

以有限維度震源法決定地震破裂面： 1998年嘉義瑞里地震序列為例

陳榮裕¹ 高弘² 張建興¹

¹中央氣象局地震測報中心

²加拿大地質調查局

摘要

本文主旨旨在運用距離地震震央較近之近場(Near-field)強震地震波形，取用已知雙力偶地震破裂參數之2組地震震源機制解，藉由地震破裂面與地震測站間之空間幾何分布差異，以合成地震波形與觀測地震波形吻合度之比較，判斷何者為地震斷層面。其中吻合度較佳者為地震斷層破裂面，而另1組為地震斷層輔助(截)面。希望藉由本研究方法能夠精確了解地震斷層破裂面之幾何位置，辨識發震構造特性，並藉此很清楚找出地震序列發震構造幾何型態，以提供地震發震地區更詳盡之地震構造資訊。本研究以1998年7月17日嘉義瑞里地震序列之主震為例，取用中央研究院地球科學研究所臺灣地區寬頻地震觀測網(BATS)，以波形反演之2組震源機制解(CMT)，得到之斷層破裂面參數為方位角(strike)340°，傾角(dip)32°，滑移角(slip)36°。結果與餘震分布之走向及地質構造特性非常吻合，證明本研究方法之準確性，並可以提供其他地震做為相關震源特性之研究。

關鍵詞：破裂面、震源機制解、中央地震矩張量

一、簡介

地震震源研究領域中，震源機制解代表著地震斷層之破裂結果，所表現出來的是地震大小（規模）、破裂位置(震央及地震深度)及破裂方位（方位角、傾角、滑移角），除了可以指出地震斷層破裂型式，更可提供區域地體板塊構造研究相關資訊。目前能自動化運作求取震源機制解的方法中，不論是遠震(Telesismic

events)或是區域性地震(Local events)，可以由波形逆推求得震源機制解(e.g., Dziewonski et al., 1981; Sipkin, 1982; Kao and Chen, 1995)；當然也有採用近站震源紀錄藉以求得震源機制解(Kanamori, 1989; Ma & Kanamori, 1994; Ma & Chen, 1999)。而這些方法都採用點震源合成地震波形(Point source synthetics)方法，對於破裂面之決定均不足以提供佐證。然而，不論是用P波初動解、體波位移波

形逆推法亦或是中央地震矩張量逆推法(Centroid Moment Tensor, CMT)所求得之地震點震源機制解都由雙力偶(Double couple)來代表，也就是由地震破裂面(Rupture plane)及截面(Nodal plane)所表示之2組解。而真正地震斷層面卻又無法明確指出，以往只能借助野外測量地表斷層破裂走向或是由餘震分布走向決定真正地震破裂面。但是，絕大部分之地震是屬於盲斷層，很少由地震造成之斷層直接破裂至地表，加上如果餘震數量稀少及分布走向不明顯，便不能有效及明確指出何者為地震斷層破裂面。本研究目的即針對以上議題，取已知之2組解，利用近場有限維度震源法(Finite Dimension Source Method, FDSM)，模擬近場地震斷層破裂面之合成地震波形與近場觀測紀錄之波形比對，藉此希望能分辨出地震破裂面及截面。藉由本研究找出地震斷層破裂面，並配合地質構造，希望能夠很清楚找出地震序列發震構造幾何型態，並藉此了解地震發震構造特性，提供地震發震地區更詳盡之地震構造資訊。

二、研究方法

本研究運用Legrand & Delouis(1999)所提出之有限維度震源法觀念，取用近場強震地震波形，當震源到測站之距離與震源破裂面範圍之尺度相當時，雙力偶之地震震源破裂面上，將震源等格點震源化後，2組子震源(sub-events)與測站間存在震央距、深度及方位角等幾何位置之差異性，藉由幾何位置差異性之合成地震波形

與實際觀測之地震資料比對，由波形吻合度之高低決定破裂面或是截面。

步驟如下：

- (1) 取近場強震波形資料，經過2次積分並轉換為Z、R、T位移三分量，並以適當頻段濾波作為波形比對之觀測資料。
- (2) 以發震規模計算破裂面積。
- (3) 以地震震源為中心，依地震破裂面積大小，將震源破裂面等量化成為破裂幾何座標面上之子地震。
- (4) 由已知2組震源機制解之破裂座標做2次座標轉換，求取所有破裂面上子地震與測站之震央距(Epicentral distance)及方位角。
- (5) 由子地震深度、震央距與已知速度構造計算格林函數(Green function)，求得之格林函數再與震源時間函數(Source time function)同步化(Synchronize)得到子地震之合成地震波形。
- (6) 破裂模型加入震源破裂速度計算所有子地震發震時間差，總合所有子地震之合成地震波形。
- (7) 合成地震波形與觀測波形座波形吻合度比較，吻合度較高者即為震源破裂面。

圖1為本研究方法之流程圖。

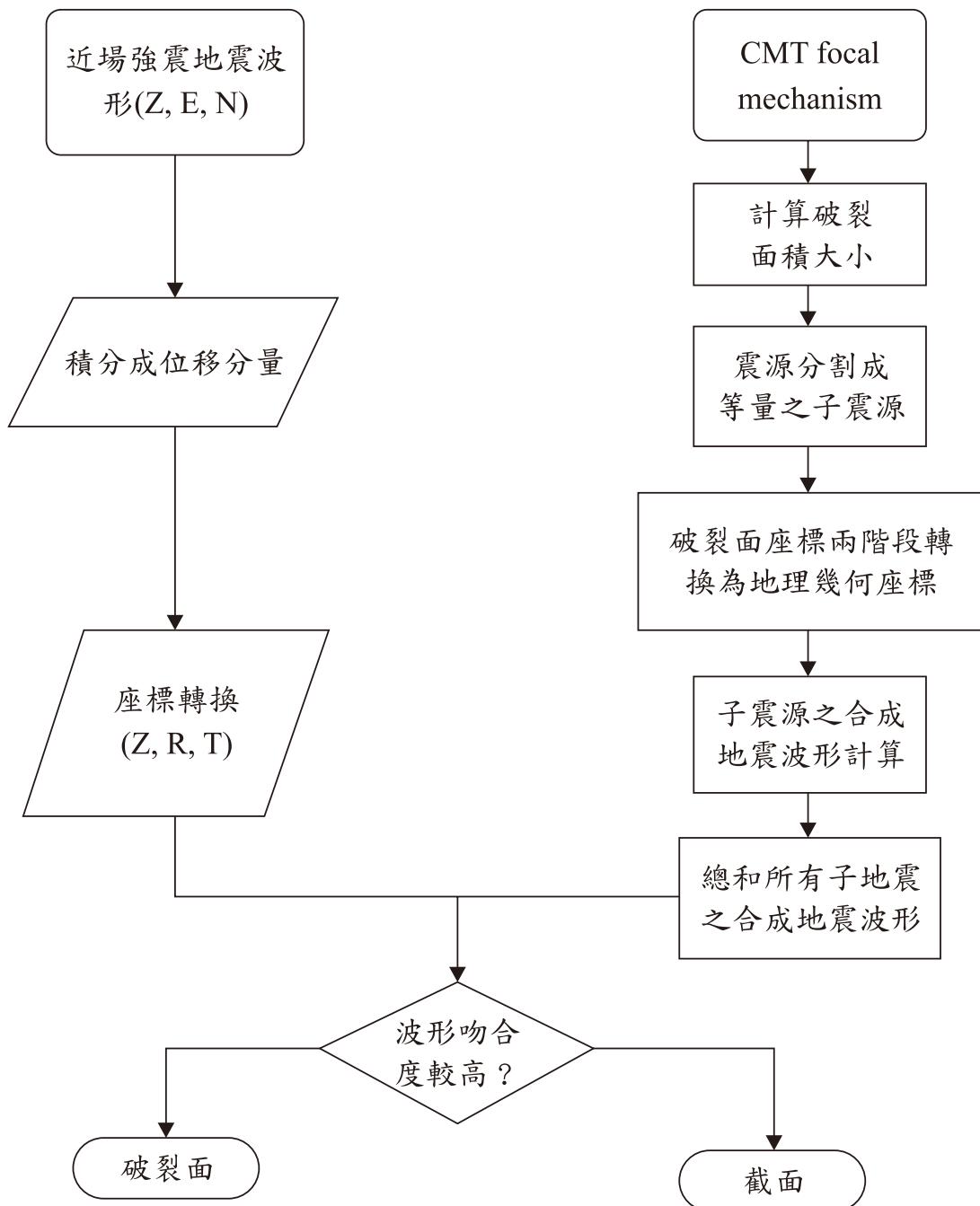


圖1. 有限維度震源法決定地震破裂面處理流程圖。

Fig.1. The flow chart shows how to identify rupture plane of earthquake by Finite Dimension Source Method.

(一) 地震破裂模型

一般求取震源機制解時(e.g., Dziewonski et al., 1981; Sipkin, 1982; Kao and Chen, 1995)，當震源破裂長度大小相對於震央距非常小時將震源視為點震源。地震波傳遞路徑及差異，也就是說不同地震斷層破裂面上之子地震，會因為震央距、方位角、地震深度及地震震源輻射模式但是，對於近場地震紀錄而言就不能以點震源視之。地震震源在地震斷層破裂面上子地震發震順序及幾何位置差異，造就

地震波傳遞路徑及差異，也就是說不同地震斷層破裂面上之子地震，會因為震央距、方位角、地震深度及地震震源輻射模式(radiation pattern)不同，合成地震波形也就有所差異，圖2表示由地震斷層破裂面及截面(plane1 and plane2)所組成之地震斷層面解，當地震規模較大且地震震源位置與強地動觀測站夠近時，震源到測站之距離與震源破裂面範圍之尺度相當時，由破裂面至測站之波形分辨性較高(圖2.(a))；當震源與測站距離很遠或是地震

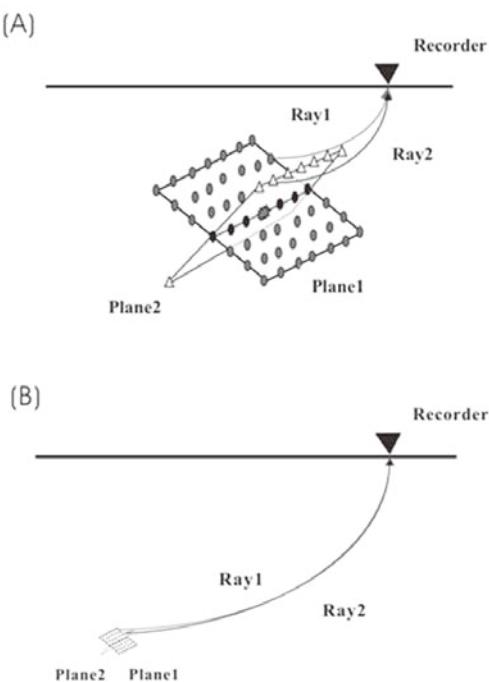


圖2. 地震震源機制破裂面與測站之幾何構造，(A)當震源到測站之距離與震源破裂面範圍之尺度相當時，由破裂面至測站之波形分辨性較高。(B)當震源與測站距離很遠或是地震規模很小，破裂面至測站之波形分辨性也就很小。

Fig.2. Schematic diagram shows the geometry between an earthquake rupture plane and a seismic recorder. (A) When the hypocentral distance and the range of rupture plane are considerable, it is highly possible to identify the rupture plane by the waveforms from the source to the recorder. (B) When the recorder is far away from the source or the earthquake magnitude is small, it is difficult to identify the rupture plane from the waveforms.

規模很小，破裂面至測站之波形分辨性也就很小(圖2.(b))。

破裂斷層面假設是單一平面及均勻滑移分布之破裂，震源部分是以破裂震源為中心均量分割成等距離格點分布之點震源，發震先後次序是以破裂速度呈圓形波前傳遞方式破裂，其破裂速度(V_r)為一常數，圖3為震源破裂示意圖，框線代表地震破裂面積，其面積大小是利用Wells & Coppersmith(1994)得到之式子：

$$M_w = 4.33 + 0.9 \log(RA) \quad [1]$$

RA ：破裂面積(km^2)

本研究假設破裂面積為等距離長(L)及寬(L)之正方形破裂模式，則

$$L^2 = RA$$

如果發震地震屬於淺源地震，因而造成地表破裂，其地震破裂寬度縮短之面積由破裂面長度方向增加，以補正總面積之不變。

上升時間(τ , Rise time)由下列式子表示：

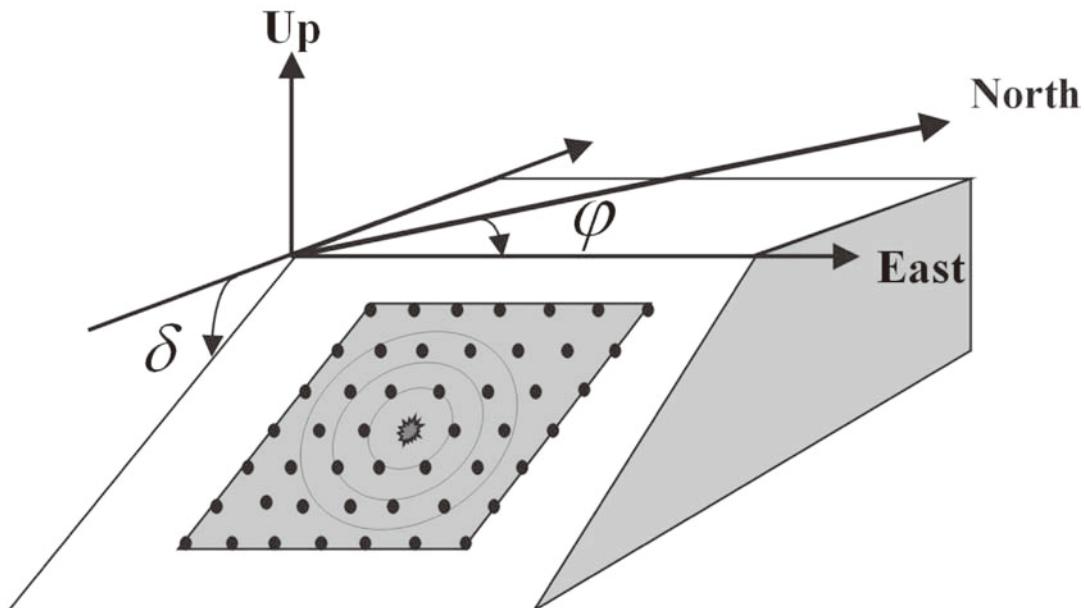


圖3. 震源破裂示意圖，以破裂震源為中心均量分割成等距離格點分布之點震源，發震先後次序是以破裂速度呈圓形波前傳遞方式破裂，並假設其破裂速度(V_r)為一常數，框線代表地震破裂分布範圍，圖中 ϕ 代表破裂面方位角； δ 為破裂面傾角。

Fig.3. Schematic diagram shows the sub-events on a rupture plane. The sub-events are all point sources distributed apart on the equidistant lattice on the rupture plane to regard the focus as the center of the earthquake hypocenter. They rupture in an order that follows circular wave-front transmission, supposing that the rupture velocity (V_r) is constant. The rupture area of earthquake is represented by the rectangle shade, ϕ represents the azimuth of rupture plane on the surface, δ represents the dip angle of rupture plane.

$$\tau = \Delta u / V_{slip} \quad [2]$$

Δu ：斷層錯移量(Dislocation)

V_{slip} ：滑移速度(Slip velocity)

其中

$$\Delta u = M_0 / \mu L^2 \quad [3]$$

$$\mu = 3.5 \times 10^{11} \text{ dyne/cm}^2$$

地震矩(M_0)可由地震矩規模(M_w)

$$M_w = \frac{2}{3} \log M_0 - 10.73 \quad [4]$$

(Kanamori, 1978)得到， μ 為剛性係數(rigidity)；一般滑移速度介於0.5~2.5m/sec，本研究套用Graves,在1998所得之平均值大約1m/sec。

(二) 地震規模 M_w 與 M_L 相對關係式

本研究由式[4] $M_w = 4.33 + 0.9 \log(RA)$ 計算地震震源破裂面積，所用之規模為地震矩規模(M_w)，而臺灣地區由中央氣象局所估算之地震規模為 M_L ，因此需做不同單位規模之換算。本研究收集臺灣地區歷史地震規模 M_w 取自Harvard有154個；另外BATS從西元1995年~西元2004年有811個地震，共計965個地震資料做線性回歸分析(圖4)得到其相關式：

$$M_L = 0.8 \times M_w + 1.264 \quad [5]$$

(三) 合成地震波形與觀測地震波形之波形誤差計算

本研究利用既有之地震震源參數解(2組斷層面解)經由有限維度震源法求得之理論合成地震波形與實際所收錄到之觀測波形比對計算誤差，何者之波形吻合度較高，且吻合度有明顯差異者，就可確認吻合度高者為真正破裂面。不吻合度公式如下：

$$E_i = 1 - \frac{\int_0^T f_i(t)g_i(t)dt}{\sqrt{\int_0^T f_i^2(t)dt} \sqrt{\int_0^T g_i^2(t)dt}} \quad [6]$$

$$Misfit = \frac{1}{i} \sum_i E_i \quad [7]$$

上式利用相關係數(Correlation coefficient)的觀念，稱為觀測與理論波形不吻合度(Misfit)；其中 f 為地震觀測波形、 g 為地震合成波形、 i 為地震測站資料筆數。波形不吻合度值之範圍為0到2，0表示完全吻合，2則表示為完全不吻合。在本研究中，採用Yao and Harkrider(1983)所設計的程式，以簡化Rau and Wu(1995)臺灣地區平均一維速度構造為3層半無限空間速度模型(圖5)計算格林函數。圖6以Plane1(Strike=59.0°; Dip=79.9°; Slip=-170.4°)及Plane2(Strike= 327.4°; Dip=80.6°; Slip=-10.3°)雙力偶之2組地震震源破裂面，地震震源深度19.0公里，地震測站與震央距離為10公里，方位角為192°，地震矩規模(M_w)為5.5，地震破裂速度3.0km/sec，製作之合成地震波分別以實線及虛線表示在R、T、Z等三分量之比較，尤其在T分量上差異最大。藉由合成地震波相之差異性，也就是本研究能夠成功決定地震斷層破裂面之主因。

三、以1998年7月17日瑞里地震序列實際資料驗證及測試

中央氣象局地震測報中心於1998年7月17日4時51分15.0秒(UT)測得嘉義瑞里附近發生芮氏規模6.2之地震，地震震央位置在東經120.66度、北緯23.50度，

地震震源深度為2.8公里，後續也測得為數相當多之餘震。本研究方法觀念取自

Legrand & Delouis(1999)有限維度震源法，在做法上為了節省運算時間，取可

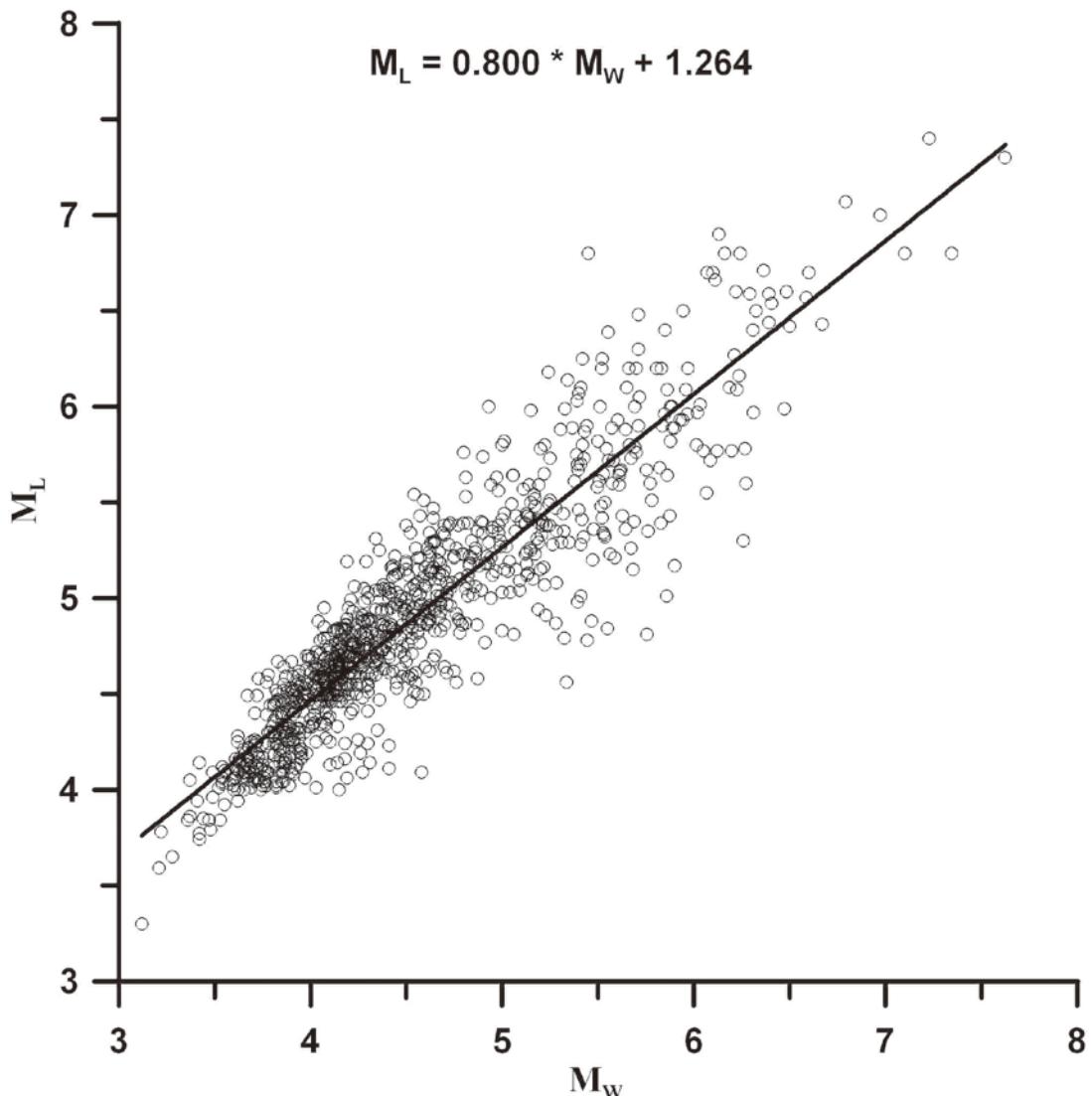


圖4. 收集臺灣地區歷史地震規模估算 M_L 及 M_w 之值，同一地震之規模 M_w 取自Harvard有154個，另外BATS從1995~2004有811個地震；而規模 M_L 取自中央氣象局。共計965個地震資料做線性迴歸分析之結果。

Fig.4. The relationship between M_L and M_w obtained from the historical earthquakes occurred in the Taiwan region. The earthquake data include 154 data of M_w from the Harvard CMT solutions and 811 data of M_w from BATS during 1995 and 2004. The data of M_L are taken from Central Weather Bureau. There are 965 data in total and make the result analyzed in linear regression.

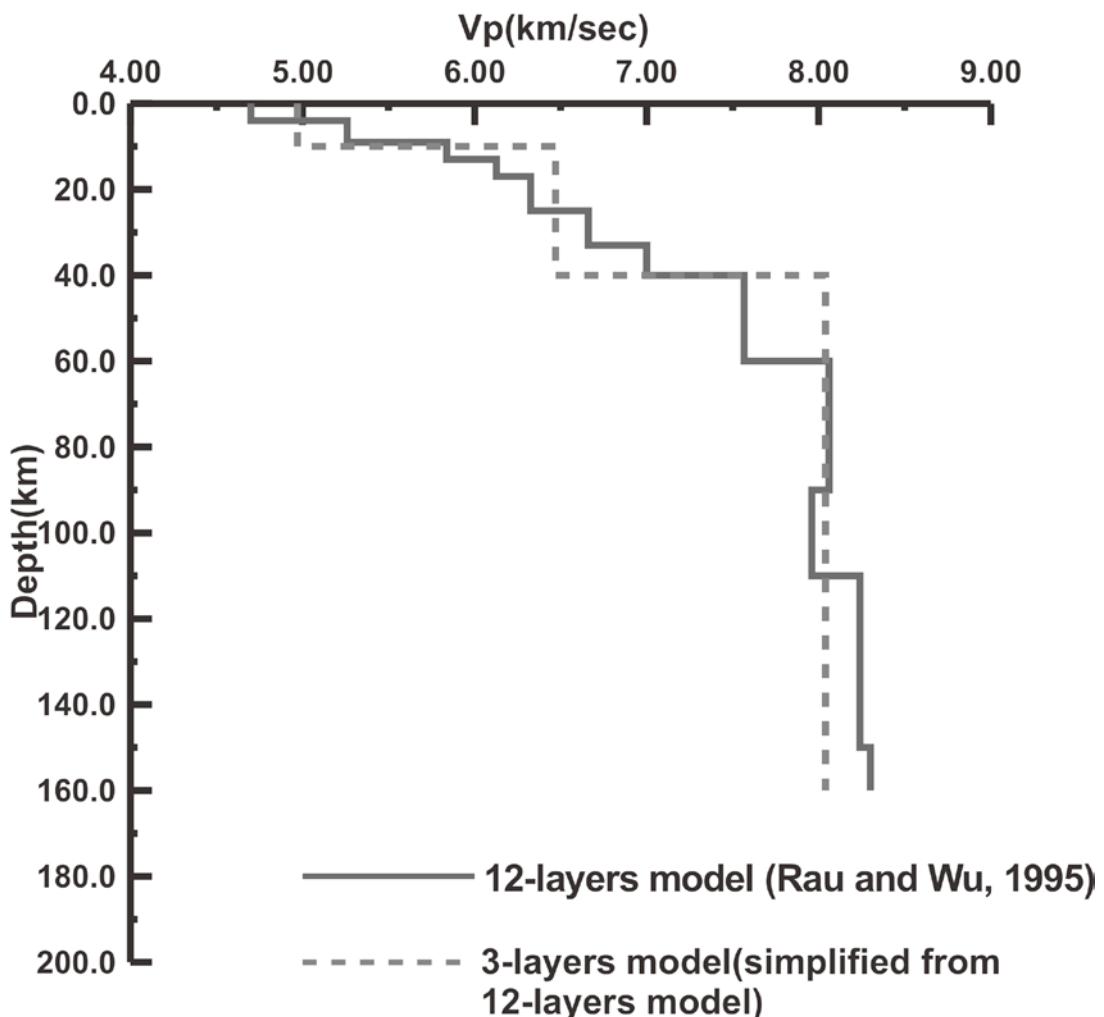
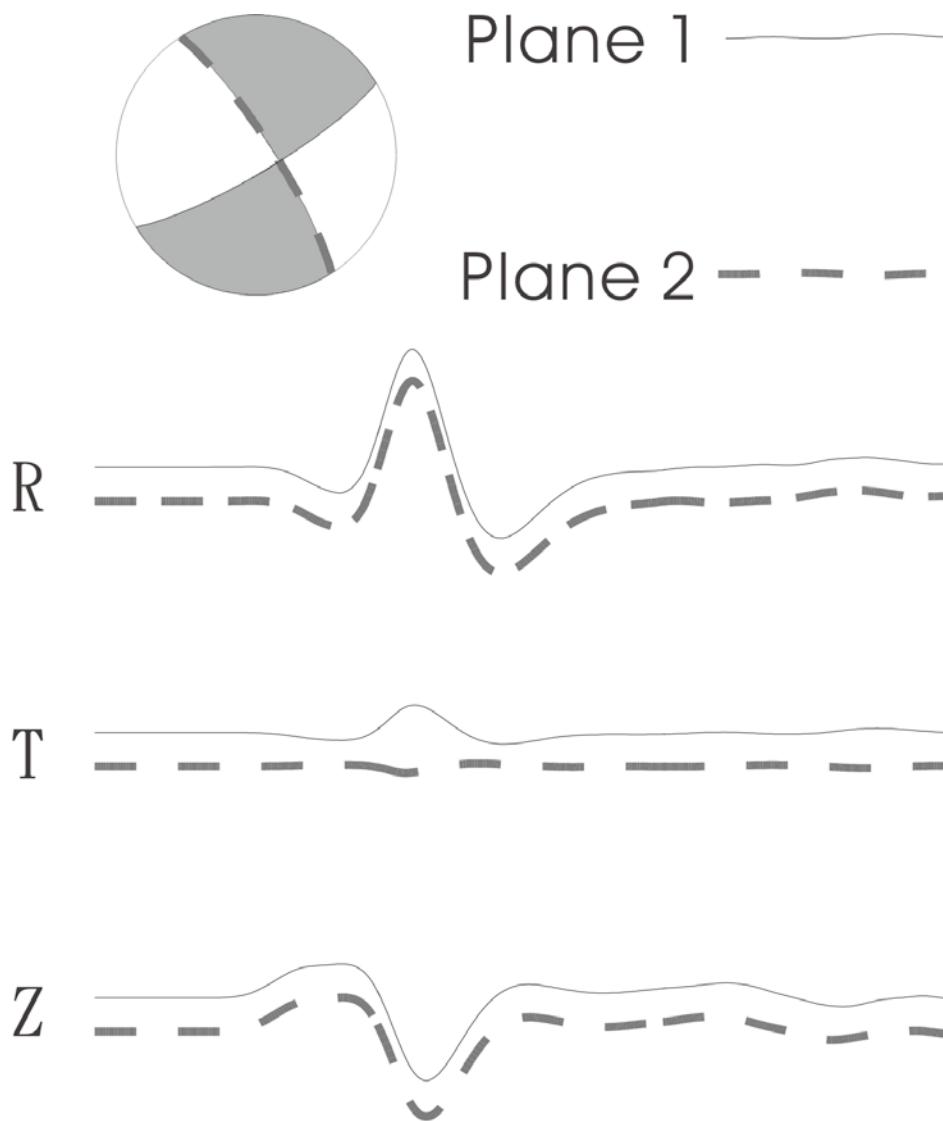


圖5. 實線為Rau & Wu(1995)求得臺灣地區之一維速度模型構造，虛線為本研究採用之簡化速度模型構造。

Fig.5. Solid line represents the one-dimensional P-wave velocity model of Taiwan (Rau & Wu, 1995), and the dotted line represents the simplified velocity model adopted in this research.

信度高之已知震源機制解，作為合成地震波形之輸入參數。其中中央研究院地球科學研究所自1994年起陸續在臺灣地區建置了13座寬頻地震站之臺灣寬頻地震網(Broadband Array in Taiwan for Seismology, BATS)，藉此收錄完整地震

訊息，並利用中央地震矩逆推法(CMT)求取震源機制解已行之有年(Kao, 1998；Kao et al., 2001)，其成果非凡更是有目共睹。本研究取用由中央研究院地球科學研究所之臺灣寬頻地震網，以寬頻地震觀測資料波形所得到之中央地震矩張量(CMT)



	Strike	Dip	Slip	Vrupture:3.0 km/sec
Plane 1:	59.0	79.9	-170.4	Mw=5.5
Plane 2:	327.4	80.6	-10.3	Distance=10 km Azimuth=192deg.

圖6. 震源機制解之2組破裂面利用有限緯度震源法所產生之合成地震波形，兩者存在波相差異性，也就是此研究成功之契機。

Fig.6. Synthetic waveforms on R, T, and Z components are calculated from double-couple focal mechanism by Finite Dimension Source Method. The existence of difference on the waveforms means the success of key point for the research.

逆推之雙力偶震源機制解，分別為斷層面A(strike = 340°；dip = 32°；slip = 36°，後續本文以此代表稱謂)及斷層面B(strike = 218°；dip = 71.9°；slip = 116.8°，後續本文以此代表稱謂)，最佳地震破裂深度為12km，地震矩規模(M_w)為5.66 (Kao et al., 2002)。

(一) 近場強震地震波形資料選取

圖7為嘉義瑞里地震主震震央位置及附近強震站位置圖，其中強震站為中央氣象局所設置之臺灣地區強地動觀測計畫 (Taiwan Strong Motion Instrumentation Program；簡稱為TSMIP) 所建置，目前在全臺總計600多個自由場強震站中，總共有247站觸發及收錄到此一地動訊號。由於強震站均勻分布全臺灣地區，除中央山脈地區外，高密度測站分布只要是在島內地區之中、大型地震均能收錄到良好地震波，尤其是近場地震資訊紀錄相當完整，對本研究方法提供相當重要之資料來源。本研究取用地震震央距30km內之測站地震波形，計有25筆資料（圖7中實心三角形），其中CHY011過於接近震央位置，由於地震定位有其定位誤差存在，非常靠近地震震央之測站會因為定位誤差而造成方位角偏差過大，這對合成地震波與觀測地震波形比對會有極大誤差之不確定因素存在，因此捨棄不用。另外，也因為淺層地震因素，在非常靠近震央之強震資料在2次積分為位移時，會有地表位移錯動波形訊號(Chen et. al., 2001；Boore, 2001；Huang et. al., 2001；Wu et. al., 2001；Ma et. al., 2001)，此一位移錯動雖

可用方法修正，但難免會影響正常地震訊號。基於以上2點因素，震央距在10km以內之地震波形較不適合採用。

(二) 濾波

近場有限維度震源法主要方法在於震源機制解2組斷層面所組成之合成地震波與真實強震波形相似度比較，其中強震波形資料須經由2次積分成位移。計算合成地震波形時是由Rau & Wu(1995)所得之簡易3層一維速度構造計算格林函數而來，因此，為消除局部側向速度構造須經過適當載通濾波(Band-pass filter)，本研究載通濾波一般取用範圍在0.04~0.5Hz。

(三) 單站法判別

為了精準分辨合成地震波形與觀測波形之差異性，本研究方法採用單站法，也就是同一個地震由許多測站收錄時，不同單一測站計算會有上述不同情況。如果採用多站法時，波形吻合度較低者會降低吻合度高之可分辨性。震源機制解2組截面所得之合成地震波形與觀測波形經由載通濾波後比對會有以下幾種結果：

- (1) 觀測與破裂面之理論地震合成地震波形不吻合度很低，且觀測地震波形與2組地震斷層面合成地震波形之不吻合度可分辨，為最佳結果，採信度也是最佳，圖8為取CHY074測站之觀測強震資料，震央距(Dist.) 15.4 km，方位角(Az.)85.8°，加速度強地動資料經積分為位移後再以0.05~0.20Hz載通濾波處理。以近場有限維度震源法決定地震斷層破裂面之結果，所

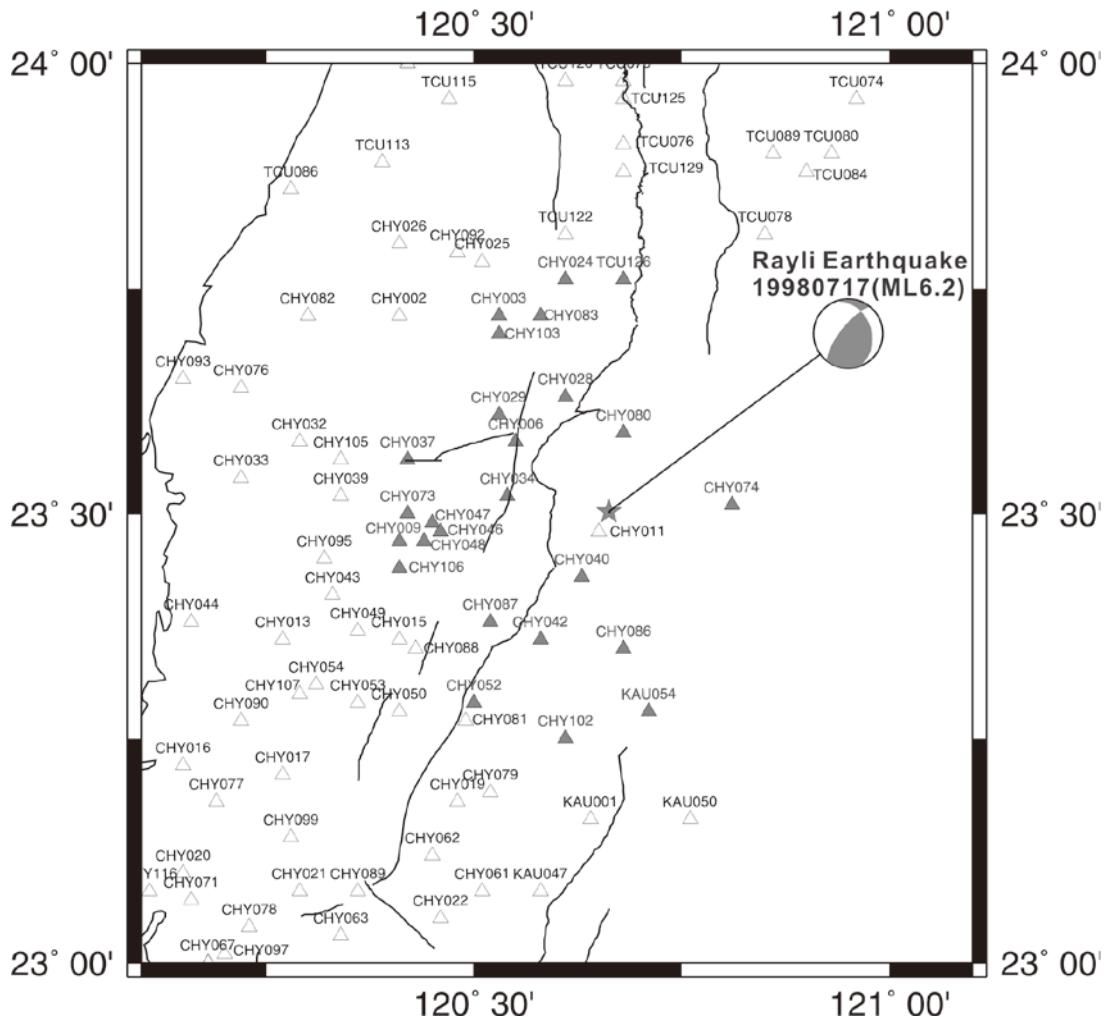


圖7. 1998年7月17日瑞里主震(M_L 6.2)地理位置圖，圖中星號為主震震央位置；三角形符號為中央氣象局強地動觀測網強震站位置，共247站收錄到強地動波形，其中實心三角形為震央距30km以內，共計24個測站運用於有限維度震源法決定地震破裂面計算；圖中震源機制球取自中央研究院地球科學研究所寬頻地震網中央地震矩張量解。

Fig.7. The star symbol represents the epicenter of the Ruili main shock (M_L 6.2) occurred on July 17, 1998. The solid and hollow triangles show the locations of 247 strong-motion stations established from TSMIP. Each of them recorded the seismic waveforms of the main shock. It is altogether 24 of the solid triangles for epicentral distance shorter than 30 km and the waveforms recorded by these stations are applied to identify the source rupture plane by FDSM. The focal mechanism is obtained by the CMT solutions from BATS.

決定之斷層破裂面(Fault)震源機制解為斷層面A。此組地震震源機制解在破裂速度(V_r) $2.0\sim3.25\text{ km/sec}$ 所計算最低觀測與理論波形不吻合度(Misfit)為0.165(此時 $V_r = 3.25\text{ km/sec}$)；另一組震源機制解斷層面B為截面(Nodal)，最低觀測與理論波形不吻合度為0.771(此時 $V_r = 3.25\text{ km/sec}$)，比上一組大很多，從 V_r 對應Misfit之圖中（圓圈代表破裂面，三角形為截面）明顯看出其可分辨性極高，對於本研究方法之結果採信度也是最佳。震源機制球中紅黑粗曲面即為本方法所決定之破裂面，實心三角形為測站在下半球投影位置。圖8下半部為破裂面及截面之R、T、Z分量之地震波形，其中黑實線為觀測地震波形，虛線為理論合成地震波形，亦可明顯看到地震斷層破裂面斷層面A之合成地震波形較為吻合觀測地震波形，而地震斷層輔助面斷層面B之合成地震波形在T分量呈現較差之吻合度。

(2)2組斷層面之觀測與理論合成地震波形不吻合度較高但可分辨，所決定之斷層破裂面可做為參考用，如圖9以測站CH034地震波形資料計算結果所示，地震斷層破裂面斷層面A在地震破裂速度為 2.75 km/sec 時觀測與理論合成地震波形不吻合度為0.704；而地震斷層輔助面斷層面B在地震破裂速度為 2.50 km/sec /

sec 時觀測與理論合成地震波形不吻合度為0.806。

(3)2組斷層面之觀測與理論合成地震波形不吻合度較低但無法分辨，因而無法決定斷層破裂面，如圖10以測站CH028地震波形資料計算結果所示，地震斷層破裂面斷層面A在地震破裂速度為 2.50 km/sec 時觀測與理論合成地震波形不吻合度為0.364；而地震斷層輔助面斷層面B在地震破裂速度同樣為 2.50 km/sec 時觀測與理論合成地震波形不吻合度為0.395。

(4)2組斷層面之觀測與理論合成地震波形不吻合度較高且無法分辨，因而無法決定斷層破裂面，如圖11以測站CH103地震波形資料計算結果所示，地震斷層破裂面斷層面A在地震破裂速度為 3.25 km/sec 時觀測與理論合成地震波形不吻合度為0.853；而地震斷層輔助面斷層面B在地震破裂速度為 3.25 km/sec 時觀測與理論合成地震波形不吻合度為0.853。

(四) 資料處理與分析

取用地震震央距 30 km 內之測站地震波形24筆資料做有限維度震源法判別2組地震斷層面，取地震破裂速度在 $2.0\sim3.25\text{ km/sec}$ 間取 0.25 km/sec 等間距計算後之最小觀測與理論地震波形之不吻合度(Misfit)結果如表1所示，表1中不吻合度A(Misfit A)由斷層面A所得；不吻合度B(Misfit B)則由另一組斷層面B所得。圖12為本

1998 717 451 14.96
 Lat. = 23.50 Lon. = 120.66
 Dep. = 12.00km Mw = 5.66

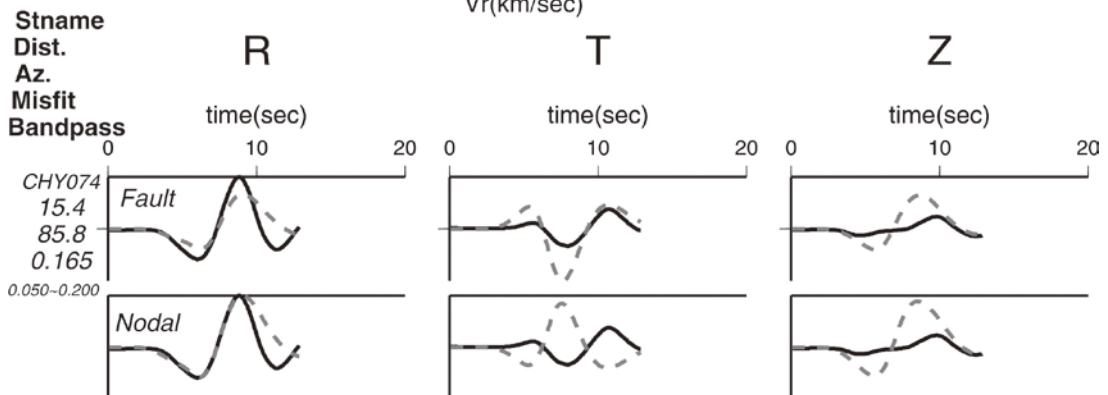
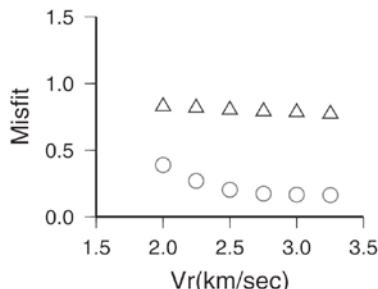
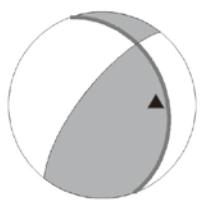


圖8. 2組斷層面之觀測與理論合成地震波形不吻合度較低且可分辨，可明確決定地震斷層破裂面。左上圖為地震參數及下半球等面積投影之震源機制解，實心三角點為使用之地震測站相對於震源之投影位置，粗線為決定之地震斷層破裂面(strike=340.0°, dip=32.0°, slip=36.0°)；上方中間為2組斷層面在不同地震斷層破裂速度(V_r : 2.0~3.25 km/sec)之不吻合度(Misfit)比較；右上展示由最低不吻合度(Misfit=0.165)所決定之地震斷層面解(Fault)及截面(Nodal)參數為地震破裂參數：下方為斷層面及截面參數之合成地震波形(虛線)與觀測波形(實線)在R、T、Z三分量以0.05~0.2Hz載通濾波之比較結果。

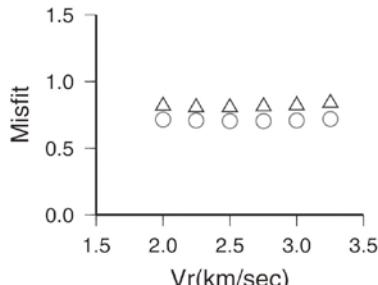
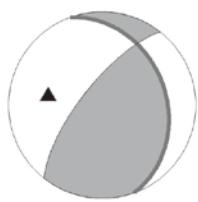
Fig.8. Recorded (solid lines) and synthetic (dotted lines) waveforms calculated from two double-couple fault planes can be used to identify the rupture plane by minimum misfit and can be recognized. **Upper left:** The resulted focal mechanism of this study event used the FDSM method which shown by equal-area projection of the lower focal hemisphere. The solid line shown the rupture plane determined by this study. **The top of the middle:** Rupture velocity from 2.0 to 3.25 km/sec response to misfit. The lowest misfit is 0.165 and rupture fault determined. **Upper right:** The best data of Misfit is 0.165, which has strike 340.0°, dip 32.0°, and slip 36.0° of the fault plane solution. **Below:** The synthetic waveforms of rupture and nodal plane comparison with observation in R, T, Z components. TSMIP station: CHY074. V_r (km/sec): the velocity of the rupture plane. This is especially obvious after band-pass filtering the waveforms between 0.05 and 0.2 Hz.

表1. 1998/07/17瑞里主震取震央距小於30km之測站資料，並利用BATS之2組CMT解經由有限維度震源法計算，破裂速度介於2.0~3.25km/sec時所取用最低吻合度（Misfit）比較，其中 $\Delta\text{Misfit}=(\text{Misfit B})-(\text{Misfit A})$ 。

Table1. Comparison of the minimum misfits between recorded and synthetic waveforms for the Ruili main shock on July 17, 1998. The synthetic waveforms are calculated from the two double-couple fault planes by FDSM, assuming the rupture velocity is between 2.0 and 3.25 km/sec. The two fault planes are taken from the CMT solutions of BATS. The epicentral distances of the 24 stations are shorter than 30 km. $\Delta\text{Misfit}=(\text{Misfit B})-(\text{Misfit A})$.

測站數	站名	方位角	Misfit A	Misfit B	ΔMisfit
1	CHY003	330	0.778742	0.808039	0.029297
2	CHY006	308	0.703169	0.714193	0.011024
3	CHY009	263	0.534559	0.891446	0.356887
4	CHY024	349	0.580650	0.934810	0.354160
5	CHY028	338	0.363622	0.394798	0.031176
6	CHY029	312	0.674895	0.668632	-0.006263
7	CHY034	280	0.703686	0.805525	0.101839
8	CHY037	284	0.602557	0.922757	0.320200
9	CHY042	207	0.537139	0.876679	0.339540
10	CHY046	262	0.505860	0.988660	0.482800
11	CHY047	268	0.444725	0.959806	0.515081
12	CHY048	262	0.478903	0.846718	0.367815
13	CHY052	214	0.852537	0.657850	-0.194687
14	CHY073	269	0.674300	0.988727	0.314427
15	CHY074	87	0.164666	0.771259	0.606593
16	CHY080	9	0.468391	0.560246	0.091855
17	CHY083	341	0.778852	0.921291	0.142439
18	CHY086	175	0.719813	1.019080	0.299267
19	CHY088	234	0.611224	0.597836	-0.013388
20	CHY102	190	0.583401	0.805545	0.222144
21	CHY103	329	0.853226	0.853406	0.000180
22	CHY106	255	0.585022	0.754875	0.169853
23	KAU054	168	0.388247	0.959423	0.571176
24	TCU126	3	0.524364	0.836205	0.311841

1998 717 451 14.96
 Lat. = 23.50 Lon. = 120.66
 Dep. = 12.00km Mw = 5.66



Stname

Dist.

Az.

Misfit

Bandpass

R

T

Z

time(sec)

time(sec)

time(sec)

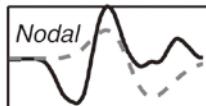
CHY034

12.5

280.3

0.704

0.050~0.200



time(sec)



time(sec)



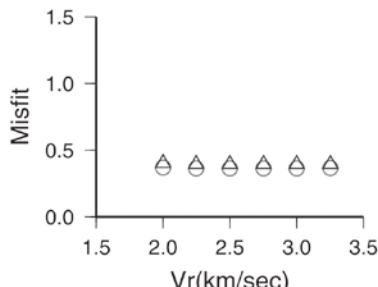
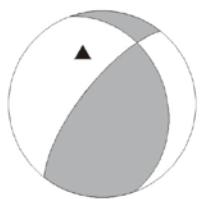
圖9. 2組斷層面之觀測與理論合成地震波形不吻合度較高但可分辨，所決定之斷層破裂面可做為參考用。圖內容解釋與圖8相同。

Fig.9. Recorded (solid lines) and synthetic (dotted lines) waveforms calculated from two double-couple fault planes can consult the rupture plane by higher misfit but can be recognized and for reference. The contents explain the same as in Fig.8.

研究取用之24個測站2組震源機制解在最小不吻合時之觀測及合成地震波形R、T及Z分量之比對。如果地震破裂速度取S波之0.8倍計算，約以2.75 km/sec為標準做比較，表2為地震破裂速度2.75 km/sec計算2斷層面之觀測與理論地震波形不吻合度值比較。圖13為依測站方位角繪製觀測與理論地震波形不吻合度之相對位置，圖中CHY029及CHY088兩站（橢圓圈選處）斷層面B之波形不吻合度雖然大於斷

層面A之波形不吻合度，但是相差不大，屬於難以分辨地震斷層面之解析；另外測站CHY052受到破裂速度之改變而改變觀測與理論地震波形不吻合度，圖14中由地震破裂速度與觀測與理論地震波形不吻合度之比較，明顯看出地震破裂速度在2.0km/sec時斷層面A之觀測與理論地震波形不吻合度較斷層面B為低，但地震斷層破裂速度在大於2.25km/sec之後斷層面A之觀測與理論地震波形不吻合度反而較斷

1998 717 451 14.96
 Lat. = 23.50 Lon. = 120.66
 Dep. = 12.00km Mw = 5.66



	Fault	Nodal
Strike:	340.0	218.0
Dip :	32.0	71.9
Slip :	36.0	116.8
Misfit:	0.364	0.395
Vr(km/s):	2.50	2.50

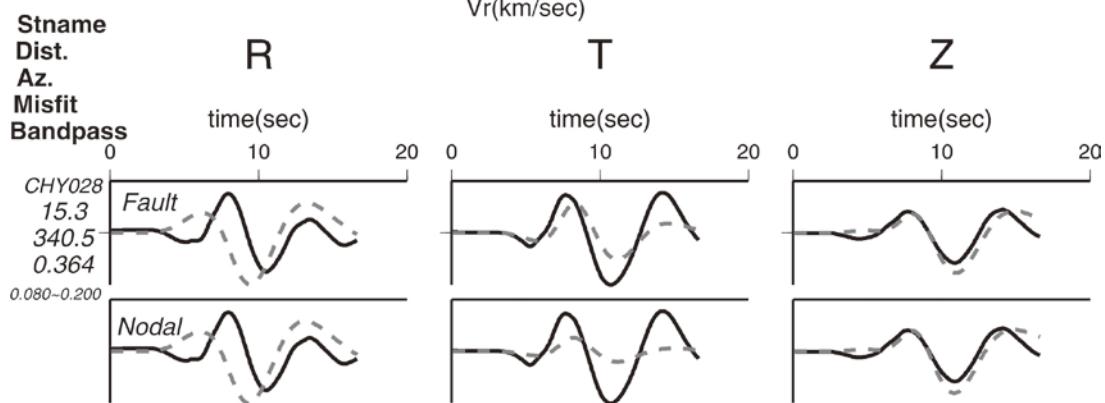


圖10. 2組斷層面之觀測與理論合成地震波形不吻合度較低但無法分辨，因而無法決定斷層破裂面。圖內容解釋與圖8相同。

Fig.10. Recorded (solid lines) and synthetic (dotted lines) waveforms calculated from two double-couple fault planes cannot be used to identify the rupture plane by minimum misfit and both cannot be recognized. The contents explain the same as in Fig.8.

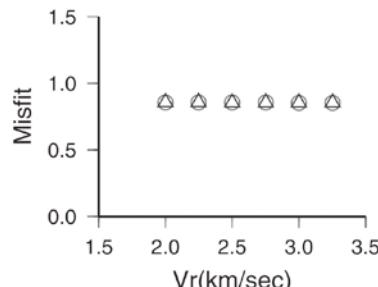
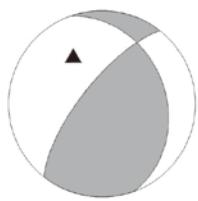
層面B為高，且兩者之觀測與理論地震波形不吻合度也不是在相當低值，所以在無法確定地震破裂速度大小前，難以據此判斷破裂面。

(五) 結果

從表1、表2或是圖13中除了CHY052外，其餘可分辨之Misfit對應值(Δ Misfit>0.1，如CHY009、CHY024、CHY034、CHY037、CHY042、CHY046、CHY047、CHY048、

CHY073、CHY074、CHY083、CHY086、CHY102、CHY106、KAU054、TCU126)明確指出方位角340°之斷層面A為地震破裂面。從圖15中地震測站在下半球震源機制解分布位置明顯看出測站位置落在約230°附近及300° ~ 340°時觀測與理論波形不吻合度(Misfit)對應值(| Δ Misfit|<0.1)較難分辨，主要原因可能為2組斷層面與測站距離、深度及方位角幾何位置相近所致，因而無法分辨。

1998 717 451 14.96
 Lat. = 23.50 Lon. = 120.66
 Dep. = 12.00km Mw = 5.66



	Fault	Nodal
Strike:	340.0	218.0
Dip :	32.0	71.9
Slip :	36.0	116.8
Misfit:	0.853	0.853
Vr(km/s):	3.25	3.25

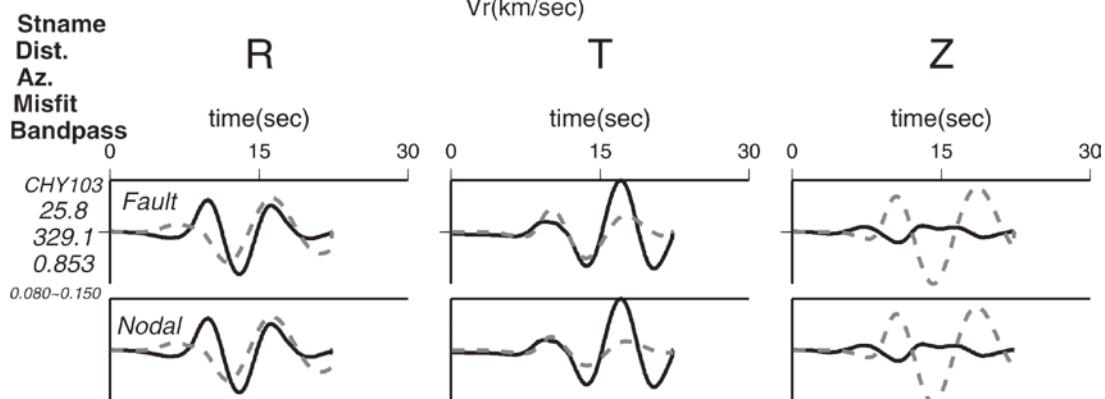


圖11. 2組斷層面之觀測與理論合成地震波形不吻合度較高且無法分辨，因而無法決定斷層破裂面。圖內容解釋與圖8相同。

Fig. 11. Recorded (solid lines) and synthetic (dotted lines) waveforms calculated from two double-couple fault planes cannot be used to identify the rupture plane by higher misfit and cannot be recognized. The contents explain the same as in Fig.8.

Chen等人(1999)在主震發生後，在主震附近以臨時數位地震網記錄餘震近1個月，利用主、餘震序列做聯合地震定位(Joint Hypocentral Determination, JHD)，求得地震序列呈現東南傾斜走向之構造；Wu等人(2003)不但以層狀速度模型做聯合地震定位及雙差異地震定位(Double-difference earthquake location, hypoDD)，更以三維速度構造定位(three-dimensions velocity structure location, 3DLOC)及以三維速度構造對測站走時之修正(three-dimension

velocity structure with stations corrections location, 3DCOR)重新對地震序列計算，其中3DCOR大大提高對地震序列之走向分布精準鑑識，圖16(張建興, 2004)為瑞里地震序列經由3DCOR計算後之走向分布情形，與本研究方法之結果相同，更加確定主震斷層面A(strike = 340°; dip = 32°; slip = 36°)為地震斷層破裂面，而斷層面B(strike = 218°; dip = 71.9°; slip = 116.8°)為地震斷層輔助面。

表2. 1998/07/17瑞里主震取震央距小於30 km之測站資料，並利用BATS之2組CMT解經由有限維度震源法計算，破裂速度2.75km/sec時不吻合度（Misfit）比較。

Table2. Comparison of the minimum misfits between recorded and synthetic waveforms for the Ruili main shock on July 17, 1998. The synthetic waveforms are calculated from the two double-couple fault planes by FDSM, assuming the rupture velocity is 2.75 km/sec. The two fault planes are taken from the CMT solutions of BATS. The epicentral distances of the 24 stations are shorter than 30 km. Δ Misfit=(Misfit B)-(Misfit A).

測站數	站名	方位角	Misfit A	Misfit B	Δ Misfit
1	CHY003	330	0.781700	0.812033	0.030333
2	CHY006	308	0.703736	0.714645	0.010909
3	CHY009	263	0.540250	0.930633	0.390383
4	CHY024	349	0.582632	0.971409	0.388777
5	CHY028	338	0.364093	0.395472	0.031379
6	CHY029	312	0.674895	0.668632	-0.006263
7	CHY034	280	0.703686	0.813100	0.109414
8	CHY037	284	0.607163	0.943641	0.336478
9	CHY042	207	0.563136	1.030900	0.467764
10	CHY046	262	0.507155	1.035440	0.528285
11	CHY047	268	0.444794	0.994442	0.549648
12	CHY048	262	0.506612	0.894262	0.387650
13	CHY052	214	0.889611	0.759901	-0.129710
14	CHY073	269	0.684842	1.042320	0.357478
15	CHY074	87	0.174055	0.792305	0.618250
16	CHY080	9	0.506863	0.609698	0.102835
17	CHY083	341	0.784607	0.926079	0.141472
18	CHY086	175	0.733440	1.134080	0.400640
19	CHY088	234	0.626287	0.606672	-0.019615
20	CHY102	190	0.583401	0.849865	0.266464
21	CHY103	329	0.854259	0.854458	0.000199
22	CHY106	255	0.605089	0.773962	0.168873
23	KAU054	168	0.400599	0.999489	0.598890
24	TCU126	3	0.539769	0.873869	0.334100

1998/07/17 04:51:14.96

(Lat.=23.500, Lon.=120.660, Depth=012km, Mw=5.66)

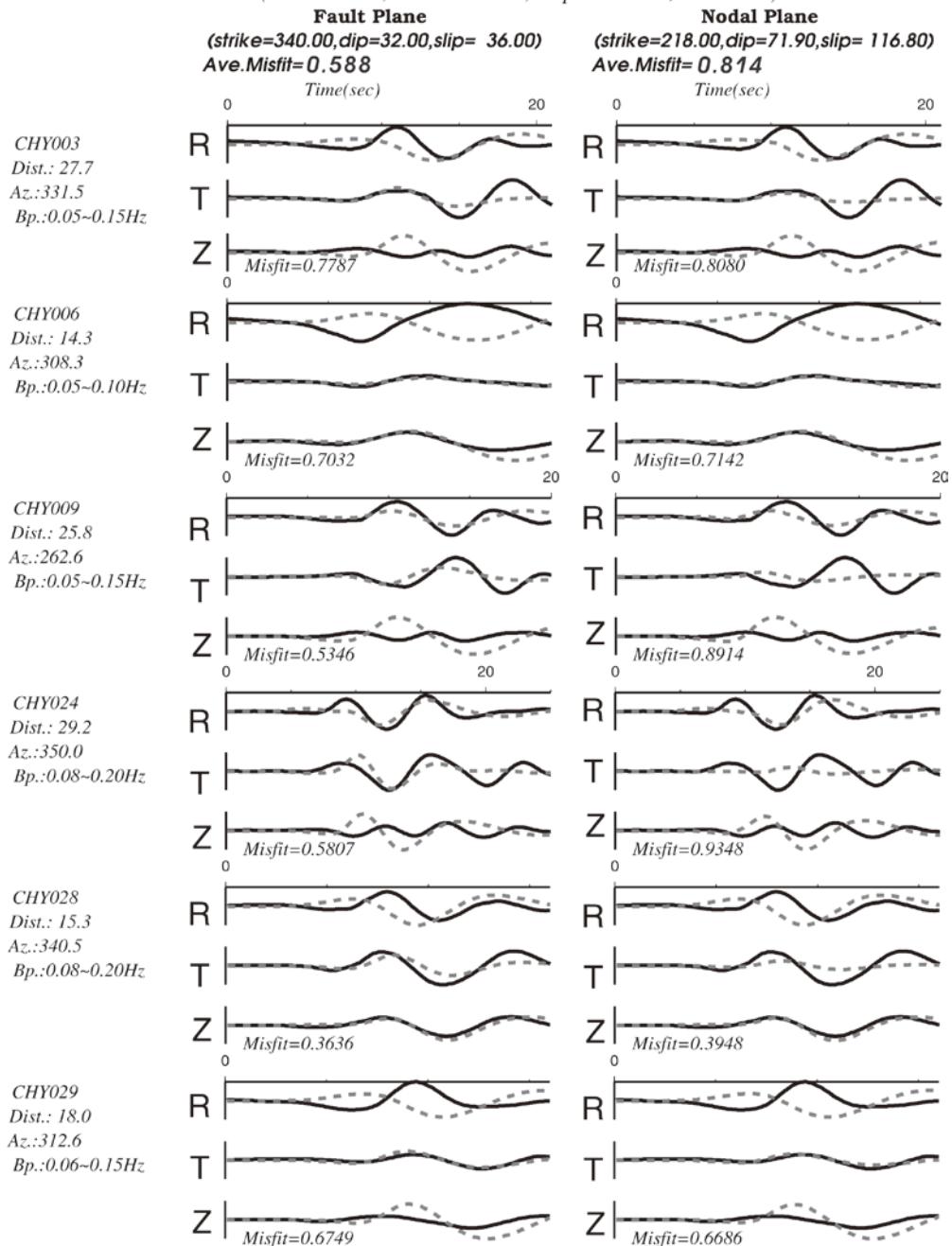


圖12. 地震震央距30km內所有測站觀測地震波形與由2組震源機制解所製作之合成地震波形不吻合度比較。

Fig.12. The misfits between recorded (solid lines) and synthetic (dotted lines) waveforms calculated from two double-couple fault planes are compared. The waveforms are recorded at those stations with epicentral distance shorter than 30 km.

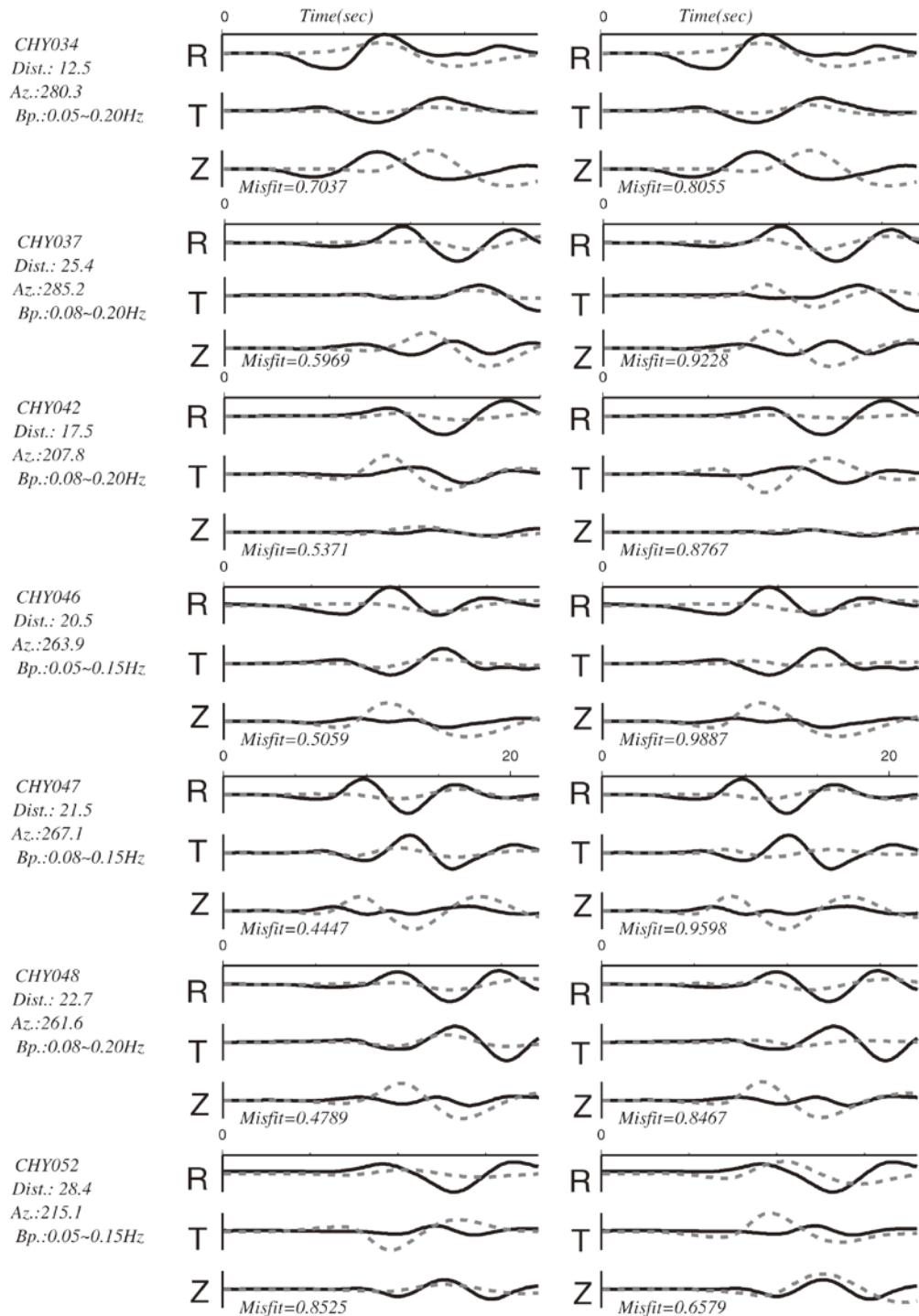


圖12 (續)

Fig.12. (continued)

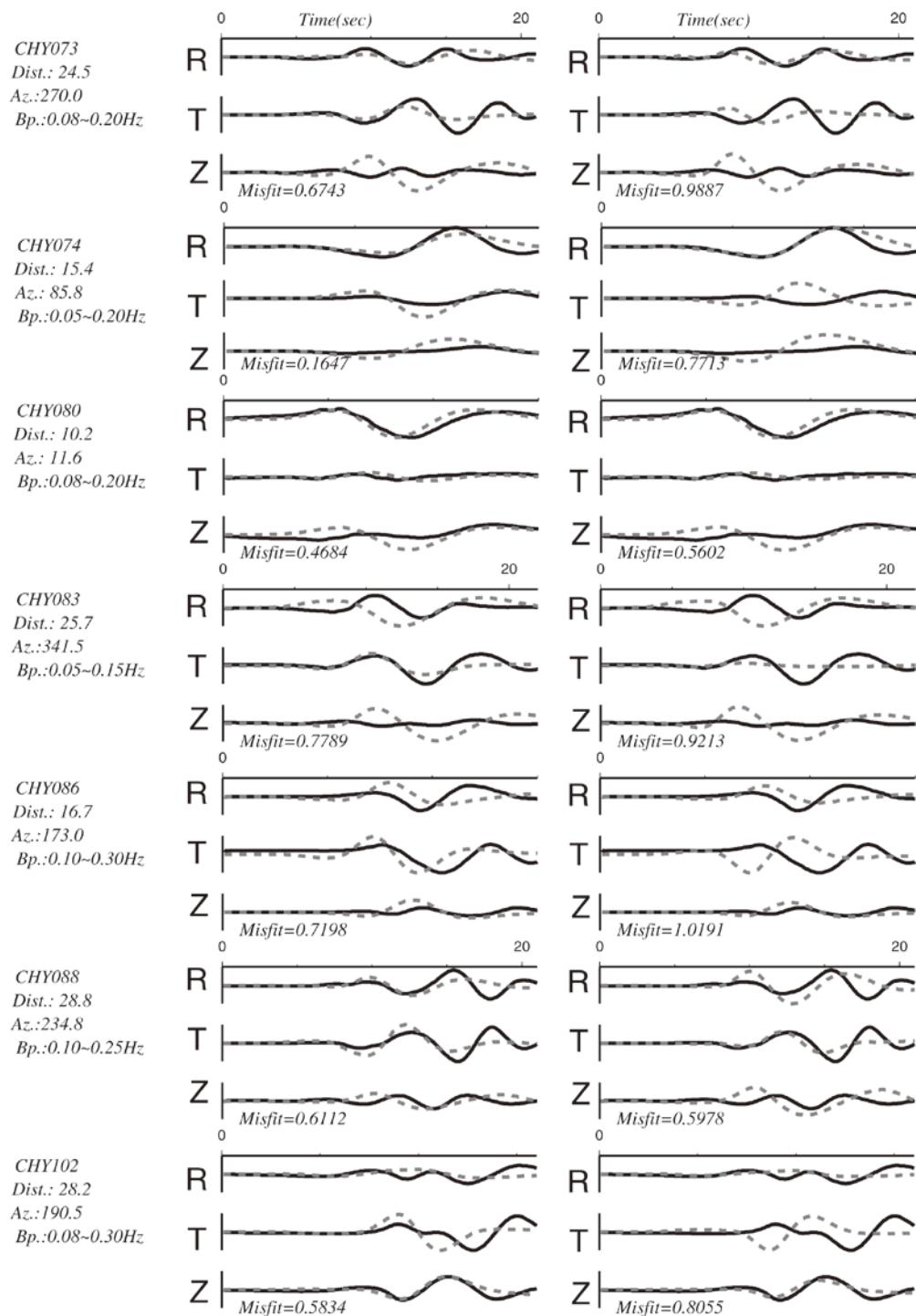


圖12 (續)

Fig.12. (continued)

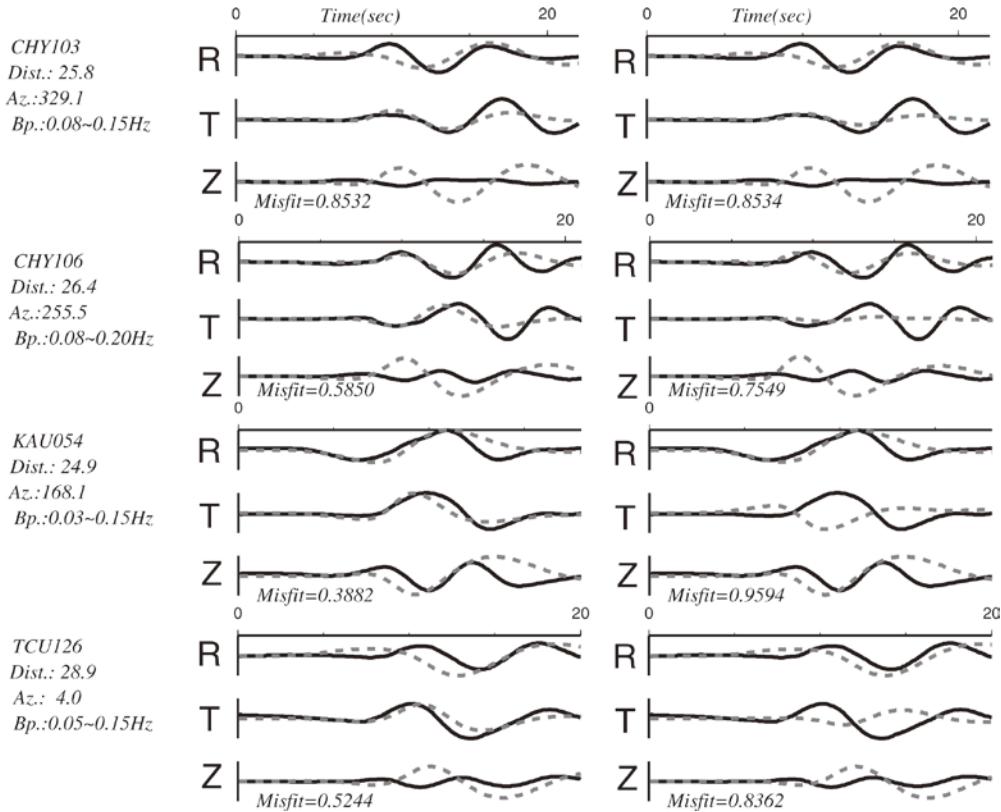


圖12 (續)

Fig.12. (continued)

四、結論

本研究重點在震源到測站之距離與震源破裂面範圍之尺度相當時，利用近場地震波形可分辨斷層幾何構造，可明顯分辨出2組震源機制面格點化後子震源在幾何位置之差異性，並藉由模擬合成近場地震波形，再與實際近場實際觀測地震波形比對差異決定地震斷層破裂面。如果震源機制解正確，雖由不同測站計算，其結果是相似的。由於取用之近場資料受到強地動影響，以強震儀所收錄之資料最為可用，

也只有近場強震資料能符合此一方法，地震規模越大可分辨距離越遠，涵蓋之測站也就越多，可分辨之程度也就越高。一般而言，儘可能取用震央距小於40km之強震波形資料，其中震央距小於30km效果更佳。由於中央氣象局於1991年起積極推動臺灣地區強地動觀測計畫，在全臺建置了600多個自由場強震站，在高密度地震強震站分布下，對本研究以1998年7月17日嘉義瑞里地震序列為範例，提供詳盡且完整之地震資料，使得本研究能夠充分比對地震斷層面及輔助面在觀測與理論波形

不吻合度之差異，並證明本研究方法對決定地震破裂面進而解釋地震地體構造是非常有用且可靠。希望本研究對地震斷層破

裂面之決定能夠對地震成因及發震機制能更深一步了解，將有助於了解臺灣地區之地震及地體構造成因。

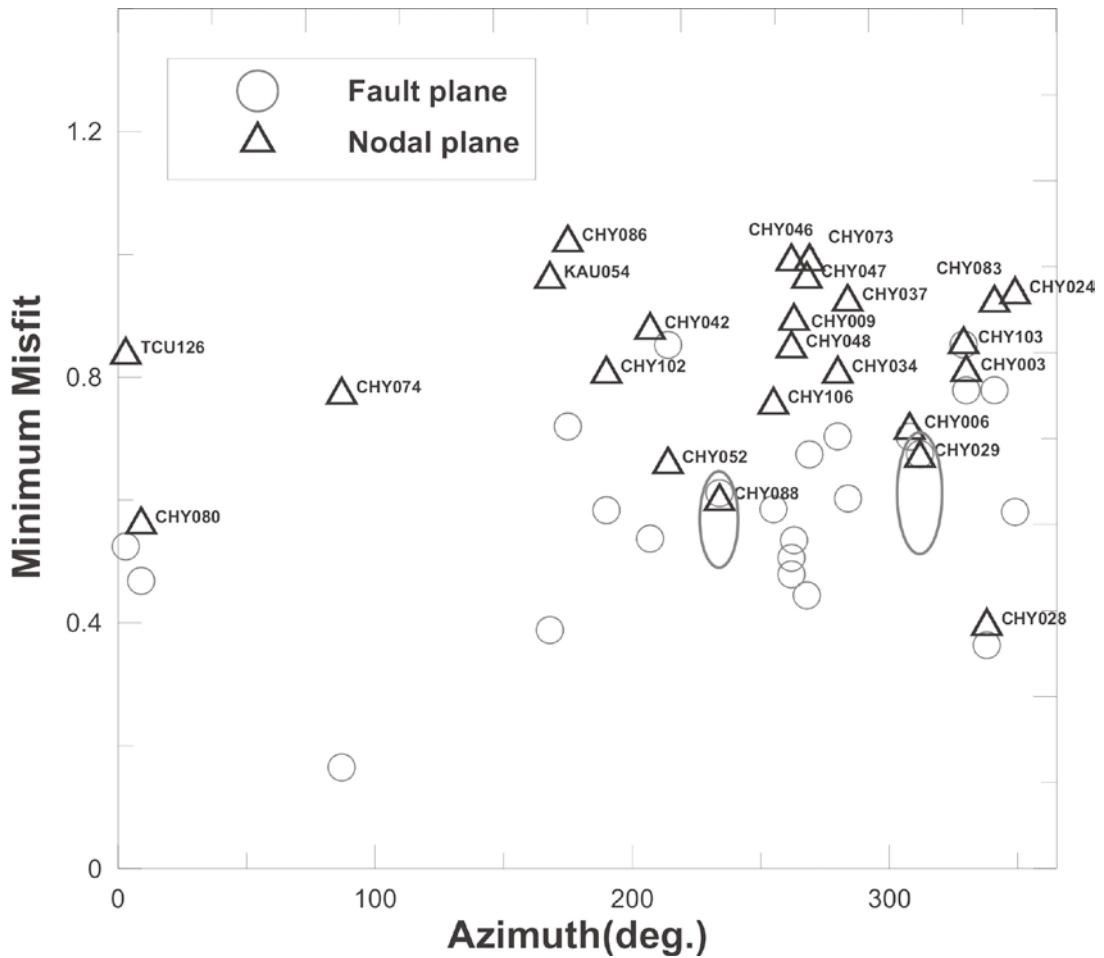


圖13. 1998年7月17日瑞里主震取用24筆測站資料，經由有限維度震源法計算2平面之Misfit在震央與測站方位角之關係。

Fig.13. The relationship between minimum misfit and azimuth is obtained from the 24 stations whose epicentral distances are shorter than 30 km. The azimuths are calculated from the stations to the epicenter of the Ruili main shock on July 17, 1998.

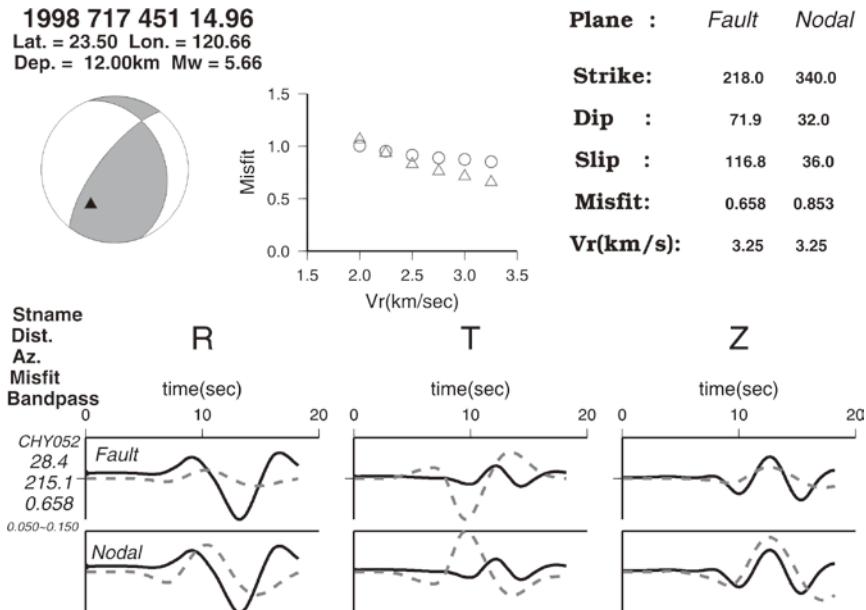


圖14. 破裂速度之改變而改變觀測與理論地震波形不吻合度，以在無法確定地震破裂速度大小前，難以據此判斷破裂面。

Fig.14. The misfit between recorded (solid lines) and synthetic (dotted lines) waveforms depends on the change of rupture velocity. The rupture plane cannot be identified before making sure of the rupture velocity.

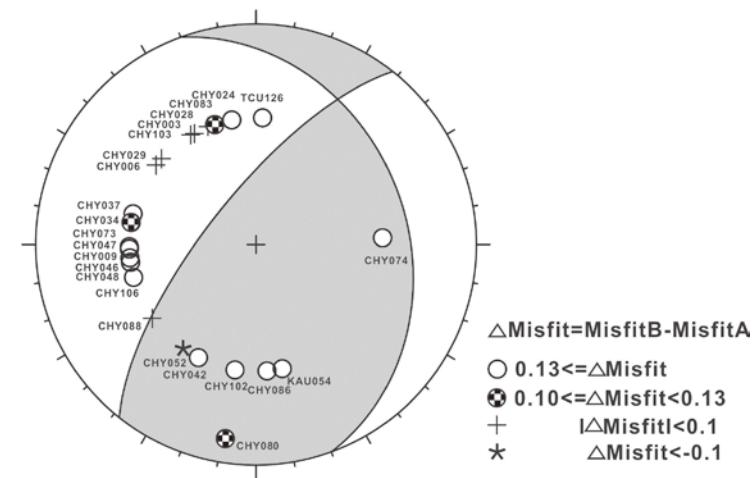


圖15. 各測站斷層面波形不吻合度(Misfit A)與截面波形不吻合度(Misfit B)之差值範圍(\triangle Misfit)在下半球震源機制解之投影位置，斷層面A為本研究所決定之斷層面，斷層面B為截面，其中測站方位角 $210^\circ \sim 240^\circ$ 及 $290^\circ \sim 330^\circ$ 附近地震破裂面可分辨性較差。

Fig.15. The range of each station's misfit difference (\triangle Misfit) between plane A and plane B respectively projected on the lower focal hemisphere and showed by different colors. It is hardly to determine the rupture plane from the stations with azimuth $210^\circ \sim 240^\circ$ and $290^\circ \sim 330^\circ$.

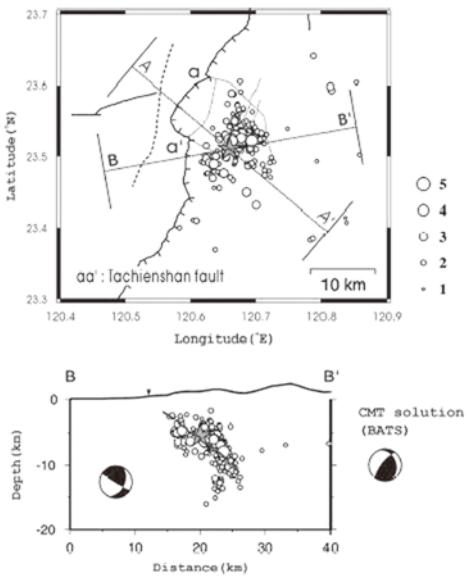


圖16. 1998/07/17 04 : 51瑞里地震序列震央及沿傾斜角方向之震源剖面分布圖（取自張建興, 2004）。

Fig.16. (Upper) The distribution of earthquake sequence followed the Ruili main shock on July 17, 1988. (Lower) The profile of the hypocenters is along the dip direction (Chang, 2004).

五、參考資料

Boore, David M., 2001. Effect of baseline corrections on displacements and response spectra for several recordings of the 1999 Chi-Chi, Taiwan, earthquake. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **91**, 5, 1199-1211.

Chen, K.-C., B.-S. Huang, K.-L. Wen, H.-C. Chiu, Y.-T. Yeh, S.-N. Cheng, H.-Y. Peng, T.-M. Chang, T.-C. Shin, R.-C. Shih, C.-R. Lin, 1999. A Study of Aftershocks of the 17 July 1998 Ruey-Li, Chiayi Earthquake.

- TAO*, **10**, 3, 605-618.
 Chen, C.-H., W.-H. Wang, T.-L. Teng, 2003. Tectonic Implications of 1998, Ruey-Li, Taiwan, Earthquake Sequence. *TAO*, **14**, 1, 27-40.
 Chen, K.-C., B.-S. Huang, J.-H. Wang, W.-G. Huang, T.-M. Chang, R.-D. Hwang, H.-C. Chiu, and C.-C. P. Tsai, 2001. An observation rupture pulses of the 20 September 1999 Chi-Chi, Taiwan, earthquake from near-field seismograms. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **91**, 5, 1247-1254.

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

Huang, W.-G., J.-H. Wang, B.-S. Huang, K.-C. Chen, T.-M. Chang, R.-D. Hwang, H.-C. Chiu, and C.-C. P. Tsai, 2001. Estimate of source parameters for the 1999 Chi-Chi, Taiwan, earthquake based on Brune's source model. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **91**, 5, 1190-1198.

Kanamori, H., 1978. Quantititation of earthquakes, *Nature*, **271**, 411-414.

Kanamori, H., 1989. Pasadena very-broad band system and its use for realtime seismology, *extended abstract for the U. S.-Japan Seminar for Earthquake Research*, Morro Bay, California, Sept. 11-15, 1988, *U.S.G.S. Open-file Report*, 1989.

- Kao, H., and W.-P. Chen, 1995. Transition from interplate slip to double seismic zone along the Kuril amchatka arc, *J. Geophys. Res.*, **100**, 9881-9903.
- Kao, H., 1998. Can great earthquakes occur in the southernmost Ryukyu arc–Taiwan region?, *Terr. Atmos. Oceanic Sci.*, **9**, 487–508.
- 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 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, S.-C. Chen, and W.-T. Liang, 2002. Source Parameters of Regional Earthquakes in Taiwan: January–December, 1998, *TAO*, **13**, 2, 197-204.
- Legrand D., and B. Delouis, 1999. Determination of the fault plane using single near-field seismic station with a finite-dimension source model, *Geophys. J. Int.*, **138**, 801-808.
- Ma. K.-F. and Kanamori, H., 1994. Aftershock sequence of the 3 December 1988 Pasadena earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **81**, 2310-2319.
- Ma, K.-F. and R.-Y. Chen, 1999. Focal Mechanism Determination of the 1991 Chaili Earthquake (ML=5.7) sequence, *TAO*, **10**, 447-470.
- Ma, K.-F., Mori, J., S.-J. Lee and S.-B. Yu, 2001. Spatial and Temporal Distribution of Slip for the 1999 Chi-Chi, Taiwan Earthquake, *Bull. Seis. Soc. Am.*, **91**, 1-19.
- Rau, R.-J. and Wu, F. T., 1995. Tomographic imaging of lithospheric structures under Taiwan, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **133**, 517-532.
- Sipkin, S.A., 1982. Estimation of earthquake source parameters by the inversion of waveform data: synthetic waveforms. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **30**: 242-259.
- Wells, D.L., and Coppersmith, K.J., 1994, New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **84**, 4, pp. 974-1002.
- Wu, Y.-M., C.-H. Chang, N.-C. Hsiao, F. T. Wu, 2003. Relocation of the 1998 Rueyli, Taiwan, earthquake sequence using three-dimensions velocity structure with stations corrections. *TAO*, **14**, 4, 421-430.
- Wu, C., M. Takeo, S. Ide, 2001. Source Process of Chi-Chi Earthquake: A Joint Inversion of Strong Motion Data and Global Positioning System Data with a Multifault Model, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **91**, 5, 1128-1143.
- 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.

張建興(2004)高密度地震資料分析及其用
於臺灣中部及東部孕震構造之研究。
國立中央大學地球物理研究所博士論
文。

The Determination of Earthquake's Rupture Plane by Finite Dimension Source Method: Examination by using Ruili, Chiayi Earthquake Sequence in 1998 as the example

Rong-Yuh Chen¹, Honn Kao², Chien-Hsin Chang¹

¹Seismological Center, Central Weather Bureau, Taiwan, R. O. C.

²Geological Survey of Canada, Pacific Geoscience Centre, Sidney, British Columbia, Canada

ABSTRACT

The purpose of this study uses near-field strong motion earthquake waveforms to determinate earthquake's rupture plane from double couple source parameters. By differences in the space geometry distributions between sub-sources and recorders, we compared the observation data with two synthetic waveforms in order to identify the rupture plane which has the minimum misfit and the other is nodal plane. Structure with the geometry of seismogenic is expected to be found through this research method and also more concreted information of source parameters can be provided. The main shock for the example of earthquake sequence in this study occurred in Ruili, Chiayi on July 17, 1998. The focal mechanisms are obtained from CMT by Broadband Array in Taiwan for Seismology(BATS) of Institute of Earth Sciences, Academia Sinica. We obtained the source parameters of rupture plane as strike 340°, dip 32°, slip 36°. The trends of our result and the aftershocks distribution of earthquake sequence and geological structure characteristics were quite identical, which has proved the accuracy of this research approach, and it can be applied to other earthquakes research with relevant focus characteristics.

Key words: rupture plane, focal mechanism, Centroid Moment Tensor