

台灣海峽冬季強風特性與預報

海軍中校 吳政忠、海軍上校 毛正氣

提 要：

一、海象狀況良窳攸關航行安全，因此冬季台灣海峽強風的預報與研究十分重要，本研究藉由模擬強風個案及比對中央氣象局測站觀測資料，顯示大氣海洋局目前所使用的大氣數值模式相當精確。

二、氣象局彭佳嶼測站位於開闊的台灣北部海面，四週無遮蔽，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($\geq 11\text{m/s}$ ，6 級風)；若是彭佳嶼盛行西北或東北風時，台灣海峽風力不如吹北風時強勁；彭佳嶼為東至東南風，台灣海峽風力最弱。

三、研究發現強風核心位於 925 hPa，因此可稱為低層強風。同時台灣海峽冬季不僅風速強勁而且分布極不均，是受到地形的影響也就是「峽管效應」或稱為「地形效應」。原因是東北季風通過台灣海峽時，受到福建武夷山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。

四、當大陸冷氣團移至東海海面，即可在台灣附近海面產生強風，因此，氣象預報或艦艇航海人員必須明瞭大陸冷氣團位置、台灣附近海面盛行風向，據以預測或判斷海面強風發生位置。

關鍵詞：東北季風、低層強風、波譜模式、氣壓梯度

壹、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，是以國科會早在民國 65 年就確認寒潮、颱風等是台灣地區最具破壞性及災害性天氣。由氣象統計顯示，台灣海峽每年 9 月至翌年 4 月風向多為東北風，而且風速大多超過七級(13.9-17.1m/s)，因此台灣海峽冬季強風對海上與濱海任務之遂行影響十分重要，但實際上要想能夠確實且有效掌握台灣海峽強風卻又有困難。

目前世界各先進國家已有數種數值模式，每日執行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研究卻是著墨不多，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。

過去關於東北季風時期台灣海峽強風研究大多是利用統計法，或是認為台灣海峽受流率(Flow Rate)影響產生強風，也就是因為海峽北部狹窄開口小因此造成強風，但是近年亦有學者以數值模擬進行研究，認為是因福建高山地形影響而增強台灣海峽北部冬季強風。

以上學者研究成果均可說明東北季風時期台灣海峽強風現象，但是卻均未說明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山脈對氣流產生之阻擋效應為何？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 4,000 公尺(3,952m)，東西寬約 50 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區域的大風區。

Yeh et. al.〔註一〕於台灣地區中尺度實驗計畫(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，證實該強風是由於台灣地區山脈所引發並稱此為低層噴流。

洪景山〔註二〕以 MM5 模擬 1998 年梅雨季豪雨實驗，發現近地層東北季風受地形阻擋而在武夷山東側（迎風面）形成大風區，同樣認為是地形引發近地層強風。

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，計算各測站之間的風力與氣壓相關係數，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且準確度不高，在實際天氣預報作業成效並不佳，本軍於民國 82 年引進現用之大氣波譜模式(Regional and Spectral Mesoscale Model；RSM & MSM)，成效卓著且確實掌握東亞地區天氣系統變化，目前已是海軍部隊不可缺少的每日重要氣象情資來源。

本研究以波譜模式討論台灣海峽風場、氣壓場變化。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（編號 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，希望藉由數值模擬風場、氣壓場狀況，瞭解東北季風時期台灣海峽及鄰近海域強風的特性，並建立簡易便利的預報機制。

貳、模式設定與資料處理

一、模式設定

採用中央氣象局 T79 L18 全球分析場資料（每 12 小時輸入乙次）及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，巢狀模組流程為 RSMA→RSMC→MSM，巢狀模組空間示意圖（如圖一），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，將 MSM 模組設計 850hPa 以下內插為 12 層（如表一）。

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（如圖二），分別是戚啓勳先生編印之天氣學〔註三〕提出之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。另有學者統計認為大陸冷高壓大致可分為二條路徑，分別為山東半島南方出海、長江口以南出海〔註四〕。

參、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，最重要的就是建立強風預報機制。

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，故以此路徑案例作說明，同時將模式輸出風速、海平面氣壓與中央氣象局彭佳嶼測站觀測值比對校驗。

一、冷高壓於長江口出海

（92 年元月 22 日 12z 至 25 日 12z）

在 22 日 12z 地面圖（如圖三 a）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高壓環流影響，彭佳嶼風向轉為北至東北，且風速逐漸增強（如圖三 b）。

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形態，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（如圖三 e）。

二、風場演變

MSM 模式預報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，且強風

區逐步南移至台灣海峽北部，同時在台灣東部海面出現 14m/s 以上之強風速區，由白努利定律(Bernoulli eq.)可以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。

彭佳嶼為北風時相對為模式輸出第 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 (如圖四) 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，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。彭佳嶼為東風時，台灣海峽風力減弱至五級以下；當彭佳嶼為東南風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仍有 11m/s 以上強風區；彭佳嶼為南風時，台灣北部海面、巴士海峽均出現 11m/s 以上強風區。

本次共計模擬 72 小時，而台灣峽出現 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 (如圖五)；所以氣象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風動態。

三、強風預報指標之建立

測站風場變化的時間序列配合模擬台灣海峽及台灣東部海面風場時序圖顯示 (如圖六)，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)，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。

肆、地形效應

綜合學者所述，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 年元月 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 (如圖七)。

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，若地形真有影響，應可由氣壓梯度看出。任取上游均勻風場一點(27°N；123°E)，驗證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，分別計算 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 (如圖八 a-八 d)。

由圖五分析 u 方向與 v 方向速度變化率曲線和氣壓梯度變化曲線大致相似，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，計算水平動量方程分項動量收支結果，證明氣壓梯度是造成台灣海峽強風的主要成因。

研究到此階段僅證明冬季大陸冷高壓東移出海形成台灣海峽強風，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。同時研究證據也說明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。

伍、去除地形模擬實驗

由於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，同時此一原因亦造成台灣海峽風場分布

不均。

在去除台灣地形後，發現台灣附近海面風力趨於一致，再次證明東北季風時期，台灣海峽及鄰近海域之海面是受到福建與台灣山脈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。

陸、結語

氣象資料顯示：台灣海峽每年 9 月至翌年 4 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與任務遂行。海軍目前操作波譜模式（RSM 與 MSM），對於綜觀尺度天氣系統掌握有非常好的表現，可確實解析局部環流與天氣變化，本文重點在於結合模式，以掌握台灣海峽與鄰近地區風力變化之預報和研究，成果綜述如下：

一、台灣海峽冬季強風特性

(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而增強近地層風速，因此在預測台灣附近海域強風發生位置及強度時，必須注意盛行風向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，至於台灣東部海域強風成因相似，亦是由於東北季風低層氣流受到台灣高山地形阻擋所致。
(三)本次研究由動量收支說明氣壓梯度為主要作用外，亦藉由氣壓梯度證明台灣海峽氣壓梯度確實較其他海域為大，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，使得局部氣壓梯度改變所造成，不僅增強局部海面風速，同時使得海面風場分布不均。

二、台灣海峽冬季強風簡易預報方式

(一)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（如表二），其中第二階段時期，彭佳嶼盛行北風，台灣海峽風力最強，第四階段時期，彭佳嶼盛行東風，台灣海峽風速較弱。
(二)研究發現 1000hPa 至 925hPa 為低層強風核心，因此氣象作業人員可由地面圖、925hPa、850hPa 高空圖掌握東北季風時期台灣海峽強風區動態。
(三)東北季風時期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，且受峽管效應影響，東吉島風速至少比彭佳嶼大 1 級（蒲福氏風級表）以上。

三、冬季西南湧的形成

由實際海上作業經驗來看，當冷高壓中心東移至日本附近海面，此時彭佳嶼風向轉為東至東南風，台灣海峽風力大幅減弱但是巴士海峽平均風力仍可能維持在 6 級左右，而且巴士海峽風向由北至東北風轉為東南至南風時，隨著風向轉變將巴士海峽的湧浪傳送至台灣西南海域，造成俗稱之「西南湧」，天氣特徵就是風力微弱但海面並不平靜，船體搖晃造成人員不適。

四、海霧造成能見度降低

冬季時期每當海上風力減弱或鋒面接近，由於冷暖空氣接觸加上微弱風力施予混合的力量及空氣濕度較高等條件配合下，往往造成沿岸清晨能見度降低，此時應注意低視界航行安全。自然界天氣現象很少單純僅由動力機制或熱力機制就可完成，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，同時也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。

<參考文獻>

- 一、吳政忠、呂芳川、陳文定、趙尊憲、莊漢明，〈東北季風時期台灣鄰近海域風場預報之研究〉，《氣象學報》，民國 95 年，第 46 卷，第 2 期，頁 29-43。
- 二、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》，民國 91 年，第 30 期，第 3 號，頁 275-290。

二、陶家瑞、蘇義雄，〈冬季台灣及其附近大氣邊界層之研究〉，《氣象預報與分析》，民國 77 年，第 116 期，頁 21-31。

三、陳普斌、呂木村、鄧資嘉、林雪?，〈寒潮爆發時馬祖及馬公強風預報之研究〉，《氣象預報與分析》，民國 77 年，第 116 期，第 34-39 頁。

四、劉偉隆、張志誠，〈馬公地區冬季強風之預報與分析〉，《氣象預報與分析》，民國 74 年，第 104 期，頁 29-35。

五、戚啓勳，《天氣學》，（台北：明文書局，民國 80 年），頁 137。

六、蔡清彥、柯文雄、許武榮，《數值天氣預報》，（台北：聯經書局，民國 89 年），頁 130。

七、Chen, W. D., and Smith, R. B., "Blocking and Deflection of Airflow by the Alps", Mon. Wea. Rev., Vol. 115 (1987), pp. 2578-2597.

八、Doyle, J. D., "The Influence of Mesoscale Orography on a Coastal Jet and Rainband", Mon. Wea. Rev., Vol. 125, (1997) pp. 1465-1488.

九、Holton, J. R., An Introduction to Dynamic Meteorology Third Edition, (Aca. Pre. Lim., London, 1992), pp. 28-83.

十、Hong, S. Y., Juang, H. M. and Lee, D. K., "Evaluation of A Regional Spectral Model for the East Asian Monsoon Case Studies for July 1987 and 1988", J. Meteor. Soc. Japan, Vol.77 (1999), pp.553-572.

十一、Juang, H. M., and Kanamitsu, M., "The NMC Nested Regional Spectral Model", Mon. Wea. Rev., Vol. 122, No.1 (1994), pp. 3-126.

十二、Li, J. and Chen, Y. L., "Barrier Jets during TAMEX", Mon. Wea. Rev., Vol. 126 (1998), pp. 959-971.

十三、Pierrehumbert, R. T. and Wyman, B., "Upstream Effect of Mesoscale Mountains", J. Atmos. Sci., Vol. 42 (1985), pp.977-1003.

十四、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(2003), pp. 1396-1407.

註一：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, (2003), pp.1396-1407.

註二：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》，第 30 期，第 3 號，民國 91 年，頁 275-290。

註三：戚啓勳，《天氣學》，（台北：明文書局，民國 80 年），頁 137。

註四：劉偉隆、張志誠，〈馬公地區冬季強風之預報與分析〉，《氣象預報與分析》，第 104 期，民國 74 年，頁 29-35。