

## 第二章 觀測、個案介紹

### 2-1 綜觀天氣形勢

由東亞地區之紅外線衛星雲圖顯示，在 1996 年 1 月 7 日 0000UTC 時（圖 2.1a），並無顯著伴隨鋒面之雲系。對照此時之地面綜觀天氣圖（圖 2.1b）可見，大陸高壓中心位於蒙古西南（ $45^{\circ}\text{N}$ ， $100^{\circ}\text{E}$ ），海平面氣壓值達 1059hPa，同時尚無封閉低壓中心之形成。850hPa（圖 2.1c）上除了與海平面氣壓對應之大陸高壓中心（H1）之外，其前方有一槽線自大陸東北向西南延伸至遼寧、山東一帶。此時台灣地區受弱高壓（H2）之影響，風向為東南東風，風速約 10kts。500hPa（圖 2.1d）之槽線位於內蒙古一帶，槽前為強烈噴流區，其入區右側下方有利於鋒生。

至 7 日 1200UTC 時，在雲圖上（圖 2.2a），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。地面天氣圖（圖 2.2b）顯示大陸高壓中心向東南移動至  $42^{\circ}\text{N}$ ， $105^{\circ}\text{E}$  附近，強度稍減弱為 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。而在 850hPa（圖 2.2c）上之槽線則已移至黃海且有加深的趨勢。500hPa（圖 2.2d）之槽線由黑龍江省經河北至河南一帶，噴流則南移至  $40^{\circ}\text{N}$ ，最大風速區落在槽前。此時鋒後大

陸地區多為冷乾空氣所籠罩，且鋒面垂直方向呈現向西傾斜之結構。

表 2.1：個案期間低壓中心海平面氣壓變化

日期	地面氣壓
1/7/00Z	1023 hPa
1/7/06Z	1019 hPa
1/7/12Z	1015 hPa
1/7/18Z	1008 hPa
1/8/00Z	1000 hPa
1/8/06Z	991 hPa
1/8/12Z	984 hPa
1/8/18Z	976 hPa

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 2.3a）。地面高壓中心（圖 2.3b）則已持續往東南移至內蒙古河套區域（ $40^{\circ}\text{N}$ ， $110^{\circ}\text{E}$ ），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（ $40^{\circ}\text{N}$ ， $140^{\circ}\text{E}$ ），中心氣壓加深至 1002hPa。從 7 日 0000UTC 至 8 日 0000UTC 期間之 24 小時，此地面低壓中心氣壓下降大約 31hPa

(參考表 2.1), 對應大陸高壓之氣壓值下降約 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。在 850hPa, 槽線則自東日本海向西南延伸至東海(圖 2.3c)。而 500hPa 槽線則持續加深且東移, 約自大陸東北延伸至黃海沿岸(圖 2.3d)。

至 8 日 1200UTC 時, 鋒面已通過台灣地區, 紅外線衛星雲圖(圖 2.4a)顯示此時在台灣地區上空之雲系高度多為溫度較高的低雲。由地面天氣圖(2.4b)可見鋒面西南端已大幅減弱, 最遠僅達台灣東方約 800km 處, 此時地面高壓強度仍不斷減弱, 中心位置仍停留在(40°N, 110°E)附近, 但外圍有向東南延伸分裂的趨勢。由於高壓的不斷減弱, 使得大陸地區風場強度大幅減弱。地面低壓則向東北方移動至日本北海道東方海面(圖略), 且中心氣壓仍持續降低(表 2.1)。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(圖 2.4c)。受到 850hPa 大陸高壓強度減弱影響, 大陸地區風場也明顯減弱。500hPa(圖 2.4d)之槽線已東移至日本海上。

綜合上述分析顯示, 此個案是由於大陸蒙古地區高壓往東南移出源區, 形成寒潮爆發的現象。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 之間抵達台灣。在此之

前台灣地區因為受到太平洋上溫暖潮濕環境的影響，造成大陸性冷氣團抵達時產生的天氣轉變至為明顯。

## 2-2 台灣地區之中尺度現象

圖 2.5 為自 1996 年 1 月 8 日 0033UTC 至 1 月 8 日 0733UTC 每小時之可見光衛星雲圖。在 8 日 0033UTC 時 (圖 2.5a)，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 0133UTC (圖 2.5b) 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，8 日 0433UTC (圖 2.5e) 後空洞則逐漸縮小。隨著鋒面南移通過台灣，在 8 日 0733UTC 前 (圖 2.5h)，中部山區以及西南部均未受到雲霧影響，預期此處受輻射效應影響下的地表氣溫與東部會有明顯差異。綜合以上可見，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、發展較高之滾軸雲的形成 (圖 2.5a,b)，與 Chen et al. (1999) 之論文中對於滾軸雲之描述吻合；台灣西部及海峽上空雲層邊緣則較為模糊不清，結構上也較為鬆散 (圖 2.5c,d)。

分析每小時地面觀測資料所得到的鋒面位置 (圖 2.6)，顯示鋒面受地形的阻擋而產生變形。而在鋒面的移動速度上，西部近岸在梧棲以北的南移速度與東部相若，但自梧棲以南鋒面移速則漸為遲滯；東

部則自花蓮到成功間鋒面移速有逐漸增快的趨勢。衛星雲圖(圖 2.5) 同樣可見, 鋒面在台灣東部近岸的移動速度較西部近岸快, 與過去的研究結果相符。但是海面上的鋒面位置由於缺乏觀測資料, 僅能將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, 推測鋒面在台灣海峽會受到管道效應影響而有加速的現象。關於鋒面移動速度的討論, 在第四章將會有詳細的介紹。

圖 2.7a, b 為台灣東西部由北而南各選 5 個代表測站之海平面氣壓、地面氣溫及地面風場的逐時變化。鋒面通過後造成突然的氣溫下降、氣壓上升, 以及北風分量的增強, 均可作為判斷鋒面通過與否的依據。在忽略氣壓半日潮的變化下, 東西部測站均顯示出氣壓上升的程度越往南越不明顯。在東部觀測(圖 2.7a) 結果的分析中, 可見鋒面在 7 日 2200UTC 通過基隆, 並造成溫度迅速下降約 3.5 , 同時風向由西南風轉為北風。當鋒面通過六小時之後, 基隆溫度已降至 12 。而蘇澳在 7 日 2300UTC 開始出現溫度下降以及風向的改變, 顯示鋒面在此時通過。蘇澳與花蓮在鋒面通過後, 氣溫均以固定的速率緩慢下降, 並且有明顯的風向轉變。而較南邊的成功與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。

相對於東部之測站，在西部的觀測中（圖 2.7b），以溫度及風場的變化來定義鋒面通過的時刻顯得較為困難。台北在 7 日 2300UTC 時鋒面通過而造成氣溫下降，至 8 日 1200UTC 時氣溫甚至降至 11 以下。並且在鋒面通過的同時風向轉為弱東風，較弱的風速主要是受到台北盆地地形的影響。相對較為接近西部沿海的新竹與梧棲，鋒後呈現較強的風速。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。但是自梧棲以南，氣溫與風場的變化較為溫和，顯示鋒面的轉弱。首先，梧棲的氣溫在鋒面通過（8 日 0000UTC）後並未持續的下降，而是維持在 17 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。同樣在嘉義也有北風提早出現的現象（8 日 0000UTC），並且氣溫更維持著日變化的週期，以致無法明確推斷鋒面通過的時間。但 8 日的最高溫仍較 7 日低約 4 ，顯示鋒面的通過仍對嘉義有所影響。最後在高雄的觀測結果，由氣溫及風場上的變化已看不出鋒面的影響。綜而言之，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；梧棲及其以南（嘉義、高雄）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，因此在嘉義與高雄的觀測中未能指出鋒面通過的確切時間。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，推測嘉義與高雄觀測之溫度仍呈現每日週期性變化的原因，主要是由於鋒面之雲層在台灣北部受到中央山脈的阻擋（圖 2.5），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。而造成西南部在鋒面抵達前風向的轉變以及北風分量的增強的原因，是否與雲圖中（圖 2.5）海峽處的雲層移動速度較快的原因一致，仍需由模式模擬的結果來作進一步的探討。

圖 2.8a、b 分別為板橋探空站（WMO-46692）在 7 日 1200UTC（鋒面通過前）與 8 日 0000UTC（鋒面通過後）之探空曲線。在鋒面抵達前，板橋測站底層受到東南至西南風影響屬於較為暖乾的環境。當鋒面通過後受冷空氣影響，板橋測站之地面溫度有明顯的下降。由於抵達台灣之冷空氣受海洋影響，導致低層溫度下降的現象並未十分劇烈。加上洋面所提供的水汽，造成在低層 600hPa 以下呈現出濕冷之環境，而在 800hPa 至 900hPa 之間更近乎水汽飽和的狀態。低層風場此時吹北風及東北風，在 800hPa 以上則轉為西風，由低層至高層呈現逆時針旋轉之風向改變，顯示出冷平流的效應。鋒面之厚度很淺，其高度大約在 800hPa 附近（圖 2.8b）。

由探空資料可見在鋒面通過後低層有飽和之水汽，因此在台灣北部也造成了零星之降雨，圖 2.9a – d 顯示在鋒面通過台灣期間自 7 日

2300UTC 至 8 日 0800UTC 地面觀測每三小時累積降雨。在鋒面初抵達台灣時 (圖 2.9a), 鋒面前緣之降雨並不明顯。在鋒面通過台灣北部後 (圖 2.9b), 北部迎風面開始出現較強之雨勢, 降雨量最大值出現在東北角海岸。當鋒面逐漸南移 (圖 2.9c), 北部迎風面仍舊有顯著的降雨, 東部蘇澳附近也出現零星雨勢。鋒面通過台灣地區之後 (圖 2.9d), 北部地區降雨轉弱, 而東岸成功至台東一帶開始有較強之降雨發生。在此個案期間, 台灣西部自桃園以南並未觀測到降雨之情況。本文將於第四、五章針對伴隨冷鋒之降雨在空間分布上的差異, 探討是否與地形等因素有關。