

國立臺灣大學海洋科學研究所

碩士論文

Graduate Institute of Oceanography

National Taiwan University

Master Thesis

南沖繩海槽之地殼構造

The Crustal Structure of
Southern Okinawa Trough



王淑榕

Wang Shu-Jung

指導教授：
張翠玉 博士
喬凌雲 博士

中華民國 97 年 7 月

July, 2007

摘要

菲律賓板塊以每年 8 公分-北偏西 50 度的運動速度，向歐亞大陸相互聚合。在台灣東北海域，菲律賓板塊隱沒於歐亞大陸板塊之下，受到板塊隱沒-碰撞作用，遂於琉球島弧後方拉張形成南沖繩海槽，海槽內地震活動頻繁，對該地區構造運動動力來源，提供豐富的研究資料。然受限於目前地震測站多位於台灣本島限制，角度覆蓋偏窄的問題使得海槽內的地震定位存在一定的不準確度，因此本研究使用佈置於海槽張裂軸附近的寬頻海底地震儀（Broad-Band Ocean Bottom Seismometer，1 站），結合「台灣寬頻地震觀測網」（BATS，7 站）及「日本寬頻地震網」（F-net，2 站）所收錄之寬頻地震儀記錄資料，標定地震的震源參數，以提供當地地震分佈及速度模式更好的解析。

本研究以地震定位之走時殘差值，進行一維速度模式逆推，建立南沖繩海槽全區域的速度模式，並依此速度模式將地震重新定位，而後利用雙差分地震定位法，修正地震的空間分佈，得到地震對之間相對準確的地震位置。下一步則再次篩選出 OBS30 測站接收分佈於張裂軸附近(北緯 24.4~25.1 度, 東經 122.7~123.6 度, 深度 0~50km)的波相到時，針對南沖繩海槽張裂軸速度模式進行逆推。希望能透過速度模型的討論，對南沖繩海槽地殼構造特性，有更多的了解。

致謝

首先感謝從三年多前起，母親常在清晨該起床之際於床前的循循善誘、父親於夜間該就寢之際的諄諄教誨，在兩年前終於成功地把我送進研究所之路，也因此開拓了不同的視野。

一路走來受到的幫助很多，最感謝逆推之神—喬老大出手相救，讓我得以在畢業之前能一窺逆推的奧祕，卻也深感遺憾，大師在此我竟未好好學習；其次，感謝張老師在研究過程中，對粗心大意又健忘的我耐心且細心的指導；另外，謝謝口試委員郭老師對論文方向的提點及洪老師對文章內容細心的批改，使論文內容得以更加完善。

此外，一定要感謝逼迫我寫致謝、自稱是這本論文靈魂且以為我家是開牛肉麵店的胖虎，謝謝這些年來的照顧及陪伴，在我情緒低落時給予安慰，並於最後階段以我從未見過的耐心指導我論文寫作技巧。感謝這些年圍繞在身邊的好朋友，在我覺得孤單無助的時候，傾聽我的碎念，並為我加油打氣，尤其是高中班導—王盈芬老師的電話鼓舞，實驗室的書安、小綠為我的祈禱，在在令我大受感動。

另外，感謝常盯著我論文進度的高中好友芳萱及 momo，海研所友情贊助聽我預講及給予指點的學長姐弟妹，身在美國心在台灣的可愛瑩，學校老師的安慰及鼓勵、陪我到處亂跑、搞笑、紓解壓力的攝影社好友慧珊及宏偉，及一起舒張筋骨的球友，偷走我『新買』的螢幕使我研究生生活更具戲劇性的小偷...等。

最後由衷的謝謝這兩年來給我挫折或幫助的人、事、物，讓我對人生有更不一樣的領悟！^Q^

目錄

	頁次
摘要.....	I
致謝.....	II
目錄.....	III
圖目錄.....	V
表目錄.....	VII
第一章 緒論.....	1
1-1 研究區域概況	1
1-2 研究動機與目的	5
1-3 本文內容	6
第二章 地震記錄與資料處理.....	8
2-1 地震資料來源	8
2-2 地震資料處理流程	8
2-2-1 地震事件挑選方法	12
2-2-2 定位程式 - SEISAN 初始參數設定.....	13
2-2-3 定位判定原則與結果	18
2-3 初步地震定位結果	18
第三章 一維速度模式逆推.....	22
3-1 基本原理	22
3-2 資料選取與參數設定	25
3-3 不同初始速度模型的比較	28
第四章 地震重新定位.....	36
4-1 全區域速度模式地震定位結果	36
4-2 雙差分地震定位法	36

4-2-1 基本原理.....	36
4-2-2 雙差分定位法重新定位結果.....	38
4-3 地震空間分布與當地構造的對應	38
第五章 討論與結論.....	45
5-1 全區域一維速度模式與板塊物理性質	45
5-2 張裂軸一維速度模式與板塊物理性質	45
附錄 A OBS 計畫之寬頻海底地震儀系統簡介.....	52
附錄 B BATS 簡介	59
附錄 C F-net 簡介	60
參考文獻.....	61

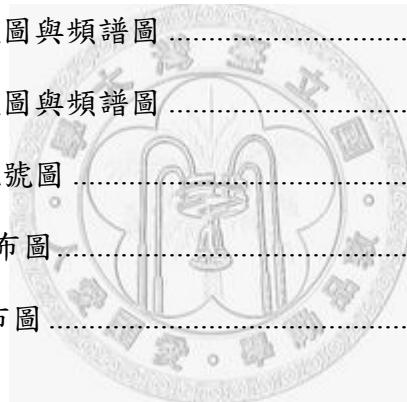


圖目錄

頁次

圖 1-1 南沖繩海槽鄰近區域大地構造圖	2
圖 1-2 台灣東北海域琉球弧溝系統數值地形圖	3
圖 1-3 沖繩海槽之震源機制解示意圖	4
圖 1-4 南沖繩海槽三維地震震源分布圖	7
圖 2-1 研究測站分布圖	10
圖 2-2 地震資料處理流程圖	11
圖 2-3 OBS 訊號一初步篩選示意圖	14
圖 2-4 OBS 訊號地震事件選取示意圖	15
圖 2-5 震波圖	16
圖 2-6 OBS 地震事件以採樣點展現震幅的震波圖	17
圖 2-7 依震央距遠近排列之震波圖	19
圖 2-8 地震平面分布圖	20
圖 2-9 地震深度剖面圖	21
圖 3-1 一維速度模式逆推流程圖	26
圖 3-2 奇異值譜圖	27
圖 3-3 不同初始速度模式五次逆推結果	29
圖 3-4 走時殘差均方根與地震個數隨深度分布圖	32
圖 3-5 速度模型比較圖	33
圖 3-6 P 波走時殘差分布圖	34
圖 3-7 S 波走時殘差分布圖	35
圖 4-1 陳[1995]與全區域速度模式的地震定位結果	39
圖 4-2 雙差分地震定位法簡圖	40
圖 4-3 全區域速度模式與雙差分地震定位法之地震分布圖	41

圖 4-5 地震重新定位與構造對應分布圖	43
圖 4-6 地震分布與當地構造比較圖	44
圖 5-1 一般海洋地殼特性圖	47
圖 5-2 海洋地殼、大陸地殼與全區域速度模式圖	48
圖 5-3 消長曲線圖	49
圖 5-4 南沖繩海槽一維速度模型於各平面深度之速度平均值	50
圖 5-5 沖繩海槽各區域速度模型比較圖	51
附圖 A-1 OBS 計畫寬頻海底地震儀佈放位置圖	54
附圖 A-2 海底寬頻地震儀	55
附圖 A-3 OBS30 聲納定位資料圖	55
附圖 A-4 微小地震震波圖與頻譜圖	56
附圖 A-5 深層地震震波圖與頻譜圖	57
附圖 A-6 遠距離地震訊號圖	58
附圖 B-1 BATS 測站分布圖	59
附圖 C-1 F-net 測站分布圖	60



表目錄

頁次

表 2-1 研究測站資料表	9
附表 A-1 OBS 計畫第一期寬頻海底地震儀佈放位置表.....	54



第一章 緒論

1-1 研究區域概況

菲律賓板塊以每年 8 公分的速度，向西北與歐亞大陸板塊相互聚合 [Yu et al., 1997]（圖 1-1），於台灣東北海域，菲律賓海板塊隱沒於歐亞大陸板塊下，形成琉球弧溝系統 [Letouzey and Kimura, 1985]，其構造單元由南向北呈帶狀排列，依序為琉球海溝、弧前盆地（和平海盆、南澳海盆、東南澳海盆）、琉球島弧及沖繩海槽（圖 1-2）。

其中介於中國東海大陸棚與琉球島弧之間的沖繩海槽，一般認為屬於大陸岩石圈的弧後張裂盆地（圖 1-3）[Uyeda, 1977；Uyeda and Kanamori, 1979 Letouzey and Kimura, 1985；Sibuet et al., 1987；Fournier et al., 2001]。根據北沖繩海槽鑽探岩心定年資料 [Sun, 1981]，沖繩海槽第一次張裂活動發生在中新世晚期（9.0~6.0 Ma）[Letouzey and Kimura, 1985]；由磁力異常資料得知第二期張裂活動開始於上新-更新世（2.0~0.1 Ma）[Kimura, 1985]，張裂方向為 N150° [Sibuet et al., 1998]；由震測與岩心資料發現，最新一期張裂活動開始於更新-全新世（0.1~0 Ma）[Tsuburaya and Sata, 1985；Furukawa et al., 1991]，張裂方向為 N170° [Sibuet et al., 1998]。

本研究區域為南沖繩海槽，位於台灣東北海域沖繩海槽之西南端，西北以東海斜坡為界，東南至琉球島弧北側斜坡，張裂軸在此呈東西走向，而海槽寬度由東向西逐漸變窄。Nishimura et al. [2004]利用 GPS 定位結果，估計南沖繩海槽以每年 3.5~5 公分的速度向南北兩側擴張，受到此張裂作用影響使得沖繩海槽張裂軸處之地殼厚度逐漸變薄，並於海槽產生許多平行海槽走向之正斷層及地壘 [Sibuet et al., 1987]。

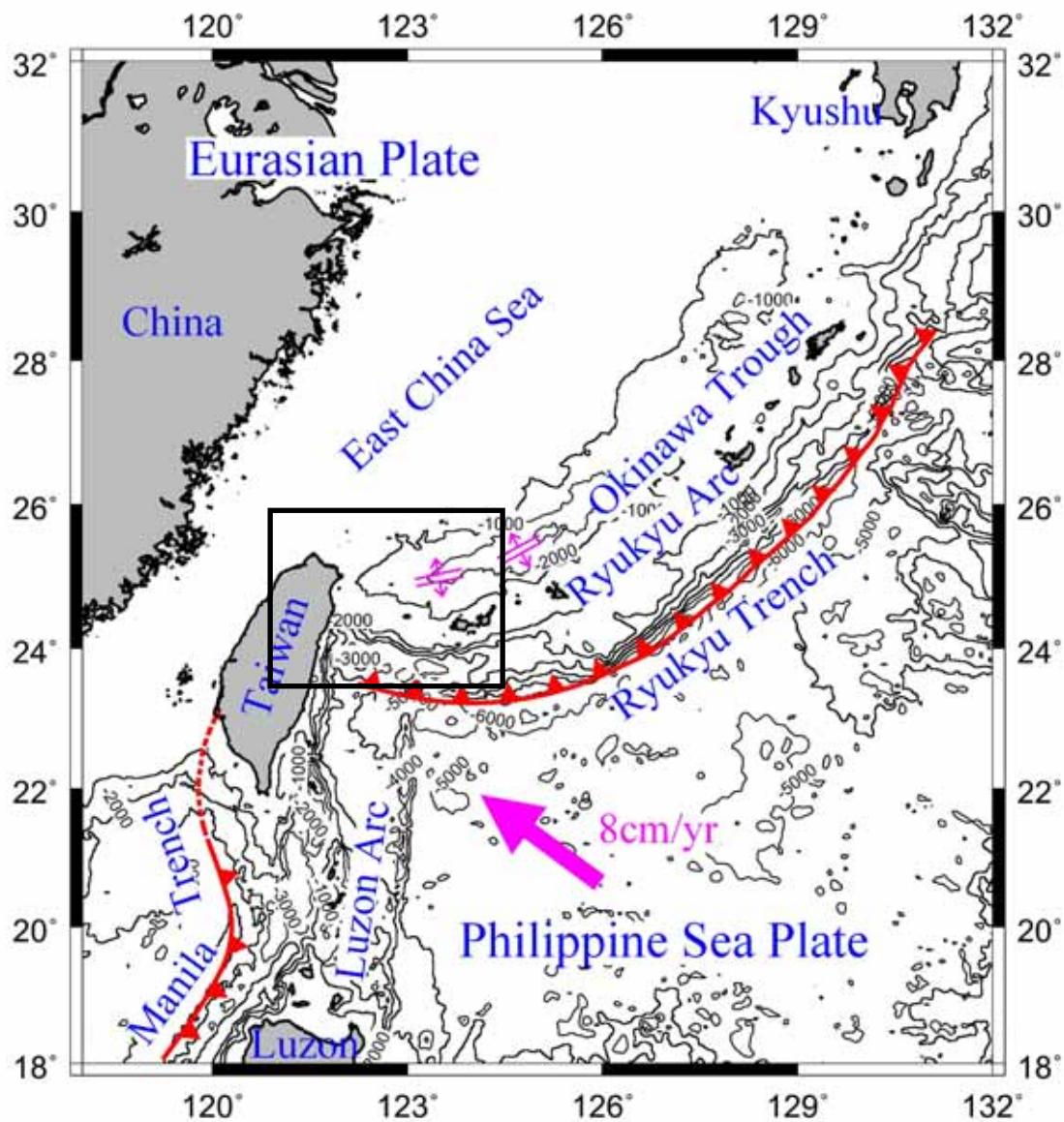


圖 1-1 南沖繩海槽鄰近區域大地構造圖，水深等深線間距為 500 公尺，粗黑
線方框為研究區域範圍。

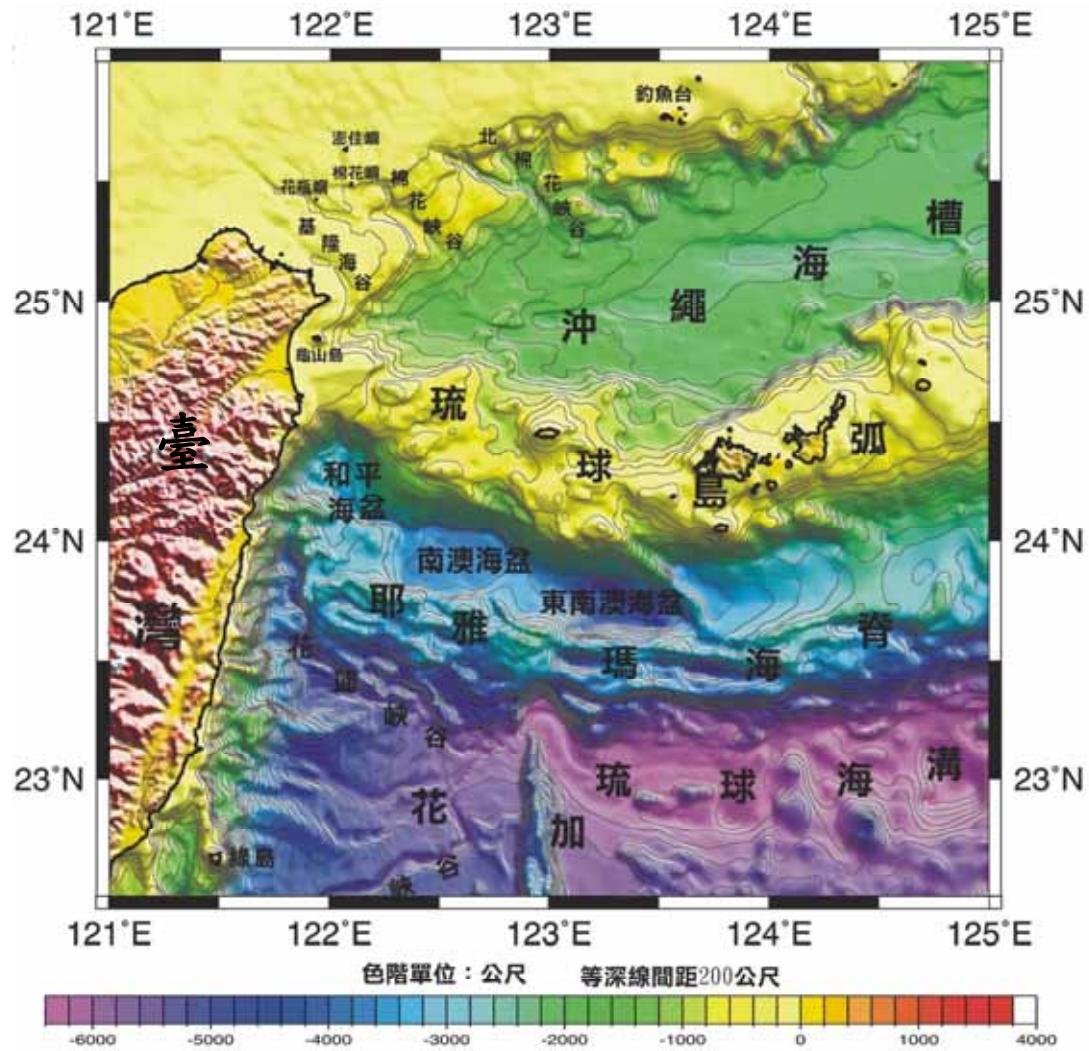


圖 1-2 台灣東北海域琉球弧溝系統數值地形圖，資料來源：國家海洋科學研究中心資料庫。

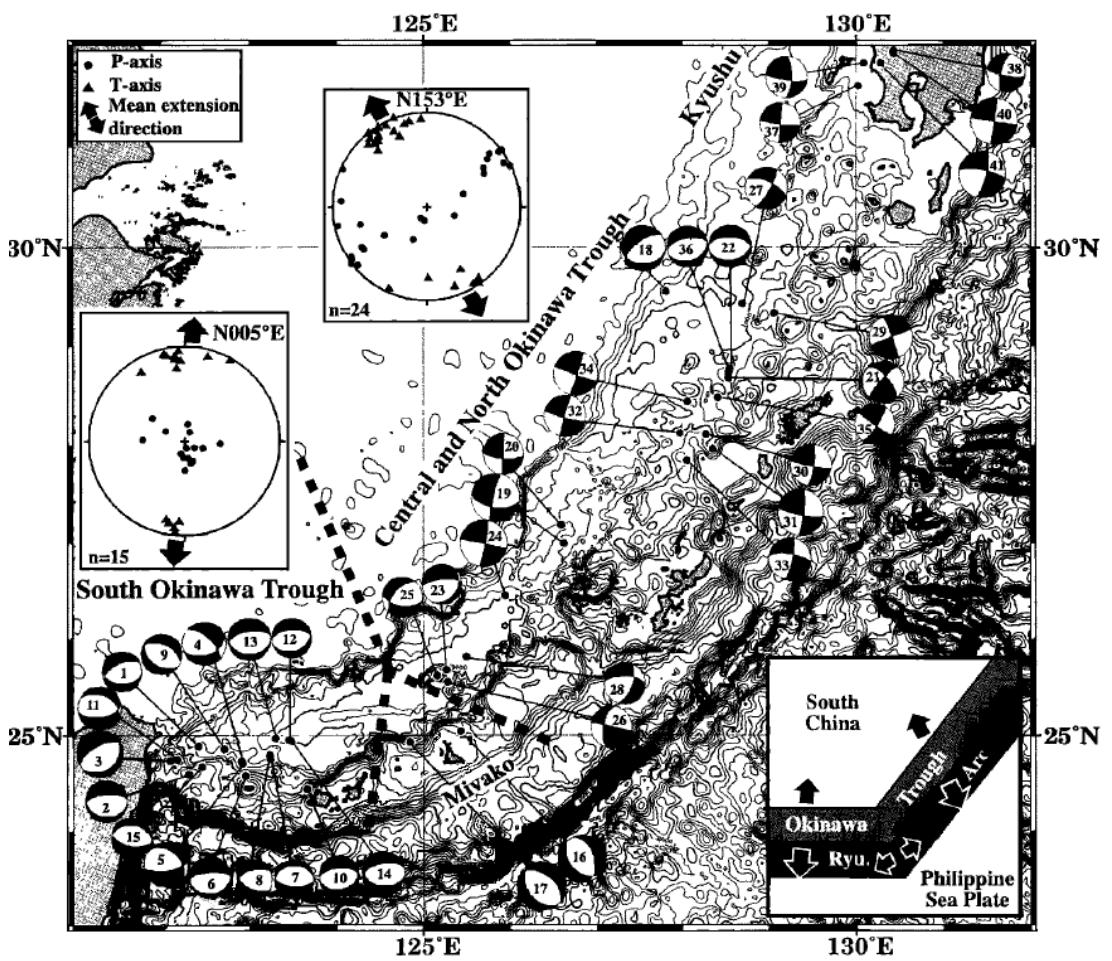


圖 1-3 沖繩海槽之震源機制解示意圖，共 41 個地震事件，資料來源：*Fournier et al.[2001]*。

Sibuet et al.[1998]由震測資料歸納，認為南沖繩海槽內有三種火山型式，其一的穿越弧後線性火成系統（cross-backarc volcanic trail，簡稱 CBVT），在東經 123 度以西有一群為數將近 70 座的海底山，被認為是沖繩海槽內的異常火山活動[羅, 2001]。另受到大陸地殼放射性活動（radioactivity）與火成岩體侵入的影響，南沖繩海槽淺層地殼普遍存在高熱流值[Lee and Uyeda, 1965；Yasui, 1970]；而海槽張裂處的地殼厚度較薄，且對應磁力異常現象，此外，部份研究認為下部地殼速度接近海洋盆地特性[Lee et al., 1980]。

Lin and Chen[1983]分析南沖繩海槽沈積物粒度與礦物成分，推斷其主要沈積物受到底流（bottom currents）作用影響，來源包含中國、台灣及琉球島弧的陸源沈積物，位於海槽西北側有西北-東南走向的海底峽谷（如基隆海谷、棉花峽谷、北棉花峽谷），為提供東海大陸棚陸源沈積物之運輸管道 [Li et al., 2001]，藉由反射震測資料可得知南沖繩海槽存在厚度約 0.8~2.2 秒雙程走時的沈積物 [Lee et al., 1980；Sibuet et al., 1987]。

1-2 研究動機與目的

目前關於南沖繩海槽地殼構造特性主要有兩種不同的看法，其一認為海槽係由大陸岩石圈擴張作用造成的弧後盆地[Uyeda ,1977；Sibuet et al., 1987]，厚度約為 18 公里[Hirata et al., 1991]，屬於大陸地殼的特性。其二則根據地殼厚度、火成岩體分布與熱流值，認為其性質介於大陸地殼與海洋地殼之間，屬於弧後擴張的漂移階段（Drifting），並持續擴張中[Lee et al., 1980]。

受到板塊隱沒-碰撞影響，南沖繩海槽內地震活動頻繁（圖 1-4），但受限於目前測站多位於陸上的限制，海槽內的地震定位有一定的不準確度，本研究利用佈置於海槽張裂軸附近的寬頻海底地震儀（Ocean Bottom Seismometer，簡稱 OBS）訊號，結合鄰近區域的陸上寬頻測站資料，進行地震定位，冀望藉由 OBS30 測站（東經 123.1276 度、北緯 25.0455 度）直接記錄海槽內的地

震活動，希望能對當地地震分佈及速度模式有更好的解析能力。

1-3 本文內容

本文共分五章，第一章「緒論」，回顧前人文獻，並介紹研究動機與目的。第二章「地震記錄與資料處理」，說明資料來源、地震事件選取標準及展示初步地震定位結果。第三章「一維速度模式逆推」，說明一維速度模式逆推原理，計算不同速度模式的走時殘差與逆推結果討論。第四章「地震重新定位」，說明全區域速度模式地震定位結果、雙差分地震定位法的原理與定位結果及構造特性之討論。第五章「討論與結論」，針對本研究所得之速度模式進行物理性質的比對與討論。



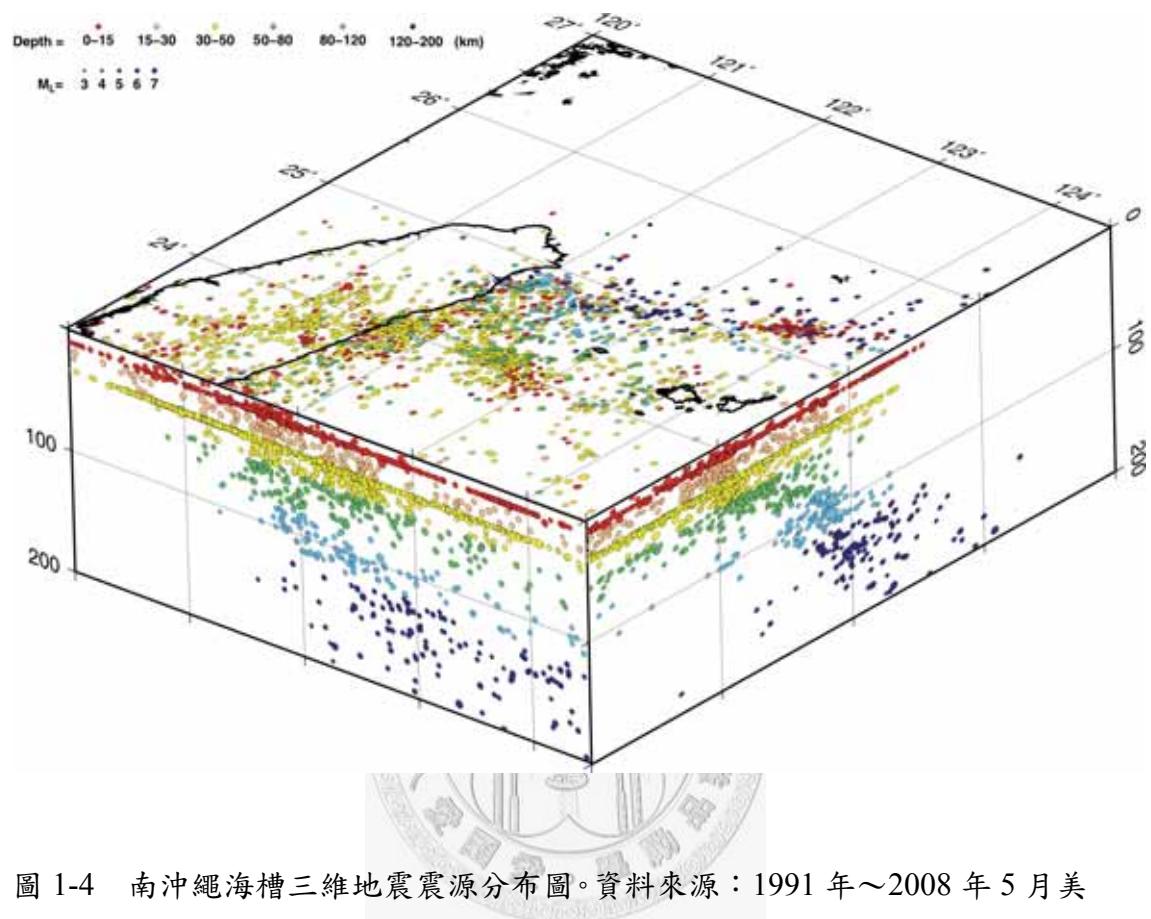


圖 1-4 南沖繩海槽三維地震震源分布圖。資料來源：1991 年～2008 年 5 月美國地質調查所（United States Geological Survey，簡稱：USGS）地震資料庫。

第二章 地震記錄與資料處理

2-1 地震資料來源

本研究主要地震資料來自三個不同的地震觀測系統，分別為中央研究院地球科學所（Institute of Earth Science, Academia Sinica，簡稱 IES）OBS 計畫佈放於南沖繩海槽內的寬頻海底地震儀（1 個測站）、「台灣寬頻地震觀測網」（Broadband Array in Taiwan for Seismology，簡稱 BATS，7 個測站）及「日本寬頻地震網」（Full Range Seismograph Network of Japan，簡稱 F-net，2 個測站）（表 2-1 及圖 2-1）。研究的地震，主要介於北緯 24.4~26 度、東經 122~124 度之範圍間，地震資料記錄時間為 2006 年 9 月至 2007 年 3 月。

OBS 計畫第一期佈放的時間為 2006 年 9 月至 2007 年 8 月，受限於測站儀器記錄電力，收錄資料僅為 2006 年 9 月至 2007 年 5 月；另由於 BATS/IES、BATS/CWB 各測站收錄的地震資料需要初步處理，就目前取得的地震資料僅為 2006 年 9 月至 2007 年 3 月，故本研究擷取 2006 年 9 月至 2007 年 3 月，為期 7 個月的地震資料進行處理。由於三個觀測系統採用地震記錄的取樣頻率（sample rate）不相同，BATS/IES 的 ANPB、WFSB 測站取樣頻率為 20Hz，OBS30 測站為 40Hz，其餘測站皆為 100Hz；另陸上測站多同時有低頻取樣的記錄，故當儀器故障、斷電導致無法取得高採樣頻率（100Hz）地震記錄時，則會尋求低採樣頻率（20Hz）的地震記錄替代。

2-2 地震資料處理流程

本研究主要依據 OBS30 測站資料中所辨認出的 1,568 筆地震事件，結合 BATS/IES、BATS/CWB 及 F-net 同時間段落資料，進行資料處理（圖 2-2）。

表 2-1 研究測站資料表

測站代號		站名	緯度(°)	經度(°)	高度(m)	地震儀型號	取樣率(Hz)
BATS / IES	ANPB	鞍 部	25.1865	121.5202	825	STS-2	20
	WFSB	五 分 山	25.0716	121.7806	751	STS-2	20
	YHNB	爺 亨	24.6698	121.3748	785	STS-2	100 / 20
BATS / CWB	LIOB	獅頭山	24.6456	121.0156	382	CMG-3T	100
	NANB	南 澳	24.4281	121.7500	112	CMG-3T	100
	SLBB	雙連 埤	23.7875	120.9540	450	STS-2	100
	WLTB	龍 潭	24.8526	121.2525	27	CMG-3ESP	100
F-net	IGK	石垣島	24.4131	124.1808	77	STS-2	100 / 20
	YNG	與那國島	24.4550	123.0070	84	STS-2	100 / 20
OBS	OBS30	S2	24.0455	123.1276	-1741	CMG-3T	40

註. BATS/IES 為台灣寬頻地震網收錄中央研究院科學研究所之寬頻測站資料

BATS/CWB 為台灣寬頻地震網收錄中央氣象局之寬頻測站資料

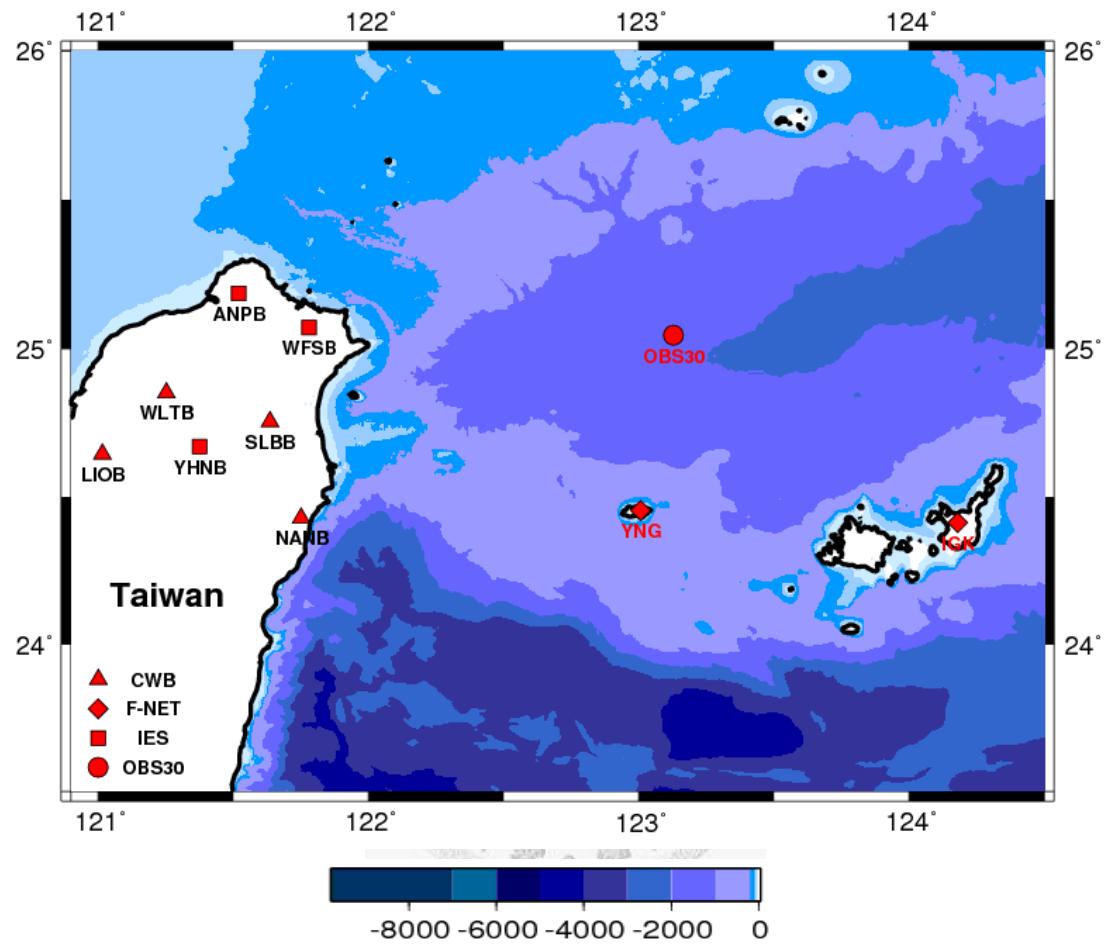


圖 2-1 研究測站分布圖

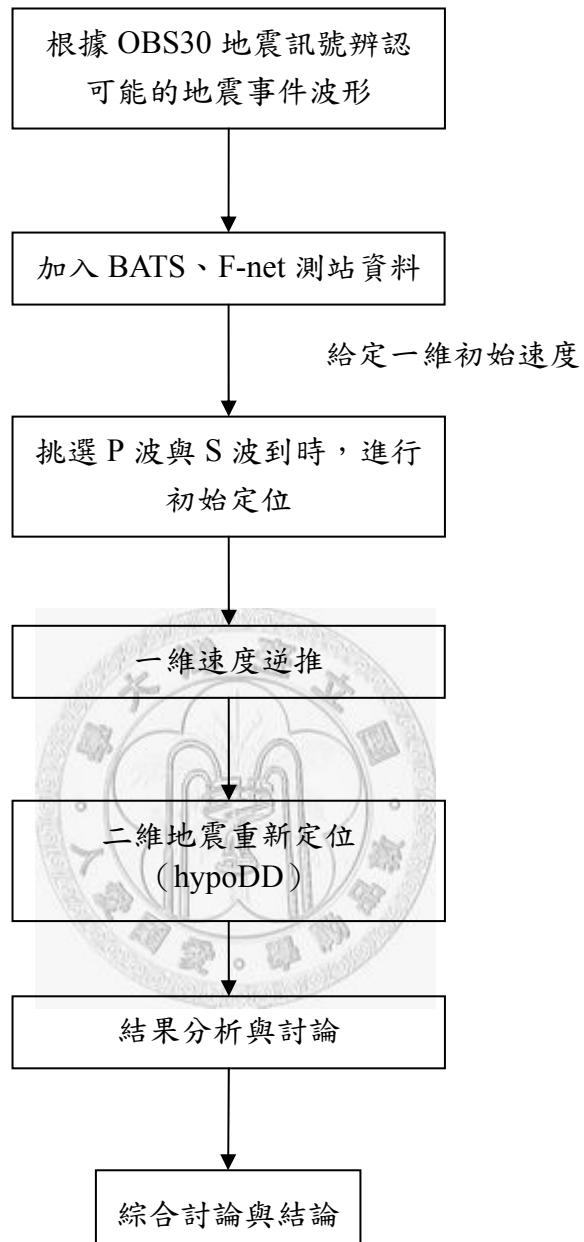


圖 2-2 地震資料處理流程圖

2-2-1 地震事件挑選方法

本研究地震事件的挑選方法，需設定四個門檻值，用以判斷訊號為地震事件或雜訊，其門檻值可依挑選的地震大小而變動，詳細步驟如下：

步驟一：設定門檻值一作為每單位小時初步篩選地震事件之基準，以節省人工檢視波相的時間，若最大震幅超出此門檻值一，系統則視為該小時內可能有地震事件（圖 2-3）。

步驟二：設定門檻值二作為每單位秒篩選地震事件之基準，依門檻值一所篩選的時段，沿時間序列標定超越此基準的時間段落，視為地震可能發生的時間點（圖 2-4）。

步驟三：設定門檻值三作為震幅變化劇烈與否之判斷標準，並計算步驟二所標註時段內每秒中各採樣點震幅的標準差。一般而言，若標準差越大，則代表震幅變化越急劇，地震事件發生機率越高（圖 2-4）。

步驟四：將步驟三所標註震幅劇烈變化之各時間區塊往前、後擴展 5 秒，並視為一訊號方框，若與其他方框產生重疊則聯集為一新訊號方框，視為完整地震訊號（圖 2-5）。

步驟五：為了解訊號整體的特性，辨識步驟四得到訊號方框為單一地震事件或平均震幅大之雜訊，本研究設定第四個門檻值--信息熵(H_s , entropy)以計算訊號整體的平均不確定性[Shannon, 1948]，其理論公式如下：

$$H_s = -\sum_{i=1}^n p_i \log_2 p_i \quad (2.1)$$

式中， p_i ：事件發生的機率

將步驟四得到之訊號方框內最大震幅、最小震幅作為邊界值均分成 5 個

區間，統計各區間資料點的個數除以資料總點數，作為每個震幅區間的機率值 P_i ，並計算整體訊號的信息熵 H_s （圖 2-6）。 H_s 的值越大，表示各個震幅區間內出現訊號機率相當，較可能是連續震動訊號（如，微震 tremor）或是其它雜訊。

經由上述步驟的篩選，OBS30 測站記錄共選錄 1,568 筆地震事件，利用挑選出之地震事件的時間段落，搜尋 BATS/IES、BATS/CWB 及 F-net 共 9 個測站的可能地震波形段，利用陳[1995]所提出的台灣東北地區速度模型作為一維初始速度模型，進行地震定位。

2-2-2 定位程式 - SEISAN 初始參數設定

SEISAN (Version 8.1, Havskov et al., 2006) 為本研究地震定位的主要程式，定位方法係根據 HYPOCENTER 定位原理 [Lienert et al., 1986; Lienert and Havskov, 1995]，針對多個測站所接收到的單一地震事件，忽略高階項的趨近方式求解，以重複試誤的方法模擬波線傳遞方式，為一種近似 (approximate) 的波線追跡方法，利用最小平方法 (least square method)，得到地震發震時間及地震位置的最佳解。

SEISAN 優點為互動視窗界面易於操作，可由視窗同時展現多個地震事件或單一事件，並標定三分量波形記錄、震幅大小、初動方向等地震資訊。程式執行前必須將所需資料寫成輸入檔 (STATION0.HYP)，其輸入值為各測站經緯度、高程，局部區域一維地殼 P 波與 S 波速度分布。除了使用自訂的一維速度定位區域地震外，SEISAN 亦可以直接切換至 ISAP91 全球速度模式 [Kennett and Engdahl, 1991] 定位遠震。

本研究整理地震波後寫入適用於 SEISAN 的文字檔 (S-file)，用以標定測站波相到時資料，至少要三個以上的測站資料才可以定位出震源參數（震源位

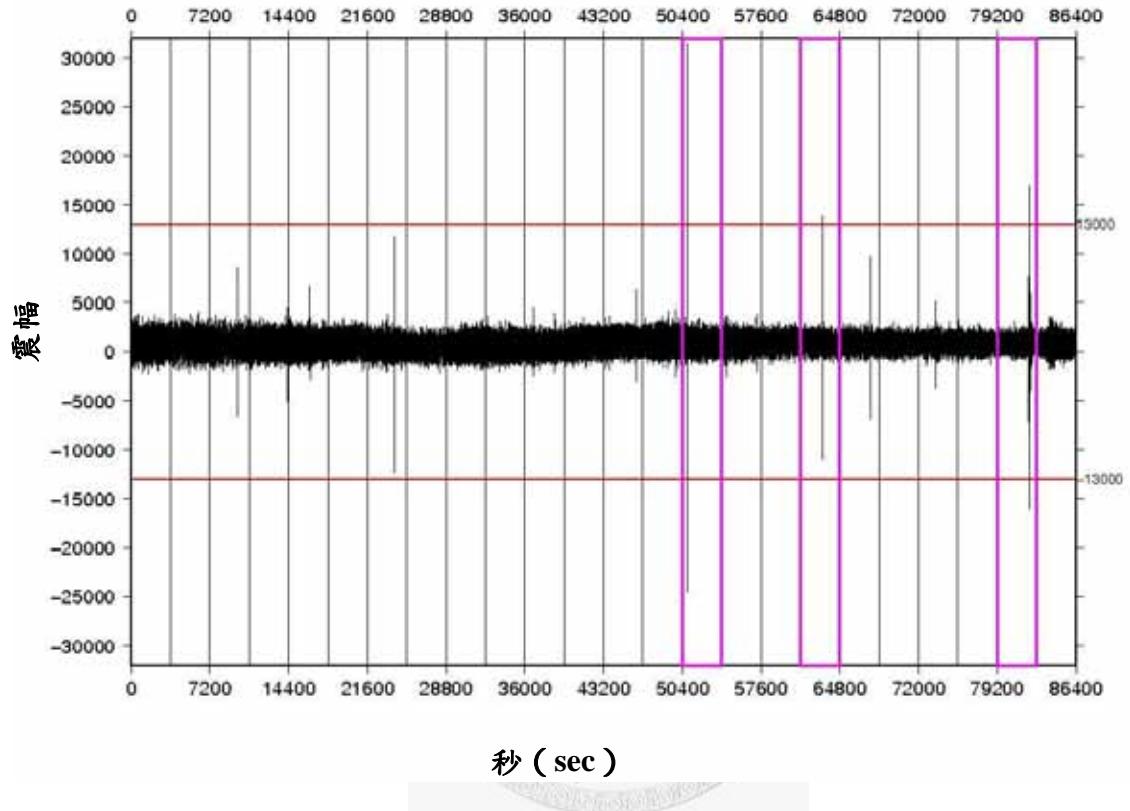


圖 2-3 OBS 訊號初步篩選示意圖，說明系統自動搜尋並標註 OBS 訊號每單位小時內最大震幅絕對值超過門檻值一（紅色線條，13000）的時間段落。如圖所示，當天的 14 時（50400 秒）、18 時（64800 秒）和 23 時（79200 秒）皆記錄到大於門檻值一的訊號。

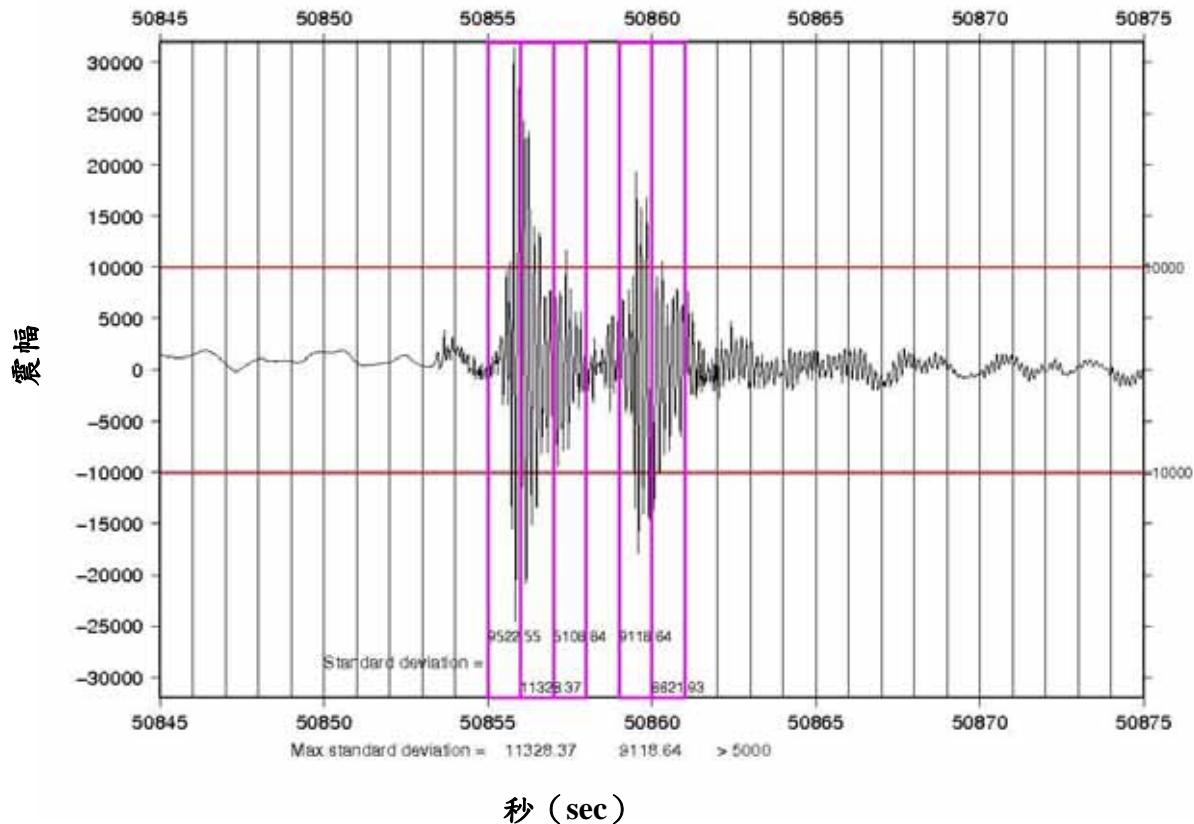


圖 2-4 OBS 訊號地震事件選取示意圖。以桃花色方框標記出震幅絕對值大於門檻值二（紅色線條，10000）之時段，且計算每秒內採樣點震幅值的標準差。時間區塊第 50855 ~ 50858 秒每秒震幅最大標準差為 11328.37、第 50859 ~ 50861 秒每秒震幅最大標準差為 9118.64，大於門檻值三（5000）皆視為地震事件。

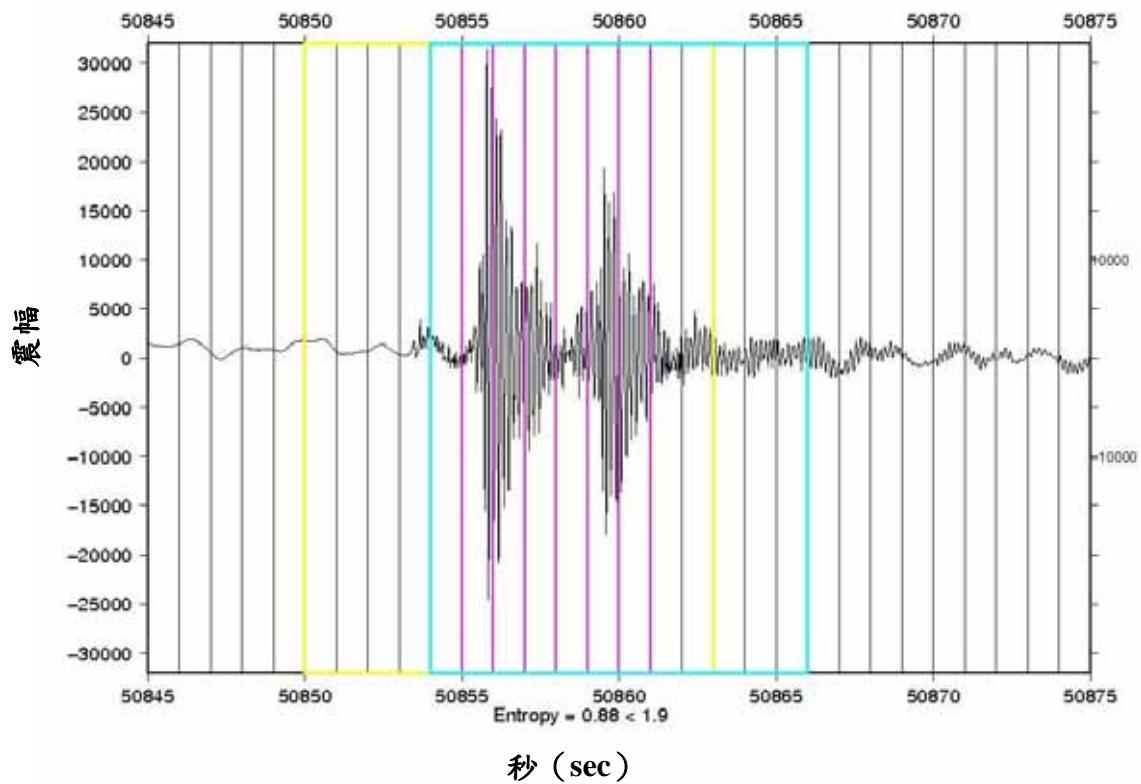


圖 2-5 震波圖。將標註訊號時間區塊含前、後 5 秒範圍視為一訊號方框，如圖示之黃色及藍色方框，因方框產生部份重疊，採聯集為一新訊號方框。

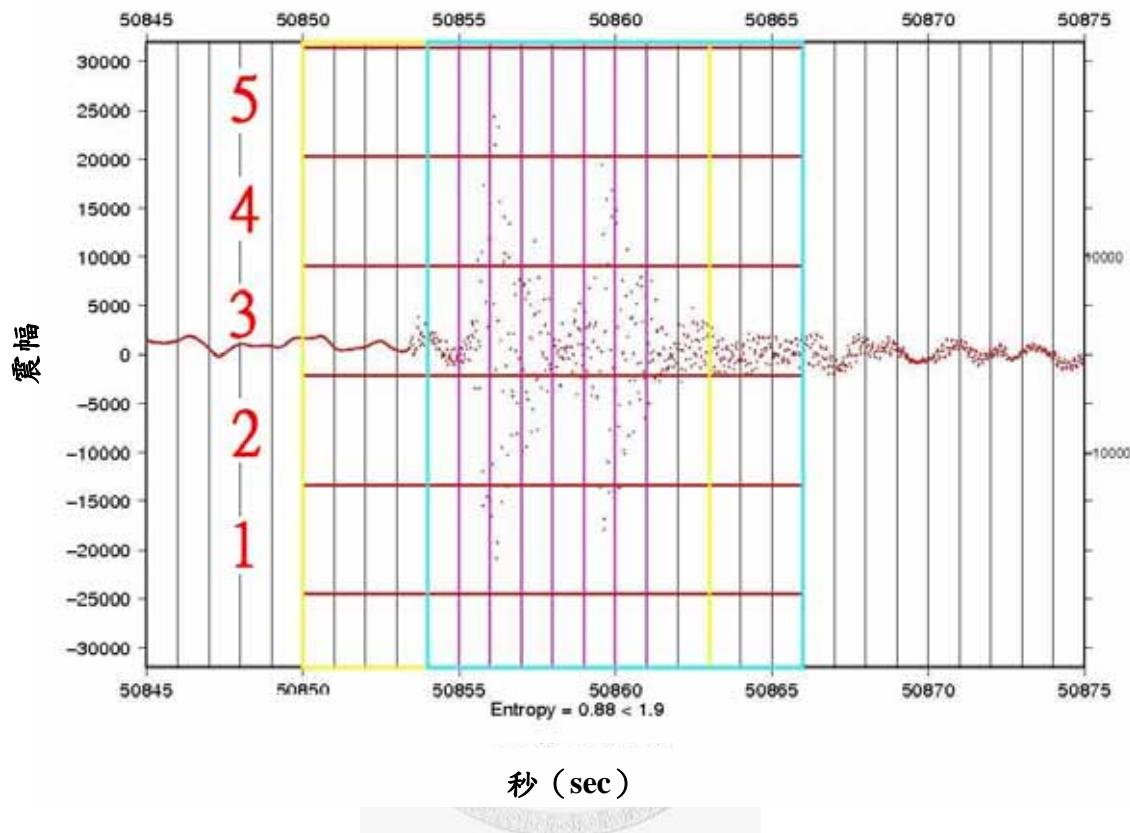


圖 2-6 OBS 地震事件以採樣點展現震幅的震波圖。圖中間桃紅色方框的部份，由於採樣點很分散，所以標準差很大；淺藍色方框和黃色方框的聯集部份，由於採樣點集中於第三個震幅區間，信息熵的值較小，因此較有可能為地震事件。

置、發震時間、震波自震源傳至震源傳至各測站之方位角(azimuth)、射出角(take off angle)、震源距離...等)，同時計算出觀測到時與理論到時的走時殘差(travel time residual)，供後續校正速度模式。

2-2-3 定位判定原則與結果

將選錄之 1,568 筆地震訊號，進行 P 波和明顯的 S 波到時資料標定，對震源做初步定位，藉由 P 波與 S 波的走時差及一維速度初始模型求出對應的震央距離，利用三個以上震央距的交會點找出發震位置，其中會依震央距遠近排列繪製出震波圖 (trace plot，圖 2-7)，以協助判斷波相不明確的 S 波到時。

2-3 初步地震定位結果

圖 2-8 選錄台灣氣象局與中央研究院 (CWB/IES) 及美國地調所 (USGS) 於北緯 23.5~26 度，東經 122~124 度，深度 0~300 公里的地震分佈資料，本研究定位結果同時標示於上。圖 2-9 為地震沿深度的分布圖，分別以淺黃色圓點、藍色圓點代表 CWB/IES(1900~2007/12/31)、USGS(1973~2008/04/14) 登錄於地震目錄的地震事件，以紅色圓點代表本研究定位結果 (2006/09~2007/03)。在經度-緯度的地震平面分布圖 (圖 2-8) 顯示，CWB/IES 測站記錄時間較久且位置多集中於南沖繩海槽西側，蒐集之地震訊號量大，惟缺乏長期海上觀測站以搭配進行南沖繩海槽地震監測，故東經 123 度以東的地震定位極度缺乏，OBS30 測站的佈放位置有助於收集南沖繩海槽地震記錄。

由緯度-深度的地震剖面圖 (圖 2-9) 顯示，本研究所定位出之地震位置與 CWB/IES 及 USGS 的資料目錄相差不遠，地震主要發生在板塊隱沒的班尼奧夫帶及受弧後張裂作用影響的南沖繩海槽內部。

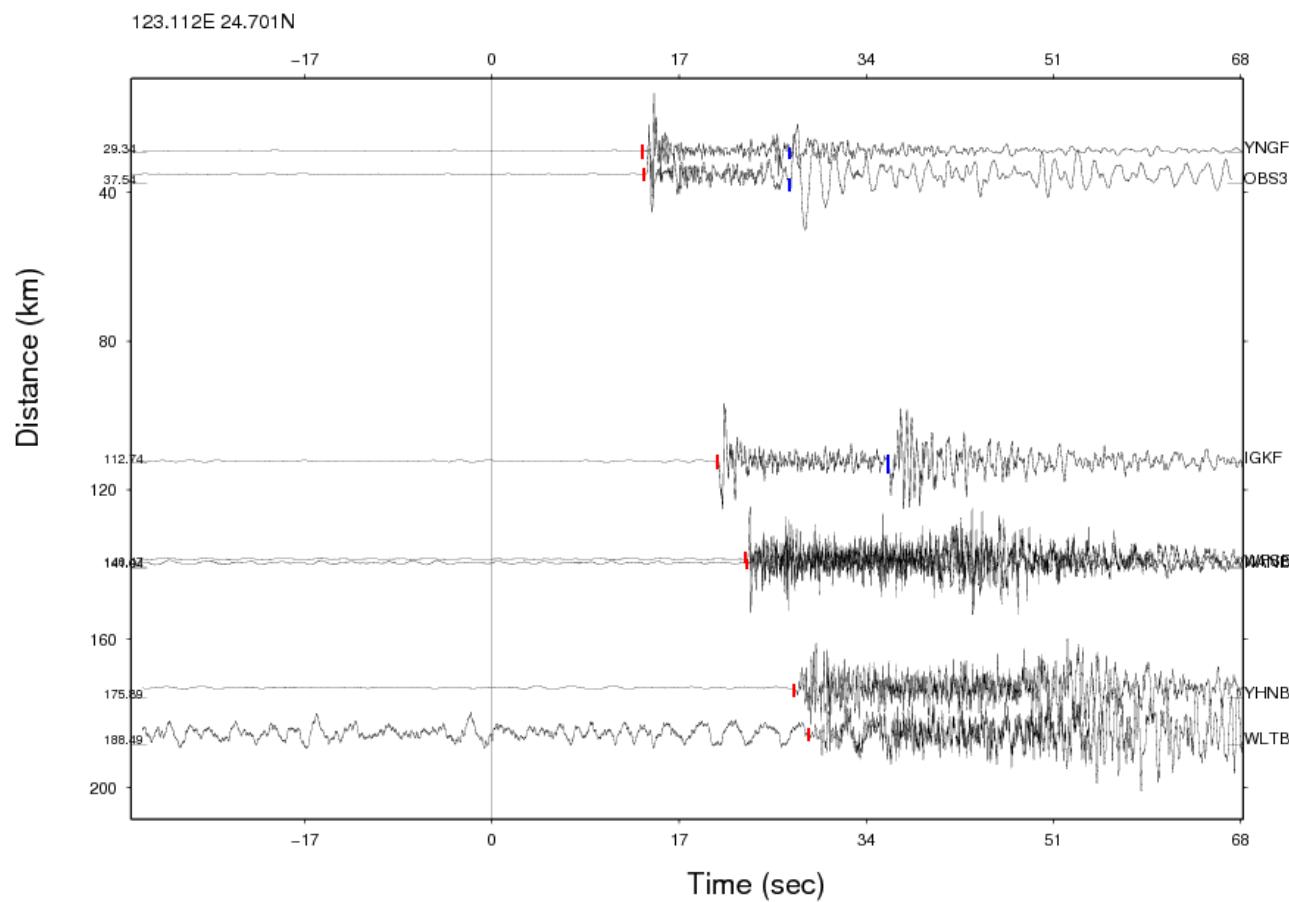


圖 2-7 依震央距遠近排列之震波圖，協助判斷波相不明確的 S 波到時。橫軸為地震發生與測站接收到的時間差，縱軸為測站與震源的距離。

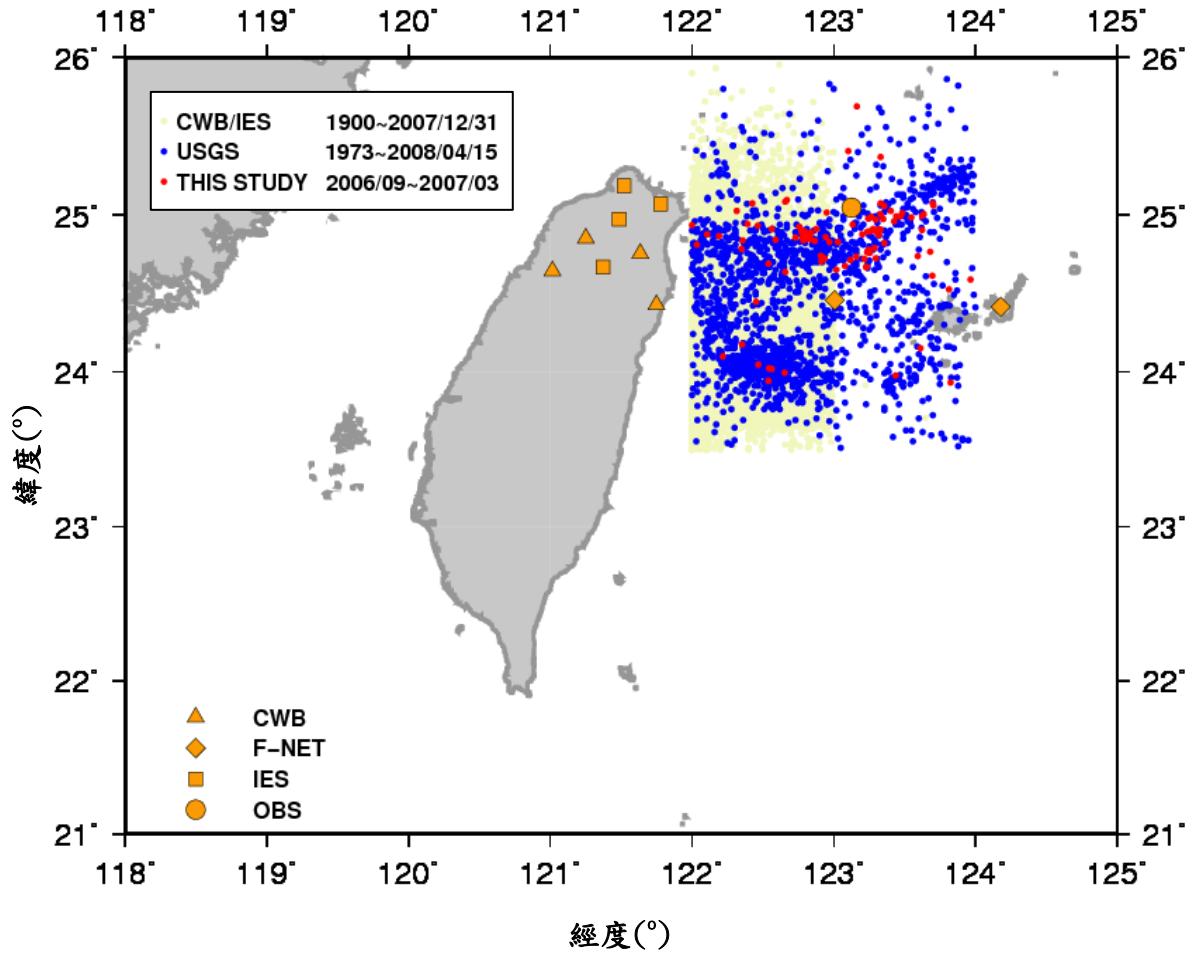


圖 2-8 地震平面分布圖

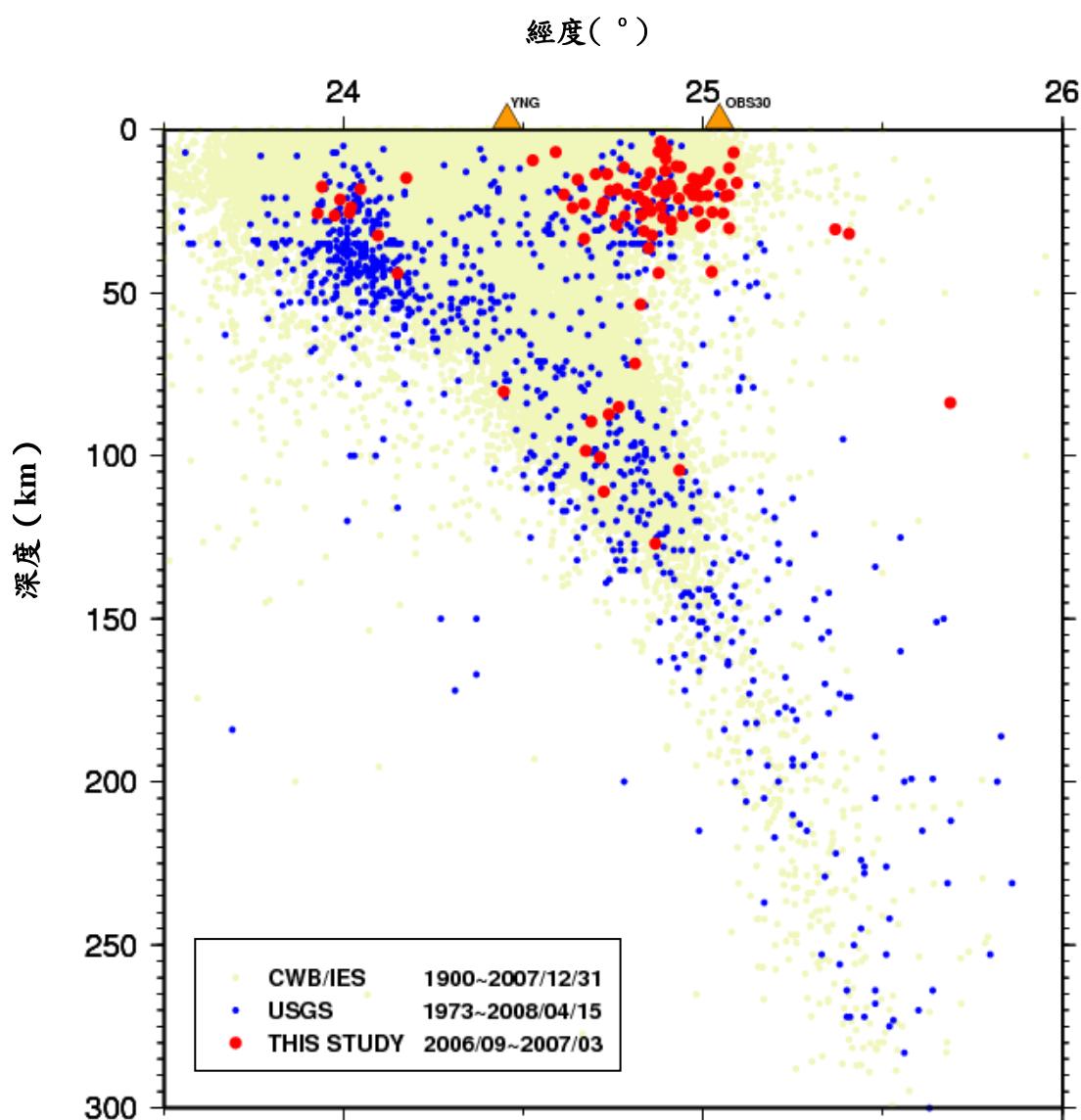


圖 2-9 地震深度剖面圖

第三章 一維速度模式逆推

3-1 基本原理

地震定位之走時殘差 (r_{ij}) 係由震源參數與速度模型參數所引起的走時誤差，表示如下：

$$r_{ij} = A_j dx_j + S_j ds \quad (3.1)$$

式中， A_j ：震源位置偏微分矩陣

S_j ：速度模型偏微分矩陣

dx_j ：震源位置調整修正量 (perturbation)

ds ：速度模型調整修正量 (perturbation)



為了由測站波相的初達時間同時逆推 (simultaneous inversion) 兩參數的修正量，*Pavlis and Booker*[1980]提出參數離散化 (discrete) — 透過奇異值分解 (Singular Value Decomposition, SVD) 的方式，將震源參數或速度模型對走時誤差的影響移除，茲將其移除步驟說明如下：

公式 (3.1) 中震源位置偏微分矩陣 A_j 可用奇異值分解法拆解

$$\begin{aligned} A &= U \Lambda V^T \\ &= \begin{bmatrix} U_p & U_0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \Lambda_p & 0 \\ 0 & \Lambda_0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} V_p^T \\ V_0^T \end{bmatrix} \end{aligned} \quad (3.2)$$

式中， U 和 V 代表兩個相互正交矩陣， U_p 和 V_p^T 為非零的特徵值向量， U_0 和 V_0^T 為特徵向量， Λ 為由奇異值佔據對角線的矩陣， Λ_p 為非零的 Λ 次矩陣， Λ_0 為零矩陣

$$\Lambda = \begin{bmatrix} \Lambda_p & 0 \\ 0 & \Lambda_0 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \lambda_1 & 0 & \cdot & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & \lambda_2 & \cdot & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ \cdot & \cdot \\ 0 & 0 & \cdot & \lambda_p & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & \cdot & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & \cdot & 0 & 0 & \cdot & 0 & 0 \\ 0 & 0 & \cdot & 0 & 0 & 0 & \cdot & 0 \\ 0 & 0 & \cdot & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \end{bmatrix} \quad (3.3)$$

式中， λ_i 代表奇異值。將逆推方程式進行正交轉換(orthogonal transformation)，

$$U_0^T A = U_0^T U_p \Lambda_p V_p^T = 0 \quad (3.4)$$

由公式 (3.3) 帶入公式 (3.1) 消除震源位置造成的走時誤差

$$r' = U_0^T r = U_0^T S ds = S' ds \quad (3.5)$$

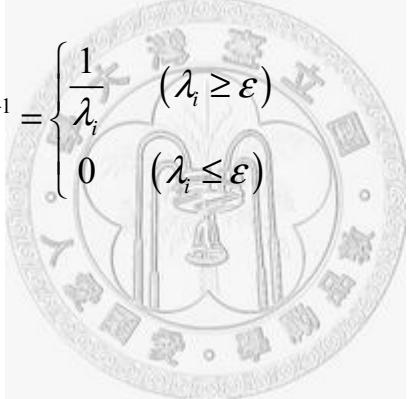
令 $S' = G$ 、 $ds = m$ 、 $r' = d$ ，可將公式 (3.5) 改寫成廣義的逆推公式

$$Gm = d \quad (3.6)$$

令 $G = U\Lambda V^T$ ，則速度模式的修正量的估計值 (\hat{m})

$$\hat{m} = G^{-1}d = V\Lambda^{-1}U^T d \quad (3.7)$$

當奇異值 λ_i 很小或是為 0 時， G 矩陣為奇異矩陣，無法得到反矩陣，因此應假設一奇異值門檻值 ε ，符合

$$\Lambda^{-1} = \begin{cases} \frac{1}{\lambda_i} & (\lambda_i \geq \varepsilon) \\ 0 & (\lambda_i \leq \varepsilon) \end{cases} \quad (3.8)$$


則公式 (3.7) 可改寫成

$$\hat{m} = (G^T G + \varepsilon^2 I)^{-1} G^T d \quad (3.9)$$

式中， ε ：阻尼因子

I ：單位矩陣

應用阻尼最小方差法 (damped least-squares)，使走時誤差最小化，得到一個最接近 m 的解。

$$\min(\|Gm - d\|^2 + \varepsilon^2 \|Im\|^2) \quad (3.10)$$

3-2 資料選取與參數設定

本研究雖然自 2006 年 9 月到 2007 年 3 月共定位出 130 個區域地震（圖 2-9）及 30 個遠震，但考慮到地震位置對區域速度構造逆推結果的影響，遂僅選取位於南沖繩海槽內的 78 個地震（北緯 24.4~26 度、東經 122~124 度、深度 0~50 公里），以 VELEST (Version5, Kissling, 1995) 逆推程式進行一維速度模式逆推，流程如圖 3-1。為了得到一個適用於南沖繩海槽的一維初始模型，本研究分別利用 陳[1995]、Chou et al. [2006] 及 Lin et al. [2007] 提出的速度模式，帶入 VELEST 進行地層速度逆推與參數設定測試。

在 VELEST 程式中，需詳細地將各參數設定值輸入一文字檔 (velest.cmn)，由於參數的設定會影響走時殘差值，而解的好壞以走時殘差的均方根 (R_{rms} , root mean square, 簡稱 RMS) 值做確認，因此參數設定顯得格外重要。

$$R_{rms} = \sqrt{\frac{R_1^2 + R_2^2 + \dots + R_n^2}{n}} = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n R_i^2} \quad (3.11)$$

本研究以試誤法 (trial and error) 測試參數設定，使一維速度模型的均方根值最小化 (Minimum 1-D model)。試驗結果發現，當速度模型偏微分矩陣的特徵值很小時，表示資料在這個特徵向量方向所能提供的約束條件較少，過多的逆推次數設定反而污染解的準確度。因此，為了真實反應地震資料的訊息，阻尼值 (damping) 的設定顯得十分重要；若值越大則越受到初始模型控制，若值越小則越依賴資料訊息而受到雜訊干擾 [Bube, 1998]。由 陳[1995]、Chou et al. [2006] 及 Lin et al. [2007] 速度模式下的奇異值分布範圍（奇異值譜，singular

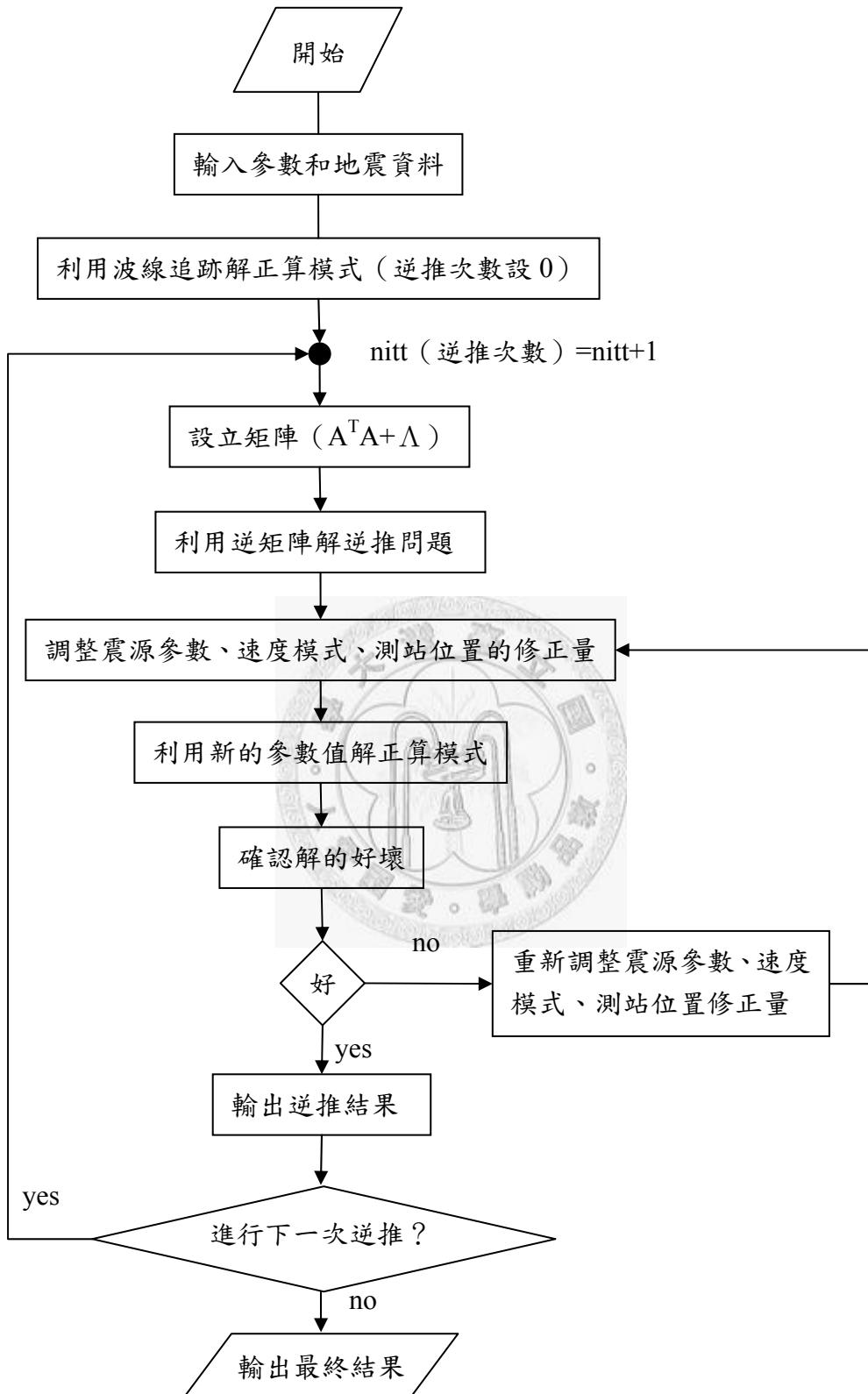


圖 3-1 一維速度模式逆推流程圖

Singular value spectrum

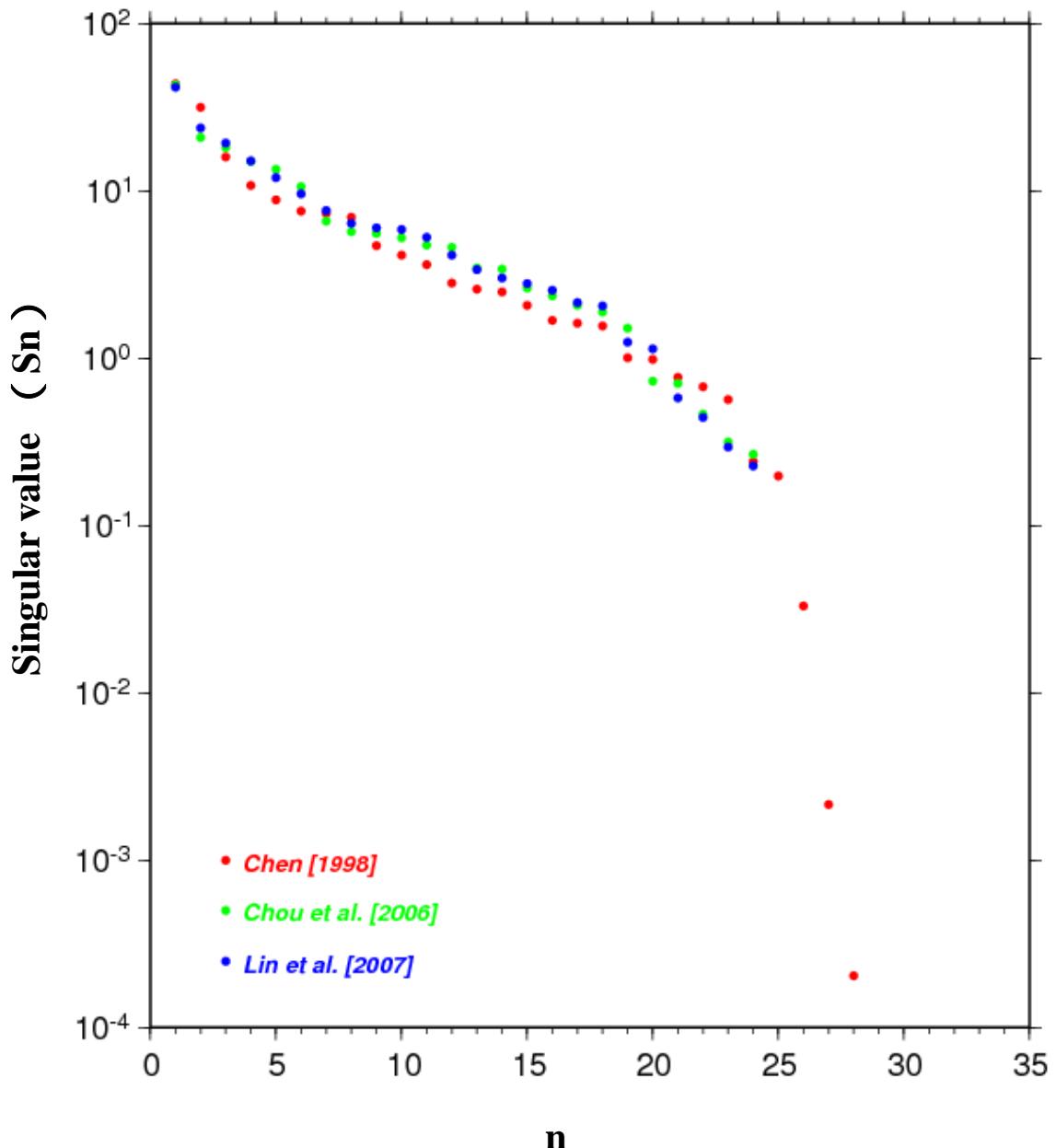


圖 3-2 奇異值譜圖 (singular value spectrum)

value spectrum，圖 3-2) 得知，奇異值主要介於 0.1~10 之間，因此本研究在進行逆推時阻尼參數 (vthet) 設定為 0.1。

由前人文獻得知，南沖繩海槽存在厚度約 0.8~2.2 秒雙程走時的沈積物，相當於 2 公里厚，一般認為沈積物膠結作用不彰、顆粒鬆散，P 波速度 (Vp) 較慢約 2~5.6 km/s。經過測試發現，允許低速層存在的參數 (lowvel) 設定非常 important，若未設定低速層的存在，則深度 0~2 公里範圍內 Vp 高達 5km/s 以上；反之，若設定低速層的存在，則逆推後 Vp 約在 3~4 km/s 之間擺盪。因此參閱前人文獻了解該地區的地下構造，有助於建構理想的速度模型 [Kissling, 1994]。

此外，尚可利用多種參數的設定，進行不同方式的逆推，如：一次最大速度調整量 (veladj)、選擇用 P 波或 P 加 S 波進行逆推 (NSP)、設定速度模式的數量 (NMOD) ... 等。



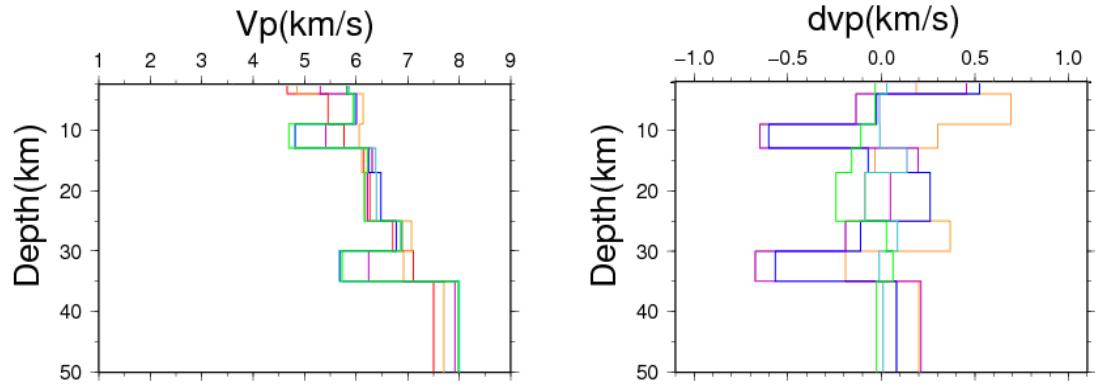
3-3 不同初始速度模型的比較

本研究分析陳[1995]、Chou et al.[2006]及 Lin et al.[2007] 三種速度模式的速度分層：在深度 2~50 公里處，Lin 的速度層比陳與 Chou 快。為了得到適用於南沖繩海槽之初始速度模型，分別以三種速度模式為初始速度模型，將速度層的阻尼參數設為 0.1，一次速度最大調整量設為 1.0，進行五次逆推（圖 3-3），結果發現，位於深度：

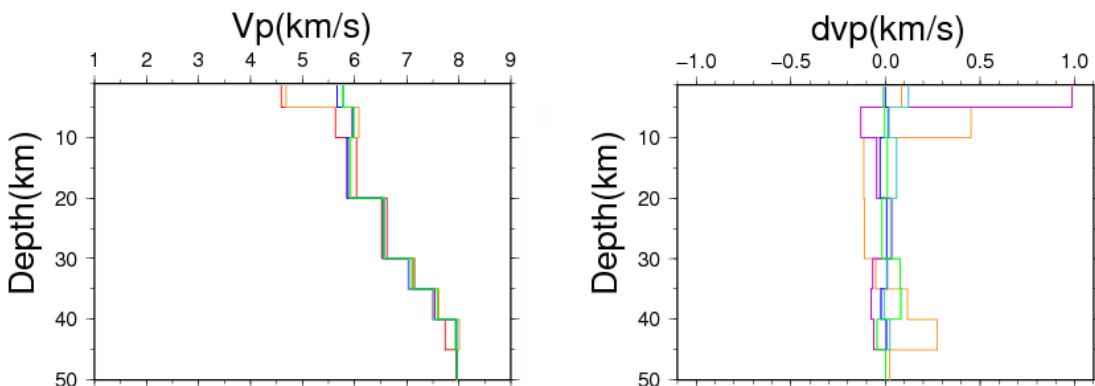
(1) **2~10 公里**：陳的速度模式結果約為 5.8~6 km/s，Chou 與 Lin 的速度模式在 5.5~6 km/s 之間。

(2) **10~20 公里**：陳的速度模式在深度 10~15 公里附近有一低速帶，Chou 與 Lin 速度約在 6 km/s 上下。

(a) 廖 [1995] velocity model



(b) Chou et al., [2006] velocity model



(c) Lin et al., [2007] velocity model

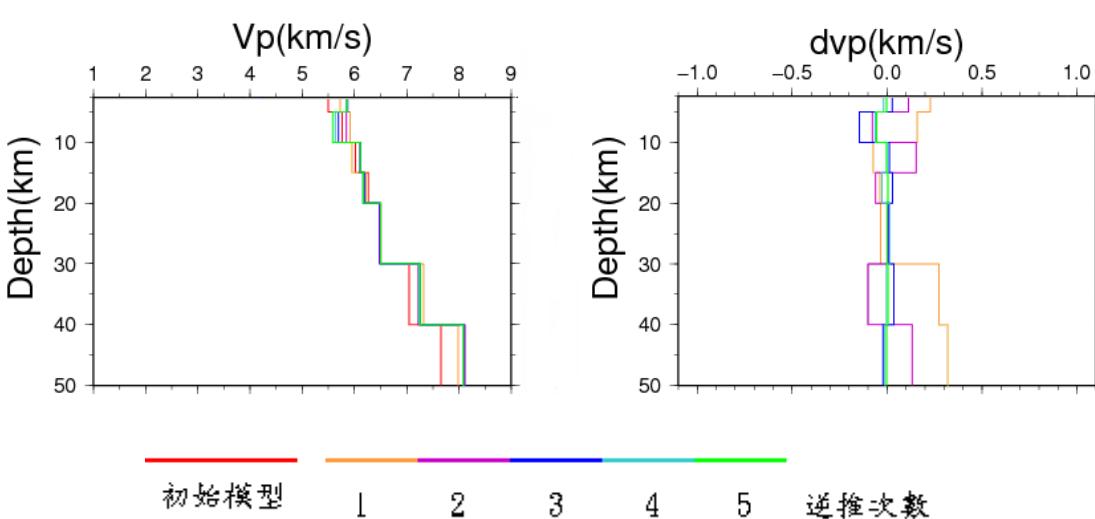


圖 3-3 不同初始速度模式五次逆推結果（阻尼值設為 0.1，一次速度最大調整量為 1.0）

- (3) 20~30 公里：所有模式速度約在 6.5 km/s 附近。
- (4) 30~40 公里：陳逆推結果於深度 30~35 公里有一低速層，*Lin* 與 *Chou* 約在 7~7.5 km/s 之間。

(5) 40~50 公里：所有模式速度約在 8 km/s 附近。

針對三種速度模式逆推結果發現，*Chou et al.*[2006]與 *Lin et al.*[2007]的速度值較相近，雖然偶有比較低速層的出現，但是與上下層的速度差值不大；反之，陳的上下層速度值差異極大。因此接下來新的一維初始模式將使用 *Chou et al.*[2006]與 *Lin et al.*[2007]逆推過後的平均速度值做為起始值，並固定某些層速度，針對低速層進行測試。

由於 P 波波相較 S 波波相清晰且易於辨識，因此本研究先對 P 波進行逆推，並計算走時殘差均方根，並繪製 RMS 與地震個數隨深度分布圖（圖 3-4），以協助判斷逆推結果及資料提供速度分層的能力。結果顯示，深度 35 公里以下，由於穿越的地震波數太少，而速度模型分層數太多時，地震資料無法提供足夠且良好的解析能力，因此本研究將深度 35 公里之下分為單一速度層。另外，藉由調整不同速度層的阻尼值、厚度、起始速度，測試是否會有低速層的存在，並找出速度突然跳高的分層，以每次調整厚度一公里的方式，測試最佳的分層結果。最後再以全部測站接收到的 P 波與 S 波到時進行速度逆推，得到本研究結果-南沖繩海槽全區域的速度模式（Whole Area Velocity）。

分析陳[1995]、*Chou et al.*[2006]及 *Lin et al.*[2007] 三種速度模式資料來源可以發現：陳[1995]的速度模式係使用分布於台灣本島的測站資料，用以解釋東經 122 度以東的速度構造有其侷限性；*Chou et al.*[2006]使用台灣氣象局（CWB）及日本氣象廳（JMA）測站資料，其淺層地震定位主要集中在弧前盆地（深度 0~35 公里）與琉球島弧（深度 35~65 公里），其速度模式對於南沖繩海槽速度構造較不適用；*Lin et al.* [2007]利用大量 CWB、JMA 及海上臨時測站 OBS 的地震資料，得到比陳[1995]與 *Chou et al.*[2006]都快的速度模式，

然而使用緯度 24 度以南的台灣島內測站資料，是否會因為震波通過隱沒構造或折射造成速度誤差，值得討論。因此分別計算全區域、陳[1995]、*Chou et al.* [2006]與 *Lin et al.* [2007]的 P 波與 S 波速度模式（圖 3-5）逆推結果走時殘差的平均值及標準差（圖 3-6、圖 3-7）。結果顯示，陳[1995]標準差值最小，全區域速度模式次之，考量到本研究以陳[1995]為初始速度模式進行波相挑選，可能因此受到影響。



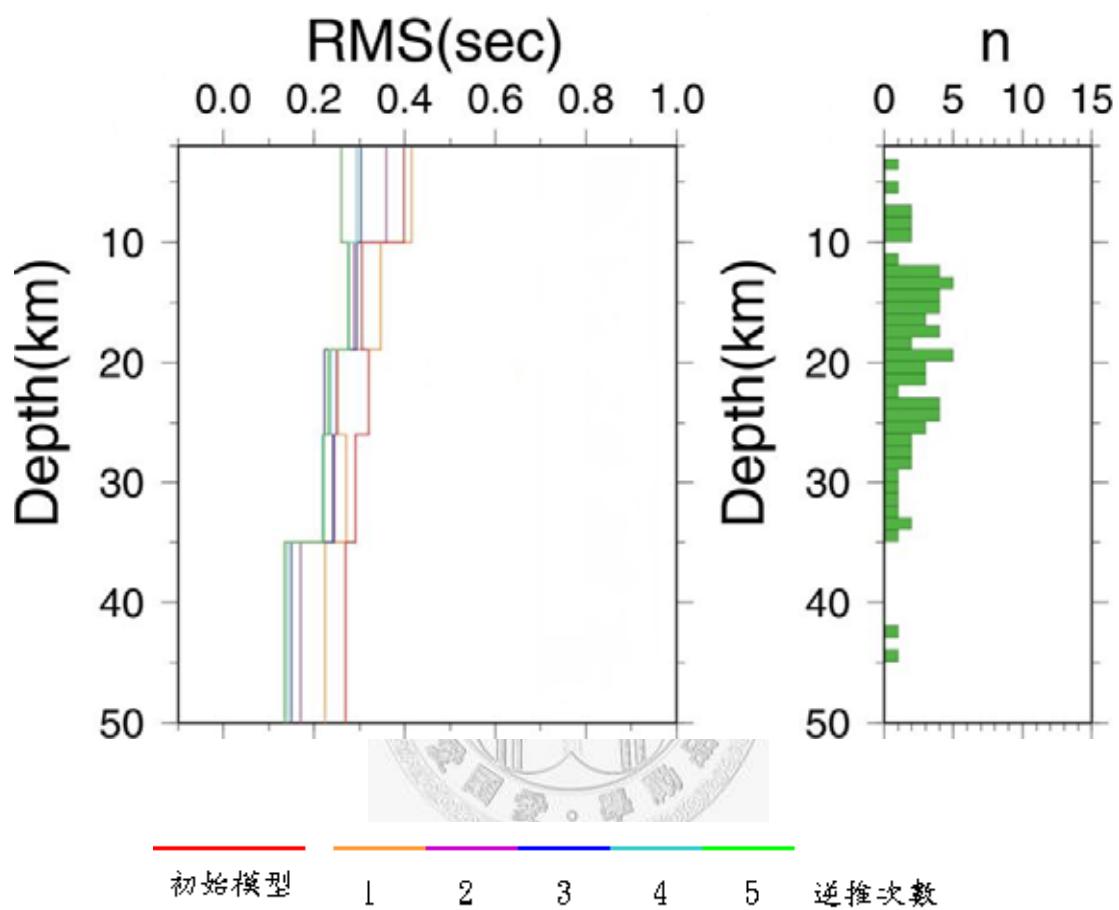


圖 3-4 走時殘差均方根與地震個數隨深度分布圖

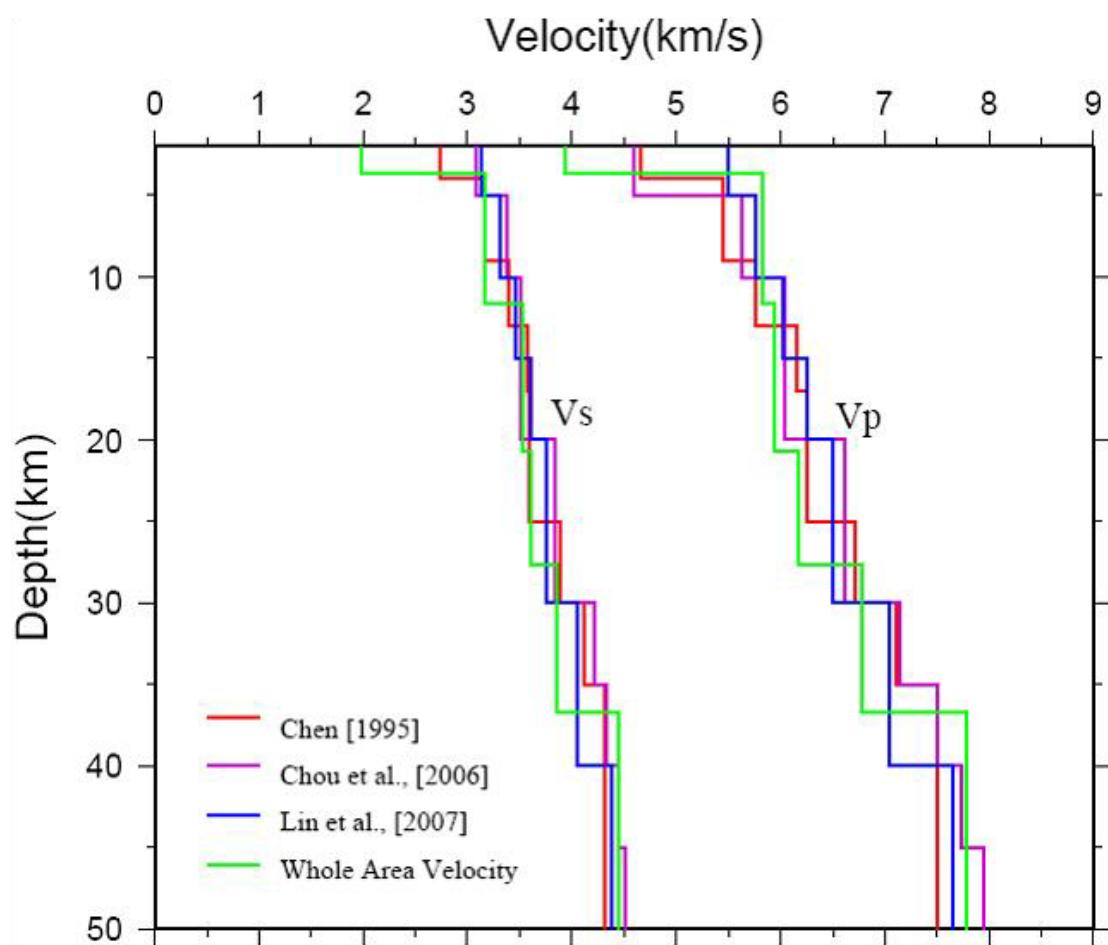


圖 3-5 速度模型比較圖

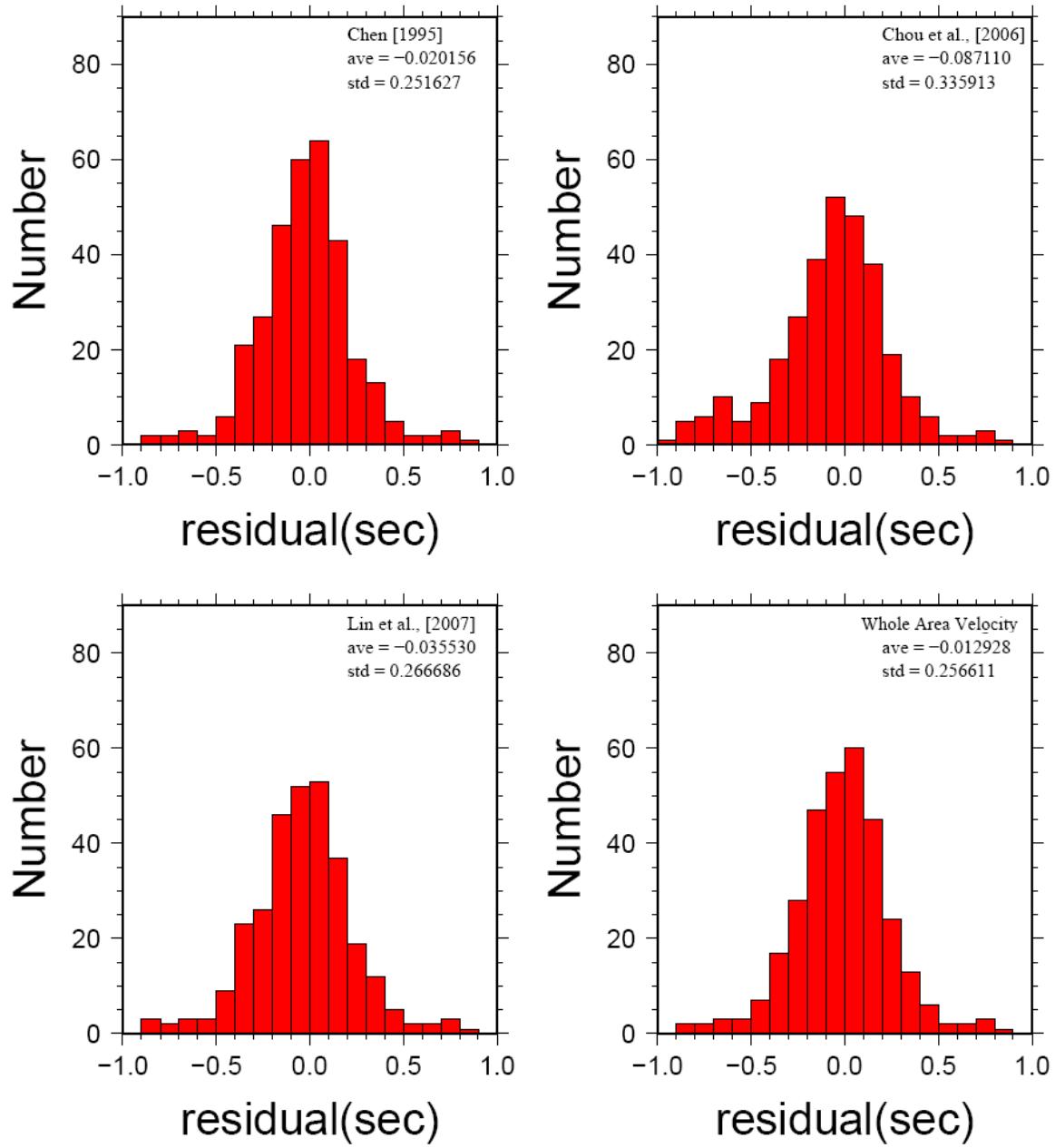


圖 3-6 P 波走時殘差分布圖

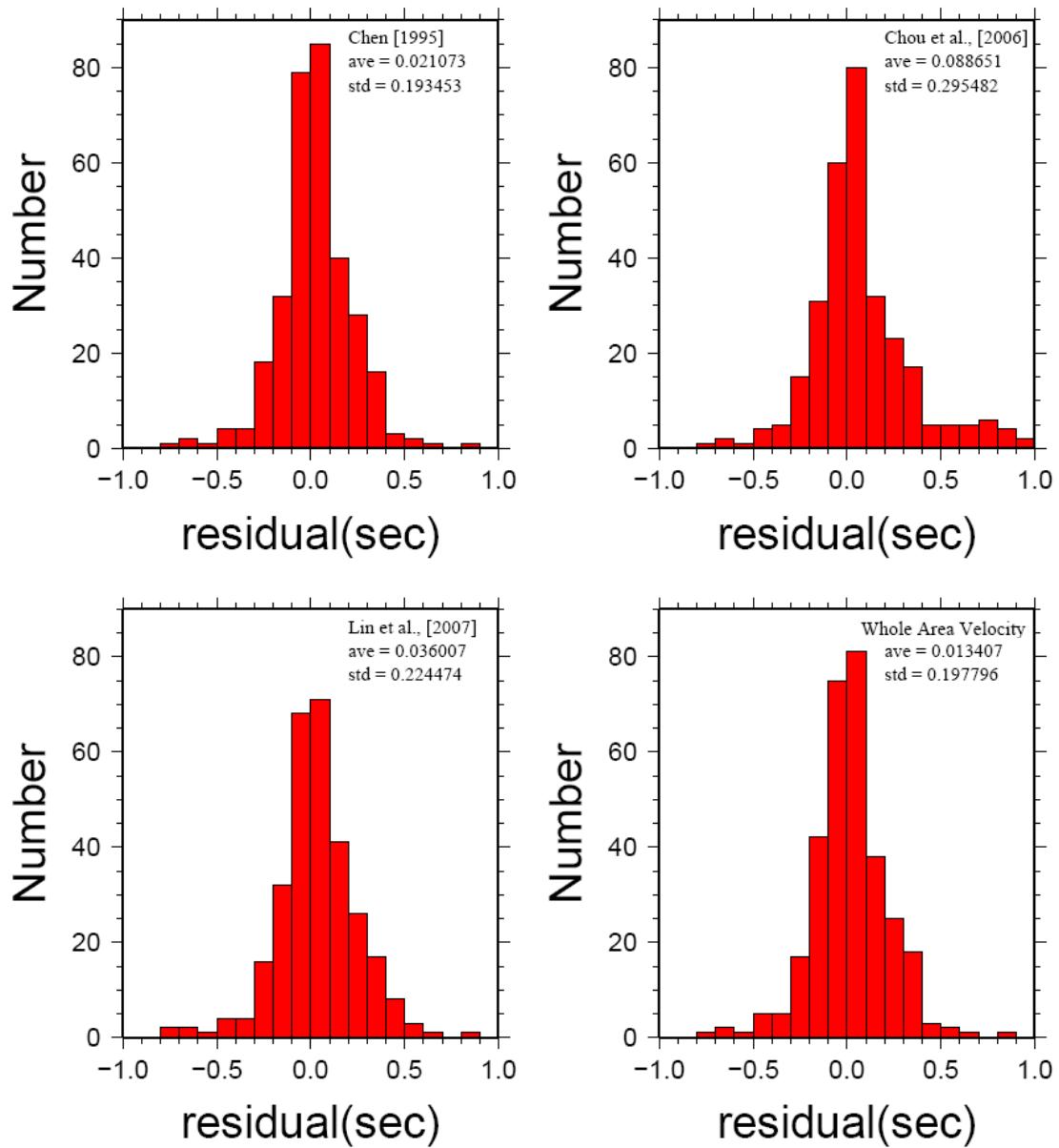


圖 3-7 S 波走時殘差分布圖

第四章 地震重新定位

4-1 全區域速度模式地震定位結果

由於全區域速度模式(圖 3-5)在淺層 2~15 公里的地層速度相較於陳[1995]變快，使原本分布在深度 2~15 公里的地震，經過重新定位後深度可達深度 20~30 公里（圖 4-1）。

4-2 雙差分地震定位法

4-2-1 基本原理



雙差分地震定位法(Double-Difference Earthquake Location)為 Waldhauser and Ellsworth [2000]所提出，其基本原理是假設兩個地震事件（地震對，hypocentral pairs）的相對距離遠小於地震到測站的距離及介質速度變化的尺度，則可以將地震對的射線路徑視為相同，則震源機制相近其震波波形也會接近，而同一個測站記錄到的地震對走時差視為空間位置差異所造成，可用於地震對空間位置的調整（圖 4-2）。

地震對（地震事件 i 與地震事件 j）的餘值（residual），可由觀測走時與理論走時差定義如下：

$$dr_k^{ij} = \left(t_k^i - t_k^j \right)^{obs} - \left(t_k^i - t_k^j \right)^{cal} \quad (4.1)$$

$$\left(t_k^i - t_k^j \right)^{obs}$$

：地震對到 k 測站的觀測走時差

$$\left(t_k^i - t_k^j \right)^{cal} : \text{地震對到 } k \text{ 測站的理論走時差}$$

公式 (4.1) 可由近似慢度 (slowness vector) 和發震時間導為

$$dr_k^{ij} = \frac{\partial t_k^i}{\partial x} \Delta x^i + \frac{\partial t_k^i}{\partial y} \Delta y^i + \frac{\partial t_k^i}{\partial z} \Delta z^i + \Delta \tau^i \\ - \frac{\partial t_k^j}{\partial x} \Delta x^j - \frac{\partial t_k^j}{\partial y} \Delta y^j - \frac{\partial t_k^j}{\partial z} \Delta z^j - \Delta \tau^j \quad (4.2)$$

我們可以合併所有地震對及測站位置，將公式 (4.2) 改寫成一系統性的線性方程



$$WGm = Wd \quad (4.3)$$

G 為一包含偏微分的 $M \times 4N$ 大小的矩陣 (M , 雙差分觀測資料數目; N , 地震數目); d 是包含雙差分的資料向量 (data vector); m 是地震參數修正量，大小為 $4N$, $[\Delta x, \Delta y, \Delta z, \Delta T]^T$; W 為對角線矩陣加權每一個方式。

$$\sum_{i=1}^N \Delta m_i = 0 \quad (4.4)$$

藉由重新定位的過程，使得 Δm_i 平均位移量為 0。因此，雙差分地震定位法可忽略地層側向速度的變化，極小化地震對的走時差的觀測到時與理論到時的殘差值，確定彼此相對位置，提高地震定位的準確度。

4-2-2 雙差分定位法重新定位結果

由全區域速度模式地震定位事件(共 78 個)，再經雙差分地震定位法重新定位後的地震群(共 36 個)(圖 4-3)，發現重新定位後地震群主要分為數群，經由地形圖比對(圖 4-4)：位於東經 123.3 度、北緯 25 度(共 18 個)附近之地震群，主要發震於海床凹陷處，一般認為係由張裂作用產生的張裂軸，且越往東側震源深度越深，可大致標示出一線性相關構造。另外，位於東經 122.8 度、北緯 24.8 度附近的地震群(共 8 個)，主要發生於海槽張裂軸最西側，依地形圖研判，應為張裂軸向西延伸，且越往東側震源深度急劇變深，呈現一明顯地線性相關構造，其傾角約 70 度左右。



4-3 地震空間分布與當地構造的對應

本研究以雙差分地震定位結果為主，全區域速度模式定位結果為輔，繪製地震重新定位分布圖(圖 4-5)，並與該地區前人研究相比對。*Hsu et al.*[1996]根據水深、磁力、重力跟地震資料認為南沖繩海槽主要有三個右移斷層分布(斷層 A、B、C，圖 4-5)，受到加瓜海脊向北移動的影響，使斷層 A 與 B 重新活動。依據本研究定位結果，東經 123 度以東的地震主要分布在斷層 A 與張裂軸上；然而，東經 123 度以西的地震主要分布在張裂軸的延伸方向，未定位出於斷層 B 上的地震活動。根據菲律賓板塊西側之班尼奧夫帶位置與深度分布[*Font et al.*, 1999]，本研究之地震資料震源位置屬於歐亞大陸板塊，且分布於東經 122.8 度、北緯 24.8 度附近的地震事件，有火山活動[羅，2001]與熱泉湧出[李，2005](圖 4-6)。

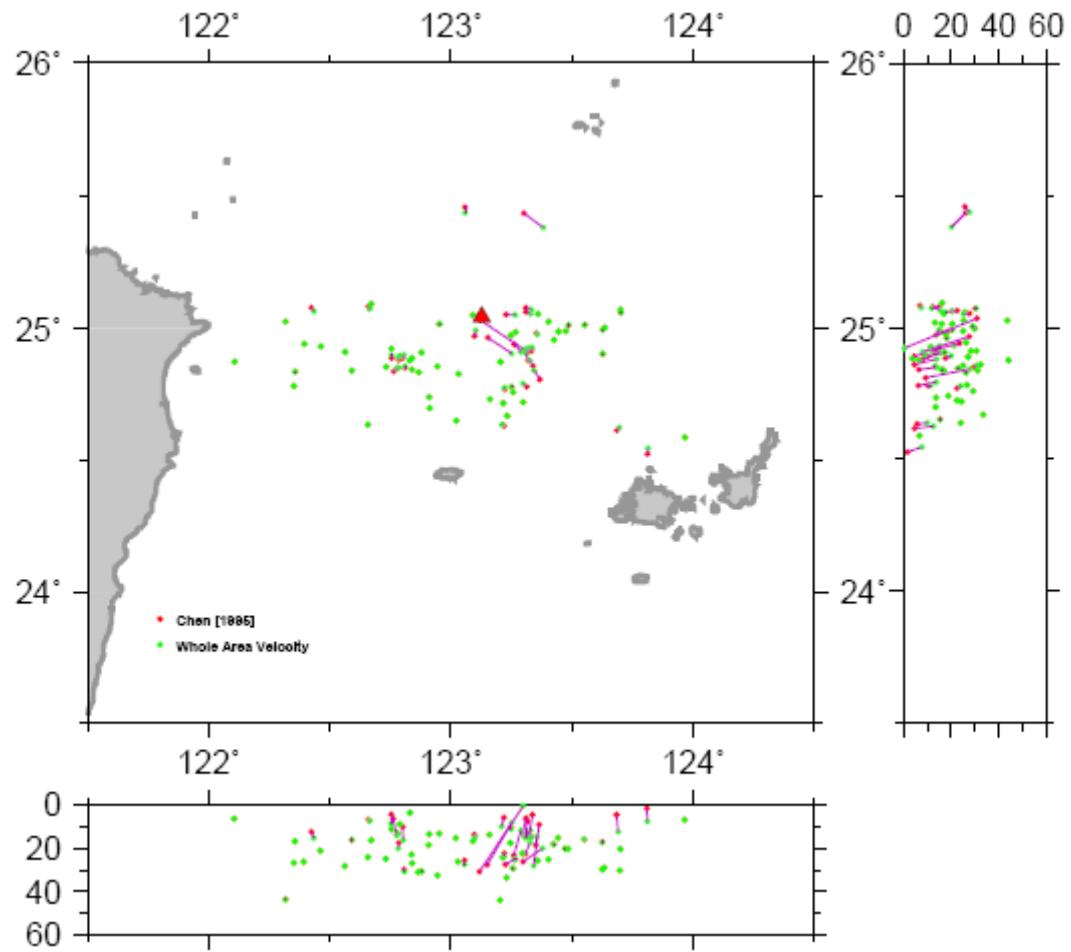


圖 4-1 廖[1995]與全區域速度模式的地震定位結果（▲OBS30 測站位置，—代表地震重新定位的移動方向）。

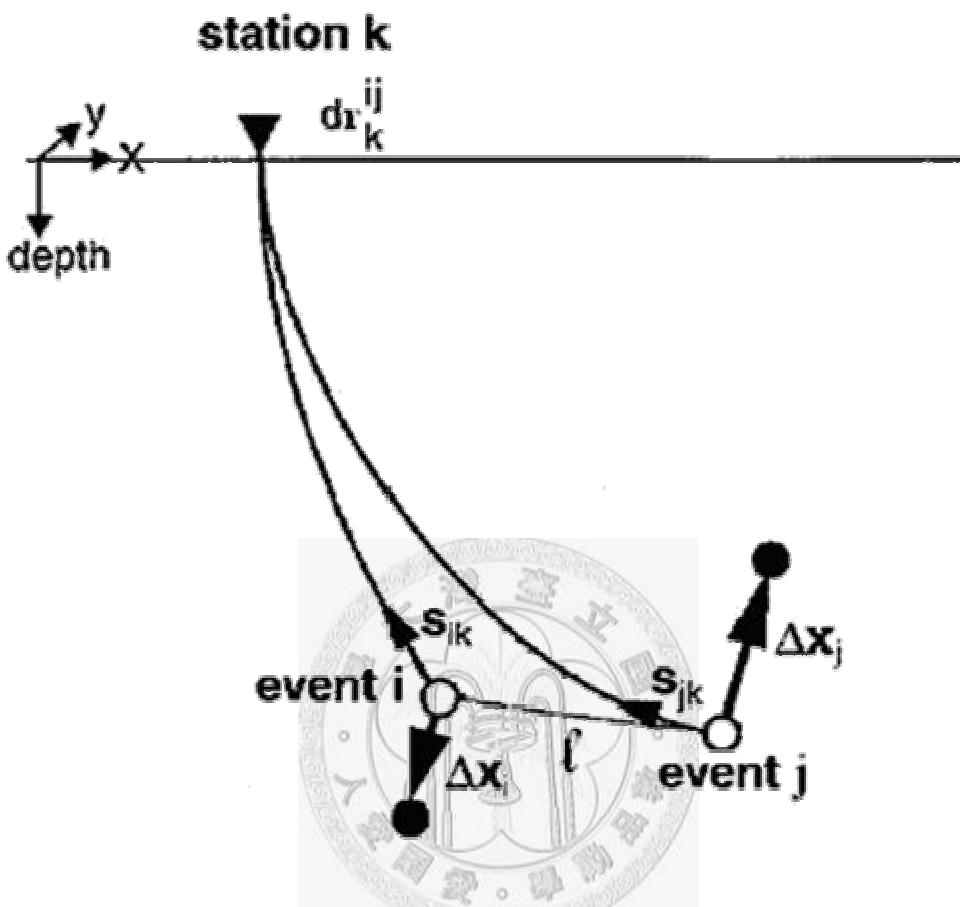


圖 4-2 雙差分地震定位法簡圖。○震源 i 與 j、▼測站 k 與 I；●藉由比對協方差 (cross-correlation) 或地震目錄找出鄰近的地震位置；S 表示由地震事件到測站間的慢度向量 (slowness vector)； dr_k^{ij} 為雙差分；箭頭 ΔX_i 、 ΔX_j 代表地震事件 i 與 j，由公式 (4.2) 重新定位移動向量。

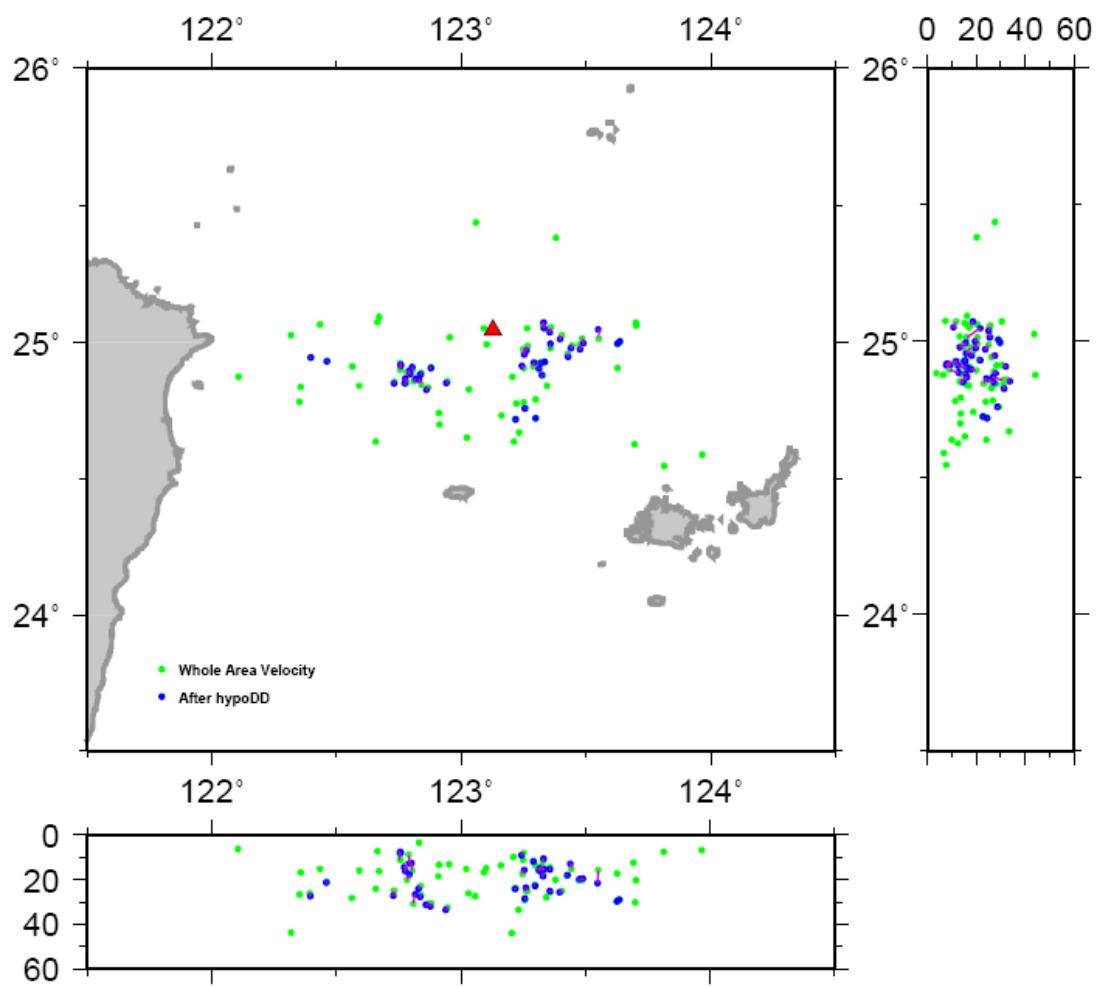


圖 4-3 全區域速度模式與雙差分地震定位法之地震分布圖（▲OBS30 測站位置，—代表地震重新定位的移動方向）

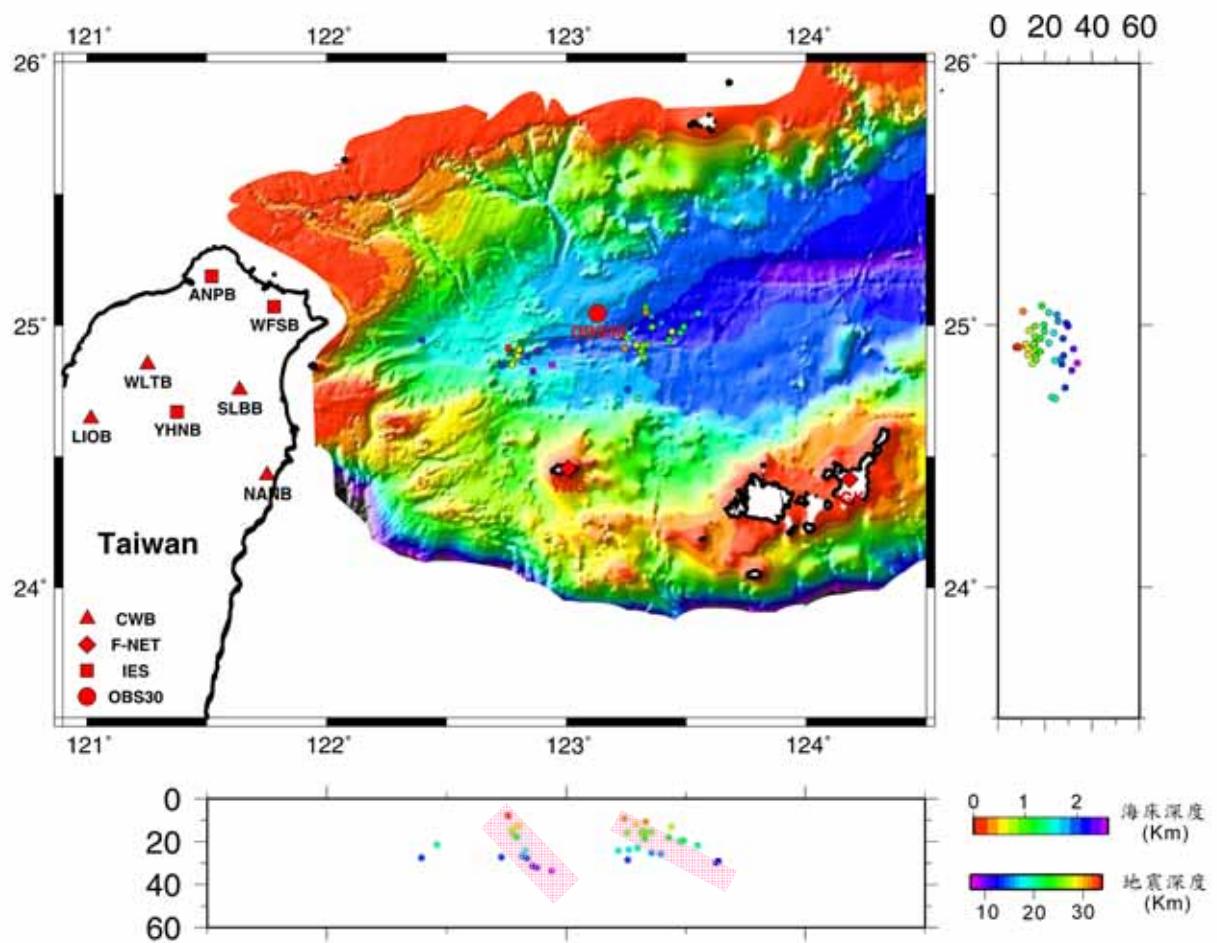


圖 4-4 雙差分法地震定位結果分布圖，淺粉色標示出本研究認為之線性構造

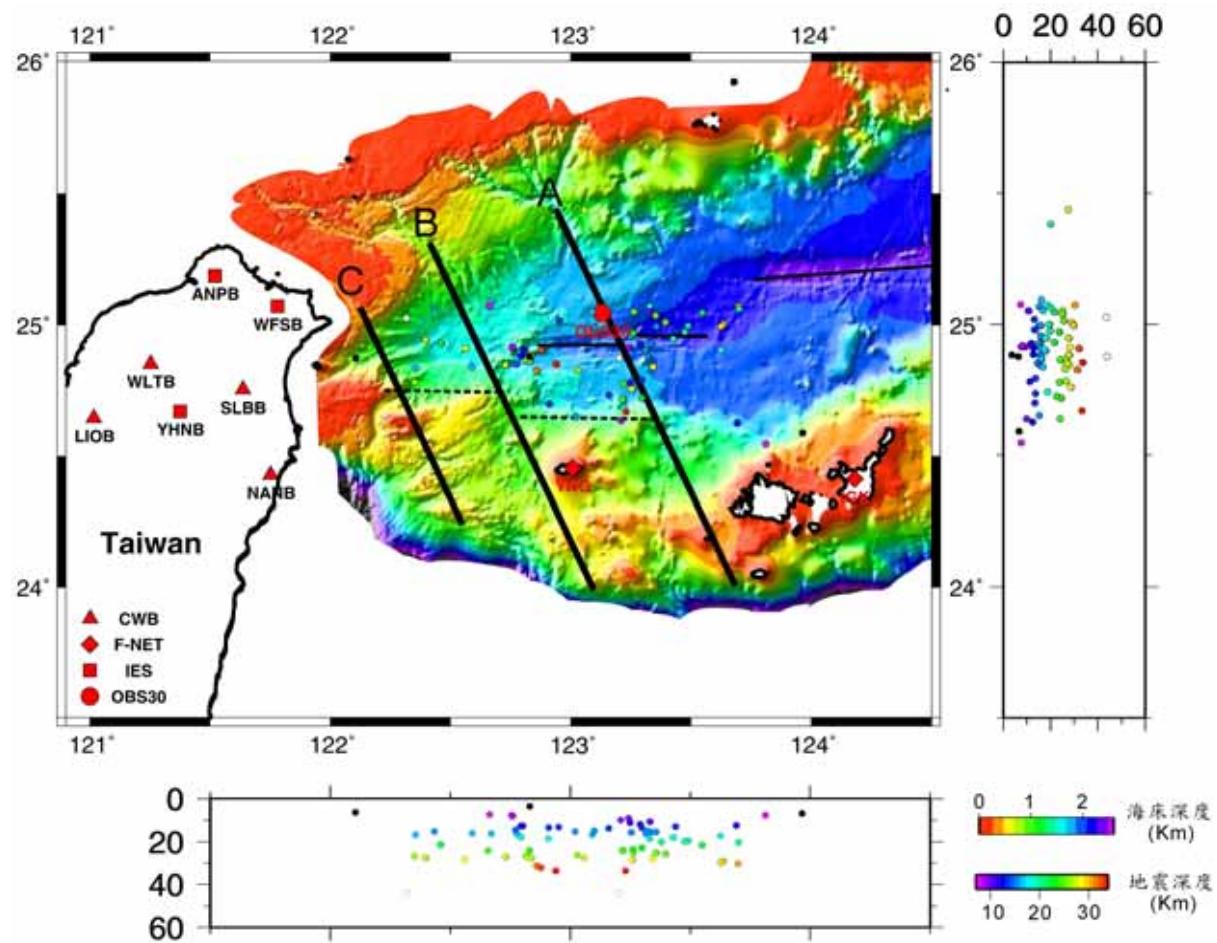


圖 4-5 地震重新定位與構造對應分布圖（黑色細線條為南沖繩海槽張裂軸心，黑色粗線條為斷層位置[Hsu et al., 1996]）

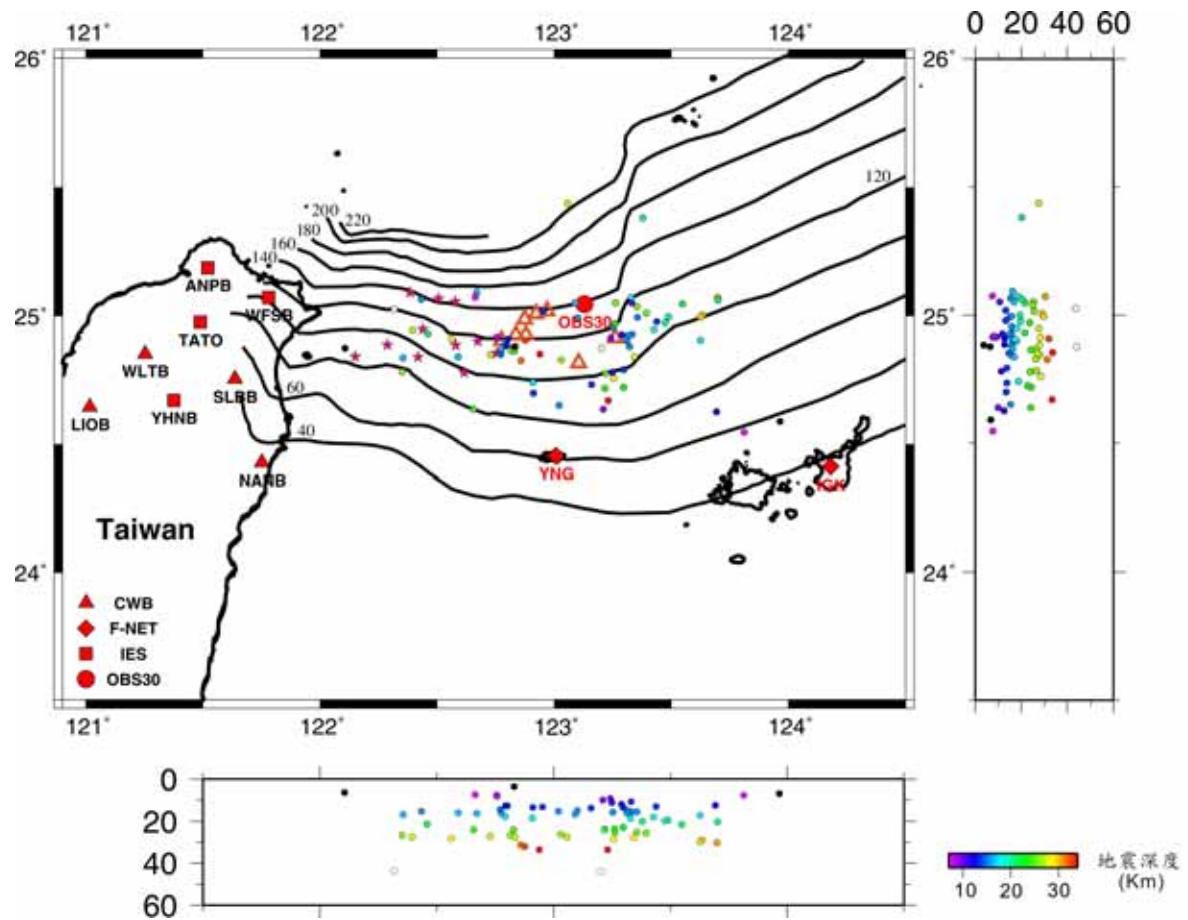


圖 4-6 地震分布與當地構造比較圖。△為火山[羅，2001]，★為熱泉點[李，2005]，黑色線條為菲律賓海板塊隱沒位置與深度 [Font et al., 1999]。

第五章 討論與結論

5-1 全區域一維速度模式與板塊物理性質

一般認為海洋地殼厚度約 5~10 公里，其玄武岩層（圖 5-1，Layer 2A、2B 與 2C）平均厚度約為 2 公里，速度可達 6.7 km/s[Brown and Mussett, 1933]，本研究全區域速度模式於該深度視速度僅達 5.82 km/s；其下的輝長岩（圖 5-1，Layer 3A 與 3B），平均厚度約 4.7 公里，速度達 7.1 km/s[Brown and Mussett, 1933]，本研究於該深度視速度僅達 5.82 km/s。

本研究的全區域速度模式與前人研究結果相似（圖 3-6），大約在深度 35 公里處、速度由 6.7 km/s 急劇增加至 7.78 km/s，其間似乎存在著地震波速不連續的莫氏不連續面（Moho discontinuity）。整體而言，本研究在南沖繩海槽的速度模型與海洋地殼速度模型[Borwn and Mussett, 1993；Fowler, 1976]差異較大，與大陸地殼的速度模型[Christensen and Mooney, 1995]較接近（圖 5-2）。

5-2 張裂軸一維速度模式與板塊物理性質

本研究依地形特徵選取位於張裂軸附近（北緯 24.8~25.1 度、東經 122.7 ~123.6 度、深度 0~50 公里）的地震事件（共 41 個），單獨篩選出 OBS30 測站訊號到時的走時殘差，以全區域速度模式為初始速度模型進行一維速度逆推，冀望有助於了解海槽張裂處之地殼速度構造。

經由計算速度模型偏微分矩陣的奇異值矩陣，以非零的奇異值設定阻尼值大小，計算速度模型方差（model variance）與走時殘差方差（data variance）的消長曲線（trade-off curve，圖 5-3）[Eberhart-Philips, 1986；Protti et al., 1996]，

用以搜尋最適合的阻尼值，決定最佳的逆推結果，得到新的南沖繩海槽張裂軸速度模式（Rift Velocity）（圖 5-4）。比較南沖繩海槽全區域與張裂軸速度模式發現張裂軸速度模式變化不大，顯示該區域應仍屬大陸地殼特性；比較沖繩海槽全區域速度模式[Wang et al., 2008]、北沖繩海槽速度模式[Iwasaki et al, 1990]、中沖繩海槽速度模式[Sato et al.,1994]與南沖繩海槽張裂軸速度模式，本研究速度模式與沖繩海槽全區域速度模式[Wang et al., 2008]相近，較北沖繩海槽[Iwasaki et al, 1990]及中沖繩海槽速度模式[Sato et al.,1994]慢（圖 5-5）。



Lithology	Ocean Crustal Layers	Typical Ophiolite	Normal Ocean Crust	
			Thickness (km) ave.	P wave vel. (km/s)
Deep-Sea Sediment	1	~ 0.3	0.5	1.7 - 2.0
Basaltic Pillow Lavas	2A & 2B	0.5	0.5	2.0 - 5.6
Sheeted dike complex	2C	1.0 - 1.5	1.5	6.7
Gabbro	3A	2 - 5	4.7	7.1
Layered Gabbro	3B			
Layered peridotite				
Unlayered tectonite peridotite	4	up to 7		8.1

圖 5-1 一般海洋地殼特性圖 [Brown and Mussett, 1993]

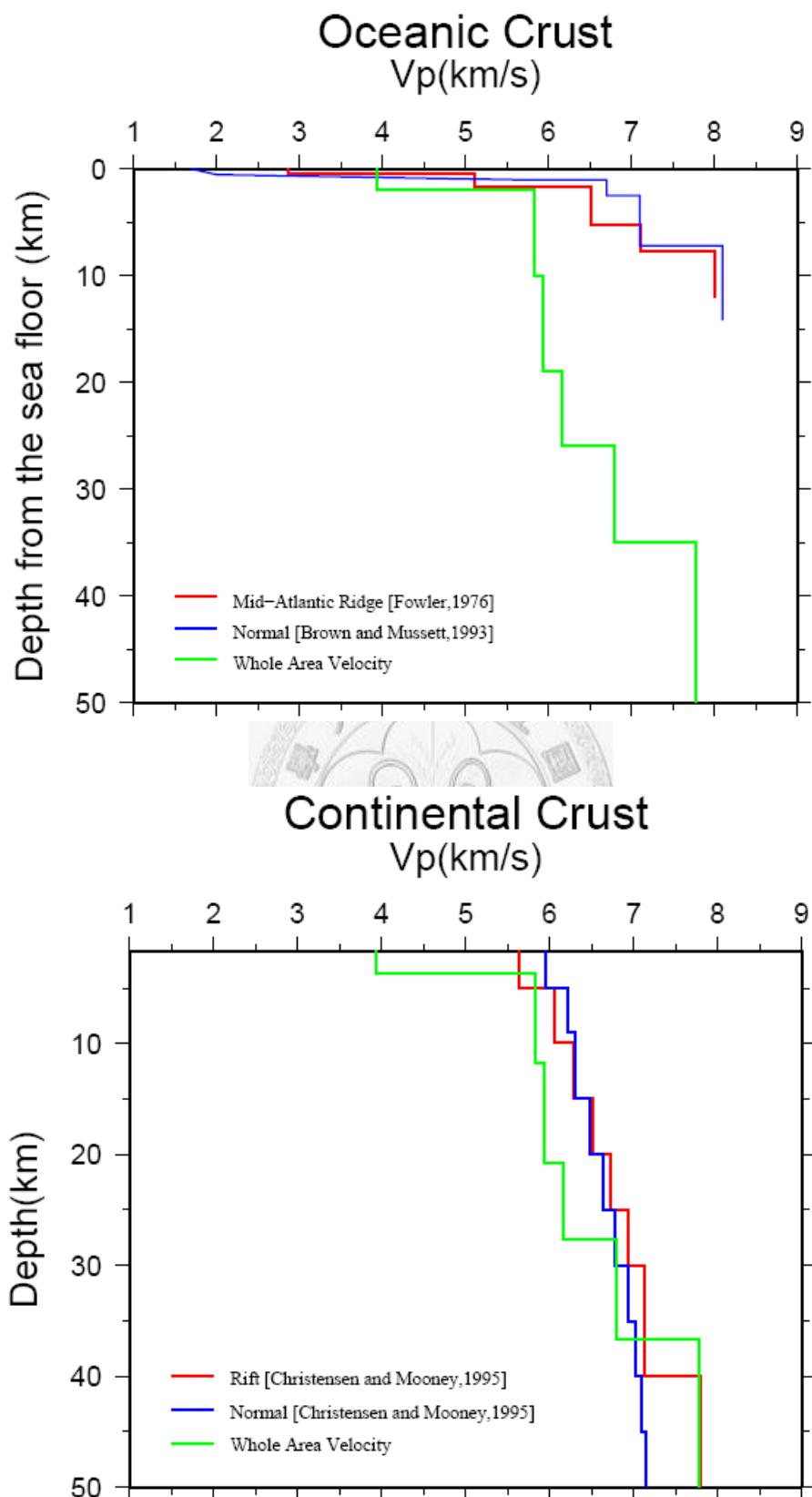


圖 5-2 海洋地殼、大陸地殼與全區域速度模式圖

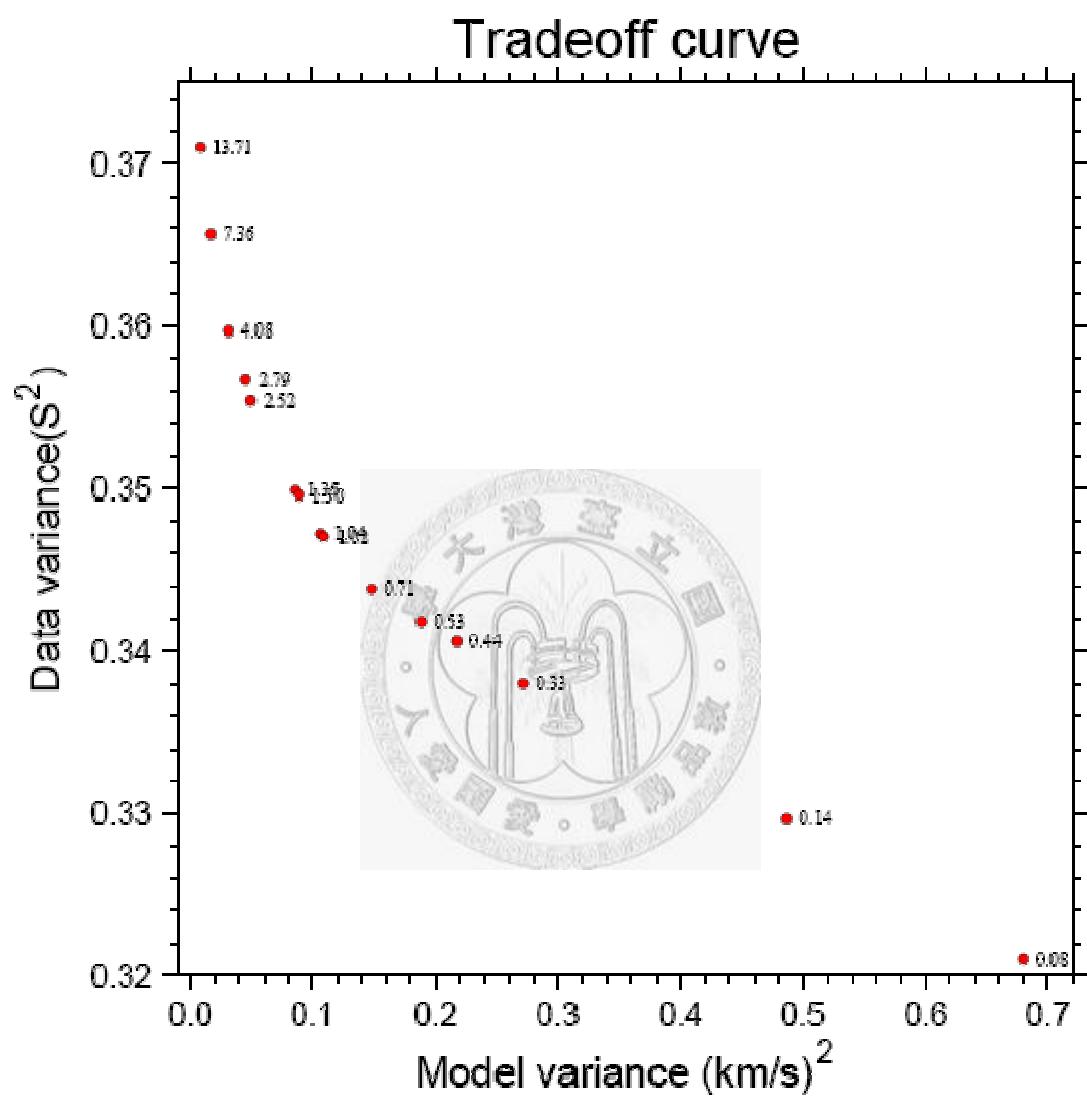


圖 5-3 消長曲線圖，以圓點之上以數字註解設定之阻尼值。

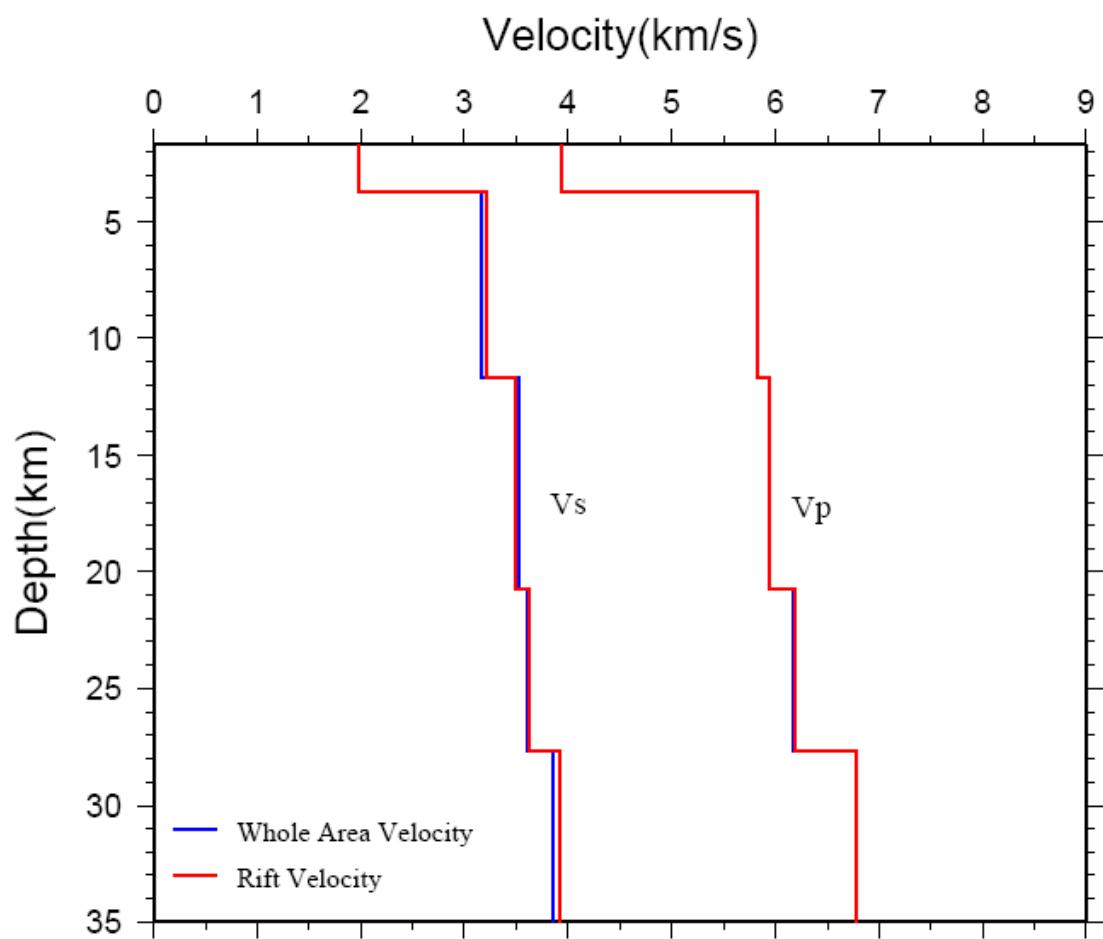


圖 5-4 南沖繩海槽一維速度模型於各平面深度之速度平均值

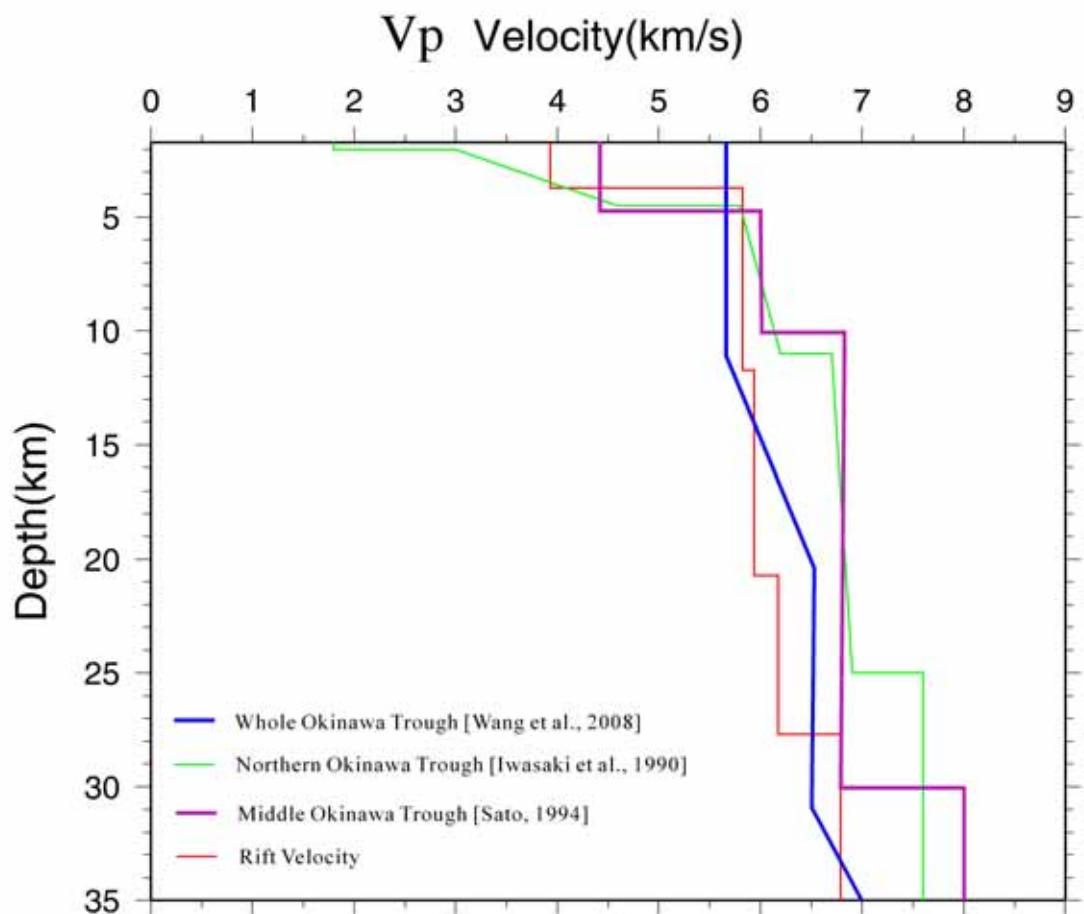


圖 5-5 沖繩海槽各區域速度模型比較圖

附錄 A OBS 計畫之寬頻海底地震儀系統簡介

由於台灣地震缺乏長期海上觀測儀器，中央研究院地球科學研究所（IES）於 2002 年起規劃海底地震儀之觀測研究計畫（OBS 計畫），藉由寬頻海底地震儀(Broad-Band Ocean Bottom Seismometer，簡稱 BB OBS)施放，使地震觀測網延伸涵蓋外海地區，以彌補海域地震觀測的不足。

OBS 計畫於 2006 年 9 月由海研一號在台灣東部海域進行第一期四座寬頻海底地震儀佈放，詳細儀器佈放位置如附圖 A-1、附表 A-1 所示。由於地震記錄主要受到震源及傳遞過程的影響，因此佈置於南沖繩海槽的寬頻海底地震儀，站位編號 OBS30（東經 123.127617 度、北緯 25.045483 度）及 OBS32（東經 122.624058 度、北緯 24.921083 度）所收錄的地震訊號，最能直接記錄菲律賓海板塊隱沒上緣及歐亞大陸板塊內的地震活動。

寬頻海底地震儀以三分量寬頻地震訊號感應器，配合數位記錄器記錄地震訊號，對台灣東部外海之地震活動實施全天候 24 小時的連續記錄期，可以接收地震波的頻率涵蓋 1/30 至 50 赫茲，其外圍需以特製金屬球殼包覆保護（附圖 A-2），以抵抗深海的強大壓力和紊亂海流。

儀器佈放後，研究船需圍繞著施放點，將編碼過後的聲納訊息傳遞至深海，待地震儀接收訊息後加以回覆並開始相對應的動作。藉由船隻同步接收 GPS 衛星與海底聲納訊號得到雙程走時，經逆推得知船隻與 OBS 距離後，進而定出 OBS 正確位置（附圖 A-3）。

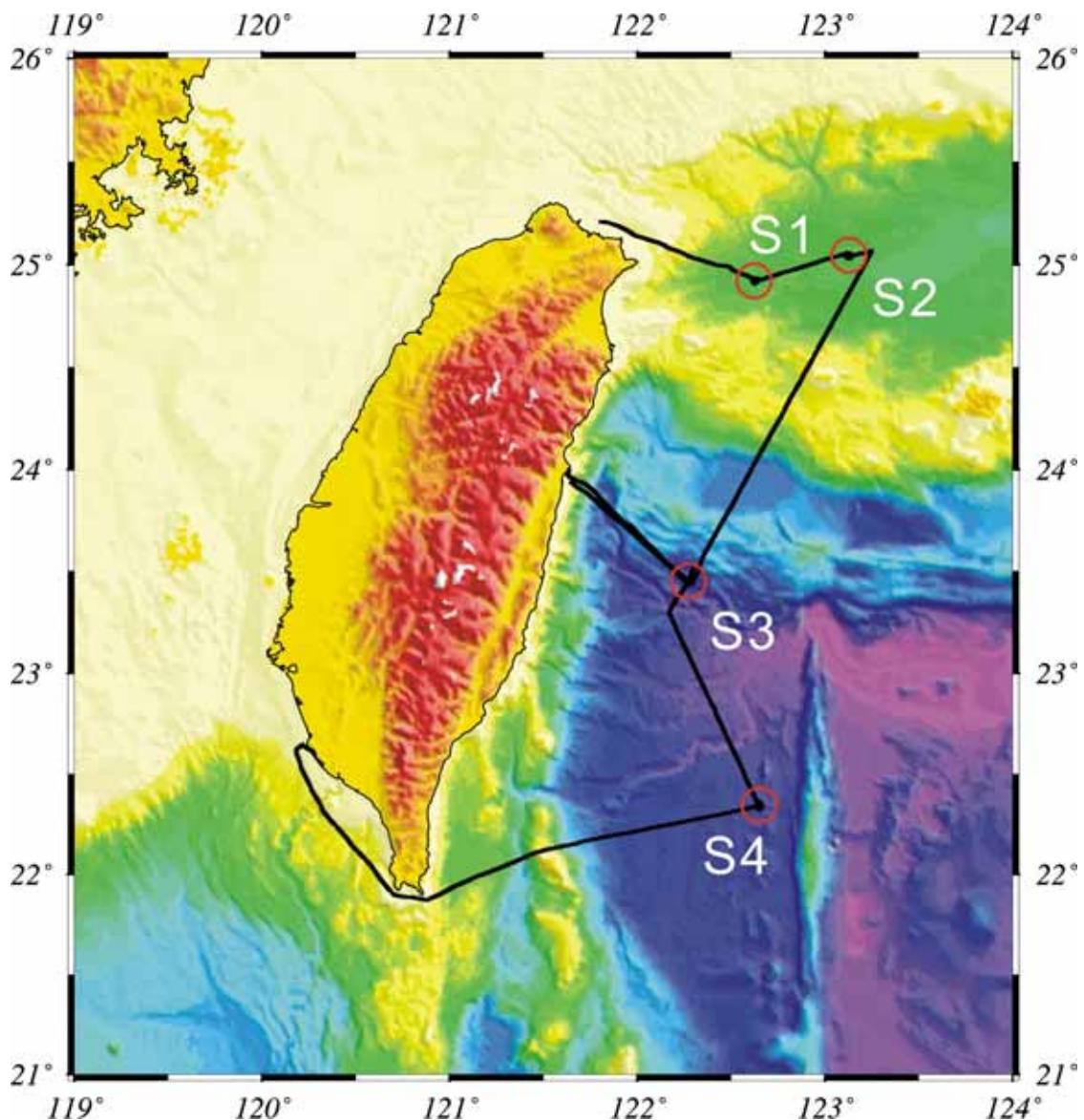
由於 OBS 頻率涵蓋範圍廣，藉由選取地震波段落進行頻譜分析，結果顯示 OBS 對於低頻與高頻訊號均有很好的記錄能力（附圖 A-4 及附圖 A-5），並可以記錄微小地震（附圖 A-4）、一般地震（附圖 A-5）及遠震（附圖 A-6）的訊號。觀察 2006 年 12 月 30 日的地震記錄（附圖 A-6），因 P 波與 S 波到各

測站時間相近，且地震訊號延續時間長達 40 分鐘，為遠震訊號，故改以地球參考模型 IASP91 的速度模型進行定位，結果顯示該地震發生時間為 8 點 30 分 40 秒，震源位置為北緯 14.396 度，東經 45.24 度，深度 276 公里。參考美國地質調查局地震資料庫，此地震正確發生時間為 8 點 30 分 49.79 秒，震源位置為北緯 13.31 度、東經 51.37 度、深度 15 公里。



附表 A-1 OBS 計畫第一期寬頻海底地震儀佈放位置表 (2006 年 9 月第一期)

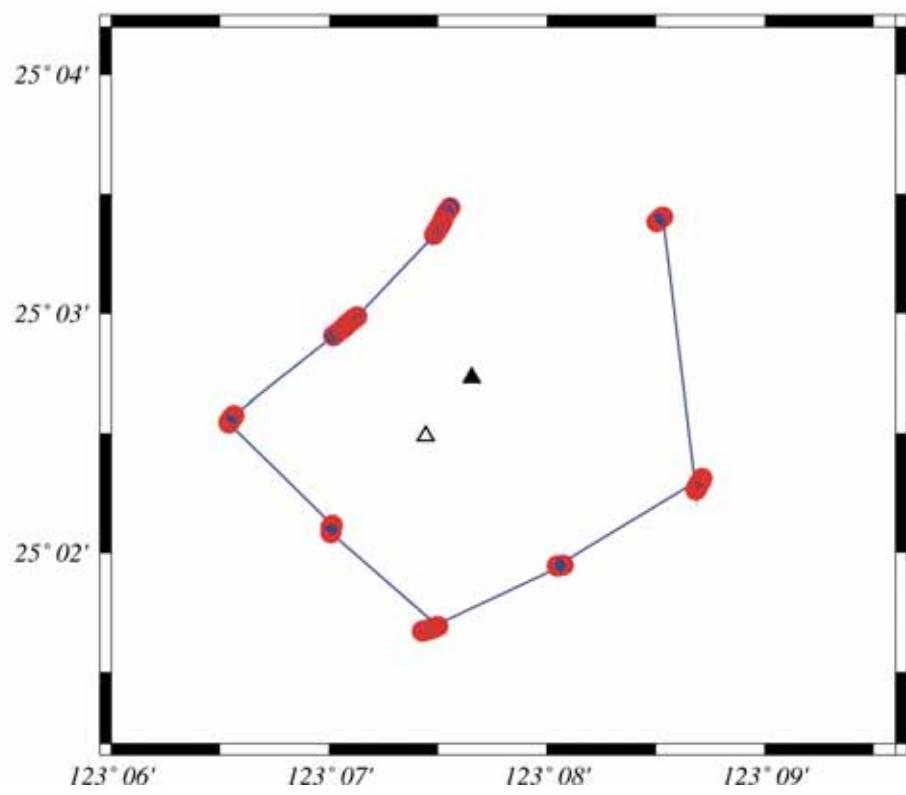
測站代碼	船位	佈放位置		
Station	Site	Deploy Position		
		Lat	Lon	施放點水深(m)
OBS30	S2	25.045483	123.127617	1741
OBS31	S3	23.450328	122.273145	4457
OBS32	S1	24.921083	122.624058	1512
OBS33	S4	22.345333	122.649150	4726



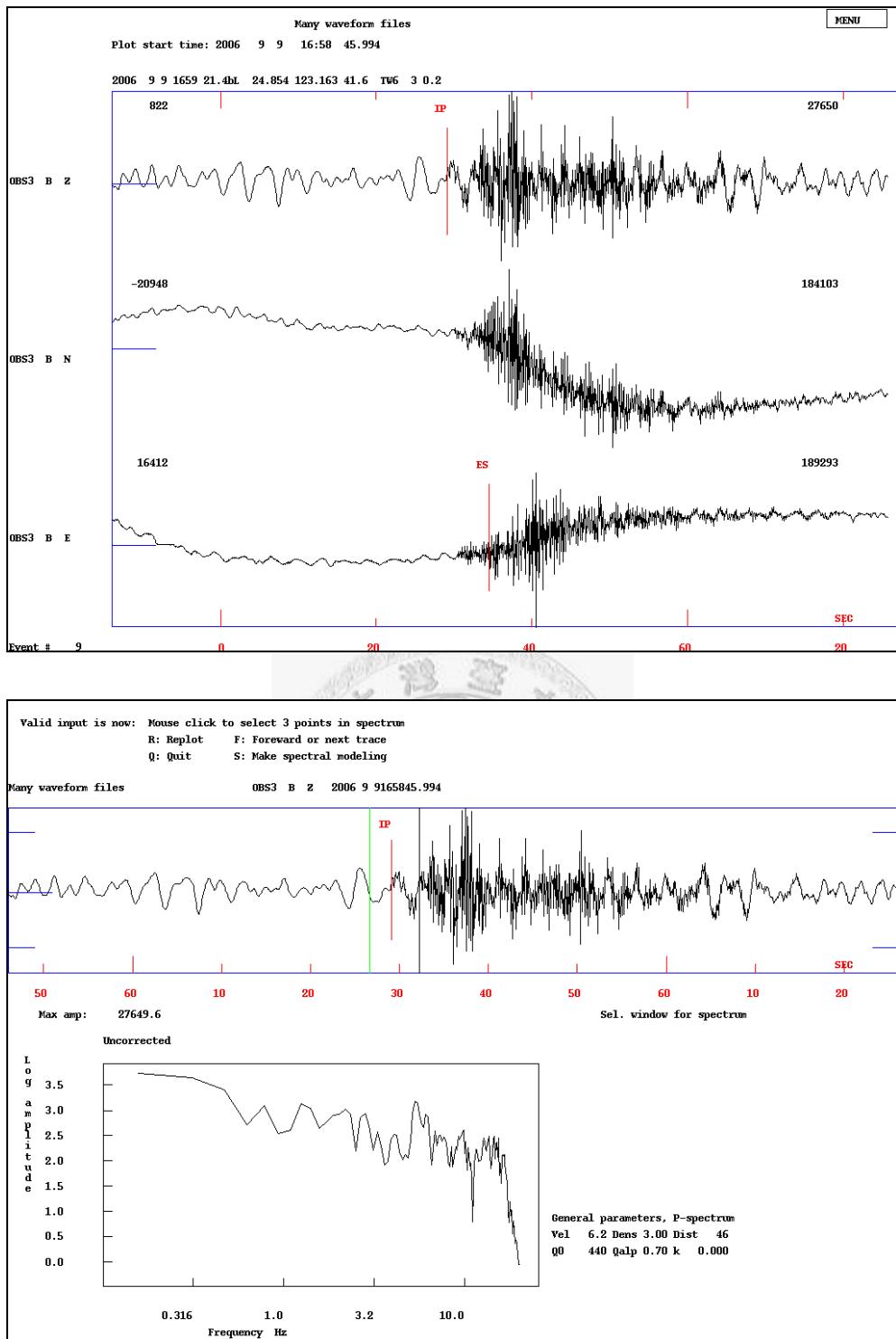
附圖 A-1 OBS 計畫寬頻海底地震儀佈放位置圖 (2006 年 9 月第一期)



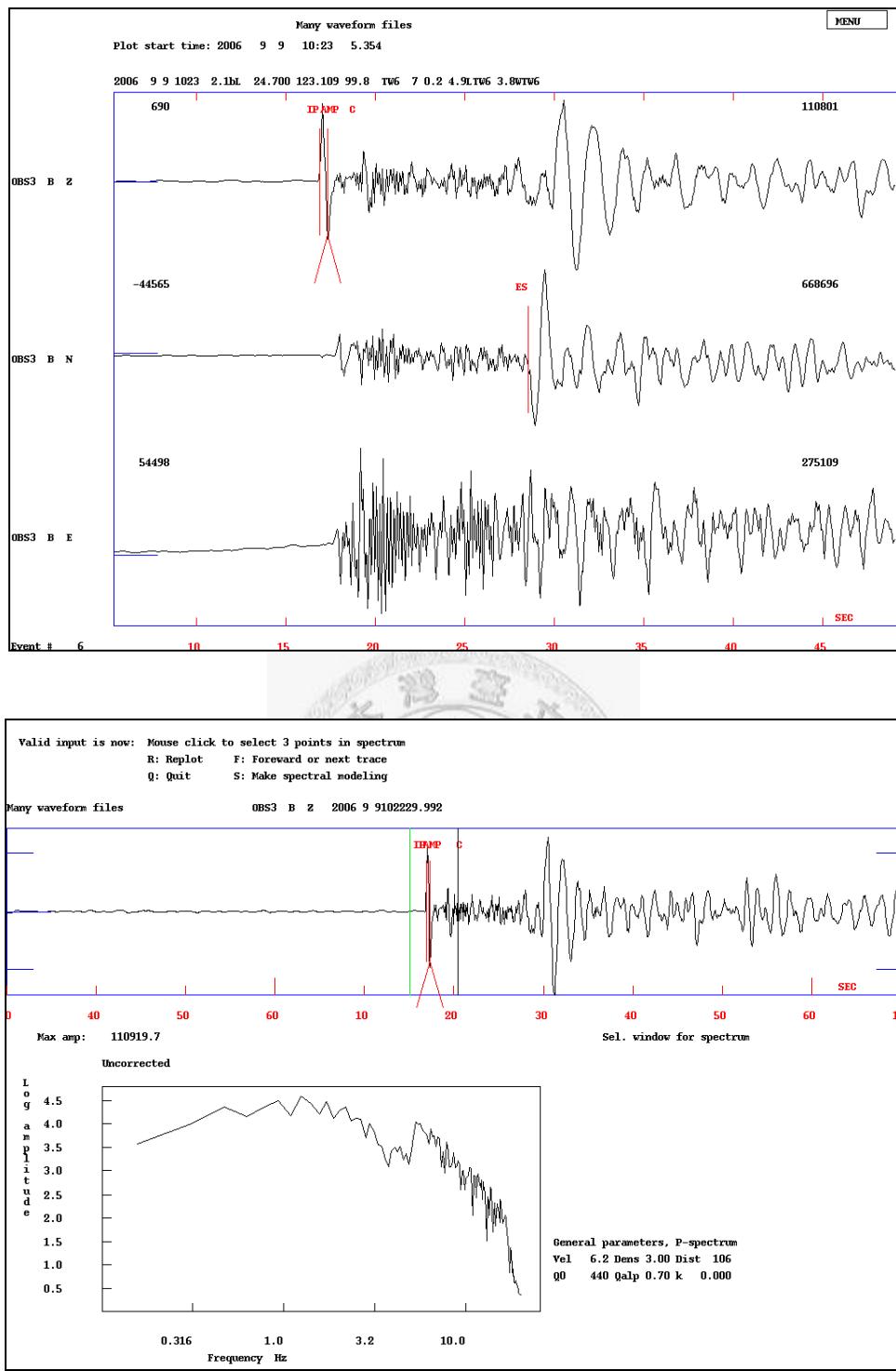
附圖 A-2 海底寬頻地震儀



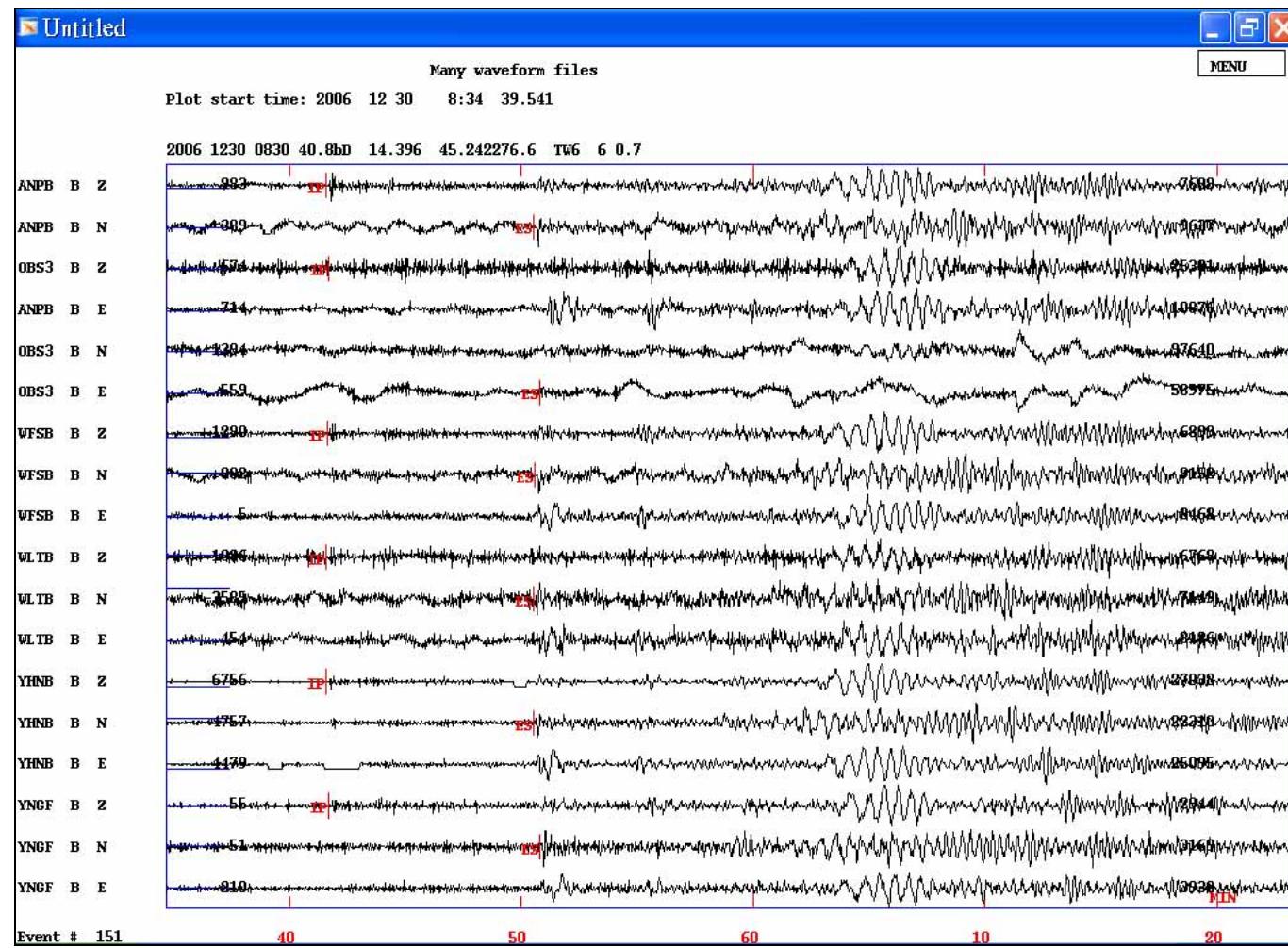
附圖 A-3 OBS30 聲納定位資料圖 (●聲納測量點, △施放地點, ▲重新定位地點)



附圖 A-4 微小地震震波圖與頻譜圖。上圖展示 OBS 三軸所記錄到的微小地震 ($Wl=2.5$)，下圖展示綠色到黑色區間地震波的頻譜分析，下圖左顯示 OBS 可記錄大於 5Hz 以上的地震訊號。



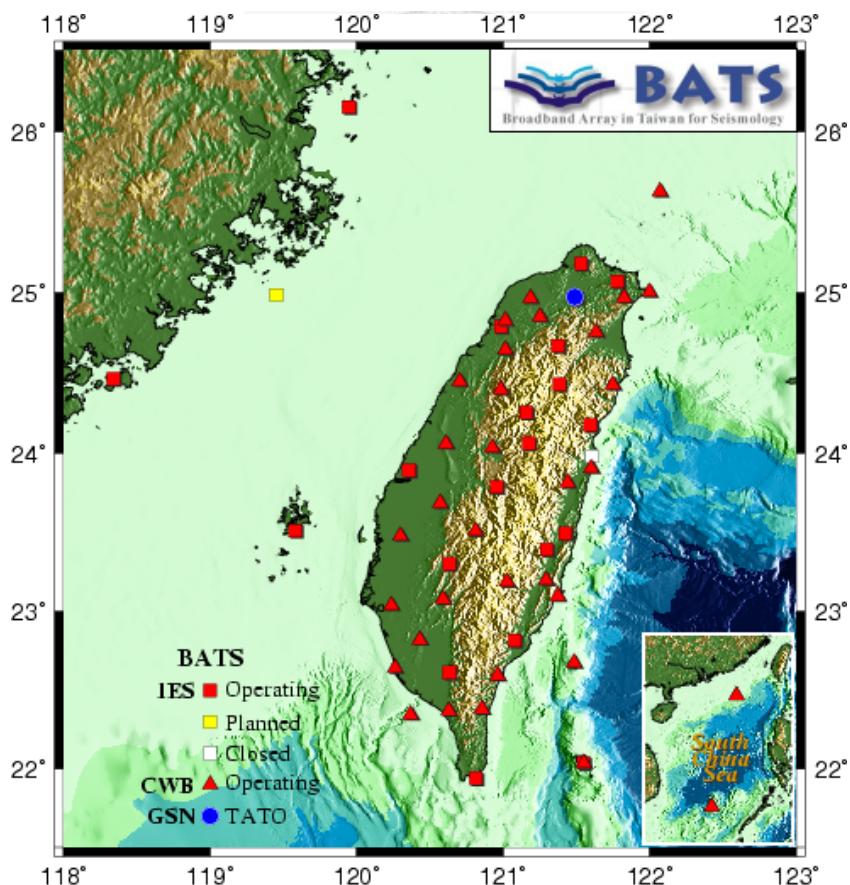
附圖 A-5 深層地震震波圖與頻譜圖。此地震發生於 2006 年 9 月 9 日 10 點 23 分，震源位置為北緯 24.7 度、東經 123.109 度、深度 99.8 公里，地震規模 (Wl=4.9)。由地震波資料顯示，OBS 對於深層地震亦有很好的解析能力



附圖 A-6 遠距離地震訊號圖

附錄 B BATS 簡介

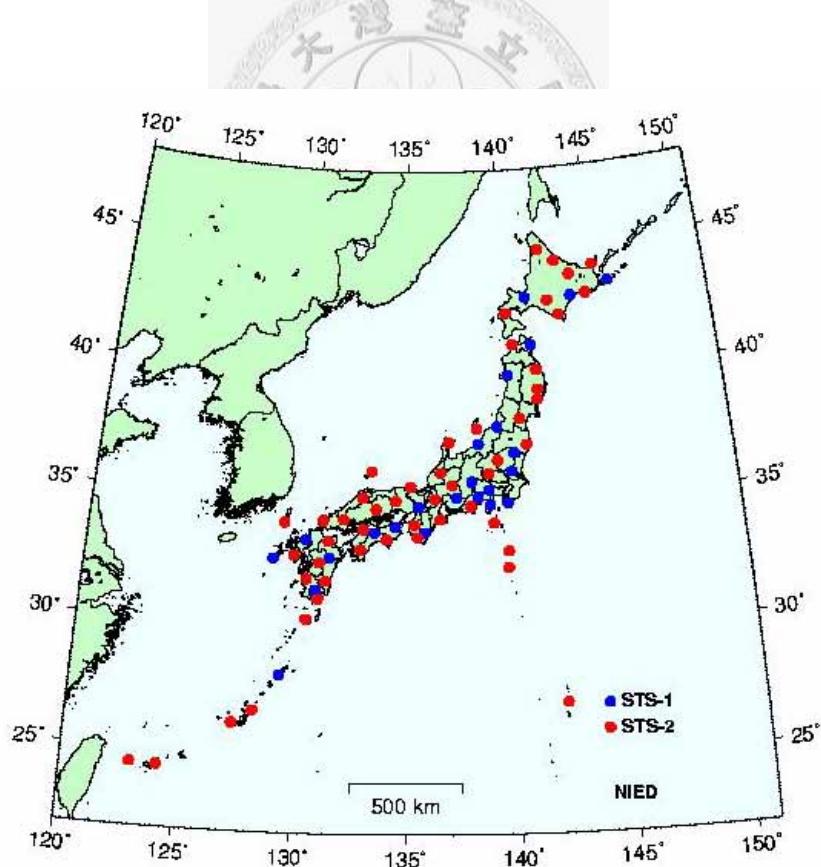
自 1992 年開始，中央研究院地球科學研究所與國內外數個研究單位開始合作籌備「台灣寬頻地震觀測網」(Broadband Array in Taiwan for Seismology，簡稱 BATS)，長期記錄區域地震，並提供大量、高解析能力且連續的地震波波形資料，用以估計震源參數，尤其是在台灣東部沿海一帶區域網絡覆蓋較差的地方。目前台灣寬頻地震觀測網（BATS）收錄中央研究院地球科學研究所（IES，20 站）與中央氣象局（CWB，33 站），共計有 53 個測站地震資料。



附圖 B-1 BATS 測站分布圖

附錄 C F-net 簡介

日本國家研究機構地球科學與災害防治中心（National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention，簡稱 NIED）於 1994 年啟動蒼蘭計畫（Fundamental Research on Earthquakes and Earth's Interior Anomaly，簡稱 FREESIA），主要目標為利用島內寬頻地震觀測提升地震研究結果，以減少地震帶來的災害。蒼蘭計畫已於 2001 年 3 月結束，其留下的地震觀測網與地震研究中心結合，由 NIED 負責建置及維護，稱為『日本寬頻地震網』（Full Range Seismograph Network of Japan，簡稱 F-net），共收錄日本全國 83 個寬頻地震測站資訊，並提供學術性地震波資料索取，期望能對地震發生機制多所了解。



附圖 C-1 F-net 測站分布圖

参考文献

- Brown, G.C. & Mussett, A.E. (1993), The Inaccessible Earth : an Integrated View to its Structure and Composition. **2nd ed.** *Chapman & Hall*.
- C.E. Shannon, "A Mathematical Theory of Communication", *Bell System Technical Journal*, **27**, 379-423, 623-656.
- Chou, H.-C., B.-Y. Kuo, S.-H. Hung, L.-Y. Chiao, D. Zhao, and Y.-M. Wu (2006), The Taiwan-Ryukyu subduction-collision complex: Folding of a viscoelastic slab and the double seismic zone, *J. Geophys. Res.*, **111**, B04410.
- Christensen, N. I., and W. D. Mooney (1995), Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view, *J. Geophys. Res.*, **100(B6)**, 9761–9788.
- Font, Y., S. Lallemand, and J. Angelier (1999), Etude de la transition entre l'orogène actif de Taiwan et la subduction des Ryukyu—Apport de la sismicité, *Bull. Soc. Geol. Fr.*, **170**, 271– 283.
- Fournier, M., Fabbri, O., Angelier, J and Cadet, J.P. (2001), Regional seismicity and onland deformation in the Ryukyu arc: Implications for the kinematics of opening of the Okinawa Trough. *J. Geophys Res.*, **106**, 13751-13768.
- Fowler, C. M. R.(1976), Crustal Structure of the Mid-Atlantic Ridge crest at 37° N. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc* , **47**, 459–491.
- Furukawa, M., Tokuyama, H., Abe, S., Nishizawa, A., Kinoshita, H. (1991), Report on DELP 1988 Cruise in the Okinawa Trough. Part 2. Seismic reflection studies in the southwestern part of the Okinawa Trough. *Bull.*, **66**, 17-36.
- Hacker, B. R., S. M. Peacock, G. A. Abers, and D. Holloway (2003), Subduction

- factory: 2. Are intermediate-depth earthquakes in subducting slabs linked to metamorphic dehydration reactions?, *J. Geophys. Res.*, **95**, 108(B1), 2030.
- Herman, B. M., R. N. Anderson, and M. Truchan.(1978), Extensional tectonics in the Okinawa Trough, in Geological and Geophysical Investigations of Continental Margins, edited by J. Watkins, I. Montadert, and P. Dickinson, *AAPG Mem.*, **29**, 199–208.
- Hirata, N., H. Kinoshita, H. Katao, H. Baba, Y. Kaiho, S. Koresawa, Y. Ono, and K. Hayashi (1991), Report on DELP 1988 cruises in the Okinawa Trough, 3, Crustal structure of the southern Okinawa Trough, *Bull. Earthquake Res. Inst. Univ. Tokyo*, **66**, 37– 70.
- Hsu, S.-K., Sibuet, J.-C., Monti, S., Shyu, C.-T. and Liu, C.-S. (1996), Transition between the Okinawa trough backarc extension and the Taiwan collision: new insights on the southernmost Ryukyu subduction zone, *Mar. Geophys. Res.* **18**, 163-187.
- Ito, H., J. De Vilbiss, and A. Nur (1979), Compressional and shear waves in saturated rock during water-steam transition, *J. Geophys. Res.*, **84**, 4731–4735.
- Iwasaki, T., N. Hirata, T. Kanazawa, J. Melles, K. Suyehiro, T. Urabe, L. Moller, J. Makeis, and Shimamura, (1990). Crustal and upper mantle structure in the Ryukyu Island Arc deduced from deep seismic sounding, *Geophys. J. Int.*, **102**, 631-651.
- Kenneth P. Bube (1998) Generalized Inversion Theory.
- Kennett, B. L. N. and Engdahl, E. R., 1991; Traveltimes for global earthquake location and phase identification, *Geophysical Journal International*, **105**, 429-465.
- Kimura, M., (1985), Back-arc rifting in the Okinawa Trough. *Mar. Petrol. Geol.*, **2**,

222-240.

Kissling, E., W. L. Ellsworth, and U. Kradolfer (1994), Initial reference models in local earthquake tomography, *J. Geophys. Res.*, **99**, 19,635–19,646.

Lee, C. S., G. J. Shor, L. D. Bibee, R. S. Lu, and T. W. C. Hilde (1980), Okinawa Trough; Origin of a back-arc basin, *Mar. Geol.*, **35**, 219– 241.

Lee, W.H.K. and Uyeda, S. (1965), Review of heat flow data. In Terrestrial Heat Flow, W.H.K. Lee, Ed. Am. *Geophys. U. Monograph*, **8**, 87-190.

Letouzey, J., and Kimura, M. (1985), The Okinawa Trough genesis, structure and evolution of the backarc basin developed in a continent, *Mar. Pet. Geol.*, **2(2)**, 111-130.

Li, W.R., Yang, Z.S., Wang, Q., Cao, L.H., Wang, Y.J. and Wang X.L.(2001) Terrigenous transportation through canyon and sedimentation of submarine fan in the Okinawa Trough. *Oceanologia et Limnologia Sinica* **32**, **4** , 371-380.

Lienert B., Berg E., Frazer N. (1986). Hypocenter: An earthquake location method using centered, scaled, and adaptively damped least squares, *BSSA*, **76** ,No.3, 771-783.

Lienert, B. R. & Havskov, J. (1995). HYPOCENTER 3.2: a computer program for locating earthquakes locally, regionally and globally. *Seismological Research Letters*, **66**, 26–36.

Lin J-Y, J.-C. Sibuet, C-S Lee, Shu-Kun Hsu, and Frauke K. (2007), Origin of the southern Okinawa Trough volcanism from detailed seismic tomography, *J. Geophys. Res.*, **112**, B08308.

Lin, F. J., and J. C. Chen, (1983), Textural and mineralogical studies of sediments from the southern Okinawa Trough. *Acta Oceanogr. Taiwanica*, **14**, 26-41.

Mavko, G., and T. Mukerji (1995), Seismic pore space compressibility and

- Gassman's relation, *Geophysics*, **60**, 1743– 1749.
- Nishimura, S., M. Hashimoto, and M. Ando (2004), A rigid block rotation model for the GPS derived velocity field along the Ryukyu Arc, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **142**, 185– 203.
- Pavlis, G. L., and J. R. Booker (1980), The mixed discrete-continuous inverse problem; application to the simultaneous determination of earthquake hypocenters and velocity structure, *J. Geophys. Res.*, **85**, 4801– 4810.
- Sato Toshinori, Sadayuki Koresawa, Yasumasa Shiozu, Fujio Kusano, Seiichi Uechi, Osamu Nagaoka and Junzo Kasahara (1994), Microseismicity of Back-Arc Rifting in the Middle Okinawa Trough, *Geophysical Research Letters*, **21**, NO. 1, 13–16
- Shyu, C. T. and C. S. Liu (2001), Heat flow of the southwestern end of the Okinawa Trough, *TAO, Supplementary Issue*, 305-317.
- Sibuet, J.-C., B. Deffontaines, S.-K. Hsu, N. Thareau, J.-P. Le Formal, and C.-S. Liu (1998), The southwestern Okinawa Trough back-arc basin: Tectonics and volcanism, *J. Geophys. Res.*, **103**, 30245– 30267.
- Sibuet, J.C., Letouzey, J., Barbier, F., Charvet, J., Fourcher, J.P., Hilde, T.W.S., Kimura, M., Chiao, L.Y., Marsset, B., Mueller, C., Stephen, J.F., 1987. Back-arc extension in the Okinawa Trough. *Journal of Geophysical Research*, **92 (B13)**, 14041-14063.
- Stuart, G.W.; Bastow I.D.; Ebinger C.J. (2006) Crustal structure of the northern Main Ethiopian Rift from receiver function studies, In: G. Yirgu, C. Ebinger and P. Maguire (ed), The Afar volcanic province within the East African Rift system, *Geological Society of London Special Publication*, **259**, 253-267.
- Tsuburaya, H., and Sata, T., (1985) Petroleum exploration well Miyakojima-Oki. J.

Japanese Assoc. Petrol. Technol., **50**, 25-53.

Uyeda, S., (1977), Some basic problems in the Trench-Arc-Back-arc system. In:

Talwan, M., Pitman, C. (Eds.), Island Arcs, Deep sea Trenches and Back-arc Basins. *American Geophysical Union, Washington, DC*, 1 –14.

Waldhauser, F., W. L. Ellsworth (2000).A double-difference earthquake location Algorithm: method and application to the northern Hayward fault, California, Bull. Seism. Soc. Am., **90** , 1353-1368.

Yasui, M., D. Epp, K. Nagasaka, and T. Kishii (1970) Terrestrial heat flow in the seas around the Nansie Shoto (Ryukyu Islands). *Tectonophysics*, **10**, 225-234.

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

Zhi Wang, Runqiu Huang , Jinli Huang , Zhenhua He (2008) P-wave velocity and gradient images beneath the Okinawa Trough, *Tectonophysics*, 455, 1-13

李易隆（2005）台灣東北部海域海底火山與熱液噴泉之研究。國立台灣海洋大學應用地球科學研究所碩士論文，共 56 頁。

陳燕玲（1995）台灣地區三維速度構造與隱沒構造之相關探討。國立中央大學碩士論文，共 172 頁。

羅正平（2001）南沖繩海槽構造與火成岩體分佈之研究。國立台灣大學海洋研究所碩士論文，共 67 頁。