

# 伴隨冬季冷高壓出海台灣東部海域低層強風之研究

朱昌敏<sup>1</sup> 黃文嶺<sup>2</sup> 許信德<sup>1</sup> 呂芳川<sup>1</sup>

<sup>1</sup> 南榮技術學院

<sup>2</sup> 大氣海洋局

## 摘要

利用美國大氣研究中心研發之天氣研究與預報 (the Weather Research and Forecasting, WRF) 模式對台灣東部海域低層強風進行個案研究。個案分析的初始資料取自美國環境預報中心每6小時之全球分析場。

伴隨大陸冷高壓自長江口東移出海時，台灣東部海域的風場常會超過六級 ( $\geq 11 \text{ms}^{-1}$ ) 而影響船艦航行之安全。這段期間東部海域的低層風場可以用彭佳嶼測站做為指標，其特徵如下：(1)當彭佳嶼吹西北風時，東岸雖位處於背風面，但蘇澳至花蓮沿海區域有強風區且起風時間早於北部海面。(2)當吹北風時，東部海域的強風區自北向南延伸至蘭嶼附近海域。最強風速超過  $20 \text{ms}^{-1}$  出現在花蓮近海。(3)當為東北風時，花蓮以北迎風面之沿海為弱風區且風向偏西。(4)當吹東風時，因中央山脈阻擋致使花蓮附近氣流產生逆流，使得 50 km 離岸的近海出現明顯的西風而與環境風場相反。同時，花蓮南北兩側出現明顯的南北分流，使得近海風向具有近  $180^\circ$  的差異。(5)當吹東南風時，由於地形影響導致東北部海域風力顯著增強。此外，地形效應的實驗發現：高聳的台灣地形有助於東北季風期間東岸之北風更向南端延伸。

關鍵字：WRF模式、大陸冷高壓、地形效應

## 一、前言

台灣位於太平洋西側，隔著台灣海峽與中國大陸的福建省相鄰。又因境內有高聳的南北向山脈且四面環海，致使台灣天氣具有多變性的特徵。依據 52 年 (1949~2000) 台灣近海之氣象測站資料統計，如圖 1 之新竹、澎湖、彭佳嶼與蘭嶼 52 年平均之風花圖所示。圖中顯示出彭佳嶼出現東北風的機率超過 40% 且風速大於  $15 \text{ms}^{-1}$ 、蘭嶼出現東北風的機率超過 50% 且風速大於  $25 \text{ms}^{-1}$ 、新竹出現東北風的機率超過 40% 且風速小於  $15 \text{ms}^{-1}$ 、澎湖出現東北風的機率超過 50% 且風速小於  $25 \text{ms}^{-1}$ 。此結果與冬季期間之東北季風天氣型態相互呼應。尤其在寒潮爆發時，海上風力可增強至蒲福風級 8 級以上，浪高可達 2~4 公尺以上。這種惡劣的海象狀況，嚴重影響海軍各型機艦任務執行與航行安全。另外，東部海域是我海軍重要的戰備巡弋及演訓區域，且根據海軍現行之教範規定，許多裝備及演訓科目不得於 5 級 (相當蒲福風級 6~7 級，浪高 2.5~4 公尺) 以上海象狀況操作。若能精確地掌握冬季期間東部海域之低層風場演變，將有助於海軍各項任務之遂行。

台灣地形南北長約 400 公里，東西寬約 150 公里，本身雖為一海島，但境內三分之二區域為山地或丘陵，中央山脈呈東北至西南走向縱貫全境，平均高度可達 2000 公尺。過去許多研究已證實此種陡峭地形對於氣流將造成明顯的阻擋效應，進而使得低層風場產生複雜的反應。例如：Li et al. (1998) 及 Yeh et al. (2003) 利用台灣地區中尺度實驗計劃 (TAMEX) 期間的資料研究發現，強烈西南氣流受到台灣地形阻擋在迎風面形成中尺度高壓，並造成局部氣壓梯度的改變。由於此氣壓梯度較綜觀尺度氣

壓梯度大，因而形成超地轉風並進一步導致台灣西北沿岸距地表約 800 公尺至 1 公里高度間產生風速近  $14 \text{ms}^{-1}$  之強風區。另外，吳(2004)也指出，由於東北季風期間氣流受到大陸東南丘陵及台灣中央山脈的阻擋效應，將使得台灣海峽海面風場分佈不均，並造成部分海域近地層風速增強。上述低層風場受地形阻擋效應影響的現象也經常發生在美國西岸地區。例如：Mass and Ferber (1990) 即指出當鋒面接近華盛頓州西岸 Olympic Mountains 時，因鋒前氣流受到山脈阻擋，所以在山脈迎風面會形成高壓脊。此種山脈引發的擾動氣壓梯度疊加在原來綜觀尺度的氣壓場上，造成局部沿岸低層風場產生增強的現象。Doyle (1997) 的研究也發現當氣旋及伴隨的鋒面系統自加州外海移近加州中部沿岸地區時，受到 Santa Lucia Mountain 陡峭地形的阻擋，將導致鋒前西南風分量轉為南風分量，進而產生平行加州海岸山脈方向的低層風場。另外，地形阻擋效應亦會造成局部氣壓梯度改變，並產生局部加速現象，進而使得低層噴流的強度增強 45%。由以上學著的研究結果可知，地形阻擋效應將使得低層風場的特性變得更為複雜，進而增加預報的困難度。

雖然，東部近海洋面有衛星資料提供，但受限於垂直解析度的不足，無法有效掌握低層風場的演變。因此，擬藉助大氣數值模式對東部近海作詳細之模擬。探討低層空域受地形阻擋的效應，及其伴隨的局部低層強風之演變。

## 二、個案選取與實驗設計

個案的模擬時間自 2003 年 1 月 22 日 1200UTC 至 1 月 25 日 1200UTC 止。這段期間，台灣經歷了鋒面過境、冷氣團南下、高壓出海及高壓迴流等完

整的週期性天氣型態。分析資料涵蓋日本氣象廳地面天氣圖、中央氣象局地面測站及近海浮標觀測資料、QuikSCAT衛星反演海面風場資料。全球分析場採自NCEP每6小時的FNL資料(解析度:  $1^\circ \times 1^\circ$ )，作為WRF模式所需的基本場及邊界值。

WRF 模式是一個完全可壓縮的非靜力模式，它具有輕便、可擴充、高效率且具有資料同化的功能。模式採用 Arakawa C-grid 交錯網格作為空間插分法使用、使用三階 Runge-Kutta 時間積分法、採用高階積分方式來處理空間積分、採時間分割 (time-split) 積分方式處理模式動力方程組、採較高解析度的地表植被參數。詳細諸元可參考 WRF 網站。

本研究採用巢狀網格(nested grid)架構來進行數值模擬。在模式之垂直解析度上採用預設值，亦即垂直 31 層。至於水平解析度方面是以 45、15、5km 三重巢狀網格為主。

### 三、天氣概述與近岸觀測分析

圖 2a 至 d 為日本氣象廳 2003 年 1 月 22 日 1200UTC 至 25 日 1200UTC 每 24 小時之地面分析圖。這段期間為大陸冷高壓自長江口出海且東移至日本南方海域，伴隨此分列高壓之出海，台灣地區之風場呈現西北風、北風、東北風、東風與東南風之風向演變。亦即，經歷了鋒面過境、冷氣團南下、高壓出海及高壓迴流等天氣型態。隨著冷高壓強度與位置的不同，台灣地區的風場特性亦產生了明顯的變化。

圖 3a 為個案期間中央氣象局東部地面測站及近海浮標風向的逐時變化情形。在冷高壓影響台灣地區期間，台灣北部海面的彭佳嶼地面測站風向依序有西北、北、東北、東及東南等五種風向變化。然而，除了彭佳嶼地面測站之外，其它東部沿岸地面測站及近海浮標的風向則無類似此種五階段的風向變化。由於彭佳嶼地面測站位於高壓及鋒面移行路徑之上，且當地風場受台灣地形影響較小，所以彭佳嶼地面測站的風向變化可當作冷高壓移動的指標(吳，2004)。圖 3b 為個案期間中央氣象局東部地面測站及近海浮標風力的逐時變化情形。其中台灣北部海面彭佳嶼地面測站的風力在鋒面通過後開始迅速增強，當風向由北逐漸轉為東北時，風力開始逐漸減弱。但是，當風向由東北轉為東至東南時，風力又再度增強，而且此階段的風力強度甚至超過北風時期。若比較其餘東部地面測站及近海浮標風力可發現：花蓮以北的地面測站及近海浮標也有類似的風力變化情形。但是當風向由東逐漸轉為東南時，風力增強的幅度比彭佳嶼地面測站的幅度小，至於花蓮以南地面測站及近海浮標的風力變化情形則無上述特徵。

### 四、模擬結果

個案期間測站資料分析的結果顯示：在冷高壓影響台灣地區的期間，台灣北部海面彭佳嶼地面測站風向依序有西北、北、東北、東及東南等五種風向變化。因此，依據彭佳嶼風向將模式模擬的結果分成五階段來進行討論，以瞭解不同綜觀環境風場條件下，台灣東岸風場變化的情形。

西北風時期，以第 4 小時所模擬的 10 m 氣流線及水平風場為例(如圖 4a 及 b 所示)。在台灣地形的阻擋下，氣流在西北部海域明顯減速並產生分流而繞山行進，繞山氣流在山脈東北及西南兩側加速。相反的，在成功以南的東南部海域則形成尾流區，風速明顯減弱。在蘇澳至花蓮間近海區域有出現風速超過  $12.5 \text{ ms}^{-1}$  (相當於蒲福風級 6 級以上) 的強風區，此強風區的風力強度已超過許多海軍裝備及演訓科目的操作上限，且起風時間明顯早於台灣北部海面。另外，花蓮至成功間近海區域的風向明顯地偏向東北(平行山脈走向)，而成功以南近海區域的風場也有類似背風渦旋的氣旋式風向變化。若在沒有地形阻擋下，東部海域低層風場的分佈情形較為均勻而沒有南北的差異，風向以西北至北為主。也使得東部近岸低層風場的強度明顯減弱且成功以南近海區域的低層風場無氣旋式風向變化。

北風時期，以第 10 小時的模擬結果為例。在台灣地形的阻擋下，氣流在迎風面的北部海域減速並產生分流而繞山行進，繞山氣流在中央山脈東西兩側產生加速現象，最後在恆春半島以南的外海區域形成尾流，尾流區內風速明顯減弱。此期間除花蓮以南沿岸地區外，台灣東側海域由北至南風力均十分強勁，風速皆超過  $12.5 \text{ ms}^{-1}$ ，其中最強的風力出現在花蓮附近海域，風速高達  $20 \text{ ms}^{-1}$  以上。此時東部海域的風力強度超過台灣海峽，且風速超過  $15 \text{ ms}^{-1}$  的強風區發展至較南邊(如圖 5a 所示)。相近時段的 QuikSCAT 衛星反演海面風場顯示，此時東部海域風場平均風力為 30 knot (約  $13.9 \sim 17.1 \text{ ms}^{-1}$ )，且蘇澳以南海域風向偏向東北(如圖 5b 所示)。在實測資料方面，相同時間地面測站及近海浮標的風場觀測資料如圖 5c 所示，其中最強的觀測風力出現在花蓮浮標(風速達  $15 \text{ ms}^{-1}$ )，而花蓮以南沿岸區域風速則明顯減弱經比對上述實際觀測資料後可發現，模式對於海上的強風強及東南沿岸的弱風區皆有不錯的掌握能力。雖然上述東南部沿岸弱風區分佈範圍不大，但在綜觀環境風力很強的情況下，台灣東南部至西南部沿海仍有類似安全通道的明顯弱風區存在。因此，若能精確模擬出其演變情形，即可提供海軍作為有用的參考資料。另外，在沒有地形阻擋下，台灣東部海域低層風場的風向均以北風為主，風力強度大致由北向南遞減，最強風區僅至花蓮附近海域(如圖 5d 所示)。

東北風時期，以第 31 小時的模擬結果為例。台東以南的東南部海域存在有風速超過  $12.5 \text{ ms}^{-1}$  的強風區，最強風速甚至超過  $15 \text{ ms}^{-1}$  (如圖 6a 所示)。

此時期東南部海域的風力不但沒減弱反而有增強趨勢。隨著風向由北轉向東北，此時台灣東北部位處迎風面，而東北風在迎風面受地形阻擋造成的減速效應，使得該區域的風力更明顯地減弱。相近時段的QuikSCAT衛星反演海面風場(如圖 6b所示)亦顯示東部海域風力大小呈現南北分佈，東北部為弱風區，東南部則為強風區，強風區風速約為 25 knot(約  $10.8 \sim 13.8 \text{ ms}^{-1}$ )。若將模式模擬結果針對宜蘭區域放大(圖未示)後即可發現，因氣流受到虎口地形阻擋產生繞流而造成宜蘭有西北風向的現象。另外，若在沒有地形阻擋下，台灣東部海域低層風場方向均以東北風為主，較大的風速出現在花蓮以南的區域，但風速均未超過  $12.5 \text{ ms}^{-1}$ 。同時鵝鑾鼻附近海域風力也不會有強風的出現。

東風時期，以第 53 小時的模式模擬結果為例。氣流受台灣地形阻擋在東部海域減速並產生分流而繞山行進，繞山氣流在中央山脈的北側及東南側產生加速現象(如圖 7a)。此時東部海域迎風面的弱風區隨著風向由東北轉向東而逐漸南移，進而造成東南部強風區分佈範圍向南縮減。不過，在此同時北部海風力則有再度增強的趨勢。另外，在迎風面的花蓮近海區域有明顯的西風出現，此種風向與綜觀環境風向完全相反，進而在離岸約 50 km 處形成明顯的風切帶。從模式模擬的低層風場也可發現，花蓮南北兩側近岸區域的風向具有顯著的差異，花蓮以北的風向偏南，而花蓮以南的風向則是偏北。同時間地面測站及近海浮標實測資料如圖 7b 所示，從實測資料顯示此時東部沿岸風場確實有類似模式模擬之局部風場變化。相同時間垂直及平行東部山脈之風場分量分佈圖(如圖 8a 及 b 所示)顯示，由於低層氣流受到山脈阻擋，使得自海上吹向山脈的風場分量產生減速，愈接近山脈風速愈小。在距離東岸約 50 km 且高度 500 m 以下的近岸區域內，甚至出現遠離山脈方向的風場分量(偏西風分量)，而且平行山脈的風場分量也顯著增強。由於在上述近岸區域上方的風向依然為接近山脈的方向。因此，在該區域的垂直方向上也有明顯的低層風切存在。若在沒有地形阻擋下，台灣東部海域低層風場分佈較為均勻，風向以東風為主，且風力強度變化大致呈現南北向分佈沒有減速。此種減速現象可向上延伸至 800 hPa 以上的高空。由於氣流受地形阻擋所產生的逆流及南北分流，也將使得迎風面花蓮附近海域的低層風場出現明顯的西風分量，而花蓮南、北兩側海域風場則是分別有明顯的北風及南風分量。

東南風時期，以第 72 小時的模式模擬結果為例(如圖 9a 所示)。隨著風向轉向東南，東部迎風面弱風區已南移至成功一帶海域，此時東北部海域位處迎風面下游區域，風力明顯增強且風向偏南。相同時間地面測站及近海浮標的風場觀測資料如圖 9b 所示，最大的實測風力出現在東北部海域的彭佳嶼地面測站，此時實測風速高達  $14 \text{ ms}^{-1}$ ，此風速甚至較北風時期彭佳嶼地面測站實測的任何風力都還大，為整個個案期間彭佳嶼地面測站測得的最大實測風速。

雖然一般的概念認為在高壓迴流天氣型態下台灣地區風力較微弱，然而上述模式模擬結果及實測資料卻顯示，即使在風力較弱的綜觀環境下，局部地區受到地形效應的影響仍會有明顯的強風區出現。在沒有地形阻擋下，台灣東部海域低層風場風向均以東南風為主且風力較弱，平均風速為  $5 \sim 7.5 \text{ ms}^{-1}$ 。

為了進一步地了解個案期間東部近海與外海低層風場的差異，在東部近海及離岸約 250 km 的外海分別取一道平行台灣山脈走向的南北剖面(剖面位置如圖八中的  $N_1S_1$  及  $N_2S_2$  直線)，並分析剖面上 10 m 水平風場的變化情形。由兩圖的比對結果可發現，個案期間東部低層風場在近海區域具有明顯的南北向差異存在，如圖 10a 所示。然而，外海區域則無類似現象，如圖 10b 所示。

## 五、結果與討論

WRF 模式模擬的結果可知，東部海域的低層風場除了會隨著冷高壓強度與位置的不同而產生變化外，台灣地形的阻擋效應也將使得局部地區的風場產生複雜的變化。若以彭佳嶼地面測站的風向為指標，則東岸低層風場在各階段的特徵如下：

(一) 當彭佳嶼地面測站為西北風時，台灣東岸雖位處背風面，但蘇澳至花蓮間海域卻存在有風速超過  $12.5 \text{ m/s}$ (相當於蒲福風級 6 級)的強風區，且風向明顯地偏向東北(平行山脈走向)。此區域起風的時間明顯地較北部海面及台灣海峽來得早。然而，成功以南的東南部海域卻是明顯的弱風區，而且有氣旋式的環流存在。若將台灣地形移除，則東部海域風場較為均勻，風向以西北至北為主，風速介於  $5 \sim 7.5 \text{ m/s}$ ，並無明顯的強、弱風區及氣旋式環流出現。

(二) 當彭佳嶼地面測站為北風時，台灣附近海域風力迅速增強，此時東部海域風力強度超過台灣海峽區域，風速超過  $15 \text{ m/s}$  的強風區向南延伸至蘭嶼附近海域，其中最強的風力出現在花蓮近海，風速高達  $20 \text{ m/s}$  以上。然而，在花蓮以南的沿海區域受地形阻擋影響仍為明顯的弱風區。另外，蘇澳以南近海區域的風向亦明顯偏向東北。若將台灣地形移除，則東部海域風向均為北風，而且風速超過  $15 \text{ m/s}$  的強風區分佈範圍較為偏北，強風區南緣僅延伸至花蓮附近海域。另外，最強風力也減弱了 2 級(蒲福氏風級)。

(三) 當彭佳嶼地面測站為東北風時，綜觀環境風力已逐漸減弱，但是成功以南的東南部海域風力不但沒減弱反而有持續增強趨勢，此情形同樣出現在海峽北部。成功以北之迎風面沿海區域為明顯的弱風區，而且由於氣流受宜蘭地區虎口地形阻擋而產生繞流，使得該地區的風場以西風至西北風為主，並在蘇澳沿海造成風切帶。若將台灣地形移除，則東部海域均為東北風，而且風力也無顯著的南北差異。

(四) 當彭佳嶼地面測站為東風時，因氣流受山脈

阻擋的影響，在花蓮附近海域不僅出現明顯的弱風區甚至還出現逆流現象，此逆流可向上游方向延伸至離岸約 50 km 處，並垂直向上發展至 500 m 的高空。由於逆流區內的西風與綜觀環境場的東風反向，造成明顯的風切帶出現。另外，花蓮南北兩側近海區域亦出明顯的南北分流，使得花蓮南北兩側近海區域的風向具有近 180° 的差異。若將台灣地形移除，則東部海域均為東風，並無逆流及南北分流出現。

(五) 當彭佳嶼地面測站為東南風時，雖然高壓迴流的綜觀環境風力微弱，但由於繞山氣流加速，使得東北部海域風力卻顯著增強。若將台灣地形移除，則東北部海域為顯著的弱風區。

## 六、參考文獻

1. Li, J. and Chen, Y. L., "Barrier Jets during TAMEX," *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 126, pp. 959-971, 1998.
2. Yeh, H. C. and Chen, Y. L., "Numerical Simulation of the Barrier Jet over Northwestern Taiwan during The Mei-Yu Season," *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 131, pp. 1396-1407, 2003.
3. 吳政忠, "東北季風時期台灣海峽鄰近地區風場預報之研究", 碩士論文, 國防大學中正理工學院應用物理研究所, 桃園, 2004。
4. Mass, C. F., and Ferber, G. K. "Surface pressure perturbations produced by an isolated mesoscale topographic barrier. Part I: General characteristics and dynamics," *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 118, pp. 2579-2596, 1990.
5. Doyle, J. D., "The Influence of Mesoscale Orography on a Coastal Jet and Rainband," *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 125, pp. 1465-1488, 1997.

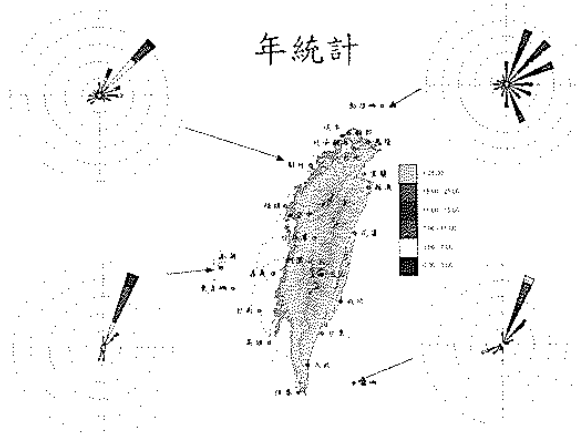


圖1. 新竹、澎湖、彭佳嶼與蘭嶼52年(1949-2000)平均之風花圖。圖中虛線代表機率，色標代表風速，單位是 $ms^{-1}$ 。淺藍色代表風速大於 $25ms^{-1}$ ，綠色代表風速介於 $15\sim 25ms^{-1}$ ，藍色代表風速介於 $11\sim 15ms^{-1}$ ，紅色代表風速介於 $7\sim 11ms^{-1}$ ，黃色代表風速介於 $3\sim 7ms^{-1}$ ，黑色代表風速介於 $0.3\sim 3ms^{-1}$ 。

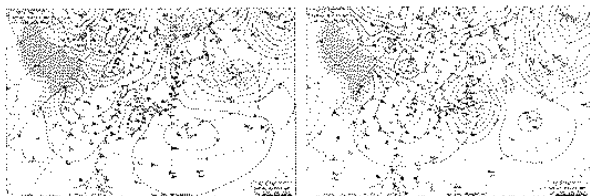


圖2. 2003年1月地面天氣圖：(a) 22日12UTC；(b) 23日12UTC；(c) 24日12UTC；(d) 25日12UTC (摘錄自日本氣象廳地面分析圖)

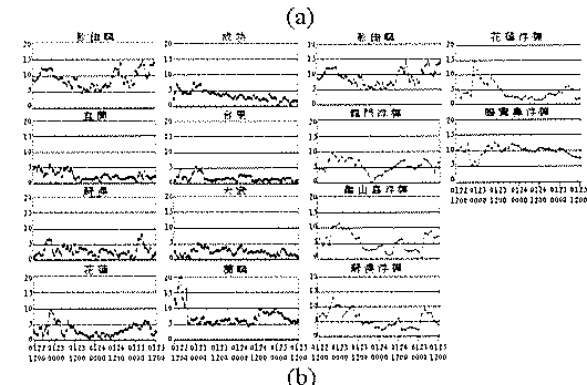
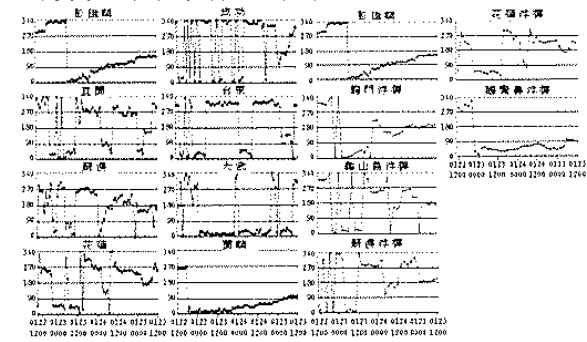


圖3. 2003年1月22日1200UTC至25日1200UTC中央氣象局所屬東部地面測站及近海浮標風場時序圖，(a)為風向，其中90度為東風，180度為南風，270度為西風，360度為北風，(b)為風速，單位 m/s

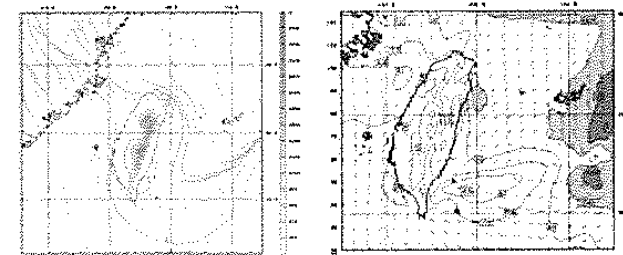


圖4 2003年1月22日1600 UTC時D03網格的模擬結果(a)10 m氣流線，陰影代表地形的高度，色表如圖右所示，(b)10 m水平風場。圖(b)中，風標尾每一長線代表 $5 ms^{-1}$ ，風速等值線間距為 $2.5 ms^{-1}$ ，淺、深陰影區域分別代表風速大於 $12.5 ms^{-1}$ 及 $15$

ms<sup>-1</sup>的區域

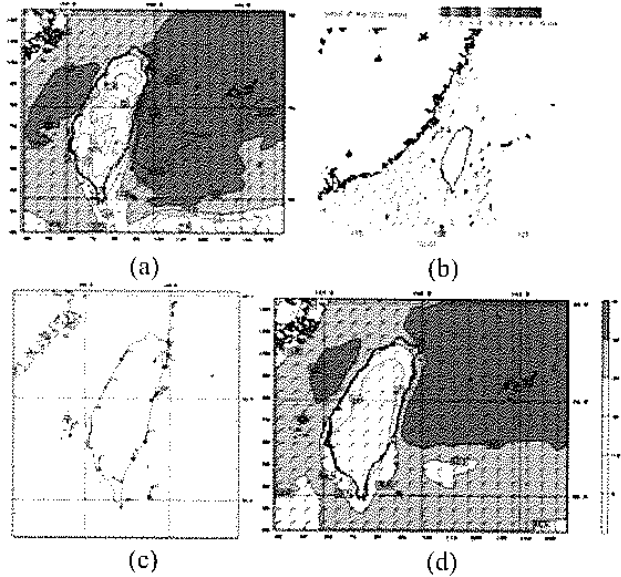


圖 5 2003 年 1 月 22 日 2200 UTC 時 D03 網格的模擬結果(a) 10 m 水平風場，(b) QuikSCAT 衛星反演海面風場，色標代表風速的大小（摘自 <http://manati.orbit.nesdis.noaa.gov/quikscat/>），(c) 地面測站及近海浮標風場觀測資料（取自台大研究資料庫 <http://stdank.as.ntu.edu.tw/>）。(d) 移除台灣地形後的 10 m 水平風場。風標尾每一長線代表 5 ms<sup>-1</sup>，風速等值線間距為 2.5 ms<sup>-1</sup>，淺、深陰影區域分別代表風速大於 12.5 ms<sup>-1</sup> 及 15 ms<sup>-1</sup> 的區域

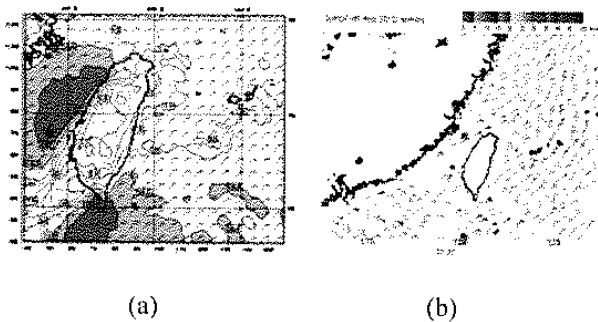


圖 6 2003 年 1 月 23 日 1900 UTC 時 D03 網格的模擬結果(a) 10 m 水平風場，(b) QuikSCAT 衛星反演海面風場。圖例說明同圖 5

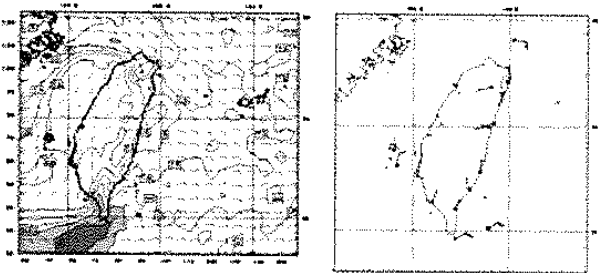


圖 7 2003 年 1 月 24 日 1700 UTC 時 D03 網格的模擬結果(a) 10 m 水平風場，(b) 地面測站及近海浮標風場觀測資料。圖例說明同圖 5

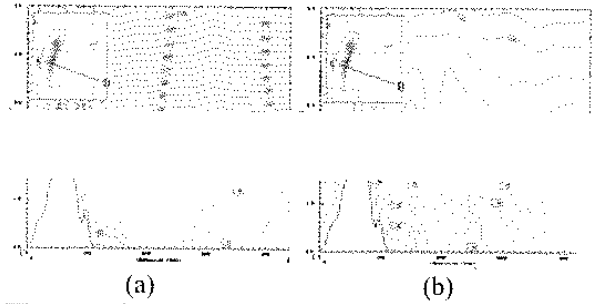


圖 8 2003 年 1 月 24 日 1700 UTC D03 網格的模擬結果，(a) 為平行剖面（垂直山脈）方向的風場分量。水平軸為 CD 兩點距離（km），垂直軸為高度（km）。等值線間距為 1 m/s。(b) 為垂直剖面（平行山脈）方向的風場分量

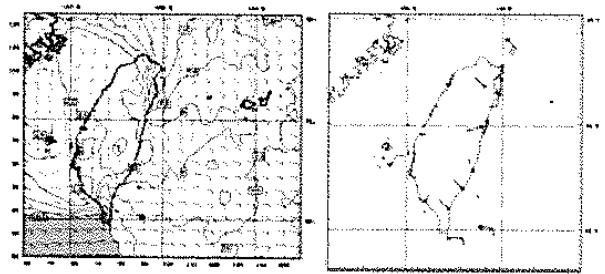


圖 9 2003 年 1 月 25 日 1200 UTC 時 D03 網格的模擬結果(a) 10 m 水平風場，(b) 地面測站及近海浮標風場觀測資料。圖例說明同圖 5

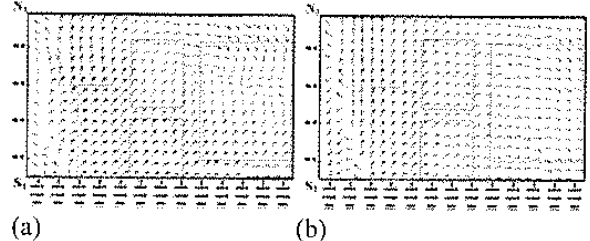


圖 10 模式 D03 網格模擬 2003 年 1 月 22 日 1200 UTC 至 25 日 1200 UTC 台灣東部海面南北剖面 10 m 水平風場的時間序列圖(a) 為 N<sub>1</sub>S<sub>1</sub> 剖面，(b) 為 N<sub>2</sub>S<sub>2</sub> 剖面

# Case study on low level strong wind over eastern coastal area of Taiwan associated with the cold surge

Chang-Min Chu<sup>1</sup>, Wen-Ling Huang<sup>2</sup>, Shinn-Der Sheu<sup>1</sup>, Fang-Chuan Lu<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Department of Information Engineering, Nan-Jeon Institute of Technology

<sup>2</sup> Bureau of Atmosphere and Survey, Navy, R.O.C.

## Abstract

WRF model is used to investigate the low level strong wind over the eastern coastal area of Taiwan. The FNL initial analysis data is adapted every six hours from NCEP (National Centers for Environmental Prediction).

As the cold surge moves eastward and passes over the entrance of Changjiang River, the low-level winds over the eastern coastal area of Taiwan always exceed  $11\text{ms}^{-1}$  and affect the sail safety of the ships. During this period, the wind direction of Pengchiayu may regard as the indices for the following characteristics: (a) As Pengchiayu blows northwesterly, the coast area between Su-ao and Hualien reveals strong wind over  $12.5\text{ms}^{-1}$  due to the splitting of the northwesterly wind over mountain. It also occurs earlier than that over the ocean in the north of Taiwan. Meanwhile, there appears a cyclonic flow over the offshore to the southeast of Taiwan. (b) As it blows northerly, the strong wind extends southward to the Lanyu island, in that wind speed over  $20\text{ms}^{-1}$  was occurred near Hualien. (c) As it blows northeasterly, the wind speed over the northern coast of Hualien is rather weak and the wind direction is opposite to that over the far offshore. (d) As it blows easterly, a returning flow due the blocking of mountain was occurred and it extended to the offshore 50km away from the Hualien. Besides, the flow is splitting to the north and south near offshore of Hualien. (e) As it blows southeasterly, the strong wind area occurs around the northeast offshore caused by recurved flow. In addition, with the orographic effects the strong wind may extend further south.

Keyword: WRF model, cold surge, orographic effect