

台灣東南部局部環流之觀測分析與模擬

林沛練 呂玉璇 錢之駿

國立中央大學大氣物理研究所

摘要

台灣位於亞洲與太平洋的交界處，四面環海，天氣與氣候不僅深受東亞季風之影響，而且也明顯呈現海陸加熱差異所引發的海陸風環流現象。此外，台灣島上地形非常複雜，除了中央山脈縱貫南北之外，東南部地區另有海岸山脈與花東縱谷之存在，這些山脈、縱谷及斜坡地形，對台灣東南部局部環流之發展以及大氣邊界層的演變有何影響，是很值得探討之科學問題。本研究即以台灣東南部地區複雜地形所引發之局部環流與大氣邊界層的發展特性作為主題，利用綠島中尺度實驗計畫密集觀測期中，測風氣球、繫留氣球、整合探空系統、近地通量自動觀測站以及移動式地面站的觀測資料，分析複雜地形下局部環流之發展，近地能量之收支以及邊界層的發展與演變特性，並進一步使用數值模式進行模擬研究，期望能更深入來探討局部環流發展與演變的物理過程。

一、前言

台灣是位於亞洲大陸與太平洋交界處的島嶼，四面環海，海陸的對比很明顯。島上的地形型態從平原、盆地、縱谷甚至到超過三千公尺的高山都有，地形可說是相當複雜。在四面環海以及地形起伏很大的兩大因素影響之下，由海陸和地形差異加熱所引起的局部環流，在台灣地區是相當明顯而重要的。因為局部環流會影響中尺度系統的演變、邊界層的發展及污染物的擴散與傳送等，對人類所居住的環境影響很大，故研究局部環流有其必要性。

過去已有不少的研究是針對台灣地區之局部環流及邊界層發展做討論，也有特別規劃實驗做密集的觀測，以了解其演化過程，其中包括台灣中尺度實驗 (TAMEX) (Johnson and Bresch, 1989; 林與盛, 1990; Sun et al, 1991)、西北台灣局部環流實驗 (吳等, 1994; 張等, 1996; 林等, 1996; 陳, 1996) 等，以實驗觀測期間所收集之資料對局部環流及邊界層發展做完整的描述，但以上所針對之範圍多為台灣之中西部及西北部，對於東部地區之研究甚少。2001 年梅雨季所進行的綠島中尺度實驗 (GIMEX)，目的在於了解東南部地區的大氣環境及複雜地形對於氣流及降雨系統的影響，由於台灣東南部之地形也是相當的複雜，除了有海陸分布及山坡地形，在中央山脈與鄰海的海岸山脈中間有一花東縱谷，此山谷使該地區之地形更為複雜，需要非常密集的觀測才能進行研究，而綠島中尺度實驗期間的觀測項目相當完整，包括地面的基本氣象場 (壓力、溫度、溼度、風向、風速等)、探空氣球所得各基本氣象參數之垂直變化、測風氣球

所得風場垂直變化、無人飛機於海上做探空，另有整合探空系統 (ISS) 及通量儀 (Fluxpan) 等，藉此可對台灣東南部地區的大氣結構做詳細的描述，並利用各氣象參數完整的時空分布對該地區之局部環流及邊界層發展做相關研究。

雖然綠島中尺度 (Green Island Mesoscale Experiment, 簡稱 GIMEX) 實驗提供了在時間和空間上解析度不錯的資料，但是仍只侷限於幾個密集觀測點，因此要更進一步探討局部環流在時間、空間上的發展與演變特性，必須以模式模擬來補觀測上的不足。另一方面密集的觀測資料正好提供一次校驗模式模擬結果的好機會，本研究一方面希望利用 GIMEX 的密集觀測資料來校驗 MM5 模式模擬的結果，另一方面希望結合密集的觀測以及模式模擬之結果來了解台灣東南部地區局部環流以及大氣邊界層的發展與演變特徵。

二、資料來源與模式介紹

1. 綠島中尺度實驗 (GIMEX)

過去氣象局梅雨季豪大雨預報，東部地區的降雨預報得分特別不理想 (周, 2001)，為改善上述情形，由「台灣天氣研究計畫」於台灣東南部地區進行密集觀測實驗，藉由資料收集分析和數值模擬實驗，增加對台灣東南部大氣環境的瞭解，尤其是島嶼地形對氣流和降水的影響。實驗進行時間為 2001 年 5 月 16 日至 6 月 15 日，密集觀測期為 5 月 24 日至 5 月 30 日；實驗範圍以台灣東南部地區以及至綠島之間的海域

為主要實驗區域。在 GIMEX 實驗中使用之觀測設備，除了原有作業單位的例行觀測測站於時間上加密觀測之外，另外有許多輔助儀器加入觀測。原有作業單位之觀測有：中央氣象局 (CWB)、空軍和民航局的地面氣象站，中央氣象局所屬之自動雨量站，CWB 和軍方之探空站。密集觀測之觀測項目：原有之探空站增加觀測密度 (三小時一次)，在成功設置整合探空系統 (ISS - Integrated Sounding System)、通量儀 (FluxPAM)，於池上、東河、霧鹿、鹿野和台東設置經緯儀測風氣球 (Pibal) (圖 1)。

2. 觀測分析方法

綜觀天氣型態以日本氣象廳地面、850hPa 及 700hPa 天氣圖做為分類的依據，並以歐洲中期天氣預報中心 (ECMWF) 及 GMS 衛星雲圖做為輔助。地面風場及雨量以氣象局標準站、自動氣象站、自動雨量站及環保署測站每小時紀錄一次的資料為主，以此來分析研究區域之風場日變化。

局部環流剖析方面，在密集實驗期間，有每三小時一次的風場垂直剖面觀測，包括分別以垂直海岸線及平行縱谷的觀測點的測風氣球觀測，以及在沿海的成功站、海上綠島站兩地施放的探空氣球，本篇將以上述所觀測到的風場垂直剖面來探討局部環流的演變。整合探空系統所包含的 915MHz 剖風儀，有 30 分鐘一筆的垂直風場剖面的資料，可以用來分析風場的細微變化。

邊界層演變過程之分析，主要以池上站所施放之繫留氣球以及成功站、綠島站所施放之探空氣球的觀測為主，以其所測量到的各氣象參數剖面，換算成位溫剖面，藉此來探討位於三個截然不同的地理位置其邊界層的發展過程及特徵有何異同。

由過去的研究知，地表能量的收支應為平衡狀態，其各項包括淨輻射通量、潛熱通量、可感熱通量及土壤熱通量，本研究為了解邊界層內的能量轉換過程為何，利用架設在成功站的通量儀所直接觀測到的各通量值加以分析。

3. 模式介紹

本研究所使用的數值模式為美國國家大氣研究中心與美國賓州州立大學所發展的第五代中尺度模式 (簡稱 MM5, Fifth-Generation NCAR / Penn State Mesoscale Model)，此模式使用經過中尺度運動特性簡化的原始方程，追隨地勢座標，多重的巢狀網格 (nested domain)，目前屬於三維空間的非靜力中尺度模式。

本研究中模式使用的初始場資料為 2001 年 5 月的 ECMWF (European Center for Medium-Range Weather Forecasting) TOGA (Tropical Ocean

Global Atmosphere Programme) Global Analysis Data，每日有兩筆資料，分別為 00UTC 和 12UTC，解析度為 2.5 x 2.5 度，為了能同時掌握大尺度天氣系統的變化以及台灣東南部地區小尺度且地形複雜區域的天氣變化，模式進行模擬時採用四層多重巢狀網格，網格在空間上的配置如圖 2，水平網格點數分別為 79 x 79 (D1)、73 x 73 (D2)、100 x 100 (D3)、112 x 112 (D4)，網格解析度依照粗網格比細網格為 3 比 1 的比率，分別為 54km、18km、6km、2km，所使用的地形資料解析度分別為 10min、5min、30sec、30sec (表 1)。模式中垂直方向追隨地勢座標層數為 24 層。

本文控制組所使用參數化的原理簡介以及設定部分參考賴 (2000)，簡述如下：積雲參數化第一層使用 Anthes-Kuo 的方法，第二層使用 Grell 的方法，第三和第四層因網格解析度比積雲尺度小，故採用直接計算的方法；邊界層參數化使用 MRF 的參數法；輻射參數化使用考慮有雲情況的參數法；水氣參數化使用簡單冰相參數法 (simple ice)。

三、局部環流之特性分析

本研究區域為台灣東南部地區，由於區域內地形關係所引發之局部環流相當複雜，包括海陸風、山坡風、山谷風等局部環流，在上述各局部環流間之交互作用即為本篇研究所欲探討的，然而，能夠影響環流演變的，尚包括綜觀天氣條件的影響，因此，為了探討綜觀風場與局部環流間的關係，本文將密集觀測期間分為兩類，一類為地面綜觀風場為偏東風，一類為地面風場為偏南風，因為地形中包含了一北北東-南南西走向的縱谷，臨海的海岸山脈標高 1500 公尺，對於綜觀風場有明顯的阻擋作用，影響了山谷內的氣流，因此本文將以低層綜觀風場為依據加以分類。

1. 東風類型

東風類型所挑選的個案為 2001 年 5 月 24 日，地面天氣系統主要的配置為，太平洋高壓勢力東退至 140° E 以東，長江口有一高壓出海，在日本附近有一低壓，冷鋒自此低壓中心向西南延伸至台灣東南邊的海面上，在這兩系統的作用下，北來的氣流在台灣附近轉為偏東風。由 850hPa 的天氣圖顯示日本附近上空有一與地面低壓系統相搭配的低壓存在，低壓環流的勢力只影響到台灣北部外海，台灣恰位於鞍型場中，東南部地區在 850hPa 的流場為微弱的偏東風。

A. 地面站分析

整合探空系統地面站顯示，5 月 24 日天氣晴朗，日夜溫差很大，約 10 度 (圖 3a)，風場的日夜變化

明顯。由各站的風向可看出明顯的日夜變化(圖 3b)。

B. 地面風場分析

5 月 24 日上午 8 點時的地面風場有轉變的現象出現(圖 4a)，在海岸測站已有測站轉為海風，山坡測站也有觀測到由下坡風轉為上坡風的現象，隨著地表持續加熱，至 11 點(圖 4c)，局部環流已發展成熟，13 點時發展最強(圖 4d)，在海岸觀測到的地面風向皆為海風，山坡測站也皆為上坡風，而在山谷內，白天受到地表加熱及上坡風的回流在谷內絕熱增溫的影響，使得谷內溫度較谷外高，進而引發谷風，再加上受到海風、盛行風遇到中央山脈阻擋影響，於縱谷兩端有的繞流現象，因此發現在山谷南端為吹南風、北端吹北風。到傍晚 6 點(圖 4e)地表不再加熱，地面的局部環流開始轉變，到 20 點(圖 4g)，已由海風轉為陸風，上坡風轉為下坡風，由於下坡風吹入谷裡遇到海岸山脈的阻擋，因此山谷內的地面風向為南北向，再加上下坡風所伴隨的冷平流使得山谷內溫度較低，而由谷風轉為山風。

C. 垂直風場分析

由成功站的整合探空系統一剖風儀觀測發現，垂直風場有明顯的分層現象，在 1500 公尺以上受到綜觀風場的影響，低層大氣為東風、高層為西風，而近地面 500 公尺，有海陸風環流清晰可見，在 500 公尺以上為海風與盛行風間的轉換層，受到回流及盛行風交會的影響，轉為北風。台東站雖然與成功站皆位於海岸，但由於台東站沒有地形的阻擋，因此低層風場為東風(圖 5a)，白天盛行風向與海風風向相同，因此不易判斷海風環流的發展高度，而陸風環流則由圖 7a，清楚顯示轉換時間約 23 點，厚度 300 公尺。

由山谷內的鹿野站(圖 5b)及池上站(圖 5c)的風場垂直剖面發現，谷內有明顯的分層現象，高度約為 1200 公尺，與海岸山脈的高度相近。在谷內，白天受到地表加熱及上坡風的回流在谷內絕熱增溫，使得谷內外有溫差，進而引發谷風，再加上受到海風、盛行風遇到中央山脈阻擋影響，繞流進入谷內，而 1200 公尺以上盛行風則沒有地形阻擋，因此有分層現象產生，由池上站的觀測發現，不僅只有谷風與盛行風間的分層現象，在近地面約 300 公尺還發現有上坡風環流，但由於地表加熱後所產生的谷風較強，在 14 點後上坡風就被掩蓋掉。而山坡測站(圖 5d)則可發現明顯的斜坡風環流，白天為上坡風，但風向與盛行風一致，所以高度不易辨別，夜間為下坡風，厚度約為 800 公尺。

2. 南風類型

南風類型所挑選的個案為 2001 年 5 月 27 日，太平洋高壓脊的位置往南移至台灣東部外海，與台灣西南方新生之低壓同時影響台灣附近的流場，在此兩系

統的影響下，實驗區域內的中低層大氣，轉為東南風。在太平洋高壓勢力向西擴展，而且在大陸移動性高壓往東南移動的雙重影響下，台灣地區的氣壓梯度變大，風速加強，因此太平洋高壓脊間接的影響風場的變化。

A. 地面站分析

27 日，日夜溫差大，上午天氣晴朗，午後有對流發展，降雨時間從傍晚 5 點開始，並向海岸邊發展。各站的風向也有明顯的日夜變化。

B. 地面風場分析

與東風類型討論相似，在日出後，由於地表開始加熱，因此地面風場有轉變的現象出現，至 11 點，局部環流已發展成熟，包括海風環流、上坡風環流以及谷風環流。到傍晚地表不再加熱，地面的局部環流又開始轉變，到 22 點，地面局部環流轉為陸風環流、下坡風環流以及山風環流。

C. 垂直風場分析

由成功站的整合探空系統一剖風儀觀測發現，低層垂直風場在 20 點以前皆為西南—南風。而由其他測站的風場剖面來看，白天，海岸測站的低層垂直風場皆為南風，但低層 600 公尺以下有海風的發展，而在縱谷內，於 600 公尺以下發現有與 600 公尺以上較不一致的風向，此為海風繞流進入山谷所致，在 600 公尺以上，都是吹著很穩定的南風，研究顯示，由於縱谷的走向於盛行風相同，因此盛行風直接進入谷內，使得谷內沒有其他的分層現象，此與偏東風類型不同。但近地面的風場依然受局部環流而變化。

四、邊界層特性分析與比較

1. 位溫剖面分析

地形對於邊界層的發展有著重要的影響，而擁在地勢複雜的台灣東南部地區內邊界層發展的差異，即為本節欲探討的，包括位於縱谷內(池上站)、臨海—縱谷外(成功站)及海上小島(綠島)之邊界層發展，因此分別利用繫流氣球及探空氣球觀測所得到的位溫剖面來分析圖 6：

A. 縱谷內(池上站)：地表在白天加熱，有明顯增溫的現象，而邊界層受到地表加熱的影響而發展，發展的高度隨當時的天氣條件而不同。5 月 24 日為晴天，邊界層發展的過程較為清楚，在 11 時，已發展至 900 公尺，由於資料的不足，無法測得邊界層的最大厚度，但可推測至少大於 1000 公尺，隨著日落，地表漸漸降溫，邊界層厚度減少，在 17 時，只剩 150 公尺，夜間，地表持續降溫，由圖 6 可知，位溫隨高

度增加，近地層呈現穩定的狀態，直到日出後，地表又受到太陽加热的影響，邊界層才又開始發展。

B. 臨海—縱谷外（成功站）：邊界層發展的過程與縱谷內（池上站）相似，但在白天，低層（100公尺以下）有由海陸的加熱率不同產生的海陸風環流，其所伴隨的冷平流會抑制邊界層的成长。邊界層的厚度最大發展高度為 950 公尺，發生時間在 11 時，而夜間有明顯的殘餘層，因為本站位於海岸，受到海洋影響較大，因此較為類似海洋性的邊界層發展。

C. 海上小島（綠島）：大致上與臨海—縱谷外（成功站）相似，只是更為接近海洋性的邊界層發展，因為小島太小，局部環流的效應對於這邊沒有影響，因此低層（100公尺以下）有地表加熱及風切造成的不穩定狀態，而其發展的最大高度為 750 公尺，時間為 11 時。

比較三者發現，邊界層高度發展最高的是縱谷內（池上站），其次為臨海—縱谷外（成功站），此與海陸分布有關，內陸，地表比熱較小，加熱明顯，早晚溫度變化大，邊界層發展的高度也較高，其發生的時間為地表承受最大加熱時，而在地表沒有加熱後，邊界層的厚度迅速減小，近地層隨後呈現穩定的狀態。臨海，溫度變化較小，受到海洋的影響，其邊界層發展的最大高度與內陸相比則較低，其發生時間也比內陸早，約在 11 時，之後只有維持，並無繼續成長，而在地表沒有加熱後，邊界層的厚度會持續維持到夜間，形成殘餘層。

2. 地表能量收支之各通量比較

學者依地表能量收支平衡法（surface energy balance method）來估算熱通量，地表能量收支平衡之方程式可寫成 $H + L_v E + \Delta S = Q^* - G$ ， Q^* 為太陽淨輻射通量， G 為土壤熱通量， H 為可感熱通量， $L_v E$ 為潛熱通量， ΔS 為更小尺度中非常複雜的能量交換，如植物光化反應、人類活動等，此項所儲存的的能量只佔淨輻射的幾個百分點，而此次的觀測地點在成功測站的觀測坪內，附近無較高大的植物和頻繁的人類活動，故在式中可忽略。

A. 淨輻射，淨輻射值定義為向上為正，由圖 7 可看出，白天的淨輻射值為負，表能量是由上向下傳送，但每天的極值各不相同（ $-490 \sim -700 \text{ W/m}^2$ ），此與雲的覆蓋量有關，而夜間的淨輻射值則為正，表地表正在散失熱量中，但值的變化較小，每日大致上相近。

B. 土壤熱通量，土壤熱通量定義為向上為正，由圖 7 可看出，白天，地表受到日照的影響，溫度較高，因此熱量由地表向土壤深處傳送，夜間則相反。影響土壤熱通量的因素包括：(1) 雲覆蓋量，因為會影響短波輻射的量，進而影像地表的加熱程度；(2) 降雨，使地表冷卻，造成地表與土壤深層的溫差減小，進而

影響土壤熱通量。

C. 可感熱通量，可感熱通量為由上下層的溫差造成的熱量傳輸，其值定義為向上為正，因此由圖 7 可看出，白天，由於地表經過加熱，近地面溫度較大氣溫度高，因此，可感熱通量的值為正；夜間，地表散熱後，近地面溫度較大氣溫度低，但白天上下層大氣的溫差比夜間大，所以白天振幅較大，此值也深受淨輻射所影響。

D. 潛熱通量，潛熱通量以水氣傳送的方向定義為向上為正，水氣蒸發通常是發生在白天，蒸發後會是地面冷卻，凝結通常是在晚上較冷的情況下發生的，所以地表經過加熱後會使水氣上升，單位面積單位時間通過的水氣量即為潛熱通量，由圖 7 可看出，白天，地表受熱後加溫，接近地表的水氣蒸發，水氣向上傳送，潛熱通量的值為正，範圍在 $400 \sim 820 \text{ W/m}^2$ 之間，夜間地表冷卻後，水氣凝結於地表，水氣傳送的方向轉為向下，此值也是受淨輻射影響很大。

地表能量來源為太陽所發射的短波輻射對地表加熱，而加熱後的反應項有三：可感熱通量、潛熱通量及土壤熱通量。在白天，地表接收短波輻射後，為了維持地表能量收支平衡，會藉由可感熱通量、潛熱通量將熱量傳至大氣中，另一方面也藉由土壤熱通量將能量傳至土壤深層；夜間，由於地表不再受到太陽加熱，所以看到各項值均減少，而各通量的傳遞方向也與白天相反。因此地面在經由太陽短波輻射加熱後，會透過潛熱通量、可感熱通量的方式使邊界層發展，可感熱通量的貢獻為潛熱通量的一半，潛熱通量、可感熱通量最大時，邊界層發展的高度也最高。

五、模擬分析

1. 控制組結果分析

在綜觀天氣系統的表現上，模式掌握了大部分綜觀天氣系統的變化，從模式第一層網格的海平面氣壓場（圖 8）、地面溫度場、地面風場及 850hPa 高度場、溫度場、風場與 ECMWF 分析場的比較大致上相當吻合，在模式第三層網格的風場流線與 QSCAT 海面風場流線比較中，模式模擬的上游風場與 QSCAT 的上游風場有很好的的一致性。在地面測站與模式結果的地面溫度場比較方面，模式結果與地面測站有很好的的一致性（圖 9），模擬的溫度有很明顯的日變化情形，雖然在溫度最大值與最小值不完全吻合，但是大致上在不同地區的溫差變化模式都能掌握到，在山坡和縱谷內日夜溫差變化幅度較大，在沿海地區則日夜溫差變化幅度較小。成功站的探空氣球和池上站的繫留氣球能夠量測到垂直方向上溫度場的變化，因此可以比較模式結果與觀測的邊界層發展情形。比較在成功站和池上站觀測與模式模擬（圖 10 (a) and (b)）的位溫

曲線，在觀測與模式模擬同樣都可以看到靠近海邊和縱谷內位溫曲線差異很大，靠近海邊容易受到海洋調節溫度的影響，使得溫度的變化幅度不如縱谷內來的大，而模式模擬的邊界層高度也可以看出兩地的不同，在池上站白天邊界層發展至最高可到達 1500 公尺，而成功站只有 1000 公尺，晚上的邊界層高度則是很相似。霧鹿站的模式模擬結果顯示溫度的變化幅度很大(圖 10(c))，而白天邊界層發展高度可到 1800 公尺，比縱谷內和海邊都來的高，但是晚上的邊界層高度則是很淺的一層，比其他兩站低了許多。

2. 影響局部環流的因素探討

A. 地形解析度

從前面討論的結果可知，局部環流和地形分佈有很大的相關性，因此本研究利用不同網格解析度和不同的地形資料來探討地形對於此地區局部環流的重要性。雖然模式的第三和第四層網域使用相同的地形資料，但是使用不同的網格解析度仍然會有不同的地形高度產生。不同網域所解析出的地形高度與分佈明顯有很大的差別(圖 12)，第二層網域和第四層網域地形相差很多，完全沒有綠島地形的存在，中央山脈周圍原本存在許多的山凹變得很平滑，而海岸山脈以及縱谷地形在此也無法解析出來，第三層網域的地形則是較為接近第四層網域的地形，但是中央山脈、海岸山脈以及之間的縱谷仍有差異，特別是海岸山脈的南端高度降低至幾乎與縱谷同高，使得縱谷地形只剩下靠近北邊的一小段。第二層網域的地面風場在夜間呈現吹下坡風和陸風的情形(圖 13(a))，在白天則是呈現上坡風和海風的情形(圖 13(b))，可以看到當地形只有山坡、平原和海洋的分佈時，風場的日夜變化呈現出很單純的上下坡風和海陸風環流的交替。第三層網域的地面風場在夜間時山區斜坡上皆為下坡風(圖 13(c))，沿海地區則是陸風的情形，池上以北的縱谷區是吹由南往北的山風，池上以南縱谷地形沒有解析出而成為一個斜坡地形，因此原本向南的山風變成下坡風往沿海地區和陸風會合，在白天山區斜坡上變為上坡風(圖 13(d))，沿海地區風場也轉向為海風，池上以北的縱谷內可見微弱的谷風存在，而池上以南則是上坡風。從不同網域地面風場的分析可以瞭解地形分佈會改變局部環流發展後氣流的走向，因此確實有使用高解析地形資料搭配高解析網格來得到更接近真實地形的必要性。

B. 地表通量傳輸

局部環流的發展主要是由加熱不均所產生的水平溫度梯度所引起，再加上地形分佈會改變局部環流氣流的走向，以及盛行風遇到地形所產生的抬升與繞流也會和局部環流發生交互作用，前一節已經討論過地形的重要性，因此本小節將模式中地表通量控制項

關閉來探討地表通量傳輸對於局部環流的影響。當地表沒有熱通量傳輸時，地面溫度的日變化很小(圖 28)，日夜只有相差不到 1 度，反之地表允許熱通量傳輸時，在池上站日夜溫差可達到 7.5 度。從無地表通量的地面風場可以看到在內陸地區夜晚和白天的風速都很微弱(圖 29(a)and(b))，且風向沒有一定的規則可循，而海面上風場則是大致上維持著盛行東風，靠近海岸處遇到地形阻擋有繞流的情形，和控制組的地面風場相比(圖 29(c)and(d))，由於控制組會有海陸風環流的發生，而海陸風環流會與盛行風產生交互作用，夜間陸風發展會阻擋盛行風，而白天海風發展與盛行風結合會增強盛行風風速，在內陸則是有山谷風環流使得風速與風向會隨時間變化。從垂直速度的比較也可以發現當地表沒有通量傳輸時，微弱的氣流遇到地形抬升或是氣流過山的下沉所產生的垂直速度都非常小，反之在有地表通量時垂直速度的值就大了許多。從以上分析的結果可以得到地表通量對於局部環流是非常重要的，原因是海陸風環流和山谷風環流都是靠溫度差異所驅動的熱力直接環流，若無地表的溫度變化則不會有日夜局部環流的產生。

六、結論與展望

由於台灣東南部之地形也是相當的複雜，包括有海陸分布、山坡地形以及山谷地形，在太陽對於地表加熱不均勻的情形下，海陸風、山坡風、山谷風等局部環流是很容易被引發的，而各局部環流間的交互作用則需要非常密集的觀測才能進行研究。本篇研究即利用綠島中尺度實驗計畫的密集觀測期資料對此複雜地形下所引發之局部尺度環流做探討，研究縱谷內的局部環流與沿岸的局部環流的關係，並討論該區域之邊界層的發展過程。

在研究區域內的局部環流相當複雜，包括海陸風環流、山坡風環流及山谷風環流，海風發展高度約 500 公尺，陸風約 200 公尺，下坡風發展高度約 400 公尺，局部環流的回流現象則被盛行風場覆蓋而不明顯。

在弱綜觀風場情況下，地面風場皆有明顯的日夜變化，沿海岸地區有海陸風環流的日變化，山坡測站也有山坡風環流的日變化，而縱谷內，白天受到地表加熱及上坡風的回流在谷內絕熱增溫，而有谷風的形成，再加上受到海風、盛行風遇到地形阻擋影響，於縱谷兩端有的繞流現象，造成縱谷北端吹北風、南端吹南風，夜晚則受到下坡風影響而吹北風。

由風場垂直剖面分析知，若綜觀風場為偏東風，受到海岸山脈的阻擋的影響，谷內會有分層的現象，於高度 1200 公尺至 1500 公尺以下，低層為山谷風環流，上層則不受地形阻擋風向與盛行風相同，此時邊界層的成長在不受到綜觀條件的影響下，發展的高度較高。若綜觀風場為吹南風類型，則由於綜觀風場的

風向與縱谷走向平行，因此盛行風會直接進入谷裡，使得縱谷內沒有分層的現象(圖 5.1b)，且山谷風環流的日夜變化會被覆蓋，邊界層發展的高度也較低。

而實驗區域內的邊界層發展差異很大，由於地形的關係，在山谷內的日夜位溫差很大且邊界層也較容易發展，但其發展的最大高度由於實驗的資料不足而無法判斷，但與海岸測站比較，則谷內的邊界層厚度較厚。而較靠近海岸的邊界層發展，受到海洋的調節，日夜位溫差則較小，且邊界層才發展到 11 點之後，底層受到海風環流所伴隨的冷平流影響，而抑制了邊界層的成長，厚度約 600-800 公尺，但在地表沒有加熱後，邊界層的厚度會持續維持到夜間，形成殘餘層。

由自動通量觀測站所量測到之維持地表能量平衡之各通量發現，地表經過太陽短波輻射加熱後，為了維持地表能量收支平衡，會藉由可感熱通量、潛熱通量將熱量傳至大氣中，另一方面也藉由土壤熱通量將能量傳至土壤深層，而由於觀測地點設置於海邊，因此水氣在能量轉換過程中扮演相當重要的角色，對於維持能平衡貢獻最大的即為潛熱通量，可感熱通量次之，且潛熱通量約為可感熱通量的兩倍。而在一天之中，潛熱通量、可感熱通量最大時，邊界層發展的高度也最高。

除了分析觀測資料的局部環流變化外，本文使用數值模式對 2001 年 5 月 24 日台灣東南部地區複雜地形的局部環流進行模擬研究，從模式模擬結果與觀測資料比較發現，模式對於大尺度系統變化的掌握能力很好，單點測站的比對也呈現出模式可以模擬出地面溫度日變化趨勢和沿海與山區日夜溫差不同的情形，而位溫曲線也有模擬出與觀測相符的結果。從上述大尺度到小尺度的比較可知模式的結果很不錯，大致上可模擬出局部環流在此複雜地形影響之下的變化情形。

分析模式模擬的結果發現，在沿海地區夜間的陸風發展高度為 250 至 500 公尺，白天的海風發展高度在台東站為 1000 公尺，而成功站為 600 公尺，由陸風轉變為海風的時間為早上 8 時，由海風轉變為陸風的時間為晚上 10 時；在縱谷內夜間的山風發展高度為 500 公尺，白天的谷風發展高度為 750 公尺，由山風轉變為谷風的時間為早上 10 時，由谷風轉變為山風的時間為下午 5 時；在山坡地區夜間的下坡風發展高度不到 250 公尺，白天的上坡風發展高度超過 1000 公尺，由下坡風轉變為上坡風的時間為早上 7 時，由上坡風轉變為下坡風的時間為晚上 10 時。在夜間的局部環流型態為：中央山脈東側山坡和海岸山脈吹下坡風，沿海地區則是吹陸風，而縱谷內山風氣流分為兩支，一支由霧鹿所在山凹經池上後往縱谷北方，另一支則是經池上後轉往縱谷南方；在白天的局部環流型態為：中央山脈東側山坡和海岸山脈吹上坡風，且海岸山脈高度較低處氣流有跨越的分量，在沿海地區吹海風，縱谷內谷風氣流由南北兩端進入往池上方

向。沿海地區的位溫曲線日夜差異較小，縱谷內和山坡地區的位溫曲線日夜差異較大，且縱谷內和山坡地區白天邊界層發展高度都比沿海地區來的高。

在影響局部環流的因素探討上，當地形解析度降低使得縱谷地形不明顯甚至是消失時，該地區的局部環流就只有單純的上下坡風環流存在，證明了此地區的局部環流受到複雜地形存在的影響很大，也顯示出在模式中使用高解析地形資料是影響局部環流模擬結果好壞的主要因素；當把模式中地表通量傳輸項關掉之後，對局部環流產生相當大的影響，即局部環流變成沒有日夜變化的發生，可見地表的通量傳輸是驅動局部環流發生的主要動力。

實驗期間通量儀所觀測對於影響邊界層發展之各種熱通量、水氣通量和輻射通量資料並未作分析以及模式的比對，是本研究需要補強的部分。而模式的初始場直接使用全球的分析資料，並未加入探空資料來作初始場的修正與調整，另外模擬沒有針對不同盛行風風向以及有降水發生來作測試，也是本研究需要繼續努力的地方。

參考文獻

- 林沛練，盛揚帆，1990：TAMEX 期間台灣地區海陸風特性之初步分析。天氣分析與預報研討會論文彙編，133-144 頁。
- 吳清吉，張隆男，喬文義，林沛練，林松錦，陳景森，許武榮，林能暉，1994：台灣局部環流之研究。國科會研究報告。
- 林沛練，陳台琦，賴信志，1996：台灣局部環流之研究：濱海複雜地形局部環流與邊界層之發展 (II)。國科會研究報告。
- 陳焱煌，1996：西北台灣局部環流與邊界層發展之研究。國立中央大學碩士論文。
- 張隆男，喬文義，林沛練，吳清吉，林松錦，陳景森，許武榮，林能暉，1996：台灣局部環流之研究 (I)。國科會研究報告。
- 賴信志，2000：台灣梅雨季中尺度對流系統之數值模擬研究-TAMEX IOP8 個案。國立中央大學博士論文。
- 周仲島，2001：台灣天氣研究計畫與綠島中尺度實驗簡介。科學發展月刊，29，568-578。
- Johnson, R. H., and J. F. Bresch, 1989: Interaction between sea and land breezes and deep convection over Taiwan. *Proceedings for Workshop on TAMEX Preliminary Scientific Results*. 22-30.
- 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.* 199, 2558 -2573