

東亞地區溫度平流變化與鋒生關係之研究

陳筱雯 江火明
中央大學大氣物理研究所

摘 要

由 Miller(1948)提出水平變形場造成鋒生的想法之後，許多氣象學者紛紛利用數值模擬與觀測資料診斷分析來探討，Shapiro(1981)更指出鋒生是非地轉作用的結果，在鋒生過程中，溫度平流隨時間是有變化的，故探討造成溫度平流變率的原因，將有利於了解鋒生的過程。

本文選取 2001 年 01 月 23 日 12UTC 華南地區暖平流變化很大的鋒生個案，提出一般化之向量鋒生函數的概念，之後用來診斷分析溫度平流的變率，主要是由水平風加速度與鋒生所造成的，鋒生作用可分為改變溫度梯度大小之分量 (F_n) 與改變溫度梯度方向之分量 (F_s)。利用溫度平流變率方程與鋒生診斷方程，詳細探討溫度平流的變化在鋒生過程中的角色。結果發現，氣旋鋒面系統在鋒生過程中，可分成華中的氣旋與暖鋒部分，以及華南的冷鋒部分；華中部分，溫度梯度與位溫平流的變率是一同步相關，當位溫梯度增大時，加速項提供很大的正貢獻，當位溫梯度減弱時， F_s 項提供正貢獻維持系統的發展；華南部分，當位溫梯度第一次增強時，主要是 F_s 項所提供的正貢獻，當位溫梯度第二次增強時，主要是 F_n 所提供的正貢獻，當位溫梯度減弱時， F_s 項提供正貢獻維持系統的發展。

此結果對於氣象局在預報冬天因暖平流增強所造成的鋒生時，此結果有助於提高氣象局在預報此種特殊個案時的準確度。

一、前言

在十九世紀初，天氣學家們從天氣圖上注意到，中緯度氣旋總是在兩個不同性質的氣團交界處上生成與發展，因此推論天氣現象的變化與氣旋/鋒面的生成移動有很密切的關係。

Brgeron(1928)提出鋒面的生成是因為水平變形場作用在一個已存在的溫度梯度場的結果。Miller (1948) 利用運動學上的討論，導出二維鋒生函數，強調包括壓擠變形，風切變形的大尺度變形場存在，是鋒生的重要機制，它導致某一地區溫度線更為密集，即溫度梯度增加的鋒生過程。

雖然變形場的作用是使是極區向赤道方向的溫度梯度增加，集中於綜觀尺度之內（約 1000 公里），但是水平變形場並不能單獨造成在副熱帶系統中時常觀察的快速鋒生現象，因為溫度梯度必須在一天內快速集中增強到副熱帶寬約 50 公里的鋒面帶上，因此 Sawyer (1956) 與 Eliassen (1962) 提出的垂直次環流對鋒生的作用，就逐漸引起天氣學家的注意。

Stone (1966), Williams (1969) 在二維準地轉鋒生的數值模式的研究沒有適當的模擬出非地轉的次環流，其鋒面不隨高度傾斜，這與真實大氣中的鋒面特性差距甚大，仔細檢討模擬失敗的原因可能是因為在模式中做了準地轉的假設，略去了鋒生過程中很重要的非地轉運動分量。

Hoskins and Brenston (1972) 做了一很大進展的改善，他假設沿鋒面方向近乎地轉平衡，但

是在跨鋒方向為不忽略非地轉風，這樣的鋒面模式稱為「半地轉模式」(Semi-geostrophic model)，它相當於在運動方程組中，動量作地轉

近似，而平流速度仍維持真實的風，一般就稱為「地轉動量近似」(Geostrophic momentum Approximation)，Hoskins (1978) 定義絕對動量變化作為鋒面強度變化的指標，更能明確的顯現，鋒面生成過程中，定量分析的特性。

Shapiro (1981) 利用 Hoskins (1978) 的鋒生概念，以絕對動量與靜力穩定度來討論鋒生的機制，指出鋒生是純粹由非地轉過程所造成的，而非地轉的橫向環流場乃是地轉變形場所引發的，與 Sawyer (1956) 與 Eliassen (1962) 之次環流是引發鋒生的主要機制的看法，就相近了。

溫度梯度、位溫梯度、相當位溫梯度、穩度、渦度、絕對動量等氣象因素，都可以作為鋒面強度的定義，而鋒生是鋒面強度隨時間增大的地方。若採用溫度梯度大小之時間變率，即

$$F = \frac{d}{dt} |\nabla \theta|$$
，來作為鋒生函數，當它大於零時，即為鋒生，反之即為鋒減。

Keyser(1988)將鋒生函數變得較為一般化，變為
$$\vec{F} = \frac{d}{dt} \vec{\nabla} \theta$$
，此為向量鋒生函數 (vector frontogenesis)，延續 Keyser 的想法，Schultz and Doswell (1999) 則認為溫度梯度的方向改變也是鋒生的過程，因此定義二維的向量鋒生，即

$$\mathbf{F} = \frac{d}{dt} \bar{\nabla} \theta$$
，仔細探討了改變為溫梯度大小與方向的因素。

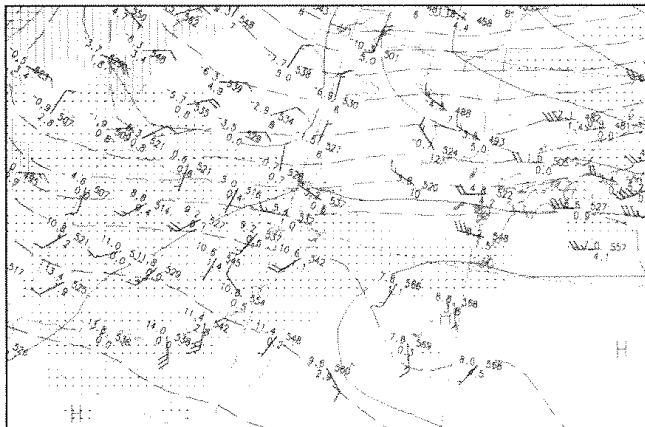
Schultz and Sanders (2002) 注意到在風生過程中，溫度平流不是不變的，強調非地轉加速度與鋒生作用是造成溫度平流隨時間變化的重要原因。

由過去的研究可知，水平變形場引起非地轉運動，造成鋒生的過程，當有水平變形場存在時，在壓擠的方向上有明顯的溫度平流，則在鋒生過程中位溫平流不是維持一定的大小，它是隨時間改變的，那麼位溫平流的變化與鋒面強度的變化之間就可能形成互為因果的關係，本研究試圖利用一個強烈的暖平流個案，診斷分析探討在鋒生過程中，造成氣溫平流變化原因，以釐清不同階段中溫度梯度大小與方向改變，以及非地轉運動對氣溫平流變化的影響。

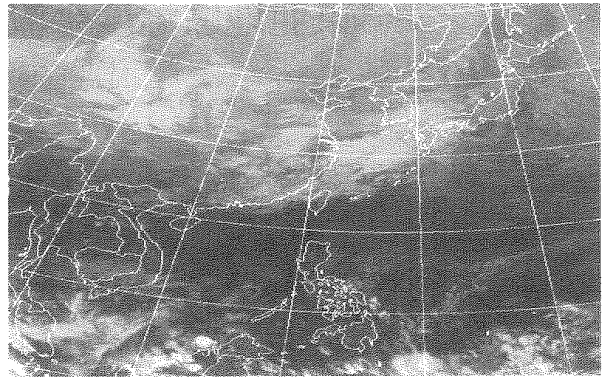
二、溫度平流個案之選取

根據日本印刷東亞天氣圖，針對在台灣附近以及大陸地區找出有風速加強，使得溫度平流變化很大的地方，即可知在華南地區溫平流變化很大，本文選取 2001 年 1 月 23 日 1200UTC 至 1 月 24 日 1200UTC，華南地區低對流層有強勁的西南風造成溫度平流變化很大，隨後有鋒生與旋生的現象，如圖一之 850hPa 天氣圖所示，選此個案來做診斷分析，以期能得溫度平流變化期間，影響其變化的因素。

由衛星雲圖上看來，2001 年 1 月 23 日 1200UTC、初始時台灣與華南地區一帶雲量不多，雲狀鬆散，經過二十四小時之後，圖三 1 月 24 日 1200UTC，可看到在台灣附近以及北方已形成一雲量密集的地區，可約略看出有冷鋒、暖鋒、與氣旋中心的形勢。



圖一 2001年1月23日1200UTC 850hPa天氣圖

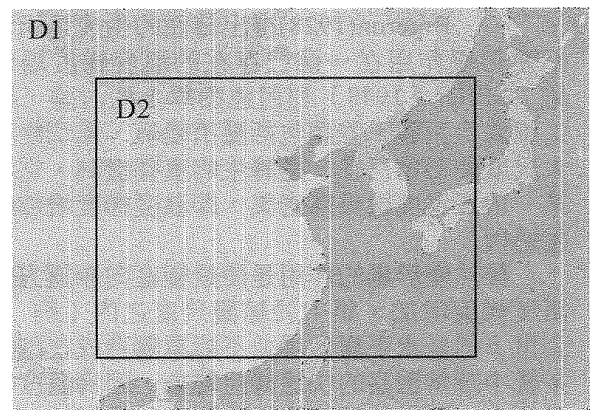


圖二 2001年1月24日1200UTC之衛星雲圖。

三、研究方法

為了克服資料上的不足，提高更高的時間與空間上的解析度，本研究採用第五代中尺度數值模式(MM5)的第三版本，對十二個個案進行每小時的個案模擬，以歐洲氣象中心(ECMWF)2.5°×2.5°的經緯網格資料為初始場資料，模擬的範圍如圖三所示，水平採三層巢狀網格，第一層網格大小為 51×39，解析度為 90 公里；第二層網格大小為 94×76，解析度為 30 公里；垂直分為 23 層，採用 σ 座標。

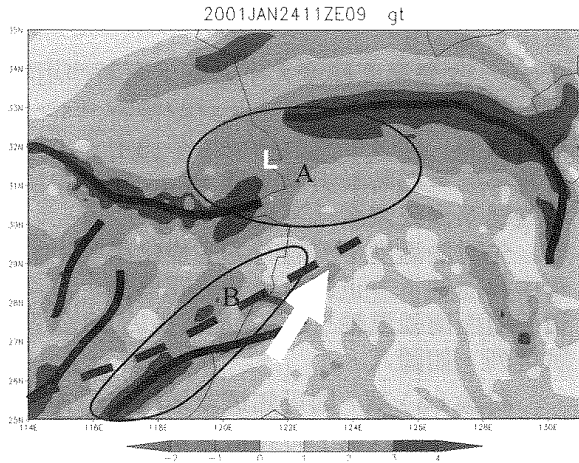
模擬使用 Grell1u 的積雲參數化，MRF 的邊界層參數化法，水汽使用簡單冰相參數化法，而輻射參數第一層使用雲冷卻(cloud cooling)法，第二層並沒有使用，二層網格均沒有加入淺對流。



圖三 MM5 模式模擬範圍，水平為二層網格。

四、鋒生診斷分析

首先，討論 850hPa 位溫場與風場逐時變化，定義位溫梯度最大的地方為鋒面軸，如圖四，分成兩區：華中地區與華南地區鋒面軸。



圖四 2001 年 1 月 24 日 1200UTC 之位溫梯度圖，鋒面軸（黑實線），虛線為風切線，箭號為強風軸，L 為低壓中心。

對照鋒面軸的位置，經由討論位溫平流，地轉位溫平流，非地轉位溫平流，發現非地轉作用對位溫平流的貢獻較大。

本研究以一般化的考慮，把溫度線的彎曲也視為鋒生的過程，故利用所提出的向量鋒生函數（Vector Frontogenetical Function），來做為鋒生診斷分析的因子，定義為

$$\vec{F} = \frac{d}{dt} \vec{\nabla} \theta = \frac{d}{dt} \left(\frac{\partial \theta}{\partial x} \right) \hat{i} + \frac{d}{dt} \left(\frac{\partial \theta}{\partial y} \right) \hat{j}$$

若自然座標下之單位向量 $(\hat{s}, \hat{n})$ ，即 $\hat{n}$ 為垂直於鋒面帶並指向冷側之單位向量， $\hat{s}$ 為平行鋒面帶之氣流方向之單位向量，將 $\vec{F}$ 轉換成自然座標

$$\vec{F} = F_n \hat{n} + F_s \hat{s}$$

F_n 就是改變溫度梯度的大小，為傳統鋒生函數的負值， $F_n > 0$ 時，代表鋒消， $F_n < 0$ 時，代表鋒生（frontogenesis）； F_s 是改變溫度梯度方向之鋒生函數， $F_s > 0$ 時，表等位溫線呈氣旋式彎曲， $F_s < 0$ 時，表減弱氣旋式彎曲或增強反氣旋式彎曲。

在絕熱過程下，位溫為一保守量，此時若以鋒面自然座標表示之，即

$$F_n = \frac{1}{2} |\nabla \theta| (\nabla \cdot \mathbf{V} - E \cos 2\beta) - \frac{\partial \theta}{\partial p} \left(\frac{\partial \omega}{\partial n} \right)$$

$$F_s = \frac{1}{2} |\nabla \theta| (\hat{k} \nabla \times \mathbf{V} + E \cos 2\beta) - \frac{\partial \theta}{\partial p} \left(\frac{\partial \omega}{\partial s} \right)$$

其中 E 為變形作用項， $\nabla \cdot \mathbf{V}$ 為散度， $\hat{k} \times \nabla \mathbf{V}$ 為渦度， β 為等位溫面與變形軸之間的角度，故改變溫度梯度大小的鋒生函數 F_n 包含輻散、變形、橫向環流三項。

輻合有助於溫度梯度的增大（ $F_n < 0$ ），而輻散將有利於鋒減（ $F_n > 0$ ），當變形場伸張軸與溫

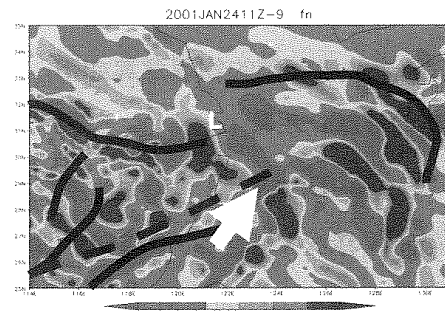
度線的夾角（ β ）小於 45° 時，有利於鋒生（ $F_n < 0$ ），若夾角大於 45° 時，有利於鋒減（ $F_n > 0$ ）；

大氣在穩定的情況下， $\frac{\partial \theta}{\partial p} < 0$ ，熱力直接環流

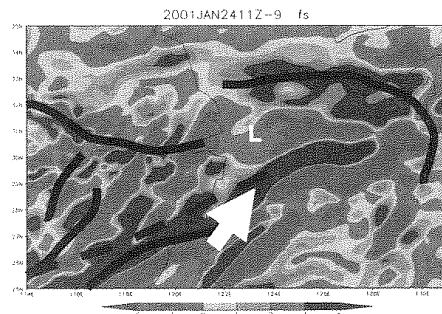
（ $\frac{\partial \omega}{\partial n} < 0$ ）時，有利於鋒減（ $F_n < 0$ ）。

至於改變溫度梯度方向之鋒生函數（ F_s ），包含渦度，變形項，與垂直運動項，氣旋運動使溫度線向冷側彎曲，反氣旋式運動，則使溫度線向暖側彎曲，當變形場伸張軸與溫度線夾角小於 45° 時，有利於溫度線向冷側彎曲。在鋒面帶的上升運動區的下游（ $\frac{\partial \omega}{\partial s} > 0, \frac{\partial \theta}{\partial p} < 0$ ），有利於溫度線向冷側彎曲（ $F_s > 0$ ），反之，在上升運動區的上游（ $\frac{\partial \omega}{\partial s} < 0, \frac{\partial \theta}{\partial p} > 0$ ），則有利於溫度線向暖側彎曲（ $F_s < 0$ ）。

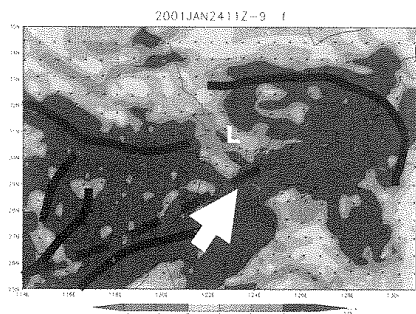
討論 F_n 如圖五，則發現此項在鋒生過程中，在華中鋒面軸的下方為正區，有溫度梯度增大的作用，在華南三條帶狀鋒面軸區前緣，皆為正區，便有強烈西南氣流，正區呈波長約 100 公里的波狀，得鋒生過程中鋒面前緣皆有溫度梯度增強；討論 F_s 如圖六發現，在氣旋中心附近皆為負值，溫度線向暖側彎曲，溫度梯度呈現氣旋式旋轉，可使得氣旋加強，鋒面軸全部位於正區，表示鋒面附近溫度線向冷側彎曲，溫度梯度呈現反旋式旋轉；以上兩項之總合 F 如圖七，則可看出隨時間變化，有逐漸明顯的冷暖鋒出現，為一鋒面氣旋系統的形式，鋒面軸全部位於正區極大值內，且可觀察到此極大區與溫度梯度所定義的極大值區域如圖四，呈現相同的態勢，黑色箭號是 F_n 與 F_s 的向量場，可發現在極大值區，都是呈現往外的趨勢。



圖五 2001 年 1 月 24 日 11Z 之 850hPa 面上 F_n



圖六 2001 年 1 月 24 日 11Z 之 850hPa 面上 F_s



圖七 2001 年 1 月 24 日 11Z 之 850hPa 面上 F

五、溫度平流變化與鋒生關係之診斷

在鋒生過程中，變形場不是保持不變的，換言之，在壓幾軸的方向，位溫平流隨時間有很大的變改變，故本章要分析位溫平流變化的因子，

$$\text{因為：} \frac{d}{dt}(-\mathbf{v} \cdot \nabla \theta) = -\frac{d\mathbf{v}}{dt} \cdot \nabla \theta - \mathbf{v} \cdot \frac{d}{dt} \nabla \theta$$

上式右邊第一項是位溫梯度方向之水平風加速度與位溫梯度的乘積，若無摩擦作用下，水平風加速度等於非地轉風的科氏力與位溫梯度的乘積，至於右邊第二項是水平風與向量鋒生函數的乘積，即

$$\frac{d}{dt}(-\mathbf{v} \cdot \nabla \theta) = (\mathbf{f}\hat{\mathbf{k}} \times \mathbf{v}_{ag}) \cdot \nabla \theta - \mathbf{v} \cdot \bar{\mathbf{F}}$$

其中 $\mathbf{f}$ 是科氏參數， $\mathbf{v}_{ag}$ 是非地轉風， $\bar{\mathbf{F}}$ 為向量鋒生。故可得

$$\frac{d}{dt}(-\mathbf{v} \cdot \nabla \theta) = (\mathbf{f}\hat{\mathbf{k}} \times \mathbf{v}_{ag}) \cdot \nabla \theta - \mathbf{v} \cdot \mathbf{F}_n - \mathbf{v} \cdot \mathbf{F}_s$$

(a) (b) (c)

(a)(b)(c)三項為導致溫度平流隨時間的變化的作用項，今敘述它們的物理意義如下

(a) 非地轉風作用項

(a) 項是 $(-\mathbf{f}\hat{\mathbf{k}} \times \mathbf{v}_{ag})$ 與位溫梯度 $(-\nabla \theta)$ 的乘積，而 $(-\mathbf{f}\hat{\mathbf{k}} \times \mathbf{v}_{ag})$ 為非地轉風的科氏力， $(-\nabla \theta)$ 指向冷側，在鋒面帶附近 $(-\nabla \theta)$ 很大，若有沿鋒面方向之非地轉風，其科氏力指向暖側，則 (a) 項為負值，即暖平流隨時間減弱，或冷平流隨時間加強，一般而言，華南地區強烈的西南氣流，若它是超地轉風，則暖平流將減弱，反之若它是次地轉風，則暖平流將增強。

(b) 改變溫度梯度大小之鋒生函數作用項

若 $\mathbf{F}_n < 0$ ，若有向冷側之水平風 ($\mathbf{V}_n > 0$)，即此處為暖平流地區，則 (b) 項為正，即暖平流增強，若有向暖側之水平風 ($\mathbf{V}_n < 0$)，即此處為冷平流地區，則 (b) 項為正，即冷平流增強；相反地，在位溫梯度減小的地方， $\mathbf{F}_n > 0$ ，則 (b)

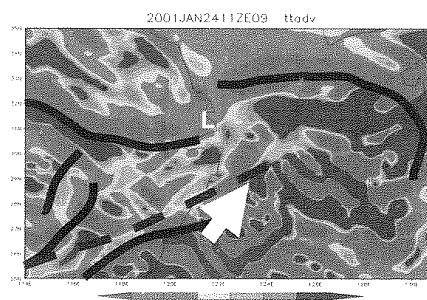
項的作用，將在暖平流處減弱，冷平流處也更減弱冷平流。

(c) 改變溫度梯度大小之鋒生函數作用項

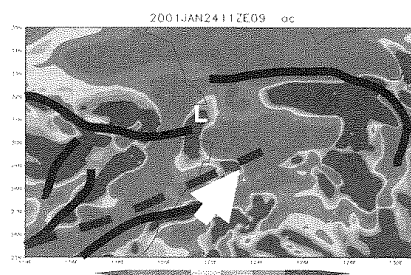
當位溫梯度方向呈逆時針改變時， $\mathbf{F}_s > 0$ ，(c) 項為負值，即暖平流減弱或冷平流增強，反之，位溫梯度呈順時針方向改變，(c) 項為負值，即增強暖平流或減弱冷平流。

先討論溫度平流隨時間的變化趨勢，發現在華中鋒面軸下方正區會隨著時間增加，華南鋒面軸伴隨西南強風軸，正區會呈波長約 50 公里的波狀排列，如圖八。

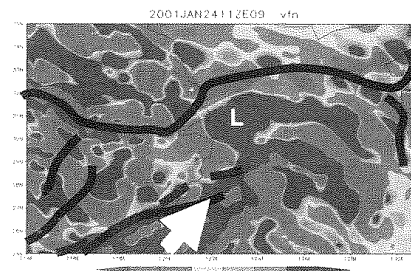
討論 (a) 項，則可知道非地轉作用在鋒面形成過程中的前八個小時非常重要，會在鋒面逐的前方加強；華中地區鋒面軸的南方皆為正區，鋒生時 $\mathbf{F}_n < 0$ ，溫度梯度增大，且此區有指向暖側的水平風，而使得暖平流呈現加強的趨勢，同樣地，在華南地區鋒面軸上，也都是呈現暖平流增強的趨勢，可推得鋒面軸附近，暖平流皆會隨時間增強。可觀察到華中鋒面軸下方與低壓中心，大部分皆位於負區所在之處，此時 $\mathbf{F}_s > 0$ ，位溫梯度呈氣旋式方向旋轉，此時華中鋒面軸下方皆為冷平流增強區，且低壓中心附近，溫度梯度方向皆呈氣旋式旋轉，有助於低壓中心的生成與加強並可維持此系統的發展。



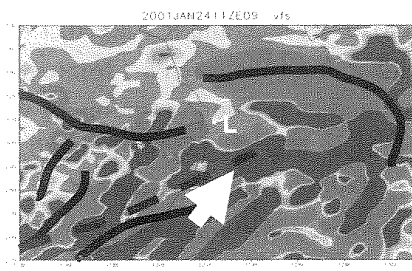
圖八 2001 年 1 月 24 日 11Z 之 850hPa 面上之溫度平流變化項



圖九 2001 年 1 月 24 日 11Z 之 850hPa 面上之非地轉風作用項



圖十 2001 年 1 月 24 日 11Z 之 850hPa 面上之改變溫度梯度大小之鋒生函數作用項

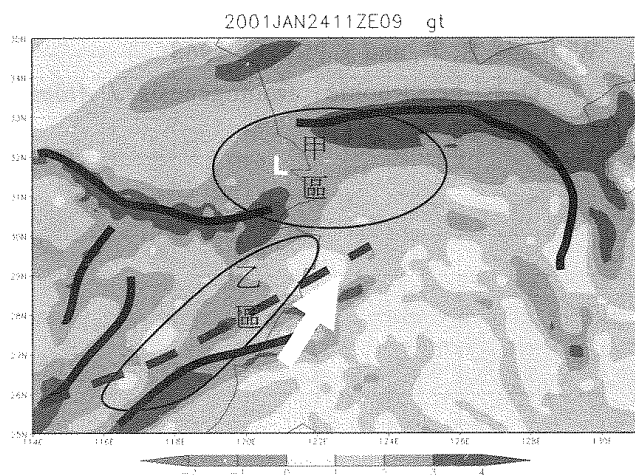


圖十一 2001 年 1 月 24 日 11Z 之 850hPa 面上之改變溫度梯度方向之鋒生函數作用項

溫度平流變化與 (a)、(b)、(c) 項，四者之間的關係，是一種互為消長的交互作用，由以上各項的分析，更可以清楚的證明此交互作用對鋒生的加強與發展影響很大，可知雖然是同一個鋒面氣旋系統，但在不同時刻，不同階段，影響溫度平流變率的因素卻有很大的不同，包含了很多動力因素在其中，每一項都有其貢獻與影響，不單只有一般從天氣圖上看到的冷鋒暖鋒與氣旋的圖示，那樣的簡單。

之後還要詳加探討與分析，不同時間，不同區域，各項的發展與變化如何影響以及維持鋒生。

以溫度梯度最大值的地區當作是鋒面軸所在位置，如圖，即可視為一包含冷鋒暖鋒與氣旋的系統，將之分成兩區來探討如圖十二，甲區相當於氣旋中心與暖鋒的位置，乙區相當於冷鋒的位置，之後，作每一項（位溫梯度、渦度、溫度平流隨時間的變化、加速度項、 $-\mathbf{V} \cdot \mathbf{F}_n$ 、 $-\mathbf{V} \cdot \mathbf{F}_s$ ）定量上的分析。



圖十二：甲區為氣旋中心與暖鋒區，乙區為冷鋒區。

甲區（氣旋與暖鋒所在區域）

甲區之分析如圖十三：2001 年 1 月 23 日 12Z 至 24 日 11Z 之 850hPa 面上之各項。

溫度梯度與渦度皆為鋒面的一般定義，可觀察到此兩者與溫度梯度變率隨時間變化呈現一很好的正相關趨勢，在 2001 年 23 日 12Z 至 24 日

07Z 渦度增大，之後渦度減小，23/12Z~24/00Z 溫度梯度隨時間增加，之後位溫梯度隨時間減小，在位溫梯度增大期間，位溫平流的變率也增大，而溫度梯度減小，位溫平流的變率也減小。

且位溫梯度增大時，溫度平流的變率也增大，非地轉風之作用項此時提供正貢獻，表示在鋒生初期時，非地轉風相當重要，會使暖平流隨時間增加，位溫梯度減弱時，位溫平流的變率也隨之衰減，改變位溫梯度方向鋒生函數作用項，此時提供正貢獻維持系統的發展，表示在鋒生發展到一定程度時，是靠溫度梯度改變旋轉的方向，呈氣旋旋轉來維持系統。

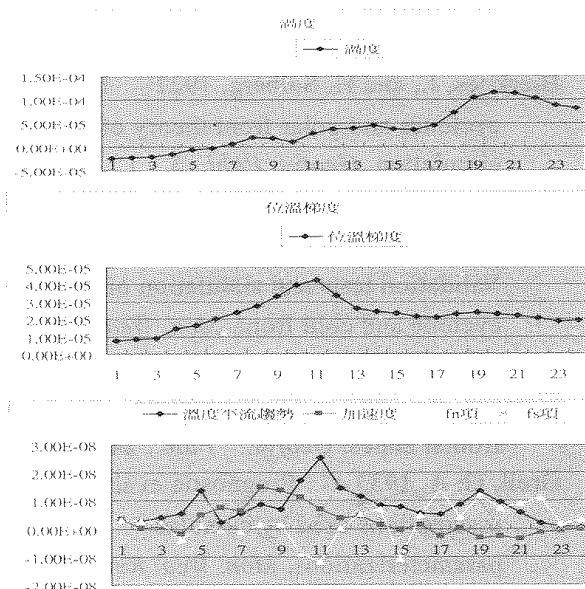
乙區（冷鋒所在區域）

乙區的各项分析如圖十三：2001 年 1 月 23 日 12Z 至 24 日 11Z 之 850hPa 面上各項。

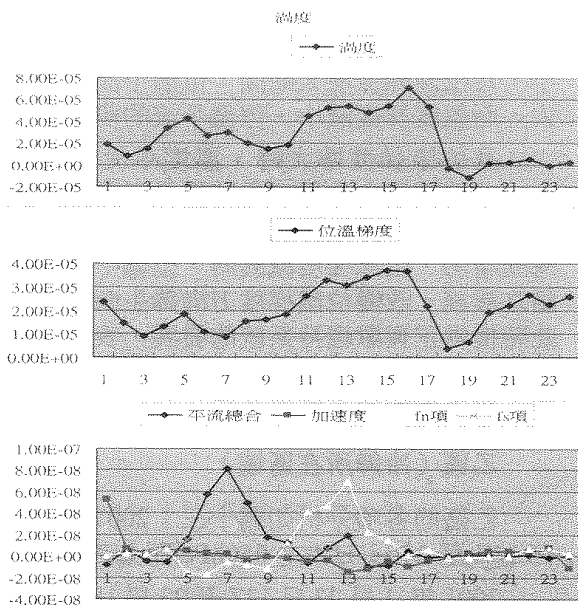
2001 年 1 月 23 日 12Z 至 23 日 18Z 前五個小時渦度增大，為第一次增強，23 日 18Z 至 24 日 03Z 渦度增加更大，為第二次增強，之後渦度減弱；23 日 12Z 至 23 日 18Z 前五個小時位溫梯度增大，為第一次增強 23 日 18Z~24 日 03Z 位溫梯度增加更大，為第二次增強，之後位溫梯度減弱。

加速度項在此區作用不顯著，位溫梯度第一次增強期，主要是 F_s 項所提供的正貢獻，靠溫度梯度方向的旋轉來加強鋒生，位溫梯度第二次增強期，主要是由改變溫度梯度大小的作用項所提供的正貢獻，之後溫度梯度減弱，由改變溫度梯度的方向，維持系統的發展。

以一溫度平流變化的概念圖來總結，如圖十五，



圖十三：A 區所在位置各項變化



圖十四 B 區所在位置各項變化

參考文獻

- Bergeron, R., 1928 : Über die dridimensional verkupfende Wetranalyse (I). *Geofys. Publ.*, **5** (6), 1-111.
- Bergeron, R., 1952 : The disturibution of temperature and wind connected with active tropical air in the higher troposphere, and some remarks concerning clear air turbulence at high altitude. *Tulles*, **4**, 43-53.
- Bjerknes, J., and H. Solberg, 1921 : Meterorological condi- cition for the formation of rain. *Geofys. Publ.*, **2** (3), 1-60.
- Bjerknes, J., and H. Solberg, 1922 : Life cycle of cyclones and polar front theory of atmospheric circulation. *Geofys. Publ.*, **3** (1), 1-18.
- Dudhia, J., 1933 : A nonhydrostatic version of Penn of State/NCAR mesoscale model : Validation tests and simulation of an Atlantic cyclone and cold front. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 1493-1513.
- Eliassen, A., 1962 : On the vertical circulation in frontal zones. *Geofys. Publ.*, **24**, 147-160.
- Grell, G. A., 1933 : Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterizations. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 1493-1513.
- Hoskins, B.J., and F. P. Bretherton, 1972 : Atmospheric frontogenesis model: mathematical formulation and solution. *Quart. J. R. Met. Soc.*, **29**, 11-37.
- Hoskins, B.J., I. Darghici, and H. C. Davies, 1978 : A new look at the ω -equation. *Quart. J. R. Met. Soc.*, **104**, 31-38.
- Keyser, D., M. J. Reeder, and R.J. Reed, 1988: A generalization of Pettersen's frontogenesis function and its relation to forcing of vertical motion. *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 762-780.
- Miller, J. E., 1948 : On the concept of frontogenesis. *J. Meteorol.*, **5**, 169-171.
- Sawyer, J. S., 1956 : The vertical circulation at mete- orological fronts and its relation to frontogenesis. *Proc. Roy. Soc.*, **A243**, 246-262.
- Shapiro, M. A., 1981 : Frontogenesis and geostrophically forced secondary circulation in the vicinity of jet stream-frontal zone systems. *J. Atoms. Sci.*, **38**, 954-973.
- Schultz, D. M., and C. A. Doswell III, 1999: Conceptual models of upper-level frontogenesis in southwesterly and northwesterly flow. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **125**, 2535-2562.
- Schultz, D. M., and F. Sanders, 2002: Upper-level frontogenesis associated with the birth of mobile troughs in northwesterly flow. *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 2593-2610.
- Stone, P. H., 1966 : Frontogenesis by horizontal wind deformation fields. *J. Atoms. Sci.*, **31**, 455-465.
- Williams, R. T., and J. Plotkin, 1968: Quasi-geostrophic frontogenesis. *J. Atoms. Sci.*, **25**, 201-206.