

2004/05 冬季台灣寒潮之探討： 阻塞高壓的影響

洪志誠¹ 賈新興²

¹ 台北市立教育大學自然科學系

² 交通部中央氣象局

(中華民國九十六年一月三日收稿；中華民國九十六年六月十八日定稿)

摘 要

2004/05 年冬季，北半球阻塞高壓出現頻繁，期間台灣共發生四次寒潮（氣候平均 1-2 次）。本文以 NCEP 重分析日平均資料探討 2004/05 年冬季台灣四次寒潮與北半球阻塞高壓的關係。

研究發現，四次寒潮皆發生在阻塞持續或消散期間，寒潮爆發時東亞噴流增強，且沿著副熱帶噴流出現正壓波列。此波列在穿越東亞時振幅出現局部放大，伴隨之低層北風分量可以加速寒潮南移。阻塞高壓則透過以下過程影響寒潮：(1)加強西伯利亞冷高壓，(2)加強東亞噴流，透過正壓不穩定機制增加華南一帶的低層北風分量。

關鍵詞：阻塞高壓、寒潮、東亞噴流、波列

一、前言

寒潮（爆發）是亞洲冬季季風顯著的天氣現象，所謂寒潮是指高緯度強烈的冷空氣潰流到低緯度地區，導致該地區氣壓上升、風速增強並且氣溫急速下降的現象(Boyle and Chen 1987)。當寒潮到達台灣地區時，其伴隨的強風與低溫，常對農漁養殖業造成嚴重的損失，因此，寒潮亦常被稱為台灣地區的四大災變天氣之一。

台灣寒潮如何發生？過去研究顯示東亞地區高層大氣的短波波列(short-wave wave train)與西伯利亞地面冷高壓的移動有關(Joung and Hitchman 1982; Lau and Lau 1984; Chen et al. 2002)。與波列相似，高層短波槽的東移，也是寒潮爆發的原因(Boyle 和 Chen 1987; Wu and Chan 1997)。此外，行星尺度環流也可能導致寒潮發生(Suda 1959)，特別是阻塞高壓的影響(徐晉淮 1969; 俞家忠 1975; 郭和曾 1997; Takaya and Nakamura 2005a)，這些研究發現寒潮爆發前，冷高壓的上游常伴隨阻塞高壓。

然而，阻塞高空脊的主要作用是加強地面冷高壓，對冷氣團南移的影響並不明顯，與寒潮有關的高層波列，其傳播路徑是否受阻塞影響，過去的文獻探討也相當有限。由於噴流波導(Waveguide)效應，高層波列主要沿著噴流移動(Hsu and Lin 1992)。因此，噴流強度與位置若發生變化可能改變波列的空間結構與傳播路徑，進而影響寒潮。在影響噴流的變因中，阻塞高壓則是最明顯的例子之一 (Rex 1950; Namias 1978)。

2004/05 年冬季，北半球阻塞現象發生頻繁，西伯利亞地面冷高壓明顯增強，在阻塞發持續或消散生期間，台灣出現四次寒潮（圖 1），遠大於 1949-2005 氣候平均值(1~2 次, 吳等 2007)。寒潮不僅在低海拔地區造成罕見降雪，低溫更重創農業，導致十幾條人命喪生。本研究將以 2004/05

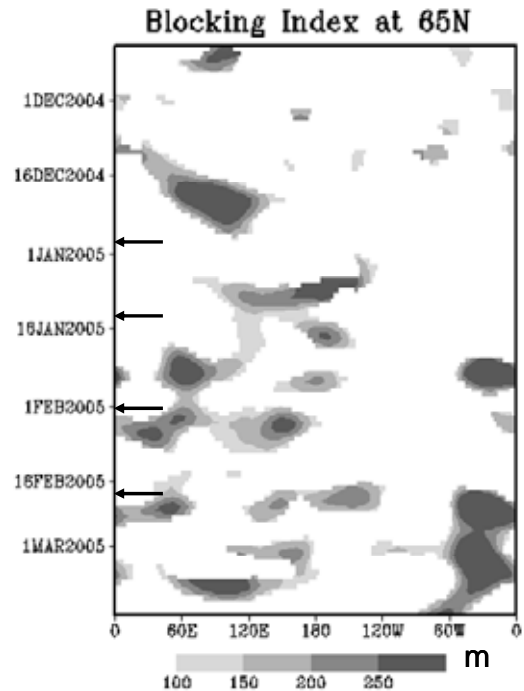


圖 1 2004/2005 年冬季北半球 65N 阻塞指標哈莫(Hovmüller)圖，阻塞指標請參考內文(1)式。左側箭頭對應寒潮發生日期（表 1）。

冬季為例，探討台灣寒潮與北半球阻塞高壓的關係。文中主要從(1)阻塞高壓與西伯利亞高壓，(2)阻塞高壓與東亞噴流，探討阻塞高壓與寒潮的關係。在此，我們提出假設，認為阻塞高壓滯留期間除了有利於西伯利亞冷空氣的發展，阻塞環流可以加強東亞噴流，並透過正壓不穩定機制，增加華南一帶的低層北風，加速冷氣團南移。本文分為四節，除了前言，第二節為資料和研究方法，第三節為結果，最後為結論與討論。

二、資料與研究方法

本研究之地面溫度資料、標準氣壓層的高度場、風場等資料均取自 NCEP 重分析的日平均資料(Kalnay et al., 1996)，各變數距平值(anomaly)則定義為觀測值與氣候平均值(1971-2000)的差。台北氣象站的最低溫度資料，來自中央氣象局。寒潮

個案，根據中央氣象局的定義：若冷鋒過境後，因大陸冷氣團南下帶來冷空氣，使台北的最低溫連續兩天下降達 4 或以上者，且氣溫降至 14 或以下者，稱為寒潮。按此定義，2004/05 年冬季台灣總共出現四次寒潮，詳見表一。為了方便討論寒潮個案分別以 C1、C2、C3 和 C4 表示。另外，從台北地面測站逐日最低氣溫變化顯示，大約每隔 16-18 天台灣就發生一次寒潮(圖 6c)，發生於 2005 年 3/2~3/5 的強勁寒潮，因為不在研究範圍，本研究暫不討論。

阻塞高壓則根據 Tibaldi and Molenti(1990)，阻塞指標定義如下：

$$\begin{aligned} GHGS &= Z(\phi_0) - Z(\phi_s) \\ GHGN &= Z(\phi_0) - Z(\phi_n) \end{aligned} \quad (1)$$

其中， $\phi_n = 80^\circ N$ ； $\phi_0 = 60^\circ N$ ； $\phi_s = 40^\circ N$

在此， ϕ_0 表阻塞高壓中心的緯度， ϕ_n 、 ϕ_s 分別表距阻塞高壓正北方與正南方 20 度之緯度，Z

則表 500hPa 高度場。阻塞定義為：(1)GHGS > 0，(2)GHGN > 100 m，且持續達 5 天以上者。為了濾除短時間天氣擾動(週期約 2-6 天)影響，在計算(1)式之前，高度場先經過 5 天移動平均處理。由於阻塞高壓中心的緯度並非固定，因此，在計算(1)式， ϕ_0 分別代入 55°N、60°N 與 65°N 三個數值，但經過比較三者的差異並不大，在此以 65°N 的阻塞指標為代表。

圖 1 是根據 1 式計算所得的，2004/05 冬季 GHGN 值分布情況。由圖得知，2004 年 12 月中旬歐亞大陸(60°E)出現第一次阻塞高壓，2005 年 1 月初以後，阻塞高壓出現頻繁，且阻塞指標從北太平洋緩慢往西移動。到了 2 月中下旬後，歐亞大陸、北太平洋及北大西洋同時出現阻塞高壓。由於本研究的重點是東亞寒潮，阻塞高壓的個案以發生在歐亞大陸為主，阻塞個案資料及其它地區伴隨出現的阻塞高壓詳見表二。為了方便討論，阻塞個案分別以 B1、B2、B3 和 B4 表示。

表一 2004/2005 冬季台灣寒潮發生時間表，表中 C1~C4 對應本研究所挑選寒潮個案。

寒潮與阻塞個案 (代號)	850hPa Temperature AAC (Anomaly correlation coefficient)	備 註
(C1, B1)	01.(0.33)	ACC 取值範圍：
(C1, B1)	0.87(0.85)	30°E-14°0E, 20°N-75°N;
(C1, B1)	0.82(0.86)	括弧內數值：
(C1, B1)	0.72(0.76)	30°E-140°E, 30°N-85°N
平 均	0.62(0.7)	

表二 2004/2005 冬季歐亞大陸阻塞高壓發生時間表，表中 B1~B4 對應本研究所挑選的阻塞個案。。

寒潮個案 (代號)	高層波列在 東亞地區之 振幅	東亞地區 (90°E-120°E) 噴流變化	阻塞環流 加強 東亞噴流	東亞熱帶地區 (20°S-20°N) 對流活動
C1	增大	增強	不明顯	增強
C2	增大	增強	顯著	減弱
C3	增大	增強	顯著	減弱
C4	增大	增強	顯著	減弱

三、結 果

(一) 2004/05 冬季大尺度環流

圖 2a 是 2004/05 年冬季(DJF)北半球 500-hPa 高度場，圖中陰影為高度場正距平。圖 2a 中顯示，俄羅斯烏拉爾山、北太平洋及北大西洋均出現明顯的高度場正距平，北半球呈現緯向波數 3 的結構，此環流型態與造成台灣冬季異常低溫的

環流型態(任與蔡, 1981)一致。對照 200-hPa 風場(圖 2b)，高度正距平顯著的地區，氣流場出現分流現象，相較由氣候平均值，東亞噴流轉強且位置偏南(圖 11a)。2 米氣溫顯示(圖 2c)，東亞、南亞、南歐和美東地區，均出現冬季偏冷的情形。另外，在歐亞大陸 500-hPa 高度場正距平區氣溫偏高，而南邊與右側，貝加爾湖一帶的氣溫則偏低。

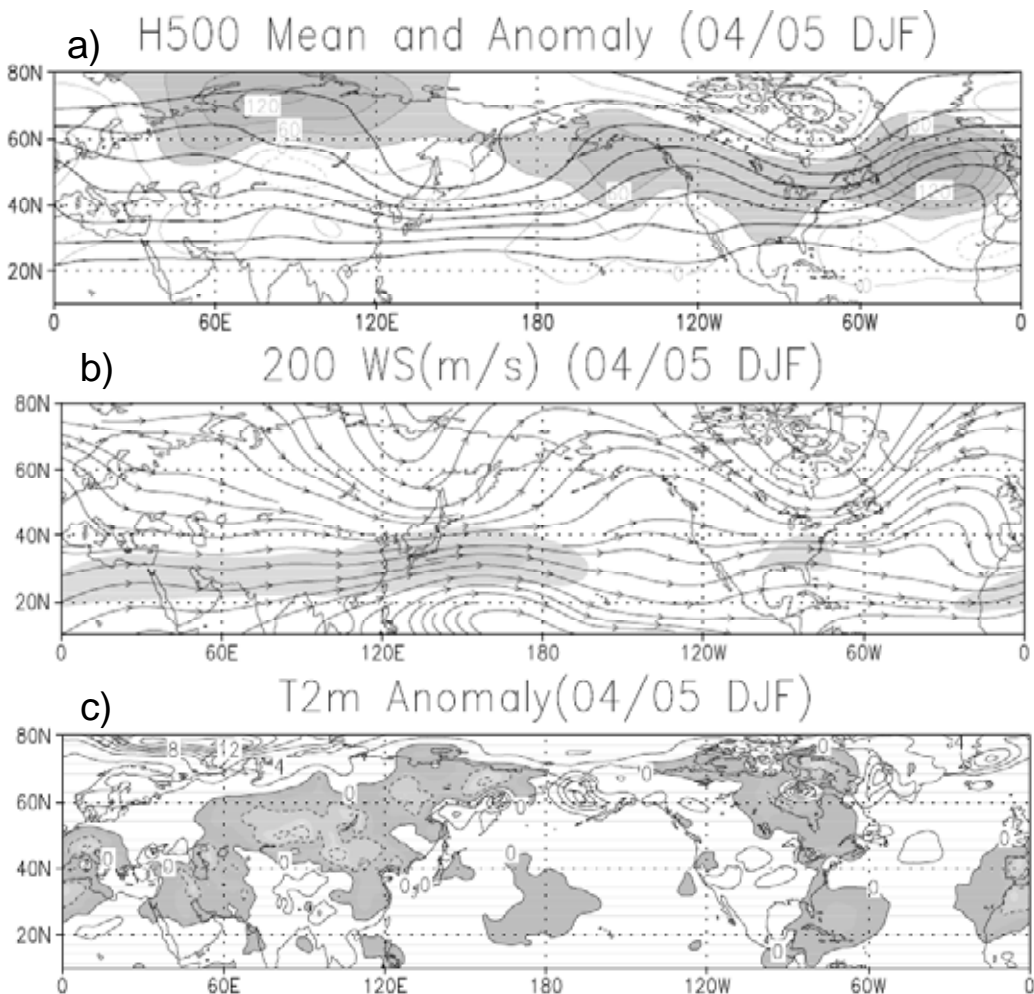


圖 2 2004/2004 年冬季，北半球環流與地面溫度分布情況。(a) 500hPa 高度平均(粗實線)與距平，圖中陰影為高度正距平，高度等值間距為 30m；(b)200hPa 氣流場，圖中陰影表風速大於 40m/s；(c)2 米溫度距平圖，陰影為溫度負距，溫度等值間距為 4。

(二) 寒潮個案分析

圖 3 是四個寒潮個案發生期間，500-hPa 高度場與 850-hPa 溫度距平。圖 3a 顯示，C1 發生時，東亞主槽明顯加深，850-hPa 溫度場在東亞及東北亞呈現大範圍的負距平。C2 期間，東亞 850-hPa 溫度負距平，集中在華南至台灣附近(圖 3b)，但冷氣團強度較 C1 弱(圖 3a, 3b)。C3 發生期間(圖 3c)，烏拉爾山出現顯著的高度正距平，此高壓東側的經向流，將中亞(70°E，裏海附近)極地冷氣團往低緯傳送，造成從貝加爾湖，往東南延伸至台灣東方外海，850-hPa 溫度出現負距平。C4 發生時的溫度場與 C3 相似，中亞地區(60°E)亦出現高壓正距平，貝加爾湖東南方則出現顯著的溫度負距平(圖 3d)。

從圖 3 可發現，C3、C4 期間的環流場有共同處，即中亞皆出現阻塞高壓，高壓兩側低壓槽為溫度負距平，而西伯利亞冷氣團正位於高壓脊的

下游。另外，4 個寒潮的 850-hPa 溫度距平，沿著北緯 30 度出現東西向的波列結構，此波列大約位於副熱帶噴流(圖 2b)。

從表一與表二得知，台灣寒潮大致發生在歐亞大陸阻塞持續或阻塞消散期間，以下將探討阻塞高壓與寒潮的關係。

(三) 阻塞環流與西伯利亞冷高壓

從 850hPa 溫度場發現(圖 3 與圖 4)，阻塞期間與寒潮期間，空間分布型態有許多共同處：在西伯利亞、東亞及北非一帶皆出現溫度負距平，如果以異常相關係數(Anomaly Correlation Coefficient, 簡稱 ACC)計算空間型態相似性，平均 ACC 達 0.62(表三)。其中，除了 C1 略低外，其餘皆超過 0.7，顯示兩者空間型態相似。雖然寒潮與阻塞發生時間重疊是溫度場分布高相關的原因之一，但阻塞生命週期遠大於寒潮，尤其

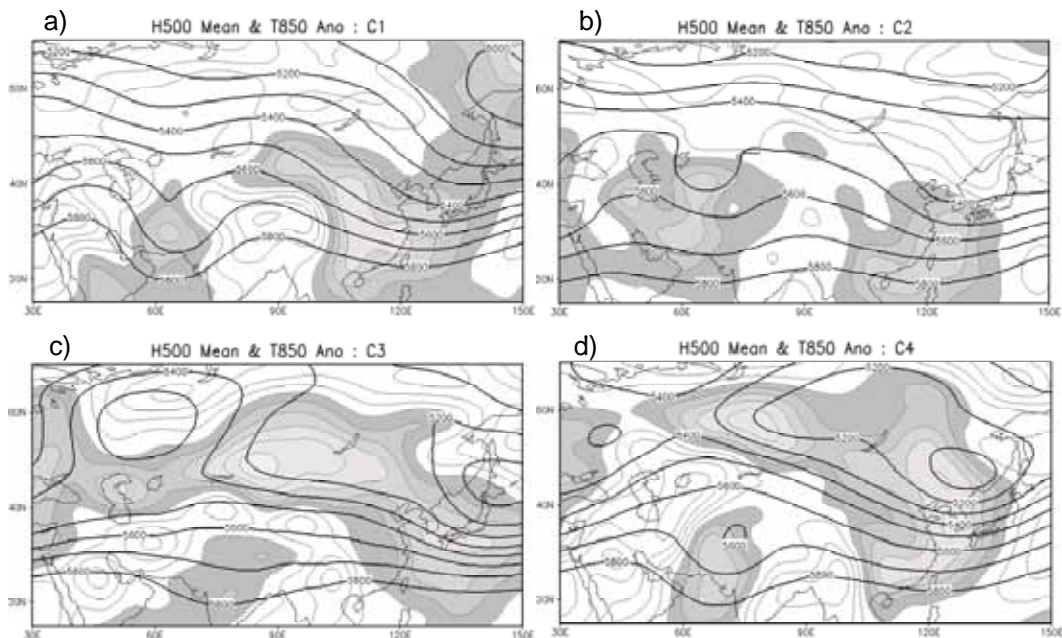


圖 3 寒潮個案發生期間 500hPa 高度場(粗等值線)與 850hPa 溫度距平圖。高度場等值間距為 100m，溫度距平等值間距為 2，陰影區表溫度負距平。

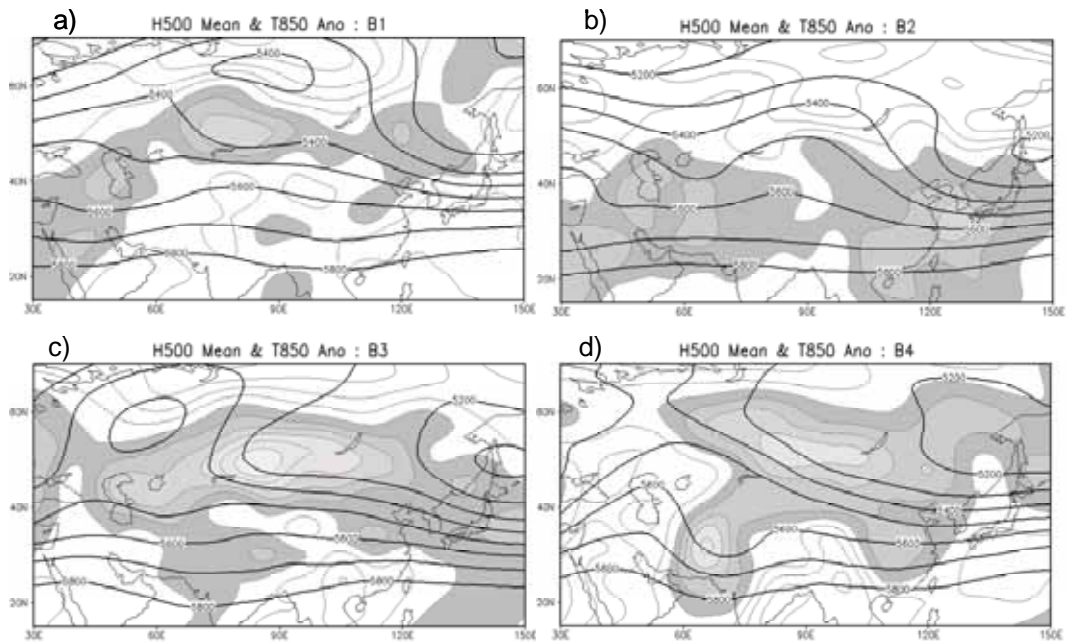


圖 4 同圖 3，但為阻塞發生期間 500hPa 高度場（粗等值線）與 850hPa 溫度距平圖。高度場等值線間距為 100m，溫度距平等值間距為 2，陰影區表溫度負距平。

表三 2004/2005 冬季台灣寒潮期間與歐亞大陸阻塞高壓發生期間，歐亞大陸地區 850hPa 溫度距平的異常相關係數(Anomaly Correlation Ccoefficient).

寒潮個案 (代號)	發生時間	持續天數 (天)	台北最低溫 ($^{\circ}\text{C}$)	備註
C1	12/29,2004~1/2,2005	5	7.6	阻塞消散
C2	1/14,2005~1/17,2005	4	8	阻塞期間
C3	2/1,2005~2/3,2006	3	9.6	阻塞期間
C4	2/19,2005~2/21,2006	3	7.3	阻塞期間

C2 與 C3 與阻塞重疊的時間並不多，從寒潮與阻塞發生時間（表一、表二）得到，寒潮冷氣團主要延續阻塞高壓期間的冷氣團，亦即，阻塞環流持續的特性是造成 ACC 高值的主要原因。其中，C1 之 ACC 偏低是因為寒潮發生在阻塞消散期，阻塞環流已相當微弱。另外，從 500hPa 高度圖（圖 3，圖 4）得到，溫度負距平主要發生在阻塞高壓兩側低壓槽，高度場與溫度場的空間型態與阻塞

高壓的特徵 (Rex 1950; Illari 1984) 一致。寒潮冷氣團與阻塞環流的關係可以整理如下：阻塞環流建立後，極區冷空氣被高壓兩側的經向流輸往低緯地區，囤積在阻塞高壓兩側，由於阻塞間天氣系統演變趨緩，冷氣團在天氣擾動較小的環境下，容易發展。

阻塞脊與西伯利亞冷高壓的關係也可以從位渦守恒與反演理論解釋 (Takaya and Nakamura

2005a, 2005b)：阻塞高壓在高層大氣產生的位渦負距平，透過地轉調整，於高壓右側低層大氣形成之高度與溫度負距平，恰巧加強地面冷高壓。然而，Takaya and Nakamura 文中所提到的阻塞是準滯流(quasi-stationary)羅示比波，空間結構近似Dole(1986)所提的持續性異常，與本研究所定義的阻塞或偶極阻塞略為不同。另外，上述的羅示比波，在台灣地區高層大氣高度為正距平與台灣寒潮發生時的環流特徵也不同。由於本文僅限於個案研究，之間的差異仍有待更多樣本確認，但是，阻塞脊加強西伯利亞高壓強度的結果則是一致的。

若跟據圖 2a, 取高度正距平最顯著的區域(60°E-110°E, 60°N-70°N) 之平均，此區與西伯利亞阻塞高壓(圖 1) 位置大致相同，可視為阻塞脊的強弱；另外取地面氣壓大於 1030hPa(約 80°E-110°E, 40°N-55°N)的平均氣壓作為西伯利亞地面冷高壓強度，在此，西伯利亞冷高壓與 2 米溫度負距平最顯著的地區(圖 2c) 一致，可視為溫度指標。從高度距平與地面冷高壓演變(圖 5) 得到，兩者具延遲相關(高度場約領先地面冷高壓 2~3 天)，延遲相關係數達 0.58，顯示冷高壓的強度受上游高壓脊強弱的影響。此外，我們發現當西伯

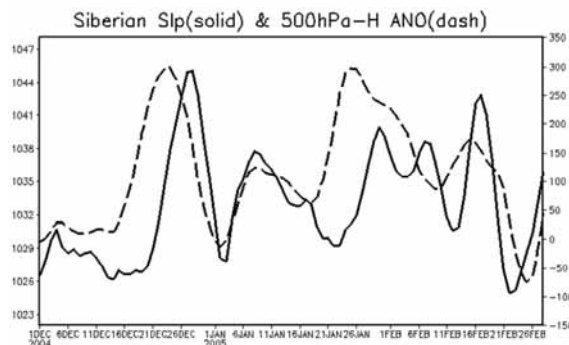


圖 5 2004/2004 年冬季，西伯利亞地面冷高壓(黑實線) 西伯利亞 500hPa 高度距平(折線)演變 在此 500hPa 高度距平定義為 60°E-110°E, 60°N-70°N 平均，而地面冷高壓為 80°E-110°E, 40°N-55°N 平均地面氣壓。

利亞冷高壓出現極值 3~4 天後，台北發生寒潮(延遲相關高達-0.68)。以上結果顯示，當西伯利亞地區高空出現持續性高度異常或阻塞脊時，大尺度環流境有利下游貝加爾湖一帶冷空氣的發展，當西伯利亞冷高壓往南潰流，約 3~4 天後台北發生寒潮。

(四) 東亞噴流、高層波列與台灣寒潮

阻塞環流的建立，只能解釋大環境有利西伯利亞冷高壓的發展，卻無法解釋冷高壓為何快速往南移動。在 2004/05 冬季 4 次寒潮發生期間，高層大氣有兩個共同特徵：其一是，副熱帶噴流出現顯著的波列(圖 6a)，其二是東亞主槽加深(圖 3)。此波列與冬季出現在副熱帶噴流的羅士比波

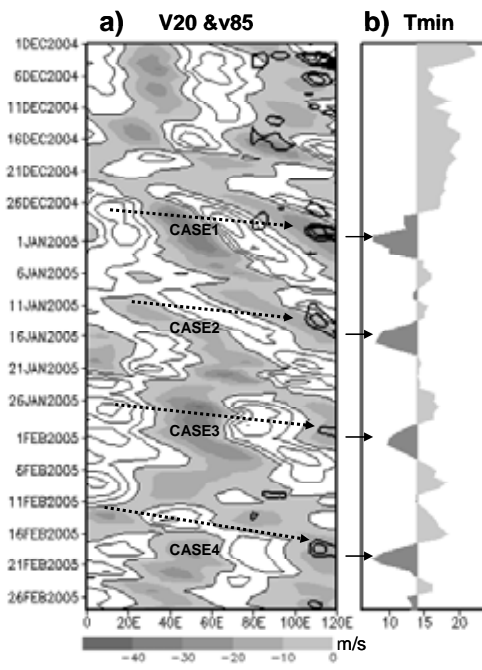


圖 6 a 為 200hPa 經向風(陰影)與 85hPa 經向風(等值線)之哈莫圖(20°N-30°N)平均。圖中虛線箭頭表寒潮發生期間副熱帶噴流出現的波列，等值線間距為 3m/s，只有 80°E-120°E 北風大於 3m/s 才繪出。圖 b 則為台北地面測站哈莫圖，深陰影表最地低溫 14，左側箭頭所指為寒潮發生日期。

列相似(Hsu and Lin 1992), 垂直剖面略為西傾, 屬於正壓結構(圖7)。另外, 從圖7得知, 此波列在北非(0°-30°E)與在東亞(90°E-120°E)噴流處, 振幅出現局部放大, 經向風分量可以往下發展到更低層, 其中, 華南一帶的低層南風則與寒潮的南移有關(圖6與圖8)。

為了進一步探討噴流與華南一帶低層南風的關係, 我們分析高層擾動的動能收支。雖然正壓與斜壓過程對於擾動動能收支都有貢獻, 但考慮擾動(波列)相當正壓的特性, 在此根據正壓能量轉換公式(Simmons et al 1983)計算擾動動能收支。圖9是 $-uv\partial\bar{U}/\partial y$ 與 $-(v^2-u^2)\partial\bar{U}/\partial x$ 項的莫哈圖(20°N-30°N平均)。就 $-uv\partial\bar{U}/\partial y$ 項, 寒潮期間, 擾動(波列)從基本場汲取動能; 但

$-(v^2-u^2)\partial\bar{U}/\partial x$ 項, 除了C1與C3外, 擾動與基本場之間的動能轉換並不明顯。雖然每個寒潮個案之動能轉換略有差異, 但由 $-uv\partial\bar{U}/\partial y$ 項主宰動能轉換, 對於四個寒潮個案, 擾動從基本場獲得動能是一致的。結合圖6與圖7得到, 正壓不穩定可以加強華南一帶的低層南風, 而此南風則有助於冷氣團的快速南移。

(五) 阻塞高壓與東亞噴流

從擾動動能收支得到東亞地區高層正壓不穩定與寒潮爆發有關, 由於噴流緯向風切是決定擾動動能轉換項的關鍵, 以下我們將從阻塞環流與東亞噴流的關係, 探討阻塞對寒潮爆發的影響。

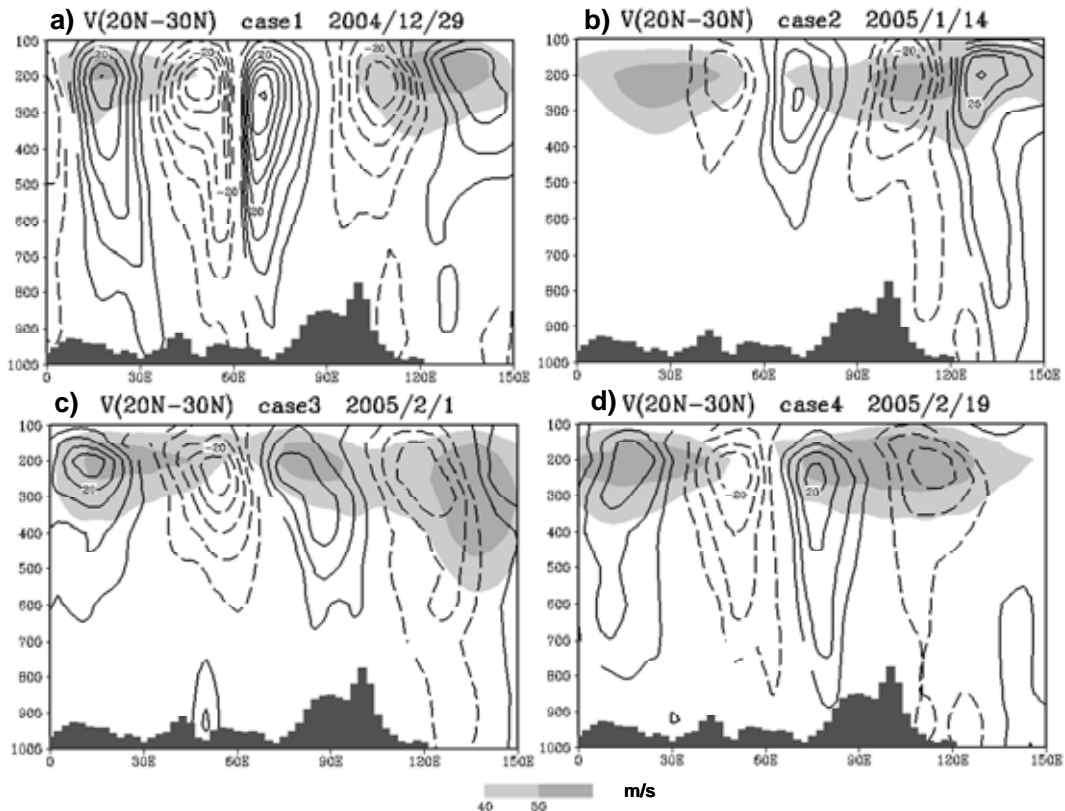


圖7 潮個案發生期間, 經向風速距平的經度—高度剖面圖(20°N-30°N平均)。淺陰影表緯流場(40m/s), 深陰影表地形, a-d 分別表C1-C4, 等值線間距為5m/s。

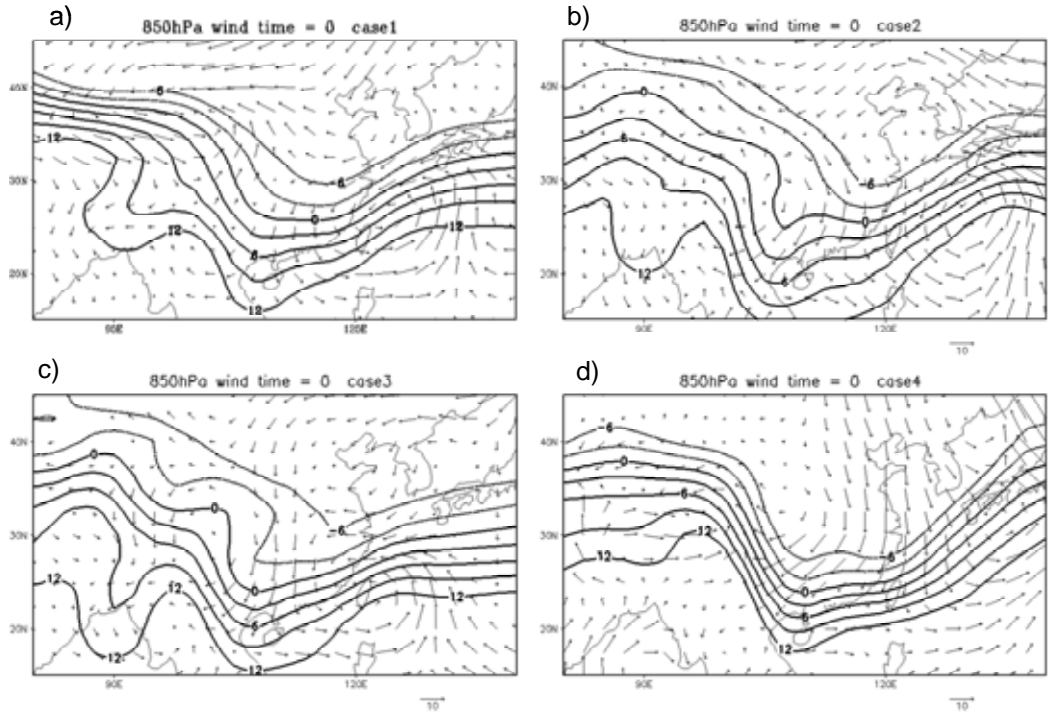


圖 8 同圖 7，但為 850hPa 風場距平與溫度（等值線）的變化。等值間距為 3。

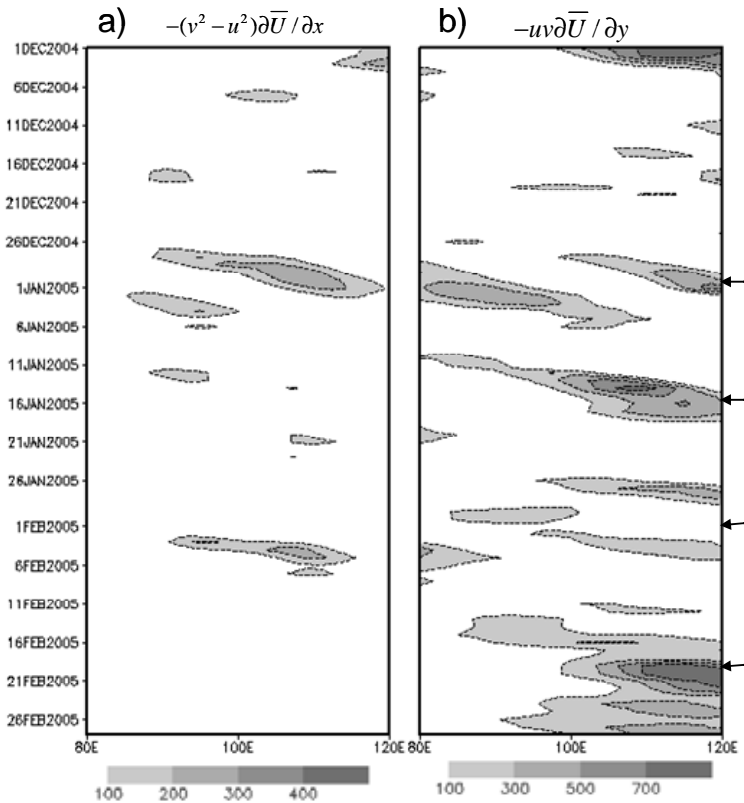


圖 9 圖 6，但為擾動動能轉換項 $-(v^2 - u^2)\partial\bar{U}/\partial x$ (a) 與 $-uv\partial\bar{U}/\partial y$ (b)。b 圖右側箭頭所指為寒潮發生日期。圖 a 與 b 的等值線間距分別為 $100\text{m}^2/\text{s}^3$ 與 $200\text{m}^2/\text{s}^3$ 。在此，只有動能轉換項 $100\text{m}^2/\text{s}^3$ 才顯示。

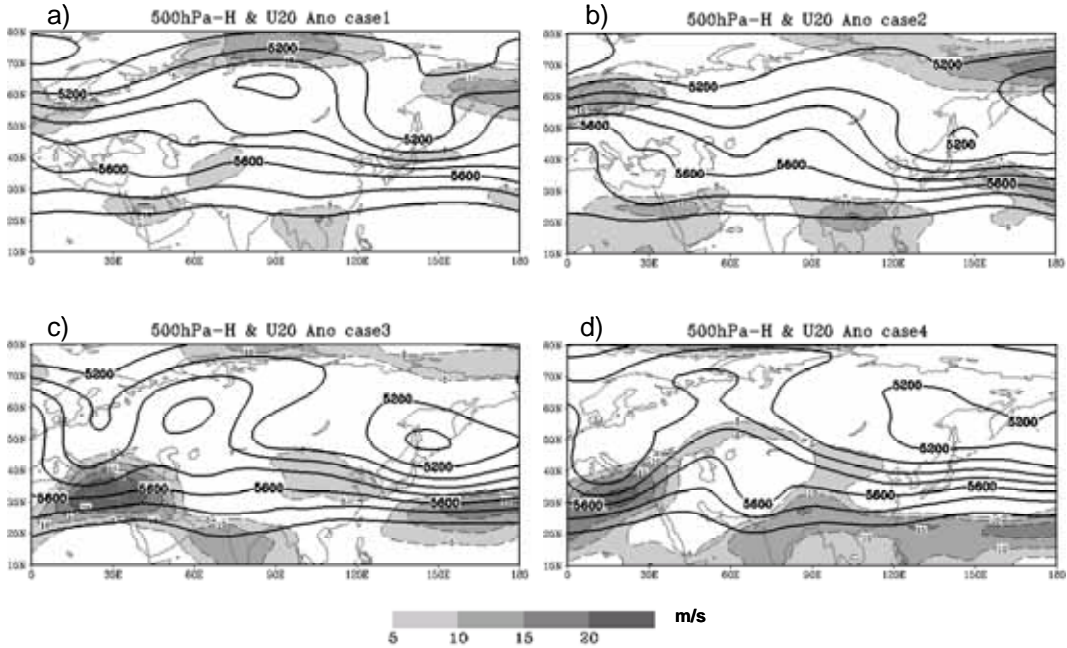


圖 10 塞期間 (表 2), 500hPa 高度場與 200hPa 西風距平圖 (陰影)。在此, 只有西風距平 5m/s 的地區才顯示, 高度場等值線間距為 100m。

500hPa 高度場與 200hPa 緯流距平 (圖 10) 顯示, 受阻塞高壓的影響, 高壓脊的北方與兩側低壓槽出現明顯的西風正距平。其中, 位於低壓槽的西風正距平, 與北非噴流與東亞噴流的位置大致相符。從圖 10 也發現, 阻塞期間東亞主槽明顯加強, 尤其當北太平洋同時發生阻塞時 (圖 10b, 10d) 更為明顯, 此與寒潮爆發時東亞主槽加強的結果一致 (任和蔡 1981)。同樣的理由可以解釋中非一帶的噴流的加強, 但除了歐亞大陸阻塞外, 北非噴流同時受到上游, 北大西洋阻塞高壓的影響 (圖 1, 表二)。

為了更清楚噴流與阻塞的關係, 我們繪製噴流哈莫圖 (圖 11)。由圖 11a 得到, 阻塞期間, 東亞噴流確實轉強, 且位置偏南 (除 B3 偏北外) 同樣的, 北非噴流 (圖 11b) 在塞期間也轉強, 尤其是 B3 與 B4, 當大西洋伴隨阻塞發生時, 西風正距平值可達 20-30m/s。但不同於東亞噴流的位置變化, 噴流並無偏南的現象。

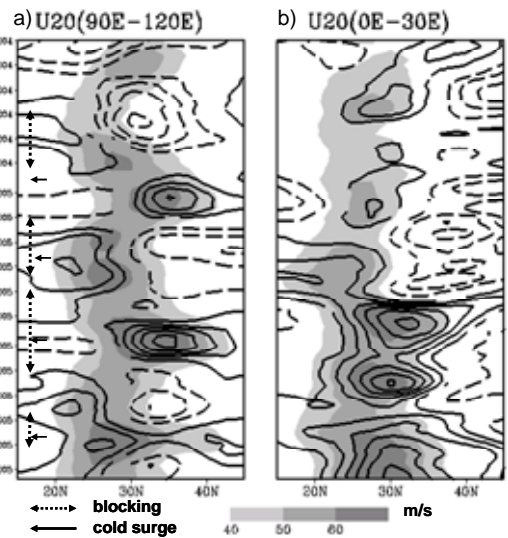


圖 11 2004/2004 年冬季, 東亞地區(90°E-120°E) (a), 與北非地區(0°E-30°E) (b), 200hPa 緯流距平之哈莫圖。等值線間距為 5m/s, 陰影表氣候平均緯流。
圖 a 雙箭頭表阻塞持續期間, 單箭頭表寒潮發生日期。

由於熱帶地區的非絕熱加熱也可以透過哈德雷胞加強噴流，為了更確定寒潮期間東亞噴流加強與阻塞高壓的關係，我們分析寒潮期間熱帶地區的對流活動，在此以速度位當作對流強度，我們同時比較 OLR 的結果，結果一致，在此只討論速度位的變化。由 200hPa 速度位顯示（圖 12），除了 2004 年 12 月下旬至 2005 年 1 月初，整個冬季東亞（90°E-120°E）熱帶對流活動相對於氣候值減弱（圖 12a）。至於非洲（0°-30°E）熱帶的對流活動（圖 12b），在了 2004 年 12 月明顯增強，之後，則出現約 10-20 天左右的週期。

經向環流（90°E-120°E，圖 13）顯示，除了 B1 個案，東亞熱帶地區垂直運動皆為負距平。由

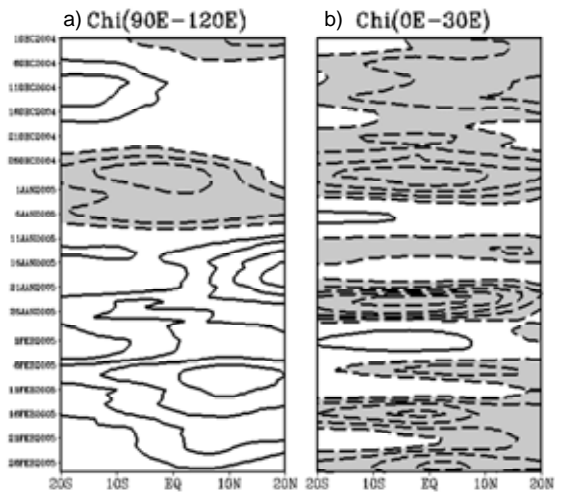


圖 12 同 圖 11，但為 200hPa 速度位 (Velocity potential) 距平之哈莫圖。速度位等值線間距為 $2 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ 。陰影表負距平，對應對流活躍區。

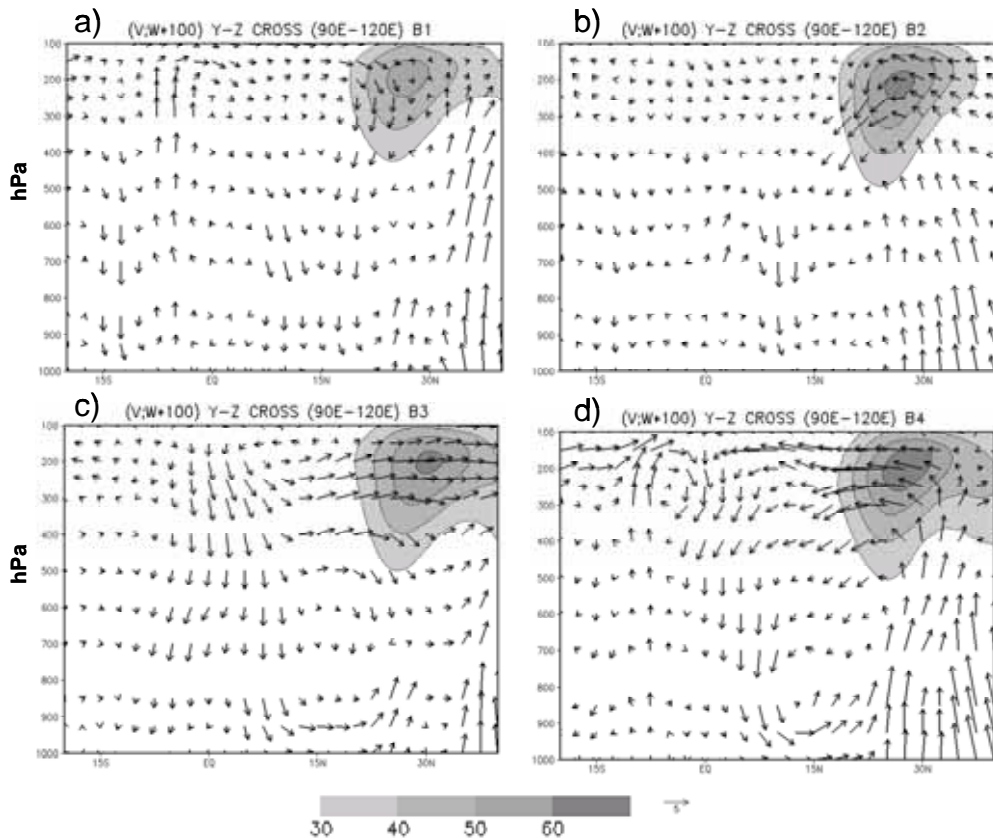


圖 13 阻塞期間，東亞噴流一帶(90°E-120°E)之垂直經向環流。垂直速度的單位為 Pa/s，其數值已乘以 10^2 。陰影表 90°E-120°E 平均西風速度大於 30m/s。圖 a-d 分別表阻塞個案 B1~B4。

於 B1、B2 與 B3 期間，東亞熱帶地區的對流活動減弱，降水偏少，熱帶加熱對東亞噴流加強的因素可以排除，因此，東亞噴流的加強主要來自阻塞高壓。至於北非噴流的變因則較複雜，B1、B3、B4 期間，熱帶也出現明顯的對流（圖 12b），除了阻塞環流外，熱帶對流透過哈德雷環流亦能加強此區之噴流（圖略）。

四、結論與討論

本研究透過資料分析，探討北半球阻塞高壓對台灣 2004/05 年冬季寒潮爆發的影響，為了方便討論，我們將研究主要結果整理如表四，從表四歸納得到，阻塞高壓可以透過以下過程影響寒潮：

1. 加強西伯利亞冷高壓
2. 加強東亞噴流，透過正壓不穩定機制增加華南地區低層北風分量，加速冷氣團南移。

2004/05 年冬季台灣出現的四次寒潮，皆發生在阻塞持續或消散階段。從阻塞期間與寒潮發生期間的高度與溫度場（圖 3、圖 4）發現，西伯利亞冷氣團的位置正好位於阻塞高壓東側低壓槽，顯示，冷氣團的發展受到阻塞脊影響。從西伯利亞高度場與地面冷低壓的變化（圖 5）亦說明，冷高壓的強度與上游高空脊密切相關，高空脊出現極值後幾天，地面冷低壓也出現極值，之

後，隨著高空脊的消散，冷低壓的強度快速遞減。

阻塞環流的形成只能說明西伯利亞冷高壓增強，卻無法解釋冷高壓為何往南移動。2004/05 年冬季四次寒潮個案發生期間其高層環流有共同的特徵：即，沿著副熱帶噴流出現明顯的波列，而此波列在東亞地區所產生的北風異常可以加速冷氣團南移。就動力觀點，在噴流的波導效應下，波列沿噴流傳播(Hsu and Lin,1992)，但高層波列的振幅必須夠大，才能產生足夠的低層北風分量，影響冷氣團移動。研究發現，透過正壓不穩定機制可以加強高層波列的振幅，進而增加華南地區低層北風分量，加速冷氣團南移。其中，伴隨阻塞高壓的低壓槽加深東亞主槽，由於寒潮期間(除 C1 外)，東亞熱帶地區對流並無增強現象，所以東亞噴流的增強主要受阻塞環流影響。

由於歐亞大陸阻塞期間（表二），北太平洋與北大西洋通常也伴隨阻塞，所以東亞（北非）噴流加強與下游（上游）地區的阻塞亦有關。C2 期間，北太平洋也出現阻塞高壓，東亞主槽正好位於西伯利亞阻塞與北太平洋阻塞之間，東亞噴流的加強是兩個阻塞低壓槽加總的結果。類似的結果，C3 期間，北非一帶的噴流加強歸因於是歐亞大陸阻塞與北大西洋阻塞。

研究顯示高層波列在低層產生的北風可以加速冷氣團南移，但不表示出現在副熱帶噴流的波

表四 2004/2005 冬季台灣寒潮期間，噴流波列、東亞噴流與東亞熱帶地區對流變化。

寒潮個案 (代號)	發生時間	持續天數 (天)	台北最低溫 (°C)	備註
B1	12/16,2004~12/27,2004	12	(90E, 65N)	
B2	1/7,2005~1/18,2005	12	(130E, 65N)	伴隨太平洋阻塞
B3	1/21,2005~2/6,2006	17	(60E, 60N)	伴隨大西洋阻塞
B4	2/15,2005~2/21,2006	7	(50E, 65N)	伴隨大西洋、太平洋阻塞

列是激發寒潮的唯一因子。C4 期間，阻塞高壓南邊出現另一支規模較小的噴流（圖 14），沿著噴流也出現類似的波列。此波列約以 10 經度 / 天的速度東移，經過東亞時，恰巧可與東亞噴流上的波列結合，加強了華南一帶的低層北風，也能加速冷氣團南移。另外，C1 正值阻塞高壓消散期（表一，表二），寒潮爆發時，阻塞高壓南邊的封閉低壓（圖 10a）快速東移（圖略），透過過度平流在華南一帶產生顯著的北風距平，對寒潮爆發亦有貢獻。

熱帶對流也是須考慮的因子。C1 個案，由於阻塞高壓中心位置較高，阻塞環流對東亞噴流的影響並不直接，反而熱帶地區對流的影響較明顯（圖 12a 與圖 13a）。研究顯示強勁的寒潮可以激發熱帶對流（Chang et al 1979; Meehl et al. 1996），雖然 C1 發生後，東亞熱帶地區的對流活動確實增強（圖 11b），但此對流活動在寒潮發生前即出現正距平，熱帶對流是否透過哈德雷環流加速東亞噴流，進而誘發寒潮，仍有待更深入研究。另外，影響寒潮爆發的高層波列源於北非一帶（圖 6a），北非噴流的影響也不能忽略。其中，非洲熱

帶地區對流活動自 2005 年 1 月以後約出現 10~20 天左右週期（圖 12b），與台灣寒潮週期（約 16~18 天）大致相同，兩者是否有關？也值得追縱。

誌 謝

感謝兩位審查委員的意見，對此論文結構調整與內容改進有莫大的助益。本文在 NSC 95-211-M133 -001 -AP4 經費補助下完成，特致謝意。

參考文獻

- 任立渝與蔡清彥，1981：台灣地區寒潮合成天氣型式之研究。大氣科學，8，67-79。
- 吳珍瑩、賈新興與洪志誠，2007：台灣寒潮的長期統計分析。台灣地球科學聯合演討會，桃園。
- 俞家忠，1975：阻塞高壓及其對台灣天氣影響之研究。氣象預報與分析，62，1-13。
- 徐晉淮，1969：阻塞高壓對台灣天氣影響之研究。氣象學報，15，6-19。
- 郭勉之與曾仁佑，1997：台灣北部地區寒潮之診斷分析。天氣分析與預報討論會，台北，461-472。
- Boyle, J. S. and T. J. Chen, 1987: Synoptic aspects of the winter time East Asian monsoon. Monsoon Meteorology, C. P. Chang and T. N. Krishnamuti, eds., Oxford University Press. 125-160.
- Chen, T.-C., W. R. Huang, and W. A. Gallus, 2002: An East Asian cold surge: Case study. *Mon Wea. Rev.*, 130, 2271-2290.

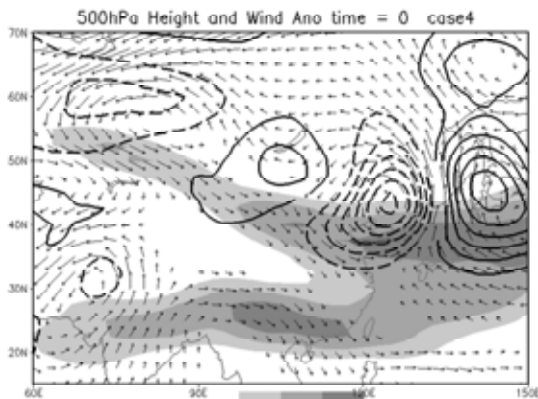


圖 14 寒潮個案 1(C1)發生當天，東亞地區 500hPa 高度距平與風場距平圖。圖中陰影表西風速度大於 20m/s，高度場等值線間距為 20m。

- Chang, C.-P., J. E. Erickson and K. M. Lau, 1979: Northeasterly cold surges and near-equatorial disturbances over the winter MONEX area during Dec. 1974. Part I: Synoptic aspects. *Monthly Weather Review*, 107, 812-829.
- Dole, R. M., 1986: Persistent anomalies of the extratropical northern hemisphere wintertime circulation: Structure. *Mon. Wea. Rev.*, 114, 178-207.
- Hsu, H.-H., and S.-H. Lin, 1992: Global teleconnections in the 250mb streamfunction field during the Northern Hemisphere winter. *Mon. Wea. Rev.*, 120, 1169-1190.
- Illari, L., 1984: A Diagnostic Study of the Potential Vorticity in a Warm Blocking Anticyclone. *J. Atmos. Sci.*, 41, 3518-3526.
- Joung, C. H., and M. H. Hitchman, 1982: On the role of successive downstream development in east Asian polar air outbreaks. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 1224-1237.
- Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, A. Leetmaa, B. Reynolds, M. Chelliah, W.,
- Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K.C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, R. Jenne, and D. Joseph, 1996: The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 77, 437-472
- Lau, N. C., and K.-M. Lau, 1984: The structure and energetics of midlatitude disturbances accompanying cold-air outbreaks over east Asia. *Mon. Wea. Rev.*, 112, 1309-1327.
- Meehl, G. A., G. N. Kiladis, K. Weickmann, M. Wheeler, D. S. Gutzler and G. P. Compo, 1996: Modulation of equatorial subseasonal convective episodes by tropical-extratropical interaction in the Indian and Pacific Ocean Regions. *J. Geophys. Res.*, 101, 15033-15049.
- Namias, J., 1978: Recent drought in California and western Europe. *Rev. Geophys. Spa. Phys.*, 16, 435-458.
- Rex, D. F., 1950 : Blocking action in the middle troposphere and its effect upon regional climate. I. An aerological study of blocking action. *Tellus*, 2, 196-211.
- Simmons, A. J., J. M. Wallace, and G. W. Branstator, 1983: Barotropic wave propagation and instability, and atmospheric tele-connection patterns. *J. Atmos. Sci.*, 40, 1363-1392.
- Simmons, A. J., J. M. Wallace, and G. W. Branstator, 1983: Barotropic wave propagation and instability, and atmospheric tele-connection patterns. *J. Atmos. Sci.*, 40, 1363-1392.
- Suda, K., 1959: A study on the dynamics climatology of cold outbreaks in the Far East. *Geophys. Mag.*, 29, 413-461.
- Takaya, K. and H. Nakamura, 2005a: Mechanisms of Intraseasonal Amplification of the Cold Siberian High. *J. Atmos. Sci.*, 62, 4423-4440.
- , ——, 2005b: Geographical Dependence of Upper-Level Blocking Formation Associated with Intraseasonal Amplification of the Siberian High.
- Tibaldi, S., and F. Molteni, 1990: On the operational predictability of blocking. *Tellus*, 42A, 343-365.
- Wu, M. C., and J. C. L. Chan, 1997: Upper-level features associated with winter monsoon surges over South China. *Mon. Wea. Rev.*, 125, 317-340.

The Cases Study of the Cold Surge in Taiwan during 2004/05 Boreal Winter : The Influence of Atmospheric Blocking

Chi-Cherng Hong¹ Hsin-Hsing Chia²

¹**Department of Science/TMUE**

²**Central Weather Bureau**

(Manuscript received 03 January 2007; in final form 18 June 2007)

ABSTRACT

Cold surges of East Asia and the blockings over Eurasia were unusually active during winter 2004/05. The relationships between cold surges and boreal blockings were investigated by analyzing NCEP/NCAR reanalysis data in this study.

Our study showed all the cold surges were identified during the persisting or decaying stage of boreal blocking, when the Siberian surface high and East Asia Jet were detected with enhancement amplitude. It was noted that the cold surges were preceded by upstream upper-level wave trains, which the coupled lower-level northerly over South China to help the quick southward penetration of cold air mass. The diagnosis of kinetic energy conversion of perturbation revealed that the upper wave trains drew energy from time mean flow at the entrance of East Asia Jet. The blockings have an effect to enhance the East Asia Jet and thus amplify the lower-level northerly over South China. In addition, the upper ridge accompanied with the blocking may strengthen the Siberian surface high, which is correlated with the cold surges.

Key words: Cold surge, Blocking, East Asia Jet, Wave trains

