

東北季風時期台灣鄰近海域風場預報之研究

吳政忠¹ 呂芳川² 陳文定¹ 趙尊憲¹ 莊漢明³

¹海軍大氣海洋局

²南榮技術學院資訊工程學系

³美國國家環境預報中心

摘要

海象狀況良窳攸關海上航行安全，因此東北季風時期台灣附近海域風力預報的研究十分重要，本研究使用由美國國家環境預報中心（NCEP）發展之高解析非靜力中尺度波譜模式（MSM），模擬2002年元月22日12時（UTC）至25日12時（UTC）強風個案，同時藉由比對氣象局測站觀測資料，顯示MSM模擬成果非常精確。

氣象局彭佳嶼測站位於開闊的台灣北部海面，因此使用該測站風向為指標，當彭佳嶼盛行北風時；台灣海峽及台灣東部海面出現強風（11m/s），若是彭佳嶼盛行西北或東北風時；台灣海峽風力相對較弱。

由模式模擬台灣海峽風場垂直剖面發現，強風核心位於925hPa附近因此可稱之為低層強風，同時；研究認為「峽管效應」即為「地形效應」，也就是當氣流通過台灣海峽時，受到福建一帶山脈及台灣中央山脈阻擋影響，改變局部氣壓梯度而引發強風或增強風速，「地形效應」不僅增強台灣海峽風速，同樣也引發台灣東部近海強風。

藉由個案研究發現，當大陸冷氣團移近東海地區，即可在台灣附近海面產生強風，因此；預報人員必須明瞭大陸冷氣團位置、台灣附近海面盛行風向以得知氣流撞擊台灣島角度，進而預測海面強風發生位置。

關鍵字：東北季風、低層強風、波譜模式、氣壓梯度。

一、前言

冬季給人們的印象就是風大又寒冷，其實東亞地區冬季東北季風是自然界最具破壞力的天氣之一，是以國科會早於民國六十五年即在召開「第一次全國大氣科學學術研討會」之後，就確認寒潮、颱風等是台灣地區最具破壞性及災害性天氣。由交通部中央氣象局公佈之東吉島十年統計（1991-2000年）顯示，每年九月至翌年四月風向多為東北風，而且風速大多超過七

級（13.9-17.1m/s），因此東北季風時期台灣海峽及鄰近海域強風對海上與濱海任務之遂行影響十分重要，但是要想能夠確實且有效掌握台灣海峽強風卻又相當困難。

目前已有數種數值天氣預報模式每日工作對各區域作客觀分析與天氣預報，但是對於台灣海峽這塊狹窄海域之風力預報卻是著墨不多，一方面是台灣海峽北窄南寬呈喇叭狀狹長海域，南北長約400公里、東西寬約150公里，另一方面台灣海峽兩側均有高聳山脈，使得台

灣海峽天氣詭譎多變，因此一般數值模式難以掌握。

過去台灣地區氣象學者在從事關於東北季風時期台灣海峽強風研究，大多是利用統計法，如張、劉(1985)，陳、呂等(1988)；或是以流率觀念說明台灣海峽受峽管效應影響產生強風，如陶、蘇(1988)；近年亦有學者以差分模式進行數值模擬與研究，如：顏、江(2002)以MM5 模擬，認為冬季台灣海峽強風是因地形阻擋與慣性振盪作用而加強台灣海峽北部強風。以上學者之研究成果均可以說明台灣海峽強風現象，但是卻也都未說明東北季風時期台灣海峽與鄰近海域強風的演變、海面風場分布狀況、強風發展高度等，而這些對於氣象預報人員是非常重要的參考要素，至於台灣海峽之峽管效應是如何影響風場，為什麼可以增強風速，以及地形效應如何影響海面風場等等諸多疑問，亦未見學者提出說明。

另外，長久以來，氣象學界便一直在研究當穩定大氣存在時，山脈對氣流產生之阻擋效應為何？如 Chen and Smith(1987)等人研究，發現除了山脈因機械作用迫使迎風面氣流向上抬升外，更扮演著障礙物角色。

台灣地區三分之二是山地或丘陵，中央山脈呈東北西南走向縱貫全省，最高點近海拔四千公尺(3952m)，東西寬約五十公里，因此必須考慮到山脈地形與環境大氣產生之交互作用，是否可能因此而引發局部強降水甚至是局部性大風速區。

Pierrehumbert et. al. (1985)於阿爾卑斯山實驗期間(ALPEX)，發現低層氣流基本上是受到阿爾卑斯山脈(Alps)影響，而產生分流現象，同時藉由尺度分析發現幾種控制參數，如：羅士培數 Rossby number； $R_o = U/fL$ 及 Froude number； $F_o = Nh_m/L$ ，以定性方法來描述氣流遇到山脈地形阻擋時之表現。

Li et. al. (1998)及 Yeh et. al. (2003)於台灣地區中尺度實驗計劃(TAMEX)期間發現，雖然

台灣地區盛行西南風，但是卻在台灣西北部近海發現風速近 14 m/s 之強風，且該強風區距地表約一公里至八百公尺高處，研究結果證實，該強風是由於台灣地區山脈所弓|發；當迎風面氣流受山脈阻擋產生質量堆積，形成局部高壓區，相對在背風面形成局部低壓區，而造成局部性的氣壓梯度改變，由於此一氣壓梯度較綜觀尺度氣壓梯度為大，而形成超地轉風，並稱此 barrier jet 為 Low Level Jet，亦即低層噴流。

Doyle(1997)研究於 1995 年 6 月北加州外海一氣旋生成後，加州中部海岸卻因地形效應而產生沿加州海岸山脈一側之低層噴流，同時認為陡峭地形可以將低層噴流強度增強 45%。

洪景山(2002)以 MM5 模擬 1998 年梅雨季豪雨實驗 IOP 4 (六月四日至五日) 發現近地層東北季風受地形阻擋而在武夷山東側(迎風面)形成高壓脊，其往下游方向之氣壓梯度力則形成沿地形一側發展之大風速區，同樣認為地形弓|發近地層強風。

上述學者研究均確切說明山脈地形對氣流之阻擋效應非常重要，因此，若欲探討東北季風時期台灣海峽強風就必須考慮台灣海峽兩側地形，亦即台灣中央山脈與大陸東南丘陵二者所形成之地形效應。

在以前氣象預報數值模式仍不發達時期，對於台灣海峽冬季強風預報大部分是採用統計方法，依據冷高壓位置、強度計算相關測站風力、氣壓之相關係數或是以歷年來之統計數據加以分類。以統計方法進行天氣預報誠屬非常困難，精確度不高，因此此法在實際天氣預報作業成效並不佳，中華民國海軍於民國八十二年引進現行之區域波譜模式(Regional Spectral Model；RSM)，成效卓著，可有效模擬東亞地區天氣系統，目前已是海軍部隊不可缺少的每日重要氣象情資來源。

依據蔡(2001)、洪(2002)、任(2003)研究顯示：中尺度高解析非靜力波譜模式(MSM；Mesoscale Spectral Model)可有效掌握與預報台

灣附近海域天氣系統變化和發展。本研究為求更進一步確實掌握東北季風時期台灣海峽強風變化，因此在原海軍作業之 RSM 巢狀模組之下，再內嵌高解析非靜力波譜模式(MSM)，希望以 MSM 模式精確模擬台灣海峽風場、氣壓場。同時，東北季風時期台灣海峽之上游區域為台灣北部海面，在這片空曠海域中僅有中央氣象局彭佳嶼測站(46695)；因此，嘗試以彭佳嶼測站盛行風向變化說明大陸冷高壓之相對應位置以及台灣海峽風場分布情況，除以巢狀區域波譜模式模擬台灣海峽及鄰近海域風場外，並針對台灣海峽強風發生時間、發生原因進行探討，希望藉由 MSM 模擬風場、氣壓場狀況，了解東北季風時期台灣海峽及鄰近海域強風的種種特性，建立預報機制。

第二章主要是對於東北季風時期台灣海峽與鄰近海域強風演變的分析方法作說明，並對 MSM 模式設定作簡略介紹。分析方法包括：模式誤差校驗、白努利定律的原理與使用作說明，以動量收支、氣壓梯度闡述台灣海峽之峽管效應即地形效應等。資料處理旨在說明以中央氣象局彭佳嶼測站風向為指標，將東北季風時期台灣北部海域風場分五階段變化（西北、北、東北、東、東南風），討論台灣海峽及鄰近海域強風演變與特性。第三章為依照選定大陸冷高壓東移出海路徑個案，概述綜觀天氣系統與強風速區之演進，及建立低層強風預報指標。第四章針對選取之個案；利用氣壓梯度、水平動量方程收支討論，台灣海峽及鄰近海域強風速區的形成原因以及演變趨勢，深入討論台灣海峽兩側地形效應，以說明台灣東西兩側大風速區出現原因。第五章去除地形之模擬實驗，以具體展現台灣海峽兩側地形（台灣中央山脈、大陸東南丘陵）效應。第六章為本研究之結論與展望。附錄為 RSM 及 MSM 概略說明，以利讀者對於巢狀波譜模組有進一步的了解與認識。

二、模式設定與資料處理

(一) 模式設定

本次模擬採用中央氣象局 T79 L18 全球分析場資料（每 12 小時輸入乙次）為初始場，採取三層巢狀模組預報策略，分別為 RSM 執行 A 網格(RSMA)與 C 網格(RSMC)，最內層採用 MSM 模式，巢狀模組空間示意圖（如圖 1），水平解析度分別為：A 網格(RSMA)120 公里、C 網格(RSMC)30 公里、MSM 模式 5 公里，同時為確實分析底層風場變化，因此將 MSM 模組設計 850hPa 以下內插為 12 層（如表一）。

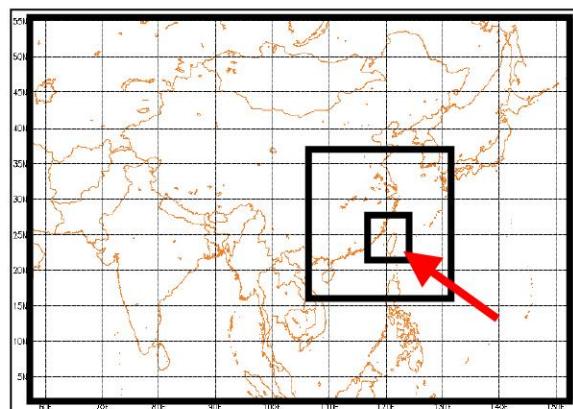


圖 1 巢狀波譜模組預報區域示意圖。

(二) 理論基礎

東北季風時期冷高壓東移出海可概分為四大路徑（如圖 2.1），分別是戚啓勳先生編印之天氣學，提出東北季風時期冷高壓移動路徑分為二條；由蒙古一帶進入東北而後東移出海，另一路徑為由蒙古一帶南下至華中長江流域再東移進入東海。劉、張(1985)，統計認為大陸冷高壓大致可分為二支移動出海路徑；亦即由山東半島南方出海、長江口以南出海。

本次研究以個案作說明，藉以建立東北季風時期冷高壓由長江口一帶出海路徑，台灣附近海面強風預報機制，同時將模式輸出風速、海平面氣壓與中央氣象局彭佳嶼、東吉島測站觀測值做比對校驗。

表 1 Δx 為模組空間解析度， Δt 為模組積分時間間隔（時間解析度），I*J grid 為模組水平網格數，6 order diffusion 為該預報模組採 6 階平滑。

參數設定	預報模組	RSMA	RSMC	MSM
$\Delta x(\text{km})$	120	30	5	
$\Delta t(\text{s})$	240	60	20	
垂直層數	18	18	28	
I * J grid	81*55	81*79	128*135	
6 階平滑	—	✓	✓	

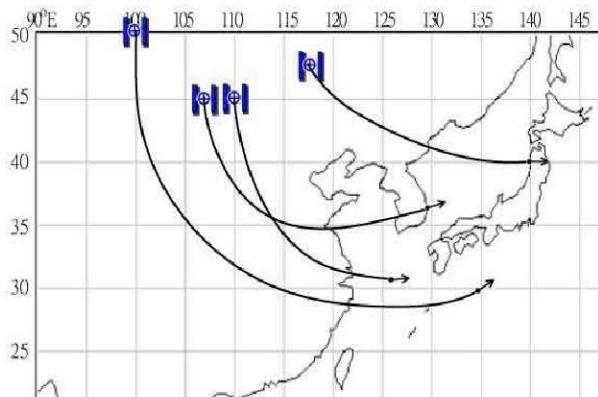


圖 2.1 四類型大陸冷高壓移動路徑。

研究大氣淺對流運動時均假設大氣為非彈性(�lastic)，而白努利定律同樣是假設為不可壓縮流體且在同一流線狀況下才適用，故以白努利定律(Bernoulli eq.)來說明某一等壓面之台灣島兩側大風風場狀況，公式如下：

$$\frac{1}{2} \rho * u_1^2 + p_1 + \rho g h_1 = \frac{1}{2} \rho * u_2^2 + p_2 + \rho g h_2 \quad \dots 2.1$$

其中： ρ 表大氣密度， u 表水平風場， p 表氣壓？， g 表重力？， h 表此等壓面之高度。若密度不變；且令 $\rho = \text{const}$ ， $h_1 = h_2$

則可簡化為下列公式：

$$\frac{1}{2} * u_1^2 + p_1 = \frac{1}{2} u_2^2 + p_2 ? ? ? ? \quad \square 2.2$$

由上式可以了解若 $p_1 > p_2$ ；則 $u_1 < u_2$ ，也就是氣壓較高區內風速小於氣壓較低區內之風速。

本研究將 MSM 預報區域海平面氣壓做平均，將此平均值減去每個格點海平面氣壓值，即可得到氣壓差 dp ，由 dp 之等值線便可以了解氣壓高低分布。

洪景山 (2002) 驗證指出地形引發近地層強風，而吾人也強烈懷疑東北季風時期台灣海峽面強風與地形效應有密切關係，因此採用 Pierrehumbert and Wyman(1985) 之定義：

$$R_0 = U / fL ; F_0 = U / Nh ;$$

$$B = hN / fL = R_0 / F_0 ; \lambda_R = Nh / f$$

式中 U ：地形上游之風速；

B ：Burger number；

R ：羅士培變形半徑；

f ：科氏參數 $6.62 * 10^{-5}$ ；

N ：浮揚頻率 Brunt-Vaisala frequency；

h ：山脈高度 (MSM 模式輸出台灣最大高度：

2766m；大陸東南丘陵：963m)；

L ：台灣半山寬：50km(Yeh,2003)；

大陸東南丘陵：100km(洪景山,2002)。

1. $F_0 > 1$ ，linear flow，氣流不受地形影響。

$F_0 < 1$ ，氣流受地形影響，而產生分流。

$F_0 \rightarrow 1$ ，氣流受地形影響，而沿山脈一側移動。

2. $R_0 \sim 1$ 表示氣流過山時必需考慮 Burger number。

$R_0 < 1$ 氣流過山以地轉調節為主。

$R_0 > 1$ 氣流過山受地形阻擋；氣流之上游減速；下游加速， L_R 羅士培變形半徑為其上游最大減速範圍。

3. $B \geq 1$ 即為陡峭山脈，氣流受地形影響。

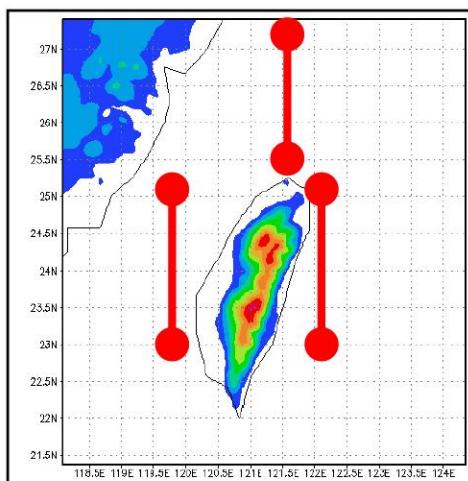


圖 2.2 台灣北部、東部海面與台灣海峽剖面位置示意圖。

因本案研究 MSM 預報區之東北季風上游在台灣北部，而此一區域為開闊洋面，故任取上游均勻風場之 K 點(27°N ; 123°E)，計算各項地形參數，以了解在模擬氣流通過台灣海峽時，是否將會受兩側地形（台灣中央山脈、大陸東南丘陵）影響。

若是當氣流通過台灣海峽時，受到兩側地形影響，亦即的確如預期東北季風氣流通過台灣海峽時，受到福建省境內大陸東南丘陵與台灣中央山脈陡峭地形的影響而有明顯阻擋效應，那麼地形到底對於東北季風時期台灣海峽低層強風是以何種方式影響，就必須以動量方程收支來研判。

依照 Holton 所著大氣動力學，水平動量方程如下：

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -U \bullet \nabla u - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + fv + F_{rx} \quad ? \quad ? \quad 2.3$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -U \bullet \nabla v - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - fu + F_{ry} \quad ? \quad ? \quad 2.4$$

若忽略 x 與 y 方向之摩擦力 F_{rx} 、 F_{ry} 。

$$\frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial p}{\partial x} \right)_z = \left(- \frac{\partial p}{\partial z} \right) \left(\frac{\partial h}{\partial x} \right)_p = g * \left(\frac{\partial h}{\partial x} \right)_p$$

可得下列二式：

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -U \bullet \nabla u - g * \left(\frac{\partial h}{\partial x} \right)_p + fv \quad ? \quad \square ..2.5$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -U \bullet \nabla v - g * \left(\frac{\partial h}{\partial y} \right)_p - fu \quad ? \quad \square ..2.6$$

由於 Doyle(1997)、洪景山(2002)認為地形引發近地層強風，因此將低層大氣簡略分為 1010、960、920hPa 三層，探討平流項科氏力項、氣壓梯度項以及 u 或 v 之局部變化項；並繪成分析圖表。

三、風場演進與建立強風預報機制

台灣東北季風上游氣流區域為台灣北部海面，廣大洋面中僅中央氣象局彭佳嶼測站，因此將以彭佳嶼風場為指標。藉由分析彭佳嶼風場與台灣沿海測站風場、海平面氣壓場之相關性，並將彭佳嶼風場依風向分成五階段變化，說明台灣海峽及鄰近地區東北季風時期風場的演變情形，以建立強風預報機制。

一般而言；冷高壓由長江口一帶出海對台灣附近海域造成風速較強，相對其他路徑影響亦較嚴重，因此本研究以此一高壓出海路徑作說明。

(一) 冷高壓於長江口出海

(2003 年 1 月 22 日 12z 至 25 日 12z)

在 22 日 12z 地面圖中，高壓中心氣壓 1028hPa，位於蒙古一帶，低壓中心氣壓

1006hPa，位於日本南方海面冷鋒由此低壓中心向西南延伸經過台灣北部海面到達福建省。23 日冷鋒快速移動，00z 鋒面已經遠離台灣附近海面，但是位於蒙古一帶之冷高壓稍有增強，中心氣壓值已升至 1030hPa，且於華中有分裂高壓生成中心數值為 1024hPa，台灣附近海面轉受此一分裂高壓環流影響，彭佳嶼風向轉為北至東北，且風速逐漸增強（圖 3.1b）。

24 日分裂高壓東移出海之後即減弱為高壓脊，台灣附近海面仍受此一高壓環流影響而且隨著高壓逐漸向東移動，彭佳嶼風向轉為東至東南風，風力逐漸減弱，台灣附近海面已出現類似高壓迴流之天氣型態。25 日華南地區有鋒面生成，同時此一鋒面於 25 日 12z 開始東移，暖鋒部分已進入東海，因此可視為冷高壓勢力遠離台灣附近海域，這一波大陸冷高壓結束（圖 3.1e）。

（二）模式誤差及測站相關性討論

標準差(Standard Deviation)公式如下：

$$A_i = X_{cwb} - X_{msm} ? \quad ? \quad ? \quad 3.1$$

其中： X_{cwb} 為氣象局測站逐時觀測資料數值， X_{msm} 為 MSM 相對測站位置之單點輸出資料。

$$\bar{A} = \sum_{i=1}^N A_i / N ? \quad ? \quad ? \quad 3.2$$

N ：為觀測次數。

由(3.1)與(3.2)式得到標準差 S ：

$$S = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (A_i - \bar{A})^2}{N}}$$

標準差小，表示模式與觀測差距小。

本次研究係以氣象局 2003 年 1 月 22 日 12z 至 25 日 12z 分析場模擬，結果顯示，MSM 模式每小時輸出之海平面氣壓場與觀測值標準差僅 0.19 至 0.97hPa，同時風速標準差值為 0.05 至 3.56m/s，誤差較大，本次個案共計模擬 72 小時，校驗結果（如表 3）。

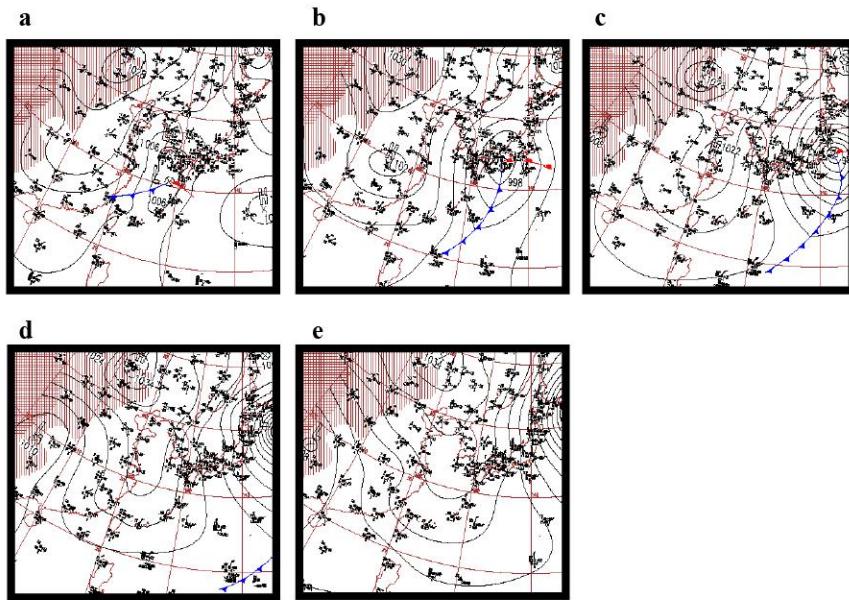


圖 3.1 民國 92 年 1 月 22 日 12Z 至 24 日 12Z 地面天氣圖，(a)為 22 日 12Z，(b)為 23 日 00Z，(c)為 23 日 12Z，(d)為 24 日 00Z，(e)為 24 日 12Z。（摘自日本氣象廳地面天氣圖）

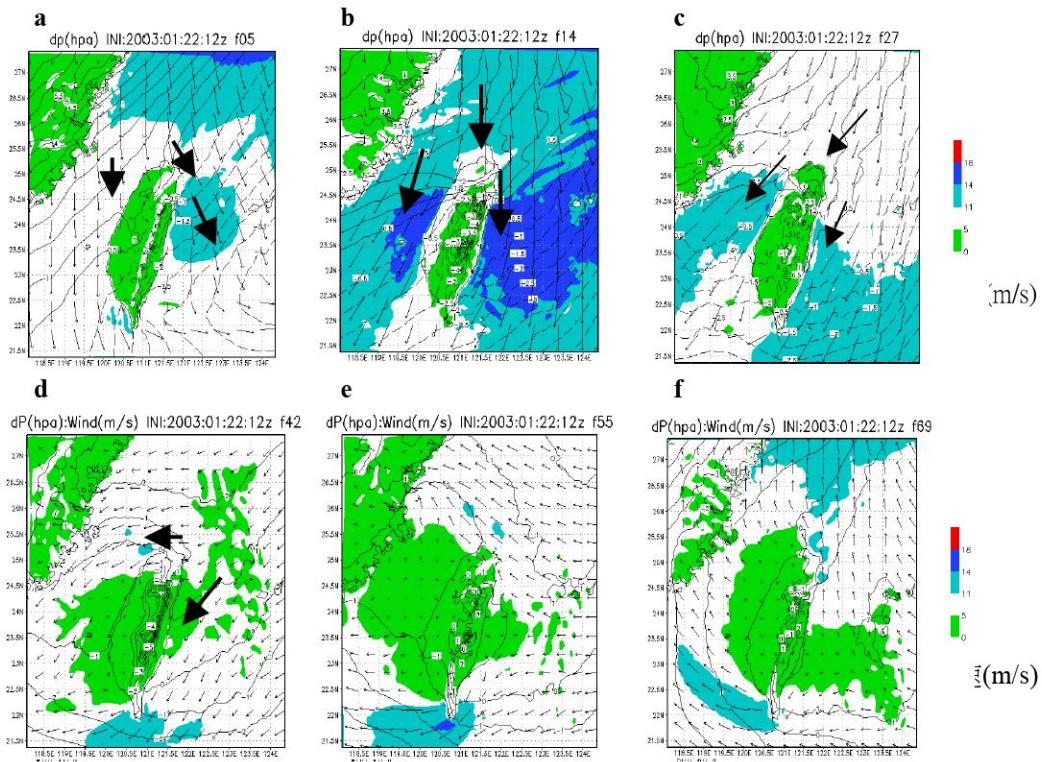


圖 3.2 以民國 92 年 1 月 22 日 12Z 為模式初始場之台灣附近海面風場預測圖， dp 表氣壓差，虛線表負壓區亦及相對低壓區。(a)預報第 5 小時圖，彭佳嶼盛行西北風。(b)預報第 14 小時彭佳嶼盛行北風。(c)預報第 27 小時彭佳嶼盛行東北風。(d)預報第 42 小時彭佳嶼盛行東風時。(e)預報第 55 小時彭佳嶼盛行東南風。(f)預報第 69 小時彭佳嶼盛行南風。

表 2 各項地形參數（預報第 14 小時）。

K 點(27°N ; 123°E) 風速 : 11.73m/s	H_{\max} (模式輸出最 大高度 ; 公尺)	F_0 (Froude Number)	R_0 (Rossby Number)	B (Burger number)
大陸東南丘陵（武夷山）	963	1.19	1.78	1.49
台灣地區（中央山脈）	2766	0.42	3.55	8.55

表 3 模式輸出與測站觀測之海平面氣壓、風速變化誤差比較

	? 站與模式相對位置輸出預報場標準差
彭佳嶼位置氣壓(hPa)	0.19
東吉島位置氣壓(hPa)	0.97
彭佳嶼位置風速(m/s)	0.05
東吉島位置風速(m/s)	3.56

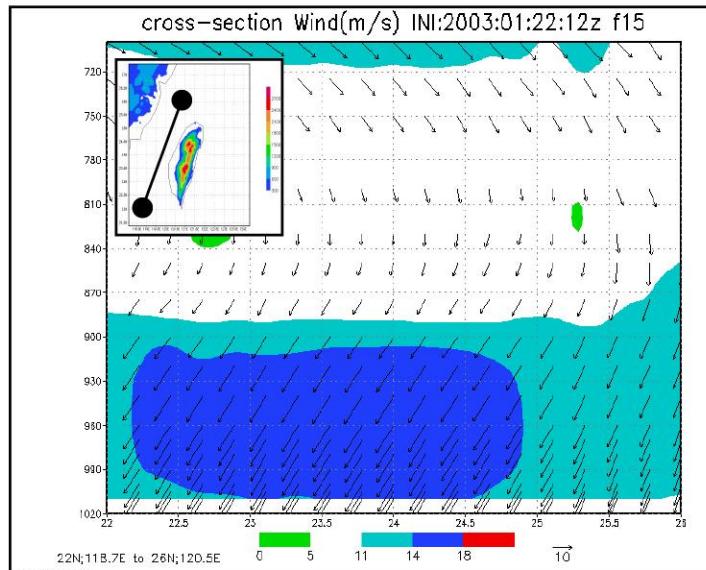


圖 3.3 由模擬台灣海峽風場剖面圖顯示強風發展高度大約至 900-925hPa。

(三) 風場演變

MSM 模式預報第 0-6 小時輸出顯示；彭佳嶼為西北風時，台灣北部海面出現 11m/s 以上之強風速區，同時在台灣東部海面出現 14m/s 以上之強風速區（圖 3.2a）。由白努利定律 (Bernoulli eq.) 解釋強風區發生位置；當彭佳嶼為西北風時，台灣西部沿海為氣壓較高區，相對地台灣東部沿海為氣壓較低區，所以台灣東部沿海風速大於台灣西部沿海。

彭佳嶼為北風時為模式輸出第 7-20 小時，強風區已進入台灣海峽且正往台灣海峽南端移動 (11m/s 以上強風區逐步南移)；此時為台灣海峽風力最強時期，由（圖 3.2b）可知台灣北部沿海為氣壓較高區，相對地台灣東部沿海、台灣海峽為氣壓較低區，所以大風區出現在台灣兩側海域，同時台灣北部海面風速明顯的減弱，亦即台灣北部海面受到台灣地形影響，迎風面產生局部高壓脊，風速開始減弱，此一現象同樣也出現在福建沿海，形成原因同樣是受地形影響，也就是受到大陸東南丘陵阻

擋，迎風面產生局部高壓脊，風速開始減弱。

當彭佳嶼為東北風時（模式輸出第 21-36 小時）台灣海峽風力逐漸減弱，強風區向北退，但台灣西部沿海仍有強風（圖 3.2c）。

彭佳嶼為東風時（模式輸出第 37-46 小時），由圖 3.2d 可知台灣海峽風力減弱至五級以下，當彭佳嶼為東南風時應為模式輸出第 47-61 小時，由（圖 3.2e）此時為台灣海峽風力最微弱時期，但是台灣海峽南部與巴士海峽交界之海域出現 11m/s 以上強風區；彭佳嶼為南風時應為模式輸出第 62 小時以後，台灣北部海面、巴士海峽均出現 11m/s 以上強風區（圖 3.2f）。

本次共計模擬 72 小時，而台灣海峽出現 11m/s(6 級)以上強風速為 40 小時，出現 14m/s(7 級)以上風速有 19 小時。

由模擬台灣海峽風場垂直剖面圖發現台灣海峽強風發展高度也是大約 900 至 925hPa（圖 3.3）；所以預報人員可由地面圖與 925hPa 高空圖掌握東北季風時期台灣海峽及鄰近海域強

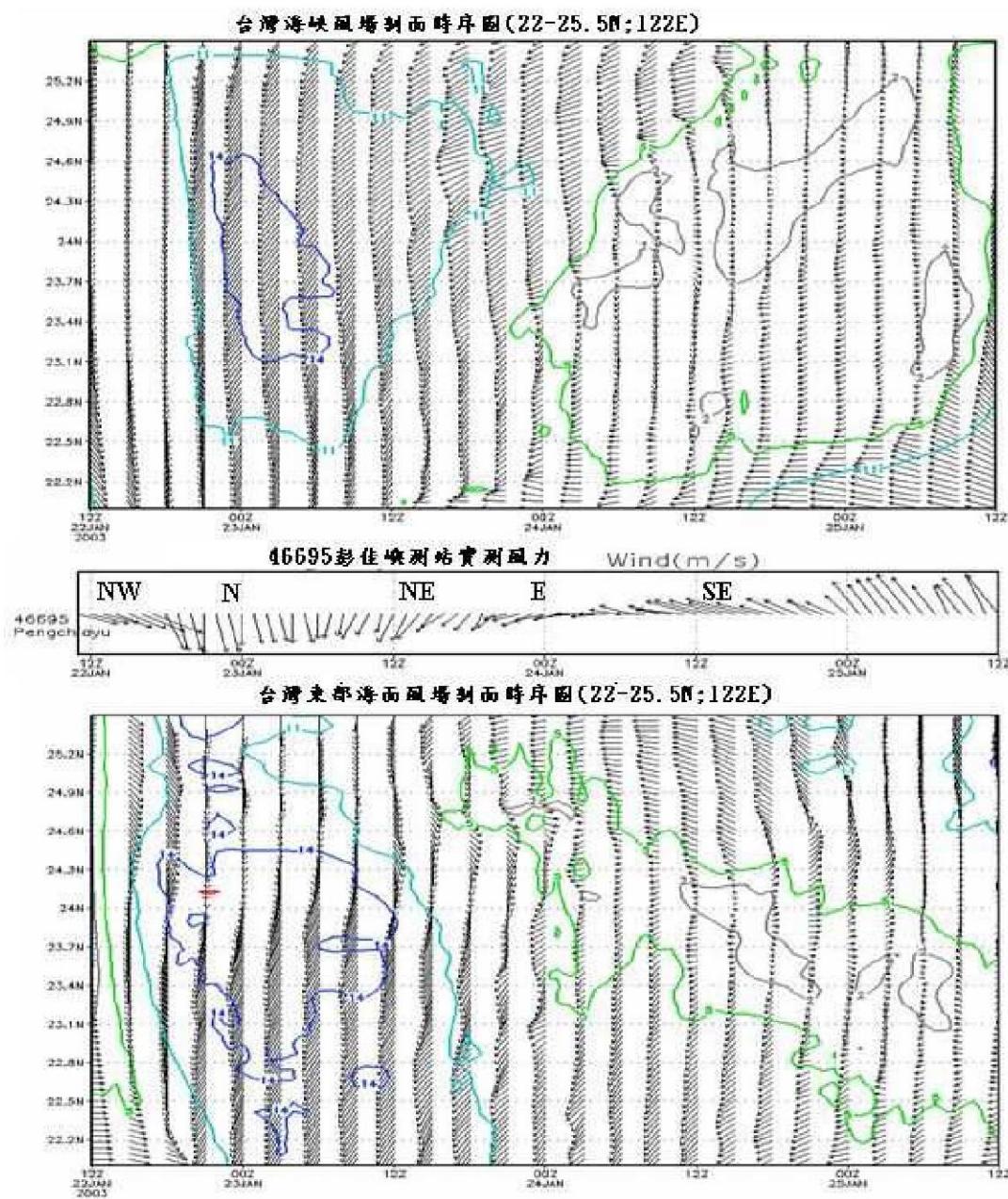


圖 3.4 彭佳嶼觀測站五個階段風向變化（西北、北、東北、東、東南、南風），東部海面不僅起風時間較台灣海峽早，而且風速亦較強。

風動態。

(四) 強風預報指標之建立

? 站風場時序圖配合模擬台灣海峽及台灣東部海面風場時序圖顯示（圖 3.4），彭佳嶼觀測站有五個階段風向變化（西北、北、東北、東、東南、南風），且台灣東部海面不僅起風時間較台灣海峽早，而且風速較台灣海峽強。

若以彭佳嶼風向為指標，將可清楚說明台灣海峽海面相對風速變化，亦即彭佳嶼吹北風時，台灣海峽為風速最大時期，彭佳嶼吹東北至東風時，台灣海峽風速便逐漸減弱。

四、地形效應

綜合前言學者所述，發現當穩定大氣之氣流遇到山脈等障礙阻擋時，便會在迎風面因質量堆積而形成高壓區，相對的在氣流下游形成低壓區，如此就產生指向下游之氣壓梯度力，例如 2003 年 1 月 23 日 17 時台灣地區測站海平面氣壓場，東北季風氣流通過台灣海峽時遇到兩側地形阻擋，在台灣北部與福建山區迎風面由於質量堆積形成局部的高壓區、台灣南部背風面相對為低壓槽（圖 4）。

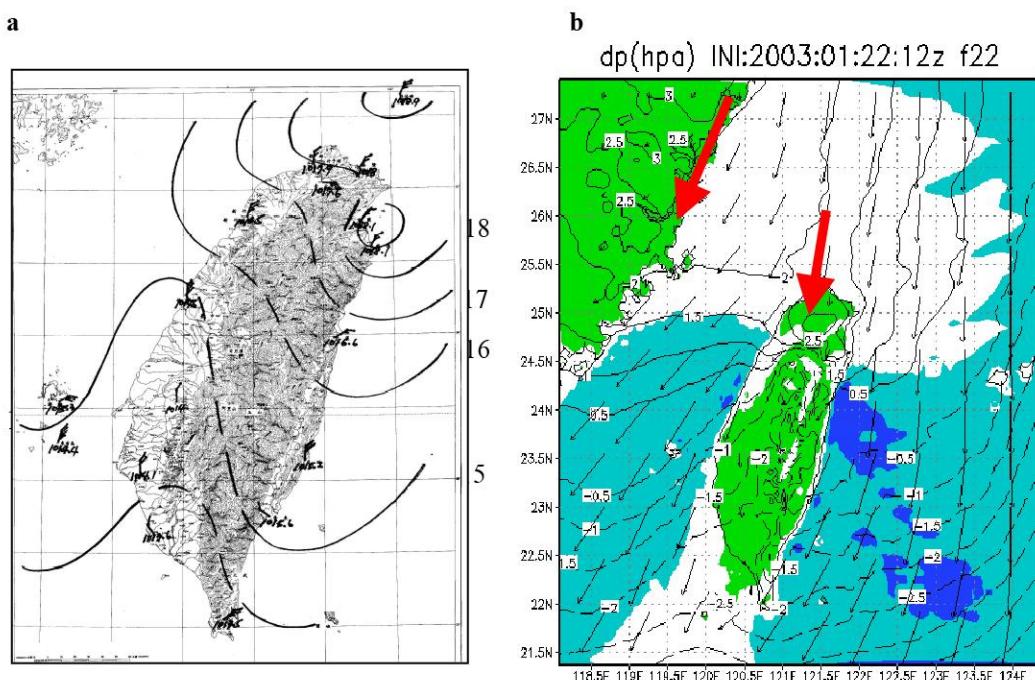


圖 4 a 圖，2003 年 1 月 23 日 17 時台灣地區測站海平面氣壓場($1/10^6$ 地形圖)。

b 圖，MSM 模擬 2003 年 1 月 23 日 17L 海平面氣壓差，東北季風氣流通過台灣海峽時遇到兩側地形阻擋，在台灣北部與福建山區迎風面由於質量堆積形成局部的高壓區、台灣南部背風面，相對為低壓槽(Windward Ridge-Leeside Trough)。

依照推論台灣海峽強風形成原因是由於氣流遇到山脈形成局部高低壓，而由於此一高低壓形成指向下游之氣壓梯度力而引起局部區域之強風，所以必須依據 Pierrehumbert and Wyman(1985),洪景山(2002)，由相關參數驗證台灣與大陸東南丘陵地形對氣流影響；若地形有影響，應可由氣壓梯度看出。

接下來就是由動量方程收支證明氣壓梯度是造成風場改變的主要控制項，最後就是證明台灣海峽氣壓梯度確實較其他海域為大。如果上述步驟均證實結果為真，那麼就可以說明由於台灣海峽兩側地形確實是會增強低層風速，並且使得低層風場分布不均。

任取上游均勻風場之 K 點(27°N ; 123°E)，各項地形參數如（附表 2），可以了解若是氣流通過台灣海峽時將會受兩側地形（台灣中央山脈、大陸東南丘陵）影響。

依照 (2.5)、(2.6)式；分別計算 1010hPa 、 960hPa 、 920hPa 的 u 方向與 v 方向之水平動量收支，並將結果分別繪製成（圖 5a-d）。

由圖 5 分析 u 方向與 v 方向速度局部變化率的曲線均和氣壓梯度變化曲線相似，表示氣壓梯度對於 u 方向與 v 方向速度局部變化率都是為主要控制項，但顯然在 v 方向的氣壓梯度力要比 u 方向氣壓梯度力對於速度的改變更為重要，水平動量方程分項計算動量收之結果，證明氣壓梯度是造成台灣海峽強風的主要成因。

目前僅證明氣壓梯度對於台灣海峽風場變化非常重要，但是東北季風時期大陸冷高壓東移出海形成強風，是綜觀尺度天氣系統形成之氣壓梯度，若是台灣海峽的峽管效應造成氣壓梯度改變，而增強部分海域的強風，那麼台灣海峽的氣壓梯度應該較其他海域大才是，而且台灣北部海域受地形影響，形成迎風面之局部高壓區造成風速減弱，因此台灣北部海面氣壓梯度相對之下應該較小。

所以更重要的是設法證明台灣海峽氣壓梯

度確實較其他海域為大。方法為：取台灣海峽、台灣北部海面及台灣東部海域三個剖面計算其氣壓梯度（剖面位置如圖 2.2），計算之後可以得曲線圖（圖 6）。

由氣壓梯度曲線圖了解台灣海峽氣壓梯度確實較台灣北部海域大，但是台灣東部海域的氣壓梯度也是明顯大於台灣北部海域，顯示台灣東部海域在東北季風時期地形效應也是非常明顯，這證明東北季風時期，台灣海峽強風是由於氣流通過台灣海峽時，兩側地形（大陸東南丘陵與台灣中央山脈）形成障礙阻擋所造成，同時台灣北部海域氣壓梯度較小，則與羅士培變形半徑 R 有關。

台灣東部海域氣壓梯度明顯大於台灣北部海域顯示，台灣東部海域不僅強風發生時間早於台灣海峽，而其產生原因同樣是地形效應影響，也就是氣流受台灣地形阻擋而產生。

五、去除地形模擬實驗

由於上章已證明台灣海峽及台灣東部海域於東北季風時期出現強風的原因是氣流受山脈地形阻擋，在迎風面產生局部高壓區而形成指向氣流下游的氣壓梯度力，並且此一氣壓梯度是疊加在原綜觀尺度天氣系統的氣壓梯度之上，強風於焉形成，同時此一原因造成台灣海峽風場分布不均。

而由計算地形相關參數發現，似乎台灣的中央山脈地形在東北季風時期對於氣流的影響要比大陸東南丘陵更為明顯，那麼如果將去除台灣地形之後，應可預期在台灣海峽及鄰近海域的海平面氣壓梯度和海面風場有明顯變化。

MSM 模式預報輸出時間改為每小時輸出乙次，同樣以輸出第 21 小時之預報圖為例；未除去台灣地形前，在台灣島之兩側均有 14m/s 以上強風出現，但是在去除台灣地形之後，顯示如果沒有台灣地形影響的話，台灣附近海域氣壓梯度將隨綜觀天氣系統而演變，同時風場也將比受地形影響之下均勻多了。

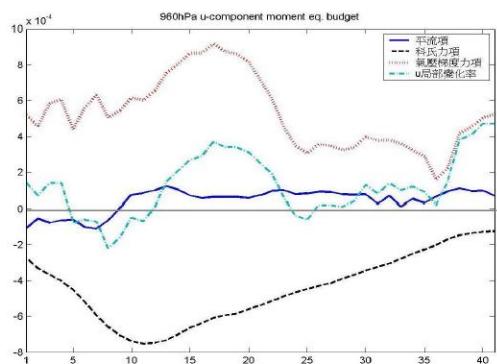


圖 5a 960hPa u-component 動量方程收支比較；x 軸為預報時間，y 軸為強度。

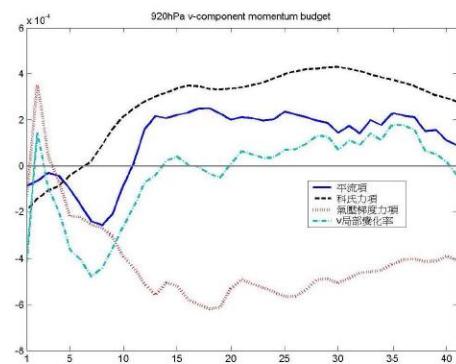


圖 5d 920hPa u-component 動量方程收支比較；x 軸為預報時間，y 軸為強度。

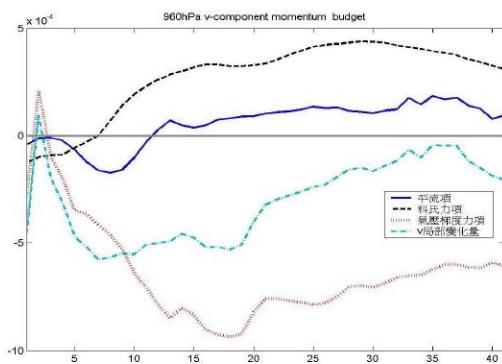


圖 5b 960hPa v-component 動量方程收支比較；x 軸為預報時間，y 軸為強度。

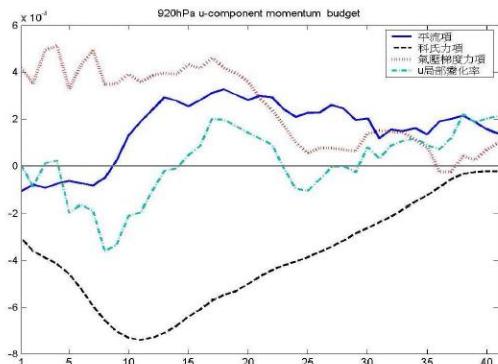


圖 5c 920hPa u-component 動量方程收支比較；x 軸為預報時間，y 軸為強度。

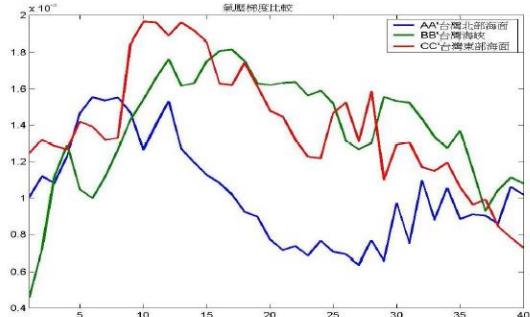


圖 6 氣壓梯度比較；x 軸表預報時間，y 軸表強度。

在去除台灣地形後，同樣取台灣北部海面、台灣海峽、台灣東部海面三處剖面之平均氣壓梯度進行比較（如圖 7），可以發現去除台灣地形後，台灣北部海面、台灣海峽、台灣東部海面三處剖面之平均氣壓梯度均較原個案（未去除台灣地形）減弱；甚至三處之氣壓梯度趨於逐漸接近，而且台灣北部海面氣壓梯度明顯增強，這些都再次證明東北季風時期，台灣海峽及鄰近海域之海面受到地形影響而增強低層風速，同時使得低層海面風場分布不均。

六、結論與展望

東吉島測站資料顯示；每年九月至翌年四月風向多為東北風，而且風速大多超過七級（13.9 至 17.1m/s），嚴重影響各型機艦航行安全

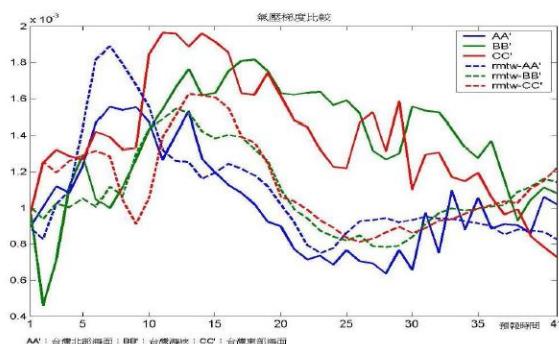


圖 7 台灣北部海面、台灣海峽、台灣東部海面三處剖面之平均氣壓梯度之比較,(虛線為去除台灣地形之數據；實線為模式原始地形之數據)。

與任務遂行。海軍目前操作 RSM 模式，對於綜觀尺度天氣系統掌握有非常好的表現，而非靜力中尺度區域波譜模式，則可確實解析局部環流與天氣變化，本文重點在於結合 RSM 與 MSM 模式，以掌握台灣海峽與鄰近地區風力變化之預報和研究。

研究成果綜述如下：

- 一、東北季風時期，台灣附近海域強風基本上都是由於地形效應(barrier effect)而增強近地層風速，因此在考慮台灣附近海域強風發生位置及強度時，必須注意盛行風向撞擊台灣地形的角度以及冷高壓相對位置。
- 二、所謂「峽管效應」其實就是地形效應的一種；而其引起之氣壓梯度改變是造成台灣海峽海域強風主要成因。由於東北季風時期，大陸冷高壓東移出海，氣流通過台灣海峽時，受到地形大陸東南丘陵、台灣中央山脈阻擋，在迎風面由於質量堆積形成局部高壓區，相對在其下游就是氣壓較低區域，於是形成指向氣流下游的氣壓梯度力，而此一氣壓低度是疊加在綜觀尺度天氣系統所形成的氣壓梯度之上，形成台灣海峽海面強風，至於台灣東部海域則是由於氣流受到台灣高山地形阻擋所致，成因

相似。

三、實際作業可以彭佳嶼實測風場為指標，建立台灣海峽及鄰近地區海面預報機制，將彭佳嶼風場分為五階段變化；第一階段時期，彭佳嶼盛行西北風，則台灣東部海面先出現強風速區。第二階段時期，彭佳嶼盛行北風，台灣海峽與台灣東部海面均出現低層強風。第三階段時期，台灣海峽風速比台灣東部海面強，惟風力均開始逐漸減弱。第四階段時期，彭佳嶼盛行東風，台灣海峽與台灣東部海面風速均減弱，且台灣海峽風力相當微弱。

四、研究發現 1000hPa 至 925hPa 為低層強風核心，故氣象作業人員可由地面圖、925hPa、850 hPa 高空圖掌握東北季風時期台灣海峽強風區動態。

五、東北季風時期大陸冷高壓東移出海，台灣東部海面起風時間較台灣海峽早 3 至 6 小時，東吉島起風時間較彭佳嶼落後約 6 至 10 小時，而且受到峽管效應影響，東吉島之最強風速至少比彭佳嶼大 1 級（蒲符氏風級表）以上。

六、本次研究由動量收支說明氣壓梯度為主要作用外，亦藉由計算氣壓梯度，證明台灣海峽氣壓梯度確實較其他海域為大，而且台灣東部海域的氣壓梯度亦明顯大於台灣北部海域，說明台灣海峽海面強風是由於氣流通過台灣海峽時，台灣海峽兩側地形（大陸東南丘陵與台灣中央山脈）形成障礙阻擋，使得局部氣壓梯度改變所造成，不僅增強局部海面風速而且使得海面風場分布不均。

本研究由動力機制觀點討論台灣海峽及鄰近海域強風生成與發展，同時亦認為海軍目前作業之 RSM 模式，在嵌入高解析之非靜力 MSM 模式後，可確實滿足海軍現階段建軍備戰需求。

七、參考文獻

- 陳泰然，1986，「台灣地區中尺度實驗計劃」(TAMEX)之回顧與展望，科學發展月刊，第十五卷，第十二期，第 1740-1741 頁。
- 蔡晉東，2001，巢狀波譜模式在東亞地區天氣預報上的應用，碩士論文，國防大學中正理工學院應用物理研究所。
- 任亦偉，2003，巢狀模式在飛航預報之策略研究，碩士論文，國防大學中正理工學院應用物理研究所。
- 吳政忠、呂芳川，2003，東北季風時期台灣海峽強風預報個案之研究，波譜模式發展與應用研討會，桃園，第 7 頁。
- 洪景山，2002，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，第三十期，第三號，第 275-290 頁。
- 洪景舜，2002，區域波譜模式在颱風預報上之應用，碩士論文，國防大學中正理工學院應用物理研究所。
- 陶家瑞、蘇義雄，1988，冬季台灣及其附近大氣邊界層之研究，氣象預報與分析，第 116 期，第 21-31 頁。
- 陳普斌、呂木村、鄧資嘉、林雪？，1988，寒潮爆發時馬祖及馬公強風預報之研究，氣象預報與分析，第 116 期，第 34-39 頁。
- 劉偉隆、張志誠，1985，馬公地區冬季強風之預報與分析，氣象預報與分析，第 104 期，第 29-35 頁。
- 戚啓勳，1991，天氣學，明文書局，第 137 頁。
- 蔡清彥、柯文雄、許武榮，1990，數值天氣預報，聯經書局，第 130 頁。
- 劉廣英、陶家瑞，1980，低層風切的成因與預報，大氣亂流與飛航安全研討會 69 年年會論文集，第 235-256 頁。
- 鄭敏璋，2002，台灣東部對流系統與背風渦旋的交互作用，碩士論文，國防大學中正理工學院應用物理研究所。
- 顏芳、江火明，2002，台灣附近地面強風演變過程之動力分析，碩士論文，國立中央大學。
- Chen, W. D., and Smith, R. B. , 1987, Blocking and Deflection of Airflow by The Alps., Mon. Wea. Rev., Vol. 115, pp. 2578-2597.
- Doyle, J. D. , 1997, The Influence of Mesoscale Orography on a Coastal Jet and Rainband, Mon. Wea. Rev. , Vol. 125, pp. 1465-1488.
- Holton, J. R. , 1992, An Introduction to Dynamic Meteorology Third Edition, Aca. Pre. Lim., London, pp. 28-83.
- Hong, S. Y., Juang, H. M. and Lee, D. K., valuation of A Regional Spectral Model for the East Asian Monsoon Case Studies for July 1987 and 1988,? J. Meteor. Soc. Japan, Vol.77, pp.553-572, 1999.
- Juang, H. M., and Kanamitsu, M., he NMC Nested Regional Spectral Model,? Mon. Wea. Rev., Vol. 122, No. 1, pp. 3-126, 1994.
- Li, J. and Chen, Y. L. , 1998, Barrier Jets during TAMEX, Mon. Wea. Rev. , Vol. 126, pp. 959-971.
- Pierrehumbert, R. T. and Wyman, B.,1985 , Upstream Effect of Mesoscale Mountains, J. Atmos. Sci., Vol. 42, pp.977-1003.
- Yeh, H. C. and Chen, Y. L. ,2003, Numerical Simulation of the Barrier Jet over Northwestern Taiwan during The Mei-Yu Season, Mon. Wea. Rev., Vol. 131, pp. 1396-1407.

A Study of Strong Wind over Taiwan Coastal Water in NE Monsoon Season

Cheng-Chung Wu¹ Fan-Chan Lu²

Wen-Den Chan¹ Juan-Cean Chao¹ H.-M. Juang³

¹ Chinese Naval Meteorology & Oceanography Office

² Nan-Jeon Institute of Technology

³ National Centers for Environmental Prediction

ABSTRACT

The high resolution non-hydrostatic Mesoscale Spectral Model (MSM) developed by the NCEP is used to simulate wintertime gale cases, from January 22 1200UTC to 25 1200UTC, 2002 and referred to the observational data from CWB Pengjiayu weather station (Station ID 46695). It is shown that when the wind direction at Pengjiayu is northerly there is strong wind (11m/s) over Taiwan Strait and eastern offshore. If the prevailing wind at Pengjiayu is northwesterly or northeasterly, the wind over Taiwan Strait and eastern offshore is weaker.

The wind analyses from the MSM reveal that the core of strong wind is located on 925hPa and can be called low-level strong wind. The “channel effect” or the “barrier effect” would occur when the airflow passes through Taiwan Strait, i.e., gale or enhanced wind speed can be triggered by the nearby mountains in Fujian Province and Taiwan.

Key words: spectral model, wintertime gale, channel effect, barrier effect, low level strong wind.