

華南地區鋒面受地形作用的探討

高長霖
中央氣象局第二組

摘要

台灣地區主要的降水期間是在 2~4 月間的春雨、5~6 月間的梅雨及夏秋季的颱風。對於梅雨及颱風，已有非常豐富的研究成果，而春雨的研究則較少。在冬末春初時，正是大氣環流由冬季型轉換至夏季型的過渡期，台灣地區仍頻繁地受到北方冷空氣的侵襲，同時也受到南方暖溼氣流北上的影響，而鋒面正是造成此季節降水的主要原因。

本文選取 1998 年 3 月 18 日至 22 日期間，發生於華南地區的鋒面系統，採用中尺度模式(MM5)進行模擬，以分析此鋒面垂直結構的詳細時間演變。

模擬結果中，鋒面的垂直發展約可至 500hPa。在 900hPa 以上，鋒面隨高度增加而向冷空氣方向(北方)傾斜，大體上的結構與一般鋒面無異。但當鋒面南下之初，受武夷山阻擋時，在鋒後低層 900hPa 以下為不穩定區域，因此激發出鋒前強烈的垂直上升氣流。

鋒面地勢(frontal topography)是影響鋒面降水型態與強度的重要因素，在本個案中，當鋒面仍位於武夷山前時，沿鋒面上也產生波長約 300 公里的重力波，此種重力波是影響鋒面地勢型態的可能原因之一。當重力波運動趨緩後，一旦鋒面過山，可發現類似前述波長的重力波又再度產生。

關鍵詞：武夷山 鋒面地勢 重力波

一、前言

長久以來，鋒面與地形的關係一直是吾人所關心的課題。早在 1920 年代，挪威學派即已瞭解山岳地形會影響鋒面的移動，並使鋒面帶變形。Bjerknes and Solberg(1921,1922)首次提出地形會阻擋鋒面的移動，使鋒面帶扭曲、變形，因而改變了鋒面上原先的垂直運動場，以致雲系及降水型態也跟著產生變化。

總結早期的研究，地形對鋒面的影響主要有以下幾點：1. 山地區域會阻擋所有類型的鋒面，並會引發背風旋生；2. 鋒面降水及雲系會在山前(迎風面)加強，在山後(背風面)減弱；3. 山脈會加強鋒面，甚至於有鋒生現象。(Bergeron, 1937)

由於此類問題的複雜性，直到 1980 年代才開始有人從動力的觀點探討地形效應對鋒面的影響。Bannon(1983)探討由水平變形場強迫的準地轉鋒面經過二維山岳地形時的情形，發現冷鋒接近山地的時候會減弱，而當其越過山地時則加強，這是因為鋒面與山地所強迫出的溫度場二者疊加所造成的。

Zehnder and Bannon(1988)使用半地轉模式討論地形對鋒面的作用，結果顯示當鋒面接近山坡時，水平溫度梯度會減弱，反之，當鋒面移至背風坡時，則溫度梯度會加強。半地轉模式的模擬結果顯示，在準地轉模式中忽略的非地轉平流作用是非常重要的而不可忽略的。此外，在實際大氣中，當中尺度氣流經過山地區域時，通常會有明顯的重力波

產生，因此，地勢所強迫出的非地轉加速作用與科氏力是同一個數量級，以致半地轉近似也不適用了。所以，要探討鋒面受地形地勢的影響，應使用原始方程模式較適當。

William et al.(1992)使用靜力、布氏近似的二維原始方程模式，模擬在正弦式分布的變形場及週期性邊界條件下，山地對移動鋒面的影響。Wang and Wu(1999)使用非靜力模式(ARPS)研究地形地勢與鋒面間的交互作用，結果顯示由於溫度場的疊加作用，使冷鋒在接近山地時有鋒消現象，而在冷鋒過山後則有鋒生現象。

由以上的回顧可知，許多的研究皆係設計理想的初始條件，在理想的地勢邊界下，探討地形地勢對鋒面的影響，較少人探討真實大氣的情況。華南地區的鋒面系統常會影響台灣的天氣，而冬末春初的季節交替期間，鋒面所造成的春雨，對於台灣的民生方面有相當程度的影響。因此本文選取實際個案：1998 年 3 月 18 日至 22 日期間，發生於華南地區的鋒面系統，採用中尺度模式(MM5)進行模擬，以分析此鋒面垂直結構的詳細時間演變。

二、數值模式

為彌補綜觀觀測資料時空解析度的不足，並且可以進一步討論中尺度鋒面的詳細結構及演變過程，本文採用 PSU/NCAR 發展的 MM5 非靜力模式。使用兩層巢狀網格，第一層網格數目為 105x80，網格距離 81 公里，第二層網格數目為 151x151，網格距離為 27 公里，垂直分層共 22 層。

所使用之物理參數化方法，積雲參數化第一層網格使用Kuo(1974)方法、第二層網格使用Grell(1993)方法，邊界層參數化使用Blackadar(1976,1979)的行星邊界層模式，降水物理方面，採用簡單冰相(Simple Ice)方法。使用ECMWF(2.5x2.5經緯度)解析度的分析場做為模式中第一層網格系統的初始場，模式積分的開始時間為1998年3月19日00Z，積分60小時。

三、個案的天氣概述

1998年3月18日00Z(圖1)在大陸東北有一中心氣壓為1008hPa的低壓，鋒面由此中心向西南延伸，由於西伯利亞高壓南下，促使鋒面持續向東南方移動，隨著低壓中心向東移(圖2)，鋒面南段移行至長江流域(19日12Z，圖3)後，漸漸呈東西走向(20日00Z，圖4)，並且成為滯留鋒，滯留達2天以上，直到22日東移入太平洋。

在850hPa分析圖中，20日00Z(圖6)伴隨鋒面的風切帶位置，較19日00Z(圖5)的風切帶位置南移約300公里，但地面鋒面卻已南移約600公里，也就是說，在鋒面南移的過程中，低層鋒面的斜率會變得較小，這有可能是受到平均高度達600公尺左右的武夷山地形(圖7為華南地區地形等高線分布)所影響。

四、模擬結果之分析與討論

由模式積分的結果，地面和850hPa的整體形勢與日本氣象廳印刷天氣分析圖相較之下，大致符合，為能清楚瞭解鋒面地勢的變化，因此使用相當位溫(θ_e)等值線定義鋒面位置，而非使用傳統鋒面帶的概念來定義。由南北剖面與分析天氣圖比較，可找出與地面鋒面相交的等 θ_e 線，在此選取 $\theta_e = 310^\circ K$ 做為本文定義的鋒面位置，圖8為沿著東經120度之南北垂直剖面上的鋒面位置。

為能正確估算鋒面移動速度，並避開低層受武夷山影響的部分，沿東經120度取950hPa面上之鋒面($\theta_e = 310^\circ K$)的位置，結果得到在鋒面過山前(即模式積分12小時之前)的平均移動速度為40公里/小時，鋒面過山後(即模式積分15小時到24小時之間)的平均移動速度為20公里/小時，在模式積分24小時到60小時之間，鋒面大致呈滯留狀態(東西方向)。

圖9是模式積分12小時的地面氣壓場、950hPa、850hPa高度場、風場及 θ_e 分布。鋒面到達武夷山時，鋒面低層被山地地勢阻擋而變形(圖9a)，在鋒面過山前，鋒前伴隨強盛西南氣流(圖9b)，最大風速可達 20ms^{-1} 以上；在850hPa面上(圖9c)，鋒面受地形影響而變形的程度較小，而鋒前

仍存在大風速區，但比低層來得弱些。當鋒面過山後(模式積分24小時)，地面圖(圖10a)上顯示武夷山北方的鋒面停滯不前，而鋒面東段仍持續向南推進(此即鋒面“斷裂”的現象)，同時，在東海上有大風速區(北風)及向南伸展的冷舌；在950hPa高度場(圖10b)顯示鋒面被山地阻擋影響的範圍較小，同時，東海上仍可看到大風速區及冷舌；在850hPa高度場(圖10c)上的武夷山區附近，鋒面形狀只有些微的彎曲，大致仍可維持東西走向的形狀。由鋒面過山前後的850hPa高度場、溫度場分布可知，武夷山地區對鋒面形狀的影響主要是在低層。

850hPa面上的垂直運動場分布如圖11，鋒面過山前(圖11a)，在地面鋒的位置上方，由於低層氣流輻合作用大，使得該處的垂直上升速度也最大，形成一個帶狀上升運動區域，並且隨著鋒面一起移動；在東海上有個速度達 25cms^{-1} 以上的上升運動中心，它最初生成於江西地區，而後隨著鋒面東移到達東海。在積分17小時後，最大垂直上升運動區僅存在於東經120度以東的鋒面上，也就是說，西段的滯留鋒附近垂直運動不強；在此同時，於台灣海峽北部、東海上，有一約200公里範圍的上升運動區逐漸接近台灣北部，直到積分至26小時後才消散，而其附近的流線呈輻散的現象。

在垂直結構方面，以下的討論均係沿著東經120度取南北方向上的垂直剖面。

整體而言，鋒面的垂直發展約可至500hPa，在900hPa以上，鋒面隨高度增加而向冷空氣方向(北方)傾斜，大體上的結構與一般鋒面無異。圖12a為積分9小時之垂直速度場及 θ_e 分布，由於鋒面受到武夷山的阻擋，以致鋒後900hPa以下的低層變得較不穩定(θ_e 隨高度增加而降低)，在鋒面前緣激發出較強的垂直上升氣流，速度達 25cms^{-1} 以上，在2小時後(圖12b)，速度減小，但在沿著鋒面上可以發現有新生的上升運動區位於950hPa鋒後300公里、600公里處。當鋒面過山後(積分24小時，圖12c)，又可發現自地面鋒前緣開始，沿鋒面上排列著4個間距約300公里的上升運動區。鋒面地勢(topography)是影響鋒面降水型態與強度的重要因素(Locatelli et al., 1994)，上述沿鋒面上的垂直運動會改變鋒面的地勢(鋒面斜率、形狀)之外，還具有重力波的特徵。

從過去的許多研究得知，山前為鋒消區、山後為鋒生區。本個案的鋒面大致呈東西走向($\frac{\partial}{\partial x} = 0$)，並且暫不考慮非絕熱作用，因此鋒生函數可表示如下：

$$F = \frac{d}{dt} \left(-\frac{\partial \theta_e}{\partial y} \right) = \left(\frac{\partial v}{\partial y} \right) \left(\frac{\partial \theta_e}{\partial y} \right) + \left(\frac{\partial \omega}{\partial y} \right) \left(\frac{\partial \theta_e}{\partial p} \right)$$

右邊第一項是伸展變形作用(合流項)，第二項是垂直風切變形作用(傾側項)。

鋒面過山前，因武夷山的阻擋使低層氣流的合流作用非常大，導致鋒面前緣900hPa以下有強烈的鋒生(圖13b)，但因合流作用所產生的強烈垂直上升運動(圖12a)，又造成850hPa處的傾側項為負值，而有鋒消。所以，除了低層強烈合流作用外，本階段的鋒生函數分布型態係以傾側項為主。

鋒面過山後，水平溫度梯度較過山前為強，不論合流項或傾側項皆為鋒生(圖14)，而鋒生過程又可能引發重力波(Gall et al., 1988)，如圖12c所示。

五、結論

本文選取冬末春初期間，發生於華南地區的鋒面系統，以中尺度模式(MM5)進行模擬，分析此鋒面垂直結構的詳細時間演變。模擬結果顯示，本個案結構與一般鋒面無異，但當鋒面到達華南地區時，會受到武夷山區地形的影響。

由於邊界層摩擦的輻合作用，在地面冷鋒前可形成一個範圍狹窄、強度較大的上升運動區，當冷鋒受武夷山阻擋時，上升運動的強度增加，而對流運動又可引發重力波沿著鋒面向中高層方向移動，因此而改變了中高層鋒面地勢。鋒面過山後，由鋒生作用產生的重力波沿著鋒面上移，也會改變鋒面的地勢。

六、參考文獻：

- Bannon, P. R., 1983: Quasi-geostrophic frontogenesis over topography. *J Atmos. Sci.*, **40**, 2266-2277.
- Bergeron, T., 1937: On the physics of fronts. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **18**, 265-275.
- Bjerknes, J. and H. Solberg, 1921: Meteorological conditions for the formation of rain. *Geophys. Publ.*, **2**, 1-69.
- Bjerknes, J. and H. Solberg, 1922: Life cycle of cyclones and the polar front theory of atmospheric circulation. *Geophys. Publ.*, **3**, 1-18.
- Gall, R. L., R. T. William and T. L. Clark, 1988: Gravity waves generated during frontogenesis. *J Atmos. Sci.*, **45**, 2204-2219.
- Locatelli, J. D., J. E. Martin and P. V. Hobbs, 1994: A wide cold-frontal rainband and its relationship to frontal topography. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **120**, 259-275.
- Williams, R. T., M. S. Peng and D. A. Zanolfski, 1992: Effects of topography on fronts. *J Atmos. Sci.*, **49**, 287-305.
- Wang, X.-B. and R.-S. Wu, 1999: Interaction of orographic disturbance with front. *Adv Atmos. Sci.*, **16**, 467-481.
- Zehnder, J. A. and P. R. Bannon, 1988: Frontogenesis over a mountain ridge. *J Atmos. Sci.*, **45**,

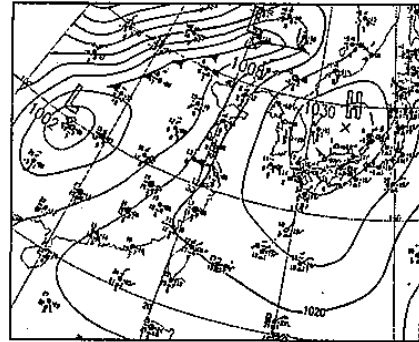


圖1：1998年3月18日00Z 地面天氣圖

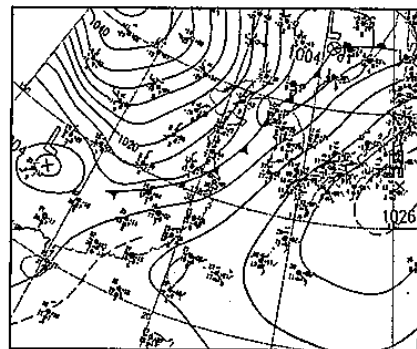


圖2：1998年3月19日00Z 地面天氣圖

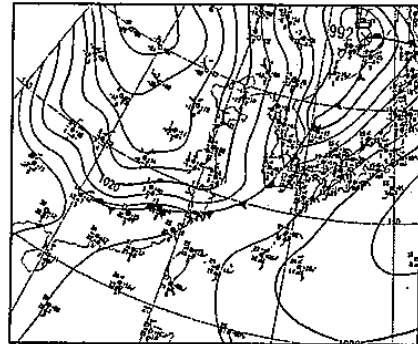


圖3：1998年3月19日12Z 地面天氣圖

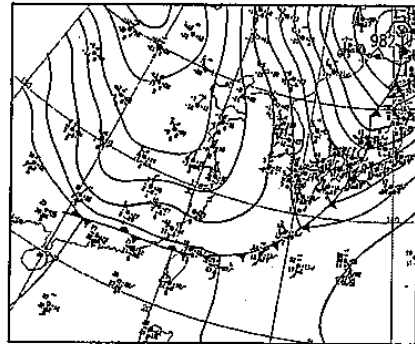


圖4：1998年3月20日00Z 地面天氣圖

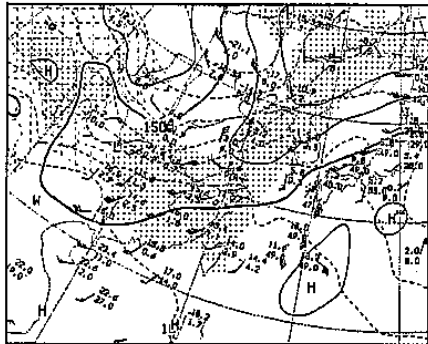


圖5：1998年3月19日00Z 850hPa天氣圖

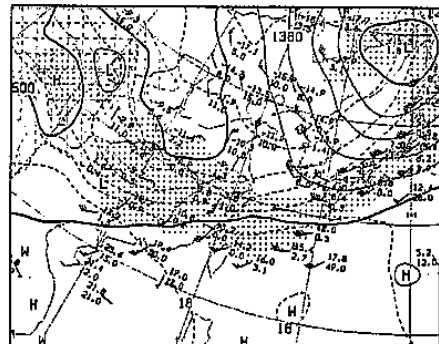


圖6：1998年3月20日00Z 850hPa天氣圖

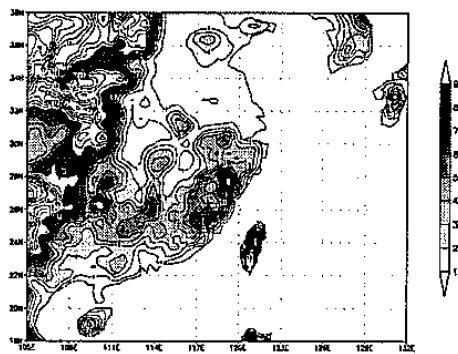


圖7：第二層網格之地形等高線分布圖
(單位:100公尺)

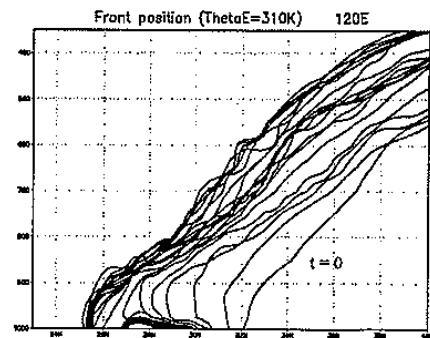


圖8：沿東經120度的鋒面位置($\theta_e = 310^{\circ}K$)
隨時間的變化(時間間隔3小時)

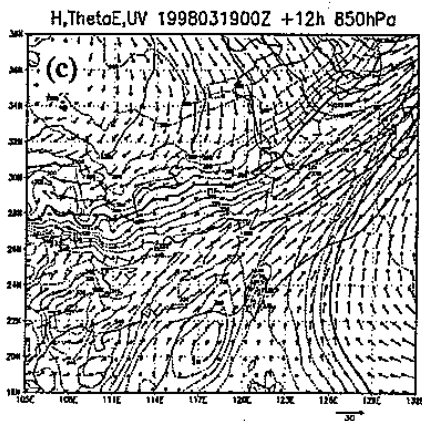
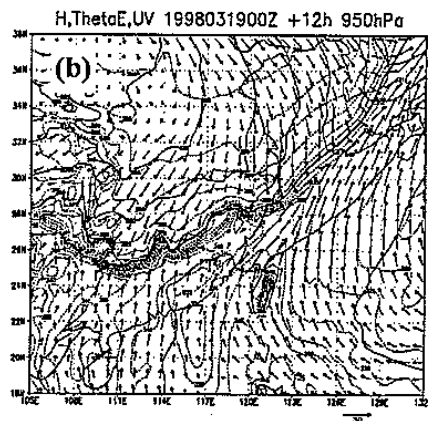
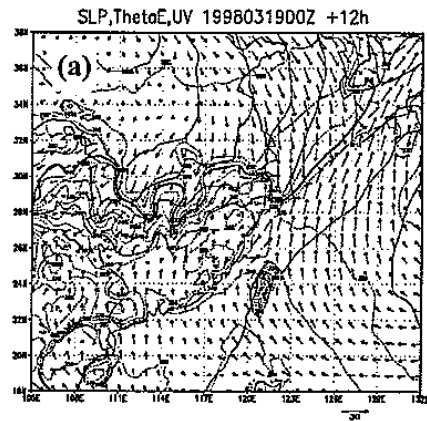


圖9：模式積分12小時之(a)地面圖
(b)950hPa高度場 (c)850hPa高度場，
東西向之粗實線為鋒面位置

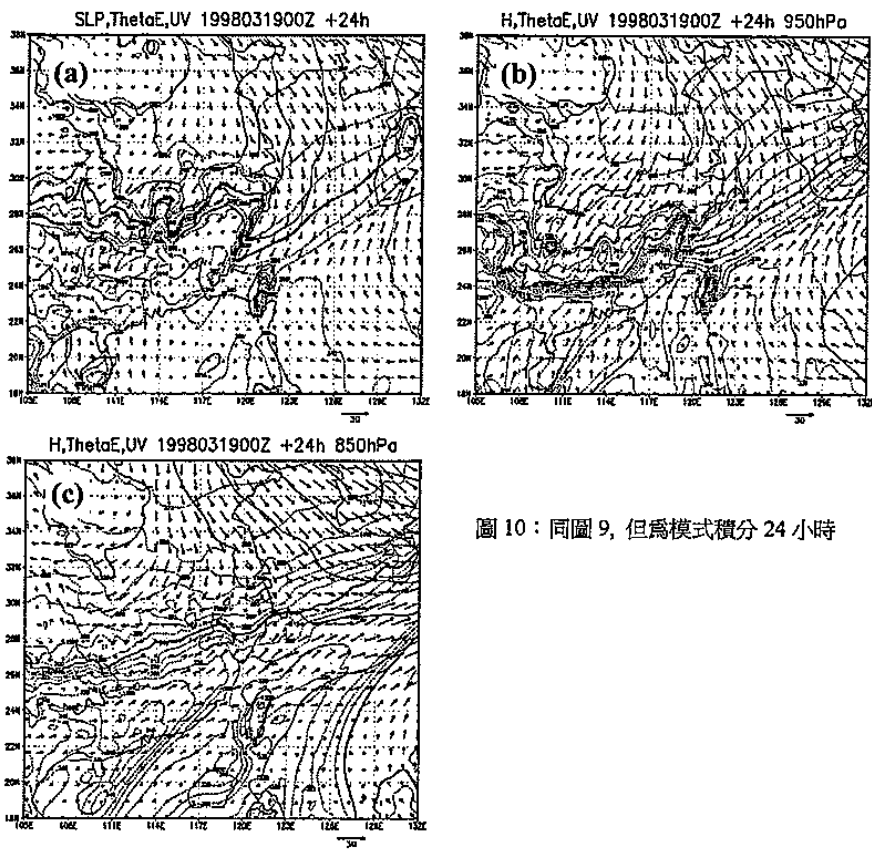


圖 10：同圖 9，但為模式積分 24 小時

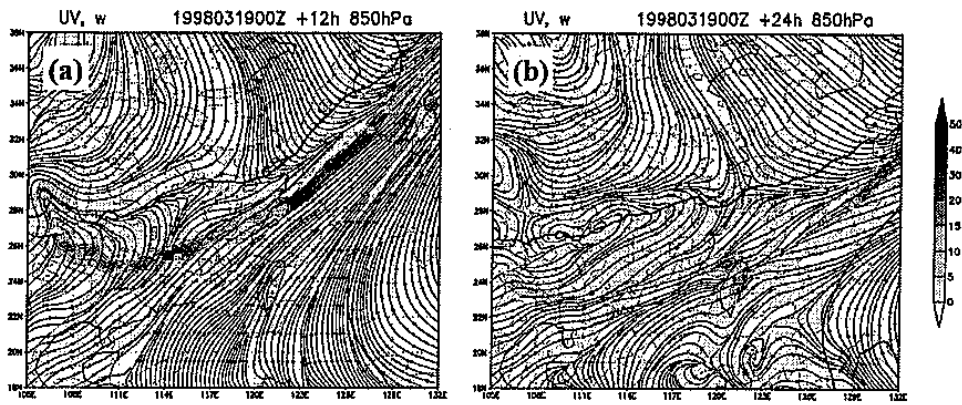


圖 11：模式積分(a)12 小時 (b)24 小時之 850hPa 氣流場及垂直速度分布

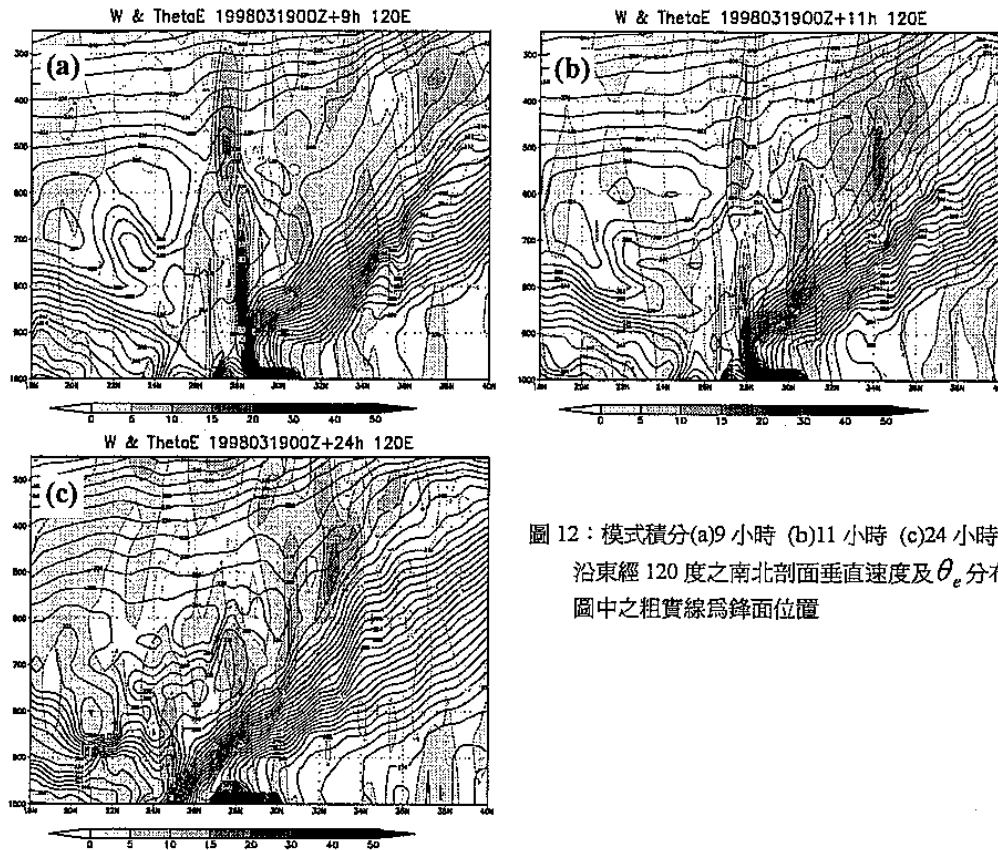


圖 12：模式積分(a)9 小時 (b)11 小時 (c)24 小時
沿東經 120 度之南北剖面垂直速度及 θ_e 分布
圖中之粗實線為鋒面位置

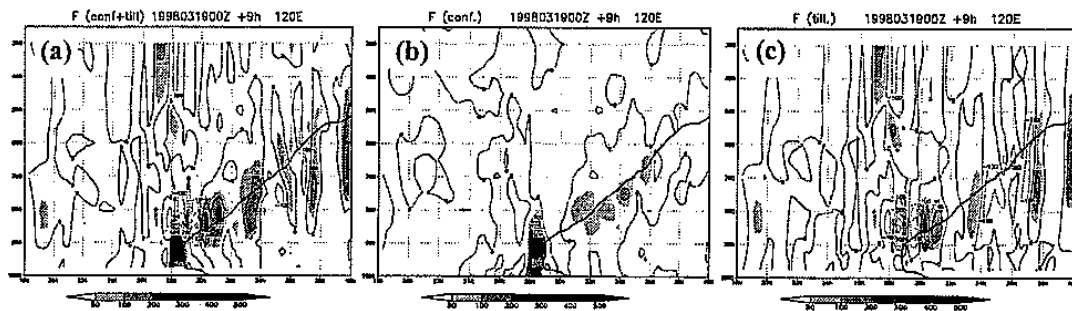


圖 13：模式積分9小時之(a)鋒生函數 (b)合流項 (c)傾側項 垂直剖面分布，圖中之粗實線為鋒面位置

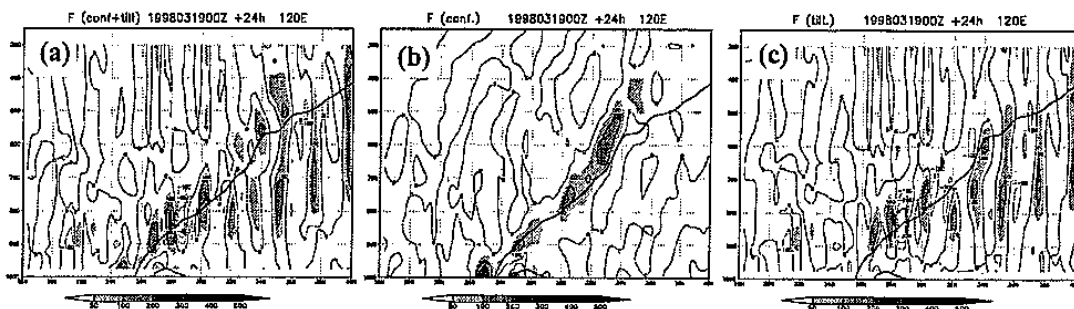


圖 14：同圖 13，但為模式積分24小時