

國立臺灣大學理學院地質科學系



碩士論文

Department of Geosciences

College of Science

National Taiwan University

Master Thesis

台灣中央山脈地區地震所引起淺層地殼速度與靜態體積應變
擾動之相關性

Coseismic Velocity Reduction Correlated with Volumetric Strain
Change Induced by Recent Large Earthquakes in the Central
Range of Taiwan

吳欣玫

Sin-Mei Wu

指導教授：洪淑蕙 博士

Advisor: Shu-Huei Hung, Ph.D.

中華民國 103 年 7 月

July, 2014

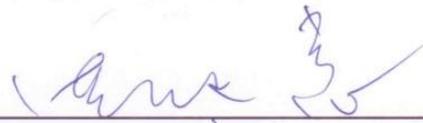
國立臺灣大學碩士學位論文
口試委員會審定書

台灣中央山脈地區地震所引起淺層地殼速度與靜態
體積應變擾動之相關性

Coseismic Velocity Reduction Correlated with
Volumetric Strain Change Induced by Recent Large
Earthquakes in the Central Range of Taiwan

本論文係吳欣玫君（學號 R01224204）在國立臺灣大學地質
科學系完成之碩士學位論文，於民國 103 年 6 月 30 日承下列考試
委員審查通過及口試及格，特此證明

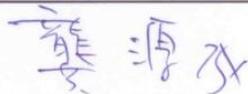
指導教授：

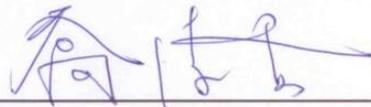


口試委員：









誌謝



首先非常感謝我的指導教授洪淑蕙老師，研究所兩年間無論是在研究上、課業上都是非常重要的引領人以及知識的寶庫。老師在教學上非常的認真，對於學生的疑問都會耐心的指導；在研究上老師讓我有自己思考學習的空間並適時的給予重要的建議與協助，甚至於生活中的困難也都盡量給予幫助。感謝老師，這兩年間我覺得自己學到了非常多知識，並且對於未來有好的規劃與期許。也很感謝郭本垣老師，因為大學時期參加中研院暑期生計畫，老師的細心指導與特立獨行的教學風格，開始對於研究題目漸漸產生興趣，是我選擇繼續就讀研究所不可或缺的契機。在研究時期梁文宗老師也幫助了我非常多，除了資料的提供，不管在研究上或是任何的問題老師都非常熱心且有耐心的撥出時間跟我討論，真的是十足欽佩老師對待學生的熱忱與付出！感謝龔源成老師在教學或研究上都有非常獨到的見解，讓我體會到研究上可能有不同的發展或是應該要去彌補的地方，也很欣賞老師獨特的個性以及教學風格。感謝李憲宗老師在研究上提供了非常重要的幫助以及對於仔細的批改碩士論文與提出了重要的見解。感謝喬凌雲老師對於論文認真的批閱以及口試時提出了重要的疑問讓我能再重新思考研究內容，得到更進一步的心得。

由於本身能力不足，在研究過程中常常遇到許多問題與困難，在此要好好感謝欣穎學姐對於我的任何疑問都非常積極且耐心的幫我尋找答案，以及柯彥廷學長和侑頻學姐總是能熱心認真的給予我幫助和提供研究上或生活上非常有用的資訊。謝謝珮如學姐總是辛苦的擔當助教跟我們一起討論作業或是扛起課程領導人的角色。謝謝陳映年學長與莊育菱學姐總是很熱心提供研究上的資訊以及討論，謝謝詹忠翰學長以及趙韋安和黃信樺學長在研究上提供幫助，也謝謝尤水輝學長提供很多幫助以及情義相挺的咖啡，謝謝梓殷學姐除了有耐心回答我的問題也常常提起有趣的話題讓實驗室多一點色彩，最後也謝謝張毓軒學長在電腦硬體部分給了我非常大的幫助。

再來要感謝一起在研究生活中努力的同學們，謝謝陳力維在研究上與生活上都幫助了我非常多，也總是很熱心的分享研究資訊以及在程式上或是研究內容進行討論。唐楚欣、李詩婷妳們是換環境到台大後一起陪伴奮鬥的朋友，謝謝妳們不管是研究上或生活上總是有事互相幫忙，休閒時一起玩樂，是這兩年來重要的精神支助，也謝謝小龜我們是同實驗室一起熬夜互相聊天的好夥伴！再來也謝謝羅翊菁、林姿綺學妹們，實驗室也因妳們而豐富。

最後也是最重要的，要謝謝我的家人。謝謝你們盡全力的協助我使我無後顧之憂的進行研究，謝謝你們支持我朝我自己想走的路前進，是我最不可或缺的精神支柱！

中文摘要



地震引起破裂帶鄰近區域岩石強度下降或是孔隙率增加以及應力和應變狀態的改變，造成區域性彈性介質受到擾動並進一步影響淺層地殼同震速度的變化。

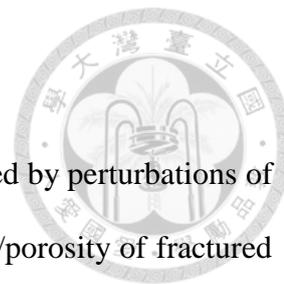
為了探討台灣中央山脈地區 2010 年 M 6.4 甲仙地震以及 2013 年 M 6.2 南投序列地震斷層破裂引起的地殼應變與岩石強度改變的潛在性原因，我們使用中央氣象局地震觀測網 (CWBSN) 提供的短周期地震儀以及台灣寬頻地震網 (BATS) 提供的寬頻地震儀連續資料，並利用周遭噪訊交互相關函數 (CCF) 來重建經驗格林函數 (EGF)，透過比較疊加長時間與短時間的經驗格林函數表面波到時後尾波的走時偏移來得到地震前後地殼速度隨時間變化的關係。

由頻率範圍 0.1-0.8Hz 經驗格林函數計算過後的結果顯示，甲仙與南投地震前後均有明顯的速度改變，與測站區域位置進行比較，甲仙地震有較明顯同震速度下降區域為震央西方數公里處餘震活動頻繁地區，同時也為逆衝斷層上盤區域；南投地震明顯同震下降區域則為穿越震源之斷層上盤處，亦是餘震活動頻繁區域。

透過地震鄰近區域一維速度構造加以計算經驗格林函數主要周期 3 - 5 秒表面波尾波的敏感深度結果顯示，甲仙與南投地震速度變化結果敏感深度皆在 10 公里之內，暗示所量測到的同震速度變化皆由淺部構造或介質受到地震造成的擾動影響所致。為了探討彈性介質與速度改變的關聯性，我們利用有限斷層滑移分佈資料計算同震靜態體積在空間上的分佈並與速度變化分佈進行比較，發現在淺部地殼同震速度下降區域與靜態體積伸張區域位置結果一致。我們推論量測到的同震速度變化與地震應力造成之淺部地殼靜態體積應變改變結果相關。

關鍵字：經驗格林函數、交互相關函數、同震速度下降、靜態體積應變

Abstract



Coseismic velocity reduction has been considered to be mediated by perturbations of stress and strain conditions in the crust and/or increased permeability/porosity of fractured rocks within the quake-damaged zones. To investigate potential changes and causes in crustal strains and rock properties of areas impacted by the earthquake ruptures of the two recent large events, Jiasian and Nantou, ($M_w > 6$ and focal depth > 20 km) occurring in the south Central Range of Taiwan, we construct empirical Green's functions (EGFs) from cross-correlation functions (CCFs) of continuous ambient noise between available station pairs near the epicenters from the short-period Central Weather Bureau Seismic Network (CWBSN) and the Broadband Array in Taiwan for Seismology (BATS). The temporal variations in seismic velocity perturbations are estimated by measuring the relative time shifts of late-arriving coda waves between short-term and long-term stacked EGFs.

The resulting EGFs at 0.1-0.9 Hz show the statistically significant coseismic velocity reduction immediately after both the events. The velocity drop is detected most pronouncedly from the pairs with the interstation paths traversing through the hanging-wall block of the ruptured fault. The sensitivity of surface wave coda arrivals to shear wave speed in the dominant period range of 3-5 s is confined within the depth of 10 km, where the crust mostly experienced the coseismic dilatational strain change induced by the slip distribution from the finite-fault models. Compared with the coseismic slip distribution from GPS data and finite-fault inversion, peak ground velocity, and slip-induced volumetric strain, we suggest the coseismic velocity reduction associated with these two events is plausibly caused by the induced dilatational strain in the shallow part of the crust above the blind thrust ruptures.

Key words: noise, cross-correlation, coseismic slip, static volumetric strain

目錄



口試委員會審定書	i
誌謝	ii
中文摘要	iii
Abstract.....	iv
第一章 緒論.....	1
1.1 地殼介質特性隨時間變化	1
1.1.1 地震前後地殼介質變化.....	1
1.1.2 地熱活動地殼介質變化.....	2
1.1.3 其他地殼介質變化.....	3
1.2 周遭噪訊與尾波特性的	5
1.3 研究的地震	7
1.3.1 2010 甲仙地震.....	7
1.3.2 2013 南投序列地震.....	8
1.4 研究問題與探討	10
第二章 研究方法與資料分析	11
2.1 理論背景	11
2.1.1 周遭噪訊交互相關函數.....	11
2.1.2 尾波干涉技術.....	13
2.2 資料收集及處理	18
2.2.1 儀器與連續資料.....	18
2.2.2 經驗格林函數重建.....	18



2.2.3	參考與現時格林函數重建.....	19
2.2.4	尾波時間窗的選擇.....	24
2.3	量測相對走時偏移方法.....	27
2.3.1	移動視窗交叉頻譜法.....	27
2.3.2	拉張法.....	29
第三章	研究結果.....	33
3.1	甲仙地震前後速度變化.....	34
3.2	南投地震前後速度變化.....	38
3.2.1	3月27日南投地震結果.....	38
3.2.2	6月2日南投地震結果.....	41
3.2.3	南投序列地震速度擾動結果數據比較.....	44
第四章	討論.....	48
4.1	頻率與影響深度.....	48
4.2	同震靜態體積應變.....	50
4.2.1	靜態體積應變與速度變化關聯.....	51
4.2.2	同震靜態體積應變與速度變化分佈.....	52
4.2.3	地震造成地殼非線性反映.....	53
4.3	GPS同震地表位移與強地動觀測.....	56
4.4	南投3月與6月地震比較.....	60
第五章	結論.....	63
	參考文獻.....	64

圖目錄



圖 1-1、日本 Tohoku 地震前後速度及非均向性變化.....	3
圖 1-2、台灣台東地震前後淺地殼速度變化.....	4
圖 1-3、法國留尼旺島富爾奈斯火山活動期間速度變化與波形退相干性.....	4
圖 1-4、2009-2010 墨西哥地區慢地震事件期間非火山長微震活動度與不同周期的 速度變化比較圖	5
圖 1-5、噪訊源分布影響經驗格林函數正負時間軸對稱性差異示意圖.....	7
圖 1-6、甲仙地震有限斷層逆推的滑移量分布.....	8
圖 1-7、南投地震 GPS 同震水平位移與餘震分布	9
圖 1-8、短週期的次要微震所引起的台灣地區周遭噪訊分佈強度.....	10
圖 2-1、二維周遭噪訊交互相關函數來源分佈與能量關係示意圖.....	13
圖 2-2、聲波多重散射模擬示意圖.....	17
圖 2-3、聲學實驗測試不同溫度下花崗岩樣本的速度變化.....	17
圖 2-4、研究使用測站與地震後一個月餘震分布圖.....	21
圖 2-5、S13 感應器與 STS-1 感應器速度型儀器響應圖	22
圖 2-6、單日連續資料切割視窗示意圖.....	23
圖 2-7、經驗格林函數疊加天數與長時間參考格林函數相關係數關係圖.....	23
圖 2-8、CGF 和 RGF 波形圖	24
圖 2-9、選取尾波時間窗方法示意圖.....	25
圖 2-10、選取尾波時間窗示意圖.....	25
圖 2-11、移動視窗交頻法量測走時偏差操過程.....	31

圖 2-12、	拉張法量測走時偏差操作過程.....	32
圖 3-1、	經驗格林函數疊加方法.....	33
圖 3-2、	SSD-WTP 站兩種疊加方法量測結果比較.....	34
圖 3-3、	甲仙地震 SSD-WTP 站與 CHN1-SSD 站結果.....	35
圖 3-4、	甲仙地震 MWCSM 結果.....	36
圖 3-5、	甲仙地震拉張法量測結果與區域地表構造的分佈.....	36
圖 3-6、	甲仙地震 SSD-WTP 測站對震前與震 MWCSM 量測結果.....	37
圖 3-7、	南投地震期間 3 月速度變化結果.....	38
圖 3-8、	南投 3 月地震 MWCSM 結果.....	39
圖 3-9、	南投 3 月地震拉張法量測結果在區域地表構造上的分佈.....	39
圖 3-10、	南投 3 月地震 SSLB-WUSB 測站對震前與震後 MWCSM 量測結果.....	40
圖 3-11、	南投地震期間 6 月速度變化結果.....	41
圖 3-12、	南投 6 月地震 MWCSM 結果.....	42
圖 3-13、	南投 6 月地震拉張法量測結果在區域地表構造上的分佈.....	42
圖 3-14、	南投 6 月地震 TDCB-WUSB 測站對震前與震後 MWCSM 量測結果	43
圖 4-1、	甲仙地震區域基態表面波相速度受剪力波速度擾動一維敏感度算核隨深度變化與一維速度模型圖	49
圖 4-2、	南投地震區域基態表面波相速度受剪力波速度擾動一維敏感度算核隨深度變化與一維速度模型圖	50
圖 4-3、	甲仙地震側向深度 5 公里同震靜態體積應變與地震前後一個月平均速度變化分布圖	54
圖 4-4、	同震靜態體積應變 SSD 和 WTP 兩測站連線沿深度方向的剖面.....	54



圖 4-5、 南投 3 月與 6 月地震側向深度 5 公里的同震靜態體積應變與地震前後一 個月平均速度變化分布圖	55
圖 4-6、 甲仙地震 PGA 和 PGV 在地表的分布圖	57
圖 4-7、 甲仙地震 GPS 逆推得到同震滑移量投影至地表的分佈	58
圖 4-8、 甲仙地震 PGA 量值與在地表的分佈	58
圖 4-9、 3/27 南投地震 PGA 量值與在地表的分佈	59
圖 4-10、 6/2 南投地震 PGA 量值在地表的分佈	59
圖 4-11、 同震靜態體積應變於 SSLB-CHGB 測站對沿深度方向的剖面	61
圖 4-12、 南投 3 月與 6 月地震前一個月平均速度擾動直方圖	62

表目錄



表 1-1、 甲仙與南投地震相關資訊.....	9
表 2-1、 甲仙與南投地震資料與測站相關資訊.....	19
表 2-2、 甲仙地震使用測站位置資訊.....	20
表 2-3、 南投地震使用測站位置資訊.....	20
表 2-4、 建置格林函數參數.....	24
表 2-5、 南投地震使用尾波時間窗與測站間距.....	26
表 3-1、 南投 3 月地震前後一個月平均速度差值.....	45
表 3-2、 南投 6 月地震前後一個月平均速度差值.....	46
表 3-3、 南投 3 月與 6 月地震前後一個月拉張法平均速度差值比較.....	47

第一章 緒論



1.1 地殼介質特性隨時間變化

過去的地球物理研究受限於天然地震測站資料的分布，主要著重於研究空間上的靜態地球內部結構。隨著技術以及理論研究發展的進步，開始有利用重複地震來觀測地殼速度隨時間變化 [Poupinet et al., 1984; Schaff and Beroza, 2004] 以及計算內核自轉速率變化 [Song et al., 1996; Zhang et al., 2005]，或以人工炸測實驗來研究動態地球內部速度構造 [Nishimura et al., 2005]。

隨著近年周遭噪訊干涉法理論的發展，可重建反映兩測站間地下速度構造的經驗格林函數，因其不受限於地震時空分布與震源機制，只需引入兩測站連續資料，使得地球物理研究不再只受限於空間，更開啟了時間上的研究與發展。透過比較重建後短期與長期經驗格林函數，可以得到短期經驗格林函數在時間軸上的訊息，常用來監測火山活動期間的速度變化、地震前後速度與非均向性等介質特性的改變，或是地熱或油氣層等構造的變化 [Breguier et al., 2008a; 2008b; Nakata and Snieder, 2012; Takagi and Okada, 2012; Wegler et al., 2009]

1.1.1 地震前後地殼介質變化

地殼速度隨時間變化反映著內部介質受到應力溫度或是其他事件如地震以及火山活動影響造成地殼彈性介質的改變。Nakata and Snieder [2012] 利用日本 KiK 地震網的地表與井下站地震波形進行解迴旋 (deconvolution) 得到在兩站間傳遞的 S 波波場，並藉由測量 2011 M_w 9.0 地震發生前後 S 波的相對到時差分析震後速度以及非均向性 (anisotropy) 的變化。結果顯示震後平均速度下降 6%；非均向

性係數則上升60%，並在三個月之後有明顯的恢復情形（圖 1-1）。Yu and Hung [2012] 利用量測周遭噪訊經驗格林函數的表面波尾波走時偏移來量測 2006 年 M_w 6.1 台東地震速度變化，發現地震引起的速度變化與在地震在破裂過程中，互相垂直的兩個斷層交錯處產生極大滑移錯動而產生近地表淺層地殼的破壞有關（圖 1-2）。

1.1.2 地熱活動地殼介質變化

地熱活動區域的淺部地殼，受到來自更深地底下的高溫液體或岩漿沿裂隙侵入，造成區域性的介質特性改變。一般地熱或火山活動監測有採集溶水後特有分子的火山氣體濃度分析、地表溫度梯度和熱流值的感測、衛星定位系統連續紀錄地表變形量以及即時偵測火山微震活動和特有高頻水滴狀的地震波訊號。Maeda [2010] 利用測站連續紀錄的自我相關函數來觀測九州區域淺部地殼速度變化，發現慢速異常區域與地熱和群震活動區域相關，推論觀測結果是由於張裂縫隙和流體入侵造成速度下降所致。Obermann et al. [2013] 利用尾波干涉技術 (Coda Wave Interferometry, CWI) 來觀測法國留尼旺島上富爾奈斯火山活動期間速度變化與尾波波形退相干性 (Decoherency) 的關聯，並對於不同時期火山噴發進行監測與定位（圖 1-3）。



1.1.3 其他地殼介質變化

Rivet et al. [2014] 利用周遭噪訊交互相關函數中表面波的尾波部分量測其到時的偏移，發現在墨西哥格雷羅州 2009-2010 年期間的慢地震事件中地殼的速度變化與非火山長微震活動具時空上的相關性，透過不同頻段的測量結果解析速度變化在深度方向的分佈情形 (圖 1-4)。其他也有研究淺層速度隨季節性的變化，顯示可能與降雨量以及所引起地下水位變化有關 [Sens-Schönfelder and Wegler, 2006; Meier et al., 2010; Nakata and Snieder, 2012; Yu and Hung, 2012]。

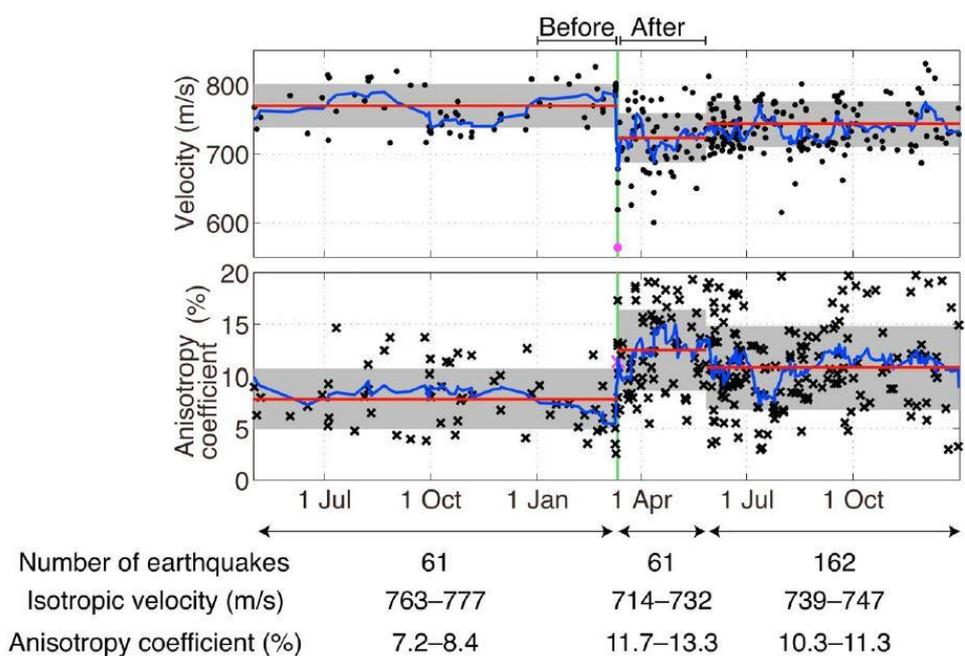


圖 1-1、日本 Tohoku 地震前後速度及非均向性變化。上圖黑色資料點為地震之均向速度，藍色線條為相鄰九個資料點平均速度；下圖黑色交叉資料點為非均向性係數 (由快慢軸速度求得)，藍色線條為九個資料點平均。綠色直線為 Tohoku 地震發生日期，紅色直線與灰色區域分別為平均速度與一個標準差範圍 [取自 Nakata and Snieder, 2012]。

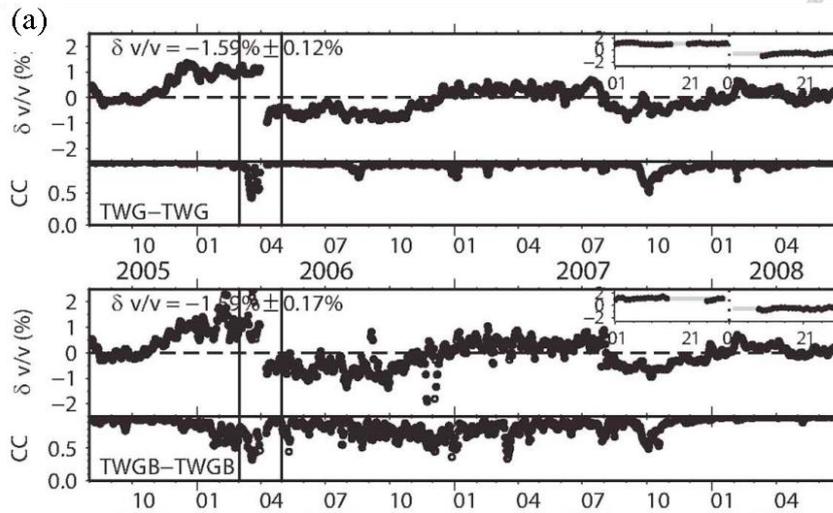


圖 1-2、台灣台東地震前後淺地殼速度變化，由疊加五日與三年之高頻單站自我相關函數測量所得。上部區塊為速度隨時間的變化；下部為相關係數。兩垂直黑色直線為同震速度變化影響期間，放大標示於右上角 [取自 Yu and Hung, 2012]。

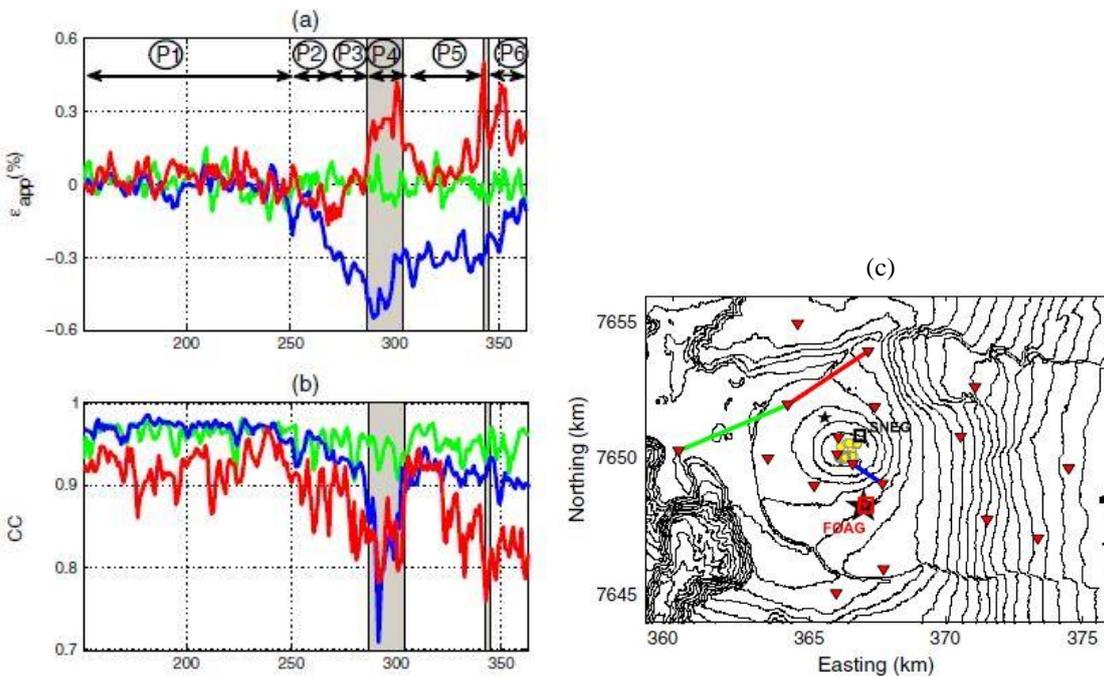


圖 1-3、法國留尼旺島富爾奈斯火山活動期間的地殼速度變化 (a) 與尾波波形退相干性 (b)。不同顏色代表不同測站交互相關函數量測的結果，標示在 (c)，灰色條帶區塊代表十月以及十二月火山噴發期間。(c) 研究區域地形圖以及測站相對位置，星形為十月火山噴發位置；黃色圓圈為火山噴發期間主要地震事件位置 [取自 Obermann et al., 2013]。

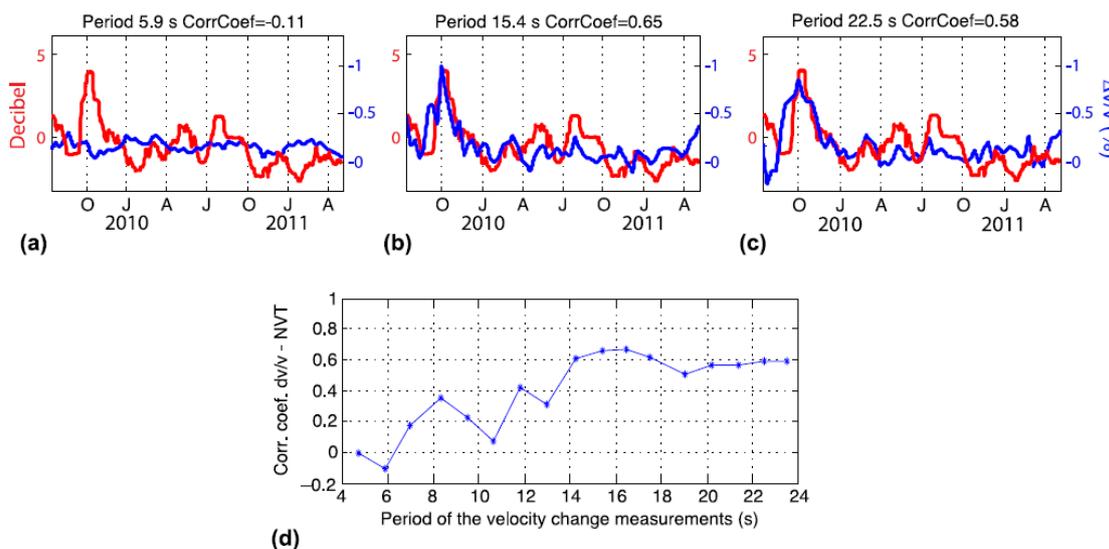


圖 1-4、2009-2010 墨西哥地區慢地震事件期間非火山長微震活動度與不同周期的速度變化比較圖。(a)(b)(c) 藍色線條分別代表周期 5-6.8 秒、13-17.9 秒、19-26 秒並分別以 5.9 秒、15.4 秒以及 22.5 秒為核心周期的速度隨時間變化；紅色線條為頻率 2-7 赫茲非火山長微震能量隨時間變化情形。(d)為不同周期下兩者之間的交互關係數 [取自 Rivet et al., 2014]。

1.2 周遭噪訊與尾波特性

周遭噪訊干涉法理論基礎基於在有限空間的線性系統下，波場的傳遞經隨機不均勻的散射以及邊界的反射後達到能量均分的擴散波場，此時將兩點的波場紀錄做交互相關函數運算 (Cross-Correlation Function, CCF)，可重建兩點之間的經驗格林函數 [Lobkis and Weaver, 2001; Weaver, 2005; Campillo, 2003]。

因為噪訊不受限於地震的分布時間或是震源機制的影響，近年來被廣泛地運用。最常見的是透過頻散分析來進行周遭噪訊表面波層析成像法 (ambient noise surface wave tomography) [Shapiro and Campillo, 2004; Shapiro et al., 2005; Yao et al., 2006; Bensen et al., 2007; Lin et al., 2008]。除了擷取經驗格林函數的相位資訊，噪訊研究開始引入振幅的資訊。Lin et al. [2011] 量測 10 到 18 秒雷利波振幅能量在



空間上的衰減值，發現與內華達州和懷俄明州區域地震產生的波形所量測的衰減量值一致。Lawrence and Prieto [2011] 利用 8 到 32 秒噪訊經驗格林函數在頻率域間的一致性 (Coherency)，經由貝塞爾函數 (Bessel function) 來估算美洲西部沿海空間上的衰減係數 (Attenuation Coefficient)，並進行層析成像的逆推。其結果與傳統利用地震訊號的雙站法 (Two station method) 所求得衰減構造層析影像一致，暗示周遭噪訊在振幅上也提供了可靠的資訊。Stehly et al. [2006] 利用加州地區測站的垂直分量噪訊分析經驗格林函數雷利波時，發現 5 至 10 秒周期下有明顯穩定的峰值，且在正負時間軸能量不均，推測是由主要來自於西邊海岸線的海浪拍打與在該週期頻段微震活躍度達到峰值有關，即所謂的次要微地動 (Secondary microseism) 活動有關 (圖 1-5)。

理論上，只要訊號符合能量均分的擴散波場條件就可以完整的重建在交相關函數正負時間軸對原點呈現鏡面對稱的經驗格林函數。然而實際上地表並非理想的均勻散射場，主要周遭噪訊源往往是來自於海浪或洋流與海岸海底地形間的互動以及大氣的擾動 [Kedar and Webb., 2005; Shapiro, 2005; Stehly et al., 2006]，而這些現象通常會隨季節產生變化，因此常造成測站網周圍噪訊源在方位角上的分佈不均，其所重建的經驗格林函數的表面波於正負時間軸上的振幅與相位不同，對估算隨時間變化的微小速度擾動易造成極大的誤差，因此本研究還應用了尾波干涉技術以解決噪訊源分布不均的問題。

尾波不同於直達波可清楚定義其粒子振動方向及傳遞路徑，通常持續長時間的振盪，無法用傳統波線理論來定義其路徑，可視為在不均質的速度構造中多次散射的結果，在光學 (Optics)、聲學 (Acoustics) 以及凝態物理學 (Condensed Matter Physics) 等實驗證實尾波可達到能量均分 (Equipartition) 的狀態 [Hennino et al.,

2001; Nakahara and Margerin, 2011]，雖然失去了震源的訊息但卻保留了傳播介質的訊息，尤其對於介質中微弱變化更為敏感。常被用於實驗監測當中岩石物理性質的變化或是地殼構造微弱的擾動 [Grêt et al., 2004]，以及火山活動的監測等 [Breguier et al., 2011; Chaput et al., 2012; Obermann et al., 2013; Ballmer et al., 2013]。

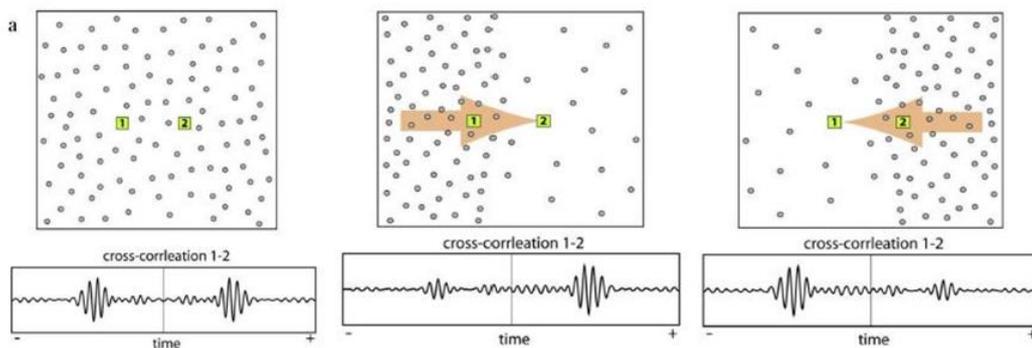


圖 1-5、 噪訊源分布影響經驗格林函數正負時間軸對稱性差異示意圖。(a)為噪訊源均勻分布，其經驗格林函數於正負時間軸呈現對稱。(b)與(c)為不對稱噪訊源，交互相關後正負時間軸不對稱 [取自 Stehly et al., 2006]。

1.3 研究的地震

1.3.1 2010 甲仙地震

2010年3月4日上午8時18分台北時間，於高雄縣桃源鄉和茂林鄉的交界處發生芮氏規模6.4地震。中央氣象局 (Central Weather Bureau) 發布之地震深度約為22.6公里，震央位置為北緯22.97度，東經120.71度。甲仙地震引起劇烈的搖晃，造成台灣中南部96人受傷，震度在嘉南地區達到6級；南投與東部地區震度4級；北部區域則為2級。甲仙地震震源較深，並未出露至地表，屬於目前未知的盲斷層。Lee et al. [2013] 利用有限斷層模型 (Finite fault slip model) 根據斷層面解逆推計算出甲仙地震斷層破裂過程以及滑移量值分佈情形 (圖 1-6)。



1.3.2 2013 南投序列地震

2013 年 3 月 27 日上午 10 時 3 分台北時間，於南投縣仁愛鄉發生芮氏規模 6.2 地震。中央氣象局發布地震於北緯 23.9 度，東經 121.05 度，深度約為 19.4 公里。同年 6 月 2 日下午 1 時 43 分台北時間於南投縣魚池鄉發生了芮氏規模 6.5 的地震，震央於北緯 23.86 度東經 120.97 度，深度約為 14.5 公里。兩個地震震央距離相隔不到 10 公里，皆造成台灣中部區域嚴重的損傷，根據中央氣象局地震測報中心解釋，地震是由距離車籠埔斷層以東約 40 公里處的盲斷層所致，斷層型態皆為接近南北走向之東傾逆衝斷層。南投地震主震區域位置與 1999 年集集地震主要餘震區域大致相符，且 6 月地震深度較 3 月淺，有同一斷層往淺部破裂趨勢，因此引起了廣泛的討論。南投序列地震 GPS 水平位移與深度的分佈見圖 1-7。

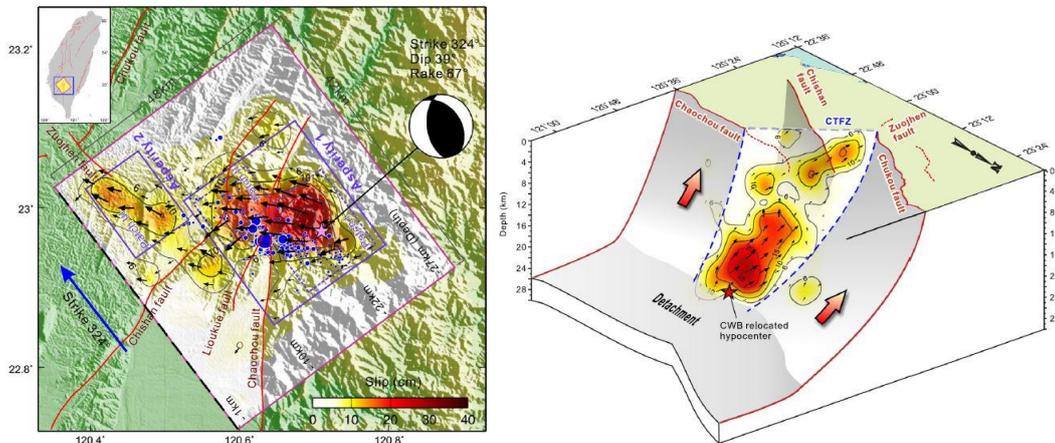


圖 1-6、圖左為甲仙地震有限斷層逆推的滑移量分布，粉紅色星形為震央，黑色箭頭代表每一子斷層滑移量，藍色圓圈代表規模 1.2 至 5.7 之間的餘震分布。圖右為甲仙地震三維滑移量分布示意圖，星形代表中央氣象局公布的震源位置 [取自 Lee et al., 2013]。

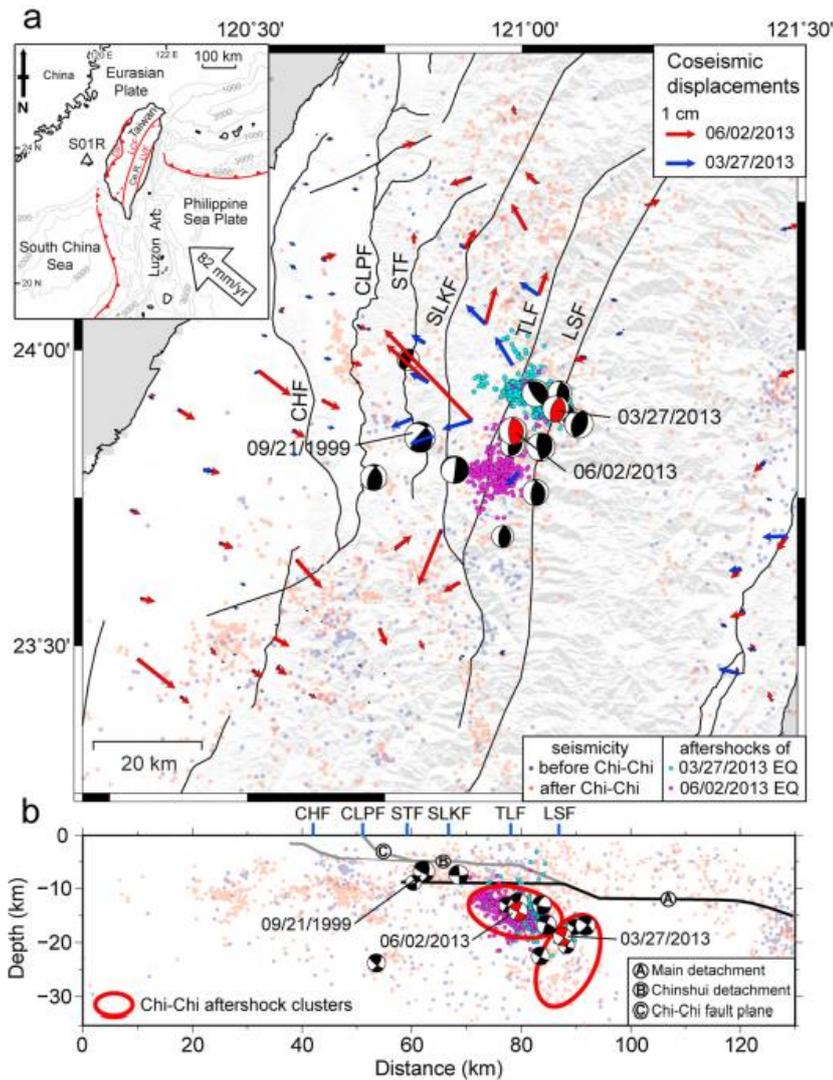


圖 1-7、上圖為 3 月 27 日（藍色箭頭）與 6 月 2 日南投地震（紅色箭頭）GPS 同震水平位移（以澎湖白沙站為基準）。紅色海灘球為南投地震主震震源機制；黑色為集集地震餘震與其他規模大於 5.5 之震源機制。藍色與橘色圓點分別代表集集地震前後的地震活動。淺藍與淺紫色代表 3 月與 6 月南投地震的餘震。下圖為深度剖面圖，圖示同上 [取自 Chuang et al., 2013]。

表 1-1、甲仙與南投地震相關資訊。

Earthquake	Date	Depth	Strike	Dip	Rake
Jiasian	2010/3/4	22.6	324	39	67
Nantou	2013/3/27	19.4	344	23	62
	2013/6/2	14.5	30	37	106



1.4 研究問題與探討

由於台灣自然噪訊源分布不均，主要來自於西側的台灣海峽 [Chen et al., 2011] (圖 1-8)，使得經驗格林函數表面波在正負時間軸不對稱，因此本研究透過尾波干涉技術以及周遭噪訊資料的引入，利用多重散射來達到能量均分的擴散場條件，來進行動態地殼速度隨著時間微小擾動的研究，並進一步討論介質擾動的機制與速度的關係。

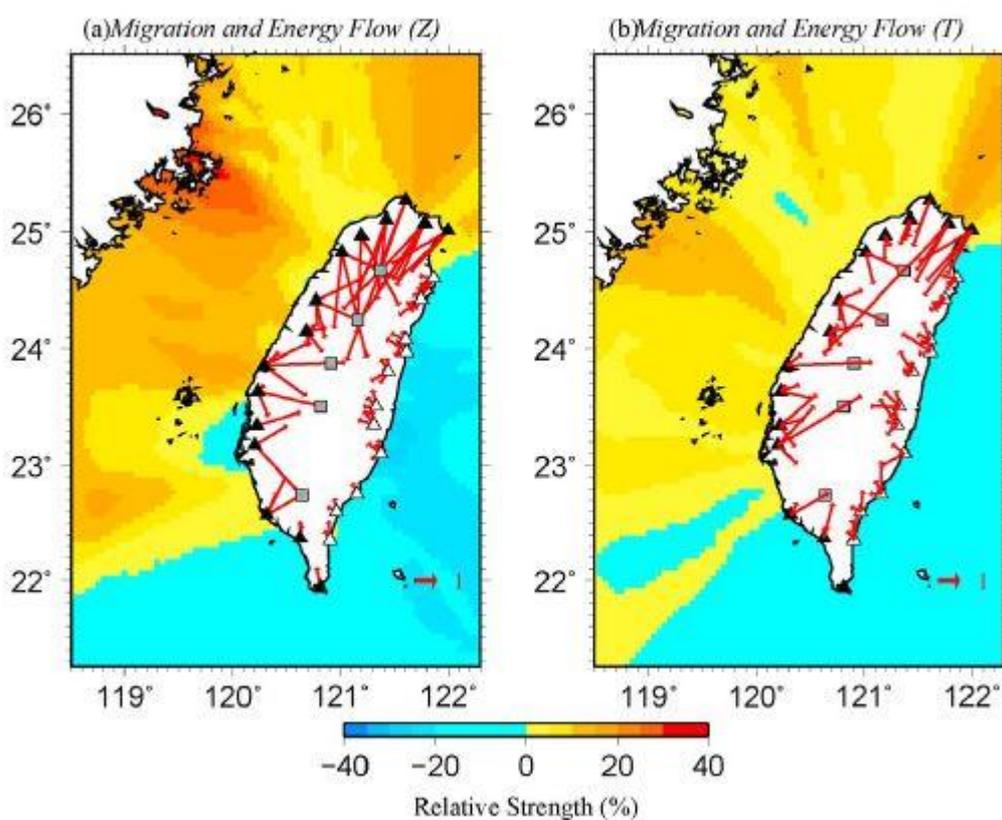


圖 1-8、由短週期的次要微地動 (SPSM) 所引起的台灣地區周遭噪訊分佈強度，左圖為 Z-Z 方向；右圖為 T-T 方向。箭頭長度與兩測站間交互相關函數振幅相對所有測站對的平均振幅值的強度成正比，平均振幅值的比例尺於右下角顯示 [取自 Chen et al., 2011]。



第二章 研究方法與資料分析

2.1 理論背景

2.1.1 周遭噪訊交互相關函數

周遭噪訊理論基礎的始源是 Callen and Welton 於 1951 年證實的漲落耗散定理 (Fluctuation-Dissipation Theorem)，應用在噪訊研究立基於其線性響應理論。簡而言之，在近乎平衡且線性的系統下受到微小短暫的擾動，在此非平衡過程中反應會越趨於平衡，亦即可以平衡狀態之下所受的擾動性質表示。

以下進行公式推導說明有限空間的線性系統下，波場的傳遞經隨機不均勻的散射以及邊界的反射後達到能量均分 (equipartition) 的擴散波場 (diffuse wave field)，此時將兩點的波場紀錄做交互相關函數運算，可重建兩點之間的經驗格林函數 [Lobkis and Weaver, 2001 & Snieder and Wapenaar, 2010]。

在有限空間中的線性系統下，不考慮非彈性衰減，其彈性波場位移 u 可用常態振盪模式展開 (normal mode expansion)：

$$u(\mathbf{r}, t) = \sum_m \frac{u_m(\mathbf{r})}{\omega_m} (a_m \sin \omega_m t + b_m \cos \omega_m t), \quad (2.1.1 \text{ 式})$$

其中 r 為空間中任一點位置向量； $u(\mathbf{r}, t)$ 為在 r 位置時間 t 的位移向量 (displacement)； a_m, b_m 為模式係數 (modal excitation function)； $u_m(\mathbf{r})$ 為第 m 個模式 (mode) 所對應的特徵函數 (eigenfunctions)； ω_m 為其特徵角頻率 (eigenfrequencies)

將位移場對時間做一次微分可得速度場：

$$v(\mathbf{r}, t) = \sum_m u_m(\mathbf{r}) (a_m \cos \omega_m t - b_m \sin \omega_m t). \quad (2.1.2 \text{ 式})$$

兩點之間的格林函數相當於在 \mathbf{r}_A 施予單一脈衝 (impulse) 於 \mathbf{r}_B 得到的理論波場，可表示成：



$$G(\mathbf{r}_A, \mathbf{r}_B, t) = \sum_m \frac{u_m(\mathbf{r}_A)u_m(\mathbf{r}_B)}{\omega_m} \sin(\omega_m t) H(t), \quad (2.1.3 \text{ 式})$$

其中 $H(t)$ 為階梯函數(Heaviside function)，當時間為負時其值為0，時間為正時為1

對時間做一次微分可得速度場格林函數：

$$G^{(v)}(\mathbf{r}_A, \mathbf{r}_B, t) = \sum_m u_m(\mathbf{r}_A)u_m(\mathbf{r}_B) \cos(\omega_m t) H(t). \quad (2.1.4 \text{ 式})$$

另外，由 A 、 B 兩測站兩速度波場進行交互相關運算得到的經驗格林函數表示成：

$$C_{AB}^{(v)}(\tau) = \langle v(\mathbf{r}_A, t)v(\mathbf{r}_B, t + \tau) \rangle, \quad (2.1.5 \text{ 式})$$

其中 $\langle \rangle$ 代表整體平均數 (ensemble average)。將 (2.1.2 式) 代入 (2.1.5 式)，經過展開運算整理成

$$\begin{aligned} C_{AB}^{(v)}(\tau) &= \sum_{n,m} u_n(\mathbf{r}_A)u_m(\mathbf{r}_B) \times \\ &\{ \langle a_n a_m \rangle \cos \omega_n t \cos \omega_m (t + \tau) - \langle a_n b_m \rangle \cos \omega_n t \sin \omega_m (t + \tau) - \\ &\langle b_n a_m \rangle \sin \omega_n t \cos \omega_m (t + \tau) + \langle b_n b_m \rangle \sin \omega_n t \sin \omega_m (t + \tau) \} = \\ &F^2(\omega) \sum_m u_m(\mathbf{r}_A)u_m(\mathbf{r}_B) \cos(\omega_m \tau), \end{aligned} \quad (2.1.6 \text{ 式})$$

其中 $F(\omega)$ 為波場功率密度 (power density)。

在一個能量均分的擴散波場下，各 mode 所對應的模式係數呈現是以零為平均值，彼此無相關性的隨機變數分佈，亦即：

$$\langle a_n a_m \rangle = F^2 \delta_{nm}, \quad \langle b_n b_m \rangle = F^2 \delta_{nm}, \quad \langle a_n b_m \rangle = 0.$$

對照以上算式，(2.1.6 式) 可簡化成：

$$C_{AB}^{(v)}(\tau) = F^2 \{ G^{(v)}(\mathbf{r}_A, \mathbf{r}_B, \tau) + G^{(v)}(\mathbf{r}_A, \mathbf{r}_B, -\tau) \}, \quad (2.1.7 \text{ 式})$$

其中 τ 代表在交互相關函數計算時， B 點波場相對 A 點時間往前或往後推移的量。

$\tau > 0$ 可視為在 A 點施予脈衝於 B 接收反應； $\tau < 0$ 則視為 B 點施力 A 點接收。

重建經驗格林函數是利用來自空間中噪訊源產生的波場紀錄進行交互相關函數的運算，不同方位角噪訊源的波場紀錄在進行交互相關函數運算時，產生干涉

(Interference) 效應，造成主要建設性干涉方位角範圍集中在以兩記錄點連線之間 0° 及 180° 附近，也就是說重建後的經驗格林函數主要能量以兩站連線延伸角度噪訊源產生的波場紀錄影響最劇 [Snieder and Wapenaar, 2010] (圖 2-1)。

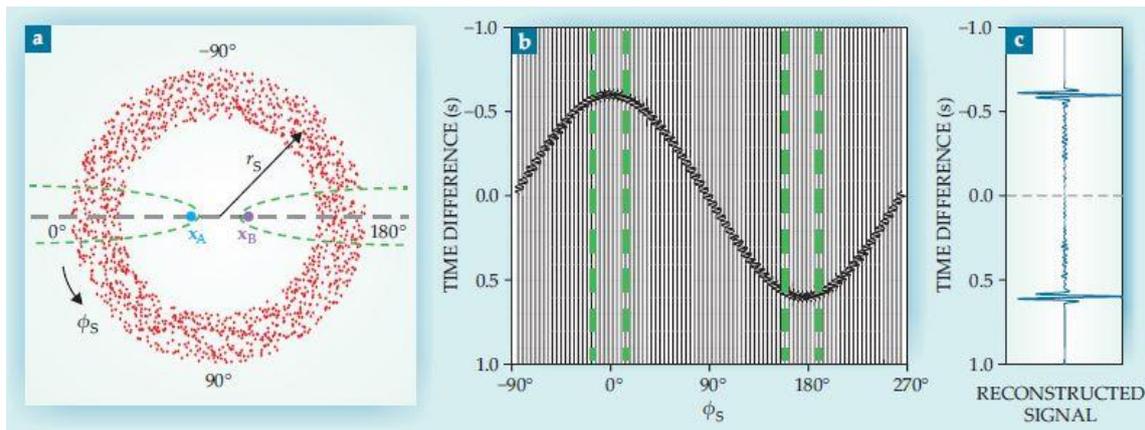


圖 2-1、在二維的開放系統下周遭噪訊交互相關函數來源分佈與能量關係示意圖，(a)紅點為噪訊源分佈，以半徑 r_s 以及方位角 ϕ_s 表示， X_A 和 X_B 為接收測站。(b) X_A 和 X_B 之間進行交互相關運算後時間遲滯與方位角的關係，綠色虛線區域標示了主要建設性干涉範圍。(c)交互相關後 ± 0.6 s 內總和的經驗格林函數，可分為正時間軸經驗格林函數 $G(r_A, r_B, t)$ 以及負時間軸經驗格林函數 $G(r_A, r_B, -t)$ [取自 Snieder and Wapenaar, 2010]。

2.1.2 尾波干涉技術

地震波形的尾波是由一連串在介質中重複散射所架構而成的能量。由於對於同個區域內介質不斷重複的取樣，使得尾波對於介質中的微小擾動非常敏感 (圖 2-2)。Snieder et al. [2002] 進行花崗岩實驗以溫度為操作變因來模擬聲波的多重散射並觀察波形與速度變化。發現尾波波形在溫度較高 (50°C) 比溫度較低 (45°C) 到時來得晚，並且有隨著散射時間越久累積走時差越大的情形 (圖 2-3)。Aki and Chouet [1975] 利用區域地震來量測時空上尾波的衰減係數 (Q) 變化，進一步探討

地殼中異質性的分佈情形。Jin and Aki [1986] 量測區域小地震尾波衰減係數隨時間的變化，發現 1976 年唐山大地震以及 1975 年海城地震之前衰減係數皆達到異常低值。之後許多研究也利用尾波衰減係數來監測近地表應力場隨時間的改變，但都僅擷取尾波的振幅並沒有使用相位的資訊。Lauterborn et al. [1995] 利用人工干涉儀的實驗，得到較精準的多重散射後尾波的振幅以及相位的資訊。尾波的干涉技術將介質視為自然干涉儀，隨著波場在受擾動範圍內散射距離越長，其累積的走時差異增大的特性，廣泛應用於監測地殼介質的微小變化或是實驗中岩石物理性質的變化等 [Poupiot et al., 1984; Grêt et al., 2005; Snieder et al., 2002; Brenguier et al., 2011; Rivet et al., 2014]。以下根據 Snieder et al. [2002] 針對尾波干涉技術應用於監測時間序列上速度的變化進行理論公式推導：

假設未受擾動的波場紀錄 u_{unp} 以所有可能路徑 P 由費曼路徑總和 (Feynman path summation) 函數來表示：

$$u_{unp}(t) = \sum_P A_P S(t - t_P), \quad (2.1.8 \text{ 式})$$

其中費曼路徑定義為通過一系列的散射點； t_P 為經過路徑 P 的到時； A_P 為相對應的振幅； $S(t)$ 為跟震源相關的波場能量。(2.1.8 式) 並不能闡述波行路徑的散射點狀態，僅能代表所有可能路徑總和疊加的總和效應。

當散射點或是震源位置受到極小的擾動且波場行進路徑距離遠小於平均自由路徑 (mean free path) 時，則幾何擴散與散射強度的效應可被忽略，反映於波形上的變化由每個路徑上的到時變化 T_P 所主導：

$$u_{per}(t) = \sum_P A_P S(t - t_P - T_P). \quad (2.1.9 \text{ 式})$$

在時間域上進行有限時間窗的交互相關函數運算其係數可以下列表示：

$$R^{(t,T)}(t_s) \equiv \frac{\int_{t-T}^{t+T} u_{unp}(t')u_{per}(t'+t_s)dt'}{\sqrt{\int_{t-T}^{t+T} u_{unp}^2(t')dt' \int_{t-T}^{t+T} u_{per}^2(t')dt'}}, \quad (2.1.10 \text{ 式})$$

其中積分計算的時間段是根據路徑在波場被擾動前的到時 t 為中心，設定前後增加減少因擾動造成的到時變化量的時間段，即 $2T$ 的寬度； t_s 則代表擾動波場相對非擾動波場的遲滯時間。將 (2.1.8 式) 及 (2.1.9 式) 代入，則導出表不同路徑交互相關的雙總和 (double summation), $\sum_{PP'}$ 。若表示成矩陣運算形式，可視為代表一致路徑的交相關性對角線項 (diagonal terms) ($P = P'$)，非對角線項為不同路徑的交互相關性項 (cross terms) ($P \neq P'$)。假設不同路徑的交互相關性為不一致 (incoherent) 的，其積分平均後對整體並無貢獻，可被忽略，則(2.1.10 式)可改寫為：

$$R^{(t,T)}(t_s) \approx \frac{\sum_{P(t,T)} A_P^2 C(\tau_P - t_s)}{\sum_{P(t,T)} A_P^2 C(0)}, \quad (2.1.11 \text{ 式})$$

其中 $\sum_{P(t,T)}$ 代表所有具相同路徑的擾動和未擾動波場在有限時間窗交互相關函數的總和。 $C(\tau)$ 為震源訊號的自我相關函數，表示為：

$$C(\tau) \equiv \int_{-\infty}^{\infty} S(t' + \tau)S(t')dt'. \quad (2.1.12 \text{ 式})$$

若震源遲滯時間 τ 遠小於波場的主要週期時，可以二階的泰勒展開式

(second-order Taylor expansion) 表示 $C(\tau) \equiv C(0)(1 - \frac{1}{2}\bar{\omega}^2\tau^2)$ ，其中 $\bar{\omega}^2$ 代表時間窗

內到達的所有散射波相的頻率均方值。因此(2.1.11 式)可替換為：

$$R^{(t,T)}(t_s) = 1 - \frac{1}{2}\bar{\omega}^2\langle(\tau - t_s)^2\rangle_{(t,T)}, \quad (2.1.13 \text{ 式})$$

其中 $\langle \dots \rangle_{(t,T)}$ 代表所有路徑到時的遲滯擾動量在時間窗內範圍 $(t - T, t + T)$ 的平均值。當 $t_s = \langle \tau \rangle_{(t,T)}$ 時 $R^{(t,T)}(t_s)$ 可達到最大值為：

$$R_{max}^{(t,T)} = 1 - \frac{1}{2}\bar{\omega}^2\sigma_\tau^2, \quad (2.1.14 \text{ 式})$$

其中 σ_τ^2 為到時擾動的變異度 (variance)。因此可以藉由擾動前後的波形來估算到

時擾動的平均值以及變異度。

若假設擾動前後平均路徑長度沒有改變，則平均到時擾動 $\langle \tau \rangle_{(t,T)} = 0$ 。受擾動後散射點位置改變以均方根距離 δ 表示， n 為散射點的數量，則 $n = \frac{vt}{l}$ ， t 為波在散射介質中行進的時間， l 為散射點間的距離，則到時擾動的變異度可以下列表示：

$$\sigma_\tau^2 = \frac{2\delta^2 t}{vl_*}, \quad (2.1.15 \text{ 式})$$

其中 l_* 為散射點間傳遞的平均自由路徑 (transport mean free path)，代表傳遞過程中已經失去震源以及方向資訊的距離。將 (2.1.14 式) 及 (2.1.15 式) 代入可得

$$\delta^2 = \left(1 - R_{max}^{(t,T)}\right) \frac{vl_*}{\bar{\omega}^2 t}. \quad (2.1.16 \text{ 式})$$

對於固定的散射點來說，不同型態的擾動造成速度的改變量為一常數的值 δv ，則波傳遞的平均到時擾動 $\langle \tau \rangle_{(t,T)} = -\left(\frac{\delta v}{v}\right)t$ ，只與波到時 t 有關，與任一路徑是非相關的，所以當時間窗足夠小時， $\sigma_\tau = 0$ 。速度變化與交互相關函數後得到的最大時間遲滯關係為：

$$\frac{\delta v}{v} = -\frac{\langle \tau \rangle_{(t,T)}}{t}. \quad (2.1.17 \text{ 式})$$

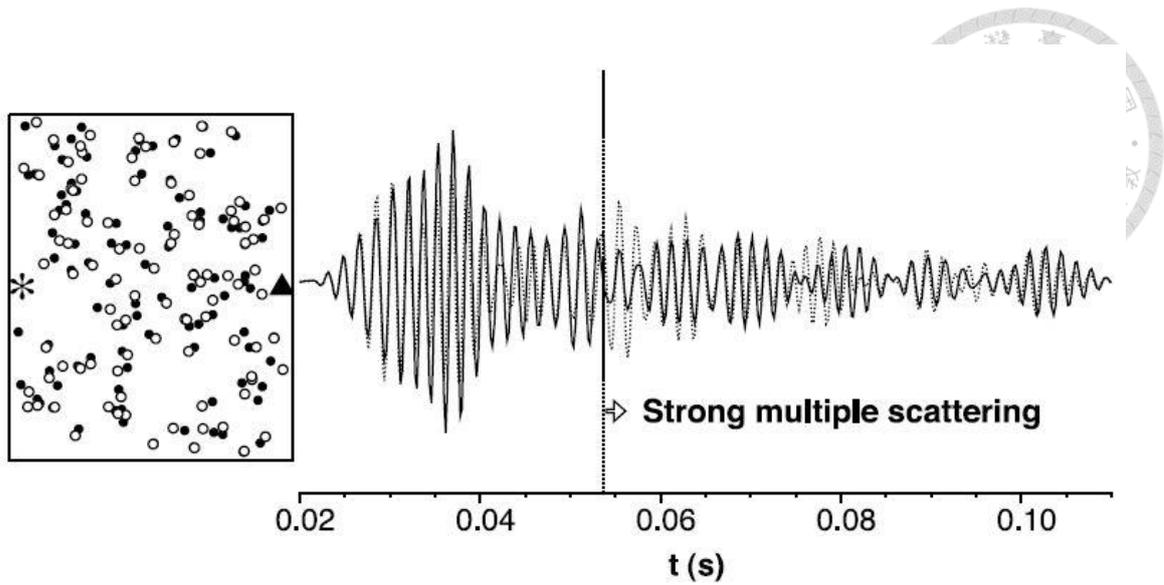


圖 2-2、 聲波多重散射模擬示意圖。圖左實心與空心圓形分別代表擾動前後散射點位置；星號代表聲源；三角形代表接收器。圖右實線與虛線分別代表擾動前後的波形 [取自 Snieder et al., 2002]。

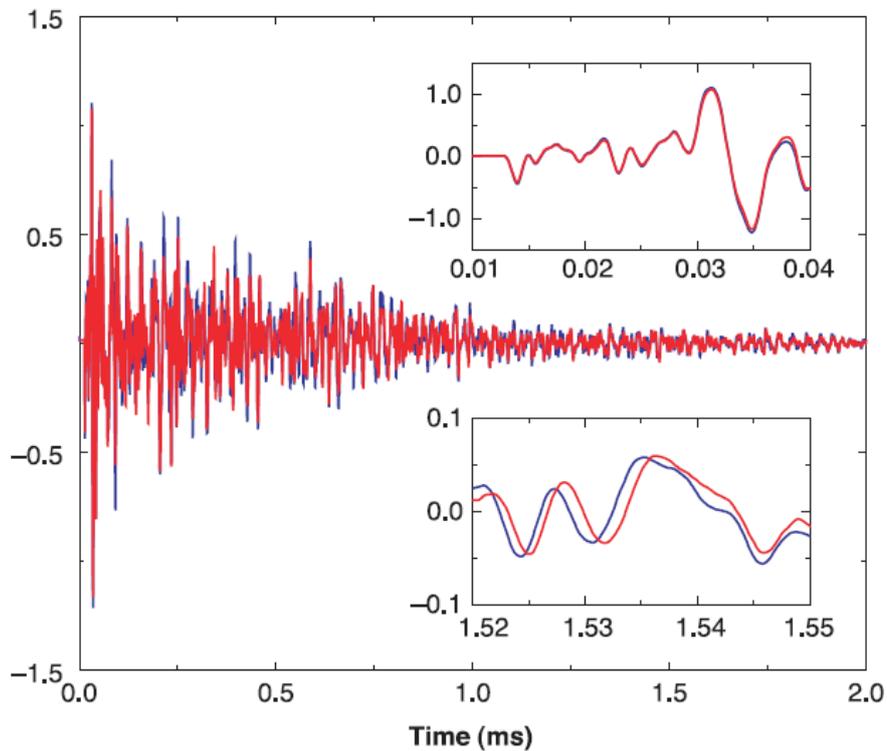


圖 2-3、 聲學實驗測試不同溫度下花崗岩樣本的速度變化。紅色與藍色分別代表溫度在 50°C 與 45°C 記錄的波形。右上角圖示代表直達波波形，右下為尾波波形。可以看出尾波波形走時偏差較直達波明顯，而且隨著到時有累積走時偏差的趨勢。 [取自 Snieder et al., 2002]。



2.2 資料收集及處理

2.2.1 儀器與連續資料

資料部分針對甲仙地震與南投地震分別選用震央距 60 公里內，由中央氣象局即時觀測網 CWBSN (Central Weather Bureau Seismic Network) 短周期地震儀 (Short Period Seismometer) 與台灣寬頻地震網 BATS (Broadband Array in Taiwan for Seismology) 寬頻地震儀 (Broadband Seismometers) 所記錄的連續資料 (圖 2-4) (表 2-1)。其中短周期地震儀使用 S13 速度型感應器，對於 0.1 Hz 以下的訊號較不敏感；寬頻地震儀使用 STS-1、STS-2 等感應器，敏感範圍頻寬較寬，儀器響應如 (圖 2-5)。取樣點皆為每秒 100 點，分別使用涵蓋發震時間前後將近一年的資料量，甲仙與南投地震使用測站詳細資訊分別見表 2-2、表 2-3。

2.2.2 經驗格林函數重建

首先將垂直分量的原始連續資料，經過移除時間序列上的平均值、線性趨勢線以及儀器響應後得到位移的連續記錄。

為了達到較均勻噪訊源的環境場，將每天的連續資料以 600 秒為單位一次移動 200 秒分別切割成數百個重疊的小視窗，再進行交互相關函數的運算 (圖 2-6)，最後將每個視窗的經驗格林函數疊加平均可得單位為一日的交互相關函數。在進行交互相關運算時，為了抑制地震訊號或是測站資料有突值的影響，在頻率域為了使每個視窗頻譜分佈呈現白頻譜 (white spectrum)，我們不改變相位將振幅正歸化 (whitening)。以及在時間域計算一整天的波形振幅的標準差，將超過 1.2 倍標準差的視窗移除來當作篩選門檻，相關參數見表 2-4。



2.2.3 參考與現時格林函數重建

周遭噪訊法是利用環境中許多隨機微弱的能量在空間中重複反射散射，經由建設或破壞性干涉的作用之後，利用交互相關運算自看似隨機、無規律的波場記錄中提取出有意義的訊號。不同於傳統地震學使用地震能量訊號，周遭噪訊能量相對較低，因此在重建經驗格林函數之後必須再經由疊加的方式將區域性一致的訊號彰顯出來。

我們將所有資料天數的經驗格林函數疊加起來作為反映長期平均兩站間底下速度構造的參考格林函數 (Reference Green's Function, RGF)，並為了能更穩定的測得短時間格林函數的微小變化，我們計算疊加不同天數的 CCF 與長時間疊加整年的 RGF 的相關係數 (圖 2-7)，在穩定波形與解析度之間取得最適當的疊加天數。最後我們選擇疊加 30 天做為之後用來量測的的現時格林函數 (Current Green's Function, CGF) (圖 2-8)。

表 2-1、甲仙與南投地震資料與測站相關資訊。

EQ	Network	Instrument	Sampling Rate	Time
Jiasian	CWBSN	S13	100 sps	2009-9/2010-6
Nantou	BATS	BB	100 sps	2013-1/2013/10

表 2-2、甲仙地震使用測站位置資訊。

測站名	經度(°E)	緯度(°N)	高程(m)	震央距(km)	天數
ALS	120.8133	23.5082	2413.4	60.4974	358
SGS	120.5906	23.0804	277.5	17.2891	367
SSD	120.6401	22.7443	148.3	25.9879	284
STY	120.7657	23.1607	639.7	21.8631	254
WTP	120.6223	23.2436	560.3	31.5844	343
CHN1	120.5284	23.185	360	30.12	368
CHN4	120.5939	23.3512	205	43.8318	350
TWG	121.0799	22.8176	195	41.51	365
TWL	120.5022	23.2638	590	38.8576	333
ELD	121.0251	23.187	1040	40.224	347

表 2-3、南投地震使用測站位置資訊。

測站名	經度(°E)	緯度(°N)	高程(m)	震央距(km)	天數
SSLB	120.9540	23.7876	516	15.8229	312
TDCB	121.1583	24.2527	1308.4	40.5646	289
WUSB	121.1175	23.9919	1522.4	12.2732	298
YULB	121.2971	23.3925	376.1	56.9386	313
VWDT	121.1412	23.7537	2559	18.6674	309
CHGB	121.1740	24.0602	1846.5	21.7604	294
HGSD	121.4239	23.4921	104	59.0841	318
DPDB	120.9262	24.0335	650	19.4154	148

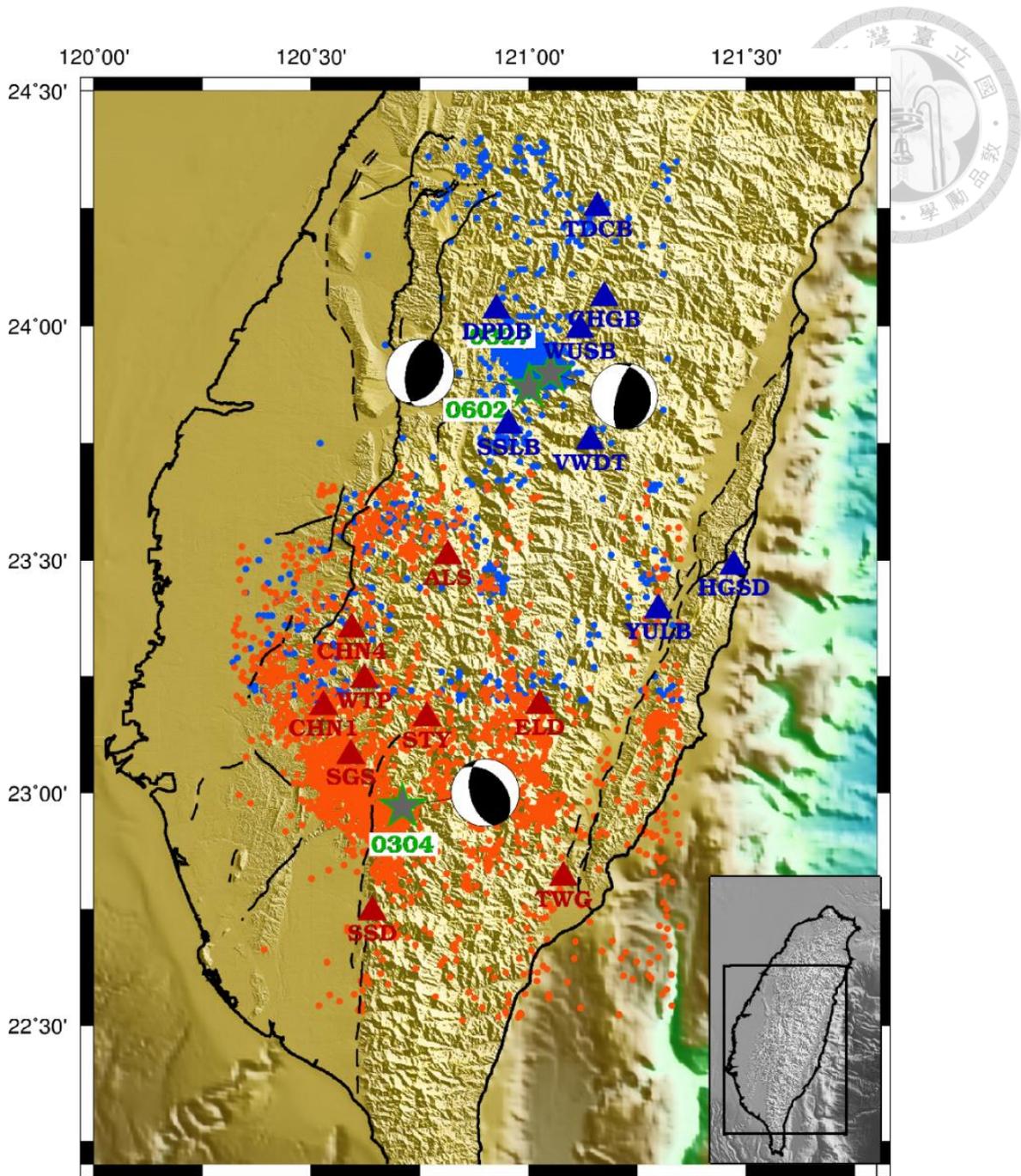


圖 2-4、研究使用測站與地震後一個月餘震分布圖。深紅色與深藍色三角形分別代表甲仙與南投地震使用的測站；橘色與淺藍色圓點代表地震後震央鄰近區域一個月內的地震分佈；綠色星形代表震央位置。

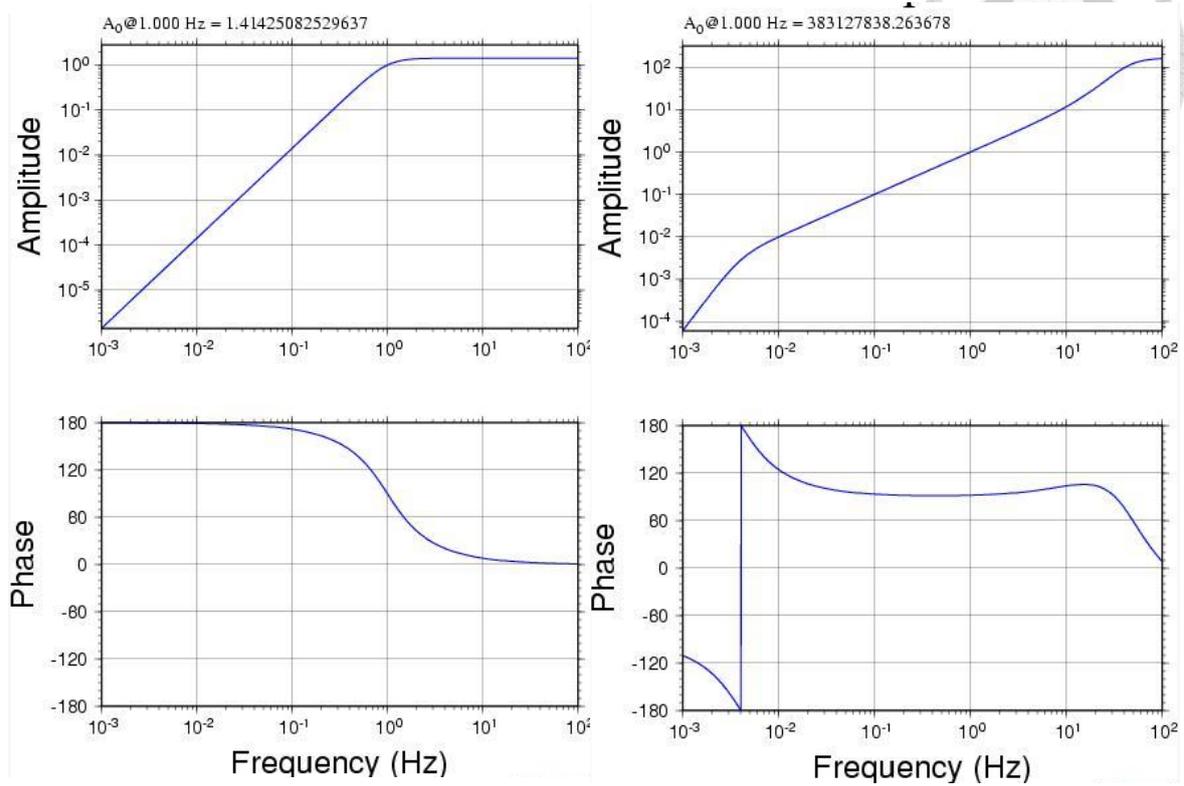


圖 2-5、S13 感應器 (左) 與 STS-1 感應器 (右) 的速度型儀器響應圖。上圖為振幅響應下圖為相位響應。S13 自然頻率為 1 Hz；STS-1 自然頻率為 0.0028 Hz。

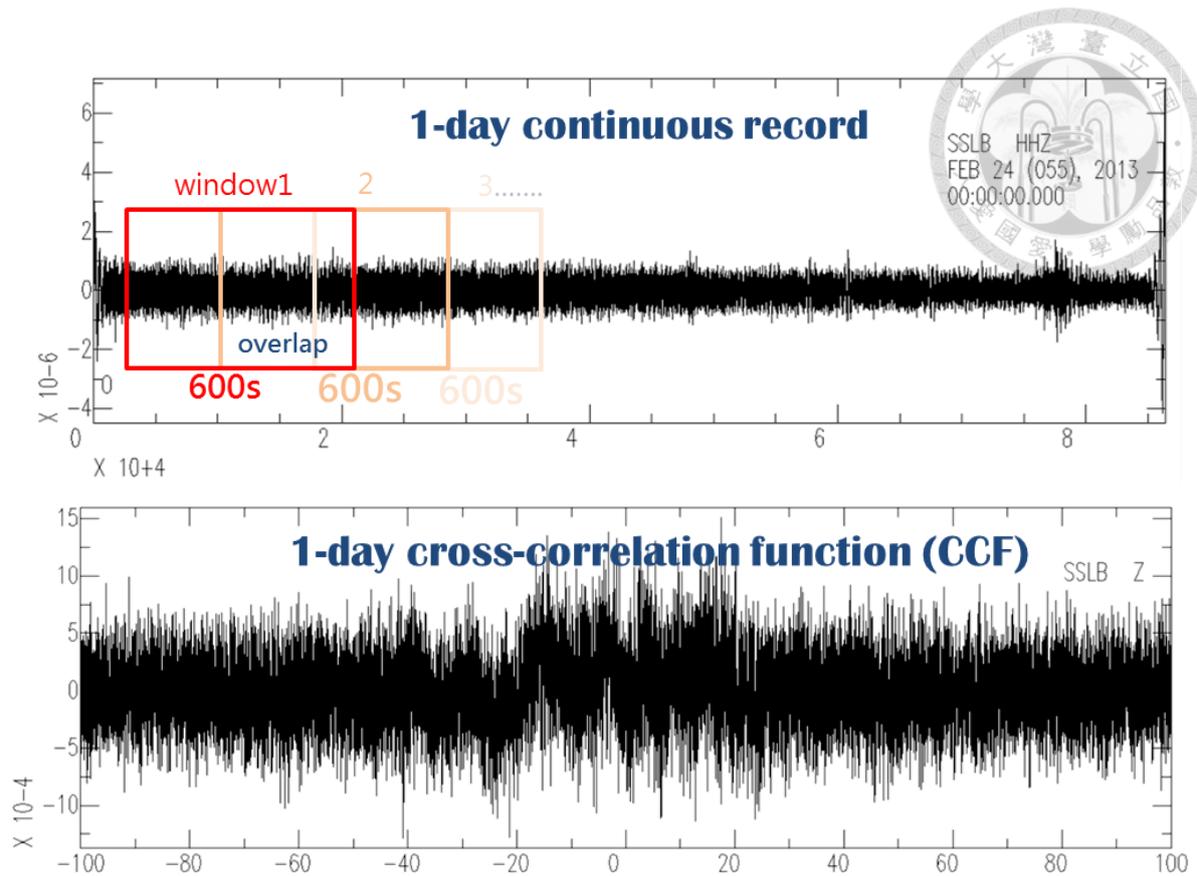


圖 2-6、上圖為單日連續資料切割視窗示意圖，每個視窗以 600 秒為單位並一次移動 200 秒進行交互相關運算。下圖為單日所有視窗交互相關函數疊加平均後的結果。

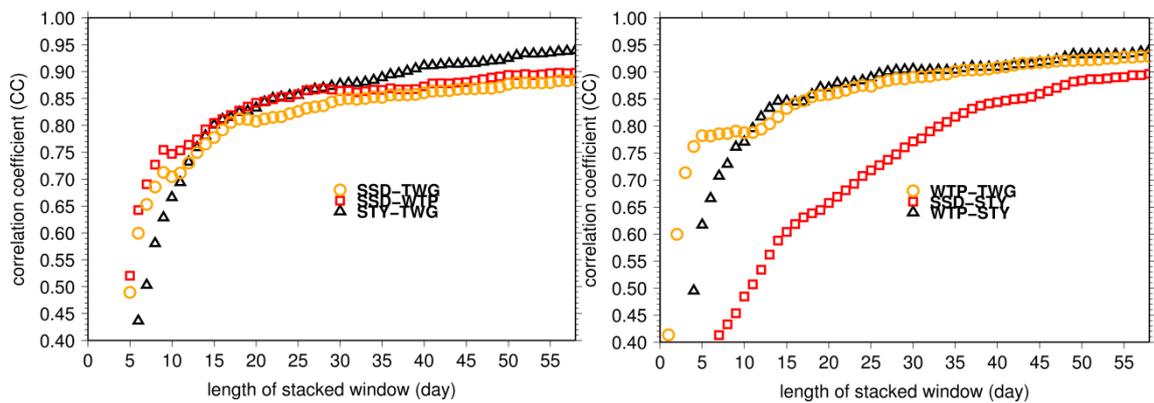


圖 2-7、疊加不同天數現時格林函數 (CGF) 與長時間疊加之參考格林函數 (RGF) 相關係數關係圖。

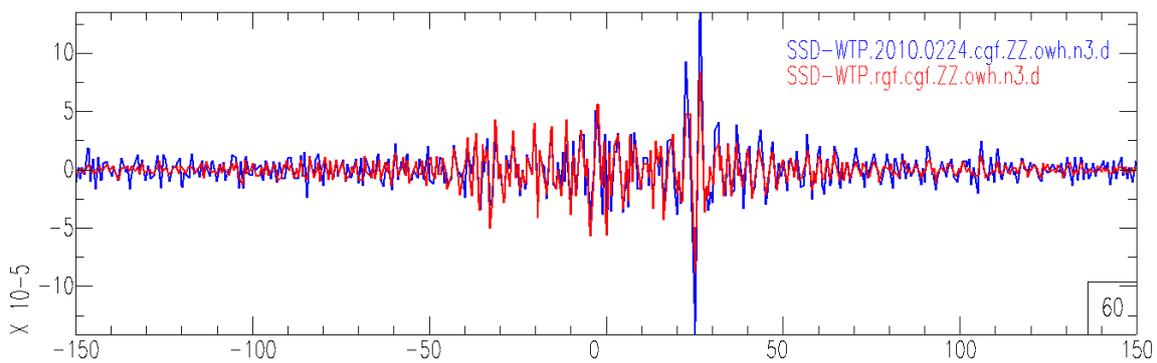


圖 2-8、疊加 30 日的現時格林函數 (紅) 與長時間疊加之參考格林函數 (藍) 波形圖。

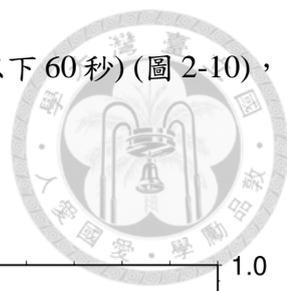
表 2-4、建置格林函數參數。

EQ	Type	Window	Overlap	Threshold	Whitening	Frequency
Jiasian	CCF	600 s	67%	S.D.(1.2)	Yes	0.1-0.9 Hz
Nantou	CCF	600 s	67%	S.D.(1.2)	Yes	0.1-0.8 Hz

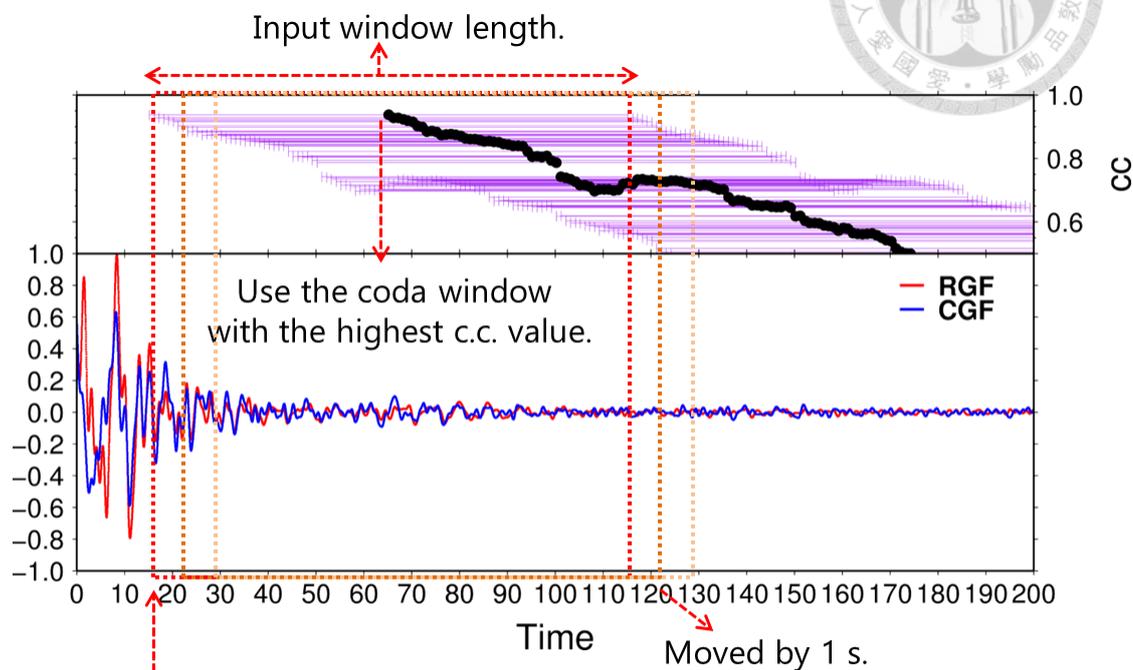
2.2.4 尾波時間窗的選擇

尾波被視為在不均質速度構造中多次散射的結果，多重路徑效應使得尾波僅隱含著介質本身的特性。在尾波時間窗選擇中先將正負時間軸經驗格林函數平均，並以直達表面波後第一個最大振幅到時為起始時間，經由所選擇的尾波時間窗長度範圍，以一秒為單位依序往後移動時間窗的起始時間，將時間窗內截取的波形與相對應的時間窗得參考波形進行相關係數運算，最後可得到兼具穩定性與正確性的尾波時間窗 (圖 2-9)。

甲仙地震根據 Wegler et al. [2009] 利用尾波干涉量測日本 M_w 6.6 新瀉地震前後速度變化得到的經驗尾波時間窗長度 100 秒為主要使用的尾波長度。由於南投地震選用的測站站間距差距範圍較大，約為 9 公里至 96 公里之間，為了增加量測尾波的正确性，在選取尾波時間長度方面加入站間距為考量。在研究中以 50 公里



為分界分別選取不同長度之尾波時間窗 (50 公里以上為 80 秒; 以下 60 秒) (圖 2-10), 相關資訊如表 2-5。



Start : First arrival with max amplitude after the direct surface wave.

圖 2-9、選取尾波時間窗方法示意圖。下圖紅色與藍色分別代表 RGF 與 CGF 時間軸正方向波形；上圖紫色線條代表尾波時間窗的範圍，中間黑色圓點代表此尾波時間窗所有 CGF 與 RGF 相對應的時間窗相關係數值。

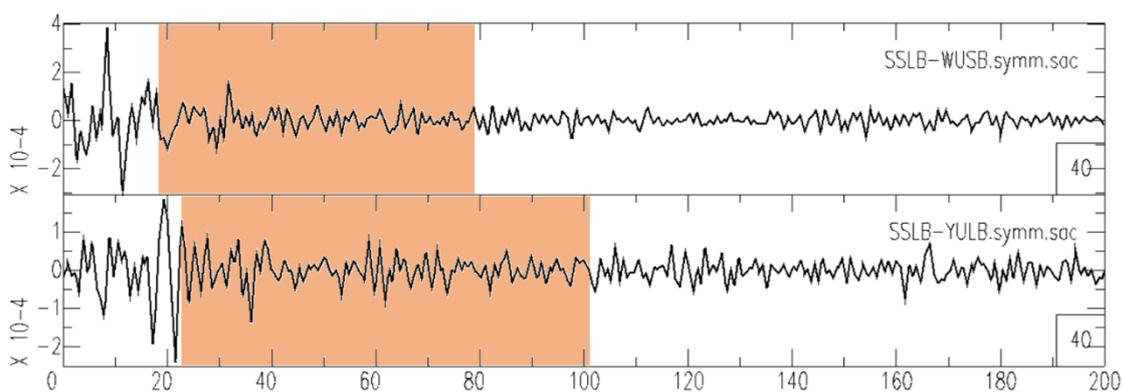


圖 2-10、選取尾波時間窗長度示意圖。上圖 SSLB-WUSB 站間距約為 28 公里，使用 60 秒尾波時間窗長度；下圖 SSLB-YULB 站間距約為 56 公里，使用長度為 80 秒。

表 2-5、南投地震使用尾波時間窗與測站間距。

測站名	尾波(起始)	尾波(結束)	相關係數	測站間距
CHGB-HGSD	85.71	165.71	0.7331206	70.36800385
CHGB-SSLB	34.7	94.7	0.8879341	37.58110428
CHGB-TDCB	19.83	79.83	0.9231488	21.29185867
CHGB-WUSB	17.62	77.62	0.8639932	9.49539471
CHGB-YULB	38.13	118.13	0.8029519	74.97919464
HGSD-SSLB	59.38	139.38	0.8998209	62.37511826
HGSD-TDCB	77.17	157.17	0.7284148	90.54434204
HGSD-WUSB	40.68	120.68	0.8522858	66.55834198
SSLB-TDCB	22.37	102.37	0.9239273	55.45619202
SSLB-WUSB	19.14	79.14	0.9177147	28.08648682
SSLB-YULB	22.96	102.96	0.9180021	56.02643967
TDCB-WUSB	23.56	83.56	0.8967490	29.08964348
TDCB-YULB	46.42	126.42	0.8524396	96.19794464
WUSB-YULB	31.38	111.38	0.9459124	68.84261322
CHGB-VWDT	20.94	80.94	0.9123160	34.09152222
HGSD-VWDT	28.32	88.32	0.8675210	44.80438232
SSLB-VWDT	13.94	73.94	0.9292399	19.43283081
TDCB-VWDT	31.33	111.33	0.8612059	55.18714142
VWDT-WUSB	27.22	87.22	0.8865389	26.47696877
VWDT-YULB	18.89	78.89	0.9093367	43.04622650



2.3 量測相對走時偏移方法

假設地殼介質速度擾動量 $\left(\frac{\delta v}{v}\right)$ 均勻分布(homogeneous), 隨著波散射距離越長, 相對走時變化量 $(\delta\tau)$ 就越大。也就是尾波走時偏差會隨著到時有線性增加的趨勢, 其負斜率值等同於速度變化的比值, $\frac{\delta\tau}{\tau} = -\left(\frac{\delta v}{v}\right)$ (詳見 2.1.2 節)。

經由給定不同參數的尾波時間窗長度與位置, 量測長時間的 RGF 與短時間 CGF 的尾波走時偏差值, 再根據尾波本身的到時 τ 做線性回歸分析即可得到地殼速度隨時間變化的關係。

量測兩波形訊號相對走時差或相位差最常使用的方法為交互相關法 (Cross-correlation), 此方法在訊號處理上是用來量測兩者波形的相似程度 (Similarity), 透過不斷改變其中之一的訊號偏移時間 $\delta\tau$, 來計算兩者波形的相關係數 (Correlation coefficient)。當相關係數達到最大值, 其所對應到的偏移時間即為相對走時差。本研究使用移動視窗交叉頻譜法與拉張法, 做為計算速度擾動量的方法, 將在以下分別介紹。

2.3.1 移動視窗交叉頻譜法

Poupinet et al. [1984] 提出移動式窗交叉頻譜法 (Moving Window Cross Spectral Method, 以下簡稱 MWCSM), 用來計算重複地震體波或尾波的走時偏差值, 將各頻率含量納入考量並計算誤差, 以改善量測時的準確度。

假設 $x(t)$ 與 $y(t)$ 分別代表 CGF 和 RGF 所選取時間窗的尾波訊號, 則相對偏移時間之交互相關函數 (Cross-Correlation Function, CCF) 為:

$$C_{xy}(\delta\tau) = \int x(t)y(t + \delta\tau)dt. \quad (2.3.1 \text{ 式})$$

將 $x(t)$ 與 $y(t)$ 經傅利葉轉換公式 (Fourier Transform) 至頻率域之頻譜分別



以 $X(f)$ 與 $Y(f)$ 表示，則交叉頻譜 (cross-spectrum) 為：

$$S_{xy}(f) = X(f)Y^*(f). \quad (2.3.2 \text{ 式})$$

而 $S_{xy}(f)$ 在特定頻率 f_i 的相位 φ_i 與相對偏移時間 $\delta\tau$ 的關係可表示成：

$$\varphi_i = 2\pi(\delta\tau)f_i, \quad (2.3.3 \text{ 式})$$

將 φ_i 對 f_i 的變化以通過原點的直線作線性迴歸所得的斜率與 2π 的比值則為兩訊號之相對走時偏移 $\delta\tau$ 。在計算斜率時，考慮到不同頻率下波形的一致性造成不同誤差範圍值，進而影響估算的走時偏差(圖 2-11a)。因此在迴歸斜率時以兩者波形在不同頻率 f_i 下的一致性(Coherency) 做為所對應相位值 φ_i 的權重 w_i [Brenquier et al., 2008a]：

$$w_i = \frac{|S_{xy}(f_i)|c_i^2}{1-c_i^2}, \quad (2.3.4 \text{ 式})$$

其中 $C_i = \frac{|S_{xy}(f_i)|}{\sqrt{S_{xx}S_{yy}}}$ 為波形在不同頻率 f_i 下的一致性，為交叉頻譜平滑之後的振幅

$|S_{xy}(f_i)|$ 與兩者自我頻譜乘積的平方根 (Auto spectrum) 比值。兩訊號走時偏移的誤差值為：

$$E_{\delta\tau} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^M w_i^2 (\varphi_i - af_i)^2}{\sum_{i=1}^M w_i^2 f_i^2}}, \quad (2.3.5 \text{ 式})$$

其中 a 為線性迴歸交互頻譜相位 φ_i 對頻率 f_i 關係之直線斜率 $2\pi(\delta\tau)$ ； M 為線性迴歸時涵蓋的頻率數量。

MWCSM 是以移動視窗的方式來量測 CGF 與 RGF 的相對走時偏移，根據 (2.3.3 式) 分別估算正負軸上每個移動視窗內尾波的走時偏差值 $\delta\tau$ ，再根據每個移動視窗所估算之走時偏差值給予權重值 $E_{\delta\tau}$ 進行線性迴歸，求得通過零點的直線斜

率值為 $\frac{\delta\tau}{\tau}$ ，

其負值即為速度擾動量 $\frac{\delta v}{v}$ (圖 2-11b)。其速度擾動值的誤差 $E_{\delta\tau/\tau}$ 為

$$E_{\delta\tau/\tau} = \sqrt{\frac{\sigma_{\delta\tau}^2}{\sum_{i=1}^N \tau_i^2}}, \quad \sigma_{\delta\tau}^2 = \sum_{i=1}^N (\delta\tau_i - \overline{\delta\tau_i})^2 / N, \quad \overline{\delta\tau_i} = \frac{\delta\tau}{\tau} \times \tau_i,$$

其中 N 為移動視窗個數， $\sigma_{\delta\tau}$ 為走時偏移 $\delta\tau$ 的標準差， $\delta\tau_i$ 與 $\overline{\delta\tau_i}$ 分別代表第 i 個移動視窗的走時偏移量和迴歸斜率的預測值，標準差為兩者平方差總和平均後的平方根。

2.3.2 拉張法

拉張法 (Stretch Method) 是透過輸入速度擾動量範圍，以線性內插方式拉長或壓縮時間軸以改變 RGF 波形後，與短時間現時 CGF 做交互相關函數，

直至兩者達到最佳擬合程度，也就是相關係數最大值 [Sens Schönfelder and Wegler, 2006] (圖 2-12)。

進行測量前，須將正負時間軸訊號平均，長期平均之 RGF 代表介質速度擾動前狀態的格林函數，其尾波訊號以 $y(t)$ 表示；當介質速度發生均勻微小的擾動量 $\frac{\delta v}{v}$ ，造成短時間 CGF 尾波 $x(t)$ 走時偏移，預期改變的尾波訊號可以寫成 [Duputel et al., 2009]：

$$x(t) = y\left(t\left(1 + \frac{\delta v}{v}\right)\right). \quad (2.3.6 \text{ 式})$$

當速度擾動為正時介質速度變快，CGF 相對 RGF 較快則時間軸被拉長；反之速度變慢，CGF 時間軸被壓縮。

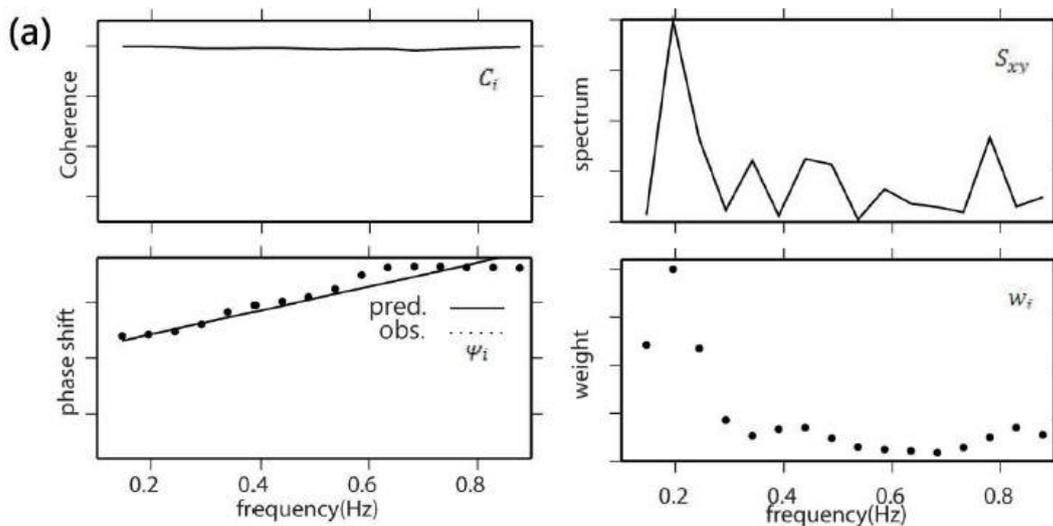
由於噪訊紀錄為離散訊號，在計算拉長或壓縮 RGF 和 CGF 的相關係數時必須重新內插資料點，使每一點振幅所對應的時間點一致。若 RGF 到時為 τ_i 的尾波受速度擾動 $\frac{\delta v}{v}$ 產生走時偏移至新的時間點 $\tau_j = \tau_i(1 + \frac{\delta v}{v})$ ，則被拉長或壓縮的 RGF 在未擾動前 τ_i 時間點的振幅由其在時間上相鄰兩點 $j+1$ 和 j (時間分別為 τ_j 和



τ_{j+1}) 所對應的振幅線性內插求得：

$$x(\tau_i) = y_j + (y_{j+1} - y_j) / \delta t [\tau_i (1 + \frac{\delta v}{v}) - \tau_j]. \quad (2.3.7 \text{ 式})$$

其中 δt 為採樣時間間隔 (0.01s)，每一組波形以 0.001 % 為單位，微小改變的速度變化量 $\frac{\delta v}{v}$ 所產生拉張或壓縮後的波形進行 600 次運算，測試之速度擾動範圍為 $-0.3 \% \sim 0.3 \%$ 。



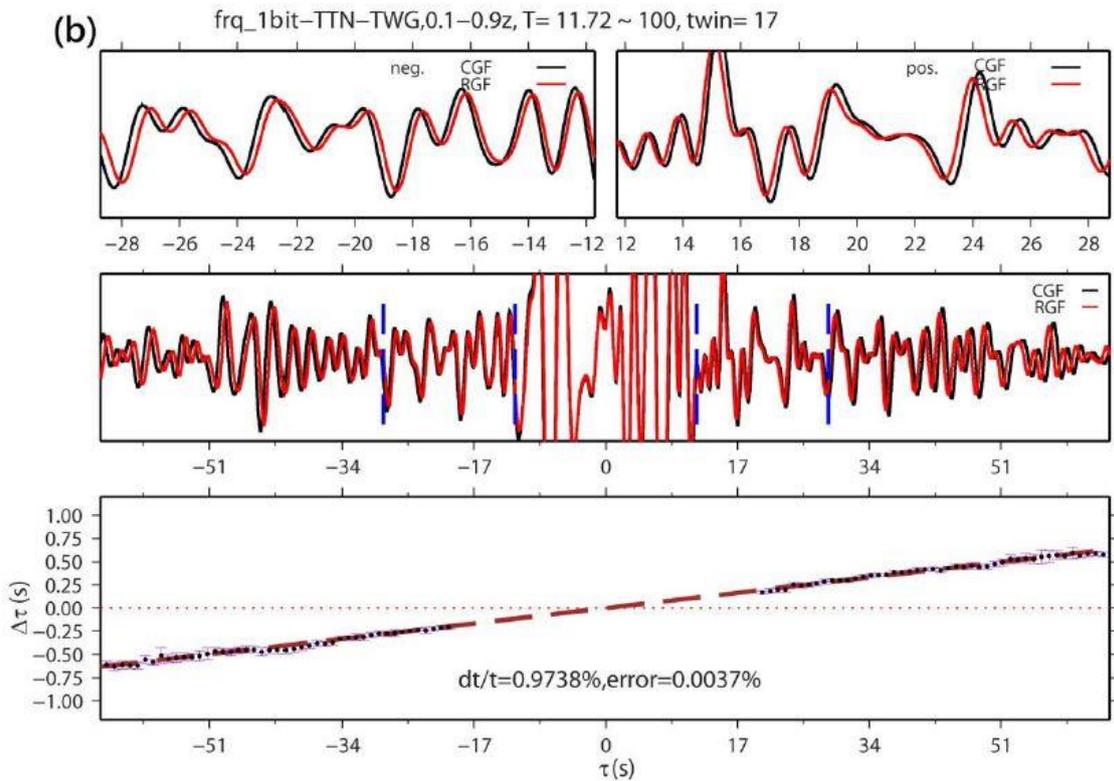


圖 2-11、使用合成之 CGF(黑)及 RGF (紅)，預設速度擾動量為-1%時示範移動視窗交叉頻譜法量測走時偏差操作過程。(a)由上至下再由左至右分別為 12-28 秒 (標示於(b)的藍色虛線區間內) 兩波形在不同頻率的一致性 (coherency, c_i)；於頻率域對相位 φ_i 做線性回歸得到相對走時差(直線斜率)；兩波形交互頻譜 S_{xy} 對不同頻率振幅含量；利用波形在頻率含量的一致性以及交互頻譜所計算的權重 w_i ，四圖單位皆無單位因次，橫軸單位為赫茲(Hz)。(b)上圖放大標示 CGF 和 RGF 尾波訊號，左側與右側分別為負與正時間軸。中圖為完整包含直達波經驗格林函數波形。下圖為以 17 秒視窗長度進行移動視窗量測之走時偏差，利用最小平方差進行線性回歸得到速度變化，其負斜率值相當於速度變化量，由圖中可得相對速度擾動接近 -1% [余, 2011]。

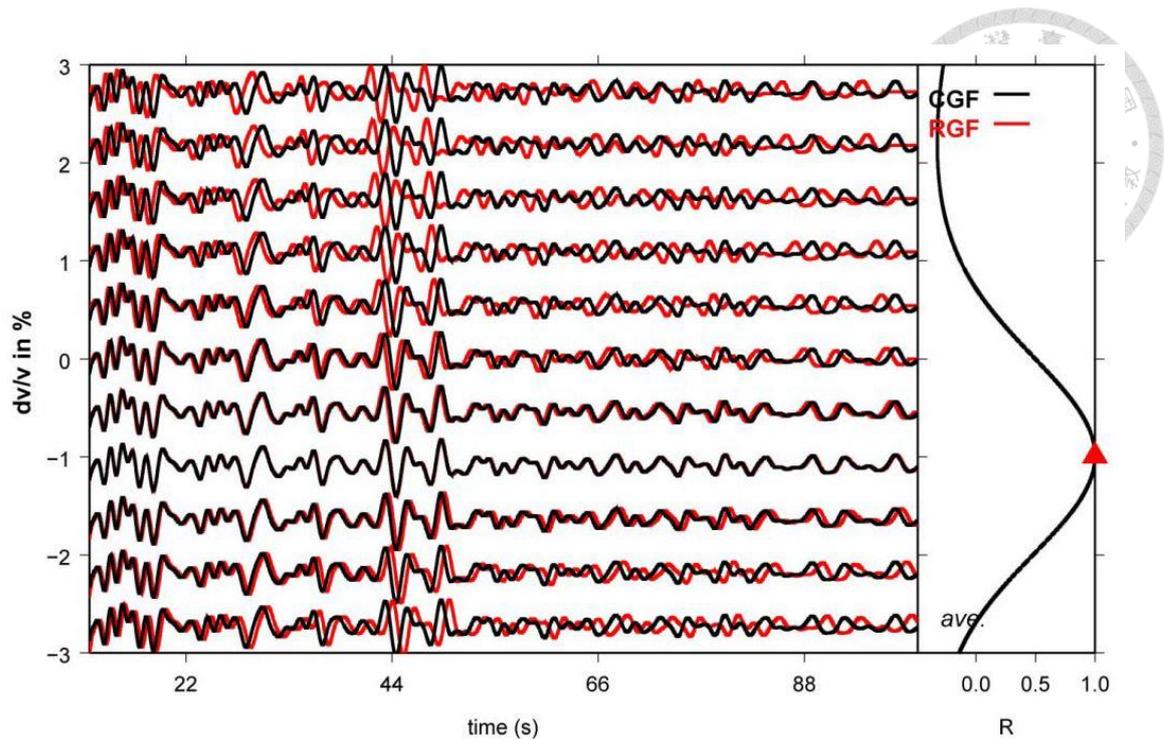


圖 2-12、拉張法量測走時偏差操作過程。使用合成之 CGF (黑) 及 RGF (紅)，測試用拉張法量測的相對走時偏移和速度擾動量。左圖為在不同速度擾動量下對 RGF 的時間軸拉張或壓縮之後的波形和 CGF 的比較。右圖為對應的波形相關係數，在速度擾動量為 -1% 時相關係數至最大值 [余, 2011]。

第三章 研究結果



本研究利用移動視窗交叉頻譜法與拉張法量測短時間與長時間經驗格林函數沿著時間軸的速度擾動，為了使量測結果兼具穩定及可信度，必須對經驗格林函數進行疊加以獲取穩定波形。隨著疊加天數遞增，對於日期的解析度亦隨之下降，於是經過交互相關函數的分析（本文 2.2.3 節），本研究最後選擇疊加 30 天經驗格林函數波形並將參考日期以一天為單位移動，來得到單日的解析度。

在疊加經驗格林函數的過程中，我們使用兩種疊加方式，藉以用不同的觀點來討論其量測結果的物理量（圖 3-1）。首先為沿著時間軸疊加，讓經驗格林函數順著時間軸進行疊加，適合用來監測較長期間的速度擾動，或是週期性變化以及與其他地體活動事件的相關性；再來是以事件發生日期為參考點疊加，主要是要探討此事件對週遭影響的程度以及在時間上影響的長度。圖 3-2 比較了兩種疊加方法應用在甲仙地震的結果，可看出兩種方法皆觀測到地震造成時間軸上的速度擾動，照時間疊加得到較平滑的數據結果，依地震疊加則得到由地震影響明確的相對速度擾動值。由於本研究探討地震活動造成鄰近區域淺部地殼的速度擾動，後面章節討論以依地震參考日期疊加的成果為主。

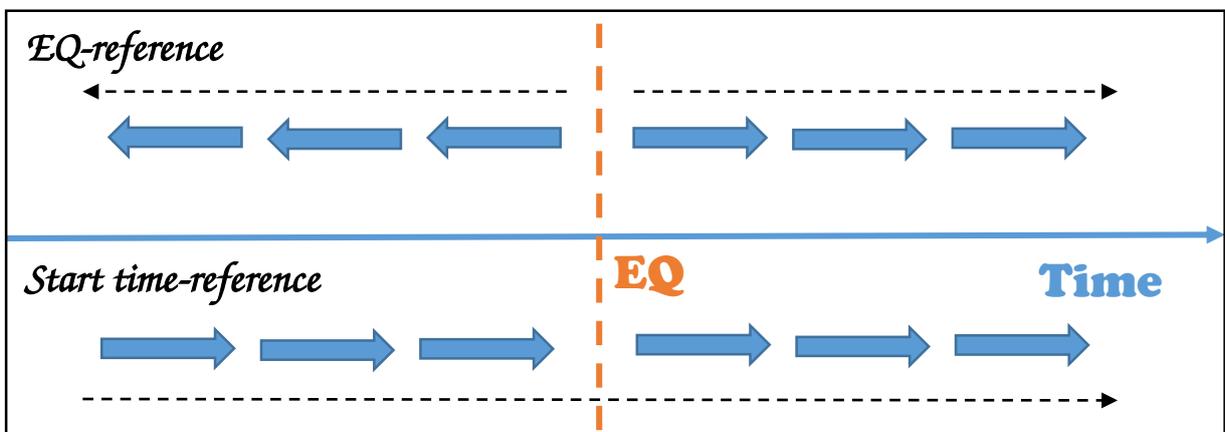


圖 3-1、經驗格林函數疊加方法，上圖為依事件日期為參考點疊加，下圖為順時間軸疊加。

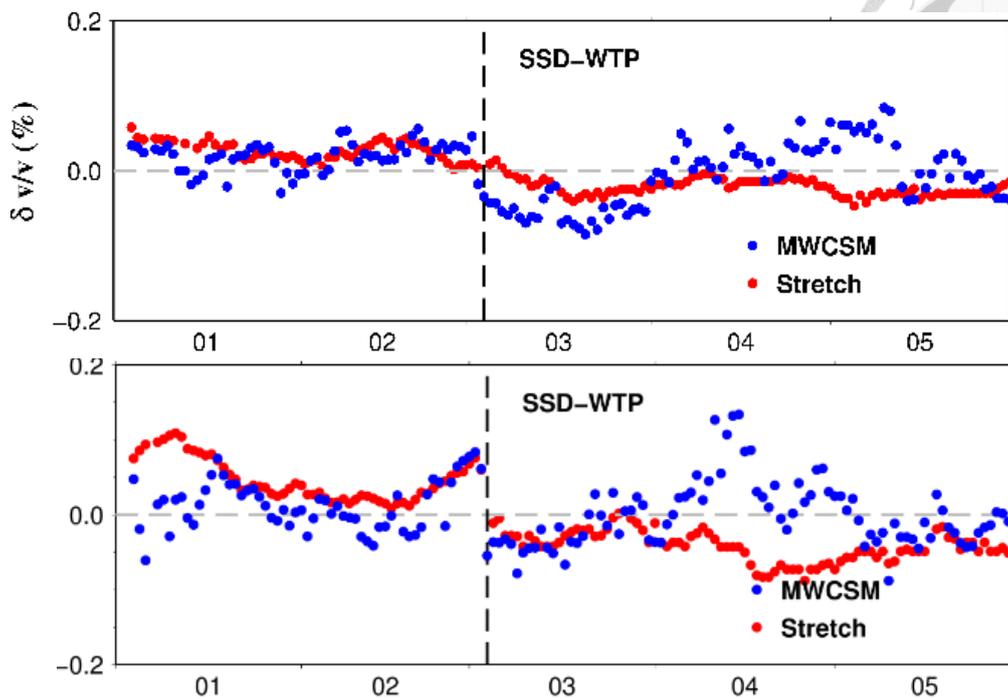


圖 3-2、SSD-WTP 站兩種疊加方法量測結果比較。上圖為照時間疊加；下圖為照地震發生日期疊加，黑色虛線為甲仙地震日期，藍色資料點為移動視窗交叉頻譜法結果；紅色為拉張法結果。

3.1 甲仙地震前後速度變化

經由 MWCSM 以及拉張法量測，甲仙地震前後有明顯的同震速度下降（圖 3-3）。同時我們計算了地震前後一個月的平均速度擾動差值，用以代表地震前後穩定的速度變化並賦予在統計學上的意義。由圖 3-4 可看出在統計上甲仙地震前後有明顯的速度降低，其最大值可至將近 -0.1% 。量測到速度降低的測站對主要穿越於震央西方數公里處，以區域構造位置與速度變化的分佈圖來看（圖 3-5），此區位於東傾逆衝斷層上盤位置以及餘震活動頻繁區域，暗示著甲仙地震期間可能有明顯的應力環境改變或是受到地震造成構造上的破壞。

Yu and Hung [2012] 利用周遭噪訊的高頻單站自我相關函數 (Auto-correlation function, ACF) 來量測 2006 年台東地震前後速度擾動，發現地震事件後有明顯的同震速度下降以及地震發生數天前經驗格林函數波形的相關係數值 (Correlation Coefficient, CC) 開始有明顯降低的情形；Obermann et al. [2013] 利用周遭噪訊互相關函數來監測火山活動期間有明顯的速度擾動以及波形的退相干性 (Decoherency)。因此我們在使用拉張法量測時，也同時針對波形的一致性進行比較與探討，由圖 3-3 可看出 SSD-WTP 測站對在甲仙地震影響前一個月，交互關係數值開始有些微的降低情形。本研究利用雙站 CCF 的結果是根據 30 天疊加平均的結果，相對 Yu and Hung [2012] 單站三天疊加結果解析度較差，可能可以解釋波形退相干性相對台東地震前較不明顯；CHN1-SSD 則顯示震前波形的一致性有明顯的降低。圖 3-6 為甲仙地震前後 2 日移動視窗交叉頻譜法的量測結果，展示主震之後尾波到時遲滯現象，並且在 CCF 正負到時時間軸成反對稱以及地震前後線性回歸的斜率變化。

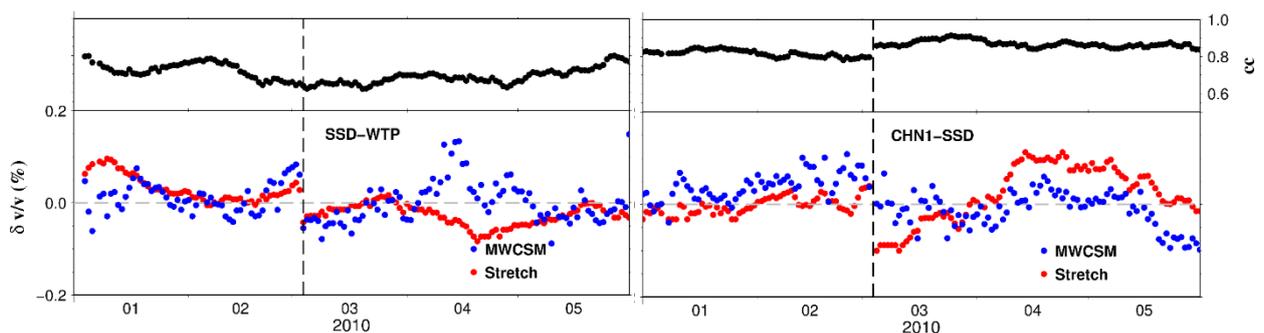


圖 3-3、甲仙地震 SSD-WTP 站 (上圖) 與 CHN1-SSD 站 (下圖) 結果。藍色資料點為移動視窗交叉頻譜法結果；紅色為拉張法結果；黑色資料點為拉張法交互關係數值；垂直虛線為主震發生日期。

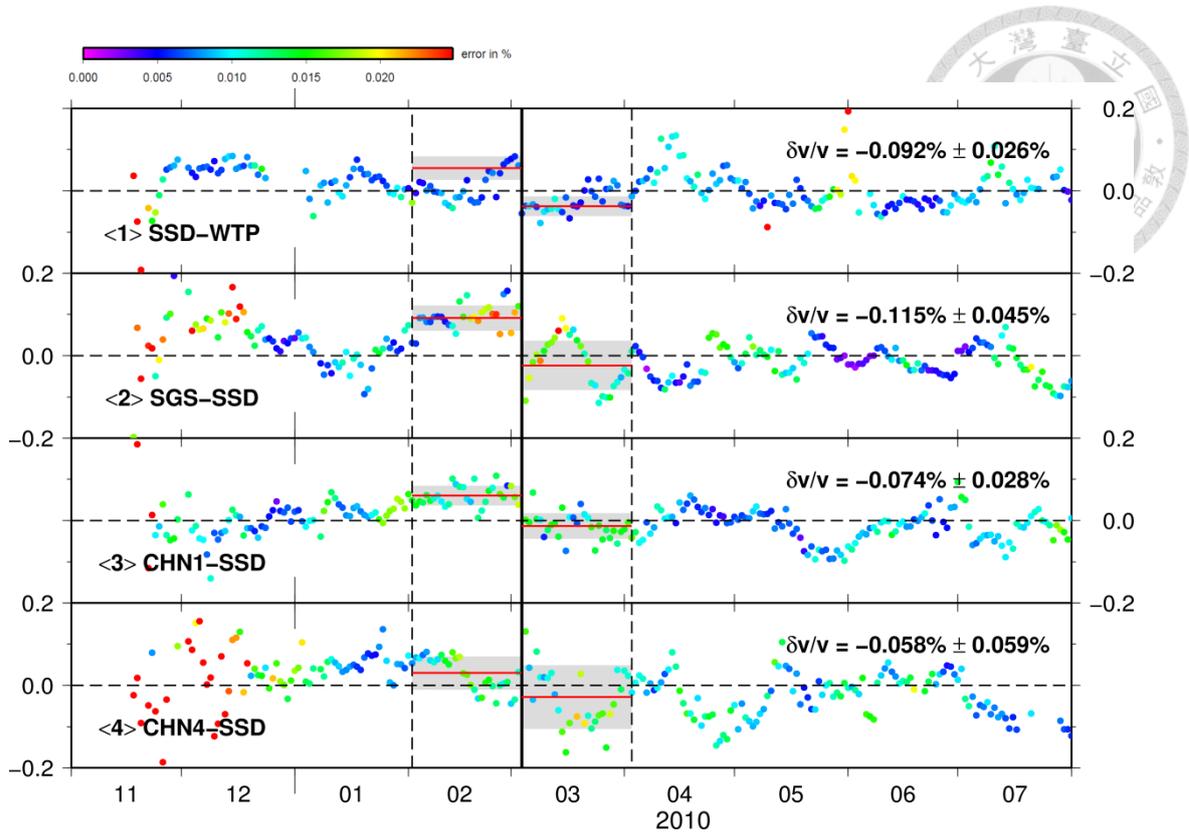


圖 3-4、甲仙地震 MWCSM 結果。垂直粗黑線表示主震發生日期；垂直虛線表示地震前後一個月日期；紅色直線表示地震前後一個月的平均速度擾動；灰色區域為地震前後一個月速度標準差範圍；數據點顏色表示 MWCSM 計算線性回歸方均根誤差量值；右上角數字以誤差值為權重計算的前後一個月平均速度擾動以及標準差範圍。

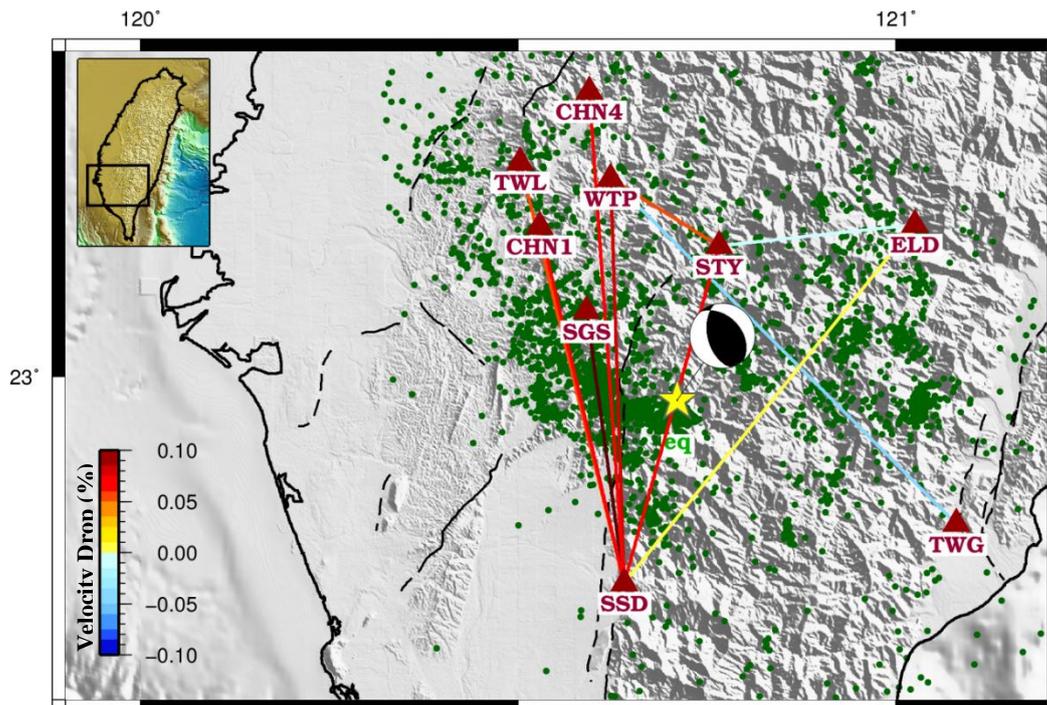


圖 3-5、甲仙地震拉張法量測結果與區域地表構造的分佈。連線部分為地震前後一個月平均速度變化量值，暖色系代表速度下降；冷色系為速度上升，綠色圓點為主震後一個月的地震分佈。

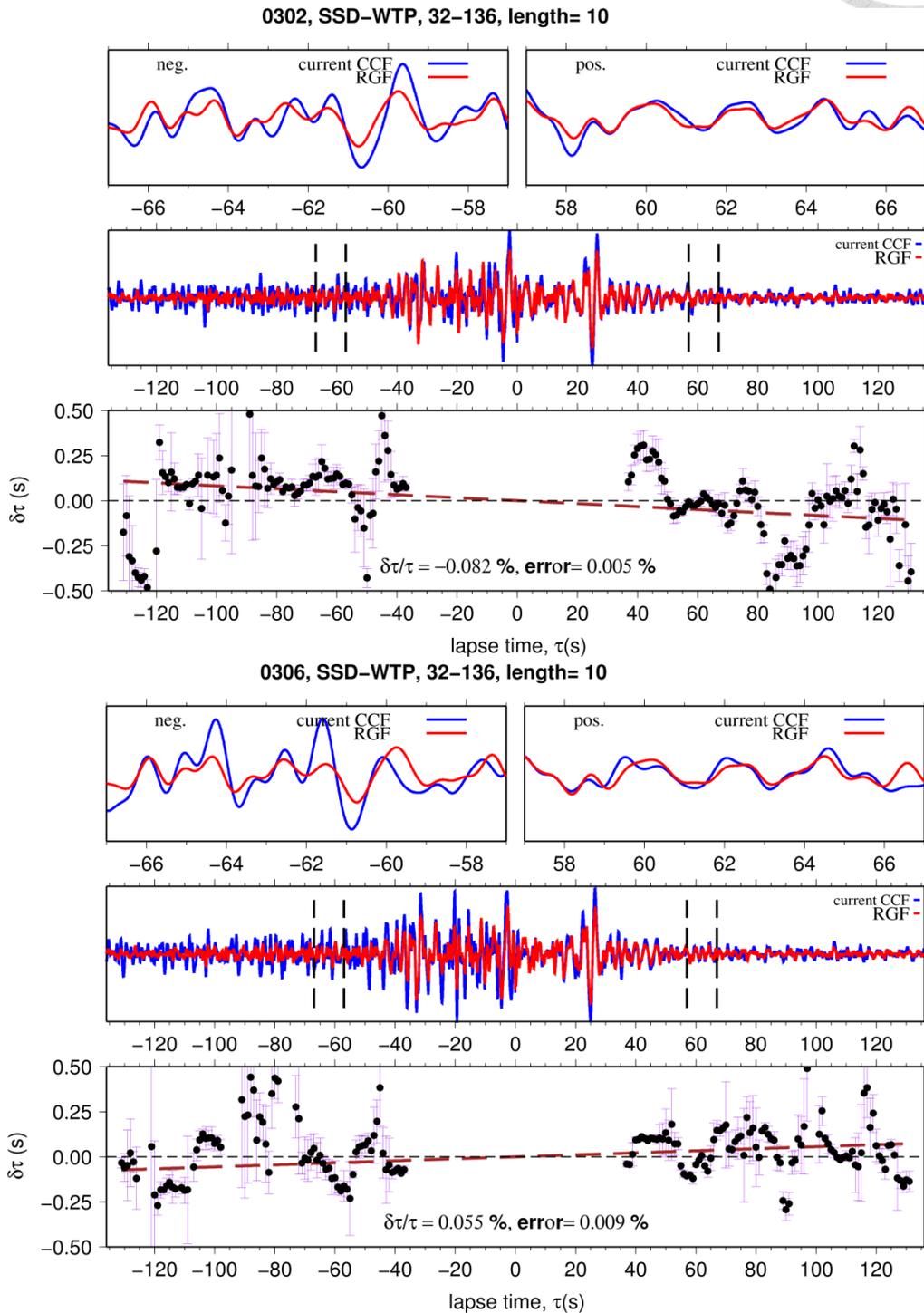


圖 3-6、2010/3/4 甲仙地震 SSD-WTP 測站對 3/2 震前 (上圖) 與震 3/6 後 (下圖) MWCSM 量測結果，圖說參見 (2.3.1 節)。



3.2 南投地震前後速度變化

3.2.1 3月27日南投地震結果

3月南投地震也量測到明顯的同震速度下降 (圖 3-7)，在統計上計算地震前後一個月平均速度擾動差值也觀察到震後平均速度的降低 (圖 3-8)。我們將兩種量測方法得到的數值進行整理比較 (表 3-1)，並利用兩方法量測的一致性作為結果穩定性的標準。將結果與地表構造分佈圖比較，發現主要同震速度降低測站對大致穿越震央鄰近區域，同時也是東傾逆衝斷層上盤以及餘震活動區域 (圖 3-9)。

為了確認量測結果的可信度，同時比較拉張法量測的互相關係數值 (圖 3-7) 以及 MWCSM 在地震前後 1 日的計算過程 (圖 3-10)。測量時拉張法波形的相關係數值幾乎皆大於 0.6，並且在 3 月地震影響期間有些微的下降。圖 3-10 展示 MWCSM 量測結果，顯示 SSLB-WUSB 測站對線性迴歸的誤差值較小，以及在地震前後明顯的斜率值變化。

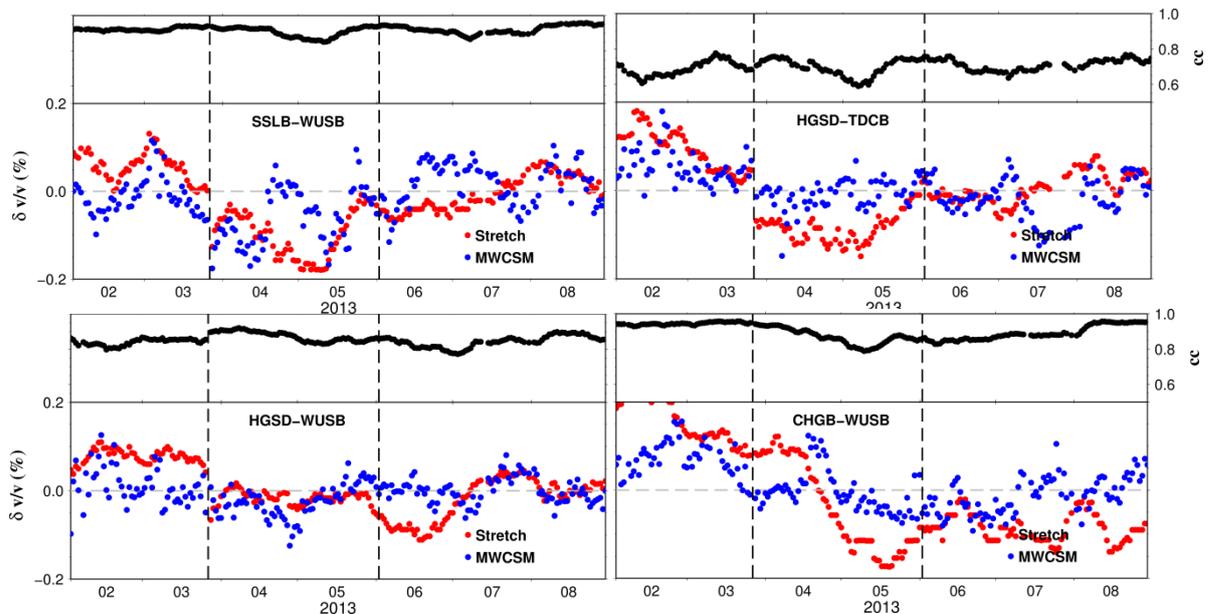


圖 3-7、南投地震期間速度變化結果，以 3 月主震日期做為疊加參考日期，黑色虛線為 3 月與 6 月主震發生日期。

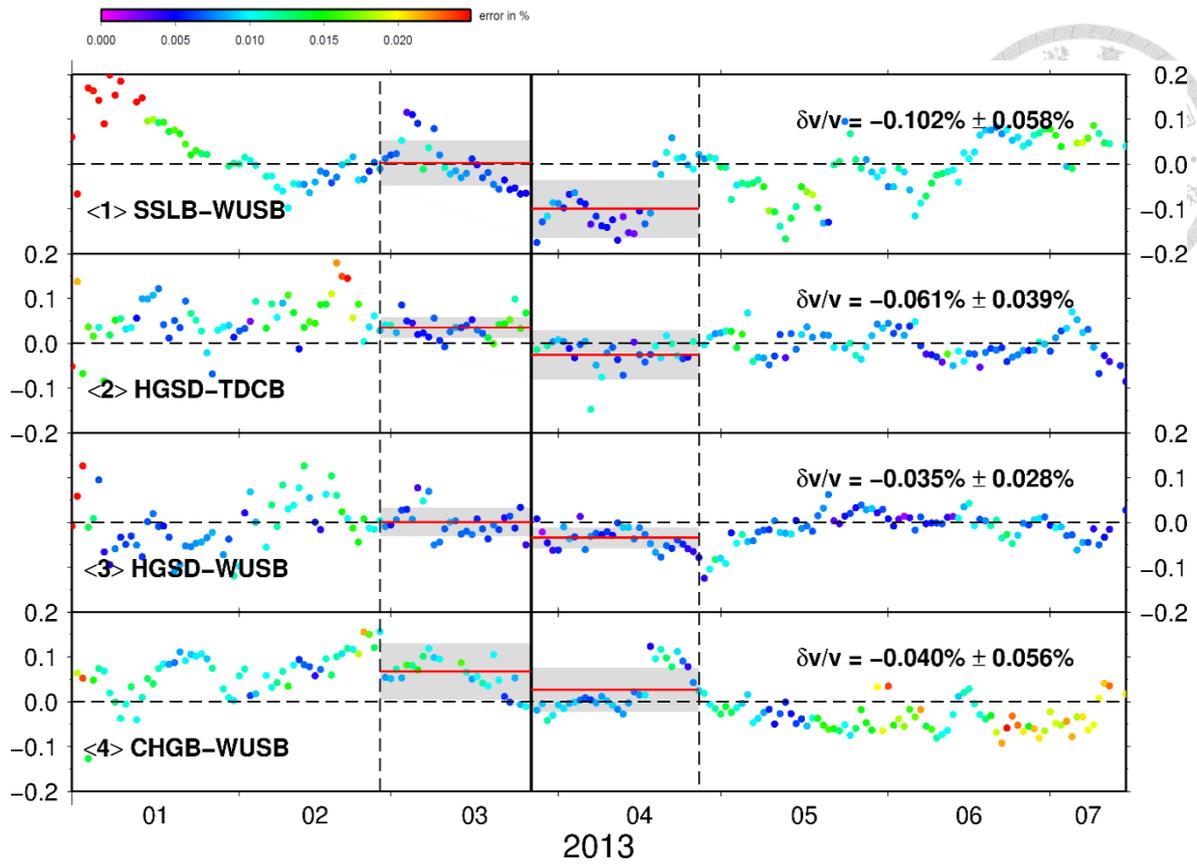


圖 3-8、南投地震 MWCSM 結果，以 3 月主震日期做為疊加參考日期。

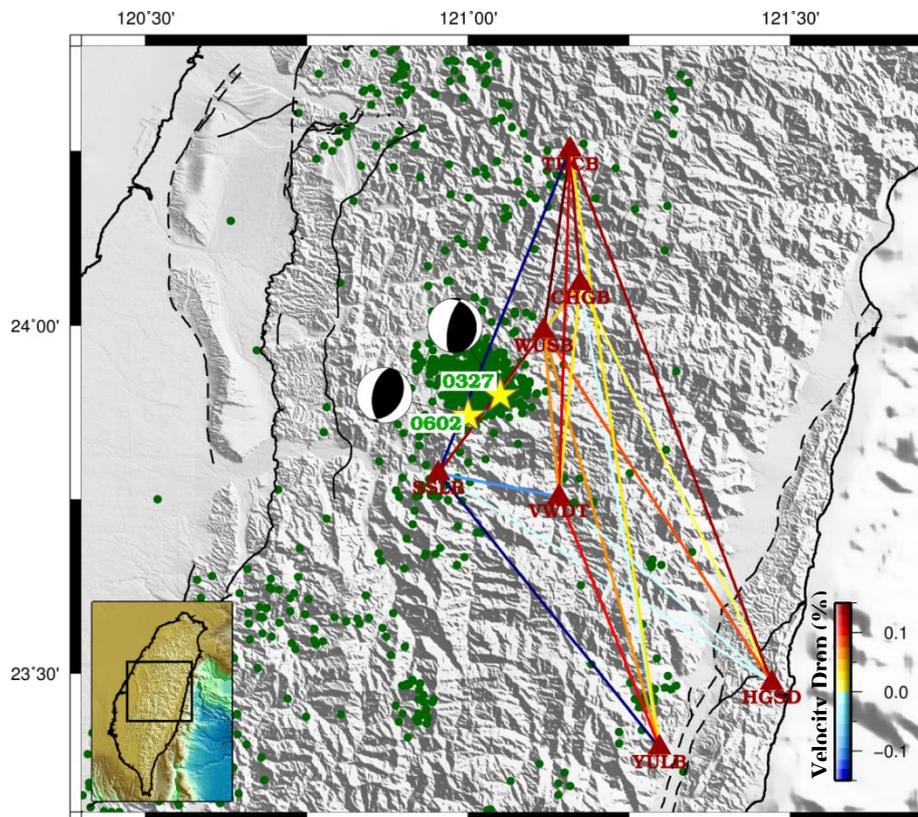


圖 3-9、3/27 南投地震拉張法量測結果在區域地表構造上的分佈。

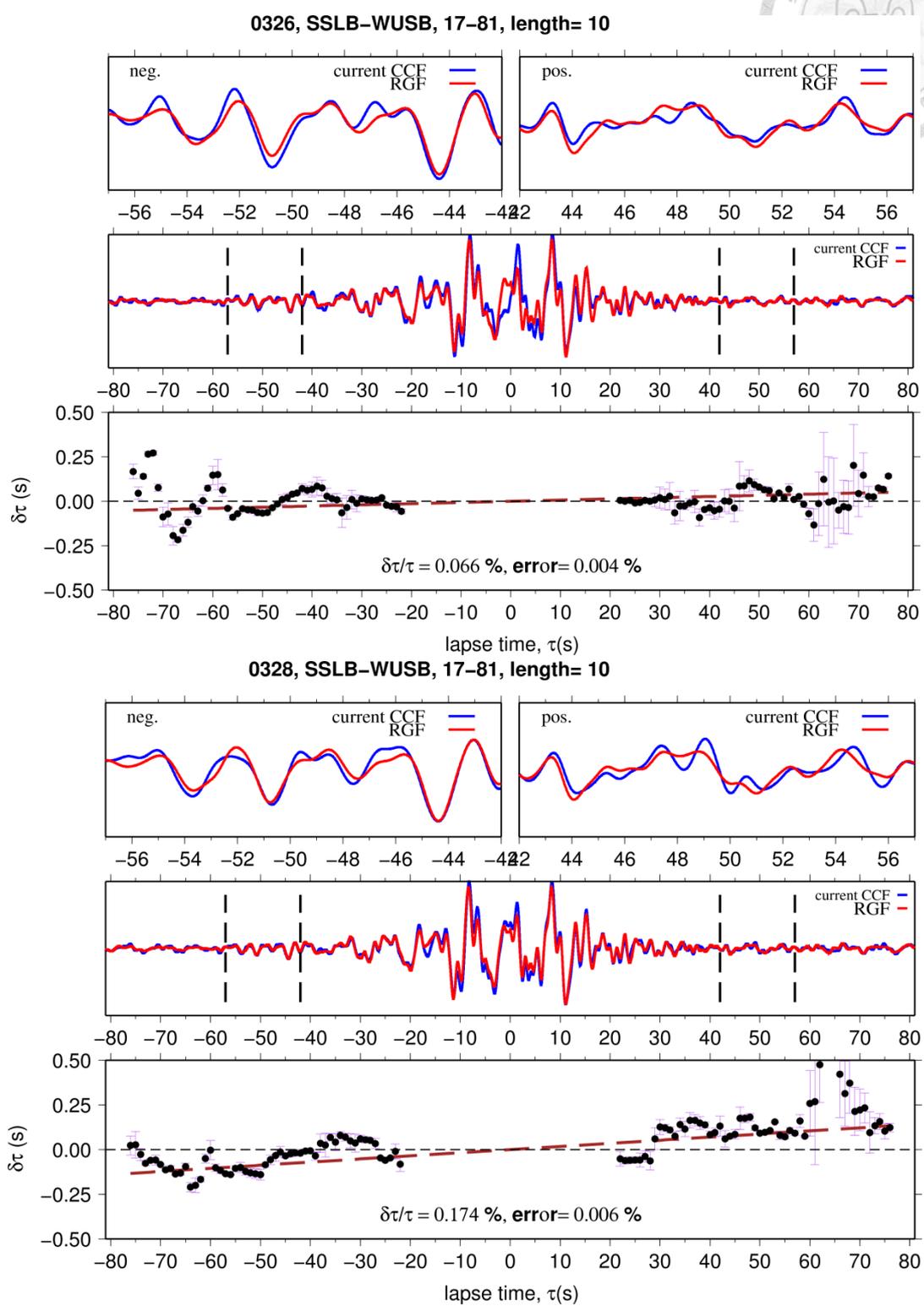
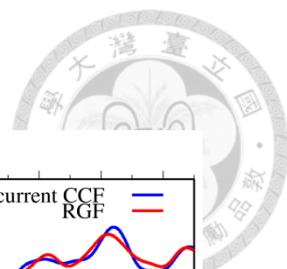


圖 3-10、2013/3/27 南投地震 SSLB-WUSB 測站對 3/26 震前 (上圖) 與 3/28 震後 (下圖) MWCSM 量測結果。



3.2.2 6月2日南投地震結果

6月南投地震也量測到明顯的同震速度下降(圖 3-11)，圖 3-12 結果也顯示震後平均速度的降低。將兩方法量測的一致性作為結果穩定性的標準進行整理比較(表 3-2)，發現同震速度擾動結果與 3 月地震雖不完全相同，但主要同震速度降低測站對大致穿越震央鄰近區域，同時也是東傾逆衝斷層上盤以及餘震活動區域(圖 3-13)，暗示著震源機制相近兩地震造成區域淺部地殼彈性介質影響的相似性。

為了確認量測結果的可信度，同時也比較拉張法量測的交互相關係數值(圖 3-11) 以及 MWCSM 在震前與震後計算過程(圖 3-14)，結果顯示 TDCB-WUSB 在地震前後量測的誤差較小；圖 3-11 可看到 6 月地震影響期間相關係數值有明顯的降低，並且約在震前半個月就有下降的趨勢。

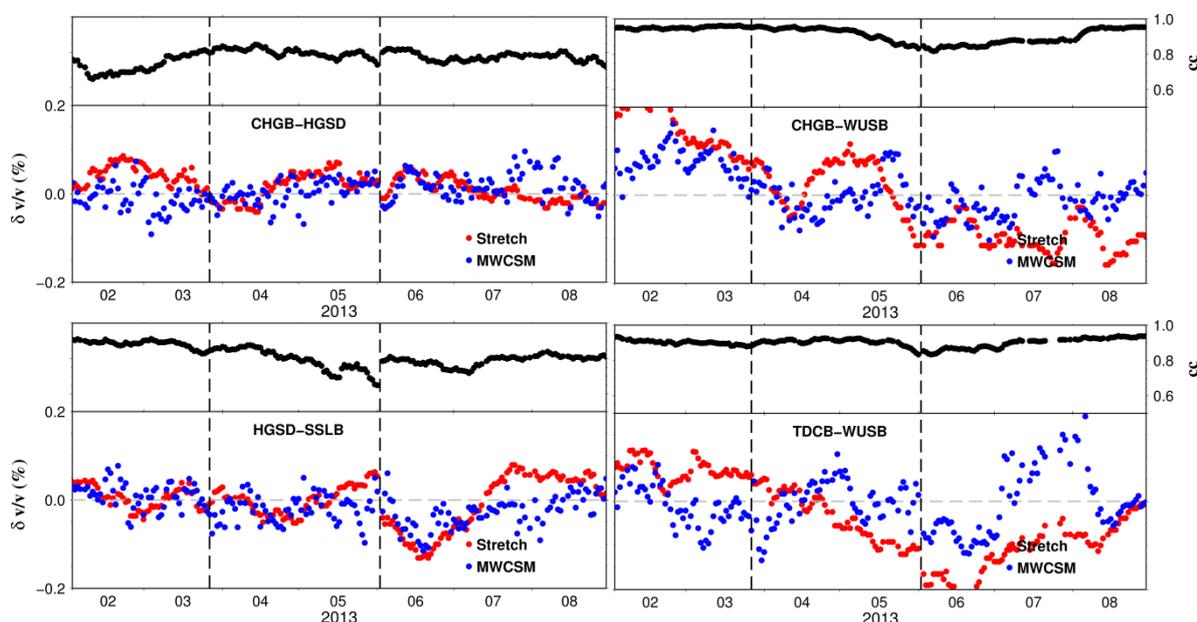


圖 3-11、南投地震期間速度變化結果，以 6 月主震日期做為疊加參考日期，黑色虛線為 3 月與 6 月主震發生日期。

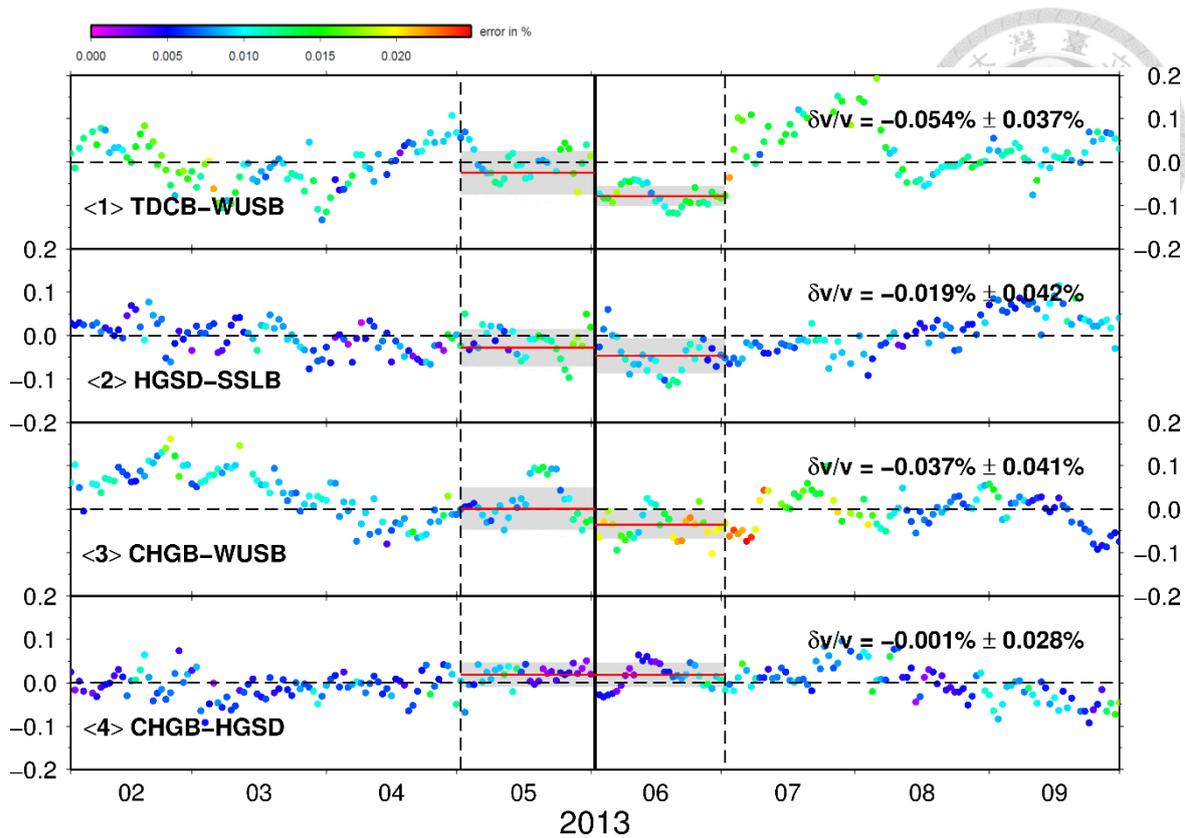


圖 3-12、南投地震 MWCSM 結果，以 6 月主震日期做為疊加參考日期。

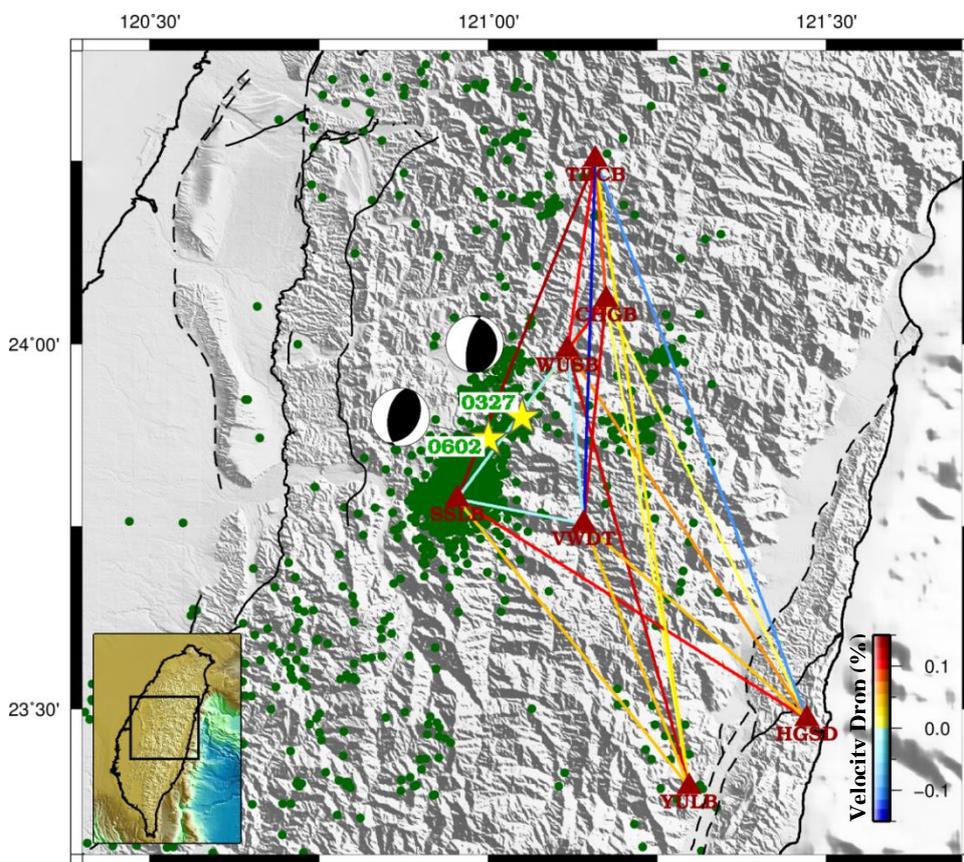


圖 3-13、6/2 南投地震拉張法量測結果在區域地表構造上的分佈。

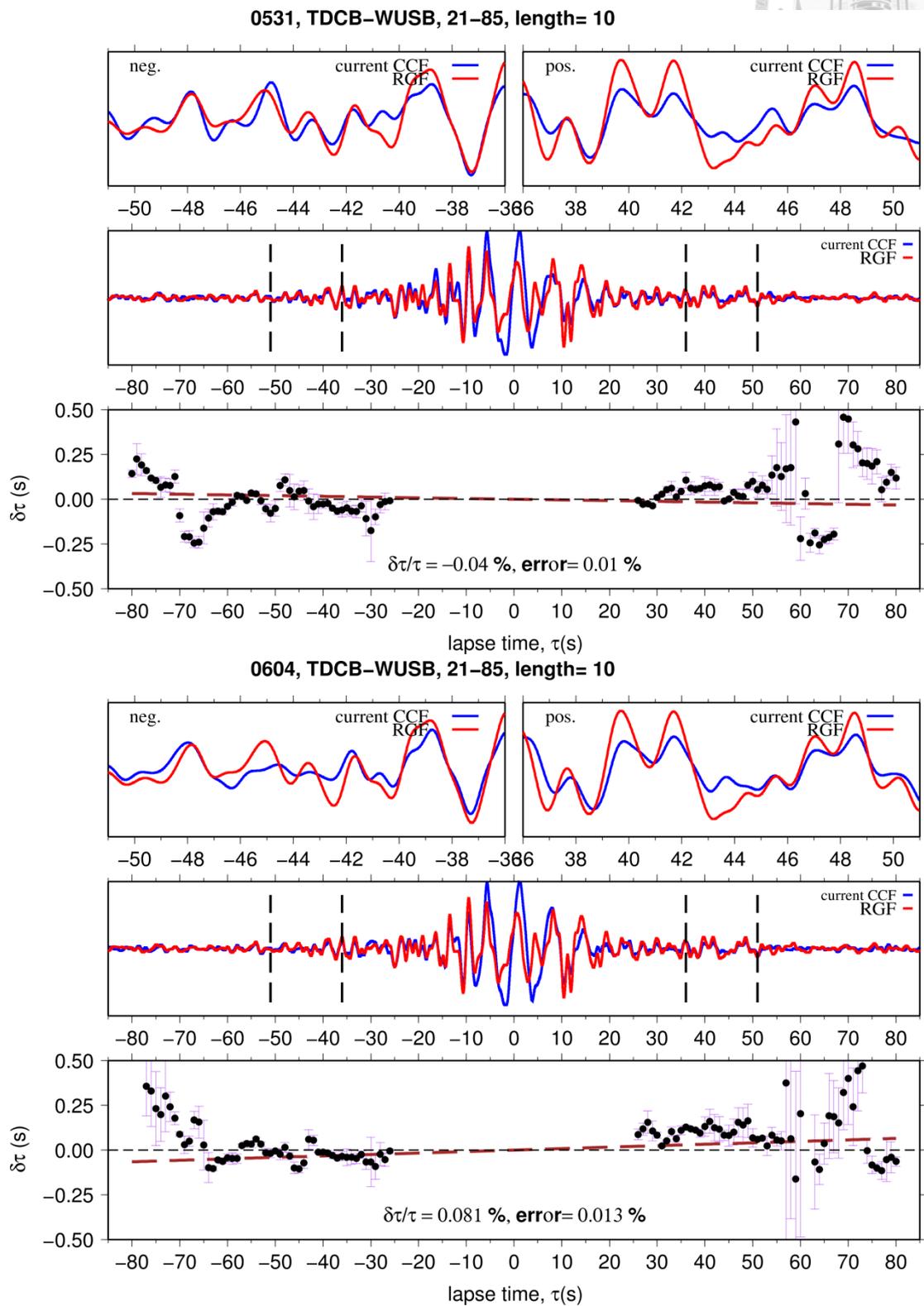
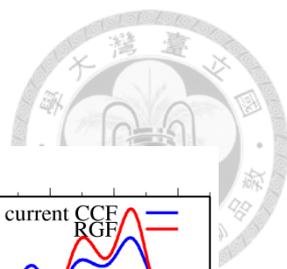


圖 3-14、2013/6/2 南投地震 TDCB-WUSB 測站對 5/31 震前 (上圖) 與 6/4 震後 (下圖) MWCSM 量測結果。



3.2.1 南投序列地震速度擾動結果數據比較

為了比較 3 月與 6 月南投地震相對速度擾動結果，我們分別將 3 月以及 6 月總數 20 組測站對以地震為參考日期疊加的經驗格林函數經 MWCSM 與拉張法量測結果整理成表 3-1 與表 3-2。並針對兩種方法量測一致的測站對歸類為穩定可信之結果進行整理討論。

3 月地震拉張法量測到 13 組測站對有平均震後相對速度下降，MWCSM 量測結果則有 6 組。整理量測穩定測站對的結果顯示，3 月南投地震平均速度降低最明顯測站對為 SSLB-WUSB，拉張法結果相對速度擾動可至約 -0.14% ，MWCSM 結果約 -0.09% 。6 月南投地震拉張法與 MWCSM 量測震後平均速度下降分別為 15 組與 11 組，其中兩測量方法穩定結果數值最明顯測站對為 SSLB-TDCB，拉張法最大可至約 -0.14% ，MWCSM 數值約 -0.1% 。

另外我們將 3 月與 6 月地震拉張法量測結果進行整理比較 (表 3-3)，發現有 9 組測站對相對速度擾動在南投序列地震皆為震後下降。但有幾組兩方法量測穩定的測站同震速度擾動結果正負值不一致，其中最明顯的 SSLB-WUSB 測站對，其在 3 月地震為同震速度下降數值最大的測站對；於 6 月地震拉張法結果則為相對速度上升約 0.05% 。由於這組測站對皆通過兩地震鄰近震央區域與餘震活動區域，暗示了 3 月與 6 月地震即使震央位置與震源機制相似，其應力或斷層滑移的破壞對於區域性的影響仍舊具有一定的差異性。接下來的章節將探討量測到的速度擾動機制與彈性介質的關聯，以及地震影響鄰近區域淺部地殼或地表的觀測結果，進行綜合的結果與討論，再進一步探討南投序列地震同震相對速度變化差異可能的機制。

表 3-1、南投 3 月地震前後一個月平均速度差值，第二欄為拉張法結果；第三欄為移動視窗交叉頻譜法結果。淺藍色表格為兩種方法皆為震後速度上升，淺橘色為皆震後下降，上色表格代表計算結果較穩定的測站。

Station pair	$3/27 \frac{\delta v}{v} \% \text{ Stretch}$	MWCSM
CHGB-HGSD	-0.0074298	0.00769339
CHGB-SSLB	0.0277007	0.0027052
CHGB-TDCB	-0.140036	0.0542563
CHGB-WUSB	-0.0495791	-0.060862
CHGB-YULB	0.0153978	0.109863
HGSD-SSLB	0.0138929	0.023184
HGSD-TDCB	-0.14925	-0.0689231
HGSD-WUSB	-0.087899	-0.0356034
SSLB-TDCB	0.211572	0.110717
SSLB-WUSB	-0.143528	-0.0898357
SSLB-YULB	0.175683	-0.0286247
TDCB-WUSB	-0.15025	0.0420821
TDCB-YULB	-0.0246069	0.0133018
WUSB-YULB	-0.0586141	0.021659
CHGB-VWDT	-0.0211428	-0.007484
HGSD-VWDT	0.01975	0.0369374
SSLB-VWDT	0.0988571	0.0402591
TDCB-VWDT	-0.126784	0.0103501
VWDT-WUSB	-0.0703214	0.0684984
VWDT-YULB	-0.101571	0.0181475

表 3-2、南投 6 月地震前後一個月平均速度差值，顏色表示同表 3-1。

Station pair	$6/2 \frac{\delta v}{v} \% \text{ Stretch}$	MWCSM
CHGB-HGSD	-0.0084655	0.0011657
CHGB-SSLB	-0.0525081	-0.0768394
CHGB-TDCB	-0.0947399	0.0071586
CHGB-WUSB	-0.105849	-0.0563934
CHGB-YULB	-0.0071096	-0.0529416
HGSD-SSLB	-0.105197	-0.0354938
HGSD-TDCB	0.0987167	0.0251006
HGSD-WUSB	-0.0672937	0.0565608
SSLB-TDCB	-0.142974	-0.0966332
SSLB-WUSB	0.0504221	0.0693382
SSLB-YULB	-0.0379187	-0.0079663
TDCB-WUSB	-0.100843	-0.0801996
TDCB-YULB	-0.0230357	-0.0436727
WUSB-YULB	-0.123905	0.0096455
CHGB-VWDT	-0.115433	-0.0436062
HGSD-VWDT	-0.0480501	0.0147716
SSLB-VWDT	0.022271	-0.0918826
TDCB-VWDT	0.14725	0.0875215
VWDT-WUSB	0.0525428	0.0186751
VWDT-YULB	-0.0489408	-0.0571834

表 3-3、南投 3 月與 6 月地震前後一個月拉張法平均速度差值比較。第二與第三欄分別為 3 月與六月拉張法結果，顏色部分同表 3-1 與表 3-2，代表較可信之結果，第四欄為測站間距。

Station pair	3/27 $\frac{\delta v}{v}$ % Stretch	6/2 $\frac{\delta v}{v}$ % Stretch	Distance (km)
CHGB-HGSD	-0.0074298	-0.0084655	70.36800385
CHGB-SSLB	0.0277007	-0.0525081	37.58110428
CHGB-TDCB	-0.140036	-0.0947399	21.29185867
CHGB-WUSB	-0.0495791	-0.105849	9.49539471
CHGB-YULB	0.0153978	-0.0071096	74.97919464
HGSD-SSLB	0.0138929	-0.105197	62.37511826
HGSD-TDCB	-0.14925	0.0987167	90.54434204
HGSD-WUSB	-0.087899	-0.0672937	66.55834198
SSLB-TDCB	0.211572	-0.142974	55.45619202
SSLB-WUSB	-0.143528	0.0504221	28.08648682
SSLB-YULB	0.175683	-0.0379187	56.02643967
TDCB-WUSB	-0.15025	-0.100843	29.08964348
TDCB-YULB	-0.0246069	-0.0230357	96.19794464
WUSB-YULB	-0.0586141	-0.123905	68.84261322
CHGB-VWDT	-0.0211428	-0.115433	34.09152222
HGSD-VWDT	0.01975	-0.0480501	44.80438232
SSLB-VWDT	0.0988571	0.022271	19.43283081
TDCB-VWDT	-0.126784	0.14725	55.18714142
VWDT-WUSB	-0.0703214	0.0525428	26.47696877
VWDT-YULB	-0.101571	-0.0489408	43.04622650

第四章 討論



近年已經有多種不同的地球物理研究來觀測大地震造成的速度變化，如重複地震、週遭噪訊法以及尾波等。有關於地震之後的速度下降以及震後回復的機制大多解釋為地震造成的強地動引起近地表岩石的破壞 [e.g., Takagi and Okada, 2012]；地震斷層帶破裂引發地殼裂隙改變或是搖晃造成孔隙壓力改變影響剪力模數 [Nakata and Snieder, 2012]；同震滑移引起震源在附近靜態體積應變擴張；或是非線性土壤場址反應以及地下水位上升 [Yu and Hung, 2012] 等影響因素。為了得知影響所量測到同震速度變化的機制，我們透過所使用的表面波尾波到時，在主要能量的頻率範圍內對不同深度剪力波的敏感度分布來推估速度發生改變的可能深度。再根據地震所造成的斷層滑移分佈，計算同震靜態體積應變與速度變化的空間分佈進行比較。同時配合最大地表加速度 (Peak Ground Acceleration, PGA) 以及 GPS 同震地表位移等地球物理觀測資料來共同探討地震造成區域性彈性介質的變化成因。

4.1 頻率與影響深度

為了得知量測的同震速度變化對於區域敏感的深度範圍，我們使用 Kim et al. [2005] 根據區域地震的 P 和 S 波到時逆推所求得的層析成像三維速度模型，分別針對甲仙與南投地震區域經側向平均計算一維速度剖面。並由於用來測量同震速度變化的尾波到時，主要是經驗格林函數當中基態表面波 (Fundamental-mode Surface Wave) 之後的訊號，因此我們以基態表面波不同週期相速度的變化對剪力波速度在深度方向變化的一階導數，即表面波相速度對剪力波速度一維的敏感度

算核 (Sensitivity Kernel)，來近似尾波到時所求速度變化受地殼剪力波速度所影響的深度範圍 [Rivet et al., 2014]。使用的 CCF 振幅頻譜分布主要頻率能量範圍介於 3 – 10 秒之間，因此我們分別計算 3 秒、5 秒、7 秒以及 10 秒表面波的敏感度算核，來觀測區域表面波尾波對於深度的敏感程度。

圖 4-1 為甲仙地震區域基態表面波相速度 c 對剪力波速度 β 在深度方向的敏感度算核 $\frac{\delta c}{\delta \beta}$ ，對於 3 秒與 5 秒週期而言淺部 10 公里內剪力波速度對表面波相速度變化的敏感度較高。同週期下南投地震區域(圖 4-2)敏感度較高，且更集中於深度範圍約 5 公里內，但考量 CCF 本身訊號的較寬頻率範圍，3 – 10 秒間此兩區域表面波敏感深度約在相對於震源 (約 20 公里) 較淺的深度 10 公里內的範圍。也暗示著量測到的同震速度擾動受斷層破壞或是震源區域構造岩石強度改變等較深處的影響可能性較小。

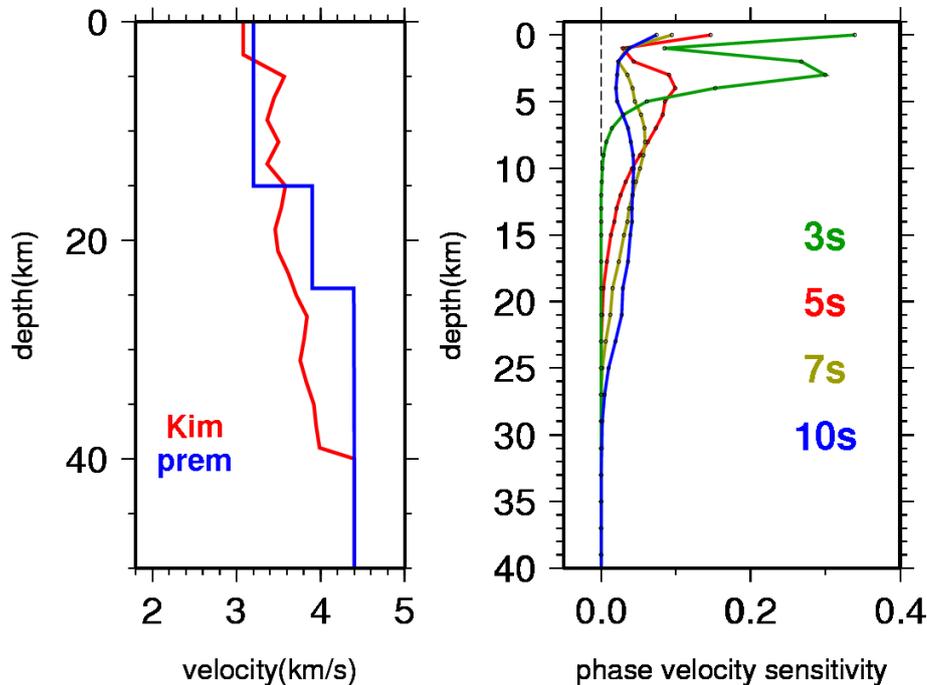


圖 4-1、左圖紅線為甲仙地震測站 SSD-WTP 剖面平均一維速度模型 (修改自 Kim et al., 2005)，藍線為 Prem 一維速度模型。右圖為 3、5、7 以及 10 秒週期基態表面波相速度變化受剪力波速度擾動 $\delta\beta$ 影響的之一維敏感度算核 $\frac{\delta c}{\delta \beta}$ 隨深度變化。

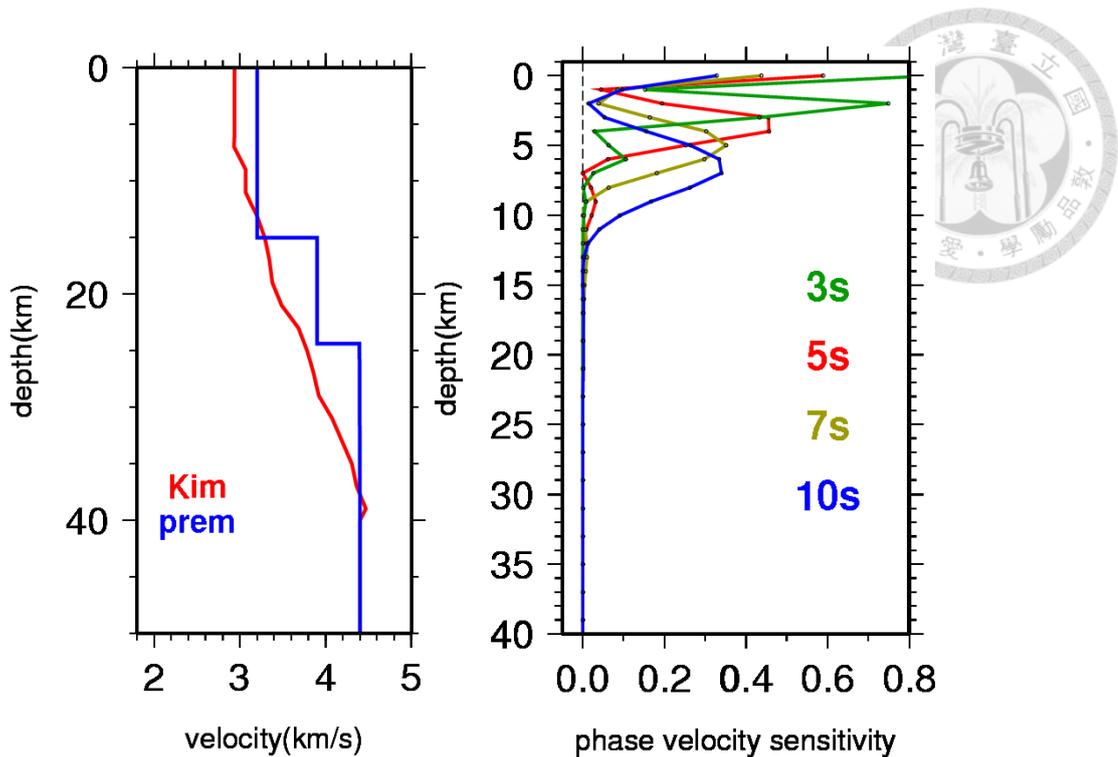


圖 4-2、同圖 4-1，為南投地震區域 SSLB-CHGB 剖面平均一維速度模型以及敏感度算核隨深度變化。

4.2 同震靜態體積應變

地震發生時斷層面發生滑移引可能起破壞帶周遭靜應力場改變。本研究嘗試著探討靜態應力場改變造成的同震靜態體積應變與地殼彈性性質變化的關聯。若正應變總和的靜態體積應變為正值，代表地區受到拉張 (dilatation) 應力，體積增加，速度降低；反之負值表示受到壓縮 (compression) 應力，體積減少，速度上升。兩者之間關係將於 4.2.1 作詳細推導。震波速度降低也有可能是因區域性劇烈地滑移造成斷層附近岩石破壞鬆散所致 [Yu and Hung, 2012]。為了探討其潛在可能機制，我們使用 Lee et al. [2013] 利用有限斷層滑移模型逆推計算出的斷層滑移量分布，與 MATLAB 套件軟體 Coulomb 3.3 [Toda et al., 2005] 來計算地震造成靜態體積應變在空間上的分布並與觀測到的速度變化進行比較與討論。



4.2.1 靜態體積應變與速度變化關聯

以下根據 Rivet et al. [2014] 假設在線性系統下，彈性介質體積應變與震波速度之間關聯性進行推導。

S 波波速 β 為剪力模數 μ 與密度 ρ 的函數，表示成：

$$\beta = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}. \quad (4.2.1 \text{ 式})$$

將(4.2.1 式)左右兩側取自然對數後可改寫為：

$$\ln\beta = \left(\frac{1}{2}\right)(\ln\mu - \ln\rho). \quad (4.2.2 \text{ 式})$$

假設介質中彈性性質受到微小擾動以取一階微分項表示成：

$$\frac{\delta\beta}{\beta} \approx \frac{1}{2} \left[\frac{\delta\mu}{\mu} - \frac{\delta\rho}{\rho} \right]. \quad (4.2.3 \text{ 式})$$

在線性彈性的介質中，體積伸張或壓縮變化量的比例相對於密度減小或增加變化比例，與壓力改變量之間的關係可表示成：

$$\xi = \frac{\delta v}{v} = -\frac{\delta\rho}{\rho} = -\frac{\delta P}{K}, \quad (4.2.4 \text{ 式})$$

其中 ξ 為體積變化量相對原來體積的比例 $\frac{\delta v}{v}$ ，或是負的密度變化量相對原來密度的比例 $-\frac{\delta\rho}{\rho}$ ； P 為壓力； v 為體積； K 為體積模數 (bulk modulus)，壓力的擾動

可用體積伸張與體積模數的函數表示：

$$\delta P = -K\xi. \quad (4.2.5 \text{ 式})$$

假設介質溫度為常數，剪力模數與壓力之間在線性系統下的關聯性可以下面公式表示 [Goes et al., 2000]：

$$\frac{\delta\mu}{\mu} = \frac{\mu'}{\mu} \delta P, \quad (4.2.6 \text{ 式})$$



其中 $\mu' = \frac{\partial \mu}{\partial P}$. 將 (4.2.3 式)、(4.2.4 式) 與 (4.2.5 式) 代入 (4.2.6 式), 剪力波速度變化可表示成體積變化的函數如下:

$$\frac{\delta \beta}{\beta} = \frac{\xi}{2} \left[1 - \frac{\mu' K}{\mu} \right]. \quad (4.2.7 \text{ 式})$$

對於泊松固體 (Poisson solid), $K = \frac{3}{5} \mu$, 可將式子改寫為:

$$\frac{\delta \beta}{\beta} = \frac{\xi}{2} \left[1 - \frac{5\mu'}{3} \right]. \quad (4.2.8 \text{ 式})$$

對於地函主要礦物 μ' 範圍約在 1 - 2 之間 [Goes et al., 2000], 假設中部地殼物質的 μ' 與之相近, 則可得到在線性系統下速度變化與體積伸張之間的關係為:

$$\frac{\delta \beta}{\beta} \approx -\xi. \quad (4.2.9 \text{ 式})$$

4.2.2 同震靜態體積應變與速度變化分佈

為了討論地震造成的剪力波速度改變與同震靜態體積應變之間的關係, 我們將計算出的同震靜態體積應變與地震前後一個月平均速度變化進行空間上的比對。由甲仙地震區域深度為 5 公里處的水平側向分佈可觀察到, 同震速度下降明顯的測站對主要涵蓋在震央以西斷層滑移面上盤的位置, 與靜態體積應變上升區域吻合 (圖 4-3)。在震央以東區域, 同震靜態體積應變增加數值較不明顯, 同震速度下降值也相對減小或是有速度上升的情形, 暗示著靜態體積應變與同震速度在空間上有一定的關聯性。

由本文章節 4.1 計算的表面波相速度對剪力波速度在深度方向的敏感度算核結果, 推測甲仙地區所觀測到同震速度變化主要是受到深度 10 公里內的淺部地殼受到擾動造成剪力波速度下降所致。於是對於甲仙地震我們針對主要同震速度下降區域, 穿過 SSD-WTP 兩測站間的連線沿深度方向剖面的同震靜態體積應變和地震滑移量作比較 (圖 4-4), 發現淺部區域 (小於 10 公里) 主要為同震靜態體積應變

增加區域，但是滑移量相對大於 10 公里靠近震源深度附近的值並不大。因此推論淺部 10 公里內區域受斷層面上的滑移破壞影響較小，同時暗示著觀測到的甲仙地震造成區域性的速度變化主要機制為淺部的同震靜態體積應變。

南投地震部分雖然 3 月與 6 月地震斷層破裂過程不盡相同，但由於震源機制相似，地震靜態應力所造成淺部彈性介質影響在空間上分佈相似。由深度 5 公里同震靜態體積應變與同震速度變化在空間上的分佈（圖 4-5）可看出兩地震所造成淺部的同震靜態體積應變模式相近，逆衝斷層上盤位置以靜態體積應變增加為主；下盤主要為靜態體積應變減小。且兩地震所量測到的同震速度下降區域與深度 5 公里靜態體積應變增加區域大致上相符，進一步證實靜態體積應變與地震造成淺部彈性介質擾動之間的關係，而非地震動態應力或是震源附近地殼破壞所致。然而受限於缺少較長週期的尾波到時變化觀測來探究深度大於 10 公里地殼是否受到較大滑移量破壞，產生速度擾動，因此不能排除是否斷層帶附近集中的滑移量會造成同震速度下降。

4.2.3 地震造成地殼非線性反映

地震引起的波動會造成地殼岩石鬆動，內部或是組成材質顆粒間孔隙或膠結狀態改變，這些所謂動態應力作用可能導致地地殼彈性係數的下降。在線性的彈性的系統下，靜態體積應變應與造成的相對速度擾動量具同樣的數量級大小（詳見 4.2.1 節），但甲仙與南投地震量測到最大同震相對速度變化的數量級為 $\sim 10^{-3}$ ，而同震靜態體積應變為 $\sim 10^{-5}$ 。因此推論造成較大數量級的同震速度下降的原因，還有其它動態應力導致地殼發生非線性的應變反應參與其中。從同震速度下降明顯的地區通常亦有較大的強地動加速度，暗示著存在動態應力影響的可能性。

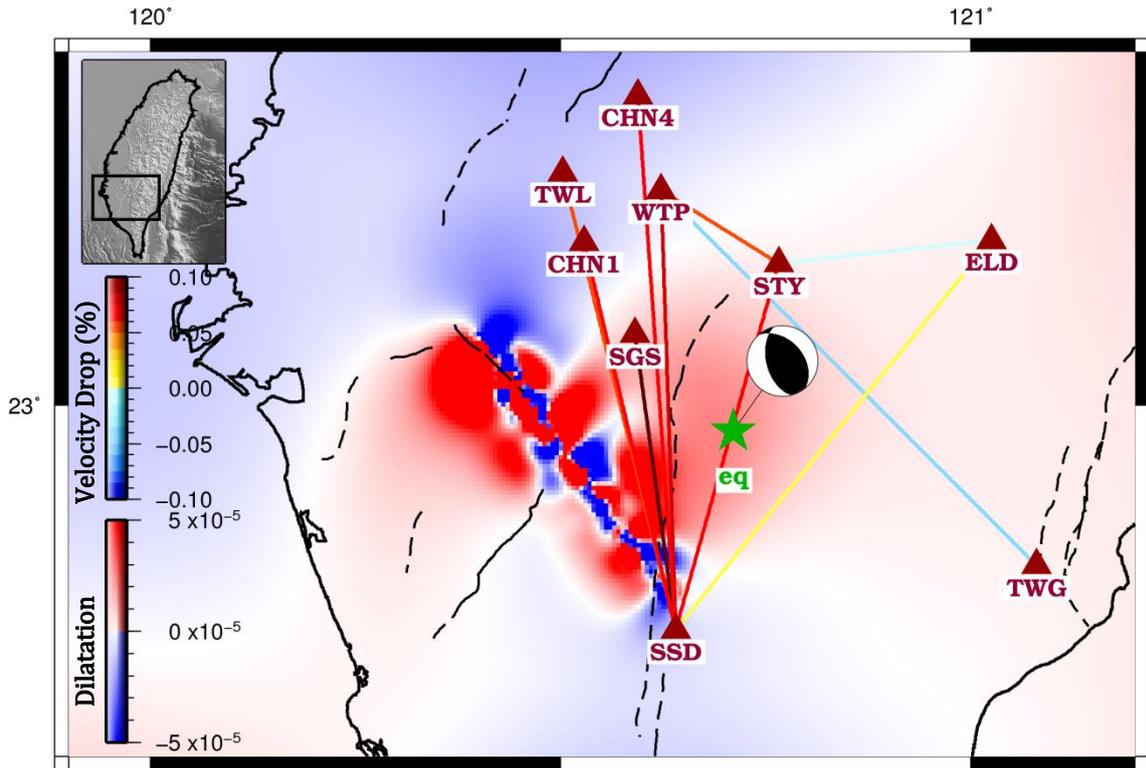


圖 4-3、甲仙地震側向深度 5 公里同震靜態體積應變與速度變化分布圖。背景暖色系為同震靜態體積應變上升區域；冷色系為應變下降區域。測站連線表地震前後一個月平均速度差值，暖色系代表地震後平均速度下降；冷色速度上升。綠色星形表主震震央；實線與虛黑線分別代表地調所公布之第一類（過去 1 萬年內曾活動）與第二類活動斷層（過去 10 萬年至 1 萬年內曾活動）。

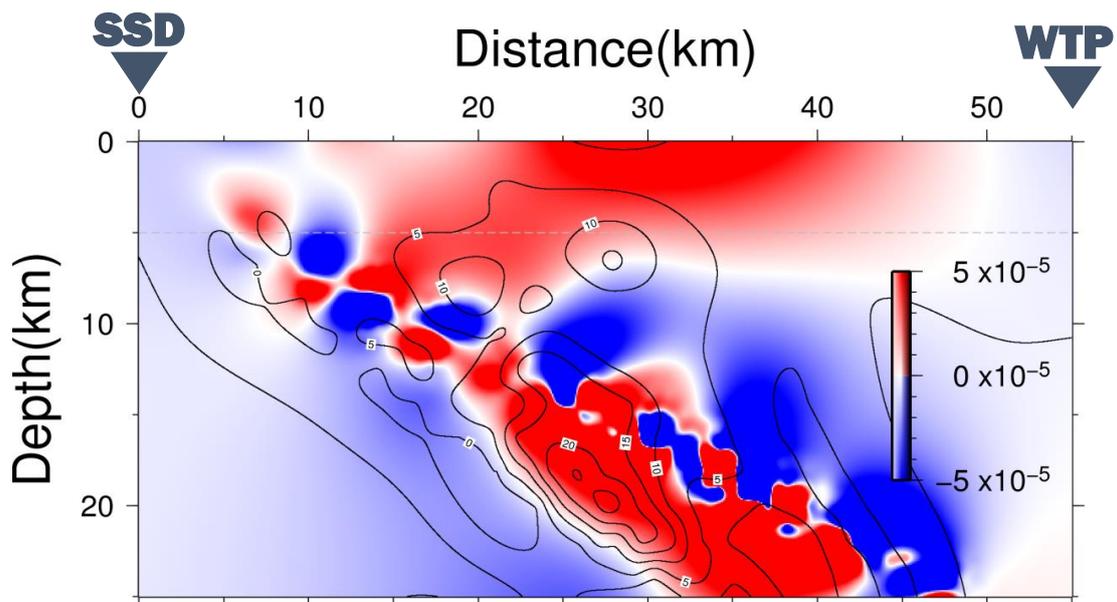


圖 4-4、同震靜態體積應變沿 SSD 和 WTP 兩測站連線在深度方向的剖面。黑線為地震滑移量以公分為單位投影至深度剖面的等值線。

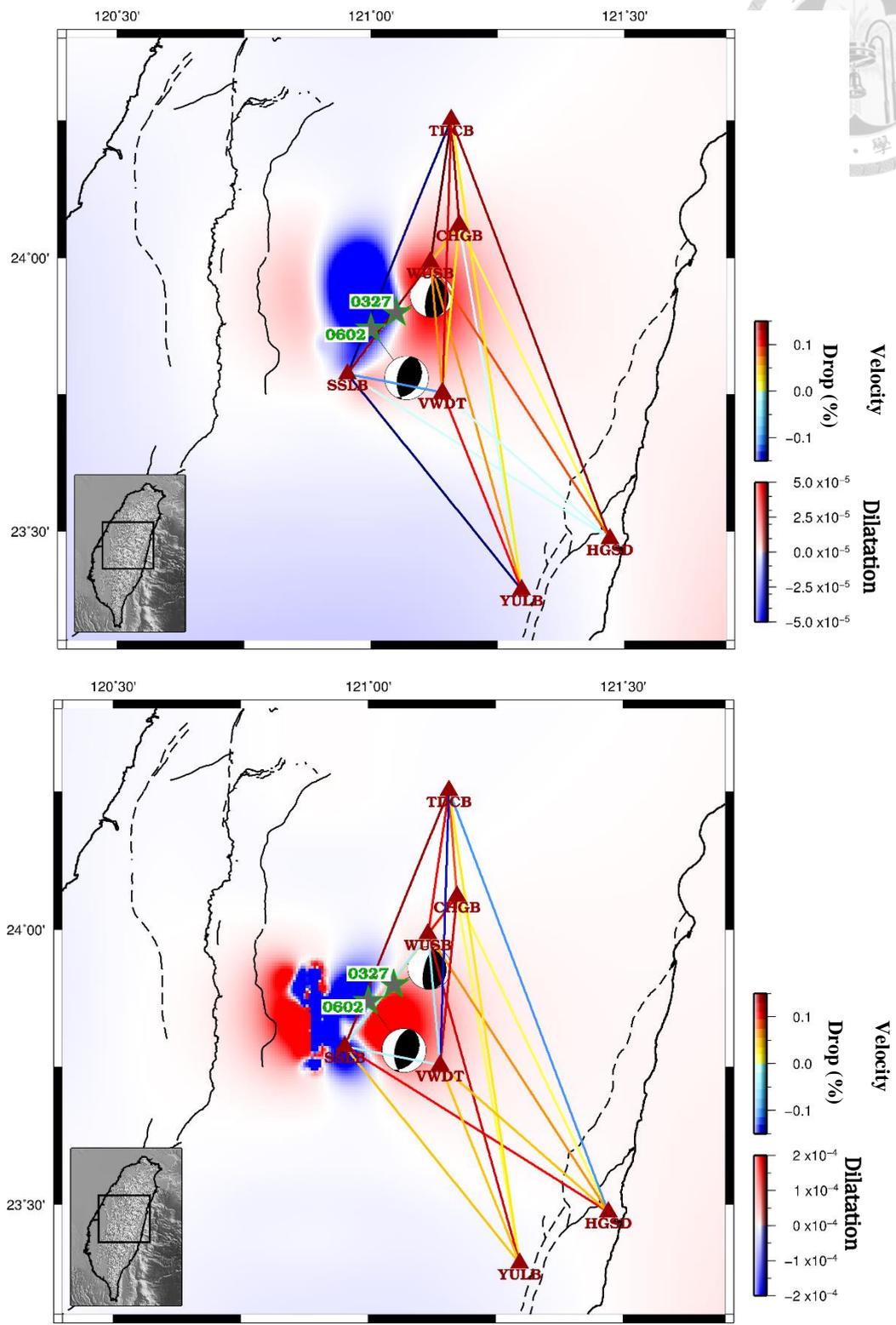


圖 4-5、南投地震 3 月 (上圖) 與 6 月 (下圖) 側向深度 5 公里同震靜態體積應變與地震前後一個月平均速度變化分布圖。

4.3 GPS 同震地表位移與強地動觀測



本文章節 4.2 指出利用主要能量範圍在 3 – 10 秒週期內的經驗格林函數所量測到的同震速度變化與地震引起淺部地殼應變在空間上的變化具極高的相關性，而非因斷層本身滑移造成斷層帶附近周圍岩石破裂所致。Huang et al. [2011] 利用中央氣象局台灣強地動觀測計畫 (Taiwan Strong Motion Instrumentation Program, TSMIP) 的強震站資料得到甲仙地震台灣全島的最大地表加速度 (Peak Ground Acceleration, PGA) 與最大地表速度 (Peak Ground Velocity, PGV) 值 (圖 4-6)，發現地震期間造成地表瞬間搖晃最劇烈處與餘震活動區域位置相符。同時重定位後的餘震群深度皆大於 10 公里，推測甲仙地震為未出露地表的盲斷層滑移破裂所致，並且觀測到的地表位移或是裂隙是受動態的地表搖晃過程所影響，非斷層本身滑移破裂造成。Hsu et al. [2011] 利用甲仙地震 GPS 同震地表位移以及彈性半無限空間的錯移模型 (Dislocation model) 逆推計算斷層幾何型態以及同震滑移分布量值，由圖 4-7 可看出甲仙地震同震地表位移量值最大處同樣是位於震源西方的餘震活動區。由以上兩種地球物理研究結果顯示甲仙地震在餘震活動頻繁區域淺部構造受到較劇烈地搖晃以及地表位移，此動態應力所造成淺部地殼應變狀態的改變，可能也同時影響到我們所量測的同震速度變化結果。

我們利用 TSMIP 的強震站資料經平滑內插運算後得到甲仙地震附近區域的 PGA 值在地表的分佈 (圖 4-9)，發現地震時地表瞬間加速度數值較大區域在震央位置西方約數公里處，與我們量測到同震速度下降明顯的測站對涵蓋的區域相符。由於 TSMIP 強震站數量在甲仙地震震央附近山區相對較少，因此無法針對小區域做更精細的比對，但地震觀測到 PGA 最大值的測站 MTN154 僅距離震央位置西方約 8 公里處，其值可達到 475 gal，證實此區域在地震時造成地表劇烈地搖晃。

南投序列地震部份使用台灣大學地質科學系與中央研究院地球所提供的即時震度 Palert 資料，計算後分別得到 3 月與 6 月南投地震 PGA 值在地表的分佈 (圖 4-9) 和 (圖 4-10)。兩地震震源機制與震央位置相近，PGA 值分布模式亦類似，地表搖晃最劇烈處集中在震央區域同時也是餘震活動以及逆衝斷層上盤處，與我們量測到同震速度下降明顯處相符合。3 月與 6 月地震觀測到 PGA 值最大的測站皆為 W07C 站，其值分別為 572 gal 與 613 gal，同時是距離兩地震震央位置最近的測站，暗示地震發生時震央區域地表搖晃程度最高。由於 6 月南投地震規模較 3 月大以及震源位置較淺，大部分測站 PGA 數值明顯較 3 月地震高，但地表瞬間加速度數值較大的區域分佈模式相似，表示兩地震造成震央區域地表搖晃的影響具有一定的相似程度，並造成淺部地殼應變狀態改變，影響量測到的同震速度變化結果。

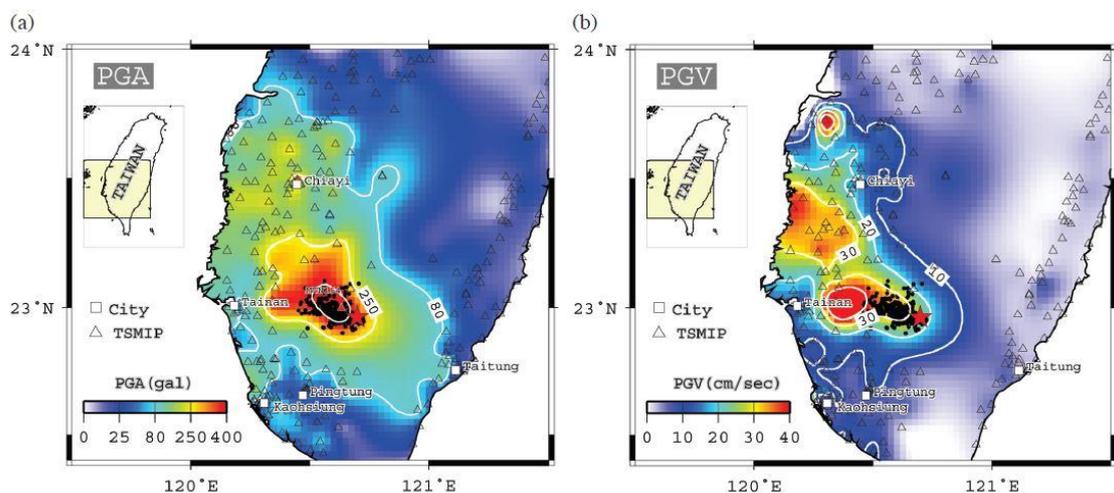


圖 4-6、2010 甲仙地震 (a) PGA 和 (b) PGV 在地表的分布。空心三角形表示 TSMIP 測站位置，紅色三角形代表紀錄到最大 PGA 值 (475 gal) 測站 MTN154 位置。黑色圓形代表主震後一天內 475 個餘震位置 [取自 Huang et al., 2011]。

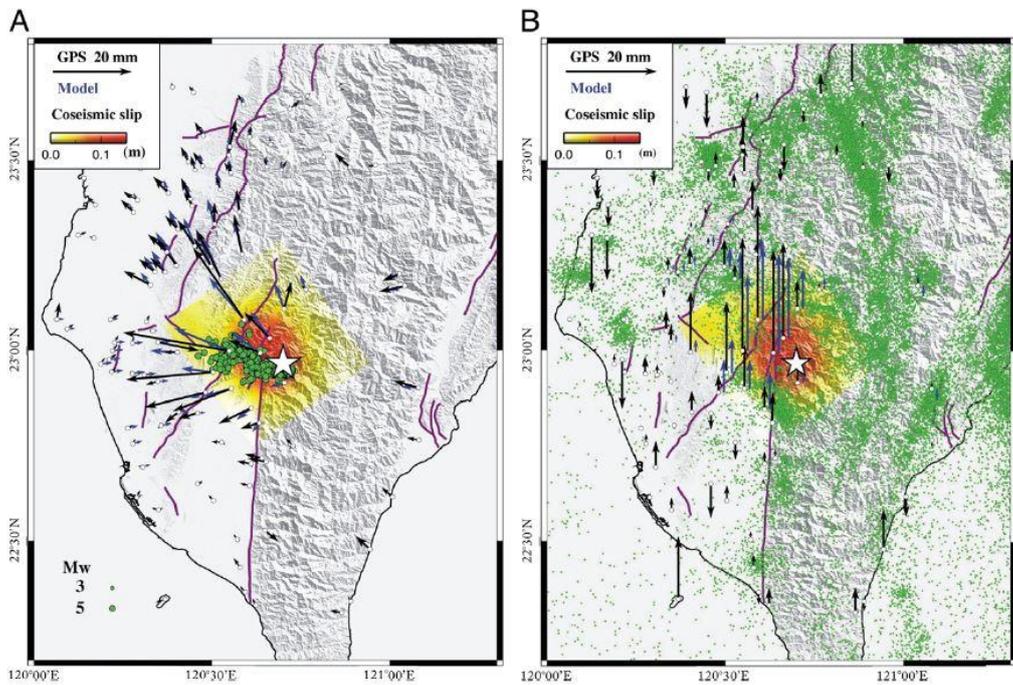


圖 4-7、2010 甲仙地震利用 GPS 觀測資料計算得到同震滑移量投影至地表的分佈。白色星形為震央位置，黑色與藍色箭頭分別代表觀測與模型預測的 GPS 地表 (a) 水平與 (b) 垂直分量位移，顏色部分為同震滑移量投影至地表在空間中分布，紫色線條為主要斷層分布。圖(a)綠色圓形為餘震位置分布，圖(b)綠色圓點為 1991 至 2007 深度小於 40 公里的背景地震 [取自 Hsu et al., 2011]。

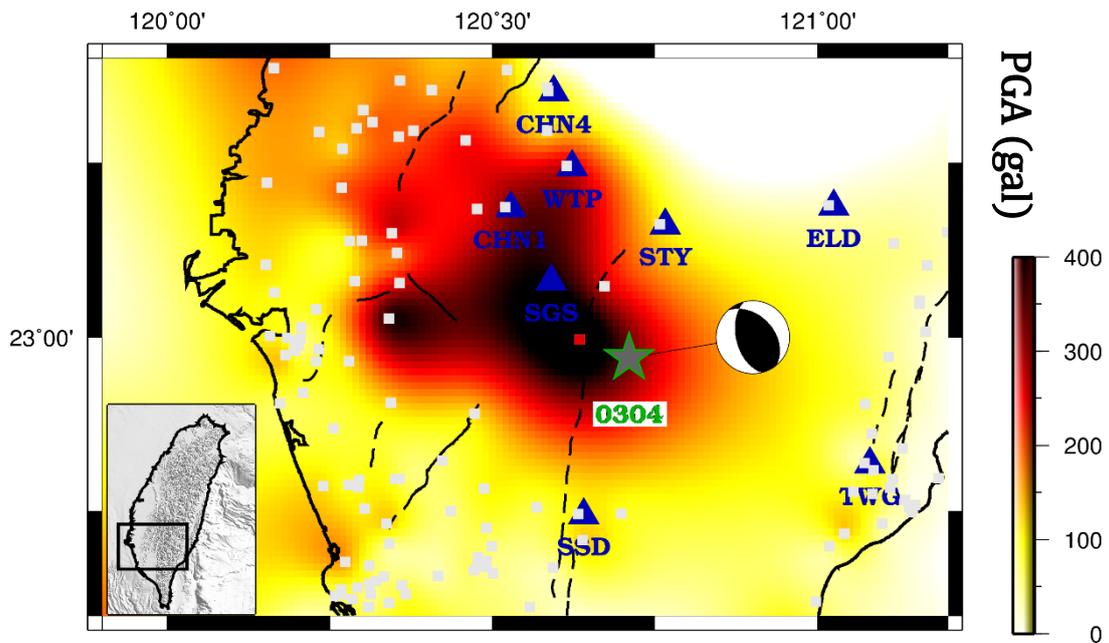


圖 4-8、甲仙地震 PGA 量值與在地表的分佈。灰色星形為震央位置，白色方形為提供資料點測站位置，紅色方形為紀錄到最大 PGA 數值的測站 (475 gal)。

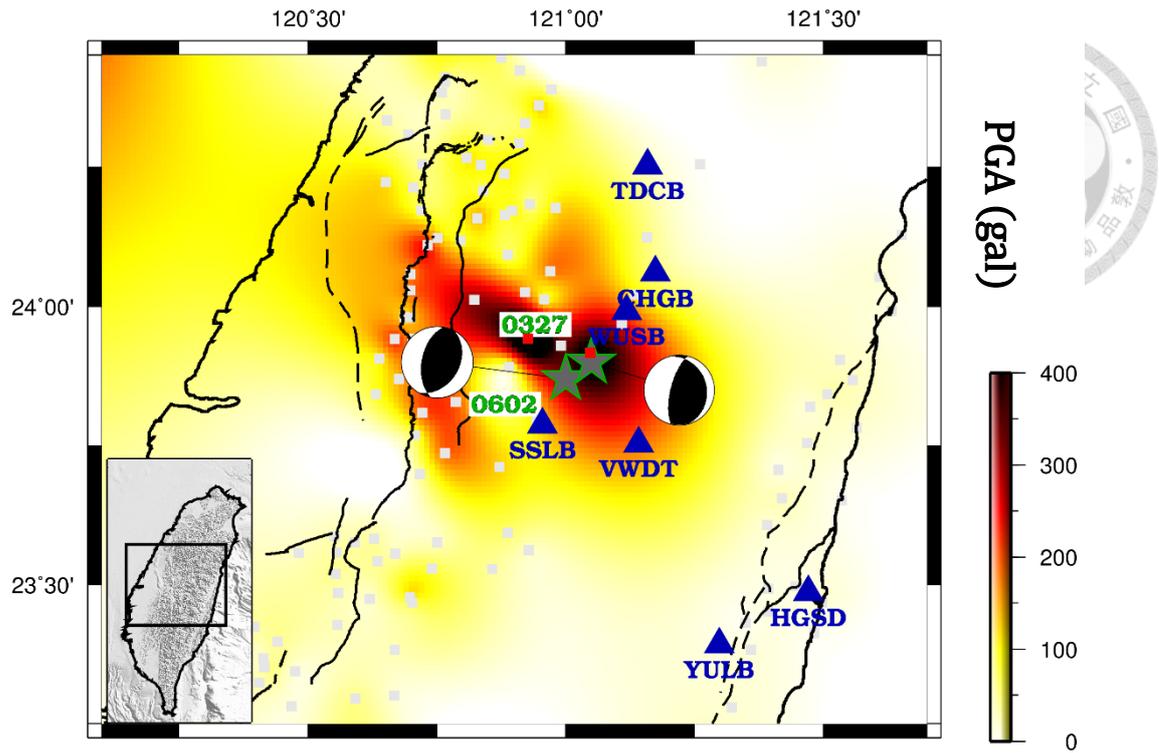


圖 4-9、 3/27 南投地震 PGA 量值與在地表的分佈。灰色星形為震央位置，白色方形為提供資料點測站位置，紅色方形為紀錄到 PGA 值大於 400 gal 的測站。

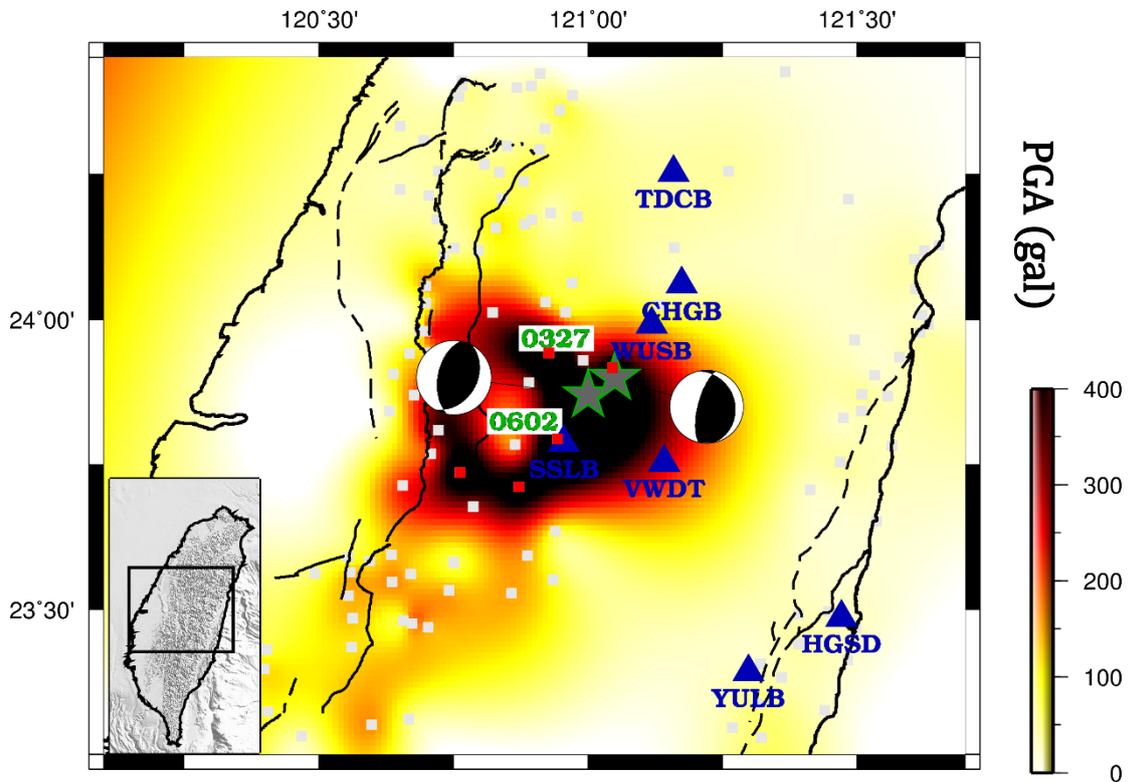


圖 4-10、 6/2 南投地震 PGA 量值在地表的分佈。灰色星形為震央位置，白色方形為提供資料點測站位置，紅色方形為紀錄到 PGA 值大於 400 gal 的測站。



4.4 南投3月與6月地震比較

由圖 4-5 可看出 3 月與 6 月南投地震同震速度變化以及深度五公里的同震靜態體積應變在水平側向上分布相似。主要同震速度下降測站對通過震央區域，同時也是靜態體積應變增加區域。儘管南投序列地震震源機制相似，但在地震能量、震源深度或是破裂過程等皆不完全相同。因此我們透過比較同震速度變化的差異來進一步探討 3 月與 6 月南投地震靜態體積應變在空間上的差別。在同震速度下降明顯的震央區域附近，SSLB-WUSB 測站對於 3 月地震前後平均一個月速度下降約 0.056 %，但在 6 月地震前後一個月平均速度卻上升 0.095 %。若僅以深度 5 公里之靜態體積應變 (圖 4-5) 水平側向分佈無法完整的將深度資訊納入考量，於是我們計算 SSLB-WUSB 測站沿線對深度的剖面 (圖 4-11)。根據本文章節 4.1 透過表面波相速度對剪力波速度一維的敏感度算核得知量測速度變化結果在南投地震區域的主要敏感深度約在 5 公里內，由圖 4-11 可看出 3 月南投地震淺部 5 公里內的範圍主要是以靜態體積應變增加為主；6 月地震雖然靜態體積應變整體數值較大，但淺部區域靜態體積應變分佈較複雜，因此我們推估這可能是造成 SSLB-WUSB 測站對 3 月與 6 月地震同震速度變化差異的原因之一。由於 SSLB-WUSB 測站對皆通過兩地震地表搖晃程度劇烈的區域 (圖 4-9 和圖 4-10)，暗示量測到的速度變化為動態應力所造成淺部地殼應變狀態的改變所致，進一步證實速度變化與靜態體積應變的關聯性。

其他造成南投序列地震同震速度變化差異的可能原因還包括較早發生地震的同震變化對整個區域擾動的範圍程度以及是否在較晚地震發生之前回復的情況。鑒於兩地震相距大約兩個月的時間且震源位置接近，推測 6 月地震發生之前整體區域介質狀態尚未從 3 月地震回復。圖 4-12 為量測所有測站對根據 3 月與 6 月地

震發生時間疊加的 CGF 與長時間穩定的 RGF 尾波所求得的走時偏移，然後估算地震前一個月平均速度擾動量數值的分佈，以用來指示該地震發生之前整個區域地殼介質的狀態。圖中可看出 6 月地震前一個月平均速度擾動數值分佈較 3 月零散，且數值為負的比例較 3 月地震前高，暗示著 6 月地震前區域介質狀態可能並未從 3 月地震所造成的同震變化擾動中回復，同時也可能是造成南投序列地震兩者所量測的同震速度變化有所差異的原因。

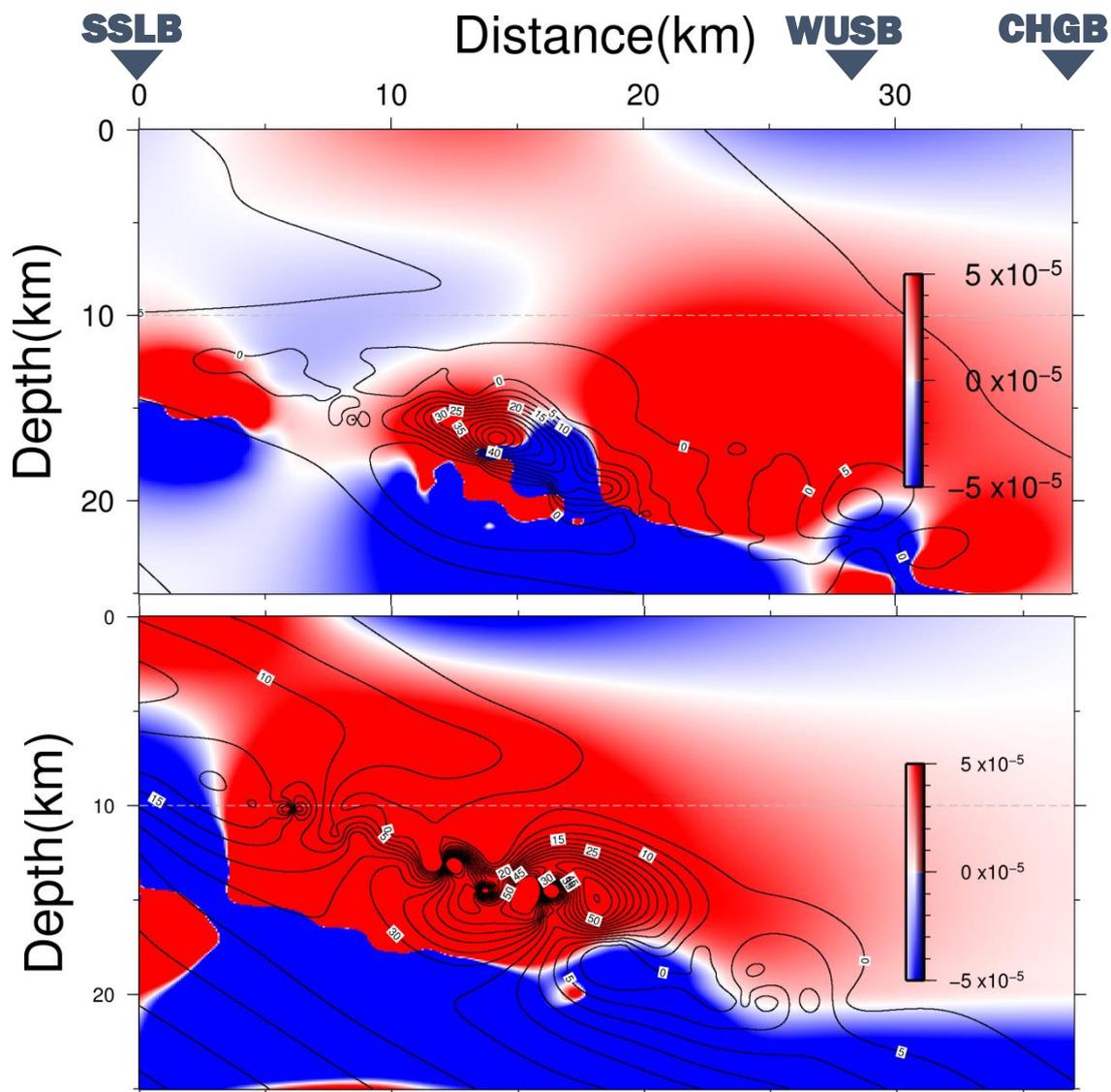


圖 4-11、同震靜態體積應變於 SSLB-CHGB 測站對沿深度方向的剖面，上圖為 3 月南投地震，下圖為 6 月南投地震，黑色實線為滑移量等值線，單位為公分。



Average velocity before the EQ

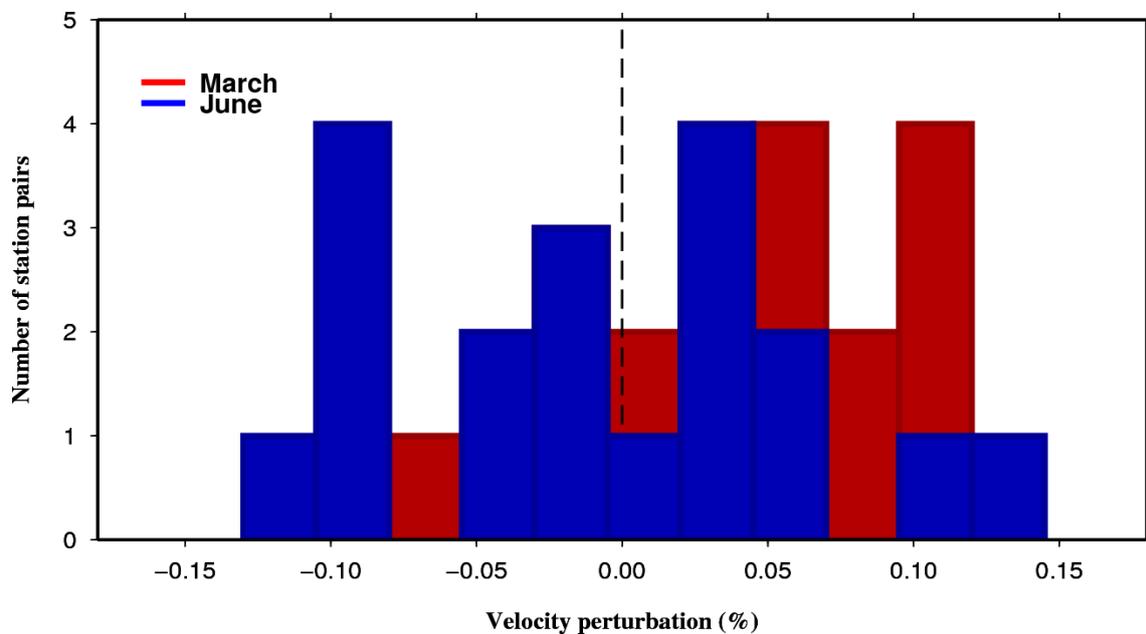


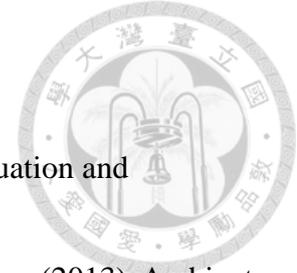
圖 4-12、南投 3 月與 6 月地震前一個月平均速度擾動直方圖，以平均速度擾動 0.025 % 為組距統計，藍色表示 3 月地震前所有測站平均速度擾動數值分佈，紅色為 6 月地震前擾動數值分佈。

第五章 結論

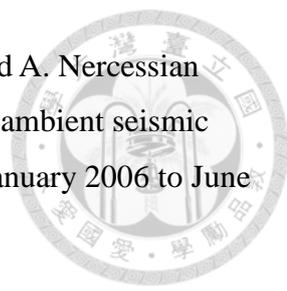


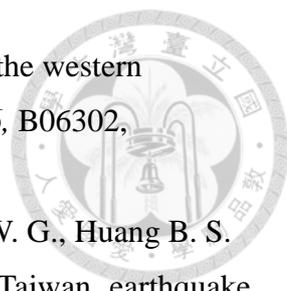
1. 本研究結合週遭噪訊法與尾波干涉技術重建經驗格林函數，克服地震資料分佈以及台灣噪訊來源不均的問題，進行淺部地殼速度隨時間有微小擾動的研究。
2. 透過量測尾波走時偏移，甲仙與南投序列地震皆觀測到了許多測站對之間明顯的同震速度下降，甲仙地震速度下降最大可至 -0.1% ；南投地震為 -0.14% 。甲仙地震同震速度下降明顯區域約在震央西方數公里處，為餘震活動頻繁區域以及 GPS、PGA 以及斷層錯動滑移量較大的區域，同時為東傾逆衝斷層上盤位置；南投地震同震速度下降明顯區域約通過震央區域，同樣也是逆衝斷層上盤與餘震活動頻繁以及 PGA 數值較大區域。
3. 透過側向平均走時層析成像三維速度模型所求得的一維速度模型，來計算甲仙與南投地震區域基態表面波相速度對剪力波速度擾動沿深度方向的一維敏感度算核，根據經驗格林函數主要頻段 (0.1-0.9 Hz) 的範圍計算 3-10 秒週期的敏感度隨深度變化。由於速度結構差異，同週期下甲仙地震地區對深度的主要敏感深度較深，約在 10 公里內的範圍，南投地震地區主要敏感深度約為 5 公里，考量到 CCF 較寬的頻率範圍，兩區域敏感深度皆為相對震源較淺部約 10 公里內範圍。
4. 觀測到同震速度下降的測站對通過的區域與同震靜態體積應變上升區域在空間上有很好的的一致性，並且由最大速度變化尺度 ($\sim 10^{-3}$) 與最大靜態體積應變尺度 ($\sim 10^{-5}$) 的差異推論地震造成淺部彈性介質擾動為非線性的影響。
5. 透過比較同震速度變化與同震靜態體積應變在空間上的分佈，並考量地震震源深度與滑移量值，我們推論量測到的速度變化雖然會受地震動態應力影響，但最主要的機制是由於地震靜態應力造成淺部同震靜態體積應變。

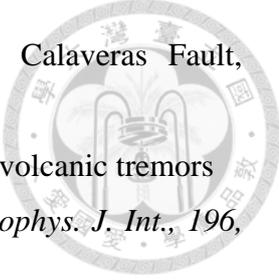
參考文獻

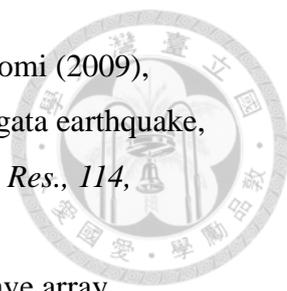


- Aki, K., and B. Chouet (1975), Origin of coda waves: Source, attenuation and scattering, *J. Geophys. Res.*, *80*, 3322-3342.
- Ballmer, S., C. J. Wolfe, P. G. Okubo, M. M. Haney, and C. H. Thurber (2013), Ambient seismic noise interferometry in Hawaii reveals long-range observability of volcanic tremor, *Geophys. J. Int.*, *194*, 512-523, doi: 10.1093/gji/ggt112.
- Bensen, G.D., Ritzwoller, M.H., Barmin, M.P., Levshin, A.L., Lin, F., Moschetti, M.P., N. M. Shapiro, and Y. Yang (2007), Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements, *Geophys. J. Int.*, *169*, 1239–1260, doi:10.1111/j.1365-246X.2007.03374.
- Brenguier, F., N. M. Shapiro, M. Campillo, V. Ferrazzini, Z. Duputel, O. Coutant, and A. Necessian (2008a), Towards forecasting volcanic eruptions using seismic noise, *Nat. Geosci.*, *1*, 126-130, doi: 10.1038/ngeo104.
- Brenguier, F., M. Campillo, C. Hadziioannou, N. M. Shapiro, R. M. Nadeau, and E. Larose (2008b), Postseismic relaxation along the San Andreas Fault at Parkfield from continuous seismological observations, *Science*, *321*, 1478-1481, doi: 10.1126/science.1160943.
- Brenguier, F., D. Clarke, Y. Aoki, N. M. Shapiro, M. Campillo, and V. Ferrazzini (2011), Monitoring volcanoes using seismic noise correlations, *Comptes Rend. Geosci.*, *343*, 633–638, doi:10.1002/2013JB010399.
- Campillo, M. (2003), Long-range correlations in the diffuse seismic coda, *Science*, *299*, 547-549, doi: 10.1126/science.1078551.
- Chaput, J. A., D. Zandomenighi, R. C. Aster, H. Knox, and P. R. Kyle (2012), Imaging of Erebus volcano using body wave seismic interferometry of Strombolian eruption coda, *Geophys. Res. Lett.*, *39*, L07304, doi:10.1029/2012GL050956.
- Chen, Y. N., et al. (2011), Characteristics of short period secondary microseisms (SPSM) in Taiwan: the influence of shallow ocean strait on SPSM, *Geophys. Res. Lett.*, *38*, L04305, doi:10.1029/2010GL046290.
- Chuang, R. Y., K. M. Johnson, Y.-M. Wu, K.-E. Ching, and L.-C. Kuo (2013), A midcrustal ramp-fault structure beneath the Taiwan tectonic wedge illuminated by the 2013 Nantou earthquake series, *Geophys. Res. Lett.*, *40*, 5080–5084, doi:10.1002/grl.51005.

- 
- Duputel, Z., V. Ferrazzini, F. Brenguier, N. Shapiro, M. Campillo, and A. Nercessian (2009), Real time monitoring of relative velocity changes using ambient seismic noise at the Piton de la Fournaise volcano (La Réunion) from January 2006 to June 2007, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *184*, 164-173, doi: 10.1016/j.jvolgeores.2008.11.024.
- Goes, S., R. Govers, and P. Vacher (2000), Shallow mantle temperatures under Europe from P and S wave tomography, *J. Geophys. Res.*, *105*, 11,153 –11,169.
- Grêt, A., R. Snieder, and J. Scales (2006), Time-lapse monitoring of rock properties with coda wave interferometry, *J. Geophys. Res.*, *111*, B03305, doi:10.1029/2004JB003354.
- Huang H. H., Wu Y. M., Lin T. L., Chao W. A., Bruce J., Shyu H., Chan C. H., Chang C. H. (2011), The Preliminary Analysis of the 2010 Mw6.3 Jiashian, Taiwan, Earthquake Sequence, *Terr. Atmos. Oceanic Sci.*, *22*, 283-290, doi:10.3319/TAO.2010.12.13.01(T).
- Hennino, R., N. Trégourès, N. Shapiro, L. Margerin, M. Campillo, B. van Tiggelen, and R. Weaver (2001), Observation of Equipartition of Seismic Waves, *Phys. Rev. Lett.*, *86*, 3447-3450, doi: 10.1103/PhysRevLett.86.3447.
- Hsu Y. J., Yu S.B., Kuo L. C., Tsai Y. C., Chen H. Y. (2011), Coseismic deformation of the 2010 Jiashian, Taiwan earthquake and implications for fault activities in southwestern Taiwan, *Tectonophysics*, *502*, 328-335, doi:10.1016/j.tecto.2011.02.005.
- Jin, A., and K. Aki (1986), Temporal change in coda Q before the Tangshan earthquake of 1976 and the Haicheng earthquake of 1975, *J. Geophys. Res.*, *91*, 665-673.
- Kedar, S., and F. H. Webb (2005), The Ocean's seismic hum, *Science*, *307*, 682–683, doi:10.1126/science.1108380.
- Kim, K. H., J. M. Chiu, J. Pujol, K. C. Chen, B. S. Huang, Y. H. Yeh, and P. Shen (2005), Three-dimensional Vp and Vs structural model associated with the active subduction and collision tectonics in the Taiwan region, *Geophys. J. Int.*, *162*, 204 – 220, doi:10.1111/j.1365-246X.2005.02657.x.
- Lauterborn, W., T. Kurz, and M. Wiesenfeldt (1995), *Coherent Optics, Fundamentals and Applications*, Springer-Verlag, Berlin.

- 
- Lawrence, J. F., and G. A. Prieto (2011), Attenuation tomography of the western United States from ambient seismic noise, *J. Geophys. Res.*, *116*, B06302, doi:10.1029/2010JB007836.
- Lee S. J., Mozziconacci L., Liang W. T., Hsu Y. J., Lu C. Y., Huang W. G., Huang B. S. (2013), Source complexity of the 4 March 2010 Jiasian, Taiwan earthquake determined by joint inversion of teleseismic and near-field data, *J. Asian Earth Sci.*, *64*, 14-26.
- Lin, F.-C., M. P. Moschetti, and M. H. Ritzwoller (2008), Surface wave tomography of the western United States from ambient seismic noise: Rayleigh and Love wave phase velocity maps, *Geophys. J. Int.*, *173*, 281–298, doi: 10.1111/j.1365-246X.2008.03720.x
- Lobkis, O. I., and R. L. Weaver (2001), On the emergence of the Green's function in the correlations of a diffuse field, *J. Acoust. Soc. Am.*, *110*, 3011-3017, doi: 10.1121/1.1417528.
- Maeda (2010), Seismic velocity decrease and recovery related to earthquake swarms in a geothermal area, *Earth, Planets and Space*, *62*, 685-691, doi:10.5047/eps.2010.08.006.
- Meier, U., N. M. Shapiro, and F. Brenguier (2010), Detecting seasonal variations in seismic velocities within Los Angeles basin from correlations of ambient seismic noise, *Geophys. J. Int.*, *181*, 985–996, doi: 10.1111/j.1365-246X.2010.04550.x.
- Nakahara H., and L. Margerin (2011), Testing Equipartition for S-Wave Coda Using Borehole Records of Local Earthquakes, *Bull. seism. Soc. Am.*, *101*, 2243-2251, doi: 10.1785/0120100353.
- Nakata, N. and R. Snieder (2012), Time-lapse change in anisotropy in Japan's near surface after the 2011 Tohoku-Oki earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, *39*, L11313, doi:10.1029/2012GL051979.
- Nishimura, T., et al. (2005), Temporal changes in seismic velocity of the crust around Iwate volcano, Japan, as inferred from analyses of repeated active seismic experiment data from 1998 to 2003, *Earth Planets Space*, *57*, 491-505.
- Obermann, A., T. Planès, E. Larose, and M. Campillo (2013), Imaging preeruptive and coeruptive structural and mechanical changes of a volcano with ambient seismic noise, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, *118*, 6285–6294, doi:10.1002/2013JB010399.
- Poupinet, G., W. L. Ellsworth, and J. Frechet (1984), Monitoring velocity variations in

- 
- the crust using earthquake doublets: an application to the Calaveras Fault, California, *J. Geophys. Res.*, *89*, 5719-5731
- Rivet, D., et al. (2014), Seismic velocity changes, strain rate and non-volcanic tremors during the 2009–2010 slow slip event in Guerrero, Mexico. *Geophys. J. Int.*, *196*, 447-460, doi: 10.1093/gji/ggt374.
- Schaff, D. P., and G. C. Beroza (2004), Coseismic and postseismic velocity changes measured by repeating earthquakes, *J. Geophys. Res.*, *109*, B10302, doi:10.1029/2004JB003011.
- Sens Schönfelder, C., and U. Wegler (2006), Passive image interferometry and seasonal variations of seismic velocities at Merapi Volcano, Indonesia, *Geophys. Res. Lett.*, *33*, L21302, doi:10.1029/2006gl027797.
- Shapiro, N. M., and M. Campillo (2004), Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise, *Geophys. Res. Lett.*, *31*, L07614, doi: 10.1029/2004gl019491.
- Shapiro, N. M. (2005), High-resolution surface-wave tomography from ambient seismic noise, *Science*, *307*, 1615-1618, doi: 10.1126/science.1108339.
- Snieder, R., A. Grêt, H. Douma, and J. Scales (2002), Coda Wave Interferometry for estimating nonlinear behavior in seismic velocity, *Science*, *295*, 2253-2255, doi:10.1126/science.1070015.
- Snieder, R., and K. Wapenaar (2010), Imaging with ambient noise, *Phys. Today*, *63*, 44-49.
- Song, X., and P. G. Richards (1996), Seismological evidence for differential rotation of the Earth's inner core, *Nature*, *382*, 221-224.
- Stehly, L., M. Campillo, and N. M. Shapiro (2006), A study of the seismic noise from its long-range correlation properties, *J. Geophys. Res.*, *111*, B10306, doi:10.1029/2005JB004237.
- Takagi, R., and T. Okada (2012), Temporal change in shear velocity and polarization anisotropy related to the 2011 M9.0 Tohoku-Oki earthquake examined using KiK-net vertical array data, *Geophys. Res. Lett.*, *39*, L09310, doi:10.1029/2012GL051342.
- Weaver, R. L. (2005), Information from seismic noise, *Science*, *307*, 1568-1569, doi: 10.1126/science.1109834.

- 
- Wegler, U., H. Nakahara, C. Sens-Schoñfelder, M. Korn, and K. Shiomi (2009), Sudden drop of seismic velocity after the 2004 Mw 6.6 mid-Niigata earthquake, Japan, observed with Passive Image Interferometry, *J. Geophys. Res.*, *114*, B06305, doi:10.1029/2008JB005869.
- Yao, H., R. D. van Der Hilst, and M. V. De Hoop (2006), Surface- wave array tomography in SE Tibet from ambient seismic noise and two- station analysis–I. Phase velocity maps, *Geophys. J. Int.*, *166*, 732-744, doi: 10.1111/j.1365-246X.2006.03028.x.
- Yu, T. C. and S. H. Hung (2012), Temporal changes of seismic velocity associated with the 2006 Mw 6.1 Taitung earthquake in an arc-continent collision suture zone, *Geophys. Res. Lett.*, *39*, L12307, doi:10.1029/2012GL051970.
- Zhang, J., X. Song, Y. Li, P. G. Richards, X. Sun, and F. Waldhauser (2005), Inner core differential motion confirmed by earthquake waveform doublets. *Science*, *309*, 1357-1360, doi: 10.1126/science.1113193.
- 余岱潔 (2011), 2006 年 M_w 6.1 台東地震引起淺層地殼速度隨時間變化和其成因探討, 國立台灣大學理學院地質科學系碩士論文, 共 85 頁。
- 中央氣象局地球物理資料管理系統 <http://gdms.cwb.gov.tw/index.php>
- 中央研究院 TEC 資料管理系統 <http://tec.earth.sinica.edu.tw/>