

高層鋒生個案之診斷分析研究

陳泰然 黃蓉芬

國立台灣大學大氣科學系

(中華民國七十八年十一月二十日收稿；十二月十五日定稿)

摘要

本文選取1979年2月18日—22日冬季風實驗期間(WMONEX)，發生在青藏高原東側及鄰近區域的兩個高對流層(300 mb)鋒面個案，以探討鋒生過程與鋒面區移行及滯留之主要機制。此兩個案均局限在高對流層，強度由上向下減弱，在中低對流層已不可辨認。鋒面斜壓區內之風切變化，與鋒面強度之變化一致。除計算Miller鋒生方程各項之作用外，亦分析準地轉鋒生方程之強迫函數。

結果發現鋒面區之鋒生效應，主要由非地轉合流強迫作用而來，扭轉項未能發揮鋒生效應，故未發展至中尺度之強烈鋒面。此外，發現鋒面區之移行主要由地轉風切變形主宰，而鋒面區之滯留則由非地轉合流控制。

關鍵詞：高層鋒面，鋒生，準地轉鋒生，鋒生方程。

一、前言

過去20~30年來，由於理論與數值模擬方面的研究，使我們對於大氣內之鋒面結構與鋒生過程增加很多基本的了解。其中有些研究係在直線鋒面之垂直剖面上，來研究地面鋒面的演變過程(例如：Stone, 1966; Williams, 1974)。有些研究則把鋒生視為係三維旋生問題的衍生物，而在初始緯流風場裡包含水平與垂直風切，讓發展的氣旋產生合流與風切之鋒生形式分佈(例如：Hoskins, 1976; Hoskins and West, 1979; Mudrick, 1974; Price, 1977)。一般認為在這些研究裡的最重要貢獻，應屬由準地轉模式進展到半地轉模式之鋒生理論。準地轉模式雖能產生類似鋒面的結構，但因忽略非地轉平流效應，致使鋒面垂直而不能傾斜，且需無限長時間才能產生鋒面不連續之性質(Stone, 1966; Williams, 1968, 1974; Williams and Plotkin, 1968)。這些缺點，在半地轉模式裡均能克服，因非地轉之溫度與動量平流均已包含在模式內(Hoskins, 1975; 1976; Hoskins and West, 1979)。

在這同一時期裡，亦有很多觀測分析研究在探討地面鋒與高層鋒生過程。高層鋒生診斷分析發現，鋒生機制為橫跨鋒面垂直速度梯度導致之扭轉效應，該區最大下沉運動發生在鋒面暖側(例如：Bosart, 1970; Danielsen, 1968; Shapiro, 1970)。地面鋒觀測研究(Sanders, 1955)則發現，在低層鋒面區內之合流鋒生效應大於扭轉鋒消效應，以維持強地面鋒。當溫帶氣旋在極鋒上發展時，伴隨旋生之鋒生過程在冷暖鋒上有所不同，冷鋒由風切變形而暖鋒則由合流變形(即白奇龍強迫作用, Bergeron forcing)。這種冷鋒曾由很多學者(例如：Hoskins and Bretherton, 1972, Orlanski and Ross, 1977; Gidel, 1978; Blumen, 1980; Keyser and Anthes, 1982)做過理論與數值模擬方面的研究，結果發現地轉風切變形可以產生熱力直接環流，其上升運動則出現在鋒面前緣及鋒上。對這種暖鋒的研究(例如：Sawyer, 1956; Eliassen, 1962; Stone, 1966; Williams and Plotkin, 1968; Hoskins and Bretherton, 1972; Gidel, 1978)，則發現由地轉伸張(即合流)變形可產生暖鋒上之熱力直接環流。上述冷暖鋒

之熱力直接環流，在鋒生方程裡均透過扭轉項產生鋒消效應。

有關鋒生過程之觀測分析診斷結果，在公開文獻上發表的論文以歐洲及北美洲地區發生之個案較多 (Keyser and Shapiro, 1986)，在東亞地區之個案十分缺乏。最近，Chen (1986) 曾對 1979 年冬季季風實驗期間 (WMONEX) 發生在華中的低層鋒生個案進行診斷分析，本文亦在 WMONEX 期間選取兩個在青藏高原東側的高層鋒面個案，以探討高層鋒生過程。除分析 Miller 鋒生方程內各種絕熱鋒生過程在鋒面演變所扮演的角色外，亦探討準地轉鋒生之重要性。

二、資料與分析

本文所選兩個鋒面個案，一個在 1979 年 2 月 18 日 0000UTC — 2 月 19 日 0000UTC，另一個在 2 月 21 日 0000UTC — 2 月 22 日 0000UTC 期間。所用資料係陳 (1982) 所分析之 1979 年 2 月 18 日至 22 日東亞地區與西太平洋地區每 12 小時之地面與高空 (包括 850mb、700mb、500mb、300mb、200mb 等) 探空資料，經主觀分析求取之網格點資料。除分析陳 (1985) 所求取之運動參數 (水平速度) 外，並計算熱力參數 (位溫、位溫梯度) 之分佈，以及 Miller 鋒生方程與準地轉鋒生方程各強迫項之分佈，範圍如圖 1 所示。

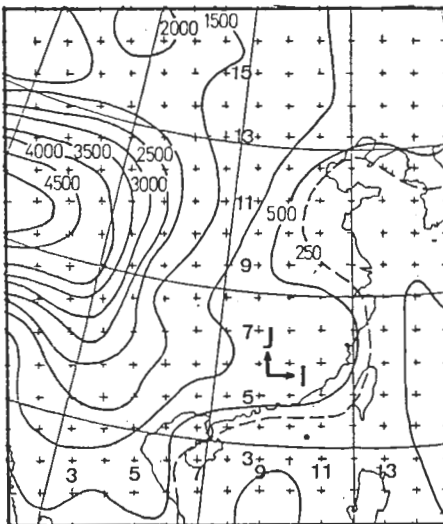


圖 1 興趣區內之勻滑地形等高線 (m) 及網格點分佈，網格間距為 240 km (30° N, 60° N)，網格點旁數字為 I 與 J 之數值。

Miller (1948) 鋒生方程 (二維) 可寫成以下形式

$$F \equiv \frac{d}{dt} |\nabla_h \theta| = |\nabla_h \theta|^{-1} \frac{\partial \theta}{\partial x} \left(-\frac{\partial v_g \partial \theta}{\partial x \partial y} - \frac{\partial v_a \partial \theta}{\partial x \partial y} - \frac{\partial u_g \partial \theta}{\partial x \partial x} - \frac{\partial u_a \partial \theta}{\partial x \partial x} - \frac{\partial \omega \partial \theta}{\partial x \partial p} \right) + |\nabla_h \theta|^{-1} \frac{\partial \theta}{\partial y} \left(-\frac{\partial u_g \partial \theta}{\partial y \partial x} - \frac{\partial u_a \partial \theta}{\partial y \partial x} - \frac{\partial v_g \partial \theta}{\partial y \partial y} - \frac{\partial v_a \partial \theta}{\partial y \partial y} - \frac{\partial \omega \partial \theta}{\partial y \partial p} \right) \quad (1)$$

SHE ASHE CON ACON TWIST

(1) 式內 u_g 與 v_g 分別為 x 與 y 方向之地轉風分量， u_a 與 v_a 則分別為 x 與 y 方向之非地轉風分量， ω 為 p 座標垂直速度， θ 為位溫，第一項為地轉風切項 (SHE)，第二項為水平非地轉風切項 (ASHE)，第三項為地轉合流項 (CON)，第四項為水平非地轉合流項 (ACON)，第五項為扭轉項 (TWIST)。 $F > 0$ 時，有鋒生； $F < 0$ 時，有鋒消。

Hoskins and Pedder (1980) 利用 Hoskins et al. (1978) 所介紹之 Q -Vector 的觀念，定義了準地轉鋒生方程，其型式如下：

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \vec{V}_g \cdot \nabla \right) |\nabla_h \theta|^2 = 2 \vec{Q} \cdot \nabla_h \theta \quad (2)$$

其中

$$\vec{Q} = \frac{D_2}{D_t} \nabla_h \theta = \left(-\frac{\partial u_g \partial \theta}{\partial x \partial x} - \frac{\partial v_g \partial \theta}{\partial x \partial y}, -\frac{\partial u_g \partial \theta}{\partial y \partial x} - \frac{\partial v_g \partial \theta}{\partial y \partial y} \right) \quad (3)$$

(2) 式表示跟隨地轉運動，由於地轉運動造成位溫梯度之平方 ($|\nabla_h \theta|^2$) 的改變，可由 2 倍之 Q 向量和水平位溫梯度之內積來決定。(3) 式 Q 向量定義成跟隨地轉運動，水平位溫梯度隨時間的改變率。

三、高層鋒面斜壓區

個案一之 300 mb 位溫梯度分佈如圖 2 所示，2 月 18 日 0000UTC 在青藏高原南側之西康、雲南一帶有一鋒面 (斜壓) 區，區內最大位溫梯度為 2.92 K (100km)⁻¹。12 小時後 (18 日 1200UTC)，此斜壓區東移增強，區內最大值為 4.2 K (100km)⁻¹，梯度為 3 K (100km)⁻¹ 之斜壓區由青藏高原東南側向東伸展至湖南。19 日 0000UTC 時，此斜壓區東移減弱，

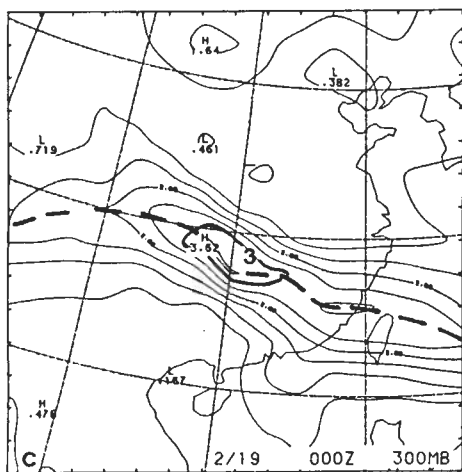
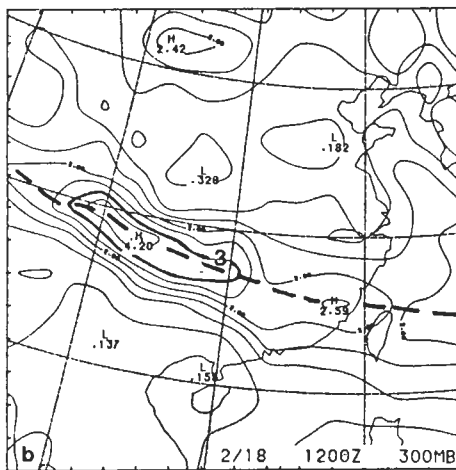
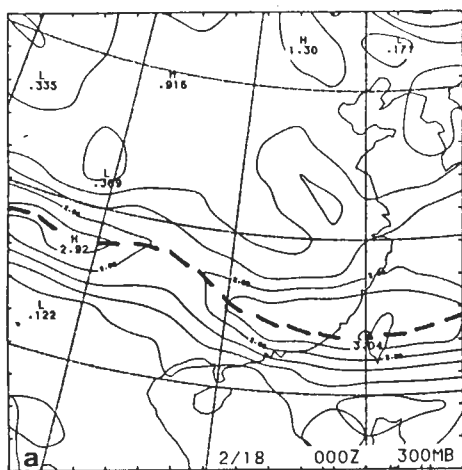
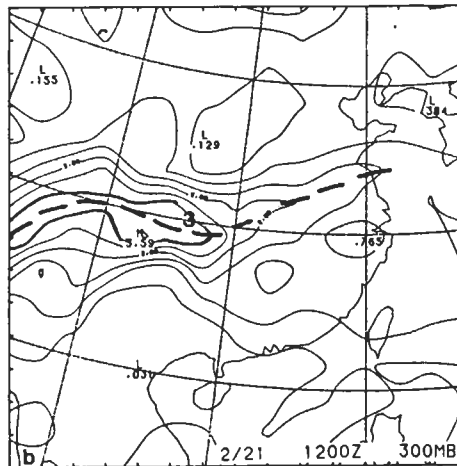
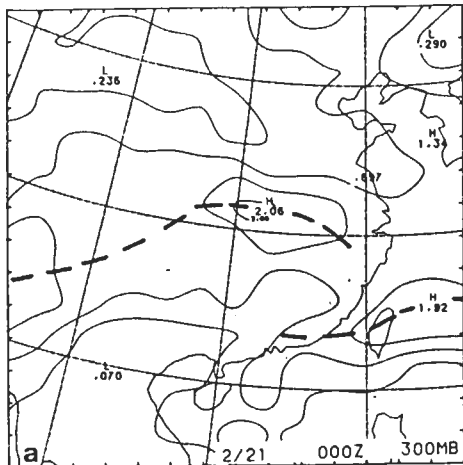


圖2 1979年2月(a) 18日0000UTC, (b) 18日1200UTC與(c) 19日0000UTC 300 mb位溫梯度分佈($K(100\text{ km}^{-1})$), 粗虛線為位溫梯度最大主軸。

梯度為 $3\text{ K}(100\text{ km})^{-1}$ 之斜壓區範圍亦縮小, 局限在四川、貴州、湖南一帶。個案二之300 mb位溫梯度分佈如圖3所示, 2月21日0000UTC時, 青藏高原南側與東側之位溫梯度均弱, 12小時後(21日

1200UTC) 該區顯著鋒生導致一相當強度之斜壓區, 位溫梯度為 $3\text{ K}(100\text{ km})^{-1}$ 之範圍由西康東伸至四川、貴州一帶, 梯度最大值達 $3.59\text{ K}(100\text{ km})^{-1}$ 。此鋒面斜壓區在12小時後近似滯留, 且強度幾乎維



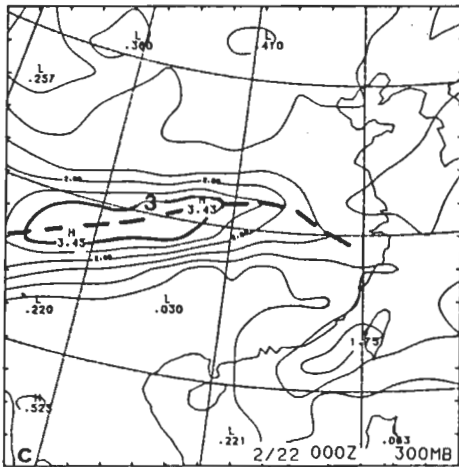


圖3 同圖2，但為(a) 2月21日0000UTC，(b) 2月21日1200UTC與(c) 22日1200UTC。

持不變。

為了解青藏高原東側之高層鋒面結構及其演變特徵，分析此兩個案沿 $I=6$ (見圖1) 幾近南北剖面之風速與位溫分佈，結果如圖4 (個案一) 與圖5 (個案二) 所示。個案一在2月18日0000UTC時，此剖面顯示高層微弱的鋒面斜壓區及其上之噴流。18日1200UTC時斜壓度增強，惟僅局限在300 mb附近之高對流層，此斜壓度之增強除顯現在水平與垂直位溫梯度之增大外，亦反應在斜壓區內較強的垂直風切。12小時後，該剖面上之斜壓鋒面區減弱。個案二在21日0000UTC時，此剖面亦僅顯示微弱之高層斜壓區及其上之噴流。12小時後(2月21日1200UTC)，高層鋒面增強，斜壓區內垂直風切增大，其上噴流增強。22日0000UTC，此剖面上

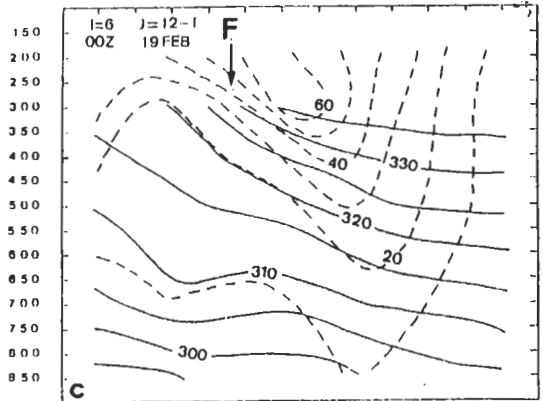
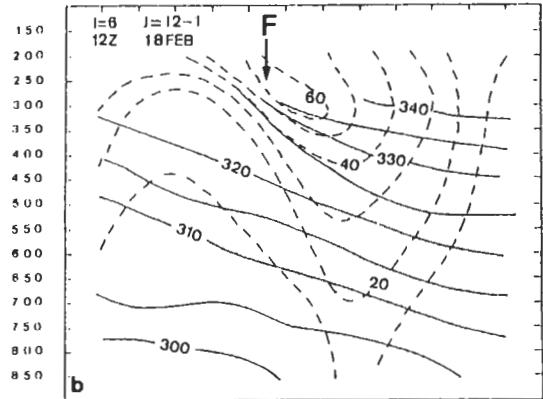
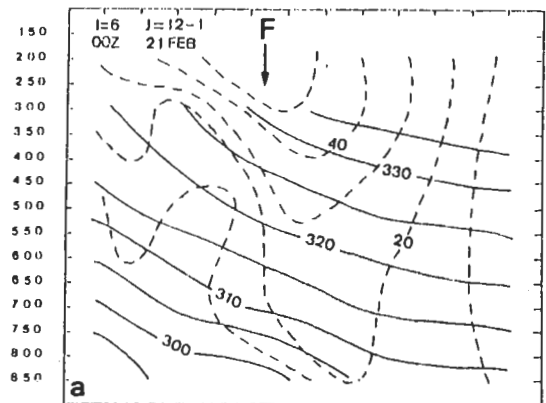
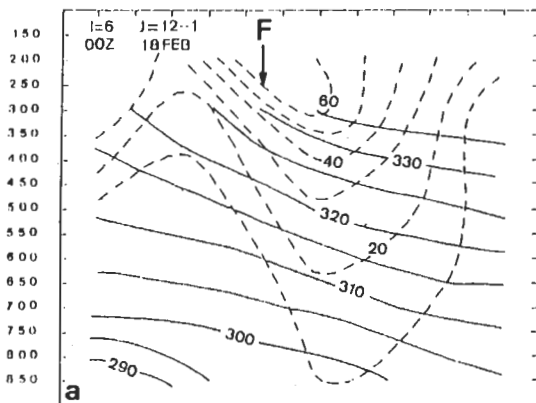


圖4 沿 $I=6$ 剖面之位溫(K, 實線) 與風速(ms^{-1} , 虛線) 分佈。X軸由左至右為 $J=12-1$ (參見圖1)，F為高層鋒面位置。(a) 2月18日0000UTC，與(b) 2月18日1200UTC，(c) 2月19日0000UTC。



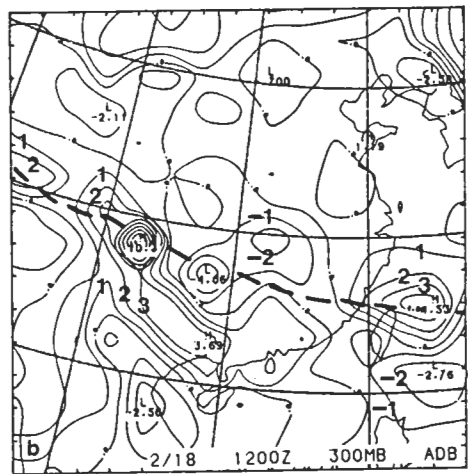
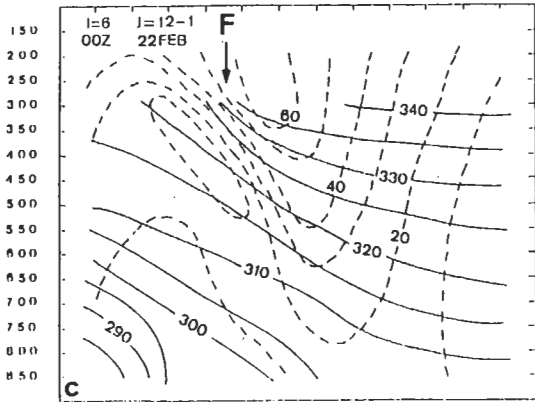
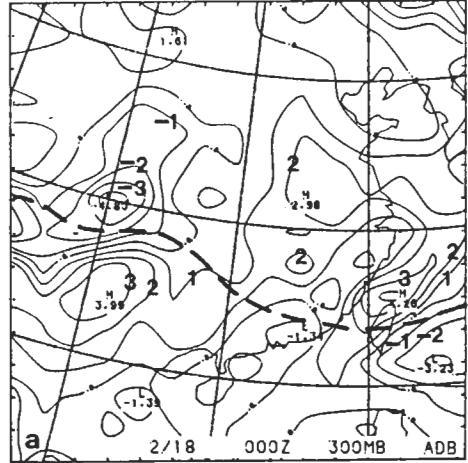
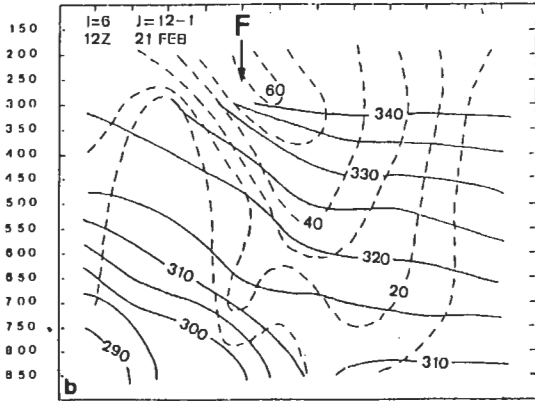


圖5 同圖4，但為(a) 2月21日0000UTC, (b) 2月21日1200UTC與(c) 2月22日0000UTC。

之鋒面噴流系統位置與強度均與12小時前相近，幾呈恆定狀態(steady state)。

四、運動學上的鋒生過程

圖6為個案—2月18日0000UTC—19日0000UTC之絕熱項(即(1)式內右側各項之總和)分佈，顯見18日0000—1200UTC在青藏高原東南側西康、四川一帶鋒面帶上的鋒生現象主要係由絕熱過程而來，但貴州、湖南一帶的絕熱過程卻為負貢獻。顯然該區之鋒生需由非絕熱過程及/或亂流過程而來，唯後兩過程之準確估計不易且非本文興趣對象，故未做進一步分析。19日0000UTC青藏高原東南側之鋒面斜壓區東移減弱，四川、貴州、湖南一帶的正貢獻與西康的負貢獻，特別是在最大位溫梯度

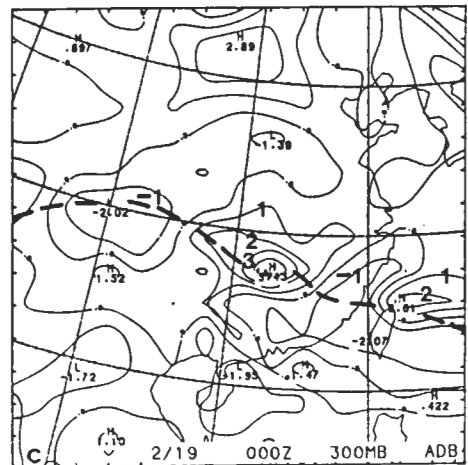


圖6 1979年2月(a) 18日0000UTC, (b) 18日1200UTC與(c) 19日0000UTC 300 mb鋒生方程絕熱項分佈(K (12 h)⁻¹ (100 km)⁻¹)，粗虛線為位溫梯度最大主軸。

主軸及兩側區域，顯示絕熱過程在斜壓區東移之重要性，即在原鋒面斜壓區下游有絕熱鋒生過程及上游有絕熱鋒消過程，因此鋒面區往下游移行。

圖7為個案二2月21日0000UTC—22日0000UTC之絕熱項分佈。21日1200UTC在青藏高原南側及東側，即西康、四川、貴州一帶，鋒面帶上的鋒生現象，顯然係由絕熱鋒生過程而來，之後該鋒面斜壓區近似滯留且幾呈恆定狀態，亦與該區絕熱過程之鋒生效應一致。

由此兩個案之鋒面斜壓區演變分析顯示，不論鋒面上之鋒生現象或鋒面移行/鋒面滯留，絕熱過程均為主宰角色，唯非絕熱過程及/或亂流混合過程，在局部地區短時間內有時亦不容忽略。

(一) 地轉風切效應

個案一與個案二由地轉風切變形導致之鋒生效應分佈，分別由圖8與圖9所示。在個案一之鋒面斜壓區，不論是18日1200UTC之鋒生或是19日0000UTC之往下游移行，地轉風切效應顯然均為正貢獻，而斜壓區之往下游移動更由此項主宰。此項在個案二之鋒面斜壓區之貢獻，與個案一大異其趣。在2月21日1200UTC時，鋒生區內此項在青藏高原東側為正貢獻，在青藏高原南側為負貢獻，之後鋒面區近似滯留則此項在該區為負貢獻。

上述分析顯示，地轉風切之鋒生效應有使鋒面區往下游移行之趨勢，而鋒面區近似滯留時，地轉風切變形有鋒消效應，故鋒面強度需由其他過程來維持。

(二) 非地轉風切效應

個案一之非地轉風切項(圖10)與地轉風切項相似，在鋒面斜壓區為鋒生效應，在鋒面增強時兩項貢獻相近(2月18日0000-1200UTC)，在鋒面區往下游移行時，非地轉風切項之鋒生效應較地轉風切項為小。個案二之非地轉風切項與地轉風切項之分佈及大小亦極相似(圖11)，在鋒面帶上之鋒生區與鋒面滯留區仍以鋒消效應為主。

(三) 地轉合流效應

圖12所示地轉合流項，在個案一鋒面帶上之鋒生區與鋒面往下游移動區均為鋒消效應。圖13所示在個案二裡，此項在鋒面帶上之鋒生區與鋒面滯留區亦均為負貢獻。

(四) 非地轉合流效應

在個案一裡(圖14)，此項與地轉合流項大不

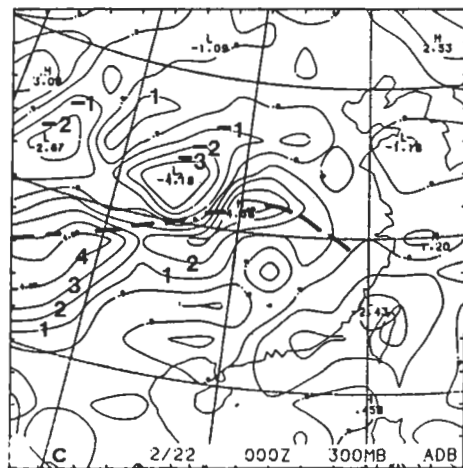
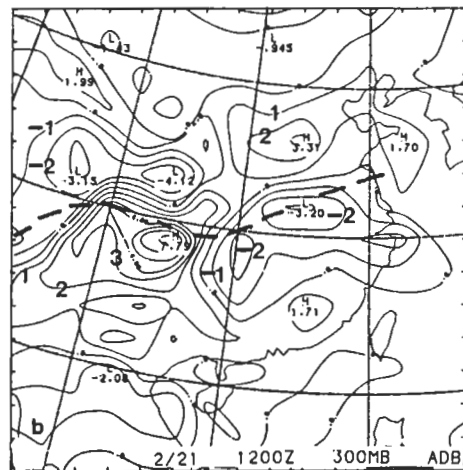
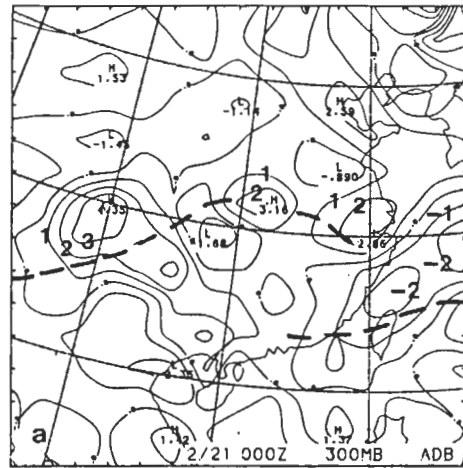


圖7 同圖6，但為(a) 2月21日0000UTC，(b) 2月21日1200UTC與(c) 2月22日0000UTC。

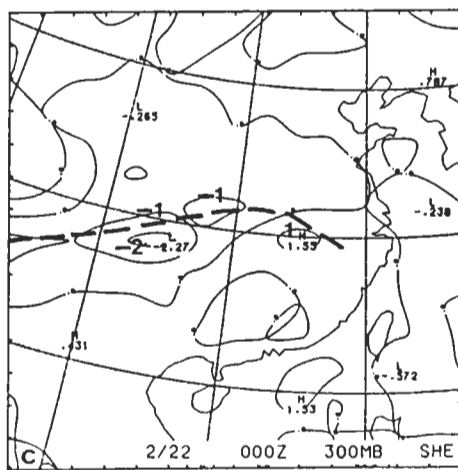
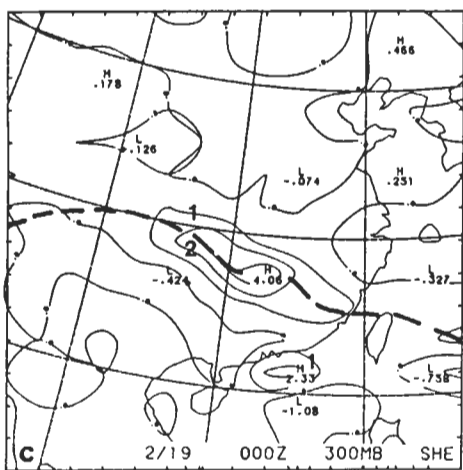
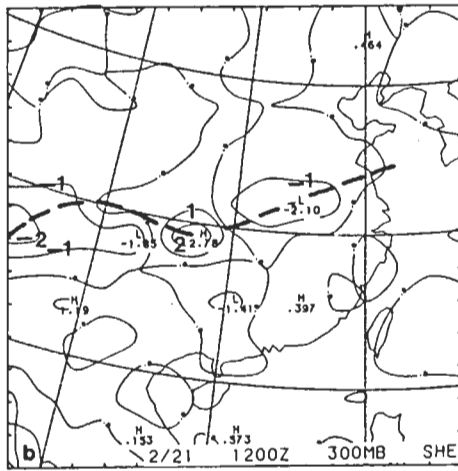
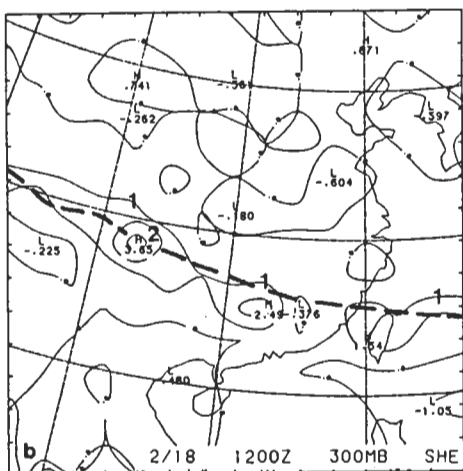
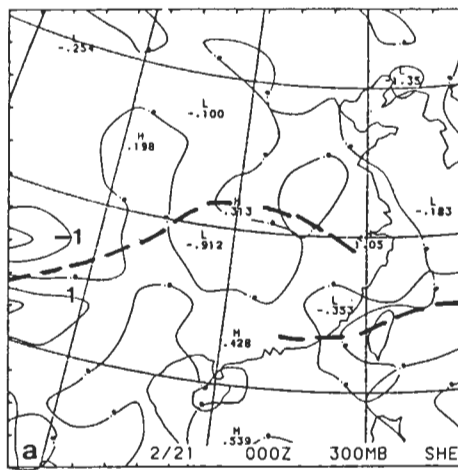
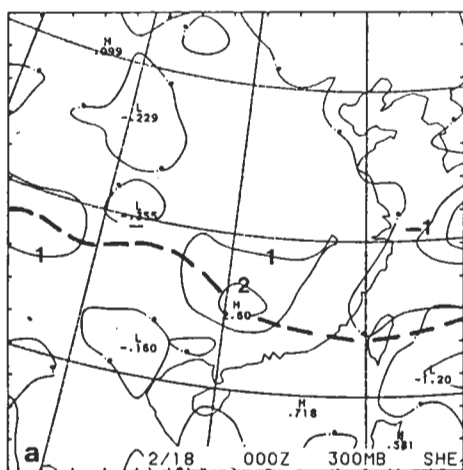


圖8 1979年2月(a)18日0000UTC, (b)18日1200UTC與(c)19日0000UTC 300 mb地轉風切項分佈 $(K(12 h)^{-1} (100 km)^{-1})$, 粗虛線為位溫梯度最大主軸。

圖9 同圖8, 但為(a)2月21日0000UTC, (b)2月21日1200UTC與(c)2月22日0000UTC。

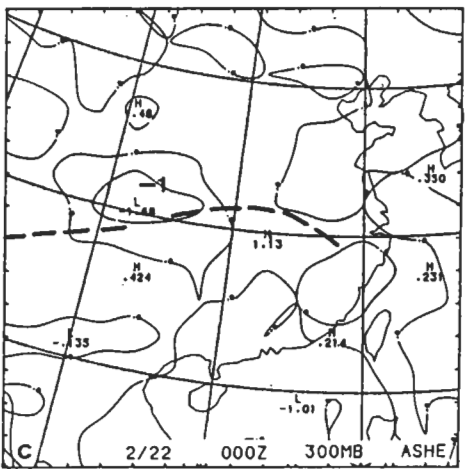
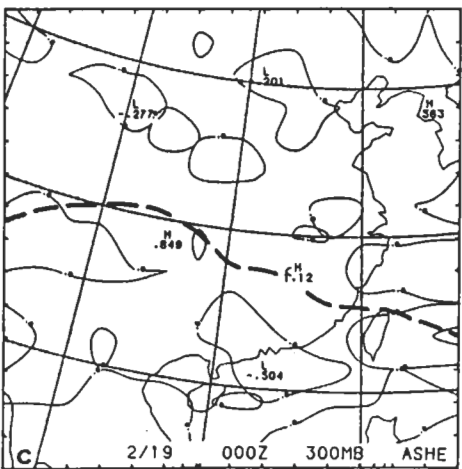
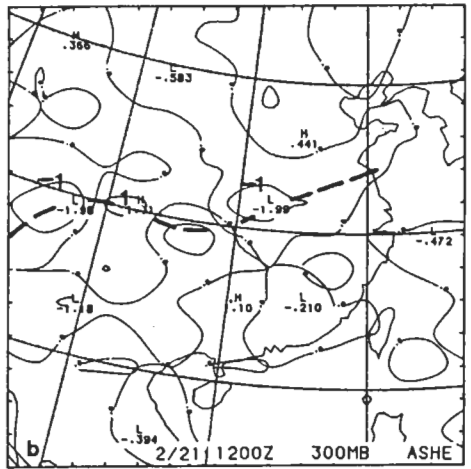
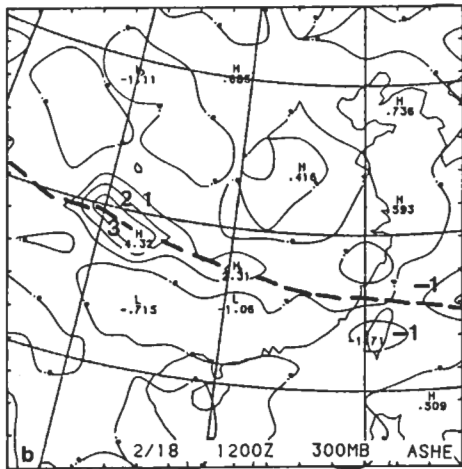
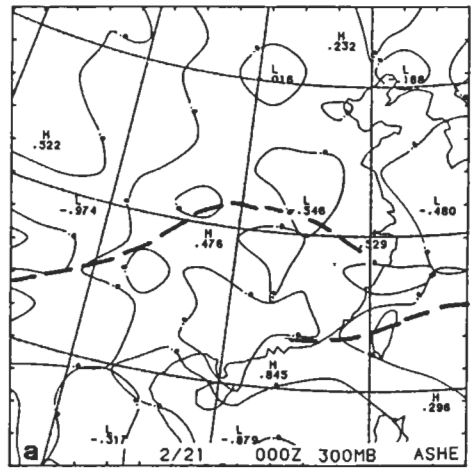
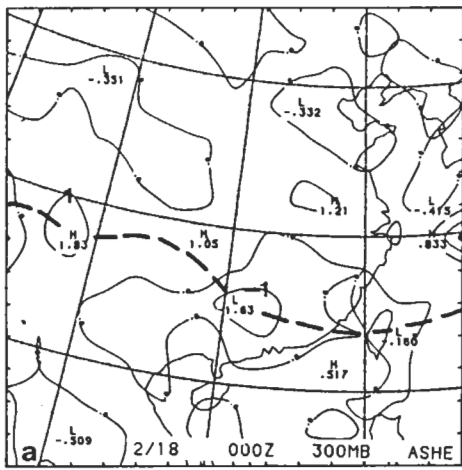


圖10 1979年2月(a)18日0000UTC, (b)18日1200UTC與(c)19日0000UTC 300 mb非地轉風切項分佈($K(12h)^{-1}(100 km)^{-1}$), 粗虛線為位溫梯度最大主軸。

圖11 同圖10, 但為(a)2月21日0000UTC, (b)2月21日1200UTC與(c)2月22日0000UTC。

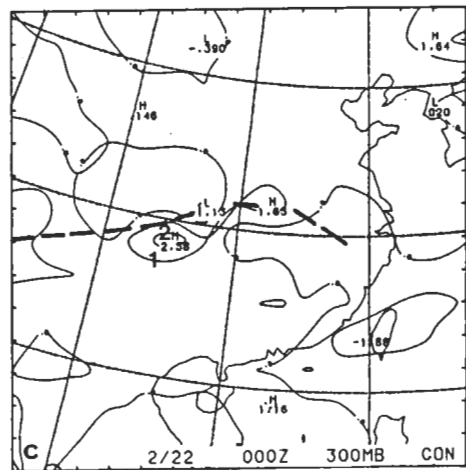
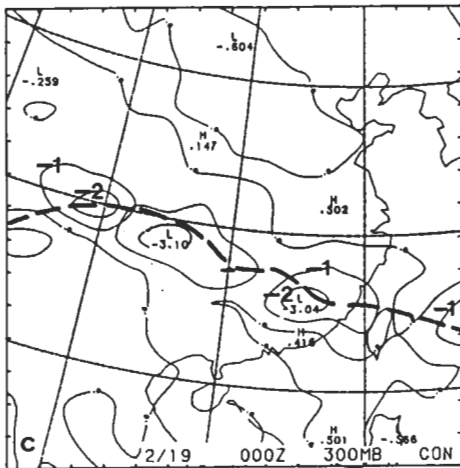
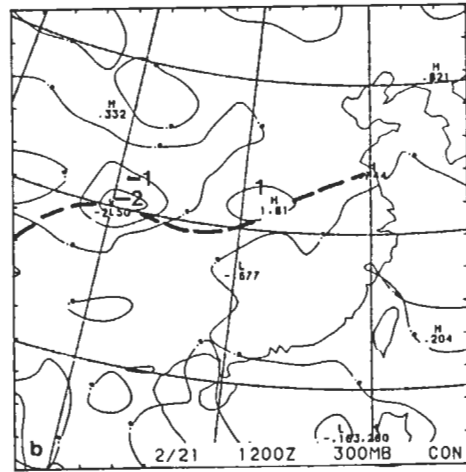
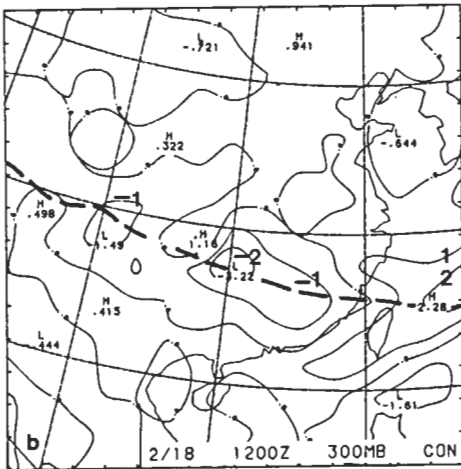
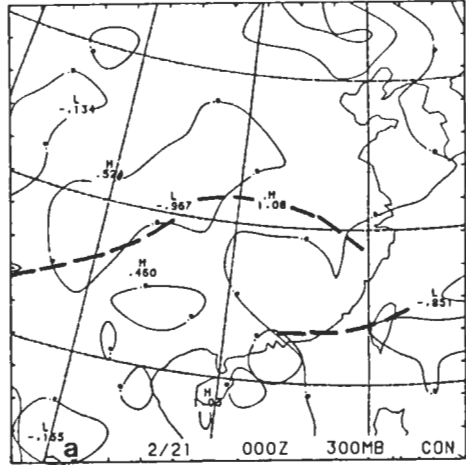
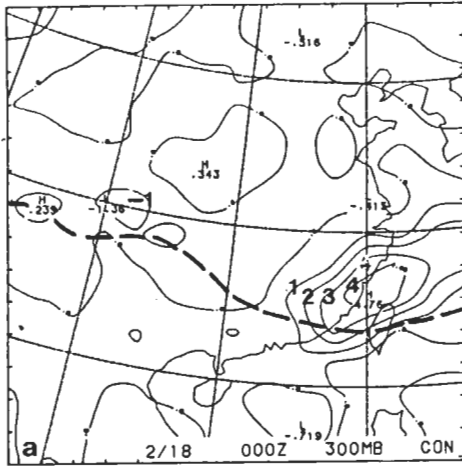


圖12 1979年2月(a) 18日10000UTC, (b) 18日1200UTC 與 (c) 19日0000UTC 300 mb地轉合流項分佈(K (12h)⁻¹ (100 km)⁻¹)粗虛線為位溫梯度最大主軸。

圖13 同圖12, 但為(a) 2月21日0000UTC, (b) 2月21日1200UTC 與 (c) 2月22日0000UTC。

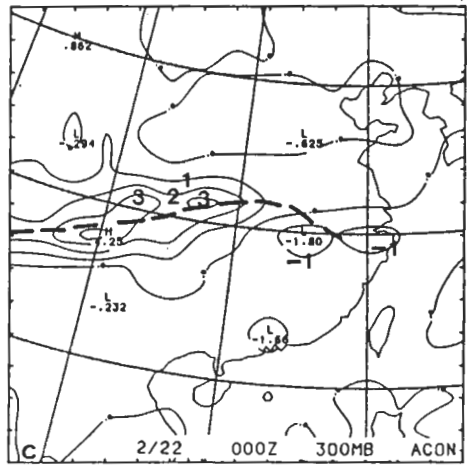
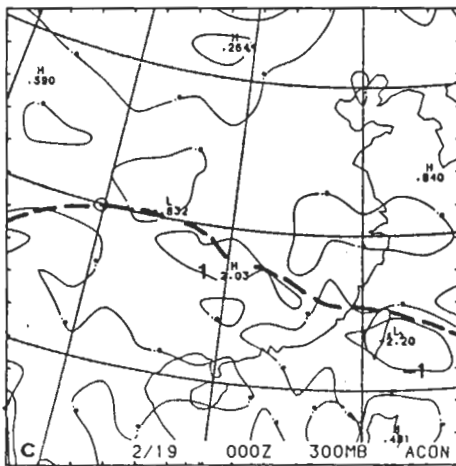
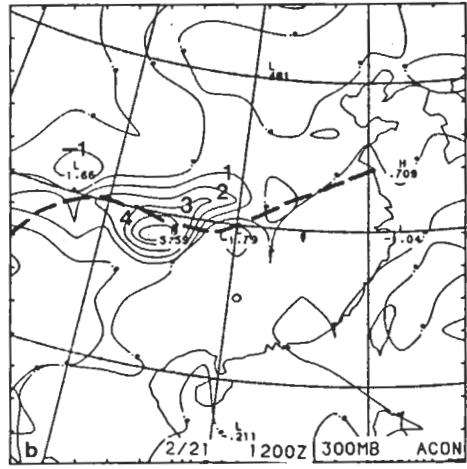
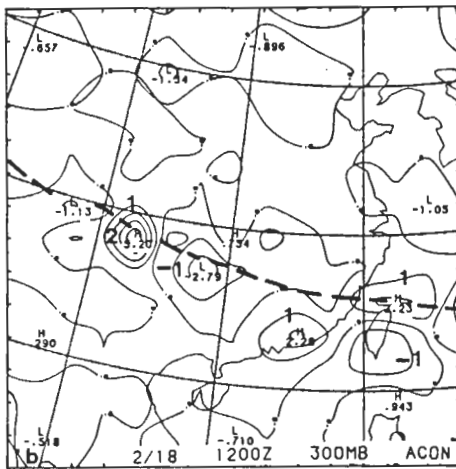
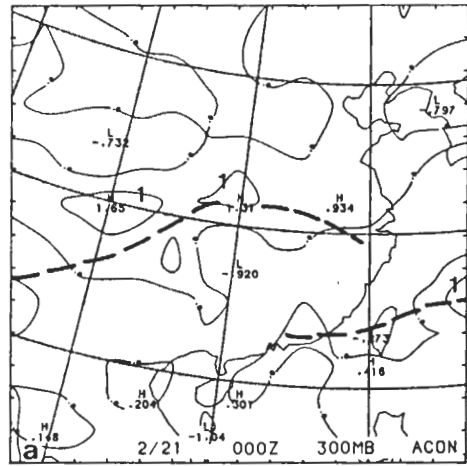
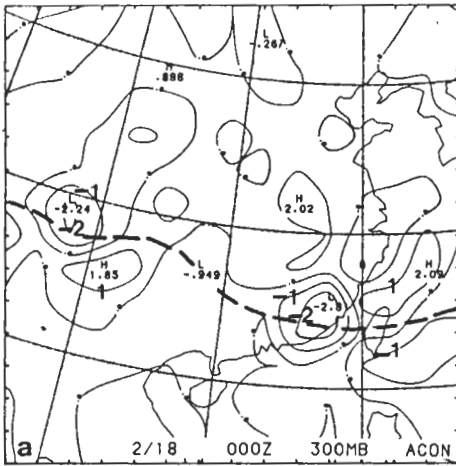


圖14 1979年2月(a)18日0000UTC, (b)18日1200UTC與(c)19日0000UTC 300mb非地轉合流項分佈 $(K(12h)^{-1}(100km)^{-1})$, 粗虛線為位溫梯度最大主軸。

圖15 同圖14, 但為(a)2月21日0000UTC, (b)2月21日1200UTC與(c)2月22日0000UTC。

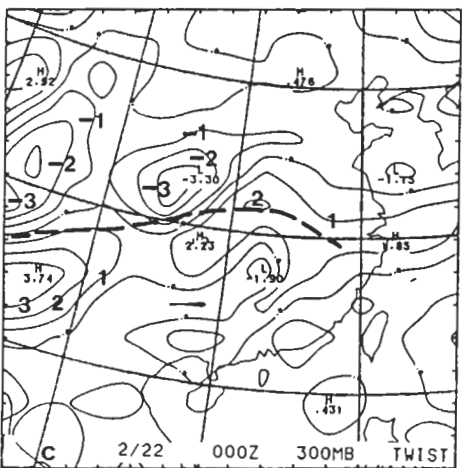
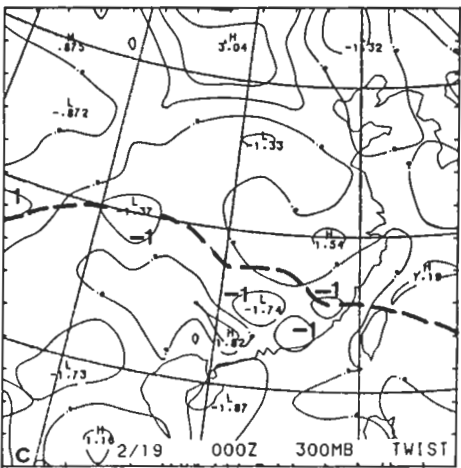
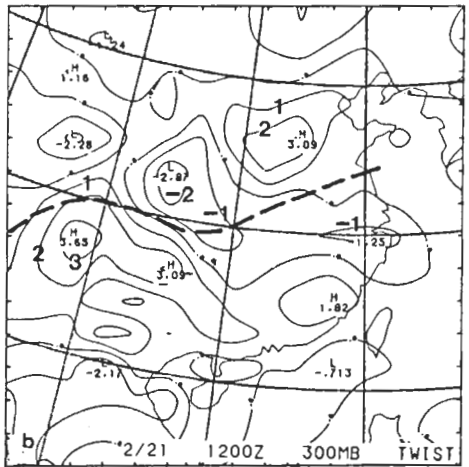
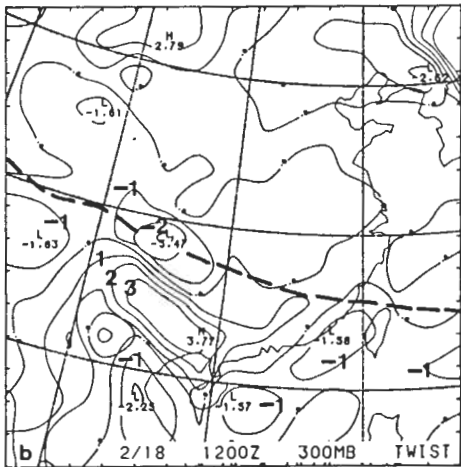
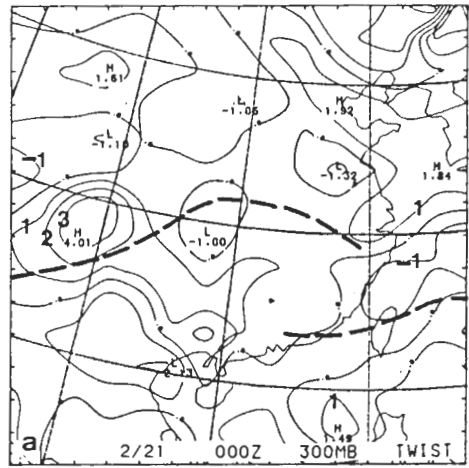
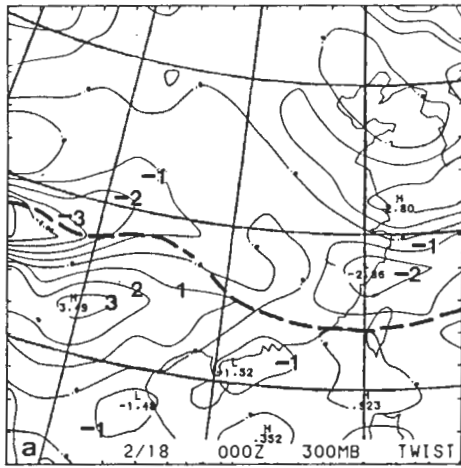


圖16 1979年2月(a)18日0000UTC, (b)18日1200UTC與(c)19日0000UTC 300mb 扭轉項分佈($K(12h)^{-1}(100km)^{-1}$), 粗虛線為位溫梯度最大主軸。

圖17 同圖16, 但為(a)2月21日0000UTC, (b)2月21日1200UTC與(c)2月22日0000UTC。

相同，18日1200UTC在青藏高原東側鋒面帶上之鋒生區，此項有很大之正貢獻。在鋒面往下游移動區，即19日0000UTC之湖南、貴州一帶，此項亦有些正貢獻。此項在個案二裡亦幾乎與地轉合流項之貢獻相反（圖15），在鋒面帶上之鋒生區與鋒面滯留區，此項均有很大之鋒生效應，為主宰該區鋒生與鋒面滯留之主要過程。

(五) 扭轉效應

此項在個案一裡，不論在鋒面帶上之鋒生區或鋒面往下游移動區，均為鋒消效應（圖16），扭轉鋒生效應出現在鋒面斜壓區南側，若無其他過程，則此項之鋒生效應可迫使鋒面斜壓區南移而非東移。此項在個案二之鋒生區與鋒面滯留區亦無顯著貢獻（圖17），扭轉之鋒生效應亦如個案一之情況，最大值出現在鋒面斜壓區南側。

五、準地轉鋒生過程

(1) 式Miller鋒生方程各項與(2)式準地轉鋒生方程之右側地轉強迫函數，因單位不同，定量比較不易，但可定性比較以了解準地轉過程在此兩個案鋒面強度演變與移動（或滯留）所扮演之角色。個案一之準地轉鋒生強迫函數分佈（圖未示）顯示，在鋒生區與鋒面往下游移動區主要為由地轉風切項之正貢獻（圖8），地轉合流項為負作用（圖10）。個案二之準地轉強迫函數分佈（圖未示）顯示，除在青藏高原東側21日1200UTC鋒生區有由地轉風切效應之正貢獻外（圖9），準地轉過程在鋒生區與鋒面滯留區皆為鋒消作用。

六、討論與總結

本文選取兩個發生在冬季風實驗期間(WMONEX)之高對流層鋒面個案，個案一在1979年2月18日0000UTC時鋒面斜壓區位於青藏高原南側，12小時後東移增強，在下12小時東移減弱。個案二在2月21日0000UTC時，在青藏高原南側與東側均僅具微弱斜壓度，之後24小時內在該區有強鋒生且鋒面斜壓區近似滯留。在青藏高原東側之南北剖面位溫與風速剖面分佈顯示，此兩個案鋒面均僅局限在高對流層，並未伸展至中底對流層，強度由300 mb向下減弱，屬高（對流）層鋒。鋒面斜壓區與風場關係恰如預期，當斜壓度增強時，斜壓區內風切亦見

增大。

由絕熱過程鋒生效應與鋒面斜壓區演變之一致性顯示，除短時間局部地方（例如：個案一在2月18日1200UTC之貴州、湖南一帶）可能需考慮非絕熱及／或亂流過程之外，絕熱過程之假定在探討高層鋒生問題應屬很好之近似。而準地轉鋒生過程，除在個案一鋒面區於2月18日1200UTC—19日0000UTC向下游移行時有很好之描述外，對於此兩個案鋒面區之鋒生與鋒面區之滯留，均無法解釋。

由Miller鋒生方程各項之分析顯示，個案一之鋒面區內鋒生主要係由地轉與非地轉風切項加上非地轉合流項之鋒生效應而來，扭轉項雖在鋒面區南側有很大鋒生作用，但對鋒面區內之斜壓度增加卻為負貢獻。個案二在鋒生區與鋒面滯留區之鋒生效應，則由非地轉合流項之鋒生效應主宰，其他各項皆為負貢獻，扭轉項之鋒生效應亦似個案一，發生在鋒面區南側，鋒面內之效應不顯。

Bosart (1970)曾對北美一個高層噴流鋒面系統進行診斷分析，利用每3小時之密集探空觀測資料，結果發現鋒面發展在前6小時主要由合流變形強迫，並伴隨有熱力直接環流，而後6小時之熱力間接環流伴隨之扭轉效應，則使鋒面梯度形成較小尺度之集中。Shapiro (1981)與Keyser and Pecnick (1985)的數值模擬研究，證實由合流伸展變形加上沿鋒面具正溫度梯度之氣旋式風切變形（即具有冷平流）之聯合結果，可使發展中之鋒面暖邊有強烈下沉運動，使扭轉項在鋒面區有強鋒生效應。本文所選兩個高層鋒面系統個案，非地轉合流之強迫作用對個案一之鋒生有重要貢獻，對個案二之鋒生則為主宰角色。可能因為合流變形與風切變形之強迫作用，在此兩個案未能相互配合以產生正反饋作用，故在鋒面斜壓區內之扭轉項未能提供鋒生作用，因此未能發展出強烈之高層鋒。此外，地轉風切變形強迫作用，似為主宰鋒面區移行之唯一過程，而鋒面區之滯留則由非地轉合流效應控制。

誌 謝

我們感謝審查者提供建議及林松錦教授在準地轉鋒生方程分析方面之建議，並感謝楊進賢先生在繪圖方面之協助。本文在國科會專案計畫NSC 79-0202-M002-20 部份支援下完成。

參考文獻

- 陳泰然, 1982: 冬季季風實驗期間異常暖期之綜觀分析。國立台灣大學大氣科學研究所研究報告NTUATM-1982-02, 85頁。
- 陳泰然, 1985: 冬季季風實驗期間鋒生與背風旋生之診斷分析。國立台灣大學大氣科學研究所研究報告NTUATM-1985-02, 151頁。
- Blumen, W., 1980: A comparison between the Hoskins-Bretherton model of frontogenesis and the analysis of an intense surface frontal zone. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 64-77.
- Bosart, L.F., 1970: Mid-tropospheric frontogenesis. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **96**, 442-471.
- Chen, G.T.J., 1986: Diagnostic study of a lower-tropospheric frontal case over Central China in Winter MONEX. *Proc. Natl. Sci. Council.*, **10**, 390-409.
- Danielsen, E.F., 1968: Stratospheric-tropospheric exchange based upon radioactivity, ozone, and potential vorticity. *J. Atmos. Sci.*, **25**, 502-518.
- Eliassen, A., 1962: On the vertical circulation in frontal zones. *Geophys. Publ. (V. Bjerknes Memorial Vol.)*, **24**, 147-160.
- Gidel, L.T., 1978: Simulation of differences and similarities of warm and cold surface frontogenesis. *J. Geophys. Res.*, **83**, 915-928.
- Hoskins, B.J., 1975: The geostrophic momentum approximation and semi-geostrophic equations. *J. Atmos. Sci.*, **32**, 233-242.
- Hoskins, B.J., 1976: Baroclinic waves and frontogenesis, Part I: Introduction and Eady waves. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **102**, 103-122.
- Hoskins, B.J., and F.P. Bretherton, 1972: Atmospheric frontogenesis models: Mathematical formulation and solution. *J. Atmos. Sci.*, **29**, 11-37.
- Hoskins, B. J., I. Draghici and H. C. Davies, 1978: A new look at the ω -equation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **104**, 31-38.
- Hoskins, B. J., and M. A. Pedder, 1980: The diagnosis of middle latitude synoptic development. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **106**, 707-719.
- Hoskins, B.J., and N.V. West, 1979: Baroclinic waves and frontogenesis. Part II: Uniform potential vorticity jet flows-cold and warm fronts. *J. Atmos. Sci.*, **36**, 1663-1680.
- Keyser, D., and R.A. Anthes, 1982: The influence of planetary boundary layer physics on frontal structure in the Hoskins-Bretherton horizontal shear model. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 1783-1802.
- Keyser, D., and M.J. Pecnick, 1985: A two-dimensional primitive equation model of frontogenesis forced by confluence and horizontal shear. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 1259-1282.
- Keyser, D., and M.A. Shapiro, 1986: A review of the structure and dynamics of upper-level frontal zones. *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 452-499.
- Miller, J.E., 1948: On the concept of frontogenesis. *J. Meteor.*, **5**, 169-171.
- Mudrick, S. E., 1974: A numerical study of frontogenesis. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 869-892.
- Orlanski, I., and B.B. Ross, 1977: The circulation associated with a cold front. Part I: Dry case. *J. Atmos. Sci.*, **34**, 1619-1633.
- Price, G.V., 1977: A three-dimensional study of frontogenesis using a model formulated in stream-axis coordinates. *J. Atmos. Sci.*, **34**, 873-890.
- Sanders, F., 1955: An investigation of the structure and dynamics of an intense surface frontal zone. *J. Meteor.*, **12**, 542-552.
- Swayer, J.S., 1956: The vertical circulation at mete-

- orological fronts and its relation to frontogenesis. *Proc. Roy. Soc. Lond.*, **A234**, 346-362.
- Shapiro, M.A., 1970: On the applicability of the geostrophic approximation to upper-level frontal-scale motions. *J. Atmos. Sci.*, **27**, 408-420.
- Shapiro, M. A., 1981: Frontogenesis and geostrophically forced secondary circulations in the vicinity of jet stream-frontal zone systems. *J. Atmos. Sci.*, **38**, 954-973.
- Stone. P.H., 1966: Frontogenesis by horizontal wind deformation fields. *J. Atmos. Sci.*, **23**, 455-465.
- Williams, R.T., 1968: A note on quasi-geostrophic frontogenesis. *J. Atmos. Sci.*, **25**, 1157-1159.
- Williams. R.T., 1974: Numerical simulations of steady state fronts. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 1286-1296.
- Williams, R.T., and J. Plotkin, 1968: Quasi-geostrophic frontogenesis. *J. Atmos. Sci.*, **25**, 201-206.

**Diagnostic Study of Upper-level Frontal Cases
over Eastern Tibetan Plateau in Winter MONEX**

George Tai-Jen Chen Rong-Feng Hwang

**Department of Atmospheric Sciences
National Taiwan University**

(manuscript received November 20, 1989; in final form December 15, 1989)

Abstract

Two cases of upper-tropospheric fronts over the eastern Tibetan Plateau in the period of 18-22 February 1979 (Winter MONEX) were chosen to study the dynamical processes responsible for the frontogenesis, the movement and the stagnation of the front. Both fronts were shallow and were confined in the upper troposphere. The variation of wind shear within the sloping frontal zone was consistent with the change in frontal intensity as would be expected. Miller frontogenesis equation and the quasi-geostrophic frontogenesis equation were used to diagnose these two cases of fronts.

Results showed that the ageostrophic confluence forcing was primarily responsible for the development and intensification of the upper-level front. Because the twisting term did not contribute positively in the frontal zone, a relatively broad moderate front rather than intense narrow front was observed. Finally, the movement of front appeared to be primarily due to the geostrophic shearing deformation and the stagnation of front seemed to be controlled by the ageostrophic confluence forcing.

Keywords: upper-level front, frontogenesis, quasi-geostrophic frontogenesis, frontogenesis equation.