

寒潮爆發之探討：羅士比波列與非平行流正壓不穩定的影響

洪志誠¹ 賈新興²

台北市立教育大學自然科學教育系¹

交通部中央氣象局長期預報科²

摘要

觀測顯示 2004/05 冬季台灣四次寒潮爆發前，副熱帶噴流皆出現羅士比波列，當此波列進入東亞噴流時，振幅出現局部放大，在華南底層所產生的北風分量可以激發寒潮。本研究根據觀測，提出寒潮爆發的另一種可能機制，我們認為源於薩哈拉沙漠高層輻散區的羅士比波，透過噴流波導(Jet waveguide)效應以及正壓不穩定機制可以影響下游天氣，進而激發寒潮。

從擾動動能收支得到，寒潮爆發時，華南地區的動能快速增加，且主要來自 $-uv\partial\bar{U}/\partial y$ 項與 $-(v^2 - u^2)\partial\bar{U}/\partial x$ 項 (u, v 為擾動風場， \bar{U} 為氣候平均緯流場)，顯示非平行流正壓不穩定確實與寒潮爆發有關。數值實驗亦進一步支持我們的假說，源於薩哈拉沙漠的羅士比波可以影響下游天氣。其中噴流波導效應伴演關鍵角色，如果基本場改以氣候平均緯流(平行流)，由於波導效應減弱，羅士比波將沿大圓傳播，對下游的影響變得相當微弱。至於寒潮期間，由於東亞噴流增強並往西沿伸，除了波導效應增加，因為基本場緯向風切 ($\partial\bar{U}/\partial y$) 變大，不穩定機制對擾動動能的加強更顯著。

一、前言：

寒潮是亞洲冬季主要劇烈天氣現象之一，對於人口眾多且密集的東亞，寒潮爆發導致之低溫及強風往往造成農、漁、民生重大損失，更危及生命安全，因此，寒潮機制探討不僅是科學重點，能準確預報寒潮爆發更是預報單位的挑戰。

有關寒潮爆發的機制目前尚無定論，一般認為，高層短波槽東移(Boyle 和 Chen 1987; Wu and Chan 1997)或高層短波波列(Joung and Hitchman 1982; Lau and Lau 1984; Chen et al. 2002)與西伯利亞地面冷高壓的移動有關，此外，行星尺度環流(Suda 1959)或阻塞高壓(徐晉淮 1969; 俞家忠 1975; 郭和曾 1997; Takaya and Nakamura 2005)，也可能透過大尺度環流加強地面冷高壓，進而誘發寒潮。

本研究將提出寒潮爆發的另一種可能機制，在此，我們認為源於薩哈拉沙漠高層輻散區的羅士比波可以激發寒潮：主要的想法為：在噴流波導效應下，源於薩哈拉沙漠的羅士比波沿噴流往下游傳播，當波列(擾動)進入東亞噴流入區時，由於正壓不穩定，擾動振幅出現快速增加，並往下發展到更底層，其在華南底層產生的北風可以解釋寒潮爆發。簡言之，羅士比波列結合正壓不穩定機制可以激發寒潮，以下我們將透過資料分析與數值實驗證實我們的假說。

二、資料與數值模式：

本研究中地面溫度資料、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。台北氣象站的日平均溫度資料，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°C 或以上者，且氣溫降至 14°C 或以下者，稱之為寒潮。按此定義，2004/05 年冬季台灣總共出現四次寒潮，詳見表 1。為了方便討論寒潮個案分別以 C1、C2、C3 和 C4 表示。

至於正壓模式，在此考慮無因次線性化的輻散高度方程：

$$\partial\zeta/\partial t = -V \cdot \nabla(\bar{\xi} + f) - (\bar{\xi} + f)D - k\zeta - r\nabla^4\zeta \quad (1)$$

其中， $\bar{\xi}$ 為基本場的相對高度， f 為科氏參數， ζ 擾動場的相對高度， $k\zeta$ 為線性拖曳(linear drag)項， k 為線性拖曳常數，在此 $k=0.0318309$ ； $r\nabla^4\zeta$ 為雙調和擴散(biharmonic diffusion)， r 為雙調和擴散係數，在此 $r=1.67034 \times 10^{-7}$ ； $D (= \nabla \cdot V)$ 為輻散項，其中， V 為擾動風二維場。本實驗使用 T42 (128x64) 全球波譜模式，時間積分則採用蛙跳法。研究中只考慮線性的情況，假設加入的熱源不影響基本場，而基本場主要透過氣候加熱項維持平衡。本實驗以橢圓形的輻散項(D)作為熱源，無因次化熱源的振幅為 10^{-5} 。在討論時，為了和觀測作比較，將模式輸出還原為因次化。

三、結果與討論：

圖 1 是 2004/05 冬季台灣 4 次寒潮發生當天，經向風速距平之 X-Z 剖面圖。由圖顯示，沿著噴流出現明顯的波列，此波列在垂直上略為西傾，與冬季南亞噴流出現的波列結構相似(Hsu and Lin, 1995; Branstator, 2002; Watanabe, 2004)，但非滯留而是向東傳播。另外，在北非噴流(30E)與東亞噴流(120E)可發現波列振幅增加，並往更底層發展。根據，正壓能量轉換(Simmons et al 1983)公式算，東亞地區波列振幅的增加是透過正壓不穩定機制產生(圖 2)，其中除了

$-uv\partial\bar{U}/\partial y$ 項外，緯向不對稱項， $-(v^2-u^2)\partial\bar{U}/\partial x$ 也有明顯的貢獻，兩者加總的結果導致擾動動能的成長速率在東亞噴流入區出現局部最大值，對照其發生時間，正好與寒潮爆發一致(圖 2c)。進一步分析羅士比波源(Sardeshmukh and Hoskins, 1988)發現，此羅士比波源(Rossby Wave Source, RWS)於薩哈拉沙漠高層(圖 3a)，當該區出現明顯的幅和距平(圖 3b)，台灣發生寒潮。最後，我們利用正壓模式，根據觀測在薩哈拉沙漠高層植入羅士比波波源(圖 3c)，探討其對下游的影響。為了考慮基本場的影響，實驗共分三組，分別為，氣候平均平行流、氣候平均非平行流與寒潮期間平均流(圖 4)。

平行流實驗顯示，羅士比波主要沿著大圓和噴流兩條路徑傳播(圖 5a)，但相較於大圓路徑，噴流路徑的訊號微弱，薩哈拉沙漠地區之 RWS 對下游天氣的影響並不明顯(圖 5a)；非平行流實驗則與觀測一致(圖 5b)，不穩定機制可以解釋波列在華南一帶振幅局部放大的現象，然而大圓路徑，因擾動往噴流匯集中，波列振幅變得十分微弱。至於寒潮平均流之實驗結果與非平行流實驗類似(圖 5c)，其中，由於東亞噴流往西沿伸，波導效應更明顯；另外，因為東亞主槽增強，基本緯流場緯向風切變大，不穩定機制在華南一帶產生的北風分量更顯著(圖略)。

利用觀測資料與數值實驗我們證實了研究假說：源於薩哈拉沙漠高層輻散區的羅士比波，透過噴流波導效應以及正壓不穩定機制可以影響下游天氣，進而激發寒潮。然而因寒潮個案只限於 2004/05 冬季，後續仍有待統計，瞭解多少比率的寒潮個案適用此機制，評估其在寒潮預報上的實質效益。

四、參考文獻：

- 任立渝與蔡清彥，1981b：台灣地區寒潮合成天氣型式之研究。大氣科學，8，67-79。
- 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.
- Branstator, 2002: Circumglobal teleconnections, the jet stream waveguide, and the North Atlantic Oscillation. *J. Climate*, 15, 1893-1910.
- Chen, T.-C., W. R. Huang, and W. A. Gallus, 2002: An East Asian cold surge: Case study. *Mon. Wea. Rev.*, 130, 2271-2290.
- 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.
- 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. Fredell, 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.
- Sardeshmukh, P. D., and B. J. Hoskins, 1988: The generation of global rotation flow by steady idealized tropical divergence. *J. Atmos. Sci.*, 45, 1228-1251.
- 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, 2005: Mechanisms of Intraseasonal Amplification of the Cold Siberian High. *J. Atmos. Sci.*, 62, 4423-4440.
- Watanabe, M., 2004: Asian jet waveguide and downstream extension of the north Atlantic oscillation. *J. Climate*, 17, 4674-4691.
- 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.
- namical and Boundary Forcing Characteristics of Regional Components of the Asian Summer Monsoon. *Journal of Climate*: Vol. 13, No. 14, pp. 2461-2482.
- , H. T. Wu, 2001: Principal Modes of Rainfall-SST Variability of the Asian Summer Monsoon: A Reassessment of the Monsoon-ENSO Relationship. *Journal of Climate*: Vol. 14, No. 13, pp. 2880-2895.
- Latif, M., D. Dommenges, M. Dima, A. Grötzner, 1999: The Role of Indian Ocean Sea Surface Temperature in Forcing East African Rainfall Anomalies during December-January 1997/98. *Journal of Climate*: Vol. 12, No. 12, pp. 3497-3504.
- Soman, M. K. and Julai Slingo, 1997: Sensitivity of the Asian summer monsoon to aspects of sea-surface-temperature anomalies in the tropical Pacific Ocean. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 123, 309-336.
- Wang, Bin, Renguang Wu, Xiouhua Fu, 2000: Pacific-East Asian Teleconnection: How Does ENSO Affect East Asian Climate? *Journal of Climate*: Vol. 13, No. 9, pp. 1517-1536.
- Wang, Bin, Zhang, Qin. 2002: Pacific-East Asian Teleconnection. Part II: How the Philippine Sea Anomalous Anticyclone is Established during El Niño Development. *Journal of Climate*: Vol. 15, No. 22, pp. 3252-3265.

五、附圖：

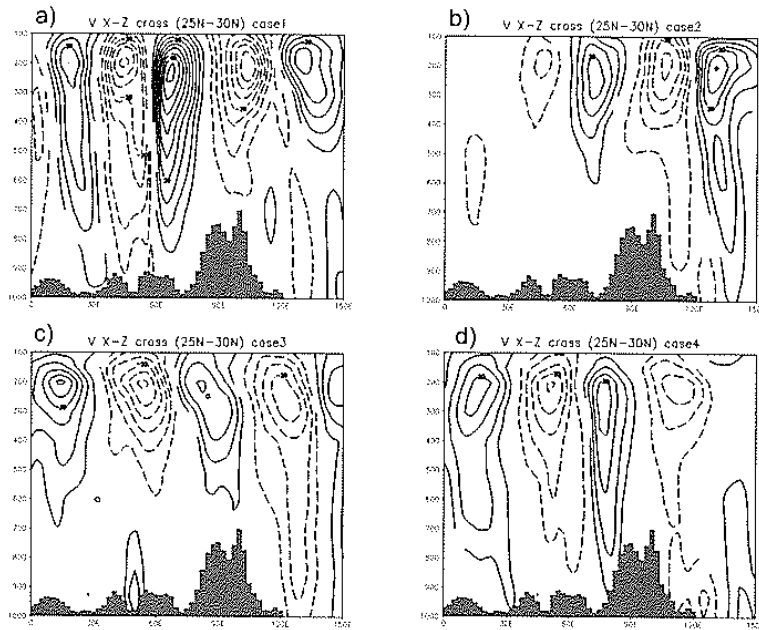


圖 1
2004/2005 年冬季(DJF)，台灣 4 次寒潮個案發生當天，經向風速距平之 X-Z 剖面圖。圖為 25N-30N 平均結果，圖中柱狀陰影表地形，a~d 分別表 4 個寒潮個案，等值線間距為 5m/s。

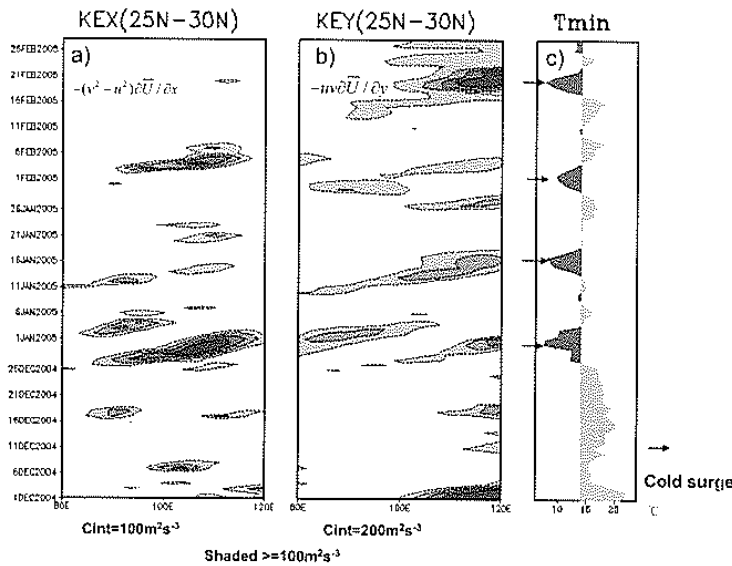


圖 2
2004/2005 年冬季華南地區 200hPa 正壓能量轉換項， $-v\partial\bar{U}/\partial y$ (a)與 $-(v^2-u^2)\partial\bar{U}/\partial x$ (b)之哈莫(Hovmüller)圖。c 為台北最低溫，深陰影表溫度小於 14°C，箭頭所指即為寒潮個案。a 等值線間距為 100 為 m^2s^{-3} ，b 為 $200 m^2s^{-3}$ 。

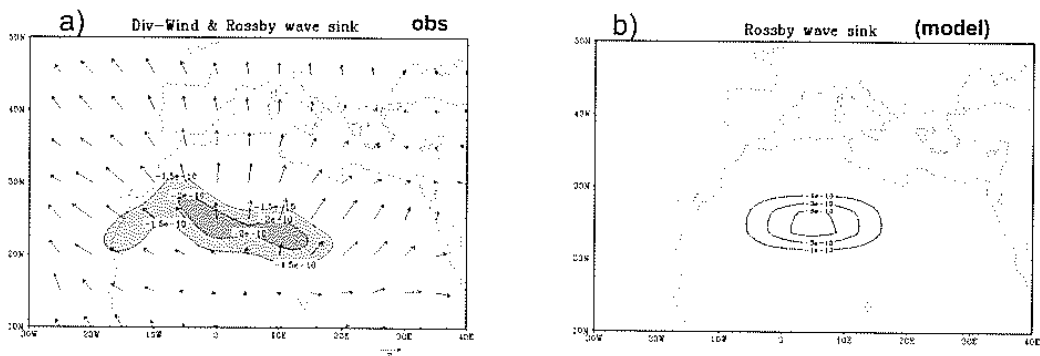


圖 3 a 為 2004/2005 年冬季薩哈拉沙漠高層(200hPa)輻散風距平(箭頭)與羅示比波波匯(Rossby wave sink，以下簡稱RWS)圖。RWS定義為 $-\nabla \cdot V_e$ ，其中 ∇ 為輻散風場， e 為絕對渦度場，等值線間距為 $5e^{-11}s^{-1}$ ，陰影區為小於 $-1.5e^{-10}s^{-1}$ 。 b 為正壓模式在薩哈拉沙漠地區所植入的RWS。

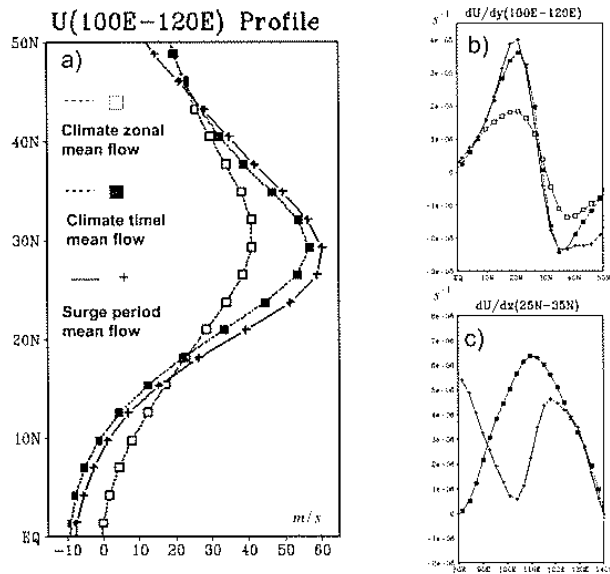


圖 4
不同基本場東亞(100E-120E)噴流的比較，a 為緯向風速，b 為緯向風速緯向風切，c 為緯向風速經向風切。曲線---□、---■與---+分別表氣候平均平行流、氣候平均非平行流與寒潮期間平均流。

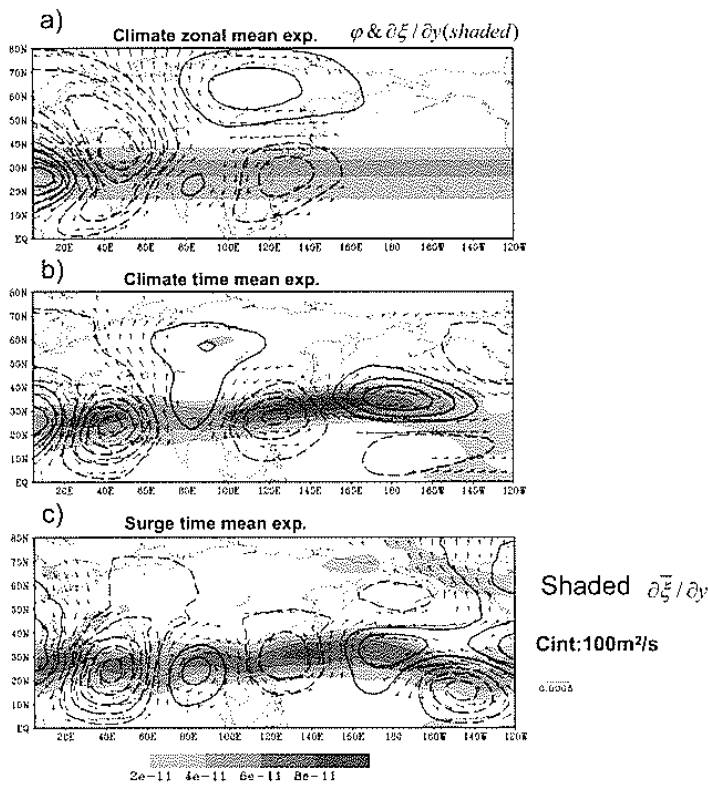


圖 5
線性正壓模式在薩哈拉沙漠地區植入 RWS 後，積分達穩定態(steady state)時擾動場的流函數與二維風場。a-c 分別為氣候平均平行流、氣候平均非平行流與寒潮期間平均流的結果。流函數等值線間距為 $100\text{m}^2\text{s}^{-1}$ ，圖中陰影為基本場絕對渦度之緯向梯度，相當於噴流波導效應。