

中央氣象局第二代全球預報模式之現況

陳 建 河 劉 其 聖

中央氣象局資訊中心

美國蒙特利大氣科學實驗室

摘 要

中央氣象局的第二代全球預報模式為一波譜模式與第一代的網格點差分法模式不僅是動力部份不同，在資料初始化及物理參數化上也有很大的差異，第二代模式使用非線性正模初始化為資料初始化的方法，物理參數化方面，輻射參數化使用Harshvardhan. et al的參數化法，行星邊界層參數化採多層行星邊界層參數化（1.5 closure 法）。此外本文也敘述其他幾個參數化的基本原理。

目前第二代模式的進度是完成了理想個案的測試，即以 Rossby-Haurwitz 6 波的初始場進行15天的預報，主要的測試目的在於觀察模式的穩定性及一些診斷訊息是否合理。接下來正積極準備模式的氣候場如地形、地表反照率、海陸對照表、海溫等等，以提供模式做實際資料的個案測試。未來的預報模式將是 T 79，垂直18層的解析度，預計在今年（83年）9月底完成個案測試並開始進入平行測試階段。

一、前 言

中央氣象局自民國79年起開始數值天氣預報第二期計劃，引進超大型電腦 CRAY-YMP，此型電腦在記憶容量上及計算速度上均優於第一期計劃時所使用的 CDC CYBER-205。僅就二期計劃中的全球預測系統而言也有很大的改變，例如客觀分析方法採最佳內插分析法，初始化採用非線性正模初始化，模式的動力部份將採用波譜法，物理參數化部份：輻射參數化採 Harshvardhan et al(1987) 的方法，行星邊界層採多層行星邊界層參數化。由此可見二期計劃之下的全球預測系統是一個全新的系統。

段，亦即將各個模組如：非線正模初始化、動力波譜模式及物理參數化等模組串連起來成為一個作業化的模式，明年（83年）起平行測試一年。

波譜模式的發展早期使用交換系數法（interaction method）處理方程式中的非線性項，此種方法不但複雜而且計算相當耗時，因此使得波譜模式並不普遍。在 Orszag (1970) 及 Eliassen et al (1970) 提出轉換法（transform method），使得非線性項的處理變得簡單而且迅速，而使得波譜模式廣泛地被使用。一般而言波譜方法有幾個優點(1)波譜法在處理水平平流項時可以減少 aliasing error，另外對大尺度的波動其相位的誤差也很小。(2)波譜法沒有極點（pole）處理的問題存在。(3)波譜法可以很方便的使用半隱性（Semi-implicit）的時

全球波譜預測系統整體的發展依據計劃之進度，今年（82年）為整體整合（integration）的階

間積分法而可以使用較長的時間積分間距。(4)波譜法具有較精確及計算速度快的特性。而其缺點是波譜法缺乏一個快速的 Legendre 轉換法，當解析度增加至 200 個波以上時，計算速度就變得很慢。目前一般作業中心所使用的全球預報模式及大氣環流模式大都使用球面調和函數 (Spherical Harmonic) 做為基礎函數 (basis function)，在東西方向以快速傅立葉轉換處理，南北方向則是 Gaussian quadrature 處理，其中即涉及到 Legendre 轉換的問題。

本文的主要目的在於簡介中央氣象局的第二代模式波譜模式及目前發展的現況，本文共分 8 節，第一節為簡介，第二節敘述基本方程組，第三節簡介非線性正模初始化，第四節為模式所使用的地形，第五節介紹模式的動力部份，第六節介紹物理參數化，第七節是以理想的 Rossby-Haurwitz 6 波初始場測試的結果，第八節為目前發展的現況。

二、模式的基本方程組

模式方程組水平採球坐標經網網格，垂直是 σ

座標 ($\sigma = \frac{P - P_{top}}{P_s - P_{top}}$) 上的一組原始方程組，由

質量連續方程得到，對地表氣壓方程

$$\frac{\partial \pi}{\partial t} = - \int_0^1 (\nabla \cdot \pi \vec{V}) d\sigma$$

其中 $\pi = P_s - P_{top}$ ，模式最頂層定在 1 mb 上 (即 $P_{top} = 1 \text{ mb}$)

垂直速度方程為：

$$\pi \dot{\sigma} = - \left\{ \sigma \frac{\partial \pi}{\partial t} + \int_0^\sigma (\nabla \cdot \pi \vec{V}) d\sigma' \right\}$$

水平運動方程以渦度 (ζ) 方程及輻散 (D) 方程表示：

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -\alpha(G, H)$$

$$\frac{\partial D}{\partial t} = \alpha(H, -G) - \nabla^2(\Phi + E)$$

其中：

$$G = U(\zeta + f) + \left(\sigma \frac{\partial p}{\partial \sigma}\right) \frac{\partial V}{\partial p} + c_p \frac{1 - \mu^2}{a^2} \theta \frac{\partial P}{\partial \pi} \frac{\partial \pi}{\partial \mu}$$

$$H = V(\zeta + f) + \left(\sigma \frac{\partial p}{\partial \sigma}\right) \frac{\partial U}{\partial p} + \frac{c_p \theta}{a^2} \frac{\partial P}{\partial \pi} \frac{\partial \pi}{\partial \lambda}$$

其中 ϕ 是緯度， a 是地球半徑， Ω 是地轉角速度， $\mu = \text{Sin } \phi$ ， u 是東西風分量， v 是南北風分量， f 是科氏參數， Q_u ， Q_v 分別是緯向與經向的

momentum stress，各變數的關係如下

$$U = \frac{u \cos \phi}{a}$$

$$V = \frac{v \cos \phi}{a}$$

$$l = \left(\frac{U^2 + V^2}{2} \right) \frac{a^2}{\cos \phi}$$

位溫 $\theta = T \left(\frac{1 + 0.608q}{P} \right)$

T 是溫度， q 是水汽，

重力位診斷方程

$$\frac{\partial \Phi}{\partial P} = -c_p \theta$$

熱力方程：

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{-U}{1 - \mu^2} \frac{\partial \theta}{\partial \lambda} - V \frac{\partial \theta}{\partial \mu} - \left(\sigma \frac{\partial p}{\partial \sigma} \right) \frac{\partial \theta}{\partial p} + Q$$

其中 Q 是非絕熱加熱項。

水汽方程：

$$\frac{\partial q}{\partial t} = \frac{-U}{1 - \mu^2} \frac{\partial q}{\partial \lambda} - V \frac{\partial q}{\partial \mu} - \left(\sigma \frac{\partial p}{\partial \sigma} \right) \frac{\partial q}{\partial p} + Q_q$$

其中 Q_q 是來自非絕熱過程的水汽源與穴項。

三、非線性正模初始化

非線性正模初始化 (簡稱 NNMI) 最早於 1977 年由 Machenhauer 與另一位 Bear 分別提出，其基本的原理是對一個靜止的大氣，不考慮非絕熱過程，對預報方程組做線性化，得到

$$\begin{aligned}\frac{\partial \zeta}{\partial t} &= -2\Omega\mu D - 2\Omega V \\ \frac{\partial D}{\partial t} &= 2\Omega\mu\zeta - 2\Omega U - \nabla^2\Phi \\ \frac{\partial \theta}{\partial t} &= -AD \\ \frac{\partial \pi}{\partial t} &= -q'D\end{aligned}$$

其中，B 是靜力方程系數矩陣， q^T 是垂直座標積分矩陣 ($\int_0^1 d\sigma$)。A 是位溫垂直平流系統矩陣。經由重力位與位溫的關係式：

$$\Phi = \phi_s + B\theta + C\pi$$

可以得到

$$\frac{\partial \Phi}{\partial t} = -SD$$

其中：

- ϕ_s ：地形重力位
- C：另一個靜力方程式數矩陣（有關氣壓梯度力項）
- S：BA + Cq

矩陣 S 的固有值與固有向量則分別表示模式的相當高度 (equivalent depth) 及垂直結構 (Vertical Structure)。每一個固有值則相對於一組淺水方程，由方程組的系數矩陣求其固有值與固有向量即所謂的頻率及水平結構。根據 Machenhaur's (1977) 的方法，上述方程組可以下式表示

$$\frac{dX}{dt} = iMX + N$$

其中 M 表示淺水方程系數矩陣，N 表示非線性項，X 表示變數 Φ , ζ , D。將上式乘以水平結構矩陣得

$$\frac{d\alpha_j}{dt} = i\omega_j\alpha_j + R_j$$

其中 α_j 表示振幅， ω_j 是頻率， R_j 表示非線性項。假設

$$\frac{d\alpha_j}{dt} = 0$$

即假設某一個欲過濾重力波的頻率隨時間的變化為 0，以重疊法解 $\Delta\alpha^{(n)} = \frac{1}{i\omega_j} \frac{d\alpha_j^{(n)}}{dt}$ 得到 $\Delta\alpha$ ，如

此便可得到各變數的修正量。此法的優點就是讓欲過濾的重力波之頻率沒有時間變化而不是將其消除掉 (即 $\alpha_j = 0$)，如此則更能保有初始場的特性。

四、地形

波譜模式所使用的地形是取自 10' 的地形資料庫，經過波譜截斷的處理，此種處理會造成負值的地形高度，為了儘量減少此種負地形的影響，因此對地形使用波譜過濾 (spectrum filter) 處理，對一個波譜展開式

$$Z_s(\lambda, \mu, t) = \sum_{m=-M}^M \sum_{n=|m|}^M \sigma_n Z_n^m P_n^m(\mu) e^{im\lambda}$$

其中 X_n^m 表示波譜系數， $P_n^m(\mu)$ ：Legendre 函數，M：三解形截斷的波數 (即模式的解析度)，m：東西向水平波數，n：東西向與南北向的波數和。 σ_n 即是波譜過濾函數，以各種不同的過濾函數，如 Sardeshmukh and Hoskins (1984) 過濾函數

$$\sigma_n = \exp\left[\frac{n(n+1)}{n_0(n_0+1)}\right]^r$$

Bartlett 過濾函數

$$\sigma_n = 1 - \frac{n}{M}$$

Tukey 過濾函數

$$\sigma_n = \frac{1}{2} \left(1 + \cos \frac{n\pi}{M}\right)$$

與 Lanczos 過濾函數

$$\sigma_n = \frac{\sin(n\pi/M)}{n\pi/M}$$

測試的結果 (未附圖)，認為以 Lanczos filter 最佳。

五、模式的動力部份

模式的動力部份除了使用波譜三角形截斷法外 (解析度為 T79)，在時間積分方面，因為有 CFL 標準的限制 ($\Delta t \leq \frac{a}{U_{\max} \sqrt{M(M+1)}}$ ， U_{\max} 表示最

大平流風速加上重力波的速度)使用半穩法 (Semi-implicity method.) (Robert et al 1972)，對控制重力波傳遞的變數如 π 、 θ 、與 D 做修正，如此可以使模式擁有較長的時間間距。另外對 ζ 與 q 的緯向平流而言，使用隱含法來處理 (Simons and Jaraud 1983)，如此又可增加時間積分的間距。

此外模式也考慮了時間與空間的過濾 (filter)，時間過濾法是使用 Robert 時間過濾，對某一個波譜變數 X_n^m 。

$$X_n^m(t) = X_n^m(t) + K_R[X_n^m(t + \Delta t) - 2X_n^m(t) + X_n^m(t - \Delta t)]$$

其中 K_R 是 Robert time filter 常數，設定為 0.05。空間過濾法是採用四階水平擴散 (4-Order horizontal Diffnsion)，對 D 與 ζ 而言，

$$D_n^m(t + \Delta t) = D_n^m(t + \Delta t) / \left\{ 1 + 2\Delta t K_d \left[\frac{n(n+1)}{a^2} \right]^2 \right\}$$

$$\zeta_n^m(t + \Delta t) = \zeta_n^m(t + \Delta t) / \left\{ 1 + 2\Delta t K_d \left[\frac{n(n+1)}{a^2} \right]^2 \right\}$$

其中

$$K_d^{-1} = 24 \times 3600 \times \left[\frac{M(M+1)}{a^2} \right]^2$$

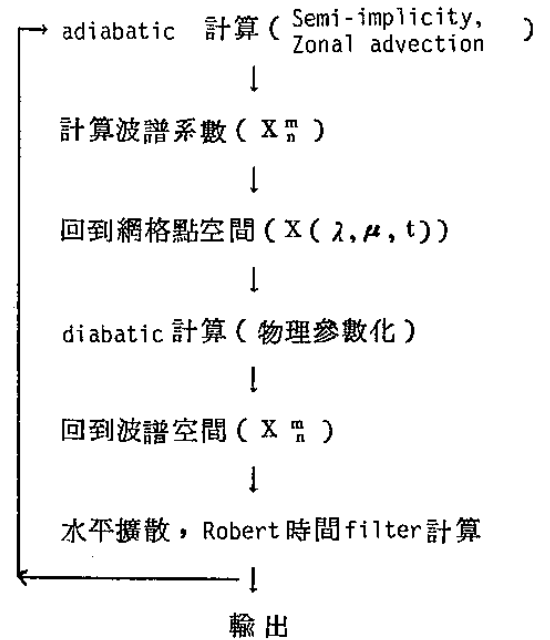
對 θ 與 q 而言，由於對地形變化較為敏感，因此使用

$$\theta_n^m(t + \Delta t) = \left\{ \theta_n^m(t + \Delta t) + 2\Delta t K_d \left[\frac{n(n+1)}{a^2} \right]^2 \theta_n^{refm} \right\} \times \left\{ 1 + 2\Delta t K_d \left[\frac{n(n+1)}{a^2} \right]^2 \right\}^{-1}$$

$$q_n^m(t + \Delta t) = \left\{ q_n^m(t + \Delta t) + 2\Delta t K_d \left[\frac{n(N+1)}{a^2} \right]^2 q_n^{refm} \right\} \times \left\{ 1 + 2\Delta t K_d \left[\frac{n(n+1)}{a^2} \right]^2 \right\}^{-1}$$

其中 θ_n^{refm} 與 q_n^{refm} 是用模式地形以標準大氣計算的參考值。

整個的積分流程如下：



六、物理參數化部份

(a) 輻射參數化

採用 Harshvardhan (1987) 等人發展的輻射參數化模式，長波參數化部份包含 H_2O 、 O_3 、 CO_2 ，e-type continuum 重要吸收氣體，並參考 Chou (1984) Chou 與 Peng (1983) 的研究將長波波譜分為四個波段區間。短波參數化部份則考慮 H_2O 與 O_3 的吸收與分子的雷氏散射作用。雲量在模式中的判斷可分為兩種，一是由相對濕度診斷層雲，二是由降水量配合已知的雲底和雲頂診斷積層與發展高度。雲在長波中除卷雲 ($T < 243^\circ K$) 都視為黑體，其對長波輻射的影響經由計算各層間光線穿透機率 (probability of the clear line of sight) 而求得雲的效應。在短波計算中，則利用二向法 (two streams) 估算雲對短波的反射與透射率，並以累加法 (adding method) 近似各層間之多重散射效應。

(b) 行星邊界層參數化

模式使用 $E - \epsilon$ 方法，亦即以紊流平均動能 (E) 及紊流平均動能消散率 (ϵ) 的預報值來表示

紊流傳遞係數，因此更能描述紊流的特性。經由

Prandtl-Kolmogorov 假設

$K_m = C_1 \ell E^{1/2}$ 和 kolmogorov 提出的關係式 (Detering 與 Etling 1985) $\epsilon = C E^{3/2} / \ell$ 可得到動量紊流傳遞係數和 E ， ϵ 關係式：

$$K^m = C_2 E^2 / \epsilon \quad C_2 = 0.026$$

其中 ℓ 為紊流長度尺度， C_1 及 C_2 均為常數。

經由上式求得動量傳遞係數 k_m 後，由 Prandtl number $\phi_h / \phi_m = K_m / K_h$ (Businger, 1973)，則其熱量傳遞係數 K_h 也可得到。

紊流平均動能 (E) 預報式可經由運動方程式導出

$$\frac{\partial E}{\partial t} = K_m \left[\left(\frac{\partial U}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial V}{\partial z} \right)^2 \right] - \frac{g}{\theta} K_h \frac{\partial \theta}{\partial z} + C \frac{\partial}{\partial z} \left(K_m \frac{\partial E}{\partial z} \right) - \epsilon$$

等號右邊第一項為風切產生項，第二項為浮力項，第三項為紊流傳遞項其中 C 為常數 2，第四項為消耗項，動能消散率的預報式為

$$\frac{\partial \epsilon}{\partial t} = C_3 \frac{\epsilon}{E} \left[K_m \left(\frac{\partial U}{\partial z} \right)^2 + K_m \left(\frac{\partial V}{\partial z} \right)^2 - \frac{g}{\theta} K_m \frac{\partial \theta}{\partial z} \right] - C_4 \frac{\epsilon^2}{E} + C_5 \frac{\partial}{\partial z} \left(K_m \frac{\partial \epsilon}{\partial z} \right)$$

等號右邊三項分別表示 ϵ 的產生項， ϵ 的破壞項及 ϵ 的傳遞項。各系數分別為 $C_3 = 1.38$ ， $C_4 = 1.9$ ， $C_5 = 0.77$

另外近地表的表面層 (Surface layer) 則視為定通量層，以相似理論處理 (Monin and Obukhov, 1954)。

(c) 積雲參數化

積雲參數化的基本架構仍然採用 Arakawa - Schubert (1974) 的參數化法，在計算的速度上做了某種程度的修改，主要是採用了 Moorthi - & Suarez (1991) 的 Relaxed Arakawa-Shubert 參數化，簡化 Arakawa-Shubert 參數化法的物理考慮：

(1) 假設每個次積雲體的質量通量為高度的線性函數，以簡化逸入率 (entrainment rate) 的求解步驟。(2) 以緩和法 (relaxed method) 達到 Arakawa-schubert 參數化法中的準平衡假設，而非每次計算之雲功函數與大尺度強迫作用皆達準平衡之假設，此種假設可以簡化雲底質量通量的求解步驟，詳細的方法可參考陳 (1992) 的文章。

(d) 淺積雲對流

基本上是根据 hogen et al (1990) 及 tientke et al (1991) 的文章，主要的考慮是邊界層頂以上次網格的水汽過程由積雲對流參數化處理此包含降水的過程處理，而邊界層內的水汽調整過程則並不是很清楚，尤其是使用 well mixing 的行星邊界層參數化。因此有需要考慮此非降水性的淺積雲對流參數化。

發生淺積雲對流的條件有四；依照其先後次序分別為(1)地表溫度必需要大於地表面上的空氣溫度。(2)相對濕度必需要大於 70%。(3)舉升凝結面 (LCL) 的高度必需低於 200 mb。(4)低於 200 mb 的大氣必需呈現濕不穩定。

(e) 大尺度降水

主要在處理非對流性降水的參數化，其基本原理是當大尺度的空氣其相對濕度大於 100% 時則會開始凝結產生水滴，從模式的上層開始逐一往下檢查，最後以降水的形式落到地面。

(f) Gravity Wave Drag Parameterization

Gravity Wave Drag 之發生，係由於大氣中存在着有某層不穩定或致使 wave breaking 的區域，造成 wave stress 之垂直輻散而產生。在本局之第二代全球預報模式中，將追隨 Palmer et al (1986) 之作法：

首先計算地面之 surface wave stress

$$\overline{T_{gw}} = K_g \omega \rho_s N_{L-1/2} \overline{u}_L (\delta z_s)^2$$

其中 $(\delta z_s)^2$ 為地形之 variance。

在沒有遇到 wave breaking 層時，上層之 stress 與下層完全相同。在任一層向度之 stress，表示

$$\tau_{K+1/2} = K_g \omega \rho_{K+1/2} N_{K+1/2} u_{K+1/2} \delta_{K+1/2}$$

由此可求出在此向度之 wave amplitude

當到某一層之大氣有 wave breaking 發生，亦即此之 wave bwlk Richardson number

其中

$$R_{iK+1/2}^* = R_{iK+1/2} \frac{1 - (N\delta h/u)_{K+1/2}}{[1 + R_{i+1/2}^{1/2} (N\delta h/u)_{K+1/2}]^2}$$

此時之 wave stress 將重新計算。

令 $R_{iK+1/2}^* = 4$ ，代入上式，可求出 Wave breaking 發生時之 wave amplitude δh ，再由②式求出此時新的 $\tau_{K+1/2}$ 。

最後計算 wave stress 之垂直輻射，即是 gravity wave 對 mean flow 產生之 drag 作用

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -g \frac{\partial r}{\partial p}$$

七、以理想的 Rossby-Haurwitz 6 波為始場之測試結果

不考慮地形的情況下，用理想的 Rossby - Haurwitz 6 波為初始場，（圖-1 地面氣壓場），假設全球有一半是陸地（地形高度為 0）另一半是海洋，溫度場的分布是水平具有南北向的溫度梯度，垂直是穩定的溫度剖面，風場則是水平與垂直均為常數的一個初始場，模式的解析度是 T31，垂直有 18 層，時間積分間距，採用 600 sec，預報 360 小時。本測試的主要目的是在於觀查模式的穩定度

及了解模式經由診斷副程式顯示的一些診斷訊息如水汽的守恒，長短波輻射的平衡等等特性是否合理做為日後以實際資料測試的指引。圖 2 ~ 圖-10 分別 24、48、72、120、180、240、300、360 小時的地面氣壓場預報。模式在 CRAY-YMP 電腦上執行共需 4 個小時的 CPU 時間，其中積雲參數化占 60% 左右，輻射參數化以每小時呼叫一次約佔 13% 左右，行星邊界層參數化則佔 6% 左右，很顯然積雲參數化所佔的比例過高，因此目前正著手於修改，所期望的速度是約佔 10 - 15% 的比例。

八、目前發展的現況

中央氣象局發展中的第二代全球預報模式是一個波譜模式與第一代的網格點差分法模式有很大的不同，不僅僅是數值方法上的差異，物理參數化也有很大的不同，例如輻射參數化，第一代模式使用 Katayama 參數化，第二代使用 Harshvadan et al. 行星邊界層參數化，第一代模式使用 well mix 法，第二代使用多層邊界層參數化（1.5 closure 法）。另外在資料的客觀分析與初始化方面也有很大的改進，例如第一代的模式使用 Barnes 客觀分析法及變分法解非線性平衡方程的初始化方法，第二代模式則是使用最佳內插客觀分析法及非線性正模初始化方法。在本文中，我們敘述了第二代模式方程組，NNMI 的方法，模式的地形，動力模式的架構，所使用的物理參數化及以理想的初始場測試的結果。

未來的作業模式將為 T79，垂直解析度為 18 層，時間積分間距為 900 秒在 CRAY-YMP 超級電腦上進行多 CPU 的平行處理，目前發展的現況是完成了模式整體的整合並做理想個案的測試。接下來，正著手於準備一些氣候場資料，如地表反照率、海溫、海陸對照表等等，此為以實際的地形及資料做個案的測試前的準備，另外，結合中央氣象局所使用

資料庫管理程式 (DMS utility) 形成一個完整的作業預報模式，也正在測試中，最後加入最佳客觀分析法後，便可形成一個完整的全球預報系統。我們預計在今年 (83年) 的 9 月底完成個案的測試，10 月開始平行測試。

Timothy F. H. and T. E. Rosmond, 199: The description of the navy Operation global atmospheric prediction system's Spectral forecast model. Mon. Wea. Rev. 119, 1786-1815.

陳靜洵，1991：中央氣象局全球預報系統的降水處理 CWB/NWP Technical Rep. No-00004.

參考文獻

- Anderson, J.H., 1977: A routine for normal mode initialization with nonlinear correction for a multi-level spectral model with the triangular truncation. ECMWF Internal Report No. 15, 42 pp.
- Arakawa, A., and W.H. Schubert, 1974: Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment, part 1. J. Atmos. Sci., 34, 674-701.
- Bear, and J. Tribbia, 1977: On complete filtering of gravity modes through non-linear initialization. Mon. Wea. Rev., 105 1536-1539.
- Bourke, W. 1974: A multilevel Spectral model. Part I: Formulation and hemispheric integrations. Mon. Wea. Rev., 102, 667-701.
- Chou, M.d. and L. Peng, 1983: A parameterization of the absorption in the 15 m CO spectral region with application to climate sensitivity study. J. Atmos. Sci. 40, 2183-2192.
- Hoskin, B. J. and A. J. Simmons, 1975: A multi-layer spectral model and the semi-implicit method. Quart. J. Roy. Met. Soc. 101, 637-655.
- Lanczos, C. 1956: Applied Analysis, prentice Hall, 539 pp.
- Machenhauer, B., 1977: On the dynamics of gravity oscillation in a shallow water model with application to normal mode initialization. Contrib. Atmos. Phys., 50, 253-271.
- Orzag S.A., 1970: Transform method for the calculation of vector coupled sum: Application to Spectrum form of vorticity equation. J.A.S. Vol 27 890-895.
- Robert, A.J., H. Henderson and C. Turbull, 1972: An implicit time integration scheme for baroclinic models of the atmosphere. Mon. Wea. Rev., 100 329-335.
- Tiedke, M., 1984: The sensitivity of the time scale flow to cumulus convection in the ECMWF model, in the ECMWF's Workshop on Convection in Large-Scale Numerical Model, 28 November-1 December 1983. 297-316.

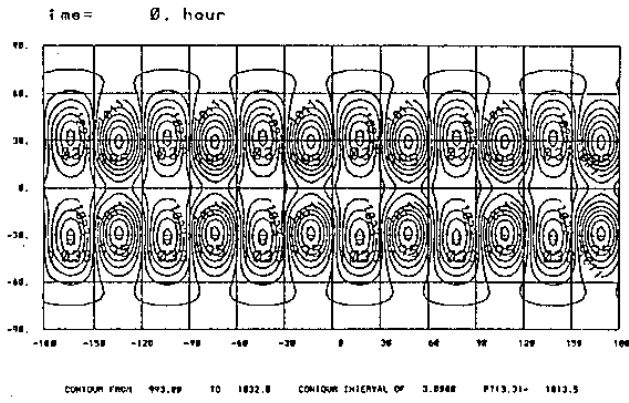


圖 - 1 : 以理想的 Rossby-Hauwitz 6 波為初始場之地面氣壓

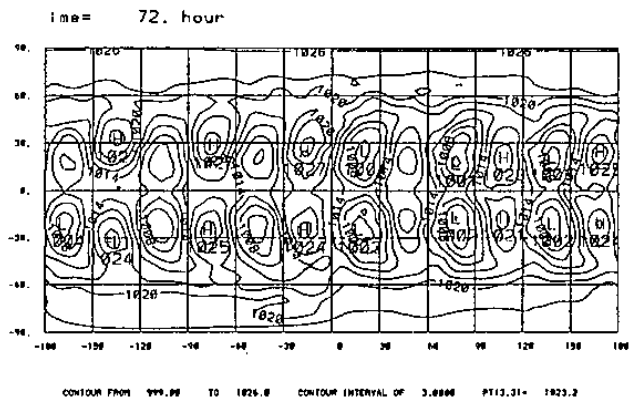


圖 - 4 : 同圖1但為72小時預報

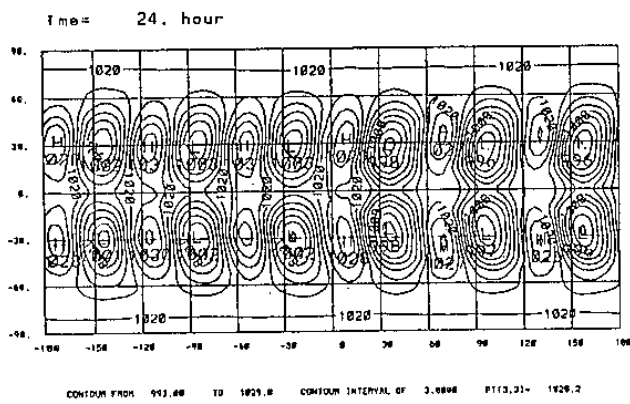


圖 - 2 : 同圖1但為24小時預報

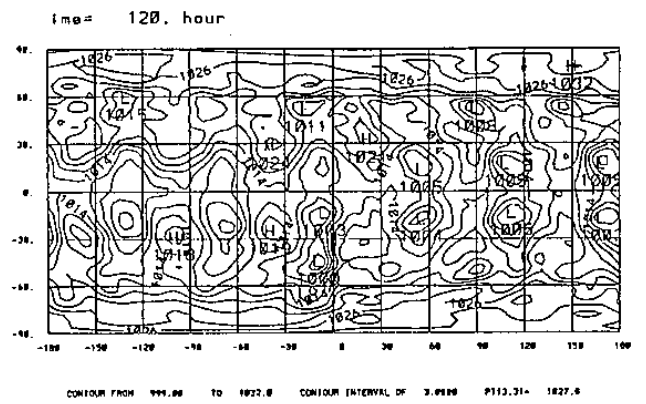


圖 - 5 : 同圖1但為120小時預報

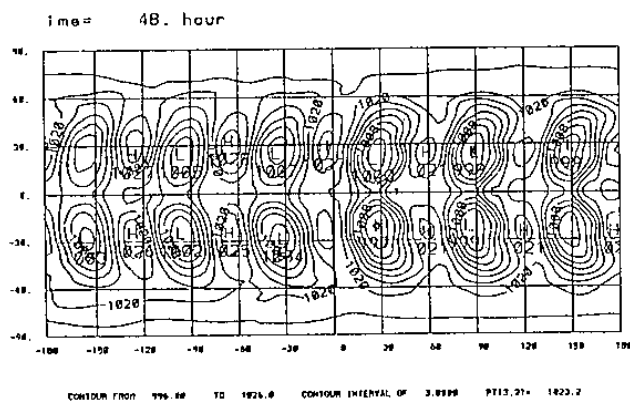


圖 - 3 : 同圖1但為48小時預報

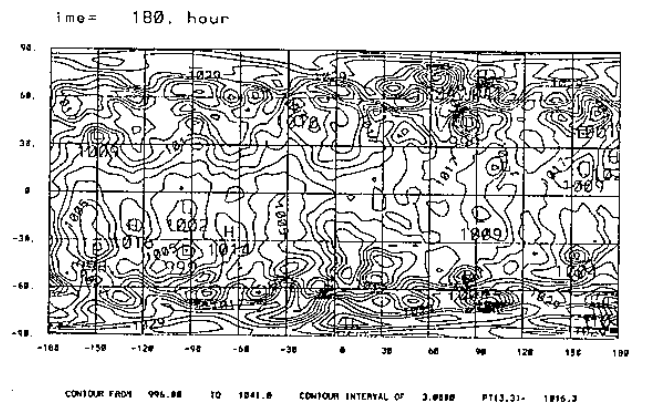
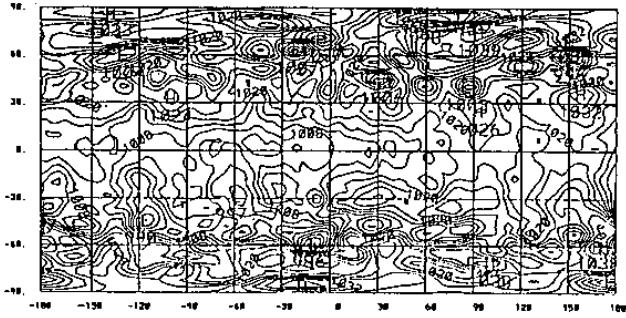


圖 - 6 : 同圖1但為180小時預報

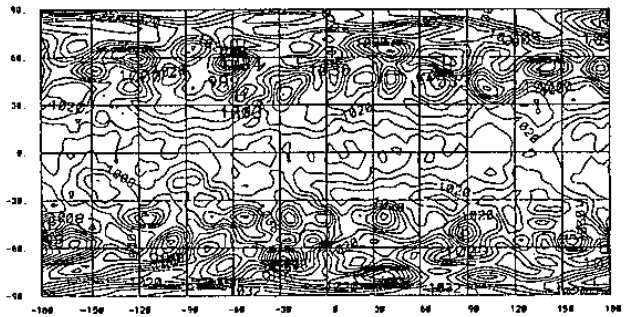
ime = 240. hour



CONTOUR FROM 984.88 TO 1028.8 CONTOUR INTERVAL OF 3.8888 P(13,31)- 1009.3

圖 - 7 : 同圖1但為240小時預報

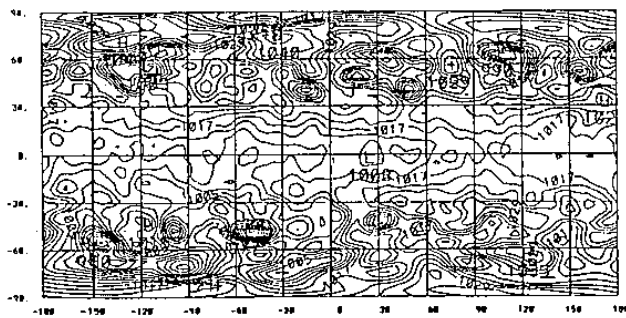
ime = 300. hour



CONTOUR FROM 984.88 TO 1025.8 CONTOUR INTERVAL OF 3.8888 P(13,31)- 1012.7

圖 - 8 : 同圖1但為300小時預報

ime = 360. hour



CONTOUR FROM 979.88 TO 1021.8 CONTOUR INTERVAL OF 3.8888 P(13,31)- 1010.6

圖 - 9 : 同圖1但為360小時預報

