

國立台灣大學理學院地質科學研究所  
碩士論文

Department of Geosciences  
College of Sciences  
National Taiwan University  
Master Thesis

台灣地區 BATS 地震矩張量震源解的品質評估  
及其在地震地體構造上的應用

Quality Evaluation and Seismotectonic Application of BATS  
Centroid Moment Tensor Catalogue for Regional Earthquakes  
around Taiwan

廖哲緯

Che-Wei Liao

指導教授： 梁文宗 博士  
龔源成 博士

Advisors : Wen-Tzong Liang, Ph.D.  
Yuan-Cheng Gung, Ph.D.

中華民國九十七年七月

July 2008

國立台灣大學碩士學位論文  
口試委員會審定書

台灣地區 BATS 地震矩張量震源解的品質評估  
及其在地震地體構造上的應用

**Quality Evaluation and Seismotectonic Application of BATS  
Centroid Moment Tensor Catalogue for Regional  
Earthquakes around Taiwan**

本論文係廖哲緯君 (R95224212) 在國立台灣大學理學院地質科  
學研究所完成之碩士學位論文，於中華民國九十七年七月九日承下列  
考試委員審查通過及口試及格，特此證明

口試委員：齊源茂 李文峯 (簽名)  
(指導教授)

李憲忠

廖哲緯

吳東弘

## 中文摘要

本研究挑選 1130 個 1995 年七月～2005 年九月，由中央研究院地球科學所使用台灣寬頻地震網(BATS)所接收波形資料逆推而得的震源解。藉由 BATS CMT 地震參數的統計，得到其完整規模( $M_c$ )為  $M_w = 4.0$ ， $b$  值為 0.921。本研究使用 Frohlich(1992)對震源機制解斷層破裂型態的方法進行分類，其中 485 個(42.92%)為逆衝斷層型，主要分布於東北部的板塊隱沒帶、東部碰撞帶、西部麓山帶與蘭嶼地區；51 個(4.51%)為正向斷層型，集中於弧後擴張區與中央山脈南北段；109 個(9.65%)為走向滑移斷層型，集中發生於宜蘭外海地區、縱谷東側與中央山脈南北側。

為了評估 BATS CMT 震源解品質的優劣，本研究將其與 GCMT(Global Centroid Moment Tensor)震源參數比較，結果顯示在 BATS 波形擬合誤差值低於 0.5 且 GCMT 地震矩相對誤差值在 0.2 以下時，兩者的震源解 88% 以上 Kagan 角(兩個震源機制解在三度空間中旋轉以達到相同的最小角度)小於  $34^\circ$ 。BATS  $M_w$  平均小於 GCMT  $M_w \sim 0.17$ ，這很有可能是因為 GCMT 求震源解過程，小地震無法有效激發足夠的長週期波形，而被長週期雜訊干擾，降低 GCMT 對小地震的解析能力。比較過程也發現，BATS CMT 震源參數解的品質，容易受到測站覆蓋率、複雜的地下構造與地震定位誤差影響，本研究提出未來能夠針對這三方面進行改善的建議。

本研究以震源解得到台灣地區應力與應變場，據以描述區域的變形狀態與應力環境，應變率在  $10^{-11} \sim 10^{-4} \text{yr}^{-1}$  之間，與 GPS 所推估的間震期地表應變比較，明顯小一個數量級。接著使用震源解以 Michael(1984)的方法進行應力張量逆推，得到台灣全區與十個孕震構造區的主應力狀態。最後，我們藉由震源解斷層型態、應變與應力軸，進一步解釋各區的地震地體構造，以期作為將來評估地震危害的依據。

## Abstract

This study collected 1130 regional centroid moment tensor (CMT) solutions, which were obtained by the Institute of Earth Sciences, Academia Sinica for earthquakes occurred in the Taiwan region in 1995-2005 by inverting the BATS broadband waveforms, to characterize their statistic properties and tectonic implications. The moment magnitude ranges from 3.3 to 7.1 in this catalog with a complete magnitude (Mc) of  $\sim 4.0$  and the b-value of 0.921. Predominant thrusting events(42.92%) are common in the colliding boundary, fold-and-thrusting belt, and subducting interface, whereas the normal faulting(4.51%) presents mainly in the Okinawa Trough, northern Hoping Basin, and the eastern Central Range.

To evaluate the robustness of BATS CMT solutions, this study compares 96 CMT solutions in common between BATS and GCMT catalogs. Results show that the BATS solutions are well constrained for events with misfit  $\leq 0.5$ , which are roughly comparable to solutions of GCMT with moment error  $\leq 0.2$ . The BATS  $M_w$  is generally less than GCMT  $M_w$  by an average of  $\sim 0.17$ . This is very likely due to the insufficient quality of solutions in GCMT catalog for small earthquakes. For obtaining more robust solutions in the future, the uncertain of epicenter location, velocity model and station coverage must be improved by new techniques such like location searching, 3-D Green's function.

Horizontal seismic strain directions, which are shown in terms of well constrained BATS CMT dataset, agree well with the surface geodetic GPS observations. Seismic strain rate along the Costal Range is  $\sim 10^{-7} \text{yr}^{-1}$ , which is about one order of magnitude smaller than the one derived from GPS measurements. This study applies Michael's method (1984) to invert the stress tensor for obtaining the seismic stress field in the Taiwan region. Finally, we take advantage of these results to delineate the seismogenic structures associated with tectonic processes around Taiwan. Our results provide seismological constraints on the mode of deformation and stress field in the Taiwan region.

## 致謝

踏入碩士班之前，我對於地震學一無所知，也看不懂任何程式碼。在梁文宗老師與龔源成老師的耐心教導之下，逐漸能一虧其究竟，養成嚴謹的科學態度；同時感謝洪淑蕙老師的程式課程，讓我的研究能藉由一些程式工具有效率地得到結果，也對自我邏輯判斷能力有所提升。在吳逸民老師的 Fortran 課程中，學到程式撰寫技巧以及於地震學的應用，也感謝吳老師對本研究的寶貴建議。

從碩一參加地球科學聯合會、碩二美國舊金山參加 AGU 會議、地球物理研討會，到最後的論文撰寫，我最感謝梁文宗老師，常常沒有怨言地陪我討論到很晚，犧牲與家人相處的機會。尤其是梁老師不只指導我做出研究結果，更讓我深入瞭解基本原理與物理意義，使得理論與實務能相輔相成，增進我的科學思考能力；有時得出某研究結果，就會想著，要是梁老師看到這個結果，會提出什麼問題，因此進一步探討研究的根本。

在研究討論過程，龔源成老師對於數理科學的敏銳度，常讓我感到望塵莫及，像是 CPU 運算頻率相差天壤之別一般，當一個結果展現在龔老師面前，他常會提出相當有趣的點子，因此當我看到一個實驗結果，也會尋思如果是龔老師，會有什麼樣的想法。這兩年讓我覺得最幸運的，莫過於梁老師與龔老師給我很大的時間彈性，能夠進行多元的自主學習，使我在社會工作經驗、財經金融投資方面也有很多的認識，此外，與女朋友也能同時維持良好關係。

吾娘常說，某鄰居念研究所，要進貢高級茶葉給教授，還要常招待教授吃飯，怎麼聽到我的情形很不一樣。龔老師與洪老師很照顧我們，常與研究室的我們一起用餐，讓我幾乎感覺不出教授與學生間的距離感。從原本的 R237，碩二下搬到全球變遷中心 R301，研究室的伙伴們總是一同進退。這兩年很感謝玉秀為我們細心打理許多事務；博班火星學姊欣穎，一直是我碩班學生的表率，見到學姊都覺得自己應更加認真；宜蓉也在這兩年給我很多幫助與精神打氣；毓軒則是在電腦程式系統方面，給我許多指導；謝謝水輝、一帆、雅婷，這兩年一同上課、討論；也感謝峻瑋、梓殷、映年與昀媧，為研究室帶來新活力；如果沒有吳育昌學長在軟硬體技術上的支援，我也很難完成此研究。

最後，特別感謝我的家人與女友，給我很多精神與生活上的支持，讓我能致力於碩士研究內容，完成此拙作。

## 目錄

中文摘要.....	I
英文摘要.....	II
致謝.....	III
目錄.....	IV
圖目錄.....	VI
表目錄.....	VIII

### 第一章 緒論

1.1 研究動機與目的 .....	1
1.2 台灣寬頻地震網 BATS .....	2
1.3 前人研究回顧.....	5

### 第二章 BATS CMT 震源解的統計特徵

2.1 BATS CMT 資料統計 .....	8
2.1.1 空間網格的劃分 .....	8
2.1.2 地震矩釋放量的空間分布 .....	11
2.2 BATS CMT 完整規模( $M_c$ )與 b 值估計 .....	15
2.2.1 BATS $M_w$ 的分布 .....	15
2.2.2 BATS CMT 完整規模( $M_c$ )與 b 值估計 .....	15
2.3 BATS 地震矩規模( $M_w$ ) v.s. CWB 茲氏規模( $M_L$ ) .....	17
2.4 震源機制解分布 .....	22
2.4.1 斷層型態機率分布 .....	22
2.4.2 斷層型態的空間分布 .....	26

### 第三章 BATS CMT 與 GCMT 的比較

3.1 CMT 地震目錄的比較 .....	33
3.2 BATS $M_w$ 與 GCMT $M_w$ 的比較 .....	36

3.3 震源機制解差異比較.....	40
<b>第四章 BATS 震源機制解應用</b>	
4.1 PT 軸水平投影分布.....	48
4.2 地震應變率分析.....	53
4.3 地震應力張量逆推.....	57
4.4 台灣地區地震地體構造.....	62
<b>第五章 結論.....</b>	
參考文獻.....	68
.....	70



## 圖目錄

圖 1.1	台灣地區寬頻地震網測站分布圖 .....	3
圖 2.1	BATS 1995~2005 在台灣地區所解 1130 個地震解空間分布圖 .....	9
圖 2.2	BATS CMT 1995~2005 解累積數量與與規模大小在時間上的變化.....	10
圖 2.3	(a)將台灣地區劃分成 $0.2^\circ \times 0.2^\circ$ 網格，累計每格點 1995~2005 BATS 地震目錄 的地震數量；(b)震源深度大於 35 公里的地震數量分布 .....	13
圖 2.4	(a)十年間每網格內釋放的地震矩累加分布；(b)考慮大地震斷層破裂長度大於 網格大小，將 $M_0$ 重新配置於斷層破裂位置上，其中西部黑曲線為車籠埔斷層 的地表破裂位置 .....	14
圖 2.5	BATS CMT 1130 個地震數量與地震矩規模分布圖 .....	15
圖 2.6	BATS CMT 地震規模與累計數量的幕次關係，從關係式得到 b 值與 $M_c$ .....	16
圖 2.7	CWB_ $M_L$ 與 BATS_ $M_w$ 最小方差線性回歸結果 .....	18
圖 2.8	以 CWB_ $M_L$ 減去 BATS_ $M_w$ 的差值與數量分布 .....	19
圖 2.9	地震波震幅放大倍率與震波頻率在每一種岩性等級的關係圖 .....	21
圖 2.10	Frohlich 的震源機制解型態分布三角圖 .....	23
圖 2.11	以 Frohlich 三角圖分類得到相對頻率分布 .....	24
圖 2.12	台灣地區 485 個逆衝斷層型震源機制解分布圖 .....	27
圖 2.13	台灣地區 51 個正斷層型震源機制解分布圖 .....	29
圖 2.14	將正向斷層型震源解分布圖與 GPS 測得台灣連續變形場疊合 .....	30
圖 2.15	台灣地區 109 個走向滑移斷層型震源機制解分布圖 .....	32
圖 3.1	兩地震目錄在台灣地區地震事件分布圖 .....	35
圖 3.2	BATS CMT 地震事件數量與地震矩規模統計圖 .....	36
圖 3.3	BATS_ $M_w$ 與 GCMT_ $M_w$ 相減結果 .....	37

圖 3.4 (a)CWB 與 GCMT 矩中心水平定位差異，圓點代表 CWB 位置；(b)BATS 與 GCMT 矩中心深度差異，藍色代表 BATS 較深，紅色為 GCMT 較深 .....	38
圖 3.5 BATS 與 GCMT $M_w$ 線性回歸結果 .....	39
圖 3.6 BATS CMT 波形擬合誤差與 GCMT 地震矩相對誤差針對 Kagan 角分布圖 .....	41
圖 3.7 96 個地震事件對於 Kagan 角的統計圖 .....	42
圖 3.8 GCMT $M_w$ 、 $E_{rel}$ 與 Kagan 角的分布圖 .....	43
圖 3.9 (a)96 個地震事件 Kagan 角於台灣的分布位置；(b) BATS 誤差 $\leq 0.5$ 的條件下，Kagan 角大的地震事件分布於東部外海 .....	44
圖 3.10 BATS_ $M_w$ – GCMT_ $M_w$ 、BATS 誤差與 Kagan 角分布 .....	45
圖 3.11 Gap 、BATS 誤差與 Kagan 角的分布圖 .....	46
圖 3.12 BATS_ $M_w$ 與 GCMT_ $M_w$ 差異的空間分布圖 .....	47
圖 4.1 (a)所有地震事件 P 軸投影；(b)misfit $\leq 0.5$ ，將震源深度 35 公里以上用藍色表示，以下用紅色表示 .....	49
圖 4.2 (a)所有地震事件 T 軸投影；(b)misfit $\leq 0.5$ ，將震源深度 35 公里以上用紅色表示，以下用藍色表示 .....	50
圖 4.3 以經緯度 $0.2^\circ \times 0.2^\circ$ 劃分，累計每網格內的地震矩張量，求出三應變軸方向。 (a)BATS CMT 資料庫地震累計應變方向投影；(b)加入集集主震，車籠埔斷層帶的應變方向完全被集集地震主導 .....	52
圖 4.4 (a)最大壓縮應變率與應變方向；(b) 最小壓縮應變率與應變方向 .....	55
圖 4.5 將網格中最小壓縮應變率減去最大壓縮應變率，數值為 10 為底的對數，藍色代表此網格以壓縮應力為主，橘黃色則以拉張應力為主 .....	56
圖 4.6 震源機制解以應力張量逆推得到台灣地區應力場 .....	59
圖 4.7 應力張量逆推過程，於每個格點搜尋到 10 個地震時的半徑範圍 .....	60
圖 4.8 格點的應力 R 值，反映三主應力大小關係 .....	61
圖 4.9 依照 BATS CMT 1130 個地震分布，劃分出十個孕震構造 .....	62

圖 4.10 將十個孕震構造帶套疊在以 Frohlich 方法分類後的震源機制解空間分布.....	63
圖 4.11 以 Michael 方法得到十個孕震構造的應力張量 .....	64

## 表目錄

表 1.1 BATS CMT 逆推結果的品質分類.....	5
表 2.1 Frolich(1992)與 Zoback(1992)對於震源機制解分類法，以及 BATS 1130 個震源 機制解依照兩種分類方式所得到的百比例 .....	25



# 第一章 緒論

## 1.1 研究動機與目的

地震的震源機制對研究震源物理與討論地體構造扮演舉足輕重的角色 (Zoback, 1992)，但是即使是同樣的地震，不同研究單位所得的結果不盡相同，對推論區域應力及地體構造上的變化究竟是來自震源機制的誤差抑或實際構造的差異，往往難以分辨。Helffrich(1997)、Frohlich and Davis(1999)、Kubo et al.(2002)分別比較全球與區域震源機制解的目錄，以統計的方式討論彼此之間各項參數的差異，並據以評估震源機制的真實性。

台灣地區地震發生頻繁，為了提升地震監測能力，中研院地球所(IES, Institute of Earth Science, Academia Sinica)從 1992 年開始籌畫建立台灣寬頻地震觀測網(Broadband Array in Taiwan for Seismology, BATS)，從 1994 年以來已經蒐集大量的地震波形紀錄，為區域性地震研究提供高品質的地震資料，根據這些高品質的地震紀錄，不論是台灣本島或外海的顯著地震，均可以少量測站波形資料逆推得到其中心地震矩張量解(centroid moment tensor, CMT)，並藉以推論台灣地區地震地體構造(e.g., Kao et al., 1998a；Kao and Jian, 2001)。累積從 1995 年七月～2005 年九月，中研院地球所已經利用 BATS 的波形資料逆推台灣地區 1130 個地震事件的震源解。

在 BATS 建立之前，地震的震源機制解通常是以 P 波初動或是 P/S 振幅比值來估計，此方法受到測站覆蓋率影響，而台灣地區很多地震都發生於外海，以致於這些地區中小地震的震源機制解付之闕如。相對於 P 波初動解主要反映地震初始破裂的行為，CMT 所得的震源機制較能代表整體的震源破裂過程。許多研究也指出大地震的連續破裂行為常常與初始破裂迥異(e.g., Kanamori and Stewart, 1978；Kikuchi et al., 1993)。

本研究首先針對中研院地球所的 BATS 震源參數解定量地描述其統計特徵，接著藉由比較 BATS CMT 與 Harvard (Global) CMT 之間的差異來評估 BATS 震

源機制的可信程度；這兩組資料是由完全獨立的波形紀錄，在不同的頻段下，以不同的技術逆推所得，如果相同的地震得到一致的解，那麼邏輯上這個解應該趨近真實的狀況。根據比較的結果，本研究採用較高品質的震源機制，推估台灣的區域應力與應變場，並探討台灣地區的地震地體構造。最後檢視造成這些差異的原因，以作為日後進一步提升 BATS CMT 震源機制解品質的參考。

## 1.2 台灣寬頻地震網 BATS

1980 年代以來，由於 CMT 逆推技術進步與全球數位地震觀測網覆蓋率增加，可以成功地系統化估算大地震的震源參數，如 Harvard CMT(e.g., Dziewonski et al., 1981)、USGS(U.S. Geological Survey MT Catalogue)(Sipkin, 1982)與 ERI(Earthquake Research Institute MT Catalogue)(Kawakatsu et al., 1995)。遺憾的是，這些地震目錄在這種遠震距離(teleseismic distance)下只能解中大型地震( $m_b \geq 5.5$ )。

中央研究院地球科學所建立台灣寬頻地震網的初期目標是系統化地研究台灣地區地震的震源參數，如震源機制解與地震矩張量等，可用來研究地震震源破裂與地體構造應力方向等課題(Zoback, 1992；Kao et al., 1998a)。至今已在台灣本島地區與外圍設置了 20 個永久寬頻地震站，寬頻地震儀採用 STS-1、STS-2 及 Trillium 感震器，另外配有強震儀(SSA-320、EpiSensor)與 24-bits 記錄器(Q-680、Q-4120、Q-330)。資料品質由 IES 負責掌握，最後藉由 Incorporated Research Institutions for Seismology(IRIS) 的資料管理系統 (DMS, Data Management System)對外公開。BATS 早期階段有許多問題，包括測站數量不足、非預期電力與儀器故障與背景雜訊過高等，所以在 1995 年前期並沒有高品質的震源解，1995 後期開始正式運作，得到許多高品質的波形資料，進而逆推出台灣地區的震源機制解(Kao and Jian, 1999；Kao and Jian, 2000；Kao et al., 1998a；Kao et al., 2002a；Kao et al., 2001；Kao et al., 2002b；Liang et al., 2003；Liang et

al., 2004)。

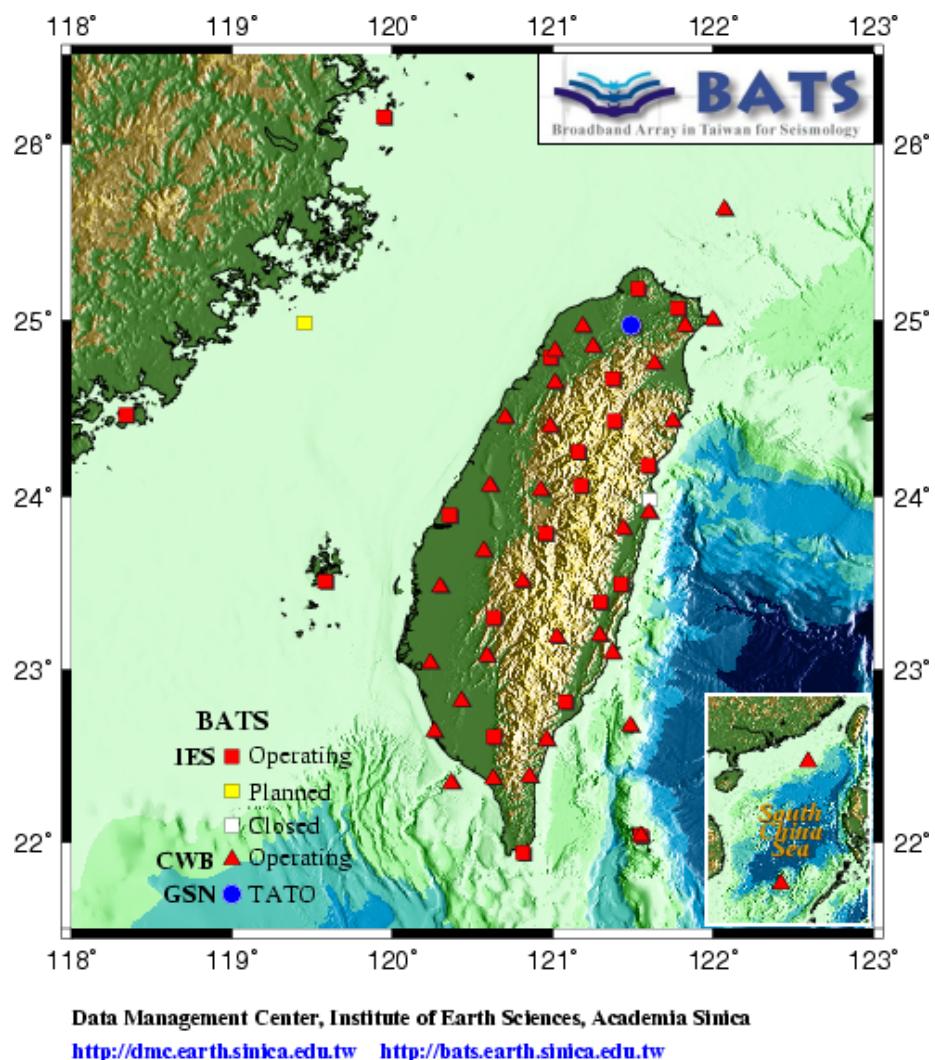


圖 1.1 台灣地區寬頻地震網。方形為 IES 架設管理，三角形為中央氣象局，圓形為全球地震觀測網所布。

BATS 逆推過程是以波形與六個地震矩張量的線性關係為基礎(Aki and Richards, 1980 ; Fan and Wallace, 1995)。連結這個線性關係的格林函數(Green's function)是由 Yao and Harkrider(1983)結合波線反射法 (reflectivity method)(Kennett, 1980)與離散波數疊加法 (discrete wavenumber summation method)(Bouchon, 1981)所開發的高效率演算技術得到。

速度模型方面，因為長週期地震波對速度構造不敏感(簡, 1997)，Kao et al.(1998a；1999)把 Rau and Wu(1995)的平均一維速度模型簡化為三層：上部地殼、下部地殼與地函半空間(mantle half-space)，測試證明長週期地震波會忽略速度構造細微部分。用不同速度模型計算不同測站的合成波形來反映台灣地區地體構造的複雜性，又因為 BATS 逆推主要是取長週期(12.5～50 秒)波形，所以莫氏不連續面(Mohorovicic discontinuity, Moho)深度才是最關鍵的參數。系統中可讓 Moho 深度從 15 公里～45 公里每 5 公里為間距找出最適合的速度模型(Kao et al., 1998a)。

波形資料方面，因為不同測站所接收到的寬頻資料都有不同的雜訊(noise)，所以對不同測站的波形資料會以不同頻帶濾波，方法是取 P 波到時前後 300 秒的波形資料，轉到頻率域，計算其訊噪比(signal to noise ratio, S/N)，大致上濾波頻帶範圍是 0.02～0.08Hz，頻率高於 0.08Hz 波形容易受到地下構造影響。換言之，波形逆推選擇低頻訊號，可以降低側向異質性(lateral heterogeneity)、速度模型細節與震源定位誤差的影響。更重要的是，即使測站覆蓋率差強人意，使用完整波形逆推不只可以對斷層面解有更好的約束，還可得到地震矩中心深度與地震矩張量。因為小地震無法有效激發可供逆推的長週期能量，所以只對  $M_L \geq 4.0$  的地震求震源解(Kao and Jian, 2001)。

BATS CMT 震源解的品質以三個參數來估計：(1)地震矩張量等向分量(isotropic component,  $\phi$ )、(2)合成波形與觀測波形的誤差(misfit, E)、(3)補償線性向量偶極(CLVD 的分量, compensated linear vector dipole)(Kao and Jian, 1999)。E 值主要是度量波形的擬合程度，又因為天然地震大多起因於斷層面的錯動， $\phi$  與 CLVD 不應該過高(Kao et al., 1998a；Kao and Jian, 1999)，品質分類詳列於表 1.1。

Average Waveform Misfit (E)		CLVD component ( $\varepsilon$ )	
Class	Criteria	Class	Criteria
A	$0 \leq E < 0.3$	1	$\varepsilon \leq 0.1$
B	$0.3 < E \leq 0.5$	2	$0.1 < \varepsilon \leq 0.25$
C	$0.5 < E \leq 0.7$	3	$0.25 < \varepsilon \leq 0.4$
D	$0.7 < E \leq 0.9$	4	$\varepsilon > 0.4$
E	$0.9 < E \leq 1.1$		
F	$E > 1.1$		

表 1.1 BATS CMT 逆推結果的品質分類。

會影響 BATS CMT 逆推品質的因素有：(1)測站—震源間速度構造過於複雜、(2)震央的定位誤差、(3)逆推過程所使用的測站數與測站覆蓋情況。改善方法為：(1)使用更精細的速度模型來計算格林函數；(2)只使用長週期地震波來進行逆推。當對速度構造細微部分擁有更充足解析時，逆推過程就可以使用更高頻波形來解更小的地震。測試結果得到，如果只使用單站進行逆推，當定位誤差超過 15 公里時，震源機制解可能會有  $15^\circ$  的偏差，所以高品質的震源機制解有兩個標準：(1)逆推過程一定要使用三個分量(R、T、Z)，而且至少要有三個測站；(2)逆推結果至少品質要高於 C4( $E \leq 0.7$ ， $CLVD \leq 0.4$ )(Kao et al., 1998a)。

### 1.3 前人研究回顧

為了評估不同單位解得全球震源解的可靠程度，Helffrich(1997)比較 1980 年～1995 年間 Harvard、USGS 與 ERI 三個地震目錄的地震參數，三地震目錄中以 Harvard 的地震事件紀錄最為完整。他發現當地震規模較小，或是震源深度較淺時，彼此的震源機制解相關係數會很差。就淺震而言，滑移向量(slip vector)的偏差約為  $14^\circ$ 。

震源機制解中的 T、B、P 三軸通常可用來估計區域應力方向與地體斷層面滑移形態，三軸的可信度變得格外重要，Frohlich(1999)同樣比較 Harvard、USGS、ERI 的震源解。他最後指出，一個地震解要有高品質，必須有以下兩個條件：(1)地震矩張量相對誤差  $E_{rel} \leq 0.15$ ，(2)CLVD 所佔的比例， $f_{CLVD} \leq 0.20$ 。

在區域性的 MT 震源解方面，Kubo et al.(2002)藉由日本的防災科學技術研究所(National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, NIED)MT 地震目錄於 1997 年一月～2000 年十二月在日本地區所解的 3830 個震源機制，描述 MT 地震目錄的震源參數統計特徵。NIED MT 地震目錄(e.g., Fukuyama et al., 1999)是由區域寬頻地震網(FREESIA)的地震波形資料逆推得到地震解，濾波頻帶在 20 秒～100 秒之間。而為了評估 NIED 震源解的優劣，Kubo et al.(2002)比較 NIED 與 Harvard 共有的 226 個地震事件，結果顯示 Harvard  $M_w$  比 NIED  $M_w$  平均高估  $\sim 0.1$ ，他認為全球地震網會記錄到較多的長週期雜訊，導致對小地震的解析力變低。兩地震目錄在震源深度的比較上，10 公里以內有較大的差異性，因為 Harvard 對於震源深度有最淺 15 公里的限制。

為了要比較 NIED 與 Harvard 的震源機制解相似度，Kubo et al.(2002)以 Kagan 角(Kagan, 1991)來表示兩個震源機制解在三度空間中旋轉以達到相同的最小角度，範圍在  $0^\circ \sim 120^\circ$  之間，角度越小代表兩個震源機制解越相似。從 Kagan 角的統計發現，有 70% 的地震事件在  $35^\circ$  以內，表示兩地震目錄的震源機制解存在相當的一致性。

在確定 NIED 震源解具有相當高的可信度之後，Kubo 將所有地震解的 P 軸投影到水平，得到日本地區的最大壓應力軸分布圖，也把 Harvard 的震源解如法炮製，發現用 NIED MT 所繪製出的 P 軸分布圖較能表現出細節變化，換句話說，可以展現區域內的非均質性(heterogeneity)。

在歐洲地區，Bernardi et al.(2004)為了比較 SAMT(Swiss automatic moment tensor)地震目錄的震源解品質，將 2000 年四月到 2002 年四月之間的 87 個地震事件與 SRMT(Swiss Seismological Service's regional moment tensor)做比較，用了

以下三種參數：

(1)  $|\Delta Ax|$ ，定義為 P、T、B 三軸的平均差異量；

(2)  $|\Delta z|$ ，震源深度差異；

(3)  $|\Delta M_w|$ ，地震矩規模差異

由於 SAMT 是在地震發生後，針對歐洲地中海區域地震規模 4.7 以上的地震，以自動化的方式取得即時(real-time)地震波形資料，再利用表面波(週期 50 秒—100 秒)進行逆推得到震源解。會影響震源解品質的因素有定位的精準度、地震測站的分布與地震波形訊號的強弱。SRMT 與 BATS CMT 的最終解是非常類似的，是在地震發生後數週或數月，針對地震事件，取得相當完整的波形資料，而後逆推得到震源解，經過測試具有很高的可信度(Braunmiller et al., 2002)。所以 Bernardi 利用 SAMT 與 SRMT 比較的結果，將 SAMT 的震源機制解分成 A、B 與 C 三種品質。其中 A 品質代表  $|\Delta Ax| \leq 30^\circ$ 、 $|\Delta z| \leq 10$  公里、 $|\Delta M_w| \leq 0.2$ ；B 品質表示  $|\Delta M_w| \leq 0.2$ ，其他則為 C 品質。A 品質的地震事件大多位於地震測站覆蓋度高的區域，他也發現，使用較多的測站與分量確實會提高 A 品質數量。接著他將 SAMT 與 Harvard、USGS、ERI 做地震矩規模的線性回歸，結果顯示平均偏差都非常小，標準差都接近 0.1，斜率約為 1，顯示在地震矩規模的估計方面有很高的可信度。最後他測試逆推過程之前對於地震波形濾波的頻帶，如果濾波波長大於週期 50 秒—100 秒的範圍時，由於地震目錄中有很多的小地震，導致地震波訊號太弱，會減少 A 品質數量。當波長小於 50—100 秒時，短波長對於地殼厚度以及垂直速度構造的變化較敏感，同樣是會降低震源解的品質。顯示濾波的頻帶確實會對震源解的品質造成影響。

本研究藉由比較 BATS CMT 震源解，評估其震源機制的可信程度，進而訂定出品質標準。有別於前人使用 P 波初動解或多種震源資料來進行地震地體構造研究，本研究以完整的 BATS CMT 震源解探討台灣應力與應變場，對於地體環境有較一致標準的代表性。

## 第二章 BATS CMT 震源解的統計特徵

### 2.1 BATS CMT 解的分布

為了得到 BATS CMT 地震目錄的統計特徵，本研究選取 1995 年七月~2005 年九月，總共 1130 個 IES 利用波形逆推所得到的震源機制解(focal mechanism)來加以分析。其震央的空間分布(圖 2.1)大致在東經  $119.18^\circ \sim 123.34^\circ$ ，北緯  $21.02^\circ \sim 25.07^\circ$  之間，震源深度依中央氣象局發布的範圍，在 0~172 公里之間，圖 2.1 為這些地震的雙力偶斷層面解，深度則以色階表現，其中 984 個地震事件震源深度都小於 35 公里，約佔 87%。不同於 CWB 的震源深度，BATS 於波形逆推過程，會調整不同深度做逆推，找出最小誤差的位置，此深度為地震矩中心深度(centroid depth)，範圍從 11 公里~180 公里。

圖 2.2 為 BATS CMT 解累積數量與與規模大小在時間上的變化，可以看出 2001 年之後可偵測的最小規模明顯比之前降低約 0.5，這是因為 2001 年(灰色虛線)之前是以  $M_L \geq 4.5$  為起算門檻，而在 2001 年之後改以  $M_L \geq 4.0$  為起算門檻，紅線標示地震累積數量，在大地震過後有顯著的斜率變化，如 1999 集集地震、2001 東部外海地震、2002 的 331 地震以及 2003 年的成功地震等。

#### 2.1.1 空間網格的劃分

本研究將台灣地區劃分成網格狀，統計每格內的地震數量、及累計所釋放的純量地震矩(scalar seismic moment,  $M_0$ )，由於考慮到可能的震央定位誤差，本研究以  $0.2^\circ \times 0.2^\circ$  劃分，等同於邊長 22 公里的正方網格。根據觀測經驗斷層破裂長度與地震矩規模( $M_w$ )間存在著正比關係，Wells and Coppersmith(1994)蒐集實地測量而得的斷層地表破裂長度與地震規模，針對不同斷層類型做線性回歸，結果顯示不同的斷層類型，其地表破裂長度與地震規模的線性回歸係數並沒有太大的差別，本研究選用台灣地區分布最多的逆衝斷層關係式，如下：

$$M_w = 5.00 + 1.22 \log (SRL) \quad (2.1)$$

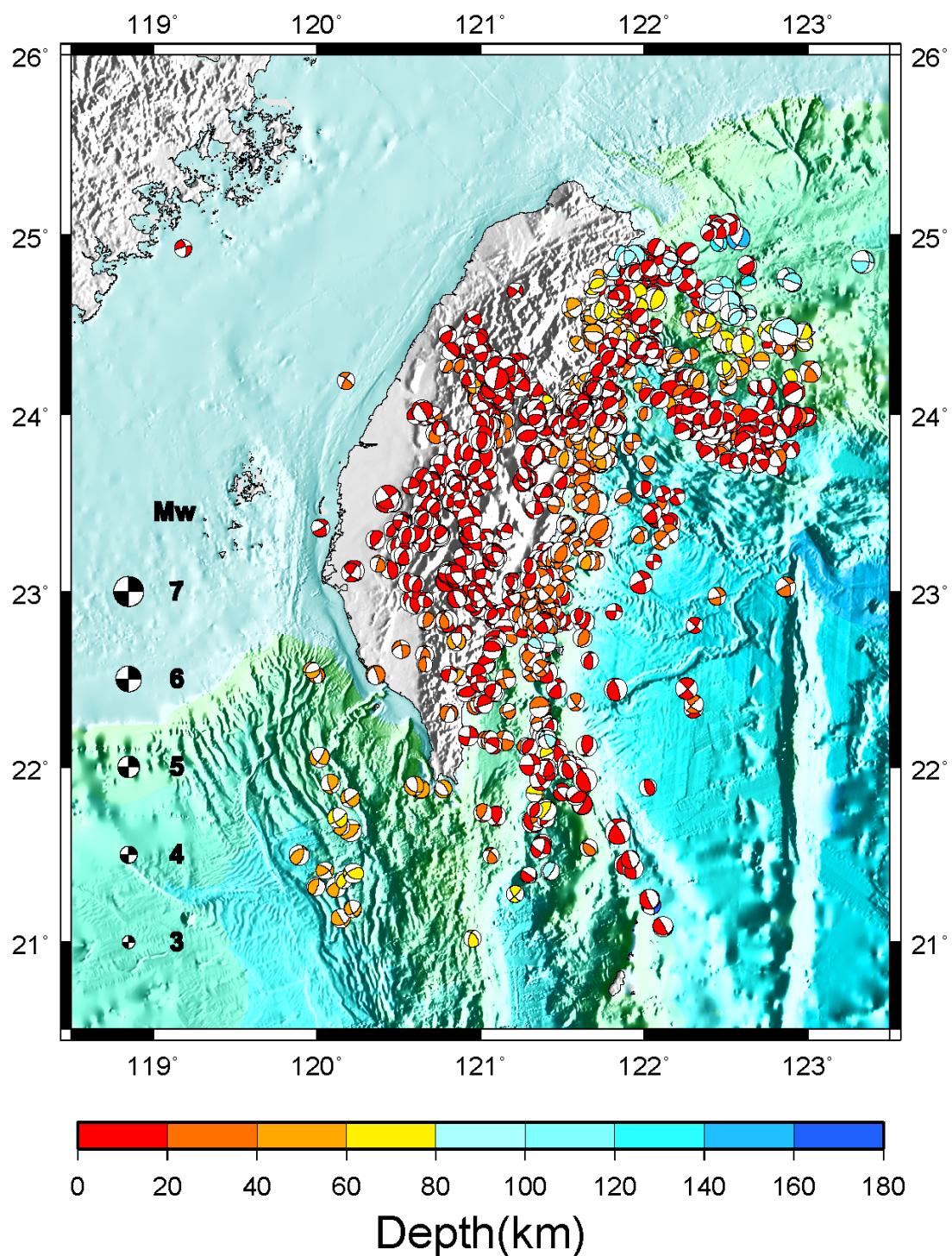


圖 2.1 BATS 1995~2005 在台灣地區所解 1130 個地震事件震源機制解分布圖，顏色指出其震源深度，震源機制球大小則對應其地震矩規模。

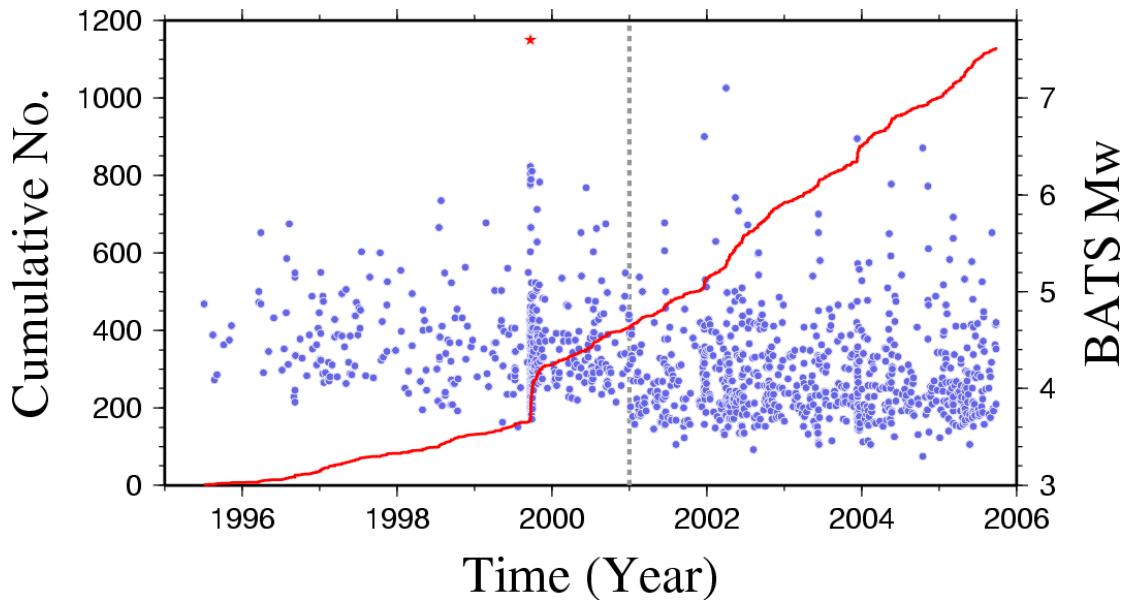


圖 2.2 BATS CMT 1995~2005 解累積數量與規模大小在時間上的變化，紅色星號為 1999/09/20 集集地震，由於規模過大，並未列在 BATS CMT 目錄內。

式中 SRL(Surface Rupture Length)為斷層於地表的破裂長度。本研究將 20 公里當作斷層地表破裂長度，代入式 2.1 得到  $M_w$  為 6.587，本研究以  $M_w=6.5$  作為門檻，BATS 地震目錄中 1127 個地震  $M_w$  小於 6.5，換算成斷層地表破裂長度均不超過 20 公里。對於那 3 個  $M_w$  超過 6.587 的地震事件，分別是 2001/12/18 發生於東部外海的地震 ( $M_w=6.8$ )、2002/03/31 的 331 地震 ( $M_w=7.1$ ) 與 2003/12/10 的成功地震 ( $M_w=6.58$ )，第一個地震於外海，斷層型態為南北走向正斷層，從餘震序列來看，斷層破裂長度大於 20 公里。2002 年的 331 地震 ( $M_w=7.1$ ， $SRL \sim 52.64\text{km}$ ) 與 2003 年 12 月 10 日的成功地震 ( $M_w=6.7$ ， $SRL \sim 24.74\text{km}$ )，兩者斷層破裂長度都大於 20 公里，換言之  $M_0$  是在整個斷層面所釋放，如果按圖 2.4a 將這兩個地震的  $M_0$  置於邊長 20 公里方格內是失真的，於是本研究將 2002 年的 331 地震依照餘震序列所定義的斷層面，將  $M_0$  於空間上向主震西北方向作 1:1:1 的分配；對於 2003 年的成功地震則是向主震位置的西南方以 1:1 分配  $M_0$ 。另外，在 BATS CMT 地震目錄中沒有 1999 年集集主震的震源參數解，因為 BATS 的波形逆推過程，把地震當作點震源破裂，而集集主震的破裂

太長且過程太複雜，若單以區域接收之波形資料來逆推矩中心點的錯動，無法代表真實的震源破裂過程，因此集集主震無法以 BATS 波形逆推得到 CMT。地震矩規模( $M_w$ )是由地震矩 $M_0$ 換算得來(Kanamori, 1977):

$$M_w = \left( \log M_0 / 1.5 \right) - 10.73 \quad (2.2)$$

當 $M_w$ 相差一個規模單位時，由(2.2)式可得到 $M_0$ 將相差 31.62 倍，也就是說一個地震序列，通常主震釋放地震序列總能量的大部分；為了得到更完整的 $M_0$ 累計分布圖，本研究從 GCMT(<http://www.globalcmt.org>)地震目錄取得 921 集集主震  $M_w = 7.6$ ， $M_0 = 3.38 \times 10^{27}$  dyne-cm，又因為現在網格的長為 20 公里，而車籠埔斷層地表破裂長度超過 80 公里(Ma et al., 1999)，所以依據車籠埔斷層破裂位置，將 $M_0$ 依斷層的錯動滑移量(Rubin, 2001)從北到南以 5:3:2:2 的比例分配加到數據中。



### 2.1.2 地震矩釋放量的空間分布

有別於傳統的地震活動(seismicity)分布圖只能大致看出區域地震活動密度(如圖 2.1)，所以本研究以  $0.2^\circ \times 0.2^\circ$  網格，量化每網格內十年間 BAT 所解中大地震事件的數量(圖 2.3a)，圖中顯示大部分可解析的地震事件都分布於台灣東部與東部外海。震源深度超過 35 公里的地震，絕大多數與南北兩個隱沒帶有關連(圖 2.3b)。

震源參數方面，純量地震矩( $M_0$ )的物理定義為(e.g., Aki, 1966)：

$$M_0 = \mu \bar{D} A \quad (2.3)$$

其中  $\mu$  為震源附近物質的剛性(rigidity)係數，或稱為剪切係數(shear modulus)， $\bar{D}$  為斷層面上的平均滑移量， $A$  為斷層破裂面積； $M_0$  可直接反映震波的輻射能量(radiated energy)大小(e.g., Aki, 1966；Kanamori, 1977)。BATS CMT 地震目錄中的地震， $M_0$  的範圍在  $1.1 \times 10^{21}$  dyne-cm  $\sim 5.5 \times 10^{26}$  dyne-cm 之間，本研究累計每網格內十年間的 $M_0$  釋放，以原始資料得到台灣地區過去十年各地釋放地震矩

多寡的空間分布(圖 2.4a)，圖中度量單位是 dyne-cm 經以 10 為底的對數來表示。本研究於圖中加入車籠埔斷層地表破裂軌跡，並調整 $M_0$ 於破裂帶的分布，重新繪製一張累計 $M_0$ 分布圖(圖 2.4b)。從圖 2.1 雖然看到台灣東部至外海有較多的地震數量分布，但是 $M_0$ 的累計結果顯示，最高值位於台灣西部，顯示 1999 年集集地震序列釋放相當多的能量。



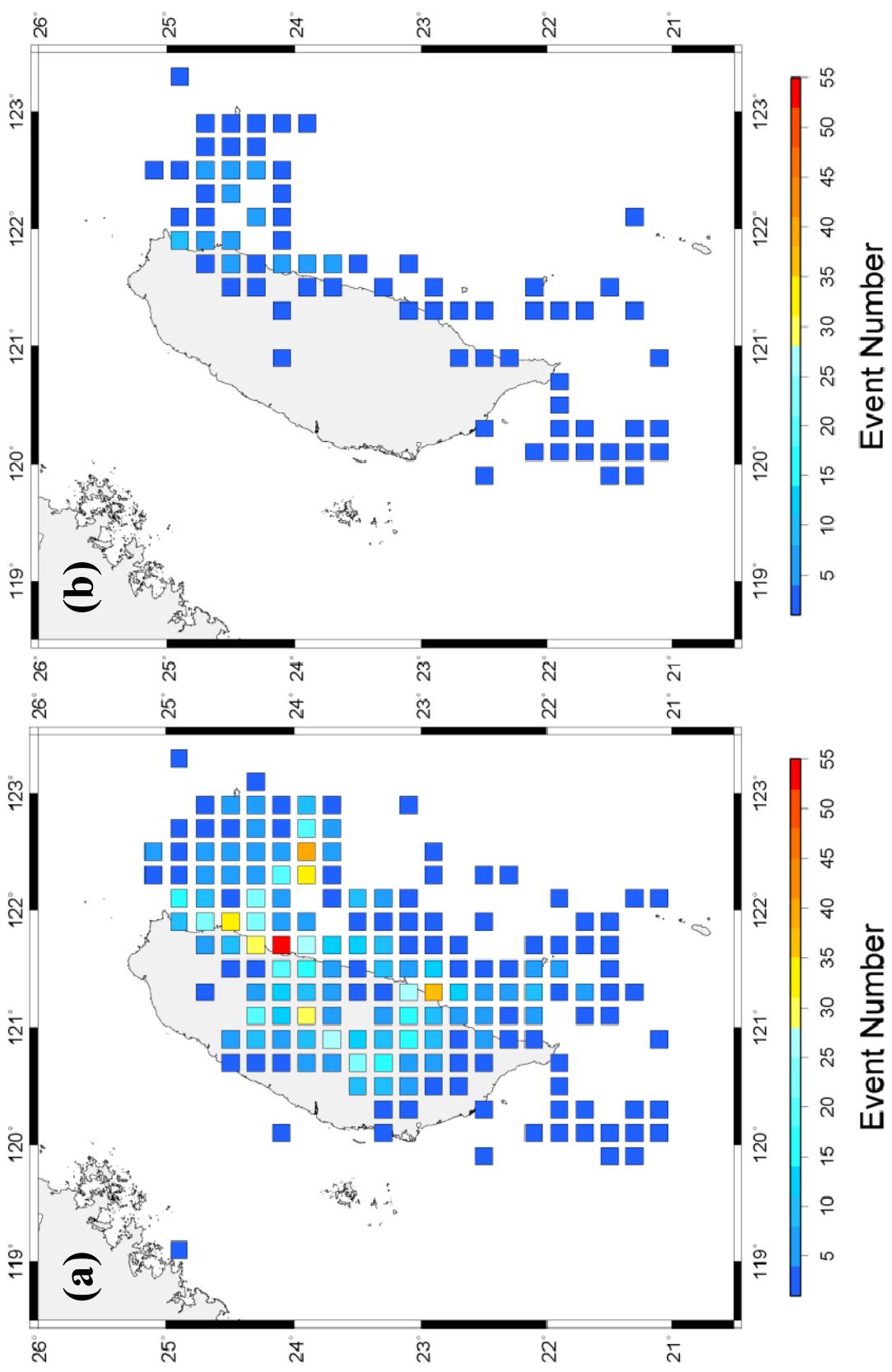


圖 2.3 (a)將台灣地區劃分成  $0.2^\circ \times 0.2^\circ$  網格，累計每格點 1995~2005 BATS 地震目錄的地震事件數量；(b)震源深度大於 35 公里的地震數量分布，絕大多數與南北兩個隱沒帶有關連。

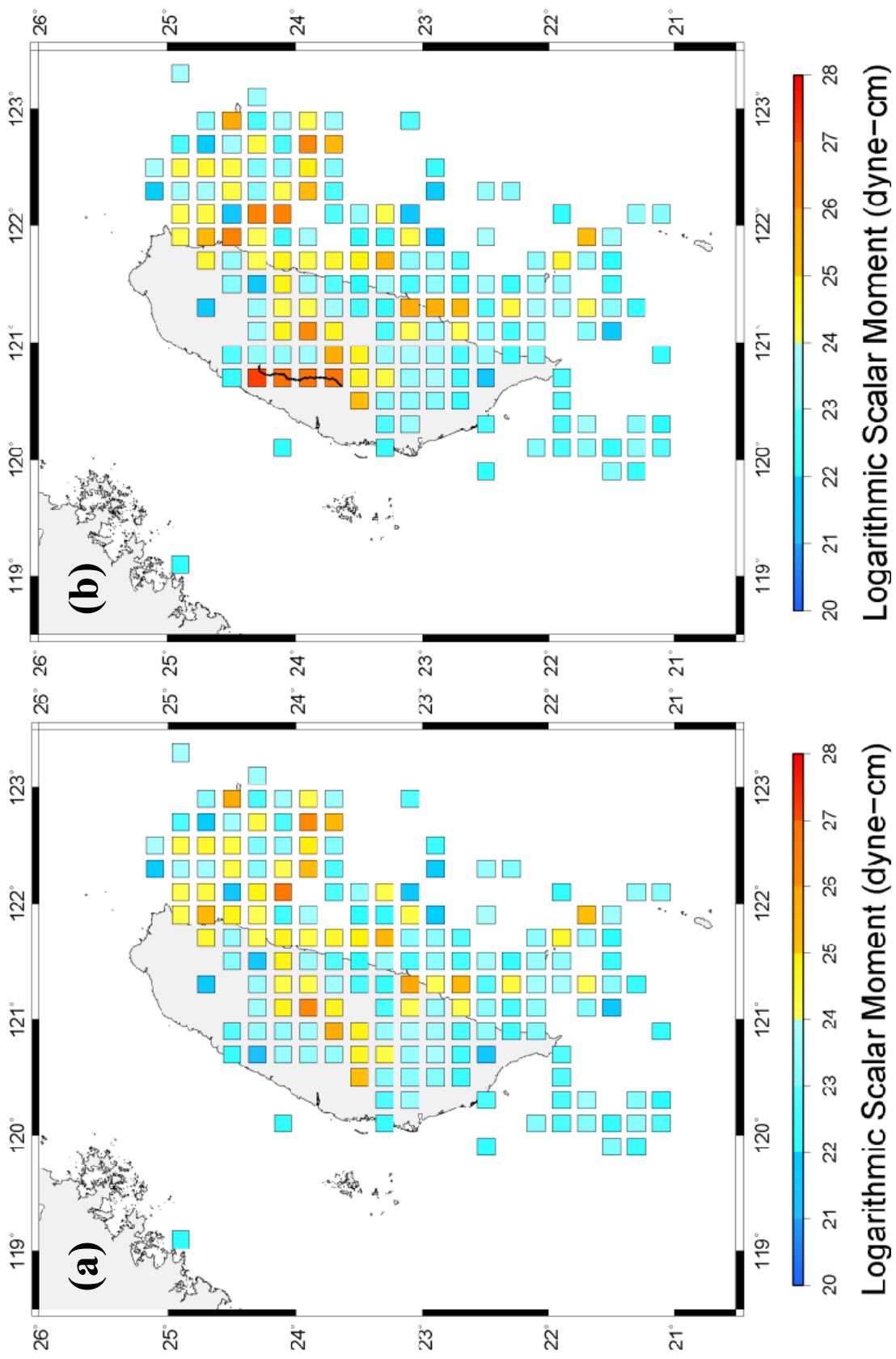


圖 2.4 (a)十年間每網格內釋放的地震矩累加分布；(b)考慮大地震斷層破裂長度大於網格大小，將 $M_0$ 重新配置於斷層破裂位置上，其中西部黑曲線為車籠埔斷層的地表破裂位置。

## 2.2 地震矩規模( $M_w$ )的統計特徵

### 2.2.1 BATS $M_w$ 的分布

因為 $M_w$ 是以長週期地震波計算得到，較不易受到近地表構造或衰減影響，相對於其他種地震規模單位( $M_L, M_s, m_b$ )較為可信，而且對於估計大地震不會發生飽和問題(Hanks and Kanamori, 1979)。本研究由 BATS CMT 地震矩規模( $M_w$ )的數量分布結果(圖 2.5)可以看到地震矩規模在 3.3 和 7.1 之間。

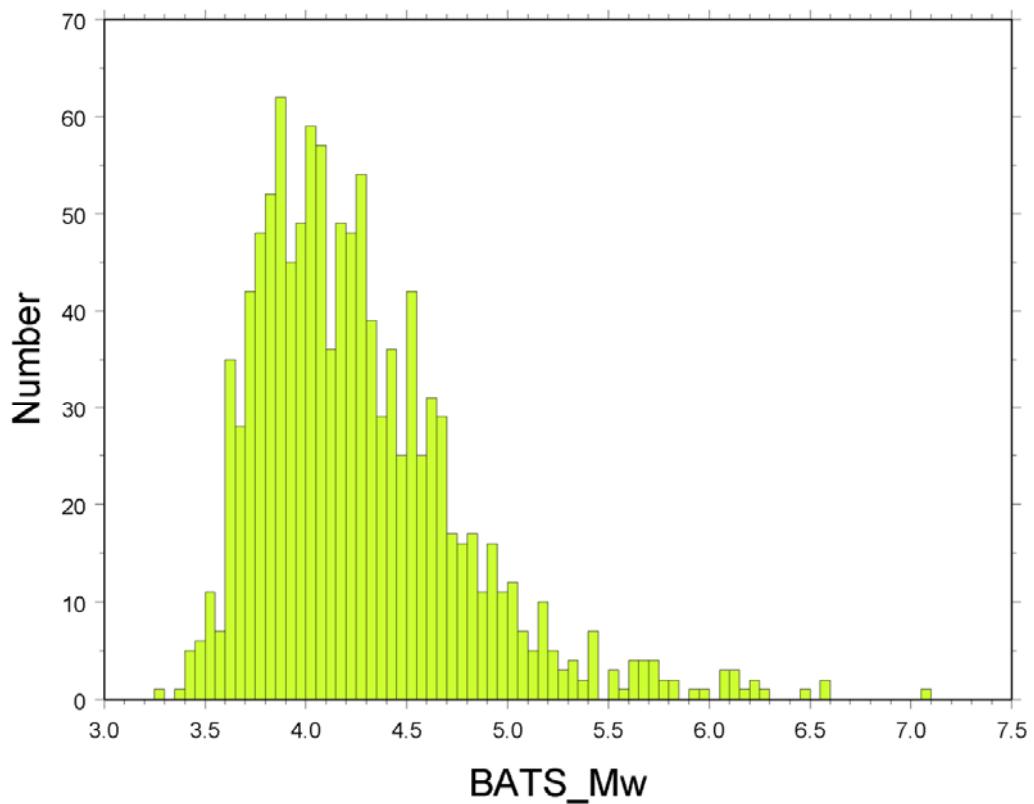


圖 2.5 BATS CMT 1130 個地震數量與地震矩規模分布圖。

### 2.2.2 BATS CMT 完整規模( $M_c$ )與 $b$ 值估計

在地震統計上，地震規模與地震數量之間有重要的關連性，一般而言小地震發生較為頻繁，而大地震通常久久出現一次，Gutenberg and Richter(1940s)首先提出地震規模與地震數量存在著冪次定律(power-law)的分布關係，他們取一

個固定的區域，統計一段時間內的表面波地震規模 $M_s$ 與地震數量，得到以下關係式：

$$\log N = a - bM_s \quad (2.4)$$

其中  $N$  是在某個地震規模 $M_s$ 以上的累計地震數量， $a$  與  $b$  為常數，其中斜率  $b$  稱為  $b$  值(b-value)，本研究統計 BATS 地震目錄中的 1130 個地震事件(圖 2.6)，得到  $b$  值為  $0.921 \pm 0.02$ ， $a$  則為 6.635。

一般而言，在對數統計圖上累計地震數量與規模會呈現線性關係，但實際上受限於觀測網的偵測能力，過小地震無法有效量測到，所以分布點在小規模部分會脫離趨勢線，在脫離處的地震規模，本研究稱為完整規模(complete magnitude,  $M_c$ )，在  $M_c$  以上的地震事件都有完整的紀錄量測，由於 BATS 在 2001 年以前針對  $M_L \geq 4.5$  的地震求解，2001 年後才對  $M_L \geq 4.0$  的地震求最終解，而且解算出來的地震矩規模( $M_w$ )往往小於  $M_L$ 。本研究的  $M_c$  是利用 Wiemer and Wyss(1994)的方法求得(Wiemer, 2001)，顯示 BATS CMT 地震目錄的  $M_c$  約為 4.0。

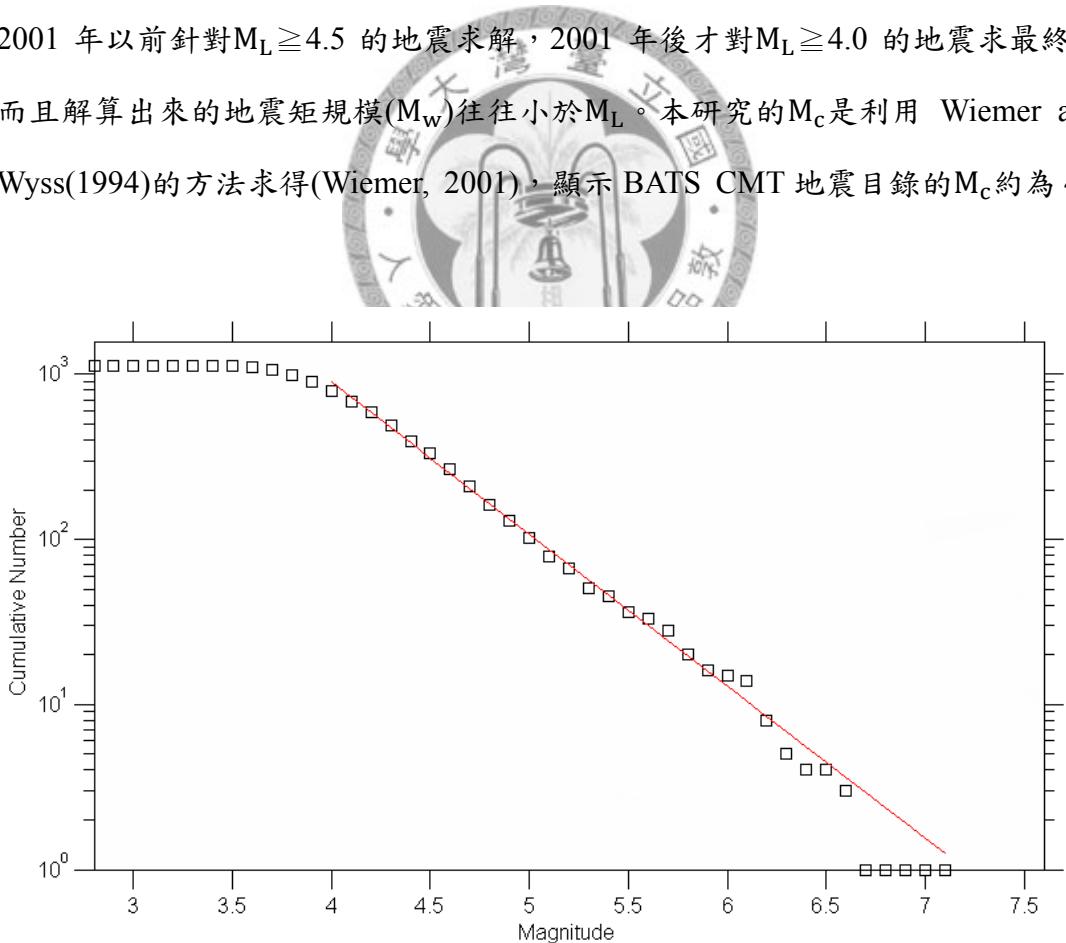


圖 2.6 統計 BATS 資料中 1130 個地震，得到台灣地區地震規模與累計數量的冪次關係，從關係式得到  $b$  值與  $M_c$ 。方形為累計地震數量。

$b$  值的大小就是圖 2.6 中趨勢線的斜率，如果  $b$  值越大，趨勢線越陡，表示小地震數量相對較多。根據全球的經驗， $b$  值大都介於 0.67~1 之間(Lay and Wallace, 1995)，而且常隨著時空改變。關於台灣地區的研究，Wang(1988)統計出台灣不同區域的  $b$  值，介於 0.89~2.05 之間，他發現於台灣中部低布蓋重力(Bouguer gravity)異常地區  $b$  值較小，外海地區布蓋重力異常高的區域  $b$  值較低。Wu et al.(2006)從中央氣象局地震網(CWBSN)，選取 1994/01/01~1999/09/20 期間，震源深度 40 公里以內，總共 66069 個地震，統計得到  $b$  值 = 1.05， $a = 6.74$ ， $M_c = 2.0$ 。由於 BATS 只針對 CWB  $M_L \geq 4.0$  的地震求 CMT 解，所以  $M_c$  高於 CWBSN 地震目錄。

### 2.3 BATS $M_w$ 地震矩規模 v.s. CWB $M_L$ 芮氏規模

芮氏規模(local magnitude,  $M_L$ , Richter, 1935)是第一個以量化的方式估計地震大小的單位，能夠容易且直觀地描述地震的大小與當地的搖晃強度(Kanamori and Jennings, 1978)。當時 Richter(1935)為了以量化方式估計南加州地震大小，將標準扭力式伍德－安德森地震儀(Wood-Anderson torsion seismometer)(自由週期 0.8 秒，倍率 2,800 倍，阻尼常數 0.8)所記錄到水平方向最大振幅與芮氏規模  $M_L$  以下列經驗式表示：

$$M_L = \log A(\Delta) - \log A_0(\Delta) \quad (2.5)$$

其中  $\Delta$  為震央距離。Richter 定義參考振幅  $A_0$  為距離震央 100 公里處的地震站，記錄到最大振幅為 0.001mm。然而現今扭力式伍德－安德森地震儀已不復見，就以數位紀錄訊號模擬成扭力式伍德－安德森地震儀式地震波形(Kanamori and Jennings, 1978； Yeh et al., 1982)，進而得到  $M_L$ ，適用震央距離為 50-600 公里。對  $\log A_0(\Delta)$  的估計，Shin(1993)測試並訂定地震波在台灣地區傳播不同距離時，振幅經幾何擴散、非彈性衰減與震波散射的關係式，稱為衰減公式(attenuation function)，主要與震央距及震源深度有關，一旦確認  $\log A_0(\Delta)$  且量得各測站的最

大振幅，即可透過(2.5)式估計 $M_L$ ，也就是迄今中央氣象局估計 $M_L$ 的方式。

本研究將 BATS 地震目錄中 1130 個地震事件的 $M_w$ ，與 CWB 測得的 $M_L$ 做最小方差線性回歸，得到以下關係式：

$$\text{CWB}_M_L = (0.914 \pm 0.012)\text{BATS}_M_w + (0.793 \pm 0.051) \quad (2.6)$$

$$\text{BATS}_M_w = (0.921 \pm 0.012)\text{CWB}_M_L - (0.057 \pm 0.056) \quad (2.7)$$

如圖 2.7 所示，藍線為彼此的回歸趨勢線，紅色虛線為 1:1 直線。BATS 以  $\text{CWB}_M_L = 4.0$  作為門檻， $\text{CWB}_M_L$  大於 4.0 才會做最終 CMT 地震解，因為  $\text{CWB}_M_L$  小於 4.0 的地震，可能因長週期訊號釋放能量不足導致各寬頻地震測站難以收到清楚的波形資料，會降低波形逆推結果的品質(Kao et al., 1998)。計算得到兩者相關係數為 0.91，彼此有不錯的相關性，分布結果顯示大部分圓點都在紅虛線之上，本研究接著做  $M_L - M_w$  的統計(圖 2.8)，平均而言， $\text{CWB}_M_L$  比  $\text{BATS}_M_w$  大  $0.425 \pm 0.209$ 。

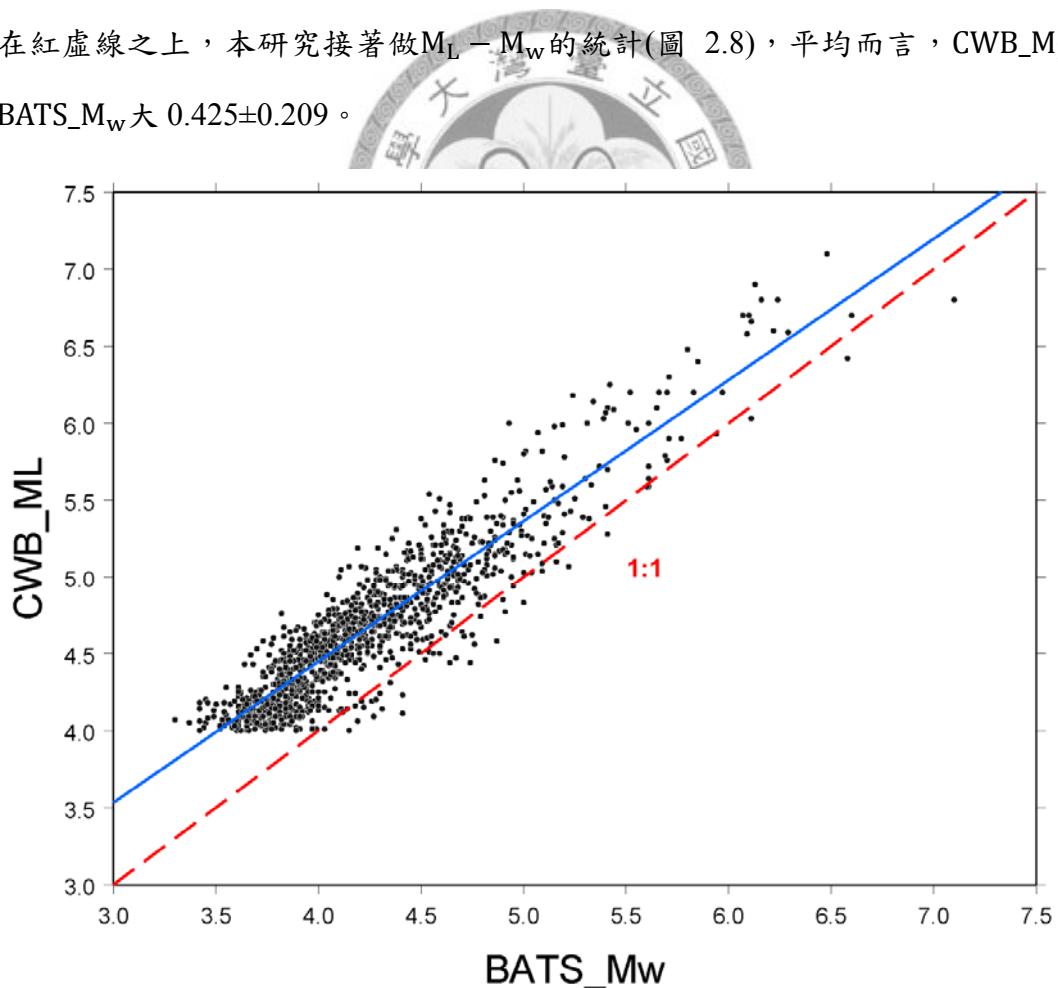


圖 2.7 CWB $_M_L$ 與BATS $_M_w$ 最小方差線性回歸結果，顯示兩者有相當好的相依性，CWB $_M_L$ 比BATS $_M_w$ 高估  $0.425 \pm 0.209$ 。

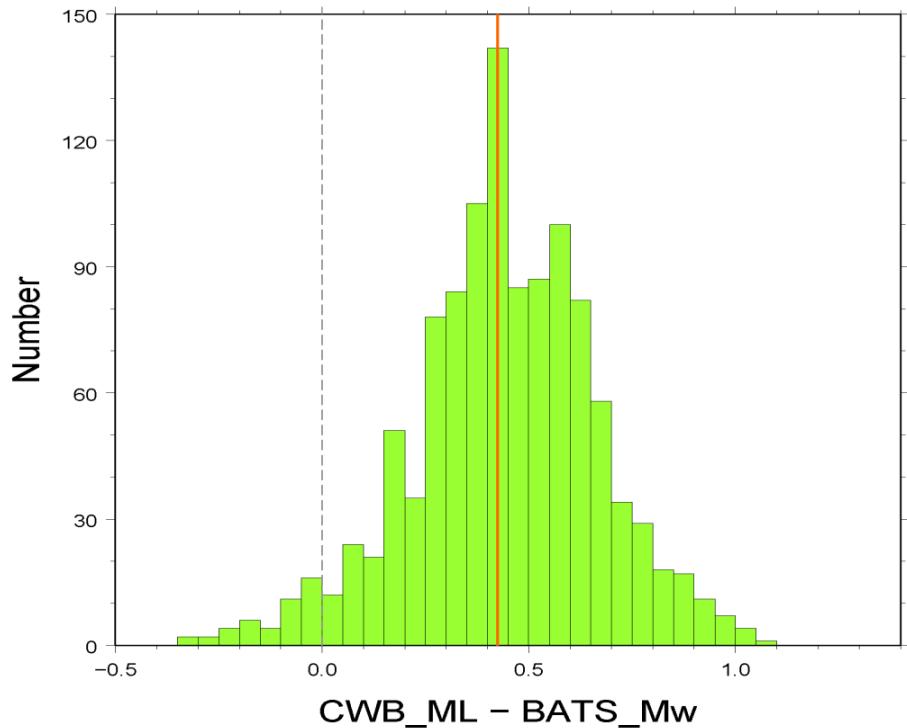


圖 2.8 以CWB\_M<sub>L</sub>減去BATS\_M<sub>w</sub>的差值與數量分布，大部分地震事件CWB\_M<sub>L</sub>大BATS\_M<sub>w</sub>，平均差值為  $0.425 \pm 0.209$ 。

估計地震規模在世界各個地震目錄都是重要的課題，Braunmiller et al.(2002)針對歐洲地中海區域 13 個地震事件，比較瑞士區域寬頻地震目錄(SRMT)的M<sub>w</sub>與瑞士地震局(Swiss Seismology Service, SED)(Deichmann et al., 2000; Baer et al., 2001)的M<sub>L</sub>，結果顯示兩者有高度的線性相關，對於中小地震而言，M<sub>L</sub>平均比M<sub>w</sub>大 $\sim 0.2$  規模單位，他認為M<sub>L</sub>對於較小地震高估。Ristau et al.(2003)針對加拿大西岸 260 多個地震事件，利用區域地震測站波形逆推得到的M<sub>w</sub>，與加拿大地質調查局(Geological Survey of Canada, GSC)的M<sub>L</sub>比較，他把地震事件以地殼分佈位置分為三區，顯示完全位於大陸地殼的區域平均M<sub>L</sub>比M<sub>w</sub>小  $0.28 \pm 0.08$ ，完全位於海洋地殼的區域平均M<sub>L</sub>比M<sub>w</sub>小  $0.69 \pm 0.10$ ，震源到測站的路徑似乎會影響到比較的結果，尤其對於M<sub>L</sub>而言，更容易受到傳播路徑影響而低估。紐西蘭區域地震主要由紐西蘭地震委員會(New Zealand Earthquake Commission, EQC)進行監測，其中的 GeoNET 計畫則是負責整個地震觀測網以及波形逆推過程，Ristau(2008)比較此地震目錄中M<sub>L</sub>與M<sub>w</sub>，結果顯示M<sub>L</sub>比M<sub>w</sub>還大上 0.5-1.0，他

認為主要是因為水平及深度定位所造成，另外也有可能因衰減係數  $Q$  的不同，或應力降與假設值 30 bars 差太遠，以及地殼彈性係數過高等因素，導致  $M_L$  與  $M_w$  間差異過大。

Wang et al.(1989；1992)曾取 CWB 與中央研究院的地震規模參數與利用  $M_s$  所換算的  $M_0$  做線性回歸，得到  $\log(M_0)$  與  $M_L$  的關係如下：

$$\log(M_0) = (14.571 \pm 1.683) + (1.598 \pm 0.236)M_L \quad (2.8)$$

本研究將(2.2)式代入(2.8)式，暫時不考慮誤差範圍，找出  $M_L$  與  $M_w$  的直接關係如下：

$$M_w = 1.065M_L - 0.986 \quad (2.9)$$

整體而言  $M_L$  大於  $M_w$ ，而且規模越小兩者差異越大。Chen(2008)取 881 個 BATS 地震事件，比較其  $M_w$  與中央氣象局所發佈的  $M_L$ ，得到關係式為：

$$M_L = 0.8M_w + 1.264 \quad (2.10)$$

提出對  $M_w < 6.32$  的地震而言  $M_L$  是高估的，對  $M_w \geq 6.32$  的地震  $M_L$  反而低估。

Wu et al.(2001)比較 CWB 與 GCMT 共同紀錄到的 32 個地震，結果顯示，在  $4.8 \leq M_w \leq 5.5$  範圍內，CWB\_  $M_L$  比 GCMT\_  $M_w$  高估約 0.2 規模單位；在  $5.5 \leq M_w \leq 6.5$  範圍時，兩規模單位相當接近，CWB\_  $M_L$  在 6.5 以上有明顯飽和現象。Wu et al.(2005)另選 56 個  $M_w \leq 6.2$  地震(避免規模飽和問題)來比較，結果平均 CWB\_  $M_L$  比 GCMT\_  $M_w$  高估  $0.2 \pm 0.26$  規模單位。他將這 56 個地震依測站覆蓋率的優劣給予不同的比重，把各測站水平方向最大振幅  $A$  與 GCMT\_  $M_w$  代入 2.5 式來得到新的  $\log A_0(\Delta)$ ， $\Delta$  為震源距離，這樣能得到新的  $\log A_0$  與震源距離分布，建立新的衰減公式，進而得到新的  $M_L$ ，結果顯示與 GCMT\_  $M_w$  平均差異減小為  $-0.02 \pm 0.19$ 。各測站修正因子(correction factor)從空間分布來看，修正量與地質條件有很大的關連性，震波傳遞經過鬆軟沉積層時，振幅會有較大的放大(amplification)效果，所以修正因子為負值；相對硬岩盤地區，振幅放大效果較小，所以修正因子為正值。

Lee et al.(2001)將地表岩性依照 S 波速度分為五個等級 A,B,C,D,E，從波速

大於 1500m/sec 的硬岩 A 到波速小於 180m/sec 的軟土 E。Huang et al.(2007)利用地下速度與密度模型，估計振幅於每種岩性等級不同頻率下的放大倍率，結果顯示(圖 2.9)每一種岩性下，越高頻時振幅會放大效果越大。岩性方面，越硬的岩石放大倍率越小，以 BATS 濾波範圍 0.03Hz~0.08Hz 而言，C 級岩石放大倍率為 1.22，D 級岩石放大倍率為 1.41，E 級岩石放大倍率為 1.48，相較於用來估計  $M_L$  的 1Hz 訊號可達 2~5 倍左右，BATS 波形的放大效應要小( $<1.2$ )且穩定許多。

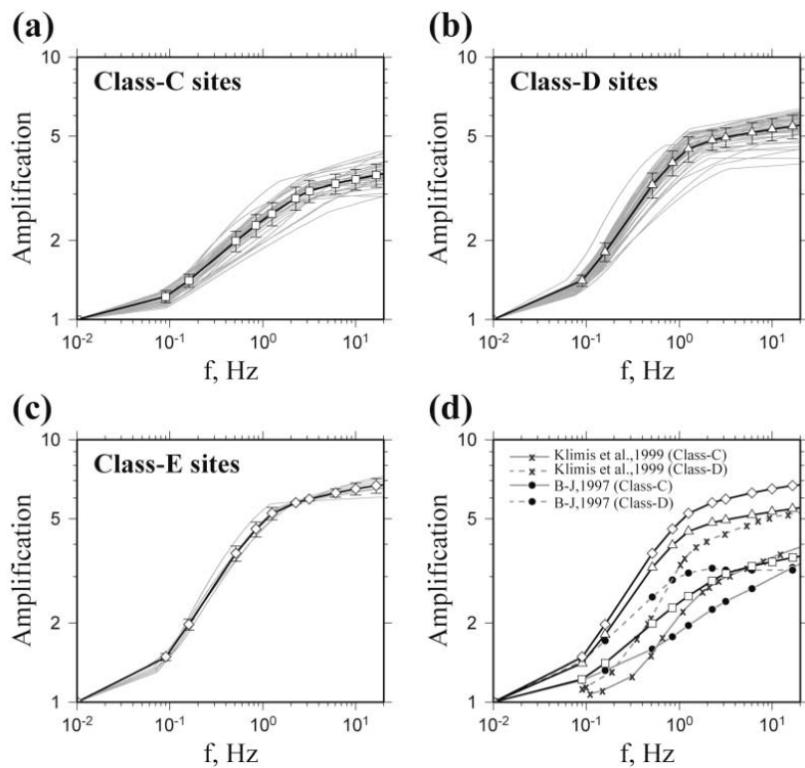


圖 2.9 地震波震幅放大倍率與震波頻率在每一種岩性等級的關係圖，每一種岩性在越高頻時有越大的放大倍率。就岩性而言，越鬆軟的環境(如 E 等級)會有越大的放大倍率。Huang et al.(2007)

由以上的討論可知， $M_L$  的估計因地而異，沒有完全共通的標準，反觀  $M_w$  的估計客觀許多，這也是為什麼 USGS 發佈規模時已經改以  $M_w$  為首要考量。而中央氣象局所得的  $M_L$  與  $M_w$  比較明顯高估，Wu et al.(2005)建議採用新的衰減公式，以縮小  $M_L$  與  $M_w$  之間的差異，除了避免民眾混淆之外，並提供學界一組較為可靠的地震規模參數作為後續研究之用。

## 2.4 震源機制解斷層錯動型態(faulting type)分布

### 2.4.1 斷層型態機率分布

震源機制解通常可以反映震源所在斷層破裂的型態，甚至可以進一步解釋當地的地震地體構造。任何雙力偶型態的震源機制解，都可以 T、B 與 P 軸的方位角(azimuth)與傾角(plunge)來表示方向，本研究把傾角(定義為主軸與水平面的交角)設為  $\delta_T$ 、 $\delta_B$ 、 $\delta_P$ ，因為 T、B 與 P 三軸彼此相互垂直，所以三傾角會滿足以下關係式：

$$\sin^2 \delta_T + \sin^2 \delta_B + \sin^2 \delta_P = 1 \quad (2.11)$$

此外，三軸的垂直分量可以寫成：

$$\begin{aligned} x &= |\sin \delta_T| \\ y &= |\sin \delta_P| \\ z &= |\sin \delta_B| \end{aligned} \quad (2.12)$$

將(2.12)式代回(2.11)式得到  $x^2 + y^2 + z^2 = 1$ ，為球體方程式，又因為 x、y 與 z 都是正的，所以(2.12)式描述的是八分之一球體(octant)，或者說是三維直角座標中的一個象限。因為每個震源機制解的  $\delta_T$ 、 $\delta_B$ 、 $\delta_P$  組合都是截然不同的，所以可以利用這個八分球描述震源機制解量化的分布。

Frohlich(2001)研究發現過去震源機制解的分布方法都有不足之處，無法提供每一類別的統計資訊，因此採用三角分布圖(triangle diagram)來表示，估計震源機制解的相對頻率(relative frequency, RF)，並且以子三角形(subtriangle)內的統計值取代以往將每個震源機制點作投影分布。假設現在有個正三角形(圖 2.10)，其中三個頂點表示完全(pure)走向滑移、逆衝與正斷層的情況：

$$\begin{aligned} S \text{ (strike-slip)} & \quad \delta_B = 90^\circ \\ T \text{ (thrust)} & \quad \delta_T = 90^\circ \\ N \text{ (normal)} & \quad \delta_P = 90^\circ \end{aligned}$$

大三角形高度為 H，被等距離平行線分成  $N^2$  個子三角形，在此 N 為 5(圖 2.10)，

由垂直方向來看，每個子三角形的高為  $H/N$ ，不同震源機制解會依照  $\delta_T$ 、 $\delta_B$ 、 $\delta_P$  情形，分布於子三角形中。假設現在地震目錄中總共有  $M$  個震源機制解， $m_{ijk}$  為座落於某個副三角形的數量，以  $i$ 、 $j$  與  $k$  來表示，則相對頻率(relative frequency)為：

$$RF_{\Delta-\text{raw}}(i, j, k) = N^2 \left( \frac{m_{ijk}}{M} \right) \quad (2.13)$$

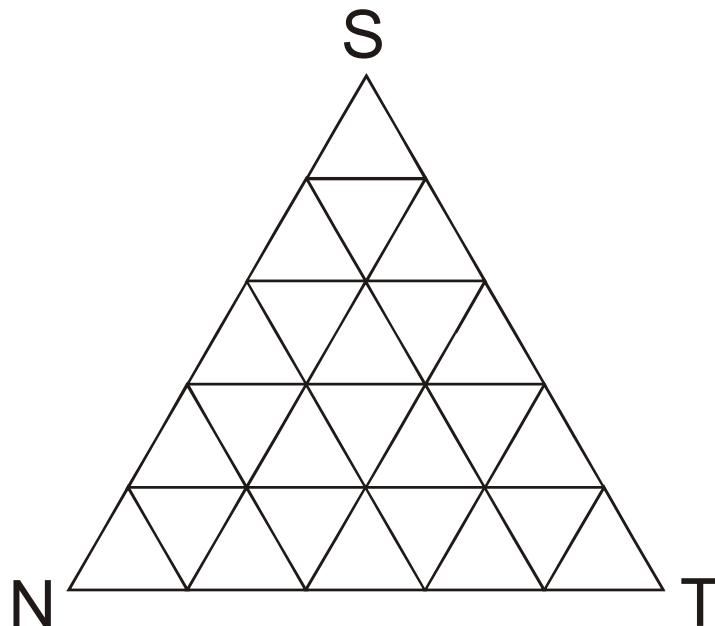


圖 2.10 Frohlich 的震源機制解型態分布三角圖，三個頂點為完全走向滑移(S)、逆衝(T)與正向(N)，每一格子三角形代表其震源機制解型態。

Frohlich 對於震源機制解的分類方式(Frohlich, 1992)是根據  $\delta_T$ 、 $\delta_B$ 、 $\delta_P$  角度來分類， $\delta_T \geq 50^\circ$  為逆衝(thrust)型態， $\delta_B \geq 60^\circ$  為正向(Normal)型態， $\delta_P \geq 60^\circ$  為走向滑移(strike-slip)型態，所歸類的錯動型態只是代表單一震源機制解的結果，不能完全符合區域斷層錯動方向。Rau and Wu(1998)曾挑選 97 個台灣地區中小地震( $2.7 \leq M_L \leq 5.7$ )，挑選過程已確定其震源機制解是高可信度的，再利用 Frohlich 分類方式歸納，其中 30 個(30.93%)為逆衝斷層型、8 個(8.25%)正斷層型與 17(17.53%)個走向滑移斷層型。

本研究利用 BATS 地震事件的六個地震矩張量  $M_{xx}$ 、 $M_{yy}$ 、 $M_{zz}$ 、 $M_{xy}$ 、 $M_{xz}$ 、

$M_{yz}$ ，算出各個地震事件的三組特徵向量(eigenvector)，每一組特徵向量會有對應的特徵值(eigenvalue)，最大的特徵值代表其特徵向量(eigenvector)是 T 軸方向，最小特徵值表示為 P 軸的特徵向量。BATS 地震目錄 1130 個地震事件，按照 Frohlich 分類方式，得到 485 個(42.92%)為逆衝斷層型，51 個(4.51%)為正斷層型，109 個(9.65%)為走向滑移斷層型(圖 2.11)；本研究以 35 公里為莫氏不連續面深度，得到發生於地殼內的地震總共有 984 個，其中 426(37.70%)個為逆衝斷層型，41(3.63%)個為正斷層型，98(8.67%)個為走向滑移斷層型。

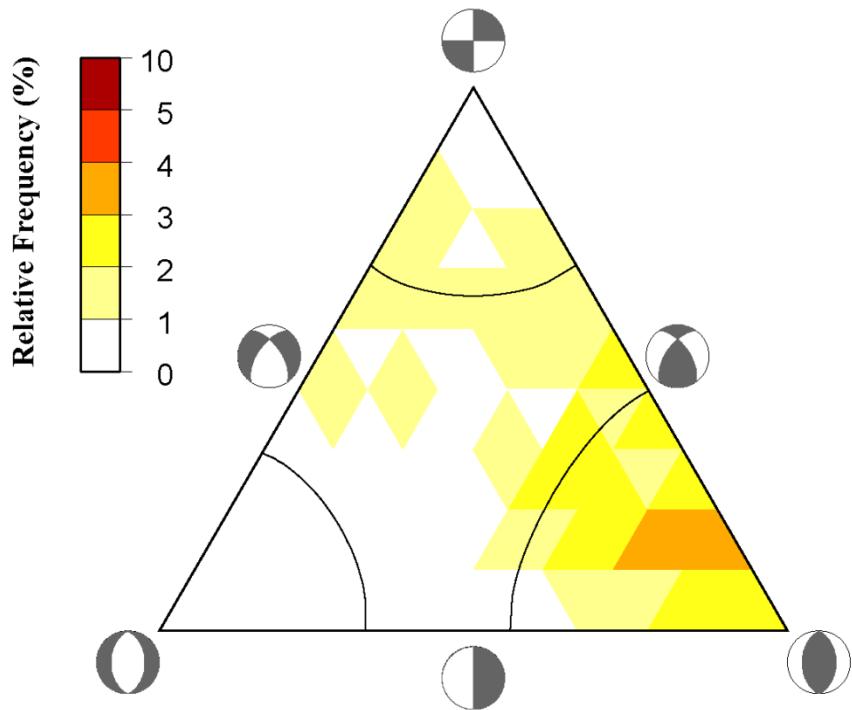


圖 2.11 將 BATS 1130 個震源機制解以 Frohlich 三角圖分類得到相對頻率分布，顏色代表每一種震源機制型態的比例。其中 485 個(42.92%)為逆衝斷層型地震。

Zoback(1992)將震源機制解分成六類，分別是正向(NF)、正向帶有走向滑移分量(NS)、走向滑移帶有正向(SSN)、走向滑移帶有逆衝(SST)、逆衝帶有走向滑移分量(TS)以及逆衝(TF)，詳細的分類定義見表 2.1。BATS 1130 個震源機制解依 Zoback 定義分類後數量如下：87(NF)、36(NS)、136(SSN)、140(SST)、92(TS)與 450(TF)，各類比例見表 2.1。

從兩種震源機制分類法都可以得到台灣地區發生最多的是逆衝斷層，因為台灣主要受到菲律賓海板塊與歐亞大陸板塊碰撞及隱沒而發生地震。圖 2.1 雖然已展示 1130 個震源機制解於空間的分布，但難以觀察出台灣的斷層破裂與地體環境，本研究藉由 Frohlich 的分類方法，將不同的震源機制解分為逆衝型、正斷層型與走向滑移型三種震源破裂型態，並分別表示於台灣地圖上。

	Frohlich				Zoback			
	$\delta_P$	$\delta_B$	$\delta_T$	PR(%)	$\delta_P$	$\delta_B$	$\delta_T$	PR(%)
NF	$\geq 60$			3.63	$\geq 52$		$\leq 35$	7.70
NS					$40 \leq \delta < 52$		$\leq 20$	3.19
SS(N)		$\geq 60$		8.67	$< 40$	$\geq 45$	$\leq 20$	12.04
SS(T)					$\leq 20$	$\geq 45$	$< 40$	12.39
TS					$\leq 20$		$40 \leq \delta < 52$	8.14
TF			$\geq 50$	37.70	$\leq 35$		$\geq 52$	39.82

表 2.1 Frolich(1992)與 Zoback(1992)對於震源機制解分類法，以及 BATS 1130 個震源機制解依照兩種分類方式所得到的百比例。

## 2.4.2 斷層型態的空間分布

### 逆衝斷層型

逆衝斷層型地震的分布，集中發生於東北部的板塊隱沒帶、東部碰撞帶、西部麓山帶與蘭嶼地區(圖 2.12)。台灣東北部隱沒帶，逆衝斷層型地震的震源深度越往北越深，證明板塊向北傾斜隱沒，顯示 Wadati-Benioff 帶的特徵，由隱沒板塊與上覆板塊之間的板間地震錯動產生。Kao and Jian(2001)認為台灣地體活動是岩石圈碰撞，北部屬於「板陸碰撞」，中部與南部則是「弧陸碰撞」，兩種碰撞類型轉換處就在花蓮附近，該處的地震斷層錯動型態由南邊的逆衝斷層型經過走向滑移型到北邊的正斷層型，轉折處可以看到有相當多的逆衝斷層型地震發生。從 Chang et al.(2003)對此區的研究，縱谷區的壓縮變形量是台灣區域最大的，變形方向與碰撞方向相像。西部麓山帶的逆衝型態地震也是因為弧陸碰撞應力傳遞到西部而沿著幾條活動斷層發生，其中有許多是集集地震序列，Kao and Angelier (2001)認為此地震序列可以看做是證實台灣造山運動的現象。蘭嶼地區則是弧前盆地閉合，壓應力導致逆衝斷層型地震發生。



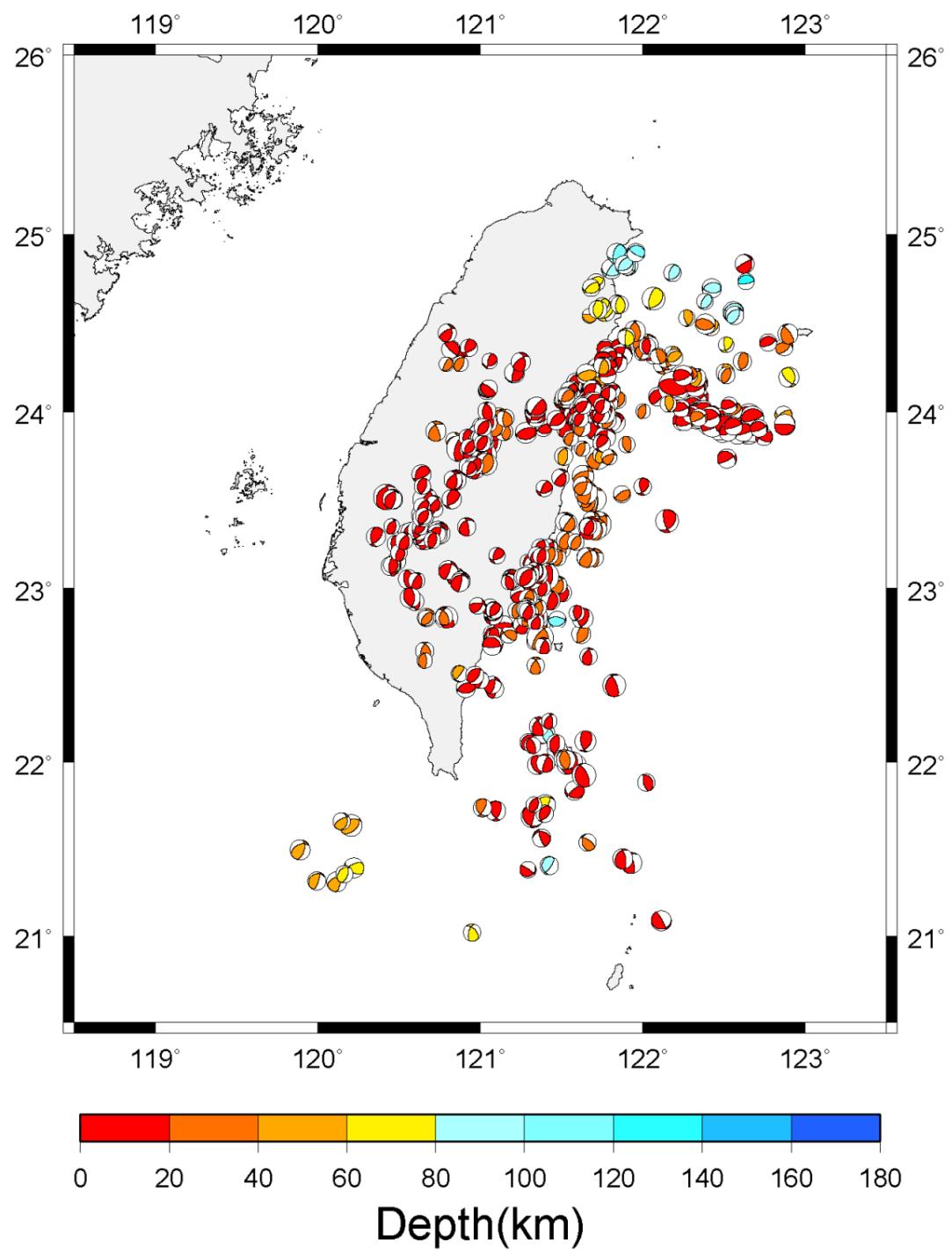


圖 2.12 台灣地區 485 個逆衝斷層型震源機制解分布圖。集中發生於東北部的板塊隱沒帶、東部碰撞帶、西部麓山帶與蘭嶼地區

## 正斷層型

正斷層型震源機制解數量很少，只佔 4.5%，主要集中於弧後擴張區與中央山脈南北段(圖 2.13)。台灣東北部琉球隱沒系統，沖繩海槽的弧後南北張裂造成許多正斷層，震源機制球的拉張方向(T 軸方向)反映南北擴張，另外，GPS 測量結果也顯示宜蘭及其近海區域呈現擴張狀態(Chang et al., 2003；Bos et al., 2003)。中央山脈南北段，前人研究認為可能是板塊碰撞帶附近的增厚作用，或是因為中央山脈的岩石圈性質熱且脆弱，導致負向浮力的反作用力而發生正斷層型地震(Lin, 2002；Chang et al., 2003)，同時野外地質調查發現在梨山斷層東側有正斷層存在(Crespi et al., 1996)。在台灣西南外海，也可以發現一些震源深度較深的正斷層型機制球，由於在這一區歐亞大陸板塊隱沒到菲律賓海板塊之下，板塊隱沒處產生的彎折(bending)造成局部張裂導致(Wu et al., 2008)。圖 2.14 將 GPS 測量計算所得的台灣地區連續變形(Bos et al., 2003)與正斷層型地震分布圖疊合(圖 2.14)，灰階圖中，白色區域代表應變擴張的區域，黑色則是代表受擠壓區域，可以看到正斷層型地震與白色擴張區域位置一致，而且兩者擴張方向相同。

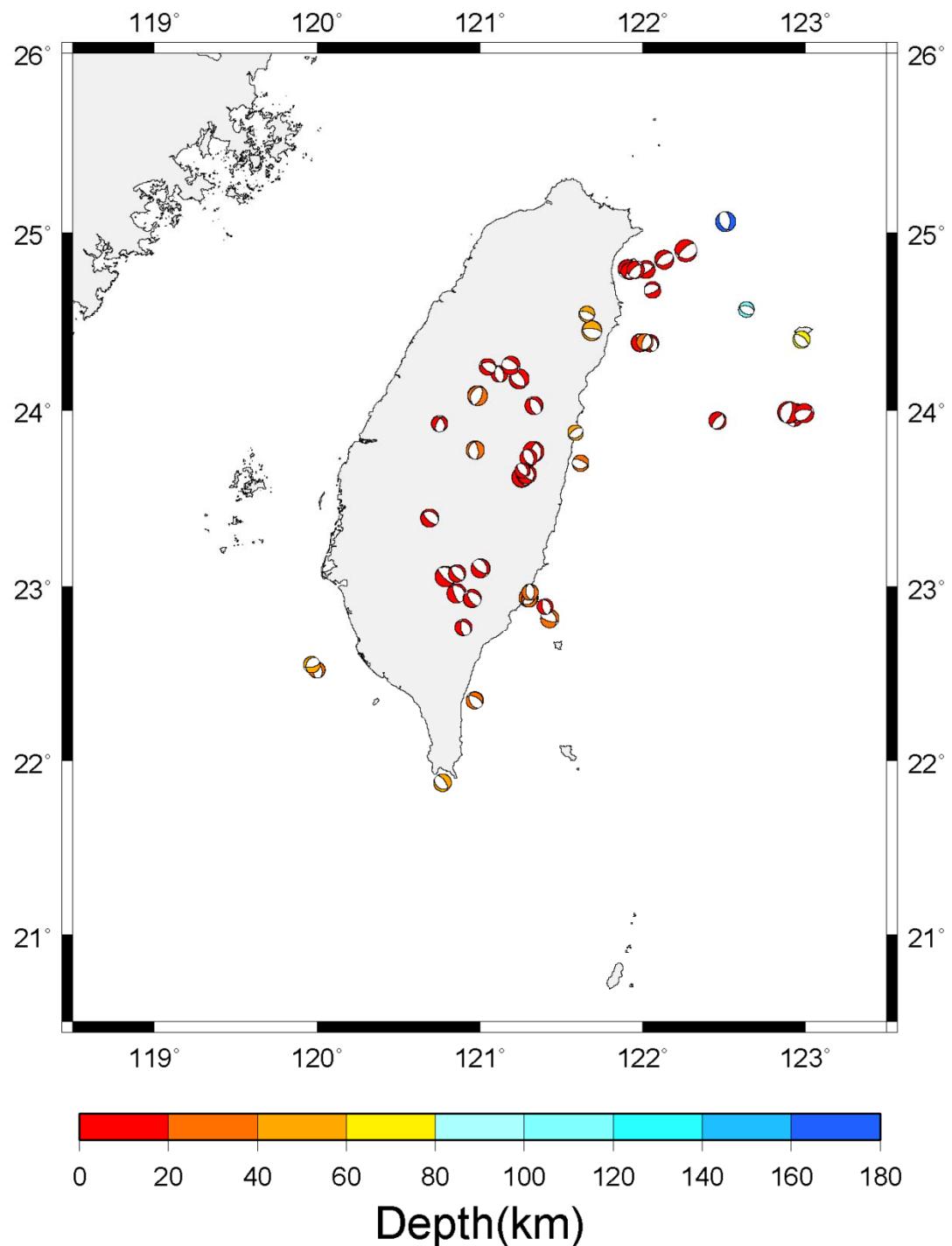


圖 2.13 台灣地區 51 個正斷層型震源機制解分布圖。主要集中於弧後擴張區與中央山脈南北段，台灣東北部琉球隱沒系統，沖繩海槽的弧後南北張裂造成許多正斷層。

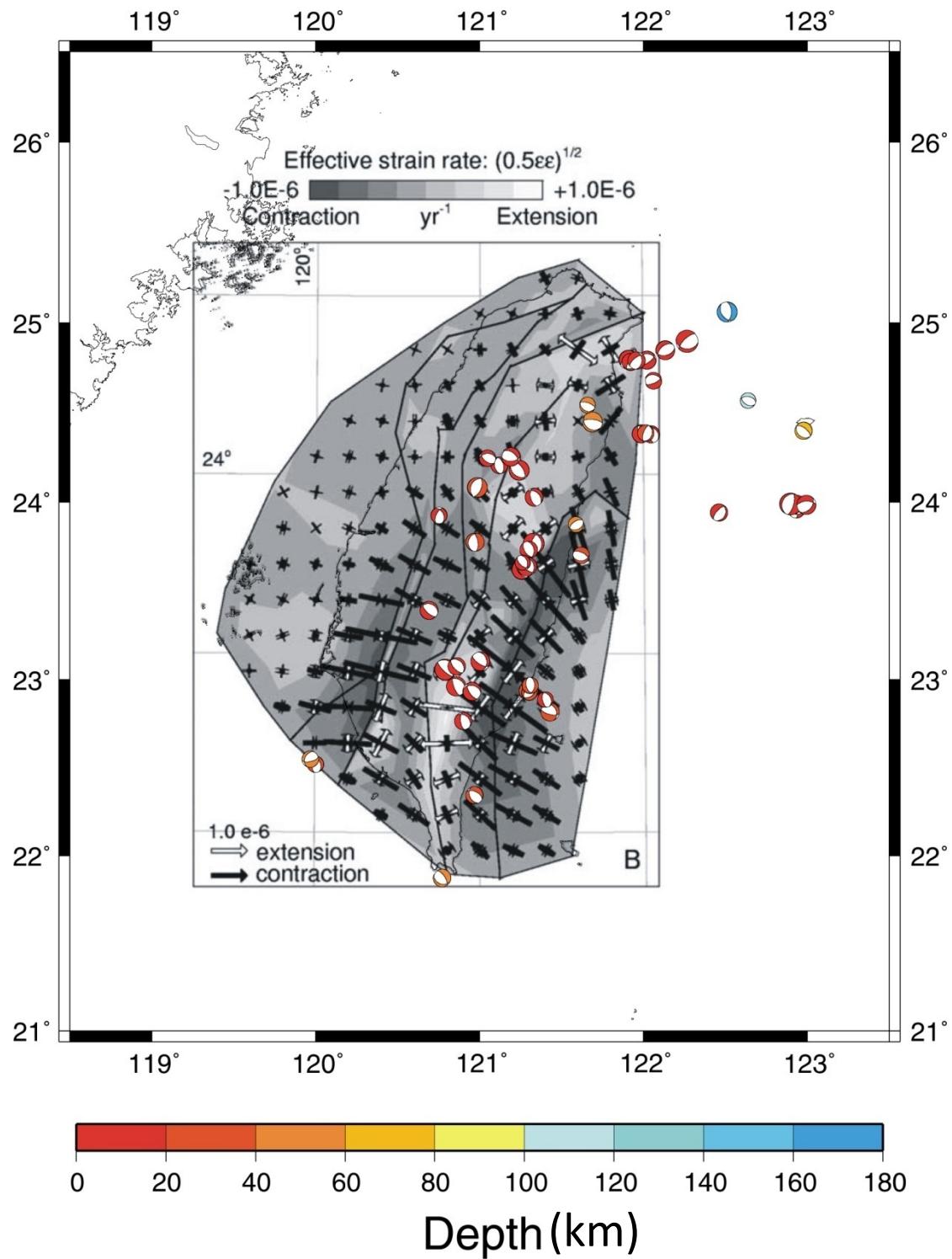


圖 2.14 將正斷層型震源解分布圖與 GPS 測得台灣連續變形場(Bos et al., 2003)疊合，白色區域為擴張，黑色則為擠壓區，可以看到正向型地震大都分布於擴張區域。

## 走向滑移斷層型

走向滑移斷層型地震分布方面(圖 2.15)，集中於宜蘭外海地區、縱谷東側與中央山脈南北側苗栗及南投地區。走向滑移斷層型機制球特點在於 P 軸與 T 軸幾乎都呈現水平。宜蘭外海緊接沖繩海槽，P 軸方向對應菲律賓海板塊碰撞隱沒，T 軸方向對應弧後擴張。Liang et al.(2005)提出地質構造的橫向折曲現象，解釋在蘭陽溪以南幾個淺層東西向的既存弱帶上，有許多左移的走向滑移斷層型地震發生；黃(2007)認為東北地區主要構造是受到沖繩海槽向西南延伸的影響，所以宜蘭平原北緣有正斷層系統向南裂開，造成當地 N20°E 走向之地層受力折曲形成左移滑動，此行為沿著南澳一帶的地質弱帶發生，與 Liang et al.(2005)的論點相似。中央山脈與西部麓山帶也有許多走向滑移機制球分布，從 Lee et al.(2002)研究 921 同震(coseismic)破裂帶北端的主應力方向，發現其  $\sigma_2$  近乎垂直；Chang et al.(2003)以 GPS 得到的變形類型來看，921 同震破裂帶南北兩端都是屬於轉換型(transcurrent type)，表示水平壓縮與擴張有相同的量值，這兩個觀測都與本研究的結果相符。南縱海溝也有許多走向滑移地震分布，因為這一區是兩板塊縫合帶(suture zone)，其中南北走向的節面(nodal plane)看做是斷層面，可以發現大部分都是左移斷層型態(Rau and Wu, 1998)。Kao et al.(1998b)認為海岸山脈的物質相較於中央山脈是比較弱的，所以走向滑移型與逆衝斷層型地震都發生於縱谷東側，P 軸與碰撞方向一致。中央山脈南北側苗栗及南投地區，P 軸方向為 NW—SE，同時也造成 NE—SW 向的 T 軸擴張。

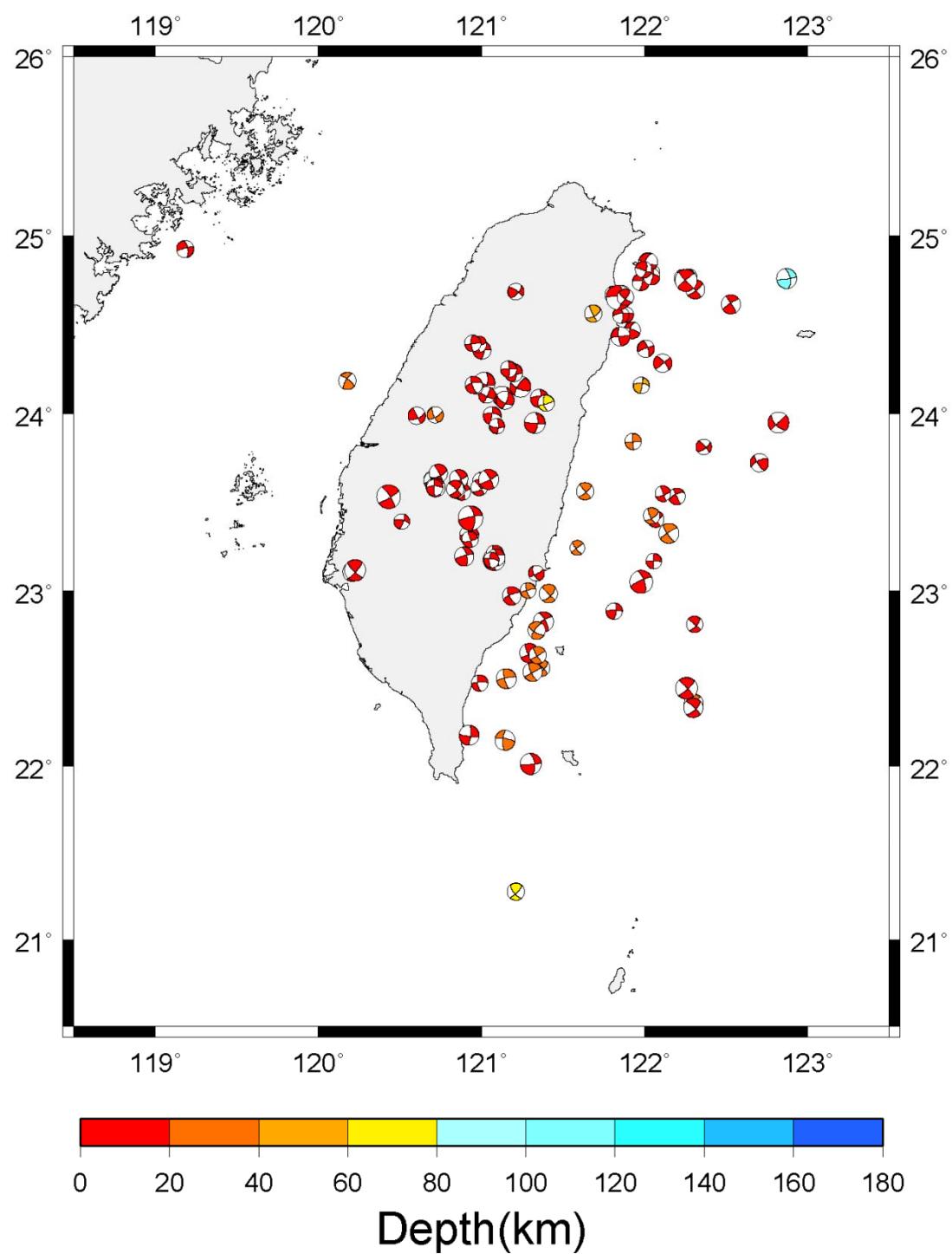


圖 2.15 台灣地區 109 個走向滑移斷層型震源機制解分布圖。集中於宜蘭外海地區、縱谷東側與中央山脈南北側苗栗及南投地區。走向滑移斷層型機制球特點在於 P 軸與 T 軸幾乎都呈現水平。

## 第三章 BATS CMT 與 GCMT 的比較

### 3.1 CMT 地震目錄的比較

Harvard 團隊(現今 GCMT)從 1970 年代晚期開始以 45 秒以上的週期對全球的大地震做 CMT 分析(Dziewonski, 1981)。Kawakatsu(1995)比較 ERI 與 Harvard 地震矩的相關性，兩者的相關係數達到 0.9，不過平均 ERI 比 Harvard 小 20%。

為了瞭解不同全球地震目錄震源解的可靠性，Helffrich(1997)比較 1980 年～1995 年間 Harvard、USGS 與 ERI 三個地震目錄的地震參數，這三個地震目錄求震源解過程最大的不同，在於波長頻帶的選擇。Harvard 求震源解時，大多使用長波長體波(週期  $\geq 45$  秒)，對於大地震也會使用表面波(週期  $\geq 135$  秒)；ERI 於逆推過程，地震資料濾波範圍在 45～100 秒之間；USGS 求震源解時使用較短週期的體波(週期  $\geq 15-20$  秒)。藉由比較三個地震目錄中相同地震的震源解，他發現當地震規模較小，或是震源深度較淺時，彼此的相關係數會很差。Frohlich(1999)比較 Harvard、USGS、ERI 的地震目錄震源解，他定義  $\Omega_{3d}$ (就是 Kagan 角, Kagan, 1991)來比較震源機制解的差異。結果顯示，在震矩相對誤差  $E_{rel} \leq 0.05$  的條件下，1165 個 USGS 與 Harvard CMT 共有的地震中 90% 的  $\Omega_{3d} \leq 41^\circ$ ，67% 的地震  $\Omega_{3d} \leq 24^\circ$ ，50% 的地震  $\Omega_{3d} \leq 18^\circ$ ，顯示誤差較小的地震，其地震解會與其他地震目錄較一致。

而在區域震源解的分析上，Kubo et al.(2002)比較了 NIED 與 Harvard 共有的 226 個地震事件，結果顯示 HRV  $M_w$  比 NIED  $M_w$  平均高估  $\sim 0.1$ 。他認為對於小地震而言，Harvard 以長週期地震資料求震源解，會因長週雜訊影響而降低解析能力。

對於歐洲地中海區域的地震，SRMT 以區域地震網波形資料逆推求震源解(Braunmiller et al., 2002)，針對小地震以週期 10—30 秒對地震資料進行濾波，因為使用短週期的波形可以解較小的地震；對於一般地震，則使用大於 40 秒的週期進行濾波。Braunmiller et al.(2002)比較 SRMT 與 Harvard CMT 共 24 個地震

的  $M_w$ ，結果顯示兩者相當一致，但在  $M_w < 5.25$  時，Harvard 對  $M_w$  會高估。Bernardi et al.(2004)比較 SAMT 與 Harvard 共有 36 個地震的  $M_w$ ，彼此的相關性很高，平均差異為 0.02。

根據前人的經驗，本研究為了評估 BATS CMT 地震目錄地震解的品質，將 BATS CMT 地震目錄的震源參數資料與 GCMT 做比較，因 GCMT 比 USGS 還要完整。GCMT 的地震解是使用全球測站長週期地震波資料，只對於  $M_w > 4.5$  的地震事件進行逆推求解，因為一般而言，規模過小的地震，無法激發清楚的長週期地震波訊號。

GCMT 地震目錄在 1995 年七月~2005 年九月期間，於台灣地區有 149 個地震解，本研究以 BATS CMT 地震事件的發震時間為中心，搜尋 GCMT 地震目錄中相對 BATS 發震時間前後 30 秒的地震事件，檢視其發震位置，找出相同地震事件；用此方法，選出 96 個在兩個地震目錄共存的地震事件。圖 3.1 為兩地震目錄的地震解於台灣地區空間分布情形，圓的大小代表地震規模，綠色表示 BATS 1130 個地震事件，藍色代表 GCMT 地震目錄中於台灣地區的地震事件，紅色則代表在兩個地震目錄共有的 96 個地震事件。由此圖可明顯看出 BATS 對於區域內的中小型地震有更完整的紀錄，這對於分析台灣地區應力場而言，將能得到更高解析的結果。

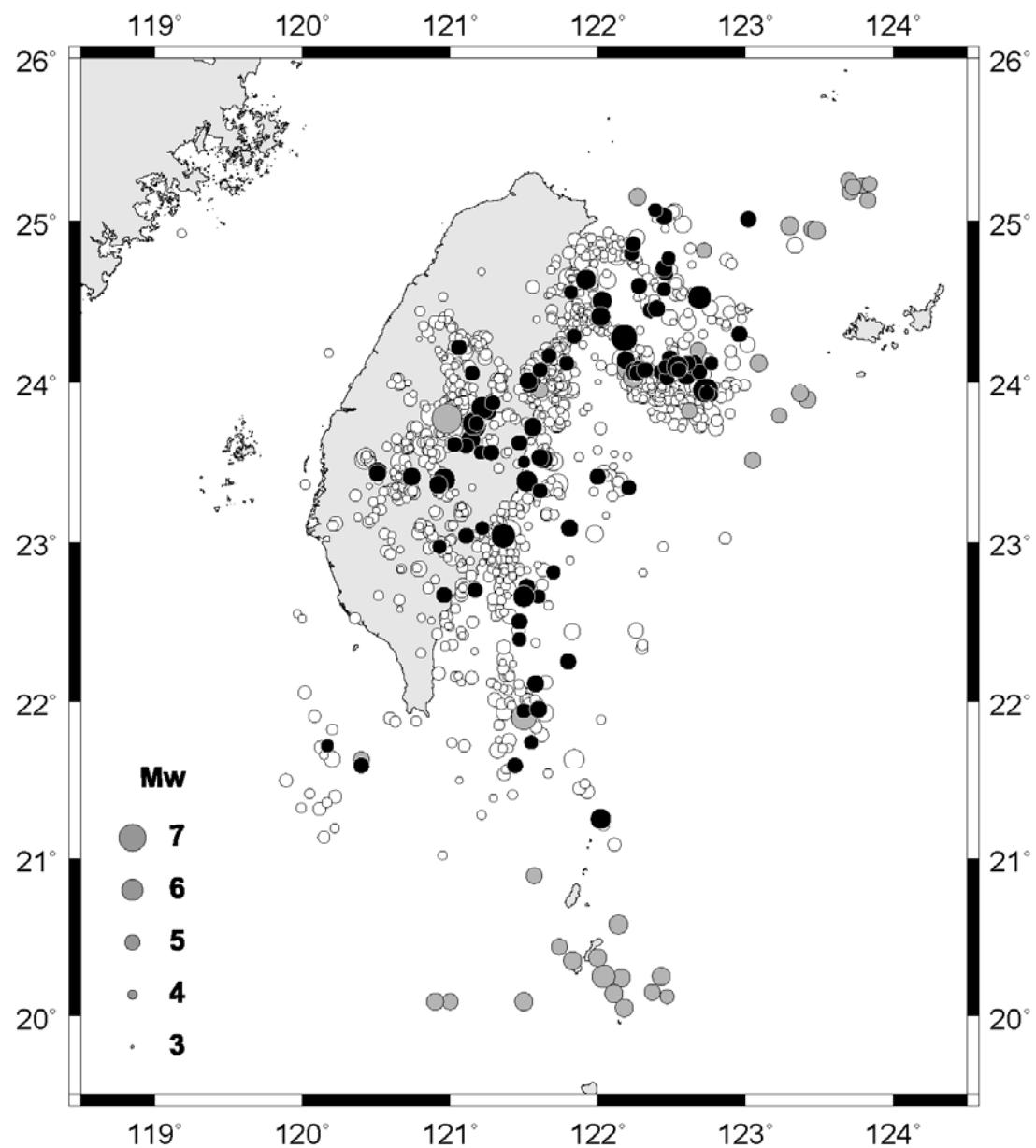


圖 3.1 台灣地區地震事件分布圖，BATS(白色)，GCMT(灰色)，兩地震目錄共有(黑色)，地震規模以圓的大小表示。可以看到 BATS 對於區域內的中小型地震有更完整的紀錄。

### 3.2 BATS $M_w$ 與 GCMT $M_w$ 的比較

圖 3.2 是 BATS CMT 與 GCMT  $M_w$ 的數量統計分布，綠色長條圖代表 BATS CMT 所有 1130 個解  $M_w$  以 0.1 為區間的分布，橄欖色長條圖代表兩個地震目錄共有的 96 個數量分布，圖中紅點代表  $BATS M_w$  減去  $GCMT M_w$  的差值，可明顯看出  $GCMT M_w$  幾乎都大於  $BATS M_w$ ，而且地震規模越小( $M_w < 5$ ) 差異越大。平均  $GCMT M_w$  減去  $BATS M_w$  差值為  $0.174 \pm 0.14$ (圖 3.3)。

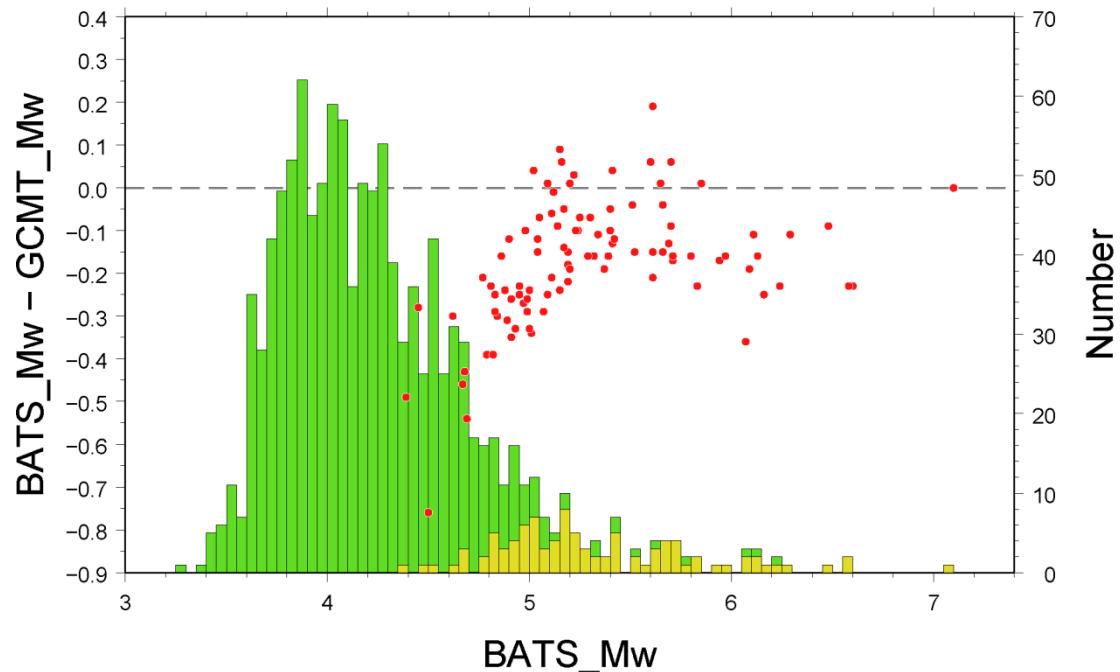


圖 3.2 BATS CMT 地震事件數量與地震矩規模統計圖，綠色長條圖代表 BATS CMT 所有地震事件，黃色區域代表與 GCMT 共有的 96 個地震事件。紅點代表兩者在每一個地震規模的差異 ( $BATS M_w - GCMT M_w$ )，在小規模時，兩者規模差異越大。

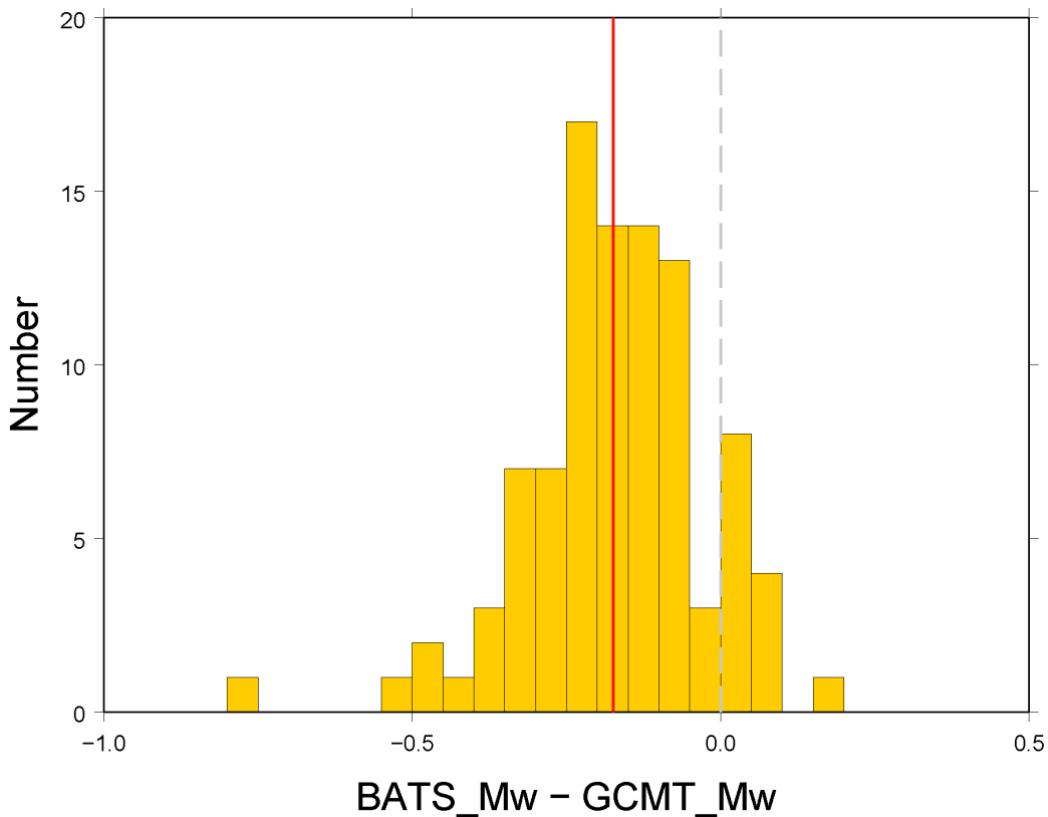


圖 3.3 BATS\_M<sub>w</sub>與 GCMT\_M<sub>w</sub>相減結果顯示大部分 BATS\_M<sub>w</sub>小於 GCMT\_M<sub>w</sub>，平均差異為 -0.17。

造成 BATS M<sub>w</sub>普遍低於 GCMT M<sub>w</sub>的原因，有可能是 GCMT 對M<sub>w</sub>高估，由於較鬆軟岩層振幅會有較大的放大倍率(e.g. Lee et al., 2001 ; Huang et al., 2007)，震波振幅常因通過地質鬆軟地區而放大，GCMT 使用的全球平均速度模型並未估計到鬆軟層的振幅放大效果。此外定位誤差也可能是造成M<sub>w</sub>差異的原因，本研究比較 BATS CMT 與 GCMT 水平定位(圖 3.4a)及地震矩深度(圖 3.4b)差異，因為 BATS CMT 許多地震都位於東部外海，如果 CWB 地震定位與 GCMT 相比較有趨勢性的偏差，對於區域地震網會造成影響，雖然結果並沒有顯示一致偏差趨勢；地震矩中心深度方面，BATS CMT 普遍定得比 GCMT 還要淺，這確實有可能造成M<sub>w</sub>的低估。衰減係數的差異在短距離內對振幅的影響有限，不列入考慮之中。

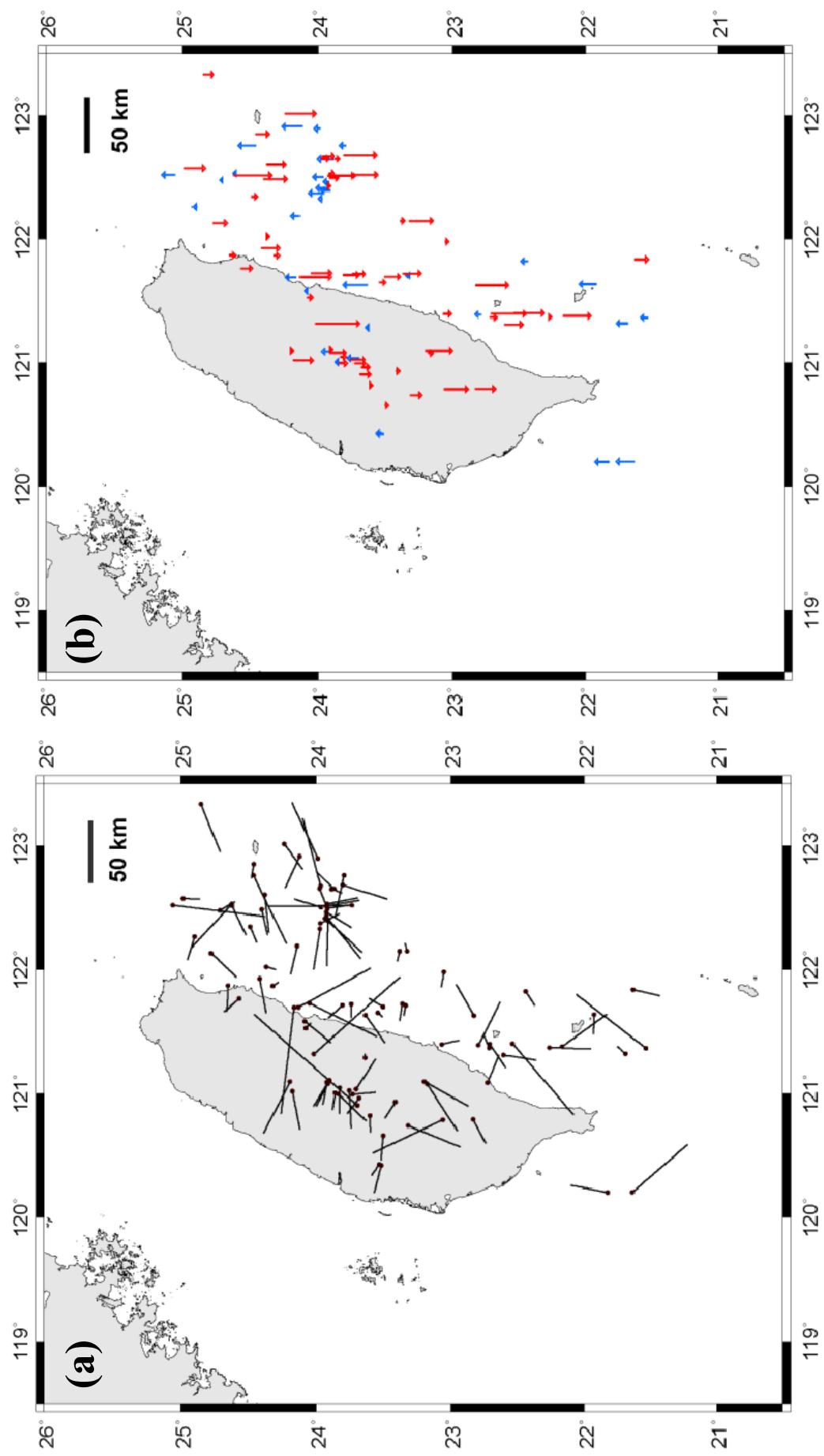


圖 3.4 (a)CWB 與 GCMT 矩中心水平定位差異，圓點代表 CWB 位置；(b)BATS CMT 與 GCMT 矩中心深度差異，藍色代表 BATS CMT 較深，紅色為 GCMT 較深，可以看出大部分 GCMT 深度定位都深於 BATS CMT 深度。

本研究將兩地震目錄地震矩規模 $M_w$ 做最小方差線性回歸(圖 3.5)，得到兩者關係為：

$$GCMT\_M_w = (0.886 \pm 0.027)BATS\_M_w + (0.779 \pm 0.145) \quad (3.1)$$

$$\text{或 } BATS\_M_w = (1.037 \pm 0.032)GCMT\_M_w - (0.379 \pm 0.175) \quad (3.2)$$

黑點為 96 個地震事件，藍線為線性回歸結果，紅虛線為  $BATS\_M_w=HRV\_M_w$  參考線，相關係數達 0.893。

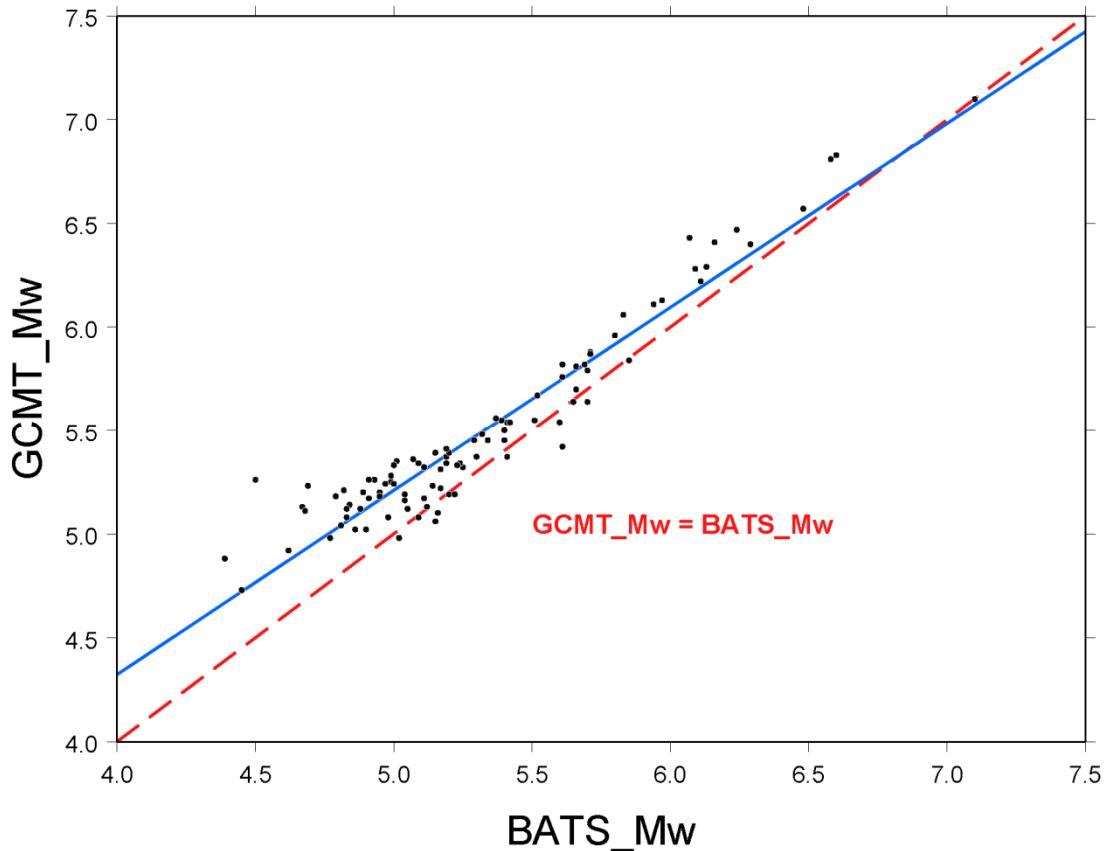


圖 3.5 BATS CMT 與 GCMT  $M_w$ 線性回歸結果顯示兩者有很高的相關性，紅色虛線代表  $BATS\_M_w=GCMT\_M_w$ 的參考線。在小規模地震而言， $BATS\_M_w$ 與  $GCMT\_M_w$ 有差異增加的趨勢。

### 3.3 震源機制解差異比較

BATS CMT 與 GCMT 對於每個震源參數解，都有估計誤差的方法。BATS CMT 的波形擬合誤差(misfit, E)估計是根據理論波形與觀測波形的吻合度 (Mellman et al., 1975)，以下面式子表示：

$$\text{misfit}(E) = 1 - \left( \frac{f_{\max}}{g_{\max}} \right) \left\{ \frac{\int f g dt}{\sqrt{\int f^2 dt} \sqrt{\int g^2 dt}} \right\} \quad (3.3)$$

其中  $f$  表示觀測波形， $g$  表示理論波形，(3.3)式中的  $\left( \frac{f_{\max}}{g_{\max}} \right)$  表示觀測波形對理論波形做最大振幅正規化(normalization)，可檢視振幅的差異性(Kao and Jian, 1999)，而式子後面部分則表示觀測波形與理論波形的同調性(coherent)，也可以說彼此的關連性(correlation)。誤差為0表示兩者波形資料無論是相位或振幅都完全相符，誤差越大則代表兩者波形差異越大，這是BATS CMT作為判別震源參數解誤差的方式之一，本研究的1130個地震事件，誤差都在0.7以下。

GCMT 的誤差估計方式採用地震矩相對誤差(relative error,  $E_{\text{rel}}$ )(Frohlich et al., 1997)，定義如下：


$$E_{\text{rel}} = \sqrt{\frac{\mathbf{U}:\mathbf{U}}{\mathbf{M}:\mathbf{M}}} \quad (3.4)$$

其中每個地震矩  $M_{ij}$  都有個別的誤差值  $U_{ij}$ ，相對誤差就是地震矩張量的誤差對地震矩張量做正規化，範圍從 0~1，數值越小代表誤差越小。

為了得到 BATS CMT 與 GCMT 震源機制解的差異性，本研究以 Kagan 角來將差異情形量化，繪出 96 個地震事件 Kagan 角與個別誤差值的分布圖(圖 3.6)，色階表示 Kagan 角大小，越趨於藍色表示兩者的震源機制解差異越大。從圖可看到在 BATS CMT 波形擬合誤差  $\leq 0.5$  與  $GCMT E_{\text{rel}} \leq 0.25$  的灰色區域，地震事件的 Kagan 角幾乎都小於  $35^\circ$ ，也就是說兩者震源機制解有較高的一致性。本研究因此把 BATS CMT 波形擬合誤差以 0.5 作為品質門檻，只要是  $E \leq 0.5$ ，震源機制解就擁有相當高的可信度，已相當於 BATS CMT 解品質優於 B2 等級(見表 1.1)。

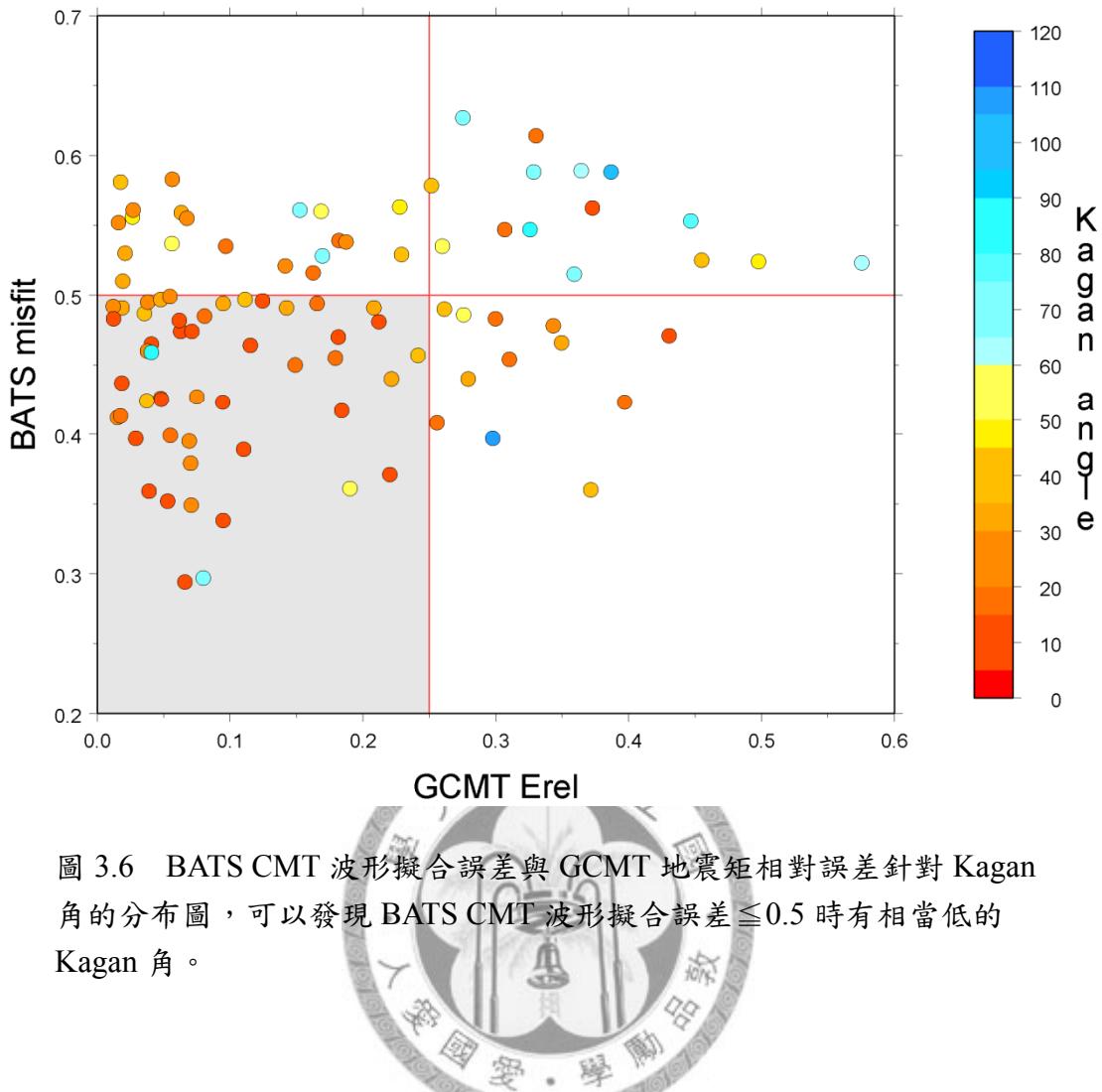


圖 3.6 BATS CMT 波形擬合誤差與 GCMT 地震矩相對誤差針對 Kagan 角的分布圖，可以發現 BATS CMT 波形擬合誤差 $\leq 0.5$  時有相當低的 Kagan 角。

為了瞭解 BATS CMT 與 GCMT 震源機制解一致性的程度，本研究統計 Kagan 角與累計地震數量的分布關係(圖 3.7)，深黑色曲線代表全部 96 個地震事件的分布結果，67% 的地震事件都在  $34^\circ$  以內，與 NIED 與 Harvard 震源解比較的結果相近(70% 小於  $35^\circ$ )；本研究將 BATS CMT 誤差 $\leq 0.5$  設成約束條件，共有地震數量為 61 個，其中 Kagan 角在  $34^\circ$  以內的地震事件增加到 80%；接著同時把 GCMT  $E_{rel} \leq 0.25$  設成門檻，地震事件有 44 個，其中 Kagan 角在  $34^\circ$  以內的地震事件增加到 88%。換句話說，在 BATS 誤差 $\leq 0.5$  的條件之下，有八成的震源機制解與 GCMT 有很高的一致性(Kagan 角 $\leq 34^\circ$ )。

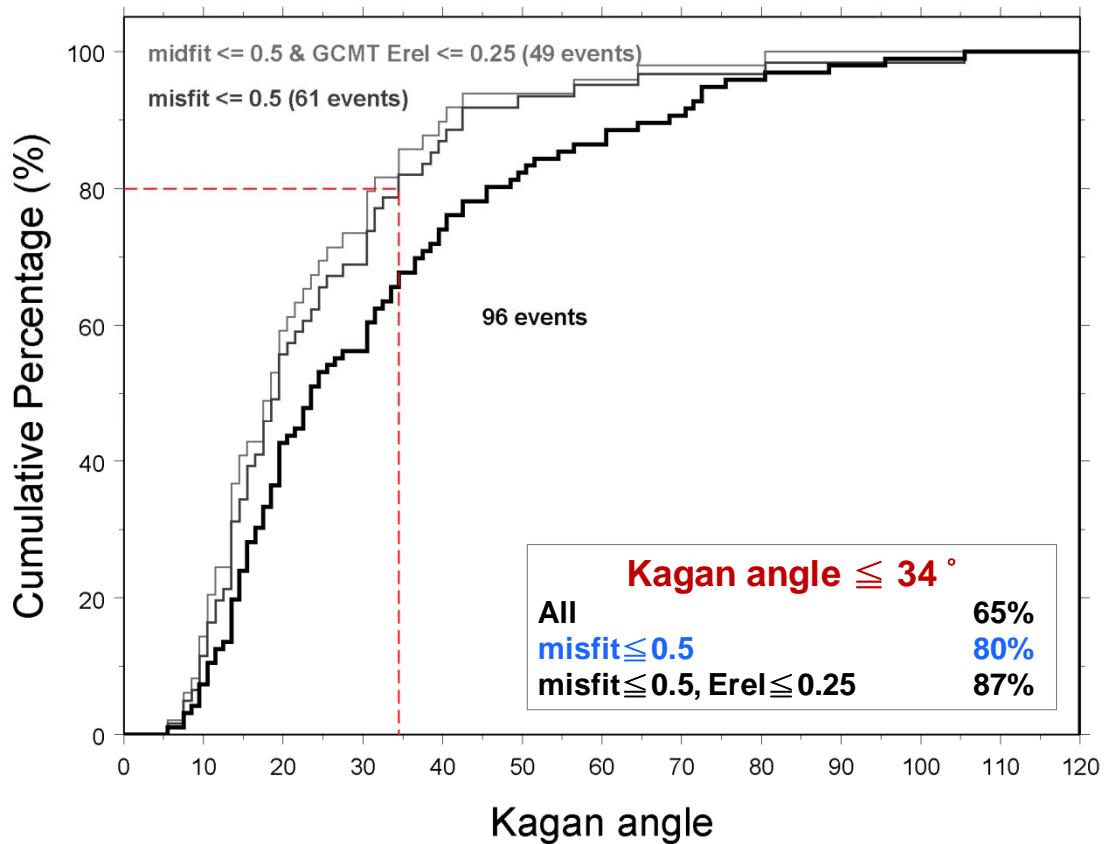


圖 3.7 96 個地震事件對於 Kagan 角的統計圖，縱軸表示累計地震事件數量，結果發現在 BATS CMT 波形擬合誤差  $\leq 0.5$  的情況下，80% 的地震事件都在  $34^\circ$  以內。

從前面對震源機制解的比較與分布，可以發現當兩個地震目錄對該地震的誤差估計都很大時，彼此的震源機制解通常會有大的 Kagan 角(圖 3.6)。先前比較兩地震目錄的  $M_w$  已經指出地震規模偏小時，雙方所估計的  $M_w$  會差特別多，所以本研究對 GCMT 的  $E_{rel}$ 、 $M_w$  與 Kagan 角繪製分布圖(圖 3.8)，明顯看到當  $M_w$  越小時， $E_{rel}$  越高，也會有較大的 Kagan 角，表示 GCMT 對於小地震 ( $M_w \leq 5.5$ ) 沒有好的解析能力。本研究以相同方式做出 BATS  $M_w$  與誤差的分布圖，並沒有看到這樣的趨勢。

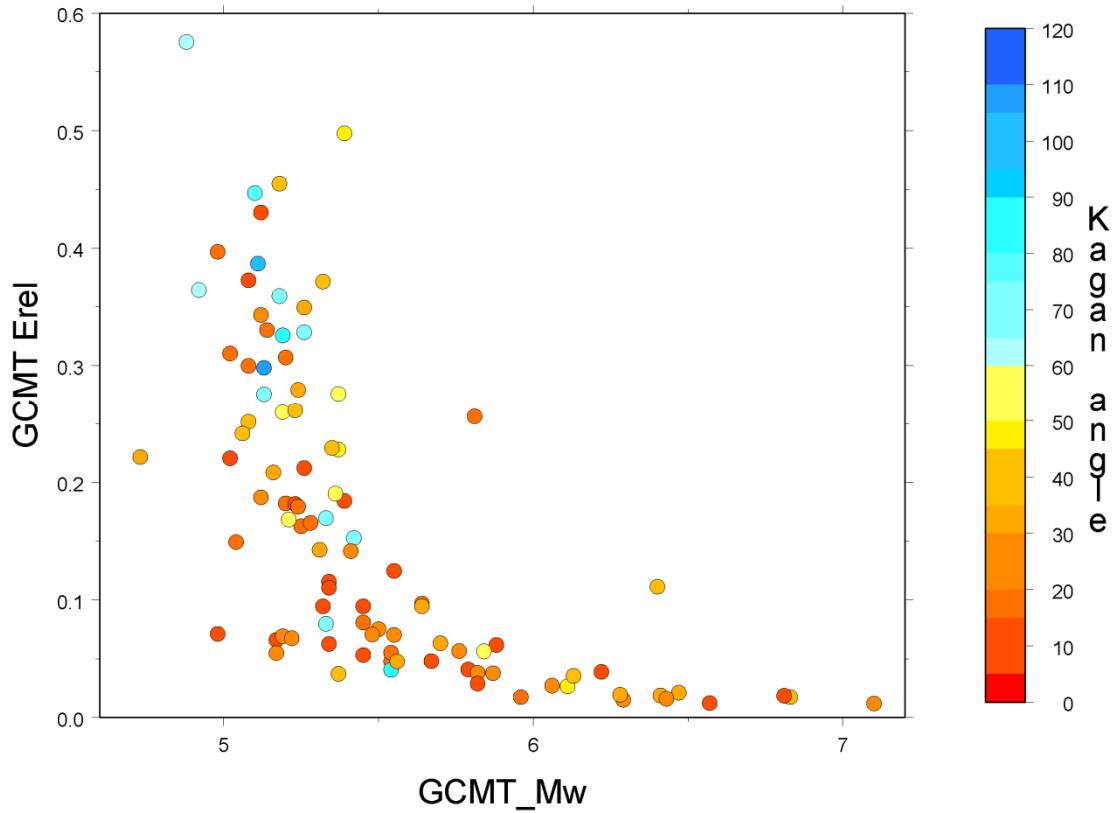


圖 3.8 GCMT  $M_w$ 、 $E_{rel}$  與 Kagan 角的分布圖。可清楚看到 GCMT 對小地震的解析能力是有限的，震源解與 BATS CMT 也有較大的差異。



測站的覆蓋程度會對區域地震網造成品質影響。圖 3.9a 為全部共有 96 個地震事件的 Kagan 角空間分布，可以看出在東部外海有較多 Kagan 角大的地震事件，因為台灣的東部外海缺乏測站，導致測站涵蓋不良，有可能直接影響震源機制解的品質。圖 3.9b 為 BATS CMT 波形擬合誤差  $\leq 0.5$  的條件下，大 Kagan 角的地震事件明顯減少了，許多是在內陸的部分。

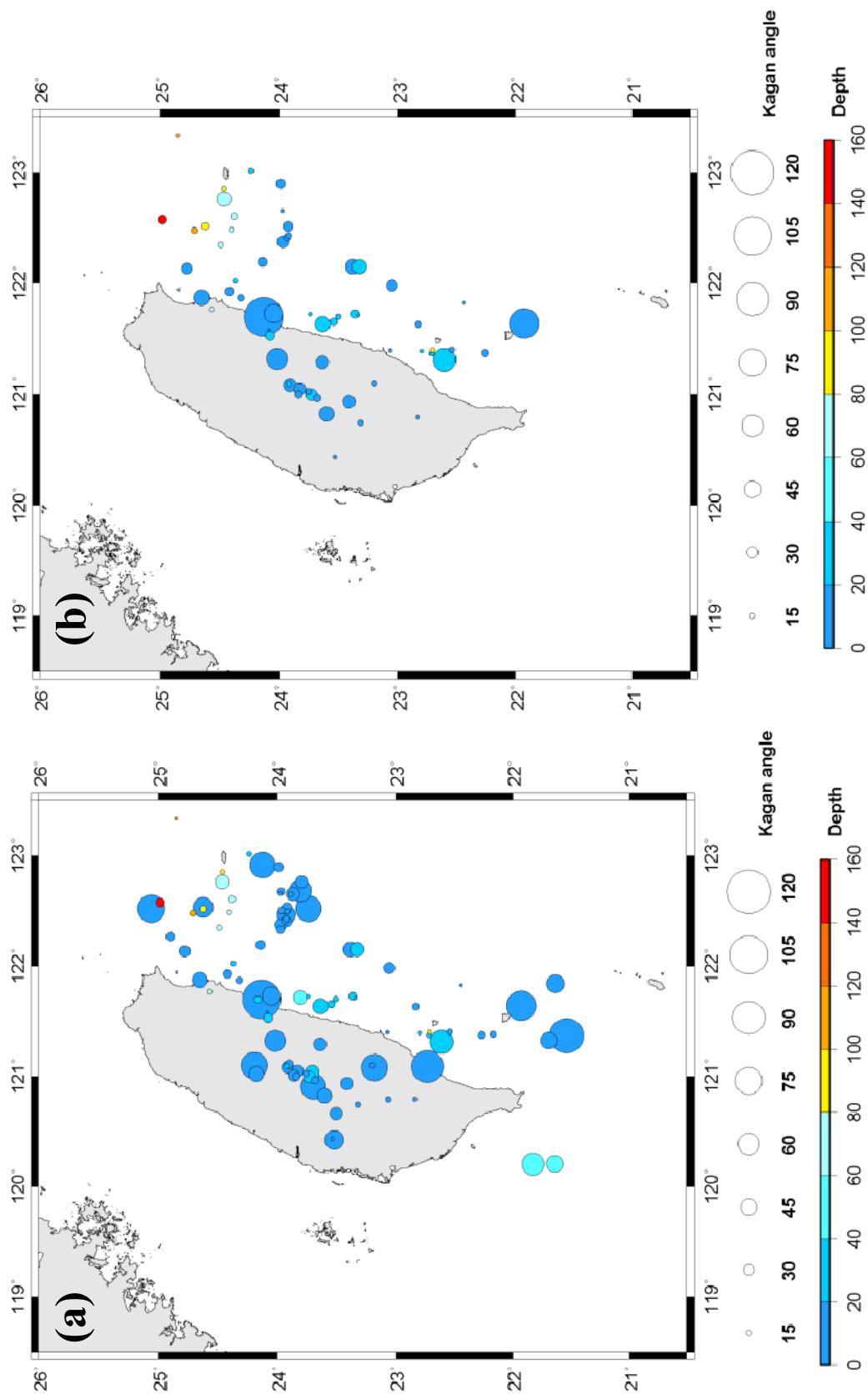


圖 3.9 (a)96 個地震事件 Kagan 角於台灣的分布位置；(b) BATS CMT 波形擬合誤差 $\leq 0.5$ 的條件下，Kagan 角大的地震事件分布於東部外海，因為測站涵蓋不完整。圈的大小為 Kagan 角度，顏色為深度。

接著本研究綜合第二節  $M_w$  的比較，將兩地震目錄的  $M_w$  的差異與 BATS CMT 波形擬合誤差製成分布圖(圖 3.10)，可以看到似乎 BATS CMT 波形擬合誤差越大， $BATS\_M_w - GCMT\_M_w$  的差異也會越大，Kagan 角也越大。可能是因為定位誤差造成波形擬合誤差變大，同時造成  $M_w$  的差異。

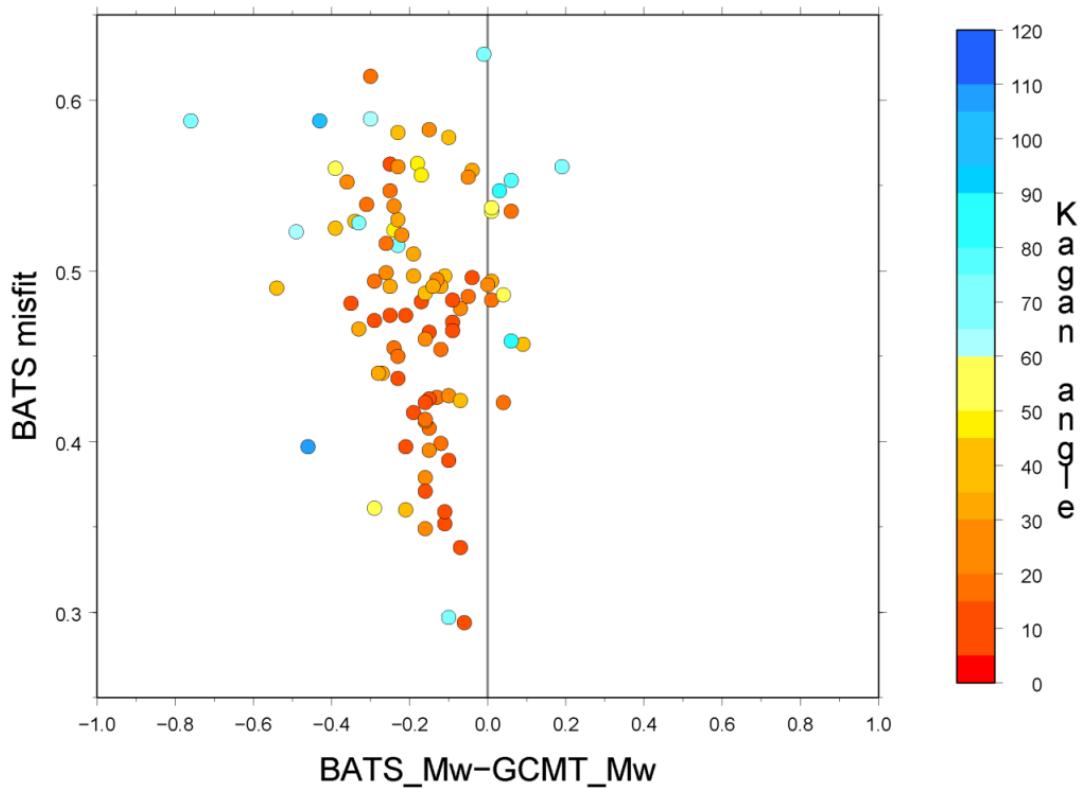


圖 3.10  $BATS\_M_w - GCMT\_M_w$ 、BATS 誤差與 Kagan 角分布。似乎 BATS CMT 波形擬合誤差越大， $BATS\_M_w - GCMT\_M_w$  的差異也會越大，Kagan 角也越大

進一步討論測站覆蓋率的情形，假設地震震央設為 O 點，任何兩個測站 A 與 B 與 O 會存在  $\angle AOB$ ，且  $\angle AOB$  內不能有任何一個測站，計算所有測站以震央為中心的夾角，其中最大的角度，稱為 GAP， $GAP \leq 180^\circ$  表示震央位於網內，GAP 越大表示有越大的區域沒有任何測站分布。本研究繪出 GAP 與 Kagan 角的分布圖(圖 3.11)，發現 BATS CMT 在 GAP 值高時，確實有比較多誤差值高的地震解，而且 Kagan 角也偏高。

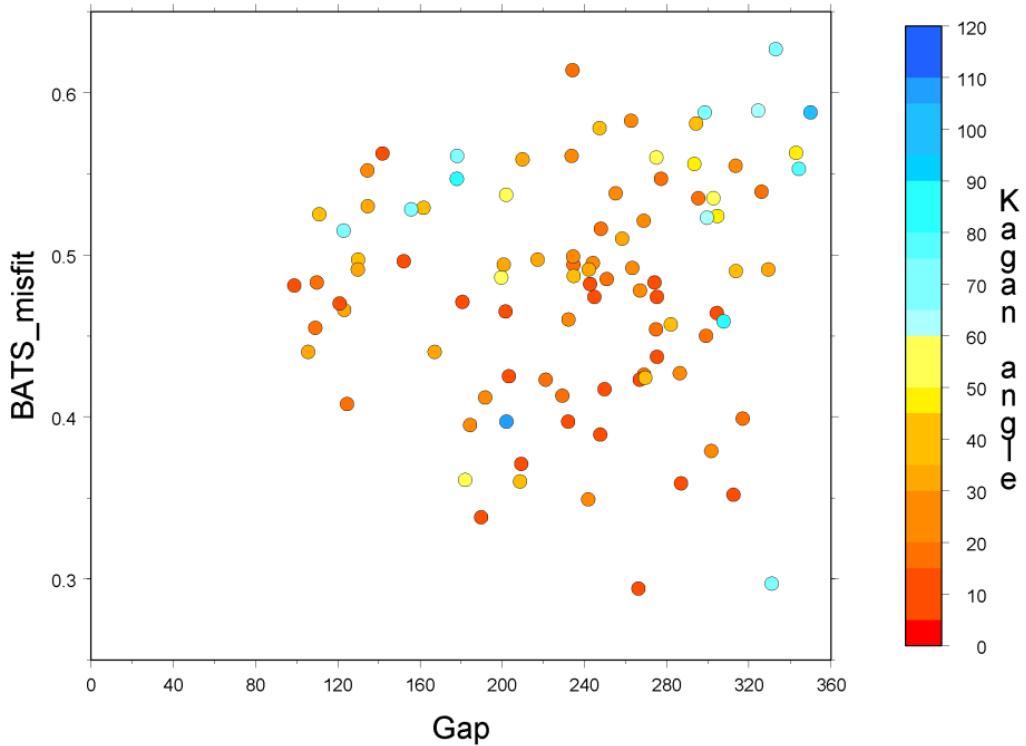


圖 3.11 Gap、BATS CMT 波形擬合誤差與 Kagan 角的分布圖，  
BATS CMT 在 GAP 值高時，確實有比較多誤差值高的地震解。

本研究將 BATS<sub>M<sub>w</sub></sub>與 GCMT<sub>M<sub>w</sub></sub>的差異以空間分布表示(圖 3.12)。其中藍色為震源深度於地殼內的地震，紅色為 35km 以下，淺色為 GCMT<sub>M<sub>w</sub></sub>大於 BATS<sub>M<sub>w</sub></sub>，深色則為 BATS<sub>M<sub>w</sub></sub>大於 GCMT<sub>M<sub>w</sub></sub>，可看到大部分淺部地震 GCMT<sub>M<sub>w</sub></sub>幾乎都大於 BATS<sub>M<sub>w</sub></sub>，這也顯示 GCMT 對於淺層地震的深度定位是有限的。

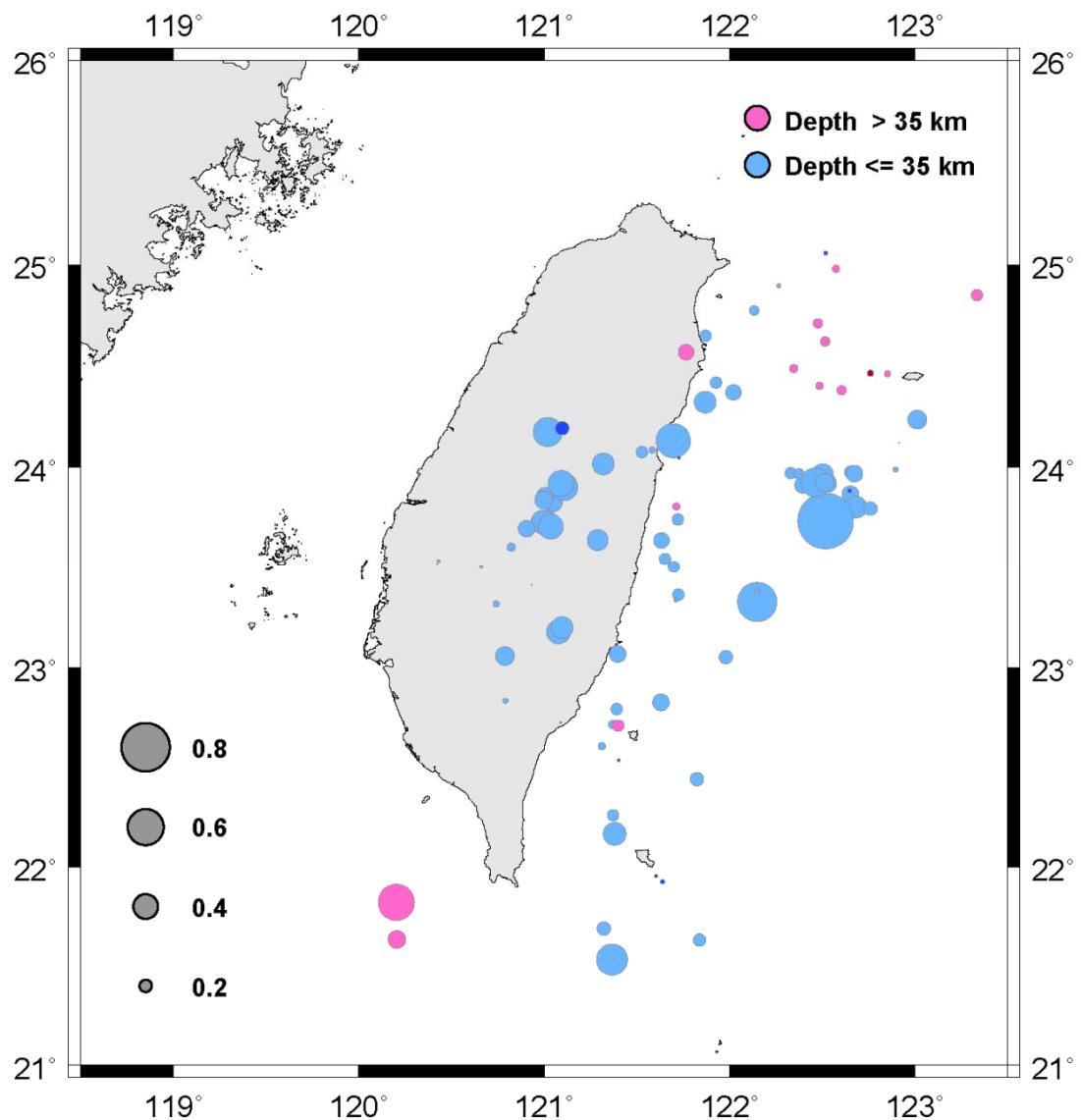


圖 3.12 BATS<sub>Mw</sub>與 GCMT<sub>Mw</sub>差異的空間分布圖。藍色為震源深度於地殼內，紅色為 35km 以下的地震，淺色為 GCMT 大於 BATS CMT，深色則為 BATS 大於 GCMT，可看到大部分淺部地震 GCMT<sub>Mw</sub>幾乎都高於 BATS<sub>Mw</sub>。

## 第四章 BATS 震源機制解應用

### 4.1 P,T 軸水平投影分布

由第二章震源機制解空間分布，約略可以看出台灣不同地區斷層破裂型態與走向，譬如台灣東部有很多 NW—SE 方向逆衝型地震，必定由同向的應力場擠壓所造成，但是單純由震源機制解不易看出完整的應力場。通常板塊碰撞效應會導致地震 P 軸有一致的方向(Kao et al., 1998b)，於是將 BATS 1130 個地震事件的 P 軸投影到地表(圖 4.1)，表現空間最大壓縮應力方向。圖 4.1a 代表所有的地震事件 P 軸投影，其中 P 軸投影方向在西部麓山帶有滿高的一致性，大多呈現 NW—SE 向，與板塊相對運動方向一致，琉球海溝的隱沒碰撞帶也清楚呈現出 N—S 走向。本研究將地震事件以 BATS misfit  $\leq 0.5$  作為品質門檻篩選，重繪 P 軸投影(圖 4.1b)，震源深度大於 35 公里的地震以紅色表示，這樣可以更清楚看到琉球海溝附近的應變場，淺層與深層也展現不同的應力方向；台東的成功地區 P 軸方向幾乎垂直海岸山脈縫合帶的走向；花蓮東側外海的最大壓縮應力呈現 NWW—SEE 向，與弧陸碰撞方向一致。

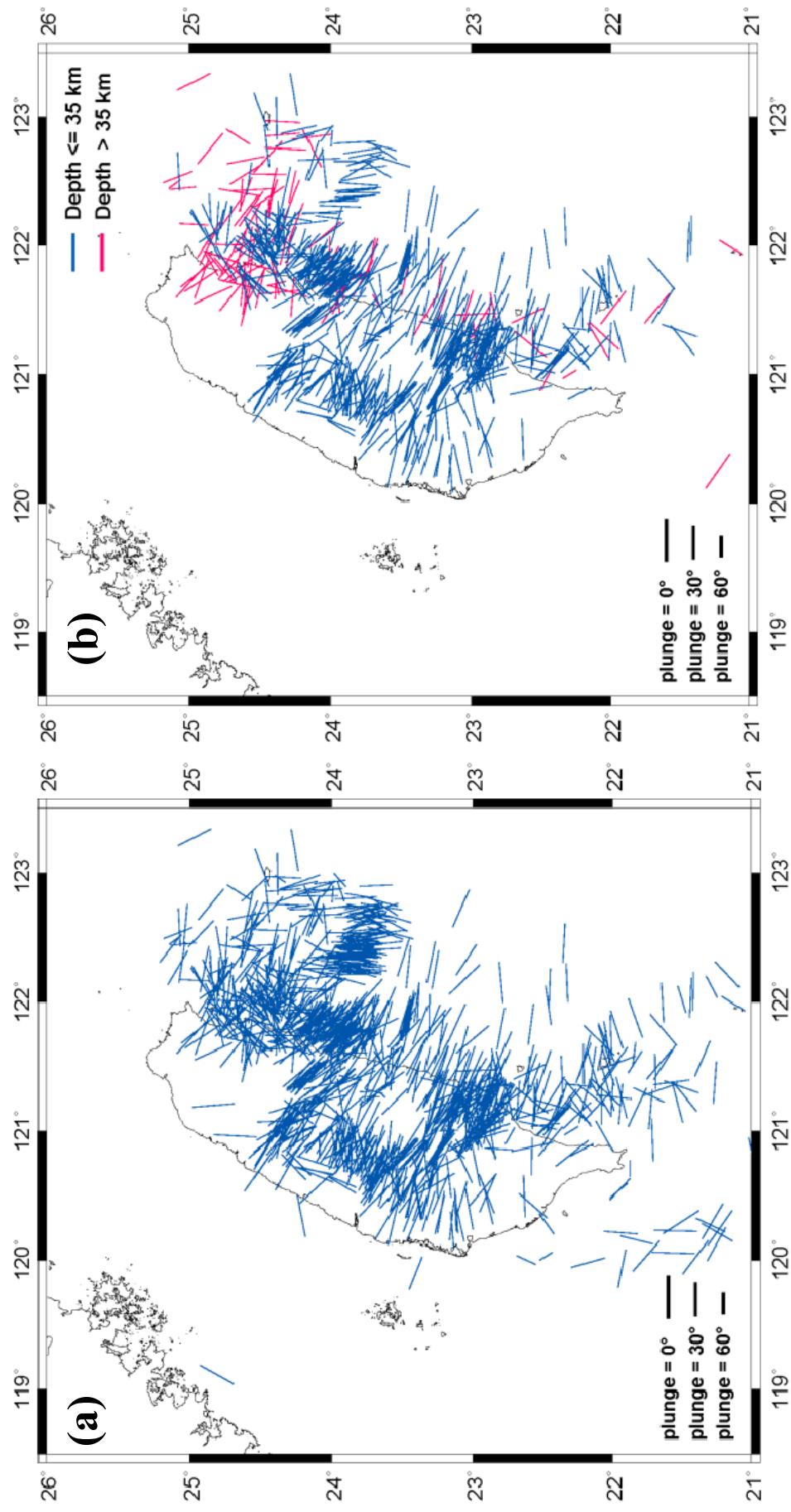


圖 4.1 (a)所有地震事件 P 軸投影；(b)  $\text{misfit} \leq 0.5$ ，將震源深度 35 公里以上用藍色表示，以下用紅色表示。P 軸投影方向在西部麓山帶有滿高的一致性，大多呈現 NW—SE 向，與板塊相對運動方向一致，琉球海溝的隱沒碰撞帶也清楚呈現出 N—S 走向。

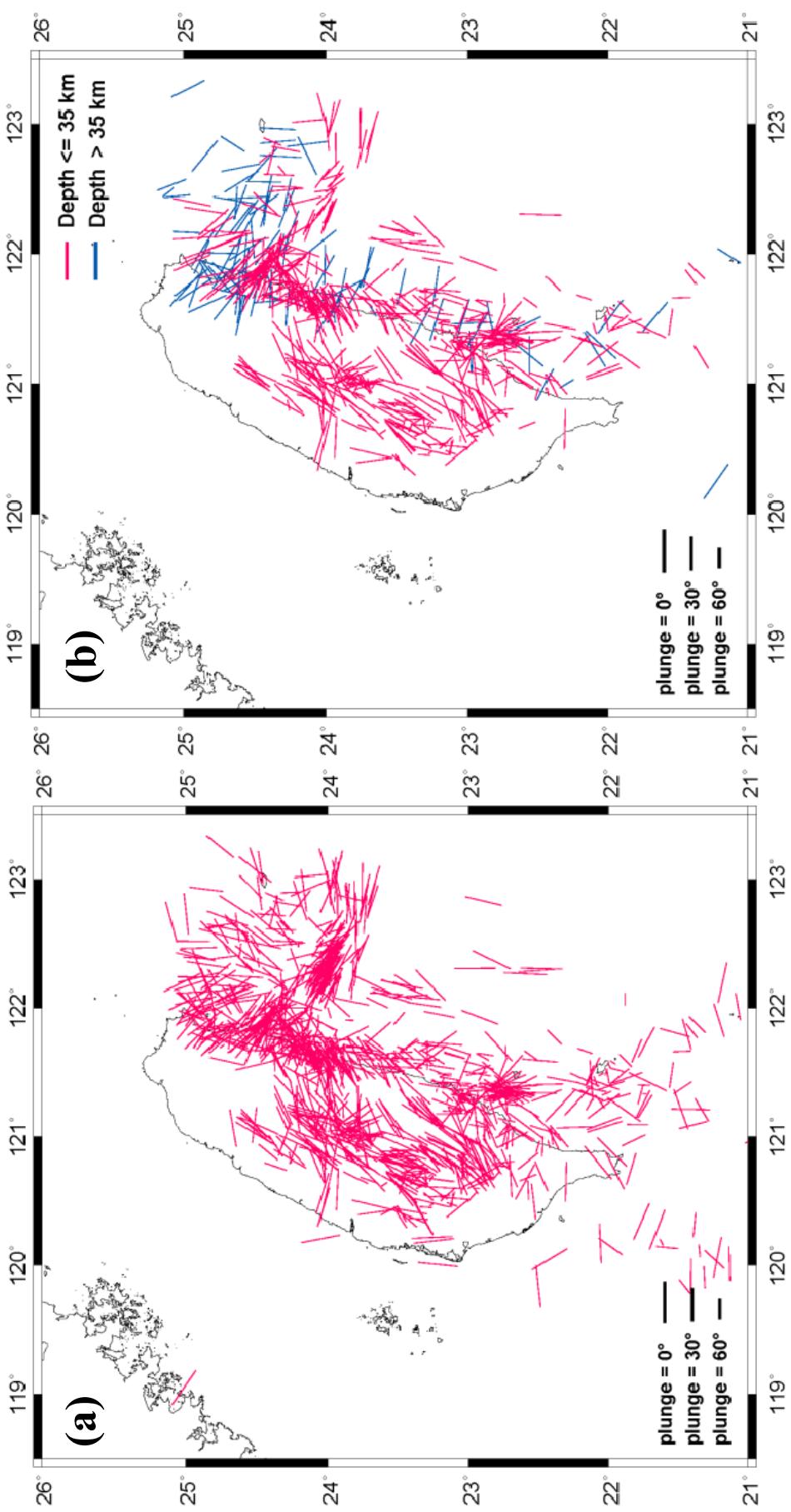


圖 4.2 (a)所有地震事件 T 軸投影；(b)misfit  $\leq 0.5$ ，將震源深度 35 公里以上用紅色表示，以下用藍色表示。沖繩海槽的弧後南北擴張可以很清楚觀察到。

另一方面，本研究利用 T 軸投影來表現空間最小壓縮應力方向(圖 4.2)，沖繩海槽的弧後南北擴張可以很清楚觀察到。特別的是，從花蓮到宜蘭這一段，T 軸投影很戲劇性地在  $N24.3^\circ$  出現方向上的大轉變，不過軸投影只能代表個別地震應力方向，不能解釋區域應力狀況，本研究將在第三節以應力張量逆推對台灣地區應力場做更詳盡的探討。

以每個地震 P 與 T 軸水平向投影，雖然可以看出大範圍的應力方向，但沒有考量地震大小，大地震會有較大的地震矩釋放與構造變形(Brune, 1968)。本研究為了求得台灣地區的應變場，將台灣地區以經緯度  $0.2^\circ \times 0.2^\circ$  劃分，加總每網格內的地震矩張量( $\sum M_{ij}$ )，求出每網格的特徵值與特徵向量(圖 4.3a)，圖中藍線表示最大壓縮應變方向水平投影，紅線代表最小壓縮應變方向水平投影，黑線表示 B 軸水平投影方向。圖 4.3b 則是以斷層破裂位置分配(見第二章)加入集集主震的地震矩張量，可以發現沿車籠埔斷層完全被集集地震主導。以東部板塊碰撞帶與東北處板塊隱沒帶而言，藍軸方向與板塊運動的方向相當吻合；以沖繩海槽擴張來說，紅軸也符合南北擴張方向，表示本研究以此方法能得到完整的十年台灣地區地震應變場。Kao(1998a；Kao and Huang, 2000)曾將台灣劃分成不同地震帶，以相同方法求出區域的應變方向，他得到台灣東部碰撞帶北段最大壓縮應變方向為  $N67^\circ W$  (Kao et al., 1998a)，呂宋隱沒帶北部最大壓縮應變方向為  $N79^\circ W$  (Kao and Huang, 2000)，台灣東部碰撞帶南段最大壓縮方向為  $N52^\circ W$  (Kao and Huang, 2000)。

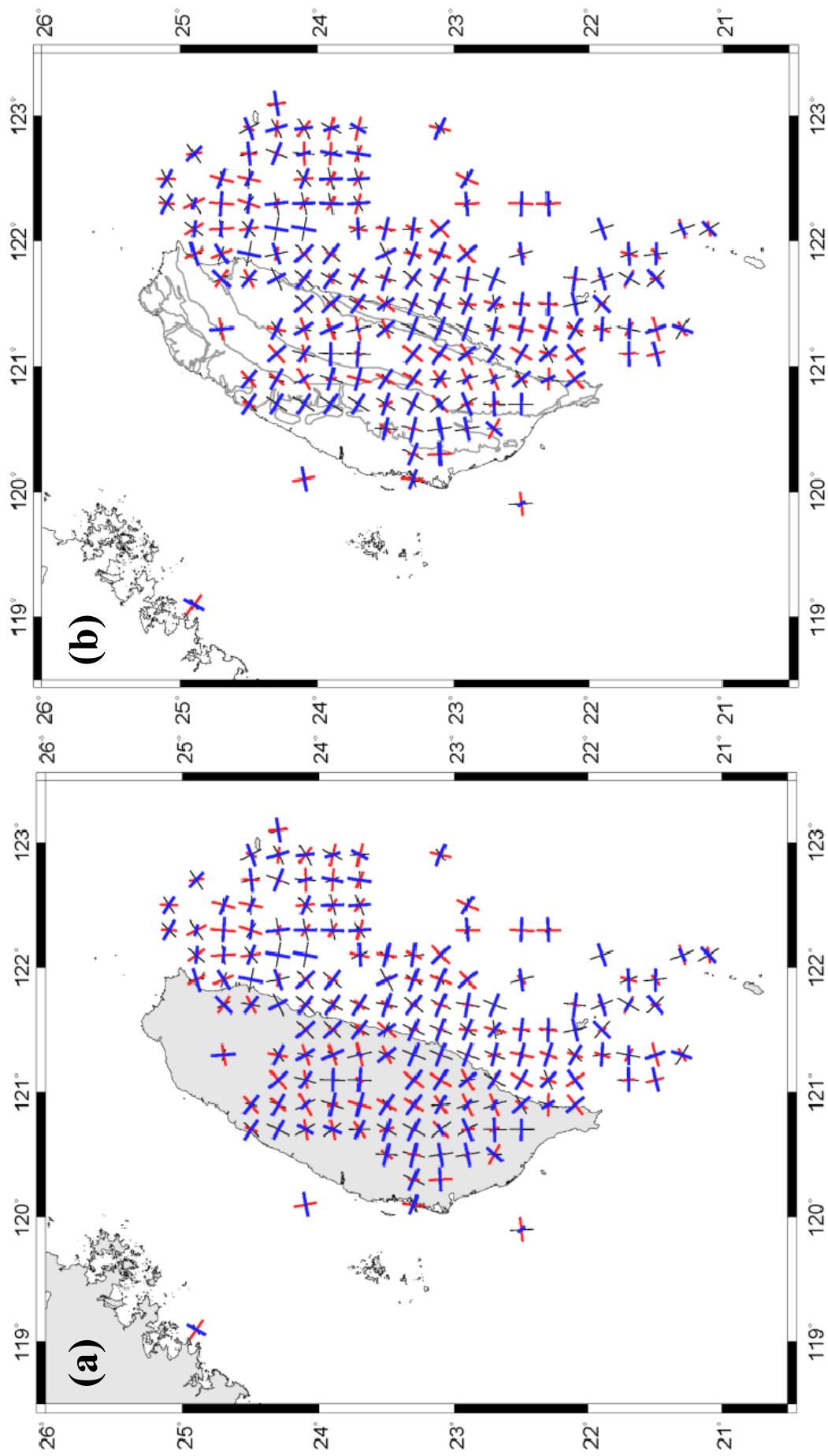


圖 4.3 以經緯度  $0.2^\circ \times 0.2^\circ$ 劃分，累計每網格內的地震矩張量，求出最大壓縮應變方向(紅線)與 B(黑線)軸方向。(a)BATS CMT 資料庫地震累計應變方向；(b)加入集集主震，車籠埔斷層帶的應變方向完全被集集地震主導。

## 4.2 地震應變率分析

台灣位於兩板塊交界，GPS 測量得到菲律賓海板塊每年以 8.2 公分的速度像西北方推進(Yu et al., 1997)，造成台灣地區的變形。地震應變率(strain rate)張量可由地震矩張量求得(Kostrov, 1974)，其主軸方向可表示構造變形的主要方向與板塊運動方向(Pezzopane, 1989)。Kao et al.(1998b)為了求出台灣東部碰撞帶地震變形(seismic deformation)與板塊碰撞的關連，累加 62 個地震的地震矩張量分量，計算出應變率；Kao and Huang(2000)將不同區域劃分成立體的孕震體積(seismogenic volume)以計算不同區域的應變率。應變率可用震矩張量總和求得，其關係如下(Kostrov, 1974)：

$$\dot{\varepsilon}_{ij} = (\sum M_{ij}) / 2\mu Vt \quad (4.1)$$

本研究孕震體積取  $20 \times 22 \times 35 \text{ km}^3$ ，剪切係數  $\mu = 3 \times 10^{11} \text{ dyne/cm}^2$ ，時間為 1995~2005 共十年。本研究以地震應變張量的特徵值求出水平最大壓縮應變率(maximum compressional strain rate)以及水平最小壓縮應變率，並將地震應變張量的特徵向量以地表投影的方式表現(圖 4.4)。在 1999 集集地震的震源區、台灣北部板塊隱沒帶與台東區域，水平最大擠壓應變率大約為  $10^{-7} \text{ yr}^{-1} \sim 10^{-5} \text{ yr}^{-1}$ ，其他區域則為  $10^{-9} \text{ yr}^{-1} \sim 10^{-7} \text{ yr}^{-1}$ ，本研究比較 Kao 的計算結果，台灣東部碰撞帶北段最大壓縮地震應變率為  $1.2 \times 10^{-7} \text{ yr}^{-1}$ (Kao et al., 1998b)，呂宋隱沒帶北部為  $6.9 \times 10^{-9} \text{ yr}^{-1}$ (Kao and Huang, 2000)，台灣東部碰撞帶南段為  $1.2 \times 10^{-7} \text{ yr}^{-1}$ (Kao et al., 2000)，數量級與本研究計算結果一致。過去前人曾利用 GPS 測量求出台灣地區地殼應變率(Chang et al., 2003；Bos et al., 2003)，他們得到台灣平均應變率約為  $\sim 10^{-6} \text{ yr}^{-1}$ ，本研究算出來平均為  $\sim 10^{-7} \text{ yr}^{-1}$ 。為了表現主導網格的應力是擠壓或是拉張，本研究把每一格的最大及最小特徵值取絕對值後相減，得到圖 4.5，藍色代表此網格以壓縮應變為主，橘黃色則以拉張應變為主。

造成地震矩應變率比 GPS 測得應變率小十倍的原因可能有以下三點：

- (1) GPS 所測量的是地表的變形，而本研究所算的地震應變率，是用地表下地震震源錯動來估計，當發生潛移(creep)或慢震時，並不會發生地震，但 GPS 可測量到地表變形；
- (2) BATS CMT 資料庫只挑選  $M_L \geq 4.0$  的地震求解，有很多小地震沒有在資料庫中，所以地震矩基本上只能代表大部分地震，並非全部，而造成低估；
- (3) 本研究將孕震體積厚度設定為 35 公里，許多地震其斷層錯動造成的變形只影響地表淺層，以 35 公里來估計也會造成應變率低估。



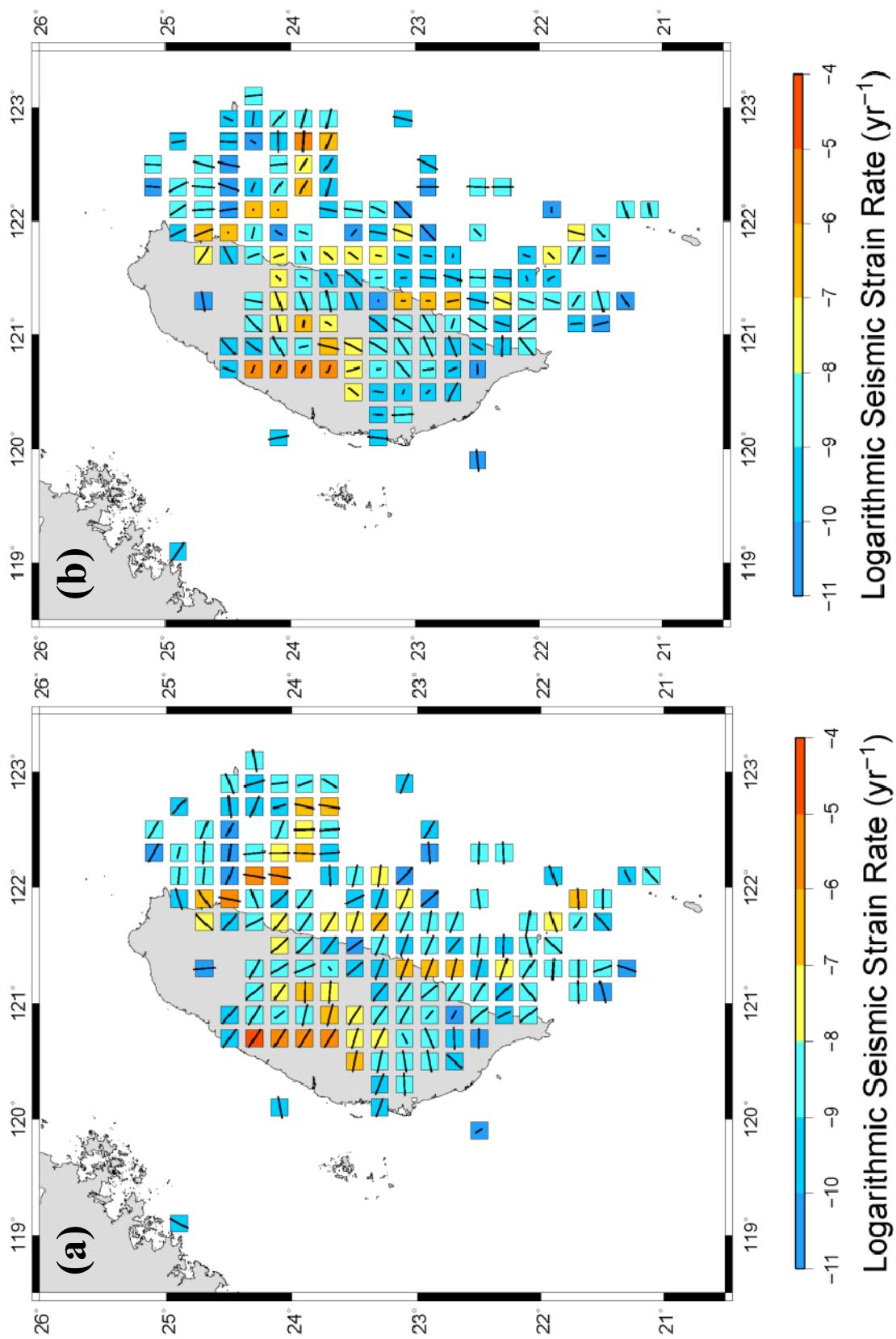


圖 4.4 (a) 最大壓縮應變率與應變方向；(b) 最小壓縮應變率與應變方向。應變率以 10 為底的對數表示。

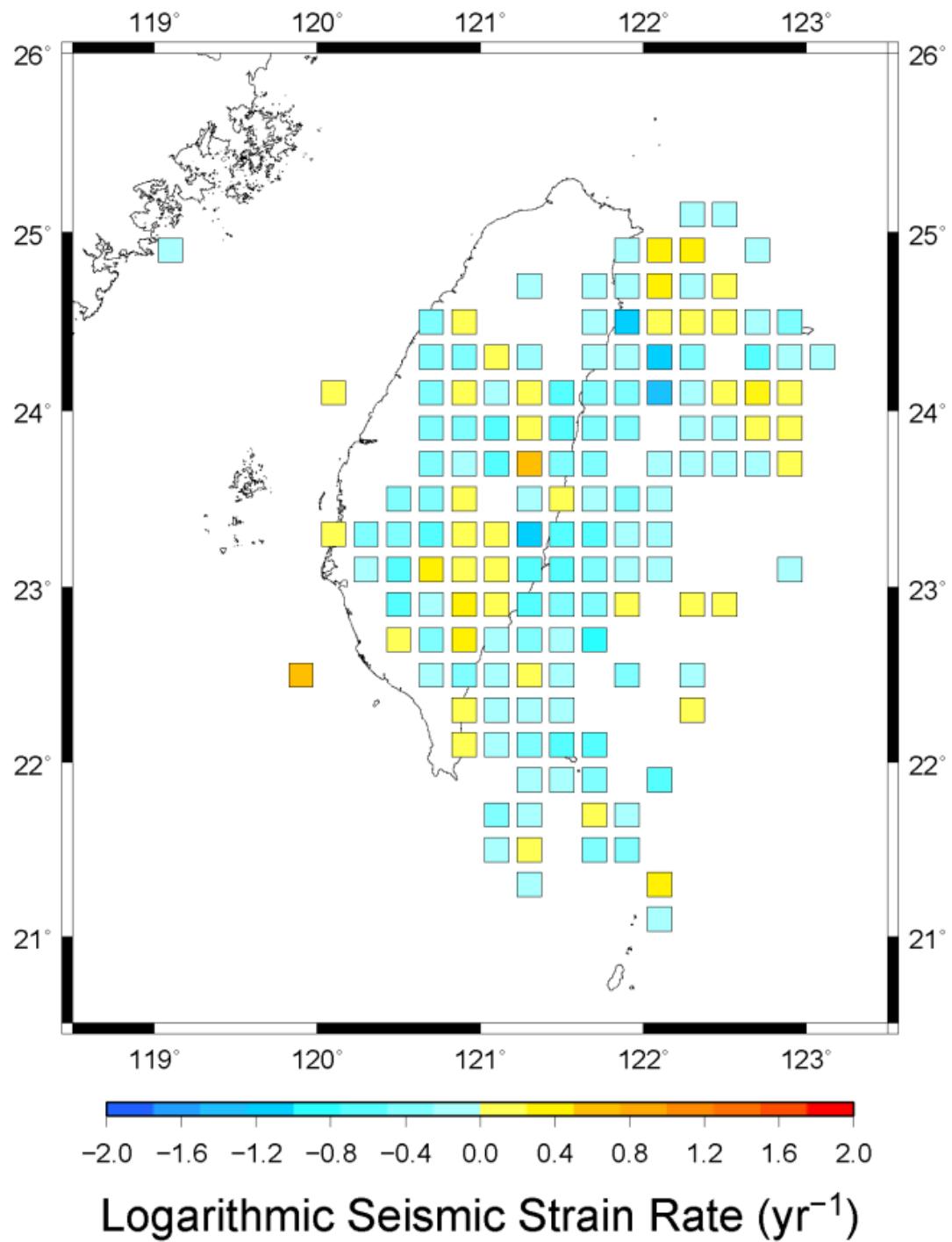


圖 4.5 將網格中最小壓縮應變率減去最大壓縮應變率，數值為 10 為底的對數，藍色代表此網格以壓縮應力為主，橘黃色則以拉張應力為主。

### 4.3 地震應力張量逆推

地體構造的環境應力會導致應變，甚至進而斷裂而產生地震。Yeh et al.(1991)選取 200 個台灣附近的震源機制解，把震源機制球兩個節面(nodal plane)當作斷層面，由面上滑移向量與剪應力方向的最小角度，計算出相容共通的應力方向，應力逆推結果顯示台灣地區最大主應力(maximum principal stress)方向近乎水平且呈現 NW—SE 走向。Rau and Wu(1998)以 97 個中小地震( $2.7 \leq M_L \leq 5.7$ )逆推得到台灣地區應力場，得到全台灣地區、中北部、中南部與東南部區域的應力方向。Kao and Angelier(2001)使用 BATS CMT 地震資料，把車籠埔斷層附近依照地理位置與震源機制解類別劃分成數個區域，進而對個別區域內的震源機制解做應力張量逆推，結果發現集集地震序列主應力方向為  $N61^\circ W$ (Az $299^\circ$ )，與菲律賓海板塊運動方向近似。呂(2004)曾利用移動窗格法(moving window)，找出應力方向相似的均質區，設法劃分最少區域，進而探討每區的應力情形，其中西部麓山帶最大應力方向從南到北呈現扇型分布。Wu et al.(2008)使用基因演算法(genetic algorithm)得到台灣地區 1635 個震源機制解，將台灣劃分成  $0.25^\circ \times 0.25^\circ$  納米格，逆推每網格內震源機制解，得到台灣地區應力分布情形。

由於震源機制解的品質會直接影響應力張量逆推結果(Kao and Angelier, 2001)，第三章已藉由與 CWB 與 GCMT 的比較，確信 BATS 資料庫中的震源解是高品質且可信的，於是本研究以 BATS CMT 震源機制解做應力張量逆推，來分析台灣地區的應力分布情形。

前一節本研究以應變張量的特徵向量水平投影表示台灣地區應變方向，相當於是 P、T 軸方向，但最大/小應力  $\sigma_1$ 、 $\sigma_2$  方向不一定平行於 P、T 軸方向(Mckenzie, 1969)，一般而言，如果構造上已存在斷層，斷層面的摩擦係數會較低，當施加應力時會順著既存斷層面滑動(Zoback and Beroza, 1991)，而非主應力夾  $45^\circ$  的平面上。呂(2004)分別以 Angelier(1979)、Gephart(Gephart and Forsyth,

1984；1990a；1990b)與 Michael(1984；1987)等不同應力張量逆推法，逆推得到台灣地區應力分布，結果顯示當震源機制解種類較為繁異時，Michael 的方法不易受到少數資料影響，應力張量結果整體而言較為穩定。本研究本研究採用 Michael(1984)應力張量逆推法，他將 Angelier(1979)的非線性問題予以線性化，再以最小平方差 (least-square) 逆推法求得應力張量。應力張量線性化逆推在理論上有三個基本假設：第一，斷層面上的切向作用力(tangential traction)方向與滑動(slip)方向平行；第二，區域內所有斷層錯動期間的應力場是固定的；第三，應力張量矩陣中等向(isotropic)應力為零，即  $\sigma_{33} = -(\sigma_{11} + \sigma_{22})$ 。一旦區域內有多個震源機制解，本研究可利用最小平方差法解出應力張量的五個主要元素 (elements,  $\sigma_{11}$ 、 $\sigma_{12}$ 、 $\sigma_{13}$ 、 $\sigma_{22}$ 、 $\sigma_{23}$ )，有了這組張量，可進一步求出它的特徵值與特徵向量，以得到最佳三個主應力軸彼此的相對大小與方向。

地震資料方面，本研究採用 BATS CMT 984 個震源深度位於地殼內的地震事件，為了得到較好的空間解析，在經度與緯度方向每  $0.1^\circ$  取一格點，計算過程會分別以每個格點為中心向外搜尋最靠近的 15 個地震來做應力張量逆推，如果 25 公里內地震數量不足 15 個則放棄計算，以免失去區域代表性。圖 4.6 是最後得到的台灣地區應力場分布，其中綠色、黑色線段為最大主應力軸的水平投影，灰色線段為最小主應力軸的水平投影。本研究把三個主應力軸的幾何分布依照 Frohlich(1992)對震源機制解的分類方式，將最大主應力軸以不同顏色劃分，走向滑移型態為綠色，逆衝型態為藍色，正向型態為紅色，其他則為黑色。可以看到最大主應力方向呈現 NW—SE，與板塊碰撞方向一致，也與 Chang et al.(2003)以 GPS 所做的台灣應力場方向大致相同。圖 4.7 為應力張量逆推過程，於每個格點搜尋到 10 個地震時的半徑範圍，圓越大代表該格點附近地震很少，必須要擴大搜尋範圍。Angelier(1979)為了描述三個主應力軸的相對關係，定義應力 R 值為：

$$R = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3) \quad (4.2)$$

當  $\sigma_2$  與  $\sigma_1$  很接近時， $R > 0.5$ ，此時應力  $R$  值由  $\sigma_3$  控制；當  $\sigma_2$  與  $\sigma_3$  很接近時， $R < 0.5$ ，應力  $R$  由  $\sigma_1$  主導；當  $\sigma_2 = (\sigma_3 + \sigma_1)/2$  時， $R = 0.5$ ，其中  $\sigma_2$  完全由  $\sigma_1$  與  $\sigma_3$  決定。本研究將每格點的應力  $R$  值以顏色代表(圖 4.8)，圖中紅橘色大致落在地體構造的拉張環境，顯示  $R > 0.5$  時，應力狀態確實由最小主應力  $\sigma_3$  主導；藍色則發生在強烈擠壓地帶， $R < 0.5$ 。

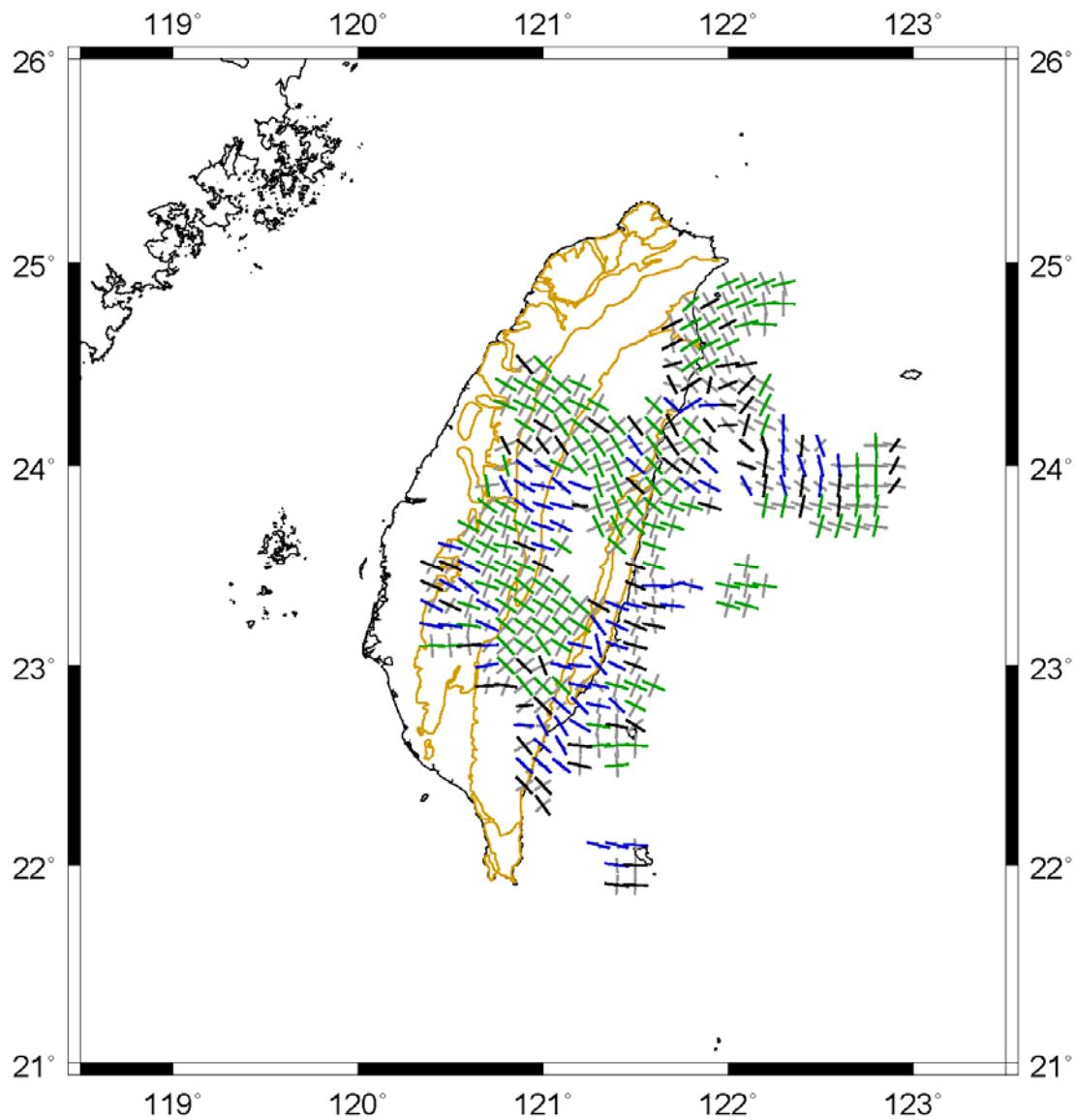


圖 4.6 將震源機制解做應力張量逆推(Michael, 1984)得到台灣地區應力場，其中綠色(走向滑移型)、黑色(逆衝斷層型)線段為最大主應力軸的水平投影，灰色線段為最小主應力軸的水平投影，與台灣地表地質線疊合。

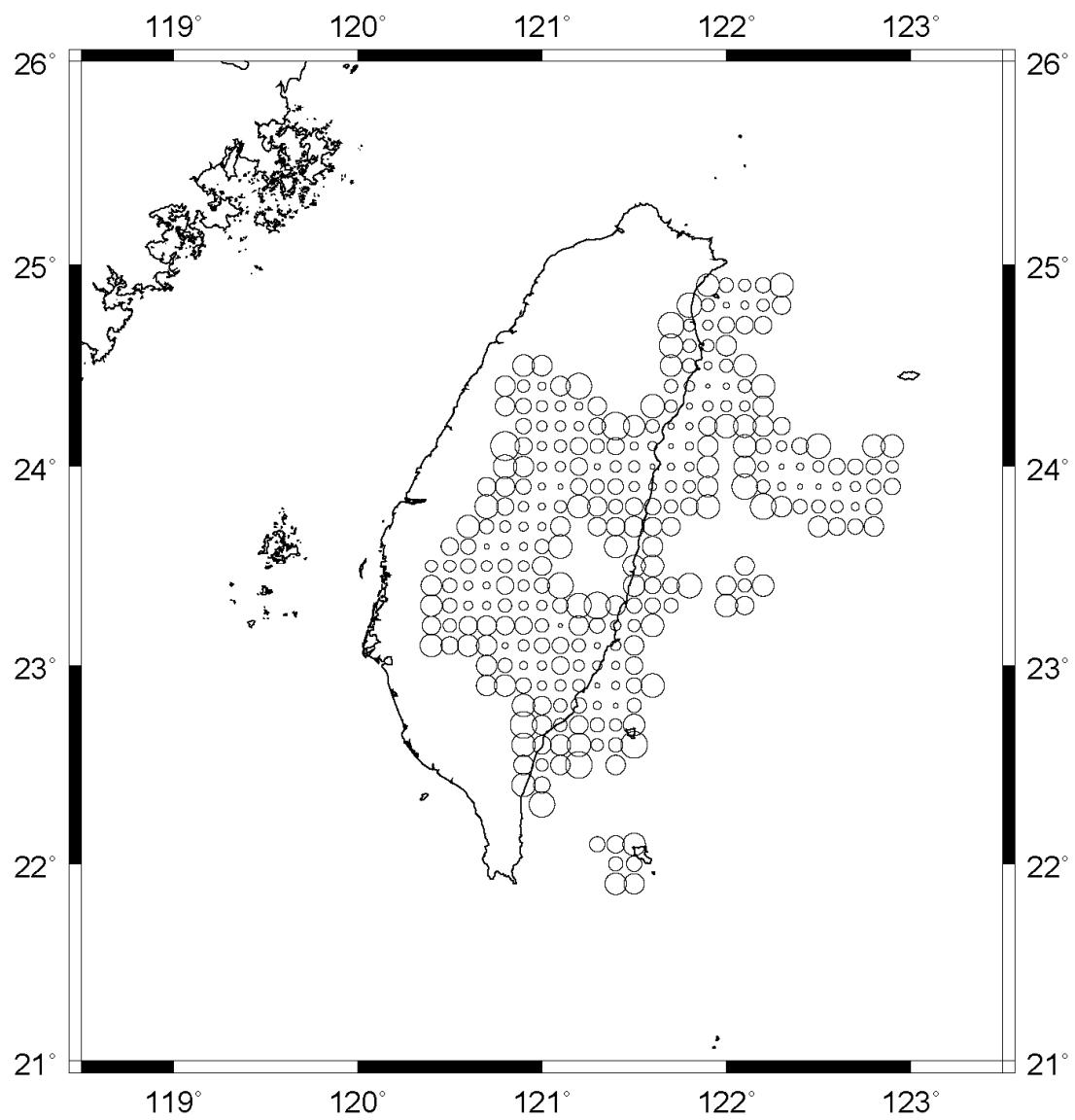


圖 4.7 應力張量逆推過程，於每個格點搜尋到 10 個地震時的半徑範圍，當半徑過大表示區域代表性越低。

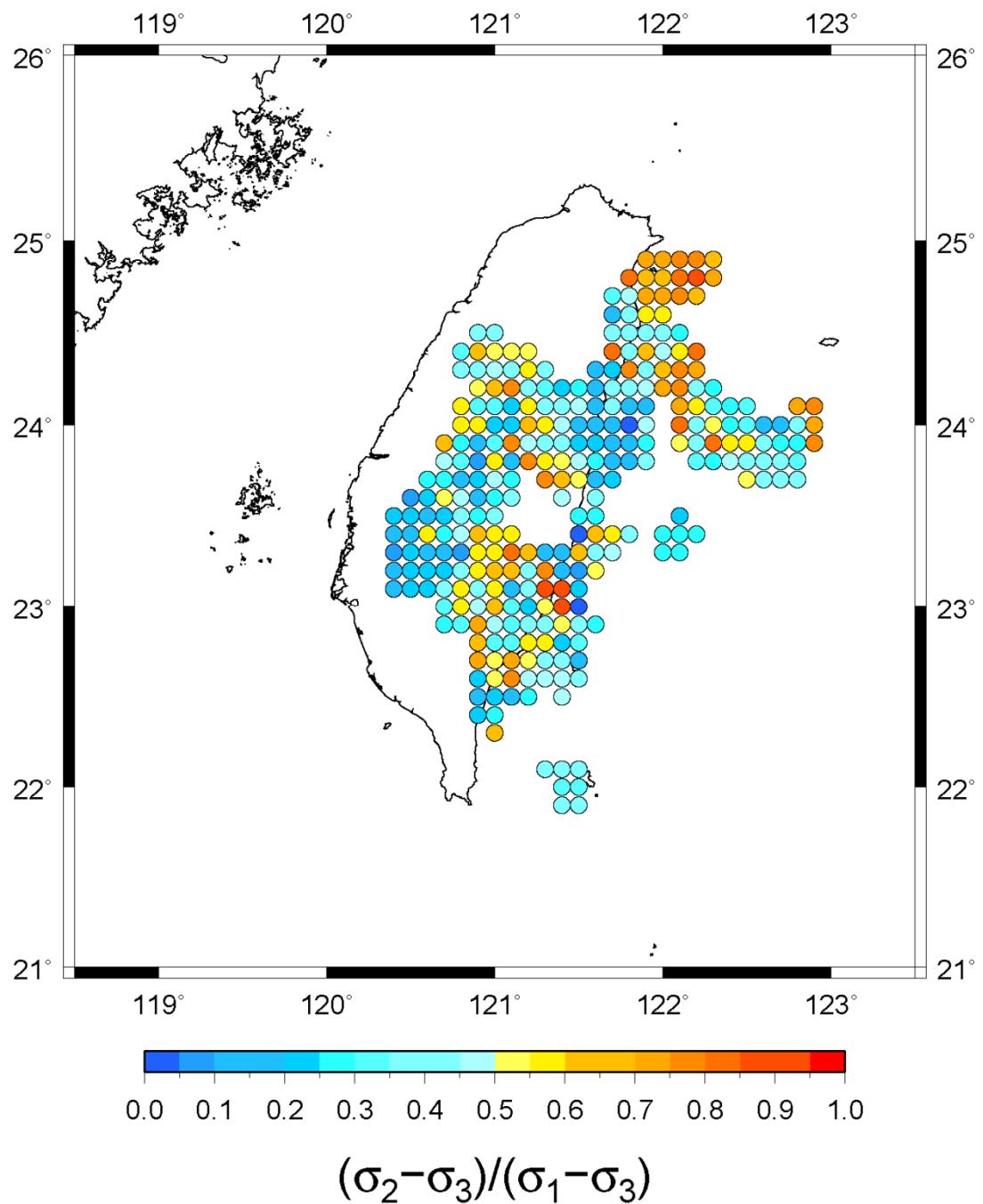


圖 4.8 每格點的應力 R 值，反映三主應力大小關係。當  $\sigma_2$  與  $\sigma_1$  很接近時， $R > 0.5$ ，此時應力 R 值由  $\sigma_3$  控制；當  $\sigma_2$  與  $\sigma_3$  很接近時， $R < 0.5$ ，應力 R 由  $\sigma_1$  主導。

#### 4.4 台灣地區地震地體構造

板塊活動造成的各種地體型態通常可以用不同孕震構造(seismogenic structure)來詮釋，所以描述孕震構造的分布與特徵是觀察地體模型的關鍵(e.g. Tsai, 1986 ; Kao and Jian, 2001)。過去許多人將台灣地區依震源機制解類型或地體構造位置劃分成數個區域，討論各區域的震源機制分布與地體構造(Rau and Wu, 1998 ; Kao et al., 1998b ; Kao and Jian, 1999 ; Kao and Chen, 2000 ; Kao and Huang, 2000 ; Kao and Angelier, 2001 ; Wu et al., 2008)。

本研究根據 BATS CMT 1130 個震源機制解的應力應變分布特徵，將台灣地區分出十個孕震構造區(圖 4.9、圖 4.10)，分別為：(A)沖繩海槽、(B)宜蘭地區、(C)琉球海溝、(D)車籠埔斷層北段、(E)車籠埔斷層中段、(F)車籠埔斷層南段、(G)花蓮地區、(H)台東地區、(I)中央山脈南段、(J)蘭嶼地區等。

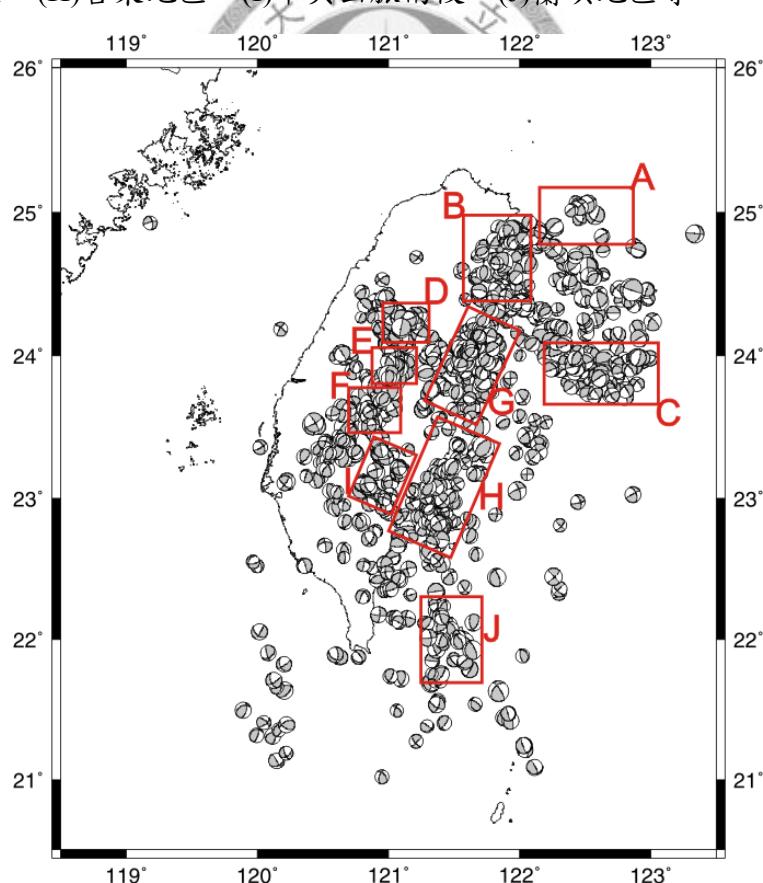


圖 4.9 依照 BATS CMT 1130 個地震分布，劃分出十個孕震構造。

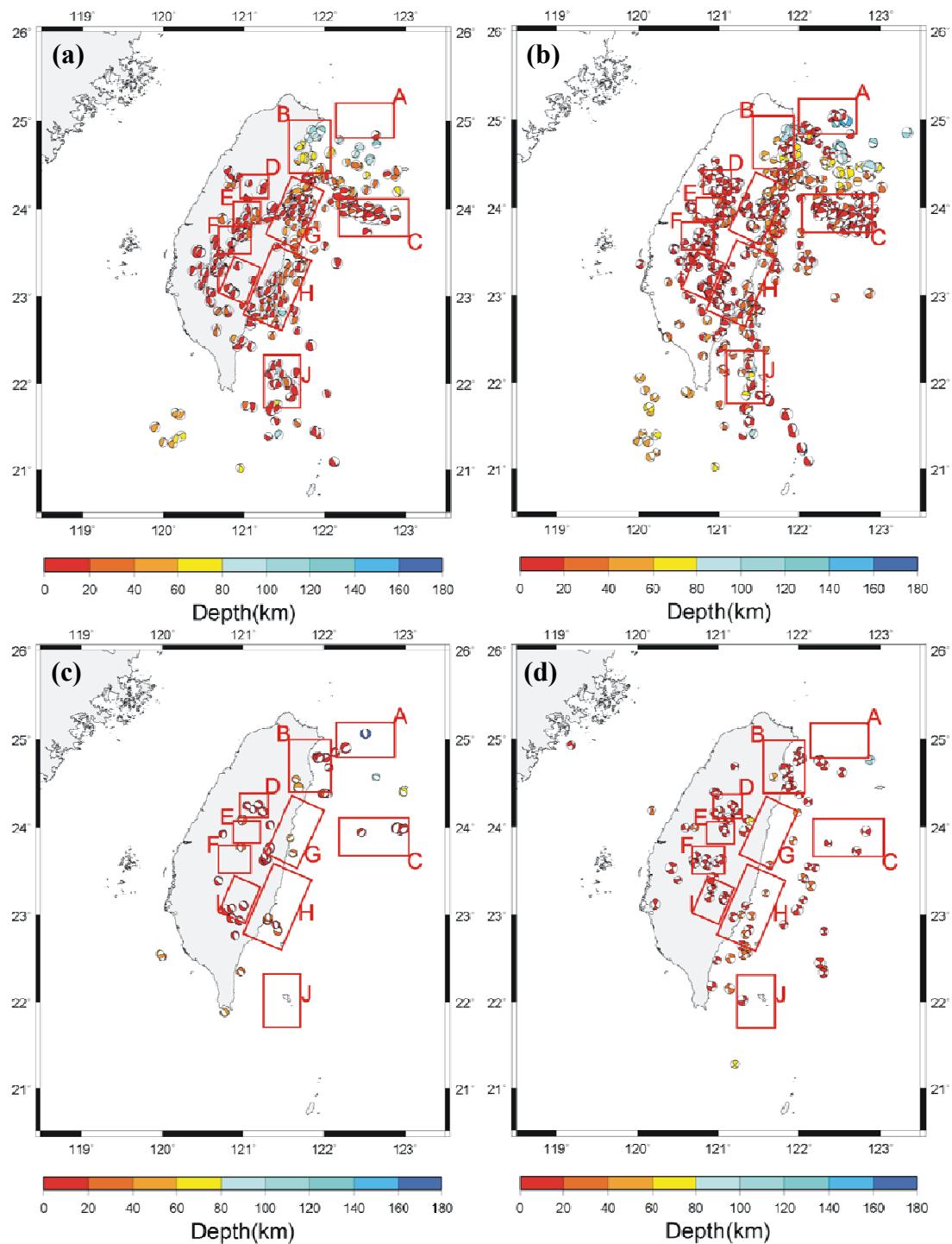


圖 4.10 將十個孕震構造區套疊在以 Frohlich 方法分類後的震源機制解空間分布上。(a)三種分類以外的地震；(b)逆衝斷層型態；(c)正斷層型態；(d)走向滑移斷層型態。

本研究使用 ZMAP(Wiemer and Wyss, 1994)得到十個孕震構造區的應力張量(Michael's method)(圖 4.11)，黑色方形為 $\sigma_1$ ，紅色三角形為 $\sigma_2$ ，藍色圓形為 $\sigma_3$ 。

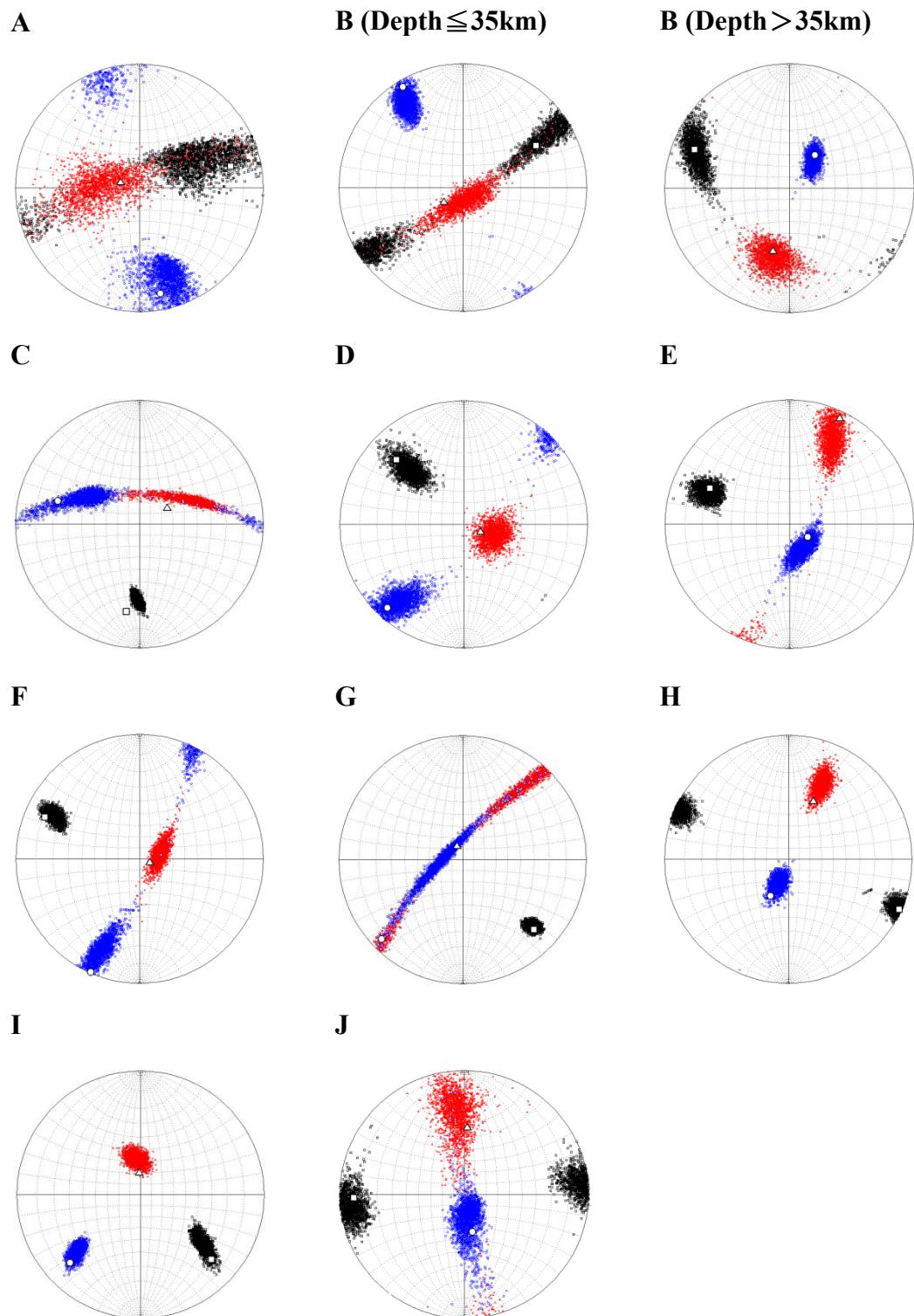


圖 4.11 以 Michael 方法得到十個孕震構造區的應力張量。黑色方形為 $\sigma_1$ ，紅色三角形為 $\sigma_2$ ，藍色圓形為 $\sigma_3$ 。

本研究用先前得到的震源機制解、斷層破裂型態、應變與主應力方向來解釋各孕震構造區的地體環境解釋：

**(A)沖繩海槽：**

弧後張裂造成沖繩海槽張開，可見到延伸到宜蘭地區的地震，為正斷層型所主導(圖 4.10c)，而且 T 軸方向近乎 N—S 向。從應力張量分析(圖 4.11A)可見  $\sigma_3$  方位為 N169°E，而且主應力軸幾乎水平(傾角為 8°)，代表此區呈現水平向拉張。

**(B)宜蘭地區：**

先前從 T 軸投影(圖 4.2b)見到此區有應變方向旋轉，由圖 4.10 可見三種斷層型態地震都在此區發生，而且在深度上有明顯差異，本研究以 35 公里為界，對深淺部的地震做應力張量逆推(圖 4.11B)，結果顯示淺部是拉張的  $\sigma_3$  在主導，方向為 N31°W；深部則是 N68°W 的  $\sigma_1$  主導。Kao and Jian(2001)認為此區有別於台灣東部的弧陸碰撞(arc-continent collision)，而是板陸碰撞(slab-continent collision)，所以可在圖 4.10b 看到有許多深部的逆衝型地震，淺層則是沖繩海槽擴張最具影響力，Liang et al.(2005)提出地質構造的橫向折曲現象，解釋在蘭陽溪以南幾個淺層東西向的既存弱帶上，有許多左移的走向滑移斷層型地震發生，以北則是以與沖繩海槽往西侵入的南北向擴張有關的正斷層型地震為主，深部則是隱沒板塊往西與大陸岩圈持續側向擠壓，形成沿傾向的擴張型地震，下半球投影看似逆衝斷層型地震

**(C)琉球海溝：**

菲律賓海板塊向北隱沒與碰撞，導致 P 軸幾乎垂直於海溝的走向(圖 4.10b)，從應力張量分析來看(圖 4.11C)， $\sigma_1$  方位角為 N172°W，但此區有三個走向滑移斷層型地震，導致  $\sigma_2$ 、 $\sigma_3$  方向不明確。另外， $\sigma_1$  軸已經接近水平(傾角為 19°)，表示此區是受到橫向擠壓應力。Kao et al.(1998b)發現此區的地震活動由淺到深從 E—W 分布轉為 NW—SE 分布，認為琉球島弧接近台灣，最初隱沒的板塊邊緣在隱沒過程逐漸增加傾角，本研究在這一區看到幾個正斷層型地震(圖 4.10c)，

T 軸方向為南北向，推測是隱沒下去的板塊折曲導致。

**(D)車籠埔斷層北段：**

主要為走向滑移型地震，還有少數的逆衝斷層型及正斷層型(圖 4.10)。本研究得到 $\sigma_1$ 方向為 N46°W，與 Kao and Angelier(2001)的 N49°W 相近，因為震源機制解的異質性，導致 $\sigma_2$ 、 $\sigma_3$ 的應力張量逆推結果較為分散(圖 4.11D)。

**(E)車籠埔斷層中段：**

震源機制解主要是逆衝斷層型(圖 4.10b)，此區 $\sigma_1$ 方向為 N66°W(圖 4.11E)，Kao and Angelier(2001)將此區與 F 區上部劃為一帶，得到 $\sigma_1$ 方位角為 N81°W。

**(F)車籠埔斷層南段：**

地震主要是逆衝斷層型與走向滑移型(圖 4.10b、d)，相較於 D 區是比較同質的區域。此區 $\sigma_1$ 方向為 N66°W(圖 4.11F)。

**(G)花蓮地區：**

起初菲律賓海板塊西北側的隱沒碰撞，在此區變成弧陸碰撞。最大主應力方向為 N134°E，台灣東岸大多屬於這樣的最大主應力方向(圖 4.6)。

**(H)台東地區：**

由震源機制解 P 軸可看到此區受 NW 或 NWW 方向的最大主應力作用，大部分地震都是逆衝斷層型(圖 4.10b)。除了逆衝斷層型外，還有走向滑移型地震，其 T 軸方向為 N-S 或是 NNE-SSW。由圖 4.11H 得到 $\sigma_1$ 方位角為 N114°E，可見此區是受到菲律賓海板塊與歐亞大陸板塊以 NWW-SEE 方向聚合，甚至造成菲律賓海板塊本身板塊內的變形(Kao et al., 1998a)。從震源機制解的分布(圖 4.10)還可以發現淺的地震(<25 公里)都靠近台灣東岸，較深的地震則是遠離縫合帶(Kao and Jian, 2001)。

**(I)中央山脈南段：**

此區有許多正斷層型與走向滑移斷層型的地震(圖 4.10c、d)，在淺層受到 NE-SW 向拉張所造成。由應力張量分析證明， $\sigma_1$ 方位角為 N132°E(圖 4.11I)， $\sigma_2$ 方位角為 N134°W。會有右移走向滑移斷層型，意味著中央山脈南段與恆春

半島因為中央山脈北段強烈擠壓而往南移動，稱為擠出(extrusion)現象(Kao and Jian, 2001)。同時 GPS 測量也得到此區應變以擴張為主(Chang et al., 2003)，擴張方向為 E-W 或 NE-SW 向。

#### (J)蘭嶼附近：

從圖 4.10b 與圖 4.11J 可以看到此區地震幾乎都是逆衝斷層型，最大主應力方向為 E-W，主要受弧前盆地關閉而成。

綜合以上結果，在台灣東北部隱沒帶，地震活動分布呈現 NW-SE 向，從宜蘭地區深、淺地震的應力張量逆推結果，證實了此區深處的板陸碰撞行為。花蓮地區(G)與台東地區(H)的最大主應力方向分別為 N134°E 與 N114°E，板塊運動方向 N50°W 在兩角度之間(Seno et al., 1993)，Kao et al.(1998b)解釋這是因為菲律賓海板塊與歐亞大陸板塊聚合的應變分割(strain partition)所造成。Kao and Angelier(2001)發現車籠埔斷層中段到北段最大主應力方向呈現扇型分布，本研究結果也顯示車籠埔斷層中段到北段最大主應力方向有順時針旋轉的趨勢(中段 N66°W、北段 N46°W)，Yeh et al.(1991)認為最大主應力方向呈現扇型分布是因為地質構造區分布造成；Chang et al.(2003)從 GPS 測量也發現這區的應變率在北部與西部呈現扇型分布，他認為是當地地質非均質性所造成；Huchon et al.(1986)與 Hu et al.(2001)等以呂宋島弧向西北擠壓大陸邊緣模擬台灣地區二維大地應力分布，也得到相近的結果。

從本研究做的台灣地區應變場(圖 4.3)與應力場(圖 4.6)來看，雖然台灣本島區域的主壓縮應變應力方向都呈現 NW-SE 向，但在中央山脈區域出現了 S 型扭曲，本研究推論這可能是因為 N-S 向的構造弱帶所造成(e.g., Hu et al., 2001)。另外，在南澳外海部分，琉球海溝系統最大應變應力方向呈現 N-S 向，西側的台灣沿岸，卻又變成了 NW-SE 向，北側又因沖繩海槽擴張，最大壓應變應力方向呈現 NE-SW 向，表示中間的區域存在一個應力分裂的行為，值得未來更深入的研究。

## 第五章 結論

1. 本研究選取 1995 年七月~2005 年九月，總共 1130 個由區域寬頻地震網波形逆推所得的 BATS CMT 地震解， $M_w$  在 3.3~7.1 之間，完整規模( $M_c$ )為 4.0， $b$  值為 0.921。
2. 依照 Frohlich(1992) 對震源機制解斷層型態的分類，其中 485 個地震(42.9%)為逆衝斷層型，51 個地震(4.5%)為正斷層型，109 個地震(9.6%)為走向滑移斷層型，由這些已分類震源機制解的空間分布(圖 4.11)，可看出台灣地區主要受板塊擠壓環境的影響。
3. 本研究比較 CWB  $M_L$  與 BATS  $M_w$ ，求得兩者之間的線性關係為：

$$CWB\_M_L = (0.914 \pm 0.012)BATS\_M_w + (0.793 \pm 0.051)$$

$$BATS\_M_w = (0.921 \pm 0.012)CWB\_M_L - (0.057 \pm 0.056)$$

相關係數為 0.906，平均而言，CWB  $M_L$  比 BATS  $M_w$  大 0.425；而比較 BATS CMT 與 GCMT 共有的 96 個地震事件，得到兩者規模的線性關係為：

$$GCMT\_M_w = (0.886 \pm 0.027)BATS\_M_w + (0.779 \pm 0.145)$$

$$BATS\_M_w = (1.037 \pm 0.032)GCMT\_M_w - (0.379 \pm 0.175)$$

平均 GCMT  $M_w$  比 BATS  $M_w$  大 0.17。

4. GCMT 以長週期地震資料求震源解，可能會因長週雜訊影響而降低較小地震的解析能力而造成高估，另一方面場址放大效應也可能使得 CWB  $M_L$  與 GCMT  $M_w$  對地震規模造成高估現象。
5. 震源機制解方面，當 BATS CMT 誤差  $\leq 0.5$  時，與 GCMT 同時有解的震源機制有 80% 的 Kagan 角在  $34^\circ$  以內，兩者整體而言有很高的一致性，其中小地震有比較大的差異。本研究從 GCMT  $E_{rel}$  與  $M_w$  的分布圖得知，GCMT 的小地震解存在較高的誤差，顯示 GCMT 對小地震的解析力是有限的。不過 Kagan 角大的地震，大部分在兩個地震目錄其誤差值都較高。

6. 本研究由高品質的 BATS CMT 震源解，得到台灣地區的地震應力與應變場分布，最大擠壓應力與應變方向與菲律賓海板塊相對於歐亞大陸板塊的運動方向大致相符。

7. 根據以上結果，本研究針對十個孕震構造區，討論其個別主應力方向及其震源型態，並進一步解釋各區的地震地體構造，以期作為將來評估地震災害的依據。

8. 地震定位誤差、測站覆蓋率與速度模型，是影響 BATS CMT 地震解優劣的關鍵。未來 BATS CMT 可以考慮使用格點搜尋最小誤差位置，以改善外海地震定位不佳的影響(Tsuruoka et al., 2008)；寬頻地震站覆蓋率方面，台灣地區的地震大部分都發生於東部外海，未來可以與日本合作，使用日本的地震測站資料以改善測站覆蓋率；而目前 BATS CMT 的格林函數是以簡化的三層一維速度模型來計算，雖然使用長週期地震波對構造很不敏感，但台灣地體構造太過複雜，若能考量到每個區域地下構造的真實變化，相信地震解會更接近真實，而且可以使用更高頻的訊號，對更小規模地震求地震解。



## 參考資料

Aki, K. and P. G. Richards (1980). Quantitative Seismology : Theory and Method, 932 pp., W. H. Freeman and Company, San Francisco.

Angelier, J. (1979). Determination of the mean principal directions of stresses for a given fault population. *Tectonophysics*, 56, 717-726.

Angelier, J. (1984). Tectonic analysis of fault slip data sets. *J. Geophys. Res.*, 89, 5835-5848.

Bouchon, M. (1981). A simple method to calculate Green's functions for elastic layered media, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 71, 959-971.

Chen R.-Y., H. Kao, W.-T. Liang, T.-C. Shin, Y.-B. Tsai, and B.-S. Huang (2008). Three-Dimensional patterns of seismic deformation in the Taiwan region with special implication from the 1999 Chi-Chi earthquakes sequence, *Tectonophysics*(preparation).

Crespi, J., Y.-C. Chen, and M. S. Swaim (1996). Synorogenic extension and exhumation of the Taiwan hinterland. *Geology*, 24, 247-250.

Dziewonski, A. M., T.-A. Chou, J. H. Woodhouse (1981). Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity, *J. Geophys. Res.*, 86, B4, 2825-2852.

Fabrizio Bernardi, J. Braunmiller, U. Kradolfer, D. Giardini (2004). Automatic regional moment tensor inversion in the European-Mediterranean region, *Geophys. J. Int.*, 157, 703-716.

Fan, G., and T. Wallace (1995). Focal mechanism of a recent event in South Africa: A study using a sparse very broadband network. *Seismol. Res. Lett.*, 66, 13-18.

Frohlich, C. (1992). Triangle diagrams: Ternary graphs to display similarity and diversity of earthquake focal mechanisms, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 75, 193-

Frohlich C., Scott D. Davis (1999). How well constrained are well-constrained T,B, and P axes in moment tensor catalogs ? , *J. Geophys. Res.*, 104, B3, 4901-4910.

Frohlich C. (2001). Display and quantitative assessment of distributions of earthquake focal mechanisms, *Geophys. J. Int.*, 144, 300-308.

Fukuyama, E., Ishida, M., Horiuchi, S., Inoue, H., Hori, S., Sekiguchi, S., Kawai, H., Murakami, H.(1999). NIED seismic moment tensor catalogue January – December, 1998. *Technical Note Natl. Res. Inst. Earth Sci. Disaster Prev.* 193, 1 – 35.

George R. Helffrich (1997). How good are routinely determined focal mechanisms ? Empirical statistics based on a comparison of Harvard, USGS and ERI moment tensors, *Geophys. J. Int.*, 131, 741-750.

Gephart, J. W. and Forsyth, D. W. (1984) An improved method for determining the regional stress tensor using earthquake focal mechanism data: application to the San Fernando earthquake sequence. *J. Geophys. Res.* 89, 9305–9320.

Gephart, J. W. (1985). Principal stress directions and the ambiguity in fault plane identification from focal mechanisms. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 75, 621-625.

Gephart, J. W. (1990a). FMSI: A fortran program for inverting fault/slickenside and earthquake focal mechanism data to obtain the regional stress tensor. *Computers & Geosciences*, 16, 953-989.

Gephart, J. W. (1990b). Stress and the direction of slip on fault planes. *Tectonophysics*, 9, 845-858.

Hanks, T. C. and H. Kanamori (1979). A moment-magnitude scale, *J. Geophys. Res.* 84, 2348-2350.

Helffrich(1997). How good are routinely determined focal mechanisms? Empirical statistics based on a comparison of Harvard, USGS and ERI moment tensors,

*Geophys. J. Int.* 131, 741–750.

Hu, J.-C., Yu, S.-B., Angelier, J. and Chu H.-T (2001). Active deformation of Taiwan from GPS measurements and numerical simulations. *J. Geophys. Res.*, 106, 2265-2280.

Huang M.-W., J.-H. Wang, K.-F. Ma, C.-Y. Wang, J.-H. Hung and K.-L. Wen (2007). Frequency- Dependent Site Amplifications with  $f \geq 0.01$  Hz Evaluated from Velocity and Density Models in Central Taiwan, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 97, 624-637.

Huchon, P., E. Barrier, D. E. Bremaecker and J. Angelier (1986). Collision and stress trajectories in Taiwan : a finite element model. *Tectonophysics*, 125, 1-3, 179-191

Kagan Y. Y. (1991), 3-D rotation of double-couple earthquake sources, *Geophys. J. Int.*, 106, 709-716.

Kanamori, H., and P. C. Jennings (1978). Determination of local magnitude, ML, from strong motion accelerograms, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 68, 471–485.

Kanamori, H., Stewart, G.S. (1978). Seismological aspects of the Guatemala earthquake of February 4, 1976. *J. Geophys. Res.* 83, 3427– 3434.

Kanamori, H., P. Maechling, and E. Hauksson (1999). Continous monitoring of ground-motion parameters, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 311–316.

Kao, H., and W. P. Chen (1991). Earthquakes along the Ryukyu-Kyushu arc: Starin segmentation, lateral compression, and thermomechanical state of the plate interface, *J. Geophys. Res.* 96, 21,443–21,485.

Kao, H., P. R. Jian, K. F. Ma, B. S. Huang, and C. C. Liu (1998). Moment tensor inversion for offshore earthquakes east of Taiwan and their implications to region collision, *Geophys. Res. Lett.* 25, 3619–3622.

Kao, H., S. J. Shen, and K. F. Ma (1998). Transition from oblique subduction to collision: earthquakes in the southernmost Ryukyu arc: Taiwan region, *J.*

*Geophys. Res.* 103, 7211–7229.

Kao, H., and R. J. Rau (1999). Detailed structures of the subducted Philippine Sea plate beneath northeast Taiwan: a new type of double seismic zone, *J. Geophys. Res.* 104, 1015–1033.

Kao, H., and W. P. Chen (2000). The Chi-Chi earthquake sequence: active, out-of-sequence thrust faulting in Taiwan, *Science* 288, 2346–2349.

Kao, H., Gwo-Ching Huang (2000). Transition from oblique subduction to collision in the Northern Ryukyu arc-Taiwan region: Constraints from bathymetry and seismic observations, *J. Geophys. Res.*, 105, B2, 3059-3079.

Kao, H., and J. Angelier (2001). Stress tensor inversion for the Chi-Chi earthquake sequence and its implications on regional collision, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 91, 1028–1040.

Kao, H., and P. R. Jian (2001). Seismogenic patterns in the Taiwan region: insights from source parameter inversion of BATS data, *Tectonophysics* 333, 179–198.

Kao, H., Y.H. Liu, W.T. Liang, and Wang-Ping Chen (2002). Source parameters of regional earthquakes in Taiwan: 1999-2000 Including the Chi-Chi Earthquake sequence, *TAO*, 13, 279-298.

Kawakatsu, H. (1995). Automated Near-Realtime CMT Inversion, *Geophys. Res. Lett.*, 22(19), 2569–2572.

Kennett, B.L.N. (1980). Seismic Waves in a Stratified Half-space—II: Theoretical Seismograms, *Geophys. J. Royal Astron. Soc.* , 61 (1), pp 1-10.

Kostrov, B. V. (1974). Seismic moment and energy of earthquakes, and seismic flow of rock. *Izv. Acad. Sci. USSR Phys. Solid Earth, Engl. Transl.*, 1, 23-40.

Kikuchi, M., Kanamori, H., Satake, K. (1993). Source complexity of the 1988 Armenian earthquake: evidence for a slow after-slip event. *J. Geophys. Res.* 98, 15797– 15808.

Kubo A., Eiichi Fukuyama, Hiroyuki Kawai, Ken'ichi Nonomura (2002). NIED seismic moment tensor catalogue for regional earthquakes around Japan : quality test and application, *Tectonophysics*, 356, 23-48.

Lay T., T. C. Wallace(1995). Modern Global Seismology, *Academic Press*.

Lee, C.-T., C.-T. Cheng, C.-W. Liao, and Y.-B. Tsai (2001). Site classification of Taiwan free-field strong-motion stations, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 91, 1283–1297.

Lee, J. C., H. T. Chu, J. Angelier, Y. C. Chan, J. C. Hu, C. Y. Lu, and R. J. Rau (2002). Geometry and structure of northern surface ruptures of the 1999 Mw 7.6 Chi-Chi Taiwan earthquake: influence from inherited fold belt structures, *J. Struct. Geol.* 24, 173–192.

Liang, W.T., Y.H. Liu and H. Kao (2003).Source parameters of Regional Earthquakes in Taiwan: January-December, 2001, *TAO* 14, 249-260.

Liang, W.T., Y.H. Liu and H. Kao (2004).Source Parameters of Regional Earthquakes in Taiwan: January-December, 2002, *TAO*, 15, 727-741.

Liang, W. T., J. C. Lee, and B. Y. Kuo (2005). Left-lateral strike-slip faulting in Ilan: Lateral extrusion at the transition betewwn Taiwan mountain range and the Okinawa Trough. *GEEA*, 104-108.

Lin, C. H. (2002). Active continental subduction and exhumation: the Taiwan orogeny, *Terra Nova. Vol. 14*, No. 4, 281-287.

Ma, K.-F.,C.-T. Lee, Y.-B. Tsai,T.-C. Shin, and Jim Mori (1999). The Chi-Chi, Taiwan Earthquake: Large Surface Displacements on an Inland Thrust Fault, *EOS*, 80, 605-611.

Mellman, G. R., L. J. Burdick, and D.V. Helmberer (1975). Determination of source parameters from body wave seismograms. *Earthquake Note*, 40-44.

McKenzie, D. P. (1969). The relationship between fault plane solutions for earthquakes and the directions of the principal stresses. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 59, 591–601.

Ming-W. H., J.-H. Wang, K.-F. Ma, C.-Y. Wang, J.-H. Hung, and K.-L. Wen (2007). Frequency-Dependent Site Amplifications with  $f \geq 0.01$  Hz Evaluated from Velocity and Density Models in Central Taiwan, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 97, No. 2, pp. 624–637.

Michael, A. J. (1984), Determination of stress from slip data: faults and folds. *J. Geophys. Res.*, 89, 11517–11526.

Michael, A. J. (1987). Use of focal mechanisms to determine stress: A control study. *J. Geophys. Res.*, 92, 357-368.

Pezzopane, S. K., and Wesnousky S. G. (1989). Large earthquakes and crustal deformation near Taiwan., *J. Geophys. Res.*, 94, 7250-7264.

Rau, R.-J., and F.T. Wu (1995). Tomographic imaging of lithospheric structure under Taiwan, *Earthquake Planet. Sci. Lett.*, 133, 517-532.

Rau, R.-J. and F. T. Wu (1998). Active tectonics of Taiwan orogeny from focal mechanisms of small-to-moderate-sized earthquakes, *TAO*, 9(4), 755-778.

Rubin C. M., K. Sieh, Y.-G. Chen, J.-C. Lee, H.-T. Chu, R. Yeats, K. Mueller, Y.-C. Chan (2001). Surface rupture and behavior of thrust faults probed in Taiwan, *EOS, Transactions*, 82, 47, 565-569.

Tsai, Y.-B. (1986). Seismotectonics of Taiwan, *Tectonophysics*, 125, 17-37.

Tsuruoka, H., H. Kawakatsu, and T. Urabe (2008). GRiD MT (Grid-based Realtime Determination of Moment Tensors) monitoring the long-period seismic wavefield. (submitted)

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.*, 98,

17,941–17,948.

Shin, T.C. (1993). The calculation of local magnitude from the simulated Wood-Anderson seismograms of the short-period seismograms, *TAO: Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Science*, 4, 155-170.

Sipkin S.A.(1982). Estimation of earthquake source parameters by the inversion of waveform data : synthetic waveforms, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 30, 242-259.

Wang, J.H., C.C. Liu and Y.B. Tsai (1989). Local magnitude determined from a simulated Wood-Anderson seismograph, *Tectonophys.*, 166, 15-26.

Wang, J. H. (1988).b values of shallow earthquakes in Taiwan, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 78, 1243-1254.

Wang J.H. (1992). Magnitude scales and their relations for Taiwan earthquakes : a review, *TAO*, Vol. 3, No.4, 449-468.

Wiemer, S. and Max Wyss (1994). Seismic quiescence before the landers ( $M = 7.5$ ) and big bear ( $M = 6.5$ ) 1992 earthquakes, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 84, 900-916.

Wiemer, S. (2001). A software package to analyze seismicity : ZMAP, *Seism. Res. Lett.* 72, 373-382.

Wu, Y. M., T. C. Shin, and C. H. Chang (2001). Data files from “Near Realtime Mapping of Peak Ground Acceleration and Peak Ground Velocity following a Strong Earthquake”. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 91, 1385.

Wu, Y.M., Richard M. Allen, and Chien-Fu Wu (2005). Revised ML determination for crustal earthquakes in Taiwan, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 95, No. 6, 2517-2524.

Wu, Y. M. and L. Y. Chiao (2006). Seismic quiescence before the 1999 Chi-Chi, Taiwan Mw7.6 earthquake, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 96, 321-327.

Wu, Y. M., L. Zhao, C. H. Chang, and Y. J. Hsu (2008). Focal mechanism determination in Taiwan by genetic algorithm, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 98, 651-

661, doi: 10.1785/0120070115.

Yao, Z.X. and D.G. Harkrider (1983). A generalized reflection-transmission coefficient matrix and discrete wavenumber method for synthetic seismograms,

*Bull. Seismol. Soc. Am.*, 73, 1685-1699.

Yeh, Y. T., G.B. Ou and C.C. Lin (1982). Determination of local magnitude scale for Taiwan, *Bull. Inst. Earth Sci., Acad Sin.*, 2, 37-48.

Yeh, Y.H., Barier, E., C. H. Lin, and J. Angelier (1991). Stress tensor analysis in the Taiwan are from focal mechanisms of earthquakes. *Tectonophysics*, 200, 267-280.

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

Zoback, M. D., and G. C. Beroza(1991). Heterogeneous slip and stress release in the Loma Prieta earthquake 2: Evidence for near frictionless faulting and complete co-seismic stress drop, *Eos Trans. AGU*, 72, 44, Fall Meeting suppl., 309.

Zoback, M. L. (1992). First- and second-order patterns of stress in the lithosphere: the world stress map project, *J. G. Res.*, Vol. 97, No. B8, pages 11,703-11,728.

簡珮如 (1997). 台灣區域地震之地震矩張量逆推法, 國立中央大學碩士論文, 共 157 頁.

呂玉莞 (2004). 使用震源機制逆推台灣地區應力分區狀況, 國立中央大學碩士論文, 共 109 頁.

黃信樺 (2007). 台灣東北地區的地震構造：由碰撞末期轉變為隱沒拉張之構造特性, 國立台灣大學碩士論文, 共 121 頁.