

東亞地區區域數值模式之四維資料同化實驗

江火明 鄭榮輝

國立中央大學
大氣物理研究所

摘要

本文中利用一區域模式以及Nudging的資料同化技術，對於發生在1983年3月15日東亞地區的鋒生個案做了資料同化之數值實驗。文中一共設計了10組實驗，其中分別包含了控制組、以質量場作為資料同化的變數、以風場作為資料同化的變數、或者是風場與質量場同時作為資料同化變數的實驗。

對於一低淺的天氣系統而言，質量場對於風場的調節能力要比風場來得大。以質量場作為資料同化變數的實驗在對於低層噴流的模擬上，其效果要比以風場作為資料同化變數的實驗來得顯著，顯示出地轉調節的過程在模式積分模擬的過程中的確在進行著。不過，對於中緯度的天氣系統而言，風場的資訊亦扮演著一個重要的角色。文中，以風場作為同化變數的實驗不論是在均方根誤差的驗證、台灣低壓區域的模擬、或者是在對於鋒面垂直結構的模擬上亦都有不錯的結果。

總之，資料同化在於提供模式一個最佳的初始狀態，並進而達到改善預報結果的目的。在文中的幾個實驗證實，資料同化對於預報結果的改善的確有所助益。

一、前言

大氣的運動與變化是受到一組方程式所控制，而數值天氣預報即在於利用數值方法來求解此一非線性之控制方程組，從大氣的目前狀態（初始狀態）對時間積分，以求達到預測未來狀態的目的。因此，氣象場的初始條件、控制方程組、與數值方法便組成爲數值天氣預報的三大基本部分。

對於一組原始方程（Primitive Equation）來說，需要動量場與質量場做爲初始條件。通常這些所觀測到的氣象變數（風場、溫度場、溼度場等）的空間分布並非十分均勻，因此就需要將這些變數再內插（外插）至均勻的網格點上才能夠爲模式所使用。

雖然大氣基本上是處於平衡狀態之下的，但是由於觀測、由測站內插至網格點的過程中均會產生誤差，或者是受限於模式的解析度，均可能使得大氣不再處於平衡的狀態之下。因此，在模式積分的過程中便會導致高頻重力波的產生，而這些高頻重力波又並非存在於真實的大氣之中。最後，模式的預報結果將會被這些“假的”高頻重力波所破壞殆盡。

爲了不讓上述的高頻重力波破壞了預報結果，便需要調節初始狀態，使其在進入模式之前即處於動力平衡的條件之下（如：地轉平衡、梯度風關係、平衡方程...），此即初始化（Initialization）。這些調節大氣的過程通常是以診斷分析的方式來處理，並未使用到預報方程，所以又稱此種初始化爲靜態初始化（Static-Initialization）。

對於較複雜的模式來說，例如加入了非絕熱過程、摩擦效應、甚至於輻射效應，如何只單純的以診斷分析的方式來調節初始狀態似乎是非常困難的。因此

，第二種初始化的方式，稱之爲動態初始化（Dynamic-Initialization）即應運而生。它是利用模式本身的預報方程組，在正式的預報時間之前（Preforecast Time，以下稱爲預報前時間），即先將初始狀態調節至符合動力平衡的條件。其中，Newtonian Relaxation 或稱Nudging 即屬於這類。

Nudging 是在預報前時間期間（如十二小時），於預報方程中加入一人爲給定的外力項 $GW(\alpha_0 - \alpha)$ (Anthes 1974; Kistler 1974; Hoke and Anthes 1976; Davies and Turner 1977)，其中 α 爲氣象變數，可以是風場、溫度場、以及水汽場等； α_0 爲 α 的觀測值； G 爲一係數（其數量級大小由 $10^{-3} S^{-1}$ 至 $10^{-4} S^{-1}$ ）； W 則是觀測準確度、以及時間與空間的函數。Nudging 是利用此項來修正減小模式所預報的結果與觀測值間的差距，並且達到動力平衡的狀態。

Nudging 的優點在於直接利用預報模式做爲初始化的工具，因此許多的物理過程將可被包括在內；此外，對於在非綜觀尺度觀測時間內的觀測資料亦可被充分利用；另一個優點則是，它在方法與觀念上均很容易爲人所瞭解。

當然，Nudging 也存在著一些缺點，例如： G 值與 W 函數的給定並非十分容易與客觀；另外，因爲它在模式的每一個時間積分步驟均要計算，相對的，也需要較多的電腦時間。

1960年代以前的觀測資料多半是在綜觀尺度觀測時間所得到的，而雷達觀測、飛機觀測這些在非綜觀尺度時間內的資料大部分並未被充分的利用。1960年代以後，由於增加了大量的衛星資料，如何充分的利用這些在時間、與空間分布上都較以往密集許多的資料便成了主要的課題。其中早期的學者如Charney et al. (1969)、Smagorinsky et al. (1970)、

Rutherford (1972) 及 Morel and Talagrand (1974) 都曾嘗試將這些新的觀測資料加入模式中。

所謂資料同化(Data-Assimilation) 即是在模式積分過程中，將新的觀測資料與模式預報值相合併的一種技術(Harms et al. 1992)。若再考慮觀測資料時間-空間的分布，亦稱之為四維資料同化(Four-Dimensional Data Assimilation)。

資料同化的目的在於提供模式一個最佳的初始狀態，而“最佳”兩字則隱含著初始狀態必須是符合動力平衡以及包含各種尺度的氣象訊息在內(Warner 1987)。

過去二十年來，發展出許多資料同化的技術，早期有直接以觀測值取代預報值的(Jastrow and Halem 1970)，即直接插入法，這種方法由初始化的觀點來看是十分不恰當的(Bengtsson 1975)。當氣象資料插入時，若與模式間並不符合動力平衡時，高頻重力波便會產生，如果這些重力波不消除的話，很快即會破壞了預報結果的正確性。Bengtsson (1975) 則指出若先將這些觀測資料內插至附近的網格點上，然後再將這些資料調整使其符合動力平衡的條件，爾後再放入模式中，如此將可以有有效的抑制重力波的產生。

目前作業單位較廣泛使用的方式為間歇性的資料同化(Intermittent Data Assimilation)，作業單位所接收到的觀測資料先經過客觀分析，而在做客觀分析中所需要的初始猜測場則為模式對這個時間所做的預報結果；之後，調整此一分析場使之處於動力平衡的條件之下；最後，將分析場送入模式中進行下個時間的預報，經過3-12小時後，再重複此一過程。現今使用間歇性資料同化方法的作業單位有：NMC (National Meteorological Center) (DiMego 1988)、Norwegian Meteorological Institute (Gronas and Midtbo 1986)，以及ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) (Hollingsworth 1986)。作業單位廣泛使用這個方法的原因在於它簡單、方便，而這個方法的缺點則為不能充分的利用非綜觀尺度觀測時間的觀測資料。

另外，亦有以變分學(Variational Method) 為基礎所發展出來的資料同化的技術。利用變分學所發展的資料同化的技術，能將動力的約束條件(地轉平衡關係式、非線性平衡方程、靜水方程…) 納入最佳化的過程中，以便維持分析場的最佳一致性(Sasaki 1958; Sasaki 1969)。Lewis (1972) 利用熱力風關係式和靜水方程進行變分分析，重建太平洋上的風場和溫度場。O'Brien (1970) 使用變分法以連續方程為約束條件，得到合理的垂直速度。Stephens (1970) 提出以平衡方程為約束條件進行初始化的構想。近年來，亦有許多的學者進行過這方面的研究(Chao and Chang 1992; Courtier and Talagrand 1987, 1990; Daley 1991; Deber 1987, 1989; Errico and Vukicevic 1992; Jiang and Shao 1989; Le Dimet and Talagrand 1986; Lewis and Derber 1985; Lorenc 1988a, b; Navon et al. 1992; Talagrand and Courtier 1987)。由於變分法所發展出來的資料同化的技術非常複雜，必須花費大量的計算時間。

前面提及Newtonian Relaxation的方法簡單，計算上亦較變分法省時。Lyen et al. (1982)、Krishnamurti et al. (1988) 將其應用於全球尺度的預報模式之中；Anthes (1974)、Hoke and Anthes (1977) 則應用於區域模式之中。其後，亦有許多的學者將此一資料同化的技術應用於不同的天氣現象之中(Bell 1986; Brill et al. 1991; Kao and Yamada 1988; Kuo and Guo 1989; Manobianco et al. 1991a, b; Manobianco et al. 1992; Ramamurthy and Carr 1987, 1988; Stauffer et al. 1985; Stauffer and Seaman 1987, 1990; Wang and Warner 1988)。目前此一技術已使用於作業單位UKMO (United Kingdom Meteorological Office) 之中(Bell 1986; Lyne et al. 1982)。

兩不同秉性氣團之交界區謂之鋒面。鋒面帶是一靜力穩定的區域，而在此鋒面帶中的溫度、風向及氣壓變化趨勢都會有明顯的改變。對於大陸東岸與台灣地區而言，每年冬季至次年春季的天氣形態，主要是受到鋒面系統的影響。為了瞭解四維資料同化對於模擬鋒生現象的影響，本文的主要目的是想了解：

- I · G 值大小的影響？
- II · 以不同的氣象變數做為資料同化的對象，探討以何種氣象變數做資料同化可以得到較好的結果？
- III · 若只對低層大氣進行資料同化，對於預報結果有何影響？
- IV · 水汽是否適宜做為資料同化的對象？
- V · 資料同化對於降水型態有何影響？

二、研究方法

本文所使用的資料同化方法為Newtonian Relaxation，這個方法可以分為三個階段：

- I · 在T- ΔT 時刻給定一初始猜測場，其中T為真正預報開始的時刻， ΔT 為預報前時間期間的積分長度，亦即在這段期間(ΔT)中有做Nudging的動作。
- II · 模式由T- ΔT 時刻對時間積分至T時刻。
- III · 由T時刻開始做正式的預報。

決定T- ΔT 時刻的初始狀態有很多方法，可以用模式先前的預報結果，或者是分析場的資料，甚至於也可以利用氣候值做為初始猜測場。當然，對於一個模式預報結果的好壞，初始狀態有著決定性的影響力。因此，慎選T- ΔT 時刻的初始猜測值是必要的。如第一節所述，Nudging是在 ΔT 這段期間中，於預報模式之中加入一外力項，使模式狀態趨向於觀測值，並且達到動力平衡的狀態。對於 α 變數的預報方程來說，在T- ΔT 至T期間具有如下的形式：

$$\frac{\partial \alpha}{\partial t} = R + GW(\alpha_0 - \alpha) \quad (1)$$

其中R代表預報方程中的平流項、摩擦項、非絕熱項等， α 則為模式中所預報的氣象變數。至於促使模式趨向觀測值並達到動力平衡則由(1)式等號右邊第二項(稱之為Nudging項)來達成。G為一正數，它決定此項的大小； α_0 為 α 的觀測值，它可以位於網

格點上或者是在測站的位置上 (Kuo and Guo 1989 ; Stauffer and Seaman 1990, 1991) ; W 為一非負的權重函數，它的大小端視觀測準確度、以及觀測變數在時間與空間上的分布而定，其值介於 0 與 1 之間。 W 的值在 T 時刻初始狀態決定之後，即等於零。

為了瞭解(1)式中Nudging項的影響，將(1)式中的外力項 R 拿掉，並假設權重函數 W 為1，則可以得到：

$$\frac{\partial \alpha}{\partial t} = GW(\alpha_0 - \alpha) \quad (2)$$

(2)式的解為：

$$\alpha = \alpha_0 + (\bar{\alpha} - \alpha_0)e^{-Gt} \quad (3)$$

式中 α_0 為觀測值， $\bar{\alpha}$ 為 $T-\Delta T$ 時刻的初始猜測值， $T-\Delta T \leq t \leq T$ 。故，模式狀態會以指數的形式趨向於觀測值，其e-folding time為 $1/G$ ，若 $G = 10^{-4} S^{-1}$ ，這個時間約為2.8小時。如果初始猜測場的誤差 $(\bar{\alpha} - \alpha_0)$ 較大的話，便需要較多的時間來修正減小這個誤差。如果 G 值很大，則模式狀態被強迫趨向觀測場的程度也就增加，這對於模式會有兩個不利的影響：第一，對於模式本身調節質量場與動量場的能力有所阻礙；第二，若觀測本身存在有較大的觀測誤差，模式將無法有效的消除這些誤差。若 G 值過小的話，對於模式狀態就沒有足夠的影響力使之趨向於觀測值。

通常 G 的數量級值介於 $10^{-4} S^{-1}$ 至 $10^{-3} S^{-1}$ 之間，Kistler (1974) 是以 $1.67 \times 10^{-4} S^{-1}$ 至 $1.67 \times 10^{-3} S^{-1}$ 為範圍；Davies and Turner (1977) 則是以 $3.1 \times 10^{-4} S^{-1}$ 至 $3.1 \times 10^{-3} S^{-1}$ 為範圍；Ramanurthy and Carr (1987, 1988) 所用的準拉格朗日模式(Quasi-Lagrangian Model)則選用 $10^{-4} S^{-1}$ 至 $10^{-3} S^{-1}$ 。

三、區域模式

本文採用之區域模式為一原始方程的準拉格朗日模式(Quasi-Lagrangian Model) (Cho et al. 1987 ; Cho and Iribarne 1984)。模式在水平方向採用的是非交錯網格(Non-Staggered Grid)的直角座標系，垂直方向則為 σ 座標

$$\sigma = \frac{p - p_T}{p_S - p_T} \quad (4)$$

其中 p 是氣壓值， p_S 為地面氣壓， p_T 為模式中的頂層氣壓，垂直方向網格點的分布則是採用交錯網格的配置方式。

模式所採用的數值方法為準拉格朗日平流格式(Quasi-Lagrangian Advection Scheme) (Mathur 1970, 1983)。

模式中對於摩擦效應、海水輸送到空氣中潛熱與可感熱的處理是以巨觀方式(Bulk Formula) (Estoque and Bhumralkar 1969) 來計算。

a. 摩擦效應

$$(F_u, F_v) = -\frac{gC_D}{RT_{SFC}} \frac{|\bar{v}_a|}{\Delta\sigma_1} (u_1, v_1)$$

其中 $\Delta\sigma_1$ 為第一層(Layer)的厚度，地面溫度 T_{SFC} 是由最低層溫度以 $0.0065 \text{ }^\circ\text{K m}^{-1}$ 的溫度遞減率(Lapse Rate)外推求得， R 是理想氣體常數， C_D 是摩擦係數(Drag Coefficient)為風速的函數， u_1 、 v_1 為最低層的風速。 $|\bar{v}_a|$ 與 C_D 的大小為(Phillips 1979 ; Mathur 1991)：

$$|\bar{v}_a| = 0.8(u_1^2 + v_1^2)^{1/2}$$

$$C_D = 1.297 \times 10^{-3} (0.7 + 0.07|\bar{v}_a|) / 1.297$$

b. 海氣交互作用

若海水溫度 $T_{SEA} > T_{SFC}$ ，可感熱將由海水輸送至空氣中

$$F_\theta = \frac{gC_D}{RT_{SFC}} \frac{|\bar{v}_a|}{\Delta\sigma_1} (T_{SEA} - T_{SFC})$$

若 $T_{SEA} > T_{SFC}$ ，及 $q_{SEA} > q_{SFC}$ ，則水汽將由海水輸送到空氣中

$$F_q = \frac{0.5gC_D}{RT_{SFC}} \frac{|\bar{v}_a|}{\Delta\sigma_1} (q_{SEA} - q_{SFC})$$

q_{SEA} 為在溫度 T_{SEA} ，地面氣壓 p_{SFC} 下的飽和水汽壓。 q_{SFC} 是由模式最低層的比溼加 0.002 g/g 得到，至於陸地上可感熱與潛熱的傳輸則並未包含於模式中。

模式中的水文循環包含了兩個部分，積雲參數化(Kuo 1965 ; Mathur 1983)及雲微物理模式(Lin et al. 1983 ; Mason 1971 ; Pruppacher and Klett 1978 ; Rutledge and Hobbs 1983, 1984)。

四、個案選取與實驗設計

圖1與圖2分別為1983年3月14與15日的地面天氣圖。14日12Z主要高壓的位置在(125° E, 31° N)，在(106° E, 44° N)則有一低壓存在，其中心氣壓值為1014 hPa。15日12Z，此一低壓東移至(115° E, 38° N)，並伴隨有鋒面的生成。至於在15日00Z生成於廣東沿海的鋒面則東移至台灣東南方，並且在台灣東北方海面上有台灣低壓的生成，其中心氣壓值約為1012 hPa。

模式中所使用的分析場資料(高度場、水平風場、溫度場、濕度場)為由ECMWF全球 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 經緯網格在1000 hPa、850 hPa、700 hPa、500 hPa、400 hPa、300 hPa、200 hPa、100 hPa等壓面上的資料內插至所需要的區域(圖13)以及10層等壓面上(1000 hPa至100 hPa，間隔厚度為100 hPa)而得到。為了將分析場調整至符合動力平衡的狀態，首先是靜水平衡最佳變分法對分析場的高度場與溫度場做垂直方向的調整，調整後的高度場再與水平風場以非線性平衡方程最佳變分法做水平方向的調整。溫度場則是由此時的高度場以靜水平衡方程計算而得到。

資料同化的方法為Newtonian Relaxation，Nudging的對象是水平風場、溫度場與濕度場，時間由14日12Z至15日00Z共12小時。為了避免只對某一區域做資料同化而與鄰近區域發生資料不相容的情

況(Manobianco et al. 1991)，吾人是對整個模式區域做資料同化。在Nudging期間，(1)式中觀測值 α_0 的決定是以兩分析場網格點上的資料(14日12Z與15日00Z)，線性內插至每一時次而得到(Ramamurthy and Carr 1987; Stauffer and Seaman 1990; Brill et al. 1991)。在(1)式，權重函數W的值在Nudging 12小時期間的前9小時(14日12Z至14日21Z)為1，之後3小時(14日21Z至15日00Z)則隨時間線性遞減至0。G值的大小則視各個實驗而定(表一)，不過對同一實驗來說，各個變數所使用的G值大小都是一樣的。

本文中共做了10個實驗(表一)。其中CNTL為控制組，模擬時間為36小時，由14日12Z至16日00Z。UV3A至UVT3A實驗模擬的時間亦為36小時，其中包含了12小時的Nudging時間與24小時的預報時間。圖14為各實驗模擬時間的示意圖。

UV3A、TQ3A、UVTQ3A三個實驗是為了解以質量場或動量場作為資料同化的對象對結果有何影響；UV4A、TQ4A、UVTQ4A則是與前三個實驗比較G值的影響；UVTQ3L、UVTQ4L則只對模式的最低5層做Nudging，UVT3A實驗是為了解與UVTQ3A比較，想要了解濕度場是否適宜成為資料同化的對象。

五、數值實驗結果討論

圖4至圖14分別為在15日12Z時，分析場以及各組實驗在驗證區域(圖3^o之1000 hPa、800 hPa、500 hPa的高度場、溫度場以及合成風場之綜觀天氣形勢圖。

以控制組實驗CNTL來說，它所模擬出來在河北省境內的低壓位置較偏東南，而且與觀測值比較起來亦過深了些(圖4e與圖5e)。另外，CNTL對於500 hPa高度場主槽所模擬出來的位置亦較為偏東，且與低層相同都有過深的趨勢(圖4a與圖5a)。至於對800 hPa台灣上空的低層噴流位置的模擬上則較偏東北且範圍亦較小(圖4d與圖5d)，而CNTL對500 hPa高層噴流所模擬出來的風速則過大，最大達到40 m/s以上，並且呈西北-東南走向，與觀測場風速最大為30 m/s左右以及呈西南-東北走向比較起來有很大的誤差(圖4b與圖5b)。

至於以質量場作為資料同化變數對象的實驗而言(TQ3A與TQ4A)，其所模擬出來的低壓的位置均較偏西南，而且不論是低層的低壓強度(圖6e與圖7e)，或者是高層槽的強度(圖6a與圖7a)都與CNTL一樣有過深的趨勢。不過與CNTL比較起來，以質量場作為資料同化變數的實驗，其對於模擬800 hPa低層噴流的位置與強度的影響上則非常的明顯(圖6d、圖7d)。這兩組實驗對於500 hPa高層噴流的模擬上(圖6b、圖7b)雖然與觀測比較起來在風速上仍顯得過大了些，但是噴流的位置與CNTL比較起來已經改善了許多。

對於以風場作為資料同化變數對象的實驗UV3A與UV4A來說，它們對於低壓的強度(圖8e)、低

壓位置(圖9e)、或者是500 hPa高度槽(圖8a、圖9a)的模擬上都非常的接近實際的觀測值。此外，它們對於500 hPa高層噴流(圖8b、圖9b)的模擬上亦較CNTL、TQ3A、或是TQ4A要來得好。我們亦可由圖21在 $\sigma = 0.498$ 面上風場的均方根誤差值上獲得同樣的結果，由圖中，UV3A與UV4A的均方根誤差值為7.2 m/s及7.011 m/s，而此時CNTL、TQ3A、TQ4A的誤差值則分別為8.416 m/s、10.297 m/s以及9.026 m/s，顯示以風場作為同化對象對於減小高層風場的誤差的效果較為顯著。不過，這兩組實驗在低層噴流的模擬上(圖8d與圖9d)則明顯的不如以質量場作為同化對象的實驗(TQ3A與TQ4A)。

對於其他各組實驗而言，它們彼此之間的差異並不大，而所預測出來低壓的位置與分析場比較起來均較偏西北。此外，比較UV3A與UVT3A在800 hPa的風場(圖8d與圖10d)後可以發現，若選擇風場作為資料同化的對象(UV3A、UV4A)，它對於一低淺噴流系統的模擬能力較差，但是如果同時以風場及質量場作為同化的變數(UVT3A)，模式則可以模擬出合理的低層噴流。顯示了對於一較為低淺的噴流系統而言，以質量場作為資料同化變數的對象，其對於風場的影響要較僅以風場作為資料同化對象對風場的影響要來得大。另外，各組實驗對於台灣低壓的模擬結果均不理想，不過各組實驗均能在800 hPa的高度場中，在台灣東方海面上模擬出短波槽的發生。

以下分別針對於北方的鋒面系統、南方的鋒面系統，以及發生台灣低壓的區域做一說明。

圖15為沿AB線段(圖3)的垂直速度以及位溫分布之垂直剖面圖，其中垂直速度的計算是以O'Brien(1970)之運動學法加以計算而得到。

對於CNTL(圖15a)來說，鋒前垂直上升速度最大區在800 hPa左右，其值約為250 hPa/day。至於其他幾組利用Nudging方法迫使模式狀態趨向於15日00Z分析場的實驗來說，TQ3A與TQ4A兩組以溫度場與水汽場作為資料同化變數的實驗所模擬出來的垂直速度場(圖15b、圖15c)比起控制組實驗CNTL來說要大了些，其垂直速度分別為350 hPa/day以及300 hPa/day，而且最大上升區亦高於CNTL，到達了700 hPa處。UV3A與UV4A兩組實驗的垂直速度場(圖15d、圖15e)與CNTL比較起來亦較為有組織化。至於其他同時以質量場與動量場作為資料同化變數的實驗，它們的最大上升速度區均在700 hPa以上，而且所建立起來的次環流系統與CNTL比較起來均要有組織化的多。

在本文中，模式是由14日12Z開始積分，而各組資料同化的實驗則是利用Nudging項促使模式趨向於15日00Z的狀態。圖16為15日00Z時，各組實驗沿AB線段之垂直剖面圖。在此時，CNTL實驗(圖16a)的最大垂直上升速度已經達到450 hPa/day左右，並且它所建立起來的次環流已經相當的有組織化。對於其他幾組資料同化的實驗來說，15日00Z Nudging剛結束時，各組實驗的垂直環流場不僅在強

度上要小於控制組實驗CNTL，而且它們的環流結構亦不如CNTL來得有組織化，顯示模式原先所建立起來的次環流結構由於Nudging的作用而遭到破壞。不過，因Nudging而遭到破壞的結構在往後積分的過程中，因為模式本身自我的調節能力而再度的建立起來。此外，比較CNTL、UV3A與UVT3A三組實驗後發現（圖16a、圖16d、圖16f），UV3A與CNTL在此時的垂直溫度結構上較為相近，而當加入質量場，與風場同時作為資料同化變數之後，在鋒面的垂直結構上，會有明顯被破壞的情形發生。

至於垂直環流結構會遭到破壞的原因可能有：(1) Nudging項此一外力項與模式本身之間並不相容；(2) 在每一時次所插入模式中的觀測資料並不恰當。由於觀測資料時間的解析度不足，因此所插入模式中的觀測資料在時間尺度上並無法解析出時間尺度較小的大氣結構；此外，由於所使用觀測資料的空間解析度不足亦是造成垂直環流場被破壞的可能原因之一。

圖17為沿CD（圖3）線段之垂直剖面圖。對於此一鋒面系統來說，CNTL（圖17a）所模擬出來的結果並不是很好，由位溫線的分佈看來幾乎無法判定鋒面的存在與否。

至於其他各組資料同化的實驗，則均能夠合理的模擬出此一鋒面系統的結構。不過，以質量場作為資料同化變數的實驗（TQ3A與TQ4A）（圖17b、圖17c）所模擬出來的垂直環流場與CNTL比較起來亦並不是很有組織化。而以風場作為資料同化對象的兩組實驗UV3A與UV4A，在垂直環流的建立上（圖17d、圖17e）則顯然較CNTL、TQ3A、或者是TQ4A要來得有組織化的多，不僅垂直上升速度超過了250 hPa/day，而且最大上升速度區亦提高到了600 hPa以上。

另外值得一提的是，比較UVT3A與UVTQ3A兩組實驗的垂直剖面結構後可以發現（圖17f與圖17g），在UVT3A中垂直速度最大值為250 hPa/day以上，而對於UVTQ3A來說卻僅有150 hPa/day左右。顯示出在本文中，水汽對於此一南方鋒面系統的垂直環流場會有明顯的抑制作用。至於水汽對於北方的鋒面系統來說（圖15f與圖15g）則沒有明顯的抑制作用存在。

會造成上述現象的可能原因為，當一系統具有明顯的降水現象發生時，由於水汽凝結降水所釋放出來的潛熱將會促使垂直上升運動的增強。而因為Nudging時每一時次所需要的觀測資料是由間隔12小時的兩分析場的觀測資料線性內差而得到，所以如果降水持續的時間小於12小時的話，則所插入模式中的水汽量在降水發生的期間將會小於實際大氣的水汽量，故而模式中的水汽含量將會因為在Nudging項的修正作用之下而減小，同時也減少了降水量，亦即減少了潛熱的釋放，進而抑制了垂直環流的發展。至於對北方的鋒面系統而言，因為此一系統之水汽含量並不多，且並未伴隨有降水現象的發生，故而水汽對其的影響不若南方的鋒面系統明顯。

圖18與圖19分別是沿EF線段的垂直速度場、輻合（散）場、與靜力穩定度（ $-\partial \theta / \partial p$ ）的垂直剖面圖

。對於此一區域而言，UV3A與UV4A實驗（圖18d與圖18e）在400 hPa以下具有明顯的垂直上升運動區，控制組實驗CNTL雖然也可以模擬出同樣強度的上升運動速度（圖18a），不過與UV3A比較起來其位置則較為偏西。至於其他各組實驗的模擬結果則均無明顯的垂直上升速度區的存在。

此外，UV3A與UV4A對於在生成低壓區域的地面輻合量的模擬上，以及在減小大氣中下層穩定度方面亦有正面的貢獻（圖19d、圖19e），顯示出對於台灣低壓的模擬上來說，風場的資訊是一個重要的因子。

六、結論

本文中利用一區域模式以及Nudging的資料同化技術，對於發生在1983年3月15日東亞地區的鋒生個案做了資料同化之數值實驗。文中一共設計了10組實驗，其中分別包含了控制組、以質量場作為資料同化的變數、以風場作為資料同化的變數、或者是風場與質量場同時作為資料同化變數的實驗。各實驗均由14日12Z開始對時間積分，模擬時間為36小時，其中有做Nudging的實驗尚包含了12小時的Nudging時間，由14日12Z至15日00Z止。至於文中的一些發現可以歸納如下：

對於G值大小的選取來說，選取G值等於 10^{-3} S^{-1} 的實驗對於模式的上層而言，其模擬結果的均方根誤差值要小於選取G值等於 10^{-4} S^{-1} 的實驗；但對於模式的中低層而言，當G值等於 10^{-3} S^{-1} 的實驗其所具有的誤差值則要大於選取G值等於 10^{-4} S^{-1} 的實驗。而對於資料同化變數的選取方面，由統計驗證中發現，在模式的低層以質量場作為資料同化變數的實驗其所造成的誤差，要小於以風場作為資料同化變數的實驗。而對於模式的中上層來說，則恰好相反。顯示出不論是在考慮Nudging項中G值的大小，或者是在考慮以何種氣象資訊作為資料同化的變數方面，都應該將它們在垂直方向上的分佈考慮進去。

對於一低淺的天氣系統而言，質量場對於風場的調節能力要比風場來得大。如在本文中，TQ3A與TQ4A兩組以質量場作為資料同化變數的實驗在對於低層噴流的模擬上，其效果要比以風場作為資料同化變數的實驗UV3A與UV4A來得顯著，顯示出地轉調節的過程在模式積分模擬的過程中的確在進行著。不過，對於中緯度的天氣系統而言，風場的資訊亦扮演著一個重要的角色。文中，以風場作為同化變數的實驗不論是在均方根誤差的驗證、台灣低壓區域的模擬、或者是在對於鋒面垂直結構的模擬上亦都有不錯的結果。

以一個不是十分深厚的系統來說，若僅對於模式的低層進行資料同化其結果與對模式整層做資料同化的模擬結果相差無幾。

因為文中所選取的觀測場之時間與空間解析度不足的緣故，當選取水汽場作為資料同化變數時，因為Nudging項的作用，會迫使模式的水汽狀態趨向於未飽和的情況，使得水汽凝結及潛熱釋放量減少，進而

抑制了降水的發生以及垂直環流的發展。此外，比較 15 日 00Z 當 Nudging 剛結束時的垂直環流場發現，由於 Nudging 項與模式之間的不相容，以及所插入模式中觀測資料的不恰當，因而導致了垂直環流場被破壞的情形發生，而被破壞的垂直環流場在模式往後繼續積分的過程中又再度的被建立了起來。

總的來說，資料同化在於提供模式一個最佳的初始狀態，並進而達到改善預報結果的目的。在文中的幾個實驗證實，資料同化對於預報結果的改善的確有所助益。

參考文獻

- Anthes, R. A., 1974: Data assimilation and initialization of hurricane prediction models. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 702-719.
- Bell, R. S., 1986: The Meteorological Office fine-mesh data assimilation scheme. *Meteor. Mag.*, **115**, 161-177.
- Bengtsson, L., 1975: Problems in four-dimensional data assimilation. *Seminars of Scientific Foundation of Medium Range Weather Forecasts*, Part I, Reading, 113-138.
- Brill, K. F., L. W. Uccellini, J. Manobianco, J. H. Homan, and P. J. Kocin, 1991: The use of successive dynamic initialization by nudging to simulate cyclogenesis during GALE IOPI. *Meteor. Atmos. Phys.*, **45**, 15-40.
- Chao, W. C., and L. P. Chang, 1992: Development of a four-dimensional variational analysis system using the adjoint method at GLA. Part I: Dynamics. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 1661-1673.
- Charney, J. G., M. Halem, and R. Jastrow, 1969: Use of incomplete historical data to infer the present state of the atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, **26**, 1160-1163.
- Cho, H. R., and J. V. Iribarne, 1984: The role of clouds and precipitation in long-range transport and acid rain in eastern Canada. CEA Report 217 G 348, Research and Development, Canadian Electrical Association.
- Cho, H. R., J. V. Iribarne, and S. T. Soong, 1987: The role of clouds and precipitation in long-range transport and acid rain in Canada. CEA Report 403 G 348, Research and Development, Canadian Electrical Association.
- Courtier, P., and O. Talagrand, 1987: Variational assimilation of meteorological observations with the adjoint vorticity equation. Part II: Numerical results. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **113**, 1329-1347.
- Courtier, P., and O. Talagrand, 1990: Variational assimilation of meteorological observations with the direct and adjoint shallow water equation. *Tellus*, **42A**, 531-549.
- Daley, R., 1991: *Atmospheric Data Analysis*. Cambridge University Press, 457pp.
- Davies, H. C., and R. E. Turner, 1977: Updating prediction models by dynamical relaxation: An examination of the technique. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **103**, 225-245.
- Derber, J. C., 1987: Variational four-dimensional analysis using quasi-geostrophic constraints. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 998-1008.
- Derber, J. C., 1989: A variational continuous assimilation technique. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 2437-2446.
- DiMego, G. J., 1988: The National Meteorological Center regional analysis system. *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 977-1000.
- Errico, R. M., and T. Vukicevic, 1992: Sensitivity analysis using an adjoint of the PSU-NCAR mesoscale model. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 1644-1660.
- Estoque, M. A., and C. M. Bhumralkar, 1969: Flow over a localized heat source. *Mon. Wea. Rev.*, **97**, 850-858.
- Gronas, S., and K. H. Midtbo, 1986: Four dimensional data assimilation at the Norwegian Meteorological Institute. Tech. Report 66, Research Dept., The Norwegian Institute, Oslo, Norway, 66pp.
- Harms, D. E., S. Raman, and R. V. Madala, 1992: An examination of four-dimensional data-assimilation techniques for numerical weather prediction. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **73**, 425-440.
- Hoke, J. E., and R. A. Anthes, 1976: The initialization of numerical models by a dynamical initialization technique. *Mon. Wea. Rev.*, **104**, 1551-1556.
- Hoke, J. E., and R. A. Anthes, 1977: Dynamic initialization of a three-dimensional primitive-equation model of Hurricane Alma of 1962. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 1266-1280.
- Hollingsworth, A., 1986: Objective analysis for numerical weather prediction. *Short and Medium-Range Weather Prediction, Proc. WMO/IUGG NWP Symposium*, Tokyo, 11-59.
- Jastrow, R., and M. Halem, 1970: Simulation studies related to GARP. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **51**, 490-513.
- Jiang, H. M., 1980: Atmospheric frontogenesis model. Part I: Mechanisms. *Bull. Geophys.*, National Central University, Taiwan, **19**, 104-112.
- Jiang, H. M., and C. H. Shiao, 1989: Numerical

- experiments of data assimilation using the shallow-water equation model. *Papers Meteor. Res.*, **12**, 33-58.
- Kao, C. Y. J., and T. Yamada, 1988: Use of the CAPTEX data for evaluation of a long-range transport numerical model with a four-dimensional data assimilation technique. *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 293-306.
- Kistler, R. E., 1974: A study of data assimilation techniques in an autobarotropic primitive equation channel model. M.S. thesis, The Pennsylvania State University, 84pp.
- Krishnamurti, T. N., H. S. Bedi, W. Heckley, and K. Ingles, 1988: Reduction of the spinup time for evaporation and precipitation in a spectral model. *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 907-920.
- Kuo, H. L., 1965: On formation and intensification of tropical cyclones through latent heat release by cumulus convection. *J. Atmos. Sci.*, **22**, 40-63.
- Kuo, Y. H., and Y. R. Guo, 1989: Dynamic initialization using observations from a network of profiles. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 1975-1998.
- Le Dimet, F. X., and O. Talagrand, 1986: Variational algorithms for analysis and assimilation of meteorological observations: Theoretical aspects. *Tellus*, **38A**, 97-110.
- Lewis, J. M., 1972: An operational upper air analysis using the variational method. *Tellus*, **24**, 514-530.
- Lewis, J. M., and J. C. Derber, 1985: The use of adjoint equations to solve a variational adjustment problems with advective constraints. *Tellus*, **37A**, 309-322.
- Lin, Y. L., R. D. Farley, and H. D. Orville, 1983: Bulk parameterization of the snow field in a cloud model. *J. Climate Appl. Meteor.*, **22**, 1065-1092.
- Lorenc, A. C., 1988a: Optimal nonlinear objective analysis. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **114**, 205-240.
- Lorenc, A. C., 1988b: A practical approximation to optimal four dimensional objective analysis. *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 730-745.
- Lyne, W. H., R. Swinbank, and N. T. Birch, 1982: A data assimilation experiment and the global circulation during the FGGE special observing periods. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **108**, 575-594.
- Manobianco, J., L. W. Uccellini, K. F. Brill, and P. J. Kocin, 1991a: Contrasting the impact of dynamic data assimilation on the numerical simulations of cyclogenesis during GALE IOP10 and IOP1. *Meteor. Atmos. Phys.*, **45**, 41-63.
- Manobianco, J., L. W. Uccellini, K. F. Brill, and Y. H. Kuo, 1991b: The use of dynamic data assimilation for diagnostic studies of the QE II storm. Preprints, *First Int. Winter Storm Symp.*, New Orleans, LA, Amer. Meteor. Soc., 334-339.
- Manobianco, J., L. W. Uccellini, K. F. Brill, and Y. H. Kuo, 1992: The impact of dynamic data assimilation on the numerical simulations of the QE II cyclone and an analysis of the jet streak influencing the precyclogenetic environment. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 1973-1996.
- Mason, B. J., 1971: *The Physics of Clouds*, 2nd ed. Oxford University Press, 671pp.
- Mathur, M. B., 1970: A note on an improved quasi-Lagrangian advective scheme for primitive equations. *Mon. Wea. Rev.*, **98**, 214-219.
- Mathur, M. B., 1983: A quasi-Lagrangian regional model designed for operational weather prediction. *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 2087-2098.
- Mathur, M. B., 1991: The National Meteorological Center's quasi-Lagrangian model for hurricane prediction. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 1419-1447.
- Morel, P., and O. Talagrand, 1974: Dynamical approach to meteorological data assimilation. *Tellus*, **26**, 334-344.
- Navon, I. M., X. Zou, J. Derber, and J. Sela, 1992: Variational data assimilation with an adiabatic version of the NMC spectral model. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 1433-1446.
- O'Brien, J. J., 1970: Alternative solutions to the classical vertical velocity problem. *J. Appl. Meteor.*, **9**, 197-203.
- Okland, H., 1970: On the adjustment toward balance in primitive equation prediction models. *Mon. Wea. Rev.*, **98**, 271-279.
- Phillips, N. A., 1957: A coordinate system having some special advantages for numerical forecasting. *J. Meteor.*, **14**, 184-185.
- Phillips, N. A., 1979: The Nested Grid Model. NOAA Tech. Report NWS 22, Department of Commerce, 80pp.
- Pruppacher, H. R., and J. D. Klett, 1978: *Microphysics of Clouds and Precipitation*. D. Reidel, 714pp.
- Ramamurthy, M. K., and F. H. Carr, 1987: Four-dimensional data assimilation in the monsoon region. Part I: Experiments with wind data. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 1678-1706.
- Ramamurthy, M. K., and F. H. Carr, 1988: Four-dimensional data assimilation in the monsoon region. Part II: Role of temperature and moisture data. *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 1896-

- 1913.
- Rossby, C. G., 1938: On the mutual adjustment of pressure and velocity distributions in certain simple current systems, II. *J. Marine Res.*, **1**, 239-263.
- Rutherford, I. D., 1972: Data assimilation by statistical interpolation of forecast error fields. *J. Atmos. Sci.*, **29**, 809-815.
- Rutledge, S. A., and P. V. Hobbs, 1983: The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. VIII: A model for the " seeder-feeder " process in warm-frontal rainbands. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 1185-1206.
- Rutledge, S. A., and P. V. Hobbs, 1984: The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. XII: A diagnostic modeling study of precipitation development in narrow cold-frontal rainbands. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 2949-2972.
- Sasaki, Y., 1958: An objective analysis based on the variational method. *J. Meteor. Soc. Jpn.*, **36**, 77-88.
- Sasaki, Y., 1969: Proposed inclusion of time variation terms, observational in numerical variational objective analysis. *J. Meteor. Soc. Jpn.*, **47**, 115-124.
- Smagorinsky, J., K. Miyakoda, and R. Strickler, 1970: The relative importance of variables in initial conditions for dynamical weather prediction. *Tellus*, **22**, 141-151.
- Stauffer, D. R., and N. L. Seaman, 1987: A real-data numerical study and four-dimensional data assimilation application for mesobeta-scale flow in complex terrain. *Proc. Symp. Mesoscale Analysis and Forecasting*, Vancouver, ESA, 533-538.
- Stauffer, D. R., and N. L. Seaman, 1990: Use of four-dimensional data assimilation in a limited-area mesoscale model. Part I: Experiments with synoptic-scale data. *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 1250-1277.
- Stauffer, D. R., and N. L. Seaman, 1991: Use of four-dimensional data assimilation in a limited-area mesoscale model. Part II: Effects of data assimilation within the planetary boundary layer. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 734-754.
- Stauffer, D. R., T. T. Warner, and N. L. Seaman, 1985: A Newtonian " nudging " approach in four-dimensional data assimilation: Use of SESAME-IV data in a mesoscale model. Preprints, *Seventh Conf. on Numerical Weather Prediction*, Montreal, Amer. Meteor. Soc., 77-82.
- Stephens, J., 1970: Variational initialization of the balance equation. *J. Appl. Meteor.*, **9**, 732-739.
- Talagrand, O., and P. Courtier, 1987: Variational assimilation of meteorological observations with the adjoint vorticity equation. Part I: Theory. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **113**, 1311-1328.
- Wang, W., and T. T. Warner, 1988: Use of four-dimensional data assimilation by Newtonian relaxation and latent heat forcing to improve a mesoscale-model precipitation forecast, a case study. *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 2593-2613.
- Warner, T. T., 1987: Four-dimensional initialization of mesoscale models. In *Proc. Symp. Mesoscale Analysis and Forecasting*, Vancouver, Canada, ESA SP-282, 663-665.
- Washington, W. M., 1964: A note on the adjustment towards geostrophic equilibrium in a simple fluid system. *Tellus*, **16**, 530-534.

序號	變數	G	層數	實驗代號
1	-	-	-	CNTL
2	u,v	10^{-3}	10	UV3A
3	T,q	10^{-3}	10	TQ3A
4	u,v,T,q	10^{-3}	10	UVTQ3A
5	u,v	10^{-4}	10	UV4A
6	T,q	10^{-4}	10	TQ4A
7	u,v,T,q	10^{-4}	10	UVTQ4A
8	u,v,T,q	10^{-3}	1-5	UVTQ3L
9	u,v,T,q	10^{-4}	1-5	UVTQ4L
10	u,v,T	10^{-3}	10	UVT3A

表一 各實驗所選取之資料同化變數、G值大小同的層數以及實驗代號

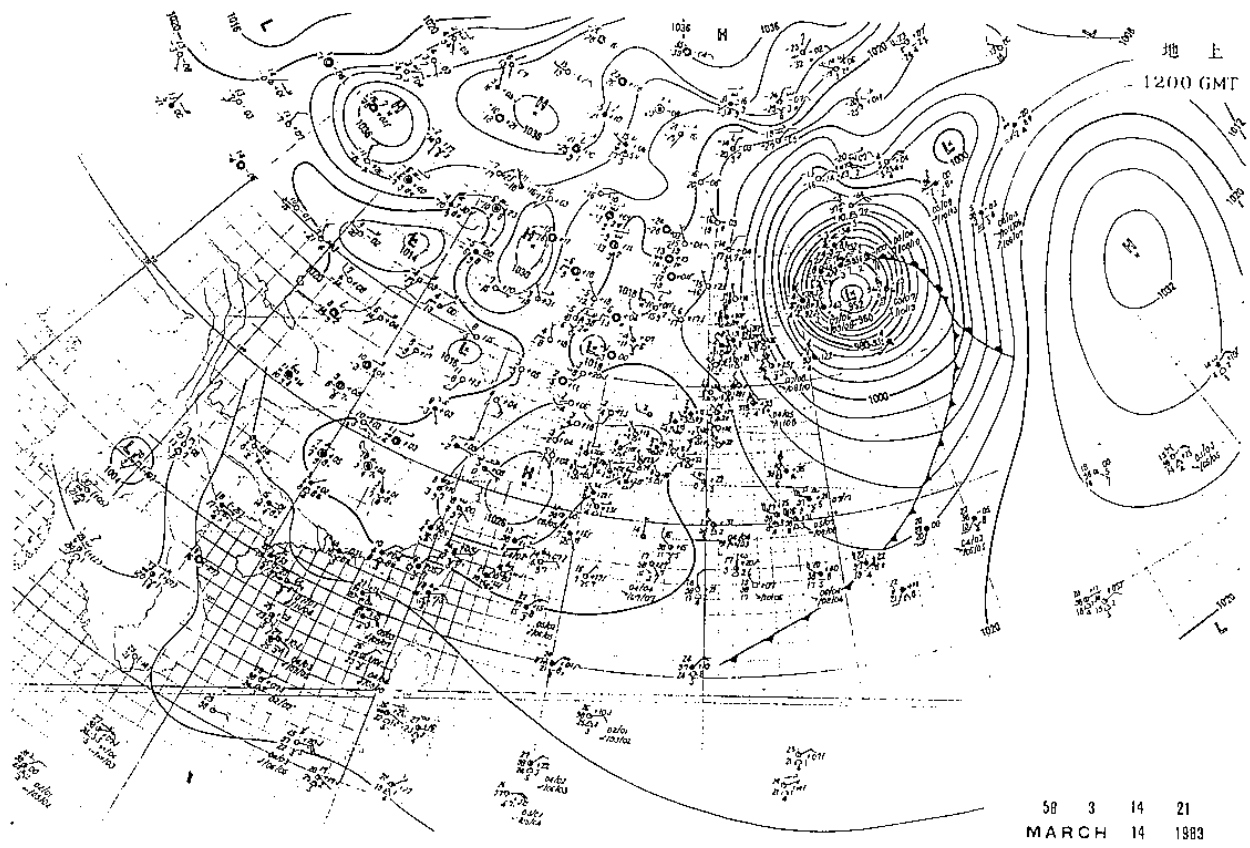


圖1 1983年3月14日12Z之地面氣壓場(hPa) (取自日本氣象廳)

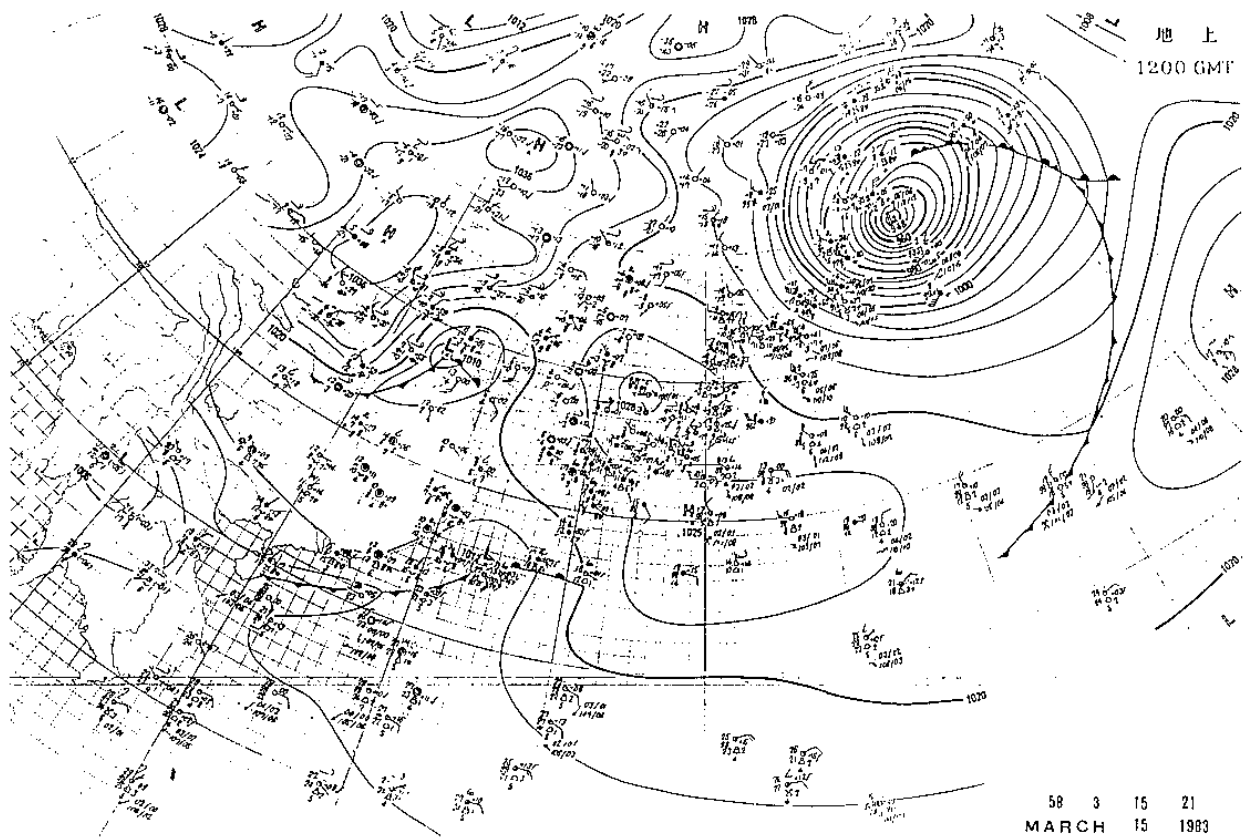


圖2 1983年3月15日12Z之地面氣壓場(hPa) (取自日本氣象廳)

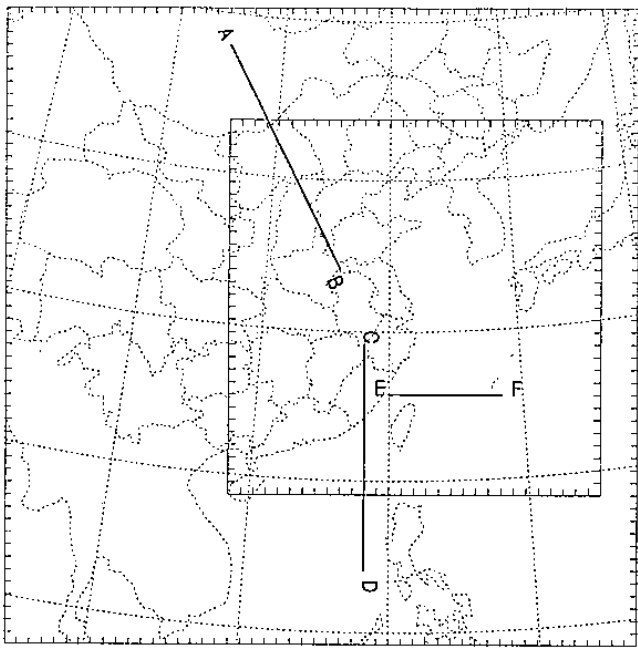


圖3 本文所選取之模式預報區域以及驗證區域，圖中線段AB、CD、EF為垂直剖面圖之位置

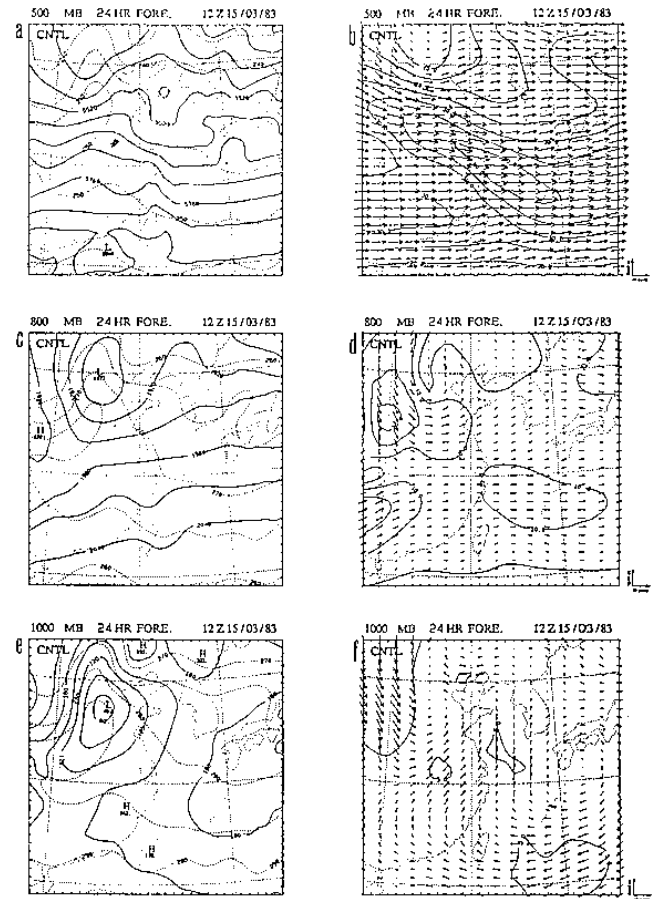


圖5 與圖4同，但為CNTL積分24小時之結果

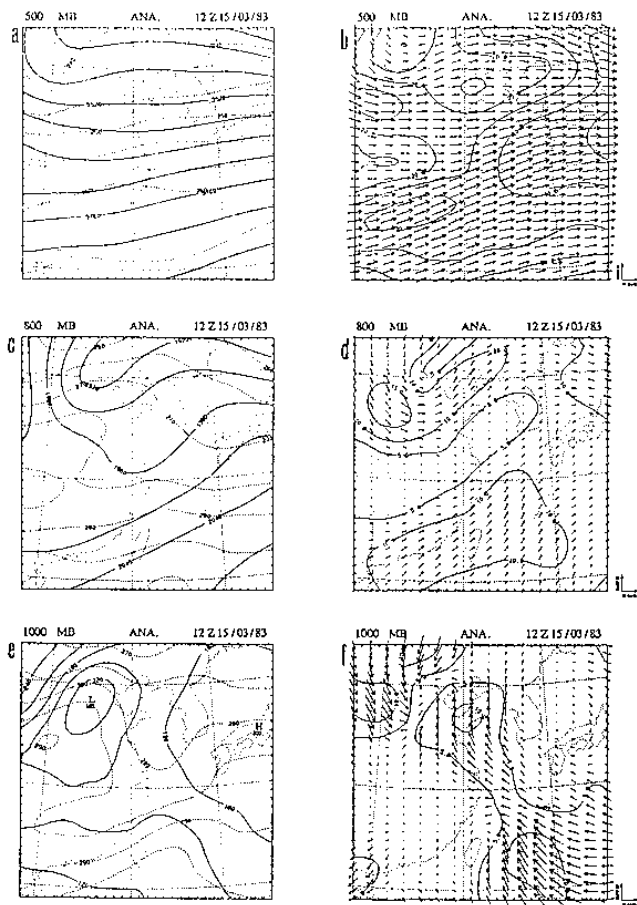


圖4 1983年3月15日12Z 驗證區域之分析場，(a)、(c)、(e)分別為500 hPa、800 hPa與1000 hPa之高度場(m) (實線) 與溫度場($^{\circ}$ K) (虛線)；(b)、(d)、(f)則為上述等壓面之合成風場(m/s) (實線為等風速線，箭頭所指方向則是風向)

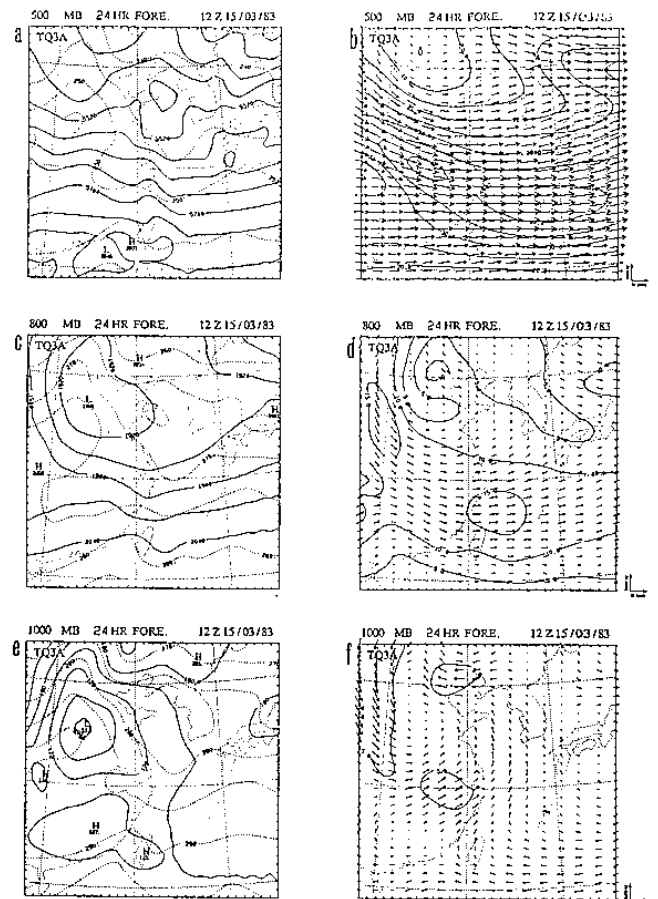


圖6 與圖4同，但為TQ3A積分24小時之結果

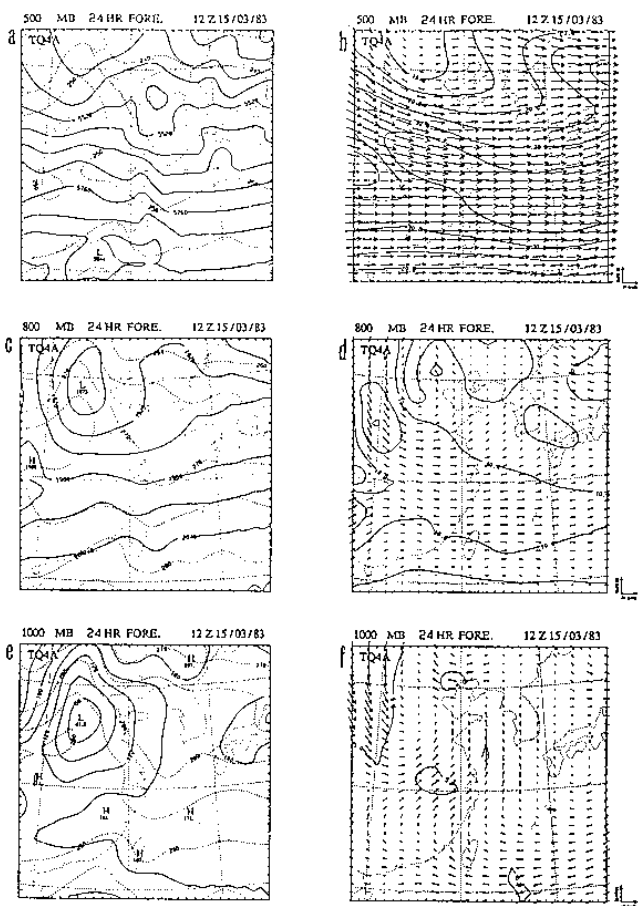


圖7 與圖4同，但為TQ4A積分24小時之結果

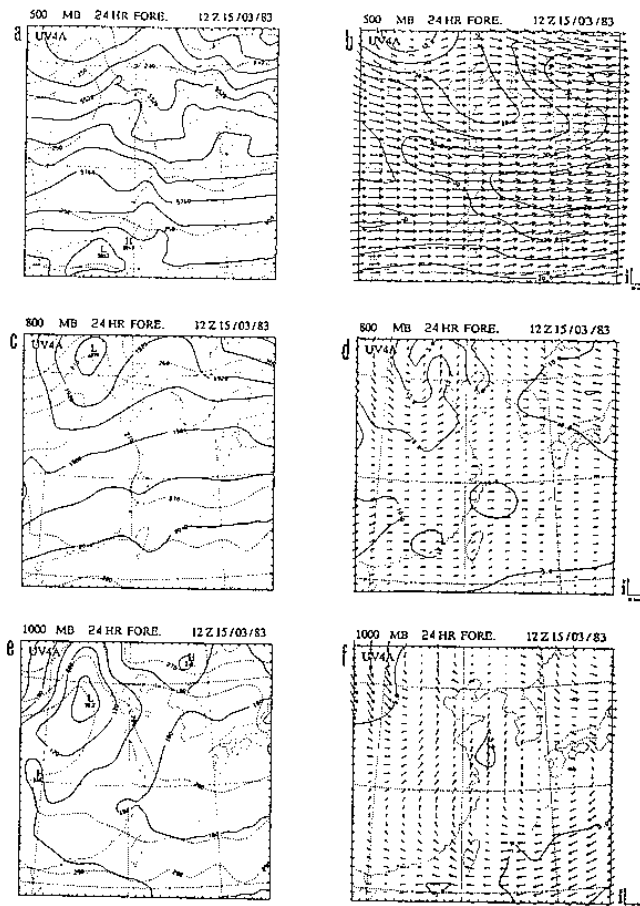


圖9 與圖4同，但為UV4A積分24小時之結果

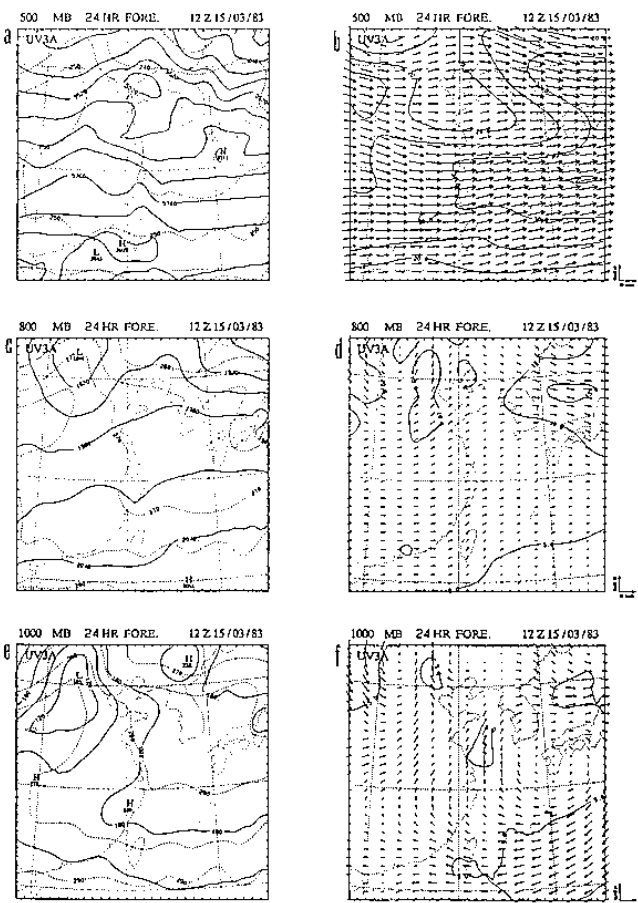


圖8 與圖4同，但為UV3A積分24小時之結果

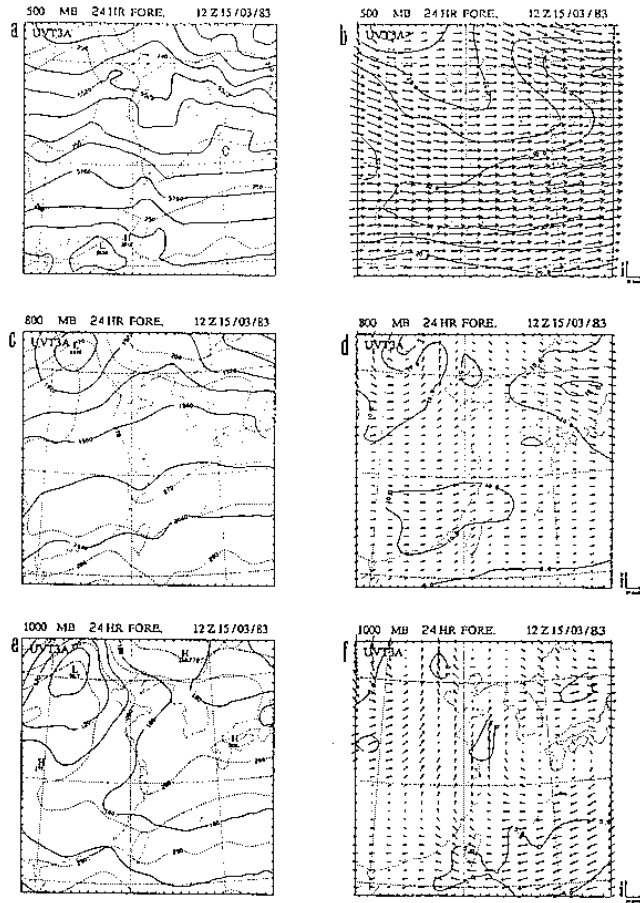


圖10 與圖4同，但為UVT3A積分24小時之結果

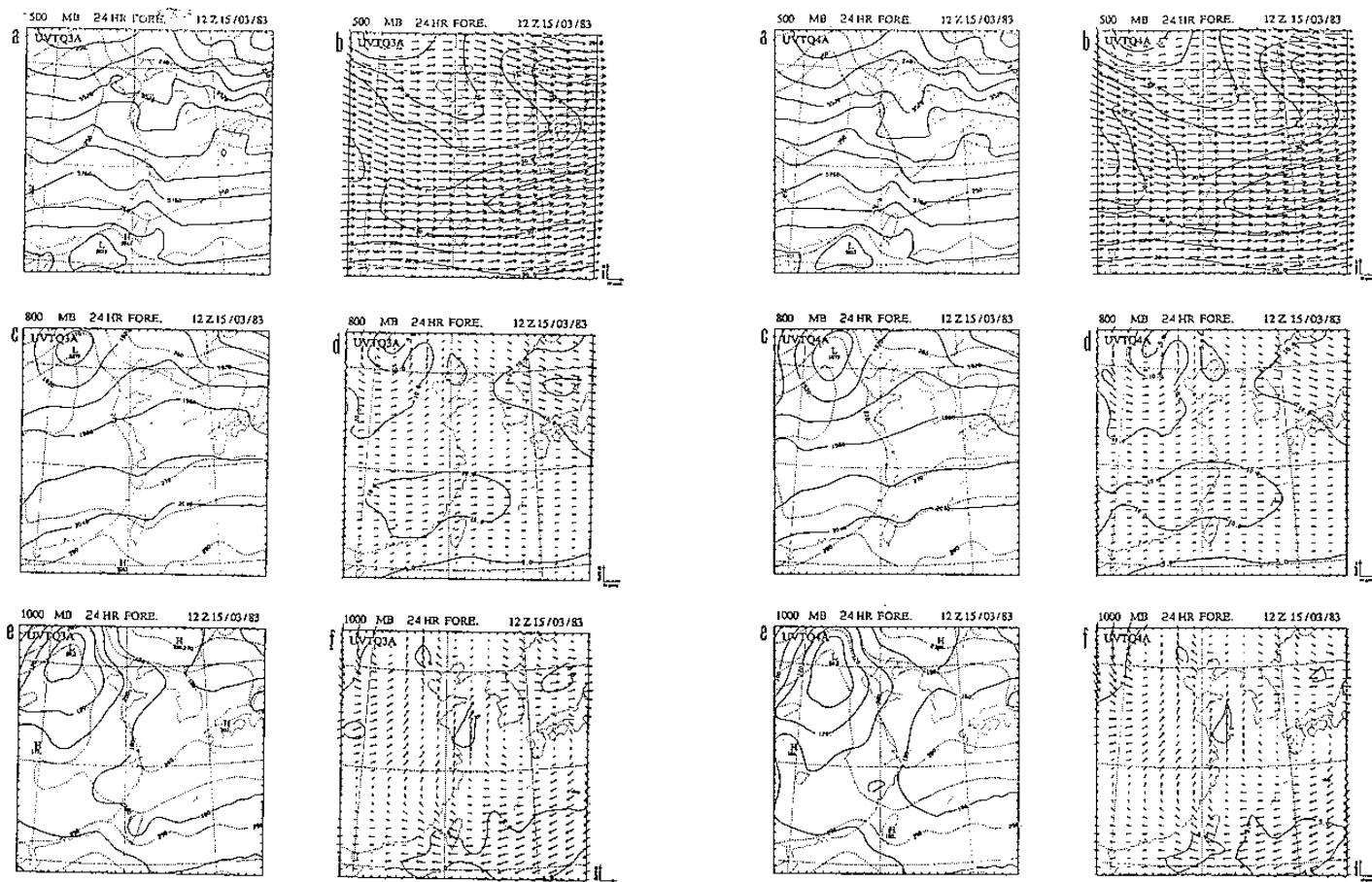


圖11 與圖4同，但為 UVTQ3A 積分 24 小時之結果

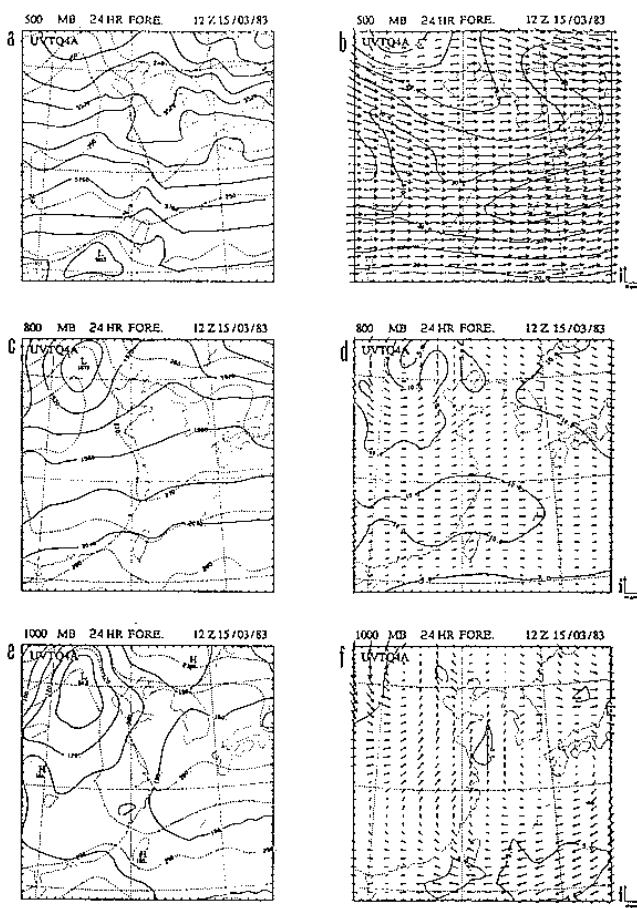


圖13 與圖4同，但為UVTQ4A積分 24 小時之結果

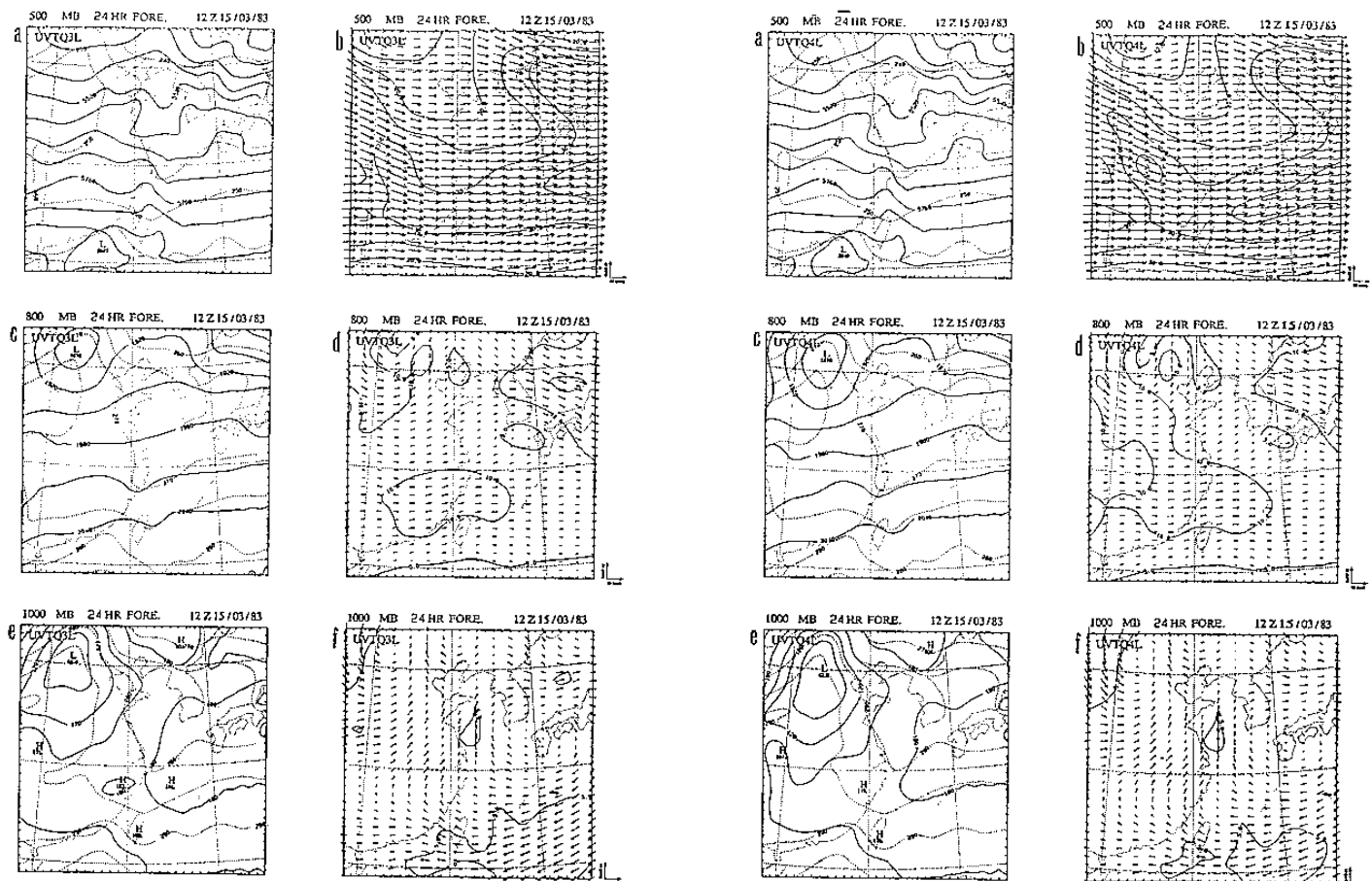


圖12 與圖4同，但為UVTQ3L積分 24 小時之結果

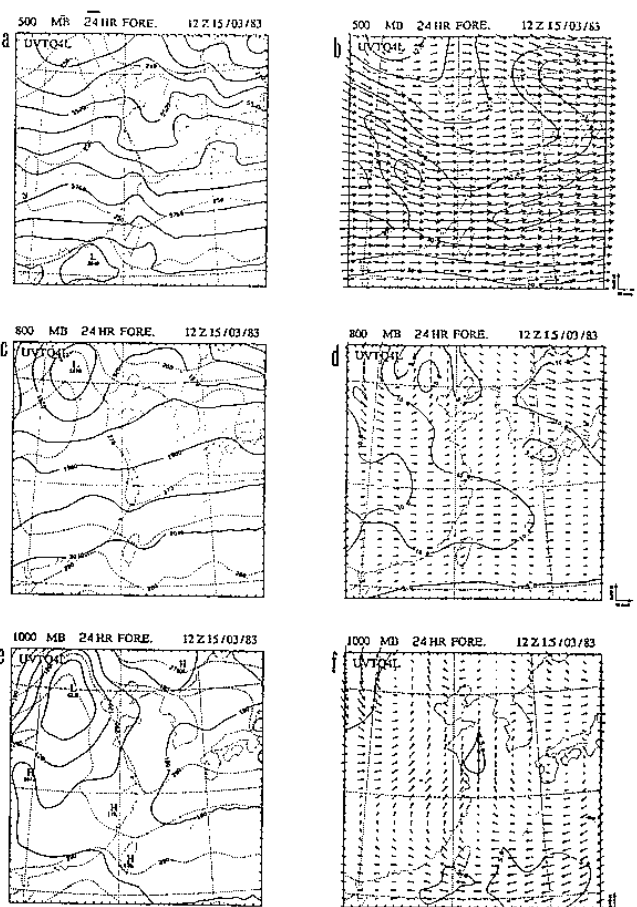


圖14 與圖4同，但為 UVTQ4L 積分 24 小時之結果

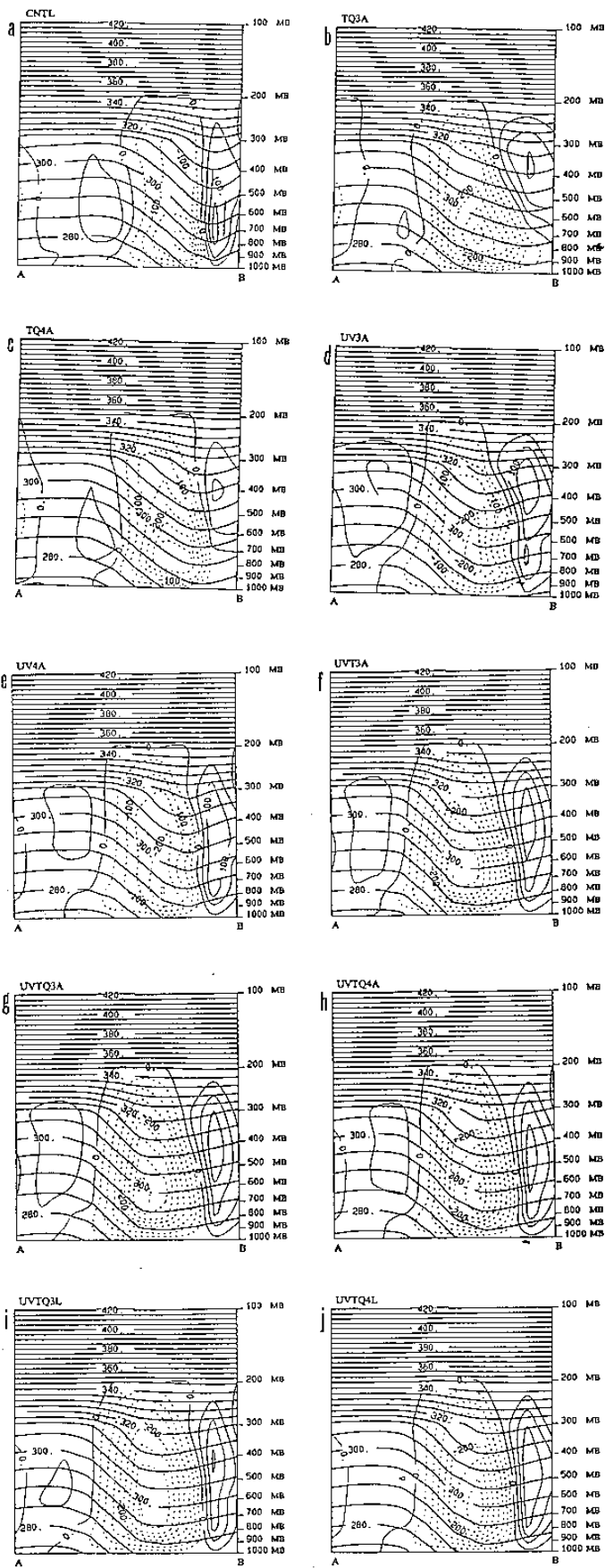


圖15 15日12Z時，各實驗沿AB線段之位溫與垂直速度場的垂直剖面圖。其中粗實線為位溫($^{\circ}\text{K}$) (等值線間距為 5°K)、細實線與虛線為垂直速度(hPa/day) (虛線為上升運動，等值線間距為 $50 \text{ hPa}/\text{day}$)。(a) CNTL, (b) TQ3A, (c) TQ4A, (d) UV3A, (e) UV4A, (f) UVT3A, (g) UVTQ3A, (h) UVTQ4A, (i) UVTQ3L, (j) UVTQ4L

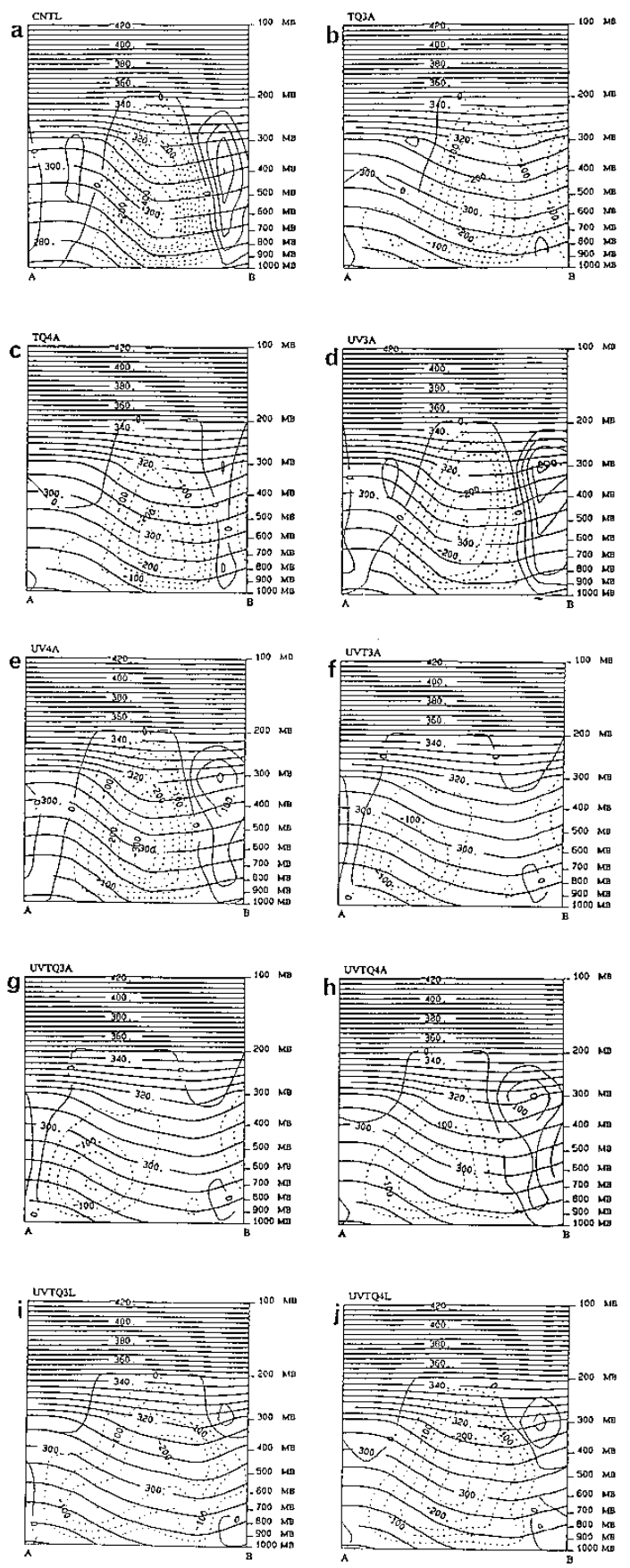


圖16 與圖15同，但為各實驗在3月15日00Z時之積分結果

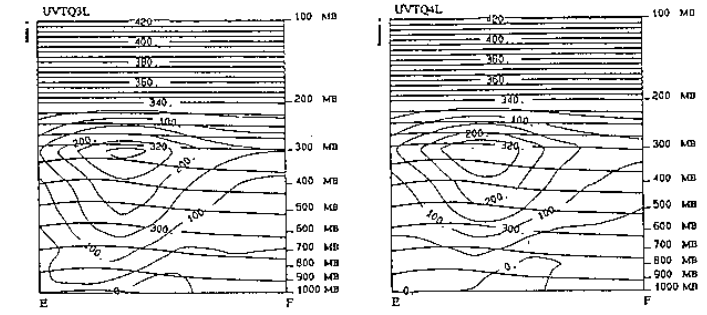
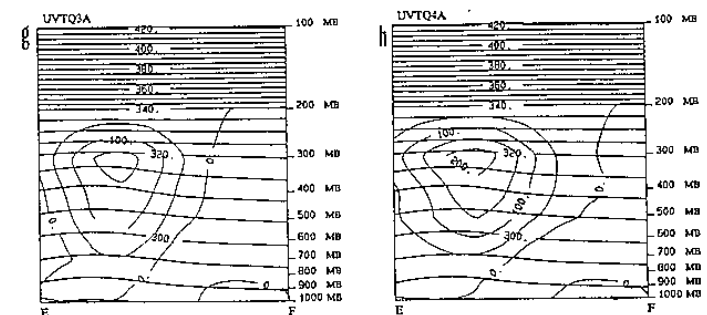
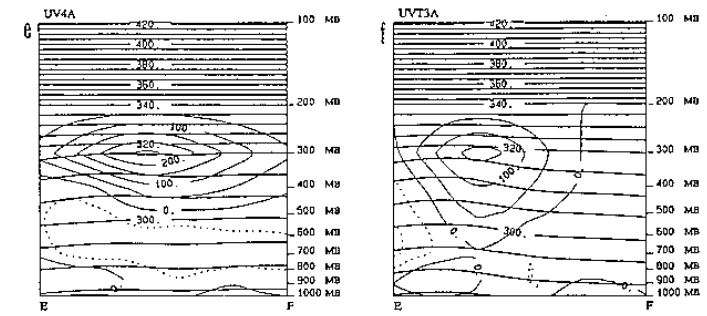
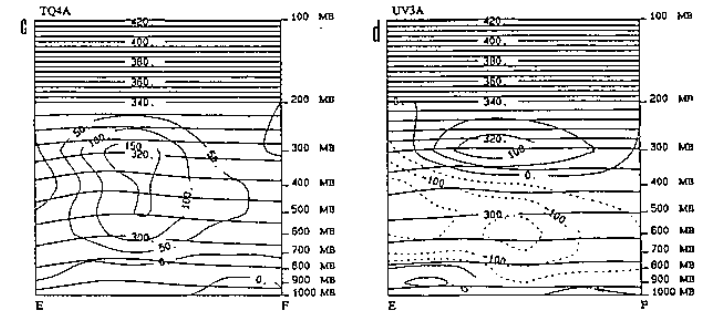
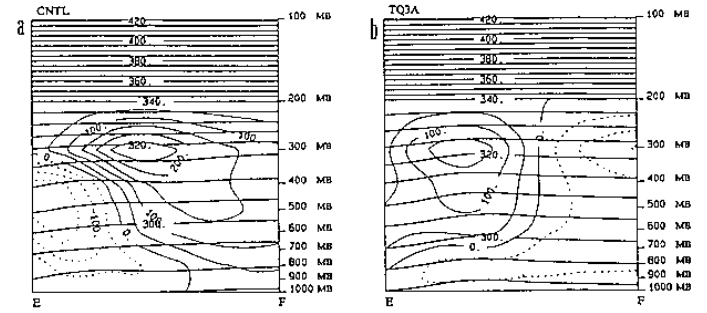
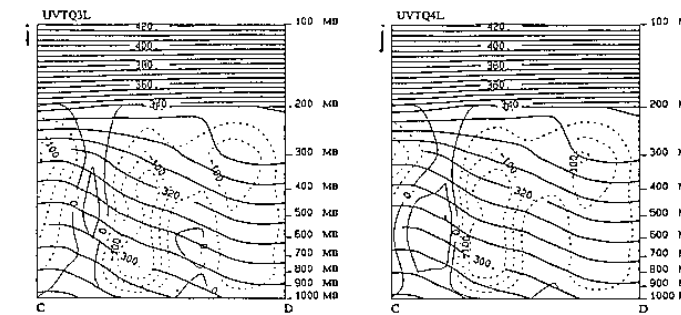
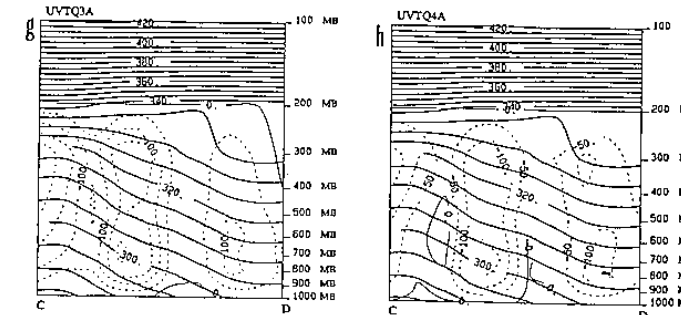
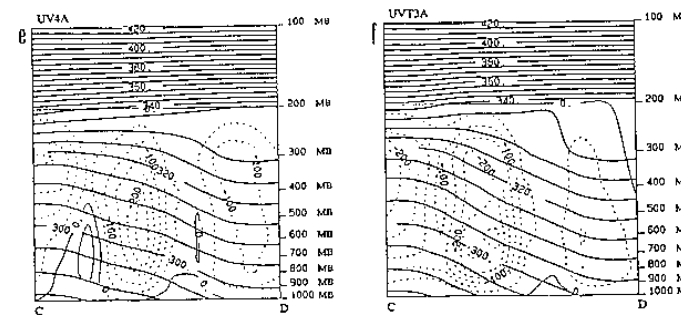
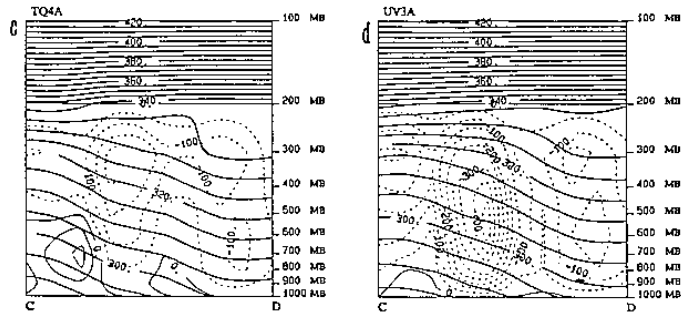
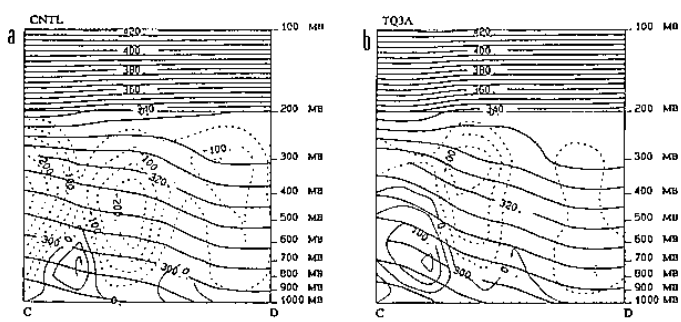


圖17 與圖15同，但為沿CD線段之垂直剖面

圖18 與圖15同，但為沿EF線段之垂直剖面

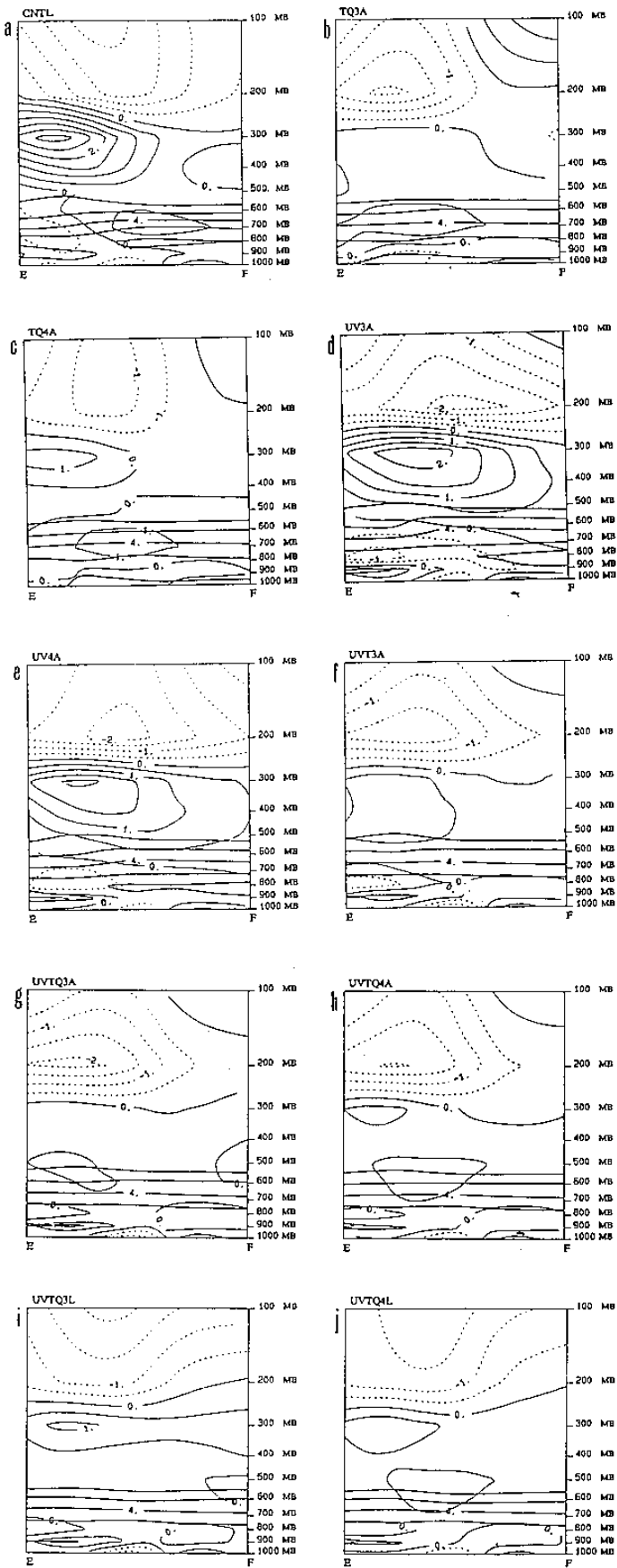


圖19 與圖15同但為各實驗沿EF垂直剖面之靜力穩定度 $(-\partial\theta/\partial p)$ (粗實線, 等值線間距為 $0.5 \times 10^{-1} \text{ } ^\circ\text{K/hPa}$)以及輻散(合)場(細實線與虛線, 間距為 $1 \times 10^{-5} \text{ S}^{-1}$)

