

國立臺灣大學理學院地質科學研究所



碩士論文

Department of Geoscience

College of Science

National Taiwan University

Master Thesis

臺灣地區近地表之震波非均向性研究

On the Near-surface Seismic Anisotropy of Taiwan

陳力維

Li-Wei Chen

指導教授：龔源成 博士

梁文宗 博士

Advisor: Yuancheng Gung, Ph.D.

Wen-Tzong Liang, 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

臺灣地區近地表之震波非均向性研究

On the Near-surface Seismic Anisotropy of Taiwan

本論文係 陳力維 君 (學號:R01224209) 在國立臺灣大學地質科學系暨研究所完成之碩士學位論文，於民國 103 年 7 月 11 日承下列考試委員審查通過及口試及格，特此證明。

口試委員： 龔源成 (指導教授)(簽名)
梁文辛 葉恩華
李建成
吳志

誌謝

終於寫到論文的最後了，感激現在或曾經我擁有的一切。

並且由衷感謝此時此刻翻開這本論文的你，謝謝。

獻給我所愛的臺灣



中文摘要



本研究使用井下-地表地震儀資料，以尾波交互相關法建立垂直及水平經驗格林函數，量測近地表(< 400m) 33 組震波非均向性快軸方向及強度，並且同時獲得 31 筆 V_p 、33 筆均向性 V_s 、31 筆 V_p/V_s 比值。

過去研究臺灣地殼內的震波非均向性以觀測地震剪力波分離及表面波層析成像為主，由於此二法分別受限於路徑平均效應及缺乏高頻資料，無法解析近地表的震波非均向性。中央氣象局從 2011 年陸續建置了 30 個地表-井下地震觀測站，配合臺灣寬頻地震網既有的 4 個地表-井下測站，提供了難得的機會得以全面了解臺灣近地表震波特性和。

結果顯示，臺灣近地表的震波非均向性強度變化大(~0-30%)且和區域地質高度相關，在空間分佈上呈現兩種不同的形態：(1)臺灣的山脈區域，震波非均向性快軸方向平行於山脈的走向，與地層內傾斜的橫向均向構造相關。(2)西部平原和縱谷地區富含沖積物的區域，震波非均向性的快軸方向平行於最大主應力方向，由岩層中的節理或裂隙所主導，而震波非均向性強度與井體中地層的岩性相關。普遍來說，位於變質岩帶的量測強度最大，位於沉積岩區域的量測強度次之，而年輕未固結的沖積層、膠結鬆軟的沉積岩、還有火成岩區域的量測強度為最小。

臺灣近地表的震波速度及 V_p/V_s 比值量測與井體中地層的岩性高度相關。測站位於年輕且未固結的沖積層或階地堆積層之中，由於膠結疏鬆的岩層中孔隙率高，含水飽和程度高，所得震波速度慢且 V_p/V_s 比值高。而測站位於中央山脈區域的變質岩帶，整體而言震波速度快且 V_p/V_s 比值低。

關鍵字：地震尾波、震波干涉法、震波非均向性

Abstract



We measure the near-surface V_s , V_p and V_s azimuthal anisotropy of Taiwan by using the Empirical Green's Functions (EGF) between the newly deployed borehole seismic array and their corresponding overhead surface stations.

Since the inter-station distances of the borehole-surface station pairs are less than 400m, relatively high frequency EGFs are required to accurately measure the azimuthal anisotropy. We compared EGFs derived from two approaches: (1) deconvolution of earthquake signals, and (2) cross-correlation of earthquake coda waves from local earthquakes ($M_L > 4$). While both approaches may provide robust high frequency EGFs (2-8 Hz), the application of deconvolution method is limited by the nearby seismicity, thus, most of our results are derived by the coda cross-correlation method.

We derived EGFs from 34 borehole-surface station pairs. We first correct for the borehole sensor orientation, we then measured the V_s azimuthal anisotropy, and evaluate the shallow V_p , V_s and V_p/V_s at each borehole site.

In more than 30 derived EGFs, we have found clear $\cos 2\theta$ patterns of V_s azimuthal dependence. These results represent direct measurements for the near-surface seismic anisotropy, and they are strongly correlated with the surface geology. In general, the fast axis of V_s anisotropy is sub-parallel to the mountain strike in the mountain area, and sub-parallel to the trend of maximum compression stress, suggesting that the observed anisotropy is likely related to the orogeny-induced fabrics in mountain ranges and stress-aligned cracks in western plains, respectively. The strong near-surface anisotropy also implies that delay times contributed by the shallow crust might be underestimated in studies of the shear-wave splitting measurements.

Key words: earthquake coda waves, seismic anisotropy, seismic interferometry

目錄



誌謝	ii
中文摘要	iii
Abstract	iv
目錄	v
圖目錄	vii
表目錄	xii
第一章、緒論	1
1.1、震波非均向性	1
1.2、成因探討	2
1.3、研究動機	7
第二章、研究區域概況	12
2.1、臺灣地體架構及區域地質	12
2.2、臺灣水平應力及應變場	16
第三章、資料簡介	19
第四章、理論背景及分析方法	23
4.1、震波干涉法	23
4.2、理論背景	26
4.3、分析方法	28
4.3.1、資料處理	28
4.3.2、井下資料方位角修正	33
4.3.3、地震尾波交互相關法	39

4.3.4、地震解迴旋法.....	43
4.3.5、震波非均向性量測.....	49
第五章、結果.....	53
5.1、P波、S波波速量測及 V_p/V_s 比值.....	53
5.2、近地表震波非均向性.....	58
5.3、剪力波分離時間預估.....	61
第六章、討論.....	65
6.1、臺灣近地表之區域震波特性討論.....	65
6.1.1、北部區域.....	67
6.1.2、西部區域.....	70
6.1.3、南部區域.....	74
6.1.4、東部區域.....	77
6.1.5、離島區域.....	80
6.2、臺灣近地表震波特性探討.....	82
6.2.1、近地表震波速度及 V_p/V_s 比值.....	82
6.2.2、近地表震波非均向性.....	83
第七章、結論.....	86
參考文獻.....	88
附錄 A、各測站方位角修正值.....	92
附錄 B、各測站震波非均向性量測結果.....	94
附錄 C、二十五萬分之一臺灣地質圖地層圖例.....	111



圖目錄



圖 1-1、剪力波分離示意圖。.....	1
圖 1-2、非均向孔隙彈性模型示意圖。.....	3
圖 1-3、裂隙密度及半徑與震波非均向性強度關係圖。.....	4
圖 1-4、非均向性岩體結構示意圖。.....	4
圖 1-5、橫向均向變質岩的波速量測結果。.....	5
圖 1-6、橫向均向頁岩的波速量測結果。.....	6
圖 1-7、臺灣地區上地幔震波非均向性參數分布。.....	9
圖 1-8、臺灣地區地殼震波非均向性參數分布。.....	10
圖 1-9、臺灣地區表面波周遭噪訊層析成像結果。.....	11
圖 2-1、臺灣地區地體架構示意圖。.....	14
圖 2-2、臺灣地質圖和地質分區示意圖。.....	15
圖 2-3、臺灣地區水平應力及應變場軌跡線。.....	17
圖 2-4、臺灣地區水平應變及應力場。.....	18
圖 3-1、本研究所使用的測站分布圖。.....	20
圖 4-1、建立兩測站路徑間經驗格林函數示意圖。.....	24
圖 4-2、井下-地表測站經驗格林函數正負時間軸示意圖。.....	25
圖 4-3、本研究所使用 2011 至 2014 年間規模大於 4.0 的地震分佈圖。.....	30
圖 4-4、尾波長度選取示意圖。.....	31
圖 4-5、選取水平尾波訊號之訊噪比對時間的變化。.....	31
圖 4-6、選取水平分量尾波長度的實際範例。.....	32

圖 4-7、選取垂直分量尾波長度的實際範例。	33
圖 4-8、HGSD 測站井下各個方位分量對地表測站(1) N-S 與(2)E-W 分量尾波訊號 的 CCF。	36
圖 4-9、正對 HGSD 地表測站 N-S 方向之旋轉角度對 CCF 原點振幅的曲線。	37
圖 4-10、正對 HGSD 地表測站 E-W 方向之旋轉角度對 CCF 原點振幅的曲線。 .37	
圖 4-11、HGSD 測站井下方位旋轉角度。	38
圖 4-12、HGSD 測站井下資料方位校正圖。	38
圖 4-13、HGSD 測站方位角修正前後波形比較。	39
圖 4-14、使用 CHY 測站垂直分量資料以交互相關法建立的井下-地表測站經驗格 林函數波形。	41
圖 4-15、使用 CHY 測站水平分量資料以交互相關法建立的井下-地表測站經驗格 林函數並依據方位角排列。	42
圖 4-16、CHY 測站 115° 度及 25° 度水平經驗格林函數比較。	43
圖 4-17、地震垂直入射井下-地表測站示意圖。	45
圖 4-18、所選取 CHY 井下和地表測站垂直速度紀錄。	46
圖 4-19、所選取 CHY 井下和地表測站水平速度紀錄。	46
圖 4-20、使用 CHY 測站垂直分量資料以解迴旋法建立的井下-地表測站經驗格林 函數波形。	47
圖 4-21、使用 CHY 測站水平分量資料以解迴旋法建立的井下-地表測站經驗格林 函數波形並依據方位角排列。	48
圖 4-22、量測 CHY 測站震波非均向性的實際範例。	52
圖 5-1、本研究所得台灣近地表測站的 P 波震波速度分布圖。	55

圖 5-2、本研究所得台灣近地表測站的 S 波震波速度分布圖。.....	56
圖 5-3、本研究所得台灣近地表測站的 V_p/V_s 比值分布圖。.....	57
圖 5-4、本研究所得台灣近地表測站的震波非均向性之方向與強度分布圖。.....	60
圖 5-5、近地表 500 公尺內之剪力波分離時間預估。.....	62
圖 6-1、臺灣地質圖與測站位置分區。.....	66
圖 6-2、二十五萬分之一地質圖與震波非均向性量測(I)。.....	69
圖 6-3、二十五萬分之一地質圖與震波非均向性量測(II)。.....	70
圖 6-4、二十五萬分之一地質圖與震波非均向性量測(III)。.....	73
圖 6-5、二十五萬分之一地質圖與震波非均向性量測(IV)。.....	73
圖 6-6、二十五萬分之一地質圖與震波非均向性量測(V)。.....	76
圖 6-7、二十五萬分之一地質圖與震波非均向性量測(VI)。.....	76
圖 6-8、二十五萬分之一地質圖與震波非均向性量測(VII)。.....	79
圖 6-9、二十五萬分之一地質圖與震波非均向性量測(VIII)。.....	79
圖 6-10、五萬分之一地質圖與震波非均向性量測(I)。.....	81
圖 6-11、五萬分之一地質圖與震波非均向性量測(II)。.....	81
圖 6-12、五萬分之一地質圖與震波非均向性量測(III)。.....	82
圖 6-13、測站井體位於傾斜傾角的地層示意圖。.....	85
圖 6-14、測站井體位於水平傾角的地層示意圖。.....	85
圖 B-1、CHY 測站之震波非均向性量測結果。.....	94
圖 B-2、ECL 測站之震波非均向性量測結果。.....	94
圖 B-3、EGFH 測站之震波非均向性量測結果。.....	95
圖 B-4、ETLH 測站之震波非均向性量測結果。.....	95

圖 B-5、HGSD 測站之震波非均向性量測結果。.....	96
圖 B-6、HSNB(H)測站之震波非均向性量測結果。.....	96
圖 B-7、HWA 測站之震波非均向性量測結果。.....	97
圖 B-8、ILA 測站之震波非均向性量測結果。.....	97
圖 B-9、LAY 測站之震波非均向性量測結果。.....	98
圖 B-10、NCUH 測站之震波非均向性量測結果。.....	98
圖 B-11、NDT 測站之震波非均向性量測結果。.....	99
圖 B-12、NHDH 測站之震波非均向性量測結果。.....	99
圖 B-13、NMLH 測站之震波非均向性量測結果。.....	100
圖 B-14、NNSH 測站之震波非均向性量測結果。.....	100
圖 B-15、NTC 測站之震波非均向性量測結果。.....	101
圖 B-16、NTS 測站之震波非均向性量測結果。.....	101
圖 B-17、NWL 測站之震波非均向性量測結果。.....	102
圖 B-18、OWD 測站之震波非均向性量測結果。.....	102
圖 B-19、PNG 測站之震波非均向性量測結果。.....	103
圖 B-20、RLNB 測站之震波非均向性量測結果。.....	103
圖 B-21、SLG 測站之震波非均向性量測結果。.....	104
圖 B-22、SNJ 測站之震波非均向性量測結果。.....	104
圖 B-23、SNS 測站之震波非均向性量測結果。.....	105
圖 B-24、SSP 測站之震波非均向性量測結果。.....	105
圖 B-25、TAIB(H)測站之震波非均向性量測結果。.....	106
圖 B-26、TTN 測站之震波非均向性量測結果。.....	106

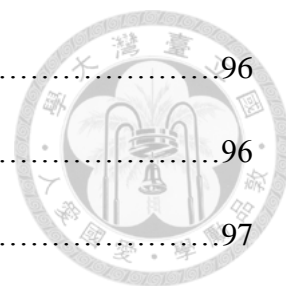
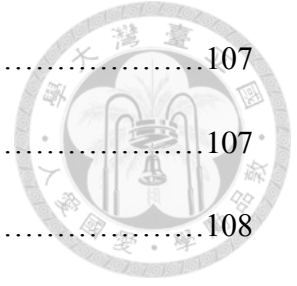


圖 B-27、WCHH 測站之震波非均向性量測結果。.....	107
圖 B-28、WDJ 測站之震波非均向性量測結果。.....	107
圖 B-29、WDLH 測站之震波非均向性量測結果。.....	108
圖 B-30、WHP 測站之震波非均向性量測結果。.....	108
圖 B-31、WHY 測站之震波非均向性量測結果。.....	109
圖 B-32、WJS 測站之震波非均向性量測結果。.....	109
圖 B-33、WLCH 測站之震波非均向性量測結果。.....	110



表目錄

表 3-1、本研究測站相關資訊(I)。	21
表 3-2、本研究測站相關資訊(II)。	22
表 4-1、CHY 測站交互相關法和解迴旋法量測結果比較。	50
表 5-1、本研所得震波速度及震波非均向性參數。	63



第一章、緒論



1.1、震波非均向性

非均向性物質內的彈性性質隨著方位改變，造成彈性波(elastic wave)在此介質中傳遞有不同的震波速度，稱之為震波非均向性(seismic anisotropy)。岩石中晶體的排列、層面構造(layering)或應力造成的微裂隙(micro cracks)排列都可能造成震波非均向性。當剪力波在非均向性介質中傳遞，依據介質中彈性結構偏極化(polarization)至兩個振動方向互相垂直的分量，以不同的波速傳波而逐漸分離，此現象稱之為剪力波的分離作用(shear-wave splitting)(圖 1-1)。快慢剪力波因為波速的差異會有分離時間(delay time, δt)，而其中快剪力波的振動極化方向稱為快軸方向(fast direction, ϕ)。

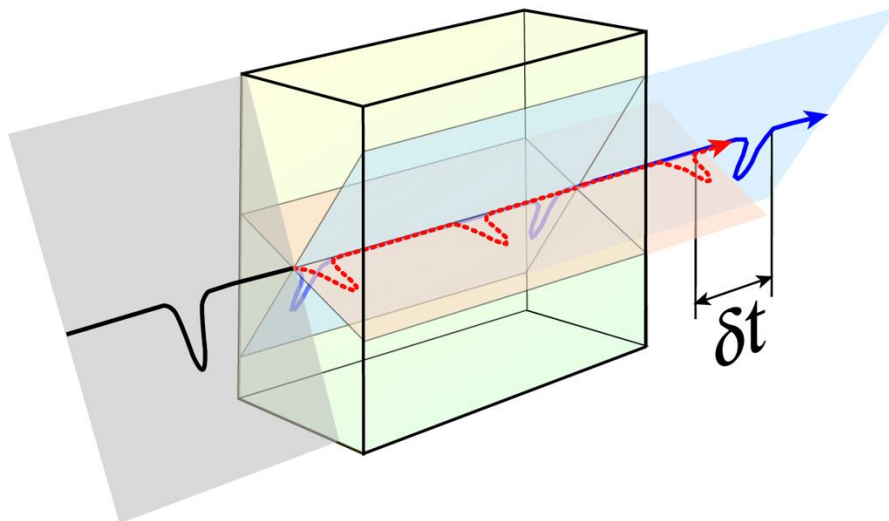


圖 1-1、剪力波分離示意圖。剪力波(黑)在非均向性介質中傳遞，分離成極化方向與快軸平行的快剪力波(藍)以及極化方向與快軸垂直的慢剪力波(紅)。由於快慢剪力波速的差異造成分離時間(δt)。(取自 <http://garnero.asu.edu>)



1.2、成因探討

上地幔(upper mantle)中存在的橄欖岩(olivine)和輝石(pyroxene)等高度非均向性礦物，由於晶格優選排列(lattice preferred orientation)作用(Schulz, 1949)，長晶軸排列方向會順應地幔流場，導致快軸方向排列反映區域板塊的運動模式(e.g., Vauchez and Nicolas, 1991；Silver and Chan, 1991；Silver, 1996；Savage, 1999)。

而地殼(crust)中震波非均向性和脆性(brittle)形變的空間分布有關。Crampin 和 Zatsepin (1997) 提出了非均向孔隙彈性模型(anisotropic poro-elasticity, APE)解釋水平壓應力和快軸方向分布的關係。當岩體受到水平最大壓應力(maximum horizontal stress)作用，平行於應力方向的裂隙會張開，垂直於應力方向的裂隙會關閉，造成快軸方向隨著裂隙分布因而平行於應力的方向(圖 1-2)，震波非均向性強度受岩體內的裂隙密度以及裂隙孔隙半徑影響(Crampin, 1994) (圖 1-3)。

另外，岩石內的層面構造(layering)會因為橫向均向(transverse isotropic)現象造成震波非均向性。Brocher 和 Christensen (1990) 透過岩石力學實驗，發現變質岩中的震波非均向性並非受裂隙排列影響，而是與內部的層狀葉理結構相關(圖 1-4)。Johnston 和 Christensen (1995)藉由改變變質岩樣本的葉理結構傾角，量測不同傾角對震波波速的影響。當震波橫向入射岩石樣本時，葉理結構傾角越趨於水平，P 波波速越快，而不同振動方向的 SH、SV 波波速差異會越大(圖 1-5)。Godfrey 等人 (2000)也量測了不同頁岩樣本在不同入射角度的震波波速。水平層狀構造下，越接近水平入射，同樣 P 波波速越快；而 SH、SV 波波速差異也越大(圖 1-6)。綜合以上結果，暗示著當震波垂直入射時，傾斜構造傾角越高，剪力波分離的現象越明顯並且快軸方向趨於平行構造走向。

整體而言，由於溫壓條件差異，韌性(ductile)的上地幔和脆性(brittle)的上部地殼受構造應力有不同的變形機制。上地幔震波非均向性和塑性的剪切變形相關；而地殼內震波非均向性受(1)壓應力裂隙排列以及(2)橫向均向的傾斜構造導致。

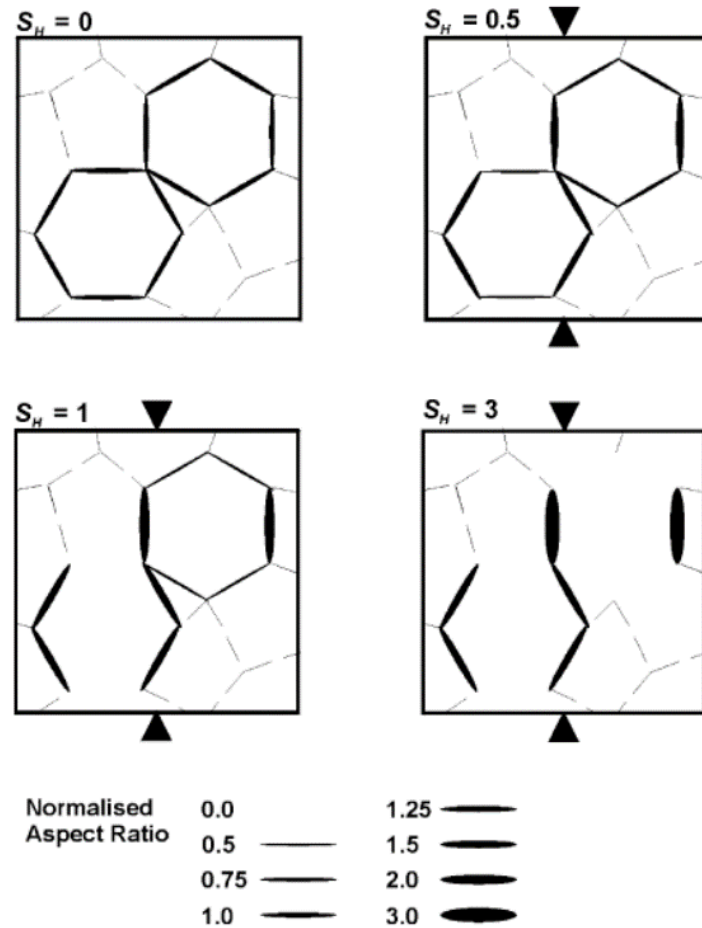


圖 1-2、非均向孔隙彈性模型示意圖。裂隙軸比值以不同寬窄表示， S_H 為軸差應力。原本均向分布且寬度均等的裂隙，當軸差應力增加時，垂直於應力方向的裂隙逐漸關閉，而平行於應力方向的裂隙打開。(Crampin and Zatsepin, 1997)

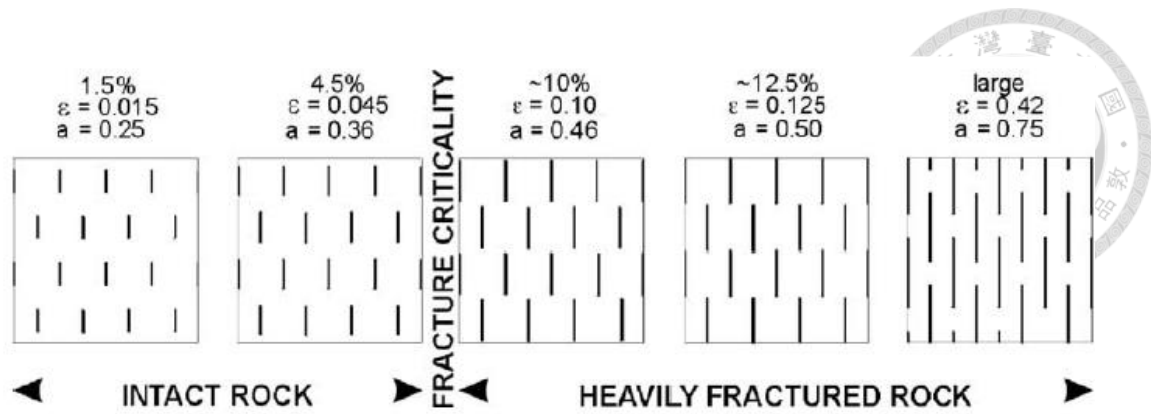


圖 1-3、裂隙密度及半徑與震波非均向性強度關係圖。百分比為快慢軸速度差與平均速度的比值， ϵ 為裂隙密度， a 為裂隙半徑。當裂隙密度及半徑越大，震波非均向性也越強。(Crampin, 1994)

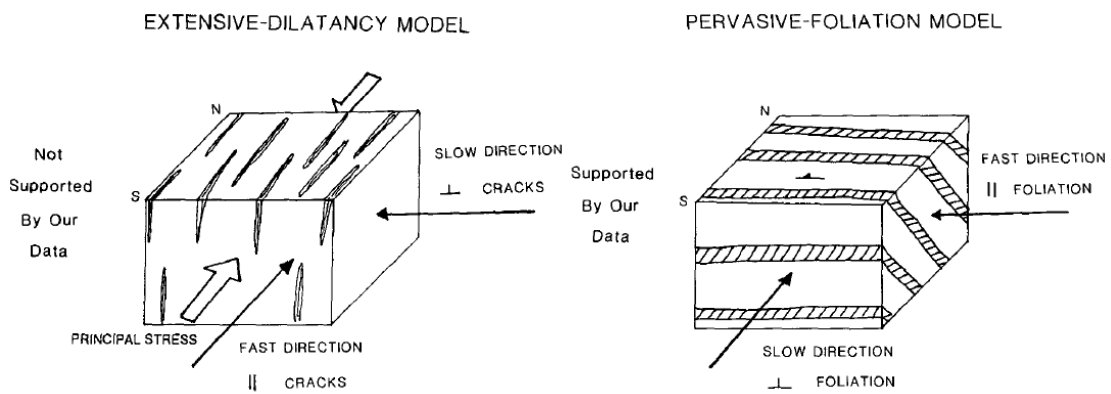


圖 1-4、非均向性岩體結構示意圖。岩體內部結構會影響震波非均向性，如裂隙的排列方向(左)和橫向均質的層面構造(右)。(Brocher and Christensen, 1990)

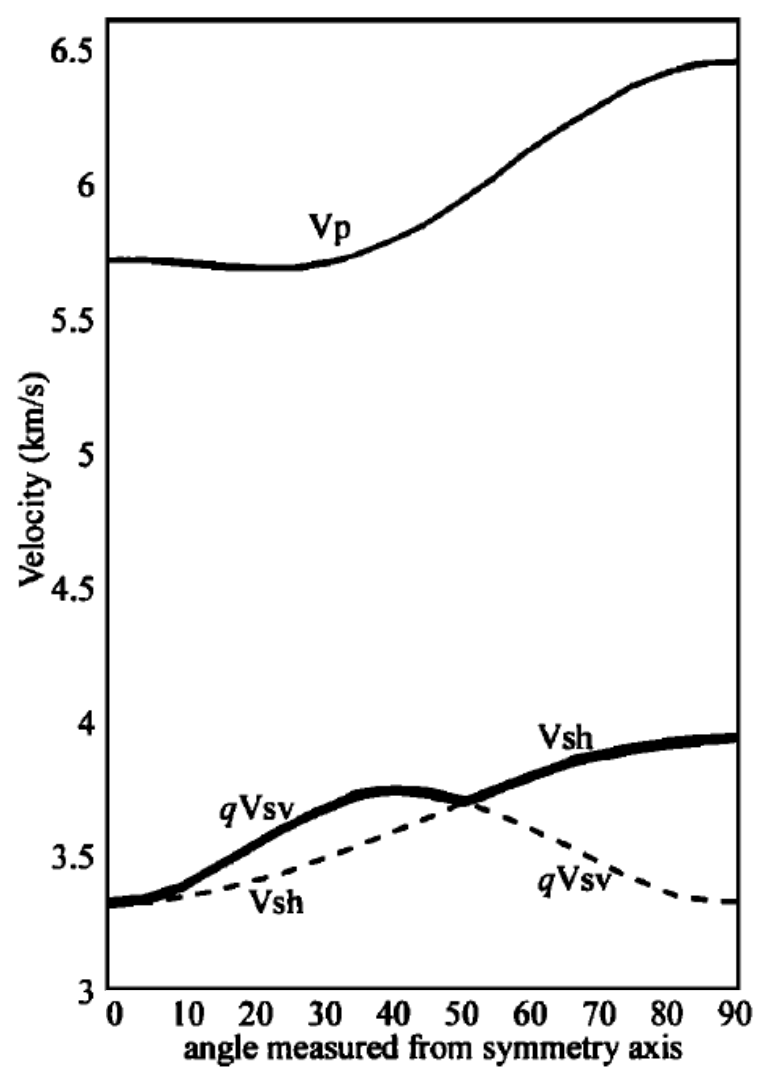
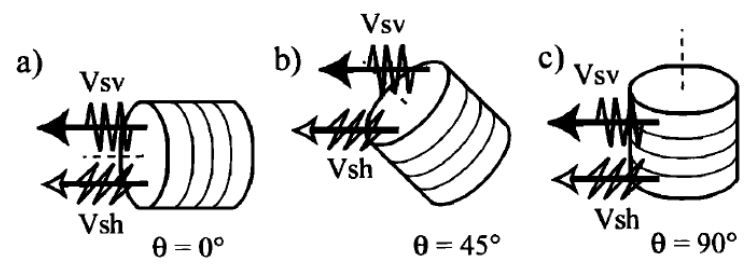


圖 1-5、橫向均向變質岩的波速量測結果。當震波橫向入射岩石樣本時，葉理結構傾角越趨於水平，P 波波速越快；而不同振動方向的 SH、SV 波波速差異會越大。岩石樣本為片岩(Haast schist)。(修改自 Johnston and Christensen, 1995)

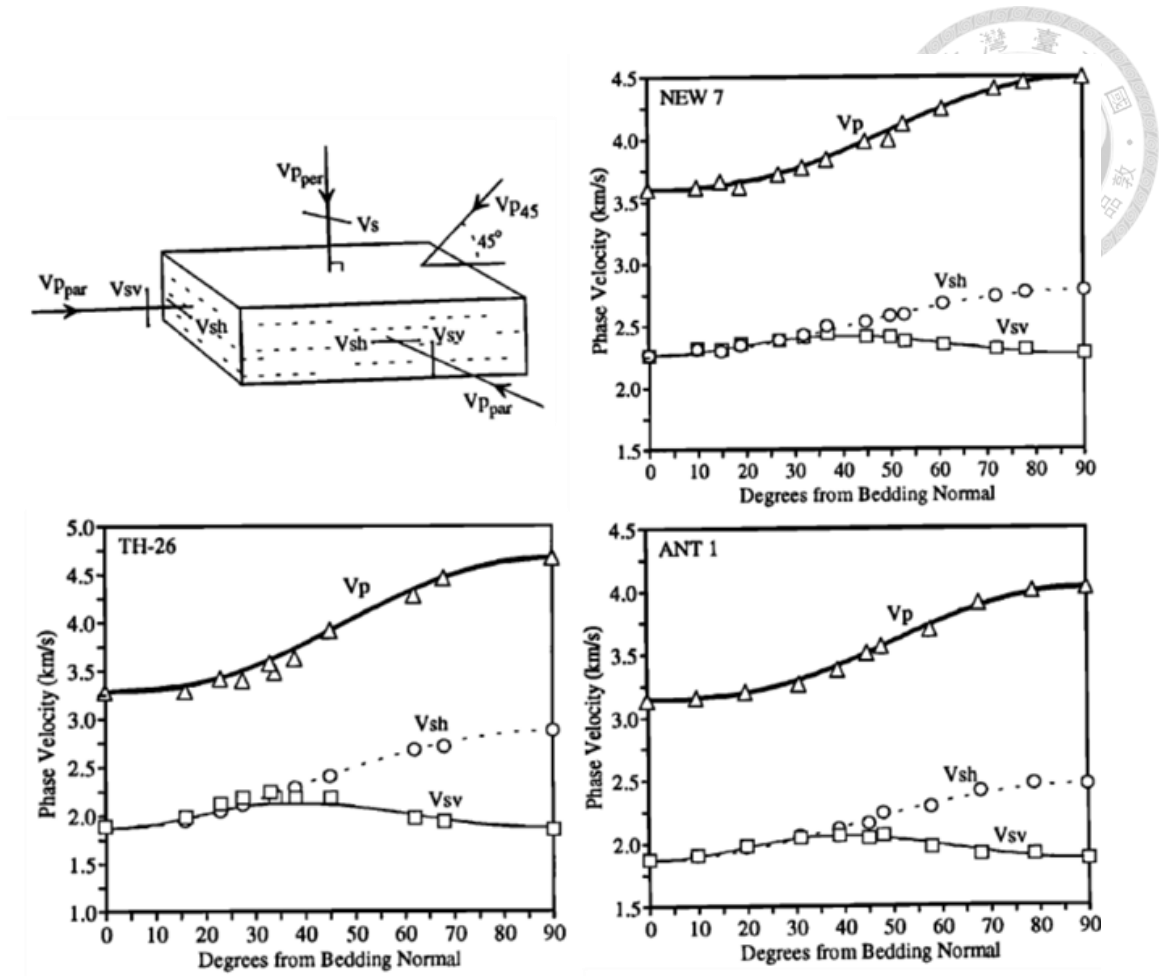


圖 1-6、橫向均向頁岩的波速量測結果。左上為不同入射角度的 P 波、SH 波和 SV 波示意圖。NEW7、TH-26、ANT1 為不同的頁岩樣本。在水平的層狀構造下，入射角度越低，P 波波速(三角形)越快；而不同振動方向的 SH(圓形)、SV(方塊)波波速差異會越大。(修改自 Godfrey et al., 2000)




1.3、研究動機

研究台灣地區的震波非均向性，最常被使用的是觀測地震波的剪力波分離。透過使用遠震剪力波波相如直達 S、ScS、SKS、SKKS 量測震波非均向性，結果顯示快慢軸分離時間介於 0.5-2.1 秒，而快軸方向普遍平行於山脈的走向(e.g., Rau et al., 2000；Huang et al., 2006；Kuo-Chen et al., 2009) (圖 1-7)。

Kuo et al (1994)使用兩個短周期的測站資料，量測區域地震的剪力波分離，得到北臺灣的地殼快軸方向為南北向，大致平行於應力軌跡方向，而分離時間則為 0.03-0.07 秒。Chang et al (2009)使用淺於 40 公里的區域地震剪力波，量測地殼內的震波非均向性。研究指出在變形前緣以東，平均的分離時間為 0.05 秒，快軸方向大致上平行於山脈走向；但是在變形前緣以西，平均的分離時間為 0.15 秒，快軸方向平行於應力方向(圖 1-8)。由於地震位置分布不均以及剪力波分離受到地震路徑平均的影響，無法確切得知非均向性介質的位置、深度與厚度。所以 Huang et al (2013)透過表面波周遭噪訊層析成像法(ambient noise tomography)，解析台灣地殼內 2-30 公里各深度的震波非均向性強度及方向。結果指出上部地殼(upper crust)的震波非均向性強度相對較強，快軸方向大致與山脈的走向平行，從台灣中南部的南北向，轉向到北部區域的東北-西南向；中部地殼(middle crust)的震波非均向性強度相對較弱，快軸方向轉變成平行於應力方向，呈現東南東-西北西的方向(圖 1-9)。

綜合遠震和區域地震的剪力波分離觀測以及表面波逆推結果得知，遠震波相所得的剪力波分離時間普遍大於區域地震所得，故可推論遠震震波非均向性大部分由上地幔所貢獻。整體來說，上地幔流場方向平行於臺灣山脈走向，由中南部的南北向轉變到北部的東北-西南向。至於臺灣的地殼，深淺可能有著不同的變形機



制：中部地殼震波非均向性相對弱並且受到 SEE-NWW 向的應力影響；上部地殼震波非均向性較強而且平行於山脈走向，可能是受到高度葉理化的變質構造影響。值得注意的是，表面波逆推結果顯示上部地殼的快軸方向，在變形前緣西側並沒有如同 Chang et al (2009)結果轉向為 SEE-NWW 的應力方向；中部地殼雖然平行於應力方向，但是整體震波非均向性強度弱，無法造成平均 0.15 秒的分離時間。藉此推論快軸轉向的現象可能存在更淺部的地殼，由於表面波逆推結果可能受限於高頻資料缺乏及路徑涵蓋範圍，無法對極淺層地殼提供較精細的解析能力。

中央氣象局從 2011 年開始陸續建置了 30 個地表-井下地震觀測站，配合中研院地球所及中央氣象局共同設置臺灣寬頻地震網(Broadband Array in Taiwan for Seismology, BATS)既有的 4 個地表-井下測站，提供了難得的機會得以全面了解臺灣近地表震波特性。本研究透過震波干涉法(seismic interferometry)建立地表-井下測站間的經驗格林函數(empirical Green's function, EGF)，量測臺灣地區近地表的震波速度和震波非均向性，並探討其在構造上的含意。

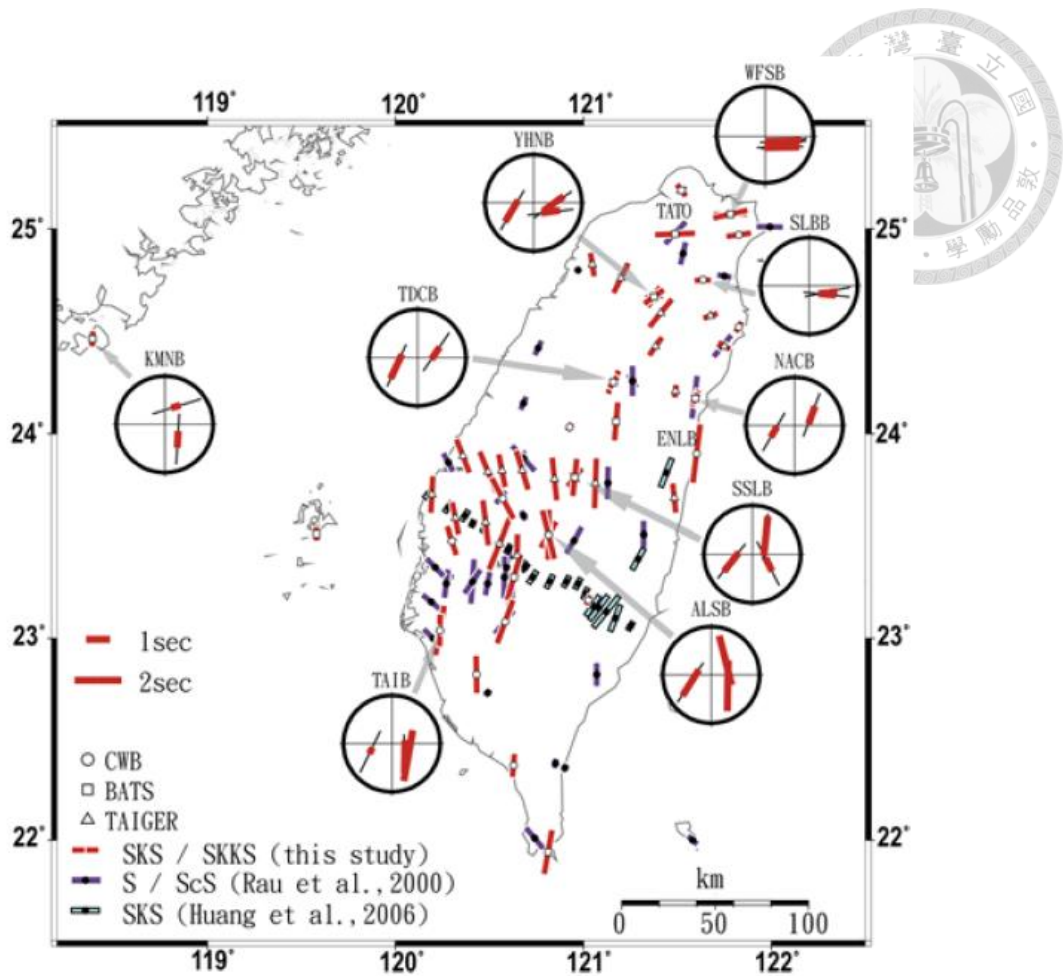


圖 1-7、臺灣地區上地幔震波非均勻性參數分布。臺灣地區上地幔的快軸方向大致與山脈走向平行。快軸方向從台灣中南部的南北向，到北部區域的東北-西南向。(Kuo-Chen et al., 2009)

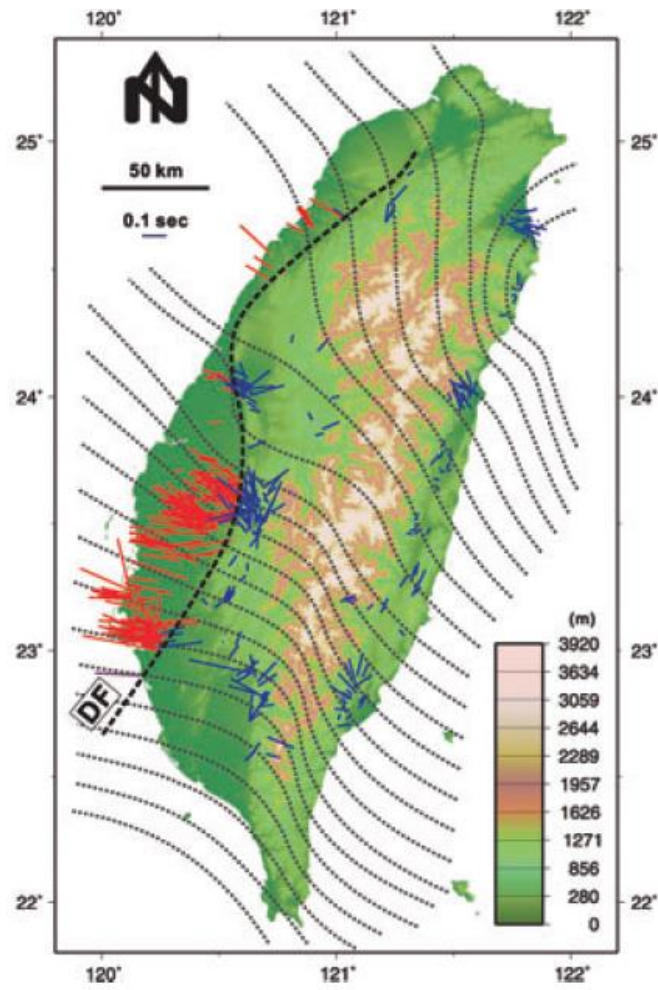


圖 1-8、臺灣地區地殼震波非均向性參數分布。粗黑虛線為變形前緣界線，細黑虛線為最大水平應變場的分布。變形前緣以東快軸方向多為東北-西南分布；以西快軸方向多為東西分布。(Chang et al., 2009)

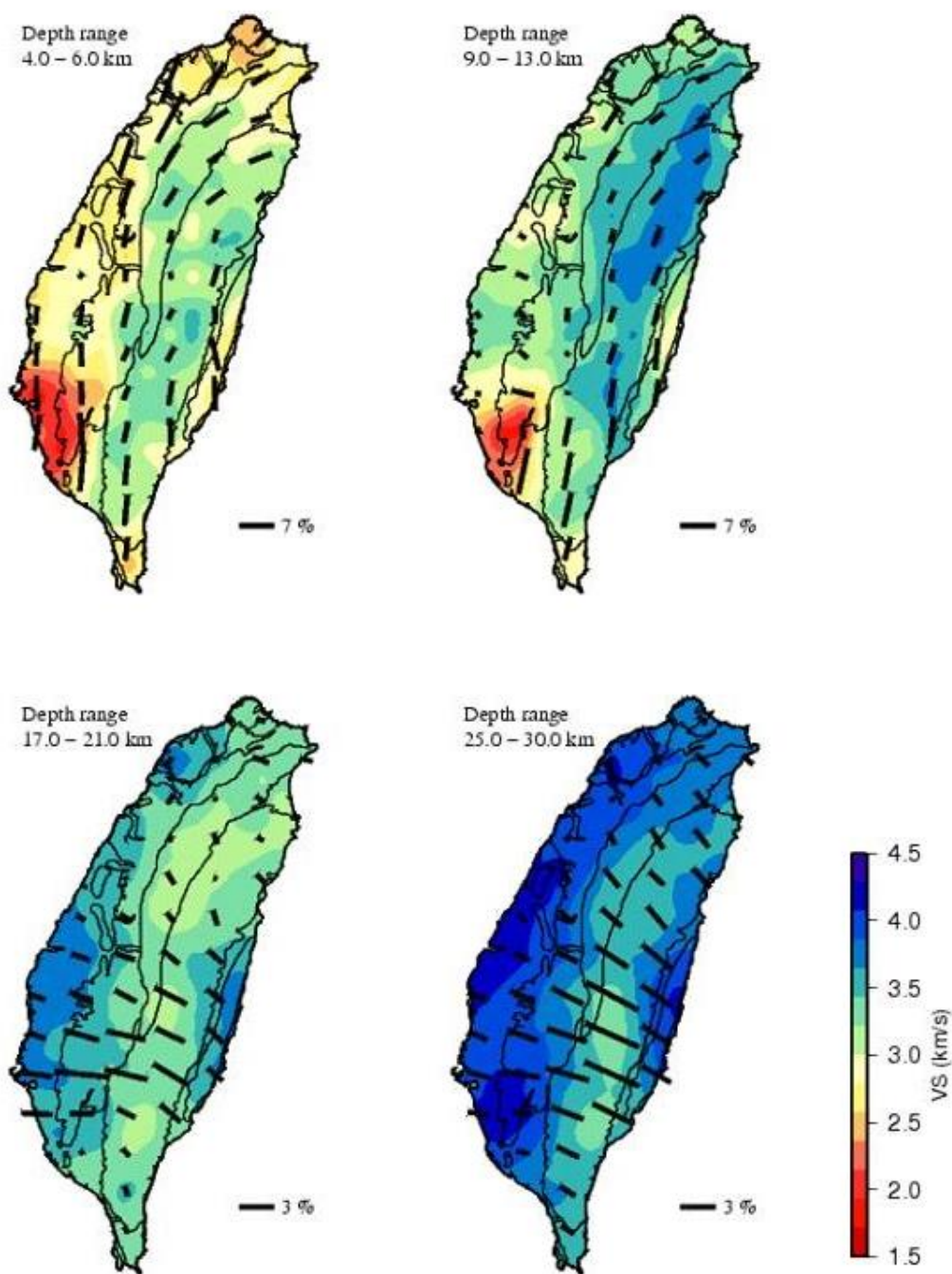


圖 1-9、臺灣地區表面波周遭噪訊層析成像結果。冷色系表示快波速，暖色系代表慢波速。黑線方向及長短代表震波非均向性的快軸方向及強度。快軸方向在中部地殼以下逐漸轉向為東西向。(Huang et al., 2013)

第二章、研究區域概況




由於近地表的震波特性和震波速度以及震波非均向性，都與地表地質及應力應變場息息相關，在此章節說明臺灣的地體構造、區域地質以及應力應變場。

2.1、臺灣地體架構及區域地質

臺灣地區現今的地體構造的主要架構，是歐亞大陸板塊與菲律賓海板塊的聚合作用(圖 2-1)。由 GPS 觀測顯示，菲律賓海板塊以約 82 mm/yr 的相對速率向西北移動(Yu et al., 1997)。主要區分為兩個隱沒系統，臺灣東北方為菲律賓海板塊向北隱沒到歐亞大陸板塊之下的琉球弧溝系統，伴隨沖繩海槽的弧後張裂，其伸張中心向西延伸到蘭陽平原；臺灣南部則為歐亞大陸板塊向東隱沒至菲律賓海板塊之下的呂宋島弧系統，由菲律賓呂宋島向北延伸，銜接到臺灣東部的海岸山脈。由於板塊的擠壓方向造成地質構造區的排列是東南向西北變化，使得臺灣主要的構造線如地層走向、斷層線以及摺皺都為東北-西南走向。區域地質由東到西分別為：海岸山脈、花東縱谷、中央山脈東翼、中央山脈西翼、西部麓山帶、西部濱海平原、澎湖群島 (何春蓀, 1982)。

海岸山脈(圖 2-2, V)為臺灣最東部的山脈，與東南外海的綠島和蘭嶼兩個火山島，被認為是呂宋火山島弧和呂宋海槽向北延伸的部分。海岸山脈的岩層由一系列區域走向為北北東的背斜、向斜及斷層所組成，以過去海底火山作用的火成岩、夾雜種類繁多的外來岩塊的混同層和海相的沉積岩為主。花東縱谷區(圖 2-2, VI)區隔了中央山脈和海岸山脈，為歐亞大陸板塊和菲律賓海板塊碰撞後的縫合線，主要的沉積物來自於海岸山脈和中央山脈東翼。



中央山脈東翼(圖 2-2, IV 東側)為臺灣出露最老的大南澳片岩帶,以壽豐斷層為界,依照變質岩生成環境可以區分為太魯閣帶和玉里帶:以西的太魯閣帶為高溫低壓的生成環境,以泥質片岩、片麻岩、混合岩、變質石灰岩、綠色片岩和角閃岩所構成;以東的玉里帶為低溫高壓的生成環境,多為泥質黑色片岩、少量的綠色片岩組成。變質雜岩帶的北部,層理和片理大致平行,呈現東西走向;在宜蘭及花蓮縣交界的和平溪以南,片岩構造線走向轉成東北或北北東向。中央山脈西翼以梨山斷層為界區分為雪山山脈和脊梁山脈(圖 2-2, III、IV 西側),由西邊的硬頁岩,向東逐漸轉變為板岩和千枚岩。低度的區域變質伴隨地殼變動,使得變質程度由西向東逐漸增加。由於硬頁岩-板岩帶可塑性較高,經過地殼變動後形成複雜的褶皺構造,同時產生岩石的流動和板劈理。在北部,多數的地層的區域走向為東北東到北北東;而南部則呈現南北走向。

西部麓山帶(圖 2-2, II)地層以砂岩和頁岩構成的新第三紀碎屑狀沉積岩,大多為淺海相到濱海相的沉積環境。沉積層序從漸新世、中新世、上新世、更新世地層連續沉積,由於更新世發生主要的造山運動,形成一系列東北東到北北東走向的覆瓦狀逆衝斷層與褶皺。西部平原(圖 2-2, Ia)、屏東河谷,東北部的宜蘭平原(圖 2-2, Ib)、及花東縱谷區(圖 2-2, VI)域廣泛地覆蓋了由黏土、粉砂、砂、礫岩所組成的現代沖積層。澎湖群島(圖 2-2, VII)位在台灣海峽中央,為基性的玄武岩熔岩流作組成的火山群島,由於中國南海海底擴張所引發的張力以及岩漿作用,使得玄武岩沿著張裂的裂隙湧出地表。

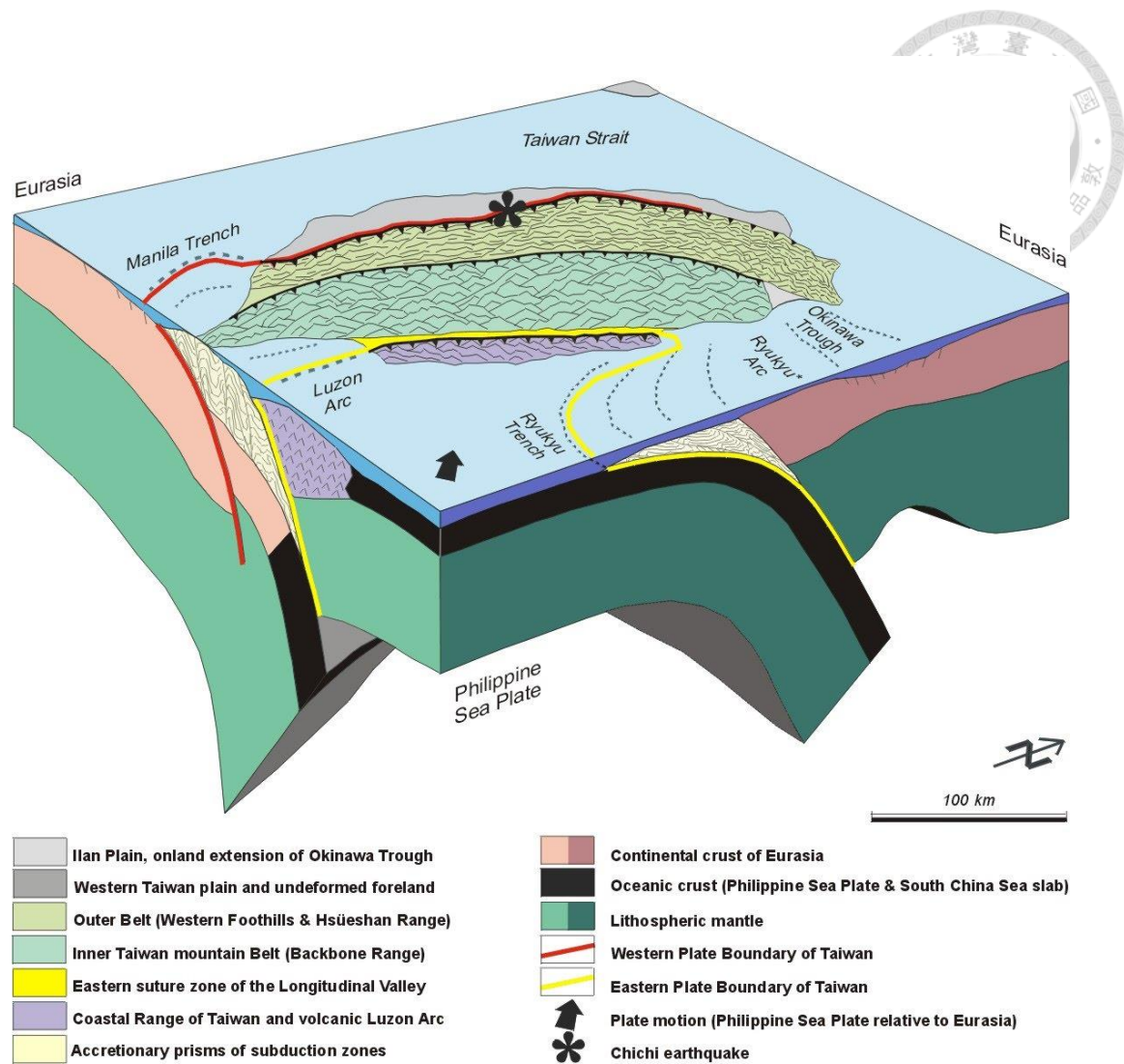



圖 2-1、臺灣地區地體架構示意圖。臺灣為兩大板塊交界處，東北方的琉球弧溝系統為菲律賓海板塊向北隱沒到歐亞板塊之下，南部呂宋島弧系統則為歐亞大陸板塊隱沒到菲律賓海板塊之下。區域地質粗略分為四區，最東邊由火山島弧所組成的海岸山脈，花東縱谷與變質岩為主的中央山脈，摺皺和斷層交錯分布的西部麓山帶，到最西邊的是沖積層為主的西部平原。西部平原和麓山帶的交界則為變形前緣，圖中紅線處。(Angelier et al., 2001)



圖 2-2、臺灣地質圖和地質分區示意圖。臺灣區域地質主要分為七區：Ia.西部海岸平原、Ib.宜蘭平原、II.西部麓山帶、III.雪山山脈、IV.脊梁山脈、V.東部海岸山脈、VI.花東縱谷、VII.澎湖群島。(修改自經濟部中央地質調查所 1999)

2.2、臺灣水平應力及應變場



透過地震斷層面解可以求解臺灣地區區域應力場(e.g. Chang et al., 2003 ; Wu et al., 2008 ; Hsu et al., 2009) ; 而 GPS 速度場連續資料可以用來推估區域水平應變場(e.g. Chang et al., 2003 ; Bos and and Spakman, 2003 ; Hsu et al., 2009) 。整體來說，應力場水平最大主應力(maximum principal stress, σ_1)的方向和應變場水平壓縮軸(compressive strain)方向大致相同(圖 2-3，圖 2-4)。

綜合前人研究結果，在西部平原以及西部麓山帶為壓縮狀態(contraction)，壓縮應變量(strain rate)集中在西部麓山帶中南部區域。水平最大主應力以及水平應變壓縮軸方向大致為東南-西北向至東西向，沿著北港基盤高區呈現扇形狀分布；中央山脈南段(23°N 以南)至東北部宜蘭平原為伸張狀態(extension)，伸張應變量集中在中央山脈南段和中央山脈北段(24°N 以北)及宜蘭平原，水平最大主應力作用不明顯而壓縮應變量小，方向則為南北向。水平應變伸張軸(extensive strain)由中央山脈南段的東西向，向北逐漸轉至東北部宜蘭平原的東南-西北向；東部海岸山脈為壓縮狀態，水平最大主應力和水平應變壓縮軸為東南-西北向，同板塊聚合方向。

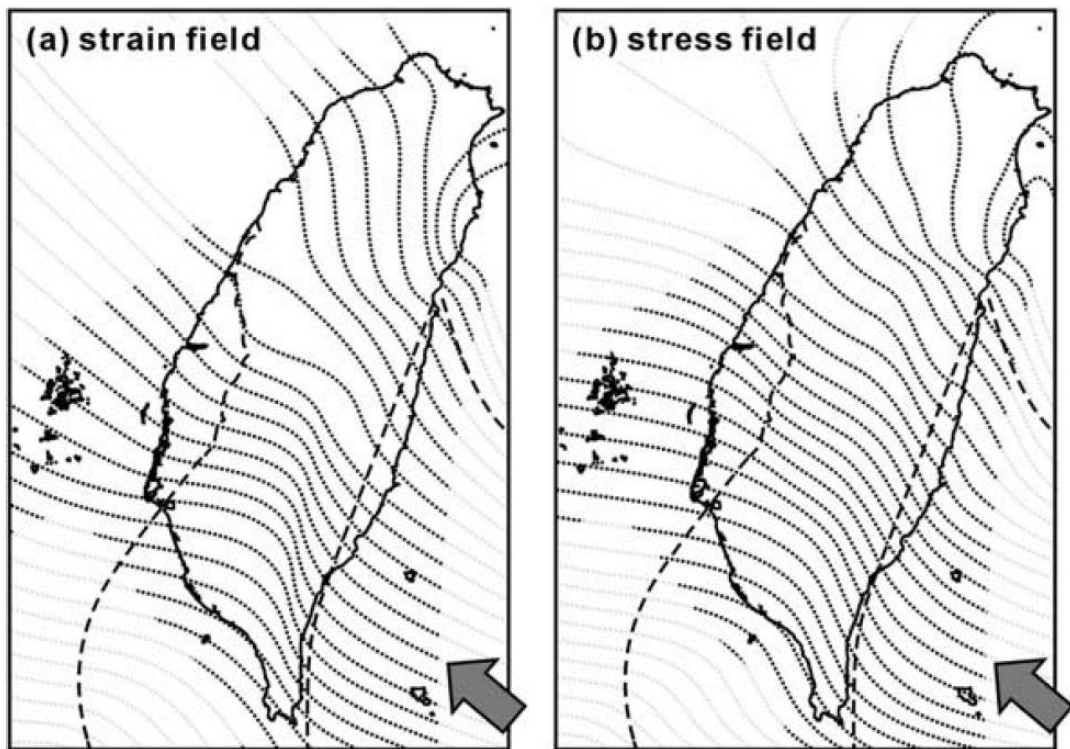


圖 2-3、臺灣地區水平應力及應變場軌跡線。應變場軌跡透過 GPS 資料所得；應力場軌跡使用裸孔伸張資料、地震資料、以及第四紀斷層擦痕資料線性內差而得。箭頭為板塊聚合方向，長虛線標示出變形前緣以及板塊聚合帶，短虛線為水平壓縮軸的應力及應變場軌跡線。(Chang et al., 2003)

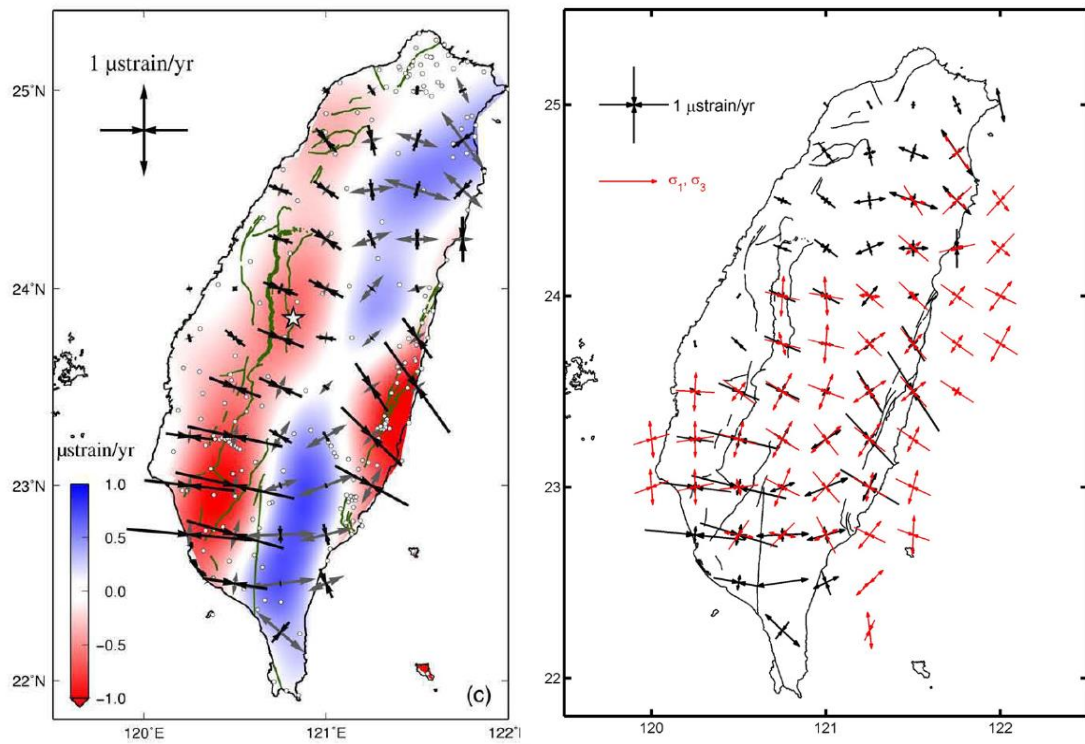


圖 2-4、臺灣地區水平應變及應力場。左圖黑色箭頭表示 GPS 資料所得水平應變場，背景顏色為應變率；右圖為水平應變場(黑色箭頭)與地震初動解得應力場 (紅色箭頭)比較。(Hsu et al., 2009)

第三章、資料簡介



為了提升地震監測能力，中央氣象局發展了新一代即時地震觀測網，計畫重點為建置高品質深井地震觀測站、整合海陸地震觀測網並加強地震海嘯監測。從 2011 年至 2014 年初為止，建置了共 30 個地表-井下地震觀測站。每站各裝設 3 部地震儀，包括位於地表、井下各一部的力平衡式加速度型地震儀(force balance accelerometer, FBA)和一部位於井下的速度型寬頻地震儀(broadband seismometer)。原則上鑽井深度必須達到岩盤，各站深度從 200 公尺至 400 公尺不等，因此大幅降低了來自地表的雜訊，並可獲得高品質的地震訊號。各個深井均有詳細的鑽探取樣紀錄，而部分深井有地球物理井測試驗及岩芯照片可供日後研究分析之用。本研究除了使用地表及井下的加速度紀錄(表 3-1)，另外更結合中研院地球所及中央氣象局共同設置臺灣寬頻地震網(Broadband Array in Taiwan for Seismology, BATS)既有的 4 個井下-地表地震觀測資料(RLNB, HGSD, TAIB(H), HSNB(H))(表 3-2)，試圖全面性地了解臺灣地區近地表的震波特性(圖 3-1)。表 3-1、表 3-2 列出本研究所使用的測站相關資訊。

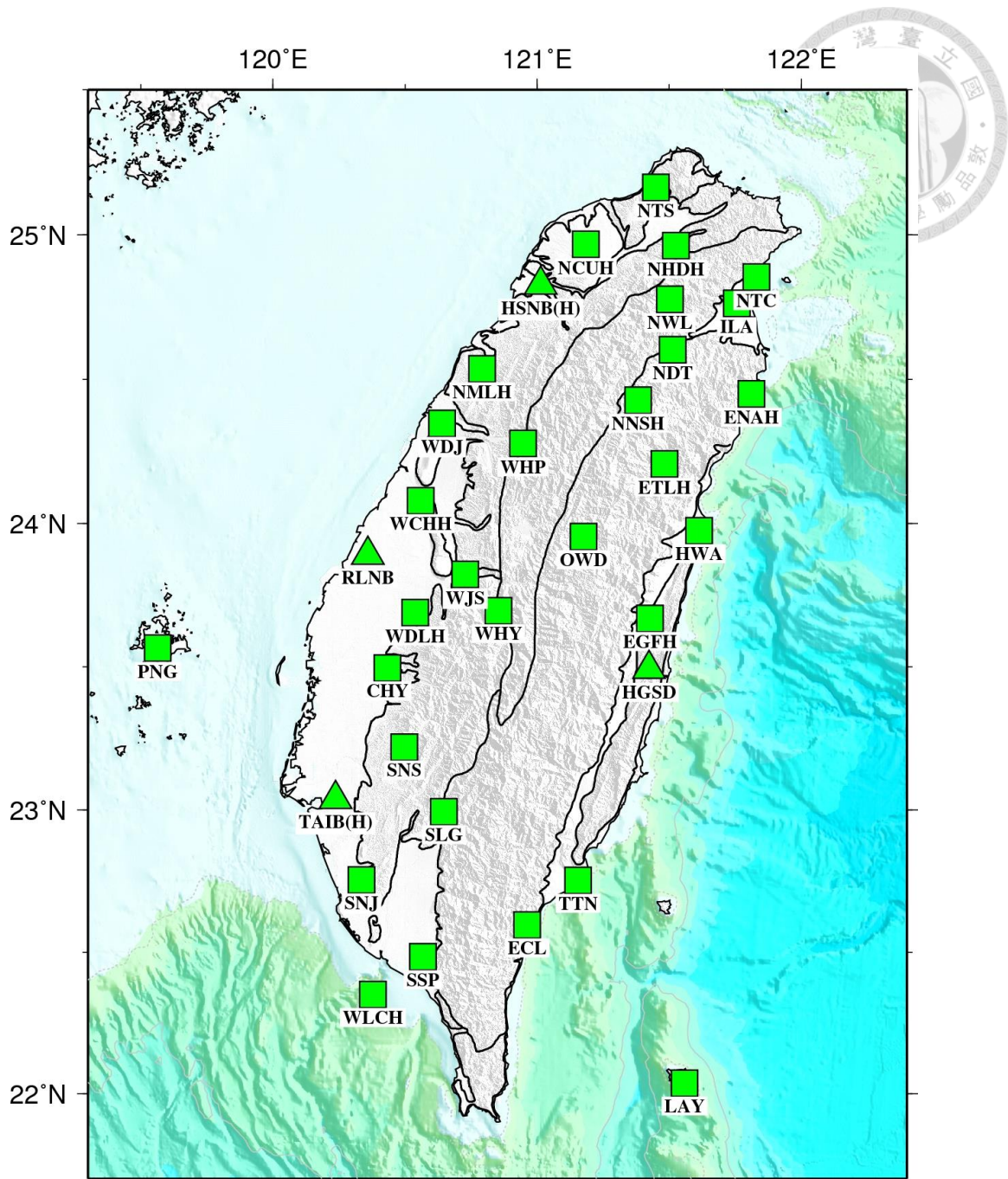
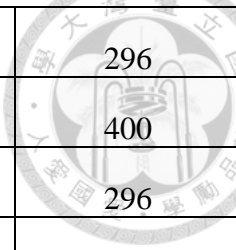


圖 3-1、本研究所使用的測站分布圖。方形為中央氣象局新一代即時地震觀測網，三角形為中研院地球所及中央氣象局共同維護的 BATS 臺灣寬頻地震網。

表 3-1、本研究測站相關資訊(I)。



站名	緯度	經度	高程(m)	測站間距(m)
CHY	23.4963	120.4325	27	397
ECL	22.5958	120.9617	101	170
EGFH	23.6688	121.4274	132	295
ETLH	24.2068	121.4818	4	120
ENAH	24.4494	121.8102	969	288
HWA	23.9751	121.6135	16	289
ILA	24.7638	121.7563	7	177
LAY	22.0373	121.5581	324	196
NCUH	24.9679	121.1849	153	296
NDT	24.6025	121.5128	439	200
NHDH	24.9630	121.5250	41	210
NMLH	24.5372	120.7910	201	296
NNSH	24.4284	121.3829	1106	293
NTC	24.8544	121.8297	4	292
NTS	25.1644	121.4492	16	292
NWL	24.7772	121.5025	396	196
OWD	23.9545	121.1759	1263	290
PNG	23.5653	119.5636	19	300
SLG	22.9934	120.6463	255	350
SNJ	22.7533	120.3352	21	400
SNS	23.2198	120.4973	156	300
SSP	22.4835	120.5681	16	295
TTN	22.7524	121.1549	9	296



WCHH	24.0795	120.5583	34	296
WDJ	24.3478	120.6403	107	400
WDLH	23.6888	120.5381	69	296
WHP	24.2777	120.9458	954	122
WHY	23.6961	120.8532	504	300
WJS	23.8219	120.7279	175	292
WLCH	22.3508	120.3788	14	167

表 3-2、本研究測站相關資訊(II)。

站名	緯度	經度	高程(m)	測站間距 (m)	管理單位	地表儀器	井下儀器
RLNB	23.8913	120.3594	63	100	IES	FBA	BB
HGSD	23.4921	121.4239	135	104	IES	FBA	BB
TAIB(H)	23.0379	120.2364	18	228	CWB	BB	BB
HSNB(H)	24.8282	121.0143	34	244	CWB	BB	BB

第四章、理論背景及分析方法



4.1、震波干涉法

透過計算均勻散射波場(diffuse field)中任兩點之間連續紀錄的交互相關函數(cross-correlation function)，可以得到介質的經驗格林函數(e.g., Weaver and Lobkis, 2001, 2002; Shapiro and Campillo, 2004; Snieder, 2004)。相當於其中一點處施予脈衝源(impulse source)，在另一點接收到的脈衝響應(impulse response)(圖 4-1)。而建立經驗格林函數的過程被稱為震波干涉法(seismic interferometry)。通常利用周遭噪訊(ambient noises)或是地震尾波(earthquake coda waves)作為經散射場充分散射的波形來源。前人研究指出，周遭噪訊能量主要來自海浪和海床間耦合(coupling)作用產生的微地動(e.g., Longuet-Higgins, 1950; Stehly et al., 2006)，周期約為 2-20 秒，並且主要以表面波的形式傳遞(Shapiro and Campillo, 2004)；而地震尾波為地震直達波到達之後，在異質性(heterogeneous)介質中多重散射(multiple scattering)而達到能量均分(equipartition)的狀態(Hennino et al., 2001)。因為尾波散射的路徑範圍廣泛，平均了來自路徑效應(path effect)和震源輻射型態(radiation pattern)的影響，保留散射介質中震波的訊息。從 2003 年 Campillo 和 Paul 首度使用地震尾波重建經驗格林函數後，相關研究至今仍舊方興未艾。

震波干涉的相關研究普遍使用位於地表的測站對(station pair)建立經驗格林函數以解析地殼內的震波訊息。而近年來的研究以高頻的人為噪訊(e.g., Miyazawa et al., 2008; Lewis and Gerstoft, 2011)或是地震尾波(e.g., Nakata and Snieder, 2012)作為散射場的資料來源，並將該技術延伸至垂直排列的井下地震儀陣列以解析近地表的震波特性，如 P 波及 S 波速度，及 S 波震波非均向性等。

由於臺灣地區周遭噪訊主要周期約為 2-8 秒(Chen et al., 2011)，其表面波波長普遍大於本研究的測站間距 (< 400 m)。因此，我們嘗試以相對高頻(2-8 Hz)的地震尾波紀錄建立井下-地表測站經驗格林函數，以量測臺灣地區近地表的震波速度和震波非均向性(圖 4-2)。

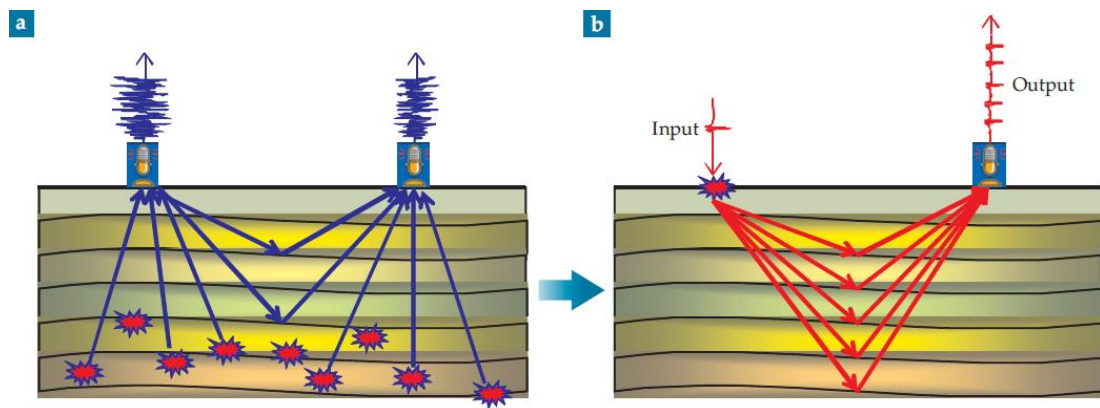


圖 4-1、建立兩測站路徑間經驗格林函數示意圖。在散射波場下，看似雜亂的波形紀錄經過計算兩測站間的交互相關函數，相當於在其中一站施予脈衝源，而另一站接收到的脈衝響應。(Snieder and Wapenaar, 2010)

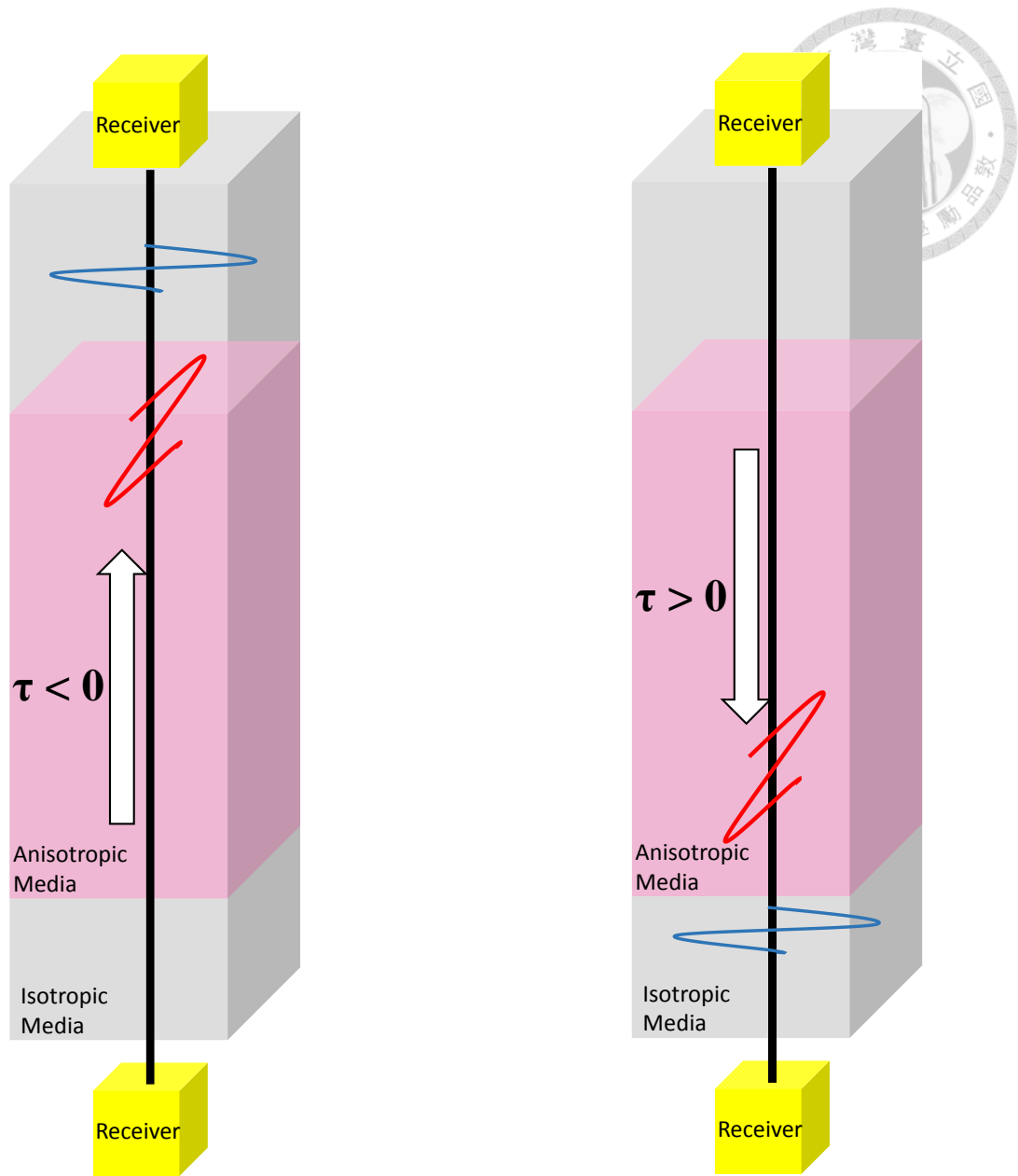


圖 4-2、井下-地表測站經驗格林函數正負時間軸示意圖。負時間軸($\tau < 0$)的 EGF 代表於井下測站施予脈衝源，地表測站的脈衝響應函數，反之亦然。而當測站間有非均向性介質時(紫色區塊)，會產生剪力波分離現象。



4.2、理論背景

Lobkis 和 Weaver 在 2001 年以正常模態(normal mode)證明測站間震波紀錄的交互相關函數等同於經驗格林函數。以下依據 Snieder 和 Wapenaar(2010)簡化其推導流程。假設一封閉系統中能量均分的均勻散射波場由 m 組正常模態展開(normal mode expansion)表示：

$$u(r, t) = \sum_m \frac{u_m(r)}{\omega_m} (a_m \sin \omega_m t + b_m \cos \omega_m t) \dots \dots \dots (1)$$

$u(r, t)$ ：位移場(displacement)紀錄

ω_m ：特徵頻率(eigenfrequency)

$u_m(r)$ ：特徵函數(eigenfunction)

a_m 和 b_m ：模態係數(modal coefficient)

而用來描述兩點間(r 跟 r')脈衝響應的經驗格林函數(empirical Green's function) $G(r, r', t)$ 為：

$$G(r, r', t) = \sum_m \frac{u_m(r)u_m(r')}{\omega_m} \sin \omega_m t \dots \dots \dots (2)$$

速度場為位移場 $u(r, t)$ 對時間 t 的微分：

$$v(r, t) = \sum_m u_m(r) (a_m \cos \omega_m t - b_m \sin \omega_m t) \dots \dots \dots (3)$$

速度場下的經驗格林函數亦為 $G(r, r', t)$ 對時間 t 的微分：

$$G^{(v)}(r, r', t) = \sum_m u_m(r) u_m(r') \cos \omega_m t \dots \dots \dots (4)$$

r r' 兩點間的時間平均(time-averaged)交互相關函數：

$$C_{rr'}(\tau) = \frac{1}{T} \int_0^T \langle v(r, t + \tau)v(r', t) \rangle dt \dots \dots \dots (5)$$



T : 時間窗(time window)長度

τ : 延遲時間(time lag)

將(3)式帶入(5)式可得：

$$C_{rr'}^{(v)}(\tau) = \sum_{n,m} u_n(r) u_m(r') \times$$

$$\frac{1}{T} \int_0^T \{ \langle a_n a_m \rangle \cos \omega_n t \cos \omega_m (t + \tau)$$

$$- \langle a_n b_m \rangle \cos \omega_n t \sin \omega_m (t + \tau)$$

$$- \langle b_n a_m \rangle \sin \omega_n t \cos \omega_m (t + \tau)$$

$$+ \langle b_n b_m \rangle \sin \omega_n t \sin \omega_m (t + \tau) \} \dots \dots \dots (6)$$

$\langle \rangle$: 期望值(expectation value)

在能量均分的均勻散射波場之下，各個模態是被相同的能量所激發，而 a_m 和 b_m 為彼此不相關的隨機係數，因此得以下結果：

$$\langle a_m a_n \rangle = \langle b_m b_n \rangle = S \delta_{mn} ; \langle a_m b_n \rangle = \langle b_m a_n \rangle = 0 \dots \dots \dots (7)$$

S : 模態激發能量(mode's excitation energy)

$$\delta_{mn} : \text{克羅內克}\delta\text{函數(Kronecker delta)} \circ \delta_{mn} = \begin{cases} 0, m \neq n \\ 1, m = n \end{cases}$$

將(7)式結果代入(6)式，並以正時間軸($\tau > 0$)和負時間軸($\tau < 0$)的速度場經驗格林函數(4)式表示：

$$C_{rr'}^{(v)}(\tau) = S \sum_m u_m(r) u_m(r') \cos \omega_m \tau$$

$$= S [G^{(v)}(r, r', +\tau) + G^{(v)}(r, r', -\tau)] \dots \dots \dots (8)$$

由(8)式可知速度場下兩點之間의 交互相關函數與正($\tau > 0$)、負時間軸 ($\tau <$

0)速度場經驗格林函數((4)式)相加成正比關係。而正時間軸的速度場經驗格林函數相當於在 r 點施予脈衝源，於 r' 點的脈衝響應函數，反之亦然。



4.3、 分析方法

本研究採用 2011 至 2014 年 34 個井下-地表地震觀測站所接收規模大於 4.0 共 398 筆地震尾波資料，以訊噪比值定義尾波長度作為研究依據。首先，藉由比較地表和井下水平各分量的低頻(0.1-0.5 Hz)尾波訊號，校正井下地震資料的方位。再使用地表和井下 N-S、E-W 和 Z 分量的高頻(2-8 Hz)尾波訊號，以地震尾波交互相關法(coda wave cross-correlation)重建水平各個分量以及垂直分量的經驗格林函數；利用地震直達波(P、S waves)將井下紀錄對地表紀錄作解迴旋(de-convolution)，同樣也可以建立經驗格林函數。最後量測各個分量所得的經驗格林函數的波峰走時，以估算淺地表的 V_p 、 V_s 和震波非均向性。以下篇幅以 EGF (empirical Green's function)代稱經驗格林函數，並以 CCF (cross-correlation function)代稱交互相關函數。

4.3.1、 資料處理

本研究採用 2011 至 2014 年 34 個地表-井下地震觀測站所接收規模大於 4.0 共 398 筆地震資料(圖 4-3)，其採樣率為每秒 100 點。首先將地表和井下的加速度地震紀錄去除儀器響應(instrument response)並積分至速度。

尾波通常持續長時間的振盪並且振幅隨著時間以對數(exponential)形式逐漸衰減，而這些性質可能會因地震位置和規模大小、震源幅射型態、測站位置及場址效



應等而有所不同，因此必須個別定義每個地震不同測站接收到尾波的起始及結束時間。由於井下測站背景雜訊較低，我們使用井下測站資料來定義尾波長度。首先，利用巴特沃斯帶通濾波器(butterworth band-pass filter)將井下的 E-W、N-S 及 Z 分量地震紀錄濾波 2-8 Hz，分別處理為水平絕對振幅 $H(t)$ 和垂直絕對振幅 $Z(t)$ ：

$$H(t) = \sqrt{[H_{EW}(t)]^2 + [H_{NS}(t)]^2} \dots\dots\dots(9)$$

$H_{EW}(t)$ 和 $H_{NS}(t)$ ：分別為水平 E-W、N-S 分量的地震紀錄

$$Z(t) = \sqrt{[Z_{ud}(t)]^2} \dots\dots\dots(10)$$

$Z_{ud}(t)$ ：為垂直 Z 分量的地震紀錄

將水平、垂直絕對振幅的發震時間前 20 秒作為噪訊時間窗(noise window)，發震時間後最大振幅峰值定義為尾波的起始時間，而後每 20 秒取訊號時間窗(signal window)，而相鄰時間窗彼此重疊 90%(圖 4-4)。計算每個訊號時間窗和噪訊時間窗內振幅標準差的比值，定義為訊噪比(signal to noise ratio)：

$$SNR = \frac{\sigma_{signal}}{\sigma_{noise}} \dots\dots\dots(11)$$

當訊噪比低於 1 時，最後一個訊號時間窗的結尾就作為尾波的結束時間。如圖 4-5 為 NCUH 測站接收到 2013/6/2 13:43:3.2 南投地震紀錄，選取水平尾波對訊噪比的時間變化，而圖 4-6 及圖 4-7 為選取水平及垂直分量尾波長度的實際範例。

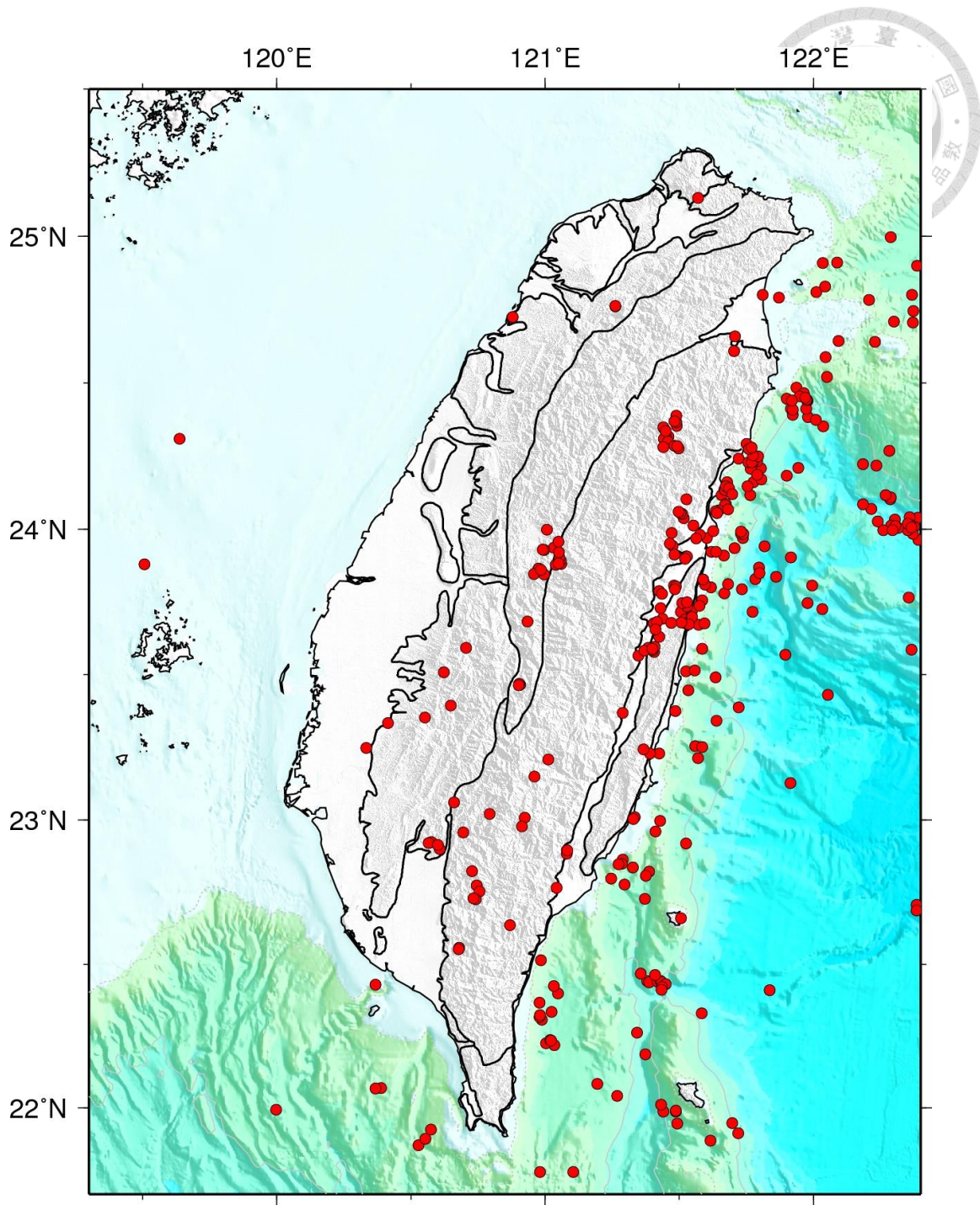


圖 4-3、本研究所使用 2011 至 2014 年間規模大於 4.0 的地震分佈圖。

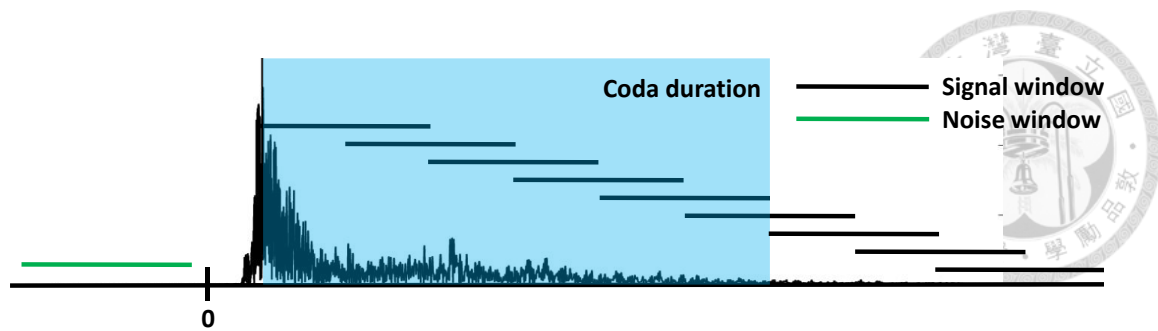


圖 4-4、尾波長度選取示意圖。黑線為地震的絕對振幅，黑色直線為訊號時間窗，綠色直線為噪訊時間窗，淡藍色方塊為尾波的選取時間範圍。

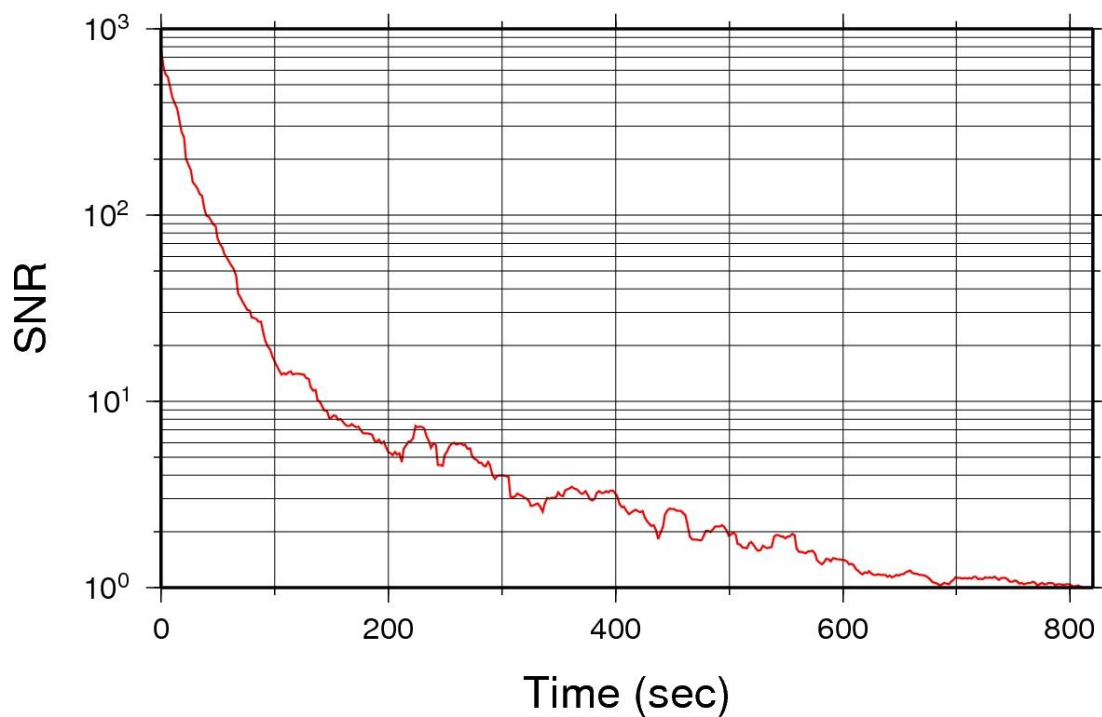


圖 4-5、選取水平尾波訊號之訊噪比對時間的變化。測站為 NCUH，地震時間為 2013/6/2 13:43:3.2，震央位於台灣南投，深度 14.5 公里，芮氏規模 6.5。

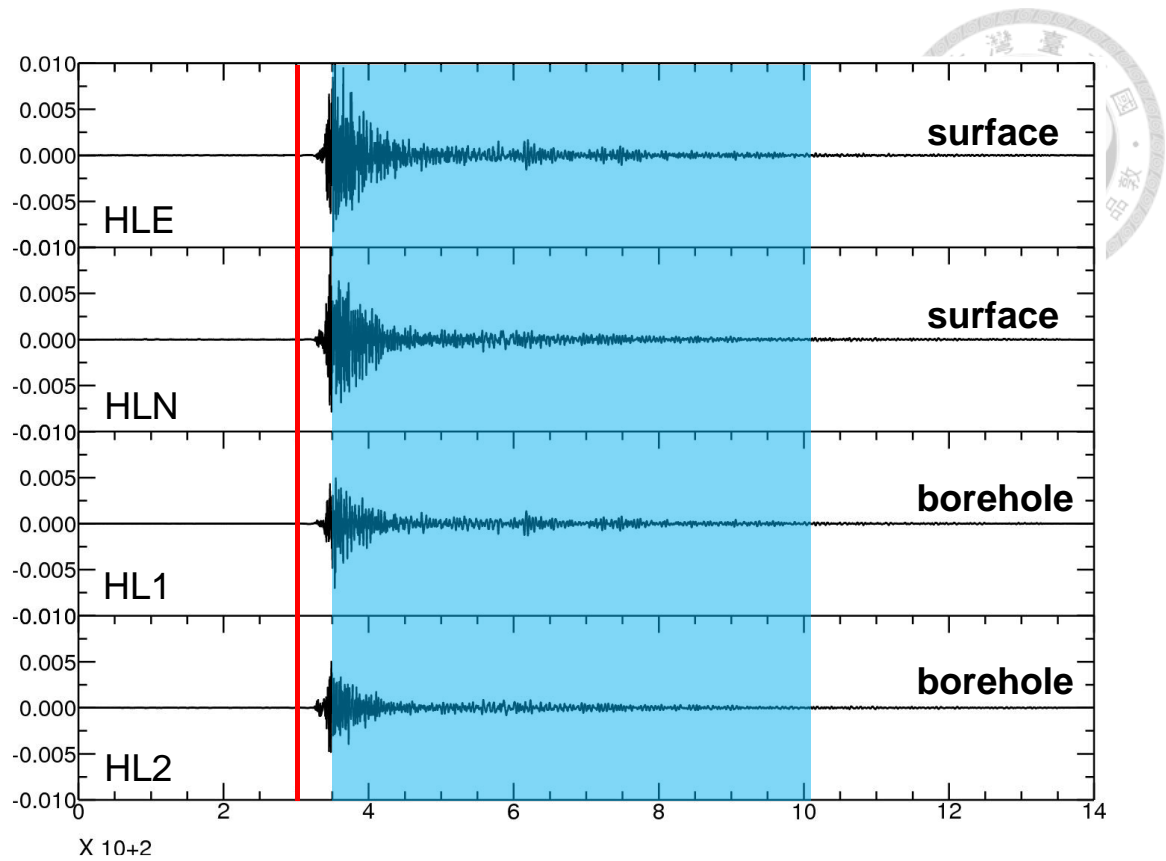


圖 4-6、選取水平分量尾波長度的實際範例。紅線標示發震時間，藍色方塊標示尾波選取的範圍。由於井下測站背景雜訊較低，尾波長度以井下測站資料定義。地震資訊同圖 4-5 圖說。

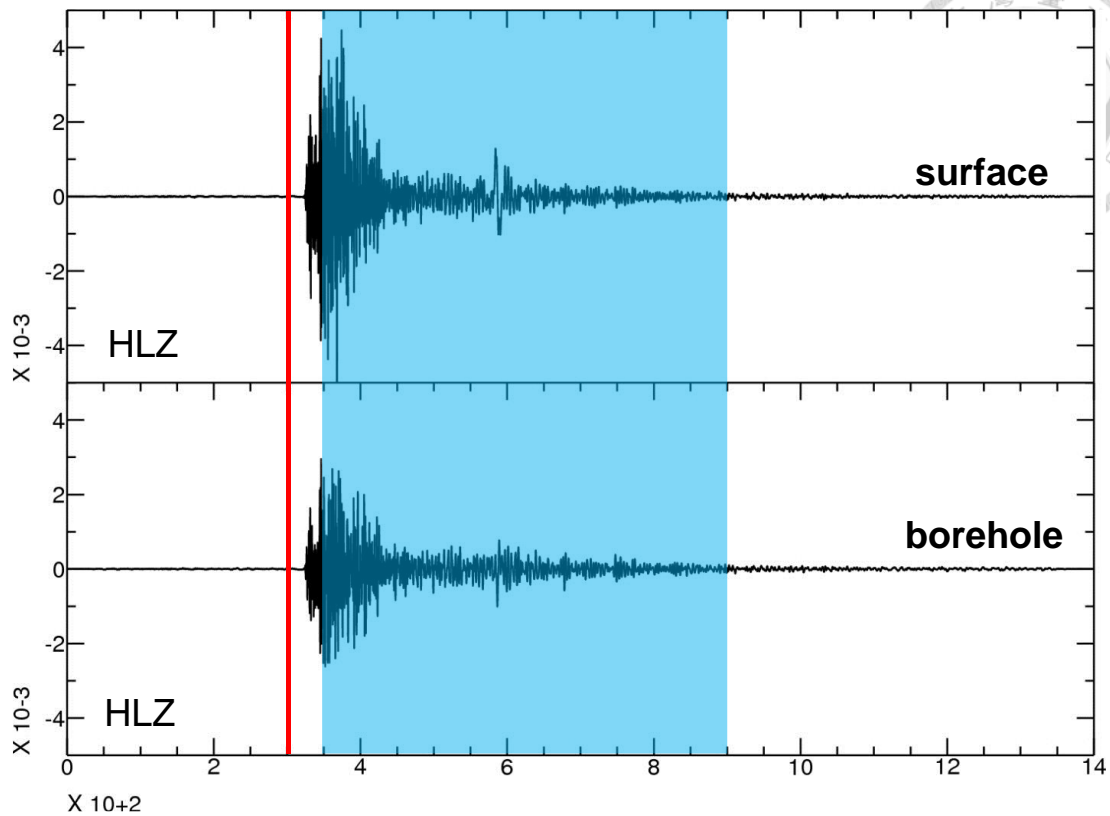


圖 4-7、選取垂直分量尾波長度的實際範例。地震資訊同圖 4-5 圖說。

4.3.2、 井下資料方位角修正

建立井下-地表 EGF 之前，必須先校正井下地震儀水平分量資料的方位角。我們從先前未濾波的速度場水平分量地震資料，將地表資料與井下資料之尾波訊號提取出來。之後針對井下未修正方位 N-S 分量和 E-W 分量的尾波訊號，以 5° 度的間隔順時針投影至 0° 度到 355° 度共 72 個方位分量 (0° 定義為正對未修正前井下的 N-S 分量)。

將井下 72 個方位分量的尾波訊號分別對地表(1)N-S 分量和(2)E-W 分量的尾波訊號作交互相關運算。流程如下：由於尾波振幅隨時間以對數形式衰減，為了避免尾波前段直達波主導整體結果，我們把井下及地表水平尾波訊號分割成數個 100 秒



的時間窗，相鄰時間窗彼此重疊 90%，並在頻率域進行交互相關運算。確保疊加後各個時間窗所得 CCF 有相同的功率頻譜密度(power spectrum density)，在頻率域計算 CCF 時同時進行頻譜白化(spectrum whitening)處理：

$$C_{rr'}^{(v)}(\omega) = \frac{v_r(\omega)v_{r'}^*(\omega)}{|v_r(\omega)||v_{r'}(\omega)|} \dots\dots\dots(12)$$

$C_{rr'}^{(v)}(\omega)$ ：頻率域之交互相關函數，又稱相干性(coherency)

$v(\omega)$ ：速度場紀錄頻譜

*：共軛複數 (complex conjugate)

最後疊加所有時間窗所得的 CCF 後，以疊加個數平均疊加後 CCF 的振幅。

將所有的 CCF 進行帶通濾波 0.1-0.5 Hz，由於選取頻段的 S 波波長範圍大於井下-地表測站間距(< 400 m)，當井下水平尾波訊號旋轉到正確的方位時，會與地表水平尾波訊號同步並且在 CCF 原點處有最大的峰值(圖 4-8)。透過頻譜白化處理，使得不同規模大小地震所得 CCF 振幅有相同的基準。我們採用所有 2011-2014 年的地震尾波訊號，比較井下 72 個方位分量對地表(1) N-S 與(2) E-W 分量尾波訊號的 CCF 原點處振幅，能得到旋轉角度對原點振幅的曲線(圖 4-9、圖 4-10)，並使用三次仿樣內插法(cubic spline interpolation)對曲線內插，尋找最大值以確定旋轉角度正對地表測站 N-S 與 E-W 方向。由於 0° 定義為正對未修正前井下測站 N-S 分量，因此正對地表測站 N-S 方向的旋轉角度即為方位角修正值；而正對地表測站 E-W 方向的旋轉角度與方位角修正值相差+90° 度。

圖 4-9 及圖 4-10 為使用所有 2011-2014 年 HGSD 測站接收到地震，所得正對地表測站 N-S 與 E-W 方向的井下方位旋轉角度。由於井下儀器不定期維修，圖 4-11 顯示 HGSD 測站在地震選取時間內不只存在一種旋轉角度，而在 2012 年 300 日

前後有明顯改變。我們以人工方式依照時間分類不同的旋轉角度，並將正對地表測站 E-W 方向的旋轉角度資料扣除 90°度，同時納入正對地表測站 N-S 方向的旋轉角度資料，以中位數(median)作為井下測站整體的方位角修正值。最後依據所得時間段的方位角修正值校正所有井下資料(圖 4-12)，圖 4-13 為使用 HGSD 測站接收到 2013/6/2 13:43:3.2 南投地震紀錄，方位角修正前後波形比較。所有測站的方位角修正值請詳見附錄 A。

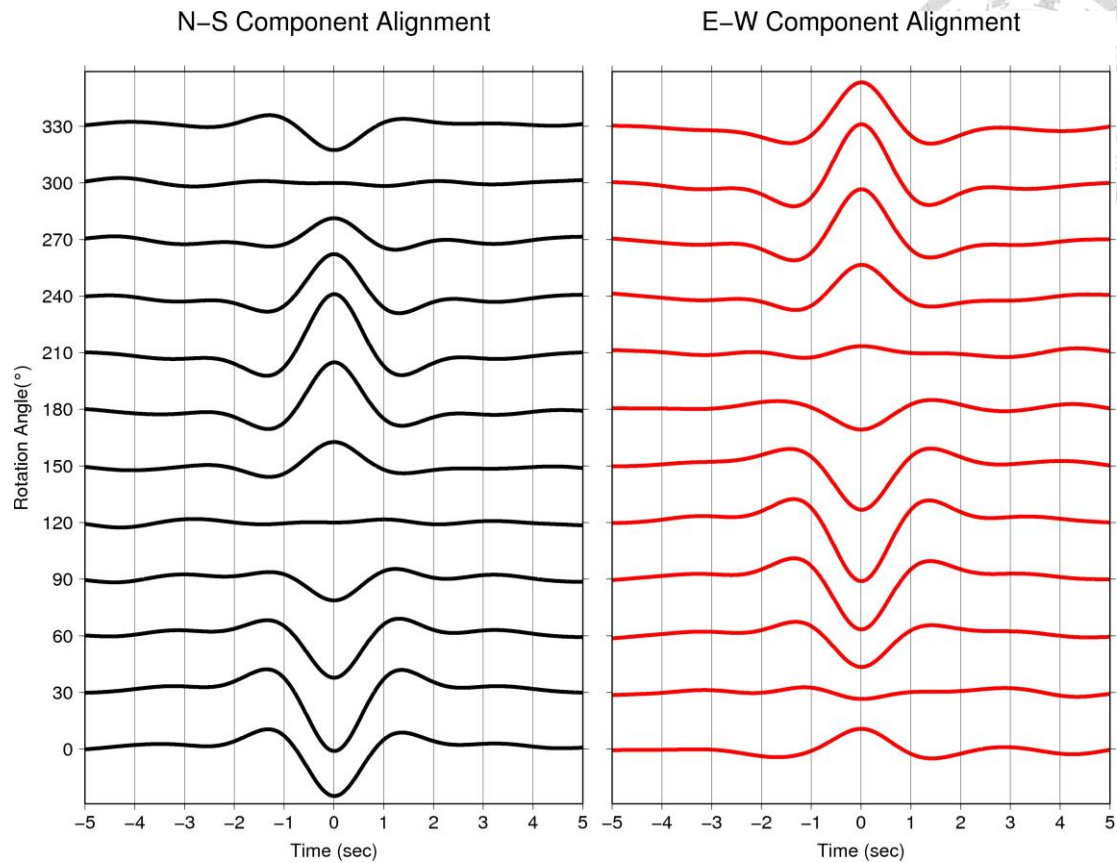


圖 4-8、HGSD 測站井下各個方位分量對地表測站(1) N-S 與(2)E-W 分量尾波訊號的 CCF。左圖結果顯示，當井下水平尾波訊號順時針旋轉至 210° 度左右時，與地表 N-S 分量尾波訊號的 CCF 在零點處有最大值；右圖顯示井下水平尾波訊號順時針旋轉 300° 度左右時，與地表 E-W 分量尾波訊號的 CCF 在原點處有最大值。

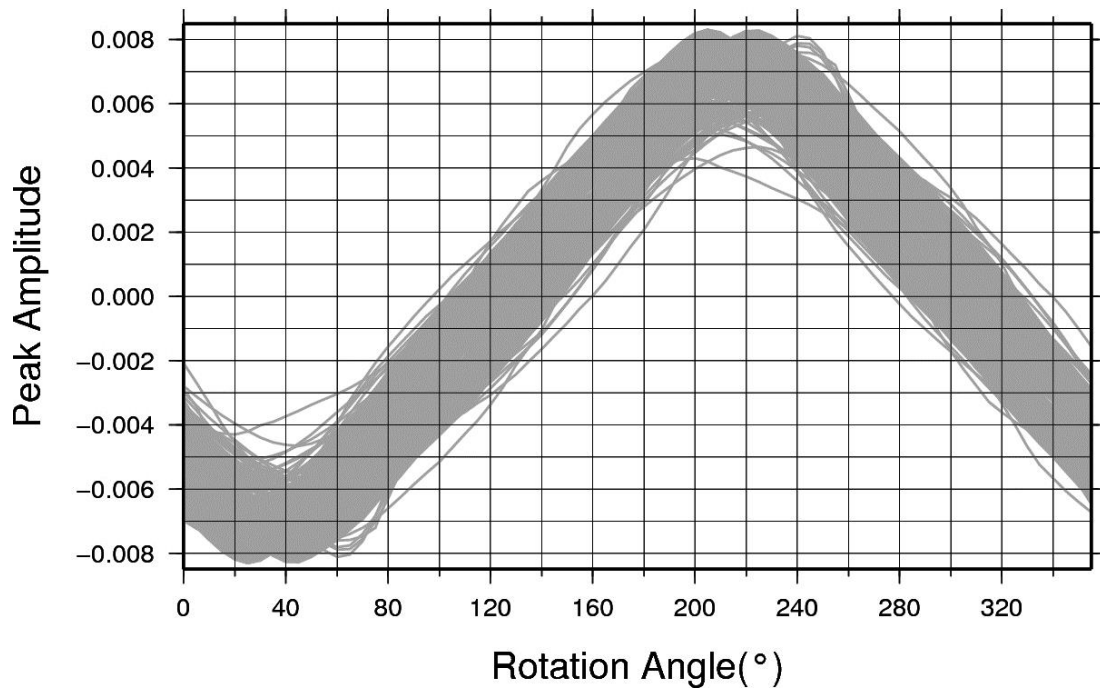


圖 4-9、正對 HGSD 地表測站 N-S 方向之旋轉角度對 CCF 原點振幅的曲線。灰線為個別地震所得結果。

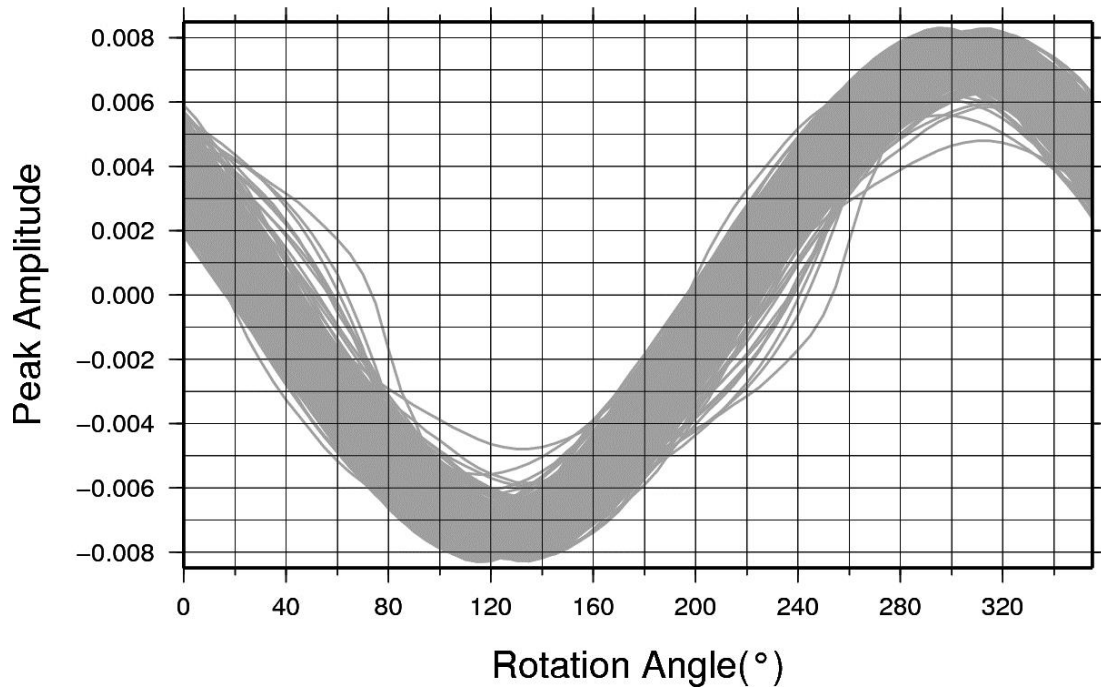


圖 4-10、正對 HGSD 地表測站 E-W 方向之旋轉角度對 CCF 原點振幅的曲線。灰線為個別地震所得結果。

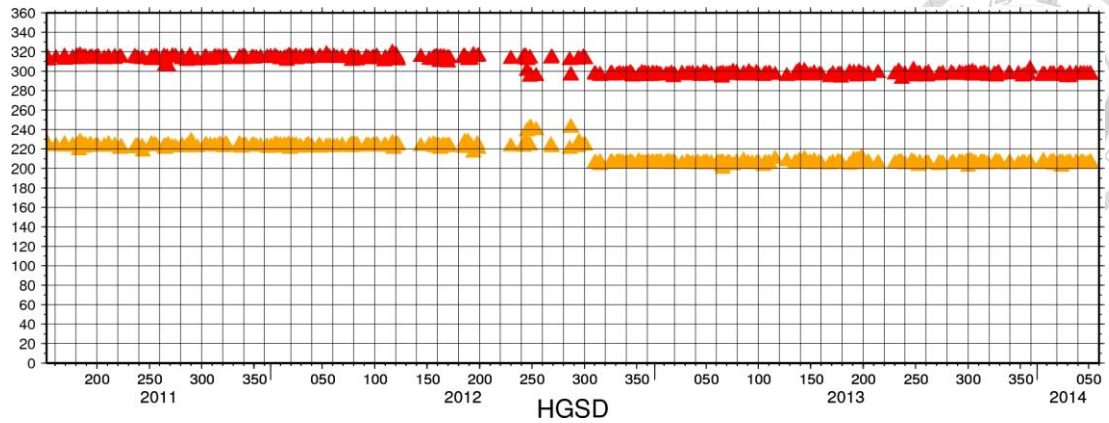


圖 4-11、HGSD 測站井下方位旋轉角度。2011-2014 年選取規模大於 4.0 地震而得正對地表測站 N-S(黃色三角形)與 E-W 方向(紅色三角形)的井下方位旋轉角度，於 2012 年 300 日前後有明顯改變。

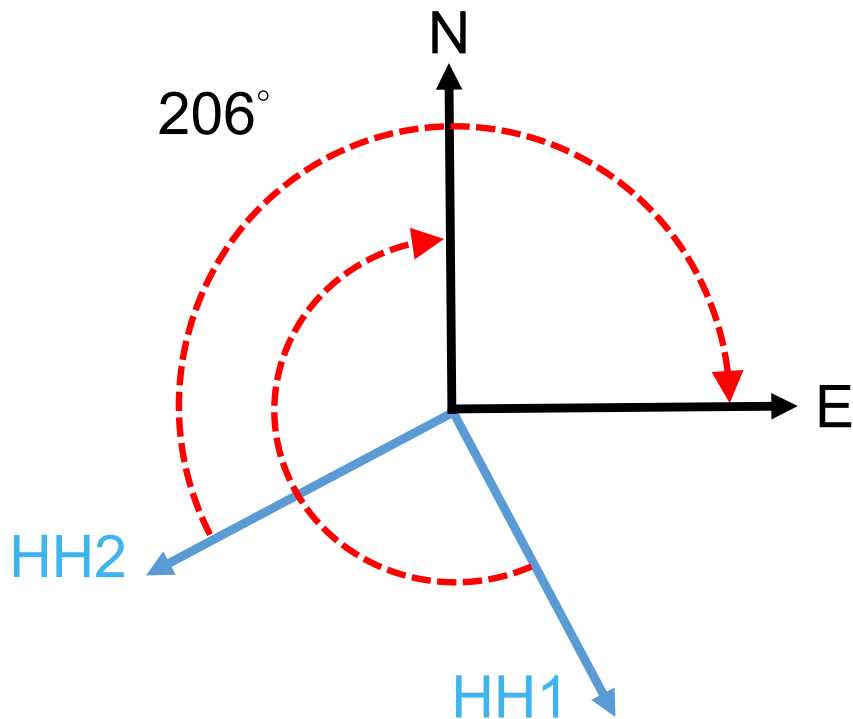


圖 4-12、HGSD 測站井下資料方位校正圖。淡藍色為修正前井下測站 N-S 和 E-W 分量，順時針旋轉 206° 度後即可正對正北及正東方向。

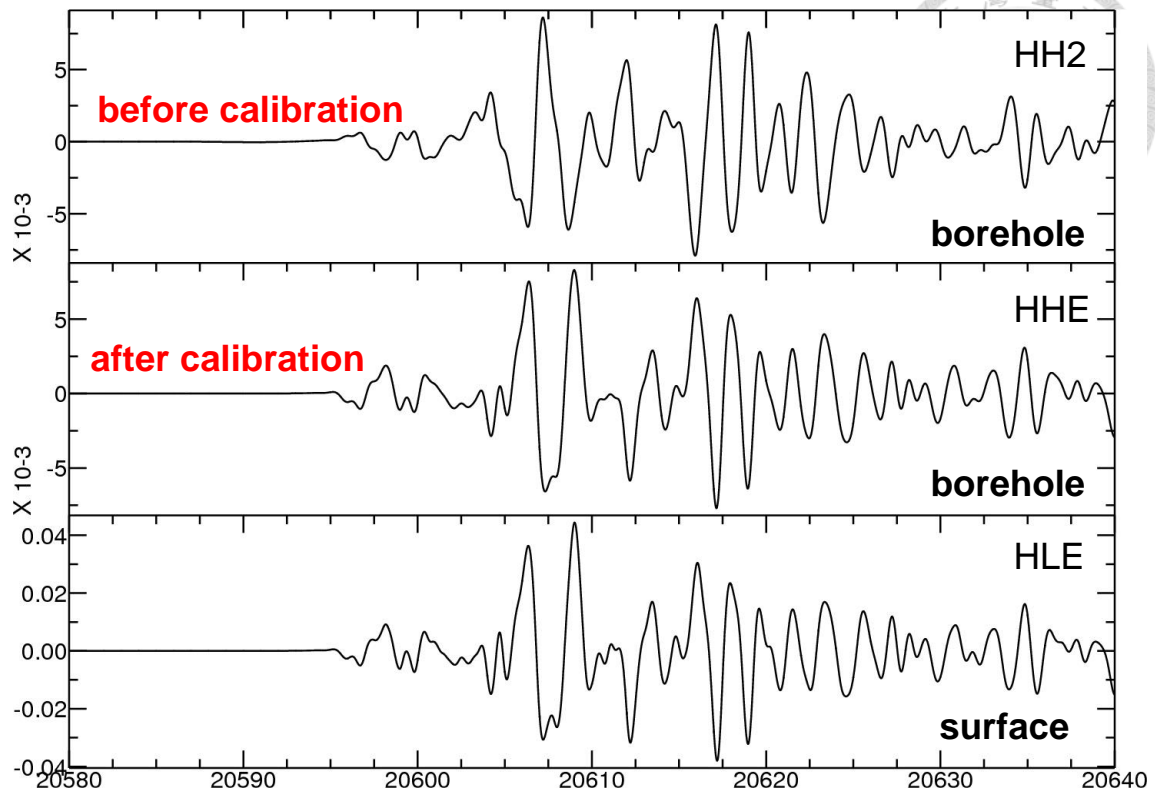


圖 4-13、HGSD 測站方位角修正前後波形比較。範例為 2013/6/2 13:43:3.2 南投地震紀錄，濾波 0.1-1 Hz。修正後井下測站波形相似於地表測站波形。

4.3.3、地震尾波交互相關法

校正井下地震儀水平分量資料的方位角之後，我們使用 4.4.1 小節所提及未濾波的速度場地震尾波訊號以建立(1)垂直及(2)水平分量井下-地表 EGF。

將地表及井下垂直分量的地震尾波訊號，同樣分割為數個 100 秒的時間窗，相鄰時間窗彼此重疊 90%，並在頻率域進行交互相關運算並同時頻譜白化。疊加所有時間窗所得的 CCF 後，將 CCF 振幅以疊加個數平均。為了增加井下-地表 EGF 的訊噪比，再次疊加個別地震所得的 CCF 並將振幅以地震個數平均。最後對疊加後 CCF 進行高通濾波 2 Hz，而得垂直分量井下-地表 EGF。圖 4-14 為 CHY 測站



疊加 217 筆地震結果，所得的垂直分量井下-地表 EGF。

藉由地表及井下 N-S 和 E-W 分量的地震尾波訊號，交叉進行交互相關運算而得四種 CCF： C_{NN} 、 C_{NE} 、 C_{EE} 、和 C_{EN} 。下標的第一個字母表示為井下測站的方位，第二個字母為地表測站的方位，而交互相關運算流程如同前段所述。透過下列 (13)、(14) 式，以每 5° 度的間隔順時針建立 0° 度到 175° 度共 36 個方位的 CCF：

$$C_{\theta\theta} = C_{NN} \cos \theta \cos \theta + C_{EN} \sin \theta \cos \theta + C_{NE} \sin \theta \cos \theta + C_{EE} \sin \theta \sin \theta \dots\dots\dots(13)$$

$$C_{\left(\theta+\frac{\pi}{2}\right)\left(\theta+\frac{\pi}{2}\right)} = C_{NN} \sin \theta \sin \theta - C_{EN} \sin \theta \cos \theta - C_{NE} \sin \theta \cos \theta + C_{EE} \cos \theta \cos \theta \dots\dots\dots(14)$$

θ ：方位角。0° 度定義為正北。

最後對水平 36 個方位分量的 CCF 進行帶通濾波 2-8 Hz，而得一組水平分量井下-地表 EGF。圖 4-15 為 CHY 測站疊加 217 筆地震結果，所得的水平分量井下-地表 EGF，並以方位角排列。

由於選取頻段垂直分量(> 2 Hz)及水平分量(2-8 Hz)的體波波長範圍小於井下-地表測站間距，因此 EGF 中的波峰走時能充分顯示地表-井下測站路徑間的體波震波訊息。由 4.3 節(8)式而知負時間軸(acausal part, $\tau < 0$)的 EGF 代表於井下測站施予脈衝源，地表測站的脈衝響應函數；而正時間軸(causal part, $\tau > 0$) 的 EGF 相當於地表測站施予脈衝源，井下測站的脈衝響應函數(圖 4-2)。因為垂直分量的振動方向平行於波傳方向，所得 EGF 主要能量以 P 波為主；而水平分量的振動方向則是垂直於波傳方向，所得 EGF 主要能量以 S 波為主。由圖 4-14 發現波鋒走時隨著方位角變化，顯示近地表 S 波速度確實具有偏極化的現象(圖 4-16)，存在顯著的非均向性。

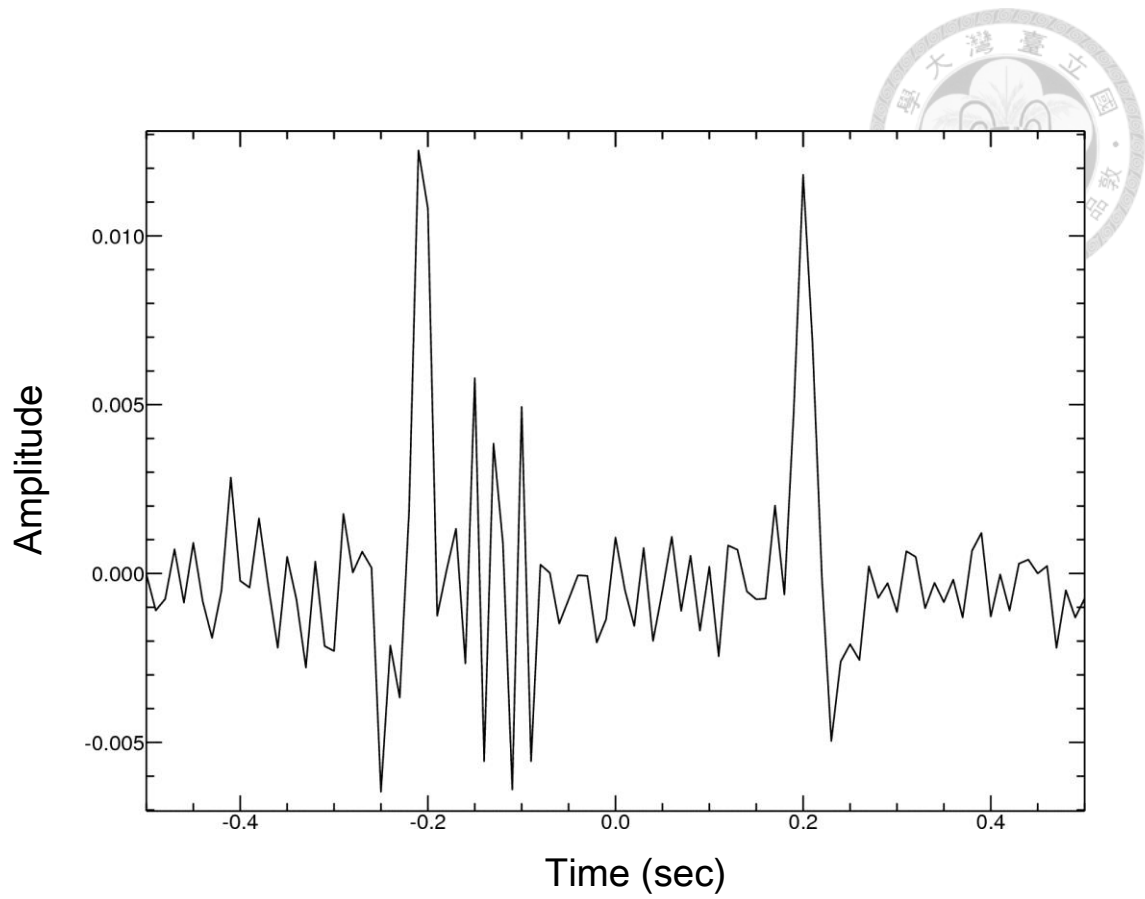


圖 4-14、使用 CHY 測站垂直分量資料以交互相關法建立的井下-地表測站經驗格林函數波形。EGF 中波峰走時約為 0.2 秒左右。

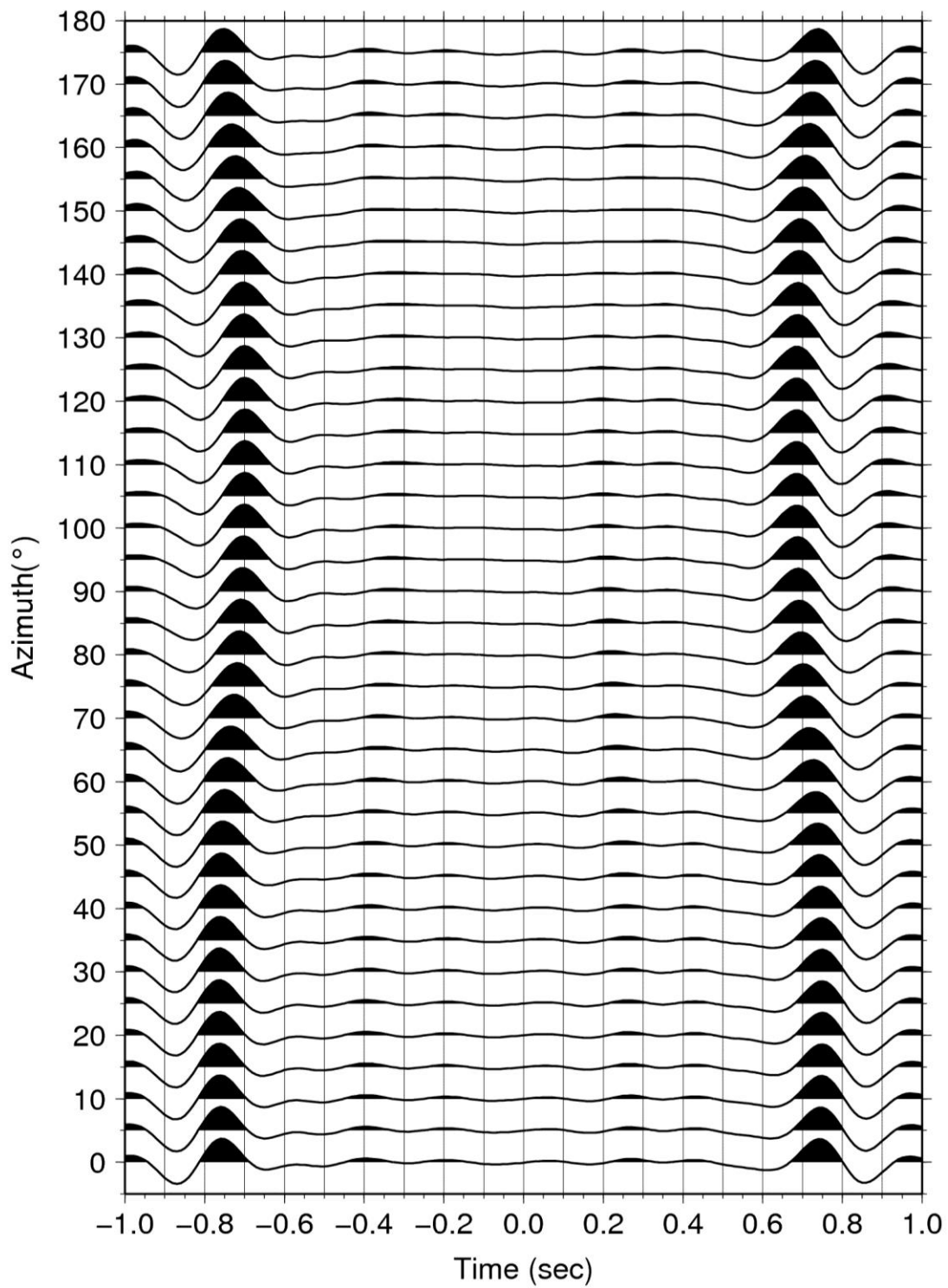


圖 4-15、使用 CHY 測站水平分量資料以交互相關法建立的井下-地表測站經驗格林函數並依據方位角排列。EGF 中波峰走時範圍為 0.7-0.75 秒，在方位角 115° 度時最早到達，25° 度時最晚到達。

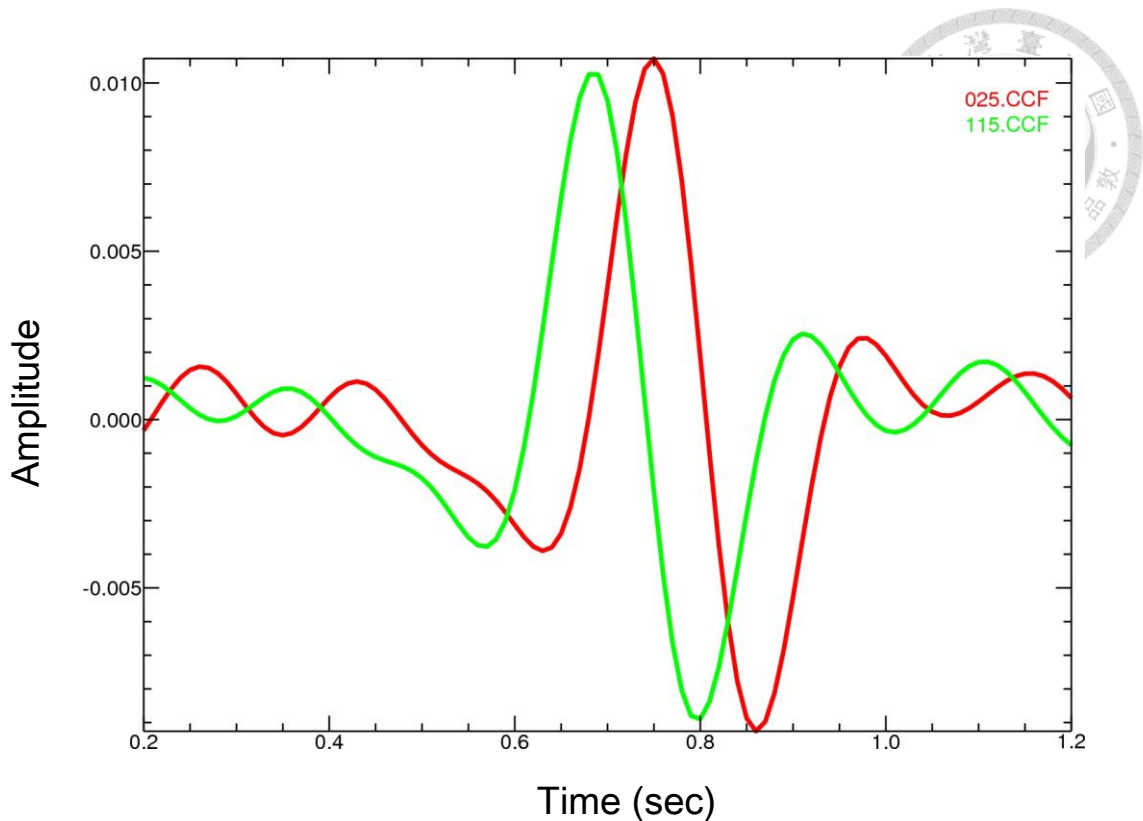


圖 4-16、CHY 測站 115° 度及 25° 度水平經驗格林函數比較。紅色波形為 25° 度的 EGF，而綠色波形則為 115° 度的 EGF。

4.3.4、地震解迴旋法

除了地震尾波訊號，使用地震直達波同樣可以利用解迴旋(de-convolution)建立 EGF。當一地震垂直入射井下-地表測站時，在井下測站會接收到到時最早的上行波(up-going wave)以及經過地表反射的下行波(down-going wave)；而在地表測站則同時紀錄到上行與下行波，其到時介於井下測站接收到的上行波及下行波到時之間(圖 4-17)。我們依據 Mehta 等人在 2007 年所提出的解迴旋技術分別建立垂直及水平分量井下-地表的 EGF。

為了確保地震波垂直入射井下-地表測站，本研究採用 2011-2013 年間測站方圓 10 公里內，深度深於 10 公里的地震。對地震紀錄進行帶通濾波 2-8 Hz，並以



人工方式挑選地表測站接收到的 P 波和 S 波到時。同時以地表 P 波到時前後 1 秒，選取井下和地表測站垂直紀錄(圖 4-18)；以 S 波到時前後 3 秒，選取井下和地表測站水平紀錄(圖 4-19)。圖 4-18 及圖 4-19 為所選取 CHY 井下和地表測站垂直及水平紀錄，不論 P 波或 S 波，皆可由地表紀錄看出明顯的單一波形，以及井下紀錄的上行波及下行波。

將所選取井下及地表水平紀錄以 5° 度的間隔，順時針投影至 0° 度到 175° 度共 36 個方位分量。並使用垂直及水平的 36 個方位分量的紀錄，把井下紀錄對地表紀錄在頻率域裡解迴旋(Mehta et al., 2007)：

$$D(\omega) = \frac{v_b(\omega)}{v_s(\omega)} = \frac{v_b(\omega)v_s^*(\omega)}{|v_s(\omega)|^2 + \varepsilon} \dots\dots\dots(15)$$

$D(\omega)$ ：解迴旋函數(de-convolution function)

$v_s(\omega)$ 和 $v_b(\omega)$ ：地表及井下測站速度場紀錄

*：共軛複數 (complex conjugate)

ε ：阻尼係數。避免分母有極小值，本研究採用 0.05。

為了增加訊噪比，將個別地震所得的解迴旋函數疊加並將函數振幅以地震個數平均，建立井下-地表 EGF。

垂直 EGF 負時間軸的波鋒代表於上行 P 波於井下-地表測站間的走時；正時間軸的波鋒相當於下行 P 波於測站間的走時；同理可知，水平 EGF 正、負時間軸的波鋒則為上、下行 S 波於測站間的的走時。當井下-地表測站路徑間具有非均向性而產生剪力波分離的現象時，水平 EGF 中波峰走時也具有明顯隨著方位角變化的趨勢。圖 4-20 為 CHY 測站疊加垂直分量 40 筆地震所得結果，EGF 中波峰走時約為 0.2 秒左右；而圖 4-21 為 CHY 測站疊加水平分量 80 筆地震所得結果，以方

位角排列，EGF 中波峰走時範圍為 0.7-0.75 秒，在方位角 115° 度時波峰最早到達，而在 25° 度時最晚到達。

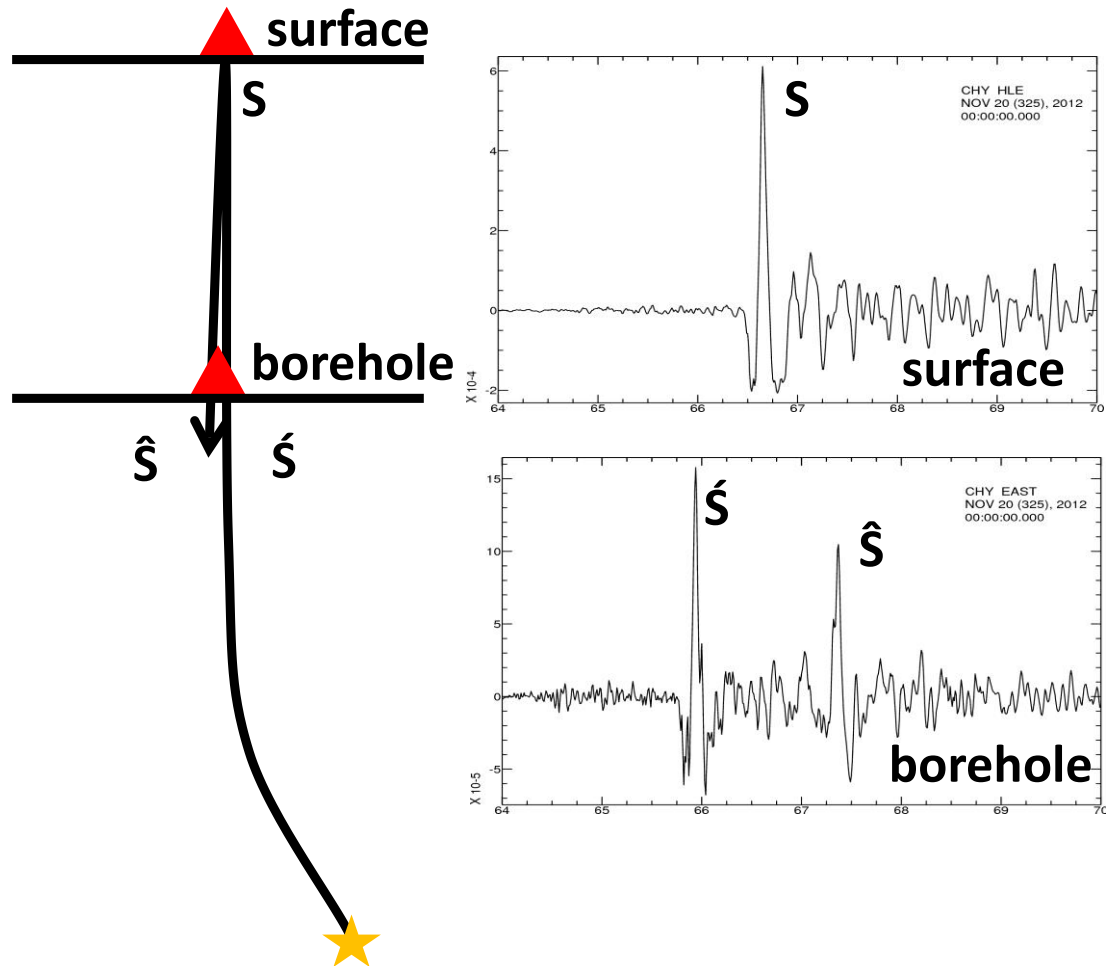


圖 4-17、地震垂直入射井下-地表測站示意圖。井下測站會接收到上行波和下行波，而地表測站則同時紀錄到上行波與下行波，波形相對單純。

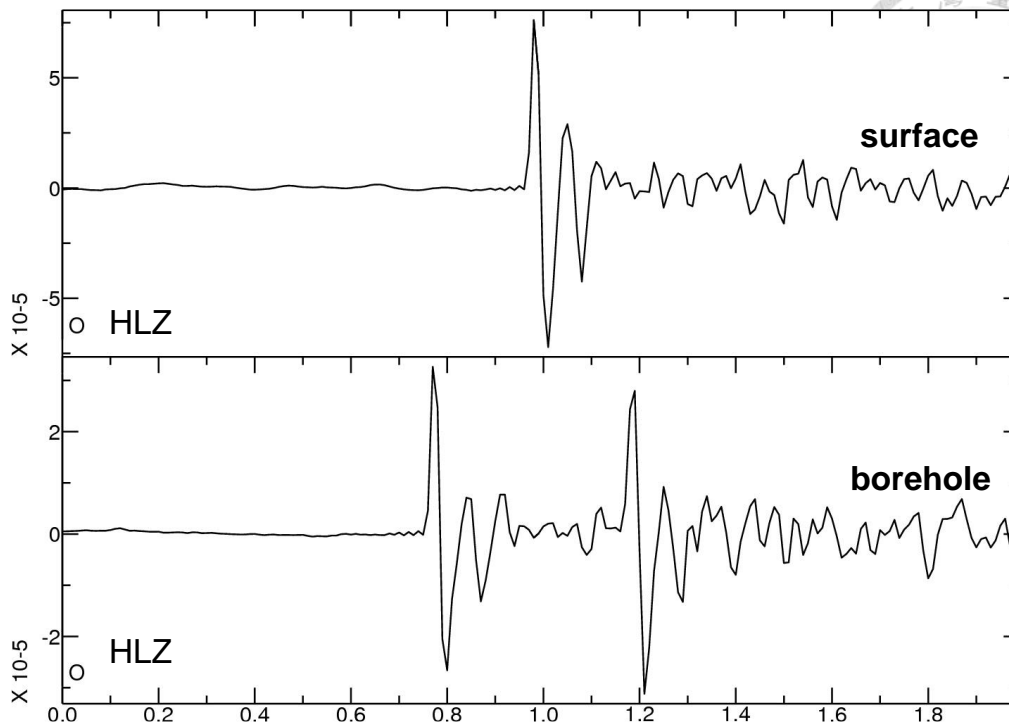


圖 4-18、所選取 CHY 井下和地表測站垂直速度紀錄。地震時間 2012 11/18 21:02:34.04，震央位於臺灣嘉義，深度 10.26 公里，芮氏規模 2.1。

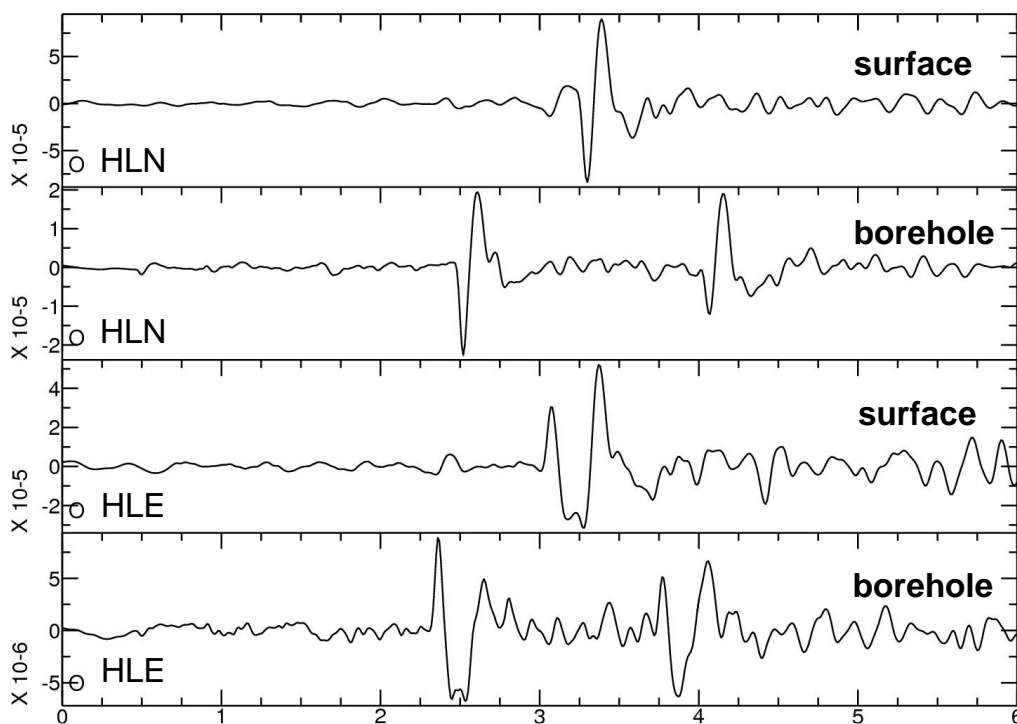


圖 4-19、所選取 CHY 井下和地表測站水平速度紀錄。地震資訊同圖 3-17。

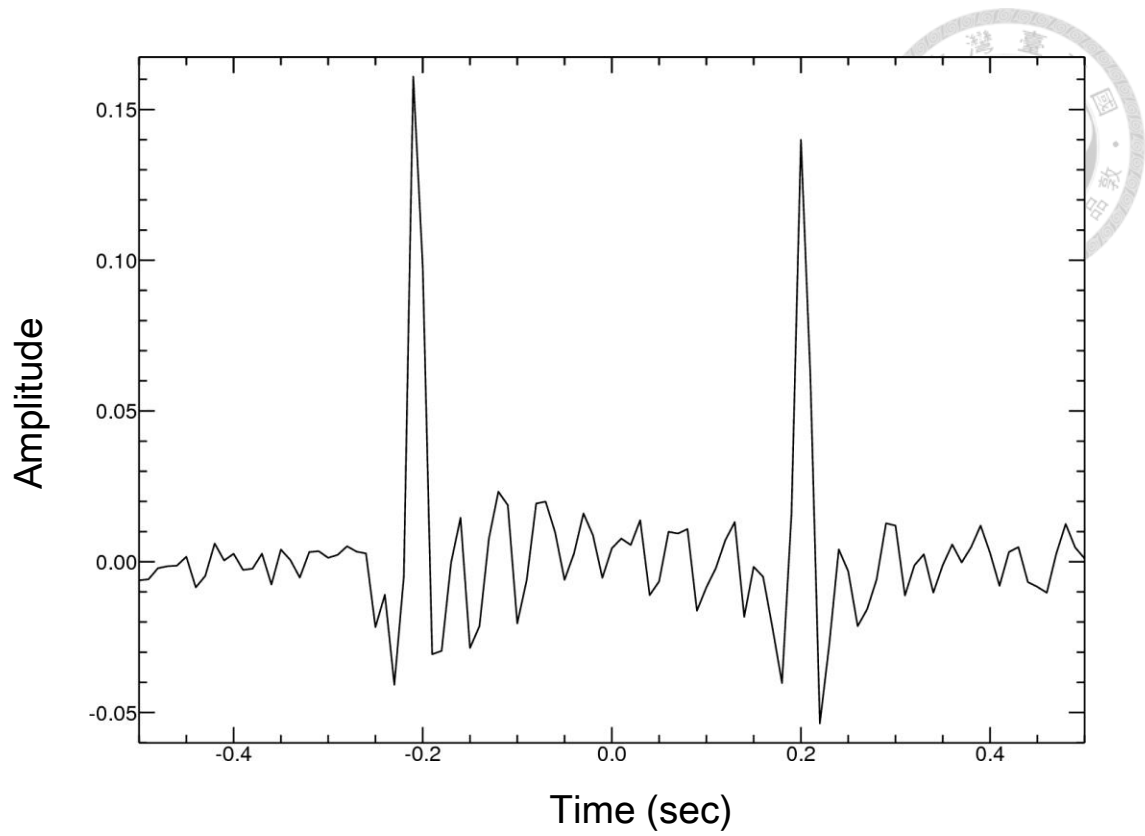


圖 4-20、使用 CHY 測站垂直分量資料以解迴旋法建立的井下-地表測站經驗格林函數波形。EGF 中波峰走時約為 0.2 秒左右。

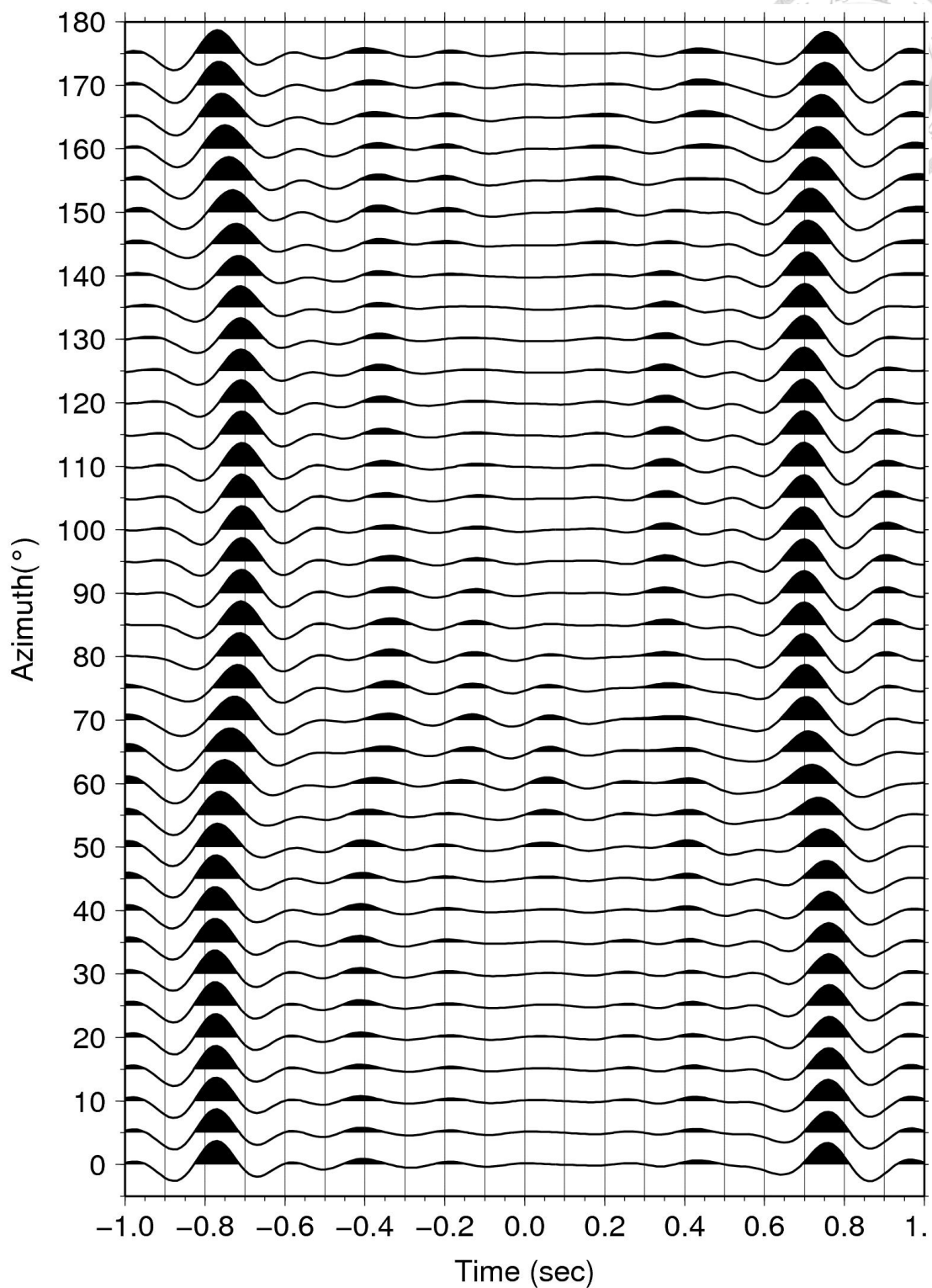


圖 4-21、使用 CHY 測站水平分量資料以解迴旋法建立的井下-地表測站經驗格林函數波形並依據方位角排列。EGF 中波峰走時範圍為 0.72-0.78 秒，在方位角 115° 度時最早到達，25° 度時最晚到達。



4.3.5、震波非均向性量測

藉由已知的井下-地表測站距離(表 3-1、表 3-2)，將垂直及水平各方位 EGF 正負時間軸的波峰走時，分別換算成近地表的 P 波速度及 0° 度到 175° 度共 36 個水平方位的 S 波速度。由於測站間存在著震波非均向性介質，使得 S 波速度隨著極化方向的方位角變化。為了量化震波非均向性的現象，我們假設波傳介質內有一組正交(orthogonal)的快軸及慢軸構造，將 S 波速度的方位非均向性(azimuthal anisotropy)，以常數表示為均向性(isotropic)波速及餘弦函數描述隨水平方位角變化的非均向性(anisotropic)波速(Alford, 1986; Thomsen, 1988)：

$$V_s(\theta) = V_{iso} + V_{ani} \cos 2(\theta - \varphi) \dots\dots\dots(16)$$

V_{iso} ：均向性波速

V_{ani} ：非均向性波速

θ ：方位角。0° 度定義為正北。

φ ：快軸方向

以正弦及餘弦函數所組成的多項式表示(16)式：

$$V_s(\theta) = V_{iso} + v_1 \cos 2\theta + v_2 \sin 2\theta \dots\dots\dots(17)$$

$$V_{ani} = \sqrt{v_1^2 + v_2^2} \dots\dots\dots(18)$$

$$\varphi = \frac{1}{2} \tan^{-1} \left(\frac{v_2}{v_1} \right) \dots\dots\dots(19)$$

將量測 EGF 所得的 36 個水平方位 S 波波速，以最小平方方法(least square)求解(17)式中 V_{iso} 、 v_1 及 v_2 參數建立最佳擬合曲線，同時計算快軸方向之最大波速及慢軸方向之最小波速(圖 4-22 紅色三角形)，並且以下列式子定義震波非均向性強



度(strength of anisotropy)以及近地表剪力波分離時間(delay time, T_s):

$$(V_f - V_s)/V_f \dots\dots\dots (20)$$

$$T_s = (D/V_s) - (D/V_f) \dots\dots\dots (21)$$

V_f 及 V_s : 快軸波速以及慢軸波速


T_s : 剪力波分離時間

D : 地層厚度

圖 4-22(a)(b)為量測 CHY 測站震波非均向性的實際範例。(a)圖及(b)圖分別為地震尾波交互相關法及地震直達波解迴旋法所得的結果，藉由量測井下-地表 EGF 36 個水平方位 S 波波速(圖 4-22 灰色圓圈)，建立最佳擬合曲線(圖 4-22 黑色虛線)而得到震波非均向性訊息。表 4-1 比較前述兩種建立 EGF 方法在正負時間軸的量測結果，顯示 V_p 、 V_s 、震波非均向性強度和快軸方向均有相近的數值。暗示著地震在最大振幅過後，垂直分量尾波訊號大部分以 P 波的形式存在，而水平分量尾波訊號以 S 波的形式存在。不過由於解迴旋法受限於地震位置以及震波入射角，所以我們採用地震尾波交互相關法建立 EGF。

表 4-1、CHY 測站交互相關法和解迴旋法量測結果比較。

		V_p (m/sec)	均向性 V_s (m/sec)	非均向性強 度 (%)	快軸方向 (°)
地震尾波 交互相關法	正時間軸	1979	556	9.4	113
	負時間軸	1927	544	9.2	113
地震 解迴旋法	正時間軸	2076	555	9.5	107
	負時間軸	1823	530	9.8	110



由於井下-地表測站為垂直分布，地表以上的介質沒有尾波傳遞而未達到均勻
散射波場的條件，所計算的 EGF 在時間的正負兩側並不全然對稱。負時間的 EGF
波場能量來源為地表以下的尾波散射波場；因為地表為強反射面，推論正時間的
EGF 波場能量可能由地表反射的尾波所提供，作用機制尚未明瞭。因此我們以地
震尾波交互相關法建立 EGF 並選擇負時間軸量測震波速度及非均向性。所有測站
的震波非均向性量測結果請詳見附錄 B。

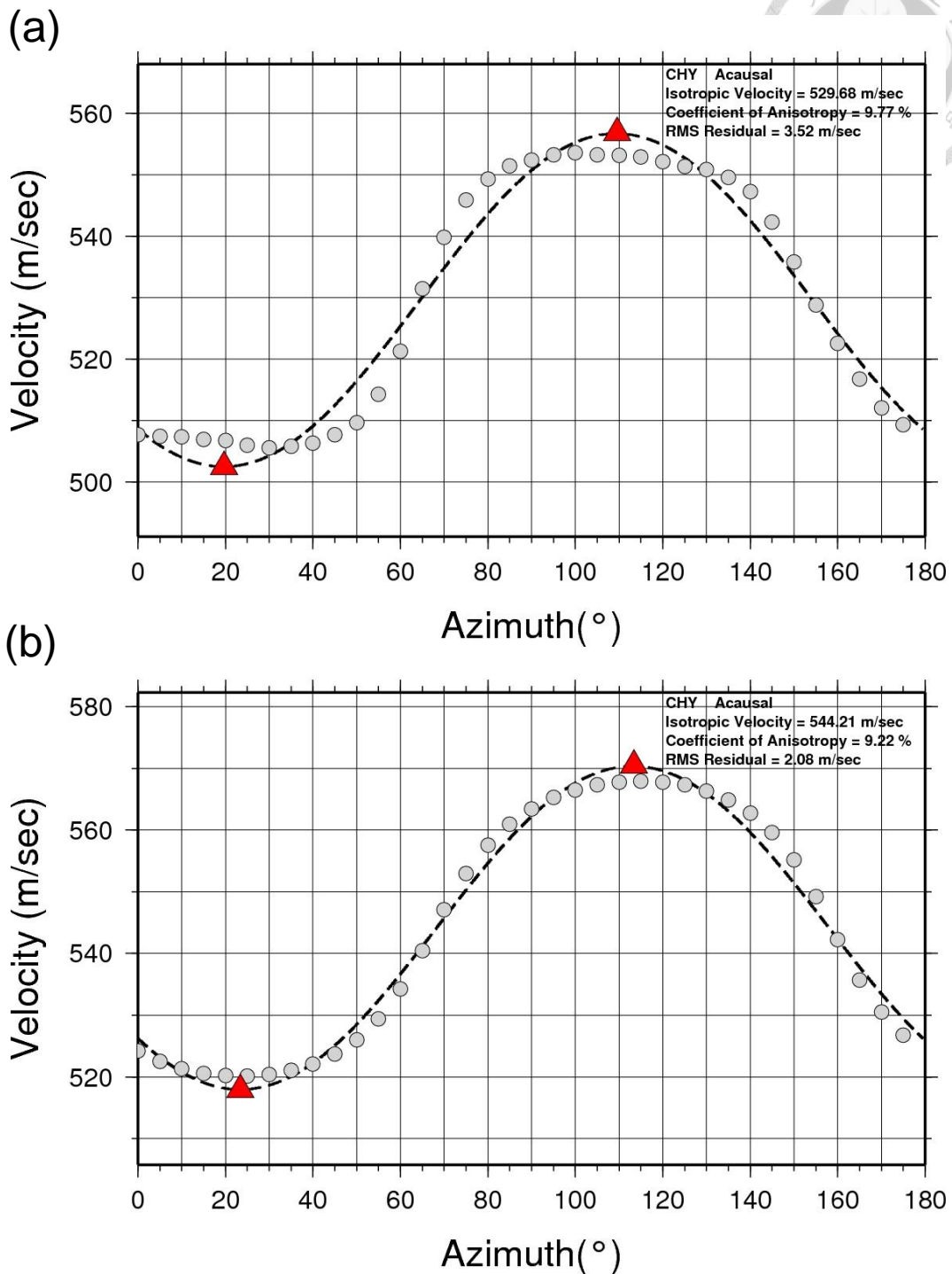
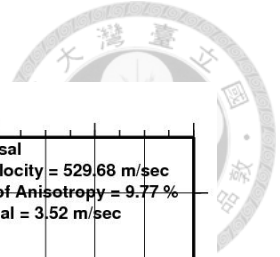


圖 4-22、量測 CHY 測站震波非均向性的實際範例。(a)圖及(b)圖為分別使用地震尾波交互相關法及地震解迴旋法建立的 EGF 量測結果，灰色圓圈為各方位 EGF 量測之 S 波波速，黑色虛線為最佳擬合曲線，紅色三角形為快、慢軸的波速以及方位。

第五章、結果

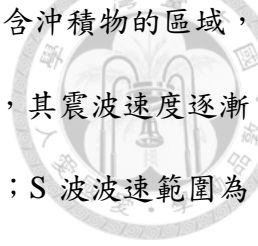


本研究採用 2011 至 2014 年 34 個中央氣象局及台灣地震寬頻網井下-地表地震觀測站所接收規模大於 4.0 共 398 筆地震尾波資料，並以地震尾波交互相關法建立垂直及水平經驗格林函數，共量測近地表 31 筆 V_p 、33 筆均向性 V_s 、31 筆 V_p/V_s 比值，及同時獲得 33 組震波非均向性參數，並且以量測結果預估近地表的剪力波分離時間(表 5-1)。本章結綜合上列震波參數以不同地質分區描述之。

5.1、P 波、S 波波速量測及 V_p/V_s 比值

圖 5-1 為量測垂直經驗格林函數的波峰走時所得的 P 波波速結果；圖 5-2 為使用水平經驗格林函數所得的均向性 S 波波速(見(16)式)；而圖 5-3 則為所得 V_p/V_s 比值。臺灣不同區域近地表的震波速度存在很大的差異，但是主要 P、S 波快慢波速分布形態類似。而近地表的 V_p/V_s 比值普遍偏高，範圍約 1.4-4.5，暗示近地表岩層的孔隙率高因而含水飽和程度高。本研究顯示過去利用地震資料所得的震波速度層析成像 (seismic tomography) 結果(e.g., Kuo-Chen et al., 2012; Wu et al., 2007; Kim et al., 2005)，淺部地殼的速度變化程度可能高度被低估。

測站位於富含現代沖積物的西部平原(RLNB、WDLH、CHY、TAIB(H)、SNJ、SSP)、宜蘭平原(ILA、NTC)、以及北部區域的桃園台地(NCUH)和淡水河流域(NTS)等區域，相較於其他區域有較慢的震波速度以及較高的 V_p/V_s 比值。P 波波速範圍為 1106-2475 m/sec；S 波波速範圍為 288-899 m/sec； V_p/V_s 比值範圍為 3.07-4.25。在 RLNB 測站量測到所有測站中最慢的震波波速，以及在 ILA 測站量測到臺灣島內測站最高的 V_p/V_s 比值。位於西部麓山帶(NHDH、HSNB(H)、NMLH、WDJ、



WHP、WCHH、WJS、WHY、SNS、SLG)的測站相較於位在富含沖積物的區域，所得的震波速度稍快而 V_p/V_s 比值較低。越靠近東側中央山脈，其震波速度逐漸變快而 V_p/V_s 比值逐漸變低。P 波波速範圍為 1744-3223 m/sec；S 波波速範圍為 544-1569 m/sec； V_p/V_s 比值範圍為 2.05-3.54。測站位於中央山脈西翼雪山山脈(NWL、NDT)以及東翼脊梁山脈(NNSH、ETLH、OWD、ECL)，相較其他區域震波速度為快而 V_p/V_s 比值較低。P 波波速範圍為 2833-4835 m/sec；S 波波速範圍為 1212-2597 m/sec； V_p/V_s 比值範圍為 1.67-2.43。而在 NNSH 測站量測到所有測站中最快的震波波速，以及在 OWD 測站量測到測站中最低的 V_p/V_s 比值。東部區域之花東縱谷(HWA、EGFH、TTN)及海岸山脈(HGSD)的測站，震波速度、 V_p/V_s 比值範圍相似於西部平原及西部麓山帶的量測。P 波波速範圍為 1327-2367 m/sec；S 波波速範圍為 608-899 m/sec； V_p/V_s 比值範圍為 2.52-3.56。

蘭嶼(LAY)、小琉球(WLCH)和澎湖(PNG)等離島區域的測站。P 波波速依序為 1757、1226、2546 m/sec；S 波波速為 389、585、948 m/sec； V_p/V_s 比值為 4.51、2.10、2.69。其中 LAY 測站量測到所有測站最高的 V_p/V_s 比值。

綜合以上結果，富含沖積物的區域震波速度慢， V_p/V_s 比值大；而進入西部麓山帶後震波速度向東逐漸增加， V_p/V_s 比值逐漸變小；在中央山脈區域震波速度隨著區域雖然差異性大，普遍上震波速度快， V_p/V_s 比值小。各個離島區域地質環境差異大，但是整體而言震波速度偏慢， V_p/V_s 比值大。

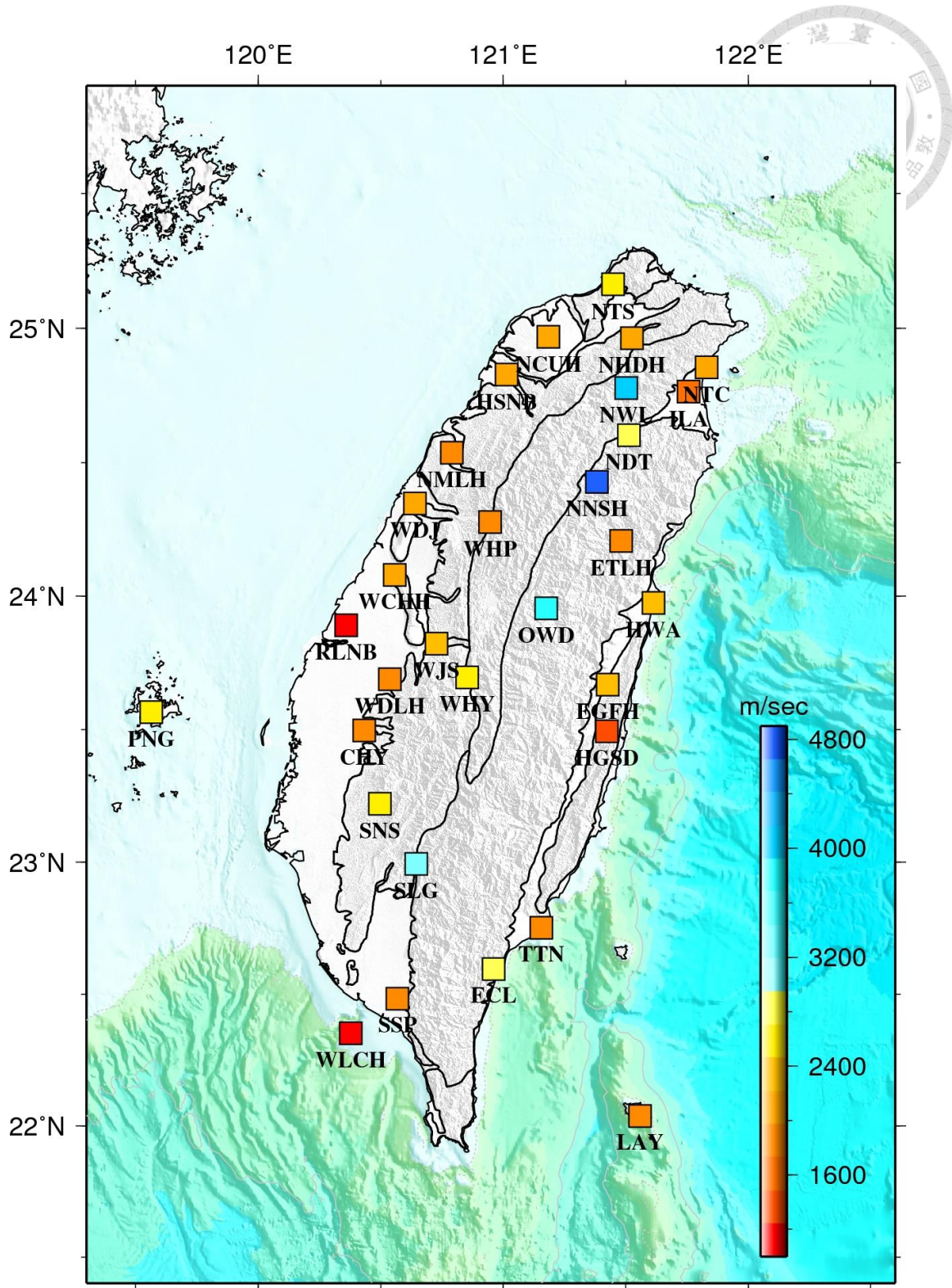


圖 5-1、本研究所得台灣近地表測站的 P 波震波速度分布圖。臺灣海岸線輪廓及主要地質分區由黑線標示。

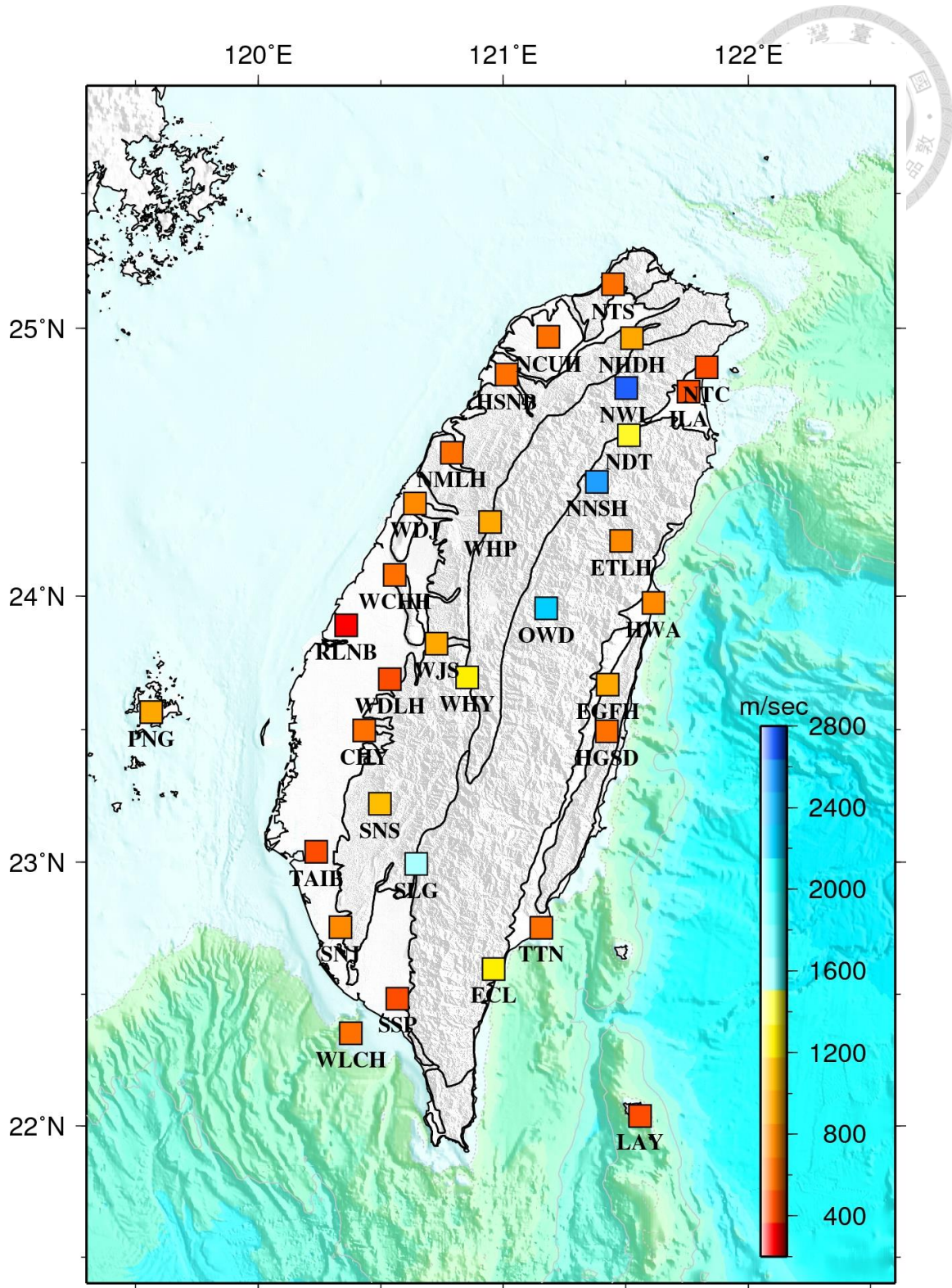


圖 5-2、本研究所得台灣近地表測站的 S 波震波速度分布圖。

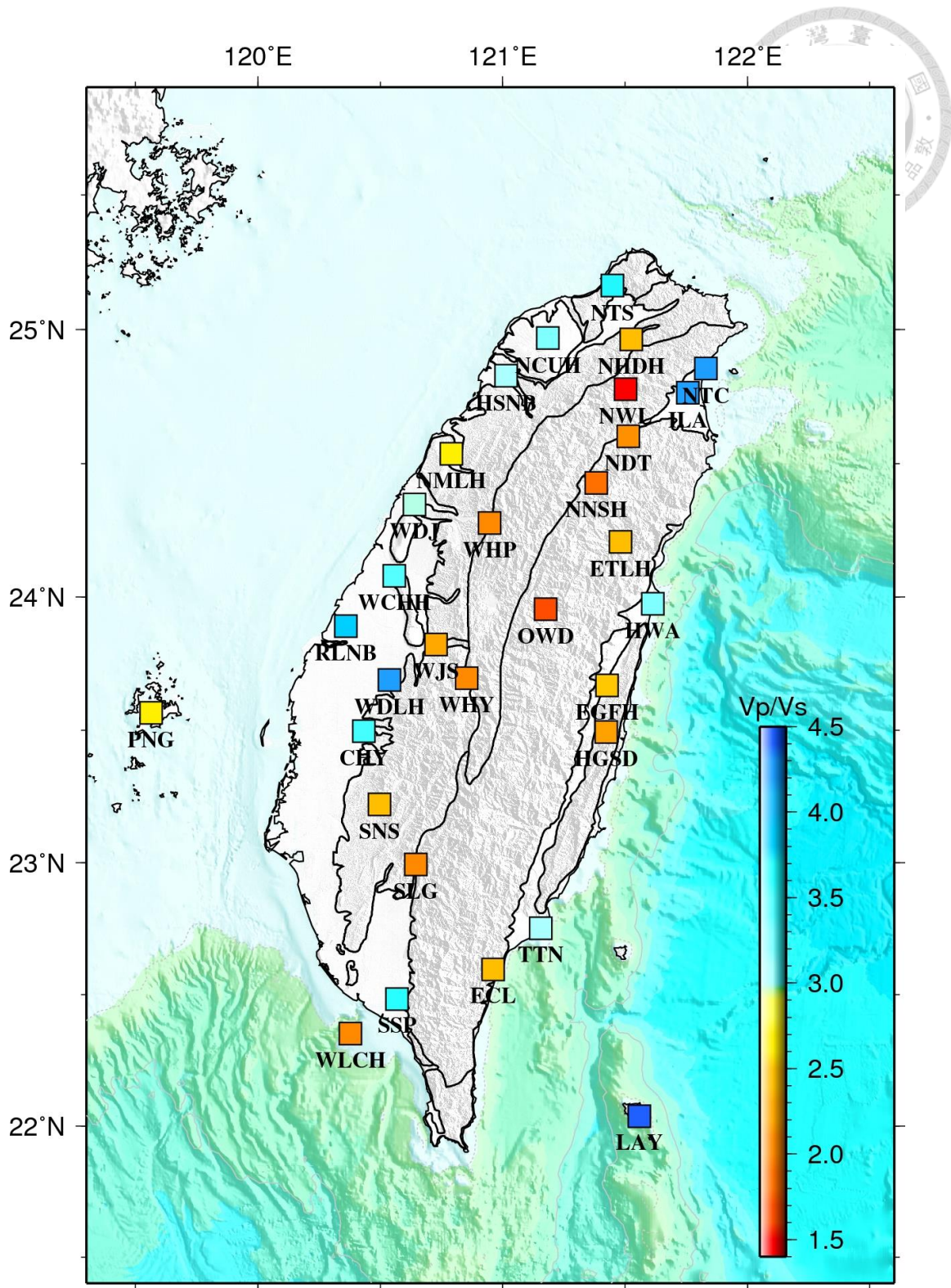


圖 5-3、本研究所得台灣近地表測站的 V_p/V_s 比值分布圖。




5.2、近地表震波非均向性

圖 5-4 為使用水平經驗格林函數量測震波非均向性時，所得震波非均向性的強度及方向(見 4.3.5 小節(16)式)。

臺灣各個區域近地表之震波非均向性強度及方向有很大的差異。測站位於西部平原(RLNB、WDLH、CHY、TAIB(H)、SNJ、SSP)的震波非均向性強度偏小，除了 TAIB(H)、CHY 測站分別觀測到 16.4%、9.2%的數值外，強度範圍在 0.2%-4.6%；快軸方向大致為東南東-西北西向($\sim N25^\circ W$)。位在北段西部麓山帶(HSNB、NMLH、WHP、WDJ、WCHH)及北部區域(NCUH、NTS)的測站，其震波非均向性強度範圍為 2.9%-11.4%；快軸方向範圍從北部區域的南北向(NS)逐漸往南轉變為東南南-西北北($\sim N30^\circ W$)。南段西部麓山帶的測站(WJS、WHY、SNS、SLG)量測到的震波非均向強度範圍在 3.7%-11.7%；快軸方向隨著區域而有所不同：WJS、WHY 測站為南北向(NS)及 SNS 測站為東北-西南向($N45^\circ E$)，此三測站快軸方向同於與山脈走向；SLG 測站為東西向(EW)。中央山脈區域(NHDH、NTC、NWL、NDT、NNSH、ETLH、OWD、ECL)之測站，其震波非均向強度存在很大的差異，強度範圍為 4.3%-34.4%；快軸方向也同向於中央山脈走向，普遍為東北北-西南南方向($\sim N40^\circ E$)。東部區域之花東縱谷(HWA、EGFH、TTN)、海岸山脈(HGSD) 及離島區域蘭嶼(LAY)的測站，其震波非均向性範圍為 5.6%-19.9%；快軸方向範圍由東南-西北向($\sim N30^\circ W$)至南北向(NS)。

宜蘭(ILA)、小琉球(WLCH)和澎湖(PNG)等測站。其震波非均向性強度依序為 2.2%、11.4%、3.9%；而快軸方向分別為東南南-西北北($\sim N30^\circ W$)、東北-西南向($\sim N30^\circ E$)、東西向(EW)。



整體來說，臺灣近地表震波非均向性快軸方向可以分為兩種形態：平行於水平壓縮軸應變方向及平行於山脈走向。臺灣西側的快軸方向，由西部平原、西部麓山帶的東南東-西北西方向($\sim N25^\circ W$)逐漸往北轉向至北部區域的南北方向(NS)，變化趨勢大致平行於水平壓縮軸應變方向。而震波非均向性強度普遍為 10% 左右；進入山脈區域後，快軸方向逐漸與山脈走向同向。各測站之震波非均向性強度差異性很大，範圍可由 4.3% 至 34.4%，存在著由西部麓山帶向東側中央山脈逐漸增強的變化趨勢。東部區域的快軸方向大致為東南-西北向($\sim N30^\circ W$)至南北向(NS)。而北段震波非均向性強度較大，為 18% 左右，而南段 TTN、LAY 測站非均向性強度較小，分別為 11.5% 與 5.6%。離島區域快軸方向無一致的結果，震波非均向性強度整體低於 11.0%。

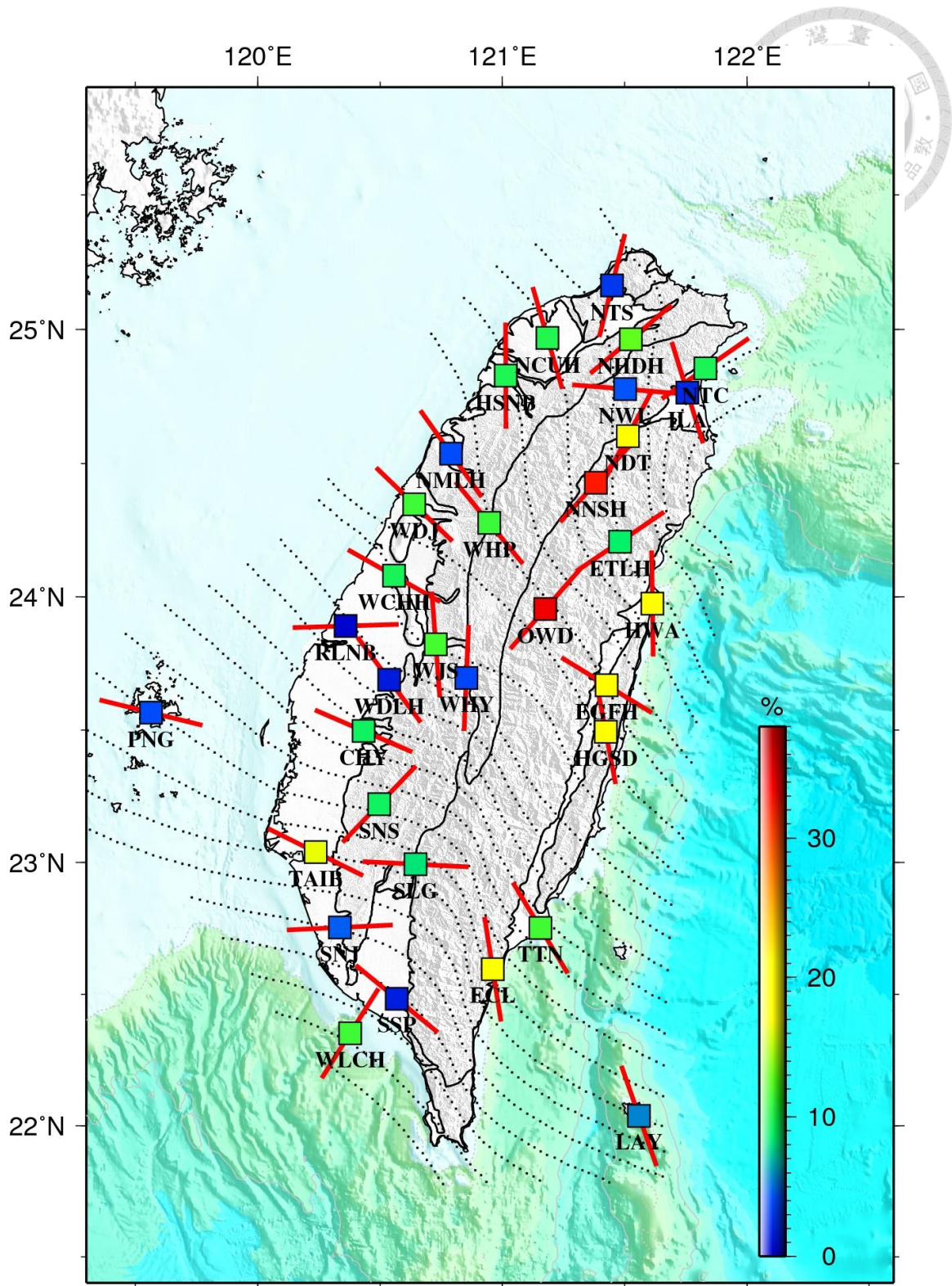


圖 5-4、本研究所得台灣近地表測站的震波非均向性之方向與強度分布圖。紅色線段的方向為快軸方向，顏色為震波非均向性強度大小。虛線為水平壓縮應變場方向軌跡線(Chang et al., 2003)。

5.3、 剪力波分離時間預估

由於各個井下測站的深度範圍不一，我們假設近地表 500 公尺內有相同的震波非均向性特性，將所得的快軸和慢軸速度換算成剪力波分離時間(見 4.3.5 小節 (21)式)。觀測地震的剪力波分離作用時，此結果可做為相關研究評估近地表影響的依據。

圖 5-5 為本研究近地表 500 公尺內之剪力波分離時間預估。整體而言，震波非均向性程度和剪力波分離時間沒有直接的關係。此外，近地表造成的剪力波分離時間普遍不大於 0.1 秒，在花東縱谷區域北段(HWA、EGFH、HGSD)有較大的分離時間；臺灣西南部的 CHY 和 TAIB(H)測站預估的分離時間分別可達 0.09 秒 0.20 秒，若此震波非均向性構造延伸至地表下數公里，將可累積相當可觀的分離時間，因此此區域地殼內的剪力波分離作用有可能主要由近地表地殼所貢獻。

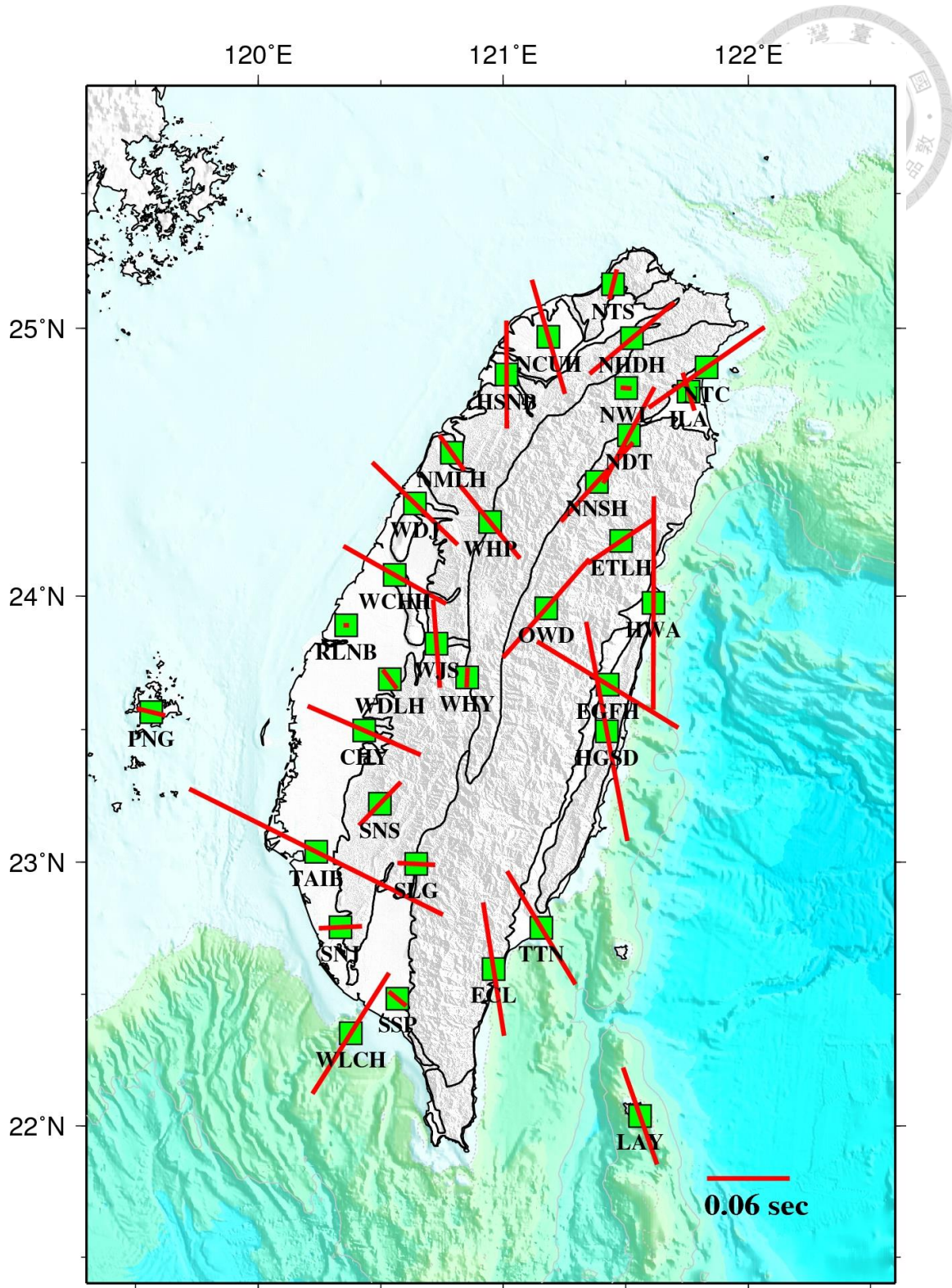


圖 5-5、近地表 500 公尺內之剪力波分離時間預估。紅線方向為快軸方向，其長短為剪力波分離時間大小。

表 5-1、本研究所得震波速度及震波非均向性參數。

	Vp (m/sec)	均向性 Vs (m/sec)	Vp/Vs 比值	非均向性強度 (%)	快軸方向 (°)	快軸方向 Vs (m/sec)	慢軸方向 Vs (m/sec)	500 公尺 預估分離 時間(sec)
CHY	1927	544	3.54	9.2	113	571	518	0.089
ECL	2941	1212	2.43	21.0	171	1354	1070	0.098
EGFH	2262	899	2.52	19.3	121	994	802	0.120
ETLH	1932	778	2.48	8.7	56	813	743	0.058
HWA	2367	725	3.26	19.9	179	805	645	0.155
ILA	1625	383	4.25	2.2	162	387	379	0.028
LAY	1756	389	4.51	5.6	161	400	378	0.074
NCUH	1985	615	3.23	10.0	164	647	582	0.086
NDT	2833	1335	2.12	18.9	28	1474	1196	0.079
NHDH	2104	862	2.44	12.9	50	922	803	0.080
NMLH	1744	653	2.67	4.0	145	666	640	0.031
NNSH	4835	2597	1.86	32.6	42	3102	2092	0.078
NTC	2110	500	4.22	9.7	55	525	474	0.102
NTS	2475	666	3.72	2.9	14	676	656	0.022
NWL	4041	2777	1.46	4.3	95	2839	2716	0.008
OWD	3821	2285	1.67	34.4	41	2760	1810	0.095
PNG	2547	948	2.69	3.9	104	967	929	0.021
SLG	3223	1569	2.05	8.2	93	1636	1502	0.027
SNJ		753		4.6	87	771	735	0.031
SNS	2693	1107	2.43	9.2	44	1161	1054	0.044
SSP	1801	491	3.67	1.6	129	495	487	0.017
TTN	1965	640	3.07	11.5	149	679	601	0.096
WCHH	2016	590	3.41	9.6	119	620	561	0.085

WDJ	2093	701	2.99	11.4	134	743	659	0.086
WDLH	1826	428	4.27	1.5	143	431	425	0.017
WHP	1794	867	2.07	11.2	141	919	816	0.068
WHY	2662	1300	2.05	3.7	2	1325	1276	0.014
WJS	2260	981	2.30	11.7	176	1042	920	0.064
WLCH	1226	585	2.10	11.4	32	620	549	0.103
RLNB	1106	288	3.84	0.2	88	289	288	0.004
HGSD	1327	608	2.18	17.7	169	667	549	0.162
TAIB(H)		437		16.4	116	476	398	0.205
HSNB(H)	2044	663	3.08	9.9	180	697	629	0.078

第六章、討論



6.1、臺灣近地表之區域震波特性討論

臺灣各測站淺地表的震波速度及震波非均向性存在很大的差異性，並且與區域地質分區高度相關。因此本研究依照各測站位置區分為東、西、南、北以及離島區域(圖 6-1)，並針對各測站量測結果與鑽井地質資料及經濟部中央地質調查所出版之二十五萬分之一台灣地質圖(地層圖例於附錄 C)進行探討：

- (1)北部區域：涵蓋桃園台地、西部麓山帶、雪山山脈與宜蘭平原等區域。圖 6-1 之區塊(a)包含 NTS、NCUH、HSNB(H)測站；區塊(b)包含 NHDH、NWL、NTC、ILA 測站。
- (2)西部區域：涵蓋西部麓山帶以及西部平原區域。圖 6-1 之區塊(c)包含 NMLH、WDJ、WHP、WCHH 測站；區塊(d)包含 RLNB、WJS、WHY、WDLH、CHY 測站。
- (3)南部區域：涵蓋西部平原、西部麓山帶、中央脊梁山脈及花東縱谷南段區域。圖 6-1 之區塊(e)包含 SNS、TAIB(H)、SLG、SNJ 測站；區塊(f)包含 TTN、ECL、SSP 測站。
- (4)東部區域：涵蓋海岸山脈、花東縱谷及中央脊梁山脈北段區域。圖 6-1 之區塊(g)包含 ETLH、OWD、HWA、EGFH、HGSD 測站；區塊(h)包含 NDT、NNSH 測站。
- (5)離島區域：涵蓋澎湖群島、小琉球、蘭嶼。測站 PNG、WLCH、LAY 分別位於圖 6-1 之區塊(i)、(j)、(k)。

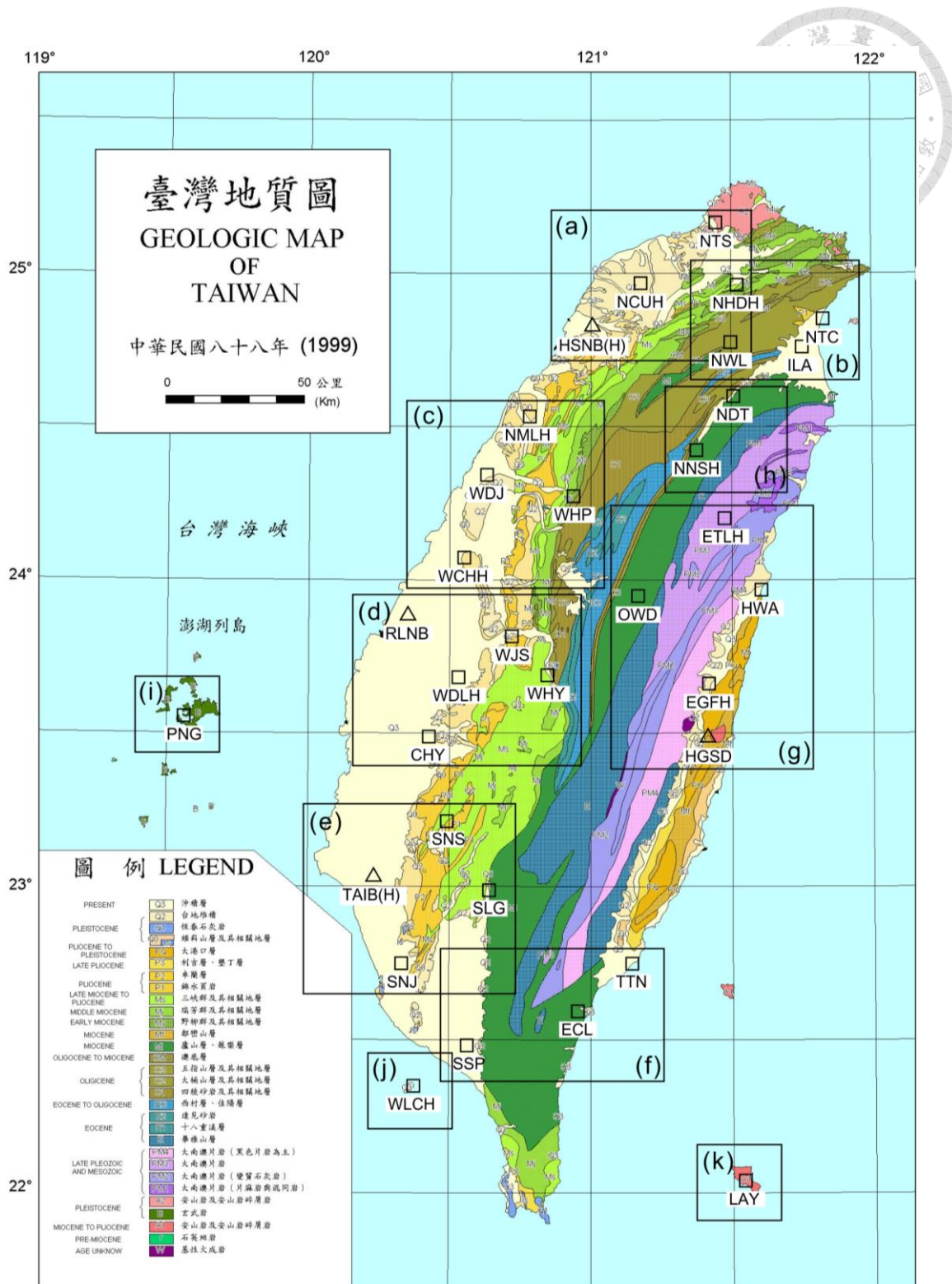


圖 6-1、臺灣地質圖與測站位置分區。依測站位置區分為區塊(a)-(k)：區塊(a)、(b)為北部區域；區塊(c)、(d)為西部區域；區塊(e)、(f)為南部區域；區塊(g)、(h)為東部區域；區塊(i)、(j)、(k)為離島區域。



6.1.1、 北部區域

北部區域包含了 NTS、NCUH、HSNB(H)、NHDH、NWL、NTC、ILA 等測站，以下將以圖 6-1 之(a)、(b)區塊(圖 6-2、圖 6-3)討論。

(a) 區塊：

NTS 測站：位於新北縣淡水鎮的淡水氣象站，為大屯火山群附近淡水河區域。井下-地表測站間距為 292 公尺，其井體深度 6 公尺以上主要為第四紀沖積層；深度 6 公尺至 51 公尺為更新世凝灰角礫岩；而深度 51 公尺至井底主要以膠結鬆散的細砂岩和粉砂岩為主。

NCUH 測站：位於桃園縣中壢市中央大學，為桃園台地區域。測站間距為 296 公尺，井體主要為更新世的紅土台地堆積，深度 12 公尺以上為礫石層；12 公尺至井底為夾礫岩的沙、泥層。

HSNB(H)測站：位於新竹縣竹北市區域。測站間距為 244 公尺。由於此測站無鑽井相關資料，以地質圖研判井體主要地層為更新世楊梅層，以礫岩、砂岩及泥岩之互層組成，於其上覆蓋 10-30 公尺未固結的河床堆積物。

(b) 區塊：

NHDH 測站：位於新北市新店區的氣象儀器校正中心，處於西部麓山帶北段。測站間距為 210 公尺，其井體深度 40 公尺以上為第四紀沖積層，以土壤及礫石為主；而深度 40 公尺至井底為沙頁岩互層的中新世南庄層，其地層走向大致為東北-西南走向($\sim N50^\circ E$)，而傾角大致為 $32^\circ E$ 。

NWL 測站：位於新北市烏來區南勢溪上游旁階地，為雪山山脈北段。測站間距為 196 公尺，井體深度 20 公尺以上為覆蓋土層；20 公尺至井底為漸新世

的大桶山層，地層以輕度變質的硬頁岩組成，其地層走向大致為東北-西南走向($\sim N50^\circ E$)，而傾角約為 $45^\circ E$ 。

NTC 測站：位於宜蘭縣頭城鎮海岸旁，為宜蘭平原北緣與脊梁山脈交界處。測站間距為 292 公尺，井體深度 150 公尺以上為第四紀沖積層，為未固結的鬆軟沙層組成；深度 150 公尺以下至井底為漸新世的乾溝層，為輕度變質的硬頁岩夾變質砂岩地層，地層走向大致為東北東-西南西走向($\sim N60^\circ E$)，而傾角約為 $70^\circ E$ 。

ILA 測站：位於宜蘭市宜蘭氣象站，位處宜蘭平原宜蘭河畔旁。測站間距 177 公尺，井體全為第四紀沖積層，以未膠結的細砂層及泥層組成。鑽井紀錄顯示鑽深在 196 公尺處出現大量湧水。

NTS、NCUH、HSNB(H)及 ILA 測站井體主要位處鬆軟的地層之中，整體而言震波速度慢，而 V_p/V_s 比值高，暗示著岩層中孔隙率較大因而富含水份。此外，這三站井體地層以水平傾角為主，地層中橫向均向構造形成的震波非均向性影響較小(圖 1-5、圖 1-6)，因此量測所得震波非均向性主要以岩層中的節理或裂隙所主導，快軸方向大致平行於最大主應力方向或應變壓縮軸方向(見 1.2 章節)。但是，ILA 測站快軸方向量測平行於應變伸張軸方向，是否與構造伸張區域關聯，還需更多研究佐證。NTS 和 ILA 測站主要地層為鬆散而未固結的細砂岩、粉砂岩及沉積物，裂隙或節理尚未發展完全，造成此測站震波非均向性強度小。

NHDH、NTC 及 NWL 測站井體主要位於傾斜地層之中，除了覆蓋厚層沉積物的 NTC 測站外，其餘測站所得 V_p/V_s 比值低而震波速度快，顯示岩層中孔隙率較低，因此岩層中節理或裂隙排列對震波非均向性影響小，主要為傾斜地層中橫向均向的構造所主導，快軸方向大致平行於構造走向(見 1.2 章節)。

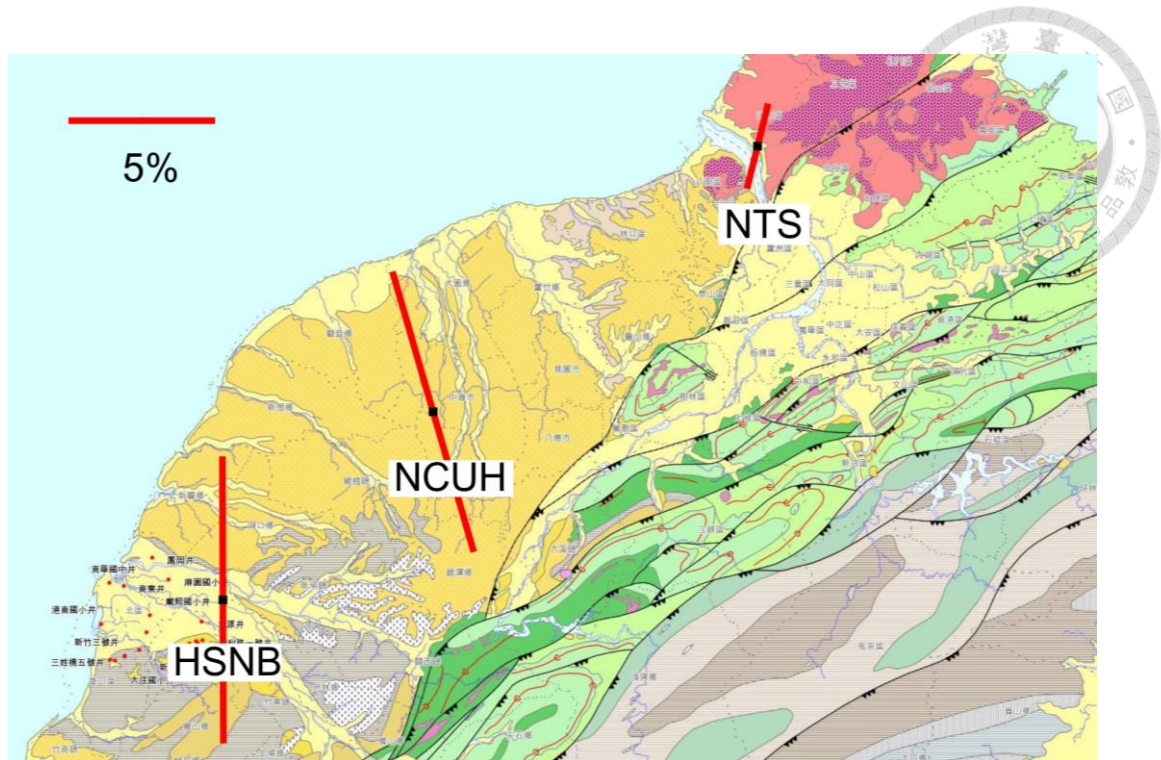


圖 6-2、二十五萬分之一地質圖與震波非均向性量測(I)。此地質圖範圍為圖 6-1 的(a)區塊，地層圖例位於附錄。紅線方向為震波非均向性之快軸方向，其長短為強度大小。(取自經濟部中央地質調查所地質資料整合查詢網站 <http://gis.moeacgs.gov.tw/gwh/gsb97-1/sys8/>)

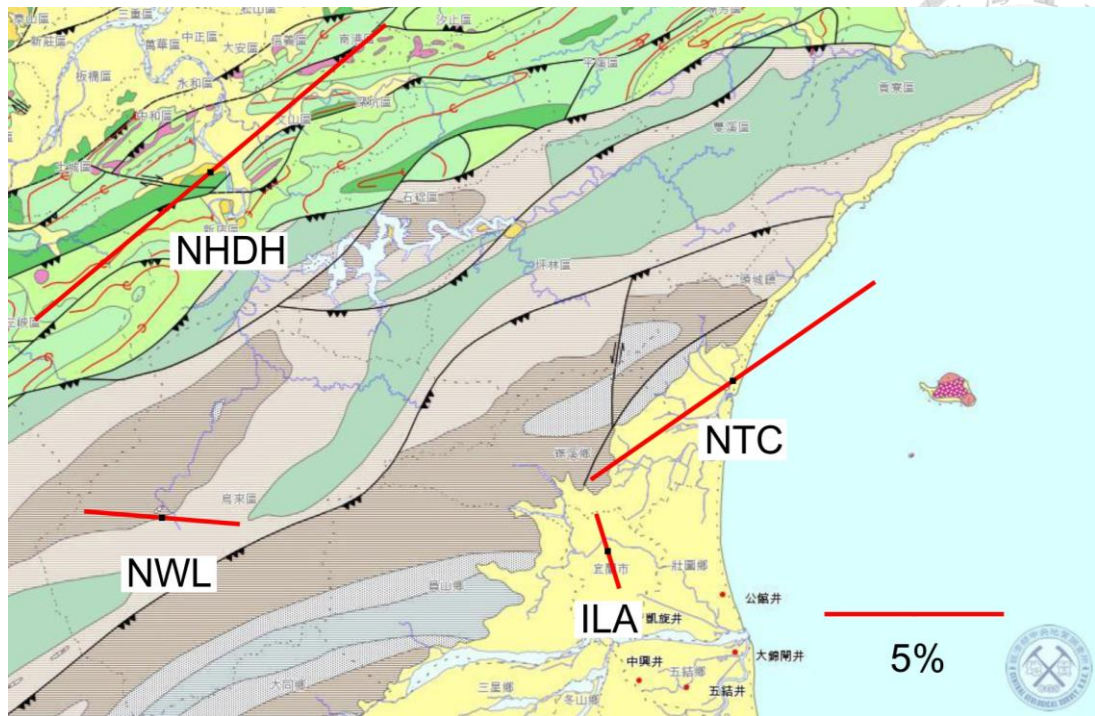


圖 6-3、二十五萬分之一地質圖與震波非均向性量測(II)。此地質圖範圍為圖 6-1 的(b)區塊，地層圖例位於附錄。

6.1.2、西部區域

西部區域包含 NMLH、WDJ、WHP、WCHH、RLNB、WJS、WHY、WDLH 及 CHY 測站，以下將以圖 6-1 之(c)、(d)區塊(圖 6-4、圖 6-5)討論：

(c)區塊：

NMLH 測站：位於苗栗市聯合大學八甲校區，位處西部麓山帶區域平緩向斜構造之上。井下-地表測站間距為 296 公尺，其井體深度 100 公尺以上為更新世紅土台地堆積層，以紅土、礫石、沙及黏土為主；深度 100 公尺至井底為更新世頭嵙山層的香山相，地層為膠結疏鬆的砂頁岩互層。

WDJ 測站：位於台中縣大甲鎮國立大甲高工，測站位處於逆斷層形態的大肚斷層與鐵砧山斷層之間。測站間距為 400 公尺，井體深度 65 公尺以上為更

新世的階地堆積層，以礫石夾中細砂為主；而深度 65 公尺至井底為更新世頭嵙山層的香山相。

WHP 測站：位於林務局東勢林區管理處烏石坑苗圃，位處西部麓山帶區域。測站間距為 122 公尺，井體深度 18 公尺以上為階地堆積層，為砂、泥和角礫狀之崩積岩塊組成。深度 18 公尺至井底為中新世的北寮砂岩，地層為砂岩夾薄頁岩，地層走向大致為東北-西南走向($\sim N45^{\circ}E$)，而傾角約為 $70^{\circ}E$

WCHH 測站：位於彰化市國立彰化師範大學進德校區，為西部麓山帶區域。測站間距為 296 公尺，井體主要為更新世頭嵙山層的香山相。

(d) 區塊：

RLNB 測站：位於彰化縣二林鎮區域，為西部平原濁水溪流域的沖積扇上。測站間距為 100 公尺。由於此測站無鑽井相關資料，以地質圖研判井體主要地層為未固結且以泥為主的氾濫平原堆積。

WJS 測站：位於南投縣竹山鎮竹山氣象站，位於濁水溪旁河階地。測站間距為 292 公尺，井體深度 6 公尺以上為礫石為主的沖積層；深度 6 公尺至井底為上新世的錦水頁岩地層，以砂頁岩互層夾泥質砂岩為主。其地層走向大致為南-北走向(NS)，而傾角大致為 $45^{\circ}E$

WHY 測站：位於南投縣信義鄉信義國中，在陳有蘭溪東側階地之上，為水里坑斷層所經過。測站間距為 300 公尺，井體深度 42 公尺以上為礫石與細砂為主的沖積層；深度 42 公尺至井底為中新世的樟湖坑層，其地層為厚層砂岩夾薄砂岩所組成，走向約為南-北走向(NS)，而傾角約為 $80^{\circ}W$

WDLH 測站：位於雲林縣斗六市國立雲林科技大學，在西部平原之上。測站間距

為 296 公尺，井體全為第四紀沖積層，以未膠結的礫石夾細砂為主。

CHY 測站：位於嘉義市的嘉義氣象站，同樣於西部平原之上。測站間距為 397 公尺。井體深度 36 公尺以上為第四紀沖積層，以砂粉土或黏土為主；深度 36 公尺至 50 公尺為更新世的頭嵙山層火炎山段，為礫岩所組成；而深度 50 公尺至井底，以泥、砂及粉砂岩為主。

NMLH、WDJ、WHP、WCHH、WJS 及 WHY 測站位置位於西部麓山帶，因為井體岩層差異，震波速度及 V_p/V_s 比值也有所不同。靠西側 NMLH、WDJ 及 WCHH 測站為膠結疏鬆的頭嵙山層香山相，震波速度普遍為慢。此外， V_p/V_s 比值可能因為各測站地層中含水程度而有所差異，但整體而言比值大；而位於東側的 WHP、WJS 與 WHY 測站，震波速度相對稍快，而 V_p/V_s 比值小。

WHP 測站雖然位於傾斜傾角地層之中，由於北寮砂岩岩層以砂岩為主體夾薄頁岩，層狀構造較不明顯；NMLH、WDJ 及 WCHH 測站位於平緩傾角的地層之中。因此，此四站震波非均向性皆以岩層中節理或裂隙主導。而 WJS、WHY 測站井體位於傾斜地層之中，受到橫向均質的傾斜構造影響。

RLNB、WDLH 和 CHY 測站位於西部平原之上，岩體中以膠結疏鬆的泥岩、砂岩、或未固結的沖積層為主，量測所得震波速度慢，而 V_p/V_s 比值高；因此震波非均向性為岩層中裂隙及節理所影響。RLNB 及 WDLH 測站位於未固結的沖積層中，所得的震波非均向性強度小。

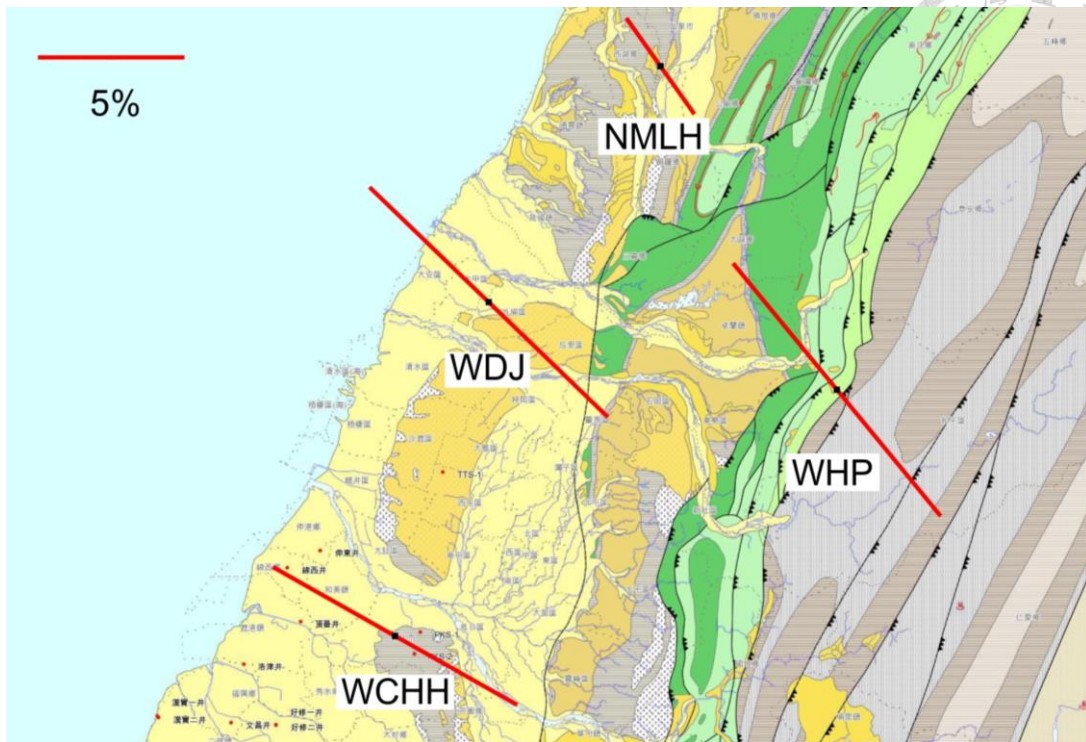


圖 6-4、二十五萬分之一地質圖與震波非均向性量測(III)。此地質圖範圍為圖 6-1 的(c)區塊，地層圖例位於附錄。

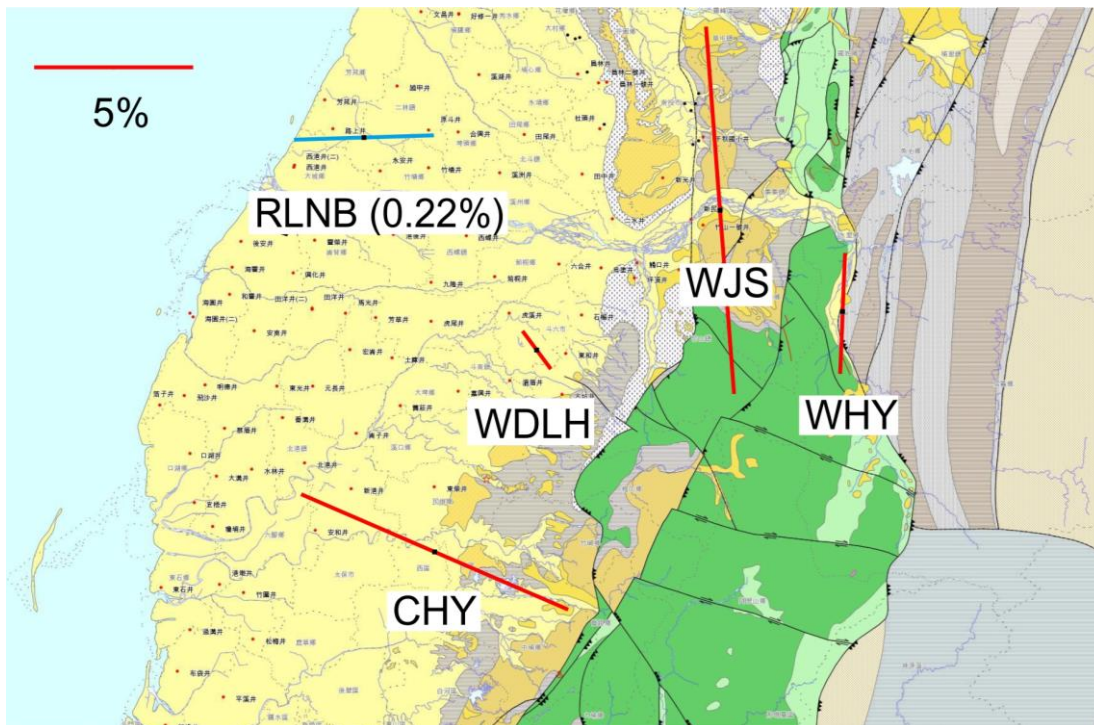


圖 6-5、二十五萬分之一地質圖與震波非均向性量測(IV)。此地質圖範圍為圖 6-1 的(d)區塊，地層圖例位於附錄。



6.1.3、 南部區域

南部區域包含 SNS、TAIB(H)、SLG、SNJ、TTN、ECL、SSP 測站，以下將以圖 6-1 之(e)、(f)區塊(圖 6-6、圖 6-7)討論：

(e) 區塊：

SNS 測站：位於曾文水庫水資源局，為曾文溪上游的東側河階地之上。井下-地表測站間距為 300 公尺，井體深度 15 公尺以上為全新世的階地堆積物，以礫石、沙及黏土；深度 15 公尺至井底為上新世的隘寮腳層，為東北-西南走向(~ N60°E)的沙頁岩互層地層，傾角約為 60°E。

TAIB(H)測站：位於台南縣永康區，為西部平原之上。測站間距為 228 公尺。由於此測站無鑽井相關資料，以地質圖研判井體主要地層為未固結的泥及沙。

SLG 測站：位於高雄縣六龜鄉，為荖濃溪東側的河階地之上。測站間距為 350 公尺，井體主要為階地堆積物，由陳勇全等人(2004)於六龜地區礫岩的研究，研判主要為以板岩及硬頁岩所組成的紅水坑礫岩。井體深度 46 公尺至 76 公尺紅土化的礫石層。

SNJ 測站：位於高雄市燕巢區國立高雄第一科技大學，為西部平原之上。測站間距為 400 公尺，井體全為以未固結之砂土、黏土所組成的第四紀沖積層。

(f) 區塊：

SSP 測站：位於屏東縣新埤國中，為西部平原之上。測站間距為 295 公尺，井體全為以未固結之砂、泥及礫石層所組成的第四紀沖積層。

ECL 測站：位於臺東縣金峰鄉嘉蘭國小，位處中央脊梁山脈太麻里溪北側的河階地。測站間距為 170 公尺，井體深度 30 公尺以上為山崩及河流堆積物，

為石塊夾中細砂為主；深度 30 公尺至井底為中新世的廬山層，地層為板岩所組成。由於此區域構造變化劇烈，依據 Chang 等人(2009)的研究，此區域地層走向大致為南北向(NS)，傾角為 45°E。



TTN 測站：位於臺東縣臺東市，花東縱谷南段處。測站間距為 296 公尺，井體深度 104 公尺以上為以未固結之礫石及細砂組成的第四紀沖積層。深度 104 公尺至井底，為中新世至晚更新世的利吉層，以泥岩夾砂岩為主。

TAIB(H)、SNJ、SSP 及 TTN 測站井體地層以膠節鬆散的泥岩、砂岩或未固結沖積層為主，因此震波速度偏慢而 V_p/V_s 比值偏高；雖然 SLG 測站之井體以階地堆積物地層為主，由於紅水坑礫岩中多為板岩及硬頁岩所組成，震波速度明顯偏快，而且 V_p/V_s 比值小。此四站位於平緩傾角的地層之中，震波非均向性與岩層中裂隙及節理排列相關，因此快軸方向平行於最大主應力方向或應變壓縮軸方向。

西部麓山帶上的 SNS 測站及位於中央脊梁山脈的 ECL 測站，震波速度略高且 V_p/V_s 偏小。井體主要以傾斜傾角的地層為主，震波非均向性受橫向均向傾斜構造影響，其快軸方向平行於構造走向。

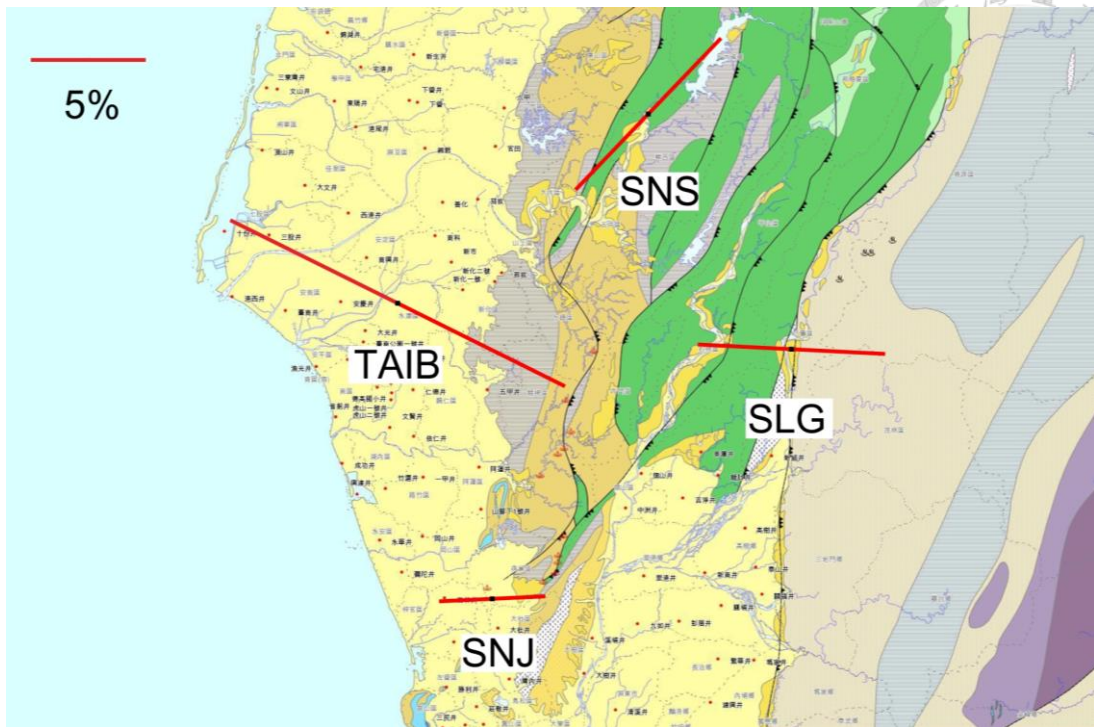


圖 6-6、二十五萬分之一地質圖與震波非均向性量測(V)。此地質圖範圍為圖 6-1 的(e)區塊，地層圖例位於附錄。

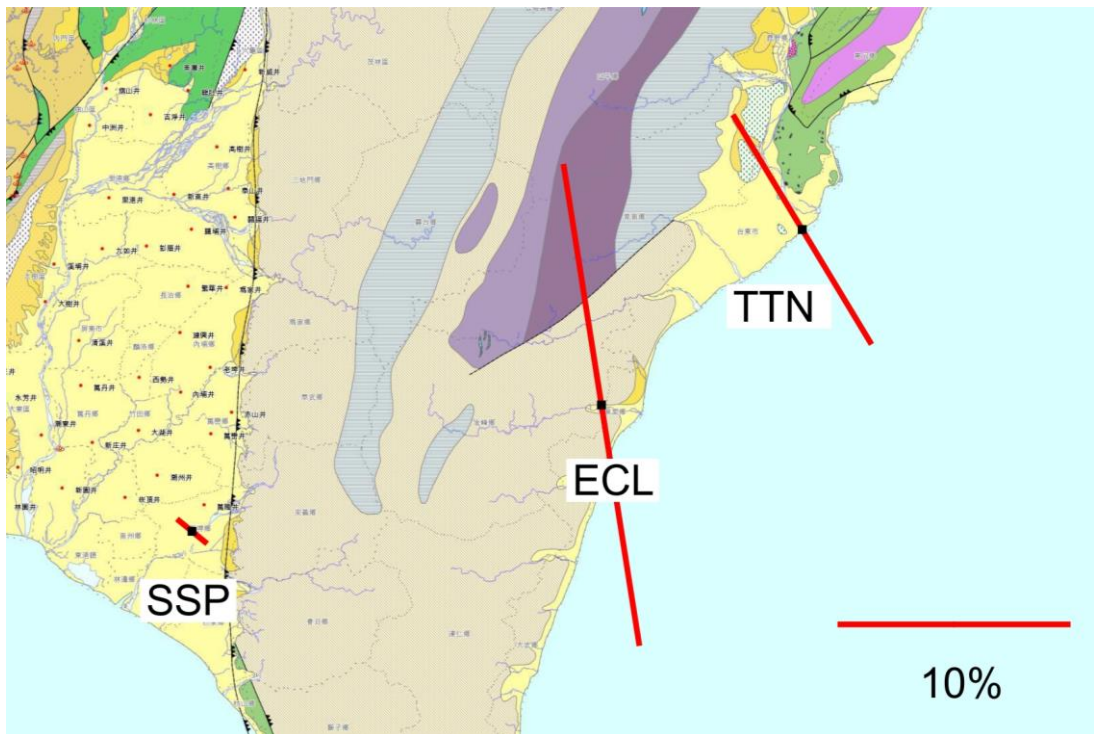


圖 6-7、二十五萬分之一地質圖與震波非均向性量測(VI)。此地質圖範圍為圖 6-1 的(f)區塊，地層圖例位於附錄。



6.1.4、 東部區域

東部區域包含 ETLH、OWD、HWA、EGFH、HGSD、NDT 與 NNSH 測站，

以下將以圖 6-1 之(g)、(h)區塊(圖 6-8、圖 6-9)討論：

(g) 區塊：

HWA 測站：位於花蓮市花蓮氣象站，花東縱谷北段處。井下-地表測站間距為 289

公尺，井體皆為未固結之礫石及泥岩組成的第四紀沖積層。

EGFH 測站：位於花蓮縣光復鄉，同樣為花東縱谷北段處馬太鞍溪沖積扇。測站間

距 295 公尺，井體皆為未固結之岩礫崩積物，由板岩、變質砂岩、綠色

片岩與石英岩屑為主。

HGSD 測站：位於花蓮縣瑞穗鄉，東部海岸山脈秀姑巒溪北側河階地。測站間距為

104 公尺，由於此測站無鑽井相關資料，以地質圖研判井體上層地層為

未固結的階地堆積層，而下層地層為上新世的八里灣層，地層走向主要

為南北向(NS)，傾角約為 $60^{\circ}W$ 。

ETLH 測站：位於花蓮縣西寶國小，位處中央脊梁山脈。測站間距 120 公尺，井體

深度 65 公尺以上為以卵礫石及細砂組成的階地堆積層；深度 65 公尺至

井底為古生代晚期至中生代的大南澳片岩帶，以黑色片岩為主，其片岩

劈理約為東北-西南走向($N15\sim 45^{\circ}E$)，傾角約為 $45^{\circ}W$ 。

OWD 測站：位於南投縣仁愛鄉，位處中央脊梁山脈處萬大溪北側。測站間距 290

公尺。井體深度 56 公尺以上為階地堆積層，以砂岩或風化的板岩塊為

主；深度 56 公尺至井底為中新世的廬山層，以黑灰色板岩為主，其片

岩劈理約為東北北-西南南走向($N10\sim 30^{\circ}E$)，傾角約為 $70^{\circ}W$ 。



(h) 區塊：

NNSH 測站：位於宜蘭縣大同鄉，為蘭陽溪上游西側階地，脊梁山脈與雪山山脈交界的梨山斷層區域。測站間距為 293 公尺，井體深度 2 公尺以上為以礫岩為主的崩積層；深度 2 公尺至井底為中新世的廬山層，以黑灰色板岩為主，其片岩劈理約為東北-西南走向($\sim N40^\circ E$)，傾角約為 $70^\circ E$ 。

NDT 測站：位於宜蘭縣大同鄉退輔會棲蘭苗圃，同為蘭陽溪上游西側階地，側站間距為 200 公尺，其井體深度 32 公尺以上為礫石夾細砂的階地堆積物。而深度 32 公尺至井底為中新世的廬山層，以黑灰色板岩為主，其片岩劈理約為東北-西南走向($\sim N40^\circ E$)，傾角約為 $70^\circ E$ 。

位於中央脊梁山脈的 OWD 和 ETLH，以及與雪山山脈交界處的 NNSH 及 NDT 測站，井體以傾斜傾角的變質岩地層為主，震波速度快而 V_p/V_s 比值低；其震波非均向性受橫向均向構造影響，其強度以位於葉理明顯的板岩帶為最大 (NNSH、OWD 測站)。而井體中沖積層或階地堆積物厚度會影響震波速度、 V_p/V_s 比值以及震波非均向性強度，如 ETLH 井體由等比例的階地堆積物($\sim 50\%$)及變質岩($\sim 50\%$)組成，相較於其他四站量測震波速度慢， V_p/V_s 比值相對高，而震波非均向性強度弱。HGSD 測站雖然沒有鑽井資料，但由地值圖研判主要井體位於傾斜傾角的八里灣地層，震波非均向性同樣受橫向均向的傾斜構造影響。

HWA 與 EFGH 測站井體為未固結的沖積層及崩積物，整體而言震波速度偏慢；由於地層組成成分不同，井體地層以變質岩礫石為主的 EFGH 測站 V_p/V_s 量測值低於 HWA 測站所得量測。此二站之震波非均向性主要以地層中裂隙或節理所主導，快軸方向平行於最大主應力方向或應變壓縮軸方向。相較於同為沖積層的西部平原測站所得，此二站震波非均向性強度大，可能與區域應變率較大有關。

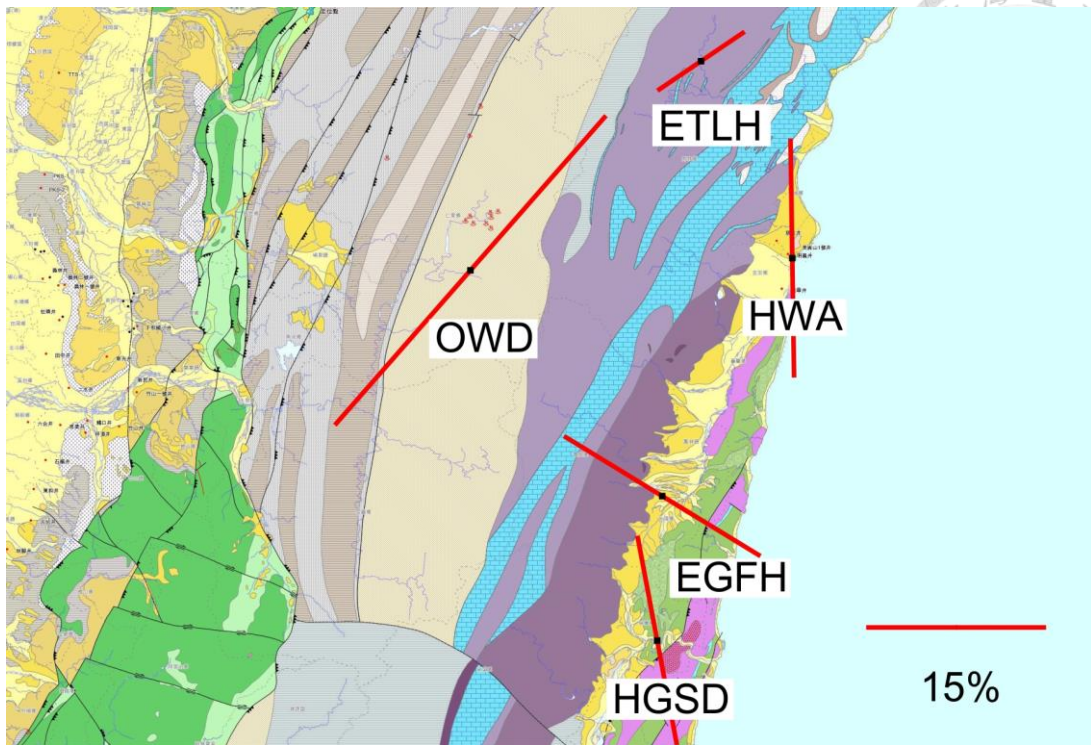


圖 6-8、二十五萬分之一地質圖與震波非均向性量測(VII)。此地質圖範圍為圖 6-1 的(g)區塊，地層圖例位於附錄。

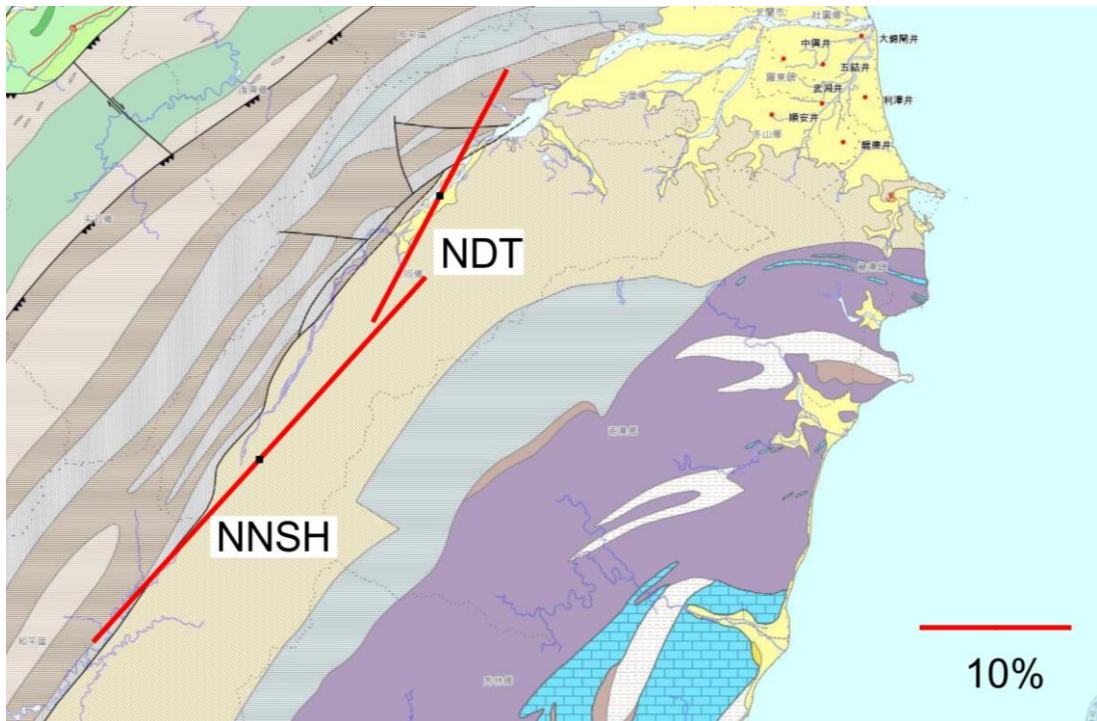


圖 6-9、二十五萬分之一地質圖與震波非均向性量測(VIII)。此地質圖範圍為圖 6-1 的(h)區塊，地層圖例位於附錄。



6.1.5、離島區域

東部區域包含 PNG、WLCH 與 LAY 測站，以下將以圖 6-1 之(i)、(j)、(k)區塊(圖 6-10、圖 6-11、圖 6-12)討論：

(i) 區塊：

PNG 測站：位於澎湖縣馬公市的澎湖氣象站。井下-地表測站間距為 300 公尺，井體以中新世的玄武岩(~50%)夾雜泥岩及砂岩(~50%)為主。

(j) 區塊：

WLCH 測站：位於屏東縣琉球鄉。測站間距為 167 公尺，井體為上新世的琉球嶼泥岩夾薄層砂岩組成，地層走向主要為東北-西南向(N45°E)，傾角約為 45°N。

(k) 區塊：

LAY 測站：位於台東縣蘭嶼鄉蘭嶼氣象站。測站間距 196 公尺，井體深度 2.5 公尺以上為崩積層，深度 2.5 公尺至井底為上新世至更新世的角閃石安山岩熔岩流。

PNG 及 LAY 測站井體主要為火成岩地層，其震波速度略高於以泥岩地層為主的 WLCH 測站。各測站的 V_p/V_s 比值可能因為地層中岩性差異和含水程度而有所不同。PNG 及 LAY 測站位於傾角水平的火成岩地層中，震波非均向性為岩層中裂隙所主導。由於火成岩組成成份相對均質，因此此兩站震波非均性強度低；而 WLCH 測站位於傾斜地層之中，受到橫向均質的傾斜構造影響。震波非均向性強度也較另外兩站為大。

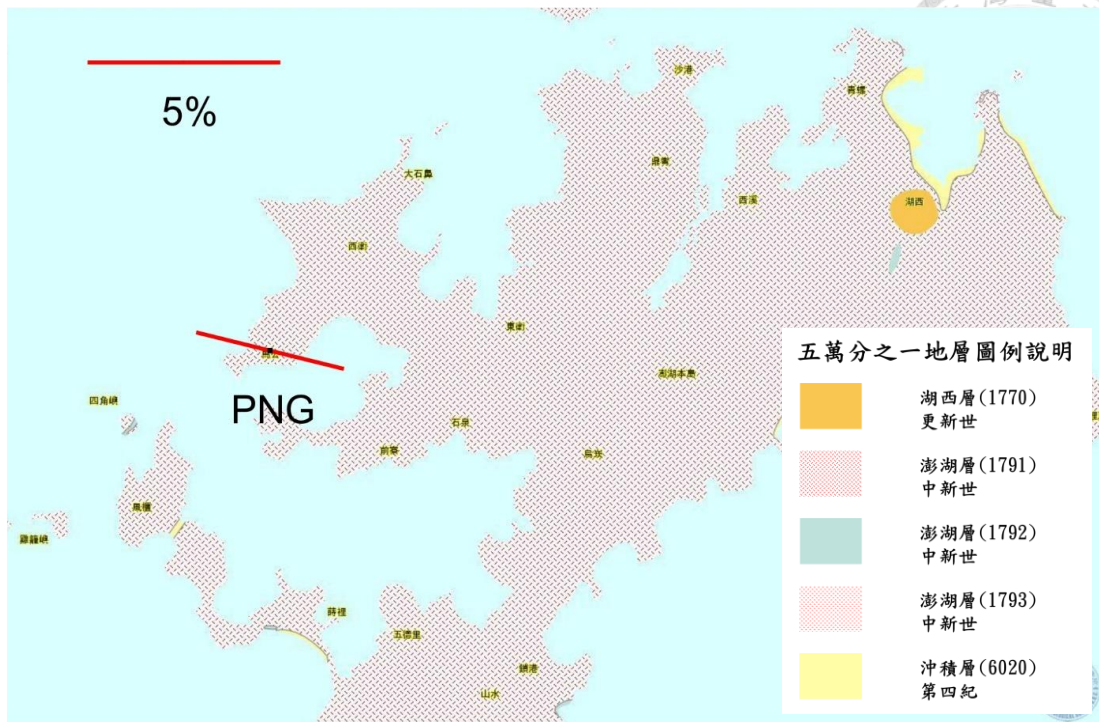


圖 6-10、五萬分之一地質圖與震波非均向性量測(I)。此地質圖範圍為圖 6-1 的(i)區塊。

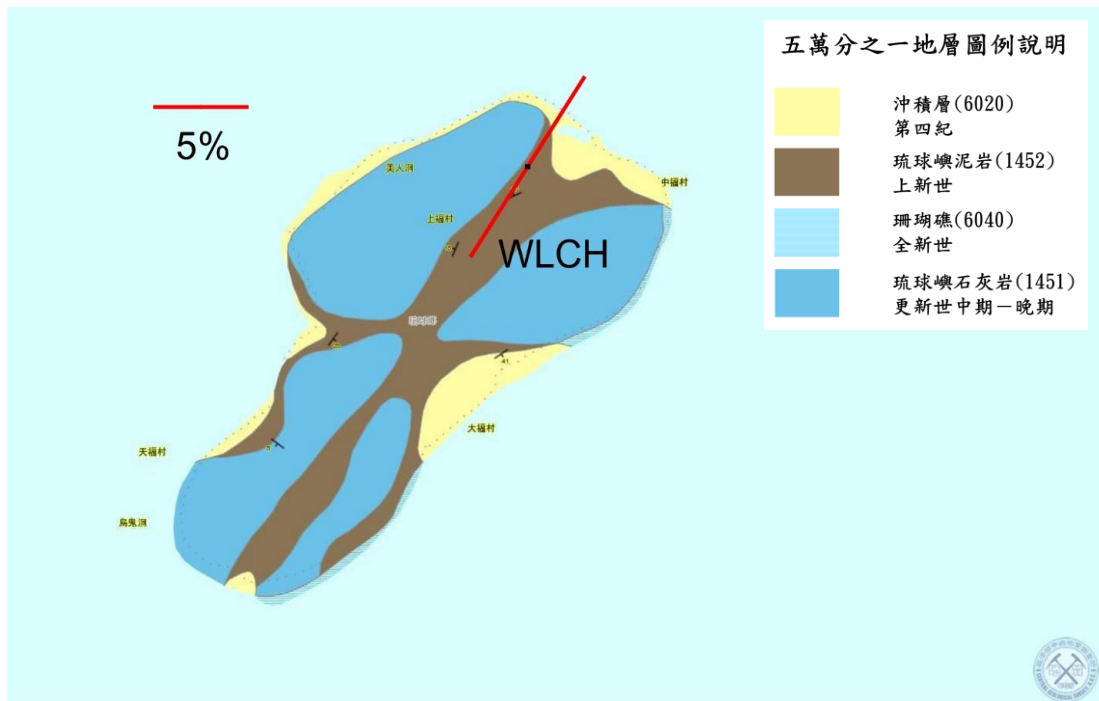


圖 6-11、五萬分之一地質圖與震波非均向性量測(II)。此地質圖範圍為圖 6-1 的(j)區塊。

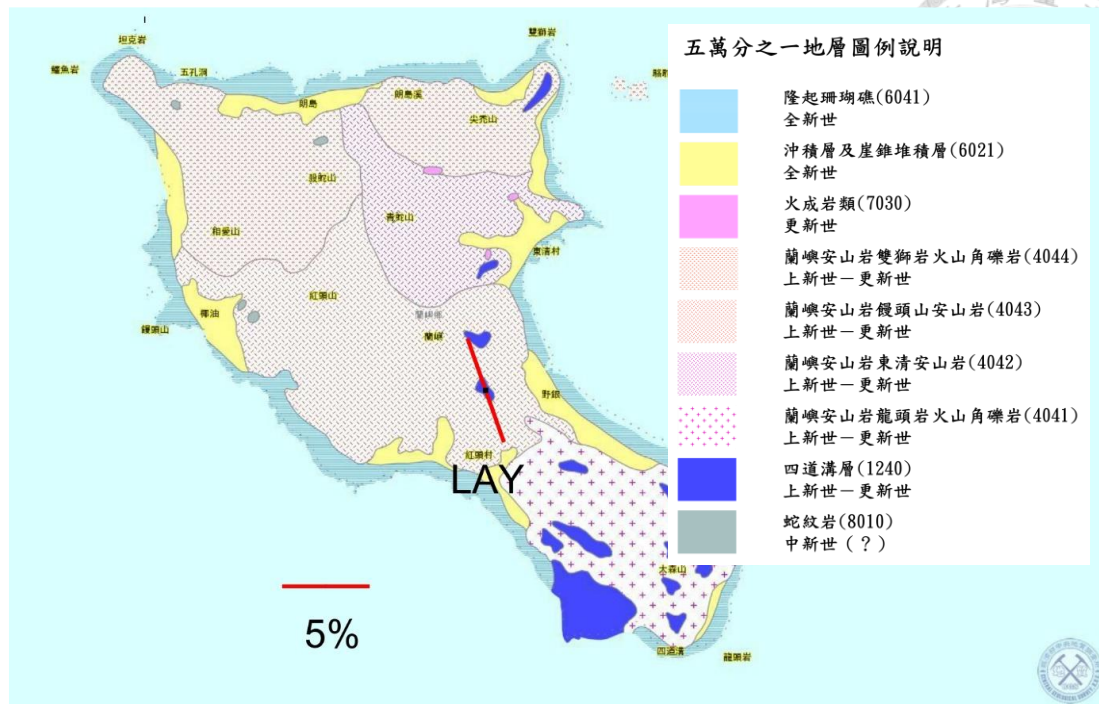


圖 6-12、五萬分之一地質圖與震波非均向性量測(III)。此地質圖範圍為圖 6-1 的(k)區塊。

6.2、臺灣近地表震波特性探討

本章節將前一章節各測站討論的結果整合，以全島尺度全面討論臺灣近地表的震波特性。首先探討近地表的震波波速量測結果，再分別依照構造相關及應力相關的震波非均向性成因討論。

6.2.1、近地表震波速度及 V_p/V_s 比值

臺灣近地表的震波速度及 V_p/V_s 比值量測與井體中地層的岩性相關。測站位於年輕且未固結的沖積層或階地堆積層之中，由於膠結疏鬆的岩層中孔隙率高，含水飽和程度高，所得震波速度慢且 V_p/V_s 比值高，以西部平原、北部區域、宜蘭平原及花東縱谷的測站為代表。地層組成成份也是影響震波速度的因素之一，如

EGFH 和 SLG 測站其井體中的礫岩為中央脊梁山脈變質岩風化後所堆積，震波速度相對為快且 V_p/V_s 比值稍低。

測站位於以沉積岩為主的西部麓山帶，相較前段所提未固結的年輕地層，整體而言震波速度稍快且 V_p/V_s 比值相對低。震波速度有由西往東增加以及 V_p/V_s 比值由西往東減少的變化趨勢。其中 NMLH、WDJ 與 CHY 測站位於以膠結疏鬆的頭嵛山地層，其震波速度稍慢且 V_p/V_s 比值稍高。

測站位於中央山脈區域的變質岩帶，整體而言震波速度快且 V_p/V_s 比值低。其中 ETLH、ECL 及 NDT 測站井體分別覆蓋了 54.5%、18% 及 16% 厚度的沖積層或階地堆積物，相較於單純變質岩地層中的量測(NNSH 測站)，所得震波速度較低而 V_p/V_s 比值較高。

6.2.2、近地表震波非均向性

由 5.2 章節的結果顯示，臺灣近地表震波非均向性快軸方向可以分為兩種形態：平行於山脈走向及平行於壓縮軸應變方向。再依據 6.1 章節對震波非均向性結果的討論，此兩種形態分別對應不同的成因：(1)測站井體位於傾斜傾角的地層中(圖 6-13)，受橫向均向的傾斜構造所主導，為構造相關(structure-related)之震波非均向性。由於板塊擠壓方向使得多數構造線為東北-西南走向，而快軸方向平行於構造走向，間接同向於臺灣的山脈方向；(2)測站井體位於水平傾角的地層中(圖 6-14)，地層中橫向均向構造形成的震波非均向性影響較小。而此類型量測多位於年輕且未固結的沖積層、膠結疏鬆的岩層、或是火成岩區域，其震波速度慢且 V_p/V_s 比值高，因此量測所得震波非均向性主要以岩層中的節理或裂隙所主導，快軸方向平行於最大主應力方向或應變壓縮軸方向，為應力相關(stress-induced)之震波非均向



性。以下依據兩種不同成因分別討論：

構造相關之震波非均向性量測多數位於臺灣的山脈區域：除了 WLCH 測站位於小琉球外，NHDH、WJS、WHY、SNS 測站位於西部麓山帶；NWL、NDT、NNSH、ETLH、OWD、ECL 測站位於中央山脈區域；HGSD 測站位於海岸山脈。而震波非均向性強度同樣與井體中地層的岩性相關，位於變質岩帶的量測其強度普遍大於位於沉積岩的量測，其中以葉理明顯的板岩地層強度為最強。另外，多數傾斜地層之上覆蓋了厚度不一的沖積物(圖 6-13)，也為影響震波非均向性強度的因素之一。例如 ETLH 及 ECL 雖分別位於板岩及片岩帶之上，其地層上覆蓋厚層堆積物，使得震波非均向性強度減弱。

應力相關之震波非均向性量測多數位於未固結的沖積層、膠結鬆軟的沉積岩、或是火成岩區域。北部區域的 NTS、NCUH、HSNB 測站；ILA 測站位於宜蘭平原；NMLH、WDJ、WCHH、WHP、CHY 及 SLG 位於西部麓山帶；RLNB、WDLH、TAIB(H)、SNJ 及 SSP 位於西部平原區域；HWA、EGFH 及 TTN 位於花東縱谷區域；PNG 及 LAY 測站位於火山離島，分別為澎湖及蘭嶼。而震波非均向性強度，相較於沉積岩地層，測站井體位於年輕未固結的沖積層、階地堆積物或是火成岩地層之中，震波非均向性強度相對為小。此外，花東縱谷北段的 HWA、EGFH 測站及西部平原的 TAIB(H)測站，雖位於未固結的沖積層之中，但是其震波非均向性強度大，可能與區域壓縮應變率較大有關。

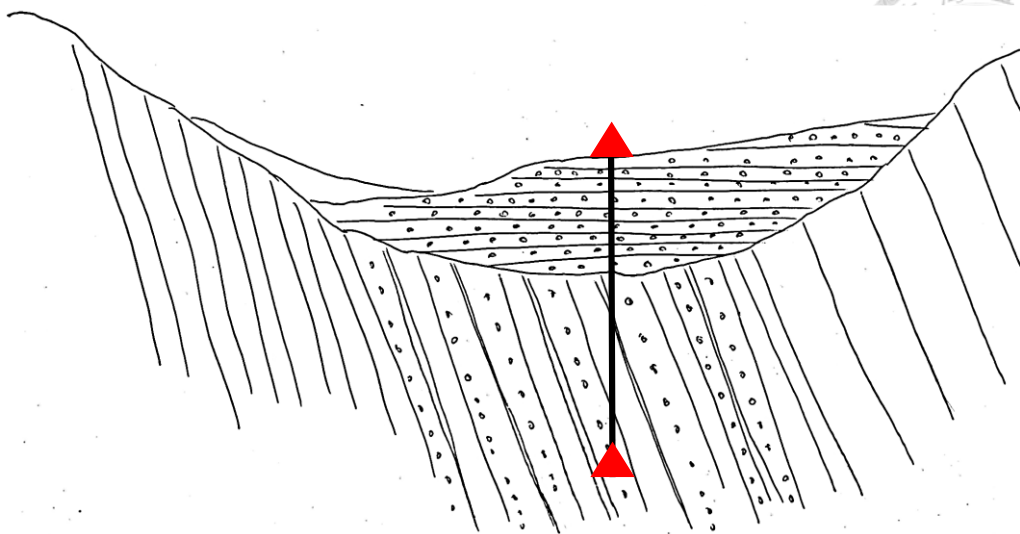


圖 6-13、測站井體位於傾斜傾角的地層示意圖。構造相關之震波非均向性受橫向均向的傾斜構造所主導，其快軸方向平行於構造走向。而多數傾斜地層之上覆蓋了厚度不一的沖積物。

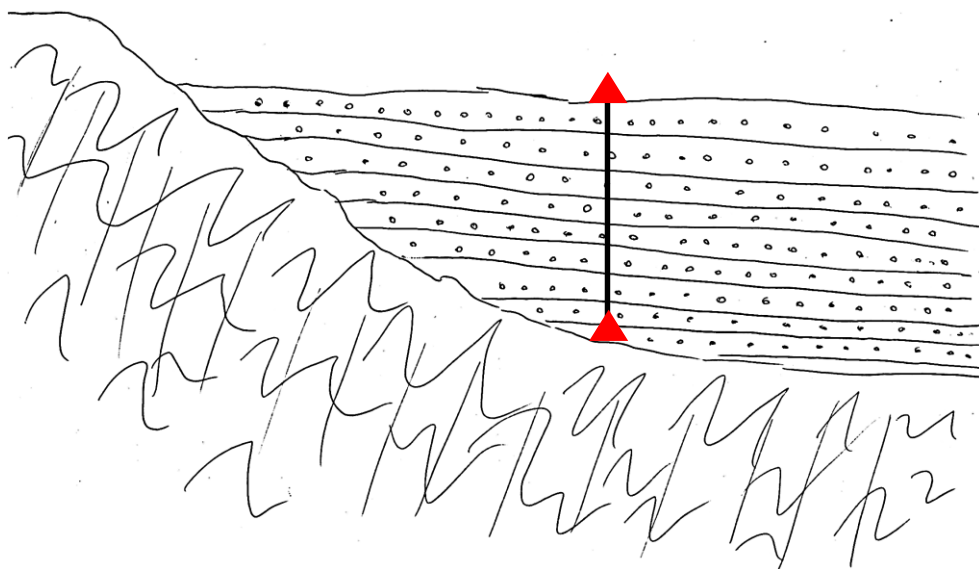


圖 6-14、測站井體位於水平傾角的地層示意圖。此類地層多為未固結的沖積層、膠結鬆軟的沉積岩或火成岩區域，其震波非均向性主要以岩層中的節理或裂隙所主導，快軸方向平行於最大主應力方向或應變壓縮軸方向。

第七章、結論

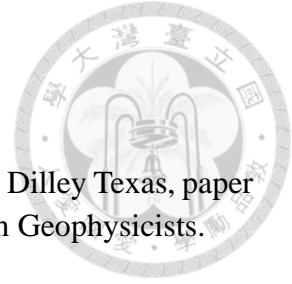


1. 本研究採用 2011 至 2014 年 34 個井下-地表地震觀測站所接收規模大於 4.0 共 398 筆地震尾波資料，以訊噪比值定義尾波長度作為研究依據。藉由比較地表和井下水平各分量的低頻(0.1-0.5 Hz)尾波訊號，校正井下地震資料的方位。並使用地表和井下 N-S、E-W、Z 分量的高頻(2-8 Hz)尾波訊號，以地震尾波交互相關法重建水平及垂直分量的經驗格林函數。
2. 將井下紀錄對地表紀錄作解迴旋，同樣也可以建立水平及垂直分量經驗格林函數。比較兩種建立經驗格林函數方法後，量測結果顯示垂直分量尾波訊號大部分以 P 波的形式存在，而水平分量尾波訊號以 S 波的形式存在。
3. 由於地震解迴旋法受限於震波入射角，所以我們採用地震尾波交互相關法建立垂直及水平分量經驗格林函數，量測近地表 31 筆 V_p 、33 筆均向性 V_s 、31 筆 V_p/V_s 比值，及同時獲得 33 組震波非均向性參數，並且以量測結果預估近地表的剪力波分離時間。
4. 假設近地表 500 公尺內有相同的震波非均向性特性，將所得的快軸和慢軸速度換算成剪力波分離時間。臺灣西南部的 CHY 和 TAIB(H)測站預估的分離時間分別可達 0.09 秒及 0.20 秒。若此震波非均向性構造延伸至地表下數公里，將可累積相當可觀的分離時間，因此此區域地殼內的剪力波分離作用有可能主要由近地表地殼所貢獻。
4. 臺灣近地表的震波速度及 V_p/V_s 比值量測與井體中地層的岩性相關。測站位於年輕且未固結的沖積層或階地堆積層之中，由於膠結疏鬆的岩層中孔隙率高，含水飽和程度高，所得震波速度慢且 V_p/V_s 比值高，以西部平原、北部區域、

宜蘭平原及花東縱谷的測站為代表。而測站位於中央山脈區域的變質岩帶，整體而言震波速度快且 V_p/V_s 比值低。

5. 臺灣近地表震波非均向性快軸方向可以分為兩種形態：平行於山脈走向及平行於壓縮軸應變方向。此兩種形態分別對應不同的成因：(1)測站井體位於傾斜傾角的地層中，受橫向均向的傾斜構造所主導，為構造相關之震波非均向性；(2)測站井體位於水平傾角的地層中，地層中橫向均向構造形成的震波非均向性影響較小。而此類型量測多位於年輕且未固結的沖積層、膠結疏鬆的岩層、或是火成岩區域，其震波速度慢且 V_p/V_s 比值高，因此量測所得震波非均向性主要以岩層中的節理或裂隙所主導，快軸方向平行於最大主應力方向或應變壓縮軸方向，為應力相關之震波非均向性。
6. 構造相關之震波非均向性量測多數位於臺灣的山脈區域；應力相關之震波非均向性量測多數位於未固結的沖積層、膠結鬆軟的沉積岩、或是火成岩區域，如西部麓山帶、西部平原、宜蘭平原、花東縱谷及火山離島區域。
7. 震波非均向性強度同樣與井體中地層的岩性相關。普遍來說，位於變質岩帶的量測強度最大；位於沉積岩區域的量測強度次之；而年輕未固結的沖積層、膠結鬆軟的沉積岩、或是火成岩區域的量測強度為最小。

參考文獻



- Alford, R. (1986), Shear data in the presence of azimuthal anisotropy: Dilley Texas, paper presented at 1986 SEG Annual Meeting, Society of Exploration Geophysicists.
- Angelier, J., J.-C. Lee, H.-T. Chu, J.-C. Hu, C.-Y. Lu, Y.-C. Chan, L. Tin-Jai, Y. Font, B. t. Deffontaines, and T. Yi-Ben (2001), Le séisme de Chichi (1999) et sa place dans l'orogène de Taiwan, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science*, 333(1), 5-21.
- Bos, A. G., W. Spakman, and M. C. Nyst (2003), Surface deformation and tectonic setting of Taiwan inferred from a GPS velocity field, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, 108(B10).
- Brocher, T. M., and N. I. Christensen (1990), Seismic anisotropy due to preferred mineral orientation observed in shallow crustal rocks in southern Alaska, *Geology*, 18(8), 737-740.
- Campillo, M., and A. Paul (2003), Long-range correlations in the diffuse seismic coda, *Science*, 299(5606), 547-549.
- Chang, C.-P., T.-Y. Chang, J. Angelier, H. Kao, J.-C. Lee, and S.-B. Yu (2003), Strain and stress field in Taiwan oblique convergent system: constraints from GPS observation and tectonic data, *Earth and Planetary Science Letters*, 214(1), 115-127.
- Chang, E. T., W.-T. Liang, and Y.-B. Tsai (2009), Seismic shear wave splitting in upper crust characterized by Taiwan tectonic convergence, *Geophysical Journal International*, 177(3), 1256-1264.
- Chen, Y. N., Y. Gung, S. H. You, S. H. Hung, L. Y. Chiao, T. Y. Huang, Y. L. Chen, W. T. Liang, and S. Jan (2011), Characteristics of short period secondary microseisms (SPSM) in Taiwan: The influence of shallow ocean strait on SPSM, *Geophysical Research Letters*, 38(4).
- Crampin, S. (1994), The fracture criticality of crustal rocks, *Geophysical Journal International*, 118(2), 428-438.
- Godfrey, N. J., N. I. Christensen, and D. A. Okaya (2000), Anisotropy of schists: contribution of crustal anisotropy to active source seismic experiments and shear wave splitting observations, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, 105(B12), 27991-28007.
- Hennino, R., N. Trégoures, N. Shapiro, L. Margerin, M. Campillo, B. Van Tiggelen, and R. Weaver (2001), Observation of equipartition of seismic waves, *Physical Review*

Letters, 86(15), 3447.

Hsu, Y.-J., S.-B. Yu, M. Simons, L.-C. Kuo, and H.-Y. Chen (2009), Interseismic crustal deformation in the Taiwan plate boundary zone revealed by GPS observations, seismicity, and earthquake focal mechanisms, *Tectonophysics*, 479(1), 4-18.

Huang, B. S., W. G. Huang, W. T. Liang, R. J. Rau, and N. Hirata (2006), Anisotropy beneath an active collision orogen of Taiwan: Results from across islands array observations, *Geophysical research letters*, 33(24).

Huang, T., Y. Chen, Y. Gung, L. Chiao, W. Liang, and S. Lee (2013), Resolving the crustal seismic anisotropy of Taiwan using ambient seismic noises, paper presented at AGU Fall Meeting Abstracts.

Johnston, J. E., and N. I. Christensen (1995), Seismic anisotropy of shales, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), 100(B4), 5991-6003.

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 models associated with the active subduction and collision tectonics in the Taiwan region, *Geophysical Journal International*, 162(1), 204-220.

Klosko, E., F. Wu, H. Anderson, D. Eberhart-Phillips, T. McEvelly, E. Audoin, M. Savage, and K. Gledhill (1999), Upper mantle anisotropy in the New Zealand region, *Geophysical Research Letters*, 26(10), 1497-1500.

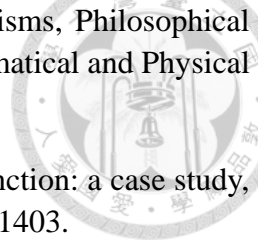
Kuo-Chen, H., F. T. Wu, D. Okaya, B. S. Huang, and W. T. Liang (2009), SKS/SKKS splitting and Taiwan orogeny, *Geophysical Research Letters*, 36(12).

Kuo-Chen, H., F. T. Wu, and S. W. Roecker (2012), Three-dimensional P velocity structures of the lithosphere beneath Taiwan from the analysis of TAIGER and related seismic data sets, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), 117(B6).

Kuo, B. Y., C. C. Chen, and T. C. Shin (1994), Split S waveforms observed in northern Taiwan: implications for crustal anisotropy, *Geophysical research letters*, 21(14), 1491-1494.

Lewis, M. A., and P. Gerstoft (2012), Shear wave anisotropy from cross-correlation of seismic noise in the Parkfield pilot hole, *Geophysical Journal International*, 188(2), 626-630.

Lobkis, O. I., and R. L. Weaver (2001), On the emergence of the Green's function in the correlations of a diffuse field, *The Journal of the Acoustical Society of America*, 110(6), 3011-3017.

- 
- Longuet-Higgins, M. S. (1950), A theory of the origin of microseisms, *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 243(857), 1-35.
- Mehta, K., R. Snieder, and V. Graizer (2007), Downhole receiver function: a case study, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 97(5), 1396-1403.
- Miyazawa, M., R. Snieder, and A. Venkataraman (2008), Application of seismic interferometry to extract P-and S-wave propagation and observation of shear-wave splitting from noise data at Cold Lake, Alberta, Canada, *Geophysics*, 73(4), D35-D40.
- Nakata, N., and R. Snieder (2012), Estimating near-surface shear wave velocities in Japan by applying seismic interferometry to KiK-net data, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), 117(B1).
- Rau, R.-J., W.-T. Liang, H. Kao, and B.-S. Huang (2000), Shear wave anisotropy beneath the Taiwan orogen, *Earth and Planetary Science Letters*, 177(3), 177-192.
- Schulz, L. (1949), A Direct Method of Determining Preferred Orientation of a Flat Reflection Sample Using a Geiger Counter X-Ray Spectrometer, *Journal of Applied Physics*, 20(11), 1030-1033.
- Shapiro, N. M., and M. Campillo (2004), Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise, *Geophysical Research Letters*, 31(7).
- Silver, P. G. (1996), Seismic anisotropy beneath the continents: Probing the depths of geology, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 24, 385-432.
- Silver, P. G., and W. W. Chan (1991), Shear wave splitting and subcontinental mantle deformation, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), 96(B10), 16429-16454.
- Snieder, R. (2004), Extracting the Green's function from the correlation of coda waves: A derivation based on stationary phase, *Physical Review E*, 69(4), 046610.
- Snieder, R., and K. Wapenaar (2010), Imaging with ambient noise, *Physics Today*, 63(9), 44-49.
- Stehly, L., M. Campillo, and N. Shapiro (2006), A study of the seismic noise from its long-range correlation properties, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), 111(B10).
- Thomsen, L. (1988), Reflection seismology over azimuthally anisotropic media, *Geophysics*, 53(3), 304-313.

Vauchez, A., and A. Nicolas (1991), Mountain building: strike-parallel motion and mantle anisotropy, *Tectonophysics*, 185(3), 183-201.

Wu, Y. M., C. H. Chang, L. Zhao, J. B. H. Shyu, Y. G. Chen, K. Sieh, and J. P. Avouac (2007), Seismic tomography of Taiwan: Improved constraints from a dense network of strong motion stations, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), 112(B8).

Wu, Y.-M., L. Zhao, C.-H. Chang, and Y.-J. Hsu (2008), Focal-mechanism determination in Taiwan by genetic algorithm, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 98(2), 651-661.

Yu, S.-B., H.-Y. Chen, and L.-C. Kuo (1997), Velocity field of GPS stations in the Taiwan area, *Tectonophysics*, 274(1), 41-59.

Zatsepin, S. V., and S. Crampin (1997), Modelling the compliance of crustal rock—I. Response of shear-wave splitting to differential stress, *Geophysical Journal International*, 129(3), 477-494.

何春蓀 (1982), 臺灣地體構造的演變, 台灣地質圖說明書, 經濟部中央地質調查所.

何春蓀 (1997), 臺灣地質概論-臺灣地質圖說明書, 經濟部中央地質調查所, 共 164 頁.

陳勇全 (2004), 六龜地區礫岩沈積環境與潮州斷層之研究.

附錄 A、各測站方位角修正值



測站	期間	方位角修正值(°)
CHY	2011/300 ~	18
ECL	2013/065 ~ 2013/305	0
EGFH	2011/045 ~	0
ENAH	NaN	NaN
ETLH	2013/035 ~	0
HGSD	2011/150 ~ 2012/301	223
	2012/301 ~	206
HSNB(H)	2011/150 ~ 2011/170	321
	2011/170 ~ 2012/120	0
HWA	2011/300 ~ 2012/065	213
	2012/065 ~ 2013/015	0
ILA	2011/350 ~ 2013/010	1
LAY	2011/300 ~ 2012/300	352
NCUH	2011/280 ~ 2012/010	152
	2012/010 ~	186
NDT	2013/010 ~	0
NHDH	2013/010 ~	0
NMLH	2011/280 ~	353
NNSH	2012/095 ~	354
NTC	2011/345 ~ 2012/045	7
	2012/320 ~	354
NTS	2011/280 ~ 2012/300	28
	2012/325 ~ 2013/160	10
	2013/175 ~ 2013/300	359
	2013/300 ~ 2013/360	278
NWL	2012/055 ~ 2014/015	0
OWD	2012/055 ~ 2013/100	0
PNG	2013/090 ~	0
RLNB	2011/150 ~	257

SLG	2012/050 ~ 2012/275	163
	2013/100 ~	0
SNJ	2013/050 ~ 2013/305	0
SNS	2013/030 ~	359
SSP	2012/050 ~ 2012/115	11
TAIB(H)	2011/180 ~ 2012/110	186
TTN	2011/300 ~ 2012/060	317
	2012/080 ~ 2012/250	350
WCHH	2011/280 ~ 2012/015	177
	2012/015 ~ 2012/100	264
	2012/100 ~ 2012/145	357
	2012/145 ~ 2012/210	351
	2012/210 ~ 2012/265	163
	2012/265 ~ 2013/035	1
	2013/035 ~ 2013/075	176
2013/075 ~	294	
WDJ	2013/010 ~	0
WDLH	2011/300 ~	358
WHP	2013/040 ~	0
WHY	2013/140 ~	179
WJS	2011/300 ~ 2012/020	118
	2012/040 ~ 2013/160	357
	2016/170 ~ 2013/290	67
	2013/290 ~	5
WLCH	2012/040 ~	270

附錄 B、各測站震波非均向性量測結果

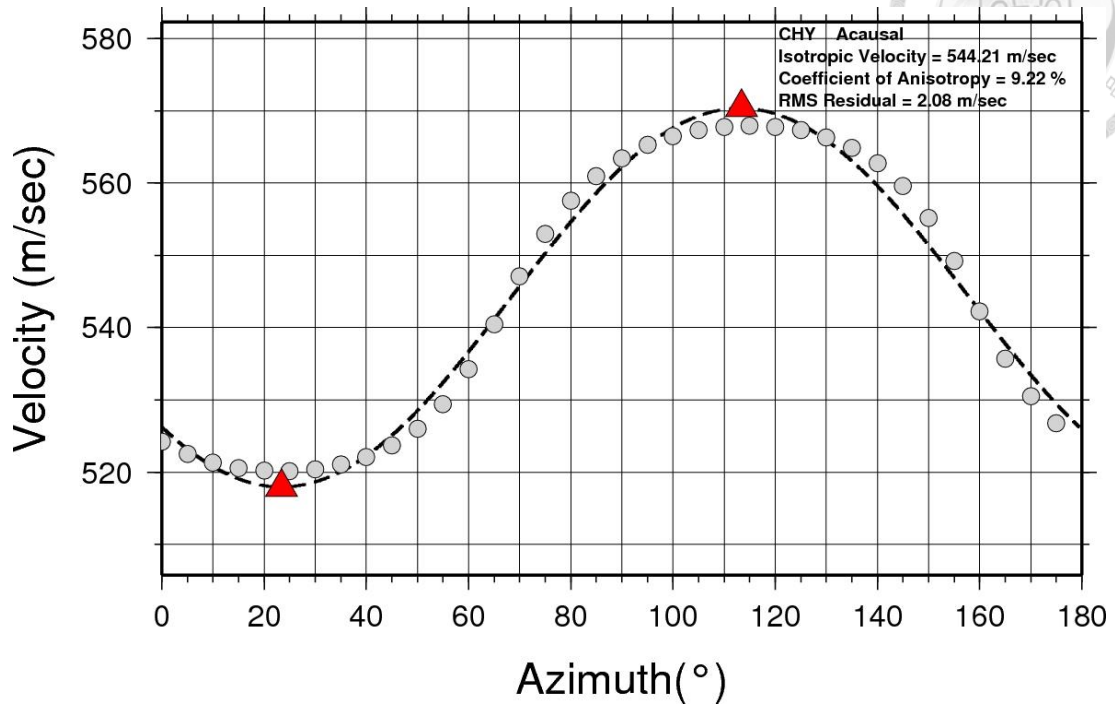


圖 B-1、CHY 測站之震波非均向性量測結果。

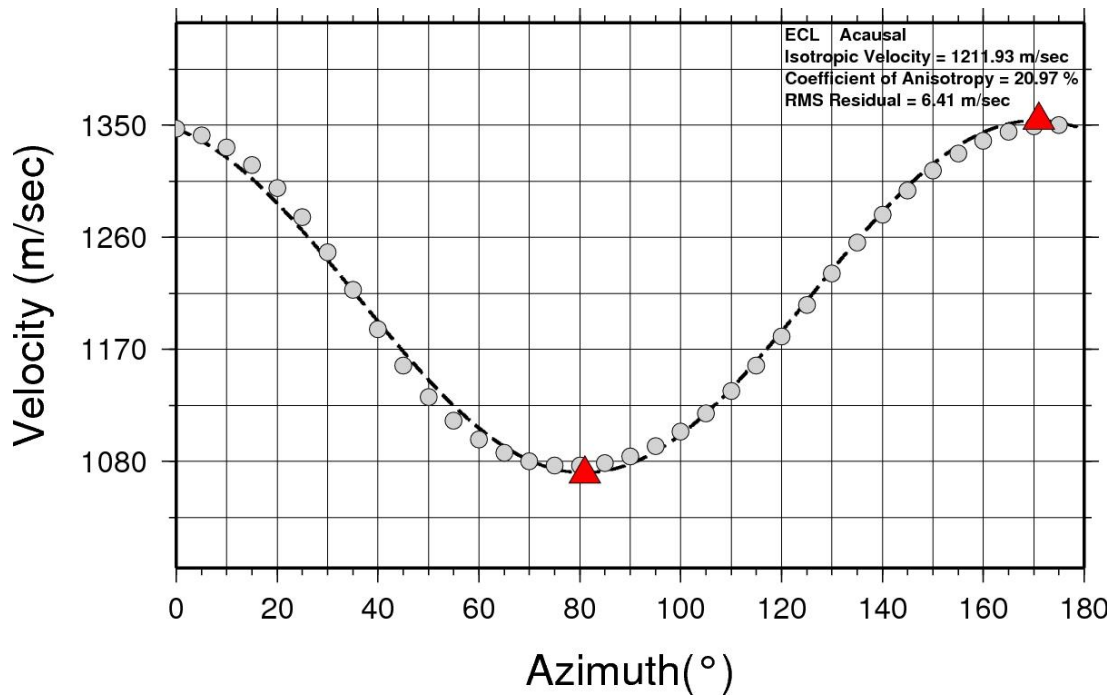


圖 B-2、ECL 測站之震波非均向性量測結果。

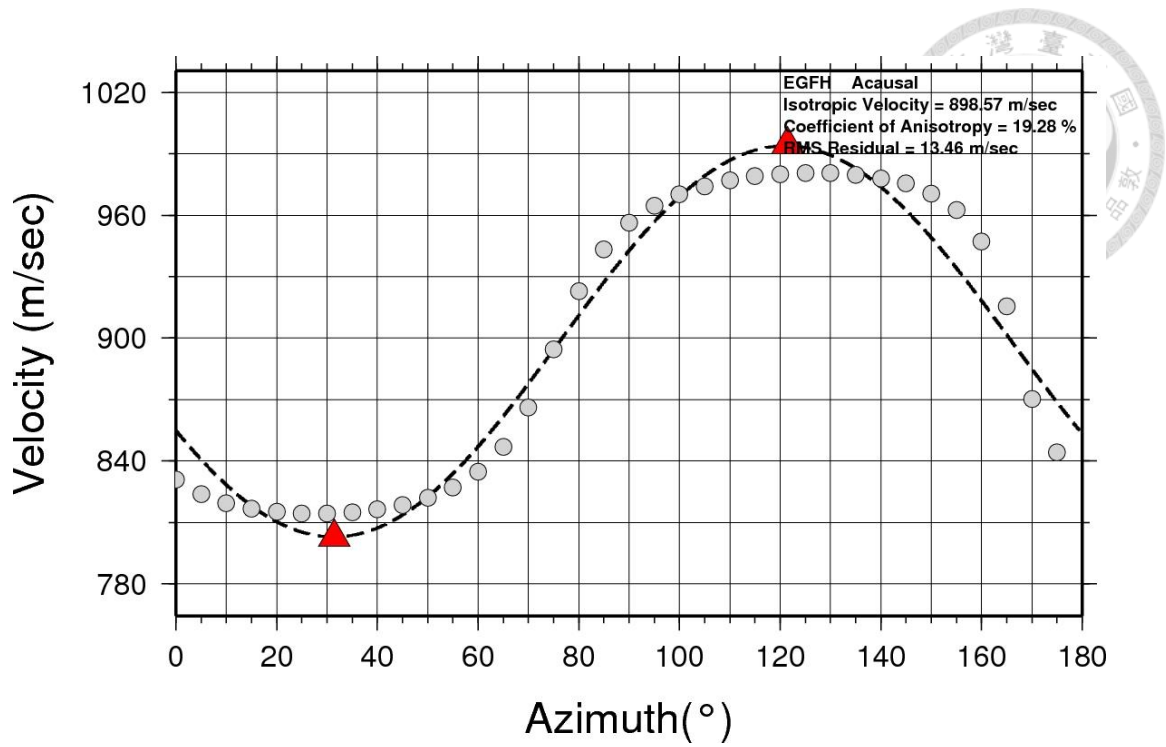


圖 B-3、EGFH 測站之震波非均向性量測結果。

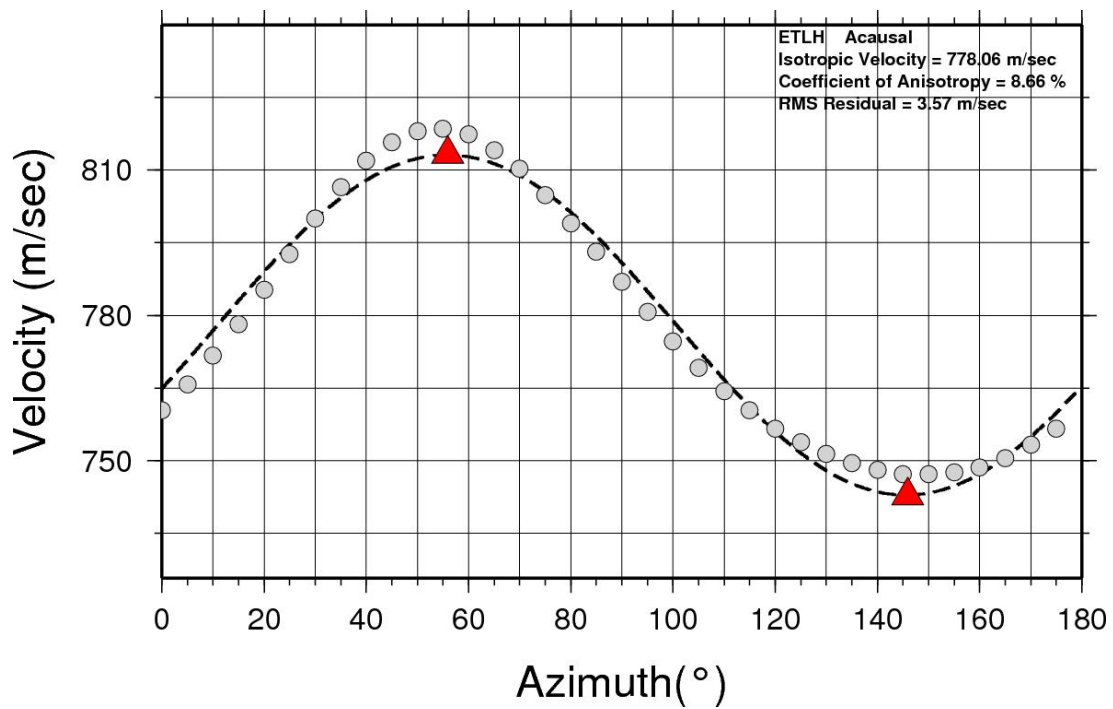


圖 B-4、ETLH 測站之震波非均向性量測結果。

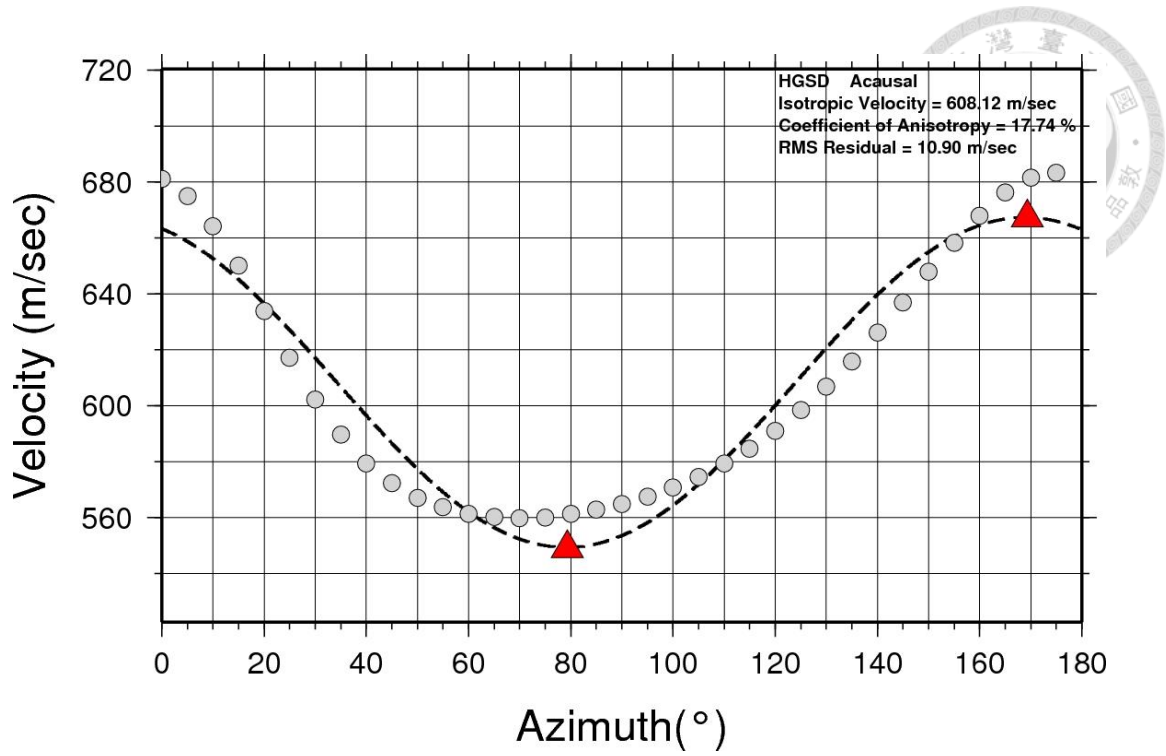


圖 B-5、HGSD 測站之震波非均向性量測結果。

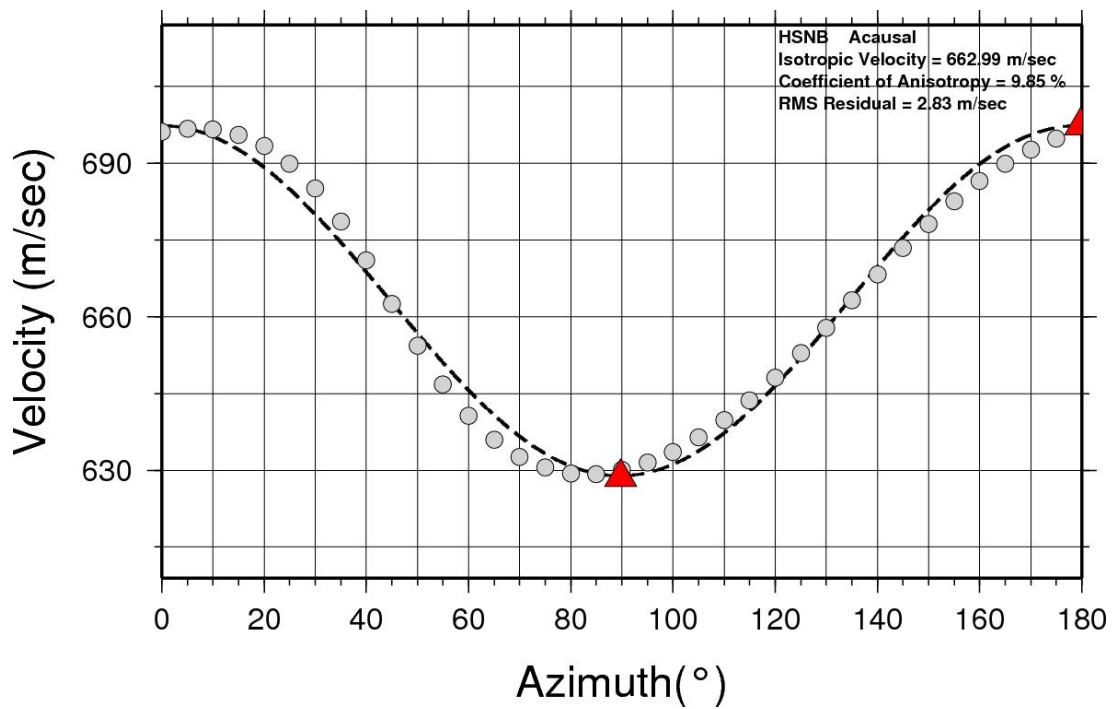


圖 B-6、HSNB(H)測站之震波非均向性量測結果。

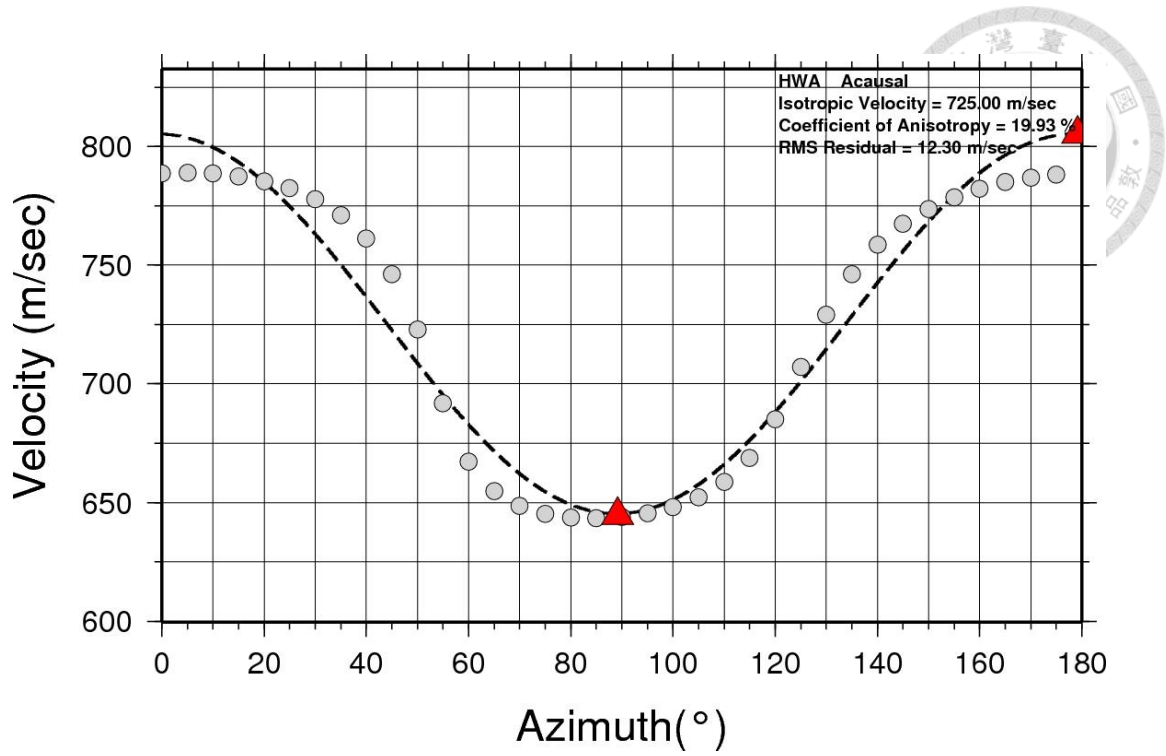


圖 B-7、HWA 測站之震波非均向性量測結果。

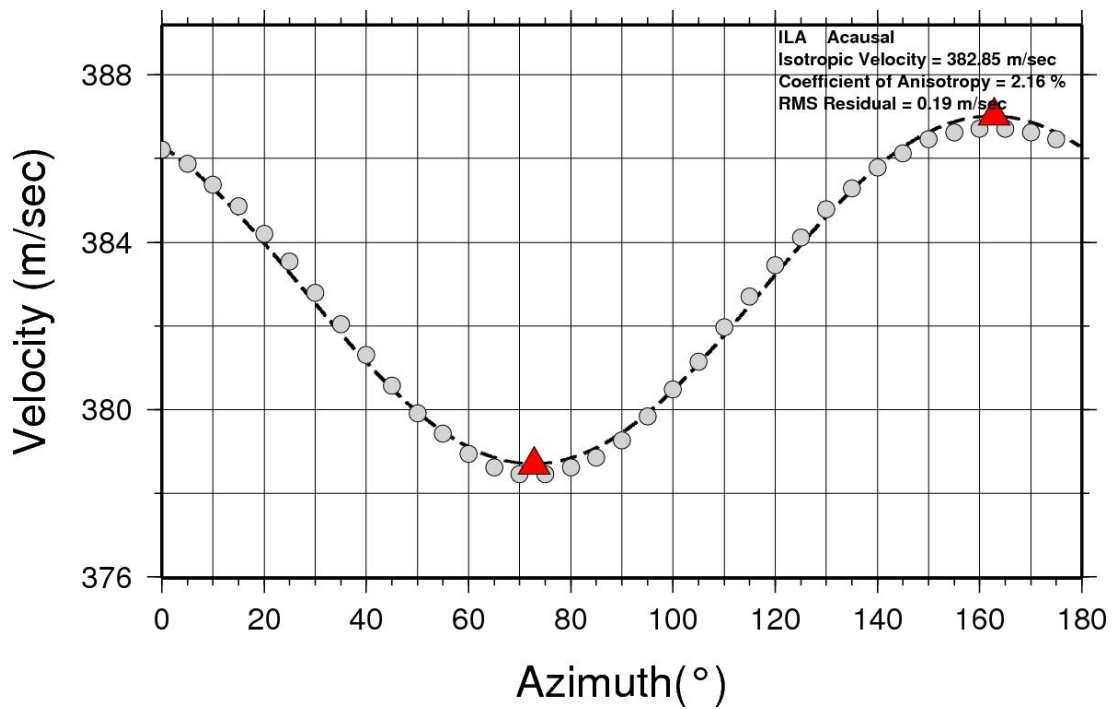


圖 B-8、ILA 測站之震波非均向性量測結果。

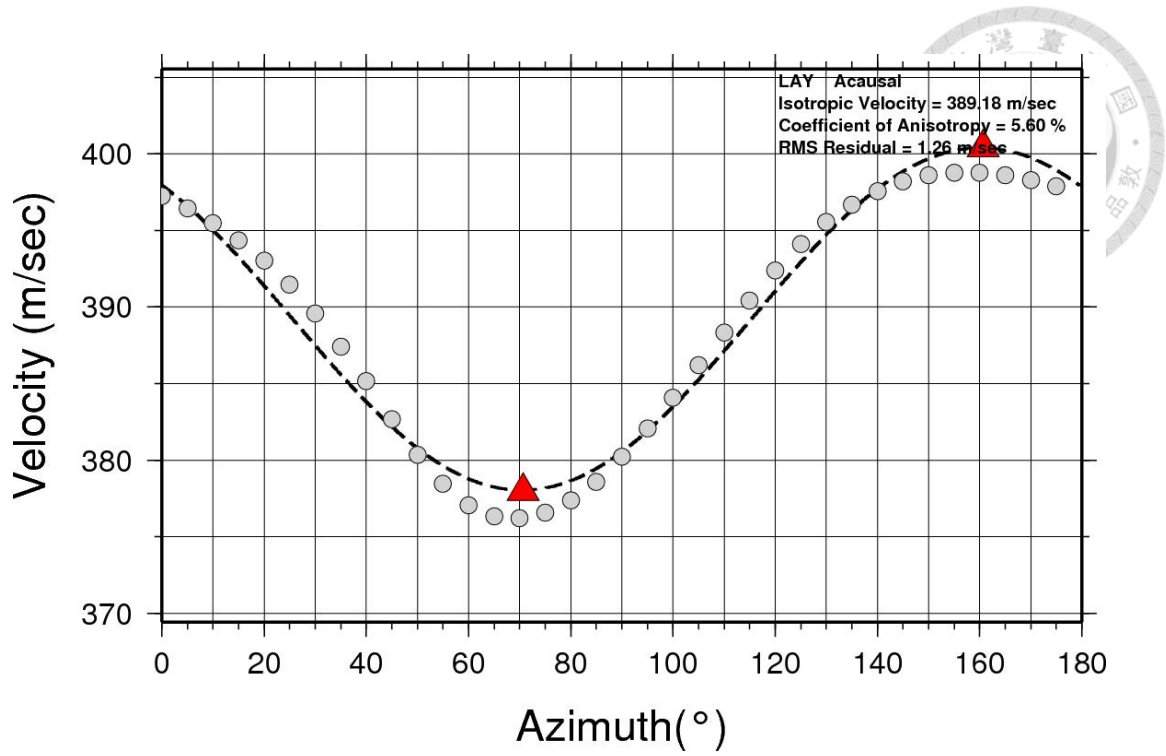


圖 B-9、LAY 測站之震波非均向性量測結果。

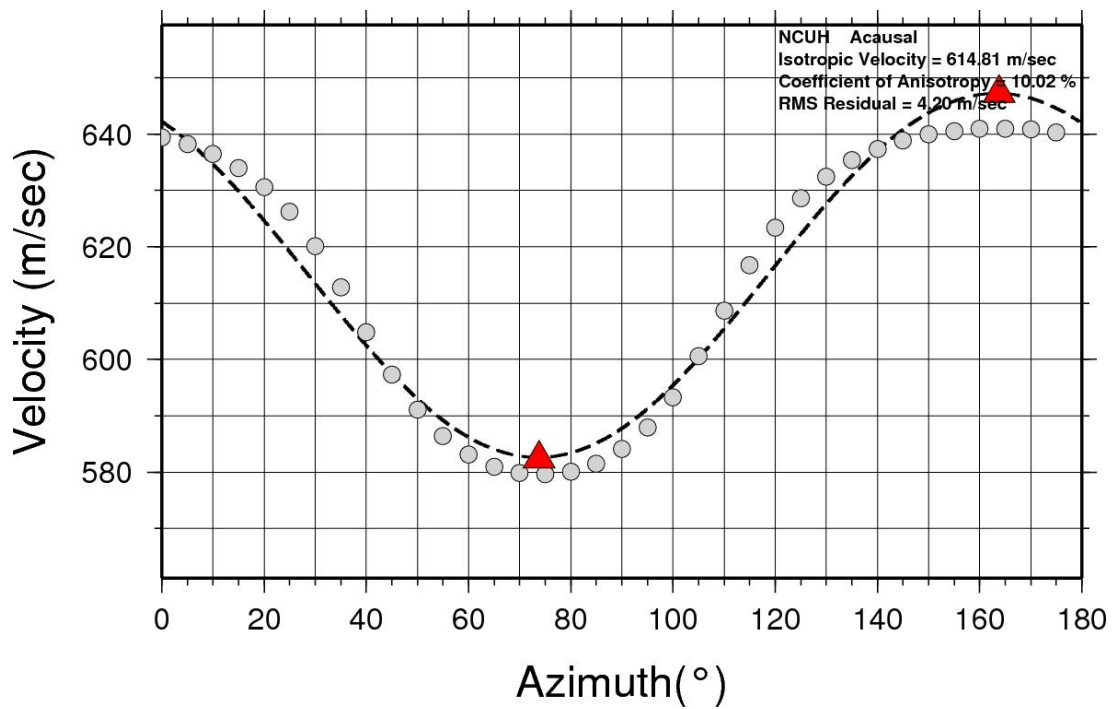


圖 B-10、NCUH 測站之震波非均向性量測結果。

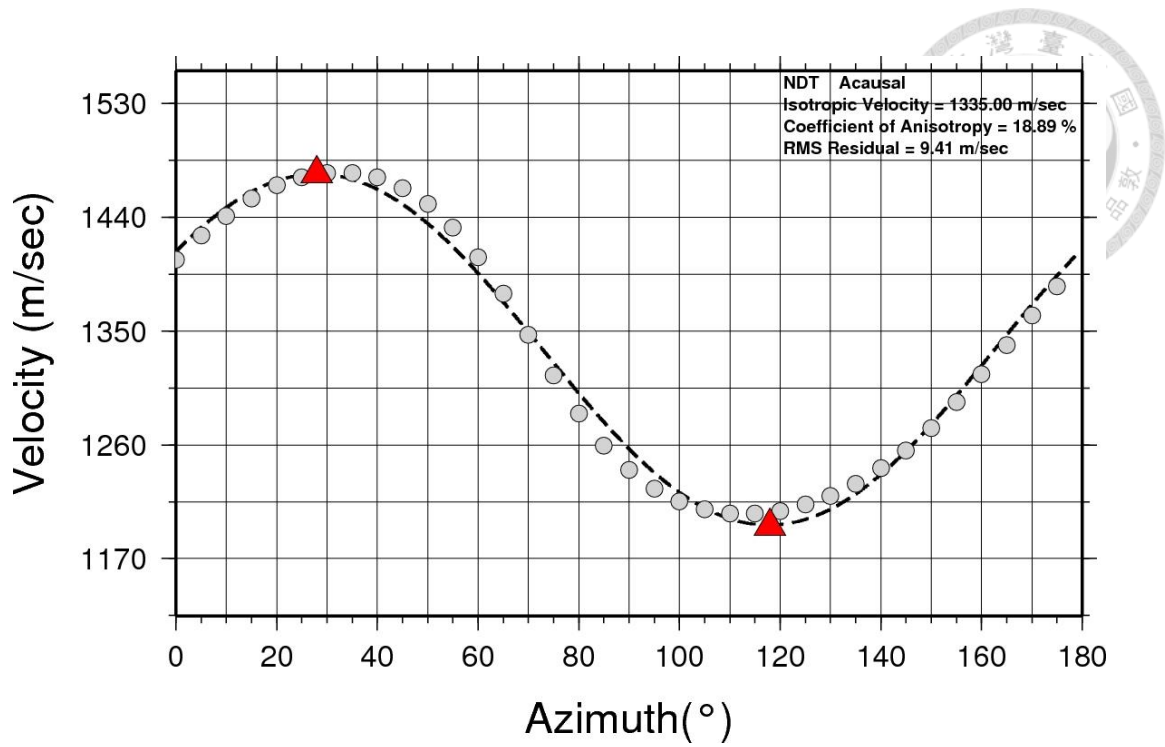


圖 B-11、NDT 測站之震波非均向性量測結果。

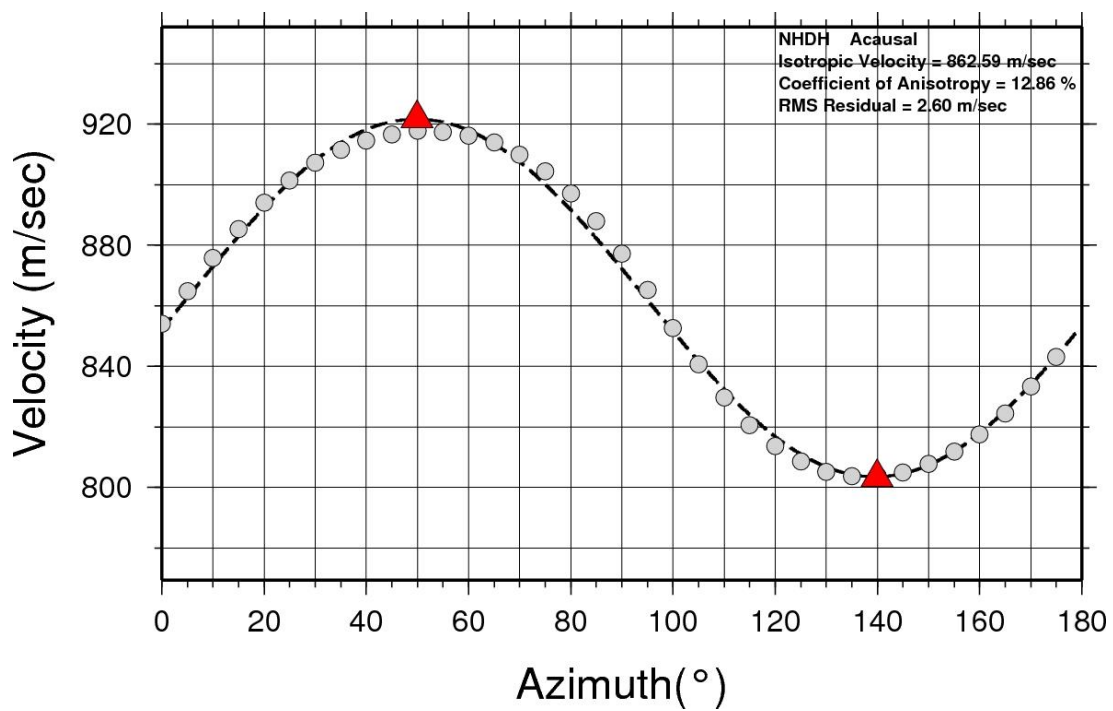


圖 B-12、NHDH 測站之震波非均向性量測結果。

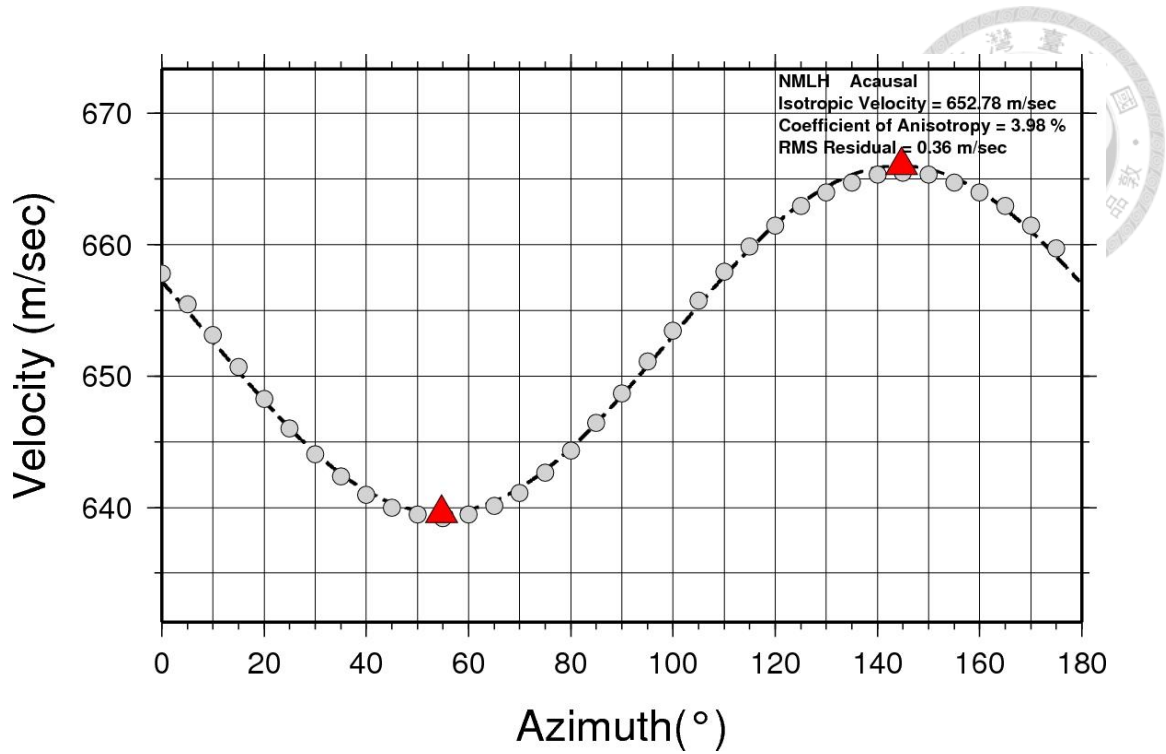


圖 B-13、NMLH 測站之震波非均向性量測結果。

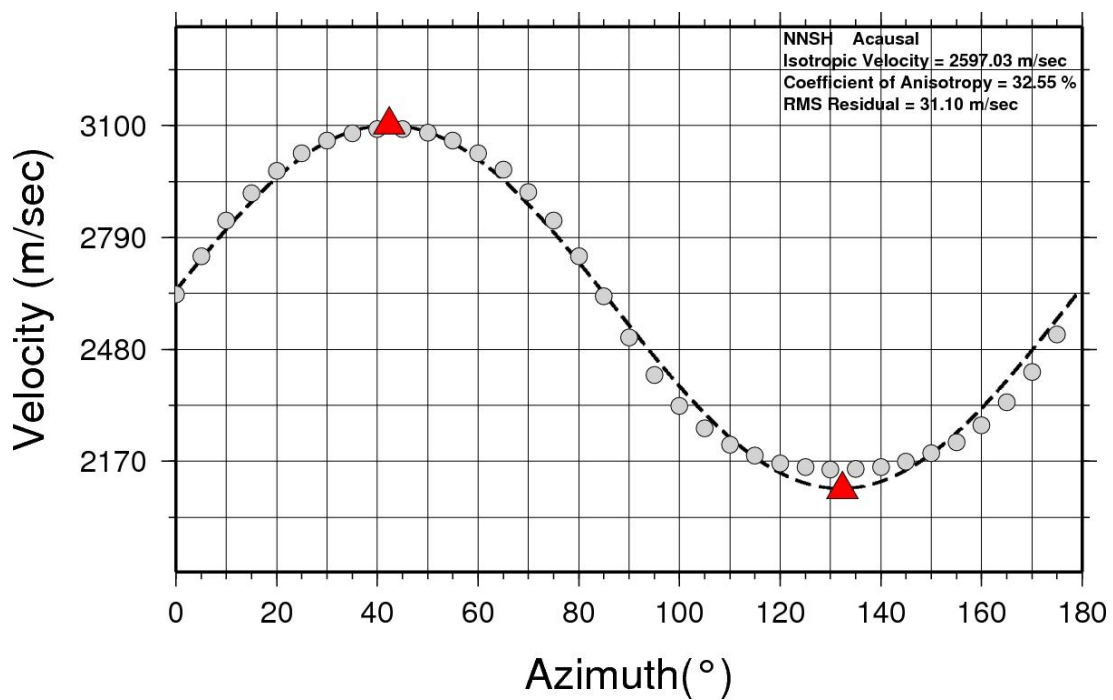


圖 B-14、NNSH 測站之震波非均向性量測結果。

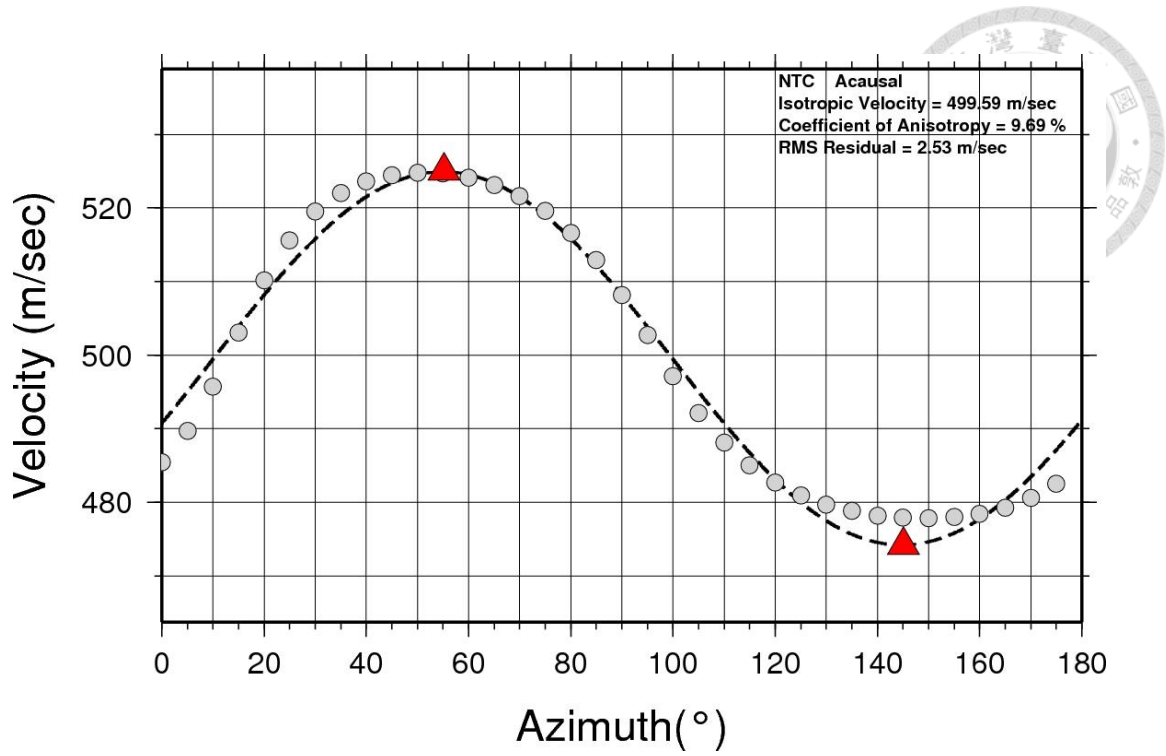


圖 B-15、NTC 測站之震波非均向性量測結果。

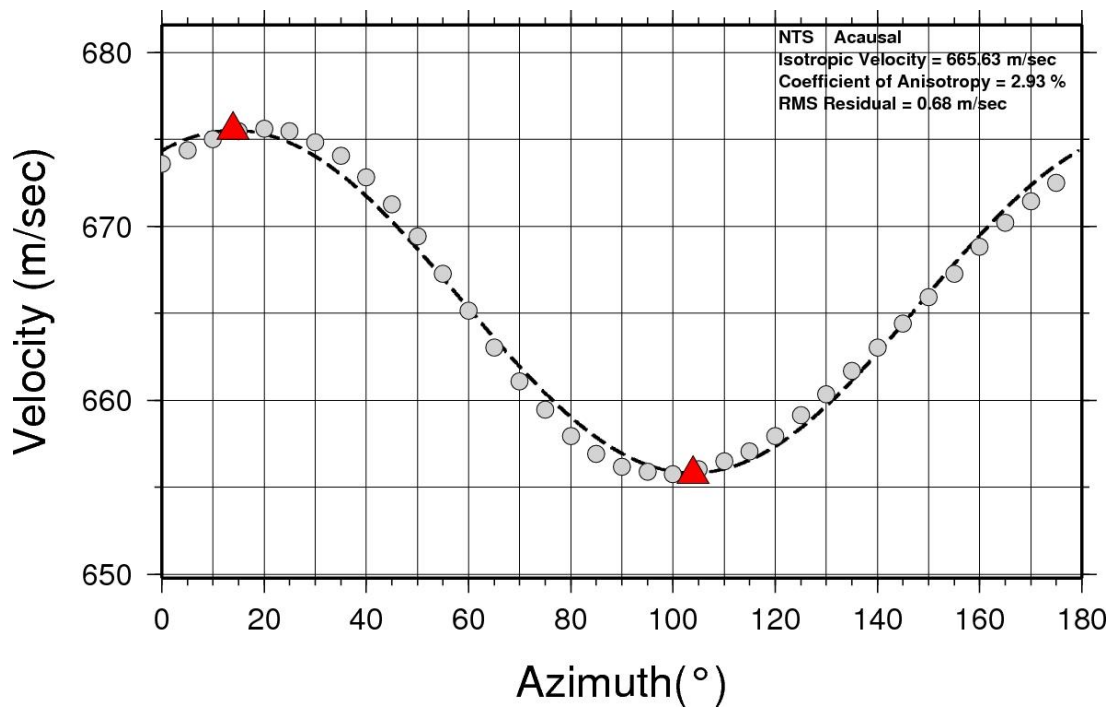


圖 B-16、NTS 測站之震波非均向性量測結果。

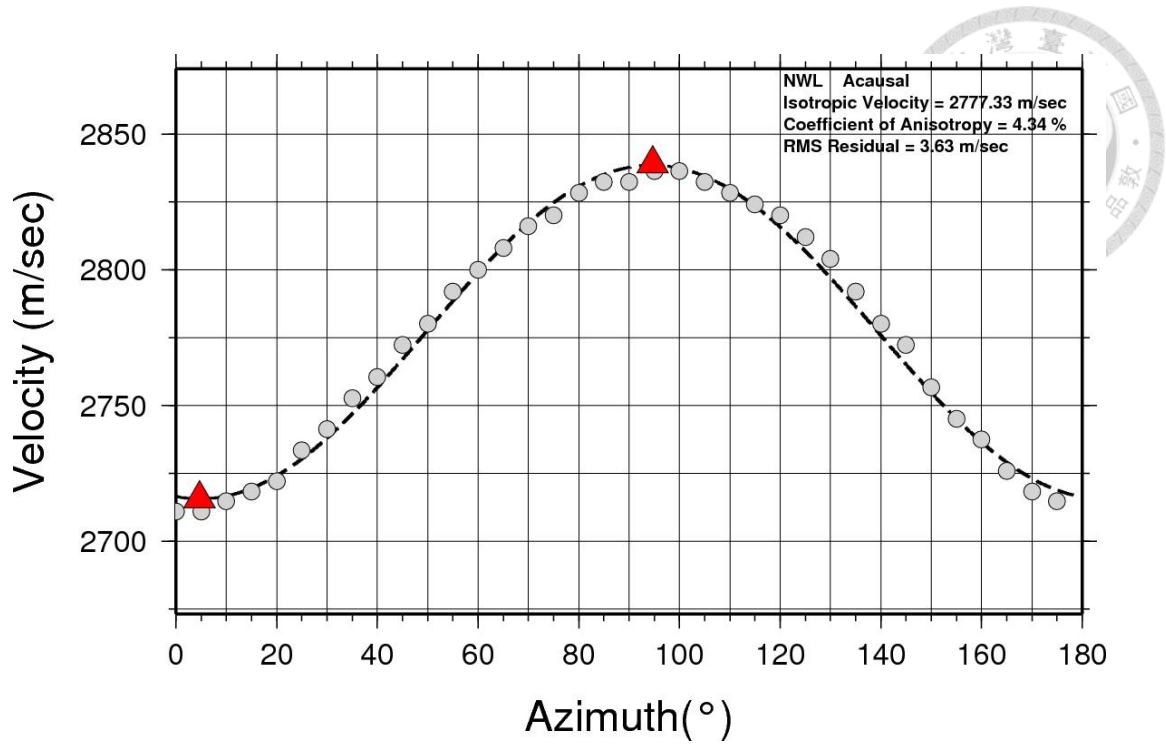


圖 B-17、NWL 測站之震波非均向性量測結果。

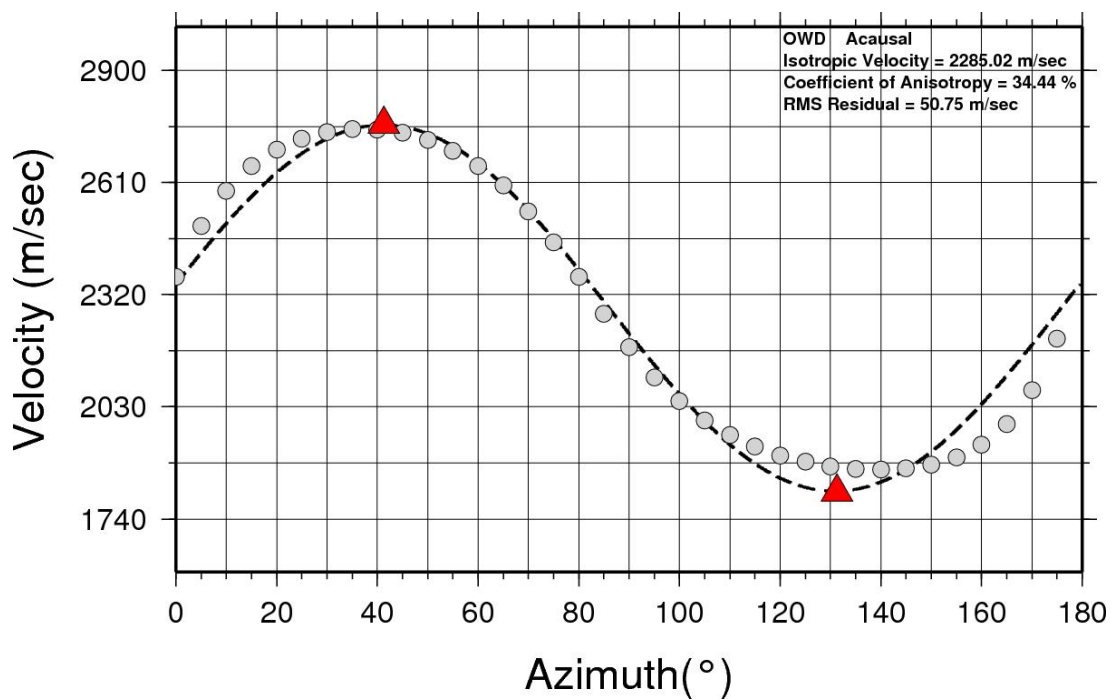


圖 B-18、OWD 測站之震波非均向性量測結果。

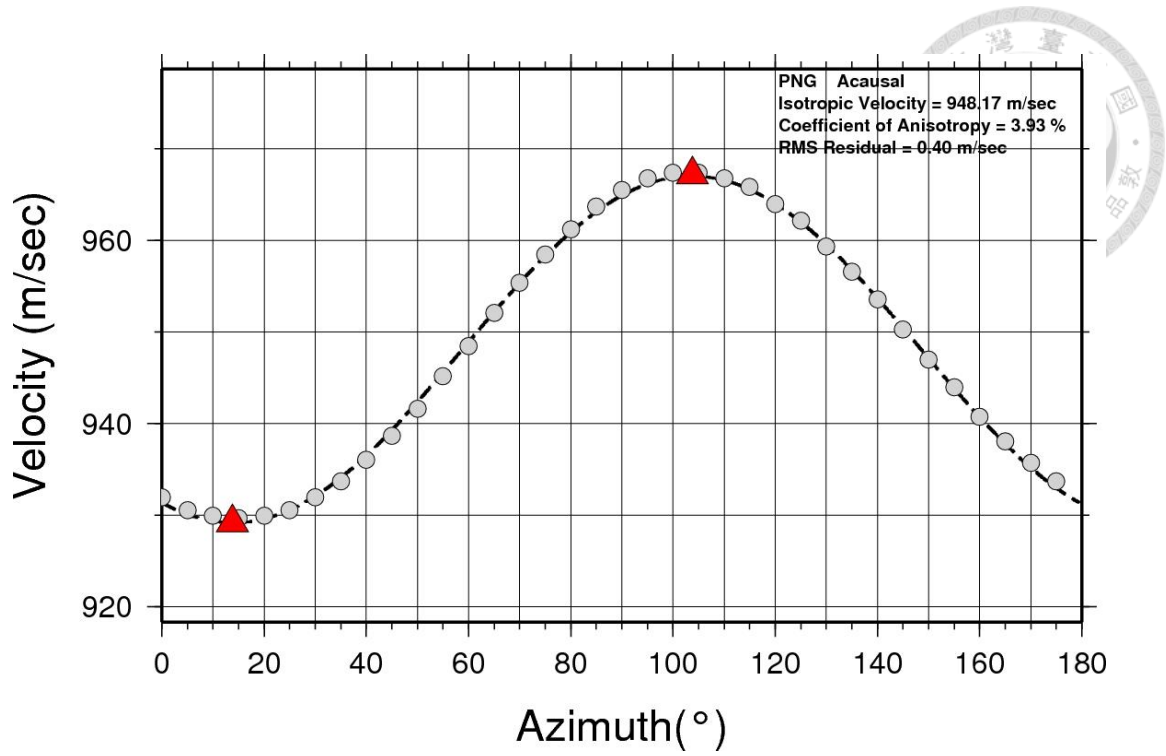


圖 B-19、PNG 測站之震波非均向性量測結果。

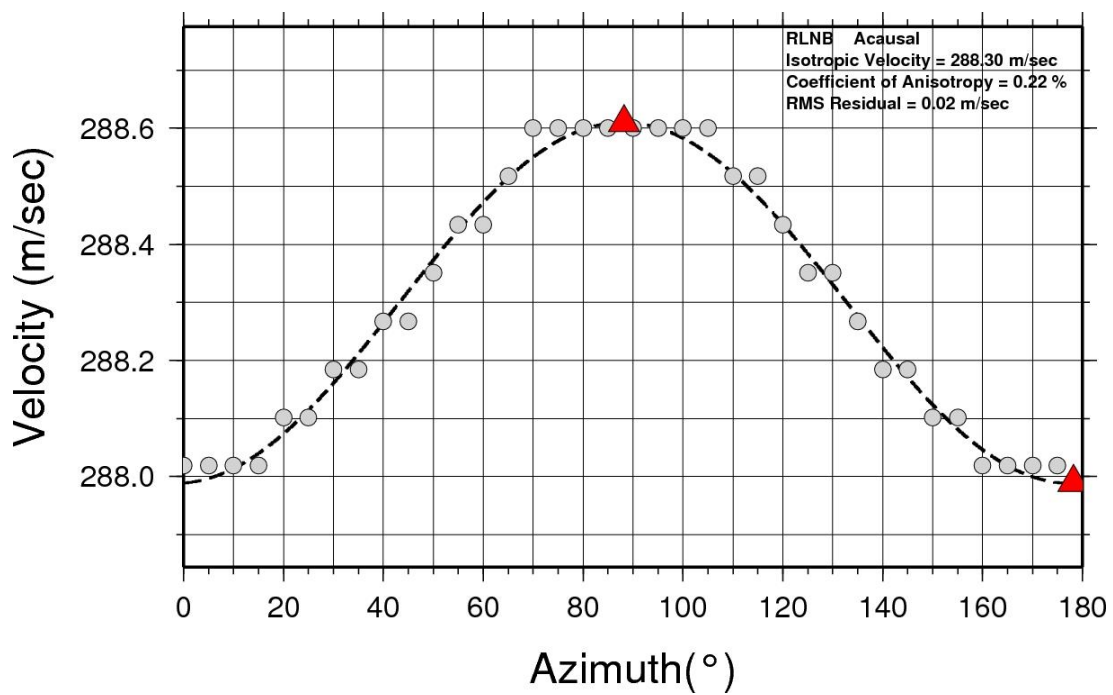


圖 B-20、RLNB 測站之震波非均向性量測結果。

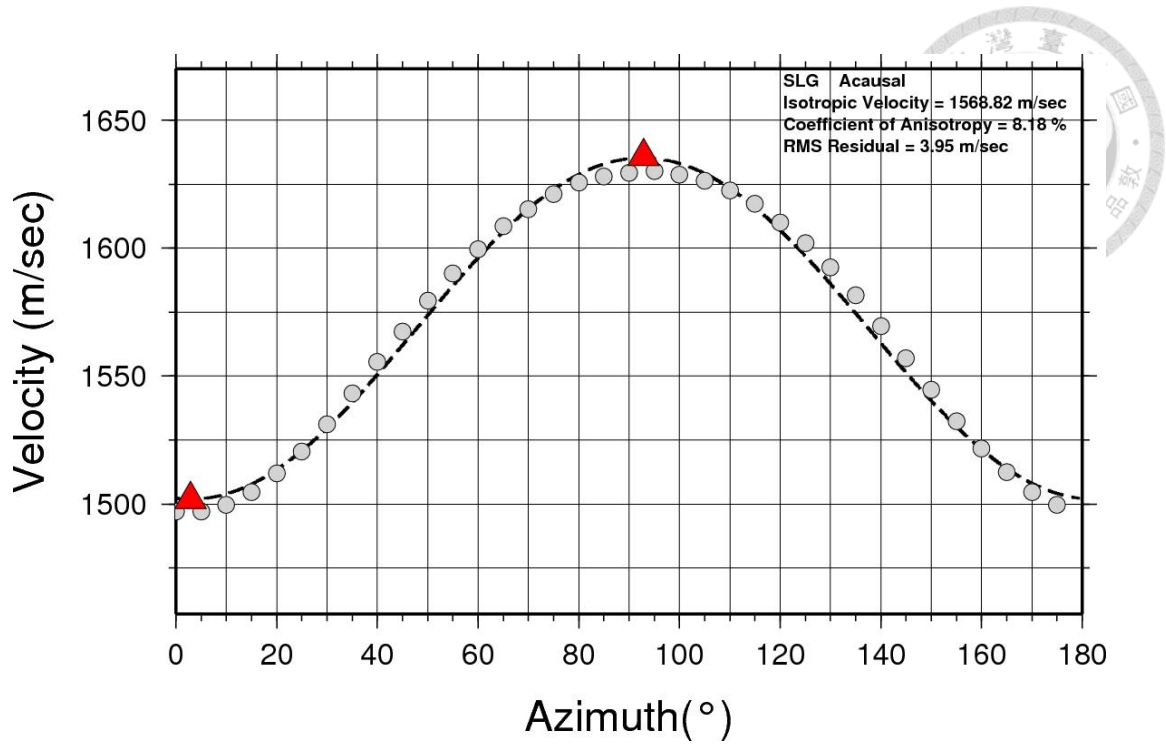


圖 B-21、SLG 測站之震波非均向性量測結果。

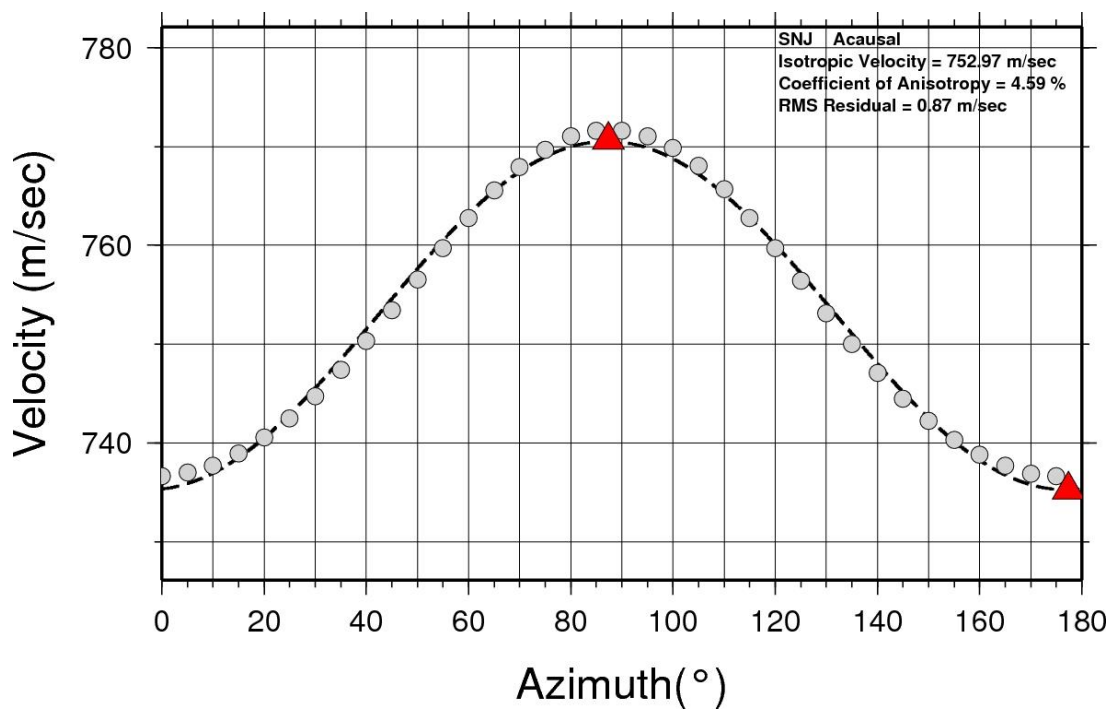


圖 B-22、SNJ 測站之震波非均向性量測結果。

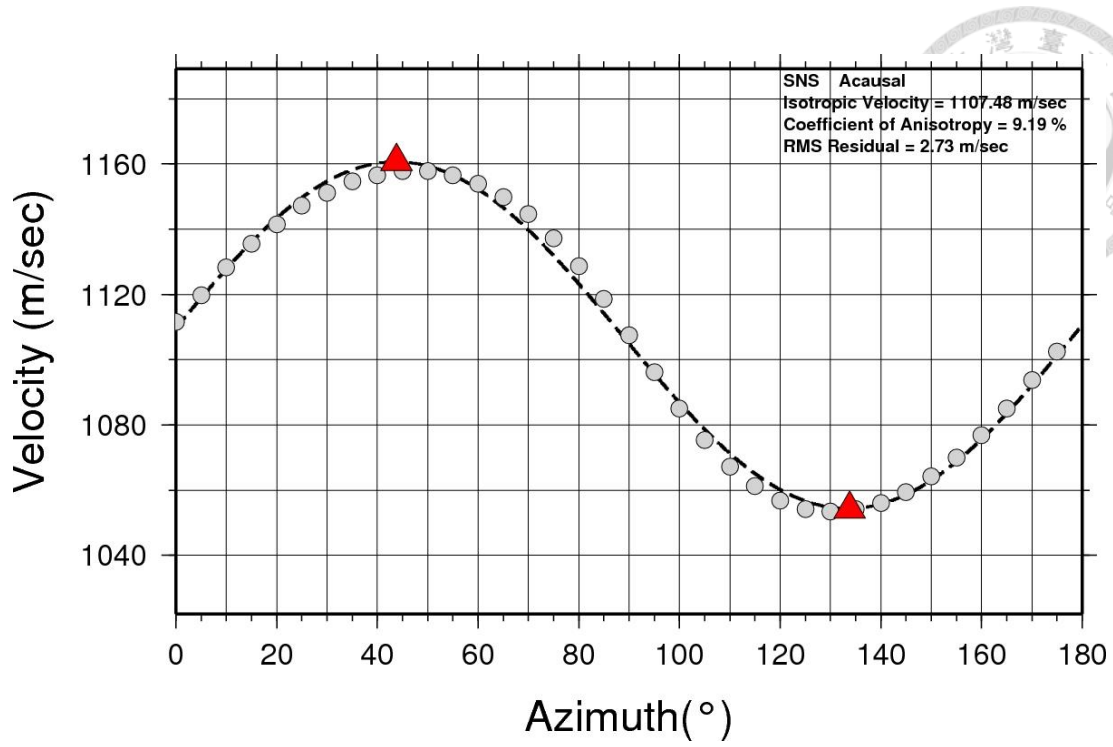


圖 B-23、SNS 測站之震波非均向性量測結果。

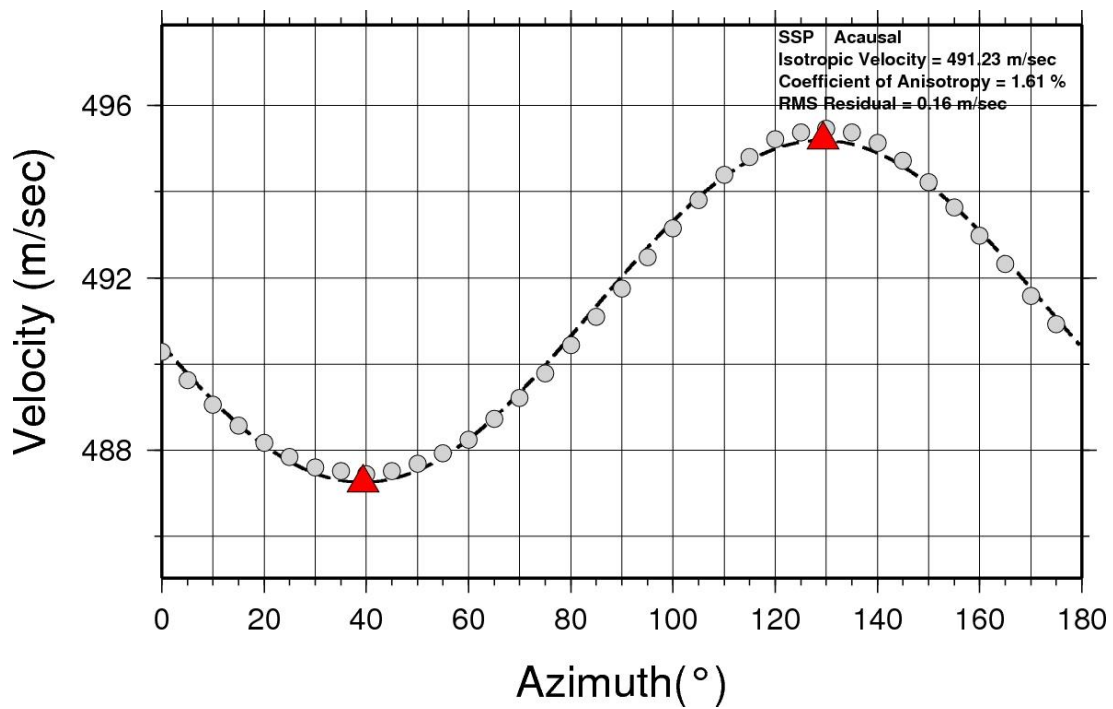


圖 B-24、SSP 測站之震波非均向性量測結果。

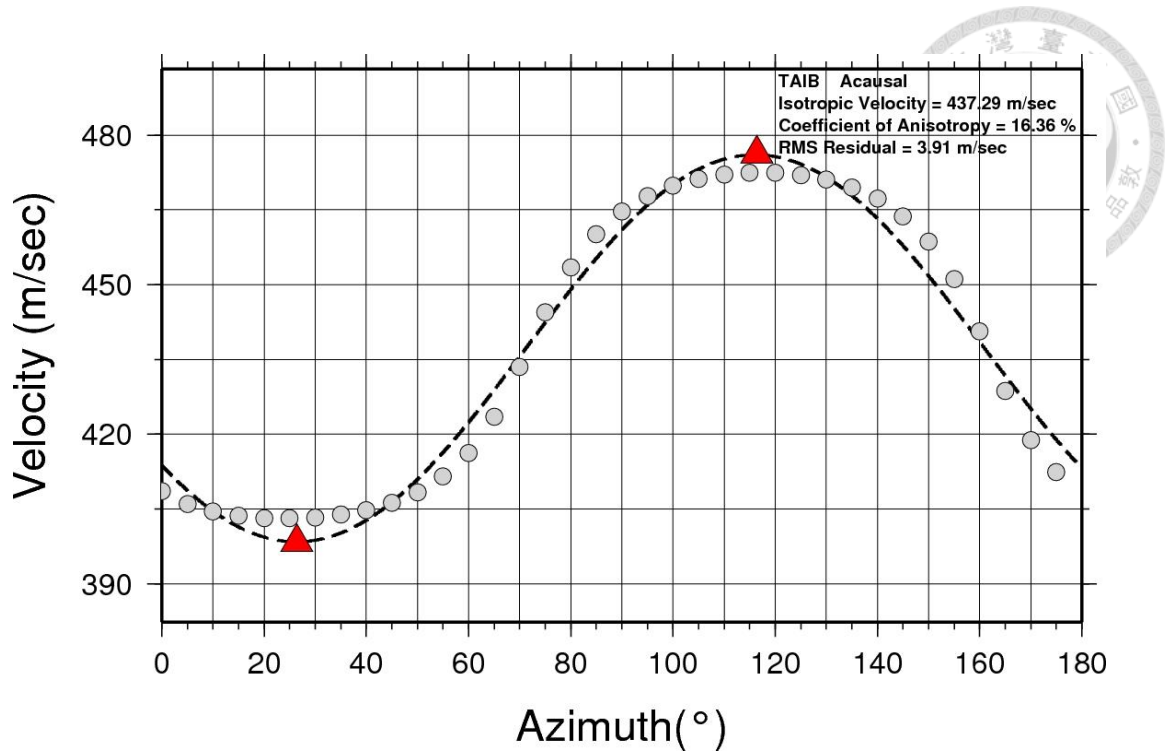


圖 B-25、TAIB(H)測站之震波非均向性量測結果。

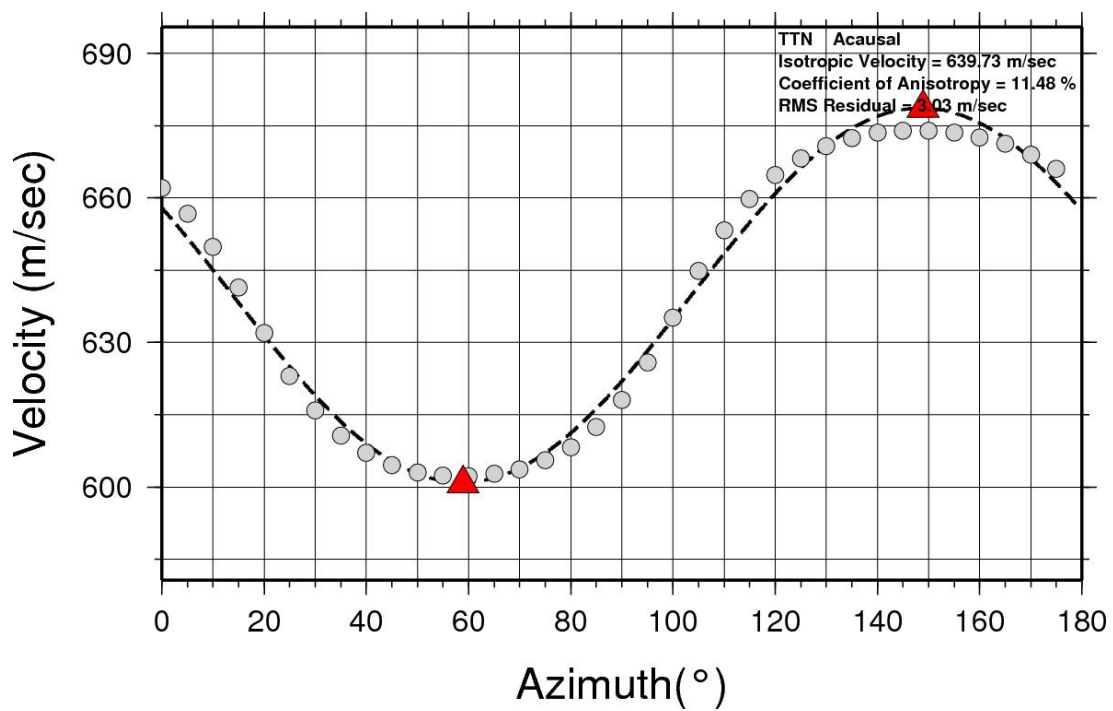


圖 B-26、TTN 測站之震波非均向性量測結果。

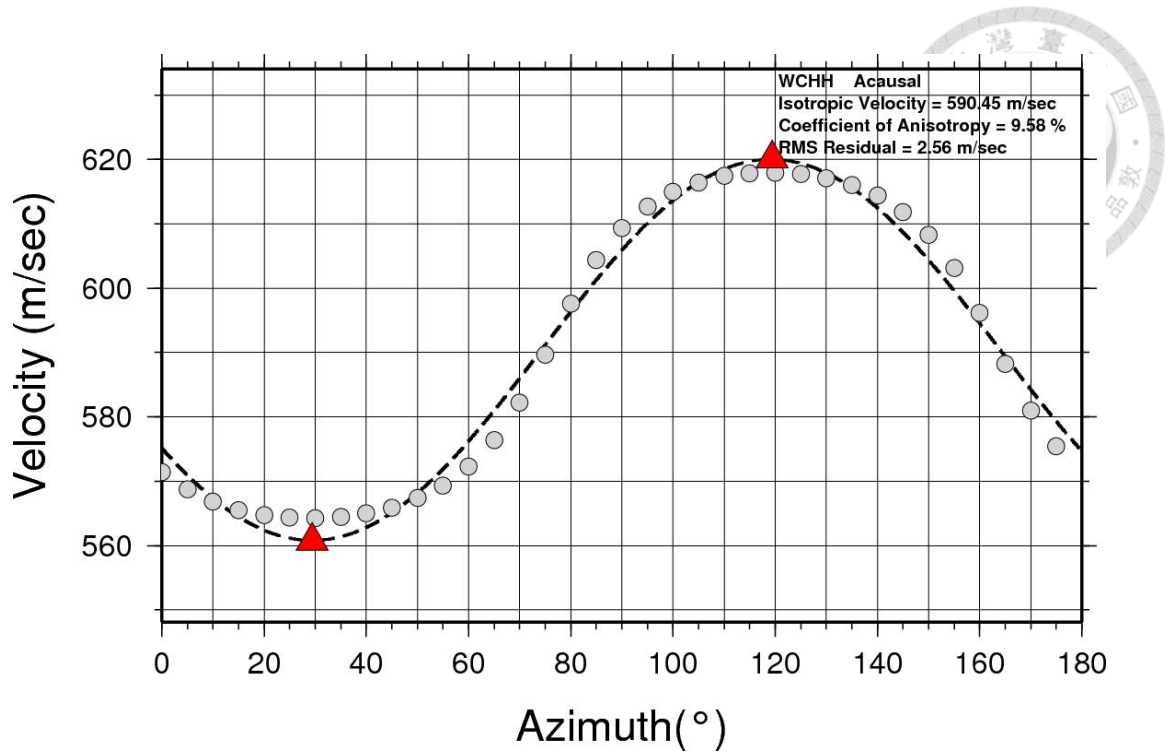


圖 B-27、WCHH 測站之震波非均向性量測結果。

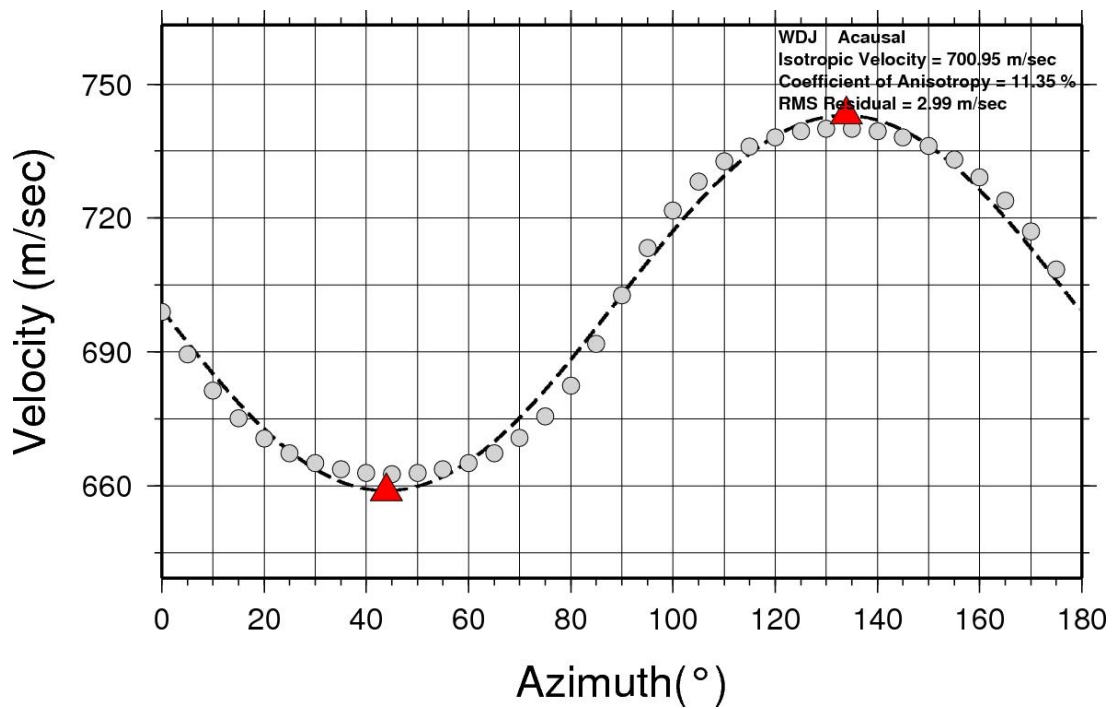


圖 B-28、WDJ 測站之震波非均向性量測結果。

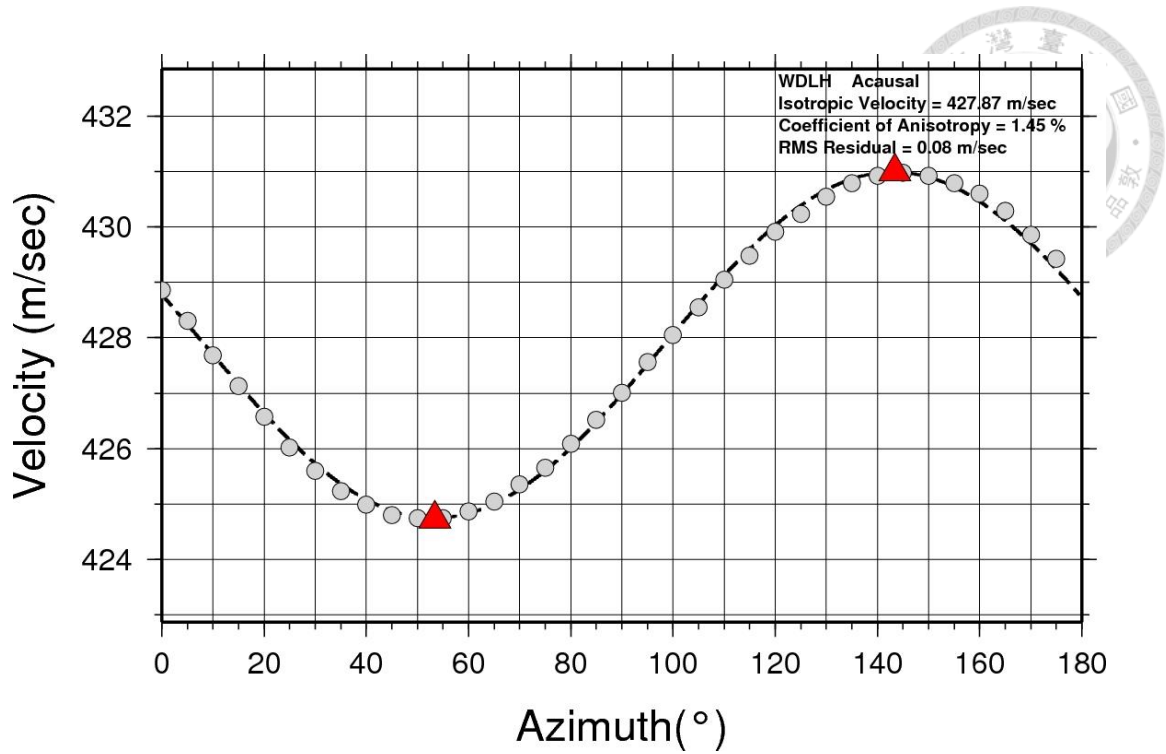


圖 B-29、WDLH 測站之震波非均向性量測結果。

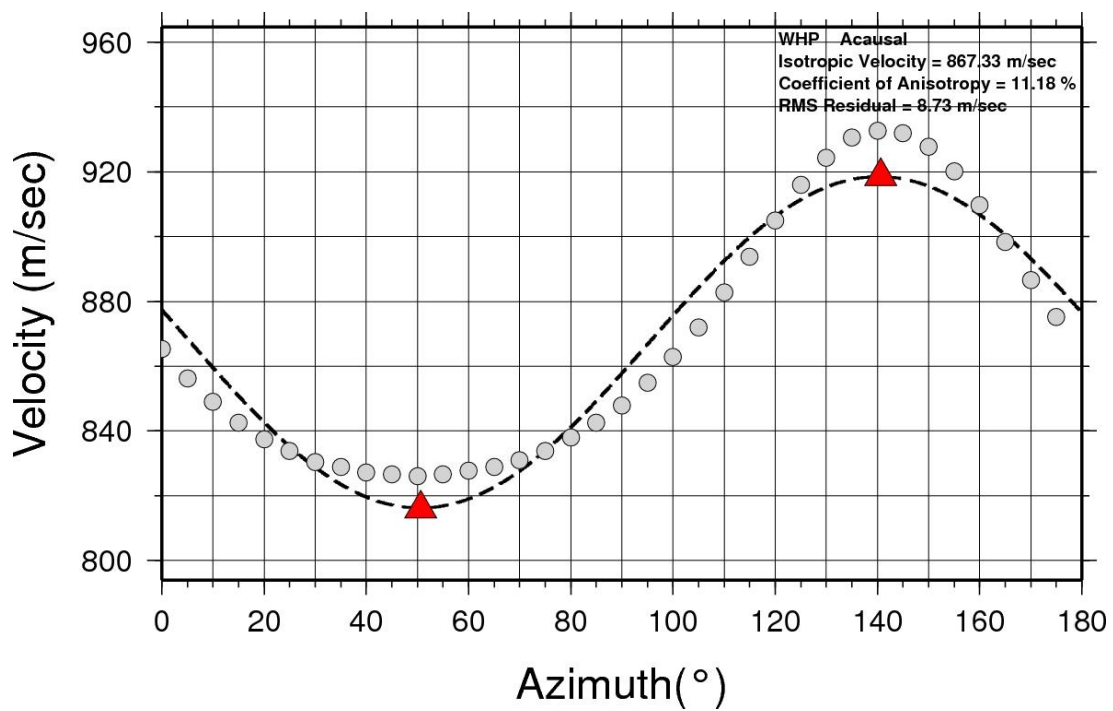


圖 B-30、WHP 測站之震波非均向性量測結果。

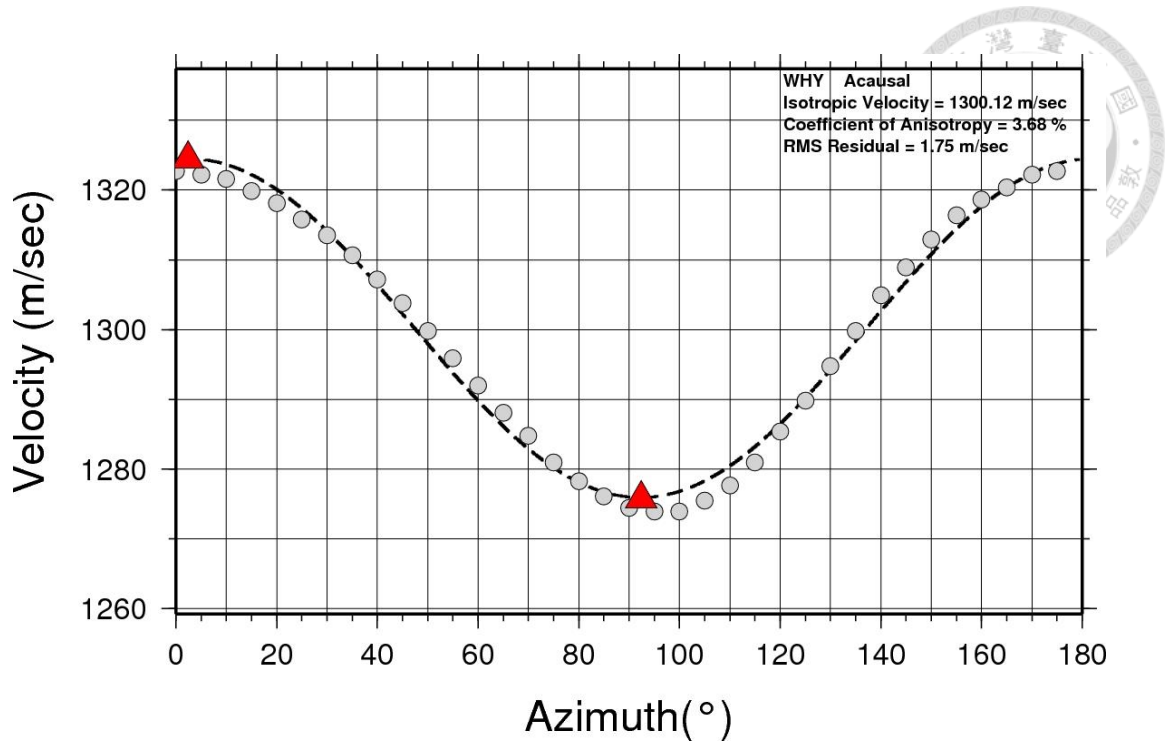


圖 B-31、WHY 測站之震波非均向性量測結果。

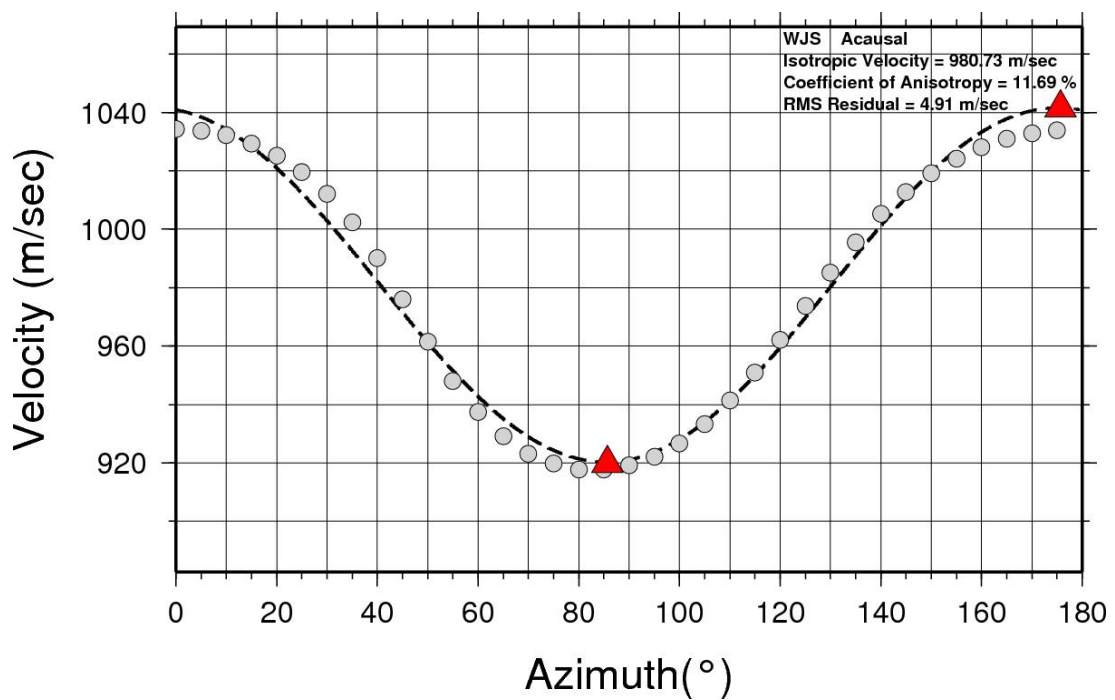


圖 B-32、WJS 測站之震波非均向性量測結果。

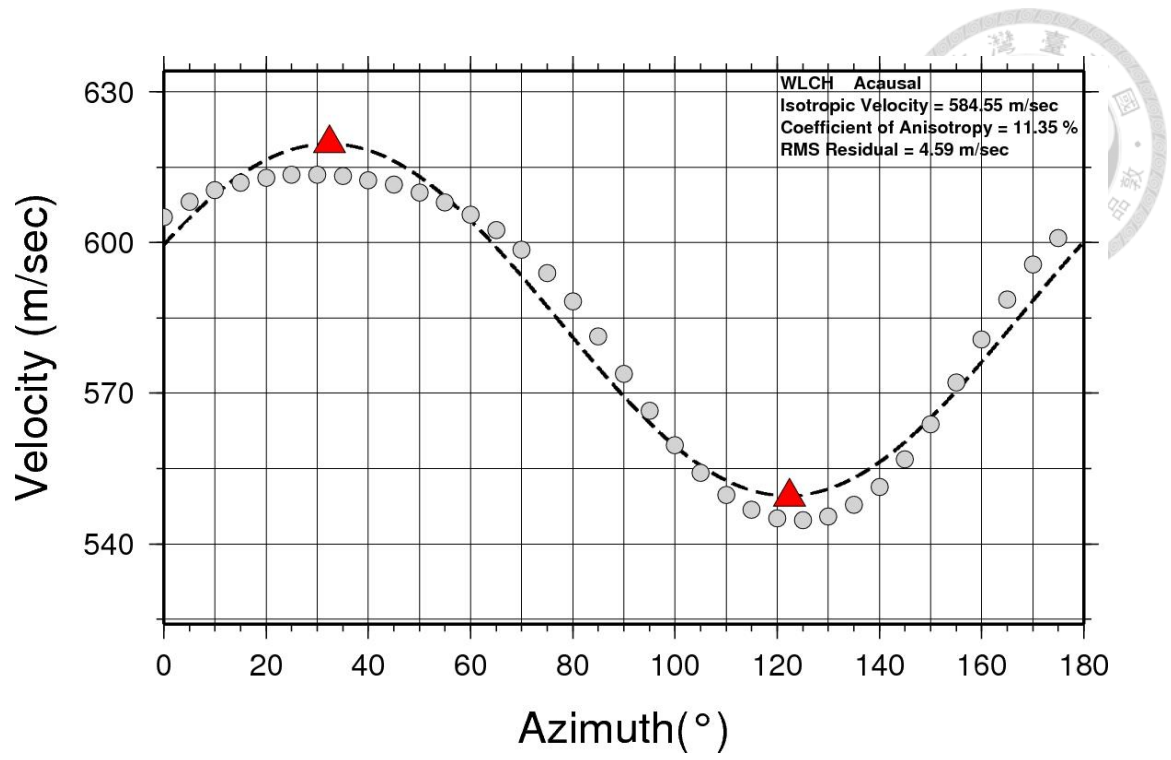





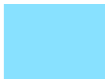



圖 B-33、WLCH 測站之震波非均向性量測結果。

附錄 C、二十五萬分之一臺灣地質圖地層圖例

	沖積層(6020) 現代		瑞芳群及其相當地層(0132) 中新世中期
	大南灣層，米崙層(0020) 更新世		野柳群及其相當地層(0120) 中新世早期
	玄武岩(7030) 更新世		野柳群及其相當地層(0121) 中新世早期
	安山岩(7010) 更新世		大桶山層(1110) 漸新世—中新世
	安山岩質碎屑岩(7063) 更新世		大桶山層(1111) 漸新世—中新世
	紅土臺地堆積(6050) 更新世		乾溝層(1490) 漸新世—中新世
	臺地堆積(6060) 更新世		澳底層(1660) 漸新世—中新世
	頭嵙山層及其相當地層(0161) 上新世—更新世		四稜砂岩(1230) 始新世—漸新世
	頭嵙山層及其相當地層(0162) 上新世—更新世		西村層，新高層(0080) 始新世
	卓蘭層及其相當地層(0100) 上新世		蛇紋岩及基性火成岩(9020) 先第三紀
	錦水頁岩及其相當地層(0140) 上新世		輝長岩，橄欖岩，玄武岩，蛇紋岩， 集塊岩（外來岩塊為主）(7901) 時代不詳
	三峽群及其相當地層(0010) 中新世晚期		石英斑岩(7095) 先第三紀
	三峽群及其相當地層(0011) 中新世晚期		安山岩質碎屑岩(7063) 更新世
	廬山層(1730) 中新世		安山岩質碎屑岩(7062) 中新世
	瑞芳群及其相當地層(0130) 中新世中期		隆起珊瑚礁(6041) 現代
	大南澳片岩(5026) 古生代晚期—中生代		大南澳片岩(5021) 古生代晚期—中生代
	大南澳片岩(5025) 古生代晚期—中生代		廬山層(1731) 中新世
	大南澳片岩(5024) 古生代晚期—中生代		都巒山層(1535) 中新世早期



	都巒山層(1530) 中新世早期
	大南澳片岩(5023) 古生代晚期—中生代
	恆春石灰岩(1420) 更新世
	卑南山礫岩(1340) 上新世—更新世
	瑞芳群及其相當地層(0131) 中新世中期
	卓蘭層及其相當地層(0101) 上新世
	利吉層，墾丁層(0090) 上新世—更新世
	大港口層，奇美層(0042) 中新世晚期—上新世
	大港口層，奇美層(0041) 中新世晚期—上新世