

國立臺灣大學理學院地質科學研究所

碩士論文



Graduate Institute of Geosciences

College of Science

National Taiwan University

Master Thesis

利用琉球隱沒帶導波求取隱沒板塊非均向性

Subducting slab anisotropy inferred from guided wave
events in Ryukyu subduction zone

曾羽龍

Yu-Lung Tseng

指導教授：陳卉瑄 博士

胡植慶 博士

Advisors: Kate Huihsuan Chen, Ph.D.

Jyr Ching Hu, 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

利用琉球隱沒帶導波求取隱沒板塊非均向性
Subducting slab anisotropy inferred from guided
wave events in Ryukyu subduction zone

本論文係曾羽龍(R01224205)在國立臺灣大學地質科學
(系)所完成之碩士學位論文，於民國 103 年 07 月 01 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：

胡植慶

(簽名)

(指導教授)

陳卉璇

林義昇

郭幸連

李文華



誌謝

首先想對自己鼓勵，當我有時間可以打這篇感謝文的時候，代表我即將進入人生的下個階段了，也算是一個全新的開始，希望我可以積極面對未來的一切，而不要像過往一樣的懶散!!!

我想對自己說，我想我不是最棒(我並不是聰明的)，也不是一路最努力的(因為我很會浪費時間)，但在此刻可以說，我至少有盡力的做完這份研究工作!!!

在研究這條路上會是終點了嗎?我不敢確定，但在研究的路上最要感謝的是陳卉瑄老師，我想我也是 Kate 研究室目前最皮的研究生了!!!從大學懵懂的日子，就不斷的挑戰老師的耐心，每周一次的 meeting 都是讓人前一晚無法入睡的原因，meeting 就是跟研究進度與 Kate 的抗戰，在跟老師記憶力的攻防戰中，我知道我的臉皮正在不斷的增厚，在畢業的此刻，我也因此胖到不行...，所以，說我是最皮的，真的也不為過了!!! 還是真的感謝老師不斷的鼓勵我，讓我在這特別的研究路上，體驗了三溫暖的情節，好比台灣八點一樣精彩!!!

另一位在研究路上，非常鼓勵的胡植慶老師，碩二一度有點低潮落寞的我，沒有胡老師百忙中積極的關心，我想我無法持續到現在!!! 而胡老師優秀的研究室，也是我在台大研究生生活樂趣的開始，在那裡開始認識了很多風趣又聰明的學長姐們，昭榮學長、冠全學長、有忠學長、致言學長、蚯蚓學長、琬君學姐、喬茵學姐、昱茨學姐以及盧佳遇老師研究室的欽煌學長和磬安學弟，大家在我碩一時，不論是 meeting 中的歡笑，或是報告時的關鍵救援，都讓我很開心很想跟大家打成一片，太麻里的野外，東北角的野外，地質調查導論的野外，一幕幕都令人印象深刻的回憶，很開心在這裡遇見了大家!!!

在此，特別感謝我的老師群：洪淑蕙老師、郭本垣老師、梁文宗老師、陳勁吾老師、曾泰琳老師、吳逸民老師...等，不論是課堂、研究或是平時我到處請教老師問題，謝謝老師們對我的幫助與愛戴!!!



在 Kate 研究室的日子，最先遇到的除了老師之外，就是內務總管淑俐!!!!...完全就是"我只是不笑，臉臭"的代表!!! 後來遇到了住在我家後面巷子的彭彭大神以及真的很小隻...很小隻的小隻學姐，以及最先開導想程式的~育菱大神~，當然還有花花學長跟婷湘學姐，以及宅宅宅育群跟我的油膩好夥伴 Fatty 林(現在是臭踢)，還有同是早期成員的蓮鈺阿姨，回想起一切的開始都是完全的莫名阿!!!! 哈

來到 S801，是我們的樂園，也是大本營，回想這些年，我們一起癱肥的日子，跟我們最油膩的人就是 Fatty 林!!! 想當初屬於研究室中生代的我們：我、肥梯跟育群，三人一出現，就已經極度擁擠的 S801，現在又加上了同是 101 級的癱肥伙伴：彭胖豬、黃柔柔、胖包及我的不洗澡徒弟，加上目前極所有壞特點於一身的耀傑，S801 是大家的家園!!! 也感謝大家，在我趕論文的時候，大家一起陪我熬夜的好麻吉，在我寫論文的同時，你們看世足、玩桌遊，我不為所動，除了在我旁邊打呼實在太過分!!! 就是你們，從義氣兄弟變癌氣兄弟!!! 另外，特別感謝黃柔柔跟彭胖豬，在我最危急的時刻挺身幫我，我沒齒難忘~~謝謝你們!!!!

回想一切，在 S 棟樓頂的中秋烤肉，陪日本學生伴遊台灣，這是一段荒唐又富有歡樂氣息的時光，感謝所有沒提及的大朋友小朋友們，碩班的兩年經歷了無數有趣的事情與回憶，"katepili"將會是大家都會記得的終極代號!!! 而 S801 將是我們永遠的堡壘!!!

我們要前進了各位!!!



中文摘要

在隱沒帶系統中，隱沒板塊本身的非均向性構造特性一直受到爭論。過去利用剪力波分離現象來測量隱沒帶非均向性的研究中，皆難以有效分離出板塊本身非均向性的大小及方向，而近年來發展的技術，例如 P 波層析成像技術及接收函數分析法，則進一步指出板塊本身存在一定程度之非均向性，然而確切大小卻不易解析。

本研究欲尋找沿板塊內部傳播的隱沒帶導波事件，利用剪力波分離特徵來有效測量隱沒板塊本身之非均向性。當地震波傳遞經過隱沒帶時，會產生複雜的波傳特性。震波沿著隱沒板塊傳遞一段長距離後，其波形具有短暫低頻 P 波初達訊號，且其後緊隨持續時間長的高頻訊號。此種具有高頻振幅放大的隱沒帶導波可用來解釋地表異常強地動行為，並且是理解隱沒板塊物理特性的重要依據。本研究嘗試利用隱沒帶導波之特性來約制地震事件到達測站的路徑關係，並進一步利用具有導波效應之測站及地震事件進行剪力波分離之觀測。我們搜尋台灣兩隱沒帶之地震事件，經由分析其波形特徵(頻譜及時頻分析)以及異常之地表強地動分布，系統性探討台灣兩隱沒帶(琉球隱沒帶及馬尼拉隱沒帶)之導波效應。本研究發現台灣東北的琉球隱沒帶系統，其導波特性(造成高頻振幅放大的程度)較為明顯，故使用琉球隱沒帶導波事件求取隱沒板塊非均向性。

利用 $M_L > 5$ 的 30 個有明顯導波效應的琉球隱沒帶導波事件，我們進一步利用質點運動分析法及波形交對比法來進行剪力波分離參數(有明顯導波之測量。有效之剪力波分離測量結果顯示，整體分離時間差約在 0.06-0.68 s，其方向性特徵可分為三群，最北部為琉球地幔楔之非均向性，以東-西向及西北-東南向為主，而往南靠近具有導波測站則呈現兩種型態之方向性，除了與前人研究(平行台灣造山帶方向，為南-北向與北偏東向)一致的 S 波極化方向外，亦有異常的 S 波極化方向為北北西向，其分離時間差為 0.2-0.46 s，本研究推測其可能受到板塊本身之非均向性



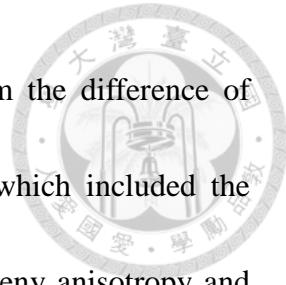
之影響，初估其大小略大於台灣北部地殼之非均向性(<1 s)，但小於台灣上部地慢之非均向性大小(0.3-1.3 s)。

關鍵字：隱沒帶、導波、高頻地震波、剪力波分離、板塊非均向性



Abstract

Frozen-in anisotropic structure in the oceanic lithosphere and faulting/hydration in the upper layer of the slab are expected to play an important role in anisotropic signature of the subducted slab. Over the past several decades, despite the advances in the knowledge of crustal and upper mantle anisotropy, the character of the subducting slab anisotropy remain poorly understood. In this study, we investigate the slab anisotropy using subduction zone guided waves characterized by long path length in the slab. In the southernmost Ryukyu subduction zone, seismic waves from events deeper than 100 km offshore northern Taiwan reveal wave guide behaviors: (1) low-frequency (<1 Hz) first arrival recognized on vertical and radial components but not transverse component, and (2) large, sustained high-frequency (3-10 Hz) signal in P and S wave trains. The depth dependent high-frequency content (3-10Hz) confirms the association with a waveguide effect in the subducting slab rather than localized site amplification effects. Using the selected subduction zone guided wave events, we further analyzed the shear wave splitting for intermediate-depth earthquakes in different frequency bands, to provide the statistically meaningful shear wave splitting parameters. We determine shear wave splitting parameters from the 30 PSP guided events that are deeper than 100 km with ray path traveling along the subducted slab. From shear wave splitting analysis, our



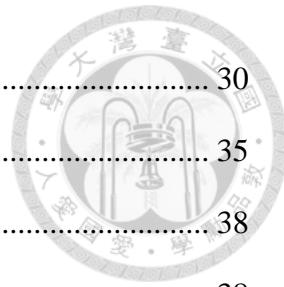
results show the total range of delay time of 0.06–0.68 sec. From the difference of polarization patterns of fast direction, we find out three groups which included the northern Taiwan mantle wedge effect and the parallel Taiwan orogeny anisotropy and the possible slab anisotropy. The slab and crust effects reveal consistent polarization pattern of fast directions of North North-West and delay time of 0.2-0.46 sec. This implies that slab anisotropy is stronger than the crust effect (<0.1 s) but weaker than the upper mantle effect (0.3-1.3 s) in Taiwan.

Keywords : Subduction zone、Guided wave、High frequency seismic wave、Shear wave splitting、Subducting slab anisotropy

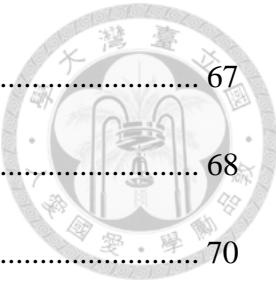


目錄

口試委員會審定書	I
誌謝	II
中文摘要	IV
ABSTRACT	VI
目錄	VIII
圖目錄	XI
表目錄	XIV
附錄目錄	XV
第一章 緒論	1
1.1 研究動機及目的	1
1.2 隱沒帶的非均向性特性	3
1.2.1 物理特性	4
1.2.2 觀測手段	8
1.2.3 觀測結果	9
1.3 隱沒帶板塊非均質特性	12
1.4 台灣隱沒帶系統的隱沒板塊特性	19
1.5.1 琉球-台灣隱沒帶	19
1.5.2 馬尼拉-台灣隱沒帶	23
第二章 台灣隱沒帶導波之判識	25
2.1 波形特徵及頻率特徵	30



2.2 導波特徵之深度分布	30
2.3 異常強地動之分布	35
2.4 量化隱沒帶導波	38
2.4.1 移動時窗頻譜分析法	38
2.4.2 平均頻率放大效應	41
2.5 台灣隱沒帶導波特性歸納	43
第三章 研究方法	45
3.1 研究區域及地震資料	45
3.2 資料篩選準則	46
3.3 資料處理	47
3.4 剪力波分離之測量	48
3.4.1 質點運動分析	49
3.4.2 波形交相關對比法	50
3.4.3 信心區間之估計	52
第四章 研究結果	53
4.1 剪力波分離結果之判識準則	53
4.2 剪力波分離的觀測結果	53
4.3 快波方向之特性	58
4.4 快慢波分離時間差之特性	60
第五章 結果分析與討論	62
5.1 剪力波分離解之非均向性探討	62
5.2 隱沒帶板塊非均向性探討	64
5.3 隱沒帶導波與資料篩選探討	64
5.4 隱沒板塊之非均向性探討	65



5.5 隱沒帶導波與板塊非均向性之機制探討	67
第六章 結論	68
參考文獻	70
附錄一 琉球隱沒帶之導波事件	82
附錄二 琉球隱沒帶 $M_L > 5$ 導波事件之剪力波分離結果	91
附錄三 琉球隱沒帶 $4 < M_L < 5$ 導波事件之剪力波分離結果	123



圖目錄

圖 1.1、隱沒系統之板塊尺度和區域構造尺度示意圖。	3
圖 1.2、物質之均質(homogeneous)與非均質(inhomogeneous)及均向性(isotropic)與非均向性(anisotropic)之示意圖。	4
圖 1.3、淺層地殼平行最大水平壓縮軸方向排列的裂隙非均向性示意圖。	5
圖 1.4、應力擠壓造成特定走向的斷層面非均向性示意圖。	6
圖 1.5、特定層狀排列之構造非均向性示意圖。	6
圖 1.6、P 波與 S 波在通過單晶橄欖石各對稱軸之速度分布圖。	8
圖 1.7、剪力波分離現象示意圖。	9
圖 1.8、剪力波分離觀測常用之波線路徑示意圖。(a)地球內部傳遞的各種剪力波波相的行進路徑示意圖。	10
圖 1.9、日本弧前測站與弧後測站接收到隱沒帶地震之波形。	13
圖 1.10、台灣德基測站地震波形隨地震深度淺到深分布。	15
圖 1.11、台灣附近板塊幾何碰撞示意圖。	20
圖 1.12、台灣附近地形及海域等高線分布圖。	20
圖 1.13、台灣東北隱沒帶影像層析剖面圖。	21
圖 1.14、台灣地區各深度之 Qs 數值分布圖	23
圖 1.15、三維速度影像層析結果在不同剖面的結果。	24
圖 2.1、日本隱沒帶地震事件之導波特徵及拉進之 P 波波形圖。	26
圖 2.2、日本隱沒帶導波事件(2002/7/28, Mw7.3)造成之異常強地動分布。	26
圖 2.3、台灣隱沒帶導波研究區域之測站及地震分布圖。	29
圖 2.4、琉球-台灣隱沒帶地震事件(2006/08/27, M _L 6, 深度 135 km)在各測站波形及頻譜圖。	31
圖 2.5、琉球隱沒帶地震事件在德基測站(TDCB)之 40 s 波形、頻譜及 P 波後 5 s 波	



形圖。	32
圖 2.6、馬尼拉隱沒帶地震事件在大埔測站(TPUB)之 40 s 波形、頻譜及 P 波後 5 s 波形圖。	32
圖 2.7、TDCB 測站之地震波形及頻譜特徵隨地震深度之變異。	33
圖 2.8、TPUB 測站之地震波形及頻譜特徵隨地震深度之變異。	34
圖 2.9、琉球-台灣隱沒帶地震之強地動隨深度分布圖。	36
圖 2.10、馬尼拉-台灣隱沒帶地震之強地動隨深度分布圖。	37
圖 2.11、移動時窗頻譜分析流程圖。	39
圖 2.12、移動時窗頻譜分析之 Bp/lp ratio 值與對應之時窗時間作圖。	39
圖 2.13、琉球-台灣隱沒帶地震(2007/07/31，規模 5.04，深度 142 km)之 bp/lp ratio 隨時間之變化圖。	40
圖 2.14、琉球-台灣地震事件(2007/07/31，規模 5，深度 142 km)之高頻持續時間分佈圖。	40
圖 2.15、弧前測站與弧後測站之相除頻譜流程圖。	42
圖 2.16、琉球-台灣隱沒帶弧前測站(TDCB)與弧後測站(ANPB)之相除頻譜圖。	42
圖 2.17、琉球-台灣及馬尼拉台灣隱沒帶導波事件(深度>100 km)之相除頻譜比值圖。	43
圖 3.1、琉球隱沒帶 $M_L > 5$ 導波事件及台灣寬頻測站之分布。	45
圖 3.2、琉球隱沒帶 $4 < M_L < 5$ 導波事件及台灣寬頻測站之分布。	46
圖 3.3、剪力波分離測量之波形處理範例。	48
圖 3.4、質點運動分析之剪力波分離量測示意圖。	51
圖 3.5、波形交相關對比法之剪力波分離量測示意圖。	51
圖 4.1、不同信心區間跨度的範例。	54
圖 4.2、波形交相關對比法與質點運動分析法之測量結果範例。	54
圖 4.3、琉球隱沒帶 $M_L > 5$ 導波事件之非均向性分布。	55

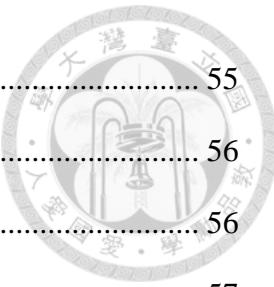


圖 4.4、琉球隱沒帶 $M_L > 5$ 導波事件之波線路徑地表投影圖。	55
圖 4.5、琉球隱沒帶 $4 < M_L < 5$ 導波事件之非均向性分布。	56
圖 4.6、琉球隱沒帶 $4 < M_L < 5$ 導波事件之波線路徑地表投影圖。	56
圖 4.7、測站依不同緯度而分成三類型。	57
圖 4.8、TYPE1 之非均向性波線與測量結果。	59
圖 4.9、TYPE2 之非均向性波線與測量結果。	59
圖 4.10、TYPE3 之非均向性波線與測量結果。	60
圖 4.11、分離時間差(δt)與震央距之關係。	61
圖 4.12、分離時間差(δt)與地震深度之關係。	61
圖 5.1、琉球-台灣隱沒帶區域地震剪力波分離解之分布。其	63
圖 5.2、台灣本島底下岩石圈地慢非均向性的分布。	64
圖 5.3、琉球隱沒帶導波常出現之測站分布。	66
圖 5.4、菲律賓海板塊隱沒旋轉之橄欖石凍結非均向性模式示意圖。	66



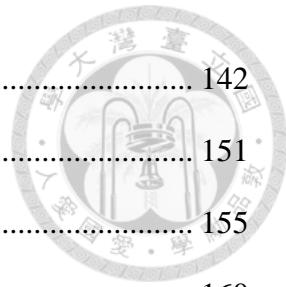
表目錄

表 1.1、世界各隱沒帶之導波現象 (修改自 Chen et al., 2013)	16
表 2.2、本研究使用之 CWBSN 寬頻測站基本資料	28
表 2.3、綜合歸納台灣隱沒帶導波事件之特性	44



附錄目錄

附表 1.1、琉球隱沒帶 $M_L > 5$ 之地震事件資訊	82
附表 1.2、琉球隱沒帶 $4 < M_L < 5$ 之地震事件資訊	84
附表 2.1、琉球隱沒帶 $M_L > 5$ 地震之剪力波分離結果	92
附圖 2.1、ANPB 測站之剪力波分離結果	94
附圖 2.2、PCYB 測站之剪力波分離結果	96
附圖 2.3、WFSB 測站之剪力波分離結果	98
附圖 2.4、TIPB 測站之剪力波分離結果	101
附圖 2.5、TWBB 測站之剪力波分離結果	104
附圖 2.6、SLBB 測站之剪力波分離結果	107
附圖 2.7、YHNB 測站之剪力波分離結果	109
附圖 2.8、NANB 測站之剪力波分離結果	111
附圖 2.9、NNSB 測站之剪力波分離結果	112
附圖 2.10、NACB 測站之剪力波分離結果	113
附圖 2.11、TDCB 測站之剪力波分離結果	116
附圖 2.12、ENLB 測站之剪力波分離結果	117
附圖 2.13、ESLB 測站之剪力波分離結果	118
附圖 2.14、CHGB 測站之剪力波分離結果	119
附圖 2.15、SSLB 測站之剪力波分離結果	120
附圖 2.16、YULB 測站之剪力波分離結果	122
附表 3.1、琉球隱沒帶 $4 < M_L < 5$ 地震之剪力波分離結果	123
附圖 3.1、WFSB 測站之剪力波分離結果	129
附圖 3.2、TIPB 測站之剪力波分離結果	137



附圖 3.3、TWBB 測站之剪力波分離結果.....	142
附圖 3.4、SLBB 測站之剪力波分離結果.....	151
附圖 3.5、NANB 測站之剪力波分離結果.....	155
附圖 3.6、NNSB 測站之剪力波分離結果	160
附圖 3.7、NACB 測站之剪力波分離結果	164
附圖 3.8、TDCB 測站之剪力波分離結果	170
附圖 3.9、ENLB 測站之剪力波分離結果.....	180
附圖 3.10、SSLB 測站之剪力波分離結果.....	182



第一章 緒論

1.1 研究動機及目的

在隱沒帶(subduction zone)系統，隱沒板塊的非均向性(anisotropy)一直存有爭議，主因在於沒有明確的觀測證據足以獨立量化板塊本身的非均向性特徵。除了地震波速隨傳播方向變化和表面波的頻散之外，利用兩種偏極化 S 波以不同時間到達的剪力波分離(Shear wave splitting)現象，亦是用來觀測地球內部非均向性特徵的主要工具(Silver and Chan, 1991)。過去利用剪力波分離現象來測量隱沒帶非均向性的研究指出隱沒帶系統的非均向性來源可能有：(1) 地幔楔(mantle wedge)中的對流運動(Silver and Chan, 1991; Long and van der Hilst, 2005)；(2) 隱沒板塊中保存的海洋岩石圈非均向性(Forsyth, 1975; Nishamura and Forsyth, 1989)；(3) 上覆板塊(overriding plate)和海洋岩石圈中具有裂隙或礦物的順向排列(Faccenda *et al.*, 2008)；(4) 隱沒板塊(subducting slab)下方次地幔(sub-slab mantle)(Abt *et al.*, 2009; Wirth and Long, 2009)。而一般常以剪力波快波極化方向(fast direction)與快慢波之分離時間差(splitting time)量化地球內部的非均向性程度。與地幔楔及次地幔(sub-slab mantle)的非均向性程度比較，隱沒板塊本身所蘊含的非均向性強度可能相對較小而不易解析，或是難以獨立測量。

然而近年來在剪力波分離研究方法有不少進展，如 P 波層析成像技術(P-wave tomography)(Wang and Zhao, 2008, 2012; Tian and Zhao, 2012)及接收函數分析法(Receiver Function analysis)(Song and Kim, 2012a, 2012b; Audet, 2013)，兩者研究成果都明確指出板塊本身存在一定程度之非均向性，唯不易與地幔楔、次地幔和近地表的效應一一區分，常以綜合效應的形式存在。本研究欲利用指示著特殊波傳路徑的隱沒帶導波(subduction zone guided wave)，以剪力波分離為工具，有效測量板塊本身之非均向性。



本研究欲利用指示著特殊波傳路徑的隱沒帶導波(subduction zone guided wave)，以剪力波分離為工具，有效測量板塊本身之非均向性。本研究假設這些鎖定波傳路徑明確集中且沿著板塊本身的地震事件(隱沒帶導波事件)，會夾帶最多隱沒板塊本身之非均向性訊息，因此本論文的工作方向依序為：(1) 定義並量化隱沒帶導波事件的特徵，(2) 藉由隱沒帶導波特性來約制地震事件到達測站的幾何路徑關係，(3) 利用具有導波效應之測站及地震事件進行剪力波分離之觀測，利用這三大步驟，期可達到解析板塊內部非均向性之目標。



1.2 隱沒帶的非均向性特性

隱沒帶主要是在海洋性板塊與大陸性板塊聚合之結果。當海洋性板塊因地慢對流(mantle convection)之推動，與大陸性板塊產生碰撞聚合時，因組成密度較大的海洋性板塊會向下隱沒至密度較小的大陸性板塊之下，並牽動周圍地慢產生沿隱沒方向的流場(圖 1.1)。約在隱沒深度達 100 km 時，溫壓條件改變，造成隱沒的海洋性板塊產生脫水作用(dehydration)，此脫水作用產生的流體與地慢楔之岩石交互作用而產生部分熔融(partial melting)，生成的岩漿進而上升至地表並噴出，形成一系列平行海溝走向的火山島弧(Poli and Schmidt, 2002; Billen, 2008) (圖 1.1 b)。由於隱沒帶地區之動力機制與構造相對複雜，因此藉由觀測地球內部的非均向性特性，有助於我們更加了解板塊隱沒及地球動力機制的演變。

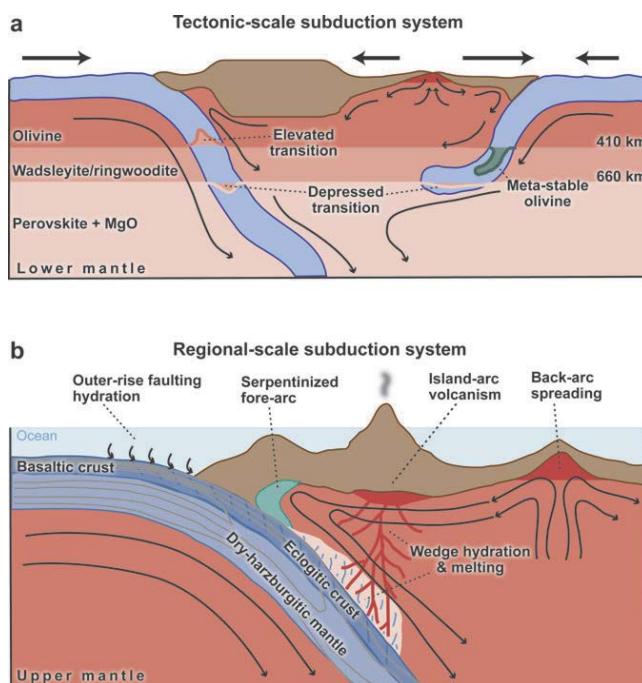


圖 1.1、隱沒系統之板塊尺度和區域構造尺度示意圖。(a)在板塊構造尺度上，隱沒系統的發展並非是穩定狀態的，隱沒板塊的演變取決於上覆板塊的物理特性(黏滯度、密度、地慢流場及岩石深度上的流變狀態)及幾何形狀。(b)在區域尺度上，不論是隱沒板塊和上覆板塊的組成及流變結構，或是地慢楔的組成之變化(熔融，脫水)，都會影響區域性的應力結構與熱力結構之平衡狀態及演化(摘自 Billen, 2008)。



1.2.1 物理特性

假設一個單一組成且均質的物質或晶體(uniform homogeneous material)在不同方向受到相同的應力(stress)，會產生不同的應變量(strain)，亦即在不同方向具有不同彈性性質的反應，則稱此物質具有非均向性的特性(圖 1.2)。前人研究發現，反映著動力學過程的岩石之變形機制，可從其微觀結構解析，主要的變形機制有兩種：(1)構造形態優選排列(Shape Preferred Orientation, SPO)，(2)晶格優選排列(Lattice Preferred Orientation, LPO)。造成震波傳播過程中波速和方向的分異，主要分為內在(intrinsic)和外在(extrinsic)的非均向性，外在非均向性則由裂隙和孔隙的方向性決定，即由構造形態優選排列描述之，而內在非均向性由介質本身的結晶排列特性控制，由晶格優選排列描述之。

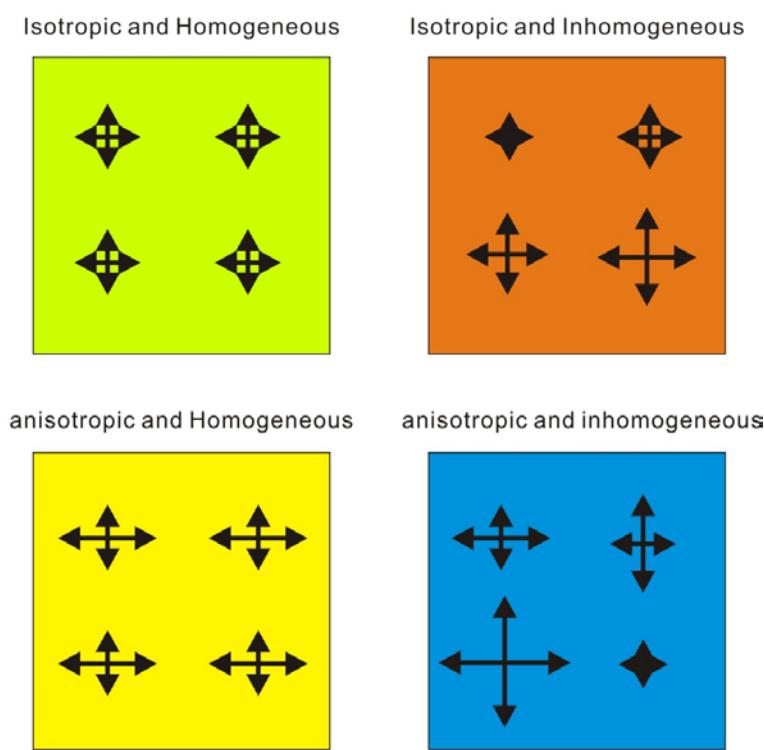


圖 1.2、物質之均質(homogeneous)與非均質(inhomogeneous)及均向性(isotropic)與非均向性(anisotropic)之示意圖。圖中顏色方塊代表不同之物質，黑色箭頭分別代表該物質的該質點受擾動(應力)後，在不同方向之反應表現。



當地殼之構造受應力影響而呈現特定面狀的排列，這種型態稱為構造形態優選排列(Crampin and Peacock, 2005)。常見具有非均向性之構造有以下四種類型：(1)在淺層地殼中，有平行最大水平壓縮軸方向排列的裂隙(cracks)(圖 1.3)；(2)應力擠壓造成特定走向的斷層面(fault)(圖 1.4)；(3)在變質岩帶中，有特定排列之葉理構造(foliation)(圖 1.5)；(4)因不同強度沉積岩之交互沉積層(圖 1.4)。上述之構造都是造成地殼呈現非均向性的成因，而這類因應力作用造成特定方向之裂隙或是斷層面，其方向皆與地震波(S 波)之極化方向有一致性(Anderson *et al.*, 1974; Crampin, 1985; Peacock *et al.*, 1988; Kaneshima *et al.*, 1989; Aster *et al.*, 1990; Booth *et al.*, 1990; Kuo *et al.*, 1994; Rau *et al.*, 2000)。

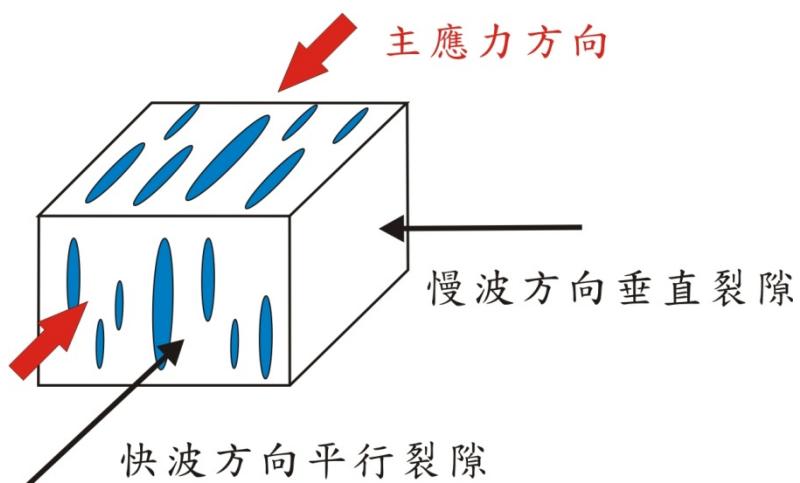


圖 1.3、淺層地殼平行最大水平壓縮軸方向排列的裂隙非均向性示意圖。當震波經過此類裂隙構造時，觀測之快波極化方向跟應力所產生的裂隙走向平行，而慢方向則跟裂隙走向垂直(修改自 Brocher and Christensen, 1990)。

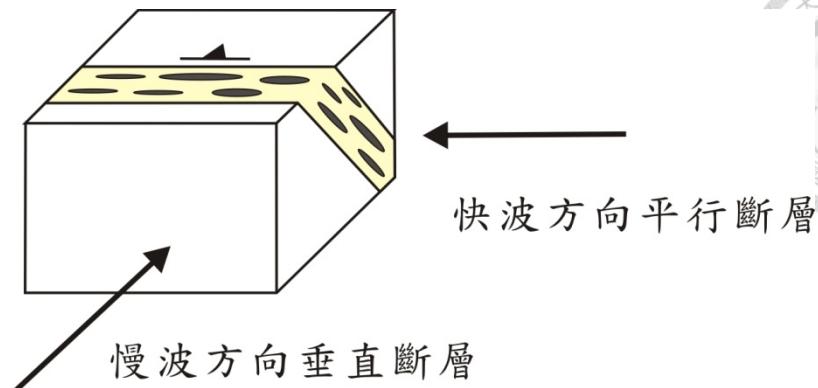


圖 1.4、應力擠壓造成特定走向的斷層面非均向性示意圖。當震波經過特定方向排列之斷層時，也會造成快波極化方向跟斷層的走向平行，而慢波極化方向則跟斷層的走向垂直的情況。

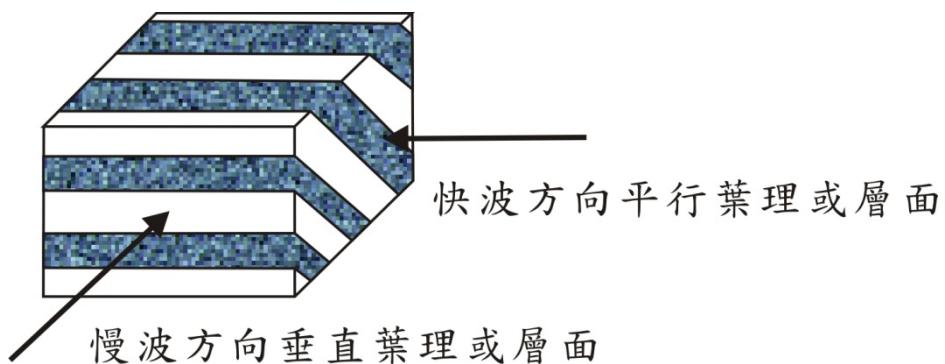


圖 1.5、特定層狀排列之構造非均向性示意圖。特殊層狀構造可以是變質岩帶的葉理構造或是強度不同之交互沉積層，因此會造成快波極化方向跟變質岩中的葉理方向平行，而慢波極化方向則與葉理方向垂直(修改自 Brocher and Christensen, 1990)。



不同礦物晶軸排列的方式是根據地慢溫壓條件、應力方向強度以及是否含水狀態等因素決定(Ismail and Mainprice, 1998)，而地震快波極化的方向則由整個礦物聚合體所呈現的平均彈性性質的快波方向決定。當地慢非均向性的組成礦物(例如橄欖石)，受應力作用變形而呈現特定晶軸方向之排列，稱為晶格優選排列。

在上部地慢的岩石中，其主要礦物包含橄欖石及輝石，兩者皆為非均向性的晶體，代表同一晶體在不同的對稱軸具備不同的彈性性質。以橄欖石為例，其彈性係數最大之晶格 a 軸排列方向(圖 1.6)會和最大張力軸或地慢流場方向一致，同時也會平行於板塊移動方向(Nicolas and Poirier, 1976; Christensen, 1984; Ismail and Mainprice, 1998)。類似的觀測諸如在隱沒帶之上的地慢楔(mantle wedge)及大陸岩石圈(lithosphere)皆觀測到剪力波之極化快方向與板塊運動(plate motion)及地慢對流場(mantle flow)的方向一致(e.g., Silver and Chan, 1991; Yang *et al.*, 1995; Gledhill and Stuart, 1996; Fischer and Wiens, 1996; Wolfe and Silver, 1998)。

更進一步的研究發現，地慢中的橄欖石在含水狀況下，會有不同的排列方式。在一般缺水的上部地慢中，當流場造成的剪切應力作用產生變形時，橄欖石晶格 a 軸排列方向會和最大張力軸或地慢流場方向一致(Zhang and Karato, 1995)，然而在富含水的狀況下，岩石因溫壓條件影響產生脫水流入地慢中，例如弧前地慢楔區域，反而造成橄欖石彈性係數較小的晶格 b 軸趨向於排列成平行剪應力方向，導致橄欖石晶格 a 軸和流場方向垂直(Jung and Karato, 2001)，這樣的排列方式也導致對於地慢楔非均向性的量測有極端的兩種理論形態，主要為垂直於海溝(trench normal)或是平行於海溝(trench parallel)兩個分向為主。

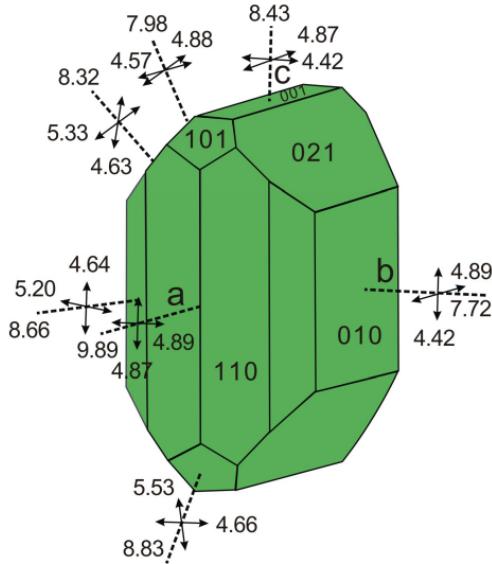


圖 1.6、P 波與 S 波在通過單晶橄欖石各對稱軸之速度分布圖。橄欖石為正交晶系(Orthorhombic crystal system)結構，其晶體三對稱軸(a、b、c)互相垂直正交但不等長。Kumazawa and Anderson (1969)描述橄欖石之彈性性質可由 9 個不同彈性系數組成，並利用橄欖石的彈性係數計算 P 波與 S 波質點振動極化至不同對稱軸方向時的傳波速度，如圖各對稱軸所標隻數字，因此發現當 P 和 S 波沿 a 軸方向振動時，其波速最快(摘自蘇進財，2004)。

1.2.2 觀測手段

剪力波分離現象是目前研究地球內部非均向性性質最有效的工具之一。當剪力波通過非均向性介質時，由於介質本身的彈性性質差異，剪力波於是會偏極化成兩個垂直方向的波，兩波相在介質中會以不同的傳播速度傳遞，其中偏極化到彈性係數較大之快波方向為快 S 波，而另一方向則為彈性係數較小之慢軸方向為慢 S 波，如圖 1.7 所示。剪力波分離現象可以用兩個分離參數(splitting parameter)來描述：快波偏極化的方向(fast polarization direction, ϕ)及快慢波分離的時間差(delay time, δt)。通常剪力波之常偏極化方向反映出非均向性介質之內部構造或礦物隨流場之排列方向，而快慢波分離的時間差則反映該構造之非均向性的強度大小。藉由量測分離參數有助於分析地球內部之構造及非均向性性質，並可進一步推論其構造與動力機制。

Shear wave splitting in anisotropic media

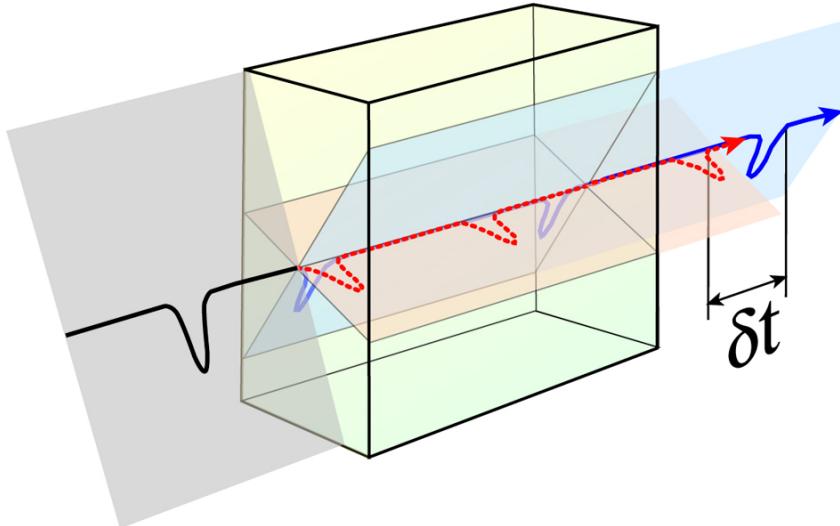


圖 1.7、剪力波分離現象示意圖。當剪力波通過非均向性介質時，如黃色區域所示，會偏極化成兩個互相垂直的振動方向，兩振動方向彼此有傳播速度上的差異，其中跑的較快的為快 S 波(藍線所示)，跑的較慢的為慢 S 波(紅線所示)。兩者在非均向介質中隨著傳遞距離增加而逐漸分離。當離開非均向性介質後，兩個波相的特性可以用彼此的到時時間差(δt)以及快波極化方向(ϕ)來描述其大小。(取自 http://garnero.asu.edu/research_images/images_anisotropy.html)。

1.2.3 觀測結果

目前常用來分析剪力波分離參數的波相大致可分為四個類型：(1)SKS 及 SKKS 波，(2)遠震 S 波，(3)區域性的 ScS 波，和(4)近場 S 波(圖 1.8)。最常被使用的是 SKS 及 SKKS 波相，其觀測到的非均向性來源為地幔楔、板塊本身及隱沒板塊之下的次地慢為主，少部分貢獻來自上覆之板塊(Anderson *et al.*, 2004; Baccheschi *et al.*, 2007; Christensen and Abers, 2010; Hanna and Long, 2012)。由於 SKS 和 SKKS 波相受限於特定的震央距範圍和低訊噪比的限制，故有研究利用遠震 S 波(Marson-Pidgeon and Savage, 1997; Long and van der Hilst, 2005)及區域性的 ScS(Tono *et al.*, 2009)波相，以補足 SKS 震央距範圍的限制。



在隱沒帶地區亦有直接使用隱沒帶地震的近場 S 波，利用隱沒帶不同深度的地震所產生往上傳遞至上覆板塊不同位置測站的 S 波特性，了解弧前弧後區域地慢楔非均向性在深度和側向方向的變異(Smith *et al.*, 2001; Pozgay *et al.*, 2007; Abt *et al.*, 2009; Wirth and Long, 2009)。利用單一波相之非均向性研究常有資料可靠度的侷限，為增加資料的數量及剪力波分離參數測量的可靠度，亦有研究將兩種波相合併討論，求取更可靠之測量結果(Fouch and Fischer, 1998; Léon Soto *et al.*, 2009; Abt *et al.*, 2010)。

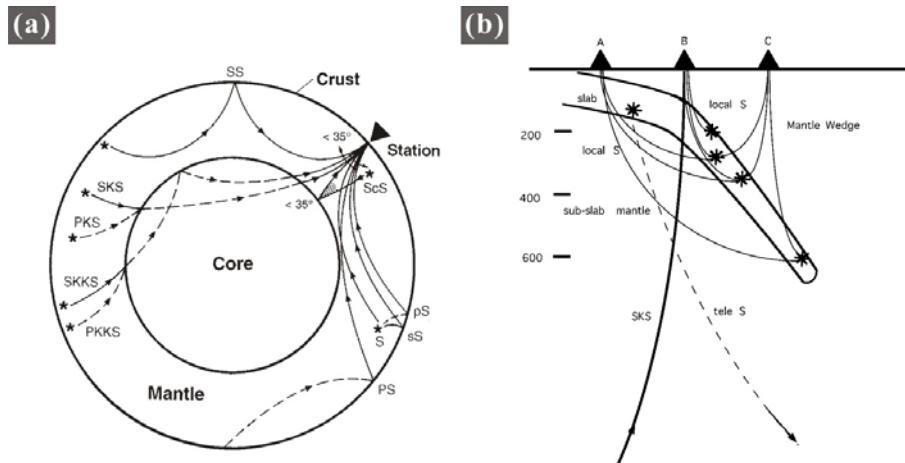


圖 1.8、剪力波分離觀測常用之波線路徑示意圖。(a)地球內部傳遞的各種剪力波波相的行進路徑示意圖。常用於分析剪力波分離參數研究的波相包括 S、SKS、SKKS、ScS... 等。(b)隱沒帶地區用於剪力波分離之觀測之射線路徑示意圖(摘自 Savage, 1999)。

一般認為剪力波分離測量的非均向性來源主要是上地慢、地慢楔和地殼，但對於隱沒板塊本身的非均向性特性，在大多數的研究中是忽略不討論的，主要是因為沒有明確的證據及理論背景可以支持隱沒板塊的非均向性來源。近年來研究方法的進步，如 P 波層析成像技術(P-wave tomography models)(Wang and Zhao, 2008, 2012; Tian and Zhao, 2012)及接收函數分析法(Receiver Function analysis, RF)(Song and Kim, 2012a, 2012b; Audet, 2013)，兩種方法之研究成果都明確指出板塊本身存在一定程度之非均向性。



目前有兩套理論試著說明板塊非均向性的存在機制，分述如下：

(1)岩石圈的凍結非均向性模式(frozen lithospheric anisotropy)：此模式主張非均向性來源是凍結橄欖石的化石紀錄，當在海洋性岩石圈隨著中洋脊擴張方向移動，橄欖石隨著擴張之剪力方向順流排列，隨著離擴張中心越遠，橄欖石即順著運動方向排列並凍結形成剛性的海洋性板塊，因此凍結排列的橄欖石化石記錄即為板塊本身的非均向性來源(Forsyth, 1975; Nishamura and Forsyth, 1989)。

(2)水合性蛇綠岩化斷層模式(hydration and serpentinized faulting)：此模式認為隱沒板塊的非均向性來自板塊上部因隱沒作用產生大規模斷層帶，接著又因溫壓條件導致隱沒板塊之礦物產生脫水，並溢入地幔中，而富含水之地幔則入侵斷層帶，並在斷層帶產生蛇綠岩化作用，而生成之蛇綠岩系礦物具有強烈的晶格非均向性特性，此模式同時表現了 SPO 的斷層模型及 LPO 的蛇綠岩化礦物，並認為板塊本身的非均向性是由於 SPO 加上 LPO 作用同時發生而造成的結果(Faccenda *et al.*, 2008; Healy *et al.*, 2009)。

從前人之研究結果認為岩石圈的凍結性非均向性模式是較有可能的板塊非均向性來源，但 Long and Silver (2009)認為 SKS 之波相對於非均向性構造很敏感，但在技術上確實沒有辦法有效的解析其非均向性之大小與方向，故目前仍沒有以剪力波分離現象有效的測量到板塊內部的非均向性大小。

此外尚有少數研究以特殊方法討論不同來源之非均向性，例如利用遠震 S 波觀測到過渡帶(transition zone)(Montagner and Kennett, 1996)和 D”的非均向性(Garnero and Lay, 2003)，更有利用表面波探討空間分佈的非均向性(Park and Levin, 2002)。因此，觀測剪力波分離現象將有助於瞭解地球內部的震波速度非均向性特性。



1.3 隱沒帶板塊非均質特性

隱沒帶附近之測站常發現複雜的波傳特性對應到的特殊震相。Fukao *et al.* (1983) 發現在日本西部沿岸的測站經常可以接收到異常的初達波與次達波訊號(包含 P 波與 S 波)，並經由分析兩者震波之走時差，發現初達波與次達波具有波傳速度差異性，然而，在其他內陸之測站卻沒有觀測到相似地震訊號。在後續的研究中，他們進一步推估在隱沒板塊之上具有由海洋性地殼組成之低速層，這個低速層的存在，導致震波被引導在隱沒的海洋性地殼內傳播，造成在特定沿岸之測站接收到分離波相的訊號(Fukao *et al.*, 1983; Hori *et al.*, 1985)。此後相關的隱沒帶地震訊號研究中(Hori, 1990; Oda *et al.*, 1990; Ohkura, 2000)，多次證實了隱沒板塊之上的海洋性地殼存在著導波之機制。

在近期的隱沒帶的波傳研究中，經常可以發現中深源之地震在弧前測站觀測到較為高頻且持續時間長之震波，這樣的觀測反映了弧前與弧後之測站有很大的波形特徵差異性(圖 1.9)，而震波的差異性同樣可以從弧前測站接收不同震源深度之波形所觀測到(圖 1.10)。此種在弧前測站具有高頻成分振幅被放大且持續時間被拉長之波形稱為隱沒帶導波。波傳模擬結果亦顯示，隱沒板塊厚度、速度梯度、內部非均質特性和脫水低速層分布皆控制了隱沒帶導波的頻率和空間變異特徵，因此隱沒帶導波的觀測提供了理解隱沒板塊之物理特性的線索，並間接作為隱沒板塊空間延伸和幾何形貌的約制(Furumura and Kennett, 2005, 2008)。

隱沒帶之導波現象在過去數十年來持續的被觀測，並由於觀測技術之進步，這種特殊波形也更精確的被觀測到有伴隨著不同的初達波特性。Chen *et al.* (2013) 整理世界各隱沒帶導波之特徵形態，依據不同的導波特徵及導波現象之解釋模型，歸納出以下三種分類：(A)低頻且振幅小的初達波，伴隨著高頻且振幅大之震波訊號(Abers, 2000; Abers *et al.*, 2003; Martin *et al.*, 2003; Martin and Rietbrock, 2006); (B)高頻且振幅小的初達波，伴隨著高頻且振幅大之震波訊號(Barazangi *et al.*, 1972; Ansell and Gubbins, 1986; Gubbins and Snieder, 1991; Gubbins *et al.*, 1994; van der



Hilst and Snieder, 1996)；(C)低頻且振幅小的初達波，伴隨著振幅大、高頻且持續時間長之震波訊號(Furumura and Kennett, 2005, 2008; Chen *et al.*, 2013; Sun *et al.*, 2014)。

本研究參考 Chen *et al.* (2013)對隱沒帶導波現象之解釋模型的分類方式，並進一步整理相關之觀測研究文獻(表 1.1)。表 1.1 列出世界各隱沒帶之導波特徵以及相關的研究文獻，可以發現隱沒帶導波的特徵隨不同區域之隱沒板塊有顯著之差異性，這樣的差異性可能受到隱沒板塊本身的性質(板塊厚度、年紀以及板塊幾何形貌…等)不同所造成。從觀測發現隱沒帶導波的特徵除了高頻且振幅能量放大之外，其伴隨著初達波不一致的特徵(短週期與長週期之初達波能量大小不同)，說明了隱沒帶導波的成因極為複雜。隨著觀測及電腦計算能力之進步，近代研究利用計算模擬隱沒帶的波傳方式，並製造模擬波形，藉由分析模擬波形之特性來解釋隱沒帶導波之主要成因(Martin *et al.*, 2003; Martin and Rietbrock, 2006; Furumura and Kennett, 2005, 2008)。

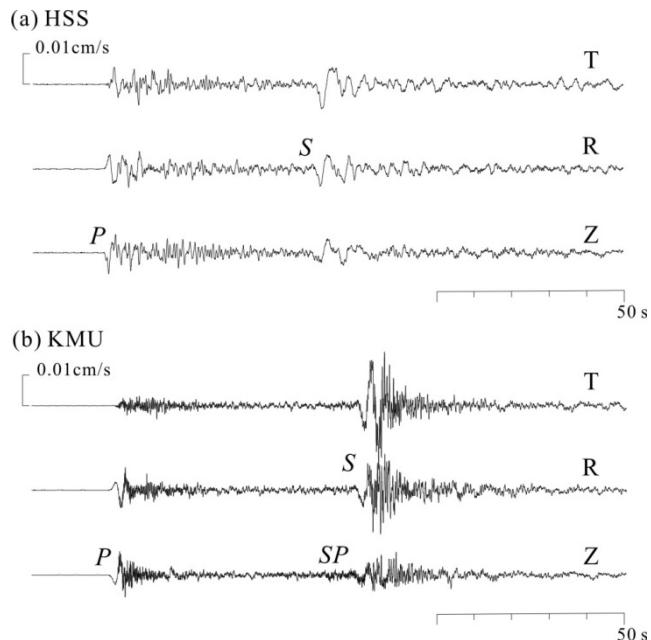


圖 1.9、日本弧前測站與弧後測站接收到隱沒帶地震之波形。波形為三分量(R:傳播向、T:橫切向和 Z:垂直向)(a)HHS 為弧後測站，(b)KMU 為弧前測站，弧前測站與弧後測站之有明顯的波形差異(摘自 Furumura and Kennet, 2005)。



早期的隱沒帶波傳模型認為隱沒板塊是波傳速度較快且低衰減性質(high Q 值)的形態存在(Utsu, 1966)，這樣的物理模型確實可以解釋高頻波能量被放大之效應，卻無法解釋持續時間長之高頻尾波特徵。另有一派學者認為高低頻之到時差為導波主要的特徵，並提出在隱沒板塊之上緣存在著一層厚度薄且波傳速度較慢的海洋性地殼，雖然這樣波傳模型成功解釋了低頻初達波與高頻次達波之差異(Abers , 2000; Abers *et al.*, 2003; Martin *et al.*, 2003; Martin and Rietbrock, 2006)，但事實上海洋性地殼隨著深度及溫壓條件之影響，約在 100 km 會開始相變成波傳速度較高的榴輝岩(eclogite)物質，因此海洋性地殼之低速層很難持續深於 100 km 之隱沒板塊上緣。另外，此波傳模型認為當地震非發生在隱沒板塊上緣之低速層內時，則不具有導波效應，這樣的結果與觀測有明顯差異。

以日本為例，在隱沒板塊下緣以及深度達三百公里以上之地震仍具有導波效應的現象，因此 Furumura and Kennett (2005)提出嶄新的波傳模型，他們認為隱沒板塊內部存在沿著隱沒方向延伸之異質性物質，此異質性物質在整體板塊中即代表速度擾動的特性，因此當隱沒帶地震發生後，其高頻之訊號受到異質性物質之速度擾動影響，產生多重路徑之散射，而低頻之訊號則沿著整體較冷之隱沒板塊傳遞，但不受到異質性物質之影響，故不論地震發生在板塊的任何位置，在弧前測站皆可能接收到具有高低頻初達波特性及持續時間長且振幅大之高頻尾波訊號，而此模型之模擬並不否認低速海洋性地殼的存在，但將深震的導波成因，歸之於板塊內部異質性而非上緣的低速層。由於此波傳模型合理的解釋持續時間長之高頻尾波特徵，因此被普遍用來模擬地震波在板塊內的波傳特性與地表強地動異常的關係(Furumura and Kennett, 2008; Shito *et al.*, 2013; Sun *et al.*, 2014)。

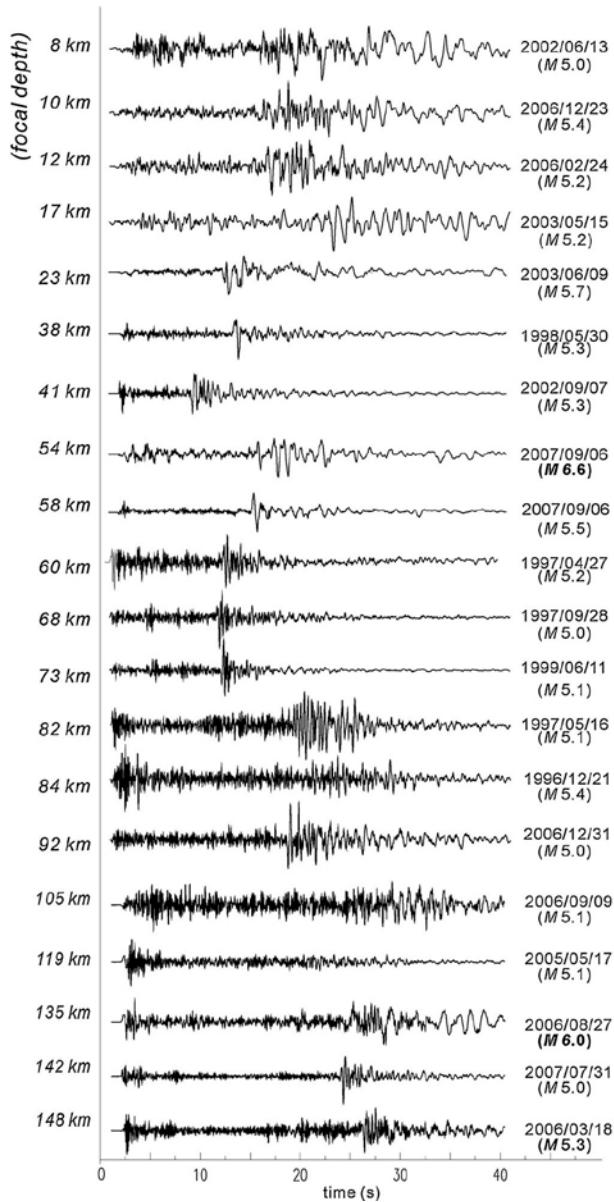
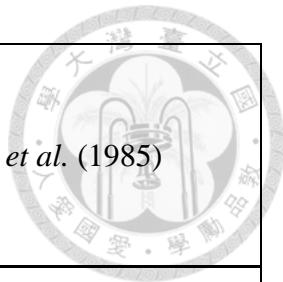


圖 1.10、台灣德基測站地震波形隨地震深度淺到深分布。波形皆為垂直方向，波形長度為 P 波抵達後之 40 秒波形，波形之左側為地震深度，波形之右側為地震事件之日期及規模。由圖中可以發現約在 60km 深之地震波有明顯較多的高頻訊號且其振幅能量也較大(摘自 Chen et al., 2013)。

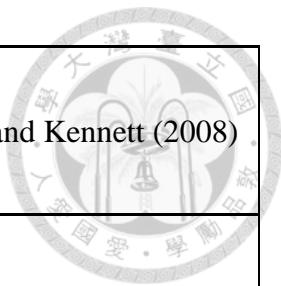


表 1.1、世界各隱沒帶之導波現象 (修改自 Chen et al., 2013)

Chen et al. (2013) 之導波現象分類	隱沒帶地區	解釋模型 之種類	導波特徵之觀測	導波效應之 深度範圍	相關參考文獻
(A)低頻且小振幅的初達波，伴隨著小振幅且高頻之震波訊號	日本西部	LVL	沿岸測站有異常的次達波訊號，而內陸測站則沒有；初達波與次達波有速度的差異性同時反映在 P 波與 S 波訊號上	<60 km	Fukao et al. (1983) Hori et al. (1985) Oda et al. (1990)
	北太平洋隱沒帶地區 (北日本、千島、阿留申、阿拉斯加)	LVL	初達波為低頻訊約 1-3 Hz 次達波高頻訊號為 >3 Hz P 波時間差約為 0.5-1.5 s S 波時間差為 1.5-4 s	100-250 km	Abers and Sarker (1996) Abers (2000)
	智利秘魯	LVL	低頻波 <2 Hz 高頻波 >5 Hz 其時間差約為 1 s	110-140 km	Martin et al. (2003) Martin et al. (2006)
	希臘	LVL	低頻訊號約為 0.5 Hz，而高頻訊號約為 3 Hz	X	Konstantinou and Melis (2008) Essen et al. (2009)



(B)高頻且小振幅的初達波，伴隨著大振幅且高頻之震波訊號	瓦努阿圖	HVL	雙 P 波波相，相對高頻初達波(1-3 s)與相對低頻次達波(8-13 s)；初達波與次達波有 2-3 s 之間時間差	>70 km	Cuiu <i>et al.</i> (1985)
	紐西蘭 (東加-克馬德克)	HVL	高頻初達波(2-10 Hz)與相對低頻之次達波，最大時間差約為 10 s	>300 km	Ansell and Gubbins (1986)
			高頻初達波(>2 Hz)與相對低頻之次達波(<1 Hz)，其時間差約為 2 s	X	van der Hilst and Snieder (1996)
	東加	HVL	高頻初達與低頻次達波，約有數秒之分離差	X	Barazangi <i>et al.</i> (1972) Huppert and Frohlich (1981)
	南美	HVL	S 波具有相對高頻之訊號約持續 1 分鐘	>500 km	Isacks and Barazangi (1973) Snoke <i>et al.</i> (1974)
	日本北部	ES	低頻初達波約<0.25 Hz，高頻訊號約>2 Hz，具有~1-2 秒的高低頻時間差	185-566 km	Furumura and Kennett (2005) Furumura and Kennett (2008)



(C)低頻且小振幅的初達波，伴隨著大振幅、高頻且持續時間長之震波訊號	日本西部	ES	低頻初達波約<0.5 Hz，高頻訊號約>2 Hz，具有 1-2 s 的高低頻時間差	60-240 km	Furumura and Kennett (2008)
	印度尼西亞	ES	低頻初達波約<0.5 Hz，高頻訊號約>2 Hz，具有~2 s 的高低頻時間差	60-630 km	Kennett and Furumura (2008)
	台灣東北部	ES	低頻初達波約<1 Hz 高頻訊號約>3 Hz 具有<1 s 的高低頻時間差	>60 km	Chen <i>et al.</i> (2013)
	義大利	ES	不同頻之初達波，高頻訊號約>5 Hz，低頻訊號~1 Hz		Sun <i>et al.</i> (2014)
	台灣南部	ES	無明顯低頻初達波 高頻訊號約>4 Hz	>90 km	This Thesis (2014)

註: LVL (Low Velocity Layer): 低速層; HVL (High Velocity Layer): 高速層; ES (elongated

small-scale heterogeneities inside the slab): 板塊內異質性特性



1.4 台灣隱沒帶系統的隱沒板塊特性

台灣位於環太平洋地震帶上，為歐亞板塊與菲律賓海板塊互相碰撞之板塊聚合帶。其西北方為歐亞板塊，而東南方則是菲律賓海板塊(圖 1.11)。兩板塊之碰撞在台灣形成交錯鑲嵌的聚合形貌。在台灣東北部，菲律賓海板塊沿著琉球海溝隱沒至歐亞板塊之下，為琉球弧溝系統，而在台灣南方則是由歐亞板塊沿著馬尼拉海溝隱沒至菲律賓海板塊之下，為呂宋弧溝系統(圖 1.12)，形貌上大致上從東北方的琉球海溝延伸入台灣北部，接著轉向南方延伸到馬尼拉海溝（鄧屬予，2002）。台灣島整體可以視為一個大規模的弧陸碰撞的結果，其形成時間約從一千五百萬年前開始，目前菲律賓海板塊仍以每年約 7~8 公分的速度朝西北方移動並碰撞上歐亞板塊(Seno *et al.*, 1993; Yu *et al.*, 1997)。

1.5.1 琉球-台灣隱沒帶

琉球弧溝系統大致為東北西南向，約在東經 125 度以西轉為近乎東西向延伸到台灣的東北部，而琉球海溝西端在海底地形上的特徵消失於東經 123 度左右，故台灣東北部為琉球弧溝系統之最西的邊界。由於菲律賓海板塊持續的隱沒及碰撞作用，造成此區之地震頻繁且構造也相對複雜。從地震分布可發現，琉球-台灣隱沒帶具有很明顯的板塊隱沒樣貌，早期利用影像層析技術(Tomography)顯示在台灣北部底下有一傾斜且相對高速層的存在，而其位置也與地震分布所描繪之瓦班氏地震帶相符(Rau and Wu, 1995)，近期利用改正之影像層析法，進而逆推出台灣地底下之 P 波速度(Vp)與 P 波及 S 波比值(Vp/Vs)分布(圖 1.13)，結果同樣顯示台灣東北隱沒帶具有相對高速且低衰減之層狀構造，而此構造更明確的對應到隱沒的菲律賓海板塊(Wu *et al.*, 2009)。在類似影像層析的研究中，皆有描述菲律賓海板塊的邊界約在北緯 24 度左右有隱沒方向的轉折。

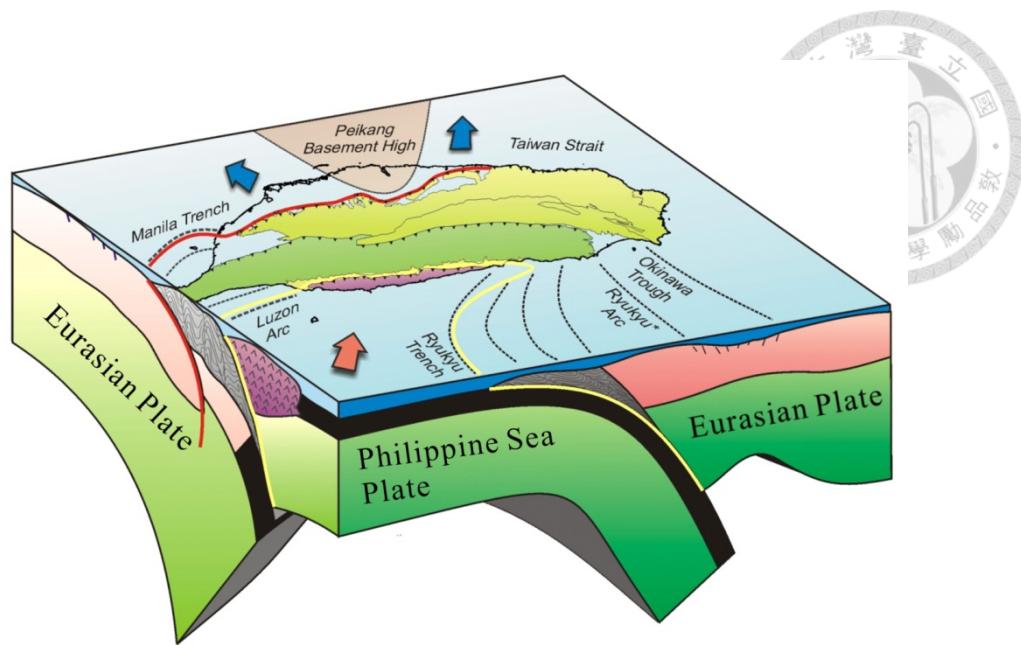


圖 1.11、台灣附近板塊幾何碰撞示意圖。

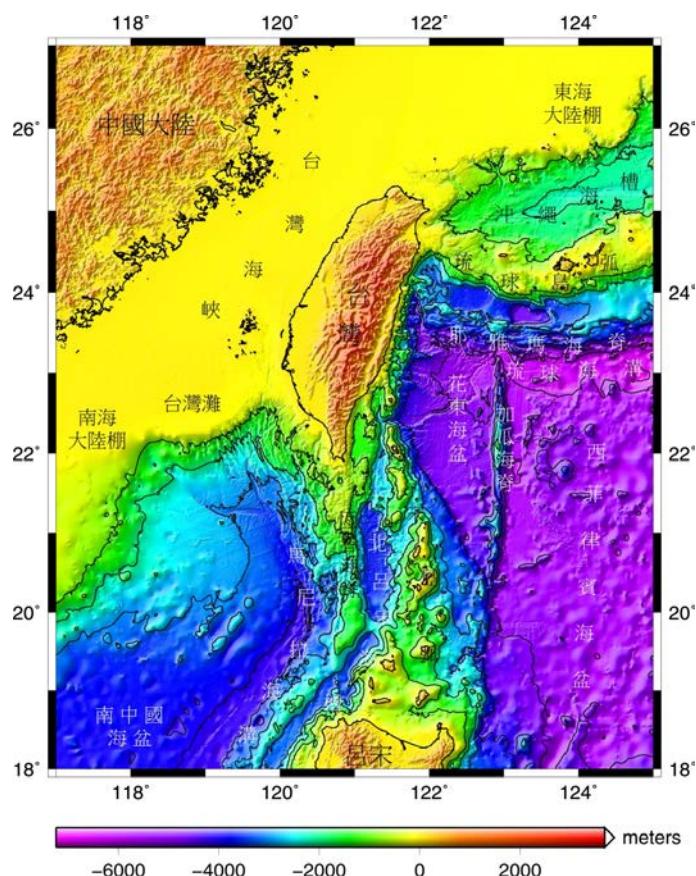


圖 1.12、台灣附近地形及海域等高線分布圖。地形等高線之單位為公尺。



劉乃菁（1995）與陳燕玲（1995）以台灣三維速度構造逆推影像層析的方式推論出菲律賓海板塊以垂直花東縱谷方向衝撞，然而自北緯 24 度起轉為向北隱沒，其偏轉範圍約從北緯 23.5-24 度，由東經 121.6 度向東傾斜至 122.2 度，隱沒的傾角由淺部為 20-30 度向深度轉為 50-60 度，深至 180 公里。另一方面，在地震活動度研究中，也提出菲律賓海板塊由北緯 24 度往北下衝，先以 57 度傾角向北隱沒，到 120 公里處轉為 72 度(Wang and Shin, 1998)。王郁如（2004）利用影像層析法逆推出台灣地區底下之 Q_s 值分布(圖 1.14)，其結果顯示台灣東北地區有較高的 Q_s 值分布，並推測高 Q_s 應與臺灣北部之火山帶和琉球島弧的隱沒構造有關連。根據上述研究，我們可得知琉球島弧的隱沒構造在台灣東北部主要往北傾沒，且具有相對高速而低衰減的特性。

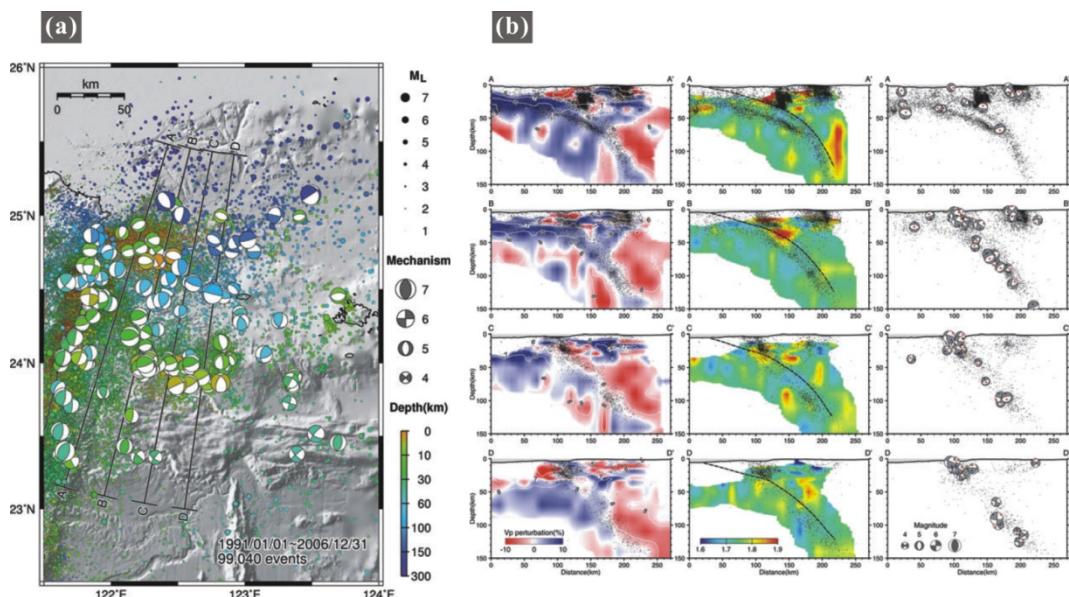


圖 1.13、台灣東北隱沒帶影像層析剖面圖。(a)台灣東北部 $M > 4.5$ 之地震分布及其地震之震源機制，黑色線為剖面之範圍，海灘球顏色對應到震源之深度。(b)台灣東北外海 V_p 速度、 V_p/V_s 及震源機制之剖面分布。各剖面位置對應到圖(a)之範圍，圖左側欄為 V_p 震波分布圖；圖中間欄為 V_p/V_s 分布圖；圖右側欄為背景地震分布與震源機制(摘自 Wu et al., 2009)。



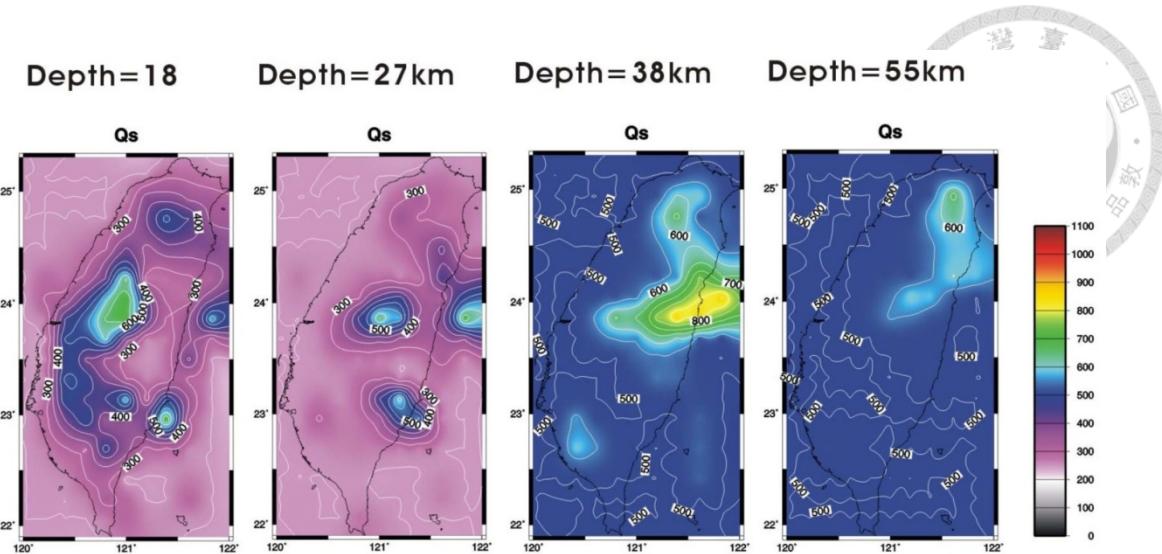


圖 1.14、台灣地區各深度之 Qs 數值分布圖（摘自王郁如，2004）。

1.5.2 馬尼拉-台灣隱沒帶

呂宋弧溝系統大致為南北走向，整體板塊為向東隱沒。呂宋弧溝系統大致可分為兩區段，第一段由 20°N 以南為主要隱沒系統，逐漸朝北邊接近台灣南端時，為第二區段轉變成弧陸碰撞(arc-continent collision)的形態，而台灣南部則為呂宋弧溝系統之最北界。台灣南部隱沒帶的存在，一直都是熱門研究之課題，前人在地震分布的研究中指出，呂宋島弧下方向東傾斜的瓦班氏帶有延伸到臺灣南部之趨勢(Tsai, 1986；Kao *et al.*, 2000)。而台灣三維速度構造逆推之結果證實台灣南部具有歐亞板塊的隱沒（劉乃菁，1995），Lallemand *et al.* (2001)對於台灣東部板塊的鑲嵌形貌研究中，也更明確的描繪歐亞板塊的隱沒形態(圖 1.15)。另外有相關研究提出，在呂宋地區為海洋性地殼的隱沒(Bowin *et al.*, 1978; Hayes and Lewis, 1984)，而在台灣則是偏大陸性地殼，故與琉球-台灣隱沒帶相比，台灣南部隱沒帶的活動度相對不明顯，在台灣的地表構造中，花東縱谷可視為弧陸碰撞之縫合線（何春蓀，1986），縱谷東邊的海岸山脈屬於呂宋島弧，縱谷以西的地區則屬中國大陸邊緣。綜合上述之構造可發現歐亞板塊的隱沒的原因，是隱沒本質之差異與琉球-台灣隱沒帶的成因極為不同，這樣的差異性也反映在地震活動度的表現上，但影像層析技術的佐證，也提供了明確的板塊幾何形貌。

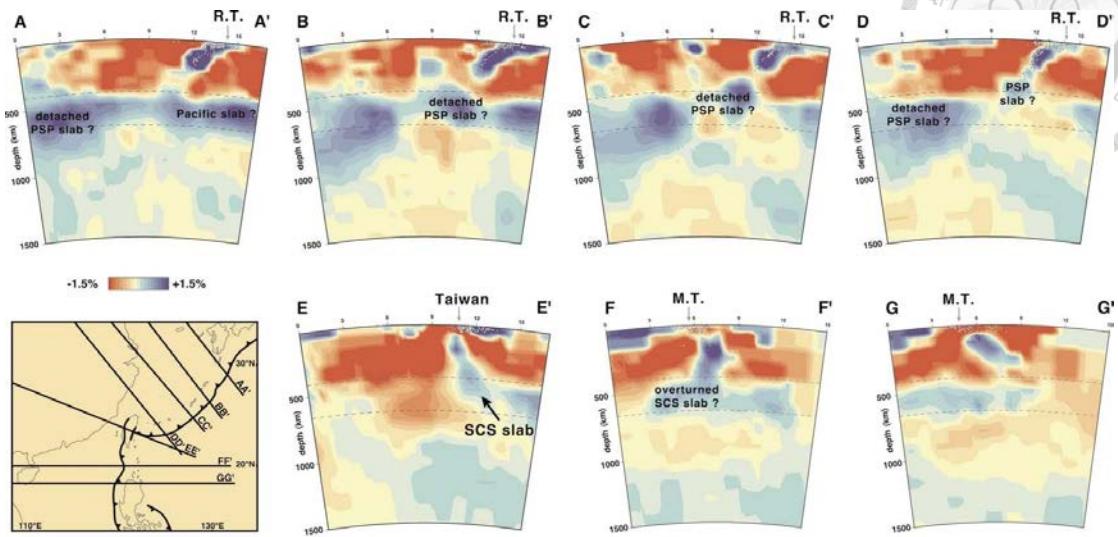
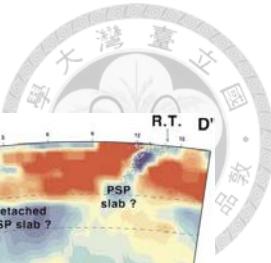


圖 1.15、三維速度影像層析結果在不同剖面的結果。剖面位置標示於左下角，速度分布為 $\pm 1.5\%$ ，白色點為地震位置分布(Lallemand *et al.*, 2001)。

第二章 台灣隱沒帶導波之判識



當地震波傳遞經過隱沒帶時，會產生複雜的波傳特性。震波沿著隱沒帶並傳遞一段長距離之後，其波形具有短暫的低頻 P 波初達訊號，其後緊隨持續至尾波的高頻訊號稱為隱沒帶導波(圖 2.1)。此種高頻成分振幅被放大且持續時間被拉長的隱沒帶導波可用來解釋地表異常強地動行為(圖 2.2)，並是理解隱沒板塊之物理特性(隱沒板塊厚度、非均質特性和脫水低速層分布...等)以及板塊延伸之連續性的重要依據(Furumura and Kennett, 2005, 2008)。藉由研究隱沒帶導波之特徵並歸納，可以藉此搜尋具有導波效應之測站及其對應之地震事件，並建立相關的導波事件及測站清單，以利後續進行隱沒板塊非均向性探討。

依據 Chen *et al.* (2013)對隱沒帶導波特徵之研究，台灣隱沒帶的導波特徵可歸納為低頻的初達 P 波，尾隨著較大振幅且持續時間較長的高頻震波特性來定義。本研究採用中央氣象局寬頻測站網(Central Weather Bureau Seismic Network, CWBSN)共 19 個測站(表 2.1)與中央研究院地球科學所台灣寬頻測站網(Broadband Array in Taiwan Seismology, BATS)共 30 個測站(表 2.2)的地震波形資料，強地動資料則是利用 CWBSN 的自由場強地動觀測網全台共 820 個測站，並利用中央氣象局地球物理資料管理系統(<http://gdms.cwb.gov.tw>)提供之台灣地震目錄進行地震事件選取，琉球-台灣隱沒帶選取之空間範圍：121°E-125°E, 24°N-27°N，馬尼拉-台灣隱沒帶選取之空間範圍：121°E-125°E, 20°N-23°N，其時間範圍為 1996/01/01-2012/12/31，深度範圍皆大於 50 公里，規模(M_L)範圍大於 5，琉球-台灣隱沒帶共有 86 個地震事件，馬尼拉-台灣隱沒帶共有 28 個地震事件，事件及測站之分布如圖 2.3 所示。本研究亦針對琉球隱沒帶進行 $4 < M_L < 5$ 的隱沒帶導波研究，依據上述之資料選取範圍，深度 $> 50 \text{ km}$ 之事件共有 653 個。

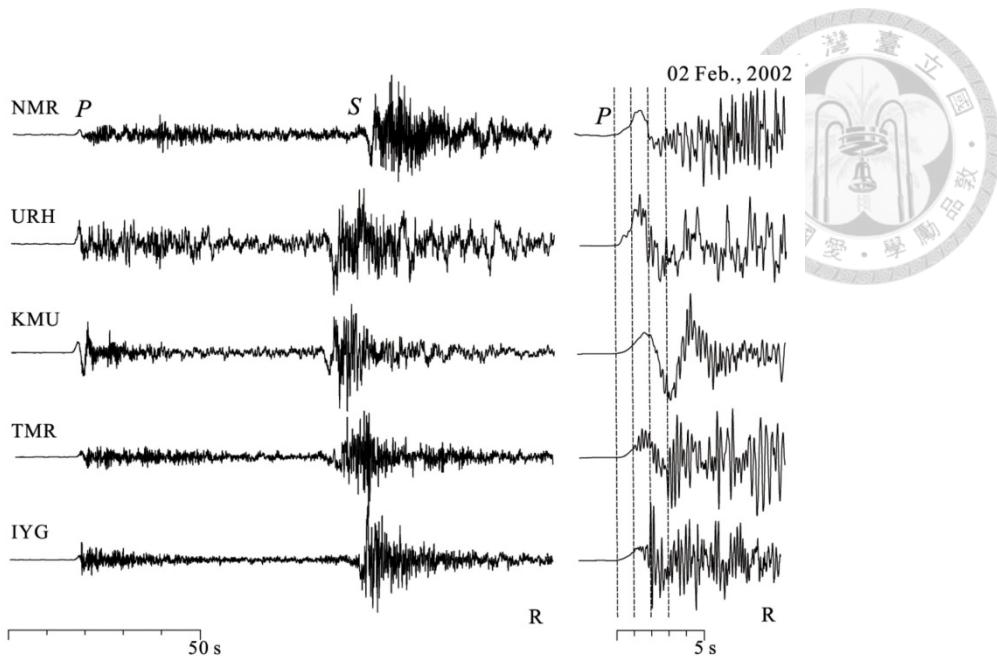


圖 2.1、日本隱沒帶地震事件之導波特徵及拉進之 P 波波形圖。圖左為傳波方向之波形，圖右為對應圖左之前 10 秒波形圖(摘自 Furumura and Kennet, 2005)。

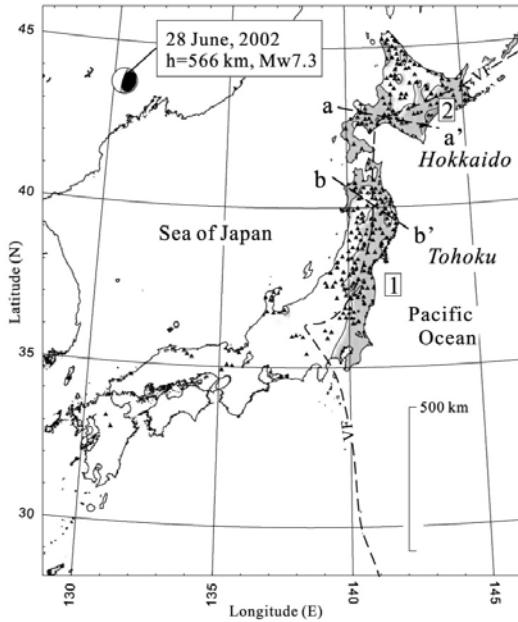


圖 2.2、日本隱沒帶導波事件(2002/7/28, Mw7.3)造成之異常強地動分布。海灘球位置表示地震之震央及相關資訊，黑色三角形代表接收到強地動訊號之測站，虛線標示為火山前緣(Volcanic front, VF)，灰色代表強地動之分布區域，從圖中可以發現隱沒帶地震在弧前區域造成異常強地動分布之集中(摘自 Furumura and Kennet, 2005)。

表 2.1、本研究使用之 BATS 寬頻測站基本資料

測站名稱	經度(°E)	緯度(°N)	高程(m)	起始記錄	地質岩性
ANPB(鞍部)	121.53	25.18	874.5	1997/06/18	安山岩
CHGB(清境)	121.17	24.06	1846.5	2005/08/02	板岩
KMNB(金門)	118.39	24.46	65.6	1998/02/05	花岡岩
LYUB(蘭嶼)	121.56	22.04	324	1998/07/16	安山岩
MASB(馬仕)	120.63	22.61	106	2007/11/02	N.A.
MATB(馬祖)	119.93	26.14	40	2009/04/23	花岡岩
NACB(寧安橋)	121.59	24.17	215	1995/07/27	大理岩
NNSB(南山)	121.38	24.43	1144.5	2006/03/23	板岩
PHUB(澎湖)	119.58	23.51	64.8	2002/05/01	玄武岩
RLNB(二林)	120.36	23.89	63.1	2004/06/25	沉積岩
SBCB(十八尖山)	120.99	24.79	141.5	2007/07/17	N.A.
SSLB(雙龍)	120.95	23.79	516	1996/06/04	砂岩
TDCB(德基)	121.16	24.25	1308.4	1996/03/15	板岩
TPUB(大埔)	120.63	23.30	398.9	1995/03/23	粉砂岩
TWGB(台東)	121.08	22.82	289.9	1994/10/06	變質砂岩
TWKB(墾丁)	120.81	21.94	142.5	1994/11/08	砂質頁岩
WFSB(五分山)	121.78	25.07	775.3	1997/10/23	粉砂岩
YHNB(爺亨)	121.37	24.67	777.2	2002/10/03	板岩
YULB(玉里)	121.30	23.39	376.1	2000/02/15	黑色片岩



表 2.2、本研究使用之 CWBSN 寬頻測站基本資料

測站名稱	經度(°E)	緯度(°N)	高程(m)	起始記錄	地質岩性
ALSB(阿里山)	120.81	23.51	2400	2002/12/01	Sediment
BGSB(八卦山)	120.61	24.06	107	2003/12/12	Sediment
CHKB(成功)	121.37	23.10	46	2002/12/02	Sediment
DPDB(大坪頂)	120.93	24.03	650	2002/11/30	Sediment
EASB(安朔)	120.86	22.38	452	2001/11/15	Sediment
ECLB(嘉蘭)	120.96	22.60	106	2002/12/02	Sediment
ELDB(利稻)	121.03	23.19	1040	2001/11/30	Rock
ENLB(鹽寮)	121.60	23.90	71	2002/12/02	Sediment
ESLB(西林)	121.44	23.81	187	2001/11/25	Sediment
FULB(富里)	121.29	23.20	376	2003/12/12	Sediment
HSNB(新竹)	121.01	24.83	34	2003/12/12	Sediment
LAYB(蘭嶼)	121.55	22.04	324	2006/05/01	Rock
LIOB(獅頭山)	121.02	24.65	382	2003/12/12	Rock
NANB(南澳)	121.75	24.43	112	2003/12/12	Rock
NCUB(中大)	121.19	24.97	134	2005/07/21	Sediment
PCYB(彭佳嶼)	122.07	25.63	102	2005/06/07	Rock
PTSB(坪頂國小)	120.71	24.45	202	2003/12/12	Sediment
SANB(松安)	120.99	24.40	1354	2004/02/05	N.A.
SCZB(春日)	120.63	22.37	150	2002/12/02	Rock
SGSB(甲仙)	120.59	23.08	287	2002/12/01	Sediment
SLBB(雙連埤)	121.64	24.75	490	2002/12/02	Sediment
TAIB(永康)	120.24	23.04	18	2002/12/02	Sediment

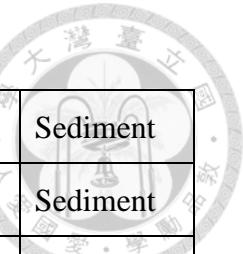


表 2.2 繼

TIPB(泰平分校)	121.83	24.97	393	2005/05/09	Sediment
TWBB(三貂角)	122.00	25.01	130	2005/05/06	Sediment
TWMB(旗山)	120.43	22.82	130	2001/12/12	Sediment
WGKB(古坑)	120.57	23.68	89	2001/12/15	Sediment
WLCB(小琉球)	120.37	22.35	42	2001/12/10	Sediment
WLGB(六腳)	120.30	23.48	16	2002/11/30	Sediment
WLTB(龍潭)	121.2525	24.85	27	2001/11/20	Sediment
WSSB(壽山)	120.26	22.64	352	2002/12/01	Sediment

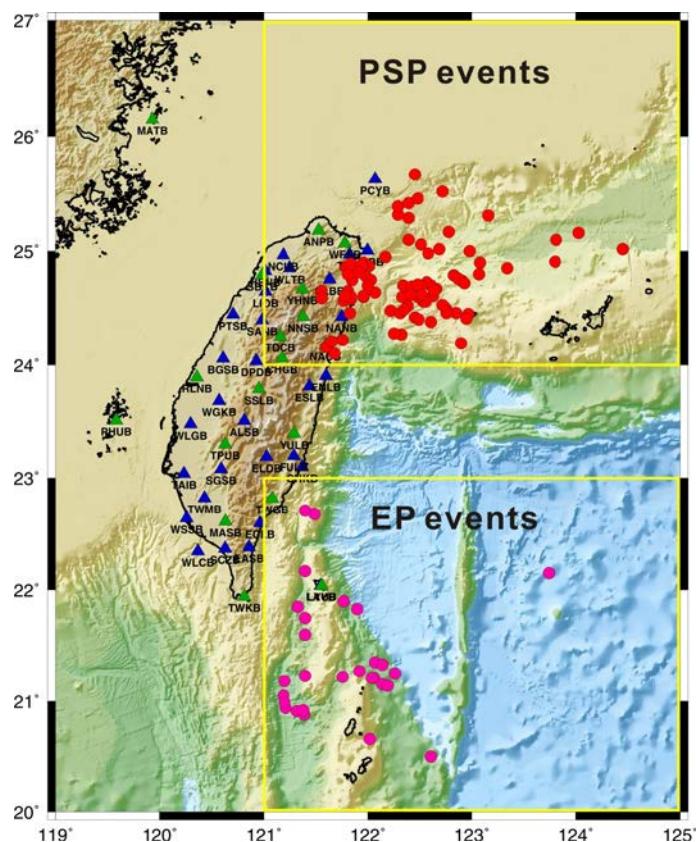


圖 2.3、台灣隱沒帶導波研究區域之測站及地震分布圖。藍色三角形代表 CWBSN 之寬頻測站，綠色三角形代表 BATS 之寬頻測站，黃色區域代表地震選取之範圍，紅色圓點代表琉球-台灣隱沒帶之地震，桃紅色圓點代表馬尼拉-台灣隱沒帶之地震。



2.1 波形特徵及頻率特徵

隱沒帶導波波形特徵表現在高頻訊號之能量的放大效應上。從單一隱沒帶地震事件並觀察隱沒帶地區之測站，可以發現某區域之測站有相對高頻之訊號出現，進一步分析其波形之頻譜，發現該區之測站接收到的高頻訊號能量也相對較大(圖 2.4)。從圖 2.4 發現在偏台灣北部之測站(ANPB、WFSB 及 TWBB)及偏台灣南部之測站(TWKB 及 WSSB)波形為相對低頻，而在中央山脈內陸及台灣東部之測站(NACB、NANB 及 ESLB...等)波形為相對高頻。

本研究分別選取具有導波事件的測站，探討兩隱沒帶導波特性。在琉球-台灣隱沒帶，其導波的特徵為具有低頻初達波，其後緊隨持續時間長的高頻訊號(圖 2.5)，然而在馬尼拉-台灣隱沒帶，其導波的特徵則只具有持續時間長的高頻訊號(圖 2.6)。從導波波形之觀測來看，台灣南部隱沒帶的導波效應對比台灣北部相對不明顯，這樣的特性可能反映的台灣南北兩隱沒板塊本身的物理特性(板塊幾何構造及厚度)差異。

2.2 導波特徵之深度分布

為探討導波效應在深度分布上的差異性，本研究同時比較兩個隱沒帶地震事件，各選取一具有導波效應之測站為例，觀測其依地震深度淺到深排列之波形及頻譜。對於琉球-台灣隱沒帶事件來說，在事件深度 $>60\text{ km}$ 之地震波有明顯較多的高頻訊號，其高頻頻譜能量也較大，而高頻導波的特徵在事件深度 $<60\text{ km}$ 相對不明顯(圖 2.7)。馬尼拉-台灣隱沒帶事件則是在事件深度 $>90\text{ km}$ 之地震波有較多的高頻且能量大之訊號，而在事件深度 $<90\text{ km}$ 則相對不明顯(圖 2.8)。從波形特徵與導波效應在深度上的差異來看，台灣南北隱沒板塊呈現的導波效應極為不同，可能反映了板塊本身物理特性(板塊厚度及幾何型態)之不同所造成的差異性。

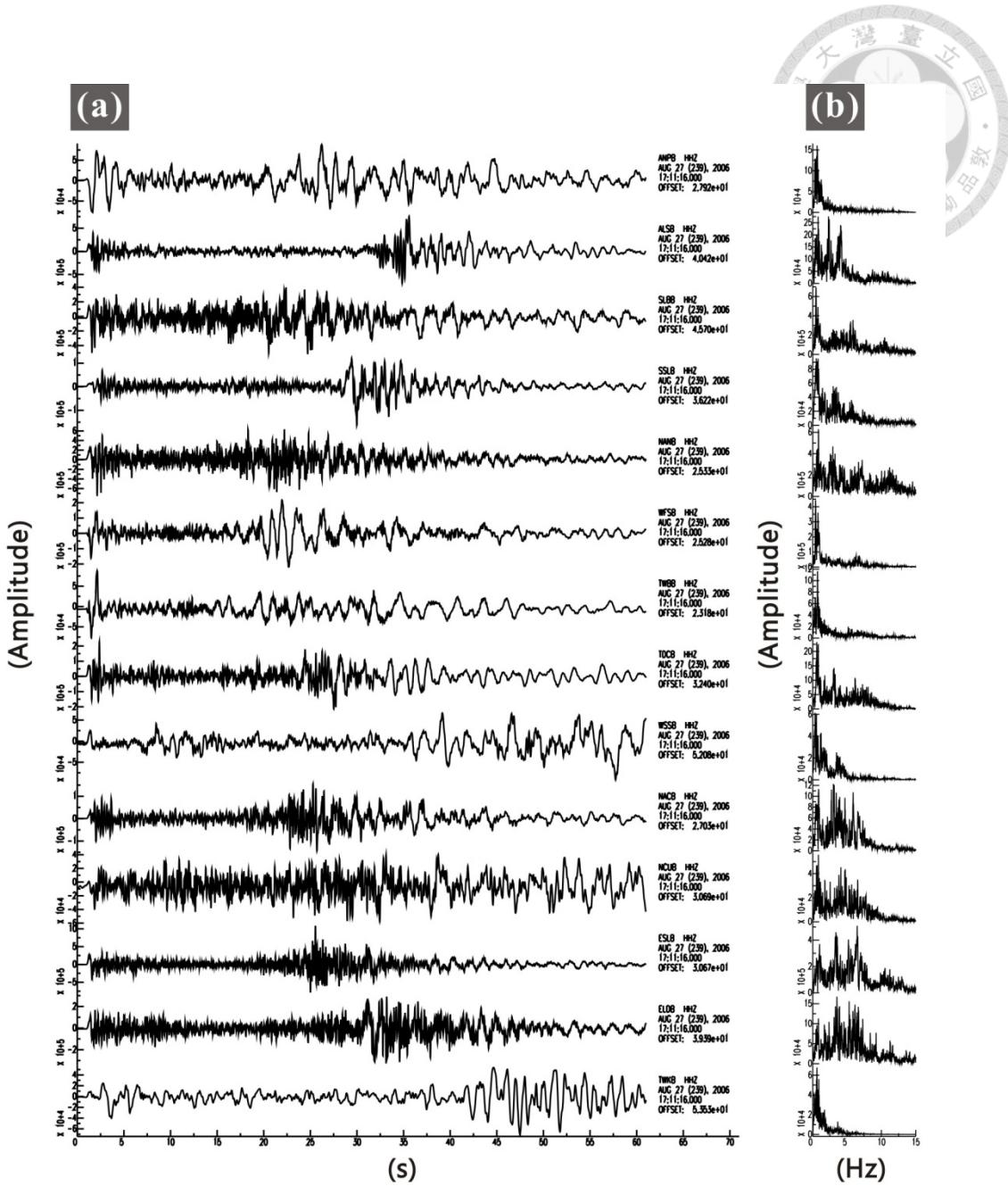


圖 2.4、琉球-台灣隱沒帶地震事件(2006/08/27， M_L6 ，深度 135 km)在各測站波形及頻譜圖。(a)為此地震在各測站之原始 60s 波形紀錄；(b)為波形對應之頻譜圖。

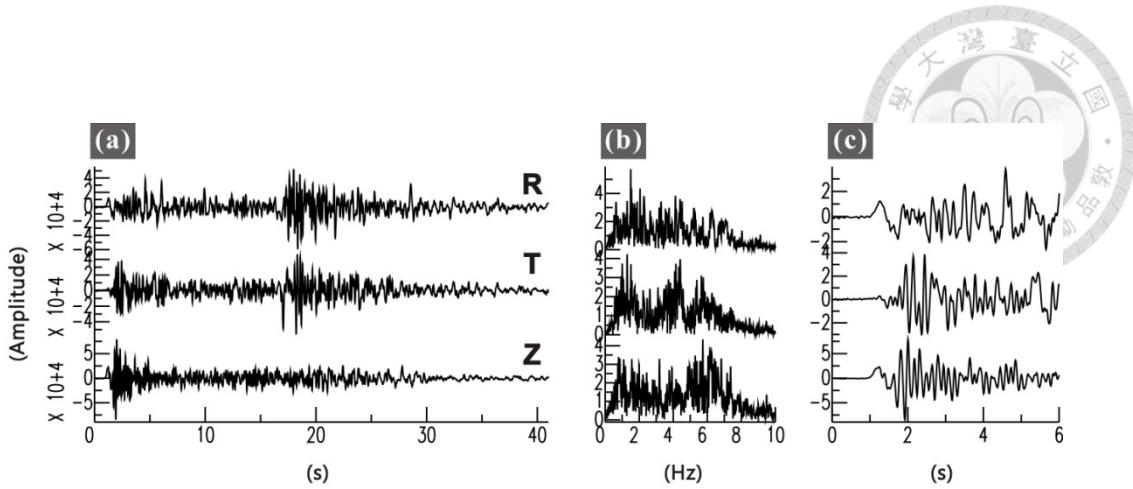


圖 2.5、琉球隱沒帶地震事件在德基測站(TDCB)之 40 s 波形、頻譜及 P 波後 5 s 波形圖。地震事件：2005/05/17，ML5.07，深度 119 km。(a) 前 40 秒原始波形；(b) 40 秒波形之頻譜圖；(c) P 波到之後 5 秒波形圖。從圖可以發現在傳播與垂直向有很明顯的低頻初達波，其後緊隨著高頻尾波之訊號，其高頻能量分布約在 >3 Hz。

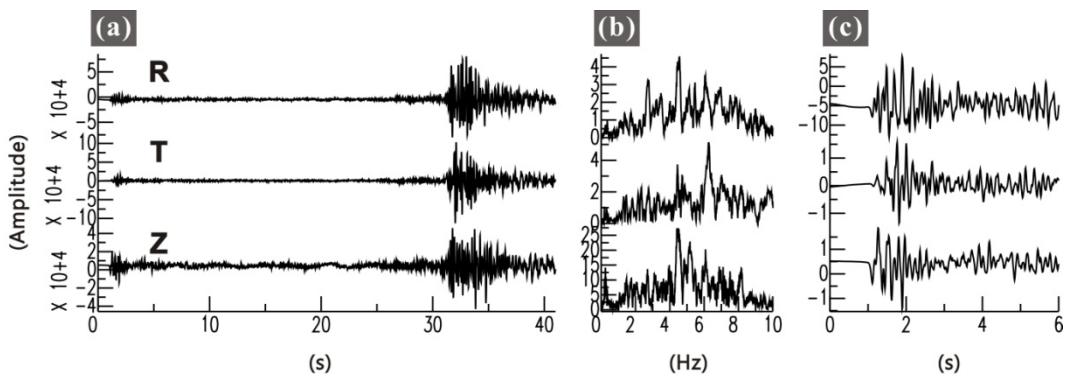


圖 2.6、馬尼拉隱沒帶地震事件在大埔測站(TPUB)之 40 s 波形、頻譜及 P 波後 5 s 波形圖。地震事件：2004/10/27，ML5.24，深度 171 km。(a) 40 秒原始波形；(b) 對應 40 秒波形之頻譜圖；(c) P 波到之後 5 秒波形圖。從圖中可以發現僅有高頻尾波訊號且放大能量相對較低，其高頻能量分布約在 >4 Hz，且能量相較於台灣北部相對較小。

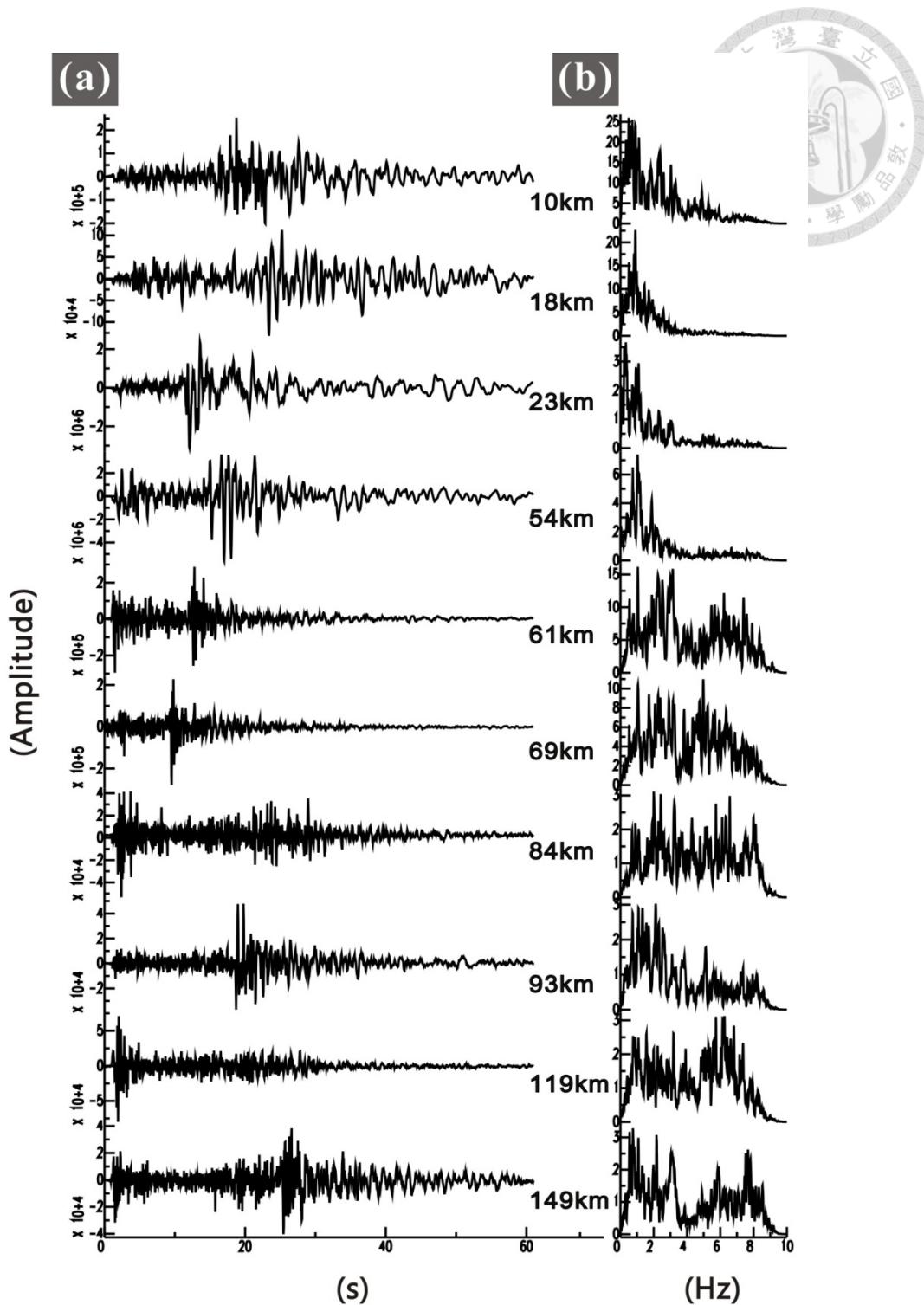


圖 2.7、TDCB 測站之地震波形及頻譜特徵隨地震深度之變異。(a) 60 s 未濾波地震波波形(垂直分量)；(b) 60 s 波形之頻譜圖。

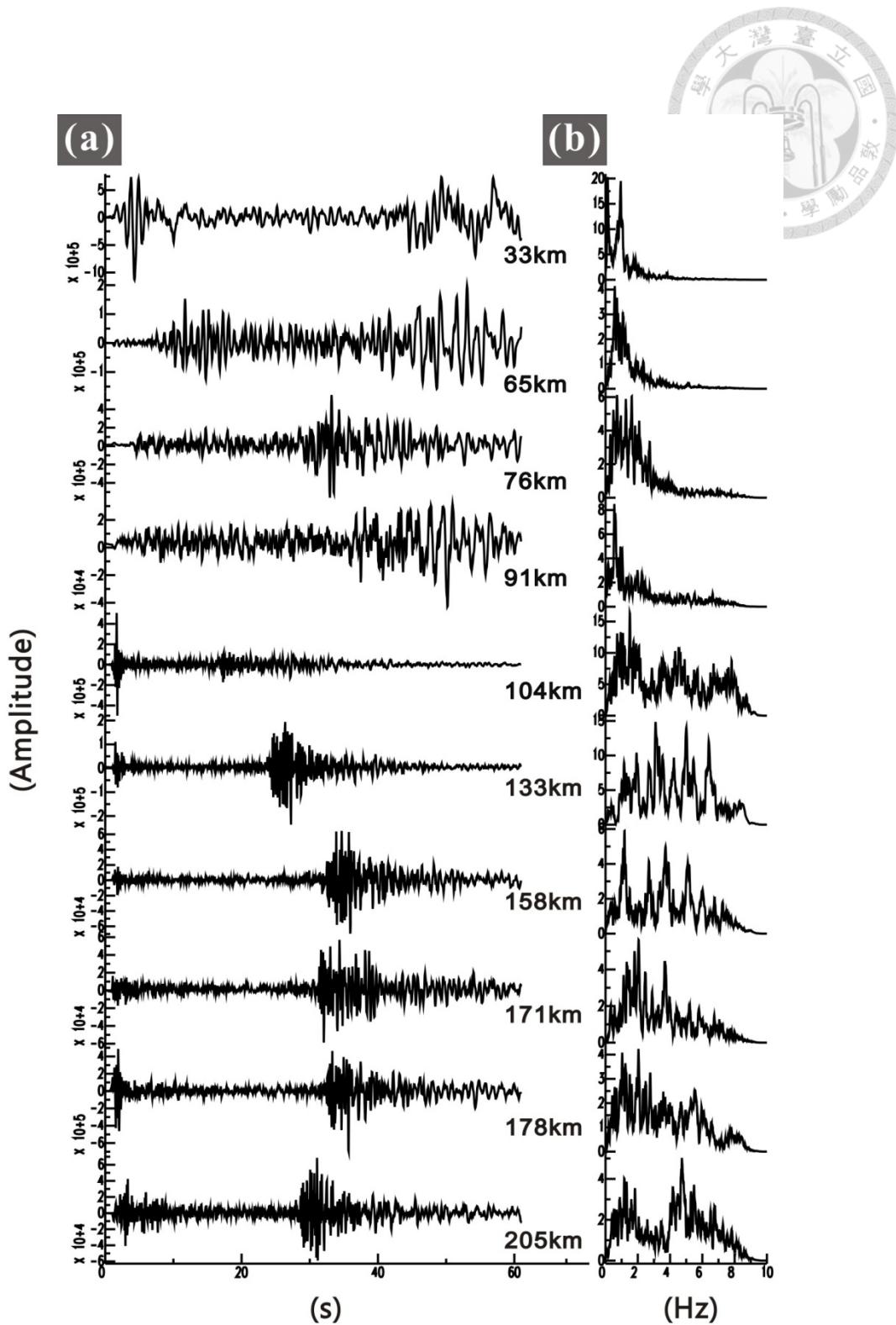


圖 2.8、TPUB 測站之地震波形及頻譜特徵隨地震深度之變異。(a) 60 s 未濾波地震波波形；(b) 60 s 波形之頻譜圖。



2.3 異常強地動之分布

Furumura and Kennett (2005)說明隱沒帶導波具有振幅放大的效應，這樣的特性可以反映在地表強地動的分布(Peak Ground Acceleration, PGA)，因此在具有隱沒帶導波效應之測站將會有 PGA 之集中現象。本研究探討台灣隱沒帶不同震源深度之地震造成地表強地動分布，從地表強地動分布可以發現兩隱沒帶都有特殊的分布趨勢。

在琉球-台灣隱沒帶，其深度 $>60\text{ km}$ 之地震，呈現地表加速度集中在中央山脈內陸(圖 2.9 c-f)，但這樣的集中趨勢並沒有出現在 $<60\text{ km}$ 之地震(圖 2.9 a-b)。然而在馬尼拉-台灣隱沒帶，在深度約 180 km 之地震，其地表加速度並未向東延伸經過海岸山脈，而是在中央山脈南麓集中，並向西北延伸至西部麓山帶(圖 2.10 g-h)，同樣的趨勢在 80-150 km 深的地震也可以發現(圖 2.10 c-f)，但並未出現在 $<80\text{ km}$ 的地震事件(圖 2.11 a-b)。從強地動分布可以發現越深之地震其 PGA 集中效應越遠離震央，這種隨深度而異的強地動延伸分布在我們的規模 >5 地震資料中皆被發現。PGA 在震央距相對遠而異常的分布狀況，說明了隱沒帶導波之波傳路徑為相對低衰減性質，故高頻能量可以在地表造成異常的強地動分布，同時這樣的強地動分布也暗示著台灣隱沒板塊之幾何形貌造成最佳波傳效果。

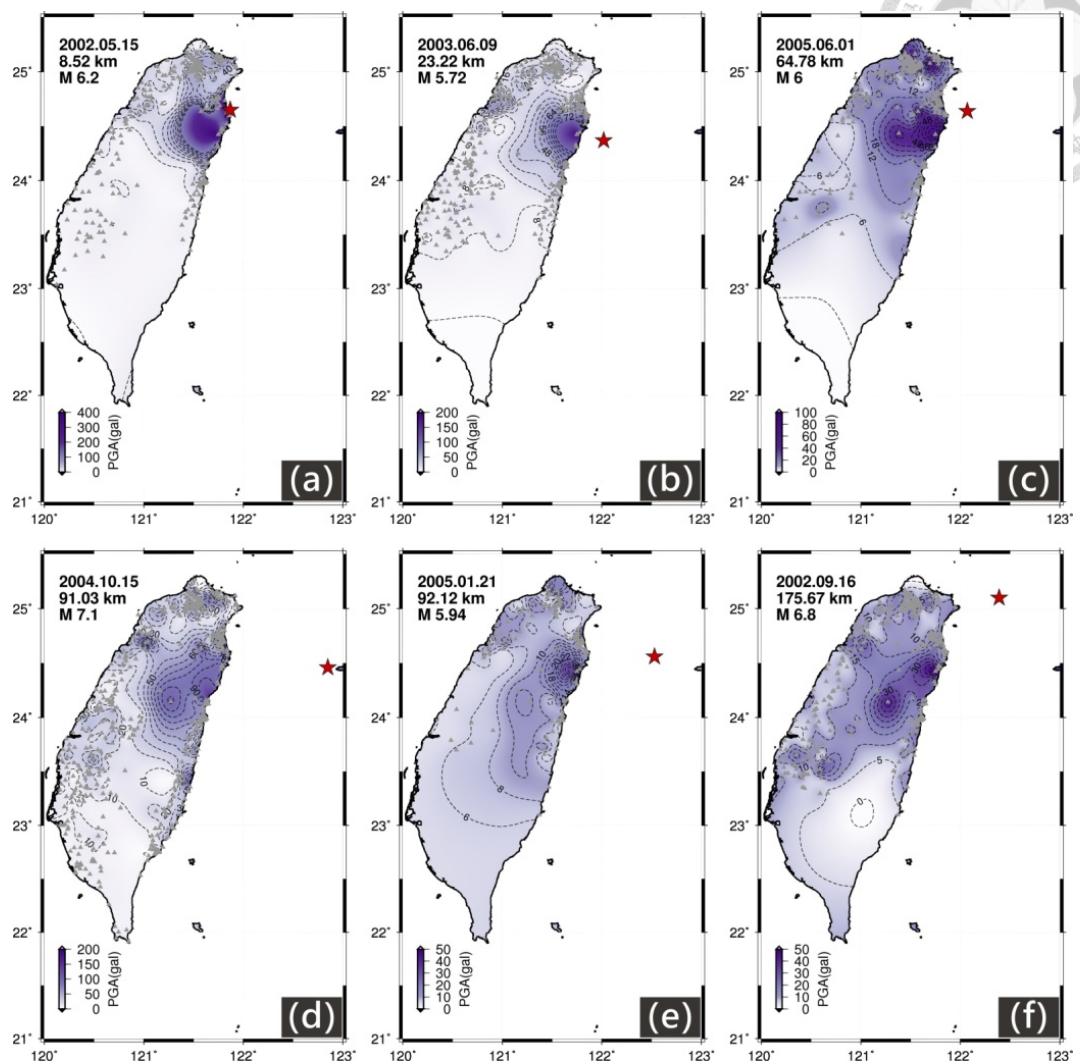


圖 2.9、琉球-台灣隱沒帶地震之強地動隨深度分布圖。(a-b)震源深度<50 km(c-d)震源深度 50-100 km(e-f)震源深度 100-150 km。從圖中可以發現淺震(a-b)之強地動集中在近震附近，而隨著深度越深，地表強地動卻沿著西南方，向中央山脈內陸集中之趨勢。

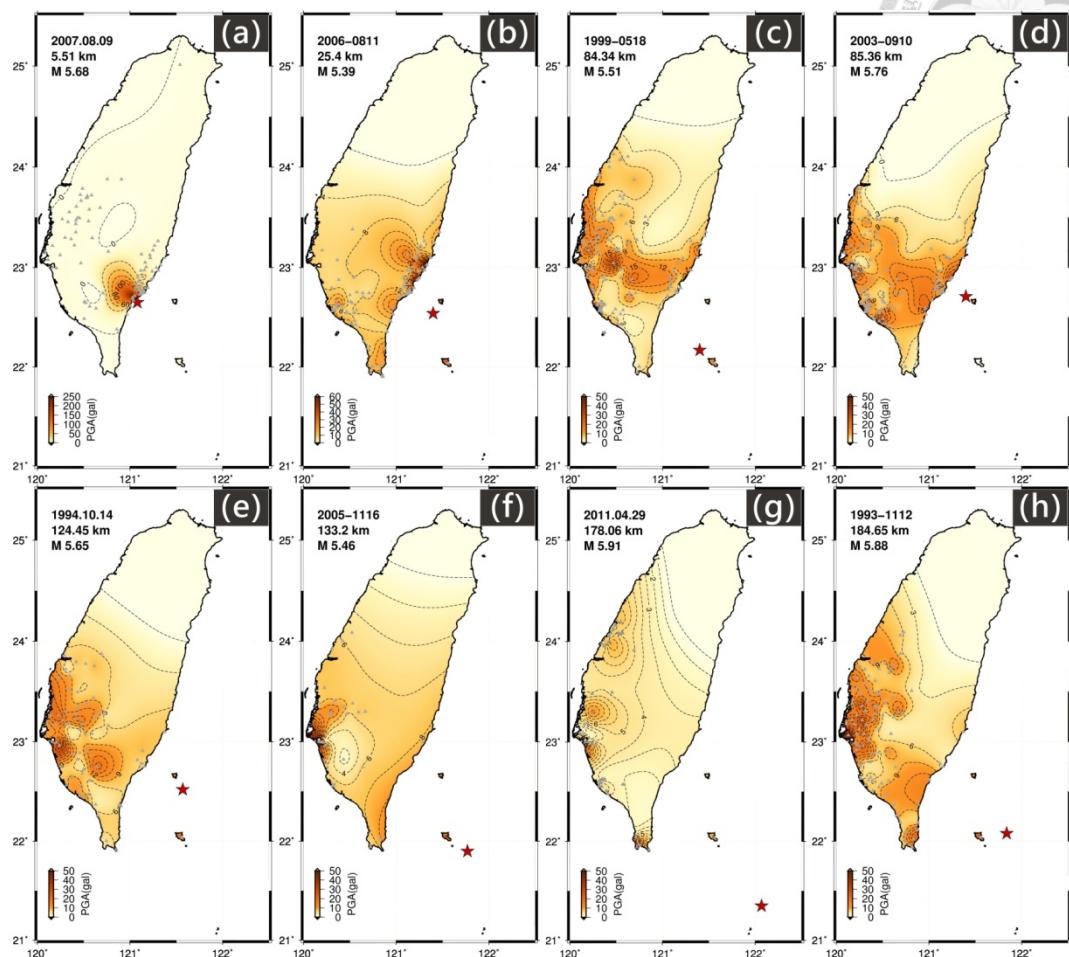


圖 2.10、馬尼拉-台灣隱沒帶地震之強地動隨深度分布圖。(a-b)震源深度<50 km(c-d)震源深度 50-100 km(e-f)震源深度 100-150 km(g-h)震源深度>150 km。從圖中可以發現淺震(a-b)之強地動集中在近震附近，隨著深度越深，地表強地動沿著西北方趨勢。



2.4 量化隱沒帶導波

藉由量化隱沒帶導波之效應，可以更精確的分析隱沒帶之地震是否確實具有導波之效應。本研究提出兩種量化方法：(1)移動時窗頻譜分析法(Moving Window Spectrum Analysis)；(2)測站對相除頻譜法。

2.4.1 移動時窗頻譜分析法

為釐清導波效應的頻率分布與持續時間的關係，本研究提出利用移動時窗(moving windows)的方式分析並切割波形，將移動時窗所分割的片段波形分別進行帶通濾波(5-10 Hz)及低通濾波(<4 Hz)，再將兩者相除得到帶通濾波與低通濾波頻譜比值，(band pass/low pass ratio, bp/lp ratio)，bp/lp ratio 值越高代表分析之波形在該時間段有較高之高頻成分(圖 2.11)。藉由每段波形頻譜計算之比值與移動時窗對應之時間中點作圖，以呈現隨時間分布之高低頻段能量之比值變化(圖 2.12)。本研究同時分析琉球-台灣及馬尼拉-台灣隱沒帶之導波事件之 bp/lp ratio 值發現具有導波之測站有較高的 bp/lp ratio 值(圖 2.13)。從圖 2.13 可以發現兩隱沒帶地震之導波事件反映其高頻訊號特徵有很大的差異，高頻放大之特性普遍顯示在琉球-台灣隱沒帶之地震，而馬尼拉-台灣隱沒帶則發現其 bp/lp ratio 值普遍偏小(ratio<1)，並沒有明顯的高頻放大效應。本研究以琉球-台灣隱沒帶之計算為基準，設定 bp/lp ratio>2 為門檻值，用以代表具有明顯導波效應之測站。

進一步探討高頻能量放大效應與時間之關係，本研究採用 bp/lp ratio>2 做為門檻值計算 bp/lp ratio 值之衰減持續時間，表示被放大之高頻能量從 P 波到達後持續了多久，並將計算的持續時間以不同顏色作圖標示在地圖上，顯示其時間與空間上的對應之關係(圖 2.14)。從圖 2.14 可以發現持續時間最高值出現在沿東部往南延伸之趨勢，這樣的持續時間趨勢，同反映台灣北部隱沒帶地震最佳波傳路徑應該沿著台灣東岸傳播，也點出隱沒帶交界之的可能的幾何形貌。

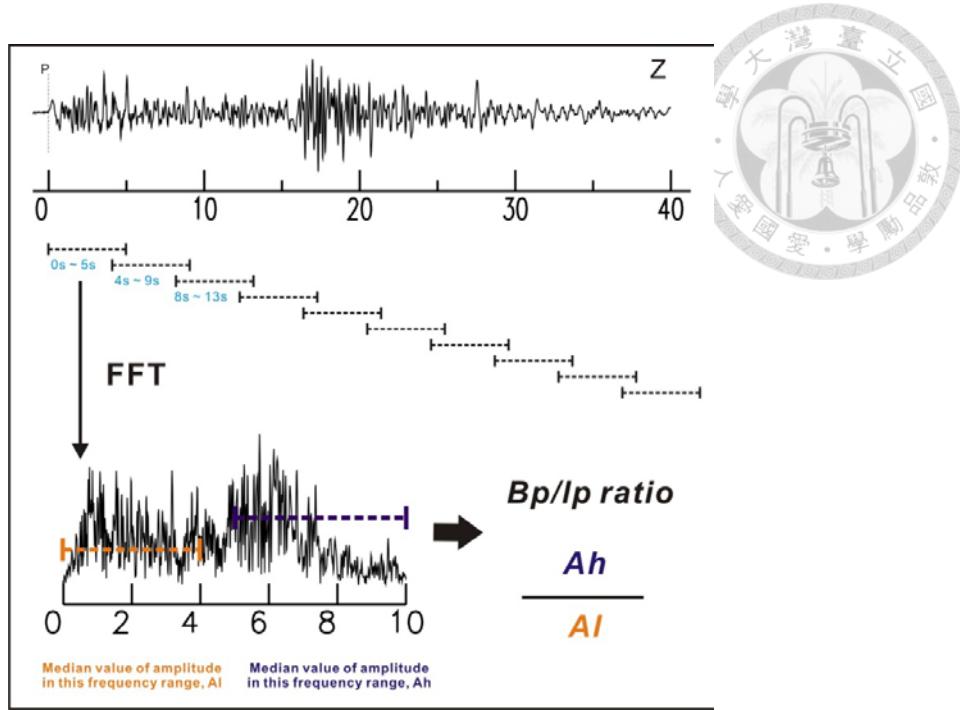


圖 2.11、移動時窗頻譜分析流程圖。利用 5 秒之移動時窗(重疊一秒)分割垂直方向之波形，再將每段波形進行傅立葉轉換為頻譜分布，並分別計算頻率段(5-10 Hz, Ah)及(<4 Hz, Al)之振幅能量大小(取中位數)，而 Ah/Al 之比值即為 Bp/lp ratio。

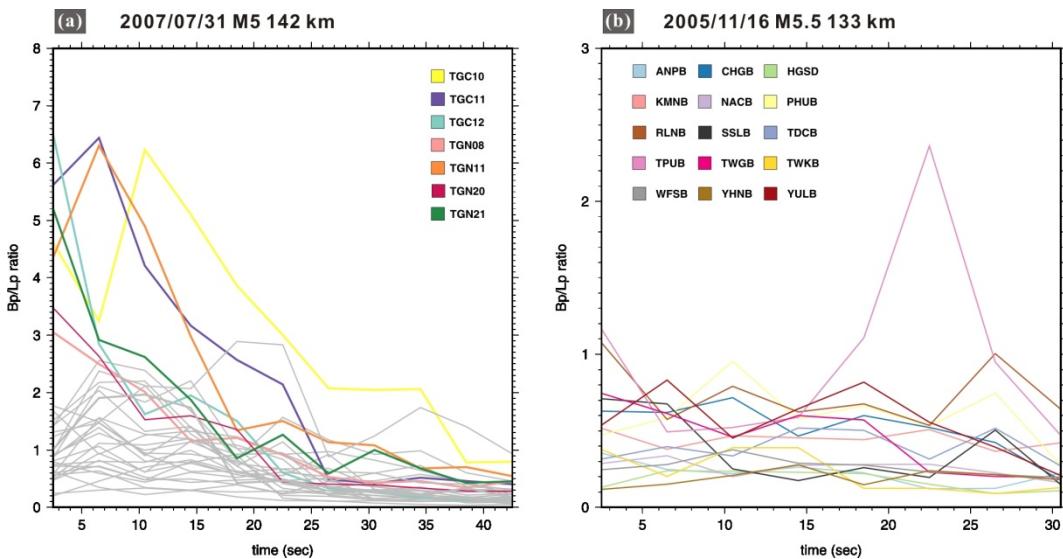


圖 2.12、移動時窗頻譜分析之 Bp/lp ratio 值與對應之時窗時間作圖。(a)琉球-台灣隱沒帶之地震，以灰色線表示 $bp/lp < 2$ ，不同顏色線表示 $bp/lp > 2$ 之測站，同時表示有用來計算高頻持續時間之資料；(b)馬尼拉-台灣隱沒帶地震，各測站以不同顏色線表示。

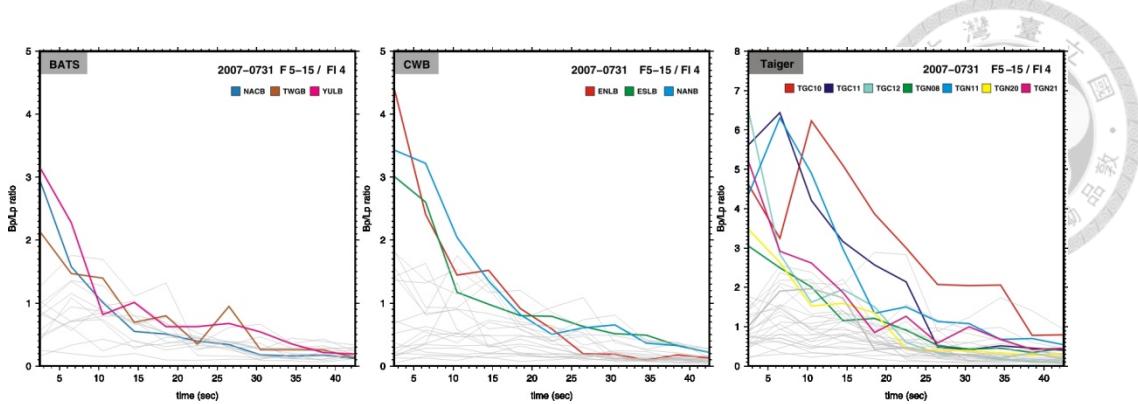


圖 2.13、琉球-台灣隱沒帶地震(2007/07/31，規模 5.04，深度 142 km)之 bp/lp ratio 隨時間之變化圖。同時使用 BATS、CWB 及臺灣地體動力整合研究(TAIGER)計畫之寬頻測站資料來計算高頻持續時間，灰色線代表 ratio<2 之測站，彩色線代表符合 ratio>2 之測站。

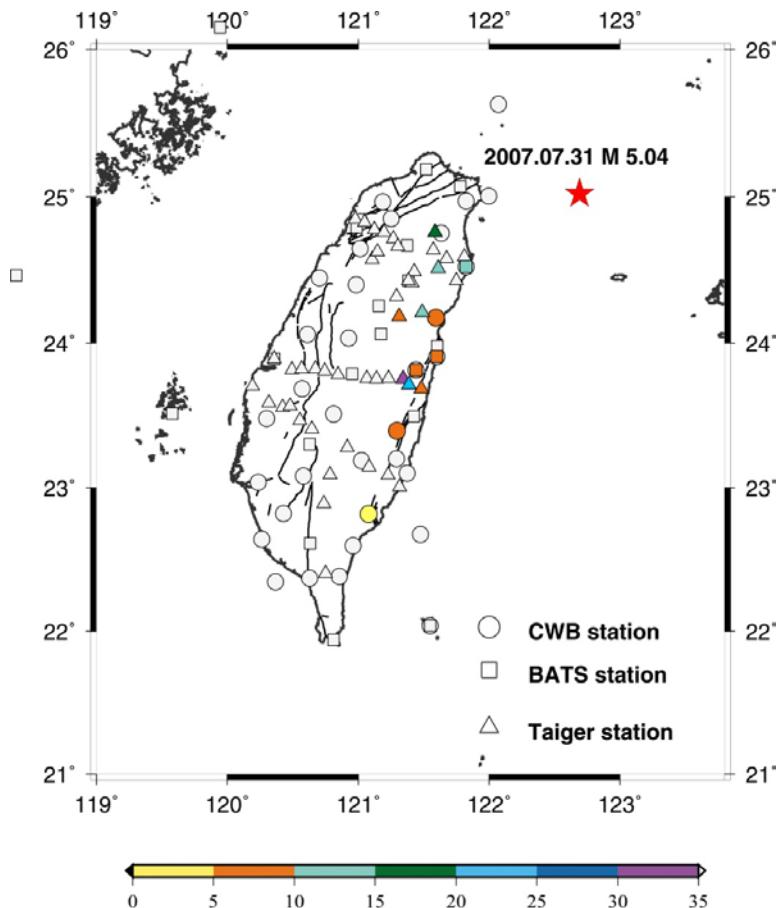


圖 2.14、琉球-台灣地震事件(2007/07/31，規模 5，深度 142 km)之高頻持續時間分佈圖。圖中顏色表示計算之持續時間大小。



2.4.2 平均頻率放大效應

隱沒帶導波之特徵反映在弧前與弧後測站有極大的波形差異。利用單一地震事件分別選取一弧前與弧後測站作為測站對，分別將測站對之波形切割 P 波抵達後 10 秒之波形，再利用傅立葉分析將此 10 秒波形轉換成頻譜圖，進一步把弧前測站之頻譜與弧後測站之頻譜相除，得到測站對之相除頻譜之比值(圖 2.15)。圖 2.16 比較琉球-台灣隱沒帶深震與淺震之相除頻譜的差異性，從圖中可以發現深震之相除頻譜在高頻段(3-10 Hz)有明顯的被放大之趨勢，而相對於淺震則沒有這樣的現象，這表示以此方法可以突顯隱沒帶導波效應之高頻能量的集中性。

為釐清台灣兩隱沒帶之高頻導波差異性，本研究將此方法用於台灣兩隱沒帶深度大於 100 km 之地震，以突顯其高頻能量之放大效應及頻率段之集中趨勢(圖 2.17)。圖 2.17 為疊加台灣兩隱沒帶導波事件之相除頻譜比值圖，從圖中可以明確看到兩隱沒板塊之高頻放大能力及頻率段之集中性有極大的差異性，與馬尼拉-台灣隱沒帶地震相比，在琉球-台灣隱沒帶之導波效應相對明顯，可以明確發現約在 >3 Hz 之相除頻譜比值明顯上升，也表示放大之頻段約為 3-10 Hz 左右。

進一步計算放大頻段之平均比值可以視為頻率平均放大因子(Average Amplified Factor)，表示該頻率所放大之倍率。本研究計算兩隱沒帶導波事件(深度 >100 km)之放大因子，得出琉球-台灣隱沒帶之放大因子約為 12 倍，而馬尼拉-台灣隱沒帶地震放大因子約為 1.5 倍，從放大因子之計算也說明了馬尼拉-台灣隱沒帶導波效應相對微弱。

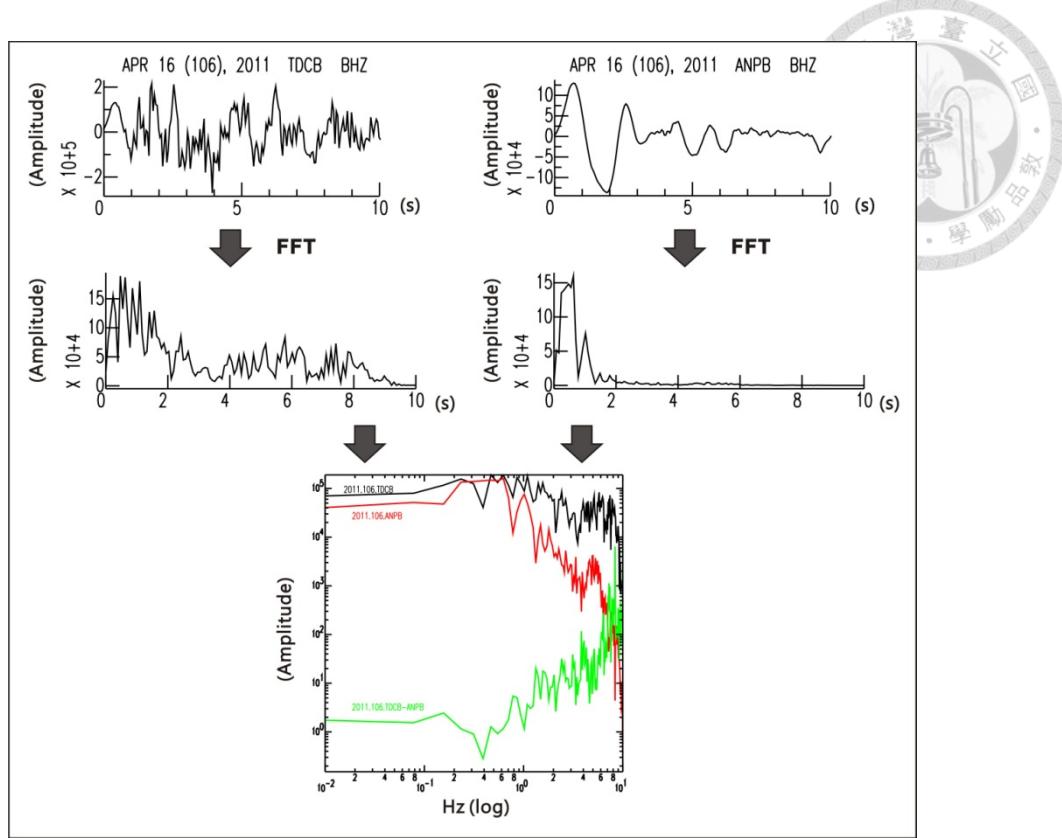


圖 2.15、弧前測站與弧後測站之相除頻譜流程圖。左上圖為弧前測站(TDCB)之波形，右上圖為弧後測站(ANPB)之波形，最下方之頻譜圖中，黑色代表 TDCB，紅色代表 ANPB，相除之頻譜比值為綠色表示。

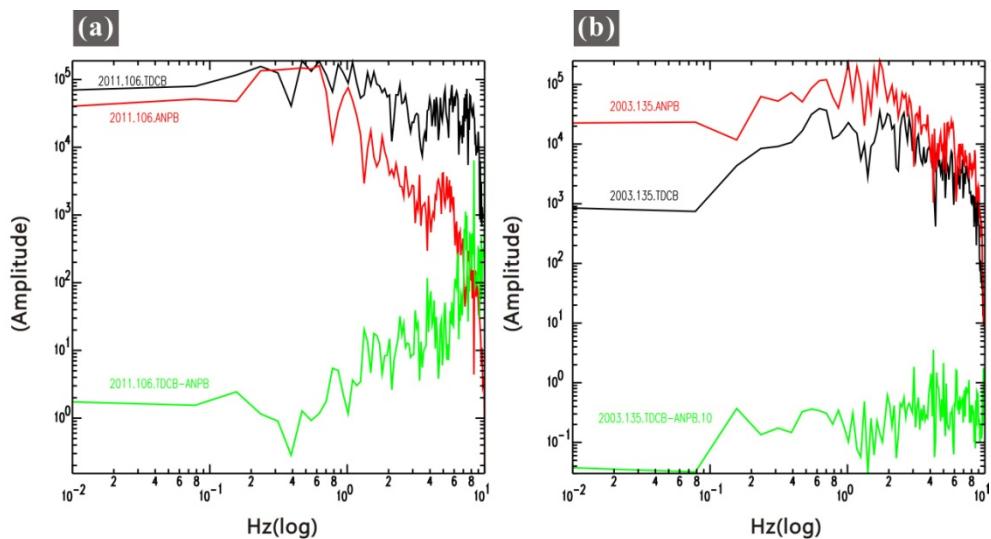


圖 2.16、琉球-台灣隱沒帶弧前測站(TDCB)與弧後測站(ANPB)之相除頻譜圖。(a) 深震(2005/04/16，深度 147 km)；(b) 浅震(2003/05/15，深度 18 km)。

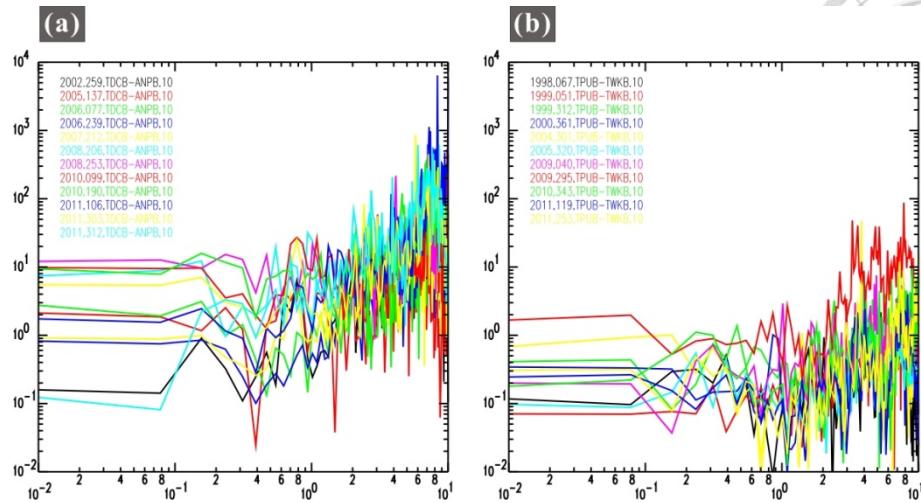
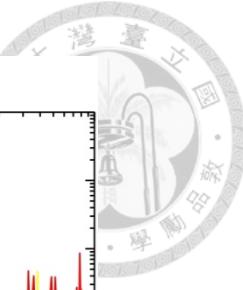


圖 2.17、琉球-台灣及馬尼拉台灣隱沒帶導波事件(深度>100 km)之相除頻譜比值圖。
(a)琉球-台灣隱沒帶事件；(b)馬尼拉-台灣隱沒帶事件。

2.5 台灣隱沒帶導波特性歸納

為探討台灣南北兩隱沒帶之導波特徵，我們統整台灣寬頻測站波形資料以及隱沒帶事件之強地動資料，並藉由量化分析更精確的探討導波效應在兩隱沒板塊之差異性，本研究歸納以下幾點台灣隱沒帶導波特徵：(a) 從波形特徵來看，在琉球-台灣隱沒帶深度>60 km 之地震事件開始顯現明顯的導波效應；而在馬尼拉-台灣隱沒帶其導波效應出現在地震深度>90 km。(b) 從強地動的空間分布來看，在琉球-台灣隱沒帶導波效應造成之異常強地動可由「宜蘭地區向西南延伸至中央山脈內陸」的趨勢來描述，其延伸之方向可對應到台灣北部菲律賓海板塊之最佳導波傳遞方向；而馬尼拉-台灣隱沒帶導波效應造成之異常強地動可由「中央山脈南端向西及西北延伸」的趨勢來描述，其對應到馬尼拉-台灣隱沒板塊在台灣下方的延伸在東海岸約以北緯 23 度為北界。(c) 隱沒帶導波的高頻特徵是尋找導波的重要指標，本研究提出兩種分析方法：(1) 移動時窗頻譜分析法及；(2) 測站對相除頻譜法。



在琉球-台灣隱沒帶之地震，經由移動時窗頻譜分析(bp/lp ratio>2)及測站對相除頻譜法(放大因子~12倍)可以明確看到導波效應之放大及在時間與空間上的延續性，也顯示菲律賓海板塊波傳的最佳方向與趨勢；在馬尼拉-台灣隱沒帶，其移動時窗頻譜分析(bp/lp ratio<1)及測站對相除頻譜法(放大因子~1.5倍)之結果皆不明顯，這樣的現象從波形及頻譜皆可被觀察到。

綜合以上各種分析，本研究將琉球與馬尼拉隱沒帶導波事件進行導波效應之比較如表 2.3 所示。較小的振幅放大因子顯示了馬尼拉-台灣隱沒帶地震的較差導波效應，此可能反映著馬尼拉-台灣隱沒帶具有較薄的板塊厚度，或較弱的板塊內部異質性，或傳播幾何條件不利於導波的生成。

表 2.3、綜合歸納台灣隱沒帶導波事件之特性

特徵	北邊隱沒帶 PSP	南邊隱沒帶 EP
高頻導波之主要頻段	3-10 Hz	4-10 Hz
導波效應在深度之顯現	>60 km	>90 km
頻率平均放大因子	>3 Hz，~12 倍	>4 Hz，~1.5 倍
有明顯低頻初達波之深度	>100 km	無
低頻初達波與高頻訊號之時間差	~0.5~1 s	無
PGA 之異常分布趨勢	往台灣東岸及中央山脈內陸	往中央山脈南端與台灣西南方



第三章 研究方法

3.1 研究區域及地震資料

根據第二章台灣隱沒帶導波之判識方法與分析結果，發現台灣東北部的琉球隱沒帶系統，其導波特性較為明顯，也較符合本研究想利用導波效應來限制測站與地震事件的波傳關係，故本研究利用琉球隱沒帶深度大於 100 km 之導波地震事件($4 < M_L < 5$ 及 $M_L > 5$)進行剪力波分離之測量，所使用之 $M_L > 5$ 地震事件共 30 個，而 $4 < M_L < 5$ 地震事件共 148 個(詳細地震資訊參附錄一)。本研究僅使用深度 > 100 km 之地震事件是為了讓地震波有更多的時間在板塊內部傳遞，即讓波傳路徑主要傳遞在板塊內，則其挾帶隱沒板塊本身構造及特性之訊息也較多，其地震位置及選用之寬頻測站如圖 3.1 及圖 3.2 所示。

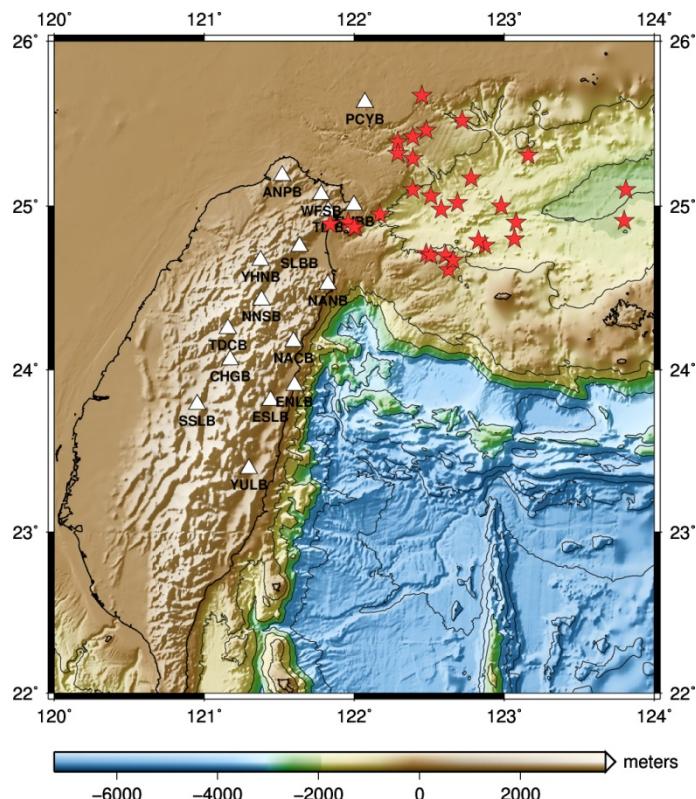


圖 3.1、琉球隱沒帶 $M_L > 5$ 導波事件及台灣寬頻測站之分布。紅色星形代表具導波之地震事件，其深度皆大於 100 km，白色三角形代表 CWB 及 BATS 之寬頻測站。

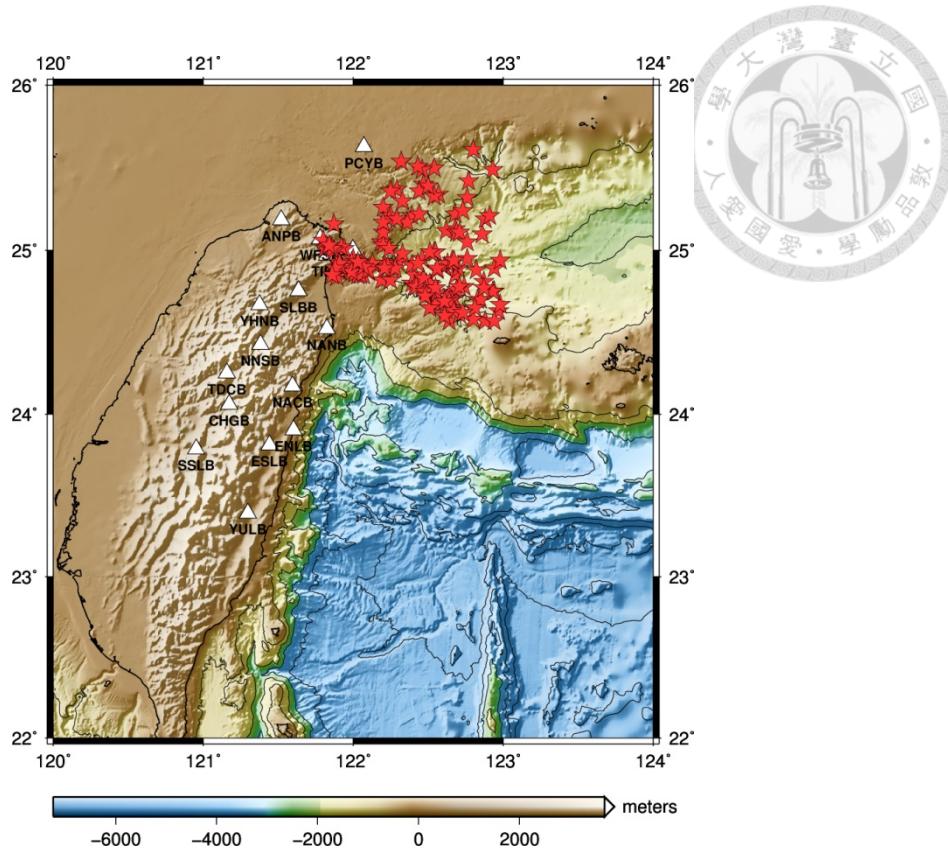


圖 3.2、琉球隱沒帶 $4 < M_L < 5$ 導波事件及台灣寬頻測站之分布。紅色星形代表具導波之地震事件，其深度皆大於 100 km，白色三角形代表 CWB 及 BATS 之寬頻測站。

3.2 資料篩選準則

剪力波分離的觀測有震波入射角之限制，最佳入射角度為波線以近垂直入射測站，這樣的限制在於盡量避免干擾資料品質的問題：(1) 當剪力波入射角度太大，則容易有 S to P 轉換波的產生而干擾直達 S 波之波形；(2) 在現實狀況下，S 波可能會以各種角度入射至測站，當不以垂直入射時，部分 S 波之振幅將被投影到垂直或傳播分量上，這將使剪力波分離之測量產生偏差，故以垂直角度入射時，剪力波產生之分離現象較能反映出底下非均向性的構造。



為了減少因入射角過大導致測量結果不可信的問題，考慮一般地殼中 P 波的傳遞速度約為 S 波的 1.7 倍，根據思乃爾定律(Snell's law), $Vp \times \sin\theta_c = Vs \times \sin 90^\circ$ ，得到 $\sin\theta_c = \frac{1}{1.7}$ ，故可求得轉換之臨界角(θ_c)約等於 35 度，亦即 S 波將在入射角大於 35 度時，將會產生 S to P 轉換波並容易出現在直達 S 波的前後，進而干擾波形而誤導快慢波極化方向的判斷(Crampin, 1977, 1978; Oda and Shimizu, 1997)。本研究參考 IASP91 的全球速度構造模型(Kennett and Engdahl, 1991)粗估計算地震事件到測站之波線入射角，要求事件達測站之入射角小於 35 度方進行剪力波分離之計算。此外考量具導波之測站皆位於隱沒帶的弧前區域，對應菲律賓板塊之幾何形貌，事件到測站之水平震央距相對較遠，故在此我們放寬弧前測站之入射角度限制，改為入射角小於 40 度。

3.3 資料處理

本研究使用 CWB 及 BATS 寬頻測站，其地震儀皆為速度型儀器，為了突顯 S 波之訊號，將經過入射角度限制之波形資料積分至位移場，再對位移場之波形進行帶通濾波(bandpass filtering)處理，若經過 S 波訊號仍不明顯，則此資料將不採用(圖 3.3)。由於台灣為海島型地區，而一般來自海洋微震(microseisms)多為 3 秒到 6 秒週期的背景雜訊，因此本研究採用濾波頻段為 0.5-2 Hz，即週期 0.5 秒到 2 秒，藉此突顯 S 波之訊號，並降低其他頻段的雜訊。經過濾波後，以 S 波能量到時為起點，標示一個週期(one cycle)的波形長度，用於剪力波分離之計算視窗。本研究用於量測剪力波分離參數的波形長度以 1 秒到 2 秒為主。

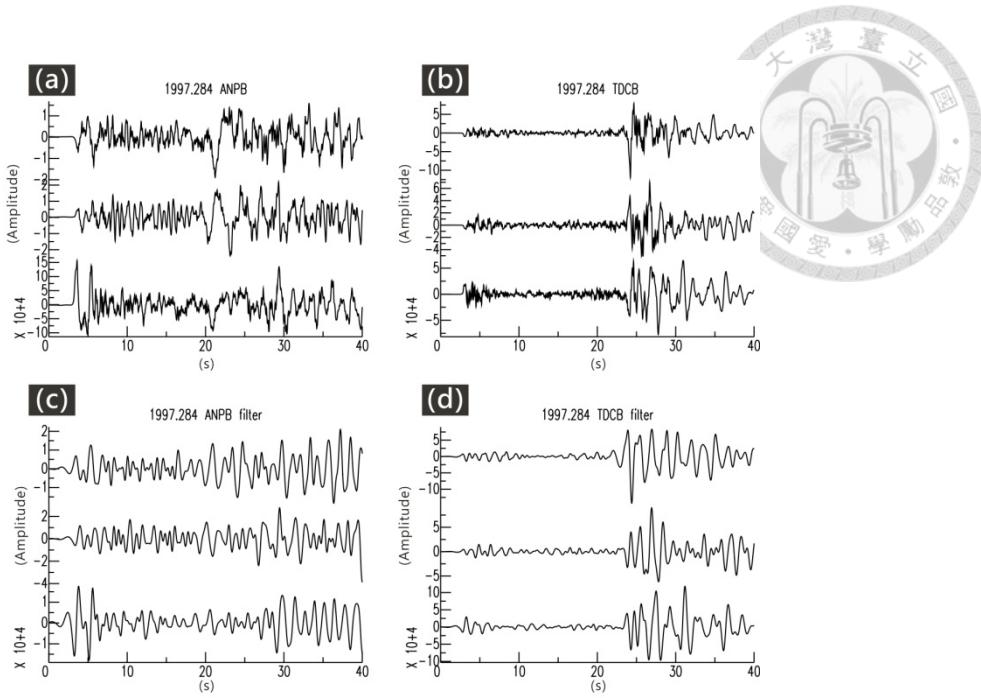


圖 3.3、剪力波分離測量之波形處理範例。波形為同一個導波事件(1997/10/11，規模 6，深度 146 km)不同之測站，(a)與(c)為 ANPB 之原始波形與處理後之波形，(b)和(d)為 TDCB 之原始波形與處理後之波形，波形處理為積分及濾波後的波形。從圖中發現 ANPB 之 S 波訊號不明顯，而 TDCB 測站之 S 波訊號較佳。

3.4 剪力波分離之測量

當剪力波通過非均向構造時，質點運動方向會偏極化至傳播介質中速度快(快 S 波)及速度慢(慢 S 波)之極化方向，並以不同的波速行進而逐漸分離。藉由分析記錄到的剪力波質點運動的方式，可求出剪力波當中快波的極化方向(ϕ)和快波與慢波之分離時間差(δt)。根據分析快波之極化方向可以得到介質中非均向構造的特性，例如地殼和上地幔非均向礦物晶體優選排列的方向(LPO)，或是地殼裂隙構造面的特定排列方向(SPO)，進而可推論地幔流場和大地應力之方向性，此外根據快慢波分離時間差之大小，亦可推估介質非均向性的分佈和強度大小。本研究同時使用質點運動分析法(Silver and Chan, 1991)以及波形交相關對比法(Bowman and Ando, 1987; Levin *et al.*, 1999)來測量剪力波分離之參數($\phi, \delta t$)，並同時比較兩種方法之結果，當兩種方法之測量結果一致，則代表所觀測之剪力波分離參數較為可信。



3.4.1 質點運動分析

質點運動分析法為 Silver and Chan (1991) 所提出，其概念為利用兩水平向(N-S 與 E-W)之分量剪力波訊號，透過兩者自我和交互相關函數所組成 2×2 的共變異矩陣(covariance matrix)來計算剪力波分離參數。其程式原理是以格點搜尋方式，將兩個互相垂直之水平向分量剪力波，進行座標旋轉搜尋可能的快波方向，每當旋轉至新方向時，對兩分量進行波形時間的移動，隨著固定時間間距移動後，同時計算兩分量的自我相關(auto-correlation)係數及交互相關(cross-correlation)係數，將兩分量個別計算之係數組成 2×2 之共變異矩陣，假設旋轉為 φ 度，而波形總移動時間為 δt ，則共變異矩陣可表示為：

$$C_{ij}(\varphi, \delta t) = \sum_{k=1}^n u_i(\varphi, t_0 + k\Delta t) u_j(\varphi, t_0 + k\Delta t - \delta t) = \begin{bmatrix} C_{11}(\varphi, \delta t) & C_{12}(\varphi, \delta t) \\ C_{21}(\varphi, \delta t) & C_{22}(\varphi, \delta t) \end{bmatrix}$$

其中 $i,j=1,2$ 分別代表 N-S、E-W 分量，而 C_{11}, C_{22} 分別為 N-S 及 E-W 的自我相關係數， C_{12}, C_{21} 則是分別以 N-S 和 E-W 的時間為基準，並移動 δt 後的交互相關； t_0 為計算分離參數所使用的視窗(window)起始時間； u_i 和 u_j 為兩水平分量之位移； Δt 為地震波形之取樣時間間隔，故總分析之波形長度為 $n \times \Delta t$ 。

當不存在非均向性時，兩水平向波形之質點運動的軌跡為一直線，此時共變異數矩陣可找到唯一特徵值(eigenvalue)為水平向波形之能量，而其特徵向量(eigenvector)則為共同極化方向。

若存在非均向性時，因剪力波分離並偏極化為快波與慢波方向，此時經由搜尋所有可能的 φ 與 δt 組合，並計算所有組合之共變異數矩陣的兩個特徵值，當其中較小的特徵值愈小愈趨近零時，表示共變異數矩陣為奇異(singular)，即兩個分量經旋轉 φ 角，相對移動時間 δt 後的波形所決定的質點運動方式最接近直線，故以較小的特徵值為作判別最佳分離參數($\varphi, \delta t$)的標準。將不同 φ 和 δt 組合與其所對應的共變異數矩陣較小特徵值繪製等值線圖，圖中星號的位置為最佳解(圖 3.4)。



3.4.2 波形交相關對比法

波形交相關對比法(Ando *et al.*, 1983; Bowman and Ando, 1987)的概念為：當 S 波通過非均向性介質時，分離為互相垂直的快波及慢波，他們由同一母波所分離，波形必然相似，且兩者之振幅大小會成比例，但快慢波間將存在 $n\pi$ 的相位差(n 為整數)(Shih *et al.*, 1989)。基於此概念，若將快波及慢波對齊(即消除相位時間差)，接著計算兩波形之相關性，會得到相關係數絕對值之最大值。因此波形交相關對比法的程式原理是將兩水平向之波形(N-S 跟 E-W 方向)以格點搜尋方式，先進行座標旋轉搜尋可能的快波方向，每當旋轉至新方向時，接著對兩分量進行波形時間的移動，隨著固定時間間距移動後，同時計算兩波形移動後之交相關係數 r ，當完成所有格點之搜尋及計算後，統計找到交相關係數 r 之絕對值最大值，其對應到的快波方向(ϕ)及移動時間(δt)即為最佳解，將所有相關係數值以等值線方式繪製於二維分佈圖上，最佳解之位置則用黑點標示(圖 3.5)。本研究使用之計算參數為每旋轉座標 1 度及時間移動間距為 0.01 秒。

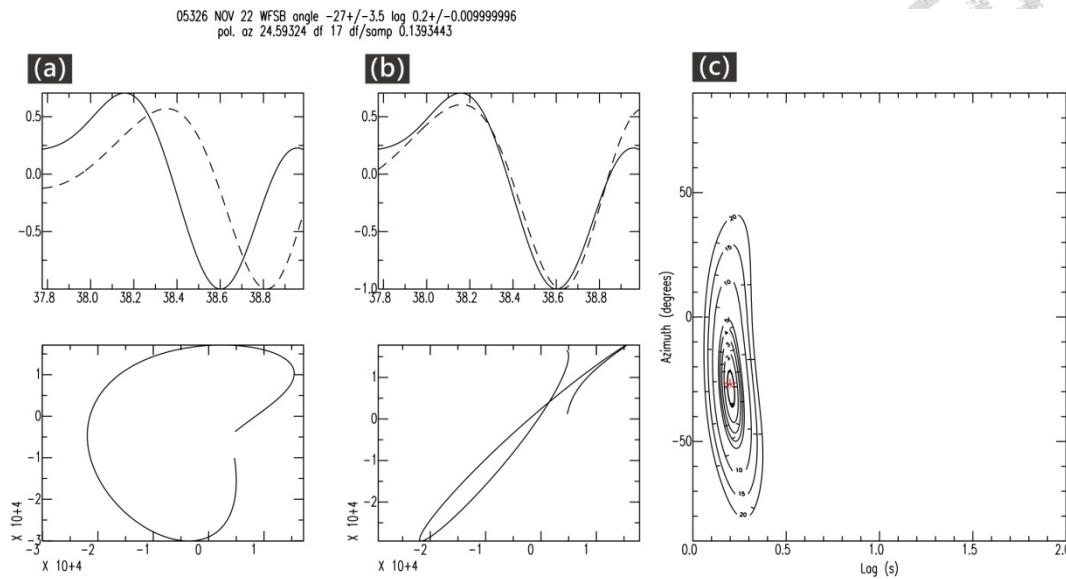
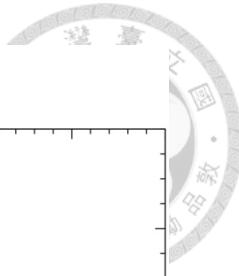


圖 3.4、質點運動分析之剪力波分離量測示意圖。(a)上圖為原始兩水平分量(N 與E)之剪力波波形圖，實線代表快波，而虛線代表慢波，下圖為兩分量之質點運動軌跡呈現橢圓狀；(b)為經過共變異數矩陣特徵值的計算，將慢波相對移動 δt 的時間使得波形恢復分離前之狀態，此時質點運動呈現線性。(c)經由不同 ϕ 和 δt 組合與其所對應的共變異數矩陣較小特徵值變化等值線圖，圖中的星號為最佳解之位置。

TIPB 2005 11 22 12:17

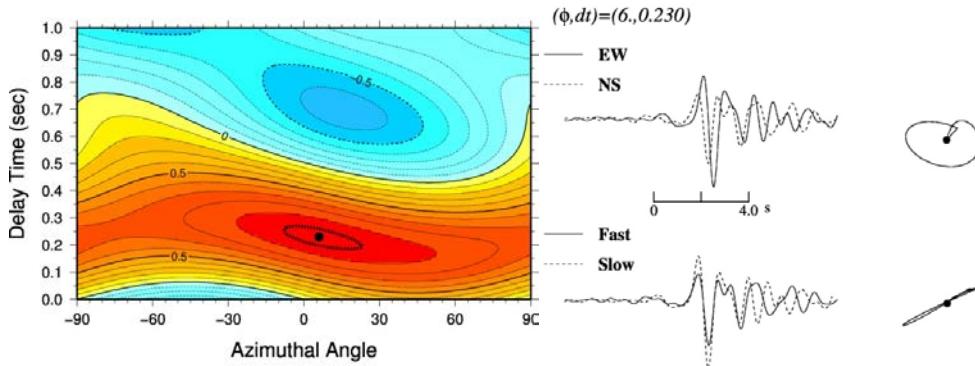


圖 3.5、波形交相關對比法之剪力波分離量測示意圖。上圖為交相關係數之二維分布等值圖，其橫軸為方位角(以正北為 0 度，向西為負值，向東為正值)，縱軸為分離時間差，黑點為相關係數絕對值最大之解，其對應之剪力波分離參數($\phi, \delta t$)標示在圖左下角，黑點外圍的黑色虛線圈代表 95% 信心區間範圍。下圖的上半部為兩水平向(N 和 E)的原始波形記錄之疊合，右側為對應之質點運動軌跡圖，呈橢圓狀，下圖的下半部為波形恢復(消除 δt 之分離時間差)後所得之快波及慢波疊合波形，右側為對應之質點運動軌跡圖，呈現線性狀。



3.4.3 信心區間之估計

在質點運動分析之可信估計是使用數值分析的 F 分布(F-test)統計檢驗(Silver and Chan, 1991; Hung and Forsyth, 1999)，其概念為：假設從所有共變異數矩陣計算得到之較小特徵值，以其中最小值對全體作標準化(normalized)之後，所有特徵值之集合當為 F 分布，則決定最佳解($\varphi, \delta t$)之較小特徵值，在 $1-\alpha$ 信心區間可定義為：

$$\frac{\lambda_2}{\lambda_{2\min}} \leq 1 + \left(\frac{N}{M-N} \right) f_{N,M-N}(1-\alpha)$$

其中 λ_2 為共變異數矩陣較小的特徵值， $\lambda_{2\min}$ 為所有 λ_2 之集合中最小的特徵值，N 為分離參數數目($\varphi, \delta t$)，M 為自由度，其中自由度 M 的求得可簡化由資料之 S 波訊號時間長度除以兩獨立取樣點時間(sampling rate)間隔來決定(Silver and Chan, 1991)，f 為資料 F 分布之反函數，而 $1-\alpha$ 則為信心區間範圍，若 $\alpha = 0.05$ ，則其計算結果為 95% 信心區間範圍。本研究選用之計算參數為 $\alpha = 0.05$ ， $N=2(\varphi, \delta t)$ ，自由度 M 介於 8 至 20。

在波形交相關對比法之可信估計則是使用數值分析的 Z 分布(Z-test)統計檢驗法(Kreyszig, 1970; Kuo et al., 1994)。由於波形交相關對比法計算之相關係數 r 並非常態分布，故利用統計轉換公式將 r 轉換為近常態分布之變數 z ，與轉換之標準偏差項 σ ，其公式如下：

$$z = \frac{1}{2} \times \ln \left\{ \frac{1+r}{1-r} \right\} ; \quad \sigma = \frac{1}{\sqrt{k-3}}$$

其中 k 為資料之自由度，自由度之計算同質點運動分析使用的介於 8 至 20。在近常態分布的 z 集合中以 T 分布(T-test)統計檢驗法計算 95% 之信心區間範圍，則利用轉換公式可以對應到相關係數 r 域的 95% 信心區間，即我們畫在二維相關係數等值圖之範圍。



第四章 研究結果

4.1 剪力波分離結果之判識準則

根據 Long and van der Hilst (2005)，他們認為利用不同方法量測剪力波非均向性時，若有明確的非均向性構造或成因，則不同方法之測量結果會趨於一致，即不同方法測得之分離參數($\phi, \delta t$)會相近，故本研究同時使用質點運動分析法與波形交相關對比法來檢驗量測之可信度。本研究採取以下三點判識準則：(1) 不同方法的一致性，當兩方法(質點運動分析法與波形交相關對比法)所測之結果不一致時，則不採用該測量結果。本研究界定一可信測量的門檻，兩方法之最佳解其 ϕ 角相差在 10 度以內才採用其結果。從本研究之測量結果可知，當兩方法測量得到相近之結果，其 δt 也會極相近，故僅限制角度即可。(2) 兩方法之信心區間必須收斂：比較兩方法之測量結果，當信心區間收斂時，同時其 ϕ 角之範圍小於 60 度，則採納該測量結果，範例如圖 4.1 所示。本研究亦發現在相同自由度(degree of freedom)時，利用質點運動分析所測得之 95% 信心區間範圍相對較小(圖 4.2)，因此我們後續將以質點運動分析之結果進行探討。(3) 訊噪比夠高：背景噪訊程度高，常會造成 S 波出達波的判斷誤差，在此我們僅採用 S 波之訊噪比大於 5 之測量結果。

4.2 剪力波分離的觀測結果

為了釐清隱沒板塊內部的非均向性質，本研究利用 $M>4$ 且深度 >100 km 之隱沒帶導波事件進行剪力波分離測量，在 $M>5$ 的 30 個導波事件中，共解析出 41 組可信分離解，在 $4 < M_L < 5$ 的 148 個事件中，共解析出 129 組可信分離解，其分離參數列表及詳細地震資訊參附錄二及附錄三。本研究所有結果之 S 波分離時間差範圍為 0.06 秒至 0.68 秒之間。 $M>5$ 的非均向性測量解之分布如圖 4.3 所示，其地表之波線投影如圖 4.4 所示，而 $4 < M_L < 5$ 的非均向性量測解之分布如圖 4.5 所示，其地表之波線投影如圖 4.6 所示。



本研究亦參考台灣層析成像反演的三維速度構造模型(Huag et al., 2014)，並於附錄二及附錄三列出有可信剪力波分離解之理論波線傳遞路徑，搭配 $M_L > 2$ 之背景地震之剖面投影，藉此可以有效判斷波傳路徑為經過板塊本身、穿過地慢楔或是傳遞經過次地慢，因此提供良好的波傳路徑判斷依據。

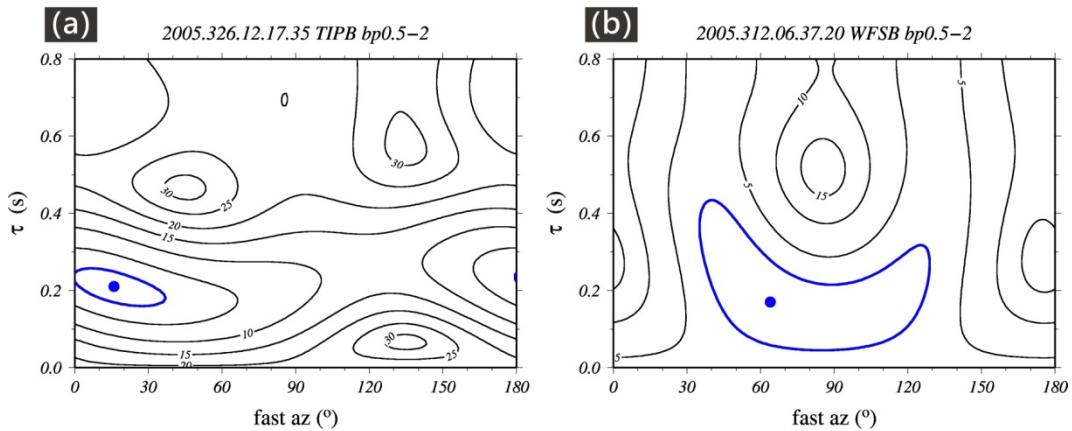


圖 4.1、不同信心區間跨度的範例。兩者皆為質點運動分析之收斂解，藍點為最佳解之位置，藍線範圍為信心區間範圍。(a)為 TIPB 之測量結果，其角度及分離時間差之跨度皆符合 4.1 節的判識準則；(b)為 WFSB 之測量結果， ϕ 角之範圍大於 60 度不符合判識準則(2)之跨度限制，故剔除此結果。

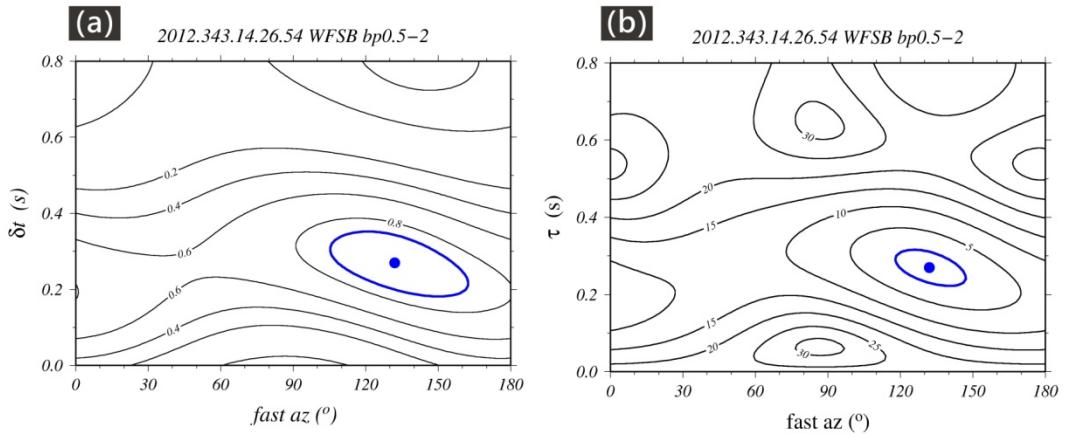


圖 4.2、波形交相關對比法與質點運動分析法之測量結果範例。(a)為波形交相關對比法；(b)為質點運動分析法。此地震事件發生時間為 2012/12/08，規模 6.2，深度 312 km。

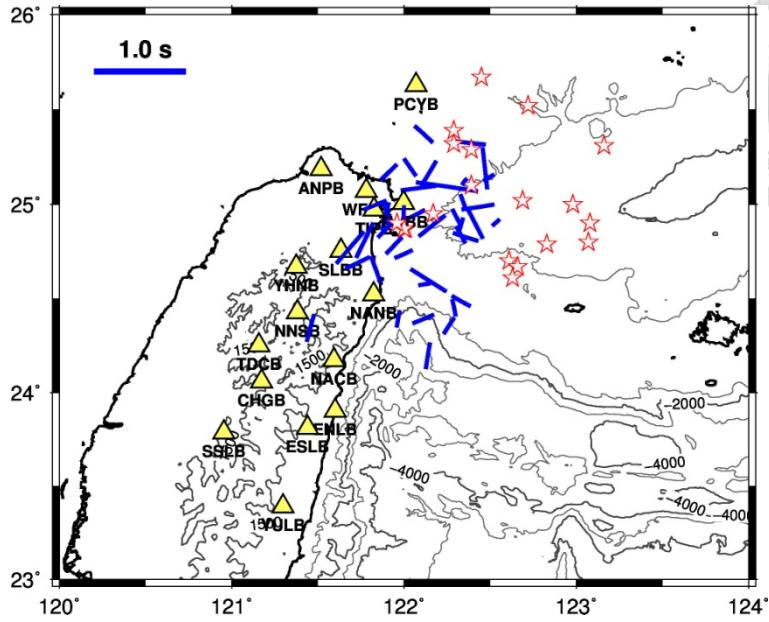


圖 4.3、琉球隱沒帶 $M_L > 5$ 導波事件之非均勻性分布。地震事件以紅色星號表示，其下方數字為該地震之規模，三角形代表具有測量結果之測站(至少一個解)，圖例標示了分離時間差一秒之長度。圖中觀測的快波極化方向(ϕ)以線段方位角方向表示，其長度代表慢波延遲時間(δt)，並標示在測站與事件之震央距中點。

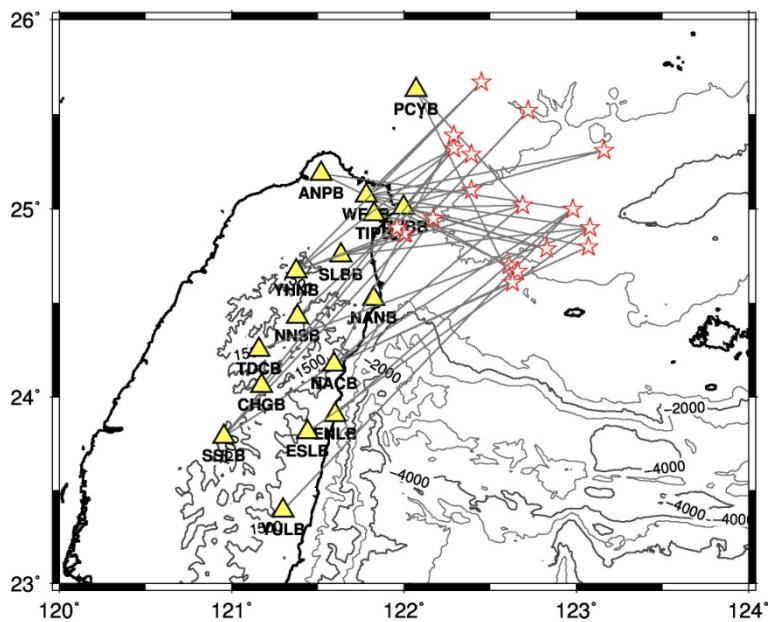


圖 4.4、琉球隱沒帶 $M_L > 5$ 導波事件之波線路徑地表投影圖。地震事件以紅色星號表示，以灰色線表示事件到測站之波線。

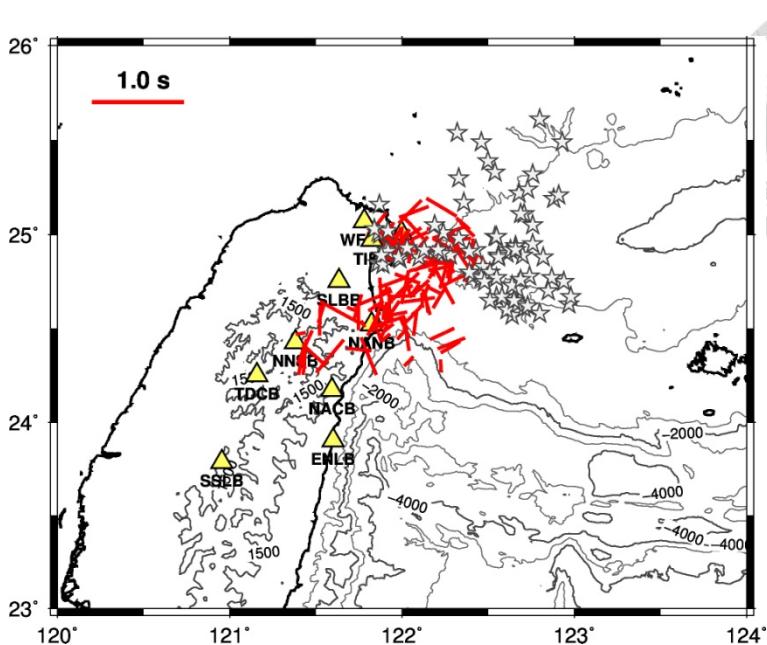


圖 4.5、琉球隱沒帶 $4 < M_L < 5$ 導波事件之非均向性分布。地震事件以灰色星號表示，三角形代表具有測量結果之測站(至少一個解)，圖例標示了分離時間差一秒之長度。圖中觀測的快波極化方向(ϕ)以線段方位角方向表示，其長度代表慢波延遲時間(δt)，並標示在測站與事件之震央距中點。

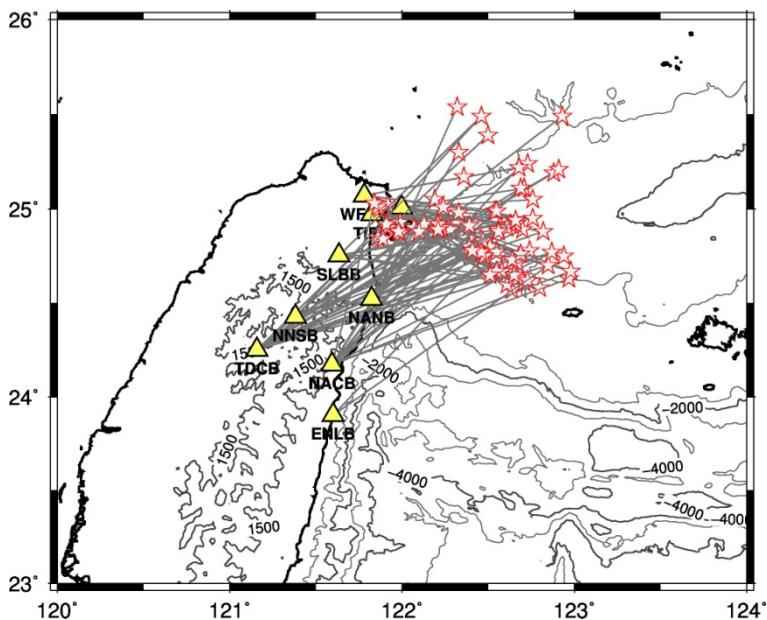


圖 4.6、琉球隱沒帶 $4 < M_L < 5$ 導波事件之波線路徑地表投影圖。地震事件以紅色星號表示，以灰色線表示事件到測站之波線。



根據 $4 < M_L < 5$ 及 $M_L > 5$ 之非均向性結果來看(圖 4.3 及圖 4.5)，兩者趨勢皆是較為雜亂方向性，其結果除了顯示在台灣東部近陸之非均向性特性極為複雜外，也隱含沿隱沒方向之板塊非均向性結果，導致整體非均向性結果雜亂。由於 $4 < M_L < 5$ 及 $M_L > 5$ 之非均向性結果相近，故本章節後以討論 $M_L > 5$ 之結果為主，在 4.3 和 4.4 章節，我們將進一步討論 $M_L > 5$ 隱沒帶導波事件所顯示的快波方向特性和分離時間差特性。由於菲律賓海板塊大致上為向北至東北之隱沒形態，故本研究依不同緯度將測站分類，以突顯不同方位角之波線所對應之非均向性構造的特性(圖 4.4 及 4.6)。

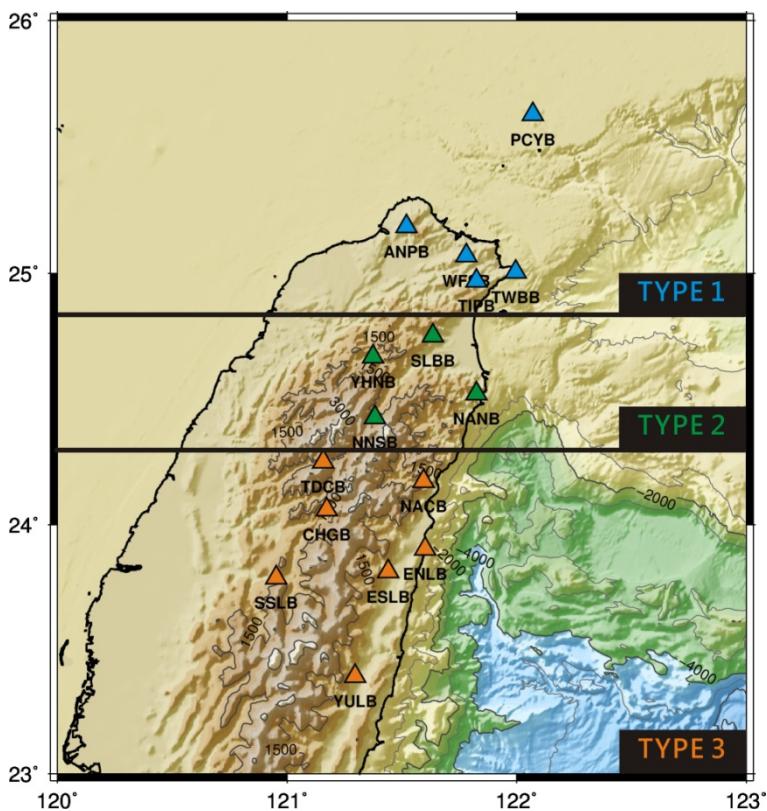


圖 4.7、測站依不同緯度而分成三類型。最北段為藍色(TYPE1)，中間段為綠色(TYPE2)，最南段為橘色(TYPE3)。



4.3 快波方向之特性

快波的方向為剪力波分離重要的參數之一，代表非均向性構造的分布方向，當在某區域觀測到相同方向之剪力波分離解時，則說明該區之非均向性構造趨勢。本研究依不同緯度將測站分類為 TYPE1、TYPE2 及 TYPE3(圖 4.7)，其中 TYPE2 及 TYPE3 為隱沒帶導波較常出現之測站位置，以下分別對每區之觀測結果進行探討。

首先是 TYPE1 之測站，此區之剪力波分離解分布如圖 4.8 所示。整體來看此區的結果相對複雜許多，從附圖 2.1 到附圖 2.5 之結果來看，可以發現理論波線路徑皆傳遞經過地慢楔，故推論在 TYPE1 之結果主要為地慢楔與上覆板塊之非均向性。在偏北外海(PCYB)與偏內陸之測站(ANPB 及 WFSB)，其非均向性結果多為 E-W 向到 WNW-ESE 向，然而在靠近東北外海之測站(TWBB 及 TIPB)，其非均向性結果明顯為 N-S 或是 NNW-SSE。

在 TYPE2 之測站，此區之剪力波分離解分布如圖 4.9 所示。從附圖 2.6 到附圖 2.9 之結果來看，可以發現此區之理論波線較為不明確，主要差別為傳遞經過地慢楔或是經過隱沒板塊，整體方向性以 EN-WS(NNSB、YHNB 及 NANB)到 E-W 向(SLBB)為主。

在 TYPE3 之測站，此區之剪力波分離解分布如圖 4.10 所示。從附圖 2.10 到附圖 2.16 之結果來看，可以發現理論波線傳遞路徑主要分為兩種，一種是經過隱沒板塊傳遞，而另一種則是傳遞經過隱沒板塊下方之次地慢，但兩種路徑中都呈現 WN-ES 或是 WNW-ESE 之走向(NACB、TDCB)。在 ESLB、SSLB、YULB 及 CHGB 測站，因傳遞經過隱沒板塊之下方，其大致平行台灣島造山帶的非均向性結果。



TYPE1

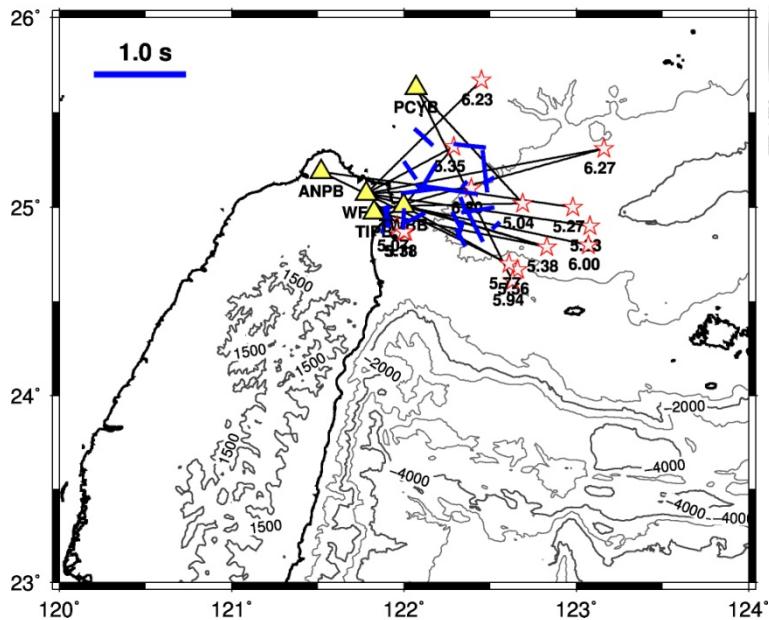


圖 4.8、TYPE1 之非均向性波線與測量結果。剪力波分離解以藍色線段標示在震央距中點，快波極化方向(ϕ)以線段方位角方向表示，其長度代表慢波延遲時間(δt)，左上圖例為分離時間差一秒之長度，紅色星星為地震為，其下方數字為地震規模，黑色線為測站到事件之波線。

TYPE2

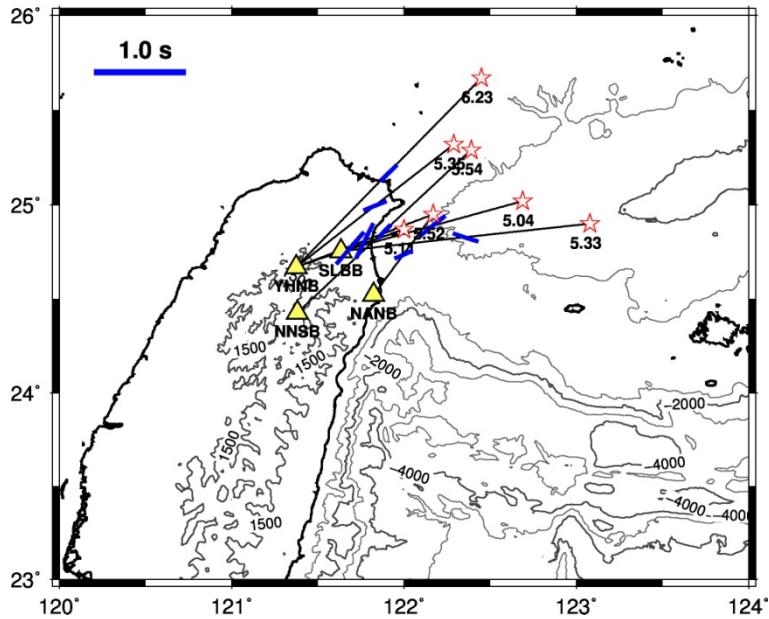


圖 4.9、TYPE2 之非均向性波線與測量結果。圖中之符號同圖 4.8。

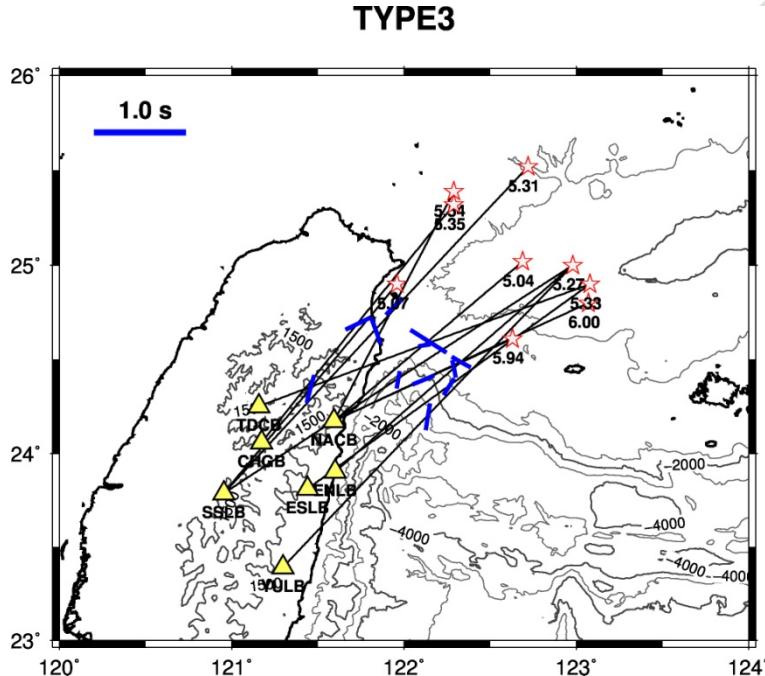


圖 4.10、TYPE3 之非均向性波線與測量結果。圖中之符號同圖 4.8。

4.4 快慢波分離時間差之特性

快慢波分離時間差為剪力波分離量測的重要參數之一，可用來指示非均向性程度之大小。本研究之分離時間差在各區之測站沒有明顯差異，所有解皆小於 1 s，在 TYPE1 為 0.09 s-0.68 s，在 TYPE2 為 0.2 s-0.46 s，在 TYPE3 為 0.13 s-0.46 s。

來自琉球隱沒帶的 S 波，同時受到震源深度以上之垂直方向以及震源到測站之側向方向的非均向性性質影響，故分析快慢波分離時間差在水平向變化與垂直向變化，可藉此估計非均向性構造大致的空間分布範圍。在此本研究分別考慮分離時間差(δt)與震央距之關係(圖 4.11)以及分離時間差(δt)與地震深度之關係(圖 4.12)，藉此分析其非均向性之大小在垂直與水平向的變化程度。一般來說，剪力波分離時間差會與傳播之路徑長短有正比關係，然而本研究之結果，不論隨震源深度或是震央距， δt 皆沒有明顯增加趨勢，說明所觀測到之非均向性並不明顯，或是非均向來源較為複雜。

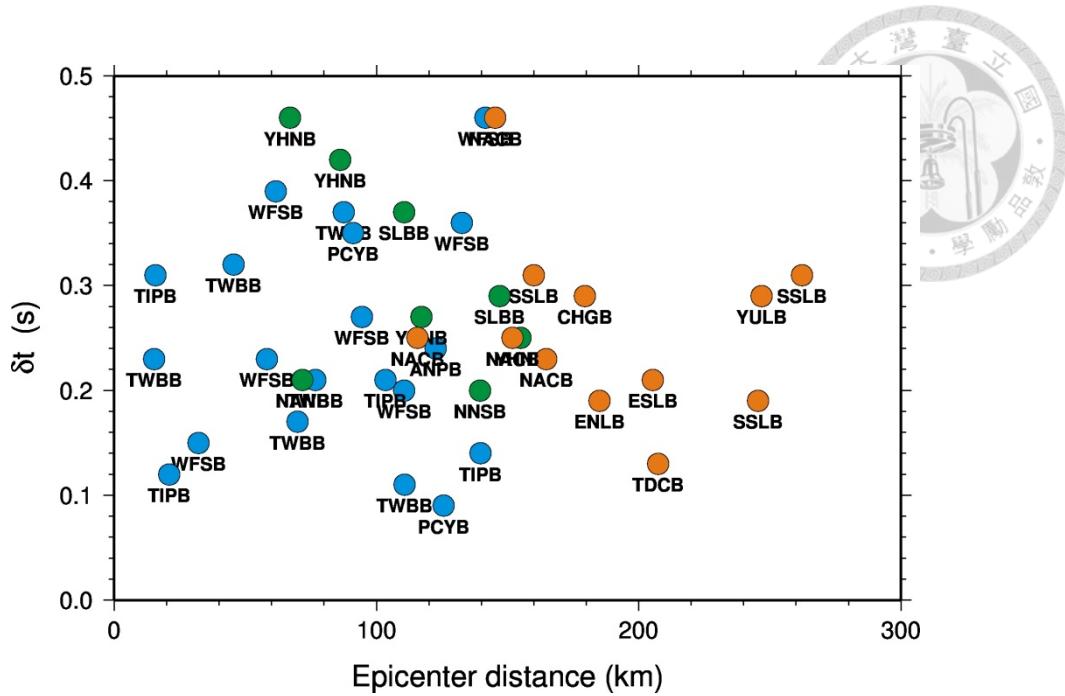


圖 4.11、分離時間差(δt)與震央距之關係。圖中有顏色圓點對應到不同緯度的測站，分類方式如圖 4.7。

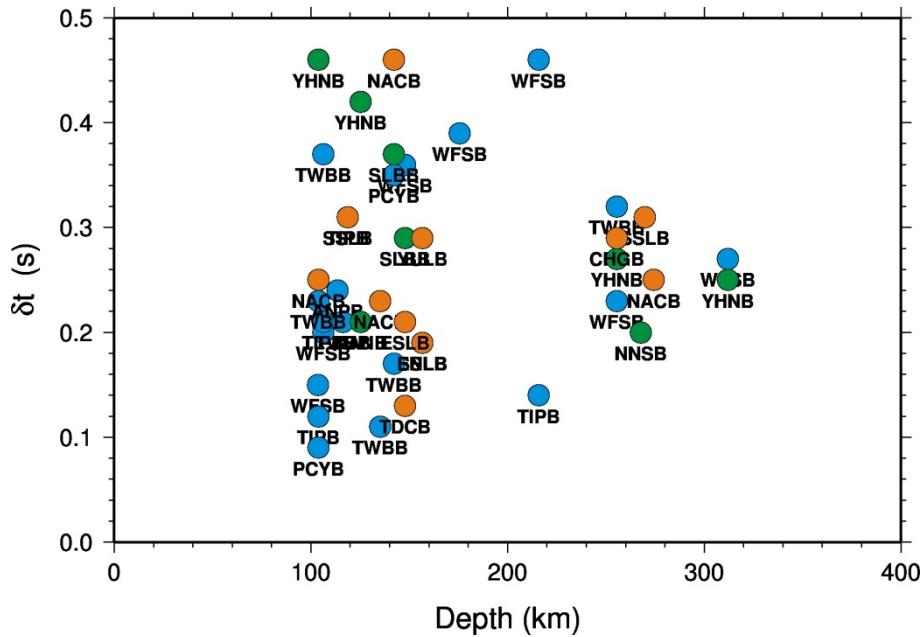


圖 4.12、分離時間差(δt)與地震深度之關係。圖中有顏色圓點對應到不同緯度之測站，分類方式如圖 4.7。



第五章 結果分析與討論

5.1 剪力波分離解之非均向性探討

本研究參考台灣三維速度模型計算之波線路徑以及剪力波分離之結果進行分析。在偏北邊的五個測站(ANPB、PCYB、WFSB、TIPB 及 TWBB)，根據波線路徑顯示其非均向性結果應為地慢楔之地慢流場所造成(附圖 2.1-2.5、附圖 3.1-3.3)，其分離時間差之範圍較大，從 0.09-0.68 秒。在 SLBB 測站量測到快波方向(WN-ES 向)平行於海溝方向，然而在靠近台灣東北方沿岸測站，由其在 TIPB 及 TWBB 測站，其快波方向為 N-S 向為主，而在更內陸之 WFSB 測站，其觀測到兩種快波方向，其中一種與 TIPB 及 TWBB 測站一致，屬於 N-S 向，而另一個方向則為 E-W 向為主(ANPB 測站)，再往北之 PCYB 測站，則是 E-W 向為主。對比 Kuo *et al.* (2012) 在琉球隱沒帶之非均向性結果(圖 5.1)，兩者共同之測站為 WFSB、TIPB、TWBB 及 SLBB，除了 SLBB 之結果不同外，其餘三個測站之結果皆相近，其中 WFSB 測站之東-西向快波方向與 PCYB 測站東-西向的快波方向為前人研究中沒有發現之趨勢。參考 Kuo *et al.* (2012) 對琉球-台灣隱沒帶之地慢楔流場的解釋，本研究觀測結果說明台灣東北部地慢流場之可能趨勢為平行海溝(WFSB 測站之觀測)向西流靠近台灣東北，而當靠近菲律賓海板塊與歐亞板塊之邊界時，開始偏轉向北之趨勢(TIPB、TWBB 及 WFSB 測站之觀測)，再往北方則向北流場漸趨不明確，反而呈現 E-W 向快波方向(PCYB 測站)，其原因可能為早期沖繩海槽隆起造成的地慢的梯度流場方向(Kuo *et al.*, 2012)。

在造山帶與東部偏南部之測站(NANB、YHNB、NNSB、TDCB、NACB 及 ENLB) 則呈現兩群的快波方向。在 NANB、YHNB 及 NNSB 之測站呈現東北-西南向，其分離時間差約為，而 TDCB、NACB 及 ENLB 則呈現 WN-ES 向，其分離時間差約為 0.13 s-0.46 s，這兩群測站之分離時間差皆小於在偏北部之測站。根據 Kuo *et al.* (1994) 及 Tai *et al.* (2011) 對於台灣北部及東北部之地殼非均向性研究，認為台灣之



地殼非均向性大小皆小於 0.1 秒，而在北部呈現 NE-SW 向到 E-W 向。而此兩群之分離時間差皆略大於地殼之非均向性特性，但明顯小於上部地幔之分離時間差(0.3-1.3 秒)(Kou-Chen *et al.*, 2009)。與前人利用遠震 S 與 SKS 結果相比，YHNB、NNSB 及 NANB 之快波方向相似於前人的東北-西南向分布(圖 5.2)。在最南端之SSLB 測站，其分離結果呈現完全不同之樣貌(附圖 2.16)，當波線路徑經過隱沒板塊下方之次地慢時，其快波方向呈現 NW-SE 向，而當波線路徑接近板塊下方與隱沒板塊下方之次地慢交界時，則呈現與台灣造山帶平行的快波方向:N-S 向或是 NE-SW 向。此結果可能說明當波線路徑穿過板塊下方與隱沒板塊下方之次地慢交界時，其快波方向性會接近平行於台灣造山帶之趨勢。

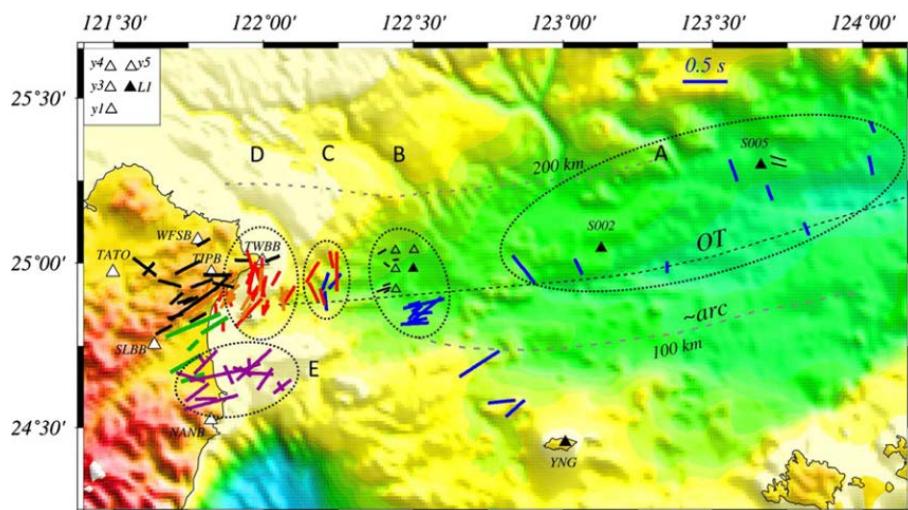


圖 5.1、琉球-台灣隱沒帶區域地震剪力波分離解之分布。其剪力波分離解以線段標示在震央距中點，快波極化方向(ϕ)以線段方位角方向表示，藍色線皆為 OBS 測站，其他為路上之測站(摘自 Kou *et al.*, 2012)。

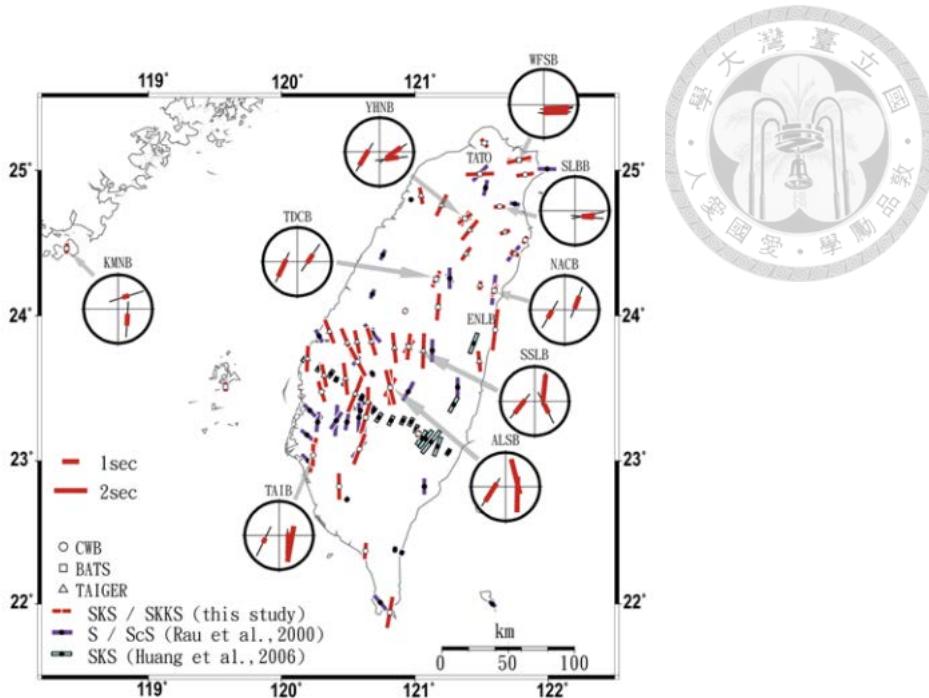


圖 5.2、台灣本島底下岩石圈地慢非均向性的分布。經由遠震 S 及 SKS 波測量剪力波分離，其快波方向與台灣造山帶走向大致平行呈南北向，並朝臺灣東北角逐漸轉成東北-西南走向(摘自 Kuo-Chen *et al.*, 2009)。

5.2 隱沒帶板塊非均向性探討

在琉球隱沒帶最常觀測到隱沒帶導波為 NANB、NACB 及 TDCB 測站(圖 5.3)。從波傳路徑來看，當隱沒帶導波使地震波在隱沒板塊內傳遞時，將會造成 NW-ES 向之快波方向性，此現象在 $4 < M_L < 5$ 及 $M_L > 5$ 的剪力波分離結果皆有發現(附圖 2.10、附圖 3.5、附圖 3.7 及附圖 3.8)。當導波效應較不明顯時，則其快 S 波方向性則不明顯，或是被上覆板塊所影響而使結果顯得複雜。

5.3 隱沒帶導波與資料篩選探討

本研究利用隱沒帶導波現象為資料篩選因子，藉由研究隱沒帶導波之結果，進一步將具有導波效應之資料進行範圍性的剪力波分離之觀測，從本研究可信之剪力波分離解發現，本研究之 $M_L > 5$ 之分離解數目偏少，其原因可能有三個：(1) 只使用具有導波效應之地震事件，因此篩選資料的限制相對嚴格，導致原始資料相



對較少；(2) 同時利用兩種測量非均向性之方法，藉由兩種方法得到一致性之結果，將大部分未達本研究門檻之分離解刪除，而可能導致部分略可信之解也被刪除；(3) 訊噪比大於五($S/N > 5$)相對太高。另一個資料本質的問題為，由於本研究使用的是具有導波效應之事件，而隱沒帶導波之特徵為高頻能量放大且持續時間長之尾波，故高頻之 P 波尾波極度會影響到 S 波之第一個相位(first cycle phase)，導致 S 波相能量及相位不明確，故利用相對嚴格之門檻測量剪力波分離解，以提高解之可信度。

5.4 隱沒板塊之非均向性探討

從本研究之觀測結果來看，在 TDCB 及 NACB 之測量結果可能為隱沒板塊之非均向性特性。在此本研究以岩石圈的凍結性非均向性模式(frozen lithospheric anisotropy)為基礎，提出可能之隱沒板塊非均向性構造特徵。從菲律賓海板塊之運動方向推測其可能之非均向性構造，由於菲律賓海板塊大致為由南向北移動，故推論凍結性非均向性之快波方向為南北方向(垂直海溝方向)，即橄欖石之 a 軸平行運動方向，經過斜向碰撞歐亞板塊後，順向排列之橄欖石產生旋轉(如圖 5.4 所示)，而隱沒帶之深震傳遞經過此非均向性構造後，將受到橄欖石之 c 軸與 b 軸之所影響，而橄欖石之 c 軸之速度比 b 軸快(圖 1.5)，故推測 S 波在隱沒板塊內傳遞會隨著 c 軸面與 b 軸面之速度差而分離，但由於 b 與 c 軸之速度差異較小，故在分離時間差上相對較小，而根據此模型並投影至地表的快波方向與 TDCB 及 NACB 相符，呈現與海溝較為平行的快波方向。

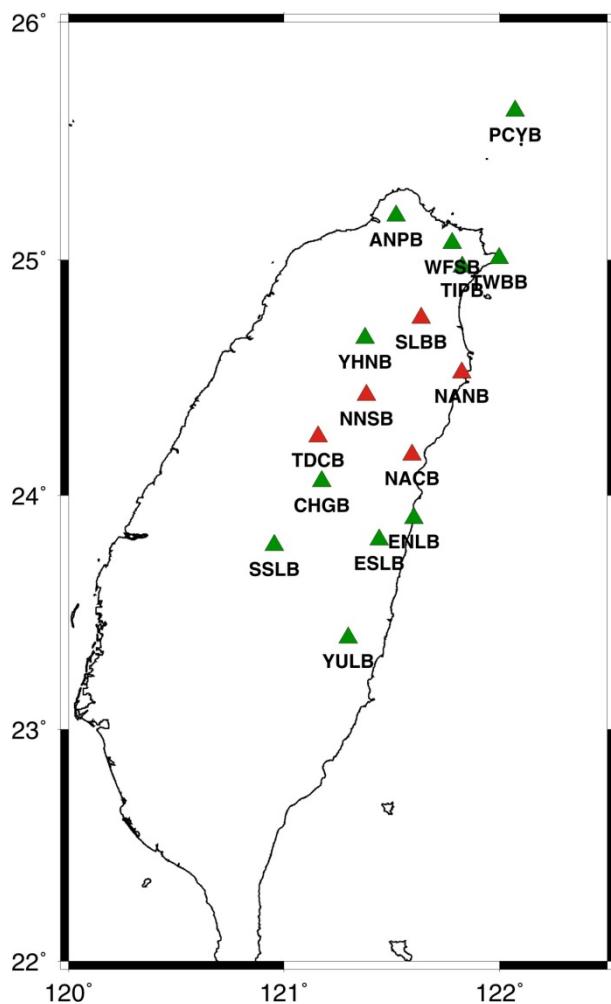


圖 5.3、琉球隱沒帶導波常出現之測站分布。綠色測站為本研究所使用之所有測站，紅色測站為具有導波效應之測站。

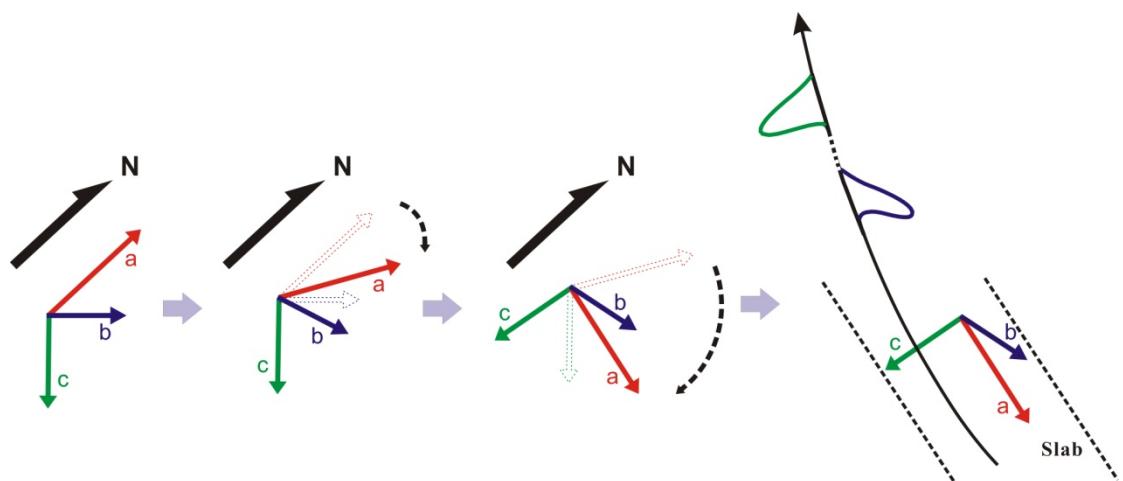


圖 5.4、菲律賓海板塊隱沒旋轉之橄欖石凍結非均向性模式示意圖。橄欖石之三軸速度為 $a > c > b$ 。



5.5 隱沒帶導波與板塊非均向性之機制探討

根據 Furumura and Kennett (2005)提出隱沒板塊內之異質性排列物質是造成高頻隱沒帶導波之成因。其認為隱沒板塊內部存在沿著隱沒方向延伸之異質性物質，此異質性物質在整體板塊中存在著速度擾動的特性，因此當隱沒帶地震發生後，其高頻之訊號受到異質性物質之速度擾動影響，產生多重路徑之散射，而低頻之訊號則沿著整體較冷之隱沒板塊傳遞，但不受到異質性物質之影響，故不論地震發生在板塊的任何位置，在弧前測站皆可能接收到具有高低頻初達波特性及持續時間長且振幅大之高頻尾波訊號。根據隱沒帶波傳模擬發現，此異質性物質在 2D 平面上具有相對的長(a_x)與寬(a_z)之差異，最佳解之形貌長 $a_x = 10\text{ km}$ ，寬 $a_z = 0.5\text{ km}$ (Furumura and Kennett, 2005, 2008; Shito *et al.*, 2013; Sun *et al.*, 2014)。

過去認為此物質可能是由溫壓條件影響，導致隱沒板塊物質隨深度產生之脫水構造，然而推測其剪應力狀態與異質性構造分布之關係，發現此異質性且具有非均向性之構造具有較大之剪應力狀態，而在隱沒帶地區之應力狀態無法產生較大之剪應力，故此構造必須在板塊隱沒之前生成，因而推論其生成於中洋脊附近才具有較大之剪應力狀態，足以生成此異質且非均向性之構造(Sun *et al.*, 2014)。造成隱沒帶導波效應之異質性物質生成機制，與岩石圈的凍結性非均向性模式機制相比，可以發現其理論極為相同，皆是因為中洋脊具有較大的剪應力狀態，並隨著擴張作用遠離中洋脊後，順擴張方向排列之橄欖岩性之物質凍結嵌入海洋性岩石圈，因此這種非均質且非均向之構造反映的是隱沒板塊之非均向性，同時也造成高頻波相在異質性物質之間散射，並造成導波的波形特徵，故本研究提出藉由研究導波事件可以用來限制地震事件與測站之波傳路徑，代表其有最多穿過隱沒板塊之路徑，因此能反映出最多沿隱沒方向之隱沒板塊訊息。



第六章 結論

本研究分析台灣兩個隱沒帶的導波事件，利用(1) 移動時窗頻譜分析法；(2) 測站對相除頻譜法量化導波效應在不同測站的頻率和波形特徵。我們發現深震之相除頻譜在高頻段(3-10 Hz)有明顯的被放大之趨勢，而相對於淺震則無此現象，這表示以此方法可以突顯隱沒帶導波效應之高頻能量的集中性。而兩隱沒板塊之高頻放大能力及頻率段之集中性有極大的差異性，與馬尼拉-台灣隱沒帶地震相比，在琉球-台灣隱沒帶之導波效應相對明顯，弧前測站在 3-10 Hz 頻段之放大之倍率約為弧後側站的 12 倍，而馬尼拉-台灣隱沒帶地震放大因子約為 1.5 倍。

利用定義後的隱沒帶導波事件，進一步進行剪力波分離之觀測，在 $M_L > 5$ 具有導波事件共有 32 個，其深度皆大於 100 km。本研究同時使用質點運動分析法以及波形交相關對比法來測量剪力波分離現象，當兩方法計算之分離解相近時，則代表其結果較為可信，故可以增加分離參數之可信度，本研究在在 $M_L > 5$ 的 30 個導波事件中，共解析出 41 組可信分離解，在 $4 < M_L < 5$ 的 148 個事件中，共解析出 129 組可信分離解。整體分離時間差範圍在 0.06-0.68 s。

從剪力波觀測結果可分為三類，(1)屬於地幔楔之非均向性；(2)與台灣造山帶相似之非均向性；(3)隱沒板塊可能之非均向性。在台灣偏北部之測站(WFSB、TIPB、TWBB 及 PCYB)，屬於地幔楔之非均向性，並觀測到可能地幔流場形態，由東向西靠近歐亞板塊，因歐亞板塊之阻擋偏轉向北，而在最北側之 PCYB 與 WFSB 測站則可能觀測到早期沖繩海槽隆起造成的地幔的梯度流場方向為 E-S 向方向性。在 YHNB、NNSB 及 NANB 測站，觀測到平行台灣造山帶之非均向性特徵，並發現當波線路徑穿過板塊下方與隱沒板塊下方之次地慢交界時，其快波方向性會接近平行於台灣造山帶之趨勢。而在 TDCB 及 NACB 經常觀測到隱沒帶導波之訊號，故極可能量測到板塊之非均向性，其快波方向為西北-東南向，分離時間差約為 0.2-0.46 s，初估其大小略大於台灣北部地殼之非均向性(<1s)，但小於台灣上部地慢之非均向性大小(0.3-1.3 s)。

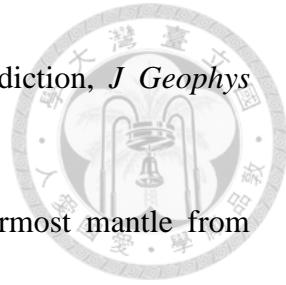


本研究初步探討造成隱沒帶導波之異質性物質與順擴張方向排列之凍結橄欖石之相關性，發現其生成之機制可能類似，故本研究提出藉由研究導波事件以限制地震事件與測站之波傳路徑，利用最多穿過隱沒板塊之路徑以反映出隱沒板塊之非均向性訊息。

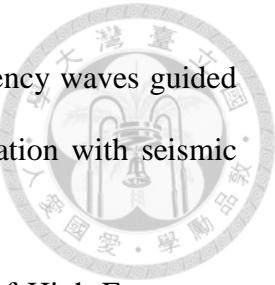
參考文獻



- Abers, G. A. (2000), Hydrated subducted crust at 100-250 km depth, *Earth Planet Sc Lett*, 176(3-4), 323-330.
- Abers, G. A., and G. Sarker (1996), Dispersion of regional body waves at 100-150 km depth beneath Alaska: In situ constraints on metamorphism of subducted crust, *Geophys Res Lett*, 23(10), 1171-1174.
- Abers, G. A., T. Plank, and B. R. Hacker (2003), The wet Nicaraguan slab, *Geophys Res Lett*, 30(2).
- Abt, D. L., K. M. Fischer, G. A. Abers, W. Strauch, J. M. Protti, and V. González (2009), Shear wave anisotropy beneath Nicaragua and Costa Rica Implications for flow in the mantle wedge, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* Volume 10, Issue 5, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 10(5), n/a.
- Abt, D. L., K. M. Fischer, G. A. Abers, M. Protti, V. Gonzalez, and W. Strauch (2010), Constraints on upper mantle anisotropy surrounding the Cocos slab from SK(K)S splitting, *J Geophys Res-Sol Ea*, 115.
- Anderson, D. L., B. Minster, and D. Cole (1974), The effect of oriented cracks on seismic velocities *Journal of Geophysical Research* Volume 79, Issue 26, *J Geophys Res*, 79(26), 4011-4015.
- Ando, M., Y. Ishikawa, and F. Yamazaki (1983), Shear-Wave Polarization Anisotropy in the Upper Mantle beneath Honshu, Japan, *J Geophys Res*, 88(Nb7), 5850-5864.
- Ansell, J. H., and D. Gubbins (1986), Anomalous High-Frequency Wave-Propagation from the Tonga Kermadec Seismic Zone to New-Zealand, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 85(1), 93-106.
- Aster, R. C., P. M. Shearer, and J. Berger (1990), Quantitative Measurements of Shear-Wave Polarizations at the Anza Seismic Network, Southern California -



- Implications for Shear-Wave Splitting and Earthquake Prediction, *J Geophys Res-Solid*, 95(B8), 12449-12473.
- Audet, P. (2013), Seismic anisotropy of subducting oceanic uppermost mantle from fossil spreading, *Geophys Res Lett*, 40(1), 173-177.
- Baccheschi, P., L. Margheriti, and M. S. Steckler (2007), Seismic anisotropy reveals focused mantle flow around the Calabrian slab (Southern Italy), *Geophys Res Lett*, 34(5).
- Barazang.M, B. Isacks, and J. Oliver (1972), Propagation of Seismic Waves through and beneath Lithosphere That Descends under Tonga-Island Arc, *J Geophys Res*, 77(5), 952-&.
- Ben Ismail, W., and D. Mainprice (1998), An olivine fabric database: an overview of upper mantle fabrics and seismic anisotropy, *Tectonophysics*, 296(1-2), 145-157.
- Billen, M. I. (2008), Modeling the dynamics of subducting slabs, *Annu Rev Earth Pl Sc*, 36, 325-356.
- Booth, D. C., S. Crampin, J. H. Lovell, and J. M. Chiu (1990), Temporal Changes in Shear-Wave Splitting during an Earthquake Swarm in Arkansas, *J Geophys Res-Solid*, 95(B7), 11151-11164.
- Bowin, C., R. S. Lu, L. Chaoshing, and H. Schouten (1978), Plate Convergence and Accretion in Taiwan-Luzon Region, *Aapg Bull*, 62(9), 1645-1672.
- Bowman, J. R., and M. Ando (1987), Shear-Wave Splitting in the Upper-Mantle Wedge above the Tonga Subduction Zone, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 88(1), 25-41.
- 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.



Chen, K. H., B. L. N. Kennett, and T. Furumura (2013), High-frequency waves guided by the subducted plates underneath Taiwan and their association with seismic intensity anomalies, *J Geophys Res-Sol Ea*, 118(2), 665-680.

Chiu, J. M., B. L. Isacks, and R. K. Cardwell (1985), Propagation of High-Frequency Seismic-Waves inside the Subducted Lithosphere from Intermediate-Depth Earthquakes Recorded in the Vanuatu Arc, *J Geophys Res-Solid*, 90(B14), 2741-2754.

Christensen, D. H., and G. A. Abers (2010), Seismic anisotropy under central Alaska from SKS splitting observations, *J Geophys Res-Sol Ea*, 115.

Christensen, N. I. (1984), The magnitude, symmetry and origin of upper mantle anisotropy based on fabric analyses of ultramafic tectonites *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* Volume 76, Issue 1, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 76(1), 89-111.

Crampin, S. (1977a), Seismic-Wave Propagation in Anisotropic Media - Observations, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 49(1), 303-303.

Crampin, S. (1977b), Seismic-Wave Propagation in Anisotropic Media .1. Computations, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 49(1), 303-303.

Crampin, S. (1977c), Seismic-Wave Propagation in Anisotropic Media .3. Importance for Lithospheric Studies, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 49(1), 293-293.

Crampin, S. (1977d), Seismic Anisotropy - Summary, *J Geophys-Z Geophys*, 43(1-2), 499-501.

Crampin, S. (1977e), Palaeo-Anisotropy in Upper Mantle, *Nature*, 270(5633), 162-163.

Crampin, S. (1977f), Review of Effects of Anisotropic Layering on Propagation of Seismic-Waves, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 49(1),

9-27.



Crampin, S. (1978), Seismic-Wave Propagation through a Cracked Solid - Polarization as a Possible Dilatancy Diagnostic, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 53(3), 467-496.

Crampin, S. (1985), Evaluation of Anisotropy by Shear-Wave Splitting, *Geophysics*, 50(1), 142-152.

Crampin, S., and S. Peacock (2005), A review of shear-wave splitting in the compliant crack-critical anisotropic Earth, *Wave Motion*, 41(1), 59-77.

Essen, K., M. Braatz, L. Ceranna, W. Friederich, and T. Meier (2009), Numerical modelling of seismic wave propagation along the plate contact of the Hellenic Subduction Zone-the influence of a deep subduction channel, *Geophys J Int*, 179(3), 1737-1756.

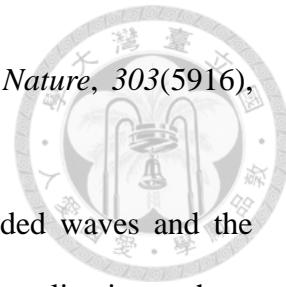
Faccenda, M., L. Burlini, T. V. Gerya, and D. Mainprice (2008), Fault-induced seismic anisotropy by hydration in subducting oceanic plates, *Nature*, 455(7216), 1097-U1098.

Fischer, K. M., and D. A. Wiens (1996), The depth distribution of mantle anisotropy beneath the Tonga subduction zone, *Earth Planet Sc Lett*, 142(1-2), 253-260.

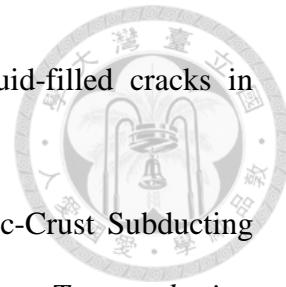
Forsyth, D. W. (1975), The Early Structural Evolution and Anisotropy of the Oceanic Upper Mantle *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* Volume 43, Issue 1, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 43(1), 103-162.

Fouch, M. J., and K. M. Fischer (1998), Shear wave anisotropy in the Mariana Subduction Zone *Geophysical Research Letters* Volume 25, Issue 8, *Geophys Res Lett*, 25(8), 1221-1224.

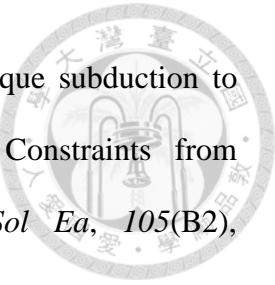
Fukao, Y., S. Hori, and M. Ukawa (1983), A Seismological Constraint on the Depth of



- Basalt Eclogite Transition in a Subducting Oceanic-Crust, *Nature*, 303(5916), 413-415.
- Furumura, T., and B. L. N. Kennett (2005), Subduction zone guided waves and the heterogeneity structure of the subducted plate: Intensity anomalies in northern Japan, *J Geophys Res-Sol Ea*, 110(B10).
- Furumura, T., and B. L. N. Kennett (2008), A Scattering Waveguide in the Heterogeneous Subducting Plate, *Adv Geophys*, 50, 195-217.
- Garnero, E. J., and T. Lay (2003), D " shear velocity heterogeneity, anisotropy and discontinuity structure beneath the Caribbean and Central America, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 140(1-3), 219-242.
- Gledhill, K., and G. Stuart (1996), Seismic anisotropy in the fore-arc region of the Hikurangi subduction zone, New Zealand, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 95(3-4), 211-225.
- Gubbins, D., and R. Snieder (1991), Dispersion of P-Waves in Subducted Lithosphere - Evidence for an Eclogite Layer, *J Geophys Res-Solid*, 96(B4), 6321-6333.
- Gubbins, D., A. Barnicoat, and J. Cann (1994), Seismological Constraints on the Gabbro-Eclogite Transition in Subducted Oceanic-Crust, *Earth Planet Sc Lett*, 122(1-2), 89-101.
- Hanna, J., and M. D. Long (2012), SKS splitting beneath Alaska: Regional variability and implications for subduction processes at a slab edge, *Tectonophysics*, 530, 272-285.
- Hayes, D. E., and S. D. Lewis (1984), A Geophysical-Study of the Manila Trench, Luzon, Philippines .1. Crustal Structure, Gravity, and Regional Tectonic Evolution, *J Geophys Res*, 89(Nb11), 9171-9195.
- Healy, D., S. M. Reddy, N. E. Timms, E. M. Gray, and A. V. Brovarone (2009),



- Trench-parallel fast axes of seismic anisotropy due to fluid-filled cracks in subducting slabs, *Earth Planet Sc Lett*, 283(1-4), 75-86.
- Hori, S. (1990), Seismic-Waves Guided by Untransformed Oceanic-Crust Subducting into the Mantle - the Case of the Kanto District, Central Japan, *Tectonophysics*, 176(3-4), 355-376.
- Hori, S., H. Inoue, Y. Fukao, and M. Ukawa (1985), Seismic Detection of the Untransformed Basaltic Oceanic-Crust Subducting into the Mantle, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 83(1), 169-197.
- Huang, H. H., Wu, Y. M., Song, X., Chang, C. H., Lee, S. J., Chang, T. M., and Hsieh, H. H. (2014), Joint Vp and Vs tomography of Taiwan: Implications for subduction-collision orogeny, *Earth Planet Sc Lett*, 392, 177-191
- Hung, S. H., and D. W. Forsyth (1999), Anisotropy in the oceanic lithosphere from the study of local intraplate earthquakes on the west flank of the southern East Pacific Rise: Shear wave splitting and waveform modeling, *J Geophys Res-Sol Ea*, 104(B5), 10695-10717.
- Huppert, L. N., and C. Frohlich (1981), The P-Velocity within the Tonga Benioff Zone Determined from Traced Rays and Observations, *J Geophys Res*, 86(Nb5), 3771-3782.
- Isacks, B. L., and Barazang.M (1973), High-Frequency Shear Waves Guided by a Continuous Lithosphere Descending beneath Western South-America, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 33(2), 129-139.
- Jung, H., and S. Karato (2001), Water-induced fabric transitions in olivine, *Science*, 293(5534), 1460-1463.
- Kaneshima, S., H. Ito, and M. Sugihara (1989), Shear-Wave Polarization Anisotropy Observed in a Rift-Zone in Japan, *Tectonophysics*, 157(4), 281-300.



Kao, H., G. C. Huang, and C. S. Liu (2000), Transition from oblique subduction to collision in the northern Luzon arc - Taiwan region: Constraints from bathymetry and seismic observations, *J Geophys Res-Sol Ea*, 105(B2), 3059-3079.

Kennett, B. L. N., and E. R. Engdahl (1991), Traveltimes for Global Earthquake Location and Phase Identification, *Geophys J Int*, 105(2), 429-465.

Kennett, B. L. N., and T. Furumura (2008), Stochastic waveguide in the lithosphere: Indonesian subduction zone to Australian craton, *Geophys J Int*, 172(1), 363-382.

Konstantinou, K. I., and N. S. Melis (2008), High-frequency shear-wave propagation across the Hellenic subduction zone, *B Seismol Soc Am*, 98(2), 797-803.

Kumazawa, M., and O. L. Anderson (1969), Elastic Moduli, Pressure Derivatives, and Temperature Derivatives of Single-Crystal Olivine and Single-Crystal Forsterite, *J Geophys Res*, 74(25), 5961-&.

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 Volume 36, Issue 12, Geophys Res Lett, 36(12).

Kuo, B. Y., C. C. Chen, and T. C. Shin (1994), Split-S Wave-Forms Observed in Northern Taiwan - Implications for Crustal Anisotropy, *Geophys Res Lett*, 21(14), 1491-1494.

Kuo, B. Y., C. C. Wang, S. C. Lin, C. R. Lin, P. C. Chen, J. P. Jang, and H. K. Chang (2012), Shear-wave splitting at the edge of the Ryukyu subduction zone, *Earth Planet Sc Lett*, 355, 262-270.

Lallemand, S., Y. Font, H. Bijwaard, and H. Kao (2001), New insights on 3-D plates interaction near Taiwan from tomography and tectonic implications,

Tectonophysics, 335(3-4), 229-253.

Levin, V., W. Menke, and J. Park (1999), Shear wave splitting in the Appalachians and the Urals: A case for multilayered anisotropy, *J Geophys Res-Sol Ea*, 104(B8), 17975-17993.

Long, M. D., and R. D. van der Hilst (2005), Estimating shear-wave splitting parameters from broadband recordings in Japan: A comparison of three methods, *B Seismol Soc Am*, 95(4), 1346-1358.

Long, M. D., and P. G. Silver (2009), Mantle flow in subduction systems: The subslab flow field and implications for mantle dynamics, *J Geophys Res-Sol Ea*, 114.

Marson-Pidgeon, K., and M. K. Savage (1997), Frequency-dependent anisotropy in Wellington, New Zealand, *Geophys Res Lett*, 24(24), 3297-3300.

Martin, S., and A. Rietbrock (2006), Guided waves at subduction zones: dependencies on slab geometry, receiver locations and earthquake sources, *Geophys J Int*, 167(2), 693-704.

Martin, S., A. Rietbrock, C. Haberland, and G. Asch (2003), Guided waves propagating in subducted oceanic crust, *J Geophys Res-Sol Ea*, 108(B11).

Montagner, J. P., and B. L. N. Kennett (1996), How to reconcile body-wave and normal-mode reference earth models Geophysical Journal International Volume 125, Issue 1, *Geophys J Int*, 125(1), 229-248.

Nishimura, C. E., and D. W. Forsyth (1989), The Anisotropic Structure of the Upper Mantle in the Pacific, *Geophysical Journal-Oxford*, 96(2), 203-229.

Oda, H., and H. Shimizu (1997), S wave splitting observed in southwest Japan, *Tectonophysics*, 270(1-2), 73-82.

Oda, H., T. Tanaka, and K. Seya (1990), Subducting Oceanic-Crust on the Philippine Sea Plate in Southwest Japan, *Tectonophysics*, 172(1-2), 175-189.





- Ohkura, T. (2000), Structure of the upper part of the Philippine Sea plate estimated by later phases of upper mantle earthquakes in and around Shikoku, Japan, *Tectonophysics*, 321(1), 17-36.
- Park, J., and V. Levin (2002), Geophysics - Seismic anisotropy: Tracing plate dynamics in the mantle, *Science*, 296(5567), 485-489.
- Peacock, S., S. Crampin, D. C. Booth, and J. B. Fletcher (1988), Shear-Wave Splitting in the Anza Seismic Gap, Southern-California - Temporal Variations as Possible Precursors, *J Geophys Res-Solid*, 93(B4), 3339-3356.
- Pozgay, S. H., D. A. Wiens, J. A. Conder, H. Shiobara, and H. Sugioka (2007), Complex mantle flow in the Mariana subduction system evidence from shear wave splitting, *Geophysical Journal International* Volume 170, Issue 1, *Geophys J Int*, 170(1), 371-386.
- Rau, R. J., and F. T. Wu (1995), Tomographic Imaging of Lithospheric Structures under Taiwan, *Earth Planet Sc Lett*, 133(3-4), 517-532.
- Rau, R. J., W. T. Liang, H. Kao, and B. S. Huang (2000), Shear wave anisotropy beneath the Taiwan orogen, *Earth Planet Sc Lett*, 177(3-4), 177-192.
- Savage, M. K. (1999), Seismic anisotropy and mantle deformation: What have we learned from shear wave splitting?, *Rev Geophys*, 37(1), 65-106.
- Seno, T., S. Stein, and A. E. Gripp (1993), A Model for the Motion of the Philippine Sea Plate Consistent with Nuvel-1 and Geological Data, *J Geophys Res-Sol Ea*, 98(B10), 17941-17948.
- Shih, X. R., R. P. Meyer, and J. F. Schneider (1989), An Automated, Analytical Method to Determine Shear-Wave Splitting, *Tectonophysics*, 165(1-4), 271-278.
- Shito, A., D. Suetsugu, T. Furumura, H. Sugioka, and A. Ito (2013), Small-scale heterogeneities in the oceanic lithosphere inferred from guided waves, *Geophys*

Res Lett, 40(9), 1708-1712.

Silver, P. G., and W. W. Chan (1991), Shear-Wave Splitting and Subcontinental Mantle Deformation, *J Geophys Res-Sol Ea*, 96(B10), 16429-16454.

Smith, G. P., D. A. Wiens, K. M. Fischer, L. M. Dorman, S. C. Webb, and J. A. Hildebrand (2001), A complex pattern of mantle flow in the Lau backarc, *Science*, 292(5517), 713-716.

Snoke, J. A., I. S. Sacks, and H. Okada (1974), Empirical Models for Anomalous High-Frequency Arrivals from Deep-Focus Earthquakes in South-America, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 37(1), 133-&.

Song, T. R. A., and Y. Kim (2012a), Anisotropic uppermost mantle in young subducted slab underplating Central Mexico, *Nat Geosci*, 5(1), 55-59.

Song, T. R. A., and Y. Kim (2012b), Localized seismic anisotropy associated with long-term slow-slip events beneath southern Mexico, *Geophys Res Lett*, 39.

Soto, G. L., J. F. Ni, S. P. Grand, E. Sandvol, R. W. Valenzuela, M. G. Speziale, J. M. G. Gonzalez, and T. D. Reyes (2009), Mantle flow in the Rivera-Cocos subduction zone, *Geophys J Int*, 179(2), 1004-1012.

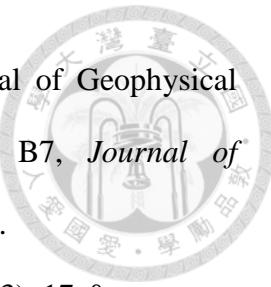
Sugioka, H., Y. Fukao, and S. Sakai (1996), Anomalously early first arrivals to the J-Array from teleseismic events, *J Phys Earth*, 44(6), 687-699.

Sun, D., M. S. Miller, N. Piana Agostinetti, P. D. Asimow, and D. Li (2014), High frequency seismic waves and slab structures beneath Italy, *Earth Planet Sc Lett*, 391, 212-223.

Tian, Y., and D. Zhao (2012), Seismic anisotropy and heterogeneity in the Alaska subduction zone Geophysical Journal International Volume 190, Issue 1, *Geophys J Int*, 190(1), 629-649.

Tono, Y., Y. Fukao, T. Kunugi, and S. Tsuboi (2009), Seismic anisotropy of the Pacific





- slab and mantle wedge beneath the Japanese islands Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978?2012) Volume 114, Issue B7, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978?2012), 114(B7)*, n/a.
- Tsai, Y. B. (1986), Seismotectonics of Taiwan, *Tectonophysics*, 125(1-3), 17-&.
- vanderHilst, R., and R. Snieder (1996), High-frequency precursors to P wave arrivals in New Zealand: Implications for slab structure, *J Geophys Res-Sol Ea*, 101(B4), 8473-8488.
- Wang, C. Y., and T. C. Shin (1998), Illustrating 100 years of Taiwan seismicity, *Terr Atmos Ocean Sci*, 9(4), 589-614.
- Wang, J., and D. P. Zhao (2008), P-wave anisotropic tomography beneath Northeast Japan, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 170(1-2), 115-133.
- Wang, J., and D. Zhao (2012), P wave anisotropic tomography of the Nankai subduction zone in Southwest Japan *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* Volume 13, Issue 5, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 13(5), n/a.
- Wolfe, C. J., and P. G. Silver (1998), Seismic anisotropy of oceanic upper mantle Shear wave splitting methodologies and observations, Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978?2012) Volume 103, Issue B1, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978?2012), 103(B1)*, 749-771.
- Wu, Y. M., J. B. H. Shyu, C. H. Chang, L. Zhao, M. Nakamura, and S. K. Hsu (2009), Improved seismic tomography offshore northeastern Taiwan: implications for subduction and collision processes between Taiwan and the southernmost Ryukyu, *Geophys J Int*, 178(2), 1042-1054.
- Yang, X. P., K. M. Fischer, and G. A. Abers (1995), Seismic Anisotropy beneath the Shumagin Islands Segment of the Aleutian-Alaska Subduction Zone, *J Geophys Res-Sol Ea*, 100(B9), 18165-18177.



Yu, S. B., H. Y. Chen, and L. C. Kuo (1997), Velocity field of GPS stations in the Taiwan area, *Tectonophysics*, 274(1-3), 41-59.

Zhang, S. Q., and S. Karato (1995), Lattice Preferred Orientation of Olivine Aggregates Deformed in Simple Shear, *Nature*, 375(6534), 774-777.

陳燕玲，1995，台灣地區三維速度構造與隱沒構造之相關探討碩士論文，國立中央大學地球物理研究所，共 72 頁。

劉乃菁，1995，由三維速度影像討論台灣地區隱沒帶特性，碩士論文，國立中央大學地球物理所，共 72 頁。

鄧屬予，2002，板塊間看台灣地震。科技發展，頁 1-57。中國地質學會，台北。

鄧屬予，2002，台灣新生代大地構造：二十世紀台灣地球科學之回顧，第一冊，頁 1-57。中國地質學會，台北。

蘇進財，2004，琉球隱沒帶西南端的剪力波非均向性，碩士論文，國立台灣大學地質科學研究所，共 49 頁。

王郁如，2004，台灣弧陸碰撞構造之地殼及頂部地函的三維 S 波衰減模型，碩士論文，國立中央大學地球物理所，共 112 頁。

何春蓀，2006，臺灣地質概論：臺灣地質圖說明書，經濟部中央地質調查所，台北，144-147 頁。

徐毅振，2006，台灣北部上地幔非均向性之探討，碩士論文，國立台灣大學海洋研究所，共 75 頁。

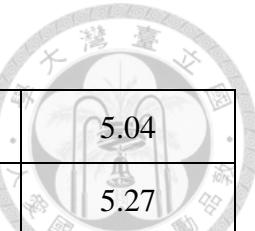
許峻瑋，2011，琉球隱沒帶西南端的剪力波非均向性及對地漫流場特性的意涵，碩士論文，國立台灣大學地質科學研究所，共 80 頁。



附錄一 琉球隱沒帶之導波事件

附表 1.1、琉球隱沒帶 $M_L > 5$ 之地震事件資訊

編號	事件日期 年/月/日	經度 (°)	緯度 (°)	地震深度 (km)	規模 (M_L)
1	1997/10/11	122.58	24.98	146.35	6.07
2	1998/07/31	122.87	24.76	107.43	5.47
3	1998/11/26	122.51	25.06	172.04	5.29
4	1999/06/25	122.48	25.46	288.91	5.57
5	1999/07/17	122.39	25.42	281.53	5.33
6	2000/02/10	122.72	25.52	269.89	5.31
7	2000/07/24	122.48	24.71	110.05	5.74
8	2001/11/24	122.29	25.39	274.27	5.54
9	2002/09/10	122.01	24.87	103.54	5.38
10	2002/09/16	122.39	25.10	175.67	6.80
11	2002/11/10	121.84	24.89	110.27	5.42
12	2005/01/15	122.51	24.70	103.23	5.05
13	2005/05/17	121.96	24.90	118.71	5.07
14	2005/10/15	123.81	25.10	190.85	7.02
15	2005/11/08	122.78	25.17	205.13	5.19
16	2005/11/22	122.83	24.79	106.33	5.38
17	2006/01/26	122.29	25.32	255.60	5.35
18	2006/03/18	123.08	24.90	147.78	5.33
19	2006/08/27	123.07	24.80	135.26	6.00



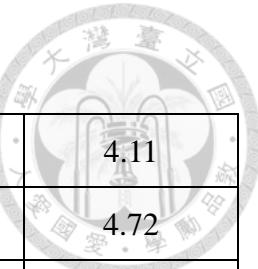
附表 1.1 繼

20	2007/07/31	122.69	25.02	142.24	5.04
21	2008/07/24	122.98	25.00	156.75	5.27
22	2008/09/09	122.63	24.61	103.84	5.94
23	2009/11/15	122.17	24.95	125.39	5.52
24	2010/04/09	122.00	24.87	103.84	5.11
25	2010/07/09	122.61	24.70	113.62	5.77
26	2011/07/13	123.80	24.91	120.79	5.42
27	2011/10/30	123.16	25.31	215.77	6.27
28	2012/01/29	122.39	25.29	267.76	5.54
29	2012/02/04	122.66	24.67	116.18	5.56
30	2012/12/08	122.45	25.67	312.01	6.23



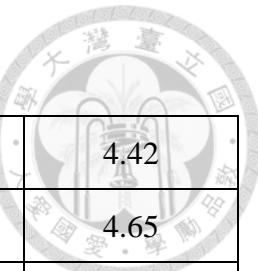
附表 1.2、琉球隱沒帶 $4 < M_L < 5$ 之地震事件資訊

編號	事件日期 年/月/日	經度 (°)	緯度 (°)	地震深度 (km)	規模 (M_L)
1	1996/05/24	122.58	24.67	107.15	4.26
2	1996/06/03	122.20	25.26	232.51	4.12
3	1996/06/23	122.57	25.34	244.54	4.43
4	1996/10/17	121.91	24.92	118.11	4.17
5	1996/11/26	122.07	24.85	104.24	4.19
6	1997/01/24	121.98	24.89	112.13	4.29
7	1997/02/06	122.10	24.87	106.08	4.26
8	1997/02/19	122.52	24.79	122.76	4.27
9	1997/06/16	122.00	24.95	137.10	4.07
10	1997/09/28	122.39	25.21	206.18	4.56
11	1998/03/06	122.36	25.17	181.42	4.07
12	1998/04/17	121.87	25.16	191.29	4.15
13	1998/08/16	122.86	25.10	171.49	4.18
14	1999/04/01	122.47	25.40	261.25	4.72
15	1999/05/09	122.68	25.13	192.62	4.27
16	1999/06/14	122.02	24.91	108.79	4.05
17	1999/07/01	122.03	24.85	102.29	4.35
18	1999/11/24	122.19	25.05	158.85	4.11
19	1999/11/28	122.54	25.50	279.90	4.69
20	1999/12/06	122.01	24.86	100.16	4.78
21	2000/03/04	122.05	24.85	109.47	4.18



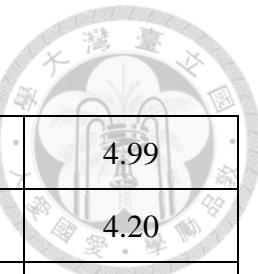
附表 1.2 繼

22	2000/03/30	122.29	25.37	261.85	4.11
23	2000/06/20	122.25	25.36	243.71	4.72
24	2000/06/28	121.93	24.89	108.13	4.02
25	2000/07/07	122.67	24.71	120.38	4.95
26	2000/10/01	122.19	24.82	109.90	4.04
27	2001/01/07	121.94	25.01	120.13	4.49
28	2001/02/26	122.49	24.80	128.54	4.23
29	2001/04/17	121.89	24.93	104.00	4.23
30	2001/05/17	122.77	25.42	255.80	4.71
31	2001/06/01	122.20	25.03	148.38	4.07
32	2001/06/02	122.51	24.80	125.96	4.56
33	2001/11/20	122.55	24.74	114.57	4.17
34	2001/12/02	121.82	25.02	141.23	4.30
35	2001/12/08	122.30	24.93	127.86	4.11
36	2001/12/14	122.07	24.93	118.22	4.00
37	2001/12/26	121.92	25.02	121.24	4.29
38	2002/03/08	122.62	25.12	174.90	4.47
39	2002/04/06	122.49	24.77	108.33	4.00
40	2002/04/29	121.92	24.91	110.84	4.10
41	2002/10/04	122.46	24.95	131.16	4.67
42	2002/10/30	122.56	24.89	124.58	4.78
43	2002/10/30	121.81	25.01	140.05	4.48
44	2002/12/25	122.54	25.33	239.50	4.44



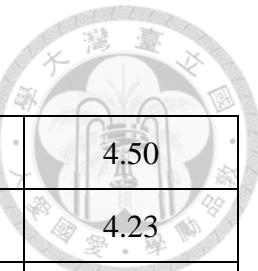
附表 1.2 繼

45	2003/04/21	122.97	24.63	107.43	4.42
46	2003/05/02	122.64	24.73	128.41	4.65
47	2003/06/22	122.76	25.32	257.20	4.14
48	2003/07/30	122.54	24.99	139.45	4.21
49	2003/12/01	121.80	25.06	139.52	4.01
50	2003/12/17	122.44	25.22	220.58	4.25
51	2003/12/17	122.69	25.11	176.18	4.33
52	2004/02/25	122.83	24.70	115.58	4.54
53	2004/03/05	122.64	24.57	101.28	4.43
54	2004/07/01	122.39	24.80	108.57	4.18
55	2004/09/18	122.26	24.89	107.45	4.14
56	2005/01/13	122.46	24.77	114.41	4.19
57	2005/01/29	122.41	24.85	125.58	4.23
58	2005/02/01	122.68	24.85	122.11	4.74
59	2005/03/08	122.55	24.99	146.27	4.39
60	2005/03/09	122.20	25.11	174.21	4.40
61	2005/04/07	122.32	25.54	288.52	4.16
62	2005/05/03	122.25	25.21	205.28	4.19
63	2005/06/15	122.39	24.91	145.00	4.50
64	2005/09/23	122.25	24.82	106.40	4.06
65	2005/10/25	122.85	24.70	118.18	4.90
66	2005/11/02	122.70	24.89	126.67	4.28
67	2005/11/17	122.41	24.78	119.76	4.16



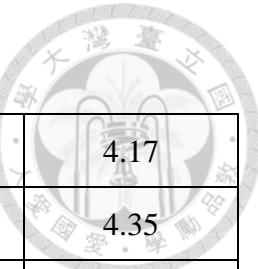
附表 1.2 繼

68	2005/11/27	122.98	24.67	112.48	4.99
69	2005/12/09	122.48	24.76	119.45	4.20
70	2005/12/24	122.56	24.74	116.60	4.07
71	2006/02/24	122.33	25.30	241.09	4.16
72	2006/05/13	122.61	24.90	125.94	4.49
73	2006/05/14	121.98	24.88	100.34	4.00
74	2006/09/12	121.83	25.02	138.93	4.15
75	2006/09/14	121.99	24.93	112.95	4.84
76	2006/09/23	121.92	24.90	103.34	4.09
77	2006/10/21	122.94	24.75	120.88	4.42
78	2006/11/18	122.66	24.92	127.70	4.13
79	2007/01/24	122.93	24.75	112.62	4.21
80	2007/01/29	121.87	25.00	139.96	4.09
81	2007/02/27	122.21	24.92	134.77	4.26
82	2007/04/10	122.13	24.92	112.53	4.62
83	2007/06/08	122.66	24.92	139.83	4.48
84	2007/06/28	122.88	24.57	100.81	4.07
85	2007/07/22	122.56	24.88	114.88	4.06
86	2007/08/16	122.74	24.78	131.47	4.19
87	2007/10/26	122.87	24.81	129.06	4.16
88	2007/11/13	122.76	24.95	127.67	4.28
89	2007/12/02	122.42	24.78	118.84	4.09
90	2008/02/21	122.10	24.88	116.72	4.29



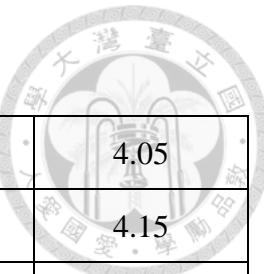
附表 1.2 繼

91	2008/03/02	122.82	24.88	142.97	4.50
92	2008/04/16	122.88	25.19	196.60	4.23
93	2008/04/19	122.68	25.22	188.86	4.34
94	2008/04/30	122.71	25.11	166.33	4.67
95	2008/04/30	122.55	24.67	102.91	4.80
96	2008/05/04	121.99	24.87	104.29	4.65
97	2008/05/29	122.71	24.61	102.62	4.47
98	2008/06/11	122.65	24.65	115.25	4.12
99	2008/06/14	122.47	24.83	106.92	4.08
100	2008/07/12	121.91	24.92	106.03	4.11
101	2008/08/01	122.44	25.36	238.91	4.11
102	2008/08/15	122.50	25.39	231.34	4.33
103	2008/08/21	122.48	24.75	114.69	4.69
104	2008/09/16	122.65	24.70	115.75	4.29
105	2008/09/20	122.76	25.05	151.47	4.05
106	2008/10/30	122.24	25.19	187.52	4.40
107	2008/12/21	122.93	25.49	234.81	4.24
108	2009/01/01	122.23	24.90	117.16	4.21
109	2009/02/09	122.80	25.61	282.99	4.71
110	2009/03/12	122.24	25.01	136.33	4.41
111	2009/04/13	122.91	25.21	192.21	4.04
112	2009/05/14	122.43	24.92	122.29	4.29
113	2009/06/15	122.80	24.58	103.62	4.83



附表 1.2 繼

114	2009/06/24	121.86	25.01	127.71	4.17
115	2009/07/13	122.73	25.24	189.78	4.35
116	2009/07/31	122.64	24.69	115.37	4.42
117	2009/08/22	122.61	24.69	110.61	4.67
118	2009/09/01	122.20	25.17	212.60	4.27
119	2010/01/04	122.46	25.49	280.95	4.54
120	2010/02/02	121.89	24.84	100.09	4.02
121	2010/02/11	122.94	24.57	101.91	4.42
122	2010/03/16	122.81	24.65	113.45	4.44
123	2010/04/03	122.63	24.92	125.22	4.82
124	2010/04/11	122.66	24.94	128.10	4.52
125	2010/04/30	122.94	24.89	141.61	4.11
126	2010/09/12	122.51	24.99	139.41	4.01
127	2010/10/12	122.07	24.90	119.26	4.54
128	2010/12/04	122.98	24.94	127.38	4.08
129	2011/01/02	122.03	24.93	113.95	4.01
130	2011/02/10	122.51	24.65	101.09	4.69
131	2011/02/13	122.29	25.19	213.71	4.36
132	2011/02/24	122.69	24.76	130.60	4.18
133	2011/03/01	122.67	24.63	112.83	4.50
134	2011/03/05	121.88	24.89	113.75	4.29
135	2011/06/12	122.43	25.51	272.13	4.35
136	2011/09/01	121.84	25.03	144.16	4.17



附表 1.2 繼

137	2011/09/07	121.86	24.85	106.04	4.05
138	2011/10/17	122.67	24.94	127.43	4.15
139	2011/11/09	122.73	24.62	106.15	4.01
140	2011/12/29	122.28	24.89	109.68	4.01
141	2012/01/25	122.21	24.89	124.55	4.99
142	2012/03/16	122.71	24.78	107.35	4.15
143	2012/03/17	122.33	24.98	135.23	4.07
144	2012/05/01	122.55	24.77	120.05	4.20
145	2012/06/15	122.48	24.72	113.07	4.19
146	2012/06/15	122.56	24.89	135.80	4.11
147	2012/12/20	122.61	24.60	104.57	4.28
148	2012/12/30	122.87	24.77	127.37	4.12



附錄二 琉球隱沒帶 $M_L > 5$ 導波事件之剪力波分離結果

附錄二及附錄三之圖表說明：

附錄二及附錄三包含本研究所有可信的剪力波分離結果。本研究依據不同測站分別呈現：(1) 剪力波分離解之地圖；(2) 方位-入射角投影圖；(3) 分離解及事件資訊列表；(4) 個別事件之 3D 速度模型波線路徑圖。

(1) 剪力波分離解之地圖

本研究將個別測站之所有剪力波分離解呈現在地圖上，其中地震事件以紅色星號表示，其下方數字為該地震之規模(可對應下方該測站之分離解及事件列表)，圖左上角之圖例為分離時間差一秒之長度。圖中觀測的快波極化方向(ϕ)以線段及方位角方向表示，其長度代表慢波延遲時間(δt)，並標示在測站與事件之震央距中點。

(2) 方位-入射角投影圖

圖為剪力波分離解對各測站之方位-入射角投影圖。十字中心為測站位置，剪力波分離解以藍色線段標示在後方位角位置，線段之方位角為快波方向(ϕ)，線段長度為延遲時間(δt)，圖外圓圈為入射角 40 度之界線。

(3) 分離解及事件資訊列表

剪力波分離解之地震事件資訊及該測站之分離解。

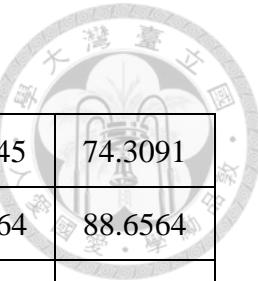
(4) 個別事件之 3D 速度模型波線路徑圖

依據列表之各事件，利用 3D 速度模型所計算之 S 波理論波線路徑投影圖。波線路徑分別投影在 A-A'剖面及測站至地震事件之直線剖面上，其剖面線皆標示於剪力波分離解之地圖上。圖中小圓點代表規模 2 以上之背景地震，其顏色代表不同深度之地震(如左下圖例所示)，橘色三角形為測站投影之位置，紅色星形為地震事件，紫紅色線為理論波線之投影。

- <100 km
- 100-150 km
- 150-200 km
- >200 km

附表 2.1、琉球隱沒帶 $M_L > 5$ 地震之剪力波分離結果

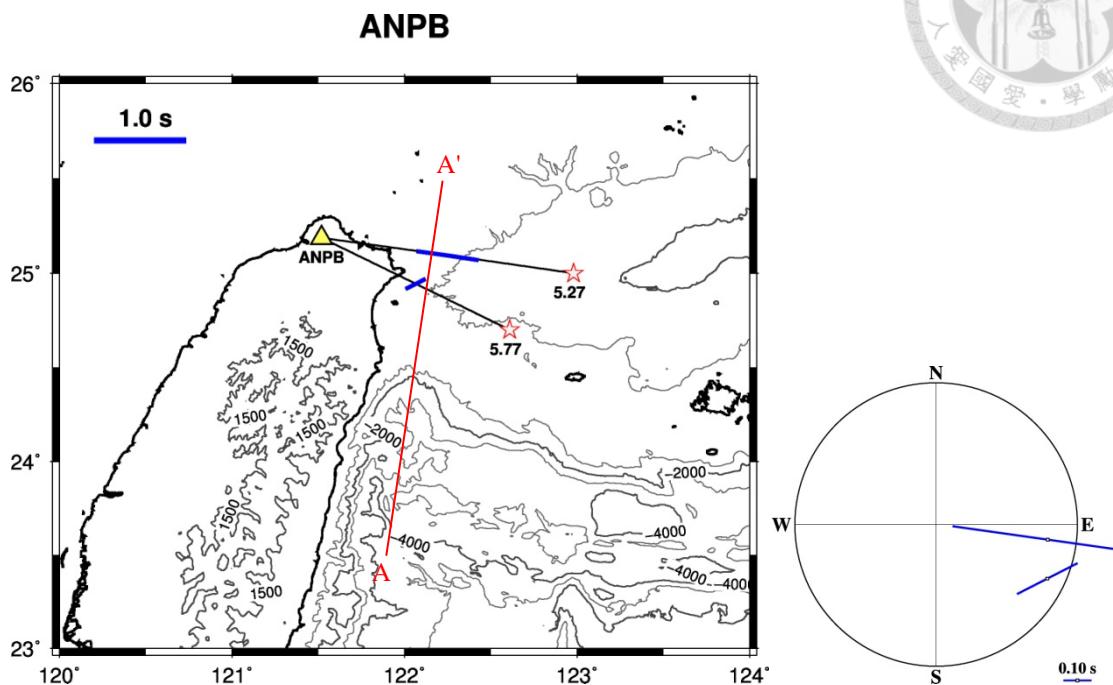
事件 (年/月/日)	測站	ϕ ($^{\circ}$)	δt (s)	深度 (km)	震央距 (km)	後方位角 ($^{\circ}$)
2000/02/10	SSLB	-20	0.31	269.89	262.267	42.6082
2001/11/24	NACB	44	0.25	274.27	151.963	27.4174
2002/09/10	WFSB	-15	0.15	103.54	32.1754	133.904
2002/09/16	WFSB	82	0.39	175.67	61.5566	86.942
2005/05/17	SSLB	15	0.31	118.71	160.018	39.436
2005/05/17	TIPB	13	0.31	118.71	15.7362	120.285
2005/11/22	TIPB	16	0.21	106.33	103.478	101.005
2005/11/22	TWBB	-27	0.37	106.33	87.5006	105.755
2005/11/22	WFSB	-28	0.20	106.33	110.491	106.178
2006/01/26	CHGB	64	0.29	255.6	179.522	38.7546
2006/01/26	TWBB	31	0.32	255.6	45.5535	40.3301
2006/01/26	WFSB	-35	0.23	255.6	58.2511	61.7035
2006/01/26	YHNB	68	0.27	255.6	117.149	51.8706
2006/03/18	ESLB	33	0.21	147.78	205.331	53.7328
2006/03/18	SLBB	-72	0.29	147.78	146.912	83.37
2006/03/18	TDCB	80	0.13	147.78	207.466	69.3637
2006/03/18	WFSB	81	0.36	147.78	132.56	97.9711
2006/08/27	NACB	-61	0.23	135.26	164.845	64.8146
2006/08/27	TWBB	49	0.11	135.26	110.778	101.709
2007/07/31	NACB	-58	0.46	142.24	145.225	49.5778
2007/07/31	PCYB	-84	0.35	142.24	91.1656	137.509



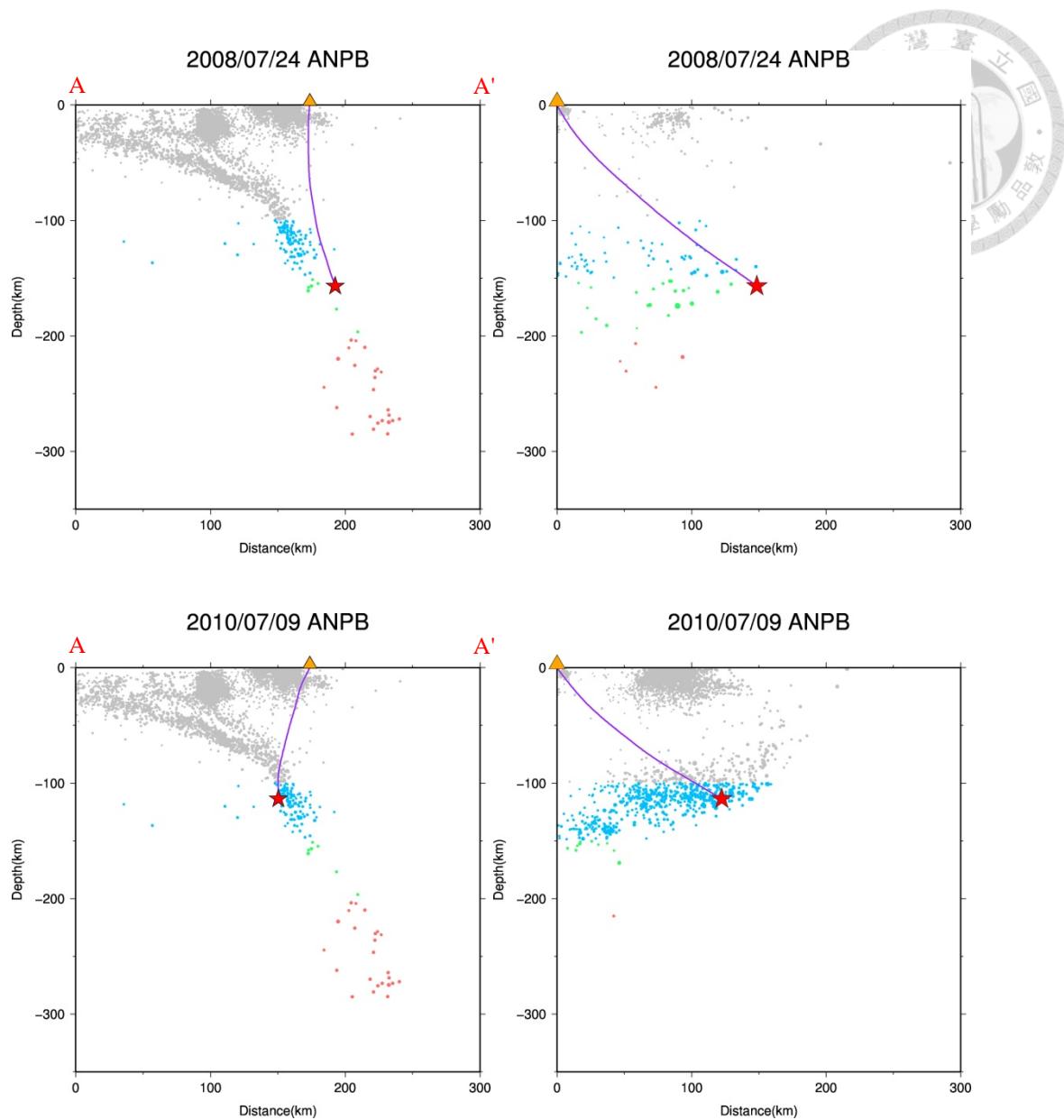
附表 2.1 繼

2007/07/31	SLBB	52	0.37	142.24	110.545	74.3091
2007/07/31	TWBB	-21	0.17	142.24	69.9464	88.6564
2008/07/24	ANPB	-82	0.68	156.75	148.697	97.678
2008/07/24	ENLB	-11	0.19	156.75	185.142	48.7278
2008/07/24	SSLB	11	0.19	156.75	245.502	56.4234
2008/07/24	YULB	9	0.29	156.75	246.837	43.4943
2008/09/09	NACB	67	0.25	103.84	115.602	65.0832
2008/09/09	PCYB	36	0.09	103.84	125.686	153.69
2009/11/15	NANB	66	0.21	125.39	71.8199	36.2198
2009/11/15	YHNB	26	0.42	125.39	86.1814	68.7253
2010/04/09	TIPB	5	0.12	103.84	20.9195	122.546
2010/04/09	TWBB	2	0.23	103.84	15.1562	178.93
2010/04/09	YHNB	41	0.46	103.84	67.007	70.5433
2010/07/09	ANPB	63	0.24	113.62	122.55	115.858
2011/10/30	TIPB	59	0.14	215.77	139.685	74.1567
2011/10/30	WFSB	-6	0.46	215.77	141.521	78.9537
2012/01/29	NNSB	44	0.20	267.76	139.536	46.6353
2012/02/04	TWBB	-29	0.21	116.18	76.6844	118.972
2012/12/08	WFSB	-48	0.27	312.01	94.5157	45.3215
2012/12/08	YHNB	46	0.25	312.01	154.998	44.1449

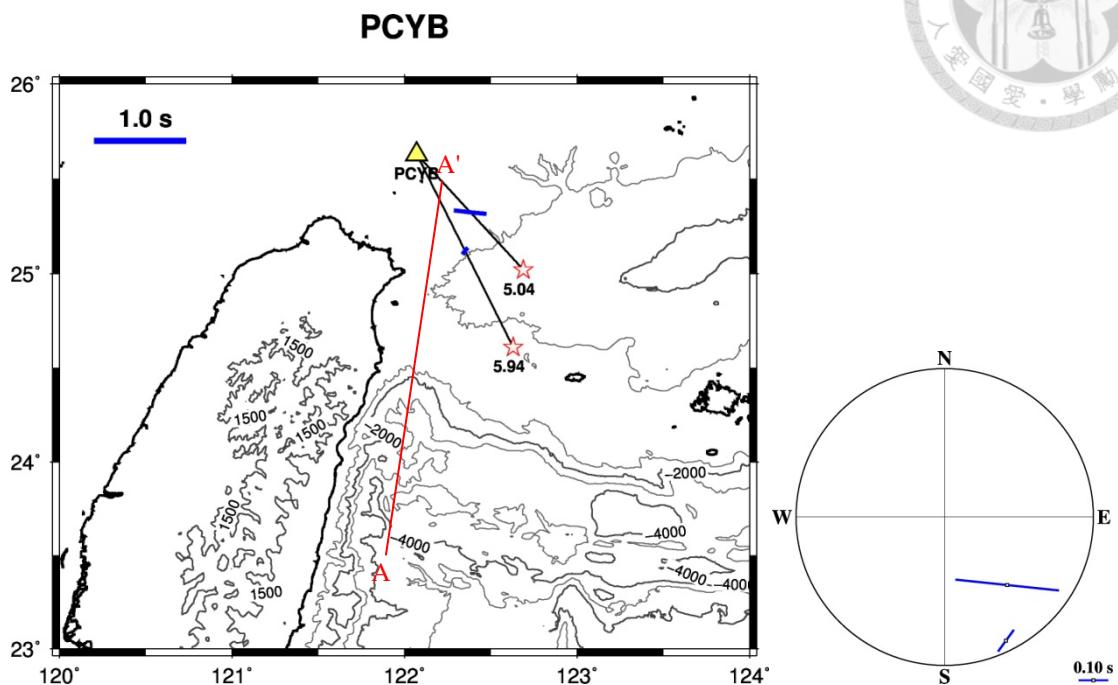
附圖 2.1、ANPB 測站之剪力波分離結果



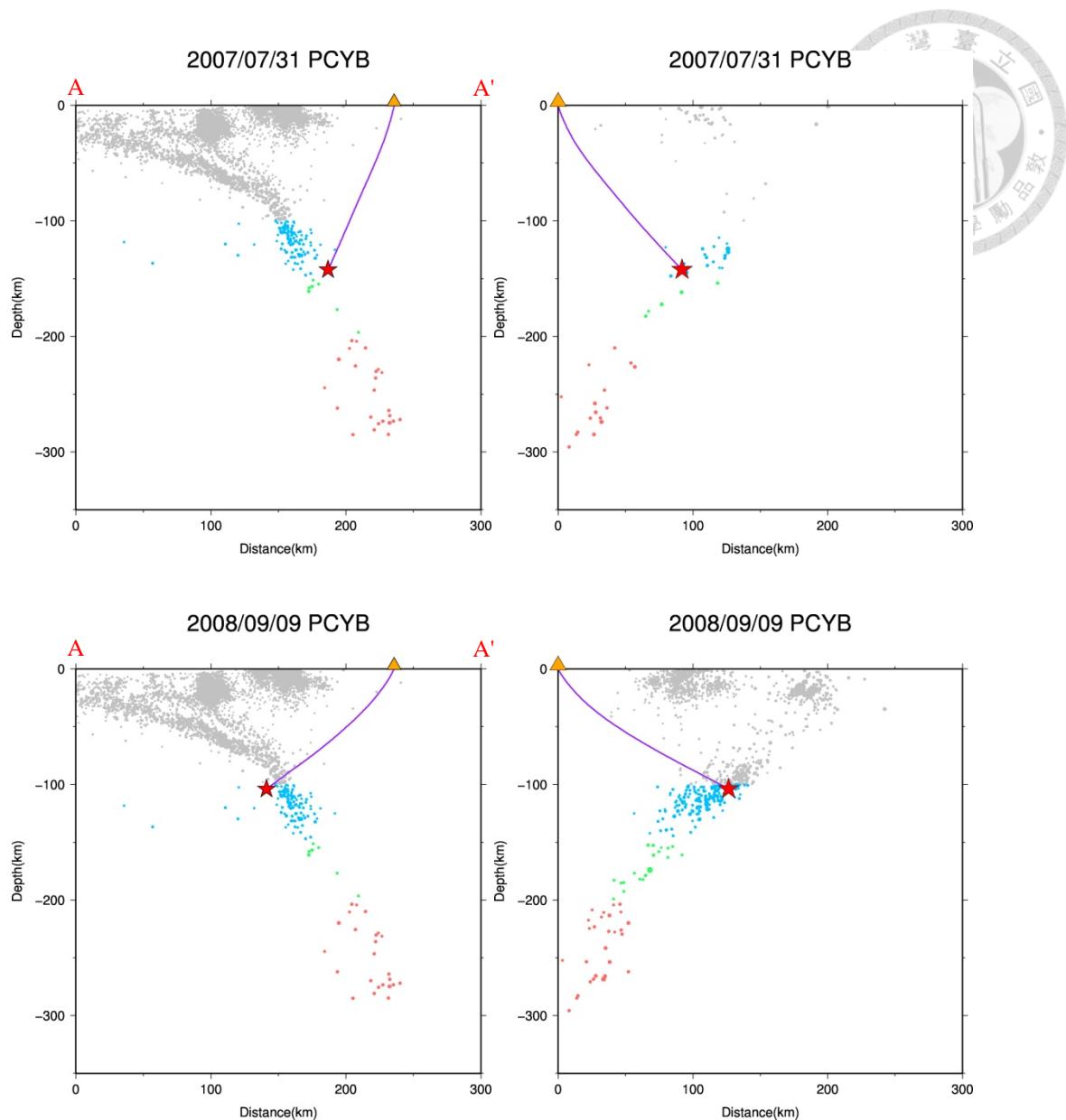
事件 (年/月/日)	測站	ϕ ($^{\circ}$)	δt (s)	地震深度 (km)	規模 (M_L)
2008/7/24	ANPB	-82	0.68	156.75	5.27
2010/7/9	ANPB	63	0.24	113.62	5.77



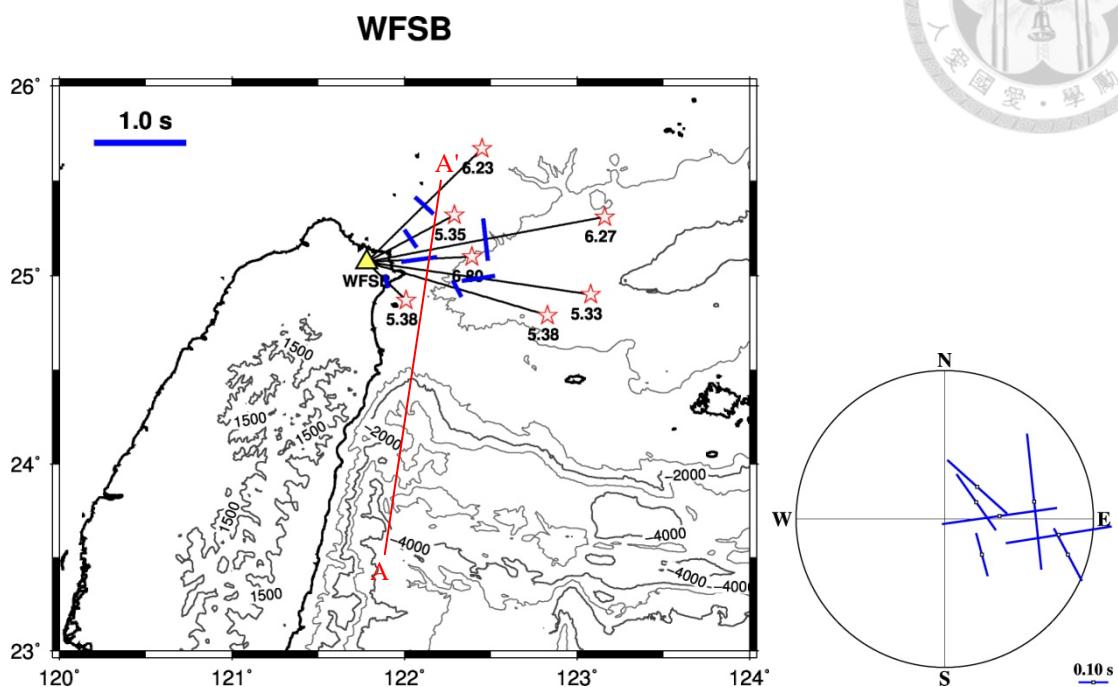
附圖 2.2、PCYB 測站之剪力波分離結果



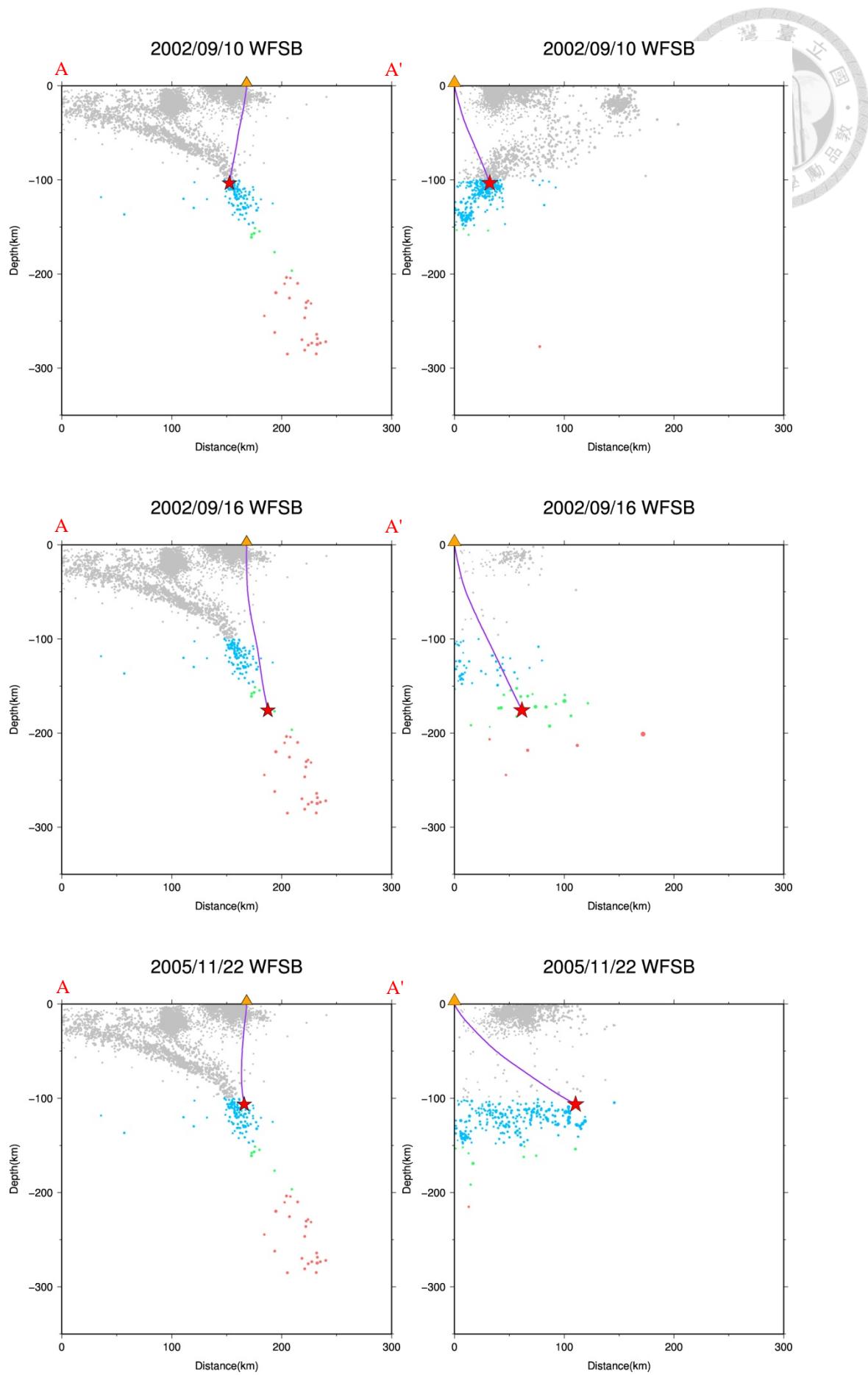
事件 (年/月/日)	測站	ϕ ($^{\circ}$)	δt (s)	地震深度 (km)	規模 (M_L)
2007/7/31	PCYB	-84	0.35	142.24	5.04
2008/9/9	PCYB	36	0.09	103.84	5.94

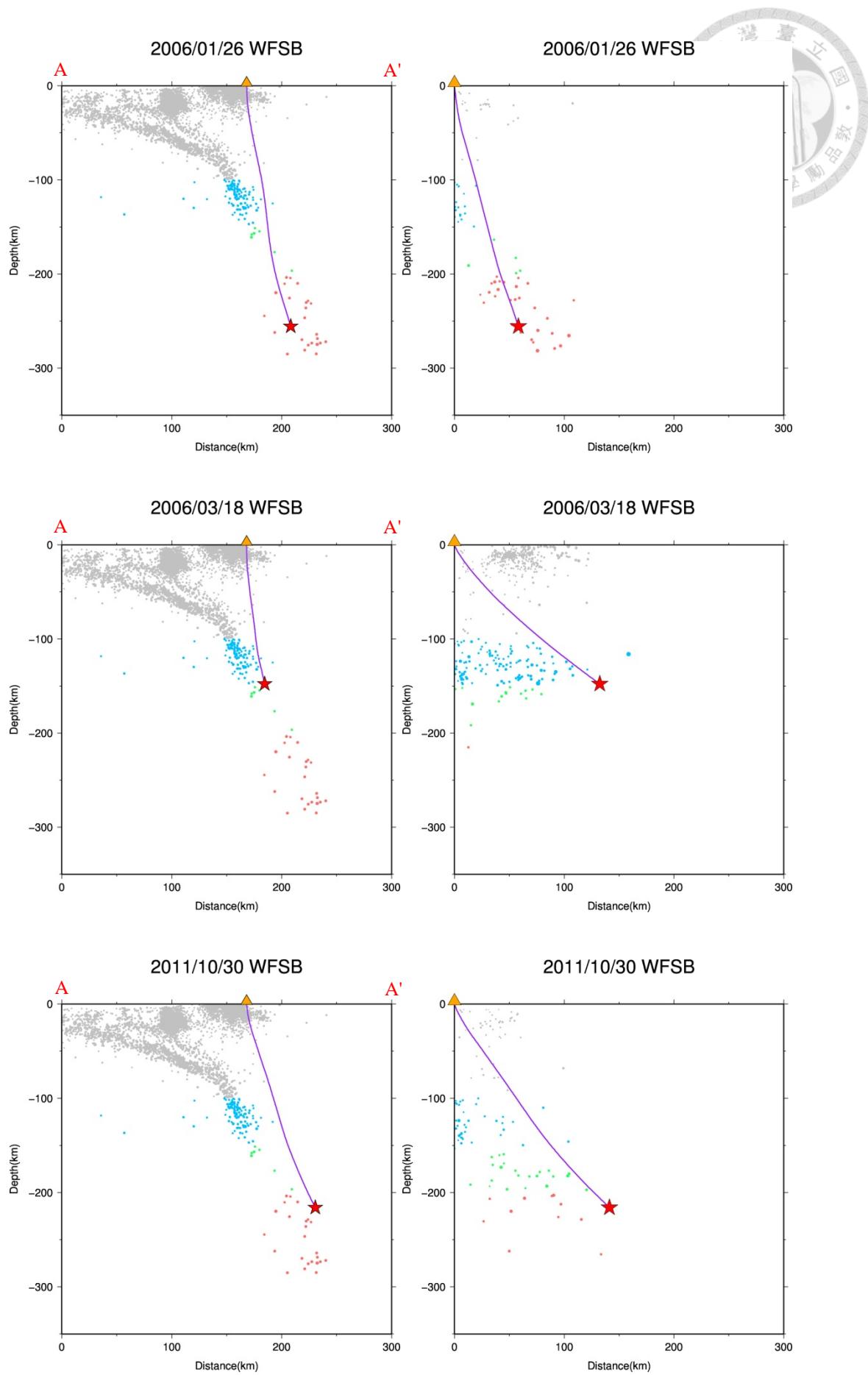


附圖 2.3、WFSB 測站之剪力波分離結果

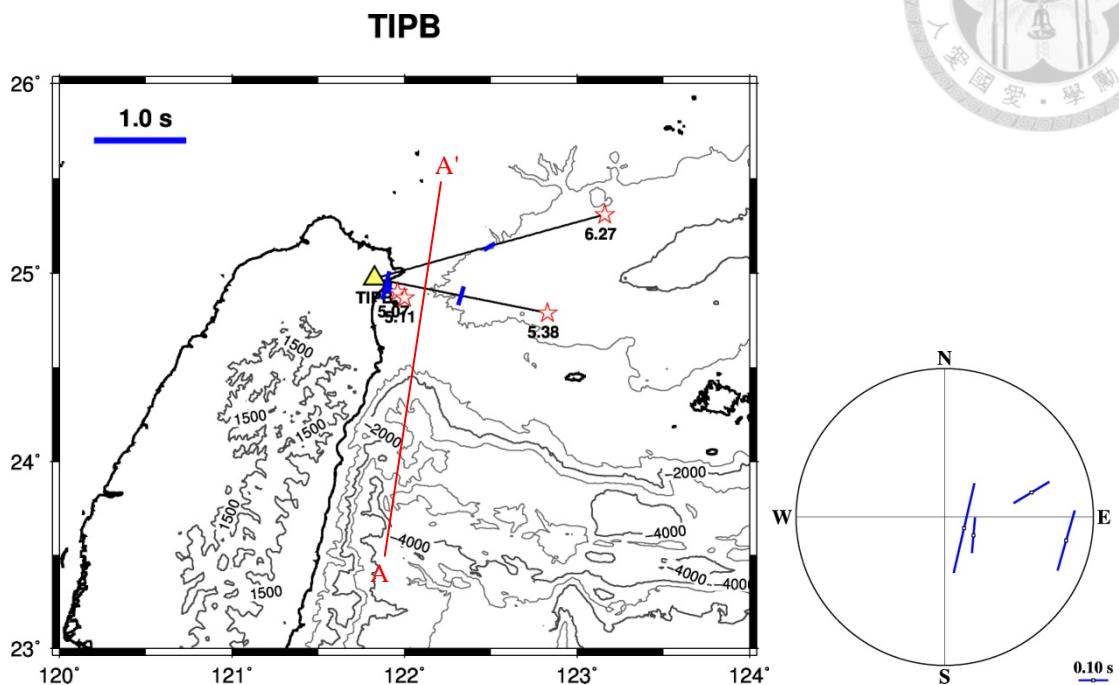


事件 (年/月/日)	測站	ϕ ($^{\circ}$)	δt (s)	地震深度 (km)	規模 (M_L)
2002/9/10	WFSB	-15	0.15	103.54	5.38
2002/9/16	WFSB	82	0.39	175.67	6.8
2005/11/22	WFSB	-28	0.2	106.33	5.38
2006/1/26	WFSB	-35	0.23	255.6	5.35
2006/3/18	WFSB	81	0.36	147.78	5.33
2011/10/30	WFSB	-6	0.46	215.77	6.27
2012/12/8	WFSB	-48	0.27	312.01	6.23

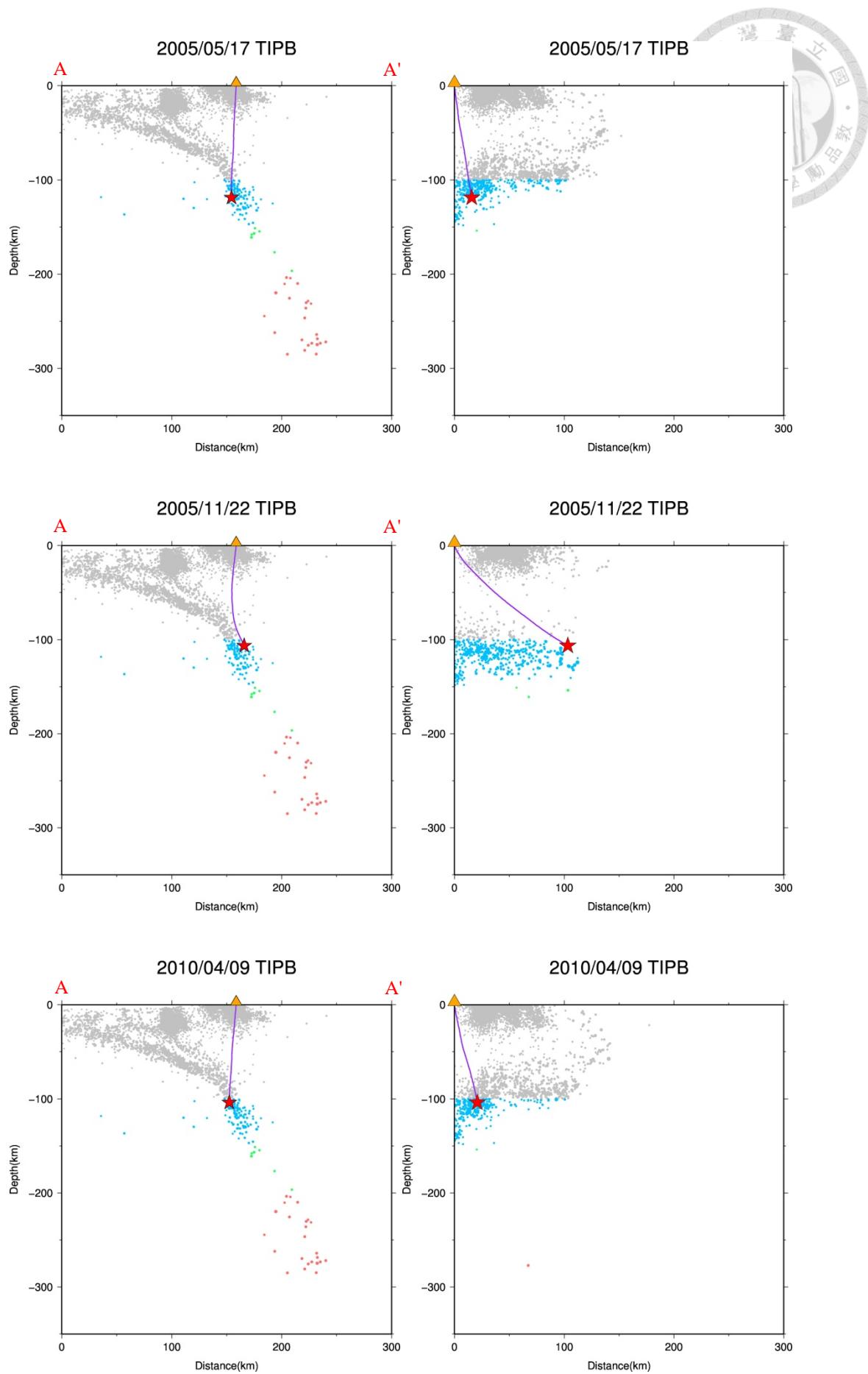


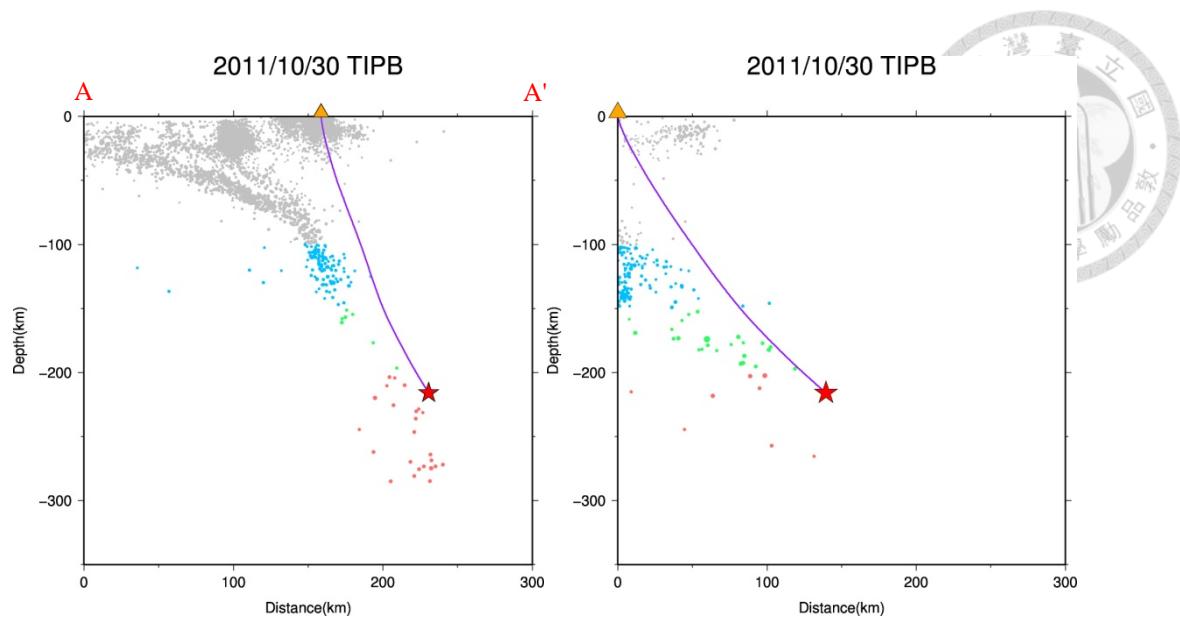


附圖 2.4、TIPB 測站之剪力波分離結果

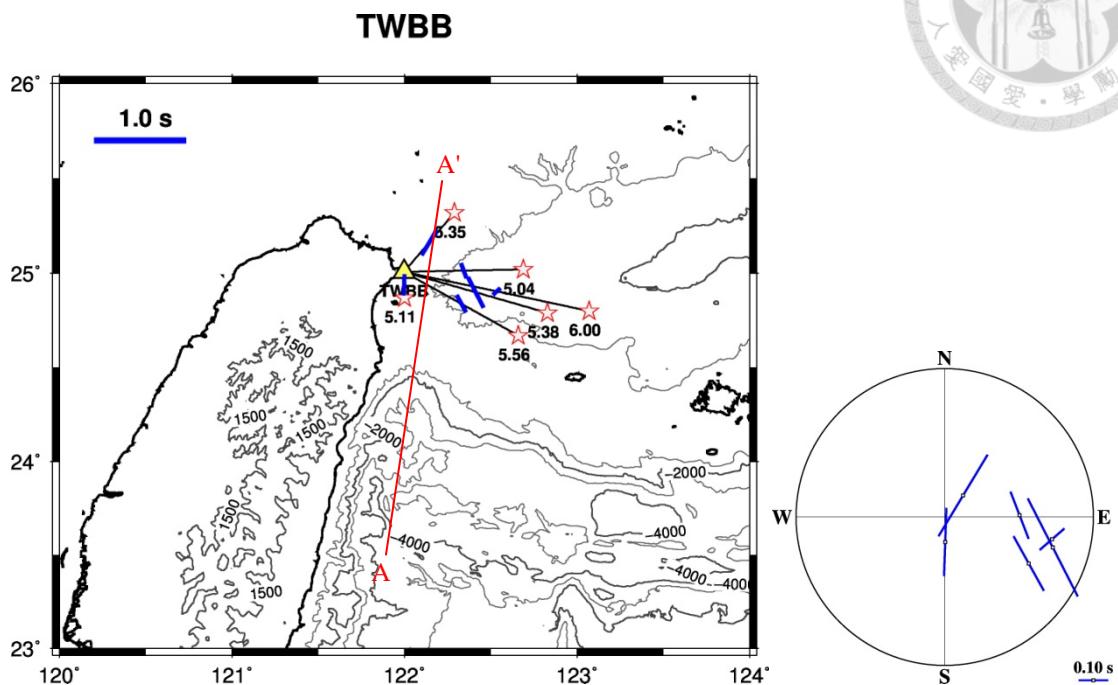


事件 (年/月/日)	測站	ϕ ($^{\circ}$)	δt (s)	地震深度 (km)	規模 (M_L)
2005/5/17	TIPB	13	0.31	118.71	5.07
2005/11/22	TIPB	16	0.21	106.33	5.38
2010/4/9	TIPB	5	0.12	103.84	5.11
2011/10/30	TIPB	59	0.14	215.77	6.27

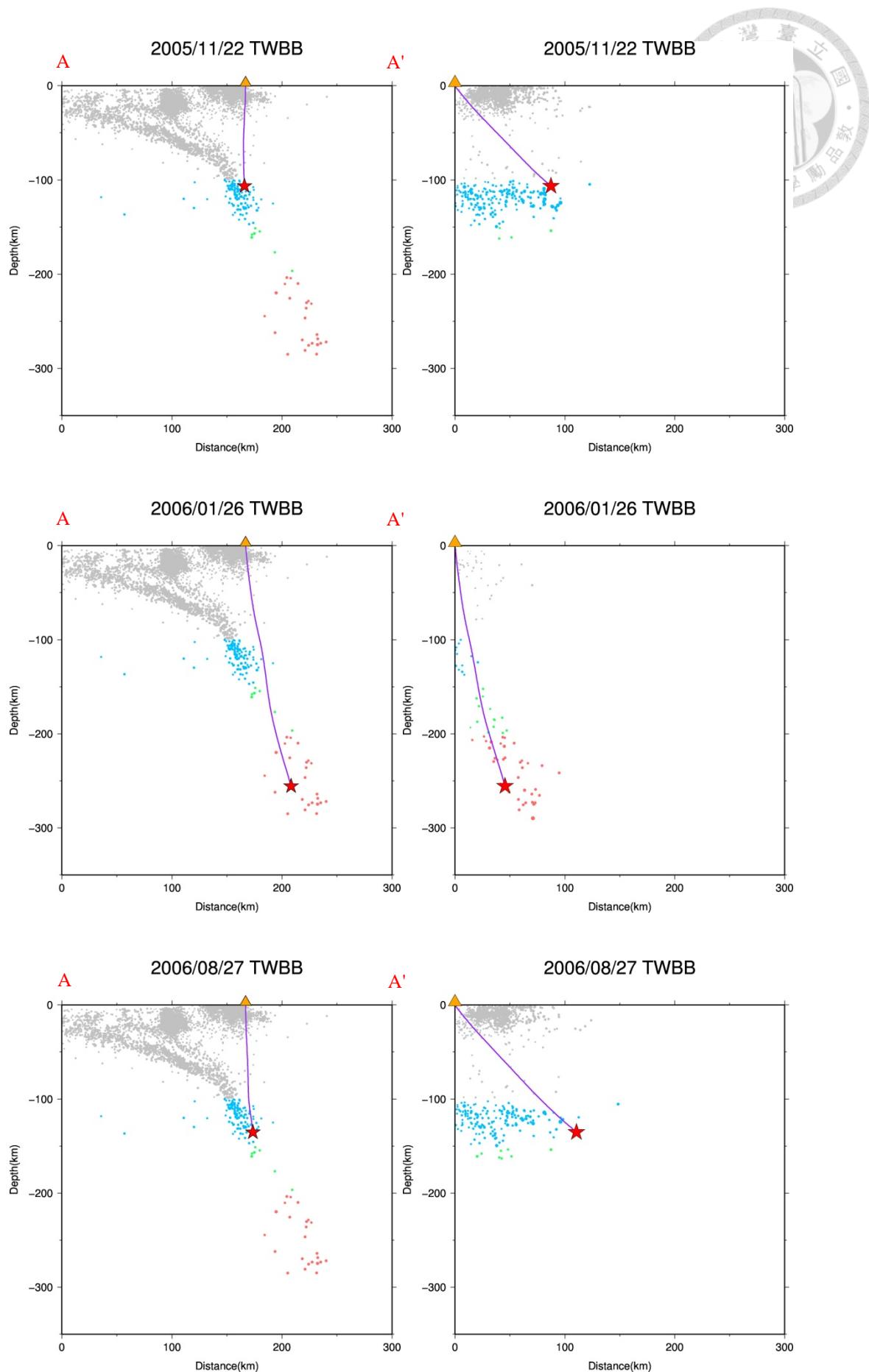


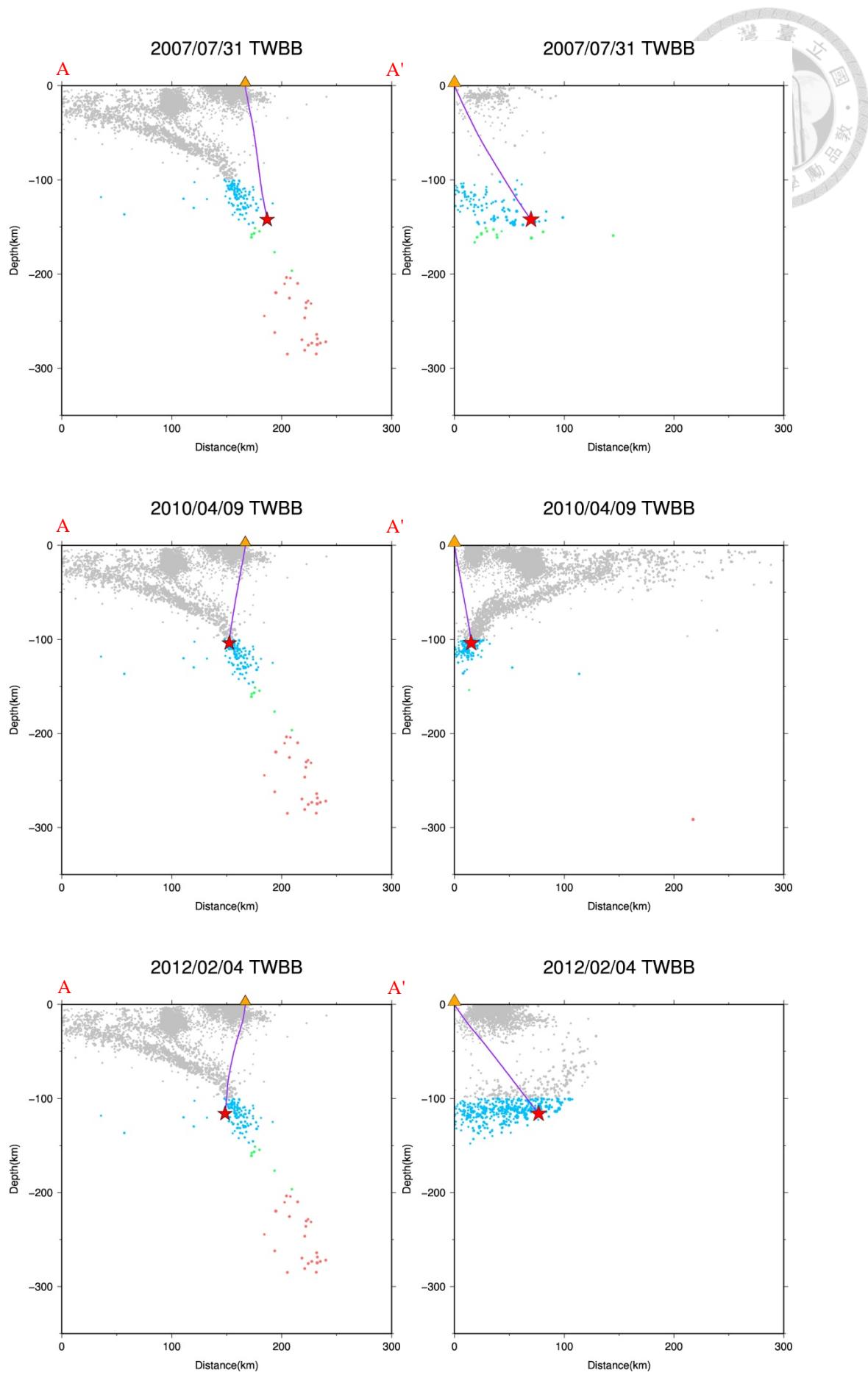


附圖 2.5、TWBB 測站之剪力波分離結果

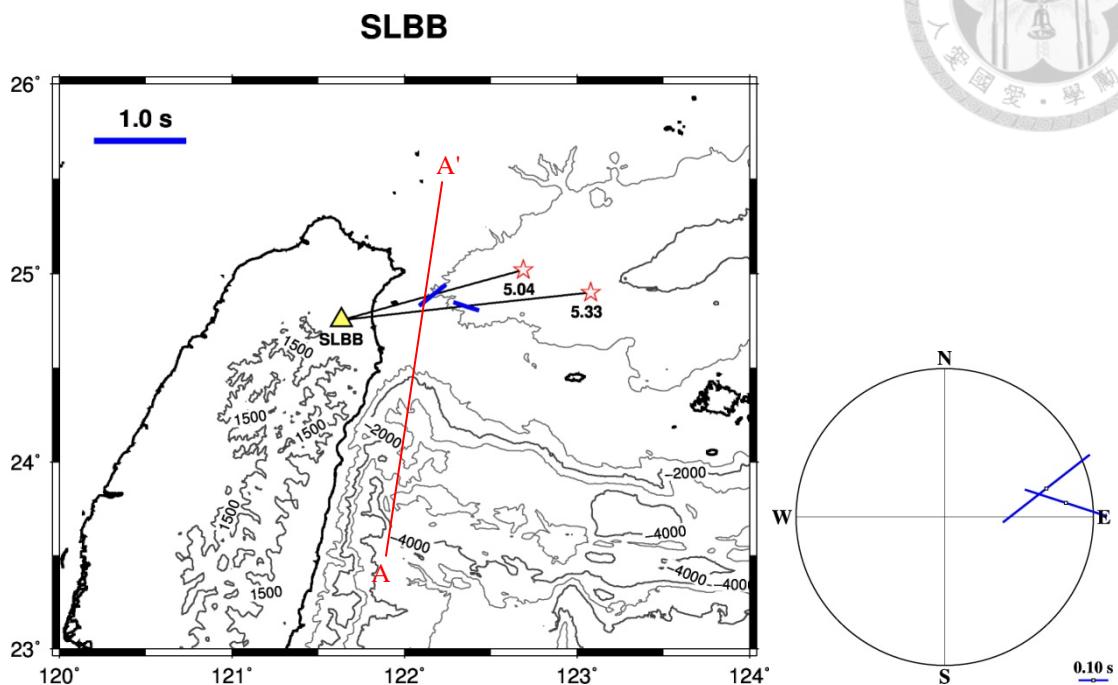


事件 (年/月/日)	測站	ϕ (°)	δt (s)	地震深度 (km)	規模 (M _L)
2005/11/22	TWBB	-27	0.37	106.33	5.38
2006/1/26	TWBB	31	0.32	255.6	5.35
2006/8/27	TWBB	49	0.11	135.26	6
2007/7/31	TWBB	-21	0.17	142.24	5.04
2010/4/9	TWBB	2	0.23	103.84	5.11
2012/2/4	TWBB	-29	0.21	116.18	

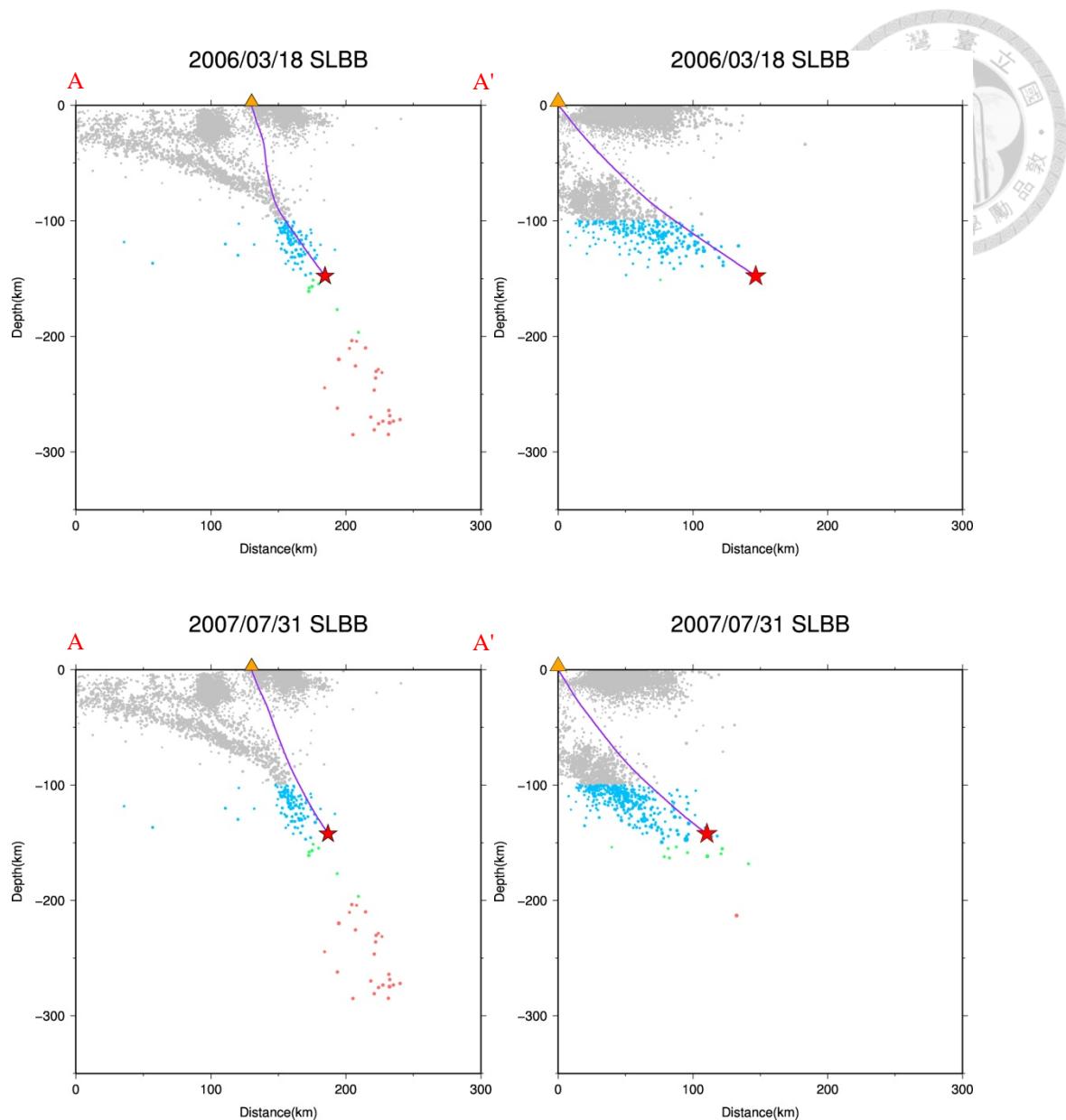




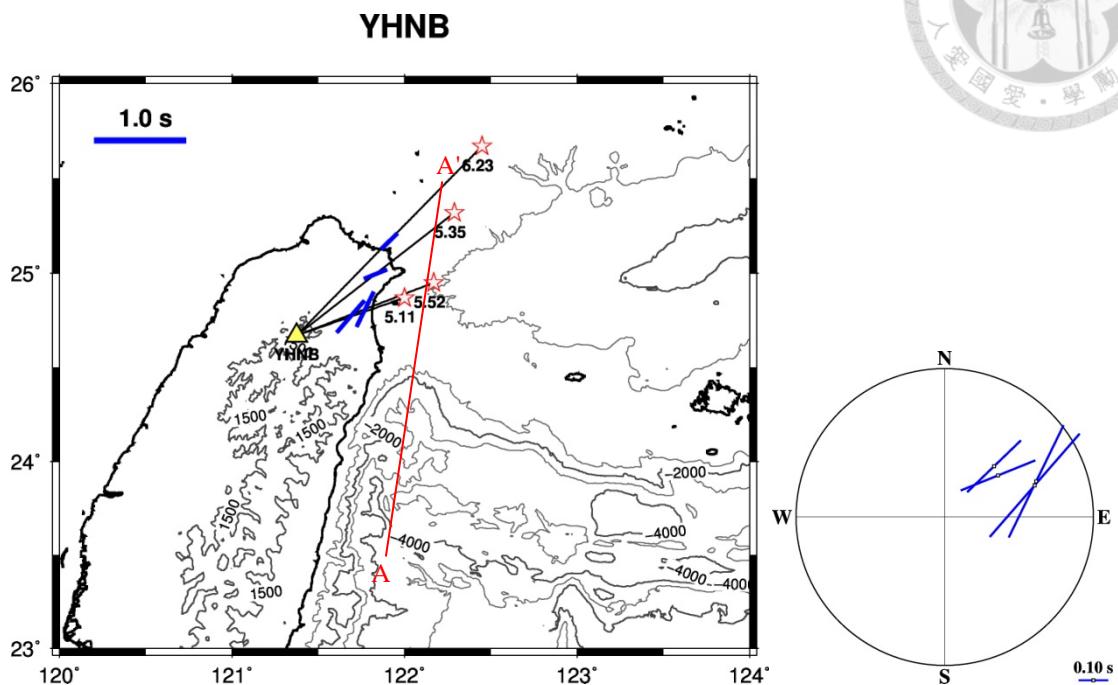
附圖 2.6、SLBB 測站之剪力波分離結果



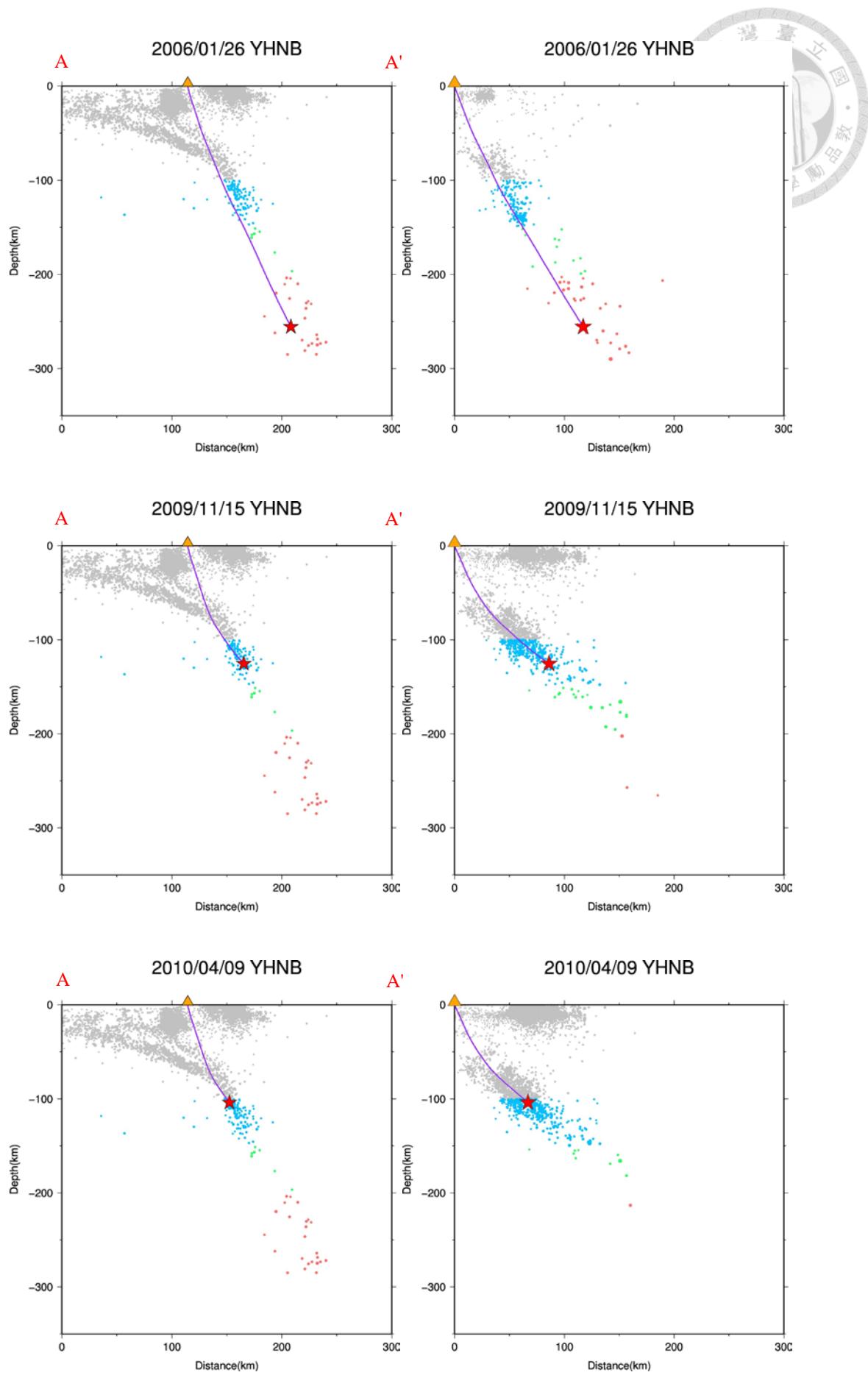
事件 (年/月/日)	測站	ϕ (°)	δt (s)	地震深度 (km)	規模 (M _L)
2006/3/18	SLBB	-72	0.29	147.78	5.33
2007/7/31	SLBB	52	0.37	142.24	5.04



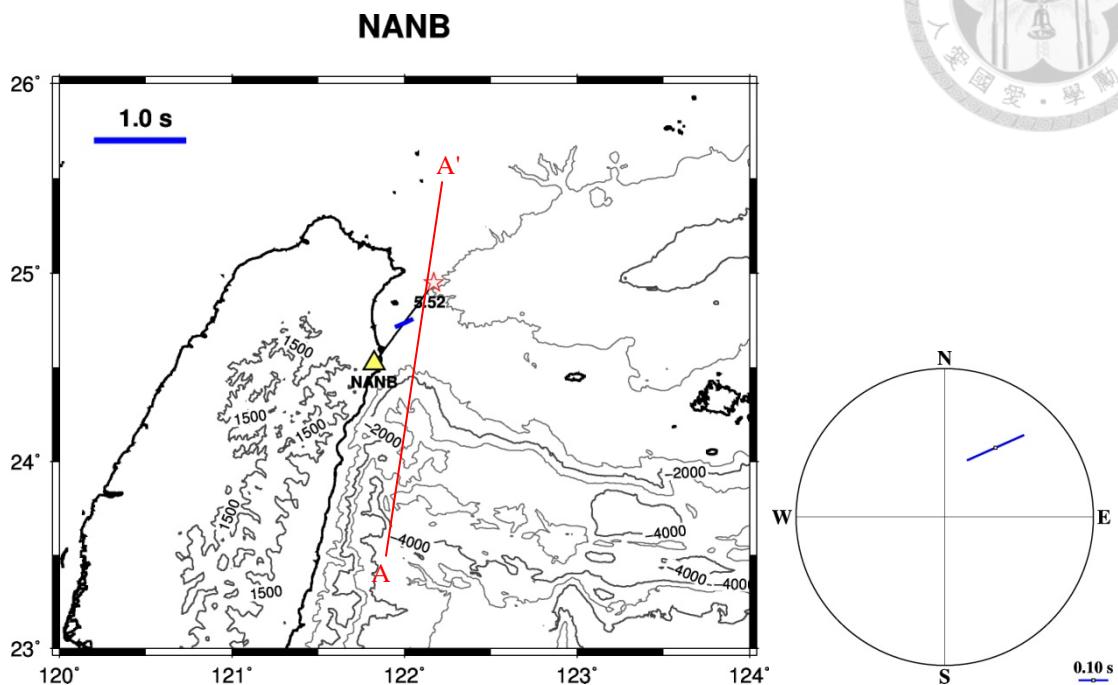
附圖 2.7、YHNB 測站之剪力波分離結果



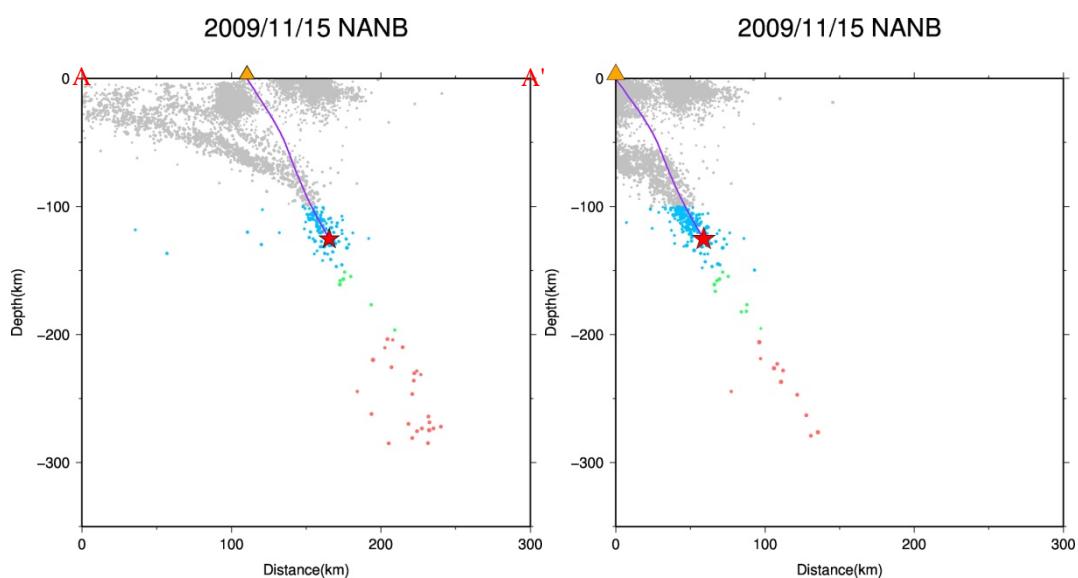
事件 (年/月/日)	測站	ϕ (°)	δt (s)	地震深度 (km)	規模 (M _L)
2006/1/26	YHNB	68	0.27	255.6	5.35
2009/11/15	YHNB	26	0.42	125.39	5.52
2010/4/9	YHNB	41	0.46	103.84	5.11
2012/12/8	YHNB	46	0.25	312.01	6.23



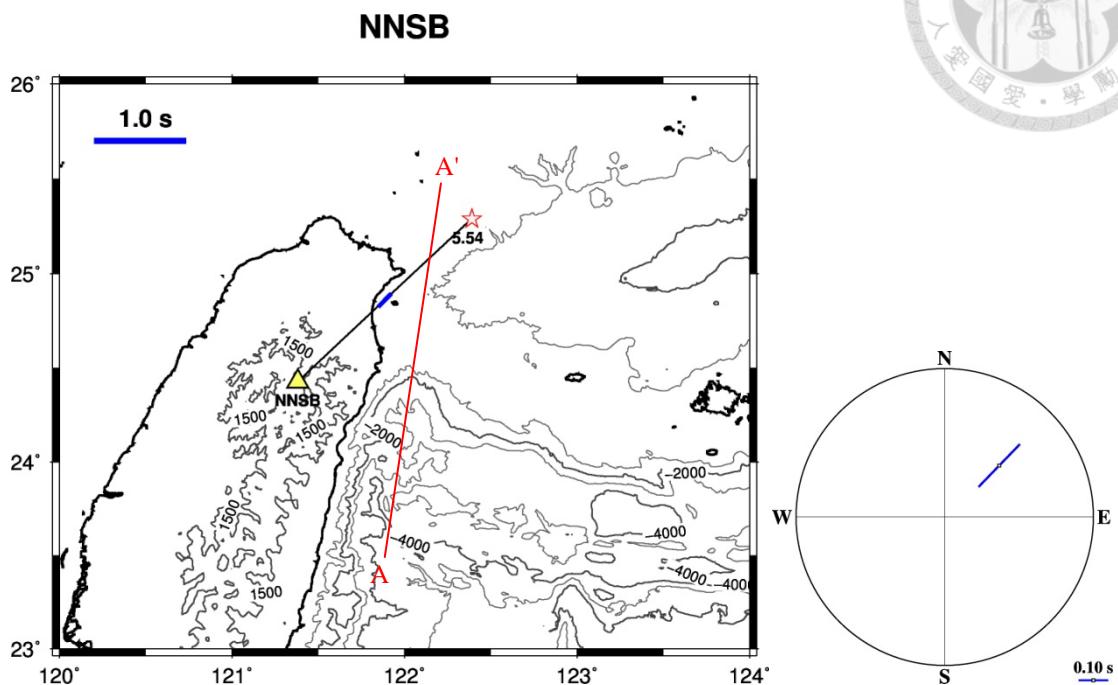
附圖 2.8、NANB 測站之剪力波分離結果



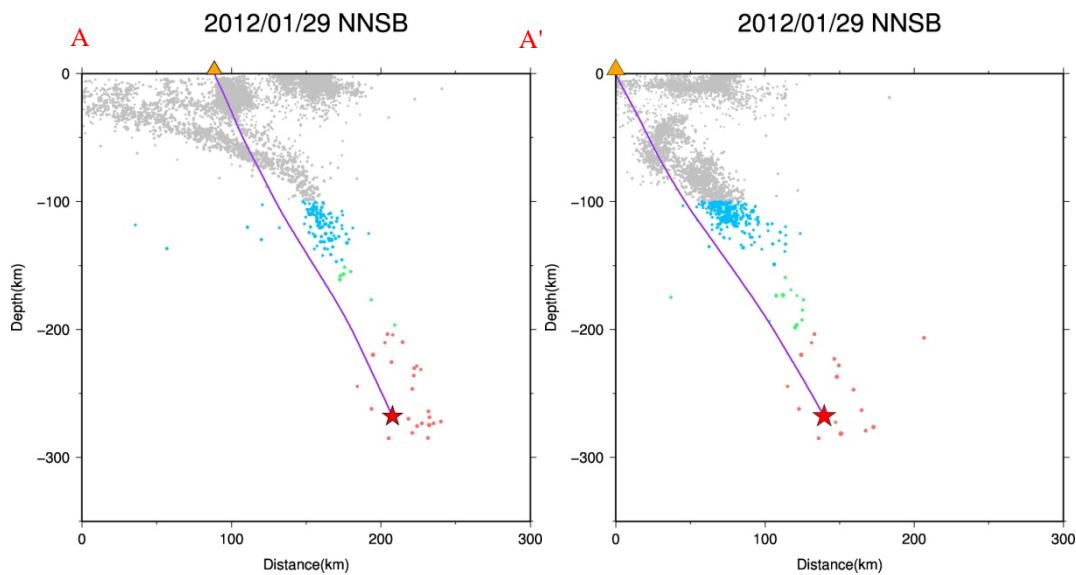
事件 (年/月/日)	測站	ϕ ($^{\circ}$)	δt (s)	地震深度 (km)	規模 (M_L)
2009/11/15	NANB	66	0.21	125.39	5.52



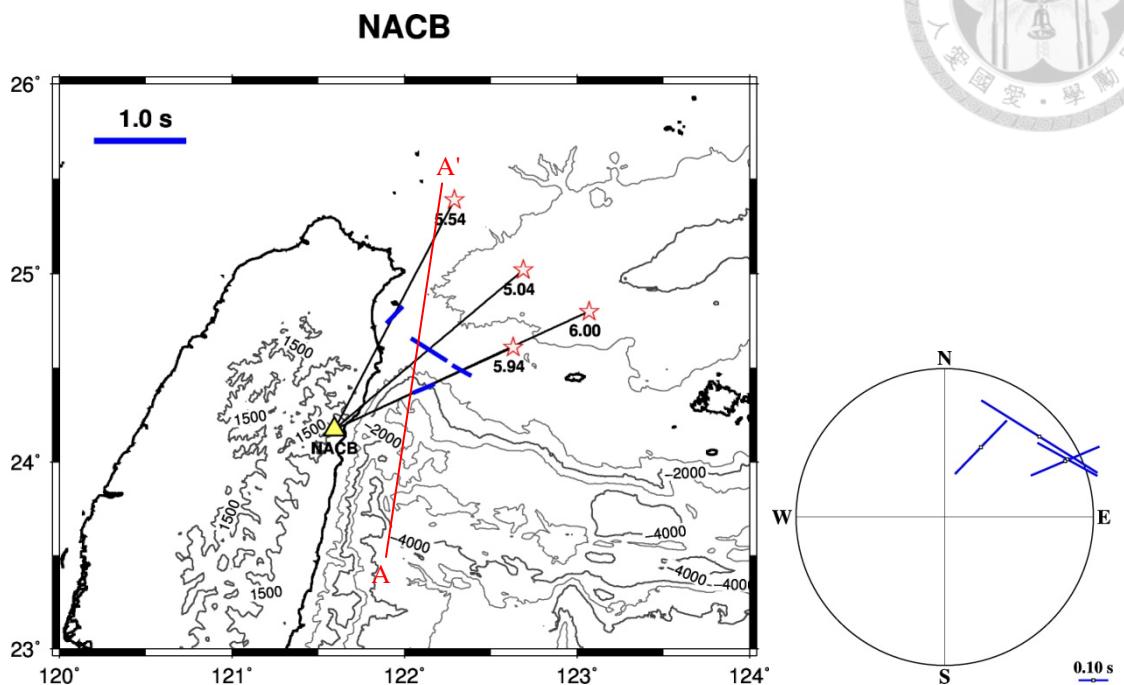
附圖 2.9、NNSB 測站之剪力波分離結果



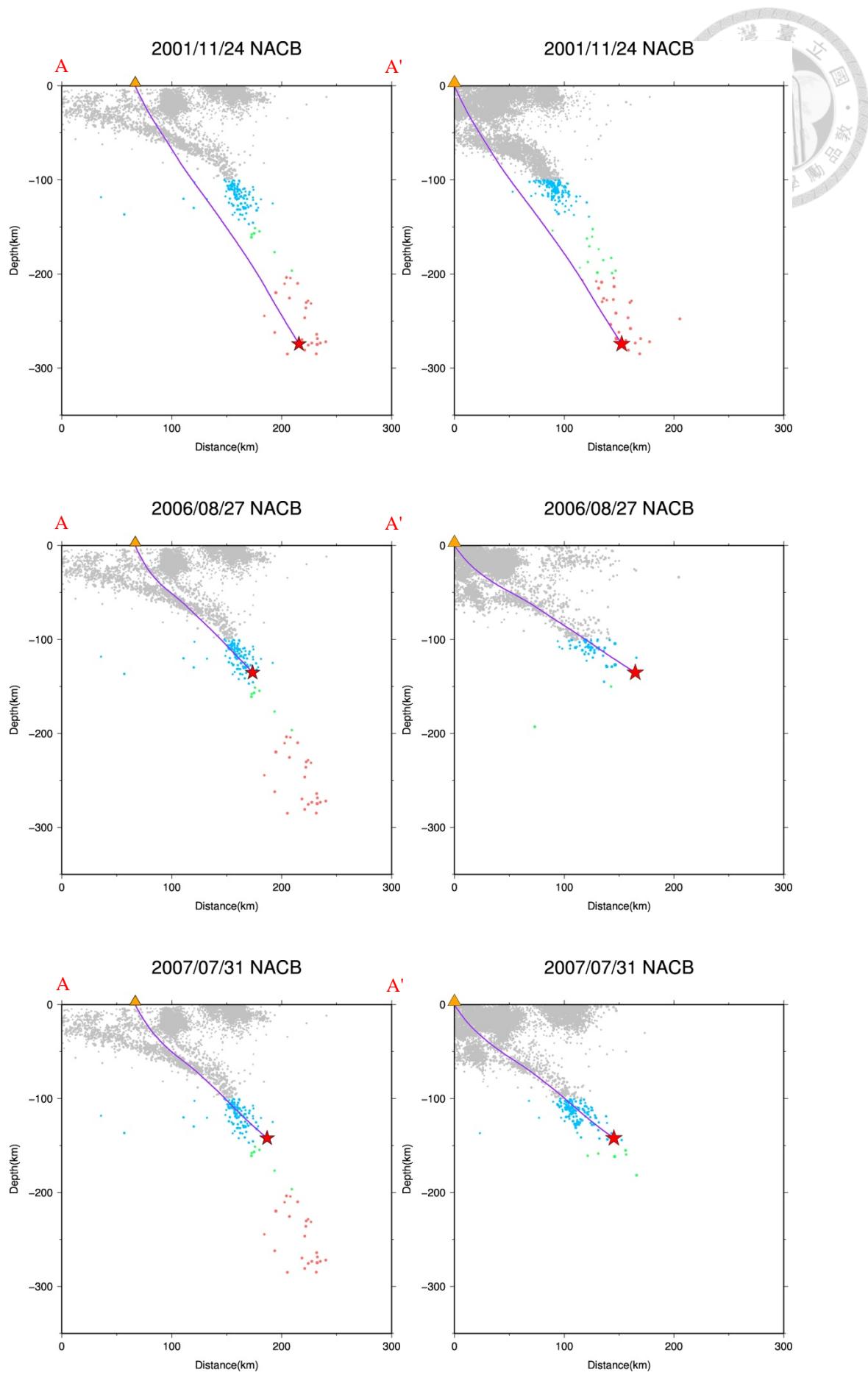
事件 (年/月/日)	測站	ϕ ($^{\circ}$)	δt (s)	地震深度 (km)	規模 (M_L)
2012/1/29	NNSB	44	0.2	267.76	5.54

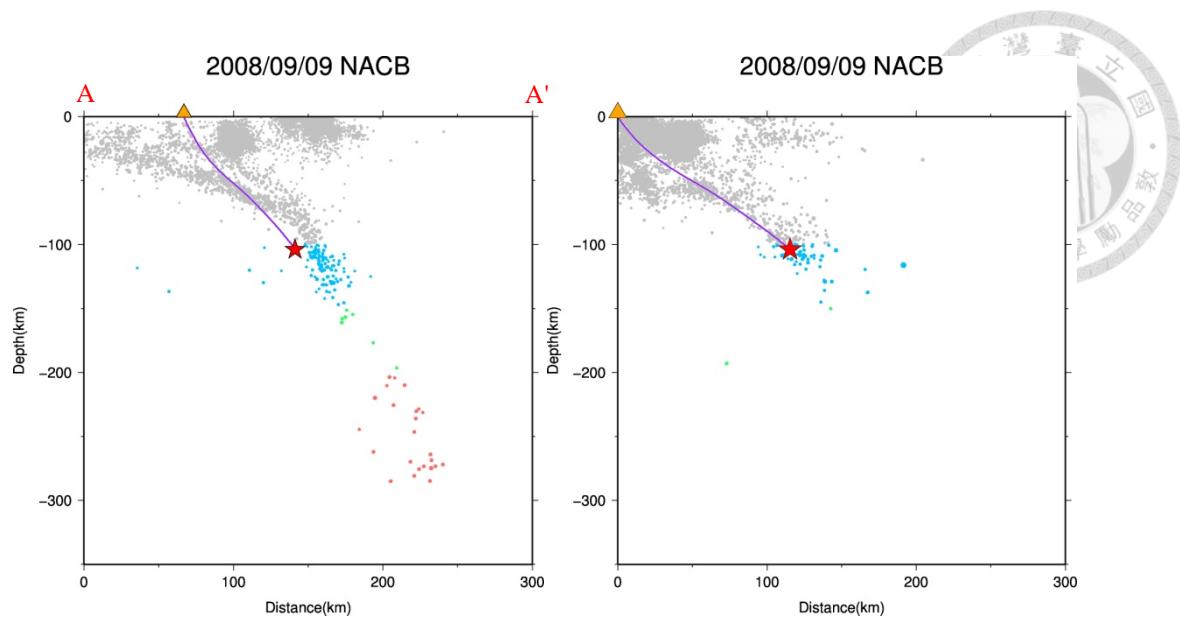


附圖 2.10、NACB 測站之剪力波分離結果

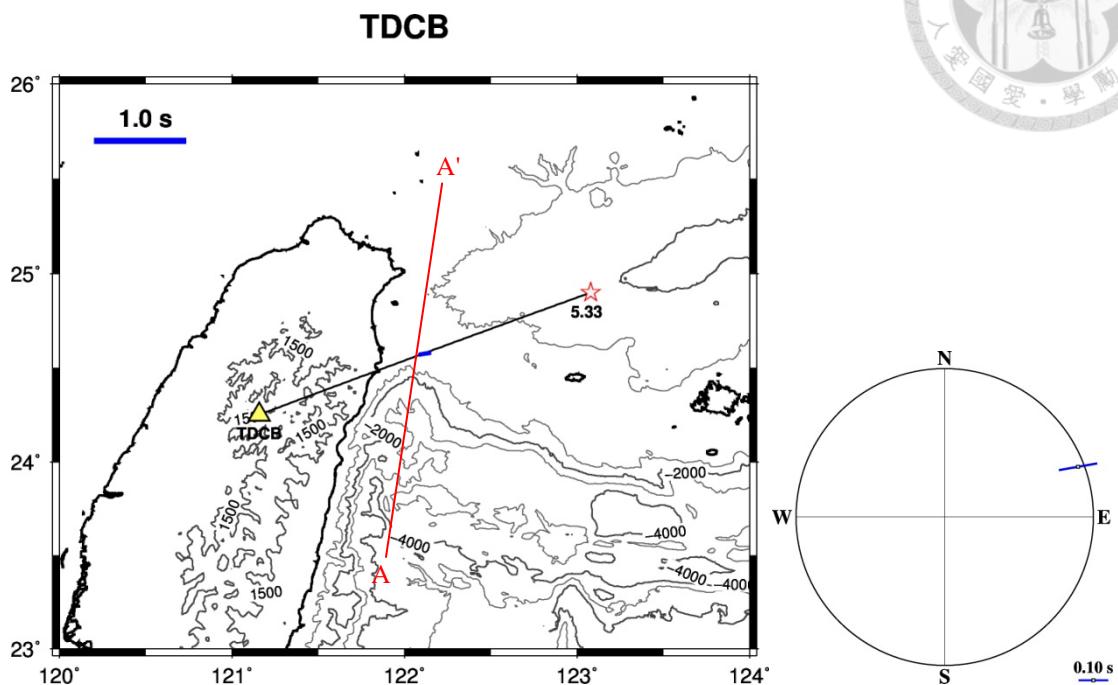


事件 (年/月/日)	測站	ϕ (°)	δt (s)	地震深度 (km)	規模 (M _L)
2001/11/24	NACB	44	0.25	274.27	5.54
2006/8/27	NACB	-61	0.23	135.26	6
2007/7/31	NACB	-58	0.46	142.24	5.04
2008/9/9	NACB	67	0.25	103.84	5.94

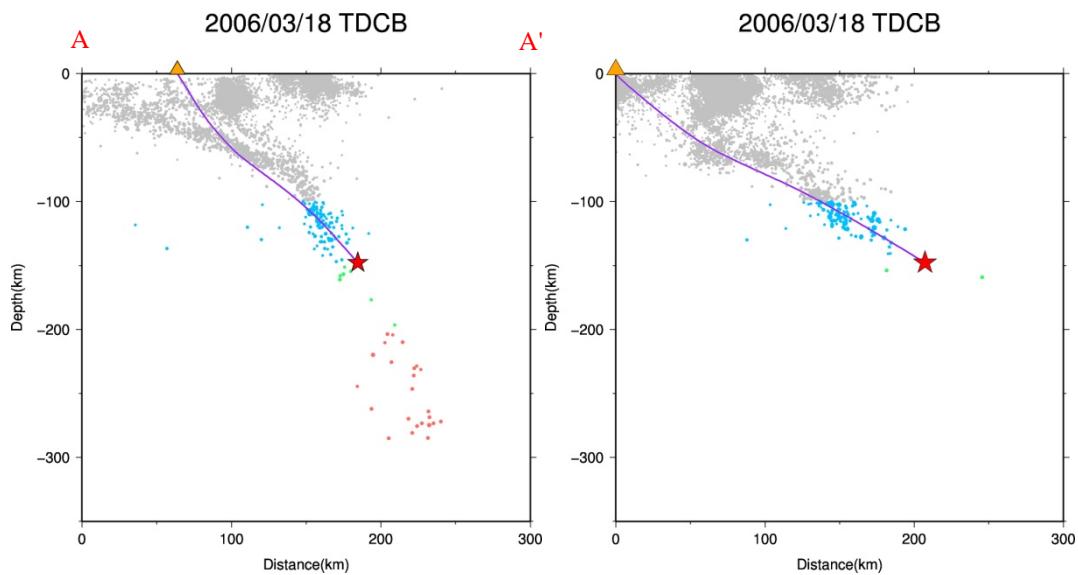




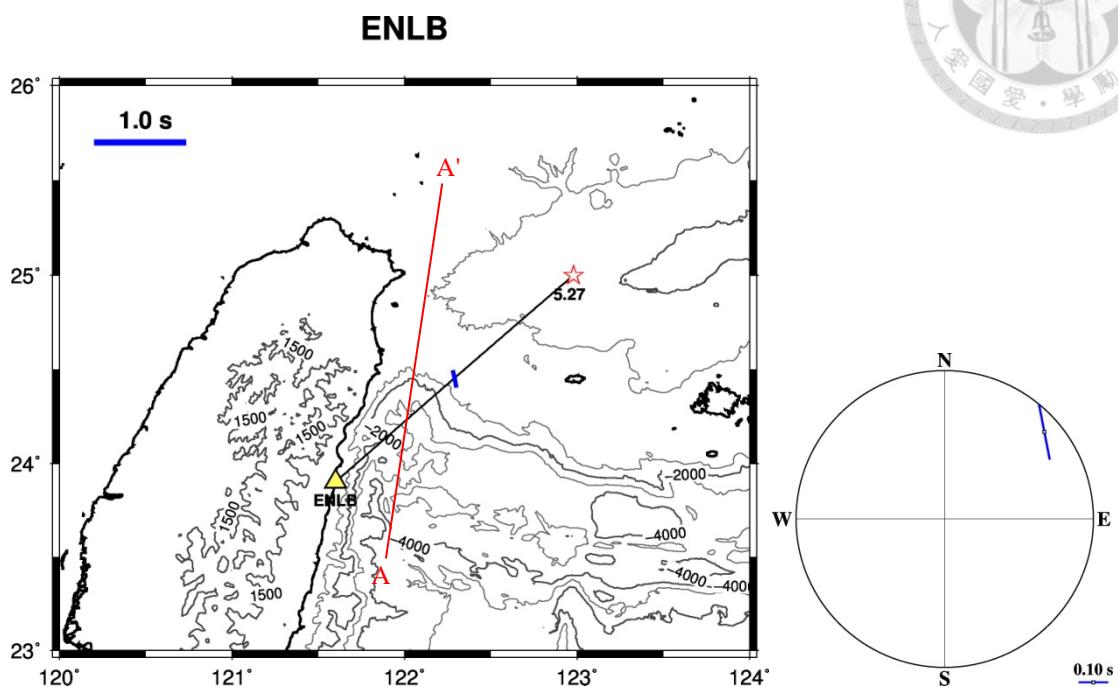
附圖 2.11、TDCB 測站之剪力波分離結果



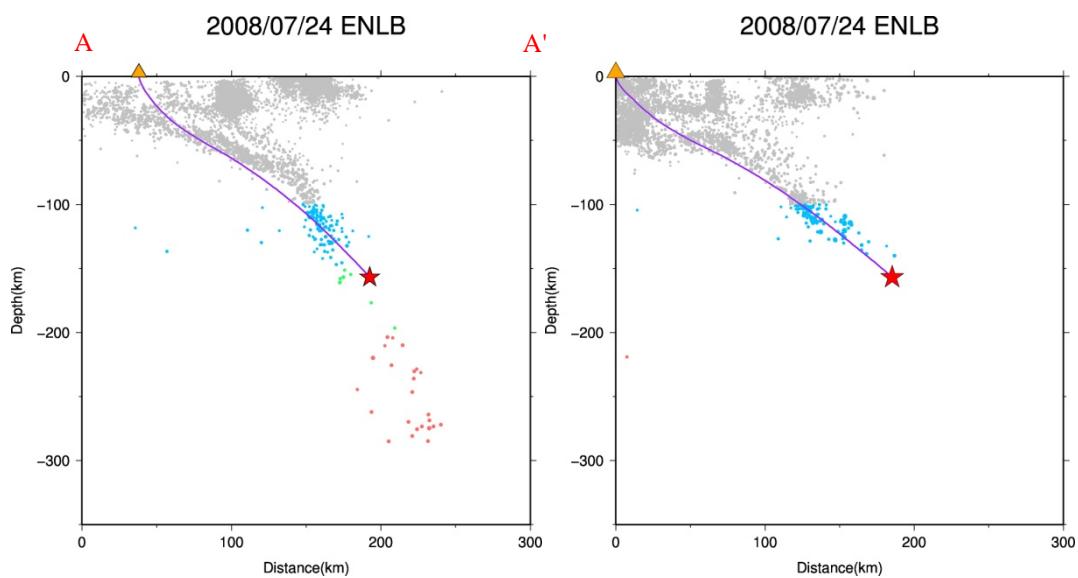
事件 (年/月/日)	測站	ϕ ($^{\circ}$)	δt (s)	地震深度 (km)	規模 (M_L)
2006/3/18	TDCB	80	0.13	147.78	5.33



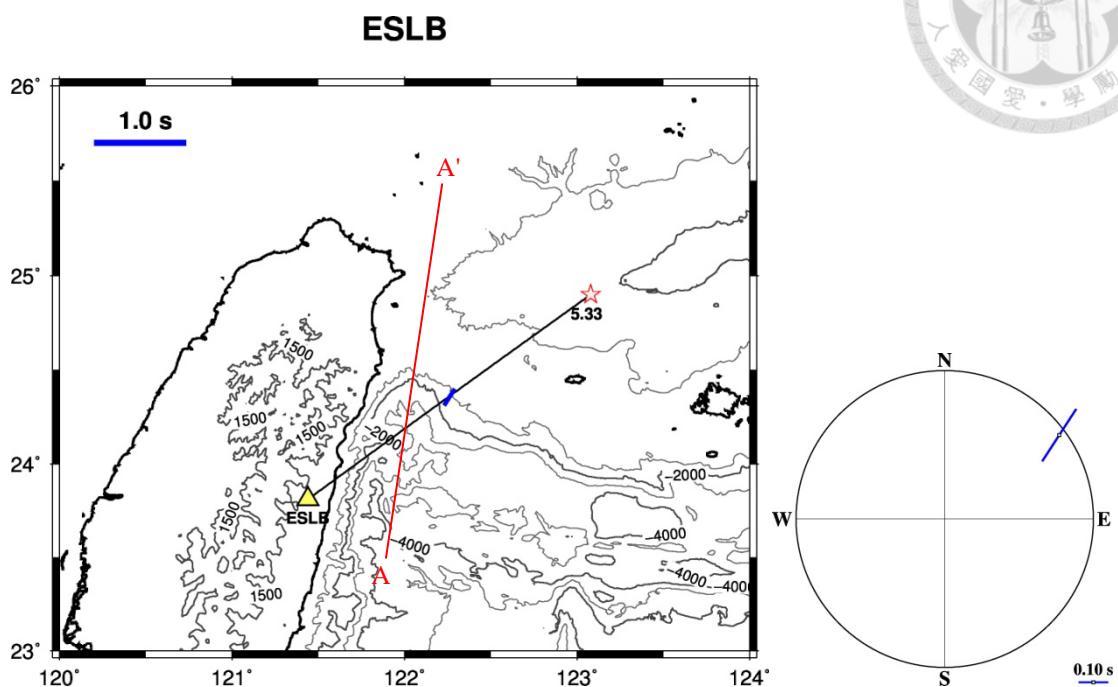
附圖 2.12、ENLB 測站之剪力波分離結果



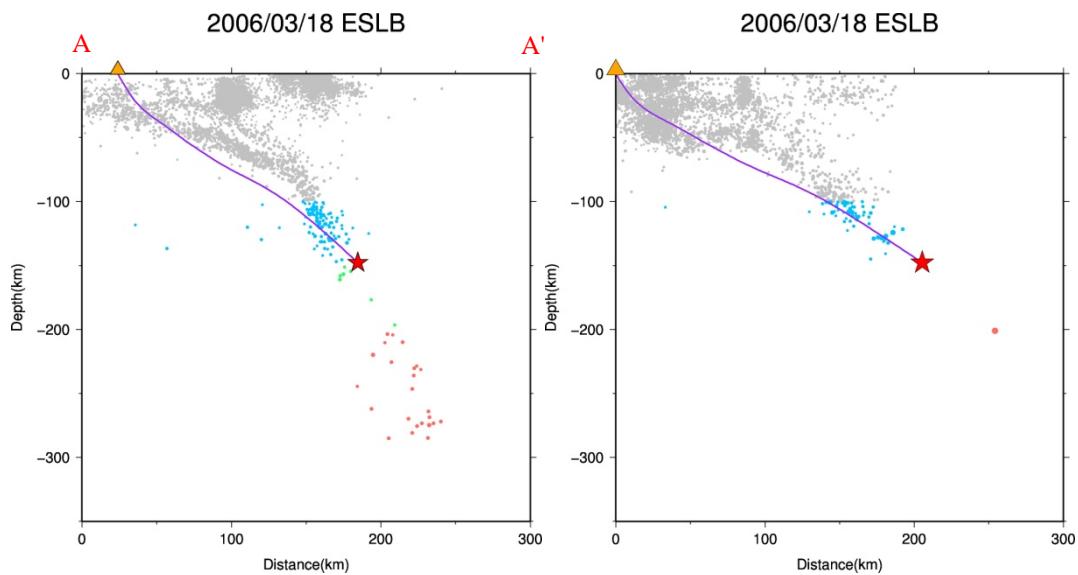
事件 (年/月/日)	測站	ϕ ($^{\circ}$)	δt (s)	地震深度 (km)	規模 (M_L)
2008/7/24	ENLB	-11	0.19	156.75	5.27



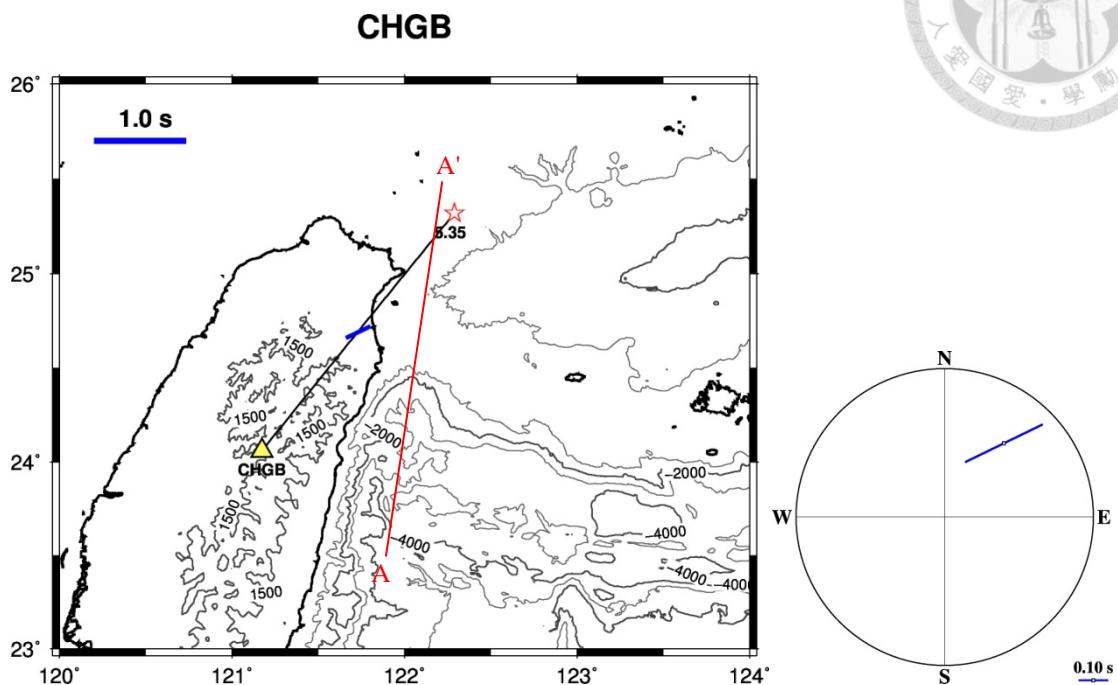
附圖 2.13、ESLB 测站之剪力波分離結果



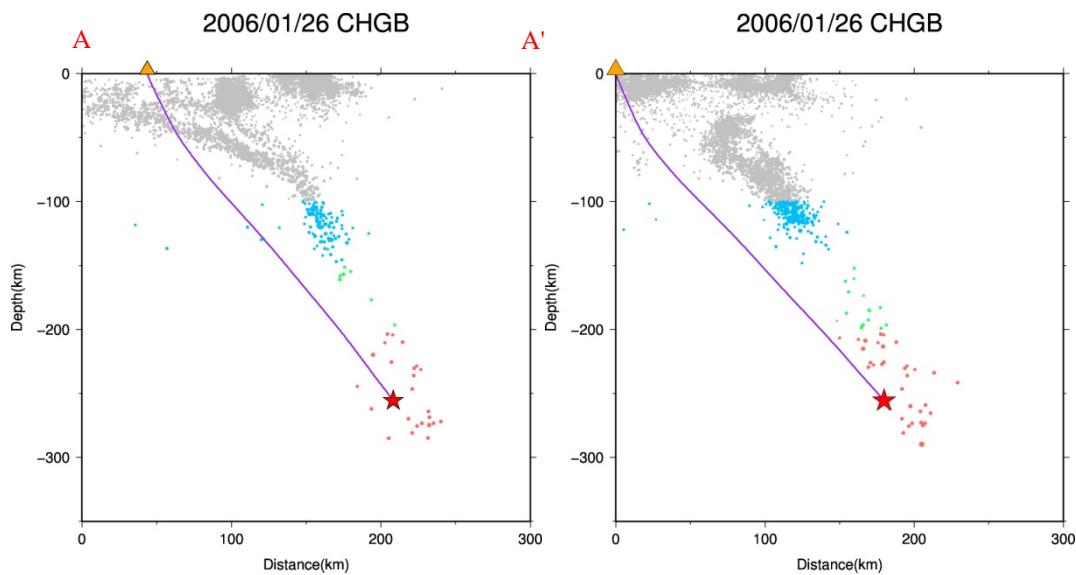
事件 (年/月/日)	測站	ϕ ($^{\circ}$)	δt (s)	地震深度 (km)	規模 (M_L)
2006/3/18	ESLB	33	0.21	147.78	5.33



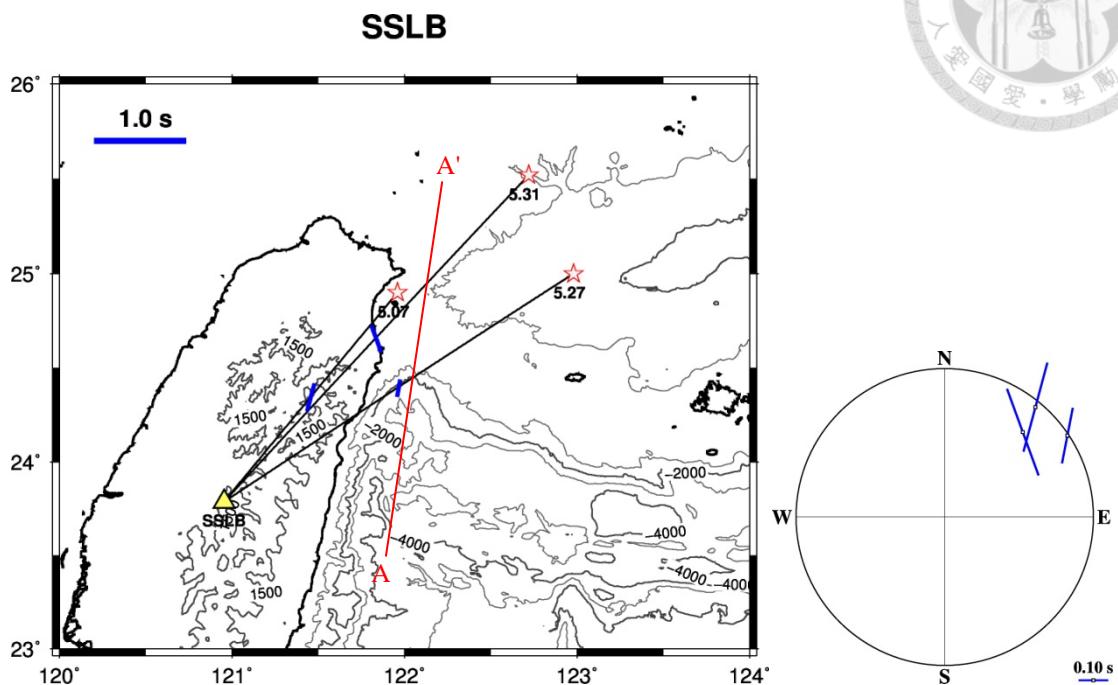
附圖 2.14、CHGB 測站之剪力波分離結果



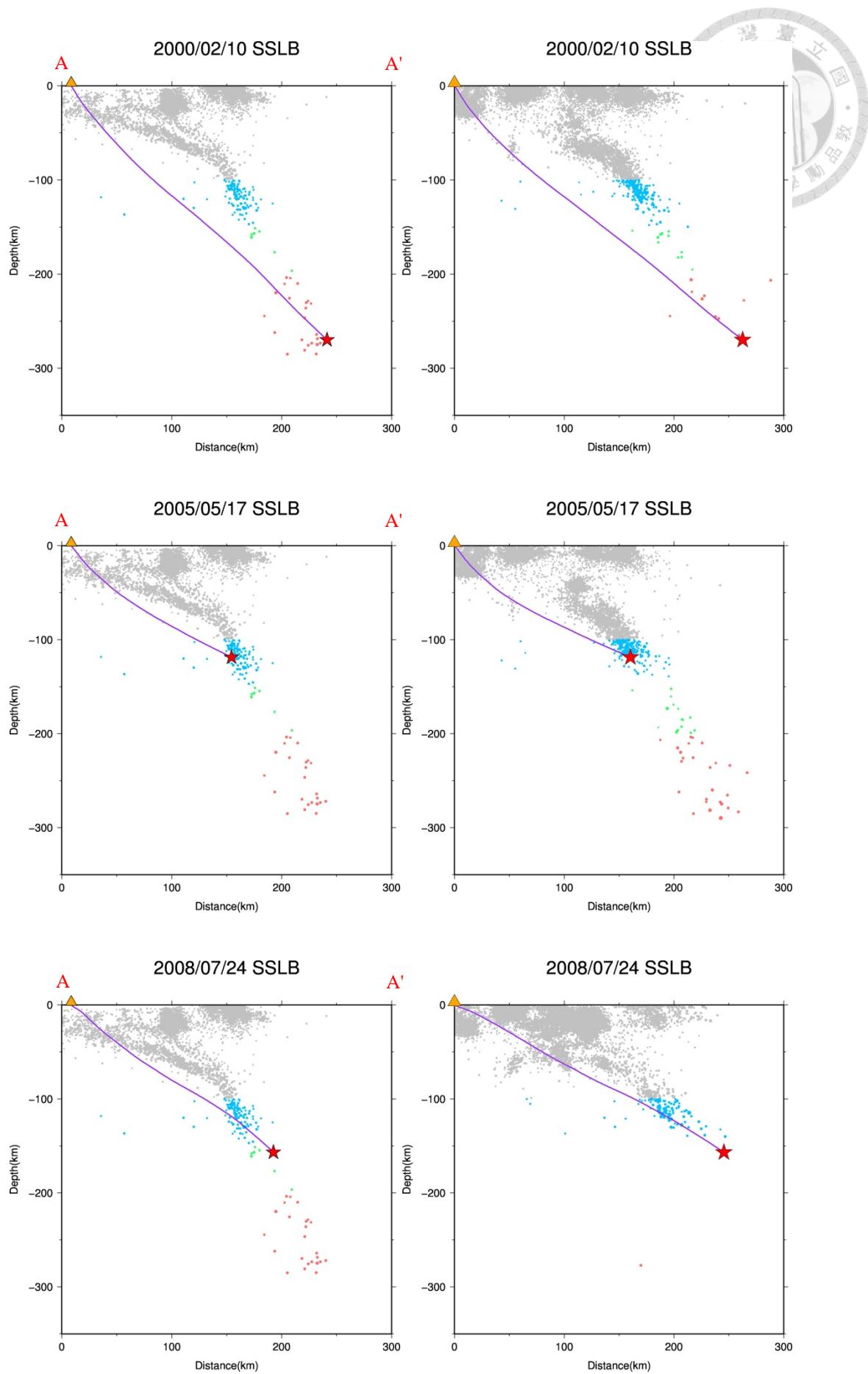
事件 (年/月/日)	測站	ϕ ($^{\circ}$)	δt (s)	地震深度 (km)	規模 (M_L)
2006/1/26	CHGB	64	0.29	255.6	5.35



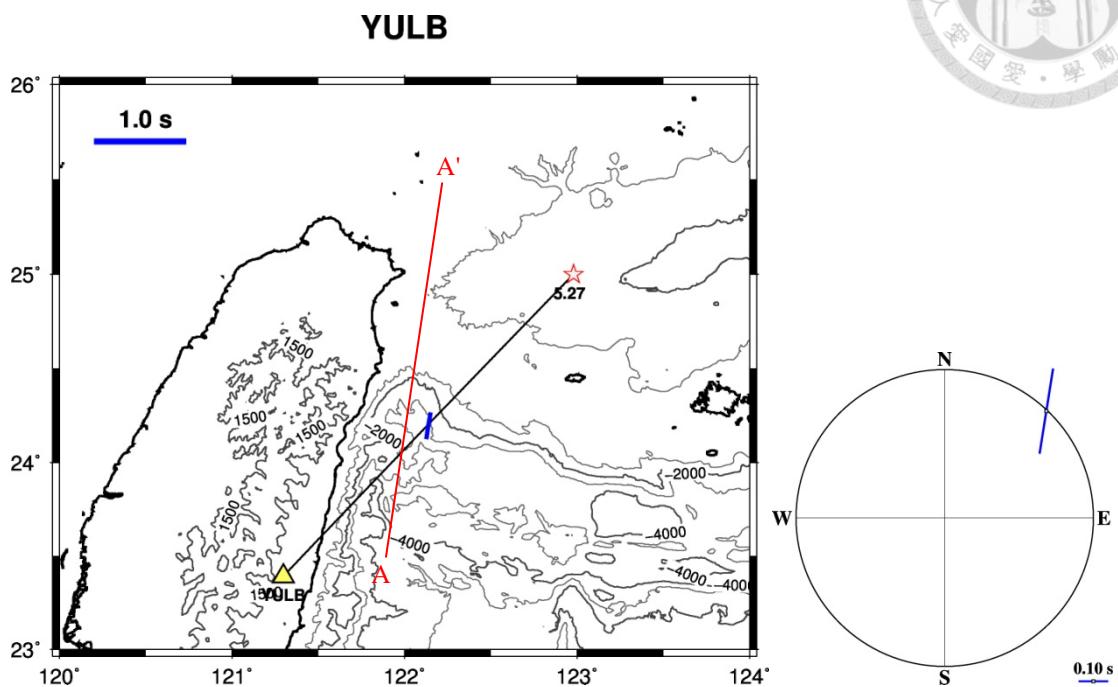
附圖 2.15、SSLB 測站之剪力波分離結果



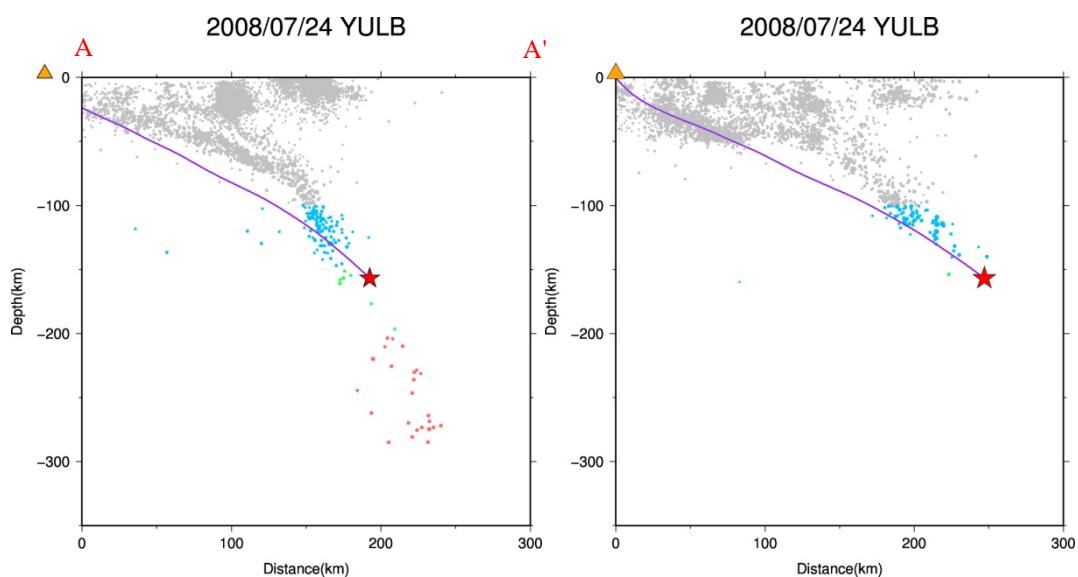
事件 (年/月/日)	測站	ϕ ($^{\circ}$)	δt (s)	地震深度 (km)	規模 (M_L)
2000/2/10	SSLB	-20	0.31	269.89	5.31
2005/5/17	SSLB	15	0.31	118.71	5.07
2008/7/24	SSLB	11	0.19	156.75	5.27



附圖 2.16、YULB 測站之剪力波分離結果



事件 (年/月/日)	測站	ϕ ($^{\circ}$)	δt (s)	地震深度 (km)	規模 (M_L)
2008/7/24	YULB	9	0.29	156.75	5.27





附錄三 琉球隱沒帶 $4 < M_L < 5$ 導波事件之剪力波分離結果

附表 3.1、琉球隱沒帶 $4 < M_L < 5$ 地震之剪力波分離結果

事件 (年/月/日)	測站	ϕ ($^{\circ}$)	δt (s)	深度 (km)	震央距 (km)	後方位角 ($^{\circ}$)
1996/05/24	TDCB	-18	0.11	107.15	151.369	71.9285
1996/10/17	SSLB	-3	0.27	118.11	158.563	37.5237
1996/10/17	TDCB	17	0.23	118.11	106.114	45.6935
1998/03/06	WFSB	69	0.34	181.42	59.3442	79.2831
1998/04/17	SSLB	79	0.11	191.29	178.132	31.2319
1999/11/24	NACB	-68	0.23	158.85	114.252	31.7228
2000/07/07	WFSB	81	0.17	120.38	98.2899	113.856
2001/06/02	TDCB	26	0.28	125.96	149.788	65.8487
2001/12/26	SSLB	24	0.39	121.24	168.03	35.4732
2001/12/26	WFSB	37	0.39	121.24	15.0863	112.19
2002/04/29	SSLB	5	0.39	110.84	158.317	38.0584
2002/04/29	WFSB	-66	0.21	110.84	22.6997	141.98
2002/10/30	NACB	7	0.28	124.58	125.938	50.7579
2002/10/30	TDCB	13	0.35	124.58	158.567	63.2766
2002/12/25	SSLB	0	0.27	239.5	234.525	42.9174
2003/04/21	NACB	60	0.24	107.43	148.37	69.8069
2003/05/02	TDCB	28	0.15	128.41	159.22	70.3029
2003/06/22	SSLB	7	0.23	257.2	249.57	46.7783
2003/07/30	NACB	50	0.04	139.45	131.686	46.4487
2003/07/30	TDCB	56	0.19	139.45	161.998	59.4416

附表 3.1 繼

2003/07/30	WFSB	-90	0.06	139.45	77.0723	96.5673
2003/12/17	NACB	-16	0.29	176.18	151.822	46.6927
2003/12/17	TDCB	-17	0.20	176.18	181.793	58.1934
2004/03/05	WFSB	79	0.21	101.28	103.038	122.445
2004/07/01	TDCB	-31	0.08	108.57	138.755	63.8407
2004/09/18	WFSB	56	0.41	107.45	52.3196	112.498
2005/01/13	NACB	-8	0.37	114.41	109.8	52.8494
2005/01/13	NANB	-9	0.25	114.41	81.3177	62.0436
2005/03/08	NACB	44	0.25	146.27	132.424	46.7476
2005/03/08	SSLB	-85	0.26	146.27	209.64	50.234
2005/04/07	NANB	-42	0.29	288.52	136.018	24.9205
2005/06/15	NANB	47	0.25	145	83.997	50.3527
2005/06/15	TIPB	38	0.25	145	57.4218	96.7175
2005/10/25	ENLB	-3	0.14	118.18	154.397	54.9034
2005/10/25	TDCB	42	0.17	118.18	178.506	73.5384
2005/11/02	TDCB	34	0.38	126.67	171.382	65.3589
2005/11/17	NANB	-3	0.16	119.76	77.4259	59.5791
2005/11/27	NACB	68	0.32	112.48	150.861	68.3507
2005/11/27	TIPB	25	0.32	112.48	121.406	105.737
2005/11/27	TWBB	-33	0.21	112.48	106.118	110.377
2006/02/24	NANB	-64	0.37	241.09	113.044	31.1243
2006/05/13	SLBB	75	0.31	125.94	99.826	80.4605
2006/05/13	TWBB	-19	0.23	125.94	63.0064	100.694

附表 3.1 繼

2006/05/14	NANB	67	0.13	100.34	55.275	24.8877
2006/05/14	TWBB	30	0.40	100.34	14.153	187.053
2006/09/14	TIPB	43	0.17	112.95	17.2429	105.504
2006/09/14	TWBB	6	0.31	112.95	8.53831	184.888
2006/09/14	WFSB	-4	0.18	112.95	26.2349	126.645
2006/09/23	TWBB	20	0.37	103.34	14.1685	213.402
2006/10/21	SLBB	64	0.30	120.88	131.944	89.9112
2006/11/18	TDCB	-18	0.17	127.7	69.108	63.773
2007/01/29	TWBB	-1	0.22	139.96	12.8623	266.67
2007/02/27	NANB	44	0.43	134.77	71.7333	40.3963
2007/02/27	SSLB	40	0.46	134.77	178.814	45.2017
2007/04/10	TDCB	-61	0.50	112.53	123.083	52.8925
2007/04/10	WFSB	-77	0.12	112.53	38.9706	115.435
2007/06/08	SSLB	-22	0.44	139.83	213.771	53.7273
2007/06/08	TIPB	-59	0.28	139.83	84.4746	93.7123
2007/07/22	NANB	-64	0.16	114.88	96.1199	58.4026
2007/07/22	TDCB	11	0.24	114.88	158.082	63.6371
2007/08/16	TWBB	-50	0.28	131.47	79.1435	108.352
2007/11/13	SLBB	-86	0.35	127.67	115.704	78.9389
2007/11/13	TIPB	-42	0.27	127.67	94.3987	91.263
2007/11/13	TWBB	84	0.08	127.67	77.2751	94.51
2007/11/13	WFSB	70	0.36	127.67	99.6741	97.5544
2008/02/21	NACB	-11	0.16	116.72	93.4911	33.1041

附表 3.1 繼

2008/02/21	TWBB	22	0.17	116.72	17.4666	143.508
2008/02/21	WFSB	-6	0.24	116.72	38.5167	123.352
2008/03/02	NNSB	82	0.34	142.97	153.848	70.7287
2008/03/02	TWBB	5	0.15	142.97	84.2786	99.421
2008/04/16	TDCB	12	0.37	196.6	202.786	58.8485
2008/04/19	NACB	25	0.18	188.86	159.66	43.2385
2008/04/19	WFSB	-59	0.38	188.86	92.0678	79.518
2008/04/30	TWBB	-49	0.19	166.33	72.8261	80.8186
2008/04/30	NNSB	70	0.20	102.91	121.246	77.0082
2008/04/30	TIPB	28	0.24	102.91	80.5084	114.374
2008/04/30	TWBB	-34	0.19	102.91	67.1881	123.613
2008/05/04	TWBB	20	0.35	104.29	15.171	182.75
2008/05/04	WFSB	-33	0.17	104.29	30.6759	136.644
2008/05/29	TIPB	10	0.09	102.62	98.0045	113.945
2008/06/11	TDCB	51	0.13	115.25	157.52	73.4713
2008/06/14	NNSB	1	0.22	106.92	118.729	67.7715
2008/07/12	TWBB	21	0.25	106.03	13.0376	222.501
2008/07/12	WFSB	-87	0.19	106.03	21.2056	142.29
2008/08/15	NNSB	-48	0.24	231.34	155.19	46.4244
2008/08/21	ENLB	44	0.14	114.69	129.364	43.3778
2008/08/21	TWBB	-19	0.18	114.69	56.4743	120.144
2008/09/20	TWBB	-44	0.21	151.47	77.136	86.2828
2008/12/21	TDCB	10	0.09	234.81	225.471	52.1977

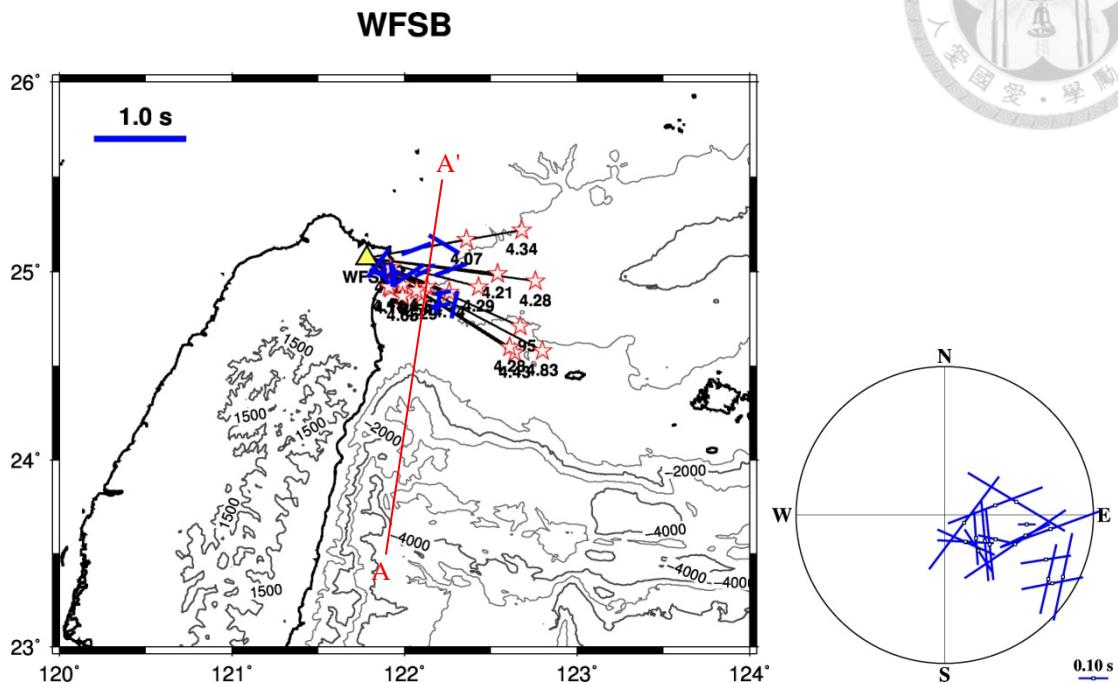
附表 3.1 繼

2009/01/01	NACB	55	0.17	117.16	103.024	38.5384
2009/02/09	SSLB	-4	0.30	282.99	275.029	42.4013
2009/03/12	NANB	-70	0.29	136.33	81.3825	37.4472
2009/04/13	TDCB	-13	0.23	192.21	206.516	58.7434
2009/05/14	TWBB	34	0.30	122.29	44.7495	102.317
2009/05/14	WFSB	65	0.18	122.29	67.5754	104.243
2009/06/15	SLBB	31	0.27	103.62	119.424	99.0347
2009/06/15	WFSB	12	0.30	103.62	116.461	117.658
2009/06/24	TWBB	19	0.25	127.71	13.8539	271.495
2009/07/13	TDCB	70	0.32	189.78	192.967	55.1521
2010/01/04	NNSB	-37	0.31	280.95	160.192	42.545
2010/01/04	SLBB	44	0.35	280.95	116.461	45.3794
2010/02/02	TDCB	1	0.34	100.09	98.629	48.5823
2010/04/03	NNSB	88	0.27	125.22	137.478	66.4083
2010/04/03	TDCB	3	0.16	125.22	166.38	63.3217
2010/04/03	TWBB	-20	0.20	125.22	64.6194	98.4242
2010/04/11	NANB	-28	0.46	128.1	108.206	58.168
2010/04/11	SLBB	61	0.32	128.1	105.576	78.5204
2010/04/11	TDCB	1	0.18	128.1	170.077	63.0998
2010/10/12	TWBB	1	0.24	119.26	13.9288	148.126
2010/10/12	WFSB	-5	0.27	119.26	34.7668	123.062
2011/01/02	SSLB	-48	0.33	113.95	167.126	40.5692
2011/02/10	SLBB	36	0.17	101.09	89.2271	97.2218

附表 3.1 繼

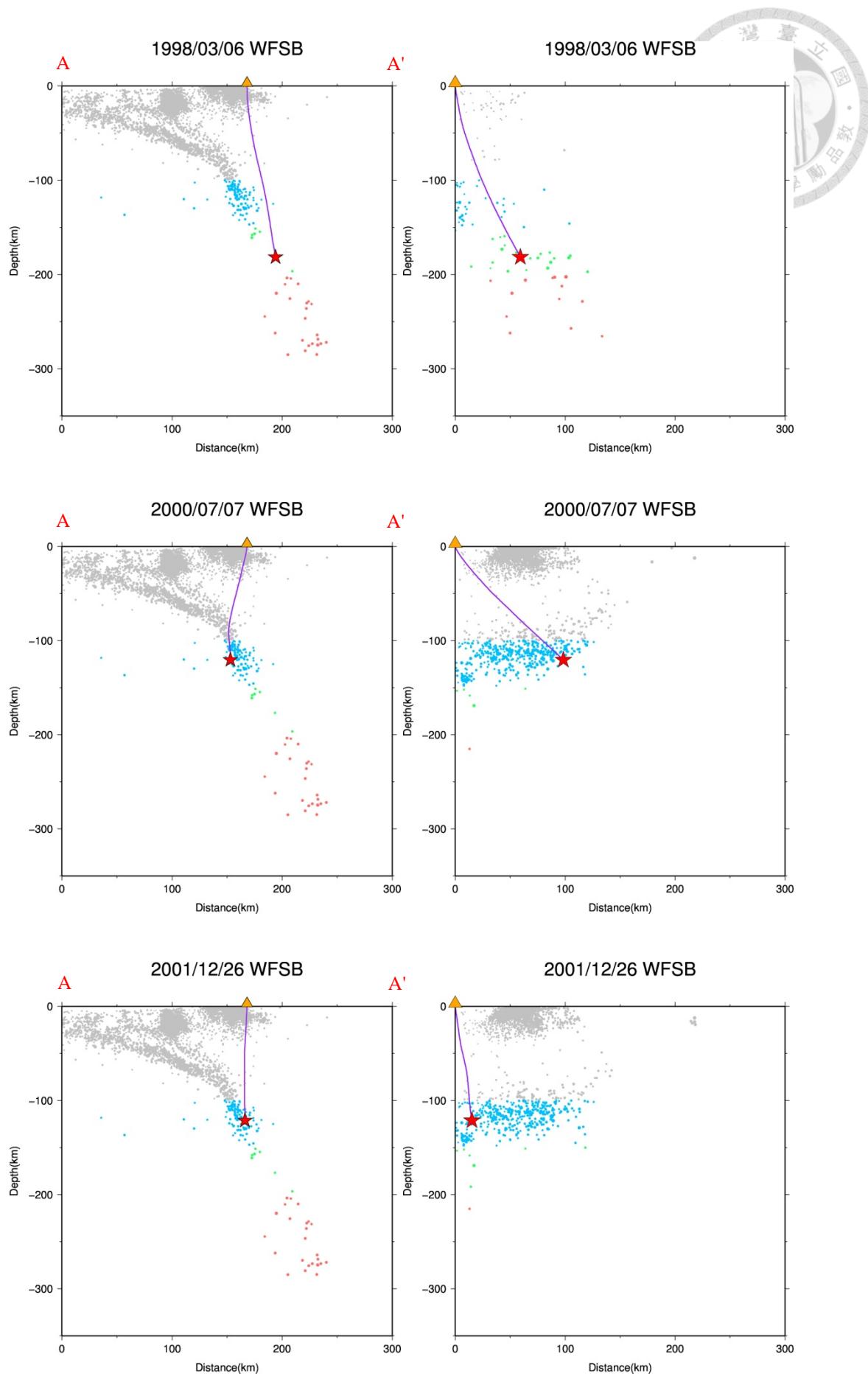
2011/02/24	TDCB	53	0.13	130.6	165.093	69.7865
2011/02/24	TIPB	85	0.11	130.6	90.4586	104.844
2011/02/24	TWBB	-33	0.29	130.6	75.1532	111.186
2011/03/01	TIPB	16	0.35	112.83	93.402	113.73
2011/03/05	SSLB	10	0.35	113.75	154.079	37.3935
2011/09/01	NACB	-71	0.14	144.16	98.0385	14.6274
2011/09/07	TWBB	13	0.33	106.04	22.2202	218.614
2011/11/09	TIPB	-6	0.18	106.15	99.4114	112.883
2011/12/29	NNSB	68	0.45	109.68	104.224	60.4358
2012/01/25	NANB	60	0.19	124.55	69.2434	42.1857
2012/01/25	TIPB	-2	0.18	124.55	39.8775	103.037
2012/03/17	NACB	78	0.26	135.23	116.283	39.6784
2012/03/17	TDCB	17	0.28	135.23	143.412	55.5823
2012/05/01	TDCB	46	0.16	120.05	152.237	67.6044
2012/12/20	WFSB	13	0.24	104.57	98.6905	121.779
2012/12/30	NACB	65	0.29	127.37	145.175	62.6809
2012/12/30	TDCB	-25	0.24	127.37	182.69	71.3696

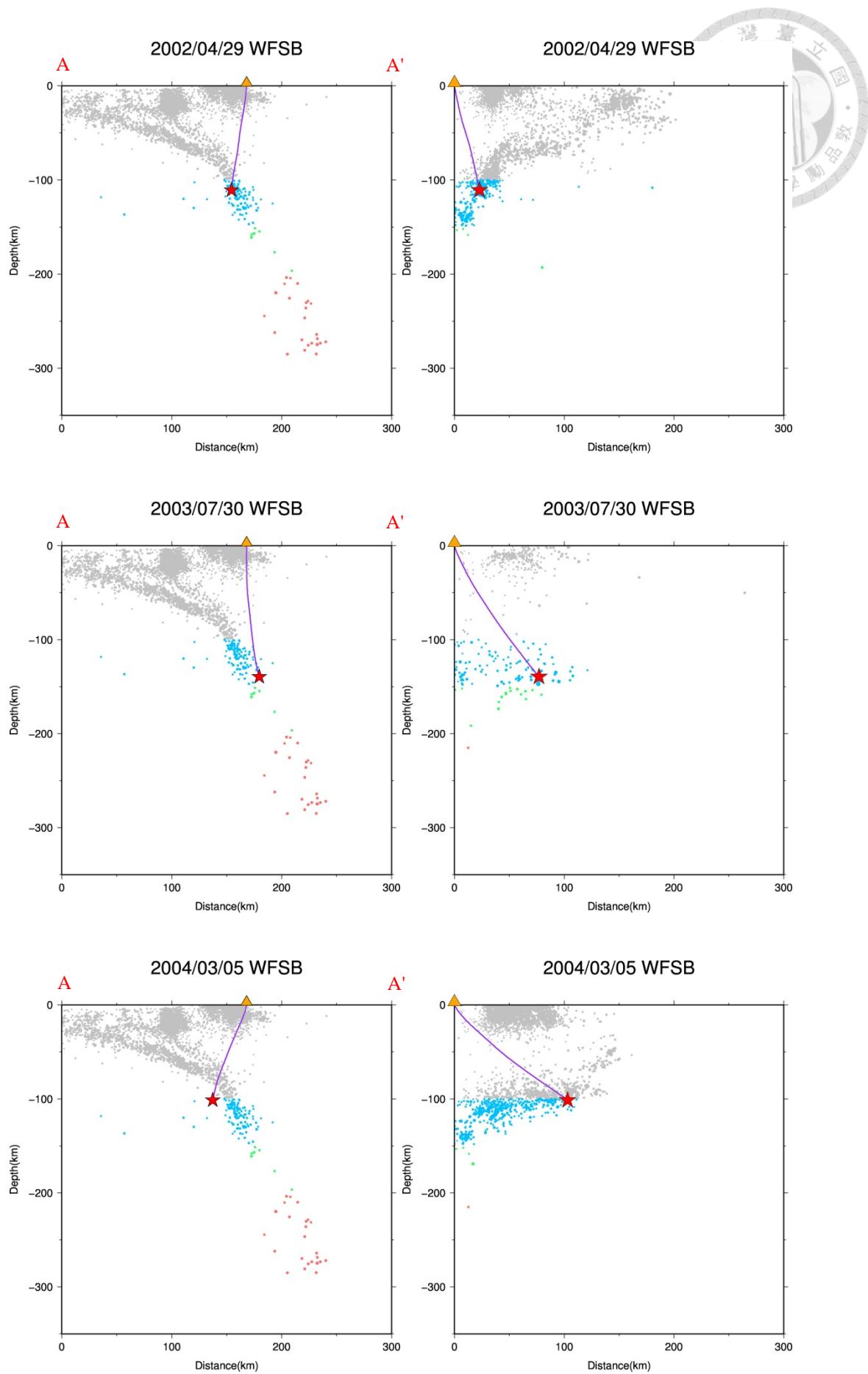
附圖 3.1、WFSB 測站之剪力波分離結果

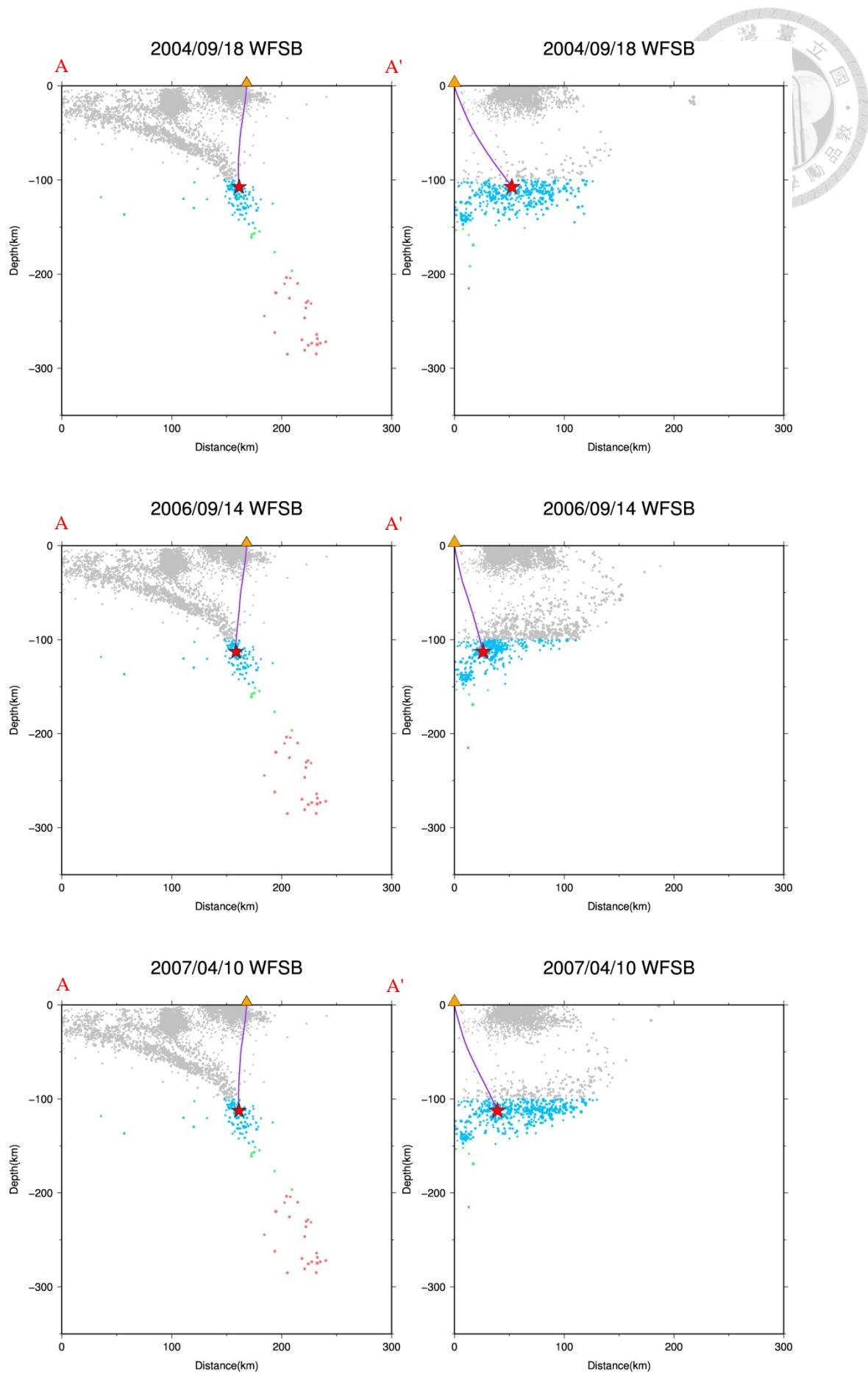


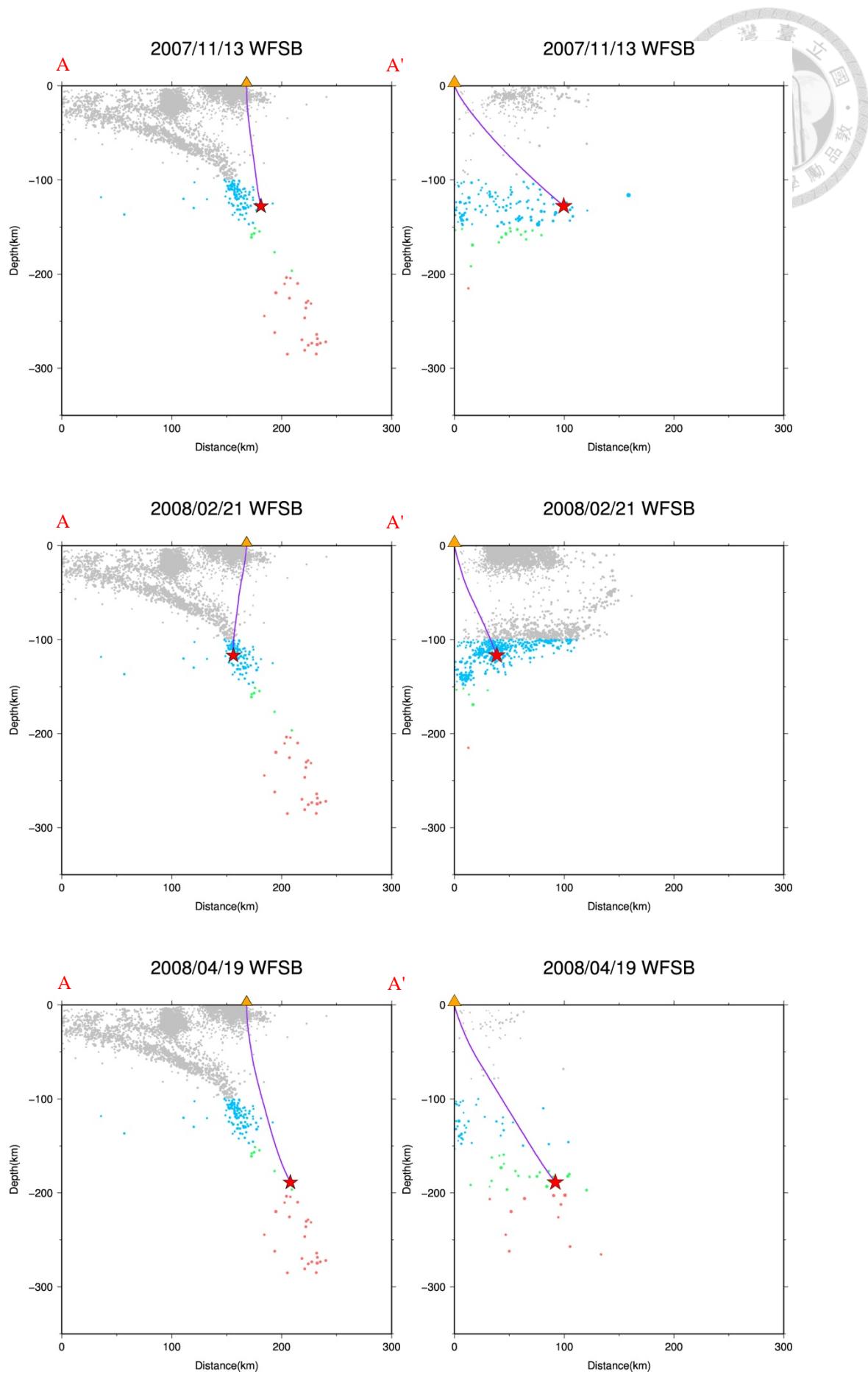
事件 (年/月/日)	測站	ϕ ($^{\circ}$)	Δt (s)	地震深度 (km)	規模 (M_L)
1998/3/6	WFSB	69	0.34	181.42	4.07
2000/7/7	WFSB	81	0.17	120.38	4.95
2001/12/26	WFSB	37	0.39	121.24	4.29
2002/4/29	WFSB	-66	0.21	110.84	4.1
2003/7/30	WFSB	-90	0.06	139.45	4.21
2004/3/5	WFSB	79	0.21	101.28	4.43
2004/9/18	WFSB	56	0.41	107.45	4.14
2006/9/14	WFSB	-4	0.18	112.95	4.84
2007/4/10	WFSB	-77	0.12	112.53	4.62
2007/11/13	WFSB	70	0.36	127.67	4.28
2008/2/21	WFSB	-6	0.24	116.72	4.29

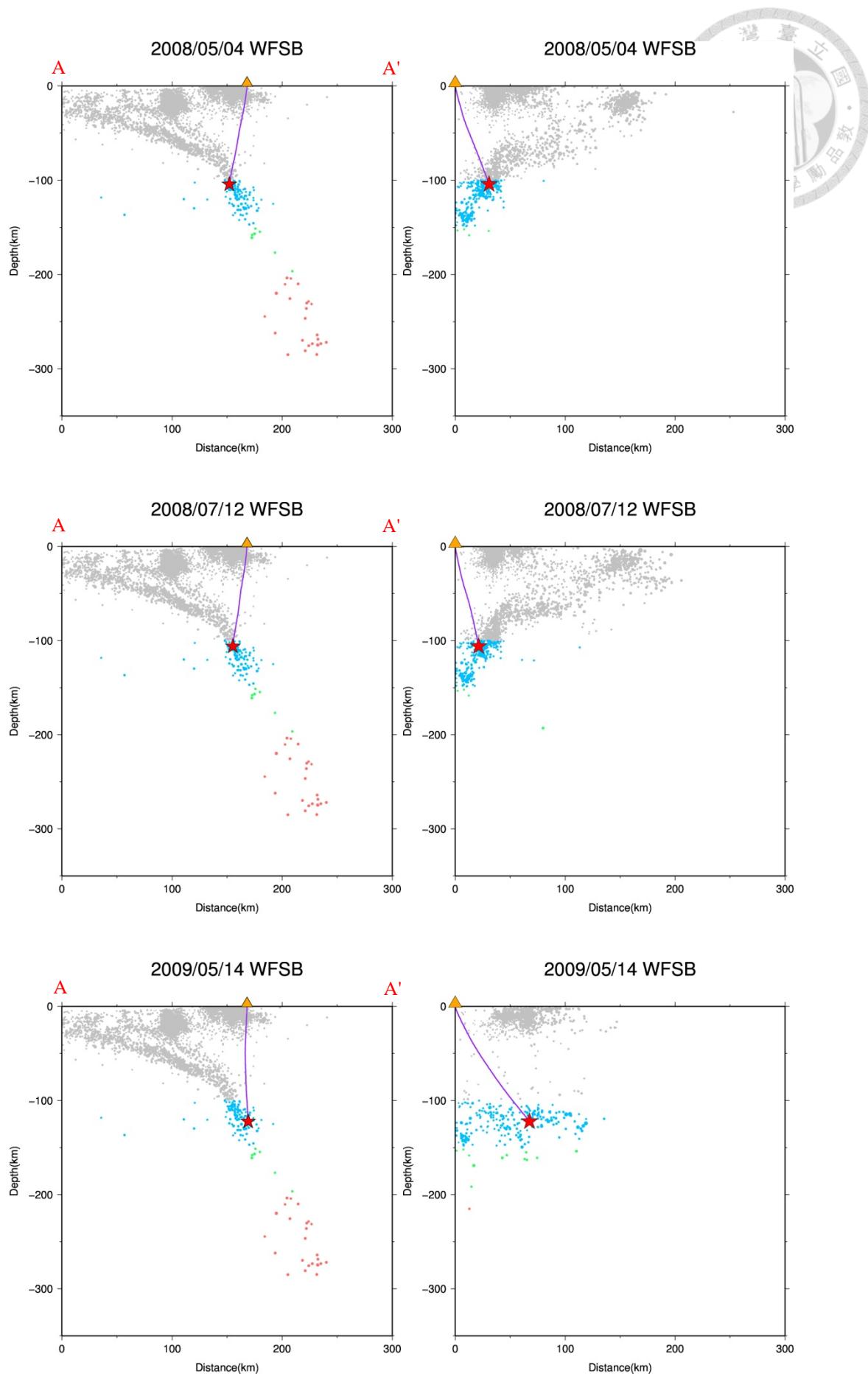
2008/4/19	WFSB	-59	0.38	188.86	4.34
2008/5/4	WFSB	-33	0.17	104.29	4.65
2008/7/12	WFSB	-87	0.19	106.03	4.11
2009/5/14	WFSB	65	0.18	122.29	4.29
2009/6/15	WFSB	12	0.3	103.62	4.83
2010/10/12	WFSB	-5	0.27	119.26	4.54
2012/12/20	WFSB	13	0.24	104.57	4.28

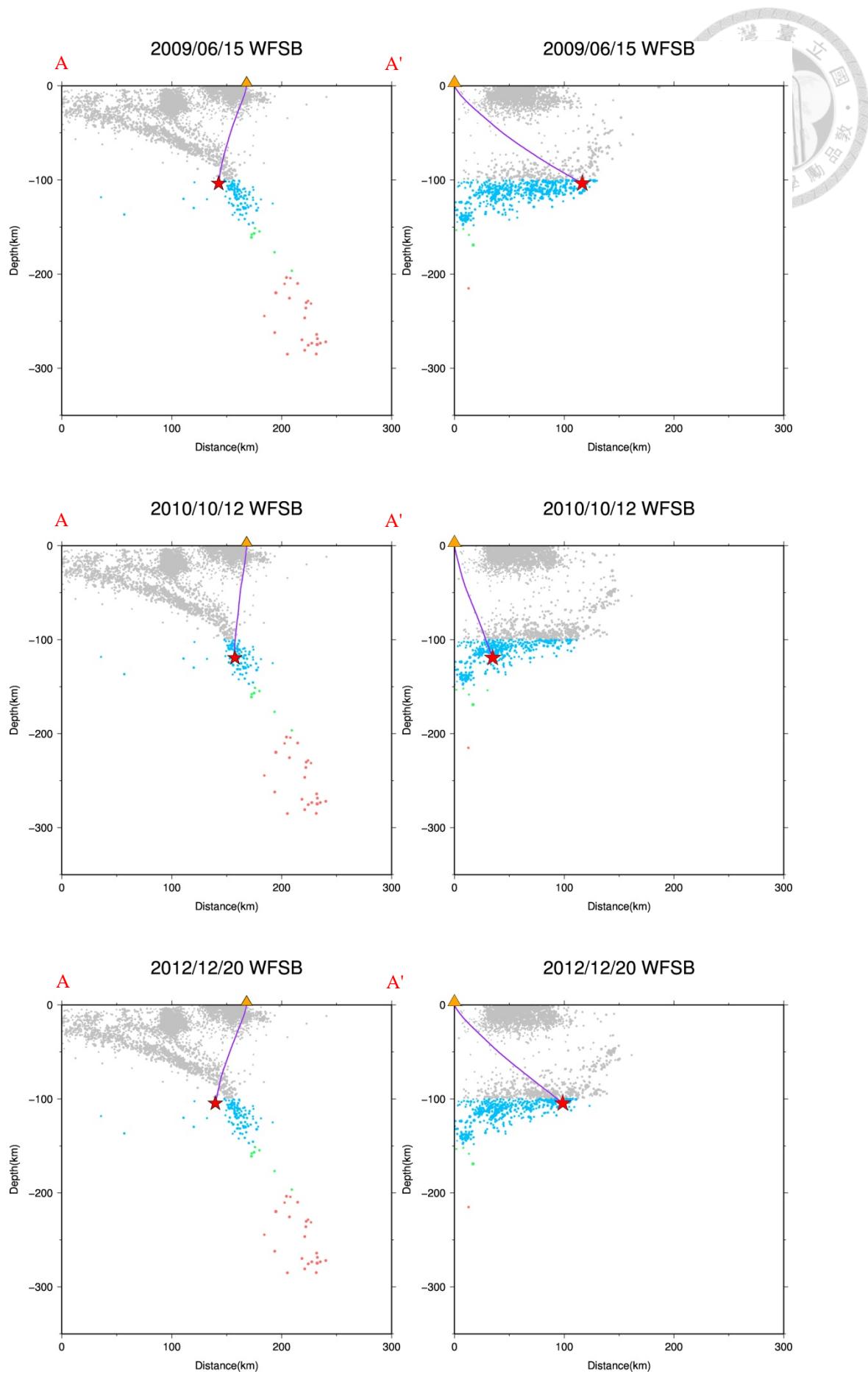




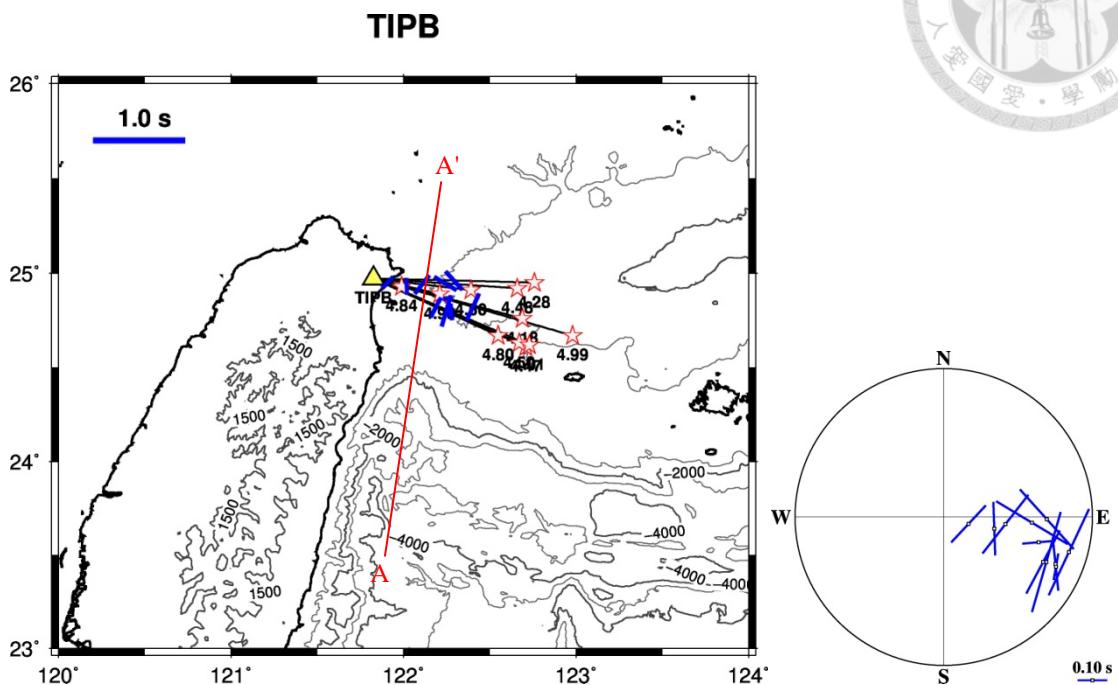




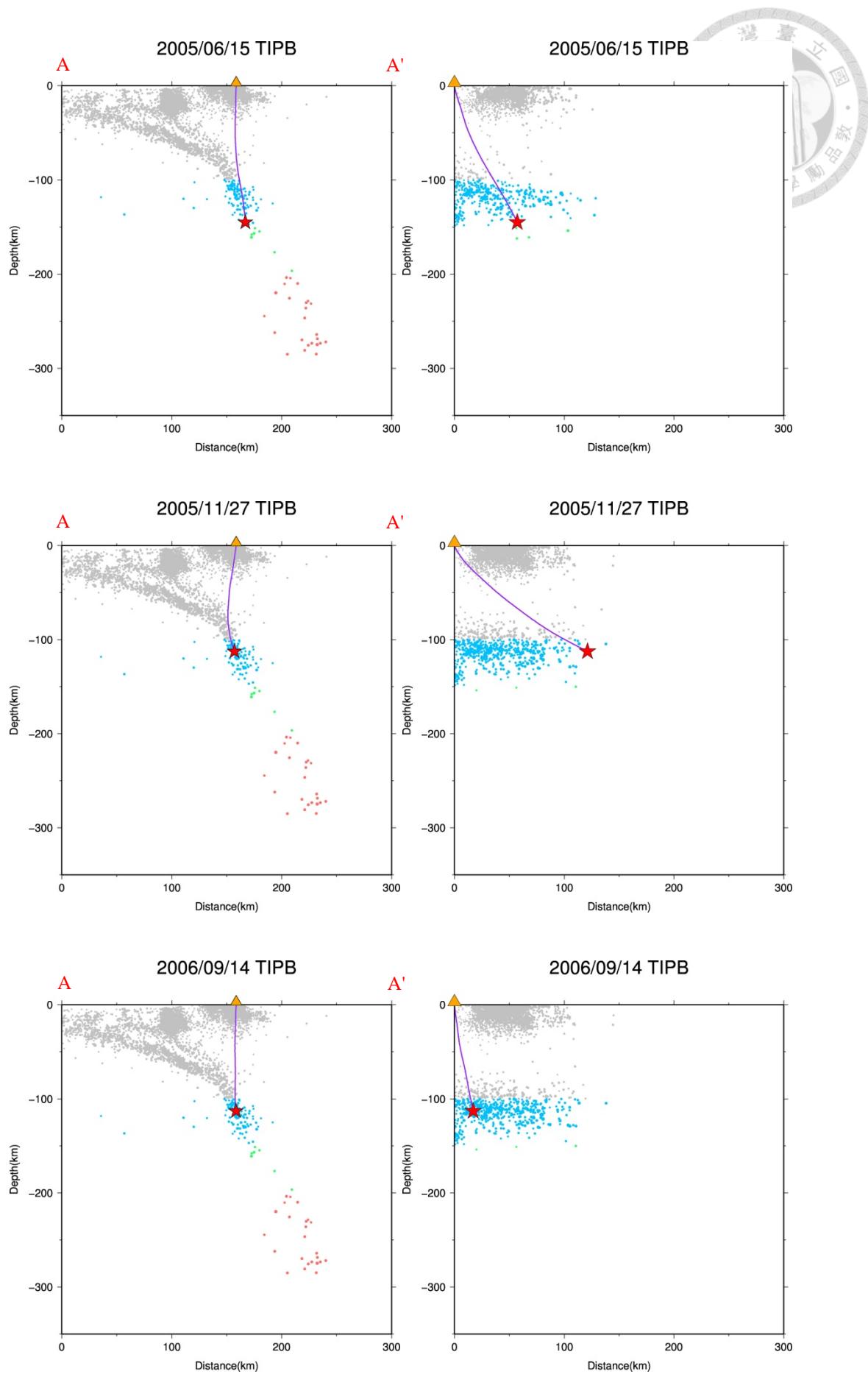


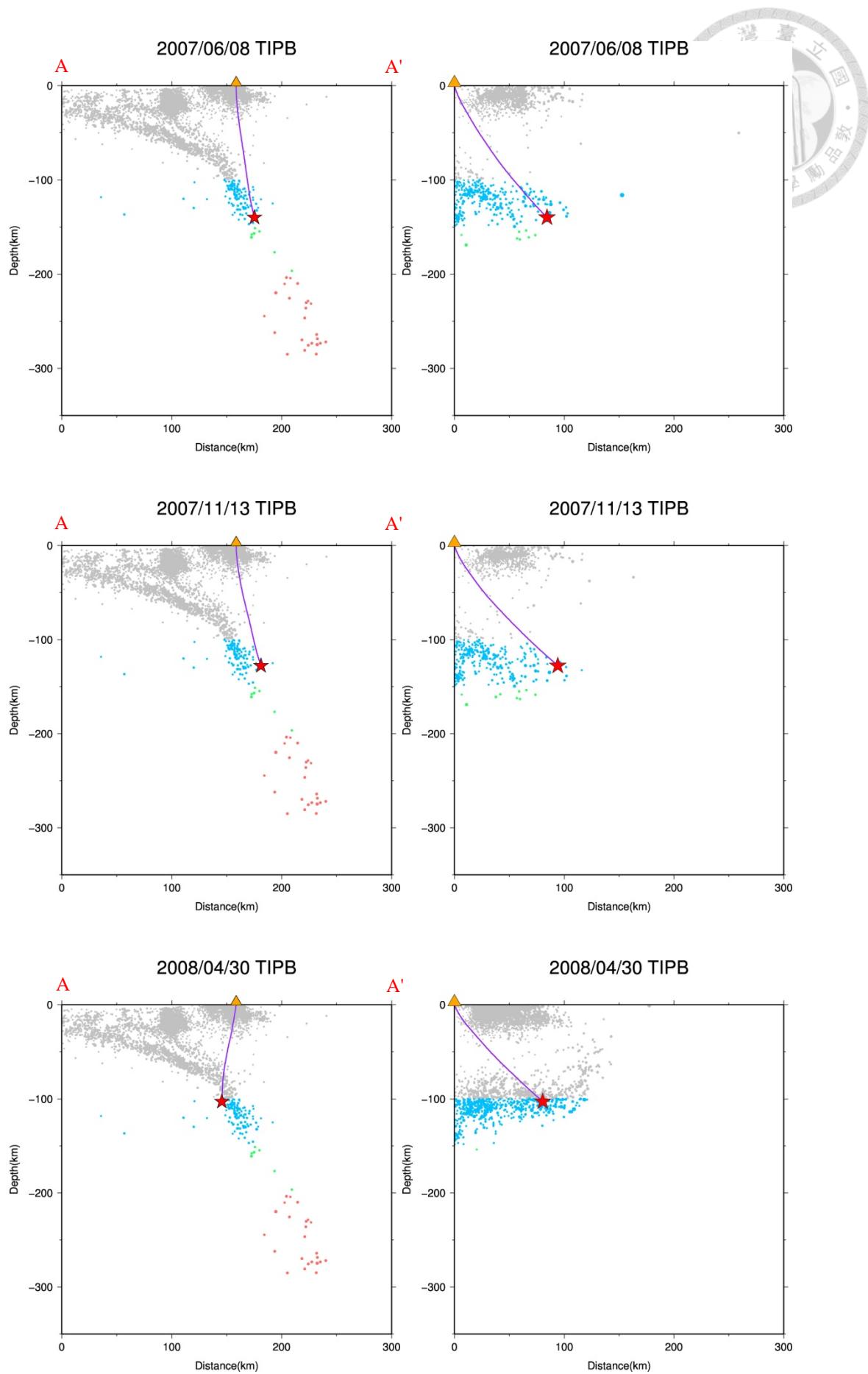


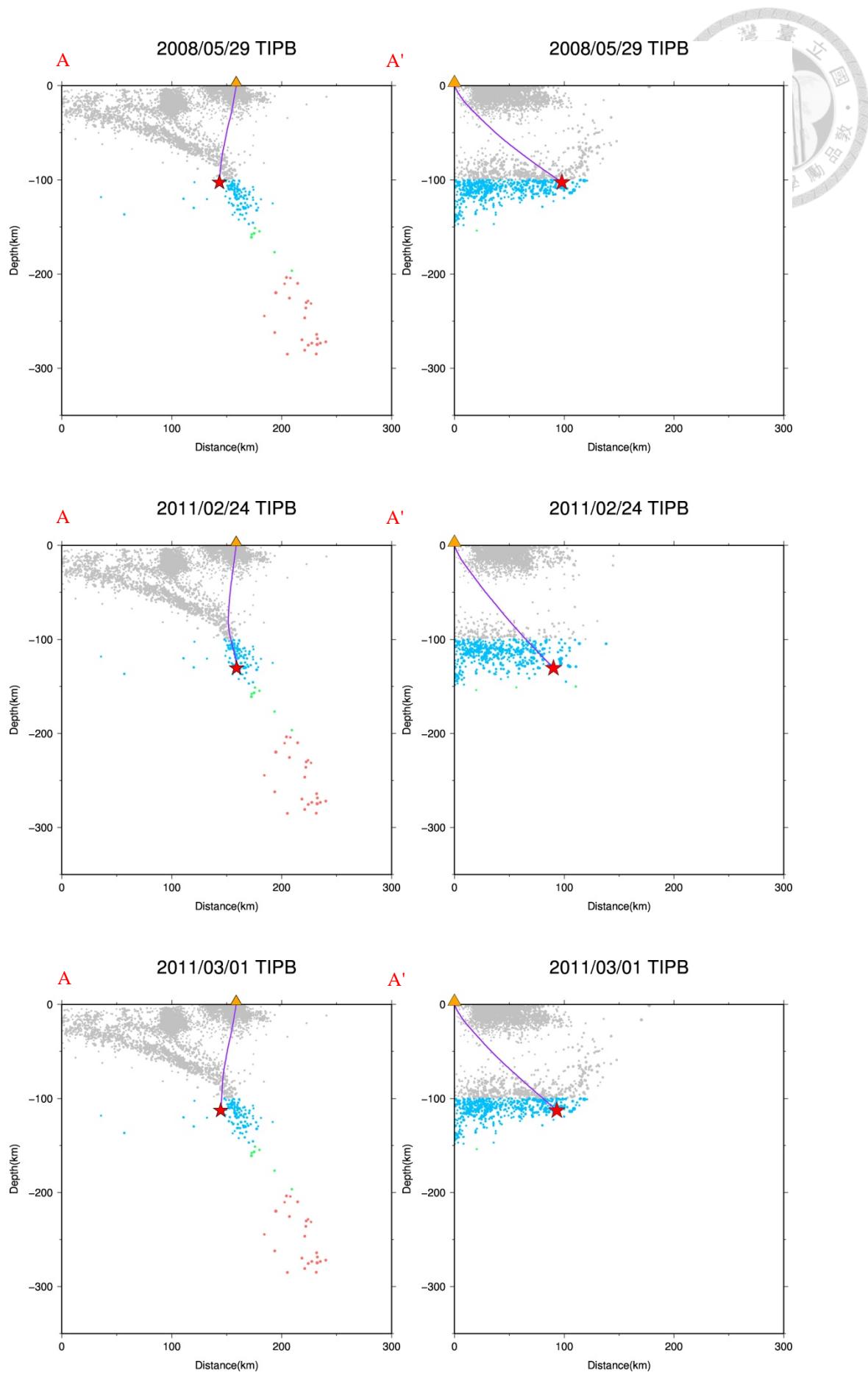
附圖 3.2、TIPB 測站之剪力波分離結果

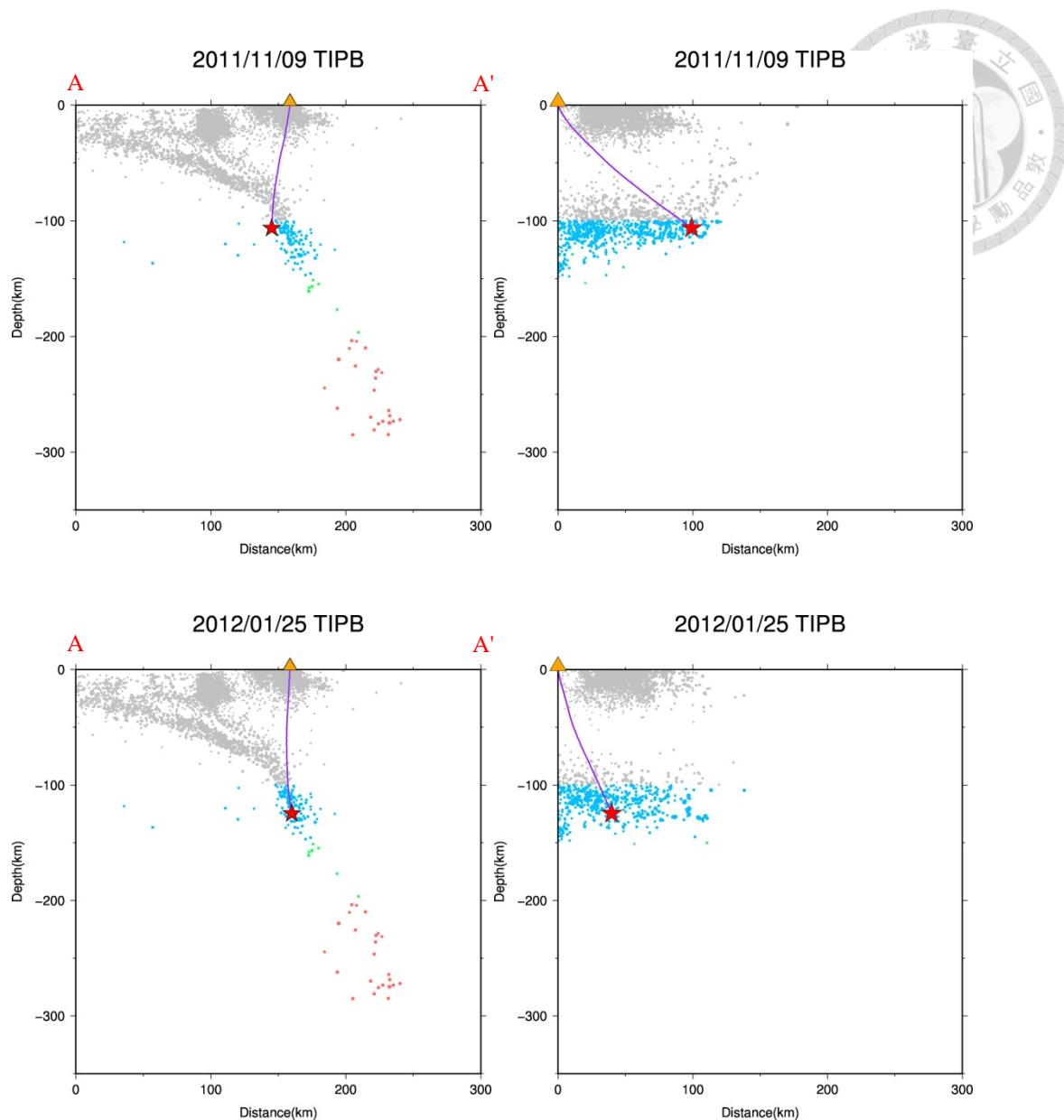


事件 (年/月/日)	測站	ϕ ($^{\circ}$)	δt (s)	地震深度 (km)	規模 (M_L)
2005/6/15	TIPB	38	0.25	145	4.5
2005/11/27	TIPB	25	0.32	112.48	4.99
2006/9/14	TIPB	43	0.17	112.95	4.84
2007/6/8	TIPB	-59	0.28	139.83	4.48
2007/11/13	TIPB	-42	0.27	127.67	4.28
2008/4/30	TIPB	28	0.24	102.91	4.8
2008/5/29	TIPB	10	0.09	102.62	4.47
2011/2/24	TIPB	85	0.11	130.6	4.18
2011/3/1	TIPB	16	0.35	112.83	4.5
2011/11/9	TIPB	-6	0.18	106.15	4.01
2012/1/25	TIPB	-2	0.18	124.55	4.99

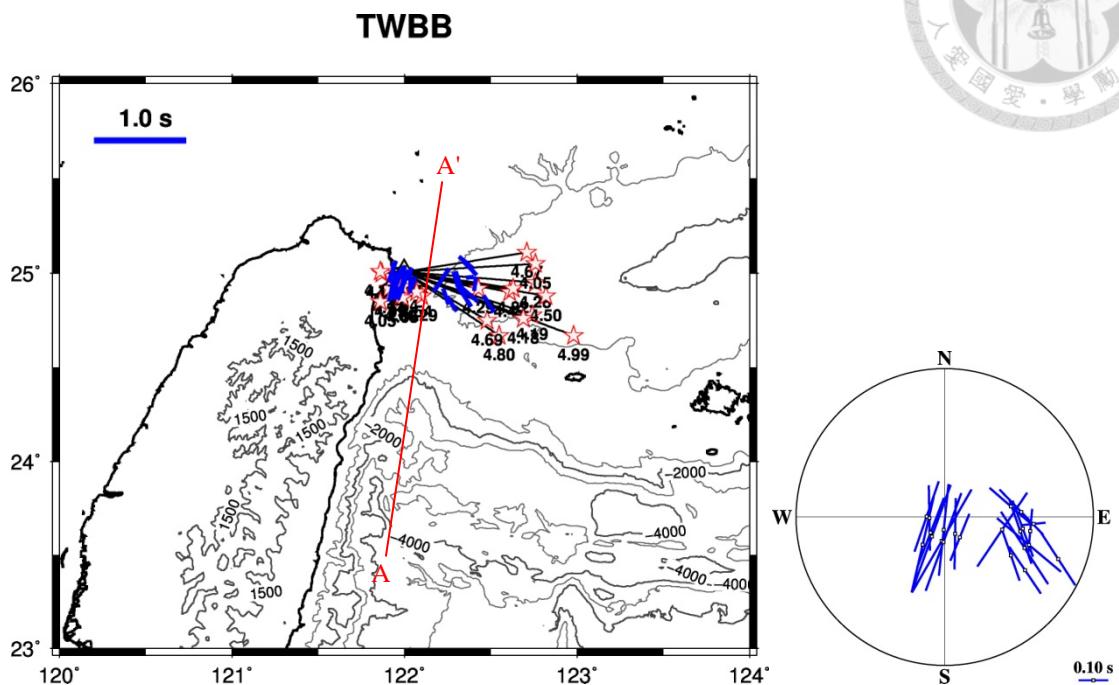






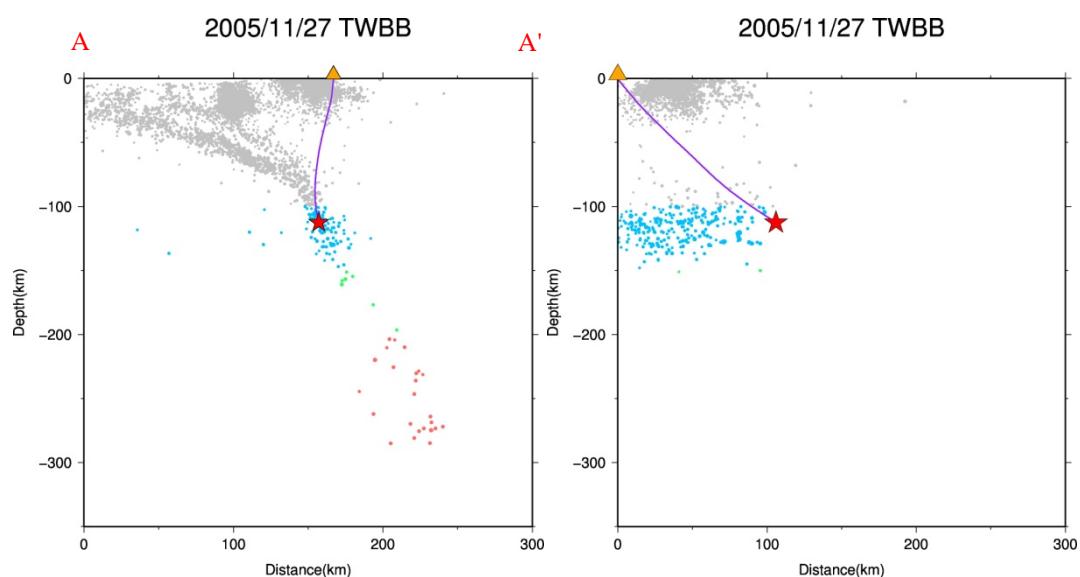


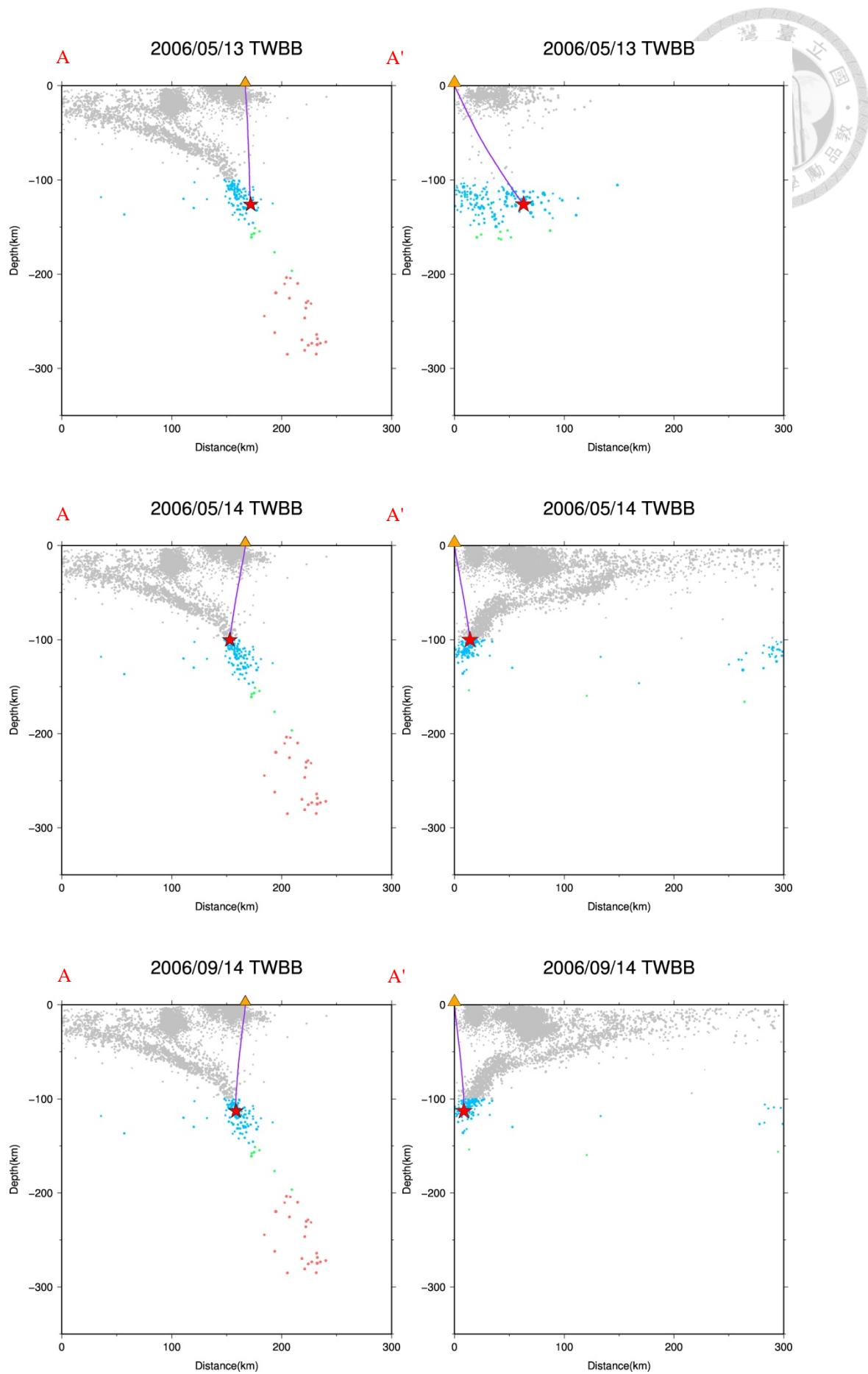
附圖 3.3、TWBB 測站之剪力波分離結果

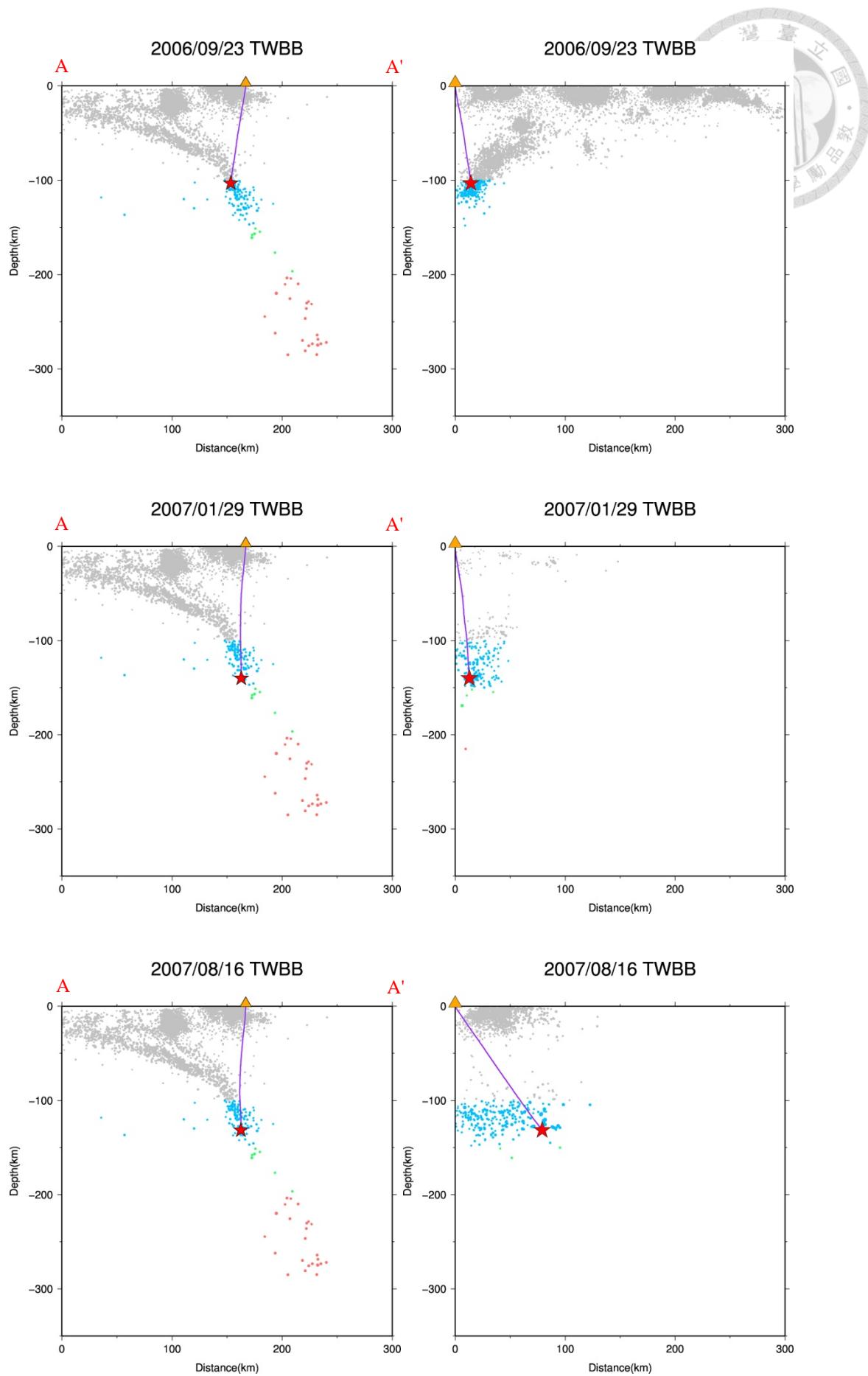


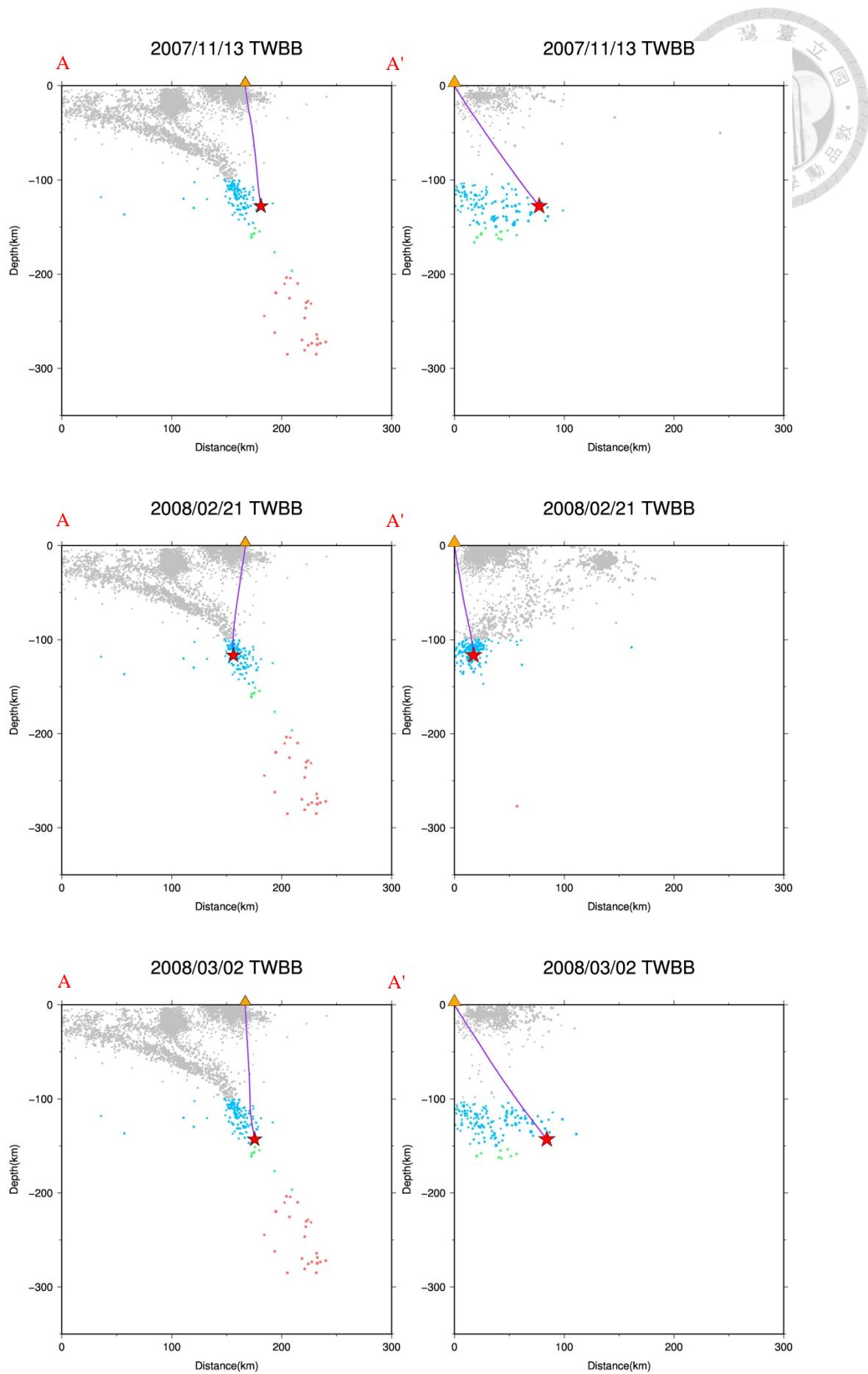
事件 (年/月/日)	測站	ϕ ($^{\circ}$)	δt (s)	地震深度 (km)	規模 (M_L)
2005/11/27	TWBB	-33	0.21	112.48	4.99
2006/5/13	TWBB	-19	0.23	125.94	4.49
2006/5/14	TWBB	30	0.4	100.34	4
2006/9/14	TWBB	6	0.31	112.95	4.84
2006/9/23	TWBB	20	0.37	103.34	4.09
2007/1/29	TWBB	-1	0.22	139.96	4.09
2007/8/16	TWBB	-50	0.28	131.47	4.19
2007/11/13	TWBB	84	0.08	127.67	4.28
2008/2/21	TWBB	22	0.17	116.72	4.29
2008/3/2	TWBB	5	0.15	142.97	4.5
2008/4/30	TWBB	-49	0.19	166.33	4.67
2008/4/30	TWBB	-34	0.19	102.91	4.8

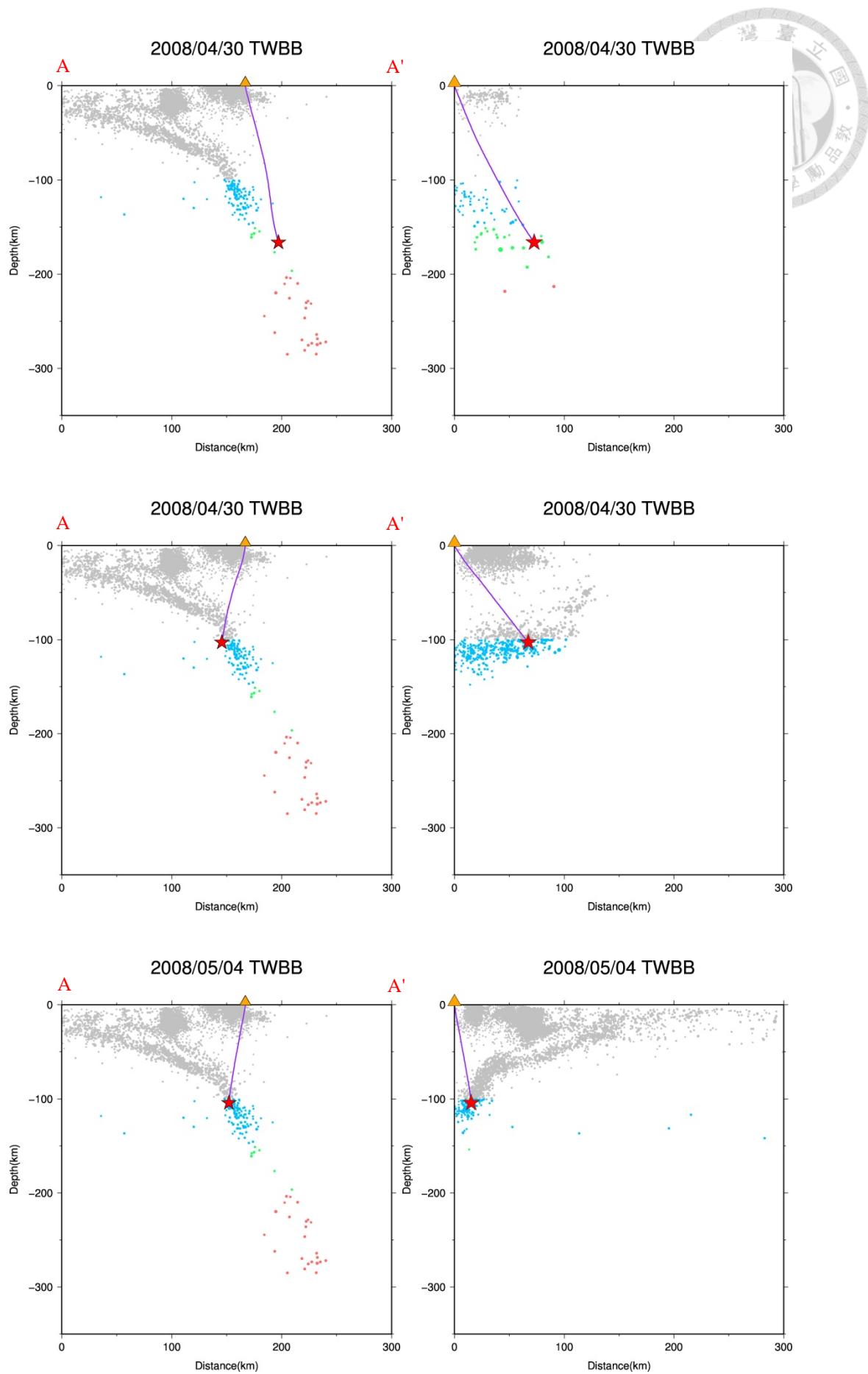
2008/5/4	TWBB	20	0.35	104.29	4.65
2008/7/12	TWBB	21	0.25	106.03	4.11
2008/8/21	TWBB	-19	0.18	114.69	4.69
2008/9/20	TWBB	-44	0.21	151.47	4.05
2009/5/14	TWBB	34	0.3	122.29	4.29
2009/6/24	TWBB	19	0.25	127.71	4.17
2010/4/3	TWBB	-20	0.2	125.22	4.82
2010/10/12	TWBB	1	0.24	119.26	4.54
2011/2/24	TWBB	-33	0.29	130.6	4.18
2011/9/7	TWBB	13	0.33	106.04	4.05

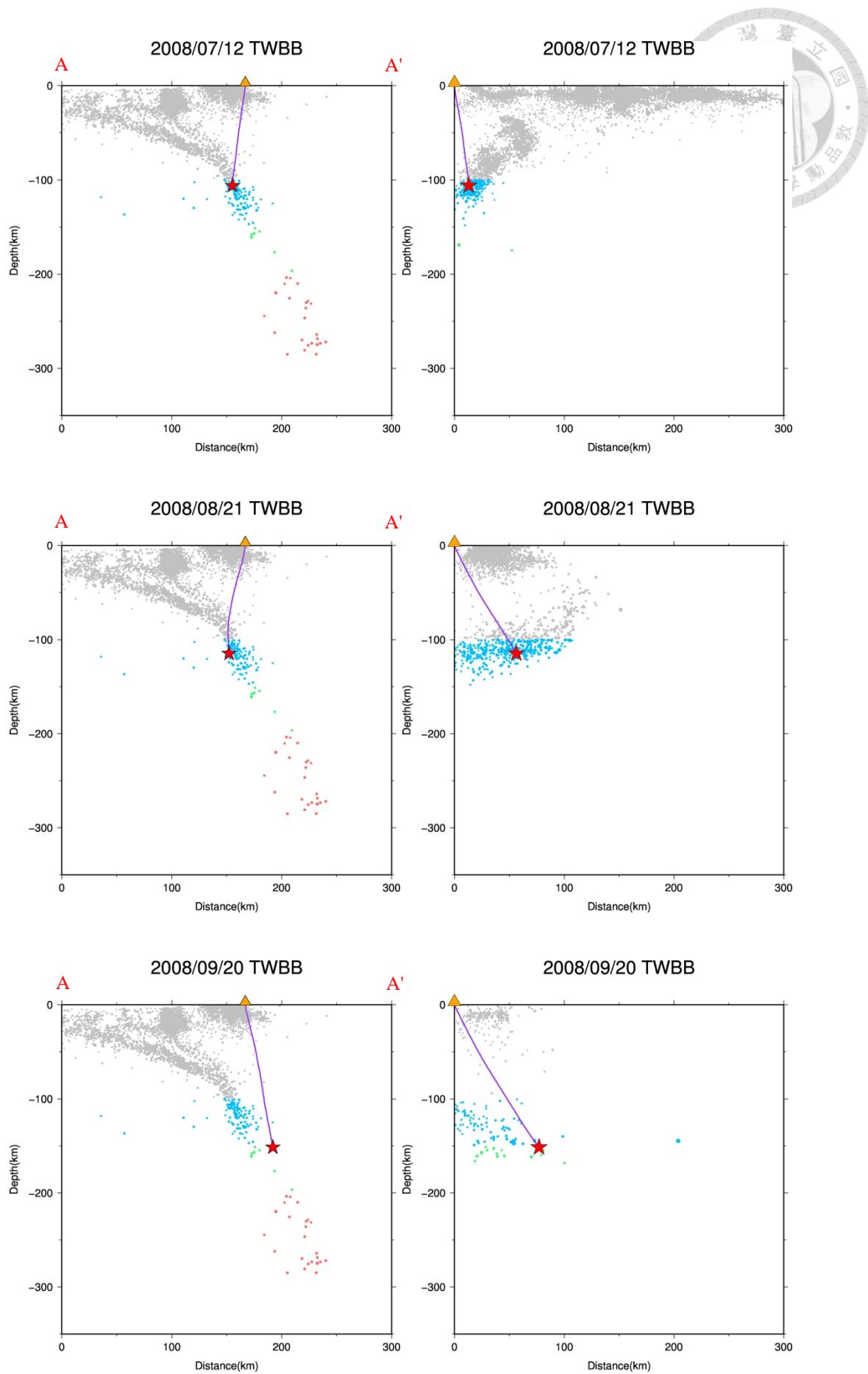


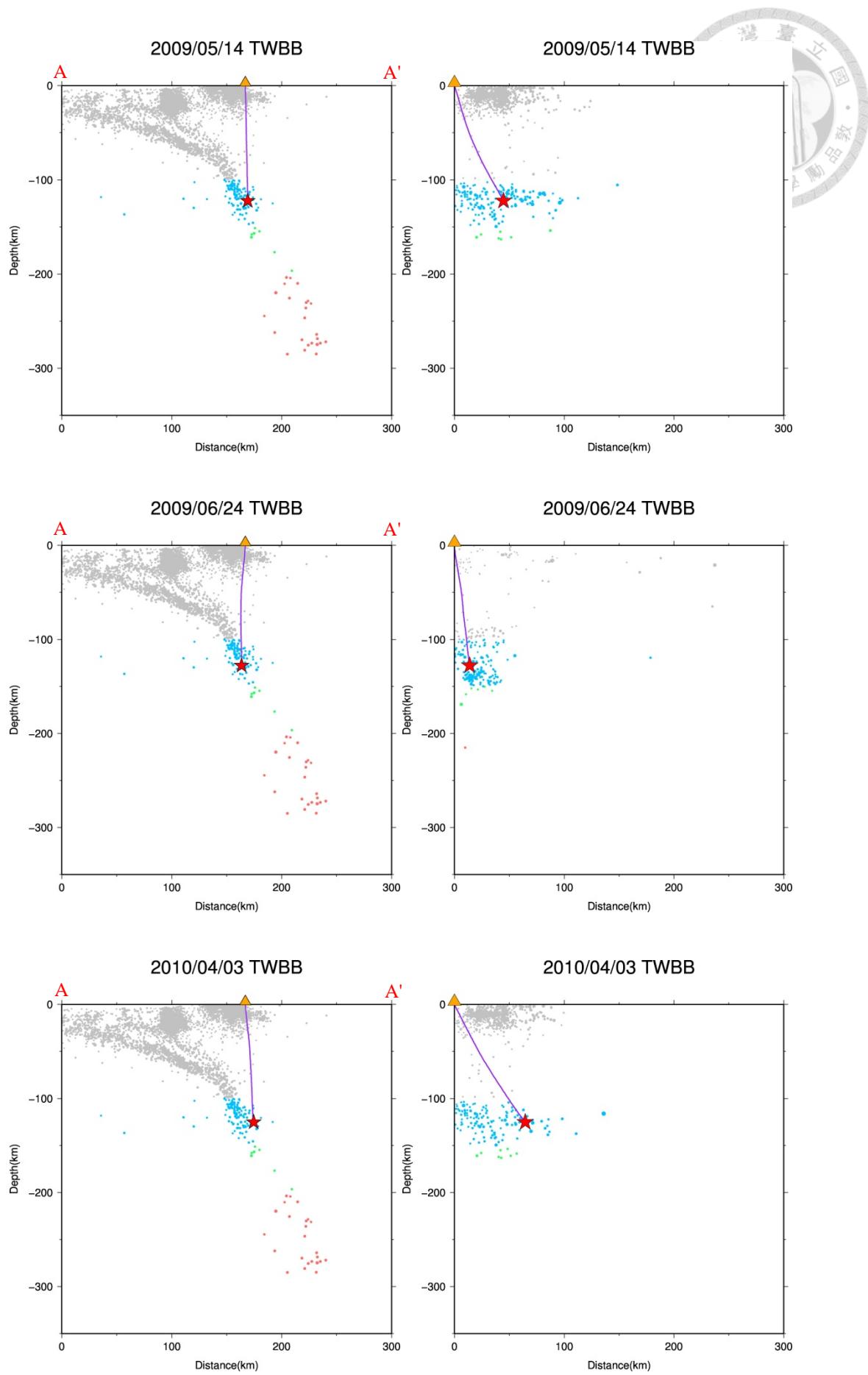


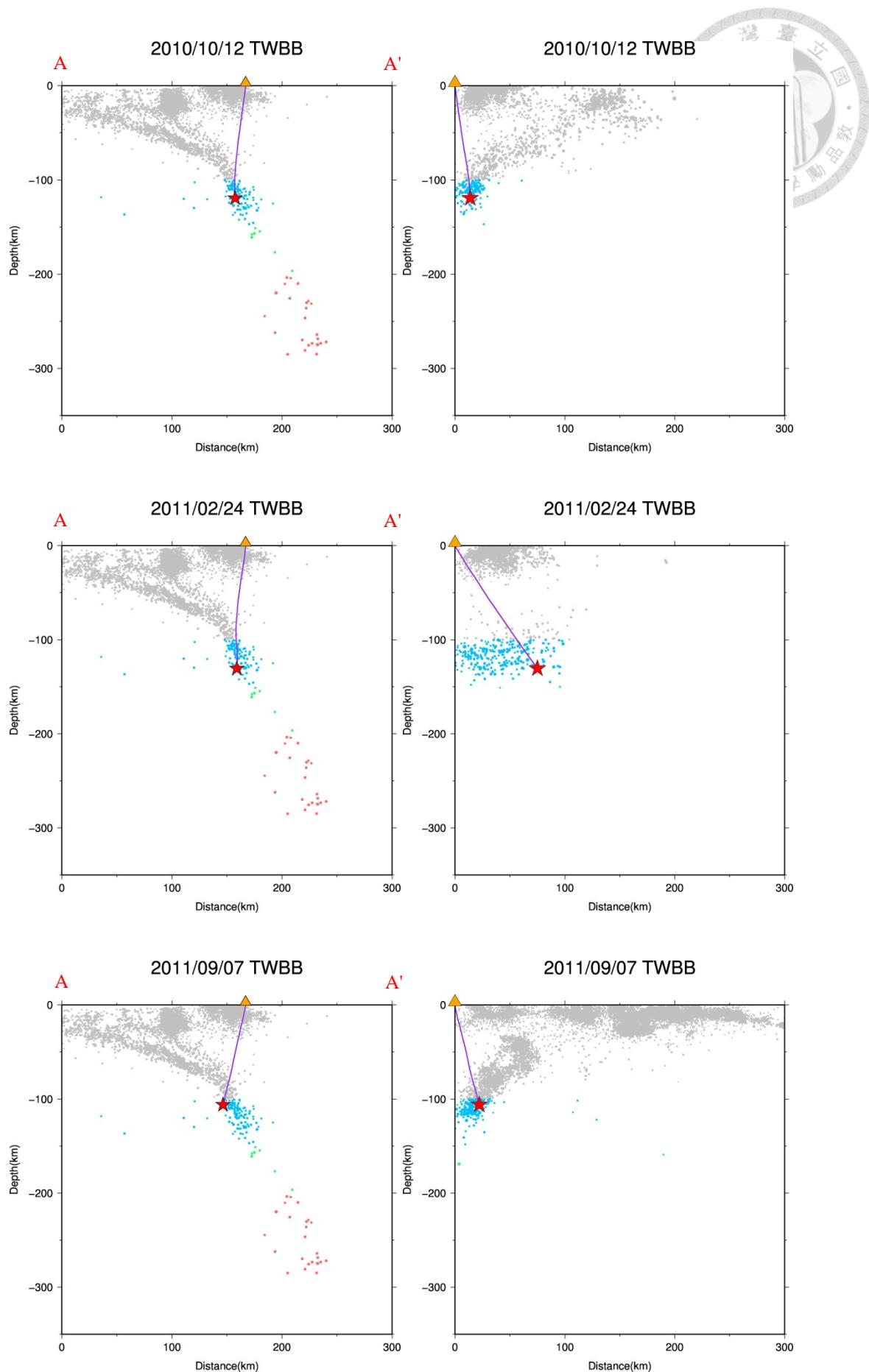




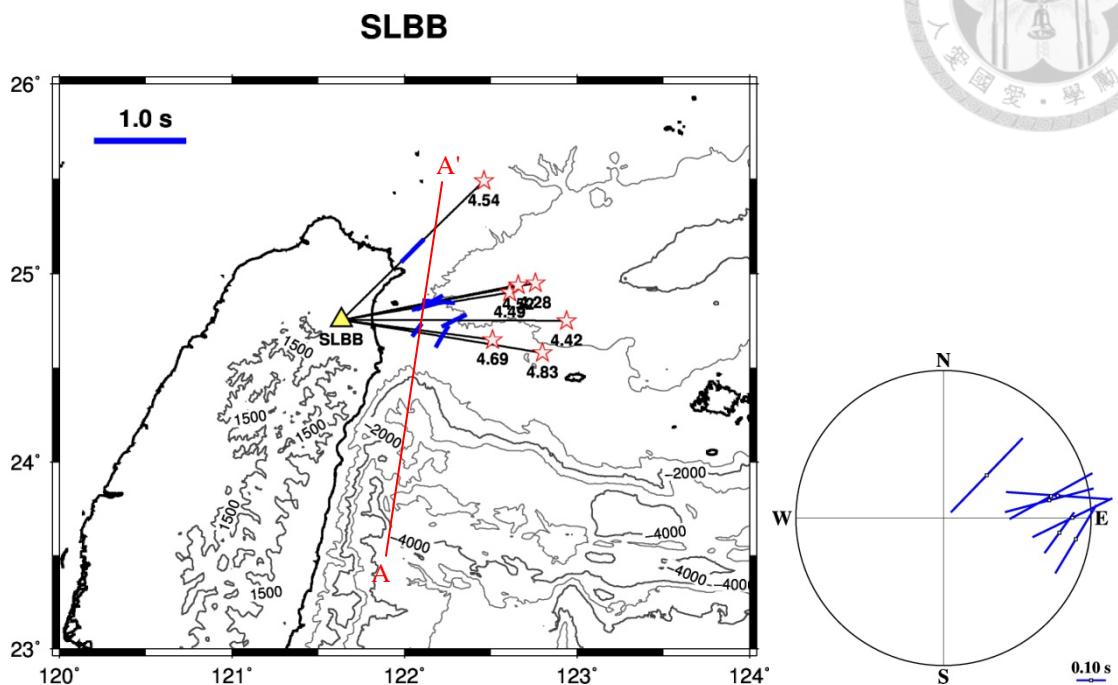




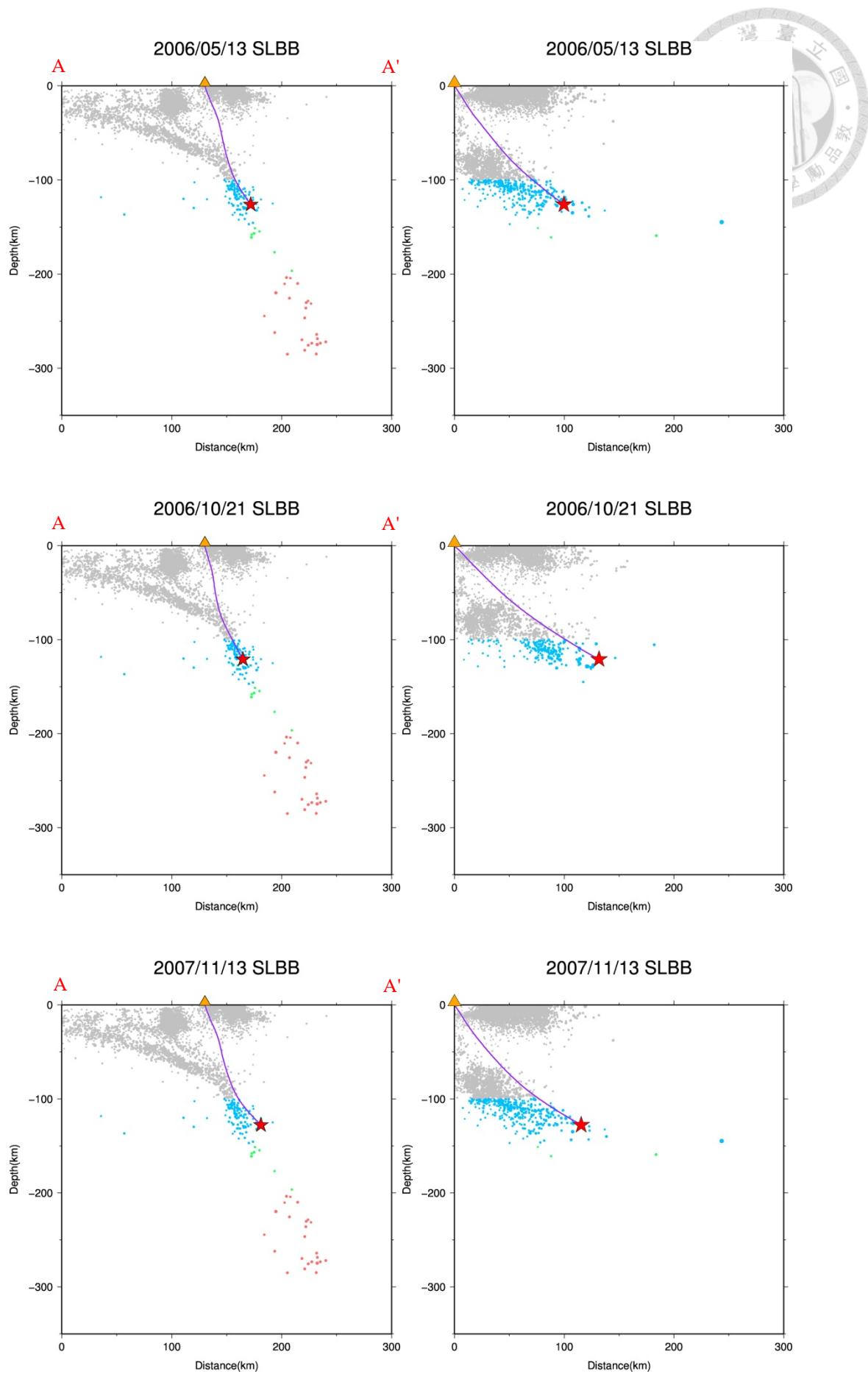


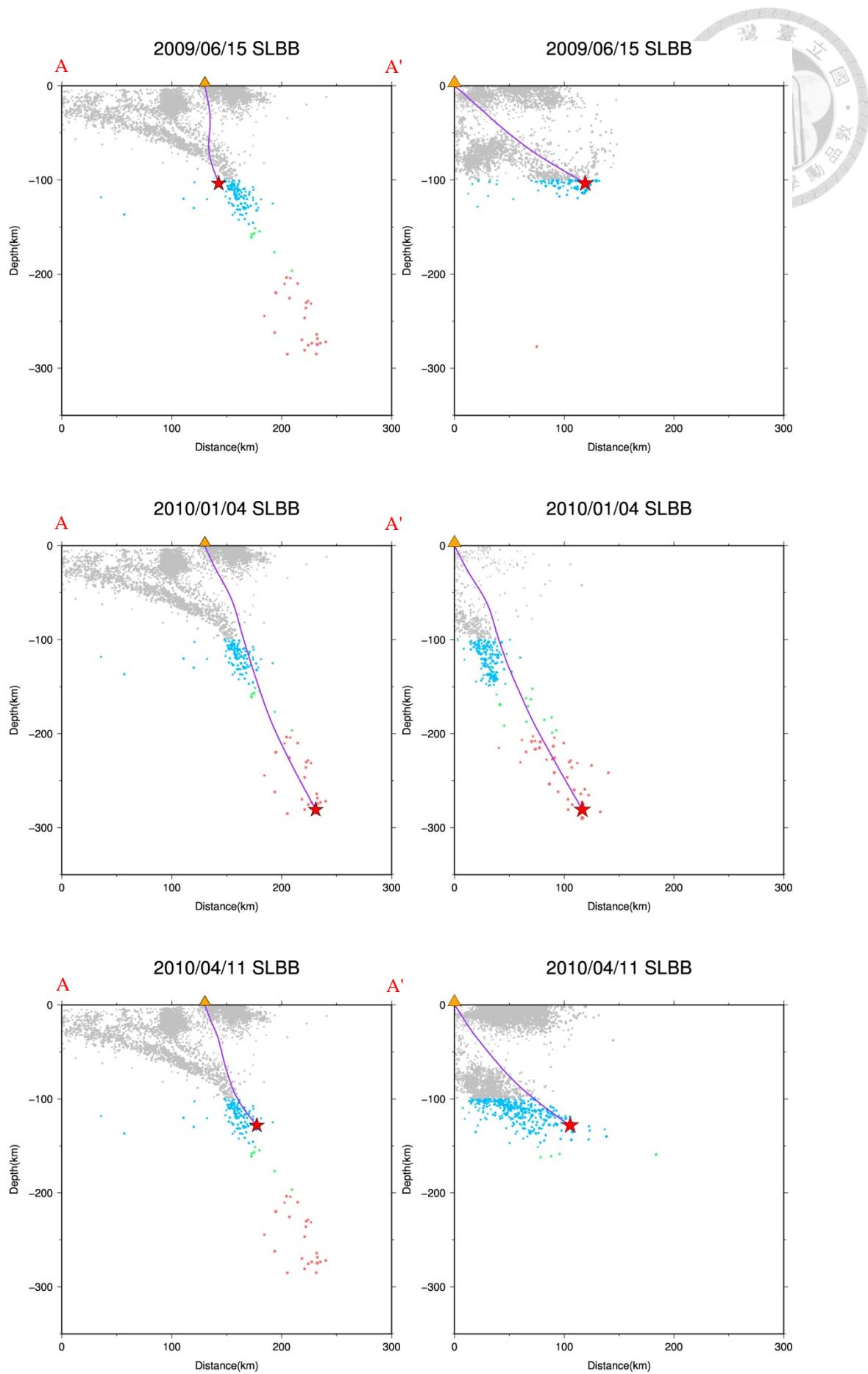


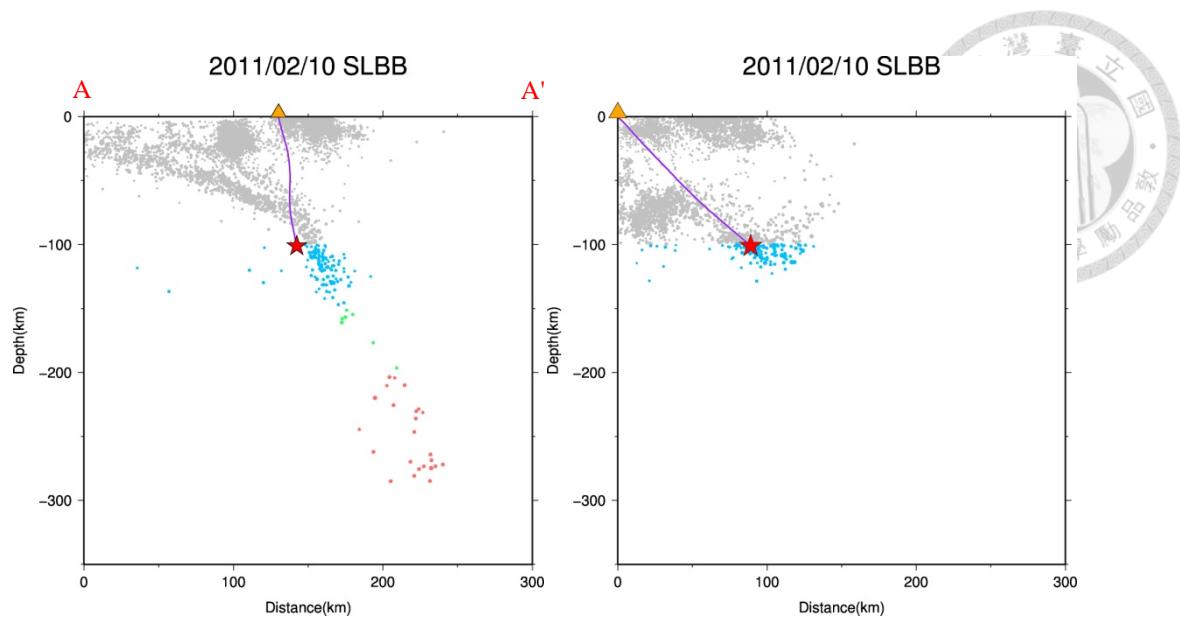
附圖 3.4、SLBB 測站之剪力波分離結果



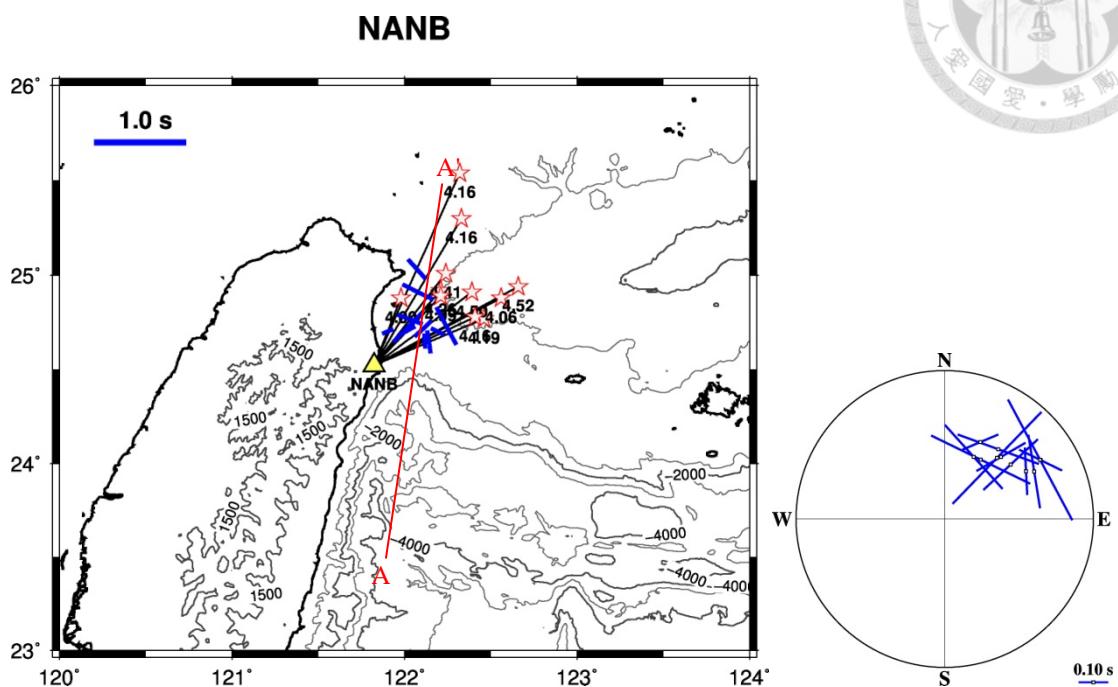
事件 (年/月/日)	測站	ϕ ($^{\circ}$)	δt (s)	地震深度 (km)	規模 (M_L)
2006/5/13	SLBB	75	0.31	125.94	4.49
2006/10/21	SLBB	64	0.3	120.88	4.42
2007/11/13	SLBB	-86	0.35	127.67	4.28
2009/6/15	SLBB	31	0.27	103.62	4.83
2010/1/4	SLBB	44	0.35	280.95	4.54
2010/4/11	SLBB	61	0.32	128.1	4.52
2011/2/10	SLBB	36	0.17	101.09	4.69



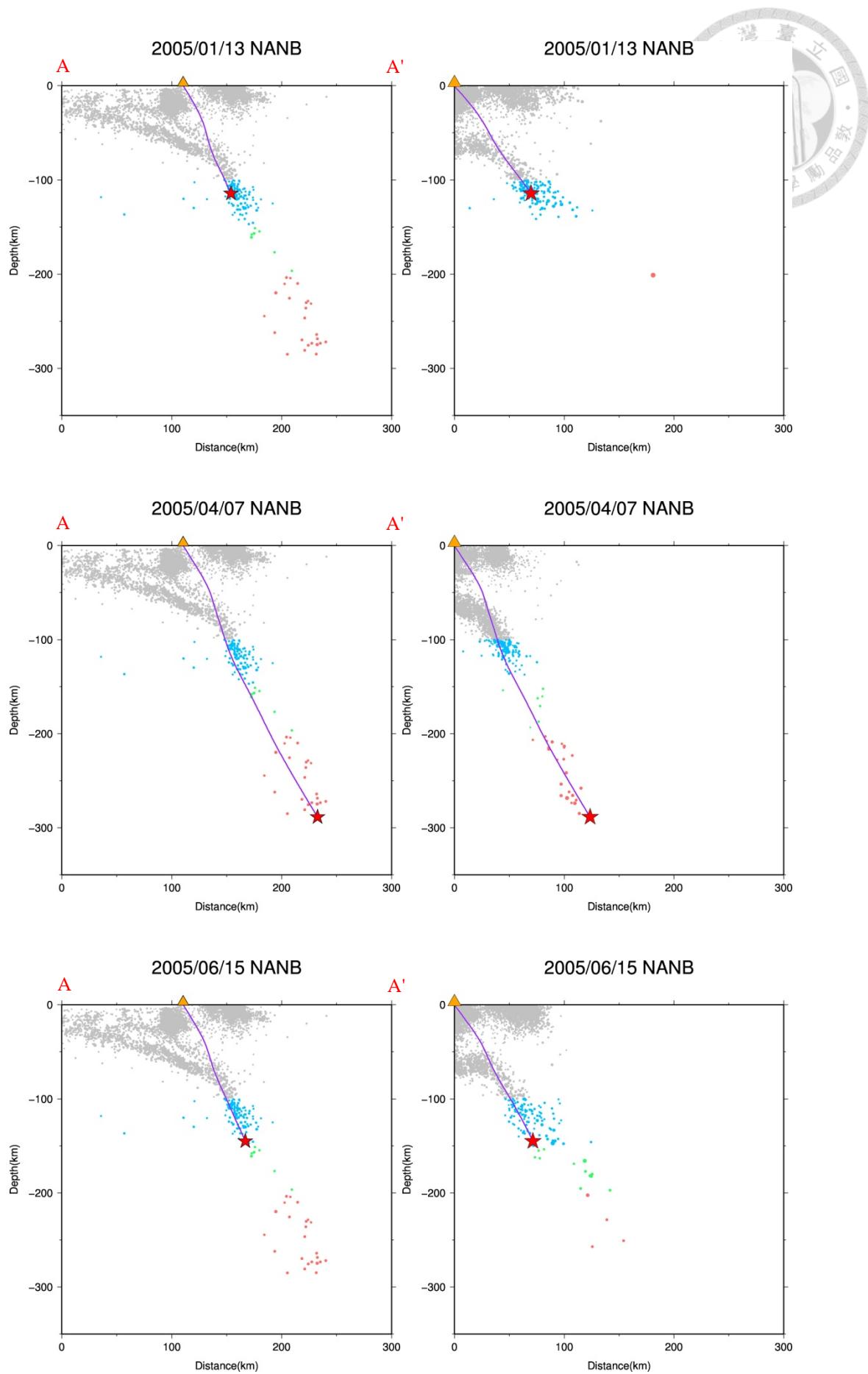


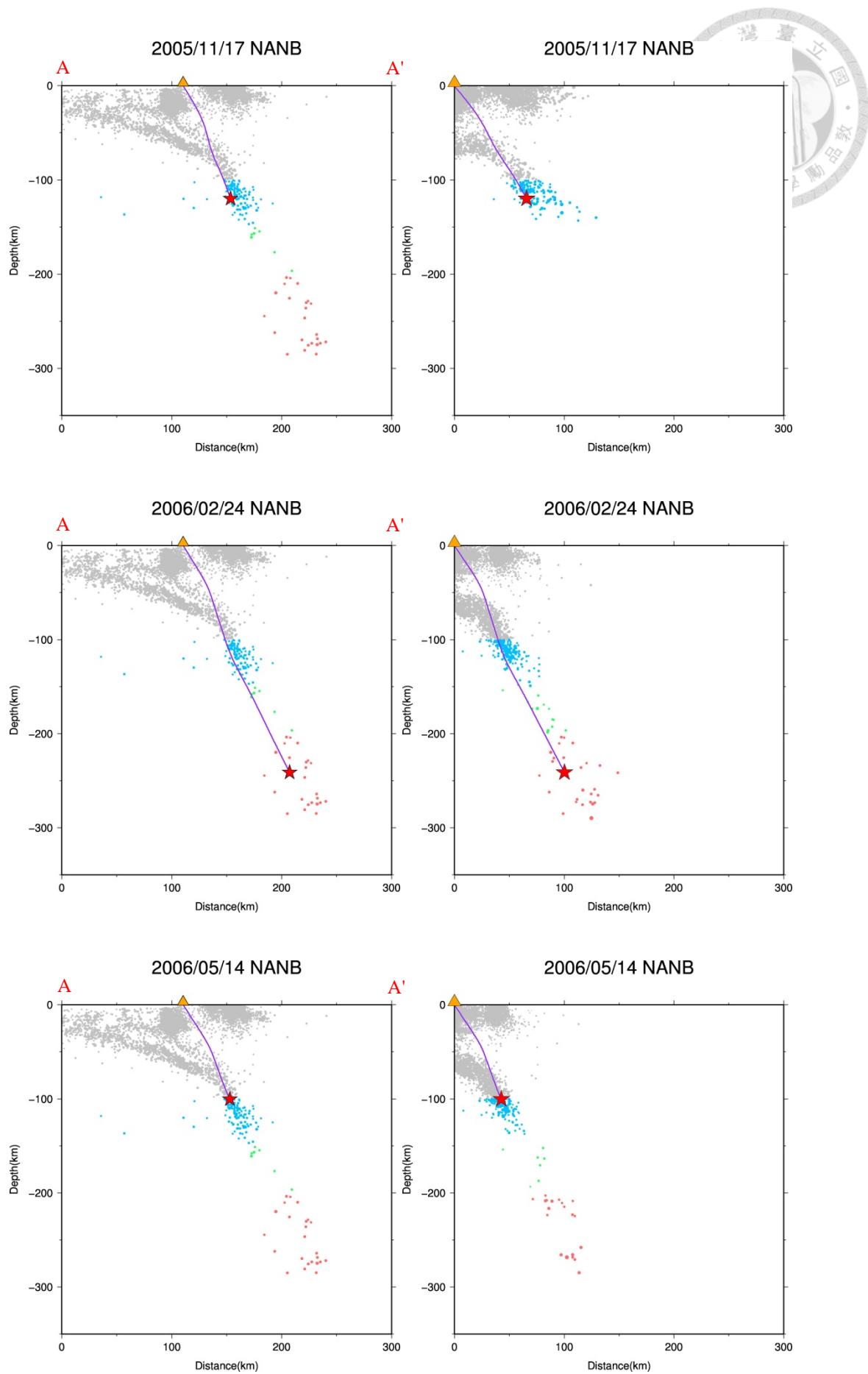


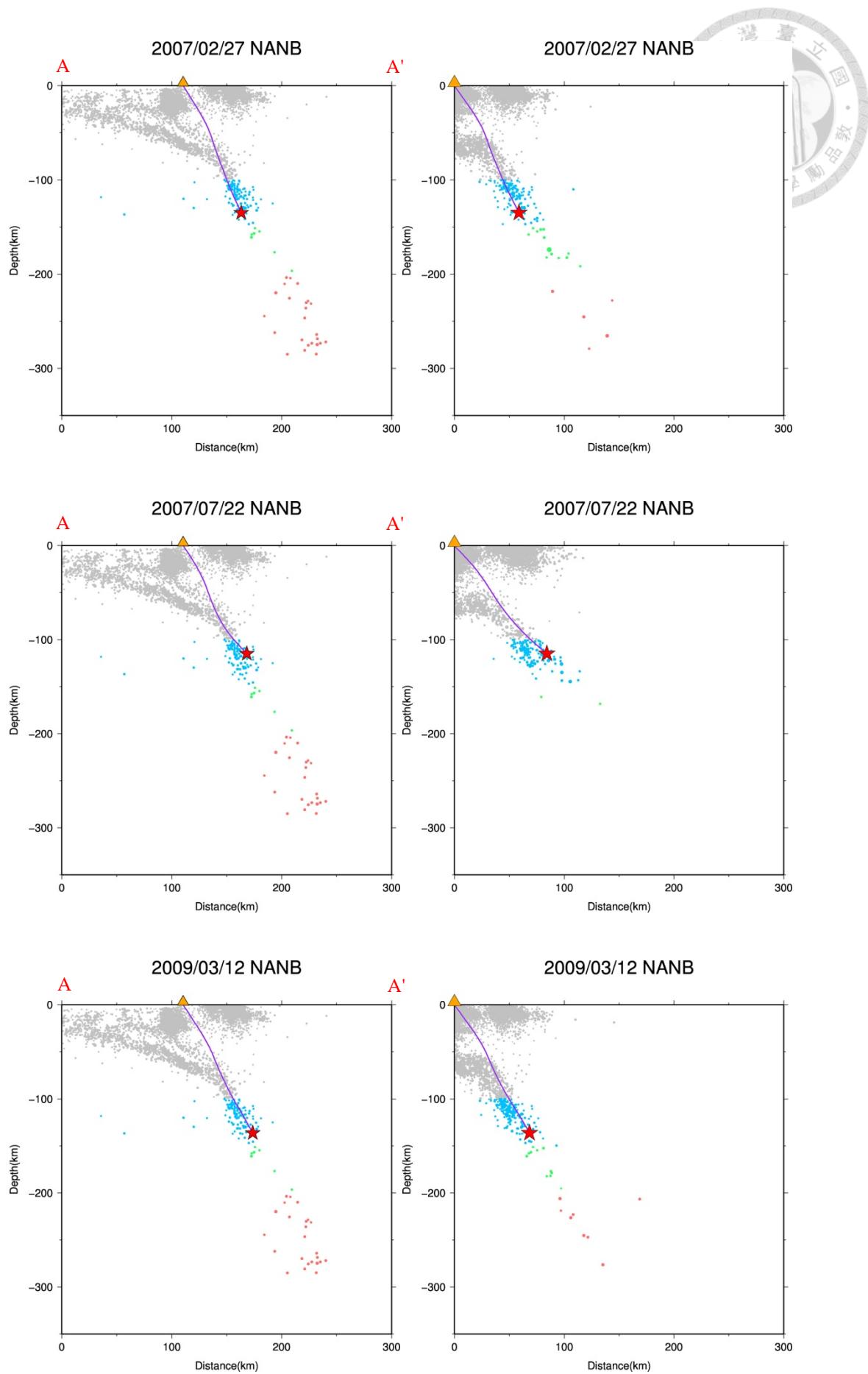
附圖 3.5、NANB 測站之剪力波分離結果

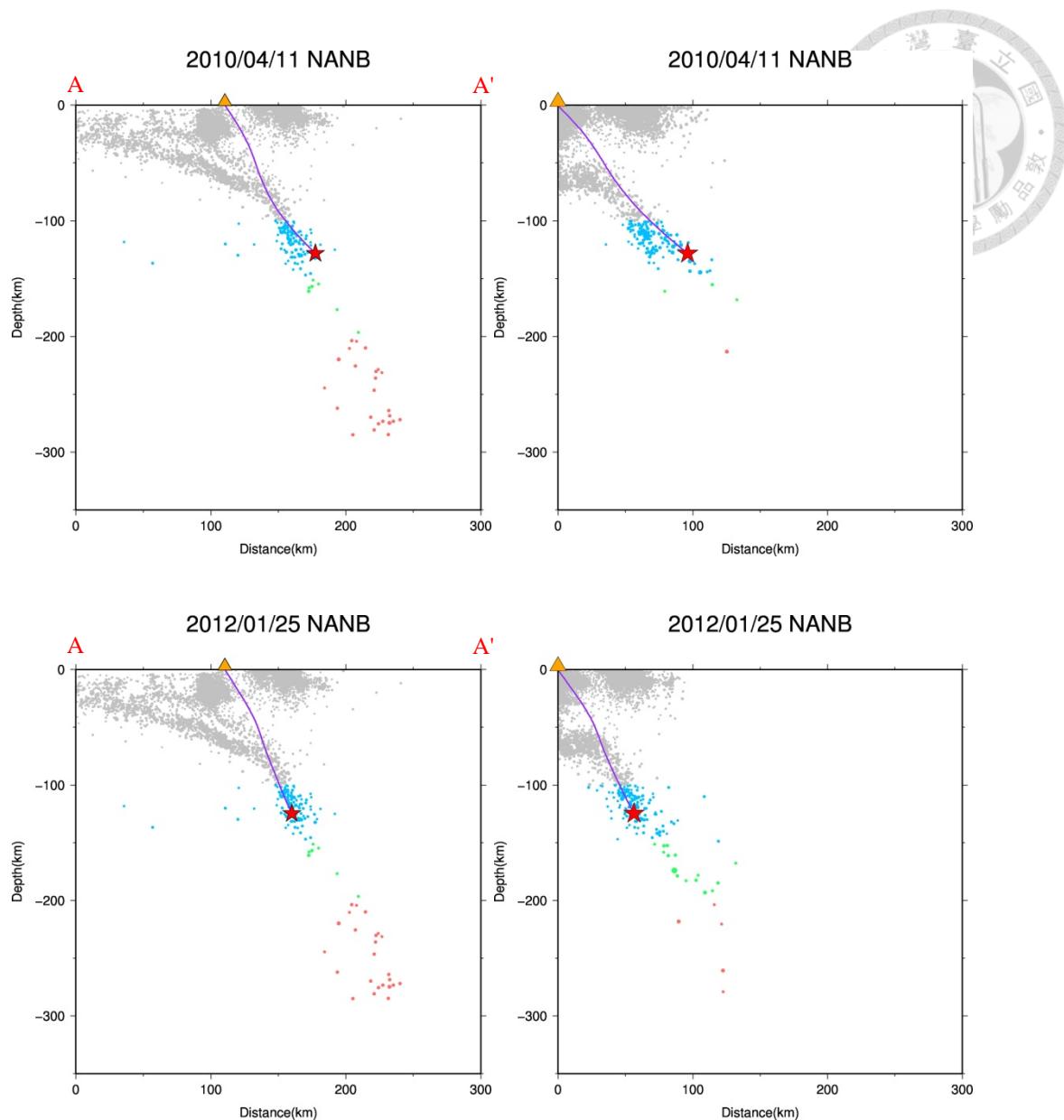


事件 (年/月/日)	測站	ϕ (°)	δt (s)	地震深度 (km)	規模 (M _L)
2005/1/13	NANB	-9	0.25	114.41	4.19
2005/4/7	NANB	-42	0.29	288.52	4.16
2005/6/15	NANB	47	0.25	145	4.5
2005/11/17	NANB	-3	0.16	119.76	4.16
2006/2/24	NANB	-64	0.37	241.09	4.16
2006/5/14	NANB	67	0.13	100.34	4
2007/2/27	NANB	44	0.43	134.77	4.26
2007/7/22	NANB	-64	0.16	114.88	4.06
2009/3/12	NANB	-70	0.29	136.33	4.41
2010/4/11	NANB	-28	0.46	128.1	4.52
2012/1/25	NANB	60	0.19	124.55	4.99

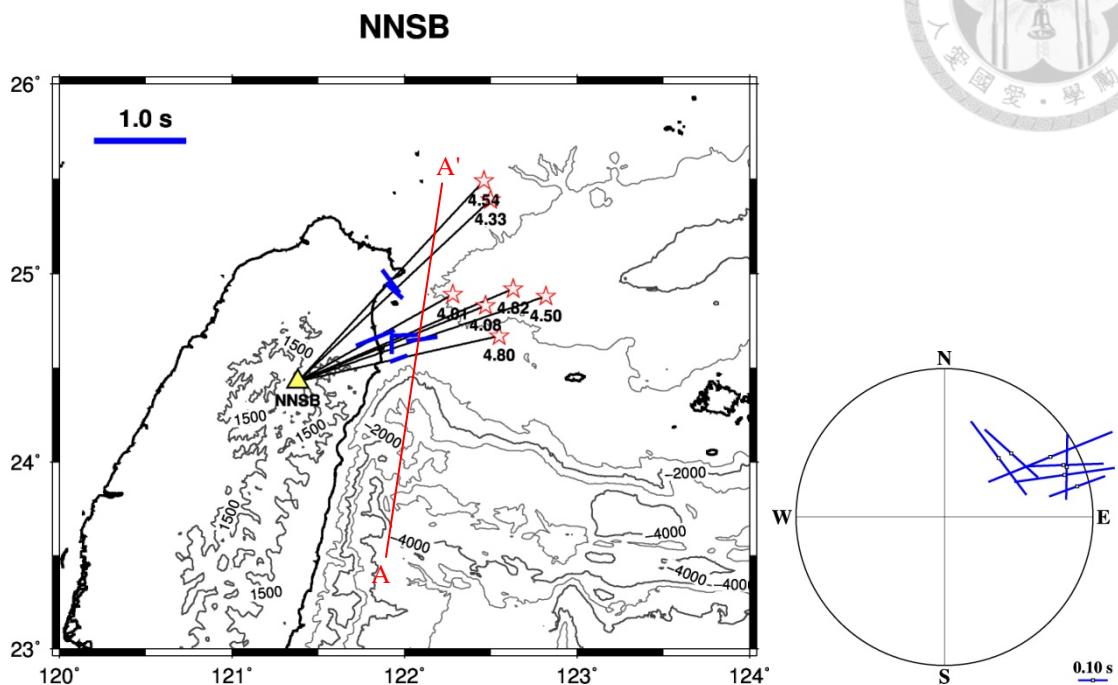




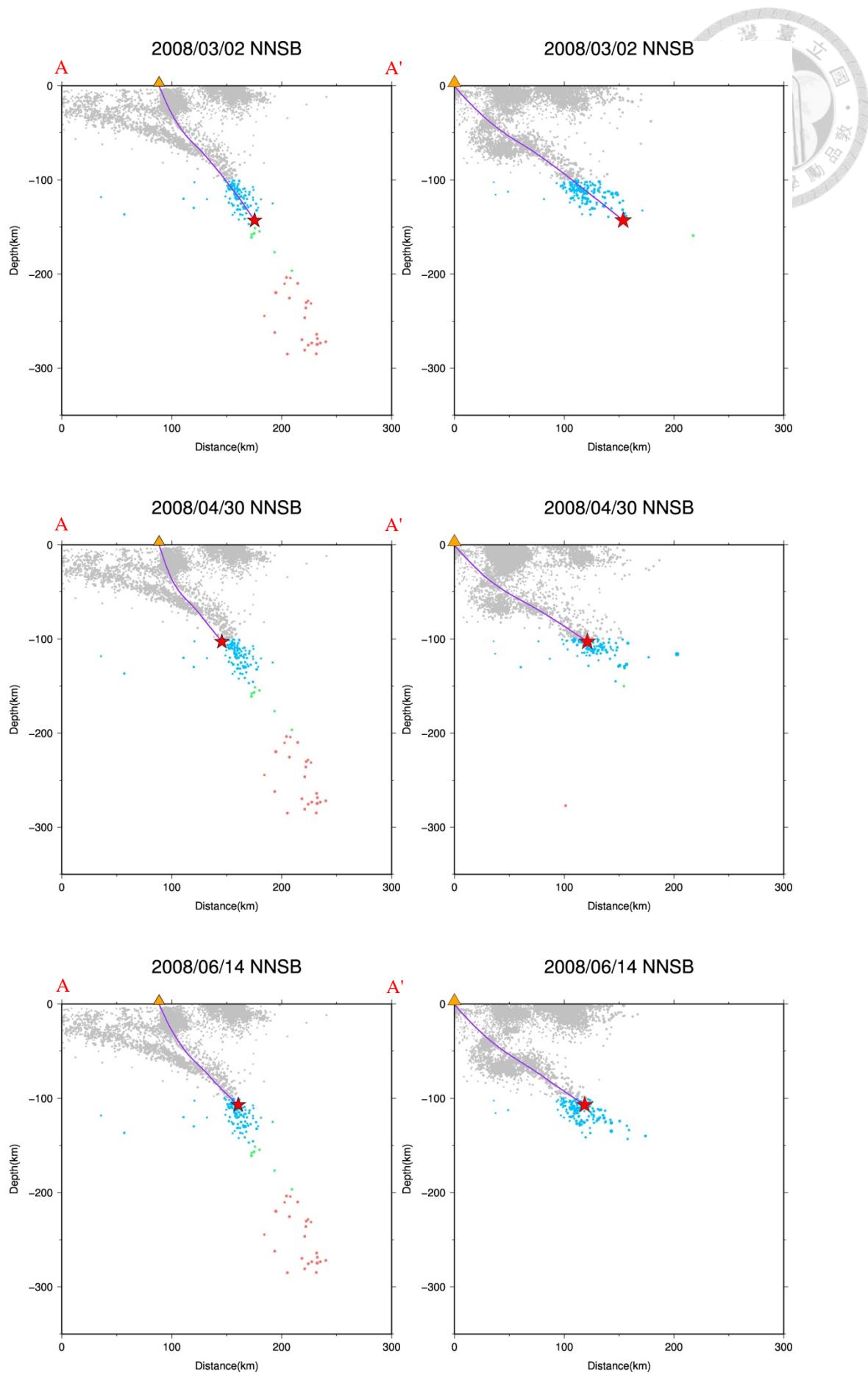


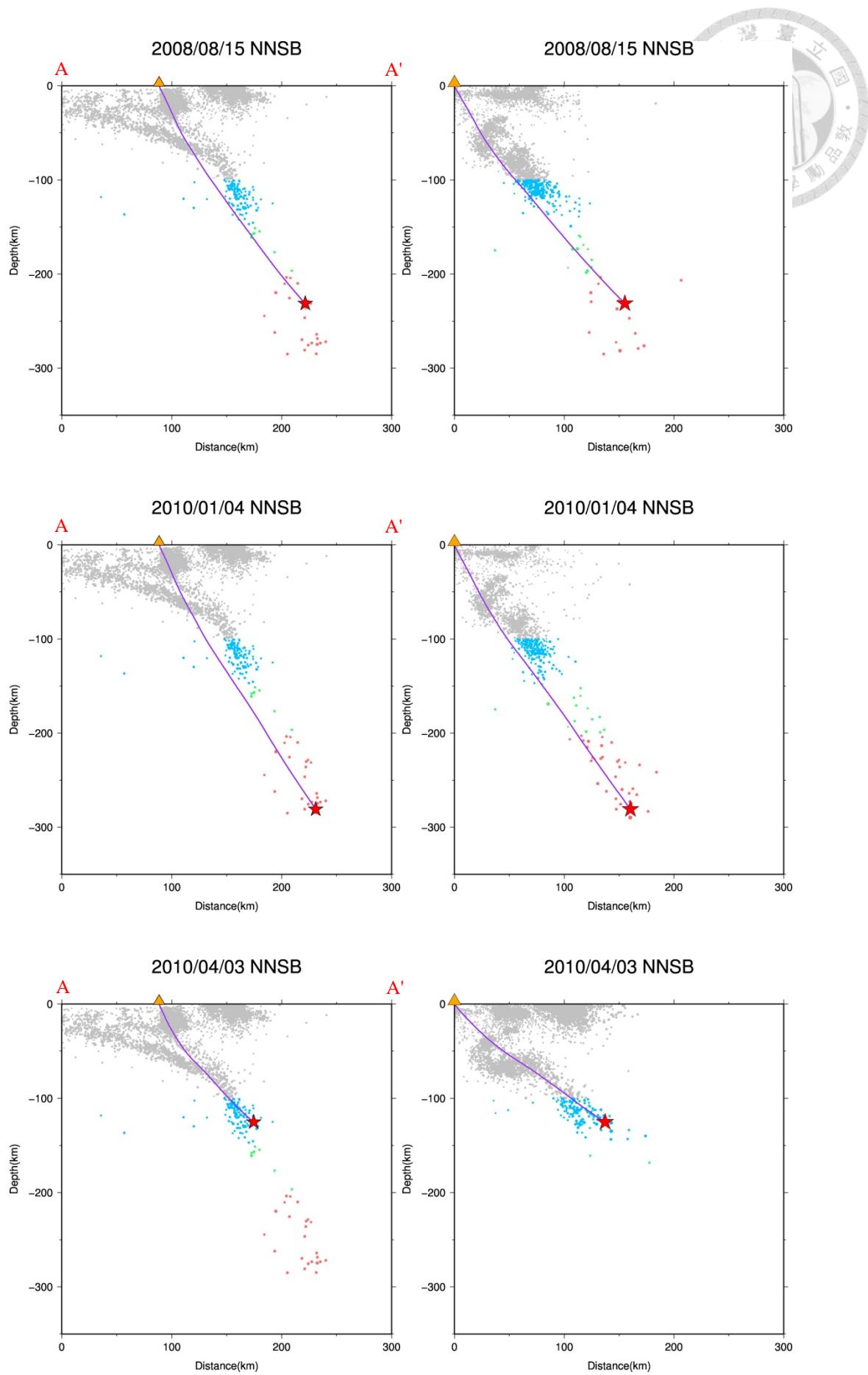


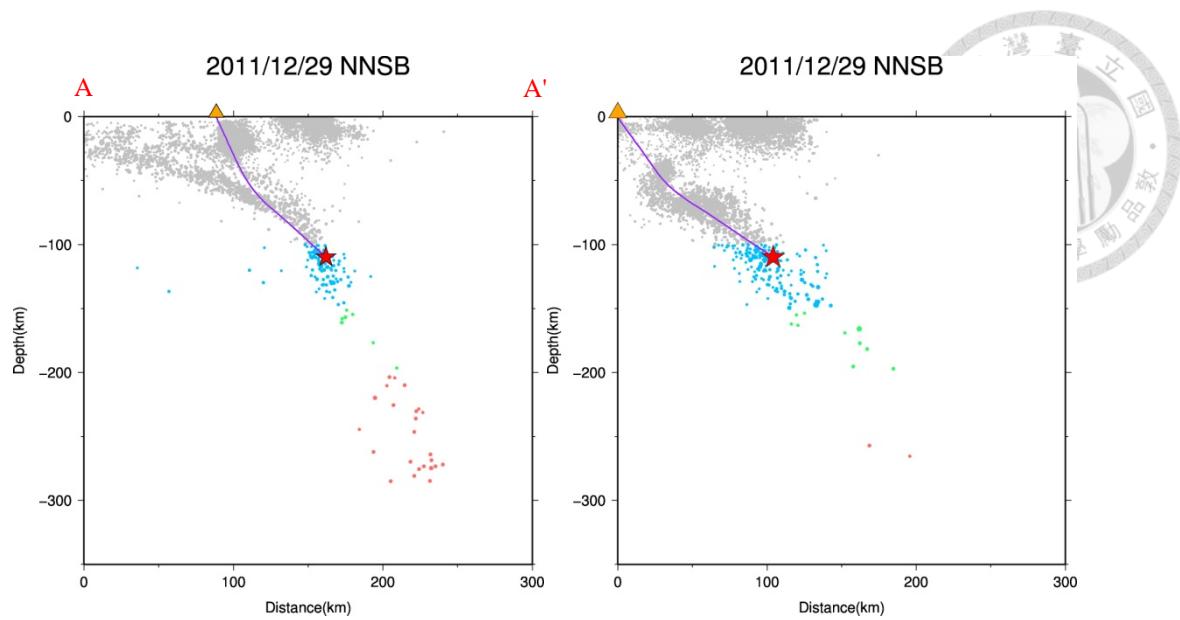
附圖 3.6、NNSB 測站之剪力波分離結果



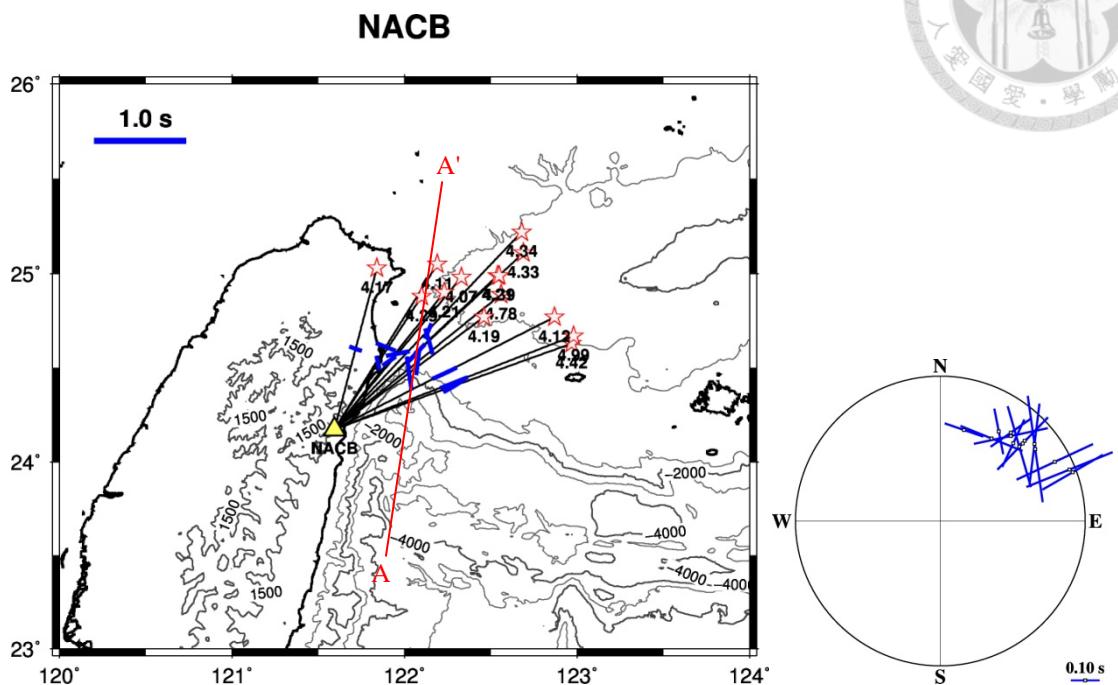
事件 (年/月/日)	測站	ϕ ($^{\circ}$)	δt (s)	地震深度 (km)	規模 (M_L)
2008/3/2	NNSB	82	0.34	142.97	4.5
2008/4/30	NNSB	70	0.2	102.91	4.8
2008/6/14	NNSB	1	0.22	106.92	4.08
2008/8/15	NNSB	-48	0.24	231.34	4.33
2010/1/4	NNSB	-37	0.31	280.95	4.54
2010/4/3	NNSB	88	0.27	125.22	4.82
2011/12/29	NNSB	68	0.45	109.68	4.01





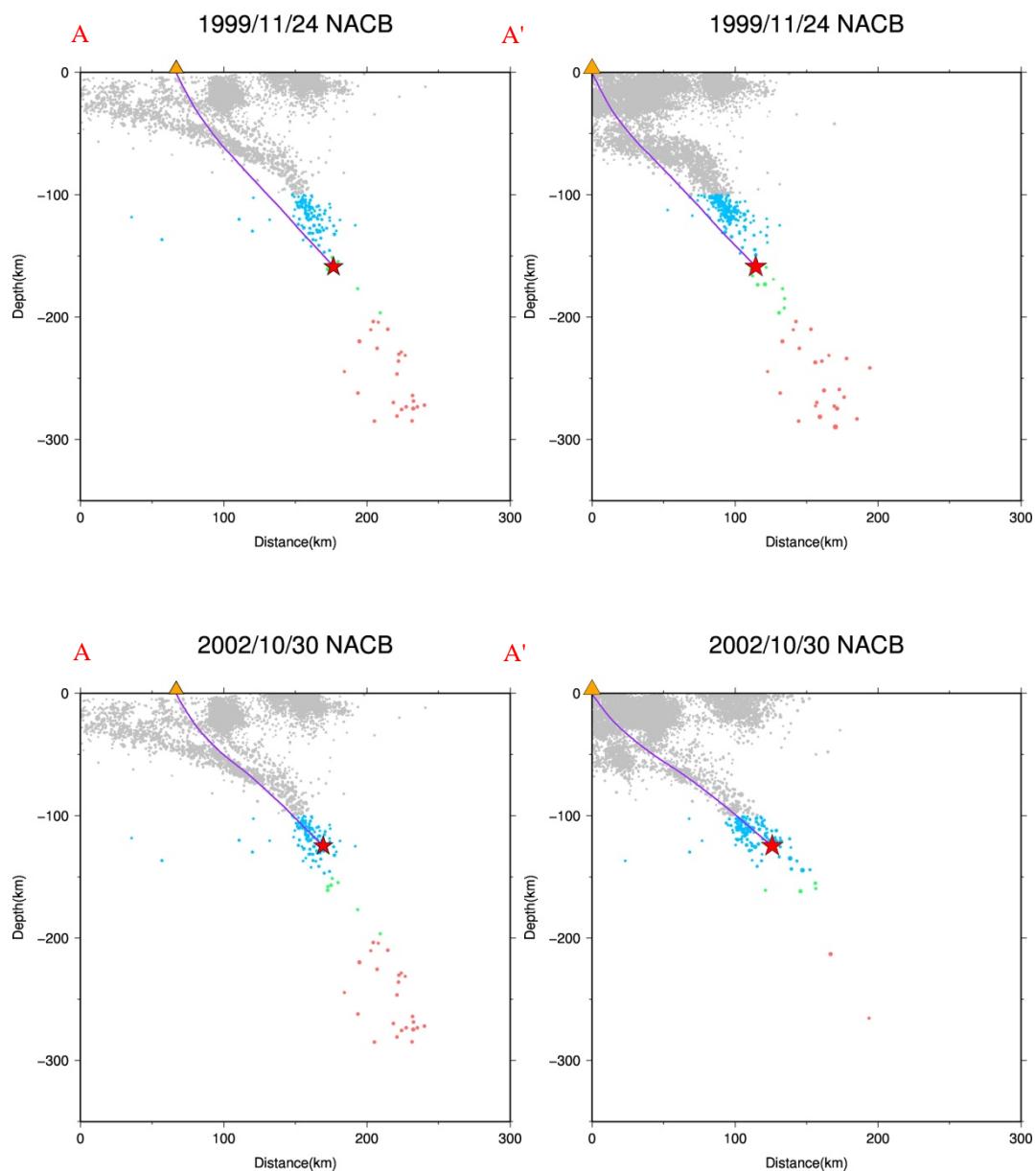


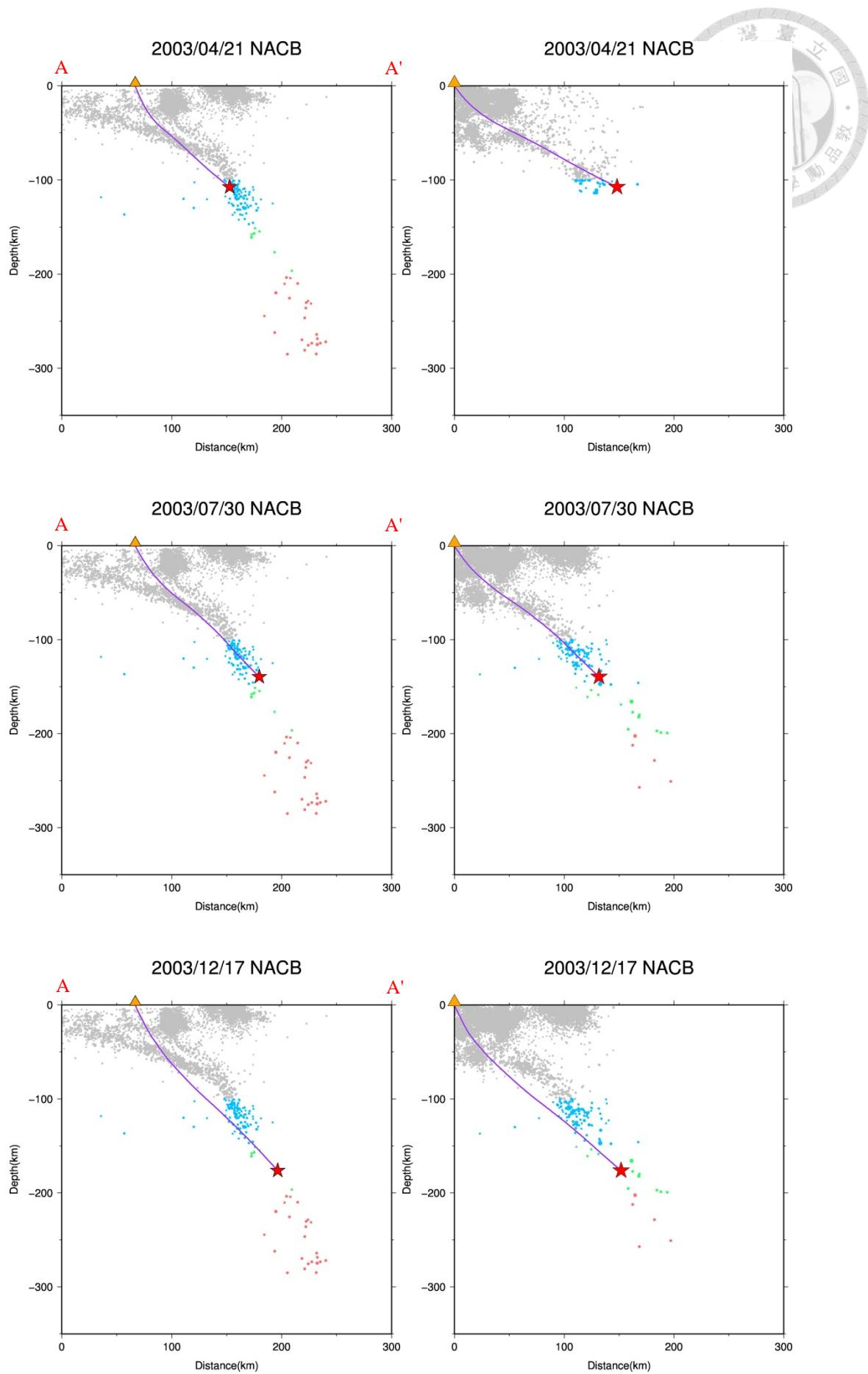
附圖 3.7、NACB 測站之剪力波分離結果

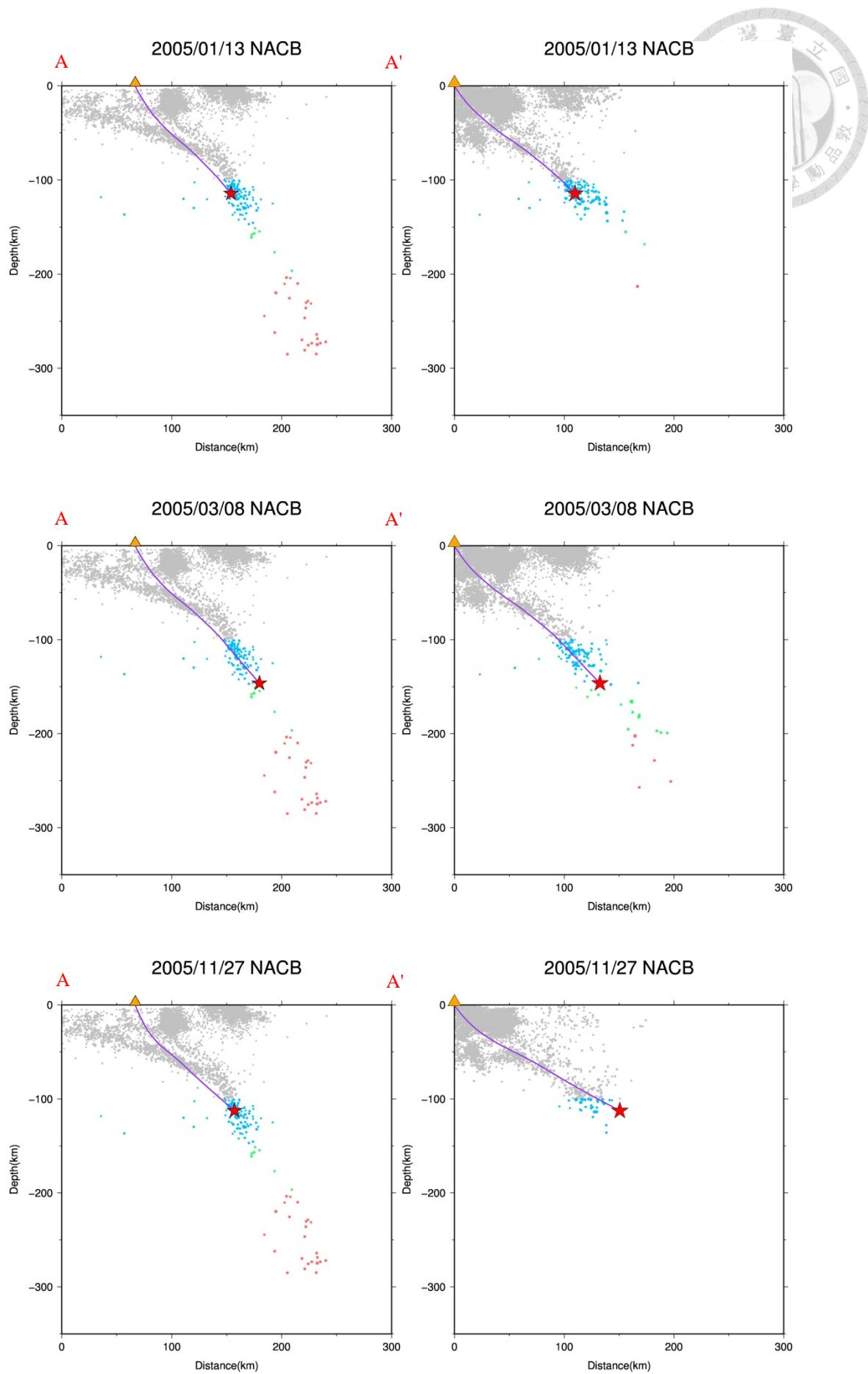


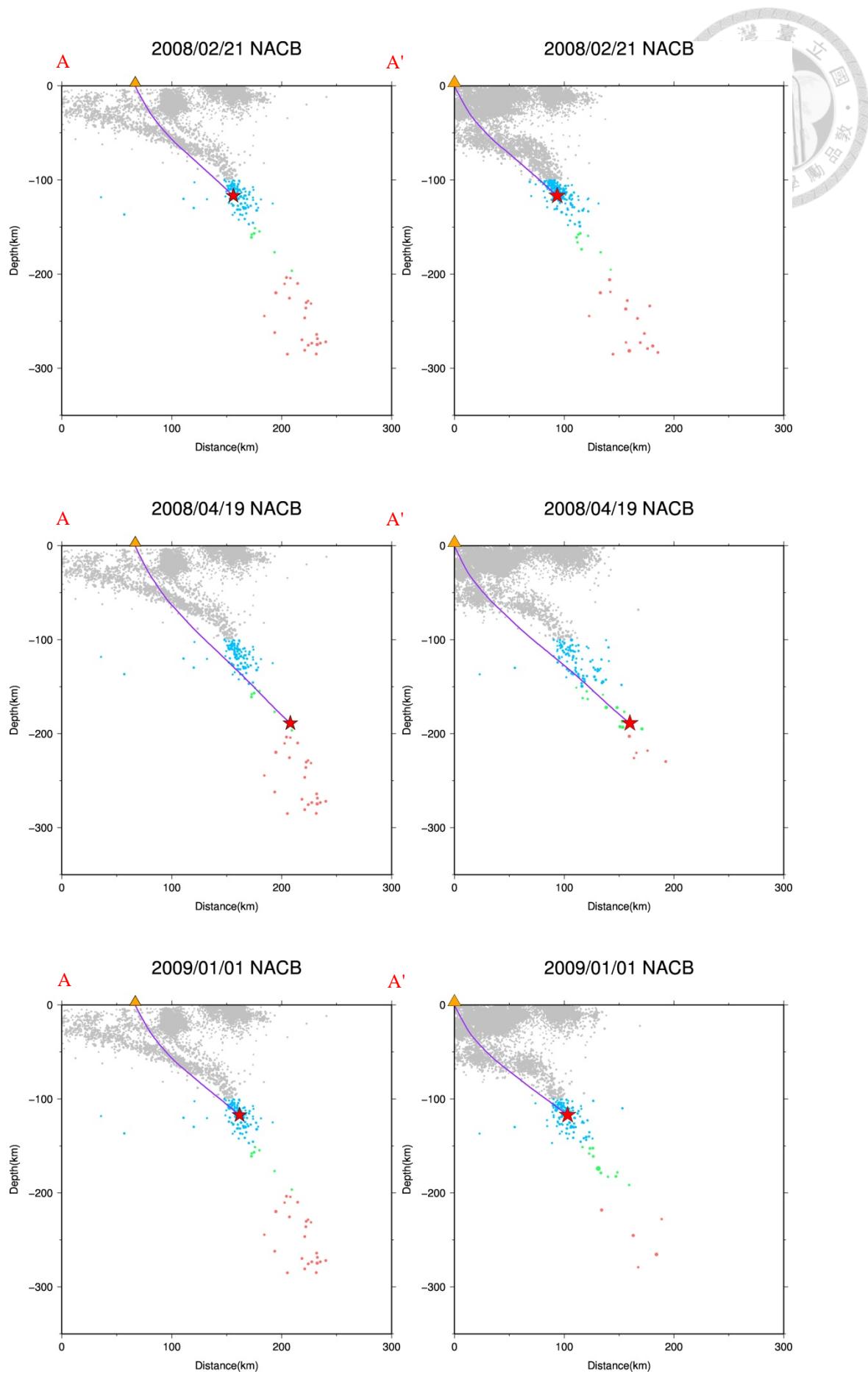
事件 (年/月/日)	測站	ϕ ($^{\circ}$)	δt (s)	地震深度 (km)	規模 (M_L)
1999/11/24	NACB	-68	0.23	158.85	4.11
2002/10/30	NACB	7	0.28	124.58	4.78
2003/4/21	NACB	60	0.24	107.43	4.42
2003/7/30	NACB	50	0.04	139.45	4.21
2003/12/17	NACB	-16	0.29	176.18	4.33
2005/1/13	NACB	-8	0.37	114.41	4.19
2005/3/8	NACB	44	0.25	146.27	4.39
2005/11/27	NACB	68	0.32	112.48	4.99
2008/2/21	NACB	-11	0.16	116.72	4.29
2008/4/19	NACB	25	0.18	188.86	4.34
2009/1/1	NACB	55	0.17	117.16	4.21

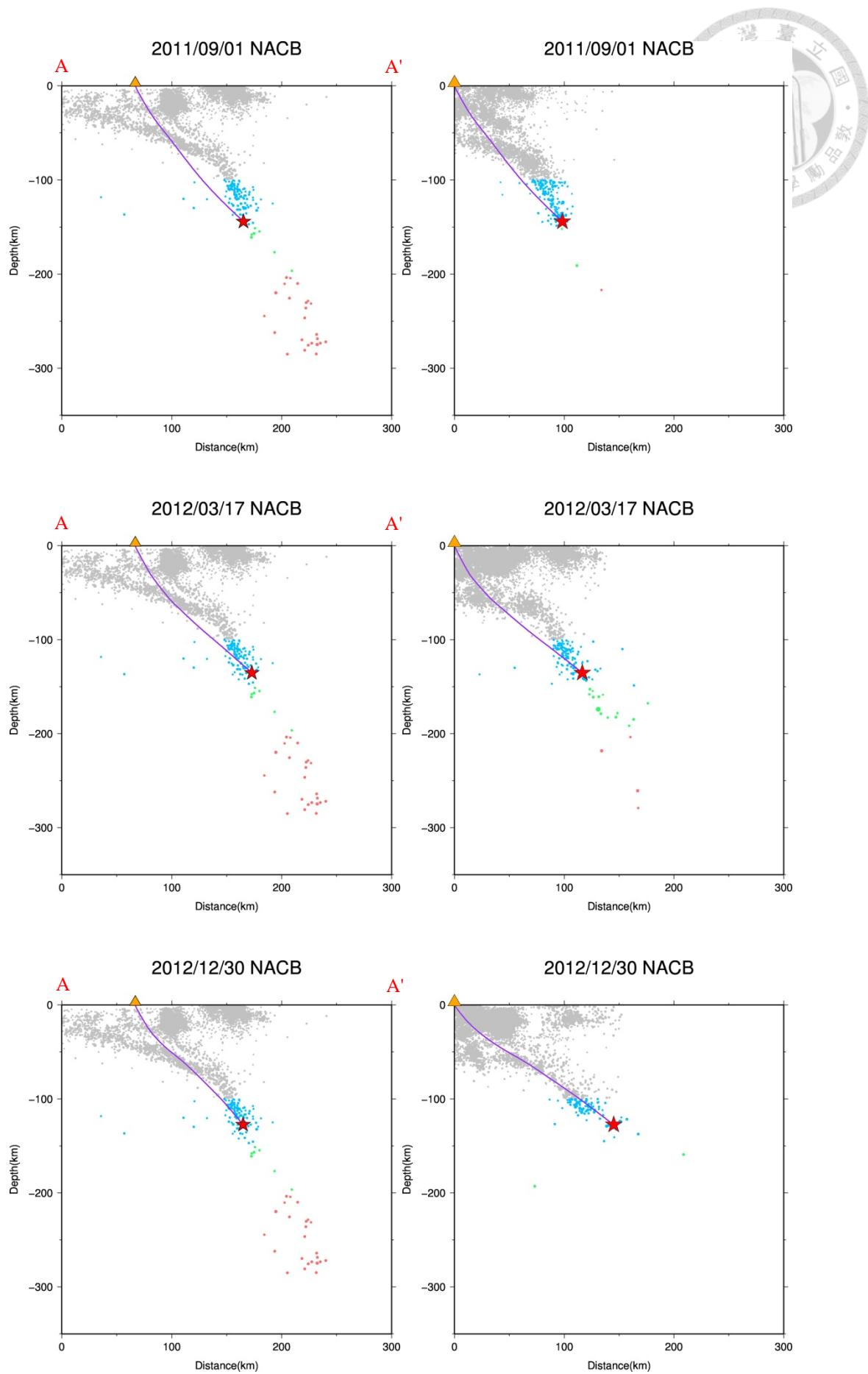
2011/9/1	NACB	-71	0.14	144.16	4.17
2012/3/17	NACB	78	0.26	135.23	4.07
2012/12/30	NACB	65	0.29	127.37	4.12





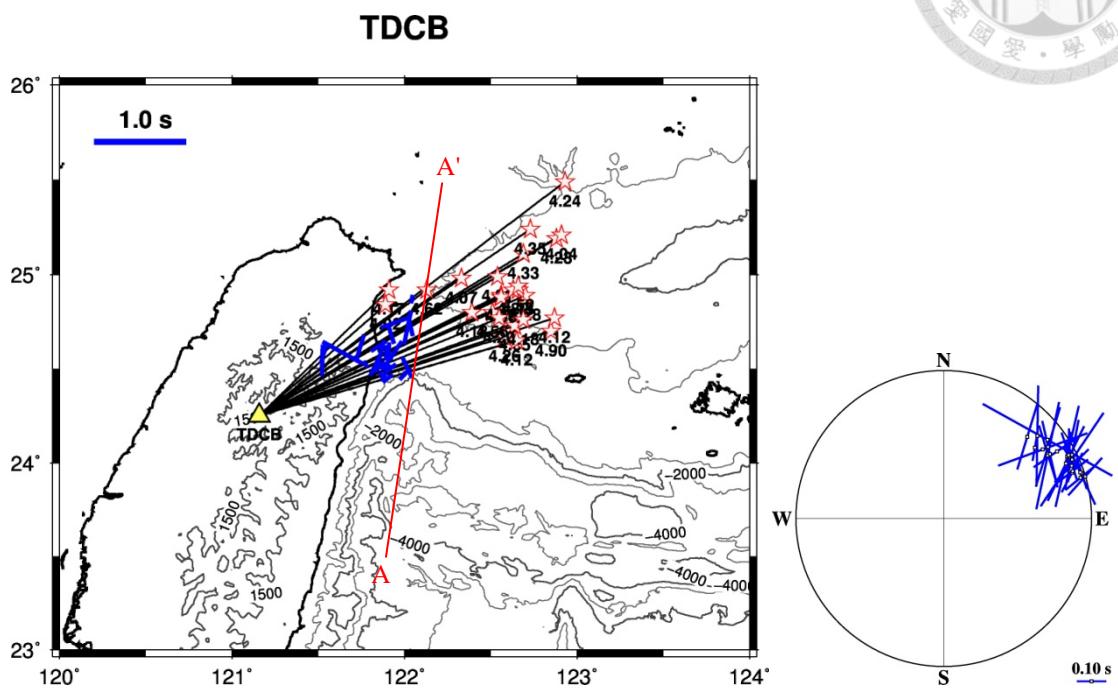






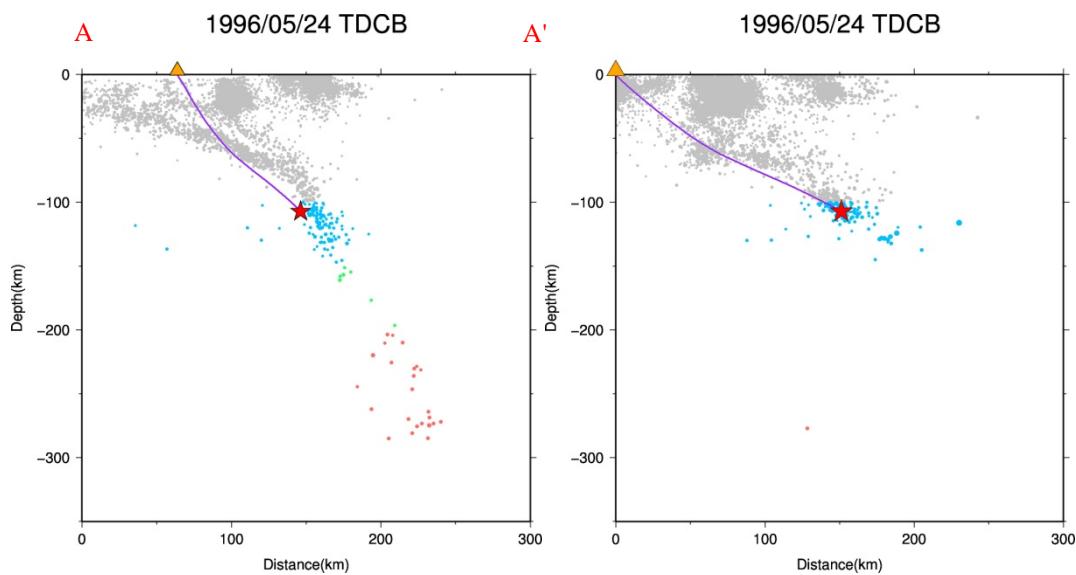


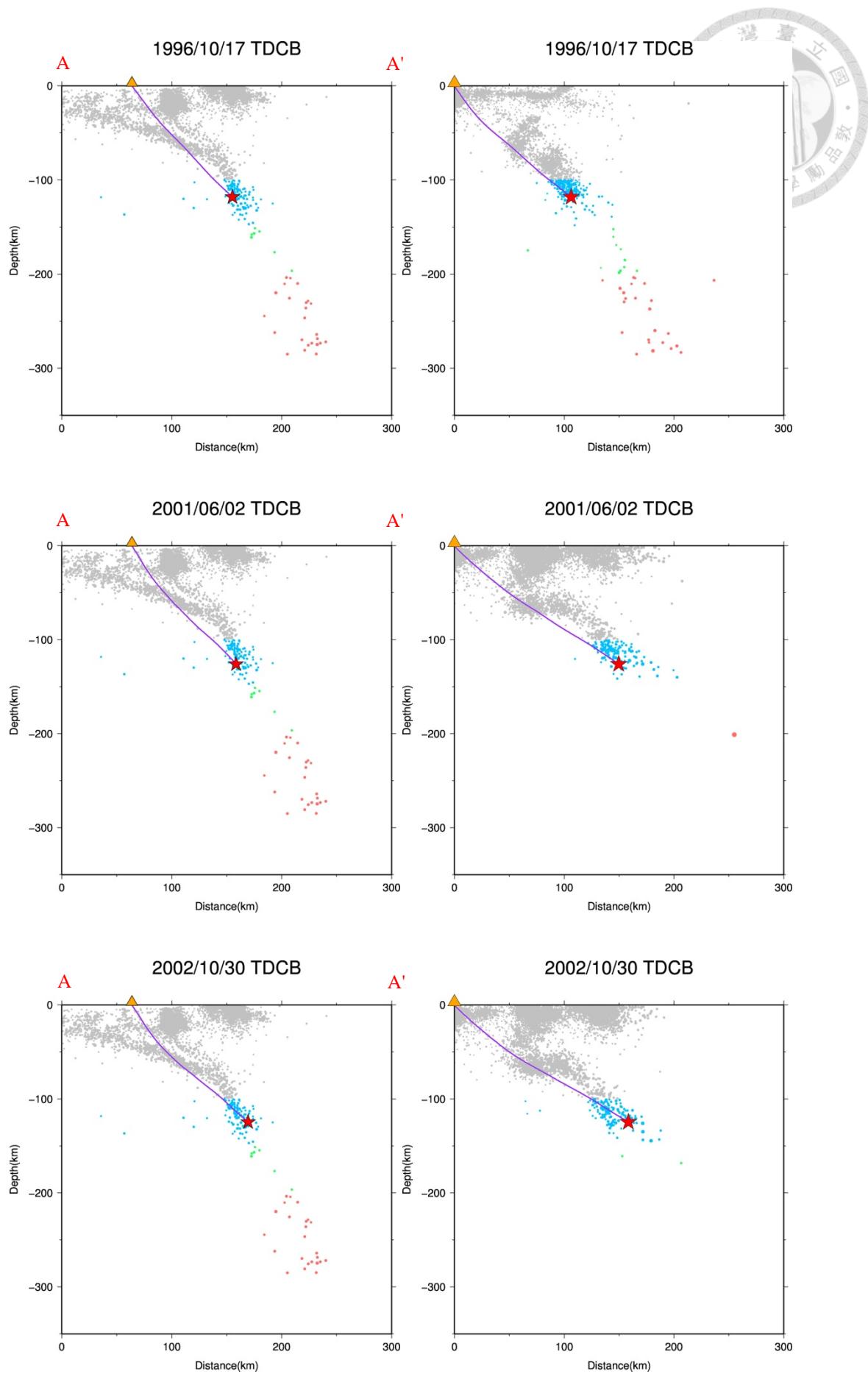
附圖 3.8、TDCB 測站之剪力波分離結果

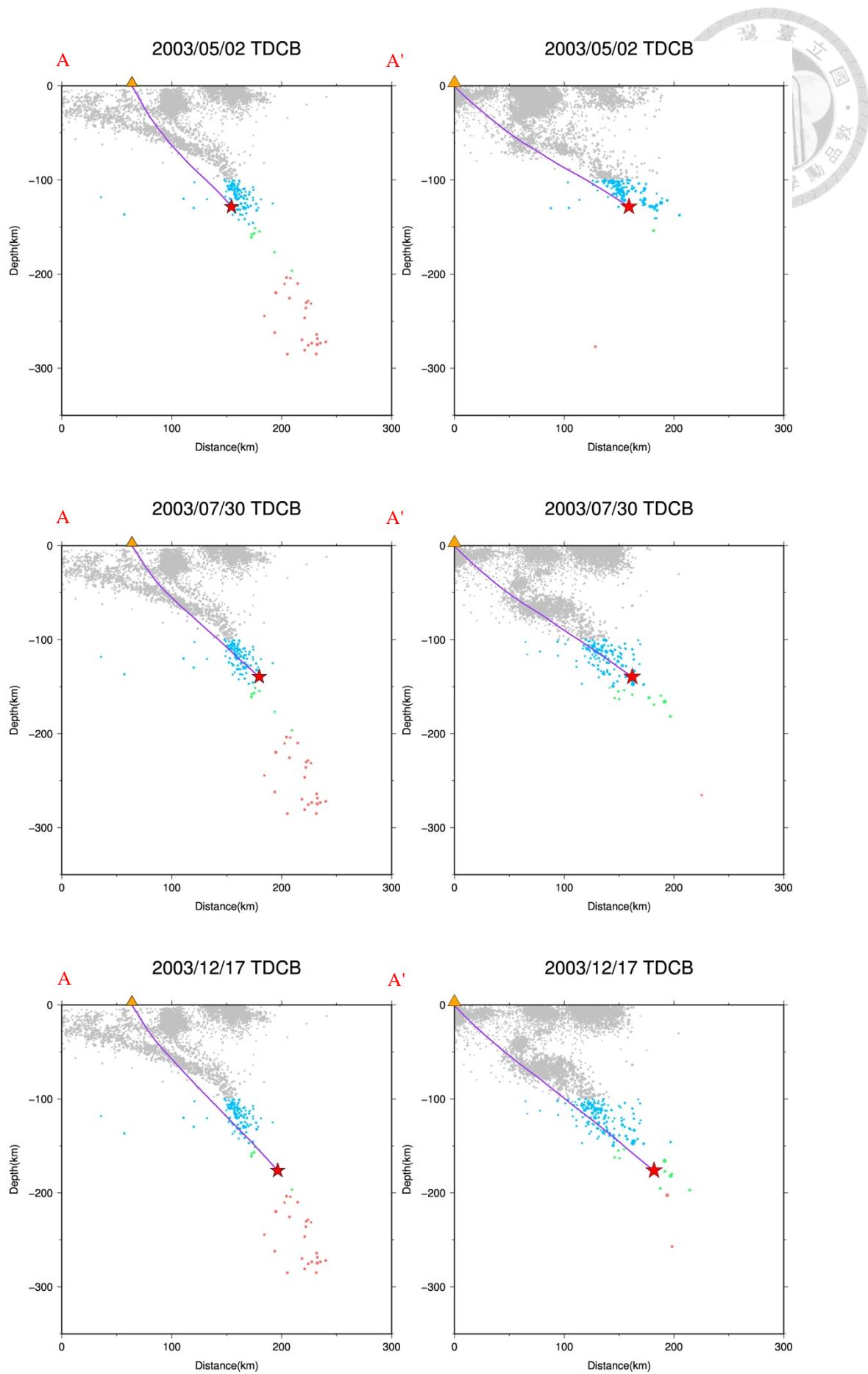


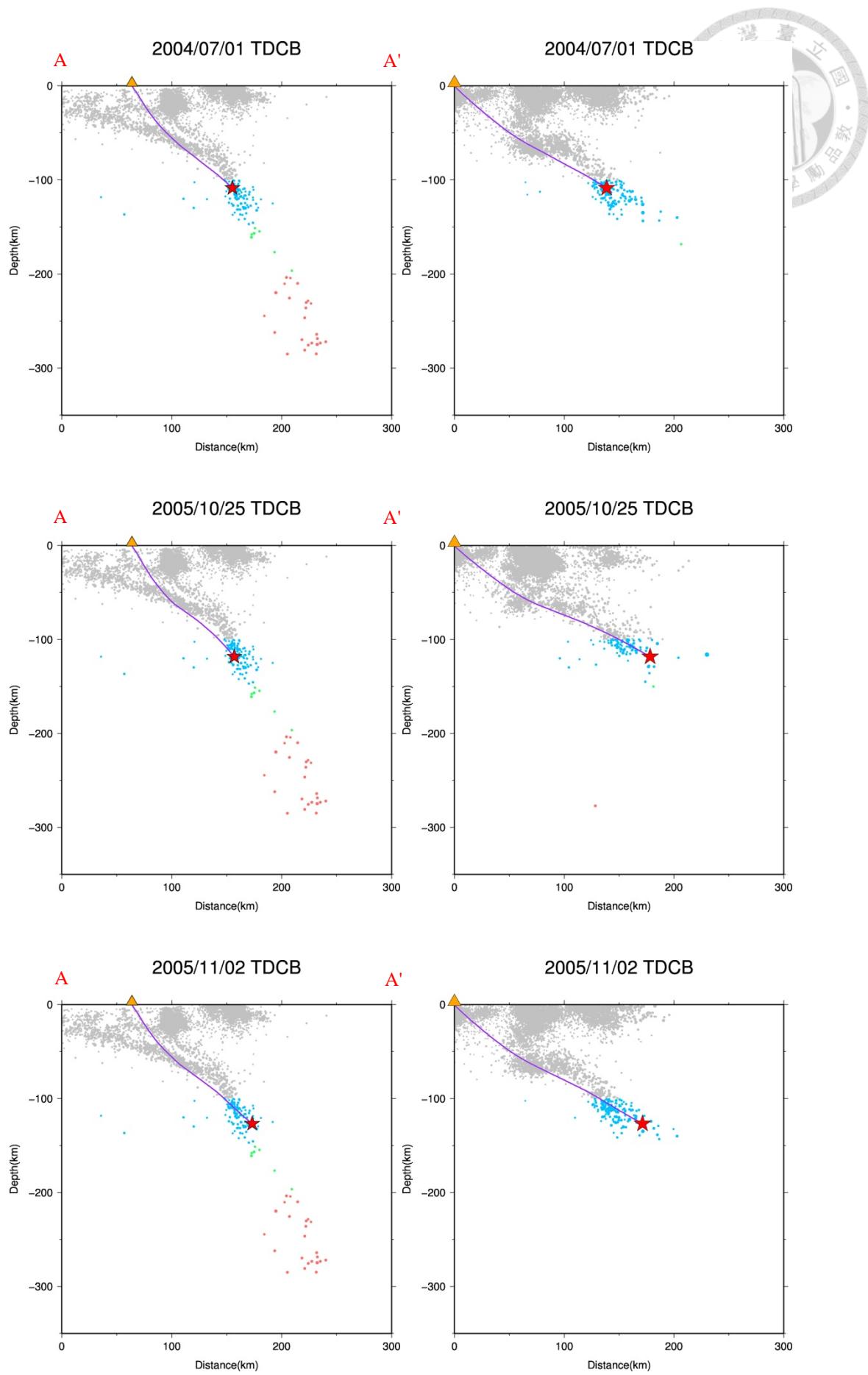
事件 (年/月/日)	測站	ϕ ($^{\circ}$)	δt (s)	地震深度 (km)	規模 (M_L)
1996/5/24	TDCB	-18	0.11	107.15	4.26
1996/10/17	TDCB	17	0.23	118.11	4.17
2001/6/2	TDCB	26	0.28	125.96	4.56
2002/10/30	TDCB	13	0.35	124.58	4.78
2003/5/2	TDCB	28	0.15	128.41	4.65
2003/7/30	TDCB	56	0.19	139.45	4.21
2003/12/17	TDCB	-17	0.2	176.18	4.33
2004/7/1	TDCB	-31	0.08	108.57	4.18
2005/10/25	TDCB	42	0.17	118.18	4.9
2005/11/2	TDCB	34	0.38	126.67	4.28
2006/11/18	TDCB	-18	0.17	127.7	4.13

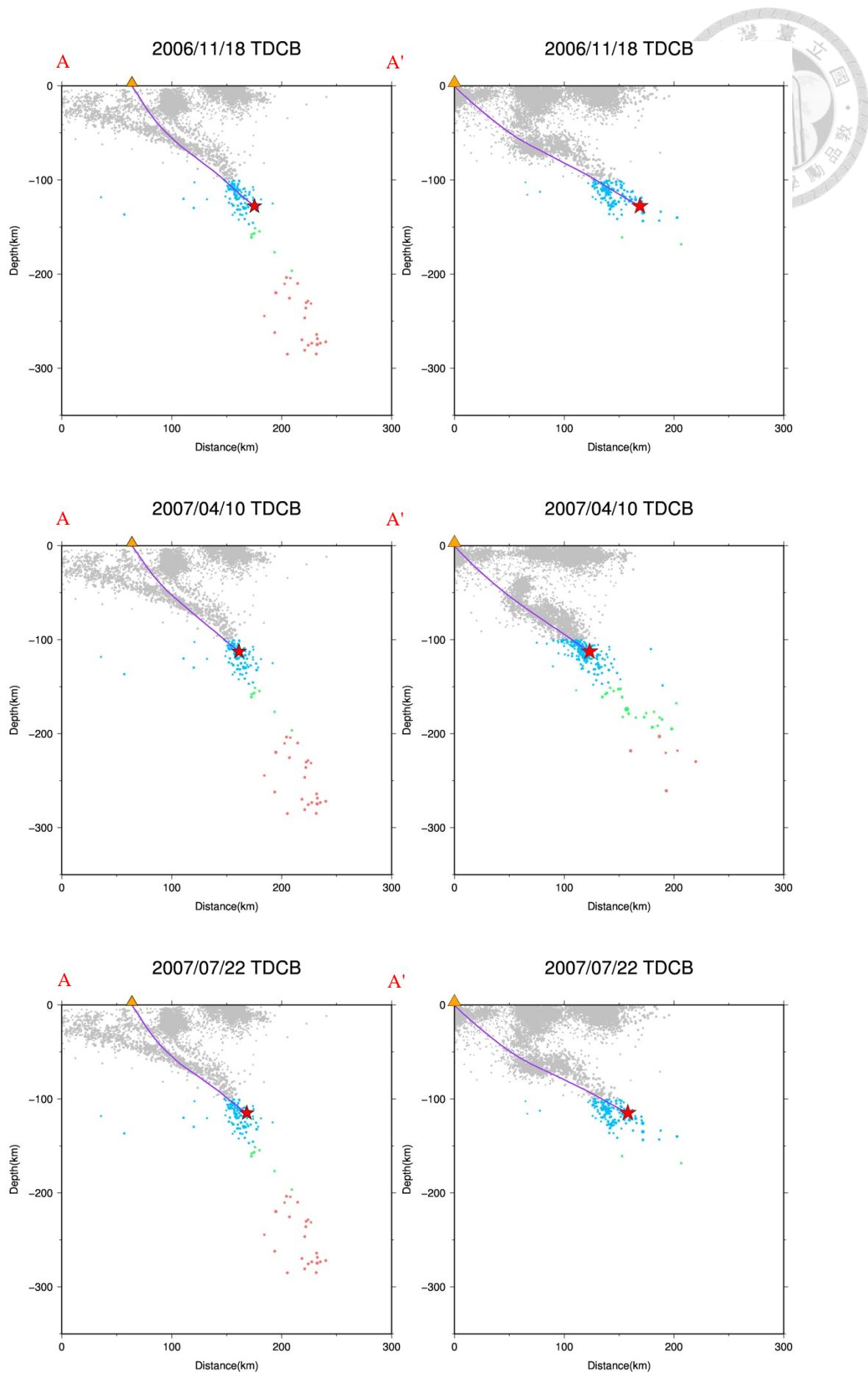
2007/4/10	TDCB	-61	0.5	112.53	4.62
2007/7/22	TDCB	11	0.24	114.88	4.06
2008/4/16	TDCB	12	0.37	196.6	4.23
2008/6/11	TDCB	51	0.13	115.25	4.12
2008/12/21	TDCB	10	0.09	234.81	4.24
2009/4/13	TDCB	-13	0.23	192.21	4.04
2009/7/13	TDCB	70	0.32	189.78	4.35
2010/2/2	TDCB	1	0.34	100.09	4.02
2010/4/3	TDCB	3	0.16	125.22	4.82
2010/4/11	TDCB	1	0.18	128.1	4.52
2011/2/24	TDCB	53	0.13	130.6	4.18
2012/3/17	TDCB	17	0.28	135.23	4.07
2012/5/1	TDCB	46	0.16	120.05	4.2
2012/12/30	TDCB	-25	0.24	127.37	4.12

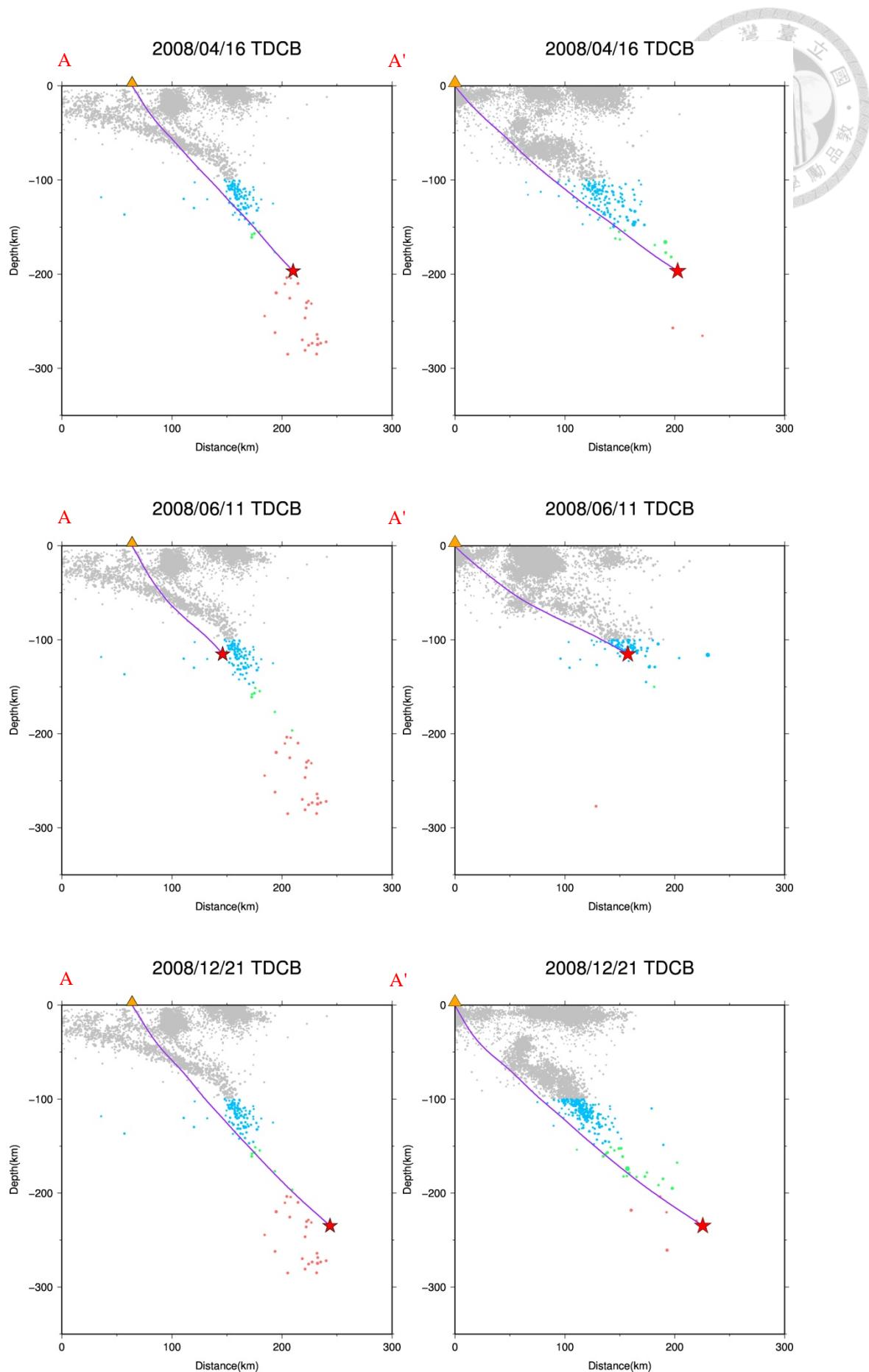


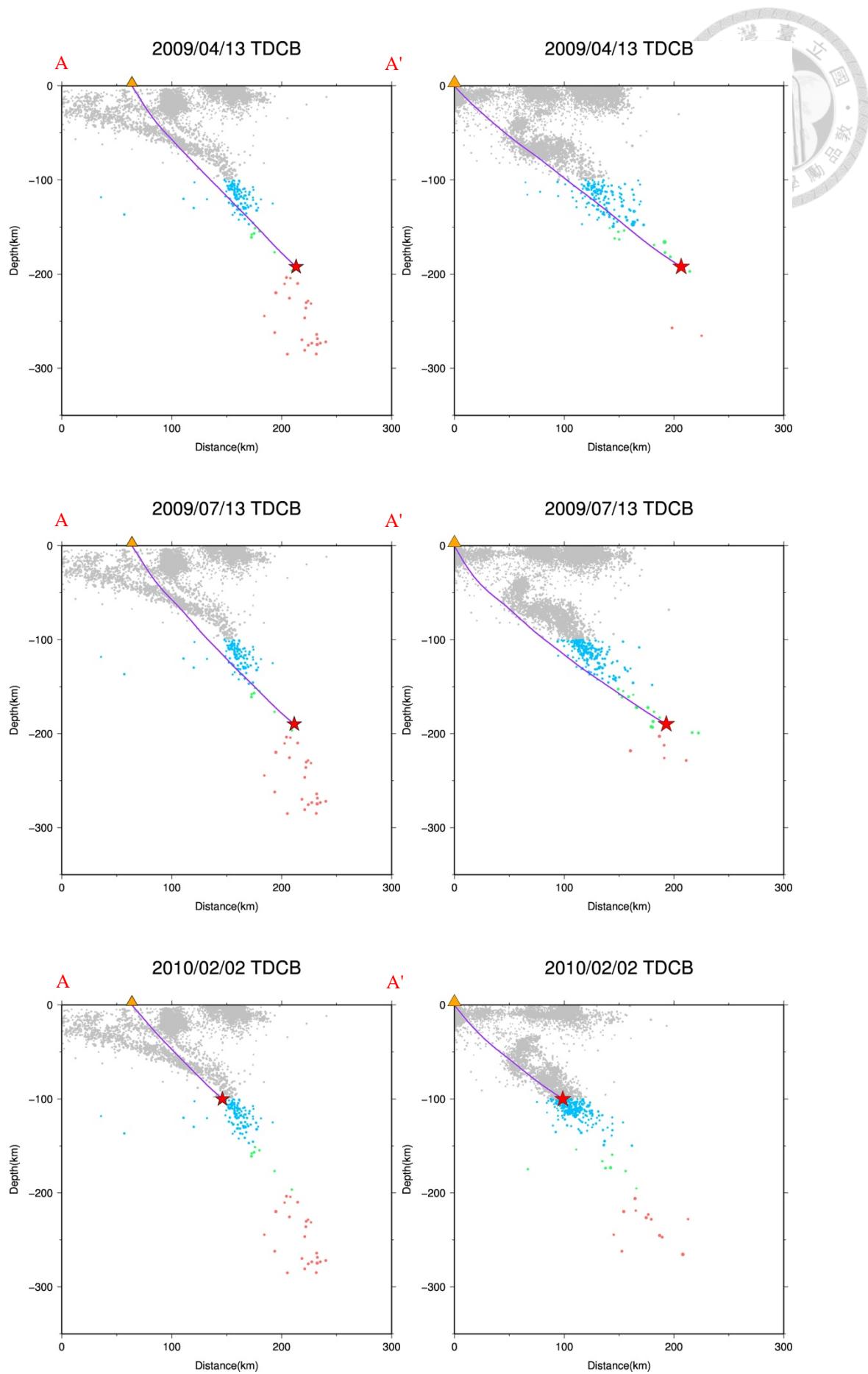


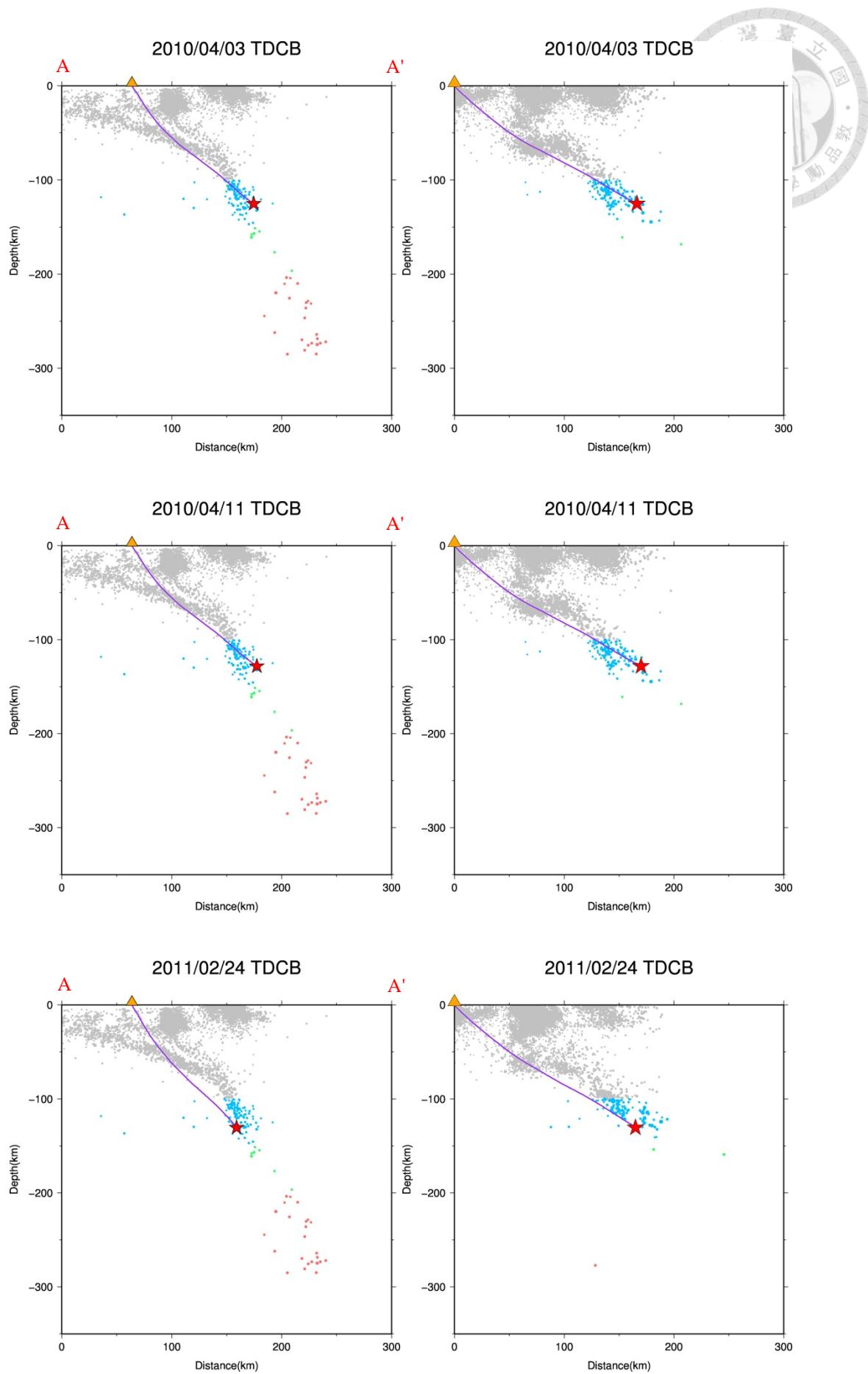


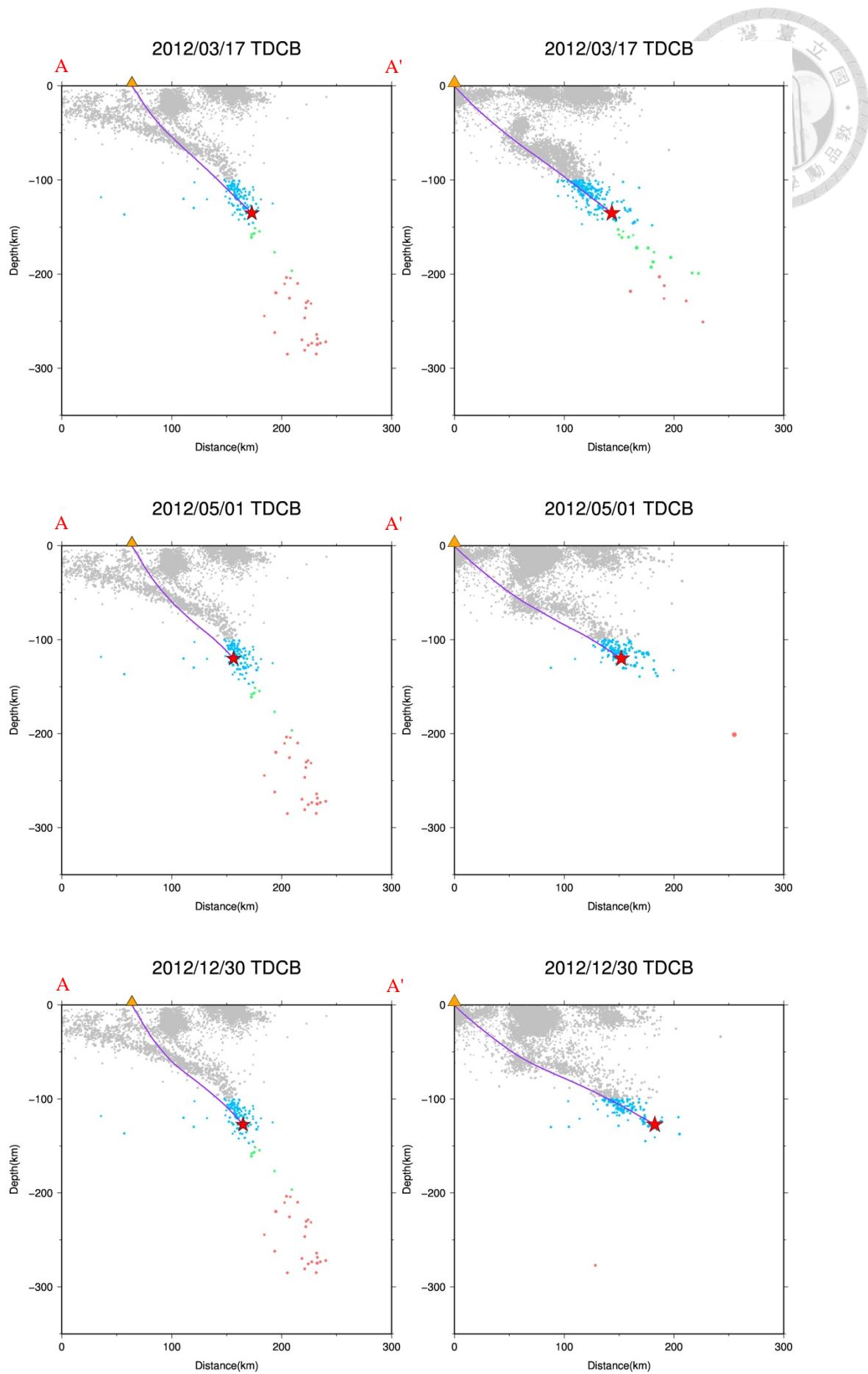




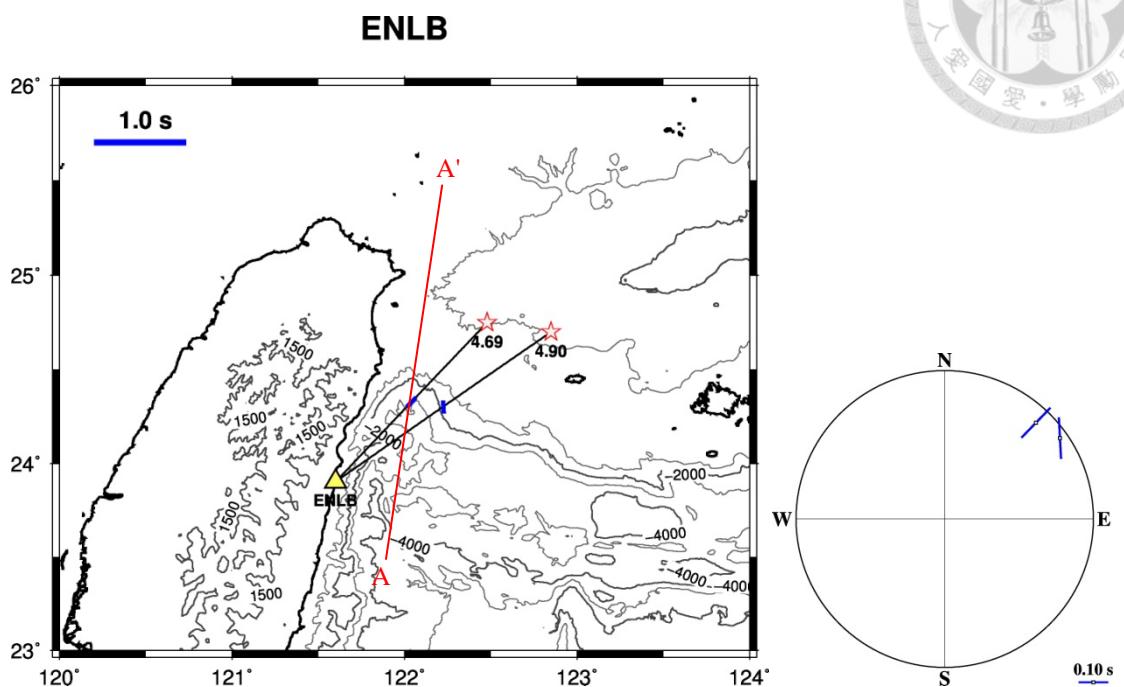




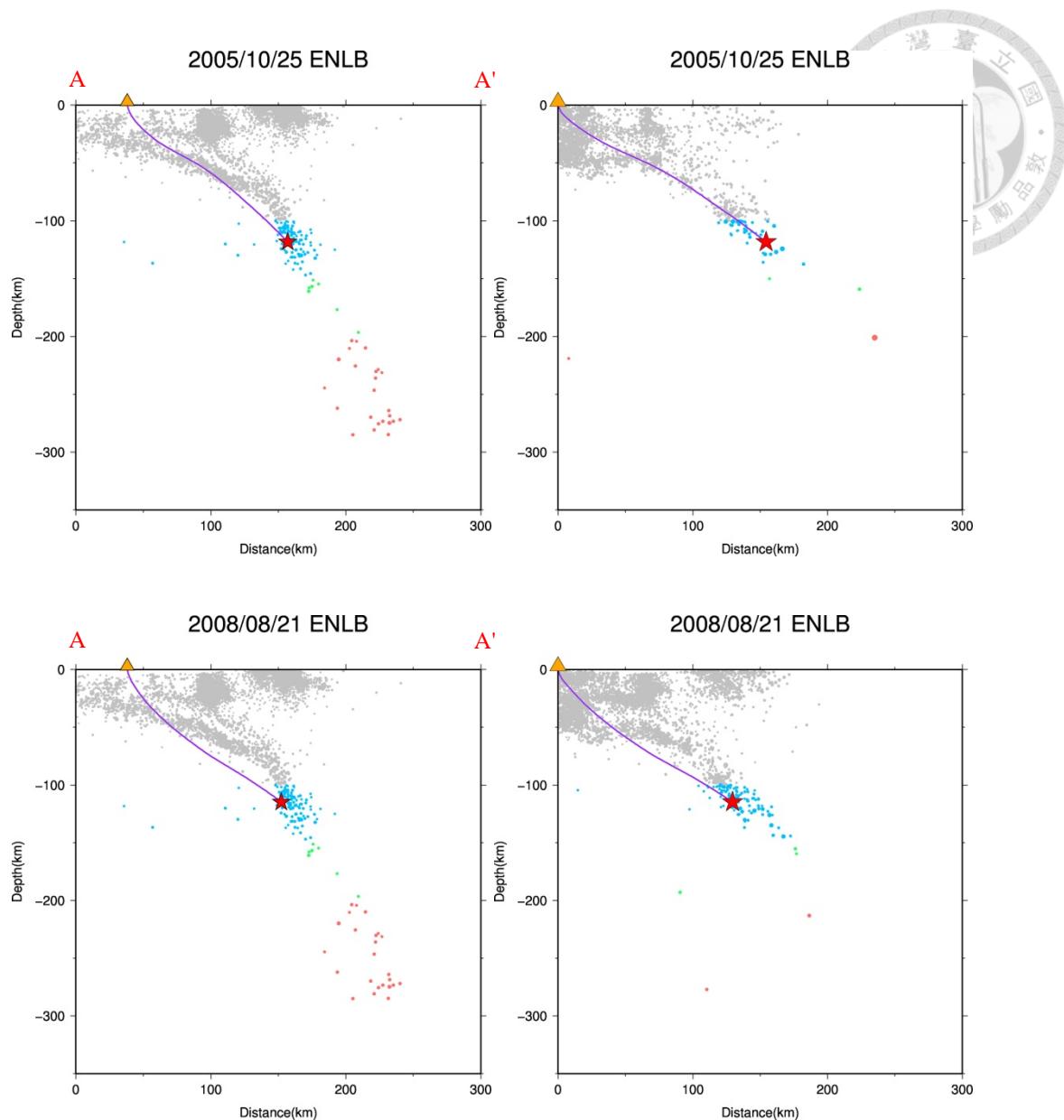




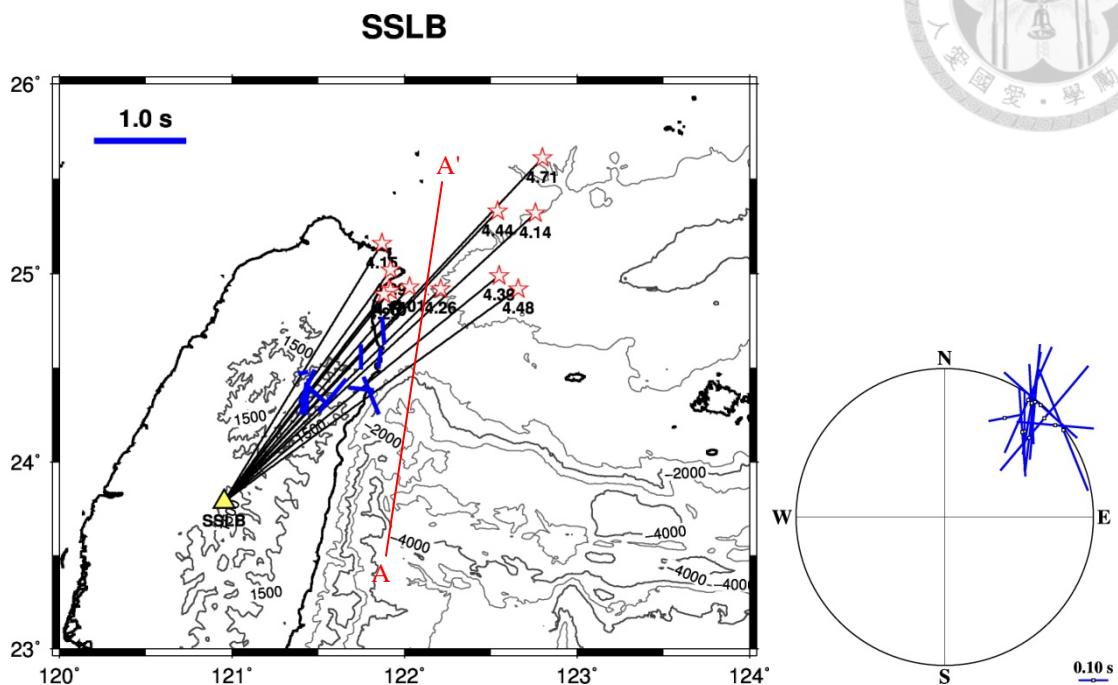
附圖 3.9、ENLB 測站之剪力波分離結果



事件 (年/月/日)	測站	ϕ ($^{\circ}$)	δt (s)	地震深度 (km)	規模 (M_L)
2005/10/25	ENLB	-3	0.14	118.18	4.9
2008/8/21	ENLB	44	0.14	114.69	4.69



附圖 3.10、SSLB 測站之剪力波分離結果



事件 (年/月/日)	測站	ϕ ($^{\circ}$)	δt (s)	地震深度 (km)	規模 (M_L)
1996/10/17	SSLB	-3	0.27	118.11	4.17
1998/4/17	SSLB	79	0.11	191.29	4.15
2001/12/26	SSLB	24	0.39	121.24	4.29
2002/4/29	SSLB	5	0.39	110.84	4.1
2002/12/25	SSLB	0	0.27	239.5	4.44
2003/6/22	SSLB	7	0.23	257.2	4.14
2005/3/8	SSLB	-85	0.26	146.27	4.39
2007/2/27	SSLB	40	0.46	134.77	4.26
2007/6/8	SSLB	-22	0.44	139.83	4.48
2009/2/9	SSLB	-4	0.3	282.99	4.71
2011/1/2	SSLB	-48	0.33	113.95	4.01
2011/3/5	SSLB	10	0.35	113.75	4.29

