

中央氣象局有限區域巢狀模式的初始化過程

柳再明¹ 張偉正²

1. 中央氣象局氣象資訊中心
2. 美國海軍研究院

摘要

中央氣象局有限區域預報系統,所使用的非線性垂直正模初始化(nonlinear vertical normal mode initialization)的原理,是根據Bourke和McGregor(1983)。其方法不需要去定出區域模式的水平結構(horizontal structure),而是利用Machenhauer(1977)早已發展好的反覆原理(iterative algorithm),僅需定出垂直結構函數(vertical structure function),也就是說只面對重力波而無需考慮羅士培波(Rossby waves)。這個方法即是所謂垂直模初始化(vertical mode initialization;VMI)。在本文中,我們詳盡測試VMI在實際作業的效益。結果顯示不論是在熱帶,或是有天氣系統的地區,VMI在模式的初始積分階段(0-6小時),都可達到抑制假重力波產生的目的。

一. 簡介

初始化的目的,在避免模式初始積分階段所產生的假重力波,這些假重力波是模式初始動量場和質量場之間存在不平衡所致(以中央氣象局(Central Weather Bureau; CWB))的作業模式來說,便是不滿足原始方程(primitive equation; PE)。因此模式開始積分後,由於動量場和質量場不平衡,因而有地轉調節的現象出現,大量的重力波被釋出。這些重力波的振幅由數個百帕(hpa)到拾多個百帕,對綜觀天氣場的強度影響甚巨。我們可以說,模式0-6小時的預報場,尙處地轉調整階段,假重力波混亂了預報場,使得0-6小時的預報場不具可用性。而初始化的目的,便是要抑制0-6小時預報場的假重力波,俾以短時間的預報場能為所用,同時也因而能增進四維資料同化使用較短時間之預報場所得的效益。

多年來數值模式之初始化所採取的方式,大致可分為五類(參考Haltiner和Williams 1980),其為衰減技巧(damping techniques),靜初始化(static initialization),變分法(variational method),正模分解法(normal mode expansion)以及變分正模初始化(variational normal mode initialization)。以下我們簡述上述方法:

1. 衰減技巧

用某些積分方法可以選擇性的衰減高頻波動,如Euler backward法(或者稱Matsuno 1966法)可以有效的衰減高頻重力波。然而Okland(1972)指出Matsuno法在熱帶地區,對水平尺度較大的高頻內模(internal mode)或是重力波,並無法作有效的衰

減。Talagrand(1972)提出在動量方程中納入一幅散的衰減項,似乎有效的達到衰減高頻的振幅,然而不幸的,這方法會在地形附近,產生不正常的高壓。

2. 靜初始化

靜初始化的方法,泛指使用動力的平衡關係式來調整資料,以達成減少或削去雜訊的產生。如顯示分離(split-explicit)時間積分法,可降低外重力波的振盪振幅。也如在 σ 面上,使質量場滿足某關係式,搭配側邊界條件的一致性,也能有效的抑制模式初始積分的假重力波。平衡方程的使用也能達成初始化的初步目的,而使用平衡方程的缺點是無法求得幅散風。

3. 變分法

Sasaki(1958,1969)根據變分計算學(Calculus of variations)發展一套初始化的方法,限制客觀分析場和調整後的場之間的差值達最小,且調整過程受動力理論所控制。所使用的動力理論可以有平衡方程、流體靜力方程、動力方程的準靜狀態(steady-state)、能量及質量保守關係、質量幅散限制等。使用的動力理論不同,推導出的變分方式有的極其複雜,甚而無法實際應用。

4. 正模展開

針對上述第2項靜初始化,區分有大幅散的重力波,與有大渦度但幅散甚小的準地轉型式之羅士培波的方式,Dickinson和Williamson(1972)指出如此區分方式在熱帶有其困難度,因此其利用不同模的表示法來作。由觀測資料就可展開各個模,依需求可對不同模作不同的處理而達到模式的需求。而

Williamson 和 Dickinson(1976) 應用這些正模的觀念，建立一套方法在 NCAR GCM 模式中使用。

5. 變分正模初始化

Daley(1978) 應用變分法在正模初始化的程序上。只用平衡方程的關係式(如 Barker, Haltiner, 和 Sasaki, 1975, 1976) 和 (Barker 等 1977)，無法得幅散風場，而正模法可以有幅散風。線性的正模初始化，可達成去除假重力波的目的，然而其非線性項會再度產生高頻雜訊，而非線性正模初始化(Machenhauer 1977, Baer 1977) 可以克服這些困難，Daley 的變分正模法同樣也可以達到同等的效果。

二、原理

PE 斜壓預報模式的初始化方面，Machenhauer (1977) 及 Baer(1977) 二人不約而同在非線性正模初始化(Nonlinear Normal Mode Initialization; NNMI) 方面有具體的進展、模式中激發出來的假重力波(spurious gravity wave) 被有效的消除，而假重力波是長久以來就存在的問題。這種成功的有效控制重力波的進展，對數值天氣預報中心要發展資料同化方法是很重要的，尤其短時間(如 6 小時) 可靠之預報場的使用。

NNMI 是為全球或半球數值模式而發展的。基本上來說 NNMI 的數學，是定出線性方程組的自由正模(free normal modes)。以淺水方程為例，此即為解拉普拉斯潮汐方程(Laplace tidal equations)。而就斜壓模式而言，當加入垂直結構函數(vertical structure functions) 後，其即是考慮不同相當深度(equivalent depth) 所對應之特徵函數及特徵值。在區域模式方面，因為存在邊界的問題及水平結構函數無法自然分離，所以其特徵函數的解變得特別複雜。因此 NNMI 在全球及半球的使用情形，無法立即應用在有限區域模式中。CWB 有限區域預報系統(limited forecast system; lfs), 所使用的非線性垂直正模初始化(nonlinear vertical normal mode initialization) 的原理，是根據 Bourke 和 McGregor (1983)。其方法不需要去定出區域模式的水平結構(horizontal structure)，而是利用 Machenhauer(1977) 早已發展好的反覆原理(iterative algorithm)，僅需定出垂直結構函數(vertical structure function)，也就是說只面對重力波而無需考慮羅士培波(Rossby waves)。當垂直模各自被分開後，我們對相速度較快的模(第 1、2、3 模)，要求其輻散及重力位高度的趨勢(tendency) 等於零，這個方法即是所謂垂直模初始化(vertical mode initialization; VMI)。

三、結果與討論

中央氣象局第二代有限區域模式，具有多層巢狀(nested) 的功能。初步上我們設定粗細二種網格，圖 1a、圖 1b 乃粗細網格的範圍，粗細網格其網格距各為 60 公里、20 公里，二者網格點數各為 (161×121) 與 (91×91) 。垂直採 σ 座標，垂直分層見表 1，共有 20 層，也就是說有 20 個垂直模。粗細網格各自 20 個垂直模的相當深度(H) 以及相速度(C) 見表 2。一個淺水方程，其垂直模，即是其特徵函數，而相速度即是其特徵值，且他們之間有 $C^2 = gH$ 的關係

式。垂直模決定出後，每一垂直模有自己的相當深度作為其量高(scale height)，來決定自己的一組淺水方程，因此不同的垂直模就可分開。而由單獨的一組淺水方程，就可討論其水平模的結構，區域模式的初始化沒有處理水平模，本局全球模式則有設定其水平模的截斷頻率在 $(24h)^{-1}$ 左右。圖 2 是粗細網格的探空，C 線是粗網格，F 線是細網格，探空決定垂直模的結構。圖 3 是粗網格 20 個垂直模的結構，圖 3a 是第 1、2、3 個垂直模，依次圖 3b 是第 4、5、6 個垂直模... 直至圖 3g 是第 19、20 個垂直模的結構，第一個垂直模在垂直方向，幾乎沒有變化，是屬於正壓大氣，其量高 9.5 公里(見表 2) 近乎自由大氣的量高，第二個垂直模在垂直方向有一次變號，是屬於斜壓大氣，大致來說第 n 個垂直模和 y 軸有 $n-1$ 個交點。自第 9 個垂直模以上，其相當深度都很薄(小於 10 公尺)，第 20 個模的相當深度甚至小於 1 公分，因此這些能量很少的高頻模之內重力波被陷在很薄的大氣中。圖 4 是細網格的 20 個垂直模之結構，和圖 3 粗網格的結論大約一致。圖 3 及圖 4 每一對應的模，其正負號隨高度的變化不一定相同。如粗網格的第一個模是負號，但細網格的第一個模是正號，然而正負號的差別並不影響初始化的結果，意即，如果將所有的垂直模都乘一個負號，初始化的結果完全相同。我們區域模式的垂直模之結構以及相當高度的值，和文獻上所見的大約是一致的，見表 3a、表 3b (取自 errico 1987) 各是 CCM1 (NCAR Community Climate Model; Williamson 等 1987) 12 層模式以及 MM4 (version 4 of the mesoscale model developed jointly at The Pennsylvania State University and NCAR) 10 層模式。表 3a 及 3b 使用相同的探空，然而因為 MM4 設定的大氣層頂較低，所以外重力波(external gravity wave) 的相當高度較 CCM1 低了 1 公里半。相當深度的值取決於模式的垂直分層及模式頂，因此我們區域模式的相當高度(見表 2) 不能和表 3a、表 3b 直接比較，(因為所定義的垂直分層有很大的差異)。然而二者仍有許多的相似性，如每一模相當深度依次遞減的情形，以及表 3a 的第 12 模，其相當深度小於 1 公尺，而我們的表 2 在第 13 個模之相當深度小於 1 公尺。圖 5a、5b 各是 CCM1 12 個模及 MM4 10 個模的垂直結構。和我們區域模式的粗細網格(圖 3 及圖 4)，有極其相似的特性。表 4 及圖 6 是 NOGAPS (Navy's operational of Global Atmospheric Prediction System) 所提出的 30 天模擬之平均探空以及對應之相當深度和垂直結構。NOGAPS 的結果和 CCM1 的結果極其相近。因此由文獻發表的表 3、表 4 及圖 5、圖 6，對照 CWB lfs 的表 2 及圖 3、圖 4，他們之間極其類似，也就是說 CWB lfs 的特徵函數及特徵值(亦即垂直結構及相速)，是正確的。本文的目的，即是在說明 CWB 的 lfs 正確使用 Bourke 和 McGregor(1983) 之非線性垂直正模初始化的原理。

當垂直模各自被分開後，我們對相速度較快的模(第 1、2、3 模)，要求其輻散及重力位高度的趨勢(tendency) 等於零，此即所謂垂直正模初始化。在運算過程中解橢圓方程，我們採 5 次的反覆運算。圖 7 是前三個模的輻散差值(diverge nt deviation) 的 5 次反覆運算之收斂情形，A、B、C 線是粗網格的第 1、2、3 個模，D、E、F 線是細網格的第 1、2、3 個模。第 1 個模的收斂精確度比第 2 個模高，同

樣的第2個模比第3個模收斂精確度高(相速愈快的模愈容易收斂)。第4個模(含)以上收斂情形不佳,且其相速度不快也不須處理。圖7中指出就同一個模而言,細網格比粗網格有較好的精確度(相差約一個數量級)。然而就原理而言,細網格比粗網格有較多的小尺度現象,也就是輻散場較為零亂,各個模較不易收斂,精確度會比粗網格來得差。然而在我們測試資料中,因為細網格沒有自己的客觀分析,是拿粗網格的客觀分析作內插而得,所以細網格的客觀分析沒有包含細網格應有的小尺度現象,因而圖7才顯示細網格比粗網格有較好精確度之不正常的結果。另外我們也可以只處理兩個模,第3個模不處理,見圖8a, A、B線是前參個模處理時第1個及第2個模的輻散偏差之收斂, C、D線是只處理兩個模的第1及2個模的收斂精確度。就第1個模而言,只處理兩個模的C線,似乎比處理參個模的A線精確度高一個數量級,同樣的第2個模也得相同的結論。然而圖8a並不表示模式只作兩個模會比作參個模有較好的調整,圖8a僅表示只作兩個模的調整量較少,所以收斂精確度較高。圖8a是粗網格的結果,圖8b則是細網格的結果,和粗網格結論的相同。其中圖9表示初始化前後,動量場及質量場的改變,圖9a是風場的u分量的均方根誤差(root-mean square error; RMS error), RMS誤差的計算方式為

$$RMS \ error = \sqrt{\frac{\sum_{i,j}^{M,N} (A_I - A_0)_{i,j}^2}{M \times N}}$$

上式中 A_I 指初始化後的變數 A , A_0 指初始化前(客觀分析後)的變數 A , 而共有 $(M \times N)$ 個網格點。圖9a表示,由底層至中高層風場u分量之調整量的均方根誤差僅約 $0.5(m/s)$, 而約在對流層頂調整量才會大於 $1.5(m/s)$ 。圖中2線指只處理兩個模,3線指共處理3個模,兩個模的調整量比3個模要來得小。圖9b是風場v分量,和圖9a的u分量結論約一致。圖9c是溫度的調整量,中高層以下的調整量約在 $0.2(K)$ 以下,約在高層的對流層頂,溫度的調整量才會大於 $1(K)$ 。客觀分析的資料大都是探空,探空在高層有較大的不準度,導致質量場與動量場的不平衡也更明顯,所以圖9a、圖9b及圖9c參圖得高層的調整量遠大於低層之一致的結論。這裡的結果和 Bourke 和 McGregor(1983)的 fig.4 類似。圖9d是 σ 的調整量,處理參個模比僅處理兩個模,有相當大的 σ 調整(約兩倍)。調整質量場與動量場,使其滿足 PE 正是初始化的目的,而滿足 PE, 質量場及動量場所描述的天氣系統結構更完整,也就能提供比客觀分析更強的垂直速度(σ)當模式的初始場,使模式的初始場掌握更佳更強的垂直速度,也就較能正確模擬天氣系統的發展,縮短模式預報加速(spin-up)時間,因此圖9d除了初步肯定垂直正模初始化的重要性之外,也指出區域模式不能僅處理兩個模,還須處理第3個模。圖9是粗網格的結果,圖10則是細網格的結果,大致和粗網格結論一致,而且細網格比粗網格有更大的垂直速度之調整。

圖11是1994年1月24日的0000UTC的海平面氣壓之客觀分析,東亞地區是一高壓出海的天氣系統,台灣地區處於高壓回流的系統下,日本群島有阿留申低壓。以單點的天氣預報變化可以清楚顯示初始化的效果所在。在粗網格部份我們取了A、B

、C、D四個點,其位置各為A:(138.9° E, 11.5° N), B:(116.2° E, 29.4° N) C:(86.4° E, 42.7° N), D:(145.1° E, 44.1° N)。A點檢視熱帶系統的情形, C點看青藏地形尾都的情形, D點看阿留申低壓系統的情形,在細網格只取兩點, E點及(116.8° E, 29.8° N)點(此點和B點相近,可作比較), E點的位置在(122° E, 25.1° N)作為檢視台灣地形的影響情形。圖12為粗網格A、B、C、D四點12小時(360個積分時階)地表氣壓(terrain pressure)的預報曲線,圖中A線是以客觀分析為初始場的地表氣壓預報曲線, B線是以初始化為初始場的地表氣壓預報曲線。結果顯示, A點因位於熱帶地區, A線指出0-6小時地表氣壓預報的假重力波, 振幅可達7個百帕。熱帶地區觀測資料缺乏, 客觀分析場(本次測試資料尚採 Barnes 1973的方法), 動量場與質量場極不平衡, 因此以客觀分析為初始場的A線在0-6小時幾乎全受假動力波干擾。反觀以初始化為初始場的B線成功的免除0-6小時假重力波之干擾。B點及C點因位在陸地上, 觀測資料較密集, A線中0-6小時假重力波振幅較小, 而初始化(B線)能有效的去除初始(0-6小時)的假重力波。D點阿留申低壓附近, Barnes的客觀分析方法, 對有大梯度的阿留申低壓系統掌握尚不完善, 以客觀分析為初始場的A線, 在0-6小時假重力波仍振盪不已, 反觀初始化的B線, 很有效的免除這些假重力波。圖13是細網格的12小時地表氣壓預報曲線, 圖13a的位置和圖12的B點很相近, 二圖的曲線走向變化也很相近, 二者0-6小時的假重力波之振幅都約4.5百帕。細網格的初始場是由粗網格內插而來, 細網格沒有自己作客觀分析, 因此圖13a及圖12b顯示, 細網格似乎未能掌握20公里網格距應有的小尺度現象。圖13b是E點台灣複雜地形對地表氣壓預報的影響情形。以客觀分析為初始場(A線)的細網格, 假重力波快速振盪不已(比粗網格的頻率快)。初始化(B線)對台灣複雜地形, 仍有效的達成抑制假重力波的產生。

許多學者指出, 對模式初始場作些許的改變在某個預報時階, 可能會得完全不同的預報場, 以客觀分析作預報, 雖然其產生的假重力波, 較明顯的是在6小時預報之前, 然而6小時過後, 預報場和以初始化為初始場的預報場, 已有明顯的差距(圖12及圖13), 這種差距或許影響不大, 但或許會產生完全不同的預報場。見圖14a是圖12中A點的24小時(720積分時階)地表氣壓預報。12小時之後, 客觀分析(A線)和初始化(B線)的地表氣壓預報差別不大。然而圖14b是細網格的某一點(127.2° E, 25° N)的24小時地表氣壓之預報, 在520積分時階(約17小時)似乎產生混沌(chaos)。圖15中對圖14的處理方式可以將圖14看得更清楚, 圖15a是將圖14a的二線相減(客觀分析的預報減去初始化的預報), 以客觀分析為初始場, 在0-6小時預報所導致的重力波可以看得更清楚, 之後二者有少許差別。圖15b則是圖14b二線的相減, 500積分時階之前, 圖15b大致和圖15a類似, 500積分時階之後, 圖14b中疑似混沌的現象, 在圖15b中更明顯, 客觀分析和初始化的地表氣壓差距, 比0-6小時時更明顯, 高達2百帕。初始化不僅在0-6小時抑制假重力波, 6小時之後, 因為和客觀分析的預報場有不可忽視的差距, 因此初始化的影響涵蓋整個預報時間。只處理

兩個模的改變量較少(圖9及圖10),圖16中B線是處理參個模, C線是只處理兩個模, 而A線是客觀分析的地表氣壓之預報, C線和A線較接近, 也就是說兩個模的調整量較少, 其初始場和客觀分析較接近。圖17是 $\sigma = 0.505$ 的溫度(圖17a)、風場u分量(圖17b)、垂直速度($\hat{\sigma}$) (圖17c)的預報。初始化對0-6小時假重力波的抑制, 在地表氣壓的預報曲線中較明確, 其他的氣象變數, 如圖17的溫度、風場及垂直速度, 都不是很明顯, 圖17中, 仍指出只處理兩個模的曲線(C線), 比處理參個模(B線), 較接近客觀分析(A線)。圖16、圖17中, 只處理兩個模的曲線(C線), 似乎顯示沒有完全抑制0-6小時重力波的產生。因此中央氣象局有限區域巢狀模式的初始化過程, 不能只處理前兩個模, 也必需處理第3個模。

四、結論

本文在理論及實際測試兩方面, 詳細探討了本局有限區域巢狀預報模式所使用的初始化方法—非線性垂直正模初始化(VNMI)。測試結果, 我們認為VNMI的方法, 在理論上, 合乎標準(如垂直模的垂直結構和文獻一致), 在實際測試上, 已達到初始化的要求(抑制0-6小時假重力波的產生)。我們認為本文有幾點重要的結論, 分述如下:

1. 模式的垂直分層, 尤其是模式的頂(model top)和相當深度的厚度, 息息相關, 當然也關係著重力波的相速。而模式的平均探空, 關係著垂直模的垂直結構。
2. CWB的有限區域巢狀模式, 不論粗細網格, 均須處理前參個模(處理兩個模不夠, 不但調整太少, 似乎也沒有完全去除模式初始預報階段的假重力波), 才能達到初始化的要求(另外由垂直速度的調整量也可知)。
3. VNMI的過程, 不論是在熱帶, 或是有強天氣系統的地區, 都能達到抑制0-6小時預報場之假重力波的產生。而我們要強調的是, 初始化方法的使用, 在有限區域48小時的預報過程裡, 可能產生完全不同的預報場(和不使用初始化者比較)。
4. 要檢查模式初始場不平衡所導致之假重力波的產生, 以地表氣壓隨時間的預報曲線最為明顯, 其他如溫度預報曲線、風、垂直速度預報曲線都沒有很明顯。
5. VNMI在理論及實際測試上完全合乎要求。

後續工作的討論方面, 由資料的詳細分析, 我們認為有以下幾點是值得提出來討論的:

1. 粗、細網格均需要有自己的客觀分析, 才能掌握自己網格尺度的天氣系統。在本文的探討中, 細網格的初始場是由粗網格的初始場內插而來, 我們因此發現細網格, 沒能掌握較小尺度應有的天氣系統。然而短時間內, 似乎在規劃上, 細網格尚沒有要自己作客觀分析。
2. Barnes客觀分析方法, 對洋面資料缺乏地區的無能為力, 導致假重力波更為明顯, 振幅更大。我們希望最佳客觀分析法(OI), 在這方面能有較好的補救。

3. 本研究是乾的初始化, 對熱帶, 低壓系統水汽較為豐沛的天氣現象之描述尚不完整, 希望後續工作, 濕的初始化(diabatic VNMI)加入水汽的效應, 增強垂直速度, 對熱帶系統等有水汽強效應的天氣系統, 能有更好的描述。

參考文獻

- Baer, F., 1977: Adjustment of initial conditions required to suppress gravity oscillations in nonlinear flows. *Contrib. Atmos. Phys.*, **50**, 350-366.
- Barker, E., G. Haltiner, and Y. Sasaki, 1977. Three-dimensional initialization using variational analysis. *Proceedings of the Third Conference on Numerical Weather Prediction of the American Meteorological Society, Omaha*.
- Bourke, W., and J. L. McGregor, 1983: A nonlinear vertical mode initialization scheme for a limited area prediction model. *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 2285-2297.
- Daley, R., 1978: Variational nonlinear normal mode initialization. *Tellus*, **30**, 201-218.
- Dickinson, R. E., and D. L. Williamson, 1972: Free oscillations of a discrete stratified fluid with application to numerical weather prediction. *J. Atmos. Sci.*, **29**, 623-640.
- Errico, R. M., 1989: Theory and application of nonlinear normal mode initialization. *NACR/TN-344+1A NCAR TECHNICAL NOTE*.
- Haltiner, G. J., Y. K. Sasaki, and E. H. Barker, 1975: A variational procedure for obtaining global balanced winds. *Proceedings of the JOC Study Group Conference of Four-Dimensional Data Assimilation. Paris, 17-21 November, 11*, 198-223.
- Haltiner, G., and E. H. Barker, 1976: Initial balancing with a variational method. *Analen Der Meteorologie. Neue Folge Nr. 11*, 119-121.
- Haltiner, G. J., and R. T. Williams, 1980: *Numerical Prediction and Dynamical Meteorology*, Wiley, New York.
- Machenhauer, B., 1977: On the dynamics of gravity oscillations in a shallow water model, with applications to normal mode initialization. *Contrib Atmos. Phys.*, **50**, 253-271.

Matsuno, T., 1966: Numerical integrations of the primitive equations by a simulated backward difference method. *J. Meteor. Soc. Japan*, Ser. 2, 44, 76-84.

Okland, H., 1972: On the balance, initialization and data assimilation in primitive equation models. *J. Atmos. Sci.*, 29, 641-648.

Sasaki, Y., 1958: An objective analysis based on the variational method. *Soc. Japan*, 36, 77-78.

Sasaki, Y., 1969: Proposed inclusion of time variation terms, observational in numerical variational objective analysis. *J. Meteor. Soc.*, 115-124.

Talagrand, O., 1972: On the damping of high-frequency motions in four-dimensional assimilation of meteorological data. *J. Atmos. Sci.*, 29, 1571-1574.

Williamson, D.L. and R.E. Dickinson, 1976: Free oscillations of the NCAR global circulation model. *Mon. Wea. Rev.* 104, 1372-1391.

Williamson, D.L., J.T. Kiehl, V. Ramanathan, R.E. Dickinson, and J.J. Hack, 1987: Description of NCAR Community Climate Model (CCM1) NCAR Technical Note, NCAR/TN-285+STR, 112 pp. [Available from the National Center for Atmospheric Research, P.O. Box 3000, Boulder, CO 80307, U.S.A.]

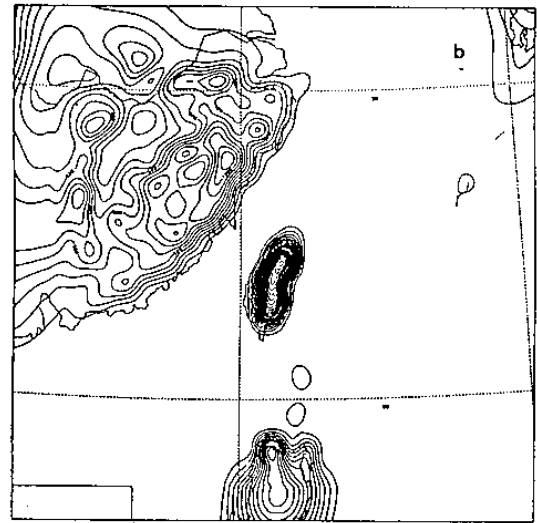
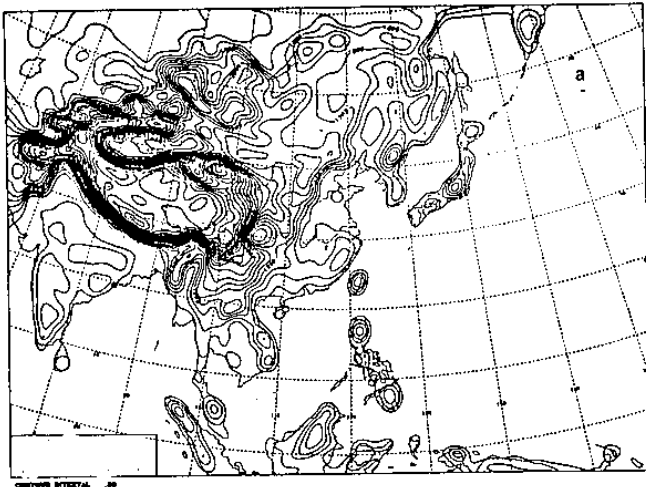


圖 1. 中央氣象局有限區域巢狀模式的範圍，圖中的等值線為地形等高線。

圖 a 為粗網格的範圍，圖 b 為細網格的範圍。

1	0.025
2	0.075
3	0.125
4	0.175
5	0.225
6	0.275
7	0.34
8	0.42
9	0.505
10	0.595
11	0.68
12	0.76
13	0.82
14	0.86
15	0.9
16	0.935
17	0.96
18	0.9775
19	0.99
20	0.9975

表 1. 為模式的垂直分層。

MODE	C-GRID(m/s) PHASE SPEED	H(m)	F-GRID(m/s) PHASE SPEED	H(m)
1	305.2	9503.78	307.5	9648.67
2	153.1	2390.92	149.3	2274.90
3	67.2	460.44	63.4	410.31
4	39.4	158.09	39.4	158.38
5	26.7	72.89	26.0	68.93
6	18.7	35.54	18.5	34.74
7	13.9	19.80	13.6	18.90
8	10.6	11.41	10.5	11.23
9	8.09	6.68	8.14	6.76
10	6.43	4.22	6.35	4.12
11	5.16	2.71	5.22	2.78
12	3.92	1.57	3.99	1.62
13	3.01	0.92	3.06	0.96
14	2.32	0.55	2.32	0.55
15	1.76	0.32	1.77	0.32
16	1.26	0.16	1.24	0.16
17	0.96	0.094	0.96	0.095
18	0.61	0.038	0.61	0.039
19	0.36	0.013	0.37	0.014
20	0.17	0.003	0.17	0.0029

表 2. 為粗細網格各垂直層的相速及相當高度。

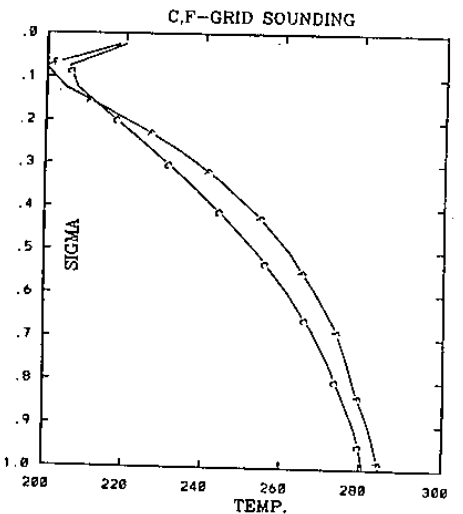


圖 2. 粗細網格的平均深度。

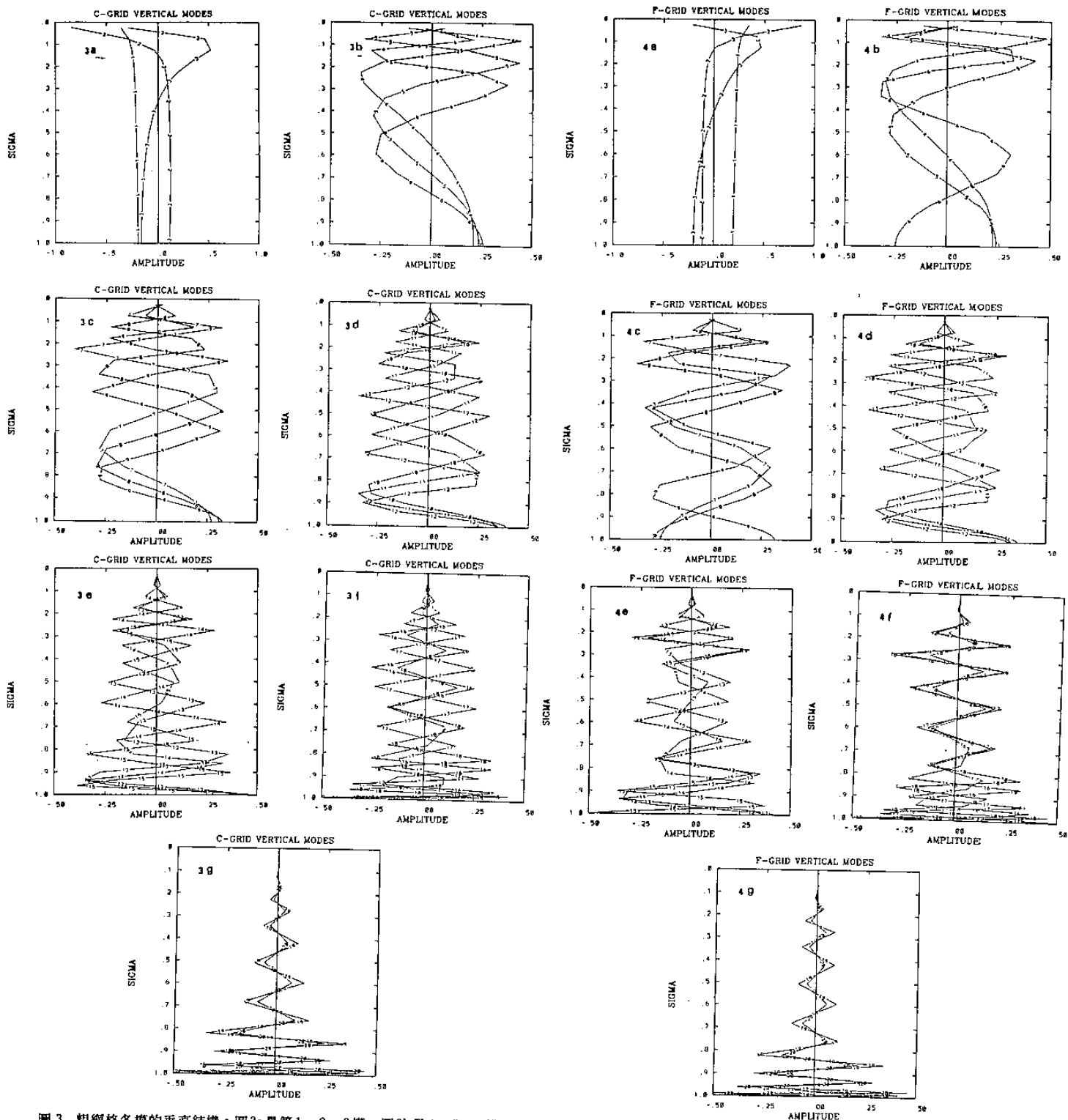


圖 3. 粗網各模的垂直結構。圖 3a 是第 1、2、3 模，圖 3b 是第 4、5、6 模，圖 3c 是第 7、8、9 模，圖 3d 是第 10、11、12 模，圖 3e 是第 13、14、15 模，圖 3f 是第 16、17、18 模，圖 3g 是第 19、20 模。

圖 4. 和圖 3 同，唯是細網格。

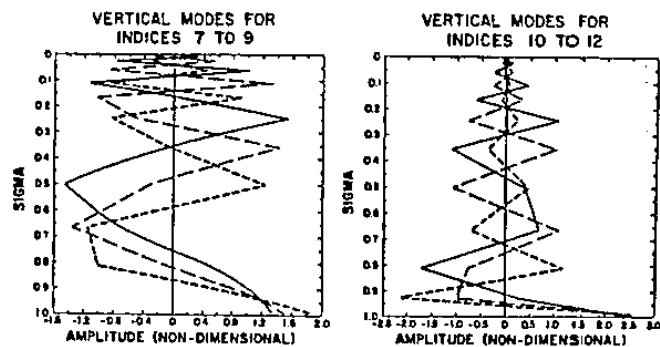
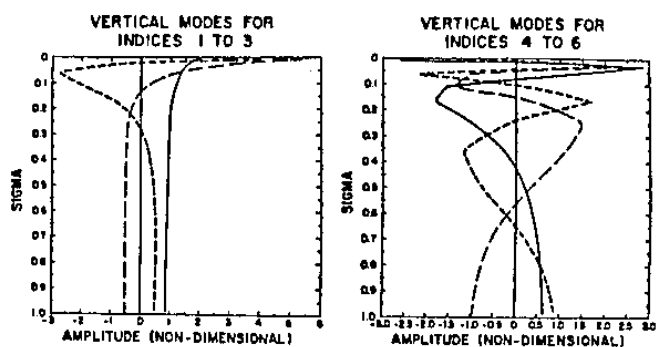


圖 5a. CCM1 第 1 至 12 垂直模的結構。

l	σ	$\bar{T}(K)$	$H(m)$
1	.009	218.15	9689.09
2	.025	218.15	3169.95
3	.060	218.15	806.46
4	.110	218.15	281.08
5	.165	218.15	131.86
6	.245	219.90	70.02
7	.355	235.99	30.51
8	.500	251.89	14.24
9	.664	265.87	6.98
10	.811	276.19	2.70
11	.926	283.25	1.06
12	.991	286.93	0.33

l	η	p	$\bar{T}(K)$	$H(m)$
1	0.008	8.99	229.25	9659.53
2	0.028	28.97	209.14	3224.16
3	0.049	49.95	198.15	801.71
4	0.092	92.91	198.12	308.66
5	0.136	136.86	214.05	130.55
6	0.187	187.81	217.82	63.85
7	0.247	247.75	227.33	40.60
8	0.315	315.69	236.96	21.30
9	0.393	393.61	247.70	11.48
10	0.482	482.52	258.23	6.63
11	0.575	575.43	266.92	3.99
12	0.669	669.33	273.94	2.35
13	0.759	759.24	279.79	1.45
14	0.839	839.16	283.94	0.75
15	0.904	904.10	287.66	0.40
16	0.950	950.05	290.40	0.18
17	0.978	978.02	291.83	0.10
18	0.995	995.01	292.08	0.02

表 3a. 是 CCM1 的垂直分層、探空、相當高度。

l	σ	$\bar{T}(K)$	$H(m)$
1	.05	218.15	8050.61
2	.15	218.18	422.04
3	.25	232.07	109.48
4	.35	243.12	33.77
5	.45	252.38	13.75
6	.55	260.38	6.33
7	.65	267.46	3.04
8	.75	273.82	1.40
9	.85	279.60	0.54
10	.95	284.92	0.13

表 3b. 和表 3a 同唯是 MM4。

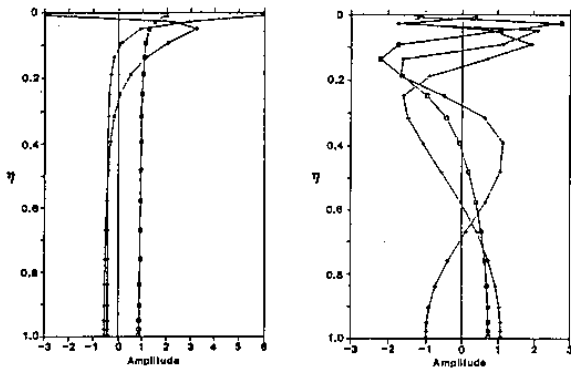


圖 6. 是 NOGAPS 第 1 至 6 垂直模之結構。

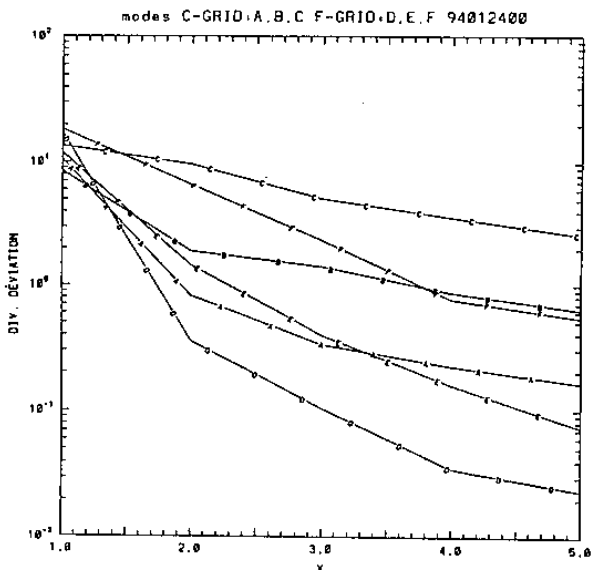


圖 7. 第 1、2、3 模的收斂情形，圖中 A、B、C 線是粗網格，D、E、F 線是細網格，A、D 線是第 1 模，B、E 線是第 2 模，C、F 線是第 3 模。

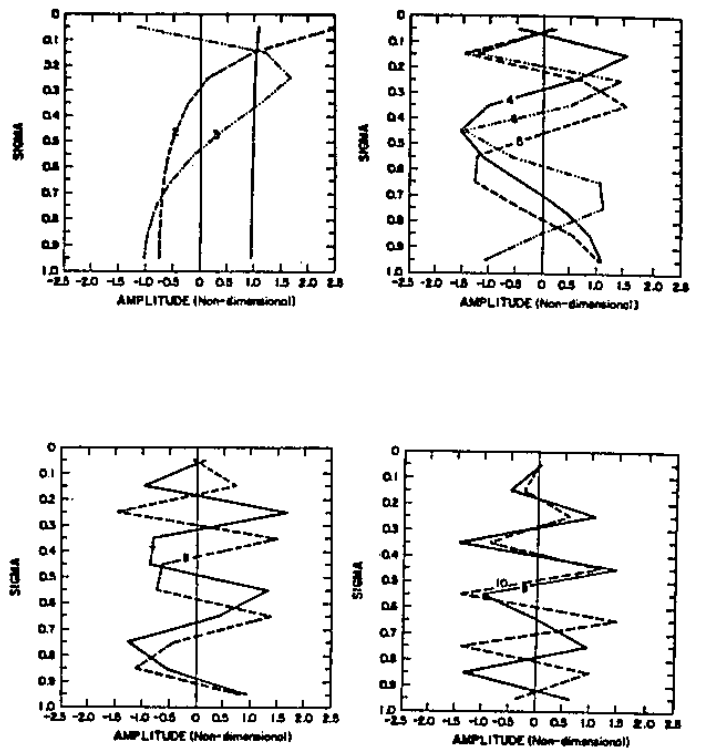


圖 5b. 和圖 5a 同，唯是 MM4。

表 4. 和表 3a 同，唯是 NOGAPS。

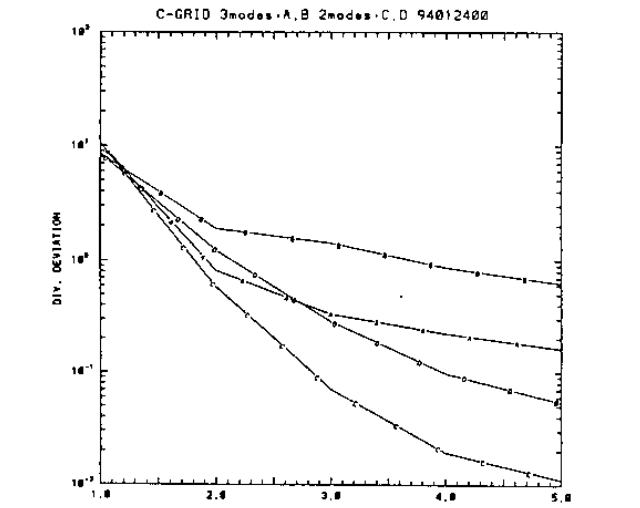


圖 8a. 粗網格總共處理三個模的第 1 模 (A 線)，及第 2 模 (B 線)，只處理兩個模的第 1 模 (C 線) 及第 2 模 (D 線)。

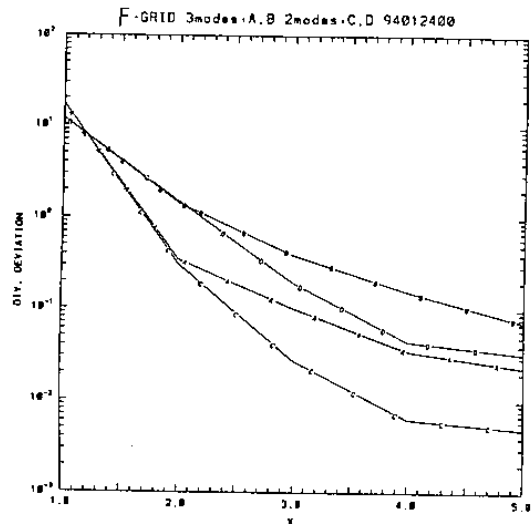


圖 8b. 和圖 8a 同，唯是細網格。

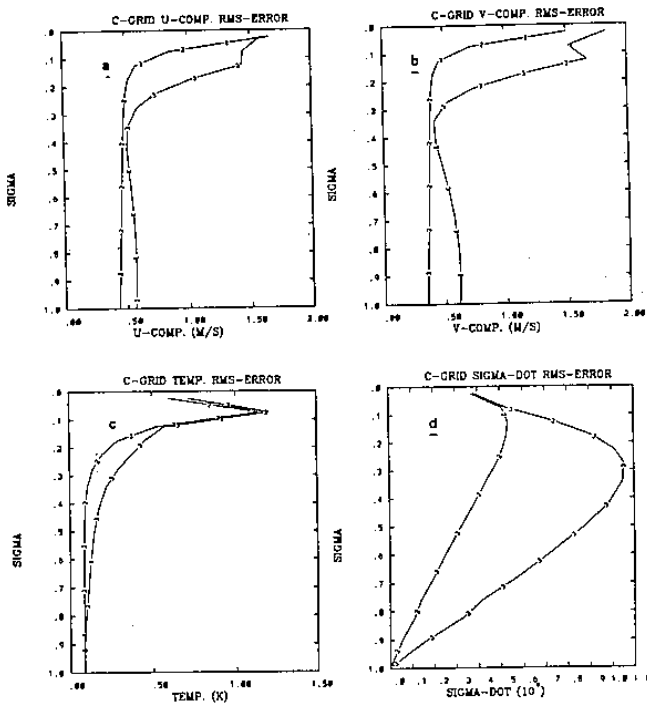


圖 9. 粗網格初始化前後的差值，y 軸是垂直分層，x 軸是均方根誤差 (RMS error)，圖 9a 是風速 u 分量，圖 9b 是風速 v 分量，圖 9c 是溫度，圖 9d 是垂直速度。

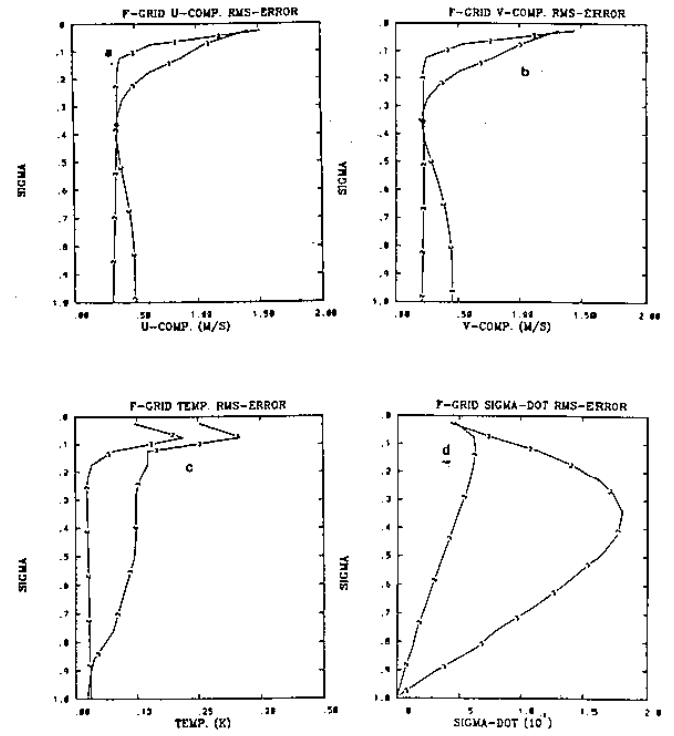


圖 10. 和圖 9 同，唯是細網格。

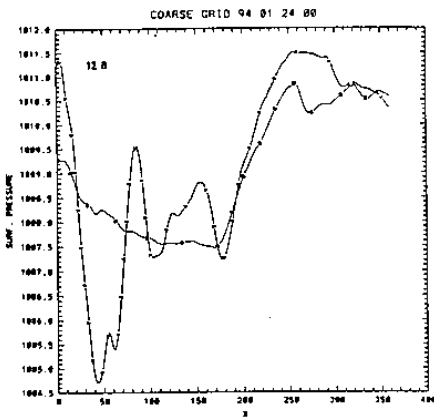


圖 12. 粗網格地表氣壓的 12 小時預報曲線，A 線是以客觀分析當初始場，B 線是以初始化當初始場。圖 12a 是 A 點，圖 12b 是 B 點，圖 12c 是 C 點，圖 12d 是 D 點。

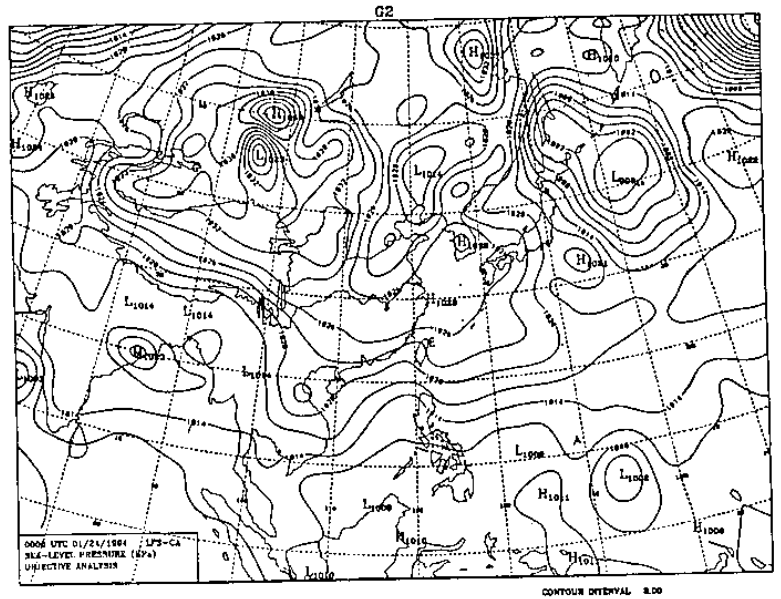
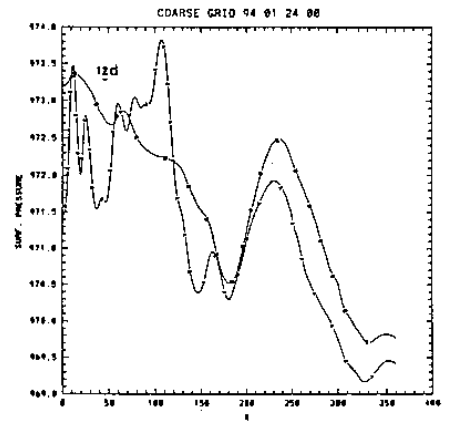
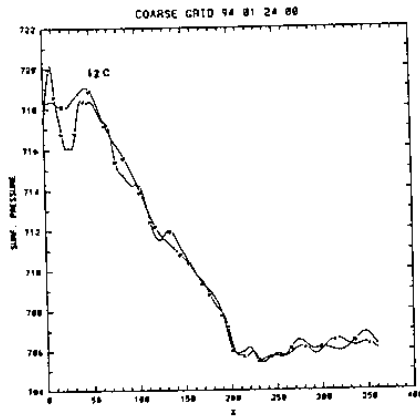
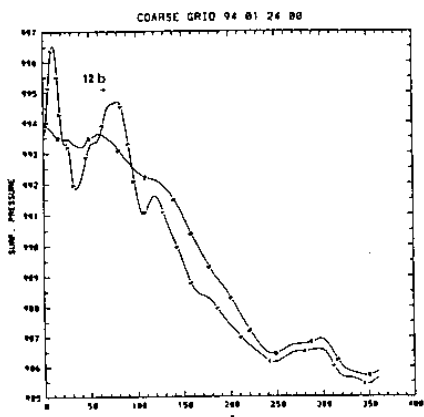


圖 11. 1994 年 1 月 24 日 0000 UTC 海平面氣壓，圖中 A、B、C、D、E 點的位置各為 A (138.9° E, 11.5° N), B (116.2° E, 29.4° N) C (86.4° E, 42.7° N), D (145.1° E, 44.1° N), E (122° E, 25.1° N)。



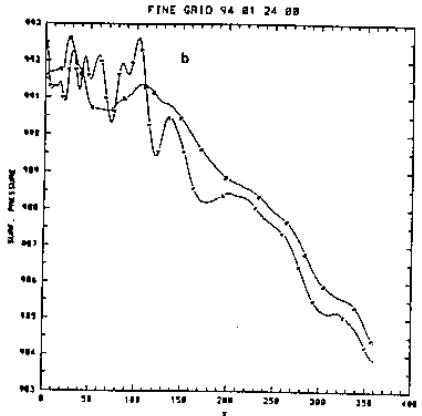
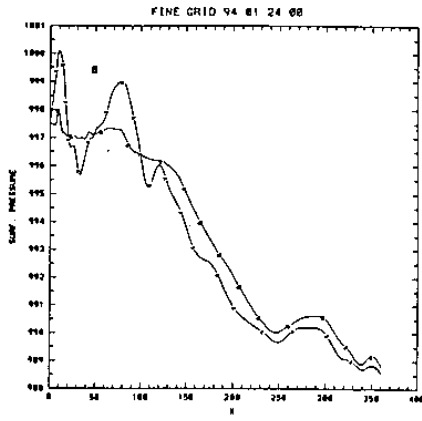


圖 13. 和圖 12 同，唯是細網格，圖 13a 和 B 點相近，在 (116.8° E, 29.8° N)，圖 13b 是 E 點。

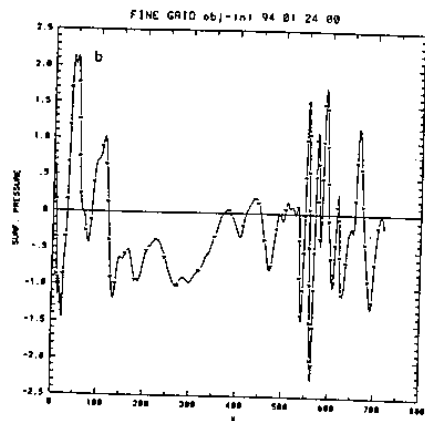
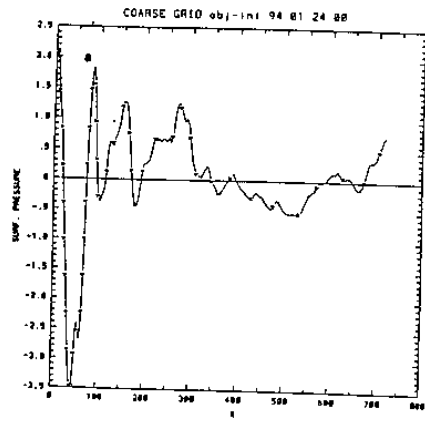


圖 15. 為圖 14 中 A 線(以客觀分析為初始場)及 B 線(以初始化為初始場)的差值。

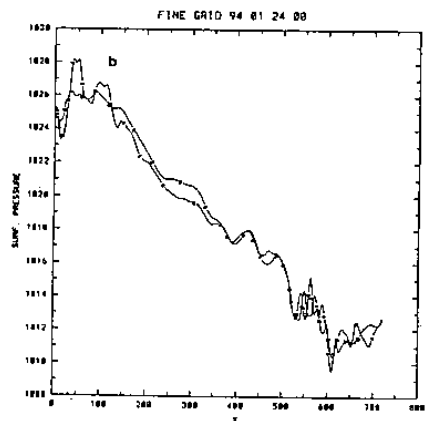
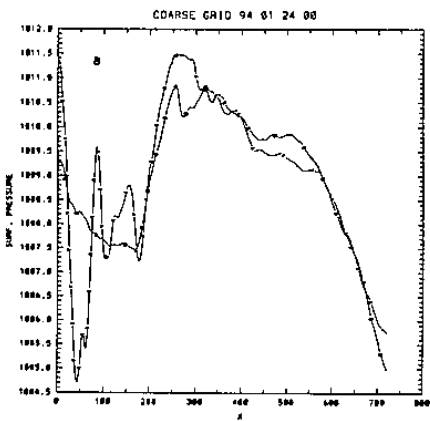


圖 14. 圖 14a 和圖 12a 同，唯是 24 小時，圖 14b 是細網格，位置在 (127.2° E, 25° N)

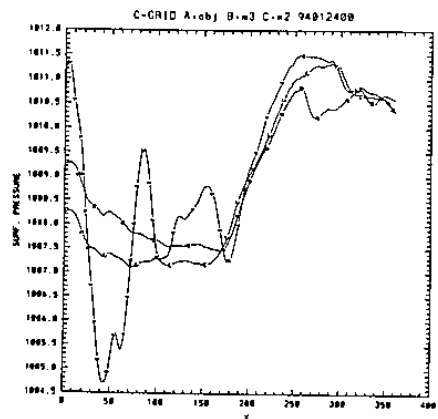


圖 16. 和圖 12a 同，而 C 線是只處理兩個模。

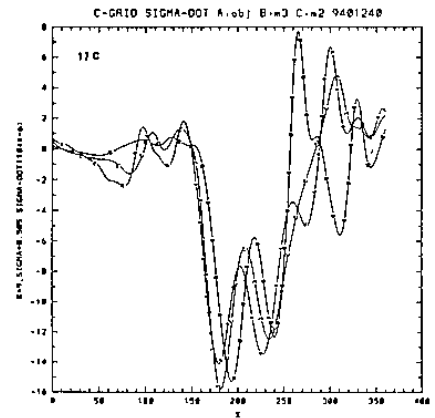
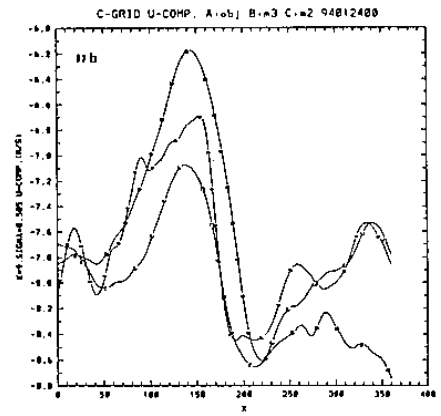
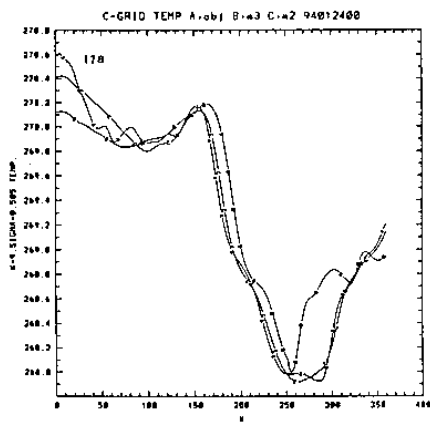


圖 17. 和圖 16 同，唯圖 17a 是溫度，
圖 17b 是風場 u 分量，圖 17c 是垂直速度。

The initialize processes of CWB limited area nested model

Tzay-Ming Leou¹ Simon W.-J. Chang²

1. Computer Center
Central Weather Bureau, Taipei, Taiwan, R.O.C.
2. U.S. Naval Research Laboratory,
Washington, DC 20375

ABSTRACT

The theory of nonlinear vertical normal mode initialization to Central Weather Bureau limited area forecast system is based on Bourke and McGregor(1983). The present study suggests a procedure which does not require explicit identification of the horizontal structure functions in the limited area but which utilizes the basic iterative algorithm already developed by Machenhauer(1977) for the nonlinear normal mode initialization scheme. The problem is reduced to defining only the vertical structure functions for a model linearization which admits simply gravity waves but not Rossby waves. This procedure is referred to as vertical mode initialization(VMI). In this study, we detail test the effects of VMI in operation. The results shown VMI can effectively minimized the spurious gravity waves in the beginning of model forecasts (0-6 hours) , either in tropical or the area of weather systems.