

冬季冷鋒個案之數值研究

簡芳菁 林勝峰

國立台灣師範大學地球科學研究所

(中華民國九十三年二月三日收稿；中華民國九十三年六月十二日定稿)

摘 要

本文使用 MM5 模式針對 1996 年 1 月 7 日至 9 日的冬季冷鋒個案進行數值模擬，以研究其三維結構並探討台灣地形及地表/海面通量對其之影響。該冷鋒呈東北東—西南西走向之淺鋒面結構，鋒後冷空氣受到洋面之海面通量影響而產生變性，使低層呈現濕冷的環境。鋒面在抵達台灣後，導致溫度明顯的驟降。衛星雲圖顯示該鋒面通過台灣時產生變形，沿東、西岸南下，鋒面前緣出現索狀雲之細長結構。

中尺度模式 MM5 的模擬顯示，鋒面抵達台灣地區後，在北部迎風面受到地形的阻擋呈現滯留，其兩側沿著台灣東、西部南移。鋒後沿西部地形而向西偏轉之氣流在台灣西北部出現輻合並造成高壓脊，使此區出現東北風向之地形噴流。西南部由於較弱的風切並且缺乏地形強迫的抬升運動，使鋒面通過此區期間並無雲霧及降雨的發生。沿東部海岸南移之鋒面，鋒後北風受到科氏力的偏轉而使冷空氣往山脈東側堆積，在近岸處形成高壓脊，增強此區之非地轉北風而加速鋒面南移。鋒面雲系在通過東部的花蓮以後，於外海形成一空洞無雲的區域，模式結果指出西風跨越中央山脈後在山脈東側形成背風波，在此區形成下沉運動是主因。海峽處之鋒面則受管道效應影響而加速南移，以致鋒面速度以台灣海峽中線最快，東部沿海次之，西部沿海最慢。

無台灣地形的敏感度測試指出，在沒有中央山脈的阻擋下，通過台灣本島之鋒面結構較為完整，清楚顯示前述台灣地形扮演之各種重要角色。而在無地表通量的模擬中，鋒面的溫度梯度因無海面通量的影響而能維持強度，加上強的壓力梯度與水平風切，鋒面呈現較控制模擬強且淺的結構，同時，鋒後較為穩定之大氣更抑制了對流雲之發生。

關鍵詞：冷鋒，地形，海面通量

一、前言

二十世紀初，挪威學派的 Bjerknes and Solberg (1922) 便在其極鋒理論中描述了鋒面演化、以及鋒面受山脈阻擋而在其南側形成新鋒面的各種過程。之後，鋒面之相關理論與知識便如雨後春筍般蓬勃發展，其中又以冬季冷鋒行為之研究為最多。例如 Smith (1986) 便提供了很好的論文回顧，並討論鋒面系統接近阿爾卑斯山脈時所引發的現象，包括在山脈北面鋒前的淺焚風、鋒面形狀的改變、鋒面通過後流場的分裂、以及布拉風 (bora) 等。Kurz (1990) 也發現了在阿爾卑斯山北面的鋒生是由於鋒前的焚風效應以及接近的鋒面平流兩者所造成。總結過去的觀測結果顯示，地形對於鋒面的影響包括在迎風坡及背風坡分別會產生減速／減弱以及加速／加強的現象，同時，冷鋒在遭遇山脈阻擋時將會經歷水平方向形狀的改變。

在鋒面過山的理論方面，Bannon (1983) 在未設定邊界的布氏 (Boussinesq) 流體條件下，推導準地轉鋒面移過二維山脈的解析解。其結果顯示冷鋒在接近山脊時減弱，在順坡而下時又會增強。這是由於鋒面的溫度場與山脈強迫作用所產生的溫度場疊加的結果。Zehnder and Bannon (1988) 使用半地轉數值模式研究地形對鋒面的影響，指出當鋒面沿山坡而上時溫度梯度會減弱，而下坡時又會增強，這是由於山脈強迫的輻散及輻合作用所造成。Blumen and Gross (1986, 1987) 在半地轉的架構下探討二維及三維鋒面的過山情況，也驗證了上述輻散及輻合對鋒面強度的影響。Williams et al. (1992) 以二維靜力流場研究鋒面通過相同高度但不同寬度的山脈，在半地轉的條件下，流場通過較寬廣的山脈後仍接近初始狀態，但通過較為陡

峭的山脈後則會在背風處形成垂直方向傳遞的波動以及水躍 (hydraulic jump) 的現象。然而，Blumen (1992) 曾指出，在採用不同模式的情況下，研究結果會有所不同，加上對於鋒面扭曲變形的原因也僅有部份被了解，因此必須利用觀測資料的分析配合不同模式的模擬才能有助於理論的發展。

過去在台灣地區有關地形對鋒面影響之相關研究主要以梅雨鋒面為主，例如洪(2002)利用 MM5 研究武夷山地形和海洋邊界層對梅雨鋒面之影響。周等(1990)及潘等(1999)針對 TAMEX IOP13 一移動緩慢之梅雨鋒面進行研究，從雷達資料的分析中皆顯示地形的舉升對雨帶的維持與發展扮演重要的角色。冬季的鋒面比梅雨鋒面更具備典型鋒面之特徵，雖然台灣位處副熱帶，但冬季冷鋒伴隨著中緯度的氣旋向東南移動時，其南緣仍然可抵達中國東南沿岸及台灣地區。有時強勁的冷空氣甚至可抵達南中國海一帶，造成台灣甚至東南亞地區顯著的降雨及氣溫的驟降。因此，研究地形對冬季冷鋒之影響在台灣實為一重要之課題。

在冬季季風實驗 (WMONEX) 期間許多學者曾對冬季冷鋒有詳盡之研究，其中，Chen et al. (2002) 研究 1996 年 1 月 7 - 8 日影響台灣地區的冷鋒個案，利用傳統觀測資料及 NCEP-NCAR 之再分析資料，以大尺度觀點探討熱帶與中緯度天氣系統間的交互作用，發現區域性的天氣系統與東亞地區的行星尺度環流間有緊密之相關。不過，此冷鋒個案有許多中尺度的現象在該論文中並未被討論，因此本研究將以中尺度及數值模式的觀點進一步研究，並探討此鋒面受台灣地形之影響。期藉由網格間距較細且時間較密之模式資料，補充在觀測上之不足，以了解鋒面過山所伴隨之中小尺度現象。

Chien et al. (1997) 曾利用 MM5 模式研究鋒面從東太平洋登陸北美西岸後遭遇地形的演變及其伴隨的天氣系統。在本研究中，我們也使用 MM5 為數值模式來研究上述個案在通過台灣陡峭的山脈時所伴隨的一些現象。

當冬季鋒面由中緯度氣旋延伸至台灣地區時，往往顯示出既弱且淺的垂直結構。Chen et al. (2002) 指出地面氣壓上升、地表溫度（露點）明顯下降、地表北風分量增加均是地面冷鋒抵台時的特徵。但隨著冷鋒往東南移動，鋒面強度逐漸減弱，冷鋒之特徵愈不明顯。台灣地區南北長約 400km，東西寬僅約 100km，地形陡峭，最高峰玉山高達 3950m，以台灣海峽與台灣相隔的武夷山相對較為寬闊。本文將探討大陸東南及台灣地形，對鋒面之結構及移動速度的影響，其中，台灣海峽於兩岸地勢之間形成如同限制低層流場的管道，管道效應對於鋒面的影響亦是本研究欲探討的主題之一。Li and Chen (1998) 針對台灣地區 TAMEX 期間的密集觀測進行分析，顯示鋒前受台灣地形阻擋而形成之高壓脊，造成在台灣西北部低層西南風之加強，並形成地形噴流（Barrier Jet）。Yeh and Chen (2003) 則利用 MM5 數值模式的模擬描述台灣西北部地形噴流的結構以及地形等因素扮演之角色，本文也將對地形噴流有所探討。由於對鋒面的觀測有限，本研究利用數值模式提升空間、時間解析度以探討鋒面之三維結構以及地形對鋒面之影響等。同時，也將以敏感度測試的方法以了解地形及海面通量對於冷鋒之結構、鋒面移速及其伴隨之中尺度現象的影響。

二、觀測及個案介紹

（一）綜觀天氣形勢

由 1996 年 1 月 7 日 0000UTC 時之地面綜觀天氣圖（圖 1a）可見，大陸高壓中心位於蒙古西南（ 45°N ， 100°E ），海平面氣壓值達 1059hPa。850hPa（圖未示）之大陸高壓中心約位於地面高壓之上，其前方有一槽線自大陸東北向西南延伸至遼寧、山東一帶。此時台灣地區受太平洋上弱高壓之影響，風向為東南東風，風速約 10kts。

至 7 日 1200UTC 時，大陸高壓中心已向東南移動至 42°N ， 105°E 附近（圖 1b），強度稍減為 1056hPa。同時有一低壓中心形成於朝鮮半島東方的日本海上，其海平面氣壓值約為 1015hPa。伴隨之冷鋒由低壓中心向西南延伸至浙江、江西一帶。在雲圖上（圖未示），自日本海延伸至大陸江蘇一帶有一東北、西南走向之帶狀雲系逐漸成形。而在 850hPa 上之槽線則已移至黃海且有加深的趨勢。

之後數小時鋒面持續向東南移動，約在 7 日 2200UTC 至 2300UTC 間抵達台灣北部。在 8 日 0000UTC 時，自大陸高壓外流的冷空氣在黃海及東海上空形成寬廣的帶狀雲系（圖 2a）。地面高壓中心（圖 1c）則已持續往東南移至內蒙古河套區域（ 40°N ， 110°E ），海平面氣壓值約為 1054hPa。此時，低壓中心位置約在日本北海道西南海域（ 40°N ， 140°E ），中心氣壓加深至 1002hPa。從 7 日 0000UTC 至 8 日 0000UTC 之 24 小時內，此地面低壓中心氣壓下降大約 31hPa（參考表一），而大陸高壓之氣壓值僅約下降 5hPa。可見高壓強度雖然減弱，但是由於低壓中心的不斷加深，以致鋒面後方仍可維持相當強度的氣壓梯度，伴隨強烈的冷空氣往南、東南外流。

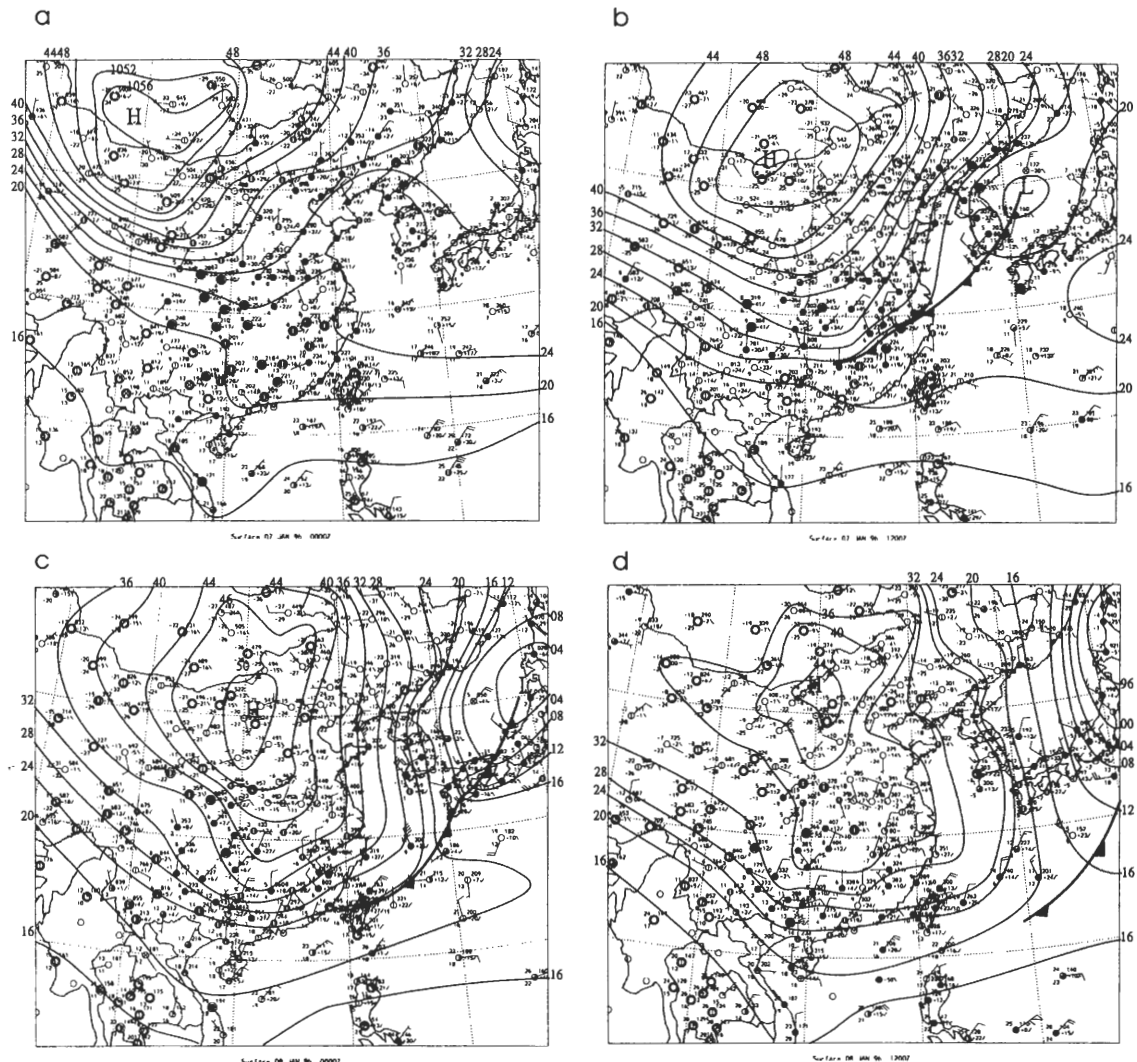


圖 1 東亞地區地面天氣圖：(a)1996 年 1 月 7 日 0000UTC、(b)1996 年 1 月 7 日 1200UTC、(c)1996 年 1 月 8 日 0000UTC、及(d)1996 年 1 月 8 日 1200UTC。

至 8 日 1200UTC 時，鋒面已通過台灣地區，其西南端已大幅減弱，最遠僅達台灣東方約 800km 處（圖 1d），此時大陸高壓強度仍不斷減弱，中心位置停留在（40° N，110° E）附近，但外圍有向東南延伸分裂的趨勢。由於高壓的減弱，使得大陸地區風場強度大幅減弱。低壓中心則向東北方移動至日本北海道東方海面，且中心氣壓仍持續降低（表一）。伴隨地面

低壓加深東移，850hPa 槽線持續向東移動且槽後風速增強。

綜合以上分析顯示，此個案是由於大陸蒙古高壓往東南移出源區，冷鋒南移，在台灣地區形成溫度的驟降。其中鋒面自 7 日 1200UTC 形成於朝鮮半島至中國大陸沿岸，隨著低壓中心東移及高壓向東南之推進，鋒面持續往東南移動，約在 7 日 2200UTC 至 2300UTC 之間抵

表一 個案期間低壓中心海平面氣壓變化。

日 期	低壓中心氣壓
1/7/00 UTC	1023 hPa
1/7/06 UTC	1019 hPa
1/7/12 UTC	1015 hPa
1/7/18 UTC	1008 hPa
1/8/00 UTC	1000 hPa
1/8/06 UTC	991 hPa
1/8/12 UTC	984 hPa
1/8/18 UTC	976 hPa

達台灣。本個案在鋒面到達之前台灣地區因為受到太平洋上溫暖潮濕環境的影響，以致鋒面通過前、後所造成的天氣轉變至為明顯；同時

由於鋒面通過期間正值白天，有清楚之可見光雲圖顯示鋒面雲帶受地形之影響，故為一理想之研究個案。

(二) 台灣地區之中尺度現象

圖 2 為 1996 年 1 月 8 日 0033UTC 及 0233UTC 之可見光衛星雲圖。在 8 日 0033UTC 時（圖 2a），伴隨鋒面的雲層明顯受到台灣中央山脈的阻擋而變形，只能沿台灣東岸以及西部平原南下。8 日 0233UTC（圖 2b）時，鋒後雲層於花蓮外海上空逐漸消散形成一空洞無雲區域，同時，中部山區以及西南部也無雲幕，預期此處受日間輻射效應影響，鋒後降溫之程度會減弱。伴隨鋒面的雲系在東西部有不同的特性，東部雲層較為清晰可辨，且雲層最前緣有一細長、發展較高之索狀雲（rope cloud）的形成（Seitter and Muench 1985）；台灣西部及海

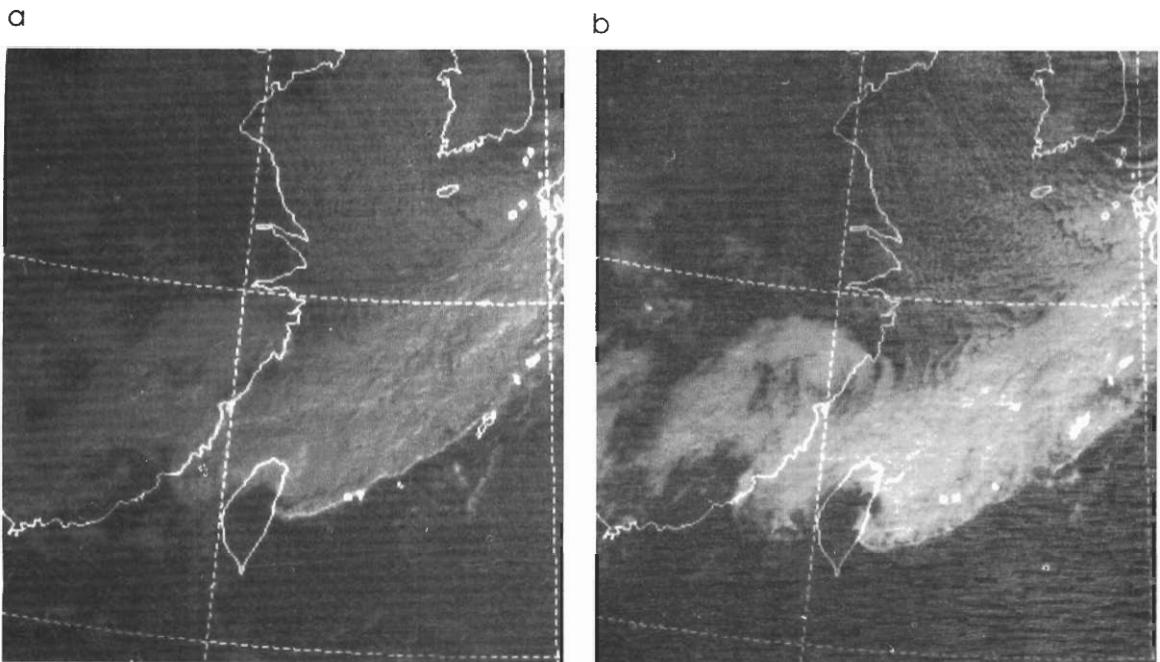


圖 2 可見光衛星雲圖，時間分別為：(a)1996 年 1 月 8 日 0033UTC 及(b)1996 年 1 月 8 日 0233UTC。

峽上空雲層邊緣則較為模糊不清，結構上也較為鬆散。

分析逐時地面觀測資料所得的鋒面位置（圖 3），顯示鋒面受地形的阻擋而產生變形，在西部近岸其南移速度在梧棲以北約與東部相若，但自梧棲以南鋒面移動則漸為遲滯；東部則自花蓮到成功間鋒面移速有逐漸增快的趨勢。海面上的鋒面位置由於缺乏觀測資料，僅能利用衛星雲圖中伴隨鋒面的雲系前緣推測為鋒面所在位置。由衛星影像推斷台灣海峽處比東岸外海的鋒面移速稍快，應與台灣海峽管道效應的加速有關。

圖 4 為台灣東岸（基隆、花蓮、大武）及西岸（新竹、梧棲）由北而南共選 5 個代表測站之海平面氣壓、地面氣溫、及地面風場的逐

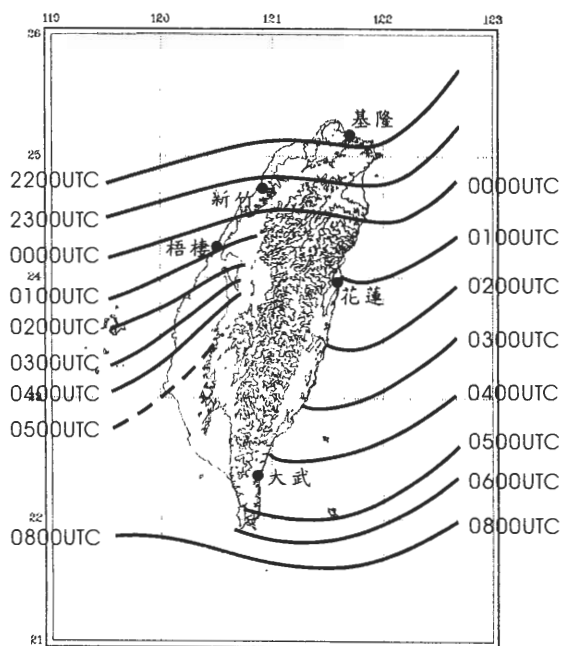


圖 3 自 1996 年 1 月 7 日 2200UTC 至 8 日 0800UTC 台灣地區鋒面位置逐時分析，粗實線代表地面鋒面位置。

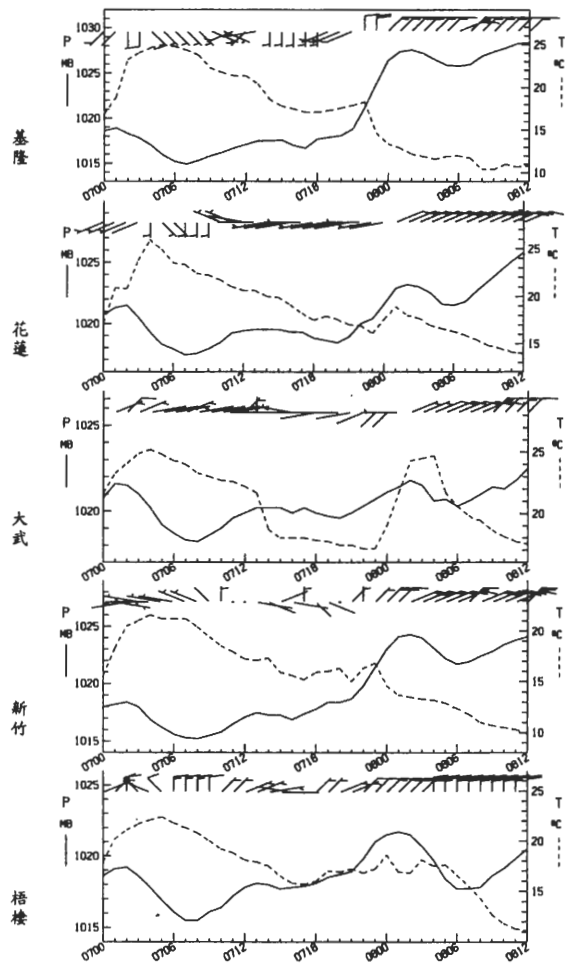


圖 4 台灣東西部五個測站自 7 日 0000UTC 至 8 日 1200UTC 之逐時觀測。實線代表氣壓，虛線代表地面氣溫，風標單位為 kts。

時變化。鋒後的氣溫驟降、氣壓上升、以及北風增強，均可作為判斷鋒面通過與否的依據。觀測結果顯示鋒面在 7 日 2200UTC 通過基隆，並造成溫度迅速下降約 3.5°C ，同時風向由西南風轉為北風。鋒面通過六小時之後，基隆溫度已降至 12°C 。花蓮在 8 日 0100UTC 鋒面通過後，氣溫便以固定的速率緩慢下降，並且有明顯的風向轉變。而南邊的大武則在鋒面通過後溫度出現驟降，並且在鋒面抵達前 1 小時便出現風

向的轉變，但在鋒面通過後風速才逐漸增強。在忽略氣壓半日波的變化下，以上之測站均顯示出鋒後氣壓上升的程度越往南越不明顯。

位於台灣西北部沿海的新竹在 7 日 2300UTC 風向出現轉變且氣溫驟降，鋒後較強的東北風與氣溫的持續下降顯示新竹受到鋒面的影響十分顯著。而位於西岸中部的梧棲在鋒面通過（8 日 0000UTC）後的氣溫並未持續的下降，而是維持在 17°C 上下，直到 8 日 0500UTC 才繼續下降，風場則在鋒面抵達前 2 小時已出現較明顯之北風分量。但是自梧棲以南（嘉義、高雄），氣溫與風場的變化較為溫和（圖未示）。綜合上述，鋒面在沿西部南下的過程中，以梧棲為分界，以北可由溫度及風場的變化明顯指出鋒面抵達的時間；梧棲以南溫度的下降並不顯著。由此顯示，鋒面在通過台灣西南部陸地時結構已明顯減弱。同時，由於鋒面之雲層在台灣北部受到中央山脈的阻擋（圖 2），以致西南部在鋒面通過台灣期間並未受到雲層遮蔽，日間的輻射增溫減弱了冷平流的效果，使得鋒面強度迅速減弱。在鋒面通過台灣北部後，北部迎風面開始出現降雨（圖未示），降雨量最大值出現在北部海岸（約 10mm/3hr）。數小時後降雨隨之轉弱，此時東岸成功至台東一帶開始有零星之降雨發生。台灣西部自桃園以南並未觀測到降雨之情況。

三、資料與模式

本文使用 PSU/NCAR 非靜力中尺度數值模式 MM5 (Grell et al. 1995) 對前述個案進行數值模擬。使用的網格設定為三層巢狀網域 (Domain)，網格水平解析度分別為第一層 (D1) 45km、第二層 (D2) 15km 以及第三層

(D3) 5km (圖 5)。我們使用的 σ 座標垂直層數有 32 層，相鄰兩個網域間的資料是以雙向交互作用 (two-way interactive) 方式處理，也就是細網格亦可將模擬結果回饋至粗網格上。

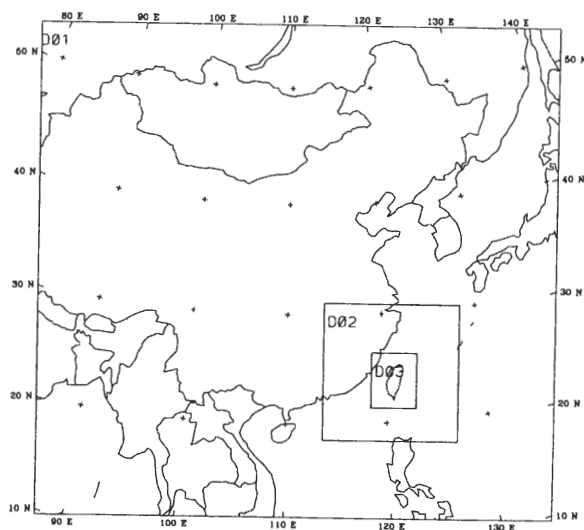


圖 5 MM5 模式巢狀網格區域設定。D01 為最外層網格，網格間距 45 公里，D02 為中間層，網格間距 15 公里，D03 為最內層網格，間距 5 公里。

模式初始資料是將中央氣象局全球模式 (Liou et al. 1997) 的分析場 ($1^\circ \times 1^\circ$) 內插至各層網格點上作為初估值 (first guess)。再將地面及高空觀測資料納入重新作客觀分析，以能涵蓋較小尺度的天氣特徵。模式積分的起止時間為 1996 年 1 月 7 日 0000UTC 至 1 月 9 日 0000UTC，共 48 小時，時間步距為 135 秒。

模式中使用的主要物理參數化方法包括：網格尺度 (explicit scale) 的雲微物理參數法使用簡單冰晶法 (Simple Ice scheme; Dudhia 1989)，積雲參數化法則使用 Kain-Fritsch 法 (Kain and Fritsch 1993)，同時使用淺對流 (Shallow convection) 的設定，邊界層參數化法使用 MRF

PBL (Hong and Pan 1996)，在大氣輻射參數方面使用雲輻射法（詳見 Grell et al. 1995）。

我們除了執行以上完整物理過程之控制模擬外，也對台灣地形及地表通量進行敏感度測試。在無地形的敏感度測試中，所有網格區域中台灣島所屬網格點之海拔高度均設定為 0m；在客觀分析時，忽略高山上之地面測站資料（玉山、阿里山、日月潭、鞍部與竹子湖共五個測站），以避免未經高度修正之資料造成模式的誤差。而在無地表通量的敏感度測試中，則忽略地表的热量通量以及水汽通量，海上的地表通量也可稱為海面通量。

四、模擬結果

（一）模擬結果之校驗

在綜觀環境模擬結果與觀測的比較上，D1 在 12 小時（7 日 1200UTC）（圖 6a）之結果顯示地面高、低壓中心所在位置與氣壓值均與觀測相近（圖 1b），模擬之鋒面自日本海低壓中心

向西南延伸至大陸華南一帶，與觀測也十分吻合；然而在蒙古高壓中心東南方模擬之北風卻有過強的現象。

8 日 0000UTC 的結果（圖 6b）與地面天氣圖（圖 1c）的比較可見，模擬之大陸高壓中心位置比觀測略為偏南且中心氣壓值偏弱，而位於日本海之低壓中心，其位置及強弱則與觀測頗為接近。模式所顯示之地面鋒面尾端位置略為偏西北，落後於天氣圖上所分析之鋒面位置。

圖 7 為 D2 之海平面氣壓、10-m 風場、及雲水量（cloud water）與雲冰量（cloud ice）之垂直積分值，此值大小約可定性代表模式中雲霧疏密的程度。在 8 日 0000UTC 時（圖 7a），模擬之鋒面抵達台灣北部，在北部山區迎風面產生較厚之雲層。台灣東北海面上，有一東北、西南走向，伴隨鋒面之狹長雲帶，與觀測鋒後之雲帶頗為類似，但受限於 D2 之解析度，模式並未呈現如同雲圖中（圖 2）在鋒面前緣極為細

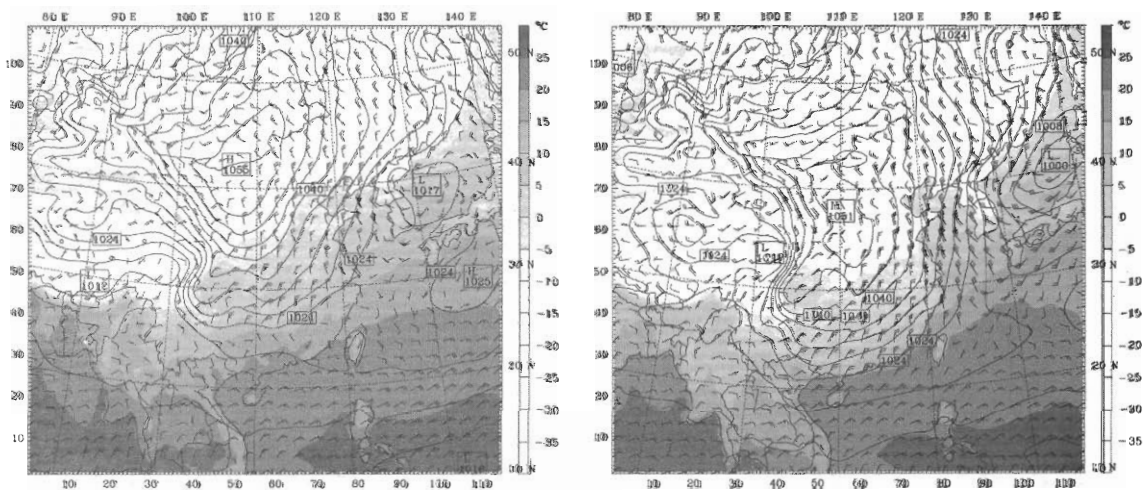


圖 6 模式 D1 之海平面氣壓(細實線)、地面溫度場(陰影)、最底層風場(kts)：
(a)7 日 1200UTC 及(b)8 日 0000UTC。

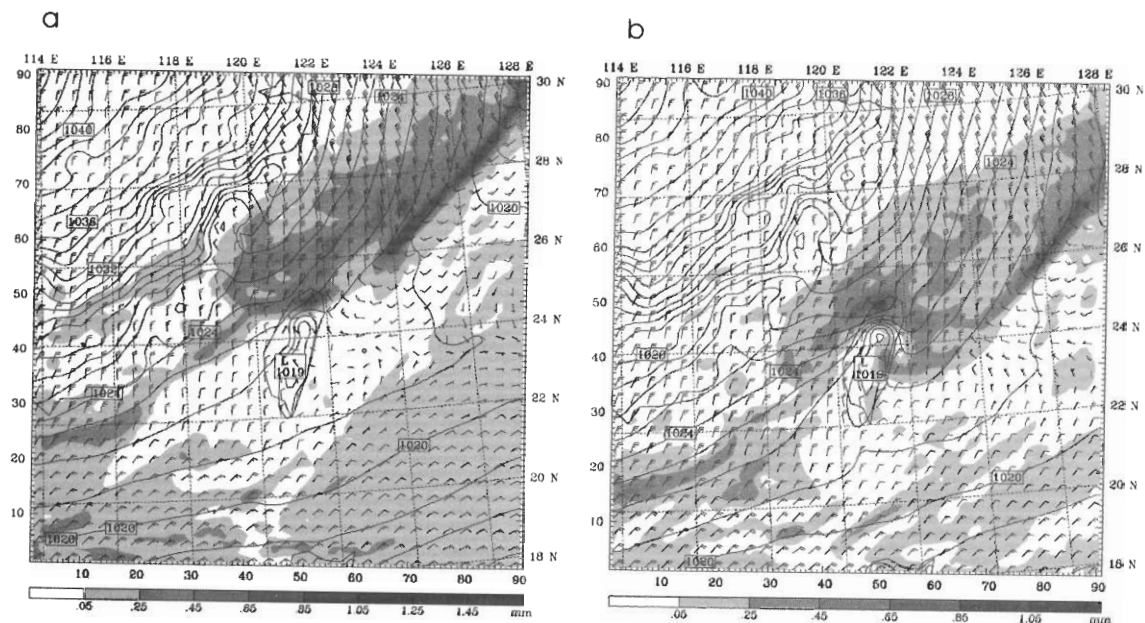


圖 7 模式 D2 在(a)8 日 0000UTC 及(b)8 日 0400UTC 的模擬結果。細實線為海平面氣壓，等值線間距為 1hPa。陰影部分代表雲水量 (cloud water) 與雲冰量 (cloud ice) 自模式底層至頂層積分值，單位為 mm。風標為模式最底層外插至 10m 處之風場，單位為 kts。

長之索狀雲結構。同時，此雲帶也未如雲圖中延伸至台灣地區，而在台灣外海變得較薄。四小時後（圖 7b）鋒面已往南移，受台灣地形阻擋，產生變形，北部迎風面有最大的累積雲量，沿東、西岸南下之冷空氣則伴隨較薄之雲層，東岸鋒面此時已到達台東一帶。台灣附近受地形影響所產生之中、小尺度現象我們將在 D3 中進一步討論。

在 8 日 0000UTC 時鋒面已通過板橋測站，模擬之探空曲線（圖 8a）顯示低層出現降溫以及北風增強的現象。模擬之地面氣溫約 16°C，較觀測之 14°C（圖 8b）略高。而模式在 700hPa 以下顯示潮濕之環境，與觀測 650hPa 高度以下之大氣十分接近。可見當鋒面通過海洋上空後使後方乾冷空氣產生變性，導致板橋在鋒後 650hPa 以下呈現出濕冷之環境。且模式與觀測同樣在鋒後 600hPa 至 550hPa 高度層呈現穩定

之逆溫層，此高度層往上水汽量遞減，顯示由低層海洋提供之水汽無法垂直混合至此層以上。綜合以上，可見模式在板橋探空站鋒面通過前、後有關溫度、溼度場與風場之模擬有相當好的結果，提昇了模式對鋒面垂直結構模擬結果的可信度。

圖 9 為 D3 於 8 日 0000UTC 及 0400UTC 之模擬結果¹。當鋒面位於台灣北部時（圖 9a），在鋒面前緣出現狹長的雲帶，與雲圖觀測之索狀雲相似（與此對應之觀測時間應約為 7 日 2230UTC，圖未示）。與 D2 的結果相較（圖 7a），顯示模式解析度的提高能增加對鋒面對流雲帶的掌握，但 D3 之解析度仍不足以完整模擬觀測

¹由於模式最底層（ $\sigma=0.995$ ）距地表約為 35m 高，透過 similarity theory 外插求得離地表約 2m 處之溫度場，風場同樣由模式最底層外插至 10m 處，因此可能含有誤差，與觀測進行比較時需特別注意。

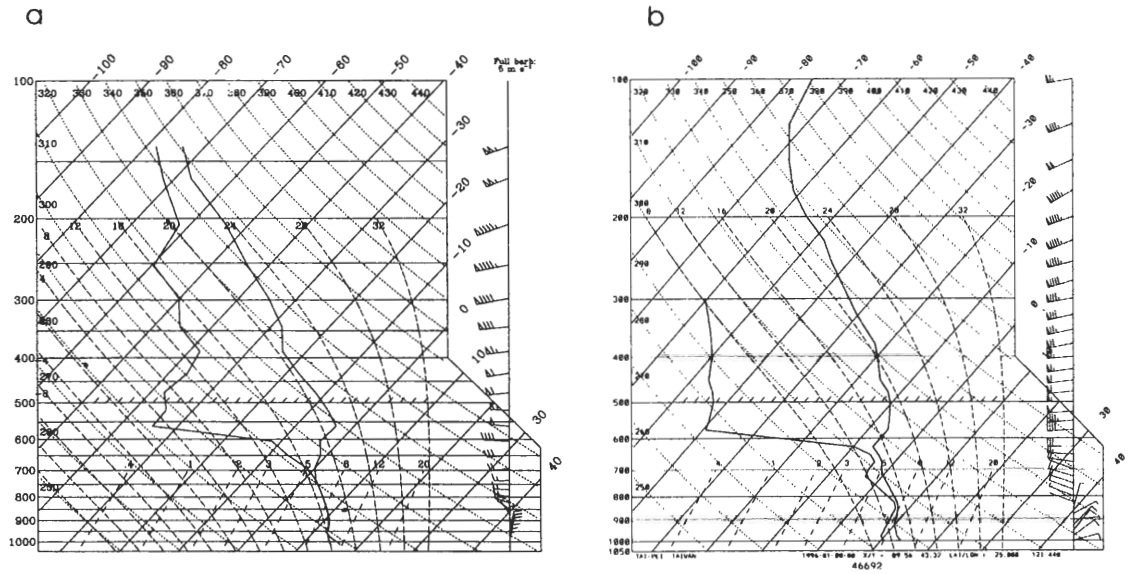


圖 8 板橋探空站在 1 月 8 日 0000UTC 之探空曲線：(a)模式 D3 於 24 小時之模擬及 (b)觀測結果。風標單位 kts。

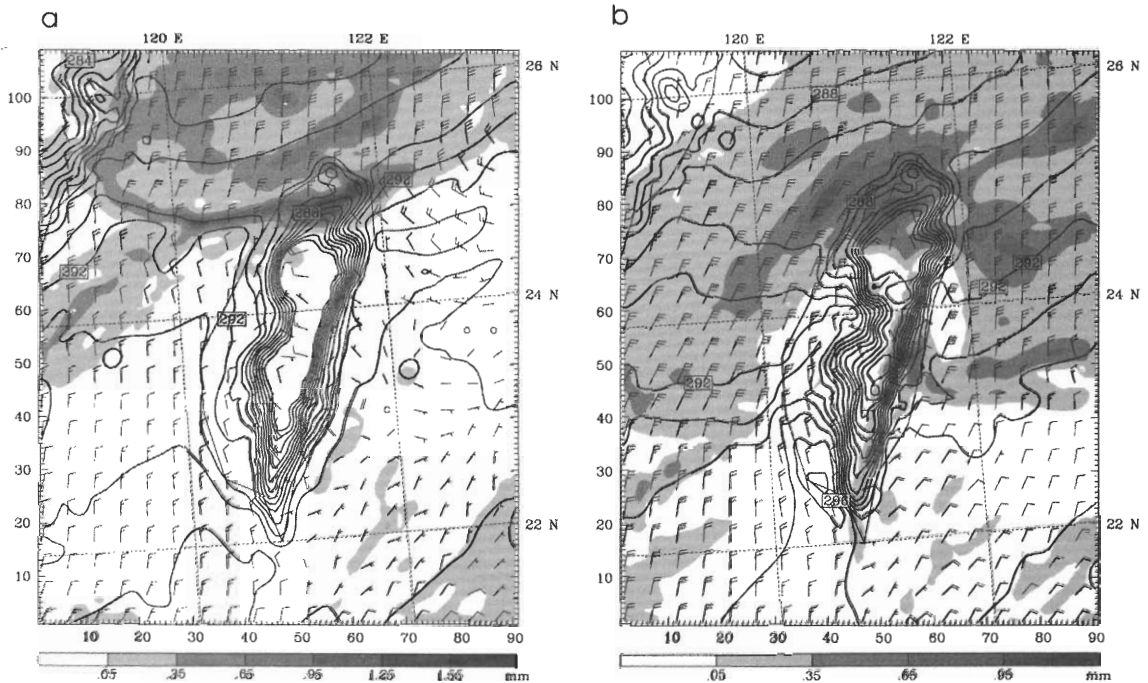


圖 9 模式 D3 於(a)1 月 8 日 0000UTC 與(b)1 月 8 日 0400UTC 之模擬結果。細實線為地面氣溫等值線（省略高山上 283K 以下之等溫線），單位為 K。陰影部分代表雲水量（cloud water）與雲冰量（cloud ice）自模式底層至頂層積分值，單位為 mm。風標代表 10m 處之風場，單位為 kts。

中索狀雲極細長之結構。同時，與 D2 類似，D3 對台灣東北部近岸的雲帶無法正確模擬。上述之結果可從 8 日 0400UTC 之模擬（圖 9b）與 8 日 0233UTC 之可見光雲圖（圖 2a）的比較進一步證實，兩者所顯示之雲系前緣位置及後方之雲層分布皆十分相似。同樣地，在往後時間的模擬雲系也約與前 1.5 小時的衛星觀測相對應，可見模擬鋒面抵達之時間約落後觀測 1.5 小時。比較模擬之雲層受台灣地形阻擋的情況，顯示在台灣北部及東部受到雪山山脈、東部海岸山脈所阻擋之雲層與對應之衛星雲圖十分類似，故可合理推測模擬之雲層高度以及鋒面受阻擋時氣流分流的情況應與實際觀測接近。

在地表風場的模擬結果中，可見台灣東部外海於鋒前呈現微弱之北風（圖 9a），而在台灣西南部以及台灣海峽於鋒前則有較強的北風分量出現。圖 9b 顯示東部沿海鋒後風場有沿著地形向西偏轉之特性，西部風場也有類似之情況，鋒後風場於中部以北隨地形偏轉為北北東風至東北風，中部以南則轉為北風。

模擬之地面溫度與觀測（圖 4）的比較顯示，模式在鋒後氣溫的模擬比觀測高約 2°C （此模擬溫度為外插而得，較難與觀測完全一致）。除此以外，台灣西部由於雲層受山脈阻擋，在新竹以南的雲幕並不顯著，未被雲層遮蓋的地表受到日間輻射加熱以及海陸比熱不同的影響，同緯度之陸地地表顯示出較海面高的氣溫。雖因此增強了陸地上鋒面南北向的地面氣溫梯度，但也造成在西岸陸地上鋒面位置較難判定。Chen et al. (2002) 亦曾比對不同地面測站之溫度時間序列（他們的圖 14），同樣發現無雲幕之台灣西南部以及高山地區地面氣溫比東岸有較顯著之日變化。

綜合上述，模擬之鋒面除了在抵達台灣之時間稍微落後觀測以及地面氣溫較觀測略高之外，對於鋒面系統的壓力場、風場、雲帶等結構以及通過台灣期間受地形影響之模擬結果均有不錯之表現。因此我們利用此包含完整物理過程之模擬作為控制模擬，以分析此個案鋒面之三維結構與受地形之影響，並藉由此控制模擬與兩敏感度模擬之比較，以測試兩受測因子（地形、地表通量）對模擬之影響。

（二）地形對冷鋒之影響

在鋒面區狹窄的對流雲之後，雲圖與模式中皆顯示有寬廣之低雲，但當鋒面抵達台東之後，模式（圖 9b）與衛星雲圖（圖 2b）均顯示在花蓮外海出現一空洞無雲幕的區域。從垂直運動的分布顯示此區為下沉區（圖未示，但可參考圖 12b），應為高層西風過山伴隨之背風波（lee wave）在此處形成下沉運動所導致。而在台灣西部於鋒面通過時，除台灣海峽及台中以北上空有稀疏的雲層外，台灣西南沿岸自台中以南則未有雲層遮蔽（圖 9）。在鋒面通過台灣的期間，強的上升運動主要出現在鋒面區，但在台灣西岸由於地形之阻擋與破壞，原本在鋒面區前緣的上升運動轉弱，故在西南部地區並未出現雲幕與降雨。

圖 10 顯示 D3 共 13 個軌跡點所形成之軌跡線。軌跡點釋放位置與鋒面區平行呈直線排列於台灣北部海面，高度為 $\sigma=0.9$ ，釋放時間自 8 日 0000UTC 至 8 日 1000UTC 時。此初始時間約為鋒面通過後 2 個小時，藉此以了解鋒後空氣塊流動之情形。在釋放後的第一個小時，1 至 13 軌跡點的排列仍與初始狀態接近，但兩側軌跡點（1 號及 12 號）則略快於中央的軌跡點（7 號及 8 號）。第二個小時（8 日 0200UTC），

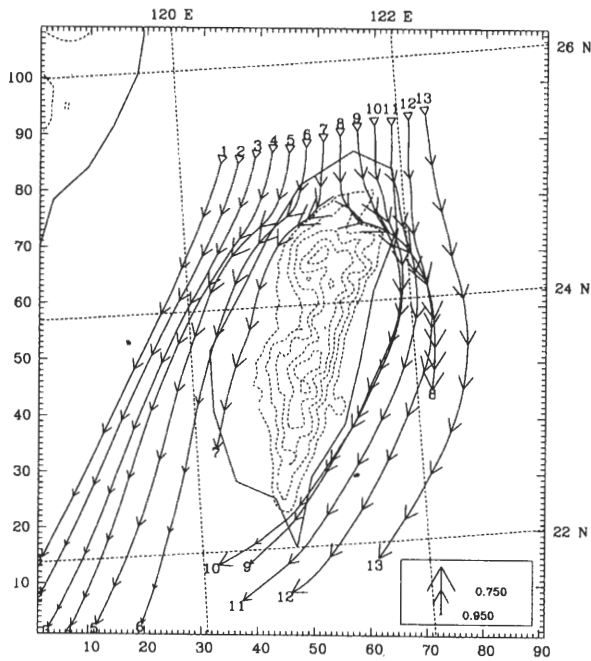


圖 10 模式 D3 鋒面後方空氣塊之軌跡線，積分時間自 8 日 0000UTC 至 8 日 1000 UTC。數字 1 至 13 代表不同軌跡點，軌跡點釋放於 $\sigma=0.9$ 之高度。箭頭位置為每一小時之軌跡點，方向代表氣塊之行進方向，大小代表所在高度，參考小圖示，箭頭越大代表越高。

由於受到地形阻擋的影響，軌跡線開始出現明顯減速並彎曲，其中以 5 號至 9 號軌跡線受地形影響最為明顯，軌跡點沿台灣北部地形抬昇並且轉向。由於台灣地勢陡峭，加上冷鋒的垂直結構較淺，鋒後低層穩定的冷空氣無法越過中央山脈而形成西部及東部兩支分流。西支分流先於台灣西北沿海產生輻合，而於台灣西南部有弱輻散，東支分流則僅於東北沿海產生輻合，最後兩支氣流在台灣南方海面產生輻合（有關上述輻合與輻散也可由圖 9 風場之分布推得）。台灣西北部鋒後輻合區造成西部沿海在 24.5°N 附近出現最大風速（圖未示，但可由同一軌跡線兩點之間隙變大推得）。同樣的方法，

可發現靠近海峽中線之空氣塊（1 至 3 號）移速最快，其次為東部沿海（9 至 12 號），而通過西部陸上之空氣塊最慢（7 號）。海峽中線處由於未受到地形減速，加上穩定的冷空氣在海峽上受到台灣與武夷山地形侷限所引起的管道效應（channel effect），使得空氣塊移動最快。

在觀測與模式中均可發現，東部沿海鋒面移動速度較西部陸上快，推測與東岸鋒後非地轉風的加速有關。因此我們利用 8 日 0400UTC 時 1000hPa 的非地轉風南北分量（ v_a ，圖 11a）進行診斷，圖中可見當鋒面通過東部花蓮後於外海出現 v_a 負值最大區；相對的，在台灣西北部 v_a 負值較弱，且自苗栗以南更轉為非地轉南風（ v_a 正值）。非地轉風場的大小主要與氣壓場的分布有關，圖 11b 為模式在 8 日 0400UTC 時的海平面氣壓場與地面風場，當鋒面抵達台灣地區，鋒後氣流受到地形阻擋而在台灣北部減速並沿地形分流。沿東部地形南下之北風因在近岸處東西向氣壓梯度力偏弱，強的西向科氏力導致氣流產生向西運動之分量，在台灣東部地形的阻擋下使得冷空氣在山脈東側堆積並形成高壓脊。位於花蓮外海的高壓脊增強了沿岸之非地轉北風的強度，使得鋒面在此區域會有加速的現象。此現象與文獻上許多受地形影響而生成的冷空氣堆積（cold air damming）並導致地形東側有北風加速（例如 Bell and Bosart 1988）、西側有南風加速（例如 Chien et al. 1997）之現象一致。另一方面，沿西部地形南移之鋒面，在台灣西北部地區形成輻合區，並造成弱高壓脊，由於南北氣壓差增強此區之風速而形成東北風向之地形噴流，但在西南部則呈現 v_a 正值的情況。因此整體而言，西部近岸之向南加速較東部弱。

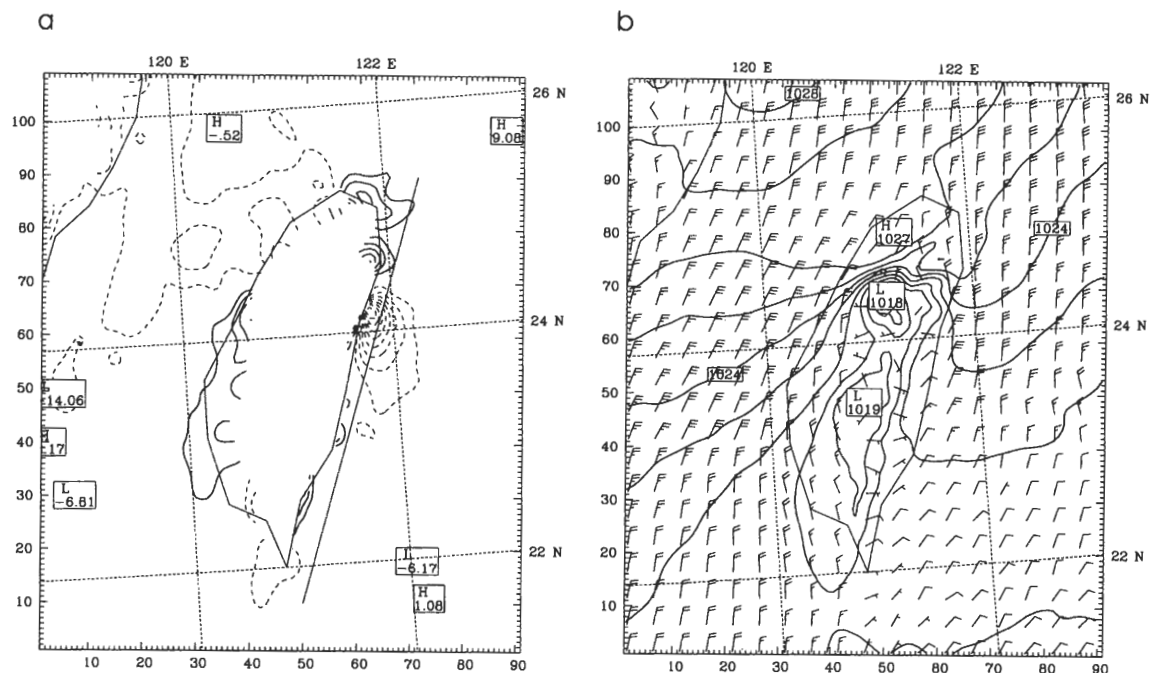


圖 11 模式 D3 在 8 日 0400UTC 時(a)低層 1000hPa 之非地轉風 v_a 分量。虛線代表負值(北風)，省略地表以下之等值線，等值線間距為 10m/s。圖中直線代表圖 12 中剖面之相對位置。(b)海平面氣壓場與地面風場(kts)，氣壓等值線間距為 1hPa。

(三) 鋒面之垂直結構

如前所述，鋒面結構在受到台灣地形影響下出現了水平方向的變形、非地轉加速、及地形噴流等現象，爲了更進一步了解鋒面的三維結構，我們沿台灣東部作垂直剖面，剖面位置如圖 11a 所示。在 8 日 0000UTC 時(圖 12a)，鋒面約位於剖面 330km 處，後方伴隨有一寬度僅達 20km 且對流之雲系。當鋒面持續南移(圖 12b)，伴隨鋒面之對流雲系有減弱的現象。鋒面在抵達台灣的途中，鋒後冷空氣受到底層海洋所提供之海面通量加熱，在近洋面(約 200m 以下)有超絕熱的不穩定層出現，與洪(2002)之結果相似，加上暖洋面的特性，導致約 800m 以下形成一接近中性的垂直均勻混合層，與上方鋒面之界面相接，此冷空氣之厚度往南漸淺。剖面 280km 處的下沉運動則使鋒面後方冷空氣

厚度驟降，導致位溫面的變形，下沉增溫降低了此區域之相對溼度，進而使雲層消散。如前述，在雲圖與模式中均可觀察到此一現象，而由東西方向之剖面(圖未示)得知由於高層西風越過山脈，形成背風波(lee wave)，導致此處產生下沉運動。

五、敏感度測試

(一) 無台灣地形模擬

無地形模擬在 D2 的結果顯示(圖 13a)，在鋒面抵達台灣時，除了島上及鄰近區域之外，其氣壓場、鋒後風場的大小與位置、及雲之分布均與控制模擬(圖 7b)相近。而在台灣地形影響之區域，顯見地形導致山前阻擋氣流、形成雲量之累積、氣流分流、並在台灣東部形成氣壓脊等現象。

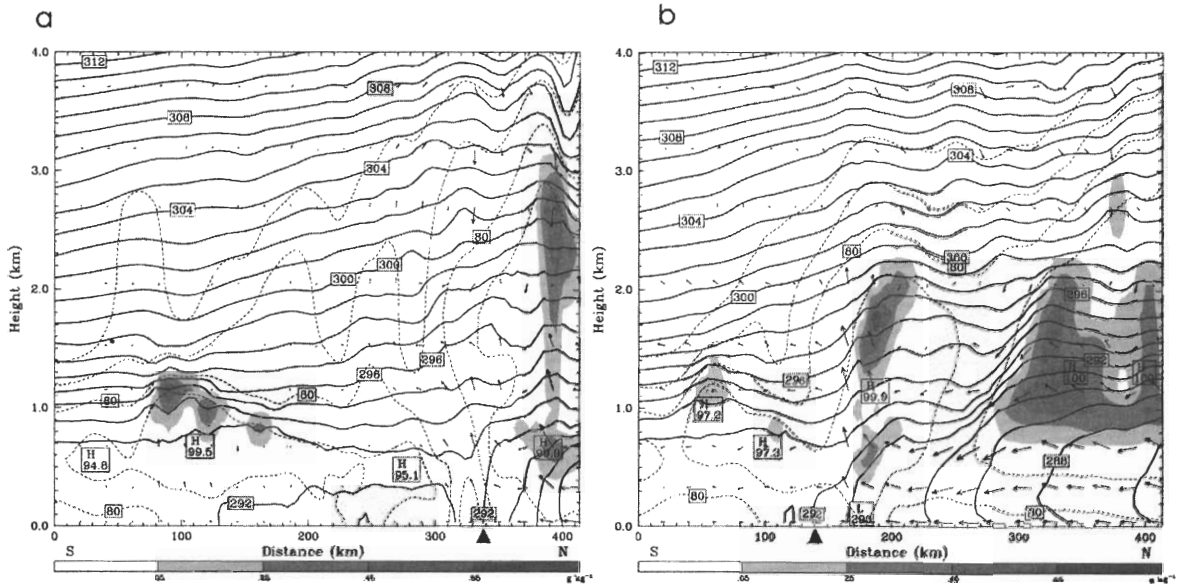


圖 12 模式 D3 於圖 11a 中線段之垂直剖面圖。陰影部分為雲水量及雲冰量之混合比，實線代表位溫，虛線代表相對溼度，風標箭頭代表風場在剖面之投影。模擬時間：(a)8 日 0000UTC (b)8 日 0400UTC。

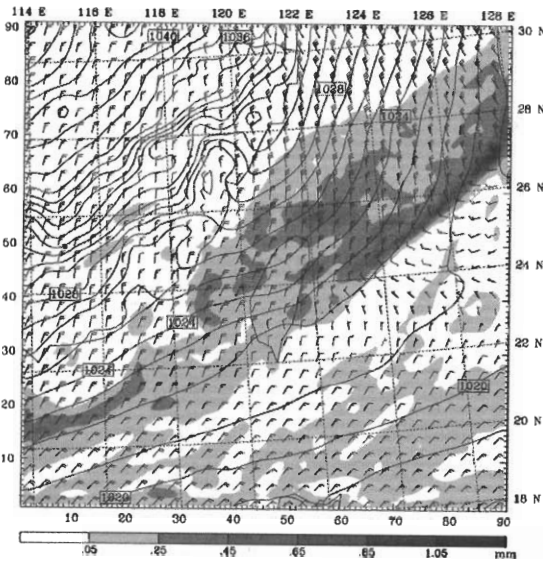
高解析度 (D3) 的模擬結果顯示，當鋒面通過台灣時 (圖 13b)，因無地形，鋒面可直接南移至台灣中部。同時，因此時為中午時段，受到陸地與海洋之熱容量性質不同的影響，導致鋒後因有雲遮蔽，陸地上較海上冷，而鋒前無雲，陸地上較海上暖的情形，故在鋒面區陸地上有較大之溫度梯度。與圖 9b 相較發現，在台灣海峽與太平洋上，鋒後之溫度梯度在無地形模擬中較弱，可見受台灣地形之影響，兩側海面上之冷空氣可以較為集中，以致鋒面強度較可以維持。

在氣壓及風場的比較上 (圖 13c 與圖 11b) 可見，東部花蓮外海鋒後之風速在無地形模擬中較控制模擬弱，這是因為在無地形模擬中，台灣東部沿海因無地形阻擋，而未能形成高壓脊以加強風速。同時，無地形模擬中台灣西北部外海鋒後之風場也明顯較弱，同樣是由於無

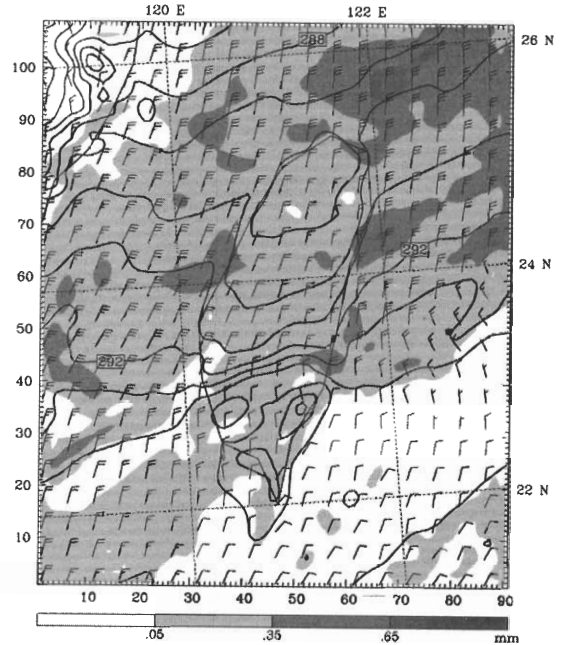
地形阻擋使鋒後西北部氣壓梯度減弱所造成，顯見台灣地形在此區域造成氣流輻合並造成高壓脊進而生成地形噴流上所扮演的角色。此外，台灣陸地上之風速較相鄰的海面稍弱，主要是由於無地形模擬中僅將地形高度移除，地表性質等物理參數化過程仍然與控制模擬相同，故陸地上之風場仍會受到較大的摩擦力影響。以上結果也間接証實了地形對鋒面所造成的影響遠大於海陸差異對鋒面的影響；事實上，我們另外也執行了一組將台灣島改成海洋的模擬，從其與無地形模擬差異並不大之結果可見一斑。

無地形模擬在鋒面通過台灣的過程中並未在台灣地區有明顯的降水，僅在 8 日 0200UTC 前於北部產生弱降水，顯示地形強迫為造成此個案降雨的主要原因 (圖未示)。利用無地形模擬製作類似圖 12 的剖面，可見鋒面前緣之對流

a 8日0400UTC



b 8日0400UTC



c 8日0400UTC

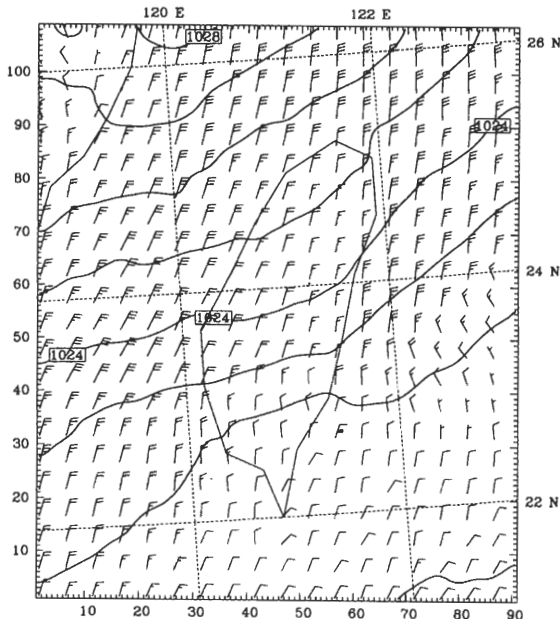


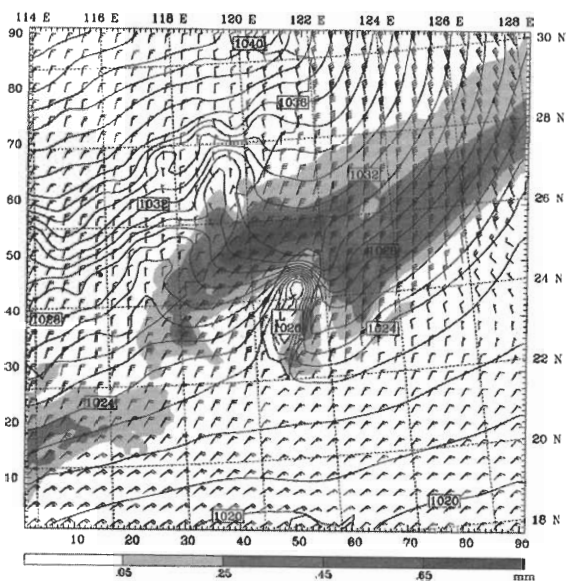
圖 13 (a)同圖 7b, 但為無地形之模擬結果。(b)
同圖 9b, 但為無地形之模擬結果。(c)
同圖 11b, 但為無地形之模擬結果。

雲系並不明顯(圖未示), 且鋒面的移動速度較控制模擬略快, 鋒後冷空氣同樣呈現往南逐漸變淺的結構。而此圖與控制模擬最大不同處在於花蓮外海並無下沉增溫以及雲層的消散, 顯示台灣地形主宰著此處下沉運動之生成。

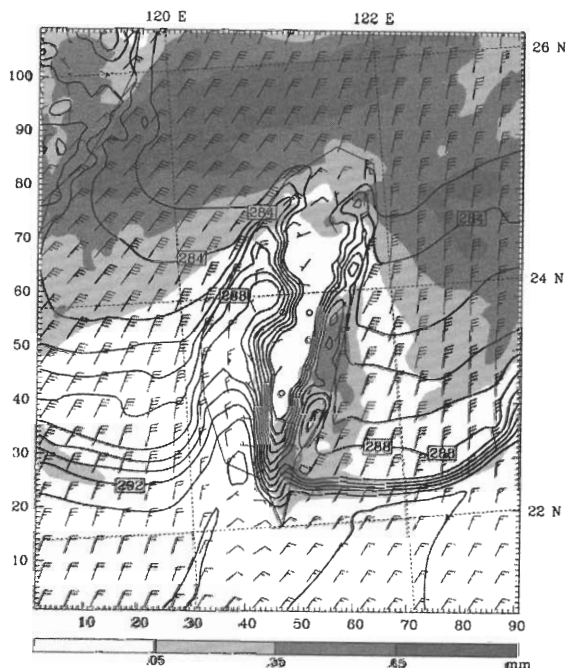
(二) 無地表通量模擬

無地表通量模擬是在模式中關閉底層的熱通量以及水汽通量, 但含有台灣地形。模擬結果顯示洋面上鋒後之雲系呈現較為寬廣、均勻的結構(圖 14a), 並未如控制模擬中在鋒面區具有狹長之對流雲系, 顯示海面通量可以增加低層不穩定度, 對於冷鋒前緣之對流雲甚至索狀雲的生成極為重要。台灣北部迎風面仍有雲層累積的現象, 但發展較控制模擬中者為淺。無地表通量模擬之鋒面區呈現出較控制模擬強的溫度梯度與風切(比較圖 14b 與圖 9b), 並在南移過程中仍能維持其結構, 同時, 鋒面較控

a 8日0400UTC



b 8日0400UTC



c 8日0400UTC

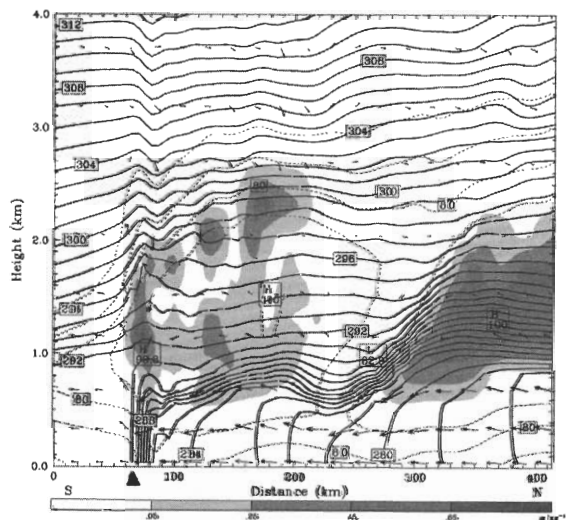


圖 14 (a)同圖 7b, 但為無地表通量之模擬結果。(b)同圖 9b, 但為無地表通量之模擬結果。(c)同圖 12b, 但為無地表通量之模擬結果。

制模擬之鋒面略為提早抵達台灣，且通過台灣之速度明顯較控制模擬為快。此結果應與無地表通量模擬中鋒面強度較能維持致使鋒後有較強的風速有關，同時，地形造成的加速效應（包括台灣海峽之管道效應及東部地形阻擋所造成的非地轉加速等）也因鋒面增強而更為顯著。

無地表通量模擬在板橋測站之探空曲線顯示（圖未示），鋒後低層（850hPa 以下）氣溫與露點溫度顯著的下降，並形成極為穩定之環境，而在 850hPa 以上則與控制模擬沒有太大的差異。顯示海面通量對底層的溫度及露點有很大的影響，當冷鋒通過洋面抵達台灣地區時，海洋低層所提供之熱通量會使鋒後之冷空氣強度減弱，同時，其所提供之豐富水汽則使低層溼度增加，因此當冷鋒抵達台灣時已由乾冷的大陸性氣團變性為較濕也較不冷之空氣。

無地表通量模擬的東部剖面顯示鋒後低層穩定之環境（圖 14c），約在 800 公尺高度附近與上層之大氣有明顯之區別。與控制模擬相較（圖 12b）顯示，控制模擬中鋒後冷空氣的強度受到海洋海面通量的影響而減弱，底層因此變得較不穩定，同時使得整個鋒面區位溫梯度大幅減弱，其影響範圍大致上以鋒面區靠暖空氣一邊之界面為界。無地表通量模擬中近洋面並無不穩層之發生，但因洋面仍相對較暖，故在 500-700m 以下仍有中性之垂直位溫出現。此外，在與控制模擬相同的位置上（250km 至 300km 之間，1-2km 之高度），都出現了背風波的下沉運動，但強度較弱（因較穩定的低層空氣限制了垂直運動的發展）。以上兩組模擬鋒面移速不同，但卻在同一區域產生下沉運動，顯現地形在此扮演關鍵的角色。

六、結 論

本論文利用 MM5 數值模式，研究一冬季冷鋒個案之三維結構並探討台灣地形及海面通量對其之影響。觀測顯示該冷鋒呈現東北東-西南西之淺鋒面結構，鋒面前緣有一細長、對流性之索狀雲出現，受大陸高壓影響朝東南方向移動，當鋒面通過台灣期間受中央山脈阻擋而在北部山區呈現停滯且產生變形的現象。伴隨鋒面的雲系在地形阻擋下，僅能沿台灣東岸及西部平原南下，沿東岸之鋒面雲系較為清晰可辨並且其前緣伴隨有索狀雲的形成，而當鋒面雲系南移至花蓮後，鋒後雲層在花蓮外海出現一空洞區域。台灣西部及海峽上空之雲層結構較為鬆散，且台灣西南部於鋒面通過期間並未被雲層遮蔽。

隨著鋒面沿著東西部通過台灣地區，鋒面

強度逐漸減弱，並在兩岸呈現不同的結構與移行速度。鋒面沿東南南移時，伴隨有顯著的風向轉變以及氣溫下降的現象，呈現較強的鋒面結構。另一方面，鋒面在沿西部南下的過程中，以梧棲為分界，以北可由溫度及風場的變化明顯指出鋒面抵達的時間及位置；在梧棲以南，溫度的下降並不顯著，並且在鋒面抵達前便出現風向的轉變以及北風分量的增強。台灣西南部並未出現溫度下降的現象，是由於此處在鋒面通過期間並未出現雲霧，日間輻射減弱了冷平流的效果，因此氣溫仍呈現日週期的變化。鋒面在通過台灣東西部之南移速度的比較上，西部近岸在梧棲以北與東部相若，但自梧棲以南則漸為遲滯；東部則自花蓮到成功間鋒面移速有逐漸增快的趨勢。配合雲圖進一步顯示台灣海峽處之鋒面雲系移動速度最快，東部近岸次之，而在西部近岸處移動最慢。

MM5 的模擬結果顯示，在鋒面未抵達台灣前，在海面上之鋒面雲系前緣有對流之雲帶出現，但受限於解析度，並無法充份模擬如觀測中索狀雲之細長結構。鋒面區具有顯著的溫度梯度與水平風切。當鋒面抵達台灣地區後，鋒面末端僅在北部迎風面受到地形的減速與抬昇而出現較厚之雲層，繼續南移至雪山山脈時，因地勢較高無法越過，而在其北側呈現滯留的現象，其兩側沿著台灣東、西部繼續南移。鋒後沿西部地形而向西偏轉之氣流在台灣西北部出現輻合並造成高壓脊，使此區出現東北風向之地形噴流。台灣西南部由於較弱的風切並且缺乏地形強迫的抬升運動，使鋒面通過此區期間並無雲霧及降雨的發生。相對的沿東部山脈南移之鋒面，鋒後北風受到科氏力的偏轉而使冷空氣往山脈東側堆積，不僅造成近岸處高壓

脊、增強此區之非地轉北風而使鋒面南移速度增快，同時因地形的抬升而在東部的迎風面出現降雨。鋒面雲系在通過東部的花蓮以後，於花蓮外海形成一空洞無雲的區域，此乃西風跨越中央山脈後在山脈東側形成背風波，伴隨下沉運動，不僅造成東部花蓮外海雲層的消散，也造成鋒面厚度的降低。

當鋒面通過台灣地區，位於海峽之鋒後冷空氣受到台灣與武夷山地形所侷限，形成管道效應使鋒面加速通過台灣海峽（ $\sim 45\text{km/hr}$ ）。而沿台灣東西部南移的鋒面，因受台灣地形影響而有減速的現象，但鋒面移動速度在台灣東西部仍有差異。東部沿海之鋒面因高壓脊之形成而加速，在非地轉北風最大的蘇澳至台東之間約為 60km/hr ，整個東岸之平均速度約為 40km/hr ，比西部沿海的 $\sim 35\text{km/hr}$ 要快。故鋒面通過台灣地區之移動速度，以台灣海峽中線處最快，東部沿海次之，西部沿海最慢。

對台灣地形的敏感度測試結果，證實台灣地形的阻擋會使陸上鋒面減慢且減弱，也進一步證實前述台灣地形所造成的各種影響，包括有：台灣西北部沿海低層東北風之地形噴流、集中於迎風面的降雨、東部花蓮外海之背風波等。無地表通量的模擬顯示，鋒後低層出現較低之溫度以及較強之風速，但鋒前環境仍與控制模擬相近，導致在鋒面區出現較大的溫度梯度與風切。而探空曲線則顯示在鋒後低層 850hPa 以下的溫度及露點均較控制模擬低，形成低層穩定度更高且厚度更淺的鋒後環境，由此顯示海面通量對於鋒後低層環境之影響顯著。另一方面，在鋒面的移動速度比較中，顯示地表通量的影響會導致鋒面南移之速度減慢，主要是由於來自海洋暖濕空氣之垂直混合，減弱冷空

氣及鋒面之強度，伴隨鋒後風速的減弱，進而減緩鋒面南移之速度。在鋒面伴隨之雲系的比較可見，控制模擬因含有海面通量的過程，鋒面雲系的前緣出現對流雲系，顯示海面通量對於伴隨鋒面之對流雲層甚至索狀雲的生成扮演著重要的角色。因為當鋒面出海後，低層不斷受到海洋海面通量的修正，一方面水汽通量使得原本乾冷之空氣秉性轉變為濕冷，另一方面熱通量減弱鋒後冷空氣之強度，並藉由垂直方向之混合增加冷空氣之厚度並且減低鋒後之靜力穩定度，以致在鋒面區形成較強的上升運動，並激發對流雲系。

綜合上述，本研究顯示台灣地形對此個案有複雜之影響，但地形對鋒面之影響是否因鋒面之強弱而有程度上的差異，仍需要對不同鋒面個案詳盡研究後方能確定。此外通過台灣地區之冬季冷鋒不僅受到台灣地形之影響，同樣亦受大陸武夷山地形之影響，故若能進一步蒐集大陸華南之觀測資料以及利用模式針對武夷山地形之敏感度測試，將有助於我們了解冬季冷鋒通過台灣地區所受到地形影響的完整面貌。

致 謝

本研究在國科會自然處研究計劃 NSC91-2111-M-003-004 支助下完成。感謝中央氣象局提供研究期間所需之資料，使得本文得以順利完成。李尙武博士生前對於部份資料之收集與整理、吳倩雯小姐提供衛星照片、王時鼎顧問對鋒面位置之分析對論文都具有實質之貢獻，兩位審查者細心的審查及改進之意見，均大大提升了本文之學術價值，在此一併致謝。

參考文獻

- 洪景山, 2002: 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, **30**, 275-290。
- 周仲島、洪景山、鄧秀明, 1990: 梅雨鋒面對流雨帶雙都卜勒雷達分析。大氣科學, **18**, 239-264。
- 潘秋吟、陳台琦、鄧仁星、林沛練, 1999: 長生命期鋒面雨帶之研究(二): 地形效應。大氣科學, **27**, 191-213。
- Bannon, P. J., 1983: Quasi-geostrophic frontogenesis over topography. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 2266-2277.
- Bell, G. D., and L. F. Bosart, 1988: Appalachian cold-air damming. *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 137-161.
- Bjerknes, J., and H. Solberg, 1922: Life cycle of cyclones and the polar front theory of atmospheric circulation. *Geofys. Publ.*, **3**, 1-18.
- Blumen, W., 1992: Propagation and frontogenesis versus frontolysis over orography. *Meteor. Atmos. Phys.*, **48**, 37-50.
- Blumen, W., and B. D. Gross, 1986: Semigeostrophic disturbances in a stratified shear flow over a finite-amplitude ridge. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 3077-3088.
- Blumen, W., and B. D. Gross, 1987: Semigeostrophic flow over orography in a stratified rotating atmosphere. Part I: Steady three-dimensional solutions over finite ridges. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 3007-3019.
- Chen, T.-C., M.-C. Yen, W.-R. Huang, and W. A. Gallus, 2002: An east Asian cold surge: case study. *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 2271-2290.
- Chien, F.-C., C. F. Mass, and Y.-H. Kuo, 1997: Interaction of warm-season frontal system with the coastal mountains of the western United States. Part I: Prefrontal onshore push, coastal ridging, and alongshore outcroppings. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 1705-1752.
- Dudhia, J., 1989: Numerical study of convection observed during winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 3077-3107.
- Grell, G. A., J. Dudhia, and D. R. Stauffer, 1994: A description of the fifth-generation Penn State/NCAR mesoscale model (MM5). NCAR Tech. Note NCAR/TN-398+STR, 138 pp.
- Hong, S.-Y., and H.-L. Pan, 1996: Nonlocal boundary layer vertical diffusion in a medium-range forecast model. *Mon. Wea. Rev.*, **124**, 2322-2339.
- Kain, J. S., and J. M. Fritsch, 1993: Convective parameterization for mesoscale models: The Kain-Fritsch scheme. *The representation of cumulus convection in numerical models*, K. A. Emanuel and D. J. Raymond, Eds., Amer. Meteor. Soc., 246 pp.
- Kurz, M., 1990: The influence of the Alps on structure and behavior of cold fronts over southern Germany. *Meteor. Atmos. Phys.*, **43**, 61-68.
- Li, J., and Y.-L. Chen, 1998: Barrier jets during TAMEX. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 959-971.
- Liou, C. S., J.-H. Chen, C.-T. Terng, F.-J. Wang, C.-T. Fong, T. E. Rosmond, H.-C. Kuo, C.-H. Shiao, and M.-D. Cheng, 1997: The second-generation Global Forecast System at the Central Weather Bureau in Taiwan. *Wea. Forecasting*, **12**, 653-663.
- Seitter, K. L., and H. S. Muench, 1985: Observation of a cold front with rope cloud. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 840-848.
- Smith, R. B., 1986: Mesoscale mountain meteorology in the Alps. *Scientific Results of the Alpine Experiment*, GARP Publications Series, vol. 2, World Meteorological Organization, 407-423.
- Williams, R. T., M. S. Peng, and D. A. Zankofski, 1992: Effects of topography on fronts. *J. Atmos. Sci.*, **49**, 287-306.
- Yeh, H.-C., and Y.-L. Chen, 2003: Numerical simulations of the barrier jet over northwestern Taiwan during the Mei-Yu season. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 1396-1407.
- Zehnder, J. A., and P. R. Bannon, 1988: Frontogenesis over a mountain ridge. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 628-644.

A Numerical Study of a Winter-time Cold Front

Fang-Ching Chien Sheng-Feng Lin

Department of Earth Sciences, National Taiwan Normal University

(Manuscript received 03 February 2004 ; in final form 12 June 2004)

ABSTRACT

This paper presents a numerical study of a cold front that passed the Taiwan area during 7-9 January 1996. The front, with a shallow structure, was significantly modified during its journey over the ocean. When arrived at Taiwan, it caused a sharp temperature drop at many surface stations, with a few rain showers. Satellite pictures showed a distortion pattern of the front by the steep mountain ranges of Taiwan.

MM5 simulations showed that the front was delayed on the windward side of the mountain, with its east and west counterparts moved southward along the coasts. In the northwest of the island, a northeast barrier jet appeared because of convergence of cold air behind the front. Further to the south, there were no clouds and rainfall because of the leeward rain shadow effect and the flat terrain where topographical lifting was lacking. In the east, cold air gradually obtained a westward component toward the coast as it moved southward along the coast. The stable cold air was blocked to the east of the high mountains, resulting in a pressure ridge along the coast and a southward acceleration of the air and the front. There was a cloud free region, shown both in satellite pictures and model simulations, over the ocean to the east of Hua-Lian after the frontal passage. This was related to the lee-wave subsidence after the upper-level air passed over the high mountains. The speed of the front was the fastest over the Taiwan Strait because of the channel effect, the second fastest in the east coast, and the slowest along the west coast.

In the sensitivity studies, Taiwan terrain was proved to be the most important effect in modifying the front. Nonetheless, the surface heat and moisture fluxes from the ocean were also important in the modification of the front.

Key words: Cold front, Terrain, Surface fluxes