

# 台灣附近寒潮爆發前緣冷空氣移行之個案研究

呂芳川<sup>1</sup> 廖杞昌<sup>1</sup> 江火明<sup>2</sup> 莊漢明<sup>3</sup>

1. 國防大學中正理工學院應用物理所
2. 中央大學大氣物理所
3. 美國國家環境預報中心

## 摘要

以美國國家環境預報中心 (NCEP) 的巢狀區域波譜模式 (RSM) 及中尺度波譜模式 (MSM)，針對 2001 年台灣地區寒潮爆發個案 (12 月 20 日至 22 日) 進行預報分析研究，結果顯示可以有效的掌握寒潮爆發前緣的時空分布，藉以探討寒潮爆發時冷空氣前緣自大陸出海後，受到台灣地形影響時，其移行方向及結構的演變過程。

當冷氣團前緣到達華南沿海附近時，由於中緯度氣壓梯度增加，使北風分量增強，將冷空氣由北向南輸送，使南北溫度梯度增大，經地轉調節過程，使水平氣壓梯度也增加，風速持續加強，驅使冷空氣持續向南侵襲。當冷空氣遇到台灣地形時，由於中央山脈地勢陡峭，產生阻擋及分流效應；爆發前緣軸線在台灣海峽上呈東北-西南走向，約以 12.5km/hr 的速度向東南方移近台灣，由於系統持續向東南方向擴展，在台灣西北沿岸地區，因受地形阻擋效應，使冷空氣質量堆積，爆發前緣軸線位置隨時間升高，冷空氣厚度增加，強度減弱。

台灣東、西兩側冷空氣南移過程有明顯的不同。在台灣西側，由於受到大陸分裂高壓外圍風場影響，風向吹北北東風與前緣軸線的交角較小，而東側因沿岸風場受地形導引盛行偏北風，與前緣軸線的交角甚大近似垂直，因此前緣南移的速度較西側快，溫度下降的幅度也較大；東側風場因受地形阻擋影響，使得北風發展高度較西側高，使冷空氣的厚度也相對較高。

## 一、前言

台灣位處副熱帶地區，深受獨特的海陸分佈與複雜的地形影響，配合冬、夏季風環流的演變，天氣型態非常多樣化。冬季主要受北方西伯利亞大陸冷高壓南下影響，以寒潮爆發的天氣型態對台灣影響最劇烈，當強烈冷高壓伴隨大規模強冷空氣南下時，氣溫在短時間內驟然下降、氣壓迅速上升及強烈的風場切變 (江和彭 1994)，造成農漁畜牧業及民生等衝擊性的損害。

過去寒潮的相關研究，受限於綜觀尺度觀測資料不足，著重於綜觀尺度的環流型態及能量轉換等天氣分析 (Chang et al. 1983, 俞 1978, 蔡 1981, 洪和葉 1991)，比較少注意寒潮爆發時台灣附近地區的局部天氣變化；近年來由於測站資料的增加及數值預報的發展，已有部分研究開始重視寒潮爆發期間，在台灣局部地區所引發的天氣變化，例如：陳和林 (1981) 及陳和林 (1982) 分別對台北及高雄地區寒潮爆發所伴隨冷鋒之中尺度氣象結構與天氣變化作分析，發現除溫度變化外，其餘各項氣象因子或天氣要素包括風、氣壓、露點、相當位溫、霧、霾、能見度、雲幕、降水、垂直風切等在鋒面過境前後均有明顯的改變，並且在南北之間具有明顯的差異，顯示台灣地區範圍雖小，但是局部天氣的變化卻有顯著的不同。

當寒潮爆發時冷氣團快速向南潰流，到了低緯

度的台灣地區冷空氣相當淺薄，不易由衛星或雷達做局部地區的預警觀測，尤其在冷空氣受到台灣地形影響時，更無法掌握其前緣的移行過程。當冷空氣自大陸移出海後，底層受到海面增溫變性，形成大範圍淺薄的雲層，尤其在台灣地區，地理位置特殊加上地形陡峭，對寒潮爆發前緣的冷空氣移行產生很大的影響，例如地形的阻擋及分、合流等因素，都會影響其移行的方向及速度；另外海陸分布效應及陸地上明顯的氣壓及溫度日夜變化，更增加局部地區天氣預報的困難度，因此利用觀測資料結合模式預報結果，瞭解台灣附近寒潮爆發前緣冷空氣的特性及其移行過程，可以提供台灣局部地區天氣變化的預報參考。

由於寒潮前緣冷空氣的水平尺度甚廣，但垂直尺度卻非常小，溫度變率甚大，且台灣附近觀測資料有限，因此分析寒潮爆發前緣受台灣地形的影響，必須透過高解析的數值天氣預報模式來模擬。呂等 (2003) 以 (National Centers for Environmental Prediction; NCEP) 三重靜力的巢狀區域波譜模式 (Regional Spectral Model; RSM) 為主體，嵌入一非靜力中尺度波譜模式 (Mesoscale Spectral Model; MSM)，建構一完整的四重大氣波譜預報模式，應用於東亞地區之天氣預報。結果顯示該模式對綜觀尺度天氣系統的預報具有相當的準確性，且巢狀模組尺度觀念可適當地應用大尺度訊息來預報區域性較小尺度的天

氣現象，對不同尺度的天氣預報都有不錯的掌握能力。

因此本文使用 NCEP 的有限區域波譜模式，並且於靜力的區域波譜模式 (RSM) 中嵌入非靜力中尺度波譜模式 (MSM)，針對 2001 年 12 月 20 日至 22 日的強寒潮個案進行預報，經由結果分析瞭解寒潮爆發前緣冷空氣的結構特性，透過質量場、溫度場以及局部風場演變的解析，探討冷空氣移行的過程，尤其在其前緣受到地形影響後所造成的局部天氣變化，進行研究分析。

## 二、模式簡介及初使設定

本文以 NCEP 的有限區域波譜模式為架構，引進 Juang (2000) 的非靜力 MSM 模式，外二重為靜力的 RSM 模組，最內重為非靜力的 MSM 模組，水平網格間距分別為 120 (RSMA)、30 (RSMB)、5 公里 (MSM)。垂直方向部分，RSM 模組採用隨地勢變化的 18 層 19 階  $\sigma$  坐標，MSM 模組為 28 層 29 階  $\sigma$  坐標，運算過程使用定差法，且  $\sigma$  層為固定。

初始場資料採用中央氣象局全球波譜模式的分析場 (T79)，從 12 月 20 日 0000UTC 開始進行模擬，並提供每 12 小時的全球模式分析場，作為 RSM 模組的基本場及邊界值。

## 三、綜觀及局部天氣分析

### (一) 綜觀天氣

依據任和蔡 (1981) 的寒潮定義，選定 2001 年 12 月 21 日台北測站 24 小時內溫度下降  $7.9^{\circ}\text{C}$ ，最低溫達  $10.8^{\circ}\text{C}$  的強寒潮個案進行預報分析。個案的分析資料顯示 12 月 20 日 0000UTC 大陸冷高壓中心 1058hPa 位於 ( $42^{\circ}\text{N}$ ,  $100^{\circ}\text{E}$ )，阿留申低壓中心 960hPa 位於 ( $53^{\circ}\text{N}$ ,  $168^{\circ}\text{E}$ )，500hPa 長波槽則位於  $110^{\circ}\text{E}$  附近，台灣地區在此高壓外圍環流影響下，吹東北偏東風。21 日 0000UTC 500hPa 冷心位於長波槽後，致使長波槽加深，並驅使噴流軸南移至日本上空，此時地面冷高壓勢力增強，而且在日本附近已形成低壓中心，使得華東及華南地區氣壓梯度增大，華南及台灣地區風速增強、溫度開始明顯下降。22 日起分裂高壓勢力減弱，高壓中心並未出海，日本外海的低壓系統也逐漸遠離，500hPa 的長波槽則持續東移並減弱。此一綜觀環境配置與任和蔡 (1981) 及 Chen et al. (2002) 所提出之研究結果相同，顯示此天氣系統為一典型的寒潮爆發個案。

### (二) 台灣附近局部天氣變化

圖 1 為中央氣象局地面測站逐時觀測資料，從東、西沿岸測站顯示，寒潮爆發期間台灣地區地面溫度的日變化仍存在，尤其在西南部地區最為顯

著，地面氣壓則有非常明顯的半日潮變化，其變化時間均與蒲 (2001) 統計結果相同。

由於地面溫度和氣壓皆受日夜變化影響，並且各測站地理位置及高度不同，不容易直接由地面測站資料來決定寒潮爆發前緣的時間及空間分布，因此本文進一步計算各測站逐時的  $\theta_v$  變化量 ( $\Delta_{10}\theta_v$ ;  $\Delta\theta_v$ )，其中  $\theta_v$  中包含溫度、氣壓及水汽因子，並藉由  $\Delta\theta_v$  相對較小的值及風場變化的趨勢，主觀地判斷寒潮爆發前緣時空位置 (如圖 1 垂直箭頭位置)，分析結果顯示，寒潮爆發前緣約在 2104LST 抵達台灣北部基隆，因受台灣地形影響，東、西兩側冷空氣移行的速度不同，東岸明顯較西岸快，2115LST 抵達台灣南端恆春，通過台灣本島時間約 11 小時。

寒潮爆發前緣抵達北部陸地時， $\Delta\theta_v \sim -1.5\text{K}$ ，且地面溫度隨時間持續下降，中南部測站在前緣到達時  $\Delta\theta_v \sim -1.0\text{K}$ ，地面溫度略降，之後受到短波輻射增溫影響溫度上升，傍晚後溫度才快速下降， $\Delta\theta_v$  可達到  $-3.0\text{K}$  (高雄及成功)；北部測站氣壓在寒潮爆發初期明顯快速上升，除了受到大陸冷高壓系統增強及半日潮影響外，應與台灣地形效應有關，但在南部測站則明顯受到半日潮主導的影響，氣壓未有劇烈的變化；風場資料顯示寒潮爆發前緣尚未抵達前，風速已逐漸增大，西岸的風向以沿地形側邊為主，其中以梧棲測站的風速最大，海峽上 (澎湖) 則吹北北東風；東岸測站在寒潮爆發前有明顯的離岸風，爆發後風場受地形導引風向呈偏北風，風速亦明顯增大。

寒潮爆發期間由於大陸冷高壓持續向東南發展，且大陸東北地區上空的長波槽加深，及日本附近低壓加強，致使東南沿海氣壓梯度增大，風速增強，冷空氣由北向南濱流，由於底層冷空氣受到海面變性，形成大範圍淺薄的雲層，不易由衛星或雷達做局部地區的預警觀測，而且台灣局部地區的天氣深受日夜變化、海陸分布及複雜及地形的影響，因此要預報寒潮爆發前緣到達的時間及位置有其困難。所以本文的模擬將著重於瞭解寒潮爆發前緣的特性及結構，進而探討前緣冷空氣受台灣地形的影響及其在台灣東、西兩側移行的差異。

## 四、寒潮爆發前緣冷空氣移行之演進

### (一) 寒潮爆發前緣的結構特性

圖 2 為 MSM 模組預報近地面 ( $\sigma_2 = 0.9976$ ) 第 18 小時 (2102LST)，結果顯示在大陸冷高壓向東南發展的影響下，台灣海峽上氣壓明顯的逐漸上升，氣壓梯度增大，並有一明顯的風場切變線，切變線後方吹北北東風，風速大於  $10\text{m/s}$  (圖 2a)，切變線後方有明顯的水平虛位溫梯度  $\nabla_H\theta_v$  ( $\geq$

0.4K/10km), 說明海峽上有一鋒面存在, 亦即為大陸冷氣團前線所在, 但是在台灣海陸交界附近同時存在明顯的虛位溫梯度, 由  $\theta_v$  等值線可以看出, 海上的  $\theta_v$  較陸地高, 地面測站資料 (圖 1) 亦顯示此時陸地有明顯降溫, 主要是由於清晨陸地上的長波輻射效應所產生, 此一結果說明台灣附近有明顯的海陸分布、非絕熱效應及複雜地形影響, 由水平虛位溫梯度的分布不易直接訂出沿岸地區寒潮爆發前線的位置。圖 2b 顯示  $\Delta_{1hr} \theta_v \leq -0.6K$  的區域也位於切變線後方, 位置與  $\nabla_H \theta_v$  相近, 但是在海陸交界附近則不會出現明顯的變化, 其意義代表虛位溫劇烈下降的位置, 因此可以視為寒潮爆發前線。

MSM 模組預報第 18 小時 (2102LST) 的垂直剖面圖顯示由  $\theta_v$  和  $T_r$  的分布可以看出有一冷鋒存在, 隨高度緩慢向西北傾斜, 高度約在 800hPa (~2km) 以下, 但是在近地面由於受到海面變性及摩擦等影響, 不容易看出鋒面位置及前線的特性。 $\Delta_{1hr} \theta_v \leq -0.6K$  代表虛位溫劇烈下降的區域, 亦即為鋒面冷空氣前線的位置, 虛位溫下降極值約 1.4K/1hr, 高度約在 900hPa 附近 (~1km); 風場顯示在冷空氣範圍有明顯的沿鋒面分量, 特別在  $\Delta_{1hr} \theta_v$  的極值附近有較大的風速; 垂直鋒面的風場顯示, 在前線的上方有明顯的垂直上升運動, 山脈前則有下降運動, 形成一垂直環流。

由熱能方程可以推导出等  $\sigma$  面上的虛位溫隨時間的變化方程:

$$\frac{\partial \theta_v}{\partial t} = -u \frac{\partial \theta_v}{\partial x} - v \frac{\partial \theta_v}{\partial y} - \frac{d\sigma}{dt} \frac{\partial \theta_v}{\partial \sigma} + \frac{\theta_v}{C_p T} \frac{dQ}{dt}$$

等號右邊分別為水平流項、垂直平流項及非絕熱項, 其中非絕熱效應 ( $dQ/dt$ ) 包括長、短波輻射、潛熱和可感熱通量。模式預報結果所計算的虛位溫隨時間變化項顯示台灣海峽上溫度下降的主要因素為水平流項所貢獻, 其中又以北風分量所產生的平流效應為主, 因為此時風向吹北北東風, 東風分量是由暖區指向冷區, 而北風分量則是由冷區吹向暖區; 非絕熱項則是增加海面上冷空氣的溫度, 其中以潛熱通量為主。因此寒潮爆發時, 由於中緯度氣壓梯度增加, 使得北風分量明顯增強, 將冷空氣由北向南輸送, 南北溫度梯度因而增大, 經地轉調節過程, 使水平氣壓梯度增加, 風速持續加強, 驅使冷空氣持續向南侵襲。

根據上述的分析及台灣地區地面測站資料可以驗證寒潮爆發前線  $\theta_v$  有明顯下降, 所以本文定義  $\Delta_{1hr} \theta_v \leq -0.6K$  的區域為寒潮爆發前線區, 其極值位置軸線稱為寒潮爆發軸, 即代表寒潮爆發前線位置。

根據本文定義之寒潮爆發前線, MSM 模組預報

之寒潮爆發軸線隨時間演進的位置如圖 3, 其分析之時空分布與地面測站主觀分析 (圖 1) 結果相同; 台灣海峽地區寒潮爆發軸線呈東北-西南走向, 位置由福建外海朝台灣西北部移行, 移近速率約 12.5km/hr, 風向接近平行前線軸線; 當爆發前線的冷空氣受到中央山脈地形阻擋時, 分成東西兩支, 其結構及特性明顯不同。在山脈西側台灣海峽上的部分, 風向持續吹北北東風, 並受分裂高壓系統影響, 冷空氣持續往南, 並逐漸減慢; 山脈東側因受到地形導引盛行偏北風, 風向與前線軸線的交角甚大, 因此寒潮爆發前線的冷空氣移動速度明顯較西側快。

## (二) 台灣地形阻擋及分流效應

從地面觀測資料顯示, 寒潮爆發前線到達期間, 台灣北部及西北部測站溫度明顯下降 ( $\Delta_{1hr} \theta_v \leq -0.6K$ ), 氣壓快速上升 (~0.4hPa/1hr), 和南部測站有顯著的差異; 彭佳嶼測站風場顯示寒潮前線到達後風向由東北轉為北北東, 但是其它測站在前線通過時風向改變不大, 只有風速增加, 顯示台灣附近測站的近地面風場深受台灣局部地形所掌控。MSM 模組模擬近地面第 22 小時 (2106LST) 的結果顯示, 台灣北部及西北部地區氣壓明顯增加, 與地面測站資料相符, 此氣壓增加除了受到大陸分裂高壓東移影響外, 更受到中央山脈地形阻擋, 質量堆積所產生, 而風場也因此阻擋效應, 風速相對減小, 並有明顯的分流, 新竹至台中沿海則有明顯的強風區, 風速大於 15m/s, 此時寒潮前線冷空氣已經到達台灣北部及西北部, 但是  $\theta_v$  的水平梯度變化在陸地上並不明顯, 從  $\Delta_{1hr} \theta_v$  則可以明顯看到爆發前線的位置, 與地面觀測資料所分析的時間及位置非常接近。

垂直前線軸線的剖面圖顯示, 由爆發前線位置 ( $\Delta_{1hr} \theta_v \leq -0.6K$ ) 可以看出前線冷空氣的厚度增加, 達到 850hPa (約 1.5 公里), 橫向風場指向台灣的分量, 在冷空氣接近台灣時, 逐漸增加, 冷空氣區內沿鋒面分量則維持 15m/s, 鋒上的上升運動與山前的下降運動相消, 使得垂直環流減弱。

圖 4 為 MSM 模組預報之寒潮爆發軸線隨時間演進的垂直時空分布圖。2100LST 寒潮爆發前線位於台灣海峽中線位置,  $\Delta_{1hr} \theta_v$  約 -0.8K, 厚度約 0.8km, 2104LST 前線已達新竹外海,  $\Delta_{1hr} \theta_v$  達到 -1.4K, 厚度增加為 1.2km, 2108LST 厚度增加至 1.5km,  $\Delta_{1hr} \theta_v$  則降為 -1.0K, 主要由於冷空氣受到山脈阻擋, 造成質量堆積, 使得  $\Delta_{1hr} \theta_v$  在接近台灣陸地時逐漸增大, 冷空氣厚度增加, 當過山後  $\Delta_{1hr} \theta_v$  才隨高度逐漸減小。

圖 5 為 MSM 模組預報台灣地形西 (119.5°E) 側和東 (122°E) 側近地面溫度及風場的時間序列

圖。在台灣西側，由於受到大陸分裂高壓外圍風場影響，風向吹北北東風與前緣軸線的交角較小，約15度(圖3)，冷空氣隨高壓前緣往東南移行，爆發前緣( $\Delta_{1hr}\theta_v \leq -0.6K$ )往南的移速約27.5km/hr，且 $\Delta_{1hr}\theta_v$ 的強度逐漸減小(圖5a)；但是在台灣海峽中部風場隨時間增大(圖5b)，主要受到大陸分裂高壓東移，使台灣海峽上氣壓梯度增加所致，尤其在台中梧棲沿海附近風速最強，此一局部地區的強風主要是台灣西北海岸突出的地形和北北東風所造成風場耦合所致；在台灣東側，其綜觀環境和西側截然不同，寒潮爆發前緣抵達後，沿岸風向接近北風(圖15b)與前緣軸線的交角甚大近似垂直(圖3)，因此爆發前緣南移的速度較西側快，移速約45.7km/hr(圖5a)， $\Delta_{1hr}\theta_v$ 的強度亦往南逐漸減小，但其變化量較西側大，由東側等 $\theta_v$ 線和風場的交角甚大，可以說明其主要原因為南北向的溫度平流造成。

垂直結構差異部份，分別選取台灣地形東(122°E)、西(119.5°E)兩側的緯向剖面做比較。在台灣海峽上(119.5°E)冷空氣前緣的厚度約在900hPa(~1km)以下，並往南遞減，冷空氣範圍內有較大的北風分量( $\geq 10m/s$ )，且垂直運動非常小，鋒面上方的暖空氣區則有微弱的上升運動；東部沿海(122°E)冷空氣前緣的厚度約在850hPa(~1.5km)以下，明顯較西側海峽上高，且 $\Delta_{1hr}\theta_v$ 較大，由於風場受到東岸地形阻擋，使北風發展較高且風速值較西側大，且 $\Delta_{1hr}\theta_v$ 主要受到北風分量所造成的平流效應所影響，因此造成東側的冷空氣南移速度較西側快，且溫度下降幅度較大。

## 五、結論

寒潮為一大尺度天氣系統，當冷空氣由北向南濱流時，由於底層受到海面變性，容易形成大範圍淺薄的雲層，不易由衛星或雷達做局部地區的預警觀測，而且台灣局部地區的天氣深受日夜變化、海陸分布及複雜地形的支配，對寒潮爆發期間冷空氣的移行及結構產生重大的影響。

觀測資料顯示，寒潮爆發期間北部測站溫度迅速下降，尤其在冷空氣前緣抵達時間，中南部測站在前緣到達時溫度略降，之後受到短波輻射增溫影響溫度上升，傍晚後溫度才快速下降。北部測站氣壓在寒潮爆發初期明顯快速上升，主要受到大陸冷高壓系統增強及半日潮影響外，並與台灣地形效應有關，中南部測站則受到半日潮主導的影響，氣壓未有劇烈的變化。風場在寒潮爆發前緣尚未抵達前，風速已逐漸增大，西岸的風向以沿地形側邊為主；東岸在寒潮爆發前有明顯的離岸風，爆發後風場受地形導引呈偏北風，風速亦明顯增大。

本研究利用美國國家環境預報中心(NCEP)發

展的巢狀區域波譜模式(RSM)及中尺度波譜模式(MSM)，針對2001年台灣地區寒潮爆發個案(12月20日至22日)進行預報分析研究，結果顯示可以有效的掌握寒潮爆發前緣的時空分布，藉以探討寒潮爆發時冷空氣前緣自大陸出海後，受到台灣地形影響時，其移行方向及結構的演變過程。

當冷氣團前緣到達華南沿海附近時，由於中緯度氣壓梯度增加，使北風分量增強，將冷空氣由北向南輸送，使南北溫度梯度增大，經地轉調節過程，使水平氣壓梯度增加，風速持續加強，驅使冷空氣持續向南侵襲。當冷空氣遇到台灣地形時，由於中央山脈地勢陡峭，產生阻擋及分流效應(圖3)；爆發前緣軸線在台灣海峽上呈東北-西南走向，約以12.5km/hr的速度向東南方移近台灣，由於系統持續向東南方向擴展，在台灣西北沿岸地區，因受地形阻擋效應，使冷空氣質量堆積，爆發前緣軸線位置隨時間升高，冷空氣厚度增加，強度減弱(圖4)。

由寒潮爆發前緣軸線移行的位置(圖3)顯示，台灣東、西兩側冷空氣南移過程有明顯的不同。在台灣西側，由於受到大陸分裂高壓外圍風場影響，風向吹北北東風與前緣軸線的交角較小，而東側因沿岸風場受地形導引盛行偏北風，與前緣軸線的交角甚大近似垂直，因此前緣南移的速度較西側快，溫度下降的幅度也較大；東側風場因受地形阻擋影響，使得北風發展高度較西側高，使冷空氣的厚度也相對較高。

## 參考文獻

- 任立渝、蔡清彥，1981：台灣地區寒潮合成天氣型式之研究，*大氣科學*，8，67-79。
- 江火明、彭穎聖，1994：東亞地區不同強度寒潮爆發過程動力結構之比較，*大氣科學*，22，77-110。
- 呂芳川、蔡晉東、廖杞昌、莊漢明，2003：巢狀波譜模式在東亞地區天氣預報之研究，*氣象學報*，45卷，1期，1-22。
- 俞家忠，1978：近年來國內寒潮研究之評介，*大氣科學*，5，54-56。
- 陳泰然、林銘作，1981：伴隨冬季寒潮爆發之冷鋒過境前後松山機場氣象條件與天氣現象之合成研究，*大氣科學*，8，53-65。
- 陳泰然、林銓，1982：伴隨寒潮爆發之冷鋒過境高雄國際機場之鋒面合成結構分析，*大氣科學*，9，33-42。
- 蒲金標，2001：台灣北部和南部氣壓日變化之分析研究，*大氣科學*，29，191-202。

蔡清彥，1981：台灣地區寒潮個案之研究，大氣科學，8，81-94。

Chang, C. -P., J. E. Millard, G. T. J. Chen, 1983: Gravitational Character of Cold Surge during Winter MONEK. *Mon. Wea. Rev.*, 111, 293-307.

Chen, T. -C., M. -C. Yen, W. -R. Huang, W. A. G. Jr,

2002: An East Asian Cold Surge: Case Study. *Mon. Wea. Rev.*, 130, 2271-2290.

Juang, H. -M. H., 2000: The NCEP Mesoscale Spectral Model: A Revised Version of the Nonhydrostatic Regional Spectral Model. *Mon. Wea. Rev.*, 128, 2329-2362.

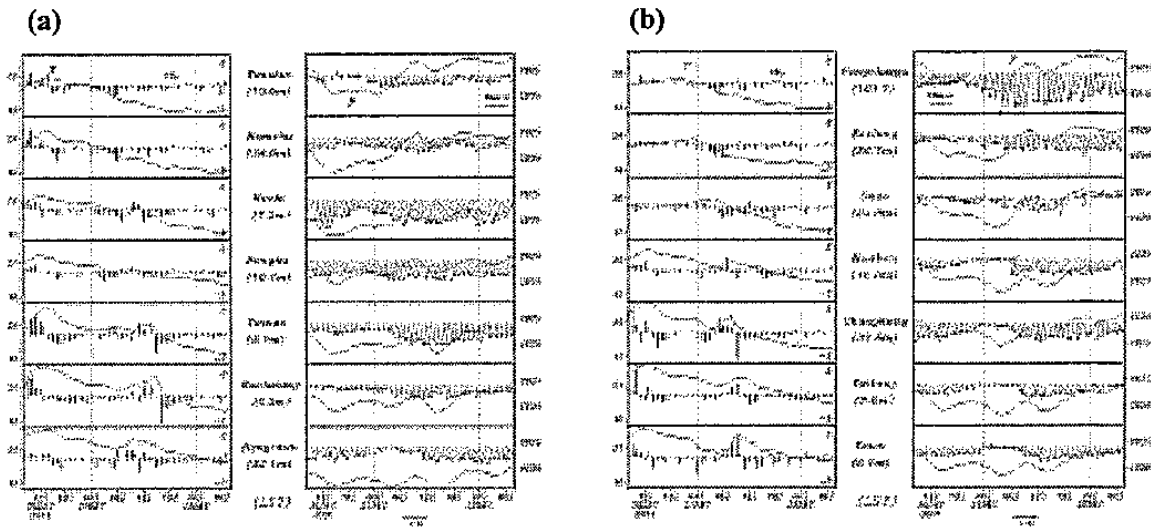


圖 1. 中央氣象局地面測站逐時觀測資料，(a) 西部沿岸測站，(a) 東部沿岸測站。

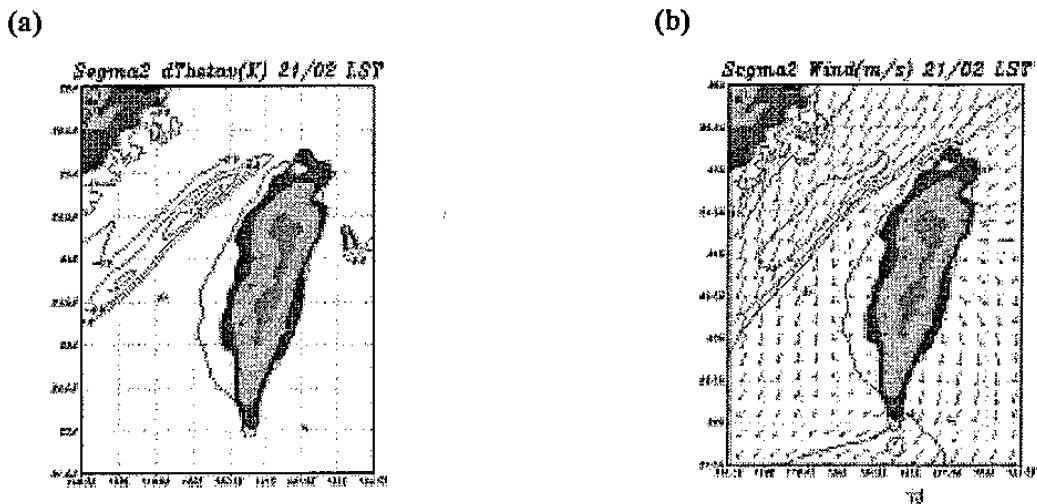


圖 2. MSM 模組預報 18hr(21 日 02LST)，(a) 1hr 虛位溫變率 (K)，(b) 風場 (m/s)。

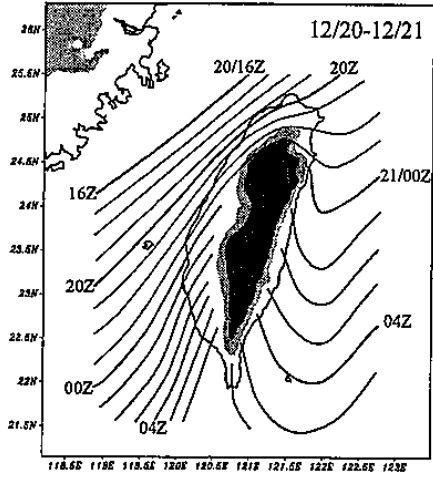


圖 3. MSM 模組預報之寒潮爆發軸線隨時間演進的時空分布。

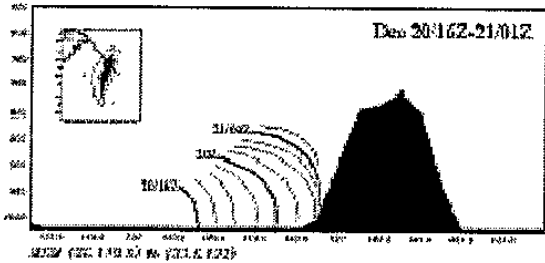


圖 4. MSM 模組預報之寒潮爆發前線軸線垂直剖面演進位置圖。

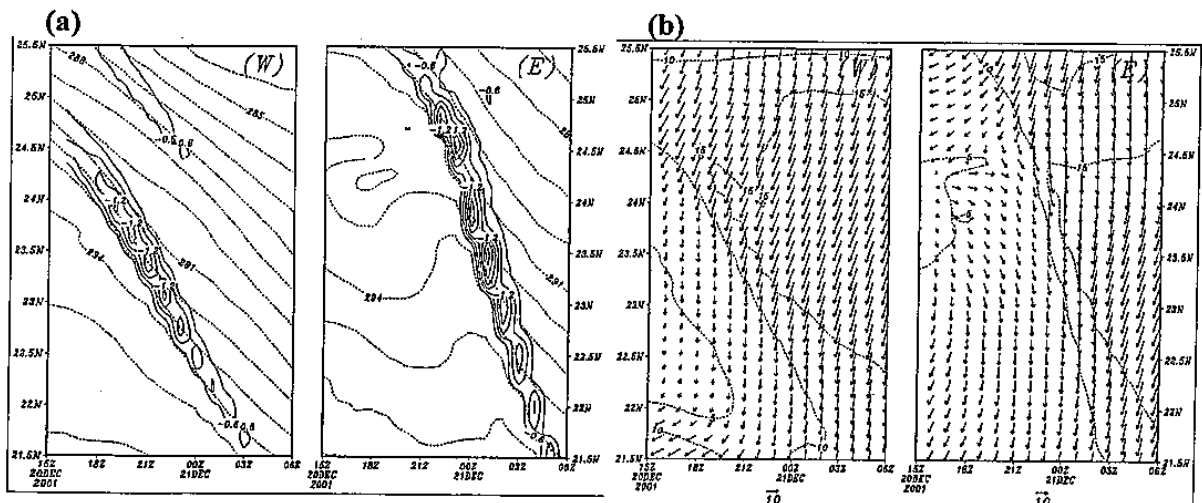


圖 5. MSM 模組預報台灣西側 (119.5°E) 和東側 (122°E) 時間序列圖，(a) 1hr 虛位溫變率 (K)，(b) 風場 (m/s)。