

莫拉克颱風風場變化與降雨的探討

徐天佑 翁進登

中國文化大學地學所 國家防災科技中心

劉廣英 曾鴻陽

中國文化大學大氣科學系

摘要

莫拉克颱風形成後在 2009 年 8 月 8 日登陸台灣地區，雖然僅為一個中度颱風，且登陸地區的降雨量並非最大，但因西南氣流與颱風的交互作用，卻造成台灣中南部地區近 50 年來最大的水患。

由衛星雲圖及雷達回波顯示，莫拉克颱風的雲系在登陸台灣後，雲系發展呈現不對稱分布，台灣北部雲係發展不顯著，但在台灣中南部卻特別明顯，且颱風眼離開台灣地區後，中南部地區仍然大雨不斷。因而莫拉克颱風導致中南部河川暴漲及山洪暴發，並引發強烈土石流，造成的損失為歷年來所僅見。

本研究針對西南氣流的發展與台灣中南部地區雨量的關連做進一步的探討，並比對地面觀測資料、雷達回波及衛星雲圖加以分析，探討地形與降雨系統的關係，以進一步了解莫拉克颱風產生強降水的相關因素。

關鍵字：颱風 西南氣流 共伴效應

一、前言

莫拉克颱風不對稱的風場分布及雲係發展，使得台灣中南部地區產生強烈水災。由衛星雲圖及雷達分析均顯示莫拉克颱風降雨的不對稱性(陳台琦 2010)，並可發現台南外海不斷有周期性波動向台灣本島傳送。而周仲島(2010)進一步分析雷達垂直風場變化，發現中南部大雨時間與低層強風有密切關聯。許晃雄(2010)則認為 10 至 30 天擾動是此次大尺度水氣輻合的主要來源。

本文透過傳統觀測資料及雷達衛星資料進行分析探討，以了解天氣系統變化與降雨變化的關聯性。

二、颱風移動路徑概述

莫拉克颱風在 2009 年 8 月 4 日 02 時形成，距離

恆村東南方海上 1500 公里，後以時速 20 公里向西北西方向移動。7 日 03 時暴風半徑逐漸接近台灣陸地，7 日 23 時 50 分在花蓮登陸，8 日 14 時在桃園出海，並緩慢向北北西移動，一直到 9 日 19 時台灣地區始脫離暴風半徑。莫拉克颱風前後影響台灣地區達 64 小時，各地累積雨量相對增加，也因而成為影響災害的主要原因。

三、莫拉克颱風強降雨的相關因素探討

莫拉克颱風所造成的災害，以台灣中南部為主，降雨分布不對稱性，且強降雨地區非颱風中心登陸地點，因此本文將影響颱風降雨的各項因素分析如下：

1、水氣來源

莫拉克颱風在台灣東部登陸，卻在台灣中南部地區形成豪大雨現象，各地降雨成非對稱性，強降水區域偏颱風南側，而非颱風中心。陳台琦等(2010)、周仲島等(2010)、許晃雄等(2010)均認為水氣為西南氣流所引導，另外在海南島四周打轉的柯尼颱風，其強度減弱後，環流所衍生的水氣及雲系，受西南氣流輸送，對莫拉克颱風的雨量有甚大影響。由圖 1-1、圖 1-2 衛星雲圖所示，圖中顯示柯尼颱風雲系與莫拉克颱風雲

系幾乎相連接，兩雲系中的空隙無雲處為鞍形場所在區，因此柯尼颱風的水氣，加上西南氣流向台灣地區輸送，豐沛的水氣移向莫拉克颱風，因而成為加強莫拉克颱風降雨的重要因素之一。而另外颱風本身環流形成的西北氣流與由南海而來的西南氣流，在台灣海峽相會，形成強烈的輻合帶，其所造成的對流雲系，在台灣西南部外海不斷移向台灣中南部地區，更由於中央山脈地形效應，成為強烈降水的另一重要影響因素，致使中南部地區豪大雨及土石流不斷，造成五十年來台灣地區最嚴重的水災。

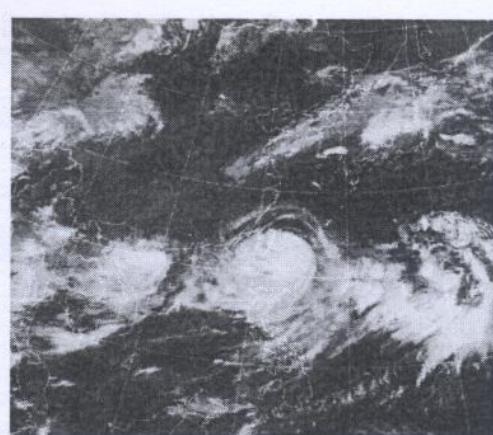


圖 1-1 2009 年 8 月 7 日 08 時衛星雲圖。

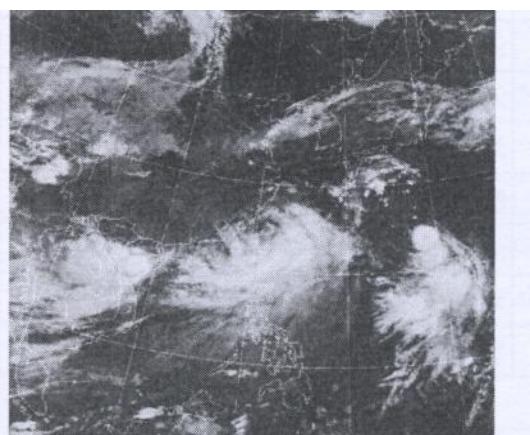


圖 1-2 2009 年 8 月 8 日 08 時衛星雲圖。

2、風場與氣壓場變化

風場及風速的改變與各地降雨的相關是本研究所欲探討的重點，圖 2-1 至圖

2- 8 為莫拉克颱風期間台灣地區地面天氣圖，圖中顯示颱風由台灣東部外海向台灣地區接近時，台灣各地的風場受到颱風環流的影響，風場亦隨逐漸改變，台

灣東部地區與西部地區之風場變化，也有明顯的不同。

8 月 7 日颱風接近台灣地區時，颱風外圍環流逐漸影響台灣，7 日 09 時颱風半徑靠近台灣東部地區，台灣東部各地的面風速除蘭嶼外並不大，但台灣西部地區的面風速較強，中央山脈以西的中南部地區風速大致超過每秒 20 公尺，且西

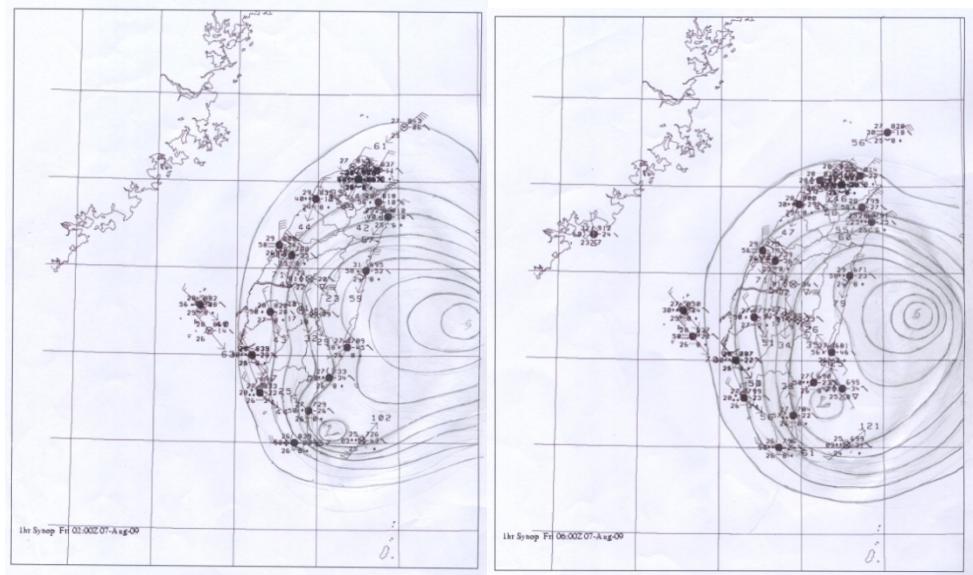


圖 2-1 2009 年 8 月 7 日 10 時台灣 地區地面天氣圖。
圖 2-2 2009 年 8 月 7 日 14 時台灣 地區地面天氣圖。

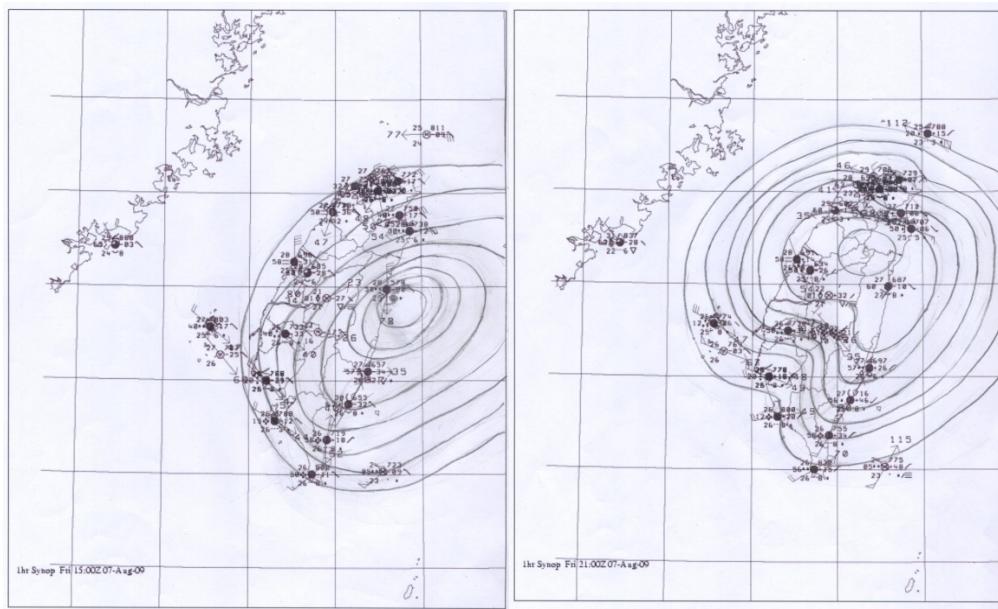


圖 2-3 2009 年 8 月 7 日 23 時台灣 地區地面天氣圖。 圖 2-4 2009 年 8 月 8 日 05 時台灣 地區地面天氣圖。

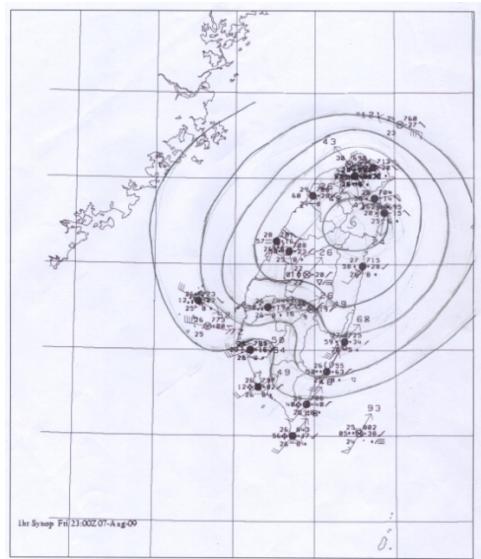


圖 2-5 2009 年 8 月 8 日 07 時台灣
地區地面天氣圖。

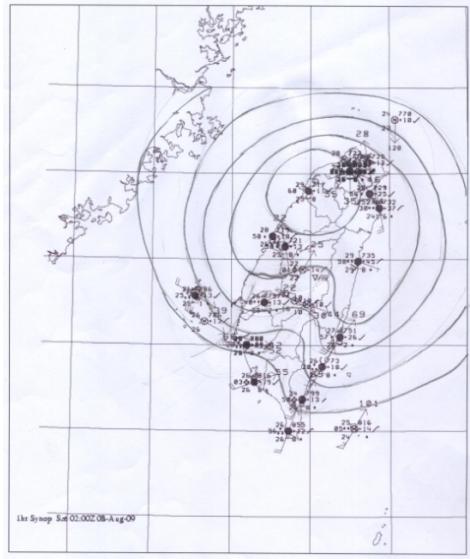


圖 2-6 2009 年 8 月 8 日 10 時台灣
地區地面天氣圖。

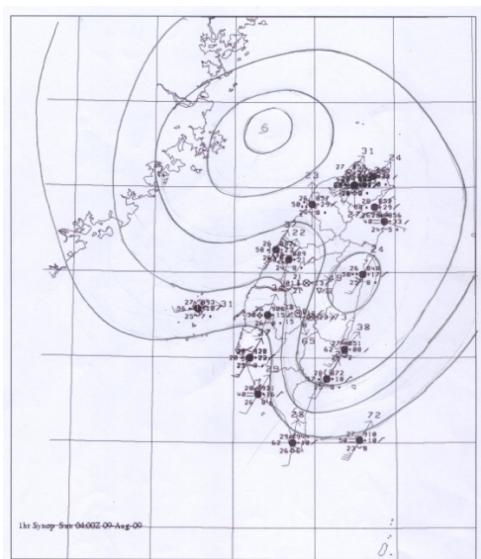


圖 2-7 2009 年 8 月 9 日 12 時台灣
地區地面天氣圖。

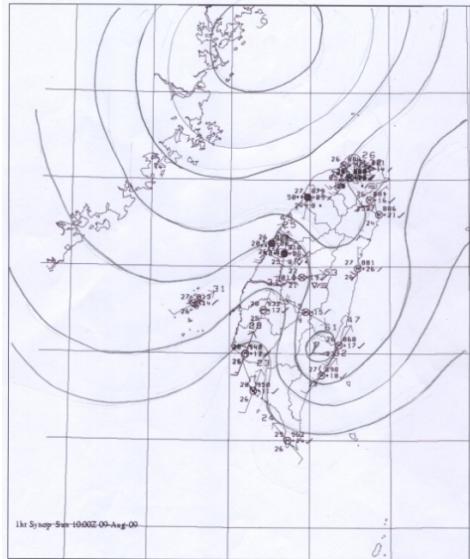


圖 2-8 2009 年 8 月 9 日 18 時台灣
地區地面天氣圖。

部地區風向為偏北的風向，而東部地區風向受局部地形影響，風向較不一致，再由於同時受西南氣流的影響，並受中央山脈阻擋形成分流，在台灣東部地區，尤其在蘭嶼和台灣東南部之間，由於地形效應形成一

繞流低壓(潘大綱、戴志輝、蔡晉東、顏自雄 2004)，因此蘭嶼受(1)西南氣流：圖 3-1 至 3-4 為 6 日 20 時、7 日 20 時、8 日 20 時及 9 日 20 時之東亞地面天氣圖，圖中顯示南海地區之西南氣流相當旺盛。(2)颱風外圍

環流：颱風逐漸移進花蓮地區，颱風環流外圍風場與西南氣流風場在蘭嶼地區相一致，蘭嶼地區同時受以

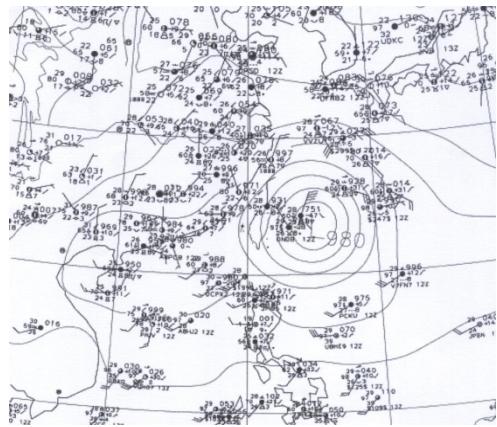


圖 3-1 2009 年 8 月 6 日 20 時地面圖。

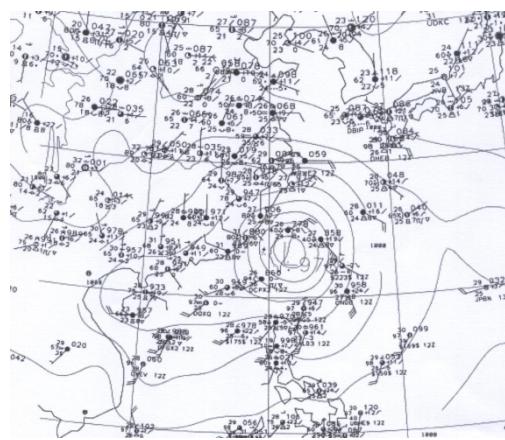


圖 3-2 2009 年 8 月 7 日 20 時地面圖。

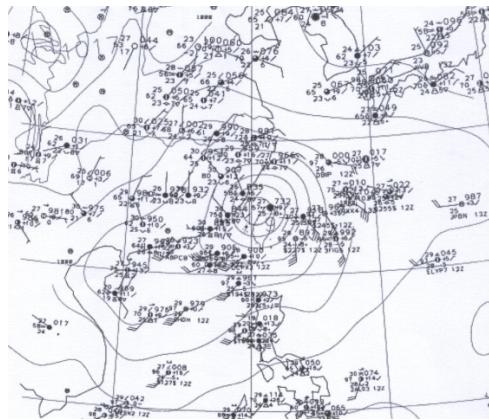


圖 3-3 2009 年 8 月 8 日 20 時地面圖。

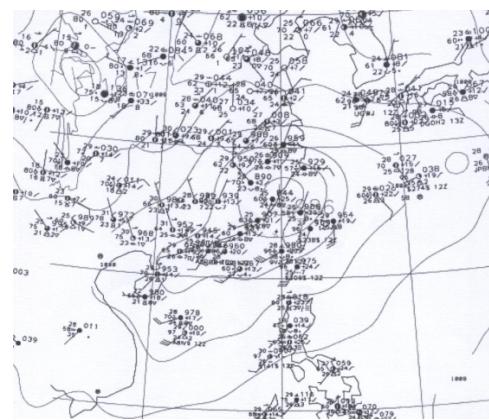


圖 3-4 2009 年 8 月 9 日 20 時地面圖。

由圖 2-1 至圖 2-3 顯示 8 日 05 時台灣西南部除恆春外均為偏北方向的風場，風向幾乎與中央山脈平行，或風場與中央山脈交角甚小。8 日 03 時恆春風向由西北西風轉為西南西風，8 日 05 時高雄風向由西北西風轉為西南西風，南台灣中央山脈西南地區近山區處，山前向風處之氣壓脊開始建立，如圖 2-4 所示。當颱風登陸花蓮之後往西北移動，中南部地區風場逐漸出現與中央山脈垂直或交角甚大的風向，氣壓脊也逐漸加深加強，而台灣地區西部沿海及東部沿海在氣壓脊兩側則變成明顯的氣壓槽，氣壓分布出現兩槽一脊的現象，與顏自雄(2003)分析與模擬賀伯颱風通過台灣地區時，台灣中南部地區出現兩槽一脊現象相類

上兩風場效應的影響，致使蘭嶼地區風速超過每秒 50 公尺，且在颱風侵襲台灣期間風向一直維持西南風。

似。此氣壓脊的生成，主要由於當西南部風場轉為有偏西方向之風時，西風受中央山脈阻擋，或風向與山脈有交角，質量在山前向風處受阻擋堆積，無法及時過山，在山前因而形成氣壓脊。Bell、Bosart(1988)認為由於氣壓梯度力、科氏力、摩擦力三者之合力指向山脈，當風場穿過等壓線，冷空氣在山前堆積，因而形成山前的冷高壓壘(cold-air damming)。莫拉克颱風期間在台灣中南部地區形成的氣壓脊現象，一直維持至颱風離開台灣地區，仍然存在。

台灣東部陸地風速在颱風登陸前不大，直到 7 日 22 時花蓮風速開始增強，風速超過每秒 20 公尺，至 7 日 23 時 50 分登陸。登陸花蓮後颱風強度明顯減弱。

但 8 日 07 時台東大武地區風速開始增強，風速超過每秒 20 公尺，爾後東部地區風速逐漸增強。

陳台琦等(2010)認為西南氣流與颱風環流的共伴效應，導致台灣中南部地區產生強烈對流及豪雨成災。葉文欽(1977)探討颱風與大陸冷高壓共伴效應，

導致台灣地區秋季豪大雨。Wu et al. (2009)模擬芭比絲颱風所帶來的雨量，發現颱風與東北季風所產生的共伴效應該是台灣東北部地區產生豪大雨的主要原因。圖 4(a)至圖 4(d)為 500Hpa 天氣圖，其中太平洋高壓 5865 重力公尺等高線，6 日明顯

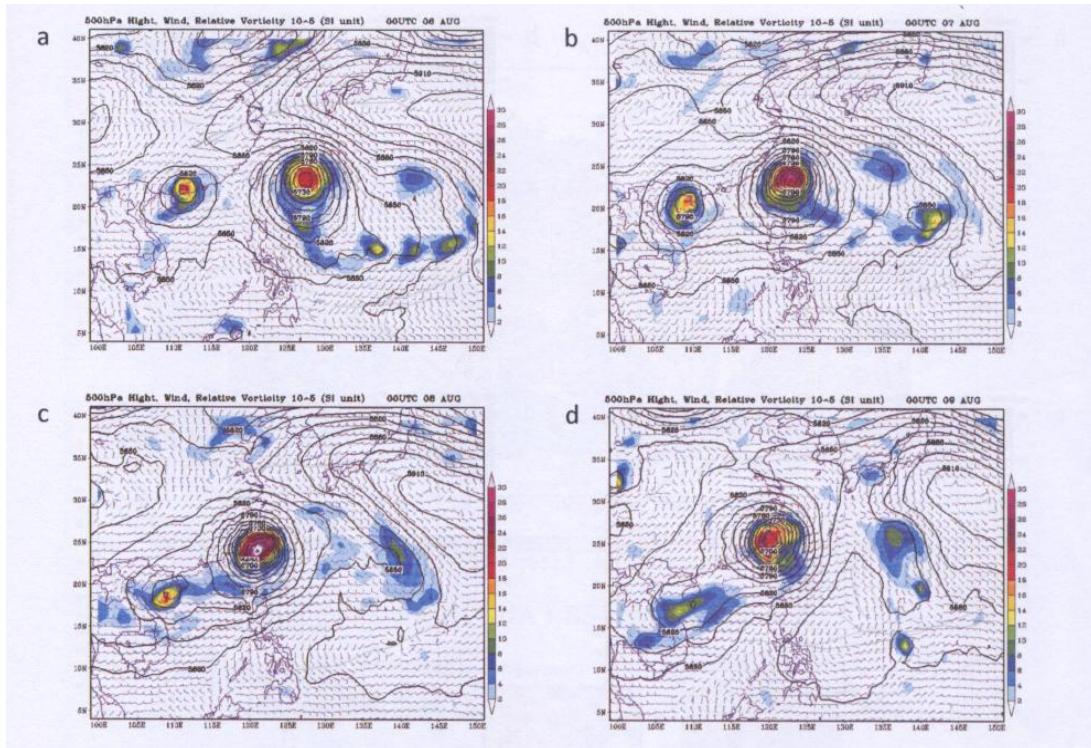


圖 4 500hpa 天氣圖(a)2009 年 8 月 6 日 08 時，(b)2009 年 8 月 7 日 08 時，
(c)2009 年 8 月 8 日 08 時，(d)2009 年 8 月 9 日 08 時(摘自周仲島等 2010)。

由菲律賓東方遠海，迅速向西擴伸，9 日 5865 重力公尺等高線已到達菲律賓群島，因太平高壓不斷向西伸展，而 8 日颱風移動緩慢，致使颱風環流的東南方亦即台灣東南部梯度加強，因此雖然颱風逐漸向西北移動，已遠離台灣東部地區，但 8 日 時開始台灣東部地區風速卻明顯增強。台灣東部風速的增強，主要由於颱風與其東南方的太平洋高壓之間，兩者形成共伴效應所致。

周仲島等(2010)分析雷達回波，發現台灣西部外海，在颱風外圍環流處，出現低層噴流，其伴隨的強對流雲系一波波移入台灣陸地，當其通過南部沿海低窪地區時，變成淹水的主要原因。而陳台琦等(2010)發現在台灣西部外海形成東西走向的對流雲帶，由雷達所觀測到的強回波區，其值大於 50dBZ 之高度大致

在 5 公里左右。且 8 月 8 日 00 時至 11 時之間，每 2 到 3 小時台灣海峽有新雨帶生成，並向東移動及向南移動，8 月 8 日 12 時之後生成的雨帶，以 6 小時週期南北振盪。鳳雷等(2009)由雷達分析指出，海上對流高度可達 10 公里，強輻合帶局限近海面 2 公里處。進入陸地後對流高度升高達 14 公里，強輻合帶抬昇至近地面 4 公里處。周仲島等(2010)分析雷達之 VAD 徑向風場剖面時間序列變化，如圖 5 所示，檢視圖中 4 公里高度處，從 8 日 03 時至 9 日 09 時，風速有 6 小時的週期變化，風速出現強弱、強弱規律變化，應與陳台琦等(2010)分析強降水雨帶中的對流雲系統，其生成週期有關連性。由以上雷達資料分析顯示，台灣西南部海上一波波對流雲系生成後，在移入陸地時，尤其當台灣西南部地面風場變為西南風時，對流系統受中

央山脈地形抬昇的關係，使得對流雲發展變得更旺盛，山區降水情況更為強烈。徐天佑(2006)探討颱風風場與降雨關係時，指出當颱風環流風向轉變成與山脈

垂直或有大交角時，兩者成正相關，即該地區之降雨量會迅速增加。

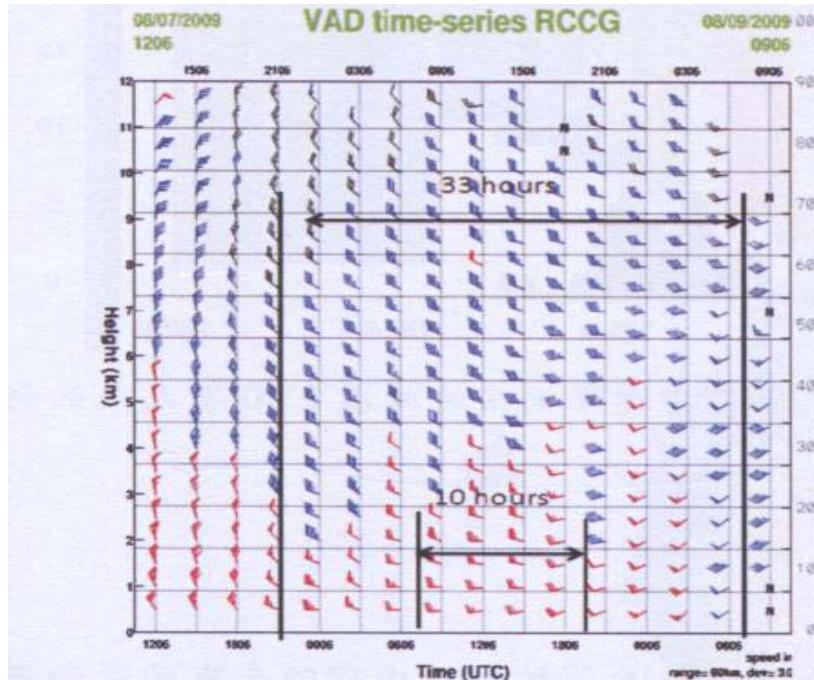


圖 5 七股雷達 VAD 徑向風場剖面圖，觀測時間 2009 年 8 月 7 日 1206 時至 8 月 9 日 0906 時 (摘自周仲島等 2010)。

莫拉克颱風影響及侵襲台灣期間，台灣北部降雨量遠低於中南部，降水分布相對於颱風結構非常不對稱。由 8 日 03 時至 9 日 20 時，阿里山以南之山區平均時雨量超過 20mm，其中有 10 個小時，平均時雨量更達 40 mm 以上，如圖五所示。強烈降水波動系統大部分由東西帶狀雲系中的對流胞所產生，此強烈東西條狀對流雲帶皆在颱風半徑的外圍地區，且中南部強降水不在一般颱風所定義的主要雲雨帶範圍內 (Houze et al. 2006, Elsberry et al., 1985)。Ritchie & Elsberry (1999) 探討颱風環流與外圍天氣系統產生較互作用，係颱風降水不對稱的主因之一。

圖 2-5 為 8 日 07 時地面天氣圖，圖中顯示當台灣西南部地區之風向逐漸由北北西風轉為西南風風，中南部靠山區氣壓脊開始增強，東部地區氣流過山的動力槽也逐漸加深，而由颱風環流的西北氣流及由南海的西南氣流，兩股氣流在台灣海峽的澎湖與嘉義兩地之間，形成一甚短的氣壓槽，由澎湖地區的西北西風

與嘉義地區的西南西風，配合等壓線形態，此氣壓槽明顯可見。而強對流雲系不斷由此氣壓槽地區發展並向東移動。本島中南部風場由 8 日 7 時從西北風轉為西南風，風速加強，且風場與等壓線交角甚大，尤其在氣壓脊的左側，靠近中央山脈的西南地區，偏地轉風現象甚明顯，由雷達回波顯示在南部靠近中央山脈之左側地區，另有一條南北帶狀的強回波對流雲系，且維持甚久時間，對中南部山區降雨影響甚大。

Haltiner & Williams(1980)探討輻散方程時，利用尺度分析所得的結果，則綜觀天氣系統的輻散方程簡化成

$$\nabla^2 \Phi - f \xi = 0 \quad \Phi : \text{重力位高度場}$$

f : 科氏參數 ξ : 渦度

葉篤正等(1996)探討輻散方程時，認為中尺度系統在發

展過程中輻散項的局地變化，數量級可達至)，因此在中尺度系統變化時，此局地變化項成為相當重要的機制，因此陳秋士(1963)經尺度分析後，保留局地變化項，輻散方程變為

D：輻散輻合項

並指出在中尺度天氣系的調節過程中，由偏地轉風所造成的非地轉現象，大氣將自動調節，即當質量場形成的地轉渦度場與風場形成的氣流場渦度場，兩者大小不相等時(上式方程式中等號的右方兩項)，會導致輻散輻合，並產生垂直運動，再由重力波一波一波的對外傳送(陳秋士 1987)，將能量散布出去，藉以恢復地轉平衡(Holton 2004)。莫拉克颱風在台灣中南部生成的強對流波動，與陳秋士所述的重力波調節機制有相類似處。

四、結論

莫拉克颱風形成之後，先向東移短暫北移，再轉向西移動，並於台灣花蓮登陸，颱風強度由中度颱風減弱為輕度颱風，雖然颱風 8 日逐漸遠離台灣地區，但台灣東部地區由於太平洋高壓西伸與颱風環流形成的共伴效應，風速增強。而台灣西部則由於颱風本身環流的西北氣流與南海形成的西南氣流相會於台灣海峽，形成一顯著的條狀輻合帶，並在澎湖與嘉義之間形成一氣壓槽，由於輻合帶上的偏地轉效應所造成強烈的對流，藉由地轉調節過程，將所產生的雲系波動不斷向東傳送，當對流雲系進入台灣西部地區，後再受中央山脈影響，更加強山區對流雲系的發展，使得莫拉克颱風的降雨現象明顯增強，也造成中南部地區近五十年來罕見的水災。

參考文獻

周仲島、李清勝、鄭明典、鳳雷、于宜強，2010：莫拉克颱風綜觀環境與降雨特徵分析。行政院國家科學委員會，莫拉克颱風科學報告，1–26。

徐天佑，2006：地形影響颱風降雨的研究——以 2004

年台灣颱風為例。文化大學碩士論文。

陳台琦、魏志憲、林沛練、廖宇慶，2010：莫拉克颱風雷達觀測中尺度雨帶特徵。行政院國家科學委員會，莫拉克颱風科學報告，53–81。

陳秋士，1963：簡單斜壓大氣中熱成風的建立和破壞
(一)。氣象學報，33，51–63。

陳秋士，1987：天氣和次天氣系統的動力學，科學出版社。

鳳雷、鄭兆尊、周仲島，2009：莫拉克颱風西南部豪雨事件分析。2009 年海峽兩岸災害性天氣分析與預報研討會，30–35。

葉文欽，1977：熱帶氣旋與極地高壓共伴效應對台灣天氣的影響。氣象預報與分析，第 70 期，33–39。

葉篤正、李崇銀、王必魁，1996：動力氣象學(繁體字版)。明文書局。

許晃雄、周佳，2010：莫拉克颱風的大尺度背景環流。
行政院國家科學委員會，莫拉克颱風科學報告，
27–52。

潘大綱、戴志輝、蔡晉東、顏自雄，2004：西南氣流影響下台灣東南部局部還流個案分析。大氣科學，
第 32 期，第 1 號，73–93。

顏自雄，2003：賀伯颱風(1996)及其受台灣地形影響之
數值模擬研究。台灣大學博士論文。

Bell,G. D., L. F. Bosart, 1988 : Appalachian cold-air
damming. *Mon. Wea. Rev.* 116,137–161.

Elsberry, R. L., W. M. Frank, W. M. Holland, J. D. Jarrell,
R.L. Southern., 1985 : A global view of tropic
cyclones. Naval Research Marine Meteorology
Program, 185PP.

Haltiner, G. J., R. T. Williams, 1980 : Numerical
predication and dynamic meteorology. JOHN
WILEY & SONS.

Holton, J. R., 2004 : An introduction to dynamical
meteorology. ELSEIVER ACADEMIC Press.

Houze, R. A., JR., S.S. Chen, W. C. Lee, R.F. Rogers,
J.A. Moore, G.J. Stossmeister, M.M. Bell, J. Cetrone,
W.Zhao, S.R. Brodzik, 2006 : The hurricane rainband
and intensity change experiment. *BAMS*, 87,1503–
1521.

Ritchie, A. E., R. L. Elsberry, 1999 : Simulated impact of a mesoscale convective system on a tract of typhoon Robyn during TCM-93. *Mon. Wea. Rev.*, 128, 2232–2251.

Wu, K.K., W. Cheung, Y. Y Lo, 2009 : Numerical study of the rainfall event due to interaction of typhoon Bobs and northwesterly monsoon. *Mon. Wea. Rev.*, 137, 2049–2064.