

109 年度地震資料之分析應用

子計畫一

臺灣陸域與東部海域非線性場址效應分析 (I)

溫國樑¹ 郭俊翔¹ 呂奇祝¹

¹ 國立中央大學地球科學系

摘要

完整的場址效應包括線性及非線性行為下的不同特性，多數情況下場址效應接近線性的放大特性，但軟弱地盤在高震度情況下，高頻地震波的非線性放大特性就會變得顯著，因此如何考量非線性場址效應，對強地動預估和地震災害評估相當重要。本研究擬分析陸地及海床的非線性場址放大效應，在陸地上，利用氣象局設置的地表—井下地震站進行分析，近年來該地震網已收集到數個規模六以上地震的強震資料，並有研究分析其淺層剪力波速度構造與場址參數，這些資訊有助於分析由井下傳遞到地表的震波放大特性之變化；而在海床上，因強震和鑽井資料遠比陸地稀少，故以往少有海底強震特性的研究，在國內直到近年來氣象局在宜蘭外海建置海纜強震儀，位在琉球隱沒帶附近，該區域地震活動相當頻繁，可使用地震記錄對海底的場址效應進行初步分析，但本研究目前仍未使用高震度強震資料仔細探討其非線性場址效應。本研究第一年之工作項目為使用實測地震資料來分析陸上測站的非線性場址效應，及分析海纜測站的顯著共振頻率。我們初步挑選具有強震記錄的地表—井下地震站，使用弱震記錄（無非線性效應）計算標準地層轉換函數，再與強震記錄（具非線性效應）比較，確實發現強震記錄的地層轉換函數皆呈現顯著的非線性效應，即高頻振幅減小與第一共振頻率降低等現象。而由時間域加速度特性來看，高頻震波的放大倍率（地表和井下 100 Hz 譜加速度比值）隨著井下震度的增加而降低，這也顯示出高頻震波的非線性現象。以往對海床強地動及場址特性的了解相當少，也鮮少有鑽探資料可作參考，本研究中使用海纜測站（包括 EOS2、EOS3、EOS4 等三個測站）地震和環境噪訊資料之單站頻譜比分析海床的場址特性，初步分析成果仍看不出海床的非線性效應。

關鍵詞：強地動、非線性場址效應、地表—井下地震站、海纜測站

Abstract

The so-called site effect includes linear and nonlinear site response. Site effect behaves linear in most situation; however, nonlinear site response become remarkable during strong motions especially at soft sites. Therefore, how to consider nonlinear site response is quite important for strong motion prediction and seismic hazard analysis. This study tries to analyze nonlinear site effect for both inland and offshore sites. For the inland sites, we use the Surface-Downhole stations for the analysis because several earthquakes with magnitude larger than six have been recorded by the network and the shallow S-wave velocity profiles as well as the site parameters are available from recent studies and it will be helpful for site response analysis. As for the offshore seafloor sites, there was no strong motion studies due to lack of data before. Submarine cable stations have been installed on offshore Ilan, close to the active Ryukyu subduction zone, recently by the CWB. Seismic records can be used to study site effect; however, this study has not used high intensity ground motion records for further nonlinear effect analysis at those ocean bottom sites. The work items in first year project are using observed seismic data for the nonlinear site effect analysis at the inland Surface-Downhole stations as well as for the analysis of resonant frequency at submarine cable stations. Weak motion data were used to calculate referenced empirical transfer functions at the Surface-Downhole stations. Strong motions are analyzed to compare with the weak motion (linear effect) results and clear differences caused by nonlinear site effect, i.e. lower resonant frequency and deamplification at high frequency, can be found. In time domain, amplification factor of high-frequency seismic wave (spectral acceleration of 100 Hz) decreases with increasing downhole intensity. This is an alternative approach to see nonlinear site effect for high frequency seismic waves. We were unfamiliar with strong motion and site effect on ocean floor due to lack of seismic and logging data. Seismic and ambient noise records of submarine cable accelerometers (EOS2, EOS3, and EOS4) are used to study site effect on ocean floor. Single station horizontal-to-vertical spectral ratio (HVSr) is adopted to study the resonant frequency as a preliminary task. However, no nonlinear site response was found at those seafloor stations from this study currently.

Key words: Strong motion, Nonlinear site effect, Surface-downhole station, submarine cable station

1. 前言

中央氣象局為了提升地震監測能力、加強強震即時警報系統、並增進地震定位準確度，近年來除陸續對老舊地震儀進行汰舊換新之外，也投入大量經費建置東部海域海底電纜地震儀與全臺井下地震儀觀測站，並進行傳輸線路和架構升級，進行統整為新一代地震觀測網資料整合平臺，進而藉由聯合觀測達到提升訊號品質、地震解析能力、強震即時警報和快速震源機制解等初步成果。

氣象局建置中的地表一井下地震觀測系統已能提供並提升地震監測的品質，此觀測網之測站遍布全臺各地質區，目前已在全臺各地建置約 60 個地表一井下的地震觀測站，每站共裝設 3 部地震儀，包括一部地表強震儀及井下強震、井下寬頻地震儀各一部。設置於地下岩盤之井下地震儀大幅降低來自地表雜訊的干擾，可獲得高品質地動訊號，因此提升了地震定位的精確度與對區域性小規模地震的監測能力。臺灣東部海域的琉球隱沒帶過去曾多次發生大規模地震，並被評估為未來可能發生規模 8 以上強震的區域，因此氣象局在 106 年完成第二期海纜計畫，透過佈置海底電纜在琉球弧前盆地鋪設了三座即時觀測強震儀，除可增加對東部外海地震定位的精確性之外，也可作為強震即時預警 (Earthquake Early Warning) 之用，可望有效防範東部外海可能發生的大規模隱沒帶強震。

場址效應對強震特性有重要影響，以往的研究較多在討論不同場址對地震波的放大作用，然而當地動值較高時，場址效應會有非線性的行為發生，此時對地震波放大的倍率會較弱震時降低，甚至會有震度折減而非放大的情況發生。近年來地表一井下地震測站仍在增加新的測站，持續記錄到更多的強震資料，且多數測站的場址條件已可從相關研究結果得知 (溫國樑等, 2019)。對場址效應的研究來說，因其同時具有地表及地下數百公尺的地震記錄，可同時進行分析，更加容易了解震波在通過近地表地層前後的特性差異，即該測站的場址效應。此外，近年來海纜強震儀已開始對東北部海域進行監測，雖然運作時間還不長，但因海纜測站就位於琉球隱沒帶附近區域，地震活動相當頻繁，可利用地震記錄初步探討此區域海床的共振頻率，並可望有數筆高震度資料可用來測試非線性場址效應是否顯著。

1.1 研究動機

場址效應是區域地質影響震波放大特性的重要因子，在相同的震源及路徑條件下，不同的場址條件可能會引起不同的震波放大現象，而造成地震動強度差異達數倍以上 (Milne, 1898; Wen et al., 2008)。有不少實際災害案例是由於鬆軟土層的放大作用，造成距離震央較遠處沖積盆地內地震動反而增強而造成嚴重災害。國外著名案例為 1985 年的墨西哥地震；國內案例則有 1986 年花蓮外海地震 ($M_L 6.8$)、1999 年集集地震 ($M_L 7.3$) 與 2002 年 331 花蓮外海地震 ($M_L 6.8$)，臺北盆地皆由於場址效應而遭受強地動，因而受到災損。

Kuo et al. (2018) 分析部分地表一井下地震測站由井下到地表的放大效應，發現不同測站的 PGA 放大倍率可從 3 倍到 20 倍，且與地表一井下頻譜比有極為顯著的關係，但未對非線性效應有進一步的分析。溫國樑等人 (2017) 使用地表和井下強震儀記錄計算兩者之間地層的轉換函數 (Transfer Function)，並推估其層狀剪力波速度構造 (S-wave Velocity Structure)，其結果與懸盪式波速井測 (Kuo et al., 2018)、

震波走時(Wang et al., 2016)等方法所得之平均波速相近,然而,因該方法的限制,僅能求得地表至各測站井下地震儀所在深度的速度構造。溫國樑等人(2018;2019)更進一步使用高頻接收函數法,採用區域型地震資料計算 27 個測站的接收函數,並用其推估這些測站的剪力波速度構造,所得速度構造深度視各測站的地震資料品質、速度構造特性等而有所不同,解析深度約 2~3 公里,使用接收函數法所得的淺層剪力速度構造更加完整,除可得到 Vs30(淺部 30 公尺內平均剪力波速)外,對求取深度參數 Z1.0(地表至剪力波速高於 1 公里/秒地層之深度)相當有用,且此方法對主要速度界面較為敏感,所得結果應用在強地動模擬則能更好地反應淺層構造可能引起的放大效應。Wang et al. (2016)分析地表一井下測站的平均衰減構造(Q 值)與平均速度構造(Vp、Vs)。Lai et al. (2016)則是分析地表和井下高頻震波的衰減因子 Kappa。

許樹坤等人(2018)使用 5 個海底地震儀資料聯合氣象局陸上測站資料,對 2017 年 2 月 11 日臺南近海地震的餘震資料進行重新定位,且逆推得到修正後的 S 波速度構造,在淺部(<4 公里)相較於氣象局的一維速度構造為低。Lin et al. (2018)分析位於西南近海的海底地震儀資料,發現其單站頻譜比(HVSR)值遠較陸上來得高,而其顯著頻率則多在 6 Hz 至 10 Hz 之間,EOS1 記錄的 HVSR 相比之下卻無明顯的顯著頻率。Kubo et al. (2019)分析 DONET1 測站在 2016 年 southeast Off-Mei 地震(M_{JMA} 6.5)發生時的場址效應,發現其長週期振幅普遍高於陸上記錄,並使用 HVSR 搭配 DNL(Degree of Nonlinearity)方法推估其非線性場址效應(Wen et al. 2006; Noguchi and Sasatani, 2008)之程度,發現部分測站確實顯現出相當顯著的非線性效應。

1.2 研究目的及意義

在地震學(如地震波之振幅放大会影響地震規模之估算)和地震工程的應用上(如強地動預估、地震危害度評估或土壤結構互制作用在不同種類地盤上的差異性),場址效應的評估皆相當重要,具有關鍵性的影響。此地表一井下地震觀測系統提供了相當寶貴的地震記錄,讓我們能夠針對臺灣的地質特性建立本土的場址效應參數,也能夠更了解臺灣的強地動特性,此研究成果對國內未來在地震學及地震工程相關方面的後續研究和應用都能提供重要且有價值的參考。

地表一井下地震觀測系統自 2007 年開始建置以來,陸續收到數個規模 6 以上地震的強地動記錄,如:2013 年 3 月和 6 月的南投地震、2013 年 10 月的瑞穗地震、2016 年 2 月美濃地震及 2018 年 2 月花蓮地震等。相關研究指出 2016 年美濃地震(Chen et al. 2017)和 2018 年花蓮地震(Kuo et al. 2019)中,在靠近震源或斷層區域等地動值較高的區域,許多位於軟弱地盤的測站觀測到相當顯著的非線性場址效應。由理論及實際觀測可知,軟弱地層的非線性效應往往在承受強震時特別顯著,並會影響強地動的特性,因此對於地動預估、地震危害度評估及耐震設計等相當重要。

國內以往多設置寬頻式海底地震儀,其觀測資料屬弱震訊號,且注重分析低頻訊號,主要用來進行海底訊號、地震活動度、及地體構造等方面的研究。東部海纜地震儀系統中包括力平衡式加速度感應器(Force Balance Accelerometer, FBA)與短週期(Short Period, SP)加速度地震儀。海纜強震儀的設置開始能夠記錄到靠近

隱沒帶的高振幅強震訊號，國內過去缺乏海床上的強震記錄，在本研究中我們嘗試使用此記錄來初步分析海床的場址效應。

2. 資料收集與處理

2.1 氣象局地表—井下觀測網簡介

根據氣象局所提供之相關資料，自 2007 年開始，此地表—井下地震觀測系統至今已陸續設置超過 60 個測站（圖 1），除了位於臺灣本島的測站外，另包括澎湖站（PNG）、小琉球站（WLCH）、蘭嶼站（LAY）及綠島（LDU）等 4 個外島測站，尤其在山區也設置了不少測站，如此一來可增進全臺地震定位之精度，也對分析場址效應有很大的幫助。

各測站皆裝設一部位於地表之力平衡式加速度型地震儀及位於井下之加速度與速度（寬頻）地震儀各一部，總共三部地震儀。測站鑽孔原則上必須達到岩盤，因此來自地表的雜訊大幅降低，可獲得低背景雜訊的高品質地震記錄，儀器設置示意圖及加速度震波實際案例可參見圖 2（引用至 Kuo et al. 2018）。

在「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」完成後，氣象局接著執行「地震及海嘯防災海纜觀測系統擴建計畫」，在臺灣東部外海琉球隱沒帶附近設置了三個海纜地震強震儀，其深度分布在約 900 公尺到 2700 公尺之間。東部海纜地震儀系統中，各測站皆包括一組力平衡式（FBA）和短週期（SP）加速度地震儀以及水聽器，本研究使用力平衡式地震儀的記錄進行分析。

2.2 測站概述

前期計畫中（溫國樑等人，2017），我們已分析 54 個測站的地層轉換函數，可作為線性反應下的結果，用來和強震非線性反應的結果比較。本研究選用的測站包括：CHY 嘉義站，此測站在 2016 年美濃地震時有強震記錄；EGFH 光復站，此測站在 2013 年瑞穗地震時有強震記錄；HWA 花蓮站，此測站在 2018 年花蓮地震時有強震記錄；ILA 宜蘭站，此測站雖無明顯強震記錄，但因其位於鬆軟沖積層上，因此一併納入分析；SHH 新化站，此測站在 2016 年美濃地震時有強震記錄；WCHH 彰化站，此測站在 2013 年兩起南投地震皆有記錄；WDLH 斗六站，此測站在 2013 年南投地震和 2016 年美濃地震時有強震記錄。我們也使用高頻震波放大倍率與井下震度的關係來檢視非線性效應的產生及其趨勢。海纜強震儀目前有三個測站，已全部用來分析所在位置的海床場址特性，目前使用的地震記錄為 2019 年間的記錄。

2.3 海纜強震資料處理概述

由於海纜地震儀設置於電纜中，無法像陸地上的地震儀設置可預先調整好其方位角，而需要後續的方位校正。海纜強震儀的配置如圖 3 所示，仰角（Pitch）角度為 X 軸與地面夾角，朝上為負；轉角（Roll）角度為沿著 X 軸旋轉角度，逆時鐘方向為正；方位角（Azimuth）為 X 軸與正北之夾角，順時針方向為正。使用氣象局地震測報中心所提供的各測站角度資訊（圖 4），配合旋轉矩陣公式（1），則可將 X、Y、Z 分量的記錄修正為 E、N、Z 方向的記錄

$$\begin{pmatrix} D_E \\ D_N \\ D_Z \end{pmatrix}_{corrected} = \begin{pmatrix} \cos(\theta - 90^\circ) & \sin(\theta - 90^\circ) & 0 \\ -\sin(\theta - 90^\circ) & \cos(\theta - 90^\circ) & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \cos(-\psi) & 0 & -\sin(-\psi) \\ 0 & 1 & 0 \\ \sin(-\psi) & 0 & \cos(-\psi) \end{pmatrix} \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & \cos(-\phi) & \sin(-\phi) \\ 0 & -\sin(-\phi) & \cos(-\phi) \end{pmatrix} \begin{pmatrix} D_X \\ D_Y \\ D_Z \end{pmatrix}_{observed} \quad (1)$$

，其中 Roll 角 = ϕ 、Pitch 角 = ψ 、Azimuth 角 = θ ，而 D_X 、 D_Y 、 D_Z 為原始觀測資料三軸向振幅， D_E 、 D_N 、 D_Z 為修正後的東西、南北和垂直向振幅。

在進行海纜的環境噪訊資料的單位轉換時，我們發現 High Gain 和 Low Gain 加速度記錄具有不同的振幅值，且其差異約為兩倍。在經過向陳達毅課長的請益討論後，發現是地震中心提供之 High Gain 加速度計的單位轉換係數有誤，參考廠商提供之原始數值後重新換算，得到的轉換係數剛好為地震中心提供原值的 1/2，修正前後數值參見表 1。基於此新成果，我們一併將本研究先前已處理完成的地震加速度記錄振幅修正為一半。

3. 分析方法

本研究使用各測站至 2018 年為止規模 3 以上之有感地震進行接收函數計算，但各測站由於建置完成的時間並不完全相同，因此所使用的資料範圍及數量也有所差異。然後依接收函數之平均結果估算剪力速度構造，本研究係使用地表測站的記錄進行分析。

3.1 震波加速度放大特性分析

我們使用水平向加速度記錄來分析震波自井下傳遞到地表所受到的場址效應，為了避免傳統使用加速度峰值 (PGA) 時，各筆記錄之 PGA 頻率不一定相同的情況，本研究統一採用固定週期的譜加速度 (spectral acceleration) 進行分析。因為本研究希望探討強震下的土壤非線性效應，因此選用對非線性場址現象最為敏感的高頻震波 (週期 0.01 秒，相當於頻率 100 Hz) 之譜加速度進行分析。考慮到水平向地動記錄有兩個分量，為了取出一個具有代表性的水平分量，本研究採用 GMRotD50 (Boore et al. 2006; Boore 2010) 作為分析之水平分量，此處的 GM 代表地動值 (Ground Motion)，Rot 代表旋轉 (Rotation)，D 代表週期相依的轉角 (period Dependent)，50 代表各角度的震度值 (Intensity Measure) 排列後的第 50 分位數，即中位數。此震度近年來已被廣泛地使用於強地動預估模型及地震危害度評估的相關研究當中，比起傳統使用的水平方向幾何平均值更能精確地反應中值的概念。兩個原始正交水平分量記錄以下面公式進行旋轉，以求得各角度的震度值，

$$a_{ROT}(t; \theta) = a_1(t) \cos(\theta) + a_2(t) \sin(\theta) \quad (2)$$

$a_1(t)$ 和 $a_2(t)$ 為兩正交之水平向加速度歷時記錄，而 θ 則為旋轉角。我們將每個角度週期 0.01 秒的譜加速度值 (Sa0.01) 算出後並依其值按序排列，其中位數即為本研究所採用的震度值。我們用 Sa01_{RotD50} 作為代表，其放大倍率可反應震波所受到的

場址效應，放大倍率之計算如式（3），

$$AF = Sa_S / Sa_D \quad (3)$$

AF 為放大倍率（Amplification Factor）， Sa_S 為地表之譜加速度， Sa_D 代表井下譜加速度，在本研究中為 $Sa_{01RotD50}$ 。由譜加速度放大倍率的變化，我們即可分析該測站是否顯示非線性場址效應。

3.2 經驗頻譜分析

傳統在進行經驗頻譜分析時最常使用雙站頻譜比法（Borcherdt, 1970）。地震儀在地表記錄到的地震訊號主要受到震源、路徑及場址效應的影響，在時間域中為此三個效應的摺積（convolution），可以式（4）表示，

$$a(t) = S_0(t) * P(t) * S_1(t) \quad (4)$$

其中 $a(t)$ 代表時間域的地震記錄， $S_0(t)$ 、 $P(t)$ 、 $S_1(t)$ 分別代表時間域中的震源、路徑及場址效應。利用富立葉轉換將時間域的震波記錄轉到頻率域後，摺積的效應就變成乘積，

$$A(f) = S_0(f) \times P(f) \times S_1(f) \quad (5)$$

當我們要分析某個場址 S_1 相對於參考站 S_2 的場址放大效應時，假設這兩個場址均收到同一地震訊號且測站間距相對於震央距很小幾乎可忽略，則其富氏譜相除可消去其震源和路徑效應，剩下的就是兩測站之間的場址放大效應。

$$\frac{A_1(f)}{A_2(f)} = \frac{S_1(f)}{S_2(f)} \quad (6)$$

但也因為合適的參考站常常難以找到，因此使用雙站頻譜比法分析場址效應之困難度較高，但若是將其使用於分析地表與井下測站的場址效應則其為相當合適的方法。

正因為雙站法使用不易，Nakamura (1989) 利用微地動和地震的井下資料進行分析，提出了單站頻譜比法，由於此方法不需要額外的參考站，便很快的被廣為使用，Lermo and Chávez-García (1993) 也成功的證實此方法也可用於強震資料上。

由雙站法結果來看，場址效應的轉換函數可表示為

$$S_T = S_{HS}/S_{HB} \quad (7)$$

S_{HS} 為地表記錄的水平向頻譜， S_{HB} 為井下記錄的水平向頻譜。但因 S_T 會受到近地表雷利波效應 (E_S) 的影響，所以若要除去雷利波之效應，則式 (7) 需改寫為式 (8)，

$$S_{TT} = S_T/E_S \quad (8)$$

而式 (8) 中的近地表雷利波的垂直向效應可表示成

$$E_S = S_{VS}/S_{VB} \quad (9)$$

其中 S_{VS} 為地表雷利波垂直向效應， S_{VB} 為井下雷利波垂直向效應。在此有兩個重要的假設，一是假設雷利波水平向及垂直向之效應相等，另一個假設是井下的水平及垂直向頻譜相等。在上述假設前提之下，式 (8) 可得最後結果即為

$$S_{TT} = S_{HS}/S_{VS} \quad (10)$$

式 (10) 便是將場址效應轉換函數表示為地表的水平向頻譜和垂直向頻譜的比值，此即為單站頻譜比法。上述兩種頻譜比法中所使用的水平向頻譜皆分別計算東西向及南北向之富氏譜，並取其向量和結果。

3.3 非線性程度之量化分析

不同於傳統分析非線性程度之方法，Wen et al. (2006) 首先提出使用單站頻譜比法以測試非線性效應是否發生的技術，使得分辨非線性場址效應是否發生變得更加容易。Noguchi and Sasatani (2008) 則進一步提出量化非線性程度 (Degree of Nonlinear Site Response) 的指標 DNL，其定義為：

$$DNL = \sum_{0.5}^{20} \left| \frac{EHV_{strong}}{EHV_{ref}} \right| \cdot \Delta f \quad (11)$$

其中 EHV_{strong} 為使用強震記錄所得的單站頻譜比， EHV_{ref} 為參考之單站頻譜比，實際上則以弱震（本研究定義為三分量最大 $PGA < 30$ gal）單站頻譜比之平均作為此參考單站頻譜比， Δf 則為頻譜之頻率間隔，用來計算 DNL 之頻率範圍為 0.5 Hz 至 20 Hz。本研究中計算的頻譜比都以 Konno and Ohmachi (1998) 之技術進行平滑化後再進行後續計算。在國內，Chen et al. (2017) 曾以此方法評估美濃地震時西南部平原在強震下的非線性特性。本研究使用地表—井下測站進行分析，因此可得雙站頻譜比 (HHSR)，此時我們使用雙站頻譜代替式 (11) 當中的單站頻譜，然後即可以同樣方法計算 DNL。

4. 成果分析

首先挑選 CHY 嘉義站、EGFH 光復站、HWA 花蓮站、ILA 宜蘭站、SHH 新化站、WCHH 彰化站、WDLH 斗六站等七個地表—井下測站進行高頻震波的放大特性分析，我們使用各地震事件的 100 Hz 譜加速度計算井下到地表的放大倍率，圖 5 為分析結果，對每個地震記錄，地表和井下的加速度地震儀都可收到記錄，其放大倍率可由雙站法（公式 6）求得，以灰色圓圈代表各記錄之分析結果，黑色圓圈則是不同譜加速度區間之放大倍率的平均結果，垂直線代表正負一個標準差的範圍，紅色曲線則是各區間平均值的趨勢線。在加速度反應譜的分析中，100 Hz 高頻震波的譜加速度值會幾乎相等於此記錄的加速度峰值，因此常以 $Sa0.01$ （週期 0.01 秒之譜加速度，即為 100 Hz 之譜加速度）來相比 PGA。為了避免 PGA 所發生的頻率不一的情況，本研究以 $Sa0.01$ 代表高頻震波。我們可看到圖 5 中各測站的高頻震波放大因子（Y 軸）隨著井下位置的 Sa （X 軸，可視為岩盤測站的譜加速度值）的增加而有減小的趨勢，此即為非線性場址效應最重要的特性表現之一。首先檢視 CHY 嘉義站分析成果（圖 5a），此測站高頻震波之平均放大倍率約為 4，在井下 Sa 大於 10 gal 時，平均放大倍率有較明顯的降低，平均值約為 3.5。EGFH 光復站（圖 5b）之高頻震波平均放大倍率也約為 4，同樣地在井下 Sa 大於 10 gal 時，平均放大倍率有較明顯的降低。HWA 花蓮站（圖 5c）的高頻震波放大率則稍較前兩個測站偏低，僅有一筆地震記錄之非線性效應較為顯著，該筆強地動記錄即為 2018 年 2 月 6 日花蓮地震的記錄，其井下 $Sa0.01$ 即高達近 0.3 g。ILA 宜蘭站（圖 5d）強震記錄較少，雖然也可約略看出井下 Sa 大於 10 gal 時放大倍率有稍微偏低的狀況但不顯著，其放大倍率的整體趨勢也維持在 3 左右。SHH 新化站（圖 5e）高頻震波放大特性則較為特殊，弱震的平均放大倍率約在 5 倍，但在 4 gal ~ 10 gal 之間的放大倍率卻升高至 6 倍左右，直到此測站井下 $Sa0.01$ 約 0.1 g 的強震記錄時，放大倍率才折減至 3 倍，該筆記錄為 2016 年 2 月 6 日的美濃地震。WCHH 彰化站（圖 5f）之高頻震波放大特性和其他測站又有不同，其放大倍率隨著井下 $Sa0.01$ 的增加，一開始有明顯逐漸減小的現象，但在井下之譜加速度大於 5 gal 後放大倍率卻反而上升，但因該測站井下 $Sa0.01$ 高於 10 gal 的記錄僅有 2 筆，或許需要更多的實測記錄和更深入的分析才能了解該測站的放大特性。WDLH 斗六站（圖 5g）的結果顯示井下 $Sa0.01$ 約在 2 gal 以上，高頻震波就開始有放大倍率折減的情況發生，但其折減的幅度不大。上述各測站的地盤特性可參考表 2 內彙整前人相關研究的結果，這些測站中的 CHY 嘉義站和 ILA 宜蘭站應屬於上覆沖積層的鬆軟測站，其他測站則應屬於 C 類測站（stiff soil），但本研究使用的井下測站深

度平均約 300 公尺，因此表 2 中的 Vs30 僅供參考。

對於位於陸域的地表-井下地震站，我們另外以雙站頻譜比法分析其非線性行為，各測站結果分別繪於圖 6 至圖 12。溫國樑等人（2017）使用雙站頻譜比法，選用 PGA 小於 30 gal 的記錄計算弱震轉換函數，藍色曲線為平均值，淺藍色部份則為正負一個標準差範圍。各測站地表加速度記錄中，若水平向任一分量之 PGA 大於 0.1 g 則將其視為強震，若無地震記錄之 PGA 超過 0.1 g，則以 PGA 最大之地震事件作為強震事件代表。強震轉換函數以紅色曲線代表，並以公式（11）計算各筆強震之 DNL，標示於各圖之右上方，各測站的深度也一併標示於各圖片標題中。各測站所選用的強震記錄及其震度資訊整理於表 3，供分析時之參考。圖 6 為 CHY 嘉義站結果，美濃強震在此測站引起些微非線性效應，主要表現在高頻震波因阻尼比上升所導致的折減。圖 7 為 EGFH 光復站三筆強震的分析結果，高頻震波因阻尼比上升所導致的折減在這三個強震中更為明顯，除此之外，由 2013 年 10 月 31 日的瑞穗強震記錄的 HHSR（圖 7a）也顯示出第一共振主頻明顯向低頻偏移的現象。弱震平均 HHSR 的第一共振主頻約為 1.2 Hz，但此強震記錄之 HHSR 之第一共振主頻降低至 0.8 Hz，這是由於剪力波速降低所導致的變化，此強震記錄表現出相當典型的非線性場址效應特徵。圖 8 為 HWA 花蓮站四筆強震的分析結果，以 2018 年 2 月 6 日花蓮強震的記錄（圖 8d）表現出最顯著的非線性效應，震波放大倍率折減的頻段和幅度都相當大，第一共振主頻的偏移也相當顯著，弱震平均 HHSR 的主頻為 0.75 Hz，而強震的 HHSR 則降低到 0.45 Hz。ILA 宜蘭站無 PGA 大於 0.1 g 的強震記錄，以該測站 PGA 最大的記錄（PGA 約為 60 gal）作為強震分析之代表，如圖 9 所示，高頻部份（5 Hz~35 Hz）仍有頻譜比折減之現象。SHH 新化站僅有 1 筆 PGA 超過 0.1 g 的強震，為 2016 年美濃地震的強震記錄，此測站之分析結果如圖 10 所示，在 2.5 Hz 至 20 Hz 間有明顯的頻譜比折減現象，而其第一共振主頻也由約 0.9 Hz 降低至 0.75 Hz。WCHH 彰化站符合條件的強震記錄有兩筆，分別為 2013 年 3 月和 6 月的兩起南投強震之記錄，分析結果如圖 11a 和 11b 所示，兩起強震造成高頻震波顯著的折減，但對主頻無明顯影響。圖 12 為斗六站分析結果，此測站共有 4 筆符合條件之強震記錄，其高頻震波皆有顯著的折減，第一共振主頻似乎也有些微偏移現象（圖 12a 和圖 12b），但 2017 年兩起強震記錄的分析結果（圖 12c 和圖 12d）則似乎並非真正的主頻偏移現象，因這兩起強震記錄的地表 PGA 分別為 119 gal 和 131 gal，以其強度應仍不至於造成如此程度的主頻偏移。上述各強震事件之 DNL 數值在 3 至 8.3 之間變化。

本研究使用單站頻譜比法分析海纜地震資料的場址特性，圖 13a 為 EOS2 測站弱震記錄的單站頻譜比（Earthquake H/V Spectral Ratio, EHVSr），圖 13b 則為背景雜訊記錄的單站頻譜比（Microtremor H/V Spectral Ratio, MHVSr），兩種資料分析結果顯示比值最大的顯著頻率都在約 10 Hz，在低於 0.2 Hz 處似乎有另一峰值，MHVSr 在此低頻的頻譜比相較於 10 Hz 處更為明顯，而 EHVSr 則是 10 Hz 較明顯。圖 14a 和圖 14b 為 EOS3 弱震和背景雜訊的單站頻譜比結果，兩者皆顯示顯著頻率約在 15 Hz，主頻的頻譜比值則以 EHVSr 較高。圖 15a 和圖 15b 為 EOS4 弱震和背景雜訊的單站頻譜比結果，EHVSr 雖在 0.7 Hz 和 1.0 Hz 隱約有兩個峰值，但其主要共振頻率不顯著，MHVSr 共振頻率同樣不明顯，但在頻率低於 0.2 Hz 處似乎呈現逐漸放大的現象。整體來說，弱震資料和背景雜訊資料可得型態類似的 HVSr，但其頻譜值未必接近。此分析結果（EHVSr 和 MHVSr）可用來判斷海床

的共振頻率，但缺乏其他資料佐證，故現階段仍無法進一步確認海床淺部沉積物的波速或厚度等資訊。

海纜測站的非線性場址效應測試需要強震記錄，但 2019 年間的地震記錄僅有 EOS4 有一筆記錄之 PGA 超過 50 gal，因此本研究僅能暫時選擇 $PGA > 20$ gal 的記錄，分別以 HVSR 來測試各海纜測站的地盤反應，其結果如圖 16 至圖 18 所示。EOS2 共有 5 筆記錄符合上述條件，我們也對這些事件計算其 DNL，但由 HVSR 之比較（圖 16）來看， $PGA > 20$ gal 的地震事件（紅色）並沒有在高頻處折減。EOS3 之第一筆地震 HVSR 和平均 HVSR 相當接近，但第二筆地震 HVSR 卻差異很大，各頻率的 HVSR 都高於平均結果。EOS4 的兩筆地震事件則反而在低頻處呈現折減的現象。

5. 結論

本研究嘗試以不同方式分析陸域非線性場址效應，當使用地表—井下測站資料，並以雙站法分析其高頻震波放大倍率隨岩盤震度的變化時（如圖 5），大部分測站的放大倍率皆隨著震度的增加呈現折減的現象，雖有 SHH 新化站和 WCHH 彰化站的趨勢較為特殊，或許需要使用更多強震資料或對該場址速度構造和地層非線性參數進行仔細的分析才能深入探討其原因。圖 6 至圖 12 為各測站強震和弱震 HHSR 之比較結果，所有強震 HHSR 皆呈現出高頻放大率折減的情況，但僅有 PGA 較大的幾個強震記錄能夠看出主頻偏移的現象，可能因為井下地震儀的深度較大，因此其平均的速度折減就不明顯。

本研究對三個海纜測站進行其共振頻率的分析，所得的 HVSR 除了 EOS2 測站外並無顯著的主頻，且水平向的振幅和垂直向振幅差異不大，此結果與當初預期成果相當不同，也和日本相關研究成果 (Kubo et al. 2019) 不大相同。我們挑選 PGA 較大的單一地震事件來比對，發現沒有像本研究中地表—井下測站強震記錄的非線性效應特性出現。參考 Lin et al. (2018) 之 Fig. 7，可見海纜測站 EOS1（已停止運作）的 HVSR 和該研究另外使用的 MicroOBS Plus 和 Yardbird 兩種寬頻地震儀的 HVSR 差異很大，也和該研究中設置於臺灣西南外海測站的 HVSR 差異很大（該研究西南外海測站的 HVSR 有明顯峰值，頻譜比值也很高，和日本研究成果類似）。我們推測，EOS2 ~ EOS4 之 HVSR 和其他成果差異較大的可能原因有二，首先，EOS2 ~ EOS4 所使用的為加速度地震儀而非寬頻地震儀，因此對低頻主要共振頻率較不敏感；另一可能原因為臺灣東部海域的場址條件和西南海域或日本研究的測站所在場址差異較大。

本研究報告為所提三年期研究計畫之第一年成果，氣象局已將海纜向南延伸至西部屏東平原並連接上岸，明年度應可有更多不同位置的海纜測站資料可進行分析，可望釐清臺灣東部和西南部外海海床的場址效應之差異，並能使用更多強震資料來分析海床場址效應可能的變化。

6. 參考文獻

- Boore, D. M., J. Watson-Lamprey, and N. A. Abrahamson (2006). Orientation-independent Measures of Ground Motion, *Bull. Seis. Soc. Am.*, 96, 1502-1511.
- Boore, D. M. (2010). Orientation-independent, Nongeometric-Mean Measures of Seismic Intensity from Two Horizontal Components of Motion, *Bull. Seis. Soc. Am.*, 100, 1830-1835.
- Borcherdt, R. D. (1970). Effect of local geology on ground motion near San Francisco Bay, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 60, 29-61.
- Chen, C. T., S. C. Chang, and K. L. Wen (2017). Stochastic ground motion simulation of the 2016 Meinong, Taiwan earthquake, *Earth, Planets and Space*, **69**, 62.
- Lermo J. and Chávez-García F.J. (1993). Site effect evaluation using spectral ratios with only one station, *Bull. Seis. Soc. Am.*, 83(5), 1574-1594.
- Konno, K. and T. Ohmachi (1998). Ground-motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor, *Bull. Seis. Soc. Am.*, 88(1), 228-241.
- Kubo, H., T. Nakamura, W. Suzuki, Y. P. Dhakal, T. Kimura, T. Kunugi, N. Takahashi, and S. Aoi (2019). Ground motion characteristics and nonlinear soil response observed by DONET1 seafloor observation network during the 2016 southeast Off-Mie, Japan, earthquake, *Bull. Seis. Soc. Am.*, 109(3), 976-986.
- Kuo, C. H., K. L. Wen, C. M. Lin, N. C. Hsiao, D. Y. Chen (2018). Site amplifications and the effect on local magnitude determination at stations of the surface-downhole network in Taiwan, *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, **104**, 106-116.
- Kuo, C. H., J. Y. Huang, C. M. Lin, T. Y. Hsu, S. H. Chao, and K. L. Wen (2019). Strong ground motion and pulse-like velocity observations in the near-fault region of the 2018 Mw 6.4 Hualien, Taiwan, earthquake, *Seismological Research Letters*, **90**(1), 40-50.
- Lai, T. S., H. Mittal, W. A. Chao, Y. M. Wu (2016). A study on kappa value in Taiwan using borehole seismic array, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **106**(4), 1509-1517.
- Lin, J. Y., Y. F. Chen, C. C. Su, S. J. Chin, W. B. Chen, W. N. Wu, C. W. Liang, H. S. Hsieh, S. K. Hsu, and Y. C. Lin (2018). Seismic site response of submarine slope offshore southwestern Taiwan, *Terr. Atmos. Ocean Sci.*, **29**(1), 51-63.
- Milne, J. (1898). *Seismology*, London, K. Paul, Trench, Trubner & co., Ltd. 320 p.
- Nakamura, Y. (1989). A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface, *QR of RTRI*, **30**(1), 25-33.
- Noguchi, S. and T. Sasatani (2008). Quantification of degree of nonlinear site response, *Proceeding of 14th World Conference on Earthquake Engineering*, Beijing, China, 12-17 October 2008, 03-03-0049.
- Wang, Y. J., K. F. Ma, S. K. Wu, H. J. Hsu, and W. C. Hsiao (2016). Near-surface attenuation and velocity structures in Taiwan from comparison of wellhead and

borehole recordings, *Terr. Atmos. Oce. Sci.*, **27**(2), 169-180.

Wen, K. L., T. M. Chang, C. M. Lin, and H. J. Chiang (2006). Identification of nonlinear site response using the H/V spectral ratio method, *Terr. Atmos. Ocean Sci.*, **17**(3), 533-546.

Wen, K. L., Lin, C. M., Chiang, H. J., Kuo C. H., Huang, Y. C., and Pu, H. C. (2008). Effect of surface geology on ground motions: The case of station TAP056 - Chutzuhu Site, *Terr. Atmos. Ocean Sci.*, **19**(5), 451-462.

林靜怡、林義欽、陳彥甫、秦韶晉、林明藏、盧韋岑、徐魁江 (2018)。子計畫三，海底地震儀所記錄到高頻倍頻訊號之特性與來源分析，交通部中央氣象局地震技術報告彙編，MOTC-CWB-106-E-05。

許樹坤、杜文斌、吳文男、林明藏、盧韋岑、徐魁江 (2018)。子計畫二，臺灣西南外海變形前緣的地震與構造探討與東部海纜資料檢視，交通部中央氣象局地震技術報告彙編，MOTC-CWB-106-E-05。

溫國樑、郭俊翔、許炘志、呂奇祝、章順強、許瓊云 (2017)，探討地表—井下測站波速特性及其對規模之影響 (II)，交通部中央氣象局地震技術報告彙編，第 67 卷，MOTC-CWB-106-E-08。

溫國樑、呂奇祝、郭俊翔、林明藏、盧韋岑、徐魁江 (2018)，107 年度地震資料之分析應用——子計畫二：使用區域地震之接收函數分析井下測站速度構造，交通部中央氣象局地震技術報告彙編，第 68 卷，MOTC-CWB-107-E-06。

溫國樑、郭俊翔、呂奇祝 (2019)，108 年度地震資料之分析應用——子計畫二：使用區域地震之接收函數分析井下測站速度構造 (II)，交通部中央氣象局地震技術報告彙編，MOTC-CWB-108-E-06。

經濟部中央地質調查所 (2010)，臺灣活動斷層分布圖。

表 1、海纜測站 High Gain 加速度計之轉換係數修正前後結果。

測站	東西向	南北向	垂直向
修正前			
EOS2、EOS3、EOS4	2.156E-05	2.156E-05	2.156E-05
修正後			
EOS2、EOS3、EOS4	1.078E-05	1.078E-05	1.078E-05

表 2、本研究選用的地表-井下測站的場址參數 Vs30。

測站	PS-log	EGDT	TF	RF
CHY	479	202	292	300
EGFH	-	557	610	480
HWA	301	504	406	481
ILA	233	242	221	353
SHH	-	-	386	595
WCHH	501	451	415	453
WDLH	358	-	358	522

註：PS-log：地表-井下測站的波速量測剖面。EGDT：氣象局強震站之 Vs30 (Kuo et al. 2012)。TF：利用轉換函數推估之 Vs30 (溫國樑等，2017)。RF：利用接收函數法推估之 V30 (溫國樑等，2019)。

表 3、各地表—井下測站用來計算強震 HHSR 的地震事件及其地表記錄的水平向 PGA 和 PGV，及其 DNL。

測站	地震事件日期	PGA (gal) - EW / NS	PGV (cm/s) - EW / NS	DNL
CHY	2016.02.06	171.3 / 126.7	24.6 / 18.0	3.7
EGFH	2013.10.31	404.2 / 321.9	31.9 / 31.6	7.8
	2013.11.03	120.6 / 124.3	3.0 / 3.7	6.4
	2014.05.21	216.0 / 276.0	10.6 / 18.2	8.3
HWA	2013.10.31	94.0 / 101.2	13.5 / 11.1	4.5
	2014.05.21	103.3 / 72.9	6.51 / 4.56	4.4
	2015.09.01	110.2 / 124.5	5.0 / 5.1	4.0
	2018.02.06	390.8 / 396.1	127.6 / 85.8	7.1
ILA	2016.05.02	60.3 / 57.0	10.3 / 7.7	4.3
SHH	2016.02.06	426.3 / 246.3	70.0 / 29.7	6.0
WCHH	2013.03.27	133.7 / 91.4	7.6 / 5.8	3.0
	2013.06.02	127.9 / 161.0	7.3 / 5.7	3.7
WDLH	2013.06.02	103.6 / 163.1	18.7 / 16.2	7.9
	2016.02.06	120.7 / 121.6	15.0 / 9.5	5.8
	2017.11.11	118.9 / 67.5	4.4 / 5.2	5.8
	2017.11.22	131.0 / 96.2	3.6 / 3.8	5.0

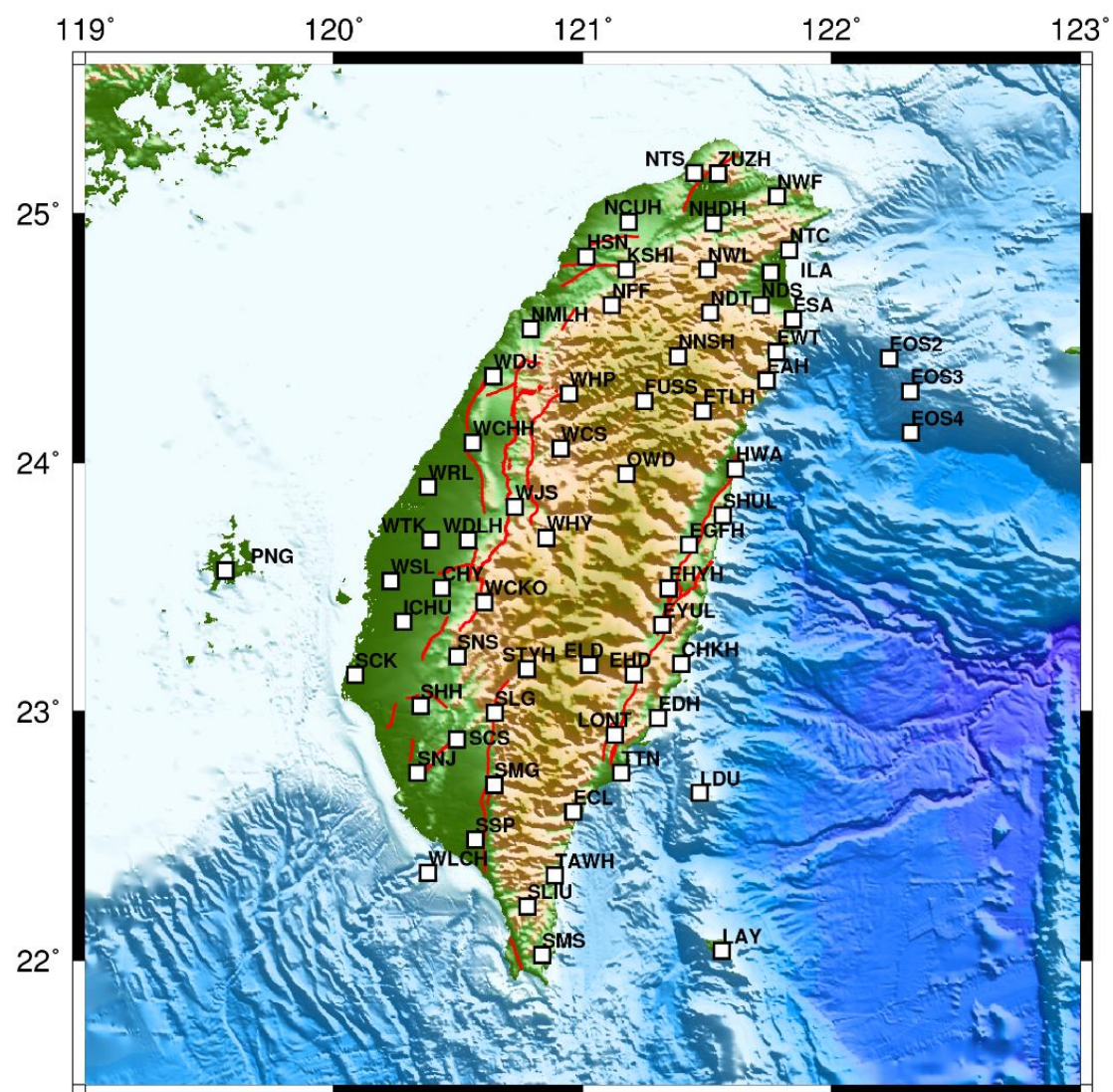


圖 1. 氣象局的地表—井下地震測站與海纜地震儀之分布。

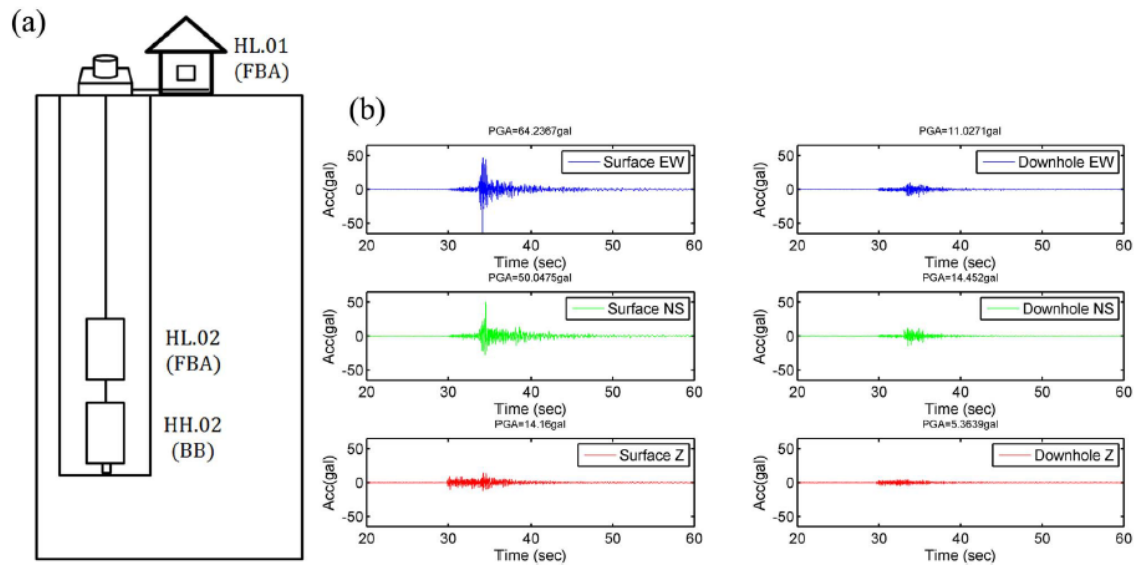


圖 2. (a) 地表—井下地震觀測系統的儀器布置簡圖，FBA 代表力平衡式加速度地震儀，BB 代表寬頻速度型地震儀；(b) 實測的三分量加速度記錄，左圖為地表記錄，右圖為井下記錄。(引用自 Kuo et al. 2018)

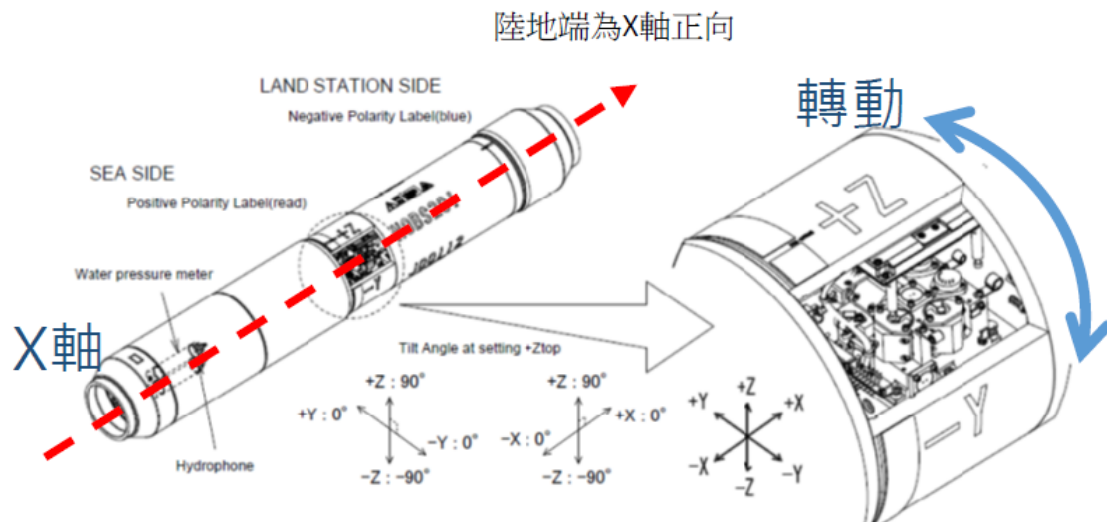
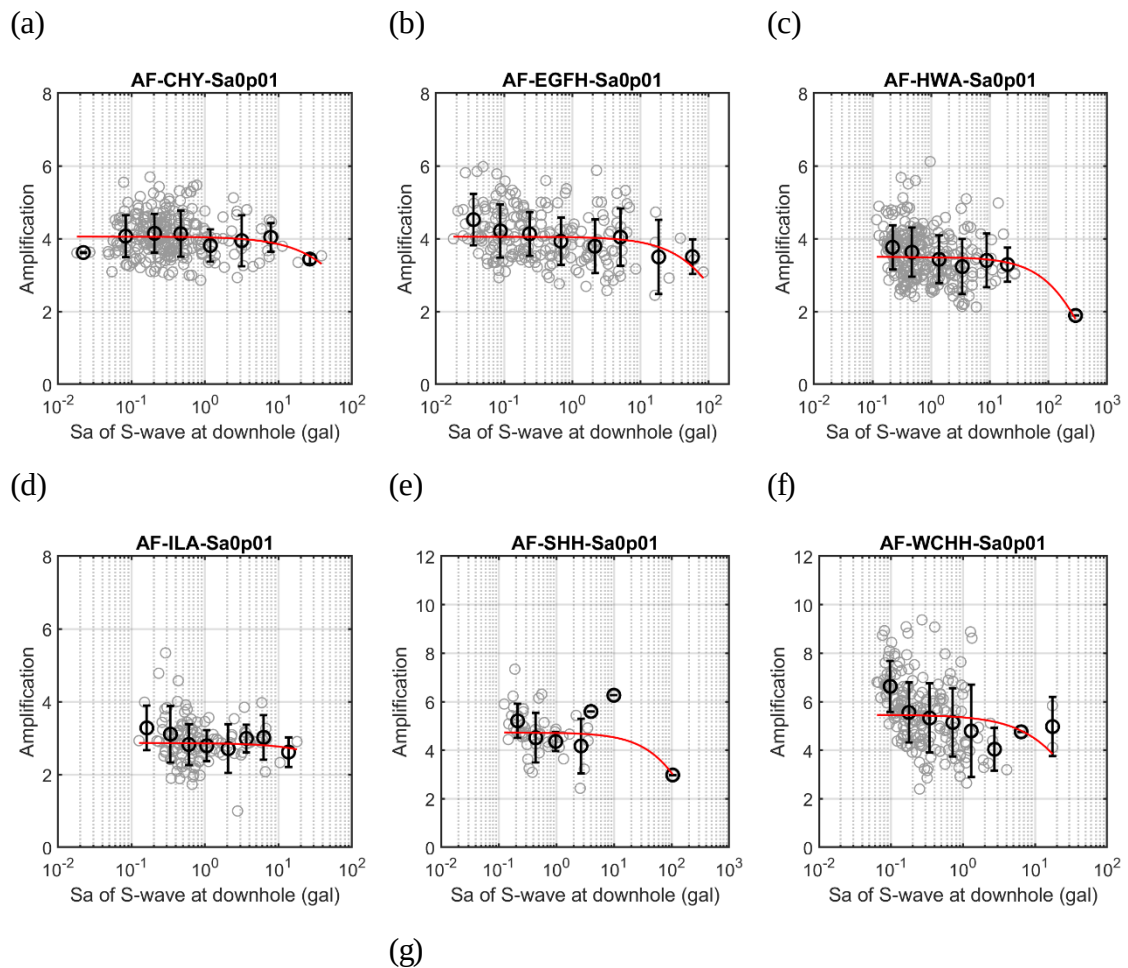


圖 3. 海纜地震儀之儀器配置圖，其 X、Y、Z 方向分別為海纜軸線方向及其兩個垂直方向。(中央氣象局地震測報中心提供)

使用狀態		X軸方位角		
站碼	Roll角度	Pitch角度	起迄日期	
EOS2 1	90.97049	-6.15964	353.10	20160813 99999999
EOS3 0	76.56577	-0.39575	328.00	20160813 20161015
EOS3 0	72.01692	-1.74820	328.00	20161015 20161116
EOS3 0	70.51252	-1.78743	328.00	20161116 20161231
EOS3 1	10.26771	-0.69188	328.00	20170101 99999999
EOS4 1	-82.02833	-11.71837	357.10	20160813 99999999

圖 4. 海纜地震儀的轉角 (Roll)、仰角 (Pitch)、及方位角 (Azimuth) 資訊 (中央氣象局地震測報中心提供)。



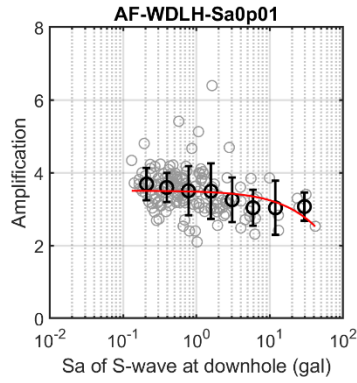


圖 5. 本研究所挑選之地表—井下測站的短週期譜加速度放大因子與井下譜加速度值的關係圖。各測站分別為 (a) 嘉義站、(b) 光復站、(c) 花蓮站、(d) 宜蘭站 (e) 新化站、(f) 彰化站、(g) 斗六站等。

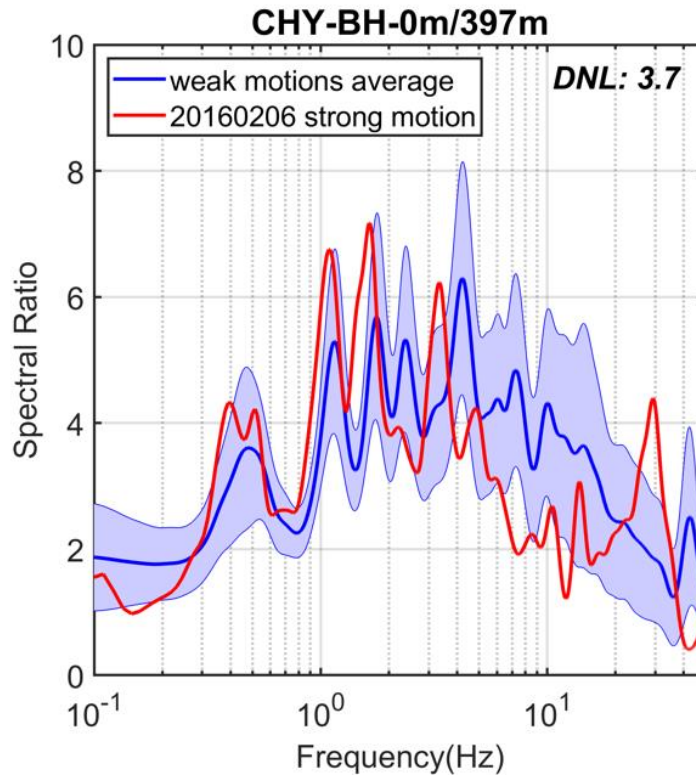


圖 6. CHY 嘉義站強震（紅線）與弱震（藍線）轉換函數之比較，以及此強震的 DNL。

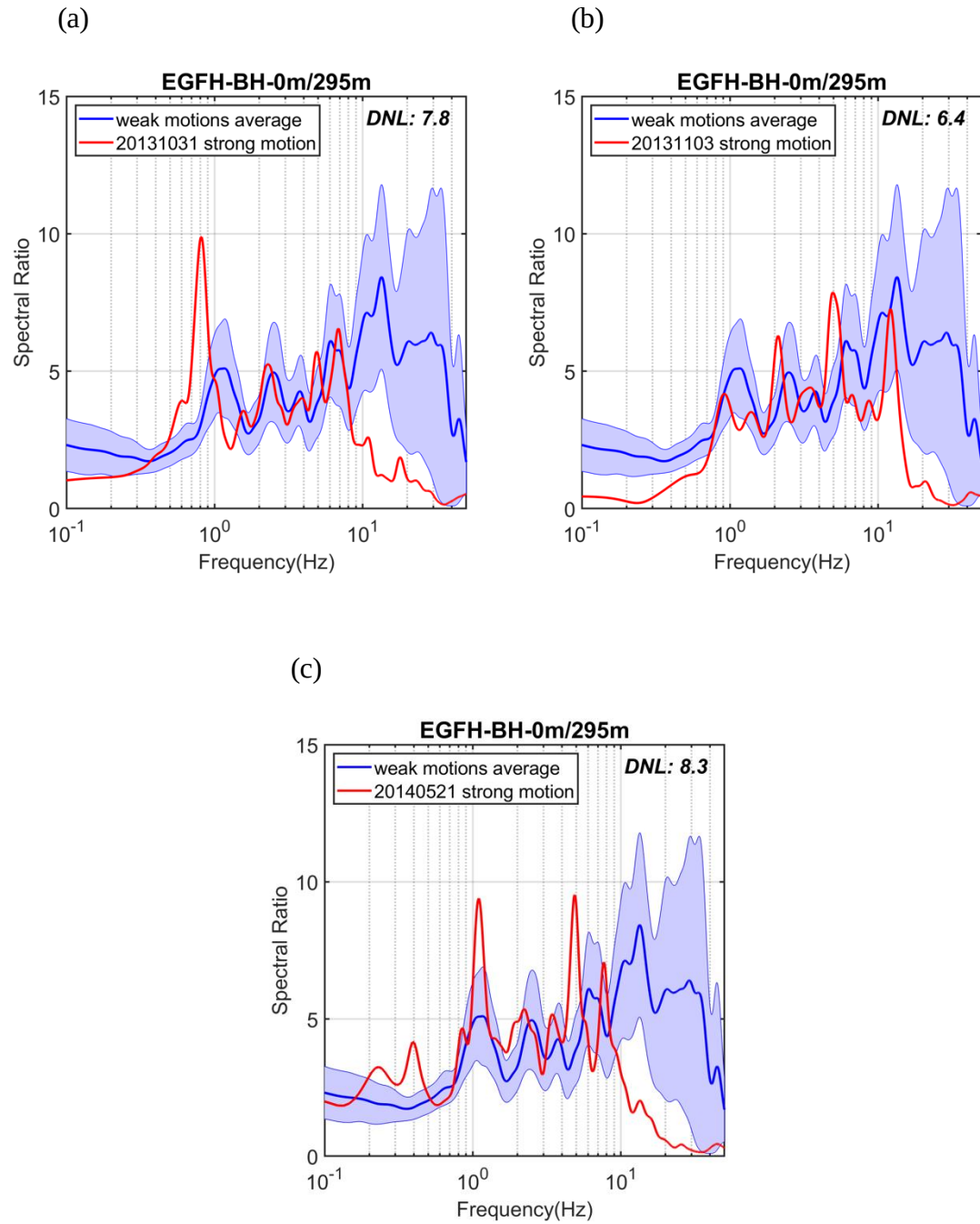


圖 7. EGFH 光復站強震（紅線）與弱震（藍線）轉換函數之比較，以及各強震的 DNL。

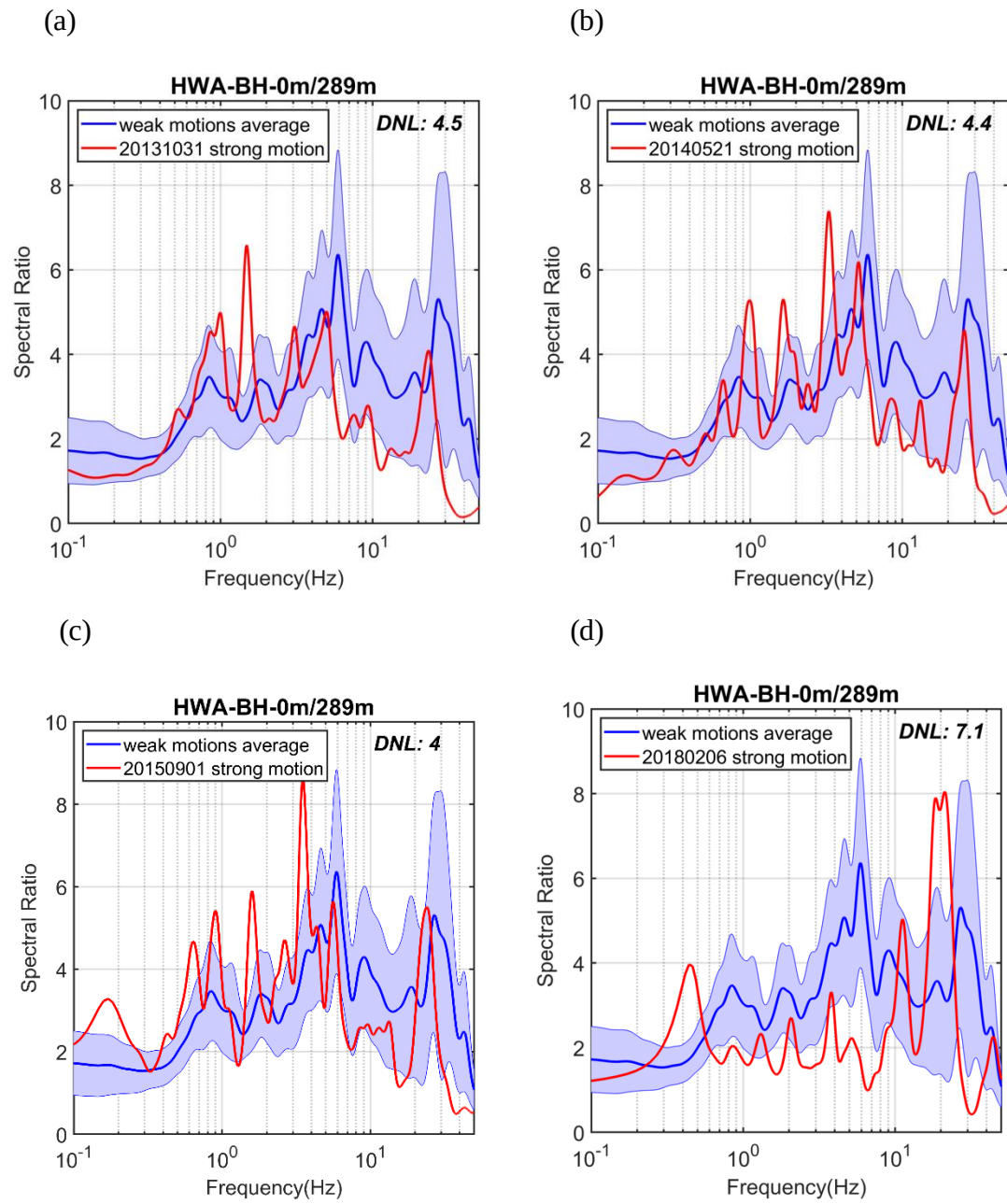


圖 8. HWA 花蓮站強震（紅線）與弱震（藍線）轉換函數之比較，以及各強震的 DNL。

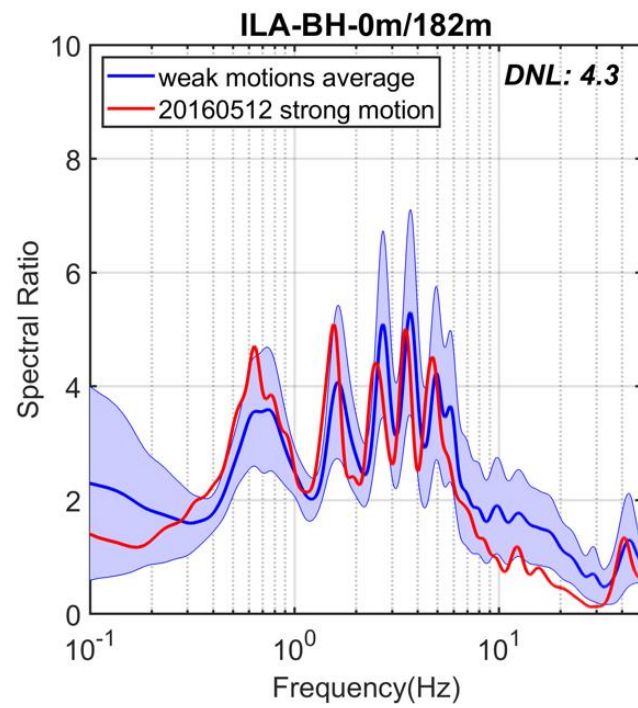


圖 9. ILA 宜蘭站強震（紅線）與弱震（藍線）轉換函數之比較，以及此強震的 DNL。

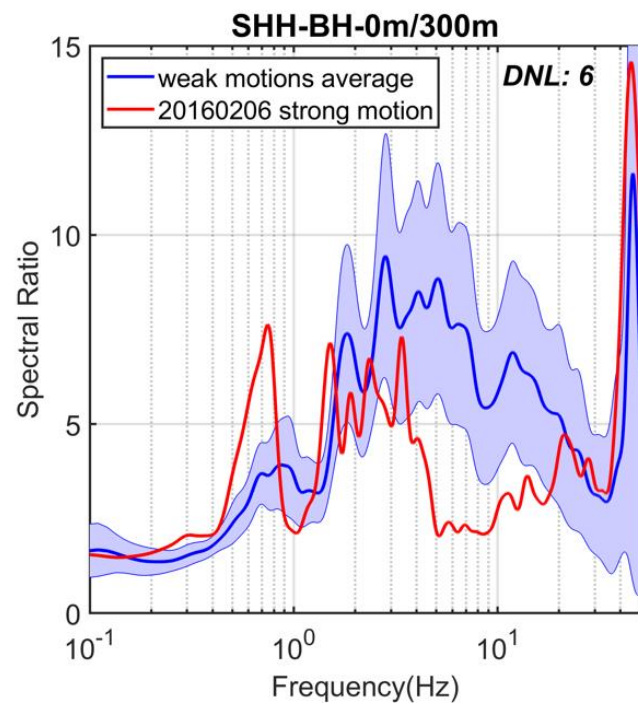


圖 10. SHH 新化站強震（紅線）與弱震（藍線）轉換函數之比較，以及此強震的 DNL。

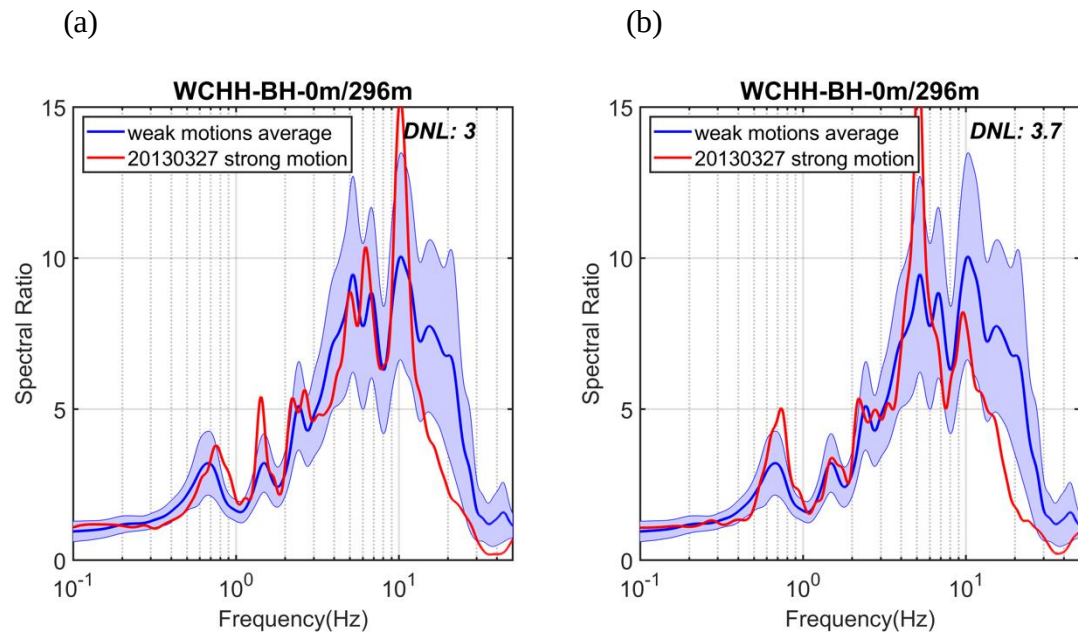
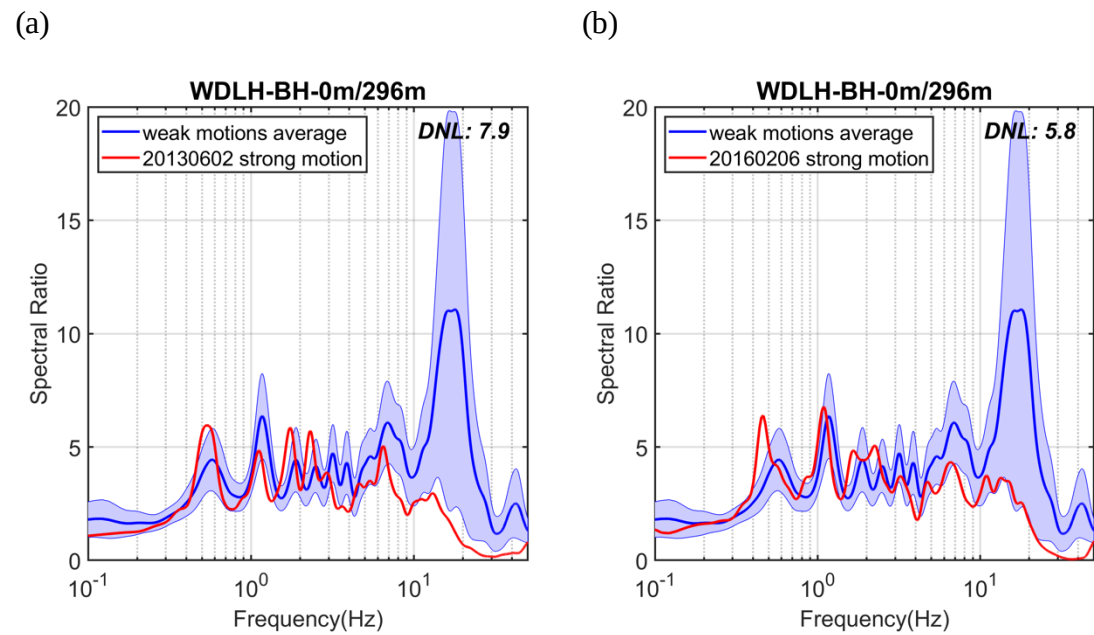
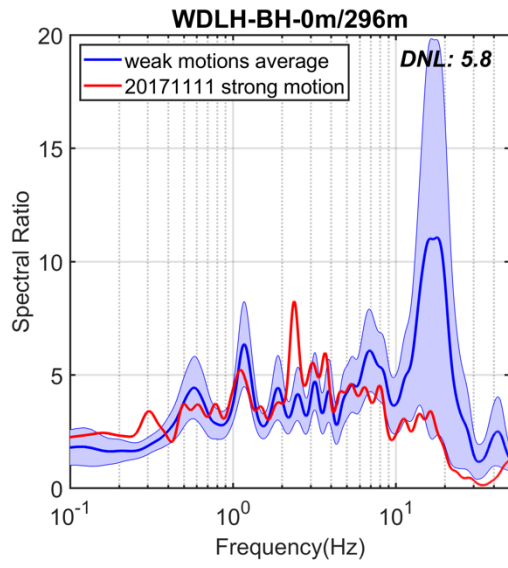


圖 11. WCHH 彰化站強震（紅線）與弱震（藍線）轉換函數之比較，以及各強震的 DNL。



(c)



(d)

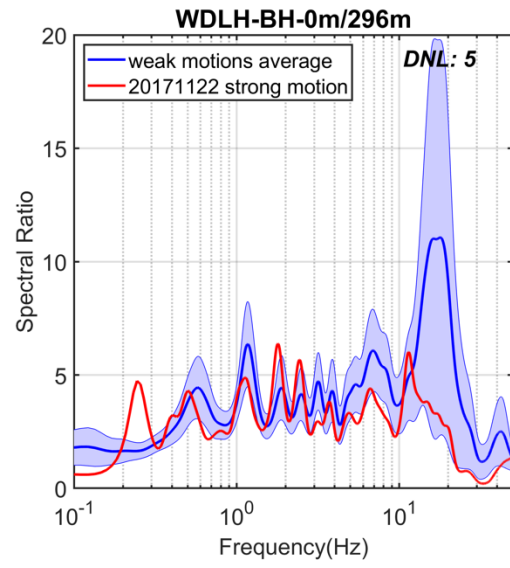
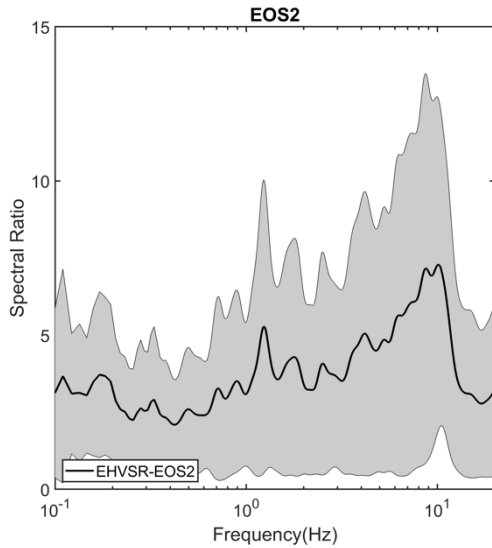


圖 12. WDLH 斗六站強震（紅線）與弱震（藍線）轉換函數之比較，以及各強震的 DNL。

(a)



(b)

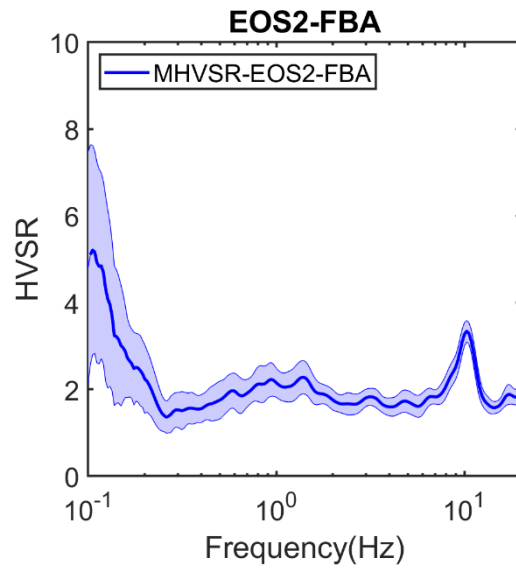


圖 13. EOS2 海纜地震儀的單站頻譜比，左圖為弱震之計算結果（EHVSR），右圖為背景雜訊的計算結果（MHVSR）。

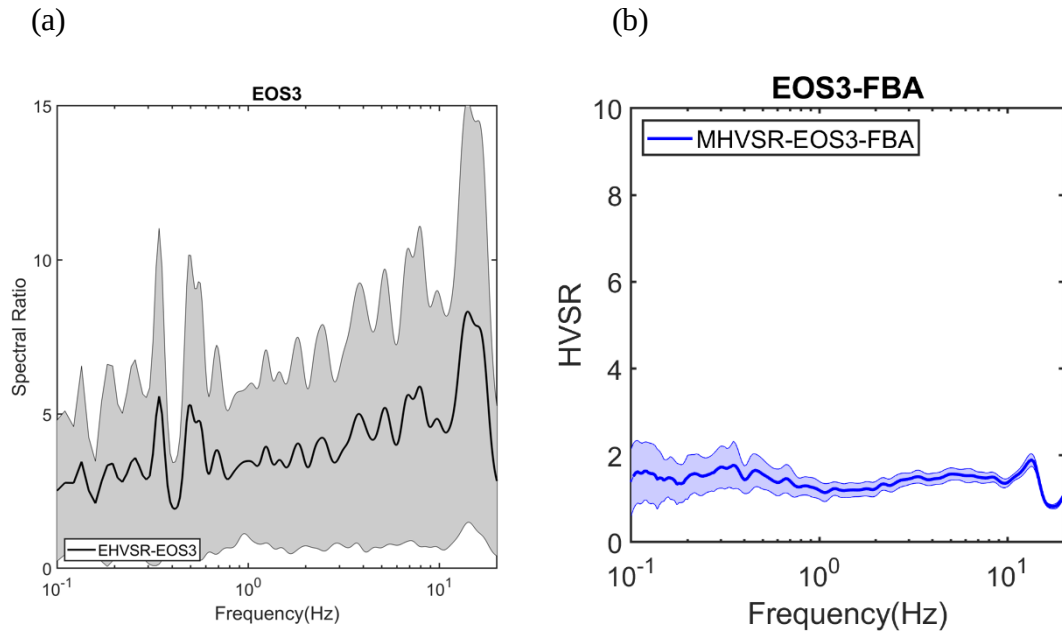


圖 14. EOS3 海纜地震儀的單站頻譜比，左圖為弱震之計算結果（EHVSR），右圖為背景雜訊的計算結果（MHVSR）。

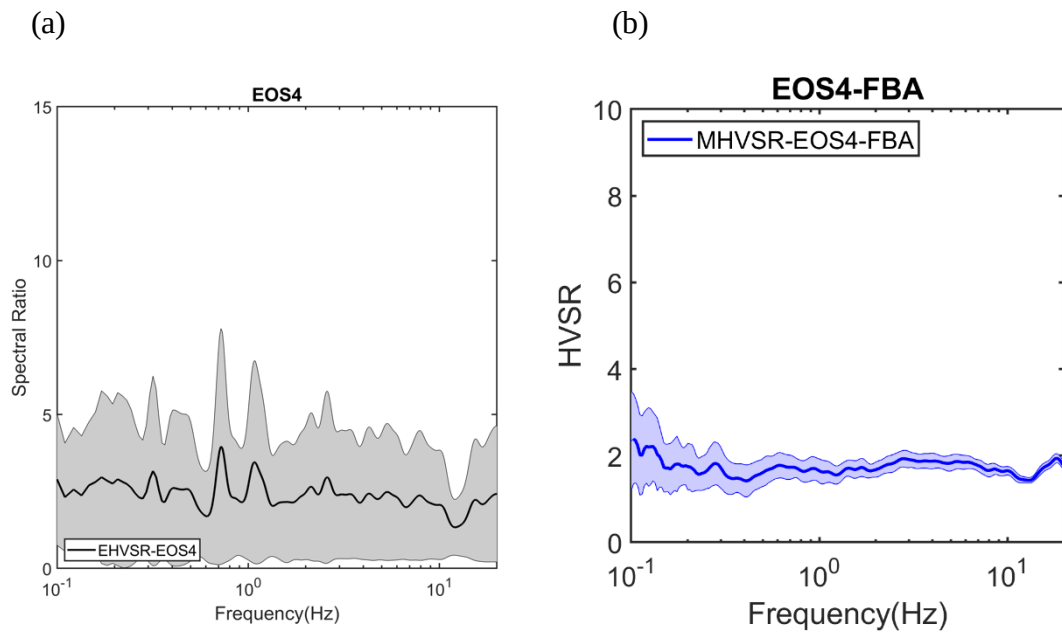


圖 15. EOS4 海纜地震儀的單站頻譜比，左圖為弱震之計算結果（EHVSR），右圖為背景雜訊的計算結果（MHVSR）。

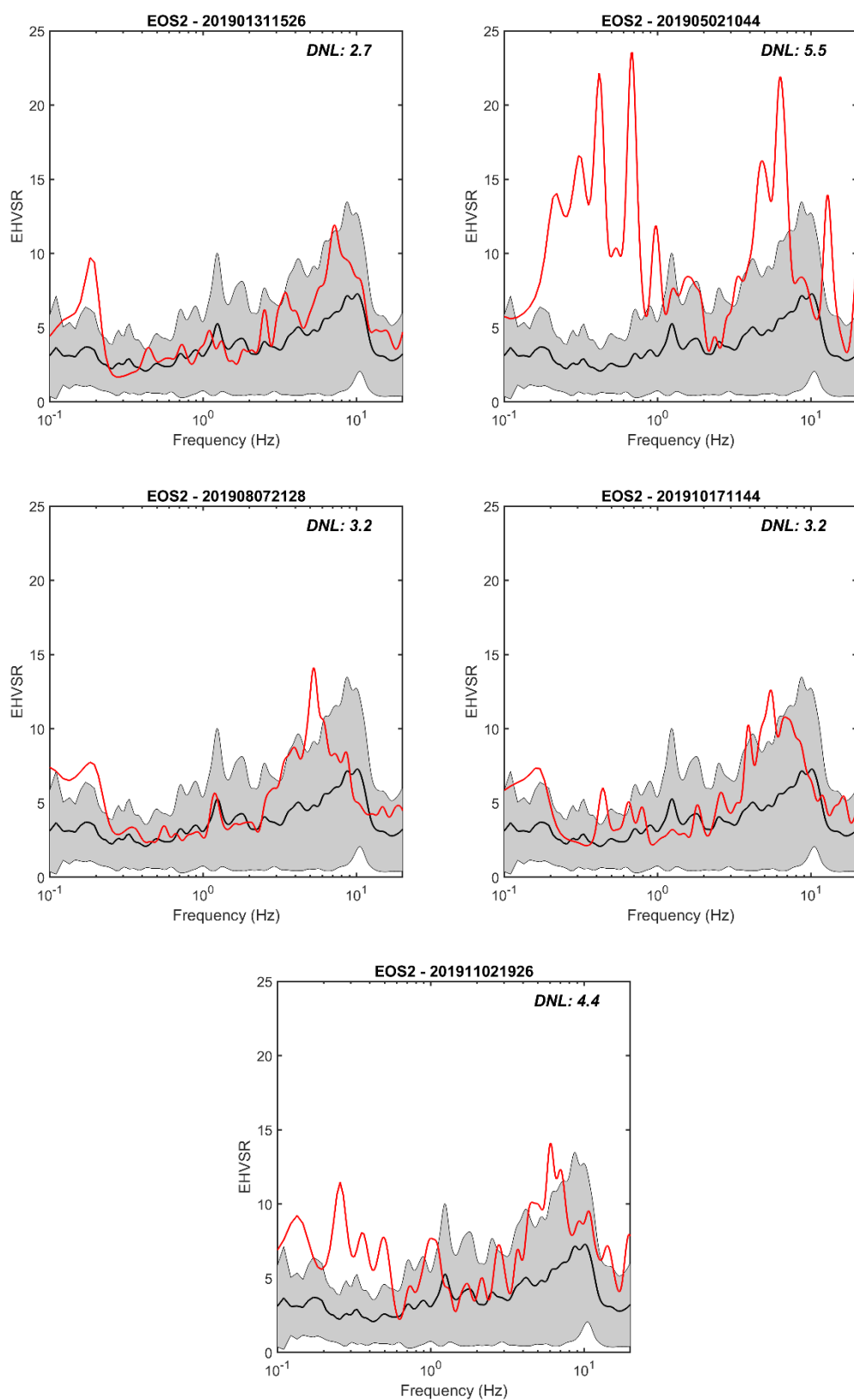


圖 16. EOS2 海纜測站平均 HVSR 和 PGA 大於 20 gal 的單一事件 HVSR 比較。

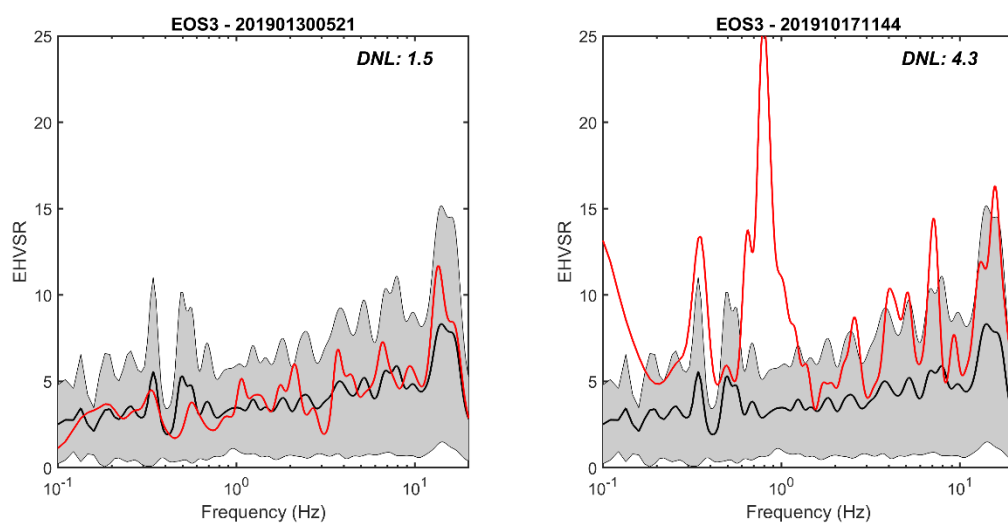


圖 17. EOS3 海纜測站平均 HVSr 和 PGA 大於 20 gal 的單一事件 HVSr 比較。

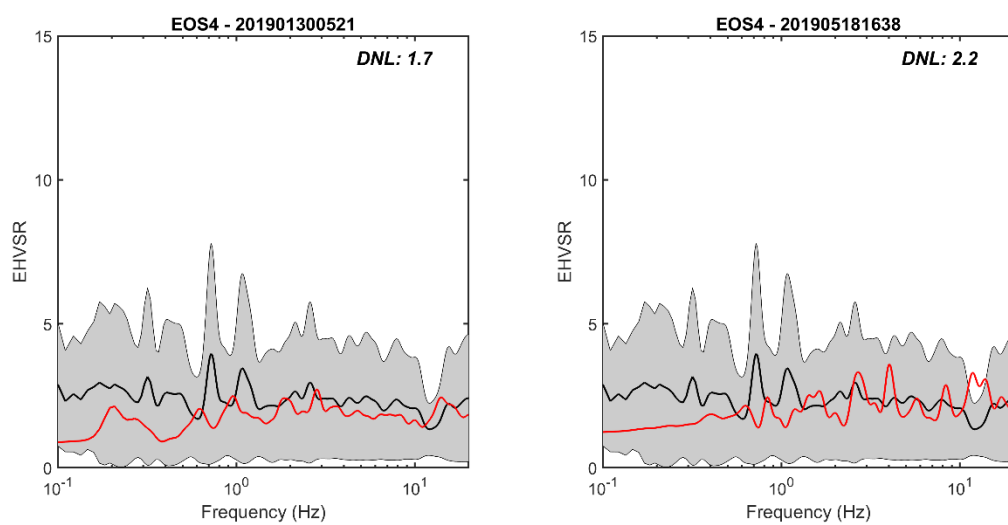


圖 18. EOS4 海纜測站平均 HVSr 和 PGA 大於 20 gal 的單一事件 HVSr 比較。

109 年度地震資料之分析應用

子計畫二

由井下地震儀建立臺灣岩盤衰減式之可能性研究 (II)

林彥宇 高嘉謙

國立中央大學地球科學系

摘要

本計畫完成利用井下地震儀資料建置地動預估式的完整流程。其中包含資料前處理部分，本計畫制定「井下地震儀地震波標準處理流程」，透過臺灣三維速度構造之預測 P 及 S 波到時半自動化選取完整的地震動歷程，供建置井下地動波形資料庫。利用此流程本計畫分析了 2018 年中央氣象局井下地震儀資料，經篩選除去資料不良及多重地震事件紀錄，共 1162 筆地震波形歷程通過標準，通過率為 75%。本流程適合應用於連續資料之擷取，可供氣象局快速處理各式連續資料。

利用篩選出之完整地震波形歷程，本計畫參考美國太平洋地震工程研究中心 (Pacific Earthquake Engineering Research Center) 對強地動資料的慣常作業，除收納未經處理的原始記錄資料，並進行逐筆資料之基線校正及雜訊濾除處理，並計算這些地震波形歷程之三分量擬譜位移值、擬譜速度值以及擬譜加速度值。2018 年有 381 個地震，共 1131 筆波形資料收錄置資料庫，已於繳交報告時一併上傳(檔名為 CWBBH_database.csv)。收錄之地震規模介於 $M_L 3.5 \sim 6.26$ 之間且 R_{up} 介於 5~300 公里之間。本研究利用 Lin *et al.* (2011) 之模型 $\ln(Y) = C_1 + C_2M + C_3\ln(R+C_4e^{C_5M})$ 建立初步之井下地震紀錄地動預估式，結果為 $\ln(Y) = -6.099 + 1.131M + 1.396\ln(R + 0.191e^{0.607M})$ ，標準差為 0.788，其殘差分布無明顯趨勢顯示迴歸結果穩定。Lin *et al.* (2011) 提出之地表地動預估式與本計畫所得之預估式在近場的部分振幅差異到 10 倍，顯示井下地震儀安裝的位置接近工程岩盤。另一發現則為遠場的井下振幅衰減較地表衰減慢，這部分值得未來進一步討論。本計畫成功從原始資料起對 2018 年井下地震儀波形資料做標準化分析，未來將應用於其他年份之井下地震儀資料，建立臺灣地區井下地震儀資料庫並得到井下地動預估式。

除了地動預估式，本計畫利用 2016 年熊本地震、2017 年四川地震、2018 年花蓮外海地震及 2020 年阿拉斯加地震對井下地震儀強震站進行方位校正。結果顯示此井下儀器方位校正方法穩定，可供後續氣象局校正井下站方位角使用。井下地震儀方位隨時間的變化大部分由於更換儀器或拉井修繕所造成。

Abstract

Ground motion prediction equations (GMPEs) are powerful and useful for building and structure design. The previous GMPEs for Taiwan are mainly established by seismic records of surface stations and considered the site-effect of near-surface structure by site classification or site parameters (e.g. Vs30). However, for important public constructions, such as nuclear power plants, which are built in the engineering bedrock, the seismic design is estimated by the general ground motion attenuation equations may be overestimate and cause large cost. Therefore, the engineering bedrock GMPE would provide a more accurate seismic design reference. Until 2020, Central Weather Bureau has deployed 60+ borehole stations in Taiwan. Thousands of earthquakes have been recorded by this borehole network, including 2016 Meinong and 2018 Hualien earthquake. Their seismic waveforms are useful to establish the engineering bedrock GMPEs in Taiwan. In this study, we will collect all necessary parameters and build up a database for earthquake waveforms from the borehole network in Taiwan. We will further apply the database for the first engineering bedrock GMPEs in Taiwan.

We have established a standard procedure for processing the borehole records. To calculate spectral accelerations, cutting suitable seismograms from continuous records is necessary. We applied the standard procedure to the borehole records in 2018 and accepted 1162 waveforms for further analyses. We then followed the data processes by Pacific Earthquake Engineering Research to calibrate these records including baseline correction and filtering. In total amount of 381 events with 1131 records were considered into database. These corrected records were used for calculating pseudo displacement, pseudo velocity, and pseudo acceleration response spectra. We further applied the model proposed in Lin *et al.*, (2011) to estimate the preliminary engineering bedrock GMPE, $\ln(Y) = -6.099 + 1.131M + 1.396\ln(R + 0.191e^{0.607M})$. The residual is 0.788 without significant trend with the distance (R_{rup}). Compared to the GMPE on the surface reported by Lin *et al.*, (2011), we found that the amplitudes of the waveforms recorded on the surface are 10 times larger than those recorded in the boreholes near hypocenter. It suggests borehole instruments are deployed on relative hard sites which avoid large amplification. The amplitudes recorded on the surface decay faster than those in the boreholes which is interesting for further investigation in the future. In final stage, we calibrated the azimuth angle for the borehole instruments by using 2016 Kumamoto, 2017 Sichuan, 2018 Hualien, and 2020 Alaska earthquakes. The results suggest the calibrating procedure is stable. The time-dependent changes of the instrument azimuth are mostly related to the instrument replacements and maintenances.

第一章、緒論

1-1 前言

直至 2020 年為止，氣象局已經在全臺灣建立了六十多個地表及井下的地震觀測站，並蒐集到龐大的地震數據，包含 2016 年美濃地震及 2018 年花蓮地震等規模 6 的島內地震，這些井下地震波形紀錄可以幫助我們建立臺灣地區工程岩盤地動預估式。本計畫將著手蒐集並蒐集 2018 年度井下地震儀地震波資料，利用這些資料發展「井下地震儀地震波標準處理流程」，將地震波進行篩選及處理。最終將建立井下地震儀地震波形資料庫(包含：地震矩規模、震源距、距離斷層面最短破裂距離、震源機制等資訊)，為建立臺灣地區第一個工程岩盤強地動預估式做準備。

1-2 研究動機與目的

地動預估式提供工程耐震設計之重要資訊，其特性為利用震源的規模、距離及場址分類評估某地區的最大地表加速度量值，常用來作為建築物耐震設計規範參考。地動預估式已為全球通用的地震工程方法，在國際上，太平洋地震工程研究中心(Pacific Earthquake Engineering Research Center, PEER)收集了全球的地震資料，發表了數組地動預估式(Abrahamson and Silva, 2008; Boore and Atkinson, 2008; Campbell and Bozorgnia, 2008; Chiou and Youngs, 2008; Idriss, 2008; Abrahamson *et al.*, 2014; Boore *et al.*, 2014; Campbell and Bozorgnia, 2014; Chiou and Youngs, 2014; Idriss, 2014)。在臺灣，Lin and Lee (2008)和 Lin *et al.* (2011)則利用完整的區域性地震資料及 TSMIP 強震波形，完成臺灣地區隱沒帶及地殼地震的預估式。然而，這些預估式主要都是利用地表測站資料來推估，對於主要建在工程岩盤站的重要公共工程，例如核電廠及水壩等，則可能會造成地動不夠精準或地動值不確定性增大，造成危害度結果過度保守，導致建造成本的浪費。因此，臺灣地區必須建立工程岩盤地動預估式，提供更確實的耐震設計參考，並讓我們對工程岩盤地動特性更加瞭解。

目前國際上相當缺乏對工程岩盤地動特性的研究，其主要原因為安裝高密度的井下地震測站成本高昂且維護不易，僅有日本防災科技研究院(National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, NIED)安裝了高密度的井下地震儀觀測網 Hi-Net(Okada *et al.*, 2004; Obara *et al.*, 2005)。直至 2020 年為止，氣象局已經在全臺灣建立了六十多個地表及井下的地震觀測站，並蒐集到龐大的地震數據，包含 2016 年美濃地震及 2018 年花蓮地震等規模 6 的島內地震，這些井下地震波形紀錄可以幫助我們建立臺灣地區工程岩盤地動預估式。

本計畫主要目的為蒐集並分析 2018 年度井下地震儀波形資料，建立「井下地震儀地震波標準處理流程」。透過此程序，我們可以將地震事件之地震波從連續紀錄中擷取出來並做篩選(第二章)。品質符合之地震波事件，我們將參考美國太平洋地震工程研究中心(PEER)對強地動資料的慣常作業，並進行逐筆資料之基線校正及雜訊濾除處理。處理完畢之波形稱為「二次波形」，將會用於計算反應譜，並用於建立 2018 年度之井下地震儀地震波形資料庫(包含：地震矩規模、震源距、距離斷層面最短破裂距離、震源機制等資訊)(第三章)。地震工程上有時需要量測最大地振動方向，因此儀器之水平分量角度便顯得重要，然而井下地震儀安裝下井時，儀

器的旋轉可能導致兩水平分量並非指向北方及東方，本研究利用不同時候之遠震初步校正井下地震儀方位(第四章)。

第二章、井下地震儀地震波標準處理流程建立

本計畫利用 2018 年井下地震儀波形資料制定了「井下地震儀地震波標準處理流程」，未來井下地震儀地震波形選取部分可使用本資料處理流程統一處理。本計畫且針對地震歷時擷取時間長度與反應譜之關係進行了分析。

2-1 井下地震儀地震波標準處理流程

地動預估式提供工程耐震設計之重要資訊，建立該預估式必須利用已發生之地震波形紀錄歷時，計算其在單自由度物體上的擺動狀況(反應譜)得到。臺灣地區地表地動預估式使用臺灣強地動觀測計劃強震站(A Free-Field Strong Motion Network In Taiwan, TSMIP)進行分析。TSMIP 之地震紀錄為觸發模式(triggered mode)，其觸發條件為該場址加速度地動值超過 3.92 gal，擷取觸發時間前 20 秒，而地震紀錄的結束時間最長不超過 90 秒，我們可以視其為全地震波形紀錄歷時。然而對於連續之井下地震儀紀錄來說，波形的起始及結束時間就必須經過適當設計以取得最佳波形歷時。本計畫設計並利用 Shell script 及 Fortran 程式撰寫了一套半自動化之資料處理流程，由程式計算可能的切取時間範圍，再利用人工的方法判斷最佳全地震波形歷時，以利後續計算。以下為幾個重要參數的設定：

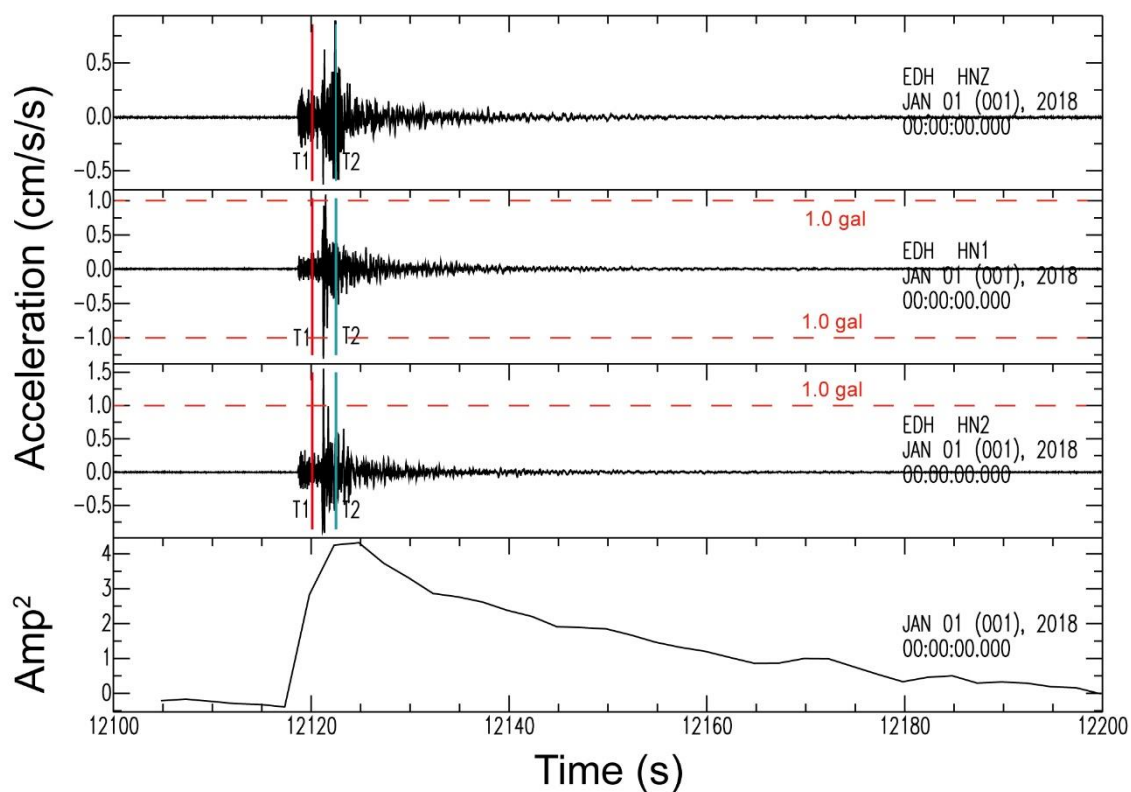
(一) 起始擷取時間

透過中央氣象局提供之地震事件目錄 P-file，我們可以得到所有地震之發震位置、時間及規模等震源資訊。利用這些震源資訊，本研究使用臺灣地區三維速度構造(Huang *et al.*, 2014)計算井下地震站之預測 P 波及 S 波到時(P- and S- wave arrival times)並標記在波形上，幫助從連續紀錄中鎖定可能的波形(圖一)。起始擷取時間為 P 波預測到時前 20 秒。此部分由程式選取最佳解並由人工方式檢核結果。

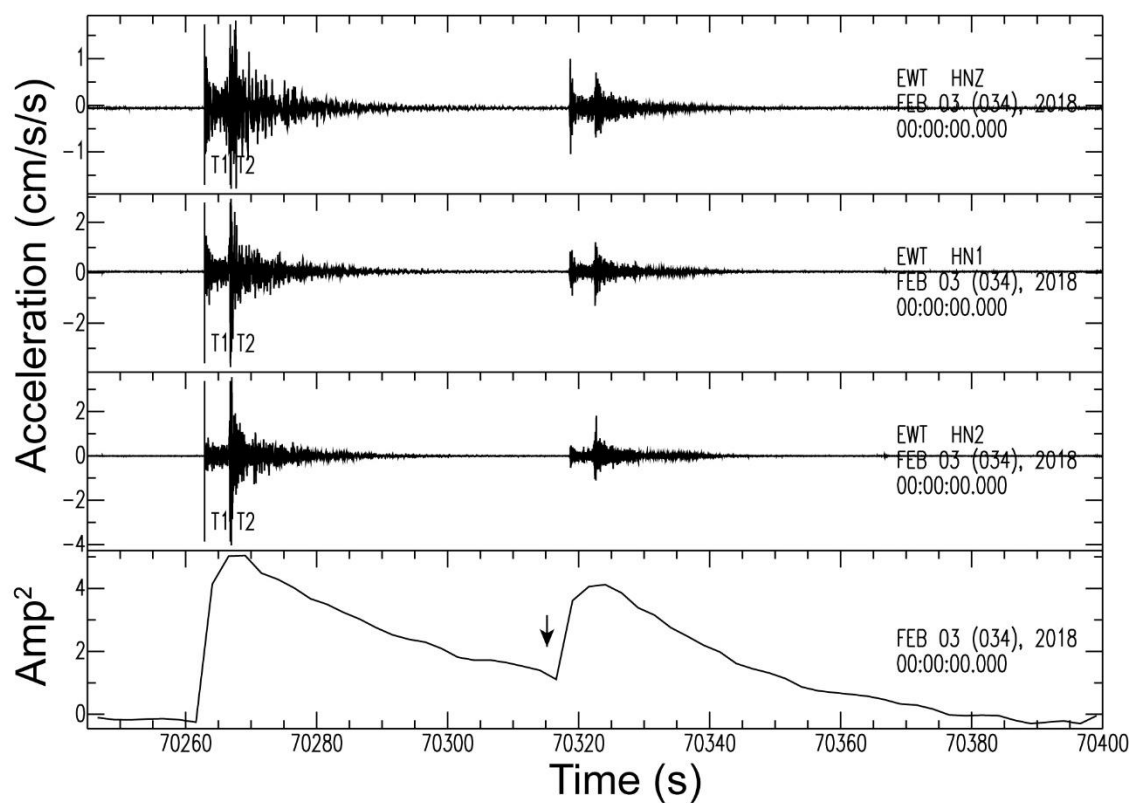
(二) 結束擷取時間

由於結束擷取時間不易自動判定，這部分我們使用人工方式選取。選取條件為地震波振幅之平方，回歸至背景值時(圖一)，或遇到下一筆地震事件前(圖二)。若地震波資料為速度，則單位為能量，若資料為加速度，則單位為力平方。在半自動化的資料處理流程中，我們計算並考慮單一水平分量的地震波振幅平方，協助判斷結束擷取時間(圖一及圖二)。結束擷取時間最長為起始擷取時間後 800 秒。而用來計算反應譜之時間長度，由下個小節「地震波擷取時間長度與反應譜之關係」得到結果，選取地震歷時累積能量曲線 0%至 95%。

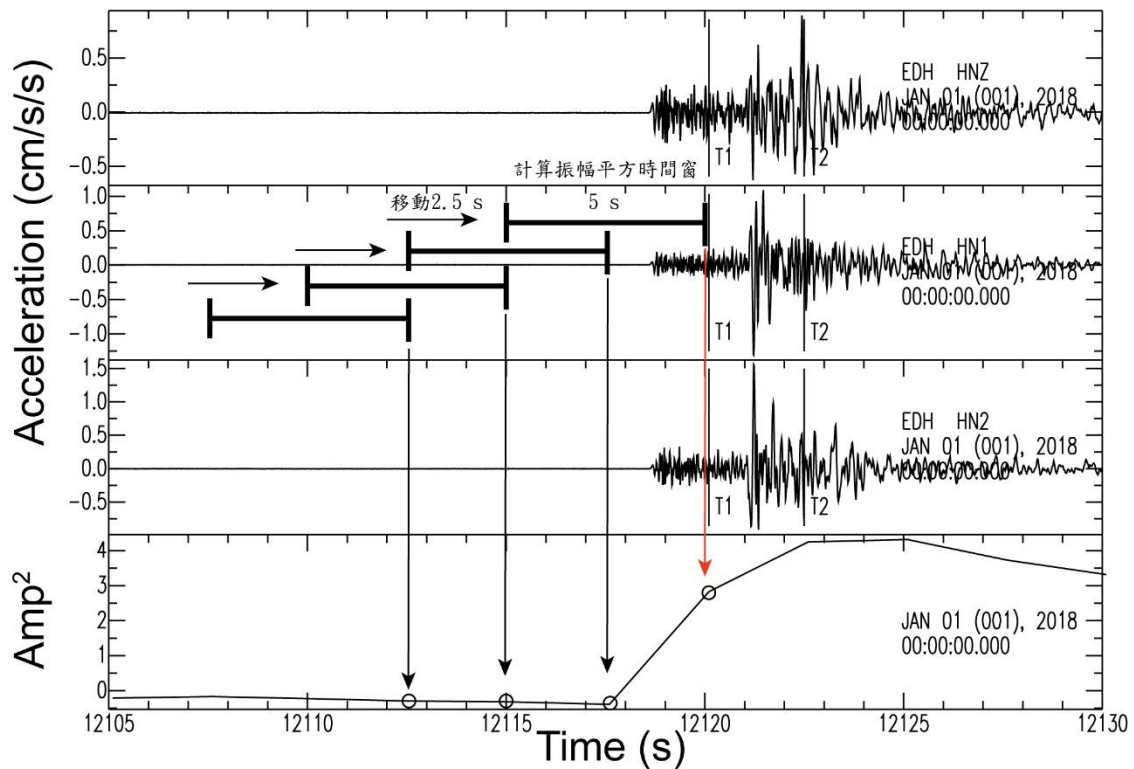
振幅平方曲線計算方式為先將地震波振幅平方，取 5 秒時間視窗內振幅平方平均代表這五秒之最後時間點振幅平方，時間視窗每移動 2.5 秒計算一次，以得到振幅平方曲線。此曲線對於人工檢核多重地震事件顯有幫助(圖三)。



圖一、井下地震儀地震波篩選例圖。於井下地震儀連續紀錄中標示預測 P 波及 S 波到時(紅色及藍色線)，及計算地震波振幅平方幫助決定結束擷取時間



圖二、多地震事件連續波形。多個事件發生時，結束擷取時間早於第二個地震波事件(黑色箭頭)



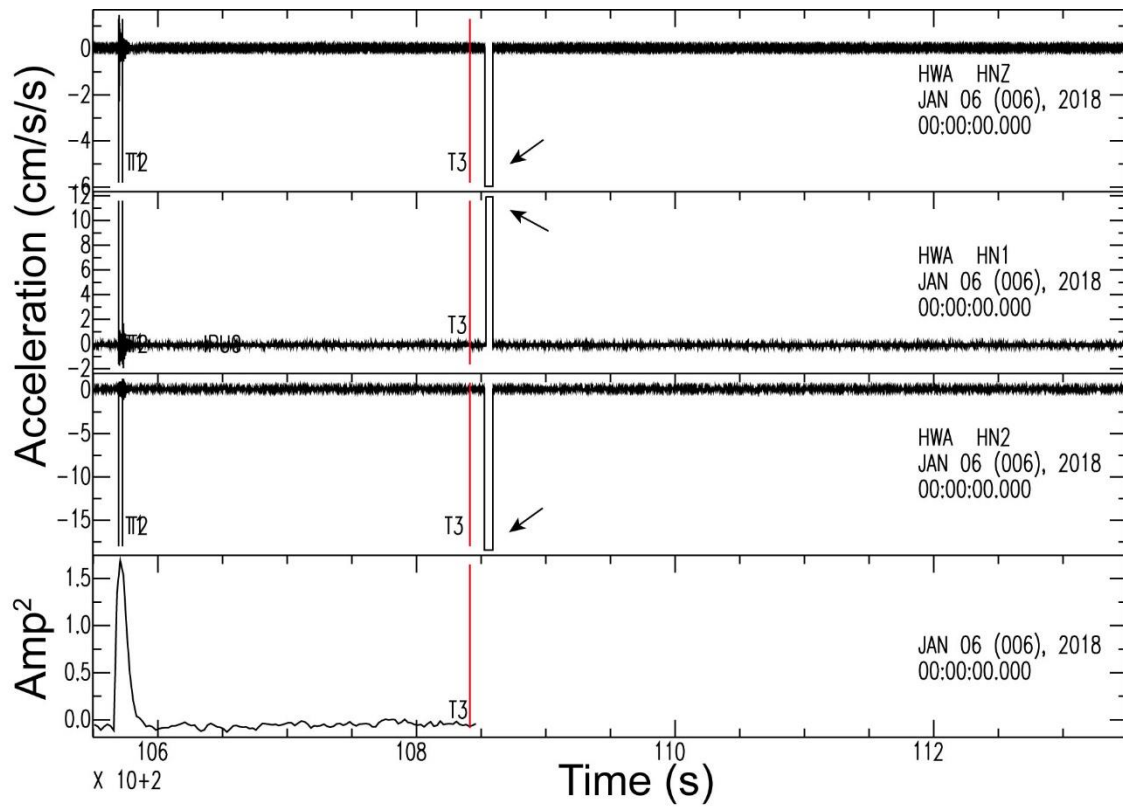
圖三、振幅平方曲線計算方式

(三) 剔除振幅過小及規模過小之紀錄

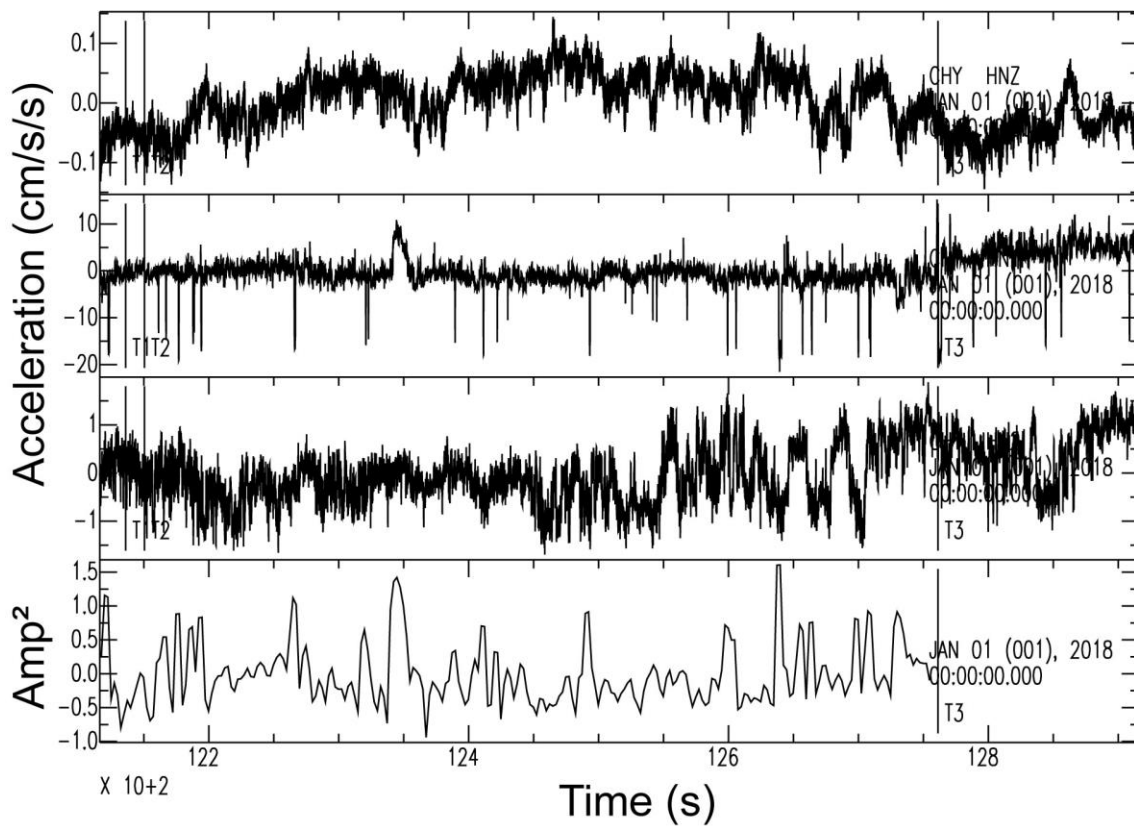
井下地震儀由於背景雜訊低，因此擁有訊號雜訊比高之地震波形紀錄。然為了確保與現有地表地動預估式之條件一致，根據(馬國鳳等人，2019)分析美濃及花蓮地震時，氣象局地表及井下地震儀放大倍率約為 1~5 倍，我們選取加速度為 1.0 gal 為接受標準(圖一)。同時，若規模小於 3.5 之地震，我們也將其剔除。

(四) 資料品質篩選

由於井下地震儀連續資料常出現短時間歸零的情況，研判為資料傳輸時不穩定所造成的。此資料中斷將會影響波形歷程完整及計算反應譜之正確性，只能放棄資料，或將結束擷取時間定為斷線之前(圖四)。然而，如果資料中斷的狀況僅存於垂直分量，我們依然會將水平分量波形保留計算反應譜。除了資料中斷的問題，我們也會以人工的方式將明顯異常的地震波剔除，例如突跳、雷擊或地震儀損毀(圖五)等，以確保資料品質。本計畫處理了 2018 年各月份之資料(表一)，每月需人工檢核之地震波形約 22~1000 筆，平均為每月 100 筆紀錄。然而二月份發生花蓮地震及其餘震序列需檢核之地震波形為 972 筆，扣掉發生此月份，每月平均為 50 筆。人工檢核接受率 63~100%。二月份接受率僅 63%是因為花蓮地震餘震序列由於發生時間過於接近，波形互相汙染導致約 350 筆地震事件被剔除。



圖四、連續資料中斷圖。結束擷取時間(紅色線)須早於中斷事件(黑色箭頭)。



圖五、儀器損壞資料例圖

表一、2018 年資料每月資料數、品管剔除數、人工檢核通過數及接受率

月份	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec
程式篩選	81	1083	86	61	39	79	143	104	38	71	381	117
品管剔除	34	111	10	6	6	20	67	56	16	21	48	50
剩餘筆數	47	972	76	55	33	59	76	48	22	50	38	67
檢核通過	42	611	73	55	30	59	74	45	22	48	36	67
通過率(%)	89	63	96	100	91	100	93	94	100	96	94	100

2-2 地震波擷取時間長度與反應譜之關係

井下地震儀之記錄形式為 24 小時連續記錄，理想情形下在其中擷取地震記錄時應盡可能包含完整地震波形，然而實際上之歷時記錄還受到當時背景雜訊、記錄品質以及可能有多個地震同時發生之情形，在判斷擷取時間點有時並不容易，擷取時段不同也可能造成計算之 PGA 或反應譜不同，本計畫選用能量觀點確認在不同時段下之反應譜是否不一。

愛氏震度(Arias Intensity, I_a)為 Arias 於 1970 年(Arias, 1970)提出之地震強度指數(Earthquake Shaking Intensity)，是由地震歷時記錄之加速度平方積分後所得到的地動參數，以類似能量的觀點來描述完整地震歷時期間地表受到地震晃動的強度。定義 I_a 之公式如下(式 1)：

$$I_a = \frac{\pi}{2g} \int_0^t a^2(t) dt \quad (1)$$

其中， g 為重力加速度(m/sec^2)， t 為時間(sec)， a 為測站接收到地震所產生的地表加速度值(m/sec^2)。

在計算一地震歷時之愛氏震度後，便可以計算地震歷時中各時間點之累積能量佔總能量比例，以百分比表示。以累積能量百分比為縱軸對時間作圖，便能得知該筆地震歷時之能量分布情形，如圖六為累積能量曲線分布示意圖，圖中縱軸為正規化後之累積能量占比， D 表示不同累積能量比例間的時間長度。

為比較不同的歷時長度對反應譜型之影響程度，我們以 2018 年 2 月 6 日花蓮地震(芮氏規模 6.26)於大武測站(TAWH)之記錄做測試，將其依照不同之能量累積比例，切割為五組不同歷時分段，分別計算反應譜，再與未經切割之原始地震歷時反應譜比較，步驟如下：

計算該筆地震歷時之累積能量曲線後，依不同能量累積比例將原始歷時切割為五組歷時，依時間長度短到長依序簡稱為 T1~T5 組：

- (1) 0%~25% (T1)
- (2) 0%~50% (T2)
- (3) 0%~75% (T3)
- (4) 0%~95% (T4)
- (5) 0%~99.5% (T5)

圖七為此地震歷時三個分量之愛氏震度累積比例分布，以不同的顏色之圓點標記五組別的擷取時間，紫紅色菱形標記為尖峰地動加速度值。

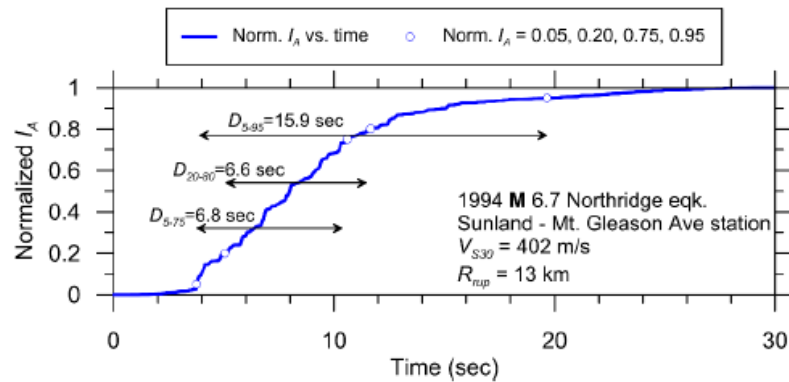
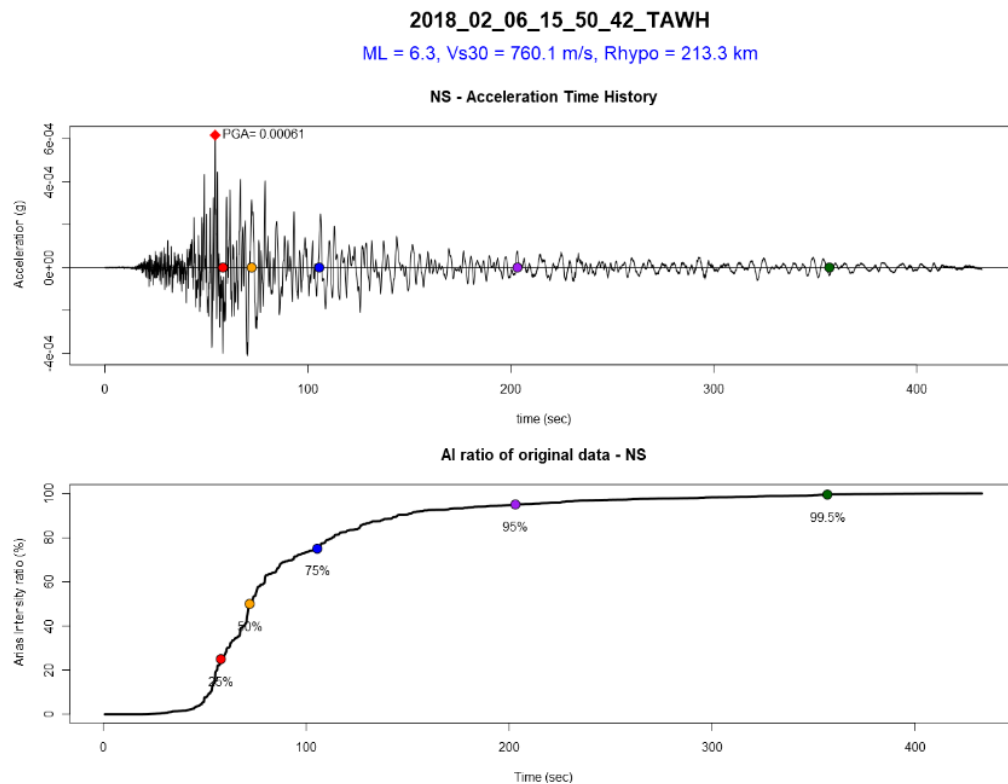
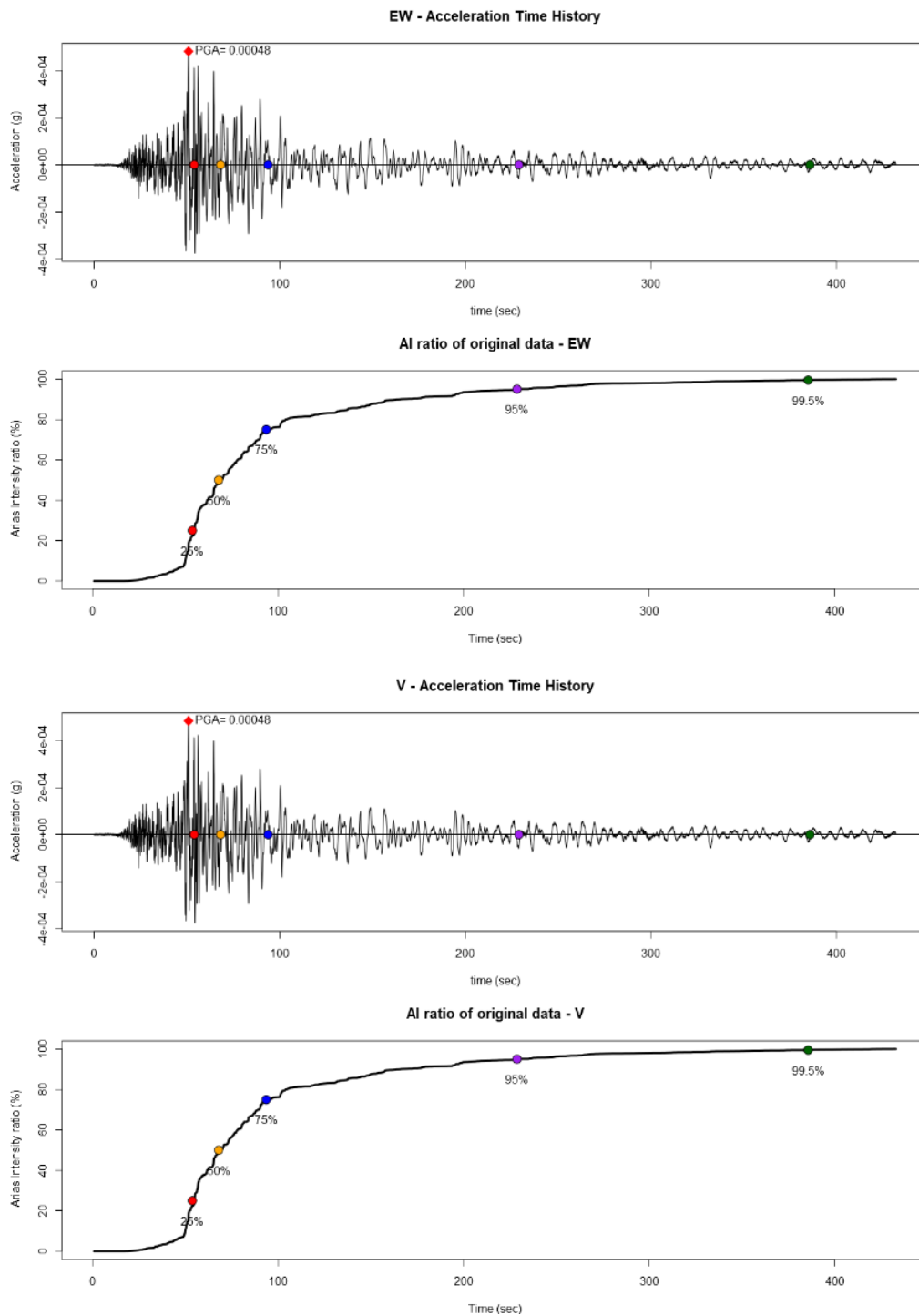


Figure 1. Normalized Arias intensity and illustration of three significant duration parameters D_{5-75} , D_{5-95} , and D_{20-80} for an example record.

圖六、累積能量曲線分布圖(Afshari and Stewart, 2020)





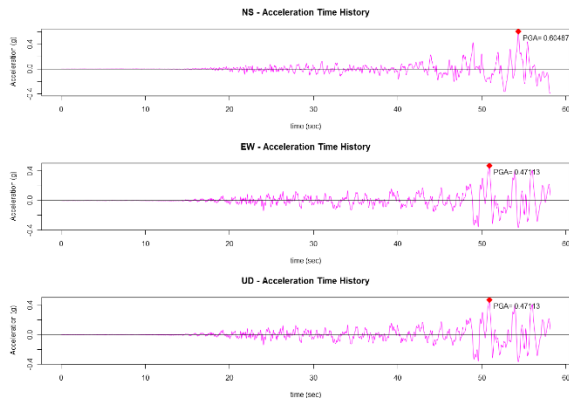
圖七、地震記錄(2018_0206_1550_42.TAWH)之三分量原始歷時及五組別之擷取時間標記圖(上:NS 分量；中:EW 分量；下:UD 分量)

(一) 計算原始歷時及五個組別之個別反應譜

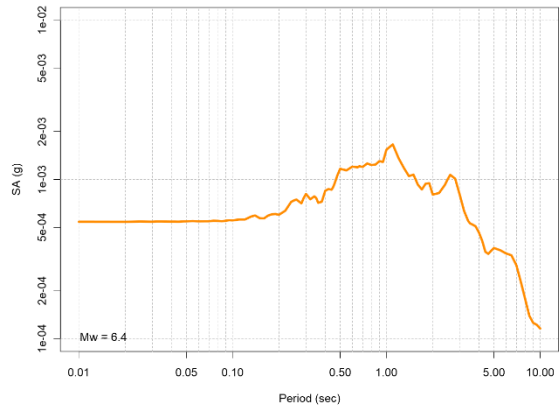
圖八為五組之地震歷時及反應譜，各組歷時經過基線校正後，設定相同濾波條件(低通濾波頻率=100Hz，高通濾波頻率=0.01Hz)後計算反應譜之成果。

(1)

2018_02_06_15_50_42_TAWH , Time = 0 ~ 58.13 sec
ML = 6.3, Vs30 = 760.1 m/s, Rhypo = 213.3 km

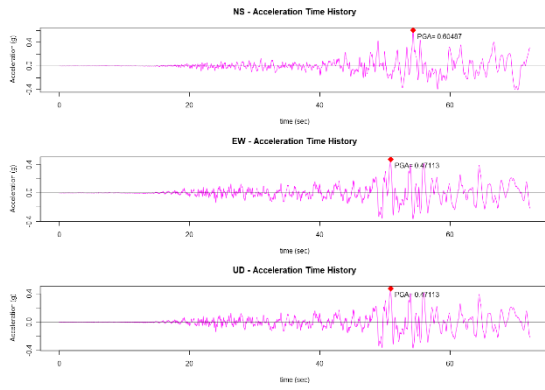


cut_58.13_2018_0206_1550_42_TAWH response spectrum (geomean)
Bandpass Filtered Between 0.01(Hz) and 100(Hz)
Usable Period Range 80(Sec) and 0.008(Sec)

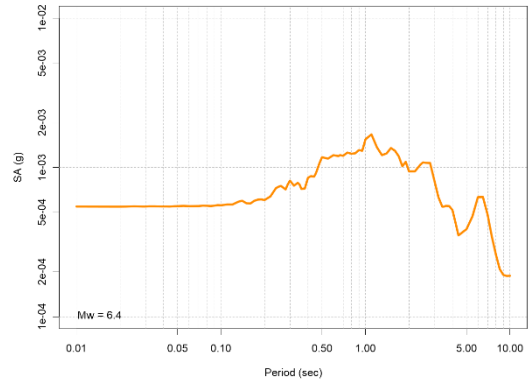


(2)

2018_02_06_15_50_42_TAWH , Time = 0 ~ 72.3 sec
ML = 6.3, Vs30 = 760.1 m/s, Rhypo = 213.3 km

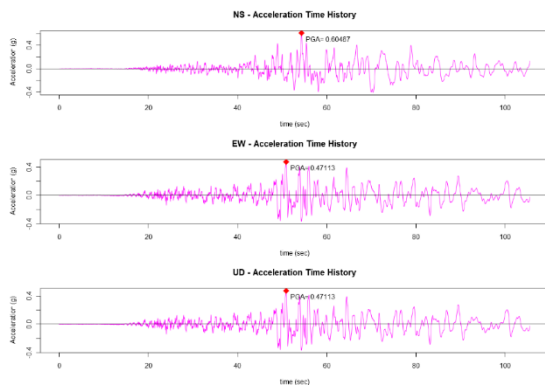


cut_72.3_2018_0206_1550_42_TAWH response spectrum (geomean)
Bandpass Filtered Between 0.01(Hz) and 100(Hz)
Usable Period Range 80(Sec) and 0.008(Sec)

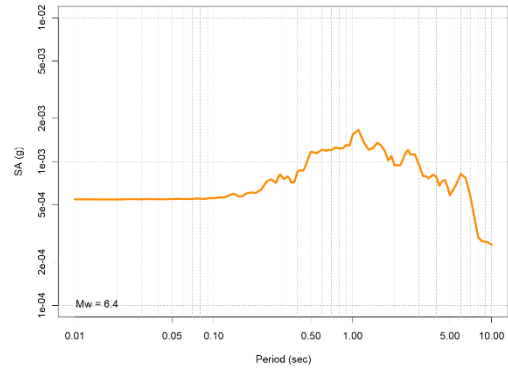


(3)

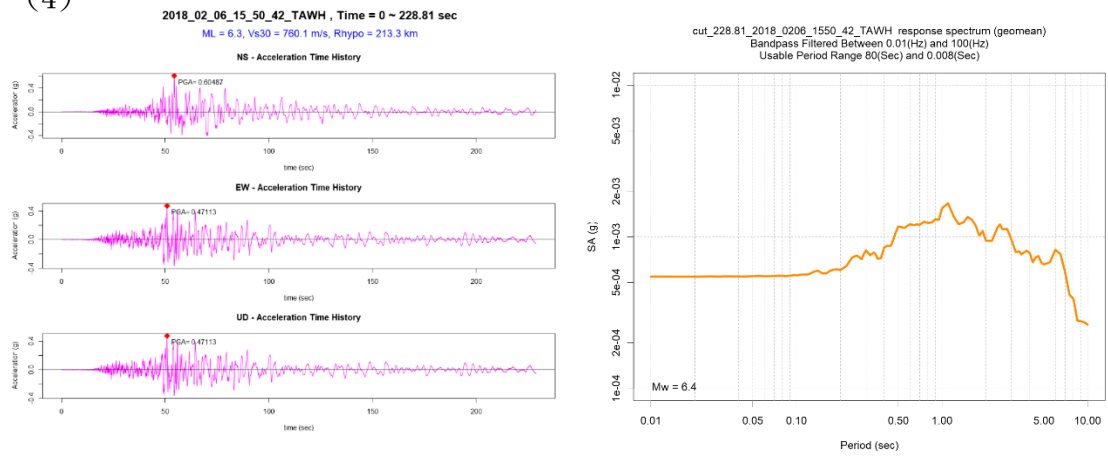
2018_02_06_15_50_42_TAWH , Time = 0 ~ 105.61 sec
ML = 6.3, Vs30 = 760.1 m/s, Rhypo = 213.3 km



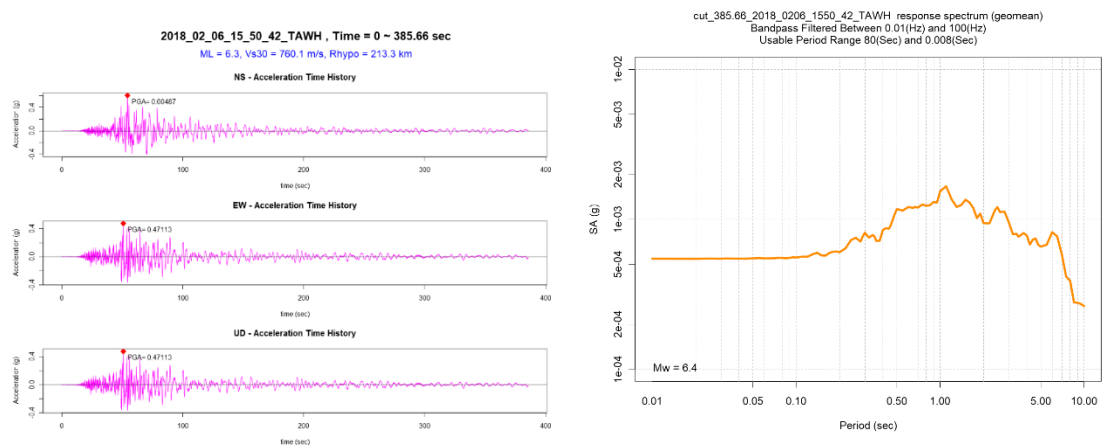
cut_105.61_2018_0206_1550_42_TAWH response spectrum (geomean)
Bandpass Filtered Between 0.01(Hz) and 100(Hz)
Usable Period Range 80(Sec) and 0.008(Sec)



(4)



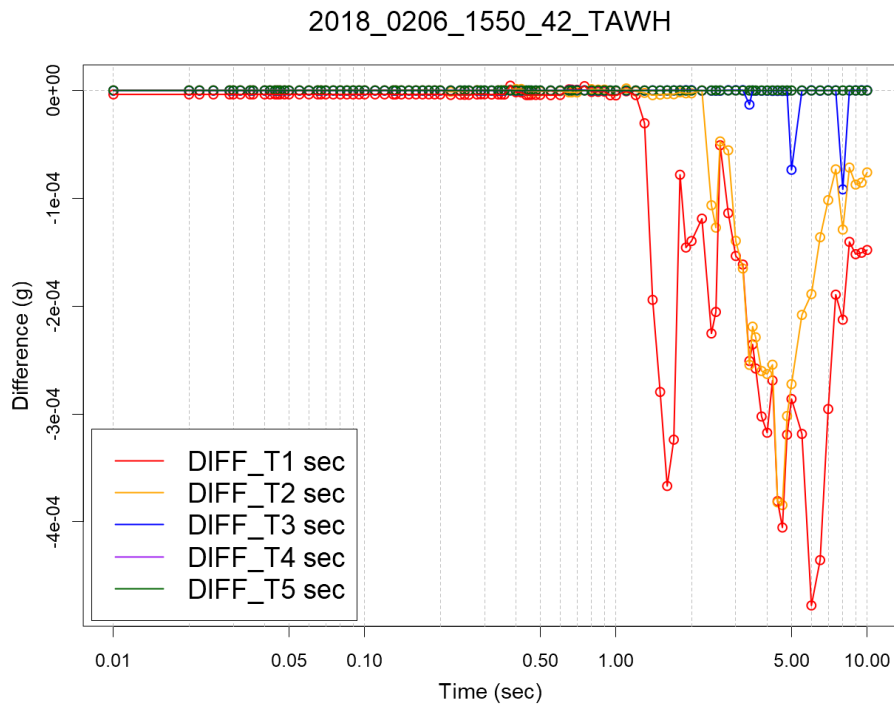
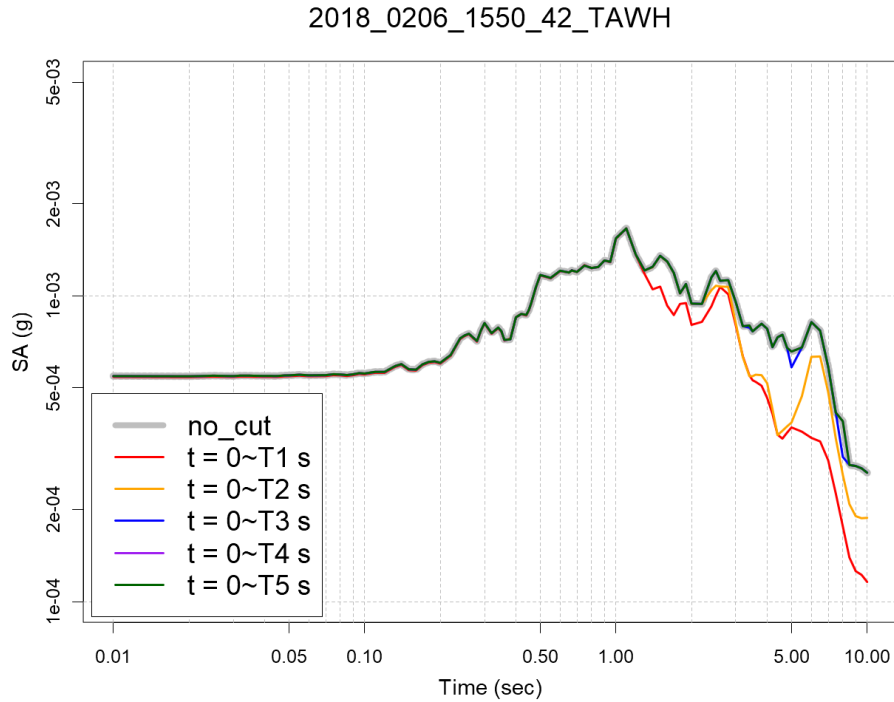
(5)



圖八、五個組別之三分量歷時(左)及反應譜值(右)

(二) 各組與原始歷時反應譜之差異比較

將五組之反應譜疊合後(如圖九上圖)，可以看出 T1 及 T2 與原始歷時之灰線反應譜於長周期部分差異較大，而在 T3 組別以後的 T4、T5 與原始歷時之反應譜型則幾乎相同，圖九之下圖為五組別反應譜與原始歷時反應譜之差值對週期做圖。由此記錄之測試結果，可知在有包含 S 波大致波型的地震歷時，譜型差異不大。

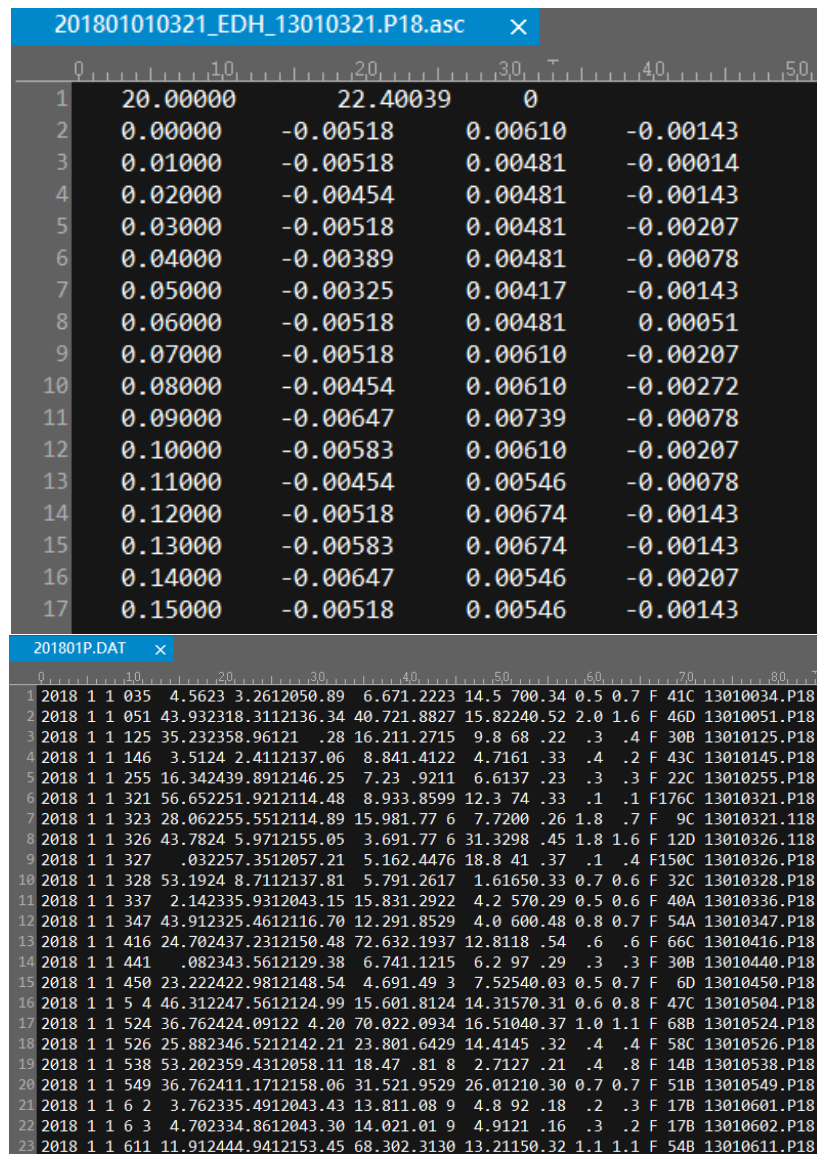


圖九、五組別之反應譜型疊合圖(上)及反應譜差值分布圖(下)

第三章、2018 年井下地震儀波形資料庫建置

3-1 地震資料來源

本計畫使用 24 位元即時地震觀測網中井下地震儀蒐集之 2018 年 1 至 12 月間各測站之連續地震記錄，將其與氣象局地震目錄中各地震之發震時間比對並判別地震事件後，將連續歷時切割為各單一地震事件之歷時檔，如圖十(上)，檔頭第一列依序為該歷時檔中之 P 波到時、S 波到時以及三分量歷時品質指標(Index 為 0 表示歷時中 3 個分量品質皆佳，Index 為 9 表示水平分量品質佳但垂直分量不佳)，第二列開始分別為歷時時間點、Z、NS、EW 分量之加速度數值，單位為 gal。完成事件歷時之切割後，各地震記錄之歷時檔命名包含發震時間之年、月、日、時、分資訊，以及該筆記錄之測站代碼，並在檔名內加入地震目錄之檔案名稱編號，作為與中央氣象局地震目錄之地震資訊(圖十下)整合之依據欄位，地震目錄欄位說明如表二。



圖十、單一事件之歷時檔(上)及氣象局地震目錄資料範例圖(下)

表二、氣象局地震目錄目錄資料格式(欄位說明資料來源:中央氣象局)

資料格式說明：

● 時間系統為【格林威治時間（UT time）】

位置		欄位數	代表意義	格式
起始	結束			
1	4	4	西元紀年	整數
5	6	2	月	整數
7	8	2	日	整數
9	10	2	時	整數
11	12	2	分	整數
13	18	6	秒	實數（小數 2 位）
19	20	2	緯度（度）	整數
21	25	5	緯度（分）	實數（小數 2 位）
26	28	3	經度（度）	整數
29	33	5	經度（分）	實數（小數 2 位）
34	39	6	深度（公里）	實數（小數 2 位）
40	43	4	芮氏規模	實數（小數 2 位）
44	45	2	測站數目	整數
46	50	5	震源至最近測站距離（公里）	實數（小數 1 位）
51	53	3	測站間最大方位角（度）	整數
54	57	4	觀測值與理論值的差值（秒）	實數（小數 2 位）
58	61	4	水平定位誤差匹配程度（公里）	實數（小數 1 位）
62	65	4	垂直定位誤差匹配程度（公里）	實數（小數 1 位）
66	66	1	空白	字母
67	67	1	定位收斂方式（自動：F；人爲：X；早期 TTSN 地震網未知：N）	字母
68	70	3	人工辨識 P 波和 S 波相位總數	整數
71	71	1	定位品質：由好而差依序爲 ABCD	字母
72	72	1	空白	字母
73	84	12	檔案名稱：儲存本次地震其他相關資料，如測站、P 波和 S 波到達時間及波形等。	字母

3-2 地震及測站相關資訊蒐集

本節將敘述地震目錄中各項參數的來源及轉換，以及地震歷時資料處理的過程。

(一) 規模參數

本計畫整合氣象局公布之芮氏規模並於地震目錄中新增地震矩規模欄位，採用的地震矩規模來源有二，分別為臺灣寬頻地震網(BATS)及哈佛地震中心(Global CMT)所公布的地震矩規模，以地震發生時間將蒐集到的地震矩規模資料匹配到本計畫之地震目錄中。不同來源之地震矩規模(如 BATS 與 Global CMT)，所公布之地震矩規模可能存在系統性誤差，本計畫採用鄭世楠等人(2010)之轉換公式，將地震矩規模統一在 Global CMT 之尺度下，轉換公式如式 2。

$$M_{w_HVD} = 0.936 * M_{w_BATS} + 0.476 \pm 0.13 \quad (2)$$

(鄭世楠等人, 2010)

若該地震無地震矩規模資訊，則以鄭世楠等人(2010)提出之芮氏規模轉換公式將芮氏規模轉為地震矩規模(式 3)。

$$\begin{aligned} M_L &= 0.961 * M_w + 0.338 \pm 0.256 \quad (M_w \leq 6.0) \\ M_L &= 5.115 * \ln(M_w) - 3.131 \pm 0.379 \quad (M_w \geq 5.5) \\ M_{w_HVD} &= 0.951 * M_{w(CWB_BB)} + 0.434 \pm 0.14 \end{aligned} \quad (3)$$

(鄭世楠等人, 2010)

本計畫採用地震矩規模的順位如下：優先採用 GCMT 所公布之地震矩規模；若地震資料無 GCMT 之規模但有 BATS 之規模，則以鄭世楠等人(2010)之 M_{w_BATS} 與 M_{w_HVD} 轉換公式轉為 M_{w_HVD} ；若地震無兩者地震矩規模資料，則以鄭世楠等人(2010)建立之 M_L 與 M_w 轉換公式將芮氏規模轉為地震矩規模。

(二) 距離參數

本計畫參考美國太平洋地震工程研究中心(PEER)之 NGA 計畫(Next Generation Attenuation)中計算距斷層破裂面最短距離的方式建立距離參數之欄位，首先以地震規模估算斷層破裂面積(Wells and Coppersmith, 1994)，其經驗公式如下(式 4)，其中 A 為破裂面積，M 為地震規模。

$$\log(A) = -3.49 + 0.91M \quad (4)$$

由上述經驗式得到斷層破裂面積後，可依 NGA 計畫中之斷層破裂長寬比經驗式由地震規模與震源機制推估破裂面積之長寬比(式 5)：

$$\log(A_R) = (0.01752 - 0.00472 \cdot F_{nm} - 0.01099 \cdot F_{rv})(M - 4)^{3.097} \quad (5)$$

A_R :破裂面積之長寬比

走向滑移斷層: $(F_{nm}, F_{rv}) = (0, 0)$

正斷層: $(F_{nm}, F_{rv}) = (1, 0)$

逆斷層: $(F_{nm}, F_{rv}) = (0, 1)$

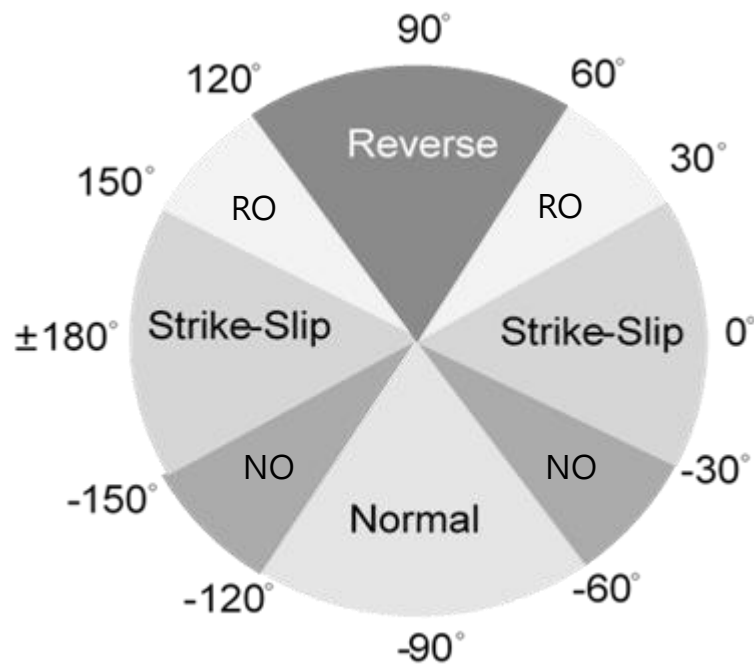
經由以上推算得到破裂面積機大小以及長寬比後，便可定義一個數值斷層破裂面。假設其中心點為震源，依斷層破裂面之傾角與走向旋轉平面，得到斷層面，並求得面上每一點的座標，接著斷層面上距測站的最短距離即為距斷層破裂面最短距離，簡稱 Rrup。

(三) 測站場址參數

場址效應是影響地震震度的因素之一，當地震波傳至沖積層地表時，會因為淺層較為軟弱之介質，造成地震波放大，不僅振幅加大，震動持續時間亦可能延長。當一地震波傳入不同地質條件之之場址時，造成的震動程度不同，相同的地震波可能會在不同的週期範圍有明顯的放大現象(Mohraz, 1976; Seed *et al.*, 1976)。然而，本研究假設井下地震儀已避開極淺層低速帶，因此不考慮此場址參數。

(四) 震源機制參數

本計畫中之震源機制欄位來自哈佛大學地震中心(Global CMT)、臺灣寬頻地震網(BATS)所提供之震源機制解。根據滑移角(rake)的角度可將地震的機制做分類：正斷層機制(normal)為-60°至-120°，逆斷層機制(reverse)為 60°至 120°，走向滑移(strikeslip)機制為-150°至-180°、-30°至 30°、150°至 180°，斜移正斷層機制(normal oblique)為-150°至-120°及-60°至-30°，斜移逆斷層(reverse-oblique)為 30°至 60°與 120°至 150°，如圖十一所示。



圖十一、以滑移角(rake)判斷震源機制類型示意圖，改自楊珮欣(2019)

(五) 地動參數

本計畫建立之地震目錄中，輸出的地動參數包含：三分量之尖峰地動加速度值、尖峰地動速度值、尖峰地動位移值；5%阻尼比之反應譜加速度值、反應譜速度值、反應譜位移值；水平向尖峰地動加速度值之幾何平均數及 RotD50。RotD50 是以美國太平洋地震工程研究中心發展之程式套件(RCTC)計算，此套件是以 R 語言建立。以下將說明兩種地動參數之定義：

(1) 幾何平均數：

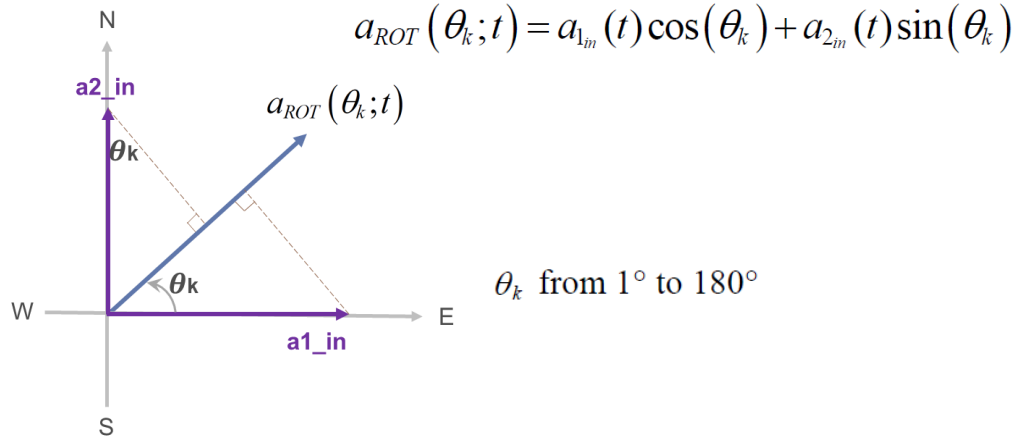
幾何平均數之定義為 n 個變數值連乘積的 n 次方根，於地動參數上為兩個水平分量之尖峰地動加速度值乘積後取其平方根。

(2) RotD50：

RotDxx 為一描述水平向地動值強度之參數。計算此參數之目的是希望降低測站儀器之擺放方位與地震之方位角所造成之不確定性，該參數也是目前國際上常使用於地動預估式之地動參數，如 PEER 推動之 NGA 計畫 (Next Generation Attenuation) 中之 NGA-West2 及 NGA-Subduction zone 研究，以及臺灣國家地震工程研究中心的 Chao *et al.* (2020) 中皆使用此參數。

RotDxx 代表在某一特定週期下，將互相垂直之兩個分量之加速度歷時投影在不同方位角下，如圖十二所示，圖中 $a1_in$ 及 $a2_in$ 為原始紀錄中之兩水平分量之加速度歷時，以 $\theta_k = 1^\circ \sim 180^\circ$ 間以 1° 為間隔分別計算該於各時步下及所有方位角下

得到之譜加速度值 $a_{ROT}(\theta_k; t)$ ，接著將各方位角下所得之最大譜加速度值由小至大排序，取其第 xx 百分位數作為 RotDxx (Boore *et al.*, 2006; Boore, 2010)。本計畫中採用的 RotD50 代表採用序列中之中位數。



圖十二、將兩分量之地動值投影在 θ_k 方位角上之示意圖

3-3 地震歷時記錄之資料處理

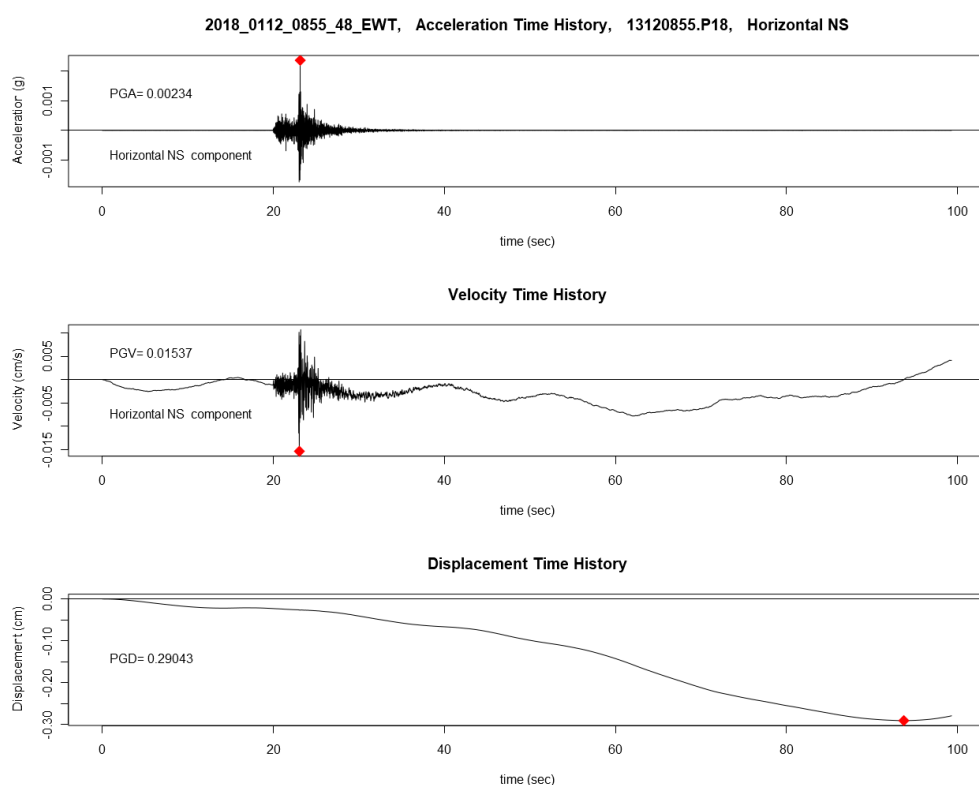
地震記錄中除了地震訊號以外，同時亦會記錄下儀器本身之雜訊、環境背景雜訊，或是感應器在經歷強地動時產生的傾斜或變形，也可能存在儀器記錄初始值不為 0 的問題，這些影響會造成地震紀錄基線的偏移，也會對長周期的地震訊號造成較嚴重的失真，如圖十三為本計畫中其中一筆地震記錄

(2018_0112_0855_48_EWT)之原始加速度歷時，以及積分到速度歷時及位移歷時之結果，可以看出當雜訊隨著加速度歷時積分成速度歷時或是位移歷時，誤差的影響會被明顯放大，因此原始歷時需要經過基線校正以及濾波之處理。

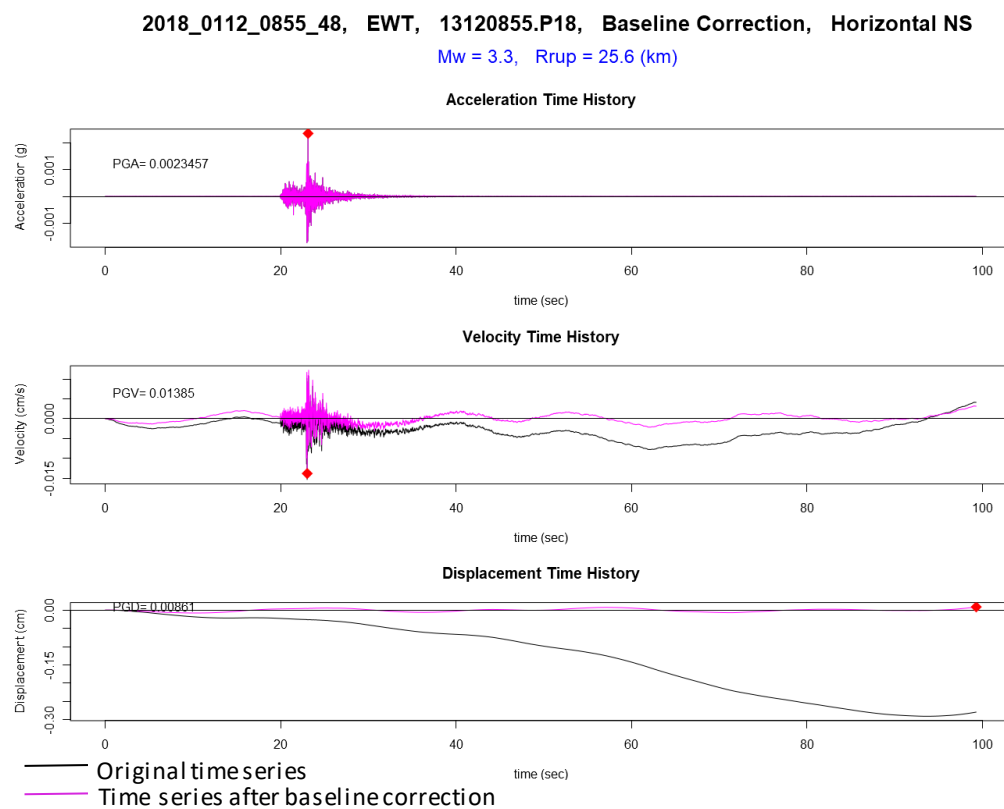
基線校正與濾波之處理流程如以下所述，當完成歷時之基線校正與濾波後會再經過人工的資料檢核，將原始歷時檔中記錄品質不佳的資料剔除，完成檢核後會輸出三分量之地動值歷時檔作為 RCTC 套件之輸入檔，計算 RotD50 參數。

(一) 基線校正

以原始加速度歷時前 2000 點加速度值之平均值作為記錄起始值，首先將整筆原始加速度歷時減去此記錄起始值，修正初始值不為 0 之問題。然後將地震加速度歷時積分到位移歷時，利用最小平方法以一多項式擬合出位移歷時之基線，以去除基線之偏移。圖十三之地震記錄在經過基線校正後之結果如圖十四所示，黑線為原始歷時，紫紅色線則為基線校正後之歷時。



圖十三、具基線偏移之地震原始歷時

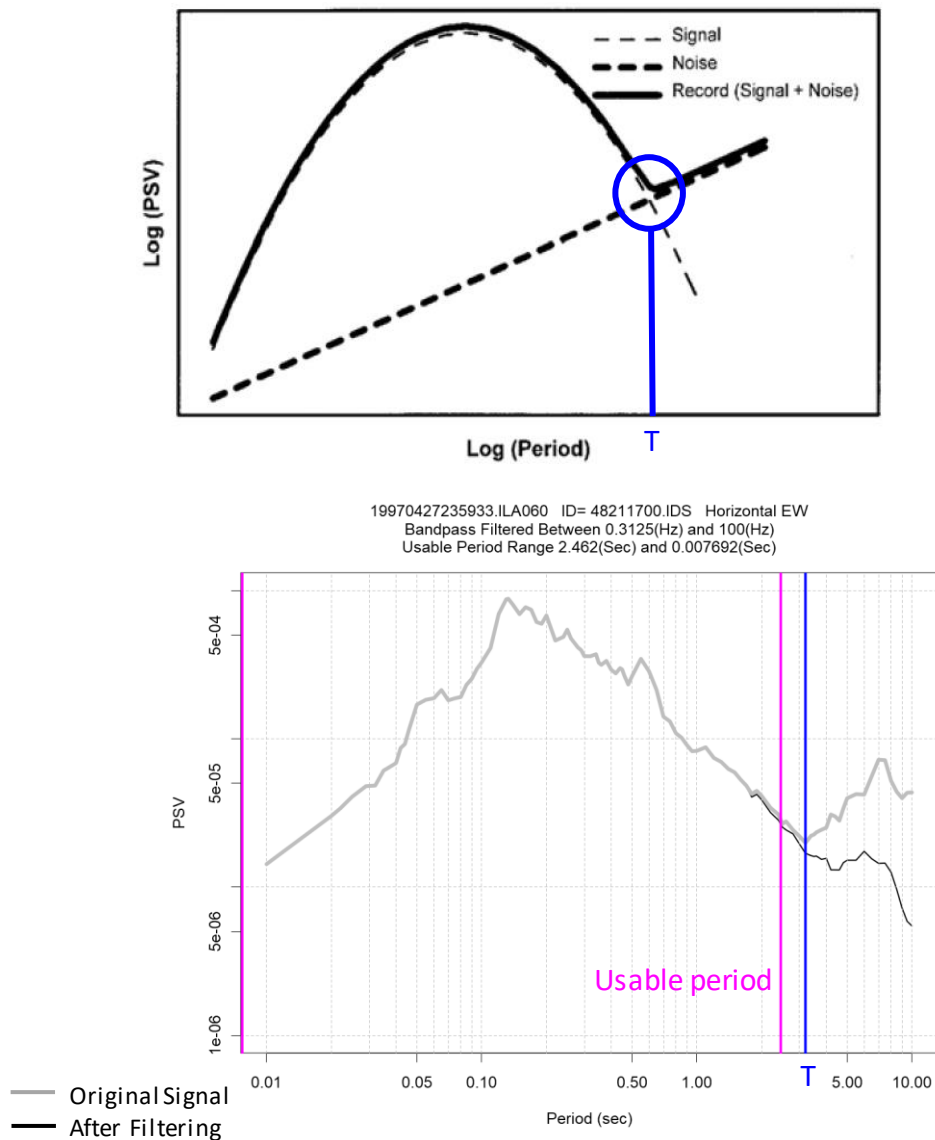


圖十四、經基線校正前後之加速度、速度、位移歷時

(二) 高通濾波

為了盡量保留最多地震訊號以及將其他低頻雜訊濾除，經過基線校正後之地震歷時會再進行濾波。圖十五是地震記錄頻譜之示意圖(Shakal *et al.*, 2004)，粗黑實線為實際記錄之地震頻譜，其混合了雜訊(粗虛線)以及理想地震頻譜(細虛線)之結果。進行濾波時會捨棄受雜訊影響較大的頻率範圍，因此會選擇地震訊號盡量保留最多的部分之頻率作為截止頻率(cut-off frequency)。為降低濾波時於濾波器邊緣造成之訊號失真，對於每一筆地震記錄會取截止頻率之倒數再除上 1.25 倍之數值作為此筆地震紀錄之最大可用週期(usable period)，超過此最大可用週期之資料則視為已失真之資訊。

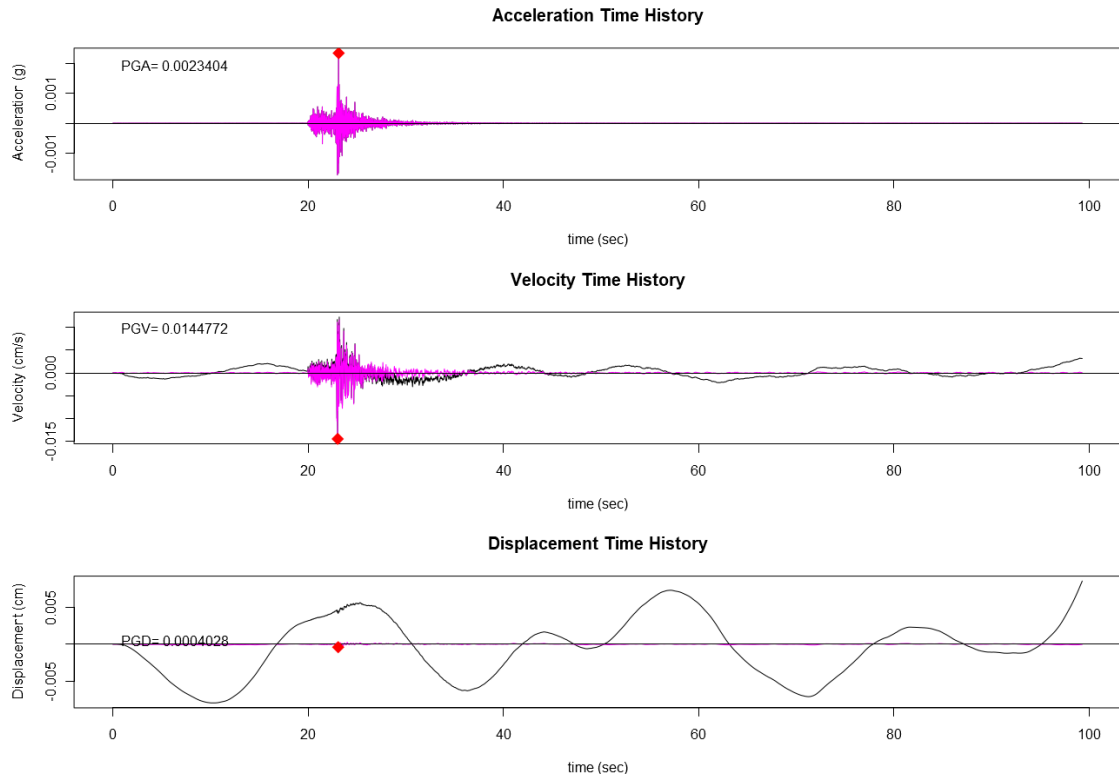
將經過基線校正後的歷時(圖十四)，濾波後之成果為圖十六所示，可以看到經過濾波後之歷時(紫紅色線)，於速度歷時及位移歷時之基線已不再有明顯之偏移。



圖十五、地震紀錄之速度譜示意圖(上)及真實地震記錄速度譜示意圖(下)，摘自楊珮欣(2019)。

2018_0112_0855_48, EWT, 13120855.P18, Filtered, Horizontal NS

Mw = 3.3, Rrup = 25.6 (km)



圖十六、經濾波前後之加速
度、速度、位移歷時

— signal after baseline correction
— signal after baseline correction and filtering

3-4 擬反應譜計算及輸出檔案說明

本節說明經由前述地震資料處理流程處理過後之地震歷時、輸出圖檔，以及最終地震目錄之欄位。

(一) 資料處理過程圖檔及計算並輸出之反應譜資訊與歷時

原始記錄在各別經過基線校正以及濾波步驟後之歷時圖檔，以及濾波前後之速度頻譜，皆以該記錄代碼(rec_id)及濾波編號(filter_id)作為識別檔名輸出於濾波資料夾中，如圖十七所示，EDH 測站記錄之 2018/01/01 03:21:57 地震記錄，其濾波編號為 B000001。

對同樣一個地震力的輸入，不同自然震動週期的建築會有不同的受震反應。在討論地震對建築物之影響時，大多聚焦在此建築之最大受震反應，如最大加速度、最大速度、最大位移等，而反應譜可以幫助我們得到這些資訊。在某一個固定的阻尼比下，對不同震動頻率之單自由度系統計算出其反應歷時的最大值，並繪製成圖，這樣的圖即稱為反應譜，根據縱軸繪製的最大反應值不同，可以有擬加速度反應譜、擬速度反應譜等。

單自由度系統受某地震作用所產生的最大相對位移、最大相對速度及最大絕對加速度，隨其基本振動週期 t 、阻尼比 ζ 而變。對一具有阻尼之單自由度系統而言，可以運動方程式表示如下(修改自楊佩欣，2019)：

$$m\ddot{x}(t) + c\dot{x}(t) + kx(t) = F(t) \quad (6)$$

m :質量， c :阻尼常數， k :彈性常數

$F(t)$:外力， $kx(t)$:回復力， $c\dot{x}(t)$:阻尼力， $m\ddot{x}(t)$:慣性力

其中外力可改寫為質量乘上地面加速度如下：

$$m\ddot{x}(t) + c\dot{x}(t) + kx(t) = -m\ddot{x}_g(t) \quad (7)$$

$\ddot{x}_g(t)$:地面加速度

將式 7 等號兩邊同除質量後，可以改寫為：

$$\ddot{x}(t) + 2\zeta\omega\dot{x}(t) + kx(t) = -\ddot{x}_g(t) \quad (8)$$

其中 ζ 為阻尼比，阻尼比為系統的阻尼相對於臨界阻尼的比值。

$$\text{阻尼比}(\zeta) = \frac{\text{阻尼(actual damping)}}{\text{臨界阻尼(critical damping)}} = \frac{c}{2\sqrt{km}} \quad (9)$$

ω 為結構物之自然震動角頻率，單位為徑度/秒(rad/sec)。

$$\omega = \sqrt{\frac{k}{m}} \quad (10)$$

若此系統隨地表震動時都在彈性範圍內，則可以利用杜哈梅積分(Duhamel

integral)將式 7 求解得：

$$x(t) = -\frac{1}{\omega_D} \int_0^t \ddot{x}_g(\tau) e^{[-\zeta\omega(t-\tau)]} \sin \omega_D(t-\tau) d\tau \quad (11)$$

其中 $\omega_D = \omega\sqrt{1-\zeta^2}$ ， ω_D 為系統在當前存在阻尼 ζ 的情況下之實際震動

角頻率。假設阻尼比 ζ 很小(<0.2)，則 $\omega_D = \omega$ ，式 11 可以改寫為：

$$\dot{x}(t) = \frac{1}{\omega} \ddot{x}(t) \quad (12)$$

$$\text{其中，} \dot{x}(t) = -\int_0^t \ddot{x}_g(\tau) e^{(-\zeta\omega(t-\tau))} \sin \omega(t-\tau) d\tau \quad (13)$$

一般定義積分式 13 之最大值為譜擬速度(Spectral pseudo-velocity, S_v)。

$$S_v = \left| \dot{x}(t) \right|_{\max} \quad (14)$$

將 S_v 與自然週期(T)之關係繪製成圖，稱為擬速度反應譜。

而系統之最大相對位移(S_d)稱為譜位移(Spectral Displacement)，其為：

$$\left| x(t) \right|_{\max} = S_d = \frac{1}{\omega} \left| \dot{x}(t) \right|_{\max} = \frac{1}{\omega} S_v \quad (15)$$

將 S_d 與自然週期(T)之關係繪製成圖，稱為位移反應譜。

系統之最大絕對加速度(S_a)稱為譜加速度(Spectral acceleration)，其為

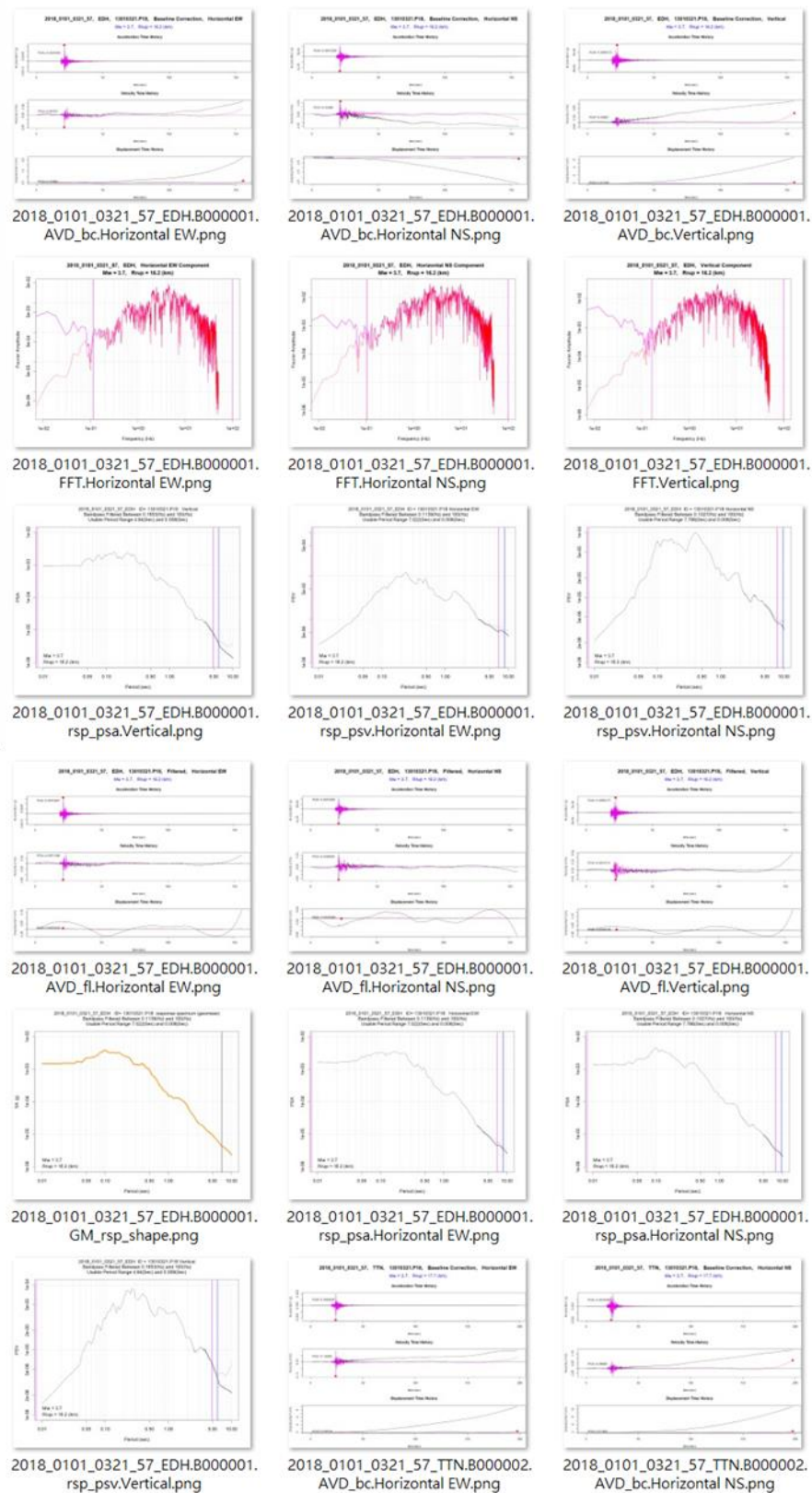
$$\left| \ddot{x} + \ddot{x}_g \right|_{\max} = S_a = \omega S_v = \omega^2 S_d \quad (16)$$

將 S_a 與自然週期(T)之關係繪製成圖，稱為加速度反應譜。

由於計算反應譜加速度之過程中會利用到整個加速度歷時，對於波形不良或是有問題之記錄需捨棄不納入資料庫，本研究以每筆地震記錄計算其 5%臨界阻尼比之反應譜建立資料庫。

每一筆地震記錄經過基線校正及濾波後之各週期三分量擬譜位移值、擬譜速度值以及擬譜加速度值之數值檔，輸出如圖十八所示。第一行為週期，後續分別列出 NS、EW、Z 分量之擬譜位移值、擬譜速度值以及擬譜加速度值，最後一行則為水平兩分量擬譜加速度值之幾何平均數。各筆地震記錄之尖峰地動加速度、尖峰地動速度、尖峰地動位移以及濾波相關參數(高通濾波截止頻率等)則彙整於檔案輸出，

如圖十九。每筆經過基線校正及濾波後之地震記錄加速度、速度、位移歷時，皆輸出如圖二十(包含三個分量)。



圖十七、濾波圖檔輸出示意圖

PERIOD(SBC)	PSD-NS	PSD-EW	PSD-Z	PSV-NS	PSV-EW	PSV-Z	PSA-NS	PSA-EW	PSA-Z	PSA-sqrt
0.010	3.47459E-09	4.15103E-09	2.37975E-09	2.18315E-06	2.60817E-06	1.49524E-06	1.37171E-03	1.63876E-03	9.39489E-04	1.49930E-03
0.020	1.42692E-08	1.61496E-08	9.64130E-09	4.48279E-06	5.07354E-06	3.02890E-06	1.40831E-03	1.59390E-03	9.51558E-04	1.49823E-03
0.022	1.78069E-08	1.99002E-08	1.17770E-08	5.08564E-06	5.68347E-06	3.36350E-06	1.45246E-03	1.62320E-03	9.60613E-04	1.53545E-03
0.025	2.18989E-08	2.64883E-08	1.53029E-08	5.50378E-06	6.65725E-06	3.84603E-06	1.38325E-03	1.67315E-03	9.66613E-04	1.52131E-03
0.029	2.89363E-08	3.65706E-08	2.03798E-08	6.26943E-06	7.32444E-06	4.41551E-06	1.35834E-03	1.71671E-03	9.56672E-04	1.52705E-03
0.030	3.16705E-08	3.82311E-08	2.15723E-08	6.63304E-06	8.00710E-06	4.51809E-06	1.38922E-03	1.67700E-03	9.46267E-04	1.52634E-03
0.032	3.65558E-08	4.17908E-08	2.48744E-08	7.17771E-06	8.20560E-06	4.88407E-06	1.40934E-03	1.61117E-03	9.58985E-04	1.50688E-03
0.035	4.89340E-08	5.55828E-08	2.98724E-08	8.78462E-06	9.97820E-06	5.36268E-06	1.57701E-03	1.79128E-03	9.62706E-04	1.68074E-03
0.036	5.33694E-08	5.94536E-08	3.08288E-08	9.31472E-06	1.03766E-05	5.38065E-06	1.62573E-03	1.81106E-03	9.39100E-04	1.71589E-03
0.040	6.48396E-08	7.30558E-08	3.90033E-08	1.01850E-05	1.14756E-05	6.12663E-06	1.59985E-03	1.80258E-03	9.62369E-04	1.69819E-03
0.042	6.41726E-08	7.98317E-08	5.31544E-08	9.60020E-06	1.19428E-05	7.95188E-06	1.43619E-03	1.78664E-03	1.18960E-03	1.60186E-03
0.044	7.44693E-08	9.36598E-08	6.61994E-08	1.06342E-05	1.33746E-05	9.45326E-06	1.51856E-03	1.90989E-03	1.34902E-03	1.70302E-03
0.045	8.57028E-08	1.01023E-07	6.84967E-08	1.19664E-05	1.41055E-05	9.56395E-06	1.67082E-03	1.96950E-03	1.33538E-03	1.81402E-03
0.046	9.53242E-08	1.09881E-07	7.33428E-08	1.30204E-05	1.50088E-05	1.00180E-05	1.77847E-03	2.05006E-03	1.36836E-03	1.90945E-03
0.048	1.10320E-07	1.31196E-07	8.67645E-08	1.44409E-05	1.71735E-05	1.13574E-05	1.89031E-03	2.24801E-03	1.48669E-03	2.06142E-03
0.050	1.26702E-07	1.49408E-07	9.80437E-08	1.59218E-05	1.87751E-05	1.23205E-05	2.00080E-03	2.35935E-03	1.54824E-03	2.17269E-03
0.055	1.61554E-07	1.77316E-07	1.19094E-07	1.84559E-05	2.02566E-05	1.36053E-05	2.10839E-03	2.31411E-03	1.55427E-03	2.2086E-03
0.060	1.82666E-07	2.3685E-07	1.17770E-07	1.90659E-05	2.48045E-05	1.23328E-05	1.98658E-03	2.59752E-03	1.29149E-03	2.27731E-03
0.065	2.17767E-07	2.82240E-07	1.48552E-07	2.10503E-05	2.72826E-05	1.45597E-05	2.03481E-03	2.63725E-03	1.38807E-03	2.31653E-03
0.067	2.40634E-07	2.97181E-07	1.78374E-07	2.25664E-05	2.78693E-05	1.67277E-05	2.11625E-03	2.61355E-03	1.56871E-03	2.35179E-03
0.070	2.90121E-07	3.35253E-07	2.27288E-07	2.60412E-05	3.00923E-05	2.04013E-05	2.33746E-03	2.70107E-03	1.83122E-03	2.51270E-03
0.075	3.26025E-07	4.23571E-07	2.90250E-07	2.73130E-05	3.54850E-05	2.43159E-05	2.28817E-03	2.97278E-03	2.03709E-03	2.60811E-03
0.080	4.75560E-07	5.12510E-07	2.81869E-07	3.73504E-05	4.02524E-05	2.21379E-05	2.93349E-03	3.16142E-03	1.73871E-03	3.04532E-03
0.085	6.19868E-07	5.87934E-07	2.68559E-07	4.58205E-05	4.34600E-05	1.98518E-05	3.38705E-03	3.21255E-03	1.47644E-03	3.29865E-03
0.090	7.76565E-07	6.16839E-07	3.46845E-07	4.52145E-05	4.30635E-05	2.42144E-05	3.78489E-03	3.00640E-03	1.69048E-03	3.37326E-03
0.095	1.03078E-06	7.20589E-07	4.67016E-07	6.81743E-05	4.92542E-05	3.08879E-05	4.50897E-03	3.19147E-03	2.04295E-03	3.79545E-03

圖十八、地震記錄各週期三分量擬譜位移、擬譜速度以及擬譜加速度數值

filter.txt.csv - Excel																							輸入	圖	□	×
檔案	套用	插入	版面配置	公式	資料	校閱	檢視	說明	查詢與標籤什麼															共用		
AA25																										
A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N	O	P	Q	R	S	T	U	V	W				
filter.txt.csv	incad	STA_ID	dt	opts	file_id	Pfile	file_name	PGA_V	PGA_NS	PGA_EW	PGV_V	PGV_NS	PGV_EW	PGD_V	PGD_NS	PGD_EW	HP_V	LP_V	HP_NS	LP_NS	HP_EW	LP_EW	author			
1	filter.txt.csv	1018_0101_0321_57_EDH	EDH	0	15575	13010321.P18	13010321.P18	0.000917	0.00134	0.001591	0.0214	0.02293	0.057119	0.0036	0.00373	0.007044	0.165	100	0.1027	100	0.11993	100	100			
2	1018_0101_0321_57_TTN	TTN	0	19774	13010321.P18	13010321.P18	201801010321_EDH_13010321.P18	0.001192	0.00194	0.002429	0.0259	0.03932	0.106961	0.0051	0.00735	0.009038	0.105	100	0.1818	100	0.18928	100	100			
3	1018_0101_1248_23_EDH	EDH	0	13406	13011248.P18	13011248.P18	201801011248_EDH_13011248.P18	0.000704	0.00158	0.001005	0.0341	0.04274	0.045405	0.005	0.0056	0.009933	0.1	100	0.1	100	0.11765	100	100			
4	1018_0101_1248_23_LDU	LDU	0	35127	13011248.P18	13011248.P18	201801011248_LDU_13011248.P18	0.000906	0.00174	0.001552	0.0064	0.04507	0.040386	0.0059	0.0039	0.005755	2	100	0.1176	100	0.125	100	100			
5	1018_0101_1248_23_TTN	TTN	0	15522	13011248.P18	13011248.P18	201801011248_TTN_13011248.P18	0.001407	0.00345	0.003652	0.0666	0.11786	0.168576	0.0099	0.01171	0.015191	0.1	100	0.1333	100	0.11111	100	100			
6	1018_0101_1922_03_CHY	CHY	0	79098	13011921.P18	13011921.P18	201801011922_CHY_13011921.P18	3.98E-05	0.00518	0.000844	0.002	0.36968	0.054683	0.0186	0.7332	0.449643	2	100	2	100	2	100	100			
7	1018_0101_1922_03_EDH	EDH	0	9076	13011921.P18	13011921.P18	201801011922_EDH_13011921.P18	0.00227	0.00167	0.00174	0.0961	0.06506	0.088757	0.0116	0.01184	0.013292	0.1	100	0.1	100	0.1	100	100			
8	1018_0101_1922_03_LONT	LONT	0	9086	13011921.P18	13011921.P18	201801011922_LONT_13011921.P18	0.001075	0.00282	0.00139	0.0774	0.1509	0.125084	0.0146	0.01494	0.014164	0.1	100	0.1429	100	0.1	100	100			
9	1018_0101_1922_03_TTN	TTN	0	9305	13011921.P18	13011921.P18	201801011922_TTN_13011921.P18	0.001184	0.00235	0.002815	0.0808	0.13947	0.144876	0.0204	0.01952	0.022525	0.1	100	0.1	100	0.1	100	100			
10	1018_0101_2010_28_EDH	EDH	0	21108	13012010.P18	13012010.P18	201801012010_EDH_13012010.P18	0.001439	0.00194	0.002553	0.0395	0.04857	0.105133	0.0032	0.00794	0.008022	0.1	100	0.125	100	0.14286	100	100			
11	1018_0101_2010_28_TTN	TTN	0	12414	13012010.P18	13012010.P18	201801012010_TTN_13012010.P18	0.000832	0.00181	0.001528	0.0325	0.07035	0.07163	0.0051	0.00774	0.009996	0.1	100	0.1111	100	0.1	100	100			
12	1018_0106_0256_05_HWA	HWA	0	6676	13060256.P18	13060256.P18	201801060256_HWA_13060256.P18	0.002374	0.00192	0.001294	0.0239	0.0182	0.01973	0.0008	0.002	0.000879	0.995	100	1.5089	100	1.18187	100	100			
13	1018_0106_0256_05_SHUL	SHUL	0	6124	13060256.P18	13060256.P18	201801060256_SHUL_13060256.P18	0.009844	0.0045	0.009296	0.0743	0.07497	0.06744	0.004	0.00222	0.003335	1.25	100	1.165	100	0.78923	100	100			
14	1018_0107_1953_33_CHH	CHH	0	16568	13071953.P18	13071953.P18	201801071953_CHH_13071953.P18	0.000745	0.00213	0.003185	0.0176	0.03557	0.064215	0.0018	0.00138	0.006335	0.217	100	0.1538	100	0.125	100	100			
15	1018_0107_1953_33_EHD	EHD	0	15790	13071953.P18	13071953.P18	201801071953_EHD_13071953.P18	0.001459	0.00095	0.001167	0.0259	0.02523	0.038763	0.0013	0.00137	0.001736	0.227	100	0.2273	100	0.22727	100	100			
16	1018_0107_1953_33_EYUL	EYUL	0	10666	13071953.P18	13071953.P18	201801071953_EYUL_13071953.P18	0.000731	0.00112	0.000779	0.0165	0.02241	0.029845	0.0018	0.0013	0.002037	0.238	100	0.1667	100	0.18182	100	100			
17	1018_0108_0816_47_LAY	LAY	0	14491	13080816.P18	13080816.P18	201801080816_LAY_13080816.P18	0.00117	0.00167	0.001513	0.0383	0.04506	0.056582	0.0043	0.00624	0.0058	0.125	100	0.1	100	0.11111	100	100			
18	1018_0112_0005_10_EAH	EAH	0	6141	13120005.P18	13120005.P18	201801120005_EAH_13120005.P18	0.000682	0.00139	0.001025	0.0136	0.02361	0.032289	0.0008	0.00166	0.001882	0.294	100	0.2381	100	0.22727	100	100			
19	1018_0112_0005_10_EWT	EWT	0	10389	13120005.P18	13120005.P18	201801120005_EWT_13120005.P18	0.000448	0.00103	0.000669	0.0052	0.01337	0.012577	0.0004	0.00054	0.000447	0.667	100	0.3571	100	0.41667	100	100			
20	1018_0112_0855_48_EWT	EWT	0	9931	13120855.P18	13120855.P18	201801120855_EWT_13120855.P18	0.000733	0.00234	0.003325	0.0097	0.01448	0.019983	0.0003	0.0004	0.000456	0.385	100	0.4	100	0.4	100	100			
21	1018_0114_2208_39_SHUL	SHUL	0	18552	13142208.P18	13142208.P18	201801142208_SHUL_13142208.P18	0.000852	0.00153	0.001267	0.0371	0.04448	0.043214	0.0139	0.0112	0.011056	0.111	100	0.2083	100	0.25	100	100			
22	1018_0117_0559_11_EWT	EWT	0	20725	13170559.P18	13170559.P18	201801170559_EWT_13170559.P18	0.00073	0.00138	0.000942	0.0539	0.07	0.055862	0.0082	0.01059	0.005566	0.1	100	0.1053	100	0.1	100	100			
23	1018_0117_0559_11_ILA	ILA	0	19465	13170559.P18	13170559.P18	201801170559_ILA_13170559.P18	0.004107	0.01154	0.01239	0.1332	0.68664	0.870026	0.0146	0.05771	0.054642	0.333	100	0.2381	100	0.15385	100	100			
24	1018_0117_0559_11_NWF	NWF	0	31790	13170559.P18	13170559.P18	201801170559_NWF_13170559.P18	0.000907	0.00112	0.000861	0.0343	0.05145	0.047799	0.0028	0.0235	0.023873	0.1	100	0.2083	100	0.33333	100	100			

圖十九、各筆地震記錄尖峰地動值及濾波參數輸出

2018_0101_0321_57_EDH_after_fl.txt - Excel

檔案 常用 插入 版面配置 公式 資料 校閱 檢視 說明 告訴我您想做什麼 共用

A1 Time

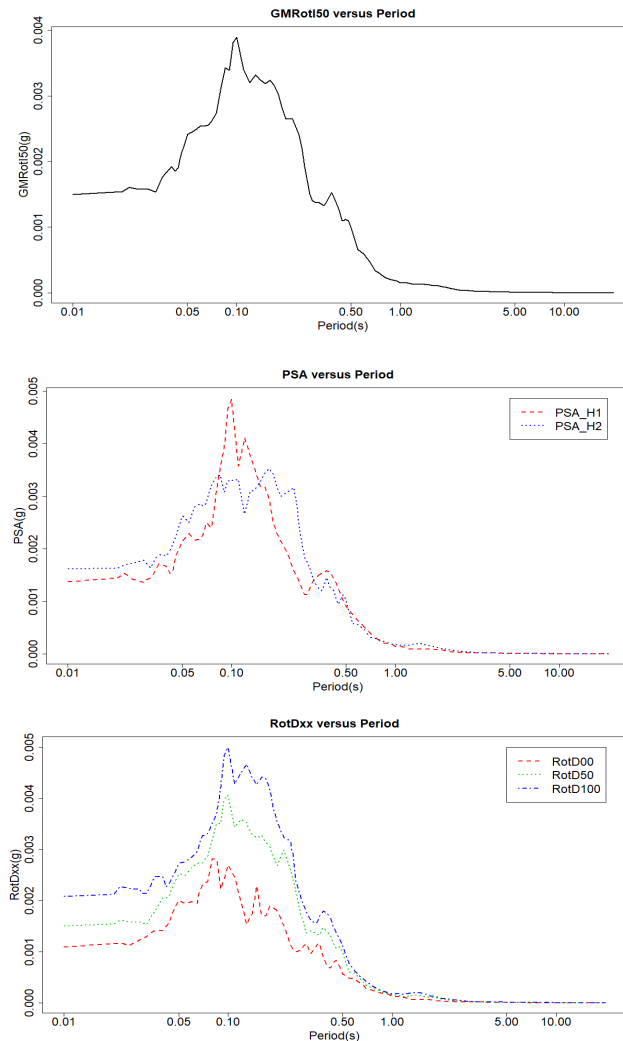
	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K
1	Time	ACC.Z	ACC.NS	ACC.EW	VEL.Z	VEL.NS	VEL.EW	DIS.Z	DIS.NS	DIS.EW	
2	0	7.21E-07	1.11E-06	7.90E-07	0	0	0	0	0	0	
3	0.01	7.23E-07	-2.04E-07	2.10E-06	7.08E-06	4.42E-06	1.42E-05	3.54E-08	2.21E-08	7.10E-08	
4	0.02	1.37E-06	-2.07E-07	7.84E-07	1.73E-05	2.41E-06	2.84E-05	1.57E-07	5.63E-08	2.84E-07	
5	0.03	7.16E-07	-2.03E-07	1.31E-07	2.76E-05	3.96E-07	3.29E-05	3.82E-07	7.03E-08	5.90E-07	
6	0.04	2.03E-06	-2.03E-07	1.44E-06	4.10E-05	-1.59E-06	4.06E-05	7.25E-07	6.43E-08	9.57E-07	
7	0.05	2.68E-06	-8.54E-07	7.82E-07	6.41E-05	-6.78E-06	5.14E-05	1.25E-06	2.24E-08	1.42E-06	
8	0.06	7.04E-07	-1.98E-07	2.75E-06	8.07E-05	-1.19E-05	6.88E-05	1.97E-06	-7.12E-08	2.02E-06	
9	0.07	7.01E-07	1.12E-06	1.19E-07	8.76E-05	-7.43E-06	8.28E-05	2.82E-06	-1.68E-07	2.78E-06	
10	0.08	1.35E-06	1.12E-06	-5.48E-07	9.76E-05	3.57E-06	8.07E-05	3.74E-06	-1.87E-07	3.59E-06	
11	0.09	-6.22E-07	2.44E-06	1.42E-06	0.000101	2.10E-05	8.50E-05	4.74E-06	-6.44E-08	4.42E-06	
12	0.1	2.60E-08	1.13E-06	1.13E-07	9.83E-05	3.85E-05	9.26E-05	5.73E-06	2.33E-07	5.31E-06	
13	0.11	1.34E-06	4.73E-07	1.42E-06	0.000105	4.64E-05	0.0001	6.75E-06	6.58E-07	6.27E-06	
14	0.12	6.85E-07	1.78E-06	7.59E-07	0.000115	5.74E-05	0.000111	7.85E-06	1.18E-06	7.33E-06	
15	0.13	1.54E-08	1.78E-06	7.53E-07	0.000118	7.49E-05	0.000118	9.01E-06	1.84E-06	8.47E-06	
16	0.14	-6.39E-07	4.77E-07	9.65E-08	0.000115	8.60E-05	0.000122	1.02E-05	2.64E-06	9.68E-06	
17	0.15	6.74E-07	4.81E-07	7.52E-07	0.000115	9.07E-05	0.000127	1.13E-05	3.53E-06	1.09E-05	
18	0.16	6.69E-07	4.76E-07	2.72E-06	0.000122	9.54E-05	0.000144	1.25E-05	4.46E-06	1.23E-05	
19	0.17	-6.47E-07	-2.15E-06	-5.69E-07	0.000122	8.72E-05	0.000154	1.37E-05	5.37E-06	1.38E-05	

圖二十、基線校正及濾波處理後之地震歷時輸出

(二) RCTC 套件輸出之地動參數及圖檔

上述經過資料處理後輸出之歷時檔作為 RCTC 套件之輸入檔，計算各筆地震記錄之地動參數，每筆地震記錄經過 RCTC 套件計算後輸出之地動參數包含 GMRotI50 及 RotD00、RotD50、RotD100 等，並會輸出各參數反應譜圖檔，包含 GMRotI50 反應譜、兩水平分量 PSA 反應譜以及 Rotxx 反應譜 (Rot00、Rot50、Rot100)，如圖二十一。

本計畫將每一筆地震記錄之各週期 RotD50($T=0.01\text{sec}\sim 20.00\text{sec}$)另外彙整為資料庫主要檔案，其資料截圖以及欄位設計如圖二十二及表三，以便後續與井下地震目錄之整合。



圖二十一、每筆地震記錄經 RCTC 計算輸出之不同地動參數反應譜圖

filter.id	PGA_Rot50	PGV_Rot50	PGD_Rot50	T0.010S	T0.020S	T0.025S	T0.030S	T0.035S	T0.040S	T0.045S	T0.050S	T0.055S
B000001	0.001495834	0.04648859	0.00564445	0.001503	0.001542	0.001614	0.001578	0.001577	0.001564	0.00154	0.001756	0.001804
B000002	0.002311783	0.08748223	0.00846115	0.002321	0.002349	0.002364	0.00236	0.00237	0.002372	0.002388	0.002393	0.002397
B000003	0.001215353	0.04434402	0.00768118	0.001239	0.001331	0.001365	0.001526	0.001662	0.001755	0.001703	0.001684	0.001713
B000004	0.001615305	0.04279744	0.00478378	0.001622	0.001645	0.001667	0.001701	0.001682	0.001707	0.001739	0.00179	0.001785
B000005	0.003643456	0.1405382	0.0132531	0.003668	0.003751	0.003778	0.003746	0.003836	0.003867	0.003949	0.004038	0.004061
B000006	0.003723037	0.2171225	0.017372	0.003746	0.003868	0.003948	0.00416	0.004559	0.004897	0.005272	0.004925	0.004902
B000007	0.001742032	0.08505464	0.0117372	0.001751	0.001791	0.001854	0.001988	0.002208	0.002267	0.002406	0.002837	0.00284
B000008	0.00234971	0.1325349	0.0142519	0.002355	0.002367	0.002366	0.002397	0.002579	0.002411	0.002413	0.002473	0.002417
B000009	0.002571821	0.1426121	0.02193521	0.002582	0.002617	0.002639	0.002661	0.002618	0.002627	0.002652	0.0027	0.002718
B000010	0.002283282	0.08204336	0.00765925	0.002291	0.002319	0.002335	0.002382	0.002436	0.002491	0.002666	0.002585	0.002624
B000011	0.001731715	0.08066378	0.00888117	0.001736	0.001761	0.001772	0.001825	0.001805	0.001809	0.001812	0.001813	0.001854
B000012	0.001754612	0.01923853	0.00187406	0.001853	0.002465	0.002922	0.004454	0.009005	0.008789	0.006018	0.004232	0.003857
B000013	0.007283009	0.07491644	0.00308007	0.007879	0.010661	0.011967	0.014355	0.022644	0.023566	0.024406	0.023666	0.023471
B000014	0.002717324	0.0513932	0.00465874	0.002786	0.003419	0.004233	0.003913	0.004252	0.004566	0.005355	0.00605	0.005951
B000015	0.001173765	0.03218756	0.00150732	0.00123	0.001511	0.001816	0.002796	0.004633	0.004531	0.003612	0.002407	0.002062
B000016	0.00084601	0.02407111	0.00160825	0.000856	0.000905	0.001028	0.001551	0.001761	0.001843	0.002146	0.001421	0.001268
B000017	0.001612293	0.04875647	0.00555601	0.001627	0.001805	0.002123	0.002548	0.002273	0.00217	0.002143	0.002245	0.002388
B000018	0.001207875	0.02839113	0.001973	0.001233	0.001333	0.001417	0.001481	0.001694	0.001833	0.002178	0.002529	0.003095

圖二十二、各筆地震記錄之 RotD50 彙整欄位截圖

表三 RCTC 輸出之 RotD50 參數彙整表格欄位說明

欄位名稱	欄位名稱說明	註解
filter.id	濾波編號	各筆強震資料的濾波流水號
PGA_Rot50	PGA_Rot50	尖峰地動加速度之 RotD50 參數(g)
PGV_Rot50	PGV_Rot50	尖峰地動速度之 RotD50 參數(cm/sec)
PGD_Rot50	PGD_Rot50	尖峰地動位移之 RotD50 參數(cm)
T0.010S	0.010 秒反應譜	週期 0.010 秒之 RotD50 擬譜加速度值
...	...	...
T20.000S	20.000 秒反應譜	週期 20.000 秒之 RotD50 擬譜加速度值

(三) 最終成果之井下地震目錄欄位說明

完成各參數之蒐集及計算後，整合成 2018 年之井下地震目錄，其檔名為 CWBBH_database.csv，地震目錄欄位說明如下(表四)：

表四 井下地震目錄欄位說明

欄位名稱	欄位名稱說明	註解
EQ_ID	地震 ID	地震索引標號
filter.id	濾波編號	各筆強震資料的濾波流水號
rec.id	地震記錄 ID	地震記錄索引標號
Year	地震時間西元紀年	來源:中央氣象局地震目錄
Month	地震時間月	來源:中央氣象局地震目錄
Day	地震時間日	來源:中央氣象局地震目錄
Hour	地震時間時	來源:中央氣象局地震目錄
Minute	地震時間分	來源:中央氣象局地震目錄
Second	地震時間秒	來源:中央氣象局地震目錄
Lat	緯度(度)	來源:中央氣象局地震目錄
Lat.min	緯度(分)	來源:中央氣象局地震目錄
Lon	經度(度)	來源:中央氣象局地震目錄
Lon.min	經度(分)	來源:中央氣象局地震目錄
Depth	深度(公里)	來源:中央氣象局地震目錄
ML	芮氏規模	來源:中央氣象局地震目錄
Sta.num	測站數目	來源:中央氣象局地震目錄
closest.epi	震源至最近測站距離(公里)	來源:中央氣象局地震目錄
angle	測站間最大方位角(度)	來源:中央氣象局地震目錄
RMS	觀測值與理論值的差值(秒)	來源:中央氣象局地震目錄
ERH	水平定位誤差匹配程度(公里)	來源:中央氣象局地震目錄
ERZ	垂直定位誤差匹配程度(公里)	來源:中央氣象局地震目錄
接續下一頁.....		

欄位名稱	欄位名稱說明	註解
N	定位收斂方式	自動：F 人為：X 早期 TTSN 地震網未知：N 來源:中央氣象局地震目錄
Number	人工辨識 P 波和 S 波相位總數	來源:中央氣象局地震目錄
quality	定位品質	由好而差依序為 ABCD 來源:中央氣象局地震目錄
Lon.X	經度(度)	由 Lon 與 Lon.min 計算合併
Lat.Y	緯度(度)	由 Lat 與 Lat.min 計算合併
Pfile	氣象局地震目錄檔案名稱	
ts_name	歷時檔案名稱	
P_arr_time	P 波到時	
S_arr_time	S 波到時	
Index	三分量品質指標	Index=0:歷時中 3 分量品質皆佳 Index=9:水平分量品質佳但垂直分量不佳
Sec_CMT	地震時間秒數	來源:GCMT
Lon_CMT	震央經度(度)	來源:GCMT
Lat_CMT	震央緯度(度)	來源:GCMT
Dep_CMT	震源深度(公里)	來源:GCMT
Mw_CMT	地震矩規模	來源:GCMT
Strike1_CMT	走向	GCMT 震源機制解第一組面之走向
Dip1_CMT	傾角	GCMT 震源機制解第一組面之傾角
接續下一頁.....		

欄位名稱	欄位名稱說明	註解
Slip1_CMT	滑移角	GCMT 震源機制解第一組面之滑移角
Strike2_CMT	走向	GCMT 震源機制解第二組面之走向
Dip2_CMT	傾角	GCMT 震源機制解第二組面之傾角
Slip2_CMT	滑移角	GCMT 震源機制解第二組面之滑移角
CMT.sec	GCMT 總秒數	GCMT 之分*60+GCMT 之時間秒
CMT.id	GCMT 震源機制編碼	用以檢核是否配對重複之震源機制編碼
Sec_BATS	地震時間秒數	來源:BATS
EQ_Lat_BATS	震央緯度(度)	來源:BATS
EQ_Lon_BATS	震央經度(度)	來源:BATS
Depth_CWB	震源深度(公里)	來源:BATS
ML_BATS	芮氏規模	來源:BATS
Strike1_BATS	走向	BATS 震源機制解第一組面之走向
Dip1_BATS	傾角	BATS 震源機制解第一組面之傾角
Slip1_BATS	滑移角	BATS 震源機制解第一組面之滑移角
Strike2_BATS	走向	BATS 震源機制解第二組面之走向
接續下一頁.....		
欄位名稱	欄位名稱說明	註解
Dip2_BATS	傾角	BATS 震源機制解第二組面之傾角

Slip2_BATS	滑移角	BATS 震源機制解第二組面之滑移角
M0_BATS	地震矩	來源: BATS
Mw_BATS	地震矩規模	來源: BATS
BATS.sec	BATS 秒數	BATS 之分*60+BATS 之時間秒
BATS.id	BATS 震源機制編碼	用以檢核是否配對重複之震源機制編碼
FM1_total_sec	採用之震源機制來源之地震總秒數	依震源機制採用順位由 CMT.sec 及 BATS.sec 給定
sec_diff	地震總秒數差異	CMT.sec 與 BATS.sec 總秒數差異(用以檢核 CMT 及 BATS 之配對正確與否)
abs_sec_diff	地震總秒數差異之絕對值	$abs_sec_diff = sec_diff $
FM_loc.x	採用之震源機制來源之震央經度	依震源機制採用順位由 CMT.sec 及 BATS.sec 給定
FM_loc.y	採用之震源機制來源之震央緯度	依震源機制採用順位由 CMT.sec 及 BATS.sec 給定
R_diff	震央距離差異	採用之震源機制來源之震央與氣象局 Afile 中震央之距離差異(用以檢核 CMT 及 BATS 之配對正確與否)
has_FM	震源機制 Index	0:無震源機制解資訊 1:有震源機制解資訊
接續下一頁.....		
欄位名稱	欄位名稱說明	註解
final.Lon	採用之震央經度(度)	目前此欄皆為氣象局之震源位置，待後續有重定位資料則能由此欄位更新
final.Lat	採用之震央緯度(度)	
final.Dep	採用之震源深度(度)	
Tran_Mw	地震矩規模	由芮氏規模轉換而來之地震矩規模

Final_Mw	最終採用之地震矩規模	依地震矩規模採用順位依序給之
Mw_index	採用之地震矩規模來源	CMT:來源為 GCMT BATS:由 BATS 之地震矩規模轉換而來 CWB:由 芮氏規模轉換而來
Final_Strike_1	走向	最終採用之震源機制第一組面之走向
Final_Dip_1	傾角	最終採用之震源機制第一組面之傾角
Final_Slip_1	傾伏角	最終採用之震源機制第一組面之傾伏角
Final_Strike_2	走向	最終採用之震源機制第二組面之走向
Final_Dip_2	傾角	最終採用之震源機制第二組面之傾角
Final_Slip_2	傾伏角	最終採用之震源機制第二組面之傾伏角
FM_Index	震源機制指標	採用之震源機制來源 CMT:來自 GCMT BATS:來自 BATS
接續下一頁.....		
欄位名稱	欄位名稱說明	註解
Fnm_1	震源機制參數	最終採用之震源機制第一組面之正斷層機制參數 Fnm=0:非正斷層 Fnm=1:為正斷層
Frv_1	震源機制參數	最終採用之震源機制第一組面之逆斷層機制參數

		Frv=0:非逆斷層 Frv=1:為逆斷層
Fnm_2	震源機制參數	最終採用之震源機制第二組面 之正斷層機制參數 Fnm=0:非正斷層 Fnm=1:為正斷層
Frv_2	震源機制參數	最終採用之震源機制第二組面 之逆斷層機制參數 Frv=0:非逆斷層 Frv=1:為逆斷層
Sta	測站代碼	井下地震儀測站代碼 來源:中央氣象局
Name	測站名稱	井下地震儀測站名稱 來源:中央氣象局
County	測站所在縣市	來源:中央氣象局
City	測站所在鄉鎮區	來源:中央氣象局
Net	觀測網名稱	來源:中央氣象局
Lon.Sta.X	測站經度(度)	來源:中央氣象局
Lat.Sta.Y	測站緯度(度)	來源:中央氣象局
接續下一頁.....		
欄位名稱	欄位名稱說明	註解
El	測站高程(公尺)	來源:中央氣象局
address	測站地址	來源:中央氣象局
Lon_67	測站 TWD67 二度分帶座標(公尺)	
Lat_67	測站 TWD67 二度分帶座標(公尺)	

X2020_pick	LT08 之 Vs30 建議值	以 TWD67 二度分帶座標於 LT08 研究中選取之 Vs30 建 議值
suggested.Vs30_EGDT	EGDT 之 Vs30 建議值	
PS_log.30m	EGDT 中註明 P-S logging 達 30 公尺	1: P-S logging 達 30 公尺 NA:沒有達 30 公尺
LT.SiteClass.Vs30	LT08 中給予之地盤分類	
LT.SiteClass.2001	Lee <i>et al.</i> (2001)中給予之地盤 分類	
LT.Vs30.measured	LT08 中之 Vs30 實測值	為未經量測品質檢核之原始 蒐集實測資料
LT.Vs30.estimated	LT08 中之 Vs30 建議值	包含「有實測值之參考值」及 「無實測值之參考值」
X2020.Vs30	依 Vs30 採用順位選取之 Vs30 值	
Vs30.Index	Vs30 採用指標	EGDT.meas: EGDT 實測值 pick:於 LT08 研究中選取之 Vs30 建議值
接續下一頁.....		
欄位名稱	欄位名稱說明	註解
NOTE	Vs30 欄備註	是否為離島測站
Rrup_p1	距斷層破裂面最短 距離 1	以最終採用之震源機制第一組 面計算之距斷層破裂面最 短距離
Rrup_p2	距斷層破裂面最短 距離 2	以最終採用之震源機制第二組 面計算之距斷層破裂面最 短距離
Avg_Rrup	距斷層破裂面最短	Rrup_p1 及 Rrup_p2 之平均

	距離平均	
Hypo	震源距離(公里)	
Adopted_Rrup	採用之距離參數	有震源機制解之地震紀錄為斷層破裂面最短距離，無震源機制解之地震採用震源距
dt	取樣間隔時間(秒)	濾波相關參數
npts	強震資料點數	濾波相關參數
file_name	歷時檔案名稱	濾波輸入歷時檔名
PGA_V	垂直分量尖峰地動加速度(g)	經基線校正及濾波後之尖峰地動加速度(g)
PGA_NS	南北分量尖峰地動加速度(g)	經基線校正及濾波後之尖峰地動加速度(g)
PGA_EW	東西分量尖峰地動加速度(g)	經基線校正及濾波後之尖峰地動加速度(g)
PGV_V	垂直分量尖峰地動速度(cm/sec)	經基線校正及濾波後之尖峰地動速度(cm/sec)
接續下一頁.....		
欄位名稱	欄位名稱說明	註解
PGV_NS	南北分量尖峰地動速度(cm/sec)	經基線校正及濾波後之尖峰地動速度(cm/sec)
PGV_EW	東西分量尖峰地動速度(cm/sec)	經基線校正及濾波後之尖峰地動速度(cm/sec)
PGD_V	垂直分量尖峰地動位移(cm)	經基線校正及濾波後之尖峰地動位移(cm)
PGD_NS	南北分量尖峰地動位移(cm)	經基線校正及濾波後之尖峰地動位移(cm)

PGD_EW	東西分量尖峰地動 位移(cm)	經基線校正及濾波後之尖峰地 動位移(cm)
HP_V	垂直分量高通濾波 截止頻率	濾波範圍參數
LP_V	垂直分量低通濾波 截止頻率	濾波範圍參數
HP_NS	南北分量高通濾波 截止頻率	濾波範圍參數
LP_NS	南北分量低通濾波 截止頻率	濾波範圍參數
HP_EW	東西分量高通濾波 截止頻率	濾波範圍參數
LP_EW	東西分量低通濾波 截止頻率	濾波範圍參數
author	濾波作者	
PSD.NS_T0.0 10S	0.01 秒反應譜	南北分量週期 0.01 秒之譜擬位 移
...	...	...
PSD.NS_T10. 000S	10.00 秒反應譜	南北分量週期 10.00 秒之譜擬位 移
PSD.EW_T0.0 10S	0.01 秒反應譜	東西分量週期 0.01 秒之譜擬位 移
接續下一頁.....		
欄位名稱	欄位名稱說明	註解
...	...	...
PSD.EW_T10. 000S	10.00 秒反應譜	東西分量週期 10.00 秒之譜擬位 移
PSD.Z_T0.010 S	0.01 秒反應譜	垂直分量週期 0.01 秒之譜擬位 移

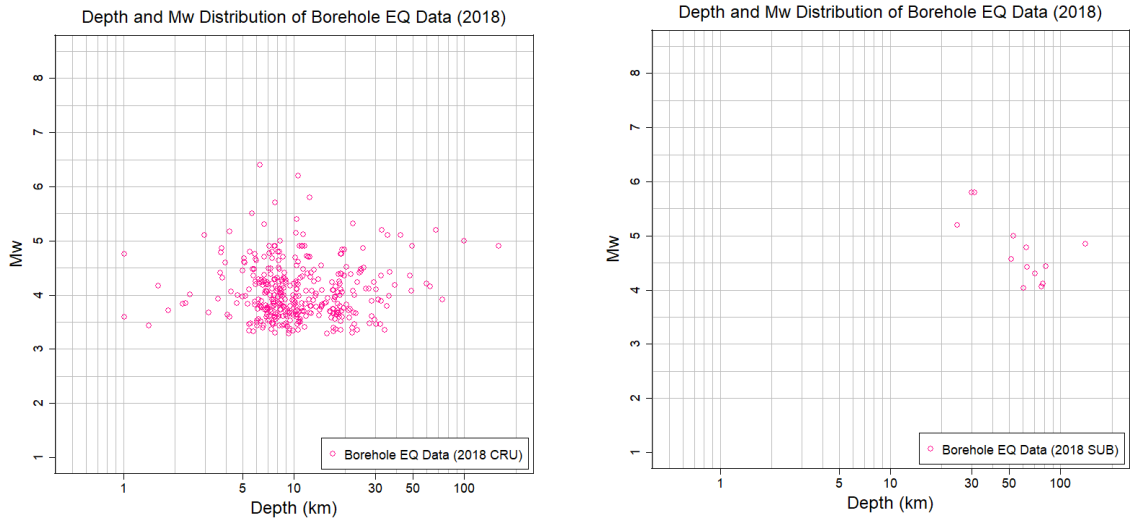
...	...	...
PSD.Z_T10.00 0S	10.00 秒反應譜	垂直分量週期 10.00 秒之譜擬位 移
PSV.NS_T0.01 0S	0.01 秒反應譜	南北分量週期 0.01 秒之譜擬速 度
...	...	...
PSV.NS_T10.0 00S	10.00 秒反應譜	南北分量週期 10.00 秒之譜擬速 度
PSV.EW_T0.0 10S	0.01 秒反應譜	東西分量週期 0.01 秒之譜擬速 度
...	...	...
PSV.EW_T10. 000S	10.00 秒反應譜	東西分量週期 10.00 秒之譜擬速 度
PSV.Z_T0.010 S	0.01 秒反應譜	垂直分量週期 0.01 秒之譜擬速 度
...	...	...
PSV.Z_T10.00 0S	10.00 秒反應譜	垂直分量週期 10.00 秒之譜擬速 度
PSA.NS_T0.0 10S	0.01 秒反應譜	南北分量週期 0.01 秒之譜擬加 速度
...	...	...
接續下一頁.....		
欄位名稱	欄位名稱說明	註解
PSA.NS_T10. 000S	10.00 秒反應譜	南北分量週期 10.00 秒之譜擬加 速度
PSA.EW_T0.0 10S	0.01 秒反應譜	東西分量週期 0.01 秒之譜擬加 速度
...	...	...
PSA.EW_T10. 000S	10.00 秒反應譜	東西分量週期 10.00 秒之譜擬加 速度
PSA.Z_T0.010 S	0.01 秒反應譜	垂直分量週期 0.01 秒之譜擬加 速度

...	...	...
PSA.Z_T10.00 0S	10.00 秒反應譜	垂直分量週期 10.00 秒之譜擬加 速度
PSA.sqrt_T0.0 10S	0.01 秒反應譜	水平分量週期 0.01 秒之譜擬加 速度幾何平均
...	...	...
PSA.sqrt_T10. 000S	10.00 秒反應譜	水平分量週期 10.00 秒之譜擬加 速度幾何平均
PGA_Rot50	PGA_Rot50	尖峰地動加速度之 RotD50 參數 (g)
PGV_Rot50	PGV_Rot50	尖峰地動速度之 RotD50 參數 (cm/sec)
PGD_Rot50	PGD_Rot50	尖峰地動位移之 RotD50 參數 (cm)
T0.010S_RotD 50	0.01 秒反應譜	水平分量週期 0.01 秒之 RotD50
...	...	...
接續下一頁.....		
欄位名稱	欄位名稱說明	註解
T20.000S_Rot D50	20.00 秒反應譜	水平分量週期 10.00 秒之 RotD50
EQ_Type	地震類型	Interface:板塊界面型地震 Intraslab:板塊內部型地震 NA:Others

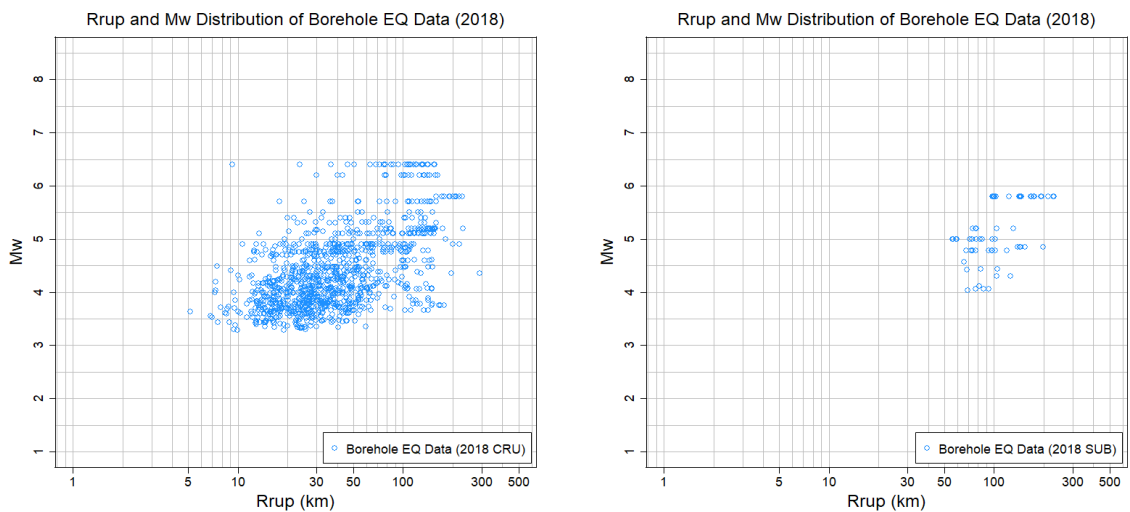
3-5 完成資料處理後之井下地震記錄地動值分布

最終完成之地震資料庫共 381 個地震 1131 筆資料，地震之深度及地震矩規模分布如圖二十三，依 EQ_Type 欄位將地殼地震(CRU, EQ_Type: NA)與隱沒帶地震(SUB, EQ_Type: Interface+Intraslab)分開繪圖，圖二十三(左)為地殼地震之分布，共 1067 筆紀錄，圖二十三(右)為隱沒帶地震之分布，共 64 筆紀錄。地殼地震之震源深度分布於 1 公里至 110 公里之間，隱沒帶地震之震源深度則分布於 20 公里至 110 公里之間。地震記錄之距斷層面破裂面最短距離(Rrup)及地震矩規模

分布如圖二十四，同樣依 EQ_Type 欄位將地殼地震(CRU)與隱沒帶地震(SUB)分開繪圖。地殼地震記錄之 Rrup 分布於 5 公里至 300 公里之間，隱沒帶地震之 Rrup 則分布於 50 公里至 300 公里之間。



圖二十三 地震深度與地震矩規模分布圖(左:地殼地震；右:隱沒帶地震)



圖二十四、地震記錄 Rrup 與地震矩規模分布圖(左:地殼地震；右:隱沒帶地震)

3-6 以井下地震紀錄測試地動預估式之回歸

地震危害度分析中地動預估式扮演舉足輕重的腳色，其分析結果會影響場址的強地動推估。本研究以上述處理完成之井下地震紀錄回歸地動預估式，以地殼地震為例，分析尖峰地動加速度 PGA，而地動預估式包含了三種效應:震源效應(source effect)、路徑效應(path effect)及場址效應(site effect)。可以下列方程式簡單表示:

$$\ln(Y_{ij}) = f(M_i, R_{ij}, \theta) + \varepsilon_{ij} \quad (17)$$

其中 Y_{ij} 為第 i 個地震在第 j 個測站量測到之地動參數值， M_i 為第 i 個地震之震源參數， R_{ij} 為第 i 個地震至第 j 個測站之距離參數， θ 為其餘固定效應之參數， ε_{ij} 為估計值與實際值的差值(殘差值)。

震源效應描述與地震震源特性相關之影響，例如規模大小、震源距離、震源深度、隱沒帶地震類型或是震源機制類型等；路徑效應則是描述地震波能量從震源傳遞至四面八方時振幅隨著距離增加而衰減(幾何擴散項)；場址效應則是描述地震對於不同測站的地盤特性之反應。在進行多變量回歸分析時，有多個自變數可以選擇是否加入回歸模型。過去已經累積不少國內外之地動預估式研究，每個研究中使用之地動預估式模型不盡相同，有些研究使用相對較簡單的回歸模型，有些研究使用之回歸模型則十分複雜，但過於複雜之模型需要大量的地震資料來分析，若納入太多不同區域的資料，又增加其地動值的變異性。

Lin et al. (2011)其單以臺灣之強震資料進行地動預估式之回歸，並以簡單但涵蓋主要的物理現象之模型進行分析，亦符合本研究資料庫創立之原意，故本研究採用 Lin et al. (2011)之模型，其模型如下：

$$\ln(Y) = C_1 + C_2M + C_3\ln(R+C_4e^{C_5M}) \quad (18)$$

式中， Y 為尖峰地動加速度(m/s^2)， M 為地震矩規模， R 為距斷層破裂面最短距離(km)。

回歸方法的部分，常用於尋找估計式之方法有最小平方法(least square method)、最大概似法(maximum likelihood estimation)及動差法(method of moment)等，於過去的研究中曾經使用過最小平方法進行回歸，但是由於地震記錄在各距離的分布上並不均，回歸結果容易受控於資料多的區間，給予權重時也較沒有一定標準，為避免這樣的情形，本研究以最大概似法進行回歸。

統計分析軟體的部分，R 語言是一個開放原始碼之免費軟體，最初是 1995 年時由紐西蘭奧克蘭大學的 Ross Ihaka 和 Robert Gentleman 從 S 語言中延伸而來。回歸分析結果如下：

$$\ln(Y) = -6.099 + 1.131M + 1.396\ln(R+0.191e^{0.607M}) \quad (19)$$

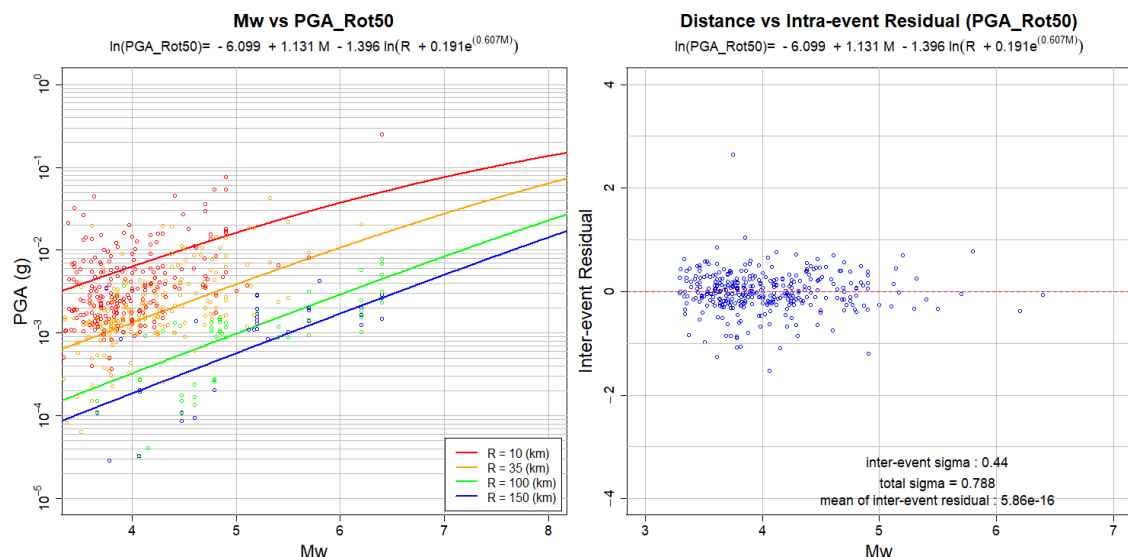
式中， Y 為尖峰地動加速度(m/s^2)， M 為地震矩規模， R 為距斷層破裂面最短距離(km)。

如圖二十五表現出不同距離下隨著規模變化，地動值改變。規模越大與距離越

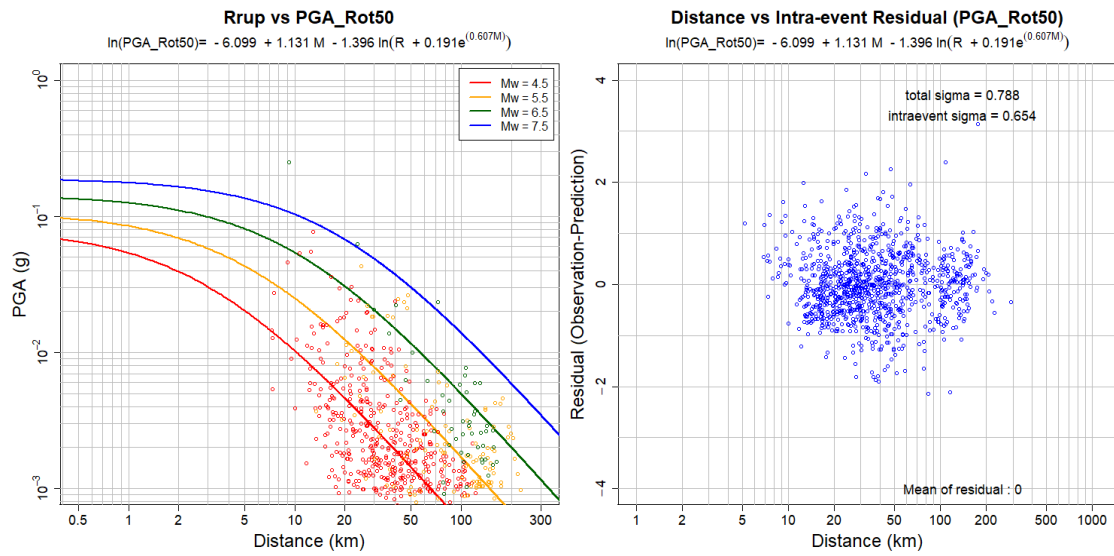
短會產生較高的地動值，反之則有較低的地動值，在近距離處，地動預估式會有集中的現象，距離越遠則越分散。圖二十五可觀察出隨著地震規模的增加，其地動值隨之上升，顯示本研究地動預估式中之規模與距離的相關性。本研究亦將實際觀測數值與預估值比較，圖二十五將特定規模的正負 0.5 規模之實測值與預估值比較(例如特並規模 4.5，即篩選規模 4 至 5 之紀錄)，圖二十六採特定距離的正負 10 公里比較，結果顯示回歸結果良好，預測趨勢與實際值吻合。

針對每一筆地震記錄，我們可以將其地震規模、到測站之距離代入地動預估式，得到該筆地震記錄之地動預估值，而殘差值(residual)指的是這筆記錄的實際地動觀察值(observed value)與地動預估值(predicted value)之差異，若殘差值為正，代表地動預估值比觀測值低；殘差值為負，則是地動預估值高估了實際的地動程度。要判斷地動預估式回歸之好壞，除了以標準差大小判斷外，也需檢視殘餘值對各項參數的分佈是否大致對稱於平均值。而殘差分布圖中如果圖形呈現一種隨機與水平分布的狀態時，則表示迴歸分析的模型良好，若整體平均值與殘差趨勢線，都臨近零，表示模型具可信度；若模型不適當時，殘餘值分布會有一趨勢(trend)。而圖二十五與二十六之殘差分布圖顯示迴歸分析的模型良好，整體平均值接近零，殘差分布也並無趨勢線。

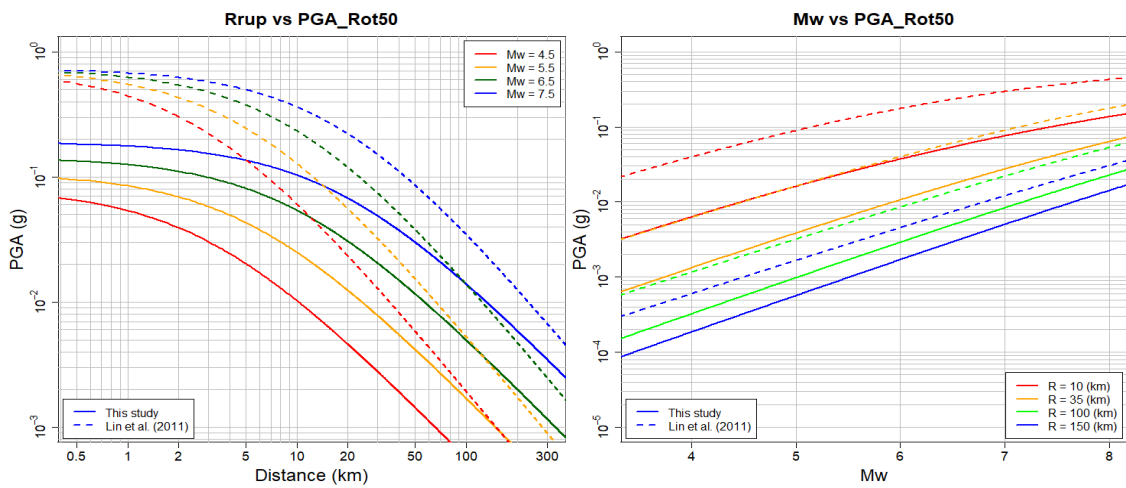
圖二十七將本研究以井下地震資料建立的地動預估式與以地面自由場地震資料建立的地動預估式(Lin et al. 2011)做比較，可見在同一規模與距離下，自由場之地動值約略為井下的 2~10 倍，若納入全空間與半空間之修正，即自由場最大約放大 5 倍，於不同規模與距離會有不同之地動值放大現象。此放大現象與以淺層場址效應相似，顯示井下地震儀安裝深度確實可以避開淺層鬆軟土層，我們可以將其視為岩盤站。此外，本研究發現岩盤地動預估式在遠場衰減較地表地動預估式慢，值得未來深入探討。



圖二十五、地殼地震地動預估式與距離殘差分布圖



圖二十六、地殼地震地動預估式與規模殘差分布圖



圖二十七、本研究地動預估式與 Lin *et al.* (2011) 預估式之比較圖

第四章、中央氣象局井下地震儀角度修正初步成果

由於針對特殊結構物進行強地動分析有時需要考慮方向性效應，故需瞭解最大振幅方向，因此井下地震儀之水平方位校正角度為重要的測站資訊。陳力維(2013)利用臺灣地區區域地震之 S 波尾波，分析地表測站與井下測站之互相關進行方位校正，其分析時間為 2011 至 2013 年之測站。本研究簡化其校正流程，直接比對波形校正方位。此流程易於應用於氣象局之井下地震儀資料處理，目前此應用的後續開發與測試正與陳達毅課長合作中。

井下地震儀方位校正之基本概念如下，若地表站兩水平分量之方向已知為北方與東方，則旋轉井下地震儀之兩水平分量，使其與地表水平分量波形一致，則我們可以得知方位修正角度。此種方法必須使用較長週期(長波長)相同震源之地震波，例如海浪波或遠震表面波。本研究均使用 1 Hz 以下之地震波頻段以確保地表與井下站資料差異不大。本方法已經利用於日本 Hi-net 及 KiK-net 井下地震儀方位校正 (Shiomi *et al.*, 2003)。其中使用旋轉矩陣為

$$\begin{bmatrix} N(t) \\ E(t) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \cos \phi & -\sin \phi \\ \sin \phi & \cos \phi \end{bmatrix} \begin{bmatrix} H1(t) \\ H2(t) \end{bmatrix} \quad (20)$$

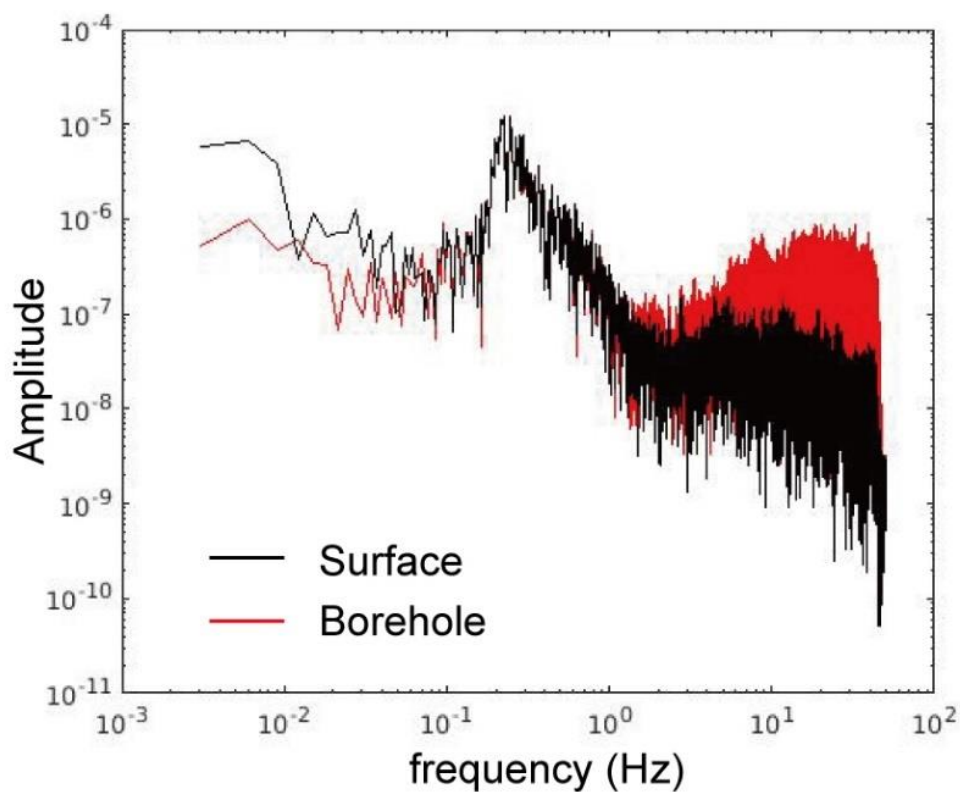
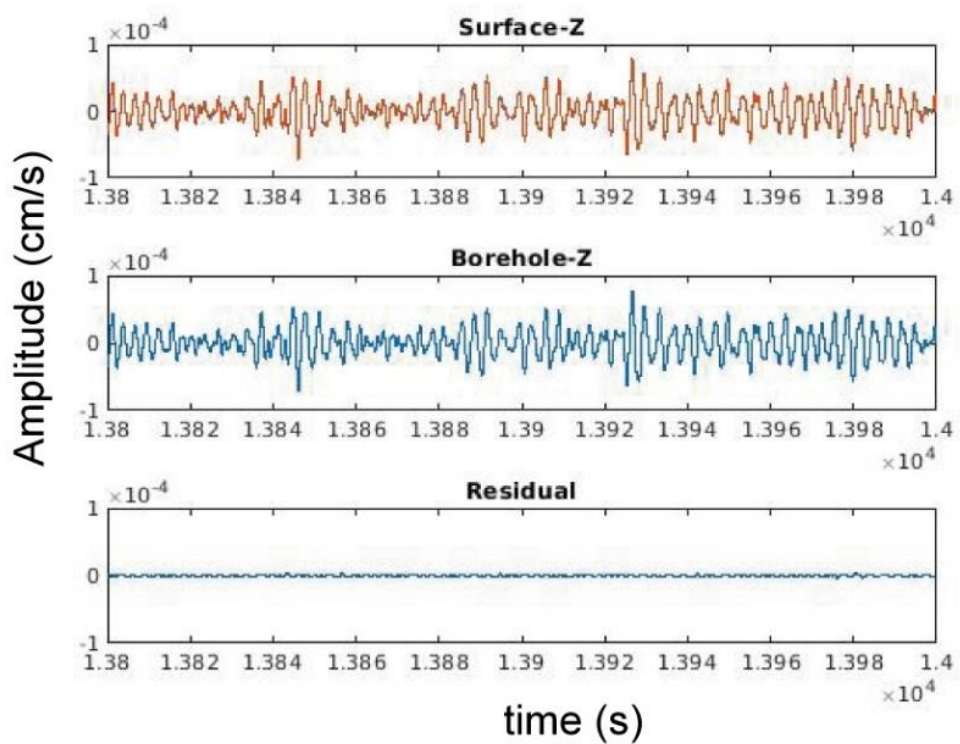
其中 H1 及 H2 為未知方位的水平分量波形，N 及 E 為修正後與地表 N 及 E 方位吻合之波形。 ϕ 為修正角度，以座標軸順時針轉為正。

4-1 井下地震儀方位角修正

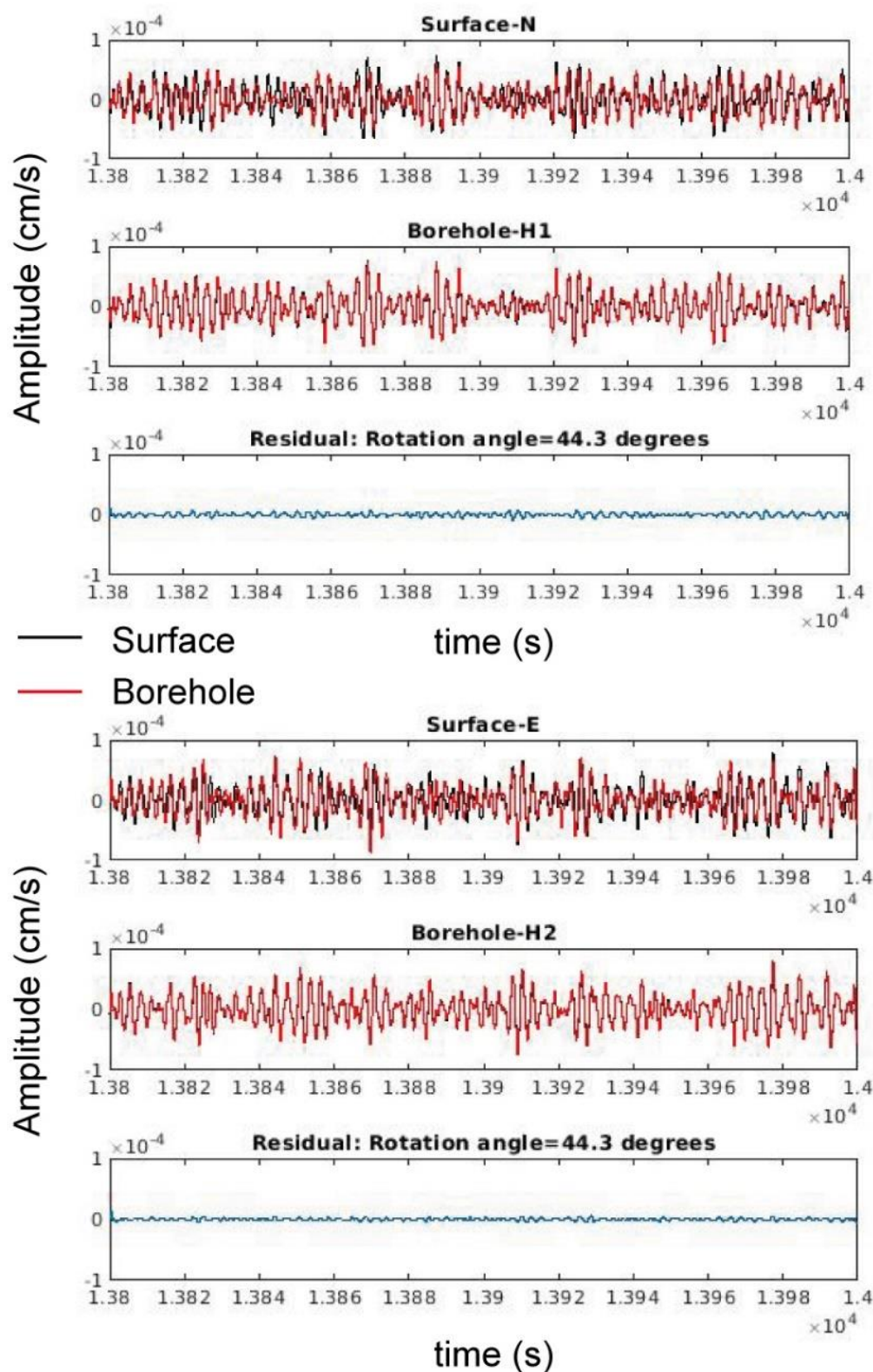
本研究初步對於井下寬頻地震站及強震站進行方位校正。由於儀器本身靈敏度及雜訊的不同，此兩種測站必須使用不同的方式校正。在此本研究假設井下站與地表站所使用的儀器反應為一致，如不一致則需先經過儀器效應修正。

(一) 井下寬頻地震站方位校正

由於寬頻地震站對於為地動較敏感，本研究使用分布於 0.2~0.7Hz 之海浪波進行校正，因為地表寬頻站與井下地震儀共站的數量低，此研究僅分析 ELD 站作為範例，未來若有更多共站則可使用同樣方法校正方位角。圖二十八上圖中顯示為 200 秒之 ELD 地表站與井下站 Z 分量的海浪波波形，其波相及到時相當吻合且殘差值小。而圖二十八下圖顯示兩站 Z 分量之頻譜在 0.2~0.7 Hz 重疊，顯示此站資料品質佳。本研究將地表站與井下站之兩水平分量濾波至 0.3~1 Hz 後，以每 0.1 度順時針旋轉井下站波形，得到於 44.3 度時井下站與地表站波形吻合有最小殘差，如圖二十九所示。由 ELD 結果得知，海浪波對於寬頻站方位校正非常有用，且海浪波的地動源穩定，可以在檢修過儀器後立刻校正方位。



圖二十八、ELD 測站垂直分量海浪波訊號及頻譜



圖二十九、地表測站波形與井下地震儀兩水平分量波形順時鐘選轉 44.3 度比較及其殘差

(二) 井下強震站方位校正

相較於寬頻站，井下強震站之方位校正較複雜。由於強震儀器對於長週期的地動靈敏度不高且有較高的雜訊水平，故無法使用振幅低之海浪波進行方位校正(圖三十)，因此必須使用較遠地震之表面波校正方位。本研究在此選取了 2016 年 Mw 7.1 熊本地震、2017 年 Mw 6.6 四川地震、2018 年 Mw 5.8 花蓮外海地震及 2020 年 Mw 7.8 阿拉斯加地震進行分析，地震震源資訊、濾波頻段及修正測站數量如表五。

井下強震站校正方法與井下寬頻站校正方法雷同，但加入交互相關法求取井上與井下之時間差，修正時間差後再計算殘差值。氣象局安裝之井下地震儀均有地表強震站及井下強震站，有利於校正井下方位角。以下為計算修正角度步驟：

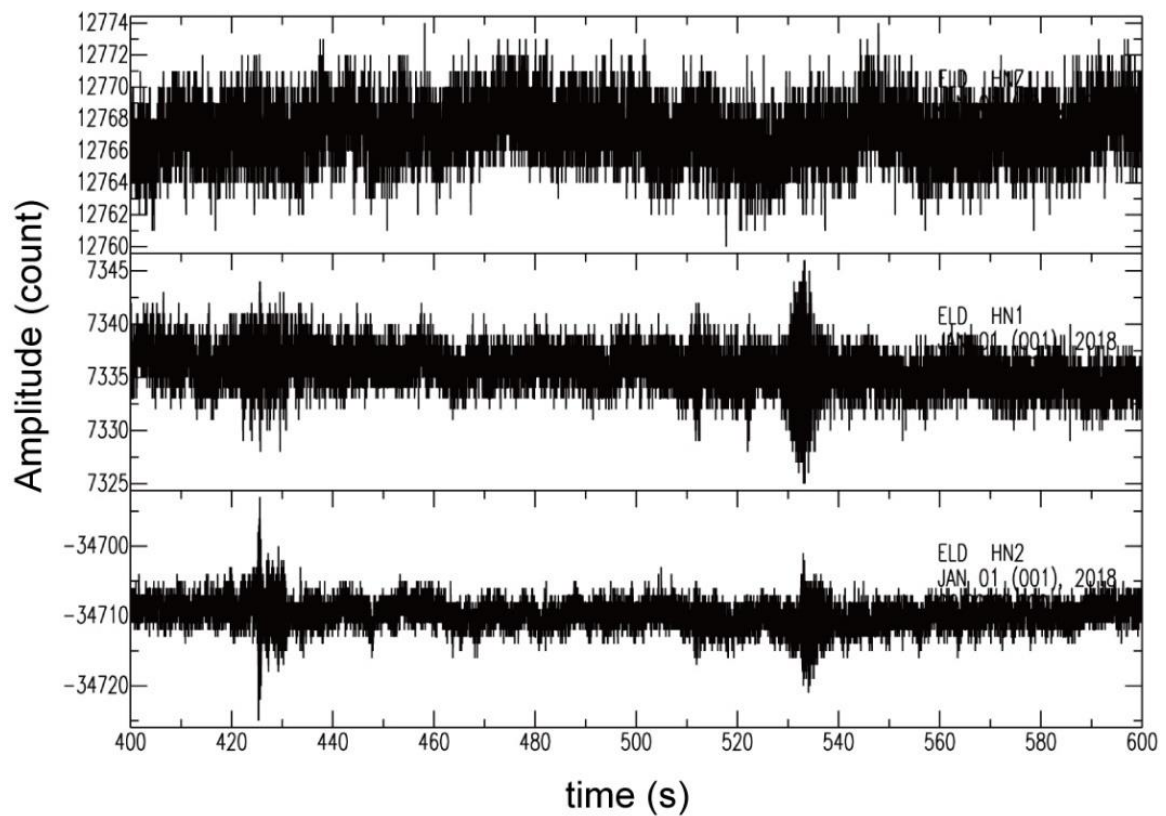
- (1) 計算地震表面波到達時間並增加 100~200 秒，以確保選取波形表面波不會受體波干擾。
- (2) 將地表站與井下站之兩水平分量從連續紀錄中切下，時間視窗長度為 150 秒至 300 秒。時間視窗長度與地震大小、距離及濾波頻段相關。
- (3) 從氣象局測站列表檔(nsta24.dat)中取得振幅修正資訊，並修正振幅至 cm/s^2 。
- (4) 將地震紀錄濾波，濾波頻段與地震大小及距離有關，不得大於 1 Hz。
- (5) 旋轉井下波形，使用交互相關法計算地表站與井下站 N 及 H1 與 E 及 H2 之延遲時間及相關係數。
- (6) 修正延遲時間計算地表站及井下站 N 及 H1 振幅殘差值。
- (7) 增加旋轉角度 1 度，重新計算(5)-(6)步驟。
- (8) 選擇殘差值最低之角度且 N 及 H1 和 E 及 H2 相關係數大於 0.8 以上之角度修正值。若無符合條件者，則視為無法找到修正角度。

圖三十一為 NCUH 站利用 2016 年熊本地震及 2017 年四川地震校正結果。熊本地震使用頻段為 0.05~0.3 Hz，而四川地震使用頻段為 0.1~0.5 Hz。結果顯示 NCUH 測站在 2016 年及 2017 年間修正角度均為順時鐘旋轉 176~177 度，修正角度穩定無變化，使用地震資料及不同頻段可以獲得相同結論，代表若資料品質佳，則本方法非常可靠。

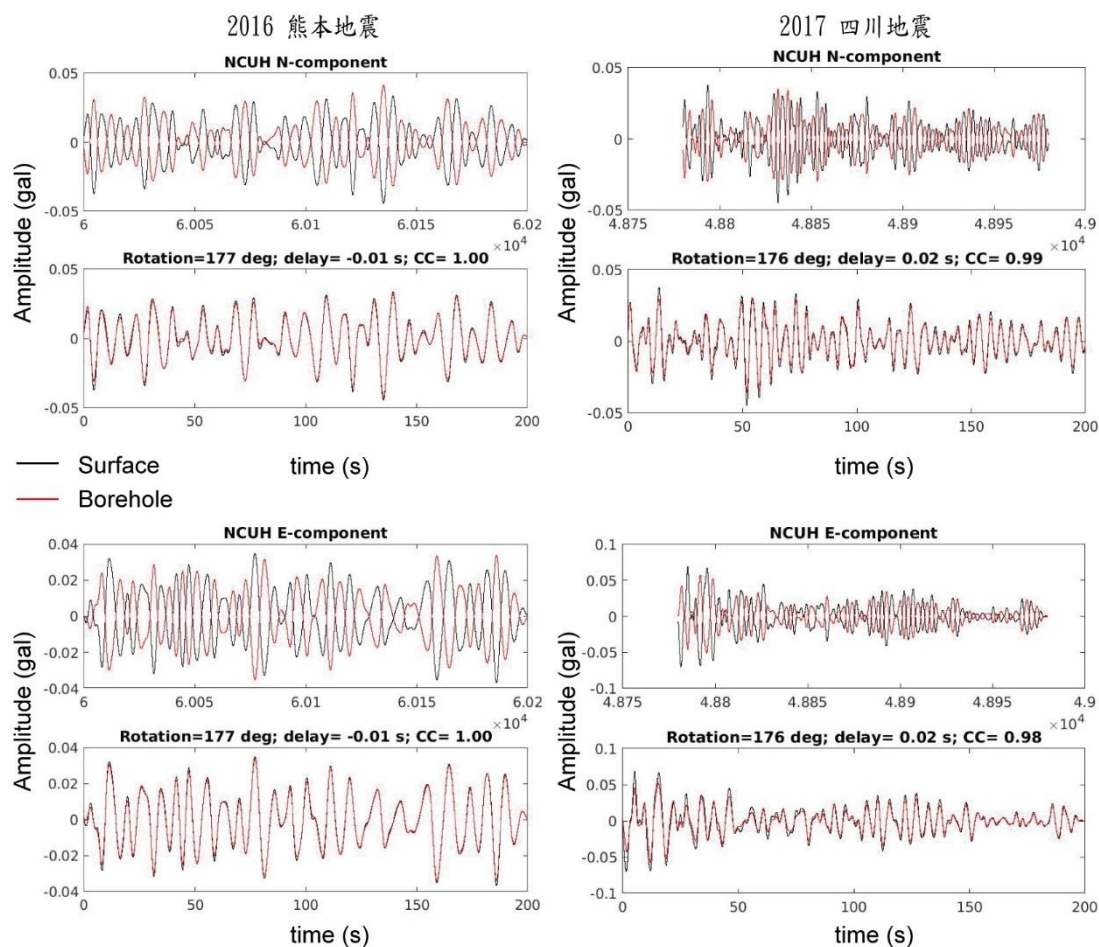
表五、校正方位之地震震源資訊

地震名稱	發震時間 (UTC)	M	發震位置	濾波頻段 (Hz)	校正測 站數量
熊本地震	2016/04/15 16:25:10	7.0	E130.75 N32.79 10 km	0.05~0.2	33
四川地震	2017/08/08	6.5	E103.86 N33.19	0.1~0.5	13

	13:19:49		9 km		
花蓮地震	2018/10/23 16:04:06	5.8	E122.6 N24.12 30 km	0.2~0.5	21
阿拉斯加地震	2020/7/22 06:12:44	7.8	W158.53 N55.01 28 km	0.02~0.2	17



圖三十、井下強震儀無法清楚記錄海浪波



圖三十一、NCUH 測站使用熊本地震及四川地震校正角度一致

4-2 井下地震儀修正角度隨時間變化

利用前節方法，本研究校正 46 部強震儀方位角，時間區段為 2016 年至 2020 年，其修正角度如表六。對波形的方法存在一定的誤差，此定義為角度差異在正負十度以上為修正角度明顯改變，「-」標示為無法求出修正角度。修正結果顯示，大部分測站方位角均穩定，例如：WDJ 測站 2016 年至 2018 年修正角度為 45~57 度左右、TAWH 測站為 119~120 度之間等。而大部分修正角度隨時間變化是由於更換儀器或是拉井維修造成，例如：EYUL、SLIU、SMG、ILA、及 WTK 等測站。僅三個站角度有原因不明之明顯變化，包含 PNG、SCS 及 WCS。此三個測站角度改變可能原因，需進一步探討。氣象局測站列表檔(nsta24.dat)所表示之修正角度表示於「Catalog」欄位。

表六、井下地震儀之方位角校正角度

Event	Mw7.1	Mw6.5	Mw5.8	M7.8	Catalog	更換儀器	維修紀錄
-------	-------	-------	-------	------	---------	------	------

Location	熊本	四川	花蓮外海	阿拉斯加			
Band(Hz)	0.05~0.2	0.1~0.5	0.2~0.5	0.02~0.2			
Sta-FBA	20160415	20170808	20181023	20200722			
CHY	346	-	-	332	337		20160506
CHKH	-	-	267	-	100		
EHD	-	302	348	-	0		20180601?
EHYH	-	-	13	51	150		
ELD	-	50	46	-	0	20200601	
ETLH	323	-	-	326	224		
EYUL	-	-	353	281	0	20200601	
HWA	355	-	-	-	144		
ILA	128	-	219	225	0		20170822、 20180731 拉井檢修
LAY	355	-	-	-	0		
LDU	-	-	-	99	0	20200612	
KSHI	-	-	-	288	0		
NCUH	177	178	-	-	212		
NDS	-	-	-	72	0		
NDT	138	-	-	-	4		
NFF	-	353	347	-	173		
接續下一頁.....							
Event	Mw7.1	Mw6.5	Mw5.8	M7.8	Catalog	更換儀器	維修紀錄
NHDH	10	-	-	-	0		
NMLH	4	-	6	-	0		
NNSH	-	127	-	125	88		
NTC	24	-	-	-	0		
NTS	344	342	341	-	0		
NWL	-	9	-	-	0		

OWD	5	-	68	-	0		20161004 故障
PNG	356	-	306	-	277		
SCS	43	-	6	311	0	20200526	
SHH	337	-	-	11	263		20170202 儀器故障
SLIU	345	-	255	265	0	20170320	
SMG	137	-	298	277	0	20200601	20160506 更換 sensor
SMS	52	-	-	-	247		
SNS	355	-	-	-	70		
SSP	6	-	-	-	350	20200605	
STYH	350	-	-	-	0		
TAWH	129	119	126	-	67		
TTN	23	-	-	17	40		
WCHH	17	-	-	-	0		
WCKO	-	-	30	-	0		
WCS	329	328	332	348	0		
WDJ	55	45	57	-	230	20200605	
WDLH	2	357	-	-	0		
WHP	10	-	9	359	239		
WHY	-	132	129	-	262		
WJS	351	350	353	-	247		
WLCH	299	-	-	-	0		
WRL	28	-	-	-	0		
WSL	218	-	-	-	66		
WTK	13	-	-	87	0	20200526	

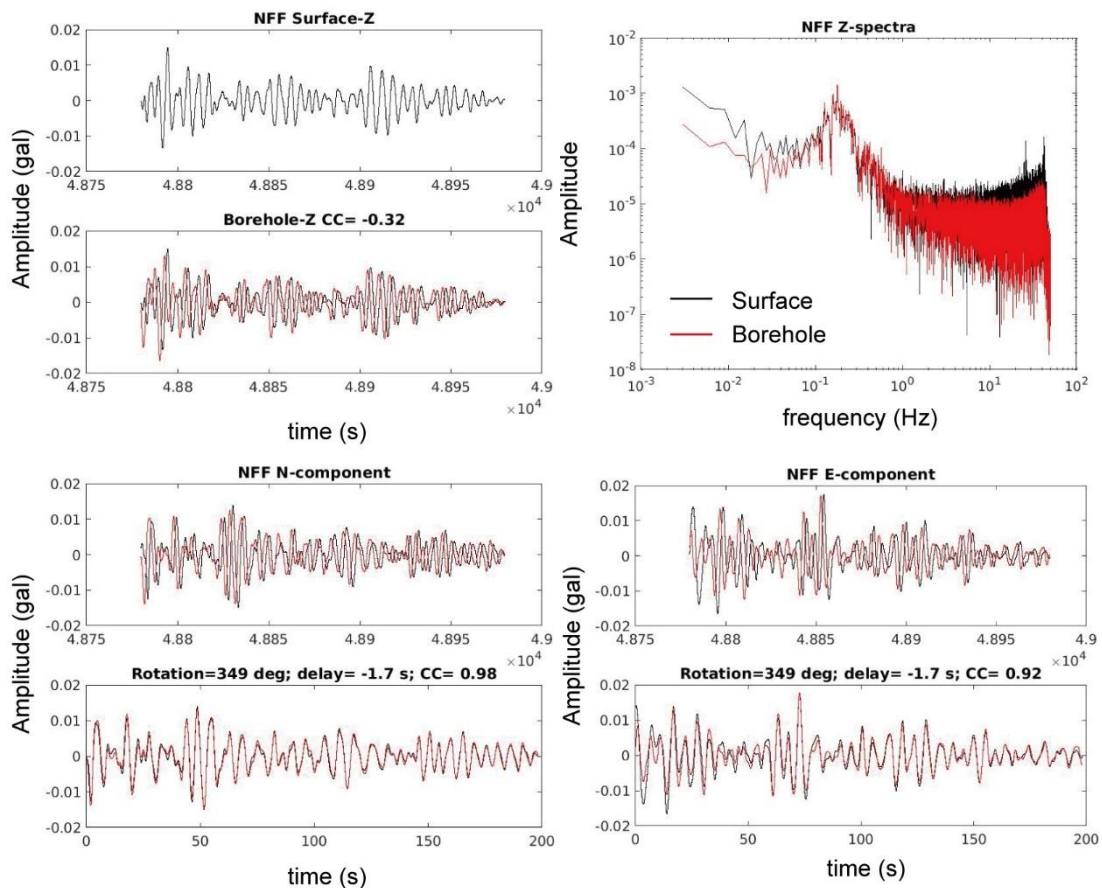
4-3 井下地震儀儀器異常狀況

分析角度修正的過程中，本研究發現二點井下地震儀異常狀況，其中包括時間異常及振幅參數異常。

(一) 時間異常

分析結果顯示地表地震儀與井下測站之地震波形紀錄會有幾秒的時間偏移，其可能原因為 GPS 信號沒有鎖定之關係。圖三十二為利用四川地震修正 NFF 站之結果，可以發現井下地震儀較地表站快 1.7 秒(-1.7)，修正角度為 349 度且相關係數高。由於 NFF 站井深僅 100 公尺，1.7 秒的時間差異應為時間未校準所造成。以下為時間未校準之測站，括弧內顯示時間差：

2016 熊本地震	2017 四川地震	2018 花蓮地震
WCS(3.08)	ELD(-20.42)、NFF(-1.71)	EHD(0.2)、TTN(11.01)、WDLH(-1.05)

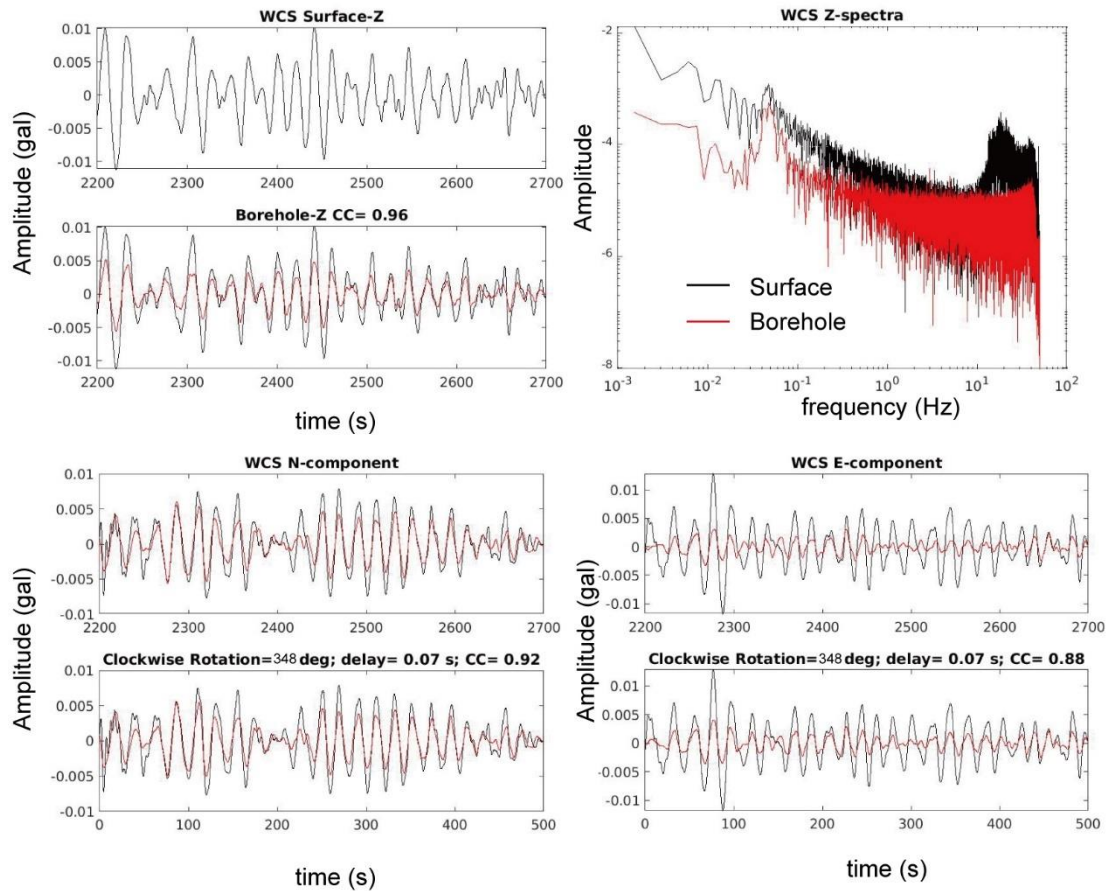


圖三十二、NFF 的四川地震有明顯的-1.7 秒之時間偏移。

(二) 振幅參數異常

分析結果顯示地震表面波地表測站與井下測站之振幅有 2~3 倍之差別，其可能原因為修正參數可能有誤。圖三十三為利用 2020 阿拉斯加地震修正 WCS 站結果，可以發現井下站之三分量振幅均明顯小地表站。以下為振幅異常之測站：

2016 熊本地震	2017 四川地震	2018 花蓮地震
TTN	ELD、WDJ、WHP	EHYH、LDU、NDS、SHH、WCS



圖三十三、WCS 於阿拉斯加地震之紀錄有明顯的振幅差異

第五章、結論及建議

5-1 結論

本計畫經一年執行完成利用井下地震儀資料建置地動預估式的完整流程。本計畫制定「井下地震儀地震波標準處理流程」，透過臺灣三維速度構造之預測 P 及 S 波到時半自動化選取完整的地震動歷程，供建置井下地動波形資料庫。利用此流程本計畫分析了 2018 年中央氣象局井下地震儀資料，經篩選除去資料不良及多重地震事件紀錄，共 1162 筆地震波形歷程通過標準，通過率為 75%。其通過率低之原因為 2018 年二月之 M6.2 花蓮地震餘震過多，導致多重地震增多所造成。若不考慮二月之紀錄，通過率均有 90% 以上。本流程適合應用於連續資料之擷取，可供氣象局快速處理各式連續資料。

利用篩選出之完整地震波形歷程，本計畫參考美國太平洋地震工程研究中心 (PEER) 對強地動資料的慣常作業，除收納未經處理的原始記錄資料，並進行逐筆資料之基線校正及雜訊濾除處理，並計算這些地震波形歷程之三分量擬譜位移值、擬譜速度值以及擬譜加速度值。2018 年有 381 筆地震，共 1131 筆波形資料收錄置資料庫，已於繳交報告時一併上傳(檔名為 CWBBH_database.csv)。收錄之地震規模介於 $M_L 3.5 \sim 6.26$ 之間且 Rup 介於 5~300 公里之間。本研究利用 Lin *et al.* (2011) 之模型 $\ln(Y) = C_1 + C_2M + C_3\ln(R+C_4e^{C_5M})$ 建立初步之井下地震紀錄地動預估式，得到之數值為 $C_1=-6.099$ 、 $C_2=1.131$ 、 $C_3=1.396$ 、 $C_4=0.191$ 、 $C_5=0.607$ ，標準差為 0.788，其殘差分布無明顯趨勢顯示迴歸結果穩定。Lin *et al.* (2011) 提出之地表地動預估式與本計畫所得之預估式在近場的部分振幅差異到 10 倍，顯示井下地震儀安裝的位置接近岩盤。另一發現則為遠場的井下振幅衰減較地表衰減慢，這部分值得未來進一步討論。本計畫成功從原始資料起對 2018 年井下地震儀波形資料做標準化分析，未來將應用於其他年份之井下地震儀資料，建立臺灣地區井下地震儀資料庫並得到井下地動預估式。

除了地動預估式，本計畫利用 2016 年熊本地震、2017 年四川地震、2018 年花蓮外海地震及 2020 年阿拉斯加地震對井下地震儀強震站進行方位校正。結果顯示此井下儀器方位校正方法穩定，可供後續氣象局校正井下站方位角使用。井下地震儀方位隨時間的變化大部分由於更換儀器或拉井修繕所造成。

5-2 建議

本計畫提供以下幾點建議供氣象局架設井下地震站參考：

- (一) 井下連續資料常見歸零的現象(圖四)，據推測為資料即時傳遞過程產生問題，建議除了即時傳遞資料外，可定期回傳現場備份資料，以確保資料完整性。
- (二) 可以即時監看即時譜密度(power spectral density)的方式快速發現有問題之儀器並維修，降低井下地震儀資料損壞的比例。
- (三) 佈設井下地震儀時，建議可先做 P 及 S 波的井測(sonic logging)用以瞭解地層速度，此結果有助於瞭解地層速度及場址效應，為地震防災有用資訊。
- (四) 井下地震儀更換或維修後，建議可以在地表裝設寬頻地震幾小時，利用寬頻

地震儀所收到之海浪波校正井下寬頻儀器角度，再利用地震事件校正井下強震儀儀器角度。

- (五) 建議合併井下地震儀更換儀器及維修儀器之紀錄，此能有效掌握儀器方位角度變化的時間。

參考文獻

- Abrahamson, N., & Silva, W. (2008). Summary of the Abrahamson & Silva NGA ground-motion relations. *Earthquake Spectra*, 24(1), 67-97.
- Abrahamson, N. A., Silva, W. J., & Kamai, R. (2014). Summary of the ASK14 ground motion relation for active crustal regions. *Earthquake Spectra*, 30(3), 1025-1055.
- Afshari, K., & Stewart, J. P. (2020). Physically Parameterized Prediction Equations for Significant Duration in Active Crustal Regions. *Earthquake Spectra*, 32(4), 2057-2081. doi:10.1193/063015eqs106m
- Arias, A. (1970). A measure of earthquake intensity. Seismic Design for Nuclear Power Plants. *Massachusetts Institute of Technology*.
- Boore, D. M., Watson-Lamprey, J., & Abrahamson, N. A. (2006). Orientation-independent measures of ground motion. *Bulletin of the seismological Society of America*, 96(4A), 1502-1511.
- Boore, D. M., & Atkinson, G. M. (2008). Ground-motion prediction equations for the average horizontal component of PGA, PGV, and 5%-damped PSA at spectral periods between 0.01 s and 10.0 s. *Earthquake Spectra*, 24(1), 99-138.
- Boore, D. M. (2010). Orientation-independent, nongeometric-mean measures of seismic intensity from two horizontal components of motion. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 100(4), 1830-1835.
- Boore, D. M., Stewart, J. P., Seyhan, E., & Atkinson, G. M. (2014). NGA-West2 equations for predicting PGA, PGV, and 5% damped PSA for shallow crustal earthquakes. *Earthquake Spectra*, 30(3), 1057-1085.
- Campbell, K. W., & Bozorgnia, Y. (2008). NGA ground motion model for the geometric mean horizontal component of PGA, PGV, PGD and 5% damped linear elastic response spectra for periods ranging from 0.01 to 10 s. *Earthquake Spectra*, 24(1), 139-171.
- Campbell, K. W., & Bozorgnia, Y. (2014). NGA-West2 ground motion model for the average horizontal components of PGA, PGV, and 5% damped linear acceleration response spectra. *Earthquake Spectra*, 30(3), 1087-1115.
- Chao, S. H., Chiou, B., Hsu, C. C., & Lin, P. S. (2020). A horizontal ground-motion model for crustal and subduction earthquakes in Taiwan. *Earthquake Spectra*, 36(2), 463-506.

- Chiou, B.-J., & Youngs, R. R. (2008). An NGA model for the average horizontal component of peak ground motion and response spectra. *Earthquake Spectra*, 24(1), 173-215.
- Chiou, B. S.-J., & Youngs, R. R. (2014). Update of the Chiou and Youngs NGA model for the average horizontal component of peak ground motion and response spectra. *Earthquake Spectra*, 30(3), 1117-1153.
- Huang, H. H., Wu, Y. M., Song, X., Chang, C. H., Lee, S. J., Chang, T. M., & Hsieh, H. H. (2014). Joint Vp and Vs tomography of Taiwan: Implications for subduction-collision orogeny. *Earth and Planetary Science Letters*, 392, 177-191.
- Idriss, I. (2008). An NGA empirical model for estimating the horizontal spectral values generated by shallow crustal earthquakes. *Earthquake Spectra*, 24(1), 217-242.
- Idriss, I. (2014). An NGA-West2 empirical model for estimating the horizontal spectral values generated by shallow crustal earthquakes. *Earthquake Spectra*, 30(3), 1155-1177.
- Lee, C. T., Cheng, C. T., Liao, C. W., & Tsai, Y. B. (2001). Site classification of Taiwan free-field strong-motion stations. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 91(5), 1283-1297.
- Lin, P. S., & Lee, C. T. (2008). Ground-Motion Attenuation Relationships for Subduction-Zone Earthquakes in Northeastern Taiwan. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 98(1), 220-240. doi:10.1785/0120060002
- Lin, P.-S., Lee, C.-T., Cheng, C.-T., & Sung, C.-H. (2011). Response spectral attenuation relations for shallow crustal earthquakes in Taiwan. *Engineering Geology*, 121(3-4), 150-164.
- Mohraz, B. (1976). A study of earthquake response spectra for different geological conditions. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 66(3), 915-935.
- Okada, Y., Kasahara, K., Hori, S., Obara, K., Sekiguchi, S., Fujiwara, H., & Yamamoto, A. (2004). Recent progress of seismic observation networks in Japan -Hi-net, F-net, K-NET and KiK-net -, *Earth, Planets and Space*, 56, xv-xxviii, doi: 10.1186/BF03353076.
- Obara, K., Kasahara, K., Hori S., & Okada, Y., (2005). A densely distributed high-sensitivity seismograph network in Japan: Hi-net by National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, *Review of Scientific Instruments*, 76, 021301, doi:10.1063/1.1854197.
- Seed, H. B., Ugas, C., & Lysmer, J. (1976). Site-dependent spectra for earthquake-resistant design. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 66(1), 221-243.
- Shakal, A. F., Huang, M. J., & Graizer, V. M. (2004). CSMIP Strong motion data processing. In Proc. invitational workshop on strong motion record processing.
- Wells, D. L. & Coppersmith, K.J. (1994). New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(4), 974-1002.

鄭世楠，2010。臺灣地區地震目錄的建置(II)，中央氣象局地震技術報告彙編，第 64 卷，483-501。

陳力維，2013。臺灣地區近地表之震波非均向性研究，國立臺灣大學地質科學研究所碩士論文，共 112 頁。

楊珮欣，2019。臺灣東北部隱沒帶地震地動預估式之精進研究，國立中央大學應用地質研究所碩士論文，共 136 頁。

馬國鳳、林辰叡、劉玉華，2019。由井下地震儀建立臺灣岩盤預估式之可能性研究，交通部中央氣象局委託研究計畫期末成果報告(報告編號：MOTC-CWB-108-E-06)。

109 年度地震資料之分析應用

子計畫三

利用深度學習法來自動挑選地震波到時

郭陳濤 黃俊銘

國立中央大學地球科學系

中文摘要

臺灣位於地震帶上，每月都會有數以千計的地震發生，但往往沒有足夠的人力可以消化地震資料。在此可藉由人工智慧的幫忙，在性質單一的任務下，電腦可以大幅降低人力負擔。此計畫利用深度學習方法發展一套自動挑選地震波到時的方法，藉此優化既有的資料處理流程。目前結合 Unet 與自專注力機制的模型經過約 3,000 筆資料訓練後 P 波 F1 值達到 0.86，S 波 F1 值達到 0.64。

關鍵詞：地震、深度學習、自動挑波

Abstract

There are thousands of earthquakes take places in Taiwan within a single month, but there are not enough researchers to process the data. Nowadays, researchers can leverage the power of artificial intelligence to accomplish repetitive tasks. In this project, we will develop a new method to pick seismic arrival automatically and optimize the existing data processing flow. Currently, the Unet model with self-attention mechanism trained over 3,000 training data can achieved F1 score in 0.86 and 0.64 by P phase and S phase successively.

Keywords: Earthquake、deep-learning、auto-picking

一、研究動機與目的

大數據的興起，發現資料量大到以往無法想像的地步就會產生質變，許多因資料稀疏而沒辦法觀察到的東西，都會在資料變得連續得到新的解讀。在科技日新月異下，硬體成本越來越低，能夠獲得的資料的成本也就越低，資料量也就跟著指數成長。不過，專業研究人員的培養卻沒辦法跟上資料的成長，導致無法有效消化龐大的資料。此外，許多研究的基礎資料處理步驟重複性值高且機械感繁重，本質上已經轉變為一種勞力的工作，也沒辦法對研究有突破性的發展。而隨著大數據與電腦算力的雙重突破下，人工智慧迎來了新的一波熱潮，剛好這波人工智慧擅長的就是這種單調的問題，可以將繁重的資料處理從為數不多的研究人員上卸下，讓他們去做更重要的課題。

本研究的目的在於加速挑地震波的過程，利用新的演算法判斷地震波的到達時間。

二、研究方法

在本次的研究中，我們以 Zhu 等人在 2018 年提出的 PhaseNet 作為設計藍圖，透過卷積神經網路辨識波相到時，並加入 Mousavi 等人在 2020 年提出的 EQTransfromer 中核心的自專注力機制，強化模型對時間序列的認知。

2-1 卷積神經網路 (Convolutional Neural Network)

近年來提升影像辨識準確率的最大關鍵，就是使用卷積神經網路能自動萃取影像特徵的特性，免去傳統影像處理需要自行設計特徵遮罩的麻煩，且階層結構可以讓低階的特徵重新組合成高階抽象的特徵，進而辨識出更複雜的物體。

2-2 自專注力機制 (Self-attention Mechanism)

早期在處理有時間關係的序列問題上所使用的循環神經網路(Recurrent neural network: RNN)，在處理較長的序列時，很難完整保存先前的資訊，因此常會搭配專注力機制。RNN 搭配專注力的方法使模型有顯著的改善，然而此種方法無法利用顯示卡進行平行運算來加速。自專注力機制 (Self-attention Mechanism) 為 Google 機器翻譯團隊的《Attention is all you need》論文中提出的新概念。藉由三個不同的矩陣能夠計算出序列中每個元素之間彼此的關聯性，且可透過顯示卡加速運算。此外，先前研究所有使用過 RNN 的研究，皆可以利用自專注力機制取代，並且取得更快更好的成果。

2-3 訊噪比

因為訊噪比的計算並沒有一定的標準，本研究所使用的計算方式為擷取 P、S 波到時前 1 秒為背景雜訊，後 1 秒為地震訊號，計算其平方和後相除，最後取以 10 為底的對數。

訊噪比的公式如下：

$$SNR = \log_{10} \frac{\sum_{i=1}^n (\text{signal } y_i)^2}{\sum_{i=1}^n (\text{noise } x_i)^2}$$

2-4 混淆矩陣

混淆矩陣是用來分析模型預測結果的分布狀況，可以依照問題對假陽性或假陰性的容忍程度調整模型。

表 1、混淆矩陣。

	實際為真	實際為假
預測為真	真陽性 True Positive, TP	假陽性 False Positive, FP
預測為假	假陰性 False Negative, FN	真陰性 True Negative, TN

2-5 精確率、召回率、F1 值

由於準確率會受到樣本不平衡的影響造成數值被曲解，通常會用 F1 值代替。若模型預測門檻提高，預測次數降低精確度會提高但召回率低，反之降低預測門檻，預測次數增加召回率會提高但精確率低，F1 值取兩者調和平均確保找到一個適當的平衡點。

F1 值的計算方式如下：

$$F1 \text{ score} = \frac{2}{\text{recall}^{-1} + \text{precision}^{-1}} = 2 \cdot \frac{\text{precision} \cdot \text{recall}}{\text{precision} + \text{recall}}$$

精確率是所有預測為真中真陽性的比例，而召回率是實際為真中真陽性的比率。

精確率的計算方式如下：

$$\text{precision} = \frac{TP}{TP + FP}$$

召回率的計算方式如下：

$$\text{recall} = \frac{TP}{TP + FN}$$

三、工作流程

在開發深度學習應用上會經歷三大階段：資料收集、資料處理、模型訓練。由此又可以細分成八個步驟：定義問題、資料收集、資料分析、資料清理、資料管線建置、模型訓練、模型驗證、模型輸出(圖 1)。

定義問題時提出具體的訓練目標，決定問題的評估標準。有了評估的標準就可以收集訓練資料並設計對應的資料標籤，若資料取得困難就得回去重新設計實驗目標。

拿到資料後試著從不同角度來分析資料的特性，並以視覺化的方式呈現。在分析過程中將缺失或不合理的資料修正或是直接丟棄，並將資料整理成模型輸入的格式。資料前處理流程確定後就可以建立資料管線將程式的各個部份連接起來，使資料能夠像自動化生產線一樣流動。

確定資料的格式就可以決定使用何種模型訓練，調整好架構與參數後開始訓練模型，過程中需要依照損失函數收斂情形調整模型或資料，訓練結束後驗證模型的準確度，如果準確度達到標準就可以投入生產環境中。

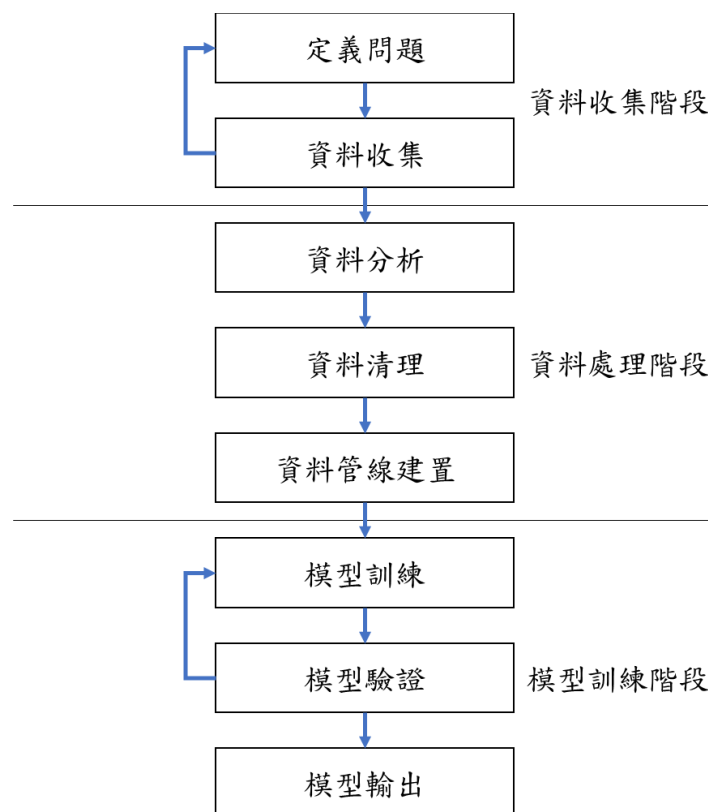


圖 1、實驗流程圖。

四、研究方法

4-1 資料蒐集

本資料集分為兩個部分(圖 2)：2017 年的花蓮臨時密集地震網，使用 TEXAN 單分量地震儀共 100 站，佈站時間為 1 月 20 日至 5 月 5 日。人工挑選出 1,480 筆地震事件，P 波到時共 30,819 筆，S 波 3,223 筆。2018 年 2 月 6 日發生的花蓮地震 (Mw 6.4) 後所布設的臨時密集地震網，使用 TEXAN 單分量地震儀共 90 站，選出較北邊的 60 站，布設時間為 2 月 9 日至 2 月 18 日，人工挑選出 2,096 筆地震事件，P 波到時共 47,394 筆，S 波到時共 2,170 筆。P 波的訊噪比集中在 0-4 之間，S 波的訊噪比集中在 0-2 之間(圖 3)。

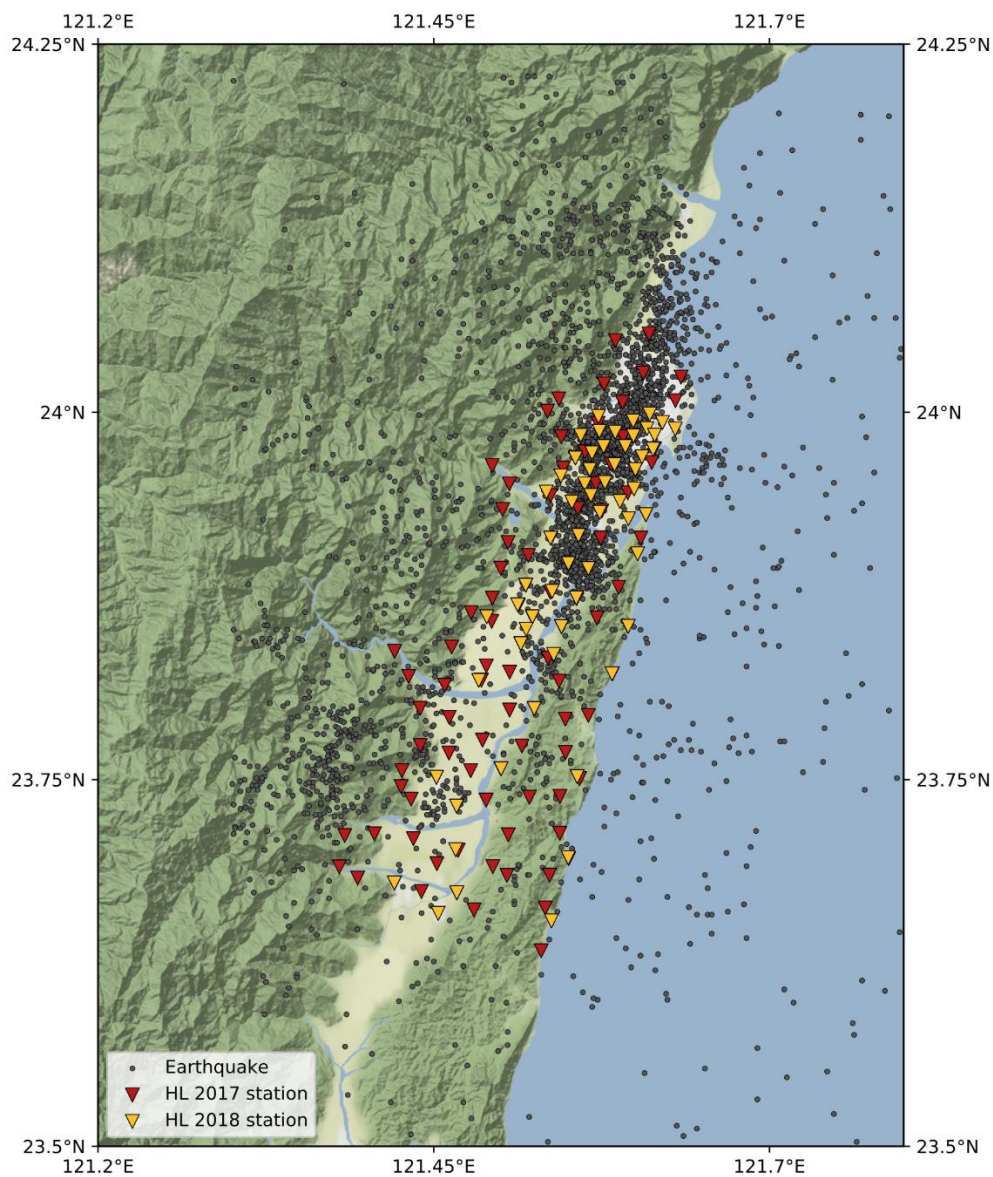


圖 2、花蓮資料集。紅色倒三角形為 2017 年花蓮臨時密集地震網共 99 站，橘黃色倒三角形為 2018 年花蓮臨時密集地震網共 60 站，黑色圓點為地震事件共 3,576 筆。

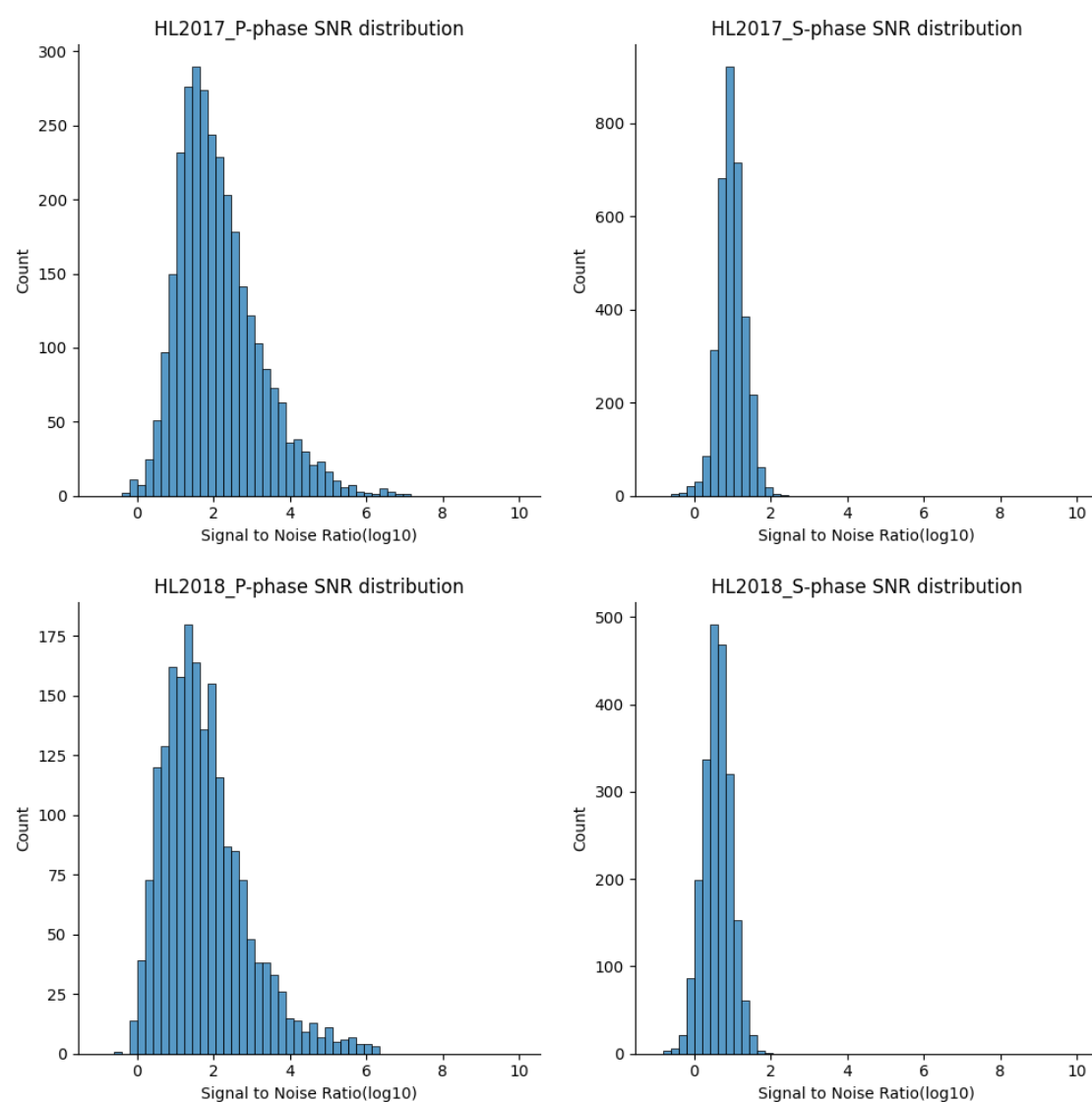


圖 3、訓噪比分布圖。上排為 2017 花蓮資料集，下排為 2018 花蓮資料集，左欄為 P 波、右欄為 S 波。

4-2 資料管線建置

本研究建立一套自動挑波套件 SeisNN，連接地震資料處理軟體 SEISAN 與深度學習框架 Tensorflow，使用 Python 地震資料處理套件 Obspy 進行檔案讀寫與訊號處理。資料管線內至少須包含下列功能：資料讀寫、繪圖、統計分析、訊號處理、平行化處理、資料物件生成、模型架構生成、記錄模型歷史...等。可以完成以下任務：資料前處理、資料視覺化、模型訓練、模型評估、模型輸出。

4-3 定義訓練目標

本研究目的為挑出地震的 P、S 波到時，以便後續做速度層析成像。在這裡我們以 PhaseNet 的架構為基礎，輸入 30 秒的地震波型後會產生該波相到時的機率分布曲線。因為本研究的資料大多都是單分量資料，所以將輸入資料從原本的 ZNE 三分量改成 Z 分量 (圖 4)。

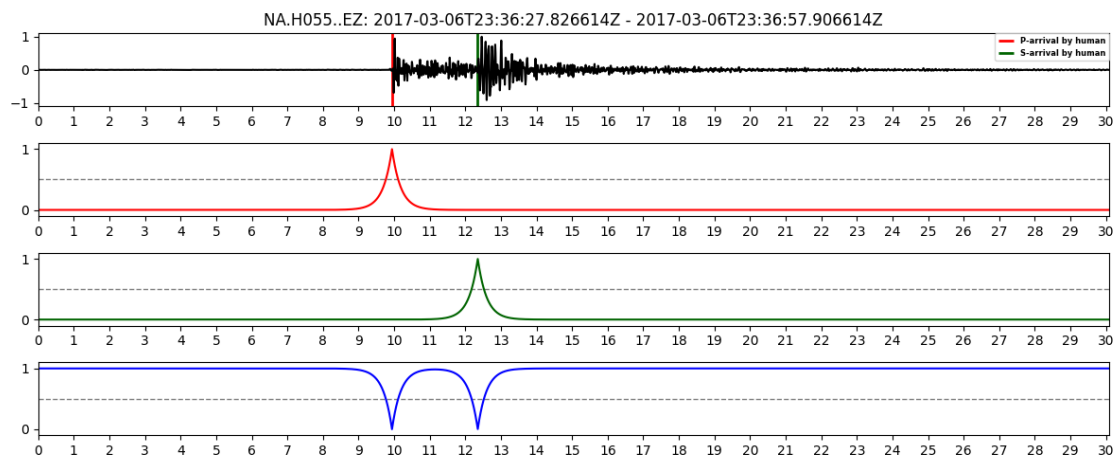


圖 4、本研究訓練資料範例。上圖一為 30 秒 Z 分量的測站資料，紅色與綠色垂直線分別為人工挑選的 P、S 波。中圖下方紅色、綠色曲線為跟據人工挑選 P、S 波產生，最下面的藍色線為雜訊。

4-4 資料前處理

1. 資料前處理包含資料清理與重塑資料格式，詳細步驟如下：
2. 讀入 STATION0.HYP 取得測站座標。
3. 讀入 S-file 取得地震目錄並檢查是否有重複資料。
4. 由地震目錄依序讀取 P、S 波到時，並展開 30 秒的時間窗，為防止模型過度擬合特定時間點，將到時在時窗內隨機移動。
5. 從資料庫擷取出時間窗範圍內的 Z 分量地震波形與 P、S 波到時。
6. 波形去掉平均值 (mean) 與線性趨勢 (trend)。
7. 將波形震幅正規化 (normalize)。
8. 重採樣至 100 Hz。
9. 資料長度取 3,008 個資料點。
10. 生成 P、S 波半高寬度為 0.3 秒的拉普拉斯分佈時間窗。
11. 將 $1 - (P + S)$ 作為雜訊標籤。
12. 資料輸出存檔。

4-5 模型架構

本研究以 U-net 作為基線模型 (圖 5) 進行改善，並將人為誤差以拉普拉斯分佈引入訓練資料中，藉此達到更穩定的訓練結果。最深的轉換層替換為自專注力機制層，以提供模型對長時間序列的認知。重要的參數設定如表 2 所示。

4-6 模型訓練與評估

以花蓮 2017 年的資料集 3,223 筆同時含有 P、S 波的資料訓練，切出一成的資料作為模型驗證，損失函數漸漸收斂，以花蓮 2018 年的資料集 2,170 筆資料作為預測。

訓練完成後利用 F1 值作為模型的評斷標準，以人工挑選時間為準，誤差 0.1 秒內為預測準確。另外畫出誤差在 0.5 秒內的誤差分布圖，可以觀察模型錯誤傾向早挑還是晚挑。

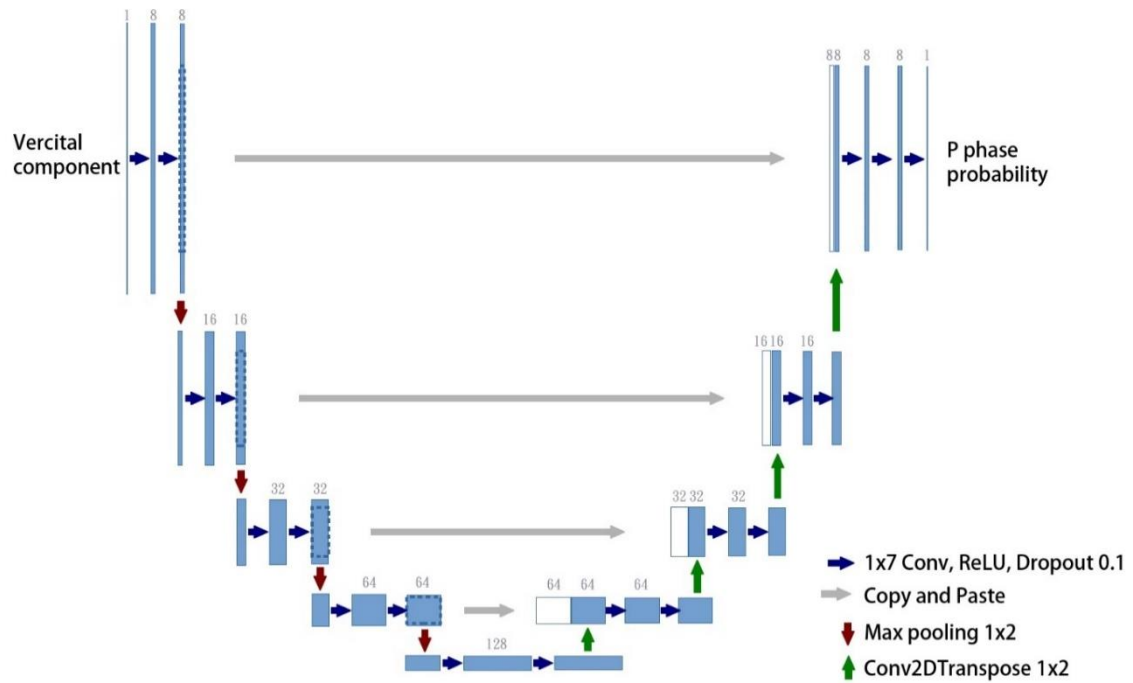


圖 5、本研究模型示意圖。

表 2、本研究模型重要參數。

輸入大小(長×寬×深)	1×3008×1
階層數	6
每階卷積特徵數	32, 64, 128, 256, 512, 1024
卷積核大小(長×寬)	1×3
滑動步長(長×寬)	1×1
池化大小(長×寬)	1×2
丟失率	0.1
激發函數	ReLU
損失函數	Binary Cross Entropy
優化器	Adam
學習率	1e-4
批量	2
循環次數	10

五、實驗結果

以花蓮 2018 年資料集作為自動挑波範例，如圖 6 至圖 10 所示。多數都顯示出模型能夠正確挑出對應的波相(圖六、圖七)，且在圖 8 可以看到模型有能力在同一時間窗內挑出多個地震。雖然模型還是會犯錯，但從錯誤中可以猜測模型推理的過程，例如在圖 10 中可以看到因為第一個地震沒辦法找出明顯的 S 波，所以模型誤認下一個明顯訊號為 S 波，可以推斷模型有學到 P 與 S 的前後關係。

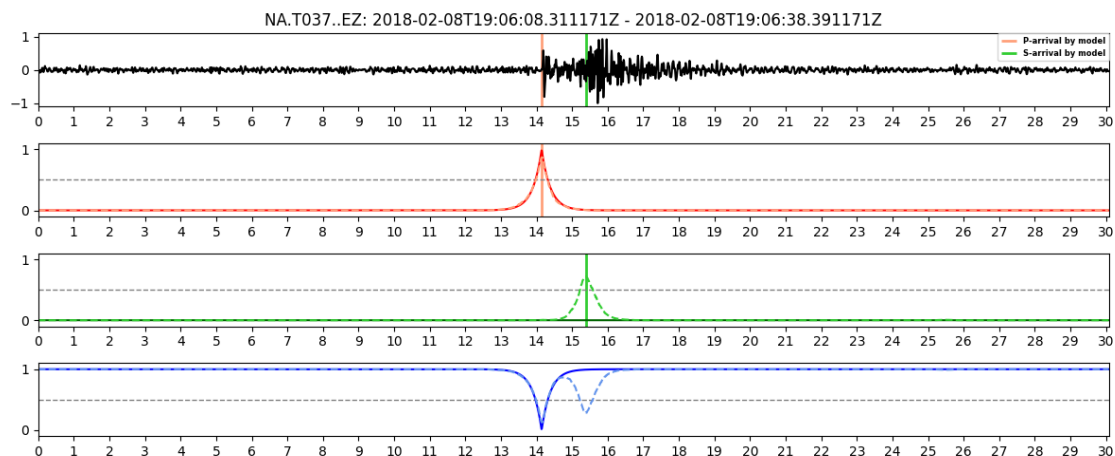


圖 6、本資料為原有 P 波的資料中挑選出 S 波的案例。

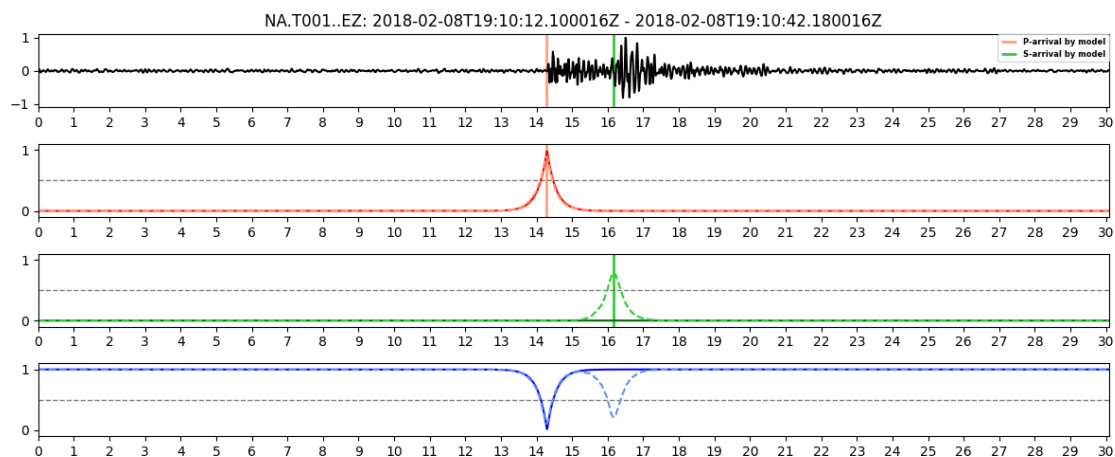


圖 7、本資料為原有 P 波的資料中挑選出 S 波的案例。

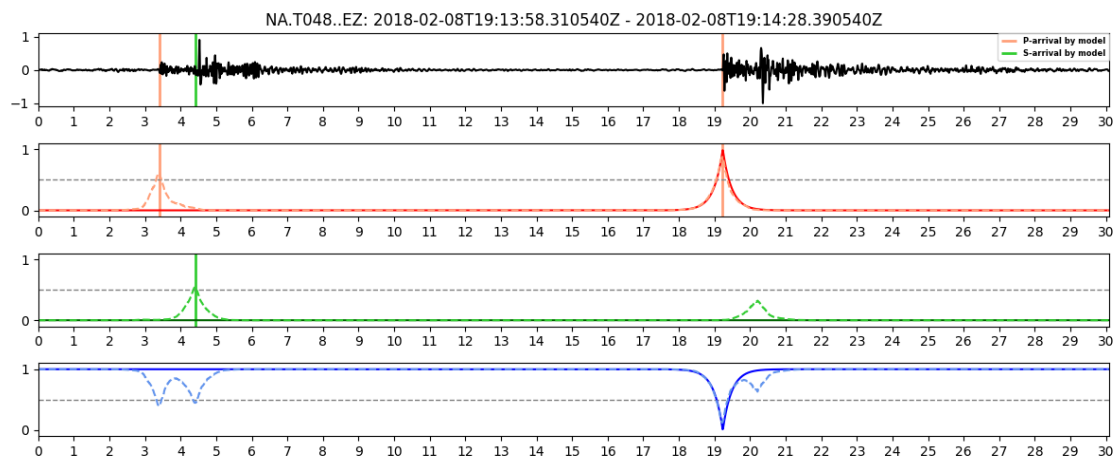


圖 8、本資料為在同一時窗中挑選出多個地震的案例。

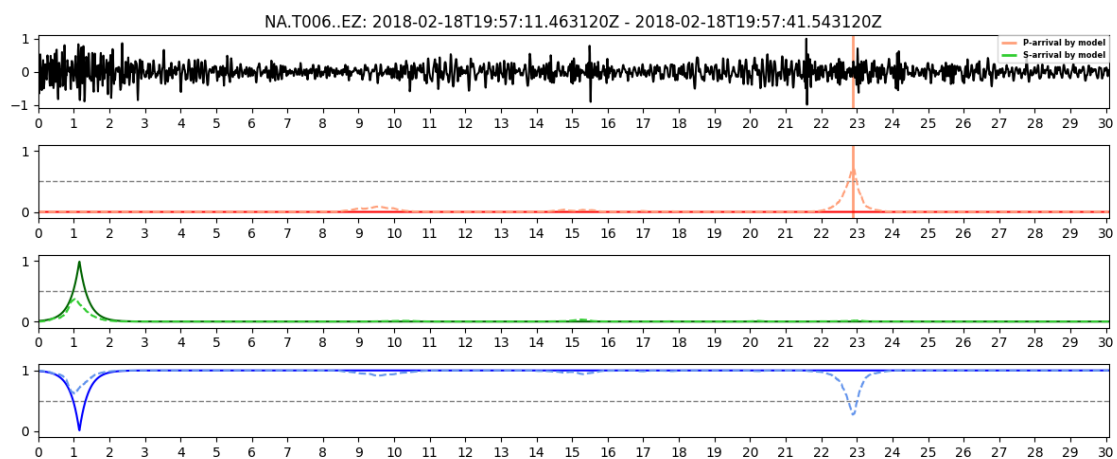


圖 9、本資料為使用雜訊測試的案例。

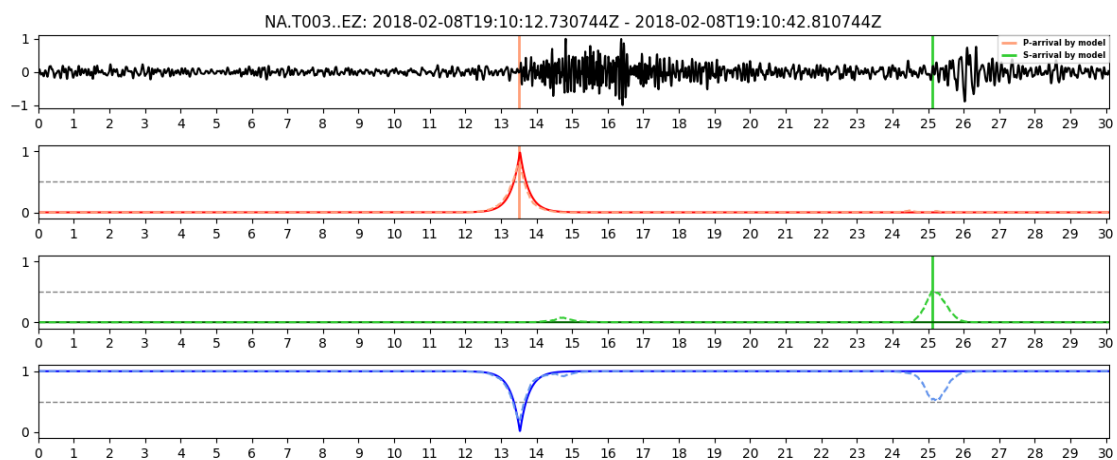


圖 10、本資料為 S 波辨識問題。

六、討論與結論

本研究所使用的基線模型 Unet 可以成功辨識出兩種不同波相，P 波 F1 值達 0.85，S 波 F1 值達 0.59 (表 3)。另一方面，加入自注意力機制後，可以有效的提升較辨識為困難的 S 波 F1 值達到 0.64(表 3)。兩者差別原因來自於 S 波在單分量資料上能量變化與 P 波相似，只有頻率上較為不同，而注意力機制可以將 P、S 波先後順序的概念帶入模型中。

由誤差分布圖(圖 10、圖 11)可以看到，P 波的誤差非常集中且非常對稱，但 S 波整個誤差範圍右側較多零星資料，顯示模型較難準確的區分 S 波且傾向晚挑。

由於原始資料 S 波的人工挑波資料較少，本次只使用了約 3,000 筆資料進行訓練，但可以篩選出合適的結果重新加入訓練，就可以慢慢增加資料量。另外，在一些情況下能夠顯示出人工挑選資料可能的瑕疵，並且可以辨識出未被人工篩選到的地震。

未來研究會加入模型的學習狀況的展示方式，顯現機器對資料感興趣的位置，可以提供研究人員對於訓練結果的新的見解。

表 3、精確率、召回率、F1 值。

模型	波相	精確率	召回率	F1 值
Unet	P	0.835	0.867	0.850
	S	0.637	0.547	0.589
Unet+自注意力機制	P	0.853	0.859	0.856
	S	0.698	0.592	0.641

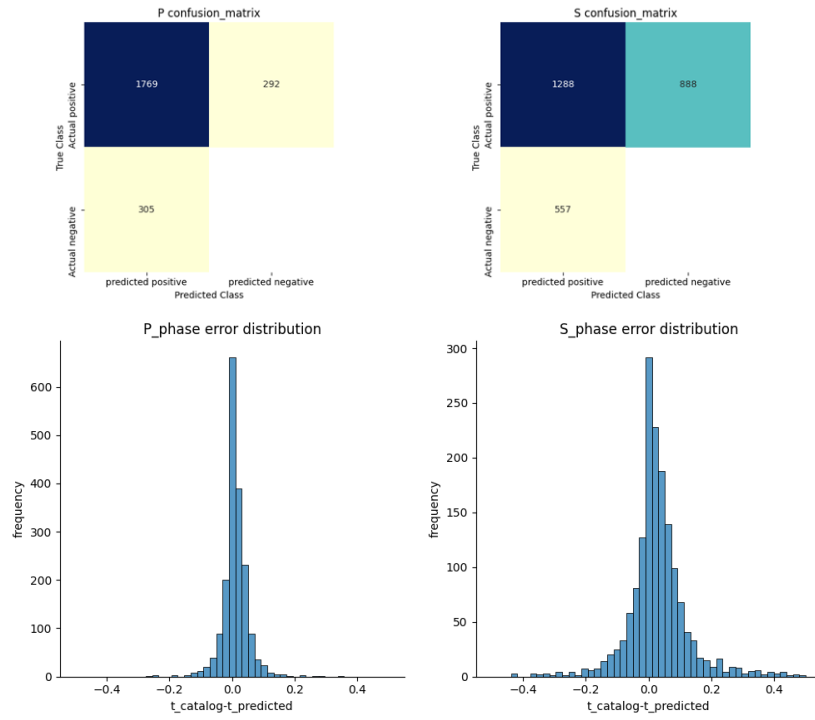


圖 10、Unet 模型結果。上排為混淆矩陣，下排為誤差分佈，左欄為 P 波，右欄為 S 波。

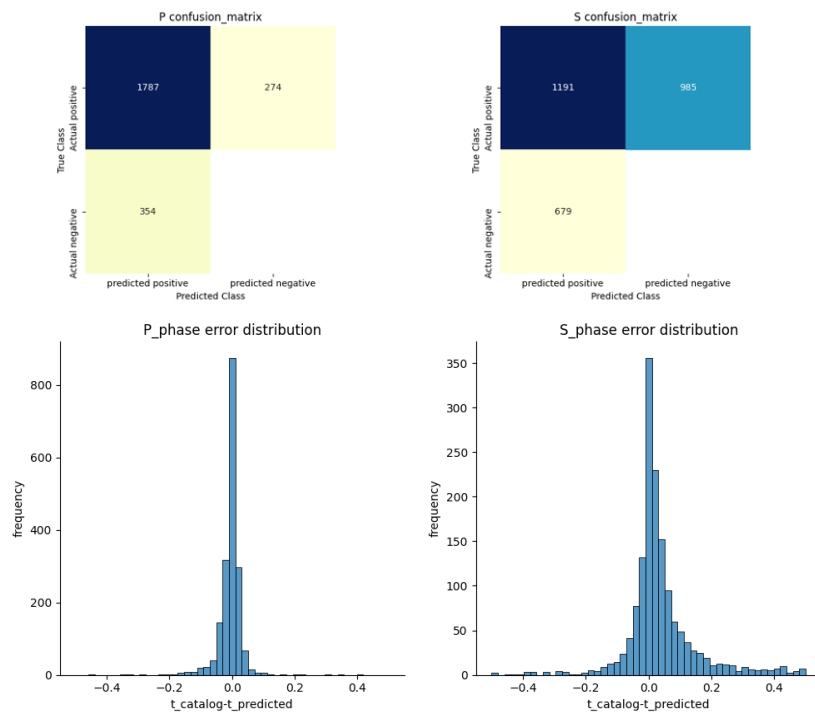


圖 11、結合 Unet 與自專注力機制模型結果。上排為混淆矩陣，下排為誤差分佈，左欄為 P 波，右欄為 S 波。

七、開放原始碼

為了程式的維護性與重複使用性，建置穩定高效的資料管線耗費了大量的時間，導致本次研究未能深入研究模型的細節與其他可能性。為了節省其他對自動挑波有興趣的研究人員的開發時間，本次研究所開發的套件 SeisNN 原始碼與說明都放在 GitHub 上供大家參考使用，並會持續更新。專案網址為：

<https://github.com/SeisNN/SeisNN>

參考文獻

- LeCun, Y., Bottou, L., Bengio, Y., & Haffner, P. (1998). Gradient-based learning applied to document recognition. *Proceedings of the IEEE*, 86(11), 2278-2324.
- 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. *Nature communications*, 11(1), 1-12.
- Ronneberger, O., Fischer, P., & Brox, T. (2015). U-net: Convolutional networks for biomedical image segmentation. In *International Conference on Medical image computing and computer-assisted intervention* (pp. 234-241). Springer, Cham.
- Vaswani, A., Shazeer, N., Parmar, N., Uszkoreit, J., Jones, L., Gomez, A. N., ... & Polosukhin, I. (2017). Attention is all you need. In *Advances in neural information processing systems* (pp. 5998-6008).
- Zhou, Z., Siddiquee, M. M. R., Tajbakhsh, N., & Liang, J. (2018). Unet++: A nested u-net architecture for medical image segmentation. In *Deep Learning in Medical Image Analysis and Multimodal Learning for Clinical Decision Support* (pp. 3-11). Springer, Cham.
- Zhu, W., & Beroza, G. C. (2018). PhaseNet: A Deep-Neural-Network-Based Seismic Arrival Time Picking Method. *arXiv preprint arXiv:1803.03211*.

109 年度地震資料之分析應用

子計畫四

臺灣地區歷史地震之土壤液化分布的研究與探討

鄭世楠 王子賓

健行科技大學空間資訊與防災研究中心

摘要

本計畫重新蒐集整理臺灣地區歷史地震造成土壤液化的案例，共收錄得 43 筆地震伴隨發生 464 處土壤液化現象，其中 1900 年以前有 10 筆地震 20 處土壤液化，1900 年以後有 33 筆地震 444 處土壤液化，應用地理資訊軟體—MapInfo 將整理歷史地震造成土壤液化位置建立在經建版 1/25,000 地形圖，結果建置成土壤液化資料庫。根據 1900 年以後建置之 444 處土壤液化資料顯示；平原處發生土壤液化的次數最多，其次依序為河道、回填地、盆地、臺地、丘陵，山地則沒有發生。土壤液化發生在全新世地層的次數最多、其次依序為更新世地層、上新世地層，顯示土壤液化較易發生在地質年代年輕的地層。發生在震度 4 級區域的土壤液化有 11 處佔 2.5%、震度 5 級區域的有 182 處佔 41.0%、震度 6 級(含震度 7 級)區域的有 251 處佔 56.5%。土壤液化分布與初級土壤液化潛圖進行比對結果顯示：臺北盆地僅有 1909 年臺北深震在盆地邊緣土城地區造成 3 處土液化(土壤液化潛勢低)，而高潛勢地區未發現土壤液化現象。宜蘭平原僅有 1986 年花蓮地震在宜蘭平原邊緣發生 1 處土壤液化(土壤液化潛勢低)。花東縱谷平原為土壤液化低潛勢地區，但多次地震均在花東縱谷平原地區發生土壤液化。在縱谷平原北段花蓮地區與中段瑞穗玉里地區，均有歷史地震重複發生土壤液化現象。許多土壤液化位於未調查區，其中又以新竹苗栗地區最為顯著。彰化縣西南與雲林縣西北地區高液化潛勢區尚未發現土壤液化現象，反而是在低液化潛勢區與未調查區有許多土壤液化現象。臺南地區土壤液化大多發生在中、低潛勢區、未調查區內。綜合以上，顯示中央地質調查所「土壤液化潛勢圖」僅根據探井資料、經驗公式與統計的方式，推估的土壤液化潛勢分布仍有不足的地方。臺南市中級土壤液化潛勢圖除增加鑽孔數、其他地球物理探測結果外，並參考實際發土壤液化位置，所得結果就較為合理。故歷史地震引發的土壤液化資料庫對於現在各縣市正在建置的中級土壤液化潛勢圖，或是未來修正版的土壤液化潛勢圖，具有相當重要的參考價值。

關鍵詞：土壤液化、歷史地震、地理資訊系統

Abstract

This project re-collected and sorted out the cases of soil liquefaction caused by historical earthquakes in Taiwan. A total of 43 earthquakes with 464 soil liquefaction phenomena were recorded. Among them, there were 20 soil liquefactions caused by 10 historical earthquakes before 1900, and 444 soil liquefactions caused by 33 earthquakes after 1900. Application of GIS established the possible locations of soil liquefaction on the 1/25,000 topographic map. The result is built into a soil liquefaction database. According to the data of 444 soil liquefactions after 1900, the number of soil liquefactions located in the plains is the most, followed by riverbeds, backfills, basins, terraces, and hills. Soil liquefaction occurs most frequently in Holocene strata, followed by Pleistocene strata, and Pliocene strata, indicating that soil liquefaction is more likely to occur in strata with young geological ages. There were 11 soil liquefactions in the area with intensity 4, accounting for 2.5%, 182 in the intensity 5 area, 41.0%, and 251 in the intensity 6 (including 7) area, accounting for 56.5%.

Comparing the liquefaction distribution map with the liquefaction susceptibility map of Taiwan, the results show : Only 3 soil liquefactions caused by the 1909 Taipei earthquake at the edge of the Taipei basin (low soil liquefaction potential), while no soil liquefaction was found in the high potential area. There was only 1 soil liquefaction on the edge of the Yilan Plain in the 1986 Hualien Earthquake (low soil liquefaction potential). The East Rift Valley is an area with low potential for soil liquefaction, but many earthquakes have caused soil liquefaction in this area. In the Hualien area, the northern section of the Rift Valley, and the Yuli-Ruisui area, the middle section of the Rift Valley, soil liquefactions have repeatedly occurred in historical earthquakes. Many soil liquefactions are located in uninvestigated areas, and the most significant is the Hsinchu-Miaoli area. Soil liquefaction has not been found in the high liquefaction potential areas in Changhua County and Yunlin County. Instead, there are many soil liquefaction phenomena in low liquefaction potential areas and uninvestigated areas. Most of the soil liquefaction in Tainan occurs in the medium and low potential areas and the uninvestigated areas. Based on the above, it is shown that the "Liquefaction Susceptibility Map" of the Central Geological Survey is only based on exploratory well data, empirical formulas and statistical methods, and the estimated distribution of soil liquefaction susceptibility is still insufficient. Therefore, the soil liquefaction database caused by historical earthquakes is of great reference value for the intermediate soil liquefaction susceptibility maps currently being built by counties, or the revised version of the soil liquefaction susceptibility maps in the future.

Keyword: soil liquefaction, historical earthquake, GIS

壹、前言

臺灣位處於環太平洋地震帶西側，在歐亞大陸與菲律賓海板塊間的碰撞與擠壓作用下，自古以來常發生災害性地震。在強烈地震力作用下，地面振動和土層破壞是造成建築物損害的重要因素，其中土壤液化是導致土層破壞的主要原因之一。這個現象在 1989 年美國 Loma Prieta 地震、1994 年美國 Landers 地震、1995 年日本神戶地震、以及 2011 年日本東北地方近海地震都有實證。1999 年 9 月 21 日的集集大地震，2016 年 2 月 6 日美濃地震、2018 年 2 月 6 日花蓮地震更是讓國人親眼目睹強地面振動和土壤液化的破壞威力。2016 年 4 月 13 日「災害防救法」第 2 條公布修正，將土壤液化納入天然災害範圍。2017 年 1 月 24 日修正公布，新增土壤液化潛勢分布圖為震災潛勢之公開項目。經濟部中央地質調查所分別於 2016 年 3 月 14 日、2016 年 12 月 16 日、2019 年 3 月 25 日及 2019 年 11 月 28 日分次公開臺灣地區土壤液化初級潛勢圖(圖 1, 1/25,000)。土壤液化潛勢圖是根據探井資料與長期地下水位平均值，利用經驗公式與統計的方式，評估土壤液化可能發生的機率，只是代表何處較有可能發生液化，並不代表發生地震時真實災情分布情形。例如宜蘭平原為土壤液化潛勢高的地區，但自 1900 年以來，雖有多次地震造成宜蘭地區震度高達 VI，但僅有 1986 年 11 月 15 日花蓮地震在宜蘭平原邊緣液化潛勢低的地區發生 1 處土壤液化現象；花東縱谷平原顯示為土壤液化潛勢低的地區，但 1908 年 1 月 11 日璞石閣地震、1951 年 10 月 22 日花蓮地震、1951 年 11 月 25 日玉里地震、1972 年 4 月 24 日瑞穗地震、2003 年 12 月 10 日成功地震、2018 年 2 月 6 日花蓮地震等，均在花東縱谷平原發生土壤液化現象；臺南市北區、永康區、新化區皆顯示為液化潛勢中低區，但 1946 年 12 月 5 日新化地震、2010 年 3 月 4 日甲仙地震、2016 年 2 月 6 日美濃地震等，均重複在這些地區發生土壤液化現象。顯示中央地質調查所「土壤液化潛勢圖」僅根據探井資料、經驗公式與統計的方式，推估的土壤液化潛勢分布仍有不足的現象。2016 年行政院核定執行「安家固園計畫(105-110 年)」協助各縣市進行中級精度土壤液化潛勢地圖(1/2,500)，臺北市於 2018 年 3 月 21 日公告新版中級精度土壤液化潛勢地圖(圖 2(a))，臺北市液化探討範圍鎖定在海拔 20m 以下區域，內湖區、松山機場周邊、信義區部分地方則從高液化潛勢區轉為中、低液化潛勢；原先被列入低液化潛勢的社子島、洲美地區以及萬華區靠近龍山寺周邊則被轉入高液化潛勢區。臺南市於 109 年 4 月 8 日公告完成曾文溪以南平原(共 14 個行政區，如安南區、北區、中西區、東區、永康區、新市區、安定區、善化區、安平區、南區、仁德區、歸仁區、關廟區、新化等區)的中級精度土壤液化潛勢地圖(圖 2(b))，雖然大幅改善了中央地質調查「臺灣地區土壤液化潛勢圖」(初級)，但仍有許多液化潛勢低的地區曾發生土壤液化，而液化潛勢高的地區未曾發生土壤液化現象。有鑑於此，本計畫重新蒐集整理臺灣地區由歷史地震造成的土壤液化，整理的資料包括震源參數、土壤液化地點、現象、震度、相關圖片與相片等，應用地理資訊系統建置資料庫並進行統計分析，以探討土壤液化的分布與特性。所得結果除了提供相關地震防救災使用外，並增加中央氣象局地震災害資料庫的資料。

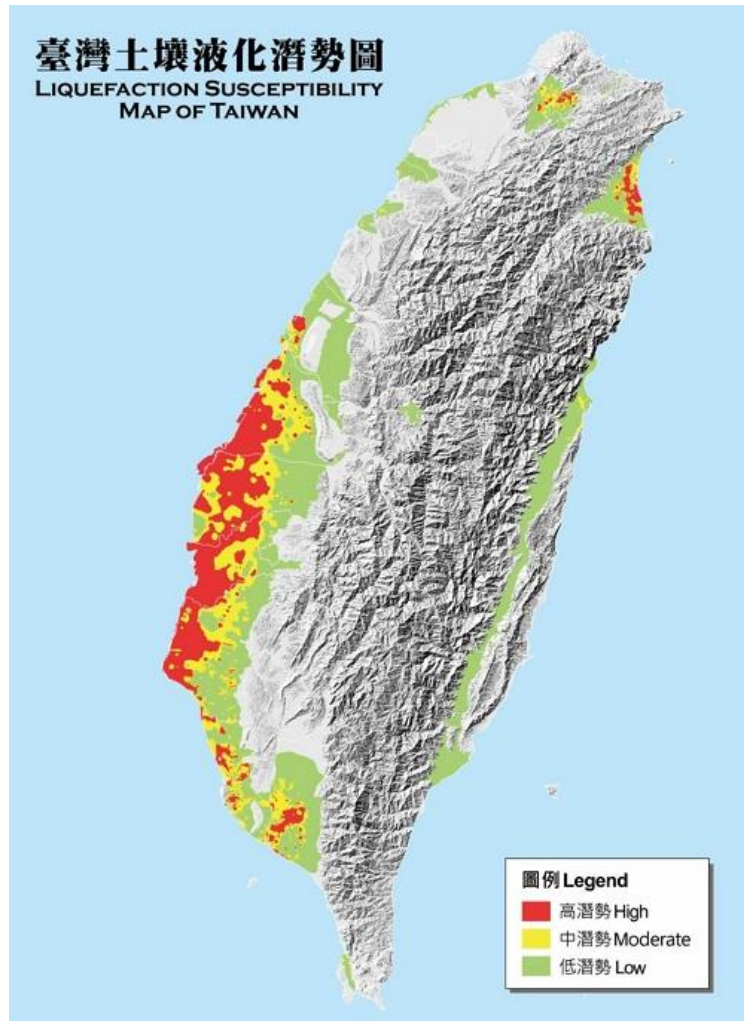


圖 1、臺灣初級土壤液化潛勢圖(中央地質調查所, 2019)

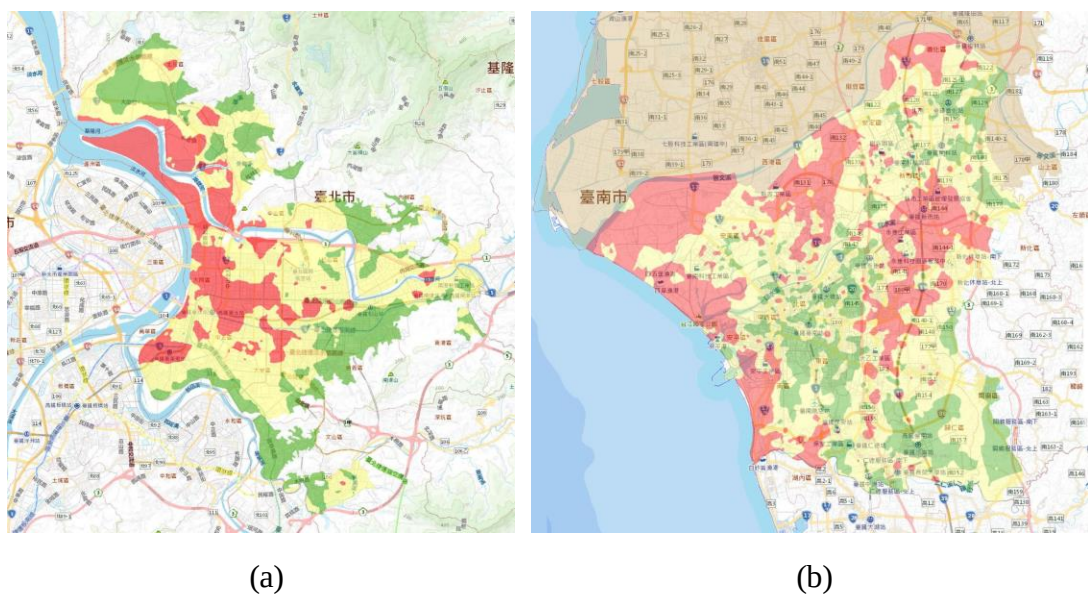


圖 2、中級土壤液化潛勢圖：(a). 臺北市海拔 20m 以下區域中級精度土壤液化潛

勢地圖(臺北市府, 2018)；(b).臺南市曾文溪以南 14 行政區中級土壤液化潛勢圖(臺南市政府, 2019)

貳、研究方法及進行步驟

本計畫首先針對臺灣地區曾經發生土壤液化現象的歷史地震，進行資料蒐集與整理，接著進行歷史地震造成土壤液化資料的數位化處理、探討土壤液化處的地質與地形、建置土壤液化資料庫等，詳細進行步驟如下所示：

2.1 資料蒐集與整理

1897 年 12 月 19 日在臺北測候所裝設格雷—米爾恩(Gray-Milne Seismograph)型地震儀，開啟了臺灣地區地震觀測科學化的時代。在此之前的地震資料只能由各種歷史書籍及文獻中找尋有關的文字記載(方豪, 1969；徐泓, 1983, 2007；鄭世楠等, 2011, 2012)，地震學家根據這些文字敘述推估各受災地區的震度，進而推算出可能的震央位置與地震大小(Lee et al, 1976、徐明同, 1983、Tsai, 1986、鄭世楠和葉永田, 1989、鄭世楠等, 2011, 2012, 2018, 2020)，這種資料通稱為儀器觀測前的地震(或稱為歷史記載地震)，歷史文獻大多著重於描述人員傷亡與房屋損毀，對於地形變較少著墨，有關土壤液化現象的描述較為簡略，土壤液化地點的描述亦較為不明確。目前共整理出 1900 年以前 10 筆地震 20 處疑似土壤液化現象，如表 1 所示。其中震源參數參照鄭世楠等(2018, 2020)整理的有災害歷史地震目錄，地震規模包括近震規模(M_L)與震矩規模(M_w)，圖 3(a)顯示 1900 年以前發生土壤液化的 10 筆歷史地震震央分布，其中規模最大者為 1848 年 2 月 12 日彰化地震($M_L=7.0$, $M_w=7.2$)，最小者為 1705 年夏天臺南地震($M_L=5.7$, $M_w=5.6$)。

表 1、1900 年以前造成臺灣地區土壤液化地震一覽表

編號	發震日期	地震名稱	震央位置		震源 深度	規模		備 註
			緯度	經度		M_L	M_w	
01	1655/01/21	臺南地震	22.90	120.30	5	5.8	5.7	土壤液化 1 處
02	1705/(夏)	臺南地震	23.25	120.08	12	5.7	5.6	土壤液化 1 處
03	1720/10/31	嘉義地震	22.92	120.54	15	6.6	6.5	土壤液化 1 處
04	1792/08/09	嘉義地震	23.55	120.43	6	6.7	6.9	土壤液化 2 處
05	1815/07/11	宜蘭地震	24.76	121.96	10	6.1	6.0	土壤液化 1 處
06	1816/09/21	宜蘭地震	24.65	121.87	9	6.2	6.1	土壤液化 1 處
07	1839/06/27	嘉義地震	23.52	120.42	17	6.6	6.7	土壤液化 1 處
08	1848/02/12	彰化地震	24.08	120.66	13	7.0	7.2	土壤液化 1 處
09	1862/06/07	臺南地震	23.18	120.41	7	6.7	6.8	土壤液化 4 處

10	1867/12/18	基隆地震	25.34	121.91	10	6.8	7.0	土壤液化 7 處
----	------------	------	-------	--------	----	-----	-----	----------

震源參數參考鄭世楠等(2018, 2020)

地震儀器設立以後之資料則稱為儀器觀測的地震，此時期以後所發生的重大災害地震都有進行大規模的調查與研究，並完成許多調查文件與研究報告，部分土壤液化附有相片與圖片，加上報章雜誌等相關報導較 1900 年以前普及，相關資料亦較為完整。目前共整理 1900 年至 2020 年共 33 筆地震 444 處土壤液化現象，如表 2 所示。其中震源參數參照鄭世楠等(2019, 2020)整理的有災害地震目錄，地震規模包括近震規模(M_L)與震矩規模(M_W)，圖 3(b)顯示 1900 年以後發生土壤液化的 33 筆歷史地震震央分布，規模最大為 1999 年 9 月 21 日集集地震($M_L=7.3$, $M_W=7.6$)，最小為 1923 年 5 月 4 日烏山頭地震($M_L=5.5$, $M_W=5.4$)。

表 2、1900 年以後造成臺灣地區土壤液化地震一覽表

編號	發震日期	地震名稱	震央位置		震源 深度	規模		備 註
			緯度	經度		M_L	M_W	
01	1904/11/06	斗六地震	23.500	120.275	5	6.1	6.1	土壤液化 7 處
02	1906/03/17	梅山地震	23.550	120.425	13	6.7	6.9	土壤液化 35 處
03	1906/04/14	鹽水港地震	23.480	120.460	10	6.4	6.4	土壤液化 12 處
			23.425	120.425	10	5.6	5.5	
04	1908/01/11	璞石閣地震	23.650	121.475	4	6.7	6.9	土壤液化 3 處
05	1909/04/15	臺北地震	25.175	121.475	70	7.0	7.4	土壤液化 3 處
06	1916/08/28	南投地震	24.000	120.950	39	6.8	7.0	土壤液化 8 處
07	1916/11/15	臺中南投地震	24.050	120.725	2	6.2	6.2	土壤液化 1 處
08	1923/05/04	烏山頭地震	23.100	120.525	8	5.5	5.4	土壤液化 1 處
09	1927/08/25	新營地震	23.275	120.325	10	6.2	6.2	土壤液化 11 處
10	1930/12/08	前大埔地震	23.275	120.425	9	6.0	6.0	土壤液化 11 處
11	1930/12/22	六重溪地震	23.300	120.450	5	6.2	6.2	土壤液化 3 處
12	1935/04/21	新竹臺中地震	24.350	120.817	5	6.9	7.2	土壤液化 55 處
13	1935/07/17	後龍溪口地震	24.600	120.700	30	6.0	6.0	土壤液化 8 處
14	1937/12/08	成功地震	23.000	121.375	5	6.9	7.1	土壤液化 3 處

15	1941/12/17	中埔地震	23.375	120.475	9	7.0	7.3	土壤液化 41 處
16	1946/12/05	新化地震	23.050	120.325	4	6.2	6.2	土壤液化 30 處
17	1951/10/22	花蓮地震	23.875	121.700	13	7.1	7.5	土壤液化 10 處
			24.125	121.700	11	7.0	7.1	
			23.800	122.075	43	6.9	7.1	
18	1951/11/25	玉里地震	23.275	121.375	35	7.0	7.4	土壤液化 10 處
19	1959/08/15	恆春地震	21.700	121.075	10	6.9	7.2	土壤液化 7 處
20	1964/01/18	白河地震	23.075	120.600	16	6.3	6.3	土壤液化 16 處
21	1972/04/24	瑞穗地震	23.500	120.425	4	6.7	6.8	土壤液化 6 處
22	1986/11/15	花蓮地震	23.975	121.833	15	6.8	7.3	土壤液化 4 處
23	1991/03/12	佳里地震	23.246	120.075	12	5.7	5.4	土壤液化 4 處
24	1994/06/05	南澳地震	24.462	121.838	5	6.5	6.3	土壤液化 5 處
25	1999/09/21	集集地震	23.853	120.816	8	7.3	7.6	土壤液化 66 處
26	1999/10/22	嘉義地震	23.519	120.423	17	6.4	5.8	土壤液化 6 處
27	2002/03/31	南澳地震	24.140	122.192	14	6.8	7.1	土壤液化 3 處
28	2002/05/15	蘇澳地震	24.651	121.872	9	6.2	6.1	土壤液化 1 處
29	2003/12/10	成功地震	23.067	121.398	18	6.4	6.8	土壤液化 3 處
30	2006/12/26	恆春地震	21.687	120.555	44	7.0	7.0	土壤液化 2 處
			21.970	120.420	50	7.0	6.9	
31	2010/03/04	甲仙地震	22.969	120.707	23	6.4	6.1	土壤液化 7 處
32	2016/02/06	美濃地震	22.92	120.54	15	6.6	6.5	土壤液化 29 處
33	2018/02/06	花蓮地震	24.10	121.73	6	6.2	6.2	土壤液化 33 處

震源參數參考鄭世楠等(2019, 2020)

收集的歷史地震土壤液化資料先整理成文字敘述，包括地震震源參數、地震災害概述、土壤液化位置(新、舊地名)、液化情形、參考文獻等。下列顯示表1中編號10：1867年12月18日基隆地震，以及表2中編號09：1927年8月25日新營地震，二筆地震文字敘述的範例：

10. 1867年12月18日10:00(同治六年十一月二十三日)基隆地震

1867年12月18日10:00(同治六年十一月二十三日)臺灣北部近海發生有災害地震，同時伴隨海嘯的發生，對應山腳斷層東北向延伸之海域部分(長40公里)的錯動，以八斗仔、金包里、三界壇為最嚴重災害中心，造成超過580人死亡。震央位置：25.34°N, 121.91°E，震源深度10公里，地震規模 $M_L=6.8$, $M_W=7.0$, $M_H=7.0$ 。1867年基隆地震有7處疑似土壤液化現象：

01. 新北市金山區萬壽里磺港海邊砂地(淡水廳金包里堡頂角庄磺港海邊砂地)，地裂、噴熱水，高三丈，連續三天。(岡本要八郎, 1913；Cheng et al., 2016)
02. 新北市金山區豐漁里(淡水廳金包里堡頂角庄水尾)，地裂、噴熱水，高三丈，連續三天。(岡本要八郎, 1913；鄭世楠等, 2012；Cheng et al., 2016)
03. 新北市金山區三界里三界壇(淡水廳金包里堡頂角庄三界壇)，鄰近地區地面少許下陷，多處發生龜裂。(岡本要八郎, 1913；鄭世楠等, 2012；Cheng et al., 2016)
04. 新北市金山區重和里磺溪頭(淡水廳金包里堡頂角庄磺溪頭)，鄰近地區地面少許下陷，多處發生龜裂。(岡本要八郎, 1913；鄭世楠等, 2012；Cheng et al., 2016)
05. 新北市萬里區大鵬里萬里加投(淡水廳金包里堡下萬里加投庄萬里加投)，地裂、稻田陷落3尺、噴熱水，噴出4丈高左右，地震後變成池塘，多數的民眾遭到燙傷，其中一人死亡。(Mackay, 1896；臺灣總督府民政部殖產局, 1912；岡本要八郎, 1913；鄭世楠等, 2012；Cheng et al., 2016)
06. 基隆市中正區平寮里臺船公司基隆總廠(淡水廳基隆海關前的地面)，附近地裂。(北華捷報/1868/01/08；Davidson, 1903；Cheng et al., 2016)
07. 臺北市萬華區(淡水廳大加蚋堡艋舺平原)，艋舺平原發生大地裂。(Dodd, 1888；Cheng et al., 2016)

09. 1927年8月25日新營地震

1927年8月25日凌晨02:09在臺南市新營區、鹽水區、白河區、柳營區、後壁區與東山區(新營郡)發生全島有感的災害地震，共造成11人死亡、19人重傷、63人輕傷，家屋全倒124戶、半倒164戶、大破383戶、小破417戶，非住家全倒90棟、半倒61棟、大破59棟、小破125棟。震央位置：23.275°N, 120.325°E，震源深度10公里，地震規模 $ML=6.2$, $MW=6.2$, $MH=6.7$ 。1927年新營地震有11處明顯的土壤液化現象：

0901. 臺南市新營區岸內里(臺南州新營郡鹽水街岸內)八掌溪東岸發生無數地裂，寬二三寸乃止五六寸，長二三間乃至十數間。方向大體與河流平行，同時噴出青黑色泥砂。噴出口堆積高一二尺圓錐型狀泥砂堆積如小泥火

山。震源距14.2公里，震度VI，沖積層6022，嘉南平原。(臺北測候所, 1927；府報第208號；臺灣總督府氣象臺, 1942)

0902. 嘉義縣義竹鄉義竹村(臺南州新營郡鹽水街岸內)八掌溪西岸發生無數地裂，寬二三寸乃止五六寸，長二三間乃至十數間。方向大體與河流平行，同時噴出青黑色泥砂。噴出口堆積高一二尺圓錐型狀泥砂堆積如小泥火山。震源距14.4公里，震度VI，沖積層6022，嘉南平原。(臺北測候所, 1927；府報第208號；臺灣總督府氣象臺, 1942)
0903. 嘉義縣義竹鄉義竹村(臺南州新營郡鹽水街岸內)八掌溪河道發生無數地裂，寬二三寸乃止五六寸，長二三間乃至十數間。方向大體與河流平行，同時噴出青黑色泥砂。噴出口堆積高一二尺圓錐型狀泥砂堆積如小泥火山。震源距14.6公里，震度VI，沖積層6022，河道。(漢文臺灣日日新報, 1927；臺北測候所, 1927；府報第208號；臺灣總督府氣象臺, 1942；鄭世楠等, 2012)
0904. 嘉義縣義竹鄉義竹村(臺南州岸內布袋庄間)的鹽水港製糖會社輕便鐵道線路中，八掌溪西岸岸內工場近軌道路堤防盛土數間，一二尺陷沒崩潰，一時汽車不能運行。震源距14.4公里，震度VI，沖積層6022，回填地。(臺北測候所, 1927；府報第208號；臺灣總督府氣象臺, 1942；鄭世楠等, 2012)
0905. 臺南市善化區六分里善化糖廠(臺南州新化郡六分寮臺灣製糖會社灣裡製糖所工場)曾文溪南岸，工場北約五六町數百甲步蕉園道路寬三間，路面發生大小無數龜裂，大的寬一尺延長十數間，多量泥砂噴出。震源距15.5公里，震度VI，沉積層6020，嘉南平原(臺北測候所, 1927；府報第208號；臺灣總督府氣象臺, 1942；鄭世楠等, 2012)。
0906. 臺南市善化區六分里善化糖廠(臺南州新化郡六分寮臺灣製糖會社灣裡製糖所工場)東西向軌條路旁水溝中多處龜裂噴泥。震源距17.1公里，震度VI，沖積層6020，嘉南平原。(臺北測候所, 1927；府報第208號；臺灣總督府氣象臺, 1942)
0907. 臺南市善化區六分里善化糖廠(臺南州新化郡六分寮臺灣製糖會社灣裡製糖所工場)園內甘蔗園道路多處龜裂噴砂。田畔間及園側排水路多量泥沙淤積排水溝，埋積延長達千五百間，水路遮斷，造成蔗園浸水達五十甲步。震源距16.9公里，震度VI，沖積層6020，嘉南平原。(臺北測候所, 1927；府報第208號；臺灣總督府氣象臺, 1942)
0908. 臺南市善化區(臺南州新化郡)曾文溪鐵道橋下河床砂地，發生大小地裂，泥砂噴出。震源距15.7公里，震度VI，沖積層6020，河道。(臺北測候所, 1927；府報第208號；臺灣總督府氣象臺, 1942；鄭世楠等, 2012)
0909. 臺南市柳營區(臺南州)急水溪鐵道橋下河床，發生數個小龜裂，噴砂。震源距10.1公里，震度VI，沖積層6020，河道。(臺北測候所, 1927)(府報第208號)(臺灣總督府氣象臺, 1942)
0910. 臺南市後壁區嘉田里八掌溪鐵道橋下河床，發生地裂。震源距18.6公里，

震度VI，沖積層6020，河道。(臺北測候所, 1927；府報第208號；臺灣總督府氣象臺, 1942)

0911. 嘉義縣布袋鎮新塭滯洪池(臺南州東石郡布袋庄新塭鹽田)，八掌溪河口新塭鹽田之田面地裂噴砂，震源距20.7公里，震度VI，沖積層6022，嘉南平原。(臺北測候所, 1927；府報第208號；臺灣總督府氣象臺, 1942；鄭世楠等, 2012)

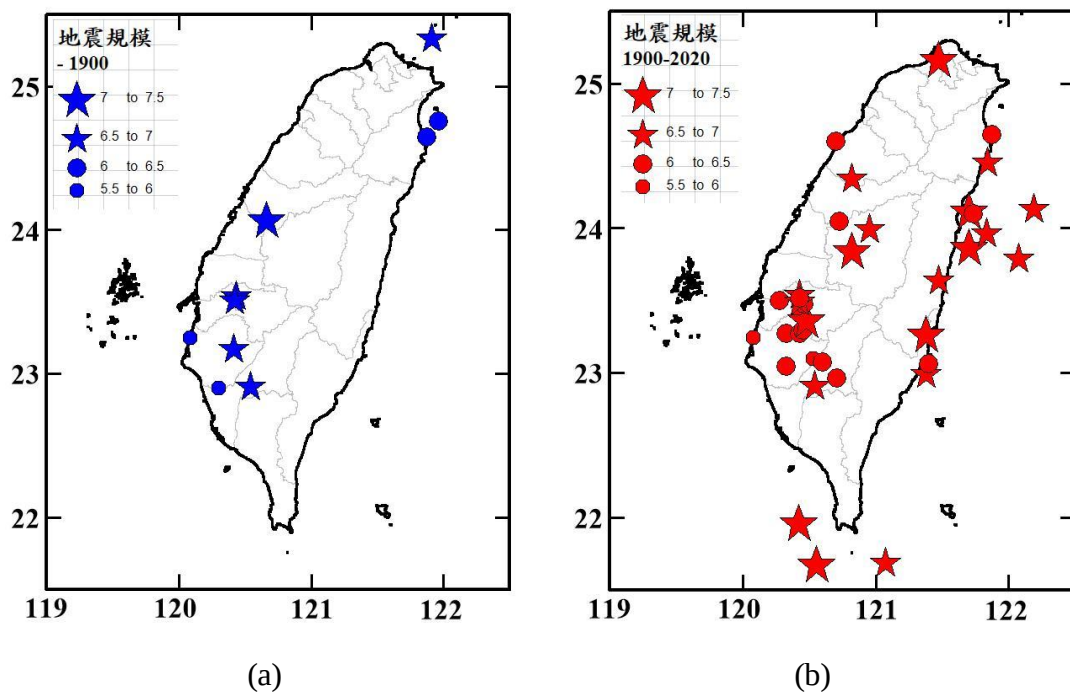


圖 3、臺灣地區伴隨發生土壤液化的歷史地震震央分布圖：(a). 1900 年以前發生土壤液化的 10 筆歷史地震震央分布；(b). 1900 年以後發生土壤液化的 33 筆歷史地震震央分布。

2.2 歷史地震土壤液化資料處理

應用地理資訊軟體—MapInfo 將整理歷史地震造成土壤液化可能位置建立在經建版 1/25,000 地形圖，參考中央地質調查所地質資料確認對應的地質與地形，建置的資料庫包括地震震源參數、土壤液化地點、土壤液化現象、地質與地形、對應震度、以及相關圖片與相片等，利用建置完成的資料庫並進行統計分析，以探討土壤液化的分布與特性。

1900 年以前歷史行政區界地圖主要是參考「臺灣歷史文化地圖系統」(中央研究院, 2003)，細部的行政區參考與臨時臺灣土地調查局(1904)與洪敏麟等(1959)整理的臺灣堡圖集。由於資料地點的描述較為籠統，建置的位置誤差也較大，但仍為重要參考資料。1900 年以後的資料先進行編號，以 4 位阿拉伯數字表示每一處土壤液化，前 2 位數字採表 2 所列之地震為編號依據，後 2 位數字以該地震造

成的土壤液化數進行編號。編號之土壤液化位置標繪在當時的地圖上(1904 年之 1/20,000 臺灣堡圖、1905 年之 1/100,000 臺灣地圖、1916 年 1/50,000 臺灣蕃地地形圖、1928 年 1/25,000 臺灣地形圖、1938 年 1/50,000 臺灣地形圖)，再轉換至內政部發行的 1/25,000 地形圖(經建版)。

2.3 土壤液化地質與地形

參照中央地質調查所地質資料(五萬分之一地層圖層與二十五萬分之一地層圖)確認土壤液化處的地質條件與地形狀況，依照臺灣五大地形：平原、盆地、臺地、丘陵與山地，同時考慮土壤液化較為敏感的河道(古河道)、回填地(包括港口、堤防、海埔新生地)等 7 項進行分類。圖 4 顯示 1935 年新竹臺中地震 55 處土壤液化建置情形，採用臺灣 TWD67 座標系統。圖中三角型符號為土壤液化位置，紫色、紅色、藍色分別為震度 VI、V、IV 級，底圖為中央地質調查所地質圖。圖右為土壤液化處的屬性資料。屬性欄位中 ID 為土壤液化處的編號、Event 顯示對應的地震、Inten 為對應的震度、Oname 為土壤液化處當時的地名位置、Nname 為土壤液化處現今的地名位置。地質狀況直接使用中央地質調查所臺灣地質資料整合查詢系統(<https://gis3.moeacgs.gov.tw/gwh/gsb97-1/sys8/t3/index1.cfm>)中五萬分之一地層圖或二十五萬分之一地層圖，查詢土壤液化處的地質與對應年代。

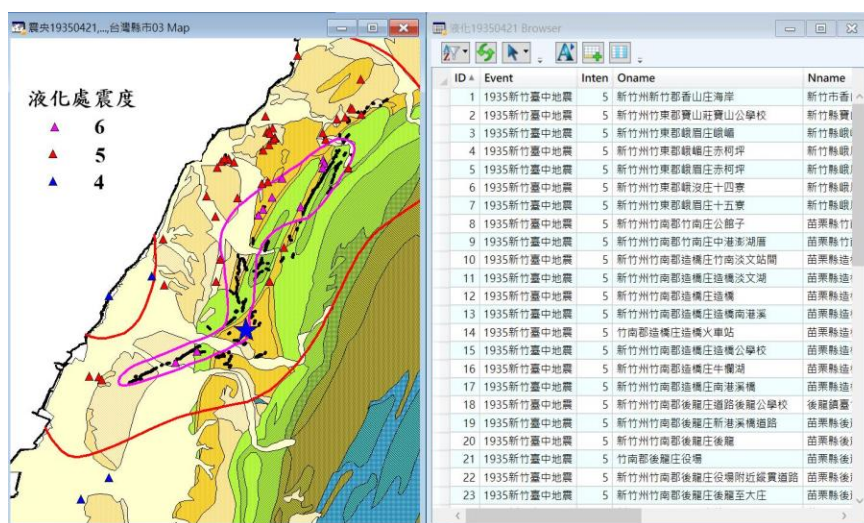


圖 4、1935 年新竹臺中地震 55 處土壤液化建置情形。

2.4 土壤液化資料庫建置

1900 年以前土壤液化資料建置較為簡略，除了前述文字敘述與表 1 資料外，建置在地理資訊的屬性資料項目包括編號(ID)、地震事件(Event)、舊地名(Oname)、現在地名(Nname)、土壤液化狀況(Remark)等。1900 年以後發生的土壤液化資料較為詳盡，除了文字敘述與表 2 資料外，建置在地理資訊的屬性資料包括編號(ID)、地震事件(Event)、震度(Inten)、舊地名(Oname)、現在地名(Nname)、震央距(震源距或斷層距)(Distance)、地質地形資料(Geo)、土壤液化狀況(Remark)，以及參考文

獻資料等。以 1959 年 8 月 15 日恆春地震為例進行說明，文字敘述包括地震震源參數、震災概述、土壤液化編號、位置、液化情形、震源距或斷層距、震度、地質地地形資料、對應圖片等；建置在地理資訊系統的空間、屬性與對應圖片資料如圖 5 所示。圖左為震央與土壤液化分布情形，紫色星形符號顯示震央位置，三角形符號為發生土壤液化處，旁邊的阿拉伯數字為土壤液化編號，底圖為中央地質調查所地質圖；圖下方為液化處屬性資料，包括土壤液化編號(ID)、地震事件(Event)、震度(Inten)、舊地名(Oname)、現在地名(Nname)、震央距(Distance)、地質地地形資料(Geo)、土壤液化狀況(Remark)等；圖左與圖上為對應的土壤液化圖片，檔案名稱 Dis1901、Fig1902、Fig1904、Dis1905、Dis1906 中”Dis”與”Fig”分別顯示手繪圖片與相片，”19”為對應表 2 中的地震(1959 年恆春地震)，最後 2 位阿拉伯數字顯示土壤液化的編號。

19. 1959 年 8 月 15 日恆春地震

1959 年 8 月 15 日 16:57 在恆春東南東方海底發生強烈的災害地震，臺灣全島及澎湖均有感，為南臺灣的屏東縣帶來了空前未有的損害，此次地震共造成 17 人死亡、33 人重傷、35 人輕傷，房屋全倒 1,214 棟、半倒 1,375 棟、大破 392 棟、破損 739 棟(包括 8 月 18 日餘震的災害，8 人受傷，房屋全倒 129 棟、半倒 63 棟)。震央位置：21.700°N, 121.075°E，震源深度 10 公里，地震規模 $M_L=6.9$, $M_W=7.2$, $M_H=6.8$ 。1959 年恆春地震引發的土壤液化共有 7 處

1901. 屏東縣滿州鄉港口村(屏東縣滿洲鄉港口村)港口溪口沿著茶山路與溪岸發生長約 300 公尺之地裂，走向 N70W，裂口最寬處 20 公分，深度約 3 公尺，西南側下沉約 10 公分，從裂縫中噴出泥水。震源距 42.3 公里，震度 V，沖積層 6020，河谷臺地。(有圖片 dis1901)(聯合報 1959/08/17；呂新民, 1960；鄭世楠等, 2012)
1902. 屏東縣滿洲鄉港口村臺 26 線海墘大橋(屏東縣滿洲鄉港口村港口大橋)鋼筋混凝土造，橋墩沉塌，橋板走動，部分橋面龜裂，橋墩發生裂縫。震源距 42.3 公里，震度 V，沖積層 6020，河道。(有照片 fig1902)(呂新民, 1960)
1903. 屏東縣滿洲鄉港口村(屏東縣滿洲鄉港口村)港口通往永靖的道路(新厝路)發生龜裂，且從裂縫中噴出泥水。震源距 44.1 公里，震度 V，階地堆積層 6060，河谷臺地。(聯合報 1959/08/17)
1904. 屏東縣滿洲鄉永靖村庄內路 37 號(屏東縣滿洲鄉永靖村舊公路 37 號)劉庚龍民宅前庭地裂，呈東北—西南走向，長 100 公尺、寬 3 公分、深 150 公分。震源距 45.8 公里，震度 V，階地堆積層 6060，河谷臺地。(有照片 fig1903、圖片 dis1903)(呂新民, 1960；鄭世楠等, 1999)
1905. 屏東縣車城鄉福興村(屏東縣車城鄉福興村)福興路 23 號米廠前發生南北向的地裂，從裂縫中噴出高達 2 尺(60 公分)的泥水，歷時 10 餘分鐘。震源距 57.7 公里，震度 V，沖積層 6020，恆春縱谷平原。(有圖片 dis1905)(聯合報 1959/08/27；呂新民, 1960；鄭世楠等, 2012)
1906. 屏東縣車城鄉福安村(屏東縣車城鄉福安村)高雄製鋼廠室內、外發生地裂，室外地裂處噴出泥水甚多(約有 3 臺消防車的量)，該廠大門右側發生

下沉約10公分，震源距57.7公里，震度V，沖積層6020，恆春縱谷平原。
(有圖片dis1906)(呂新民, 1960；鄭世楠等, 1999；鄭世楠等, 2012)

1907. 屏東縣車城鄉海口村(屏東縣車城鄉海口村)發生地裂，自海邊起約長1公里寬度最大1公尺，震源距59.6公里，震度V，沖積層6020，恆春縱谷平原。(呂新民, 1960)

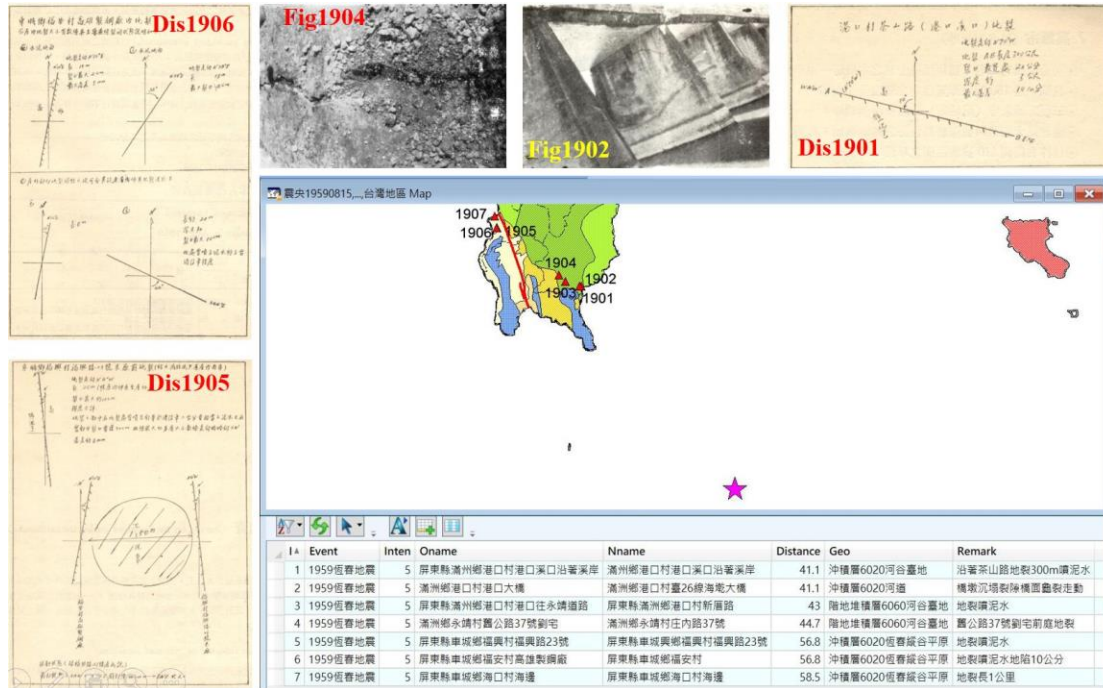


圖 5、1959 年 8 月 15 日恆春地震土壤液化建置情形。圖中三角形符號為土壤液化位置，符號旁阿拉伯數字為編號，右下為液化的屬性資料，左與上方為對應的圖片。

參、結果與討論

目前收錄得 43 筆地震伴隨發生 464 處土壤液化現象，其中 1900 年以前有 10 筆地震 20 處土壤液化：分別為 1655 年 1 月 21 日臺南地震 1 處土壤液化、1705 年夏天臺南地震 1 處土壤液化、1720 年 10 月 31 日嘉義地震 1 處土壤液化、1792 年 8 月 9 日嘉義地震 2 處土壤液化、1815 年 7 月 11 日宜蘭地震 1 處土壤液化、1816 年 9 月 21 日宜蘭地震 1 處土壤液化、1839 年 6 月 27 日嘉義地震 1 處土壤液化、1848 年 2 月 12 日彰化地震 1 處土壤液化、1862 年 6 月 7 日臺南地震 4 處土壤液化、1867 年 12 月 18 日基隆地震 7 處土壤液化(表 1)。1900 年以後有 33 筆地震 444 處土壤液化：分別為 1904 年 11 月 6 日斗六地震 7 處土壤液化、1906 年 3 月 17 日梅山地震 35 處土壤液化、1906 年 4 月 14 日鹽水港地震 12 處土壤液化、1908 年 1 月 11 日璞石閣地震 3 處土壤液化、1909 年 4 月 15 日臺北地震 3 處土壤液化、1916 年 8 月 28 日南投地震 8 處土壤液化、1916 年 11 月 15 日臺中南投地震 1 處土壤液化、1923 年 5 月 4 日烏山頭地震 1 處土壤液化、1927 年 8 月 25 日新營地震 11 處土壤液化、1930 年 12 月 8 日前大埔地震 11 處土壤液化、1930 年 12 月 22 日六重

溪地震 3 處土壤液化、1935 年 4 月 21 日新竹臺中地震 55 處土壤液化、1935 年 7 月 17 日後龍溪口地震 8 處土壤液化、1937 年 12 月 8 日成功地震 3 處土壤液化、1941 年 12 月 17 日中埔地震 41 處土壤液化、1946 年 12 月 5 日新化地震 30 處土壤液化、1951 年 10 月 22 日花蓮地震 10 處土壤液化、1951 年 11 月 25 日玉里地震 10 處土壤液化、1959 年 8 月 15 日恆春地震 7 處土壤液化、1964 年 1 月 18 日白河地震 16 處土壤液化、1972 年 4 月 24 日瑞穗地震 6 處土壤液化、1986 年 11 月 15 日花蓮地震 4 處土壤液化、1991 年 3 月 12 日佳里地震 4 處土壤液化、1994 年 6 月 5 日南澳地震 5 處土壤液化、1999 年 9 月 21 日集集地震 66 處土壤液化、1999 年 10 月 22 日嘉義地震 6 處土壤液化、2002 年 3 月 31 日南澳地震 3 處土壤液化、2002 年 5 月 15 日蘇澳地震 1 處土壤液化、2003 年 12 月 10 日成功地震 3 處土壤液化、2006 年 12 月 26 日恆春地震 2 處土壤液化、2010 年 3 月 4 日甲仙地震 7 處土壤液化、2016 年 2 月 6 日美濃地震 29 處土壤液化、2018 年 2 月 6 日花蓮地震 33 處土壤液化等(表 2)。圖 6 為 43 筆地震 464 處土壤液化分布圖，圖 6(a) 為 1900 年以前 10 筆地震 20 處土壤液化分布，圖 6(b)顯示 1900-2019 年 33 筆地震 444 處土壤液化分布，圖中紫色、紅色、藍色三角形符號分別為震度 VI 以上、V 與 IV 級。

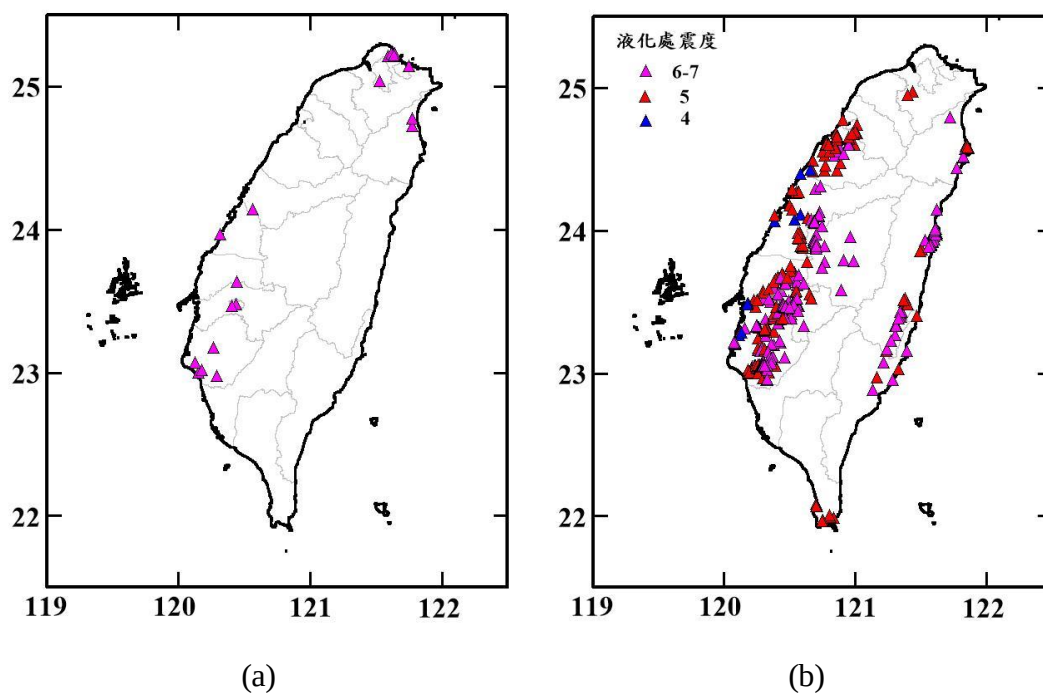


圖 6、臺灣地區伴隨歷史地震發生土壤液化的分布圖：(a). 1900 年以前 20 處土壤液化分布；(b). 1900 年以後 444 處土壤液化的分布。

依發生土壤液化處的地形，可區分為平原(包括河谷平原)、盆地、臺地(包括階臺地)、丘陵、山地、河道(包括古河道)與回填地(包括港口堤防海埔新生地)等 7 類。由 1900-2020 年 444 處土壤液化統計結果如表 3 所示。發生次數依序為；平原處發生土壤液化的次數最多，有 187 處佔 42.1%；其次為河道，有 132 處佔 29.7%；回填地有 42 處，佔 9.5%；盆地有 37 處，佔 8.3%；臺地有 24 處，佔 5.4%；丘陵

有 22 處，佔 5.0%；山地沒有發生。此結果與 Iwasaki (1982) 分析了數十個日本地震的土壤液化地質地形關係，結果稍有不同，Iwasaki (1982) 將日本土壤液化分為：A 類(現有河床、古河道、沼澤、新生地、谷地)最可能發生液化，B 類(沖積扇、天然土堤、沙丘、沖積平原、河灘、海灘、平原地) 可能發生液化，C 類(臺地、丘陵、山地)較不會發生液化。若依土壤液化處的地質年代分類，土壤液化發生在全新世地層的次數最多，408 處，佔 91.9%；其次為更新世地層 21 處，佔 4.7%；上新世地層 15 處，佔 3.4%。顯示土壤液化較易發生在地質年代年輕的地層。

表 3 1900-2020 年土壤液化次數與地形分類統計表

次序	地形	液化次數	百分比	備 註
1	平原	187	42.1	包括河谷平原與沖積扇
2	河道	132	29.7	包括古河道
3	回填地	42	9.5	包括港口、堤防、海埔新生地
4	盆地	37	8.3	
5	臺地	24	5.4	包括河階臺地
6	丘陵	22	5.0	
7	山地	0	0.0	

表 4、1900-2020 年土壤液化次數與地質年代統計表

代	紀	世	液化 次數	百分 比	備註
新生代	第三紀	全新世	408	91.9	沖積層、階地堆積層、臺南層、鹿港層
		更新世	21	4.7	紅壤化臺地堆積層、二重溪層、頭嵙山層、崎頂層大坑尾段、盆地堆積層、
	新近紀	上新世	15	3.4	六重溪層、卓蘭層、六雙層、錦水頁岩、隘寮腳層、
		中新世	0	0.0	
	古新紀	漸新世	0	0.0	
		始新世	0	0.0	
		古新世	0	0.0	

註：六重溪層與卓蘭層跨越更新世與上新世。

由 1900 年以後 33 筆地震 444 處土壤液化所在位置的震度，嘗試探討土壤液化與震度關係。由於震度 7 級是 2000 年 8 月 1 日公告啟用，在 2000 年之前只有 1994 年南澳地震與 1999 年集集地震有回推震度 7 級的區域，故本文將震度 6 級與震度 7 級合併計算。圖 7 顯示發生於震度 4 級區域的土壤液化有 11 處佔 2.5%、震度 5 級區域的有 182 處佔 41.0%、震度 6 級(含震度 7 級)區域的有 251 處佔 56.5%。發生在震度 4 級區域的土壤液化現象，均為規模較大的地震所引起，例如 1906 年梅山地震(2 處)、1935 年新竹臺中地震(4 處)、1941 年中埔地震(3 處)、1999 年集集地震(1 處)與 2010 年甲仙地震(1 處)，且均發生在鄰近震度 4 級與震度 5 級交界處附近，對應的加速度值將近 80 cm/sec^2 。而地震規模較小的 1991 年佳里地震所發生的土壤液化均為震度 6 級。此現象與「交通部中央氣象局地震震度分級表」(2000 年 8 月 1 日公告)中噴砂噴水土壤液化現象出現在震度 6 級(烈震)對應的加速度值 250 cm/sec^2 的描述有所差異。顯示地表最大加速度值(PGA)不是唯一能描述土壤液化的參數，振動時間可能是另一個重要參數。2020 年 1 月 1 日起實施新的震度分級，震度 5 級細分為 5 弱與 5 強、6 級細分為 6 弱與 6 強，並修改震度計算流程，對於震度 5 級以上，參考地表最大速度值(PGV)。修改土壤液化現象對應震度 5 強以上，對應的地表最大加速度值 $140\text{-}250 \text{ cm/sec}^2$ 以上，對應的地表最大速度值為 $30\text{-}50 \text{ cm/sec}$ 以上。由於 2020 年 1 月 1 日新震度分級實施以來，尚未發生土壤液化現象，雖然蕭乃祺(2020)以新制回推 1999 年集集地震、2016 年美濃地震與 2018 年花蓮地震的等震度分布圖，但本計畫考量資料前後一致性，震度仍採用 2020 年以前的震度分級制。

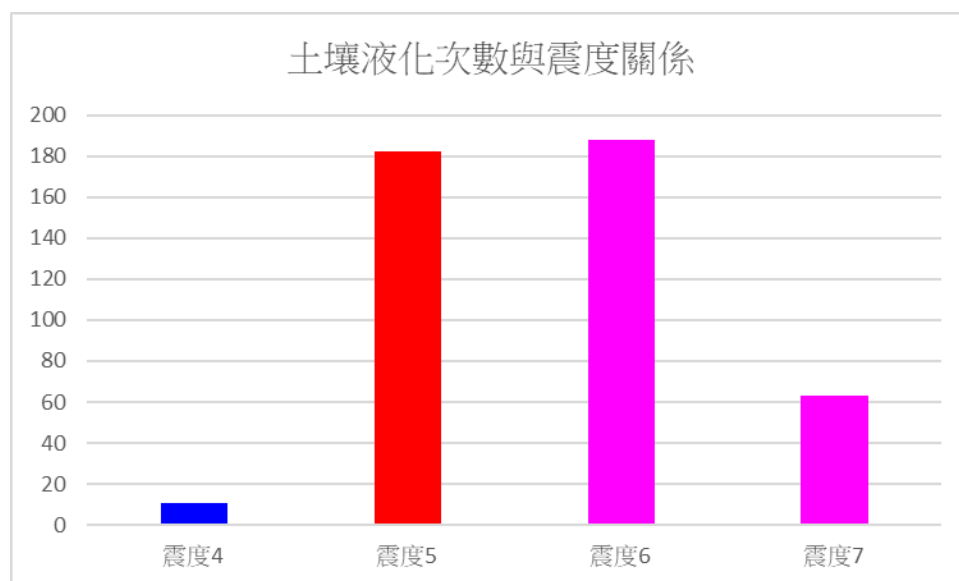


圖 7、臺灣地區 1900 年以後歷史地震發生土壤液化次數與震度關係圖。

地震能量越大影響土壤液化的範圍越大，應用前述資料庫中 1900 年以來 33 筆地震 444 處土壤液化探討地震規模與土壤液化處震央距離、震源距離(斷層距離)的關係。資料庫中震源距或斷層距(Distance 欄位)顯示有明顯斷層時則採用斷層距離，否則採用震源距離。圖 8(a)顯示地震規模與震央距離的關係圖，上圖為近震規模(M_L)與距離的關係：

$$E_{dis}(km) = 49.29 M_L - 249.82 \pm 5.06 \quad (1)$$

$E_{dis}(km)$ 為土壤液化處的震央距離，單位為公里，相關係數為 0.993；下圖為震矩規模(M_w)與距離的關係：

$$F_{dis}(km) = 33.65 M_w - 153.94 \pm 8.86 \quad (2)$$

$F_{dis}(km)$ 為土壤液化處的震源距離或是斷層距離，單位為公里，相關係數為 0.967。圖 8(b)顯示土壤液化處震源距離或斷層距離圖，上圖為近震規模(M_L)與距離的關係：

$$E_{dis}(km) = 53.49 M_L - 272.42 \pm 1.85 \quad (3)$$

$E_{dis}(km)$ 為土壤液化處的震央距離，單位為公里，相關係數為 0.999；下圖為震矩規模(M_w)與距離的關係：

$$F_{dis}(km) = 31.40 M_w - 139.45 \pm 11.81 \quad (4)$$

$F_{dis}(km)$ 為土壤液化處的震源距離或是斷層距離，單位為公里，相關係數為 0.917。

由於近震規模主要是以地震波週期為 0.1-1.0 秒的能量來推算地震的大小，對於地震規模大於 6.5 的地震開始出現飽和現象，而對大地震的描述較為不理想。震矩規模主要是反應週期大於 200 秒的地震能量，較適合大地震的描述。震源距或是斷層距對於地表振動影響的描述較震央具有較好的描述，故本文採用圖 8(b)中土壤液化處震源距離或斷層距離與震矩規模關係的關係。同時圖 8 清楚顯示地震規模越大，能夠引發土壤液化的範圍越大。

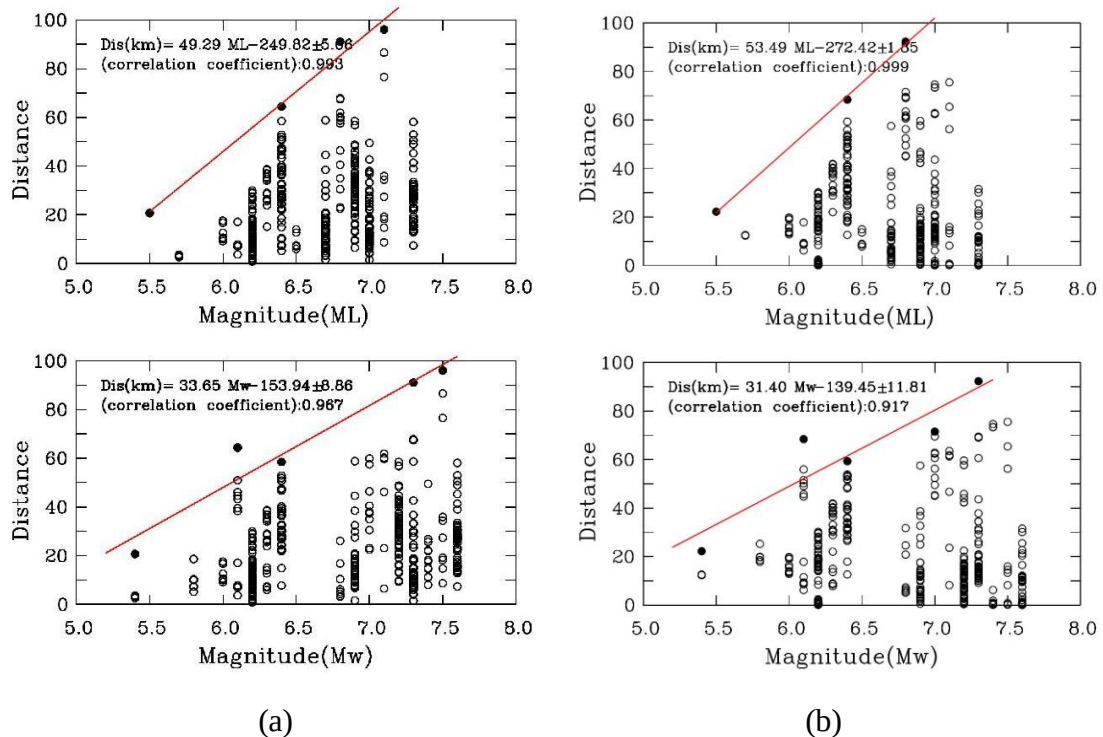
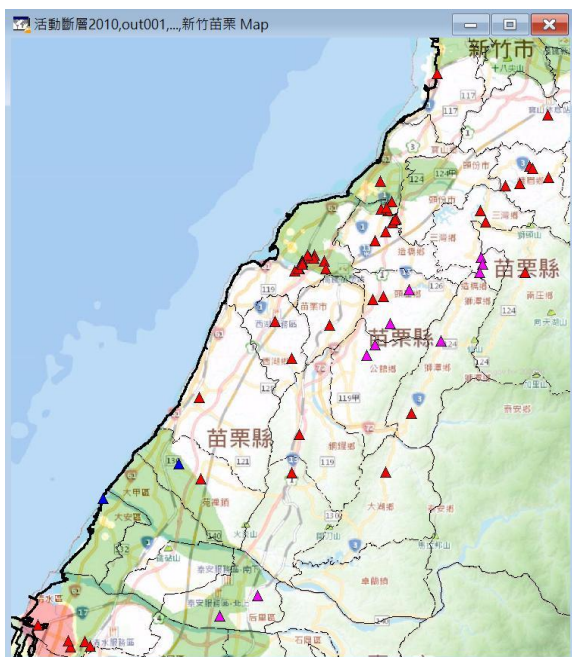
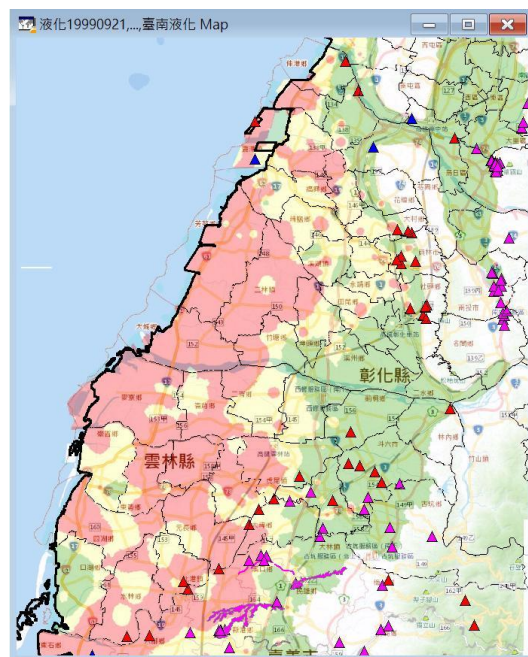


圖 8、1900 以後土壤液化距離與地震規模關係圖：(a). 土壤液化處震央距離與地震規模關係；(b). 土壤液化處震源距離或斷層距離與地震規模關係。

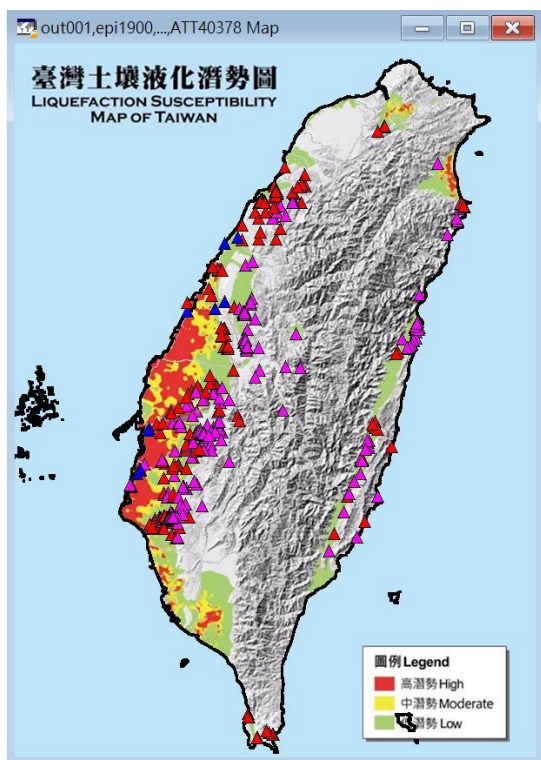
應用前述建置完成的土壤液化資料庫，套疊在臺灣地區土壤液化潛圖進行比對探討。圖 9(a)顯示 1900 年以來 33 筆地震 444 處土壤液化分布與臺灣初級土壤液化潛勢圖(中央地質調查所, 2019)套疊情形，其中臺北盆地僅有 1909 年 4 月 15 日臺北地震在盆地邊緣土城地區造成 3 處土液化(土壤液化潛勢低)，雖然 1867 年 12 月 18 日基隆地震在「艋舺平原」發生一疑似土壤液化，但位置沒有進一步描述。在東北部的宜蘭平原，顯示有高的土壤液化潛勢，但自 1900 年以來，雖有多次地震造成宜蘭地區震度高達 6 級，僅有 1986 年 11 月 15 日花蓮地震在宜蘭平原邊緣的礁溪鄉匏崙村發生 1 處土壤液化(土壤液化潛勢低)，雖然 1815 年 7 月 11 日與 1816 年 9 月 21 日宜蘭地震各在「蘭陽平原」發生 1 處土壤液化，但位置沒有進一步描述。花東縱谷平原之地質條件多為含砂礫石或卵礫石之地層，在臺灣初級土壤液化潛勢圖(中央地質調查所, 2019)中亦顯示為土壤液化潛勢低的地區(圖 9(b))。但 1908 年 1 月 11 日璞石閣地震、1937 年 12 月 8 日成功地震、1951 年 10 月 22 日花蓮地震、1951 年 11 月 25 日玉里地震、1972 年 4 月 24 日瑞穗地震、2003 年 12 月 10 日成功地震、2018 年 2 月 6 日花蓮地震等，均在花東縱谷平原地區發生土壤液化現象。尤其是在縱谷平原北段花蓮地區與縱谷平原中段瑞穗玉里地區，均有歷史地震重複發生土壤液化現象。由圖 9 的土壤液化套疊圖顯示，許多歷史地震引發的土壤液化位於未調查區(包括山區、臺地、海埔新生地、河岸兩側及面積較小的平地等)，其中又以新竹苗栗未調查區發生多處土壤液化最為顯著，如圖 8(c)所示。圖中土壤液化主要是 1935 年 4 月 21 日新竹臺中地震、1935 年 7 月 17 日後龍溪口地震所引起，其中後龍地區二次地震均在此地區重複引發土壤液化現象。圖 8(d)為彰化雲林地區土壤液化分布與初級土壤液化潛勢圖套疊情形，其中彰化縣西南與雲林縣西北地區均顯示為高液化潛勢區，但 1900 年以來尚未發現土壤液化現象；反而是在低液化潛勢區與未調查區有許多土壤液化現象。此現象與臺南市七股-佳里-安南區類似，高液化潛勢區而未發現土壤液化，說明震源位置也是土壤液化的重要因素之一。圖 10(a)為臺南地區 1900 以後土壤液化分布與臺灣地區初級土壤液化潛勢圖套疊情形，顯示土壤液化主要集中在新化區、永康區、安南區，呈現東北東—西南西走向，與新化斷層地走向一致，且大多發生在中、低潛勢區、未調查區內，包括 1906 年 3 月 17 日梅山地震、1906 年 4 月 14 日鹽水港地震、1946 年 12 月 5 日新化地震、1964 年 1 月 18 日白河地震、2010 年 3 月 4 日甲仙地震、2016 年 2 月 6 日美濃地震等所引發。圖 10(b)為土壤液化分布與臺南市中級土壤液化潛勢圖套疊情形，顯示中級土壤液化潛勢圖對應歷史地震造成的土壤液化分布較為合理，尤其是在新化區、新市區與永康區東北部等。但對於 1946 年 12 月 5 日新化地震與 1964 年 1 月 18 日白河地震，均在永康火車站鄰近地區與鹽水溪沿岸地區引發土壤液化處，在中級土壤液化潛勢圖中仍呈現中、低潛勢地區。綜合以上，顯示中央地質調查所「土壤液化潛勢圖」僅根據探井資料、經驗公式與統計的方式，推估的土壤液化潛勢分布仍有不足的現象。臺南市中級土壤液化潛勢圖除增加鑽孔數、其他地球物理探測結果外，並參考 2010 年甲仙地震與 2016 年美濃地震引發土壤液化現象，所得結果就較為合理。故歷史地震引發的土壤液化資料庫對於現在各縣市正在建置的中級土壤液化潛勢圖，或是未來修正版的土壤液化潛勢圖，具有相當重要的參考價值。



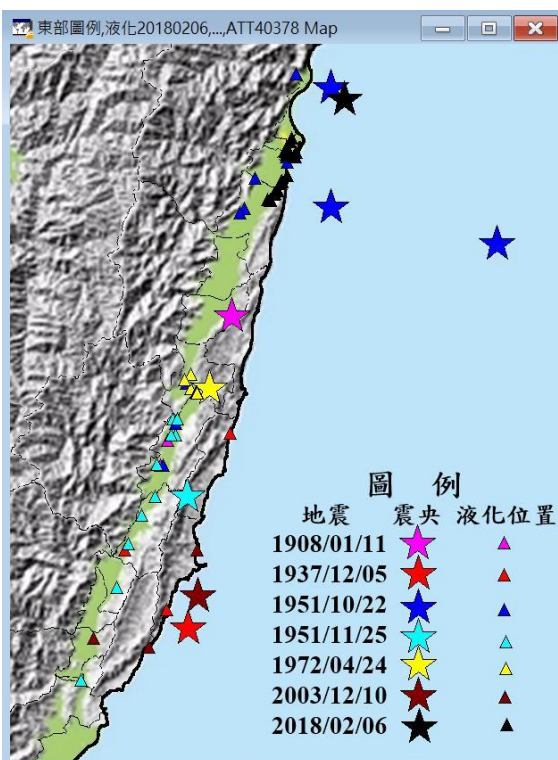
(c)



(d)

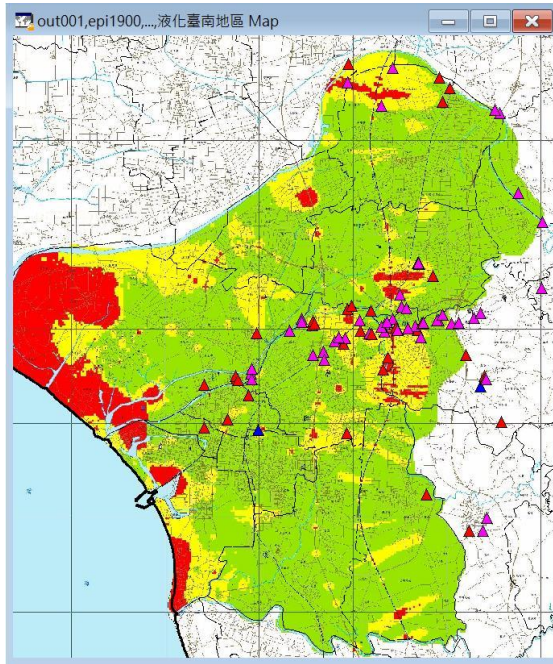


(a)

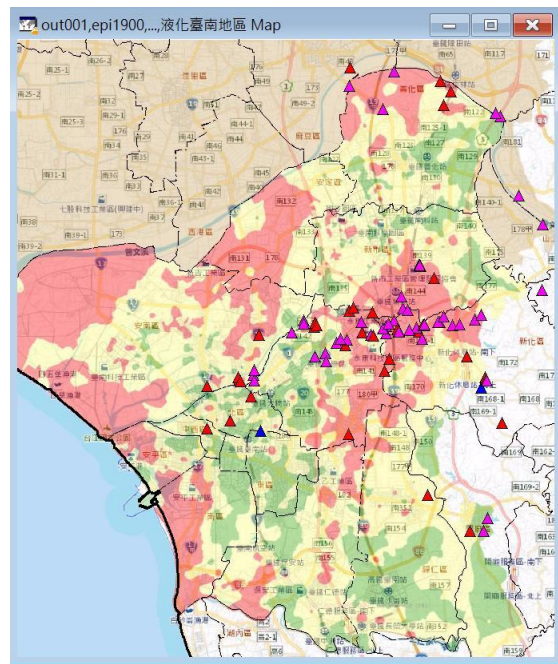


(b)

圖 9、臺灣地區 1900 以後土壤液化分布與臺灣初級土壤液化潛勢圖(中央地質調查所, 2019)套疊情形：(a). 全臺地區；(b). 東部地區；(c). 新竹苗栗地區；(d). 雲彰地區。



(a)



(b)

圖 10、臺南地區 1900 以後土壤液化分布與土壤液化潛勢圖套疊情形：(a). 土壤液化分布與初級土壤液化潛勢圖(中央地質調查所, 2019)套疊情形；(b). 土壤液化分布與中級土壤液化潛勢圖(臺南市政府, 2019)套疊情形。

肆、結論

1. 目前收錄得43筆地震伴隨發生464處土壤液化現象，其中1900年以前有10筆地震20處土壤液化，1900年以後有33筆地震444處土壤液化，結果建置成土壤液化資料庫。
2. 由1900年以後444處土壤液化處的地形統計分析結果；平原處發生土壤液化的次數最多，有187處佔42.1%；其次為河道，有132處佔29.7%；回填地有42處，佔9.5%；盆地有37處，佔8.3%；臺地有24處，佔5.4%；丘陵有22處，佔5.0%；山地沒有發生。依土壤液化處的地質年代分類，土壤液化發生在全新世地層的次數最多，408處，佔91.9%；其次為更新世地層21處，佔4.7%；上新世地層15處，佔3.4%。顯示土壤液化較易發生在地質年代年輕的地層。
3. 根據土壤液化資料庫的資料，嘗試探討土壤液化與震度關係。結果顯示發生於震度4級區域的土壤液化有11處佔2.5%、震度5級區域的有182處佔41.0%、震度6級(含震度7級)區域的有251處佔56.5%。顯示地表最大加速度值(PGA)不是唯一能描述土壤液化的參數，振動時間可能是另一個重要參數。地震規模越大，能夠引發土壤液化的範圍越大，震矩規模(M_w)與震源距離的關係：

$$F_{dis}(km) = 31.40 M_w - 139.45 \pm 11.81$$

4. 應用前述1900年以後土壤液化資料庫，套疊在臺灣地區土壤液化潛圖進行比對

結果顯示：臺北盆地僅有1909年4月15日臺北地震在盆地邊緣土城地區造成3處土液化(土壤液化潛勢低)，而高潛勢地區未發現土壤液化現象。在東北部的宜蘭平原亦有相同現象，僅有1986年11月15日花蓮地震在宜蘭平原邊緣的礁溪鄉匏崙村發生1處土壤液化(土壤液化潛勢低)。花東縱谷平原顯示為土壤液化潛勢低的地區，但多次地震均在花東縱谷平原地區發生土壤液化現象。尤其是在縱谷平原北段花蓮地區與縱谷平原中段瑞穗玉里地區，均有歷史地震重複發生土壤液化現象。許多歷史地震引發的土壤液化位於未調查區(包括山區、臺地、海埔新生地、河岸兩側及面積較小的平地等)，其中又以新竹苗栗未調查區發生多處土壤液化最為顯著，其中後龍地區有二次地震均在此地區重複引發土壤液化現象。彰化縣西南與雲林縣西北地區均顯示為高液化潛勢區，但1900年以來尚未發現土壤液化現象；反而是在低液化潛勢區與未調查區有許多土壤液化現象。此現象與臺南市七股-佳里-安南區類似，高液化潛勢區而未發現土壤液化，說明震源位置也是土壤液化的重要因素之一。臺南地區土壤液化主要集中在新化區、永康區、安南區，呈現東北東—西南西走向，與新化斷層地走向一致，且大多發生在中、低潛勢區、未調查區內，臺南市中級土壤液化潛勢圖對應歷史地震造成的土壤液化分布較為合理。

5. 綜合以上，顯示中央地質調查所「土壤液化潛勢圖」僅根據探井資料、經驗公式與統計的方式，推估的土壤液化潛勢分布仍有不足的地方。臺南市中級土壤液化潛勢圖除增加鑽孔數、其他地球物理探測結果外，並參考2010年甲仙地震與2016年美濃地震引發土壤液化現象，所得結果就較為合理。故歷史地震引發的土壤液化資料庫對於現在各縣市正在建置的中級土壤液化潛勢圖，或是未來修正版的土壤液化潛勢圖，具有相當重要的參考價值。

參考文獻

- 大森房吉，1906：臺灣地震調查一斑，震災豫防調查會報告，第54號，1-223(日文)。
- 川瀨二郎和鈴木宜三，1940：昭和 12 年 12 月臺東廳新港附近地震調查報告，驗震時報，第 11 卷，第 1 號，81-90(日文)。
- 中央研究院，2003，臺灣歷史文化地圖系統第一版，臺北。
- 方仁煜、方妙玉、岡四四亥，1947：民國 35 年 12 月 5 日臺南強震報告，臺灣省氣象所，61 頁(未出版)。
- 方豪，1969：二十世紀以前臺灣地震記錄彙考，方豪六十自定稿，上冊，臺北，693-737。
- 天僑新聞社，1964：臺灣嘉南大地震畫報，53 頁。
- 呂新民，1960：恆春地方烈震調查報告，臺灣省氣象所，65 頁。
- 呂新民、徐友鎔、施楠，1976：中華民國六十一年四月廿四日花蓮瑞穗強震調查報告，中央氣象局，82 頁。
- 洪敏麟、陳漢光、廖漢臣，1959，臺灣堡圖集，臺灣省文獻委員會編，臺北。
- 岡本要八郎，1913，同治年間に於ける金包里附近の地變，臺灣博物學會會報，第三卷，第十二號，168-169。(日文)
- 徐明同和呂新民，1969：臺南嘉義地方烈震調查報告，臺灣省氣象局，55 頁。
- 徐明同，1983：明清時代破壞性大地震規模及震度之評估，氣象學報，第21卷，第2期，33-40。
- 徐泓，1983：清代臺灣災害史料編彙，行政院國家科學委員會，防災科技研究報告72-01號，114頁。
- 徐泓，2007：清代臺灣自然災害史料新編，福建人民出版社，396頁。
- 東京帝國大學地震研究所，1936：地震研究所彙報別冊一昭和10年臺灣中部地震論文及報告，第3號，238頁(日文)。
- 臨時臺灣土地調查局，1904，臺灣堡圖，1/20,000地形圖，遠流出版公司1996複製版。
- 張麗旭、周敏、陳培源，1947：民國 35 年 12 月 5 日臺南之地震，臺灣省地質調查所彙刊，第 1 號，11-18。
- 臺北測候所，1919：臺灣中部大震報告，臺灣氣象報文，第六，1-57(日文)。
- 臺北測候所，1927：昭和二年八月二十五日南部地方烈震報告，昭和二年九月二十日，23 頁(日文)，收錄於鄭世楠等(1997)日據時期臺灣地區地震資料之整理。

- 臺灣總督府民政部總務局，1907：嘉義地方震災誌，臺北，428 頁(日文)。
- 臺北觀測所，1936：昭和10年4月21日新竹—臺中烈震報告，臺北，160頁(日文)。
- 臺灣總督府，1936：昭和10年臺灣震災誌，臺北，532頁(日文)。
- 臺灣總督府氣象臺，1942，昭和 16 年 12 月 17 日嘉義地方烈震報告，臺北，227 頁(日文)。
- 臺灣省氣象所，1952：1951 年地震報告，83 頁。
- 鄭世楠和葉永田，1989，西元1604年至1988年臺灣地區地震目錄，中央研究院地球科學研究所，IES-R-661，255頁。
- 鄭世楠、張建興、吳健富、葉永田、辛在勤，1997，日據時期臺灣地區地震資料之整理(I)、(II)，中央研究院地球科學研究所和中央氣象局，IESCR97-03、IESCR97-04，1,532頁。
- 鄭世楠、葉永田、徐明同、辛在勤，1999，臺灣十大災害地震圖集，中央氣象局與中央研究院地球科學研究所聯合發行，280 頁。
- 鄭世楠、江嘉豪、陳燕玲，2012，臺灣地區歷史地震資料的建置，中央氣象局地震技術報告彙編，第60卷，427-448。
- 鄭世楠、葉永田、溫國樑，2012：由歷史地震探討臺灣地區土壤液化的分布，中華民國第十一屆結構工程研討會暨第一屆地震工程研討會，臺中，9月5-7日。
- 鄭世楠、王子賓、許麗文、甘志文、張顥，2018：臺灣地區有災害地震資料整理與建置，中央氣象局地震 2017 年技術彙編，MOTO-CWB-106-E-08，647-691。
- 鄭世楠、王子賓、廖偉哲緯，2019：臺灣地區 1901-2000 年有災害地震資料整理與建置，中央氣象局地震 2018 年技術彙編，MOTO-CWB-107-E-06，427-475。
- 鄭世楠、王子賓、廖哲緯，2020：臺灣地區災害地震目錄地整理與建置，中央氣象局地震 2019 年技術彙編，MOTO-CWB-108-E-06，463-501。
- 臺灣總督府民政部殖產局，1912：大屯火山彙地質調查報文，102頁(日文)。
- 府報，第 208 號，昭和二年九月二十九日(日文)。
- 漢文臺灣日日新報，昭和二年八月二十七日，第四版。
- 聯合報，1959-08-17，第 4 版。
- Cheng, S. N., C. F. Shaw, and Y. T. Yeh, 2016: Reconstructing the 1867 Keelung Earthquake and Tsunami Based on Historical Documents. *Terr. Atmos. Ocean. Sci.*, Vol. 27, No. 3, 431-449, June 2016. doi: 10.3319/TAO.2016.03.18.01(TEM).
- Davidson, J. W., 1903: The island of Formosa, past and present. Macmillan & co., Kelly & Walsh, Id., London and New York.
- Dodd, J., 1888: Journal of a blockaded resident in north Formosa, during the

- Franco-Chinese war, 1884-5. Daily Press office, Hongkong, 229 p.
- Iwasaki, T., Arakawa, T. and Tokida, K., 1982: Simplified Procedure for Assessing Soil Liquefaction during earthquakes. Proceeding of the Conference on Soil Dynamics & Earthquake Engineering, Southampton, pp. 925-939.
- Lee, W. H. K., F. T. Wu and C. Facobsen, 1976: A catalog of historical earthquakes in China compiled from recent Chinese publications. Bull. Seism. Soc. Am., **66**, 2003-2016.
- Mackay, G. L., edited by J. A. MacDonald, 1896. From far Formosa, the island, its people and missions. Published by F.H. Reell Co. in New York, Toronto, 346 pp.
- Omori, F., 1907: Preliminary note on the Formosa earthquake of March 17, 1906. Bull. Imp. Earthquake Invest. Comm., 1, 53-69.
- Omori, F., 1908: On the Bokusekikaku and Basshisho (Formosa) earthquake of January 11, 1908. Bulletin of the Imperial Earthquake Investigation Committee, Vol.2, No.2, 156-165.
- The North China Herald and Market Report(北華捷報)/1868.01.08
- Tsai, Y. B., 1985: A study of disastrous earthquakes in Taiwan, 1683-1895. Bull. Inst. Earth Sciences, Academia Sinica, 5, 1-44.
- 蕭乃祺，2020：臺灣新地震震度分級制度，臺灣網路科教館，國立臺灣科學教育館，網址：
<https://www.ntsec.edu.tw/LiveSupply-Content.aspx?cat=6841&a=6829&fld=&key=&isd=1&icop=10&p=1&lsid=16214>
- 經濟部中央地質調查所/土壤液化潛勢查詢系統，網址：
<https://www.moeacgs.gov.tw/2019.htm>
- 臺南市土壤液化資訊網，網址：<https://www.liquid.net.tw/taianan/main/>
- 臺北市政府土壤液化潛勢查詢系統，網址：
<https://soil.taipei/Taipei/Main/pages/index.html>