

台灣東方背風渦旋之個案研究 (一)

林得恩 戴志輝

空軍氣象中心

摘 要

台灣地區在西南風盛行下，常在東南方海面上出現淺薄之螺旋狀雲系組織，其雲系發展不高，僅限於中低對流層內；此系統是西南風與中央山脈交互作用之結果，為一般所熟知的背風渦旋 (lee vortex)。透過理論解析、水工實驗及數值模擬，我們以已可對此一現象有基本的瞭解；然而地形外觀與氣候特徵的差異性，使台灣地區背風低壓、渦旋或氣旋仍具有其獨特的研究價值。尤其氣流與地形交互作用的基本動力過程，對於台灣地區局部環流的預報與研究而言，應是不可或缺的背景知識。本文簡單回顧相關問題之理論與模擬研究，並與 2001 年五月六至七日間，出現於台灣東方外海的實際個案觀測資料作一驗證。初步分析結果顯示，個案發生前的綜觀環境十分有利於渦旋發生，隨後並反映在台灣陸地及周邊海域局部環流的特徵上，這些特徵與過去大量研究結果相當一致；由於海面資料缺乏，進一步整合船舶資料、QuiksCAT 反演資料，並與數值模擬 (MM5) 的表現相互驗證，再透過氣候特徵的歸納，始能對完整過程做清楚的呈現。

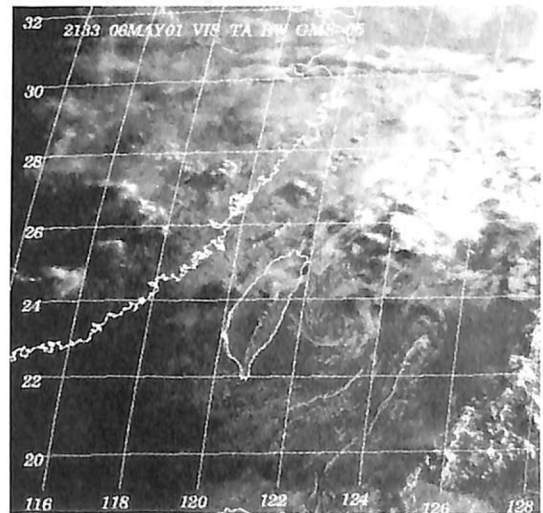
關鍵詞：背風低壓、背風渦旋、背風氣旋、QuiksCAT

(2002 年 1 月 25 日收稿；2002 年 2 月 6 日定稿)

一、前言

2001 年五月六日 2200UTC (本地時五月七日 06 時)，台灣東方海面出現渦旋狀雲系組織，由於紅外線雲圖無法分辨其外型，顯示雲系組織垂直發展高度並不高，僅限於中、低對流層內。由明顯可分辨環流中心的可見光衛星雲圖 (如圖一)，此雲系自清晨前即已開始發展，且至少維持至中午以後，推估系統應持續超過十小時以上；檢視運動軌跡，約以每小時 20 公里速度向東北方移動 (如圖二)，其環流在五月六日 2300UTC 至五月七日 0100UTC 間最為完整，空間尺度約 150 至 200 公里左右；由五月六日 0000 至五月七日 0000UTC，Fr 的計算結果 (如表一)，顯示此系統應是低層盛行之西南西風，在遭遇中央山脈阻擋時，氣流與地形交互作用，部分氣流分流繞過中央山脈，以及另一部分

氣流越過中央山脈後之結果，此應為一般所熟知的背風渦旋。其他因氣流與地形交互作用所產生的現象，經常出現在世界各地，如暖季夏威夷帶狀雲系 (band clouds)、冷季濟州島背風渦旋及北美落磯山脈東側下坡風暴 (downslope windstorm) 等。



圖一 2001 年 05 月 07 日 06 時可見光衛星雲圖。

		5/6	5/6	5/7
		0000UTC	1200UTC	0000UTC
風速 (m/s)	925hPa	5~10	<5	5~10
	850hPa	5~15	5~7.5	5~12.5
	700hPa	7.5~12.5	7.5~12.5	5~10
	平均	5.8~12.5	5.8~8.3	5~10.8
平均風向	250°	275°	250°	
Fr	0.15~0.31	0.15~0.21	0.13~0.27	

表一 5/6 0000UTC 至 5/7 0000UTC 台灣附近風向/速及 Fr 分析。

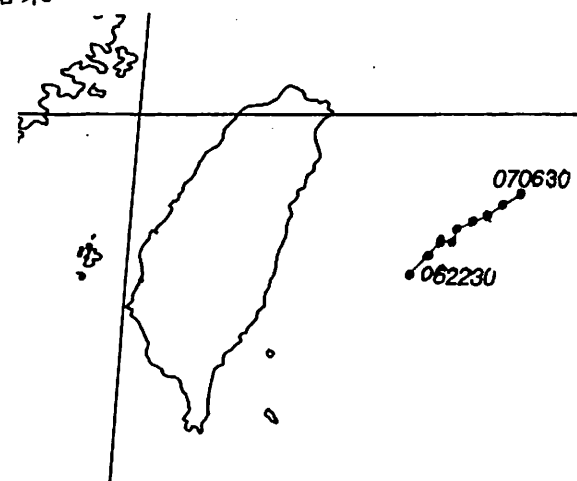
台灣地區中尺度低壓的相關研究，最早出現於梅雨季節中的豪、大雨研究中。經由觀測資料之診斷分析，在梅雨季節出現的眾多中尺度現象裡，低壓的形成、維持與發展，與降水之間的確存有一些密切關係，此問題一直是研究與作業單位所關切的課題（徐，1971；陳與紀，1980；陳，1990；陳，1992；Kuo and Chen, 1990；Wang and Chen, 1990），其他如中層中尺度渦旋與對流系統發展之間的耦合關係（Chen and Liang, 1992）、日變化引起的海風環流與中尺度低壓的關係（Soong et al., 1989）、低層大範圍氣流的輻合與中尺度低壓的關係（Jou et al., 1992）均被深入探討過，甚至於層狀降水區蒸發冷卻（Zhang, 1992）、中尺度下沖流與潛熱釋放的輻合效應（Davis and Weisman, 1994），均可能在中尺度渦旋的形成中扮演關鍵的角色；然而就現有的了解，由於劇烈對流系統潛熱釋放效應明顯，所伴隨之中尺度低壓，與背風低壓（lee mesolow）的生成機制與過程似乎有些差異。基本上，背風低壓、渦旋或氣旋（lee mesocyclone），均是地形與氣流交互作用後的部分結果，而地形與氣流交互作用的過程與結果十分複雜，和大氣穩定度及其垂直結構、風速大小及其垂直與水平結構、地形的尺度與外型，氣流進入地形的角度均有密切

相關。透過理論解析、水工實驗及理想地形下的數值模擬結果，我們以已可對此一現象有基本瞭解，然而地形外觀與氣候特徵的差異性，使台灣地區背風低壓、渦旋或氣旋仍具有其獨特的研究價值。此外，東部海域的線狀對流組織（Yu et al., 2000），與西北部沿海的地形噴流（barrier jet）（Li and Chen, 1998），也是台灣地區常見的氣流與地形交互作用現象；諸多現象顯示，台灣地區局部環流與地形有著密不可分的關係。本研究的目的是在於藉由觀測資料、模式模擬與過去研究結果的相互驗證，以瞭解台灣東南方背風渦旋生命週期內的動力機制。由於所選取之個案，沒有潛熱釋放效應的干擾，應可簡化相關問題的複雜性，其結果足以作為日後台灣地區局部環流研究的背景基礎。本文第二節及第三節將對相關問題的研究作一回顧整理，第四節將對就現有之資料，做一初步之分析，第五節為討論；至於更進一步的分析與模式模擬結果之表現，將在後續另作分析整理。

二、背風低壓、渦旋及氣旋理論基礎

在 1990 年代以前，我們已可藉由理論推導來解析山岳波基本的結構。Queney (1948) 認為在無摩擦，均勻水平風速及穩定度的垂直分布下，二維山岳波的外型和地形寬度有密切關係；當地形寬度為 10 公里左右時，山岳波的型態為其所定義的靜力山岳波，其能量完全在垂直方向傳播，且在地形前、後方會出現一對擾動高、低壓場（如圖三）。Long (1955) 則求解出非線性山岳波二維恒態解析解。Miles 與 Huppert (1969) 及 Smith (1985) 分別進一步求解出在二維靜力非線性山岳波結構中，出現於地形後方中層的靜止點（stagnation）及地形前方接近地表處的阻塞（blocking）現象，且其臨界值分別為 $Fr=1.18$ 及 1 。Klemp 與 Lilly (1978) 使用二維非線性數值模式，成功模擬出伴隨

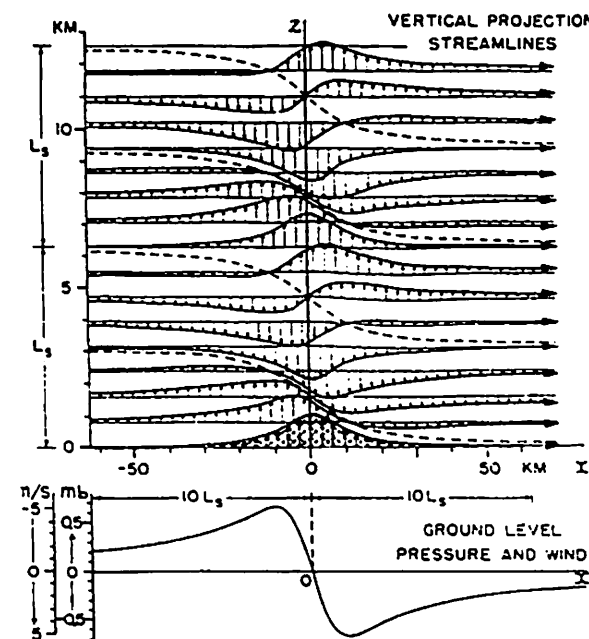
較寬地形非線性靜力山岳波的等 θ 面翻轉（overturning）及隨之出現的水躍（hydraulic jump）現象。Lin and Wang (1996) 使用無摩擦之非線性、非靜力二維模式，在不同高/寬度比例及 Froude number (Fr) 環境下，將地形半寬為 10 公里的山岳波區分為四種型態（如圖四），當 Fr 大於 1.2 時，為單純的靜力山岳波；當 Fr 介於 1.0 與 1.1 之間時，背風面的波破碎（wave breaking）現象出現；當 Fr 介於 0.7 與 0.9 之間時，背風面的波破碎與迎風面的阻塞（blocking）現象均出現，但波破碎出現的時間較早；當 Fr 小於 0.6 時，波破碎與阻塞現象亦均出現，但阻塞出現的時間較早；自此，我們便得以較清晰地看到氣流與地形間，二維交互作用的過程及結果。



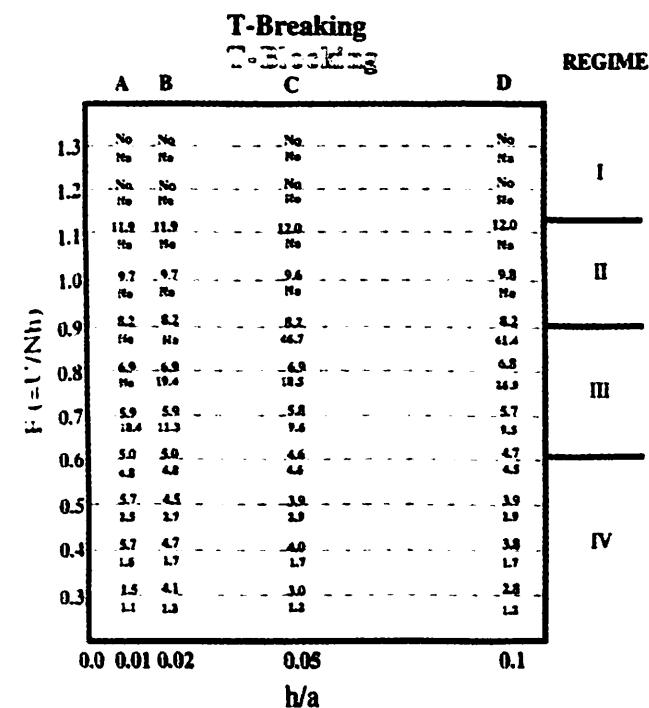
圖二 mesovortex 運動軌跡。

當大氣穩定度與風速在垂直結構上滿足適當條件時，原本在垂直方向上傳播的山岳波能量，將被限制在水平方向上傳播（Scorer, 1949），這種現象稱為陷入山岳波（trapped waves）。又潛熱釋放會有修正大氣穩定度的效果，且修正效果是非線性的（Fitzjarrald, 1984；Durran and Klemp, 1982b），也會影響山岳波的基本結構（Hsu and Tai, 1999；Miglietta and Buzzi, 2001）。水氣的潛熱釋放效應及風速在垂直方向上的不均勻分布，對實際大氣環境裡的山岳波研究而言，無異是增加了一項嚴格的挑戰。基本

上而言，在二維的空間上，氣流與地形交互作用的過程與結果，由大氣穩定度與其垂直分布、氣流流速與其垂直分布、地形高度與寬度幾個因素控制，而在較低 Fr 值環境下，地形前後分別均有複雜的交互作用發生。



圖三 線性靜力山岳波解析解。上圖為流場與垂直位移，下圖為擾動氣壓場（摘自 Queney, 1948）。

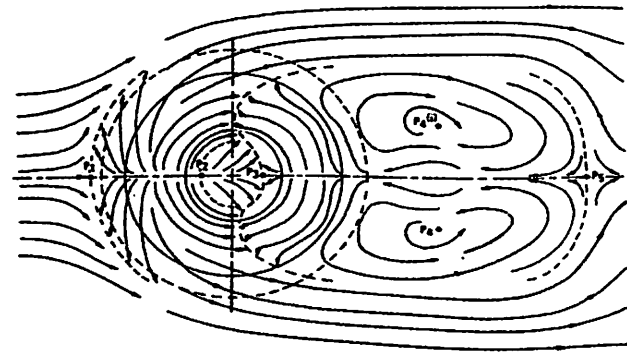


圖四 二維靜力山岳波流場分類。半山寬 a 為 10 公里，h 為山高，均勻水平風速 U 為 10 ms⁻¹；圖中數字為無維度時間 Uta⁻¹。

Smith (1980) 推導出三維線性靜力山岳波解析解。在地表面上，空氣塊垂直位移（即溫度場）呈現迎風面為正區、背風面為負區之分布型態；隨高度增加，負區逐漸向兩側分離而呈現 U-shaped 型態；當高度超過 $\pi u/N$ （垂直半波長）時，迎風面成為負區、背風面成為正區；由不同高度的垂直位移分布情形，顯示山岳波能量僅在垂直方向上傳播；地表面流場顯示僅有輕微的分流現象，並沒有渦旋狀流場型態的出現；地面氣壓場出現地形前為高壓、地形後為低壓之分布型態；此解適用於尺度約為 50 公里左右之地形；由垂直剖面上不同高度的流線及地表氣壓場分布之表現，與 Queney (1948) 所定義之二維靜力山岳波特徵相同。Smith (1980) 也推導出了三維線性非靜力山岳波解析解，由於同一高度上之空氣塊垂直位移分布呈現正、負區交替之型態，顯示山岳波能量傳播方向並非完全在垂直方向上，而是向下游傾斜。又在準地轉及斜壓環境假設下，背風旋生會在下風斜壓波動的第一個槽線發生 (Smith, 1984, 86)，且氣旋可能在十二至二十四個小時之內發展出來。

水工實驗結果 (Hunt and Synder, 1980) 能提供具體的概念模式 (如圖五)，足以讓我們有機會瞭解氣流過山時，邊界層分流 (boundary layer separation) 效應所造成背風渦旋的流場基本特徵；在低 Froude number ($0.2 \leq Fr \leq 0.4$) 環境下，氣流受到地形阻擋時，會在地形前方遭遇反方向的氣壓梯度力，因此會向地形兩側分流；在背風側形成一對氣旋與反氣旋式渦旋，同時在向風坡及下風坡出現和環境流場方向相反的逆流，以及五個流速為零的靜止點 (stagnation)；背風渦旋的位置會隨 Fr 值的增加而向地形靠近並向中間收縮，垂直發展的厚度則隨 Fr 值的增加而略減小；當 Fr 繼續增大到 1 以上時，原本逐漸變的不明顯的渦旋型態又會再度出現；至於當 Fr 值遠小於 0.1 時，也會有

明顯的背風渦旋 (Brighton, 1978)。然而基於變形的高/寬度比例及偏低的 Reynold number 兩個理由，水工實驗結果的可應用性將受到限制 (Lin et al., 1992)。



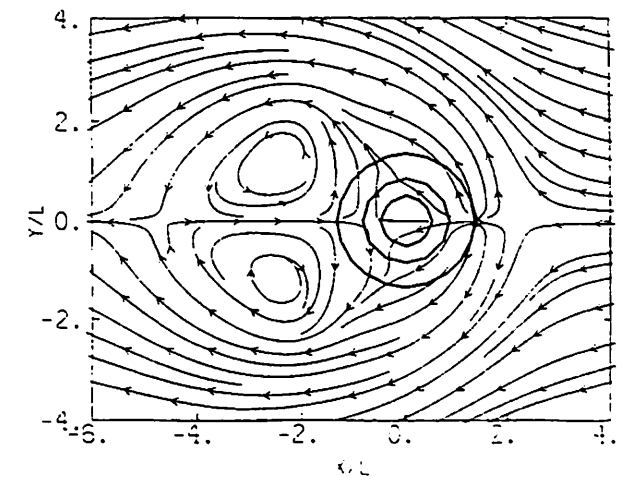
圖五 水工實驗解析氣流越過鐘型山 ($Fr=0.2$) 之流場。P1 至 P5 分別為靜止點 (摘自 Hunt and Synder, 1980)。

三、背風低壓、渦旋及氣旋數值模擬

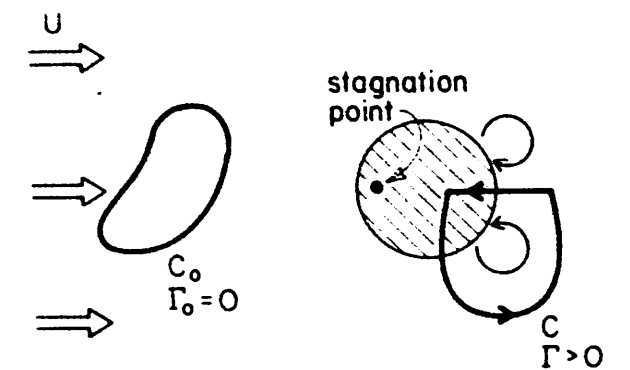
理論解析是在理想條件下所推導出的恆態結果，不易解釋原因，更無法顯示瞬變 (transient) 結構，而水工實驗在應用時亦有相當程度的不合理性，因此數值模式常是分析此類問題的最佳工具。在進行數值模擬時，鐘型山是經常被使用的下邊界條件；就模擬結果而言，儘管對背風渦旋生成原因的解釋有所差異，但結構上的基本特徵 (如圖六) 皆相同 (Chern, 1989; Smolarkiewicz and Rotunno, 1989; Sun et al., 1991)。當氣流流過鐘型地形時，背風低壓或渦旋的引發機制，除了邊界層分流效應之外，還可以從線性山岳波 (linear mountain wave) 過程、斜壓渦度傾斜 (baroclinic vorticity tilting) 及行星渦度拉伸 (planetary vorticity stretching) 等三種過程加以解釋 (Lin et al., 1992)；至於背風斜壓波理論，雖然具斜壓性的風場結構，的確可能透過溫度平流之作用，在背風面形成類似斜壓波的型態 (Lin and Perkey, 1989)，但在 meso- β 尺度的地形下，其效果仍需進一步討論。根據二維及三維線性山岳波理論，氣流越過地形後，背風面必有一擾動低壓場存在，此即為線性山岳波理論對背

風低壓的解釋；但背風低壓與背風渦旋的位置不一定會結合在一起，在某些模擬結果中，背風渦旋是靜止不動的 (Smolarkiewicz and Rotunno, 1989)，除非有較明顯的科氏力，再透過動量分布的重新調整 (Lin et al., 1992；式(4)及(5))，迫使擾動低壓場向更下游的位置偏移，而偏移後的擾動低壓場位置，與氣旋式環流位置一致，因此可視為背風氣旋的發生。斜壓渦度傾斜的過程，則可以藉由 Ertel 位渦保守 (Ertel PV conservation) 的概念 (Smolarkiewicz and Rotunno, 1989) 作解釋，在絕熱及無摩擦邊界層之假設下，氣流流經鐘型山的過程仍應滿足位渦保守，因此原本在地形前方呈水平向分布的等位溫面，一但在背風面被扭轉 (tilting) 成垂直向時，就代表垂直方向渦度的生成，這種效應隨著地形高度增加，非線性效應加強後會更明顯。而絕對渦度保守的概念，則點出低層渦度將因背風面氣流下沉伸張而增加。然而在這些可能的機制之間，仍有部分細節相互糾結或矛盾之處仍待釐清。首先，Smith (1989b) 指出波破碎代表亂流混合存在，也就是代表摩擦的存在，且模式積分過程中的平滑處理也有類似的作用；意即儘管模式可以自由選擇無摩擦的下邊界條件來進行模擬 (Smolarkiewicz and Rotunno, 1989)，但模式的積分過程卻仍然是在有摩擦的環境中進行著，因此無摩擦下邊界條件的模擬結果，並不足以否定摩擦邊界層分流的觀念，換言之，無摩擦的假設並無法真正避開摩擦邊界層的影響。又靜止點的存在，造成等位溫面或等密度面的相交，使得上游原本在封閉路徑內的環流量不再保守，等於宣告了從位渦保守觀點解釋背風渦旋的失效，因而環流或位渦生成 (circulation / PV generation) 反倒成了較為合理的解釋 (如圖七)。其次，數值模式對層狀降水的模擬結果顯示，層狀降水區靜力穩定度的降低使得局部羅士培變形半徑減小，足以讓凝結增溫所產生的輻合，能夠透過地轉調節過程引發旋轉氣流 (Chen

and Frank, 1993)，由於波破碎代表局部穩定度的大幅降低，應可產生與潛熱釋放類似的效果；又地形的水平尺度大小，決定了伸張效應是否明顯到足夠製造出背風渦旋 (Thorsteinsson, 1988)，但分流或山岳波過程可能會對不明顯的旋轉效應有修正的效果；故即使是在 Rossby number ~ 1 的環境下，背風渦旋還是會發生，但其原因可能因牽涉多項物理過程而變的相當複雜。相對於斜壓渦度傾斜，地球旋轉效應的重要性其實並不十分明朗 (Lin, 1992)。



圖六 模式模擬氣流越過鐘型山 ($Fr=0.22$) 之流線 (摘自 Smolarkiewicz and Rotunno, 1989)。



圖七 上游封閉路徑遭遇靜止點後，環流量不保守過程示意圖 (摘自 Smith, 1989)。

由於夏威夷島地形外觀接近鐘型地形，一直都被廣泛研究的對象。經由觀測資料及數值模擬驗證，除非是在環境風場極不明顯的情況下 ($Fr \sim 0.1$)，暖季降水分布及帶

狀雲系的時空分布，儘管在熱力機制的日變化下，會有些許增強或減弱的修正，但仍然主要是由環境流場與夏威夷島的交互作用而生 (Carbone et al., 1998; Rasmussen et al., 1989; Smolarkiewicz et al., 1988)，其成因正如水工實驗結果所示，當貿易風與地形交互作用後，上風側接近地表處形成靜止點並伴隨氣流分離線 (separation line) 出現，而氣流在此分離線附近輻合，便形成準靜止狀態的帶狀雲系；此外，模擬顯示在 $Fr=0.2$ 環境下，夏威夷島背風渦旋會以約 (10 ± 2) 小時的週期向下游傳播，主要是由於地形的非對稱性所造成 (Smolarkiewicz et al., 1988)。

透過模擬結果的渦度方程，台灣東南方背風渦旋發生的主要機制，來自於拉伸作用、傾斜作用、模式積分過程中的人為平滑處理及計算截斷誤差等，斜壓 (力管) 項的貢獻幾乎可以忽略 (Sun et al., 1991)。藉由考慮垂直風切 (1000hPa 弱西南西風，逐漸變化至 100hPa 的較強正西風)、完整的輻射、地表水氣與熱通量及亂流參數化後的模擬結果，台灣東南方背風渦旋發生的週期為二十四小時，對照控制個案中的五十四小時，顯示邊界層日變化對背風渦旋發生週期的修正效應十分明顯，不論地面背風低壓或中層渦旋，均在日落後出現、發展並向東北移出，於清晨時達到最強，隨後在中午過後開始減弱，位置也有略向後退之趨勢 (Sun and Chem, 1993)。另一方面，當西南風遭遇中央山脈後，迎、背風面各有一高、低壓的形成，中尺度渦旋型態流場並不明顯；但當西風流過中央山脈後，渦旋型態流場則十分明顯，並在科氏力作用下，氣旋式環流的強度較反氣旋式環流更強，水平尺度也更寬廣 (如圖八)；同時，背風低壓中心自台灣東南外海向東移至氣旋式環流中心附近，使背風旋生機制出現，終使向下游移出之氣旋式環流得以維持較長時間 (Lin et al., 1992)。

四、資料分析

(一) 綜觀尺度分析

本個案出現於五月七日清晨至中午之間，為了瞭解環境是如何有利於本個案的發生，對綜觀資料加以分析，應是詮釋此一現象的首要步驟。五月六日 0000 至五月七日 1200UTC 海平面、925、850 及 700hPa 綜觀天氣圖 (如圖九；限於篇幅，僅附五月六日 1200UTC 天氣圖)，初步之分析結果依時間序列分述於下：

(1) 五月六日 0000UTC

700hPa 風切線位於 $30^\circ N$ 以北，自琉球群島經台灣北部至華南為相對較大風速區；850hPa 低壓中心位於安徽省，冷鋒自此向西南延伸至廣西省，自琉球群島北方經台灣北部至華南一帶亦為相對較大風速區，但南北方向伸展之寬度較 700hPa 為窄；925hPa 低壓中心及鋒面位置與 850hPa 接近，最大風速區位於琉球群島北方，台灣北部及福建、廣東沿海則為次大風速區。

台灣地區 700hPa 風速為 15~25kts ($7.5\sim 12.5\text{ms}^{-1}$)；850hPa 風速為 10~30kts ($5\sim 15\text{ms}^{-1}$)；925hPa 風速為 10~20kts ($5\sim 10\text{ms}^{-1}$)；又 700hPa 以下均為西南西 ($240\sim 260$) 風 Fr 估計約為 0.15~0.31 (中央山脈最高高度為 4000 公尺，700hPa 以下平均風速為 $5.8\sim 12.5\text{ms}^{-1}$)。

(2) 五月六日 1200UTC

700hPa 綜觀天氣型態與 0000UTC 相似，僅福建沿海至台灣北部一帶，較十二小時前略增強約 5kts；850hPa 低壓中心加深東移至黃海，氣旋式環流明顯，琉球群島北方風速較十二小時前增強 10 至 15kts，但福建、廣東沿海一帶至台灣北部之風速略減弱約 5kts；925hPa 低壓中心亦加深並東移至黃海，且伴隨低壓之加深，自黃海區至琉球北方海面之風速均強，但台灣北部及福建、廣東沿海一帶之風速則較十二小時前減弱且風向較為紊亂。

大陸東南沿海 700hPa 風速為 15~25kts ($7.5\sim 12.5\text{ms}^{-1}$)，850hPa 風速為 10~15kts

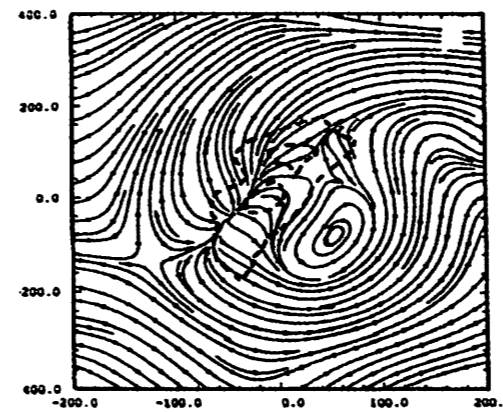
($5\sim 7.5\text{ms}^{-1}$)，925hPa 風速小於 10kts (5m/s)；925hPa 因風速較小，風向之決定困難；此時位居上游的大陸東南沿海風向，有轉為偏西至西北西 ($270\sim 280$) 的趨勢，因此風向幾乎與中央山脈間垂直；由於此時低層風速較 0000UTC 為弱， Fr 應較十二小時之前低。

(3) 五月七日 0000UTC

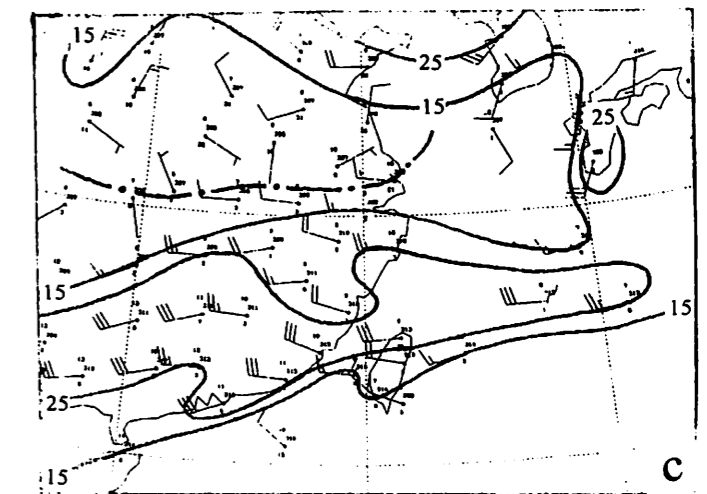
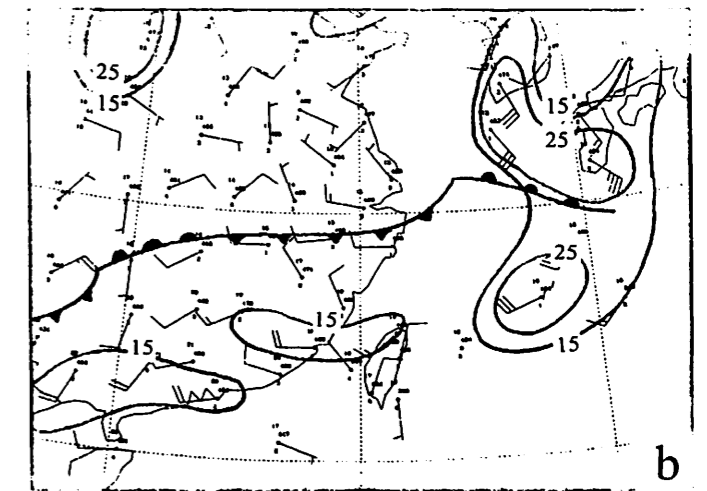
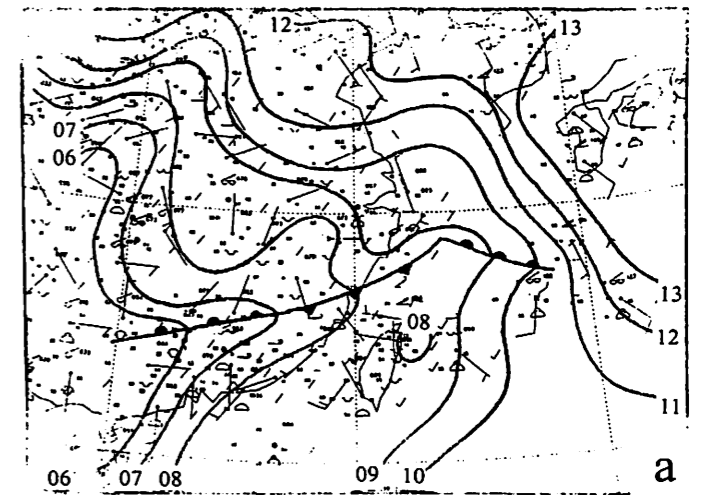
由 700hPa 等高線分析顯示，前日之風切線已有與槽線合併之趨勢；較強風速帶分布之位置與前日相近，但台灣附近及福建、廣東沿海之風速有稍減弱約 5kts 之現象。850 及 925hPa 資料太少，分析不易。

台灣地區 925hPa 風速約 10~20kts ($5\sim 10\text{ms}^{-1}$)，850hPa 風速約 10~25kts ($5\sim 12.5\text{ms}^{-1}$)，700hPa 風速約為 10~20kts ($5\sim 10\text{ms}^{-1}$)；700hPa 以下平均風速約為 $5\sim 10.8\text{m/s}$ ，風向為西南西 ($240\sim 260$) 風。 Fr 估計約為 0.13~0.27。

由以上之分析，自五月六日 0000UTC 起，台灣地區即處於綜觀尺度規模的偏西南西到西北西風環境下；由於螺旋雲系在接近二十四小時之後才出現，且無深厚之對流伴隨，顯見綜觀環境與背風渦旋之間，在動力上應存在密切的因果關係。然而本個案的渦旋現象，空間尺度僅有 150~200 公里，因此針對當時中尺度資料作細部的分析，將更有助於對現象的澄清與了解。



圖八 $Fr=0.125$ ，模式模擬西風流經中央山脈 10 小時後地表面流場 (摘自 Lin et al., 1992)



圖九 五月六日 1200UTC (a) 地面 (b) 850hPa (c) 700hPa 綜觀天氣圖。其中 (a) 粗實線為等壓線，間距為 1hPa；(b)、(c) 粗實線為等風速線，間距為 10kts。

(二) 台灣地區測站資料中尺度分析

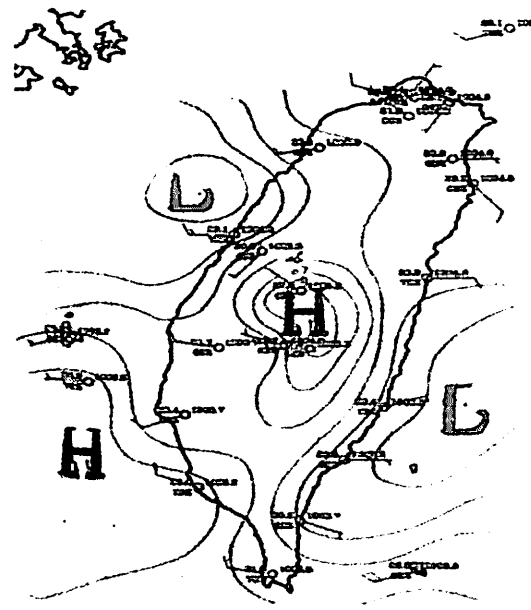
由綜觀尺度分析，在個案發生時段內之 Fr 值為 0.2 上下，因此氣流在遭遇中央山脈後，應兼具阻塞與分流之特性；根據五月五日 2200UTC 至五月七日 0400UTC 之間，台灣地區各測站每六小時之觀測資料分析（如圖十；五月六日 0400UTC），顯示有以下之中尺度特徵：

- (1). 台灣東部外海，以及中央山脈西南側至台灣西南部沿海間，始終存在一對持續性之低壓與高壓；另由東部各測站氣壓值變化情形可判斷出，外海持續性低壓之強度於五月七日 0400UTC 達到最強。
- (2). 此對高、低壓出現之位置，與山岳波理論（如圖三）與數值模擬結果一致。
- (3). 台灣西北部外海存在另一強度相對較弱之持續性低壓，然經比對梧棲與台中測站逐時資料後發現，其原因可能與梧棲測站觀測資料系統性之誤差有關。
- (4). 觀測風向顯示，氣流在台灣西南部外海附近分流，並分別流向台灣海峽及巴士海峽之趨勢明顯；而蘭嶼測站之強西南風，與台灣中部沿海之較強西南風，均足以說明氣流繞流加速（Wang and Chen, 2001）的效果（如圖八）。
- (5). 比較可見光衛星雲圖，背風低壓出現的時間顯較渦旋為早，持續時間亦長。

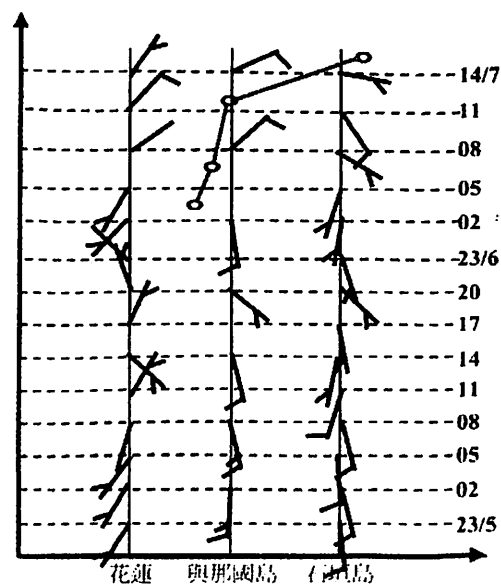
(三) 花蓮—石垣風場時—空間剖面分析

本個案之中尺度渦旋現象發生在東部外海，並逐漸向石垣島接近，分析花蓮至石垣之間的風場時間序列，將有助於了解其發展及移動過程。由於與那國及石垣島在五月六日 2100UTC 前（與那國島五月六日 2100UTC 資料缺）均為偏南風，而自五月七日 0000UTC 時以後分

別轉為東北及東南風，顯示在五月六日 2100 至五月七日 0000UTC 時之間應有氣旋式環流系統經過（如圖十一），但實際路徑（圖十一，實線線段）似與此風向變化之時空分布略有出入，顯示螺旋雲系之幾何中心可能並未向下發展至海面；又花蓮之風向變化雖可能受地形影響，然同一時間亦有氣旋式變化之趨勢。



圖十 五月六日 0400UTC 台灣地區地面中尺度分析。



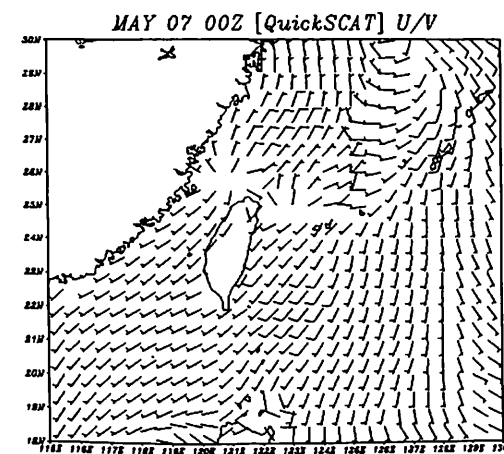
圖十一 花蓮—石垣島風場時—空間剖面。

(四) QuikSCAT 資料分析

- (1) 五月六日 1200UTC 台灣東岸有類

似氣旋式的環流生成，西岸盛行風仍為西南風，而東北角有一較為顯著的氣旋式環流存在，此時的風場分布顯然與當時的大尺度環境特徵有關（北方鋒面系統南下，太平洋高壓東退）。

- (2) 五月七日 0000UTC（圖十二）台灣東北部外海有一氣旋式的環流生成，環流特徵相當顯著，且與原先的風切帶（輻合帶）相結合，搭配中尺度分析資料顯然位置雖略有向東北傾斜，但流場特徵與綜觀及中尺度分析結果相當一致。



圖十二 五月七日 0000UTC QuikSCAT 反演風場。

五、 討論

過去由於觀測資料相當缺乏，使得目前對於台灣東南方外海中尺度低壓、渦旋的結構特徵、發展與耦合（couple）過程之了解仍相當有限，甚至系統變化與當時大氣環境間的關係也不十分清楚。本文選取 2001 年綠島實驗計畫（GIMEX）期間，五月六、七日間出現於台灣東方外海的中尺度渦旋個案，進行診斷分析，期待對上述問題能有更進一步的釐清。由於台灣東南方海面上資料稀少，使移動氣旋路徑、強度與發展之判別受限，因此進一步整合海面船舶報告資料，對海平面氣壓及流場作分析，並利用 QuikSCAT 反演資料之佐證，與數值模擬的表現，以便將現有之研究區域，擴展台灣東方外海至石垣島附近海域，

應是十分必要的；此部分資料尚在分析整理中，將在後續另做報告。然就現有之分析結果，仍可歸納出以下特徵，足以說明台灣地區在低層西南風與中央山脈交互作用下，所引發類似背風渦旋的現象與過程：

- (一) Fr 值的計算結果顯示，五月六日 0000 至五月七日 1200UTC 間，台灣地區位處於發生東南方背風渦旋之有利綜觀條件下。
- (二) 五月五日 2200UTC 至五月七日 0400UTC 之間，台灣地區在低層偏西南西風之吹襲下，中央山脈西南側地表面因氣流阻塞出現相對之高壓，東南至東側則出現低壓；另氣流在遭遇中央山脈後，分流及繞流加速效應亦十分明顯。
- (三) 五月六日 2100UTC 至五月七日 0000UTC 間，與那國及石垣島之間有氣旋式環流系統通過。
- (四) 五月六日 2200UTC 至五月七日 0600UTC 之間，由可見光雲圖可明顯判讀出螺旋狀之雲系組織，雖然無法藉由可見光雲圖顯示夜間之環流發展狀況，但仍可推斷此螺旋狀雲系出現時間較低壓落後，持續時間較低壓為短。

初步觀測資料分析的結果雖不盡完整，但已足夠拼湊出定性上之特徵，說明系統變化過程中，關鍵時間點上的重要現象，此現象是應視為氣流與地形間交互作用的過程。然而仍有其他問題在此分析中並未解析出來，諸如邊界層日變化對系統的影響、水氣通量與潛熱釋放效果的影響、渦旋發生頻率、渦旋本身生成、發展與維持的機制與瞬變結構、甚至狹長地形對以上問題所造成的修正效果等，都需要更高時、空間解析度的資料才能分析，此部份的研究方法與資料可信度已漸趨成熟，將在後續另文討論。

參考文獻

徐晉淮, 1971: 台北地區豪雨之研究。氣象學報, 17, 3, 第 49-71 頁。

- 陳泰然與紀水上, 1980: 台灣梅雨季之中尺度降水與中尺度低壓之研究。大氣科學, 7, 第39-48頁。
- 陳泰然, 1990: 台灣梅雨季中尺度低壓之氣候特徵。大氣科學, 18, 第73-84頁。
- 陳泰然, 1992: 台灣梅雨季之中尺度現象研究(二)。台大大氣科學研究所研究報告 NTUATM-1992-001, 185。
- Barcilon, A., and D. Fitzjarrald, 1984: A nonlinear steady model for moist hydrostatic mountain waves. *J. Atmos. Sci.*, 43, 58-67.
- Brighton, P. W., 1978: Strongly stratified flow past three-dimensional obstacles. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 104, 289-307.
- Carbone, R. E., J. D. Tuttle, W. A. Cooper, V. Grubišić, and W. C. Lee, 1998: Trade wind rainfall near the windward coast of Hawaii. *Amer. Meteor. Soc.*, 126, 2847-2863.
- Chen, G. T. J., and C. Y. Liang, 1992: A midlevel vortex observation in the Taiwan Area Mesoscale Experiment (TAMEX). *J. Meteor. Soc. Japan*, 70, 25-41.
- Chen, S. S., and W. M. Frank, 1993: A numerical study of the genesis of extratropical convective mesovortices. Part I: Evolution and dynamics. *J. Atmos. Sci.*, 50, 2401-2426.
- Davis, C. A., and M. L. Weisman, 1994: Balanced dynamics of mesoscale vortices produced in simulated convective systems. *J. Atmos. Sci.*, 51, 2005-2030.
- Durran, D. R., and J. B. Klemp, 1982b: On the effect of moisture on Brunt-Väisälä frequency. *J. Atmos. Sci.*, 39, 2152-2158.
- Hsu, W. R., and J. H. Tai, 1999: Method of solving moist thermodynamic equations in NTU-Purdue non-hydrostatic model and test on 2D moist mountain waves. *TAO*, 10, 305-320.
- Hunt, C. R., and W. H. Snyder, 1980: Experiments on stable and neutrally stratified flow over a model three-dimensional hill. *J. Fluid Mech.*, 96, 671-704.
- Jou, B. J. D., and C. K. Yu, 1992: Airborne measurement of an oceanic MCS during TAMEX. *Proceedings Second International Conference on East Asia and Western Pacific Meteorology and Climate*. 4-6 September, Hongkong.
- Klemp J. B., and D. K. Lilly, 1978: Numerical simulation of hydrostatic mountain waves. *J. Atmos. Sci.*, 35, 78-106.
- Kuo, Y. H., and G. T. Y. Chen, 1990: The Taiwan Area Mesoscale Experiment (TAMEX): An overview. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 71, 488-503.
- Li, J., and Y. L. Chen, 1998: Barrier jets during TAMEX. *Mon. Wea. Rev.*, 126, 959-971.
- Lin, Y. L., and D. J. Perkey, 1989: Numerical modeling studies of a process of lee cyclogenesis. *J. Atmos. Sci.*, 46, 3685-3697.
- Lin, Y. L., N. H. Lin, and R. P. Weglarz, 1992: Numerical modeling studies of lee mesolows, mesovortices and mesocyclones with application to the formation of Taiwan mesolows. *Meteor. Atmos. Phys.*, 49, 43-67.
- Lin, Y. L., and T. A. Wang, 1996: Flow regimes and transient dynamics of two-dimensional stratified flow over an

- isolated mountain ridge. *J. Atmos. Sci.*, 53, 139-159.
- Long, R. R., 1955: Some aspects of the flow of stratified fluids, part III. *Tellus*, 7, 341-357.
- Miglietta, M. M., and A. Buzzi, 2001: A numerical study of moist stratified flows over isolated topography. *Tellus*, 53A, 481-499.
- Miles and Huppert, 1969: Lee waves in the stratified flow, Part 4: Perturbation approximation. *J. Fluid Mech.*, 35, 497-525.
- Queney, P., 1948: The problem of airflow over mountains: A summary of theoretical studies. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 29, 16-26.
- Rasmussen, R. M., P. Smolarkiewicz, and J. Warner, 1989: On the dynamics of Hawaiian cloud bands: Comparison of model results with observations and island climatology. *Amer. Meteor. Soc.*, 46, 1589-1608.
- Scorer, R. S., 1949: Theory of waves in the lee of mountains. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 75, 41-56.
- Smith, R. B., 1980: Linear theory of stratified hydrostatic flow past an isolated mountain. *Tellus*, 32, 348-364.
- Smith, R. B., 1984: A theory of lee cyclogenesis. *J. Atmos. Sci.*, 41, 1159-1168.
- Smith, R. B., 1985: On lee winds with winds. *J. Atmos. Sci.*, 42, 2597-2603.
- Smith, R. B., 1986: Further development of a theory of lee cyclogenesis. *J. Atmos. Sci.*, 43, 1582-1602.
- Smith, R. B., 1989b: Comment on "Low Froude number flow past three-dimensional obstacles. Part I: Baroclinically generated lee vortices". *J. Atmos. Sci.*, 46, 3611-3613.
- Smolarkiewicz, P. K., R. M. Rasmussen and T. L. Clark, 1988: On the dynamics of Hawaiian cloud bands: Island forcing. *J. Atmos. Sci.*, 45, 1872-1905.
- Smolarkiewicz, P. K., and R. Rotunno, 1989: Low Froude past three-dimensional obstacles. Part I: Baroclinically generated lee vortices. *J. Atmos. Sci.*, 46, 1154-1164.
- Soong, S. T., M. Mathur, and W. K. Tao, 1989: The effect of topography and precipitation in Taiwan, Proc. Workshop on TAMEX Preliminary Scientific Results, Taipei, 22-30 June, 304-309.
- Sun, W. Y., and J. D. Chern, 1993: Diurnal variation of lee vortices in Taiwan and the surrounding area. *J. Atmos. Sci.*, 50, 3404-3430.
- Sun, W. Y., J. D. Chern, C. C. Wu, and W. R. Hsu, 1991: Numerical simulation of mesoscale circulation in Taiwan and surrounding area. *Mon. Wea. Rev.*, 119, 2558-2573.
- Torsteinsson, S., 1988: Finite amplitude stratified air flow past isolated mountains. *Tellus*, 40A, 220-236.
- Wang, S. T., and G. T. Y. Chen, 1990: On the formation and structure of mesolows in TAMEX. *Proceedings, workshop on TAMEX scientific results. NCAR*, September 24-26, 166-173.
- Yu, C. K., J. D. Jou, and D. P. Jorgensen, 2000: Retrieved thermodynamic structure of a subtropical, orographically influenced,

quasi-stationary convective line . *Mon. Wea.*

Rev., accepted with revision.

Zhang, D. L., 1992: The formation of a cooling induced mesovortex in the trailing stratiform region of a midlatitude squall line. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 2764-2785.

A case study of lee vortices at east of Taiwan Part I: Review and surface analysis

Lin De-En and Tai Jyh-Huei
Weather Cental, Weather Wing, CAF

Abstract

Under southwesterly prevailing flow, we often witness a shallow spiral cloud system at SE of Taiwan. This cloud system, the result of interaction of air flow with CMR, is the well-known phenomenon of lee vortex. In this paper, We generally compare the characteristics of the real case happened during 6-7 may 2001 with that of past studies. The observations show that the synoptic environment before cyclogenesis is very favorable to generalize the lee mesovortex. On the other hand, The local circulations around Taiwan area are in good agreement with that of past investigations. It has been shown that the numerical simulation and laboratory experiment are capable of recapturing the detailed features as observed by surface analysis. However, considering the future research of local circulation of Taiwan area, the datas collected by ships, OuiksCAT inversion, and numerical simulation will be integrated to furtherly study the dynamic process of airflow-terrain interaction because of the specific topography and climatology of Taiwan.

Keyword: lee mesolow, lee mesovortex, lee mesocyclone QuiksCAT