

寒潮爆發期間局部環流受地形影響之研究

廖杞昌¹ 呂芳川² 陳文定³ 朱昌敏¹

國防大學中正理工學院應用物理所¹
南榮技術學院資訊工程系²
海軍大氣海洋局³

摘要

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。由寒潮爆發前緣軸線移行的位置顯示,台灣東、西兩側冷空氣南移過程有明顯的不同。

台灣中央山脈的地形效應對冷空氣形成阻擋及分流作用,除了導引冷空氣往山脈兩側移行,更影響了風場的方向及大小,進而造成局部環流的特性,例如:北部測站地面氣壓的快速上升、局部地區產生強風及冷空氣前緣的演變等。因此寒潮爆發期間若沒有中央山脈地形的效應,台灣本島的溫度會下降得更快且更低;而中央山脈亦提供了良好的屏障,使得冬季的冷鋒不易形成對流系統。大陸武夷山地形的影響範圍明顯較台灣地形大,其主要造成山前氣壓上升,山後溫度上升、氣壓下降,並使台灣附近的風向改變、風速增大。寒潮爆發期間冷空氣南下時,如果沒有武夷山的屏障,會使台灣附近溫度梯度增大且溫度更低;台灣海峽上的冷空氣前緣,因受大陸沿岸的風場演進速率增加而導致南移速率加快。

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(任和蔡 1981、江和彭 1994),造成農漁畜牧業及民生等衝擊性的損害。今年初(民國九十四年)寒害更造成農漁業災情高達 11 億以上,創歷年來最大規模的寒害災情。因此,如何有效的預報寒潮天氣系統,進而瞭解台灣附近的局部環流特性及其冷空氣的演進,可以提供寒潮爆發期間台灣局部地區天氣變化的預報參考,降低民生和經濟上的重大損失。

台灣本島南北長約 400 公里,東西寬約 150 公里,高度超過 3000 公尺,局部環流特性深受海陸分佈與複雜地形影響。Sun et al. (1991) 利用普渡中尺度模式研究台灣附近的中尺度環流,分析結果指出當 Fr (Froude Number) ≤ 0.5 時,氣流會受到中央山脈的阻擋效應。Trier et al. (1990) 利用 Taiwan Area Mesoscale Experiment (TAMEX) 期間的觀測資料,分析冷鋒通過台灣期間,受到中央山脈的影響效應,指出地形會阻擋鋒前和鋒後的氣流,並在海陸交界附近形成熱力環流。Chen and Hui (1992) 同樣使用 TAMEX 的觀測資料,研究指出台灣地區在日夜變化及陡峭地形影響下,海陸溫度對比所產生的局

部環流非常重要。簡和林(2004)則利用 MM5 模式模擬 1996 年冬季冷鋒個案,研究其三維結構並探討台灣地形及海面通量對冷鋒的影響。由於台灣位於大陸東南側,且華南存在一明顯地形—武夷山,高度約 1000 公尺,當寒潮前緣冷空氣自大陸移出,勢必受到武夷山的影響;洪(2002)使用 MM5 模式分析 1998 年梅雨季豪雨實驗個案,結果顯示梅雨鋒面在武夷山東側形成局部大風區及冷舌結構,增加跨越鋒面方向的相當位溫梯度,有利於鋒生過程。因此探討寒潮爆發期間台灣附近的局部環流特性,必須同時考慮台灣中央山脈和大陸武夷山的地形效應。

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。因此本文以 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 σ 坐標，MSM 模組為 28 層 29 階 σ 坐標。初始場資料採用中央氣象局全球波譜模式的分析場 (T79)，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、寒潮爆發前緣局部天氣分析

(一) 寒潮爆發前緣的結構特性

寒潮爆發期間局部地區溫度會迅速下降，氣壓快速上升，並有明顯的風場切變，但是在台灣地區陸地上，有顯著的溫度日變化及氣壓的半日潮 (蒲 2001)，以及複雜的地形效應，使得寒潮爆發前緣抵達的時間及位置不易判別。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 10m/s，切變線後方有明顯的水平虛位溫梯度 $\nabla_H \theta_v$ ($\geq 0.4\text{K}/10\text{km}$)，說明海峽上有一鋒面存在，亦即為大陸冷氣團前緣所在，但是在台灣海陸交界附近同時存在明顯的虛位溫梯度，由 θ_v 等值線可以看出，海上的 θ_v 較陸地高，地面測站資料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緣的位置。虛位溫變化 ($\Delta_{1\text{hr}} \theta_v \leq -0.6\text{K}$) 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緣。

垂直剖面圖顯示由 θ_v 和 T_v 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 ($\sim 2\text{km}$) 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緣的特性。 $\Delta_{1\text{hr}} \theta_v \leq -0.6\text{K}$ 代表虛位溫劇烈下降的區域，亦即為鋒面冷空氣前緣的位置，虛位溫下降極值約 1.4K/1hr，高度約在 900hPa 附近 ($\sim 1\text{km}$)；風場顯示在冷空氣範圍有明顯的沿鋒面分量，特別在 $\Delta_{1\text{hr}} \theta_v$ 的極值附近有較大的風速；垂直鋒面的風場顯示，在前緣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。

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緣 θ_v 有明顯下降，所以本文定義 $\Delta_{1\text{hr}} \theta_v \leq -0.6\text{K}$ 的區域為寒潮爆發前緣區，其極值位置軸線稱為寒潮爆發軸，即代表寒潮爆發前緣位置。MSM 模組預報之寒潮爆發軸線隨時間演進的位置如圖 1a，其分析之時空分布與地面測站主觀分析結果相同；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，風向接近平行前緣軸線；當爆發前緣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，風向與前緣軸線的交角甚大，因此寒潮爆發前緣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，寒潮爆發前緣到達期間，台灣北部及西北部測站溫度明顯下降 ($\Delta_{1\text{hr}} \theta_v \leq -0.6\text{K}$)，氣壓快速上升 ($\sim 0.4\text{hPa}/1\text{hr}$)，和南部測站有顯著的差異；彭佳嶼測站風場顯示寒潮前緣到達後風向由東北轉為北北東，但是其它測站在前緣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，此時寒潮前緣冷空氣已經到達台灣北部及西北部，但是 θ_v 的水平梯度變化在陸地上並不明顯，從 $\Delta \theta_v$ 則可以明顯看到爆發前緣的位置，與地面觀測資料所分析的時間及位置非常接近 (圖 1b)。

圖 4a 為 MSM 模組預報台灣地形西 (119.5°E) 側和東 (122°E) 側近地面虛位溫變化場的時間序列圖。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，冷空氣隨高壓前緣往東南移行，爆發前緣 ($\Delta_{1\text{hr}} \theta_v \leq -0.6\text{K}$) 往南的移速約 27.5km/hr，且 $\Delta_{1\text{hr}} \theta_v$ 的強度逐漸減小；但是在台灣海峽中部風場隨時間增大，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輻合所致；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，沿岸風向接近北風與前緣軸線的交角甚大近似垂直，因此爆發前緣南移的速度較西側快，移速約 45.7km/hr， $\Delta_{1\text{hr}} \theta_v$ 的強度亦往南逐漸減小，但其變化量較西側大，由東側等 θ_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。

三、地形效應

台灣位處大陸華南武夷山之東南側，局部環流特性深受海陸分佈與複雜地形影響，因此探討寒潮爆發期間台灣附近的局部環流特性，必須同時考慮台灣中央山脈和大陸武夷山的地形效應。由於各模組水平解析度的差異，使得各模組的地形高度有明顯的不同。圖 2a 顯示 RSMB 模組的台灣地形相當粗略，透過與 NOTW 的差異可以發現，台灣地形的阻擋效應，使台灣西南部區域溫度上升，氣壓下降，風場差異顯示台灣海峽上的風速明顯受台灣地形影響而增大；圖 2b 顯示武夷山的影響範圍明顯較台灣地形大，其主要造成山前氣壓上升，山後溫度上升、氣壓下降，與台灣地形效應類似，但是風場則明顯受到武夷山導引，使台灣附近風場改變、風速增大。上述分析說明了台灣地形和大陸武夷山，確實對氣壓、溫度及風場造成局部區域的影響，特別是風場的改變，更影響寒潮爆發前緣冷空氣的發展及移行，因此本文將更進一步地分別探討台灣地形和武夷山對寒潮爆發期間局部環流特性的影響。

3.1 台灣地形效應

台灣中央山脈平均高度約 $h \sim 2000$ m，半山寬 $L \sim 50$ km，寒潮期間東北海域風速可達約 15 m/s，因此 Burger Number ~ 4 ，顯示中央山脈屬於陡峭地形，寒潮冷空氣勢必受到地形阻擋，形成分流效應。台灣地形實驗組 (NOTW) 之 MSMC 模組的海平面氣壓 (hPa) 和氣壓變率 (hPa/hr) 模擬結果比較控制組顯示，在寒潮爆發前緣尚未抵達台灣本島前 (2102LST)，鋒面附近的氣壓變率較地形控制組小，顯示台灣地形的阻擋效應在海峽上即開始造成影響；2106LST 前緣已經到達台灣西北部，北部地區的氣壓略為上升，明顯較控制組小，直接證明了北部測站的地面氣壓快速上升，除了受到大陸冷高壓移出的影響外，更受到地形的阻擋效應所造成。2102LST 鋒後吹北北東風，風速約 12.5 m/s，與控制組相近，但是在鋒前暖區因沒有台灣地形影響，東北風可以橫過台灣地區到達海峽上，和地形控制組的北風明顯不同，暖區也因而溫度下降較慢，爆發前緣區的虛位溫梯度相對較大，使得前緣的 $\Delta \theta_v$ 達到 -2.0 K；此時台灣東側盛行東北風，與控制組的最大差異在於夜間陸風已不存在，由於台灣地表效應仍存在，顯示控制組中的夜間陸風，主要是受到地形下坡風所造成。2106LST (圖 3a) 前緣已經到達台灣西北部，海峽上風場仍維持北北東風，風速達到 15 m/s， $\Delta \theta_v$ 達到 -2.4 K，仍較控制組的 $\Delta \theta_v$ 大上許多；台灣陸地上因受地表摩擦影響，風速較海面上小，風向維持北北東風，但是在中西部平原地區由於風速較有地形時大，故前緣移動較控制組快；東側的前緣軸線特性和海峽上相似，由於溫度

場梯度較控制組大，因此 $\Delta \theta_v$ 也較大。

圖 4b 為 NOTW 實驗組台灣西側 (119.5° E) 和東側 (122° E) 南北剖面近地面虛位溫場的時間序列圖。分析結果顯示東、西側的 $\Delta \theta_v$ 均明顯較控制組大，尤其在西側海峽上；前緣南移的速度在西側約 30.6 km/hr，與控制組相同，東側南移速度約 35 km/hr 較控制組 (50.8 km/hr) 慢。地面風場時間序列圖顯示，在西側海峽上，鋒後的北北東風與控制組風向一致，但速風速略小，特別在 $23-24.5^\circ$ E 範圍，顯示台灣地形確實會造成台灣中西部沿岸盛行較強的風；鋒前暖區吹東北風，風速較控制組大，由於暖區北風分量較小，在前緣位置附近造成較大的風場變化，虛位溫梯度增大，經由水平平流效應導致 $\Delta \theta_v$ 明顯較控制組大，而東側也是類似情形。控制組結果顯示，寒潮前緣尚未抵達東側時，沿岸有明顯的陸風，但是在 NOTW 實驗組並未出現，顯示東岸出現明顯的陸風，其主要的原因也是受地形影響。

南北垂直剖面圖顯示前緣區的 $\Delta \theta_v$ 比控制組大許多，與先前的分析一致。風場顯示前緣上方有明顯的上升運動 (~ 20 cm/s)，比控制組大，因為當風場未受地形導引時，在前緣附近 v 分量變化大，容易形成輻合向上運動。上述分析結果說明寒潮爆發期間台灣地形的阻擋及導引作用，使台灣海峽溫度場的變化較小，並使得西部陸地溫度下降較慢，東部則受到地形導引作用，盛行偏北風，使得溫度下降較快。台灣冬季盛行東北風，由於受到中央山脈的屏障，冬季所產生的系統不會造成劇烈的垂直上升運動，使得對流系統不易維持及發展。

3.2 武夷山地形效應

武夷山地形實驗組 (NOWI) 之 MSMC 模組的海平面氣壓 (hPa) 和氣壓變率 (hPa/hr) 模擬結果比較控制組顯示，在寒潮爆發前緣尚未抵達台灣本島前 (2102LST)，鋒面附近的氣壓變率較控制組大，顯示武夷山的地形效應，會使海峽上的氣壓梯度降低；2106LST 前緣已經到達台灣西北部，NOWI 北部地區的氣壓和控制組相近，證明北部測站氣壓快速上升是受到台灣地形的阻擋效應所造成。MSMC 模組之控制組和 NOWI 實驗組近地面風場比較顯示 (圖 3b)，在缺少武夷山的影響時，風場明顯偏北風，且風速較小，相較於台灣地形的影響，武夷山地形對台灣附近海域風場的影響更大，顯示冬季期間台灣海峽及北部海域經常出現較強的東北風，主要是受到武夷山地形的導引所致。NOWI 實驗組 MSMC 模組模擬之近地面風場、虛位溫 and 虛位溫變率顯示，2102LST 鋒後吹北北東風，風速約 $10 \sim 12.5$ m/s，比控制組小，但是在 119° E 以西強風演進的速度明顯較控制組快，因此寒潮爆發前緣區 ($\Delta \theta_v \leq -0.6$ K) 的長軸位置與控制組不同；此時前緣的強度 $\Delta \theta_v$ 達到 -1.8 K，較控制組大，主要原因是沒有武夷山的屏障，寒潮冷空氣南下時，會使台灣附近溫度梯度增

大且溫度更低。2106LST 由於風場演進的速度明顯較控制組快，因此前緣已經到達台灣中西部，風速仍較控制組小，但是 $\Delta\theta_v$ 較控制組大；台灣東側因受地形屏障，所以模擬結果與控制組相近。

圖 4c 為 NOWI 實驗組台灣西側(119.5° E)和東側(122° E)南北剖面近地面虛位溫場的時間序列圖。分析結果顯示東、西側的 $\Delta\theta_v$ 值均較控制組大；台灣海峽上，前緣南移的速度在西側約 32.8 km/hr，比控制組(30.6 km/hr)快，主要原因是受到靠近大陸沿岸的風場演進速度較控制組快所導致；在台灣東側前緣南移速度約 46.7 km/hr 較控制組(50.8 km/hr)慢，其原因為沒有武夷山的地形導引作用，台灣附近風場會減弱，使台灣東側風速較控制組小所造成。寒潮前緣尚未抵達東側時，沿岸有明顯的陸風，和控制組完全相同，但是在 NOTW 實驗組並未出現，顯示東岸出現明顯的陸風，其主要的原因是受到台灣地形的影響。

四、結論

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。

由寒潮爆發前緣軸線移行的位置顯示，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。

台灣地形實驗組之分析結果顯示，台灣中央山脈的地形效應確實對冷空氣形成阻擋及分流作用，除了導引冷空氣往山脈兩側移行，更影響了風場的方向及大小，進而造成局部環流的特性，例如：北部測站地面氣壓的快速上升、局部地區產生強風及冷空氣前緣的演變等。在沒有地形阻擋時，東北風可以延續至台灣海峽，使得寒潮爆發前緣的水平溫度梯度增加，進而使虛位溫的變化較大，且西岸陸地上的寒潮爆發軸移速較有地形時快；東岸由於缺少地形阻擋及導引作用，近地層的 v 分量較小， u 分量較大虛位溫的變化也較大，因此若沒有中央山脈地形的效應，台灣本島的溫度會下降得更快且更低。另外在東、西兩側的前緣上方均形成明顯的垂直運動，顯示中央山脈提供了良好的屏障，使得冬季的冷鋒不易形成對流系統。

大陸武夷山地形實驗組之分析結果指出，武夷山的影響範圍明顯較台灣地形大，其主要造成山前氣壓上升，山後溫度上升、氣壓下降，而風場則明顯受到武夷山導引，使台灣附近的風向改變、風速增大。寒潮爆發初期，冷空氣受到武夷山地形的阻擋效應，會使海峽上前緣位置附近的氣壓時變率降低。風場差異指出，武夷山地形對台灣海峽風場的影響比台灣地形更大，顯示冬季期間台灣海峽及北部海域經常出現較強的東北風，主要是受到武夷山地形的導引所致。寒潮爆發期間冷空氣南下時，如果沒有武夷山的屏障，會使台灣附近溫度梯度增大且溫度更低，相對地前緣區範圍及強度均增大，冷空氣厚度增加；台灣海峽上的冷空氣前緣，因受大陸沿岸的風場演進速率增加而導致南移速率加快。

致謝

本文在國科會國防科技研究計畫 NSC 94-2623-7-014-013 資助下完成。

參考文獻

- 江火明、彭穎聖，“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，22，77-110，1994。
- 任立渝、蔡清彥，“台灣地區寒潮合成天氣型式之研究”，大氣科學，8，67-79，1981。
- 洪景山，“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，30，275-189，2002。
- 蒲金標，“台灣北部和南部氣壓日變化之分析研究”，大氣科學，29，191-202，2001。
- 簡芳菁、林勝峰，“冬季冷鋒個案之數值研究”，大氣科學，32，141-160，2004。
- Chen, Y. -L. and Hui, B. -F., “Analysis of a Relatively Dry Front during the Taiwan Area Mesoscale Experiment,” *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 120, pp. 2442-2468, 1992.
- Chang, C. -P., Millard, J. E., and Chen, G. T. J., “Gravitational Character of Cold Surge during Winter MONEX,” *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 111, pp. 293-307, 1983.
- Juang, H.-M. H., “The NCEP Mesoscale Spectral Model: A Revised Version of the Nonhydrostatic Regional Spectral Model,” *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 128, pp. 2329-2362, 2000.
- Sun, W. -Y., Chern, J. -D., Wu, C. -C., and Hsu, W. -R., “Numerical Simulation of Mesoscale Circulation in Taiwan and Surrounding Area,” *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 119, pp. 2558-2573, 1991.
- Trier, S. B., Parsons, D. B., and Matejka, T. J., “Observations of a Subtropical Cold Front in a Region of Complex Terrain,” *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 118, No. 12, pp. 2449-2470, 1990.

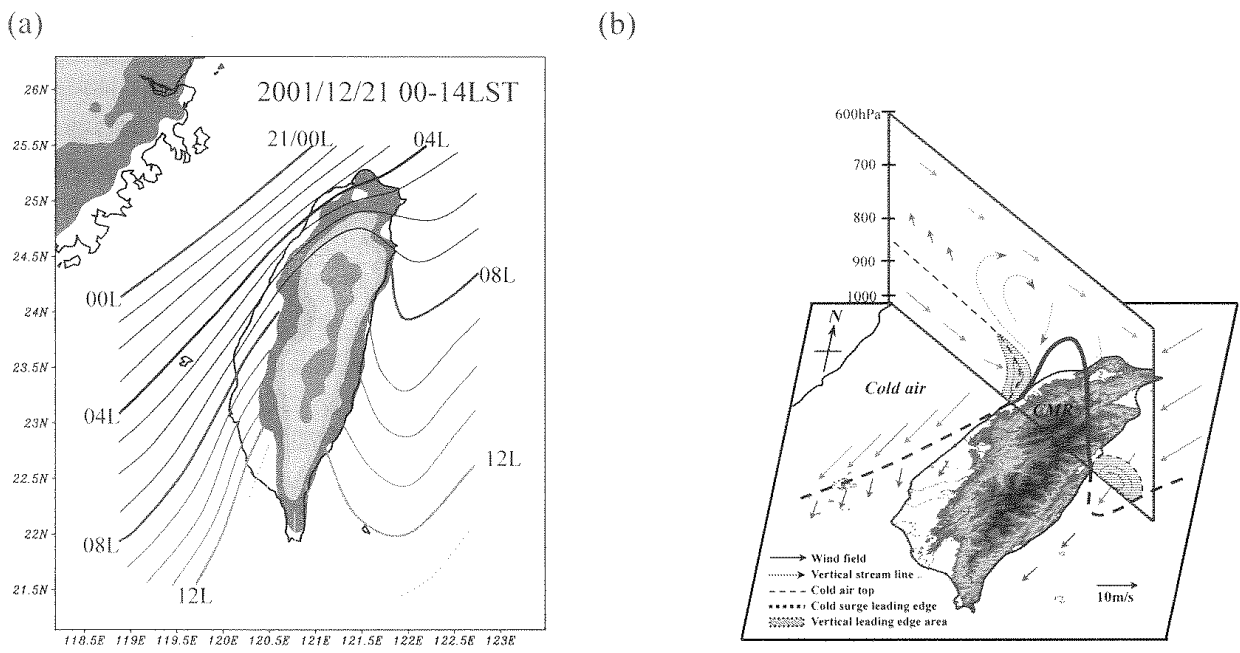


圖 1. (a) MSMC 模組預報之寒潮爆發前緣軸線隨時間演進的時空分布；(b)台灣附近寒潮爆發前緣冷空氣演進及局部環流之三維示意圖。

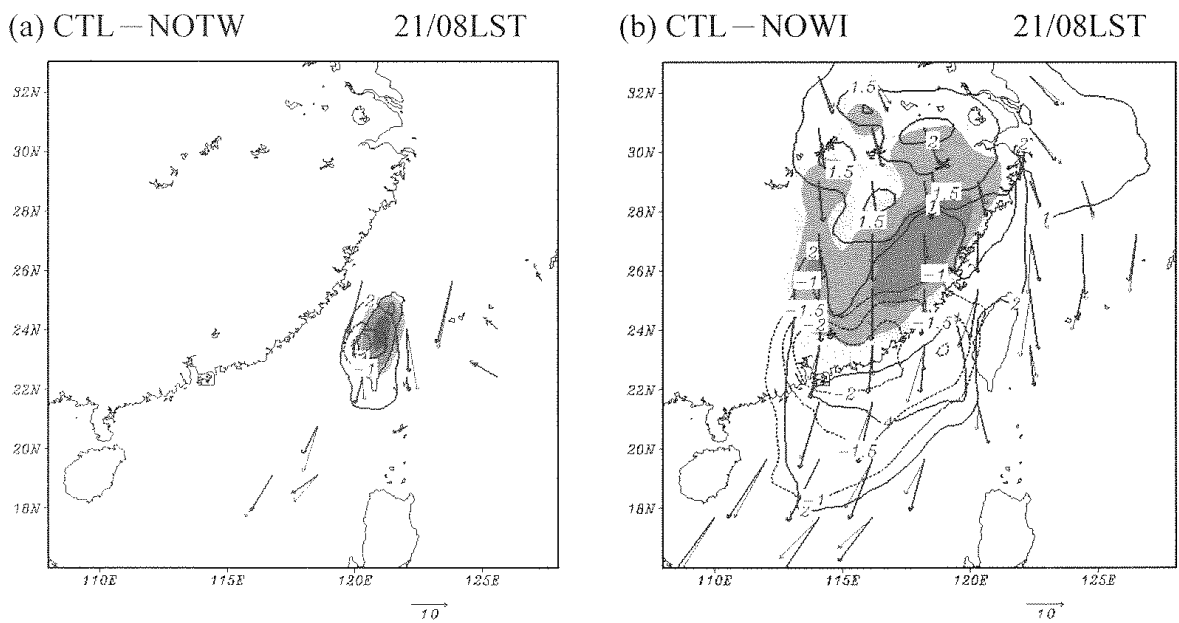


圖 2. 2001 年 12 月 21 日 08LST RSMB 模組控制組(CTL)與實驗組 1000hPa 差異圖：(a)CTL-NOTW；(b) CTL-NOWI。藍色為氣壓(hPa)，紅色為溫度(K)，細線為控制組風場(m/s)，粗線則為實驗組風場(m/s)，灰階為地形高度差。

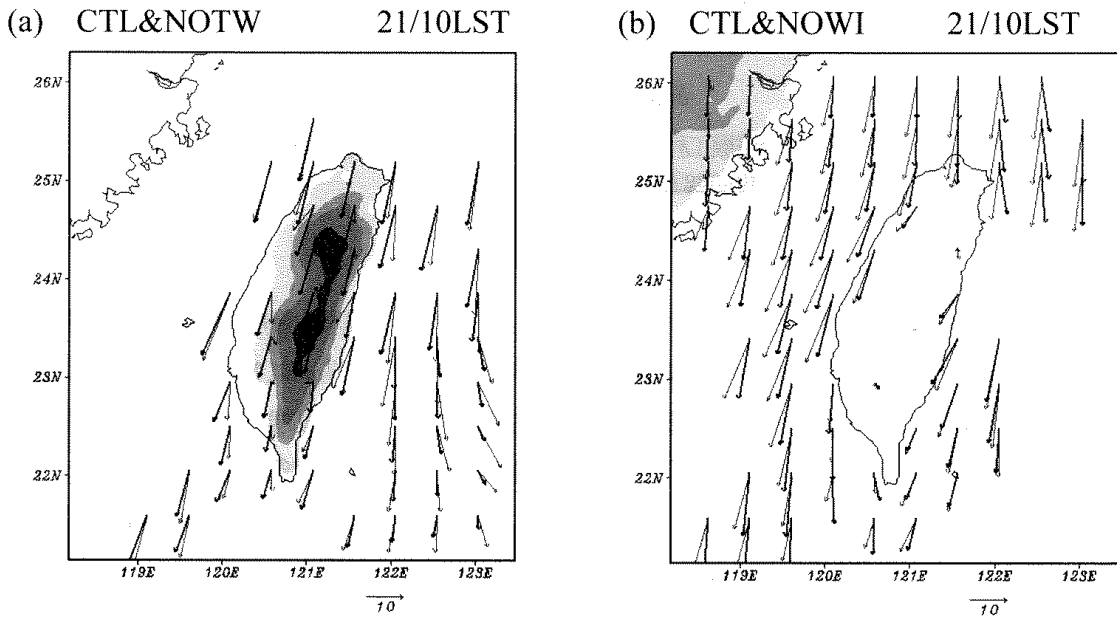


圖 3. 2001 年 12 月 21 日 10LST MSMC 控制組和實驗組近地面風場比較圖：(a) NOTW；(b) NOWI。細線為控制組風場，粗線為實驗組風場，灰階為地形高度差。

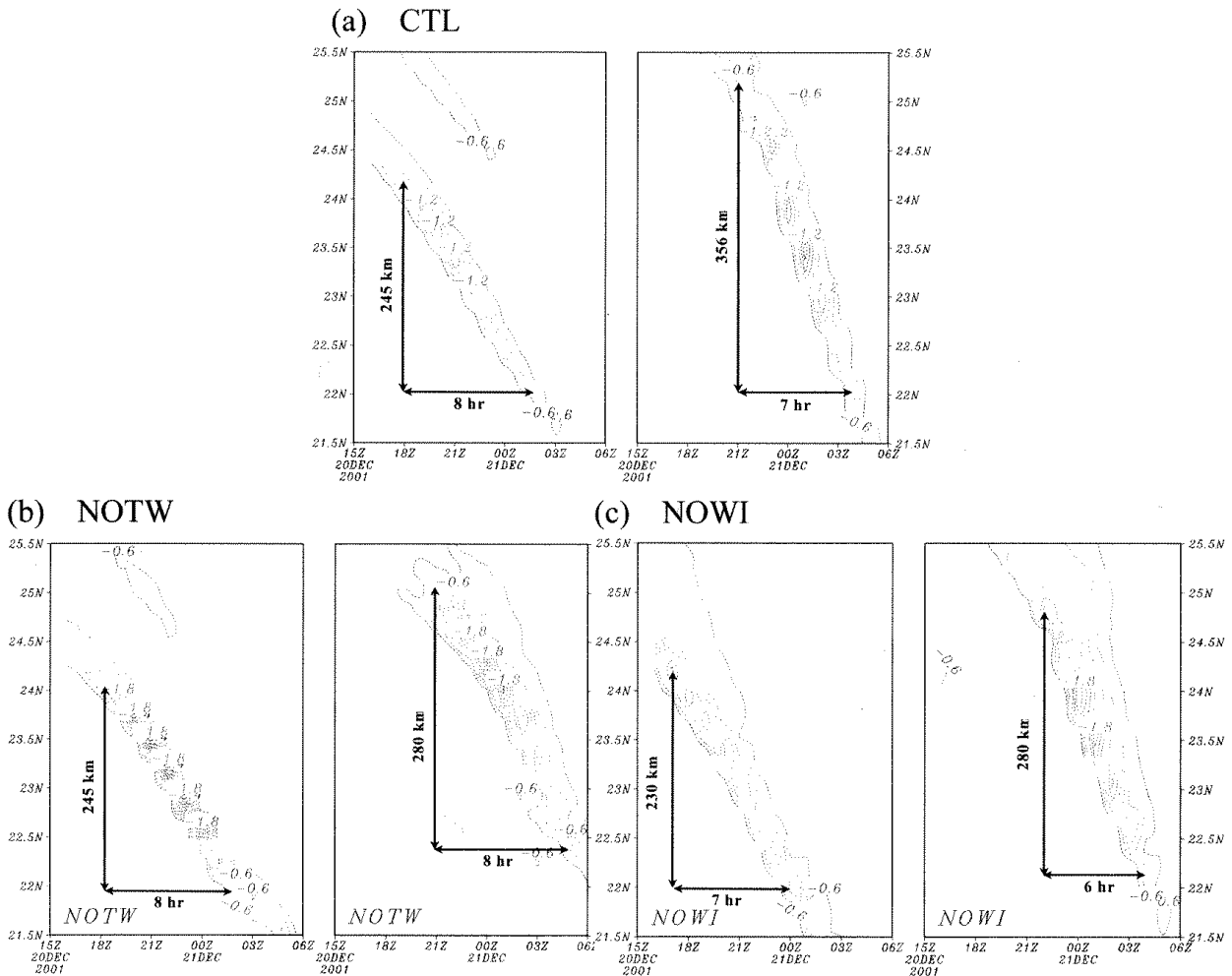


圖 4. MSMC 模組模擬 2001 年 12 月 20 日 15Z 至 21 日 06Z 台灣地形西側 (119.5°E) 和東側 (122°E) 南北剖面近地面虛位溫變化 $\Delta_{1hr}\theta_v (\leq -0.6 \text{ K})$ 的時間序列圖：(a) CTL；(b) NOTW；(c) NOWI。