

噴生函數在華南地區低層噴流診斷分析之應用

廖杞昌

江火明

中正理工學院應用物理系

中央大學大氣物理研究所

摘要

根據 1990~1995 年低層噴流個案統計指出，台灣與華南地區的低層噴流發生於每年 2~8 月期間，其中以 6 月頻率最高；在春季（2~4 月）噴流強度較弱，且生命期較短；而夏季（5~8 月）強度較強，生命期較長；高、低層噴流的相對位置，在春季兩者距離較近，呈平行或相交，夏季則幾乎不相交，且相距較遠。

在冬末春初之際，青藏高原背風側常有渦旋產生，當 500hPa 中緯度槽移進時，使渦旋加強，風場轉為西南風，引進南方的暖濕空氣，造成台灣與華南地區不穩定，有利於豪雨的發生，而對流所釋放的潛熱，使環境增暖，增加南北向的溫度梯度，使高層噴流加強，並將動量向下延伸，使低層的風速增加。

本文利用噴生函數，診斷在低層噴流發生時，非地轉風所造成的影響；結果指出橫向非地轉風分量的水平和垂直分布，直接影響低層噴流的發生，其中又以垂直分布項影響較大；根據結果分析顯示，當低層噴流所在的高度附近，有橫向非地轉風分量的極大值，且方向指向低壓時，會造成低層噴流的加強。

關鍵詞：低層噴流，高層噴流，豪雨，濕位渦，噴生函數

一、前言

在台灣與華南地區，由於季節的改變，使得綜觀環境場有非常明顯的不同，造成低層噴流在不同季節裡有不同的特徵，所引發的天氣現象也不盡相同。Ray (1986) 定義噴流為一強烈、狹窄和準水平的氣流，同時伴隨強烈的垂直風切。高對流層噴流的最大風速大於 30m/s，而低對流層的噴流最大風速大於 12.5m/s，其長寬比至少大於 2，強烈的垂直風切約為 5-10m/s*km。

關於低層噴流的形成機制，有許多國內、外學者提出不同的論點，其中以分析美國中部和東亞地區的低層噴流最為著名。發生在美國中部大平原區的低層噴流，高度介於 900-700hPa 之間，多位於高層噴流出區的南方，且高、低層噴流軸幾乎互相垂直。Uccellini and Johnson (1979) 利用觀測分析和數值模擬，提出低層噴流是高層噴流出區間接環流下層的一部份，透過質量調節時增強間接環流和非轉風所造成。

發生在東亞地區的低層噴流，高度介於 850-600hPa 之間，與美國大平原區的低層噴流有所不同。Lin and Liao (1984) 指出低層噴流伴隨溫帶氣旋的發展，而氣壓下降造成的等變壓風是激發低層噴流生成的一種重要機制。林 (1992) 發現華南低層噴流形成前，在高層噴流入區的右側有中尺度對流系統發展，近飽和的大氣在上升過程中釋放潛熱，造成華南地區氣壓下降，加上太平洋高壓加強並西伸，使華南地區氣壓梯度增強而產生低層噴流，此時低層噴流將南方水汽傳送至對流區，提供更多的潛熱釋放，維持低層噴流的發展。

Chen et al. (1994,1995) 利用 TAMEX 期間的個案分析顯示，低層噴流的發展與青康藏高原東邊背風旋生有密切的關係。在六月中旬季節轉變之前，當短波槽自青康藏高原西北邊向東移時，結合東北邊的中緯度槽，加強高原上方的西風，使背風面形成背風槽，當背風槽與合併槽結合時，槽前西南風加強，形成低層噴流；季節轉變後，南亞反氣旋向北平移至高原上，由於地形效應造成背風槽生，而非絕熱加熱使背風槽加深及槽內西南渦發展，當西南

渦加強時，低層噴流於槽前西南側形成。

在許多豪雨的研究中顯示，豪雨發生的前後時間裡，常伴隨有顯著的低層噴流存在。陳 (1979) 發現梅雨期間台灣北部日雨量超過 50mm 時，有 90% 伴隨低層噴流；Chen and Yu (1988) 分析 35 個台灣北部豪雨的個案，得到在降水前 12 小時，有 84% 的個案在 700hPa 上有低層噴流存在。Chen and Tsay (1977) 認為梅雨鋒面南方的低層噴流，可藉著水汽輸送與形成氣旋式渦度場、輻合場的過程，導致豪雨。Tsay and Kau (1989) 合成梅雨個案分析，發現低層噴流在大雨發生前 24 小時形成於高層噴流入區南方，強烈對流發生於兩噴流之間。

蔡 (1991) 則發現在台灣地區的梅雨期間有兩類整體環流可能發生。第一類環流高層噴流與低層噴流呈平行，而低層噴流位於高層噴流入區南方，兩噴流軸間有明顯的上升氣流；第二類環流則有兩支高層噴流，南支高層噴流與低層噴流相交，在交點北方有上升運動並伴隨熱力間接環流。

為了探討發生於台灣與華南地區，低層噴流在冬末春初的生成機制，及其所引發的天氣現象，本文選取 1990 年 2 月 19~22 日的個案，針對綜觀環境場，水平與垂直方向的變化進行診斷分析，並利用噴生函數作進一步的診斷分析，期望能對於冬末春初時期所發生的低層噴流有更深入的了解。

二、資料來源：

本文所採用的資料是取自 MCMWF/TOGA (European Center for Medium Range Weather Forecast) 的網格資料，網格水平間距為 2.5° lat × 2.5° lon，經過 16 點水平內插產生 1° lat × 1° lon 的網格資料；垂直部分利用三次仿樣 (Cubic Spline) 的方法，內插成每 50hPa 一層，共有 19 層的垂直資料。資料包括：高度場、溫度場、水平及垂直風場和相對濕度場；地面天氣圖則參考日本氣象協會的印刷天氣圖。

三、個案分析

3.1 綜觀天氣

2月19日地面的大陸分裂高壓位於長江流域下游附近，朝鮮半島南部有一低壓存在，冷鋒自此中心向西南延伸經東海至華南沿岸，850hPa風場在東海及廣西附近有明顯的西南風，200hPa則有明顯的西風噴流位於台灣與華南上空；20日(圖1)地面的分裂高壓出海，此時青藏高原背風側有低壓形成，中心位於(30°N, 106°E)，其上方500hPa則有明顯的中緯度槽和溫度脊出現，由於華南沿岸吹西南風，故有明顯的增溫，在低壓東南方之斜壓性增大，此時華南有低層噴流形成，而高層西風噴流也加強；次日低壓中心減弱，並且在華南附近形成一滯留鋒，此時低層噴流開始減弱，噴流軸向東北方延伸，到了22日低壓中心移至東海上，並在華南沿岸形成冷鋒，而高原的背風側仍有一弱低壓存在，但低層噴流已經消失，高層的西風噴流也逐漸減弱。

3.2 水平面診斷分析

(a) 絕熱相當位溫 and 濕度場分析

19日鋒面的位置在長江口以南，暖濕空氣位於鋒面南方，水氣的分布和相當位溫非常接近，但是水氣的含量不多。在台灣和廣西附近為降水的中心，由於此時在廣西附近吹南風，使暖濕舌有向北推進的趨勢；到了20日低層噴流形成，使華南地區逐漸增暖，台灣附近則因暖濕舌偏北，使水汽減少，鋒面也在此時消失，而降水區則向東移並擴大；21日暖濕舌達到華南沿岸及台灣地區，降水開始減少，此時的低層噴流雖然減弱，但範圍延伸至長江口；22日低層噴流已經消失，但是仍有旺盛的西南氣流，使暖濕舌繼續向東北伸展。

(b) 輻散和垂直運動場分析

在低層噴流形成之前，850hPa輻散場顯示，在長江口、台灣和雲南附近附近有明顯的輻合，200hPa在相對的位置則有輻散，配合500hPa的垂直運動場，可以發現在這些地方有劇烈的上升運動，相對地，在華中、華南有明顯的下降運動；20日低層噴流開始發展，華南地區低層逐漸變成輻合，高層則有明顯的輻散，並有明顯的上升運動，低層噴流即位於此一上升區內；21日低層噴流開始減弱，且向東北方延伸，此時在850hPa華南沿岸和台灣有輻散發生，垂直運動顯示有下降運動，但是在低層噴流入區的垂直上升速度增加，高層200hPa則有相對的輻散；22日低層噴流已經消失，但是在廣西仍有劇烈的上升運動。

(c) 相對渦度、垂直穩定度和濕位渦場分析

從相對渦度場(圖2)可以明顯看到，低壓的附近為正渦度區，低層噴流正好位於相對渦度梯度最大的地方，即低壓中心的東南側，主要是因為低層噴流附近的水平風切較大，而且兩側所產生的風切方向不同，因此在噴流的右側為負渦度區。垂直穩定度顯示，在華中和華南地區屬於靜力穩定，而緬甸和台灣附近則為條件不穩定區，其中低壓皆位於靜力穩定區內。由於中緯度大氣的絕對渦度大於0，因此濕位渦(圖3)的符號決定於垂直穩定度，850hPa顯示華中、華南地區位於低對流層的穩定氣團內，在200hPa面上，華中地區之位渦相當大，顯示已在平流層中。

(d) 非地轉風場分析

當噴流發展時，低層有明顯的非地轉風，方向指向低層噴流的左側；從實際觀測風與地轉風的差值(圖4)顯示，在850hPa低層噴流的附近為次地轉，而200hPa高層噴流的入區為次地轉，出區

則為超地轉。由於在低層等變壓項較慣性平流項大，因此以分析等變壓項為主，高層則相反。分量顯示低層以等變壓項為主，高層則以慣性平流項為主。

3.3 垂直剖面診斷分析

圖5為通過低層噴流軸心的各氣象要素之垂直剖面圖。20日低層噴流開始發展，從風場可以看到低層噴流(*表示低層噴流軸心位置)位於1500km附近，高層噴流則位於低層噴流的上方200hPa處，並且可以明顯看出低層噴流是高層噴流向下延伸的一部份；溫、濕度場顯示，在低層噴流附近有較暖、濕的空氣；濕位渦場指出，對流層頂在高層噴流的冷側下降至300hPa附近，這是個明顯的對流層頂折皺現象，底層也有明顯的正位渦區，與高層並無關聯，在低層噴流附近，濕位渦為負，顯示這是個很不穩定的地區。

從橫向非地轉風與垂直速度的合成風場可以明顯看到，在低層噴流附近有明顯的上升運動，兩側為下降運動，顯示在低層噴流的冷側為一熱力直接環流，暖側為熱力間接環流；橫向非地轉分量指出，在高、低層噴流軸附近，橫向非地轉風皆指向冷側，即低壓方向。

3.4 噴生函數分析

根據Bluestein(1993)，在垂直座標中，定義沿噴流軸方向為+x，並以 $\nabla^2 u$ 表示噴流的強度。由於噴流軸中心 $\nabla^2 u < 0$ ，因此定義噴生函數為

$$J = \frac{D}{Dt} (-\nabla^2 u) \quad (1)$$

由噴生函數可以知道，噴流的發生與非地轉風的分布有密切的關係。經由座標轉換，在等壓座標下(1)式可以改寫為

$$J = -f_0 \nabla_h^2 v_{ag} - f_0 \frac{\partial^2 v_{ag}}{\partial z^2} - 2\beta \frac{\partial v}{\partial y} - \nabla^2 F_x \quad (2)$$

(A) (B) (C) (D)

其中

$$\frac{\partial^2 v_{ag}}{\partial z^2} = (\rho g)^2 \left[\left(-\frac{1}{T} \frac{\partial T}{\partial p} + \frac{1}{p} \right) \frac{\partial v_{ag}}{\partial p} + \frac{\partial^2 v_{ag}}{\partial p^2} \right] \quad (3)$$

(2)式等號右邊各項可能造成噴流的加強，其物理意義分別為(A)橫向非地轉風的水平分布，(B)橫向非地轉風的垂直分布，(C) β 效應和(D)摩擦效應。

從圖6中可以明顯看到，噴生函數中以等號左邊第二項為主，即橫向非地轉風的垂直分布項，依據(3)式得知，其中還包含了垂直的穩定度。圖b顯示在低層噴流(1500km)附近有噴生發生，此時正值低層噴流發展時期，表示低層噴流的發生與橫向非地轉風的垂直分布有密切的關係；圖a表示在低層噴流的位置也有噴生的趨勢，但是較垂直分布的影響要小。

圖7顯示，平行噴流軸方向的風速(實線)隨高度逐漸增加，而且當低層噴流加強時，高層噴流的風速亦同時加強，當低層噴流減弱時，高層風速亦同時減弱；當850hPa低層噴流達到最強時，橫向非地轉風分量(實線)有較大的值，而且方向指向噴流軸的左側，在高層200hPa附近也有相同的趨勢，這也是造成噴生的主要因素；而平行噴流軸方向的非地轉風分量(虛線)在低層噴流附近則非常小。

四、結 論

由於低層噴流的發生，在不同地區及不同季節，其成因、結構與伴隨之天氣有所不同，尤其在台灣與華南地區，季節的改變，使得綜觀環境場有非常明顯的不同，造成低層噴流在不同季節裡有不同的特徵，所引發的天氣現象也不盡相同，因此本文利用 ECMWF/TOGA 的網格資料，進行診斷分析，來探討華南地區附近低層噴流發展的特性。

在冬末春初，中國大陸北方的冷氣團逐漸減弱北退，當分裂高壓產生，並向東南方移動，使得台灣與華南地區的斜壓性大，並盛行東北季風；另外在青藏高原背風側有渦旋產生時，當 500hPa 有中緯度槽移進，使渦旋加強形成低壓中心，風場由原先的東北風轉為偏西南風，同時將南方的暖濕空氣往東北方傳送，造成台灣與華南地區較不穩定，有利於豪雨的發生，而對流所釋放的潛熱，使環境增暖，增加南北向的溫度梯度，由熱力風原理得知，高層噴流因而加強，此時高層的強風將動量向下延伸，使低層的風速增加，形成低層噴流，當低壓加強時，造成次地轉平衡，經地轉調節過程增加風速，維持低層噴流的發展。由於低層的低壓系統受高空氣流的導引，快速地向東北移行，使得低層噴流的生命期較短，約 1~3 天。

從非地轉風的定義，指向低壓的橫向非地轉風分量，使風速增加；因此本文利用噴生函數，診斷在低層噴流發生時，非地轉風所造成的影響；結果指出橫向非地轉風分量的水平和垂直分布，直接影響低層噴流的發生，其中又以垂直分布項影響較大；根據結果分析顯示，當低層噴流所在的高度附近，有橫向非地轉風分量的極大值，且方向指向低壓時，會造成低層噴流的加強。

參考文獻

- 林松錦，1992：梅雨期間低層噴流之診斷分析。行政院國家科學委員會專題研究計劃成果報告，NSC81-0202-008-16，102。
- 林春育、江敦春、韋統健，1992：天氣學實驗與診斷分析。明文書局，257 頁。
- 陳正改，1979：梅雨鋒面所伴隨之低層噴流和台灣地區豪雨之關係。大氣科學，6，29-37。
- 蔡清彥，1991：TAMEX 期間高低層噴流的耦合情形。大氣科學，19，67-87。
- Bluestein, H. B., 1993: Synoptic-Dynamic Meteorology in Midlatitudes. Volume 2. Oxford University Press, 594pp.
- Chen, G. T. J., and C. Y. Tsay, 1977: A detailed analysis of a case of Mei-Yu system in the vicinity of Taiwan. Tech. Rep. No. Mei-Yu-001, Dept. Atmos. Sci. Natl. Taiwan Univ. 249pp.
- Chen, G. T. J., and C. C. Yu, 1988: Study of low-level jet and extremely heavy rainfall over northern Taiwan in the Mei-Yu season. Mon. Wea. Rev., 116, 884-891.
- Chen, X. A., and Y.-L. Chen, 1995: Development of the low-level jets during TAMEX. Mon. Wea. Rev., 123, 1695-1719.
- Chen, Y.-L., X. A. Chen, and Y.-X. Zhang, 1994: A diagnostic study of the low level jet during TAMEX IOP 5. Mon. Wea. Rev., 122, 2257-2284.
- Lin, P. L., and S. Y. Liao, 1984: On the coexistence of the extratropical cyclon and the low-level jet in the vicinity of Taiwan. Bull. Geophys., 26, 157-

186.

- Ray, P. S., Ed., 1986: Mesoscale Meteorology and Forecasting. Amer. Meteor. Soc., 793 pp.
- Tsay, C. Y., and W. S. Kau, 1989: The coupling of upper-level and lower-level jet streaks during Taiwan heavy rainfall period in the Mei-Yu season. Papers. Meteor. Res., 12, 1, 17-31.
- Uccellini, L. W., and D. R. Johnson, 1979: The coupling of upper and lower tropospheric jet streaks and implications for the development of severe convective storms. Mon. Wea. Rev., 107, 682-703.

Application of Diagnostic Analysis on the Low-Level Jet over the South China Area in use of Jetogenetical Function

Huo-Ming Jiang Chi-Chang Liao

1. Institute of Atmospheric Physics
National Central University
2. Department of Applied Physics
Chung Cheng Institute of Technology

ABSTRACT

From the view of statistics point, based on the cases of LLJ during 1990-1995, the LLJ occurred in the period of February to August every year over Taiwan and South China. Among these months, most frequency in June. In spring (February to April), the intensity of jet is weaker, and its life is shorter. In summer (May to August), the intensity is stronger and life is longer. The relative position of ULJ and LLJ, their distance is shorter in spring, and with parallel or interaction. Instead, in summer, there is almost no interaction between them, and the distance is farther.

In the end of winter, vortex is generated over the Tibetan Plateau lee side. As the 500hPa mid-latitude trough coming in, making the vortex enhanced, wind field changes to south-westerly, importing warm-moist air from south, caused the Taiwan and South China unstable, favorable created severe precipitation, intent heat release by convection, caused environment warming, increased temperature gradient of south-north direction, and ULJ strengthen, making the momentum stretched downward, caused the wind speed raised at low level.

This paper used jetogenetical function, diagnostic the LLJ for the ageostrophic wind effect, result point the horizontal and vertical distribution of cross component of ageostrophic wind, direction affect the LLJ happen, amont the vertical distribution more large; according the analysis result display, when the altitude nearby for LLJ, have the maximum cross component of ageostrophic wind, and point to low pressure

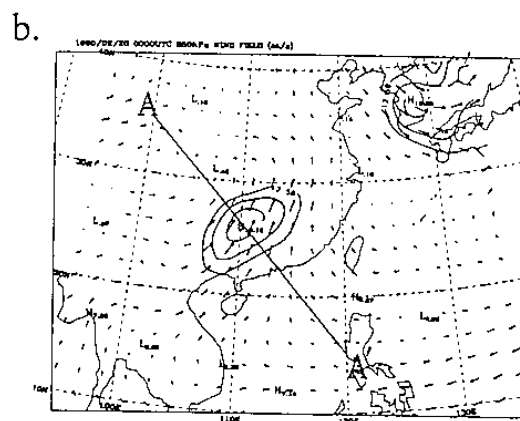
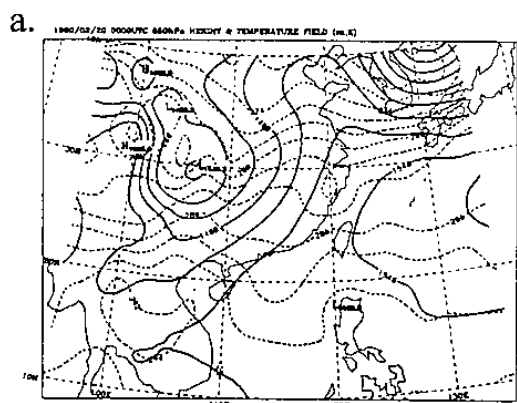


圖 1. (a)850hPa 高度場和溫度場分析圖；(b)850hPa 風場分析圖。

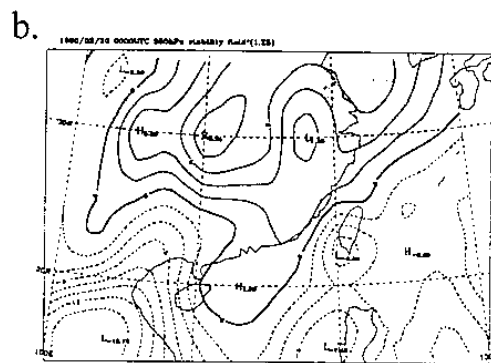
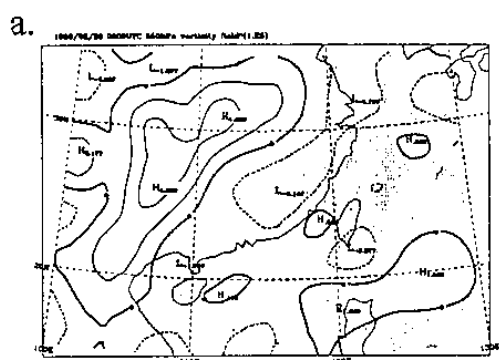


圖 2. 850hPa 相對渦度場和穩定度分析圖。

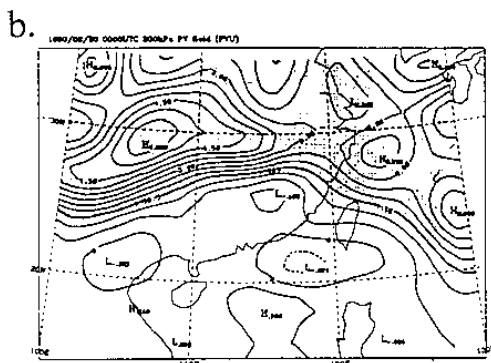
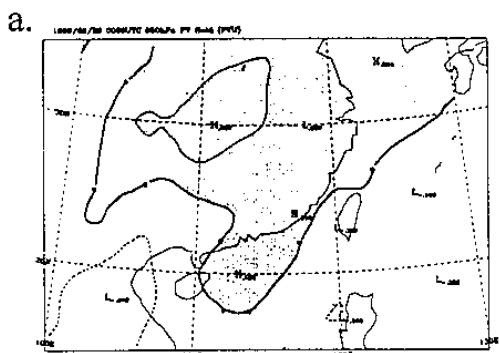


圖 3. 850hPa 和 200hPa 濕位渦場分析圖。

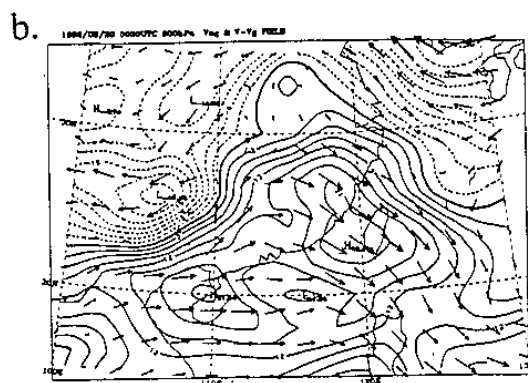
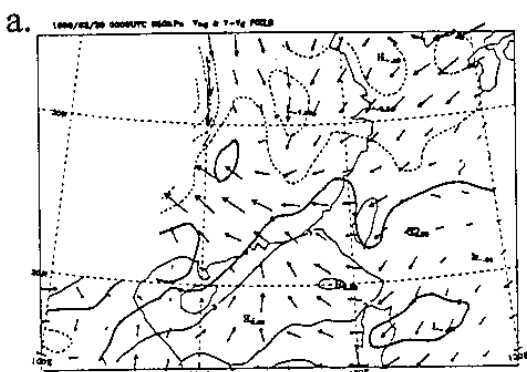


圖 4. 850hPa 和 200hPa 非地轉風場分析圖。

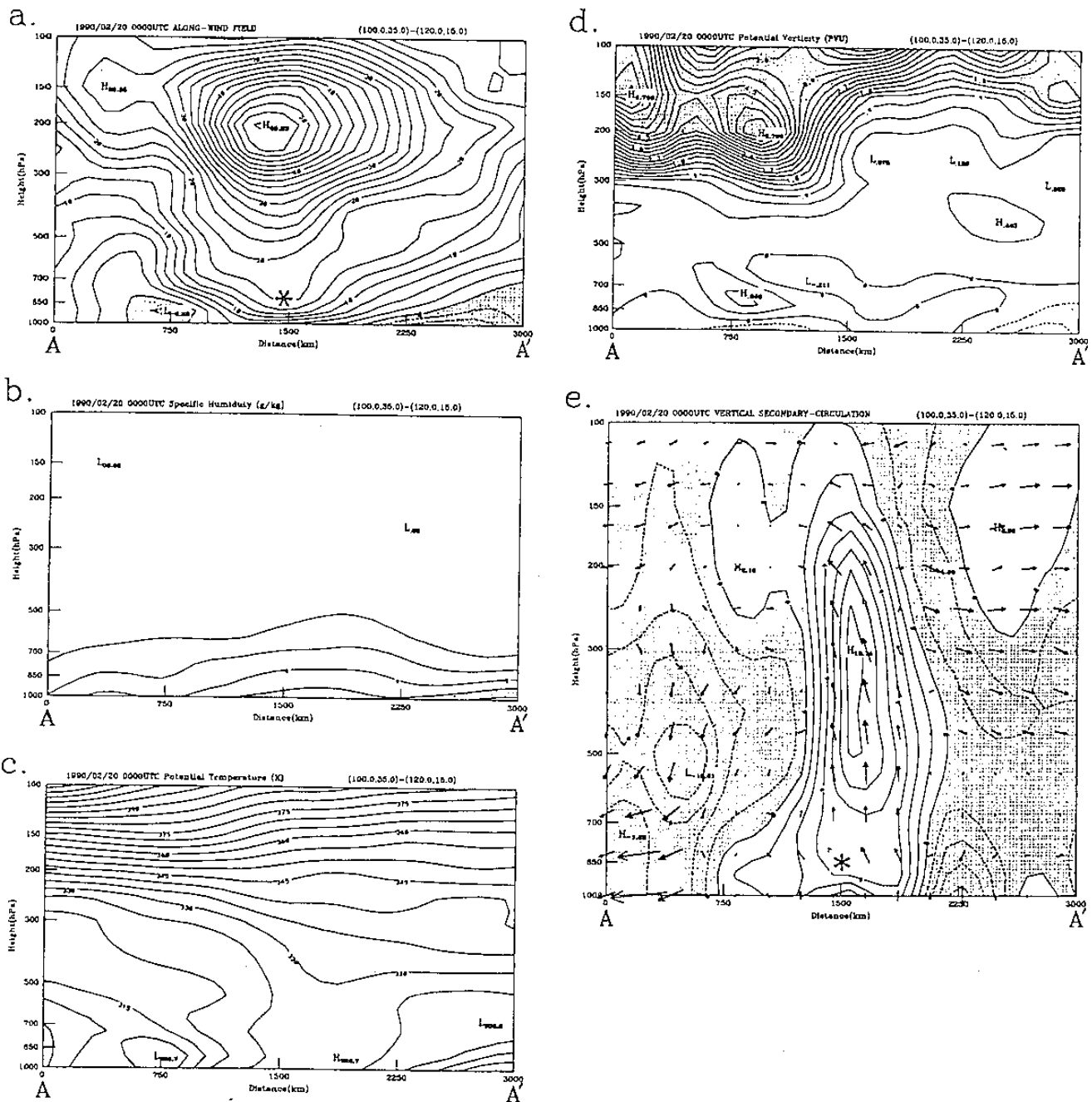


圖 5. 垂直剖面分析圖。(a)沿噴流軸方向的風場。(b)比濕場。(c)相當位溫場。(d)濕位渦場。(e)橫向非地轉風和垂直運動場。

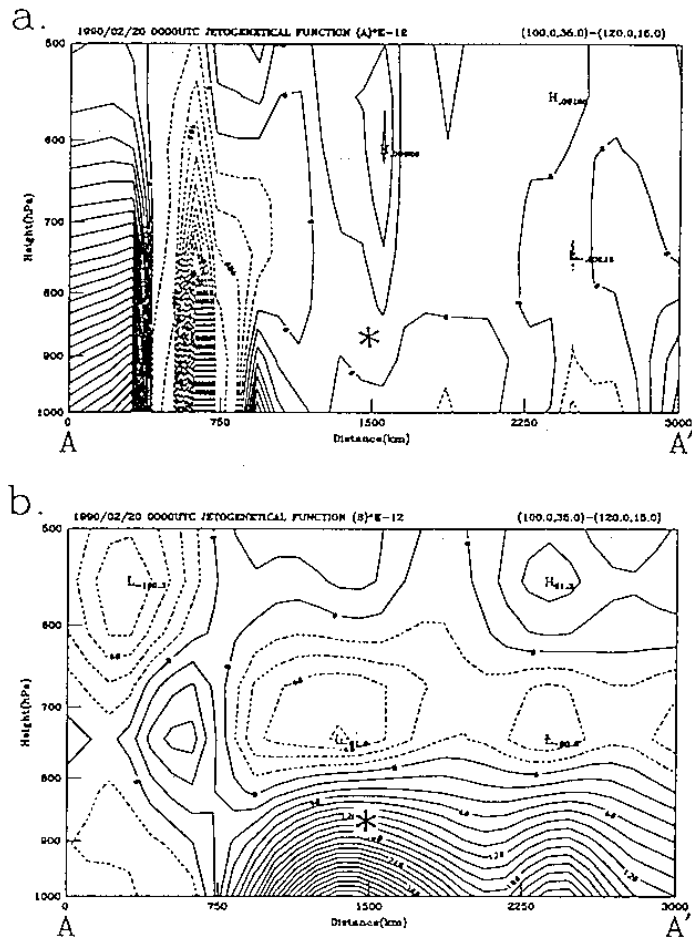


圖 6. 垂直噴流軸剖面的噴生方程分析圖。(a)水平分布項，(b)垂直分布項。

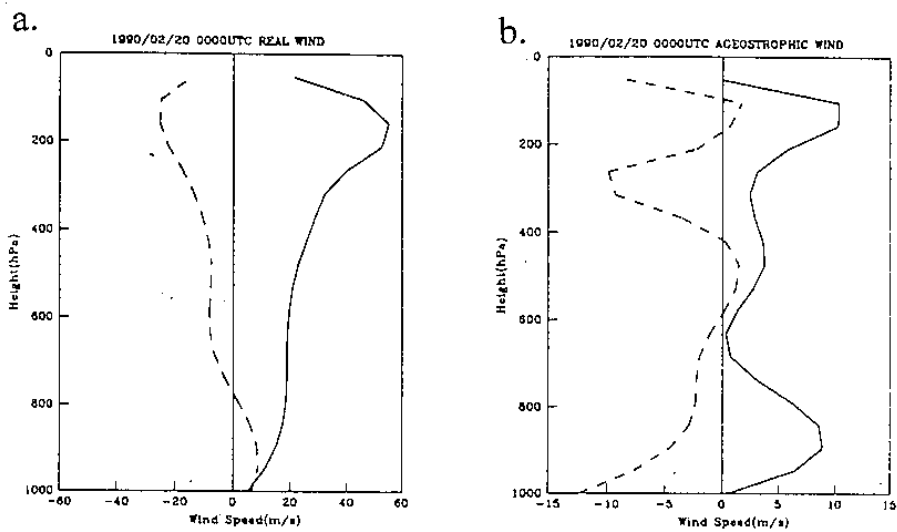


圖 7. 噴流中心的垂直風場分析圖。(a)實際觀測風場，其中實線為平行噴流軸分量，虛線為垂直噴流軸分量。(b)非地轉風場，其中實線為垂直噴流軸分量，正值指向左側，虛線為平行噴流軸分量。