

國立台灣大學

地質科學研究所

碩士論文

利用台灣寬頻地震網從事強震預警研究

Experiment on earthquake early warning for
Taiwan broadband seismic network

指導教授：吳逸民博士

研究生：顏心儀

中華民國九十五年六月

摘要

大地震之發生目前難以有效地被預測，淺源大地震往往釀成災難，造成生命財產之損失。為了降低地震所帶來之災害，地震預警系統(Earthquake Early Warning, EEW)是目前經評估有效的地震減災方法，世界上已有許多國家都投入這項工作中，如美國(Kanamori *et al.*, 1997; Allen and Kanamori, 2003; Wu *et al.*, 2006a)、日本(Nakamura, 1988; Odaka *et al.*, 2003)、墨西哥(Espinosa-Aranda *et al.*, 1995)及台灣(Wu *et al.*, 1998, 2002, 2006b; Wu and Kanamori, 2005a, 2005b)。台灣的地震預警系統可在地震發生後約20秒，對距離震央70公里以外的地區提供不同程度之預警時間，但對於距震央70公里內的地區卻無法發佈警報(Wu *et al.*, 1998, 1999, 2002)。因此，為了改善現況，我們研究利用地震初達波(P 波)特性之方法從事地震預警研究，以期能將提供警報的時間縮短至地震發生後10 秒內。

本研究從台灣寬頻地震網中，收集發生於 1996 年至 2004 年規模大於 4.0 且震源深度小於 30 公里之地震紀錄，以 P 波到達後 3 秒內之垂直分量訊號進行分析。方法上採用平均週期 τ_c (Kanamori, 2005)來估算地震規模，並由 P 波到達後 3 秒內之垂直分量之最大地表位移 Pd (Wu and Kanamori, 2005b) 計算地震波振幅隨距離衰減之關係，利用此衰減關係亦可用來估算規模。由 Voronoi cells 的概念(Sambridge, 1999)及傳統定位方法可隨時間提供不同精確度之地震位置。

根據我們的分析， τ_c 所估計的地震規模(M_{τ_c})與實際規模呈現 1:1 的線性關係，由 Pd 衰減關係所計算出的規模(M_{Pd})與實際規模亦為 1:1 的對應關係。將結果與前人研究(Kanamori, 2005; Wu and Kanamori, 2005a)相較， τ_c 與地震規模之對應呈現相當一致的趨勢。利用 P 波三秒內的資訊就有可能掌握地震的最後規模，符合 Olson and Allen(2005)所提出之成果。

對地震的減災而言，採用 τ_c 及 Pd 方法有可能將地震大小的判定時間縮至地震發生後 10 秒內，對於離震央 30 公里以外的地區提供預警。

目錄

第一章	簡介	1
1.1	地震預警系統的歷史發展	2
1.2	研究動機與目的	2
1.3	各章主要內容簡介	3
第二章	研究資料與方法	5
2.1	資料來源	5
2.2	BATS 的簡介	11
2.3	前人研究與研究方法	12
2.3.1	規模之估算	13
2.3.2	地震位置之估算	15
第三章	研究結果	20
3.1	單一測站之分析	20
3.2	多測站之分析	24
第四章	討論	28
第五章	結論	33
參考文獻		34
附錄一	BATS 四測站之單站分析結果	37
附錄二	2005 年中國地球物理年會發表文章	54
附錄三	GRL 期刊發表文章	62



圖目

圖 2-1	中研院所設置之台灣寬頻地震網測站分布 -----	6
圖 2-2a,b	單站分析所選用之測站位置與該站選用地震之震央位置圖 -----	8
圖 2-2c,d	單站分析所選用之測站位置與該站選用地震之震央位置圖 -----	9
圖 2-3	多站分析所選用之測站分布圖與地震震央位置圖 -----	10
圖 2-4	寬頻地震儀的儀器頻譜反應曲線 (Seth and Michael, 2003) -----	12
圖 2-5	七個不同規模的地震初始波形 (Kanamori, 2005) -----	14
圖 2-6	P_d 與 PGV 的對應關係圖 (Wu and Kanamori, 2005a) -----	15
圖 2-7	BATS 所有測站的 Voronoi cells -----	18
圖 2-8	兩站子陣列法的概念圖 (Rydelek and Pujol, 2004) -----	19
圖 3-1	τ_c 與 M 之對應關係圖 (SSLB) -----	21
圖 3-2	$M\tau_c$ 與 M 之對應關係圖 (SSLB) -----	22
圖 3-3	P_d 之觀測值及規模 4, 5, 6 及 7 之回歸曲線 (SSLB) -----	23
圖 3-4	M_{Pd} 與 M 之對應關係圖 (SSLB) -----	24
圖 3-5	τ_c 與 M 之對應關係圖 (多站) -----	25
圖 3-6	$M\tau_c$ 與 M 之對應關係圖 (多站) -----	26
圖 3-7	M_{Pd} 與 M 之對應關係圖 (多站) -----	27
圖 4-1	本研究與前人研究之比較, τ_c 與 M 之對應關係圖 -----	29
圖 4-2	Sato & Hirasawa (1973) 的震源運動學機制模型所計算之位移波形圖 (Kanamori, 2005) -----	31
圖 A-1	τ_c 與 M 之對應關係圖 (NACB) -----	38
圖 A-2	$M\tau_c$ 與 M 之對應關係圖 (NACB) -----	39
圖 A-3	P_d 之觀測值及規模 4, 5, 6 及 7 之回歸曲線 (NACB) -----	40
圖 A-4	M_{Pd} 與 M 之對應關係圖 (NACB) -----	41
圖 A-5	τ_c 與 M 之對應關係圖 (TDCB) -----	42
圖 A-6	$M\tau_c$ 與 M 之對應關係圖 (TDCB) -----	43
圖 A-7	P_d 之觀測值及規模 4, 5, 6 及 7 之回歸曲線 (TDCB) -----	44
圖 A-8	M_{Pd} 與 M 之對應關係圖 (TDCB) -----	45
圖 A-9	τ_c 與 M 之對應關係圖 (TPUB) -----	46
圖 A-10	$M\tau_c$ 與 M 之對應關係圖 (TPUB) -----	47
圖 A-11	P_d 之觀測值及規模 4, 5, 6 及 7 之回歸曲線 (TPUB) -----	48
圖 A-12	M_{Pd} 與 M 之對應關係圖 (TPUB) -----	49
圖 A-13	τ_c 與 M 之對應關係圖 (YULB) -----	50
圖 A-14	$M\tau_c$ 與 M 之對應關係圖 (YULB) -----	51
圖 A-15	P_d 之觀測值及規模 4, 5, 6 及 7 之回歸曲線 (YULB) -----	52
圖 A-16	M_{Pd} 與 M 之對應關係圖 (YULB) -----	53

表目

表 2-1	SSLB 測站所採用的 35 筆地震紀錄 -----	7
表 2-2	多站分析所採用之 11 筆地震 -----	11
表 3-1a	各測站 τ_c 與 M 之關係之分析結果 -----	20
表 3-1b	Pd 、 M 與 R 之關係及 M_{Pd} 之估計誤差範圍 -----	21



第一章 簡介

台灣位於環太平洋地震帶上，地震頻繁。截至目前為止，地震還無法像颱風一樣可以精準預測，規模大之地震就容易造成不可預期的災害。一次災害性地震的發生，不但損害國家經濟，造成社會動盪，更是攸關人命的重大事件。雖然有許多科學家致力於研究預測地震的方法或探討前兆現象，然而地震預測技術仍未達實用階段。地震預警系統（Earthquake Early Warning, EEW）是目前經評估可有效達即時減災之方法之一（Kanamori *et al.*, 1997; USGS, 1998），目前已經在日本（Nakamura, 1988; Odaka *et al.*, 2003）、墨西哥（Espinosa-Aranda *et al.*, 1995）、台灣（Wu *et al.*, 1998, 1999, 2002, 2006b; Wu and Kanamori, 2005a, 2005b）、美國（Kanamori *et al.*, 1997; Allen and Kanamori, 2003; Wu *et al.*, 2006a）等地方積極開發中。

所謂地震預警是指當地震發生之後，在破壞性的地震波尚未來襲前之數十秒提出警告(USGS, 1998; 吳逸民, 1999, 2006)，這就是地震預警系統的功用。雖然這段時間看起來很短暫，但用於降低地震災害卻綽綽有餘，運用的範圍如下：

- (1) 學校學童找到安全區域尋求保護及心理建設。墨西哥市的預警系統研究成果顯示，接受地震預警訊息可大幅降低內心對突然地震的恐懼。
- (2) 工人能迅速離開危險的工作地點。
- (3) 醫院方面能暫時停止需要進行的手術，或調整較精細及關鍵的操作，例如：眼科手術、外科手術等。
- (4) 交通運輸系統能自動停止或減速，例如：高速鐵路列車接受訊息後減速，以降低翻車的風險。
- (5) 維生系統線路及通訊網路能自動調整、重組或關閉，例如：關閉瓦斯及供水管線，減少地震所引起之火災及其他災害。
- (6) 一般工廠能及時進行緊急應變，保護振動敏感之設備，例如：晶圓製造廠。

地震預警系統主要可分為兩種：(1) 前端偵測系統（區域預警），(2) 現地型系統。前端偵測系統是在地震的震源區建立觀測站，於地震發生之後立即計算震源參數，當所得之結果達到預警的標準，則對較遠距離之都會區發出警報。其原理為電訊波傳遞之速度比地震波快，所以對於較遠距離之都會區，可以爭取數

秒至數十秒不等之時間，供減災應變。現地型的系統則是利用地震 P 波的傳遞速度較 S 波快，藉由分析 P 波的資訊，估算後面來襲破壞性振動之大小。由於主要的破壞性振動大都發生於 S 波到達之後，是故可爭取時間差發出警訊。

1.1 地震預警系統的歷史發展

早在 1868 年 Cooper 就提出地震預警的構想 (Cooper, 1868)。日本、墨西哥及台灣都位於地震活躍之板塊邊界，災害性地震頻仍，也是最早發展地震預警系統的國家 (Lee and Espinosa-Aranda, 1998)。日本人約在 40 年前就建立了高速鐵路系統，為了使高速行駛的列車在受到強烈振動之前能及時停駛，以避免翻車釀成災害，日本人設計出 UrEDAS (Urgent Earthquake Detection and Alarm System) (Nakamura, 1988)，為最早設計的商業化地震預警系統，安裝於日本高速鐵路系統中。墨西哥市則發展出目前唯一直接對公共場所發出預警的系統 (Espinosa-Aranda *et al.*, 1995)，也是目前地震預警成功的特殊案例。而台灣在 1994 年開始安裝即時地震監測網，從事地震預警研究，經過一系列的研發，採用 M_{L10} (Wu *et al.*, 1998)、子網 (Wu *et al.*, 1999) 及虛擬子網 (Wu and Teng, 2002) 的概念，可以於約地震後 20 秒發佈地震訊息，對震央距離 70 公里以外的地區有預警之效能。為了提供 70 公里以內的地區之預警，Wu and Kanamori (2005a) 試驗了現地型地震預警方法於台灣地區，發現地震發生之後 7 秒時，至少有 4 至 6 個測站，記錄了 P 波到後 3 秒訊號，可以用來從事地震預警用途。結果顯示有可能於約地震後 10 秒發佈地震訊息，對震央距離 30 公里以外的地區有預警之效能。

1.2 研究動機與目的

判定地震大小為地震預警研究中關鍵技術，傳統的芮氏規模 (M_L) 估計是由特性頻率地震波的最大振幅經距離修正而得之。一旦觀測到最大振幅時，卻已沒有預警的時間，說明傳統的規模計算方法並不適用於地震預警系統中。而 M_{L10} 的地震規模估計方法，儘管比傳統的 M_L 估計得快，但仍需利用地震被偵測後 10 秒的地動訊號，亦無法將預警時間縮短至地震發生後 15 秒以內。於是，近年來許多研究者進行地震初達波 (P 波) 之地震預警研究，以期能將預警時間縮短至地震

發生後10 秒內。初達波的資訊是否能代表地震之後續發展？有些研究 (Mori and Kanamori, 1996; Kilb and Gombert, 1999) 認為大地震與小地震的初始破裂過程是沒有明顯差異的，因此無法於地震停止破裂之前得知其規模大小。但經過去多人的研究發現 (Nakamura, 1988; Allen and Kanamori, 2003; Kanamori, 2005; Wu and Kanamori, 2005a; Olson and Allen, 2005; Wu *et al.*, 2006a, 2006b)，當地震越大時地震訊號的振動週期越長，仍是有可能由初達波的振動週期來推算地震規模，或者是掌握某一程度之估計。

前人研究以多站聯合分析居多 (Allen and Kanamori, 2003; Kanamori, 2005; Wu and Kanamori, 2005a, 2005b)，這種方法因為需要一個資料處理中心負責收集及分析 P 波與規模估計之工作，所以會延遲一些預警時間。若以單一測站從事地震預警工作，不需要聯合其他測站的觀測，就能比多站分析提供更短的預警時間，但也可能造成更大的不確定。即使如此，未來單站預警仍然是一大趨勢，故本研究從台灣寬頻地震網中選取了五個測站之地震紀錄，進行單站預警系統之研究，其中包括最靠近921地震震央之SSLB測站、位於台灣中部的TDCB和TPUB測站，以及鄰近花東外海的NACB和YULB測站。最後，評估以台灣寬頻地震網從事強震預警之可行性。

1.3 各章主要內容簡介

由第一章瞭解了地震預警系統的歷史沿革以及本論文主要研究方向後，第二章要介紹的是研究資料的來源、其選取之限制、資料處理流程，以及研究方法。目前寬頻地震紀錄已成為地震觀測主流，在台灣地區寬頻地震觀測網是由中央研究院地球科學所及中央氣象局分別設置，兩方收錄到的地震訊號透過網際網路即時交換。本研究資料之選用，便是以其中的五個測站收錄到的地震紀錄為主。另外，在研究方法上，對於估計規模、震度，及震央方面，前人已有許多相關研究，也會在第二章詳細介紹。由於震央之估計方法眾多，精確度也已足夠，於是我們之後將著重以 τ_c 及 Pd 方法於規模估計之應用。

資料經篩選、處理過後，根據研究原理，首先以 SSLB 測站進行單站預警之研究，內容包括應用 τ_c 及 Pd 估計規模的結果，及地震波振幅隨距離衰減之關係式。其餘四個測站 (NACB、TDCB、TPUB、YULB) 之研究結果則放置於附錄

一以供參閱。另外在多站分析方面，我們選取了 11 筆規模大於五之地震，同樣觀察 τ_c 對應規模及 Pd 對應規模之關係，以上便是本論文第三章之主要內容。

在第四章中，我們比較本研究與前人研究結果（Kanamori, 2005; Wu and Kanamori, 2005a）之差異性，接著比較 τ_c 與 Pd 估計規模的結果，最後則探討單站預警所需要花費的資料處理時間長短。第五章則為本研究之結論。



第二章 研究資料與方法

2.1 資料來源

本研究使用的資料取自台灣地區寬頻地震觀測網 (BATS) 所蒐集的地震紀錄。下載高放大倍率的寬頻頻道 (BH)，應用基線修正及儀器放大倍率的修正進而求得地動速度值。將速度紀錄作一次微分，得到地動加速度；將速度紀錄作一次積分，得到地動位移。當 BH 頻道之訊號無法使用時 (如地動超出記錄範圍或儀器故障)，就下載低放大倍率的強震資料 (BL 頻道)，利用相同的方法修正，取得地動加速度。將加速度紀錄作一次積分，得到地動速度；作兩次積分得到地動位移。

資料蒐集範圍自 1996 年到 2004 年，在如此多的地震紀錄中，本研究主要分析的是較易造成地震災害的部分，故設定了下列三項選取條件：

- (1) 選取規模四以上的地震。
- (2) 震源深度淺於 30 公里。
- (3) 震源距離小於一百公里。

依上述條件選取後，本次研究在單站分析方面採用 SSLB 測站所記錄到的 35 筆地震 (圖 2-1)，其基本資料表列於表 2-1。圖 2-2 (a) 至 (d) 所示分別為 NACB、TDCB、TPUB、YULB 之測站位置與該站選用地震之震央位置圖；在多站分析方面採用的地震則有 11 筆，如圖 2-3 所示，其基本資料表列於表 2-2。

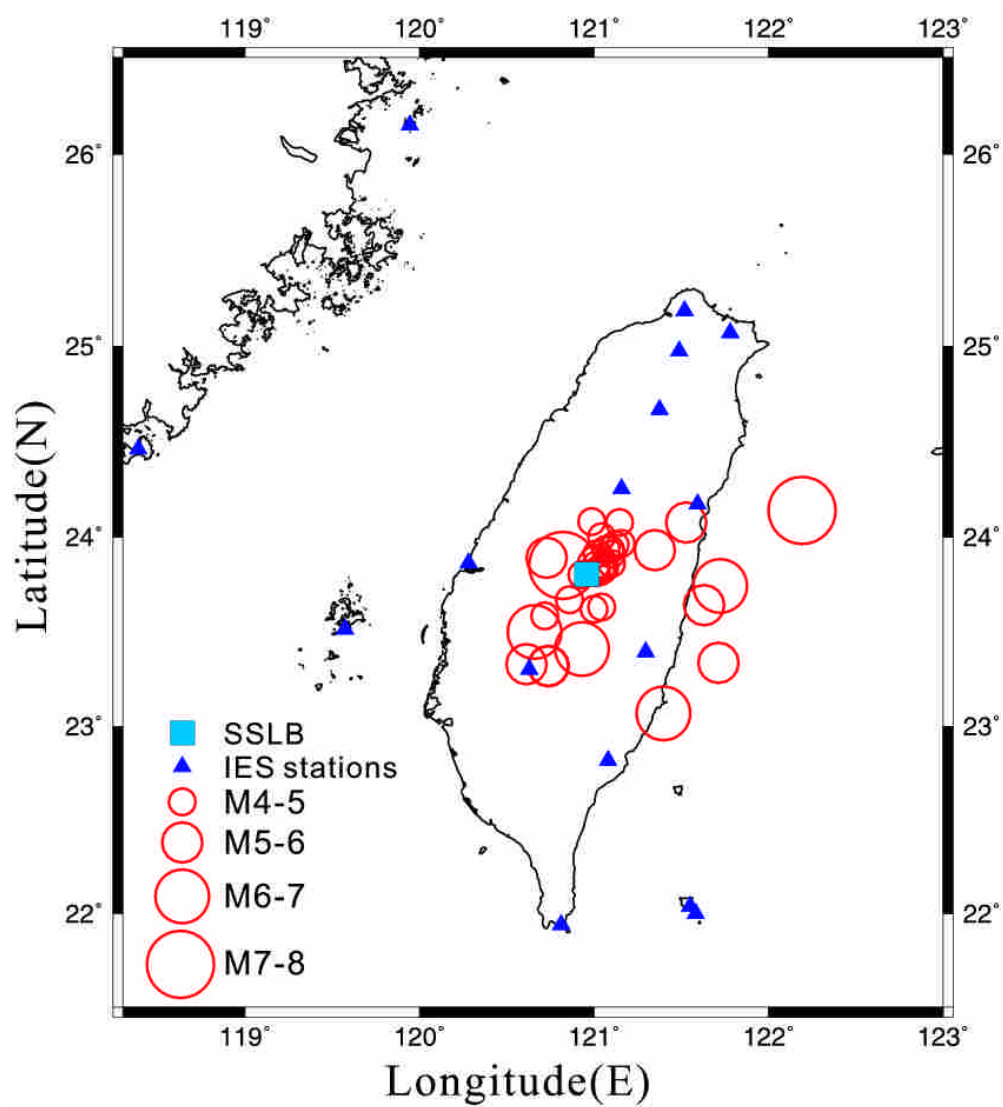


圖 2-1 中研院所設置之台灣寬頻地震網測站分布(以三角形表示)。方框為 SSLB 測站所在位置，紅色圓圈表示 SSLB 測站進行單站分析時所選用之 35 筆地震震央位置。

表 2-1 SSLB 測站所採用的 35 筆地震紀錄。

Date	Time	Lat. (N)	Long. (E)	Depth (km)	M	τ_c (sec)	Pd (cm)	M τ_c	M $_{Pd}$
1996/10/09	09:29:05	23.620	121.000	0.10	4.90	0.83	0.0095	5.36	5.07
1998/07/17	04:51:15	23.500	120.660	2.80	6.20	1.19	0.0128	6.00	6.18
1999/03/15	23:46:48	23.670	120.860	7.10	4.30	0.63	0.0032	4.89	4.13
1999/07/07	13:53:13	23.319	120.735	13.80	5.10	0.60	0.0012	4.81	4.67
1999/09/20	17:47:15	23.850	120.820	8.00	7.60	2.54	0.2241	7.32	7.33
1999/09/21	22:17:01	23.930	121.350	1.10	5.30	0.69	0.0101	5.05	5.99
2000/02/15	21:33:18	23.320	120.740	14.70	5.60	0.79	0.0026	5.28	5.27
2000/06/10	20:13:48	23.910	121.100	24.00	4.30	0.43	0.0010	4.21	3.86
2000/06/10	18:53:38	23.850	121.050	28.50	4.00	0.42	0.0012	4.20	3.99
2000/06/11	20:11:20	23.860	121.100	27.90	4.70	0.54	0.0024	4.61	4.57
2000/06/19	07:32:51	23.960	121.120	23.20	4.80	0.88	0.0038	5.48	4.99
2000/07/28	20:28:07	23.410	120.930	7.30	6.10	1.46	0.0357	6.35	6.93
2000/08/02	08:34:32	23.850	121.020	10.80	5.00	1.16	0.0162	5.96	5.15
2000/08/23	00:49:16	23.640	121.630	27.50	5.60	0.99	0.0041	5.68	5.91
2000/12/22	11:23:00	24.078	121.145	13.28	4.70	0.33	0.0011	3.75	4.20
2001/01/11	08:36:59	24.081	120.987	25.22	4.80	0.91	0.0012	5.53	4.30
2001/02/18	20:25:10	23.585	120.719	17.67	4.90	0.40	0.0075	4.10	5.59
2001/04/24	14:24:49	23.800	120.931	10.50	4.00	0.35	0.0038	3.88	3.73
2001/04/27	02:02:33	23.631	121.044	8.86	4.90	1.07	0.0182	5.81	5.67
2001/05/13	14:57:03	23.936	121.069	7.45	4.70	0.51	0.0050	4.52	4.68
2001/05/18	12:34:12	23.837	121.059	28.86	4.30	0.29	0.0019	3.52	4.35
2001/09/15	10:05:44	23.812	121.011	12.28	4.10	0.43	0.0038	4.23	3.99
2002/02/12	03:27:25	23.741	121.723	29.98	6.20	2.09	0.0183	6.98	7.16
2002/03/23	18:53:20	23.933	121.095	5.21	4.00	0.31	0.0020	3.65	4.01
2002/08/29	13:36:33	23.853	121.012	10.09	4.70	0.59	0.0092	4.79	4.66
2002/09/06	11:02:01	23.890	120.729	28.82	5.30	0.51	0.0039	4.51	5.13
2002/09/30	08:35:13	23.328	120.614	8.12	5.00	0.59	0.0020	4.77	5.14
2002/10/07	00:55:48	23.823	121.015	9.79	4.30	0.49	0.0042	4.45	3.93
2003/02/09	05:21:03	24.002	121.043	14.70	4.70	0.47	0.0015	4.44	4.10
2003/12/10	04:38:13	23.067	121.398	17.73	6.80	1.42	0.0078	6.31	6.54
2004/01/01	03:15:18	23.336	121.712	24.88	5.30	0.69	0.0098	5.08	6.38
2004/02/15	13:32:06	23.827	121.040	29.38	4.90	0.45	0.0135	4.39	5.72
2004/03/03	13:50:29	23.966	121.156	26.23	4.60	0.44	0.0016	4.34	4.36
2004/05/01	07:56:11	24.076	121.528	21.55	5.20	0.49	0.0023	4.51	5.09
2004/07/28	09:40:57	23.912	121.017	7.56	4.50	0.60	0.0052	4.84	4.56

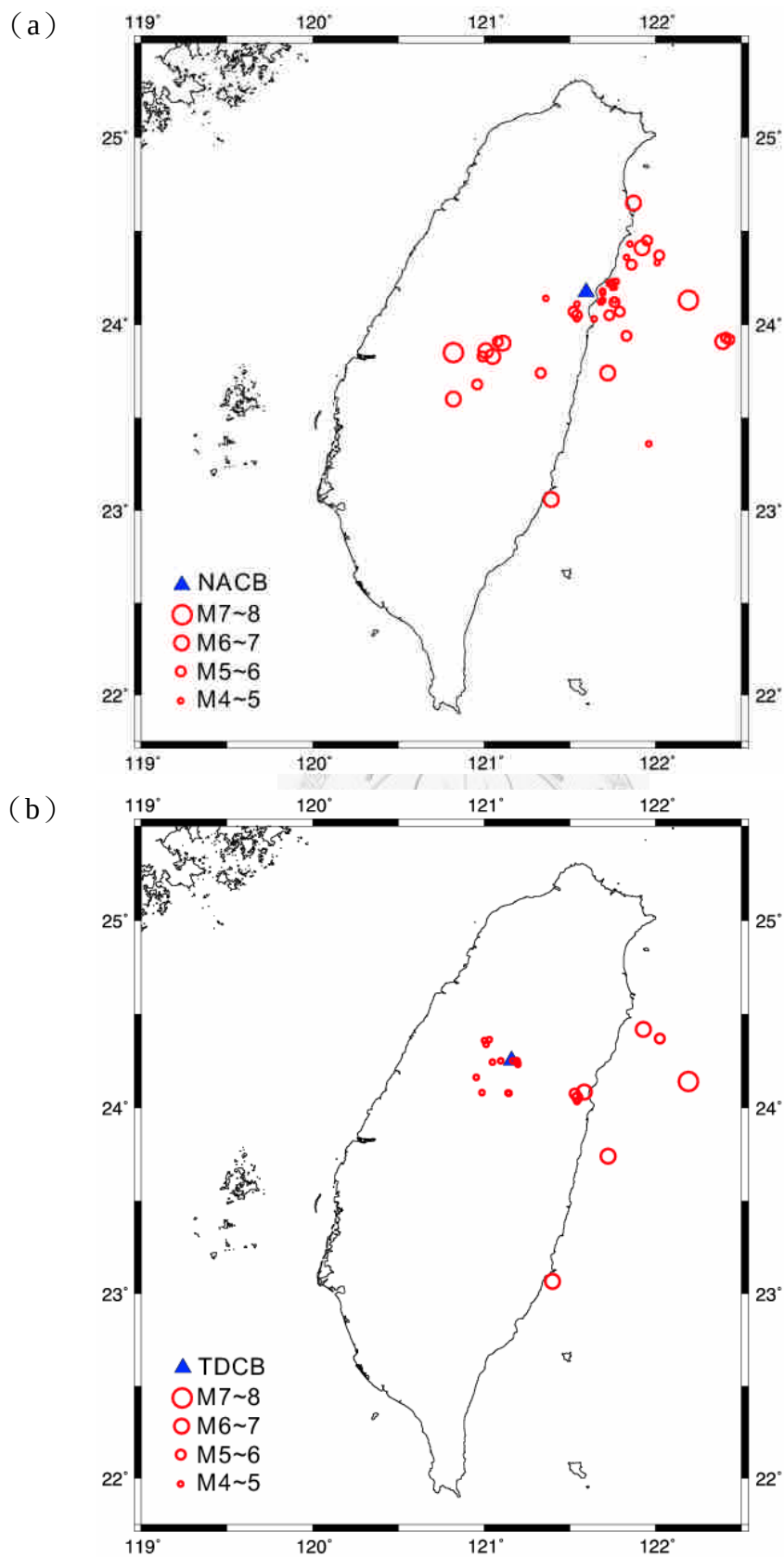


圖 2-2 (a)、(b) 所示分別為 NACB 與 TDCB 之測站位置 (以三角形表示)，該站選用地震之震央位置圖 (以圓形表示)。

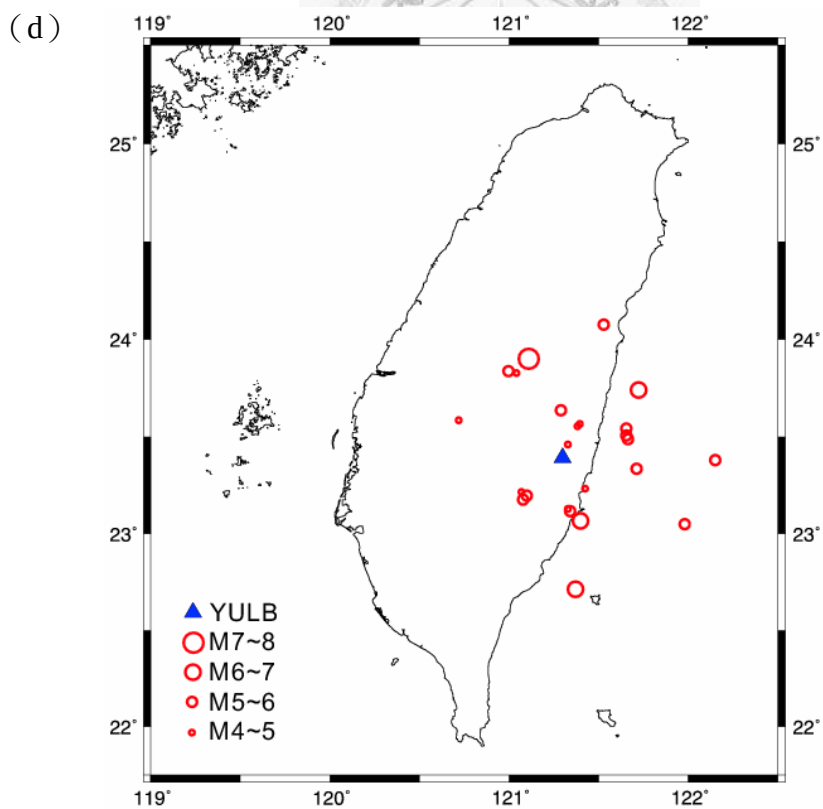
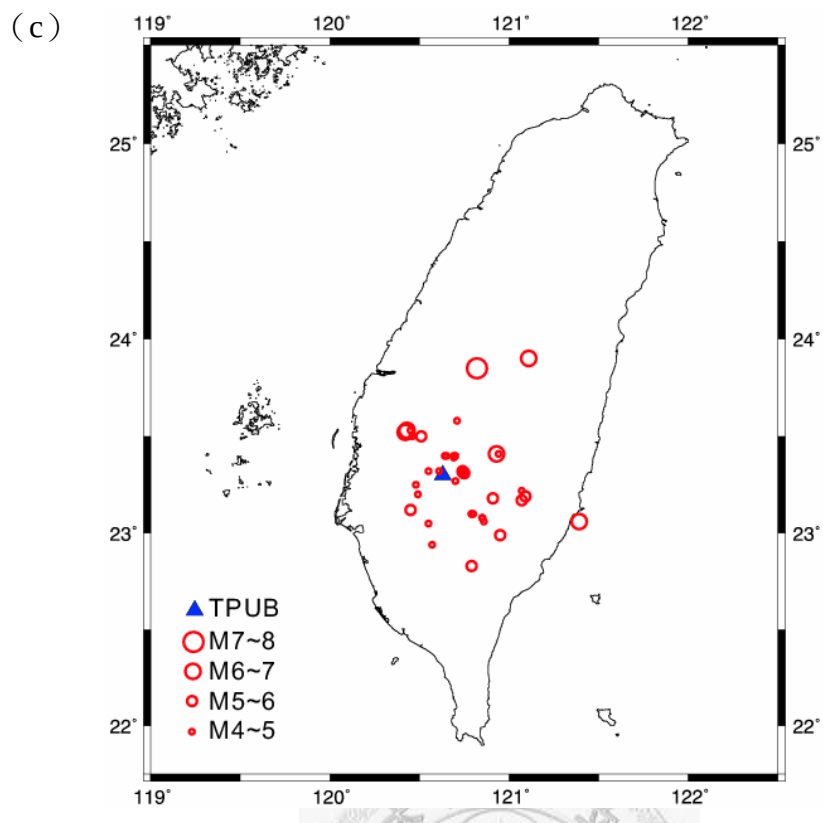


圖 2-2 (c)、(d) 所示分別為 TPUB 與 YULB 之測站位置 (以三角形表示)，該站選用地震之震央位置以圓形表示。

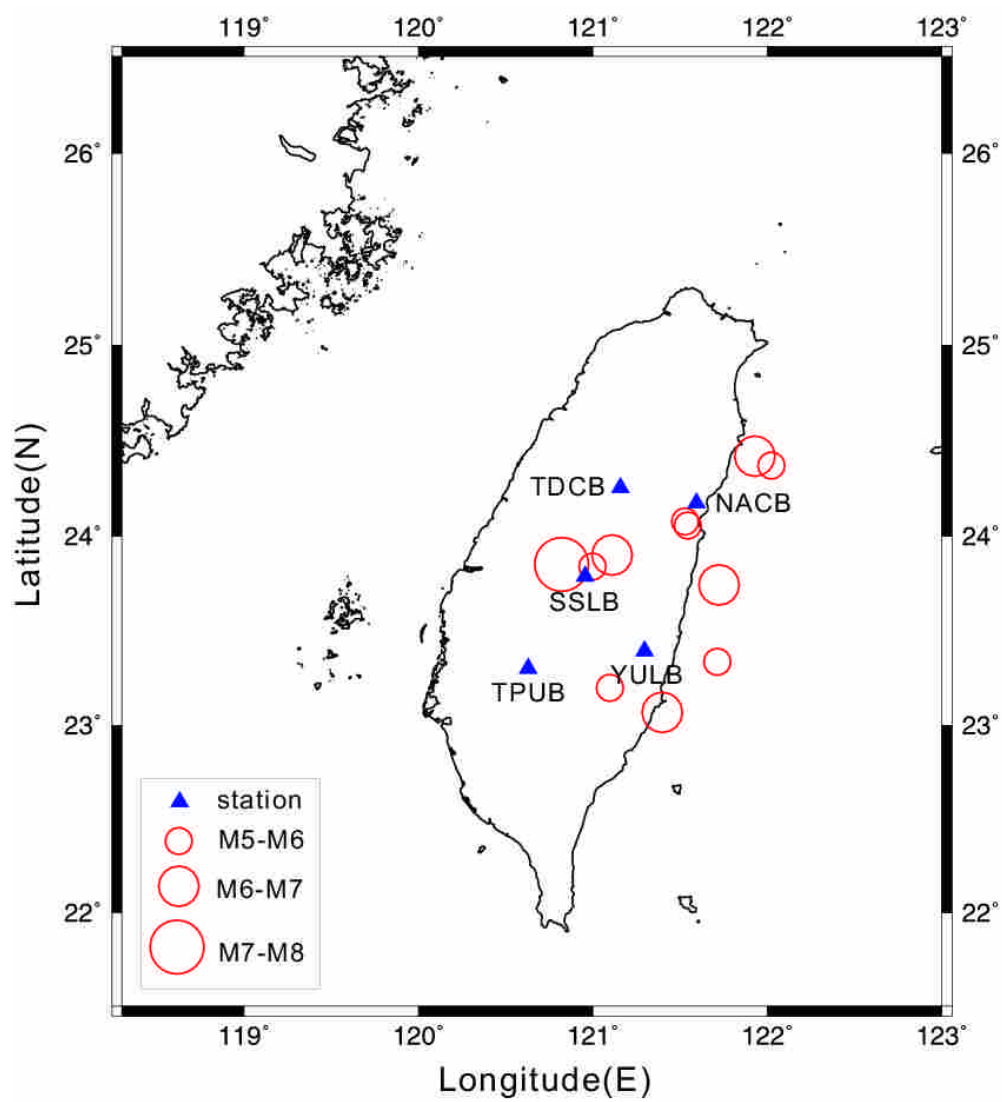


圖 2-3 本研究所選用測站之位置分布圖（以三角形表示）。紅色圓圈表示多站分析時所選用之 11 筆地震震央位置。

表 2-2 多站分析所採用之 11 筆地震。

Date	Time	Lat. (N)	Long. (E)	Depth (km)	M
1999/09/20	17:47:15	23.850	120.820	8.00	7.60
2000/06/10	18:23:29	23.900	121.110	16.20	6.40
2001/03/01	16:37:50	23.838	120.997	10.93	5.80
2001/06/14	02:35:25	24.419	121.928	17.29	6.30
2001/06/19	05:43:39	23.197	121.098	11.70	5.20
2001/06/30	04:07:37	24.055	121.543	23.37	5.00
2002/02/12	03:27:25	23.741	121.723	29.98	6.20
2003/06/09	01:52:50	24.370	122.023	23.22	5.70
2003/12/10	04:38:13	23.067	121.398	17.73	6.80
2004/01/01	03:15:18	23.336	121.712	24.88	5.30
2004/05/01	07:56:11	24.076	121.528	21.55	5.20

2.2 BATS 的簡介

世界地震觀測技術自1980年代開始邁向一個新紀元，當時寬頻地震儀的製作原理逐漸發展成熟，並進入實際量產階段（e.g., Wielandt and Streckeisen, 1982）。除了全球性的地震觀測網，如GSN及GEOSCOPE等，其分布世界各地的觀測站都已更新成最新一代的寬頻地震儀。各個區域性地震觀測網，如日本在東亞及西太平洋一帶籌建的Pacific 21/Freesia、美國的USNSN、加拿大的CNSN、南歐各國合作的MedNet、位於北歐的Orfeus、德國的GEOFON等，也都以裝設寬頻地震觀測站為主。由此可見，寬頻地震觀測設備已明顯地成為未來地震觀測的趨勢。

寬頻地震儀之紀錄頻率範圍較寬廣，感應器較為靈敏。以Streckeisen STS-2為例，其有效的低頻響應為128秒，而高頻部分則根據取樣速率來決定，在這個範圍內的儀器頻譜反應曲線為水平線（見圖2-4）。換言之，寬頻地震儀對高頻及低頻的信號具有相同的解析能力，在相同的背景雜訊條件下，其低頻部分的信號噪音比就會較傳統的地震儀高出許多。另一方面，24bits的動態範圍能捕捉來自遠震的微弱信號，可彌補傳統速度型紀錄之不足，也可完整記下發生在台灣地區的地震之波形（高弘，2001）。

由於寬頻地震波形資料的高解析能力，可廣泛應用在地震學的研究上。因此中央研究院地球科學研究所（Institute of Earth Sciences, IES）自1992年起與國內

外數個學術單位開始合作籌備設立「台灣地區寬頻地震觀測網」(Broadband Array in Taiwan for Seismology, 簡稱 BATS)。BATS 的建立是以多方面的學術研究為主要的考量,採用最先進的寬頻地震儀 Streckeisen STS-1 或 STS-2, 以及強震儀 SSA-320, 能同時將各種週期的地動型態以數位方式記錄下來。BATS 寬頻地震站的設站條件較為嚴格,其目的在盡量降低背景噪音,提高地震信號之辨識能力。第一個觀測站於 1994 年底建成,目前地球所已在台灣地區陸續建立 17 個永久寬頻地震觀測站,其地震紀錄藉由中華電信的訊框傳輸系統近即時地將資料傳回中研院地科所,整個觀測網涵蓋台灣地區將近 350 x 400 公里的區域,對研究台灣地區的地震震源參數以及深部之地體構造提供了最佳的資料來源。

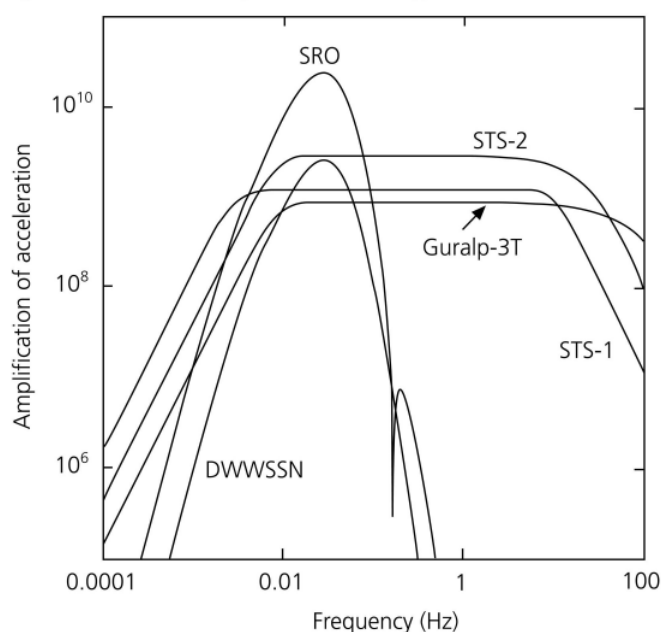


圖 2-4 寬頻地震儀的儀器頻譜反應曲線 (Seth and Michael, 2003)

2.3 前人研究與研究方法

於地震發生初期決定地震位置及地震規模,為地震預警中之關鍵技術,過去已經有許多學者從事這方面的工作 (Nakamura, 1988; Sambridge, 1999; Odaka *et al.*, 2003; Rydelek and Pujol, 2004; Kanamori, 2005; Wu and Kanamori, 2005a; Wu *et al.*, 1998, 1999, 2002, 2006a, 2006b; Georgia, 2005)。本節將介紹前人之相關研究,列舉如下:

2.3.1 規模之估算

對於現地型預警系統來說，是利用 P 波的傳遞速度較 S 波快，由分析 P 波的資訊作為預警之判斷，而且著重於估算地震規模以及震動強度。

(1) τ_c 方法

一般來說，地震初始運動的週期反應出地震大小。Nakamura (1988) 所發展的方法，是使用地表速度紀錄不斷地做遞迴積分，求出其地動的卓越週期來代替初動週期。而 Kanamori (2005) 將 Nakamura (1988) 的方法加以改良，得出 τ_c 方法。從三向地震紀錄中取出垂直向的地表位移 ($u(t)$) 和垂直向的速度 ($\dot{u}(t)$)，並依下列公式 (2-1) 計算比率 r 。

$$r = \frac{\int_0^{\tau_0} \dot{u}^2(t) dt}{\int_0^{\tau_0} u^2(t) dt} \quad (2-1)$$

從 P 波到達測站後開始積分，其積分區間為 0 秒到 τ_0 秒。通常設定 τ_0 為 3 秒，再利用 Parseval 定理 (一個時間序列在時間域上的總能量等於頻率域上的總能量) 換算 (2-1) 式，

$$r = \frac{4\pi^2 \int_0^\infty f^2 |\hat{u}(f)|^2 df}{\int_0^\infty |\hat{u}(f)|^2 df} = 4\pi^2 \langle f^2 \rangle \quad (2-2)$$

其中， f 表示頻率， $\hat{u}(f)$ 是地表位移 ($u(t)$) 的頻率域函數， $\langle f^2 \rangle$ 為平均頻率。

因此推得 $\tau_c = \frac{1}{\sqrt{\langle f^2 \rangle}} = \frac{2\pi}{\sqrt{r}}$ 。

之後我們便用 τ_c 來代表 P 波初始振動三秒內之平均週期，當 τ_c 越大，則地震就越大 (圖 2-5)。

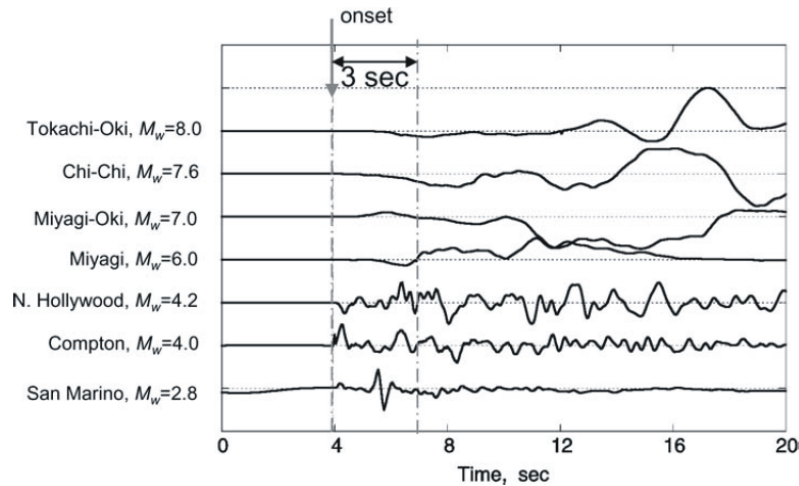


圖 2-5 七個不同規模的地震初始波形(Kanamori, 2005)。觀察到站三秒內的週期，規模越大的地震，有週期越長的趨勢。

(2) *Pd* 方法

Wu and Kanamori (2005a, 2006b) 在文章中定義 *Pd* 是 *P* 波在到達測站後三秒內的最大地表位移。以台灣強震觀測網 (TSMIP) 與南加州地震網 (SCSN) 的地震資料作分析，發現 *Pd* 與地震的最大地表速度 (*PGV*) 呈現對數線性關係 (如圖 2-6)，又地震震度的估計是以 *PGV* 作為指標 (Wu *et al.*, 2003)，因此我們可以由 *Pd* 去推算 *PGV*，進而估計出震度，一個標準偏差為一個震度階(Wu *et al.*, 2006b)。

另一方面，*Pd* 亦可以用來估計規模。當我們計算出地震波振幅隨距離衰減的關係式 (形式如 $\log(R) = a \cdot M + b \cdot \log(Pd) + c$ ，*Pd* 為地震波位移振幅，*R* 為震源距離，*M* 為規模) 後，*Pd* 可從地震儀記錄之波形獲得，再利用區域預警的方式得到 *R*，則可推得 *M*。

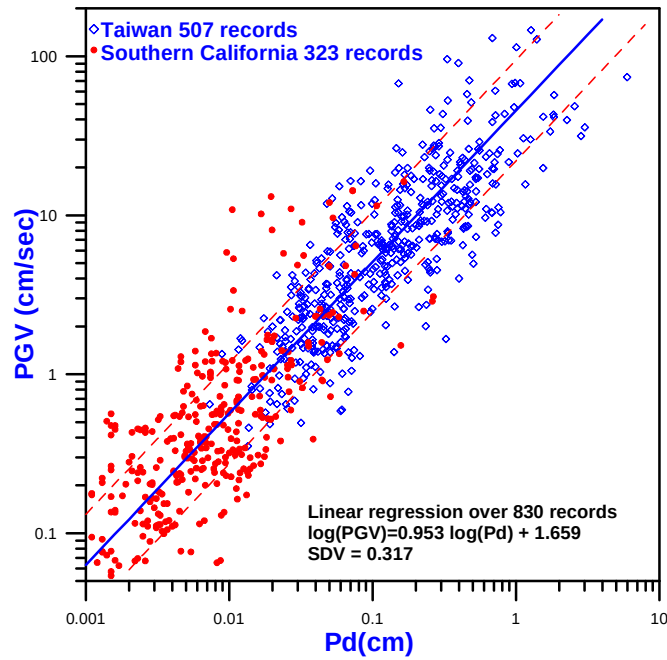


圖 2-6 Pd 與 PGV 的對應關係圖 (Wu *et al.*, 2006a)。選取震央距離在一百公里以內的地震 (南加州地震以紅點標記, 台灣地震以藍點標記), 計算三秒內最大位移振幅及地表最大速度。實線表示由最小平方方法所得到的最佳方程式, 兩條虛線表示加減一個標準差的範圍。

2.3.2 地震位置之估算

在地震預警系統中, 除了要快速估計規模外, 還要能夠獲得地震位置的資訊。除了傳統的定位法外, 前人研究中也指出相當多的方法可以快速估計地震位置, 當中包括只使用單一測站或是兩測站來定位, 本節將一一介紹如下。

(1) 標準的地震定位法主要是利用至少三個測站及四個震波到時, 逆推地震的震源座標 (x, y, z) 及發震時間 (t) 四項參數。由於震波在非均勻介質中傳遞時, 走時與距離之間是個複雜的非線性問題, 可利用 Geiger (1912) 的計算方式將其簡化成線性關係。因此地震定位使用的運算方程式如下:

$$t_n - t_0 = \frac{\sqrt{(x_n - x_0)^2 + (y_n - y_0)^2 + (z_n - z_0)^2}}{V(x, y, z)} \quad (2-3)$$

V : 震波傳遞速度

t_0 、 x_0 、 y_0 、 z_0 : 地震發生的時間與位置。

t_n 、 x_n 、 y_n 、 z_n ：震波到達測站的時間與測站位置。

當地震位置決定好之後，規模就能從特定波相的最大地動振幅去計算出（例如 m_b 是由體波決定， M_s 由表面波決定， M_L 對本地地震而言則主要由 S 波決定）。但是這樣的一項地震定位標準流程因為要有多站的觀測到時和最大振幅才能完成，所需要花費的時間太多，已失去地震預警的目的，所以我們必須尋求更快速的方法。

(2) 為了爭取預警時間，Nakamura (1988) 利用單一測站可取得的地震波資訊，分析地震來的方向及其震波傳遞距離的方法來估算震央位置，該方法是運用垂直及水平分量之地動訊號之交相關函數求取地震波之入射方位角。垂直及水平分量地動訊號之交相關函數，由以下公式所求得：

$$(R_{ud,ew})_i = \alpha(R_{ud,ew})_{i-1} + (X_{ud})_i(X_{ew})_i \quad (2-4)$$

$$(R_{ud,ns})_i = \alpha(R_{ud,ns})_{i-1} + (X_{ud})_i(X_{ns})_i \quad (2-5)$$

其中， $(R_{ud,ew})_i$ 為第 i 點垂直與東西分量之交相關函數， $(R_{ud,ns})_i$ 為第 i 點垂直與南北分量之交相關函數， $(X_{ud})_i$ 為第 i 點垂直分量之地動訊號， $(X_{ew})_i$ 為第 i 點東西分量之地動訊號， $(X_{ns})_i$ 為第 i 點南北分量之地動訊號， α 為平滑常數(0.0 - 1.0)。由公式 (2-4) 及 (2-5) 求得交相關函數之後，再代入下式，即可求得地震波入射之方位角 θ 。

$$\theta_i = \tan^{-1} \frac{(R_{ud,ew})_i}{(R_{ud,ns})_i} \quad (2-6)$$

另外，由地震波振幅 (Ap) 隨距離衰減之關係式可以推算地震波傳遞之距離 (R)。以一般地震波而言，其振幅之對數值與地震規模 (M) 成正比，與地震波傳遞距離之對數值成反比。因此，在已知 Ap 大小及規模值時，地震波傳遞之距離可由下式估算：

$$\log(R) = a \cdot M + b \cdot \log(Ap) + c \quad (2-7)$$

上式中的 a 、 b 及 c 為常數項，可由求 Ap 之衰減關係時，事先計算出。結合震央方位角及地震波傳遞之距離，便能初步推估地震位置。

(3) Odaka *et al.* (2003) 提出一個新方法，可從短時間內（3 秒）的單一地震紀錄去估計震央距離。為了要量化各個觀測波形的不同，採用一個簡單的方程式：

$$Acc(t) = Bt \cdot \exp(-At) \quad (2-8)$$

其中 t 是指 P 波到後之時間， $Acc(t)$ 為加速度振幅， B 定義為 P 波初始振幅的斜率， A 則與振幅隨時間的變化值相關。 A, B 值可由求最初波形的包絡線中，以最小平方法計算出。

從 K-NET 收錄的地震波形中，發現當 $A > 0$ 時，初始振幅快速地增加（即 $B > 0$ ）而在 P 波到後振幅則迅速地衰減，是典型的小地震性質；反之，當 $A < 0$ 時，振幅隨時間呈指數性增加，是大地震的一項特徵。另外還發現 $\log B$ 與震央距之對數值成反比，即 P 波初始振幅的包絡線斜率越小，則震央距離越遠。為了縮短估計震央距的運算時間，使用 2 秒去計算 $\log B$ ，得到的值與用 3 秒計算之值近乎相同。但取 1 秒得到的 $\log B$ ，其資料分散程度比 2 或 3 秒大，因此認為取 2~3 秒來計算 B 值較為適當。

至於地震的來向，可從地震紀錄中兩水平向（東西向、南北向）的比值和垂直向的粒子極化方向得到（如同 UrEDAS 系統中使用的方法），那麼就能估計地震位置了。

(4) Voronoi cells (Sambridge, 1999) 是依地震觀測網中各測站分布的幾何型態所劃分出來的。地震發生後，地震波向四面八方傳遞，假設 P 波波速相同，第一個收到震波的測站，一定是最靠近地震震央的測站，因此每個測站都能在其周圍畫出一個多邊形（即 Voronoi cells），其邊界上發生的地震則為兩邊的測站同時收到震波。換句話說，若一個地震發生後，由 A 測站首先收到地震波，則地震震央一定位於 A 測站的 Voronoi cell 中。隨著觀測網的測站設置密度越稠密，Voronoi cells 的面積就會越小，對於地震位置的約束也就越強。

依循相同模式，在台灣地區也可以由寬頻測站分布之幾何型態繪出專屬的 Voronoi cells（圖2-7），目前在台灣本島內的測站分布最稠密，外島只有零星分布的六個測站，因此在估計震央時，我們可以預期發生在本島外的地震比較容易有誤差出現。

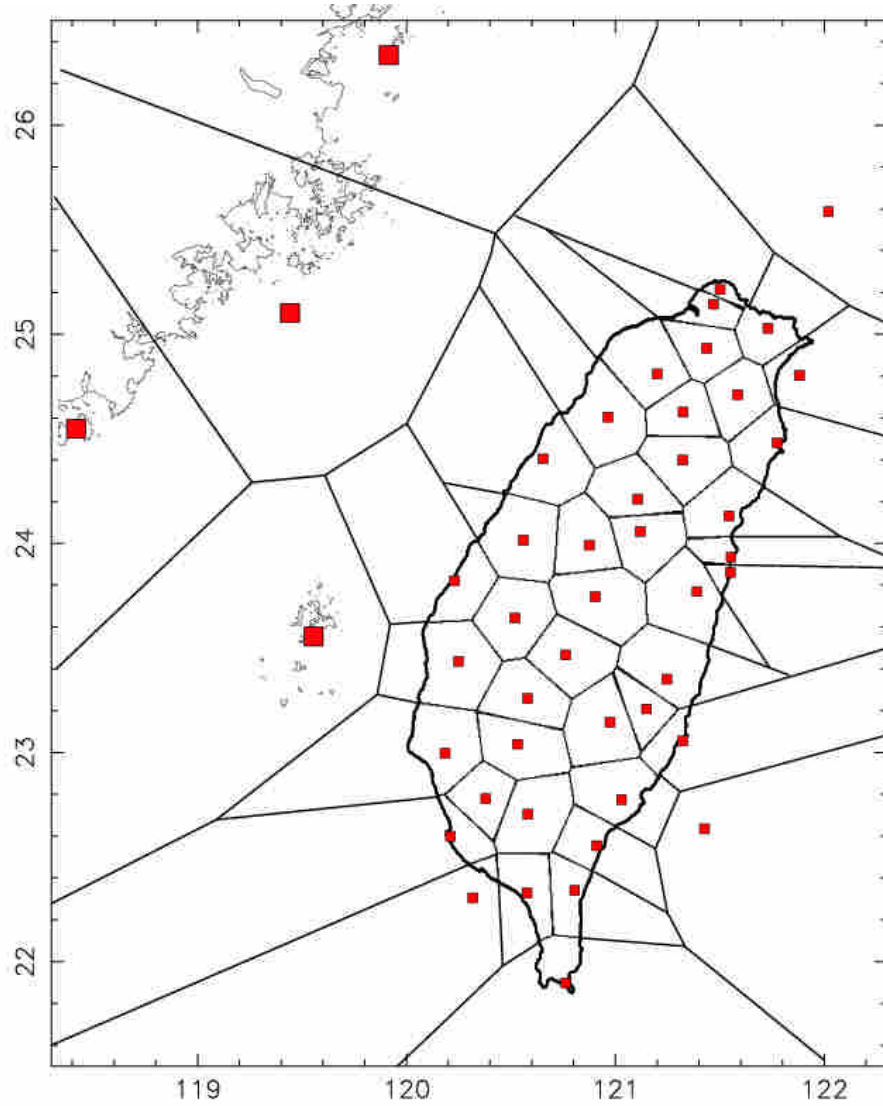


圖 2-7 BATS 所有測站的 Voronoi cells。在台灣島內，因測站較稠密，故 Voronoi cells 面積較小，在估計地震位置方面會比較準確；相對地，在外海的測站較少，其 Voronoi cells 面積較大。

(5) 若使用兩個測站估算地震位置，Rydelek and Pujol (2004) 運用其他測站尚未收到地震波的概念，幫助最先偵測到地震波的兩站快速定位地震。假設地震發生後，最先收到 P 波的兩個測站標示為 1、2，其 P 波到時分別為 t_1 、 t_2 ，與震源之距離分別為 d_1 、 d_2 ，於是推得下式

$$d_2 - d_1 = V(t_2 - t_1) \quad (2-9)$$

其中 V 代表 P 波的速度。我們可以發現等式右邊是一個常數，恰好符合雙曲線的定義：曲線上任一點到兩焦點的距離之差為一常數。於是震央一定落在以測站

1 和 2 為兩焦點所描繪出的雙曲線上。另外受到其他測站還未收到 P 波的限制，所以雙曲線會被限制在某一小線段上，便能以此大略估算出地震所在位置了（如圖 2-8）。

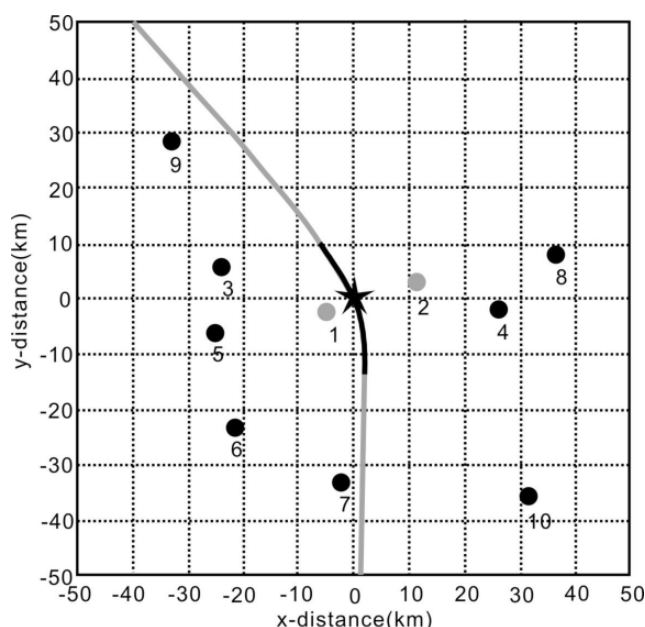


圖 2-8 兩站子陣列法的概念圖（Rydelek and Pujol, 2004）。隨機放置十個地震觀測站（以圓點表示）在 100 km x 100 km 的座標系中，假設地震發生在座標（0,0）的位置（以星號表示），測站編號依收到 P 波的順序標示，最先收到的測站為灰色圓點 1、2，以這兩個測站為焦點所描繪出的雙曲線用灰色曲線表示，再加上測站 3、7 還未有 P 波到達的限制條件，此方法估算之震央位置就會落在黑色線段上。若震央位置是落在黑色線段外，則最先收到 P 波的兩測站會變成 1、3 或是 1、7，所繪製出的雙曲線就會不同於灰色曲線。

地震預警中，配合 Voronoi cells 的概念與傳統定位方法，可隨時間之長短提供不同精確度的地震位置。由前人研究方法，更可將地震位置之估計誤差縮小在 10 公里以內，對於預警系統而言，這樣的精確度已足夠。因此，本文主要的研究方向為以 τ_c 及 Pd 方法在規模估計之運用。

第三章 研究結果

3.1 單一測站之分析

BATS 中雙龍站 (SSLB) 為離集集大地震最靠近的測站，因此，我們選取了該站的 35 筆地震紀錄根據前章所述之方法進行分析。首先利用程式計算出每筆地震紀錄三秒內的 τ_c 值，再分別對應其地震規模作圖 (如圖 3-1)，經過回歸分析後，得出 τ_c 與規模的最佳關係式，如下：

$$M = 3.723 \cdot \log(\tau_c) + 5.673 \quad (3-1)$$

再依據此式，由 τ_c 推估地震規模，在本研究中以 $M\tau_c$ 標示，並分析其與實際規模 M 的差異 (如圖 3-2)。 $M\tau_c$ 與 M 呈現 1:1 的對應關係，其標準差為 0.48 規模單位，相關係數為 0.85。

我們將地震規模、震源距離和 Pd 作回歸分析，求得 Pd 隨距離衰減之關係式 (如圖 3-3)。所用的關係式如下：

$$\log(Pd) = -3.688 + 0.605 \cdot M - 1.101 \cdot \log(R) \quad (3-2)$$

再由此衰減關係式由 Pd 估算規模，以 M_{pd} 標示。結果顯示 M_{pd} 與 M 亦呈現 1:1 關係，標準差為 0.40 規模單位，相關係數為 0.88 (如圖 3-4)。

並利用相同的方法分析其他站之紀錄 (NACB、TDCB、TPUB、YULB)，將各站結果簡列於表 3-1，詳細結果作圖列於附錄一中 (圖 A1-1 至圖 A1-16)。

表 3-1a 各測站 τ_c 與 M 之關係之分析結果。

	τ_c 與 M 之對應關係式	$M\tau_c$ 與 M 標準差
NACB	$M = 3.667 \cdot \log(\tau_c) + 5.325$	0.69
TDCB	$M = 4.071 \cdot \log(\tau_c) + 5.327$	0.69
TPUB	$M = 4.499 \cdot \log(\tau_c) + 5.412$	0.62
YULB	$M = 2.878 \cdot \log(\tau_c) + 5.479$	0.48

表 3-1b Pd 、 M 與 R 之關係及 M_{pd} 之估計誤差範圍。

	Pd 衰減關係式	M_{pd} 與 M 標準差
NACB	$\log(Pd) = -3.777 + 0.657 \cdot M - 1.242 \cdot \log(R)$	0.47
TDCB	$\log(Pd) = -3.535 + 0.526 \cdot M - 0.897 \cdot \log(R)$	0.77
TPUB	$\log(Pd) = -3.782 + 0.899 \cdot M - 1.944 \cdot \log(R)$	0.35
YULB	$\log(Pd) = -3.798 + 0.725 \cdot M - 1.355 \cdot \log(R)$	0.45

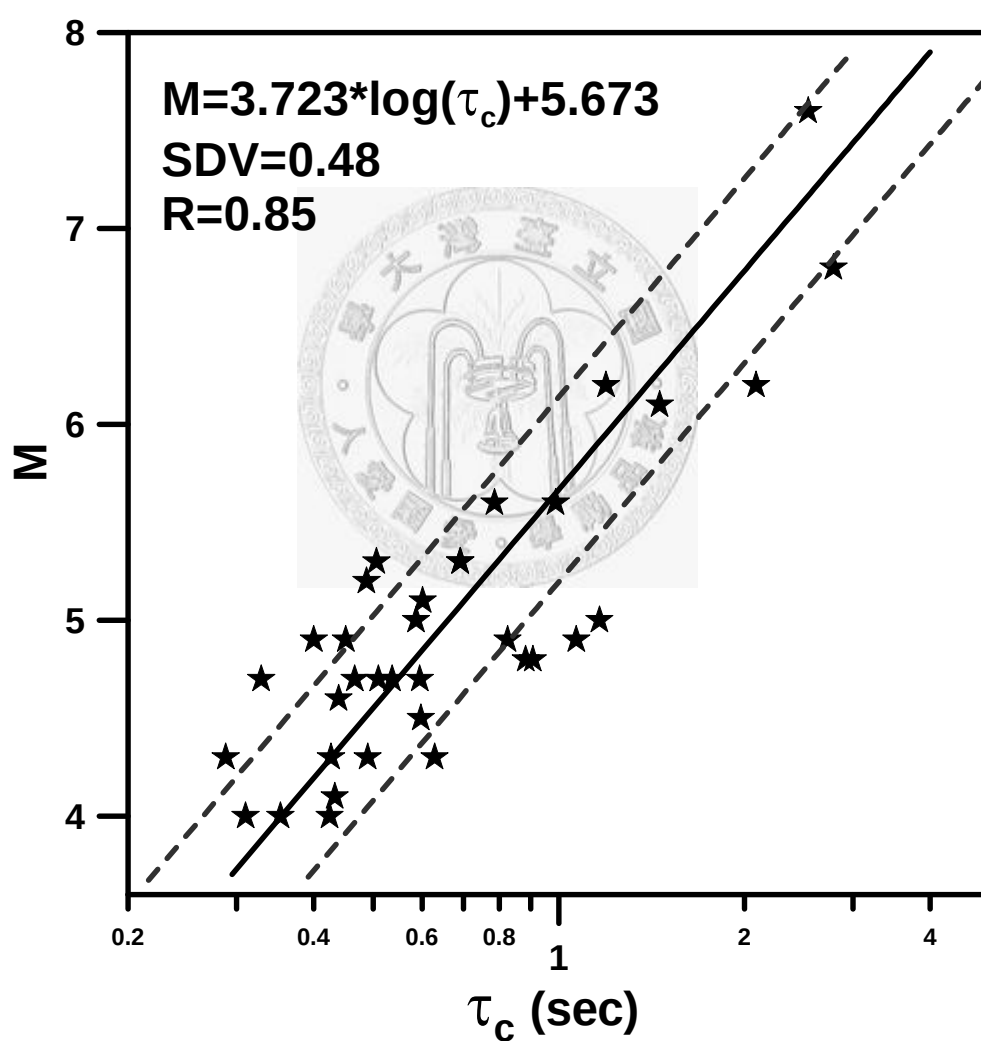


圖 3-1 τ_c 與 M 之對應關係圖。SSLB 測站收到的 35 筆地震（以星號表示），最佳關係式為 $M = 3.723 \cdot \log(\tau_c) + 5.673$ ，標準差為 0.48，相關係數為 0.85。

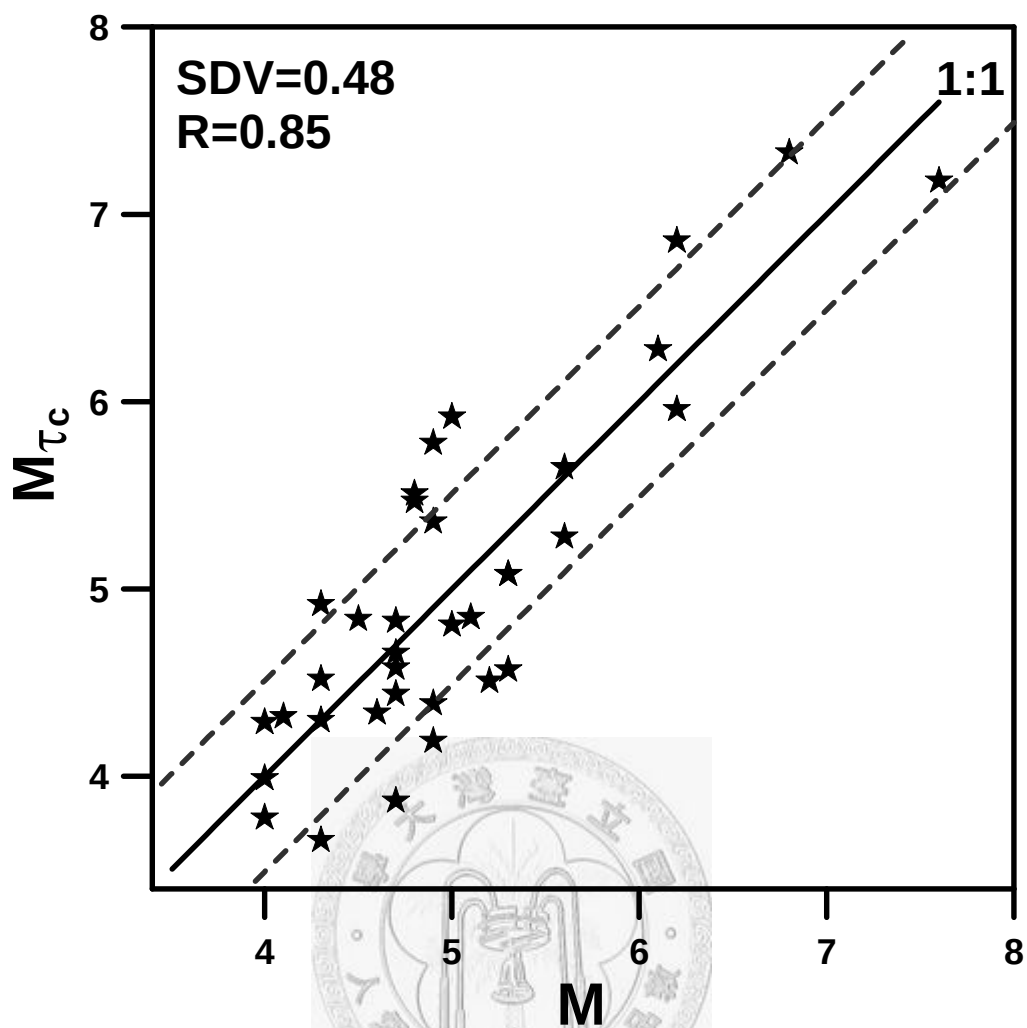


圖 3-2 $M\tau_c$ 與 M 之對應關係圖。SSLB 測站收到的 35 筆地震（以星號表示），其 $M\tau_c$ 與 M 呈現 1:1 的對應關係，標準差為 0.48 規模單位，相關係數為 0.85。

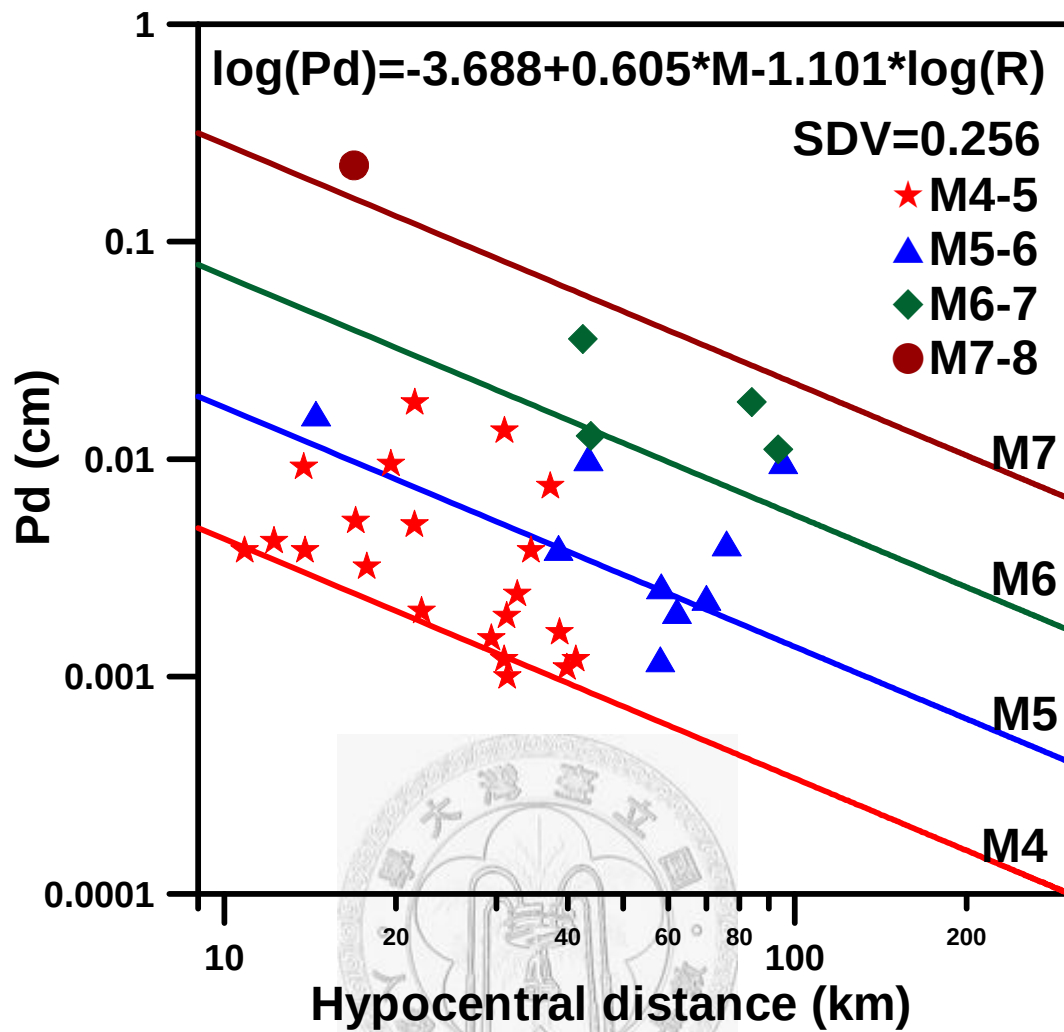


圖 3-3 Pd 之觀測值及規模 4, 5, 6 及 7 之回歸曲線 (SSLB 站)。 Pd 隨距離衰減之關係式為 $\log(Pd) = -3.688 + 0.605 \cdot M - 1.101 \cdot \log(R)$ 。

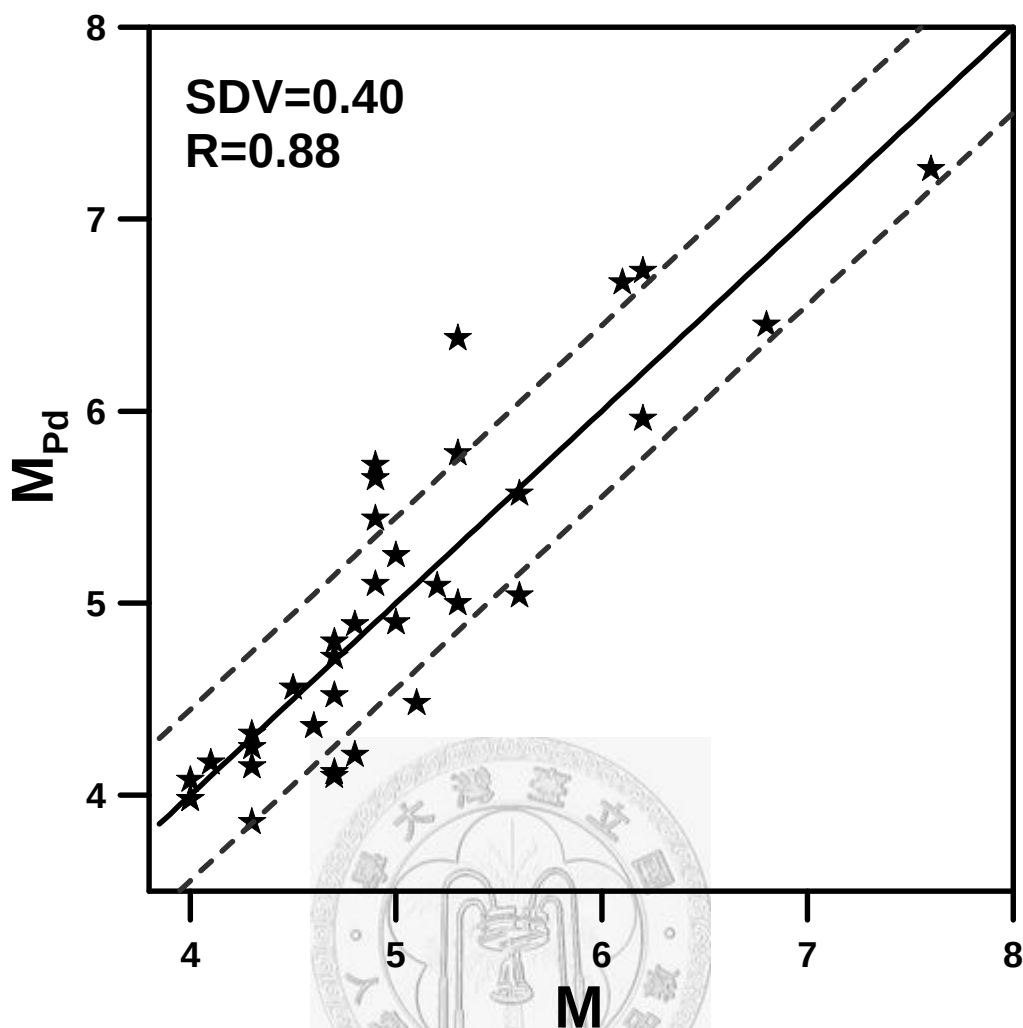


圖 3-4 M_{pd} 與 M 之對應關係圖。SSLB 測站收到的 35 筆地震（以星號表示），其 M_{pd} 與 M 呈現 1:1 的對應關係，標準差為 0.40 規模單位，相關係數為 0.88。

3.2 多測站之分析

除了單一測站之研究外，我們依照同樣方法，進一步地了解以多個測站進行分析之結果。多個測站同時記錄到的地震共有 11 筆，皆屬於規模五以上的地震，我們將同一地震的所有測站紀錄計算之 τ_c 加以平均，得出 $\log(\tau_c)$ 與 M 的最佳關係式為 $M = 3.805 \cdot \log(\tau_c) + 5.595$ （如圖 3-5）。 $M\tau_c$ 與 M 呈現 1:1 的對應關係，標準差為 0.58 規模單位，相關係數為 0.79（如圖 3-6）。

圖 3-7 所示為 11 個地震經過多站平均之後得到的 M_{pd} 與實際規模 M 之比較圖， M_{pd} 與 M 呈現 1:1 的對應關係，標準差為 0.47 規模單位，相關係數為 0.84。

此外，我們也將五個測站分別進行單站研究所得之 M_{pd} 全部標示在圖 3-7 中，在 $M_{pd} > 6$ 時發現 M_{pd} 有趨近規模飽和的現象。

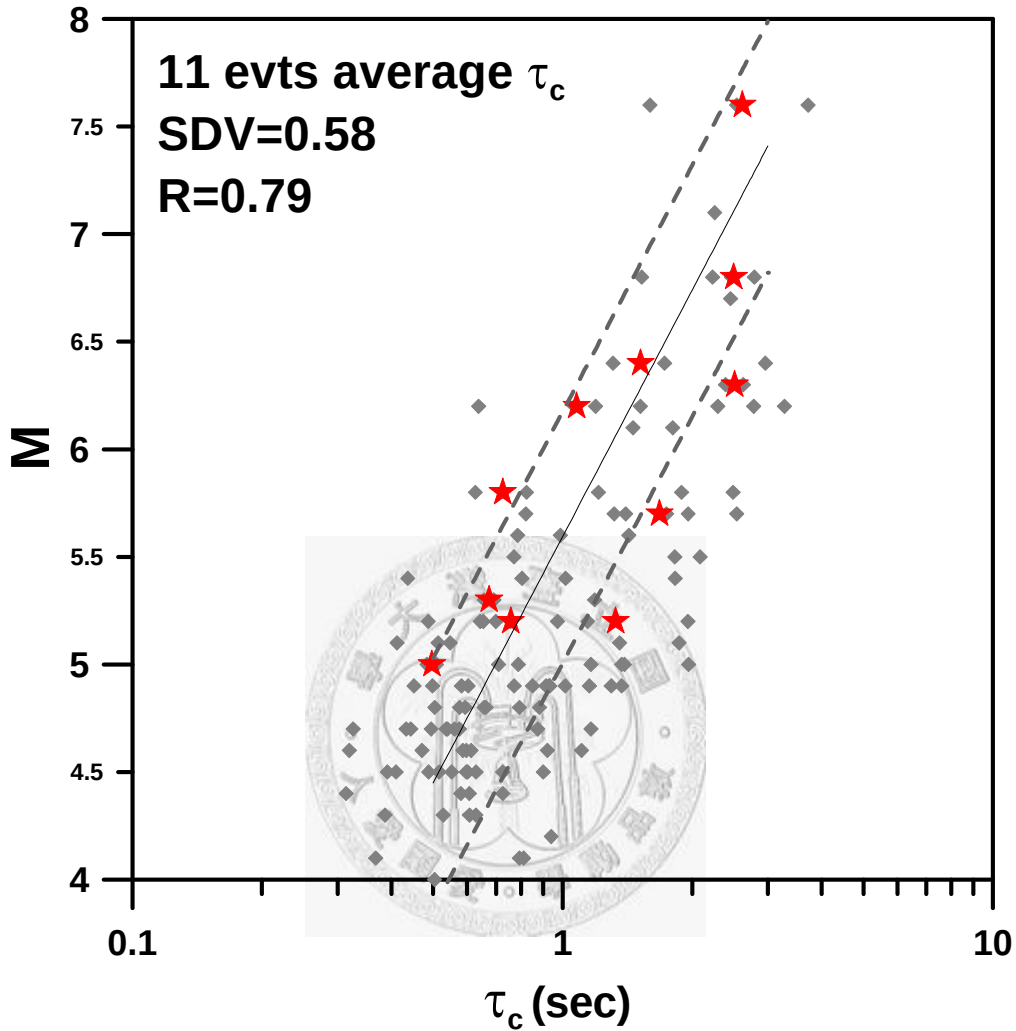


圖 3-5 τ_c 與 M 之對應關係圖。灰色菱形表示單一測站個別之計算值（即五個測站分別進行單站研究時使用之所有資料點），紅色星號表示多個測站同時記錄到的 11 個地震之平均 τ_c 值，實線表示 11 個地震之平均 τ_c 與地震規模之回歸線，兩條虛線為加減一個標準差的範圍，其標準差為 0.58，相關係數為 0.79。

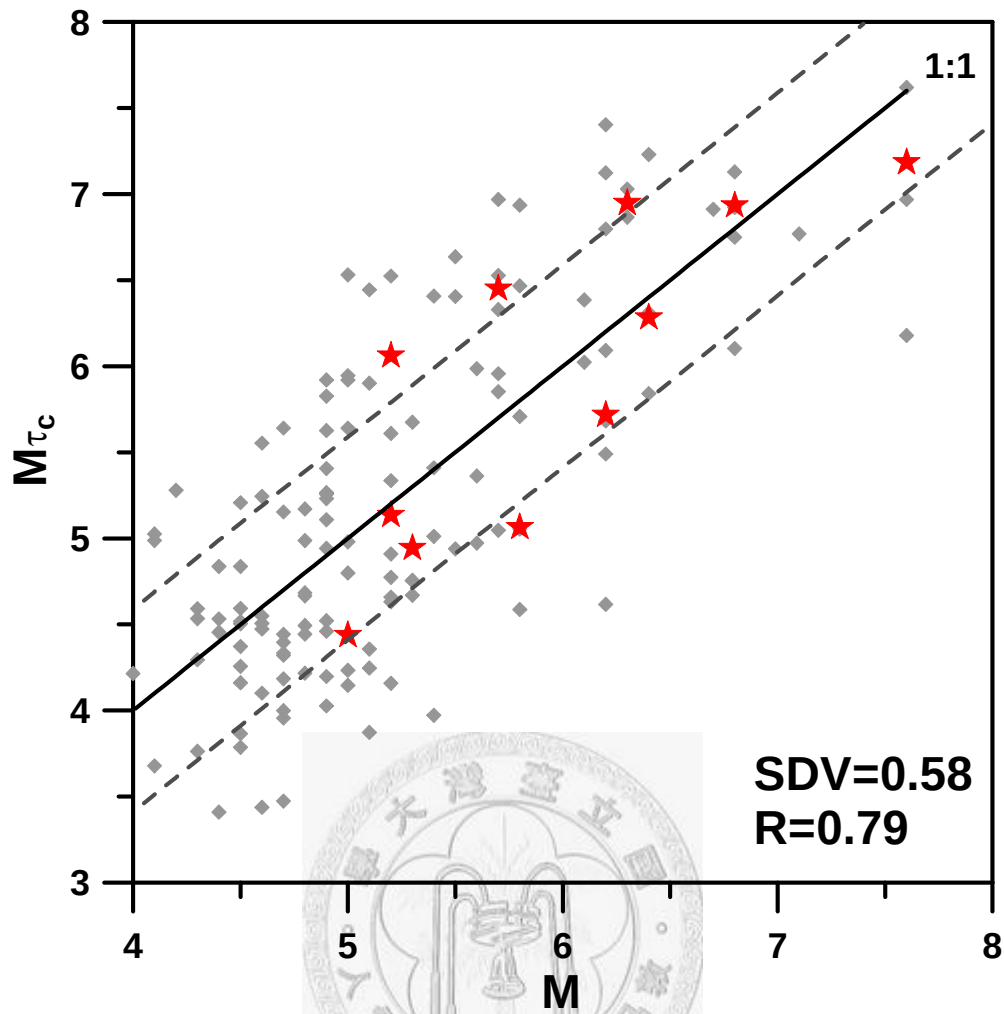


圖 3-6 $M\tau_c$ 與 M 之對應關係圖。灰色菱形表示所有單一測站之 $M\tau_c$ 估計值（即五個測站分別進行單站研究時所估計之 $M\tau_c$ ），紅色星號表示多個測站同時記錄到的 11 個地震之 $M\tau_c$ 估計值。實線表示 11 筆地震 $M\tau_c$ 與 M 之回歸線，兩條虛線為加減一個標準差的範圍。11 筆地震之 $M\tau_c$ 與 M 呈現 1:1 的對應關係，標準差為 0.58 規模單位，相關係數為 0.79。

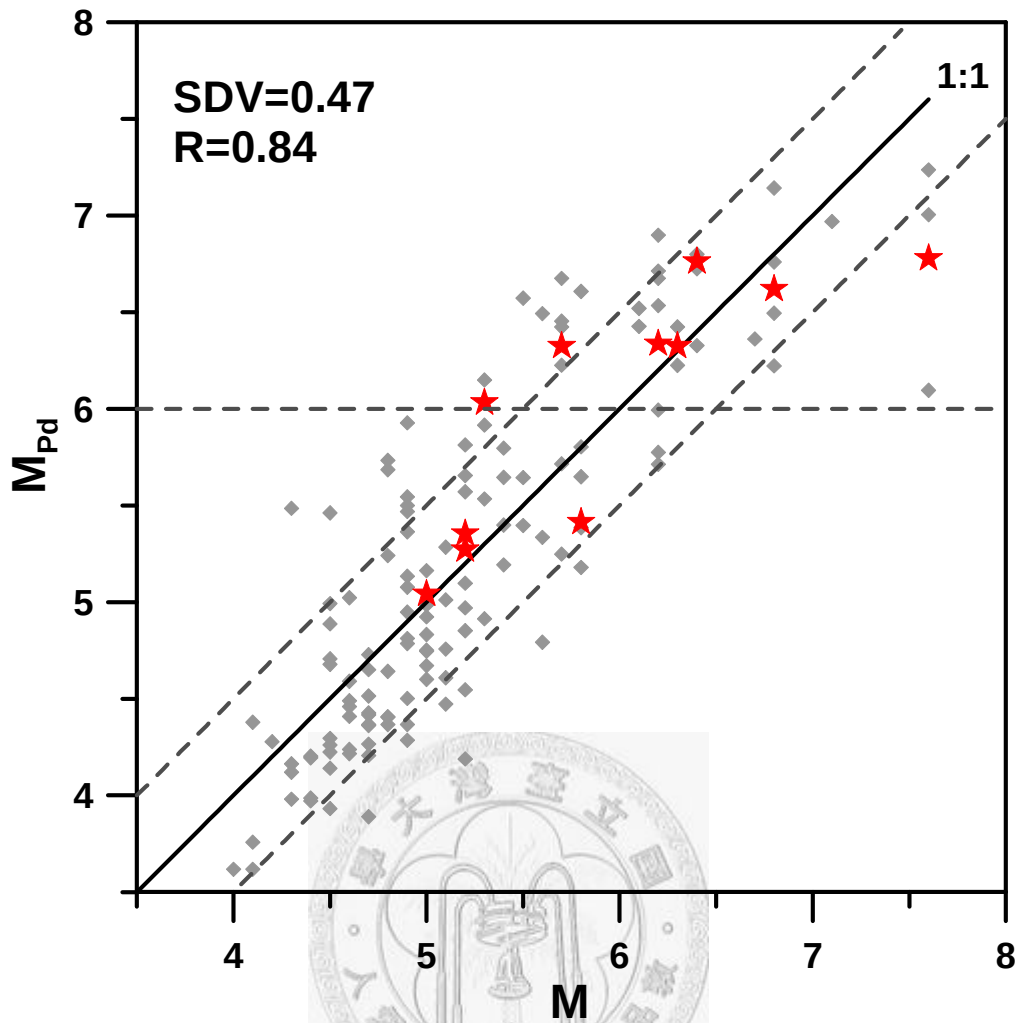


圖 3-7 M_{pd} 與 M 之對應關係圖。紅色星號表示多個測站同時記錄到的 11 個地震之 M_{pd} 估計值，實線表示 11 筆地震 M_{pd} 與 M 之回歸線，兩條虛線為加減一個標準差的範圍。11 筆地震之 M_{pd} 與 M 呈現 1:1 的對應關係，標準差為 0.47 規模單位，相關係數為 0.84。灰色菱形表示所有單一測站之 M_{pd} 估計值（即五個測站分別進行單站研究時所估計之 M_{pd} ），當 $M_{pd} > 6$ 時， M_{pd} 有趨近規模飽和的現象。

第四章 討論

對於地震預警研究中，最重要的問題在於我們能否從破裂過程的初期特徵去預估地震規模的大小。然而，目前科學界對於地震的破裂過程仍未有定論，cascade model 為較普遍的想法。其假設地震的破裂源自於一個小斷層的滑移，接著此破裂繼續沿斷層面發展，直到沒有足夠的能量去觸發下一個滑移則停止破裂 (Brune, 1979; Ellsworth and Beroza, 1995, 1998; Kilb and Gomberg, 1999)。這項理論的概念認為大地震是由小滑移觸發一連串的破裂而產生；是故，無論是大地震或小地震，都是從一個小的滑移開始，在初始破裂期間我們是無法分辨這個小滑移是否會發展成大地震。這也符合地震矩 (seismic moment, 簡稱 M_0) 與地震矩規模 (M_w) 的概念，由於地震矩的計算與地震的破裂面積及平均的滑移量相關，在這個框架思考下，我們想要在地震的破裂停止前知道地震的規模大小是不可能的。換句話說，地震的規模大小在破裂的初始期間是無法決定的。然而，近年來之研究 (Allen and Kanamori, 2003; Kanamori, 2005; Wu and Kanamori, 2005a; Wu et al., 2006a, b) 顯示從觀測起始地震波中，發現地震規模與起始地震波的一些特性存在關聯性。Olson and Allen (2005) 觀察 P 波的初始卓越週期與地震規模之間的關係，推測地震之規模大小由破裂過程前幾秒和斷層面周圍地區的應力狀態就能決定，表示破裂過程具有某種程度的決定性。本研究使用地震初達波到達測站後三秒內的平均週期 τ_c 去估計規模：單一測站估計之 M_{τ_c} 與實際規模 M 的標準差範圍從 0.48 到 0.69 規模單位，相關係數分布在 0.77 至 0.85 範圍內；以多站分析而言，所估計之標準差則為 0.58 規模單位，相關係數為 0.79。兩種分析方法皆顯示破裂初始過程的資訊與地震規模具有良好的相關性，其結果與 Olson and Allen (2005) 所提出的觀點相符。

本研究利用台灣寬頻地震網之資料所計算的 τ_c 與 M 對應關係，在與前人之研究 (Kanamori, 2005; Wu & Kanamori, 2005a) 相較之下，大致上呈現相同的趨勢 (圖 4-1)。對集集地震 ($M 7.6$) 而言，雖然本研究計算之 τ_c 值落在合理的誤差範圍內，但仍可明顯看出其值小於前人研究的結果。我們推測其可能是因為選取遠近場的測站紀錄會影響到 τ_c 的計算值。前人分析距震央 20 公里內之近場測站紀錄，因在近場記錄到的永久位移較大，故計算的 τ_c 較大，而永久位移迅速地隨著距離平方衰減 (Hisada and Bielak, 2003)，導致本研究取自震央距 100 公里

內之遠場紀錄受到永久位移之影響較小，於是遠近場紀錄取平均之後會出現較低的 τ_c 值。

另外，計算 τ_c 時所取的時間窗格（3 秒），在時間域上似取 Box function，若是在資料處理過程中，運用傅立葉轉換（Fourier Transform）將時間域上的序列轉換成頻率域時，會造成頻率域上的起伏（ripple）現象，也許是導致同一規模下之 τ_c 值分布範圍稍大的原因之一，但本研究在計算 τ_c 時並沒有使用傅立葉轉換，故選取時間窗格的作法對 τ_c 值分布範圍的影響而言應該是很小的。

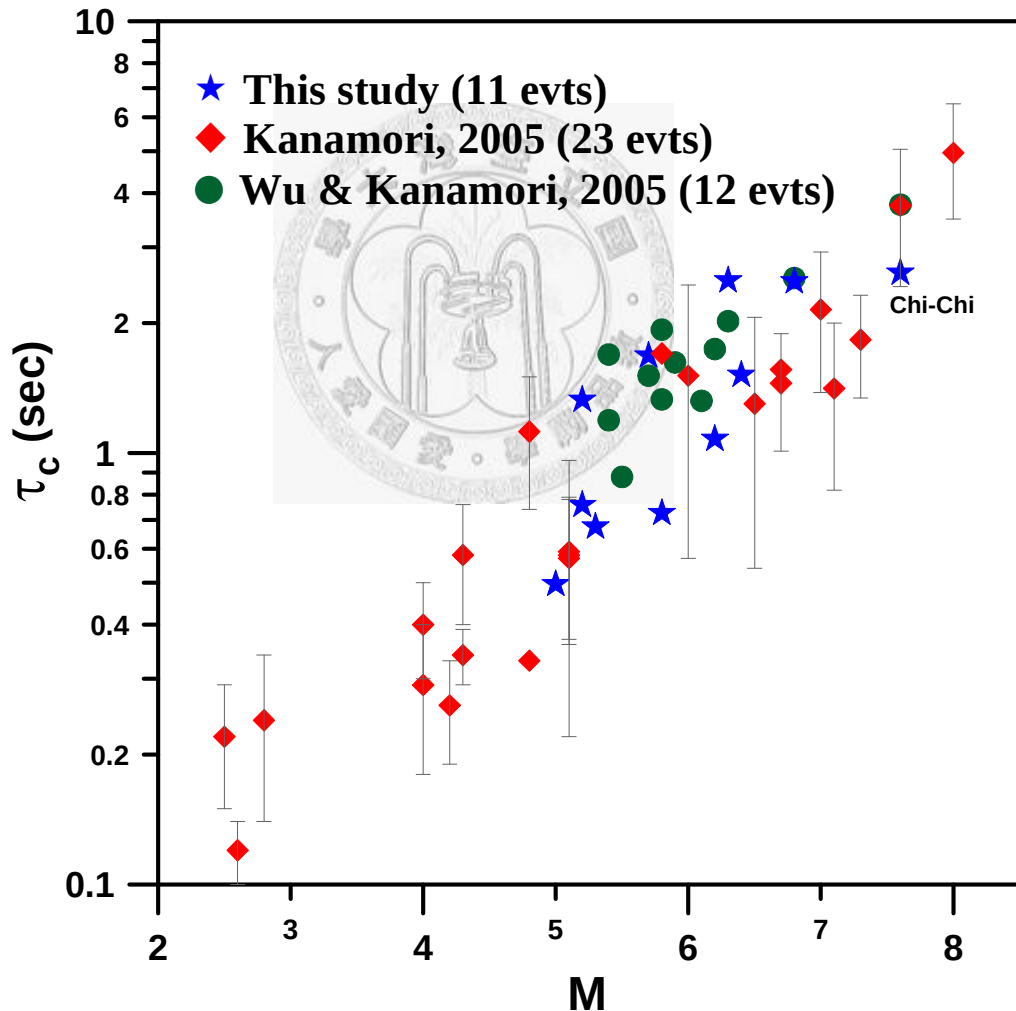


圖 4-1 τ_c 與 M 之對應關係圖。本研究（星號表示，本研究中所使用之 11 個地震）與前人研究（圓形與菱形表示，包括台灣、日本、加州地震）之比較，大致上呈相同趨勢，然而本研究對集集地震（ M 7.6）計算的 τ_c 值小於前人研究之值。

從 Pd 去估計規模，單站分析的 M_{pd} 與實際規模 M 的標準差範圍從 0.35 到 0.77 規模單位，尤其是 TPUB 站測試之結果可把估計誤差縮小至 0.35 規模單位，而多個測站所估計之標準差則為 0.47 規模單位。無論是以單站或是多站之分析結果來看， Pd 在估計 $M < 6.0$ 的地震時， M_{pd} 與 M 呈現相當一致的關係，但在估計 $M > 6.0$ 的地震時， M_{pd} 出現了規模飽和的現象。此規模飽和問題是預期的，乃因 Pd 為振幅參數，與多數的傳統地震規模之測定方式類似。例如 m_b 、 M_s 與 M_L 這些地震規模，皆利用固定週期的地震波與波長來訂定，會因為所記錄之週期不夠長或是有儀器使用限制的關係，在測量振幅時，對於超過轉角頻率（corner frequency）的部分產生量測之不準確，因此當地震能量或力矩增加時，這些地震規模並不會隨之增加，也就是產生飽和的現象。從另一方面來看，根據 Sato and Hirasawa (1973) 提出的震源運動學機制模型（kinematic source model，如圖 4-2），在發震後三秒內， $M_w 6.5$ 的地震矩釋放率達到最高峰，因此我們是可以利用 P 波三秒的資訊估計 $M 6.5$ 以下的地震。理論上，對於 $M 6.5$ 以下的地震而言， P 波三秒的資訊與地震規模之對應關係應該非常好，但這三秒內的資訊是無法解析 $M 7.0$ 以上的地震，而導致規模飽和之現象發生。如果我們取更長的時間（大於 3 秒）去計算，雖然對更大規模的地震可以解析，但付出越多的時間去處理，就喪失地震預警的目的了。

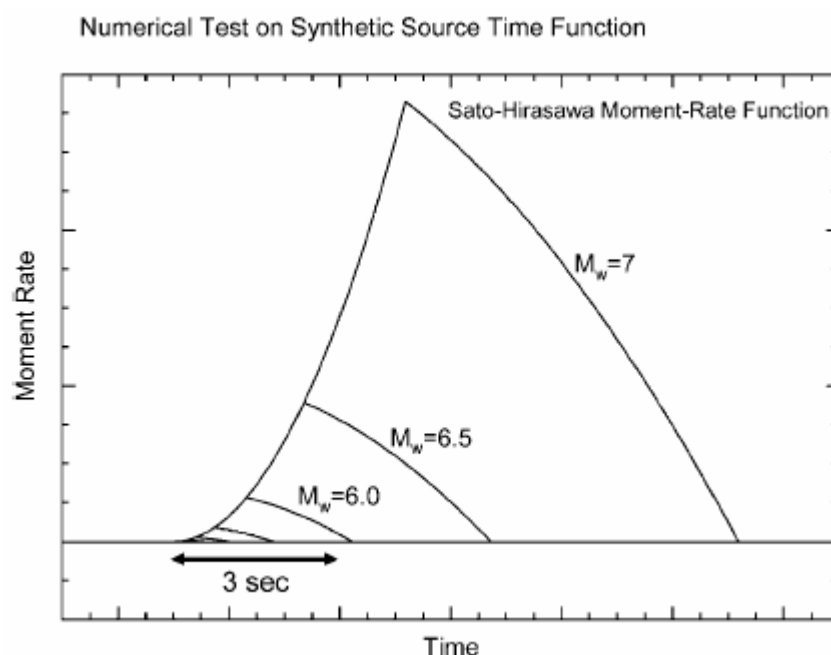


圖 4-2 依據 Sato & Hirasawa (1973) 的震源運動學機制模型所計算之位移波形圖 (Kanamori, 2005)。使用的參數為 P 波速度 6 km/s， S 波速度 3.5 km/s，密度 2.7 g/cm³，破裂速度 2.5 km/s，剪應力 30 bars。

由於 Pd 是一個與振幅有關的參數，用 Pd 估算之不確定性也許大部分是受到 P 波震源輻射型態之影響。如果我們能夠進一步確定 Pd 與 P 波震源輻射型態之間的控制因素，那麼使用 Pd 估計規模將會更準確 (Wu *et al.*, 2006b)。

由單一測站之研究結果發現， M_{pd} 在小地震的部分，與實際規模並無太大的誤差存在，但在大地震的部分（如 1999 年 921 集集地震、2002 年 331 花蓮地震和 2003 年 1210 成功地震），則有明顯低估的現象。然而，由 τ_c 所求得的規模則無低估之現象，因此，未來兩種方法必須同時考慮運用。我們建議小地震（規模 6.0 以下）使用 Pd 估算，大地震（規模 6.0 以上）則用 τ_c 估算。用 τ_c 估算地震規模，其優點在於 τ_c 之計算不牽涉距離的因素，不會受地震波隨距離衰減影響，因此，不易出現規模飽和的現象。缺點則是在估算規模 6.0 以下的地震，其誤差比 M_{pd} 大。

分析 P 波資訊，以爭取 P 波與 S 波傳遞速度之快慢所造成的時間差之效益，是地震預警之基本觀念。由於本研究使用單一測站進行地震預警，僅需該測站之

P 波到時與三秒的資料處理時間，便可發布地震預警。以台灣地區為例，地殼內平均 *P* 波之波速約為每秒 6.35 公里，*S* 波則為每秒 3.67 公里。當震央距為 100 公里時，*P* 波傳遞時間約需 15.7 秒，而 *S* 波則在其後 11 至 12 秒才到達(辛在勤，1998)。對 921 集集地震而言，當地震發生後，震波經過了 2.5 秒傳到 SSLB 測站，資料處理所需時間為 3 秒鐘，此時 *P* 波已傳遞了 34.9 公里，但 *S* 波只傳遞了 20 公里，因此，我們可於約地震後 5.5 秒發布地震訊息，對震央距離 20 公里外的地區有預警之功效。



第五章 結論

在本研究中，我們分析地震規模與 τ_c 的關係。 P 波初始的特徵週期 τ_c 和地震規模之間所存在的對數線性關係式與 Olson and Allen (2005) 所提出之結果表現一致。其結果認為地震的最終規模從破裂過程的最早階段就可以決定。台灣地區 τ_c 與規模的關係如下：

$$M = 3.805 \cdot \log(\tau_c) + 5.595$$

根據本研究若用 τ_c 去決定規模，其誤差約為 0.58。

我們分析地震規模與 Pd 的關係。我們所得 Pd 、規模和震源距離關係如下：

$$\log Pd = -3.459 + 0.589 \cdot M - 1.103 \cdot \log R$$

此關係可以運用於前端偵測預警系統中，在此類預警系統中，地震位置可以由前端 4-6 個測站 P 波到時決定，因此， Pd 可以用來決定規模。本研究結果顯示利用 Pd 決定規模，其誤差為 0.47，其小於 $M\tau_c$ ，然而我們也發現地震大於 6 時有出現規模飽和問題，但 M_{Pd} 卻對地震目錄中規模 6.5 以下的地震有相當良好的關聯性，估計誤差只有 0.4 規模單位。

從單站分析結果顯示，每個測站所計算之 τ_c 、 Pd 皆與規模有良好之對應關係，但是不同測站之估計誤差仍存在些許差異，可能是因為不同地質條件或周遭環境所造成，因此在進行單站預警的時候，要考慮場址可能引起之效應，謹慎地選擇良好的測站來運用。

最後，綜合以上所述，本研究利用台灣寬頻地震觀測網進行強震預警，使用 P 波到達後 3 秒的訊號來決定地震規模，應可以在地震發生後 10 秒內判定地震的大小，對距離震央 30 公里以外的都會區提供預警。

參考文獻

- Allen, R. and H. Kanamori (2003). The potential for earthquake early warning in South California, *Science*, **300**, 786-789.
- Brune, J. N. (1979). Implications of earthquake triggering and rupture propagation for earthquake prediction based on premonitory phenomena, *J. Geophys. Res.* **84**, 2195-2198.
- Cooper, J.D. (1868). Letter to editor, *San Francisco Daily Evening Bulletin*, Nov. 3.
- Ellsworth, W. L. and G. C. Beroza (1995). Seismic evidence for an earthquake nucleation phase, *Science*, **268**, 851-855.
- Ellsworth, W. L. and G. C. Beroza (1998). Observation of the seismic nucleation phase in the Ridgecrest, California, earthquake sequence, *Geophys. Res. Lett.* **25**, 401-404.
- Espinosa Aranda, J., A. Jimenez, G. Ibarrola, F. Alcantar, A. Aguilar, M. Inostroza, and S. Maldonado (1995). Mexico City seismic alert system, *Seism. Res. Lett.* **66** 42-53.
- Geiger, L. (1912). Probability method for the determination of earthquake epicenters from the arrival time only, (translated from Geiger's 1910 German article), *Bulletin of St. Louis University*, **8**, 56-71.
- Georgia B. Cua (2005). Creating the virtual seismologist: developments in ground motion characterization and seismic early warning, doctoral dissertation, Caltech, California, 371p.
- Hisada, Y. and J. Bielak (2003). A theoretical method for computing near-fault ground motions in layered half-spaces considering static offset due to surface faulting, with a physical interpretation of fling step and rupture directivity, *Bull. Seism. Soc. Am* **93**, 1154-1168.
- Kanamori, H., E. Hauksson, and T. Heaton (1997). Real-time seismology and earthquake hazard mitigation, *Nature*, **390**, 461-464.
- Kanamori, H. (2005). Real-time seismology and earthquake damage mitigation, *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*, **33**, 195-214.
- Kilb, D. and Gomberg, J. (1999). The initial subevent of the 1994 Northridge, California, earthquake: Is earthquake size predictable?, *J. Seismol.* **3**, 409-420.
- Lee, W. H. K., and J. M. Espinosa-Aranda (1998). Earthquake early warning systems: Current status and perspectives, International Conference on Early Warning

- Systems for the Reduction of Natural Disasters (EWC '98), September 7 to 11, Potsdam, Germany.
- Mori J. and H. Kanamori (1996). Rupture initiations of microearthquakes in the 1995 Ridgecrest, California, sequence, *Geophys. Res. Lett.* **23**, 2437-2440.
- Nakamura, Y. (1988). On the urgent earthquake detection and alarm system (UrEDAS). Proceeding of 9th world conference on earthquake engineering, Tokyo-Kyoto, Japan.
- Odaka, T., K. Ashiya, S. Tsukada, S. Sato, K. Ohtake, and D. Nozaka (2003). A new method of quickly estimating epicentral distance and magnitude from a single seismic record, *Bull. Seism. Soc. Am* **93**, 526-532.
- Olson, E. L. and R. M. Allen (2005). The deterministic nature of earthquake rupture, *Nature*, **438**, 212-215.
- Rydelek, P. and J. Pujol (2004). Real-time seismic warning with a two-station subarray, *Bull. Seism. Soc. Am* **94**, 1546-1550.
- Sambridge, M. (1999). Geophysical inversion with a Neighbourhood Algorithm- I. searching a parameter space, *Geophys. J. Int.* **138**, 479-494.
- Sato and Hirasawa (1973). Body wave spectra from propagating shear cracks, *J. Phys. Earth.* **21**, 415-431.
- Seth Stein and Michael Wyssession (2003). An Introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure, 402.
- United States Geological Survey (1998). A plan for implementing a real-time seismic hazard warning system – A report to congress required by public law 105-47. March 27, USA.
- Wielandt, E., and G. Streckeisen (1982). The leaf-spring seismometer - design and performance, *Bull. Seism. Soc. Am* **72**, 2349-2367.
- Wu, Y. M., T. C. Shin, and Y. B. Tsai (1998). Quick and reliable determination of magnitude for seismic early warning, *Bull. Seism. Soc. Am* **88**, 1254-1259.
- Wu, Y. M., J. K. Chung, T. C. Shin, N. C. Hsiao, Y. B. Tsai, W. H. K. Lee, and T. L. Teng (1999). Development of an integrated seismic early warning system in Taiwan- case for Hualien earthquakes, *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, **10**, 719-736.
- Wu, Y. M., and T. L. Teng (2002). A virtual sub-network approach to earthquake early warning, *Bull. Seism. Soc. Am* **92**, 2008-2018.
- Wu, Y. M., T. L. Teng, T. C. Shin, and N. C. Hsiao (2003). Relationship between peak

- ground acceleration, peak ground velocity, and intensity in Taiwan, *Bull. Seism. Soc. Am* **93**, 386-396.
- Wu, Y. M., and H. Kanamori (2005a). Experiment on onsite early warning method for the Taiwan early warning system, *Bull. Seism. Soc. Am* **95**, 347-353.
- Wu, Y. M., and H. Kanamori (2005b). Rapid Assessment of Damage Potential of Earthquakes in Taiwan from the Beginning of P Waves, *Bull. Seism. Soc. Am* **95**, 1181-1185.
- Wu, Y. M., H. Kanamori, R. M. Allen, and E. Hauksson (2006a). Experiment using the τ_c and Pd method for earthquake early warning in Southern California, *Bull. Seism. Soc. Am*, in revision.
- Wu, Y. M., H. Y. Yen, L. Zhao, B. S. Huang, and W. T. Liang (2006b). Magnitude determination using initial P waves: A single-station approach, *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L05306, doi:10.1029/2005GL025395.
- 辛在勤，1998：台灣地區地震預警之初探。中央氣象局氣象學報第 42 卷，第 118-134 頁。
- 吳逸民，1999：地震速報與預警系統之發展-台灣經驗。國立中央大學地球物理研究所博士論文。
- 吳逸民，2006：如何利用地震初達波從事地震預警。自然科學簡訊第十八卷第一期，第 8-11 頁。
- 高弘，2001：使用類神經網路自動判別寬頻地震資料之波相到時。中央氣象局地震技術報告彙編第 30 卷，第 103-120 頁。

附錄一：BATS 四測站之單站分析結果

單站預警之 SSLB 測站研究結果已表示於本文第三章，另外就四個測站進行之相同研究，我們將其分析結果補充於此。

(1) NACB 測站 (如圖 A-1 至圖 A-4)：

τ_c 與 M 的最佳關係式為 $M = 3.667 \cdot \log(\tau_c) + 5.325$ 。

$M\tau_c$ 與 M 呈現 1:1 的對應關係，其標準差為 0.69 規模單位，相關係數為 0.77。

Pd 衰減關係式為 $\log(Pd) = -3.777 + 0.657 \cdot M - 1.242 \cdot \log(R)$ 。

M_{pd} 與 M 亦呈現 1:1 關係，標準差為 0.47 規模單位，相關係數為 0.88。

(2) TDCB 測站 (如圖 A-5 至圖 A-8)：

τ_c 與 M 的最佳關係式為 $M = 4.071 \cdot \log(\tau_c) + 5.327$ 。

$M\tau_c$ 與 M 呈現 1:1 的對應關係，其標準差為 0.69 規模單位，相關係數為 0.78。

Pd 衰減關係式為 $\log(Pd) = -3.535 + 0.526 \cdot M - 0.897 \cdot \log(R)$ 。

M_{pd} 與 M 亦呈現 1:1 關係，標準差為 0.77 規模單位，相關係數為 0.76。

(3) TPUB 測站 (如圖 A-9 至圖 A-12)：

τ_c 與 M 的最佳關係式為 $M = 4.499 \cdot \log(\tau_c) + 5.412$ 。

$M\tau_c$ 與 M 呈現 1:1 的對應關係，其標準差為 0.62 規模單位，相關係數為 0.73。

Pd 衰減關係式為 $\log(Pd) = -3.782 + 0.899 \cdot M - 1.944 \cdot \log(R)$ 。

M_{pd} 與 M 亦呈現 1:1 關係，標準差為 0.35 規模單位，相關係數為 0.89。

(4) YULB 測站 (如圖 A-13 至圖 A-16)：

τ_c 與 M 的最佳關係式為 $M = 2.878 \cdot \log(\tau_c) + 5.479$ 。

$M\tau_c$ 與 M 呈現 1:1 的對應關係，其標準差為 0.48 規模單位，相關係數為 0.84。

Pd 衰減關係式為 $\log(Pd) = -3.798 + 0.725 \cdot M - 1.355 \cdot \log(R)$ 。

M_{pd} 與 M 亦呈現 1:1 關係，標準差為 0.45 規模單位，相關係數為 0.86。

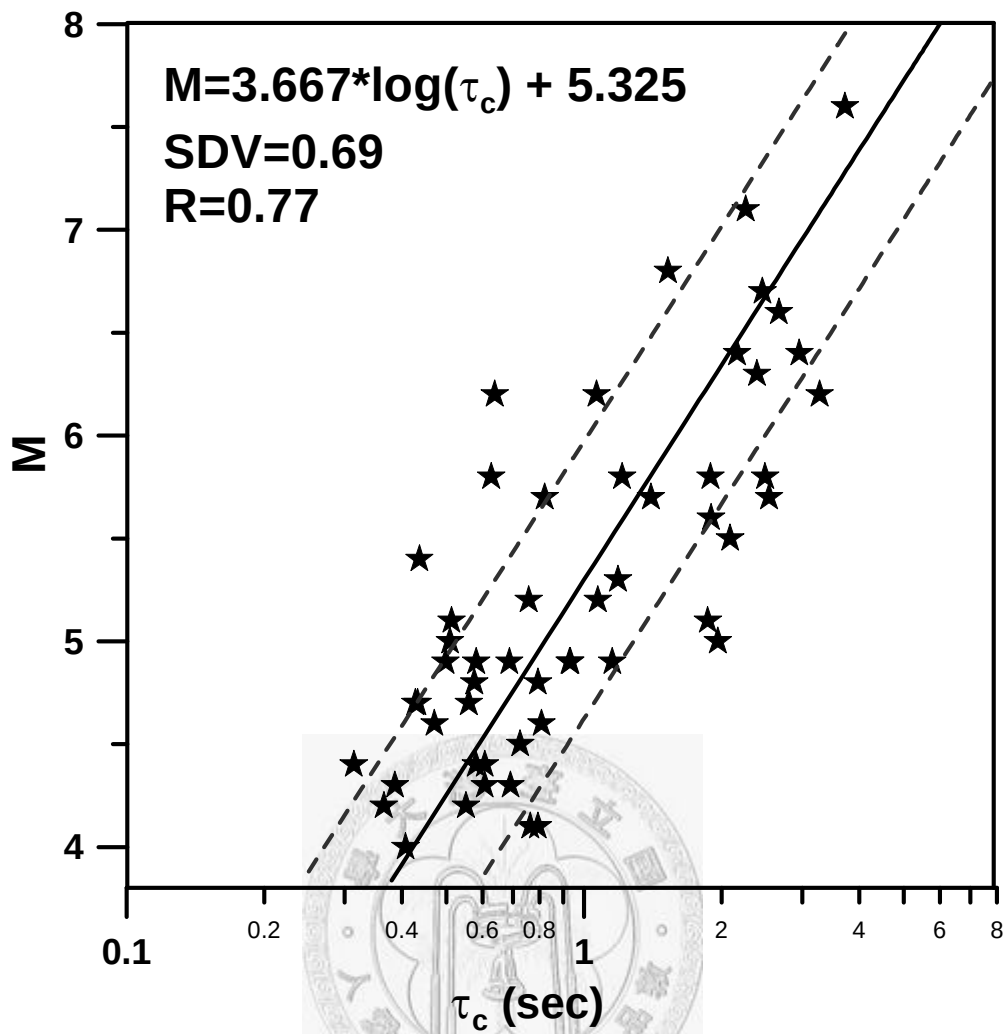


圖 A-1 τ_c 與 M 之對應關係圖。NACB 測站收到的 53 筆地震（以星號表示），最佳關係式為 $M = 3.667 \cdot \log(\tau_c) + 5.325$ ，標準差為 0.69，相關係數為 0.77。

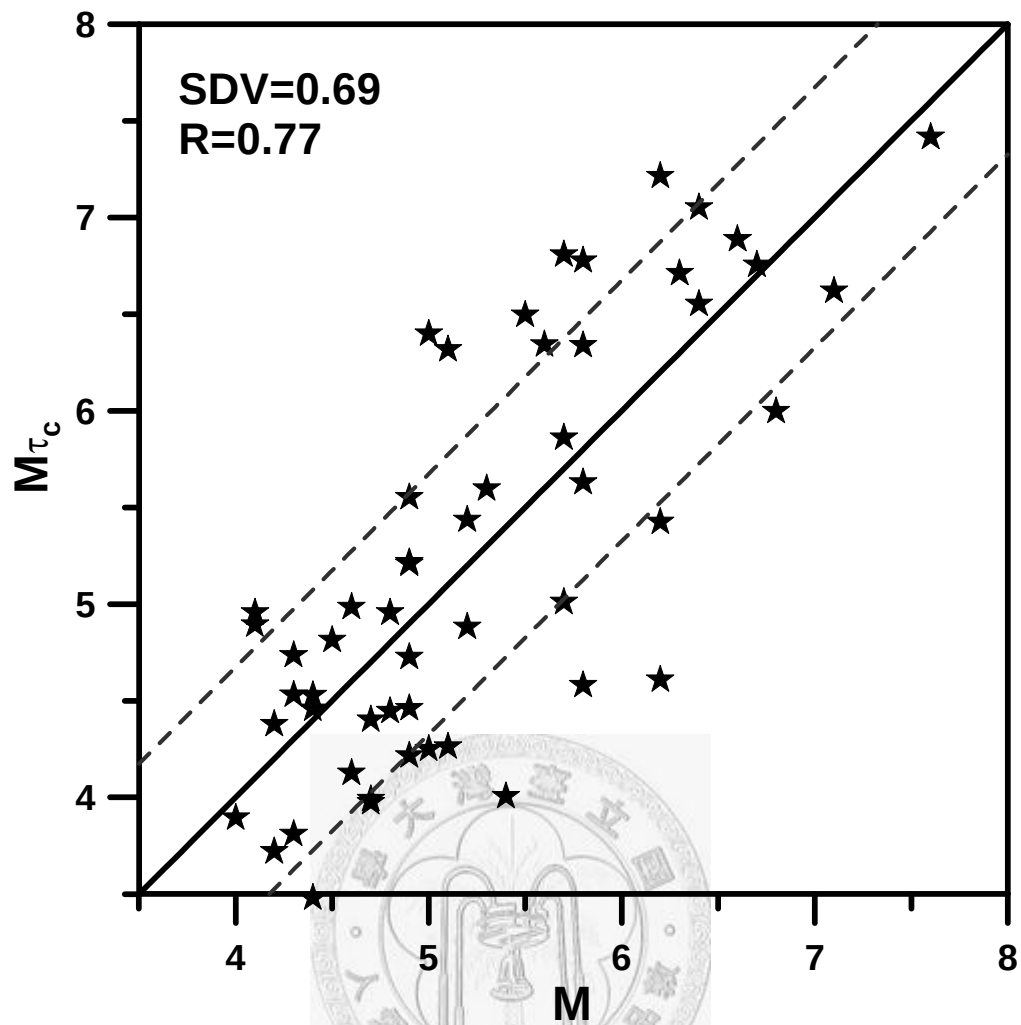


圖 A-2 M_{τ_c} 與 M 之對應關係圖。NACB 測站收到的 53 筆地震（以星號表示），其 M_{τ_c} 與 M 呈現 1:1 的對應關係，標準差為 0.69 規模單位，相關係數為 0.77。

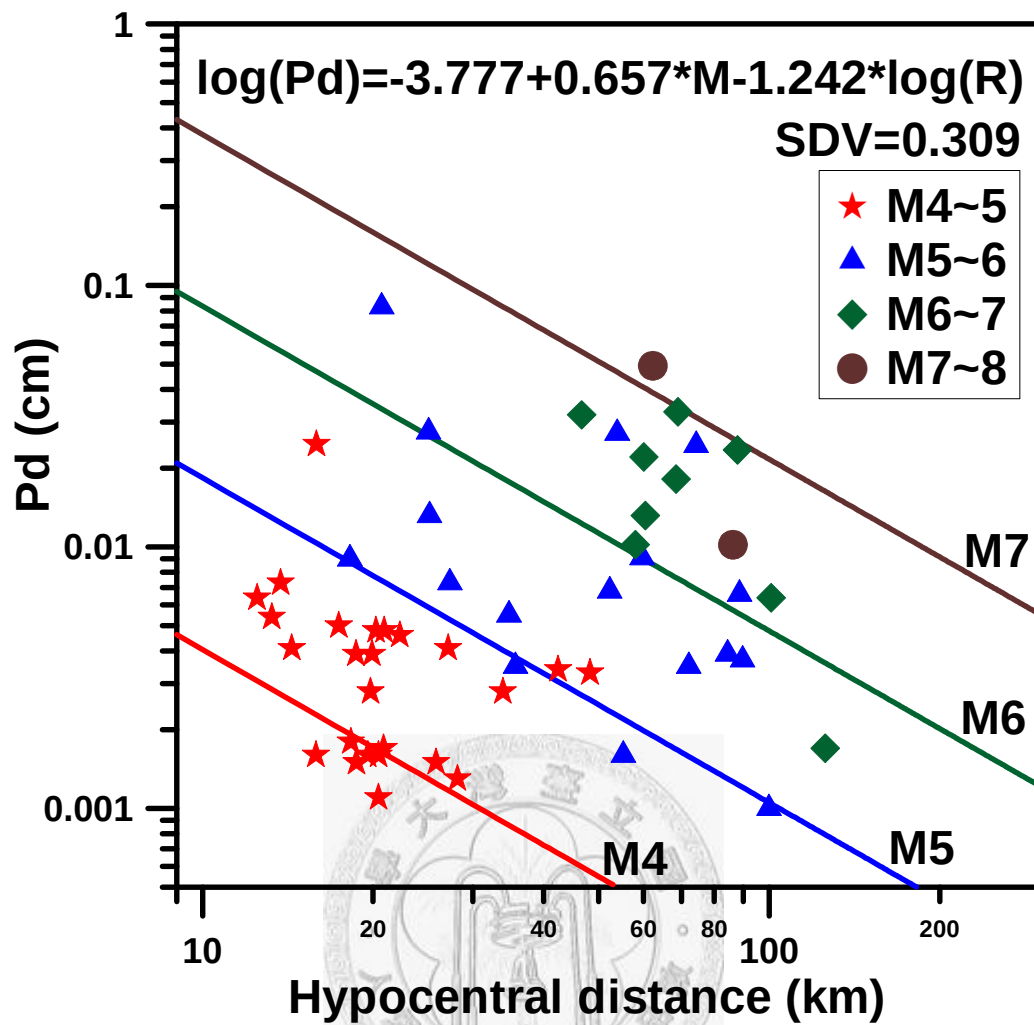


圖 A-3 Pd 之觀測值及規模 4, 5, 6 及 7 之回歸曲線 (NACB 站)。 Pd 隨距離衰減之關係式為 $\log(Pd) = -3.777 + 0.657 \cdot M - 1.242 \cdot \log(R)$ 。

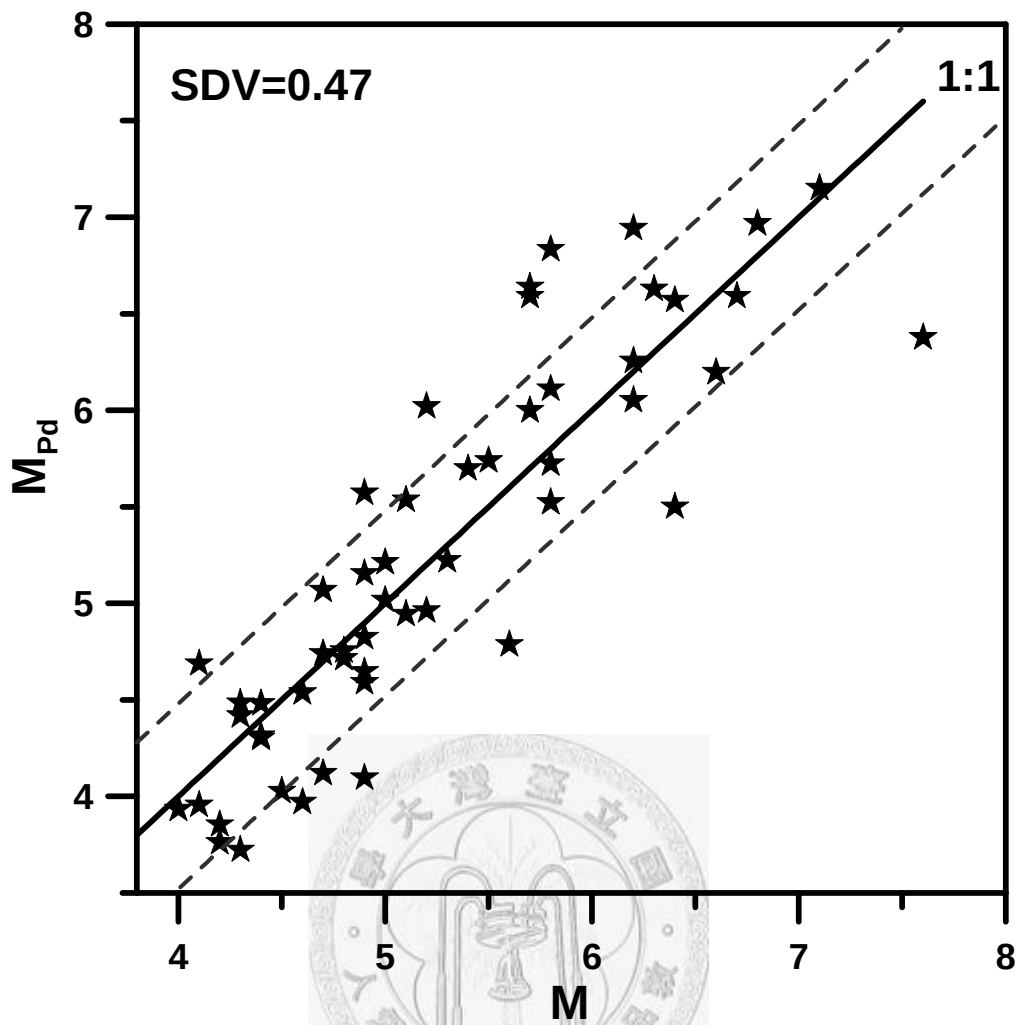


圖 A-4 M_{pd} 與 M 之對應關係圖。NACB 測站收到的 53 筆地震（以星號表示），其 M_{pd} 與 M 呈現 1:1 的對應關係，標準差為 0.47 規模單位，相關係數為 0.88。圖中可看出 1999 年 921 集集地震（ M 7.6）的規模被低估， M_{pd} 只有 6.38。

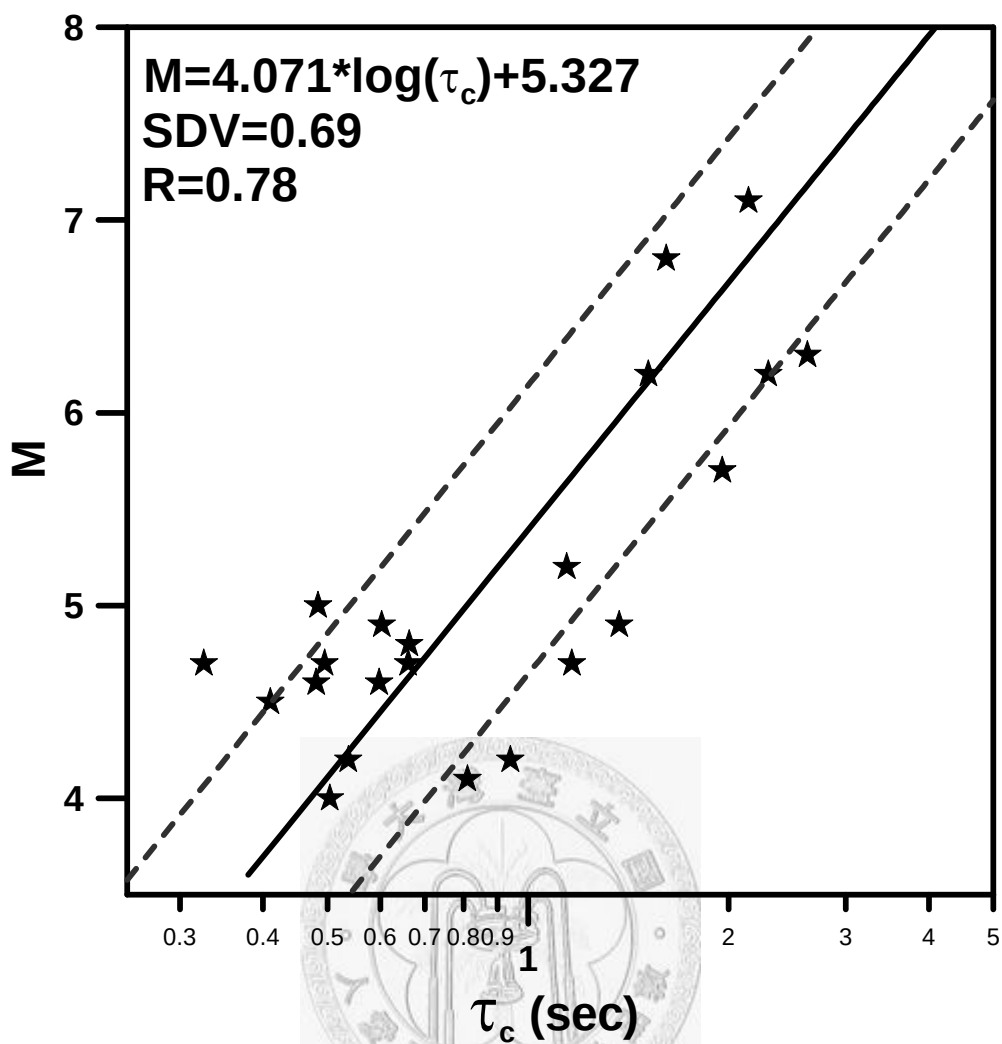


圖 A-5 τ_c 與 M 之對應關係圖。TDCB 測站收到的 22 筆地震（以星號表示），最佳關係式為 $M = 4.071 \cdot \log(\tau_c) + 5.327$ ，標準差為 0.69，相關係數為 0.78。

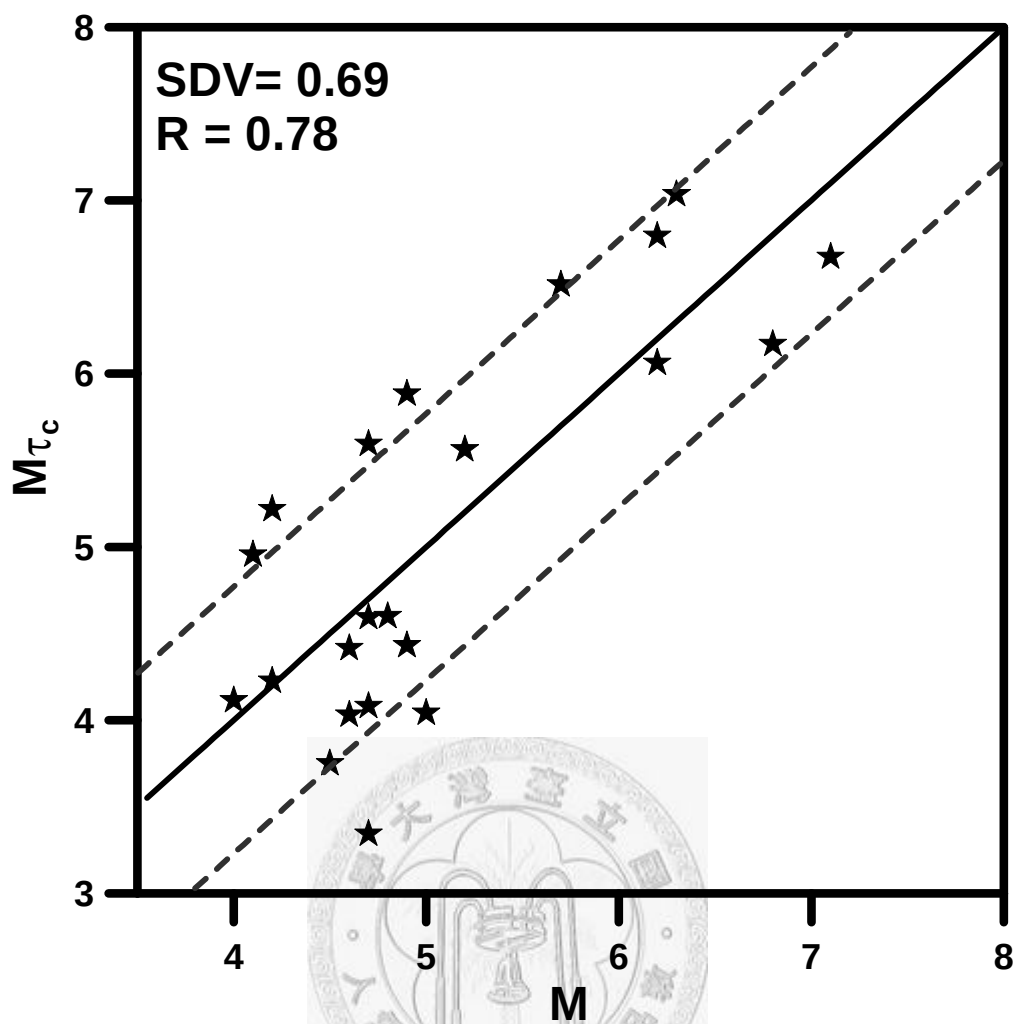


圖 A-6 $M\tau_c$ 與 M 之對應關係圖。TDCB 測站收到的 22 筆地震（以星號表示），其 $M\tau_c$ 與 M 呈現 1:1 的對應關係，標準差為 0.69 規模單位，相關係數為 0.78。

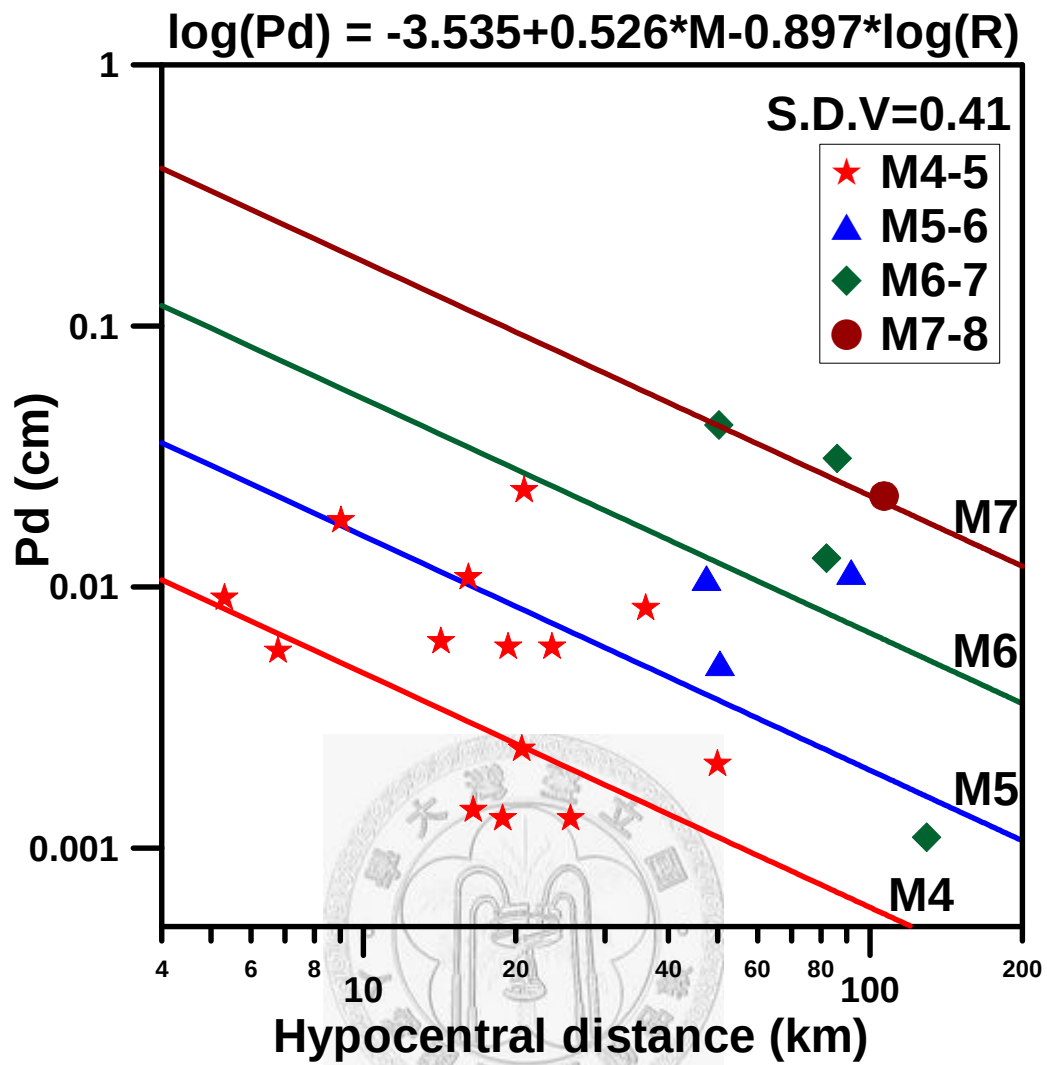


圖 A-7 Pd 之觀測值及規模 4, 5, 6 及 7 之回歸曲線 (TDCB 站)。 Pd 隨距離衰減之關係式為 $\log(Pd) = -3.535 + 0.526 \cdot M - 0.897 \cdot \log(R)$ 。

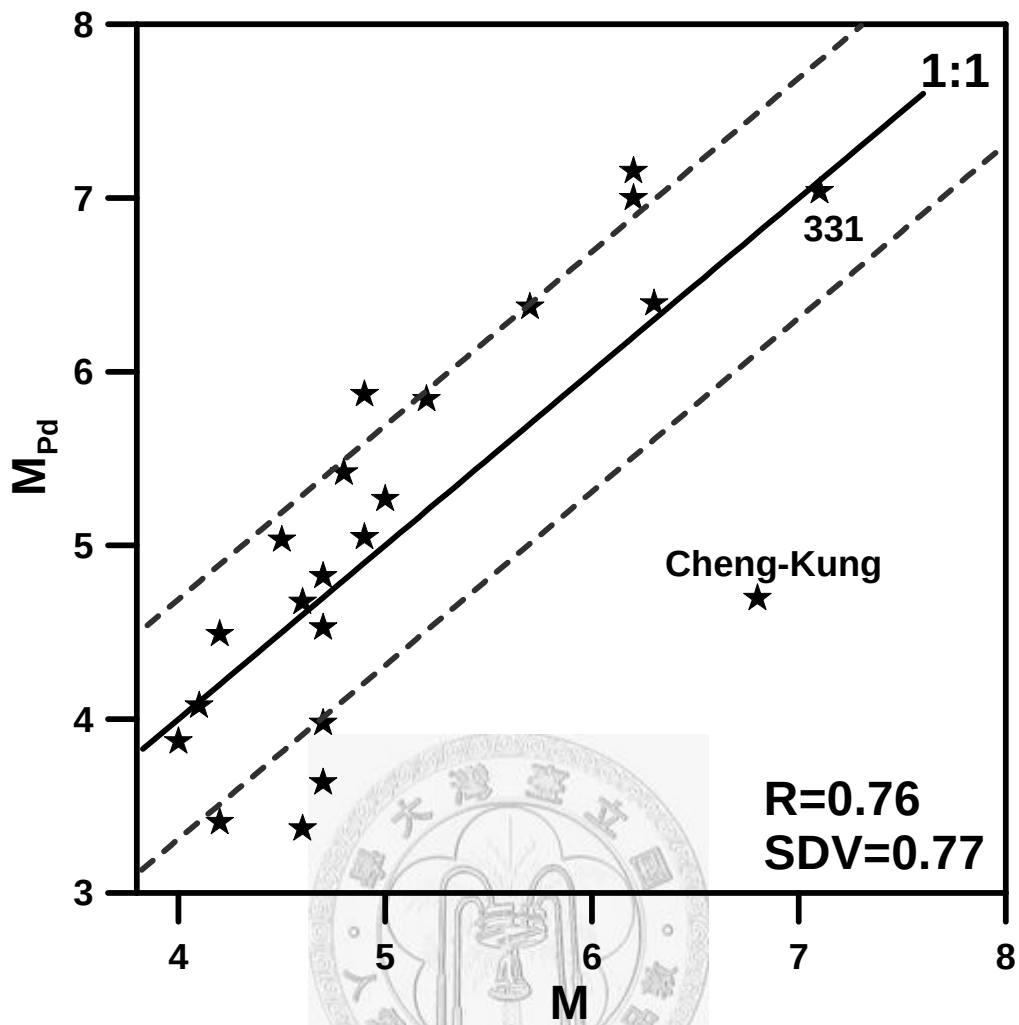


圖 A-8 M_{pd} 與 M 之對應關係圖。TDCB 測站收到的 22 筆地震（以星號表示），其 M_{pd} 與 M 呈現 1:1 的對應關係，標準差為 0.77 規模單位，相關係數為 0.76。圖中可看出 2003 年 1210 成功地震（ M 6.8）的規模被低估， M_{pd} 只有 4.70。

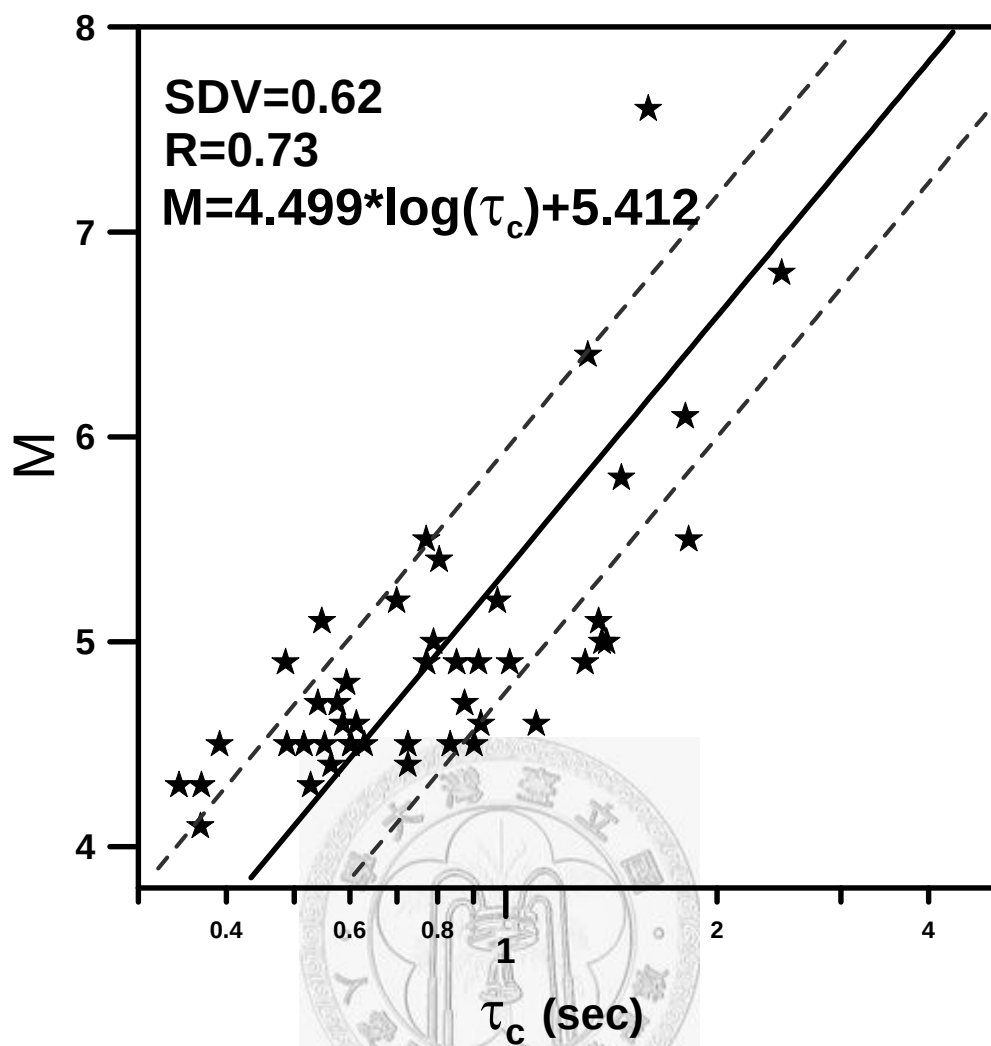


圖 A-9 τ_c 與 M 之對應關係圖。TPUB 測站收到的 45 筆地震（以星號表示），最佳關係式為 $M = 4.499 \cdot \log(\tau_c) + 5.412$ ，標準差為 0.62，相關係數為 0.73。

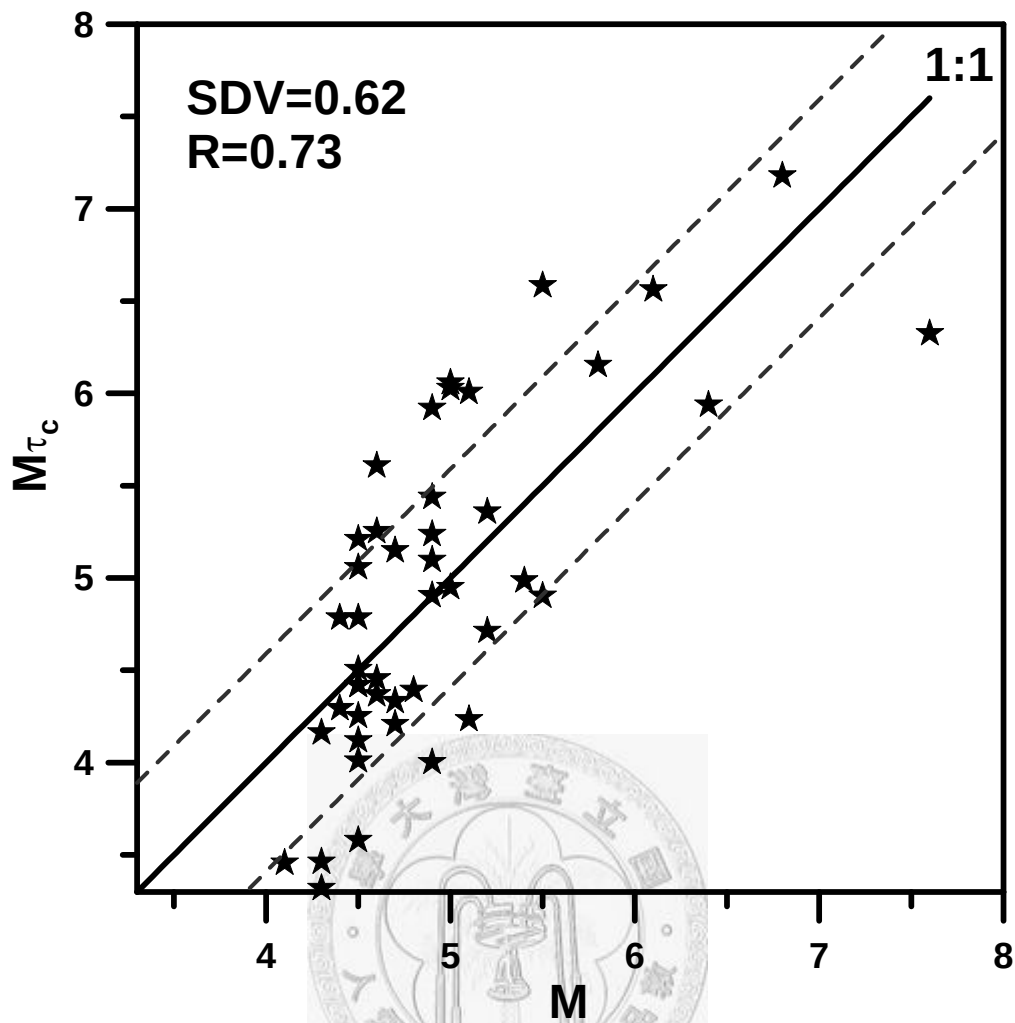


圖 A-10 $M\tau_c$ 與 M 之對應關係圖。TPUB 測站收到的 45 筆地震（以星號表示），其 $M\tau_c$ 與 M 呈現 1:1 的對應關係，標準差為 0.62 規模單位，相關係數為 0.73。

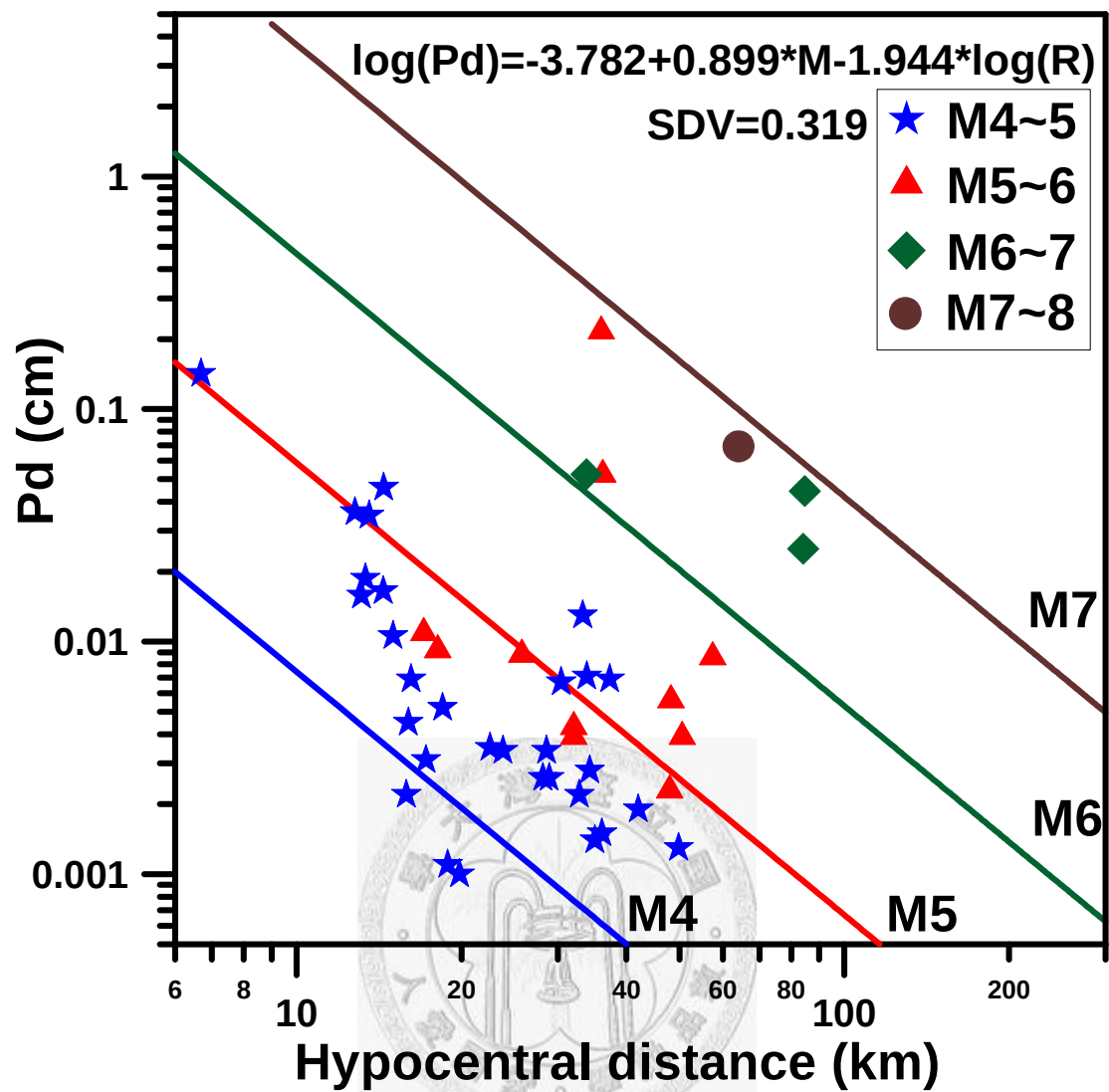


圖 A-11 P_d 之觀測值及規模 4, 5, 6 及 7 之回歸曲線 (TPUB 站)。 P_d 隨距離衰減之關係式為 $\log(P_d) = -3.782 + 0.899 \cdot M - 1.944 \cdot \log(R)$ 。

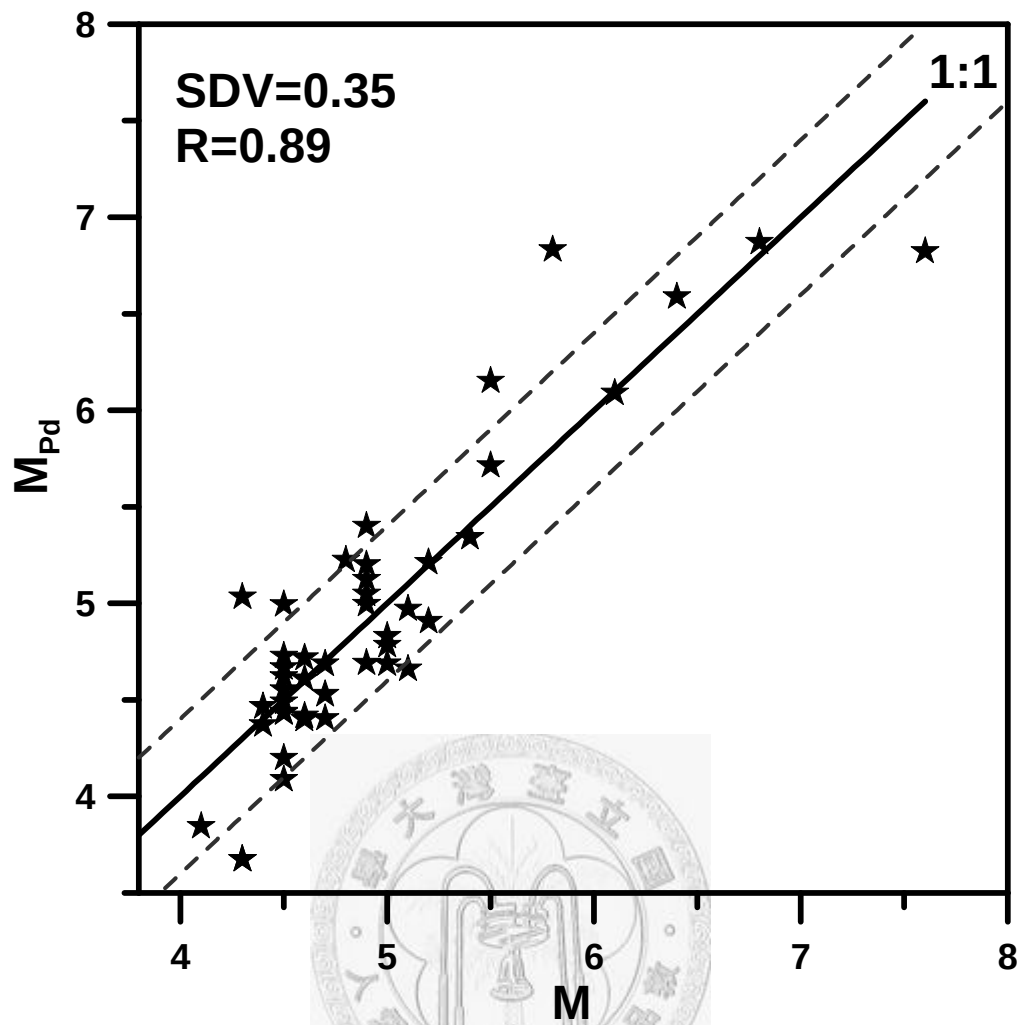


圖 A-12 M_{pd} 與 M 之對應關係圖。TPUB 測站收到的 45 筆地震（以星號表示），其 M_{pd} 與 M 呈現 1:1 的對應關係，標準差為 0.35 規模單位，相關係數為 0.89。

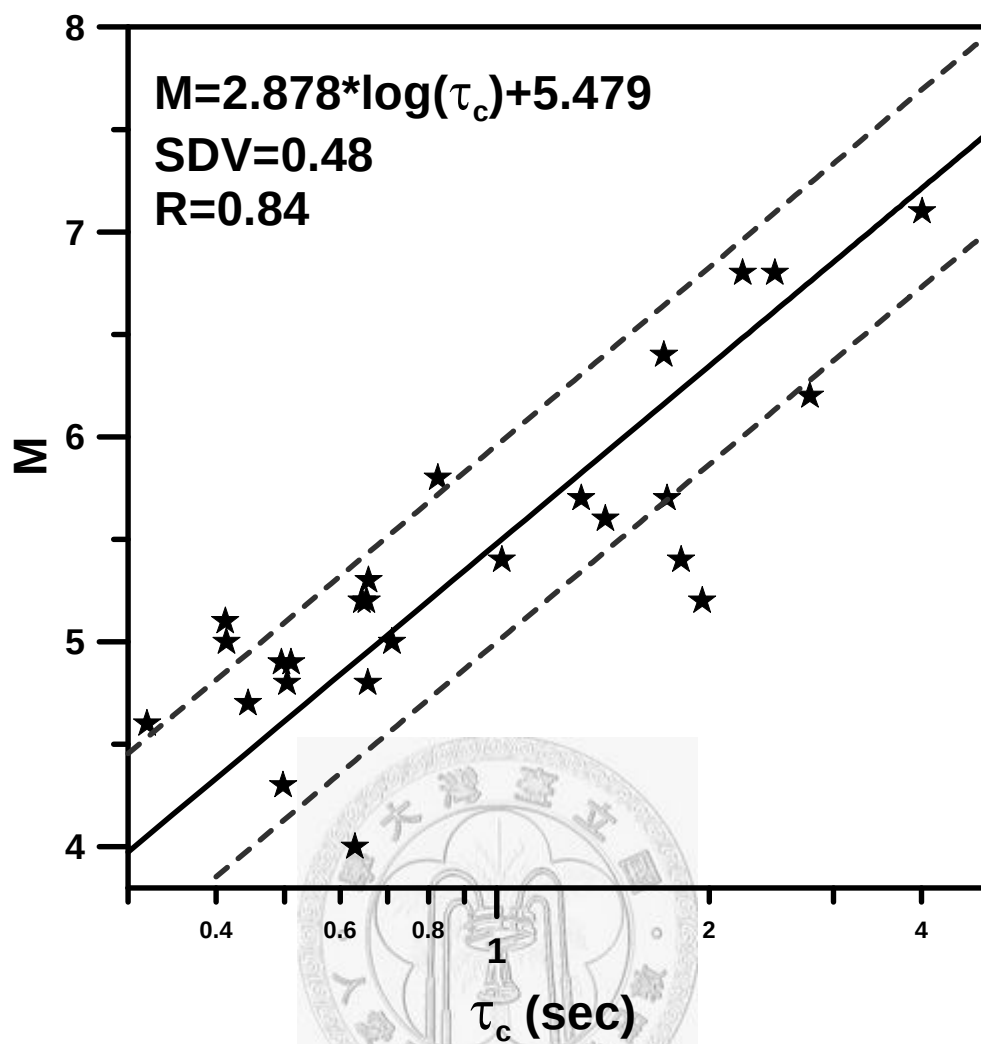


圖 A-13 τ_c 與 M 之對應關係圖。YULB 測站收到的 26 筆地震（以星號表示），最佳關係式為 $M = 2.878 \cdot \log(\tau_c) + 5.479$ ，標準差為 0.48，相關係數為 0.84。

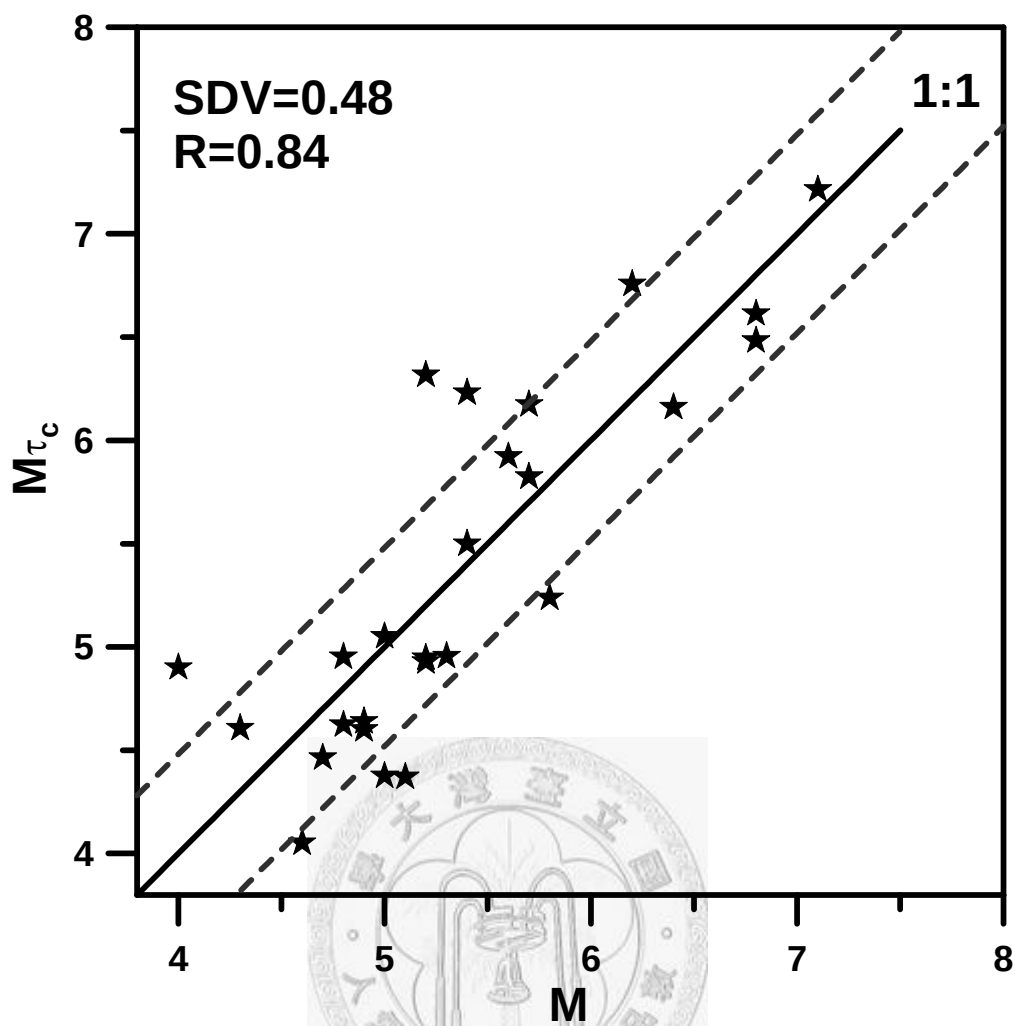


圖 A-14 $M\tau_c$ 與 M 之對應關係圖。YULB 測站收到的 26 筆地震（以星號表示），其 $M\tau_c$ 與 M 呈現 1:1 的對應關係，標準差為 0.48 規模單位，相關係數為 0.84。

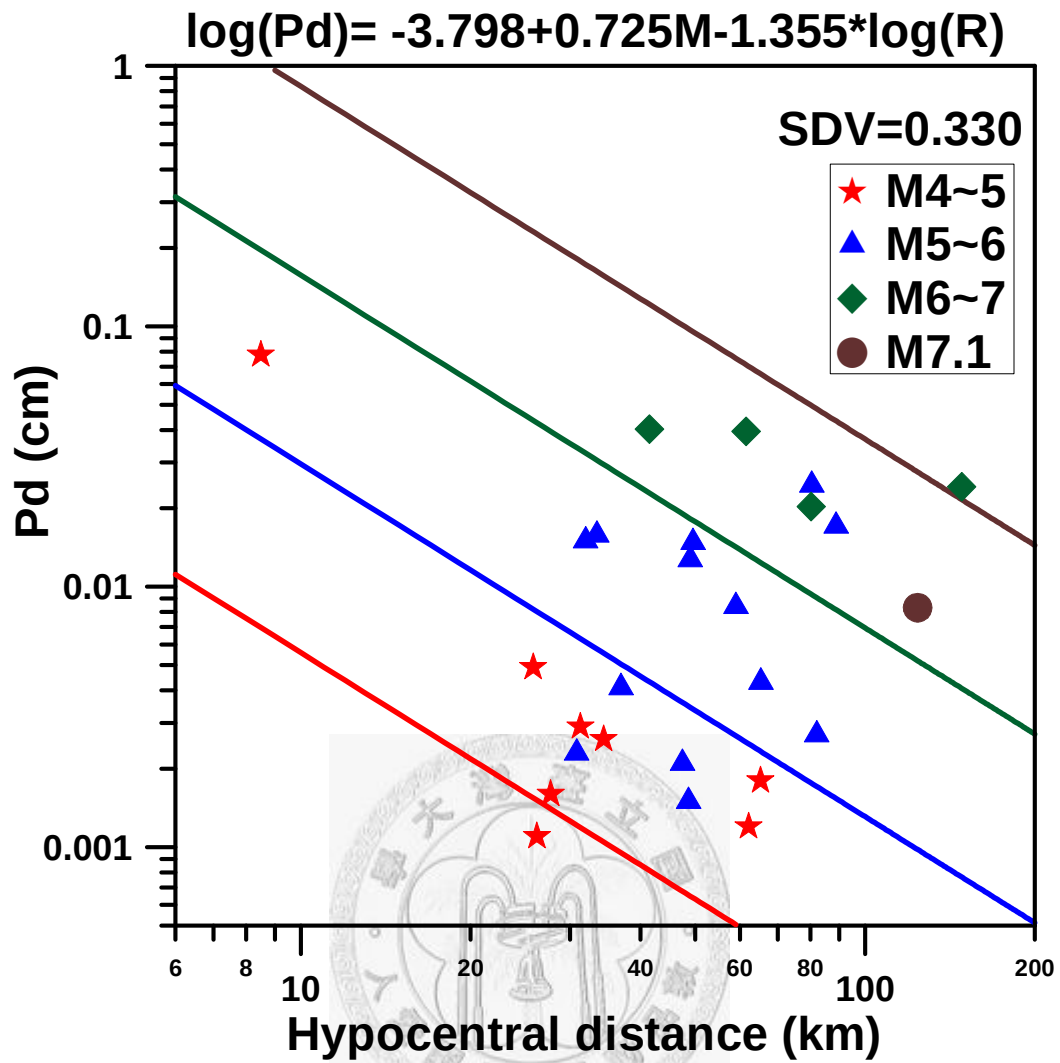


圖 A-15 Pd 之觀測值及規模 4, 5, 6 及 7 之回歸曲線 (YULB 站)。 Pd 隨距離衰減之關係式為 $\log(Pd) = -3.798 + 0.725 \cdot M - 1.355 \cdot \log(R)$ 。

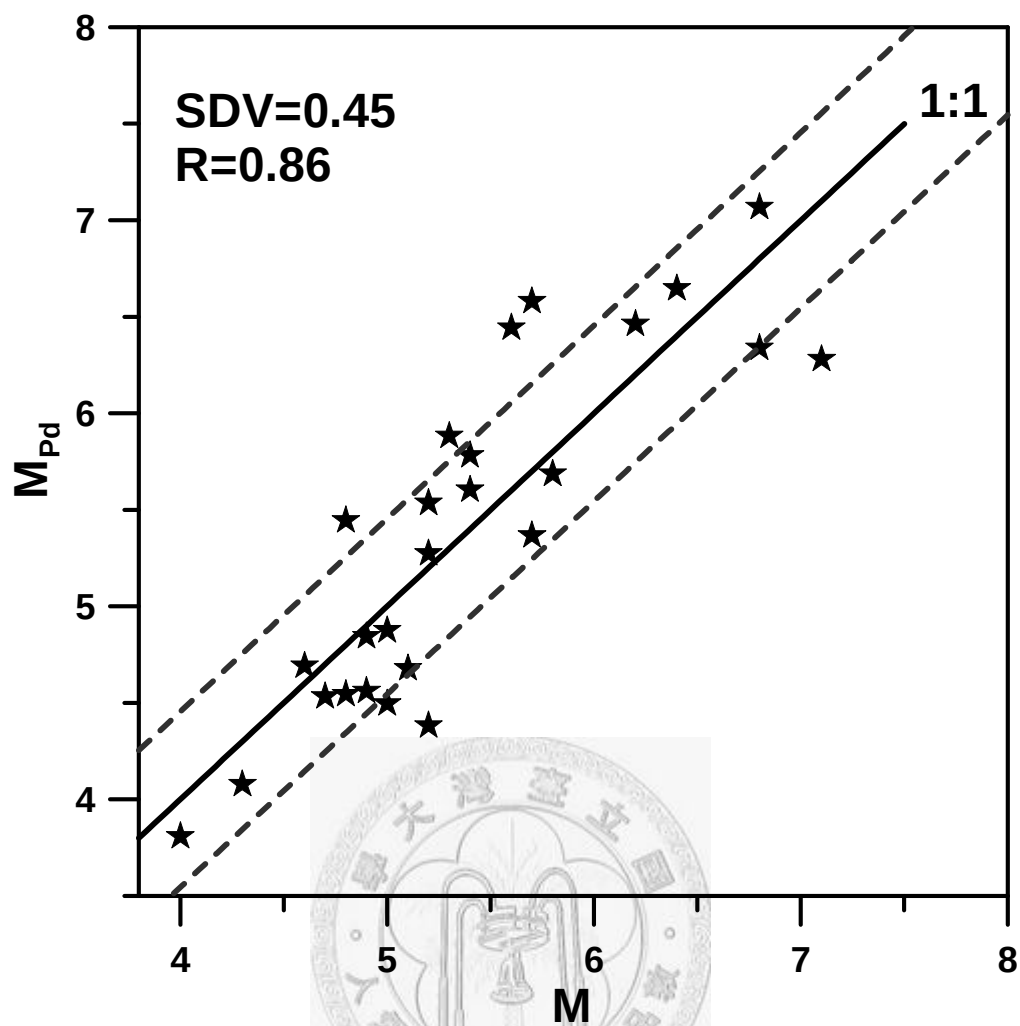


圖 A-16 M_{pd} 與 M 之對應關係圖。YULB 測站收到的 26 筆地震（以星號表示），其 M_{pd} 與 M 呈現 1:1 的對應關係，標準差為 0.45 規模單位，相關係數為 0.86。

附錄二：2005 年中國地球物理年會發表文章

利用台灣寬頻地震網進行單站預警系統之研究

顏心儀¹ 吳逸民¹ 梁文宗²

1.國立台灣大學地質科學研究所 2.中央研究院地球科學所

摘要

本研究從台灣寬頻地震網中，選取 NACB 測站之地震紀錄，進行單站預警系統之研究。資料收集之條件為發生於 1996 年至 2002 年規模大於 4.0 且震源深度小於 30 公里之地震。我們以 P 波到達後 3 秒內之垂直分量訊號進行本項研究，以平均週期 τ_c (Kanamori, 2005)來估算地震規模，由 P 波到達後 3 秒內之垂直分量之最大地表位移 Pd (Wu and Kanamori, 2005a) 之衰減關係及已知之規模估算震源距離，及粒子振動方向估算震央之方位角。根據我們的分析， τ_c 所估計的地震規模與 M_L 呈現 1:1 的線性關係，其標準偏差為 0.6 單位。由 Pd 衰減關係所計算出的震源距離與地震目錄之震源距離，呈現 1:1 的對應關係，其標準偏差為 45 公里。震央方位角的估算則有 56 度的標準偏差。由本研究結果得知，利用單站估計地震位置之誤差較為大。然而，對於現地型的地震預警系統而言，以地震規模的估算較為重要。由 NACB 測站測試結果看來，地震規模的估算是在可以接受之範圍，因此，未來單站之預警系統是可以期待的。

前言

一般地震預警系統主要可分為兩種：(1)前端偵測系統(區域預警)，(2)現地型系統。前端偵測系統是在地震的震源區建立觀測站，於地震發生之後立即計算震源參數，當所得之結果達到預警的標準，則對較遠距離之都會區發出警報。其原理為電訊波傳遞之速度比地震波快，所以對於較遠距離之都會區，可以爭取數秒至數十秒不等之時間，供減災應變。現地型的系統則是利用地震 P 波的傳遞速度較 S 波快，藉由分析 P 波的資訊，估算後面來襲破壞性振動之大小。由於，主要的破壞性振動大都發生於 S 波到達之後，是故可爭取時間差發出警訊。

早在 1868 年 Cooper 就提出地震預警的構想(Cooper, 1868)。日本、墨西哥及台灣都位於地震活躍之板塊邊界，災害性地震頻仍，也是最早發展地震預警系統的國家(Lee and Espinosa-Aranda, 1998)。日本人約在 40 年前就建立了高速鐵路系統，為了使高速行駛的列車在受到強烈振動之前能及時停駛，以避免翻車釀成災害，日本人設計出 UrEDAS (Urgent Earthquake Detection and Alarm System) (Nakamura, 1988)，為最早設計的商業化地震預警系統，安裝於日本高速鐵路系統中。墨西哥市則發展出目前唯一直接對公共場所發出預警的系統(Espinosa-Aranda et al., 1995)，也是目前地震預警成功的特殊案例。而台灣在 1994 年開始安裝即時地震監測網，從事地震預警研究，經過一系列的研發，採用 M_{L10} (Wu et al., 1998)、子網(Wu et al., 1999)及虛擬子網(Wu and Teng, 2002)的概念，可以於約地震後 20 秒發佈地震訊息，對震央距離 70 公里以外的地區有預警

之效能。為了提供 70 公里以內的地區之預警，Wu and Kanamori (2005b)試驗了現地型地震預警方法於台灣地區，結果顯示有可能於約地震後 10 秒發佈地震訊息，對震央距離 30 公里以外的地區有預警之效能。現地型地震預警方法主要以單一測站之操作為主，因此，本研究從台灣寬頻地震網中，選取 NACB 測站之地震紀錄，進行單站預警系統之研究。

資料

寬頻地震儀之紀錄頻率範圍較寬廣，感應器較為靈敏且動態範圍大(24 bits)，能夠記錄完整地震波形，對於遠地地震之訊號也能完整收錄，可彌補傳統速度型紀錄之不足。因此為了補強台灣地區之地震觀測資料，中央研究院地球科學研究所(Institute of Earth Sciences, IES)自1992年起與國內外數個學術單位開始合作籌備設立「台灣地區寬頻地震觀測網」(Broadband Array in Taiwan for Seismology, 簡稱BATS)。BATS 的建立是以多方面的學術研究為主要的考量，採用目前地震觀測設備中最先進的寬頻地震儀，能同時將各種週期的地動型態以數位方式記錄下來。寬頻地震站的設站條件較為嚴格，其目的在盡量降低背景噪音，提高地震信號之辨識能力。目前地球所已在台灣地區陸續建立16個永久寬頻地震觀測站，其地震紀錄藉由中華電信的訊框傳輸系統近即時地將資料傳回中研院地科所，整個觀測網涵蓋台灣地區將近350 x 400公里的區域。

NACB 測站設立在花蓮中橫公路寧安橋附近的大理岩岩盤上，周遭為較安靜穩定的環境，背景雜訊相對其他測站為小，不易干擾原來真實之地震波形紀錄，故其濾波過後之地震波形紀錄應較為良好。另一方面，就地震波粒子振動方向之決定而言，若採用位於沖積層的測站，因沖積層易反射地震波，就較難分析地震波來的方位角。因此 NACB 測站適合進行本項分析。

本研究所收集的 NACB 測站波形資料是從 1996 年至 2002 年，規模大於 4.0 且震源深度小於 30 公里的地震紀錄。圖一為 BATS 所有測站位置及本研究選取之 46 筆地震的震央位置。

研究方法

對於現地型預警系統來說，是利用P波的傳遞速度較S波快，由分析P波的資訊來作預警之判斷，而且著重於估算地震規模以及震動強度。在方法上本研究利用 τ_c 估算地震規模(Kanamori, 2005)，除此之外，單一測站可由地震波的粒子振動方向估算地震波來的方位，再由Pd衰減關係估算地震波傳遞之距離(Nakamura, 1988)，以此估算震央位置。

τ_c 方法

一般來說，地震初始運動的週期反應出地震大小。Nakamura(1988)所發展的方法，是使用某個時間區段的平均週期來代替初動週期。Kanamori(2005)將 Nakamura(1988)的方法加以修改，得出 τ_c 方法。從三向地震紀錄中取出垂直向的地表位移($u(t)$)和垂直向的速度($\dot{u}(t)$)，並依下列公式(1)計算比率 r 。

$$r = \frac{\int_0^{\tau_0} \dot{u}^2(t) dt}{\int_0^{\tau_0} u^2(t) dt} \quad (1)$$

從P波到達測站後開始積分，其積分區間為0秒到 τ_0 秒。通常設定 τ_0 為3秒，推得 $\tau_c = \frac{2\pi}{\sqrt{r}}$ 。便可用 τ_c 來代表P波初始振動之週期， τ_c 越大，則地震就越大。

地震位置之估算

震央位置之估算，可以由地震來的方向及其震波傳遞距離來表示。因此，我們以估算此兩參數計算震央位置。

估算震央方位角是採用 Nakamura(1988)之方法，該方法是運用垂直及水平分量之地動訊號的交相關函數求取地震波之入射方位角。垂直及水平分量地動訊號之交相關函數，由以下公式所求得：

$$(R_{ud,ew})_i = \alpha(R_{ud,ew})_{i-1} + (X_{ud})_i (X_{ew})_i \quad (2)$$

$$(R_{ud,ns})_i = \alpha(R_{ud,ns})_{i-1} + (X_{ud})_i (X_{ns})_i \quad (3)$$

其中， $(R_{ud,ew})_i$ 為第 i 點垂直與東西分量之交相關函數， $(R_{ud,ns})_i$ 為第 i 點垂直與南北分量之交相關函數， $(X_{ud})_i$ 為第 i 點垂直分量之地動訊號， $(X_{ew})_i$ 為第 i 點東西分量之地動訊號， $(X_{ns})_i$ 為第 i 點南北分量之地動訊號， α 為平滑常數(0.0 - 1.0)。由公式(2)及(3)求得交相關函數之後，再代入下式，即可求得地震波入射之方位角 θ 。

$$\theta_i = \tan^{-1} \frac{(R_{ud,ew})_i}{(R_{ud,ns})_i} \quad (4)$$

另外，由 Pd 之衰減關係可以推算地震波傳遞之距離(R)。一般地震波之振幅之對數與地震規模(M)成正比，與地震波傳遞距離之對數值成反比。因此，在已知 Pd 大小及規模值時，地震波傳遞之距離可由下式估算：

$$\log(Pd) = a * M + b * \log(A_p) + c \quad (5)$$

上式中 a, b 及 c 為常數項，可由求 Pd 之衰減關係時，事先計算出。結合震央方位角及地震波傳遞之距離，便能初步推估地震位置。

研究結果

圖二所示為 46 筆地震紀錄所求得 τ_c 與氣象局所公布 M_L 之對應關係。 τ_c 與規模呈現對數線性關係式，如下：

$$\log(\tau_c) = 0.693 * M_L - 3.686 \quad (6)$$

，單一紀錄之結果而言，此偏差值小於 Wu and Kanamori (2005b)之研究結果。因此，將(6)式改寫如下：

$$M_L = 1.443 * \log(\tau_c) + 5.319 \quad (7)$$

可將 τ_c 代入上式，便可估算出地震規模(M_{τ_c})。將其與 M_L 作比較，我們由圖三可看出 M_{τ_c} 與 M_L 呈現 1:1 的趨勢，但此估算規模與實際規模有 0.62 的標準偏差。就單一測站而言，此結果仍比前人的研究(Grecksch and Kumpel, 1997; Allen and Kanamori, 2003)之誤差值小。

我們將地震規模、震源距離和 Pd 作回歸分析，求得 Pd 隨距離衰減之關係式如下，

$$\log(Pd) = -3.803 + 0.733 * M - 1.481 * \log(R) \quad (8)$$

圖四所示為 Pd 之觀測值及規模 4, 5, 6 及 7 之回歸曲線。藉由上式，我們可以將

震源距離與 Pd 及規模之關係表示如下：

$$\log(R) = -2.568 + 0.495 * M + 0.675 * \log(Pd) \quad (9)$$

將 P 波三秒內得到之 Pd 及 M_{τ_c} 代入，即可求得震源距離。此估計之震源距離與實際震源距離之比值正負一個標準偏差之分布為 0.5 to 2.0(圖五)。

Pd 衰減關係式還可應用於規模之估計。若我們能從區域預警系統中獲得地震位置資訊，也就是震源距離參數，將其與 Pd 代入衰減關係當中，可推算出規模。本研究將此估算之規模(M_{pd})與 M_L 作比較，得到一線性關係式：

$$M_{pd} = M_L + 0.001 \quad (10)$$

如圖六所示，為 M_{pd} 與 M_L 之對應關係圖。圖中可看出 M_{pd} 在小地震的部分，與實際規模並無太大的誤差存在，但在大地震的部分(如集集地震)，則有明顯低估的現象。然而，由 τ_c 所求得的規模則無低估之現象，因此，未來兩種方法必須同時考慮運用。我們建議小地震(規模 6.0 以下)使用 Pd 估算，大地震(規模 6.0 以上)則用 τ_c 估算。用 τ_c 估算地震規模，其優點在於 τ_c 之計算不牽涉距離的因素，不會受地震波隨距離衰減影響，因此，不易出現規模飽和的現象。缺點則是在估算規模 6.0 以下的地震，其誤差比 M_{pd} 大。

我們計算垂直向及水平向速度波形之交相關函數，以求得地震波入射之角度。如圖七所示，與中央氣象局所發布之震央方位角作比較，其對應關係並不是很好，誤差範圍為 56 度，這可能是由附近複雜的地殼構造所引起。

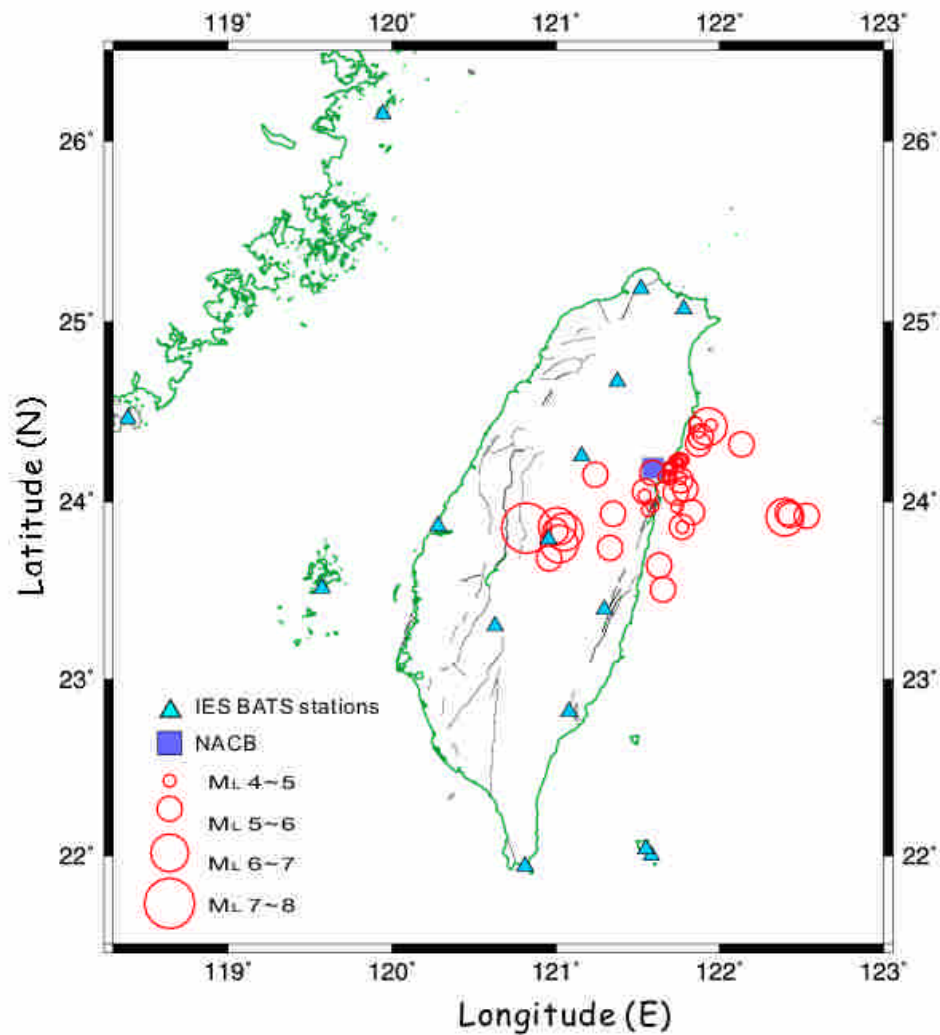
結語

就傳統的地震觀測而言，本研究所估算的誤差仍嫌大，然而，僅由 P 波到後 3 秒的資訊，進行分析其訊息本來就有限，可以估算這樣的結果是可以接受的。雖然，估算地震位置的誤差比較大，然而，對於單一測站地震預警系統而言，估算地震位置非首要任務，預測後面的震動大小才是重點。由 NACB 測站測試結果看來，未來單站之預警系統在台灣是可以期待的，我們也會於此方向繼續努力。

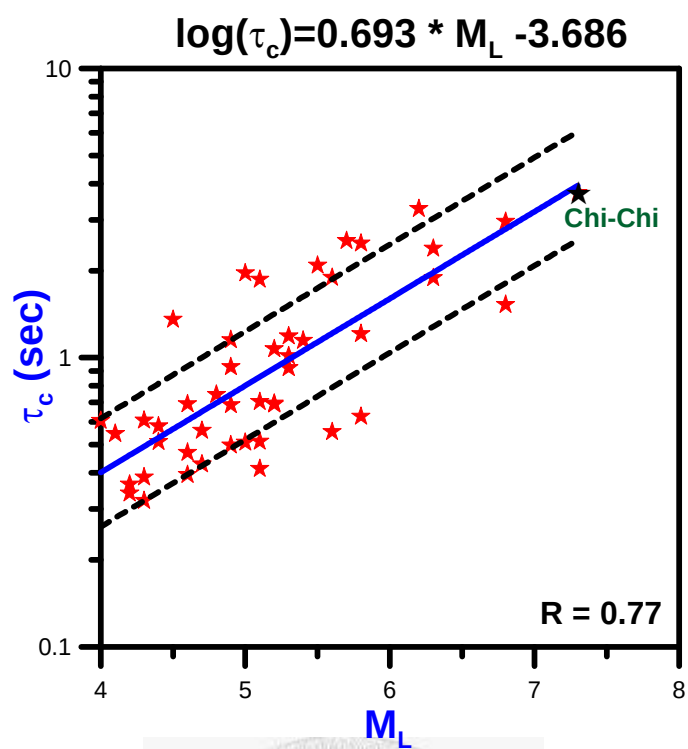
參考文獻

- Allen, R. and Kanamori, H., 2003. The potential for earthquake early warning in South California, *Science*, **300**, 786-789.
- Cooper, J.D., 1868. Letter to editor, *San Francisco Daily Evening Bulletin*, Nov. 3, 1868.
- Espinosa Aranda, J., A. Jimenez, G. Ibarrola, F. Alcantar, A. Aguilar, M. Inostroza, and S. Maldonado, 1995. Mexico City seismic alert system, *Seism, Res. Lett.* **66** 42-53.
- Grecksch, G., and Kumpel, H. J., 1997. Statistical analysis of strong-motion accelerogram and it application to earthquake early-warning systems, *Geophys. J. Int.* **129**, 113-123.
- Kanamori, H. (2005). Real-time seismology and earthquake damage mitigation, *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*, **33**, 195-214.
- Lee, W. H. K., and J. M. Espinosa-Aranda, 1998. Earthquake early warning systems: Current status and perspectives, International Conference on Early Warning Systems for the Reduction of Natural Disasters (EWC '98), September 7 to 11, Potsdam, Germany.
- Nakamura, Y. (1988). On the urgent earthquake detection and alarm system (UrEDAS). Proceeding of 9th world conference on earthquake engineering, Tokyo-Kyoto, Japan.

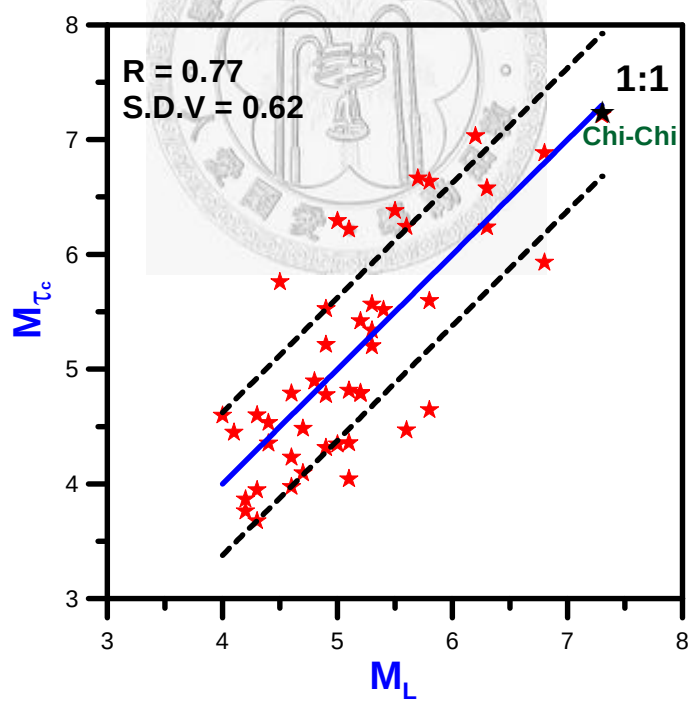
- Wu, Y. M., T. C. Shin, and Y. B. Tsai (1998). Quick and reliable determination of magnitude for seismic early warning, *Bull. Seism. Soc. Am* **88**, 1254-1259.
- Wu, Y. M., and T. L. Teng (2002). A virtual sub-network approach to earthquake early warning, *Bull. Seism. Soc. Am* **92**, 2008-2018.
- Wu, Y. M., and H. Kanamori (2005a). Rapid Assessment of Damage Potential of Earthquakes in Taiwan from the Beginning of P Waves, *Bull. Seism. Soc. Am* **95**, 1181-1185.
- Wu, Y. M., and H. Kanamori (2005b). Experiment on onsite early warning method for the Taiwan early warning system, *Bull. Seism. Soc. Am* **95**, 347-353.



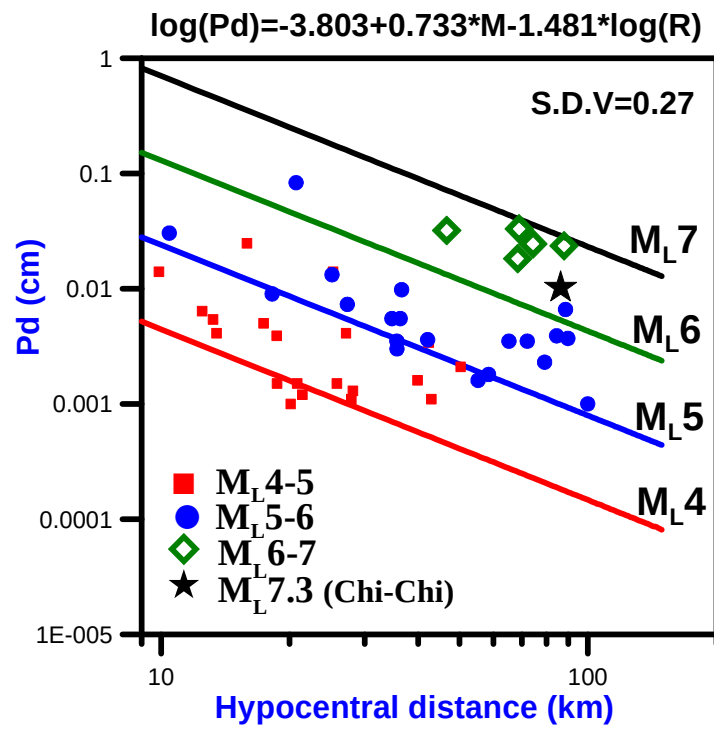
圖一：中研院地球所 BATS 所有測站位置及本研究分析之 46 個地震震央位置圖。



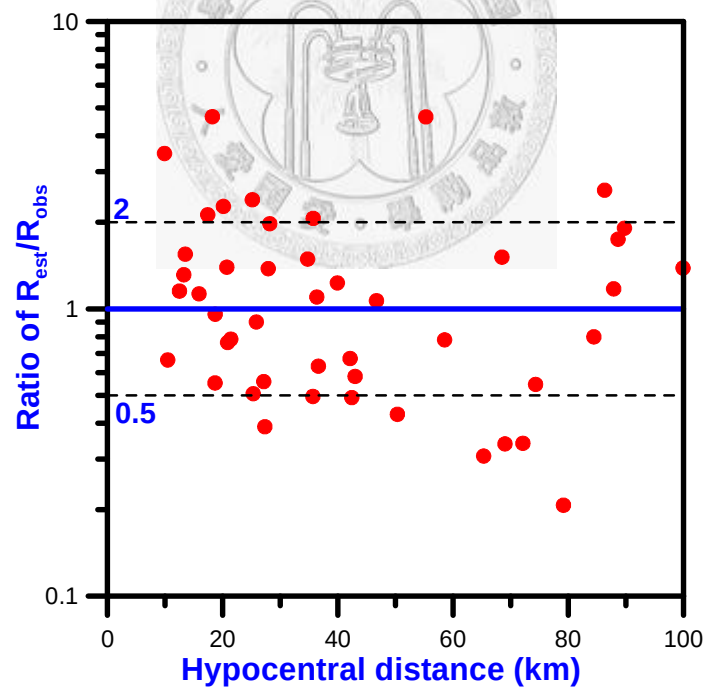
圖二： τ_c 之對數值與 M_L 之對應關係圖。



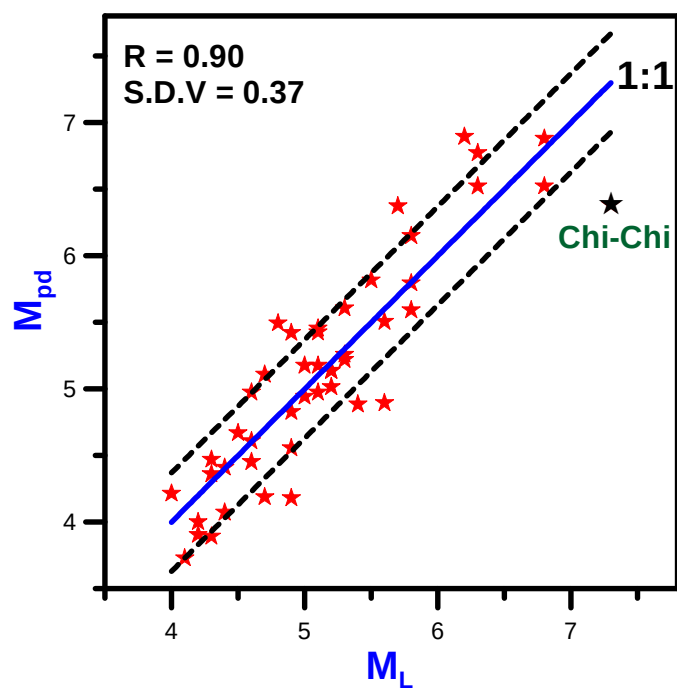
圖三：由 τ_c 估算之地震規模(M_{τ_c})與 M_L 之對應關係圖。



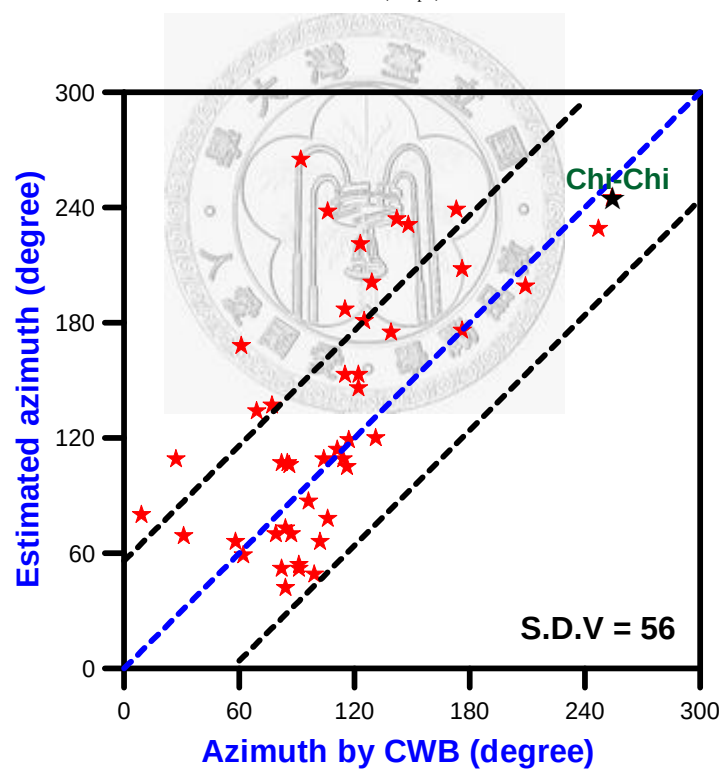
圖四：不同規模下，Pd 隨震源距離衰減之關係圖。



圖五：估計之震源距離(R_{est})與地震目錄之震源距離(R_{obs})之比值。



圖六：由 Pd 估算之地震規模(M_{pd})與 M_L 之對應關係圖。



圖七：中央氣象局地震目錄之震央方位角與本研究估算結果之比較圖。

Magnitude determination using initial *P* waves: A single-station approach

Yih-Min Wu,¹ Hsin-Yi Yen,¹ Li Zhao,² Bor-Shouh Huang,² and Wen-Tzong Liang²

Received 3 December 2005; revised 17 January 2006; accepted 31 January 2006; published 9 March 2006.

[1] Prompted by recent success in the research and application of earthquake early warning systems, we conducted an investigation into the relationship between the magnitudes of earthquakes and the properties of the first three seconds of the *P* waves at a single station. Using waveforms at station NACB of the Broadband Array in Taiwan for Seismology from 46 earthquakes within 100-km epicentral distance, we found a linear correlation between the magnitudes and the logarithmic characteristic periods of the initial *P* waves for earthquakes up to magnitude 6.5. We also detected a deterministic relationship between the magnitudes and the peak amplitudes of the initial *P* waves for earthquakes of magnitude $M < 6.5$. While further study needs to be done on the behavior of the initial *P*-wave peak amplitudes from larger earthquakes, we propose here that the characteristic periods and peak amplitudes of the first three seconds of the *P* waves be used jointly in onsite (single-station) earthquake early warning operations.

Citation: Wu, Y.-M., H.-Y. Yen, L. Zhao, B.-S. Huang, and W.-T. Liang (2006), Magnitude determination using initial *P* waves: A single-station approach, *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L05306, doi:10.1029/2005GL025395.

1. Introduction

[2] In the past few years, research on earthquake early warning (EEW) has undergone a rapid development [Wu and Teng, 2002; Allen and Kanamori, 2003; Kanamori, 2005; Wu and Kanamori, 2005a, 2005b; Olson and Allen, 2005]. At present EEW is becoming a useful tool for practical real-time seismic hazard mitigation, with applications in Japan [Nakamura, 1988; Horiuchi et al., 2005], Taiwan [Wu and Teng, 2002], and Mexico [Espinosa-Aranda et al., 1995].

[3] The critical point of EEW is determining the overall size of an earthquake, and thus the expected strong ground motion, from the first few seconds of the *P* wave. Whether this determination is possible rests on whether there are differences in the onsets of earthquakes of different sizes, which is ultimately controlled by the physics of the earthquake rupture process. A prevalent hypothesis for the earthquake rupture propagation is the so-called “cascade model”. In such a model, an earthquake rupture starts with a slip on a small fault patch and continues to grow along the fault plane as long as the conditions are favorable [Brune, 1979; Ellsworth and Beroza, 1995, 1998; Kilb and

Gomberg, 1999]. This domino-type concept implies that all earthquakes large and small begin in the same way from a small slip, and therefore the size of an earthquake cannot be determined until the entire rupture has run its course. This scenario appears to contradict the observations on the deterministic relationships between the earthquake magnitudes and some waveform properties, such as the characteristic periods and peak amplitudes, of the first few seconds of *P* waves [Allen and Kanamori, 2003; Kanamori, 2005; Wu and Kanamori, 2005a, 2005b]. As an alternative model for earthquake rupture process, Olson and Allen [2005] suggests that the final magnitude of an earthquake is determined by the first few seconds of the rupture process and the state of stress in the region surrounding the fault plane. This model provides a physical basis for the deterministic nature of earthquake magnitudes and for EEW applications.

[4] There are currently two different approaches to the EEW operations. One is the multi-station approach and it has been adopted in previous EEW studies [Allen and Kanamori, 2003; Kanamori, 2005; Wu and Kanamori, 2005a, 2005b] to find the relationships between the final magnitude of an earthquake and the characteristic parameters in the first few seconds of the *P* waves from a number of stations. In the EEW practice, this approach requires a data processing center to collect and analyze the *P*-wave observations and estimate the magnitude. In the present study, however, we investigate an alternative approach that uses the information gathered from the first few seconds of the *P* wave at a single station to estimate the magnitude of an earthquake. This allows the EEW assessments to be done onsite without the need to gather the observations from other stations, thus providing an even faster EEW than the multi-station method.

[5] From a practical point of view, most critical facilities have some automatic “shutdown” provisions whenever large ground acceleration is detected. Therefore, a single-station EEW system will be useful for large earthquakes that occur at a distance beyond about 20 km from the epicenter. However, no EEW system can provide actionable early warning within this distance, because damaging *S*-waves will have arrived before an alarm can be issued.

2. Data and Method

[6] In the single-station or onsite approach, we attempt to find out the relationships between the magnitudes of earthquakes and some observational properties of the first few seconds of the *P* waves, including the characteristic periods τ_c [Kanamori, 2005; Wu and Kanamori, 2005a] and the peak displacement amplitudes P_d [Wu and Kanamori, 2005b; Y. M. Wu and L. Zhao, Attenuation relation of *Pd*

¹Department of Geosciences, National Taiwan University, Taipei, Taiwan.

²Institute of Earth Sciences, Academia Sinica, Taipei, Taiwan.

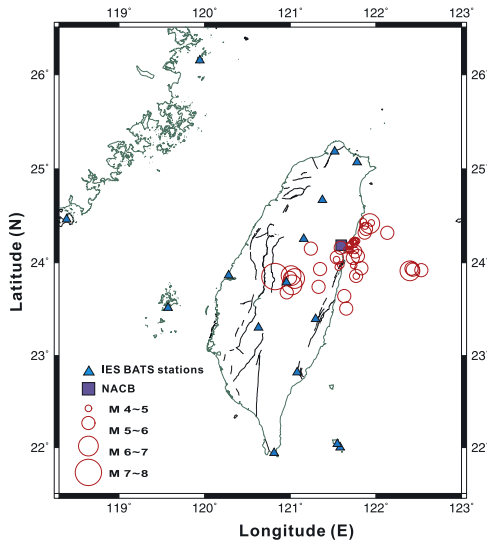


Figure 1. Stations (solid triangles and square) of the Broadband Array in Taiwan for Seismology (BATS) and the epicenters of 46 events (circles) used in this study. The blue solid square shows the location of NACB station.

and its application for earthquake early warning, submitted to *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, 2005, hereinafter referred to as Wu and Zhao, submitted manuscript, 2005].

[7] The characteristic period τ_c is defined in terms of the waveforms of the first few seconds of the *P* waves as:

$$\tau_c = 2\pi / \sqrt{F}, \quad (1)$$

with

$$r = \int_0^{\tau_0} \dot{u}^2(t) dt / \int_0^{\tau_0} u^2(t) dt, \quad (2)$$

where $u(t)$ and $\dot{u}(t)$ are the ground-motion displacement and velocity, respectively, and τ_0 is the duration of the *P* waveform used (usually 3 sec). Previous studies have shown that the characteristic periods reflect the sizes of earthquakes [Kanamori, 2005; Wu and Kanamori, 2005a; Y. M. Wu et al., Experiment on τ_c and P_d method for earthquake early warning in southern California, submitted to *Bulletin of the Seismological Society of America*, 2005, hereinafter referred to as Wu et al., submitted manuscript, 2005].

[8] The quantity P_d is the peak amplitude of displacement within the first few seconds (again usually 3 sec) after the arrival of the *P* wave. In previous studies, we have shown that this peak amplitude is well correlated with peak ground velocity (PGV) in Taiwan [Wu and Kanamori, 2005b] and in Southern California (Wu et al., submitted manuscript, 2005). This correlation suggests that we may be able to predict the peak intensity of the overall ground motion using the initial *P* waves. On the other hand, P_d is an amplitude parameter and reflects the attenuation relationship of the ground motion with distance. Therefore, if we can determine the attenuation relationship of P_d , then we

can use P_d to estimate the magnitude when the hypocentral distance is available.

[9] In practical implementation of the single-station (onsite) EEW approach, it is important to carefully analyze and choose candidate sites that can provide good EEW signals. We analyzed some of the stations in the Broadband Array in Taiwan for Seismology (BATS) maintained by the Institute of Earth Sciences (IES), Academia Sinica. We found the station NACB to be a good candidate and we will focus on this station in this paper. Figure 1 shows the station distribution of the BATS. All of the BATS stations have both high-gain broad-band velocity and low-gain force-balance acceleration (FBA) sensors. Signals are digitized at 100 samples per second with a 24-bit resolution. The low-gain channels record all large earthquakes without clipping, while the high-gain channels provide the high resolution waveforms for the initial 3 sec of the *P* waves used in this study.

[10] The NACB station is located in a marble rock tunnel in eastern Taiwan, and provides a large number of high-quality waveform records from earthquakes in the surrounding region. The waveforms used in this study were collected from 46 earthquakes occurring between 1996 and 2002. In the Central Weather Bureau (CWB) catalog, all of the events have magnitudes from 4.0 to 7.6 and focal depths of less than 30 km, and all of them are within 100-km epicentral distances from station NACB.

[11] In the CWB earthquake catalog, the reported magnitude is the local magnitude M_L . Taking the saturation problem of the local magnitudes [Wu et al., 2001] into consideration, for events of $M_L \geq 6.5$ we used the Harvard CMT moment magnitude M_w . In this paper, we denote all the earthquake magnitudes simply by M .

[12] In determining τ_c and P_d , the velocity records were numerically differentiated to obtain the accelerations and integrated to obtain the displacements. We applied a high-pass recursive Butterworth filter with a cutoff frequency of 0.075 Hz to remove the low-frequency drift after numerical integration. An automatic *P* picker described by Allen [1978] is used to detect the *P* arrival from the vertical acceleration records. Following the analyses of Kanamori [2005], Wu and Kanamori [2005a, 2005b] and Wu et al. (submitted manuscript, 2005), we chose a duration of 3 sec for the estimation of τ_c and P_d . A good estimate of the characteristic period for large ($M > 7$) earthquakes will require much longer than 3 seconds of the initial *P*-waves [Kanamori, 2005].

3. Results

[13] The result we obtained for the relationship between the characteristic period τ_c and the magnitude M is shown in Figures 2a and 2b. Figure 2a is a plot of τ_c determined from all 46 records versus M . The values of $\log \tau_c$ increase approximately linearly with M with a linear correlation coefficient of 0.77. The linear regression for the relationship between the τ_c and M leads to

$$M = 3.088 \log \tau_c + 5.300, \quad (3)$$

with a standard deviation of 0.57. This means that when using τ_c to estimate the magnitude (M_{τ_c}), one standard-

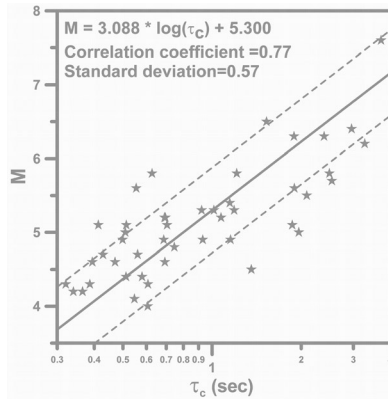


Figure 2a. Relationship between M and $\log \tau_c$ determined from the 46 events. Solid line shows the least squares fit and two dashed lines show one standard deviation of M .

deviation level will be about 0.57 units. This uncertainty is slightly smaller than those in previous studies [Grecksch and Kumpel, 1997; Allen and Kanamori, 2003]. From Figure 2a, we can see that the linear relationship between $\log \tau_c$ and M persists throughout the entire magnitude range. This result strongly supports the scenario that the earliest stage of the earthquake rupture probably plays an important role in determining the final magnitude of the earthquake. Not surprisingly, the magnitudes estimated from τ_c correlate very well with the values reported in the earthquake catalogs, as shown in Figure 2b.

[14] We assumed a linear relationship among the logarithmic Pd , the magnitude M , and the logarithmic hypocentral distance (R):

$$\log Pd(R) = A + B \cdot M + C \cdot \log(R) \quad (4)$$

where A , B , and C are constants to be determined from the regression analysis using the P waves from the 46 events. Generally, for such a regression we need to consider the R term. However, we conducted a test for this term and found that it is not statistically significant. Similar result was also found in our previous studies [Wu *et al.*, 2005; Wu and Zhao, submitted manuscript, 2005]. With constraints from the 46

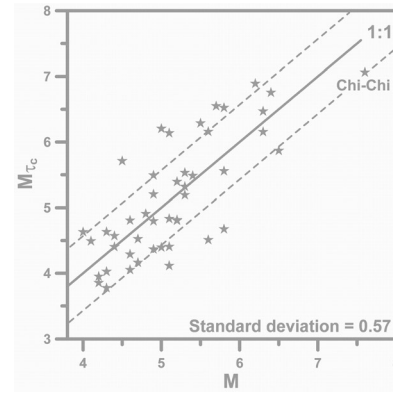


Figure 2b. Magnitudes estimated from τ_c versus M . Solid line shows the least squares fit and the two dashed lines show the range of one standard deviation.

records, the best-fitting attenuation relationship for $\log Pd$ is found to be

$$\log Pd(R) = -3.801 + 0.722 \cdot M - 1.444 \cdot \log(R) \pm 0.29. \quad (5)$$

The comparisons between the observed and predicted Pd values for magnitudes 4, 5, 6 and 7 are shown in Figure 3a.

[15] In EEW practice, the earthquake location can also be estimated from the P wave [Nakamura, 1988]. The hypocentral distance will then be available, and the magnitude (M_{Pd}) can thus be estimated from Pd . For this purpose, we shall rewrite equation (5) into the following form:

$$M_{Pd} = 5.265 + 1.385 \cdot \log(Pd) + 2.000 \cdot \log(R). \quad (6)$$

Figure 3b provides a comparison of the two types of magnitude values for the 46 events in which the M_{Pd} values are plotted against the M values. On the 45° line, $M_{Pd} = M$, and the dashed lines show the one standard deviation (0.39) locations. The uncertainty of magnitude determination from Pd is relatively small.

[16] The results in Figures 3a and 3b show that for earthquakes up to magnitude 7, there is clearly a determin-

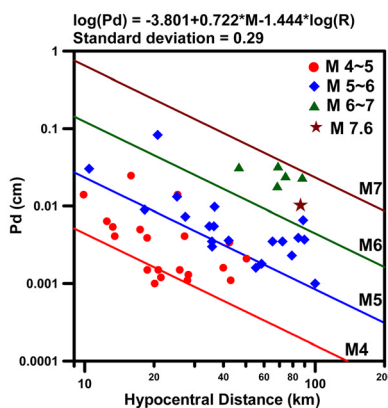


Figure 3a. Distribution of the observed Pd measurements. The four diagonal lines are calculated from the linear Pd - R relationship for magnitudes 4, 5, 6, and 7.

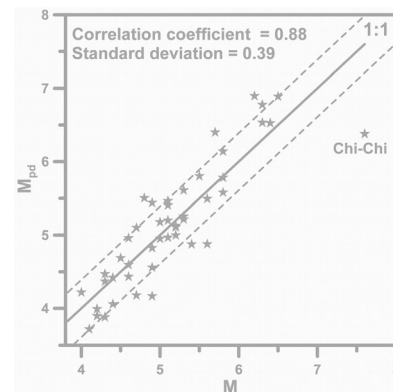


Figure 3b. Magnitudes determined from Pd versus the reported magnitudes M . Solid line shows the least squares fit and the two dashed lines show the range of one standard deviation.

istic relationship between the observed peak amplitudes in the first 3 seconds of the *P* waves and the magnitudes of earthquakes. However, it is rather intriguing that the magnitude 7.6 Chi-Chi earthquake violates this relationship and has a much lower magnitude of 6.38 predicted by *Pd*, as can be seen in Figure 3b. This is also significantly lower than the τ_c -estimated magnitude of 7.06. The magnitude of the Chi-Chi earthquake determined from *Pd* seems to imply a “cascade model” for the earthquake rupture process. However, this result remains unique in all the data we have analyzed, and more observations are needed.

4. Discussion and Conclusion

[17] In this study, we determined the relationships between earthquake magnitudes and the characteristic parameters τ_c and *Pd* observed from the first three seconds of the *P* waves. A good linear relationship is found between the characteristic periods τ_c of the initial *P* waves and the magnitudes of earthquakes. This linear relationship persists throughout the entire magnitude range in our study, showing a consistency with the earthquake initiation model proposed by Olson and Allen [2005] in which the final magnitude of an earthquake is to a large extent determined by the earliest stage of the rupture process. This result allows us to use the characteristic periods (or dominant frequency) observed from the first 3 seconds of the *P* waves at a single station to estimate the magnitudes of earthquakes. To avoid large uncertainty, previous studies [Kanamori, 2005; Wu and Kanamori, 2005a, 2005b] have suggested that a threshold level should be established when τ_c is used in EEW practice, since only large earthquakes can produce large τ_c .

[18] We have also found a good linear relationship among the logarithmic peak amplitude *Pd*, the magnitude, and the logarithmic hypocentral distance, for earthquakes up to at least magnitude 6.5. The effectiveness of the peak amplitude observation for large earthquakes ($M > 7$) remains to be examined. Although the *Pd*-estimated magnitude M_{Pd} may not predict the magnitudes of large earthquakes, it does correlate well with the catalog magnitude for $M < 6.5$ events with a small uncertainty of about 0.4. Since *Pd* is an amplitude parameter, most of the uncertainty could well come from the effect of the *P* wave radiation pattern. With a good grasp of the relationship between *Pd* and radiation pattern, *Pd* can be a very good instrument in magnitude determination for $M < 6.5$ events. Thus, we propose that a combination of *Pd* and τ_c analyses to be used for single station or onsite EEW operation.

[19] **Acknowledgments.** We wish to thank Hiroo Kanamori for his stimulating ideas and encouragements. We also wish to thank Willie Lee and an anonymous reviewer for their valuable comments. This research was supported by the National Science Council of the Republic of China and Institute of Earth Sciences, Academia Sinica.

References

- Allen, R. M., and H. Kanamori (2003), The potential for earthquake early warning in southern California, *Science*, 300, 786–789.
- Allen, R. V. (1978), Automatic earthquake recognition and timing from single traces, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 68, 1521–1532.
- Brune, J. N. (1979), Implications of earthquake triggering and rupture propagation for earthquake prediction based on premonitory phenomena, *J. Geophys. Res.*, 84, 2195–2198.
- Ellsworth, W. L., and G. C. Beroza (1995), Seismic evidence for an earthquake nucleation phase, *Science*, 268, 851–855.
- Ellsworth, W. L., and G. C. Beroza (1998), Observation of the seismic nucleation phase in the Ridgecrest, California, earthquake sequence, *Geophys. Res. Lett.*, 25, 401–404.
- Espinosa-Aranda, J., A. Jiménez, G. Ibarrola, F. Alcantar, A. Aguilar, M. Inostroza, and S. Maldonado (1995), Mexico City seismic alert system, *Seismol. Res. Lett.*, 66, 42–53.
- Grecksch, G., and H. J. Kumpel (1997), Statistical analysis of strong-motion accelerogram and its application to earthquake early-warning systems, *Geophys. J. Int.*, 129, 113–123.
- Horiuchi, S., H. Negishi, K. Abe, A. Kamimura, and Y. Fujinawa (2005), An automatic processing system for broadcasting earthquake alarms, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 95, 708–718.
- Kanamori, H. (2005), Real-time seismology and earthquake damage mitigation, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 33, 195–214, doi:10.1146/annurev.earth.33.092203.122626.
- Kilb, D., and J. Gombert (1999), The initial subevent of the 1994 Northridge, California, earthquake: Is earthquake size predictable?, *J. Seismol.*, 3, 409–420.
- Nakamura, Y. (1988), On the urgent earthquake detection and alarm system (UrEDAS), *Proceedings of 9th World Conference on Earthquake Engineering*, vol. VII, pp. 673–678, Jpn. Assoc. for Earthquake Disaster Prev., Tokyo.
- Olson, E. L., and R. M. Allen (2005), The deterministic nature of earthquake rupture, *Nature*, 438, 212–215.
- Wu, Y. M. (2005a), Experiment on an onsite early warning method for the Taiwan early warning system, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 95, 347–353.
- Wu, Y. M., and H. Kanamori (2005b), Rapid assessment of damaging potential of earthquakes in Taiwan from the beginning of *P* Waves, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 95, 1181–1185.
- Wu, Y. M., and T. L. Teng (2002), A virtual sub-network approach to earthquake early warning, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 92, 2008–2018.
- Wu, Y. M., T. C. Shin, and C. H. Chang (2001), Near realtime mapping of peak ground acceleration and peak ground velocity following a strong earthquake, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 91, 1218–1228.
- Wu, Y. M., R. M. Allen, and C. F. Wu (2005), Revised ML determination for crustal earthquakes in Taiwan, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 95, 2517–2524.

B.-S. Huang, W.-T. Liang, and L. Zhao, Institute of Earth Sciences, Academia Sinica, Nankang, Taipei 115, Taiwan.

Y.-M. Wu and H.-Y. Yen, Department of Geosciences, National Taiwan University, Taipei 106, Taiwan. (drymwu@ntu.edu.tw)