計畫編號：113 保發-5.1-保-01-06-001(2)

以微地動及地震訊號快速評估大規模崩塌地之滑動特徵

Rapid Assessment of Sliding Characteristics of Large-Scale Landslide using Microtremor and Earthquake Records

執 行 單 位：國立成功大學

執 行 期 間：113 年 02 月 07 日至 113 年 12 月 31 日

計畫主持人 ：饒瑞鈞 教授

執 行 人 ：吳澄峰 博士

曾佳漢 助理教授（中國文化大學）

農業部農村發展及水土保持署 編印

中華民國 113 年 12 月

（本報告書內容及建議純屬執行單位意見，僅供本署施政參考）

以微地動及地震訊號快速評估大規模崩塌地之滑動特徵

摘要

本計畫主要探討微地動與地震訊號在評估邊坡滑動深度、方向及不穩定程度之適用性。為達此目的，我們選擇兩個測試場址進行地動資料的收集與分析：一為新北市石碇區大崙山順向坡，因過去已透過微地動之全面性調查，掌握其滑動特性，因此，選擇此區進行長期地動觀測系統的建置。自 2024 年 3 月 14 日在華梵大學內佈設兩套寬頻地震儀至今已完成 9 個月的資料收集作業。分析結果顯示，單站頻譜比在 2-6 Hz 間有兩個明顯的共振主頻，且放大倍率可達 5，代表此處地層上層為較鬆軟之崩積土，下層則為較堅硬的岩盤。另外，在 0402 花蓮地震發生後，觀測到明顯的土壤非線性效應，即共振主頻降低與放大倍率變小，且當連續發生多個地震，且最大地動速度達 0.1 cm/s 以上時，此現象將更容易發生。二為新竹縣尖石鄉梅花部落，此區長期存在邊坡滑動的問題，在農業部農村發展及水土保持署多年的調查及監測下，已大致掌握此地之邊坡滑動機制及劃分為 4 個滑動塊體。為瞭解現地地層之速度分布，我們選定梅花國小進行微地動陣列量測，所得速度構造結果顯示在深度 50-60 m 有一速度較大的變化，深度應

為下岩屑層與岩層之交界處，與滑動深度吻合。另外，為了解整個梅花地滑區之滑動特性，我們進行了大範圍的微地動單站量測，其主頻介於 2.17-4.98 Hz，且放大倍率介於 1.54-5.28，綜合顯示滑坡中心區域的滑動界面最深，且由中心往坡頂與坡趾遞減，與滑動塊體剖面所推測之滑動面變化趨勢相近。極化分析結果顯示，梅花地滑區目前趨於穩定，但有部分測站有較為明顯的極化現象，其方向主要為過去坡地之主要滑動方向，顯示這些測點仍須持續監測與追蹤。

關鍵詞：華梵大學、梅花地滑區、微地動、地震

Rapid Assessment of Sliding Characteristics of Large-Scale Landslides Using Microtremor and Earthquake Records

Abstract

This project aims to investigate the applicability of microtremor and earthquake signals in assessing the depth, direction, and instability of landslides. Two test sites were selected for data collection and analysis:

1. Dalun Mountain Dip Slope in Shiding District, New Taipei City:

As the sliding characteristics of this area have been previously grasped through comprehensive microtremor surveys, it was chosen to establish a long-term seismic monitoring system. Two broadband seismometers have been deployed at Huafan University since March 14, 2024, and nine months of data have been collected. The analysis results reveal two distinct resonant frequencies between 2-6 Hz in the single-station spectral ratio, with an amplification factor of up to 5. This suggests that the upper layer of the stratum at this location consists of loose colluvium, while the lower layer is composed of harder bedrock. A significant soil nonlinear effect was observed after the 0402 Hualien earthquake, characterized by a decreased resonant frequency and amplification factor. This phenomenon is more likely to occur when multiple earthquakes happen consecutively, with a peak ground velocity (PGV) reaching 0.1 cm/s or above.

2. Meihua Landslide Area in Jianshi Township, Hsinchu County:

This area has a history of landslides, and the Agency of Rural Development and Soil and Water Conservation has conducted years of investigation and monitoring to understand the landslide mechanism and divide the area into four sliding blocks. To comprehend the velocity distribution of the stratum, microtremor array measurements were taken at Meihua Elementary School. The resulting velocity structure indicates a significant velocity change at a 50-60 m depth, likely corresponding to the boundary between the lower detrital layer and bedrock, which aligns with the sliding depth. To understand the sliding characteristics of the entire Meihua landslide area, microtremor single-station measurements were conducted at 30 points, with frequencies ranging from 2.17-4.98 Hz and amplification factors ranging from 1.54-5.28. These results collectively indicate that the sliding interface is deepest in the central area of the landslide and decreases towards the top and toe of the slope, consistent with the sliding surface variation trend inferred from the sliding block profile. Polarization analysis results suggest that the Meihua landslide area is currently stable, although some stations exhibit more pronounced polarization, primarily in the direction of past significant sliding. These stations require continued monitoring and tracking.

Keywords: Huafan University, Meihua, Microtremor, Earthquake

目次

摘要 ..... **I**

Abstract ..... **III**

目次 ..... **V**

圖次 ..... **VII**

第一章　緒論 **1-1**

第一節　動機與目的 1-1

第二節　計畫目標 1-5

第二章　工作執行方法與步驟 **2-1**

第一節　工作執行方法 2-1

第二節　工作執行步驟 2-3

第三章　研究成果與討論 **3-1**

第一節　華梵大學之監測結果 3-1

第二節　梅花地滑區之分析結果 3-13

第三節　捷克高潛勢崩塌地之初步調查結果 3-34

第四章　工作進度與交付項目 **4-1**

第一節　計畫甘特圖 4-1

第五章　結論及後續工作重點 **5-1**

第一節　結論 5-1

第二節　後續工作重點 5-2

參考文獻 **參-1**

附錄 **附錄-1**

附錄一、期初審查會議紀錄暨回覆辦理情形 附錄-1

附錄二、期中報告書審查意見暨回覆辦理情形 附錄-2

附錄三、期末報告書審查意見暨回覆辦理情形 附錄-7

附錄四、大崙山順向坡長期觀測站每個月之單站頻譜比結果
.....附錄-10

圖次

圖 1-1 1990/01 至 2024/11 發生於台灣附近規模大於 5.5 之地震分布圖。震央資料來自臺灣地震與地球物理資料管理系統（CWA, 2012），藍色及紅色圓點分別代表華梵大學與梅花地滑區之位置 1-3

圖 1-2 華梵大學從事長期地動監測之位置（HFM1、HFM2 與 HFM3）與現地佈設照片。綠色與桃紅色三角形分別代表過去進行微地動陣列與單站量測位置（應變速率資料來源：TSENG *ET AL.*, 2021） 1-4

圖 1-3 梅花地滑區從事微地動陣列、單站、長期觀測站及 RTK 量測之測點分布與現地量測照片。地圖中 A-A’為邱奕峰等人（2020）此地進行滑動塊體調查之剖面位置 1-4

圖 1-4 捷克七個高潛勢崩塌場址之位置圖 1-5

圖 2-1 本計畫所採用儀器與常用地震儀之測試比對 2-3

圖 2-2 微地動陣列資料進行淺層速度構造計算之流程 2-4

圖 2-3 微地動單站資料進行地層共振主頻估算之流程 2-5

圖 2-4 利用微地動訊號探討崩塌地滑動方向與不穩定程度 2-7

圖 3-1 大崙山順向坡大地測量所得之滑動量與方向。HFM1、HFM2 與 HFM3 為本研究在華梵大學內從事長期地動監測之位置（滑移速率和位移量資料來源：Tseng *et al.*, 2021） 3-3

圖 3-2 HFM1、HFM2 與 HFM3 之一日單站頻譜比結果 3-3

圖 3-3 HFM1 測站收錄到 20240402 花蓮地震及其餘震之波形 3-4

圖 3-4 HFM2 測站收錄到 20240402 花蓮地震及其餘震之波形 3-4

圖 3-5 HFM1、HFM2 及 HFM3 測站自佈設後，收集約半個月之單站頻譜比隨時間之變化情形 3-8

圖 3-6 HFM2 測站之單站頻譜比日夜變化 3-9
圖 3-7 HFM1 測站 3/14-6/13 之單站頻譜比及極化方向隨時間之變化情形。綠色框為 HVSR 產生變化之兩個區段，下方為其放大圖 3-10
圖 3-8 HFM2 測站 3/14-6/13 之單站頻譜比及極化方向隨時間之變化情形。綠色框為 HVSR 產生變化之兩個區段，下方為其放大圖 3-11
圖 3-9 位於義大利利亞平寧山脈中部的 AQU 測站之長期 HVSR 結果與地震（Mw6.1）發生後之 HVSR 變化（Maurizio *et al.*, 2022） 3-12
圖 3-10 梅花調查區滑動塊體剖面圖（邱奕峰等人，2020） 3-14
圖 3-11 在不同時間下（20240402 與 0827）之頻散曲線分析結果 3-16
圖 3-12 梅花地滑區之微地動陣列所得之 S 波速度構造。黑色線為原始逆推結果，紅色線為根據梯度變化進行分層之結果 3-17
圖 3-13 梅花地滑區之微地動陣列中所有測點之單站頻譜比比對 3-17
圖 3-14 梅花地滑區經單站頻譜比分析所得之共振主頻分布 3-18
圖 3-15 梅花地滑區經單站頻譜比分析所得之放大倍率分布 3-18
圖 3-16 利用微地動資料所得之梅花地滑區滑動面深度分布 3-20
圖 3-17 梅花地滑區極化分析結果 3-21
圖 3-18 於 0402 花蓮地震主震發生後，短期資料收集所收錄之餘震震央分布。震央資料來自臺灣地震與地球物理資料管理系統（CWA, 2012） 3-23
圖 3-19 梅花地滑區坡頂、中心至坡趾位置測站所收錄之地震波形圖。上下分別代表不同地震規模（5.29 與 5.39）之波形 3-24

圖 3-20 梅花地滑區 21 個測站所收錄地震之 PGV 分布。上下分別代表不同地震規模（5.29 與 5.39）之結果，方框為 PGV 較大之區域..... 3-25
圖 3-21 PGV 較大測站（MH07、MH08、MH09、MH11、MH19 與 MH21）之在 0402 花蓮地震發生前、餘震期間及四個半月後之單站頻譜比結果。黑線代表地震發生前之 HVSR，紅線為餘震期間之 HVSR，灰色為地震發生四個半月後之 HVSR，紅色與灰色箭頭分別代表餘震期間與四個半月後之共振主頻位置..... 3-26
圖 3-22 梅花地滑區坡頂（MH13）、中心（MH19）與坡趾（MH01）位置在 0402 地震前、餘震期間及四個半月之後之極化分析結果..... 3-27
圖 3-23 MS01 測站於 8/28-10/29 之 HVSR 及極化分析結果..... 3-29
圖 3-24 MS02 測站於 8/28-10/29 之 HVSR 及極化分析結果..... 3-29
圖 3-25 MS03 測站於 8/28-10/29 之 HVSR 及極化分析結果..... 3-30
圖 3-26 MS04 測站於 8/28-10/29 之 HVSR 及極化分析結果..... 3-30
圖 3-27 在 0402 花蓮地震發生前後進行 RTK 量測，其水平向（上圖）與垂直向（下圖）觀測結果 3-32
圖 3-28 0402 花蓮地震發生後，10/30 於相同地點再次進行 RTK 量測，其水平向（上圖）與垂直向（下圖）觀測結果 3-33
圖 3-29 捷克四個高潛勢崩塌地之 HVSR 分析結果 3-37

第一章　緒論

第一節　動機與目的

台灣位於地震頻繁的環太平洋地震帶，自 1990 年至今，發生於台灣附近且規模大於 5.5 以上的地震就高達 224 個（圖 1-1），由於本島地形多山且氣候多變，導致崩塌地非常多，其中危及生命財產安全的崩塌地數量甚多，因此，如何針對一個高潛勢崩塌地進行快速與非破壞的評估，過去一直是減災與防災工程界努力的目標。微地動（microtremor）訊號因為在觀測上不受時間及空間的限制，在過去已被廣泛用來探討地層的層面位置與速度的分布，在量測上屬被動式方法，因施測期間不會對周遭環境造成影響，使得此方法在探討地層問題上更顯優勢。透過適當的量測規劃與資料分析，微地動最淺可以獲得 10 m 內之解析能力，而最深則可達數公里深。

過去，為探討微地動資料在偵測岩體滑動特徵之適用性，本計畫團隊（成功大學地科系、文化大學地質系與捷克科學院地球物理所）曾以新北市石碇區大崙山順向坡（圖 1-2）為測試場址，經由數小時至數天之微地動陣列與單站資料收集與分析，已成功獲得此順向坡整體之滑動特性，如：滑動深度、滑動方向及不穩定程度等，結果與已知觀測資料（傾斜管及大地測量）相符，顯示微地動資料分析可作為一快速掌握邊坡滑動特徵之有效方法。根據目前經驗，研究團隊列出未來兩年（113-114 年）擬解決之問題與研究目標：

一、地震或強降雨來臨時，塊體滑動行為是否仍然與微地動資料評估結果相符？且如何在這些事件發生時快速得知滑動特徵之顯著變化？

為探討此問題，選擇在大崙山順向坡中應變速率較高之位置（Tseng *et al.*, 2021），即位於華梵大學校園內之空心圓位置 HFM1 與 HFM3（圖 1-2），並在其東側不同滑動塊體上選定另一參考測點（HFM2），進行佈設長期微地動與地震監測系統。每個月將進行資料的收集與分析，經過長期（一年以上）之資料收集，可進一步得知在不同作用力下，滑動特徵之變化情形。這些經驗將作為後續建置遠端即時監控系統之參考。

二、台灣不同崩塌地之地動（微地動與地震）訊號表現是否相似？

新竹縣尖石鄉梅花部落長期存在邊坡滑動的問題，在水保局多年的調查及監測下，已大致掌握此地之邊坡滑動機制。因此，本計畫選擇在此地滑區進行大範圍的微地動陣列、單站量測與即時動態定位（Real Time Kinematic，RTK）（圖 1-3），根據滑動深度、方向及不穩定程度之評估結果，可作為後續進行長期觀測位置之選擇依據。另外，台灣仍有多處適合進行微地動全面性調查之地點（如：嘉義幼葉林、陽明交通大學陽明校區、廬山和清境地區...），未來將審慎評估後進行全面性的調查，用以探討各崩塌地滑動特性的差異。

三、捷克與台灣地區之高潛勢崩塌地的地動訊號表現的差異性？

在過去，本計畫團隊與捷克科學院已有諸多的討論與合作，今年 9 月 2 日至 12 日與捷克科學院岩石結構與力學研究所學者（Jan Klimeš 與 Ivo Baroň 博士）及其團隊，一同針對捷克七個高潛勢崩塌場址（圖 1-4）進行微地動調查。因行程安排與天候的因素，目前完成五個場址（Ondrejnik, Vaculov, Solan, Trebenice 及 Cereniste）之微地動調查，並已進行資料的初步分析。研究的

崩塌場址其岩性非常多樣化（包含：復理岩、砂岩、黏土岩及火山岩），且多半有地物（地電阻和井測）與樹輪年代探測（Dendrochronological definition）資料可供研究參考與比對。除提供雙方團隊一個良好之國際交流機會，並可藉以探討微地動量測方法在不同岩性下之適用性。在統整及歸納所有調查區之資料分析成果後，預期可作為未來制訂滑動潛能分級標準之參考。

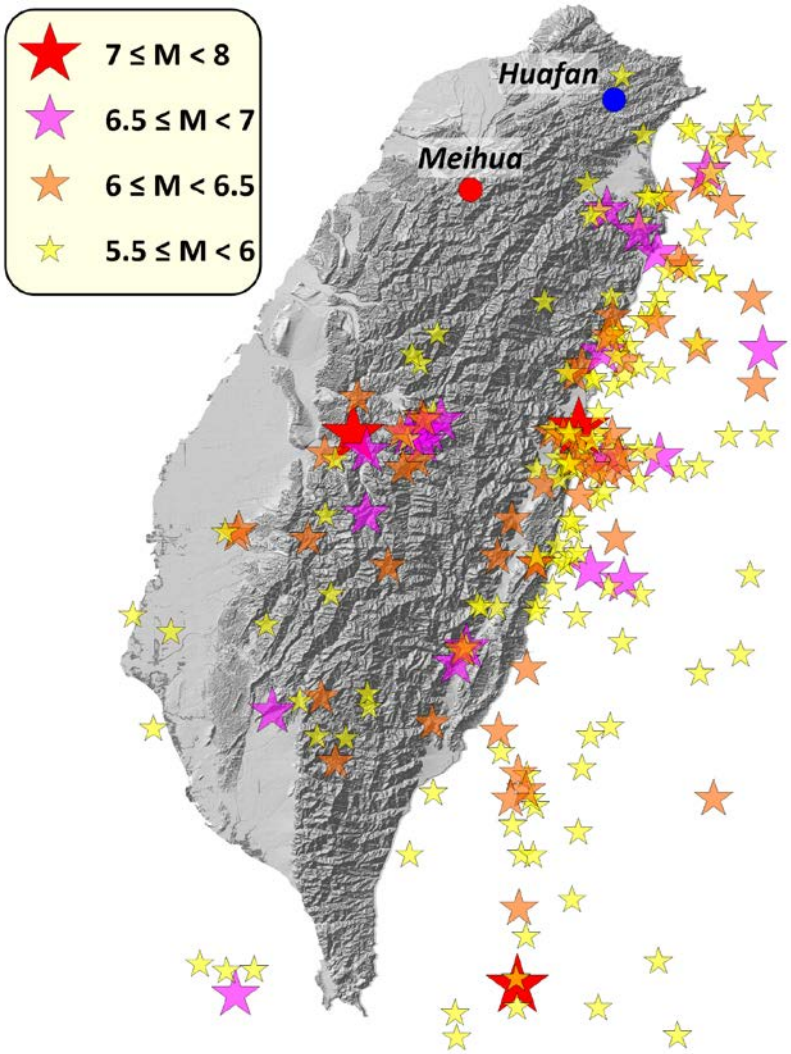


圖 1-1 1990/01 至 2024/11 發生於台灣附近規模大於 5.5 之地震分布圖。震央資料來自臺灣地震與地球物理資料管理系統（CWA, 2012），藍色及紅色圓點分別代表華梵大學與梅花地滑區之位置

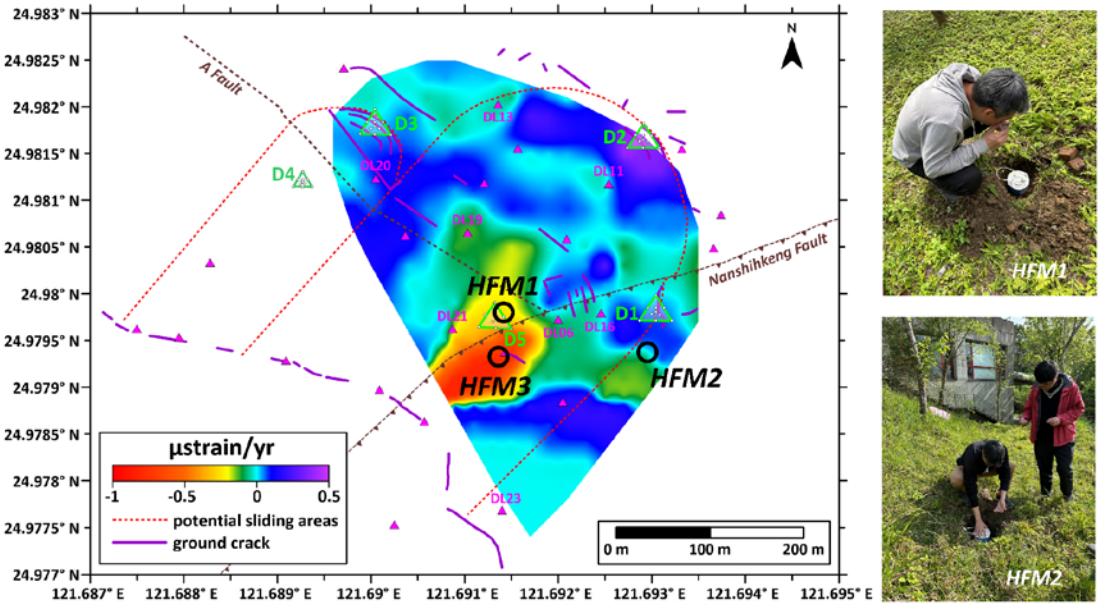


圖 1-2 華梵大學從事長期地動監測之位置(HFM1、HFM2 與 HFM3)與現地佈設照片。綠色與桃紅色三角形分別代表過去進行微地動陣列與單站量測位置（應變速率資料來源：Tseng *et al.*, 2021）

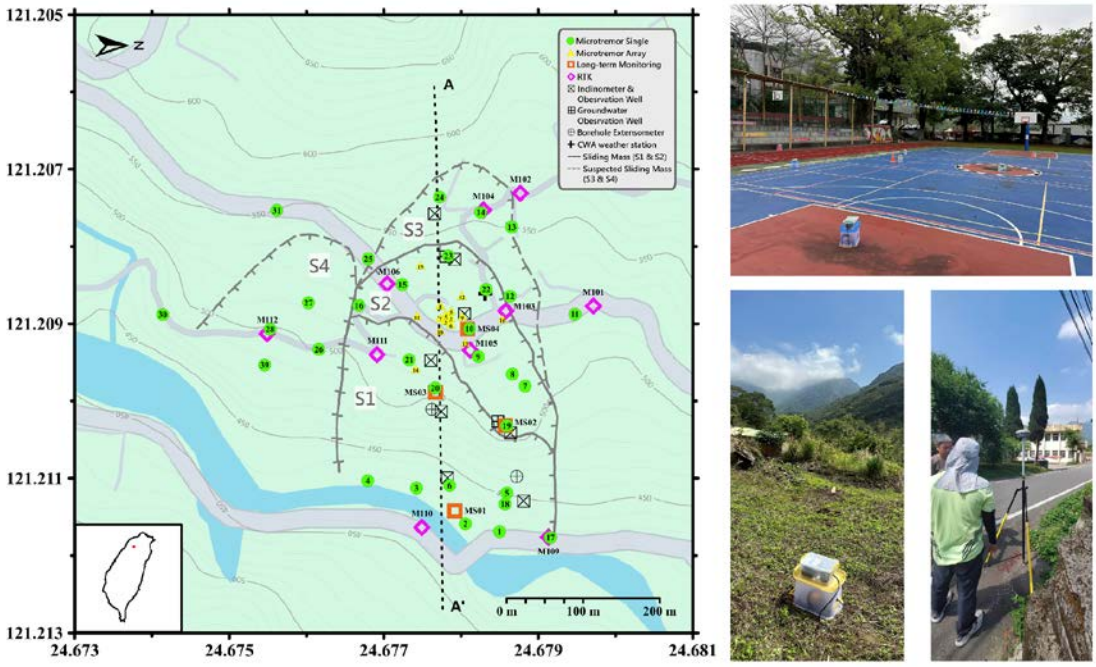


圖 1-3 梅花地滑區從事微地動陣列、單站、長期觀測站及 RTK 量測之測點分布與現地量測照片。地圖中 A-A'為邱奕峰等人（2020）此地進行滑動塊體調查之剖面位置

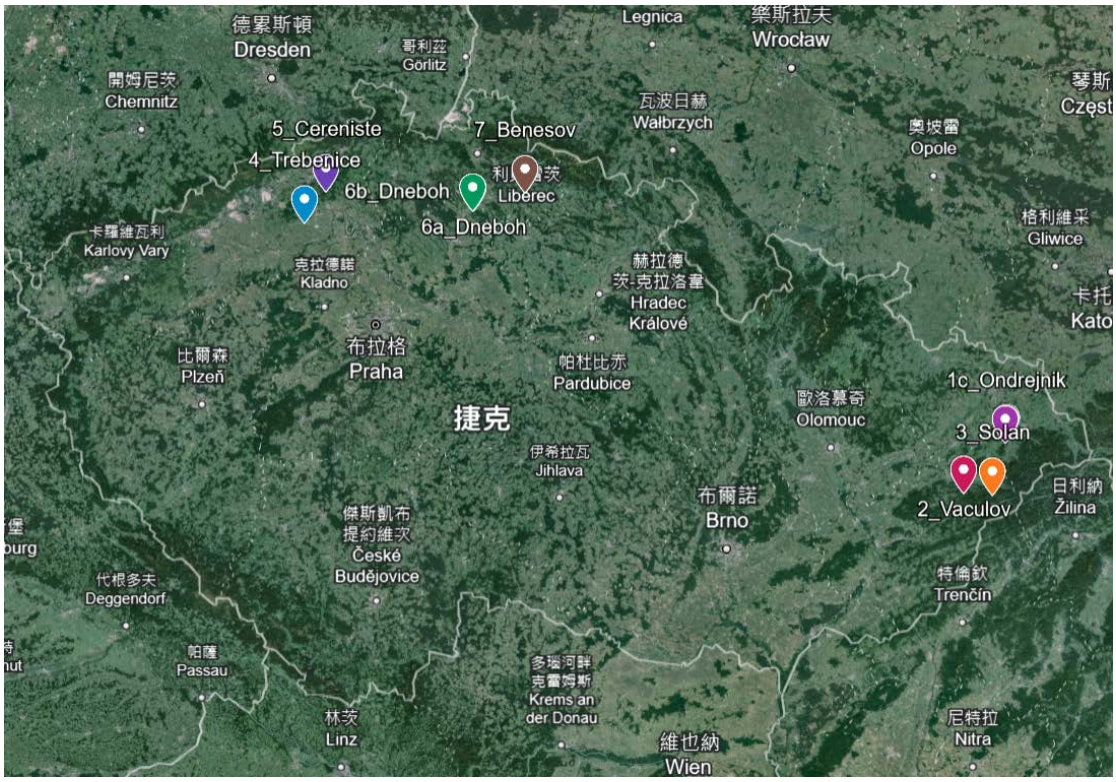


圖 1-4 捷克七個高潛勢崩塌場址之位置圖

第二節 計畫目標

一、全程目標

研究團隊以大崙山順向坡之微地動觀測經驗/成果為基礎，並綜合所有觀測資料（微地動、傾斜管與大地測量），選取高滑動潛勢之處進行長期地動觀測平台的建置，初期除進行資料的品質管控，亦透過觀測站收錄資料之穩定性與合適性評估，適時調整設站位置。未來將依此經驗從事即時資料解算與滑動特徵參數展示系統的開發，以達遠端觀測目的及做為未來災害警報之重要參考。再者，持續增加台灣地區大型崩塌地之微地動與地震觀測資料，計畫整合了成功大學地科系與文化大學地質系之研究能力，針對新竹縣尖石鄉梅花地滑區進行短/長期之密集微地動與地震資料收集，將根據短期分析結果，從事未來現地長期地動觀測系統的規劃。另外，於計畫期間，將與捷克科學

院密切討論所得結果之合理性、估算方法改善與論文發表。經上述調查區之資料歸納分析，未來將發展一個以地動資料評估滑動潛能之參考指標。

二、本年度目標

(一) 完成大崙山順向坡之長期微地動與地震觀測系統的建置，透過定期進行資料收集與分析，探討坡地之滑動特徵是否因大地震與強降雨事件而發生變化。

(二) 完成梅花地滑區不同滑動區塊之微地動單站與陣列量測，並進行滑動深度、方向及不穩定程度之評估。根據分析結果，建議可進行長期地動觀測之地點。

(三) 完成調查區其滑動特徵之綜合比較與討論。

(四) 已於 9 月前往捷克與捷克科學院的學者一同針對高潛勢崩塌區進行微地動資料收集，並進行資料的初步分析。台灣與捷克崩塌地之分析比較，將列為明年度（114 年）之工作重點。

第二章　工作執行方法與步驟

第一節　工作執行方法

一、微地動與地震觀測系統建置

研究團隊以大崙山順向坡之微地動觀測經驗/成果為基礎，由於大崙山順向坡目前已有微地動觀測之基礎，初步以此調查區作為地動觀測系統建置之範例，並將此經驗應用至梅花地滑區之監測系統的建置上。在觀測站的選址上，主要整合微地動、傾斜管與大地測量等資料，於高滑動潛能之處（位華梵大學內，圖 1-2）進行地震儀的設置，探討單站頻譜比（horizontal-to-vertical spectral ratio，HVSR）與極化方向（polarization direction）隨時間之變化情形。其中頻譜比可對應至滑動深度，而極化方向則反應滑動方向與穩定程度。未來可考慮將今年度的觀測結果，進行即時觀測系統之開發，即透過資料的回傳、解算與分析，並以網頁的方式呈現結果。當某一地震或強降雨事件發生時，透過此系統可快速掌握現地滑動特徵是否產生顯著變化，供後續進行發送警報之參考。

二、短期微地動與地震資料收集與分析

在大規模高潛勢崩塌地的探討上，今年主要針對梅花地滑區進行密集式之微地動調查，根據短時間的資料分析，包含單站頻譜比法（HVSR method；Nakamura, 1989）、陣列分析法（F-K method；Capon, 1969）與極化分析法（polarization analysis method；Burjánek *et al.*, 2010），預計可得知滑動深度、滑動方向與潛勢。未來將根據這些結果選取合適的地點進行長期觀測，待收集更多微地動與地震訊號後，對於此地之滑動特徵的描述將會更充分，後續將與大崙山順向坡結果進行比對

討論，評估微地動量測方法在不同場域（地質條件下）之適用性。

三、設備與量測參數

本計畫集結成功大學地科系與文化大學地質系之研究人力，以二套 SmartSolo 公司所出產之寬頻地震儀（IGU-BD3C-5）進行華梵大學之長時間觀測。為節省電力及資料儲存的空間，取樣率設定為 100 Hz，並於每個月定期至現場進行資料的收集，從 3 月 14 日佈設至今，已收集九個月的地動資料。在梅花地滑區短期之地動資料收集上，以 20 餘套 DiGOS 公司所出產之速度型地震儀（DATA-CUBE^3 配合 4.5 Hz HG-6 Geophone 三分量感震器）進行資料收集。由於在微地動陣列資料分析過程中，測站間的時間準確性極為重要，因此每台儀器皆提供一外接 GPS 天線進行時間的校正，另外以外接鋰電池方式進行供電，可維持至少 48 小時的穩定運作。再者，由於陣列的測站距最小約 5 m，若使用地震儀本身之 GPS 進行定位，誤差頗高，為獲得正確的陣列幾何，將使用 RTK 儀器進行座標量測。施測時，為提高量測資料的解析度，儀器的增益（gain）值將提高至 16 倍，取樣率為每秒 200 點。每一次量測的記錄時間皆超過 4 小時，以提供足夠且穩定的微地動訊號進行分析。為避免風直接吹向感震器及外界干擾而影響其表現，量測期間，我們使用整理盒罩住感震器作為防護措施，實際擺設情形可參閱圖 1-3。

過去為了解這兩套儀器之高、低頻性能，我們選擇在台南市有架設寬頻地震儀之位置（漁光島），將目前常用之地震儀進行比對測試（圖 2-1）。各組儀器之編號及型號分別為：YT00—Nanometrics 公司之 Centaur 紀錄器和 TC120-PH2 寬頻感震器）；YT01 為梅花地滑區所使用之 4.5 Hz HG-6 Geophone；YT02—SmartSolo 公司之 4.5 Hz

IGU-16HR 3C Geophone、YT03—為華梵大學所使用之寬頻 IGU-BD3C-5 地震儀。四種儀器在野外之埋設狀況如圖 2-1 所示，為比對各儀器之性能，我們進行四天的同步量測，並繪製機率譜密度（probabilistic power spectral density, PPSD）。各儀器 PPSD 在 0.2-50 Hz 相當一致，然寬頻儀器（YT00）可延伸至相當低頻，而本計畫所使用之兩種儀器，經比對可下探至約 0.2 Hz，對於坡地的地下構造應用上已相當足夠。

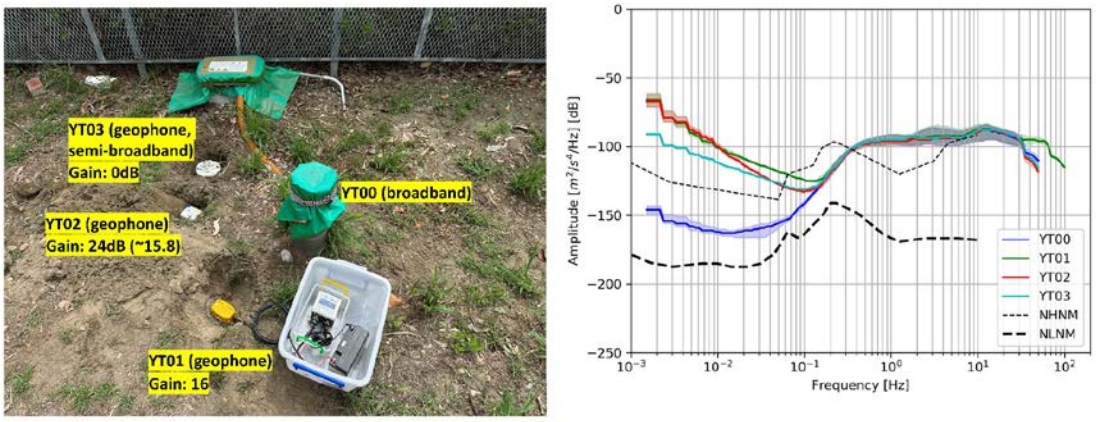


圖 2-1 本計畫所採用儀器與常用地震儀之測試比對

第二節 工作執行步驟

於此將進行微地動資料分析的步驟說明並說明各項分析所得結果之意涵。

一、微地動陣列資料分析

透過陣列分析法，可獲得每個陣列下方之表面波頻散曲線，並逆推速度構造（圖 2-2）。我們以 Geopsy 軟體（Wathelet *et al.*, 2020）進行 F-K 分析。分析時，以頻率作為擷取視窗（time window）長度之依據，即高頻和低頻分別使用較短及較長視窗作分析。經 F-K 分析後可獲得不同頻率之相速度值，將相速度資料進行篩選，並計算平均值和標準差即可得到最後之平均雷利波頻散曲線。利用陣列最小展距

（l）、最大展距（L）與波長（λ）之間的關係，可計算不同頻率（f）下合理之相速度值（C），我們可依此作為頻散曲線挑選之依據。為獲得地層之細微速度變化情形，本研究使用表面波逆推方法（Hermann, 1991）中的 differential 逆推技術來推估 S 波速度（V_S）構造。我們可以用以瞭解地層 V_S 隨深度之變化情形，並作為後續計算地層界面（如滑動面）深度之參考。

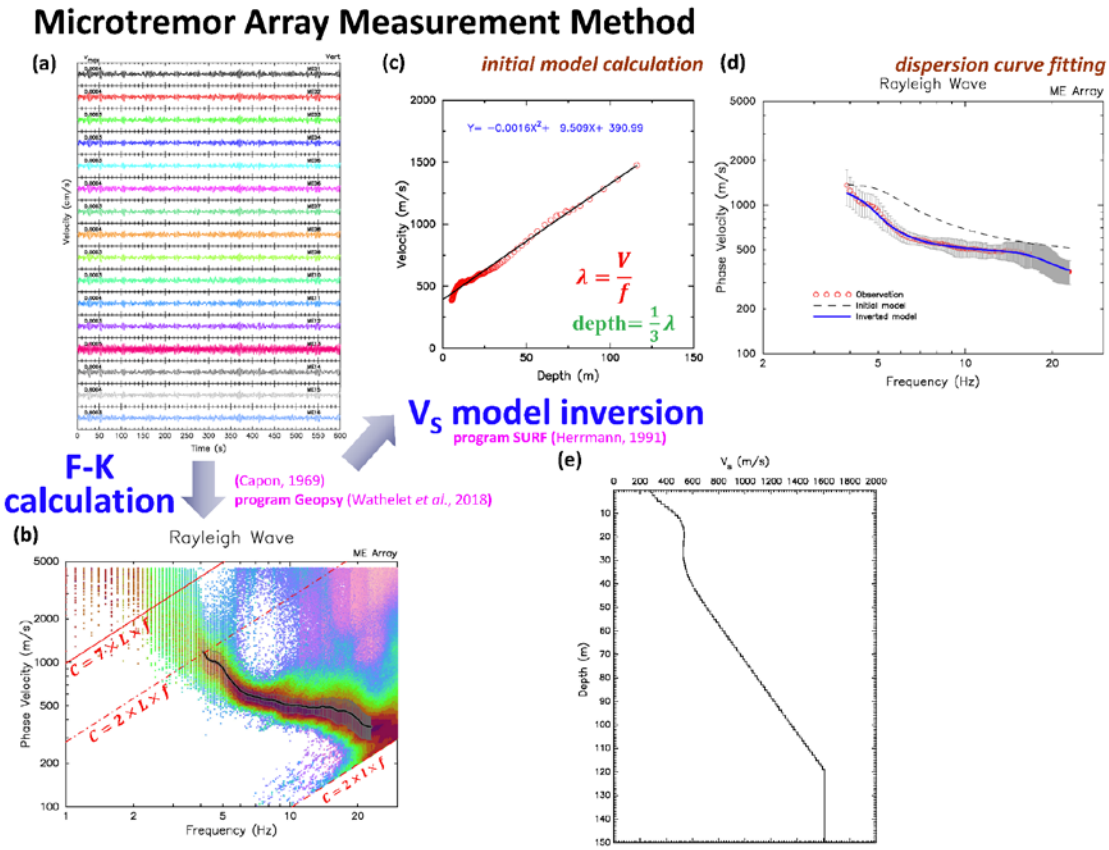


圖 2-2 微地動陣列資料進行淺層速度構造計算之流程

二、微地動單站資料分析

透過單站頻譜比法分析，將獲得每個場址之地層共振主頻及其放大特性（圖 2-3）。分析過程中，為增加分析樣本數，採用移動視窗（moving windows）方式，將截取的兩個視窗訊號重疊 50 %。另外，為避免訊號擷取後，產生突兀不連續的情形，於視窗擷取時，對視窗

兩側使用餘弦窗函數（cosine taper）作修邊。HVSR 計算過程中，為避免虛峰值的產生，採用頻寬 0.25 Hz 的 Hann 窗函數進行平滑化處理，最後利用上述陣列所得速度模型（V_S）及 HVSR 所得之共振主頻（f_0），我們可估算單站頻譜比所反應之主要地層界面（如滑動面）深度（H）。當主頻較高代表主要地層界面深度較淺，而較低主頻表示界面較深；當放大倍率較高代表上下地層速度對比明顯，如鬆軟土層對比岩盤，而較低則代表地層速度差異不大，可能上下地層性質相似。

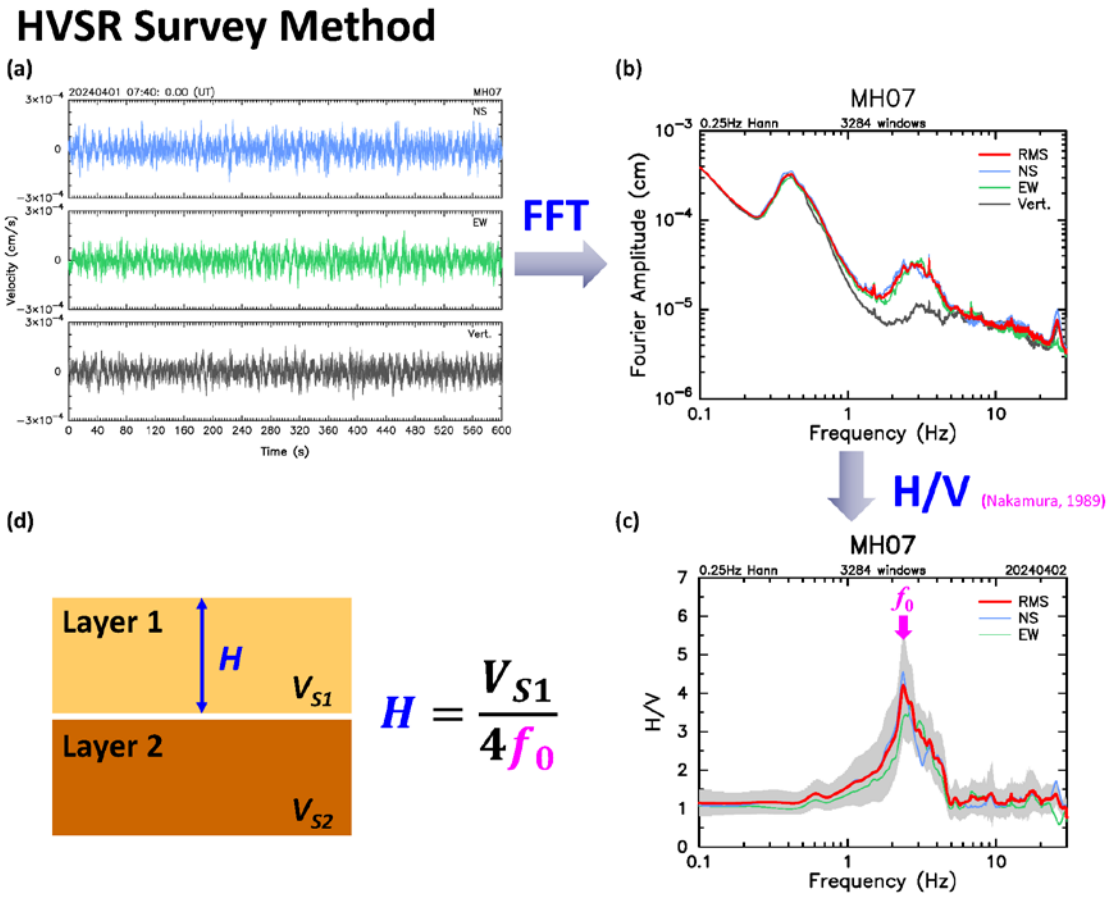


圖 2-3 微地動單站資料進行地層共振主頻估算之流程

三、微地動資料之極化方向分析

我們透過微地動三分量紀錄的極化分析來探討邊坡的穩定性問題，使用方法為 Burjánek *et al.*（2010）提出的時頻極化分析法（time–

frequency polarization analysis; TFPA）。該方法結合 Vidale （1986）的複極化法（complex polarization analysis）和連續小波轉換（continuous wavelet transform），並用橢圓的橢球率（ellipticity）、方位（orientation）和傾斜程度（tilt）來描繪每個時間段和頻率的地面粒子運動，如圖 2-4 所示，這三個極化參數可用三個角度值來描述：（1）橢圓率角（ellipticity angle; ε），其正切（tan（ε））為半短軸與半長軸長度的比值，又稱橢圓率。當橢圓率接近於 1 時，表示粒子接近圓形運動，當橢圓率接近於 0 時，表示粒子進行線性運動，而當橢圓率介於 0.3-0.4 之間時，表示可將該場址視為岩盤（Burjánek *et al.*, 2014）；（2）走向角（strike, ϕ），正北方向與半長軸間的夾角；（3）傾角（dip, δ），橢圓平面與水平面的夾角。由於這三個極化參數會隨著時間和頻率變化，因此對每個頻率建構極化參數隨時間變化之相對發生次數直方圖，並將結果以極座標圖呈現，來觀察該場址之極化特性、最大極化方向以及穩定性等。

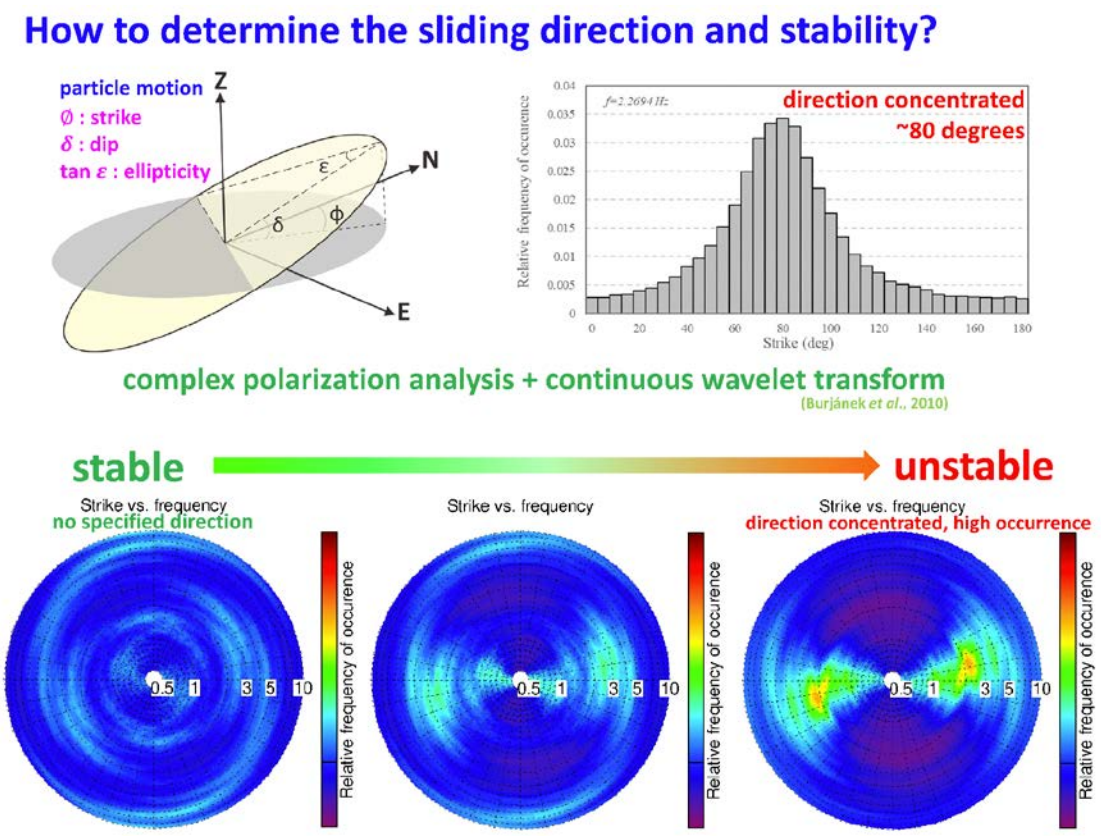


圖 2-4 利用微地動訊號探討崩塌地滑動方向與不穩定程度

第三章　研究成果與討論

第一節　華梵大學之監測結果

一、微地動與地震觀測系統建置

過去為調查大崙山順向坡之滑動行為，Tseng *et al.*（2021）曾透過大地測量方式進行監測，其中在華梵大學內之兩斷層交會處發現具有較大的滑移速率與位移量（圖 3-1），另外在東側滑動塊體上，其運動方向明顯與斷層交會處不同，在透過微地動的調查後，其觀測結果亦與大地測量相符。因此，若要以長期地動監測為目標，華梵大學是相當合適的測試場址。圖 3-1 中之 HFM1 與 HFM3 位置即為應變速率較高的地方，而 HFM2 因滑動方向與這兩測站不同，可作為一參考測站。HFM1 自 2024 年 3 月 14 日佈設以來，因其鄰近華梵大學圖書館與心境湖，一直存在人文活動的干擾訊號，因此於 6 月 13 日我們將此測站移動至更合適之地點進行觀測，並將新的測點命名為 HFM3，此測站恰位於滑坡中應變速率最高的位置（圖 1-2），作為長期觀測站應更加合適。目前 HFM1、HFM2 及 HFM3 各完成三個月、六個月及九個月的資料收集作業。

在地層特性的探討上，過去常使用單站頻譜比（HVSR）法進行分析。圖 3-2 為 HFM1、HFM2 與 HFM3 測站一日（24 小時平均）之單站頻譜比結果，HFM1 分別在 2-3 Hz 與 4-5 Hz 間存在明顯之共振主頻；HFM2 的共振主頻則位在 5-6 Hz 附近；新佈設之 HFM3 的共振主頻與 HFM1 類似，在 2-3 Hz 存在明顯之共振主頻，而 4-5 Hz 間的主頻則較不顯著。HFM1、HFM3 具有較高的放大倍率（4.7 與 4.5），HFM2 則較小（2.4），代表這兩處的地層特性截然不同，HFM1 與

HFM3 測站在滑動層面上方應覆蓋一層較鬆軟且厚之崩積土，而 HFM2 因共振主頻較高，崩基層厚度較薄，且可能與下層的速度差異不大，因放大倍率不高，代表速度對比較不明顯。

再者，HFM1 與 HFM2 更收錄到繼 1999 年集集地震之後，台灣近 25 年來最強的地震（20240402 花蓮地震，規模 7.2），我們將從收錄的主震及其餘震資料中，進行滑動特徵之變化探討。從 HFM1 與 HFM2 所收錄之 0402 花蓮地震之波形（圖 3-3 與圖 3-4）來看，主震 0402 地震振幅已達飽和，這現象在速度型或寬頻儀器遭遇強烈振動時非常容易發生，因為寬頻儀器靈敏度高主要用來偵測細微的振動。然僅主震有過飽和的問題，餘震事件皆未再發生此狀況。根據氣象署的資料，在收錄資料的期間內（3/14-6/13）台灣本島附近規模大於 4.5 以上之地震就高達 340 起，然多數為花蓮地震之餘震，因震央距多半超過 100 km，所以兩監測站所收錄之最大地動速度（peak ground velocity, PGV）值亦不高，為 1.17 cm/s（HFM1）與 1.35 cm/s（HFM2），地震於 04 月 22 日 18:33（UT）發生於花蓮壽豐鄉，規模為 6.22。在接下來的長期觀測資料中，將可看到地層因受到地震動的影響而產生擾動的現象。

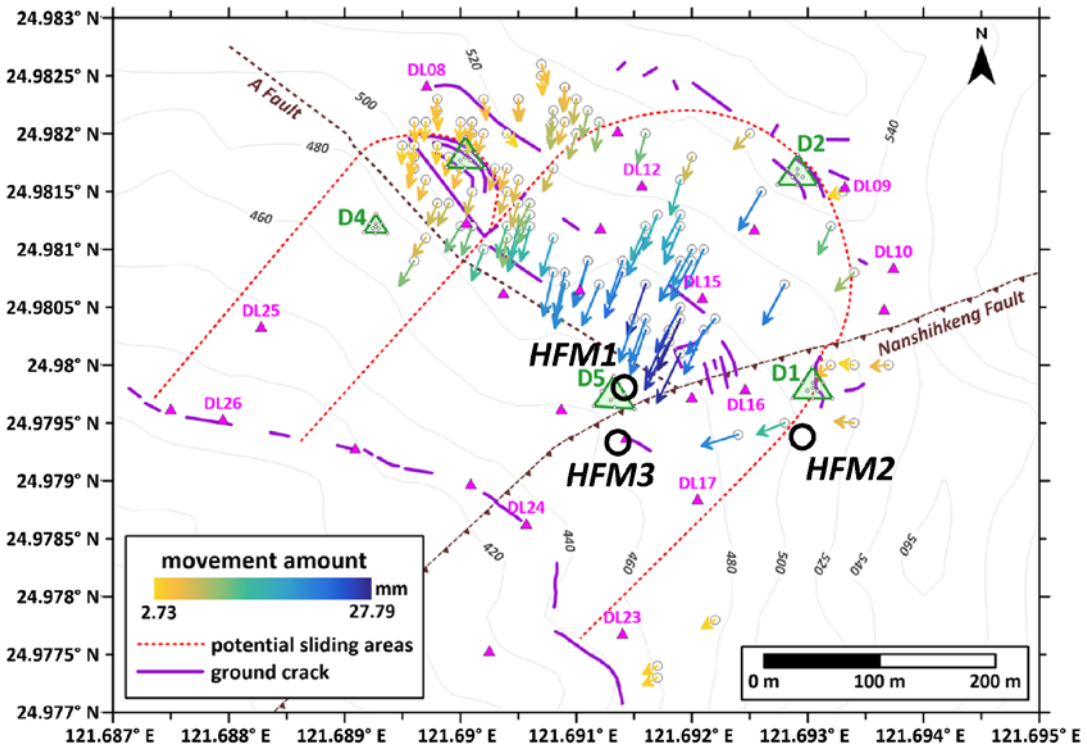


圖 3-1 大崙山順向坡大地測量所得之滑動量與方向。HFM1、HFM2 與 HFM3 為本研究在華梵大學內從事長期地動監測之位置（滑移速率和位移量資料來源：Tseng *et al.*, 2021）

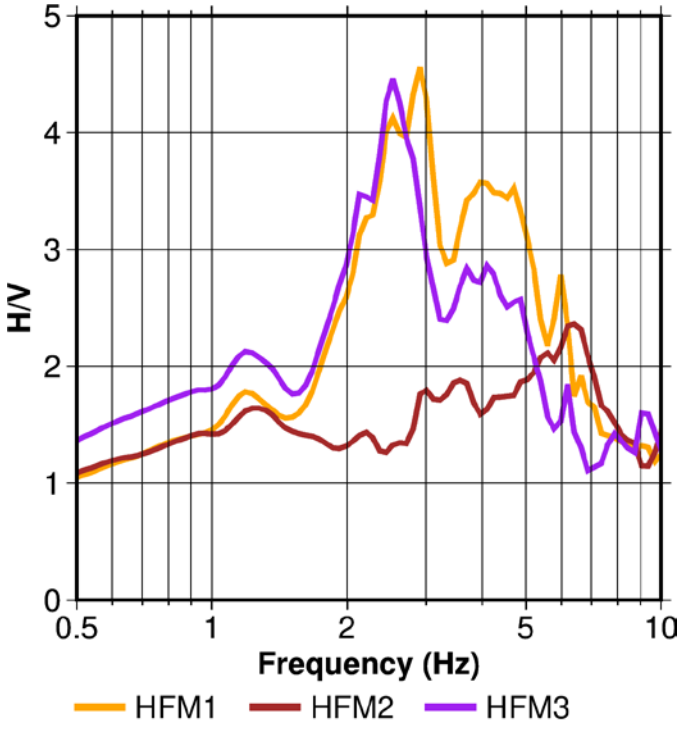


圖 3-2 HFM1、HFM2 與 HFM3 之一日單站頻譜比結果

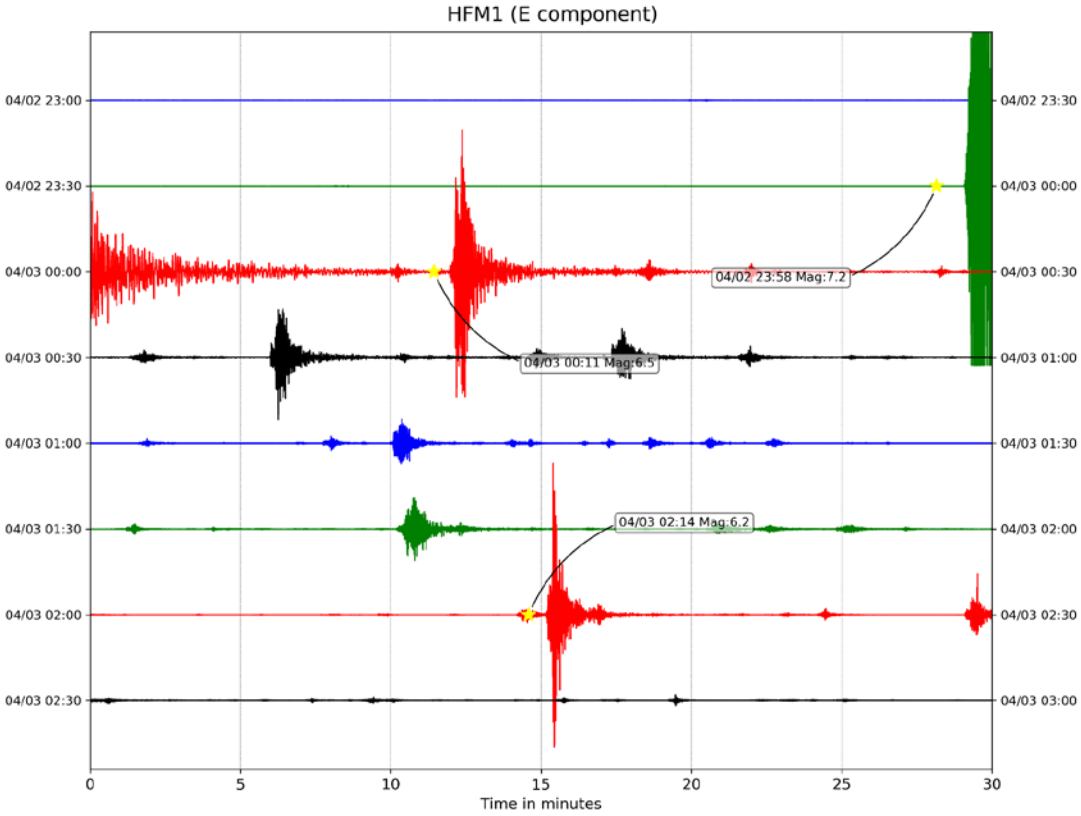


圖 3-3 HFM1 測站收錄到 20240402 花蓮地震及其餘震之波形

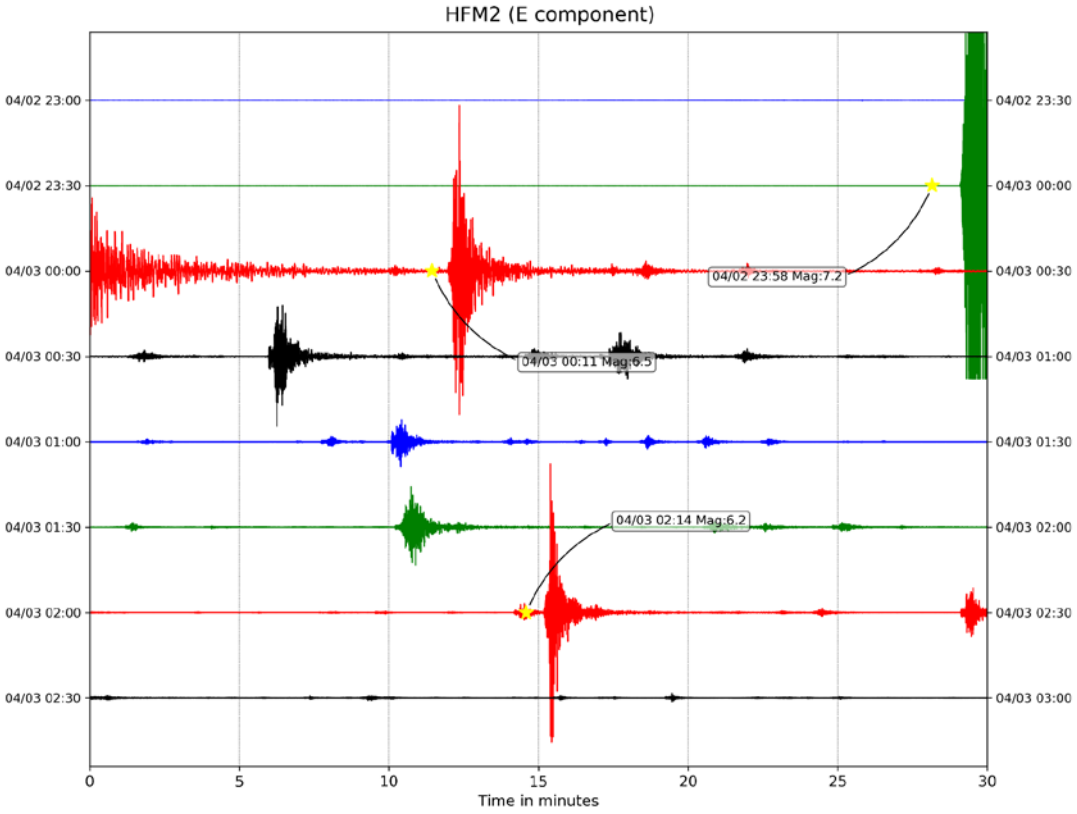


圖 3-4 HFM2 測站收錄到 20240402 花蓮地震及其餘震之波形

二、長時地動之觀測結果與解釋

從長時間的頻譜比結果中，我們將每 1 小時的資料進行 HVSR 的計算，並繪製出隨時間的變化，可從半個月的資料來初步瞭解資料的穩定程度（圖 3-5），而後續各測站每個月之 HVSR 結果請參閱附錄三。以前半個月的資料而言，各測站的共振主頻都相當穩定，其中，HFM1 在 2-3 Hz 存在明顯之共振主頻，並在 4-5 Hz 間放大倍率較高且有集中的現象，但此現象於 4 月 10 日之後則不明顯，猜測現地在初步佈設期間可能存在其他的干擾源；HFM2 的共振主頻則穩定的位在 5-6 Hz 附近，且有極明顯的日夜變化；與 HFM1 同樣位處滑坡應變速率較高處之 HFM3 測點，其共振主頻（2-3 Hz）相當穩定，幾乎沒有變化，而 4-5 Hz 間偶有零星的放大，由於 HFM1 與 HFM3 兩測站相當接近（距離約 50 m），推測 HFM1 於 4-5 Hz 間之集中放大現象可能為外部訊號干擾所致。於此，以 HFM2 測站說明 HVSR 中明顯的日與夜振幅變化情形（圖 3-6），圖中紅色與藍色線分別代表台灣時間 07：00-17：00 及 17：00-隔日 07：00 之每一個小時的 HVSR 結果。當白天人文活動（交通、工程、...）頻繁時，相較於安靜時段，放大倍率可成長 1.5 倍，然共振主頻的位置日與夜並無太大變化。造成放大倍率的日夜變化初步猜測可能與 HFM2 的主頻較高（代表界面層深度較淺），易受區域的振動所影響。

接著，我們探討因地震所導致共振主頻之變化。圖 3-7 與圖 3-8 顯示，在 0402 花蓮地震發生後，在 HFM1 有放大倍率突然降低之現象，HFM2 除放大倍率降低外，主頻更突然驟降，由原來 5.5 Hz 降至 4.1 Hz，其變化率達 25％，這應可解釋為土壤的非線性效應，這在模擬土壤動態載荷的岩土工程模型中很常見：隨著輸入強度增加，阻尼

會增加，剪切波速度則降低（Wen *et al.*, 2006）。由於 0402 主震後，較大餘震仍持續發生，此非線性效應雖持續，但由於振動力漸小，自主震發生後，地層共振特性於 6 天內漸漸回復至原來的狀態。同樣觀察到此非線性效應之時間點為發生 04 月 22 日 09:09（UT）之地震（規模 4.55）後，後續因 1 天內有更大地震持續發生，其中 PGV 超過 0.1 cm/s 之地震共 20 個，但較大地震結束後一至二天，主頻便回到原始狀態。從上述兩個明顯觀測到主頻改變之區間，可發現當有一群地震持續發生，且 PGV 值達 0.1 cm/s 以上，此時將有很高的機會產生土壤非線性效應。此外，在 0402 花蓮地震發生前（3/29）、餘震期間（4/3）及地震發生兩週之後（4/17），極化方向是否因外力的作用下而產生顯著的變化？在餘震期間，雖然方向性變得較為複雜，例如 HFM1 在 2 Hz 附近有新的方向性集中，而 HFM2 在 3-4 Hz 間的方向性因地震而有增強的現象，然而，這些現象並未持續，在地震發生兩週後，極化方向逐漸恢復至原來的狀態，顯示地震帶來的短期擾動效應逐漸消退。觀測結果顯示，地震前後該區域的滑動特徵與穩定性參數並未發生明顯變化。

Maurizio *et al.*（2022）曾分析兩個（AQU 與 NRCA）位於義大利亞平寧山脈中部的長期監測站資料，其指出在強烈地震後，HVSR 會發生突然的變化，主頻會顯著下降（減少 7-10％）。在這種突然下降之後，主頻會在幾個月至幾年的時間內慢慢恢復到初始值。對於強烈地震後的頻率變化，他們解釋為淺層速度變化所致。圖 3-9 為 20090406 L’Aquila 地震（Mw6.1）地震發生後，主頻自 4.35 下降至 3.9 Hz，並於 40 天後回到原始頻率。此外，研究亦指出當 PGV 大於 0.2 cm/s 時，易使主頻下降，但此現象並非絕對。因此綜合本研究與

前人之長期觀測結果，目前認為造成主頻下降與地動的大小與持續的時間有關，若持續時間夠長將導致地層的速度發生變化，可用圖 2-3 的公式來做解釋，在厚度（H）不變的情況下，V_S 降低，則主頻（f_0）亦隨之降低。再者，每個地區造成的此現象之地動閥值及回復時間皆不同，這可能現地應力、裂隙及水的作用應有關連。

從過去的資料顯示，大崙山順向坡的地下水位對降雨反應迅速，累積降雨量達 120 mm 時，後山逕流入滲岩盤，造成地下水快速補注，進而浸沒位於 20-30 公尺深處的滑動面，加速順向坡塊體向下滑動（鄭清江，2018）。由此可知，地下水位在滑坡的運動上扮演相當重要的角色，因此，有必要針對降雨量、地下水位與 HVSR 變化進行關連性之探討，目前華梵大學附近的水文資料正委請農業部農村發展及水土保持署向相關單位詢問及索取中，後續將可提供進一步解釋與比對。

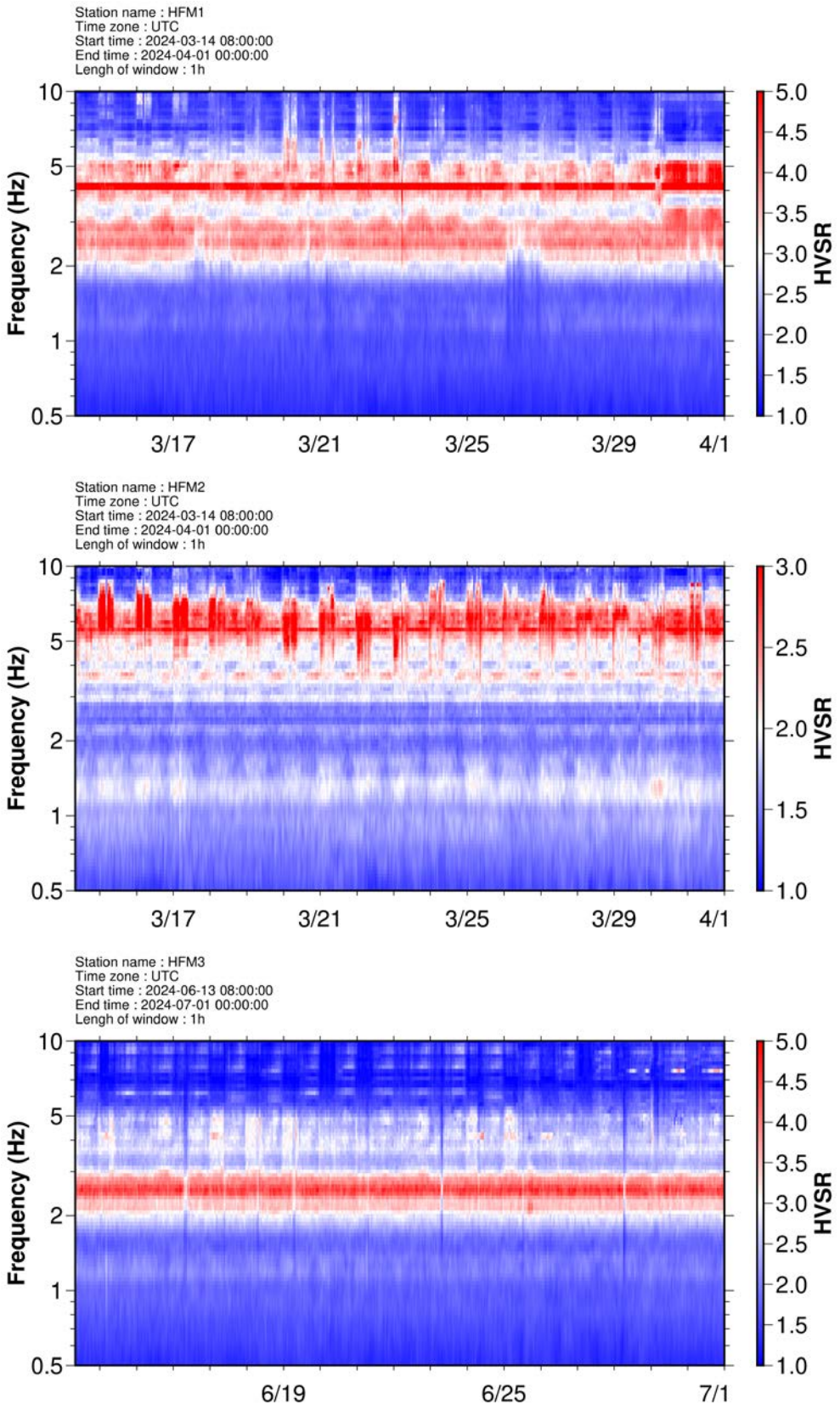


圖 3-5 HFM1、HFM2 及 HFM3 測站自佈設後，收集約半個月之單站頻譜比隨時間之變化情形

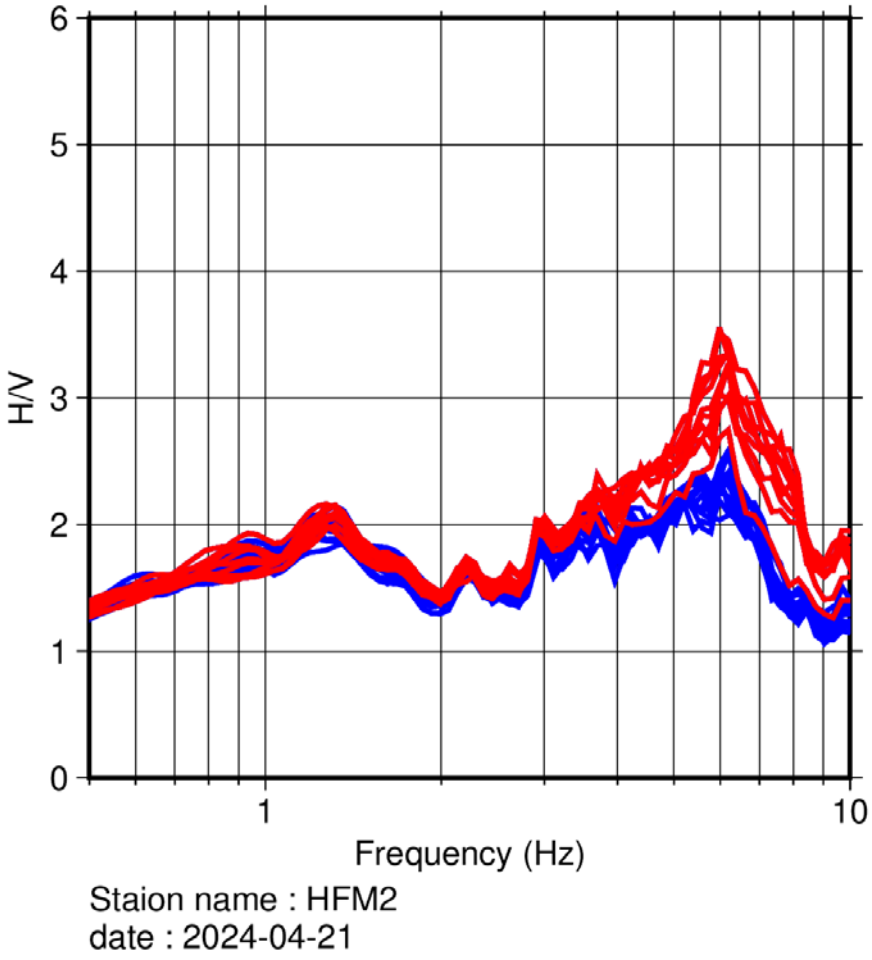


圖 3-6 HFM2 測站之單站頻譜比日夜變化

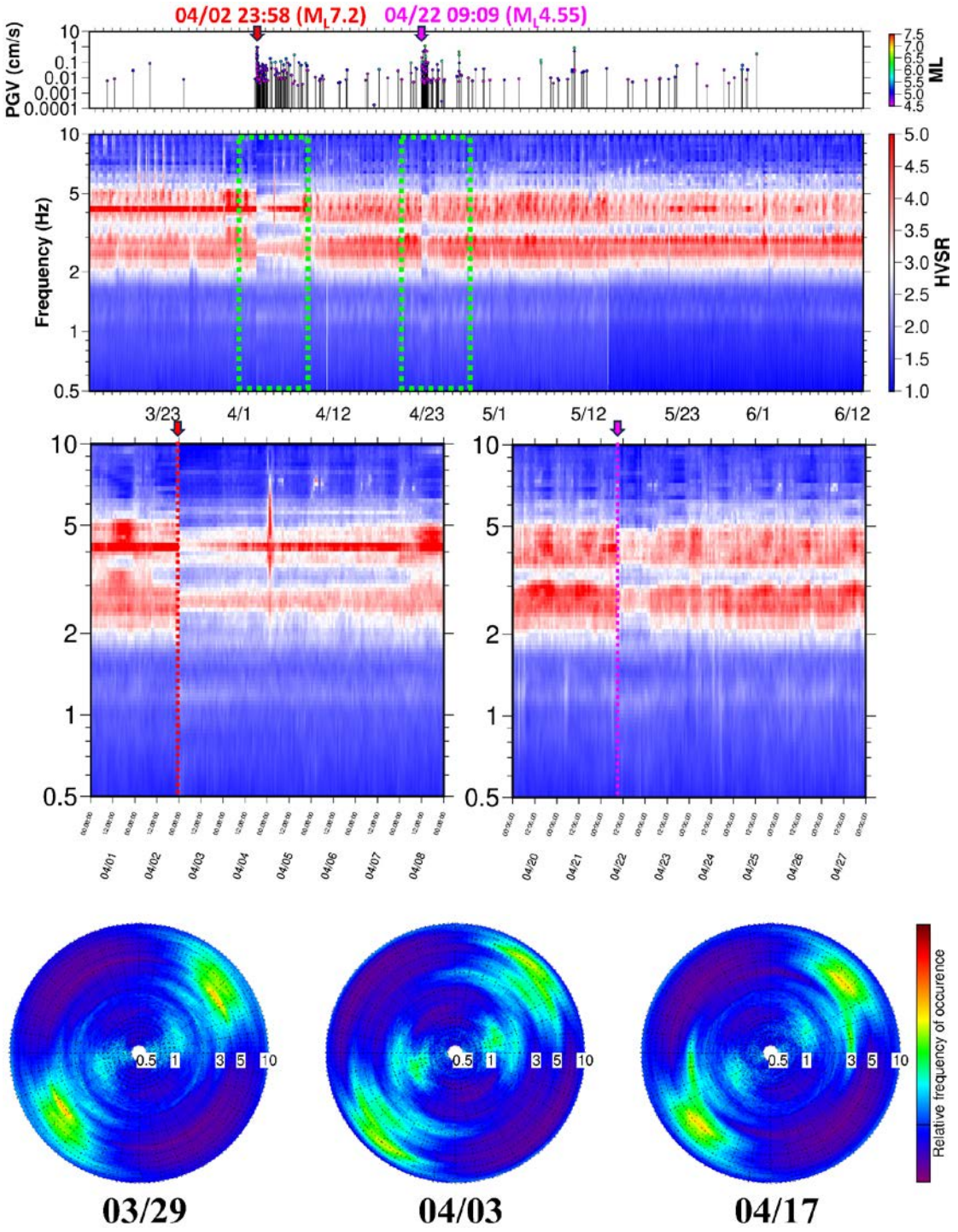


圖 3-7 HFM1 測站 3/14-6/13 之單站頻譜比及極化方向隨時間之變化情形。綠色框為 HVSR 產生變化之兩個區段，下方為其放大圖

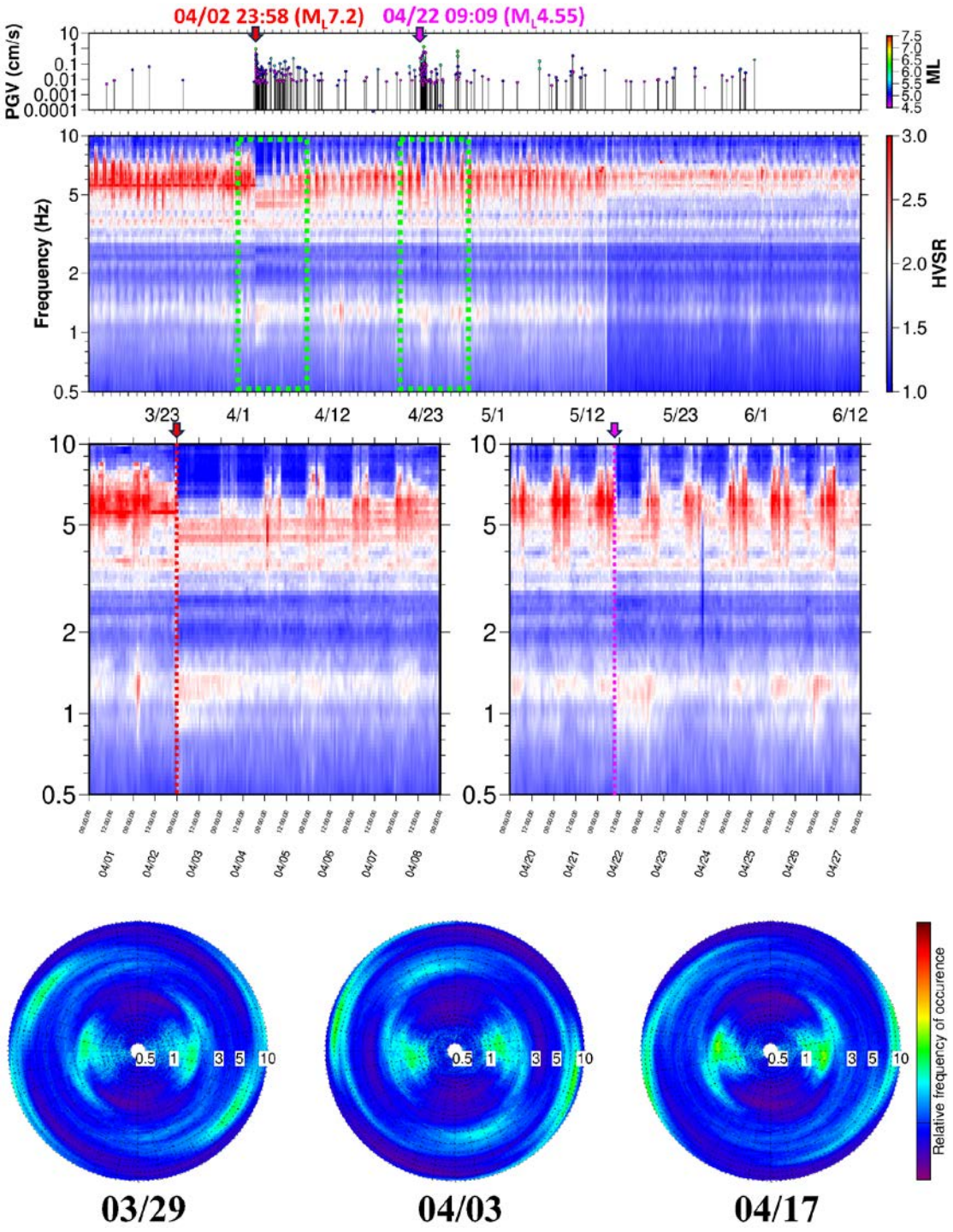


圖 3-8 HFM2 測站 3/14-6/13 之單站頻譜比及極化方向隨時間之變化情形。綠色框為 HVSR 產生變化之兩個區段，下方為其放大圖

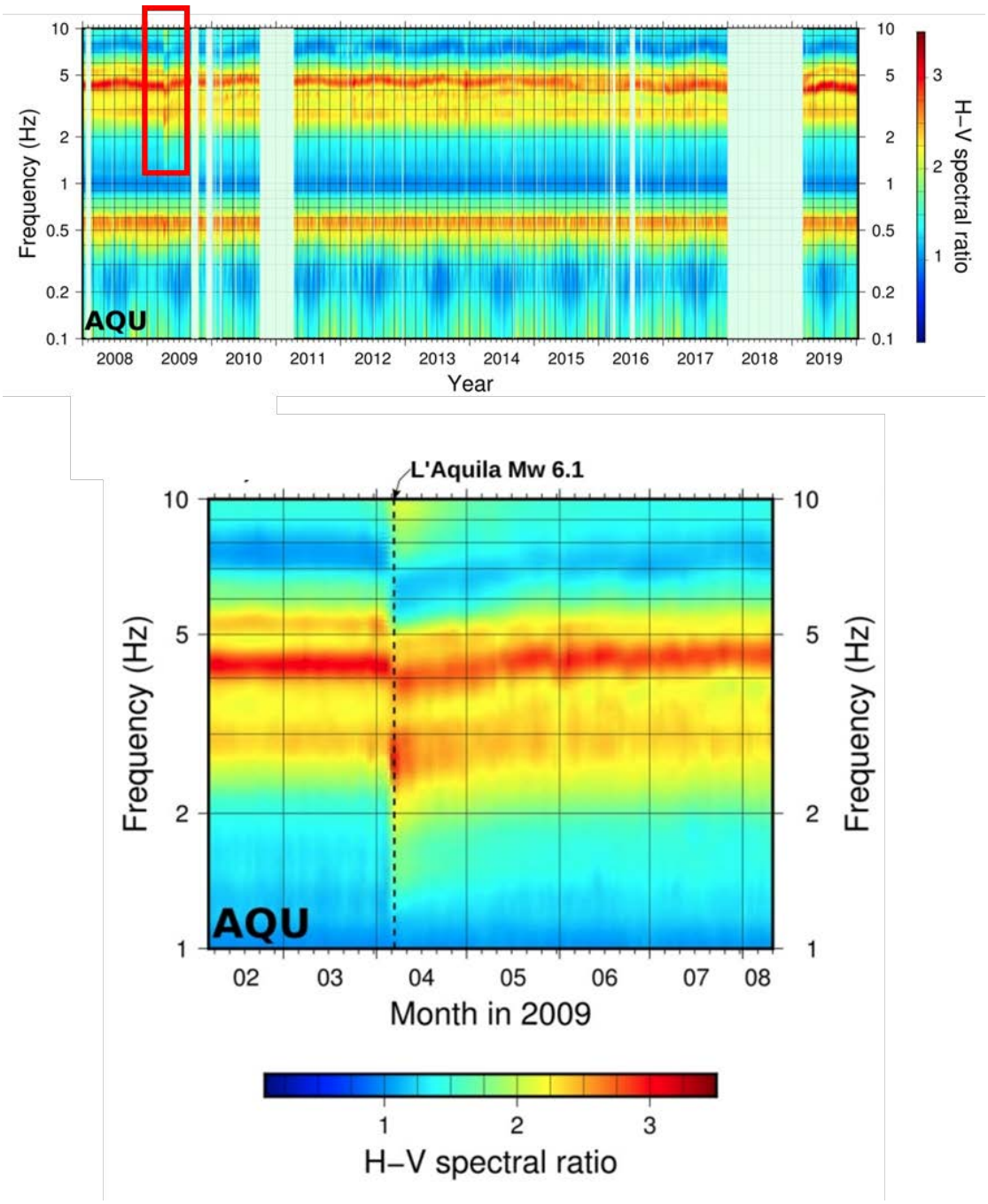


圖 3-9 位於義大利利亞平寧山脈中部的 AQU 測站之長期 HVSR 結果與地震（Mw6.1）發生後之 HVSR 變化（Maurizio *et al.*, 2022）

第二節　梅花地滑區之分析結果

一、梅花地滑區之地質現況

研究區（圖 1-3）位於新竹縣尖石鄉，是一目前已整治完成的邊坡，西北側為內橫屏山（標高 926 m），西側為牛角山（標高 958 m），東側為錦屏溪（邊坡趾部，溪床高程約 430 m），研究區地勢由西向東遞降(最高約海拔 560 m)，高程差約 130 m，且以梅花國小（約海拔 528 m）至趾部間坡度較陡（約 35 度）。

根據經濟部中央地質調查所五萬分之一之竹東區域地質圖（塗明寬與陳文政，1991），研究區的出露地層除趾部為打鹿頁岩（Tl，中新世）外，其餘皆為觀音山砂岩（Ky，中新世）。再者，由此地區之鑽探成果（邱奕峰等人，2020），地層可分成上岩屑層、下岩屑層和岩層：上岩屑層厚度約 16-35 m，地層材料以土壤、棕黃色岩屑和破碎岩塊夾青灰色砂岩塊為主，岩塊與土壤間鬆散；下岩屑層厚度約 8-50 m，以灰色或棕黃色岩屑、土壤和破碎岩塊夾青灰色砂岩塊為主，岩塊與土壤間較緊密；岩層以淡灰色細粒砂岩夾灰色薄層頁岩為主，岩性破碎，局部深度具高角度節理。

另外，邱奕峰等人（2020）綜合邊坡各項監測結果，將此地區分成 4 個滑動塊體（S1-S4，圖 1-3，剖面請見圖 3-10），約略說明如下：

(一) S1 滑動塊體

滑動範圍約 6.5 公頃，滑動深度約 25-35 m，屬於確定滑動塊體，滑動面約介於上、下岩屑層之間，是研究區內最活潑的滑動塊體，也是當初主要整治塊體。

(二) S2 滑動塊體

影響範圍從梅花國小到錦屏溪，滑動範圍約 9 公頃，為確定滑動塊體，但滑動深度尚未確定（因傾斜管位移趨勢不明確），可能達 60-70 m，滑動面可能介於下岩屑層和岩層之間。

(三) S3 滑動塊體

可能是 S2 滑動塊體往上邊坡的延伸，滑動範圍約 11 公頃，滑動深度不確定（因傾斜管未滑動），屬於推估滑動塊體。

(四) S4 滑動塊體

僅由大範圍地形研判得到，地表無明顯邊坡滑動徵兆，滑動範圍約 6.5 公頃，屬於推估滑動塊體。

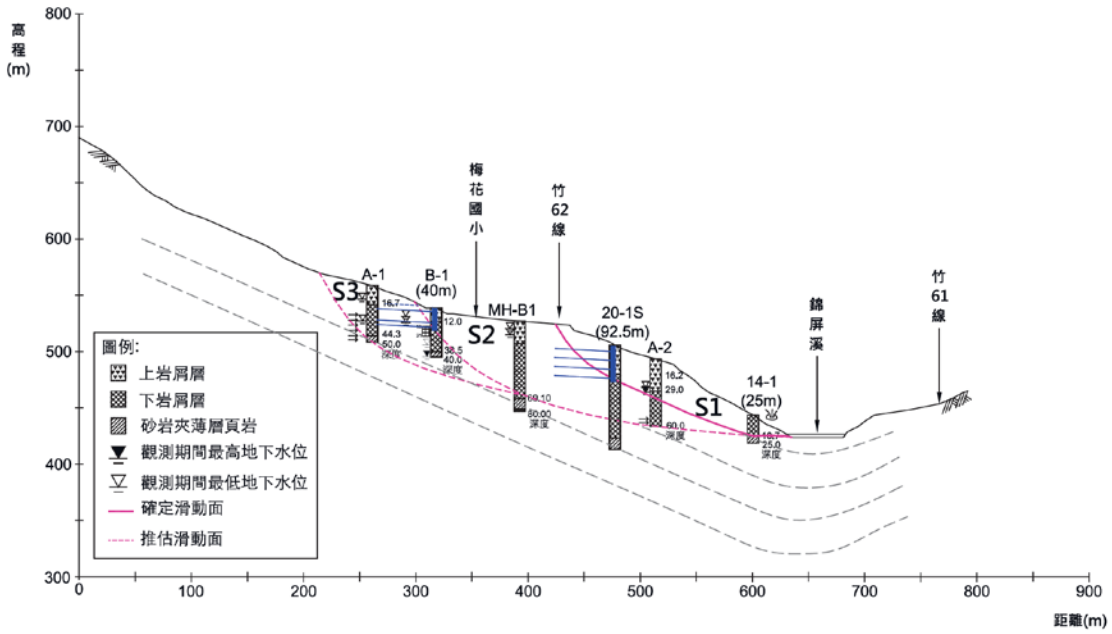


圖 3-10 梅花調查區滑動塊體剖面圖（邱奕峰等人，2020）

二、微地動陣列資料分析結果

為探討梅花地滑區之地層 S 波速度（V_S）構造，本團隊選擇一個

梅花地滑區較為空曠之處（梅花國小）進行微地動陣列（代號 ME）的施測（圖 1-3）。其陣列資料的分析過程及結果如圖 2-2 所示。根據微地動陣列分析所得之表面波頻散曲線，其合理頻段為 4-23 Hz，所得頻率的最高與最低分別代表最淺與最深層之可解析能力，若根據表面波可解析的深度為波長的 1/3 倍，位於梅花國小附近之陣列可解析之最小與最大深度約為 5 m 與 120 m。為探討在不同時間下，陣列所得結果是否產生差異？我們在梅花國小及其周邊（圖 1-3）於 4 月 2 日及 8 月 27 日各進行一次微地動陣列量測，並將陣列所得之頻散曲線進行比對（圖 3-11），結果顯示，不同時間點的測量結果非常相近，表明滑坡的地下速度結構在這段期間內保持穩定。這意味著滑坡的深層滑動面沒有明顯的位移或活動跡象。然而，後續我們仍需在大的降雨和地震事件等因素發生之後進行監測，因這些因素仍可能導致滑坡的穩定性發生變化。

圖 3-12 為逆推所得之 V_S 構造並進一步利用梯度變化所得之分層結果，其中在深度 50-60 m 有一個速度較大的變化，而在比較淺部的地方（10-20 m），亦有速度出現轉折，代表這兩處應為主要地下層面之位置所在，而在這兩界面之間夾了一層厚度約 20 m 且速度變化不大（約 510-540 m/s）的地層。若對照圖 3-1 與圖 3-10 之剖面，梅花國小之陣列反應之滑動深度應為 50-60 m 間之速度較大變化之處（52.8 m），此應為下岩屑層與岩層之交界處。

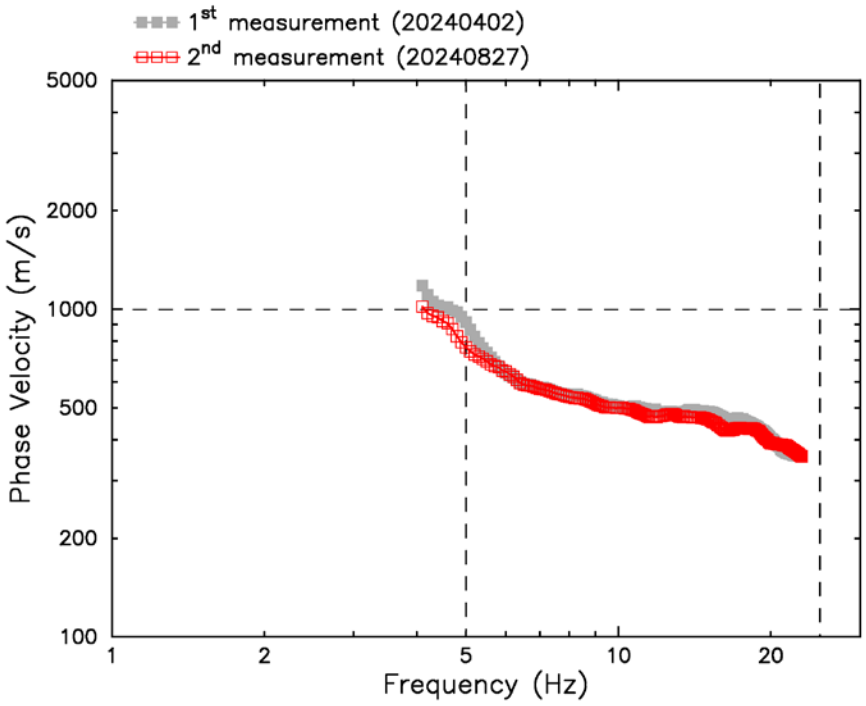


圖 3-11 在不同時間下（20240402 與 0827）之頻散曲線分析結果

三、微地動單站頻譜比分析結果

根據單站頻譜比（HVSR）之分析結果（圖 2-3），若主頻（f_0）較高代表主要地層界面深度較淺，而較低主頻表示界面較深。圖 3-13 為位於梅花國小（ME）陣列中所有測點之 HVSR 計算結果，其主頻介於 2.37-3.15 Hz 之間，其中以最東側之 ME16 測點主頻為最高（3.15 Hz），代表在陣列展距 140 m 的範圍內，地層的共振特徵仍有一些差異存在。至於共振主頻所對應之放大倍率則介於 2.31-3.19，放大倍率越高代表上下地層速度對比明顯，可能暗示上方地層較為鬆軟。為全面性探討梅花地滑區之共振主頻與放大倍率分布，我們將所有測點之 HVSR 結果進行等值線圖的繪製，如圖 3-14 與圖 3-15 所示。

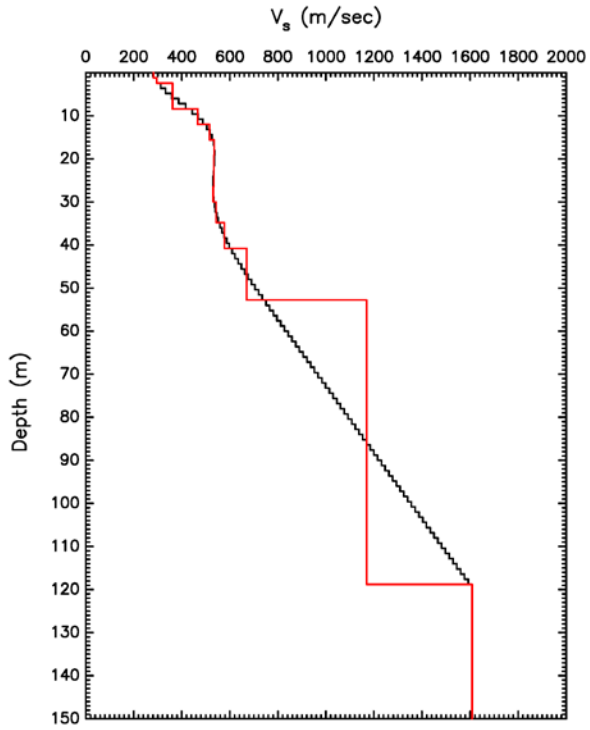


圖 3-12 梅花地滑區之微地動陣列所得之 S 波速度構造。黑色線為原始逆推結果，紅色線為根據梯度變化進行分層之結果

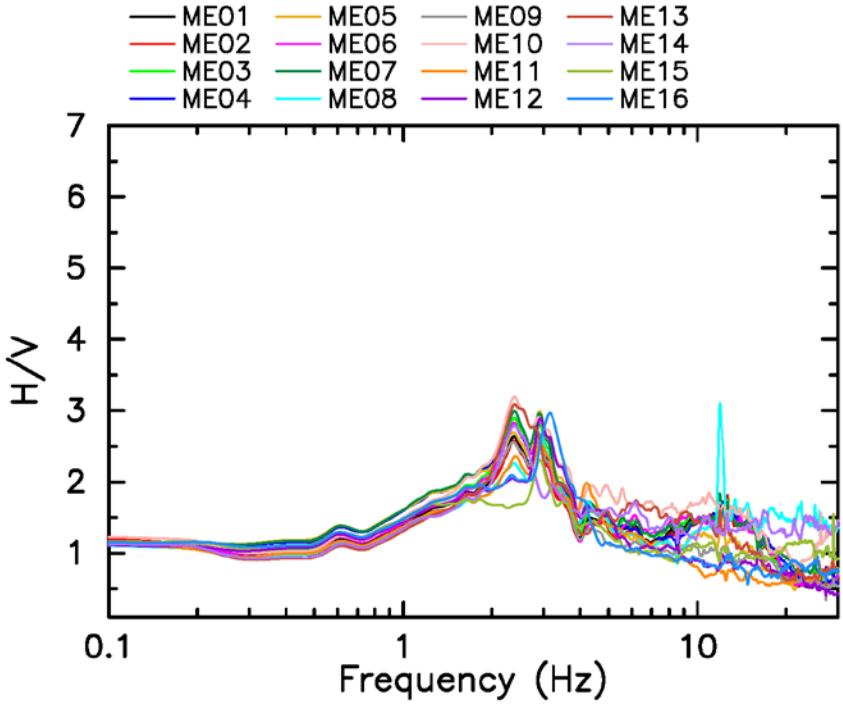


圖 3-13 梅花地滑區之微地動陣列中所有測點之單站頻譜比比對

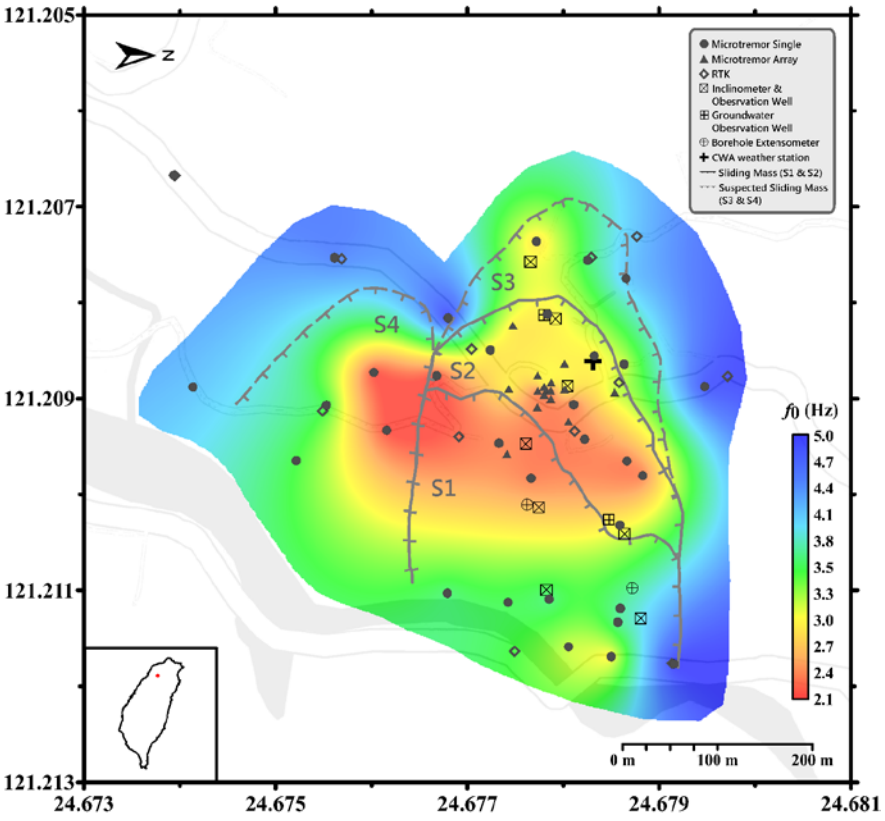


圖 3-14 梅花地滑區經單站頻譜比分析所得之共振主頻分布

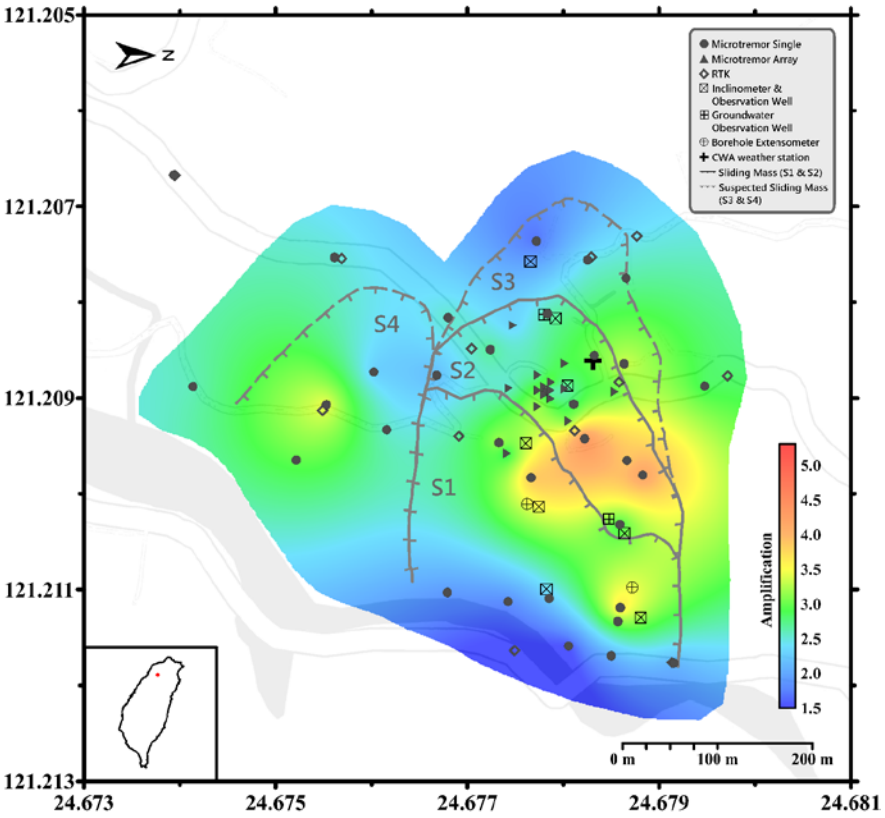


圖 3-15 梅花地滑區經單站頻譜比分析所得之放大倍率分布

梅花地滑區之共振主頻介於 2.17-4.98 Hz，其中以地滑的中心區域主頻最低，低區主要位於 S1、S2 與 S4 滑動塊體之交界處，代表這些區域的主要地層界面較深；主頻高區則落在主要滑坡的外圍，表示這些區域的地層界面較淺。另外，滑坡之共振主頻所對應之放大倍率主要介於 1.54-5.28，高區主要集中在 S1 與 S2 滑動塊體的右側，另外在 S4 滑動塊體往坡趾方向亦有一高區，代表這些區域地層其上下層速度對比明顯，上方地層可能較為鬆軟。

接著，我們結合 V_S 構造（圖 3-12）與共振主頻結果（圖 3-14），利用圖 2-3 公式進行滑動深度的推估。梅花地滑區之滑動深度介於 21.1-61.8 m（圖 3-16），變化趨勢可與共振主頻結果相呼應，即中心區域的滑動界面最深，在代入 V_S 構造的資料後，其深度由中心往坡頂與坡趾遞減，與圖 3-10 滑動塊體剖面所推測之滑動面變化趨勢相近，且微地動資料所反應之深度似乎與較深部的地層滑動（下岩屑層與岩層之交界）有關。因此，微地動量測提供了另一個可推測滑動深度之方法，後續將與現地傾斜管與井測結果進行比對，評估微地動所得結果之有效性。

四、梅花地滑區之穩定性探討

為探討梅花地滑區不同塊體之滑動方向與穩定程度，我們將各測點之微地動資料進行極化方向分析。極化分析的結果（圖 3-17）以 360 度之圓形來做表示，內圈至外圈代表頻率由小至大，冷色系至暖色系代表極化現象的程度，可用以評估測點下方地層是否穩定，若沒有特定極化方向，代表測點所處塊體是相當穩定的，而若集中在特定方向且該方向發生率極高，代表該處塊體並不穩定（圖 2-4）。從梅花地滑區不同位置之極化分析之結果顯示，大多數測點並沒有特定方

向的集中，代表經整治後之梅花地滑區目前趨於穩定，然有部分測站（如編號 20 與 28 測點）有較為明顯的極化（3-5 Hz），方向主要為東西向，即過去坡地之主要滑動方向，但方向集中程度並不如華梵大學之測點（圖 2-4）那般顯著，代表梅花地滑區目前塊體穩定度似乎較高，但後續仍須持續監測與追蹤。

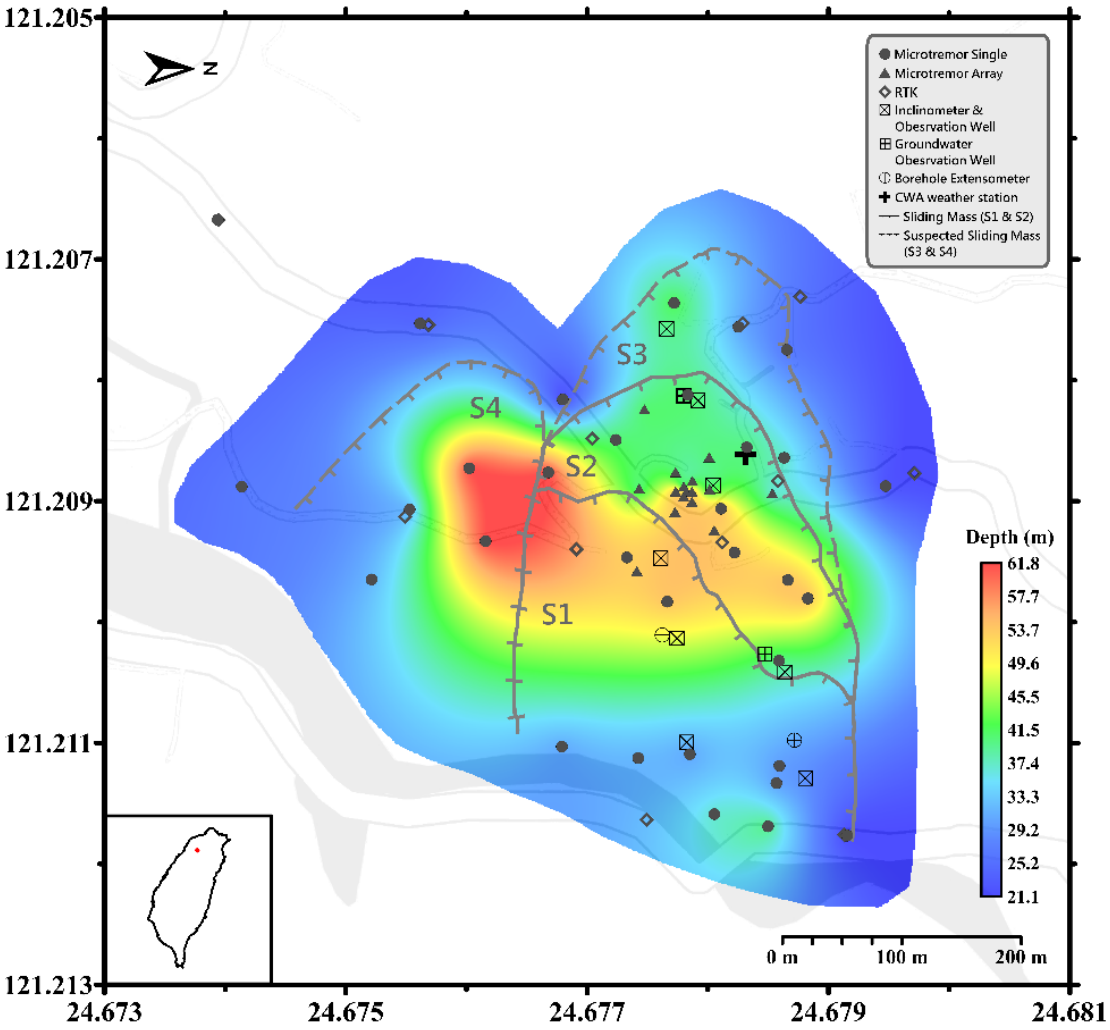


圖 3-16 利用微地動資料所得之梅花地滑區滑動面深度分布

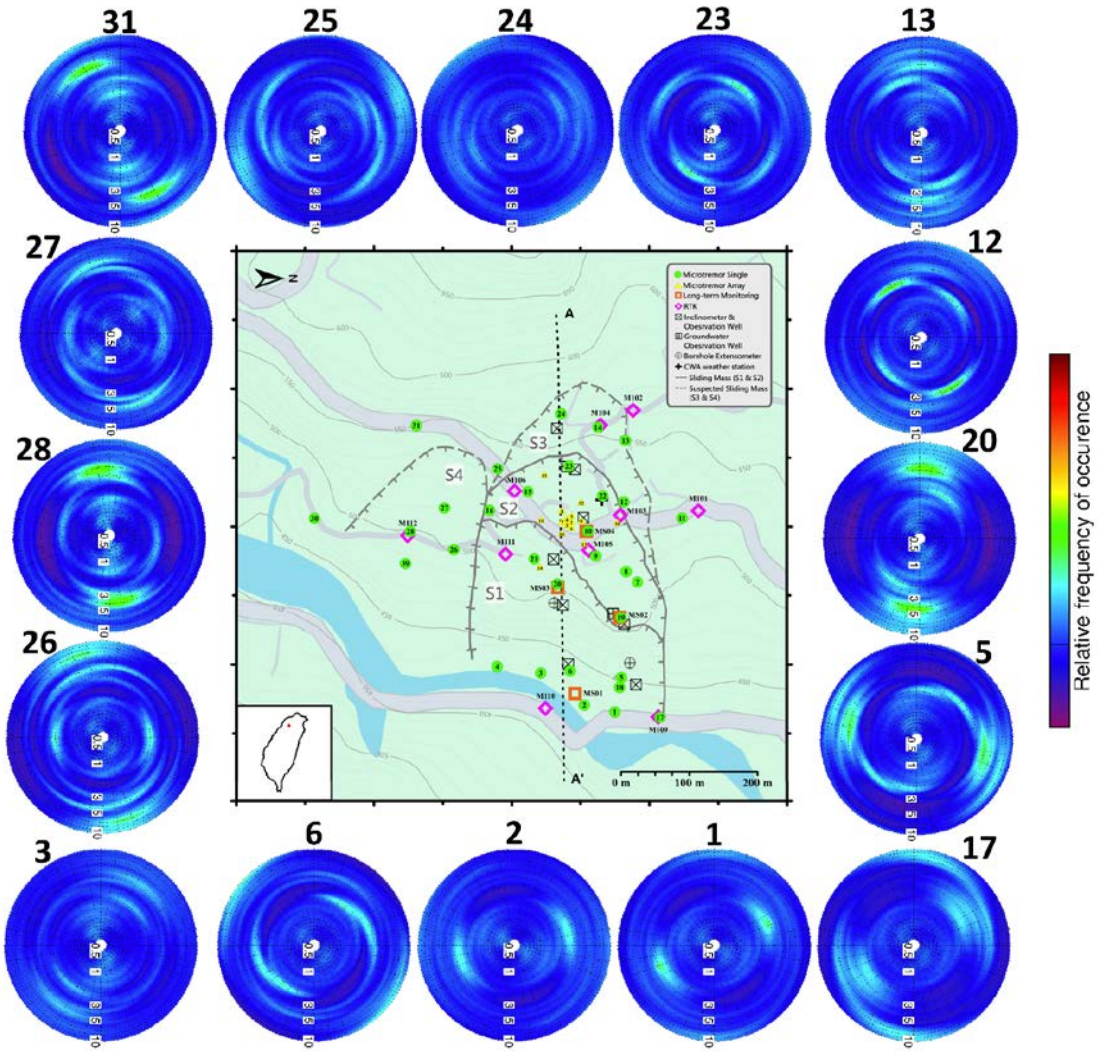


圖 3-17 梅花地滑區極化分析結果

五、梅花地滑區之地震動特徵

在 2024 年 4 月 2 日花蓮地震主震（M_L7.2）發生之後，我們隨即前往梅花部落，並針對 4 月 1 日至 2 日佈設單站之位置，選取 21 個地點進行短時間的餘震資料收集，佈設期間共收錄了 11 筆品質良好之餘震資料，其規模介於 4.55 至 5.39 之間（圖 3-18）。透過較大地震之資料分析，將可幫助瞭解整個滑坡之地震動響應。圖 3-19 為梅花地滑區坡頂、中心區域與坡趾測站所收錄之地震(規模 5.29 與 5.39）速度波形圖，兩筆地震之振幅皆顯示，滑坡中心位置的最大地表速度值（peak ground velocity，PGV）是頂部和趾部的 2 至 4 倍。若全面

性的探討整個區域的 PGV 變化（圖 3-20），大致可將四個塊體分成三個類型：第一類位於 S1 與 S2 滑動塊體之交界附近，有最大的 PGV 分布；第二類位於坡頂（S3）與 S1 滑動塊體坡趾位置，其 PGV 最小；第三類則位於 S4 滑動塊體，PGV 介於第一類與第二類之間。基本上，PGV 的空間分布與 HVSR 放大倍率（圖 3-15）具有高度一致性。HVSR 放大倍率越高，表明上下地層的波速差異越大，且上方地層的剪切波速較低，這也暗示了上方地層可能為鬆軟土層。此外，鬆軟土層的厚度（圖 3-16）也顯著影響了震波的放大效應。較厚的鬆軟土層會導致震波在其中經歷更長的傳播路徑，並發生多次反射，進而造成 PGV 的顯著放大。雖然滑坡中 PGV 顯著放大的位置並不一定代表該處容易滑動，但表示這些位置易受到地震動的影響，應持續關注和分析。

六、地震前後之共振主頻與方向性變化

為進一步探討 0402 花蓮地震前後，梅花地滑區之滑動特徵是否產生變化，我們針對圖 3-20 中 PGV 較大之位置進行地震前後的單站頻譜比分析比較（圖 3-21），多數測站在地震發生前與地震發生四個半月後之 HVSR 結果相近，而在餘震期間，共振主頻皆有發生偏移的狀況，其主頻變化程度為 4-33 %，且除 MH09 與 MH19 之外，餘震期間，主頻大多往低頻的地方偏移，此與華梵大學所觀測到之現象相當類似，即短時間內地震頻繁發生，將使地層特性發生變化，如土壤非線性效應，但在一段時間後，地層特性又會恢復到原來的狀態。值得注意的是，MH19 測站在地震前與四個半月後之結果差異明顯，表示在此處進行長期監測，並探討主頻產生變化的可能原因是必要的。

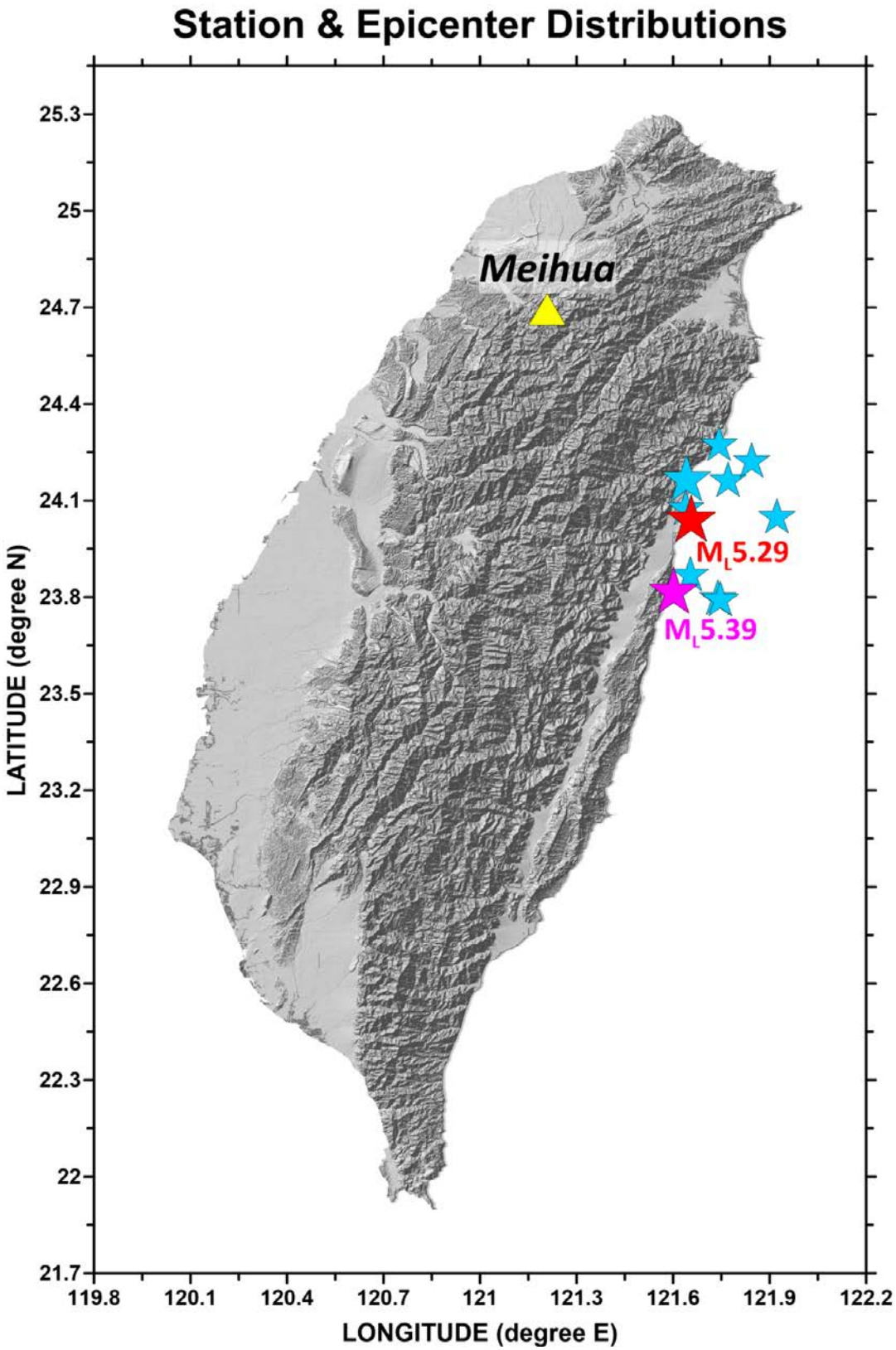


圖 3-18 於 0402 花蓮地震主震發生後，短期資料收集所收錄之餘震震央分布。震央資料來自臺灣地震與地球物理資料管理系統（CWA, 2012）

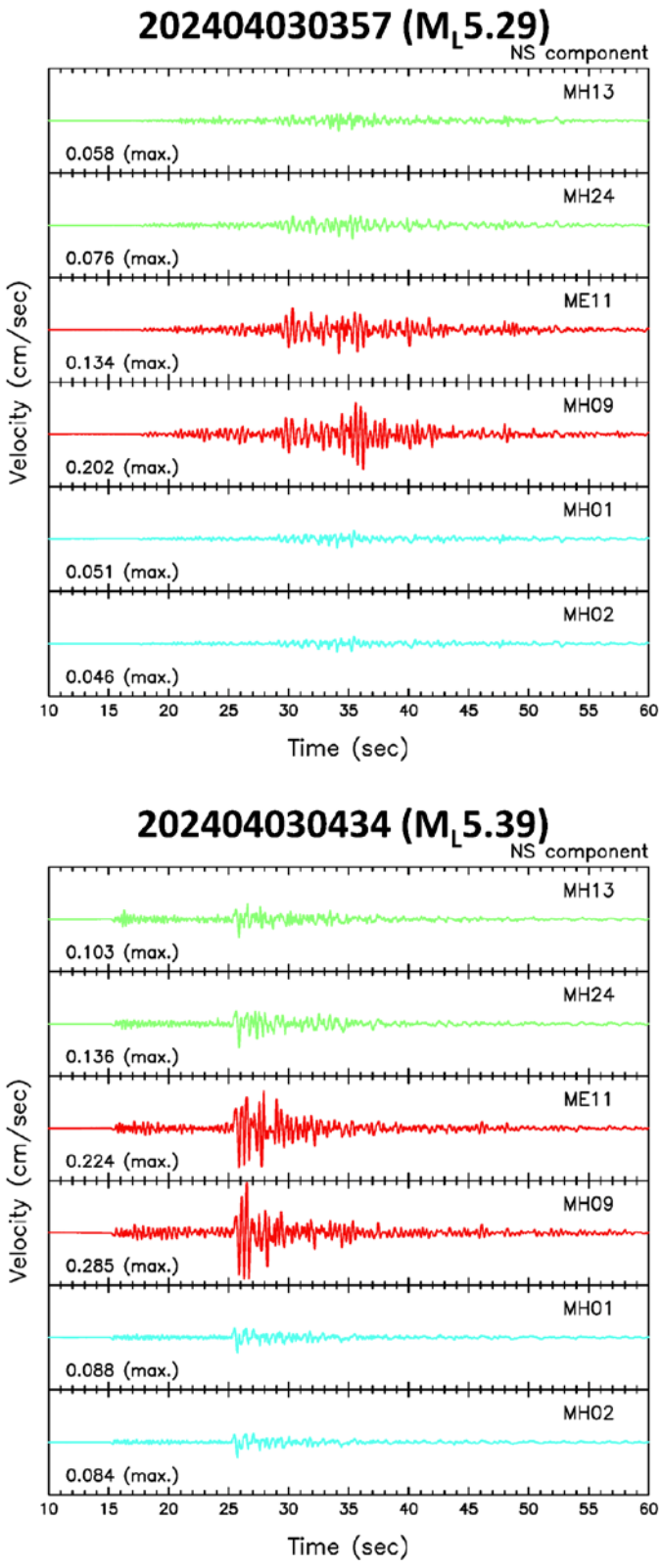


圖 3-19 梅花地滑區坡頂、中心至坡趾位置測站所收錄之地震波形圖。上下分別代表不同地震規模（5.29 與 5.39）之波形

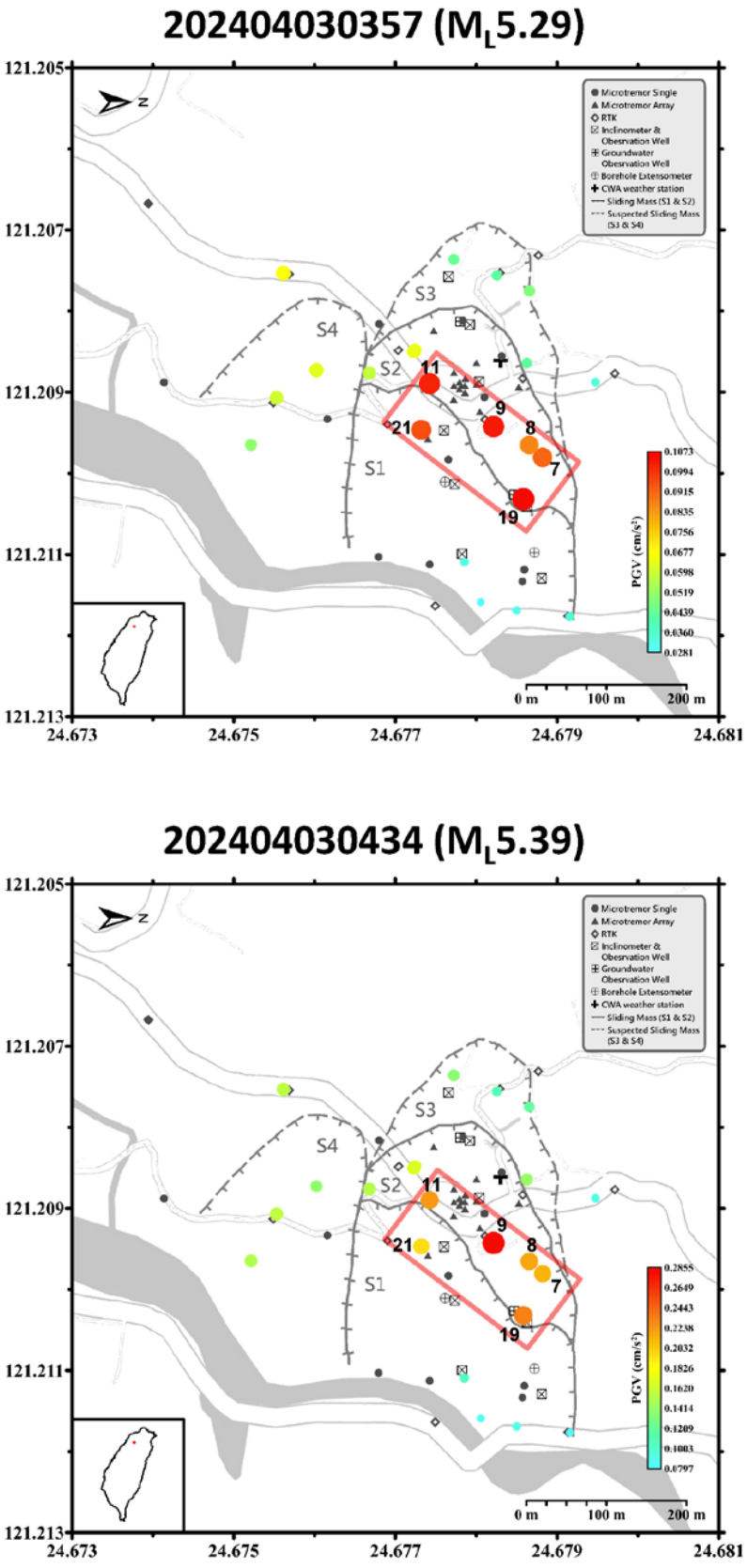


圖 3-20 梅花地滑區 21 個測站所收錄地震之 PGV 分布。上下分別代表不同地震規模（5.29 與 5.39）之結果，方框為 PGV 較大之區域

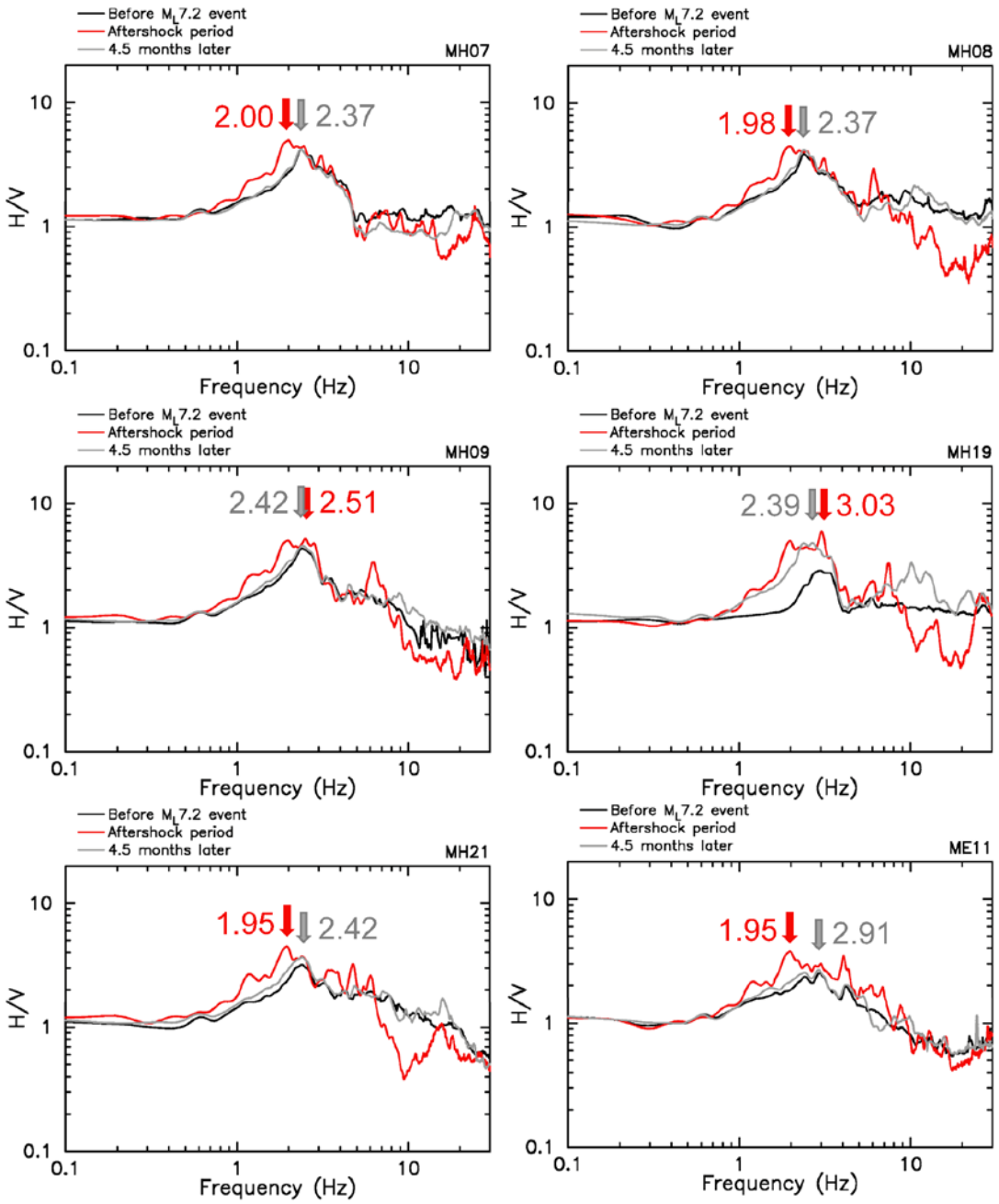


圖 3-21 PGV 較大測站（MH07、MH08、MH09、MH11、MH19 與 MH21）之在 0402 花蓮地震發生前、餘震期間及四個半月後之單站頻譜比結果。黑線代表地震發生前之 HVSR，紅線為餘震期間之 HVSR，灰色為地震發生四個半月後之 HVSR，紅色與灰色箭頭分別代表餘震期間與四個半月後之共振主頻位置

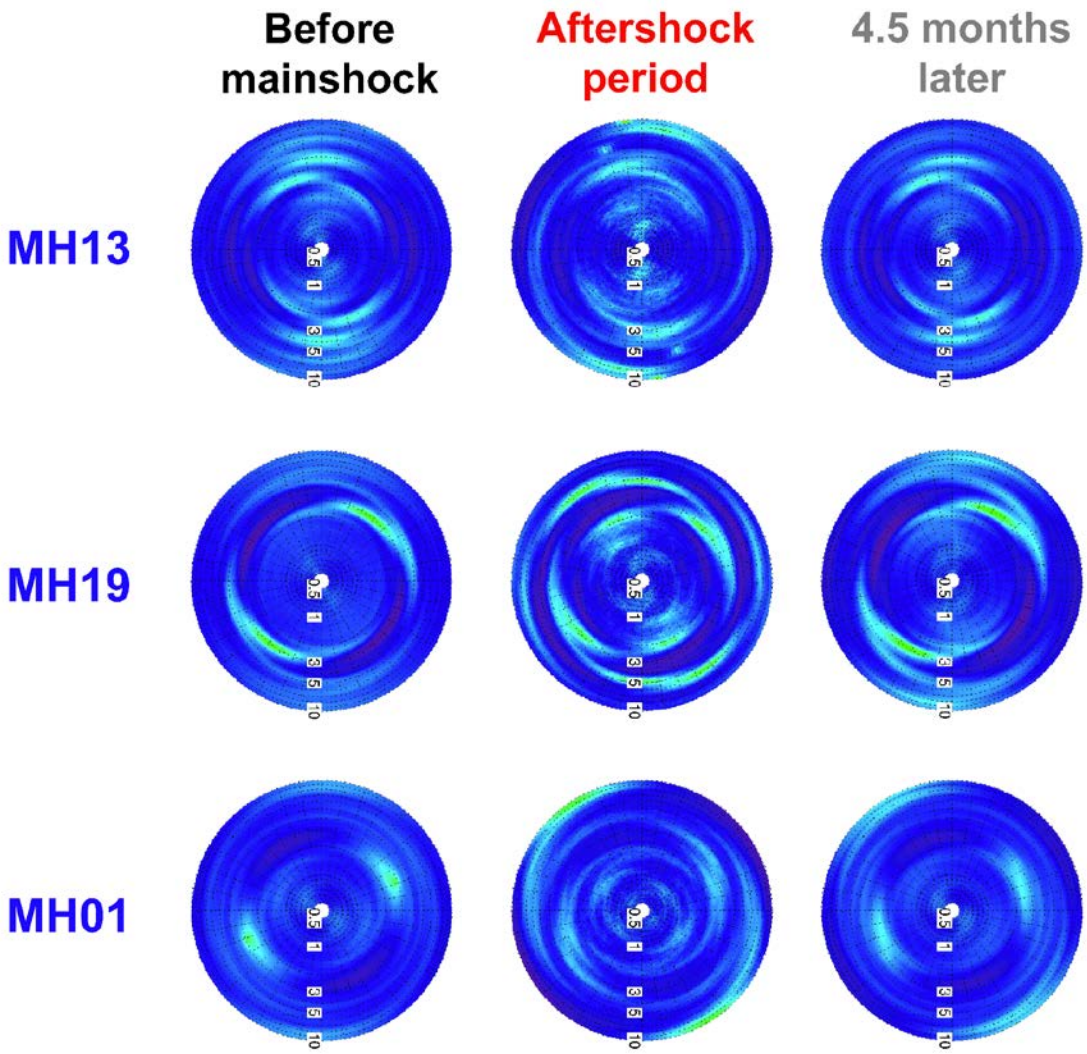


圖 3-22 梅花地滑區坡頂（MH13）、中心（MH19）與坡趾（MH01）位置在 0402 地震前、餘震期間及四個半月之後之極化分析結果

再者，梅花地滑區的塊體穩定程度是否會因地震的發生而產生變化呢？圖 3-22 為坡頂、中心與坡趾位置在 0402 花蓮地震前、餘震期間及四個半月後之方向性比較。在餘震期間，雖然方向性變得更複雜，但並未提高不穩定的狀況發生，而地震引起的方向性變化，從四個半月後的資料來看，其最終會回到其原本穩定的狀態。因此，可以初步推斷，0402 花蓮地震並未對梅花地滑區的塊體穩定性造成顯著的影響。

七、梅花地滑區之長期觀測結果

為觀察梅花地滑區共振主頻與方向性之隨時間之變化情形，我們選擇四個地點（MS01-04，圖 1-3），將 SmartSolo IGU-16HR 3C Geophone 埋入土中，進行兩個月（2024/08/28-10/29）之長時地動觀測。其中，MS01 鄰近 MH02 測站，位於滑坡坡趾處；MS02 鄰近 MH19 測站，位於 S1 與 S2 塊體交界處，地震時有較大的 PGV，且從兩次的微地動調查中，其主頻存在明顯的差異（圖 3-21）；MS03 鄰近 MH20 測站，位於 S1 塊體上，距離 S1 與 S2 塊體交界約 30 m，從短時間的微地動調查中，發現有較明顯之方向性；MS04 鄰近 MH10 測站，位於梅花國小內，屬於微地動陣列的量測範圍。

我們將資料以每 1 小時為單位進行 HVSR 的計算，並繪製其隨時間的變化圖（圖 3-23 至圖 3-26），並自佈設兩日後（8/30 起），每隔 7 日定期檢視單日（24 小時）之 HVSR 及極化分析結果。MS01 在 9/1 之前，HVSR 與極化分析皆與後來結果稍有差異，應為現地施工造成訊號干擾有關，在此之後測站的 HVSR 與方向性皆無顯著變化，在 0.5-10 Hz 之頻率內呈現較低的放大倍率（<2）與微弱的方向性，表示位坡趾處之 MS01 測站近似岩盤特性。MS02 與 MS03 測站，共振主頻皆相當明顯，介於 2-3 Hz 之間，另根據極化分析顯示，MS02 主要為西北-東南方向，MS03 為東西方向，其極化方向與預期之塊體滑動方向（坡頂往坡趾之方向）相似，且 MS03 測站所在位置之地塊，相較於 MS02 測站，呈現出較不穩定的狀態。位於梅花國小內之 MS04 測站，其共振主頻介於 2-3 Hz 之間，從長時間之 HVSR 變化圖中可發現偶會發生主頻不明顯之現象，值得後續長期追蹤。此外，極化分析結果顯示，該處沒有特定的方向性，表示所處地塊目前非常穩定。

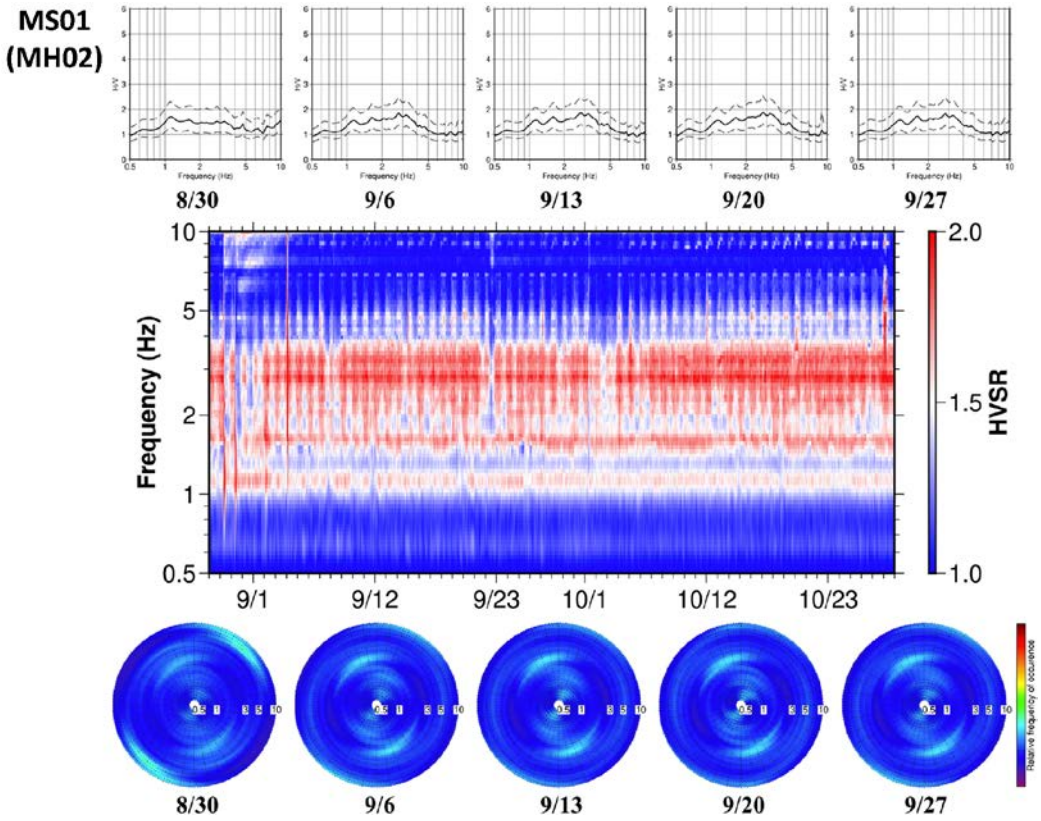


圖 3-23 MS01 測站於 8/28-10/29 之 HVSR 及極化分析結果

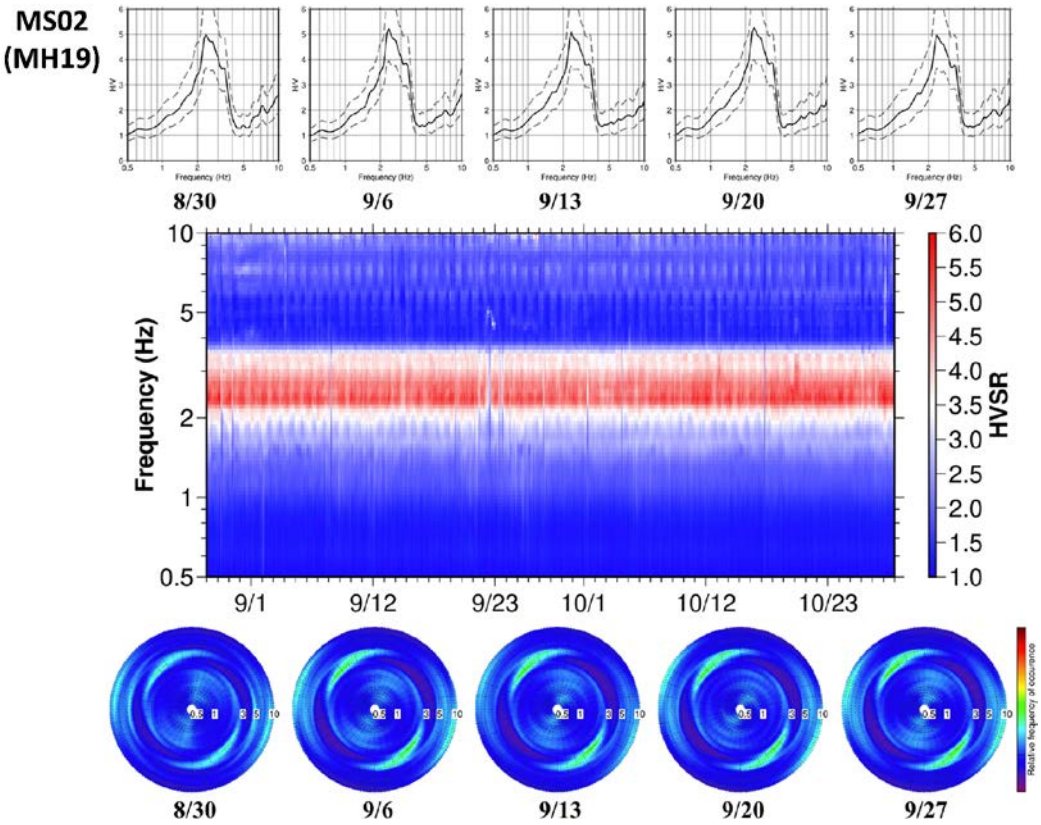


圖 3-24 MS02 測站於 8/28-10/29 之 HVSR 及極化分析結果

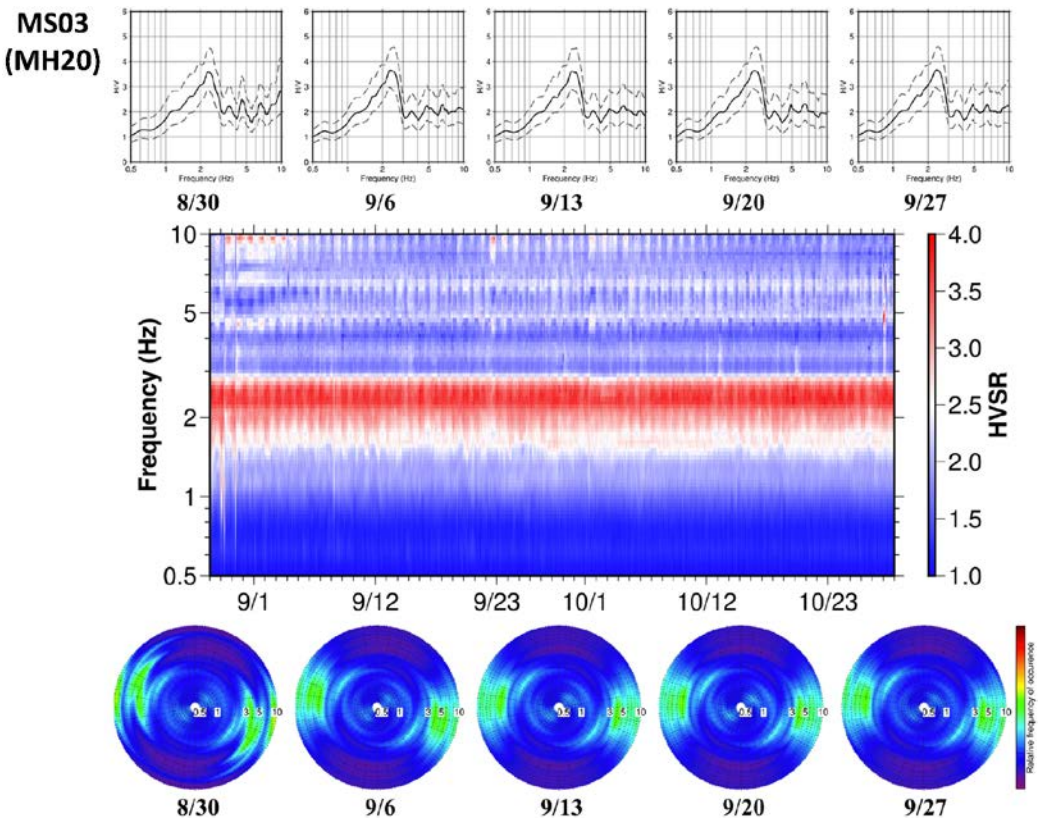


圖 3-25 MS03 測站於 8/28-10/29 之 HVSR 及極化分析結果

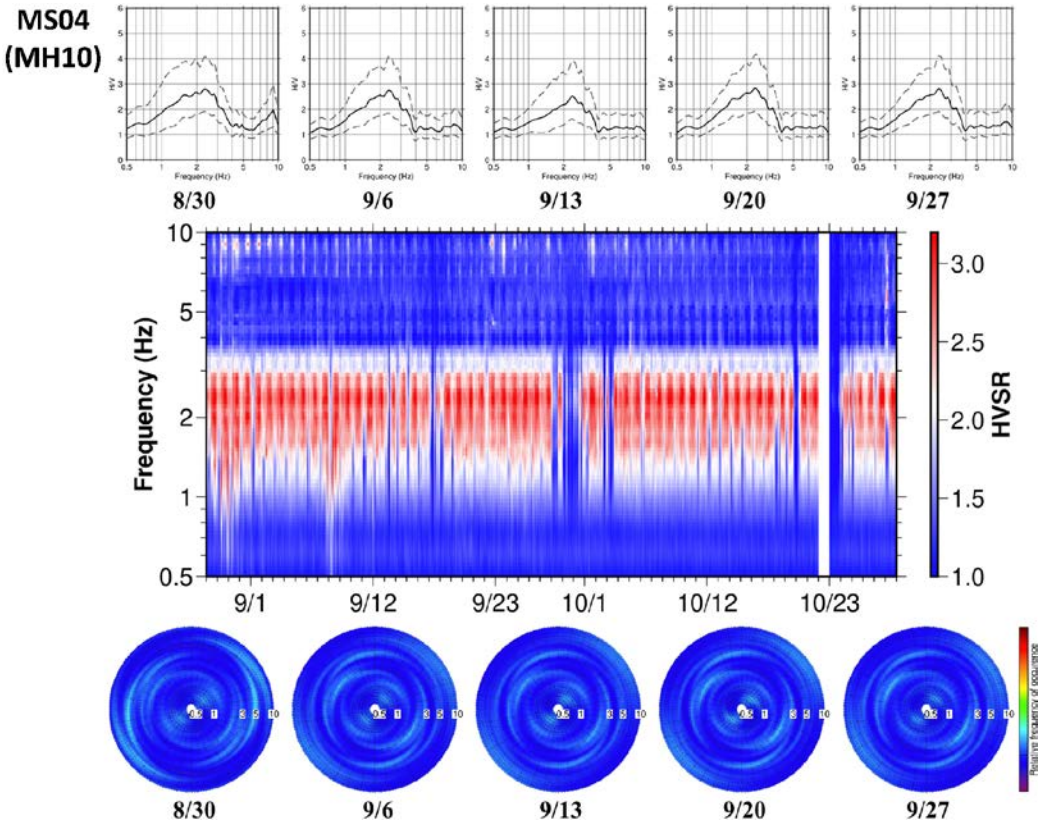


圖 3-26 MS04 測站於 8/28-10/29 之 HVSR 及極化分析結果

八、RTK量測結果

為探討 RTK 測量儀器是否可作為一快速評估區域滑動方向之良好工具，我們以梅花地滑區為測試場域，共選定 10 個量測點，主要涵蓋 S1-S4 之滑動塊體，用以評估不同塊體之滑動程度，而外圍區域之測點將作為參考使用。圖 3-27 為 0402 花蓮地震發生前後之量測與計算結果，水平運動方向，除 S3 塊體附近兩測點外，主要滑動方向朝向東南方，而垂直方向大多呈現下降的現象。滑動方向似乎此地震之同震位移方向一致，團隊於 10 月 30 日再次於同點位進行 RTK 量測，如圖 3-28 所示，從水平運動方向來看，大部分測點朝西或西北方向滑動，其中以 S2 和 S4 區塊滑移量較大，約 26-45 mm；從垂直方向來看，大部分測點維持下降，且以 S1 區塊的 M111 下降幅度最大，達到 125 mm，而位於 S2 和 S4 區塊的測點下降幅度相對較小，僅 11-14 mm。目前 RTK 測量結果並不穩定，不確定是當地地質狀況正常表現，抑或與 RTK 量測時間較短或衛星數量較少有關，故能否作為一個快速評估區域滑動方向的工具尚待觀察。

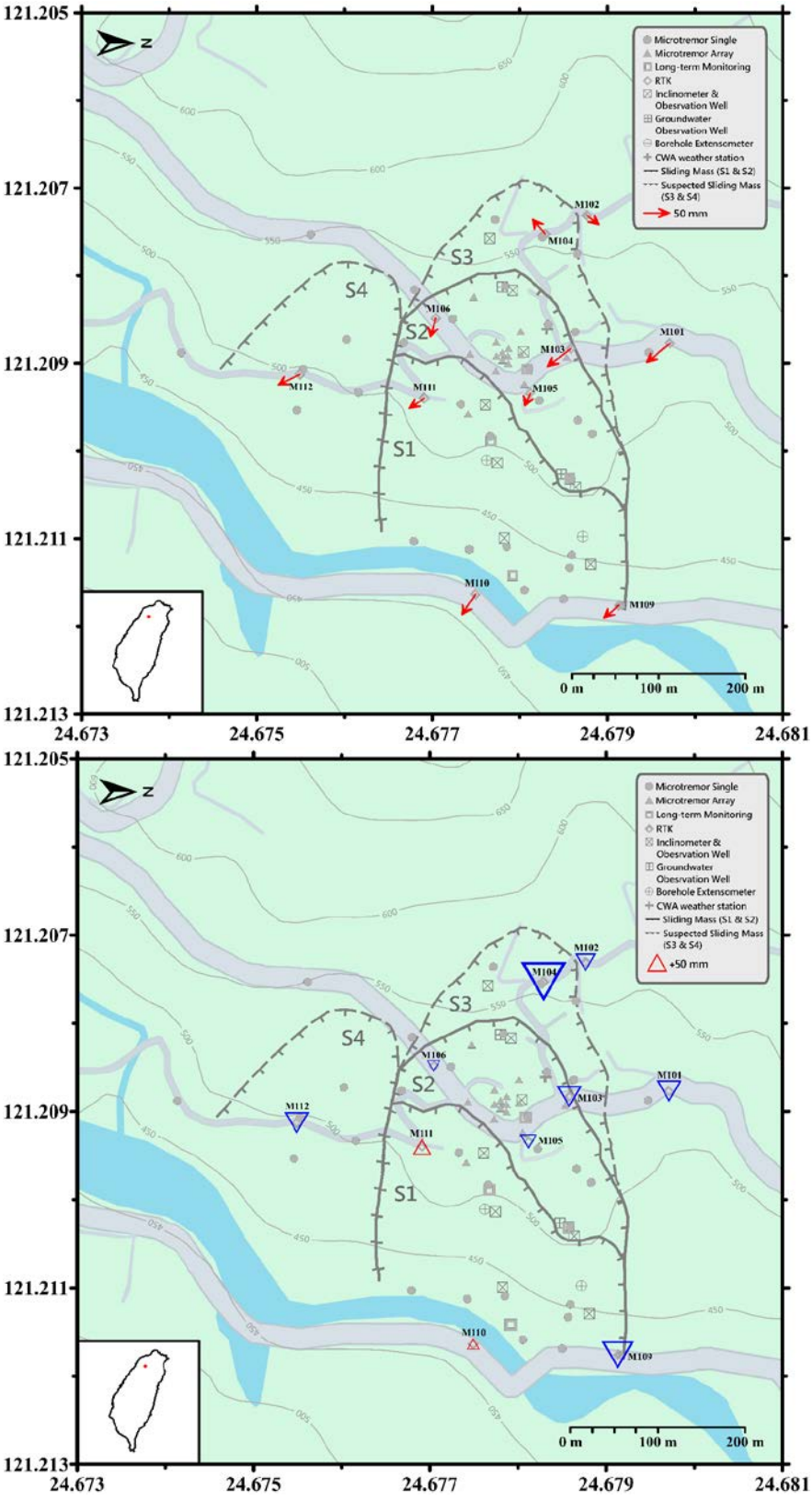


圖 3-27 在 0402 花蓮地震發生前後進行 RTK 量測，其水平向（上圖）與垂直向（下圖）觀測結果

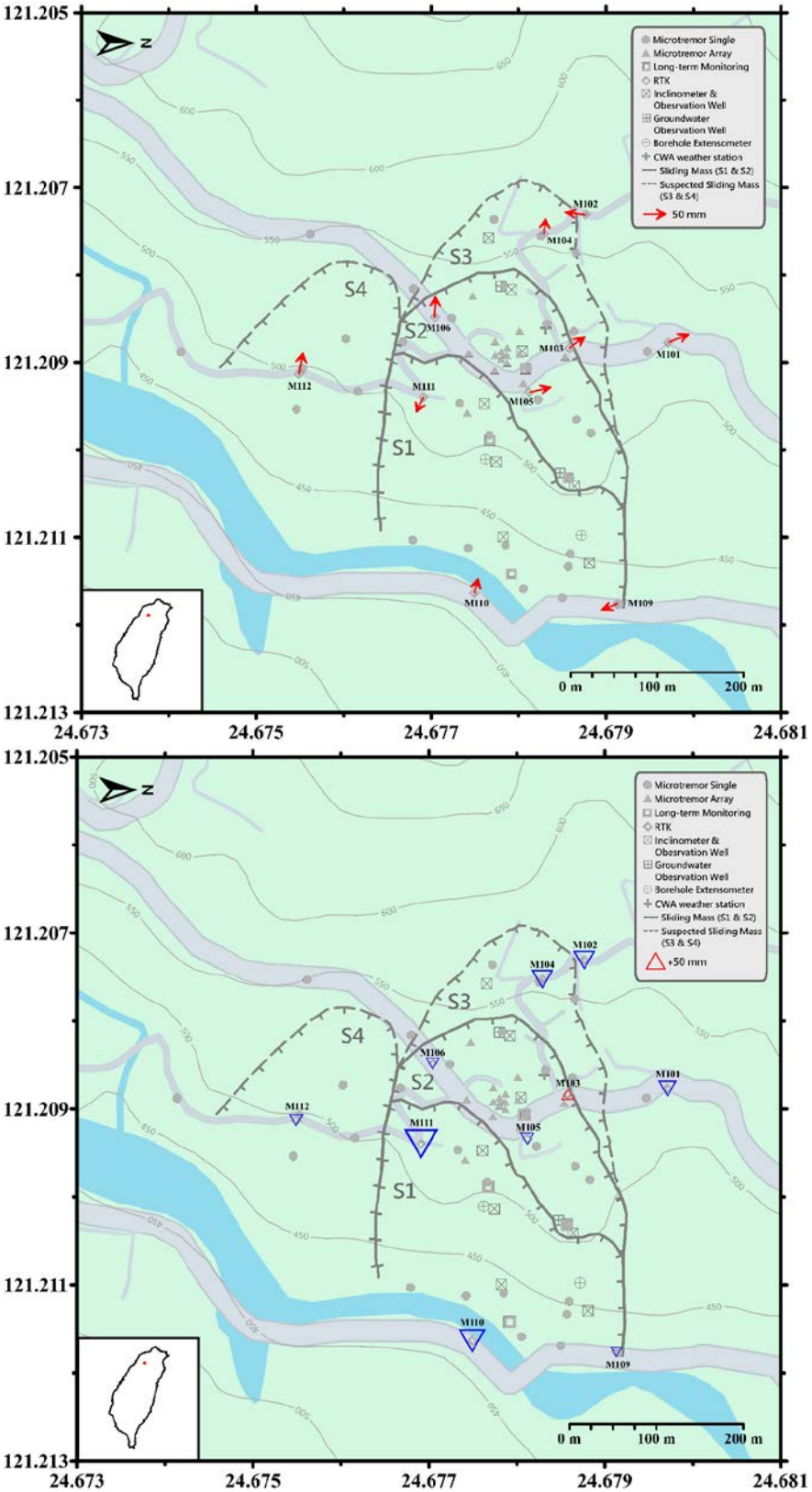


圖 3-28 0402 花蓮地震發生後，10/30 於相同地點再次進行 RTK 量測，其水平向（上圖）與垂直向（下圖）觀測結果

第三節　捷克高潛勢崩塌地之初步調查結果

我們團隊與捷克科學院長期合作，在兩年之工作規劃中，第一年主要聚焦於資料蒐集與崩塌研究之現況分析，從他們所提供之資料中，快速瞭解捷克目前對崩塌地調查之技術發展，並掌握其優勢和特色。此外，今年 9 月本團隊與捷克科學院，一同完成捷克五個高潛勢崩塌場址之微地動量測工作及初步分析工作。第二年的工作規劃將著重於這些資料的深入分析，並與捷克科學院進行分析結果的討論，由於這些崩塌場址的岩性多樣化（包含復理岩、砂岩、黏土岩及火山岩），另有地電阻、井測和樹輪年代探測等資料，可供參考和比對，預期對於崩塌特性的描述會更完整。最後，將比較台灣與捷克崩塌地之特性差異，期望從中找出有助於提升崩塌地災害評估與防治技術的關鍵因素。以下為今年度與捷克科學院合作之初步調查資料：

一、捷克崩塌地之地質和水文背景

在捷克現有已被判識出的崩塌地和大部分具有山崩傾向的區域，存在有很深厚的風化蓋層（weathering mantle），而由岩石塊體構成的區域則有截然不同的工程地質性質（Nemčok, 1964）。在這些區域內，大塊、脆性且具有滲透性的岩石被弱的、塑性和不滲透性的材料覆蓋或互層。這樣的情形在捷克西部的波希米亞地區的第三紀火山高地上、白堊紀的沉積物山地或東部摩拉維亞地區的第三紀與中生代復理岩（flysch）山區常見。這些區域中的山崩起始或再發生是因降雨而增加的地下水位所導致（Pánek *et al.*, 2011），這也可以包含覆雪融化（Bíl and Müller, 2008）。在過去的紀錄中，最大山崩事件通常發生在高於長期平均降雨量（譬如兩年總和）的時期或與數天內有密集降雨的期間重疊（Krejčí *et al.*, 2002）。

二、捷克崩塌地之山崩監測與預警

在捷克國內的山崩監測主要是利用地面和地下監測技術，因為捷克的自然條件（例如茂密的植被與森林覆蓋）以及山崩特徵（例如主要為事件性的再觸發或緩慢移動）通常不便於採用遙測技術（包含GNSS 測量）。與現地監測相比，InSAR 過去曾被用於一特定案例（監測新建的高速公路）且結果令人滿意（Fárová *et al.*, 2019）。角反射板監測現階段已在幾個場址進行測試（Pospíchal, 2024）；而 GNSS 方法則是使用在如執行減災測量時的山崩毀林（deforestation）事件（Li *et al.*, 2022）。廣泛使用的地面監測技術包含大地測量（Urban *et al.*, 2017; Burda *et al.*, 2013）和人工或自動的膨脹與伸張測量（Klimeš *et al.*, 2017b）。地下的滑動面運動監控則是使用測傾管或加速度陣列儀（如 ShapeAccelArray; Balek *et al.*, 2019）。這些監測聚焦在研究場址（Klimeš *et al.*, 2017b），或者有山崩危害的高速公路（Fárová *et al.*, 2019）、水庫（Rybář *et al.*, 2011）、露天礦場（Burda *et al.*, 2013）、鐵路和房舍。

三、捷克崩塌地之土石流監測與預警

在捷克國內，雖然在 19 世紀末唯一有傷亡的山崩是由土石流所導致（1897 年），在 2003 至 2013 年期間也發生七起有可能造成受傷的土石流事件（Klimeš *et al.*, 2017a），但土石流到目前尚未成為一個重要的議題，因此還沒有專門用於土石流偵測或早期預警的技術或方法。有鑑於降雨型態的改變（如短時強降雨頻率增加；Gariano and Guzzetti, 2016），土石流在不遠的將來或許會成為捷克一個嚴峻的問題。土石流監測的唯一方法是監測降雨量，通常是由捷克水文氣象研究所（Šálek *et al.*, 2004）執行，或是由個別的研究學者在具有高度土

石流災害潛勢的場域進行（Smolíková *et al.*, 2021）。

四、微地動量測在高潛勢崩塌地之應用

目前在捷克國內尚無利用微地動技術應用在分析崩塌案例上。為探討此方法在捷克當地之適用性，團隊在與捷克科學院（Jan Klimeš 與 Ivo Baroň 博士）進行討論後，初步擬定捷克七個高潛勢崩塌地進行微地動量測。於 9 月 2 日至 12 日量測期間，因行程安排與天候的因素，共完成五個場址（Ondrejnik, Vaculov, Solan, Trebenice 及 Cereniste）之微地動調查（圖 1-4），並已進行資料的初步分析。

圖 3-29 為捷克四個不同場址（Cereniste、Solan、Trebenice 和 Vaculov）之 HVSR 結果，每個場址皆採用三角形或線型陣列的方式進行同步量測，因此在同一場址我們可以多個測點瞭解基本土層之共振特性。圖中紅色箭頭代表該區域之地層界面在頻率上的反應。而不同地點之共振主頻率並不相同，Cereniste、Solan、Trebenice 與 Vaculov 主頻分別為約為 7.69、7.2、5.34 與 5.49 Hz。此外，同一場址不同測點，其頻譜形狀和放大倍率略有差異，這可能反映了局部地質條件的變化，例如土層厚度、岩性組成等。整體而言，Cereniste 和 Solan 的放大倍率較高，這可能表示這些區域的土層較鬆軟，或者與下方岩盤的波速差異較大。後續將進行陣列的速度的分析，用以瞭解地層的速度變化及進行滑動界面的深度估算，並將結果與現地之地球物理、井測及樹輪年代資料進行比對討論，探討不同資料間的差異性與關聯性，並評估各方法之優缺點及適用性。

為提升崩塌地災害評估的準確性，本團隊將持續與捷克科學院深化合作，深入比對分析台捷兩國崩塌地的地動訊號差異，並探討不同岩性對微地動量測結果的影響，期能發展以地動資料評估滑動潛能的

參考指標。此外，我們也將加強國際技術交流與人才培育，並建立共享資料庫，精進我國崩塌地災害防治技術，提升國際防災競爭力。

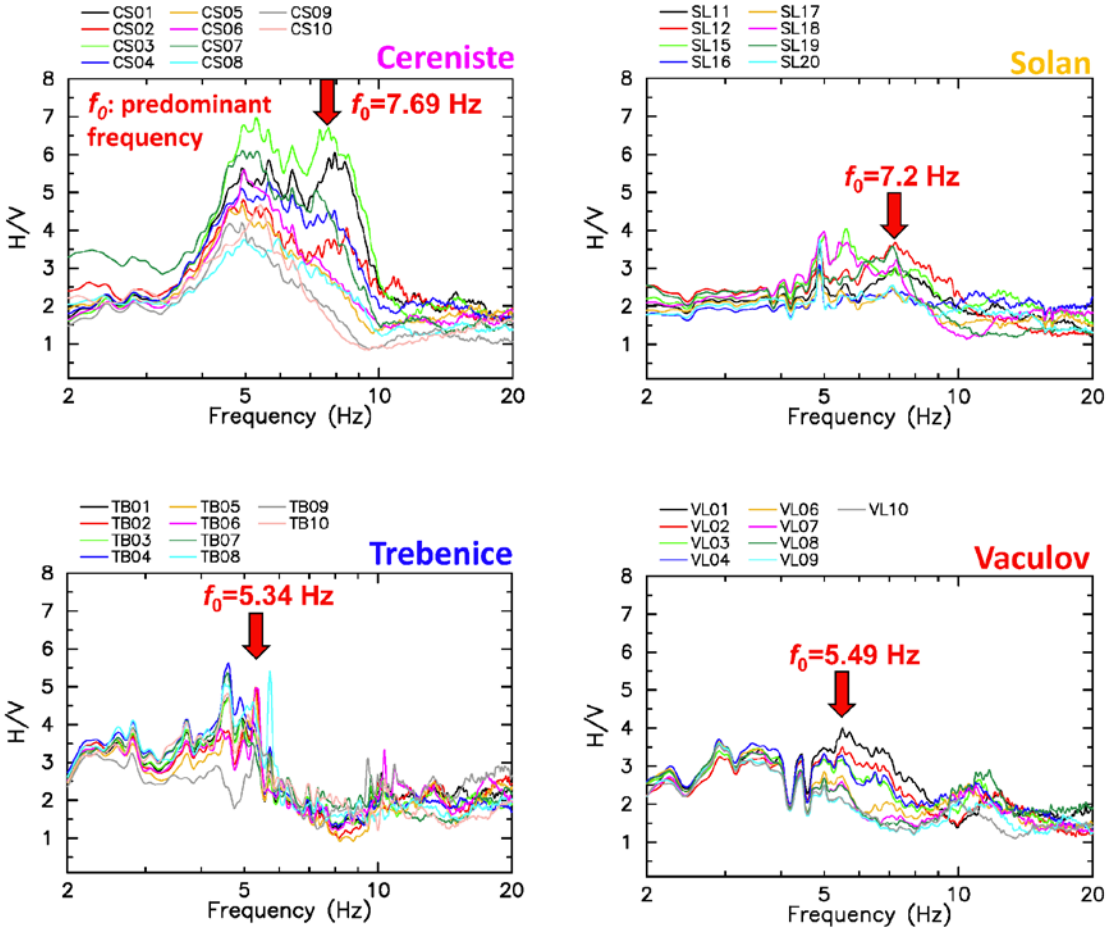


圖 3-29 捷克四個高潛勢崩塌地之 HVSR 分析結果

第四章　工作進度與交付項目

第一節　計畫甘特圖

工作項目	工作比重%	預定進度	113 年				備註
			1-3 月	4-6 月	7-9 月	10-12 月	
大崙山順向坡長期地動觀測系統之建置	20	工作量或內容	微地動與地震觀測系統之建置	微地動與地震觀測系統之建置與調整	微地動與地震觀測系統之建置與調整	微地動與地震觀測系統之維護	
		累計百分比	25	50	75	100	
		甘特圖					
大崙山順向坡定期地動資料分析	20	工作量或內容	-	微地動與地震資料分析	滑動特徵隨時間變化分析	滑動特徵隨時間變化分析	
		累計百分比	0	20	60	100	
		甘特圖					
梅花部落大範圍微地動單站與陣列量測	20	工作量或內容	-	微地動單站與陣列量測	微地動單站與陣列量測	微地動單站與陣列量測	
		累計百分比	0	40	70	100	
		甘特圖					
梅花部落微地動資料分析	20	工作量或內容	-	滑動深度、滑動方向及不穩定程度分析	滑動深度、滑動方向及不穩定程度分析	評估進行長期地動監測之合適位置	
		累計百分	0	20	50	100	

		比					
		甘特圖					
各期報告撰寫	20	工作量或內容	工作執行計畫書	期中報告	期中報告	期末與成果報告	
		累計百分比	25	50	75	100	
		甘特圖					

第五章　結論及後續工作重點

第一節　結論

本計畫主要探討微地動及地震訊號在評估大規模崩塌地之滑動特徵上之應用。透過微地動與地震資料之收集與分析，探討現地之滑動深度、方向與不穩定程度，並評估微地動量測方法在不同地質條件下之適用性。本年度研究成果主要分為華梵大學與梅花地滑區兩部分，以下列出幾個重要之分析成果：

一、華梵大學校園內的長期觀測站中，HFM1和HFM3所在地層特性與HFM2截然不同。透過分析各測站的共振主頻與放大倍率，發現HFM1和HFM3測站下方可能存在一層較鬆軟且厚的崩積土覆蓋於滑動層面上，而HFM2測站的崩積層厚度則較薄，且與下層岩盤的速度差異不大，顯示兩處的淺層地質條件明顯不同。

二、HFM2測點之HVSR結果有明顯的日夜變化，可能與該測點之共振主頻較高，易受區域振動影響有關。

三、當有一群地震持續發生，且PGV值達0.1 cm/s以上時，將有很高的機會產生土壤非線性效應，導致共振主頻顯著下降。

四、梅花國小之地下速度構造於深度50-60 m間有明顯的速度轉折變化，此深度與該區域之滑動深度相符。

五、梅花地滑區之共振主頻介於2.17-4.98 Hz，而滑動深度介於21.1-61.8 m。主頻與滑動深度的空間分布趨勢與前人滑動塊體剖面結果相近。

六、滑坡中心區域的PGV明顯高於坡頂和坡趾。PGV的空間分布與HVSR放大倍率高度一致，鬆軟土層厚度也顯著影響震波放大效應。PGV放大區域雖不一定代表易滑動，但顯示其易受地震動影響，需持續關注。

七、梅花地滑區的極化分析顯示，多數測點無特定集中方向，代表此區域經長期整治後趨於穩定，即滑動潛能不高。另部分測點有明顯極化，方向與過去主要滑動方向一致，但集中程度不如華梵大學。顯示梅花地滑區塊體穩定度較高，但仍需持續監測。

八、花蓮地震前後RTK測量顯示水平位移主要朝東南，垂直則多為下降。最新數據顯示，測點持續向西或西北移動，垂直方向仍維持下降趨勢。然而，RTK測量結果仍不穩定，需進一步釐清原因，才能評估其作為快速評估工具的可行性。

第二節　後續工作重點

一、目前已委請農業部農村發展及水土保持署向相關單位詢問及索取華梵大學與梅花地滑區之水文觀測資料，後續可用以探討坡地之滑動特徵是否因地下水位之高低而發生變化。

二、大崙山順向坡的長期地動觀測，自3月佈設至今已累積7個月的資料，將持續進行觀測，待累積更多資料後，將進一步分析不同時間尺度下的地動訊號變化，並結合大地測量和地質資料，以期更深入了解順向坡的滑動行為和潛在風險。

三、持續與捷克科學院深化合作，深入分析捷克五個高潛勢崩塌場址的微地動資料，探討不同岩性對微地動量測結果的影響，並與台灣現有案例進行比對分析，以期提升對崩塌地滑動機制的理解。

四、統整所有調查區域的資料分析成果，期能發展以地動資料評估滑動潛能的參考指標，提升崩塌地災害評估的準確性。

參考文獻

1. 邱奕峰、陳昭維、白朝金、郭芳慈，“大規模崩塌調查監測及治理成果--以梅花地滑區為例”，技師期刊，第 91 期，29-38 頁，2020。
2. 黃鑑水、鄭清江，“大崙地區地質之再調查與分析”，華梵藝術與設計學報，第一期，59-70 頁，2004。
3. 塗明寬、陳文政，五萬分之一臺灣地質圖及說明書—竹東，經濟部中央地質調查所，87 頁，1991。
4. 鄭清江，“高精密 GPS 與現地監測系統應用於順向坡深層滑動之案例研究(107 保發-11.1-保-01-06-001(31))”，行政院農業委員會水土保持局，2018。
5. C. H. Tseng, Y. C. Chan, C. J. Jeng, R. J. Rau and Y. C. Hsieh, “Deformation of landslide revealed by long-term surficial monitoring: A case study of slow movement of a dip slope in northern Taiwan,” Engineering Geology, Vol. 284, pp. 106020, 2021.
6. Central Weather Administration, “Central Weather Administration Seismographic Network [Data set],” International Federation of Digital Seismograph Networks, 2012.
7. J. Burjánek, B. Edwards and D. Fäh, “Empirical evidence of local seismic effects at sites with pronounced topography: a systematic approach,” Geophysical Journal International, Vol. 197, pp. 608-619,

2014.

8. J. Burjánek, G. Gassner-Stamm, V. Poggi, J.R. Moore and D. Fäh, “Ambient vibration analysis of an unstable mountain slope,” Geophysical Journal International, Vol. 180, pp. 820-828, 2010.
9. J. Capon, “High-resolution frequency-wavenumber spectrum analysis,” Proceedings of the IEEE, August, 1969.
10. J. E. Vidale, “Complex polarisation analysis of particle motion,” Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 76, pp. 1393-1405, 1986.
11. M. Vassallo, G. Cultrera, G. Di Giulio, F. Cara, and G. Milana, “Peak frequency changes from HV spectral ratios in Central Italy: Effects of strong motions and seasonality over 12 years of observations,” Journal of Geophysical Research: Solid Earth, Vol. 127, No. 1, pp. 1-20, 2020.
12. M. Wathelet, J. L. Chatelain, C. Cornou, G. D. Giulio, B. Guillier, M. Ohrnberger and A. Savvaidis, “Geopsy: A user-friendly open-source tool set for ambient vibration processing,” Seismological Research Letters, Vol. 91, pp. 1878-1889, 2020.
13. R. B. Hermann, “Surf: surface wave inversion program (from computer program in seismology volume IV),” Saint Louis University (USA), 1991.
14. Y. Nakamura, “A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface,” Railway Technical Research Institute, Quarterly Reports, Vol. 30, No. 1, pp. 25-33, 1989.
15. U. Kleinbrod, J. Burjánek, M. Hugentobler, F. Amann, D. Fäh, “A

comparative study on seismic response of two unstable rock slopes within same tectonic setting but different activity level," Geophysical Journal International, Vol. 211, No. 3, pp. 1428-1448, 2017.

16. J. Burjánek, V. Gischig, J. R. Moore and D. Fäh, "Ambient vibration characterization and monitoring of a rock slope close to collapse," Geophysical Journal International, Vol. 212, pp. 297-310, 2018.
17. U. Kleinbrod, J. Burjánek and D. Fäh, "Ambient vibration classification of unstable rock slopes: A systematic approach," Engineering Geology, Vol. 249, pp. 198-217, 2019.
18. A. Nemčok, "Geological properties of the slopes and their effects on initiation and distribution of landslides in the Western Carpathians," Geologicky Sbornik Slovenskej Akademie Vied, Vol. 1, pp.147-155, 1964.
19. T. Pánek, R Brázdil., J. Klimeš, V. Smolková, J. Hradecký, and P. Zahradníček, "Rainfall-induced landslide event of May 2010 in the eastern part of the Czech Republic," Landslides, Vol. 8, pp. 507-516, 2011.
20. M. Bíl, and I Müller, "The origin of shallow landslides in Moravia (Czech Republic) in the spring of 2006," Geomorphology, Vol. 99, pp. 246-253, 2008.
21. O. Krejčí, I. Baroň, M. Bíl, Z. Jurová, F. Hubatka, and K. Kirchner, "Slope movements in the Flysch Carpathians of Eastern Czech Republic triggered by extreme rainfalls in 1997: a case study," Physics and Chemistry of the Earth, Vol. 27, pp. 1567-1576, 2002.
22. K. Fárová, J. Jelének, V. Kopačková-Strnadová, and P. Kycl, "Comparing DInSAR and PSI Techniques Employed to Sentinel-1

Data to Monitor Highway Stability: A Case Study of a Massive Dobkovičky Landslide, Czech Republic," Remote Sens, Vol. 11, pp. 2670, 2019.

23. V. Pospíchal, "Analysis of slope movement Dubičná – mechanical properties of siltstones and stability," Master Thesis, Charles University, Prague, pp. 89, 2024.
24. W. Li, M. Kačmařík, and P. Pospíšil, "Multi-GNSS positioning for landslide monitoring: a case study at the Recica landslide," Acta Geodynamica et Geomaterialia, Vol. 19, pp. 255-270, 2022.
25. R. Urban, M. Štroner, and J. Balek, "Realization of geodectic network for monitoring of landslide area near Třebenice," 17th International Multidisciplinary Scientific Geoconference SGEM 2017, Vol. 17, pp.531-538, 2017.
26. J. Burda, F. Hartvich, J. Valenta, V. Smítka, and J. Rybář, "Climate-induced landslide reactivation at the edge of the Most Basin (Czech Republic) – progress towards better landslide prediction," Natural Hazards and Earth System Sciences, Vol. 13, pp. 361-374, 2013.
27. J. Klimeš, J. Stemberk, J. Blahut, V. Krejčí, O. Krejčí, F. Hartvich, and P. Kycl, "Challenges for landslide hazard and risk management in 'low-risk' regions, Czech Republic—landslide occurrences and related costs (IPL project no. 197)," Landslides, Vol. 14, pp. 771-780, 2017a.
28. J. Klimeš, F. Hartvich, P. Tábořík, J. Blahut, M. Briestensky, J. Stember, A. Emmer, R. Vargas, J. Balek, "Studies on selected landslides and their societal impacts: activity report of the Prague World Centre of Excellence, Czech Republic," Landslides, Vol. 14,

pp. 1547-1553, 2017b.

29. J. Balek, J. Klimeš, J. Blahut, M. Štroner, R. Urban, and F. Hartivch, “Shallow landslide movements in clay rich rocks detected during subnormal precipitation period” Acta Geodynamica et Geomaterialia, Vol. 16, pp. 409-417, 2019.
30. J. Rybář, J. Klimeš, and S. Novosad, “Mapy náchylnosti k sesouvání ve flyšových horninách Západních Karpat a verifikace jejich spolehlivosti po mimořádných dešťových srážkách v květnu 2010 (in Czech),” Geotechnika, Vol. 4, pp. 17-28, 2011.
31. S. F. Gariano, and F. Guzzetti, “Landslides in a changing climate,” Earth-Science Reviews, Vol. 162, pp. 227-252, 2016.
32. M. Šálek, P. Novák, and D. J. Seo, “Operational application of combined radar and raingauges precipitation estimation at the CHMI,” Proceedings of ERAD, Vol. 2, pp. 16-20, 2004.
33. J. Smolíková, F. Hrbáček, J. Blahůt, J. Klimeš, V. Vilímek, and J. C. Loaiza Usuga, “Analysis of the rainfall pattern triggering the Lemešná debris flow, Javorníky Range, the Czech Republic,” Natural Hazards, Vol. 106, pp. 2353-2379, 2021.
34. K. L. Wen, T. M. Chang, C. M. Lin and H. J. Chiang, “Identification of nonlinear site response using the H/V spectral ratio method,” Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences, Vol. 17, No. 3, pp. 533-546, 2006.
35. M. Vassallo, G. Cultrera, G. Di Giulio, F. Cara and G. Milana, “Peak frequency changes from HV spectral ratios in central Italy: Effects of strong motions and seasonality over 12 years of observations,” Journal of Geophysical Research: Solid Earth, Vol. 127, No. 5, pp.

e2021JB023848, 2022.

附錄

附錄一、期初審查會議紀錄暨回覆辦理情形

項次	審查意見	回覆辦理情形
報告內容審查意見：		
一	本案涉及與捷克合作之技術交流,請在標題及相關內容強調兩國合作之細節及合作產出。	已於細部計畫說明書內修改完成。修改內容主要為： 1.將持續與捷克科學院的學者（Jan Burjánek 博士）合作，因為他有相當豐富之邊坡穩定之觀測與模擬經驗，透過經驗交流，不僅可精進資料分析術，計畫團隊的研究產出亦會更豐碩。 2.目前與捷克科學院的學者合作，在大崙山順向坡已有一些研究成果，預計今年將投稿至 SCI 期刊。

附錄二、期中報告書審查意見暨回覆辦理情形

項次	審查意見	回覆辦理情形
報告內容審查意見：		
一	建議於報告書中增補捷克在崩塌地微地動及地震訊號判識技術方面的具體背景資料，包括捷克的地質條件、崩塌風險區域以及該國現行的技術設備及監測系統。此外，還應包含捷克在該領域的技術發展歷史及在該國土石流與崩塌預警系統中的應用。以利更全面地比較台捷兩國技術的差異與相似點。	感謝委員建議，已增補相關內容於第三章第二節第九小節中。
二	請報告中加入具體的案例，分別展示台灣與捷克的崩塌地微地動技術在實際案例中的應用情況，例如地表位移或是崩塌等案例，以對於兩國進一步技術合作提供參考依據。	目前捷克尚無將微地動技術應用於崩塌地的實際案例。而在台灣方面，目前本團隊已於新北石碇大崙山順向坡與新竹縣尖石鄉之梅花地滑區進行微地動等量測，成果顯示微地動技術所得結果，在滑動深度與潛勢上皆具參考價值。今年9月與捷克科學院完成當地

項次	審查意見	回覆辦理情形
		五個崩塌潛勢區之資料收集與初步分析。台灣與捷克崩塌案例之比對、分析與解釋將成為明年度之重要工作項目。
三	完成台捷技術比較後，建議對雙方技術的利弊進行分析，包含技術成熟度、成本效益、國內應用的可行性及限制等，以利我國未來發展更明確的技術發展策略。	現今利用微地動技術進行平原區之地層特性判識（如：界面深度與速度）已相當成熟，然對於崩塌地之大範圍應用，在國內的案例並不多，但經過大崙山順向坡與梅花地滑區之調查後，可知微地動技術在滑坡調查的應用上深具潛力。目前與捷克科學院的學者（Jan Burjánek博士）進行合作的項目主要為：塊體滑動方向與不穩定程度的評估。相信Jan Burjánek 博士過去在瑞士累積的豐富邊坡研究經驗（ Burjánek *et al*., 2018; Kleinbrod *et al*., 2019），能幫助我們在此項技術上有更多突破與進展。

項次	審查意見	回覆辦理情形
四	報告書請加入有關國際合作與資源共享的部分，討論未來如何通過與捷克及其他國家的技術合作來優化我國的崩塌預測能力。這一部分應特別強調技術交流、人才培養及共同資料庫建立等具體合作方式，進而加強我國在國際防災領域中的技術競爭力。	感謝委員建議，已將委員建議之內容加入第三章第二節第九小節中。
五	建議報告中的圖片如非作者或團隊所產製，應要有citation for academic ethics。	感謝委員提醒，報告中引用的圖共兩張（圖3-9和圖3-10），已於圖說最後加入引用字句；另有兩張圖（圖1-2和圖3-1）乃利用Tseng *et al.*（2021）提供的數據自行繪製，已於圖說加入數據來源說明；其餘使用的圖皆為本團隊自行蒐集資料且繪製。
六	目前報告提供了監測參數的數據並給了其物理的implication，但在Chapter Five的結論對大規模崩塌地的potential很少論述，建議考慮	感謝委員的提醒，在梅花地滑區進行大規模的量測之後，目前評估當地的滑動潛勢並不高，顯示此區域經長時間之整治後具有成效。相關論述已加

項次	審查意見	回覆辦理情形
	說明以呼應該計畫的core scope。	入第五章第一節中。
七	本計畫將與捷克做學術交流合作，但台灣與捷克的地質與水文並非相當對應。建議應說明其目的及效應。	經評估，我國與捷克在地質條件上確實有極高的相似性，相關內容請見第三章第二節第九小節描述。
八	大規模崩塌的trigger physical mechanics，地下水的特性基本扮演重要角色，其雖非本計畫的monitoring項目，但建議應論述，建立計畫成果的完整性。	感謝委員建議，以大崙山順向坡而言，因降雨導致地下水位快速變化，將致使塊體產生滑動。有關地下水的論述及未來規劃已加入第三章第一節第二小節。
九	根據Chapter Four所提供的甘特圖，其中有三個工作項目至期程的一半(六月)，但仍只有20%-40%的成果及進度，是否在後半一半的期程可完成，建議評估。	由於本計畫初期需至研究區域進行資料收集工作，包含地震儀選址與安裝，微地動陣列與單點量測，和RTK量測，因此，初期進度完成會較慢，待資料收集、基本資料及流程處理與建置完成後，將有利於後續資料分析。
十	肯定計畫之執行。	謝謝委員的支持與肯定。

項次	審查意見	回覆辦理情形
十一	本案為原成立目的研究並比較我國與捷克發展崩塌地微地動及地震訊號判識技術，現行報告已針對我國技術發展進行說明，惟針對捷克方的相關說明較無著墨，未來請針對目前報告書1-2頁中台捷差異性的內容比較進行更完整的論述，並納入捷克方在本項議題之具體「基礎資料」及「研究成果」，以利兩方比較分析。	目前在捷克國內尚無微地動分析技術應用在分析崩塌案例。為瞭解台灣與捷克崩塌地之特性差異，團隊於今年9月前往捷克並完成五個崩塌地之微地動量測作業。台灣與捷克崩塌地之分析結果比較將列為明年工作之重點項目。
十二	上述內容完成台捷兩國之研究比較後，請分析相關技術的利弊已及可行性，並研擬未來我國發展微地動及地震訊號評估大規模崩塌之策略建議。	明年度計畫將針對台灣目前完成之案例(大崙山順向坡與梅花地滑區)與捷克五個崩塌地進行分析比對，除討論結果之差異，希冀從中找出地動訊號評估滑動潛能之重要指標，供後續擬定防災策略之參考。

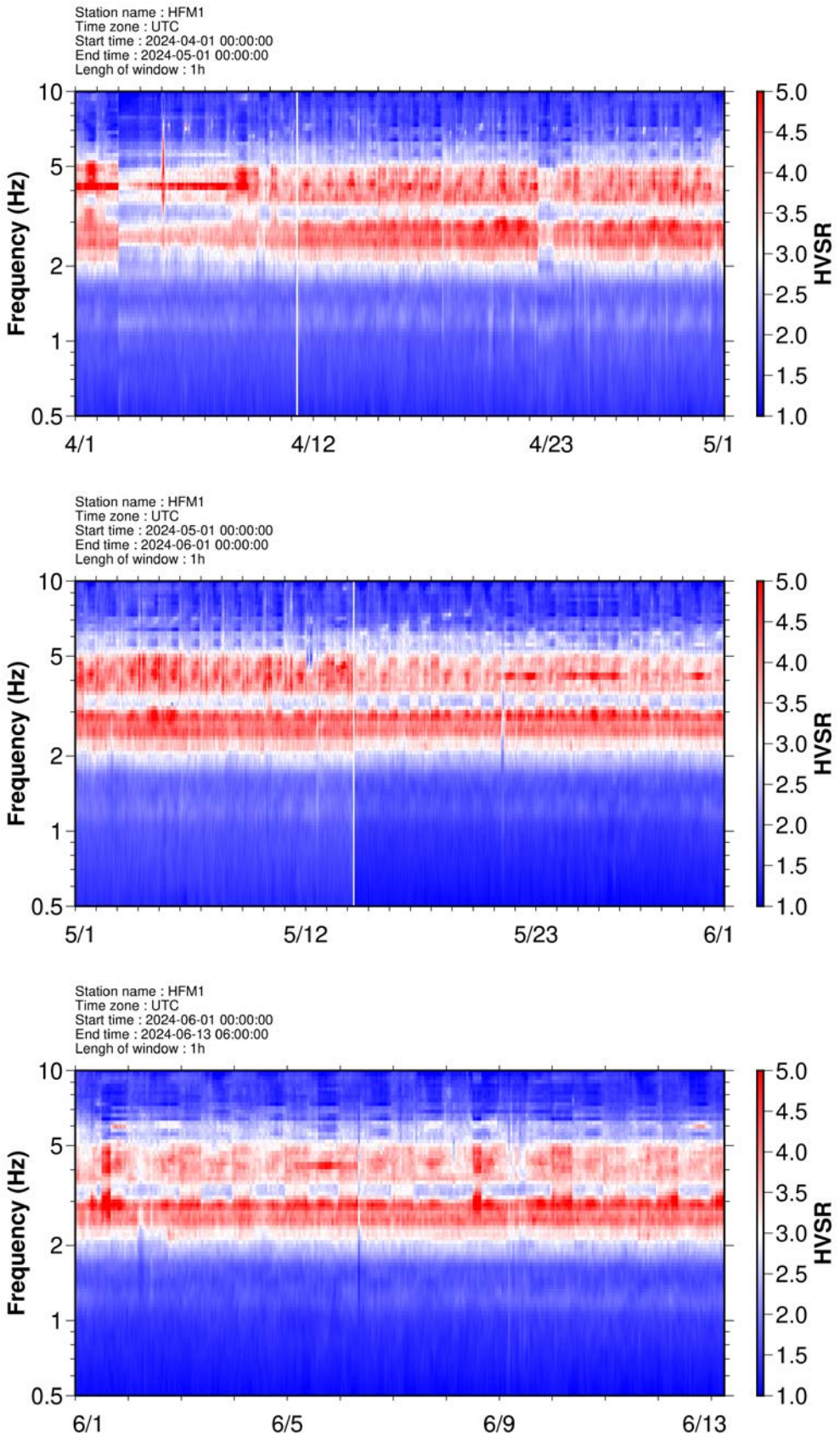
附錄三、期末報告書審查意見暨回覆辦理情形

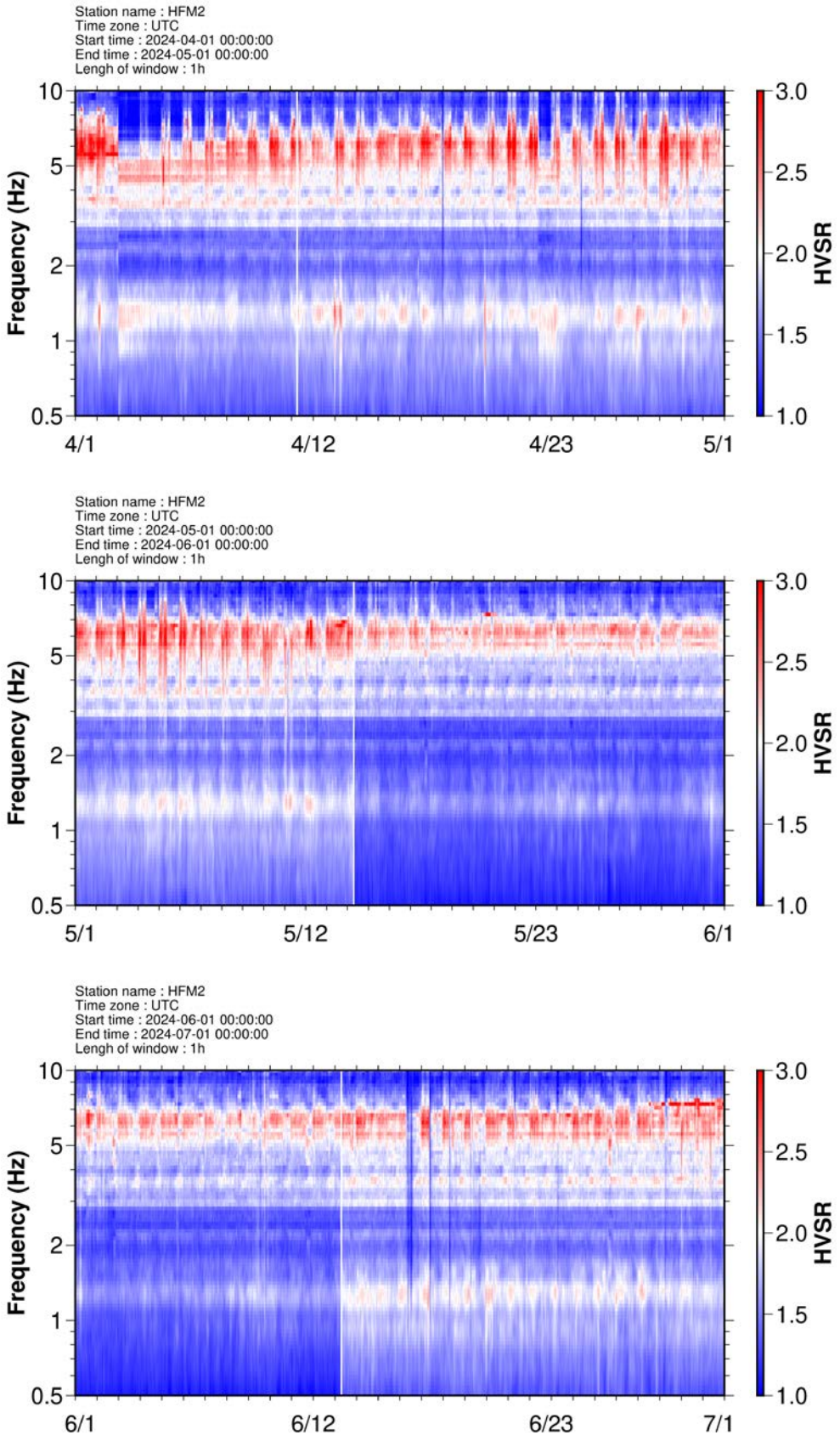
項次	審查意見	回覆辦理情形
報告內容審查意見：		
一	考量到強震可能導致土壤非線性效應，本研究如何區分微震和地震訊號，另外在不同地震規模訊號下該如何有效評估大規模崩塌地的滑動特性？	目前對於地震訊號的判定主要來自臺灣地震與地球物理資料管理系統（CWA, 2012）所列之地震目錄。若未來有近即時之訊號偵測的需求，可以引進機器學習方法來自動識別地震訊號。另外，不同的地震規模可能因地震的所在位置不同，而對場址產生不同程度的地震動。因此，本研究採用實際所收錄到之最大地動速度值（peak ground velocity, PGV）來與滑動特徵的變化進行討論，目前從華梵大學的長期觀測資料顯示，當PGV值達0.1 cm/s以上，將有很高的機會產生土壤非線性效應。
二	考量到不同地區地質條件非均質性下，各事件崩塌地之微震訊號特徵是否具有共通性	目前本計畫已完成大崙山順向坡及梅花地滑區的調查工作。這兩個研究區域的地質特

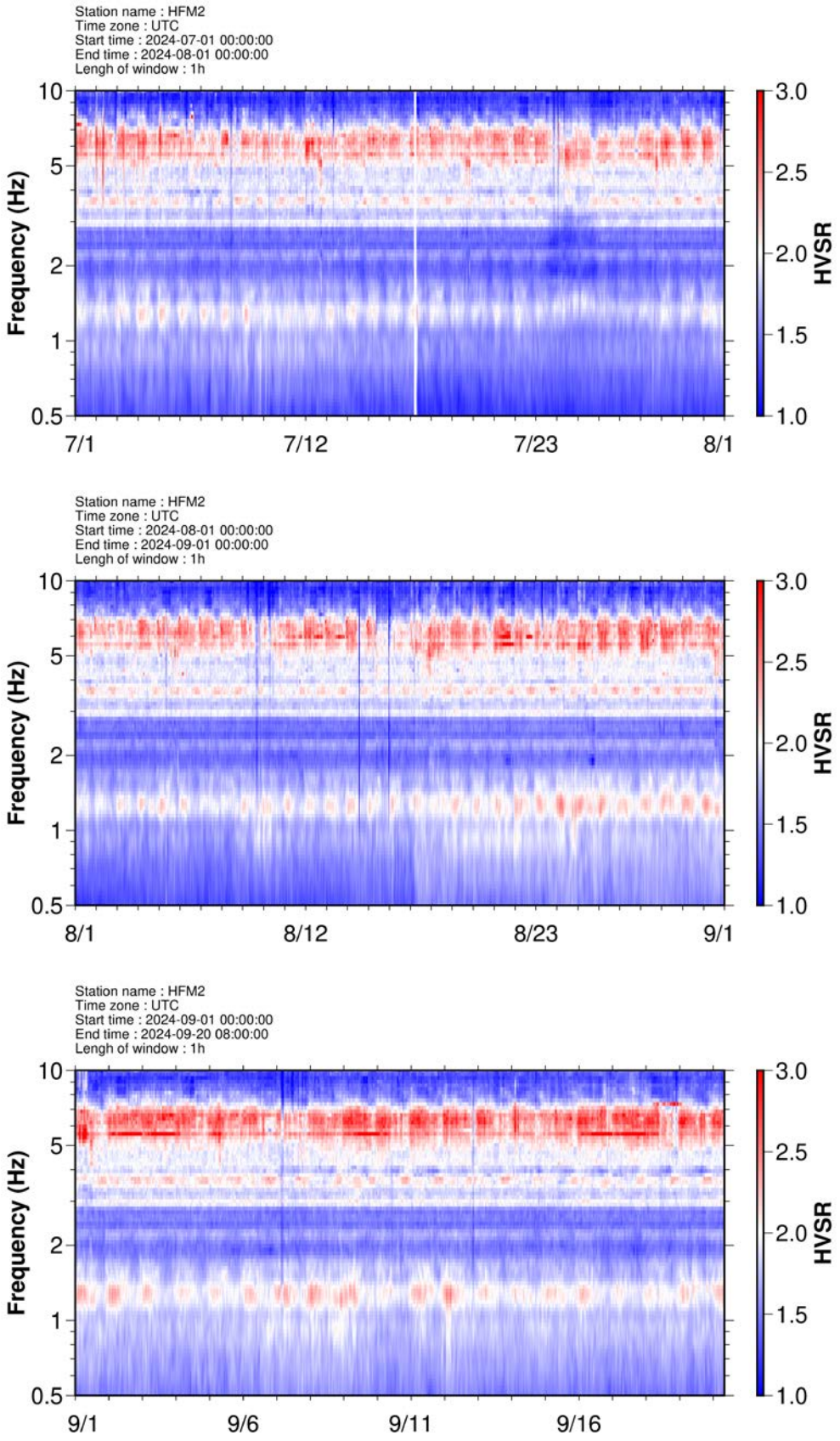
項次	審查意見	回覆辦理情形
	和差異性？該如何判斷以助於提升崩塌評估準確性。	性相似，主要為砂頁岩互層上覆崩積土層。透過微震訊號資料的分析，我們觀察到其滑動界面深度與崩積土層厚度具高度相關。然而，若在不同的地質條件上是否結果就大相逕庭？這值得我們後續進行探討！明年度計畫，我們將探討不同地質特性其滑動塊體之特徵差異，如在捷克的研究場址中，其岩性非常多樣化（包含：複理岩、砂岩、黏土岩及火山岩），這些多樣的地質條件提供了一個良好的試驗場域，有助於我們進一步釐清微地動方法在不同地質條件下的適用性及其潛在的局限性。
三	斷層地下的幾何是否在鑽探岩芯程過有些資訊可以評估?因為在極化分析中測站D16有顯著相對低頻且東西向的能量集中，若假設此特徵來自	斷層的地下幾何形貌確實可透過大量的鑽井作業來完成，然大崙山順向坡並未執行這樣的研究工作。目前現地透過局部鑽井岩芯、二維地電阻影

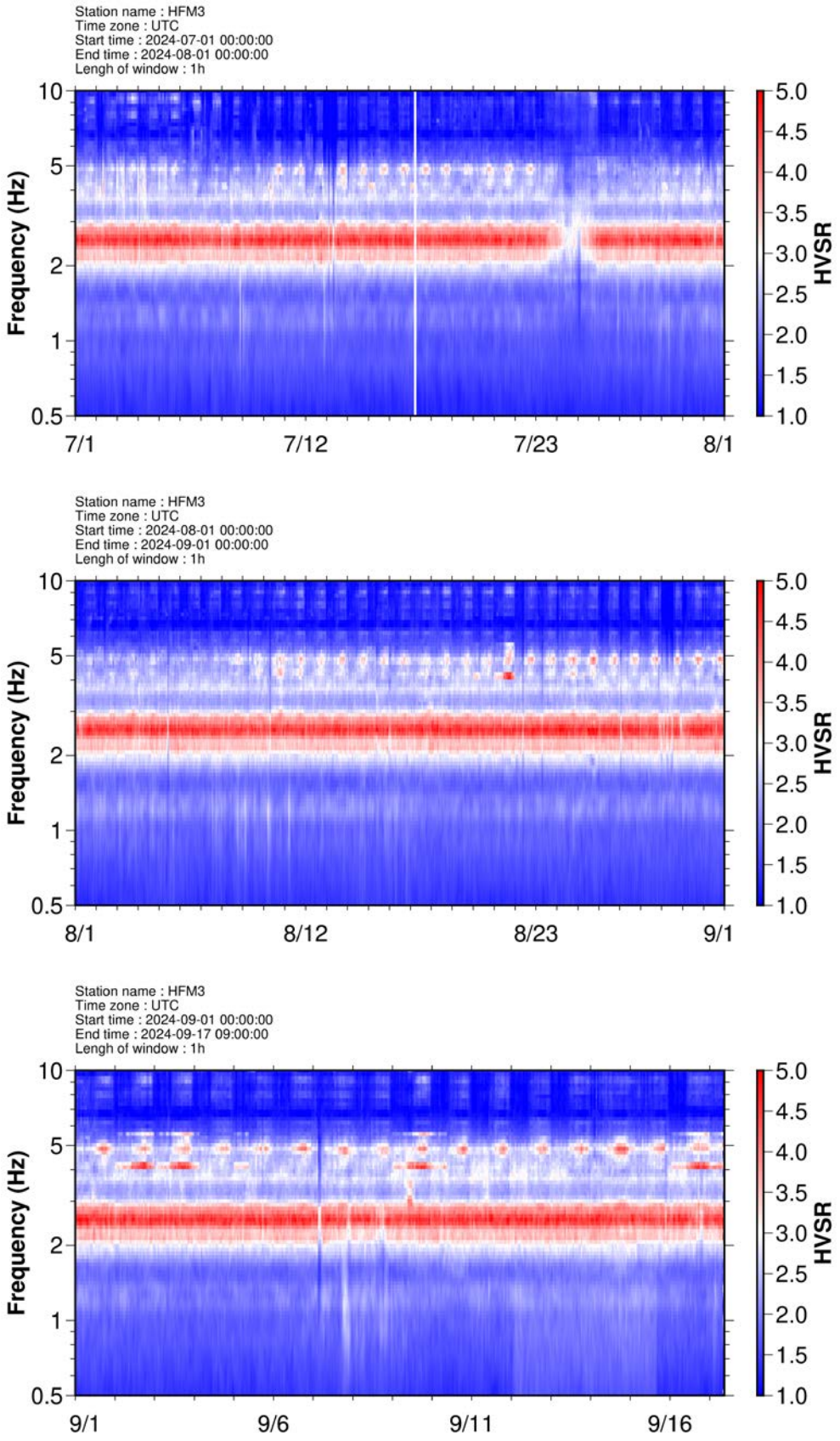
項次	審查意見	回覆辦理情形
	斷層，那此低頻資訊可了解地下斷層的深度。	像剖面、地形特徵及各種地質現象的研判（黃鑑水與鄭清江，2004；鄭清江，2018）可大致推測斷層的走向與延伸的方向。而DL16所觀測到之東西方向的極化確實與南勢坑斷層的走向一致，可能在滑動方向上，此斷層扮演相當重要的角色。然在斷層深度的探討上，未來若能增加南勢坑斷層附近的觀測密度，將有助於更進一步確認低頻訊號的能量集中與斷層深度之間的關聯性。感謝建議！
四	是否也有在0403地震後發現極化現象的改變?	大崙山順向坡在0403地震的餘震期間，雖然發現有略為複雜的極化方向產生，然其方向變化不大。可能因距離震央較遠，地震動不大，所以地震前、中、後的極化方向變化並不顯著。此部分之相關描述已加入第三章第一節第二小節中。

附錄四、大崙山順向坡長期觀測站每個月之單站頻譜比結果




Station name : HFM2
Time zone : UTC
Start time : 2024-04-01 00:00:00
End time : 2024-05-01 00:00:00
Lengh of window : 1h
Frequency (Hz)
10
5
2
1
0.5
4/1
4/12
4/23
5/1
HVSR
3.0
2.5
2.0
1.5
1.0
Station name : HFM2
Time zone : UTC
Start time : 2024-05-01 00:00:00
End time : 2024-06-01 00:00:00
Lengh of window : 1h
Frequency (Hz)
10
5
2
1
0.5
5/1
5/12
5/23
6/1
HVSR
3.0
2.5
2.0
1.5
1.0
Station name : HFM2
Time zone : UTC
Start time : 2024-06-01 00:00:00
End time : 2024-07-01 00:00:00
Lengh of window : 1h
Frequency (Hz)
10
5
2
1
0.5
6/1
6/12
6/23
7/1
HVSR
3.0
2.5
2.0
1.5
1.0


Station name : HFM2
Time zone : UTC
Start time : 2024-07-01 00:00:00
End time : 2024-08-01 00:00:00
Lengh of window : 1h
Frequency (Hz)
10
5
2
1
0.5
7/1
7/12
7/23
8/1
3.0
2.5
2.0
1.5
1.0
HVSR
Station name : HFM2
Time zone : UTC
Start time : 2024-08-01 00:00:00
End time : 2024-09-01 00:00:00
Lengh of window : 1h
Frequency (Hz)
10
5
2
1
0.5
8/1
8/12
8/23
9/1
3.0
2.5
2.0
1.5
1.0
HVSR
Station name : HFM2
Time zone : UTC
Start time : 2024-09-01 00:00:00
End time : 2024-09-20 08:00:00
Lengh of window : 1h
Frequency (Hz)
10
5
2
1
0.5
9/1
9/6
9/11
9/16
3.0
2.5
2.0
1.5
1.0
HVSR


Station name : HFM3
Time zone : UTC
Start time : 2024-07-01 00:00:00
End time : 2024-08-01 00:00:00
Lengh of window : 1h
Frequency (Hz)
10
5
2
1
0.5
7/1
7/12
7/23
8/1
HVSR
5.0
4.5
4.0
3.5
3.0
2.5
2.0
1.5
1.0
Station name : HFM3
Time zone : UTC
Start time : 2024-08-01 00:00:00
End time : 2024-09-01 00:00:00
Lengh of window : 1h
Frequency (Hz)
10
5
2
1
0.5
8/1
8/12
8/23
9/1
HVSR
5.0
4.5
4.0
3.5
3.0
2.5
2.0
1.5
1.0
Station name : HFM3
Time zone : UTC
Start time : 2024-09-01 00:00:00
End time : 2024-09-17 09:00:00
Lengh of window : 1h
Frequency (Hz)
10
5
2
1
0.5
9/1
9/6
9/11
9/16
HVSR
5.0
4.5
4.0
3.5
3.0
2.5
2.0
1.5
1.0