

ISSN 0255-5778

氣象學報

Meteorological Bulletin



交通部中央氣象局

CENTRAL WEATHER BUREAU

季刊
第48卷第2期
民國99年9月

Vol. 48 NO. 2 September 2010

氣象學報

季刊

第48卷 第2期

目次

研究論文

- 臺灣地區颱風降水估計校驗 ----- 王惠民 吳石吉 (1)
葉天降
- 2004年台灣地區地震震源參數 ----- 陳榮裕 張建興 (13)
甘志文 吳逸民
辛在勤
- 寒潮爆發期間台灣區域環流及武夷山地形效應之研究 ----- 廖杞昌 呂芳川 (41)
- 應用衛星反演資料分析颱風劇烈降水個案 ----- 周鑑本 吳倩雯 (61)
與其在預報颱風降水的可行性探討 齊祿祥 張拱祿
廖美慧
- 偏貝氏時間序列模型分析日溫度資料和預報可行性的探討 - 李柏宏 (79)

出版機關：交通部中央氣象局

10048台北市中正區公園路64號

發行人：辛在勤

聯絡電話：(02)2349-1091

編審小組：

主編 鄭明典

委員 林雨我 洪景山

張修武 郭鎧紋

陳嘉榮 馮欽賜

黃維智 滕春慈

幹事 黃玉絲 韓素蘭

(按姓氏筆劃排列)

臺灣地區颱風降水估計校驗

王惠民¹ 吳石吉² 葉天降³

¹中央氣象局氣象科技研究中心

²中央氣象局氣象資訊中心

³中央氣象局秘書室

摘 要

本文使用1998-2006年間，中央氣象局265個雨量自動觀測站和25個人工觀測站之時雨量資料，及美軍聯合颱風警報中心(Joint Typhoon Warning Center)6小時1次之颱風最佳路徑(best track)，針對颱風地面中心在東經118–126度、北緯19–28度範圍內的颱風降水個案，分5–6月、7–8月和9–10月3個期間，以及豪雨(平均時雨量大於5.4毫米)和非豪雨2類，發展3、6及12小時颱風雨量推估法，並以2007-2008年間自動觀測站和人工觀測站之時雨量資料作預報校驗。比較平均法、持續法及雨量推估法預報之平均絕對誤差在空間分布的情形，以及平均法和雨量推估法相對於持續法的預報改善率。

校驗結果顯示，在颱風雨量估計之平均絕對誤差方面：3小時預報平均絕對誤差，以雨量推估法最大預報誤差值在9至15毫米左右分布區域最小表現最佳；以平均法分布區域最大表現最差。3種方法共同的特徵是較大預報誤差均出現在蘇澳至花蓮一帶山區、雪山及大雪山山區和阿里山至高雄一帶山區。6小時預報平均絕對誤差，3種方法最大預報誤差值之空間分布特徵與3小時預報誤差相似，誤差值多在20至30毫米左右；以雨量推估法分布區域較小表現最好，持續法分布區域最大表現最差。12小時預報平均絕對誤差，3種方法最大預報誤差之空間分布特徵與6小時預報誤差相似，但持續法及雨量推估法範圍較6小時預報擴大，其中又以持續法預報平均絕對誤差在40至60毫米左右的區域最大表現最差；以平均法區域最小表現最好。相對於持續法之預報改善率方面：雨量推估法3小時及6小時預報改善率在0至20%的區域明顯大於平均法。但12小時預報改善率在20%至40%的區域，平均法明顯大於雨量推估法。因此，雨量推估法3及6小時預報改善率優於平均法，但平均法12小時預報優於雨量推估法。

關鍵詞：雨量推估法、最佳路徑。

一、前言

颱風豪雨對臺灣低窪地區及山區所造成的水患及土石流等問題是民生經濟上一大威脅。但另一方面，它所帶來的雨量亦是臺灣地區重要的水資源。因此，颱風定量降水的預報技術對防災、救災與水資源利用之規劃便顯得相當重要(陳，2001)。葉等(1999)從王等(1986)所發展之平均法，進一步利用統計方法發展預報誤差修正法(葉等，2007)及颱風雨量推估法(王等，2008)，對颱風降水量的客觀預報方法作改善，並獲得預期的效果。但是，上述方法所使用的測站僅止於中央氣象局25個地面觀測站，在防災的應用上略顯不足。葉等(2008)分析臺灣地區颱風降水之特徵發現，颱風移動路徑及降水方面，在季節上有其特性存在，而這些因素在葉等當初發展颱風雨量推估法時並未加以考慮。

為提高颱風雨量客觀預報方法的應用性，並提供颱風雨量預報觀念模式之參考。本文考慮颱風降水之季節性特徵，並利用中央氣象局自動雨量站及人工觀測站，重新發展颱風雨量推估法並作預報校驗。校驗的主要目的在比較平均法(詳見葉等，2007)、持續法及雨量推估法預報之平均絕對誤差在空間分布的情形，以及平均法和雨量推估法相對於持續法的預報改善率，用以判別兩種方法之預報技術在台灣各地分布的優劣性。

二、資料與方法

根據王(王，2004)統計1897至1996年

間374個侵台颱風(王依侵台颱風風速放假條件所作之定義)，颱風地面中心在東經118–124度、北緯20–27度範圍內出現之次數占95.2%，且範圍離台灣本島200公里以內，極易作為發布颱風警報之參考區域。為提高颱風雨量客觀預報方法的應用性，本文將研究範圍擴大至東經118–126度、北緯18–28度，選取1998–2008年間，颱風地面中心在此區域內之個案配合中央氣象局265個雨量自動觀測站(目前，中央氣象局雨量自動觀測站有4百多站，但因東、西部設站時間之差異，造成資料一致性的落差相當大，本文為顧及資料在時間上之一致性，故作上述時間長度與測站數之選取)及25個人工觀測站(圖1)之時雨量資料作研究分析。

雨量自動觀測站資料缺漏與重複部分，除補齊和刪除外，另利用乞比雪夫定理(Chebyshev's theorem)將異常資料(測站時雨量值大於當月平均值加十倍標準差以上)挑出，經人工判別後剔除。颱風路徑資料是根據美軍聯合颱風警報中心(Joint Typhoon Warning Center; JTWC)6小時1次颱風最佳路徑，用線性內插(interpolate)成每小時1次之颱風中心位置。

研究方法是將1998–2006年間資料作為颱風雨量推估法之發展資料，並區分成5–6月、7–8月和9–10月3個時期。除5–6月因颱風個案數較少無法作雨量分類預報發展外，將其餘7–8月和9–10月期間之颱風時雨量資料分為豪雨(平均時雨量大於5.4毫米)及非豪雨兩類。分別利用統計迴歸法計算兩類雨量分類中，各測站颱風雨量推估法(以預報前2小時之平均時雨量為推估

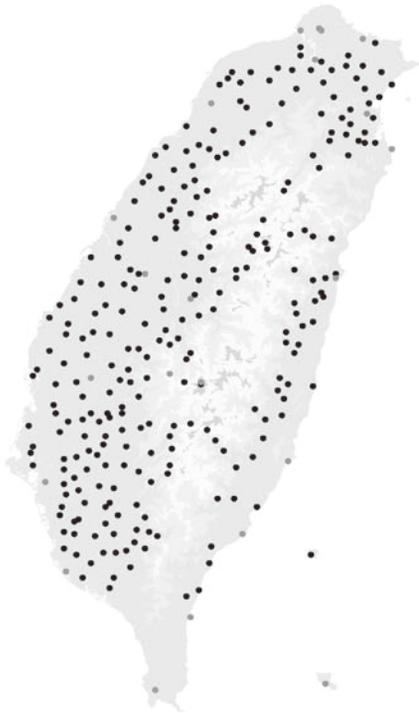


圖1. 265個雨量自動觀測站及25個人工觀測站位置分布。

Fig. 1. The distribution of locations of 265 autoraingage stations and the 25 surface observation stations.

因子)3、6及12小時平均時雨量之最佳推估係數(葉等, 2008), 當預報前2小時之平均時雨量達到豪雨類之最低門檻值時, 用豪雨類之推估係數預報雨量, 否則用非豪雨類之推估係數預報雨量。在豪雨類資料部分找出各測站在未來3、6及12小時平均時雨量達到豪雨強度(平均時雨量大於5.4毫米)標準時, 預報前2小時平均時雨量之最低門檻值, 作為使用豪雨推估係數之依據。為使此值與豪雨強度發生有某種程度之代表性(即預報前2小時平均時雨量不宜過小, 甚至為0), 主觀選取當3、6及12小時預報占全部豪雨類資料達80%、70%

及60%時, 預報前2小時平均時雨量值為計算豪雨推估之門檻值, 並計算豪雨推估係數。颱風雨量推估法可用下列數學式來表示:

$$FCST_E(T + \tau) = E \times OBS(T - t)$$

$FCST_E$: 雨量推估值

OBS : 觀測平均時雨量

T : 預報初始時間

τ : 預報時段

t : 預報前2小時

E : 正值最佳推估係數

校驗資料為2007-2008年間每個測站3、6及12小時雨量預報資料, 每小時預報1次, 總個案數分別約為600、550及500, 共有10個颱風個案。

校驗方法為計算預報與觀測值之平均絕對誤差(Mean Absolute Error; MAE), 平均絕對誤差的定義如下:

$$MAE = \frac{1}{n} \times \sum_{i=1}^n |OBS_i - FCST_i|$$

OBS_i : 平均時雨量觀測值

$FCST_i$: 平均時雨量預測值

n : 個案總數

MAE越小, 表示預報誤差越小, 準確度越高。另外, 計算相對於持續法(以預報時段前一報之實際觀測值為預報值)之預報改善率(improvement ratio) (王等, 2008), 其定義如下:

$$\text{改善率} = - \left(100 \times \frac{(MAE_1 - MAE_2)}{MAE_2} \right)$$

MAE_1 : 方法一之地面觀測站颱風降水平均時雨量預測之平均絕對誤差

MAE_2 : 持續法之地面觀測站颱風降水平均時雨量預測之平均絕對誤差

改善率為正值表示有預報技術，反之則否。

三、結果分析

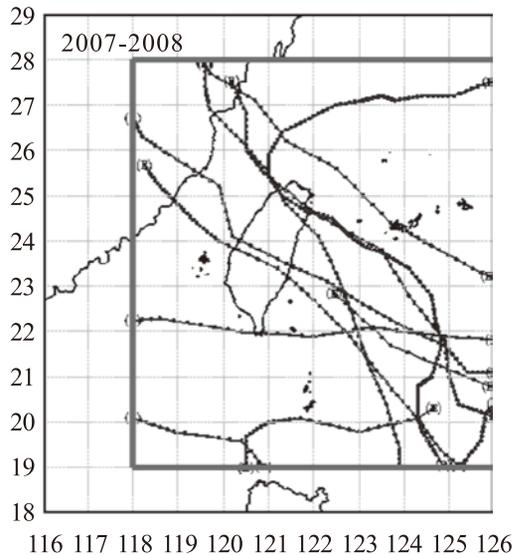


圖2. 2007-2008年間，颱風地面中心出現在東經118-126度、北緯19-28度範圍內之路徑。

Fig. 2. The paths of the surface centers of typhoons in the domain of 118-126 degree of longitude and 19-28 degree of latitude during the period of 2007 through 2008.

圖2為2007-2008年間，颱風地面中心出現在東經118-126度、北緯19-28度範圍內之個案，共有10個。若以颱風地面中心路徑在文中所選定的區域內，終點與起點的經度差線段作為東西向之向量分解(vector decomposition)與緯度差線段作為南北向之向量分解，當東西向分量(horizontal component)大於南北向分量(meridional component)者稱作東西向颱風，反之則稱為南北向颱風。從圖2可發

現東西向颱風有7個，南北向颱風有3個，而東西向颱風中有6個是在7-8月出現，另1個在11月出現；南北向颱風中有2個在9-10月出現，另1個在7月出現，這結果與葉等(2008)分析臺灣地區颱風降水之特徵中，颱風移動路徑在季節上之特性一致(5-6月及9-10月颱風移動之路徑以南北向居多，而7-8月則以東西向颱風較多)。這間接說明了在發展颱風雨量推估法時，考慮颱風移動路徑及降水在季節上之差異是有其必要性。

(一) 颱風雨量推估之平均絕對誤差

圖3(a)至(c)分別為各測站3小時雨量，持續法、雨量推估法及平均法預報之平均絕對誤差，陰影間隔為3毫米。從圖3(a)至(c)顯示，平均絕對誤差值最大地區，3種方法均出現在蘇澳至花蓮一帶山區、雪山及大雪山山區和阿里山至高雄一帶山區，其平均絕對誤差值在9-15毫米間，以圖3(b)雨量推估法之分布區域較小，以圖3(c)平均法分布區域最大表現最差。其餘地區預報平均絕對誤差值均在9毫米以下。因此，3小時雨量預報表現以雨量推估法較佳。圖3(a)至(c)的另一特徵是預報平均絕對誤差值有從平地往高山增大的趨勢。

圖4(a)至(c)分別為各測站6小時雨量，持續法、雨量推估法及平均法預報之平均絕對誤差，陰影間隔為5毫米。從圖4(a)至(c)顯示，平均絕對誤差值最大的地區在空間分布特徵與3小時預報誤差相似，但誤差值較3小時預報大，誤差值多在20至30毫米左右，範圍也較廣。以圖4(b)雨量推估法分布區域較小表現最好，

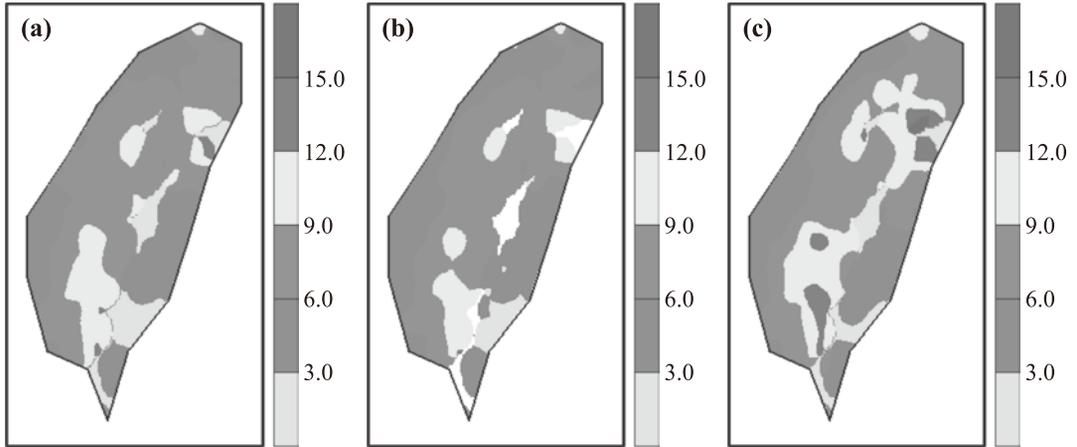


圖3. (a) 持續法3小時預報之平均絕對誤差，陰影間隔為3毫米。(b) 同圖3(a)，但為雨量推估法。(c) 同圖3(a)，但為平均法。

Fig. 3. (a) The mean absolute errors of the method of persistence for 3-h projection, the intervals of shading are 3 mm. (b) Same as Fig. 3(a), but for the method of rainfall amount estimation. (c) Same as Fig. 3(a), but for the method of climatological mean.

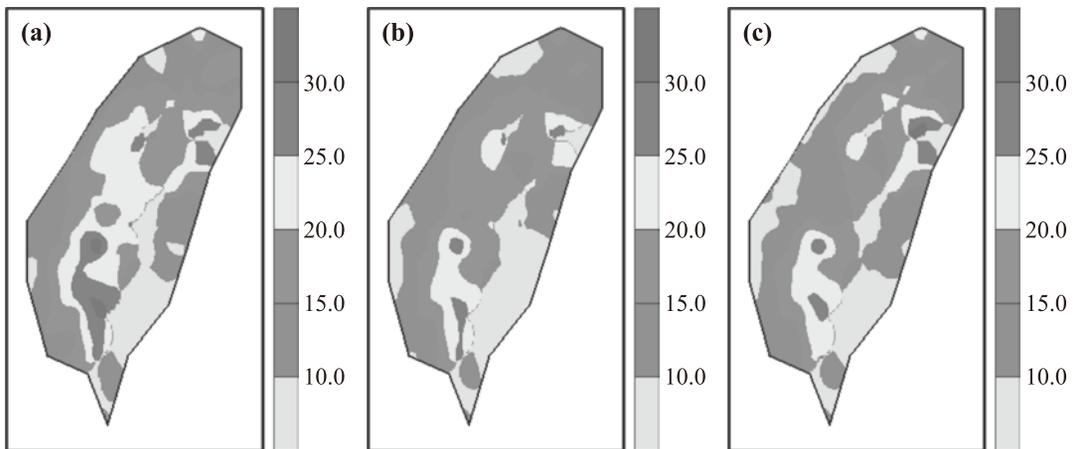


圖4. (a) 同圖3(a)，但為6小時預報，陰影間隔為5毫米。(b) 同圖4(a)，但為雨量推估法。(c) 同圖4(a)，但為平均法。

Fig. 4. (a) Same as Fig. 3(a), but for 6-h projection, and the intervals of shading are 5 mm. (b) Same as Fig. 4(a), but for the method of rainfall amount estimation. (c) Same as Fig. 4(a), but for the method of climatological mean.

圖4(a)持續法分布區域最大表現最差。其餘地區預報平均絕對誤差值均在20毫米以下。同時，預報平均絕對誤差值也有從平地往高山增大的趨勢。

圖5(a)至(c)分別為各測站12小時雨量，持續法、雨量推估法及平均法預報之平均絕對誤差，陰影間隔為10毫米。從圖5(a)至(c)顯示，平均絕對誤差值最大的地區在空間分布特徵與6小時預報誤差類似，但誤差值較6小時預報大，誤差值多在40至60毫米左右，範圍也較廣。但圖5(a)持續法之範圍較其他兩種方法大，表現最差，而圖5(c)平均法之範圍最小，表現最佳。同樣地，預報平均絕對誤差值也有從平地往高山增大的趨勢。

(二)相對於持續法之預報改善率

圖6(a)至(b)為雨量推估法及平均法3小時雨量預報之平均絕對誤差相對於持續

法之平均絕對誤差的預報改善率百分比，陰影間隔為10%。圖6(a)顯示，雨量推估法除了在台北縣山區的下盆及桶後和桃園縣山區的復興，以及台東縣山區的紅葉山及紅石和花蓮縣山區的慈恩未改善外，其他地區改善率均大於零。西部平地從桃園、新竹一帶以南到台中至嘉義之間，其中包含日月潭地區，以及嘉義至高雄和恆春地區，預報改善率均在10%至20%之間。東北部平地宜蘭、蘇澳，東部平地花蓮及花蓮至成功間部分地區及台東地區，預報改善率也在10%至20%之間。而山區及北部和屏東平地預報改善率均在10%以下。圖6(b)顯示，平均法預報改善率在10%至20%之間的區域，僅在新竹至梧棲間以南至梧棲到嘉義間，包含日月潭地區，其中，苗栗至南投間預報改善率大於20%。而預報改善率均在10%以下的地

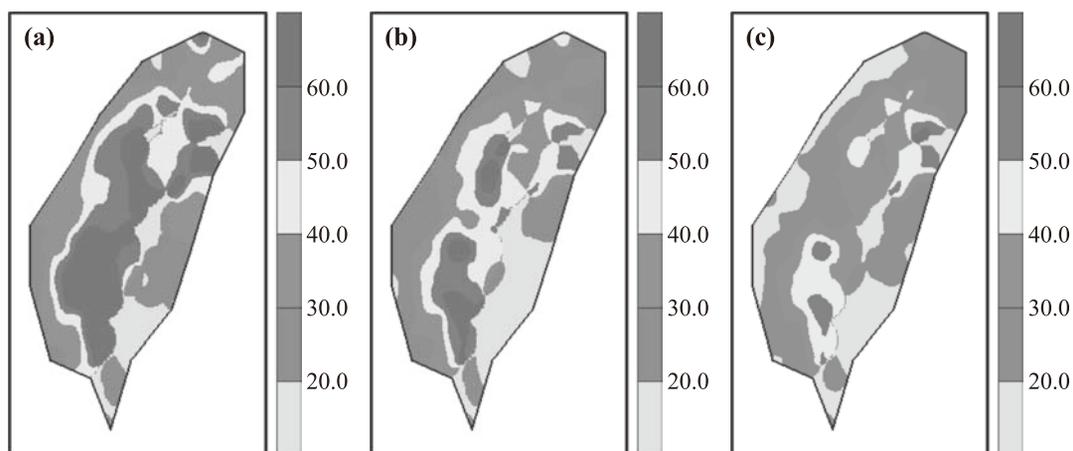


圖5. (a) 同圖4(a)，但為12小時預報。(b) 同圖5(a)，但為雨量推估法。(c) 同圖5(a)，但為平均法。

Fig. 5. (a) Same as Fig. 4(a), but for 12-h projection. (b) Same as Fig. 5(a), but for the method of rainfall amount estimation. (c) Same as Fig. 5(a), but for the method of climatological mean.

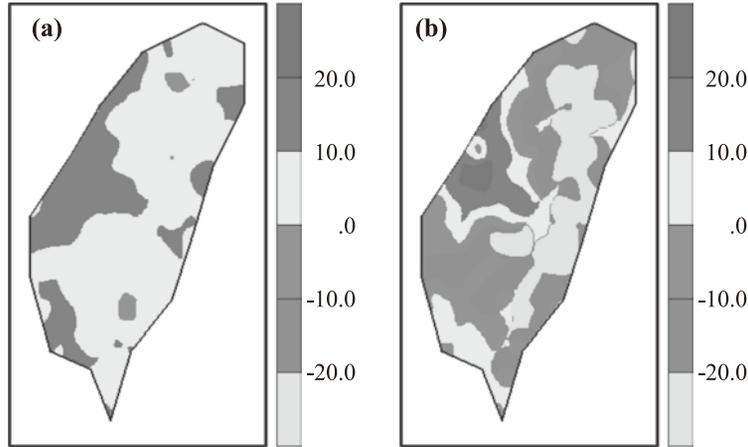


圖6. (a) 3小時預報雨量推估法相對於持續法之預報改善率百分比，陰影間隔為10%。(b) 同圖6(a)，但為平均法。

Fig. 6. (a) The improvement ratios of forecasting of the method of rainfall estimation with respect to the method of persistence for 3-h projection, intervals of shading are 10%. (b). Same as Fig. 6(a), but for the method of climatological mean.

區，則分別分布在嘉義至屏東間平地及宜蘭至花蓮間平地，以及新竹以南經日月潭至嘉義靠近山區一帶，其他地區均未見改善。因持續法僅是一種單純的時間外延法，無預報技術可言，故未見改善之區域即代表沒有預報技術之區域。整體而言，雨量推估法優於平均法。

圖7(a)至(b)為雨量推估法及平均法6小時之預報改善率百分比。圖7(a)顯示，除了桃園縣山區的復興、台中縣山區的梨山、屏東縣靠近山區的阿禮及龍泉和高雄縣的旗山預報未改善外，其他地區改善率均大於零。在西半部平地的新竹地區、嘉義地區及台南地區和東半部平地的花蓮地區、成功地區及台東地區預報改善率大於20%。其他地區預報改善率多在0%至20%之間，其中預報改善率在10%以下

的地區多沿中央山脈呈東北-西南方向分布。圖7(b)顯示，預報改善率大於20%的地區，西半部從新竹以南一直往南延伸至嘉義，大部分是平地地區，包含靠近山區一小部分；東北部則在宜蘭平地地區。而從北部山區沿中央山脈一直到大武一帶，是沒有預報技術之區域。其餘地區預報改善率均在0%至20%之間。整體而言，雨量推估法優於平均法。

圖8(a)至(b)為雨量推估法及平均法12小時之預報改善率百分比。圖8(a)顯示，僅在南投縣山區大度城、清流及魚池一帶沒有預報技術，其他各地均有改善。其中以花蓮以南至成功間之平地及部分山區之預報改善率在30%-40%最顯著；有少部分分布在台南靠近山區地區及阿里山山區附近。預報改善率在20%-30%之間的區

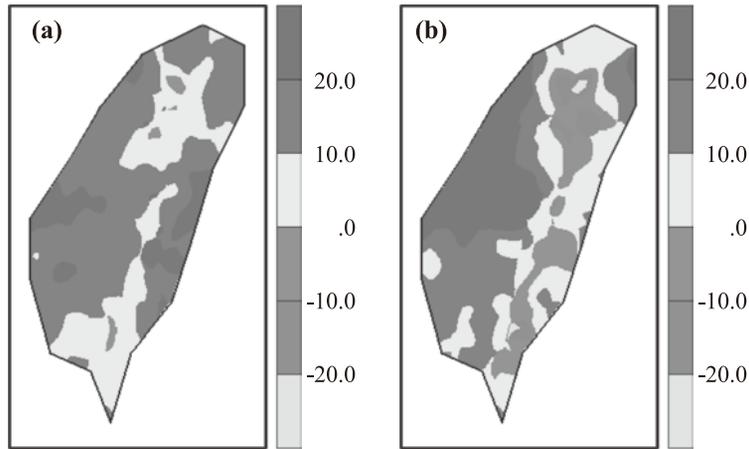


圖7. (a) 同圖6(a)，但為6小時預報。(b) 同圖6(b)，但為6小時預報。

Fig. 7. (a) Same as Fig. 6(a), but for 6-h projection. (b) Same as Fig. 6(b), but for 6-h projection.

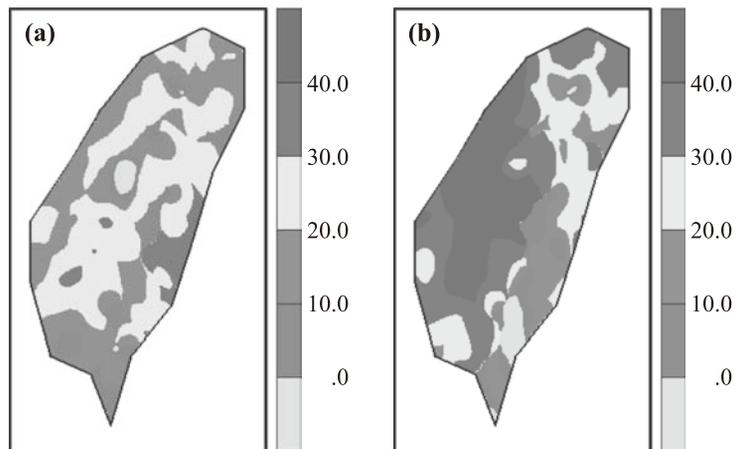


圖8. (a) 同圖6(a)，但為12小時預報。(b) 同圖6(b)，但為12小時預報。

Fig. 8. (a) Same as Fig. 6(a), but for 12-h projection. (b) Same as Fig. 6(b), but for 12-h projection.

域最大，多分布在山區，東北從蘇澳山區向西南延伸至高雄山區，平地地區較少，主要在台南、花蓮及成功至台東之間，其他地區預報改善率大都在10%-20%之間。圖8(b)顯示，僅在花蓮山區的舞鶴及台東山區的下馬、知本及紅葉山和恒春沒

有預報技術，其他各地均有改善。西半部從新竹以南至屏東地區除了台南、高雄平地一帶預報改善率在20%-30%之間外，預報改善率在30%以上，其中以新竹以南至台南山區一帶，包括日月潭、阿里山山區及宜蘭平地預報改善率在40%以上最

顯著。北部從台北、淡水、基隆到宜蘭平地，預報改善率大都在30%-40%間，而北部山區往東南延伸到花蓮山區及平地，預報改善率也有20%-30%。整體而言，平均法均優於雨量推估法。

四、結論與討論

本文使用1998-2006年間，中央氣象局265個雨量自動觀測站和25個人工觀測站之時雨量資料，及美軍聯合颱風警報中心6小時1次之颱風最佳路徑，針對颱風地面中心在東經118-126度、北緯19-28度範圍內的颱風降水個案，分5-6月、7-8月和9-10月3個期間，以及豪雨(平均時雨量大於5.4毫米)和非豪雨兩類，發展3、6及12小時颱風雨量推估法，並以2007-2008年間自動觀測站和人工觀測站之時雨量資料作預報校驗。比較平均法、持續法及雨量推估法預報之平均絕對誤差在空間分布的情形，以及平均法和雨量推估法相對於持續法的預報改善率結果得到以下幾項結論：

(一) 在颱風雨量估計之平均絕對誤差方面：

- (1) 3小時預報平均絕對誤差，以雨量推估法較大預報誤差值在9至15毫米左右分布區域最小表現最佳；以平均法分布區域最大表現最差。3種方法共同的特徵是較大預報誤差均出現在蘇澳至花蓮一帶山區、雪山及大雪山山區和阿里山至高雄一帶山區。
- (2) 6小時預報平均絕對誤差，3種方法最大預報誤差值之空間分布特徵與3小時預報誤差相似，誤差值多在

20至30毫米左右；以雨量推估法分布區域較小表現最好，持續法分布區域最大表現最差。

- (3) 12小時預報平均絕對誤差，3種方法最大預報誤差之空間分布特徵與6小時預報誤差相似，但持續法及雨量推估法最大預報誤差在蘇澳至花蓮一帶山區、雪山及大雪山山區和阿里山至高雄一帶山區範圍較6小時預報擴大，其中又以持續法預報平均絕對誤差在40至60毫米左右的區域最大表現最差；以平均法區域最小表現最好。

(二) 相對於持續法之預報改善率方面：

- (1) 雨量推估法3小時及6小時預報改善率在0至20%間的區域明顯大於平均法。
- (2) 12小時預報改善率在20%至40%間的區域，平均法明顯大於雨量推估法。
- (3) 雨量推估法3及6小時預報改善率優於平均法，但平均法12小時預報優於雨量推估法。

從預報之平均絕對誤差及相對於持續法之預報改善率分析可看出，雨量推估法3及6小時預報表現較好，而平均法12小時預報表現較佳。這是因為雨量推估法是用預報前2小時的平均時雨量作為雨量推估的因子，其優點較能迅速反應個別颱風雨量短期的變化，但是，當遇到颱風行進速度較快、方向變化較大或是預報時間較長時，因預報前2小時平均時雨量的特性受到改變，導致預報誤差增加。對平均法而言，由於其特性是反應一段時間許多歷史

颱風雨量變化的平均狀態，較難迅速反應短期個別颱風雨量的變化。但對颱風行進速度較快、方向變化較大或是預報時間較長時，因其特性是反應許多歷史颱風雨量變化的平均狀態，反而對個別颱風雨量的變化預報誤差較小。

五、致謝

本文是在國科會計畫NSC 97-2625-M-052-002資助與中央氣象局支持下完成。

六、參考文獻

- 王惠民、葉天降與吳石吉，2008：颱風雨量推估法之發展與應用研究。氣象學報，47，第3期，1-19。
- 葉天降，2008：侵台颱風伴隨風雨預報技術之發展-子計畫：建置WRF模式於颱風預報作業應用之研究(I)。行政院國家科學委員會專題研究計畫成果報告。NSC96-2625-Z-052-003
- 葉天降、王惠民與吳石吉，2007：颱風降水預報誤差修正法之發展與應用。氣象學報，46，第4期，9-25。
- 王時鼎，2004：台灣的颱風。財團法人中興工程科技研究發展基金會。
- 陳泰然，2001：防救災關鍵環節定量降水預報：新世紀最嚴峻的天氣預報挑戰。天氣分析與預報研討會論文彙編，中央氣象局，1-6，台北。
- 葉天降、吳石吉與謝信良，1999：簡單統計方法於臺灣地區颱風降水預測之研究(一)預測方法與台北颱風降水之預測校驗。大氣科學，27，395412。

王時鼎、顏清連、陳泰然與謝信良，1986：台灣颱風降雨特性及其預報研究(三)。國家科學委員會防災科技研究報告74-51。

An Evaluation of Estimation of Typhoon Rainfall in the Region of Taiwan

Huei-Min Wang¹ Shih-Chi Wu² Tien-Chiang Yeh³

Central Weather Bureau

ABSTRACT

In this paper, the data of hourly rainfall amount of CWB 265 auto-raingauge stations and the 25 surface observation stations and the JTWC best tracks of typhoons in every 6 hours during the period of 1998 through 2006 were used to develop the method of 3-h, 6-h, and 12-h typhoon rainfall amount estimations by dividing all the cases of the surface centers of typhoon in the domain of 118-126 degree of longitude and 19-28 degree of latitude into two categories of extremely heavy rainfall (average hourly rainfall greater than 5.4 mm/hr) and non-extremely heavy rainfall and in three periods of May-June, and July-August, and September-October. The data of hourly rainfall amount of the auto-raingauge stations and surface observation stations during the period of 2007 through 2008 were used to verify the forecasting and compare the spacial distribution of mean absolute errors of forecasting among the method of climatological mean, the method of persistence, and the method of typhoon rainfall amount estimation. And the improvement ratios for the method of climatological mean and the method of typhoon rainfall amount estimation with respect to the method of persistence were also calculated.

The results of evaluation revealed, in the mean absolute errors of typhoon rainfall amount estimation, the performance of the method of typhoon rainfall amount estimation in 3-h projection was the best because that its regions of the greatest forecasting error in the range of 9 mm through 15 mm were the minimum, and the method of climatological mean was the worst. The characteristics in common for the three methods were the greater forecasting errors occurred in the regions of the mountain area from Su-ao to Hualien, Xueshan to Daxueshan, and Alishan to Kaohsiung. For the mean absolute errors of 6-h projection, the three methods had similar characteristics in spacial distribution with greatest forecasting errors of 3-h projection. The greatest mean absolute errors in 6-h projection for the three methods were between 20mm and 30mm and the performance of the method of typhoon rainfall amount estimation was the best, and the method of persistence was the worst. For the mean absolute errors of 12-h projection, the characteristics of special distribution of the greatest forecasting errors were similar as 6-h projection, but the regions for the methods of persistence and typhoon rainfall amount estimation were broader than in 6-h projections. The performance of the method of persistence

in 12-h projection was the worst for that its regions of the greatest forecasting error in the range of 40 mm through 60 mm were the maximum and the method of climatological mean was the best. For the improvement ratio over the method of persistence, the regions of the improvement ratio in the range of 0% through 20% of the method of typhoon rainfall amount estimation for 3-h and 6-h projections were broader than of the method of climatological mean. But the regions of the improvement ratio in the range of 20% through 40% of the method of climatological mean for 12-h projection were broader than of the method of typhoon rainfall amount estimation. Therefore, the improvement ratios for the method of typhoon rainfall amount estimation in 3-h and 6-h projections were superior to the method of climatological mean, but it was better for the method of climatological mean in 12-h projection.

Key words: method of typhoon rainfall amount estimation, best track

2004年台灣地區地震震源參數

陳榮裕¹ 張建興¹ 甘志文^{1,2} 吳逸民³ 辛在勤⁴

¹中央氣象局地震測報中心

²國立中正大學地震研究所

³國立台灣大學地質系

⁴中央氣象局

摘要

本文發表2004年台灣地區中等規模以上地震之震源機制解，包括P波初動震源機制解及中央地震矩張量逆推(Centroid Moment Tensor inversion, CMT)震源機制解兩種。我們總共得到102個地震的P波初動震源機制解。此種震源機制解是經由基因演算法(Wu *et al.*, 2008)以非線性總體搜尋求得。CMT震源機制解是經由改良之中央地震矩張量逆推演算法(Kao *et al.*, 1998a)，加上本文提出的藉由地震觀測站與震央間之方位角覆蓋率，自動產生CMT逆推測站之權重(Weighting)來求得。此方法克服台灣地區高背景雜訊及複雜板塊構造所造成之非均向性速度構造等因素之影響。我們總共得到104個地震的CMT震源機制解。為了使本研究結果能夠容易理解及學術上廣為使用，其彙整後之地震震源參數結果表格及完整逆推結果之電子檔案均放置於中央氣象局寬頻資訊網頁<http://cwbsnbb.cwb.gov.tw>內提供查詢。希望在此網頁中建立台灣地區地震震源機制資料庫，提供台灣地區地震孕震構造及板塊構造研究之用。

關鍵詞：基因演算法、震源機制解、中央地震矩張量

一、簡介

由於受到歐亞大陸板塊與菲律賓海板塊相互擠壓碰撞，台灣地區的地體構造複雜，屬於地震活躍地區，每年發生大大小小地震個數不下上萬。在台灣東邊，菲律賓海板塊沿著琉球海溝向北隱末至歐亞大陸板塊下方；而在台灣南部，歐亞大陸板塊在南中國海部分向東隱末至菲律賓海板

塊下方。台灣東部之花東縱谷為歐亞大陸板塊及菲律賓海板塊之縫合帶。縫合帶將台灣島分為2大區塊；縫合帶東方主要由菲律賓海板塊所帶領之海岸山脈及一系列火山島(呂宋島弧系統)所組成，而縫合帶西方則是屬於歐亞大陸棚(Ho, 1999)，主要分為北部、東北部、南部及西南部等4大地質帶，地形區分由西至東主要有海岸平原、西部麓山帶、雪山山脈及中央山脈

等4個區域，圖1為台灣地區主要地質構造概要分布圖。台灣造山運動大約開始於400萬年前，就地質年代而言屬於相當年輕。台灣目前受到菲律賓海板塊往西北方向移動之壓縮，每年約以8cm之速度聚合(Yu *et al.*, 1997)。在此劇烈地殼變形下，每年引發大量地震，而這些中大型地震對於台灣地區之地球板塊構造及地震震源研究提供絕佳之研究資料。而地震震源機制解代表地震地體構造發震機制之特性，也就是說，從地震震源機制之分布即可了解地震板塊構造之特性。

因此，本研究主要目的在求取2004年台灣地區地震震源機制解，並加以彙整，以利於探討台灣地震發震機制及板塊孕震構造。本文所得到的震源機制解有2種：(1) P波初動震源機制解，採用中央氣象局短週期為主之地震觀測網(Central Weather Bureau Seismographical Network, CWBSN)所紀錄初達P波向上或下的地動資料，經由基因演算法求得102個地震的P波初動震源機制解。(2)地震波形逆推之CMT震源機制解，以臺灣寬頻地震觀測網(Broadband Array in Taiwan for Seismology, BATS)所觀測之體波波型，藉由CMT逆推方法求得104個地震的震源機制解。本研究所採用之地震觀測網的測站分布位置如圖2所示。藉由逐年地震發生個數及地點之累積，增加台灣地區地震震源機制解個數，希望對於台灣地區整體及局部區域之地震孕震構造及板塊構造能夠提供詳盡解析。

二、方法

(一) 以基因演算法求取P波初動震源機制解

20世紀初日本學者以雙力偶(double couple)之震源模式定義P波初動極性(polarities)分布的4個象限型態(quadrant type)，藉以解釋應力方向。Honda (1957)考慮震源球(focal sphere)，將P波上下動分布投影在此球面上，以求得斷層面解(fault-plane solution)。雖然以P波初動法能夠快速且簡單運用在地震震源機制解之求取，通常在非線性最佳化處理過程中以運用重覆階層搜尋法(iterative gradient search, Udias and Buforn, 1988)及網格搜尋法(grid search algorithms, Snoke *et al.*, 1984; Reasenberg and Oppenheimer, 1985; Snoke, 2003)，然而前者存在局部極小值問題；後者則因為在求取高解析研究時需耗費電腦運算時間，因此需要一個具經濟及效率之運算法以求取震源機制解。

基因演算法在非線性最佳解問題上已經是一強大運算工具，早在1975年Holland就已經提出，在不規則及多維度模型空間中，具有高效率搜尋，並且運用到不同科學領域(如Goldberg, 1989; Davis, 1991; Sen and Stoffa, 1995)，同樣運用地震學波形逆推(Sambridge and Drijkoningen, 1992)、地震定位(Sambridge and Gallagher, 1993; Billings *et al.*, 1994)、地殼構造研究(Zhou *et al.*, 1995; Yamanaka and Ishida, 1996; Bhattacharyya *et al.*, 1999; Chang *et al.*, 2004; Lawrence and Wiens, 2004; Pezeshk

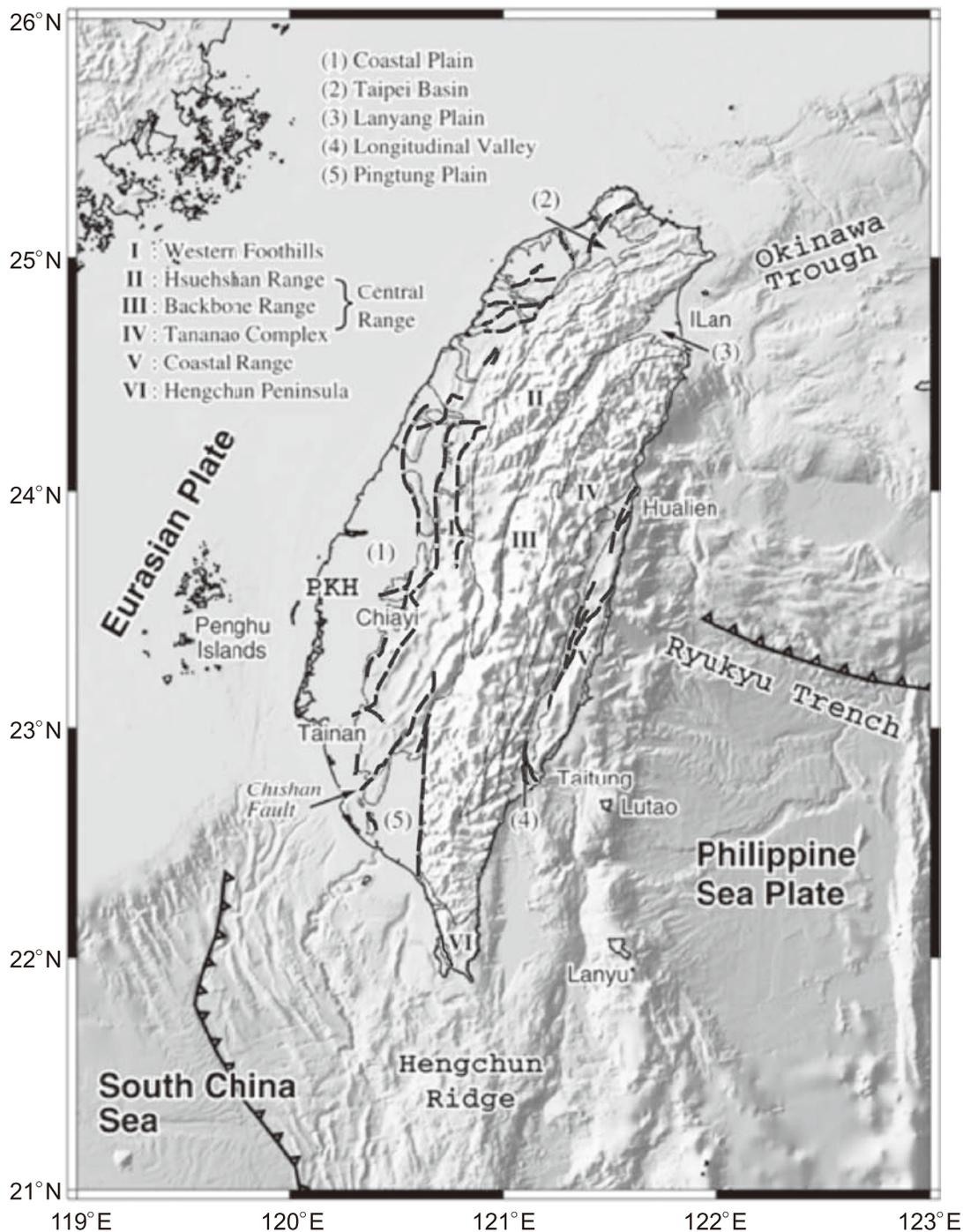


圖1. 台灣地區地形及地質構造分布圖。粗虛線代表活動斷層地表位置(取自Wu *et al.*, 2008)

Figure 1. Map of the Taiwan region showing the topography and geological settings. Solid-dash lines show the locations of active faults (Wu *et al.*, 2008).

and Zarrabi, 2005)、震源機制解及其他震源參數之研究 (Chen and Kao, 2000; Kobayashi and Nakanishi, 1994; Yin and Cornet, 1994; Zhou *et al.*, 1995b; Sileny, 1998; Koper *et al.*, 1999; Jimenez *et al.*,

2005)。Kobayashi 及Nakanishi(1994)最早以P波初動上、下極性藉由基因演算法決定地震震源機制解，之後也有許多以基因演算法在不同層面領域探討震源機制斷層面之研究(Yin and Cornet, 1994; Zhou

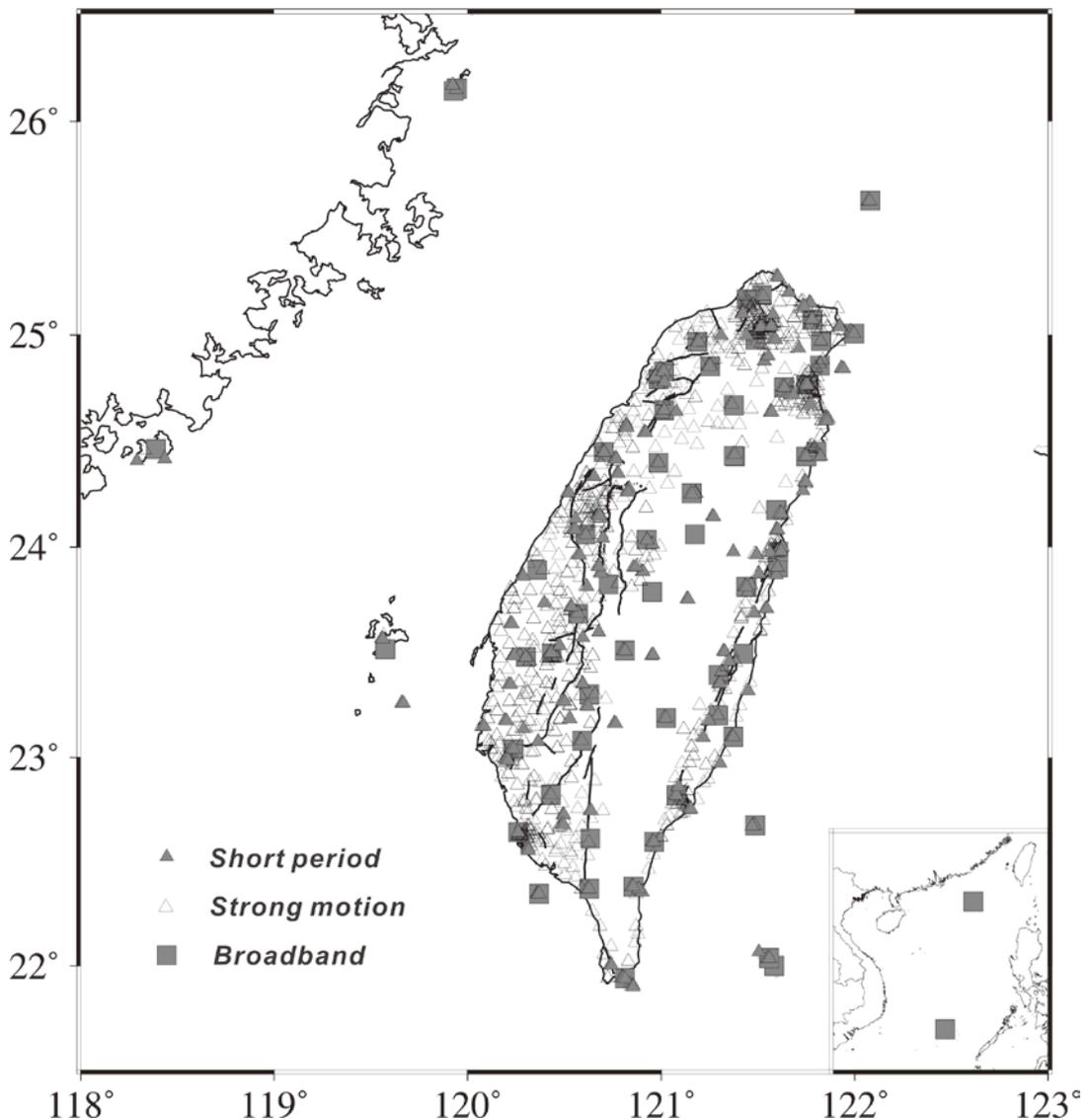


圖2. 台灣地區地震觀測網測站分布圖。

Figure 2. Map of the seismic networks in Taiwan.

et al., 1995b; Sileny, 1998; Koper *et al.*, 1999)。

本文研究步驟如下：

1. 廣泛收集資料：P波初動震源機制之研究受限於資料分布的良好與否，即震央周圍的測站分布良好，才不至於在選取及描繪震源機制解時產生選取斷層面解的偏差。因此，Wu *et al.* (2008) 探討台灣地區震源機制解時，取用中央氣象局71個短週期即時速度型觀測網(CWBSN)及近680個自由場強震網(Taiwan Strong Motion Instrumentation Program, TSMIP)之地震觀測站資料。本研究為使地震資料更加豐富，加入台灣寬頻地震觀測網及日本氣象廳(Japan Meteorological Agency, JMA)地震觀測網靠近台灣之測站(JMJ, JOW及YOJ)。尤其，位於台灣東北部日本氣象廳之地震觀測站，對於台灣東北外海地震提供相當重要控制點，這也是中央氣象局積極發展及建置海底地震儀的原因。
2. 採用三維速度構造模型重新地震定位：P波初動震源機制解主要原理為地震波出射角在下半球投影之結果，因此，由地震震源射出之P波方位角及出射角對震源機制解影響非常大，而台灣板塊構造複雜，對傳統一維速度構造模型之定位，顯然側向速度構造會大大影響結果，因此，本研究運用Wu *et al.* (2007)所得之台灣地區三維速度構造模型，取CWBSN測站P波及S波到時資料及TSMIP測站資料之S-P波時間差，以三維速度構造波線追跡

演算重新定位，並求得震央與地震測站間之出射角及方位角(Thurber, 1993; Thurber and Eberhart-Phillips, 1999)。

3. 基因演算法求取P波初動震源機制解：以基因演算法有系統分析及處理台灣地區芮氏規模大或等於4.0之地震，Wu *et al.* (2008)對演算結果以品質指標(Quality Index) Q_{fp} ，定義處理結果品質優良與否，其中 $Q_{fp} = 0$ 定義為不符合； $Q_{fp} > 1$ 為良好之震源機制解。詳細參數定義讀者可參考先前報告(Wu *et al.*, 2008)。
4. P波初動震源機制解的選取條件：本文選取P波初動地震震源參數結果標準如下：(1)至少10個地震測站P波初動上、下極性，且相鄰測站間最大張角須小於 180° ；(2)逆推結果品質 $Q_{fp} > 0.1$ ；(3)震源參數方位角(strike)、傾角(dip)及滑移角(slip)之標準偏差均需小於 20° 。

(二)CMT逆推震源機制解

早在1980年中央地震矩張量(Centroid-Moment-Tensor, CMT)逆推技術已成功開發，並有系統性的應用在決定全球大、中等地震之地震震源參數(如Dziewonski *et al.*, 1981; Kawakatsu *et al.*, 1995; Sipkin, 1982)。之後隨著區域地震觀測網之建立，CMT逆推技術也成功應用在區域性地震震源機制解之探求(如Dreger and Helmberger, 1993; Fan and Wallace, 1995; Lay *et al.*, 1994; Thio and Kanamori, 1995; Zhao and Helmberger, 1994)。因此，對許多地區性寬頻地震網而言，例行性區域地震之CMT震源機制解已成為標準作業流程(例如Zhu and Helmberger,

1996 ; Pasyns *et al.*, 1996)。

Kao等人(1998a)於中央研究院地球科學研究所建立台灣寬頻地震觀測網(Broadband Array in Taiwan for Seismology, BATS)時，取用初達波後100秒之體波波形，透過CMT技術已經能夠系統性決定台灣區域地震可靠之地震震源參數。此一地震觀測網開始運作於1994年，目前共建置21站，以即時連續資料傳輸至中央研究院地球科學研究所之資料管理中心(DMC-IES) (如圖2)。Kao等人(1998b, 2001)及Kao and Jian(1999, 2001)曾概敘此一BATS地震觀測網之結構及運作。DMC-IES負責BATS資料之管理及配置，相同目的下將資料副本並提供美國地震合作研究所(Incorporated Research Institutions for Seismology, IRIS)資料管理中心，有興趣之讀者可從BATS網頁(<http://bats.earth.sinica.edu.tw>)得到更新訊息。

中央氣象局地震測報中心自2000年參與國科會「地震及活斷層研究」(National Program for Earthquake and Active-Fault Research)跨部會大型整合計畫，配合中央研究院及國立中央大學既有寬頻測站之位置，務必讓寬頻地震觀測網測站之建置，能均勻分布於全台灣地區，甚至往離島延伸，加強觀測能力並拓展觀測範圍。並配合國防部執行「南海計畫」，於東沙島及南沙太平島設置寬頻地震觀測站，透過衛星即時傳輸回中央氣象局。截至目前中央氣象局於台灣地區共建置33個寬頻地震觀測站，中央氣象局所設置之寬頻地震測站網及中研院地科所寬頻地震測站網藉由共同合作，合稱為「台灣寬

頻地震網(Broadband Array in Taiwan for Seismology, BATS)」(目前共計54站)，收錄的地震資料相互即時交換及處理，以達到資源共享之目標。目前寬頻地震觀測網測站分布位置如圖2所示，依分布狀況可以看到測站涵蓋台灣本島及離島地區且均勻分布，相關資料可從中央氣象局台灣寬頻地震網資訊系統網頁(<http://cwbsnbb.cwb.gov.tw>)得到更新訊息。

CMT逆推震源機制運算法從背景雜訊估算開始，決定了逆推過程可使用之頻寬。其中比較P波到時前、後各3000秒之地震波形能量頻譜(power spectra)，決定截取帶通慮波之低頻角約為0.02Hz (Kao *et al.*, 1998a)。為有效模擬台灣區域之非均向性之速度構造，運用了兩階段處理，取用測站與震源間之不同速度模型。詳細技術讀者可參考先前報告(Kao *et al.*, 1998b; Kao and Jian, 1999)。

本研究基於地震資料自動化處理觀念，屏除以人工調整逆推過程測站權重，而改以地震方位角覆蓋率方式換算地震測站權重，得到規律性之測站權重，並快速且穩定提供給CMT逆推震源機制解之所需，所逆推震源機制之結果不僅正確且屏除人為主觀因素所造成之差異(陳榮裕, 2006)。地震測站方位角覆蓋率之權重公式如下：

$$Cov = \begin{cases} \sum_{i=1}^j \left(1 - \left[2 * \frac{Az_{ij}}{RAz} - \left(\frac{Az_{ij}}{RAz} \right)^2 \right] \right); & Az \leq RAz; i \neq j \\ 0 & ; Az > RAz \end{cases}$$
$$W_i = \begin{cases} \frac{1}{Cov}; & Cov \neq 0. 0 < W_i \leq 1 \\ 1 & ; Cov = 0. \end{cases}$$

上式中之 Cov 為地震測站方位角覆蓋率 (Station coverage), W_i 為測站權重 (weighting), RAz 為關聯方位角 (relation Azimuth angle), Az 為測站間之夾角。本研究即以 W_i 作為逆推震源解之權重。圖3 為取關聯方位角 90° 所繪製之測站方位角覆蓋率值分布圖。

逆推結果以波形不吻合度 (misfit, E) 及補償線性向量偶極 (compensated linear vector dipole, CLVD, ϵ) 分別以字母 A~F 及數字 1~4 作為逆推資料結果品質特性代表。 E 及 ϵ 代表意義也於先前 Kao 等人 (1998b) 及 Kao and Jian (1999) 報告中解釋過並詳列於表 1 中。本文相關地震之 CMT 震源參數報告取用標準如下：(1) 至少 3 個地震測站之 3 分量地震波形運用在逆推計算；(2) 逆推結果品質必須高於 C4。

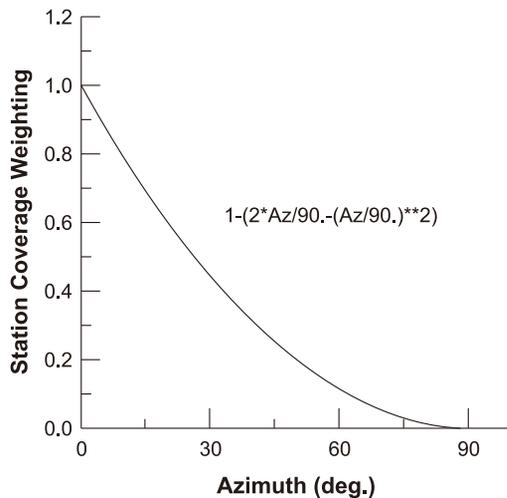


圖3. 關聯方位角 ($RAz=90^\circ$) 所繪製之測站方位角覆蓋率值分布圖。

Figure 3. Station coverage weighting with relation angle 90° .

表1. CMT逆推結果之品質分類

Table 1. Quality classification of the inversion results.

等級	判斷標準
平均地震波形不吻合度(E)	
A	$0.0 \leq E < 0.3$
B	$0.3 < E \leq 0.5$
C	$0.5 < E \leq 0.7$
D	$0.7 < E \leq 0.9$
E	$0.9 < E \leq 1.1$
F	$1.1 < E$
CLVD分量(ϵ)	
1	$\epsilon \leq 0.10$
2	$0.10 < \epsilon \leq 0.25$
3	$0.25 < \epsilon \leq 0.40$
4	$0.40 < \epsilon$

三、結果與討論

中央氣象局2004年在台灣地區總共定位出大大小小21,783個地震(圖4所示), 其中本研究以基因演算法求得102個地震的P波初動震源機制解, 滿足上述篩選條件並列於表2中。相關地震震央位置並繪製於圖5a, 地震震源機制球繪於圖5b。地震震央主要分布在地震觀測網內及附近, 觀測網外少數規模較大之地震, 因為可觀測之P波初動極性分布較廣, 所以可以解析出震源參數。另外, 以CMT求得104個地震震源機制解, 滿足上述條件並列於表3中, 相關震央位置並繪製於圖6a, 地震矩張量震源機制球及震源深度繪於圖6b, CMT震源機制解之解析能力好與壞, 主要取決於地震波訊號與背景雜訊比值之大小(訊號與雜訊比), 中大型地震規模之地震

較能藉由地震波形逆推出震源機制解，台灣地區大約以芮氏地震規模(ML)4.0以上解析能力較佳，少數地震規模介於3.5至4.0之地震，因震央距較近，其地震波相訊號明顯，乃能解析出地震震源機制。

2004年中同時能夠由P波初動及CMT解析出之地震震源機制共計48個地震，相關地震震央位置如圖7a，比較兩者所得之震源機制球型態(圖7b)，約有90%以上地震震源模式相近似，其中以圖7中編號21、40及48差異較大。探討P波初動與CMT震源機制解之差異性時，首先須從原理特性分辨之，再探究方法條件限制及誤差來源。

一般而言，P波初動震源機制解是以地震發震時，一開始岩層瞬間錯動之能量，透過岩層為介質，以地震波訊號方式傳遞至地震測站。當我們在繪製下半球投影震源機制球時，受到測站上下動極性、相對震央方位角及出射波之張角等3個因素控制整個地震震源機制型態。首先，判讀地震波上下動極性時，可能會因為地震儀垂直向之極性登錄錯誤或是人為誤判等因素，造成極性錯誤；再者，地震波在地層傳遞過程中，以最快速路徑方式到達測站，因此，P波初達波在到達測站時之方位角及出射波張角因為非模型之折射及過分簡化之地層速度構造介面下估算會有所偏差。尤其台灣地區構造相當複雜，地震斷層錯移時所產生之雙力偶理論P波輻射振幅(the theoretical P wave radiation amplitude, Aki and Richards, 1980)，會因為側向速度變化，在接近輻射節面(斷層節面)振幅極性越不明顯(low amplitude,

near-nodal)，因而會有些許差異，容易造成震源機制解之差異。因此，慎選速度模型也是求取精確震源機制解必備條件之一，本研究之所以取用Wu *et al.* (2007)之台灣區3D速度構造模型，重新地震定位並求得三維速度構造之測站方位角及出射張角。除此之外，P波初動解還受限於資料分布的良好於否，即震央周圍的測站分布良好，才不至於在描述震源機制解時產生人為選取斷層面解的偏差。台灣地區多數地震發生於外海，地震測站的分布自然較不均勻，在選取斷層面時有所困難。為減少人為主觀因素對斷層面的選取而造成誤差，因此特別使用基因演算法以客觀考量，選取適當震源機制解。

另一方面，CMT方法是取用體波(body wave)位移全波形，經由逆推運算求得地震震源機制解，為降低細微速度構造所引起之差異，採用低頻帶通濾波(0.02~0.08Hz)。整體而言CMT之解析能力，主要取決於地震波訊號與背景雜訊比值之大小(訊號與雜訊比)，所以對於中小型規模之地震就難以解析；再者，以波形逆推處理過程，已假設點震源(point source)模式破裂，因此，較大規模之地震(例如 M_L 大於7.0)，在多次破裂過程，只能近似模擬出地震震源特性；除此之外，較大地震序列之發生，如果地震發震時間過於接近時，會因為前一個地震之尾波(coda wave)或是表面波震盪，後續地震體波波形受到干擾，也無法有效解析震源機制解。然而，相對於P波初動解而言，地震測站不需均勻分布，所以對於台灣外海之網外地震，CMT也有相當高之解析能力，

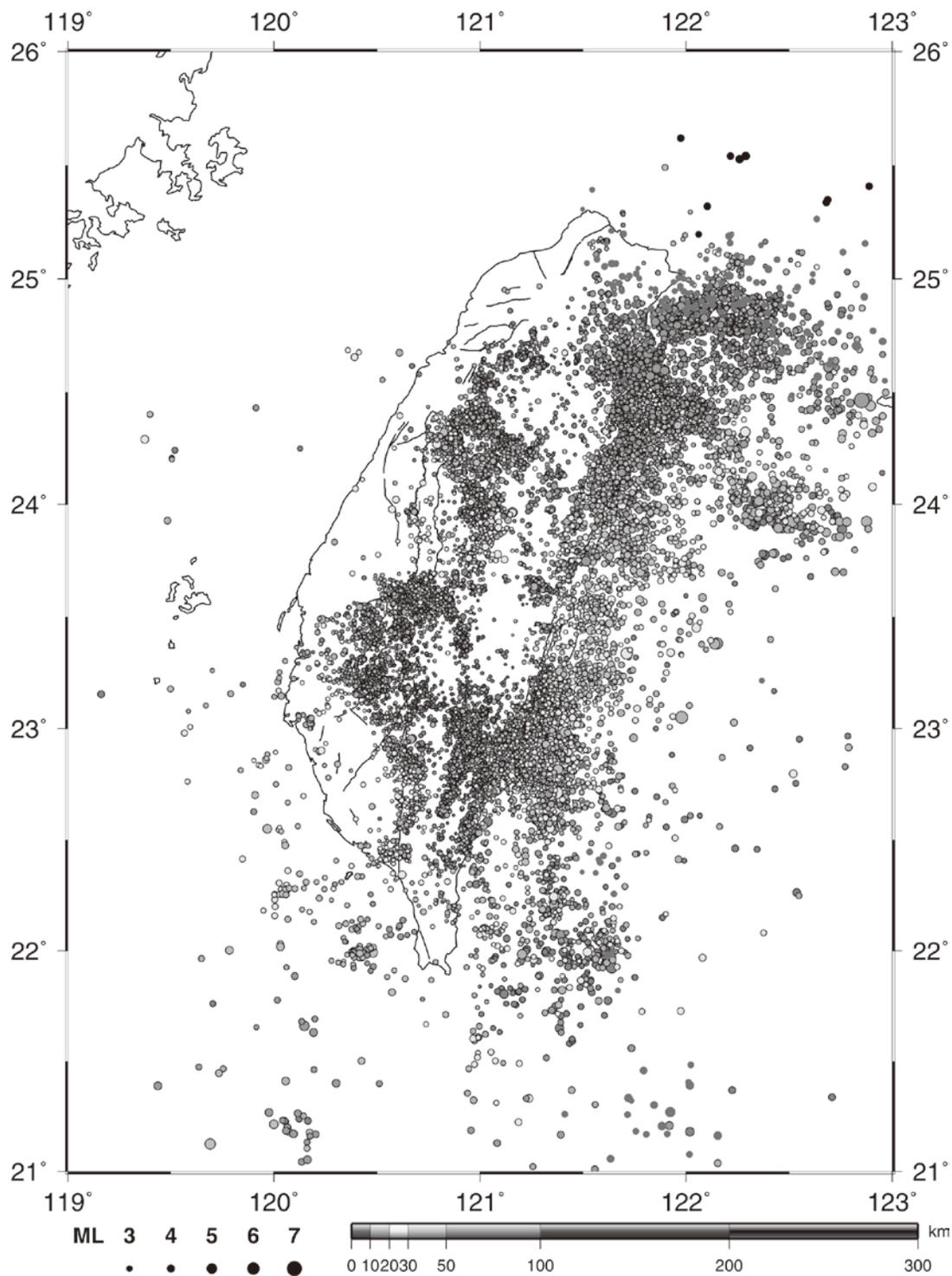


圖4. 2004年台灣地區地震震央位置。

Figure 4. The epicenter of Taiwan earthquakes occurred in 2004.

表2. 由基因演算法求得之P波初動震源參數。

Table 2. Source parameters of the studied earthquakes of P wave first motion from genetic algorithms.

No	Origin Time ¹	Lat. ¹	Long. ¹	Dep. ¹	M	Strike ²	Dip ²	Rake ²	Q_{fp}^3	Npro ⁴	Ag ⁵
1	2004/01/01/03:15:19.47	23.36	121.63	31.18	5.35	237±5	79±3	123±2	7.45	150	20
2	2004/01/06/21:44:39.63	22.79	121.05	9.12	3.43	6±15	80±12	70±19	1.36	21	63
3	2004/01/10/17:48:39.51	24.61	122.41	88.02	4.61	76±19	49±17	95±10	0.79	27	146
4	2004/01/15/15:28:15.41	22.81	121.10	6.77	3.94	3±1	64±4	-158±2	4.13	31	82
5	2004/01/18/20:44:21.28	23.64	121.58	34.61	3.79	15±11	56±12	78±15	0.29	21	55
6	2004/01/23/07:51:1.22	23.47	120.64	8.61	4.15	58±20	57±16	121±18	2.32	34	45
7	2004/01/24/06:08:31.83	22.78	121.07	9.12	3.34	57±18	60±6	106±9	1.71	17	63
8	2004/01/25/03:44:9.72	23.07	121.43	19.17	4.40	21±4	35±1	69±9	2.11	26	70
9	2004/01/28/19:13:25.05	22.99	120.94	7.03	5.15	187±8	57±8	-82±8	1.77	43	57
10	2004/01/28/19:17:26.24	22.99	120.95	9.26	4.62	164±10	58±19	-76±11	0.69	33	69
11	2004/01/28/19:34:49.93	23.00	120.94	3.66	4.97	188±11	60±16	-64±11	1.37	22	86
12	2004/01/28/20:10:6.94	22.99	120.95	5.38	4.17	174±15	33±17	-65±14	1.21	22	80
13	2004/01/28/23:05:35.01	23.00	120.94	6.79	3.65	176±9	35±9	-85±17	1.10	19	49
14	2004/01/29/05:23:30.56	22.99	120.98	9.89	4.38	165±9	37±15	-72±13	0.19	18	85
15	2004/01/29/17:46:6.99	22.99	120.95	5.59	3.72	158±9	63±8	-89±11	0.11	12	103
16	2004/01/31/06:21:51.13	23.14	120.42	18.34	3.63	202±8	84±17	165±12	0.23	15	103
17	2004/02/02/15:47:36.25	23.44	120.62	7.99	4.13	84±9	77±8	134±13	1.46	34	39
18	2004/02/08/04:39:44.75	23.18	120.63	7.44	3.35	225±5	52±5	130±2	0.30	13	108
19	2004/02/11/10:12:2.09	24.41	121.81	10.69	3.42	82±11	72±7	-18±14	2.53	20	66
20	2004/02/11/16:32:37.69	22.92	121.28	16.15	3.96	49±3	85±12	-177±20	1.41	17	70
21	2004/02/15/13:32:6.48	23.83	121.04	30.00	4.90	43±1	85±1	-96±1	4.17	73	22
22	2004/02/24/00:55:7.22	23.76	121.43	60.60	4.72	197±9	69±12	100±16	7.72	56	42
23	2004/02/26/04:33:10.31	23.97	123.13	41.47	5.91	155±1	74±1	-18±1	2.48	41	102
24	2004/02/29/02:23:10.26	24.75	121.96	12.55	4.30	41±7	32±2	-103±9	0.49	20	98
25	2004/02/29/12:54:46.67	24.13	121.68	10.99	4.06	198±4	72±17	-22±7	0.14	28	55
26	2004/02/29/15:37:27.14	23.62	120.81	6.04	3.03	76±17	44±16	-147±19	0.85	16	53
27	2004/02/29/16:26:50.64	24.36	121.98	29.62	4.17	163±4	15±1	103±6	1.01	21	74
28	2004/03/03/13:50:28.49	23.98	121.14	25.85	4.64	209±2	78±5	113±9	6.11	40	39
29	2004/03/22/21:36:52.97	24.34	121.80	6.58	3.90	84±6	76±18	-22±16	3.12	29	73
30	2004/03/23/03:55:20.24	24.34	121.79	6.43	3.71	180±1	53±11	162±2	1.41	18	78
31	2004/03/23/07:58:15.20	24.34	121.79	6.45	3.48	87±19	85±20	-45±11	0.36	13	109
32	2004/03/25/19:07:4.32	23.41	120.64	8.74	4.54	50±12	51±12	137±13	9.62	67	29
33	2004/03/25/19:11:28.87	23.41	120.64	11.43	3.10	228±4	59±10	136±11	0.74	13	60
34	2004/03/28/19:20:21.60	22.91	121.29	23.94	3.37	98±11	29±10	-151±16	0.71	13	65
35	2004/04/07/05:27:14.88	23.84	120.72	25.44	3.35	148±15	34±3	103±13	1.06	16	53
36	2004/04/09/05:33:38.68	24.10	121.53	21.58	4.51	111±13	32±12	163±12	0.28	38	41
37	2004/04/09/23:21:34.00	23.64	121.51	34.14	4.22	133±17	67±9	-57±18	4.02	29	65

No	Origin Time ¹	Lat. ¹	Long. ¹	Dep. ¹	M	Strike ²	Dip ²	Rake ²	Q_{fp}^3	Npro ⁴	Ag ⁵
38	2004/04/13/20:09:25.84	23.43	120.58	7.79	2.75	52±14	60±20	119±13	0.76	14	60
39	2004/04/21/18:38:38.50	22.91	120.98	6.79	4.09	162±7	44±6	-75±5	0.61	29	43
40	2004/04/23/14:04:29.50	22.91	120.59	16.08	4.72	62±6	44±19	-165±15	1.73	41	67
41	2004/04/23/14:08:21.54	22.91	120.59	15.47	3.32	183±3	86±2	94±2	0.41	12	88
42	2004/04/24/15:20:30.28	23.94	121.48	19.25	4.94	80±1	43±1	152±1	0.17	55	45
43	2004/04/24/19:26:1.96	23.94	121.47	18.72	3.76	68±5	40±10	144±9	1.05	23	82
44	2004/04/24/22:29:0.59	23.94	121.47	19.51	3.84	64±12	37±7	140±8	1.41	20	53
45	2004/04/25/14:28:35.42	23.95	121.46	18.52	3.26	35±20	28±6	104±13	0.50	14	82
46	2004/04/27/10:08:13.44	24.19	121.58	31.49	4.26	63±1	53±1	147±6	1.80	38	69
47	2004/04/29/22:59:33.99	24.20	121.62	16.79	3.83	51±8	63±8	100±10	3.57	32	57
48	2004/05/01/21:58:49.92	23.85	121.95	36.20	4.36	255±4	72±11	172±15	4.95	37	56
49	2004/05/04/05:50:6.25	24.64	121.78	9.24	3.17	73±7	68±12	-13±13	0.78	16	63
50	2004/05/04/18:19:44.64	22.91	120.61	15.69	3.99	190±8	82±5	91±6	1.41	24	69
51	2004/05/07/20:36:13.77	22.56	119.99	40.22	4.16	83±4	88±1	78±1	0.47	14	127
52	2004/05/08/14:05:31.71	22.90	120.58	15.41	3.73	201±13	58±7	111±10	0.21	11	77
53	2004/05/08/14:09:37.11	22.90	120.58	15.12	3.31	201±20	87±3	94±5	0.16	11	82
54	2004/05/08/16:13:15.29	22.88	121.33	20.45	4.45	195±17	70±10	119±6	3.10	30	68
55	2004/05/09/06:02:21.28	23.41	120.64	9.97	4.52	59±10	52±9	151±11	10.47	49	39
56	2004/05/13/15:00:15.64	22.90	120.58	15.12	3.00	209±17	79±11	118±13	0.14	11	95
57	2004/05/13/15:28:49.83	24.05	121.51	19.56	4.22	222±3	74±4	112±9	3.33	42	63
58	2004/05/15/05:07:50.34	24.84	121.91	91.82	5.12	77±15	23±12	176±14	0.79	42	102
59	2004/05/15/22:54:20.28	23.46	120.40	9.94	3.16	46±9	68±6	141±8	2.49	22	66
60	2004/05/17/08:22:55.69	23.06	121.29	15.22	3.81	36±17	90±3	91±5	0.10	12	111
61	2004/05/17/18:02:8.46	23.04	121.30	16.12	4.19	66±3	71±3	-143±5	1.08	24	86
62	2004/05/19/07:04:12.72	22.72	121.37	23.75	6.03	12±15	25±9	42±15	5.38	90	40
63	2004/05/20/11:55:18.31	22.94	120.56	16.28	3.98	72±15	56±4	-97±7	1.31	27	56
64	2004/05/20/22:16:16.16	23.42	120.65	8.83	4.18	48±8	44±7	127±7	6.07	40	40
65	2004/05/21/04:18:0.39	23.97	121.13	24.26	3.85	209±1	70±4	127±5	1.55	23	101
66	2004/05/21/21:23:9.74	23.03	120.90	3.20	4.24	172±8	41±7	-51±9	3.14	29	60
67	2004/05/22/12:55:26.61	22.87	121.22	15.50	4.15	39±8	44±6	92±7	0.44	16	92
68	2004/05/22/20:25:38.75	24.05	121.51	19.20	3.55	68±1	30±1	116±3	1.93	31	55
69	2004/05/24/09:15:6.20	22.58	121.05	2.35	4.59	113±20	66±15	99±16	0.91	29	132
70	2004/05/25/03:55:26.66	22.77	121.23	12.15	3.37	16±7	58±9	95±11	0.70	16	75
71	2004/06/02/16:56:30.24	23.64	121.26	9.38	5.17	146±6	62±6	-77±6	0.13	58	137
72	2004/06/03/16:02:52.13	23.65	121.27	9.66	4.17	170±6	54±11	-64±7	0.28	30	119
73	2004/06/13/02:22:59.41	22.98	121.25	28.13	4.42	209±3	72±4	-59±6	5.71	34	40
74	2004/07/09/11:19:28.98	23.89	121.45	22.64	4.52	2±4	86±6	-37±9	1.05	35	70
75	2004/07/22/06:36:40.62	24.07	121.50	22.27	4.61	74±7	30±4	150±8	0.95	33	51
76	2004/07/26/14:04:22.26	23.52	120.64	8.80	3.19	56±18	47±14	123±16	1.65	17	51

No	Origin Time ¹	Lat. ¹	Long. ¹	Dep. ¹	M	Strike ²	Dip ²	Rake ²	Q_{fp}^3	Npro ⁴	Ag ⁵
77	2004/07/28/09:38:46.13	23.93	120.99	12.84	3.69	65±1	45±5	148±6	0.37	12	79
78	2004/07/28/09:40:57.14	23.93	120.99	12.81	4.46	241±4	86±3	115±4	2.81	26	42
79	2004/08/05/13:38:16.93	23.60	120.59	9.45	3.41	69±11	50±17	-177±12	4.15	31	42
80	2004/08/08/13:12:26.22	24.64	121.84	76.95	4.98	243±2	89±9	-173±7	6.95	65	49
81	2004/08/14/03:29:40.54	22.91	120.98	5.41	4.32	200±15	42±11	-62±13	0.84	32	42
82	2004/09/02/06:07:50.56	23.19	120.50	8.90	4.26	3±16	89±12	-95±16	2.03	31	44
83	2004/09/07/11:45:55.72	24.67	121.86	9.76	4.05	19±7	70±10	-173±6	1.22	34	83
84	2004/09/08/01:07:48.94	23.34	121.58	21.65	3.95	75±5	45±15	-160±13	3.29	24	53
85	2004/09/18/02:52:35.67	24.47	122.86	64.72	5.12	97±2	75±7	88±3	0.83	29	109
86	2004/10/07/01:51:31.71	24.10	121.86	47.88	4.37	12±9	49±8	87±13	4.20	36	71
87	2004/10/08/03:34:21.68	24.07	121.64	8.85	3.02	38±7	72±4	78±3	1.07	16	73
88	2004/10/10/21:44:3.71	24.24	120.82	32.00	3.77	53±1	89±1	-93±1	3.32	27	81
89	2004/10/16/14:36:23.55	22.83	121.05	10.53	4.06	95±10	81±12	152±6	3.16	35	65
90	2004/10/16/15:21:3.10	22.92	120.96	7.96	3.62	170±4	53±6	-83±12	0.60	20	46
91	2004/10/21/11:28:44.40	24.32	120.80	30.71	3.82	246±4	89±11	152±18	0.72	25	90
92	2004/10/23/14:04:27.20	25.00	121.57	9.17	3.73	65±6	29±5	-47±5	8.36	66	45
93	2004/11/07/14:57:55.45	23.78	121.08	31.58	3.95	41±14	50±6	135±18	0.77	20	50
94	2004/11/08/16:33:10.06	23.93	122.52	18.62	4.68	120±13	33±5	86±8	0.45	20	142
95	2004/11/10/14:48:1.64	23.95	122.45	6.40	5.15	139±4	41±1	124±4	0.18	42	113
96	2004/11/11/02:16:44.15	24.30	122.20	28.85	6.09	82±2	62±1	99±1	1.83	85	92
97	2004/11/13/15:22:3.68	23.97	121.74	30.84	4.28	210±18	66±20	139±17	3.00	35	62
98	2004/11/25/16:56:58.44	24.36	121.01	6.31	3.08	177±3	77±8	-5±9	0.85	16	55
99	2004/11/26/14:16:0.12	23.93	122.85	16.88	4.16	51±16	45±7	75±19	0.17	18	151
100	2004/12/08/11:32:33.89	22.86	121.43	20.21	4.43	143±2	37±5	-34±9	6.04	35	68
101	2004/12/14/16:27:57.39	23.30	120.64	11.56	3.50	9±8	52±8	102±11	2.05	21	82
102	2004/12/24/18:37:37.90	23.22	120.54	15.97	3.24	16±20	52±16	92±12	1.28	16	70

¹ 以三維速度構造模型重新地震定位之地震發震時間(UT:年/月/日/時:分:秒)及震源位置(°N,°E,km)。

² 得到最佳之雙力偶震源機制解，以度為單位。

³ 品質指標取Wu *et al.*(2008)定義演算結果品質。

⁴ P波上、下動極性個數。

⁵ 地震測站與震央分布最大張角。

¹ Origin Time(UT: Year/Month/Day/hour:min:sec) and hypocentral location(°N,°E,km) relocated by the 3D velocity model (Wu, *et. al.*, 2007).

² Estimated best double-couple solution in degrees.

³ Quality index defined by Wu *et al.*(2008).

⁴ The number of P-wave polarities.

⁵ The maximum gap of angle between stations.

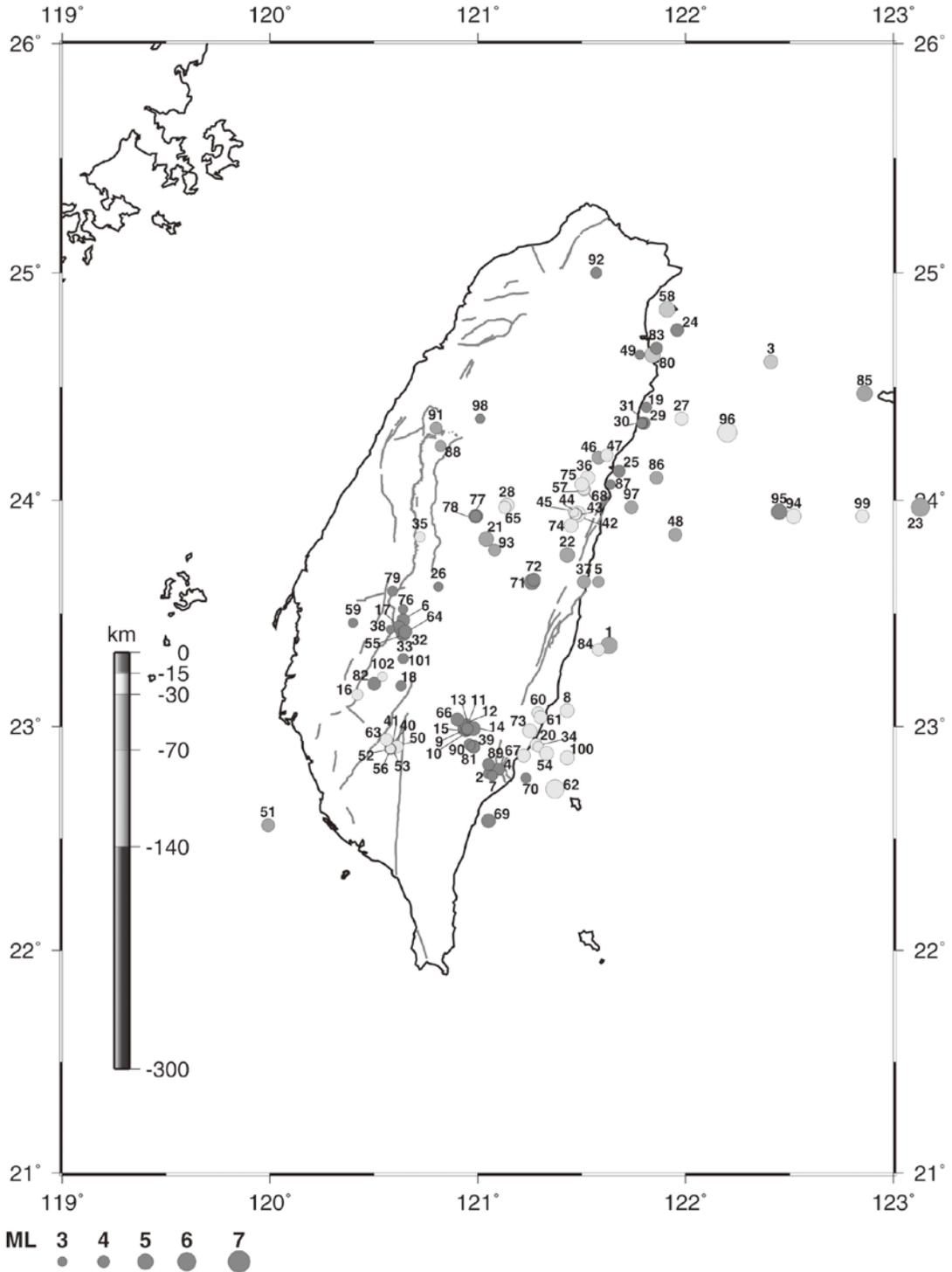


圖5a. 用基因演算法求得102個P波初動震源機制解之震央位置圖。圖中編號對應表1之順序。
 Figure 5a. Map shows the epicenters of 102 earthquakes presented in this study by genetic algorithms search P-wave polarities. Numbers are according to Table 1.

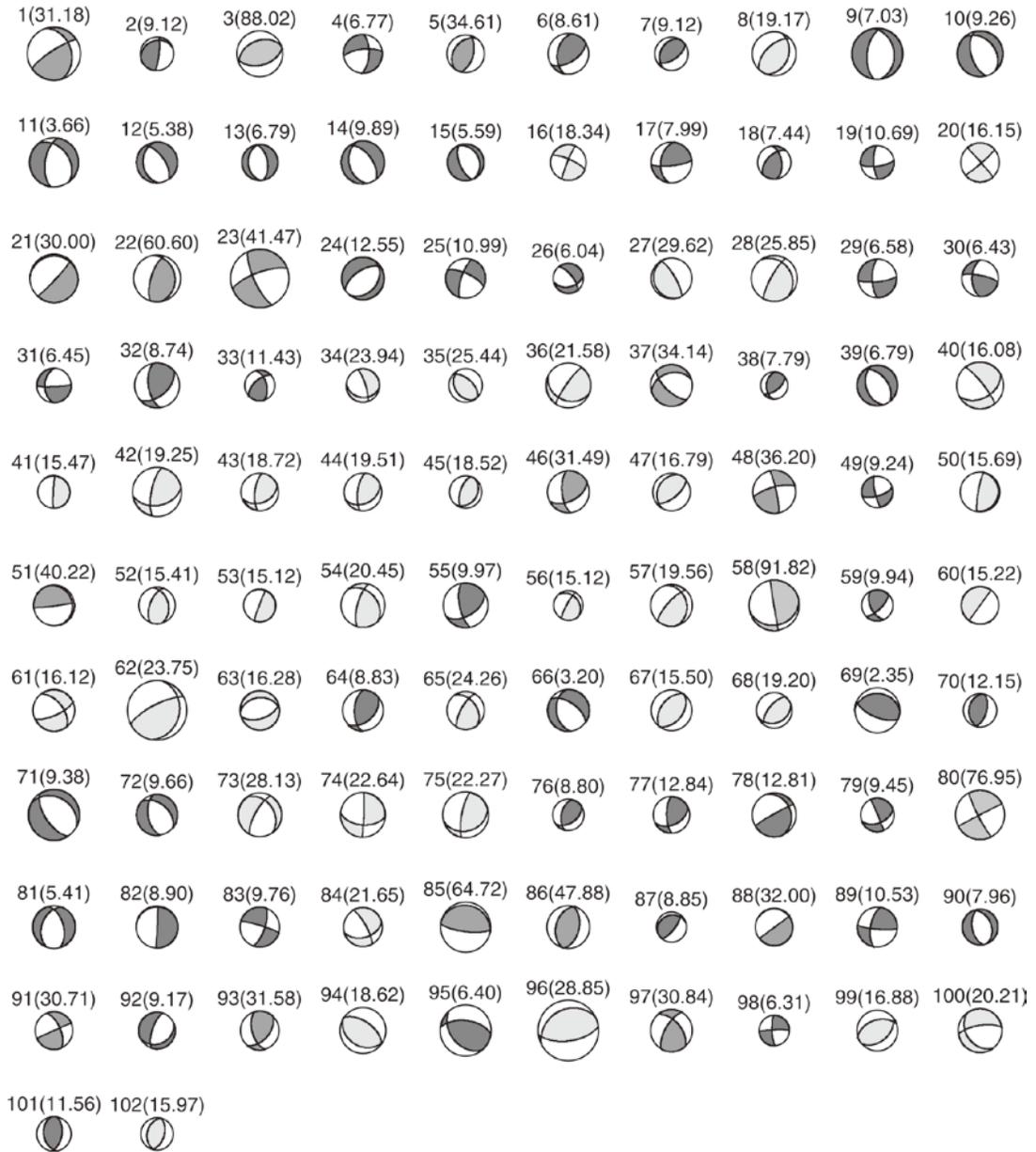


圖5b. 對應表1之P波初動最佳雙力偶震源機制解，震源機制解上方第一個數字為地震編號，刮號中數字為震源深度。

Figure 5b. Map shows the best double-couple solutions of P-wave first motion. The first number above each fault plane solution is corresponded to the event number of Table 1. The number in parenthesis shows the focal depth.

表3. 本研究由CMT逆推求得之震源参数。

Table 3. Source parameters of the studied earthquakes from CMT.

No	Origin Time ¹	Lat. ¹	Long. ¹	Dep. ²	M_{xx}^3	M_{yy}^3	M_{zz}^3	M_{xy}^3	M_{xz}^3	M_{yz}^3	M_w	Strike ⁴	Dip ⁴	Rake ⁴	E ⁵	e ⁶	Class
1	2004/01/01/03:15:18.14	23.34	121.71	26±5	-533.78	-1020.89	2060.11	1537.64	-2043.13	369.34	4.93±0.25	14.3±9.8	32.8±5.7	42.7±12.4	0.467	1.05	B1
2	2004/01/05/11:07:24.62	22.86	121.30	11±3	-47.36	-91.42	138.78	206.82	-155.00	-328.01	4.36±0.22	250.3±3.0	34.7±7.7	160.7±21.9	0.661	55.17	C4
3	2004/01/06/00:55:33.38	24.54	121.67	47±7	-14.88	-5.05	19.92	0.93	-23.25	-10.06	3.60±0.18	82.2±22.5	18.5±9.1	65.6±11.1	0.611	39.47	C3
4	2004/01/10/17:48:40.18	24.62	122.38	97±8	-44.42	-30.30	74.72	6.05	8.61	50.91	3.88±0.19	38.9±25.0	27.4±20.6	114.4±13.0	0.522	92.24	C4
5	2004/01/13/09:29:1.00	23.99	121.77	11±3	-79.20	-195.46	274.66	317.35	263.34	-354.75	4.45±0.22	227.2±3.0	20.1±3.0	100.5±12.5	0.679	55.11	C4
6	2004/01/14/14:20:40.11	22.97	121.31	25±6	31.39	40.28	-61.41	6.66	-4.94	8.77	3.78±0.19	147.9±25.0	42.2±10.0	-97.9±12.3	0.674	76.46	C4
7	2004/01/25/03:44:10.34	23.07	121.37	23±6	1.44	-61.18	59.74	34.31	-7.26	-38.97	3.87±0.19	224.9±5.4	35.9±3.0	124.1±10.2	0.558	20.73	C2
8	2004/01/28/19:13:24.69	22.99	120.95	11±2	177.60	1923.78	-2268.01	1424.02	-2.56	-640.62	4.88±0.24	320.4±11.1	39.6±9.9	-105.5±19.4	0.525	35.96	C3
9	2004/01/28/19:34:49.79	23.01	120.93	13±3	-164.34	658.43	-494.09	215.83	215.35	-30.31	4.49±0.22	191.9±15.3	50.7±3.0	-51.7±9.1	0.563	27.86	C3
10	2004/01/28/20:10:7.71	22.99	120.97	11±3	-5.14	26.96	-21.81	15.96	15.03	-6.45	3.62±0.18	306.9±3.0	55.1±7.2	-136.4±9.3	0.537	2.04	C1
11	2004/01/29/05:23:30.93	23.01	120.94	13±4	5.62	49.17	-54.79	49.34	-8.01	-14.07	3.85±0.19	324.9±3.0	38.3±7.2	-92.9±4.0	0.652	63.70	C4
12	2004/01/30/12:20:2.74	23.24	121.59	56±10	37.21	-31.75	-5.46	6.59	-2.49	-17.84	3.67±0.18	233.6±3.0	67.2±4.3	-164.9±3.0	0.476	13.55	B2
13	2004/01/30/12:43:19.47	24.42	121.90	55±8	-23.64	-62.83	70.14	-80.28	-16.01	90.41	4.03±0.20	290.5±7.6	38.9±3.0	33.6±10.8	0.516	0.91	C1
14	2004/02/01/10:28:27.21	22.08	121.36	15±6	4.16	33.33	-37.49	29.17	-49.71	-11.25	3.83±0.19	355.8±3.0	32.4±8.1	-35.9±25.0	0.659	14.15	C2
15	2004/02/02/15:47:36.43	23.44	120.62	11±3	-6.94	-7.89	14.83	18.21	-7.56	9.01	3.54±0.18	53.0±9.0	30.5±3.0	102.5±17.7	0.635	74.38	C4
16	2004/02/04/03:23:59.42	23.38	122.15	41±3	1320.82	-12683.50	7737.58	4079.73	-1188.84	2764.17	5.32±0.27	10.4±25.0	37.4±3.0	83.2±21.6	0.468	55.46	B4
17	2004/02/05/06:05:46.73	22.76	121.34	21±9	1.94	-52.23	50.29	10.66	-31.76	11.51	3.80±0.19	349.3±3.0	40.3±6.0	51.8±4.8	0.551	26.81	C3
18	2004/02/15/13:32:6.66	23.83	121.04	24±9	109.51	-187.75	55.81	38.72	-184.53	188.33	4.26±0.21	326.5±3.0	28.9±10.5	14.9±6.5	0.591	13.91	C2
19	2004/02/15/19:03:20.93	24.13	121.70	12±4	-18.62	-35.44	54.07	11.24	16.24	-48.46	3.84±0.19	208.4±3.4	21.6±3.0	97.0±7.4	0.619	34.84	C3
20	2004/02/15/19:14:25.22	24.14	121.69	15±4	11.32	-2.00	-9.32	28.79	25.17	-46.54	3.79±0.19	282.5±25.0	29.3±3.6	-173.7±25.0	0.550	79.98	C4
21	2004/02/15/22:27:5.45	24.13	121.69	14±3	-131.80	-72.89	204.68	126.04	76.07	-220.35	4.27±0.21	252.2±10.2	27.2±9.3	129.8±14.9	0.532	7.84	C1
22	2004/02/19/10:24:29.71	23.00	121.36	15±7	14.23	68.62	-82.85	-78.37	43.95	39.21	4.00±0.20	245.4±3.0	53.0±5.6	-43.8±3.0	0.560	0.35	C1
23	2004/02/23/10:18:45.93	23.38	122.14	27±6	125.76	-246.16	120.40	22.71	5.04	80.26	4.18±0.21	36.2±13.7	42.8±12.4	138.9±6.1	0.502	91.77	C4
24	2004/02/24/00:55:7.01	23.75	121.51	75±10	-128.15	-104.33	232.49	26.63	-106.40	59.58	4.19±0.21	57.2±3.0	28.6±4.6	88.4±4.3	0.610	64.95	C4
25	2004/02/26/02:09:33.13	23.09	121.35	16±4	-52.19	-141.80	193.99	110.68	-7.97	-137.29	4.20±0.21	232.9±6.4	34.0±3.0	123.2±7.4	0.522	3.83	C1
26	2004/02/26/04:33:7.59	23.96	123.30	60±4	-324.40	-454.52	778.92	5999.32	-41.71	3497.62	5.17±0.26	89.1±4.3	59.3±5.2	175.7±12.7	0.474	14.69	B2
27	2004/02/29/02:23:10.07	24.74	121.98	12±4	44.19	-0.01	-44.18	-69.27	-6.28	13.30	3.88±0.19	274.6±4.7	62.2±12.8	-22.3±4.3	0.673	84.42	C4
28	2004/02/29/12:54:47.01	24.13	121.70	16±5	10.55	23.09	-33.64	22.35	26.34	-1.61	3.71±0.19	166.9±7.6	39.8±3.0	-46.9±7.9	0.539	18.95	C2
29	2004/02/29/16:26:50.97	24.33	122.04	24±6	8.51	-26.98	18.46	-12.51	13.11	-10.08	3.60±0.18	130.0±6.6	50.5±7.5	36.5±9.6	0.586	0.32	C1
30	2004/03/03/13:50:29.26	23.97	121.16	21±5	20.67	-73.96	83.22	-35.63	-30.21	102.62	4.03±0.20	315.5±3.0	27.1±5.8	40.7±3.0	0.488	2.00	B1
31	2004/03/13/05:03:51.84	22.98	121.41	43±5	176.21	-228.23	52.02	60.34	168.32	191.70	4.29±0.21	48.9±4.3	39.9±3.0	170.6±7.5	0.620	8.43	C1
32	2004/03/25/19:07:4.45	23.40	120.65	13±3	25.36	-111.48	86.11	38.49	45.59	32.94	3.99±0.20	42.7±6.3	47.6±3.0	134.6±10.4	0.510	5.58	C1
33	2004/03/26/08:03:4.83	23.44	121.54	29±6	0.11	-8.35	8.24	1.02	-3.57	-0.77	3.24±0.16	206.4±12.5	47.5±3.0	119.2±12.5	0.659	24.30	C2
34	2004/04/09/05:33:38.62	24.12	121.55	29±8	-89.23	-54.47	143.71	69.42	24.62	25.60	4.05±0.20	219.3±6.7	45.7±3.0	71.6±6.3	0.565	11.17	C2
35	2004/04/09/23:21:33.67	23.63	121.55	29±7	26.45	-16.40	-10.05	3.58	-7.79	-15.20	3.58±0.18	236.3±7.2	51.0±6.4	-159.4±7.8	0.511	1.83	C1
36	2004/04/19/00:56:12.31	22.73	121.17	26±4	-74.73	32.72	42.01	-24.30	10.72	24.26	3.85±0.19	247.3±3.4	51.6±3.0	34.1±8.5	0.471	47.58	B4
37	2004/04/19/17:51:23.92	22.82	121.38	41±4	689.74	-533.92	-155.82	-36.70	-17.10	-35.93	4.47±0.22	223.4±3.0	85.4±12.5	-176.9±4.8	0.560	44.17	C4
38	2004/04/23/14:04:29.83	22.92	120.60	18±5	56.61	-184.57	180.36	-7.74	106.81	131.61	4.20±0.21	22.1±4.3	31.6±3.0	133.6±3.0	0.623	1.39	C1
39	2004/04/24/15:20:30.49	23.95	121.47	21±6	-280.30	-226.46	506.75	243.34	127.48	-43.74	4.41±0.22	222.6±3.0	38.3±8.7	81.2±6.0	0.504	5.14	C1
40	2004/04/27/10:08:13.03	24.19	121.62	32±7	23.93	-5.37	-18.56	14.04	20.86	-5.31	3.62±0.18	142.9±5.6	35.7±6.5	-37.5±7.6	0.488	23.14	B2
41	2004/05/01/07:56:11.09	24.08	121.53	24±6	-2504.31	-1545.12	4049.43	2068.36	750.23	678.19	5.02±0.25	218.5±6.9	45.4±3.4	71.0±12.1	0.460	6.47	B1
42	2004/05/01/21:58:49.66	23.84	121.93	26±7	5.18	-9.44	13.22	35.10	5.84	-0.64	3.65±0.18	174.4±4.5	78.8±3.0	4.6±5.9	0.580	47.29	C4
43	2004/05/08/08:06:59.43	22.01	121.62	19±6	-12.27	-58.52	70.79	-42.13	-70.98	-59.00	3.99±0.20	167.2±3.0	22.7±4.7	121.2±8.9	0.560	10.01	C2
44	2004/05/08/16:13:15.19	22.85	121.37	14±3	-0.48	-53.51	53.99	-2.98	-40.26	41.49	3.87±0.19	339.5±4.5	29.3±3.0	47.0±8.1	0.493	38.38	B3
45	2004/05/08/20:18:40.44	21.97	121.42	22±4	-23.24	-57.36	80.60	-34.44	-46.26	-62.13	3.97±0.20	151.3±3.0	23.0±3.0	96.0±3.0	0.628	3.81	C1
46	2004/05/09/06:02:21.38	23.40	120.64	15±4	37.36	-135.34	97.98	51.35	28.60	65.77	4.05±0.20	43.3±11.0	40.1±7.7	134.8±12.2	0.555	34.91	C3

No	Origin Time ¹	Lat. ¹	Long. ¹	Dep. ²	M _{xx} ³	M _{yy} ³	M _{zz} ³	M _{xy} ³	M _{xz} ³	M _{yz} ³	M _w	Strike ⁴	Dip ⁴	Rake ⁴	E ⁵	ε ⁵	Class
47	2004/05/13/15:28:49.52	24.06	121.52	20±9	-19.35	-19.35	38.70	19.31	9.64	9.56	3.68±0.18	208.2±4.0	47.6±3.2	65.9±5.6	0.513	20.11	C2
48	2004/05/15/05:07:50.47	24.86	121.90	100±7	276.77	-427.86	309.32	-2.51	292.36	-75.71	4.41±0.22	145.7±5.3	53.2±3.0	32.6±9.6	0.601	17.44	C2
49	2004/05/16/06:04:8.70	23.05	121.98	21±3	9942.88	-7965.42	2092.39	11209.10	-443.74	79.69	5.38±0.27	340.7±3.0	88.2±4.7	0.4±3.0	0.564	9.92	C1
50	2004/05/17/19:45:52.55	22.95	120.66	24±8	15.17	-21.39	6.23	-25.61	-8.69	18.76	3.66±0.18	290.2±5.5	56.3±3.0	9.4±5.5	0.651	5.30	C1
51	2004/05/19/07:04:12.94	22.71	121.37	13±2	7690.81	-136064.00	128373.00	28473.00	-78732.50	89008.80	6.11±0.31	352.4±3.0	29.1±3.0	55.8±4.8	0.401	4.90	B1
52	2004/05/20/22:16:15.96	23.41	120.65	14±3	-21.24	-41.36	62.60	24.41	-15.19	4.09	3.80±0.19	25.8±5.6	40.0±6.1	77.2±3.0	0.505	19.57	C2
53	2004/05/21/21:23:9.79	23.04	120.88	11±6	-45.01	59.38	-14.37	13.79	39.28	-9.11	3.83±0.19	313.2±3.0	63.8±14.7	-157.1±3.0	0.589	33.76	C3
54	2004/05/22/12:55:26.55	22.87	121.22	18±7	-6.33	-35.58	41.92	8.77	5.01	-29.88	3.74±0.19	198.2±22.8	26.5±5.2	95.5±9.9	0.577	15.49	C2
55	2004/05/23/00:58:28.13	21.99	121.52	17±4	184.68	75.68	-260.36	116.92	-68.03	-39.38	4.23±0.21	303.2±12.3	36.6±3.0	-88.9±3.0	0.683	0.90	C1
56	2004/05/23/01:07:18.26	21.99	121.40	17±5	204.78	56.08	-260.86	62.68	40.29	49.30	4.21±0.21	104.4±16.4	39.0±3.0	-99.4±4.6	0.665	27.04	C3
57	2004/05/24/09:15:6.33	22.58	121.04	11±6	-176.80	-28.20	205.00	115.11	259.35	-66.16	4.30±0.22	227.4±3.0	21.4±5.6	66.0±17.1	0.621	13.59	C2
58	2004/06/02/16:56:29.75	23.64	121.29	12±2	154.74	299.91	-454.65	317.10	-76.78	-83.28	4.42±0.22	322.8±5.2	38.7±9.0	-88.0±4.7	0.484	34.61	B3
59	2004/06/03/16:02:52.11	23.66	121.26	12±3	9.05	12.90	-21.95	9.26	-9.28	2.57	3.52±0.18	337.2±3.4	42.3±6.2	-62.9±7.8	0.512	34.73	C3
60	2004/06/06/00:09:8.24	22.53	120.97	18±2	-77.31	-909.08	1368.98	657.02	860.15	-1615.87	4.84±0.24	209.7±4.4	17.9±4.4	91.5±5.9	0.527	13.42	C2
61	2004/06/09/17:49:43.08	22.55	120.96	11±7	-22.56	36.03	-13.47	63.99	50.21	8.23	3.90±0.20	190.3±3.0	53.5±14.9	-8.1±25.0	0.665	8.65	C1
62	2004/06/13/02:22:58.39	22.89	121.32	24±5	-18.80	66.77	-47.97	-4.64	67.37	-22.27	3.92±0.20	337.0±3.0	39.5±3.0	-148.3±3.0	0.456	53.88	B4
63	2004/06/17/02:29:30.45	22.70	121.34	13±8	7.19	-19.02	11.83	6.31	-8.01	8.38	3.49±0.17	340.8±25.0	38.4±3.2	38.5±25.0	0.668	44.89	C4
64	2004/06/19/02:53:1.77	22.97	121.19	11±2	-21.92	-273.88	259.84	117.16	-33.55	-70.02	4.26±0.21	214.1±11.8	41.2±7.3	109.1±9.8	0.697	15.05	C2
65	2004/07/03/02:02:43.14	24.00	121.06	16±7	31.83	-0.54	-31.29	8.86	-5.67	-5.34	3.62±0.18	277.0±3.0	39.6±3.0	-101.2±3.0	0.615	13.40	C2
66	2004/07/06/07:32:2.77	24.90	122.27	13±3	5491.66	1397.22	-6109.31	-3591.22	2858.40	989.82	5.19±0.26	41.2±11.0	40.1±9.2	-119.9±3.4	0.557	4.41	C1
67	2004/07/06/11:38:0.10	22.93	120.95	12±4	107.23	119.93	-227.16	98.07	-1.44	-92.94	4.19±0.21	304.9±3.0	37.6±7.5	-110.7±4.2	0.532	23.14	C2
68	2004/07/06/11:39:27.94	24.98	122.18	12±7	144.06	76.89	-47.16	-114.63	306.69	-429.15	4.43±0.22	82.5±22.3	9.9±3.0	-43.5±21.9	0.658	16.14	C2
69	2004/07/09/11:19:28.83	23.90	121.50	23±7	-28.17	-20.06	46.49	64.32	-3.17	63.63	3.93±0.20	81.7±7.7	40.5±3.0	151.2±15.5	0.505	16.48	C2
70	2004/07/22/06:36:40.57	24.09	121.53	30±9	-76.11	-60.10	136.21	84.10	35.26	-10.37	4.05±0.20	220.3±8.7	39.0±7.0	78.6±12.8	0.570	18.38	C2
71	2004/07/28/09:40:57.02	23.91	121.02	17±4	-11.07	-87.85	112.59	54.36	-19.89	-14.20	3.98±0.20	220.5±4.3	45.7±5.0	108.9±7.8	0.551	11.20	C2
72	2004/08/01/11:21:25.74	24.56	121.86	20±5	25.69	-50.04	24.34	-72.69	-13.31	42.97	3.92±0.20	286.1±9.3	58.8±7.8	11.8±4.1	0.619	25.16	C3
73	2004/08/03/00:43:44.54	23.96	121.69	29±10	-38.25	153.14	-114.89	42.95	48.47	4.75	4.06±0.20	192.6±8.5	48.0±3.0	-52.7±13.6	0.577	29.48	C3
74	2004/08/08/13:12:26.16	24.67	121.82	77±9	338.51	-358.34	19.83	64.99	13.67	-57.00	4.31±0.22	140.0±3.0	83.0±7.4	-4.9±3.1	0.576	15.11	C2
75	2004/08/14/03:29:40.96	22.93	120.98	13±2	-11.19	80.47	-59.33	16.43	21.84	-8.78	3.86±0.19	328.9±8.3	47.4±3.0	-121.6±17.1	0.562	19.35	C2
76	2004/08/18/20:31:40.66	22.07	121.39	78±8	21.08	-24.72	3.64	131.36	169.44	90.36	4.18±0.21	186.6±25.0	35.1±3.9	0.9±15.3	0.489	75.69	B4
77	2004/08/18/22:18:27.80	22.55	121.34	26±8	18.50	-95.49	76.99	45.05	-27.44	-4.41	3.94±0.20	355.3±25.0	49.1±3.1	54.7±6.9	0.587	37.49	C3
78	2004/08/21/19:57:56.70	24.32	122.29	30±8	25.22	-34.91	9.69	27.76	16.14	29.74	3.76±0.19	63.2±4.8	50.0±9.4	169.8±4.0	0.575	3.28	C1
79	2004/08/26/09:25:52.12	22.89	121.28	17±3	-7.11	-27.54	34.66	13.94	-6.64	-3.62	3.64±0.18	218.4±10.9	46.0±5.6	106.5±6.9	0.595	8.95	C1
80	2004/09/02/06:07:50.86	23.20	120.50	13±6	-13.00	-16.45	29.45	39.63	14.18	30.87	3.78±0.19	77.7±6.7	50.3±3.0	148.4±14.6	0.674	10.40	C2
81	2004/09/07/11:45:55.18	24.65	121.85	13±6	9.82	-15.25	5.42	-11.94	-4.88	-0.36	3.45±0.17	201.4±3.0	71.0±3.5	167.5±7.8	0.699	37.84	C3
82	2004/09/18/02:52:35.65	24.44	122.89	64±6	11.59	-724.22	710.32	-180.01	-543.15	-603.30	4.63±0.23	185.1±4.6	25.4±3.0	125.7±7.8	0.350	9.11	B1
83	2004/09/21/18:17:2.61	24.90	122.11	11±2	103.14	-17.41	-101.26	-69.60	-2.00	18.95	4.00±0.20	261.3±18.0	44.9±8.5	-67.0±25.0	0.600	55.98	C4
84	2004/09/24/12:40:17.87	23.17	121.48	19±3	-13.93	-35.17	49.10	21.21	-5.87	-13.94	3.74±0.19	224.1±8.3	41.3±3.0	109.5±6.9	0.460	13.71	B2
85	2004/09/28/07:57:24.07	23.70	121.78	47±8	0.25	-24.58	24.33	4.85	-13.54	1.63	3.57±0.18	349.4±4.8	44.7±8.7	55.3±4.9	0.582	29.84	C3
86	2004/10/07/01:51:31.56	24.08	121.87	54±11	-22.43	-67.48	89.91	-16.37	16.63	-34.92	3.91±0.20	152.3±15.4	36.3±3.0	70.1±7.4	0.679	45.05	C4
87	2004/10/12/07:27:7.94	24.11	121.78	27±9	5.60	-10.70	5.09	10.49	-1.55	6.47	3.40±0.17	72.6±25.0	65.9±4.3	178.8±25.0	0.639	73.35	C4
88	2004/10/13/23:50:41.46	24.27	120.79	26±10	-3.68	-1.41	5.09	1.70	-7.64	8.49	3.33±0.17	71.8±8.1	12.5±8.8	117.4±16.0	0.603	14.14	C2
89	2004/10/15/04:08:50.18	24.46	122.85	85±13	-201926.00	108954.00	243.54	138546.00	473869.00	197093.00	6.43±0.32	206.2±8.4	22.1±7.7	4.7±5.8	0.448	0.27	B1
90	2004/10/15/17:33:37.56	22.62	121.64	19±3	14.16	-30.12	15.96	6.84	16.63	5.88	3.61±0.18	43.4±3.8	55.7±3.0	147.1±6.0	0.534	9.49	C1
91	2004/10/16/14:36:23.13	22.79	121.08	15±6	-19.84	1.73	18.11	21.87	-0.22	-0.28	3.58±0.18	51.0±17.6	45.4±6.5	79.8±25.0	0.608	91.39	C4
92	2004/10/26/08:20:45.02	22.90	121.29	19±4	13.95	-73.89	62.29	5.36	-27.67	-17.07	3.86±0.19	206.2±12.6	43.6±3.0	126.2±12.2	0.539	1.70	C1
93	2004/10/30/01:31:52.19	24.60	121.75	80±7	-2.52	-48.77	51.29	17.95	7.47	-1.12	3.76±0.19	191.1±3.0	43.7±7.0	78.6±5.5	0.638	9.84	C1
94	2004/11/05/20:37:50.54	23.19	121.35	15±5	-5.16	-14.89	15.61	20.76	0.06	-25.43	3.64±0.18	252.1±9.9	35.2±3.0	149.1±14.7	0.580	16.99	C2

No	Origin Time ¹	Lat. ¹	Long. ¹	Dep. ²	M_{xx}^3	M_{yy}^3	M_{zz}^3	M_{xy}^3	M_{xz}^3	M_{yz}^3	M_w	Strike ⁴	Dip ⁴	Rake ⁴	E^5	ϵ^5	Class
95	2004/11/08/15:35:2.59	23.89	122.62	28±9	-151.44	99.51	51.93	-174.69	374.25	-219.55	4.39±0.22	333.0±4.3	26.6±7.4	174.8±9.5	0.634	32.84	C3
96	2004/11/08/15:54:55.86	23.79	122.76	30±8	-75493.70	50968.30	24525.40	-29049.60	20421.40	-58993.50	5.92±0.30	320.0±3.0	60.2±8.8	155.0±3.9	0.622	43.04	C4
97	2004/11/08/19:38:10.32	23.93	122.51	15±2	559.10	388.95	-948.05	-155.37	1502.08	-1164.06	4.82±0.24	58.8±8.7	11.4±12.0	-84.1±13.5	0.683	27.28	C3
98	2004/11/10/14:48:2.75	23.97	122.42	20±7	-1119.45	469.51	649.94	-340.45	1659.96	-833.53	4.82±0.24	315.5±7.3	24.4±8.0	156.0±4.7	0.659	0.19	C1
99	2004/11/11/02:16:44.50	24.32	122.16	21±7	-8797.71	5569.73	3227.98	-1296.48	11874.30	-8357.82	5.41±0.27	314.2±6.4	26.2±11.9	165.4±4.0	0.677	3.41	C1
100	2004/11/13/15:22:4.37	24.00	121.69	35±8	17.97	-37.58	19.62	-0.36	-8.44	-1.09	3.62±0.18	213.7±3.0	57.4±3.0	142.8±11.3	0.489	54.92	B4
101	2004/12/08/11:32:32.59	22.84	121.47	19±7	0.39	-49.56	49.17	62.95	58.53	-27.44	3.94±0.20	179.1±3.1	37.0±4.3	32.2±10.9	0.459	40.43	B4
102	2004/12/16/00:10:0.31	23.95	122.41	26±1	-1571.42	1340.90	230.52	-427.08	1574.00	-1157.93	4.87±0.24	321.3±3.0	37.7±5.8	174.5±3.2	0.623	2.42	C1
103	2004/12/22/00:18:7.01	23.38	121.52	20±4	-26.30	-280.13	306.44	17.43	-121.59	193.21	4.32±0.22	352.4±25.0	28.9±4.4	65.8±16.5	0.525	24.01	C2
104	2004/12/22/00:28:47.10	23.37	121.54	23±6	-33.19	-71.18	104.36	25.04	-32.86	9.44	3.94±0.20	17.5±7.0	38.8±4.7	73.5±5.4	0.568	45.28	C4

¹中央氣象局地震測報中心所發布之地震發震時間(UT:年/月/日/時:分:秒)及震源位置(°N, °E)。

²逆推最佳震源深度(km)。

³X、Y、Z方向分別對應北、東、及垂直向下方向，單位為 1×10^{13} 牛頓米。

⁴得到最佳之雙力偶震源機制解，以度為單位。

⁵E及 ϵ 分別由公式(2)及(1)定義之， ϵ 以百分比(%)表示。

¹Origin Time (UT:Year/Month/Day/hr:min:sec) and hypocentral location (°N, °E) reported by the Seismological Center, Central Weather Bureau, Taiwan, R. O. C.

²Estimated best depth in km.

³X, Y, Z point to the north, east, and vertically down, respectively. All are in the unit of 1×10^{13} Ntm.

⁴Estimated best double-couple solution in degrees.

⁵E and ϵ are defined by equations (2) and (1), respectively. ϵ is expressed in percent (%).

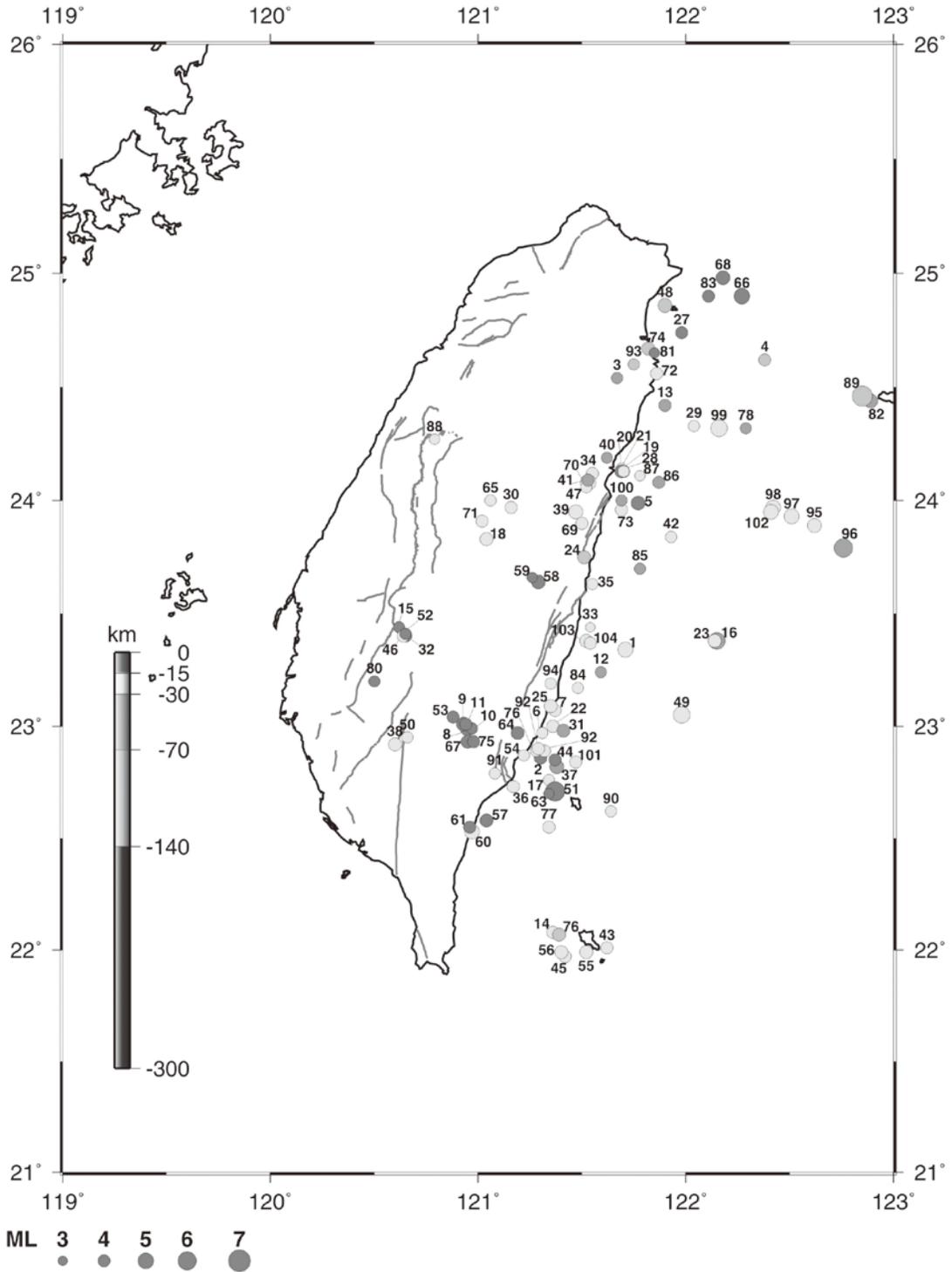


圖6a. 用CMT求得104個震源機制解之震央位置。圖中編號對應表3之順序。

Figure 6a. Map shows the epicenters of 104 earthquakes presented in this study by CMT inversion. Numbers are according to Table 3.

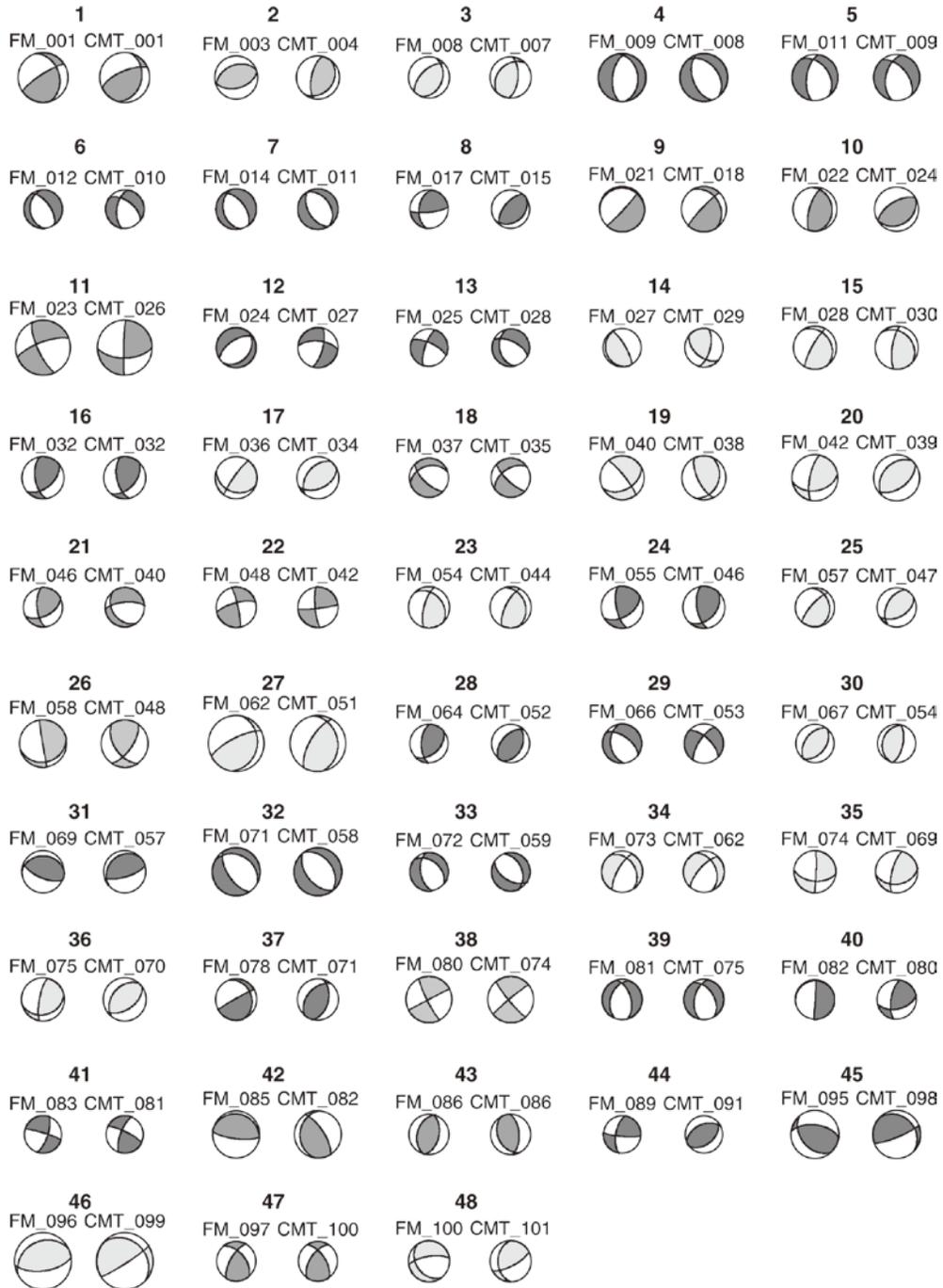


圖6b. 對應表3之CMT最佳雙力偶震源機制解，震源機制解上方第一個數字為地震編號，括號中數字為最佳震源深度。

Figure 6b. Map shows the best double-couple solutions of CMT. The first number above each fault plane solution is corresponded to the event number of Table 3. The number in parenthesis shows the best focal depth.

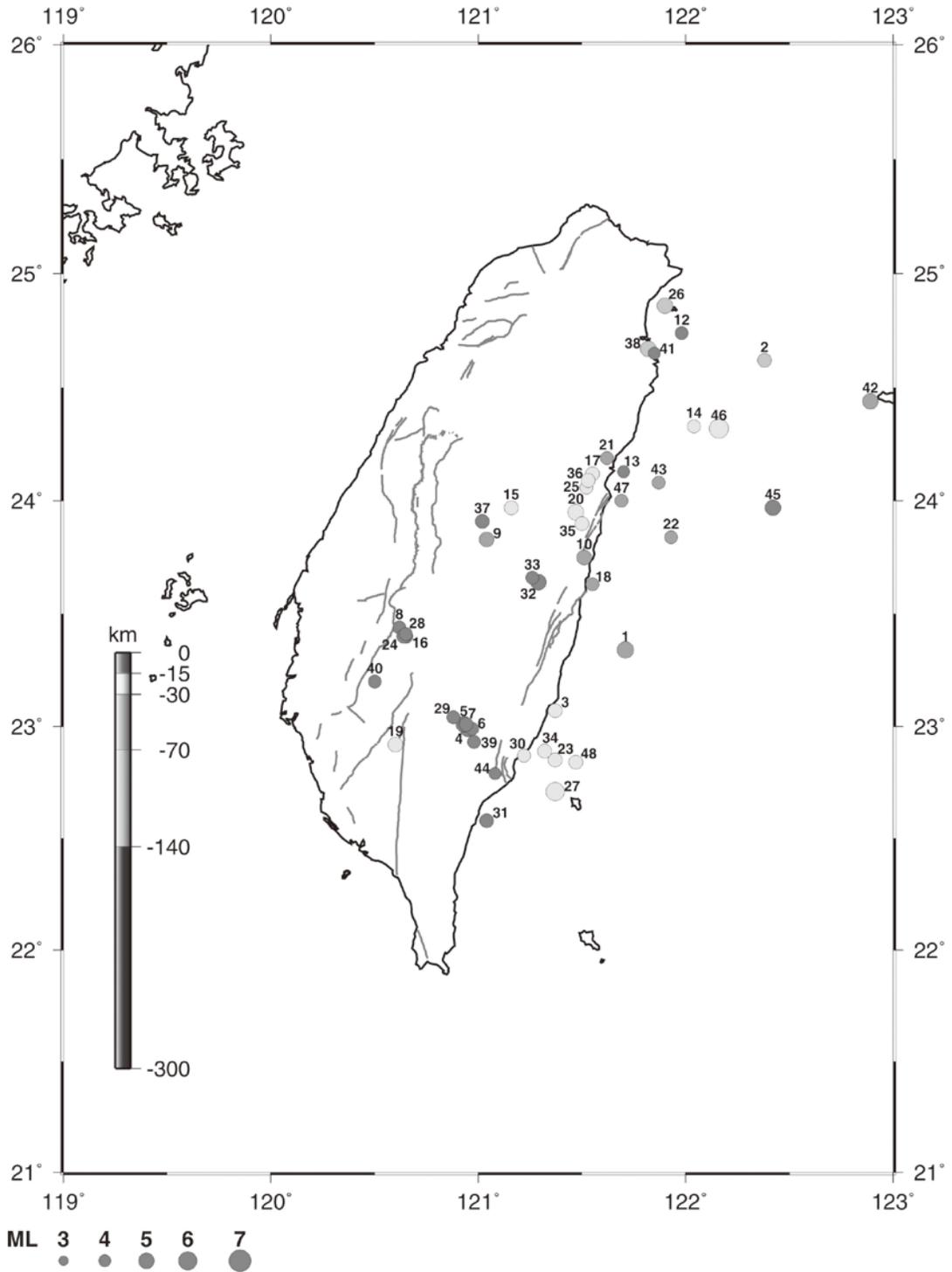


圖7a. 2004年中同時有P波初動及CMT之震源機制解之震央位置。圖中編號對應圖7b之順序。
 Figure 7a. Map shows the epicenters of earthquakes presented the first motion and CMT solutions in this study. Numbers are according to Figure 7b.

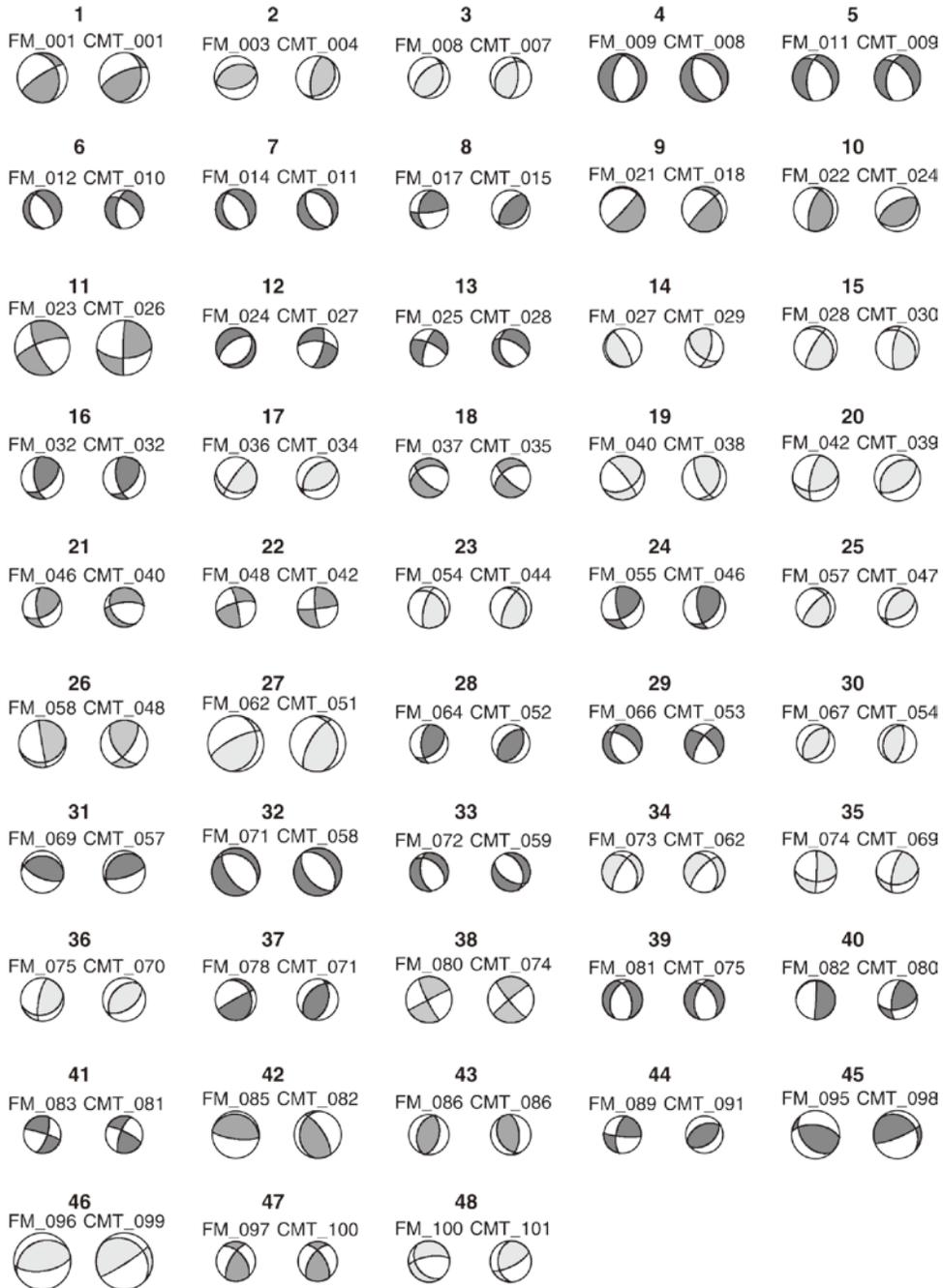


圖7b. 2004年中同時由P波初動及CMT求得之地震震源機制解比較，粗體數字對應圖7a之震央位置；FM_###為對應表2之P波初動解；CMT_###為對應表3之CMT震源機制解。

Figure 7b. Map shows the best double-couple solutions of first motion and CMT solutions in the same earthquake. The boldface numbers are according to the epicenter in Fig7a. FM_### is the first motion solution and the number are shown in Table 2, CMT_### is the CMT solution and the numbers are shown in Table 3.

因此，兩種方法對於台灣地區地震震源機制解呈現互補及相互印證作用，使得台灣地區之震源機制解更加豐富，對於發震構造也能更加清楚。

因應實際需求，本文中之震源機制解結果以電子檔附錄檔儲存，有興趣之讀者可從中央氣象寬頻地震觀測網資料網頁 (<http://cwbsnbb.cwb.gov.tw>) 下載全部資料。為讓本研究結果更容易讓學術領域接受及可用性，相關歷史地震之震源機制解結果，包含中央氣象局地震觀測網 (CWBSN) 歷年來P波初動解資料庫、中央研究院BATS CMT(Kao *et al.*, 1998b; Kao and Jian, 1999; Kao *et al.*, 2001, 2002a, 2002b; Liang *et al.*, 2003)、遠震地震波形逆推震源機制解(Chen *et al.*, 2004; Giardini *et al.*, 1985; Kao *et al.*, 1998a; Lin *et al.*, 2006)、近場強震波型資料逆推震源機制(Huang, 1994; Ma and Chen, 1999) 及其他相關研究(Chang *et al.*, 1998; Chen *et al.*, 2003; Chen and Wang, 1988; Chen and Wang, 1986; Chen and Wang, 1984; Chen *et al.*, 1999; Kuochen *et al.*, 2004; Lee and Tsai, 1981; Lee, 1983; Pezzopane and Wesnousky, 1989; Raw and Wu, 1998; Shin, 1995)等等均可此一網站搜尋。

四、致謝

感謝中央研究院地球科學研究所劉忠智先生，在中央氣象局建置寬頻地震觀測網之協助；並由衷感謝目前在加拿大地質調查所之高弘博士提供CMT資料處理原始程式及協助；謝謝中央研究院地球科學研究所梁文宗博士平日對寬頻資料分析及處

理建議。

五、參考文獻

- 陳榮裕, 2006. 以測站分佈覆蓋率做為波形逆推震源機制過程權重之分配研究. 中央氣象局研究發展專題CWB95-1A-15, 36頁。
- Aki, K., and P. G. Richards, 1980, Quantitative Seismology, Theory and Methods, Vol. 1, W. H. Freeman and Co., San Francisco, California.
- Bhattacharyya, J., A. F. Sheeham, K. Tiampo, and J. Rundle, 1999. Using a genetic algorithm to model broadband regional waveforms for crustal structure in the western United States, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **89**, 202–214.
- Billings, S. D., B. L. N. Kennet, and M. Sambridge, 1994. Hypocentre location: genetic algorithms incorporating problem-specific information, *Geophys. J. Int.* **118**, 693–706.
- Chang, C.S., T.C., Shin, and C.Y. Wang, 1998. Ruyi-Li earthquake – the slip at portion of thrust structure. *7 Annual Taiwan Area Geophysical meeting*, 1-12.
- Chang, S. J., C. E. Baag, and C. A. Langston, 2004. Joint analysis of teleseismic receiver function and surface wave dispersion using the genetic algorithm, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **94**, 691–704.
- Chen, K.C., B.S. Huang, K.L. Wen, H.C. Chiu, Y.T. Yen, S.N. Cheng, H.Y. Peng, T.M. Chang, T.C. Shin, R.C. Shih, and 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, and T.L. Teng, 2003. Tectonic Implications of 1998, Ruey-Li, Taiwan, Earthquake Sequence. *TAO*, **14**, 1, 27-40.
- Chen, K.C. and J.H. Wang, 1988. A study on aftershocks and focal mechanisms of two 1986 earthquakes in Hualien, Taiwan. *Proc. Geol. Soc. China*, **31**: 65-72.
- Chen, K.C. and J.H. Wang, 1986. The May 20, 1986 Hualien, Taiwan earthquake and its aftershocks, *Bull. Inst. Earth Sci., Academia Sinica*, **6**, 1-13.
- Chen, K.C. and J.H. Wang, 1984. On the studies of the May 10, 1983 Taiping-shan, Taiwan earthquake sequence, *Bull. Inst. Earth Sci., Acad. Sin.*, **4**, 1-28.
- Chen, P.-F., Ekstrom, G. and Okal, E.A., 2004. Centroid moment tensor solutions for Taiwan earthquakes of the WWSSN Era (1963-1975). *TAO*, **15**: 61-73.
- Chen, R.-Y., and H. Kao, 2000. Determination of earthquake source parameters from regional waveforms using genetic algorithm, in *Proceedings of the Annual Meeting of the Chinese Geophysical Society*, 202–211, *Inst. Earth Sci., Academia Sinica*, Taipei, Taiwan.
- Davis, L. (Editor), 1991. Handbook of Genetic Algorithm, Van Nostrand Reinhold, New York.
- Dreger, D. S., and D. V. Helmberger, 1993: Determination of source parameters at regional distances with three-component sparse network data. *J. Geophys. Res.*, **98**, 8107-8125.
- Dziewonski, A. M., T. A. Chou, and J. H. Woodhouse, 1981: Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity. *J. Geophys. Res.*, **86**, 2825-2852.
- Fan, G., and T. Wallace, 1995: Focal mechanism of a recent event in South Africa: A study using a sparse very broadband network. *Seismol. Res. Lett.*, **66**, 13-18.
- Giardini, D., Dziewonski, A.M. and Woodhouse, J.H., 1985. Centroid moment tensor solutions for 113 large earthquakes in 1977-1980. *Phys. Earth Planet. Intre.*, **40**, 259-272 .
- Goldberg, D. E., 1989. Genetic Algorithms in Search, Optimization, and Machine Learning, Addison-Wesley, Reading, Massachusetts.
- Huang, B.-S., 1994. Estimation of Source Parameters by the Inversion of Near Source Strong Motion Wave Forms, *TAO*, **5**, 1, 11-26.
- Ho, C. S., 1999. An Introduction to the Geology of Taiwan. Explanatory Text of the Geologic Map of Taiwan, *Central Geological Survey/The Ministry of Economic Affairs*, Taiwan.
- Holland, J. H., 1975. Adaptation in the Natural

- and Artificial Systems, *University of Michigan Press*, Ann Arbor, Michigan.
- Honda, H. 1957. The Mechanism of the Earthquakes, *Sci. R, ep., Tohoku Univ.*, ser. 5, *Geophys.*, **9**, Suppl.
- Jimenez, A., J. M. Garcia, and M. D. Romacho, 2005. Simultaneous inversion of the source parameters and attenuation factor using genetic algorithm, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **95**, 1401–1411, doi 10.1785/0120040116.
- Kao, H. and Wu, F.T., 1996. The 16 September 1994 earthquake ($m_b=6.5$) in the Taiwan strait and its tectonic implications. *TAO*, **7**: 13-29.
- Kao, H., and P. R. Jian, 1999: Source parameters of regional earthquakes in Taiwan: July 1995-December 1996. *TAO*, **10**, 585-604.
- Kao, H., Shen, S.J. and Ma, K.-F., 1998a. Transition from oblique subduction to collision: Earthquakes in the southernmost Ryukyu arc-Taiwan region. *J. Geophys. Res.*, **103**: 7211-7229.
- Kao, H., P. R. Jian, K. F. Ma, B. S. Huang, and C. C. Liu, 1998b: Moment-tensor inversion for offshore earthquakes east of Taiwan and their implications to regional collision. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 3619-3622.
- Kao, H., and P. R. Jian, 2001: Seismogenic patterns in the Taiwan region: Insights from source parameter inversion of BATS data. *Tectonophys.*, **333**, 179-198.
- Kao, H., Y. H. Liu, and P. R. Jian, 2001: Source parameters of regional earthquakes in Taiwan: January-December 1997. *TAO*, **12**, 431-439.
- Kao, H., Y. H. Liu, S. C. Chen, and W. T. Liang, 2002a: Source parameters of regional earthquakes in Taiwan: January-December, 1998. *TAO*, **13**, 197-204.
- Kao, H., Y. H. Liu, W. T. Liang and W. P. Chen, 2002b: Source parameters of regional earthquakes in Taiwan: 1999-2000 Including the Chi-Chi earthquake sequence. *TAO*, **13**, 279-298.
- Kawakatsu, H., 1995: Automated near-realtime CMT inversion. *Geophys. Res. Lett.*, **22**, 2569-2572.
- Kuo Chen, H., Y.M. Wu, C.H. Chang, J.C. Hu, and W.S. Chen, 2004. Relocation of Eastern Taiwan Earthquakes and Tectonic Implications, *TAO*, **15**, 4, 647-666.
- Kobayashi, R., and I. Nakanishi, 1994. Application of genetic algorithms to focal mechanism determination, *Geophys. Res. Lett.* **21**, 729–732.
- Koper, K., M. E. Wyssession, and D. A. Wiens, 1999. Multimodel function optimization with a niching genetic algorithm: a seismological example, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **89**, 978–988.
- Lawrence, J. F., and D. A. Wiens, 2004. Combined receiver-function and surface wave phase-velocity inversion using a niching genetic algorithm: application to Patagonia, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **94**,

- 977–988, doi 10.1785/0120030172.
- Lay, T., J. Ritsema, C. J. Ammon, and T. Wallace, 1994: Rapid source-mechanism analysis of the April 29, 1993 Cataract Creek (Mw = 5.3), northern Arizona earthquake. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **84**, 451-457.
- Lee, T.Q., 1983. Focal mechanism solutions and their tectonic implications in Taiwan region. *Bull. Inst. Earth Sci., Academia Sinica*, **3**: 37-54.
- Lee, T.Q. and Y.B. Tsai, 1981. A study of the July 23, 1978 Lanhus, Taiwan earthquake sequence, *Bull. Inst. Earth sci., Acad. Sin.*, **1**, 31-50.
- Lin, T.W., R.D. Hwang, K.F. Ma, Y.B. Tsai, 2006. Simultaneous Determination of Earthquake Source Parameters Using Far-Field P Wave: Focal Mechanism, Seismic Moment, Rupture Length and Rupture Velocity, *TAO*, **17**, 3, 463-487.
- Ma, K.F. and Chen, J.Y., 1999. Focal mechanism determinations of the 1991 Chiali earthquake ($M_L=5.7$) sequence. *TAO*, **10**: 447-470.
- Pasyanos, M. E., D. S. Dreger, and B. Romanowicz, 1996: Toward real-time estimation of regional moment tensors. *Bull. Seimol. Soc. Am.*, **86**, 1255-1269.
- Pezeshk, S., and M. Zarrabi, 2005. A new inversion procedure for spectral analysis of surface waves using a genetic algorithm, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **95**, 1801–1808.
- Pezzopane, S.K. and Wesnousky, S.G., 1989. Large earthquakes and crustal deformation near Taiwan. *J. Geophys. Res.*, **94**: 7250-7264.
- Raw, R.J. and Wu, Francis T., 1998. Active Tectonics of Taiwan Orogeny From Focal Mechanisms of Small-to-moderate-size Earthquakes, *TAO*, **9**, 4, 755-778.
- Sambridge, M., and G. Drijkoningen, 1992. Genetic algorithm in seismic waveform inversion, *Geophys. J. Int.* **109**, 323–342.
- Sambridge, M., and K. Gallagher, 1993. Earthquake hypocenter location using genetic algorithm, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **83**, 1467–1491.
- Sen, M. K., and P. L. Stoffa, 1995. Global Optimization Methods in Geophysical Inversion, Elsevier, Amsterdam.
- Sileny, J., 1998. Earthquake source parameters and their confidence regions by a genetic algorithm with a “memory”, *Geophys. J. Int.*, **134**, 228–242.
- Shin, Tzay-Chyn, 1995. Application of Waveform Modeling to Determine Focal Mechanisms of the 1993 Tapu Earthquake and its Aftershocks, *TAO*, **6**, 2, 167-179.
- Thio, H. K., and H. Kanamori, 1995: Moment-tensor inversions for local earthquakes using surface waves recorded at TERRAScope. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **85**, 1021-1038.
- Wu, Y. M., C. H. Chang, L. Zhao, J. B. Shyu, Y. G. Chen, K. Sieh, and J. Avouac (2007). Seismic tomography of Taiwan: improved

- constraints from a dense network of strong motion stations, *J. Geophys. Res.*, **112**, B08312, doi 10.1029/2007JB004983.
- Wu, Yih-Min, Li Zhao, Chien-Hsin Chang, and Ya-Ju Hsu, 2008. Focal-Mechanism Determination in Taiwan by Genetic Algorithm. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **98**, 2, 651–661.
- Yamanaka, H., and H. Ishida, 1996. Application of the genetic algorithms to an inversion of surface-wave dispersion data, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **86**, 436–444.
- Yin, J. M., and F. H. Cornet, 1994. Integrated stress determination by joint inversion of hydraulic tests and focal mechanisms, *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 2645–2648.
- Yu, S. B., H. Y. Chen, L. C. Kuo, S. E. Lallemand, and H. H. Tsien, 1997. Velocity field of GPS stations in the Taiwan area, *Tectonophysics*, **274**, 41–59.
- Zhao, L. S., and D. V. Helmberger, 1994: Source estimation from broadband regional seismograms. *Bull Seismol. Soc. Am.*, **84**, 91-104.
- Zhou, R., F. Tajima, and P. L. Stoffa, 1995a. Application of genetic algorithm to constrain near-source velocity structure for 1989 Sichuan earthquake, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **85**, 590–605.
- Zhou, R., F. Tajima, and P. L. Stoffa, 1995b. Earthquake source parameter determination using genetic algorithms, *Geophys. Res. Lett.*, **22**, 517–520.
- Zhu, L., and D. V. Helmberger, 1996: Advancement in source estimation techniques using broadband regional seismograms. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **86**, 1634-1641.
- Zhu, L., and D. V. Helmberger, 1998. Moho Offset Across the Northern Margin of the Tibetan Plateau, *Science*, **281**, 1170-1172.

The Focal Mechanisms of Taiwan Regional Earthquakes in 2004

Rong-Yuh Chen¹ Chien-Hsin Chang¹ Chih-Wen Ken¹²
Yih-Min Wu³ Tzay-Chyn Shin⁴

¹Seismological Center, Central Weather Bureau, Taipei, Taiwan

²Institute of Seismology, National Chung Cheng University, Chia-Yi, Taiwan

³Department of Geosciences, National Taiwan University, Taipei, Taiwan

⁴Central Weather Bureau, Taipei, Taiwan

ABSTRACT

We determine the focal mechanism solution to earthquakes of medium and above magnitude that occurred in the Taiwan region in 2004. Both first motion and Centroid Moment Tensor (CMT) inversion solutions are collected in this study. There are 102 events of focal mechanism solution from first motion by genetic algorithm (Wu *et al.*, 2008), a nonlinear global search for the focal mechanism solutions. And we use an improved algorithm of CMT by Kao *et al.* (1998a) to overcome the generally higher background noise as well as the heterogeneous velocity structure resulted from the complex tectonic interactions near Taiwan. In addition, the weighting of stations produced automatically by the azimuth coverage from the recorder and epicenter is used in our routine CMT inversion. There are 104 events of solutions obtained by CMT inversion in 2004. All the results are displayed and can be searched on web site <http://cwbsnbb.cwb.gov.tw>. Our study provides a database of focal mechanisms for studying seismogenic structures and plate tectonics.

Key words: genetic algorithm, focal mechanism, Centroid Moment Tensor

寒潮爆發期間台灣區域環流及武夷山地形 效應之研究

廖杞昌 呂芳川

國防大學理工學院環境資訊及工程學系

南榮技術學院資訊工程學系

摘 要

台灣位於大陸武夷山東南側，其天氣深受獨特的海陸分布與複雜的地形影響，當寒潮前緣冷空氣自大陸移出，勢必受到武夷山的影響。NCEP巢狀波譜模式模擬分析結果顯示，武夷山地形對寒潮局部天氣系統的影響，主要造成山前氣壓上升，山後溫度上升、氣壓下降，而風場則明顯受到武夷山導引，使台灣附近風向改變、風速增大。冬季期間台灣海峽及北部海域經常出現較強的東北風，主要是受到武夷山地形的導引所致。實驗組顯示，台灣海峽上的冷空氣前緣，因受大陸沿岸的風場影響，使得南移速率加快，而台灣東側則因風場減弱，使得前緣的南移速率減慢。寒潮爆發期間冷空氣南下時，如果沒有武夷山的屏障，會使台灣附近溫度梯度增大且溫度更低，相對地寒潮前緣區範圍及強度均增大，冷空氣厚度增加。

關鍵詞：寒潮、巢狀波譜模式、地形效應

一、前言

台灣位處中緯度副熱帶地區，深受獨特的海陸分佈與複雜的地形影響。冬季期間主要受北方西伯利亞大陸冷高壓南下影響，以寒潮爆發的天氣型態對台灣影響最劇烈；當強烈冷高壓伴隨大規模強冷空氣南下時，氣溫在短時間內驟然下降、氣壓迅速上升及強烈的風場切變（Chang et al. 1983, Chen et al. 2002, Lu et al. 2007, 呂等 2003），經常造成農、漁、畜牧業及民生等衝擊性的損害。寒害的發生大都是在每年12月到翌年的3月期間，對於農業所造

成的損失平均1年約1.5億元左右，對於養殖漁業的損失也逐年增加。因此瞭解台灣附近的區域環流特性及中國大陸冷空氣的演進，可以提供寒潮爆發期間台灣局部地區天氣變化的預報參考，降低民生和經濟上的重大損失。

由於台灣位於大陸東南側，且華南存在一明顯地形－武夷山，長、寬約500公里，高度約1000公尺，當寒潮前緣冷空氣自大陸移出時，局部環流勢必受到武夷山的影響。洪(2002)使用MM5模式分析1998年梅雨季豪雨實驗個案，結果顯示梅雨鋒面在武夷山東側形成局部大

風區及冷舌結構，增加跨越鋒面方向的相當位溫梯度，有利於鋒生過程。Pierrehumber and Wyman (1985)曾利用理想化的鐘形地形探討氣流遇到地形時的可能反應，並提出許多無因次參數，供為尺度分析之用。結論指出對一個旋轉系統的流場而言，氣流對地形的反應在羅士培參數(Rossby Number) $Ro = U/fL > 1$ 時為垂直上傳的重力波， $Ro \sim 1$ 時為背風波， $Ro < 1$ 時則以地轉調節為主，其中 U 為地形上游的風速， f 為科氏參數， L 為地形的半山寬。當 $Ro \gg 1$ 時，地形的效應取決於山的高度，而當 $Ro \sim 1$ 時地形的效應取決於山的陡峭度，此時山的陡峭度可以用Burger Number $B = hN/fL$ (Overland and Bond 1993,1995)來決定，其中 h 為地形高度， N 為垂直振盪頻率(Brunt-Väisälä Frequency)，當 $B \geq 1$ 時即可稱為陡峭。Sun et al. (1991)利用數值模擬研究台灣附近中尺度環流，結論指出 $Fr = U/Nh (\leq 0.5)$ 為估算中央山脈阻滯效應 (Blocking effect) 的重要參數，但是氣流的形式仍需根據山的形狀、環境的地貌和其他氣象參數而定。

武夷山地形的平均高度約 $h \sim 800$ m，半山寬 $L \sim 100$ km (洪2002)，科氏參數 $f \sim 10^{-4} s^{-1}$ ，頻率 $N \sim 10^{-2} s^{-1}$ ，寒潮爆發期間，武夷山上游近地面風速約5 m/s，因此 $Ro \sim 0.5$ ， $Fr \sim 0.625$ ， $B \sim 0.8$ ，上述參數顯示武夷山地形會對大陸上移出的冷空氣形成阻擋效應。本文主要探討寒潮爆發期間台灣附近的區域環流特性，因此選擇一典型的寒潮個案進行分析研究，依據任和蔡(1981)的寒潮定義，選定2001年12月21日台北測站24小時內溫度下降 $7.9^\circ C$ ，最

低溫達 $10.8^\circ C$ 的強寒潮個案進行模擬，並分析大陸武夷山的地形效應，藉以瞭解其對冷空氣移行的影響，提供寒潮爆發期間台灣局部地區天氣變化的預報參考。

二、模式設定與分析方法

區域波譜模式具有相當多元的特性，例如，Hong et al. (1999)表示，區域波譜模式具有很好的側邊界地形處理及擾動法計算方式，能有效縮小積分範圍及提高解析度。另外，由於模式採取「降尺度」(Down Scaling)的預報方法，隨著預報模組空間解析度的提高，較小尺度的天氣系統就能夠被解析出來。Wang et al. (1997)將美國國家環境預報中心(National Center for Environmental Prediction; NCEP)的巢狀區域波譜模式引進太平洋地區的夏威夷群島，藉以改善當地現有的天氣預報模式，由於解析度的提高，可以有效的解析對流雲雨帶的分布，以及當地氣流場與島嶼複雜地形間所產生的交互作用。Lu et al. (2007)利用觀測資料，結合巢狀區域波譜模式，分析寒潮爆發時冷空氣前緣受台灣地形影響時，其局部環流及移行方向的演變過程，並利用 $\Delta_{in}\theta_v$ 定義寒潮爆發前緣的時空位置，藉以探討前緣的局部特性。

本文結合美國國家環境預報中心(NCEP)的大氣區域波譜預報模式(RSM)和非靜力的中尺度波譜模式(MSM)，建構完整的巢狀區域波譜模式架構(圖1)，並透過精進調整模式的相關設定，例如：網格的水平及垂直解析、地形高度的解析和水平擴散的計算等(Lu et al. 2007)，藉以提高模式的預報準確度。初始場資料採用中央

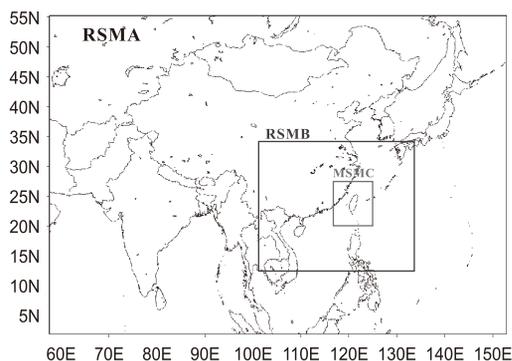


圖1. 巢狀區域波譜模式積分空間範圍

Fig. 1. The area for the integration of nested regional spectral model.

氣象局全球波譜模式的分析場(T79)，從12月20日0000UTC開始進行模擬，並提供每12小時的全球模式分析場，作為RSM模組的基本場及邊界值，並未再經過初始化與資料同化處理。MSM模組的初始場及預報基本值則由外重模組來給予，經計算擾動量後，加上外重模組的基本值，獲得新的預報值。模式輸出的預報場，RSMA為每6小時輸出1次，RSMB為每3小時輸出1次，MSM則每小時輸出1次。各模組所使用的時間、空間解析設計如表1，所使用的物理過程（Kanamitsu 1989, Hong et al., 1998），如表2，與Lu et al.(2007)所設定的完全相同。

為進一步探討大陸武夷山的地形對寒潮爆發前緣冷空氣的環流特性及移行之影響，本文利用巢狀區域波譜模式進行模擬實驗，即移除大陸武夷山地形(NOWI)，及台灣山脈地形(NOTW)，將各模組網格的武夷山地形及台灣山脈地形高度，各別降為1公尺，並保留模式中原有的海陸分布、地表參數及其他模式相關參數設定，

藉以比較了解實際的地形所造成的效應，進而探討武夷山地形對寒潮爆發期間，其前緣冷空氣強度演進及台灣附近局部環流特性的影響。

三、區域環流特徵之模擬分析

東亞地區的寒潮冷空氣源自於北冰洋洋面，冷空氣南下後，在西伯利亞中部附近聚集並加強，形成極地冷高壓，配合中對流層之槽、脊系統的發展，促使寒潮爆發。亞洲全區(RSMA)的模擬結果顯示(圖2)，RSMA模組可以有效地掌握寒潮爆發期間大範圍的天氣系統，例如：東北地區的冷心位置、大陸冷高壓系統的發展和華南附近高壓前緣的強風區，綜觀環境配置與Suda(1959)及Chen et al.(2002)所提出之研究結果相同，顯示此天氣系統為一典型的寒潮爆發個案。東南亞地區(RSMB)模擬結果顯示(圖3)，20日18Z位於大陸冷高壓外圍的華南地區，由於受到大陸武夷山地形影響，有明顯的氣壓梯度存在，使得台灣海峽上出現大於15 m/s的強風，由測站資料(Lu et al. 2007, 圖5b)顯示，此時寒潮前緣冷空氣尚未抵達台灣；21日00Z大陸冷高壓勢力向東南發展，使台灣北部地區開始出現明顯的氣壓梯度，且台灣海域風速逐漸增強，溫度亦持續下降；21日06Z冷空氣明顯受到台灣地形導引作用，台灣東、西兩側有明顯的冷平流，且在台灣東部海域出現較強的偏北風；21日12Z台灣全島皆受到寒潮前緣冷空氣的影響，風速皆在15 m/s以上。

許多研究均指出台灣地形對局部天氣變化有很大的影響，例如Sun et al. 1991

表1. 巢狀區域波譜模式時間、空間解析設計

Table 1. The temporal and spatial designs of the nested regional spectral model.

模組	RSMA	RSMB	MSMC
積分範圍	58°E – 152°E 2°N – 55°N	100°E – 132°E 12°N – 33°N	118°E – 123.5°E 21°N – 26.5°N
網格數 (X×Y)	81 × 55	81 × 79	108 × 115
網格間距	約120公里	約30公里	約5公里
垂直網格	18層19階	18層19階	28層29階
積分時間間距	240秒	60秒	20秒
地形解析	5分 (~10km)	5分 (~10km)	30秒 (~1km)

表2. 靜力RSMA、RSMB模組與非靜力MSMC模組物理過程

Table 2. The physical process of RSMA and RSMB hydrostatic module, and MSMC non-hydrostatic module.

模組	輻射 物理	淺雲 參數化	水文 過程	地表邊界 層物理	重力波平滑 垂直擴散	郭氏積雲 參數化	大尺度(格點) 降水	顯式雲物理 (3Cloud)
RSMA	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	
RSMB	✓	✓	✓	✓	✓	✓		✓
MSMC	✓	✓	✓	✓	✓	✓		✓

及Chen and Hui 1990等。由於冬季低、中對流層環流有明顯的不同，且寒潮爆發期間由於強烈冷空氣南下，受到地形作用影響，進而產生局部的環流變化。為有效探討寒潮爆發前緣冷空氣抵達台灣地區時之局部環流特性，本文將針對5 km水平網格間距的MSMC模組模擬垂直流場結構，進行分析與討論。圖4為三維空間流線場時間序列圖，顏色表示風速值。模擬結果皆顯示，寒潮前緣尚未抵達前(20/20LST)近地面(1000 hPa)受到大陸高壓外圍環流影響，盛行東北風，受到台灣地形阻擋時($Fr \sim 0.75$)，氣流形成明顯分流，並在台灣西北及東南海域形成較大的風速，此一

現象可由白努力定律解釋。940 hPa盛行風向略轉為東北東，台灣海峽北部由於氣流輻合效應，風速明顯增大，台灣西部則在中央山脈屏障之下風速相當微弱。850 hPa附近綜觀環境場相當微弱，在台灣東側盛行微弱東風，西側受地形繞流影響，在台灣海峽中部形成一微弱的中尺度氣旋，在台南外海形成一微弱反氣旋。750 hPa以上由於受到長波槽影響，風向完全改變，與台灣東側微弱東風輻合向北，且風速增強。500 hPa則完全受到西風氣流主導，風速大於20 m/s。寒潮爆發初期(21/00LST-21/04LST)，由於冷空氣由北向南快速傳送，近地面層(1000~940 hPa)

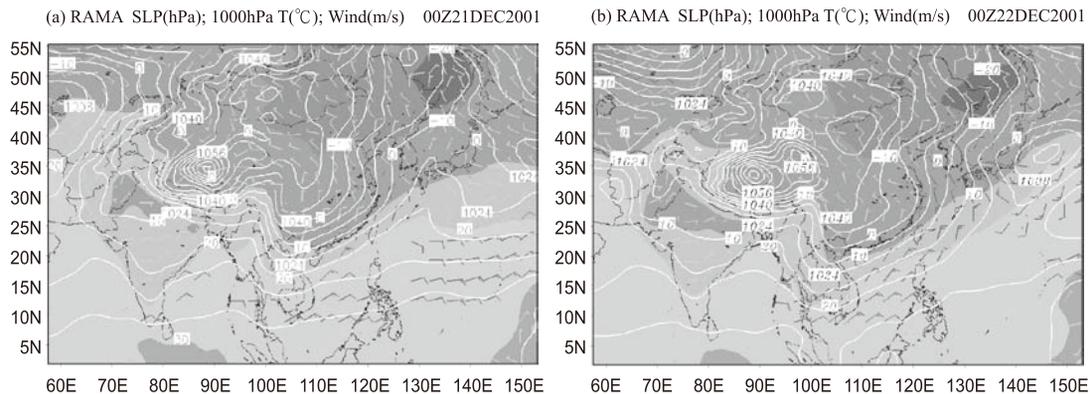


圖2. 巢狀區域波譜模式RSMA模組之近地面分析圖：(a) 2001年12月21日00Z，(b) 22日00Z。白色實線為海平面氣壓(hPa)，間距為4 hPa；色階為1000 hPa溫度場，間距為10°C；風標表示1000 hPa風場，全風標代表10m/s

Fig. 2. The surface analysis for the RSMA module of nested regional spectral model. (a) 00 Z 21 Dec. 2001. (b) 00 Z 22 Dec. 2001. The white line stands for sea surface pressure (hPa) with interval of 4 hPa. The shaded is the temperature at 1000 hPa level with interval of 10°C. The wind bar shows the wind field at 1000 hPa level. The full bar is 10 ms⁻¹.

風向由東北逐漸轉為偏北風，且風速迅速增大，特別在冷空氣前緣通過後；其中又以台灣西側台中海外及台灣東側宜蘭海外風速最強，其主要原因為氣流受地形分流時，在兩側形成氣流輻合，導致流速加快。850 hPa為冷、暖氣團交界位置，初期海峽北部的暖空氣，受到低層冷空氣抬升及東風氣流影響，向西北方移行，鋒面位置上的氣旋，隨著鋒面向東南移動；到了21/08LST冷空氣逐漸南下，厚度亦增加，使得850 hPa亦受冷空氣影響，盛行東北風。750 hPa以上因長波槽加深，使西風勢力持續增強，相對地500 hPa的噴流南移，使風速增強。

上述模式模擬分析結果顯示，當冷氣團前緣到達華南沿海附近時，由於中緯度氣壓梯度增加，使得北風分量增強，將冷

空氣由北向南輸送，使南北溫度梯度增大；經地轉調節過程，使得水平氣壓梯度增加，風速持續加強，驅使冷空氣持續向南侵襲。垂直流場結構顯示，冬季台灣附近中、低對流層間環流場的明顯不同；寒潮爆發初期，低層主要受到大陸高壓外圍環流影響，盛行北至東北風，由於受到中央山脈阻擋，形成明顯的分流；850 hPa附近風向轉為較微弱的東風，同樣受到山脈的影響形成繞流，在台灣南、北端海域形成較大的風，並在海峽上空形成微弱的中尺度渦旋；750 hPa開始受到長波槽影響，盛行微弱西風，此一高度已不受地形影響；500 hPa以上則完全受到西風氣流主導。寒潮爆發期間，近地面層風向由東北轉為偏北風，且風速迅速增大，並在台灣東、西側沿岸形成強風；850 hPa為

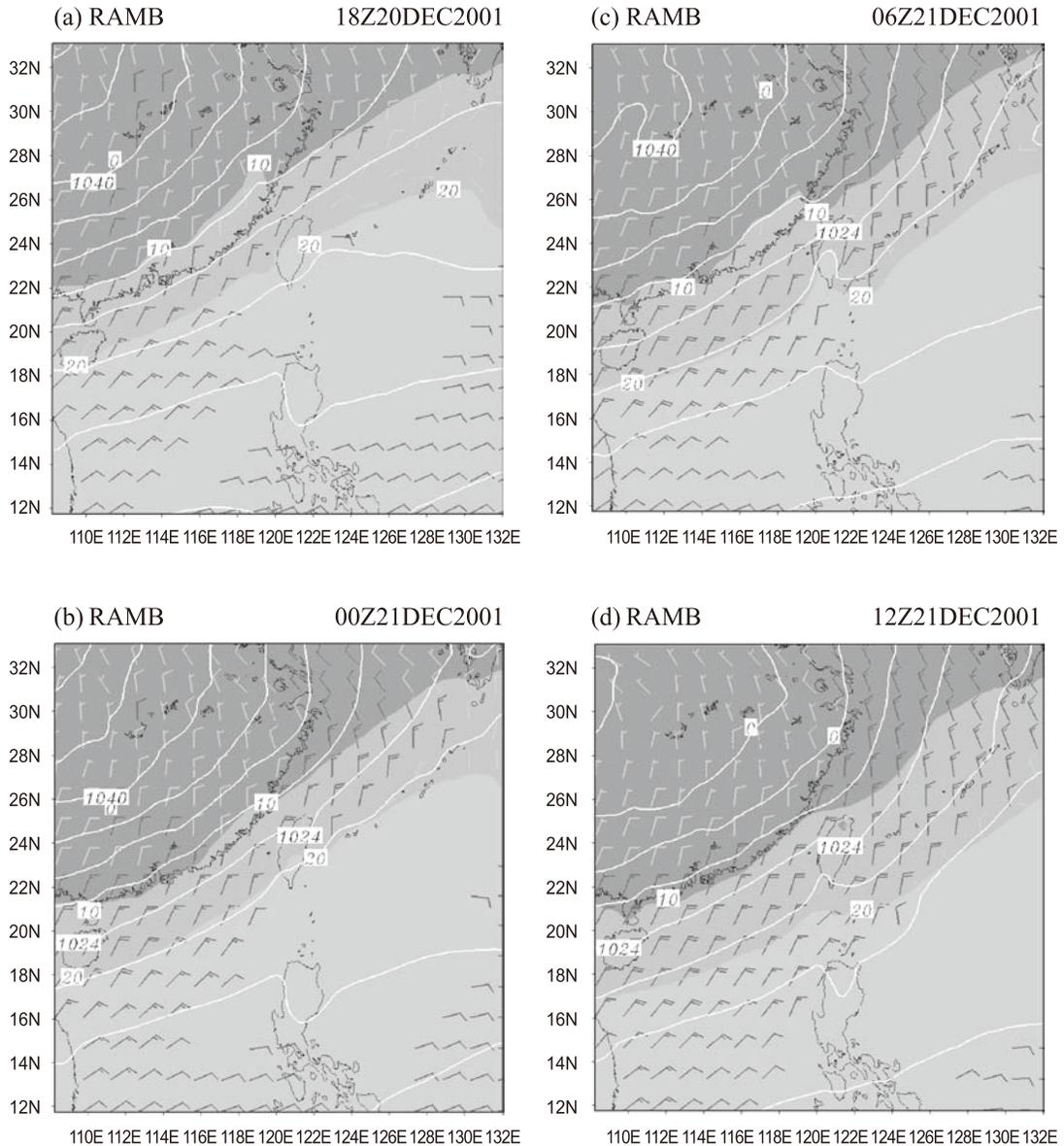


圖3. 巢狀區域波譜模式RSMB模組之近地面分析圖：(a) 2001年12月20日18Z，(b) 21日00Z，(c) 21日06Z，(d) 21日12Z。白色實線為海平面氣壓(hPa)，間距為4 hPa；色階為1000 hPa溫度場，間距為10°C；風標表示1000 hPa風場，全風標代表10m/s

Fig. 3. The surface analysis for the RSMB module of nested regional spectral model. (a) 18 Z 20 Dec. 2001. (b) 06 Z 21 Dec. 2001 and (c) 12 Z 21 Dec. 2001. The white line stands for sea surface pressure (hPa) with interval of 4 hPa. The shaded is the temperature at 1000 hPa level with interval of 10°C. The wind bar shows the wind field at 1000 hPa level. The full bar is 10 ms⁻¹.

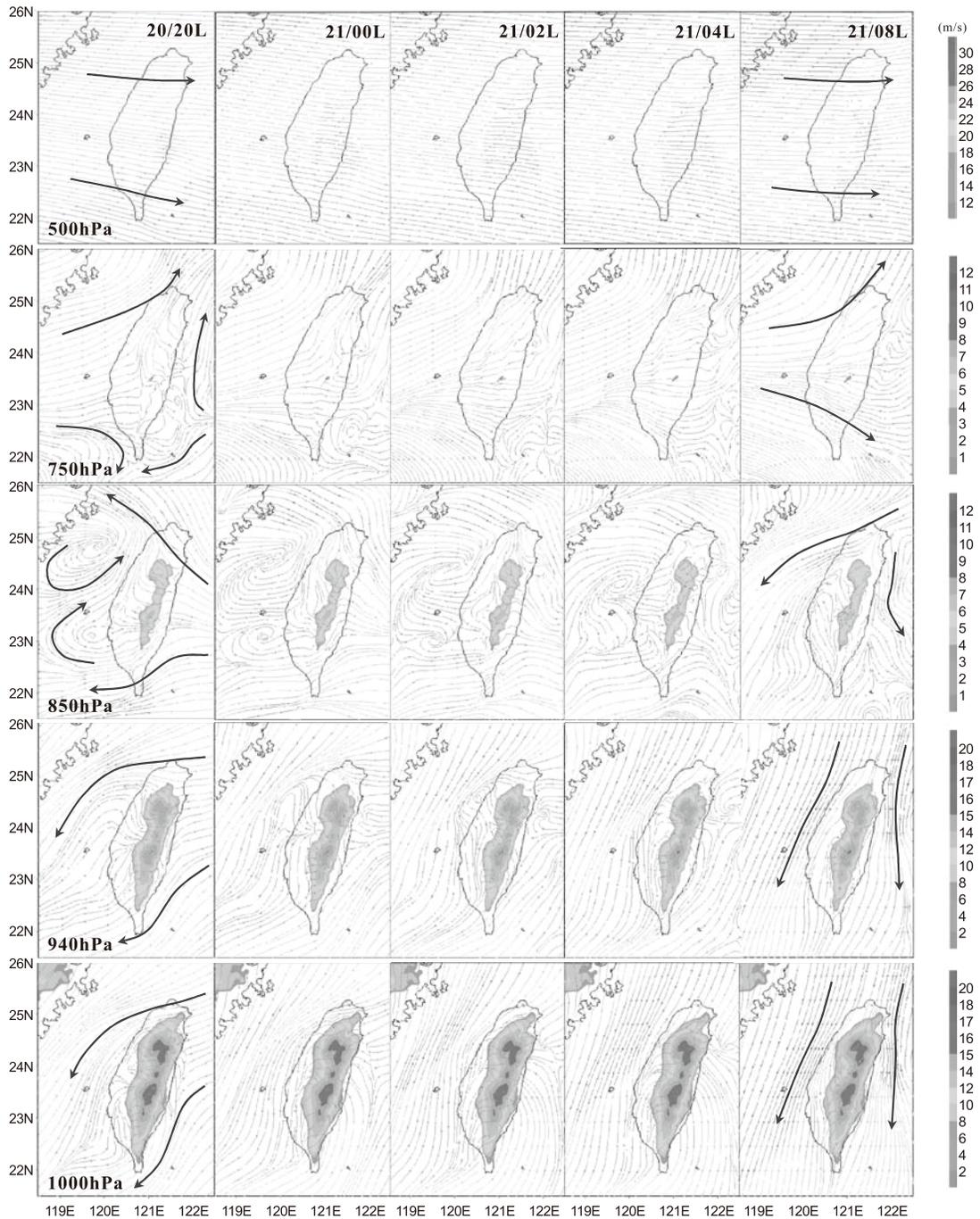


圖4. MSMC模組模擬2001年12月20日20LST至21日08LST之三維空間流線場時間序列圖。粗箭頭指示主要流場方向；流線色階表示風速值(m/s)，色階如圖右所示

Fig. 4. The time sequential of the 3-D stream line simulated by MSMC model for the period from 20 LST 20 to 08 LST 21 Dec. 2001. The bold arrow represents the main direction of stream line. The shaded lines stands for wind speed (m/s) with color bar at the right panel.

冷、暖氣團交界位置，隨鋒面南移時，因冷空氣厚度增加，使850 hPa亦受冷空氣影響，盛行東北風。750 hPa以上因長波槽加深，且高層噴流南移，使西風增強。

四、武夷山地形效應

為了解武夷山地形在寒潮爆發期間，對台灣附近局部環流特性的影響，將透過實驗組與控制組的比較分析討論。圖5為RSMB模組控制組與NOWI、NOTW實驗組1000 hPa差異圖，其中虛線為氣壓差(hPa)，實線為溫度差(K)，細箭頭為控制組風場，粗箭頭為實驗組風場(m/s)，灰階顯示地形高度差。圖5a顯示冷空氣抵達台灣前(21日00Z)武夷山的影響，在山前氣壓上升約1hPa，山後溫度上升約2-4°C、氣壓則下降約2hPa；風場則明顯受到武夷山導引，使台灣海峽附近風場偏東北風、風速增大，明顯受到峽管效應影響。圖5b為冷空氣壟罩台灣後(22日00Z)武夷山的影響，在山前氣壓上升約2hPa，山後溫度上升仍約2-4°C、氣壓下降約2hPa，但是範圍擴大，風場則持續受到峽管效應，使台灣海峽附近吹東北風。圖5c,d顯示寒潮期間受到台灣地形的阻擋時，台灣西部區域的氣壓下降約1hPa，溫度則上升約2°C以上，台灣海峽上的風場則沒有顯著的差異。上述分析比較說明了大陸武夷山，確實會對氣壓、溫度及風場造成局部區域的影響，特別是風場的改變，更影響寒潮爆發前緣冷空氣的發展及移行，因此更進一步地探討武夷山對寒潮爆發期間對台灣附近局部環流特性的影響。

圖6為MSMC模組之控制組和

NOWI、NOTW實驗組近地面風場的比較圖，其中只顯示風速差異大於1 m/s的風場，細箭頭為控制組風場，粗箭頭為實驗組風場。圖6a,b顯示在鋒面通過前後，缺少武夷山的影響時，風場的主要差異發生在台灣海峽上，風場明顯偏北風，且風速較小；圖6c,d顯示在缺少台灣地形的影響時，風場的主要差異發生在台灣週邊海域，但是台灣海峽上的風場則無顯著的差異。比較結果指出武夷山地形對台灣海峽上的風場影響明顯較大，因此在冬季期間台灣海峽及北部海域經常出現較強的東北風，主要是受到武夷山地形的導引所致。

由於在寒潮爆發期間，強冷的乾空氣由北向南潰流時，會造成地面溫度下降，氣壓上升現象，並且在海面及陸地的迎風面有較潮濕的空氣，所以利用模式的資料計算虛位溫(θ_v)及其變化($\Delta\theta_v$)，可以同時考量溫度、氣壓及水汽的變化趨勢，藉以探討寒潮前緣特性與其演進。21日02時(2102LST)寒潮爆發前緣位於台灣海峽上，在大陸冷高壓向東南發展的影響下，台灣海峽上氣壓明顯的逐漸上升，氣壓梯度增大，並有一明顯的風場切變線，切變線後方吹北北東風，風速大於10 m/s，切變線後方有明顯的水平虛位溫梯度，顯示海峽上有一鋒面存在，亦即為大陸冷氣團前緣所在(呂和廖2005)。圖7為21日06時控制組與實驗組MSMC模組模擬之近地面風場、虛位溫和虛位溫變率。將實驗組與控制組比較顯示，在沒有武夷山的屏障下，寒潮爆發前緣區($\Delta\theta_v \leq -0.6$ K)的長軸位置明顯不同，台灣附近溫度梯度增大(圖7c)且溫度更低，冷空氣前緣南移速度也較快；

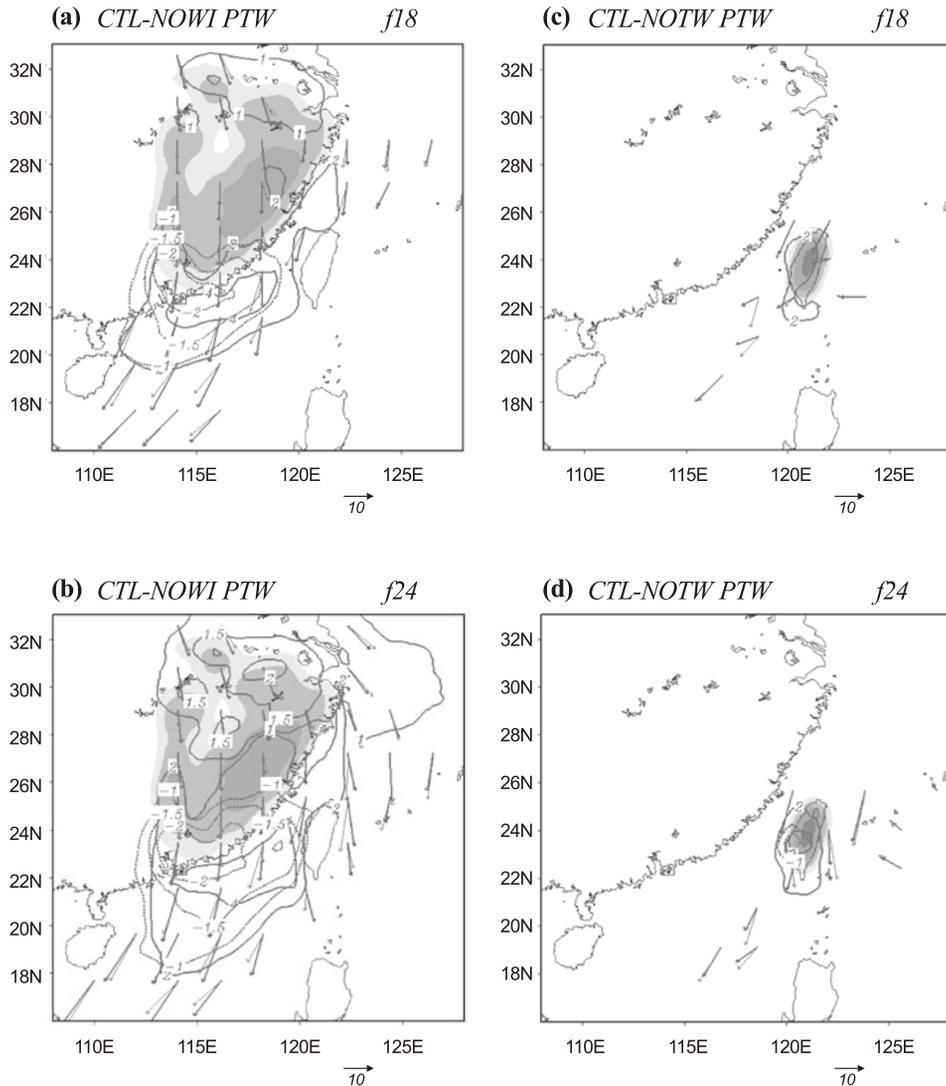


圖5. RSMB 模組控制組(CTL)與實驗組(NOWI、NOTW) 1000hPa差異圖：(a)，(b)分別為2001年12月21日00Z和22日00Z CTL—NOWI；(c)，(d)同(a)，(b)，但為CTL—NOTW。虛線為氣壓(hPa)，實線為溫度(K)，細箭頭為控制組風場，粗箭頭則為實驗組風場(m/s)，灰階為地形高度差

Fig. 5. The difference between CTL run, NOWI and NOTW run of RSMS module at 1000 hPa. (a) and (b) are CTL—NOWI at 00 UTC 21 and 00 UTC 22 Dec. 2001, respectively. (c) and (d) are the same as (a) and (b) but for CTL—NOTW. The dashline represents pressure (hPa). The solid line stands for temperature (K). The thin arrow is CTL's wind field. The bold arrow is NOWI and NOTW's wind field. The gray shaded area is height difference of terrain.

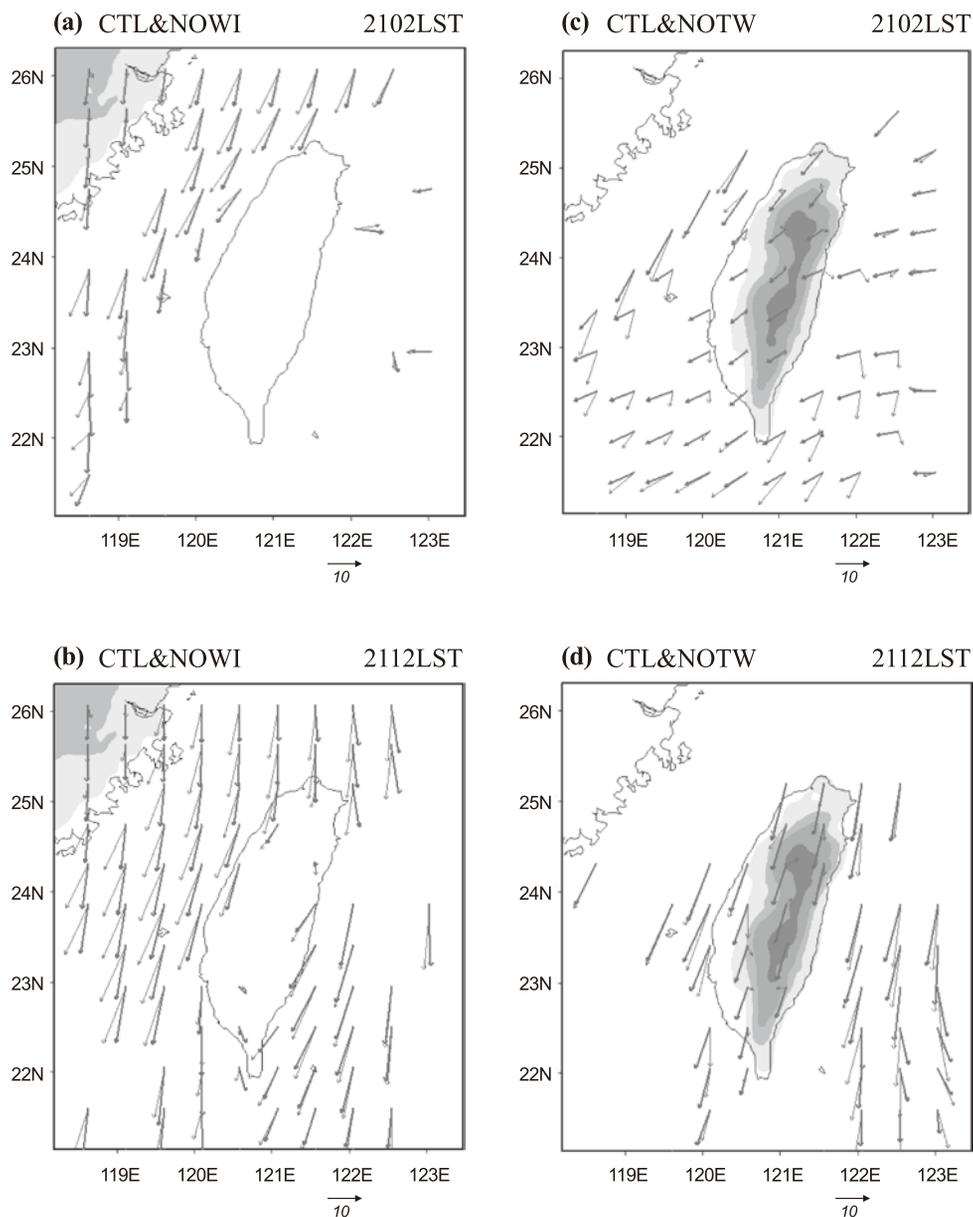


圖6. MSMC控制組和NOWI、NOTW實驗組近地面風場比較圖：(a) NOWI實驗組2001年12月21日02LST；(b) 21日12LST；(c)，(d)同(a)，(b)，但為NOTW實驗組。細箭頭為CTL風場，粗箭頭為NOWI風場，灰階為地形高度差

Fig. 6. The difference between CTL run, NOWI and NOTW run of RSMC module at 1000 hPa. (a) and (b) are NOWI at 02 LST 21 and 12 LST 21 Dec. 2001, respectively. (c) and (d) are the same as (a) and (b) but for NOTW. The thin arrow is CTL's wind field. The bold arrow is NOWI and NOTW's wind field. The gray shaded area is height difference of terrain.

風場差異主要發生在台灣東北部海域及西部海域，風速明顯變弱($< 15 \text{ m/s}$)，且風向由東北轉為偏北的風場；台灣東側因受地形屏障，所以模擬結果與控制組相近。10~12時前緣抵達台灣南端，東、西兩側海面風場持續增強，風速大於 15 m/s ， $\Delta\theta_0$ 已逐漸減弱，但仍較控制組的 $\Delta\theta_0$ 大。

圖8和圖9分別為控制組及實驗組模擬之垂直寒潮爆發前緣軸線的剖面圖。2102LST時爆發前緣位置約在 120.65°E 的海峽上，強度較控制組大，且移行速度略較控制組快。鋒面前緣上方的垂直環流與控制組相同，但是鋒後冷空氣區內指向台灣地形的風速明顯較大，致使前緣移向台灣的速度略較控制組快。2106LST時(圖8a)前緣已進入陸地，因為沒有武夷山的屏障，台灣附近溫度梯度增大(圖7d)，因此前緣區範圍及強度均較控制組大，但是仍受到台灣地形的阻擋效應，山前指向地形的風場分量逐漸減小，垂直向上的分量增加(圖8b)，使冷空氣質量在山前堆積，同時使得北風分量發展的高度增加，因此前緣厚度增加。

圖10和圖11分別為控制組及實驗組模擬之台灣西側(119.5°E)和東側(122°E)南北剖面近地面虛位溫及風場的時間序列圖。分析比較顯示東、西側的 $\Delta\theta_0$ 值(圖11a)均較控制組大(圖10a)；台灣海峽上，實驗組鋒面前緣南移的速度在西側約 32.8 km/hr (圖11a)，比控制組(30.6 km/hr)快，主要是因為沒有武夷山的阻擋，靠近大陸沿岸的風場呈現北風(圖7d)，使得台灣海峽西側的冷空氣前緣快速南移，因此，雖然控制組在台灣海峽上的風速(圖10b)較實

驗組大(圖11b)，但是前緣的南移速率還略較控制組快；在台灣東側前緣南移速度約 46.7 km/hr 較控制組(50.8 km/hr)慢，其原因為沒有武夷山的地形導引作用，台灣附近風場會減弱，使台灣東側風速較控制組小所造成。

綜整大陸武夷山地形實驗組之分析結果，從RSMB模組的差異指出，武夷山的影響範圍明顯較台灣地形大，其主要造成山前氣壓上升，山後溫度上升、氣壓下降，而風場則明顯受到武夷山導引，使得台灣附近的風向改變、風速增大。MSMC模組分析顯示，寒潮爆發初期，冷空氣受到武夷山地形的阻擋效應，會使海峽上前緣位置附近的氣壓時變率降低。風場差異指出，武夷山地形對台灣海峽風場的影響比台灣地形更大，顯示冬季期間台灣海峽及北部海域經常出現較強的東北風，主要是受到武夷山地形的導引所致。寒潮爆發期間冷空氣南下時，如果沒有武夷山的屏障，會使台灣附近溫度梯度增大且溫度更低，相對地前緣區範圍及強度均增大，冷空氣厚度增加；台灣海峽上的冷空氣前緣，因受大陸沿岸的風場影響，使得南移速率加快，而台灣東側則因風場減弱，使前緣的南移速率減慢。

五、結論與展望

台灣位於大陸東南側，深受獨特的海陸分布與複雜的地形影響，且華南存在一明顯地形—武夷山，長、寬約500公里，高度約1000公尺，當寒潮前緣冷空氣自大陸移出，勢必受到武夷山的影響。當冷空氣團快速向南潰流時，低緯度地區冷空氣相

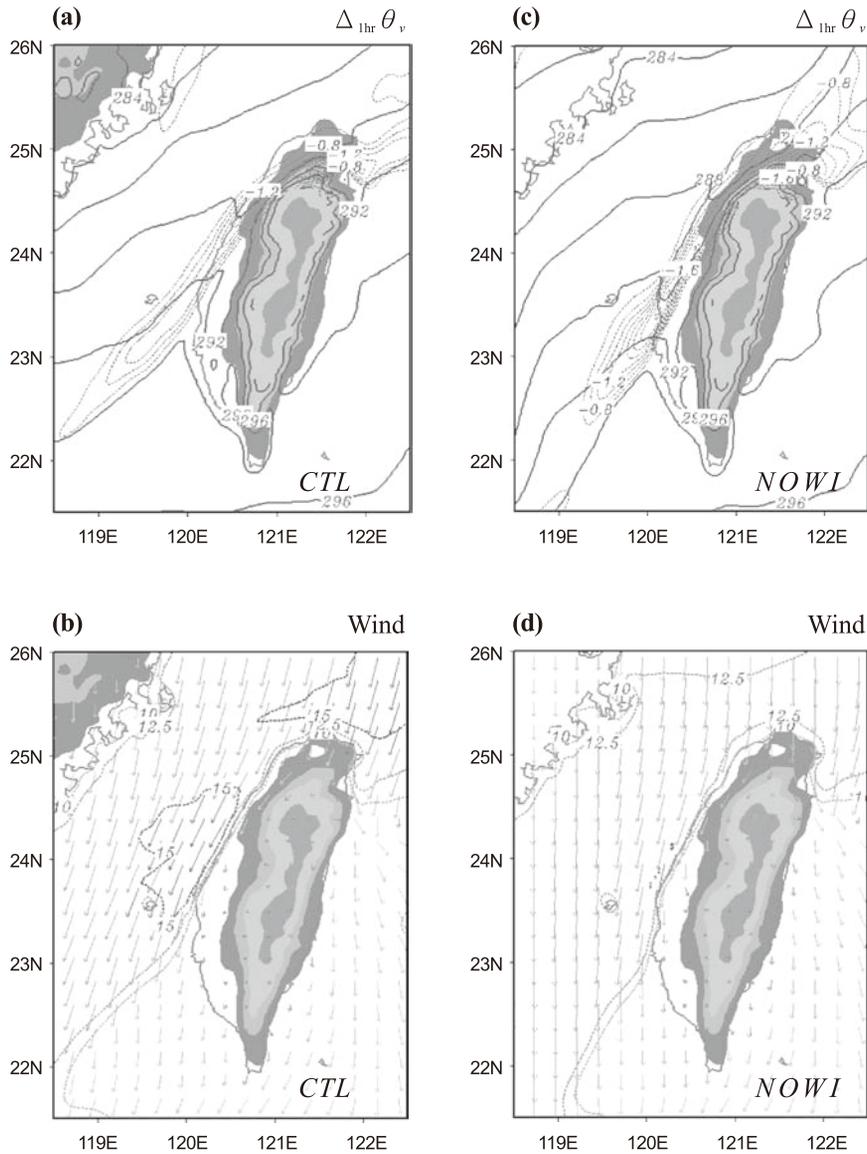


圖7. 控制組MSMC模組預報近地面第22小時（2001年12月21日06LST），陰影區為地形高度： $\Delta_{1hr}\theta_v$ (≤ -0.6 K)；(b)風場(m/s)，等值線為風速 ≥ 10 m/s的區域；(c)、(d)同(a)、(b)，但為實驗組NOWI。

Fig. 7. The forecast of 22th hours by the MSMC module of CTL (06 LST 21 Dec. 2001). (a) $\Delta_{1hr}\theta_v$ (≤ -0.6 K). (b) wind field (m/s). The contour represents the area which wind speed ≥ 10 m/s. (c) and (d) the same as (a) and (b) but for NOWI.

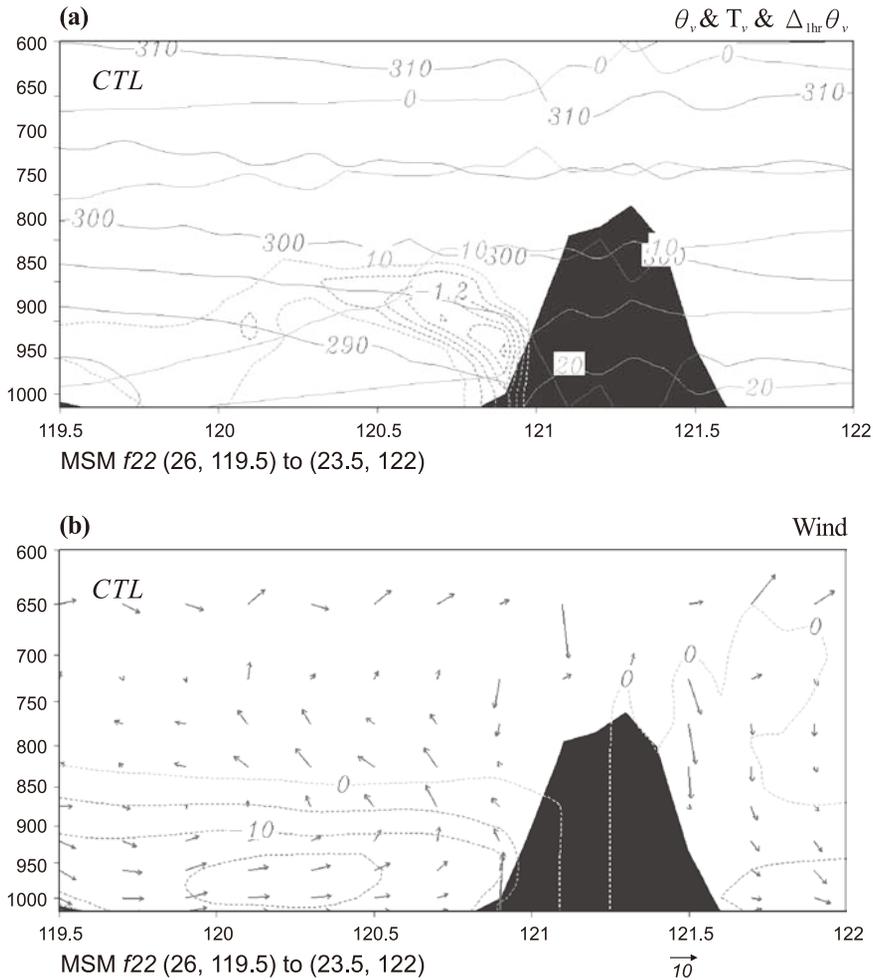


圖8. 控制組MSMC模組預報第22小時（2001年12月21日06LST）的垂直剖面圖，位置從（26°N，119.5°E）到（23.5°N，122°E），黑色區塊為台灣地形：(a) θ_v (K)、 T_v (°C)及 $\Delta_{1hr}\theta_v$ (≤ -0.6 K)（虛線），粗虛線為 $\Delta_{1hr}\theta_v$ 相對極值軸線；(b)箭頭表示平行剖面分量與垂直速度（ $\times 10^2$ ）的合成風場(m/s)，等值線則為 v （南北向）分量（ ≤ 0 m/s）的風速。（From Lu et al. 2007）

Fig. 8. The vertical cross from 26°N，119.5°E to 23.5°N，122°E for the forecast of 22th hours by the MSMC module of CTL (06 LST 21 Dec. 2001). The black shaded area is the terrain of Taiwan. (a) θ_v (K), T_v (°C) and $\Delta_{1hr}\theta_v$ (≤ -0.6 K) $\Delta_{1hr}\theta_v$ (≤ -0.6 K) (dashline). The bold dashline is the axis of critical value. (b) The arrow stands for the synthesis wind which parallel and perpendicular to this profile (m/s). The contour represents the v component wind speed (≤ 0 m/s) .

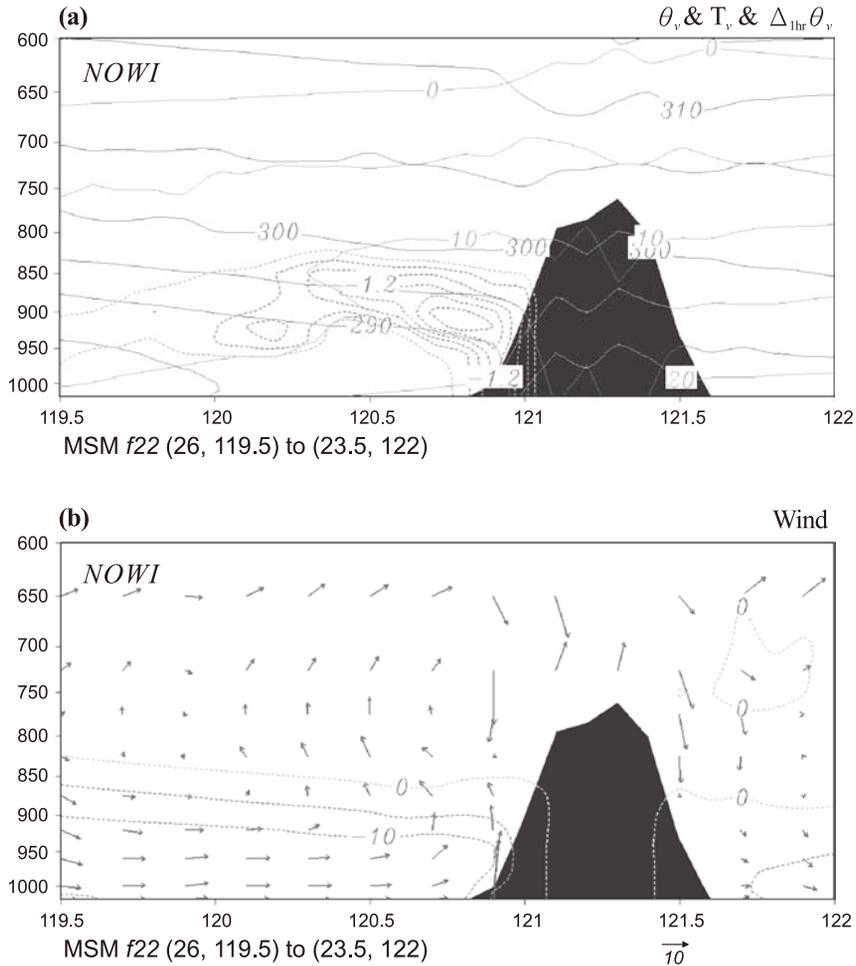


圖9. 實驗組NOWI預報第22小時（2001年12月21日06LST）的垂直剖面圖，說明同圖8。
 Fig. 9. The same as Fig. 8. but for NOWI forecast of 22th hours (06 LST 21 Dec. 2001).

當淺薄，容易在海面上形成大範圍淺薄的雲層，不易由衛星或雷達做局部地區的預警觀測，尤其在冷空氣受到地形影響時，更無法掌握其前緣的移行過程。另外海陸分布效應及陸地上明顯的氣壓及溫度日夜變化，更增加局部地區天氣預報的困難度，因此瞭解台灣附近寒潮爆發期間區域環流特性，可以提供台灣局部地區天氣變化的預報參考。

模式模擬結果分析顯示，當冷氣團前緣到達華南沿海附近時，由於中緯度氣壓梯度增加，使北風分量增強，將冷空氣由北向南輸送，使得南北溫度梯度增大，經地轉調節過程，使水平氣壓梯度增加，風速持續加強，驅使冷空氣持續向南侵襲。垂直流場結構顯示，低、中對流層環流確有明顯的不同。寒潮爆發初期，低層大氣主要受到大陸高壓外圍環流影響，盛行北

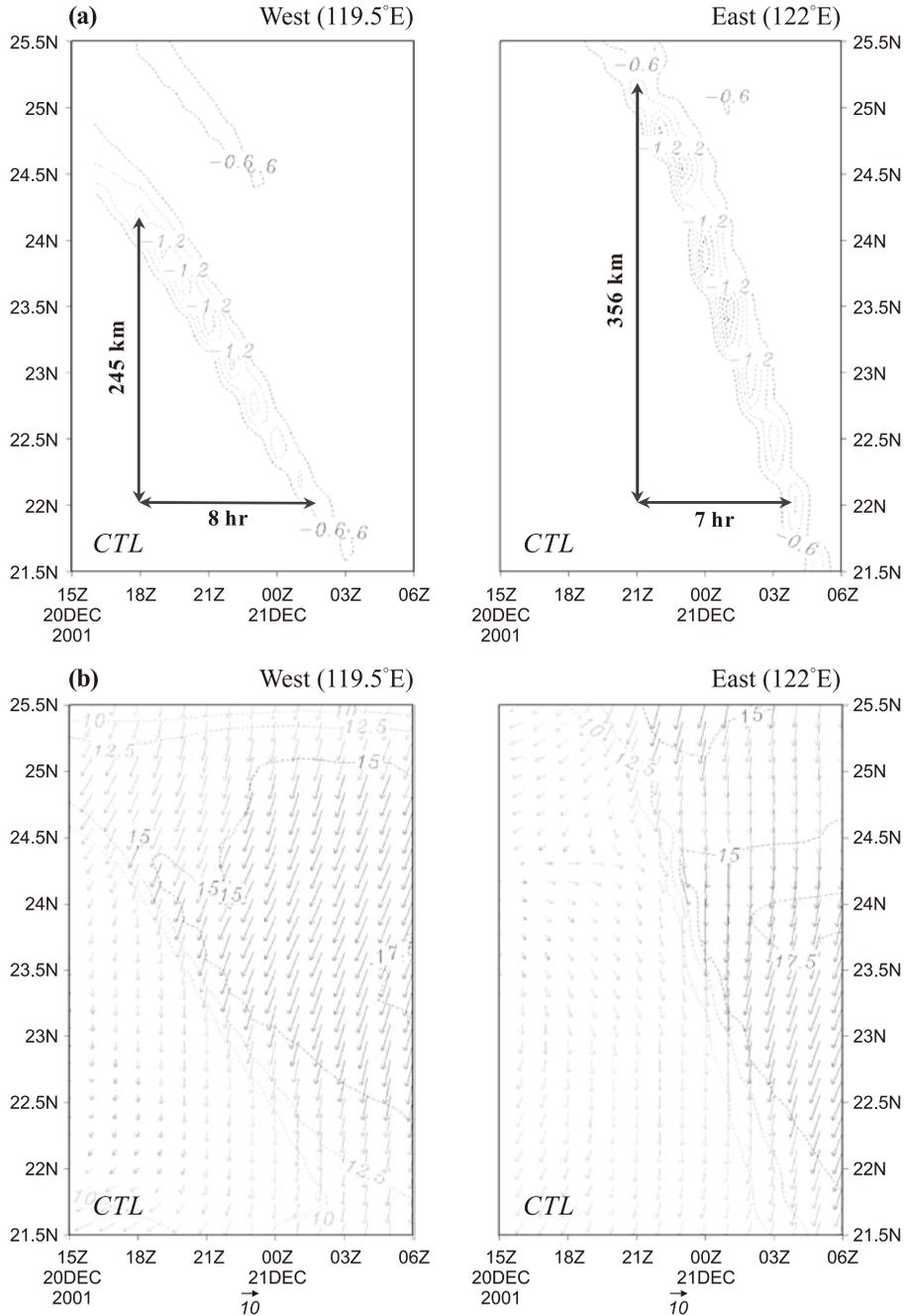


圖10. 控制組MSMC模組模擬2001年12月20日15Z至21日06Z台灣地形西側(119.5°E)和東側(122°E)南北剖面近地面溫度及風場的時間序列圖：(a) $\Delta_{1hr}\theta_v$ (≤ -0.6 K)；(b)風場(m/s)及等風速線(≥ 10 m/s) (From Lu et al. 2007)

Fig. 10. The time sequential from 15 UTC 20 to 06 UTC 21 Dec. 2001 of the simulated surface temperature and wind field at the west and east of Taiwan by the CTL run of RSMS module. (a) $\Delta_{1hr}\theta_v$ (≤ -0.6 K). (b) The wind field (m/s) and isotach (≥ 10 m/s).

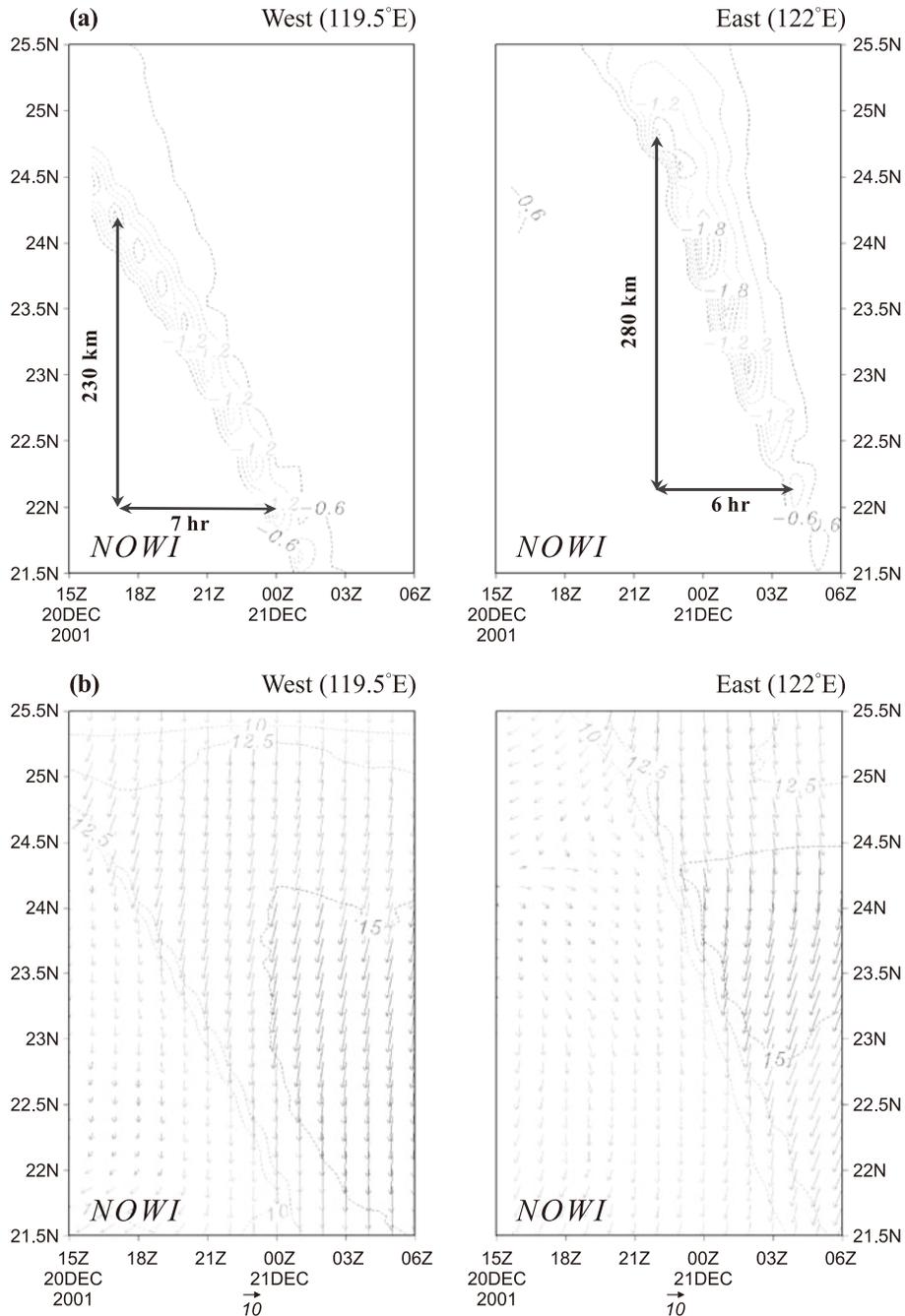


圖 11. NOWI 實驗組模擬 2001 年 12 月 20 日 15Z 至 21 日 06Z 台灣地形西側(119.5°E)和東側(122°E)南北剖面近地面溫度及風場的時間序列圖：(a) $\Delta_{1hr}\theta_v (\leq -0.6 \text{ K})$ ；(b) 風場(m/s)及等風速線 ($\geq 10 \text{ m/s}$)

Fig 11. The time sequential from 15 UTC 20 to 06 UTC 21 Dec. 2001 of the simulated surface temperature and wind field at the west and east of Taiwan by the NOWI run. (a) $\Delta_{1hr}\theta_v (\leq -0.6 \text{ K})$. (b) The wind field (m/s) and isotach ($\geq 10 \text{ m/s}$).

至東北風，由於受到中央山脈阻擋，形成明顯的分流；中層大氣則受長波槽影響，盛行微弱西風，且不受地形影響；高層大氣則完全受到西風氣流主導。寒潮爆發期間，近地面層風向由東北轉為偏北風，且風速迅速增大，使得台灣東、西側沿岸形成強風；中層以上則因長波槽加深，使得高層噴流南移且西風增強。

大陸武夷山地形移除實驗組的研究結果指出，武夷山地形對寒潮局部天氣系統的影響範圍明顯較台灣地形大，其主要造成山前氣壓上升，山後溫度上升、氣壓下降，而風場則明顯受到武夷山導引，使得台灣附近風向改變、風速增大。寒潮爆發初期，冷空氣受武夷山地形的阻擋效應，會使海峽上的前緣位置附近的氣壓時變率降低。風場差異指出，武夷山地形對台灣海峽風場的影響比台灣地形更大，顯示冬季期間台灣海峽及北部海域經常出現較強的東北風，主要是受到武夷山地形的導引所致。寒潮爆發期間冷空氣南下時，如果沒有武夷山的屏障，會使台灣附近溫度梯度增大且溫度更低，相對地前緣區範圍及強度均增大，冷空氣厚度增加；台灣海峽上的冷空氣前緣，因受大陸沿岸的風場影響，使得南移速率加快，而台灣東側則因風場減弱，使前緣的南移速率減慢。

本文以一典型的強寒潮個案，結合NCEP全球分析資料與巢狀區域波譜模式（RSM）的模擬結果，瞭解寒潮爆發期間綜觀環境場之配置，探討冷空氣移行的過程，及其前緣冷空氣受到大陸武夷山地形影響後所造成的局部環流特性及演進差異，提供寒潮爆發期間台灣局部地區天氣

變化的預報參考。由於寒潮個案之間有其差異性，未來將加強不同類型的寒潮個案做分析比較，瞭解不同綜觀條件的作用對台灣附近局部環流影響的差異，做為實際天氣預報改進之參考。另一方面亦將持續精進巢狀區域波譜模式的預報能力，藉以提供正確的數值模擬資料，做為研究分析及作業預報之應用。

六、參考文獻

- Chang, C. -P., Millard, J. E., and Chen, G. T. J., "Gravitational Character of Cold Surge during Winter MONEX," *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 111, pp. 293-307, 1983.
- Chen, T.-C., Yen, M.-C., Huang, W.-R. and Jr, W.A.G., "An East Asian Cold Surge: Case Study," *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 130, pp. 2271-2290, 2002.
- Lu, F.-C., Juang, H.-M. H., and Liao, C.-C., "A Numerical Case Study of the Passage of a Cold Surge Across Taiwan," *Meteorol. Atmos. Phys.*, Vol. 95, pp. 27-52, 2007.
- 呂芳川、蔡晉東、廖杞昌、莊漢明，"巢狀波譜模式在東亞地區天氣預報之研究"，*氣象學報*，第45卷，第1期，第1-22頁，2003。
- 洪景山，"武夷山地形和海洋邊界層在梅雨鋒面南下過程中扮演的角色"，*大氣科學*，第30期，第275-189頁，2002。
- Pierrehumbert, R. T. and Wyman, B., "Upstream Effects of Mesoscale Mountains," *J. Atmos. Sci.*, Vol. 42, pp. 977-1003, 1985.

- Overland, J. E. and Bond, N. A., "The Influence of Coastal Orography: The Yakutat Storm," *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 121, pp. 1388-1397, 1993.
- Overland, J. E. and Bond, N. A., "Observations and Scale Analysis of Coastal Wind Jets," *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 123, pp. 2349-2941, 1995.
- Sun, W. -Y., Chern, J. -D., Wu, C. -C., and Hsu, W. -R., "Numerical Simulation of Mesoscale Circulation in Taiwan and Surrounding Area," *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 119, pp. 2558-2573, 1991.
- Hong, S. -Y., Juang, H. -M., and Lee, D. -K., "Evaluation of a Regional Spectral Model for the East Asian Monsoon Case Studies for July 1987 and 1988," *J. Meteor. Soc.*, Vol. 77, pp. 553-572, 1999.
- Wang, J. J., Juang, H.-M. Kodama, H., K., Businger, S., Chen, Y.-L., and Partain, J., "Application of the NCEP Regional Spectral Model to Improve Mesoscale Weather Forecasts in Hawaii," *Weather and Forecasting*, Vol. 13, pp. 560-575, 1997.
- Lu, F.-C., Liao, C.-C., and Juang, H.-M. H., "Revisiting Horizontal Diffusion of Perturbations over Terrain for NCEP RSM," *Terr. Atmos. Ocean Sci.*, 18, 67-83, 2007.
- Kanamitsu, M., "Description of the NMC Global Data Assimilation and Forecast System," *Weather and Forecasting*, Vol. 4, pp. 335-342, 1989.
- Hong, S. -Y., Juang, H.-M. H. and Zhao, Q., "Implementation of Prognostic Cloud Scheme for a Regional Spectral Model," *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 126, pp. 2621-2639, 1998.
- Suda, K., "A Study on the Dynamic Climatology of Cild Outbreaks in the Far East," *Geophys. Mag.*, Vol. 29, pp. 413-461, 1959.
- Chen, Y. -L. and Hui, B. -F., "Analysis of a Shollow Front during the Taiwan Area Mesoscale Experiment," *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 118, pp. 2649-2667, 1990.
- 呂芳川、廖杞昌，"中尺度波譜模式對台灣區域環流預報之研究"，中正嶺學報，第33卷，第2期，第75-94頁，2005。

Taiwan Local Circulation and Wu-Yi Mountain Effect during Cold Surge Period

Chi-Chang Liao Fang-Chuan Lu

Department of Environmental Information and Engineering, National Defense University

Department of Computer Science and Information Engineering, Nan Jeon Institute of Technology

ABSTRACT

As located to the south-east of Wu-Yi Mountain (WYM), the weather of Taiwan is affected by the land-sea distribution and complex terrain. When the cold-air leading edge moves out from the Mainland during the cold surge period, the system is subject to the influence of WYM. The results of numerical simulation point out that the main impact of WYM on the cold surge system is to make the pressure increase windward and decrease leeward, and the temperature increase leeward. The wind field is guided by WYM with changing directions and increasing the speed around Taiwan. The presence of strong northeasterly winds in winter over the Taiwan Strait and the northern part of Taiwan is mainly induced by WYM. Under the Impact of such strong winds, the cold-air leading edge accelerates southward over Taiwan Strait. Without the presence of WYM, the temperature gradient would increase and the surface temperature would be lower over the Taiwan area during the cold surge. Also the coverage and intensity of the leading edge of cold air would increase with a thicker layer of cold air aloft.

Key words: cold surge, nested spectral model, mountain effect

應用衛星反演資料分析颱風劇烈降水個案與 其在預報颱風降水的可行性探討

周鑑本 吳倩雯 齊祿祥 張拱祿 廖美慧

中央氣象局氣象衛星中心

摘 要

總可降水量是指由地面到太空的大氣氣柱中，所有的水氣凝結成液態水的總量，單位是 kg/m^2 ，可由搭載於繞極軌道衛星的微波觀測儀器SSMI或AMSU，反演大氣所含的總可降水量。本文收集近5年來侵襲台灣的颱風個案，以由衛星反演其伴隨的總可降水量分布，與侵台期間自動雨量站所觀測的雨量，找出莫拉克颱風侵台造成重大水災的原因；並試圖探討以此參數作為24小時颱風降水預報參考的可行性。由研究結果顯示，莫拉克颱風本身即伴隨著相當豐沛的可降水量外，強盛的西南氣流也引進大量的可降水量，加上地形抬升的作用，造成南台灣地區連續數日的強降水，而此西南氣流中豐沛的水汽的成因與南海地區低壓有關。莫拉克颱風本身及其引發西南氣流所含豐沛的水汽是近5年侵台颱風資料中所罕見，可由總可降水量分布影像圖觀察得到。此外總可降水量參數，若能輔以颱風環流強度、預報路徑、及歷史的降雨資料，是有可能建立適用於台灣地區24小時颱風降水預報的輔助資訊。

關鍵詞：總可降水量

一、前言

圖1為編號8號颱風莫拉克的移動路徑圖。莫拉克颱風於98年8月4日於菲律賓東方海面形成，以約270度的方向向西移動，8月5日增強為中度颱風，8月7日23時50分左右颱風中心於花蓮市附近登陸，8月8日2時強度略為減弱，當天下午14時左右由桃園附近出海，颱風中心離開陸地後向北北西方向緩慢移動，8月9日18時30分左右在馬祖北方進入福建，台灣本島已

脫離暴風圈，10日颱風強度持續減弱，11日凌晨減弱為熱帶性低氣壓。颱風中心在台灣停留的時間達14個小時，但是所帶來的豪大雨自8月7日起連續4天，且都集中在南部地區，高雄山區累計雨量的「最大值」是2,392毫米，屏東2,569毫米，打破50年來的紀錄，連續的豪雨也造成山區發生土石流的嚴重災害。

Rappaport(2000)的研究指出1970到1999年間美國地區，直接因熱帶風暴而死亡的600多人中，洪水所造成的占半數

以上，世界其他地區的損傷可能更高，因此預測颱風所帶來的降水潛勢是保護財產生命安全最重要的課題。現在的觀測儀器中，用雷達回波估計的降雨率可用度高，但缺點是估計的降雨率僅限於雷達所在位置460公里觀測範圍內，廣大洋面上除了寥寥可數的幾個島嶼設有測站外，地面觀測資料非常缺乏，對於發生在洋面上的颱風，沒有足夠的觀測資料以洞燭機先預先了解颱風的特性。Kidder(2005) 回顧 Tropical Rainfall Potential (TRaP) Technique 的文中也指出，數值天氣預報，對24小時的颱風降雨預報的限制，一為海上的觀測資料不足，二為即使有足夠的資料產生精確的初始場，數值天氣預報預報系統，就目前現有的技術而言，尚無法提供精準的降雨預報。

在TRaP的技術中，結合衛星估計颱風降水與預報路徑，產生24小時的颱風

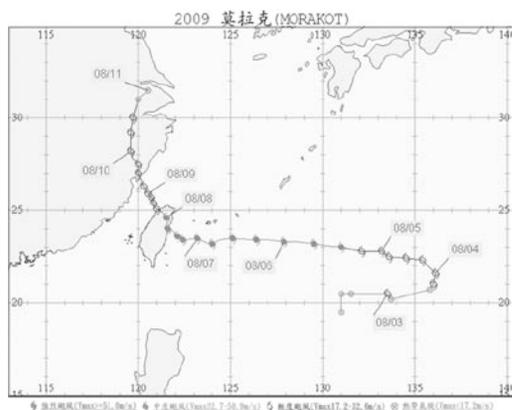


圖1. 2009年8月編號8號的莫拉克颱風路徑圖（世界標準時）

Figure 1. The track for typhoon Morakot during 3-10 August 2009 (UTC).

降水預估，。其中衛星反演降水即為瞬時降水估計，而且假設降雨的空間分布不會變動，陳(2005)以同步衛星紅外線資料估算颱風的旋轉角度及強度變化，預測颱風未來6小時的累積降雨，於其研究指出原始TRaP只考慮颱風平移，其累積降水與測站觀測的相關係數為0.79，加入考慮旋轉及強度變化，相關係數可達0.96。因此就TRaP的技術而言，可能仍有改進的空間。

24小時的颱風降雨預報，對是否撤離人員的決策而言是有價值的，它可提供較充裕的時間進行撤離工作。衛星資料涵蓋的範圍較為廣闊，可以彌補海上觀測資料的不足，因此衛星的觀測，尤其是微波的儀器，可成為颱風降雨估計與預報一個重要資源。

因為紅外線的遙測儀器所處頻率的輻射特性，受限於雲層的阻礙，對於反演相關於雲的參數而言，只能探測雲頂的參數，如雲頂溫度、雲頂高度及雲相等，因此對於有劇烈天氣現象的雲雨區而言，有其觀測上的局限性。在美國國防氣象衛星計畫(Defence Meteorological Satellite Program, DMSP)下於1987年升空的衛星，其所搭載的Special Microwave Image (SSM/I)微波觀測儀器，增加了對雲參數反演的項目，它可產生雲中液態水含量、降雨率及總可降水量等與降雨更直接有關的參數。美國的National Oceanic and Atmospheric Administration(NOAA)衛星系列，自1998年NOAA-15號之後，搭載的Advanced Microwave sounding Unit (AMSU)微波觀測儀器，亦可用於探測雲

中與降雨相關的參數，例如Weng等(2003)提出反演雲中液態水、總可降水量及雲冰水路徑等參數的方法。正如Kidder (2007)指出，總可降水量可提供天氣預報人員預測劇烈降雨，因此我們選擇總可降水量，作為此次分析莫拉克颱風的重要參數。

本文以衛星資料反演的總可降水量(Kg/m^2)、衛星觀測的紅外線雲圖、臺灣地區自動雨量觀測資料，及天氣分析圖討論莫拉克颱風引發豪雨的成因，並針對衛星反演的總可降水量，在臺灣地區用於24小時的颱風降雨預報的可行性討論。本次研究除了衛星資料反演的總可降水量由美國太空總署提供外，其餘資料皆來自中央氣象局。

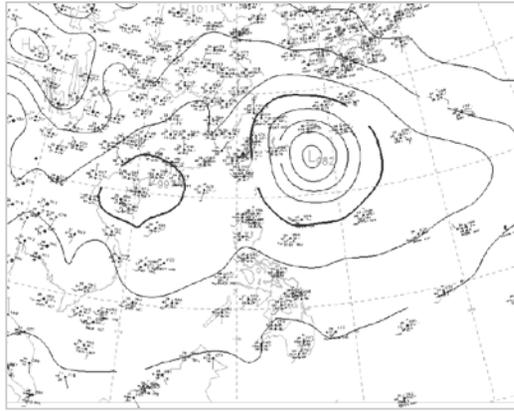
二、個案分析

本文以莫拉克颱風引發的劇烈降水個案，使用衛星反演資料，分析颱風劇烈降水的原因，及探討其應用於預報颱風降水的可行性。圖2a為8月6日00UTC的地面分析圖，由圖中可以看到莫拉克颱風的低壓中心在臺灣東方洋面上外，在海南島附近為7號柯尼颱風減弱所殘存的低壓系統；圖2b為8月7日00UTC地面分析圖，由圖中可以看到，莫拉克颱風的低壓中心向臺灣移近且加深，而在海南島的低壓並無明顯移動；8月8日00UTC的地面分析圖(如圖2c)顯示莫拉克颱風中心已移到台灣陸地上，可以看到南海地區位於大低壓環流的西南側形成明顯的西南氣流；8月9日(圖2d)及8月10日(圖2e)的地面分析圖顯示颱風向北北西方向移動，南海地區仍然存在明顯的西南氣流。

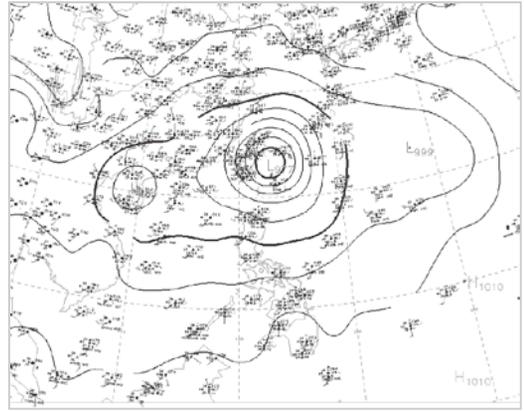
周等(2010)分析高空天氣特徵指出，莫拉克颱風期間，位於海南島附近的柯尼颱風與莫拉克颱風在台灣附近的西北太平洋上形成一個大低壓帶。低壓帶南緣的強西南風，從孟加拉灣帶進豐沛的水氣能量，提供低壓內部對流活動的發展。柯尼颱風於中國廣東附近一度登陸，受地形破壞減為熱帶低壓，與西行的莫拉克颱風產生藤原效應，造成此一熱帶低壓，轉向南進入南海，兩個熱帶氣旋同時加強了地壓帶南側的西南風與水氣輸送。由圖7、8及9的總可降水量影像圖也可以看見，孟加拉到南中國海及延伸至台灣附近可降水量具有較大的數值。Ge et. al. (2010)以雲解析模式數值模擬研究指出，莫拉克颱風在季風環流圈(monsoon gyre)環形中形成與發展，西南氣流增強的原因，肇因於莫拉克颱風西行，當颱風環流與季風環流圈疊加所致，此時水汽通量與其對流逐漸的增強。

圖3a-e是8月6日到8月10日每日00UTC的紅外線雲圖，由這些雲圖可以看到莫拉克颱風的雲系範圍，以及伴隨有強對流雲系的海南島低壓系統，因距離逐漸接近，兩個雲系間的雲區變的區隔較為模糊的發展過程，圖3c最為明顯。

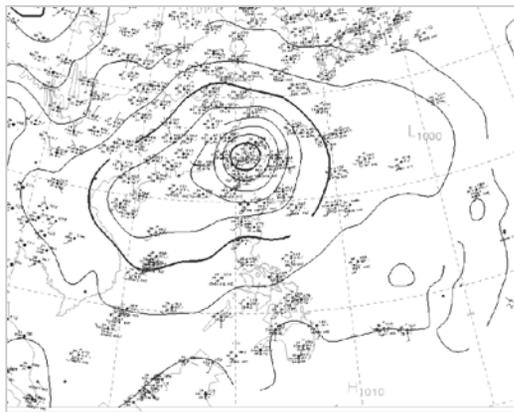
圖4至圖9為不同時間的衛星反演的總可降水量分布與自動雨量站所觀測的累積雨量。由於反演總可降水量的觀測儀器是裝載於繞極軌道衛星上，因此掃描範圍未必都能涵蓋所有天氣現象，掃描的時間也不是固定的，衛星通過台灣上空的時間約在每日的中午1時左右，與凌晨1時左右，而台灣地面自動雨量站可提供每日的累積



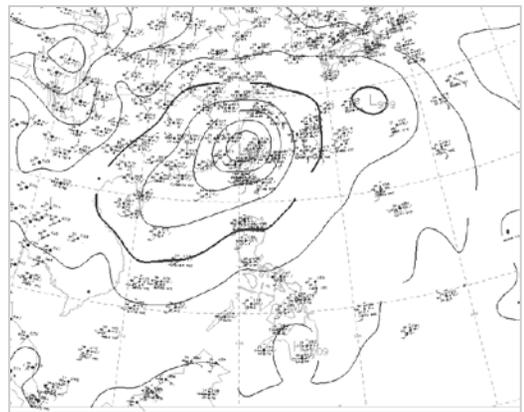
(a)



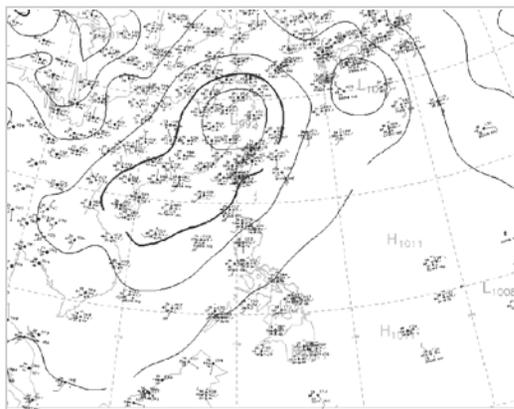
(b)



(c)



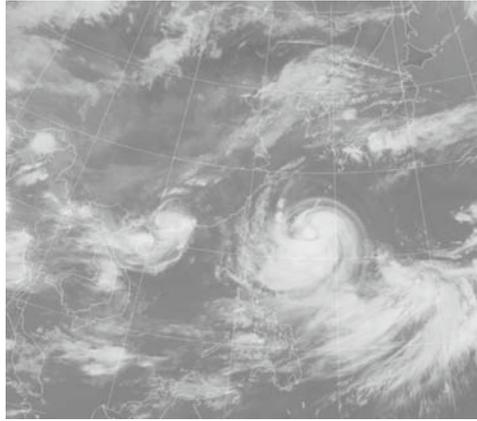
(d)



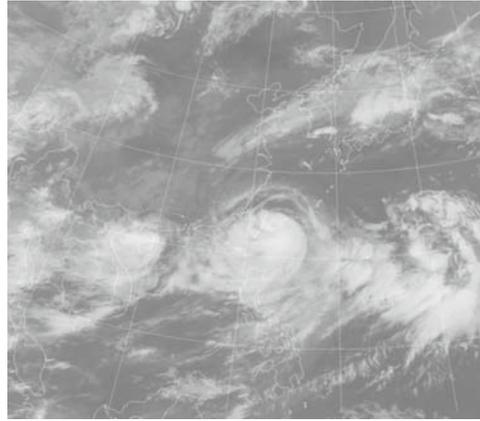
(e)

圖2. (a)至(e)分別為8月6日至8月10日每日00UTC地面分析天氣圖。

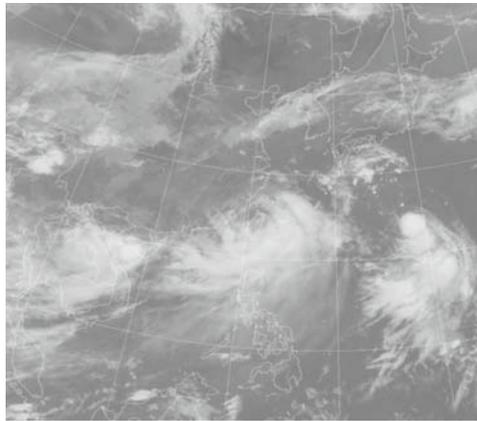
Figure 2. The surface analyses at (a) 0000UTC 06, (b) 0000UTC 07, (c) 0000UTC 08 (d) 0000UTC 09 and (e) 0000UTC 10 August 2009.



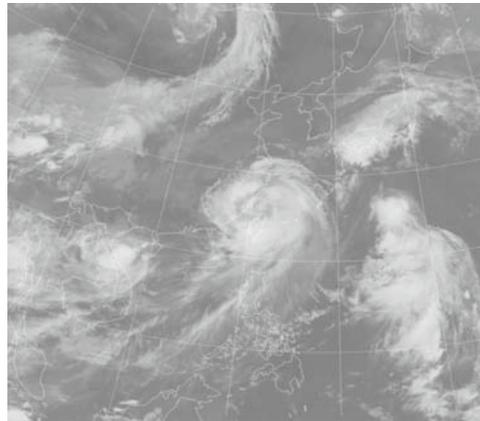
(a)



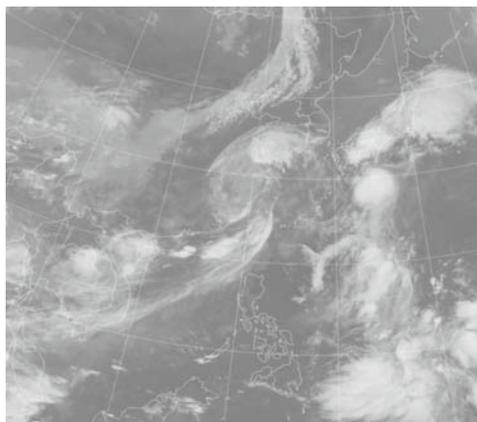
(b)



(c)



(d)



(e)

圖3. (a)至(e)分別為8月6日至8月10日每日00UTC的紅外線雲圖。

Figure 3. The satellite infrared image at (a) 000UTC 06, (b) 000UTC 07, (c) 000UTC 08 (d) 000UTC 09 and (e) 000UTC 10 August 2009.

雨量，在此，圖4至圖9中的圖左及圖右為衛星反演的總可降水量與衛星觀測時間後12小時累積雨量圖，我們以此來討論總可降水量與累積雨量之間的相關，以期了解莫拉克颱風降雨的原因，與衛星反演的總可降水量在預測颱風降雨的可行性。

圖4為8月6日約在中午衛星通過台灣附近，可以看到伴隨颱風的總可降水量最大值達到 103 kg/m^2 ，但尚未接觸台灣陸地，僅外圍雲帶正要碰觸台灣東北部，由衛星觀測時間後12小時的累積雨量顯示北部地區約有200毫米左右。圖5中衛星通過台灣地區的時間約在8月7日13時，此時的颱風位置相當接近台灣陸地，最大總可降水量達到 108 kg/m^2 ，而在台灣西南方的南海地區可以看到有較大的總可降水量，圖6則為8月8日凌晨1時左右通過台灣地區，此時颱風正位於台灣陸地上，圖5與圖6顯示全台灣地區皆為高的總可降水量範圍所籠罩，最大值達 100 kg/m^2 以上，累積雨量顯示山區幾乎已達300及400毫米以上。圖7為8月8日中午，衛星在台灣附近通過，圖8衛星通過時間為8月9日凌晨附近，圖7及圖8的時間是颱風由陸地進入台灣海峽的階段，由圖可以發現南海海面上明顯形成東西走向呈帶狀分布的水氣帶，總可降水量最大值達 80 kg/m^2 ，且有增加的趨勢，累積雨量圖顯示北台灣的降水已趨緩和，但南部地區的降水量仍偏高。圖9衛星通過時間為8月9日中午附近，明顯顯示台灣西南方海面高的總可降水量範圍已縮小，總可降水量值也減小，累積雨量圖顯示超大豪雨的範圍略縮小集中在嘉南山區。

由上面的初步分析可知，當莫拉克颱風仍位於洋面上時，由衛星反演的總可降水量分布可得知莫拉克颱風伴隨著大量的總可降水量，接近台灣時其值依然，登陸後更在台灣地區降下超大豪雨的雨量，隨著颱風中心出海並往北北西移動，颱風本身所伴隨的總可降水量略減，北台灣的降水已趨緩和，但南部地區的累積降水量仍然偏高，其原因與明顯的西南風將南海地區的高總可降水量(或豐沛的水氣帶)引進台灣南部有關，加上受到地形抬升加強效果，使得強降雨強度增強，因而降下連日超大豪雨，最終總累積雨量在高、屏山區的「最大值」達2,392、2,569毫米。

我們將近5年來侵台颱風的總可降水量影像圖進行比對如圖10，由圖可以得知，莫拉克颱風(圖右下角下標時間為2009.0806)的總可降水量的涵蓋面積及數值，都較其他的颱風為大，尤其值得注意的是，其周圍的總可降水量的分布較其他颱風為廣，但由圖也可發現涵蓋範圍與莫拉克颱風相似的也不少，但他們並未帶來如此驚人的雨量，因此莫拉克颱風造成的豪雨，除了颱風本身具有豐沛的水氣外，主要還有西南氣流帶來帶來豐沛的水氣，而這是可以由衛星反演的總可降水量參數明顯觀測的到，比對過去5年總可降水量影像資料，從未觀察到如此豐沛總可降水量的分布，在颱風引發的西南氣流經過的地區，這極可能是造成此次嚴重災情的一個重要因素。而造成西南氣流帶進豐沛水氣的原因，可能與莫拉克颱風所處大環境有關，例如：柯尼颱風殘存在南海附近的低壓，其本身的對流系統，造成了

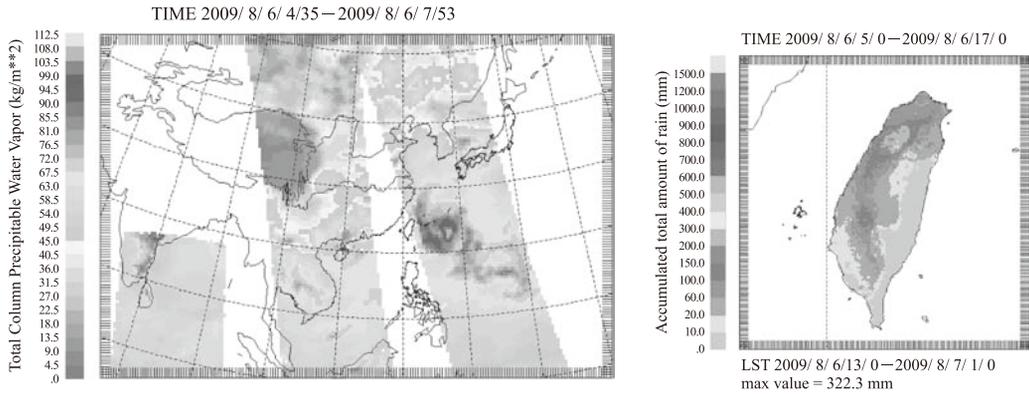


圖4. 莫拉克颱風6日中午13 時附近時間的可降水量影像圖(左)，及約在左測觀測時間之後12時累積降雨量(右)。

Figure 4. The satellite retrieved total precipitable water image of typhoon Morakot (left panel) around 1300LST 06 August 2009. The 12 hours accumulated rainfall amount after satellite observation (right panel).

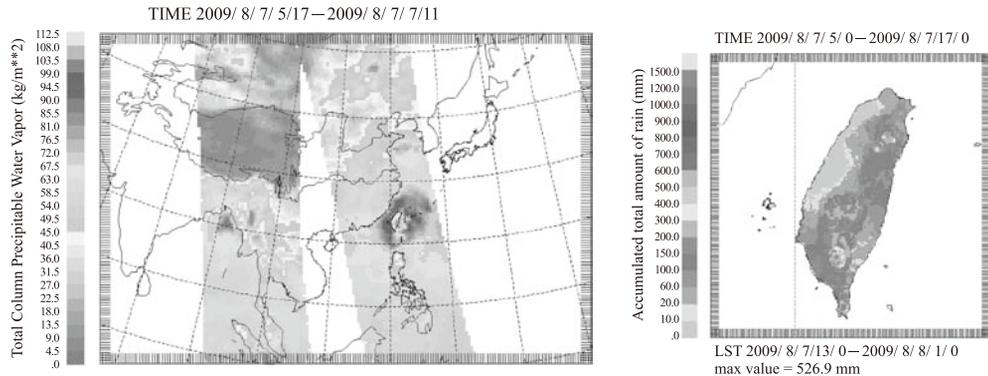


圖5. 莫拉克颱風7日13時附近時間的可降水量影像圖(左)，及之後12小時累積降雨量(右)。

Figure 5. Same as Figure 4. but around 1300LST 07 August 2009.

該地區的總可降水量增加，當此低壓與莫拉克颱風低壓渦旋合併時，這個本來就存在的大氣總可降水量，使得西南氣流中的總可降水量增加。另外由紅外線雲圖中，可以發現莫拉克颱風東南方，也有類似低壓發展的雲系(艾陶颱風)，而由總可降水

量影像分布圖中，如圖4中莫拉克颱風東南方，也有豐沛總可降水量。許等(2010)的研究指出，莫拉克颱風與柯尼與艾陶同時存在於大尺度季風環流圈內，這個大尺度季風環流南側的西南季風環流，提供水氣形成大範圍對流活躍區。Ritchie and

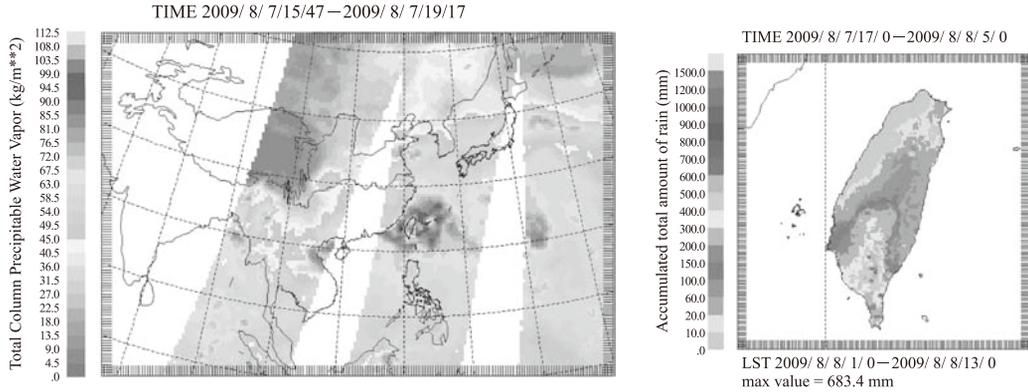


圖6. 莫拉克颱風8日凌晨附近時間的可降水量影像圖(左)，及之後12小時累積降雨量(右)。
 Figure 6. Same as Figure 4. but around 0100LST 08August 2009.

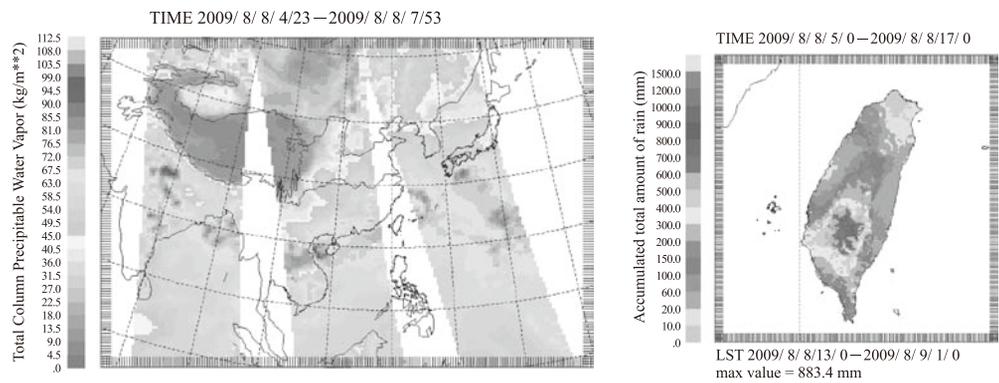


圖7. 莫拉克颱風8日13時附近時間的可降水量影像圖(左)，及之後12小時累積降雨量(右)。
 Figure 7. Same as figure 4. but around 1300LST 08 August 2009.

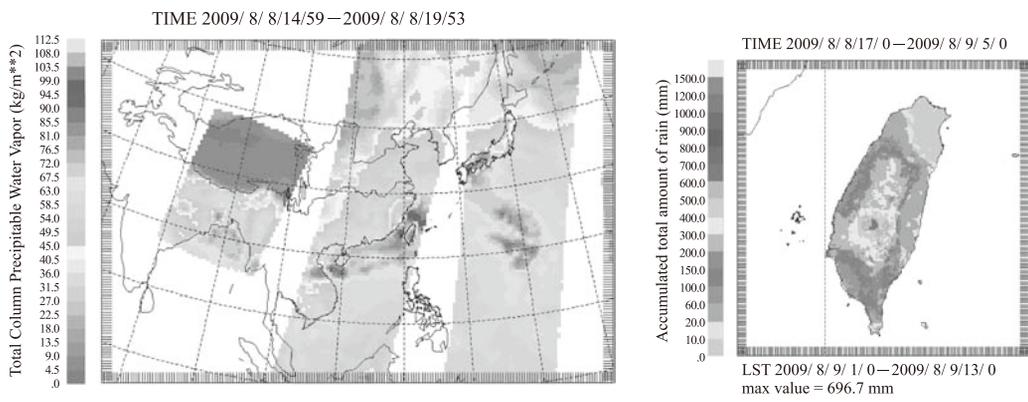


圖8. 莫拉克颱風9日凌晨附近時間的可降水量影像圖(左)，及之後12小時的累積降雨量(右)。
 Figure 8. Same as figure 4. but around 0100LST 09 August 2009.

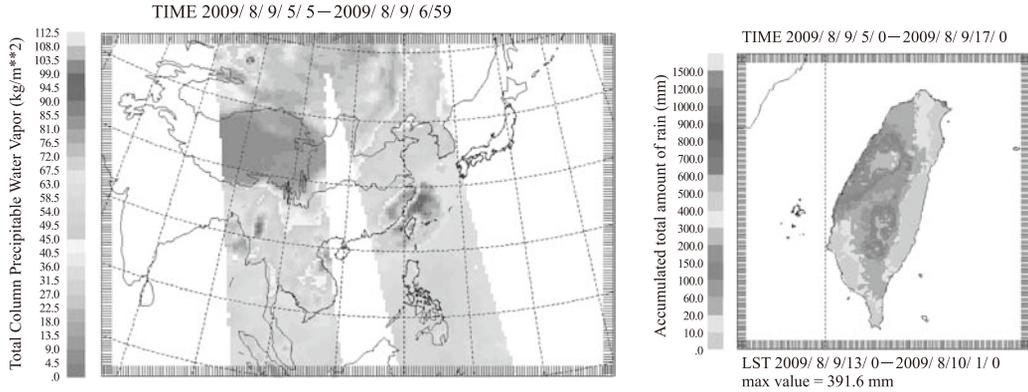


圖9. 莫拉克颱風9日13時附近時間的可降水量影像圖(左)，及之後12小時累積降雨量(左)。
 Figure 9. Same as figure 4. but around 1300LST 09 August 2009.

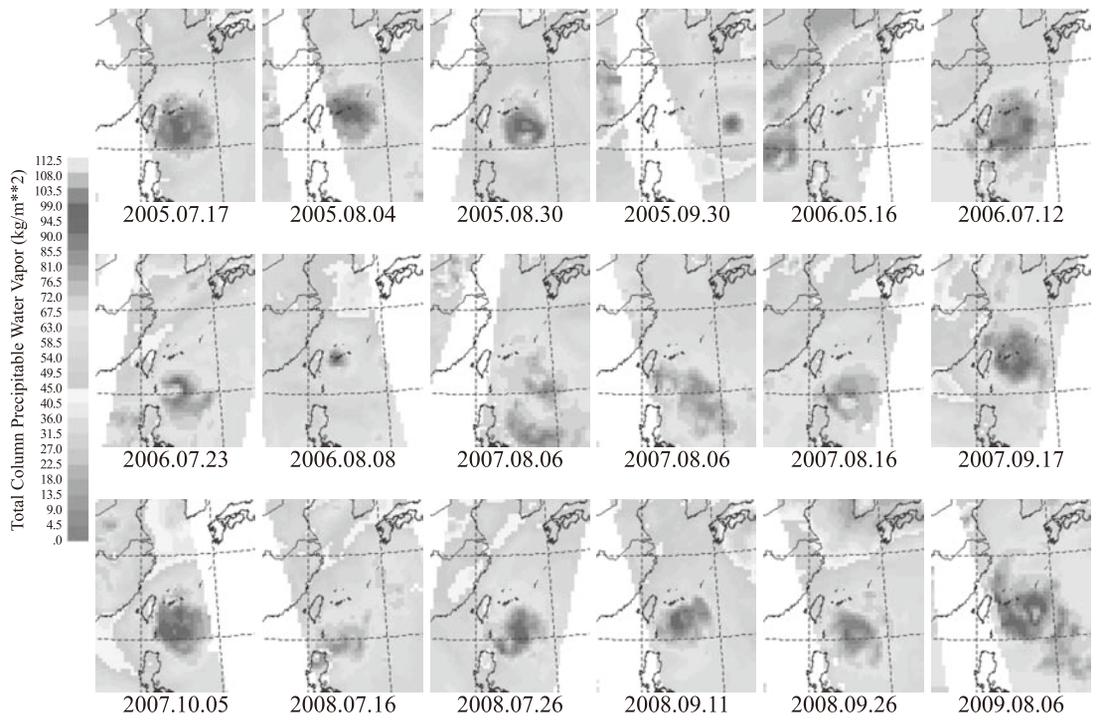


圖10. 為2005年到2009年8月侵台颱風總可降水量影像圖之比較，圖中右下角(2009.08.06)為莫拉克颱風。
 Figure 10. The images of typhoon invaded Taiwan from 2005 to August 2009.

Holland(1995)研究兩個大小渦旋交互作用，隨小渦旋與大渦旋強度比變化的情形，當小的渦旋強度大於大渦旋時，小渦旋會存在並保持其軌跡，並從大渦旋獲得渦度，當大渦旋強度比增加到某一成度時，小渦旋會被拉成細條狀，並包覆於大渦旋外緣，如圖11所示。柯尼颱風範圍小於莫拉克颱風，強度亦較拉克颱風為弱，兩者之交互作用的情形應比較類似於圖11. c與d。由地面氣壓圖(圖2)可以發現，柯尼颱風逐漸消失，這與Ritchie and Holland(1995)的論述符合。

颱風降雨預測對災害的防治十分重要，如果能在24小時之前即可預估，對

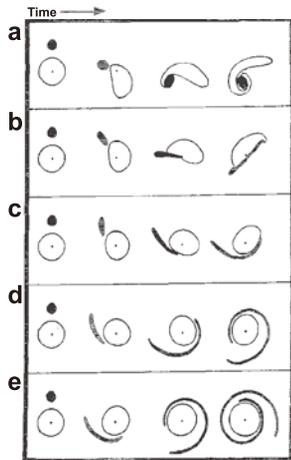


圖11. 大渦旋與小渦旋的交互作用隨小渦旋對大渦旋強度比變化的情形：(a) 3 : 1, (b) 2 : 1, (c) 1 : 1, (d) 1 : 2, (e) 1 : 3。(摘自Ritchie and Holland 1993)。

Figure 11. The interactions of a large and a small vortex with different intensity ratios, small versus large: (a) 3:1, (b) 2:1, (c) 1:1, (d) 1:2, (e) 1:3. (adapted from Ritchie and Holland 1993).

人員是否撤離可提供較充裕的時間，而避免生命的損失。在此我們對此問題以莫拉克颱風為例作初步探討。在過去5年的資料中顯示，總可降水量強度、涵蓋面積及颱風行進路徑與莫拉克颱風較為接近的是2005海棠颱風、2006碧利斯、2007年柯羅莎颱風，圖12是這4個颱風的移動路徑圖，這4個颱風東南往西北方向移動，並且穿越臺灣北部陸地。圖13為這4個颱風由海上至登陸前24小時對臺灣所累積的降雨量。比較圖13. a、b、c及d 4個圖，其降雨分布是類似的，累積雨量大的地區在北部山區與中南部山區，其中碧利斯(圖13.b)颱風的降水比其它3者少，因碧利斯為輕度颱風，這是合理的，因風速會影響垂直對流速度，尤其是有地型抬升效應時。由這4個個案發現總可降水量強度、涵蓋面積及颱風行進路徑相似的颱風，他們的累積降雨量也可能相似，當然其他的氣象因素也會影響累積降雨量，例如碧利斯颱風為輕度颱風，降水相對小，因此颱風強度也是必須考慮的。我們認為若能蒐集足夠的歷史個案，在真實預報應用時，以預報的路徑比對歷史個案找出其中相似者，再於路徑相似個案中找出總可降水量強度、涵蓋面積相似者，若能以颱風強度或其它氣象因子繼續比對找到相似度高的個案，其24小時累積降雨應可作為此次降雨預報之參考。

圖14是這4個颱風登陸之後24小時的累積降雨量分布，4個降雨量的分布情形也是類似的，其中，莫拉克颱風的降水量是4者最大的，其原因如上所述，雨量最小的是柯羅莎。當颱風通過台灣後西南氣

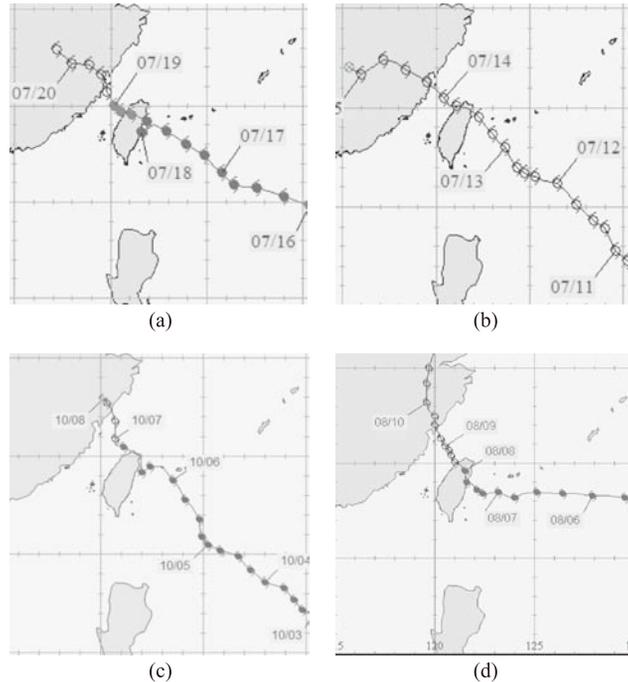


圖12. 颱風路徑圖（世界標準時）(a)2005年海棠 (b)2006年碧利斯 (c)2007年柯羅莎 (d)2009年莫拉克。各別的總可降水量影像於圖10中日期分別為2005.07.17、2006.07.12、2007.10.05及2009.08.06。

Figure 12. The track for typhoon (a) Typhoon Haitang 2005, (b) Typhoon Billis 2006 (c) Typhoon Krosa 2007, and (d) Typhoon Morakot 2009.

流對降雨量影響比重增加，若有充足的水氣則降水增加的可能性變大，反之亦然。圖15是比較這4個颱風的總可降水量與12小時累積降雨量，每張圖的間隔時間約12小時連續影像圖，時間由左向右演變。圖15.a中下排4及5格中的星號(*)是指此時颱風在台灣東側及西側，圖15.b,c,d中的星號亦然。因此在颱風到達台灣西側後，可視為西南氣流因素增加之時，若水氣充足則降水可能比較大。由圖可以看到15.a,b及d總可降水量在台灣南部海上數值頗大，而15.c中的總可降水量相對為低，由15.c中的累積降雨圖可以發現，當颱風到

台灣西側後累積雨量比其他3者為低，而圖14.c中登陸後的24小時累積降雨也是4者最低者，因此，總可降水量的影響對颱風西南環流引發的降雨也具參考價值。

另一個影響颱風對台灣地區降雨的因素是颱風移動的速度，比較圖10與圖12，可以發現4個颱風在登陸台灣之前都具有相當高的總可降水量，圖12(b)2006年碧利斯颱風僅為輕度颱風外，圖12(a)2005年海棠颱風與圖12(c)2007年柯羅莎颱風在登陸台灣之前已達強烈颱風階段，而莫拉克颱風登陸台灣前強度僅達中度(圖12(d))，最明顯的差異在颱風的移動速度，海棠及

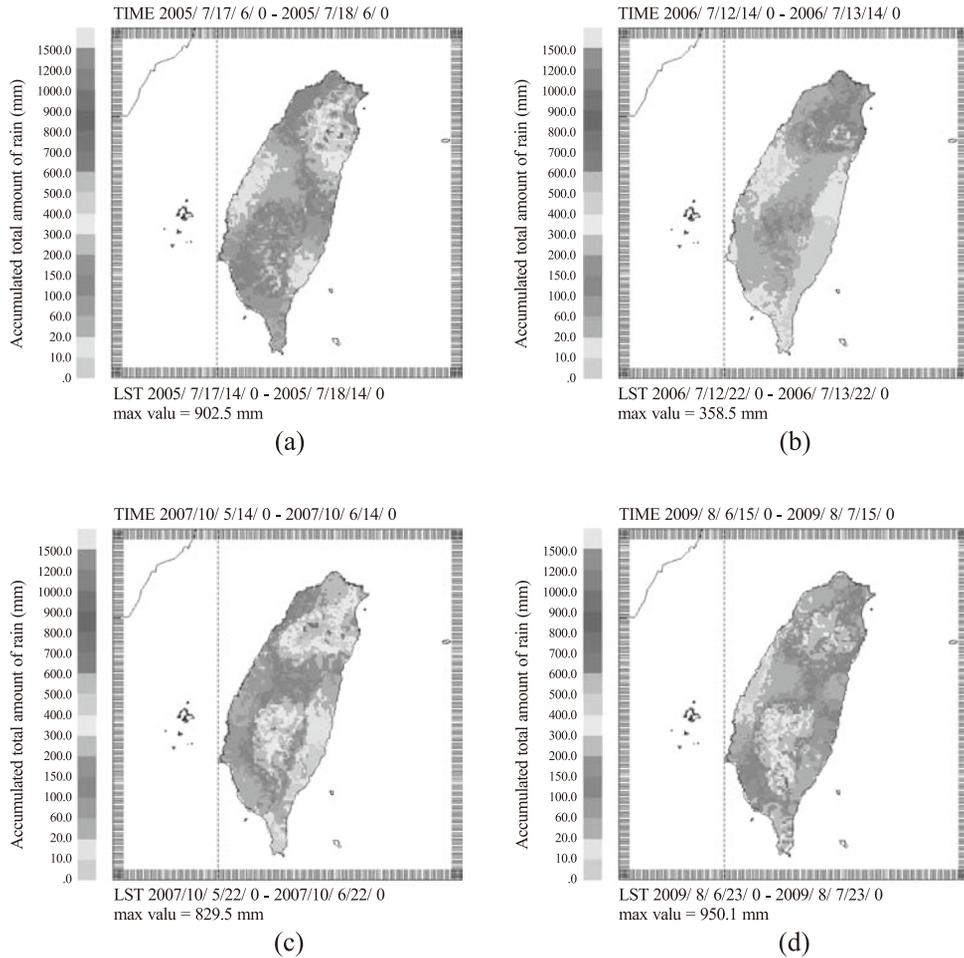


圖13. 登陸前24小時累積降雨 (a)2005年海棠 (b)2006年碧利斯 (c)2007年柯羅莎 (d)2009年莫拉克。

Figure 13. The 12 hours accumulated rainfall amount before landing. for Typhoon. (a) Haitang (2005), (b) Billis (2006), (c) Krosa (2007), and (d) Morakot (2009).

柯羅莎幾乎以等速移行，登陸後減弱並無滯留現象，而莫拉克颱風在中心接近花蓮時速度即開始減慢，登陸、出海到北台灣海峽時仍緩慢移動，直到再度從福建登陸後速度才有明顯加快，在8/7~8/9之間莫拉克颱風的環流對台灣地區都有直接或間接的影響，尤其是8日~9日2天移動更是緩慢，引進旺盛的西南氣流，以致於造成台

灣有紀錄以來的最大降水量。

在實際的作業中，颱風的路徑必須來自預報，目前的颱風數值預報，24小時的預報誤差約在100公里左右，Goerss(2009)指出衛星資料如地球同步衛星的雲導風、Special Sensor Microwave Image (SSM/I)的反演總可降水量，及Advanced Microwave Sounding Unit-A(AMSU-A)的輻射

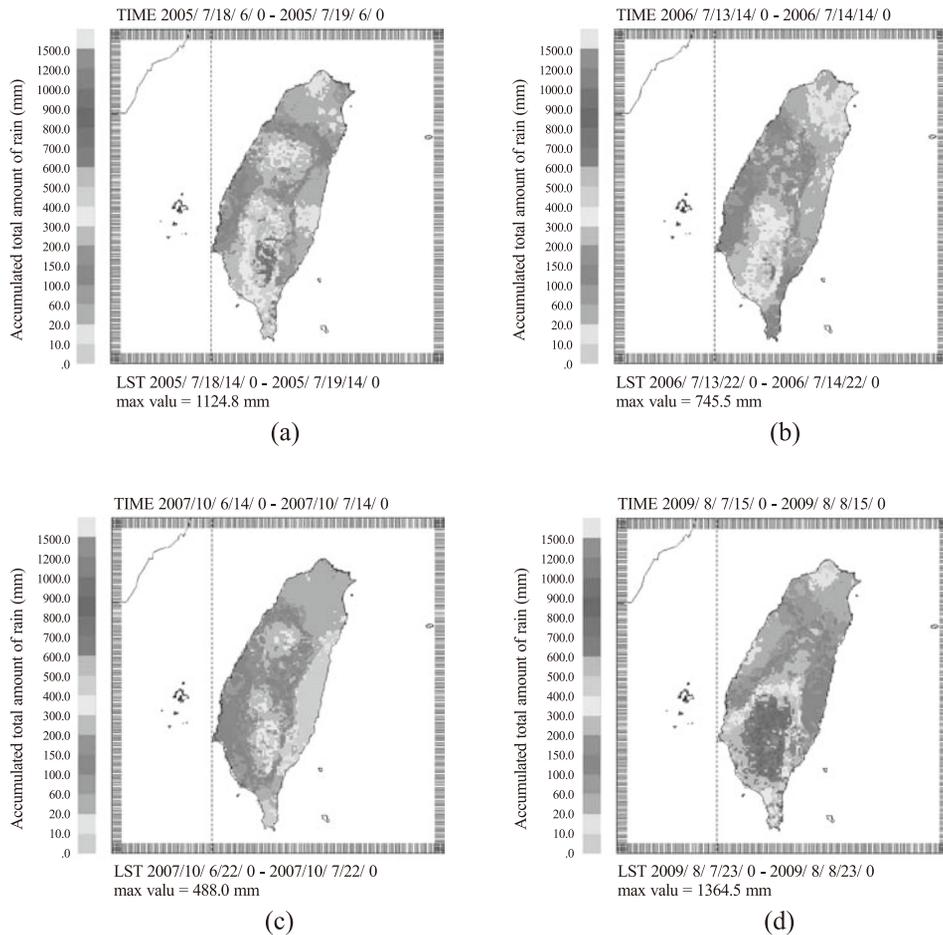


圖14. 登陸後24小時累積降雨 (a)2005年海棠 (b)2006年碧利斯 (c)2007年柯羅莎 (d)2009年莫拉克。

Figure 14. The 12 hours accumulated rainfall amount after landing. for Typhoon. (a) Haitang (2005), (b) Billis (2006), (c) Krosa (2007), and (d) Morakot (2009).

值對颱風的路徑預報都有正面的貢獻，因此應用衛星資料改進颱風的路徑預報，也會是我們必須努力的議題。

最後值得注意的是，衛星觀測及反演方法都可能產生反演產品的誤差，在此評估衛星反演的總可降水量的精確度，以便了解使用此一資料所當著意事項及限制。圖16比較衛星反演總可降水量與由相對應

位置的探空計算總可降水量，圖16中(上圖)是莫拉克颱風期間臺灣附近海上所有反演資料與探空的比對，由於在反演軟體中也會計算反演產品品質的鑑定值，(下圖)是莫拉克颱風期間，臺灣附近海上所有反演資料中，反演品質鑑定為好的資料，由圖中可以發現當使用所有資料時，衛星反演資料在總可降水量數值較高時，

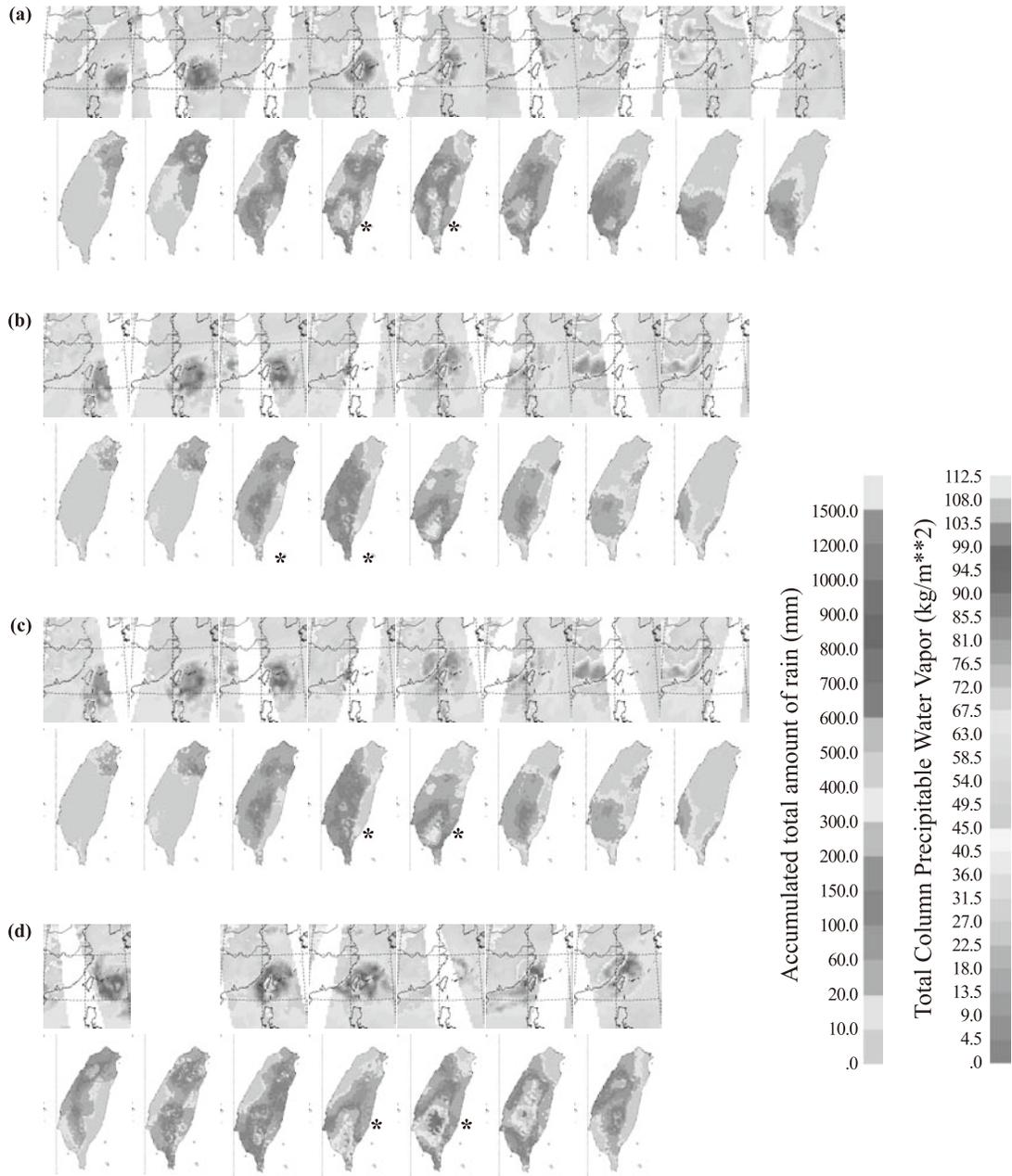


圖 15. 衛星反演總可降水量與觀測時間後 12 小時累積降雨量，每張衛星觀測間隔約 12 小時
 (a)2005 年海棠 (b)2006 年碧利斯 (c)2007 年柯羅莎 (d)2009 年莫拉克。

Figure 15. The sequence diagram of total precipitable water and 12 hours accumulated rainfall amount (after satellite observation) for every 12 hour. (a) Haitang (2005), (b) Billis (2006), (c) Krosa (2007), and (d) Morakot (2009).

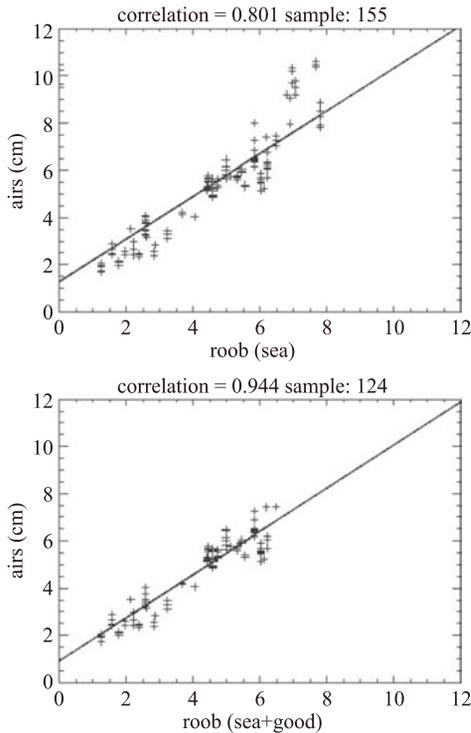


圖16. 衛星反演的總可降水量與探空觀測計算的總降水量的散落圖，上圖為所有的海上觀測，下圖為海上觀測中選取衛星反演品質檢定為好的資料。

Figure 16. Scatter diagram comparing total precipitable water retrieved from AMSU and integrated from sounding data. The up panel is for all data. The bottom panel is for good quality data.

有比探空觀測高估的情況發生，文中我們使用此一資料時畫出所有的反演值，以保持影像的完整性，但需著意其可能存在的誤差。

三、結論

颱風生成於廣大海洋面上，缺乏觀測資料，而衛星觀測資料所反演出的總可降

水量，是直接與降雨有關的參數，分析結果顯示，對於颱風與其所引發的西南氣流的降雨評估與預測而言，總可降水量是一非常有用的參數。颱風降雨除了與總可降水量有關之外，與上升氣流的大小(或即颱風強度)有關，在某一地區降雨的多寡與颱風前進的速度有關，而台灣地區，因山勢高達3,000公尺以上，所以降水與颱風侵台的路徑、方向也有關。文中利用衛星反演的可降水量、衛星紅外線雲圖，及地面分析的環流情形，探討莫拉克颱風造成臺灣地區降下豪大雨的成因，並討論24小時的預報降雨的可行性，分析結果來看若能掌握上述的參數，對於預測颱風24小時的降雨量，應可提供預報人員有用的輔助資訊。

本文此次使用的分析資料，在未來的工作中尚有可以加強之處，例如：(一)可以反演總降水量的儀器除了AMSU還有SSM/I等其他微波遙測儀器，因此若能合併不同衛星上的觀測，可以彌補單一繞極軌道衛星掃描範圍的缺口，以增加資料的完整性。(二)反演的總可降水量，一如一般的反演產品，都有誤差存在，尤其是在降雨率大的地區，因此，除了設法改進反演技術外，累積歷史資料，了解歷年來每一個颱風總可降水量與累積降雨的關係，對實務作業應有幫助。

另外，颱風路徑的預報，對降水的預估，是一重要關鍵，數值預報的結果為重要參考，但如何提升更精準的颱風路徑預報，是非常具挑戰的議題，事實上以衛星資料增加初始場資訊，以改進颱風路徑與強度預報，已有多篇論文討論此一問

題，如何應用於作業環境則是又是另一問題。最後值得注意的是，台灣地區颱風降雨的因素十分複雜，如卡玫基颱風與此次分析的4個颱風路徑相似，本身為輕度颱風，總可降水量影像(圖10，下標為2008.017.16者)顯示水氣範圍與數值都較4個個案為小，卻造成中部地區嚴重降水，因此尋找其他可能造成台灣地區颱風降雨的氣象參數也是我們努力的方向。

四、誌謝

感謝王碧霞小姐幫忙繕打稿件。並感謝陳台琦教授的鼓勵。兩位審查者提供的寶貴建議，在此一併致謝。

五、參考資料

許晃雄等，2010：莫拉克颱風的大尺度背景環流。莫拉克颱風科學報告，行政院國家科學委員會，莫拉克颱風科學小組。

周仲島，李清勝，鄭明典，鳳雷與于宜強，2010：莫拉克颱風綜觀環境與降雨特徵。莫拉克颱風科學報告，行政院國家科學委員會，莫拉克颱風科學小組。

陳熾如，2007：衛星資料估算颱風旋轉及強度變化在熱帶氣旋定量降雨預測之研究。碩士論文，國立中央大學。

Ge, X., T. Li., S. Zhang and M. Peng, 2010: What causes the extremely heavy rainfall in Taiwan during typhoon Morakot (2009)? *Atmos. Sci. Lett* II: 46-50

Kidder, S. Q., and Coauthors, 2005: The tropical rainfall potential (TRaP)

technique. Part I: Description and Examples. *Wea. Forecasting*, 20,456-464

Kidder, S. Q., and A. S. Jones, 2007: A blended satellite total precipitable water product for operational forecasting. *J. Atmos. and Oceanic Technol.*, 24,74-81

Rappaport, E.N., 2000: Loss of life in the United States associated with recent Atlantic tropical cyclones. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 81, 2065-2073

Goerss, J. S., 2009: Impact of satellite observations on the tropical cyclone track forecasts of the navy operational global atmospheric prediction system. *Mon. Wea. Rev.*, 137, 41-50

Ritchie, E. A., and G. J. Holland, 1993: On the interaction of tropical cyclone scale vortices. II: Discrete vortex patches. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 119, 1363-1379.

Weng, F., L. Zhao, G. Poe, R. Ferraro, X. Li, and N. Grody, 2003: AMSU cloud precipitation algorithms. *Radio Sci.*, 38, 8068-8079

Applying Retrieval Satellite Data to Typhoon Heavy Rainfall Analysis and the Potential for its Prediction

Chien-Ben Chou, Chain-Wen Wu, Luh-Hsiang Chi, Keng-Lu Chang, Mei-Hui Liao
Meteorological Satellite Center, Central Weather Bureau Taipei, Taiwan R.O.C.

ABSTRACT

The satellite total precipitable water (kg/m^2) is the amount of water vapor in the column from the surface of the Earth to the space. The microwave instruments SSMI and AMSU can be used to retrieve the parameter. It could be a useful physical parameter related to the heavy precipitation. In order to study the cause of heavy precipitation induced by Typhoon Morakot, we collect the image of total precipitable water associated with all typhoons that invaded Taiwan in the recent five years. The daily accumulated rainfall amount in Taiwan area in the same period with those typhoons also has been collected. The analysis results show that heavy precipitation by Typhoon Morakot is caused by convective systems of the typhoon itself and abundant water vapors existing in the southwesterlies induced by the typhoon. And such abundant water vapors in the southwesterlies may be caused by the depression in the South China Sea. The abundant water vapor of Typhoon Morakot has never been seen in the five-years data. Our study shows that the satellite total precipitable water image is useful to observe the water vapor content variation. The potential of 24 hours rainfall forecast associated with typhoon in Taiwan area by using total precipitable water image also has been studied. The results show that total precipitable water image with other guidance data (eg. 24 hours typhoon track prediction, historical data of rainfall and surface analysis) could be useful information on this topic.

Key words: total precipitable water

偏貝氏時間序列模型分析日溫度資料和預報 可行性的探討

李柏宏

中央氣象局氣象預報中心

摘 要

隨著數值動力模式的發展，統計降尺度預報上的探討，主要是以數值模式預報資料來進行統計預測，但數值模式預報資料面臨的問題為，數值模式初始資料的不確定性、參數化方法處理物理過程產生的誤差，以及海陸分布或是山脈地形影響等的複雜因素，這造成數值模式預報資料的不確定性，也增加了統計降尺度方法的預測誤差。因此有一部分的學者，如胡仲英(1977)、Tol(1996)、Franses等(2001)，根據時間序列分析方法，探討測站觀測資料的特性，以期能對未來的資料進行合理的預測。時間序列分析方法有2個基本假設，第一是假設資料擁有長期的線性趨勢、第二是假設資料服從一平穩過程，但實際觀測到的資料大多無法滿足此2個基本假設。本文欲探討一個偏貝氏時間序列模型，以避免時間序列分析方法中的2個基本假設，使得分析者能從時間序列模型中獲得更多資料的特性。此模型是利用貝氏定理，來放寬這2個基本假設，並將研究人員的長期觀測經驗引進模型中。另外，模型中也考慮到資料間的相關性，使得模型在使用上更有彈性，不需要像傳統的資料分析方法，忽略掉資料間的相關性。文中分析和預報臺北、臺中、高雄，和花蓮4個局屬氣象測站的日均溫、日高溫、日低溫結果。研究結果發現，偏貝氏時間序列模型在分析日溫度資料上，能提供研究者更完整的資料趨勢和週期特性因素；在預報上，和持續法的比較結果，4個測站平均都有15%到35%的正技術得分；而和氣候平均法的比較結果，以高雄站平均技術得分為-10%最差外，其餘測站則介於0到-6%之間，但大致上和氣候平均法沒有明顯差異。

關鍵詞：貝氏統計、溫度預報、最高溫、最低溫、時間序列分析。

一、前言

隨著科技的進步，數值動力模式的發展亦趨完整，在短期天氣預報或氣候

模擬上，已具有相當水準，因此在統計降尺度預報上，主要是使用數值模式預報資料來進行統計模型的建立。例如，Krishnamurti等(2000,2003)利用系

集模式資料發展出多重模式超系集整合(Multimodel super ensemble)、Xie和Arkin(1997)由各模式資料累積誤差平方的倒數求模式權重值、Kharin等(2002)將多重模式系集資料平均之後再做簡單線性回歸。除了使用多重模式系集資料外，Glahn和Lowry(1972)發展的MOS(model output statistic)統計模式，Klein等(1959)發展的PP(perfect prog.)統計模式，目前也在中央氣象局內被應用與探討中，相關的文獻有陳和羅等(2000, 2005)、陳和羅(2001, 2003, 2009)。另外，考慮到大量的層場格點資料和氣象變數，王和陳(2009)使用最小絕對壓縮挑選機制(LASSO)解決傳統逐步迴歸法(stepwise)挑選變數和預報因子間的共線性問題。但數值模式預報資料面臨的問題為，數值模式初始資料的不確定性、參數化方法處理物理過程產生的誤差，以及海陸分布或是山脈地形影響等的複雜因素，這造成數值模式預報資料的不確定性，也增加了統計降尺度方法的預測誤差，因此有些學者直接探討測站觀測資料的特性，例如胡仲英(1977)、Tol(1996)、Franses等(2001)使用時間序列分析的方法來進行統計預報。對於一組時間序列資料，時間序列分析是經常使用的方法，古典時間序列分析方法認為，資料包含了長期趨勢(long term trend)、週期循環(cycles)、季節變動(seasonal variation)和隨機影響(random effects)因素。在估計資料的長期趨勢因素，經常被使用的方法有，迴歸分析(regression analysis)、移動平均法(moving average method)、加權移動平均

法(moving average method)、指數平滑法(exponential smoothing technique)，這些估計方式，都假設資料的長期趨勢為一線性趨勢，或是可以用線性趨勢來近似。但是當資料的趨勢是無法被一線性趨勢來描述時，這會影響到後續估計週期和季節變動的一致性。Box和Jenkins在1976年發展了ARMA(autoregressive moving average)模型後，目前被廣泛使用在天文、氣象、水文、金融等領域上，而ARMA模型的延伸也在近年來蓬勃發展。ARMA模型和其延伸的模型，主要的理論基礎是資料必須滿足一平穩過程(stationary process)，但大部分的觀測資料都不能滿足此一假設。因此筆者欲探討一個偏貝氏時間序列模型，以避免時間序列分析方法中的2個基本假設，使得分析者能從時間序列模型中獲得更多資料的特性。此模型利用貝氏定理來估計資料的長期趨勢因素，此為一非線性趨勢(non-linearly trend)，以克服傳統上線性趨勢和平穩過程的假設，並在模型中考慮到資料間的相關性，以期能增加模型的預報能力。本文的架構如下，第2章說明資料來源、模型假設、參數的估計方式和模型的預測方式、第3章為資料分析、第4章為結論和建議。

二、資料來源與研究方法

此章說明研究的資料來源、模型假設、參數估計，和模型的預測方式。

(一)資料來源

使用中央氣象局，臺北、臺中、高雄，和花蓮4個局屬氣象測站，從1961年到2009年的日均溫、日高溫、日低溫資

料。

(二)模型假設

對於一組時間序列觀測資料 Y_1, \dots, Y_n ，其中 $Y_t = (y_{t1}, \dots, y_{tp})^T$ ， Y_t 是一個 $p \times 1$ 的向量，其中 n 代表資料觀測時間的長度、 P 代表測站的數量。在前言中提及，對於一組時間序列資料，資料中通常包含了長期趨勢、週期循環、和隨機影響因素。若假設時間序列觀測資料的長期趨勢因素為 θ_t 、週期循環因素為 $S_t = (S_{t1}, \dots, S_{tp})^T$ 、隨機影響因素為 $\varepsilon_t = (\varepsilon_{t1}, \dots, \varepsilon_{tp})^T$ 。當時時間序列資料週期為 d 時，則模型為，

$Y_t = \theta_t + S_t + \varepsilon_t$ ，其中 $\varepsilon_t \stackrel{iid}{\sim} N_p(0, \Sigma)$ 且 $\theta_t \sim N_p$

$$(m_0, C_0), S_t = S_{t+d}, \sum_{k=1}^d S_k = 0,$$

其中 S_t 和 Σ 是未知

但固定的參數、 θ_t 是一個隨機變數，且參數 m_0 和 C_0 是已知的。

另外，我們還需要以下2個假設條件(A.1)和(A.2)。

(A.1):

假設參數 θ_t 的動態過程為，

$\theta_t = \theta_{t-1} + w_t$ ，其中 $w_t \stackrel{iid}{\sim} N_p(0, \Sigma_w)$ 且 Σ_w 是一個已知的 $p \times p$ 矩陣。

(A.2):

假設對所有觀測時間 $t \geq 1$ ，

$(\theta_0, \theta_1, \dots, \theta_t, Y_1, \dots, Y_t) \sim MN(\cdot, \cdot)$ ，即 $(\theta_0, \theta_1, \dots, \theta_t, Y_1, \dots, Y_t)$ 滿足一聯合高斯分布 (multivariate normal distribution)。因此模型中，很清楚的呈現出時間序列資料的長期趨勢性、週期循環，和隨機影響因素，分別為模型中的 θ_t 、 S_t ，和 ε_t 參數。另外，對於資料間的相關性，則利用隨機影響項 ε_t 的共變異數矩陣 (covariance matrix)

Σ 描述。

(三)參數估計

此小節說明估計趨勢參數 θ_t ，和未知的週期參數 S_k ， $k = 1, \dots, d$ 的方式。

1. 趨勢參數 θ_t

假設資料 Y_t 的機率密度函數 (probability density function) 為 $f(Y_t | \theta_t)$ ，而參數 θ_t 的先驗機率密度函數 (prior probability density function) 為 $\pi(\theta_t)$ ，則藉由貝氏定理可以得到參數 θ_t 的後驗機率分佈 (posterior probability density function) 為，

$$\pi(\theta_t | Y_1 \dots Y_t) \propto \pi(\theta_t) \prod_{k=1}^t f(Y_k | \theta_k).$$

則根據假設條件(A.2)， θ_t 的後驗機率分佈為，

$$\theta_t | Y_1 \dots Y_t \sim N_p(m_t, C_t)$$

其中，平均數和共變異數矩陣為

$$m_t = (C_0^{-1} + t\Sigma^{-1})^{-1} (C_0^{-1}m_0 + t\Sigma^{-1}\bar{Y})$$

$$C_t = (C_0^{-1} + t\Sigma^{-1})^{-1}.$$

因此使用平均數 $m_t = E(\theta_t | Y_1 \dots Y_t)$ 對參數 θ_t 進行估計。注意到，隨著觀測資料的增加， m_0 和 C_0 對估計參數 θ_t 的影響會越來越小，而且估計量 m_t 則會越來越精準。另外，在 m_t 和 C_t 的公式中，也可以看到資料間的相關性對於估計量的影響。

2. 週期參數 S_t

利用步驟1.將時間序列資料中的趨勢因素估計出來後，利用趨勢估計量 m_t ，將資料 Y_t 減去趨勢估計量以消除資料中的長期趨勢因素，則得到去趨勢因素 (detrend) 的觀測值 X_t ，其中 $X_t = (x_{t1}, \dots, x_{tp})^T$ 是一個 $p \times 1$ 的向量，並利用此觀測值 X_t 來估計模型中的週期參數 S_t 。

估計方式如下：

$$X_t = Y_t - m_t, t = 1 \cdots n$$

$$\tilde{S}_k = \frac{\sum_{j=0}^G X_{t(k+j \cdot d)}}{G+1}, G = \max(j | k+j \cdot d < n, j \in N^+)$$

$$\hat{S}_k = \tilde{S}_k - \frac{\sum_{j=1}^d \tilde{S}_j}{d}, k = 1 \cdots d$$

則 \hat{S}_k 為 S_k 的估計量。

(四)模型預測

在收集到1組時間序列資料 Y_1, \dots, Y_n 後，可以藉由預測機率分佈(predictive density function)，來對未來 k ($k \geq 1$) 期的序列資料進行預測。假設 k 期的預測機率分佈(k -step-ahead predictive density function)為 $\pi(Y_{n+k} | Y_1 \cdots Y_n)$ ，藉由假設條件(A.2)，得到 $Y_{n+k} | Y_1 \cdots Y_n$ 滿足常態分佈，即，

$Y_{n+k} | Y_1 \cdots Y_n \sim N_p(F_{n+k}, Q_{n+k})$ 。而且藉由假設條件(A.1)，可以推導出期望值 F_{n+k} 和共變異數矩陣 Q_{n+k} 。

$$\begin{aligned} F_{n+k} &= E(Y_{n+k} | Y_1 \cdots Y_n) \\ &= E(\theta_{n+k} + S_{n+k} + \varepsilon_{n+k} | Y_1 \cdots Y_n) \\ &= E(\theta_{n+k-1} + w_{n+k} + S_{n+k} + \varepsilon_{n+k} | Y_1 \cdots Y_n) \\ &= \dots \\ &= E(\theta_n + \sum_{j=0}^{k-1} w_{n+k-j} + S_{n+k} + \varepsilon_{n+k} | Y_1 \cdots Y_n) \\ &= E(\theta_n + S_{n+k} | Y_1 \cdots Y_n) = m_n + S_{n+k} \\ Q_{n+k} &= \text{var}(Y_{n+k} | Y_1 \cdots Y_n) \\ &= \text{var}(\theta_{n+k} + S_{n+k} + \varepsilon_{n+k} | Y_1 \cdots Y_n) \\ &= \text{var}(\theta_{n+k-1} + w_{n+k} + S_{n+k} + \varepsilon_{n+k} | Y_1 \cdots Y_n) \\ &= \dots \\ &= \text{var}(\theta_n + \sum_{j=0}^{k-1} w_{n+k-j} + S_{n+k} + \varepsilon_{n+k} | Y_1 \cdots Y_n) \\ &= C_n + k \sum_w + \sum \end{aligned}$$

從上式的推導，可以觀察到，不論預測的時間長度 k 多大，在有限的觀測樣本 $Y_1, \dots,$

Y_n 下，都是使用固定的趨勢估計量 m_n 加上週期估計量 \hat{S}_{n+k} 來進行預測。這是由於在沒有收集到新的觀測資料下，無法對趨勢估計量 m_t 和週期估計量 \hat{S}_k 進行修正。因此模型預報的時間長度雖然可為時間序列資料的週期 d ，但預報的不確定性，是會隨著預測的時間長度 k 而增加。

三、資料分析

此節探討使用模型預報，臺北、臺中、高雄，和花蓮4個局屬氣象測站溫度結果。使用1961年到2009年的日均溫、日高溫、日低溫資料進行模型建立和預報，分別預報2000年到2009年，並利用此10年的實際觀測資料進行預報校驗。在預報校驗上，經常用來評估預測能力的指標有根均方差(root mean square)、平均絕對誤差(mean absolute deviation)，和平均絕對百分比差(mean absolute percent error)。為了觀察模型的預測能力，並且避免少數預測較差的極端值，影響對模型整體預測能力的了解，本文選用平均絕對誤差，來當做校驗模型預測能力的基準。另外，並計算模型和持續法(persistence)、模型和最佳氣候平均法(optimal climate normals)的技術得分(skill score)。首先說明校驗準則的計算方式。

假設觀測資料為 y_t 、模型預報值為 \hat{y}_t ，其中 $t = 1 \cdots n$ 。

則，

$$\text{平均絕對誤差} : \frac{\sum_{t=1}^n |y_t - \hat{y}_t|}{n}$$

技術得分的計算方式：

假設2個不同模型的預報平均絕對誤差

值，分別為 $MAD1$ 和 $MAD2$ ，則技術得分計算方式為，

$$\text{技術得分} = \frac{MAD1 - MAD2}{MAD1} \times 100\%。$$

接下來說明持續法和最佳氣候平均法2種預報方式。持續法的預報方式是，當預測的時間單位為 T 時，則使用觀測時間為 $T - 1$ 的觀測資料，當作下一個觀測時間的預報值；最佳氣候平均法為 Huang J. 等 (1996) 所提出，當預測的時間單位為 T 時，使用觀測時間為 $(T - K)$ 到 $(T - 1)$ 的觀測資料平均值，當作下一個觀測時間的預報值，其中 K 的範圍介在 1 到 30 之間，當選取的 K 值為 1 時，則相當於使用持續法進行預報；若選取的 K 值為 30 時，則相當於使用氣候值進行預報，而挑選 K 值的方式則參照 Kunkel (1987) 的作法，使用根均方差值當作標準，當 K 使得根均方差值為最小時，則為最佳氣候平均法欲使用的 K 值。

(一) 模型建立

從第2章的模型假設中，長期趨勢 θ_t 的先驗分配中的參數 m_0 和 C_0 是必須事先給定的，而這部份的資訊通常是根據專家的建議，這也是貝氏統計使用上的優點之一，能將觀測者的長期經驗引入模型之中，在沒有專家的建議下，則可以使用資料的樣本平均數 (sample mean) 代表 m_0 、樣本共變異數矩陣 (sample covariance matrix) 代表 C_0 。由於模型中的共變異數矩陣 Σ 是未知的，也使用樣本共變異數矩陣來進行估計。在假設條件 (A.1) 的動態移動過程中，共變異數矩陣 Σ_w 是可以根據決策人員的經驗決定，這是模型一個彈性的地方，當決策人員根據經驗認為長期趨勢

的變化較快且資料間的長期趨勢相關性較高時， Σ_w 可以設定較大的數值；反之， Σ_w 則設定較小的數值，來反應較慢的趨勢變化和較低的相關性，除此之外，決策人員也可以根據資料特性來調整 Σ_w 。為了能客觀的判斷模型的優缺點，我們將 Σ_w 設定為，

$$\Sigma_w = \begin{bmatrix} 1 & 0.5 & 0.5 \\ 0.5 & \ddots & 0.5 \\ 0.5 & 0.5 & 1 \end{bmatrix}。$$

關於資料週期的決定，則使用頻譜分析 (spectrum analysis) 進行判斷。四個測站的日均溫、日高溫、日低溫資料分析的結果，都呈現資料週期為 365.54 天，而為了處理閏年的情況，則假設資料週期為 366 天，即 d 為 366。

(二) 模型配適

根據第2章，利用模型將資料分解成長期趨勢、週期循環，和隨機影響因素3個部分，因此可以觀察到日溫度資料的趨勢和週期循環特性。圖1呈現出四個氣象觀測站的日均溫、日高溫、日低溫資料，所分解出來的長期趨勢和週期循環估計量。如圖1所示，4個氣象觀測站的日均溫 and 日低溫趨勢在1980年(灰虛線)後，有明顯上升的趨勢，這和柳中明(2002)觀察全球平均氣溫，自1980年代起明顯上升的結果一致；而高雄測站的日高溫趨勢，同樣在1980年後有明顯的上升，但臺北、臺中和花蓮測站並沒有發現此一現象，這和盧昭彰等(2004)發現臺灣近50年來之年平均溫度與年平均最低溫呈現出逐年上升，而年平均最高溫度變化趨勢較不明顯的結果大致相同。日均溫週期循環估計量則顯

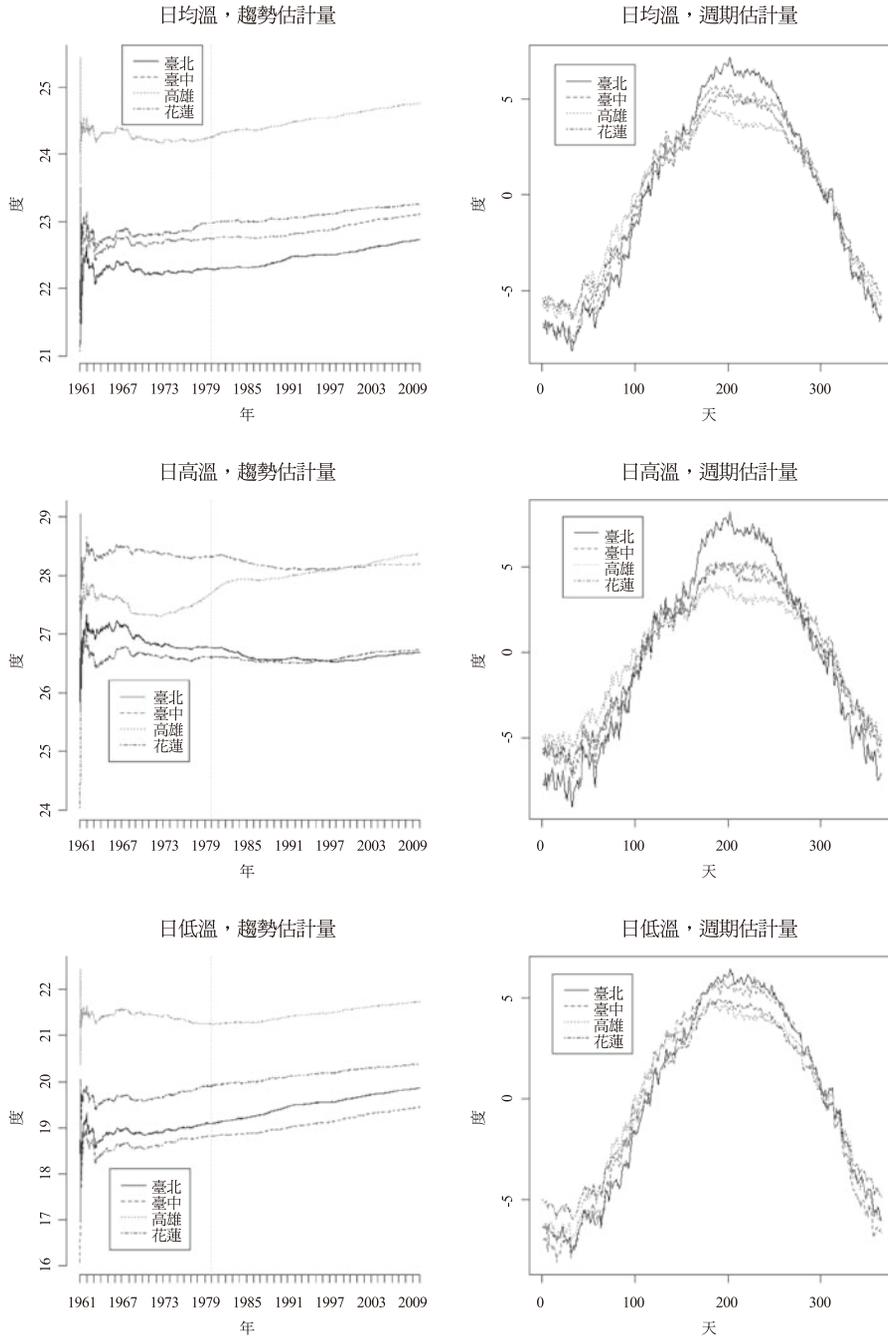


圖1. 1961年到2009年，4個氣象觀測站之日均溫、日高溫、日低溫的趨勢估計量變化(左)和週期循環估計量(右)。

Fig. 1. Trend (left) and seasonal (right) components of daily average temperatures, daily maximum temperatures, and daily minimum temperatures of four stations from 1961 to 2009.

示，臺北和臺中測站在冬季時受到週期循環影響，造成溫度降低的程度比高雄和花蓮測站來的大；而在夏季時，臺北受到週期循環影響造成溫度升高的程度則比臺中、高雄和花蓮強烈，同樣的現象也呈現在日高溫週期循環估計量圖中。日低溫週期循環估計量圖則呈現出，臺北和臺中測站在冬季時受週期循環影響，造成溫度降低的程度比高雄和花蓮測站來的大；而在夏季時溫度升高的程度比高雄和花蓮測站來的大。除了夏季和冬季外，4個測站溫度受到週期循環的影響，相差並不大。

(三)模型預測

溫度預報主要應用的季節為冬季的低溫預報和夏季的高溫預報。因此此小節探討3個部分，第1，模型對於年均溫度預報的情形和校驗結果、第2，冬季時的低溫預報情形和校驗結果，冬季定義為當年度的1、2和12月；第3，夏季時的高溫預報情形和校驗結果，夏季定義為當年度的6、7和8月。

1. 年預報

在第2章中提及到，模型預測的時間長度，為資料的週期 d ，經由頻譜分析後，為了處理閏年的情況，則考慮資料的週期為366天，因此預測的時間長度為年。此節觀察模型的年預報平均絕對誤差，與持續法、最佳氣候平均法比較的技术得分結果。模型年預報的方式為，使用1961年到1999年日溫度資料進行建模，預報2000年日溫度；使用1961年到2000年日溫度資料進行建模，預報2001年日溫度，以此方式預報到2009年。持續法年預報的方式為，使用1999年日溫度資

料，預報2000年日溫度；使用2000年日溫度資料，預報2001年日溫度，並以此方式預報到2009年。最佳氣候平均法預報的方式為，使用1961年到1999年日溫度資料進行 K 值的選取，預報2000年日溫度；使用1961年到2000年日溫度資料進行 K 值的選取，預報2001年日溫度，同樣以此方式預報到2009年。校驗結果發現，每一年的日均溫預報平均絕對誤差值，臺北和臺中測站都高於高雄和花蓮測站，這表示在氣溫變化較大的西北部地區，模型預報能力是比氣溫變化穩定的東南部地區來的差。圖2(a)呈現和持續法比較的技术得分結果，除了2002年，模型預報各測站技术得分較差外，其餘年度都有20%到30%的技术得分；和持續法相比，各測站平均技术得分為，臺北24%、臺中23%，高雄21%，花蓮25%。圖2(b)呈現，和最佳氣候平均法比較的技术得分結果，技术得分都為負分，除了高雄站的技术得分介在-4%到-12%之間，其餘各站的技术得分則介在0到-8%之間，其中以花蓮站的技术得分變化最小。和最佳氣候平均法相比，平均技术得分為，臺北-2%、臺中-3.6%、高雄-7%、花蓮-2%。技术得分為接近零的負值，表示模型預報能力比最佳氣候平均法稍差，但並沒有明顯的差異。圖3呈現持續法、最佳氣候平均法、和模型預報值的時間序列圖，圖中可以觀察到，持續法的預測值波動較大，因為持續法是利用前一年的資料進行預報，而前一年的資料中包含了雜訊，造成預測值波動較大；反之，模型和最佳氣候平均法的預測值波動較小，因為兩個方法都將雜訊的影響降

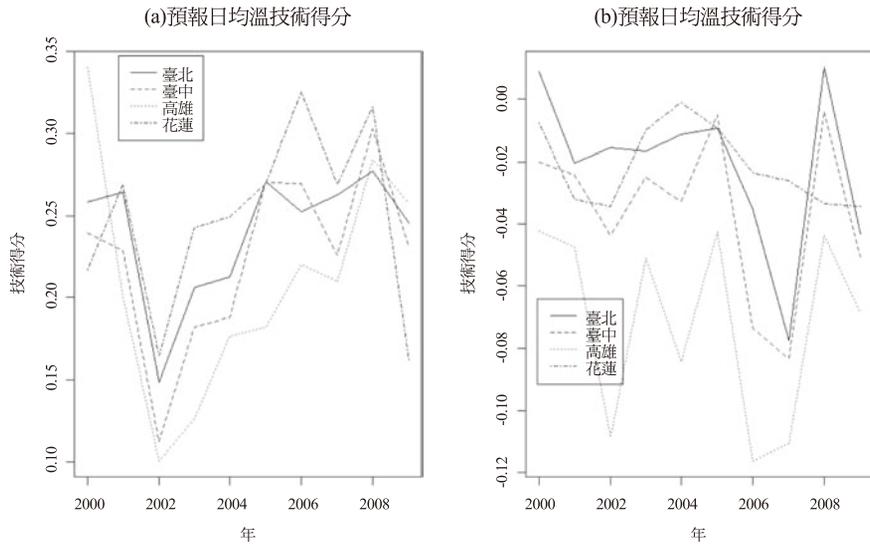


圖2. 預報4個氣象觀測站2000到2009年日均溫，(a)和持續法比較之技術得分(b)和最佳氣候法比較之技術得分。

Fig. 2. (a) Skill scores with persistence and (b) skill scores with optimal climate normals of daily average temperatures of four stations from 2000 to 2009.

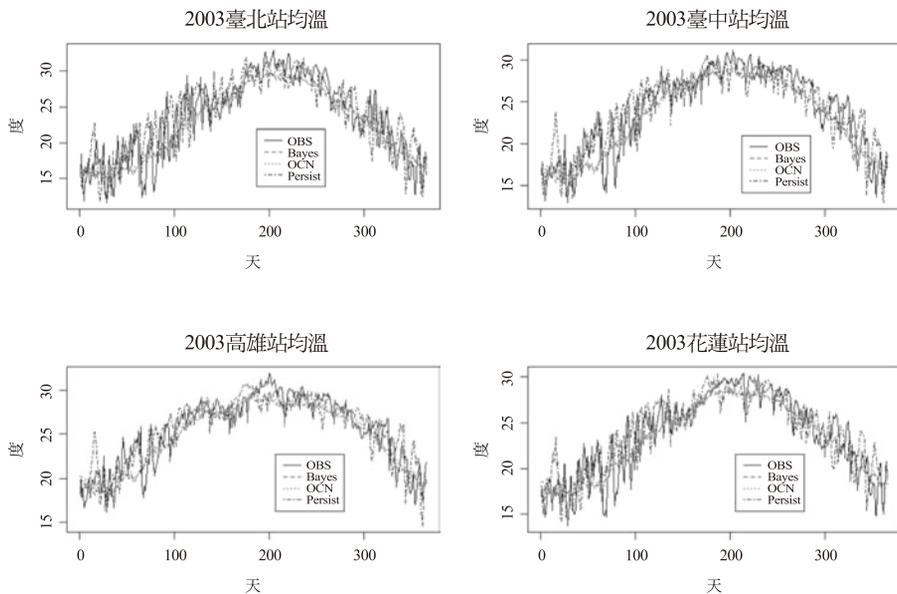


圖3. 預報4個氣象觀測站全年日均溫時間序列圖。

Fig. 3. Time series plots of persistence's, optimal climate normals's, partial bayesian time series model's forecasts and observations of daily average temperatures of four stations in 2003.

低，因此預測值的波動較小，但無法掌握到每日天氣系統的擾動，只能預測溫度的一個平均狀態，這也顯示每日溫度的變化，主要是受到天氣系統的擾動，而不是資料的趨勢和季節因素。

2. 冬季低溫預報

在冬季低溫預報方面，和持續法比較的技术得分結果，如圖4(a)所示，除了在2001和2007年技術得分較低，其餘年度都有不錯的技術得分；和持續法相比，平均技術得分為，臺北20%、臺中19%、高雄23%、花蓮23%。圖4(b)呈現和最佳氣候平均法比較的技术得分結果，除了2005年和2008年技術得分接近零值外，都屬於負值的情況；而和最佳氣候平均法相比，平均技術得分為，臺北-8%、臺中-10%、高雄-4%、花蓮-4%。模型預報平均絕對誤差，臺北2.55度、臺中2.48度、高雄2.22度、花蓮1.97度。如圖5所呈現，不論是模型預測值或最佳氣候平均法的預測值，都只能預測冬季溫度的一個平均狀態，因此當臺灣受到鋒面系統影響時，所造成的溫度劇烈變化，會增加預測上的誤差，也同時增加預測上的困難。歸納上述模型在冬季的預測能力，模型在冬季低溫預報上，是比持續法有預報能力的，而在和最佳氣候平均法比較上是有些許落差，但並沒有很顯著的差異。整體而言，模型在臺北、臺中的預測表現比高雄、花蓮來的差，對於高雄和花蓮的預報能力比持續法高，並且和最佳氣候平均法大致相當。

3. 夏季高溫預報

在夏季高溫預報方面，和持續法比較的技术得分結果，如圖6(a)所示，對於預

報高雄站的技术得分較低，且在2002、2003年並沒有預報能力；和持續法相比，平均技術得分為，臺北16%、臺中27%、高雄10%、花蓮22%。圖6(b)呈現和最佳氣候平均法比較的技术得分結果，對於預報高雄站的能力比最佳氣候平均法稍差，技術得分介在-10%到-20%之間，而對於預報其餘測站能力和最佳氣候平均法並沒有明顯差異。和最佳氣候平均法相比，平均技術得分為，臺北-1%、臺中1%、高雄-12%、花蓮-1%。模型預報平均絕對誤差，臺北1.8度、臺中1.33度、高雄1.59度、花蓮1.38度。歸納上述模型在夏季高溫預報能力，除了高雄站外，和持續法比較是呈現正技術得分；而和最佳氣候平均法的比較上，除了在高雄站得到較差的技术得分外，對於其餘各測站則是沒有明顯的差異。整體而言，和最佳氣候平均法相比，模型對於高溫預報的改善程度是較小的。

四、結論與建議

(一) 結論

本文主要探討經由貝氏定理放寬了線性趨勢和平穩過程假設後的时间序列模型。藉由貝氏定理，模型中可以引進相關研究人員的長期觀測經驗；另外，也考慮到觀測資料間的相關性，使得模型不需要像傳統的資料分析般，必須忽略掉資料間的相關性，並且將模型運用在日溫度觀測資料上，預期對時間序列模型的假設越少時，模型能幫助我們了解更多觀測資料上的特性和增加預測的精準度。因此文中對模型分成2個部分探討，第1個部分為模型

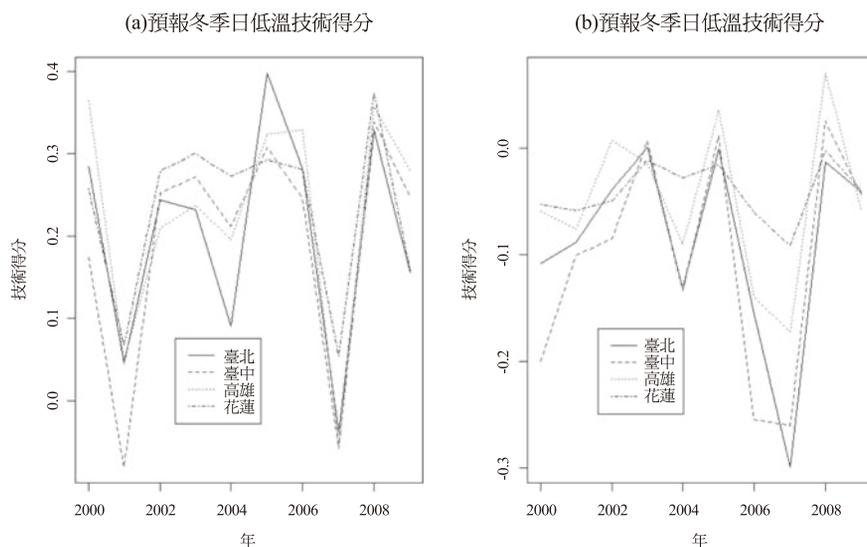


圖4. 預報4個氣象觀測站2000到2009年冬季日低溫，(a)和持續法比較之技術得分(b)和最佳氣候法比較之技術得分。

Fig. 4. (a) Skill scores with persistence and (b) skill scores with optimal climate normals of daily minimum temperatures of four stations in winter of 2000 to 2009.

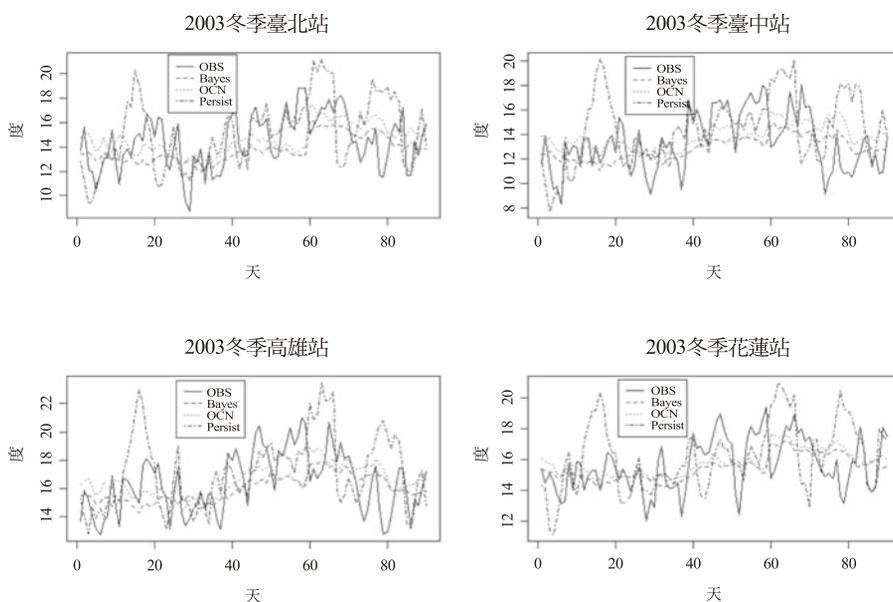


圖5. 預報4個氣象觀測站冬季之日低溫時間序列圖。

Fig. 5. Time series plots of persistence's, optimal climate normals's, partial bayesian time series model's forecasts and observations of daily minimum temperatures of four stations in winter of 2003.

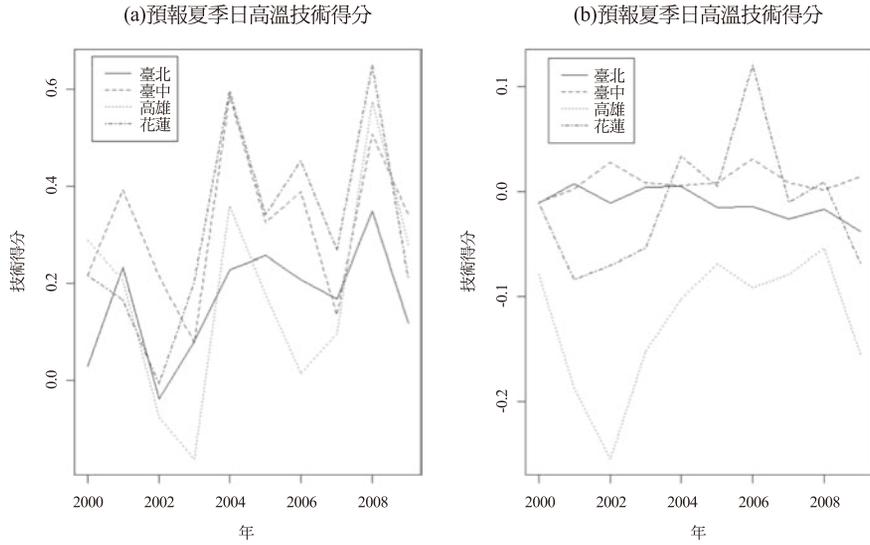


圖6. 預報4個氣象觀測站2000到2009年夏季日高溫，(a)和持續法比較之技術得分(b)和最佳氣候法比較之技術得分。

Fig. 6. (a) Skill scores with persistence and (b) skill scores with optimal climate normals of daily maximum temperatures of four stations in summer of 2000 to 2009.

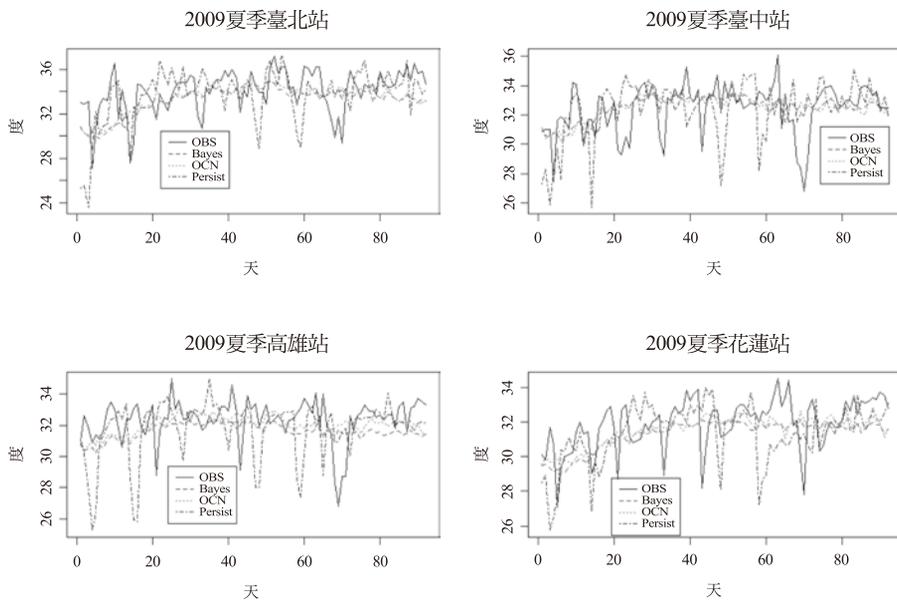


圖7. 預報4個氣象觀測站夏季之日高溫時間序列圖。

Fig. 7. Time series plots of persistence's, optimal climate normals's, partial bayesian time series model's forecasts and observations of daily maximum temperatures of four stations in summer of 2009.

對資料分析的結果，第2個部分為模型預報的可行性，並和持續法、最佳氣候平均法比較。

第1個部分分析了1961到2009年間，4個氣象觀測站的日均溫、日高溫、日低溫資料特性，藉由模型觀察到資料的趨勢性和週期性因素，其中趨勢是隨著時間非線性在變化著，並不是以線性的方式在變化，這讓研究者可以觀察到每日溫度趨勢變化的細微過程。分析結果發現，趨勢性因素是不容易被極端的日溫度變化影響趨勢的方向，筆者測試至少必須要持續增加6個月到9個月的日溫度資料，趨勢因素才會發生改變，因此當趨勢因素上升或下降持續一段時間後，確實能給研究人員提供一個資料發生改變的訊息，例如在第3章第2節中所提及，在1980年後，日均溫和日低溫的趨勢有明顯的上升，提供溫度可能是處於增溫的階段。另外，週期因素也提供了資料的週期性變化情形，如圖1中，可以很清楚觀察到4個測站的溫度資料的年循環(annual cycle)特徵，因此筆者認為此一資料分析方法有助於研究人員了解溫度資料的趨勢和週期特性。

第2個部分探討模型對於4個氣象觀測站的日溫資料預報的能力。在第3章第3節的分析結果，在預報年均溫和冬季低溫的平均絕對誤差上，模型在臺北、臺中測站的平均絕對誤差是比在高雄和花蓮測站來的差，而在夏季高溫則是臺北和高雄測站的平均絕對誤差是比在臺中和花蓮測站來的差。這顯示天氣擾動的情況，日均溫和低溫是臺北和臺中測站比高雄和花蓮測站劇烈，而夏季高溫則是臺北和高雄測

站比較劇烈。在日均溫、日低溫、日高溫資料，模型和持續法的比較結果，4個測站平均都有15%到35%的正技術得分，而且以花蓮站的技術得分最高；而和氣候平均法的比較結果，平均得分為負分，由以高雄站-10%最差，其餘測站介於0到-6%之間，但大致上和氣候平均法沒有明顯差異。如前敘述，由於模型中的趨勢和週期因素是屬於資料的低頻特性，受資料影響變化較慢，需要至少要半年以上的資料收集，才會漸漸改變，因此對於天氣擾動較大的日溫度資料，模型中並無法及時反應，也影響到模型的預報能力。而從圖3、5、7中觀察到最佳氣候平均法預測值也有同樣的問題，這也造成模型和最佳氣候平均法，在預報上並沒有明顯差異的原因。

歸納整個分析結果，偏貝氏時間序列模型在分析日溫度資料上，能提供研究者更完整的趨勢和週期特性；但在日溫度的預報上，並無法提供太多的訊息，因為日溫度資料受到天氣系統變化的影響較大，而且觀測資料中並沒有太多天氣系統變化的相關訊息。如果模型中能輔以更精確的大氣層場觀測資料，預期將能提升模型的預報能力。

(二)建議

在初步估計資料的趨勢參數 θ_t 時，是沒有考慮到資料的週期循環參數 S_t ，因此會造成估計量計算上的不穩定，建議重複執行估計趨勢和週期循環參數步驟，當估計量達到計算上的穩定時，就停止估計。經驗上，重複3到5次計算步驟，估計量即可達到穩定。

在預報的使用上，建議使用月溫度資料或年溫度資料，或許會比日溫度資料有參考性。

五、參考文獻

王政忠、陳雲蘭，2009，最小絕對壓縮挑選機制(LASSO)於天氣迴歸預報的應用，天氣分析與預報研討會論文彙編，中央氣象局，臺灣，臺北，314-319。

胡仲英，1977，應用ARIMA模式對台北市月平均溫度與總降水量的分析與預測，氣象學報，23，15-26。

柳中明，2002，溫室效應氣體之過去、現在與未來，環境工程會刊，13:1，6。

陳重功、羅存文、王惠民與賀介圭，2000，中央氣象局統計預報系統的發展，氣象學報，43，18-32。

羅存文與陳重功，2001，87年度最高/低溫度統計預報成果分析，氣象學報，43，12-27。

羅存文與陳重功，2003，2001年最高/低溫統計預報結果分析，氣象學報，45，33-50。

陳重功、羅存文、施佩君與賀介圭，2005，統計預報模式相位調整預報評比，天氣分析與預報研討會論文彙編，中央氣象局，臺灣，臺北，157-162。

陳重功與羅存文，2009，中央氣象局LAFS MOS 2000~2003年冬季最高/低溫度之預報回顧與評比，氣象學報，48，1-16。

盧昭彰、林國欽、郭怡婷，2004，台灣地區歷年溫差變化趨勢及其原因探討—以1954至2003年為例，台南女子技術學院生活科學應用研究所碩士論文。

Franses PH, Neele J, van Dijk D, 2001, Modeling Asymmetric Volatility in Weekly Dutch Temperature Data. Environmental Modelling and Software, 16, 131-137.

Glahn, H. R., D. A. Lowry, 1972, The use of model output statistics (MOS) in objective weather forecasting, J. Appl. Meteor, 11, 1203-1211.

Huang J., Huug M. van den Dool and Anthony G. Barnston, 1996, Long-lead seasonal temperature prediction using optimal climate normals, J. Climate, 9, 809-817.

Kharin, V.V., and F.W. Zwiers, 2002, Climate predictions with multimodel ensembles, Journal of Climate, 15, pp.793-799.

Kunkel, K., 1988, Climatic means and normals, State Climatologist, 12:23-27.

T. N. Krishnamurti, C. M. Kishtawal, Zhan Zhang, Timothy LaRow, David Bachiochi, Eric Williford, Sulochana Gadgil, Sajani Surendran, 2000, Multimodel Ensemble Forecasts for Weather and Seasonal Climate, Journal of Climate, 13, 23, pp. 4196-4216.

Tol, R.J.S., 1996, Autoregressive conditional heteroscedasticity in daily temperature measurements, Environmetrics, 7, 67-75.

W.T. Yun, L. Stefanova, T. N. Krishnamurti, 2003, Improvement of the Multimodel

Superensemble Technique for Seasonal Forecasts, *Journal of Climate*, 16, 22, pp. 3834-3840.

Xie, P., P. A. Arkin, 1997, Global precipitation: A 17-year monthly analyses based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 78, 2539- 255 8.

Analysis and Forecast of Daily Temperatures Using Partial Bayesian Time Series Model

Po-Hung Lee

Weather Forecast Center, Central Weather Bureau, Taiwan, R.O.C

ABSTRACT

Numerical models have been developed very soon in recent years, but the problems for numerical models are the uncertainty of the initial data, physical parameterization, and the impact of topographic factors. Therefore statistical downscaling methods based on numerical model outputs will have more systematic errors which affects the accuracy of statistical forecast. Some papers (Hu 1977, Tol 1996, Franses et al. 2001) use time series analysis method to explore the characteristics of station data, which requires two assumptions, one is the time series data have a linear trend, the other is the data are realized values of a stationary time series, but most of data in the world do not satisfy the two assumptions. This paper explore the partial Bayesian time series model, which does not need the two assumptions, while is intended to generalize the two assumptions of time series analysis by the Bayes' theorem and include the experiences of the experts to the prior probability density function. In addition, it also considers the correlation of data. Therefore, the model is more useful and provides more information of the data to the researchers.

The model has been applied to daily temperatures of Taipei, Taichung, Kaohsiung, and Hualien stations from 1961 to 2009 in Taiwan. The results show the partial Bayesian time series model provides more complete information of trend and seasonal components of daily temperatures. To test the model forecast skill, 2000~2009 daily average temperatures, daily maximum temperatures, and daily minimum temperatures are forecasted and also compared with those by the two methods, persistence and optimal climate normals. The average skill scores for the four stations are 15% to 35% with persistence; the average skill score for Kaohsiung is -10%, and for other stations between 0% and -6% with optimal climate normals. Generally speaking, the partial Bayesian time series model is skillful than persistence and is not significantly different from optimal climate normals.

Key words: Bayesian statistics, forecast temperatures, maximum temperatures, minimum temperatures, time series analysis

氣象學報季刊

第48卷第2期

出版機關：交通部中央氣象局

地址：10048台北市中正區公園路64號

聯絡電話：(02)2349-1091

網址：<http://photino.cwb.gov.tw/rdcweb/lib/cd/cd07mb/index.htm>

發行人：辛在勤

出版年月：中華民國99年9月

創刊年月：中華民國44年3月

刊期頻率：季刊

版次冊數：初版400冊

定價：新台幣200元

印刷者：財團法人伊甸社會福利基金會附設數位資料處理庇護工場

電話：(02)2230-8002

展售地點：五南文化廣場台中總店，400台中市中山路6號

電話：(04)2226-0330

國家書店松江門市，10485台北市中山區松江路209號1樓

電話：(02)2518-0207

GPN：2004400001

ISSN：0255-5778

著作財產權屬交通部中央氣象局，著作人格權屬著作人。

本書保留所有權利。

欲利用本書全部或部分內容者，須徵求著作財產權人交通部中央氣象局同意或書面授權。

© All rights reserved. Any forms of using or quotation, part or all should be authorized by copyright holder Central Weather Bureau. Please contact with Central Weather Bureau.[Tel:(02)2349-1091]

Meteorological Bulletin

(Quarterly)



CONTENTS

Articles

An Evaluation of Estimation of Typhoon Rainfall in the Region of Taiwan	Huei-Min Wang Shih-Chi Wu Tien-Chiang Yeh	(1)
The Focal Mechanisms of Taiwan Regional Earthquakes in 2004	Rong-Yuh Chen Chien-Hsin Chang Chih-Wen Ken Yih-Min Wu Tzay-Chyn Shin	(13)
Taiwan Local Circulation and Wu-Yi Mountain Effect during Cold Surge Period	Chi-Chang Liao Fang-Chuan Lu	(41)
Applying Retrieval Satellite Data to Typhoon Heavy Rainfall Analysis and the Potential for its Prediction	Chien-Ben Chou Chain-Wen Wu Luh-Hsiang Chi Keng-Lu Chang Mei-Hui Liao	(61)
Analysis and Forecast of Daily Temperatures Using Partial Bayesian Time Series Model	Po-Hung Lee	(79)

行政院新聞局出版事業登記證局版台誌字 第〇九七六號
中華郵政臺字第一八九三號登記為第一類新聞紙類
二〇〇四四〇〇〇一 統編號



CENTRAL WEATHER BUREAU
64 Gongyuan Road, Taipei 10048
Taiwan, ROC

ISSN 0255-5778



9 770255 577008

GPN : 2004400001
定價：新台幣200元