西太平洋地質科學, 第 15-18 卷, 第 131-152 頁, 2018 年 12 月
WESTERN PACIFIC EARTH SCIENCES, Vol.15-18, P.131-152, December, 2018

USING COMPLEX DEMODULATION AND ATTENUATION STRUCTURE TO RESOLVE P WAVE'S ACCELERATION SOURCE TIME FUNCTION

Cheng-Hao Huang[1], Cheng-Yu Lee[1], Yu-Chi Kao[1] and Kuang-Jung Chen[1]

1. Department of Earth Sciences, National Taiwan Normal University, Taipei, Taiwan, R.O.C.

ABSTRACT

In order to study the acceleration characteristic of P wave, this research uses complex demodulation, attenuation structure and ray tracing method to resolve P wave's acceleration source time function. The seismic waveform data recorded by Taiwan Strong Motion Instrumental Program (TSMIP) of Central Weather Bureau at Taichung, Tainan, Yilan and Taitung were used to resolve the source time function in this study. Data sampling length were chosen in nearly 10 seconds at the beginning of P wave and sampling rate at 4 ~ 10 Hz. The procedure of this study were divided into three parts: (I) complex demodulation, (II) calculate the amplitude value (gal) in the P wave acceleration of every frequency, and (III) resolve P wave's acceleration source time function. The P wave's acceleration source time function resolved from every area's waveform data of the same earthquake reveal high positive linear correlation can prove this study is reliable. The variations in P wave's acceleration resolved from earthquakes of each area correlate well with plate tectonics, seismicity, source rupture process and lithology. This study offer another reliable research method different from using seismic velocity structure to resolve source time function.

Key words: complex demodulation, attenuation structure, P wave's acceleration source time function

1. Cheng-Hao Huang, e-mail: 897440045@gapps.ntnu.edu.tw

以複數解載與衰減構造解算震源P波加速度時間函數

黃丞皞[1]、李正宇[1]、高毓琦[1]、陳光榮[1]

1. 國立臺灣師範大學地球科學研究所

摘　要

本研究使用複數解載**(Complex demodulation)**、衰減構造**(Attenuation structure)**與波線追跡法**(Ray tracing)**等方法，以中央氣象局強地動觀測計畫**(Taiwan Strong Motion Instrumental Program, TSMIP)**中，臺中、臺南、宜蘭與臺東四地區測站所記錄的地震事件波形，解算震源**P**波加速度時間函數。為了避免其他震波影響**P**波解算結果，地震資料取樣時間長度選取為**P**波初達**10**秒內。考量**P**波頻譜特性、程式計算效率以及衰減構造可靠頻譜範圍等，選取頻率範圍**4**至**10 Hz**、取樣間隔**0.5 Hz** 之加速度頻譜用以分析。為比較各地區解算結果之正確性，地震事件必須為四地區均收到並且各地地震強度大於**4**級以上。研究流程如下：**(I)**複數解載、**(II)**計算各頻率震源**P**波加速度振幅值**(gal)**以及**(III)** 解算震源**P**波加速度時間函數。複數解載可計算地震紀錄中各頻率加速度值隨時間變化。各頻率震源**P**波加速度值之計算首先利用波線追跡法計算地震波傳播之路徑與走時，並且以此路徑計算所經過三維衰減構造各區塊之震波衰減因子；進而以走時、衰減因子以及各頻率資料求得震源**P**波加速度值。震源**P**波加速度時間函數之解算則為將計算出各頻率震源**P**波值代入震源加速度時間函數公式，以求出震源**P**波加速度時間函數。各地區測站資料解算同一個地震事件之震源**P**波加速度時間函數呈現高線性相關；解算各區域震源結果與中央氣象局分析各地區地震活動特性結果相符，均可證明本研究方法為可信方法。本研究提供相對於速度資料解算震源時間函數之外另一可信的解算方法。

關鍵詞：複數解載、衰減構造、震源**P**波加速度時間函數

1. 黃丞皞電子郵件信箱：897440045@gapps.ntnu.edu.tw

1、緒　　論

臺灣位於環太平洋地震帶上，受到歐亞板塊與菲律賓海板塊相互碰撞的影響，1991年1月至2016年3月發生地震合計9,110個、顯著有感地震3,001個、小區域地震6,109個(中央氣象局，2016)，因此預防地震所造成之破壞、減低震災的損失，就一直是政府的施政重點，而地震震源特性則是研究地震影響重要的研究方向之一。地震之加速度特性應用於地震防災規畫上，包含準確的近地表強地動參數，目的在於預估可能發生具有破壞性地震的地震強度，以之模擬各地強地動特性，提供參考數據予地震工程與建築設計訂定標準所需，因此需要針對震源加速度特性進行研究，以之研究各地區接收地震波加速度變化，提供作為防災規劃參考依據之一。

地震災害的程度，與當地所受到的地動加速度大小相關，而影響地震波傳至地面時地動大小的因素有三，包括震源效應、波徑傳播效應、及場址效應。當一地震發生時，首先需了解其震源特性，由震源產生之震波在地層中傳遞時會隨傳播之路徑而衰減，當震波到達局部場址時，需考慮局部之場址效應。所有這些因子再加上水文、地質、山崩潛勢等資料來建立細部的模型，用此模擬，即可達到評估區域地震災害潛勢之目的。無論由震源特性來估計場址地表振動，或是由地表振動紀錄來解算震源特性，皆必須以波徑效應當作修正的要素。臺灣歷年來利用實體波及表面波走時來推求地球內部波徑效應之速度構造之研究已有很好的進展(Ma *et al*., 1996；Rau and Wu, 1995；Roecker *et al*., 1987)，而研究波徑效應另一方法之三維衰減構造亦趨近成熟(Chen, 1998；Chen *et al*., 1996；王郁如，2010)，因此基於上述研究以地震紀錄與衰減構造解算震源加速度時間函數，實為地震學可行的重要研究方向之一。

前人於震源特性之研究方法可概述如下：一、藉由地下速度構造計算理論格林函數，以之解算震源破裂特性。例如以波形擬合逆推震源(Kikuchi and Kanamori, 1991)；以近震、遠震與GPS資料逆推求解地震的破裂行為(Ma *et al*., 2001)；基於三維剪切模型(3-D spontaneous shear crack model)，利用厚斷層模型(thick fault zone model)和滑動弱化摩擦定律(slip-weakening friction law)研究震源動態破裂過程(Zhang *et al*., 2004)。二、由小規模地震作為經驗格林函數，以之求解大規模地震震源函數。例如以經驗格林函數逆推斷層面滑移特性(Chen and Xu, 2000)；以地震紀錄計算震源函數反演震源

特性(Roumelioti *et al*., 2004)；以表面波解迴旋法(surface-wave deconvolution)將主震與其周圍小地震解迴旋找到相對震源時間函數(relative source-time function: RSF) (Ammon *et al*., 2006)。上述方法均有很好的成果，亦有其限制。例如由理論格林函數解算震源破裂特性時，需要使用可靠的地下速度構造方能計算出精確的理論格林函數；以小規模地震作為經驗格林函數求解大規模地震時，小地震紀錄的訊噪比會影響解算品質(Zollo *et al*., 1995)、以及並非每一個地震均可以找到合適的經驗格林函數(Courboulex *et al*., 1996)。本研究使用複數解載(Complex demodulation)、衰減構造(Attenuation structure)與波線追跡法(Ray tracing)等方法直接由加速度紀錄解算震源函數，如此可減少以經驗格林函數推算震源特性所產生的誤差。

近震地震紀錄中 S 波與表面波兩者傳遞時間相近，使波譜重疊不易解離研究，因此本研究以波譜相對單純之初達 P 波作為研究目標，以之做為震源加速度時間函數的研究基礎。本研究使用中央氣象局強地動觀測計畫(Taiwan Strong Motion Instrumental Program, TSMIP)中，臺中、臺南、宜蘭與臺東四地區測站所記錄的地震事件波形，以之解算震源 P 波加速度時間函數。為了避免 P 波受到其他震波波相影響，設定地震紀錄資料選取時間長度為 P 波初達 10 秒內。考量 P 波頻譜特性、程式計算效率以及衰減構造可靠頻率範圍 4 至 25 Hz (Chen, 1998)，選取頻率範圍 4 至10 Hz、取樣間隔 0.5 Hz 之加速度頻譜用以分析。

為證明本研究方法可信，首先以各地區地震紀錄解算同一個地震事件震源加速度時間函數，資料選取需考量地震對各地區之影響程度與地震紀錄初達 P 波較為明顯者，因此設定地震事件選取條件為各地區測站均有記錄並且地震強度大於 4 級以上之地震事件。為嘗試以此方法研究各區域地震震源 P 波加速度特性，故以宜蘭地區測站資料解算不同區域地震事件之震源 P 波加速度時間函數，選取震央位於本島與東部海域地震規模大於 6.0 以上之地震事件，解算不同地質構造區域是否具有不同震源函數變化，以證明本方法之可靠性。本研究主要使用方法為複數解載、波線追跡法，並且使用三維衰減構造(Chen, 1998)解算震源 P 波加速度時間函數，分析解算結果後與中央氣象局分析各地區地震活動特性相比較，以證明本研究方法為可信方法。

2、研究方法

研究方法主要為(I)複數解載、(II)計算各頻率震源P波加速度振幅值與(III)解算震源P波加速度時間函數。為了避免震波入射角度影響解算結果，本研究採用三分量合成後之地震紀錄，以解算震源P波加速度時間函數。

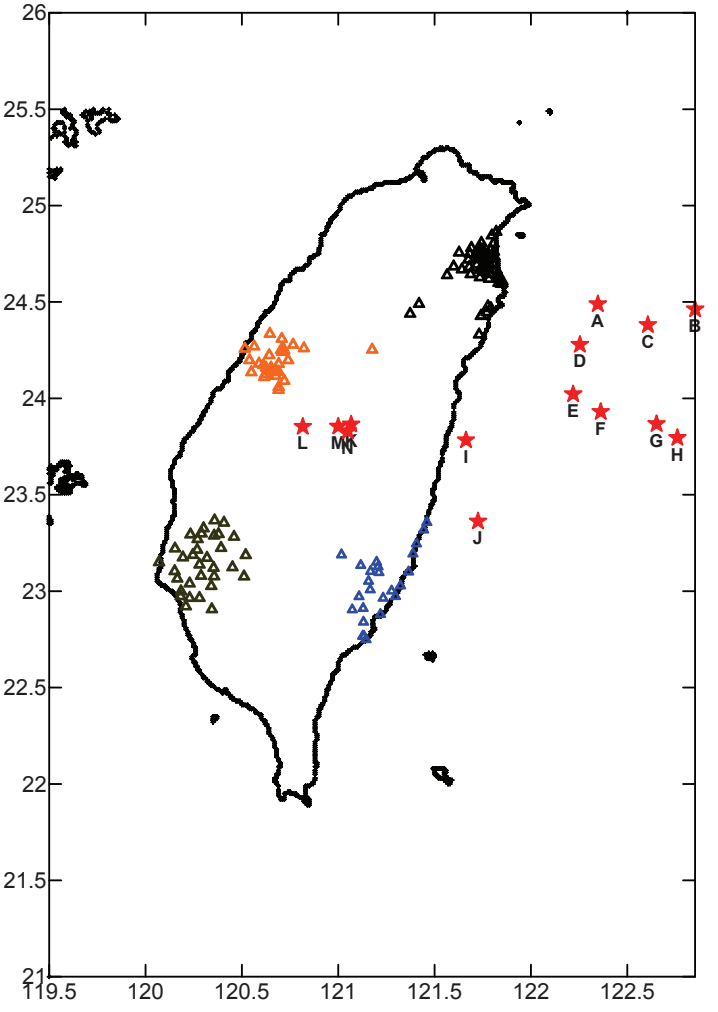
2.1 研究資料

本研究使用中央氣象局強地動觀測計畫資料，選取計畫分區中的臺中區、臺南區、宜蘭區與臺東區測站記錄之地震事件用以解算震源P波加速度時間函數。本研究使用之地震事件編號、發震日期、震央位置、芮氏規模與震源深度資訊如表一所示。本研究主要分為兩部分，資料選取條件分別如下：為證明本研究方法可信，以臺中區、臺南區、宜蘭區與臺東區地震紀錄解算同一個地震事件震源加速度時間函數，資料選取考量地震對各地區之影響程度與地震紀錄初達P波較為明顯者，因此選取各地

表一、本研究所使用之地震事件資訊，依照中央氣象局分區以及緯度排序。
Table 1. Seismic events information used in this study, in accordance with the order of the Central Weather Bureau seismic zoning and latitude.

事件編號	日期(UT)	緯度(°N)	經度(°E)	芮氏規模	深度(km)
A	19960729	24.489	122.347	6.14	65.68
B	20041015	24.462	122.852	7.10	91.03
C	20010613	24.381	122.607	6.25	64.41
D	20070906	24.278	122.254	6.63	54.01
E	20090713	24.022	122.219	6.00	18.08
F	19960305	23.93	122.362	6.40	6.00
G	20011218	23.867	122.652	6.70	12.00
H	20041108	23.795	122.76	6.58	10.00
I	20091219	23.783	121.663	6.92	43.78
J	19991101	23.362	121.725	6.90	31.33
K	19990920	23.865	121.067	6.70	12.49
L	19990920	23.853	120.816	7.30	8.00
M	19990925	23.854	121.000	6.80	12.06
N	19990922	23.830	121.050	6.80	15.59

區均有記錄並且地震強度大於 4 級以上之地震事件；為比較解算不同地質構造區域是否具有不同震源函數變化，以證明本方法之可靠性，選取宜蘭地區測站記錄震央位於本島與東部海域地震規模大於 6.0 以上之地震事件。各測站位置與地震震央位置分布如圖一所示。



圖一、本研究使用的中央氣象局強地動觀測計畫測站位置與地震震央位置分布圖。圖片中三角形符號標示測站位置，本研究使用測站位置分別位於臺中區、臺南區、宜蘭區與臺東區；星形符號為地震震央位置，地震事件編號為A~N。

Figure 1. Distribution of stations and seismic events. Triangle symbols represent the location of stations of Taiwan Strong Motion Instrumental Program (TSMIP) of Central Weather Bureau at Taichung, Tainan, Yilan and Taitung. Star symbols represent the location of seismic events.

2.2 複數解載

複數解載是基於快速傅立葉轉換時間序列資料的處理方法，此方法可計算出地球物理資料中目標頻率分量振幅強度隨時間的變化，並且求出振幅之絕對物理量值(Banks, 1975)。使用到的工具包含有：快速傅立葉轉換(FFT)、餘弦鐘形濾波器(cosine bell filter)、相位平移(phase shift)及傅立葉反轉換(inverse FFT)。

假設有一個週期函數含有固定頻率f_0，且$\omega_0 = 2\pi f_0$，此時序函數可表示成：

$$X(\omega_0, t) = A\cos(\omega_0 t + r) \tag{1}$$

其中頻率分量f_0稱為中央頻率(central frequency)，式中A可解釋成f_0的振幅(amplitude)，r則為f_0的相位(phase)。將(1)式以歐拉恆等式(Euler's identities)展開並且乘以時間序列的變數位移到零的頻率，可將每個頻帶產生的序列定義如下：

$$X_s(t) = X(\omega_0, t)\exp(-i\omega' t) \tag{2}$$

如此$X_s(t)$的數學意義為$X(\omega_0, t)$在頻率域中向左平移$(\omega'/2\pi)$後的時序函數。

將$X(\omega_0, t)$以歐拉恆等式展開，則$X_s(t)$成為：

$$\begin{aligned} X_s(t) &= X(\omega_0, t)\exp(-i\omega' t) \\ &= (A/2)\,(\exp(i(\omega_0 t + r)) + \exp(-i(\omega_0 t + r)))\exp(-i\omega' t) \\ &= (A/2)\,(\exp(-i((\omega' + \omega_0)t + r)) + \exp(-i((\omega' - \omega_0)t - r)) \end{aligned} \tag{3}$$

令$\omega' = \omega_0 + \delta\omega$則

$$X_s(t) = (A/2)(\exp(-i((2\omega_0 + \delta\omega)t + r)) + \exp(-i(\delta\omega t - r))) \tag{4}$$

若是對$X_s(t)$做相位平移時，取ω'趨近於ω_0，即$\delta\omega \to 0$，則$\delta\omega t << r$，如此$\delta\omega t$可忽略不計，於是$X_s(t)$可簡化成：

$$X_s(t) = (A/2)(\exp(-i((2\omega_0 + \delta\omega)\,t + r)) + \exp(ir))) \tag{5}$$

此時若對 $X_s(t)$ 做低通濾波處理，可得到一精簡的時間序列函數 $X_d(\omega_0, t)$：

$$X_d(\omega_0, t) = (A/2)\exp(ir) \tag{6}$$

由此 $X_d(\omega_0, t)$ 中可解出振幅及相位：

$$r(t) = \tan^{-1}(\mathrm{Image}(X_d(\omega_0, t)) / \mathrm{Real}(X_d(\omega_0, t)))$$
$$A(t) = X_d(\omega_0, t) / \cos(r(t)) \tag{7}$$

此處濾波主要目的為濾除所有其他非觀測目標的雜訊，即使輸入的原始資料是由多種頻率的混合而成，亦可因此獨立出所需要的頻率分量資料，處理程序如圖二。

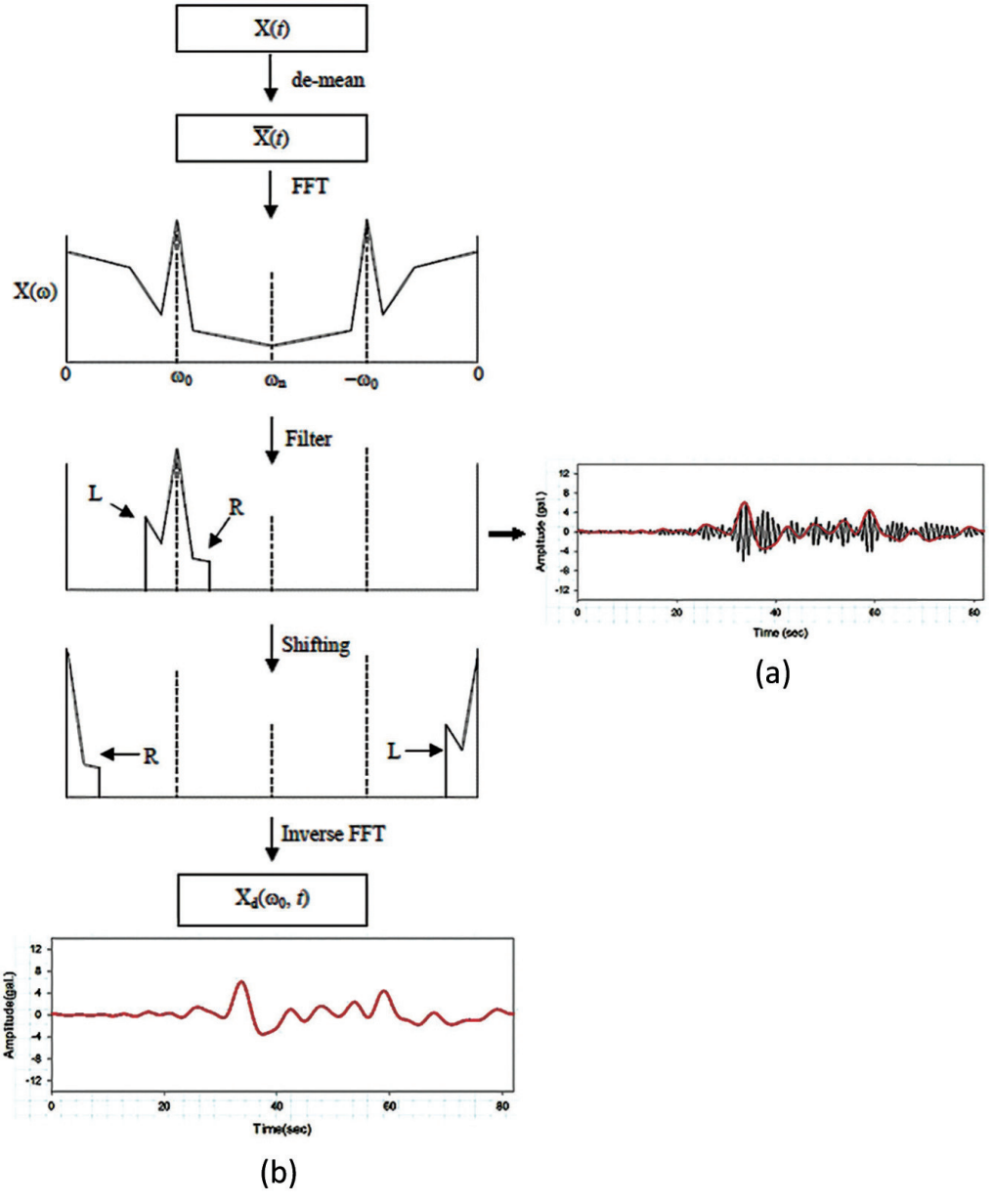
2.3 波線追跡法

解算初達 P 波之震源特性，需要先計算出各頻率震波在每一個衰減構造區塊內所經過的路徑與走時，方可計算出震波於其中所經過之週期數，進而算出總衰減能量，故本文使用波線追跡法以達成此目標。波線追跡法一般有兩種，即射出法(shooting)及彎曲法(bending)，本文為了避免彎曲法的不收斂性，採用射出法來計算 P 波初達波的最小走時(Julian and Gubbins, 1977)。

處理程序大致分為兩部分，第一部份為決定直接波最小走時路徑，第二部分為折射波的最小走時路徑，最後再由此兩者中取較小者作為初達 P 波之路徑。直接波先以震源與測站連線作為初始路徑，進而利用斯涅爾定律(Snell's law)計算震波經過速度構造各層的反射角，並且調整角度直到波線可自震源傳遞至測站為止。最後依照此路徑與速度構造計算走時。折射波的計算則以時間項法計算之(Lee and Lahr, 1972)。

2.4 計算各頻率震源 P 波加速度振幅值

原始能量為 E_0 之震波於介質中傳遞，當經過一個週期 T 的能量損耗率為 ΔE，則



圖二、複數解載處理流程。(a) 圖中的高頻波譜為經過頻率域濾波、未經過相位平移後傅立葉反轉換得到之目標頻率振幅之絕對物理量隨時間的變化；(b) 圖為經過頻率域濾波與相位平移後傅立葉反轉換得到之目標頻率振幅之絕對物理量隨時間的變化。

Figure 2. The procedure of complex demodulation. (a) The curve of high frequency after Fourier inverse transformation is filtered in frequency domain. (b) The curve after Fourier inverse transformation is filtered and shifted in frequency domain shows the absolute physical value changes over time.

震波能量變化可表示如下：

$$2\pi / Q = -\Delta E / E_0 \tag{8}$$

其中Q為衰減因子。衰減構造中Q與頻率無關的假設，是指不同頻率震波於傳遞時，經過一週期內均損失了1/Q的能量，故各頻率均使用相同Q以計算其衰減比例。

若傳遞時間為t，能量損失為ΔE，則：

$$\Delta E = -E_0 \bullet 2\pi / Q \bullet t / T \tag{9}$$

因為f=1/T，所以(9)式可以寫成：

$$\Delta E = -E_0 \bullet 2\pi / Q \bullet t \bullet f \tag{10}$$

震波到達測站之剩餘能量為E'，因此：

$$\begin{aligned} E' &= E_0 + \Delta E \\ &= E_0 - E_0 \bullet 2\pi / Q \bullet f \bullet t \\ &= E_0 (1 - 2\pi / Q \bullet f \bullet t) \end{aligned} \tag{11}$$

由(11)式可得到：

$$E' / E_0 = (1 - 2\pi / Q \bullet f \bullet t) \tag{12}$$

由於振幅平方值與能量呈正比，即$A^2 \propto E$，故$A \propto \sqrt{E}$，因此頻率為f_i的震波，其測站所收到之相對振幅為a_i，可表示如下：

$$\frac{a_i}{A_i} = \sqrt{\frac{E'}{E_0}} = \sqrt{(1 - \frac{2\pi}{Q} \cdot f_i \cdot t_i)} \tag{13}$$

其中 A_i 表示震源之加速度振幅，因此如果已知某地震之震源位置及測站的目標頻率加速度振幅值，利用波線追跡法找出之波線路徑，計算波線在衰減構造各區塊內走時，則可代入(13)式計算出各目標頻率之震源 P 波加速度振幅值。

2.5 解算震源 P 波加速度時間函數

假設震源時間函數為 S(t)，且

$$\begin{aligned} S(t) &= 2\sum_{i=1}^{n}[A_{COS(i)}(t)\cos(2\pi f_i t) + A_{sin(i)}(t)\sin(2\pi f_i t)] \\ &= 2\sum_{i=1}^{n} A_i(t)\cos[2\pi f_i t - \varphi(t)] \end{aligned} \tag{14}$$

其中 $\varphi(t) = \tan^{-1}\left[\dfrac{a_{sin(i)}(t)}{a_{cos(i)}(t)}\right]$

A_i 為頻率 f_i 所對應之震源振幅，a_i 為頻率 f_i 所對應之地震紀錄振幅。

令測站之地震紀錄為 R(t)，且

$$\begin{aligned} R(t) &= 2\sum_{i=1}^{n}[a_{cos(i)}(t)\cos(2\pi f_i t) + a_{sin(i)}(t)\sin(2\pi f_i t)] \\ &= 2\sum_{i=1}^{n} a_i(t)\cos[2\pi f_i t - \varphi(t)] \end{aligned} \tag{15}$$

利用複數解載可以將(15)式中的 $a_1(t)$、$a_2(t)$、⋯、$a_n(t)$ 值求出，將其值帶入(13)式可以求得 $A_1(t)$、$A_2(t)$、⋯、$A_n(t)$ 即

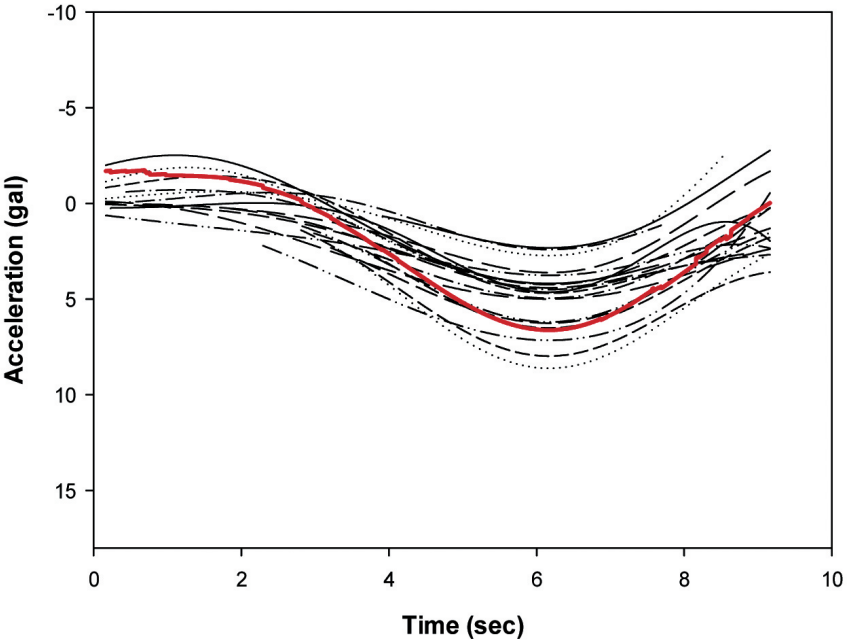
$$A_i(t) = a_i(t) \bullet \sqrt{\frac{1}{(1 - \frac{2\pi}{Q} \cdot f_i \cdot t_1)}} \tag{16}$$

若波線經過 m 個區塊(block)，其衰減因子 Q 值分別為 $Q_1, Q_2, \cdots, Q_m$，而在該對應之區塊內之走時為 $t_1, t_2, \cdots, t_m$，則

$$A_i(t) = a_i(t) \bullet \sqrt{\frac{1}{\left(1 - \sum \frac{2\pi}{Qj} \cdot f_i \cdot t_j\right)}} \qquad j = 1, m \qquad i = 1, n \tag{17}$$

將(17)結果代入(14)式即可獲得震源加速度時間函數 S(t)。

為了取得代表該區場址的場址效應所解算出之震源 P 波加速度時間函數，本研究將同一地區各測站計算出的結果平均，求得區域平均震源加速度時間函數(圖三)。



圖三、以同一地區測站資料解算單一地震事件解算震源 P 波加速度時間函數平均結果。圖中虛線為同一地區各測站解算出之震源 P 波加速度時間函數，紅色實線為各測站結果平均值，時間範圍由 P 波初達持續至10秒，縱座標為 P 波加速度絕對物理量值。

Figure 3. Average P wave's acceleration source time function at different stations. The black line represents the results of individual station's data, and the red thick solid line represents the mean value. Time coordinate ranges from the P-wave arrival to 10 seconds. The ordinate is the acceleration absolute physical values.

3、結果與討論

本研究結果分為兩部分討論：(I) 為了證明本研究方法可信，故以臺中區、臺南區、宜蘭區與臺東區測站資料解算同一個地震事件震源 P 波加速度時間函數是否相似；(II) 為比較解算不同地質構造區域是否具有不同震源函數變化，以證明本方法之可靠性，選取宜蘭地區測站資料解算不同地震分區震源 P 波加速度時間函數。為比較解算出加速度隨時間變化結果之差異，震源 P 波加速度時間函數圖以最大加速度值對齊。

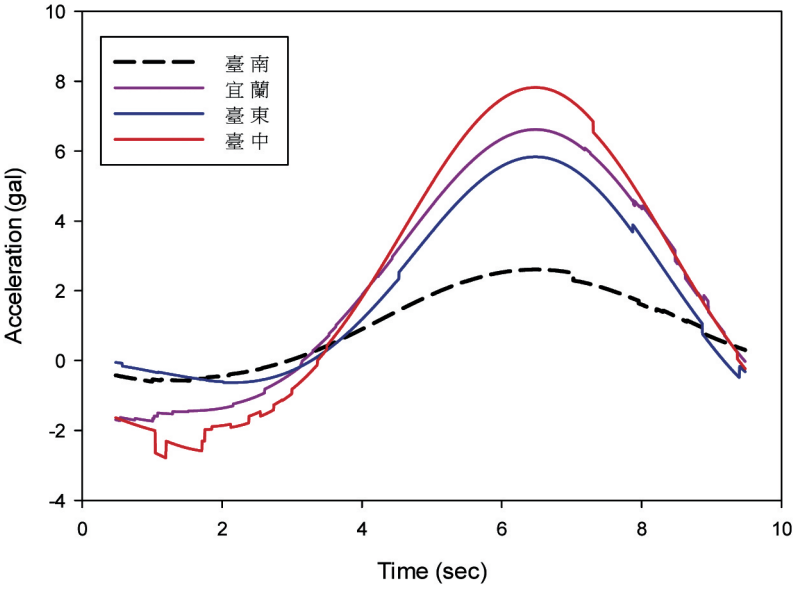
3.1 各地區測站資料解算同一個地震震源P波加速度時間函數

以臺中區、臺南區、宜蘭區與臺東區測站資料解算地震事件I，以證明本方法之可靠性。解算結果如圖四所示，其起始加速度絕對值、最大加速度絕對值、結尾加速度絕對值以及波形上揚斜率與下降斜率如表二所示。由結果可見，臺中區、宜蘭區與

表二、以臺中區、臺南區、宜蘭區與臺東區測站資料計算地震事件I之震源P波加速度時間函數各項參數。

Table 2. Seismic events information used in this study, in accordance with the order of the Central Weather Bureau seismic zoning and latitude.

測站區域	起始加速度絕對值(gal)	最大加速度絕對值(gal)	結束加速度絕對值(gal)	上揚斜率	下降斜率
臺中	1.84	7.82	0.24	2.19	2.53
宜蘭	1.42	6.62	0.03	1.71	2.22
臺東	0.63	5.84	0.32	1.52	2.05
臺南	0.59	2.61	0.30	0.58	0.77



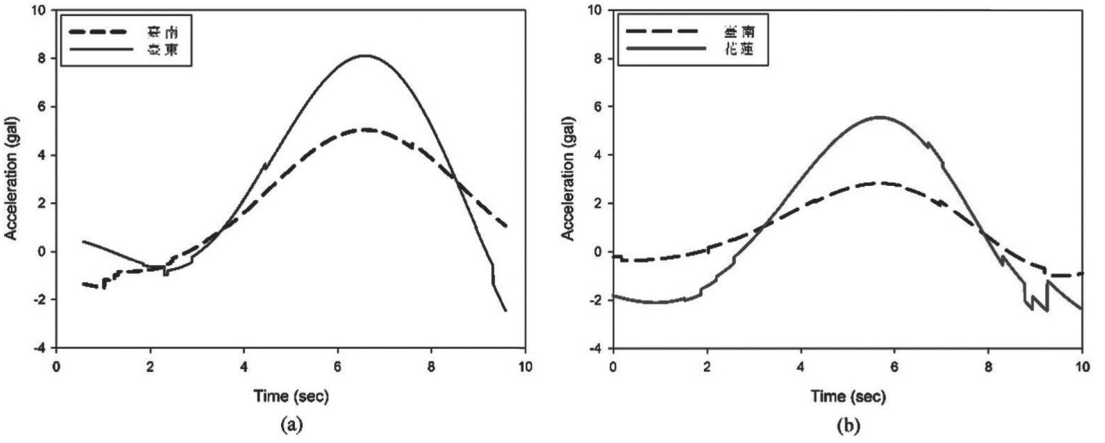
圖四、以臺中區、臺南區、宜蘭區與臺東區測站資料計算地震事件I之震源P波加速度時間函數。

Figure 4. P wave's acceleration source time functions of seismic event I resolved from Taichung, Tainan, Yilan and Taitung's data. The dashed line represents the result of Tainan station's data calculated, and the solid line represents the results of Taichung, Yilan and Taitung station's data calculated.

臺東區測站資料計算之震源 P 波加速度變化相似，加速度均自發震後以較大的加速度值上升，達到最大加速度後亦以較大的幅度下降。由此三地區解算同一個地震事件呈現高線性相關可證明本研究方法於解算震源 P 波加速度變化為一可信方法。

臺南區測站資料解算震源加速度變化則與其他地區不同，加速度值相對以較小的幅度變化，最大加速度值相較其他地區亦偏低。為了證明臺南地區測站解算結果相較其他地區測站有不同變化，本研究以規模大於 6.0、測站記錄震度大於 4 級以上條件增加兩地震事件 M、N 以比較臺南區-臺東區、臺南區−花蓮區解算震源 P 波加速度變化(圖五)。由結果可見臺南區測站解算加速度變化相較於臺東區與花蓮區，均以較小的幅度、較低的最大加速度值變化，此結果與先前其他區域比較分析相同，如此可推論臺南區測站因為特定因素使解算結果相異於其他各地區。

由地質特性推論，臺南區地層分布主要為全新世−更新世之沖積層、階地堆積層、六雙層、古亭坑層、卓蘭層與桂竹林層等，岩性由砂及粘土所構成(中央氣象局地



圖五、臺南區與臺東區、花蓮區解算結果。(a) 為臺南區與臺東區資料解算地震事件N之結果，虛線為臺南測站資料解算結果，實線為臺東測站資料解算結果；(b) 為臺南區與花蓮區資料解算地震事件M之結果，虛線為臺南測站資料解算結果，實線為花蓮測站資料解算結果。

Figure 5. P wave's acceleration source time functions resolved from Tainan, Taitung and Hualien's data. (a) P wave's acceleration source time functions resolved from Tainan and Taitung's data. The dashed line represents the result of Tainan station's data, and the solid line represents the result of Taitung station's data. (b) P wave's acceleration source time functions resolved from Tainan and Hualien's data. The dashed line represents the result of Tainan station's data, and the solid line represents the result of Hualien station's data.

震測報中心，2009)，因此推論臺南區測站場址效應影響較其他地區顯著，然而本研究的資料選取條件之下可用以計算的地震事件不多，影響臺南地區與其他地區加速度變化差異更精確的原因尚待進一步研究。

3.2 宜蘭地區測站資料計算不同地震震源P波加速度時間函數

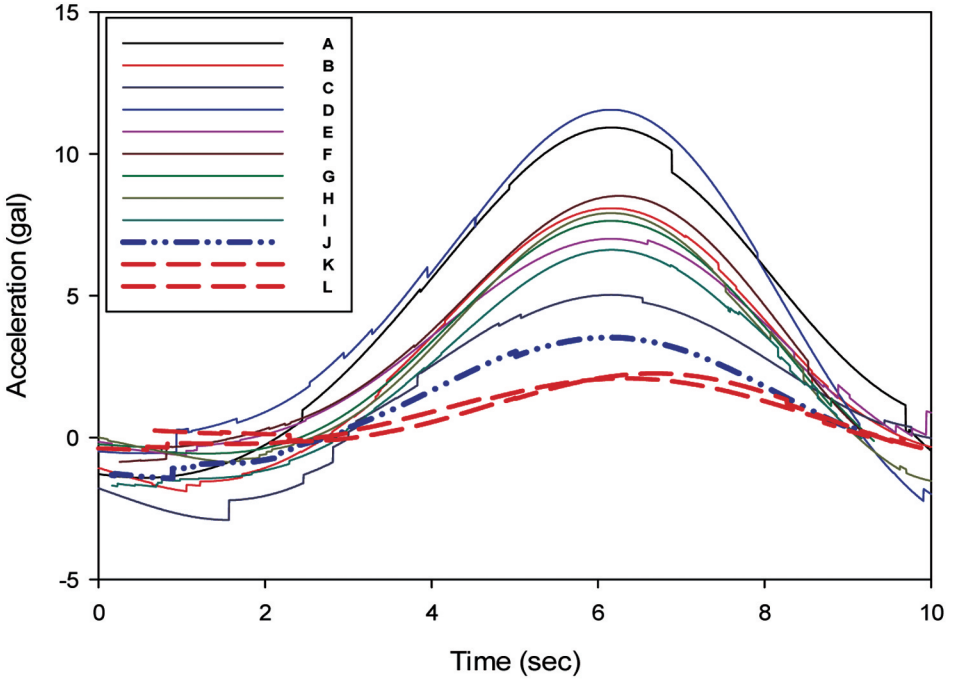
為比較解算不同地質構造區域是否具有不同震源函數變化，以證明本方法之可靠性，選取宜蘭地區測站資料解算12個不同地震分區震源P波加速度時間函數，結果如圖六所示。由圖可見地震事件A~I之震源P波加速度變化相似，加速度差值相近，故可見地震事件A~I之震源P波時間函數呈現高度線性相關。地震事件J之震源P波加速度變化相較於地震事件A~I以較慢的變化上升至最大加速度值，而後緩慢的下降；地震事件K與L之震源P波加速度變化則相近，可見地震事件K與L之震源P波時間函數呈現高度線性相關。

地震事件A~I之芮氏規模介於6.0~7.1、地震事件J之芮氏規模為6.9、地震事件K與L之芮氏規模分別為6.7與7.3，各事件之規模範圍相近，故規模差異應非造成加速度變化差異的主因，推論地震於釋放相近能量時可能有不同的錯動過程，造成加速度變化的不同。

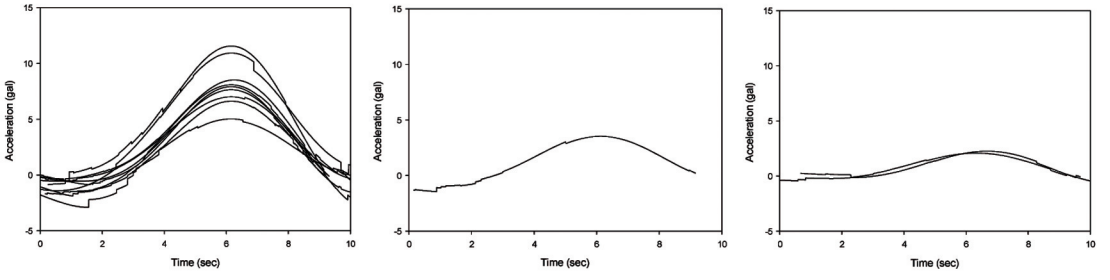
由臺灣地區主要構造分布圖(Chang *et al*., 2000)(圖七)與中央氣象局依據地震活動度、地形與地體構造以及行政區域等因素所劃分的之臺灣7分區(中央氣象局地震測報中心，2009)(圖八)，可見本研究所解算之地震事件位於不同構造與不同地震分區，分別為中央氣象局所劃分之花蓮分區、臺東分區以及臺中分區。A~I地震事件位於蘭陽平原向東南方延伸出去之斜長條狀區域，介於琉球海溝至沖繩海槽之間，屬於花蓮分區；J事件位於海岸山脈至花東海盆之間，屬於臺東分區；K、L事件位於臺灣本島中央，屬於臺中分區。本研究解算各地區震源P波加速度時間函數之結果顯示不同變化，與中央氣象局各分區地震有不同的地震活動特性及發震形態之研究結果相符，可證明本方法之可靠性。

4、結　　論

由臺中區、宜蘭區與臺東區測站資料解算地震事件I之震源P波加速度時間函數



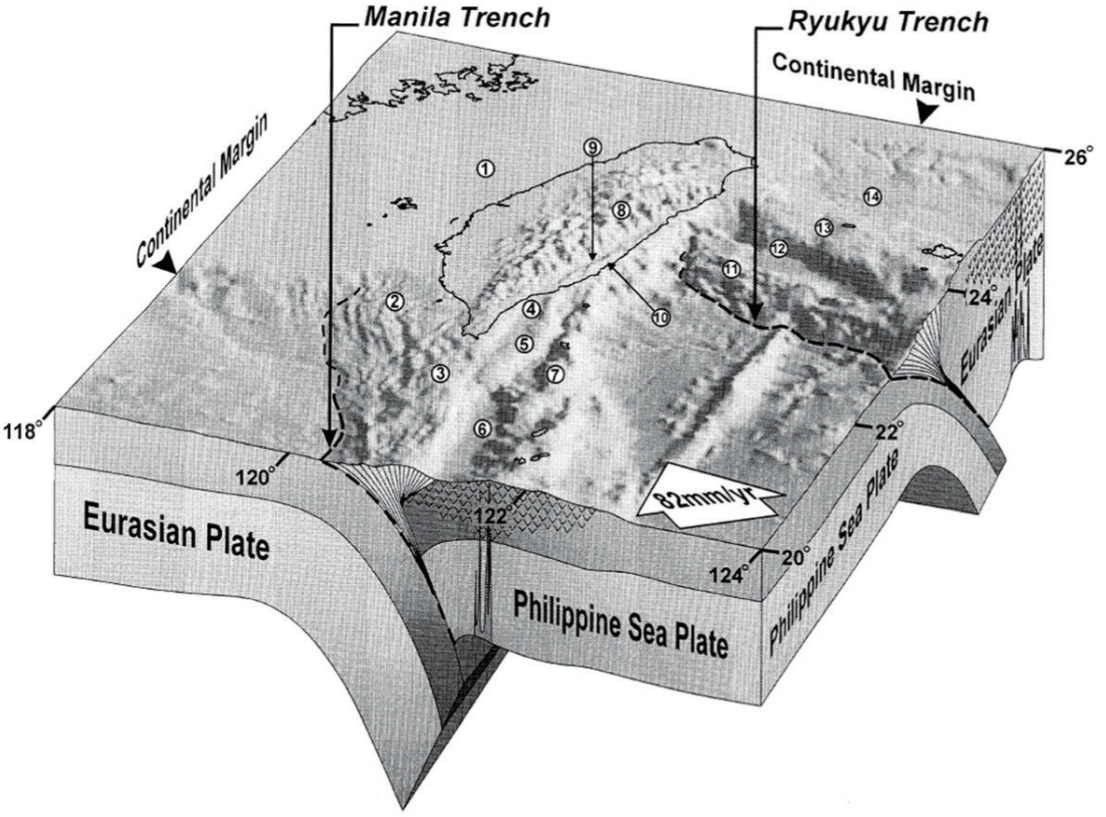
(a)



(b) (c) (d)

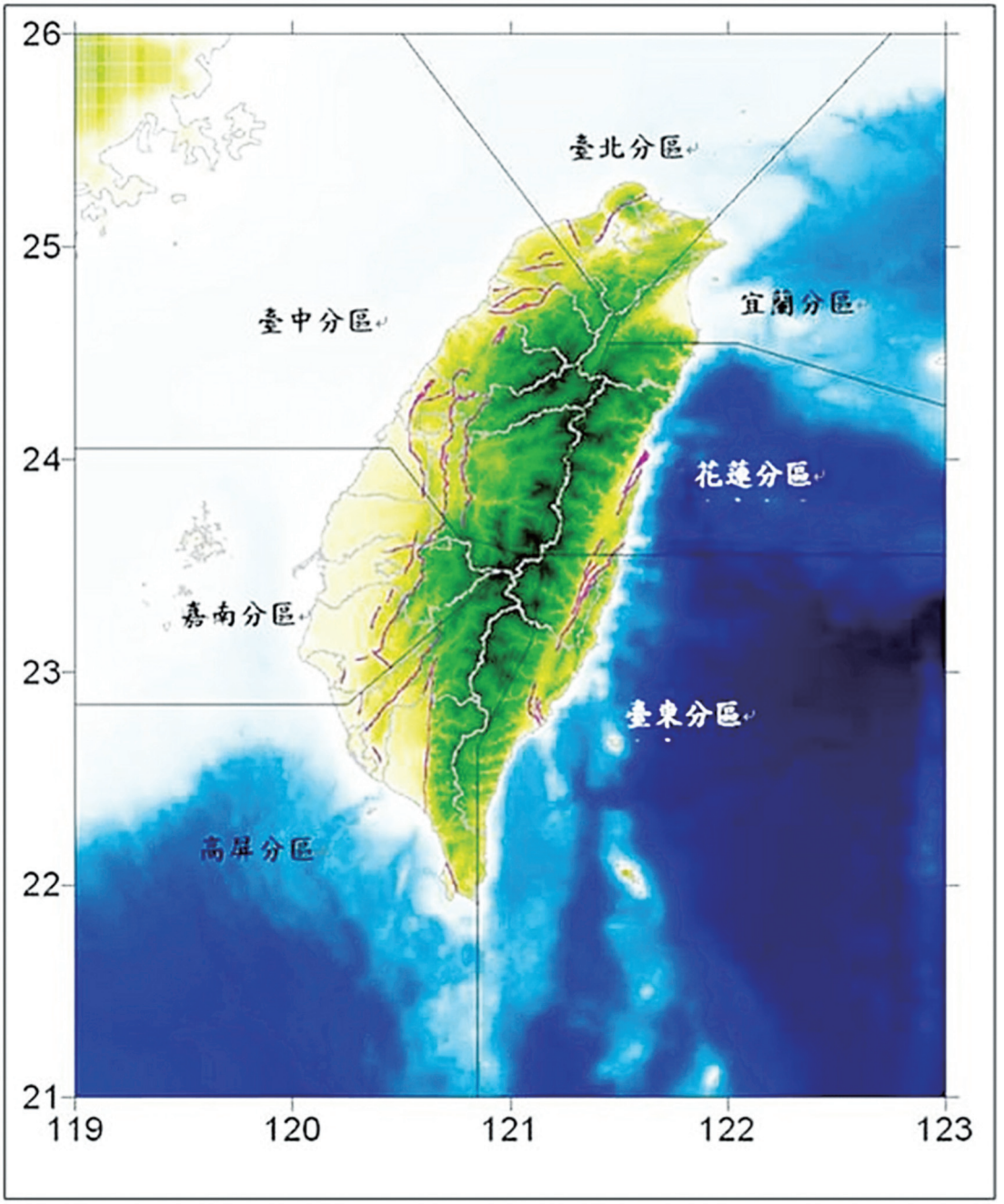
圖六、宜蘭地區測站資料解算12個地震事件震源P波加速度時間函數。(a)實線為解算出地震事件A~I之震源P波加速度時間函數；藍色短點線為解算出地震事件J之震源P波加速度時間函數；紅色虛線為解算出地震事件K與L之震源P波加速度時間函數；(b) 為地震事件A~I之震源P波加速度時間函數；(c) 為地震事件J之震源P波加速度時間函數；(d) 為地震事件K與L之震源P波加速度時間函數。

Figure 6. P wave's acceleration source time functions resolved from Yilan's data of 12 seismic events. (a) The solid line represents the result of A~I events; the dash-dot line represents the result of J event; the dashed line represents the result of K~L events. (a) The solid line represents the result of A~I events. (b) The solid line represents the result of J event. (c) The solid line represents the result of K~L events.



圖七、臺灣地區主要構造分布圖。代號名稱如下：1＝台灣海峽，2＝高屏峽谷，3＝恆春海脊，4＝南縱海槽，5＝花東海脊，6＝北呂宋海槽，7＝北呂宋海脊，8＝中央山脈，9＝花東縱谷，10＝海岸山脈，11＝耶雅瑪海脊，12＝南澳海盆，13＝琉球島弧，14＝沖繩海槽。(Chang *et al*., 2000)。

Figure 7. Block diagram showing the arc–continent collision and tectonic setting of Taiwan. Circled numbers refer to locations of main geomorphologic units: 1＝Taiwan Strait, 2＝Kaoping Slope, 3＝Hengchun Ridge, 4＝Southern Longitudinal Trough, 5＝Huatung Ridge, 6＝North Luzon Trough (Taitung Trough in the northern part), 7＝North LuzonRidge (Lanhsu–Lutao Ridge in the northern part), 8＝Central Range, 9＝Longitudinal Valley, 10＝Coastal Range, 11＝YaeyamaRidge, 12＝Nanao Basin, 13＝Ryukyu Arc, 14＝Okinawa Trough. (Chang *et al*., 2000)



圖八、臺灣地區地震活動七分區邊界圖。(中央氣象局地震測報中心，2009)
Figure 8. Seven districts boundary map of seismic activities in Taiwan. (Central Weather Bureau Seismological Center, 2009)

結果可見，各地區解算同一個地震震源加速度變化呈現高線性相關，故推論本研究應為研究震源特性之可信方法。臺南區測站與其他地區測站解算結果比較可見其加速度變化相對較低，推論可能為沖積層造成之場址效應，而更精確的原因尚待進一步的研究。

由宜蘭區測站資料解算12地震事件震源P波加速度時間函數，藉由單一地區測站資料解算不同孕震構造震源加速度變化，結果可見於不同地區震源加速度變化不同，亦可證明本研究應為研究震源特性之可信方法。

震源加速度變化與臺灣地體構造、地震活動度、震源發震形態、斷層錯動過程均有關，可供未來進一步研究。

誌　　謝

作者感謝審稿者的指正與建議，以及中央氣象局協助提供研究所需資料。

參考文獻

王郁如 (2010) 台灣地殼及頂部地函三維P波、S波衰減模型對於造山帶構造特性與機制之探討。國立中央大學地球物理研究所博士論文，共159頁。

臺灣周圍海域海底地形圖，科技部海洋學門資料庫。(1998年12月)

中央氣象局地震測報中心 (2009) 中央氣象局地震測報中心20週年專刊，中央氣象局地震測報中心，http://scweb.cwb.gov.tw/Twenty.aspx?ItemId=8&loc=tw (2016年3月查詢)

地震活動彙整，中央氣象局，http://www.cwb.gov.tw/V7/earthquake/rtd_eq.htm。(2016年3月查詢)

Ammon, C.J., Velasco, A.A. and Lay, T. (2006) Rapid estimation of first-order rupture characteristics for large earthquakes using surface waves: 2004 Sumatra-Andaman earthquake: *Geophysical research letters*, vol. 33, no. 14, L14314. doi: 10.1029/2006GL026303.

Banks, R.J. (1975) Complex Demodulation of Geomagnetic Data and the Estimation of Transfer Functions: *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, vol. 43, no.

1, p. 87-101. doi:10.1111/j.1365-246X.1975.tb00629.x

Chang, C.P., Angelier, J. and Huang, C.Y. (2000) Origin and evolution of a mélange: the active plate boundary and suture zone of the Longitudinal Valley, Taiwan: *Tectonophysics*, vol. 325, no. 1–2, p. 43-62. doi: 10.1016/S0040-1951(00)00130-X

Chen, K.J. (1998) S-wave attenuation structure in the Taiwan area and its correlation to seismicity: *Terr. Atmos. Ocean*, vol. 9, no. 1, p. 97-118.

Chen, K.J., Yeh, Y.H. and Shyu, C.T. (1996) Qp structure in the Taiwan area and its correlation to seismicity. vol. 7, no. 4, p. 409-429.

Chen, Y. and Xu, L. (2000) A time-domain inversion technique for the tempo-spatial distribution of slip on a finite fault plane with applications to recent large earthquakes in the Tibetan Plateau: *Geophysical Journal International*, vol. 143, no. 2, p. 407-416.

Courboulex, F., Virieux, J., Deschamps, A., Gibert, D. and Zollo, A. (1996) Source investigation of a small event using empirical Green's functions and simulated annealing: *Geophysical Journal International*, vol. 125, no. 3, p. 768-780.

Julian, B. and Gubbins, D. (1977) Three-dimensional seismic ray tracing. *J. geophys*, vol. 43, no. 1, p. 95-114.

Kikuchi, M. and Kanamori, H. (1991) Inversion of complex body waves—III: *Bulletin of the Seismological Society of America*, vol. 81, no. 6, p. 2335-2350.

Lee, W. H.K. and Lahr, J.C. (1972) HYPO71: A computer program for determining hypocenter, magnitude, and first motion pattern of local earthquakes (2331-1258). Retrieved from. Open-File Report (No. 72-224), U.S. Geological Survey, 100p.

Ma, K.F., Mori, J., Lee, S.J. and Yu, S. (2001) Spatial and temporal distribution of slip for the 1999 Chi-Chi, Taiwan, earthquake: *Bulletin of the Seismological Society of America*, vol. 91, no. 5, p. 1069-1087.

Ma, K.F., Wang, J.H. and Zhao, D. (1996) Three-Dimensional Seismic Velocity Structure of the Crust and Uppermost Mantle beneath Taiwan: *Journal of Physics of the Earth*, vol. 44, no. 2, p. 85-105.

Rau, R.J. and Wu, F.T. (1995) Tomographic imaging of lithospheric structures under Taiwan:

Earth and Planetary Science Letters, vol. 133, no. 3, p. 517-532.

Roecker, S., Yeh, Y. and Tsai, Y. (1987) Three-dimensional P and S wave velocity structures beneath Taiwan: deep structure beneath an arc-continent collision: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, vol. 92, no. B10, p. 10547-10570.

Roumelioti, Z., Kiratzi, A. and Dreger, D. (2004) The source process of the 2001 July 26 Skyros Island (Greece) earthquake: *Geophysical Journal International*, vol. 156, no. 3, p. 541-548.

Zhang, W., Iwata, T., Irikura, K., Pitarka, A. and Sekiguchi, H. (2004) Dynamic rupture process of the 1999 Chi-Chi, Taiwan, earthquake: *Geophysical research letters*, vol. 31, no. 10, L10605. doi:10.1029/2004GL019827.

Zollo, A., Capuano, P. and Singh, S.K. (1995) Use of small earthquake records to determine the source time functions of larger earthquakes: an alternative method and an application: *Bulletin of the Seismological Society of America*, vol. 85, no. 4, p. 1249-1256.