IIA 評估指出，琉球海溝西側的俯衝帶活動，是構成臺灣東北部沿海地區（如烏石、蘇澳）高影響潛勢的主要來源，且此威脅分佈與海溝形態密切相關，沿著海溝向南延伸至花蓮地區。相對地，位處最南端的墾丁地區，則因鄰近馬尼拉海溝，面臨著範圍最廣且強度最高的核心威脅。此分區結果清晰地界定臺灣東北岸與東南岸的海嘯風險，分別由不同的板塊邊界活動所主導。

在模擬 0403 地震震央參數之平移情境中，研究顯示震央位置與海嘯波高間具有複雜非線性關係。總結三種平移模擬結果，可歸納出以下關鍵模式：當震央位於臺灣東部外海約 10 至 22 公里範圍內，多數測站（蘇澳、花蓮、成功）的波高呈穩定上升趨勢，其中成功一帶受東北—西南向斷層走向控制，單位距離增幅尤為明顯；當震央距岸超過約 22 公里，波高變化轉趨不穩定，且更受斷層走向、傾角等幾何參數影響；反之，當震央貼近陸地至約 9 至 10 公里以內，所有測站波高皆隨距離縮短而顯著衰減，顯示極近岸震央激發之有效入射能量受限。綜合而論，東部沿岸

海嘯風險並非僅由規模主導，亦強烈受震源深度與距岸控制，且具有約 10 至 22 公里的高敏感距離帶。

針對本研究使用之 6 個測站（烏石、蘇澳、花蓮、成功、臺東、墾丁）以及固定的地震參數，建議將「震央距岸資訊」納入即時預警判準：當初步震央落於距岸小於約 20 公里之區段時，對臺灣北東岸與港灣密集區（尤其宜蘭—花蓮）應提前提升警戒層級與疏散整備；同時，配合港池共振頻率與地形指標之在地化加權，以反映不同港口對入射頻率與方向性的放大量，提升預警時效與空間精度。

綜合震源沿斷層走向之平移模擬結果可知，無論震央沿陸棚邊緣或順琉球海溝向外海移動，震源位置的變化皆會顯著重塑海嘯能量的空間分佈與傳播方向。由最大波高圖可清楚觀察到，高波高區域並非固定不變，而是隨震源移動呈現具方向性的動態遷移特徵；當震源沿斷層走向向東北平移時，海嘯能量集中區亦同步北移，並逐步由花蓮沿岸轉移至宜蘭與臺灣東北部沿海，且影響範圍隨之擴大。此結果顯示斷層破裂方向與震源幾何中心位置，對海嘯初始波場結構與後續能量指向具有關鍵控制作用。

進一步比較不同震源移動情境下之測站波高反應，顯示震央位於陸地或近岸時，僅有部分孕震帶作用於海域，整體波高明顯偏低；而當震源移至外海且斷層走向有利於能量指向臺灣東北部時，蘇澳與烏石之波高迅速增幅，並成為主要高風險區域。相對地，隨震源持續向外海推移，近場（如成功、花蓮）之波高逐漸衰減，波高分布重心轉而北移，反映斷層走向改變對海嘯船波路徑的導引效應。於最外海情境下，雖整體波高趨於平均，但影響範圍明顯向琉球群島延伸，顯示遠場能量傳遞的重要性。

整體而言，本研究證實海嘯災害潛勢並非僅由地震規模或單一震央位置所決定，而是同時依賴震源沿斷層走向之相對位置、破裂幾何型態與海溝地形的交互影響。震央平移模擬清楚顯示，震央位置的改變即可造成沿岸高風險區域的明顯轉移。此結果顯示出在海嘯預警與風險評估中，除即時規模判定外，亦應納入震央空間位置與斷層走向資訊，方能更準確反映不同區域所面臨之實際海嘯威脅。

參考文獻

- Ammon, C. J., Kanamori, H., & Lay, T. (2008). A Great Earthquake Doublet and Seismic Stress Transfer Cycle in the Central Kuril Islands. *Nature*, 451, 561–565.
- Ando, M., Tu, Y., & Lin, C.-H. (2015). Generation-to-generation transmitted tsunami-like wave sightings along the East Coast of Taiwan. *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, 26(4), 355–359. [https://doi.org/10.3319/TAO.2014.12.31.01\(Oc\)](https://doi.org/10.3319/TAO.2014.12.31.01(Oc))
- Ando, M., Kitamura, A., Tu, Y., Ohashi, Y., Imai, T., Nakamura, M., Ikuta, R., Miyairi, Y., Yokoyama, Y., & Shishikura, M. (2018). Source of high tsunamis along the southernmost Ryukyu trench inferred from tsunami stratigraphy. *Tectonophysics*, 722, 265–276. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.11.007>

- Arai, R., Takahashi, T., & Kodaira, S. (2016). Structure of the tsunamigenic plate boundary and low seismicity of the southern Ryukyu Trench. *Nature Communications*, 7, 12255.
- Arfken, G. B., Weber, H. J., & Harris, F. E. (2011). *Mathematical methods for physicists* (7th ed.). Academic Press.
- AutoBATS CMT. (n.d.). Broadband Array in Taiwan for Seismology (BATS) – AutoBATS CMT catalog. Academia Sinica. <https://tecdc.earth.sinica.edu.tw/FM/AutoBATS/>
- Bagheri, A., Greenhalgh, S., Khojasteh, A., Rahimian, M., & Attarnejad, R. (2016). Tsunami generation and associated waves in the water column and seabed due to an asymmetric earthquake motion within an anisotropic substratum. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 121(10), 7701–7715.
- Byrne, D. E., Sykes, L. R., & Davis, D. M. (1992). Great thrust earthquakes and aseismic slip along the plate boundary of the Makran Subduction Zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 97(B1), 449–478.
- Central Weather Administration. (2024). Hualien earthquake report, April 3, 2024 [in Chinese]. <https://www.cwa.gov.tw/>
- Cheloni, D., Famiglietti, N. A., Caputo, R., Tolomei, C., & Vicari, A. (2024). A composite fault model for the 2024 Mw 7.4 Hualien earthquake sequence in eastern Taiwan inferred from GNSS and InSAR data. *Geophysical Research Letters*, 51(20). <https://doi.org/10.1029/2024GL109472>
- Chen, P.-F., Ekström, G., & Okal, E. A. (2004). Centroid moment tensor solutions for Taiwan earthquakes of the WWSSN era (1963–1975). *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, 15(1), 61–73.
- Chen, S.-K., Wu, Y.-M., & Chan, Y.-C. (2022). The seismogenic potential of the southernmost Ryukyu subduction zone as revealed by historical earthquakes and slow slip events. *Frontiers in Earth Science*, 10, 887182.
- Cheng, S.-N., Yeh, Y.-T., & Yu, M.-S. (1996). The 1951 Taitung earthquake in Taiwan. *Journal of the Geological Society of China*, 39(3), 267–285.
- Chung, M. J. (2018). IIA and TATA approaches to reconstructing and analyzing the 1960 Chile and 1867 Keelung tsunami events [Master's thesis, National Central University]. [in Chinese]
- Dean, R. G., & Dalrymple, R. A. (1991). *Water wave mechanics for engineers and scientists*. World Scientific.
- Engdahl, E. R., & Villaseñor, A. (2002). Global seismicity: 1900–1999. *International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology*, 81A, 665–689. [https://doi.org/10.1016/S0074-6142\(02\)80225-6](https://doi.org/10.1016/S0074-6142(02)80225-6)
- Engdahl, E. R., van der Hilst, R. D., & Buland, R. P. (1998). Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88(3), 722–743.

- Gao, J., Ma, X., Chen, H., Zang, J., & Dong, G. (2021). On hydrodynamic characteristics of transient harbor resonance excited by double solitary waves. *Ocean Engineering*, 219, 108345.
- GEOSCOPE Observatory. (n.d.). GEOSCOPE seismic network. Institut de Physique du Globe de Paris. <http://geoscope.ipgp.fr/>
- Global Centroid Moment Tensor Project. (n.d.). Global CMT catalog. <https://www.globalcmt.org/>
- Global Real-Time Moment Tensor Monitoring System (GRMT). (n.d.). GRMT earthquake catalog. Academia Sinica. <https://grmt.earth.sinica.edu.tw/>
- Huang, H.-H., et al. (2022). Seismogenic structure beneath the northern Longitudinal Valley of eastern Taiwan. *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, 35, 229–244.
- Hsu, S.-K., Kuo, J., Lo, C. L., Tsai, C. H., Doo, W. B., Ku, C. Y., & Sibuet, J. C. (2008). Turbidity currents, submarine landslides and the 2006 Pingtung earthquake off SW Taiwan. *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, 19(6), 767–772. [https://doi.org/10.3319/TAO.2008.19.6.767\(PT\)](https://doi.org/10.3319/TAO.2008.19.6.767(PT))
- Hsu, S.-K., Yeh, Y.-C., Sibuet, J.-C., Doo, W.-B., & Tsai, C.-H. (2013). A mega-splay fault system and tsunami hazard in the southern Ryukyu subduction zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 362, 99–107.
- Hsu, Y.-J., Simons, M., Avouac, J.-P., Galetzka, J., Sieh, K., Chlieh, M., & Wu, C. (2013). Frictional afterslip following the 2005 Nias–Simeulue earthquake, Sumatra. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(2), 597–613. <https://doi.org/10.1002/jgrb.50094>
- Hsu, Y.-J., Ando, M., Yu, S.-B., & Simons, M. (2012). The potential for a great earthquake along the southernmost Ryukyu subduction zone. *Geophysical Research Letters*, 39, L19307.
- Ino, Y., & Awano, D.(1900). 臺灣人民的狀況. 臺灣總督民政部檔司. [in Japanese]
- Kao, H. (1998). Can great earthquakes occur in the southernmost Ryukyu Arc–Taiwan region? *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, 9(3), 487–508. [https://doi.org/10.3319/TAO.1998.9.3.487\(R\)](https://doi.org/10.3319/TAO.1998.9.3.487(R))
- Lay, T., Kanamori, H., Ammon, C. J., Nettles, M., Ward, S. N., Aster, R. C., & Sipkin, S. (2005). The great Sumatra–Andaman earthquake of 26 December 2004. *Science*, 308(5725), 1127–1133. <https://doi.org/10.1126/science.1112250>
- Lee, C. J. (2014). The development of Taiwan tsunami fast calculation system and reconstructing of the 1867 Keelung tsunami event [Master’s thesis, National Central University]. [in Chinese]
- Lee, P. Y. (2015). Lanyu tsunami boulders and dynamic analysis of the 1867 Keelung tsunami [Master’s thesis, National Central University]. [in Chinese]
- Lee, C.-S., Shor, G. G., Bibee, L. D., Lee, R. S., & Hilde, T. W. C. (1980). Okinawa Trough: Origin of a back-arc basin. *Marine Geology*, 35, 219–241.

- Leick, A., Rapoport, L., & Tatarnikov, D. (2015). *GPS satellite surveying* (4th ed.). John Wiley & Sons.
- Liang, W.-D., Tang, T. Y., Yang, Y. J., Ko, M. T., & Chuang, W.-S. (2003). Upper-ocean currents around Taiwan. *Deep-Sea Research Part II*, 50(6–7), 1085–1105.
- Liu, P. L.-F., Woo, S.-B., & Cho, Y.-S. (1998). *Computer programs for tsunami propagation and inundation*. Cornell University.
- Ma, K.-F. (2015). Seismogenesis mechanism of fault zone and subduction zone (II) [Report]. Department of Earth Sciences, National Central University. [in Chinese]
- Menke, W. (2012). *Geophysical data analysis: Discrete inverse theory* (3rd ed.). Academic Press.
- 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. <https://doi.org/10.1785/BSSA0750041135>
- Okal, E. A. (2015). The quest for wisdom: Lessons from 17 tsunamis, 2004–2014. *Philosophical Transactions of the Royal Society A*, 373(2053), 20140370.
- Qiu, J., Ji, L., Zhu, L., Li, Y., Liu, C., & Zhao, Q. (2024). Coseismic deformation and seismogenic structure of the 2024 Hualien earthquake measured by InSAR and GNSS. *Earthquake Research Advances*, 3, 100328. <https://doi.org/10.1016/j.eqrea.2024.100328>
- Ramsey, L. A., Hovius, N., Lague, D., Liu, C.-S., & Dadson, S. (2006). Topographic characteristics of the submarine Taiwan orogen. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 111, F02009.
- Ramsey, L. A., Hovius, N., Lague, D., Liu, C.-S., & Dadson, S. (2006). Topographic characteristics of the submarine Taiwan orogen. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 111, F02009.
- Satake, K. (2015). Geological and historical evidence of irregular recurrent earthquakes and tsunamis in Japan. *Philosophical Transactions of the Royal Society A*, 373(2053), 20140375.
- Sayama, T. (狹山時吉) (1913–1921). 孟蘭部落調查報告 (共 8 卷)。臺灣總督府臨時臺灣海關調查委員會第一師。 [in Japanese]
- Sibuet, J.-C., Hsu, S.-K., & Normand, A. (2004). Tectonic significance of the Taitung Canyon, Huatung Basin, east of Taiwan. *Marine Geophysical Researches*, 25, 95–107.
- Synolakis, C. E. (1987). The runup of solitary waves. *Journal of Fluid Mechanics*, 185, 523–545. <https://doi.org/10.1017/S002211208700329X>
- Takehana, M. (1934). List of major earthquakes in Japan: From 1919 to 1934. Central Meteorological Observatory. [in Japanese]
- Tanioka, Y., & Satake, K. (1996). Tsunami generation by horizontal displacement of ocean bottom. *Geophysical Research Letters*, 23(8), 861–864.

- Theunissen, T., Font, Y., Lallemand, S., & Liang, W.-T. (2010). The largest instrumentally recorded earthquake in Taiwan: Revised location and magnitude, and tectonic significance of the 1920 event. *Geophysical Journal International*, 183(3), 1119–1133. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04803.x>
- Titov, V. V., & Synolakis, C. E. (1998). Numerical modeling of tidal wave runup. *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, 124(4), 157–171.
- Taiwan Sōtokufu Dai-ichi Sho Rinji Taiwan Kaikan Chōsa Iinkai (臺灣總督府第一處臨時臺灣海關調查委員會) (1915–1922). 禁關調查報告 (共 6 卷)。臺灣總督府. [in Japanese]
- Van Sickle, J. (2015). *GPS for land surveyors* (4th ed.). CRC Press.
- Wang, Q., Chen, K., Wang, Y., Zhang, X., Zhang, Z., & Wang, Z. (2024). Quick output parameters related to the 3 April 2024 Mw 7.3 earthquake in the sea area of Hualien County, Taiwan Province. *Progress in Earthquake Sciences*, 54(4), 286–291.
- Wang, X. (2009). *User manual for COMCOT (Version 1.7)*. Cornell University.
- Wang, X., & Power, W. (2011). *COMCOT: A tsunami generation, propagation, and run-up model* (GNS Science Report 2011/43). GNS Science.
- Wu, H. (2017). *The development of the earthquake–tsunami relationship analysis and the study of potential tsunami threat in Taiwan* [Master's thesis, National Central University]. [in Chinese]
- Wu, T.-R., & Huang, H.-C. (2009). Modeling tsunami hazards from Manila trench to Taiwan. *Journal of Asian Earth Sciences*, 36(1), 21–28.
- Wu, T. R. (2012). Deterministic study on the potential large tsunami hazard in Taiwan. *Journal of Earthquake and Tsunami*, 6(3), 1250034. <https://doi.org/10.1142/S1793431112500341>
- Wu, T. R., Chung, M. J., Liu, T. C., Tsai, Y. L., Lin, J. W., Chuang, M. H., & Lee, S. J. (2019, April). Finding the source location of the 2018 Sulawesi earthquake and tsunami by IIA and TATA methods. *Geophysical Research Abstracts*, 21, EGU2019-xxxxx. European Geosciences Union, Vienna, Austria.
- Wu, Z.-R. (2011). 行政院災防應用科技方案—臺灣潛在高於預期之海嘯模擬與研究. 行政院國家科學委員會. [in Chinese]
- Yang, Z., & Chen, H. (2024). The rupture process of the Hualien Mw 7.3 sequence on April 3, 2024. *Earthquake Research Advances*, 3, 100333. <https://doi.org/10.1016/j.eqrea.2024.100333>
- Zhu, F.-Z., & Kawashima, N. (2023). 《臺灣新民報》地方特輯—1939 年花蓮港開港。中央研究院臺灣史研究所檔案館. [in Chinese]

114 年度臺灣海域地震與海嘯觀測之相關研究

子計畫二

分析 2024 年花蓮地震海床壓力與地震訊號及其在海嘯 監測的可能應用

王秀雅 許樹坤 簡芯蓓 吳旻歡

中華民國地球物理學會

摘要

在區域性強震情境下，海底壓力計雖具備觀測海水面變化的潛力，但其資料常混雜來自海床震動、同震地形變化等非海嘯訊號，導致訊號解釋複雜。既有研究顯示，在特定頻率範圍內，壓力訊號與加速度訊號具明顯比例關係，透過此特性可從壓力計資料中去除地震震動分量，進而萃取出反映海嘯成分之壓力變化。

本研究利用海底電纜觀測系統中之壓力計與加速度計資料，針對發生於 2024 年 4 月 3 日清晨 7 時 58 分 11 秒（臺灣時間），花蓮市東南方約 25 公里處發生規模 7.19 之強烈地震及其他在 2024 期間所發生之中大規模地震進行系統性的訊號分析，旨在探討地震期間兩類感測器於頻率域與時間域的對應關係，並評估壓力計用於地震後早期海嘯辨識的可行性。

在事件分析部分，本研究利用加速度與壓力於強制震盪頻帶（0.05–0.15 Hz）中的相關性，去除壓力計中由加速度造成的震動影響，並將此方法應用於本計畫挑選的地震事件。結果顯示，當震動能量足夠時，壓力計可在震後短時間內呈現具物理意義的長週期水壓變化；相較之下，傳統 0.01 Hz 低通濾波在近場強震條件下易受加速度干擾，產生波形扭曲或時間延遲。本研究方法在震後約 1 - 2 分鐘內即可呈現相對穩定的長週期水壓變化，顯示其在近場高震度環境中具備一定程度的早期訊號辨識能力。

此外，本研究亦指出站址條件將影響海嘯訊號之清晰度，例如靠近南澳海盆之測站 EOS4 因震央極近，在去除加速度後仍可清楚觀測海嘯波型；而能量較弱或距離較遠之事件則未出現明顯長週期變化。綜合而言，本研究結果顯示海纜壓力計除了能記錄地震引發的海床震動外，亦能呈現與長週期水壓變化相關的訊號，顯示此方法在東部近海海嘯監測上具有一定的參考價值。

關鍵字：海嘯預警、海底地震儀、壓力計

Abstract

In near-field strong earthquakes, ocean-bottom pressure gauges can record tsunami-related sea-level changes, but their signals are often mixed with non-tsunami components such as seafloor shaking and co-seismic deformation. Prior studies show that pressure and acceleration maintain a stable proportional relationship within a specific frequency band, allowing earthquake-induced pressure fluctuations to be removed and the tsunami-related component to be extracted.

This study uses pressure and acceleration data from Taiwan's submarine cable observatory network to analyze the M_L 7.19 earthquake that occurred southeast of Hualien at 07:58:11 (local time) on April 3, 2024, along with several moderate-to-large events during the same period. The analysis examines the correspondence between the two sensors in both the frequency and time domains and evaluates the feasibility of using pressure gauges for early post-earthquake tsunami detection.

In the event analysis, this study utilizes the correlation between acceleration and pressure within the forced-oscillation band (0.05–0.15 Hz) to remove acceleration-related effects from the pressure records, and applies this approach to earthquakes. The results show that, for events with sufficient shaking, the pressure gauges exhibit physically meaningful long-period variations shortly after the earthquake. In contrast, the traditional 0.01 Hz low-pass filter is easily distorted or delayed under near-field strong-motion conditions. The proposed method can reveal relatively stable long-period pressure variations within approximately 1–2 minutes after the earthquake, indicating that it possesses a certain level of early signal identification capability in high-intensity near-field environments.

Overall, the observations indicate that cable-based pressure gauges record both earthquake-induced seafloor motion and longer-period signals associated with potential tsunami processes, suggesting that this approach may offer useful information for near-field tsunami monitoring in the offshore region of eastern Taiwan.

Keywords: Tsunami Warning, Ocean Bottom Seismometer, Pressure gauge

壹、前言

臺灣位處於菲律賓海板塊與歐亞大陸板塊交界帶，為全球地震活動最為頻繁之地區之一。特別是東部地區(花東縱谷及其外海)及其東側之琉球隱沒帶西南端，屬於地體構造極為活躍的區域。該區域受到三種主要構造力的交互作用：(1) 菲律賓海板塊的斜向隱沒、(2) 弧陸碰撞，以及(3) 沖繩海槽的弧後張裂 (Huang et al., 2012; Kao et al., 1998; Wang et al., 2019)，這使得該區同時存在碰撞、走滑與張裂的震源機制與高頻率的地震活動(圖 壹-1)，並反映出其板塊構造之高度活躍性與複雜性。在此構造背景下，除須考量地震震動本身所造成的直接破壞外，亦應重視其引發之相關災害，如海嘯與海底山崩等。歷史紀錄顯示，儘管臺灣地區海嘯發生頻率相對較低，且海嘯多半不超過一公尺(圖 壹-2)，但若震央位置鄰近東部沿海，其所引發的海嘯最快可於數分鐘內抵達沿岸，並對沿海居民構成重大威脅。

2024年4月3日，花蓮縣壽豐鄉發生一起規模7.19之強烈地震(以下簡稱403地震，圖壹-3)，為自1999年九二一大地震以來臺灣本島規模最大之地震。根據中央氣象署資料，其震源深度僅19.7公里，屬淺層逆衝型地震。地震發生後，全臺均有明顯震感，尤以花蓮地區災情最為嚴重。本次地震除造成陸域強震災害外，亦引發小規模海嘯。氣象署於宜蘭蘇澳、烏石港與臺東成功等沿海觀測站皆記錄到海嘯訊號，並達0.3-0.8公尺不等。雖未造成人員傷亡，然此現象顯示403地震所釋放的能量與斷層錯動機制已具生成海嘯之物理條件。統計至2024年底，403地震累積餘震次數已超過兩萬餘次，其中亦包含多起規模超過6.0之中強餘震(圖壹-3)，顯示403地震後伴隨著一長期且延續性的地震活動序列。

目前科學技術尚無法精確預測地震的發生時間與規模，而臺灣長期處於活躍的板塊邊界，面臨強震與海嘯的潛在威脅。因此，中央氣象署自2006年起推動「臺灣東部海域電纜式海底地震儀及海洋物理觀測系統建置計畫」，並於2011年正式啟用。海纜觀測系統的運行不僅使外海小規模地震事件的偵測能力大幅提升，也有效改善海域地震的定位精度(Hsiao et al., 2014)。此外，海纜系統中的壓力計亦具備投入海嘯即時監測的應用潛力，若能有效運用其觀測資料，可望進一步提升我國近場海嘯的早期辨識與警戒能力。

403地震為海底電纜觀測系統啟用以來記錄到的最大規模事件，後續亦伴隨多起中大型餘震，形成了一套完整且極具研究價值的觀測資料集。基於此，本研究聚焦分析臺灣東部外海六座海纜觀測站(EOS2、EOS3、EOS4、EOS8、EOS9、EOSA)之資料，針對403主震、後續餘震，以及南澳海盆地區規模大於5的地震事件進行詳細探討。研究核心在於整合壓力計與加速度計的觀測資訊，透過比較兩者在時序變化與頻譜特徵上的對應關係，以釐清海嘯相關訊號與地震背景雜訊之差異。我們期望本研究成果不僅能協助建立海嘯訊號識別與壓力資料前處理的分析流程，也能作為未來海底電纜觀測系統擴充與佈放規劃的重要參考依據，進一步提升海域地震與海嘯監測能力。

表壹-1、臺灣區域地震引起之海嘯。(引用自氣象署網頁資料)

編號	日期	規模 (M_L)	深度 (km)	震央與描述
X	1867/12/18	推估 7.0	未知	基隆外海地震，文獻指出波高可能達 7 公尺
1	1986/11/15	6.8	15	花蓮外海地震，花蓮港水位上升 1 至 2 公尺
2	1996/09/06	7.07	14	恆春東南外海地震，成功出現 0.15 公尺波高。
3	2003/12/10	6.42	17	成功地震，成功出現 0.64 公尺波高。
4	2006/12/26	6.99	50	恆春西南外海地震，恆春出現 0.61 公尺波高。
5	2009/12/19	6.92	43	花蓮外海地震，花蓮出現 0.4 公尺波高。

*6	2024/04/03	7.2	20	花蓮壽豐，東部沿岸測站 0.3-0.8 公尺波高。
----	------------	-----	----	---------------------------

*註:除 2024 年的 403 地震並非發生於海域，其餘震央皆位於臺灣近海。

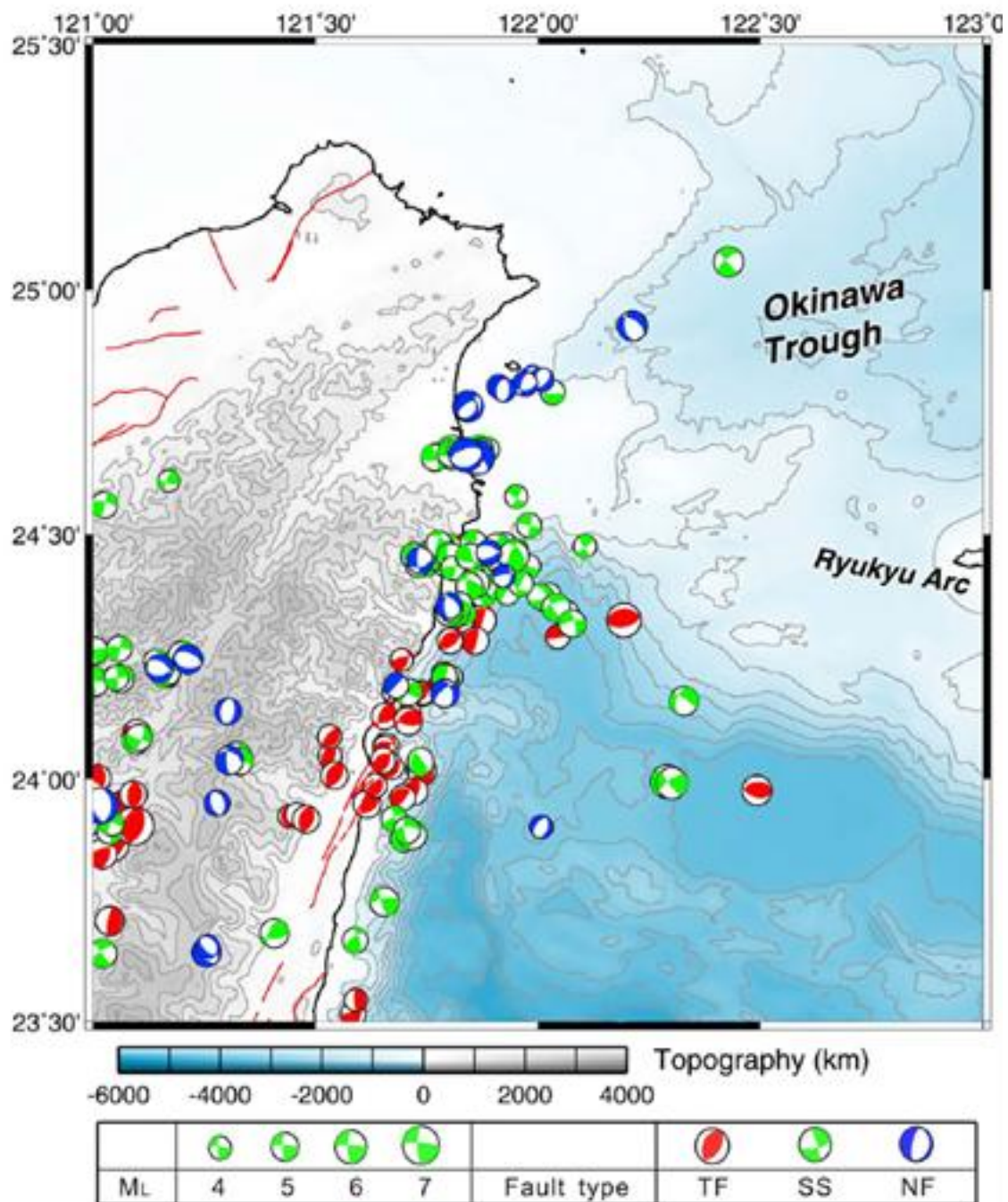


圖 壹-1、臺灣東北地區震源機制解分布圖

圖引用自 Huang et al. (2012)。

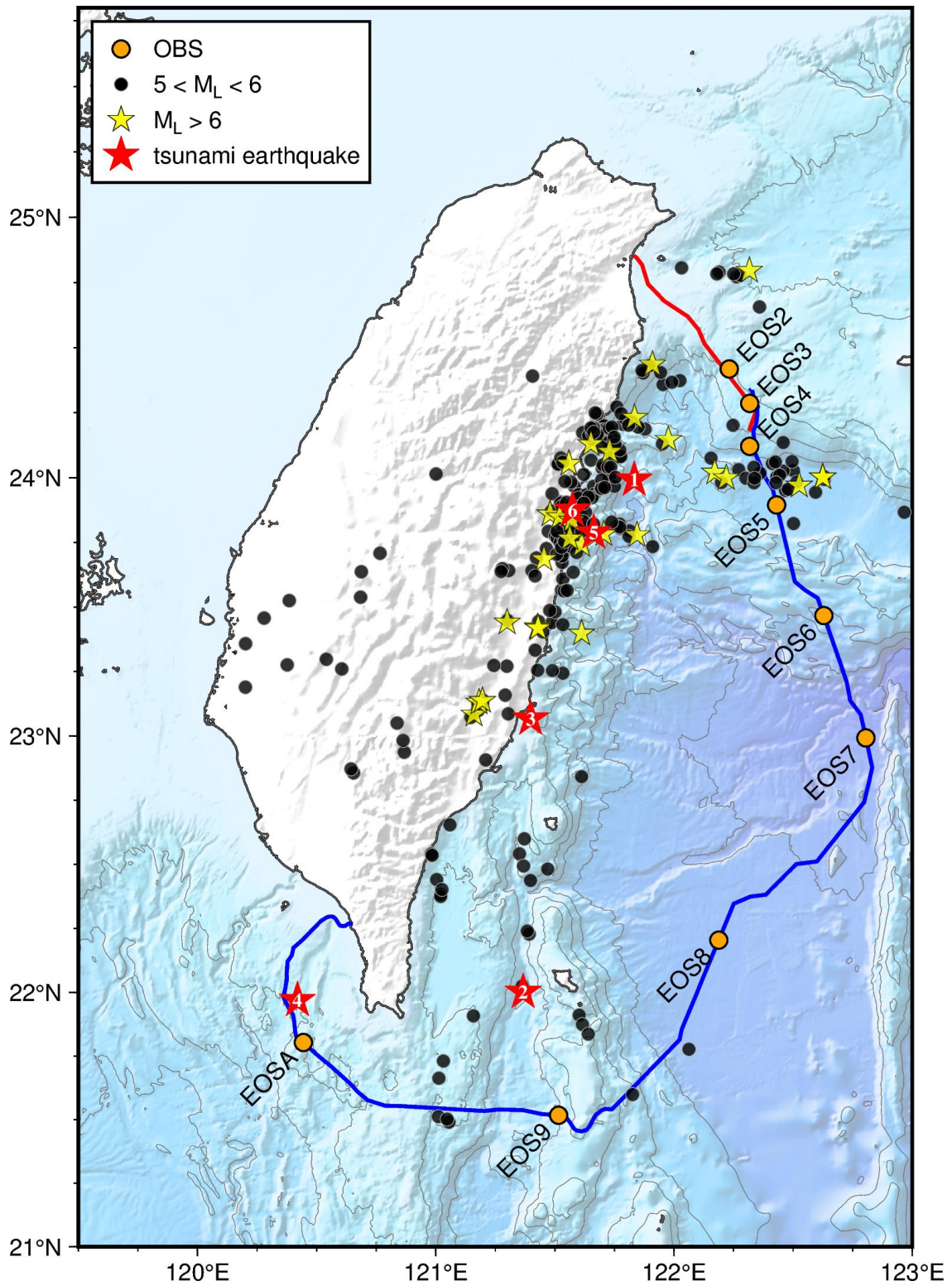


圖 壹-2、歷史海嘯事件與海纜觀測站分布圖

紅色星號標記自 1986 年以來有觀測到異常波浪之地震事件，各事件資訊可參照表 壹-1，其餘地震資料區間取自 2018 至 2024 年底之資料，地震資料取自中央氣象署地球資料管理系統 (GDMS)。

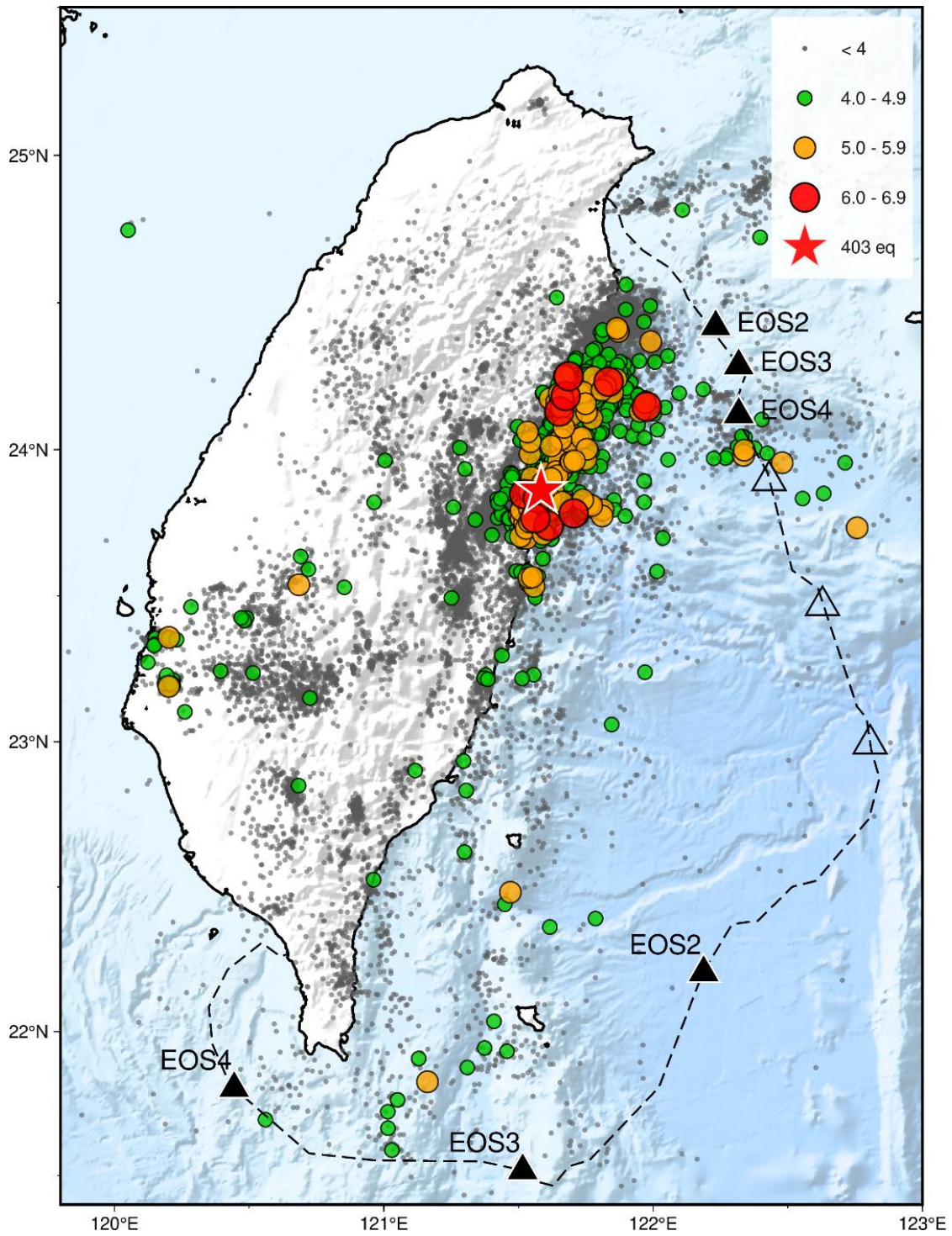


圖 壹-3、2024 年地震測與海底地震站分布圖

地震資料取自中央氣象署臺灣地震與地球理資料管理系統。

貳、研究目的及意義

海嘯的成因主要可分為兩大類：(1)發生於隱沒帶海溝附近的海底地震，以及(2)由火山爆發、海底山崩等地震誘發的二次事件所引發的海嘯。前者案例包括2004年南亞大海嘯與2011年日本東北大地震所造成的廣域海嘯災害；後者則以2021年東加火山爆發所引發的海嘯為代表，其成因雖非直接震源錯動，卻同樣造成區域性的嚴重災損。

根據歷史紀錄，臺灣本島唯一被明確歸類為致災性海嘯的事件為1867年基隆外海地震(表 壹-1)。其他早期海嘯紀錄由於缺乏量化觀測與科學驗證，僅能作為參考。近四十年間，雖於臺灣沿海地區零星觀測到數起海嘯事件(圖 1-2)，但多數波高未超過1公尺，與典型具破壞力的災害型海嘯差距甚大，因此未引發社會廣泛關注與警覺。

雖然臺灣近代可觀測到的海嘯事件不多，但從地體構造的角度來看，臺灣東部外海其實是具有高海嘯潛勢的區域。該區位於琉球隱沒帶南段，是菲律賓海板塊向西北隱沒至歐亞大陸板塊之交界帶，構造活動極為旺盛。多篇文獻(Hsu et al., 2013; Hsu et al., 2012)指出，此段隱沒帶具備生成大型逆衝型地震的能量潛勢，其可能發生之地震規模上限可達 $M_w 7.5$ 至 $M_w 8.7$ ，與產生歷史災害型海嘯的典型震源條件相符。值得注意的是，琉球隱沒帶南段的大地震具有約四十年左右的重複週期，意味著該區域的能量累積與釋放呈現長期且規律的活動模式。一旦於海溝附近發生強烈逆衝事件，海床快速抬升將立即驅動上方海水體產生位移，進而形成近場海嘯。由於臺灣東部沿岸距離海溝極近，海嘯初波在數分鐘內即可抵達花蓮、蘇澳與臺東等沿岸區域，留給警報發布與居民疏散的時間極為有限。

因此，即便歷史紀錄中的海嘯案例並不多見，這並不代表臺灣東部的海嘯風險低。相反地，從構造環境、能量潛勢與震源機制的角度來看，東部外海具備生成具破壞力海嘯的條件，屬於「低發生頻率但高危險潛勢」的區域。這也凸顯提升即時海嘯偵測能力的重要性，特別是對於近場海嘯而言，高解析度的海底觀測資料與快速分析方法將是減輕災害風險的關鍵。

中央氣象署所建置海底電纜觀測系統之觀測站已擴增至九座，各站設置加速度儀、速度儀、壓力計、傾斜儀、水聽器、溫度計等多種感測設備，並可透過海底電纜將觀測數據即時傳輸至陸上監控中心。在各項設備中，壓力計具備能夠直接量測海床壓力變化的能力，其主要任務之一即為快速、準確偵測海嘯波動，因此在海嘯預警系統中佔有關鍵地位。特別是在近地型海嘯無法由遠洋浮標提前偵測的情況下，海纜系統的壓力計可成為第一線偵測海嘯生成的重要依據。透過結合其他儀器訊號進行分析，有助於判斷是否存在異常水壓變化，進一步提升整體預警系統的效能與可靠性。

在海嘯生成的物理過程中，水體的垂直擾動會直接反映在海床的靜水壓力上，因此壓力變化可由下列公式描述：

$$p = \rho g \eta \quad (\text{式 貳-1})$$

其中， ρ 為海水密度， g 為重力加速度， η 為海嘯波的瞬時高度變化。由此可

知，壓力計理論上可藉由觀測異常壓力變化，反推出海嘯波的變化情形，因此成為即時海嘯預警的重要觀測工具。

然而，當地震震央距離觀測站過近時，壓力計所接收到的訊號往往受到多種非海嘯因素的干擾，包括潮汐、地震波造成的強烈地表震動與海床同震永久位移等現象，這些效應會在壓力訊號中引入額外雜訊，使得真實海嘯訊號被掩蓋或混雜其中，導致難以直接辨識(Mizutani et al., 2020)。而根據 Nosov et al. (2018)對日本 DONET (Dense Oceanfloor Network system for Earthquakes and Tsunamis) 觀測網的分析結果顯示，壓力計與加速度計之垂直分量，在特定頻段內具有良好的頻譜一致性，並稱為強制震盪 (forced oscillation) 區，頻率約略落在 0.02 – 0.2 Hz 的頻率範圍內 (圖 貳-1)。強制震盪區兩者的反應極為相似，顯示該頻段主要受到震動主導，而非海嘯長週期波控制。

本研究整合海纜觀測系統中的海底壓力計與加速度計資料，透過頻率域與時間域的訊號分析方法，探討震動效應與海嘯訊號在壓力記錄中的交互關係，並建立一套適用於地震初期階段的加速度去除流程。此方法能在震後數十秒至數分鐘內，從壓力計資料中抽離高頻地震擾動，保留可能與海嘯相關的低頻訊號，為近場海嘯提供接近「即時」的初判能力。此技術不依賴震源反演或複雜數值模擬，計算負擔低，具備高實用性與可操作性。

研究成果可為海纜觀測系統的即時應用提供重要技術基礎，有助於提升臺灣海域地震及海嘯監測能力，縮短預警時延，增加沿岸地區的可反應時間。此外，本研究建立的加速度去除與海嘯訊號萃取流程，亦可作為未來海底儀器佈設、資料品質評估與災防系統強化的重要參考。對於打造具前瞻性的近場海嘯預警能力，具有實質且長遠的意義。

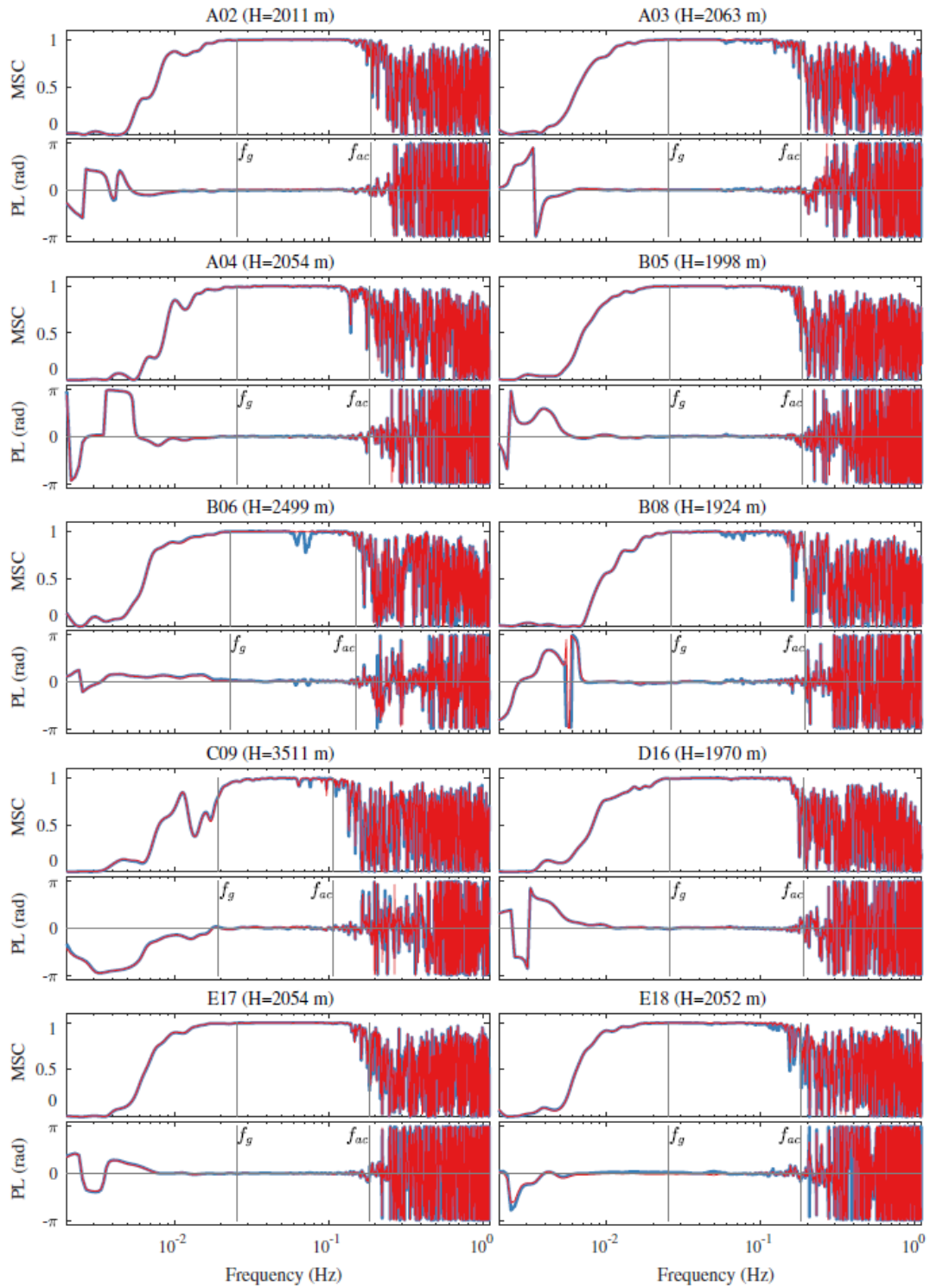


圖 貳-1、壓力計和加速度計之訊號振幅同調性分析

擷取自 Nosov et al., 2018，測站資料來自 DONET 觀測網，紅線與藍線分別為使用加速計三分量與僅使用垂直分量計算之結果，

參、研究方法

3.1. 資料預處理

本研究主要使用海纜觀測系統中 EOS2、EOS3、EOS4、EOS8、EOS9 與 EOSA 共六座觀測站之資料。各站均配置海底壓力計與強震加速度計，可同步量測海床水壓變化與三分量地動訊號，並透過海底光纜將資料即時回傳至陸上。六個測站皆具備連續長時間、高穩定度的觀測能力，對於探討海床水壓受潮汐、地震、海嘯與背景噪訊之影響均具有高度研究價值。本研究擷取 2024 年 1 月 1 日至 2024 年 12 月 31 日間之完整年度紀錄，並針對 403 地震、後續規模大於 6 之餘震序列，以及當年度發生於南澳海盆、規模大於 5 之地震事件進行深入分析，以探討壓力計與加速度計記錄之相互關聯性及其於海嘯偵測上的可行性。

在資料進行分析前，需先確保其品質與一致性，因此本研究對壓力計與加速度計資料進行相關的前處理。壓力計方面，原始資料首先排除明顯之連續缺值；若資料間斷時間小於三分鐘，則以線性內插方式補齊；若中斷時間較長，則標記為缺失，避免不合理訊號影響分析。為排除潮汐對水壓的主導變化，以每十天為區間計算資料平均值與標準差，若某資料點偏離平均值超過三倍標準差，則視為異常點予以剔除並補值。最後，將資料去均勢及線性趨勢，使壓力變化反映海水柱即時擾動之物理量。

加速度計資料需進行方位校正與採樣率一致化處理。由於海纜儀器於部署時無法精準固定方位，必須依靠內建傾斜儀三軸資料 (HX、HY、HZ) 估算儀器姿態，進而完成三分量的地理座標轉換。傾斜儀資料轉換為的旋轉角 (ϕ) 與仰角 (ψ) 公式如式 3-1 與式 3-2：

$$\phi = \tan^{-1}(HY/HZ) \quad (\text{式 參-1})$$

$$\psi = \tan^{-1}(HY/\sqrt{HY^2 + HZ^2}) \quad (\text{式 參-2})$$

再配合已知之方位角 (Azimuth, θ) 帶入旋轉矩陣進行座標轉換 (式 3-3)，使原始資料中的 X、Y、Z 分量 (分別對應氣象署資料之第 2 軸、第 3 軸與第 1 軸) 將經由旋轉矩陣轉換為對應的東 (E)、北 (N) 與垂直 (Z) 方向的地理座標分量，進而完成方位校正 (圖 參-1)。此步驟確保加速度之垂直分量能真實反映海床地動，而非儀器姿態造成之假訊號。

$$\begin{bmatrix} D_E \\ D_N \\ D_Z \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \cos(\theta - 90^\circ) & \sin(\theta - 90^\circ) & 0 \\ -\sin(\theta - 90^\circ) & \cos(\theta - 90^\circ) & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \cos(-\phi) & 0 & -\sin(-\phi) \\ 0 & 1 & 0 \\ \sin(-\phi) & 0 & \cos(-\phi) \end{bmatrix} \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & \cos(-\psi) & \sin(-\psi) \\ 0 & -\sin(-\psi) & \cos(-\psi) \end{bmatrix} \begin{bmatrix} D_x \\ D_y \\ D_z \end{bmatrix}$$

$$(\text{式 參-3})$$

此外，由於海纜系統中壓力計之採樣率為 10 Hz，而加速度計則以 100 Hz 進行量測，為使兩類資料在後續比較與交叉分析時具有一致的時間解析度與可比性，本研究先將加速度計資料重新採樣 (resample) 至 10 Hz。經重新採樣與前處理後，壓力與加速度資料在訊號品質與頻率範圍上更具一致性，得以有效應用於後續的頻率域分析、時間域比對、分離震動成分等步驟中，提升整體分析結果的可靠度。

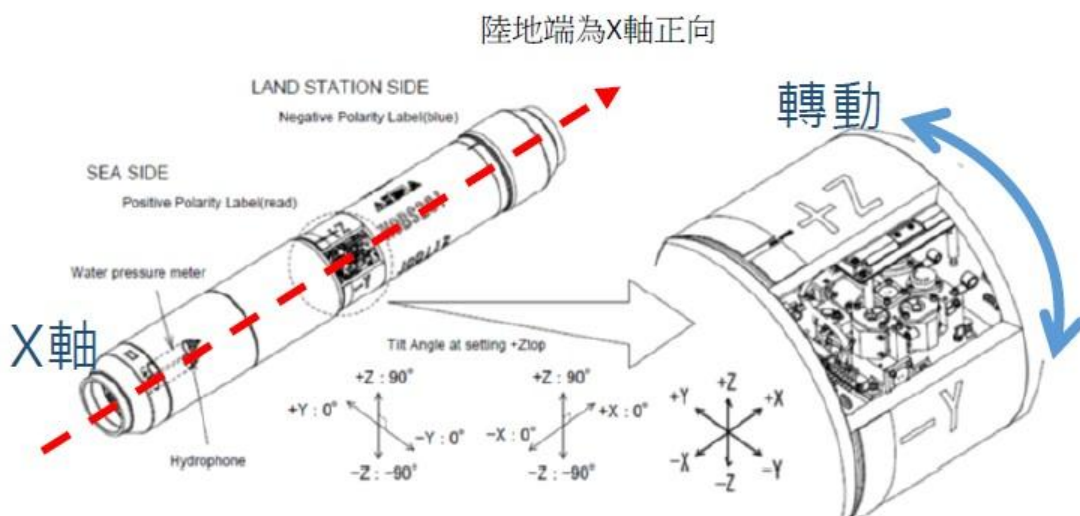


圖 參-1、海纜測站之角度示意圖

其 X、Y、Z 方向分別為海纜軸線方向及其兩個垂直方向，圖片由由氣象署地震測報中心提供。

3.2. 潮汐修正

完成壓力計及加速度計的資料前處理後，對於每一筆事件資料，首先需進行的關鍵程序為「壓力基準校正」(baseline correction)。此步驟的目的在於建立一個可比較的起始水壓基準，使得震後壓力變化能被直接解讀為海水柱高度的相對變化量，進而反映海床位移、海嘯波動或其他低頻擾動。

海底壓力計量測到的壓力訊號 $P(t)$ 包含多種成分：靜水壓、潮汐、環境噪訊、海床形變造成的壓力變化，以及真正反映海嘯或長週期重力波的訊號。若不先建立基準值，原始壓力序列往往包含長期偏移 (drift) 與非地震相關的背景變化，使得震後壓力異常無法直接判讀。因此，本研究以震前 30 分鐘的平均壓力作為基準值，以移除背景水壓貢獻，使震後的壓力變化能以相對量呈現。

我們首先定義震前時間窗 T_{pre} 為 30 分鐘，其基準水壓 P_0 計算式如下：

$$P_0 = \frac{1}{N} \sum P(t) \quad (\text{式 參-4})$$

其中 $P(t)$ 為原始壓力紀錄， N 為震前 30 分鐘內的取樣點數。接著，將整段壓力序列以此基準值進行平移，得到震後壓力之相對變化量：

$$\Delta P(t) = P(t) - P_0 \quad (\text{式 參-5})$$

經由上述處理後，震後的壓力訊號 $\Delta P(t)$ 便能直接對應到海水柱高度的變化。根據靜水壓關係式：

$$\Delta P(t) = \rho g \eta(t) \quad (\text{式 參-6})$$

其中 $\eta(t)$ 則為海嘯或海床位移所造成的瞬時水位變化。

上述程序完成後，壓力序列已從「絕對水壓」轉換為「相對於震前水壓的變化量」，並可直接解讀為海床形變或海嘯波動所引起的水位擾動。此校正步驟除了移除靜水壓與潮汐背景外，也將長期趨勢 (drift) 與儀器偏移 (offset) 統一至同一基準。並藉由建立震前穩定狀態的水壓基準，使後續濾波、加速度去除 (forced oscillation removal)、與海嘯訊號萃取等處理結果更具物理意義。

3.3. 壓力計與加速度計相關性

為了解同震期間海床壓力變化與地表加速度訊號之關係，本研究使用海底壓力計與加速度計之垂直分量進行交互分析。每起地震事件中，我們擷取從理論 P 波到時起後 300 秒的資料時間窗，並針對所有波形資料均先去除線性趨勢，並進行振幅正規化，以消除因站點儀器特性或震級不同所造成的能量差異。進一步針對預處理後的資料，計算訊號振幅同調性 (magnitude-squared coherence)，用以判斷壓力計與加速度計在頻率域上之關聯程度。其定義如下：

$$C_{xy} = \left| \frac{P_{xy}}{P_{xx}P_{yy}} \right| \quad (\text{式參-7})$$

其中 P_{xx} 與 P_{yy} 分別為 x 與 y 兩個訊號之譜密度， P_{xy} 則為 x 與 y 訊號之交叉頻譜。此分析可用於辨識兩儀器間在特定頻段內的同調性，若結果顯示高相關，則支持兩儀器記錄受到相同物理機制 (如加速度震動) 所主導。

除頻域分析外，我們亦計算變異數減少率 (variance reduction, VR)，用以量化兩筆波形在時間域上的吻合程度。公式如下：

$$VR_{pre-acc} = \left(1 - \frac{\sum_{k=1}^N (d_k^{pre} - d_k^{acc})^2}{\sum_{k=1}^N (d_k^{pre})^2} \right) \times 100 (\%) \quad (\text{式參-8})$$

其中 N 為記錄長度， d_k^{pre} 與 d_k^{acc} 為壓力計與加速度計第 k 個點之振幅。

VR 值愈高表示兩訊號在時間域上的相似度愈高，有助於確認加速度是否主導了壓力訊號中的短周期成分。

本研究之 C_{xy} 與VR值的分析主要使用 0.05–0.15 Hz 區段進行分析，以保留與強制震盪行為最相關的震動頻段。相較於既有文獻常使用的 0.02–0.2 Hz，本研究採用的頻帶係根據 111 年度研究成果所提出之頻譜特性調整而得，能更聚焦於海纜觀測系統之壓力計與加速度計在地震期間的主要共同能量帶。兩者值愈高表示兩者在時間域上的相似程度愈強，可用以判斷加速度成分是否主導了壓力訊號中的短週期震動。

3.4. 海嘯波高計算

在壓力計與加速度計於特定頻率範圍內呈現良好相關性的前提下，並完成壓力基準校正後，我們採用 Mousavi et al. (2020) 所提出的近源地震海嘯檢測方法，並依據本研究資料的特性進行相應調整與修正。調整後的處理流程如下(圖 參-2):

1. 資料切割與窗函數處理：
擷取地震發生後 600 秒內之壓力計資料，以每 10 秒間隔擷取一段 60 秒長的資料。為抑制頻譜分析中的能量洩漏，對每段資料乘上 20% 塔基窗函數(Tukey window)，此函數又稱為錐形餘弦窗(tapered cosine window)，可有效減弱時間窗兩端的訊號振幅。
2. 低通濾波處理：
對步驟 1 中每段資料施加 0.15 Hz 低通濾波器，保留低頻訊號成分，該波形包含海嘯波、海床位移與加速度效應。
3. 帶通濾波處理：
以 0.05–0.15 Hz 帶通濾波器處理原始資料，用以提取對應頻段內之加速度主導成分。
4. 去除加速度：
將步驟 2 的低通波形與步驟 3 的帶通波形相減，去除其中加速度影響，保留來自海嘯與海床永久位移造成之訊號變化。
5. 海嘯波高計算：
在每段經處理後的 60 秒資料中，擷取第 6 至 54 秒間的波形區段，並計算其平均值，視為該時間點所代表的海嘯與海床位移造成的變化。

此方法之優勢在於即使震央與儀器位置接近，壓力資料受震動干擾較大，也能透過頻率域過濾與訊號分離技術，有效提取潛在的海嘯訊號。此處理流程亦具有高度時間效率，適合應用於地震發生後數分鐘內的快速海嘯檢測與初判預警。

依據上述處理流程，我們可得到如圖 3-2 (b)所示的藍色曲線。此曲線代表該測站在地震發生後數分鐘內所觀測到的海水面變化趨勢，其數值已去除高頻震動與加速度干擾，主要反映可能的海嘯與同震海床位移造成的壓力異常。

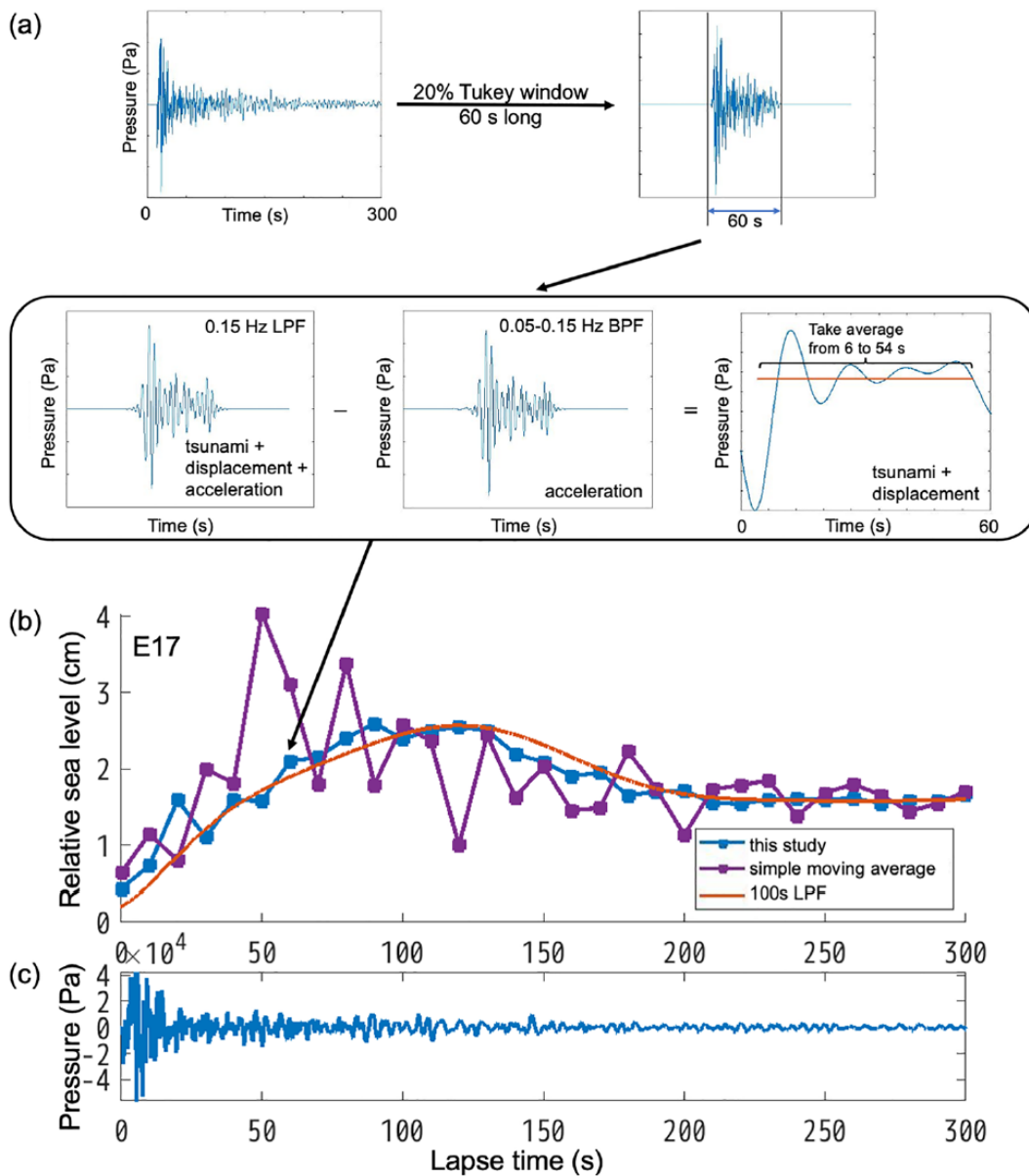


圖 參-2、本計畫海嘯探測方法示意圖

透過對壓力計資料中不同頻率帶訊號的波形紀錄進行去除來自海床震動所造成之加速度分量，進而萃取出相對於海水面變化的時序訊號，圖片引用自 Mousavi et al. (2020)。

肆、結果與討論

4.1. 資料品質檢視

綜合觀測期間內，EOS2、EOS3 與 EOS4 出現不同程度之資料缺漏情形，包含數次長時間的連續中斷，使部分時段無法取得完整之觀測紀錄。相較之下，EOS8、EOS9 與 EOSA 之壓力資料整體表現穩定，未見顯著缺漏或異常中斷，資料品質維持良好。

為進一步評估壓力計觀測是否受到外部環境干擾或系統性影響，本研究將原始壓力資料重新採樣為每 30 分鐘一筆，並分別進行連續小波轉換 (Continuous Wavelet Transform, CWT) 與功率譜密度 (Power Spectral Density, PSD) 分析，以檢視各測站在整體觀測期間的長週期變化、主要能量組成及可能的非自然來源干擾，並評估其作為海底環境長期監測與地震海嘯分析資料來源的可靠性。

圖 4-1 至圖 肆-6 為 EOS2、EOS3、EOS4、EOS8、EOS9 與 EOSA 的壓力序列與頻譜分析結果。整體而言，所有測站均呈現明顯的潮汐主控週期，包括日潮 (K1、O1) 與半日潮 (M2、S2)，其能量帶在小波譜中呈現連續且穩定之表現，亦於全域小波譜中形成清楚之能量峰值。除前述資料中斷期間外，各站均未出現不合理或非自然來源的週期性能量，顯示壓力資料整體品質良好且具物理一致性。

背景噪訊方面，EOS8 由於位處本研究區域最深水深位置，其序列振幅與背景噪訊水準較低於其他測站，顯示深水區受海況擾動影響較小。相對地，EOS4 位於海底斜坡區域，且相關研究(Doo et al., 2021)指出該站在 2018 年花蓮強震時遭崩落的土石覆蓋，推測該事件使得儀器與海床耦合較差，使其背景噪訊高於其他測站。整體而言，壓力訊號並無顯著非自然來源之週期性干擾。由於本研究使用資料區間未滿完整週期年限，年週期與季節性訊號之能量相對較小，但除潮汐分潮以外，並未發現其他顯著週期性雜訊。

此外，我們亦檢視各測站傾角與轉角隨時間之變化，以作為判斷儀器結構穩定性與可能位態變動的重要依據。圖 肆-7 顯示，在 403 地震後，EOS2 與 EOS4 分別出現約 4.8° 與 1.4° 的轉角變化；雖其幅度相較於 2018 年 2 月 6 日地震事件所造成之位態改變較小，但以 2024 年其餘月份之平均變化量 ($<0.1^\circ$) 作為基準，仍屬明顯異常，顯示即使測站距震央仍有百餘公里，強震動亦足以對海纜觀測儀器之姿態造成影響，但仍在相對穩定範圍。

值得注意的是，EOS3 在 403 地震後並未立即呈現顯著位態變動，但於 11 月 1 日上午 7 時左右出現約 3.78° 的突發轉角跳變。經比對中央氣象署地震目錄，該時段並無規模較大的區域地震事件，因此變化之成因仍待進一步釐清，可能涉及局地海床微尺度變動或電纜拉力改變等因素。相較之下，EOS8、EOS9 與 EOSA 之傾角與轉角參數在整體觀測期間皆維持高度穩定，未呈現類似跳變或長期漂移現象，顯示三站儀器固定狀況良好。

綜合六站之分析結果可知，除個別事件造成之短期位態變化外，海纜整體系統於本研究期間之儀器姿態表現穩定，並無大幅傾斜或結構性位移情形。

4.2. 水壓計與加速度計相關性

在分析所有符合條件的地震事件後，本研究篩選其中五起具代表性的地震事件作為後續分析案例，其事件編號與相關資訊列於表 4-2，並分別以事件 1 至事件 5 表示。五起事件之比較結果顯示，壓力計 (BDO) 與加速度計 (HLZ) 於 0.05 - 0.15 Hz 強制震盪頻帶中的時間域與頻域對應情形，主要反映的是壓力計是否明確接收到垂直加速度能量，而非單純由地震規模所決定。當事件造成的震動足夠強，使垂直加速度在壓力計紀錄中形成可辨識的高頻震動成分時，兩儀器波形之相似度顯著提升， C_{xy} 與 VR 亦隨之提高。因此，較大的事件或震源位置較接近測站時，常可觀察到較高的一致性，主要反映震動能量於壓力計上的可偵測程度。

EOS2、EOS3、EOS8、EOS9 與 EOSA 五站在五起事件中多呈現隨震動能量增強而提升的 C_{xy} 與 VR 表現，顯示這些測站於震動較強時能較清楚地反映垂直加速度訊號，且儀器與海床之間的耦合情形相對良好。相較之下，EOS4 在 C_{xy} 與 VR 值表現上相對不穩定，有時會出現部分頻段相關性偏弱的情形，使其反映垂直加速度的能力相對受限。此觀察與先前研究中提及 EOS4 位處海底斜坡、可能受局部地形或沉積物覆蓋影響的推測相符，因此該站可能具較弱的耦合條件，但仍需更多資料與後續分析加以確認。

整體而言，五起事件的比較結果顯示，壓力計與加速度計在強制震盪頻帶內的相關性，主要取決於壓力計是否接收到足夠明顯的震動能量，而非地震規模本身；本研究的分離加速度的方法在多數測站具備良好適用性。惟 EOS4 可能因站址條件影響，使其震動反應表現相對不穩定。

4.3. 海嘯偵測

延續第 4.2 節各地震事件間壓力計與加速度計之相關性分析，本研究進一步探討壓力資料中是否可辨識地震所引發的海嘯相關訊號 (圖 肆-8 (c)至圖 肆-12 (c))。所有事件皆依據第 3.3 節之資料處理流程進行前處理與異常波動偵測。以下分別就五起代表事件進行說明。

事件 1 (圖 肆-8) 為本次研究中規模最大之 403 主震 (M_L 7.19)，震動能量強烈，多數測站在 0.05 - 0.15 Hz 強制震盪頻帶呈現偏高的 C_{xy} 與 VR 值，顯示壓力計與加速度計在震動階段具有良好的對應關係。經加速度成分剔除後，各測站均可觀測到震後即時的長週期水壓變化。且本研究方法相較於傳統低通濾波風法，可更早呈現壓力的低頻起伏，顯示其在強震條件下具備較佳的早期偵測能力。

事件 2 (M_L 6.56) 震央位置與事件 1 相近 (圖 肆-9)，雖規模較小，多數測站仍呈現良好的 C_{xy} 與 VR 表現。去除加速度後，EOS2 - EOS4 皆可觀測到約 2-4 公分的長週期水壓變化，雖其波形幅度較事件 1 小，但仍具物理意義，為五事件中另一個明顯呈現低頻水壓擾動的案例。

事件 3 (M_L 6.24) 之震動能量相較前述兩例更低 (圖 肆-10)，雖於部分測站仍可觀測到相對較高的 C_{xy} ，但能在 EOS3 觀測到較明顯的水壓變化，此事件顯示，因震動能量不足、震源距離較遠或站址條件受限，壓力資料中未形成具海嘯判釋意

義的低頻成分。

事件 4 ($M_L 5.71$) 雖規模較小，但震央位於南澳海盆 (圖 肆-11)，距離 EOS4 極近，使其近場震動效應相當明顯。去除加速度影響後，EOS4 出現較為明顯的長週期水壓變化，相對地，距震央較遠之測站並未觀測到明顯地的幅度變化。此外，事件 4 之低通濾波結果雖呈現一定起伏，但傳統低通濾波呈現波谷先到的結果，本事件為逆斷層機制，理論鄰近測站應是波峰先到，這可能表示傳統方法受到垂直加速度成分影響。本事件可作為近場震動與水壓變化行為的重要參考案例之一。

事件 5 ($M_L 5.0$) 為五事件中震動能量最低者 (圖 肆-12)，雖位於弧前盆地、距 EOS2–EOS4 相對較近，但所有測站之 C_{xy} 與 VR 皆偏低，顯示壓力計受震動影響有限，因此也未能觀測到具一致性或傳播性的長週期壓力變化，其結果符合震源條件之物理預期，顯示本事件並未產生可偵測之海嘯訊號。

綜合上述結果，事件 1 與事件 2 具足夠震動能量並呈現跨站具物理意義之長週期反應；事件 3 與事件 5 則因能量或站址條件不足而未展現海嘯特徵；事件 4 則顯示，在近場震動主導下，本研究方法仍能於離震央最近的 EOS4 清楚辨識海嘯波，突顯其在強震初期的訊號分離能力優於傳統低通濾波方法。

4.4. 本研究方法與傳統低通濾波比較

在海底壓力計資料中分離海嘯訊號的傳統做法，多採用 0.01 Hz 低通濾波，藉由保留遠低於地震震動的長週期能量，以期消除強震對壓力訊號的干擾。然而，在近場強震情境下，此方法具有明顯侷限：震源鄰近時海床會產生劇烈而複雜的垂直加速度，使壓力計受到強烈短週期擾動，這些震動即使經 0.01 Hz 低通後仍可能殘留，導致海嘯波形出現扭曲、漂移，甚至被完全掩蓋。同時，由於 0.01 Hz 低通本身屬極低頻濾波器，必須依賴數百秒以上的資料長度才能穩定運作，因此無法在地震發生後 1 至 2 分鐘內提供可判讀訊息，不適用於近場海嘯即時預警。

本研究採用之方法則基於 Mizutani et al. (2020) 所提出的近場海嘯即時分離策略，核心並非更低頻的濾波，而是利用壓力計在地震期間的「強制震盪頻帶」特性。此方法具備三項關鍵優勢：其一，即使遭遇近場強震造成訊號污染，仍能有效剔除由加速度主導的震動能量，使所得低頻訊號更平滑、可判讀性更高。其二，由於處理流程僅需 30 - 60 秒的資料窗即可運作，不依賴傳統低通所需的長時間資料，因此能在地震發生後極短時間內提供初步海嘯判識，具備即時預警的實務價值。其三，在去除加速度後，壓力計中長週期訊號得以保留，包括海嘯波動與同震海床位移，這些成分不會在濾波過程中被削弱，有助於後續震源分析與地震-海嘯耦合研究。

事件 4 的結果提供一個明確案例，顯示近場加速度對傳統低通濾波法之限制。在事件 4 中，EOS4 位於震央極近的南澳海盆，受強烈近場垂直加速度影響，壓力計在震動初期受到顯著擾動。若使用 0.01 Hz 低通濾波，其結果雖仍顯示一定起伏，但波形形態與物理預期並不一致，推測部分訊號仍來自未完全移除之加速度效應；換言之，傳統低通濾波於強震近場條件下可能產生誤判或失真。而本研究方法在移除加速度主導震動後，則能在 EOS4 辨識到長週期海嘯波型，顯示在近場震動影響最強的測站中，本研究方法能更有效地分離地震震動與海嘯訊號。

表 肆-1、研究期間海纜觀測站之平均仰角、轉角及方位角。

測站	Pitch (°)	Roll (°)	Azimuth (°)
EOS2	-6.15	90.98 (403 地震前)	353
		86.11 (403 地震後)	
EOS3	-0.7	10.25 (11/01 前)	328
		14.03 (11/01 後)	
EOS4	-11.4	-120.54 (403 地震前)	357
		-119.11 (403 地震後)	

表 肆-2、本計畫分析之地震事件參數。

編號	日期	時間	經度 (°)	緯度 (°)	深度 (km)	規模 (ML)
1	2024-04-02	11:58:09	23.8757	121.5735	19.72	7.19
2	2024-04-03	00:11:26	24.13	121.6513	13.44	6.56
3	2024-04-03	02:14:34	24.1468	121.9762	26.9	6.24
4	2024-04-24	18:11:54	23.9807	122.3355	24.79	5.71
5	2024-02-20	16:08:37	23.9807	122.439	26.68	5.0

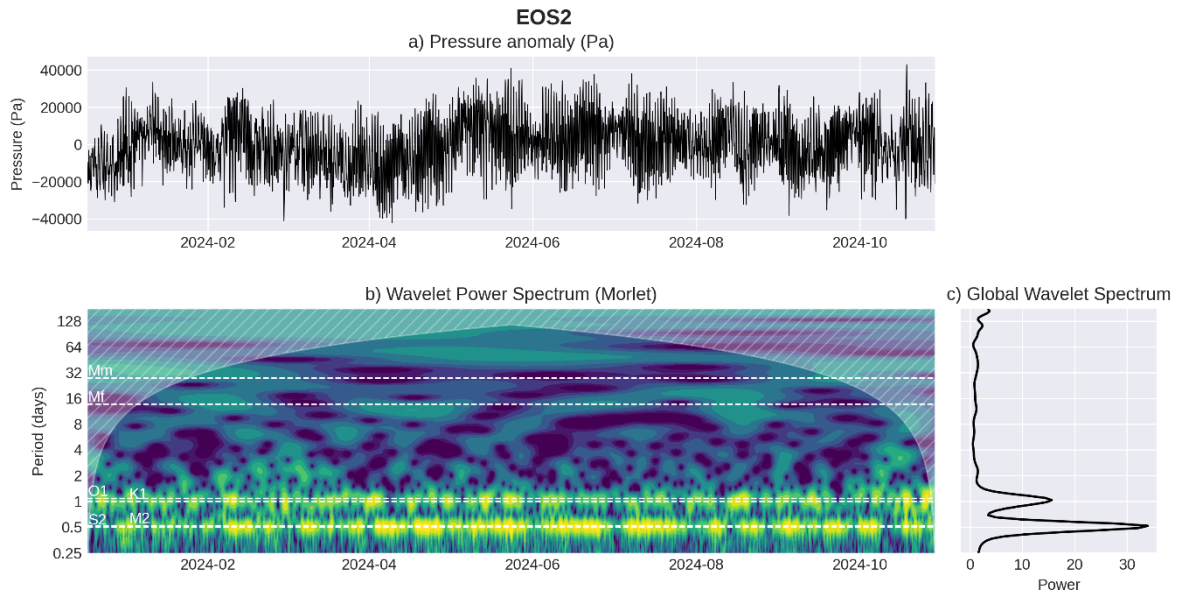


圖 肆-1、EOS2 壓力計波形、小波分析及譜密度

(a) 黑線表示觀測資料去除線性均勢後之結果 (b) 小波分析，其中半日潮與全日潮分量以白虛線表示 (c) 譜密度。

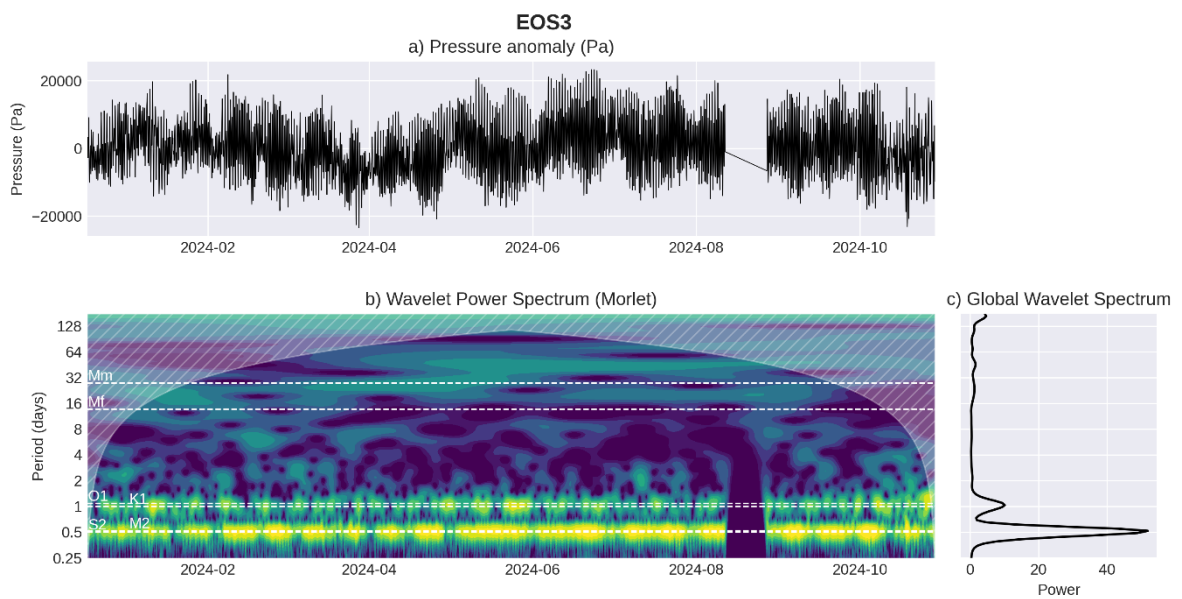


圖 肆-2、EOS3 壓力計波形、小波分析及譜密度

說明同圖 肆-1。

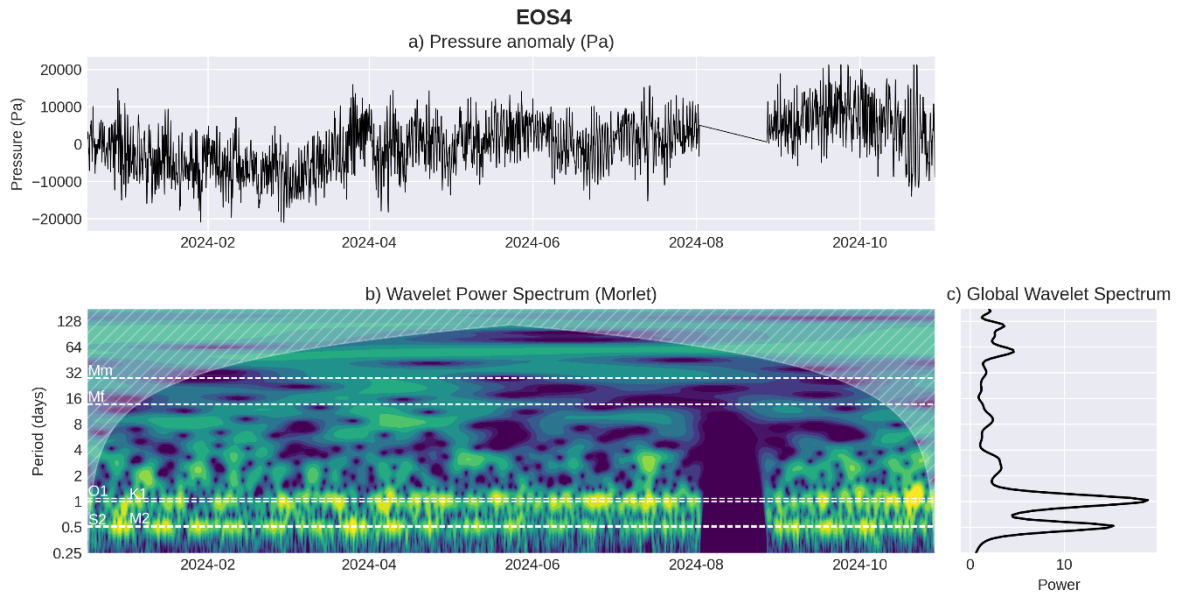


圖 肆-3、EOS4 壓力計波形、小波分析及譜密度
說明同圖 肆-1。

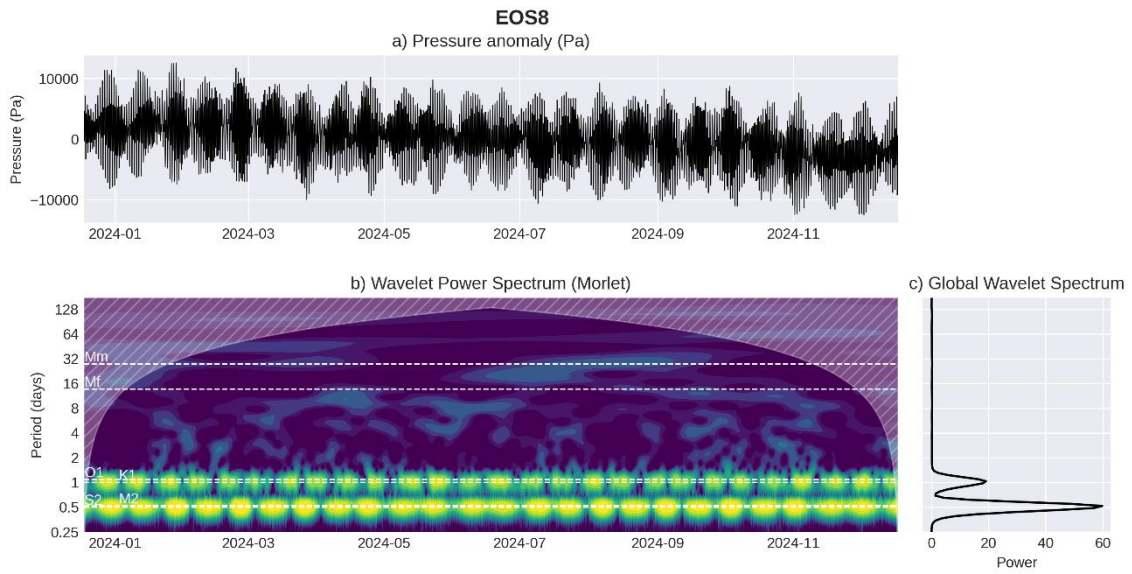


圖 肆-4、EOS8 壓力計波形、小波分析及譜密度
說明同圖 肆-1。

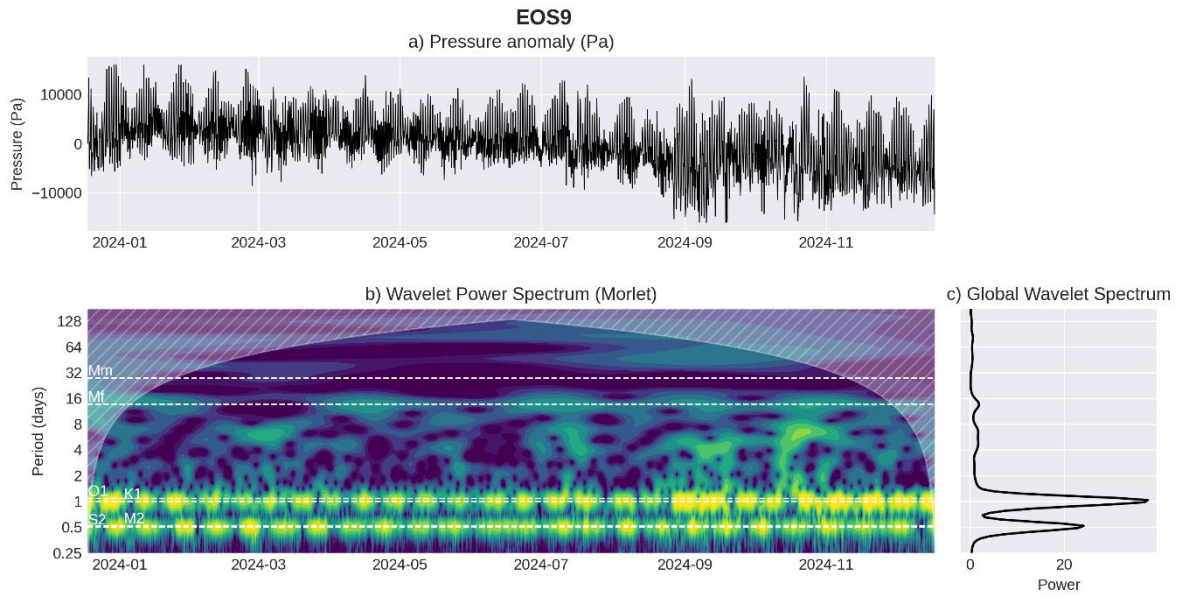


圖 肆-5、EOS9 壓力計波形、小波分析及譜密度
說明同圖 肆-1。

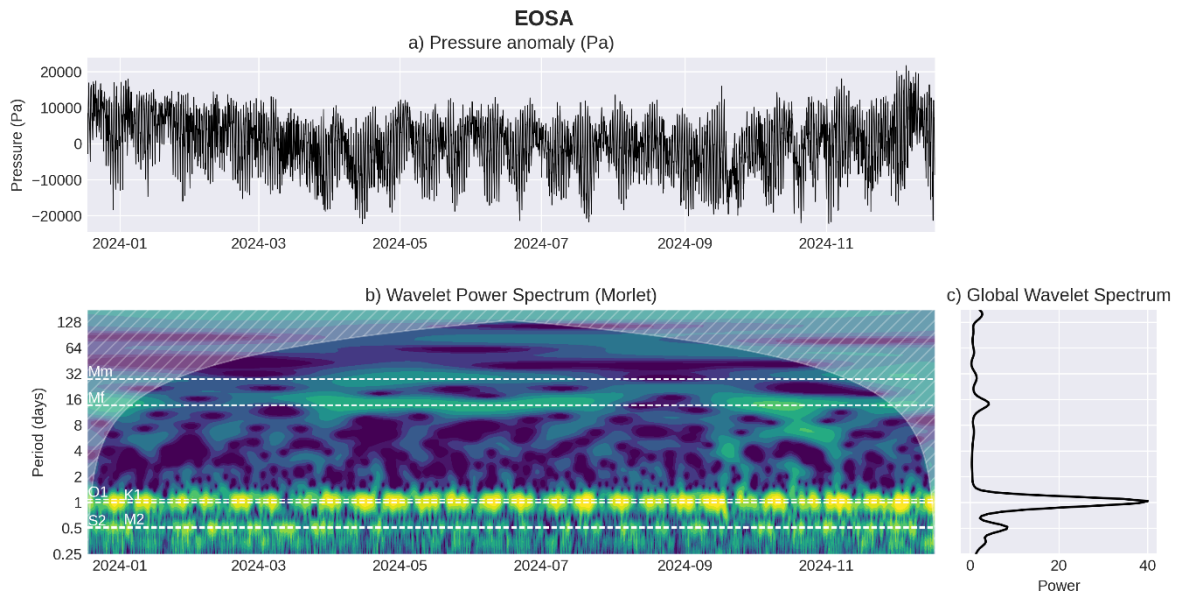


圖 肆-6、EOSA 壓力計波形、小波分析及譜密度
說明同圖 肆-1。

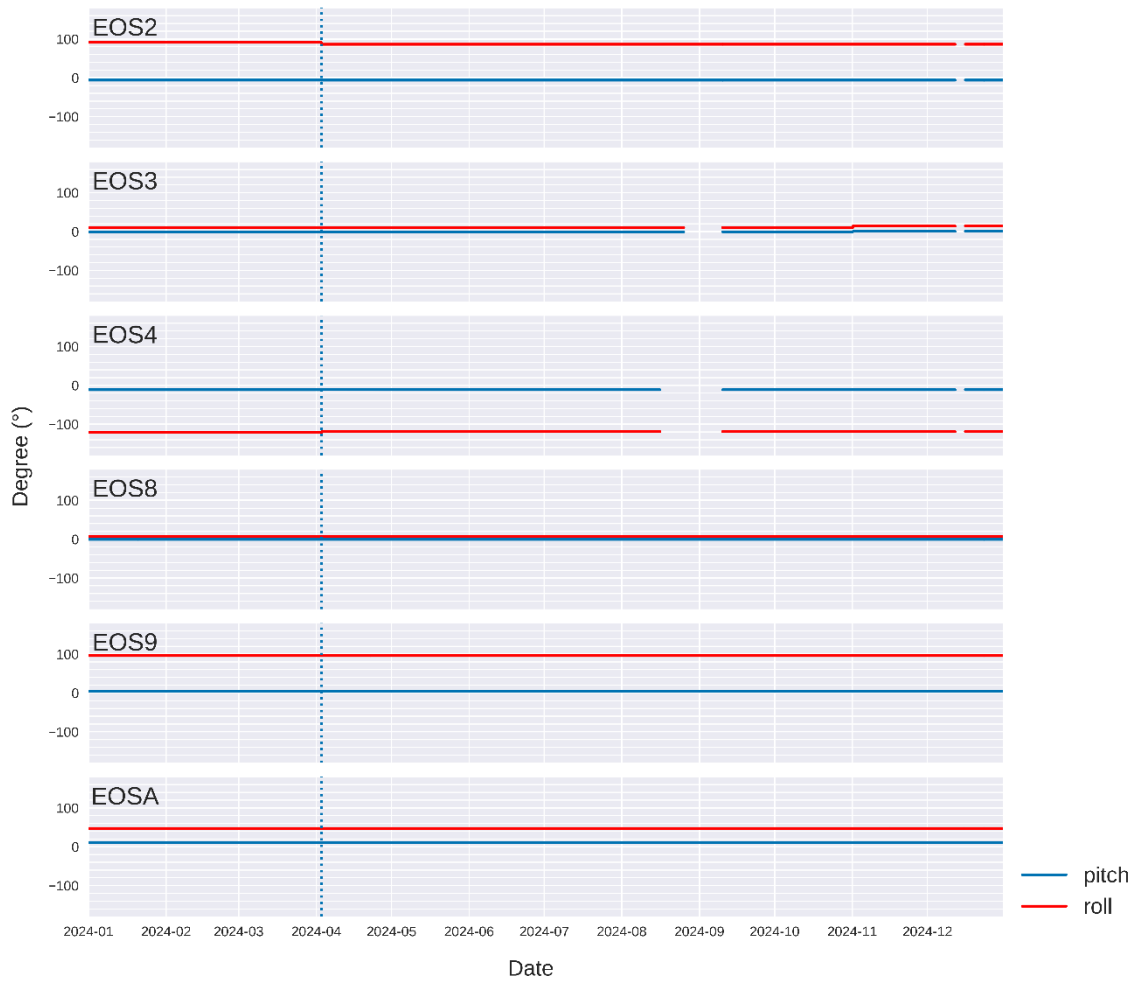


圖 肆-7、海纜觀測站之角度變化

藍色虛線標記 403 地震發震時間，在此地震後 EOS04 測站之轉角（紅線）有微幅的變化。

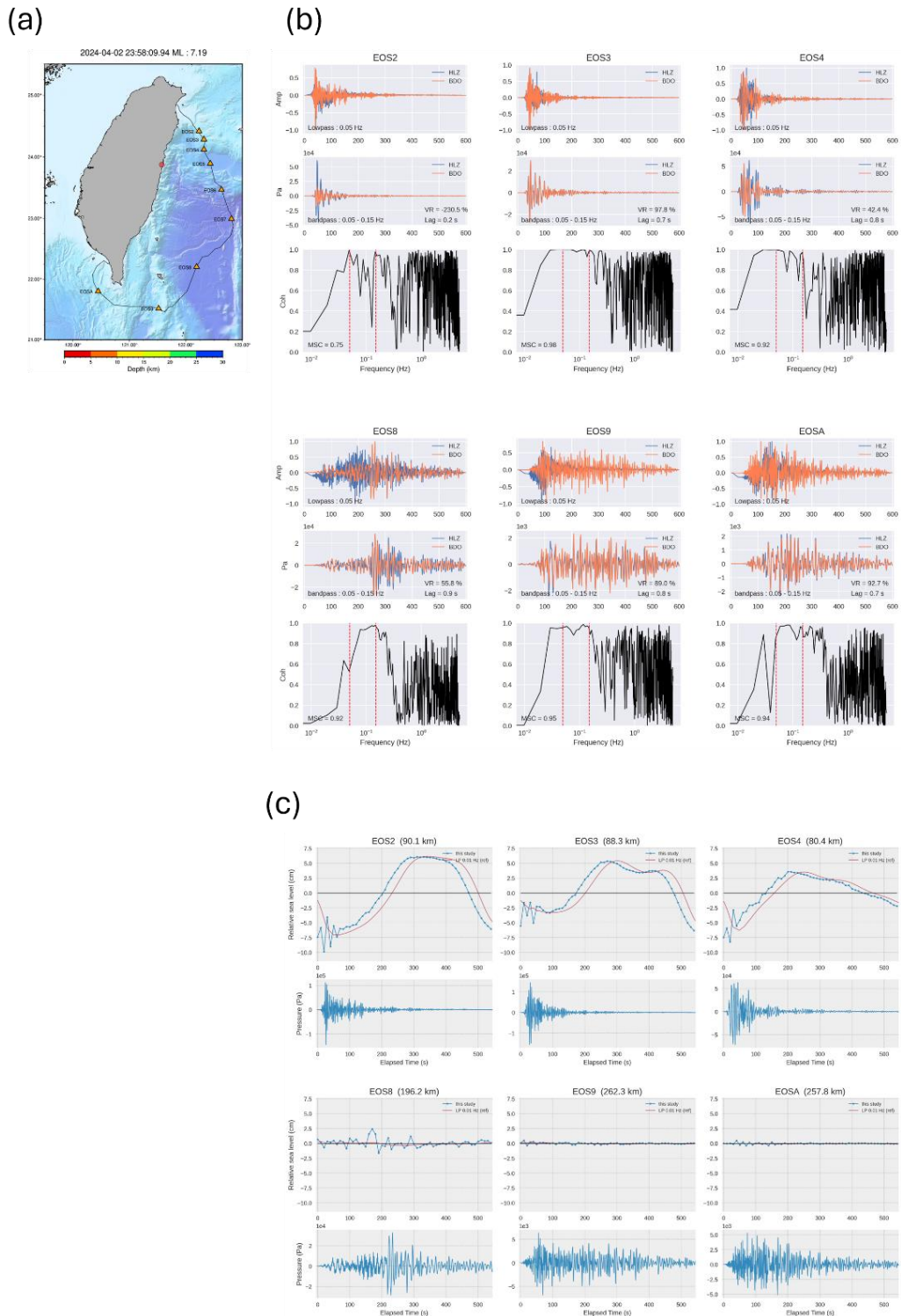
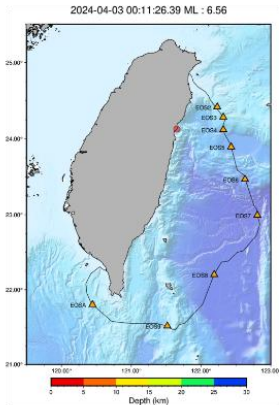


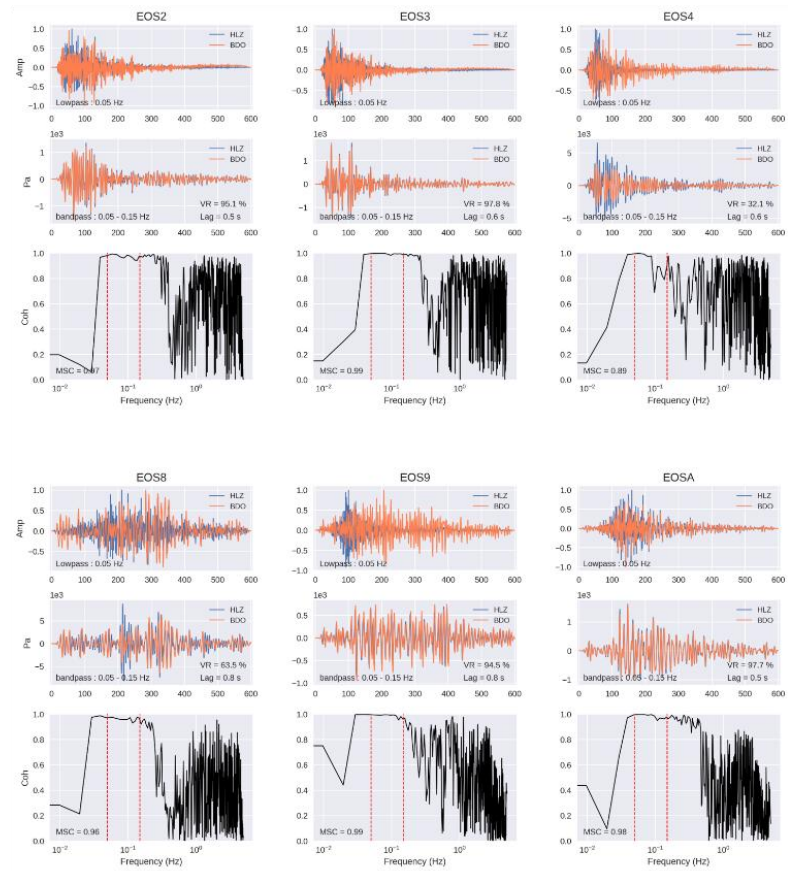
圖 肆-8、事件 1 (403 主震) 之 VR、 C_{xy} 值與海嘯偵測結果

(a)震央與測站相對位置；(b)各站上、中、下圖分別為為經 1 Hz 低通濾波之加速度計（藍線）與壓力計（橘線）波形、經 0.05-0.15Hz 帶通濾波之波形與 VR 值、兩儀器之 C_{xy} 值，其中虛線標記 0.05 與 0.5 Hz 位置；(c)各站上圖為事件發生後 600 秒內之相對於海水面之高度變化，紅線為藍色經低通濾波 0.01 Hz 橫之結果，下圖為相對應之壓力計波形。

(a)



(b)



(c)

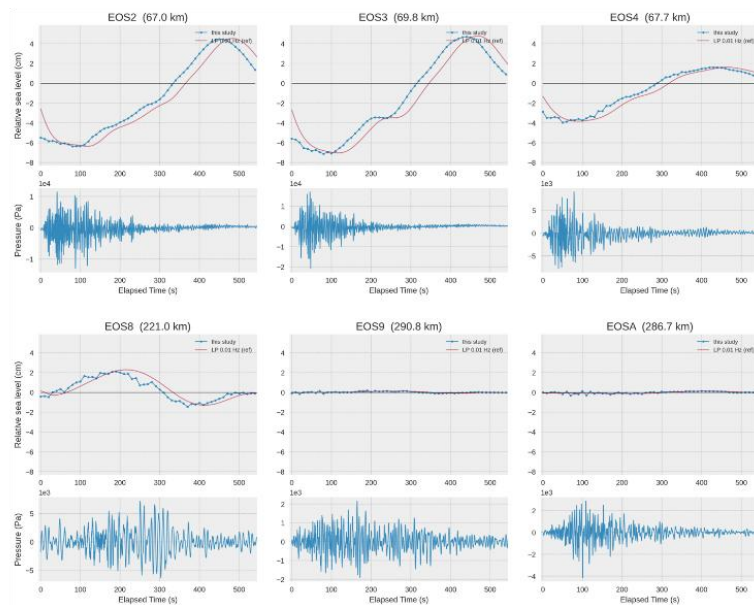
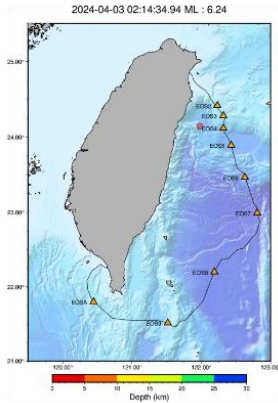


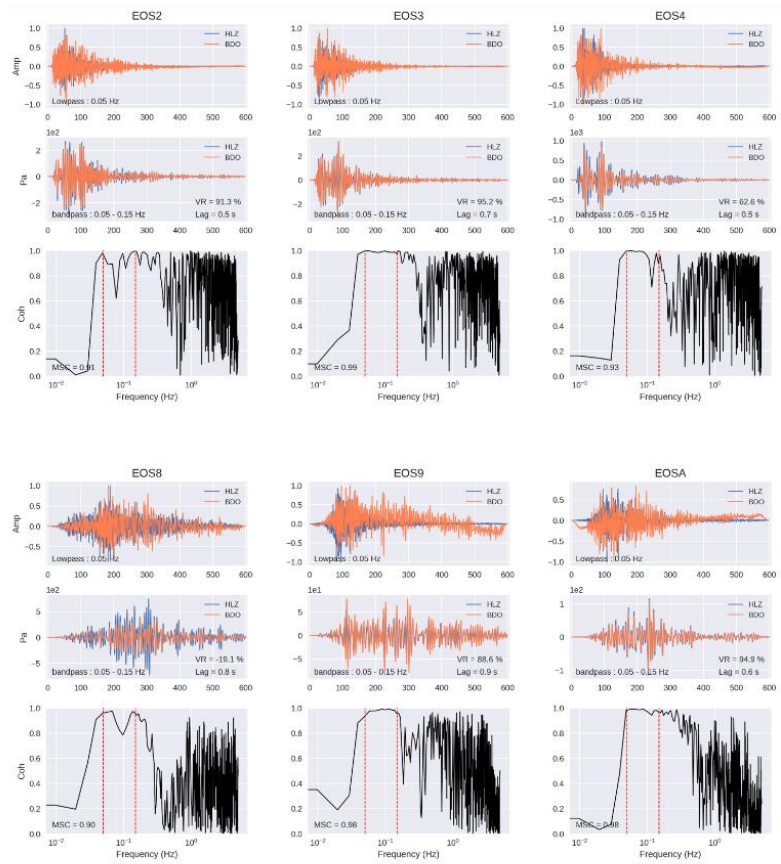
圖 肆-9、事件 2 之 VR、 C_{xy} 值與海嘯偵測結果

2024 年 4 月 3 日，發生於花蓮近岸規模 6.56 地震，說明同圖 肆-8 相同。

(a)



(b)



(c)

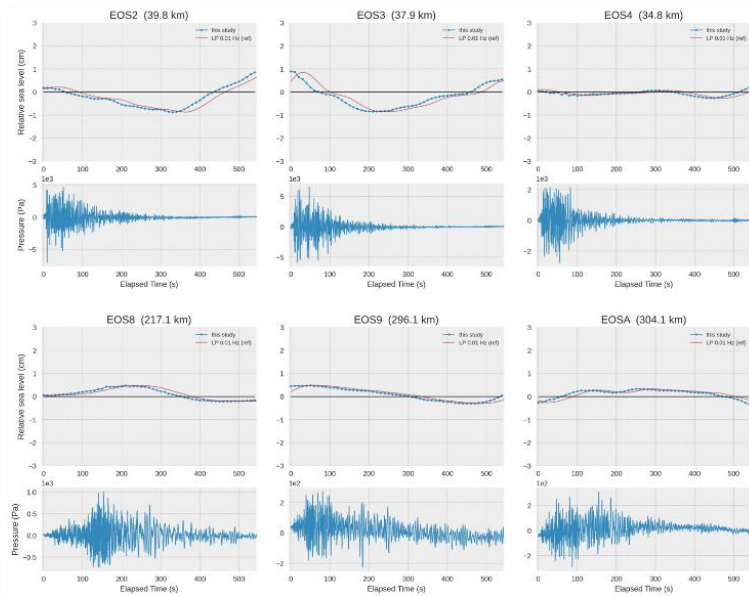
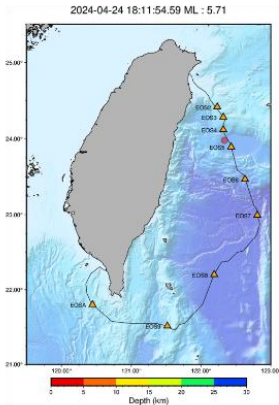


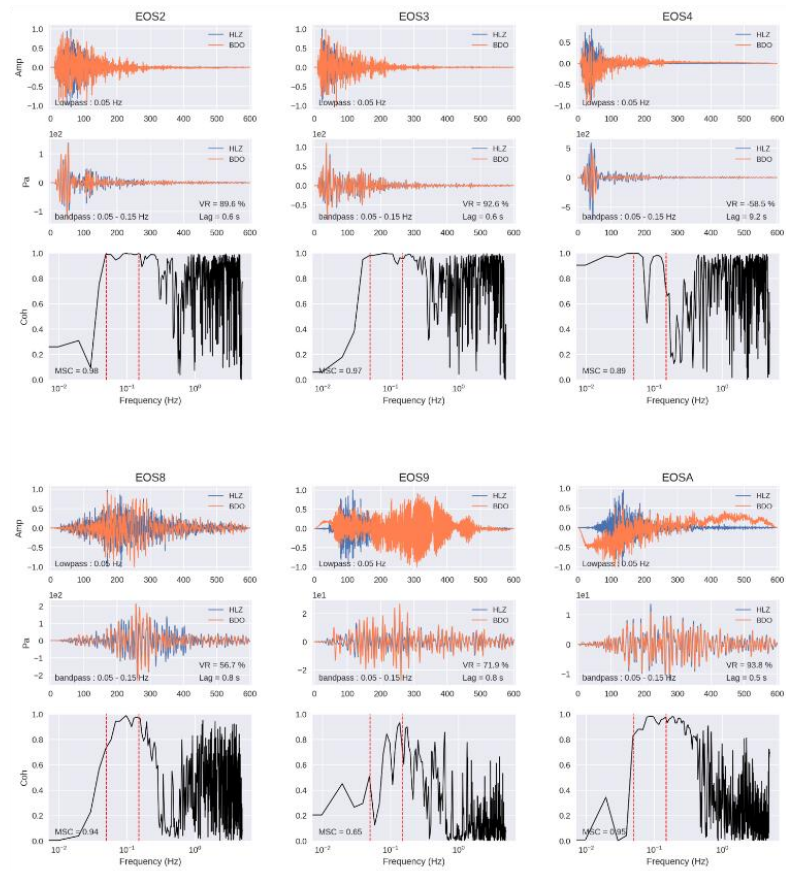
圖 肆-10、事件 3 之 VR、 C_{xy} 值與海嘯偵測結果

2024 年 4 月 3 日，發生於和平海盆規模 6.24 地震，說明同圖 肆-8 相同。

(a)



(b)



(c)

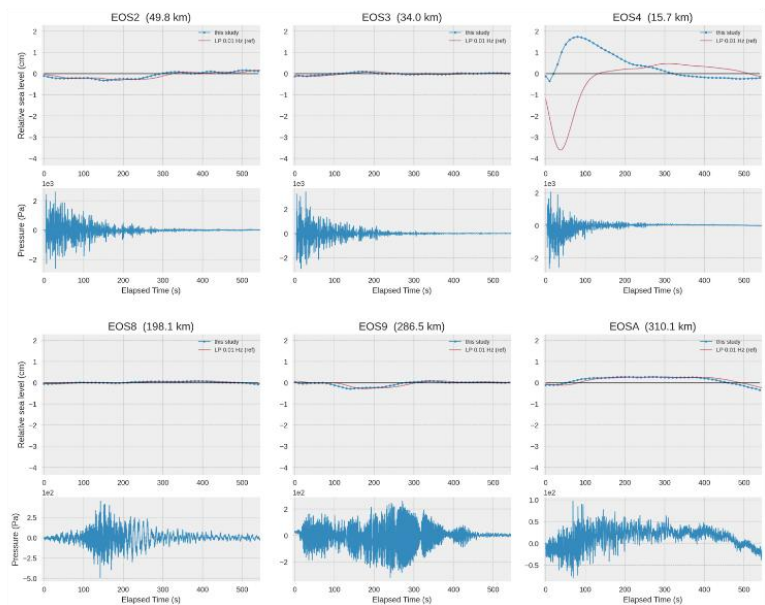
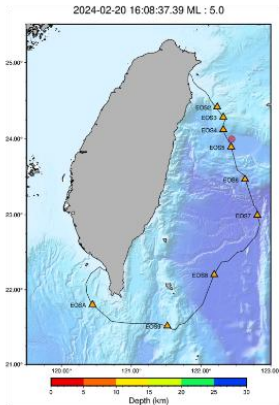


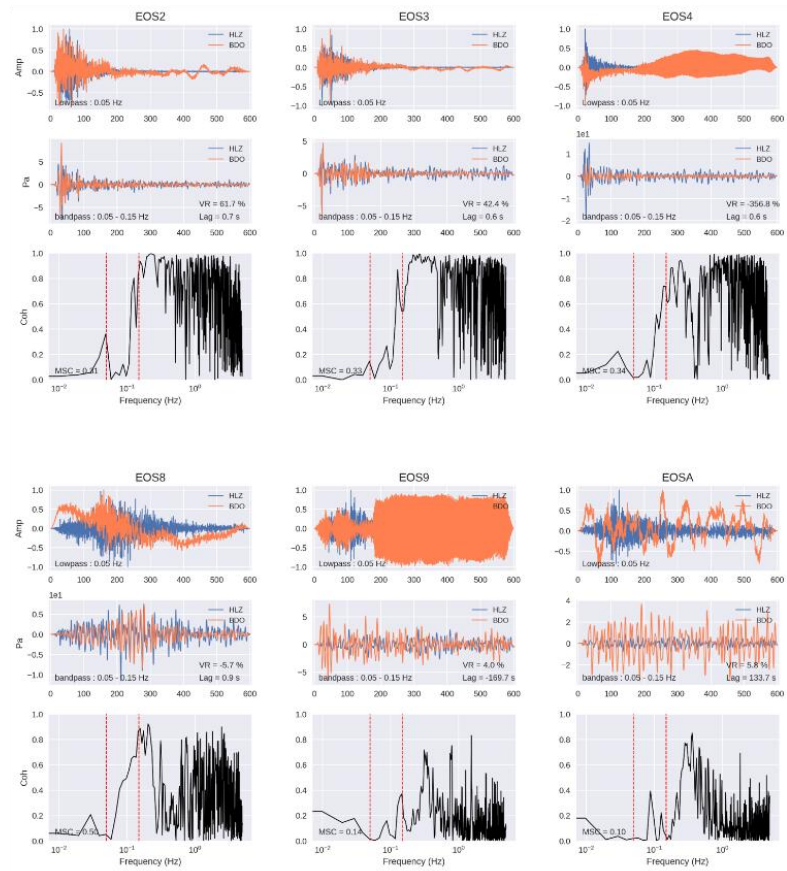
圖 肆-11、事件 4 之 VR、C_{xy} 值與海嘯偵測結果

2024 年 4 月 24 日，發生於南澳海盆規模 5.71 地震，說明同圖 肆-8 相同。

(a)



(b)



(c)

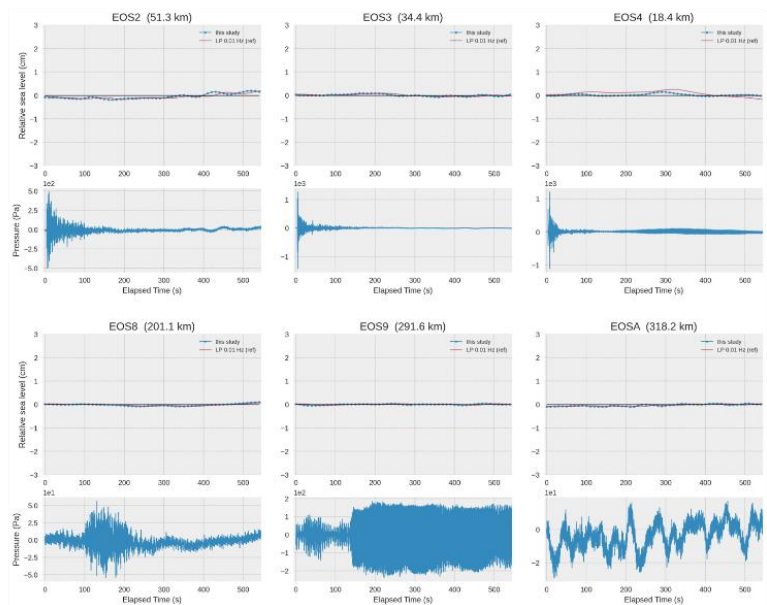


圖 肆-12、事件 5 之 VR、 C_{xy} 值與海嘯偵測結果

2024 年 2 月 20 日，發生於南澳海盆規模 5.0 地震，說明同圖 肆-8 相同。

伍、結論

本計畫主要針對海纜觀測系統中之壓力計與加速度計資料進行綜合性分析，旨在探討兩儀器於臺灣周邊海域地震發生時，在頻率域與時間域訊號表現上的對應關係，並進一步評估壓力計於海嘯快速識別與預警應用上的可行性。本章整合並討論本計畫之成果，重點說明如下。

1. 本研究所使用壓力計資料中除去加速度分量能有效辨識地震後是否伴隨海嘯訊號，其主要優勢在於僅需地震後約數分鐘的壓力觀測資料即可進行初步判識，無須依賴複雜震源反演或數值模擬，具備計算效率高與應用門檻低等特性，可做為近場海嘯快速識別與早期預警之參考資訊。
2. 多數測站（EOS2、EOS3、EOS8、EOS9、EOSA）在震動較強事件中皆呈現穩定的高相關性，顯示其站址耦合條件良好。然而，EOS4 的表現則相對不穩定，推測與其位處海底斜坡、可能受局部地形或掩埋影響有關，導致其震動反映能力較弱。
3. 在事件 1、事件 2 與事件 4 三個震動能量足夠的案例中，本研究方法能於震後短時間內呈現出穩定且具物理意義的長週期水壓變化，與地震可能引發之同震海床變形或小型海嘯行為相符合。此結果顯示，本方法在強震或靠近震央的情境下，具有清楚的訊號分離能力。相較之下，傳統常用的 0.01 Hz 低通濾波，由於需要較長的資料窗（數百秒以上）進行分析，加上在近場強震情境下容易殘留垂直加速度的影響，使濾波結果可能出現訊號扭曲、基線偏移或時序延遲。本研究方法能在震後更早提供可判讀之長週期壓力訊號，可做為的初期反應之參考資料。
4. 傳統低通濾波法可在遠場或震動較弱的事件中取得合理結果，但在近場強震條件下容易受到震動污染，無法可靠分離出海嘯，且所需的分析資料長度較長。如事件 4 顯示，其震央位於南澳海盆且距 EOS4 極近，在強烈近場垂直加速度的影響下，傳統低通濾波未能有效去除震動殘留，使部分低頻變化受到加速度主導成分所扭曲；反之，本研究方法在移除加速度後，可在 EOS4 辨識到地震引起的小規模海嘯，說明其在近場強震環境下的可行性。
5. 目前本研究已透過五起具代表性的事件成功驗證方法於不同震度與站距條件下的適用性，顯示其具備可行性與推廣潛力。未來若能累積更多涵蓋不同震源機制、深度與距離的事件資料，將可進一步強化方法精確度，並提升其在更廣泛地震與海嘯情境下的判識能力。

參考文獻

- Doo, W. B., Huang, Y. S., Yen, Y. T., Wang, H. F., Wang, S. Y., & Lo, C. L. (2021). A Significant Change in Ocean Bottom Pressure Off Eastern Taiwan, Southwestern Ryukyu Subduction Zone. *Pure and Applied Geophysics*, 178(3), 907-917. <https://doi.org/10.1007/s00024-021-02689-z>
- Hsiao, N.-C., Lin, T.-W., Hsu, S.-K., Kuo, K.-W., Shin, T.-C., & Leu, P.-L. (2014). Improvement of earthquake locations with the Marine Cable Hosted Observatory (MACHO) offshore NE Taiwan. *Marine Geophysical Researches*, 35(3), 327-336.
- Hsu, S.-K., Yeh, Y.-C., Sibuet, J.-C., Doo, W.-B., & Tsai, C.-H. (2013). A mega-splay fault system and tsunami hazard in the southern Ryukyu subduction zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 362, 99-107. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.11.053>
- Hsu, Y.-J., Ando, M., Yu, S.-B., & Simons, M. (2012). The potential for a great earthquake along the southernmost Ryukyu subduction zone. *Geophysical Research Letters*, 39(14), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2012gl052764>
- Huang, H.-H., Shyu, J. B. H., Wu, Y.-M., Chang, C.-H., & Chen, Y.-G. (2012). Seismotectonics of northeastern Taiwan: Kinematics of the transition from waning collision to subduction and postcollisional extension. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B1), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2011jb008852>
- Kao, H., Shen, S.-s. J., & Ma, K.-F. (1998). Transition from oblique subduction to collision: Earthquakes in the southernmost Ryukyu arc-Taiwan region. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 103(B4), 7211-7229. <https://doi.org/10.1029/97jb03510>
- Mizutani, A., Yomogida, K., & Tanioka, Y. (2020). Early Tsunami Detection With Near-Fault Ocean-Bottom Pressure Gauge Records Based on the Comparison With Seismic Data. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 125(9). <https://doi.org/10.1029/2020jc016275>
- Mousavi, S. M., Ellsworth, W. L., Zhu, W., Chuang, L. Y., & Beroza, G. C. (2020). Earthquake transformer-an attentive deep-learning model for simultaneous earthquake detection and phase picking. *Nat Commun*, 11(1), 3952. <https://doi.org/10.1038/s41467-020-17591-w>
- Nosov, M., Karpov, V., Kolesov, S., Sementsov, K., Matsumoto, H., & Kaneda, Y. (2018). Relationship between pressure variations at the ocean bottom and the acceleration of its motion during a submarine earthquake. *Earth, planets and space*, 70(1). <https://doi.org/10.1186/s40623-018-0874-9>
- Theunissen, T., Font, Y., Lallemand, S., & Liang, W.-T. (2010). The largest instrumentally recorded earthquake in Taiwan: revised location and magnitude, and tectonic significance of the 1920 event. *Geophysical Journal International*, 183(3), 1119-1133.
- Wang, S. Y., Hsu, S. K., & Yeh, Y. C. (2019). Earthquake-Related Structures Beneath the Southernmost Portion of the Ryukyu Arc and Forearc. *Geophysical Research Letters*, 46(7), 3717-3725. <https://doi.org/10.1029/2019gl082121>

(本頁空白)

114 年度臺灣海域地震與海嘯觀測之相關研究

子計畫三

測試與評估利用機器學習方法建置台灣地震目錄

李恩瑞 陳奕凱

國立成功大學

摘要

臺灣位於弧陸碰撞帶的造山帶，地震活動頻繁，地質構造複雜，地震目錄的完整性有助於地震防災以及地質構造的解析。本研究建立一套整合深度學習波相挑選、三維速度模型、反投影事件搜尋與在三維速度構造進行震源定位的全自動化地震監測系統，並於中央氣象署工作站實際部署與測試。透過對指定期間地震目錄的比對驗證，以及針對 2025 年 1 月大埔地震序列的高密度餘震測試，本系統展現出良好的地震事件偵測與震源定位效能。以 2019 年與 2025 年的實測結果顯示，系統對於波形品質良好的事件之偵測率可超過 90%，表現已達近似人工挑選的準確度；對於中等品質事件亦能偵測約六成的事件，充分補強人工在地震密集時段中易漏判的部分。在大地震後的餘震監測情境中，本系統的優勢更為明顯。2025 年大埔地震序列期間，由於事件頻繁且波形重疊程度高，使人工辨識面臨大量負荷，而自動化流程則能穩定運作，額外偵測出數千筆未被人工辨識的事件，且其時空分布與已知發震構造高度一致，顯示自動偵測的新增事件並非噪訊，而是過往流程中容易漏判的真實地震。這些額外事件中，有相當比例具有良好或中等品質，顯示系統具備明顯提升目錄完整性的能力。本系統目前已架設於氣象署工作站，並與測報中心人員持續合作進行參數調整、事件檢核與效能驗證。透過自動化流程的導入，不僅能有效降低人工挑選的工作負擔，亦能提升地震目錄的一致性、完整性與即時性。綜合而言，本研究提出的系統具備可靠、可擴充與實務可行等特性，對於臺灣地震監測、災害防救及後續科學研究皆具有重要價值。

關鍵字：地震監測、地震目錄、機器學習。

Abstract

Taiwan is situated within an active orogenic belt formed by arc–continent collision, characterized by frequent seismic activity and complex geological structures. The completeness of its earthquake catalog is therefore essential for seismic hazard mitigation as well as for understanding regional tectonic processes. In this study, we develop a fully automated earthquake monitoring system that integrates deep-learning-based phase picking, a three-dimensional velocity model, back-projection event searching, and hypocenter determination within a 3D structural framework. The system has been deployed and tested on the operational workstations of the Central Weather Administration (CWA).

By validating the system against official earthquake catalogs over designated test periods, and through high-density aftershock analyses following the 2025 January Dapu earthquake sequence, the system demonstrates robust performance in both event detection and hypocenter determination. Results from 2019 and 2025 show that the system successfully detects over 90% of high-quality events, achieving accuracy comparable to manual phase picking. For events of moderate waveform quality, the detection rate remains around 60%, effectively compensating for omissions that commonly occur during periods of intense seismic activity.

The advantages of the system are particularly evident in post-mainshock aftershock conditions. During the 2025 Dapu earthquake sequence—when events occurred frequently and waveform overlap was substantial—manual analysis faced heavy workload and significant limitations. In contrast, the automated workflow remained stable and efficiently identified thousands of additional events not captured manually. These newly detected events display spatial and temporal patterns consistent with known seismogenic structures, confirming that they represent genuine earthquakes rather than noise. A considerable portion of these additional detections exhibit good or moderate signal quality, underscoring the system’s capacity to enhance catalog completeness.

The system is now fully implemented on CWA workstations, with ongoing collaboration involving threshold tuning, event verification, and performance assessment. The introduction of this automated workflow not only reduces the labor required for manual phase picking but also improves the consistency, completeness, and timeliness of the earthquake catalog. Overall, the results demonstrate that the proposed system is reliable, scalable, and operationally feasible, making it a valuable contribution to seismic monitoring, hazard mitigation, and future scientific research in Taiwan.

Keywords: Earthquake monitoring, earthquake catalog, machine learning

壹、前言

臺灣位於歐亞大陸板塊與菲律賓海板塊的弧陸碰撞交界帶，是年輕且快速隆升的活躍造山帶。在此劇烈的碰撞背景下，地殼經歷強烈變形，使臺灣的斷層系統呈現高度複雜的分布與幾何構造(e.g., Suppe, 1981; Teng, 1990; Huang et al., 2000)。板塊間的擠壓與形變伴隨能量的累積與釋放，產生大量地震活動。歷史紀錄中，臺灣多次發生造成重大損失的破壞性地震，顯示臺灣長期面臨嚴峻的地震災害風險。因此，建立完善的地震監測系統與提升地震預警能力，已成為地震防災與地震學研究的重要基礎。中央氣象署長年布建全臺地震觀測網，並長期彙整地震目錄，以支援震源研究、地震構造分析與地震預警系統的運作。完整且連續的地震目錄不僅有助於釐清臺灣的發震構造與板塊互動模式，也能協助理造山過程中的地殼變形特徵，是地震物理、地震工程以及地震災害評估的重要基礎資料。自 2012 年起，氣象署大幅提升地震儀器性能，採用 24 位元高解析度地震記錄(圖一)，大幅改善波形品質，使小規模地震的觀測能力顯著提高(Chang et al., 2012)。同時，自 2018 年起，氣象署氣逐步將原本觸發記錄的強地動觀測網(TSMIP)即時化(圖二)，雖尚未正式納入地震目錄，但已顯著提升地震預警的速度與效能。然而，儘管觀測密度與波形品質持續提升，目前氣象署地震目錄的建構仍高度仰賴人工判釋。分析人員需先辨識事件，再逐一挑選 P 波與 S 波到時進行地震定位。在地震頻繁或餘震密集期間，波形往往重疊，導致挑選困難、耗時且容易遺漏小事件，亦可能因人工判準差異產生不一致性。這些挑戰顯示，現行人工作業方式已逐漸難以完全因應大量且高品質的連續波形資料。

近年來，隨著機器學習技術的快速發展以及計算資源的大幅提升，其在地震學上的應用逐漸成熟並受到高度重視。多項研究已顯示，機器學習在地震事件偵測、地震波相判定與震源特徵擷取等領域具有極高的效率與穩定性(e.g., Zhu and Beroza, 2018; Mousavi et al., 2020; Liao et al., 2021; Liao, Lee, Chen, et al., 2022)。透過深度學習模型自動化處理連續的地震波形資料，不僅能大幅提升 P 波與 S 波挑選的準確度，也能降低人工判讀所可能帶來的主觀差異，使地震目錄的品質與一致性獲得顯著改善。除了波相挑選外，機器學習方法與地震事件檢測技術的結合，也使得大量連續資料中的微小地震與密集餘震得以更有效率地被辨識。在此基礎上，反投影(back-projection)技術亦提供一種適用於大規模資料分析的定位策略，能整合多站資料訊號在三維空間中搜尋地震事件的潛在震源區域(e.g., Liao, Lee, Mu, et al., 2022)。此類技術相互結合後，可形成一個完整且自動化的事件偵測與定位流程。本研究結合機器學習模型與反投影定位方法，建構一套自動化的地震目錄生成系統。研究將透過深度學習模型精確辨識連續波形中的 P 波與 S 波，再配合三維速度模型與反投影搜尋策略，從連續資料中自動找出地震事件，並完成震源定位。此自動化系統可有效降低人工參與的需求，減少判讀上可能產生的誤差或遺漏事件，並提升目錄的一致性與完整性。預期本研究所建立的方法將能大幅提升地震監測系統的自動化程度，增強對微震活動、構造特性與地震時空分布的長期觀測能力。這些成果將有助於基礎地震學研究，也可作為地震災害防減應用的重要資料基礎，進一步提升臺灣地震風險評估與預警系統的可靠性。

貳、資料和資料處理流程

本研究選取中央氣象署指定之資料區段 2019 年 1 月份的完整連續地震波形，以及期中報告委員會建議的近期大地震活動時段 2025 年 1 月份規模大於 6.0 的大埔地震序列，作為演算法初步測試與比對的基礎。此兩段資料分別代表背景地震活動與高密度餘震期，可用以評估機器學習方法與傳統人工方法在不同地震活動條件下的差異。為確保比較的公平性，本研究使用之地震波形資料與氣象署建立地震目錄時採用之資料完全一致。主要波形來源來自中央氣象署地震測報中心 (CWASN)，該網為臺灣主要地震監測網，涵蓋全臺灣陸域及離島，佈站密度高，並包含短週期儀、寬頻儀與強地動儀等多類型儀器(Shin et al., 2013)。為避免因儀器故障或資料缺損導致波相判別不完整，我們將同一測站內不同儀器的資料皆納入處理，並在波相判識後進行綜合比對，以確保波相偵測的穩定性。另因氣象署目錄中亦包含臺灣地震寬頻網 (BATS) 之觀測資料(Kao et al., 1998)，本研究亦將 BATS 波形納入分析，以補強資料的空間覆蓋度，確保事件比對與定位的一致性。藉由整合 CWASN 與 BATS 之觀測資料 (圖一)，本研究建立了一套具高時空解析度與良好資料品質的地震波形資料庫，作為機器學習波相挑選與自動化定位的基礎。

在連續波形資料的預處理方面，本研究首先確認各測站於指定日期的波形是否完整可用，並考量到機器學習必須在無中斷的連續波形上進行推論，因此對每日資料進行時間上的銜接處理。具體而言，每一日的資料皆合併前一日最後一小時與次日首一小時之波形，以避免因資料斷點所產生的波形截斷與誤判。所有資料經收集後，一律轉換為常用於地震學處理的 SAC (Seismic Analysis Code) 格式，以利後續統一化處理。

在資料品質與格式一致化方面，本研究針對每筆三分量波形 (Z、N、E 或 Z、1、2) 進行去平均、去趨勢等標準前處理，並嚴格篩除資料異常者，如全為零的 flatline 記錄、包含 NaN 與 Inf 的資料，或存在長時間中斷者。為確保輸入資料在不同測站與儀器間保持一致，我們亦對所有波形進行幅度正規化處理，使其符合機器學習模型的特徵尺度要求。經過前述處理後的波形資料，即作為機器學習模型的輸入，用以推論 P 波與 S 波的機率函數及到時。模型輸出之波相機率曲線與到時資訊隨後將用於反投影搜尋與後續的自動化地震定位。

此外，基於本研究所建立之方法，目前機器學習波相挑選與自動定位流程亦已部署於中央氣象署的內部電腦工作站。每日早晨 9:30 (UTC+8) 系統會自動收取前一日的完整資料，並在確認資料無遺漏或異常後，依循相同的前處理流程完成資料標準化。隨後，系統運行機器學習模型進行事件偵測與 P、S 波判識，並以此觸發後端的自動化定位流程，生成初步地震目錄。此每日自動化流程大幅提升地震監測的即時性，也驗證本研究方法於實務系統中的可行性。

參、研究方法

在臺灣地震活動頻繁且斷層構造複雜的區域中，建立即時、精確且具高完整性的地震目錄具有重要的科學與實務價值。然而，目前中央氣象署地震目錄建置

流程中的關鍵步驟，包含波形初判、P 波與 S 波挑選、事件歸類與定位等，仍主要仰賴地震分析人員人工進行。人工判示在大量連續波形資料中耗時甚鉅，且易受主觀差異、疲勞或餘震密集情況影響，導致挑選不一致、遺漏事件或定位品質下降。面對地震頻繁、波形重疊與震源分布複雜的挑戰，引入具自動化能力且能維持穩定判斷品質的機器學習方法，有助於改善現行地震監測流程。本研究的目標即在於建構一套結合深度學習波相辨識與反投影定位技術的自動化地震處理流程（圖三）(Liao, Lee, Mu, et al., 2022)，以提升地震目錄在規模涵蓋範圍、時間效率與資料品質等多方面的表現。

隨著深度學習技術與高效能運算資源的快速進展，機器學習方法在地震監測上的應用逐漸成熟，尤其在地震波相辨識與事件偵測方面展現出優於傳統技術的能力。與 STA/LTA 之類依據振幅能量變化的傳統觸發方法不同，深度學習模型可透過大量已標記的訓練資料，學習 P 波與 S 波的時序特徵，進行逐點機率預測，使其能在噪訊強烈、事件疊加、震源密集等困難情境下仍維持穩定表現。相較於受限於人工挑選速度與一致性的傳統流程，機器學習模型提供了可規模化且具客觀性的替代方法，並可整合空間與時間上的資訊，用於後續的事件辨識與震源定位。

本研究採用 Liao et al. (2022) 提出之 Real-time Earthquake Detection and Phase-picking with Multi-task Attention Network (RED-PAN) 模型作為波相判斷與事件初步偵測的主要演算法（圖四）。RED-PAN 建構於 Recurrent Residual U-Net 之上，具有典型的編碼器—解碼器架構。編碼器負責擷取波形特徵，而解碼器則逐層還原至與原波形等長的輸出序列。藉由多任務學習 (Multi-task Learning, MTL) 設計，模型可同時執行地震事件偵測與 P、S 波相機率函數的預測。此外，模型輸出包含五個通道，包括 P 波機率、S 波機率、事件遮罩與非地震波相遮罩等，使模型能在單一結構中同時處理多種地震分析功能。模型中的注意力機制 (Attention Mechanism) 則可強化其聚焦於關鍵時間窗口與頻帶的能力，有效提升其在複雜波形下的適應性。為平衡不同任務的誤差收斂速度，模型採用動態權重平均 (Dynamic Weighted Averaging, DWA) 作為多任務損失函數的設計，提高整體訓練穩定性。

RED-PAN 的訓練資料包含來自中央氣象署 (CWA) 與臺灣地震寬頻網 (BATS) 之三分量波形，訓練事件數超過 25 萬筆，測試資料則包含 2018–2019 年臺灣地震記錄與 STEAD 全球資料集。為提升模型在連續波形中的泛化能力，研究中亦採用了馬賽克波形增強 (Mosaic Waveform Augmentation, MWA) 與行進馬賽克增強 (Marching MWA)，模擬多事件重疊、事件時間偏移與震源密集等挑戰情境。RED-PAN 在臺灣資料上的測試結果相當良好，P 波挑選準確率可達 99%，S 波約 98%，其中在訊噪比 (SNR) 大於 3 的條件下，兩者皆超過 95%。本研究亦將 RED-PAN 用於 2022 年池上—關山地震序列，該序列具有震源時間相近與規模差異大的特性，對自動化系統辨識能力構成高度挑戰。結果顯示，RED-PAN 在此情境下仍能穩定辨識事件並提供高品質的波相資訊，可作為反投影定位之理想輸入（圖五）。

在完成波相辨識後，本研究利用 RED-PAN 所輸出的 P 波與 S 波機率函數進行地震事件的反投影搜尋 (backprojection)。反投影方法透過結合波相機率函數與三維速度模型，將多站觀測整合於三維空間中，用以搜尋潛在震源位置並標記

可能的地震事件。首先，對同一測站內不同儀器的波相結果進行整合，選擇波相判識較多的作為代表測站，避免波相資訊重複使用，確保輸入反投影程序的波相資料具有最佳可信度與代表性。

研究區域經三維網格化作為反投影搜尋的基礎，其初始水平網格間距約 9 公里、垂直方向約 6 公里，涵蓋整體臺灣及鄰近區域。此外，針對歷史地震活動密集且站台密度較高之區域，再進一步縮小網格尺寸，垂直解析度可達 3 公里，以提升該區域地震事件的偵測靈敏度與定位精度。此種非均勻網格劃分策略兼顧監測範圍的廣度與關鍵區域的高解析度，不僅提升地震目錄建構的整體準確性，也能更有效地平衡計算資源的使用。此外，該網格系統可依照實際需求彈性調整，使地震監測在精度與運算成本之間取得良好平衡，有助於自動化監測系統的長期穩定運作。

基於三維速度模型，研究對每一網格點預先計算其至周圍 30 個測站的理論傳遞時間 (travel time)，並建立傳遞時間查詢表，以提升反投影運算效率與穩定度。於反投影運算中，RED-PAN 所輸出的 P 波與 S 波機率函數皆會根據傳遞時間資訊反投影至研究網格中。對於每一網格點 j 與時間點 t ，反投影累加公式如下：

$$B(j, t) = \sum_{k=1}^N \pi_k(t - t_{jk}^P) + \sigma_k(t - t_{jk}^S)$$

其中 π_k 與 σ_k 分別為站台 k 的 P 與 S 波機率函數， t_{jk}^P 與 t_{jk}^S 為從網格點 j 傳至該站的理論到時。當某一網格點在某一時間的反投影值 $B(j, t)$ (P 和 S 波相機率的疊加值) 高於設定之機率門檻 (如 3.5)，則視為潛在震源位置。

對於偵測出的潛在震源，本研究進一步進行波相對應與非線性震源定位。透過搜尋距離理論到時差在 ± 1.0 秒 (P) 與 ± 2.0 秒 (S) 內的波相，可建立震源與各站台之間的觀測到時關聯。當有效波相數量達四個測站以上，即可使用 NonLinLoc (Lomax et al., 2000; Lomax and Savvaidis, 2022) 並搭配三維速度模型進行重新定位。若定位結果在可接受的誤差範圍內，則將該事件寫入地震目錄，形成完整且自動化的事件紀錄。

肆、結果

為了驗證本研究所建立之基於機器學習的自動化地震定位流程之效能，我們以兩組資料作為測試基準。第一組為中央氣象署指定的 2019 年 1 月份之地震目錄，用以評估方法在一般背景地震活動時的準確性；第二組為委員建議之大地震測試案例 2025 年 1 月大埔地震序列，用以檢驗處理流程在高密度餘震與波形重疊情況下的穩定度。此外，本研究已將完整流程部署於中央氣象署的工作站系統，進行每日自動化地震偵測與定位，並成功產生實際運作中的地震目錄。結果顯示，整體流程可在短時間內完成事件挑選與定位，並輸出相對完整且分布合理的地震事件，為人工檢查提供有效的初步結果，顯著減少分析人員在事件挑選與波相判讀上的工作量。

(一) 地震波相到時比較結果

在地震定位前，我們首先比較機器學習模型在連續資料上所挑選之 P 波與 S 波到時，並以氣象署人工挑選結果作為標準答案。當機器學習預測之 P 波或 S 波到時與人工挑選結果在 3 秒以內，即視為相符的波相。針對 2019 年 1 月與 2025 年 1 月兩組資料，我們分別評估波相偵測準確度與其與訊噪比 (SNR) 之關係 (圖六、圖七)。結果顯示，機器學習模型在兩組資料中均具有穩定的波相判示能力，整體 P 波與 S 波的偵測率皆高於 75%，其中波形品質較好的資料表現尤為突出。當 $SNR > 1$ 時，P 波與 S 波偵測率提升至約 90%；當 $SNR > 2$ 時，偵測率約 94%；而當 $SNR \geq 3$ 時，偵測率更可達 95% 以上。此結果與模型訓練時所依據的資料特性相符。模型在訓練資料中對 $SNR \geq 3$ 的事件可達約 95% 的挑選準確率，顯示模型在實際應用中能夠忠實重現訓練資料中的高品質表現。實際資料的測試亦證實，機器學習模型在連續波形上的波相判示具備高度穩定性與可靠性，能在背景地震活動與高餘震密度期間維持良好的挑選能力。這些高品質的波相挑選結果提供可靠的初始資訊，使後續反投影搜尋與三維定位得以順利執行，並提升最終地震目錄的完整度與精確度。

(二) 2019 年 1 月地震事件偵測與定位結果比較

為評估本研究自動化地震偵測與定位流程的效能，我們以中央氣象署公布之 2019 年 1 月地震目錄作為標準答案，進行逐事件比對。氣象署於該月份共記錄 3,548 起地震事件，而本研究方法共偵測出 5,666 起地震事件。兩者比對時，我們將事件起始時間差在 2 秒以內且震源距離相差 20 公里以內者視為同一事件。在此比對標準下，兩份目錄中相互吻合的事件共有 2,842 起，而氣象署目錄中未被自動流程偵測到者共有 706 起，整體偵測率為 80.1% (圖八)。此結果顯示，自動化方法能有效捕捉大部分氣象署目錄中的事件。

為進一步釐清偵測效果與地震品質之關係，我們依據氣象署目錄中各地震事件的波相訊噪比 (SNR) 進行分類。若事件中至少具有 8 個 P 或 S 波相的 $SNR \geq 2$ ，則歸類為 A 級；在剩餘事件中，若至少有 8 個波相訊噪比 $SNR \geq 1$ ，則歸類為 B 級；其餘則歸類為 C 級。以此標準統計，2019 年 1 月份事件中，A 級事件 2,334 起 (約 65.8%)、B 級事件 1,053 起 (約 29.7%)、C 級事件 161 起 (約 4.5%) (圖九)。將此分類套用於自動化偵測結果後可觀察到明顯的品質依賴性。在 A 級事件中，自動流程成功偵測到 2,191 起事件，偵測率高達 93%，顯示在波形品質良好、波相清晰的條件下，機器學習模型具高度可靠性 (圖十)。對於 B 級事件，自動偵測出 625 起，偵測率約 59%，顯示當訊噪比降低時，波相特徵較模糊，使得偵測能力開始下降 (圖十)。而 C 級事件中僅偵測到 27 起，偵測率約為 16%，反映此類事件波形品質欠佳、振幅弱且噪訊高，使得模型與人工方法皆較難可靠挑選出有效波相 (圖十)。

整體而言，自動化偵測結果與波相品質具有高度相關性，缺漏的事件大多屬於波相訊噪比較差的情形。此結果也與模型訓練時的資料要求相符，模型對高品質波形具最佳表現，對低 SNR 波形的敏感度則相對降低。然而，自動化流程仍能

在無人工介入的情況下偵測到絕大多數高品質事件，顯示其在提升目錄上可減輕人工負擔上具有效益。

除了與中央氣象署目錄相符的地震事件之外，本研究的自動化偵測流程亦額外偵測出 2,824 筆地震事件。這些新增事件的時空分布並非隨機散佈，而是主要集中於已知的地震活動帶與構造相關區域（圖十一），顯示自動化系統具有識別潛在小型事件的能力，能補足人工方法在事件挑選上的不足，有助於提升地震目錄的完整性。為了釐清這些額外事件的波形品質與可能性質，我們依循先前的訊噪比分級方式（A、B、C）進行分類。分類結果顯示，在額外偵測出的事件中，共有 652 筆屬於 A 級（約佔 23.1%），1,797 筆屬於 B 級（約佔 69.6%），以及 375 筆屬於 C 級（約佔 13.3%）（圖十二）。A 級事件具有較高的波形品質，波相清晰而明確，透過人工檢視確認這些 A 級事件為現有目錄中未記錄的真實地震，顯示傳統作業流程在大量連續資料下仍可能遺漏部分事件。對於 B 級事件，自動化模型可偵測出大量波形品質中等的事件，其中有相當比例極可能為人工挑選時因訊噪比較低或波形不夠明顯而被忽略的地震。這顯示機器學習模型在中等品質資料上能有效提升事件捕捉率。C 級事件則多屬於訊噪比低、波形模糊的潛在事件，仍需透過後續人工審核判斷是否屬於真實地震活動。

綜合而言，這些額外偵測事件中有相當比例具備良好或中等品質，並與已知地震構造具有高度一致性。結果顯示，自動化偵測方法不僅能有效補足人工分類的缺漏，亦能提升地震目錄的完整性與可靠性，對臺灣區域地震活動監測具重要價值。

(三) 2025 年 1 月地震事件偵測與定位結果比較

為評估本研究自動化地震偵測與定位流程在大地震發生後之效能，我們選定 2025 年 1 月大埔地震序列作為測試區間，並以中央氣象署公布的同月份地震目錄作為基準進行逐事件比對。氣象署於該月份共記錄 3,062 起地震事件，而本研究方法共偵測出 15,019 起事件。比對時，我們將事件起始時間差在 2 秒以內且震源距離相差 20 公里以內者視為同一事件。在此標準下，兩份目錄相互吻合的事件共有 2,493 起，未被自動流程偵測到者為 569 起，整體偵測率為 81.4%。此結果顯示，自動化偵測流程能捕捉大部分氣象署目錄中的事件，其整體表現具高度可信度（圖十三）。

為探討偵測效能與事件品質的關係，我們依據氣象署目錄中各事件的波相訊噪比（SNR）依前述分類方法分成 A、B、C 三級，分別代表高品質、中等品質與低品質事件。2025 年 1 月資料中，A 級事件 1,986 起（約 64.9%）、B 級事件 943 起（約 30.8%）、C 級事件 133 起（約 4.3%）（圖十四）。將此分類結果應用於自動化偵測流程後，可清楚觀察到偵測能力和資料品質有依賴性。對於 A 級事件，自動化流程成功偵測到 1,986 起，偵測率高達 96%，顯示模型在波形清晰、訊噪比高的情況下具高度穩定性（圖十五）。在 B 級事件中，自動化流程偵測到 560 起，偵測率約 59%，反映波相特徵隨訊噪比降低而變得較難識別（圖十五）。C 級事件中僅偵測到 14 起，偵測率約 10%，顯示極低 SNR 事件因振幅弱且噪音高，使模型難以可靠辨識（圖十五）。

整體而言，自動化偵測結果與波相品質呈現高度相關，缺漏事件大多屬於中低訊噪比事件。此現象與機器學習模型訓練資料特性一致，即模型對高品質波形表現最佳、對低 SNR 波形敏感度較低。然而，自動化流程仍可在無人工介入下穩定偵測絕大多數高品質事件，顯示其可有效降低人工挑選負擔並提高處理效率。

除了與氣象署相符的事件外，本研究方法於 2025 年 1 月亦額外偵測出 12,526 起潛在地震事件。由於該月發生規模 6.0 以上的大地震，期間餘震頻繁且事件重疊情形常見，使得人工挑選可能因波形、大小規模地震群重疊而發生漏判。相較之下，基於機器學習的方法在訓練階段已納入多地震連續波形與不同規模事件共存的模擬情境，因此仍能在複雜波形中維持良好偵測能力。

對於額外偵測出的事件，我們同樣依照訊噪比分為 A、B、C 三級。結果顯示，A 級事件 4,883 起（約 39%）、B 級事件 6,490 起（約 51.8%）、C 級事件 1,153 起（約 9.2%）（圖十七）。其中 A 級事件具備良好波形品質，經人工檢視確認大多為原目錄未記錄的真實地震；B 級事件則顯示模型能有效補捉中等品質、人工容易忽略的事件；C 級事件多屬低 SNR，需要後續人工審核以確認其可靠性。

綜合分析，上述額外偵測事件在時空分布上與已知活動構造高度一致（圖十六），並非隨機噪訊觸發，反映自動化偵測流程具備補強傳統人工目錄的能力，尤其在大地震序列期間更顯重要。自動化方法能有效提升地震目錄的完整性與可靠性，對於臺灣地區地震活動監測與後續地震危害評估皆具有重要實務價值。

(四) 自動化地震監測與定位流程之線上應用情況

本研究開發之自動化地震監測與定位流程，已成功部署於中央氣象署工作站，並進行連續多月的線上測試與效能驗證。系統架構完成後，研究團隊與氣象署地震測報中心蕭副主任及相關技術人員進行多次線上討論，內容涵蓋系統架構可行性、資料處理效率、定位品質分析與實務應用方式等。透過反覆討論與逐步調整，各流程模組已能運作，具備實際作業導入的潛力。整體自動化系統包含深度學習波相挑選（RED-PAN）、三維速度模型旅行時間推算、反投影（Back-projection）事件搜尋、NonLinLoc 震源定位與事件後處理等核心功能。其大致架構如圖十八所示，整體流程可分為三大階段，描述如下。

(1) 波相挑選

在系統的第一階段，使用 RED-PAN 模型，對每日的連續三分量波形資料進行自動化 P 波與 S 波挑選。RED-PAN 可同時輸出 P 波與 S 波的機率函數及事件遮罩，並可於噪訊環境中維持穩定辨識能力。系統設計為每日早上 9:30 自動啟動，處理前一日完整的連續波形資料。此流程確保所有可用測站皆能生成波相機率結果，有助於避免因測站故障或資料缺漏造成後續事件搜尋的遺漏。

(2) 事件搜尋與定位

在進入震源搜尋前，系統會先檢查波相挑選是否涵蓋所有測站，若該測站資料不完整則不納入後續定位，以確保定位結果的可信度。接

著，利用三維速度模型預先計算各測站的 P 波與 S 波旅行時間，並將 RED-PAN 輸出的波相機率場反投影至三維空間與時間組成的四維震源網格。反投影累積能量高的網格位置代表可能存在震源。隨後，系統使用 NonLinLoc 程式 (Lomax et al., 2022) 對每一潛在震源進行震源位置與發震時間反演，產生初步地震目錄。

(3) 事件後處理與目錄彙整

對初步定位結果，系統會依據定位誤差、可用波相數量等品質指標進行過濾，剔除定位品質不足的事件，以確保最終目錄的可靠度。對通過品質篩選的事件，再進行波形截取、地震規模估算與資訊格式化，產生最終自動化地震事件目錄。此後過程可與現有人工檢核流程相互整合，以進一步提升地震目錄的完整度與正確性。

圖十九呈現本研究自動化地震定位流程於 2025 年 8 月 20 日至 2025 年 9 月 15 日期間的定位結果。從震源分布可觀察到，自動化流程偵測與定位的事件並非隨機散布，而是高度集中於臺灣已知的主要活動構造帶，包括花東縱谷構造系統、變形前緣構造帶、西部麓山帶以及北部活動帶等區域。此結果顯示，自動化流程具有可靠的震源辨識能力，其輸出的事件分布與真實地震活動相符，反映系統在實際觀測環境下具備良好可用性。目前研究團隊已與氣象署同仁持續合作，並將系統逐步移交至氣象署內部運行。同時，氣象署研究人員也同步進行人工事件檢視與比對，以搭配自動化流程提升目錄建置效率。透過人工與自動化方法的相輔相成，未來地震目錄的完整度與精確度可望進一步提升。

伍、討論

本研究所開發的自動化地震監測與定位系統，透過中央氣象署指定的測試區段以及 2025 年 1 月大地震序列的全面評估，證實其在地震事件偵測與震源定位方面均具備良好的效能。從結果可見，對於波形品質較佳的事件（高 SNR），系統的偵測率可達 90% 以上，已相當接近甚至接軌人工挑選的品質標準。此能力不僅能有效減輕人工波相挑選的龐大工作量，也可使地震監測過程更為一致、客觀與高效率。此外，透過針對高品質及中等品質事件的分析，我們發現許多事件在傳統人工流程中因資料量大、事件重疊或波形複雜性而被忽略，但在本自動化流程中能被穩定地捕捉並列入候選事件，再經後處理與定位後能加入最終目錄。由於後續定位流程對波相品質具有基本門檻（如需至少 8 個有效 P/S 波相），部分事件在波相不足時會被篩選掉，但這也提供一個可調整的彈性機制：未來可依氣象署在目錄完整性與品質要求上的政策需求，調整事件篩選的門檻，使自動化流程更貼近實務操作並兼顧品質與完整性。

針對大地震後餘震頻繁的情況，本研究方法展現更突出的優勢。以 2025 年大埔地震序列為例，餘震在短時間內大量出現，人工挑選極易受波形重疊的影響，導致漏判。然而，RED-PAN 在模型訓練階段已納入多地震重疊、不同幅度事件交織等情境，因此在餘震密集期間的表現仍極為穩定。從額外偵測出的事件品質分

布可見，許多事件具良好波形品質，顯示過往人工檢測流程確實存在因工作量過大所造成的遺漏。本研究系統可有效補足這些缺漏，有助於建立更完整的餘震序列，並對後續地震構造分析、破裂行為研究與地震物理探討提供更紮實的資料基礎。

本系統目前已於氣象署工作站上實際部署運行，並與氣象署地震測報中心同仁持續協作，進行流程效能檢視、事件比對、參數調整以及實務問題的回饋。這些合作使我們能更精準掌握系統在真實作業環境中的運行狀況，也可透過人工檢核結果反饋至自動化流程，作為後續模型精進與流程最佳化的重要依據。隨著系統逐步成熟，自動化地震目錄建置可望在資料品質、更新速度以及作業效率上進一步提升，並有效減輕人工監測的負擔。

整體而言，本研究開發的自動化地震偵測與定位系統，已展現出在大規模資料環境下快速、穩定且具一致性的監測能力，對於提升臺灣地震目錄的完整性、強化地震監測作業、以及支援後續地震構造與地震物理研究均具有重要價值。未來透過與氣象署的持續合作，以及長期資料回饋與模型精進，本系統有望成為新一代地震監測的重要工具，並於地震防災應用中發揮更大效益。

陸、結論

本研究成功開發並建立一套全流程的自動化地震偵測與定位系統，整合深度學習 RED-PAN 波相挑選、三維速度模型旅行時間計算、反投影事件搜尋、多階段三維速度構造定位與事件後處理機制。此系統不僅於中央氣象署工作站成功部署與運行，更透過多個時段之實證比對，展現其可行性與高度應用價值。

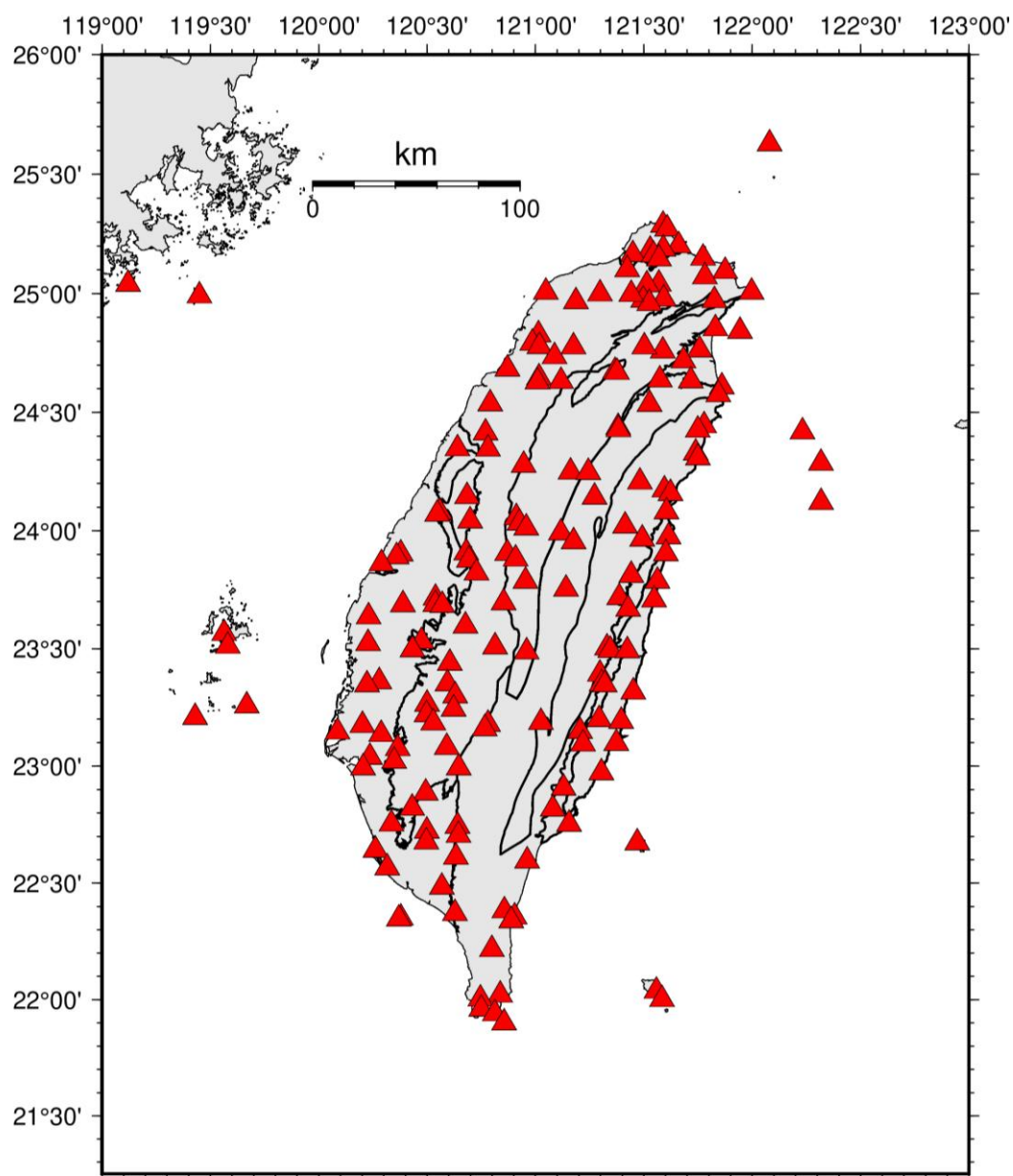
首先，在地震事件偵測能力方面，系統針對波形品質良好的事件（Type A）可達 90% 以上的偵測率，顯示其在穩定條件下的表現已具備足以取代人工挑選的水準。此一成果對氣象署而言具有極高價值，因為人工挑選耗費大量人力與時間，而在大量事件、長期監測的情境下，更容易出現疲勞效應導致漏判或標示不一致等問題。自動化流程則能持續以固定標準運作，提升地震目錄的一致性與品質。

其次，在波形品質中等的事件（Type B）中，自動偵測方法仍具備相當的補強能力，可偵測約六成事件。這些事件在人工挑選時，由於振幅較弱、特徵不夠明顯或地震密集期間遭到忽略。自動化流程透過大量訓練資料所學得的時頻特徵，使其能在不利條件下仍維持穩定的辨識能力，顯示其在支援人工監測方面具有重要補償效果。

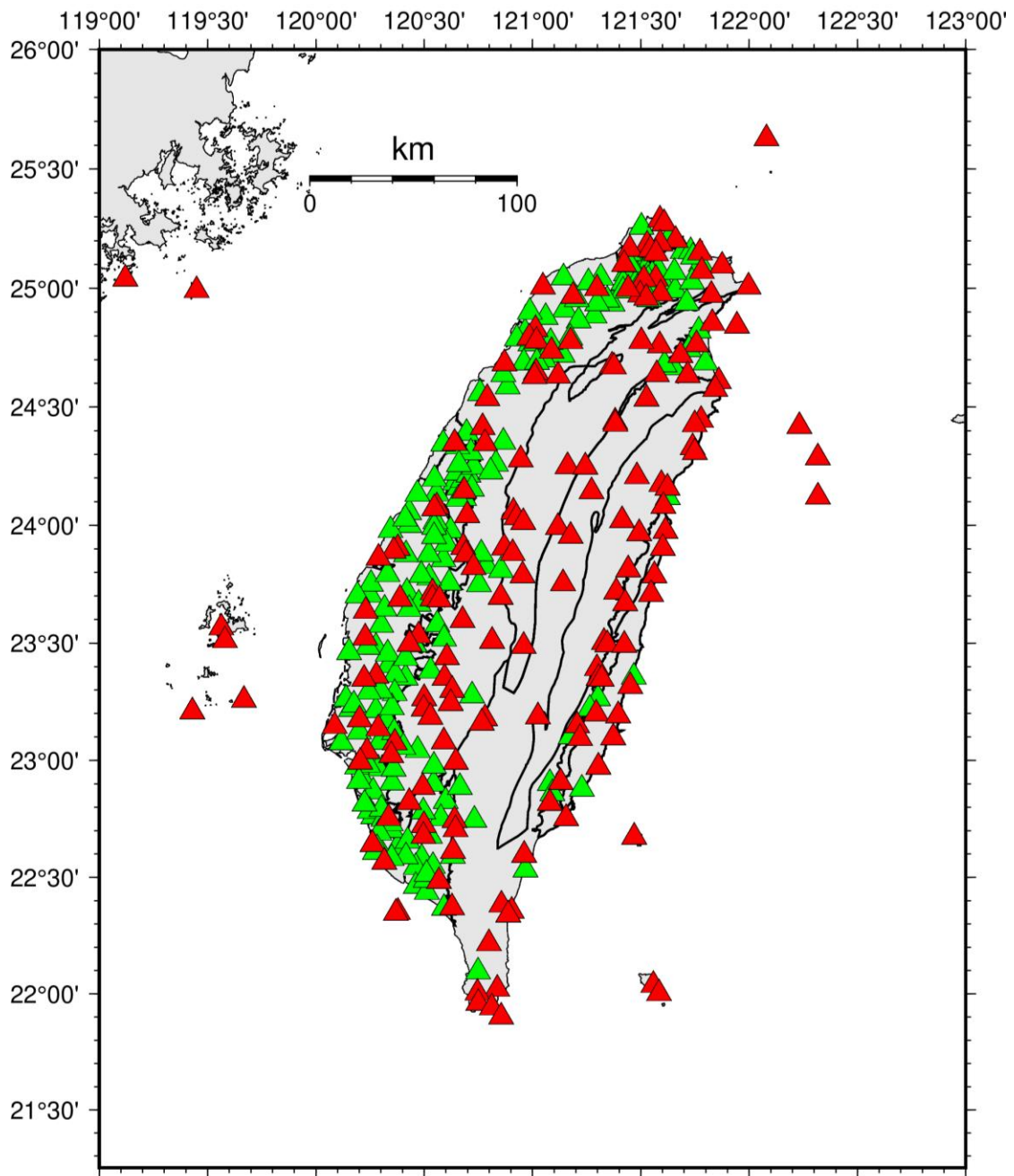
最具代表性的成果來自於 2025 年 1 月大埔地震序列的測試。大地震後餘震頻繁、波形疊加，對人工挑選造成極大壓力，而本研究系統在此條件下仍能快速且一致地進行事件偵測與定位。系統額外偵測出超過萬筆事件，其中許多事件經分析具有良好或中等的波形品質，且其分布與已知斷層構造高度一致，顯示這些並非噪訊，而是傳統人工流程難以完整辨識的真實事件。此結果說明，本系統對於大地震後餘震序列的快速建檔，具有極高的實務價值，可協助測報中心在短時間內掌握地震活動演化。

目前本系統已正式架設於氣象署工作站，並在氣象署研究團隊協助下進行參數調整與流程優化。系統已通過多次線上討論與測試，逐步整合至現行作業流程中，未來可望逐步導入為正式的地震目錄編修輔助系統。透過自動化與人工的雙軌作業模式，氣象署將能在高效率、高穩定性的前提下，提升地震監測品質與作業效能。

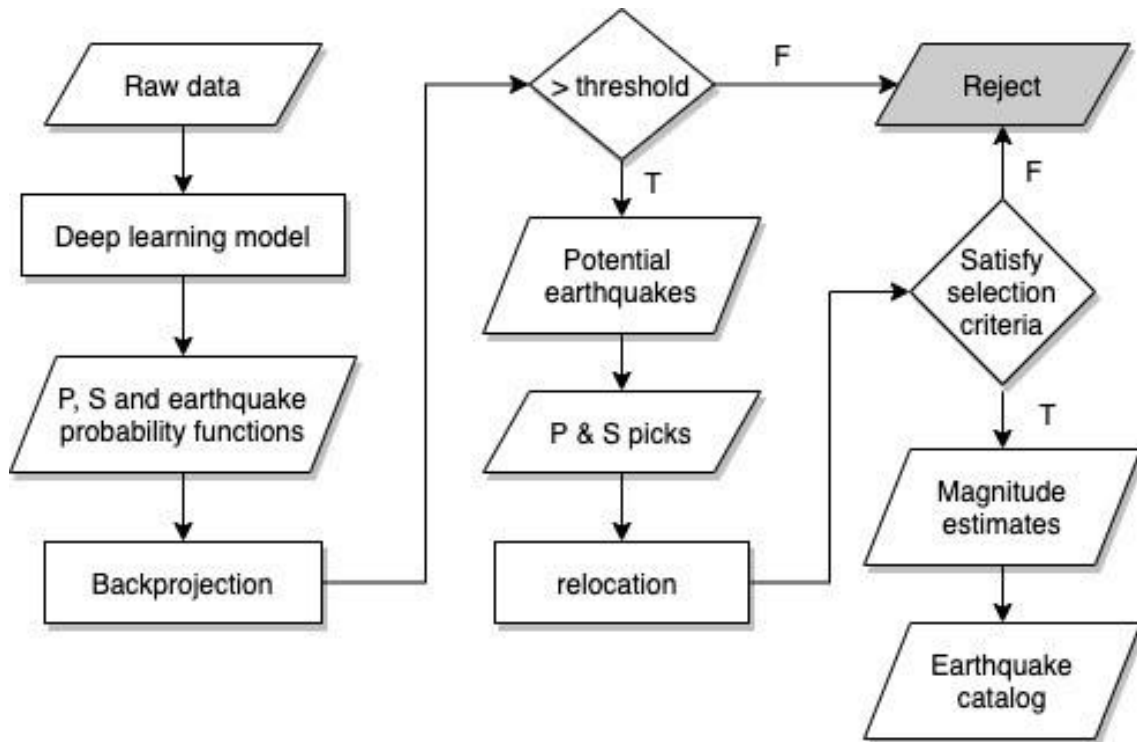
總結來說，本研究所提出的自動化地震監測與定位流程，不僅展現出良好的效能與可靠性，也已具備實務操作與長期應用的條件。未來若能持續結合氣象署的人工檢核、累積更多實測資料並進行模型精進，將可成為臺灣地震監測領域的重要技術，對地震災害防減及地球科學研究具有的貢獻，實現地震監測與資料處理的智能化目標。



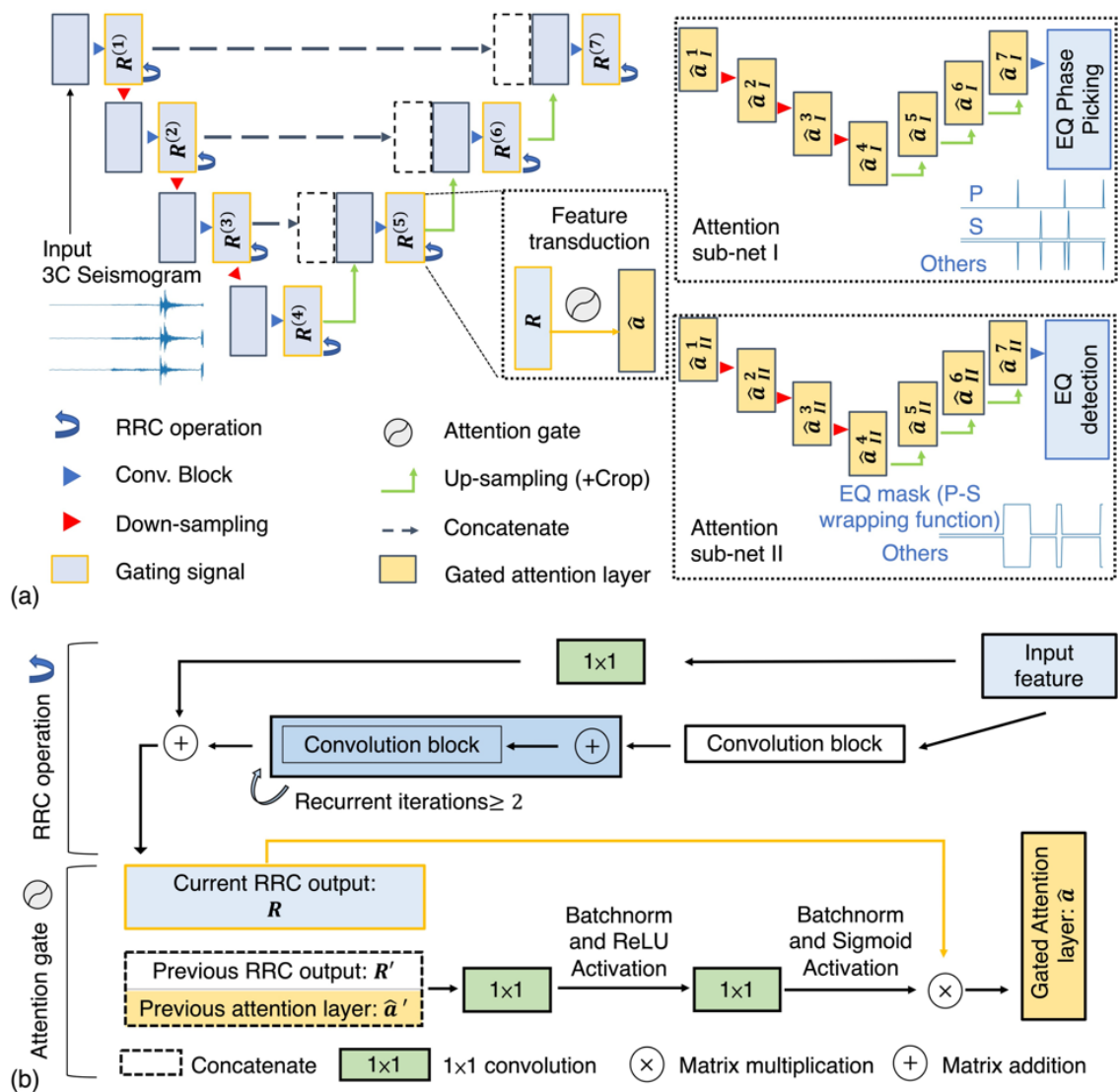
圖一 中央氣象署地震測報網（CWASN）與臺灣寬頻地震網（BATS）之地震測站分布圖。



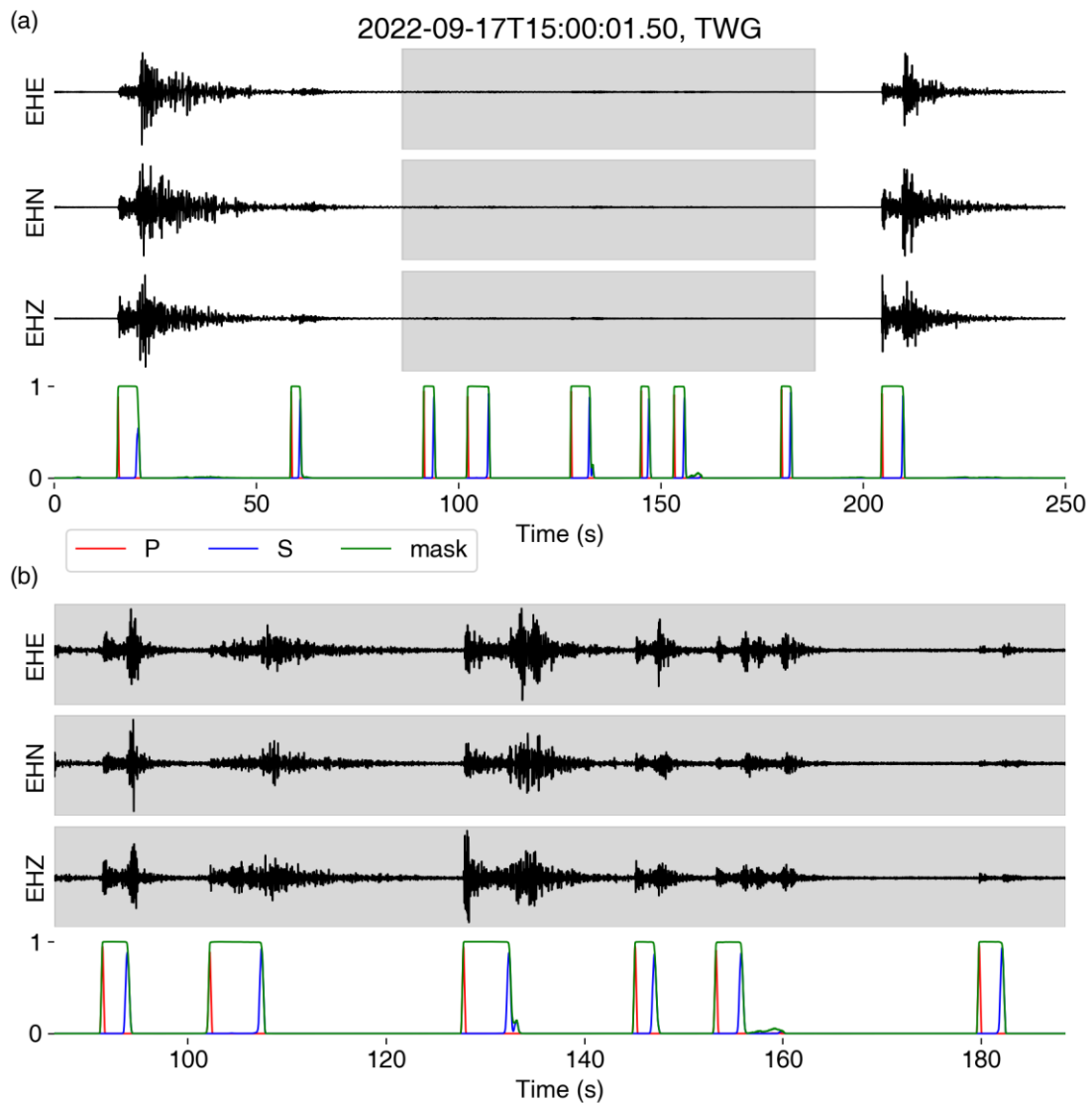
圖二 CWASN、BATS 及臺灣強地動觀測網 (TSMIP) 之地震測站分布圖。圖中綠色三角形代表 TSMIP 測站位置。



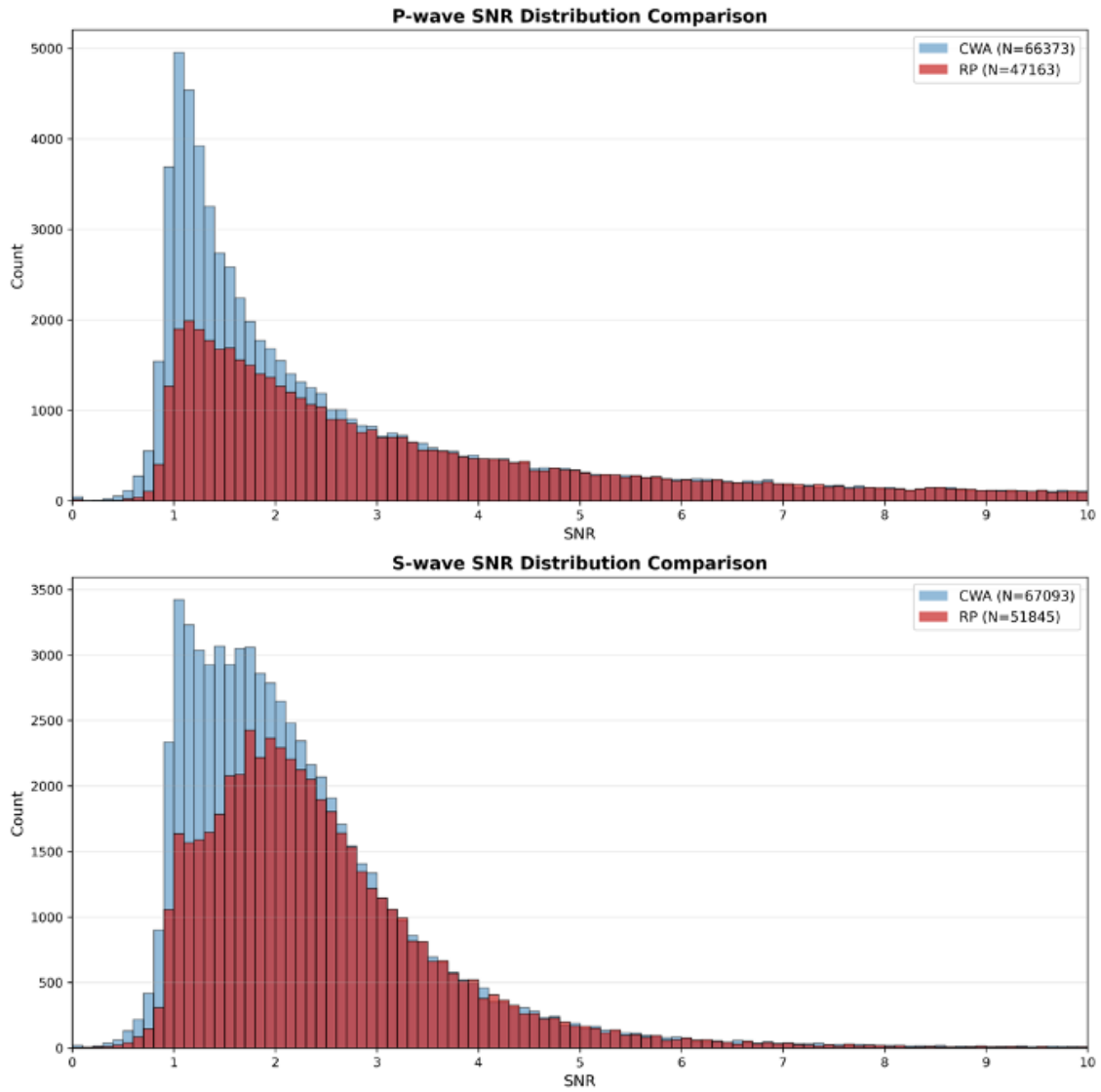
圖三 本研究計畫的自動化地震定位流程圖。



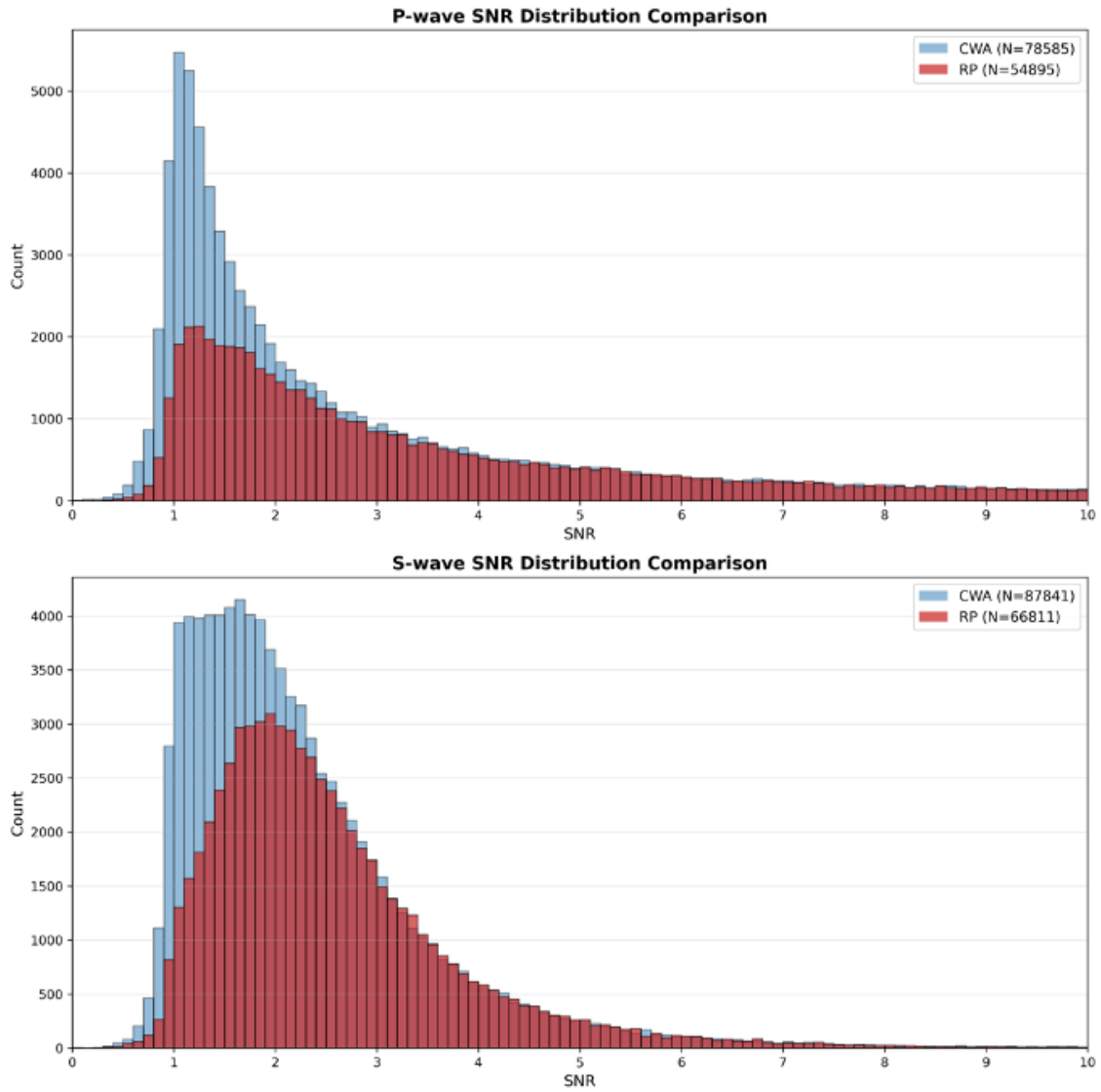
圖四 用於地震訊號偵測和地震波相挑選的多任務模型架構。(a)學習架構由一個作為主幹的循環殘差(recurrent-residual) U-Net 和兩個特定任務注意網絡組成。(b)用於構建注意力網絡的遞歸-殘差卷積(Recurrent-Residual Convolution, RRC)操作和注意力層計算的詳細架構。



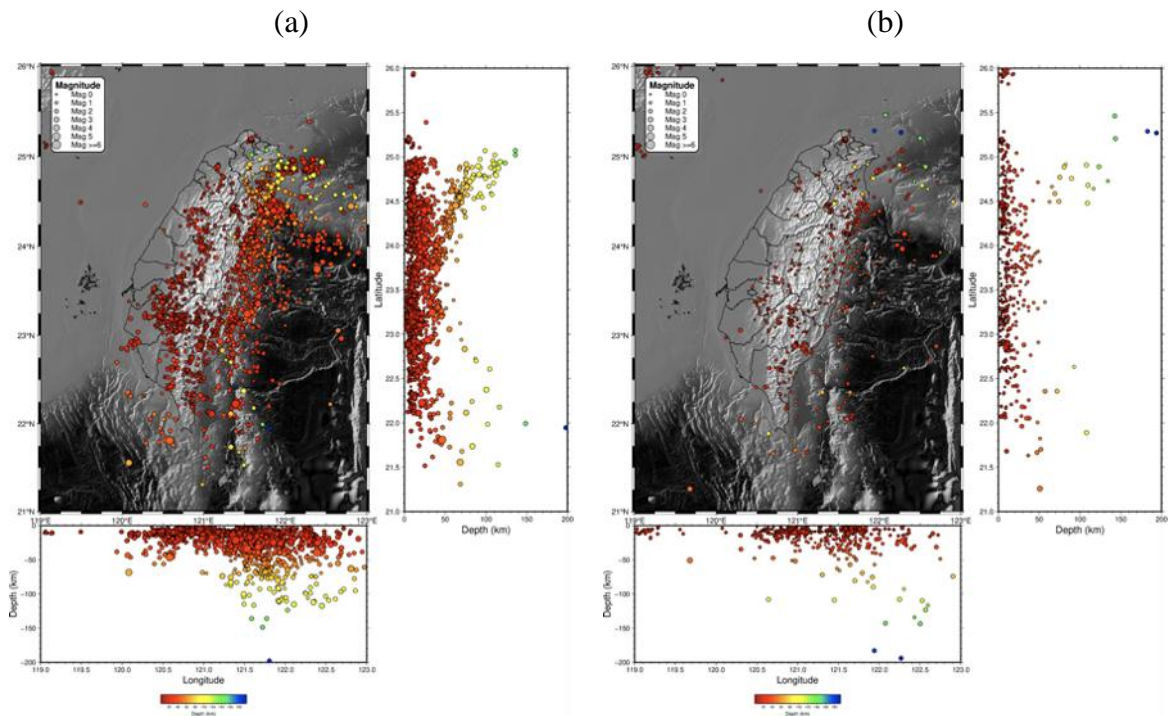
圖五 深度學習模型 RED-PAN 模型於 2022 年池上-關山地震序列期間，對於 TWG（卑南）站的連續地震波形中 P 波（紅色）和 S 波（藍色）的機率判識結果。(a) 展示約 4 分鐘的連續波形中 P 波和 S 波的判識結果。(b) 是放大呈現(a)中灰色方框所涵蓋的波形部分。



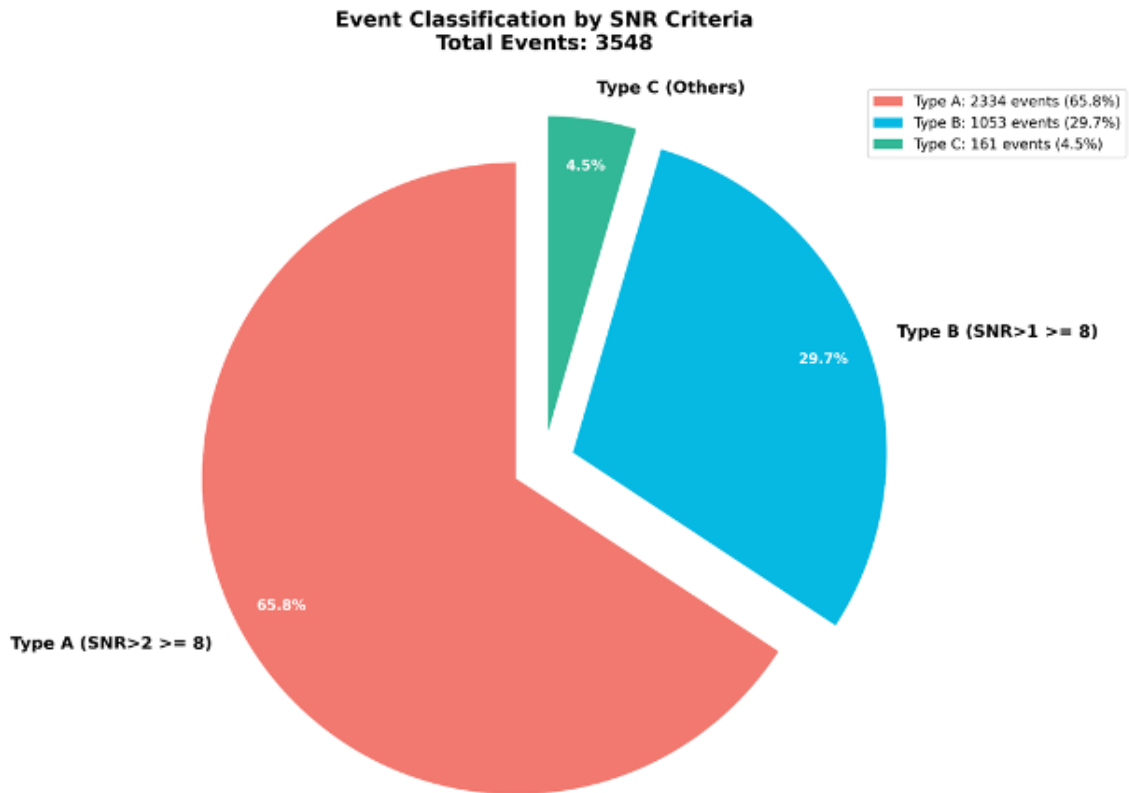
圖六 2019年1月P波與S波訊噪比(SNR)分布比較圖。藍色長條代表中央氣象署(CWA)人工挑選之P波與S波波相，紅色長條則為本研究使用RED-PAN模型所挑選之自動化波相。上圖顯示P波的SNR分布，下圖則為S波的SNR分布。自動化模型在中高訊噪比(SNR ≥ 1.5–2)之波相中，其波相挑選數量與分布趨勢與人工挑選相近，顯示在資料品質較佳的條件下，機器學習具良好的穩定性與辨識能力。



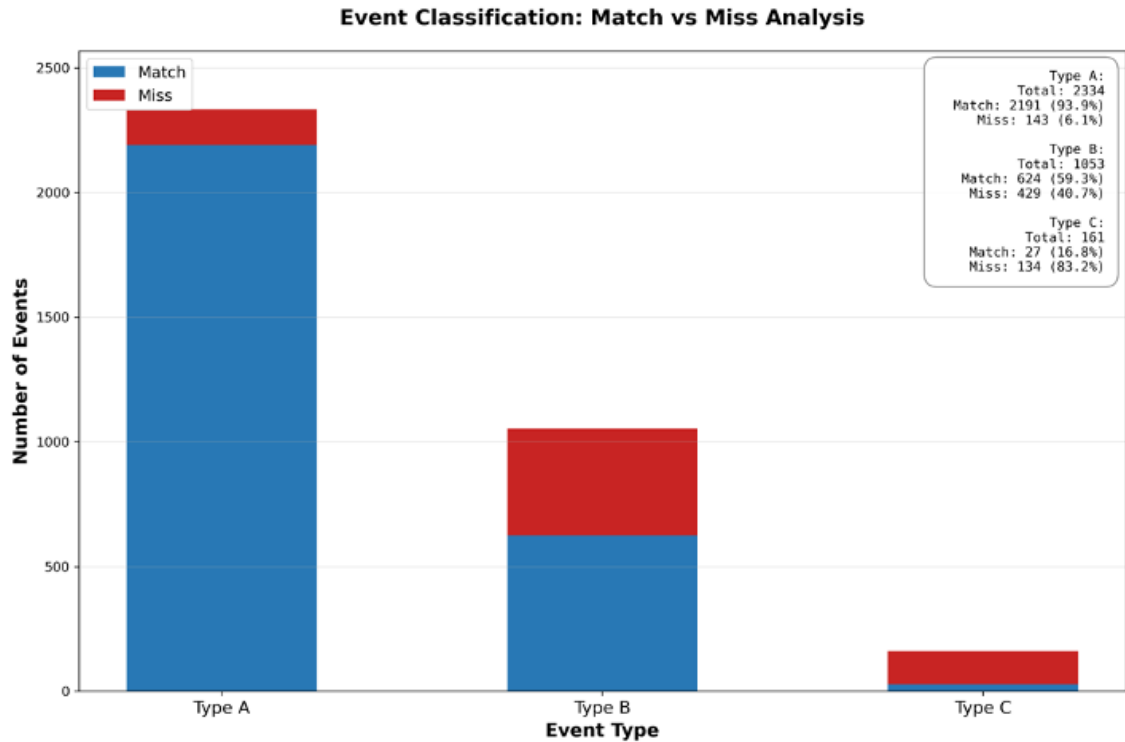
圖七 2025 年 1 月 P 波與 S 波訊噪比 (SNR) 分布比較圖。藍色長條代表中央氣象署 (CWA) 人工挑選之 P 波與 S 波波相，紅色長條則為本研究使用 RED-PAN 模型所挑選之自動化波相。上圖顯示 P 波的 SNR 分布，下圖則為 S 波的 SNR 分布。自動化模型在中高訊噪比 (SNR $\geq 1.5-2$) 之波相中，其波相挑選數量與分布趨勢與人工挑選相近，顯示在資料品質較佳的條件下，機器學習具良好的穩定性與辨識能力。



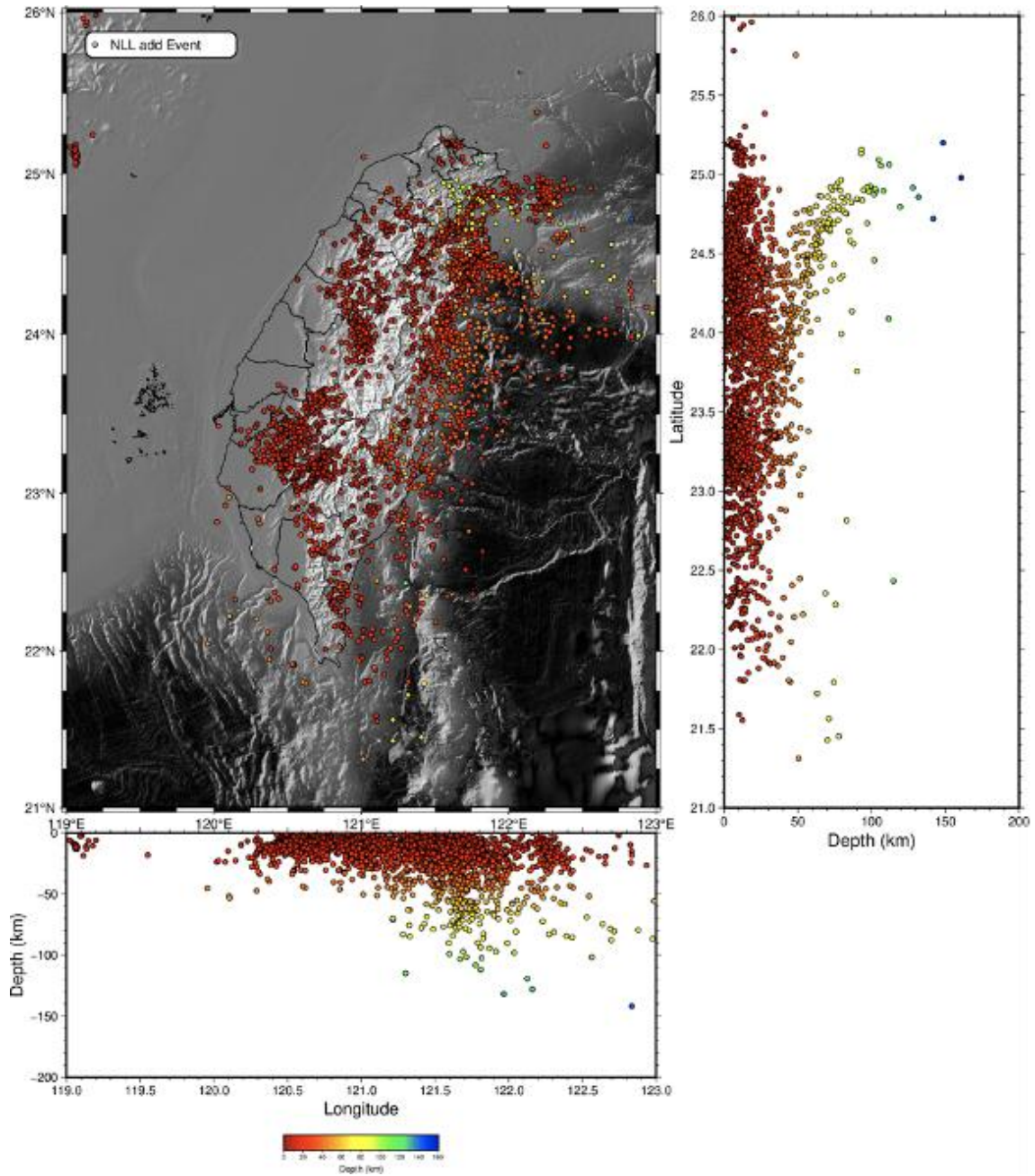
圖八 2019年1月自動化定位結果與中央氣象署地震目錄之比較。(a)顯示自動化地震偵測與中央氣象署(CWA)目錄中吻合之事件之空間與深度分布。結果顯示，自動化流程能成功捕捉大多數地震事件，其震源位置分布與氣象署既有目錄高度一致。(b)顯示自動流程未偵測到、但存在於中央氣象署目錄中的事件之分布。這些缺漏事件多為規模較小或位於觀測網邊緣區域之外圍，因此不易通過機器學習模型與反投影演算法的偵測門檻。



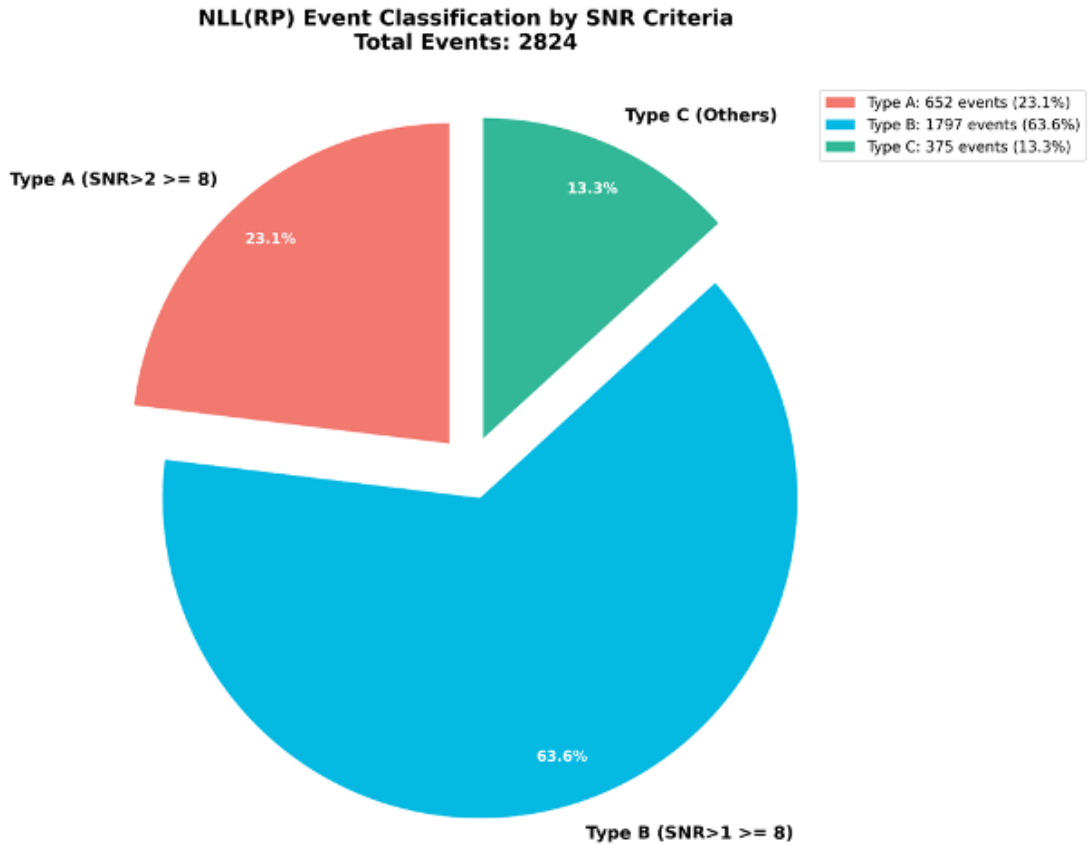
圖九 2019年1月中央氣象署地震事件依據波相訊噪比（SNR）分類之品質分布圖。中央氣象署（CWA）於2019年1月所公布的3,548起地震事件，依地震波相的訊噪比（SNR）分級後所呈現的事件品質比例。分類標準如下：若事件至少具有8個P或S波相之 $SNR \geq 2$ ，則歸類為A級（高品質事件）；若至少8個波相的SNR介於1至2之間，則歸類為B級（中等品質事件）；其餘事件則歸為C級（低品質事件）。圓餅圖結果顯示，A級事件共有2,334起，占總事件數的約65.8%，為該月份的主要地震事件類型，代表大多數事件具有良好的波形品質與明顯的P、S波相特徵。B級事件為1,053起，占約29.7%，顯示仍有相當比例的事件具有中等之訊號品質。C級事件僅161起，占約4.5%，表示該月份低品質事件相對稀少。



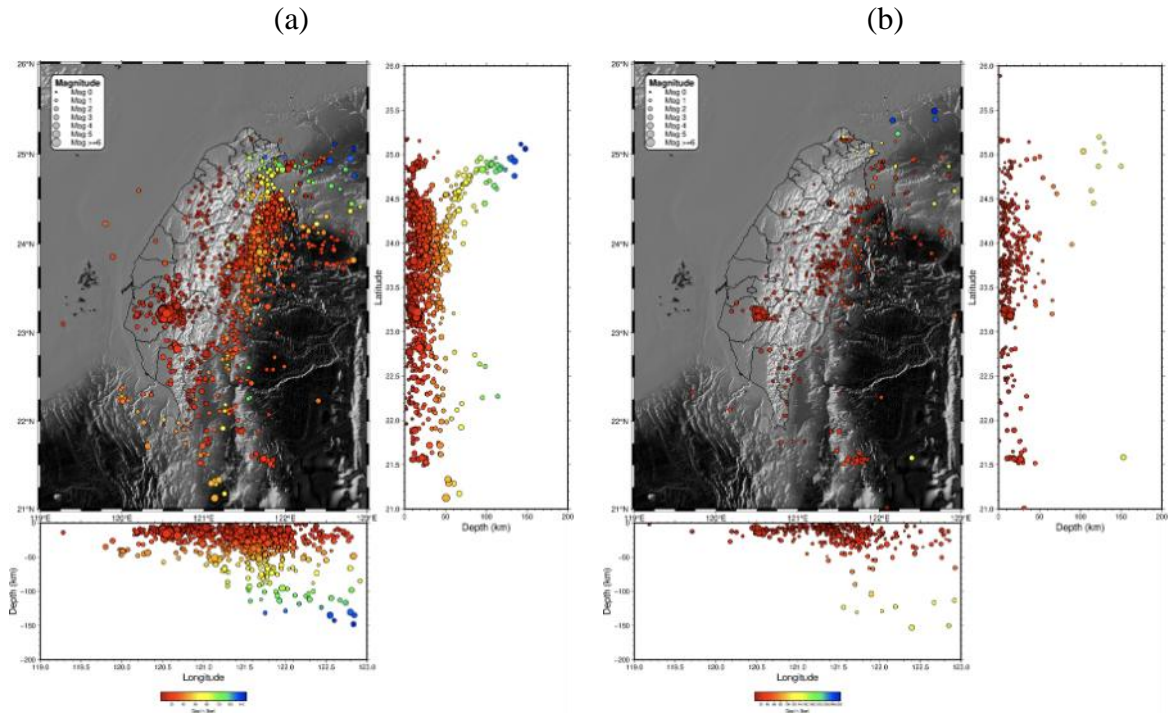
圖十 自動化地震偵測流程在不同品質等級事件中的偵測率比較。本圖展示 2019 年 1 月中央氣象署 (CWA) 地震目錄依據波相訊噪比 (SNR) 分類為 A、B、C 三級後，自動化地震偵測流程於各品質等級中的偵測表現。藍色柱狀代表自動流程成功偵測並與氣象署事件相符 (Match) 的地震數量；紅色柱狀則代表未被自動流程偵測到但存在於氣象署目錄中的事件 (Miss)。結果顯示，自動化偵測方法對於高品質事件 (Type A；SNR ≥ 2 且至少 8 個有效波相) 具有極高的穩定性與可信度，共 2,334 起事件中有 2,191 起成功偵測，偵測率高達 93.3%。對於中等品質事件 (Type B；SNR 介於 1-2)，偵測率約為 59.3%，顯示在波形特徵較不明顯的情況下，模型仍具一定程度的辨識能力。而低品質事件 (Type C；SNR < 1) 偵測率僅約 16.8%，主要由於此類事件訊號弱、噪訊高，P 波與 S 波特徵不明顯，使得模型難以可靠判識。



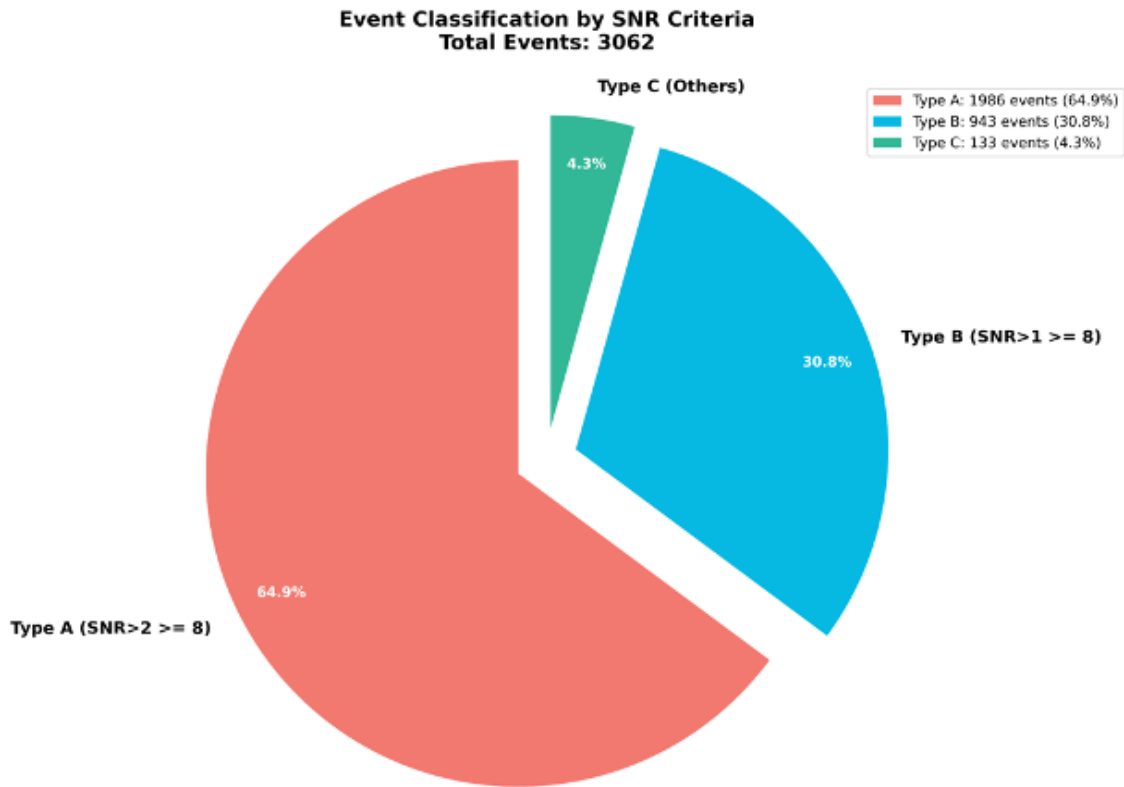
圖十一 2019年1月自動化地震監測額外偵測之地震事件分布。圖中顯示本研究自動化地震偵測與定位流程在2019年1月份相較於中央氣象署地震目錄所額外偵測出的地震事件。事件以震源深度著色，左圖呈現其在臺灣地區的平面分布，右上與右下分別為北南向及東西向的震源深度剖面圖。結果顯示，這些額外偵測事件並非隨機散布，而是明顯集中於臺灣主要活動構造帶上，顯示自動化系統具有識別小規模或中等訊噪比事件的能力，能補足人工目錄在大量連續資料中可能遺漏的事件。



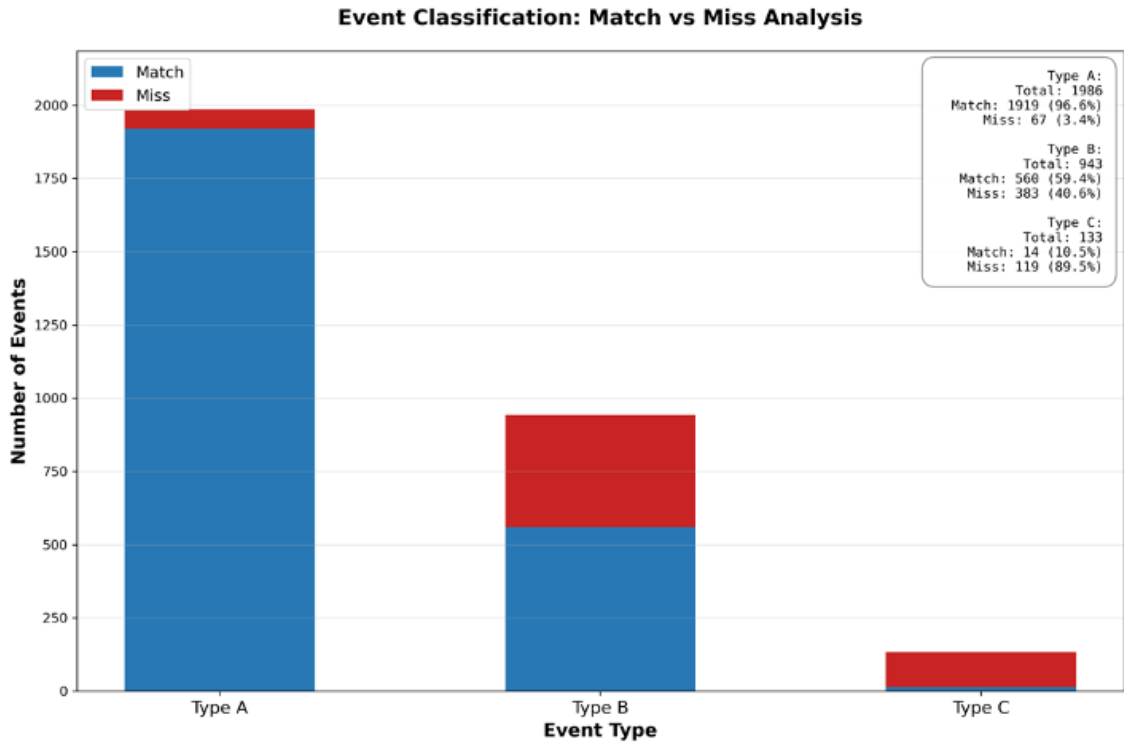
圖十二 自動化地震偵測流程額外偵測事件之波形品質 (SNR) 分類分布圖。本圖展示本研究自動化地震偵測與定位流程在 2019 年 1 月份額外偵測出的 2,824 起地震事件，依據波相訊噪比 (SNR) 分類後的事件品質比例。分類結果顯示，A 級事件共有 652 起 (23.1%)，代表其中有相當比例的高品質事件未被人工目錄收錄，部分事件經人工檢核確認為確實被人工流程所遺漏。B 級事件為 1,797 起 (63.6%)，顯示模型也具有良好能力偵測中等訊號品質的事件。



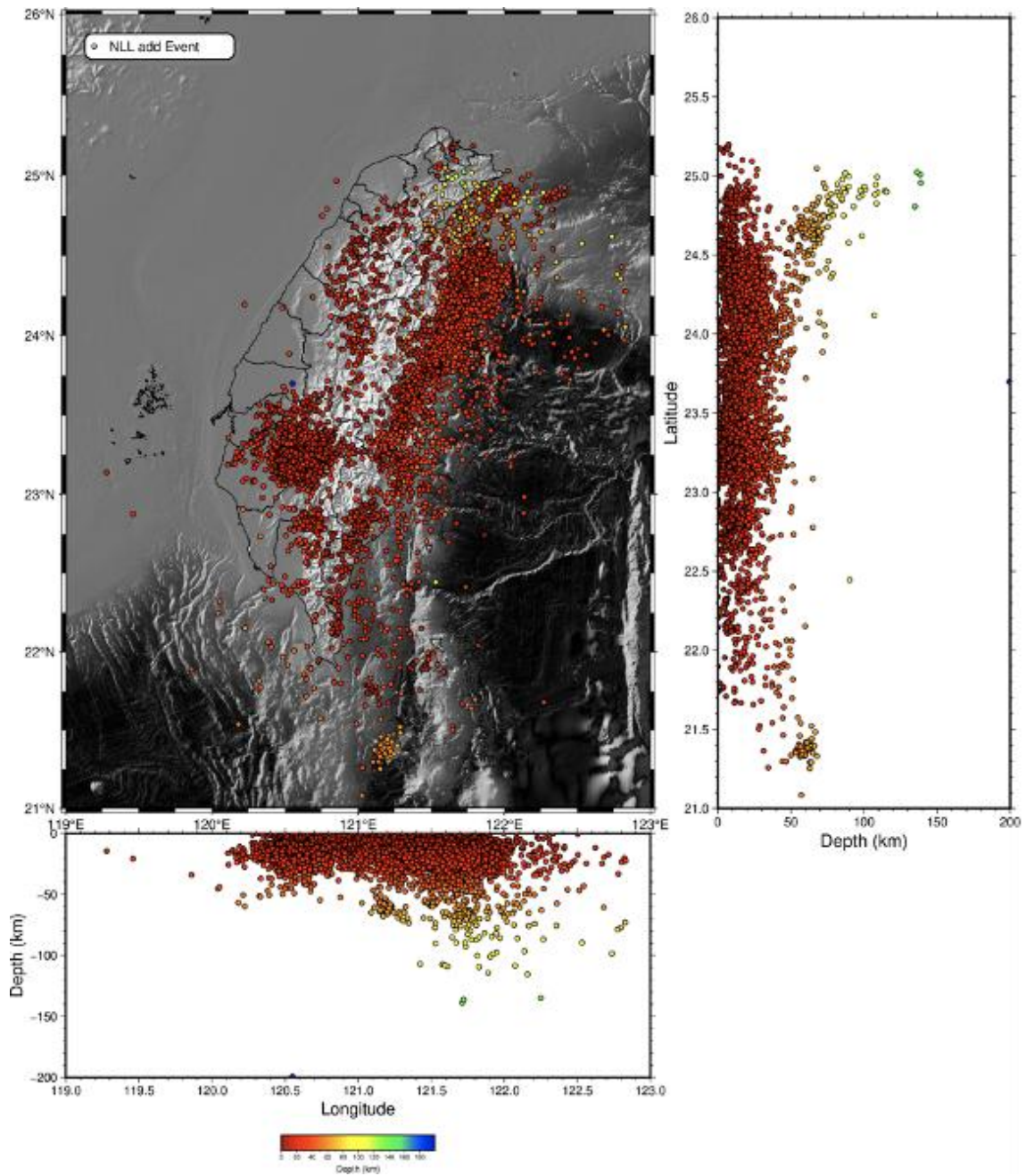
圖十三 2025 年 1 月自動化定位結果與中央氣象署地震目錄之比較。(a)顯示自動化地震偵測與中央氣象署(CWA)目錄中吻合之事件之空間與深度分布。結果顯示，自動化流程能成功捕捉大多數地震事件，其震源位置分布與氣象署既有目錄高度一致。(b)顯示自動流程未偵測到、但存在於中央氣象署目錄中的事件之分布。



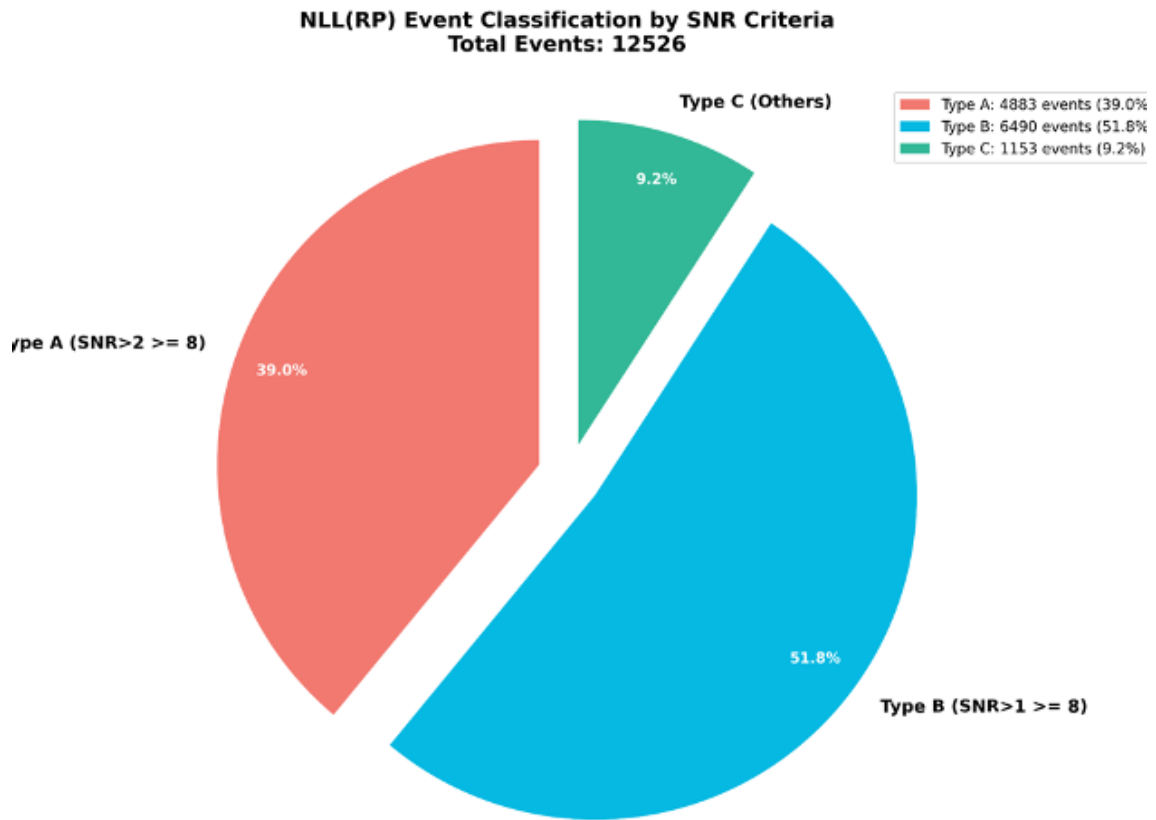
圖十四 2025年1月中央氣象署地震事件依據波相訊噪比（SNR）分類之品質分布圖。中央氣象署（CWA）於2025年1月所公布的3,062起地震事件，依地震波相的訊噪比（SNR）分級後所呈現的事件品質比例。圓餅圖結果顯示，A級事件共有1,986起，占總事件數的約64.9%，為該月份的主要地震事件類型，代表大多數事件具有良好的波形品質與明顯的P、S波相特徵。B級事件為943起，占約30.8%，顯示仍有相當比例的事件具有中等之訊號品質。C級事件僅133起，占約4.3%，表示該月份低品質事件相對稀少。



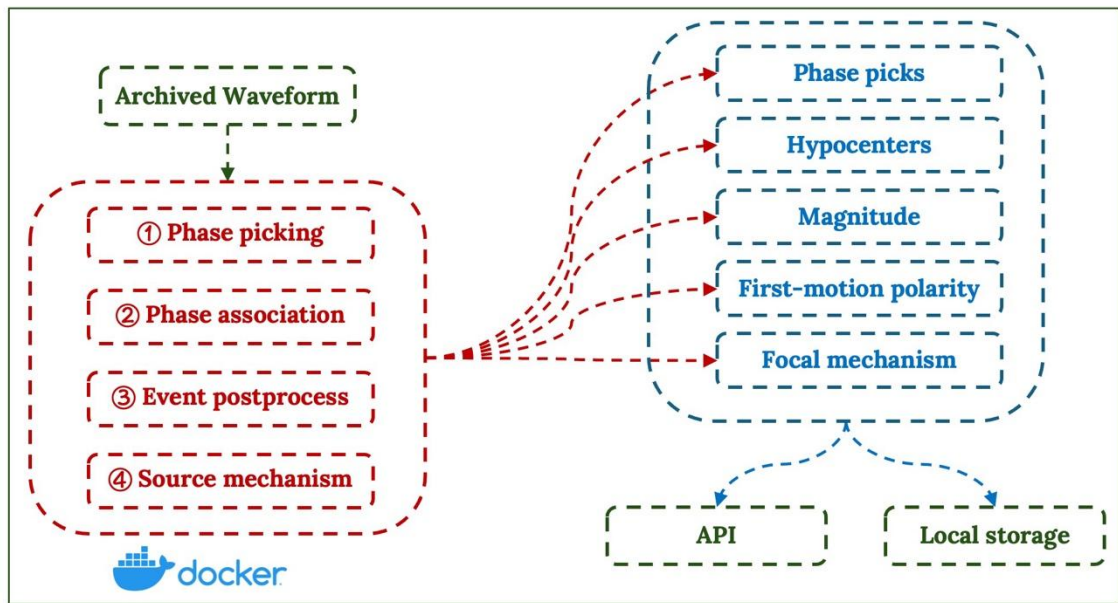
圖十五 自動化地震偵測流程在不同品質等級事件中的偵測率比較。本圖展示 2025 年 1 月中央氣象署 (CWA) 地震目錄依據波相訊噪比 (SNR) 分類為 A、B、C 三級後，自動化地震偵測流程於各品質等級中的偵測表現。藍色柱狀代表自動流程成功偵測並與氣象署事件相符 (Match) 的地震數量；紅色柱狀則代表未被自動流程偵測到但存在於氣象署目錄中的事件 (Miss)。結果顯示，自動化偵測方法對於高品質(A)事件，共 1,986 起事件中有 1,919 起成功偵測，偵測率高達 96.6%。對於中等品質(B)事件，偵測率約為 59.4%，模型仍具一定程度的辨識能力。而低品質(C)事件偵測率僅約 10.6%，主要由於此類事件訊號弱、噪訊高，使得模型難以可靠辨識。



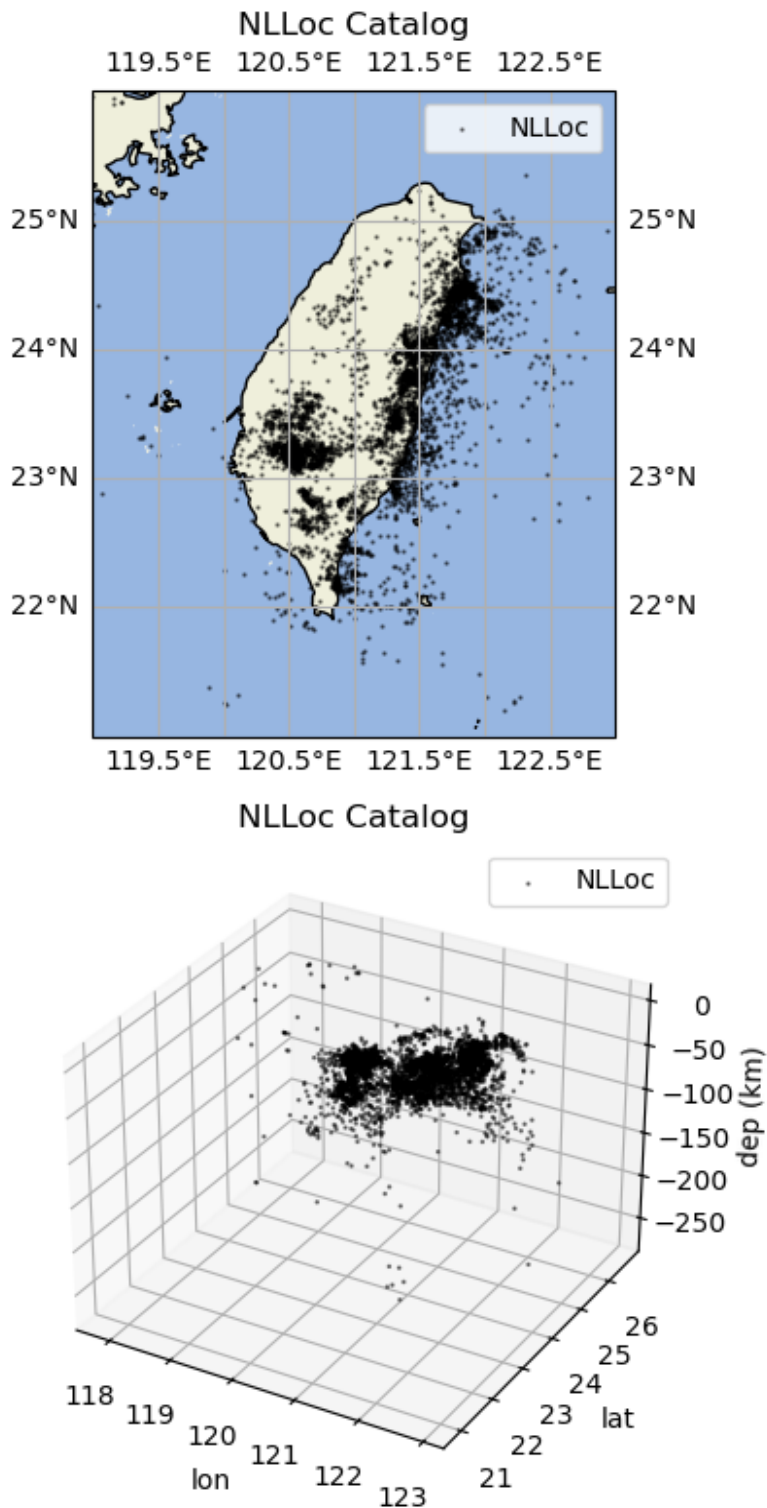
圖十六 2025 年 1 月自動化地震監測額外偵測之地震事件分布。圖中顯示本研究自動化地震偵測與定位流程在 2025 年 1 月份相較於中央氣象署地震目錄所額外偵測出的地震事件。事件以震源深度著色，左圖呈現其在臺灣地區的平面分布，右上與右下分別為北南向及東西向的震源深度剖面圖。結果顯示，這些額外偵測事件並非隨機散布，而是明顯集中於臺灣主要活動構造帶上。



圖十七 自動化地震偵測流程額外偵測事件之波形品質 (SNR) 分類分布圖。本圖展示本研究自動化地震偵測與定位流程在 2025 年 1 月份額外偵測出的 12,526 起地震事件，依據波相訊噪比 (SNR) 分類後的事件品質比例。分類結果顯示，A 級事件共有 4,883 起 (39.0%)，代表其中有相當比例的高品質事件未被人工目錄收錄，部分事件經人工檢核確認為確實被人工流程所遺漏。B 級事件為 6,490 起 (51.8%)，顯示模型也具有較好的能力偵測中等訊號品質的事件。



圖十八 中央氣象署自動化地震監測與定位系統之線上架構示意圖。展示目前架設於中央氣象署工作站之自動化地震監測系統的整體流程與資料處理架構。



圖十九 2025年8月20日至9月20日自動化地震定位結果之平面與三維分布。本圖展示自動化地震監測與定位流程在2025年8月20日至9月20日期間所產生的震源定位結果。上圖為震源於臺灣地區的平面分布，下圖則呈現震源於三維空間中的位置，包括深度變化。結果顯示，自動化定位流程所得震源並非隨機散布，而是緊密集中於臺灣已知的主要活動構造帶，顯示本流程於實際觀測資料中的定位能力可靠，具備實務應用潛力與監測價值。

參考文獻

- Chang, C.-H., Y.-M. Wu, D.-Y. Chen, T.-C. Shin, T.-L. Chin, and W.-Y. Chang (2012). An Examination of Telemetry Delay in the Central Weather Bureau Seismic Network, *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences* **23**, no. 3, 261, doi: 10.3319/TAO.2011.11.29.01(T).
- Huang, C.-Y., P. B. Yuan, C.-W. Lin, T. K. Wang, and C.-P. Chang (2000). Geodynamic processes of Taiwan arc–continent collision and comparison with analogs in Timor, Papua New Guinea, Urals and Corsica, *Tectonophysics* **325**, no. 1, 1–21.
- Kao, H., P.-R. Jian, K.-F. Ma, B.-S. Huang, and C.-C. Liu (1998). Moment-tensor inversion for offshore earthquakes east of Taiwan and their implications to regional collision, *Geophysical Research Letters* **25**, no. 19, 3619–3622, doi: <https://doi.org/10.1029/98GL02803>.
- Liao, W.-Y., E.-J. Lee, D.-Y. Chen, P. Chen, D. Mu, and Y.-M. Wu (2022). RED-PAN: Real-Time Earthquake Detection and Phase-Picking With Multitask Attention Network, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* **60**, 1–11, doi: 10.1109/TGRS.2022.3205558.
- Liao, W.-Y., E.-J. Lee, D. Mu, and P. Chen (2022). Toward Fully Autonomous Seismic Networks: Backprojecting Deep Learning-Based Phase Time Functions for Earthquake Monitoring on Continuous Recordings, *Seismological Research Letters*, doi: 10.1785/0220210274.
- Liao, W.-Y., E.-J. Lee, D. Mu, P. Chen, and R.-J. Rau (2021). ARRU Phase Picker: Attention Recurrent-Residual U-Net for Picking Seismic *P* - and *S* -Phase Arrivals, *Seismological Research Letters* **92**, no. 4, 2410–2428, doi: 10.1785/0220200382.
- Lomax, A., and A. Savvaidis (2022). High-Precision Earthquake Location Using Source-Specific Station Terms and Inter-Event Waveform Similarity, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **127**, no. 1, e2021JB023190, doi: 10.1029/2021JB023190.
- Lomax, A., J. Virieux, P. Volant, and C. Berge-Thierry (2000). Probabilistic Earthquake Location in 3D and Layered Models, in *Advances in Seismic Event Location* C. H. Thurber, and N. Rabinowitz(Editors), Springer Netherlands, Dordrecht, 101–134, doi: 10.1007/978-94-015-9536-0_5.
- Mousavi, S. M., W. L. Ellsworth, W. Zhu, L. Y. Chuang, and G. C. Beroza (2020). Earthquake transformer—an attentive deep-learning model for simultaneous earthquake detection and phase picking, *Nature Communications* **11**, no. 1, doi: 10.1038/s41467-020-17591-w.
- Shin, T.-C., C.-H. Chang, H.-C. Pu, H.-W. Lin, and P.-L. Leu (2013). The Geophysical Database Management System in Taiwan, *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences* **24**, no. 1, 11, doi: 10.3319/TAO.2012.09.20.01(T).
- Suppe, J. (1981). Mechanics of mountain building and metamorphism in Taiwan, *Mem. Geol. Soc. China* **4**, 67–89.

- Teng, L. S. (1990). Geotectonic evolution of late Cenozoic arc-continent collision in Taiwan, *Tectonophysics* **183**, no. 1, 57–76.
- Zhu, W., and G. C. Beroza (2018). PhaseNet: A Deep-Neural-Network-Based Seismic Arrival Time Picking Method, *Geophysical Journal International*, doi: 10.1093/gji/ggy423.