

## 第四章 模擬結果

### 4-1 綜觀環境模擬結果

在綜觀環境模擬結果與觀測的比較上，首先比較模式 D1 在 12 小時 (7 日 1200UTC) (圖 4.1a) 之海平面氣壓、地面溫度及風場與觀測天氣圖 (圖 1.2b) 之異同。模式中地面高低壓中心所在位置與氣壓值均與觀測相近。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。然而模式在蒙古高壓中心東南方的風場卻有北風過強的現象。在 850hPa 的重力位高度場與風場，模式 D1 (圖 4.1b) 與觀測 (圖 1.2c) 也有相符的結果，模擬的 850hPa 槽線自朝鮮半島北部延伸至江蘇呈東北西南走向，且落後於地面鋒面位置。

圖 4.2a 為模式 D1 於 24 小時 (8 日 0000UTC) 的結果。與 8 日 0000UTC 之地面天氣圖的比較可見，模擬位於大陸之地面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。在 850hPa 重力位高度場的比較中，模擬 (圖 4.2b) 之大陸高壓中心比觀測偏強且偏向西南方延伸。但位於日本海之低壓位置與大小均與觀測相符，且高低壓系統之間的風場亦與觀測十分接近。

圖 4.3a 顯示模式模擬至 36 小時 (8 日 1200UTC) 之後, 大陸高壓強度過強且偏向東南方, 造成模擬出在大陸華南過強的氣壓梯度及過強的風場。但位於北海道之低壓中心的位置及強度仍與觀測十分相近。同樣地, 模式在 850hPa (圖 4.3b) 的大陸高壓也較觀測略為偏強且偏向東南, 但低壓強度以及槽線位置則與觀測十分吻合。

在衛星雲圖的觀測中 (圖 2.5), 可見鋒面通過台灣東部沿海時在其伴隨雲系之前緣出現對流深厚之帶狀雲系 – 滾軸雲。圖 4.4 為 D2 自模式底層至頂層間雲水量 (cloud water, 即雲中液態水部分) 與雲冰量 (cloud ice, 雲中固態水部分) 之垂直積分值, 其大小可定性代表模式中雲霧疏密的程度。模式在 7 日 2000UTC 時 (圖 4.4a) 鋒面前緣模擬出明顯的滾軸雲, 但受限於 D2 之解析度 (15km), 模式中之滾軸雲並無法呈現如雲圖中極為狹長之結構。模式模擬之鋒面抵達台灣地區時 (圖 4.4b, c), 於大陸沿海及台灣東、西部外海之帶狀雲系已明顯減弱且呈現不連續的狀態。雲圖中雖然在台灣海峽上具有鬆散的雲層結構 (圖 2.5a, b), 但在東部外海滾軸雲的結構仍明顯可見。相較之下, 模式並未能模擬出在台灣東部沿海之滾軸雲, 但在遠離陸地的鋒面雲系中 (124 °E 以東), 仍舊能掌握到滾軸雲的些許特徵。

#### 4-2 台灣地區模擬結果

本研究利用 D3 的結果與觀測資料間的比較來了解模式是否能掌握台灣地區中尺度天氣現象。圖 4.5a 為模式 D3 在 7 日 1200UTC 板橋探空站所得之探空曲線。此時板橋地面氣溫在 20 左右，且低層風場仍具有南風分量，顯示模式在板橋模擬之鋒前環境與觀測(圖 2.8a)十分接近。當 8 日 0000UTC 時鋒面已通過板橋測站，模擬之探空曲線(圖 4.5b)顯示低層出現降溫以及北風增強的現象。模式模擬之地面氣溫約 16，較觀測之 14 (圖 2.8b)略高。而模式在 700hPa 以下顯示出潮濕之環境，與觀測之 650hPa 高度十分接近。當鋒面通過海洋上空後使原本乾冷空氣產生變性，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，此高度層往上環境的水汽量遞減，顯示由低層海洋提供之水汽無法垂直混合至此層以上。而模式中低層風場的模擬與觀測同樣約在 950hPa 出現風向的轉變，但模式在 950hPa 以下之風向多為北北東風與觀測之東北東風略有不同。950hPa 以上模式與觀測同樣轉為西風且風速隨高度遞增。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 4.6 顯示自 7 日 2300UTC 至 8 日 0800UTC(鋒面通過台灣期間)

模式 D3 之每三小時累積降雨，與圖 2.9 相較可見，模擬之降水同樣發生在鋒面通過之後，並且在北部及東部地區有最大值，顯示模式對於降水區域之分布以及降水強度有不錯的掌握。但模式對於北部地區之降雨模擬偏強，且最大值落在桃園一帶，與觀測中在台灣東北角基隆一帶之降水中心略有偏差。同時東岸之降水與觀測比較下顯得較為偏弱且過於提早發生。

圖 4.7 為模式 D3 自 7 日 2200UTC 至 8 日 0800UTC 模擬結果。同樣以模式底層至頂層間雲水與雲冰量之垂直積分值，來定性代表模式中雲霧疏密的程度。細實線為地表氣溫等值線，其中，283K 以下省略，以避免高山上等溫線過密造成鋒面位置判斷上的困難。由於模式最底層 ( $\sigma=0.995$ ) 距地表約為 35m 高，我們利用外插求得離地表約 2m 處之溫度場，風場同樣由模式最底層外插至 10m 處，因此可能含有因外插而導致之誤差，與觀測進行比較時需謹慎為之。當鋒面位於台灣北方海面時 (圖 4.7a)，在靠近大陸沿海模擬出與雲圖中相似，極為狹長的滾軸雲結構，顯示模式解析度的提高能增加對滾軸雲結構的掌握。但當鋒面抵達台灣之後，D3 在台灣附近之滾軸雲與 D2 中同樣均有逐漸消散的現象 (圖 4.7d)，但是在雲圖中位於台灣東部近岸仍可見到明顯的滾軸雲 (2.5a)，顯示模式並未能掌握在東部沿海的滾軸雲。雖然在 D3 較小的範圍中，在台灣東部外海並未出現滾軸雲，

但在 D2 中的鋒面雲系位於  $124^{\circ}\text{E}$  以東仍可見滾軸雲的結構。比較模式的雲幕分布與台灣地區可見光雲圖之雲系位置 (圖 2.6a-h), 可見 8 日 0033UTC (圖 2.6a) 所顯示之雲系位置與模式所模擬之 8 日 0200UTC (圖 4.7e) 之雲層十分相近。同樣在往後時間中模式模擬的雲系與前 1.5 小時的衛星觀測約相對應, 在此可推測模式鋒面抵達時間約落後觀測之鋒面 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。故可推測模式所模擬之雲層高度以及鋒面受阻擋時氣流分流的情況均與實際觀測相當接近。

模擬結果與觀測在台灣地區東西部地表風場的比較中, 可見模式於東部外海在鋒前呈現反氣旋式的流場 (圖 4.7a), 且東北角開始出現增強的西或西北風。鋒後的風場在東部蘇澳以北以北風為主 (圖 4.7e), 當鋒面通過蘇澳以南 (圖 4.7g), 鋒面至蘇澳間的風向轉為北北東風。顯示東部鋒後風場有沿著地形向西偏轉之特色。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 (圖 4.7k)。但在東西部之鋒前風場卻有明顯的差異, 在模式 (圖 4.7f) 與觀測 (圖 2.7b) 均顯示台灣西南部在鋒前已有顯著的北風分量。而東部地區的鋒前風場呈現微弱之北風。

而模式模擬之地面溫度與觀測 (圖 2.8a, b) 的比較顯示, 模式在鋒後氣溫的模擬比觀測偏高約 2 。除此以外, 地表氣溫在東西部的模擬結果也有明顯之差異。鋒面在通過東部沿海的過程中, 鋒前的等溫線因鋒面前方冷空氣外流而出現不規則的扭曲 (圖 4.7d, e, f), 造成東部沿海地區 (23° N 到 24° 間) 在鋒前於 7 日 0100 至 7 日 0300UTC 已有些許的氣溫下降。而台灣西部由於雲層受山脈阻擋的原因, 在新竹以南的雲霧並不顯著, 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), 結果發現無雲霧之台灣西南部以及高山地區比東岸較有地面氣溫之日變化。

模式在綜觀環境及台灣地區之中尺度模擬的結果, 除了在鋒面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、風場等結構以及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。

#### 4-3 台灣地形對冷鋒之影響

在本個案中，台灣海峽與西部陸地提前於鋒前出現北風分量增強的現象（圖 4.7e），使得台灣西部測站（梧棲以南）並未在鋒面通過後出現明顯的北風分量增強（圖 2.6b），而東部在鋒前同樣為北風但較西部弱。東西部鋒前風場上的差異，顯示主宰東西岸鋒前風場的因素截然不同。在陳等（1982）對於寒潮鋒面的統計研究中，高雄測站在鋒前 3~4 個緯度便可觀測到西風與北風增強的現象。推測台灣西部及台灣海峽鋒前北風出現的可能之成因，首先，台灣西部在鋒面抵達時已屬鋒面尾端，故無法呈現如鋒前南風、鋒後北風等如此明顯之風向的風切。其次，就氣壓系統觀之（圖 2.2b 與 2.3b），弱太平洋高壓範圍離台灣非常遠，故只能在台灣東側出現鋒前偏南風的狀態，在台灣西側已然受大陸高壓主宰，即使在鋒前也同樣出現北風。最後，模式 D3 在 7 日 2200UTC 之最底層風場中（圖 4.7a），顯示鋒面在福建地區受武夷山影響而使前緣風向轉為西北風並越過武夷山，順坡而下之氣流受台灣地區地形阻擋以及鋒前氣流影響而往南偏轉，加強了海峽及台灣中部以南在鋒面未抵達前之北風分量。

為了更清楚顯示此一機制，我們利用 D2 模擬之資料使用向後積分（backward integration）的方法逆推台灣海峽鋒面前緣之空氣塊在 8 日 0300UTC 前 9 個小時的軌跡（圖 4.8）。結果顯示台灣海峽之

鋒前氣流有部分是由大陸福建而來。在此個案中，鋒前環境因具有較低的靜力穩定度，加上武夷山地勢較為寬廣，故鋒前氣流在跨越武夷山後抵達台灣海峽，受到台灣地形的阻擋而轉為北風使台灣西南部鋒前北風增強。

自 8 日 0200UTC 起，模式與衛星雲圖均顯示在台灣東岸在花蓮外海出現一空洞無雲霧的區域。在模式中此空洞區域在往後幾小時有逐漸擴大的趨勢，不過衛星雲圖所出現的空洞自 8 日 0500UTC 後便有縮小的趨勢。在模式模擬鋒面通過台灣的過程中（圖 4.7g,h），台灣西部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。

鋒後雲層的消散與地形所引起的垂直運動有很大的相關。從 900hPa 之垂直速度（圖 4.9）可見，在鋒面通過台灣的期間，強烈的上升運動主要出現在鋒面區（圖 4.9a），以及鋒面通過後的台灣北部迎風面和東岸花蓮至成功之間（圖 4.9c,d）。而這些區域也是降雨強度最大的區域（圖 4.6）。台灣西岸自鋒面抵達中部以南，原本在鋒面區前緣的上升運動逐漸轉弱（圖 4.9c,d），故在西南部地區並未出現降雨，而上升運動的減弱應與鋒前較弱的水平風切有關（圖 4.7g）。另外，在東部花蓮外海無雲霧的區域（圖 4.7g）與下沉運動最強的區域（圖 4.9d）出現的時間（8 日 0400UTC 前後）相吻合。以

此推論模式中上升運動出現的區域提供了鋒後水汽凝結生成雲的動力，相對的下降運動區則造成雲層的消散。關於東部花蓮外海在鋒後持續的下沉運動的形成機制將在 4-4 節中作詳細的討論。

圖 4.10 顯示模式 D3 中 1 至 13 號軌跡點所形成之軌跡線。軌跡點與鋒面區平行呈直線排列於台灣北部海面 ( $\sigma = 0.9$ )。軌跡點釋放時間自 8 日 0000UTC 至 8 日 1000UTC 時 為了解鋒後空氣塊流動情形，且避免軌跡點因越過鋒面區而受鋒前的西南風影響，於鋒面通過後 2 個小時 (8 日 0000UTC) 才釋放這些軌跡點。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) 略快於中央的軌跡點 (7 號及 8 號)。釋放後的第二個小時 (8 日 0200UTC)，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，但仍造成北部迎風面在鋒面通過後有短暫的降雨產生 (圖 4.6d)。受到地形阻擋而轉向的軌跡線分為西部及東部兩支 (圖 4.10)，由軌跡線的靠攏與疏散亦可推測於台灣西北、東北沿海發生輻合，而於台灣西南部發生輻散。台灣西北部鋒後輻合區的產生造成西部沿海在  $24.5^{\circ}N$  附近出現最大風速 (參見圖 4.7k)。由軌跡線的長度比較不同軌跡點的空氣塊在移

動速度上的差異，顯示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。

在觀測與模式中均發現到，東部沿海鋒面移動速度較西部陸上鋒面快，推測與東岸鋒後非地轉風的加速有關。圖 4.11 顯示模式在 1000hPa 非地轉風  $v_a$  的大小。當鋒面抵達台灣北部，受到地形阻擋的影響而在台灣東北角附近出現明顯的非地轉南風( 圖 4.11a )，顯示北風在此減弱。鋒面通過後在( 圖 4.11c )東部花蓮外海為非地轉風  $v_a$  負值最大區。代表在鋒面通過後，此區域的非地轉效應加強了北風的強度；相對的，在台灣西部非地轉風  $v_a$  較弱，且自苗栗以南更轉為非地轉南風。由於非地轉風場的大小除了受到地表摩擦等因素的影響外，也與氣壓場的分布有關。圖 4.12 為模式在台灣地區的海平面氣壓場與風場，台灣西部在鋒前已受到大陸高壓的影響而出現北風，此時東部在鋒前仍受到太平洋弱高壓影響而吹南風( 圖 4.12a )。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偏轉。沿東部地形南下之鋒後北風受科氏力影響而產生向西運動之分量，在台灣東部地形的阻擋下而使鋒後冷空氣在山脈東側堆積並形成高壓脊( 圖 4.12c )。位於花蓮外海的高壓脊增強了沿岸之非地轉北

風的強度(參考圖 4.11b),使鋒面在此區域會有加速的現象。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,並造成高壓脊加速此區之風速而形成東北風之地形噴流(圖 4.12d)。

#### 4-4 鋒面垂直剖面結構

如前所述,鋒面在台灣東西部的比較中呈現出許多不同的特徵。因此,我們針對鋒面之垂直剖面進一步比較其在東西部之不同。剖面所在位置如圖 4.13 所示。在西部剖面中(圖 4.14a),鋒面出現於 310km 附近,其後方厚度約 1000m 左右。在鋒面前緣伴隨有強烈的上升運動,使得鋒面區前緣形成垂直發展的雲系,即是先前所提到的滾軸雲,其高度可達 3000m 左右並且顯示了狹長且深厚的結構,但在鋒面南移後(圖 4.14b,c)鋒面前緣便不再出現滾軸雲的結構,與雲圖相符,在台灣海峽上並未觀測到滾軸雲的結構。鋒面後方冷空氣受到底層海洋所提供之地表通量加熱,在 500m 以下形成一垂直均勻混合之不穩定層(圖 4.14b),且冷空氣厚度向南方逐漸變淺。底層海洋所提供之水汽,使鋒後形成冷濕之環境。當鋒面通過圖中 150km 附近(圖 4.14c),由於低層鋒面前緣水平風切較弱,減弱了上升運動的強度,加上在 1000m 高空附近之下沉運動,造成鋒面前緣之對流雲系逐漸消散,但鋒面後方仍有雲系之生成。在鋒面過後的下沉運動同樣也使得

自 300km 以南冷空氣厚度驟降 (圖 4.14d)。下沉增溫降低了此區域之相對溼度，進而使雲層消散。當鋒面完全通過剖面 (圖 4.14e)，在 300km 附近之下沉運動持續造成冷空氣層頂的增溫，並使西部剖面在 250km 以南並未出現雲霧的現象。

相對的在東部剖面中 (圖 4.15a)，低層在鋒面未抵達前屬於較暖濕的環境，且鋒面區伴隨很強的上升運動以及對流雲系的出現，仍有類似滾軸雲之結構，但如同 D2 所述，模式對東部近岸之滾軸雲模擬不佳，因此在圖 4.15b,c,d 中僅餘對流較低之雲系。伴隨鋒面的雲系如同圖 4.8 中垂直運動的分布，當鋒面通過後，蘇澳附近 (圖 4.15b 中 290km 處) 產生下沉運動，造成此處在 1000m 至 2000m 高度冷空氣產生增溫並使雲層消散。下沉運動的產生主要是由於此處屬於山脈背風處，高層西風越過山脈後所形成的背風波 (lee wave) 在此處形成下沉運動所導致。當鋒面通過下沉區域 (圖 4.15c 中 200km 至 300km 處) 後，鋒面區再度出現上升運動，伴隨對流雲之生成。在 8 日 0200UTC (圖 4.15b) 至 0400UTC (圖 4.15c) 兩小時內鋒面移動約 120km，顯示鋒面在通過蘇澳以南移動速度有增快的現象。

圖 4.16 與圖 4.17 為切過台灣地區之東西方向剖面：ncs 與 scs (參見圖 4.13)。在鋒面抵達北部剖面 (ncs) 之前 (圖 4.16a)，高層西風跨越最高峰後在山脈東麓 (約 150km 處) 高度 2000m 到 4000m

之間形成背風波 ( lee wave ), 在最高峰東側伴隨有下沉增溫之現象, 但未影響東部 1800m 高度以下的區域。當鋒面往南通過此剖面 ( 圖 4.16b, c ), 高層西風有增強的現象, 並且在西風越過中央山脈後於東側 ( 200km 附近 ) 形成明顯的背風波。因背風波引起的下沉運動造成在東側高度 1000m 至 2000m 間的增溫, 並使鋒後雲層在東部蘇澳以南的區域逐漸消散 ( 圖 4.7f )。山脈東側低層之南向氣流因科氏力影響而形成的東風分量造成冷空氣向西堆積並呈現向西傾斜的結構, 同時, 也使台灣東部冷空氣厚度高於西部 ( 圖 4.16d )。鋒面通過後, 台灣西部 ( 110km 附近 ) 也出現下沉運動並造成雲層消散 ( 圖 4.16c, d ), 此處之下沉運動是由於地形強迫之次環流所引起。西風受地形阻擋而於山脈西側約 2000m 高度附近形成輻合區, 導致下沉運動並於低層產生東風氣流, 低層東風的生成也與鋒後低層的北風因無法過山而沿西部地形偏轉加上受科氏力作用而產生向西之分量有關。下沉增溫使得西部上空形成較穩定且無雲霧之環境 ( 圖 4.16d )。

在台灣南部剖面 ( scs ) 中, 130km 處的恆春半島地形高度僅 300m 左右。在鋒面抵達前 ( 圖 4.17a, b ), 低層大氣環境以恆春半島為界, 以西溫度較高且風場具微弱西風分量, 以東則為冷濕環境且吹東風。當鋒面通過剖面後 ( 圖 4.17c, d ), 鋒後冷空氣強度已明顯較北部剖面減弱 ( 比較圖 4.16c )。由於台灣東南部鋒面領先於西南部, 當地

形高度不足以阻擋鋒面時，鋒面便由東部自恆春半島上方跨越至西部（圖 4.17c），當鋒面通過後（圖 4.17d），焚風出現於山脈西側（100km 附近），是由於東部低層東北風跨越恆春半島後所引起。

在衛星雲圖（圖 2.5b – f）與模式模擬中（圖 4.7f – j）均可觀察到東部花蓮外海雲層的消散以及台灣西南部自苗栗以南均無雲霧的現象。模式顯示在此二區域的下沉增溫（圖 4.9d）是造成雲層消散的主要原因。東部下沉區位於高層西風的背風處（圖 4.16），氣流過山所形成的背風波（lee wave）是造成下沉運動的主要原因；西部高層由於西風受山脈阻擋而形成輻合區，導致下層運動並於低層出現東風分量，繞山氣流以及地轉偏向亦是造成此處東風分量的因素之一。使用模式對鋒面做垂直剖面的分析結果，顯示出造成台灣東部與西部下沉運動機制的不同。

圖 4.18 與 4.19 進一步針對東西部剖面（圖 4.14 與 4.15）中最底層鋒面結構以時間序列顯示鋒面於台灣地區演進的詳細過程，由上而下分別代表模式底層外插至 2m 處之氣溫、海平面氣壓與外插至 10m 處風場  $v$  分量。結果顯示東西部在鋒面移動速度與鋒面結構上呈現不同的面貌。以下我們利用溫度開始下降且速率最快之位置定義鋒面位置與通過之時間（以粗虛線代表）。分析鋒面在通過西部剖面（圖 4.18a）的期間，其移動速度（粗虛線斜率）並未有明顯的改變，僅

在 300km 附近以南略有減慢。但鋒面強度（溫度下降值）有明顯隨著鋒面往南逐漸減弱的趨勢（圖 4.18a）。在海平面氣壓的時間序列圖中（圖 4.18b），可見在 250km 以北，因鋒面通過造成氣壓上升的現象較以南為明顯。在 8 日 0300UTC 至 0700UTC 時，高壓似有滯留的情況，且在 250km 以南的區域中，鋒面通過造成的氣壓上昇有趨緩的現象。最後，在西部剖面風場的時間序列（圖 4.18c）中，可由北風分量的增強看出鋒面通過的痕跡。但在 280km 以南，北風在鋒面抵達前便提早增強。北風增強如前所述，主要是由於華南鋒前氣流跨越武夷山後受台灣地形的阻擋而加速往南。同時，台灣海峽如同受到大陸武夷山以及台灣地形侷限之管道，會使鋒後北風增強，故在 300km 至 100km 間的區域，在鋒面通過後受到管道效應的加速而形成北風最強的區域。顯示台灣地形以及管道效應，對於鋒面通過前、後的北風分量均具有加強的作用。

在東部，鋒面在南移至 350km 後溫度出現較不規律的變化（圖 4.19a），乃因此區較為接近陸地而受到影響。當鋒面繼續南移至 280km 時，鋒面移動速度逐漸加快，此加速現象如前所述，是因為北風受科氏力作用偏轉而產生向西之分量，受地形阻擋造成冷空氣堆積而形成高壓脊並加強了非地轉北風的強度。鋒面在南移至 150km 附近時移動速度減慢，且隨著鋒面南移其強度亦逐漸減弱。在海平面氣壓的時間

序列圖中 (圖 4.19b), 鋒面的抵達造成海平面氣壓的急速上升, 此氣壓上升越往南越不明顯。在地表北風分量的時間序列圖中 (圖 4.19c), 由於鋒面前方之氣流受到台灣北部地形的影響, 而使 310 至 370km 間的北風分量有略為提早增強的現象。當鋒面繼續南移至 200km 至 300km 間, 受到高壓脊所造成的非地轉加速使得北風分量快速增強。但往南則等風速線逐漸變疏, 顯示鋒面結構逐漸減弱。而鋒後的風速同樣受到地形的影響, 在剖面中 200 – 300km 間形成北風最強的區域。風速在 200 – 300km 間的增強與先前所提到鋒面加速的區域相符, 顯示此區域的北風分量會影響鋒面移動速度。

在前述地面觀測對鋒面位置的逐時分析中 (圖 2.6), 東部鋒面移動速度明顯比西南部快。但在上述的分析中, 鋒面通過西部剖面所花的時間卻略短於東部剖面 (圖 4.18 與圖 4.19), 顯示西部剖面整體的鋒面移動速度 (45km/hr) 較東部剖面 (40km/hr) 快。主要原因是由於西部剖面所在位置位於海峽上, 故未能反應陸上鋒面移動之速度。同時, 此結果也顯示鋒面在台灣海峽上的平均移動速度較東部海面快。觀測分析中也同樣顯示了這樣的結果, 即在海峽上雲層的移動速度快過台灣東部沿海的雲層 (圖 2.5), 顯示管道效應會加速鋒面通過海峽。但在台灣西部陸上的鋒面受到地形阻擋以及近地表的摩擦而減速, 其移速則較東部慢。另外, 在東部剖面中鋒面的移動速度

並非一致，鋒面在東部剖面 150km 至 300km 間受到加速（ 60km/hr ）  
且以較西部剖面快之移動速度通過。顯示此區受地形阻擋形成的高壓  
脊（圖 4.12d）會加強非地轉北風的強度（圖 4.11d）而使鋒面加速。