

# 由都卜勒風場反演三維熱動力場的 可行性研究—以台灣地區颱風個案為例

鍾高陞 廖宇慶 陳台琦

國立中央大學大氣物理研究所

(中華民國九十一年一月二十一日收稿；中華民國九十一年七月三十日定稿)

## 摘 要

本研究採用 Liou(2001)所提出的反演方法，由都卜勒風場反演三維的熱動力場，並使用 1987 年 Taiwan Area Mesoscale Experiment(TAMEX)實驗期間 Intensity Observation Period (IOP)#2 一個颱風系統的雷達觀測資料來探討此方法的可行性。

比較本反演方式與傳統反演的方法發現，由於後者反演出來的是熱力場擾動量相對於水平平均的偏差量，在不知道每一層水平平均值的情形下，傳統方式反演所得的結果，垂直結構可能不正確而造成解釋分析上的錯誤。發展本方法之目的就是在嘗試改善這個限制。

藉由可信度參數(reliability parameter)、地面測站的觀測資料、斜溫圖、物理解釋上的合理性以及比較過去數值模擬對颱風線的研究等種種間接證據證明，此反演方式可以應用到真實個案，對於瞭解中尺度天氣系統有一定的幫助。

關鍵詞：都卜勒雷達、熱動力反演、變分法、颱風。

## 一、前 言

藉由雷達此遙測儀器來觀測中尺度的天氣現象，已經相當普遍。都卜勒雷達可以測得徑向風場與降雨的回波強度。從雷達的直接觀測當中，經由雙都卜勒雷達的風場合成或者單都卜勒雷達的風場反演技術，能夠瞭解中尺度天

氣現象在三維運動場上的分佈。然而，都卜勒雷達無法得知熱動力場（如壓力場、溫度場）的分佈情形。如果要深入去探討一個天氣現象，例如：動力、熱力過程在天氣現象中所扮演的角色，則需要熱動力場的氣象參數才能進行分析。另外，無論在數值模擬或者四維資料同化

當中，熱動力場都是不可或缺的重要參數 (Liou, 1991)。

關於壓力場以及溫度場的反演技術，傳統上以 Gal-Chen (1978) (此後以 GC78 表示) 所提出，利用三維的動量方程式，反演出熱動力場之技術最為廣泛的被應用。如：Hane et al. (1981) 應用於深對流雲；Gal-Chen and Kropfli (1984) 應用於無降雨的邊界層當中；Hane and Ray (1985) 對於龍捲雷暴 (tornadic thunderstorm) 的研究；Parsons et al. (1987) 對劇烈鋒前雨帶的研究等等。GC78 的方式，主要是解一個與壓力擾動有關的包桑方程式 (Poisson equation)，而壓力的邊界條件可以從雷達所觀測到的風場獲得。值得注意的是，GC78 所反演的熱動力場，僅能獲得擾動量 (相對於一個基本態 (basic state)) 與水平平均值的偏差量，即： $\pi' - \langle \pi' \rangle$ ， $\theta' - \langle \theta' \rangle$  (其中  $\pi'$ 、 $\theta'$  分別代表壓力和位溫的擾動量， $\langle \rangle$  表示水平平均值)，並非擾動量本身。由於此項限制，若要利用反演的結果來討論偏差量的垂直結構時，極有可能是不正確的。GC78 的反演方法，如果能夠在每個高度層都有一點壓力與溫度的實際觀測值，便可以獲得真正的擾動量。

爲了改善以上的限制，Roux (1985, 1988) 利用動量方程式以及簡化的熱動力方程式決定出一組壓力與溫度的擾動場，此組擾動量僅與真正的擾動量在整個反演三維空間內差一個常數值，若想要得到真正的大氣擾動量，則只需要在反演的區域範圍內有一點壓力與溫度的實際觀測值。藉由此反演方式，Roux (1988) 探討西非在 1981 年 Convection Profonde Tropicale 實驗 (COPT81) 期間 6 月 23 日飈線在對流區的運動以及熱動力結構；Sun and Roux (1988) 分析西非

COPT81 實驗期間兩個飈線在層狀區的熱動力結構；Hauser et al. (1988) 由都卜勒雷達的觀測反演出西非飈線的熱動力結構以及微物理參數 (microphysical variables)；Roux and Sun (1990) 改進 Roux (1988) 的反演方式，進一步能獲得在各個方向的溫度梯度；而 Sun and Houze (1992) 從二維的數值模式模擬飈線的資料進行反演，再一次驗證 Roux and Sun (1990) 的反演法是可行的。

本篇論文主要是採用 Liou (2001) 的反演技術，藉由完整的動量方程式 (水平、垂直方向) 以及熱動力方程式結合在單一個價值函數 (cost function) 裡，從都卜勒雷達測量三維風場的分佈，經由三維變分法，便能夠同時獲得一組最佳的壓力擾動場之梯度和位溫擾動場。此方法在 Liou (2001) 中用來反演一個無水氣的理想冷池 (cold pool) 現象，以測試其精度。但在本論文中，吾人則將其應用於 1987 年 5 月 17 日 Taiwan Area Mesoscale Experiment (TAMEX) 之 Intensity Observation Period (IOP) #2 飈線個案，由反演的壓力與位溫擾動場分析探討飈線的熱動力結構，並瞭解本方法在分析實際個案之可行性。

## 二、反演的原理與方式

關於反演的原理與方式，於 Liou (2001) 當中有非常詳盡的說明，在此不再贅述。本章節僅就反演實際個案時，不同於 Liou (2001) 的部分加以描述：

### (一) 動量方程式與熱動力方程式的部分

$$\frac{1}{\theta_0} \left[ \frac{\partial u}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla u - fv + turb(u) \right] = -\frac{\partial \pi'}{\partial x} \equiv -F \quad (1)$$

$$\frac{1}{\theta_0} \left[ \frac{\partial v}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla v + fu + turb(v) \right] = -\frac{\partial \pi'}{\partial y} \equiv -G \quad (2)$$

$$\frac{1}{\theta_0} \left[ \frac{\partial w}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla w + turb(w) + gq_r \right] = -\frac{\partial \pi'}{\partial z} + g \frac{\theta'_c}{\theta_0^2} \equiv -H \quad (3)$$

$$u \frac{\partial \theta'_c}{\partial x} + v \frac{\partial \theta'_c}{\partial y} + w \frac{\partial \theta'_c}{\partial z} + w \frac{d\theta_0}{dz} + S = 0 \quad (4)$$

$$S = \frac{\partial \theta'_c}{\partial t} + turb(\theta'_c) - source/sink \quad (5)$$

方程式 (1) -- (3) 為動量方程式，其中， $\vec{V}$  代表的是  $u$ 、 $v$ 、 $w$  三個分量的風， $g$  是重力，而  $turb()$  是表示亂流項，可以利用參數化的方式運算。 $\pi$  是 Exner function，為一個標準化的壓力，它的定義是：

$$\pi = C_p \left( \frac{P}{P_0} \right)^{R/C_p} \quad (6)$$

其中， $P$  是壓力， $P_0 = 100 \text{ kPa}$ ， $R$  是氣體常數， $C_p$  是等壓條件下的比熱常數 (specific heat capacity)。 $q_r$  是雨水含量混合比 (rain water mixing ratio)， $\theta$  是位溫 (potential temperature)， $\theta'_c$  是虛雲位溫擾動量，其定義為：

$$\theta'_c = \theta' + (0.61q'_v - q_c)\theta_0 \quad (7)$$

其中， $q'_v$  為水氣擾動含量之混合比， $q_c$  是雲水含量混合比。所有方程式中下標為零的表示基本狀態，只有隨高度而有所變化。至於右上角有“'”的表示擾動量。方程式 (4) 是熱動力方程式，在 (5) 式當中， $S$  代表了  $\theta'_c$  的時間微分項、擴散作用 (diffusion) 以及源/匯 (source/sink) 的總效應。

在本研究當中，(3) 式中雨水含量混合比

$q_r$  可經由雷達回波，在雨滴粒徑分佈為 Marshall-Palmer 假設的型態分佈下得出：

$$\frac{35}{2} \log M + 95.6 = Z(\text{dBz}) \quad (8)$$

其中， $M = \rho q_r$  ( $\text{kg/m}^3$ )， $\rho$  是空氣密度。另外，(5) 式中，關於  $S$  的值，過去的研究大部分是利用參數化的方式大約估計。在 Liou (2001) 中，將它視為未知數一起反演。但在本文中，因考慮反演的雷達資料係由密集掃描而來 (~3 分鐘/掃描)，假設在短時間之內  $S$  的貢獻量不大，因此予以忽略。

## (二) 價值函數 (cost function) 的形式

以動量方程式與熱動力方程式為基礎，本反演技術的價值函數 (cost function) 其形式為：

$$J = \frac{1}{2} \iiint \iiint_{\Omega} (\alpha_1 P_1^2 + \alpha_2 P_2^2 + \alpha_3 P_3^2 + \alpha_4 P_4^2 + \alpha_5 P_5^2 + \alpha_6 P_6^2 + \alpha_7 P_7^2 + \alpha_8 P_8^2) d\Omega \quad (9)$$

其中，

$$d\Omega = dx dy dz dt$$

$$P_1 = \left( \frac{\partial \pi'}{\partial x} - F \right)$$

$$P_2 = \left( \frac{\partial \pi'}{\partial y} - G \right)$$

$$P_3 = \left( \frac{\partial \pi'}{\partial z} - g \frac{\theta'_c}{\theta_0^2} - H \right)$$

$$P_4 = \left( u \frac{\partial \theta'_c}{\partial x} + v \frac{\partial \theta'_c}{\partial y} + w \frac{\partial \theta'_c}{\partial z} + w \frac{\partial \theta_0}{\partial z} + S \right)$$

$$P_5 = \frac{\partial \theta'_c}{\partial z}$$

$$P_6 = \frac{\partial^2 \pi'}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \pi'}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \pi'}{\partial z^2}$$

$$P_7 = \frac{\partial^2 \theta'_c}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \theta'_c}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \theta'_c}{\partial z^2}$$

$$P_8 = \frac{\partial^2 S}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 S}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 S}{\partial z^2}$$

而  $\alpha_1 - \alpha_8$  為每一項的權重係數。關於權重係數的估計，Liou(2001)有詳細的說明。利用變分分析，讓價值函數中的每一項趨近於零，使得價值函數得以達到一個極小值的狀態。未知數  $\pi'$ 、 $\theta'_c$  在給定初始猜測值零後，由價值函數的梯度尋找一組新的解。疊代過程不斷地重複，一直到價值函數近似穩定而趨近最小化，得到一組最佳的壓力與位溫擾度量為止。

### 三、資料處理與個案描述

#### (一) 個案選取

此次個案選取台灣在 1987 年 TAMEX 實驗期間 5 月 17 日 IOP#2 觀測到的颶線天氣系統進行分析。因為 IOP # 2 有較密集的雷達觀測資

料以利於進行雙都卜勒雷達合成獲得三維風場的資訊，故以此個案來探討。另外，Chen et al. (1993) 曾經將 TAMEX 期間觀測到的颶線系統作綜合性的描述。鄧(1989)、Wang et al.(1990) 和 Lin et al. (1990)對 IOP#2 此颶線系統的運動場結構、動力、熱動力結構以及有關動量收支 (momentum budgets) 方面有深入的探討；另外，Chen (1991) 和 Tao and Simpson (1991) 以及鄧 (1994) 也曾利用數值模擬的方式探討 IOP#2 副熱帶颶線系統。由於前人對此個案有相當程度的研究，因此本方法所反演出來的熱動力場是否可行，除了在物理的解釋上合理之外，若能與過去的研究有相當的對應，則間接的驗證此反演的可信度。

#### (二) 資料來源與處理

本研究應用美國 National Center for Atmospheric Research (NCAR) 的 Custom Editing and Display of Reduced Information in Cartesian space (CEDRIC) 雷達資料處理軟體，從 CP-4 和 TOGA 這兩座都卜勒雷達觀測到的資料進行雙都卜勒雷達風場合成 (圖 1)，以獲得分析範圍內  $u, v, w$  三維風場的分佈。以 CP-4 雷達作為原點，則 TOGA 雷達位於 (-14.66, -41.25) 公里處，選取合成範圍為  $x$  方向從 -70 到 -20 公里； $y$  方向從 -30 到 25 公里 (圖 2)。水平解析度為 1 公里  $\times$  1 公里，垂直解析度為 0.5 公里。而合成時間則是 1987 年 5 月 17 日 0040·0043·0046 (LST) 三個時段。

獲得  $u$ 、 $v$ 、 $w$  在時空上的分佈之後，便可以計算動量方程式中  $F$ 、 $G$ 、 $H$  的大小。求取  $F$ 、 $G$ 、 $H$  的步驟如下：

<1> 將得到的風場資料利用中間差分法 (central-space, central-time) 進行差分運算。

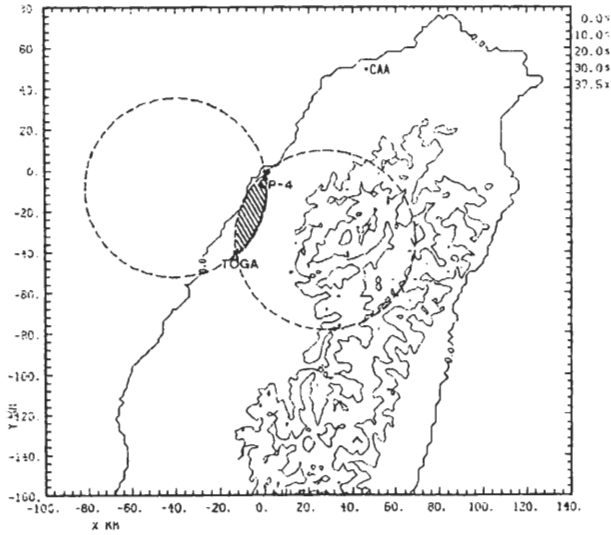


圖 1 TAMEX 期間台灣西部都卜勒雷達的分佈位置圖，北到南分別是 CAA、CP-4、TOGA。本文採用 CP-4 和 TOGA 兩都卜勒雷達觀測資料。虛線為可做雙雷達合成的範圍，而斜線區表接近基線(base line)區，不適合雙雷達合成區。

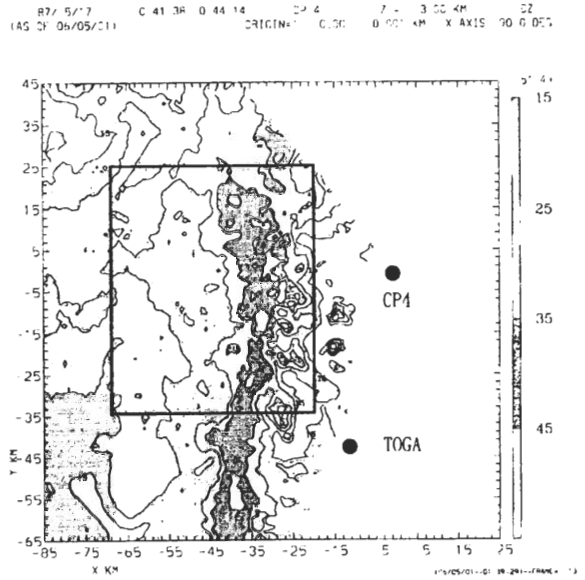


圖 2 IOP#2 個案 5 月 17 日 CP-4 雷達在 00:41:38—00:44:14 LST 觀測到的回波強度。回波等值線的間隔為 10dBz，由 15dBz 開始畫起。圖中實線圍起來的區域是雙都卜勒合成的範圍。

<2>利用公式(6)由雷達回波估計雨水含量混合比  $q_r$  的大小。

<3>除了計算時間微分項、平流項之外，

$$turb(x \text{ 方向}) = -(Km \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + Km \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} + Km \frac{\partial^2 u}{\partial z^2}) \quad (10)$$

$$turb(y \text{ 方向}) = -(Km \frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + Km \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} + Km \frac{\partial^2 v}{\partial z^2}) \quad (11)$$

$$turb(z \text{ 方向}) = -(Km \frac{\partial^2 w}{\partial x^2} + Km \frac{\partial^2 w}{\partial y^2} + Km \frac{\partial^2 w}{\partial z^2}) \quad (12)$$

在此， $Km = 100$ ，它是渦流黏滯係數(eddy viscosity)。

TAMEX 計畫中的密集觀測期間，每三小時有一探空資料和衛星資料，地面測站則是每半小時有一次觀測；在台灣西部有三座都卜勒

對於亂流項，採用簡單的一階參數化(first order parameterization)來約略估計其值。一階參數化的形式為：

雷達(CAA，TOGA，CP-4)，一座傳統雷達(高雄)；此外還有雨量測站、觀測塔等提供每小時的資料，形成密集的觀測網。利用 1987 年 5 月 16 日 2000LST 馬公測站的探空資料(圖 3)當作基本狀態來反演 5 月 17 日 0043LST 之虛雲

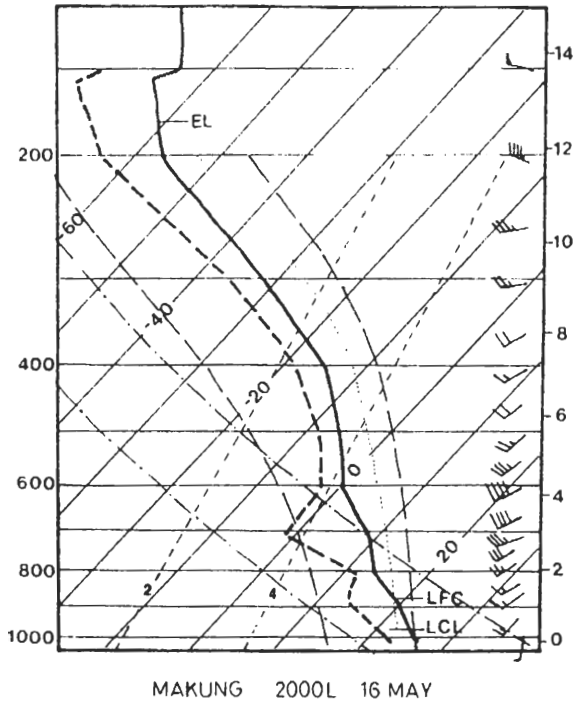


圖 3 1987年 5 月 16 日 2000UTC 馬公測站探空資料斜溫圖。(摘自於 Wang et al., 1990)。

位溫擾動量。在這裡要強調一點，反演出虛雲位溫擾動量後，爲了要探討浮力的總效應  $\theta'_b$  (buoyancy term)，因此，將雨水含量的貢獻合併到虛雲位溫擾動量裡頭，其形式爲：

$$\theta'_b(\text{buoyancy term}) = \theta'_c - \theta_0 \times q_r \quad (13)$$

在之後討論反演結果當中，呈現的圖便是  $\theta'_b$  的分佈。

### (三) 飈線三維風場結構

此飈線個案在三維風場上的結構，鄧(1989)及 Wang et al.(1990)等在過去已有相當仔細的探討，此處僅將 IOP#2 飈線系統歸納出下列幾個特徵而不做深入的描述：<1>此飈線系統是以西南氣流爲主，而由相對於系統的風場可以明顯

找出強烈的西南風形成輻合造成對流現象發生的位置(圖 4)；<2>垂直結構方面：此飈線系統和過去研究的飈線系統相類似，由相對系統的風場可以看到對流區以及層狀區中層以上有前緣往後流入的氣流，而層狀區低層有從系統後面流入的氣流(圖 5a)；(3)對流區的垂直運動劇烈，層狀區垂直運動則非常小(圖 5b)。

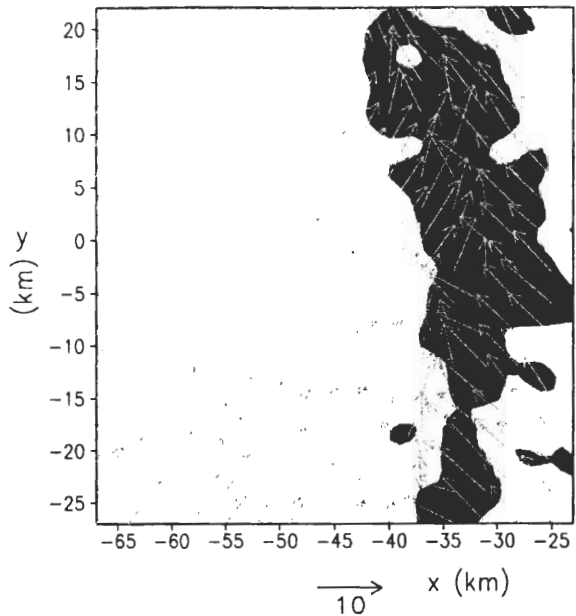


圖 4 0043LST 相對於系統之水平風場與回波場在高度 3 公里處之合成圖；陰影區爲回波場大於 35dBz 的區域。

## 四、反演之結果

### (一) 水平結構

圖 6 是高度 3 公里處利用本反演方式得到的壓力擾動場的分佈。從 x-y 平面可以看到飈線系統有南北走向的分佈。在對流區(-40 公里 <x<-30 公里)等值線的分佈呈現密集的胞狀封閉曲線，而層狀區與過渡區(x<-40 公里)相較於對

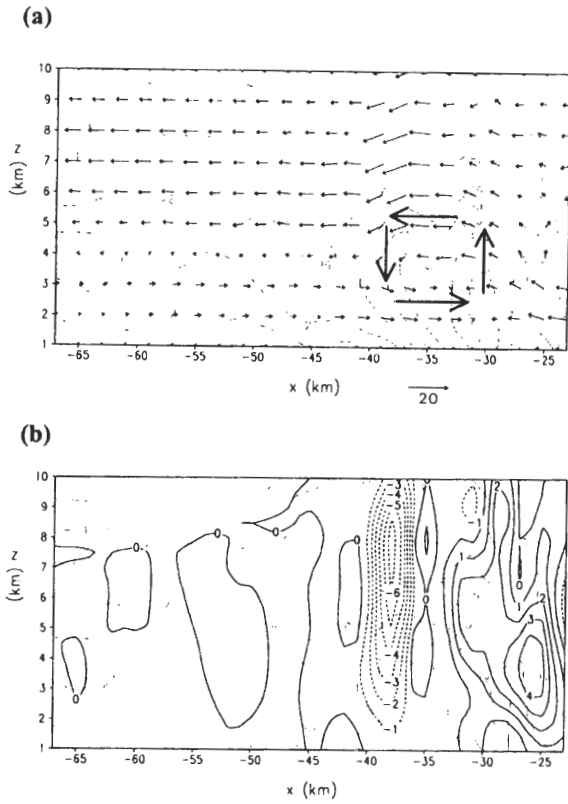


圖 5 以 CP-4 雷達為原點，雙都卜勒雷達風場合成：(a)相對於系統之氣流與回波場在  $y = 0$  公里之剖面圖；(b)垂直速度與回波場在  $y = 0$  公里之剖面圖。粗實線為垂直速度分佈，細實線為回波場分佈。回波場的等值線間隔為  $5\text{dBz}$ ，風速的等值線間隔為  $1\text{m/s}$ 。

流區則等值線較為疏鬆；壓力擾動場的部分以 3 公里處胞狀封閉結構最顯著。從壓力擾動場來看，大若能區分出對流區與層狀區來。

圖 7 是高度 3 公里處利用本反演方式得到浮力擾動場的分佈。從  $x-y$  平面可以看到飉線系統有南北走向的分佈。浮力擾動場在任何一個高度對流區胞狀結構都很清楚。此外，浮力擾動場的對流區其冷、暖區相間，並且呈南北分佈，與系統分佈的方向相同。從浮力擾動場來看，同樣可以區分出對流區與層狀區的位置。

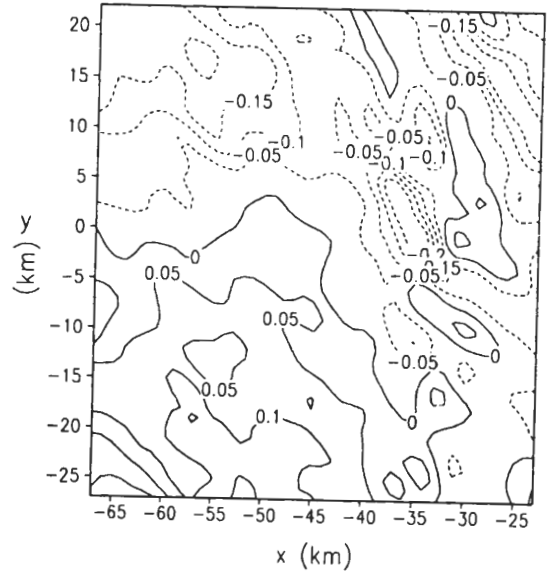


圖 6 反演之壓力擾動場在高度 3 公里處  $x-y$  平面的結果；等值線的間隔為  $0.05\text{JK}^{-1}\text{kg}^{-1}$ 。

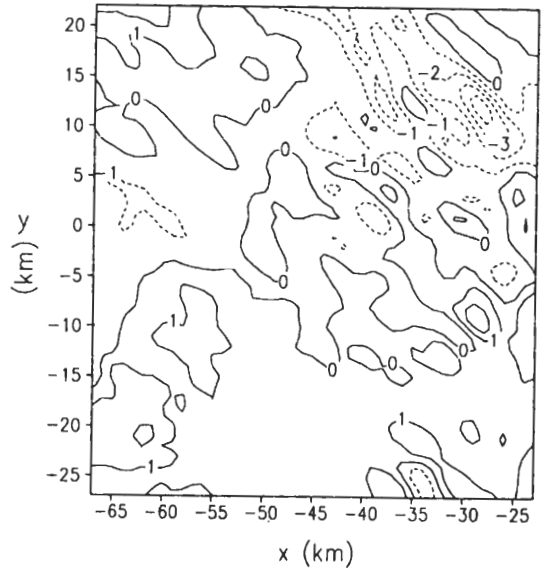


圖 7 反演之浮力擾動場在高度 3 公里處  $x-y$  平面的結果；等值線的間隔為 1 度。

## (二) 垂直結構

圖 8 為  $y=0$  公里處所反演出來壓力擾動場

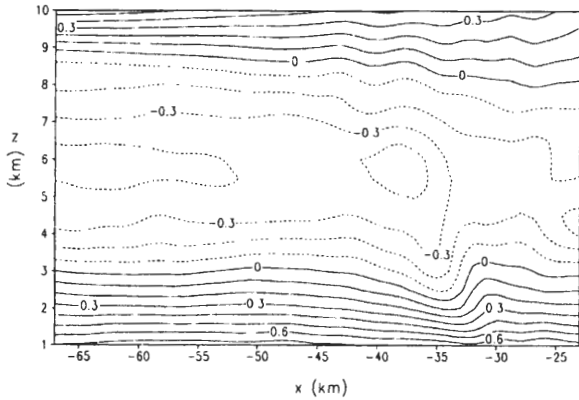


圖 8  $y = 0$  公里處反演的垂直剖面壓力擾動場，等值線的間隔為  $0.1 JK^{-1} kg^{-1}$ 。

的垂直結構。壓力擾動場的部分，在對流區（-31 公里  $<x < -27$  公里）及其前緣（-27 公里  $<x < -23$  公里）低層 1-3 公里處可以看到颶線有高壓存在；對流區（-35 公里  $<x < -30$  公里）3--6 公里高度有明顯的低壓傾斜存在中層；層狀區則有高壓位於近地表處，低壓存在於 5.5 公里的中層附近。

圖 9 為  $y=0$  公里處所反演出來浮力擾動場的垂直結構。在對流區，低層 1-3 公里是冷區，且極值發生在近地表，而 3-5 公里處則有明顯

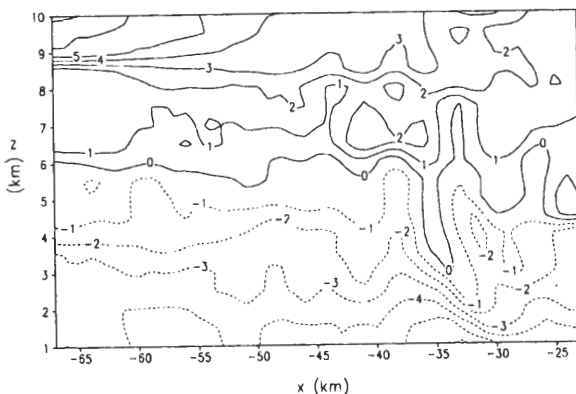


圖 9  $y = 0$  公里處反演的垂直剖面浮力擾動場，等值線的間隔為 1 度。

的暖區如暖舌般的由高層延伸到中對流層；層狀區與過渡區的部分，在 6 公里以下的區域都是冷區，6 公里以上則是暖區。

綜合分析水平與垂直結構擾動場的分佈，可以知道：  
 <1>在颶線系統對流區前緣有一高壓存在，這是因為對流區的下降氣流由中層下衝到地表，之後氣流流向對流區前緣，與前緣流入系統的暖濕空氣相遇，導致空氣的輻合作用形成高壓。  
 <2>對流區中層的低壓，和浮力擾動量為正的區域有一個很好的對應（ $z=2.5-5.0$  公里附近），這是地表氣塊藉由上昇氣流被抬昇的過程中，釋放潛熱體積膨脹所導致的。另外，根據 Houze(1993)提到，關於颶線對流區的低壓是非靜力且伴隨著氣流的旋轉。旋轉運動包含水平方向與垂直方向，圖 5a 中 -40 公里  $<x < -33$  公里處可以清楚看到，高度 3 公里的風是向東吹，而高度 5 公里處的風是向西吹；在垂直運動上，圖 5b 在同樣的位置（-40 公里  $<x < -33$  公里）有一對上昇、下降運動配置於此，而圖 8 壓力擾動場的低壓正好位於這水平與垂直旋轉運動的中心（ $x=-35$ ）。  
 <3>在層狀區地表附近，存在著高壓，且層狀區 6 公里以下都是負的浮力擾動量。這是因為降雨形成的下降運動伴隨後方逸入較乾冷的空氣，雨水蒸發冷卻的效應，導致層狀區 6 公里以下為冷區，且使得低層的空氣密度較高，形成高壓的分佈。而層狀區 6 公里以上的位溫擾動量為正，且有低壓分佈在 5.5 公里附近，同樣是潛熱釋放的因素所造成。

### （三）加速度場分析

一旦從反演得到壓力擾動場以及浮力擾動場，接下來就能夠藉由氣壓梯度力、浮力以及垂直淨加速度場作進一步的分析與探討。  
 <1>圖



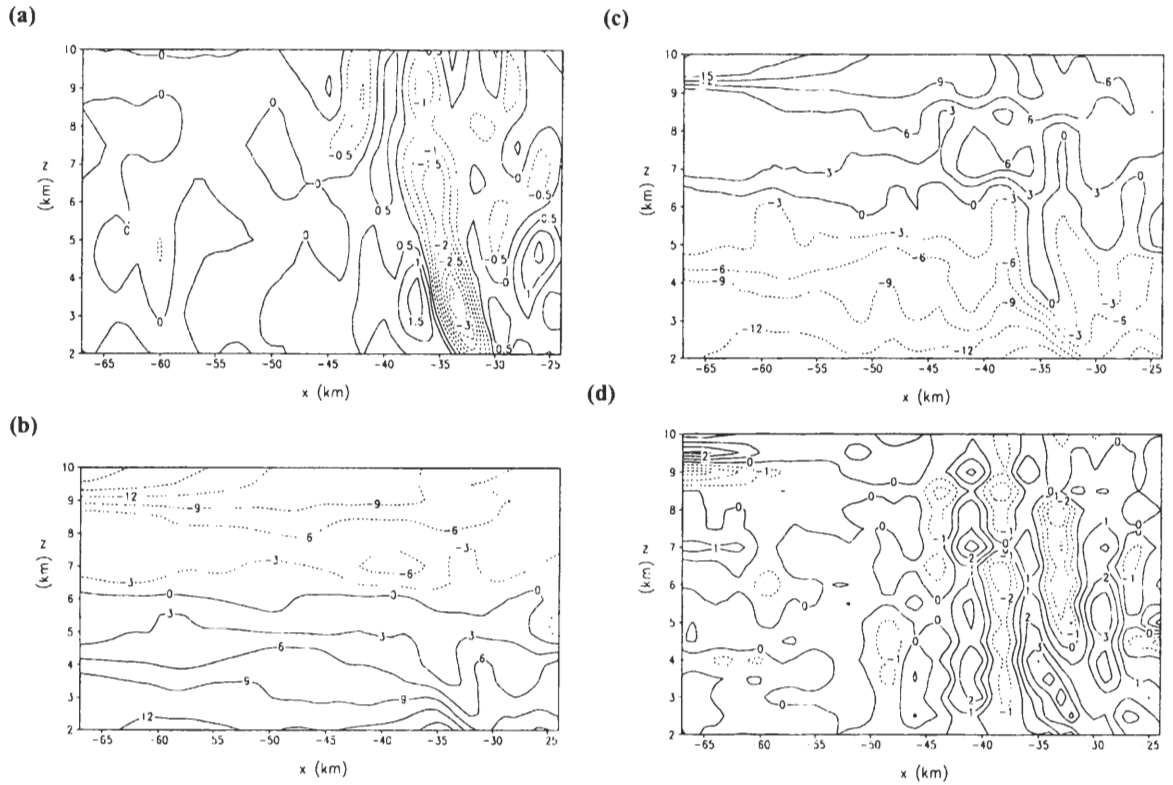


圖 10  $y = 0$  公里處：(a)x 方向上之氣壓梯度力 ( $\times 100\text{m/s}^2$ )，等值線的間隔為 0.5；(b)垂直方向上氣壓梯度力 ( $\times 100\text{m/s}^2$ ) 等值線的間隔為 3；(c)浮力場 ( $\times 100\text{m/s}^2$ )，等值線的間隔為 3；(d)淨垂直加速度場 ( $\times 100\text{m/s}^2$ )，等值線的間隔為 1。

10a 為  $y=0$  公里處水平  $x$  方向的氣壓梯度力 ( $-\partial\pi'/\partial x$ )， $x$  方向氣壓梯度力顯示，有一對向東與向西的加速度在對流區內分佈，而向西的加速度由低層延伸至中、高層且極值較向東的加速度來得大。這樣的結果和相對系統的風場有很好的對應：對流區有前緣流入飢線的氣流，而層狀區有後面流入的氣流，最後在對流區附近產生輻合區。而反應在壓力場上，便能在反演的對流區前端看到一個高壓存在低層。  
 <2> 圖 10b 是垂直方向的氣壓梯度力 ( $-\partial\pi'/\partial z$ )，垂直氣壓梯度力在對流區方面，6 公里以下有朝上的正值產生，6 公里以上則是

朝下的負值分佈。<3> 圖 10c 是浮力 ( $g\theta'_b/\theta_0$ )，6 公里以下為負的浮力為主，僅在對流區 ( $-33$  公里  $<x<-36$  公里) 高度 4 公里處有向上的正浮力發生，而在高層 7.5 公里附近有另一個正值出現；6 公里以上，便是正的浮力。  
 <4> 圖 10d 是垂直淨加速度場 ( $dw/dt$ ) 的分佈；它是計算氣壓梯度力與浮力在垂直方向上的總效應所得到的。在對流區的部分： $-35$  公里  $<x<-25$  公里由低層至高層有一連續向上的正值加速度分佈，很清楚的表示：動力因素（氣壓梯度力）與熱力因素（浮力），從低層至高層因為有很好的搭配，所以在對流區會有強烈而持續的

上昇運動，進而造成對流的發展。而層狀區的部分，由於氣壓梯度力與浮力在此區的大小相近但作用方向相反，故層狀區的加速度很小，有很大的區域幾乎為零，使得層狀區不會有太劇烈的垂直運動產生，這和垂直速度場（圖 5b）的分佈有一個很好的對應。由 x 方向壓力梯度在對流區的分佈，以及垂直氣壓梯度力在對流區低層正值的貢獻，可以說明飈線系統的形成到得以維持、發展，初始階段動力因素扮演相當重要的角色，而熱力因素則是在之後，也就是當氣塊達到自由對流高度時，發揮其影響力。

#### （四）本反演方式與傳統方法 GC 78 的比較

從 GC78 的反演方式可以確定的是擾動場相對於水平平均值的偏差量，因此，首先將本反演方式所獲得的壓力擾動場與浮力擾動場減去水平平均量後，來和 GC78 的結果比較。圖 11a、11b 分別表示本反演方式減去水平平均值的壓力與浮力偏差量與 GC78 反演法在每一層的空間相關係數（SCC 值），SCC 的定義為：

$$SCC(A) = \frac{\sum(A_r - \bar{A}_r)(A_t - \bar{A}_t)}{\sqrt{\sum(A_r - \bar{A}_r)^2 \sum(A_t - \bar{A}_t)^2}} \quad (14)$$

其中，A 代表壓力或者溫度場，下標的 r 是本反演方式所得的數值，t 是 GC78 所得的數值， $\bar{A}$  表示反演區域內二維平面的平均值。從 SCC 的值在每一層都高於 0.9 而趨近於 1 可以很清楚的知道：本反演的偏差量和 GC78 的反演結果有極好的相似性。另外，圖 11c、11d 是壓力與浮力偏差量在每一層的相對方均根誤差

（relative root mean square error，RRMSE）的結果，RRMSE 的定義為：

$$RRMSE = \frac{\sqrt{\frac{1}{N} \sum(A_r - A_t)^2}}{\sqrt{\frac{1}{N} \sum A_t^2}} \quad (15)$$

其中 N 是反演區域內平面的網格點總數。在壓力的部分，每一層幾乎都小於 10%，這代表本反演的偏差量相當準確，和 GC78 的結果相比誤差極小；在溫度方面相對的誤差小於 30%。

以上結果顯示本方法在水平方向的表現可以達到和 GC78 相同的精確度。以下則討論垂直結構。從浮力場來看，最明顯的差異是代表層狀區的低層，即-67 公里 < x < -40 公里處高度 2 公里以下，本反演方式（圖 9）是冷區的分佈，而 GC78（圖 12）卻是暖區，但吾人知道在此區由於蒸發冷卻會有一冷池存在，因此 GC78 的結果是有謬誤的。圖 13 為本反演方式可以得到在反演區域內溫度擾動量在每一層高度的水平平均值。這樣的結果顯示：熱動力場的水平平均值是不可以忽略的。GC78 的反演僅是相對於水平平均的偏差量，若要用其反演探討垂直結構時，的確會造成誤判的情形發生。

#### （五）反演結果之驗證

在真實個案中，由於無法像數值模擬一樣，於反演區域內有正確的熱動力場可以驗證反演的結果，而此飈線個案由於缺乏雲內熱力場的直接觀測資料，因此，只能藉助許多間接的證據來佐證反演是否正確。

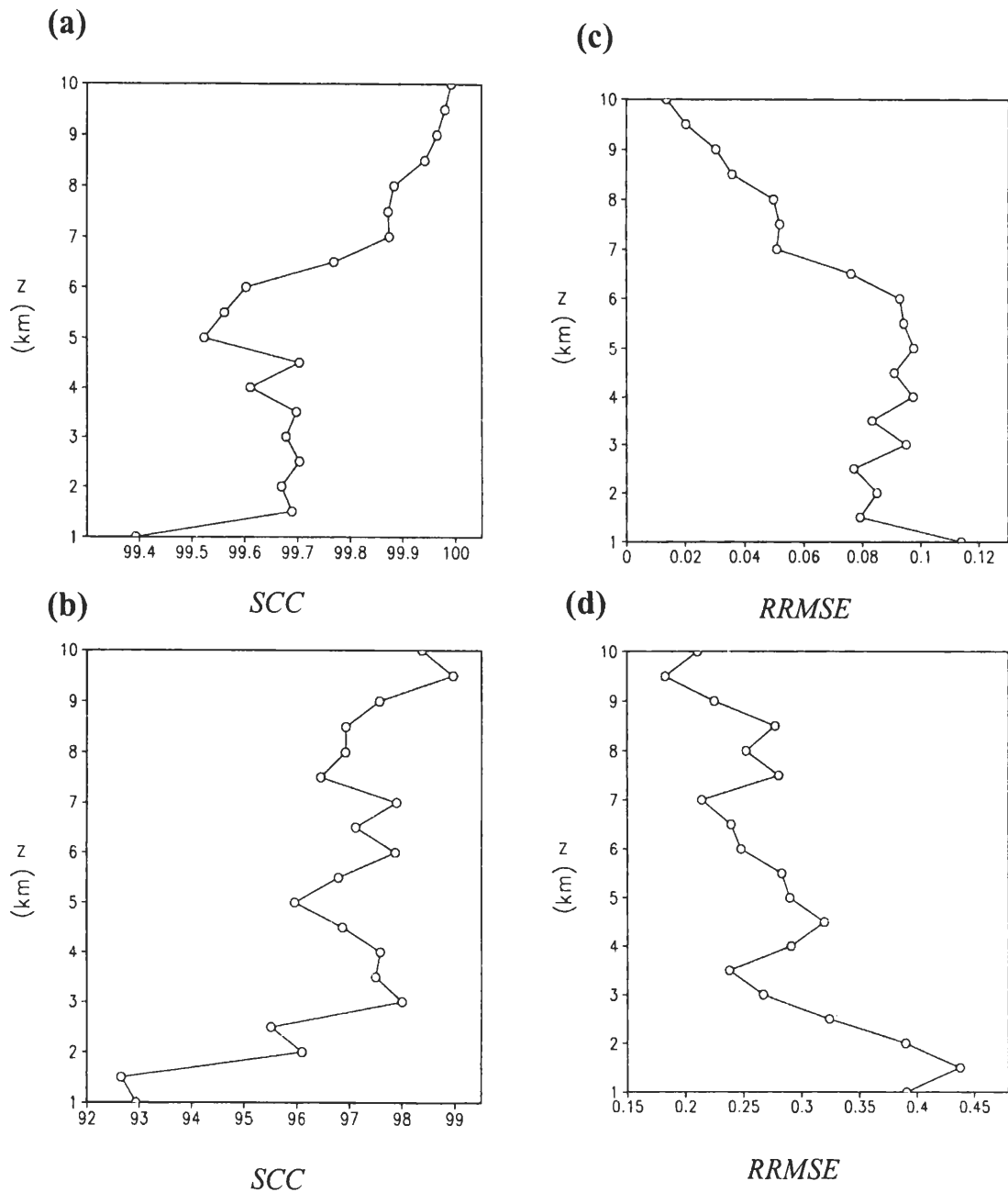


圖 11 (a)壓力每一層的 SCC ( $\times 100$ ) 值；(b)溫度每一層的 SCC ( $\times 100$ ) 值；(c)壓力每一層的相對方均根數值；(d)溫度每一層的相對方均根數值。

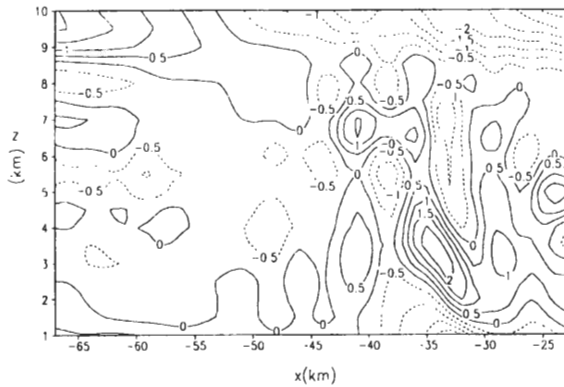


圖 12 GC78 反演法在  $y=0$  公里反演的浮力偏差場垂直結構，等值線的間隔為 0.5 度。

1. 可信度參數 ( reliability parameter )

所謂可信度參數，就是藉由類似 Gal-Chen and Kropfli (1984)提出的動量檢驗(momentum checking)方程式來驗證反演的過程當中，價值函數每一項極小化的程度，其公式如下：

$$E_r = \frac{\iiint \left[ \left( \frac{\partial \pi'}{\partial x} - F \right)^2 + \left( \frac{\partial \pi'}{\partial y} - G \right)^2 + \left( \frac{\partial \pi'}{\partial z} - g \frac{\theta'_b}{\theta_0^2} - H \right)^2 \right] dx dy dz}{\iiint (F^2 + G^2 + H^2) dx dy dz} \quad (16)$$

當反演區域內的每個網格點所反演的壓力與溫度完全滿足分子中的三個式子時(即  $\frac{\partial \pi'}{\partial x} = F$  ,  $\frac{\partial \pi'}{\partial y} = G$  ,  $\frac{\partial \pi'}{\partial z} - g \frac{\theta'_b}{\theta_0^2} = H$  )，則  $E_r = 0$ 。然而在變分時，由於採用弱勢約束條件的緣故，因此所反演的壓力與溫度不會完全滿足上述三項。Gal-Chen and Kropfli (1984)認為動量檢驗方程式小於 0.5 時表示反演的結果不錯，而 Hane and Ray (1985)更嚴格的要求，當檢驗方程式小於 0.25 時才表示反演是好的。可信度參數相對於動量檢驗方程式而言，多了垂直方向上的檢驗，在本個案中， $E_r \approx 0.23$ ，

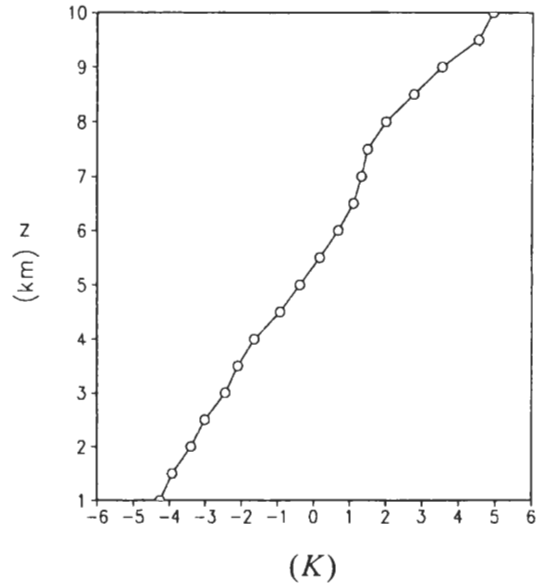


圖 13 本反演方式擾動場在每一層高度的水平平均溫度值(K)。

這樣的結果在真實個案中是令人滿意的。

2. 地面觀測資料

本反演方式是利用馬公測站在 5 月 16 日 2000LST 颶線過境前的探空資料當作基本狀態，反演的時間(5 月 17 日 0043LST)馬公測站籠罩在颶線系統內，但是沒有探空資料可供參考，因此反演的擾動場僅能由嘉義以及梧棲的地面資料來做間接驗證。圖 14a、14b 為嘉義及梧棲測站在 5 月 16 日至 5 月 17 日每半小時地面資料時間序列圖。從圖中可知當颶線到達時(約 2430—0100(UTC)之間)，溫度急遽下降了

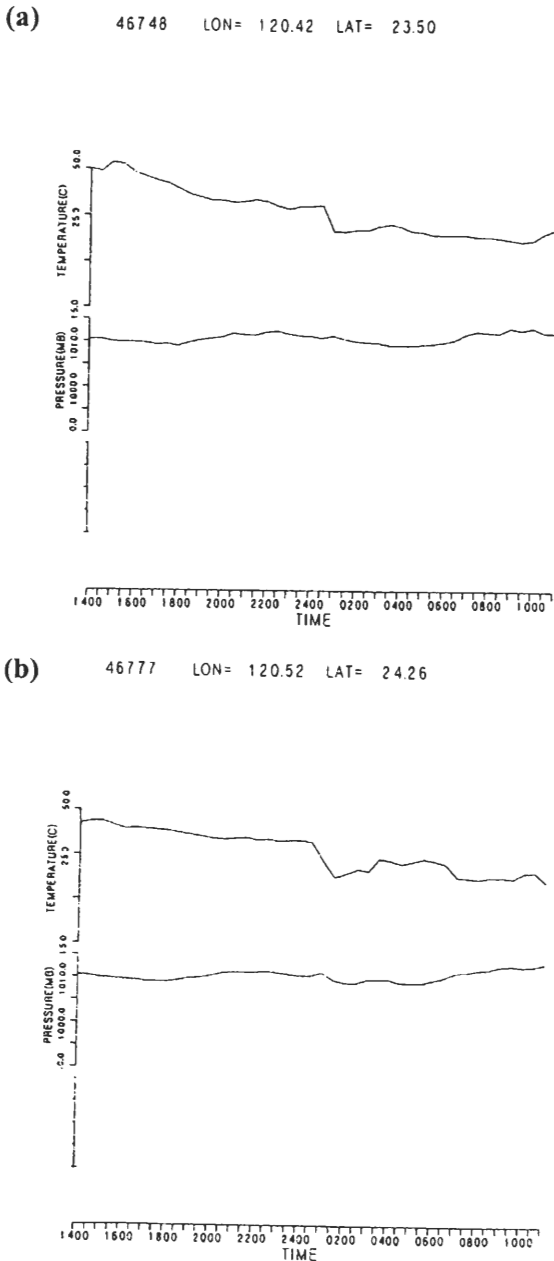


圖 14 (a)嘉義(b)梧棲地面資料時間序列表。(摘自鄧, 1994)。

大約 5 度左右，對應反演的浮力擾動場(圖 9)，在 1 公里處的擾動量也有下降 1—2 度左右。另外，壓力在颶線通過時有上昇的趨勢，這也和

反演所得近地表有高壓存在的結果一致。這樣的間接證據證明反演結果有一定的可信度。

### 3. 斜溫圖提供的資訊

從 5 月 16 日 2000LST 馬公測站的斜溫圖(圖 3)可知：颶線前的環境場大氣相當不穩定，而濕絕熱曲線和溫度線在 4.0—4.5 公里之間有最大差值約 5 度，其代表的意義為：若空氣在沒有混合的情況下，暖濕的空氣被抬昇釋放潛熱加熱空氣，則在此高度空氣增溫的潛力最大可以增加到達 5 度左右。由於空氣不可能沒有混合的情形，因此，增溫的幅度會小於 5 度。這樣的訊息，對照反演的溫度擾動場，在對流暖區位置 4 公里附近(圖 9)，其擾動量在 0-1 度之間，顯示的確有潛熱釋放的特徵，且位置與斜溫圖的 4.0—4.5 公里相近。而增溫不超過 5 度不但合理，同時反演之溫度擾動量的可信度也相對提昇。

### 4. 過去模擬颶線個案的研究

Chen (1991) 和 Tao and Simpson (1991)曾利用數值模式模擬 TAMEX IOP#2 副熱帶颶線系統。由數值模擬的結果可以歸納出下列幾點：

定性上：

(I) 模擬所得之颶線，高壓極值會發生於近地表之冷池附近；低壓極值則發生於對流區中層。這樣的型態，在本反演所得到的壓力擾動場垂直結構上也可以看到(圖 8)。

(II) 在自由對流高度以下，由氣壓梯度力所導致的動力因素主宰新對流胞之形成；而自由對流高度以上，則由浮力產生之熱力效應使新對流胞得以發展。由本方法反演出來的壓力與溫度擾動場做進一步的加速度場探討時，從

垂直方向的氣壓梯度力(圖 10b)、浮力擾動場(圖 10c)以及淨垂直加速度場(圖 10d)可以獲得相同的結論。

(III) 冷池以發生在低對流層為主。這樣的現象在本反演浮力擾動場的垂直結構中可以很明顯的看到(圖 9)。

(IV) 颶線通過之處，壓力上昇而溫度下降。這和反演的壓力擾動場近地表是高壓分佈，而浮力擾動場低層是冷區有相當好的對應。

定量上：

(I) 在壓力方面，Tao and Simpson (1991，其圖 6b)數值模擬 180 分鐘後的結果，其高、低壓的擾動量相差大約 60 帕(0.6mb)，而 Chen (1991，其圖 6a—6f)數值模擬在不同時間所得到的壓力擾動場，其高低壓振幅在 2.5—3.0mb 左右。本反演所得的壓力擾動場 $\pi'$ ，換算成 mb 單位後，其高低壓的差值約為 3.0mb。

(II) 在溫度方面，Chen (1991，其圖 6a—6f)的模擬結果標示出位溫擾動量大於 2 度與小於-1 度的區域，這樣的數量級與本反演方式所得的結果相類似。

從上面的歸納可以知道，數值模擬的結果和本方式反演出來的颶線，其熱動力結構的分佈與特徵是一致的。

## 六、結論與展望

本研究採用 Liou(2001)的反演方法，由完整的運動方程式與熱動力方程式的結合，藉由三維變分法的技術，當風場在時空上的分佈可以獲得時，便能夠同時反演確定三維壓力擾動

場之梯度與溫度擾動場。利用 1987 年 TAMEX 實驗 IOP#2 颶線個案在 5 月 17 日凌晨，系統接近台灣但尚未登陸的海上時期，由台灣西岸兩個都卜勒雷達(CP-4，TOGA)進行雙雷達風場合成獲得三維風場的分佈，應用此反演方式得到雙雷達合成區域內的三維熱動力場，得到以下的結論：

1. 本反演結果減去水平平均後的偏差量和 GC78 相比，從空間相關係數與相對的方均根誤差的結果顯示，本反演的方式在水平方向上可以達到 GC78 的精確度。

2. 過去的研究，大都以 GC78 的方式，由動量方程式來反演熱動力場，但是 GC78 的方式所反演得到的，是相對於每一層水平平均的偏差量，因此在討論時，主要以同一高度之水平平面進行分析。若要用其結果來探討三維熱動力場的結構時，在解釋垂直方向上必須要相當小心，因為垂直結構的分佈可能並不正確。比較 GC78 反演的偏差量與本反演擾動場的垂直結構，發現溫度場的水平平均值的確不可忽略，否則在分析時可能會發生錯誤，誤把冷區當作暖區，或者暖區當作冷區，造成解釋上的錯誤。

3. 由於本個案缺乏雲內熱力場的直接觀測資料，因此沒有直接證據證明反演的結果。藉由物理機制上的合理性、可信度參數(reliability parameter)、嘉義、梧棲地面觀測資料、馬公探空資料以及前人對 IOP#2 個案數值模擬研究的結果，間接驗證了反演的可信度以及本反演方法在真實個案應用上的可行性。

在驗證了本反演方式的可行性後，對於將來的研究方向，有下列的期望與改進：

1. 利用本反演方式對各種不同的中尺度現象進行瞭解；

2. 藉由飛機穿越系統之觀測，對水氣、雲水含量混合比做估計而得到真正位溫擾動量。若能分離水的三相變化在其中的貢獻量，便能夠進一步探討現象內微物理變化過程，對現象有更深入的認識；

3. 利用雷達觀測中尺度現象，必須要有快速的掃描策略，以便於估計現象隨時間的變化情形；

4. 加入 GC78 方式反演所得到擾動量相對於水平平均的偏差量作為背景場加入價值函數當中，對反演的定量結果作改善；

5. 本反演方式若有很好的應用性，則對於改善四維資料同化所需要的初始場，將有一定的貢獻。

## 致 謝

感謝審查者寶貴的建議。本研究之經費支助來自於行政院國家科學委員會 NSC 90-2111-M-008-051-AP5，NSC 90-2625-Z-008-003，NSC 91-2625-Z-008-002 以及 NSC 91-2111-M-008-017 專題計畫。

## 參考文獻

鄧仁星，1989：TAMEX 期間一颶線的運動、動力及熱力結構。國立中央大學大氣物理研究所碩士論文，100pp。

鄧仁星，1994：台灣地區颶線的研究。國立中央大學大氣物理研究所博士論文，211pp。

Chen, C. S., 1991: A numerical study of a squall line over the Taiwan Strait during TAMEX IOP 2. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 2677-2698.

Chen, G. T. J., and H. C. Chou, 1993: General characteristic of squall lines observed in TAMEX. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 726-733.

Gal-Chen, T., 1978: A method for the initialization of the anelastic equations: Implication for matching models with observation. *Mon. Wea. Rev.*, **106**, 587-606.

Gal-Chen, T., and R. A. Kropfli, 1984: Buoyancy and pressure perturbations derived from Dual-Doppler radar observations of the planetary boundary layer: Applications for matching models with observations. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 3007-3020.

Hane, C. E., and P. S. Ray, 1985: Pressure and buoyancy fields derived from Doppler radar data in a tornadic thunderstorm. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 18-35.

Hane, C. E., and R. B. Wilhelmson and T. Gal-Chen, 1981: Retrieval of thermodynamic variables within deep convective clouds: Experiments in three dimensions. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 564-576.

Hauser, D., F. Roux and P. Amayenc, 1988: Comparison of two methods for the retrieval of thermodynamic and microphysical variables from Doppler radar measurements: Application to the case of a tropical squall line. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 1285-1303.

Houze, R. A., Jr., 1993: *Cloud Dynamics*. Academic Press, New York, 573pp.

Lin, Y. J., T. C. C. Wang, R. W. Pasken and H. Shen, 1990: Characteristics of a subtropical squall line determined from TAMEX dual-Doppler data. Part II: Dynamic and thermodynamic structures and momentum budgets. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 2382-2399.

Liou, Y.-C., T. Gal-Chen, and D. K. Lilly, 1991: Retrievals of wind, temperature and pressure from single-Doppler radar and a numerical model. Preprint, *25th Int. Conf. on Radar Meteor.*, Paris, France, Amer. Meteor. Soc., 151-154.

- Liou, Y.-C., 2001: The Derivation of Absolute Potential Temperature Perturbations and Pressure Gradients from Wind Measurements in Three-Dimensional Space. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **18**, 577-590.
- Parsons, D. B., C. G. Mohr and T. Gal-Chen, 1987: A severe frontal rainband. Part III: Derived thermodynamic structure. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 1615-1631.
- Roux, F., 1985: Retrieval of thermodynamic fields from Multiple-Doppler radar data using the equations of motion and the thermodynamic equation. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 2142-2157.
- Roux, F., 1988: The West African squall line observed on 23 June 1981 during COPT 81: Kinematics and thermodynamics of the convective region. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 406-426.
- Roux, F., and J. Sun, 1990: Single-Doppler observations of a West African squall line on 27-28 May 1981 during COPT 81: Kinematics, thermodynamics and water budget. *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 1826-1854.
- Sun, J., and R. A. Houze Jr., 1992: Validation of thermodynamic retrieval technique by application to a simulated squall line with trailing stratiform precipitation. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 1003-1018.
- Sun, J., and F. Roux, 1988: Thermodynamic structure of the trailing stratiform regions of two West African squall lines. *Ann. Geophys.*, **6**, 659-670.
- Tao, W. K., J. Simpson and S. T. Soong, 1991: Numerical simulation of a squall line over the Taiwan Strait. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 2699-2723.
- Wang, T. C. C., Y. J. Lin, R. W. Pasken and H. Shen, 1990: Characteristics of a subtropical squall line determined from TAMEX dual-Doppler data. Part I: Kinematic structure. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 2357-2381.



# **The Feasibility of Retrieving Three-Dimensional Thermodynamical Structure from Doppler Wind Measurements – A Case Study of a Squall Line in Taiwan Area**

**Kao-Shen Chung Yu-Chieng Liou Tai-Chi Chen Wang**

**Department of Atmospheric Sciences, National Central University**

( Manuscript received 21 January 2002 ; in final form 29 July 2002 )

## **ABSTRACT**

This research presents a new method whereby one can apply the variational technique to momentum equations and thermodynamic equation, and simultaneously retrieve three-dimensional pressure and potential temperature distributions from Doppler wind measurements.

The newly designed method is utilized to study a squall line system observed during TAMEX IOP#2. The major focus is placed on the structure of the pressure gradient force, buoyancy force, and net acceleration along the vertical direction. It is also found in some vertical cross sections that the traditional thermodynamic retrieval algorithm may lead to erroneous interpretation of the thermodynamic field.

The validity of the retrievals is decided based on the reliability parameter, TAMEX surface observation, pre-squall sounding data at Makung , as well as the conceptual model of a squall line.

**Key words :** Doppler radar, Thermodynamic retrieve, Variational technique, Squall line.