

衛星觀測輻射資料之一維變分反演法

周鑑本 李尚武

中央氣象局

(中華民國八十五年十一月二日收稿；中華民國八十六年九月五日定稿)

摘 要

本實驗利用一維變分及疊代法進行數值模式直接使用衛星觀測資料的測試。實驗首先以理想化大氣作為校驗用的“真值”，然後在此理想化大氣與由輻射模式計算出此理想化大氣下的輻射值中分別加入隨機誤差，模擬數值預報模式所提供的背景剖面與衛星觀測值。實驗亦選取實際資料進行初步的反演測試。理想資料測試結果顯示，此變分反演法可以依衛星觀測來修正背景剖面而減少其誤差。實驗的敏感度測試顯示，背景場參數中的雲高誤差主要影響反演的收斂個數，但是並不影響對溫溼剖面的調整。而且當雲高的誤差標準差在 100hPa 與 50hPa 時，雲高與雲量則有明顯的修正。反演結果的另一主要現象是背景場誤差的垂直相關性與誤差的修正量間約成正比。對於溫度剖面的修正量而言，中高對流層的誤差約減少 $0.5^{\circ}K$ 至 $1.0^{\circ}K$ 。而水氣(g/Kg)修正量的對數值約可減少 0.1 的誤差，主要亦發生在中高對流層。從各項測試中發現地表的溫度有 $0.6^{\circ}K$ 至 $1.0^{\circ}K$ 的修正量，但是對地面空氣溫度則無影響。在尚未完成實際背景場的誤差統計前，對實際 TOVS 衛星觀測資料個案的反演測試採用假設的誤差協方差矩陣，反演結果仍有較小量的誤差修正。我們推估此不明顯的誤差修正量主要的原因為假設的協方差矩陣與實際的背景場誤差性質有異所致。因此，若以數值模式預報為背景場則模式的誤差統計是改進反演品質的重要因素之一。

關鍵詞：反演、資料同化

一、前 言

初始資料的良窳是數值模式預報結果優劣的一個重要因素，傳統探空觀測在時間及海陸的分佈上有明顯的缺陷，而衛星觀測恰可彌補傳統探空在時空分佈上的不足，因此衛星觀測資料的使用對數值預報而言十分重要。隨著數值預報模式方法的精確度提高後，傳統的衛星觀測反演的探空資料逐漸受到考驗。由過去的經驗得知，迴歸反演的衛星探空資料在南半球及北半球傳統資料較稀少的地區對數值預報有正面的貢獻，但是在傳統觀測資料密集的北半球地區的效果並不明顯，甚至產生負面的影響(李與陳 1996; 洪 1994; Mo *et al.* 1995; Salstein *et al.* 1987; Tracton *et al.* 1980)。這種負面作用，主要是因為衛星觀測的頻道權重函數過寬且相互重疊，因而使反演的探空剖面之垂直解析度遠遜於傳統探空及數值模式的垂直解析度。所以衛星資料經反演後導入模式反而降低原有的垂直解析度，造成負面的效果。此外，由於反演本身在數學上為非適定(ill posed)問題，因而需要加入適當的約束條件。Chedin *et al.* (1985)以大量的大氣剖面資料庫作為選取的參考條件是一種減少誤差的方式。Smith *et al.* (1985)亦提出同時物理反演法，其優點主要為同時考慮地表溫度與垂直溫溼剖面、直接採用解析解、容易納入其他種類觀測資料及對初始值不敏感(曾 1987; 劉與陳 1992)。

近年來有些學者試圖利用數值模式的資料同化過程直接使用衛星輻射值來代替傳統上先反演探空剖面再間接使用溫溼剖面的問題。目前作業性的數值預報系統的客觀分析方式大多採用的最佳內插法來進行資料同化。其結果為觀測變數間的線性組合，因此利用最佳內插客觀分析來同化輻射值亦只能處理輻射與數值預報模式變數間的線性部份，而無法解決輻射與這些變數間的非線性關係(Durand 1985)。Eyre (1989) 與 Eyre *et al.* (1993)利用一維變分法與輻射傳遞模式來處理此種非線性關係。變分法在氣象上的應用可溯至 Sasaki(1958; 1970)，其後也有很多相關的研究，但是變分技術在資料同化上的應用並沒完全被發揮，過去主要應用在中尺度分析(Soliz and Fein 1980; Sasaki and Goerss 1982)及數值預報的資料初始化上(Daley 1978; Tribbia 1982)。近年來電腦技術改進與遙測資料的增加，變分分析的應用逐漸被發揮。Lorenz(1986)與 Le Demit and Talagrand(1986)都曾對變分分析在資料同化的理論與應用詳細描述。針對衛星資料的應用，Rodgers(1976)提供疊代法來處理反演的收斂問題。由於要利用數值模式直接同化衛星觀測的輻射值，Eyre(1989)利用輻射計算模式，針對數值模式所提供的初始估計剖面來模擬衛星觀測的輻射值(相對於反演模式而稱為前推模式，Forward model)。在此模式中，雲參數視為反演參數的一部分，因此可將其應用於有雲的衛星觀測，避免產生誤差的濾雲過程。Eyre(1989)將此法運用於 GALE(Genesis of Atlantic Lows Experiment)資料進行個案分析，結果顯示對背景場的修正有正面的貢獻，對上層的水汽場也有比較明顯的改善，反演的雲量與 AVHRR 影像比對也有合理的結果。Eyre *et al.* (1993)結合歐洲中長期預報中心作業中的資料同化方

法，將衛星輻射資料直接納入資料同化系統中。McNally and Vesperini (1995)亦應用此法分析熱帶地區的水汽場，發現熱帶地區的環流結構亦可因此改善。在作業上與研究上都有正面的貢獻。

本文利用一維變分法與 Eyre(1991)的輻射模式對理想化資料及中央氣象局數值預報模式的分析及預報資料與 NOAA 衛星 TOVS 資料進行模擬實驗之研究。第二節回顧目前所使用的原理方法，第三節說明實驗的設計，第四節分析實驗的結果，最後為結論與討論。

二、理論與方法回顧

以變分學為基礎的資料同化方法，是將誤差所定義的代價函數(cost function)降至最小值，以求得一最佳的大氣狀態。Lorenz(1986)描述利用貝氏定理(Bayesian estimation theory)並假設觀測資料與背景場的誤差為高斯分布時，定義的代價函數如下：

$$J(x) = (x - x^b)^T C^{-1} (x - x^b) + \{y^m - y(x)\}^T E^{-1} \{y^m - y(x)\} + G_o + G_c \quad (1)$$

此代價函數可用於同化多種的觀測資料，亦可針對單一種資料進行分析。其中 x^b 是數值預報的預報場當做初始估計(背景)場，矩陣 C 是背景場的誤差協方差矩陣(Error Covariance Matrix)， y^m 是衛星觀測各頻道的輻射值或亮度溫度， $y(x)$ 是代表由輻射計算模式模擬在大氣狀態 x 時的衛星觀測值， E 是衛星觀測與輻射計算模式兩者總和誤差的協方差矩陣，上標 T 代表矩陣的轉置，上標 -1 代表取此矩陣的逆矩陣， G_o 代表其它的觀測資料與背景場偏離的大小， G_c 可以是其它的約束條件，本實驗中我們省略 G_o 、 G_c 兩項，此時所定義的代價函數大小的意義即是量度大氣狀態 x 與背景場的偏差與在大氣狀態為 x 時輻射計算模式模擬的觀測值與真實衛星觀測值偏差的總和。因此我們求其極小的意義即是要使我們所分析的大氣狀態 x 合於衛星的觀測，且不至於偏離背景場太遠。就數學上而言，要找到 $J(x)$ 的極小值，在假設 $J(x)$ 沒有多個極值或在極值附近的有限範圍內之情形下，即為尋找 $J'(x)$ 等於零時的 x 值，如(2)式：

$$J'(x) = C^{-1} (x - x^b) - k(x)^T E^{-1} \{y^m - y(x)\} = 0 \quad (2)$$

其中 $k(x)$ 是 $y(x)$ 對 x 的微分。

由於在實際的狀況下，即使是晴空的視場，問題只是趨近於線性而非真實的線性，而在有雲的情形下則問題的非線性特質將會增強，此時數值上求解(2)式的公式必需是一疊代公式(Rodgers 1976)。如公式(3)：

$$x_{n+1} = x_n - J''(x_n)^{-1} J'(x_n) \quad (3)$$

$$J''(x)^{-1} = S_n = (C^{-1} + k_n^T E^{-1} k_n)^{-1} \quad (4)$$

當 x_n 為猜測值時可求出疊代解 x_{n+1} ，第一次疊代計算時 $x_n = x_b$ ， $k_n = k(x_n)$ ， S_n 可代表反演(分析)的誤差協方差矩陣，當觀測頻道的個數小於反演變數的個數時， S_n 有比較有效的計算公式如下：

$$S_n = C - Ck_n^T(k_n Ck_n^T + E)^{-1}k_n C \quad (5)$$

利用公式(3)疊代求解直到 $x_{n+1} - x_n$ 小於某一可接受的範圍為止，公式(3)經由矩陣的運算可以得到另一比較便利的計算公式：

$$x_{n+1} = x^b + W_n \{y^m - y(x_n) - k_n(x^b - x_n)\} \quad (6)$$

$$W_n = Ck_n^T(k_n Ck_n^T + E)^{-1} \quad (7)$$

當疊代計算收斂後，將反演得到的 x_{n+1} 代入輻射計算模式中，檢查 $y^m - y(x_{n+1})$ 的值，是否在每個頻道都落於觀測頻道誤差的數量級中，如果是則判定所作的反演結果是合理的，如果大於觀測誤差的數量級時則視為不好的反演。這個檢查的特性提供了一個極其自然且有效的條件作為品質檢定的方法。

由於目前是處理一維的情形，因此還需要後續的同化工作將目前所得到的垂直剖面放到三維的分析場中，而要將目前的方法所得到的一維資料放到後續的同化工作時，一定會碰到背景場相依的問題，因此必需依其由衛星觀測中取出的資訊多寡決定其權重的大小，公式(4)所計算的反演誤差協方差矩陣 S_n 與背景場誤差協方差矩陣 C 的對角線元素比值 S_{ii} / C_{ii} 提供一個理論值作為反演變數權重的依據，當 S_{ii} / C_{ii} 接近於一時，則反演的剖面與背景場相近，所給的權重降低，而其值接近於零時反演剖面由衛星觀測取出的資訊多，將增加其權重。

最後是數值解的穩定度問題，一般而言在晴空的情形下發生不穩定的機率不大，但當有雲存在時，問題的非線性特質增加，會造成解的震盪而不收斂。Eyre(1989)所述的阻尼(damping)公式可解決此一問題，但也會造成反演品質的下降。

三、實驗設計與方法

矩陣 C 和矩陣 E 中參數的適當與否會影響變分反演的結果。本實驗中我們除測試矩陣 C 中雲高誤差標準差及背景場誤差相關性外，也測試矩陣 E 中衛星觀測與輻射計算模式合成誤差變化。我們由 Eyre(1991)輻射計算模式中，選取 200 種大氣狀態做為已知的理想資料。在此理想大氣資料與由此資料經輻射模式計算出的輻射值中分別加上隨機誤差來模擬背景場與衛星觀測，進行變分反演測試。

我們首先利用輻射計算模式來模擬 NOAA 繞極軌道衛星上的紅外線探空儀(HIRS),微波探空儀(MSU)及平流層探空儀(SSU)的觀測結果。模擬的頻道包括 HIRS 的 1 至 8 與 10 至 15 頻道, MSU 的 2 至 4 及 SSU 的 1 至 3 頻道的觀測亮度溫度。Eyre 的輻射計算模式考慮的參數除大氣溫度及水汽的垂直分佈以外, 尚包括地表空氣溫度、地表溫、溼度、地表氣壓、全柱臭氧含量、雲頂壓力、雲分量、地表微波放射率及液態水含量等參數。本次的實驗針對大氣溫度、溼度剖面及雲量、雲高進行探討, 部份參數如全柱臭氧含量或地面微波放射率參數等並未被使用。此外, 利用輻射值來求取雲量的問題上會使反演的問題變的比較線性化, 但在其它方面則不盡然, 因此我們以衛星的觀測亮度溫度代替衛星的輻射值。反演的參數包括大氣垂直溫度剖面、大氣垂直水汽剖面、地表空氣溫度、地表溫度及雲量雲高等 62 個變數。

變分反演公式(1)中的矩陣 E 是觀測與輻射計算模式兩者誤差總和的協方差矩陣, 由經驗得知矩陣 E 隨實際觀測的亮度溫度的不同而略有變化(Eyre 1989), 因此於實際資料中每次反演時應採用不同的協方差矩陣值。為了簡化起見, 本實驗中假設各觀測頻道間的誤差是不相關的, 因此 E 為對角矩陣。同時我們也主觀設定各頻道的誤差標準差等於 0.2°K 。

反演公式中另一係數矩陣 C 代表背景場的誤差協方差矩陣。對實際大氣的反演應用上, 矩陣 E 與矩陣 C 都需要資料累積統計而得。在本研究中我們令各參數的誤差標準差值如表一, 高層的誤差較低層略大。各參數誤差的相關性如圖一。圖一表示溫度誤差(指標 1 至 40)在各層間是相關的, 水汽誤差(指標 41 至 55)在各層間也是相關的, 但溫度與水汽的誤差則無相關, 其它參數(指標 55 至 62)間的誤差亦是獨立的。

表一 輻射傳遞模式中各參數的物理意義與本實驗設定的誤差標準差值。

| 參數序號 | 參數種類 | 誤差標準差 |
|---------|-----------------|------------------------|
| 1 至 20 | 垂直上 20 層溫度 | 2.5°K |
| 21 至 40 | 垂直下 20 層溫度 | 2.0°K |
| 41 至 55 | 垂直下 15 層溼度(對數) | 0.4 g/Kg |
| 56 | 地表空氣溫度 | 2.34°K |
| 57 | 地表空氣溼度(對數) | 0.31 g/Kg |
| 58 | 地表溫度 | 2.67°K |
| 59 | 地表氣壓 | 3.42 hPa |
| 60 | 全柱臭氧含量(未使用) | * |
| 61 | 雲頂高度 | 100 hPa |
| 62 | 雲分量 | 0.5 |
| 63 | 地表微波放射率(50.3Gz) | 0.2 |

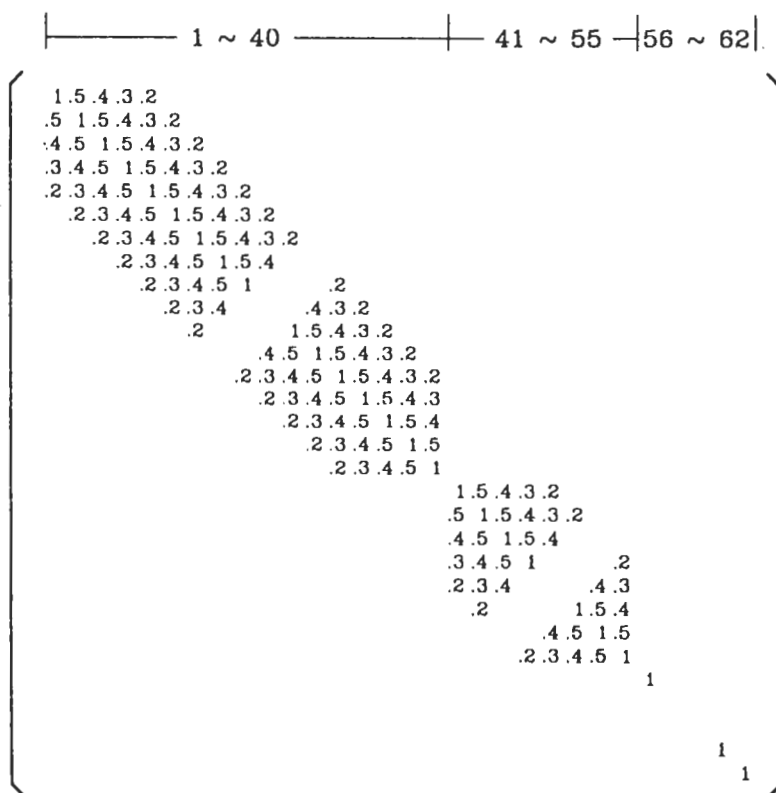


圖 1 背景場誤差之協方差矩陣的相關性示意圖。圖中不同的指標區表示溫度誤差(指標 1 至 40),水汽誤差(指標 41 至 55)及其它參數(指標 55 至 62)。本實驗中未使用表 1 中的臭氧含量。

在本實驗中模擬的背景場係由已知的大氣狀態 x' 加上一些小的隨機擾動做為誤差而得,其方法如下:

$$x^b = x' + \sum_i \varepsilon_i \lambda_{ci}^{0.5} I_{ci} \quad (8)$$

其中 λ_{ci}, I_{ci} 是矩陣 C 的固有值與固有向量, ε_i 由高斯分布的亂數決定。模擬真實衛星觀測的方法是以已知的大氣狀態 x' 代入輻射計算模式中計算出輻射值 y' , 然後加上隨機擾動後做為模擬的衛星觀測, 方法如下:

$$y^m = y' + \sum_i \varepsilon_i \lambda_{Ei}^{0.5} I_{Ei} \quad (9)$$

其中 y^m 是模擬的衛星觀測, λ_{Ei}, I_{Ei} 是矩陣 E 的固有值與固有向量。

在實驗中進行疊代計算時, 第一次只用 MSU 的頻道修正溫度剖面, 這是為了後續疊代求出雲參數作準備。因為求取雲參數時對溫度剖面的分佈情形較敏感, 而 MSU 的微波頻道對雲而言具有較強的穿透性, 可先行修正背景場的溫度剖面。第二次以後的疊代計算, 使用所

有的頻道進行反演直到收斂為止。收斂的條件定為 $x_{n+1} - x_n$ 小於某一定值時則視為收斂。此定值的選訂是以矩陣 C 中的對角線元素乘上 0.4 而得，亦即以背景場誤差標準方差的 0.4 倍做為收斂的判斷。除理想資料外另包括實際個案資料的反演結果之分析，我們亦以 1996 年 9 月 4~6 日的 NOAA-12 衛星觀測資料進行分析。為使問題單純化，我們選取晴空的個案進行反演，以中央氣象局區域預報模式的預報場做為背景場，以 AVHRR 的資料作為判斷晴空或雲及分析雲量的參考(劉與陳 1993; Aoki 1980)，並以區域模式的分析場作為參考的校驗值。

四、模擬實驗結果

(一) 理想化資料

(a) 雲高誤差敏感度

首先是測試矩陣 C 中設定雲高誤差標準差的敏感度，分兩種特別的情形進行討論，一是設定 200 個大氣狀態全部是晴空的情形，二是設定 200 個大氣狀態都是全雲遮且雲層高度設定為 500hPa 的情形，然後測試雲高誤差標準差分別為 250、200、150、100 及 50hPa 時的反演結果。全雲遮的實驗結果如表二，由表二中可以看出當雲高誤差標準差設定為 100hPa 及 50hPa 時，除了收斂的個數增加外，總雲量為 1.0 時，雲量的修正量為 0.17 及 0.26，修正量達 17% 至 26%。而雲頂為 500hPa，雲高誤差標準差為 100hPa 與 50hPa 時，分別有 69.3hPa 與 24.3hPa 的雲高修正量。修正的百分比均在 50% 以上，資料顯示在此條件下有 80% 以上的收斂成功率且雲量及雲高均有顯著的修正量。圖 2 是設定雲頂真實高度為 500hPa、雲量為 1.0 及雲高誤差標準差設定為 100hPa 時，200 個樣本中 165 個收斂成功的結果，由圖 2 中可以發現，在雲量與雲頂高度背景雲參數猜測值不佳的情形下，除極少數不好的樣本外，大

表二 真實雲頂設為 500hPa，雲量為 1.0 時，不同的雲高誤差標準差之收斂的個數、雲量及雲高修正量。

設定真實雲量為 1.0，真實雲頂為 500hPa

| | | | | | |
|---------|--------|--------|--------|--------|--------|
| 雲高誤差標準差 | 250 | 200 | 150 | 100 | 50 |
| 收斂成功率 | 55% | 61% | 69% | 82% | 90% |
| 雲量修正量 | 0.0945 | 0.1624 | 0.1833 | 0.1739 | 0.2619 |
| 雲高修正量 | -6.1 | -82.3 | 0.9 | 69.3 | 24.3 |

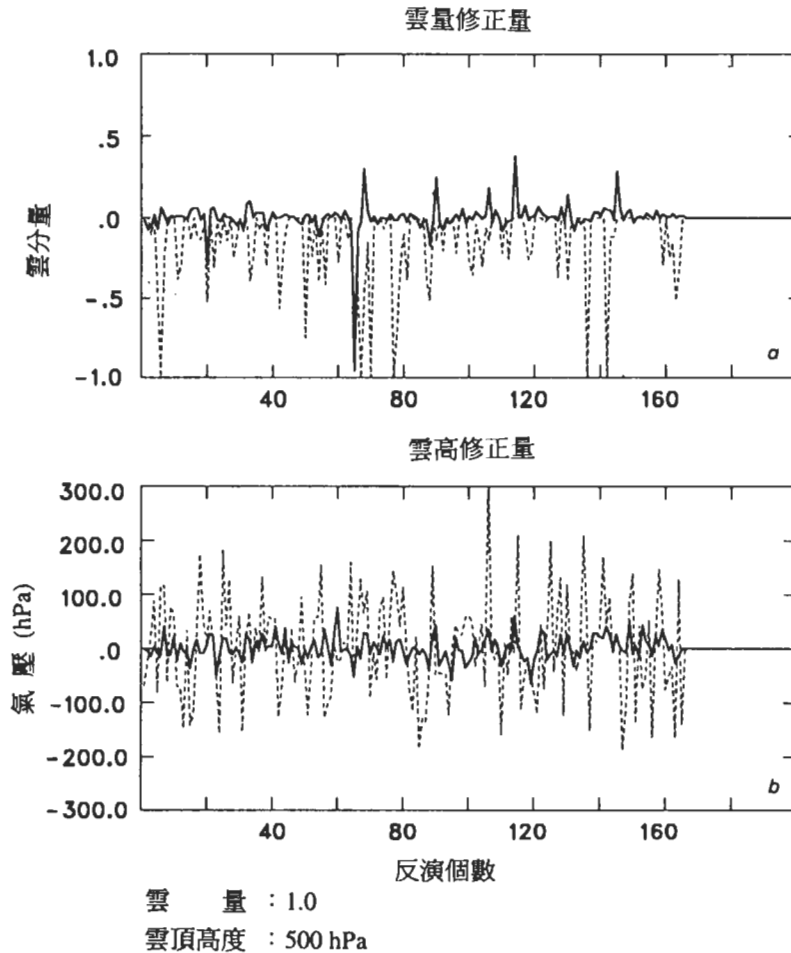


圖 2 雲量(a)與雲頂(b)的反演誤差與背景(初始估計場)誤差比較, 虛線為背景誤差, 實線為反演後的誤差。雲頂真實高度設為 500hPa、雲量為 1.0 及雲高誤差標準差 100hPa 時, 200 個樣本中 165 個收斂成功的結果。

部分的樣本都能疊代反演至較好的狀態。圖 3 是圖 2 中 165 個收斂成功樣本的溫度剖面與水汽剖面的誤差均方根分布的情形, 由圖中可以發現即使在雲參數的估算並非完全精確的情形下, 溫度與水汽的剖面在雲層以上, 都可以獲得有效的改善。減小雲高誤差的標準差為 50hPa 時, 溫、溼剖面的誤差均方根的改進情形十分類似(結果圖示未附)。事實上即使雲高誤差標準差設定為 250hPa, 溫、溼剖面在雲層之上仍可獲有效的改善, 只是當雲高誤差標準差設定值變大時, 會減少收斂的樣本數。至於晴空情形下的測試, 則發現反演的結果與收斂的個數, 受雲高誤差標準差之設定影響不大。

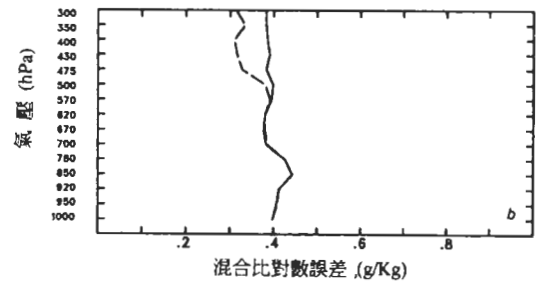
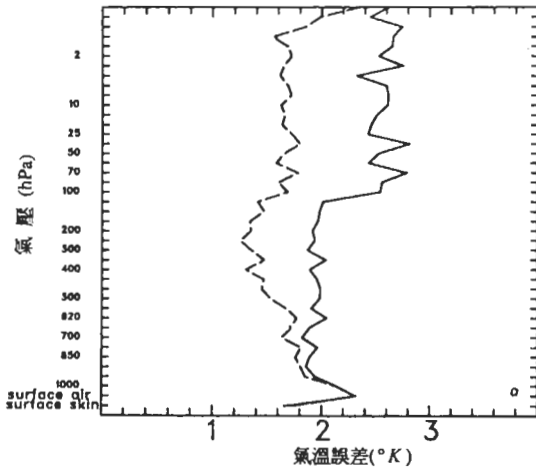


圖 3 是圖 2 中 165 個成功收斂樣本的溫度剖面(a)與水汽剖面(b)的誤差均方根分布的情形。實線代表背景場誤差，虛線代表反演後的誤差。

(b) 背景場誤差的垂直相關性

對實際大氣而言，背景場的誤差往往具有垂直相關性。實驗時用以模擬背景場的公式(8)中，產生隨機誤差時，所使用之矩陣 C 的固有向量，亦存在垂直的相關性，因此，矩陣 C 的相關性會反映在隨機誤差的垂直相關特性上。故於反演測試中，改變矩陣 C 的相關性，可觀察背景場誤差垂直相關性之變化，對於反演結果的影響。

圖 4 為矩陣 C 中的非對角線的元素分別乘上 0.6 與 0.3，亦即降低背景場誤差各層間的誤差相關性與原先設定情形比較。由此三種相關性的反演剖面的誤差均方根發現溫度剖面與水汽剖面的各層修正量都明顯的減小。且相關性愈小修正量愈小，而結果愈接近背景誤差而沒有達到使用衛星資料的作用。

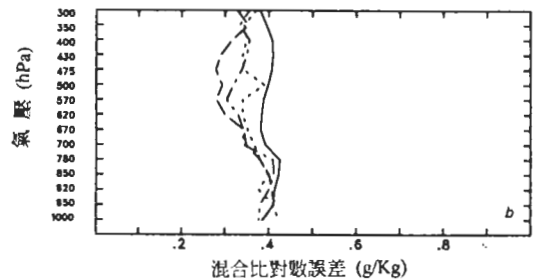
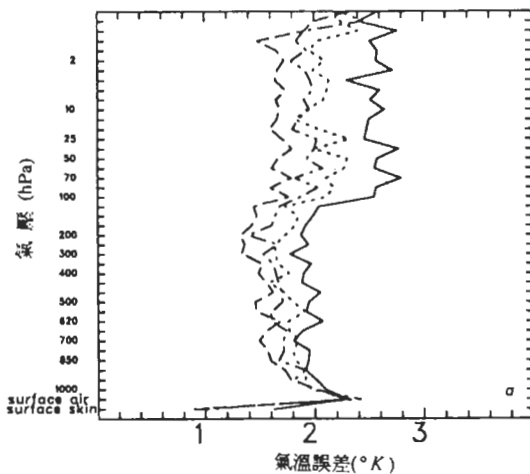


圖 4 不同的垂直相關性影響下，反演誤差均方根之比較。圖中線段分別是矩陣 C 中的非對角線的元素乘上 0.6 (---)或 0.3 (.....)與未降低誤差相關性(——)的情形，實線為背景場誤差。(a)與(b)同圖 3 說明。

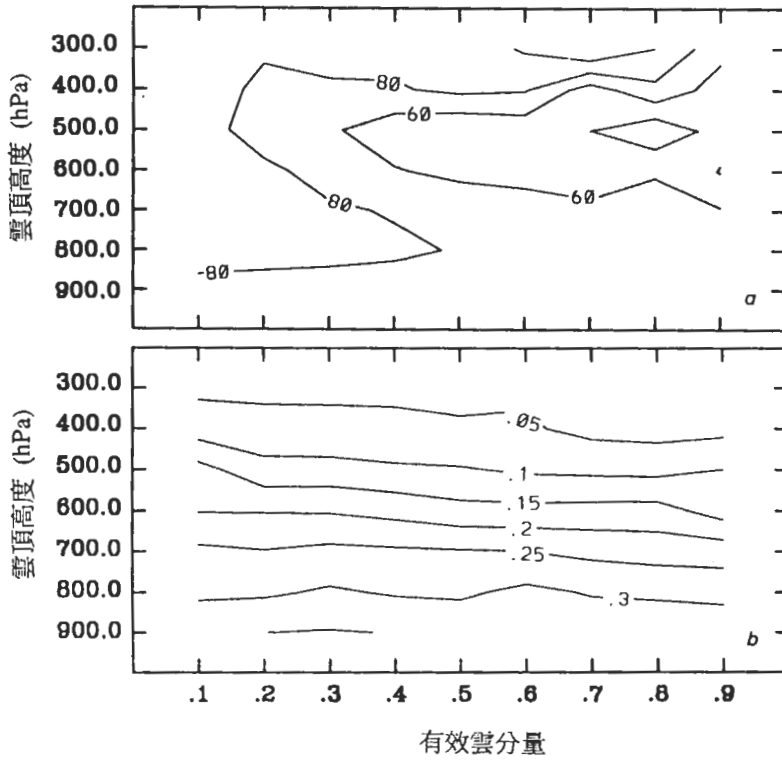


圖 8 不同的雲參數之分析結果。(a)為雲高的誤差均方根，(b)為雲量的誤差均方根。

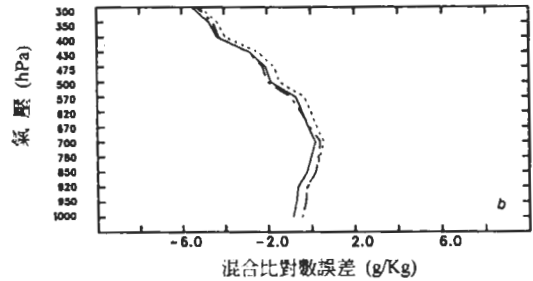
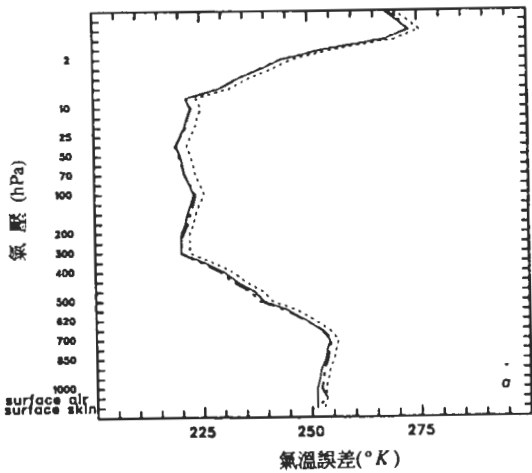


圖 9 背景場誤差比較接近矩陣 C 定義時的反演情形。(.....) 與 (— · — · — · — · —) 分別代表背景場與反演結果，實線為‘真實大氣’的溫度剖面。(a)與(b)同圖 3 說明。

圖 10 則是背景場誤差的情形比較偏離矩陣 C 的定義時的結果。對溫度與溼度的反演而言，較不易將背景場修正至理想化的真實大氣，而且此時權重分布的理論值也比較偏離模擬實驗的權重分布值。

3 倍或 4 倍的誤差均方根幾乎一致。因此一般而言品質設定值落在這個數量級中是合理的，而且誤差的修正量並不因為品質檢定值而改變。

(e) 雲遮與雲量、雲高的影響

圖 7 是比較有雲視場與無雲視場的反演剖面結果。圖中的兩條曲線分別代表設定雲分量為 1.0；雲頂高度在 500hPa 的情形，及設定為晴空視場的情形。由圖中可以發現，在有雲的情形下，500hPa 以下的水汽場幾乎沒有修正。這是因為水汽頻道是紅外線頻道，對雲不具穿透性所致。而溫度剖面在 500hPa 以下仍有一些修正的效果，引起這個現象的原因，可能是因為用來修正溫度剖面的 MSU 頻道是具有穿雲特性的微波頻道。在雲頂以上，不論有雲或無雲的實驗結果均非常近似，而雲頂以下則有明顯的差異。與前面的測試結果相似的是地表附近仍無明顯的修正。另外在雲頂以上溫度剖面的修正，有雲的情形比晴空時為佳，這個現象可能的原因，是因有雲存在時造成在雲頂上層附近衛星的權重函數尖銳化所致。

測試在不同雲量、雲高設定下進行反演雲參數的情形，探討反演雲高與雲量的誤差隨不同設定而變化的情形，圖 8a 顯示雲高的反演情形在高雲及雲分量較小時並不理想，較小的誤差均方根出現在雲分量在 0.8 且雲頂高度 500hPa 時。圖 8b 則為雲量的誤差均方根，反演結果的誤差隨雲頂高度升高而減小。此結果顯示在雲量方面對低雲的處理仍有改進空間，而在雲高方面只在中雲且雲量較多時的結果較好。

(f) 權重分佈理論值與模擬實驗值的比較

最後我們比較後續分析所需使用的權重的理論值與模擬實驗值。圖 9 是背景場誤差比較接近矩陣 C 定義時的反演情形，結果顯示在合適的誤差協方差矩陣下，變分反演可以將同化結果修正至理想的大氣，此時權重分布的理論值也比較能反映模擬實驗的權重分布值。

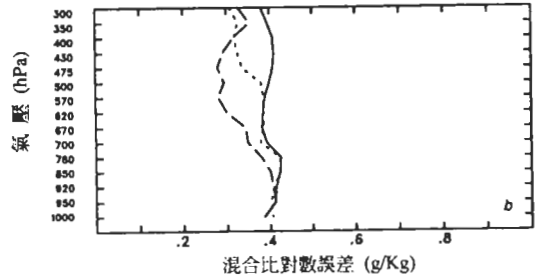
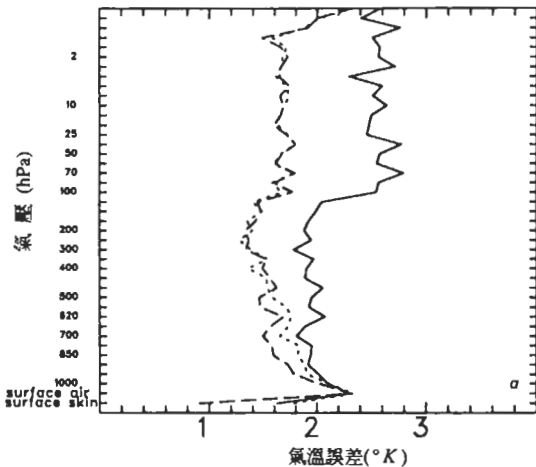


圖 7 反演結果之誤差均方根但為有雲 (.....) 視場與無雲 (---) 視場的分析剖面誤差比較，實線為背景場誤差。(a)與(b)同圖 3 說明。

(c) 觀測誤差

公式(2)中另一個誤差來源是誤差協方差矩陣 E 的設定，矩陣 E 可包含觀測誤差與輻射模式的計算誤差(Eyre 1993)。本實驗中比較各頻道觀測誤差為 0.2°K 、 0.4°K 及 0.8°K 幾種情形。圖 5 中是這三種情形的反演結果，圖中顯示 900hPa 以下對溫度的反演並無改進。但在高層則可以有 0.5°K 至 0.8°K 的改進，且隨誤差值的減小有較大的修正量。圖 5 也發現減少各觀測頻道的誤差雖然會改進修正量，但是修正量的改進並不特別顯著。

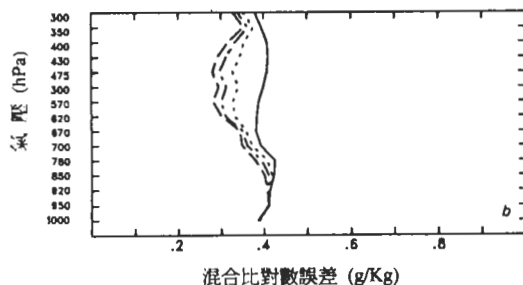
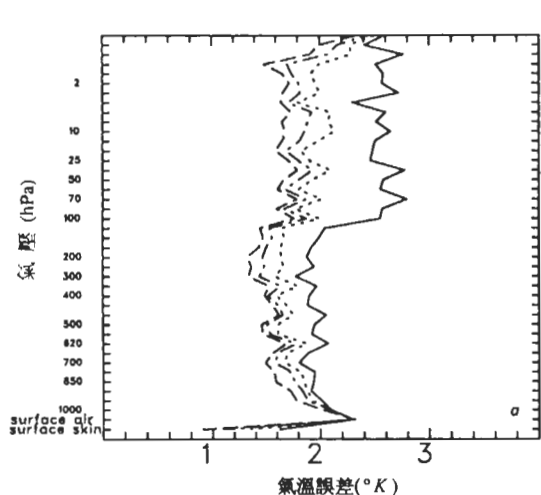


圖 5 不同觀測誤差的反演結果之誤差均方根。圖中為各頻道觀測誤差為 0.2°K (---)、 0.4°K (- · - · - · - · - · -) 及 0.8°K (·····) 幾種情形，實線為背景場誤差。(a) 與(b)同圖 3 說明。

(d) 品質檢定測試

設定不同的品質檢定值的測試時，實驗中品質檢定值分別設定為觀測頻道誤差值的 1、2、3 及 4 倍。由實驗的結果發現，當設定為 1 倍時通過檢定的視場很少，2 倍時增加為 113 個。3 倍與 4 倍時分析的品質通過檢定的個數趨於一致。由圖 6 中可以看出無論是 2 倍、

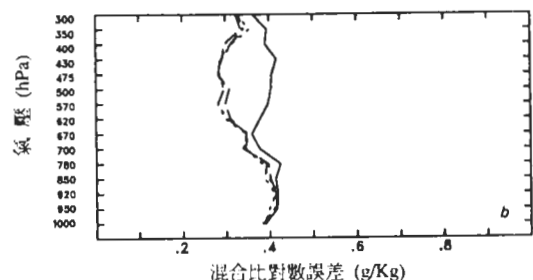
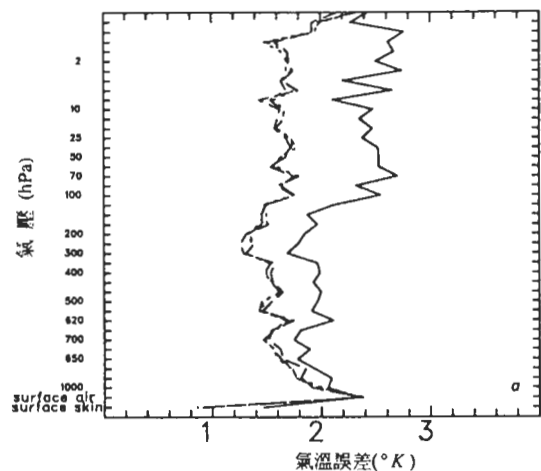


圖 6 品質檢定值分別定為 2 倍 (·····)、3 倍 (- · - · - · - · - · -) 或 4 倍 (---) 之誤差均方根，實線為背景場誤差。(a) 與(b)同圖 3 說明。

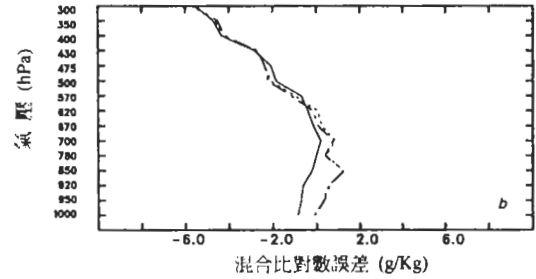
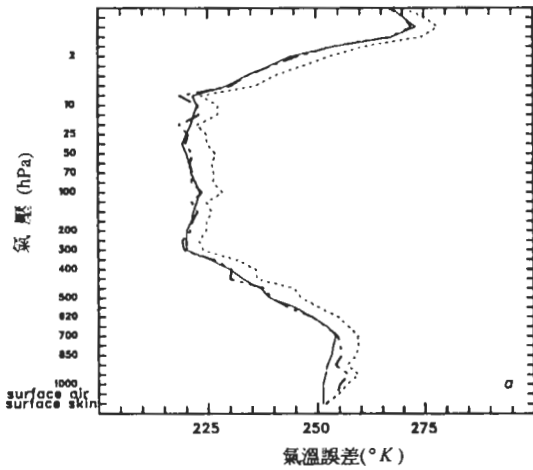


圖 10 同圖 9，但為背景場的誤差比較偏離矩陣 C 的定義時的分析結果。
 (.....) 與 (---) 分別代表背景場與反演結果，實線為‘真實大氣’的溫度剖面。(a)與(b)同圖 3 說明。

對實際的衛星觀測資料而言，我們無法以理想化大氣做為權重值的參考標準，作業時唯一的參考只有理論值而已。因此背景場誤差矩陣 C 除在反演時佔有關鍵性的地位外，對於後續的資料同化也是十分重要。

(二) 實際個案資料分析

圖 11 是 1996 年 9 月 4 日 22 時 NOAA-12 經過時涵蓋的範圍，9 月 5 日 22 時及 9 月 6 日 23 時的衛星軌跡分別經過台灣東側海面及西側大陸地區(圖示未附)。由圖 12 至圖 14 的反演探空曲線顯示衛星資料大致能減少分析後的誤差值。溫度場的修正以低對流層(850hPa)及高對流層(200hPa)附近最明顯。水汽的分析方面大致而言在中高對流層，當預報水汽偏離分析場時，衛星資料能夠產生不少的修正，在低層則修正量較小。由這三個個案也可發現在 10hPa 附近有比較大的誤差，這個誤差的來源主要是因為 10hPa 以上的資料是以簡單的外延法所得，因此在 10hPa 處產生不正確的梯度。

從垂直溫度的分佈來看，在預報值與分析值相差較小的高度(如 400hPa)，衛星資料加入的結果反而偏離校驗用分析值。可能的原因在於預報場(背景場)越精確時衛星觀測資料的解析度仍嫌不足，反而有干擾的效果。另一個可能性為校驗用的分析場仍有改進空間，但是這種可能性需進一步分析。

由實驗中也發現 HIRS 的 12 頻道的觀測與模擬的偏差甚大，因此在這次的研究中將其權重降低，以免 12 頻道過分的影響水汽的分析。至於地表溫度的結果在三個個案都偏離分析場甚多，與理想資料中的結果不同。可能的原因在於校驗用的分析場在地表溫度部分，在陸地上為模式最底層的溫度外插而得；海面上則與同化過程中的輻射模擬有關，需進一步瞭解。

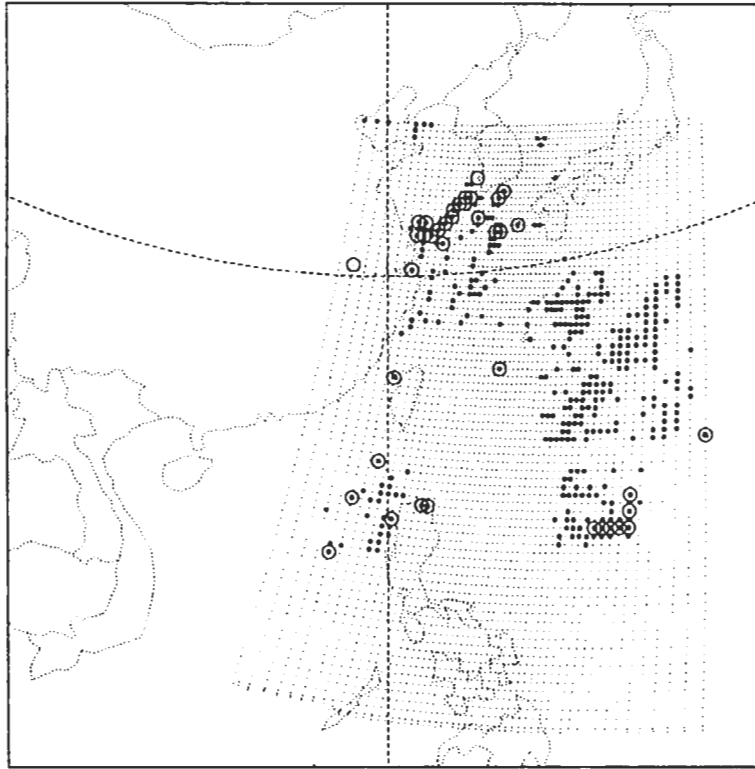


圖 11 1996 年 9 月 4 日 22 時 NOAA-12 經過時涵蓋的範圍。粗點為選取的晴空位置，被小圓圈圈住的是反演成功的觀測。

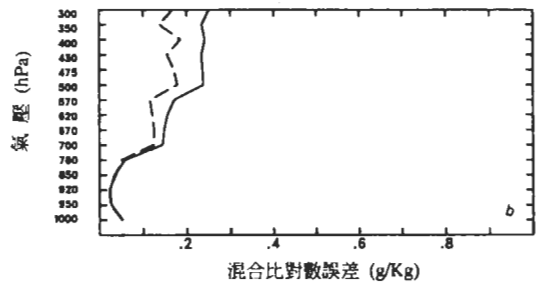
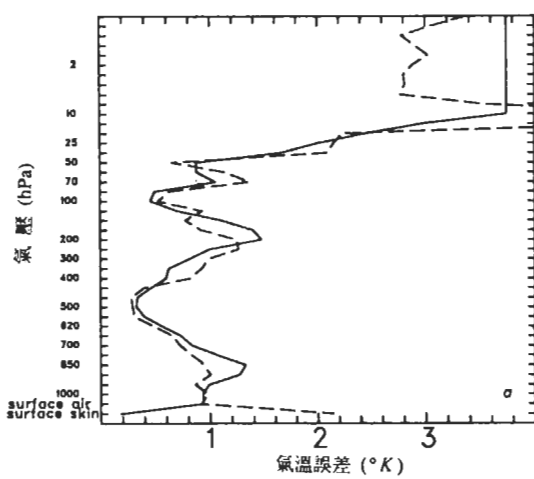


圖 12 1996 年 9 月 4 日 22 時的實際資料反演之誤差均方根(虛線)與數值預報場(背景場)之誤差均方根(實線)的比較。(a)與(b)同圖 3 說明。

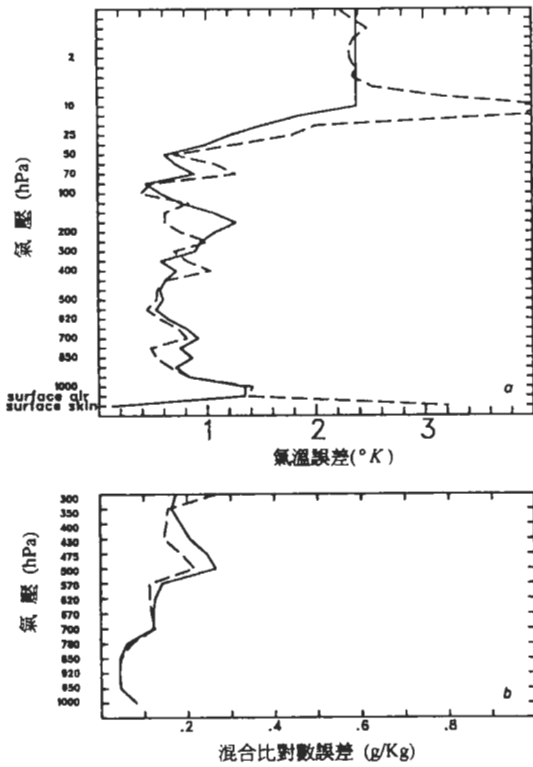


圖 13 1996 年 9 月 5 日 22 時的實際資料反演之誤差均方根(虛線)與數值預報場(背景場)之誤差均方根(實線)的比較。(a)與(b)同圖 3 說明。

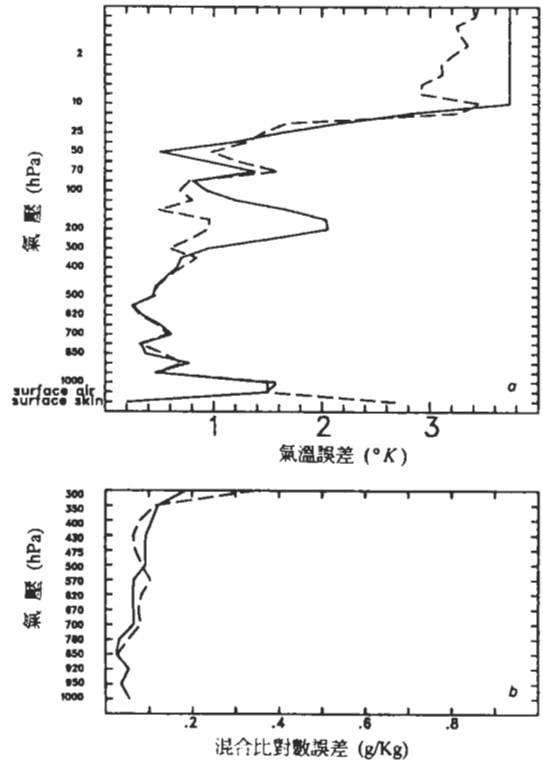


圖 14 1996 年 9 月 6 日 23 時的實際資料反演之誤差均方根(虛線)與數值預報場(背景場)之誤差均方根(實線)的比較。(a)與(b)同圖 3 說明。

五、討論與結論

本實驗中我們利用一維變分分析法比較雲高之誤差標準差、背景場誤差的垂直相關性及其對後續分析之重要性。我們也測試衛星觀測誤差的大小及收斂後的品質檢定等項目的敏感度，同時也比較有雲視場與無雲視場的反演剖面結果及測試在不同雲量、雲高設定下進行反演雲參數的情形。

初步的理想化資料測試結果顯示利用變分反演可以將背景場依衛星觀測值修正而減少誤差。在溫度剖面上，對中高對流層的修正約可減少 0.5°K 至 1.0°K 的誤差。在水汽混合比(g/Kg)取對數後的修正量亦約可減少 0.1 的誤差，主要亦出現在中高對流層，修正的位置與 Eyre(1989)的結果相似。雲高的背景誤差對溫、溼度剖面的修正量影響不大，但是影響衛星觀測反演成功收斂的點數。背景場誤差的垂直相關性與修正量間約成正比，誤差相關矩陣中的相關性減弱時，分析的修正量亦隨之減少。在各項測試中發現地表的溫度有 0.6

至 1.0°K 的修正量，但是對最低層的地面空氣溫度則無影響。

在尚未完成數值模式預報的誤差統計前，我們採用假設的誤差協方差矩陣來反演實際的衛星觀測資料。發現對實際衛星觀測資料個案的反演測試仍可減少誤差值，但修正量小於理想化大氣的測試結果，顯示採用的誤差協方差矩陣對反演品質有明顯的影響。對溫度的修正高度以 850hPa 及 200hPa 處較明顯，而水汽則以中高對流層較顯著，這些特性應與使用的誤差協方差矩陣有關。

雲參數為一維變分分析過程中參數的一部分，因此可避免濾雲過程中產生的誤差。由實驗中發現在全雲遮的情形下，反演收斂的個數隨雲高誤差標準差增加而減少，且反演雲參數的準確度亦隨之下降，但值得注意的是反演的溫度剖面在雲頂之上的結果並不受影響，足見雲高誤差標準差的增加並不影響分析結果的品質；亦即雲參數的初始估計(背景)值的誤差較大時，只會影響反演雲參數的品質與疊代求解的穩定性，但不會影響反演溫度剖面的結果。由實驗中發現當雲高誤差標準差小於 100hPa 時，可以有效提高反演的個數。因此，在真實的情形下應該找尋更精確的雲參數來源作為背景場，或是以阻尼的公式增加解的穩定度。在晴空視場時收斂的個數則明顯的不受制於雲高誤差標準差的大小。此外，對雲遮與晴空視場之比較中可以發現紅外頻道的固有特性，將來使用微波頻道的觀測儀器後應可避免這個現象。至於雲量與雲高的分析，尚需進一步的改進。在雲量的分析方面，可以結合高解析度的 AVHRR 資料加以改進，在雲高則因其依賴精確的溫度剖面，因此可能比較複雜。

除了雲參數改進的可能性外，我們也發現衛星觀測與輻射計算模式總和誤差的大小，明顯的影響反演溫、溼剖面的分析結果。由實驗中發現在各頻道誤差設定為 0.8°K 時仍可以有有效的改善背景場的溫、溼剖面。雖然在實際觀測資料中水汽頻道可能會有更大的誤差，但是在使用實際資料時尚需統計出實際狀態下各頻道的誤差標準差，以去除觀測系統在不同的大氣特性之系統性誤差。

相對於衛星觀測與輻射計算模式的總和誤差而言，背景場誤差的垂直相關性對於一維變分分析法的影響更明顯。當背景場誤差相關性增加時，分析的溫溼剖面有明顯改善。主要是歸因於背景場誤差相關性提高後，觀測的資訊較容易自高資訊密度區傳至低資訊密度區的緣故。而由分析理論的誤差討論上更可看出，後續分析的權重設定是否適當，決定於背景場誤差矩陣是否能正確反映出背景場誤差的特性。因此對於當作背景場使用的數值預報模式的誤差分析將是未來的研究重點之一。

實際資料的測試中發現當分析場與預報場接近時，反演的剖面反而偏離分析的剖面的情形，除因衛星觀測資料的解析度不足，反而干擾原大氣剖面外。另一個可能性為校驗用的分析場仍有改進空間，但是這種可能性需進一步的個案研究進行瞭解。實驗中結果也發現水汽場在中高對流層改進較大，這可歸因於水汽頻道中 11 及 12 兩個頻道於中上層水汽改變時觀測的輻射值改變較大。亦即觀測值對中上層水汽的變化較敏感。

與傳統的反演法相較，以輻射方程與變分分析為基礎的衛星輻射資料直接同化過程更容易與其他種類的觀測資料同時考慮。相對於同時物理反演法，一維變分同化除亦具有同時考慮整個垂直溫溼剖面及容易納入其他種觀測資料外，藉由誤差協方差矩陣的設定亦較容易掌握觀測資料與背景資料的誤差。同時，在實際應用上，反演模式與前推模式分開成兩部份，將複雜的輻射傳遞問題留在以輻射方程為主的前推模式中，而反演部份則採用變分法。如此，單純改進輻射方程的模擬或改進數值預報模式均能改進同化結果，在作業上亦有較方便的改進空間。另一方面，利用一維變分方法也較容易與整個同化系統結合推廣至三維(乃至四維)變分分析與同化。目前歐洲中長期天氣預報中心與美國國家環境預報中心均已利用三維變分分析直接同化衛星輻射資料(Andersson *et al.* 1992; Pailleux *et al.* 1991; Anderson *et al.* 1992; Wu and Derber 1997)。

誌 謝

本文蒙中央氣象局衛星中心顏泰崇主任與王光華課長鼎力支持，張拱祿先生與沈秀蓉小姐提供寶貴意見，資訊中心吳石吉先生、科技中心陳雯美小姐在數值預報資料上的協助及蕭永立小姐悉心打字，並感謝審察者提供之寶貴意見。本文於國科會 NSC84-2111-M-052-008 AP4 及 NSC85-2111-M-052-004 AP4 專題計畫下補助完成。

參考文獻

- 李尙武、陳雯美，1996：衛星資料與傳統探空資料在四維資料同化結果之比較。84 年度天氣分析與預報研討會論文彙編，246-250，1996 年 3 月 4~6 日，台北。
- 洪景山，1994：衛星探空資料(SATEM)在有限區域模式中應用之研究。83 年度天氣分析與預報研討會論文彙編，115-121，1994 年 11 月 24~26 日，台北。
- 曾忠一，1987：氣象遙測資料的客觀分析。中央研究院物理研究所，台北、台灣。
- 劉振榮、陳萬金，1992：同時物理反演法在 TAMEX 期間反演結果之分析。**大氣科學**，20，135-152。
- 劉振榮、陳萬金，1993：應用 AVHRR 資料在 HIRS/2 視場雲量估算之研究。**大氣科學**，21，23-53。
- Anderson, E., J. Pailleux, J-N. Thepant, J. R. Eyer, A. P. McNally, G. A. Kelly, and P. Courtier, 1992: Use of Radiances in 3D/4D Variational Data Assimilation. *Workshop Proceedings in "Variational assimilation, with special emphasis on three-dimensional aspects"*, 9-12 November 1992, ECMWF, 123-156.

- Aoki, T., 1980: A method for matching the HIRS/2 and AVHRR pictures of TIROS-N satellites. *Tech. Note No 2, Met. Sat. Center, Japan*, 15-26.
- Chedin, A., N. A. Scott, C. Wahiche, and P. Moutinier, 1985: The improved initialization inversion methods: a high resolution physical method for temperature retrievals from the TIROS-N series. *J. Climat. Appl. Meteorol.* **24**, 128-143.
- Daley, R. 1978: Variational nonlinear normal mode initialization. *Tellus*, **30**, 201-218.
- Durand, Y., 1985: The use of satellite data in the French high resolution analysis. *Proceedings of the ECMWF Workshop on 'High resolution analysis'*, Reading, 24-26 June 1985, 89-127.
- Eyre, J. R., 1989 Inversion of cloudy satellite sounding radiances by nonlinear optimal estimation *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **115**, 1001-1237.
- Eyre, J. R. and A. C. Lorenc, 1989 direct use of satellite sounding radiances in numerical weather prediction. *Meteorol. Mag.*, **118**, 13-16.
- Eyre, J. R., 1991 A fast radiative transfer model for satellite sounding system *ECMWF Tech. Memo*, **176**, 28pp
- Eyre, J. R., G.A. Kelly, A.P. McNally, E. Anderson, and A. Persson, 1993 Assimilation of TOVS radiance information through one dimensional variational analysis. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **119**, 1427-1463.
- Le Demit, F. X. and O. Talagrand, 1986: Variational algorithm for analysis and assimilation of meteorological observations: Theoretical aspects. *Tellus*, **38A**, 97-110.
- Lorenc, A. C., 1986: Analysis methods for numerical weather prediction. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **112**, 1177-1194.
- Mo, M. O., X. L. Wang, R. Kistler, M. Kanamitsu and E. Kalnay, 1995: Impact of satellite data on the CDAS-reanalysis system. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 124-139.
- McNally, A P., M. Vesperini, 1995 Variational analysis of humidity information from TOVS radiances. EOMETSAT/ECMWF fellowship programme *RESEARCH REPORT No.1*.
- Pailleux, J., W. Heckley, D. Vasiljevic, J.-N. Thepaut, F. Rabier, C. Cardinali, and E. Andersson, 1991: Development of a variational assimilation system. *ECMWF Tech. Memo 179*. pp 51.
- Rodgers, C. D., 1976 Retrieval of atmospheric temperature and composition from remote measurements of thermal radiation. *Rev. Geophys. Space. Phys.*, **14**, 609-624.
- Salstein, D. A., R. D. Rosen, W. E. Baker, and E. Kalnay, 1987: Impact of satellite-based data on FGGE general circulation statistics. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **113**, 255-277.
- Sasaki, T., 1958: An objective analysis based on the variational method. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **36**, 738-742.
- Sasaki, T., 1970: Some basic formalisms in numerical variational analysis. *Mon. Wea. Rev.* **98**, 875-883.
- Sasaki, T. and J. S. Goerss, 1982: Satellite data assimilation using NASA data system test 6 observations. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 1635-1644.

- Smith, W. L., C. M. Havden, A. J. Schrenier, and J. F. LeMarshall, 1984: The physical retrieval TOVS export package. Pp. 227-278 in *Tech. Proc. 1st International TOVS Study Conf.* Igls, Austria, 29 August-2 September 1983, Ed. W. P. Menzel, Report of CIMSS, Univ. of Wisconsin-Medison
- Smith, W. L., H. M. Woolf, C. M. Havden and A. J. Schrenier, 1985: The simultaneous export retrieval package. Pp. 224-253 in *Tech. Proc. 2nd International TOVS Study Conf.* Igls, Austria, 18-22 February 1985. Ed. W. P. Menzel, Report of CIMSS, Univ. of Wisconsin-Medison.
- Soliz, P. and J. Fein, 1980: Kinetimatic analyses for a major winter storm during Amtex 75. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **58**, 16-32.
- Tracton, M. S., A. J. Desmarais, R. J. van Haaren, and R. D. McPherson, 1980: The impact of satellite soundings on the National Meteorological Center's analysis and forecast system - The data system test results. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 543-586.
- Tribbia, J. J. 1982: On variational normal mode initialization. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 455-470.
- Wu, W.-S. and J. C. Derber, 1997: Direct use of TOVS radiances in NCEP's SSI analysis system. Proceedings of Meteorology, Conference on Weather Analysis and Forecasting, March 3-5, 1997, Taipei, ROC.

One Dimensional Variational Retrieval Scheme on the Satellite Observed Radiance

Chien-Ben Chou

Shang-Wu Li

Central Weather Bureau

ABSTRACT

The motivation of this study is to achieve the direct use of the satellite observed radiance in a numerical weather prediction model. This experiment utilizes the one-dimensional variational (1D var) analysis and an iteration scheme to assimilate the radiance of the idealized atmospheric profiles and the observed TOVS radiance. The idealized profiles are used as a 'true value' for the evaluation in this experiment. Random errors are added to the idealized data for the background and simulated satellite observations. The preliminary results of this experiment show the variational assimilation scheme can reduce the analysis error from its background error. The temperature analysis in the middle and upper troposphere has been improved $0.5^{\circ} K$ to $1.0^{\circ} K$ from its background error. The mixing ratio (g/Kg) in logarithm has also shown a 0.1 improvement in the similar level. The on the temperature and moisture improvements are not sensitive to the error of the initial cloud height estimation. However, the initial error of the cloud height affects the number of the convergence in the iterational scheme. Significant improvements of $0.6^{\circ} K$ to $1.0^{\circ} K$ are found on the soil temperature. The error covariance plays an important role in the variational assimilation scheme. It receives minor improvements by applying the hypothetical error covariance matrix to assimilate the real TOVS radiance. This may due to the error covariance matrix is not consistent with the characteristics of the numerical model forecast.

Key words: Retrieval, Data Assimilation.