

中央氣象局全球預報模式系統性誤差分析： 能量收支的觀點

郭慧玲¹ 王作臺² 陳雯美²

¹中央大學大氣物理所

²中央氣象局資訊中心

摘要

評估模式的系統性誤差分析，是了解模式的整體表現以及改進模式設計的重要指標之一。藉由平均場的計算，了解模式中模擬得到的氣候狀態，來確定模式中基本場的特性，可幫助吾人對模式之表現有初步了解，但如欲更進一步了解模式在動力結構上的特性，則月平均的分析仍有不足，因為大氣中的天氣現象都是伴隨著 eddies 來產生作用，了解模式中 eddies 作用的一個可行的方式即是透過所謂的 *higher order moment* 的計算來了解模式模擬的斜壓、正壓過程在不同地區的結構及特性。

本研究即是針對中央氣象局全球預報模式在 1991 元月及七月之預報場，透過能量結構之分析，探討模式中斜壓、正壓能量轉換過程和觀測場分析結果之異同，並以 \bar{E} 向量之方式來代表正壓能量轉換之估算了解模式在噴流地區的能量型態，並對造成其和觀測的差異有更具體之推論。

一. 前言

評估模式的系統性誤差分析，是了解模式的整體表現以及改進模式設計的重要指標之一。藉由平均場的計算，了解模式中模擬得到的氣候狀態，來確定模式中基本場的特性，可幫助吾人對模式之表現有初步了解，但如欲更進一步了解模式在動力結構上的特性，則月平均的分析仍有不足，因為大氣中的天氣現象都是伴隨著 eddies 來產生作用，了解模式中 eddies 作用的一個可行的方式即是透過所謂的 *higher order moment* 的計算來了解模式模擬的斜壓、正壓過程在不同地區的結構及特性。

多年來環流特性統計研究的一個重大目標在於藉由對大氣渦流 transient 和 standing 的分析使吾人在大氣能階的結構及平衡的了解上有更進一步的啓發。綜合以往有關主環流的觀測分析研究可知，移動性擾動系統其能量的傳輸、轉換、輻合等特性對大氣的 energetics 分析 (Lorenz, 1955; Blackmon et al., 1977), 不僅是研究主環流最好診斷工具，同時也是評估數值模式對環流

特性模擬能力的參考指標。自 Charney, Fujortoft, von Neumann (1950) 第一次從事數值天氣預報之後，數值天氣預報經歷了快速的進展。數值預報模式的組成從模式方程式的設定至數值方法、初始資料處理方式 (error checking、OBJ、初始化) 以及次網格參數化過程 (包括熱力、動力方面)，每一項的改進都能使模式結果有重大改善，然而因受限於模式設計方式、內差方法的選用與限制，使得預報結果和觀測分析之間有一定誤差存在，而了解這種系統性誤差的研究，正是提供模式改進的參考工具之一。

有關系統性誤差研究，舉如 Chen (1989) 比較模擬和觀測分析的 Divergent flow，推測模擬誤差的特性。Wallace 等 (1983) 利用 ECMWF 預報模式在 envelope 地形考量下討論系統性誤差改善程度。Bettge (1983) 比較 NMC 及 ECMWF 兩作業性預報模式誤差大小與分佈，結果發現不同的模式似乎存在共同問題，i.e. 主要山脈西側存在高度場負偏差，根據研判這現象與模式對地形的平滑作用有正相關關係。此外 Hollingsworth

et al. (1980) 也以 ECMWF 和 GFDL 網格模式比較 systematic errors，模式的最大差別在於使用不同參數化方法，不過得到的誤差分佈卻非常相近。根據觀測分析，移動性擾動場對於熱量、動量具有很強平流、輻合與傳播特性，如數值模式對這些波動的掌握不夠準確，將影響模擬環流能量的收支與平衡造成預報上的系統性偏差，Wang et al. (1993) 由月平均場分析了此模式的誤差，因此，本論文以此論點出發，試圖由模式對 transient eddies 特性的模擬了解模式在這方面的偏差。

本研究即是針對中央氣象局全球預報模式在 1991 元月及七月之預報場，透過能量結構之分析，探討模式中正壓、斜壓能量轉換過程和觀測場分析結果之異同，並以 \vec{E} 向量之方式來代表正壓能量轉換之估算了解模式在噴流地區的能量型態，並對造成其和觀測的差異有更具體之推論。第二節將說明各能階量計算的方法及其物理意義並說明資料來源。第三節將結果做初步討論並和其他模式的結果相比較。第四節包含了結論及未來研究的展望。

二．資料來源與分析方法

2.1 資料來源

本文使用的資料採自中央氣象局全球預報模式 1991 年一月和七月之觀測場及 24、48、72 小時 model output data，選取的氣象變數包括地面氣壓，降水預報以及重力位高度、溫度場、水平風場(包括東西向、南北向分量)等，其中除 72 小時只有 12Z 一組資料外，其餘三者均含 00Z、12Z 兩組。在此分析網格為 2.5*2.5 度，而且以北半球為主要分析範圍共有 37*144 網格點。

為便於討論模式系統性誤差與預報可信度的比較，吾人以各氣象場在五個垂直層的分佈特性(850, 700, 500, 300, 200 mb)建立三維的環流架構，藉以分析模式對於主要系統模擬的偏差分佈與大小。

中央氣象局全球預報模式，是一垂直多層之網格模式，其中包括四階 potential enstrophy conservation scheme 及其他特性 (Liou, et al., 1989)。

2.2 分析方法

2.2.a 零階量的氣候平均結構與偏差

由於選用資料各是一月及七月一個月份而已，因此以觀測的月平均場代表該月份流場的氣候狀態，同時以各預報場的資料來組成模擬的月平均場，(分別由 24 HR, 48 HR, 和 72 HR 預報場組成)。對海平面壓

力、降水預報及各氣壓層重力位高度、氣溫、風速風向作月平均及偏差計算，並且以 Wang et al. (1993) 分析結果與本文之結果比較驗證。本文其他有關模擬的月平均場也是同樣的作法。

2.2.b 高階量之分析

移動快速的天氣系統或者擾動場往往是能量傳輸及重新分配的最佳傳播者，大環流提供了 eddies 的生長機會，而它們亦反饋能量至周圍環境甚至改變大環流面貌。為了更詳盡解析模式動力架構特徵，分別利用觀測和模擬之溫度、風場作 transient eddies 的 heat flux ($\overline{v'T'}$) 及 momentum flux ($\overline{u'v'}$)。在此分析資料不經 time filtered 動作，而將任何變數分解 mean、eddy part，例如 $u = \bar{u} + u'$ ，藉由任一擾動場與平均場之變異量或相互變異量的時間平均值是不存在的基本假設，如 ($\overline{u'\bar{u}} = 0$)，則擾動場之月平均熱量通量、動量通量可以下式得之：

$$\overline{u'v'} = uv - \bar{u}\bar{v}, \quad \overline{v'T'} = vT - \bar{v}\bar{T}。$$

2.2.c Energy Production

Energy Production 以 $-\bar{v} \cdot \nabla \phi$ 表示，依動能方程式此項的大小和正負值決定了動能隨時間的增加或減少，因此藉由此項的估算以探討噴流出、入區垂直環流結構與動能平衡。在此風場與重力位高度不再分成平均和擾動兩項，相乘後求月平均值即以 $-\bar{v} \cdot \nabla \phi$ 表示。

2.2.d \vec{E} 向量及正壓能量轉換

根據 Hoskins et al. (1983)， $\vec{E} = (\overline{v'^2} - \overline{u'^2}, -\overline{u'v'})$ ，同時由此定義可導出 eddy 與 mean flow 之動能正壓轉換項 $C(K_E, K_M)$ 可由 \vec{E} 在平均緯向風場的投影量決定，即 $C = C(K_E, K_M) = -\vec{E} \cdot \nabla \bar{U}$ 。除了 \vec{E} vector 方向能了解動能流向之外， \vec{E} vector 的輻合散分佈也提供系統移動方向及 eddy 影響 mean flow 的加速或減速訊息。由於 \vec{E} vector 是 eddy 速度場的 variance, covariance 組合，因此有關 $\overline{u'^2}, \overline{v'^2}, \overline{u'v'}, \overline{v'T'}$ 的處理方式與 2.2.a, 2.2.b 相同。

依照 Peixoto and Oort (1974) 推導，平均場及擾動量動能方程如以下表示方式：

$$\frac{\partial K_M}{\partial t} = C(P_M, K_M) + C(K_E, K_M) - D(K_M) + B(K_M) \quad (1)$$

$$\frac{\partial K_E}{\partial t} = C(P_E, K_E) - C(K_E, K_M) - D(K_E) + B(K_E) \quad (2)$$

其中 M 表示 mean flow，E 代表 eddy part。正壓能量轉換項 $C(K_E, K_M)$ 在球面坐標上完整的數學式如下：

$$C(K_E, K_M) = - \int a \cos\phi([\overline{u^*v^*}] + [\overline{u'v'}]) \frac{1}{a} \frac{\partial(\frac{[u]}{a \cos\phi})}{\partial\phi}$$

$$+ a \cos\phi([\overline{u^*w^*}] + [\overline{u'w'}]) \frac{\partial(\frac{[u]}{a \cos\phi})}{\partial\phi} + a \cos\phi([\overline{v^*2}] + [\overline{v'^2}])$$

$$\frac{1}{a} \frac{\partial(\frac{[v]}{a \cos\phi})}{\partial\phi} + a \cos\phi([\overline{v^*w^*}] + [\overline{v'w'}]) \frac{\partial(\frac{[v]}{a \cos\phi})}{\partial\phi}$$

$$+ \frac{\tan\phi}{a}([\overline{u^*2}] + [\overline{v^*2}] + [\overline{u'^2}] + [\overline{v'^2}])[\overline{u}] dm$$

在直角坐標下而且不考慮垂直平流效應時，正壓能量轉換項 $C(K_E, K_M)$ 可改寫成

$$C = C(K_E, K_M) = \overline{u^2} \frac{\partial \overline{u}}{\partial x} + \overline{v^2} \frac{\partial \overline{v}}{\partial y} + \overline{u'v'} \left(\frac{\partial \overline{v}}{\partial x} + \frac{\partial \overline{u}}{\partial y} \right)$$

假設平均環流滿足水平風場非輻散假設，

$$\text{即 } \frac{\partial \overline{u}}{\partial x} = -\frac{\partial \overline{v}}{\partial y} \text{ 以及 } \frac{\partial \overline{u}}{\partial x} \ll \frac{\partial \overline{u}}{\partial y} \text{ 則}$$

$$\Rightarrow C \simeq \overline{u^2} \frac{\partial \overline{u}}{\partial x} - \overline{v^2} \frac{\partial \overline{u}}{\partial x} + \overline{u'v'} \frac{\partial \overline{u}}{\partial y}$$

$$= (\overline{u^2} - \overline{v^2}) \frac{\partial \overline{u}}{\partial x} + \overline{u'v'} \frac{\partial \overline{u}}{\partial y}$$

定義 $M = \frac{1}{2}(\overline{u^2} - \overline{v^2})$; $N = \overline{u'v'}$ and \vec{E} vector = $(-2M, -N)$

$$\Rightarrow C \simeq (2M, N) \cdot \nabla u$$

$$\Rightarrow C = -\vec{E} \cdot \nabla U = \vec{E} \cdot (-\nabla u) \quad (3)$$

由方程式(1)、(2)可知 $C(K_E, K_M)$ 對 K_E, K_M 的影響互為相反角色，平均場動能要增加 C 項必須為正值，亦即 \vec{E} 指向須順 \vec{U} 梯度方向；相反的，當 C 項為負， \vec{E} 指向 \vec{U} 之反梯度方向時則有利擾動場動能增加。故依照 C 與 E 之關係(3) 只要找出 \vec{U} 及 \vec{E} 分佈，則平均環流及擾動場之間動能轉換 $C(K_E, K_M)$ 將可以非常簡便地估算出來。

基本上 \vec{E} vector 診斷方法是由擾動場速度的 variance、covariance 組合而成的向量，它的原始定義來自 Hoskins et al.(1983) 提出來的。他們將 velocity correlation tensor $\overline{V_i V_j}$ 分成均方性(isotropic)及反均方性(anisotropic)兩部份，i.e.

$$\overline{V_i V_j} = \begin{pmatrix} \overline{u^2} & \overline{u'v'} \\ \overline{u'v'} & \overline{v^2} \end{pmatrix}$$

$$\overline{V_i V_j} = \begin{pmatrix} K & 0 \\ 0 & K \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} M & N \\ N & -M \end{pmatrix}$$

其中第一部份為均方性(isotropic)，第二部份為反均方性；而且令

$$K = \frac{1}{2}(\overline{u^2} + \overline{v^2}); M = \frac{1}{2}(\overline{u^2} - \overline{v^2}); N = \overline{u'v'}$$

• 當 $\overline{u'}$ 與 $\overline{v'}$ 大小相當時

eddy shape 傾向圓型，即 eddy 結構屬於均方性。

• 當 \overline{u} 與 \overline{v} 相差很大，可能 $\overline{v'} > \overline{u'}$ 或 $\overline{v'} < \overline{u'}$

eddy shape 傾向橢圓型，可表示 eddy momentum 在水平方向的交換程度有所不同，以南北交換較大或以東西向為主。

以上這種分割方法可把影響流體型變的部份，亦即反均方性給區分出來，因此，一個二階的速度相關張量(velocity tensor) $\overline{V_i V_j}$ 將提供大氣流場的結構與特性，並由隱藏其中的 \vec{E} 診斷 transient eddies 與 mean flow 之間交互作用的結果。

三. 初步結果分析

3.1 基本場分析

一月月平均海平面氣壓的觀測場分佈如圖 1a 所示，主要系統為西伯利亞高壓、極地冷高壓以及洋面上的低壓帶，在平面分佈圖中除了海陸交界處存在的強氣壓梯度是構成該月高層噴流強度增強的主因外，主要系統呈現的相對位置及與強度大體符合氣候平均狀態。模式的表現與觀測場比較起來，三組模擬的高低壓型態與前者非常類似不過具有高壓中心偏西與高低壓估算的誤差，顯示預報模式具備了過度平滑作用。基本上三組預報場具有相似結果，不過由數值大小及位置來看 48 HR 的模擬最理想，僅以此組代表說明(圖 1b)。

圖 1c, 1d 是對應的七月氣壓場分析結果，主要的陸地熱低壓和兩大洋的副熱帶高壓系統都能在模式的掌握中表現很好，預報的高壓邊緣有西伸趨勢除中心值些微的差異之外整體氣壓場分佈型態保有觀測結果的特性。與一月模擬分析一樣，西風強度較大、溫度偏冷有副高過度向西延伸的反應。

3.2 Energy production

大氣能量在局部地區維持平衡的機制主要是透過空氣運動的平流、輻合作用完成，這些過程使熱能或動量於某些地區累積，某些地區減弱，形成能量的水平梯度以及流場發生改變的動力。因此藉由 u, v, T, ϕ 的 variance, covariance 統計量討論局部環流的能量平衡。

在壓力坐標下，單位質量動能的時間變化率可由運動方程式求得如下：

$$\frac{dK}{dt} = -\vec{V} \cdot \nabla \Phi + \vec{V} \cdot \nabla F$$

其中 $K = \frac{1}{2}(\vec{V}^2)$ ， $\vec{V} \cdot \nabla \Phi$ ：pressure work term，i.e. 動能的 generation term。帶入 $u = \bar{u} + u'$ 關係而且作時間平均運算，則上式改寫成

$$\overline{\frac{dK}{dt}} = -\overline{\vec{V} \cdot \nabla \Phi} + \overline{\vec{V} \cdot \nabla F}$$

將 $-\overline{\vec{V} \cdot \nabla \Phi}$ 作進一步分解，

$$-\overline{\vec{V} \cdot \nabla \Phi} = -\nabla \cdot \overline{V\Phi} + \frac{\partial(\omega\Phi)}{\partial p} + \overline{\omega\alpha}$$

根據 Lorenz energy cycle, $\omega\alpha$ 為可用位能與動能之間互相轉換的斜壓作用項，所以 ageostrophic energy production 應等於三維重力位通量輻合效應以及斜壓能量轉換作用的合成。Oort and Pexioto (1967) 以 transient term $-\overline{v' \cdot \nabla \phi'}$ 代表 transient eddy APE 與 KE 之互換。

圖 2 表示觀測和 48 HR 預報的高層 1, 7 月 energy production ($-\bar{v} \cdot \nabla \phi$) 的分佈圖。對高層來說正負 pattern 顯得十分完整，無論觀測或是模擬，正值多半集中於陸地區有利平均動能增加與加速 \bar{u} ，反之兩大海洋為負的 $-\bar{v} \cdot \nabla \phi$ 所佔據，不但破壞了平均場動能的維持也使平均風場因之減速。由正負項的配置判斷，energy production 與噴流入區、出區的直接、間接環流 (\bar{v}_a) 有相當密切的關係。對直接環流而言高層風場向北由於受科氏力偏轉產生西風加速效應，有助於平均動能的增加、增強 \bar{u} ；相對間接環流的風場指向南方，產往東風加速抵消了原本的西風噴流強度，因此，空氣塊沿著 jet axis 順游而下時將受到不一樣的加速作用。與 Wang et al. (1984) 以 OSU 兩層氣候模式所得 energy production 正負分佈互相比較，本研究的結果比較偏東，而且反應在噴流位置上也有往東位移的傾向發生。七月的動能生成項的分佈概況，噴流附近的正負型態不如一月完整，顯然西風噴流的垂直環流遠比冬季微弱。由 200 mb 觀測結果來看 $-\overline{v' \cdot \nabla \phi'} < 0$ 的型態非常微弱，整個緯度圈幾乎受正值主宰。

3.3. Eddy heat flux transport

圖 3 是一月 850 mb eddy heat flux transport 及 200 mb momentum flux 分佈圖。觀測資料圖 3a 顯示 45 - 60° 緯度之間在換日線以東，阿留申群島及冰島低壓附近具有很強熱通量向北傳送，由於這些地方位於噴流出區及 storm track 所在，故強烈渦流活動特性是維持熱通量極值的重要因素。這項結果與 Blackman et al. (1977), Lau (1978) 的環流統計特性研究一致。比較模擬情況 pattern 配置與觀測場保持一致但太平洋

大西洋低壓附近的 heat flux 中心值有被放大趨勢而且隨預報時間的增長誤差也愈大。由 heat flux 的誤差推測 model 可能太過高估渦流活動力 (即 $\overline{v'^2}$) 或者溫度變異量過強。根據月平均溫度偏差圖顯示大西洋區的溫度預報過低使模擬的溫度場形成更大的溫度梯度，因此依能量觀點，過大的溫度梯度與強 eddy activity 配合使模擬場反應出較大的熱通量。

圖 3c 和 3d 是 200 mb 觀測和預報之 $\overline{u'v'}$ 分析，在噴流入區如中國大陸華中地區，美國中部等地具有強烈 $\overline{u'v'}$ 向北傳送，而噴流出區最大的特徵乃是 jet axis 北方的 Momentum flux converge。根據大氣角動量平衡條件，200 mb 有最強烈的 $\overline{u'v'}$ 渦流運動，同時在 40 - 45°N 之間存在 $\overline{u'v'}$ 輻合，Blackman et al. (1977) 及 Lau (1978, 1979) 研究發現 jet 出區北方有最大 $\overline{u'v'}$ convergence，而本文圖三中位於太平洋和大西洋 30 - 60°N 之 $\overline{u'v'}$ 正負 pattern 的配置正好說明此項特徵，將這些成果與其他研究相比較，本模式有非常不錯的表現。

3.4 \bar{E} 分析以及 barotropic energy conversion

方程式 (3) (from Hoskins et al. (1983)) 說明了 \bar{E} 診斷方法後，平均流場與擾動場之間動能轉換的大小和方向可以簡便地給決定出來，圖 4 即是利用此診斷方法所分析一月、七月 300 mb 之 \bar{E} 和 \bar{u} 分佈。

一月份，太平洋、大西洋海面上出現 \bar{u} 極大值，在噴流出區北方太平洋上的 \bar{E} 指向西方與 \bar{u} 梯度方向 ($-\nabla \bar{u}$) 相反，依照內積定義， \bar{E} 在 $-\nabla \bar{u}$ 上的投影量為負值，即動能的流向是自平均場流向擾動場。根據 $C(K_E, K_M) = -\bar{E} \cdot \nabla \bar{u}$ ，呈現的 pattern 與由 \bar{E} 的定性分析一致，噴流出區至東太平洋的廣大範圍都是負的正壓能量轉換值，顯示此地擾動場因得到平均流場的動能供應得以持續發展，而且呈現正壓不穩定特質，這種能量轉換的特性與綜觀系統在生命週期的後階段將能量釋出回饋給平均場的特性不同，因此由以上差異性可得知太平洋區域的移動性干擾除了綜觀尺度之外，尚存在其它時間尺度的擾動量。另一方面，大西洋 jet 出區 \bar{E} 指向與太平洋炯然不同，此區 \bar{E} 指向東方、barotropic energy conversion 為正值，同時擾動場呈現斜壓特性。

在夏季 \bar{E} 及 \bar{u} 不像冬季具有完整結構甚至零亂分佈，圖 5c 和 5d 中 \bar{E} 箭頭長度較短方向也呈現零亂，亦即 eddies 與 mean flow 之間的能量傳輸不顯著。兩噴流出區以太平洋 \bar{E} 偏東大西洋偏西為主要特徵與一月得到的結果相反，證明了冬、夏兩季環流型態的轉移。比較 obs. 與模擬結果，預報場低估了平均

風場強度 \bar{E} 大小而且隨時間有被放大現象，不過對於 \bar{E} 及 $C(K_E, K_M)$ 的 pattern 表現是非常不錯的，即使夏季的系統紛擾無序模式仍能模擬很好，尤其太平洋和大西洋 jet 出區一帶 \bar{E} 指向的季節變換，模式都能抓住其特徵，同時也與 Wallace and Lau (1985) 利用 time filtered data 得到的結論互相吻合。

四. 系統誤差的分布及其意義

雖然目前的模式已可提供不錯的預測結果，但仍有著相當程度的誤差存在，其中一大部份來自模式系統誤差的貢獻，與模式本身的設計有很大的相關性。Hollingsworth et al. (1980) 研究指出系統性誤差佔總預報誤差的百分之二十，而面對如此大的問題近幾年已有相當多研究投諸於系統誤差的診斷和解釋，並試圖找出原因所在。

在冬季地面氣壓誤差 pattern 最顯著的特徵是低壓太過高估和低估了高壓強度，陸地上之高壓系統誤差在亞洲一帶最為嚴重，最大 bias 達 14.5 mb。這樣的結果不但影響冷空氣平流速度也將造成預報寒潮預測的不準。相較之下，壓力場正偏差位於美國東北部以及日本附近，這兩地原是極地高壓系統的前緣由正偏差涵蓋的意義表示模擬的系統有往東偏移的傾向。

高度場方面，除了副熱帶太平洋和韓國、美國東北部一帶為正偏差外，其餘地區均為負偏差值分布。將此 bias 分布圖與月平均高度場比較發現兩者之間具有很大的相關性，正 error 位於槽的位置；負 error 處於脊所在地，這兩者分別抵消原來槽脊系統的特性，使模擬的槽脊線比較不明顯而且傾向 zonal flow。此外 bias 與地形的分布也有相關性，其最大特徵在於山脈地區迎風面的負偏差及背風面或更下游的正偏差。這樣的地理配置與許多學者的研究結果類似包括 Wallace (1983), Bettge (1983), Arpe, Klinker (1986) 等。根據前面作者的研究認為山脈地區高度場負偏差的可能原因在於使用了過度平滑的地形處理，其理由是過度守衡概念。關於此項誤差 Wallace et al. (1983) 加入 envelope 地形作用討論 ECMWF 模式在 24 HR 系統誤差的改善程度，其結果發現誤差大小非但未減弱反而有增強效果，這實驗意味著地形的平滑作用並非唯一導致誤差的原因，而尚有其它影響因素隱藏著，例如次網格擾動場對於大氣動量與熱量傳輸的貢獻。目前 gravity wave drag (GWD) (Palmer et al., 1986) 的參數化方法在目前已被視為改善系統性誤差的另一方針。

依照 \bar{E} 定義以及分析結果 $\overline{u'u'} \approx \overline{v'v'}$ ，使正壓能量轉換主要由的 $\overline{u'u'}$ 和平均緯流之經向梯度的乘積決定，

所以當本模擬的 \bar{u} 比觀測值大且正壓能量轉換隨預報時間增強時，其 $\overline{u'u'}$ 也須因此有所改變。此外 $\nabla \cdot \overline{u'v'}$ 在緯向動量方程式中是非常重要的項，當 $\overline{u'v'}$ 增加表示有過多的西風動量往北傳並且加強動量輻合導致風場強度，因此由 $\overline{u'v'}$ 的 model error bias 地理分布也可解釋造成平均風場誤差的原因。另一方面氣旋系統及斜壓性擾動受平均環流的牽引決定移動路徑，故如駛流場預報不準則將影響到 transient flow 行爲。

五. 結語

Transient eddies 對平均流場影響的問題一直是主環流理論和觀測研究所關切的，由於它的起因來自大氣內部不穩定機制，且各時間尺度具備性質不同對大氣環流的能量調節也有所差異，以致影響了數值預報的準確性。根據較好的診斷方法判斷，不僅合成的平均場有誤差 transient flow 也存在更多的系統差異性，顯示模式對於大氣內部的不穩定機制例如加熱效應、摩擦效應的表現不夠理想。既然 transient eddy 是大氣平衡態的調節過程，如果模式無法準確模擬它們的演變過程與能量傳輸能力，則也將導致模擬的環流的型態出現不準度。基於上述動機本文以中央氣象局全球預報模式的三組預報場及觀測結果從高階的變數分析以及能量收支觀點了解本模式的系統性誤差與其造成原因的探討。

大體而言，模式能掌握一月、七月的主要天氣型態且三組預報中以 48 HR 最佳，然而對於 pattern 的大小以及中心位置的模擬表現不甚理想，尤其以高估低壓和低估高壓系統、噴流強度增強且向東位移、山脈區附近具有強大高度負偏等性值最為顯著。至於 transient flow 的模擬也能反應出主要特徵，例如 jet 出區於 850 mb 具備最强的向北熱通量及 200 mb 的西風動量輻合現象，而 transient eddy 與 mean flow 之間的交互作用在 \bar{E} 及正壓能量轉換項的模擬結果也有不錯的表現，不過由 $\overline{v'T'}$, $\overline{u'^2}$, $\overline{v'v'}$, $\overline{u'v'}$ 的垂直結構顯現模擬大氣比較偏向正壓特性。

此外依平均流場的動能平衡發現 transient eddy 之 $\nabla \cdot \overline{u'v'}$ 在本文選擇的月平均流場的動能貢獻上居次要地位，而主要貢獻來自平均的非地轉流，同時本論文雖未做濾波動作，但仍得到類似 Wallace and Lau (1985) 的分析的 \bar{E} pattern，顯示了兩大洋區的區域環流與天氣型態具有本質上的差異性，即前者偏向正壓以較長週期的擾動場為主；後者則以時間週期較短的斜壓性擾動場為主。此外本文的資料長度雖然只有一個月，但卻能充份描述冬、夏兩季的大氣特徵。

由各基本流場(壓力、溫度、高度場)及高階量($\overline{v'T'}$, $\overline{v'u'}$, eddy 動能的 model bias 分析發現模式的系統性誤差主要原因在於地形處理方式及物理參數化方法, 以高低層溫度及 $\overline{v'T'}$ 誤差而言, 模式的輻射與積雲對流參數化方式對其影響非常敏感, 因此選擇合適的方法將可改善預測結果。在各種模式的系統性誤差研究發現其中具有很大的共通性, 顯示著各數值模式之間似乎存在共同缺限有待改善, 而確切的原因必須由更完整的敏感度實驗才能得知。

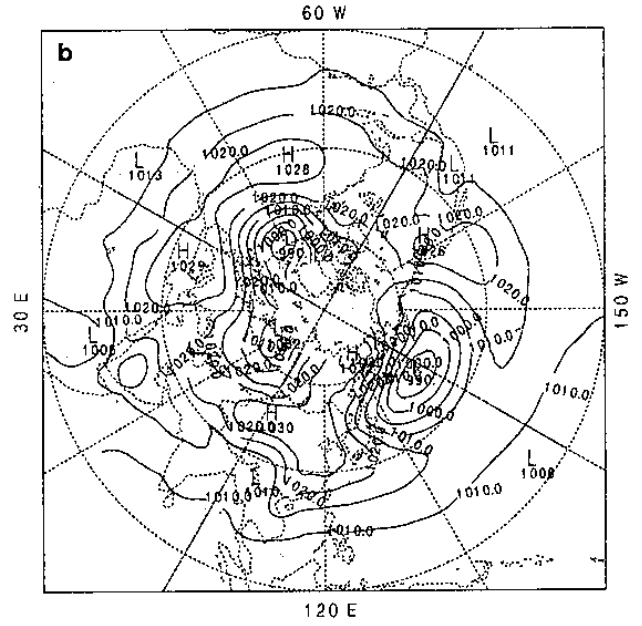
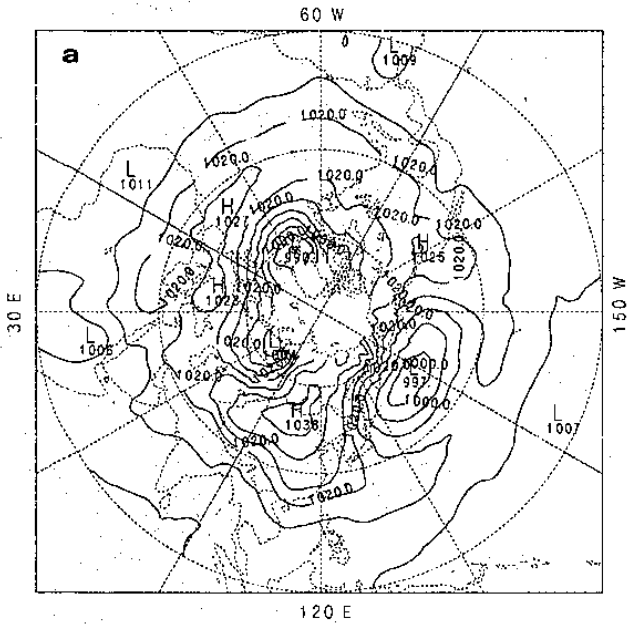
六. 參考文獻

- Arpe, K., and E. Klinker, 1986: Systematic errors of ECMWF operational forecasting model in middle latitude. *Quart. J. R. Meteor. Soc.*, 112, 181-202.
- Bettge, T.W., 1983: A systematic errors comparison between the ECMWF and NMC prediction models. *Mon. Wea. Rev.*, 111, 2385-2389.
- Blackman, M.L., J.M. Wallace, N.-C. Lau, and S.L. Mullen, 1977: An observational study of the Northern Hemisphere wintertime circulation. *J. Atmos. Sci.*, 34, 1040-1053.
- Chen, T.-C., and J.C. Alpert, 1990: Systematic Errors in the Annual and Intraseasonal Variations of the Planetary-Scale Divergent Circulation in NMC Medium-Range Forecasts. *Mon. Wea. Rev.*, 118, 2607-2623.
- Hollingsworth, A., K.Arpe, M. Tiedtke, M. Capaldo and R.H. Savijarvi, 1980: The performance of a medium-range forecast model in winter-impact of physical parameterizations. *Mon. Wea. Rev.*, 108, 1736-1773.
- Hoskins, B.J., I.N. James, and G.H. White, 1983: The shape, propagation and mean flow interaction of large scale weather systems. *J. Atmos. Sci.*, 40, 1595-1612.
- Lee, Y.-H., and T.-C. Chen, 1986: Structure and Energetics of Standing Eddies in the Winter Northern Hemisphere Simulated by the NCAR Community Climate Model and the GLA Climate Model. *Mon. Wea. Rev.*, 114, 2057-2078.
- Lorenz, E.N., 1955: Available potential energy and the maintenance of the general circulation. *Tellus*, 7, 157-167.
- Lau, N.-C., 1978: On the three-dimensional structure of the observed transient eddy statistics of the Northern Hemisphere wintertime circulation. *J. Atmos. Sci.*, 35, 1900-1923.
- Lau, N.-C., 1979: The structure and energetics of transient disturbance in the Northern Hemisphere wintertime circulation. *J. Atmos. Sci.*, 36, 982-995.
- Lau, N.-C., 1979: The observed structure of tropospheric stationary waves and the local balances of vorticity and heat. *J. Atmos. Sci.*, 36, 996-1016.
- Palmer, T.N., G.J. Shutts and R. Swinbank, 1986: Alleviation of a systematic westerly bias in general circulation and numerical weather prediction models through an orographic gravity wave drag parameterization. *Quart. J. R. Meteor. Soc.*, 112, 1001-1040.
- Tibaldi, S., 1985: Envelope orography and maintenance of the quasi stationary circulation in the ECMWF global models. *Advanced in Geophysics*, Vol 29, 339-374.
- Wallace, J.M., S. Tibaldi and A.J. Simmons, 1983: Reduction of systematic forecast errors in the ECMWF model through the introduction of envelope orography. *Quart. J. R. Meteor. Soc.*, 109, 683-717.
- Wallace, J.M., and N.-C. Lau, 1985: On the role of barotropic energy conversions in the general circulation. *Advances in Geophysics*, Vol., 28A., 33-74.
- Wang, J.-T., J.-W. Kim, and W.L. Gates, 1984: The balance of kinetic and total energy simulated by the OSU two-level atmospheric general circulation model for January and July. *Mon. Wea. Rev.*, 112, 873-890.
- Wang, J.-T., W.-M Chen, and S.-C. Lin, 1993: Systematic errors of CWB global model. Part I: Fundamental variables and mean meridional circulation. *TAO*, 4, 119-143.

OBSERVATION

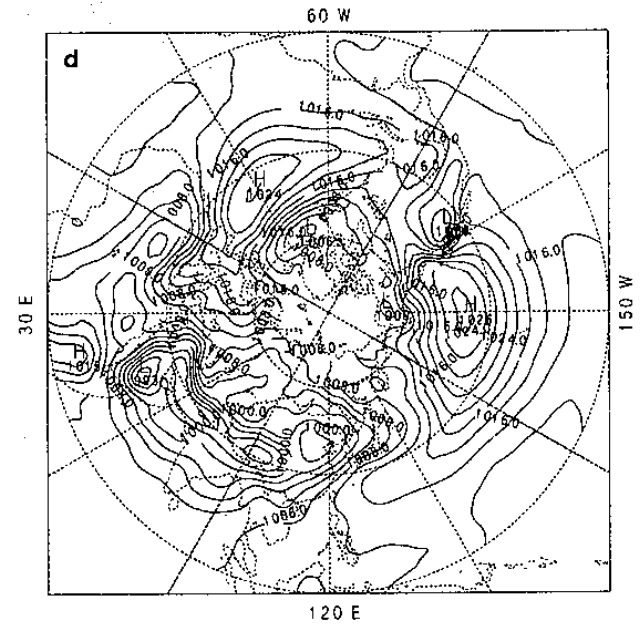
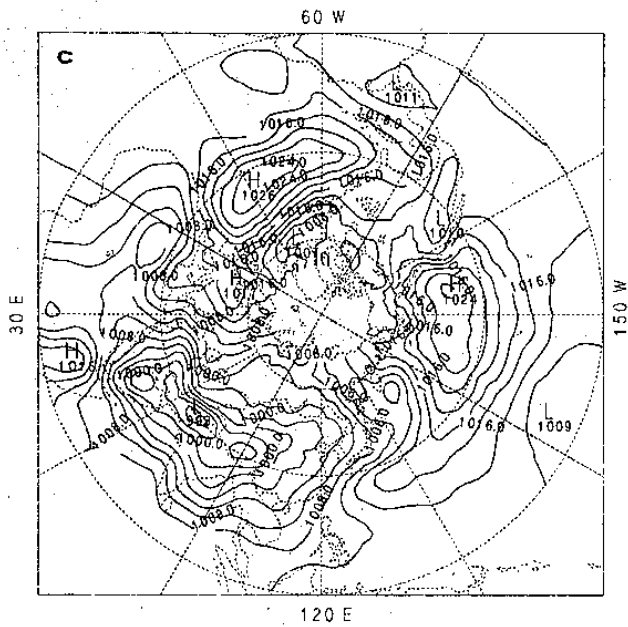
SURFACE PRESSURE 1991.JAN
(INTERVAL=3.)

FORECAST (48 HR) SURFACE PRESSURE 1991.JAN
(INTERVAL=3.)



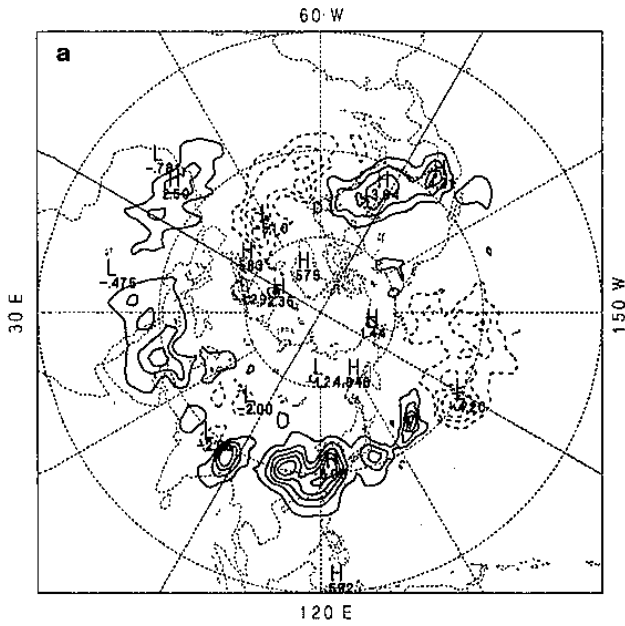
OBSERVATION SURFACE PRESSURE 1991.JUL
(INTERVAL= 2.)

48 HR FORECAST SURFACE PRESSURE 1991.JUL
(INTERVAL= 2.)

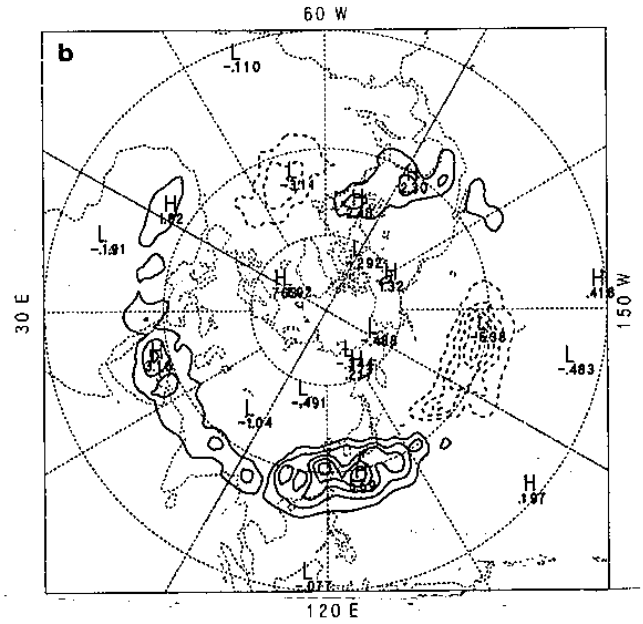


圖一. 1991年月平均海平面氣壓場。(a)一月觀測場, (b)由48小時預報場組成的元月月平均場, (c)七月觀測場, (d)同(b)但為七月月平均場。

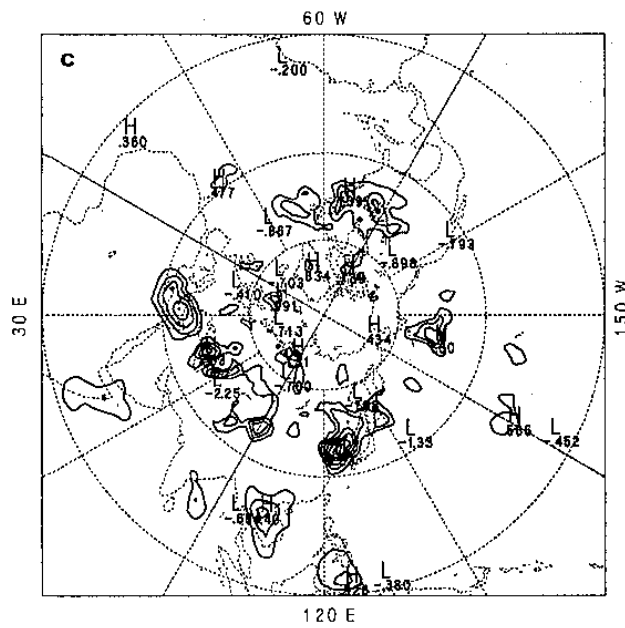
OBS. ENERGY PRODUCTION AT 200 MB 1991. JAN (*1.E-2)
(INTERVAL= 1.0)



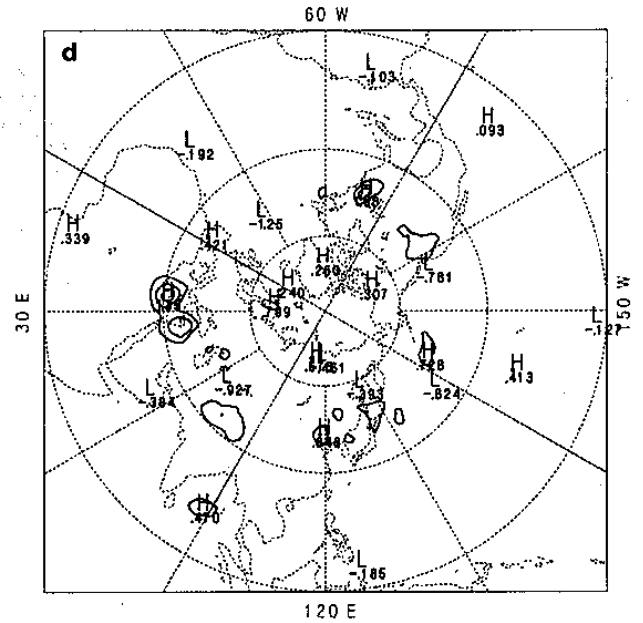
48 HR ENERGY PRODUCTION AT 200 MB 1991. JAN (*1.E-2)
(INTERVAL= 1.0)



OBS. ENERGY PRODUCTION AT 200 MB 1991. JUL (*1.E-2)
(INTERVAL= 0.4)

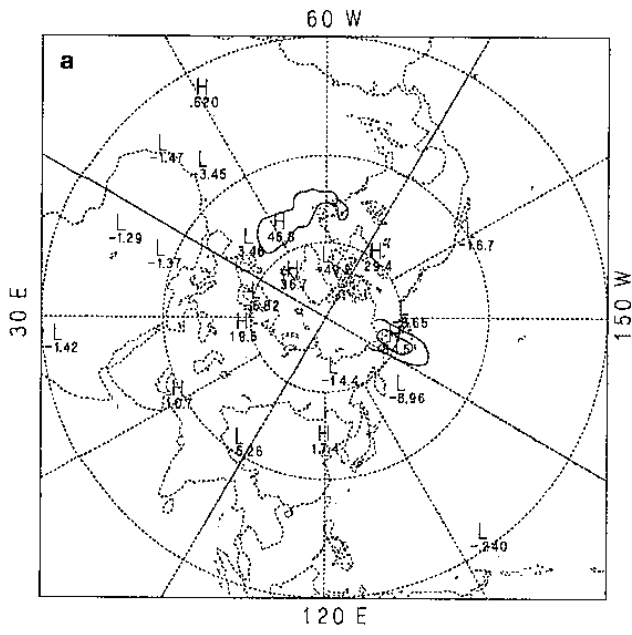


48 HR ENERGY PRODUCTION AT 200 MB 1991. JUL (*1.E-2)
(INTERVAL= 0.4)

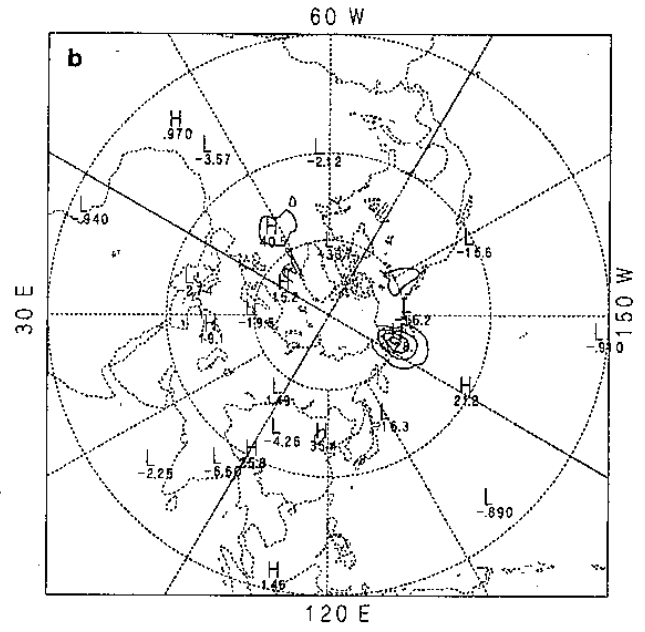


圖二. 月平均動能產生項 $-\bar{v} \cdot \nabla \phi$ 。(a)一月觀測場, (b)由48小時預報場組成的元月月平均場, 間隔值 $1.0 \times 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}^3$; (c)七月觀測場, (d)由48小時預報場組成的七月月平均場, 間隔值 $0.4 \times 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}^3$

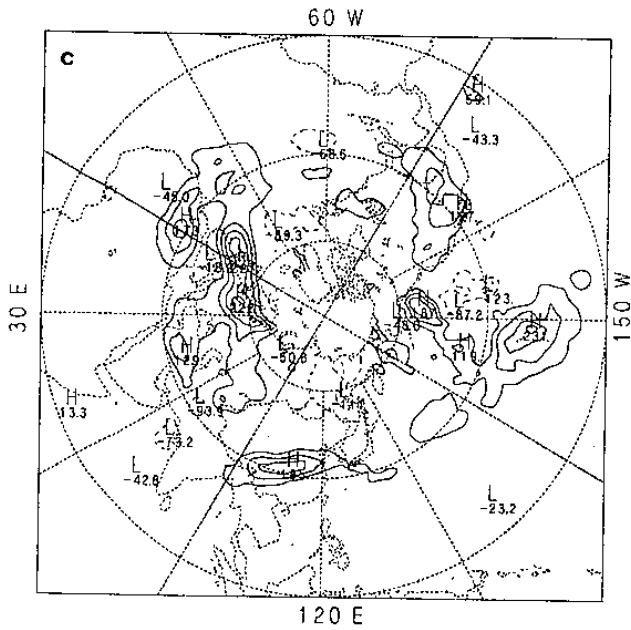
OBSERVATION 850 MB VT 1991.JAN
(INTERVAL= 30.)



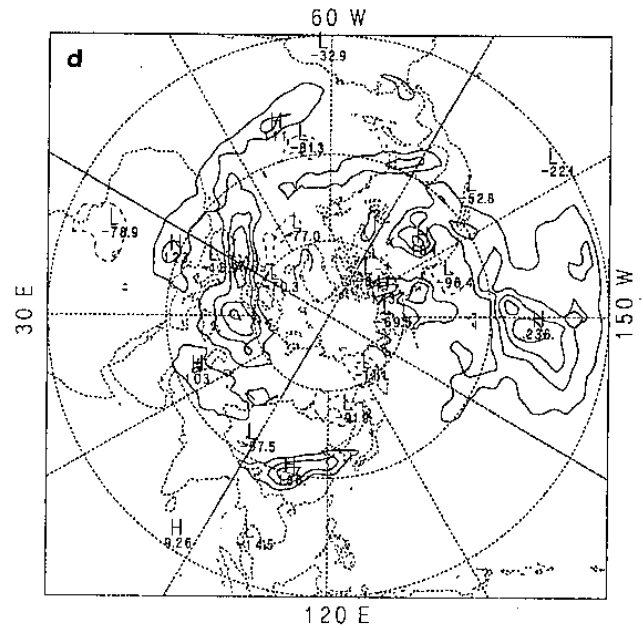
FORECAST (48 HR) 850 MB VT 1991.JAN
(INTERVAL= 30.)



OBSERVATION 200 MB UV 1991.JAN
(INTERVAL= 50.)

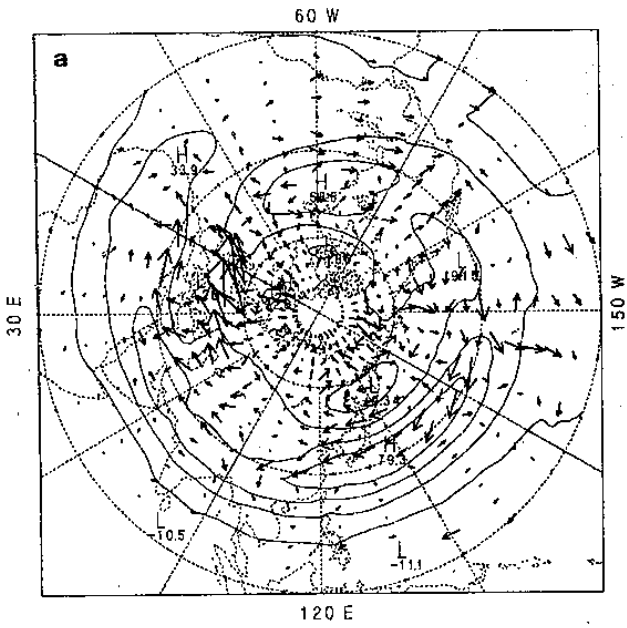


FORECAST (48 HR) 200 MB UV 1991.JAN
(INTERVAL= 50.)

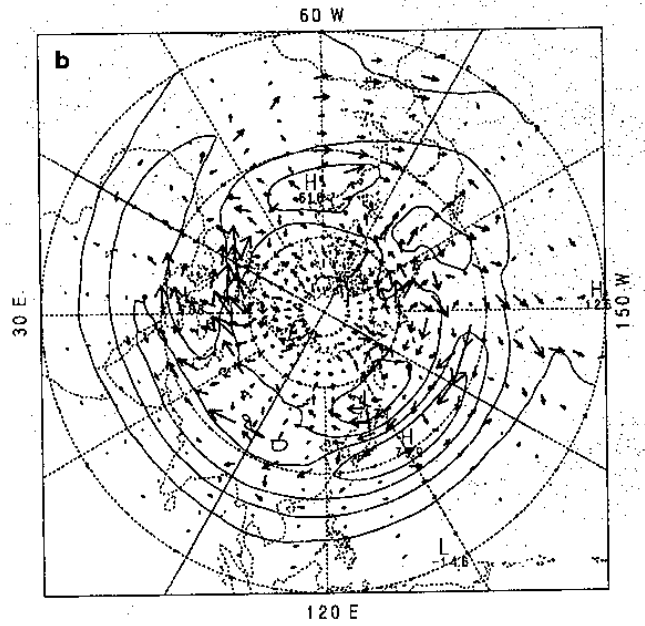


圖三.一月月平均擾動場之熱、動量傳輸。(a) 850 mb 的 $\overline{v'T}$ 觀測場, (b) 由 48 小時預報場組成的元月月平均場, 間隔值 $30 \text{ m}^{\circ}\text{C}/\text{s}$; (c), (d) 同 a, b, 但為 200 mb 的 $\overline{u'v'}$ 場, 其間隔值 $50 \text{ m}^2/\text{s}^2$ 。

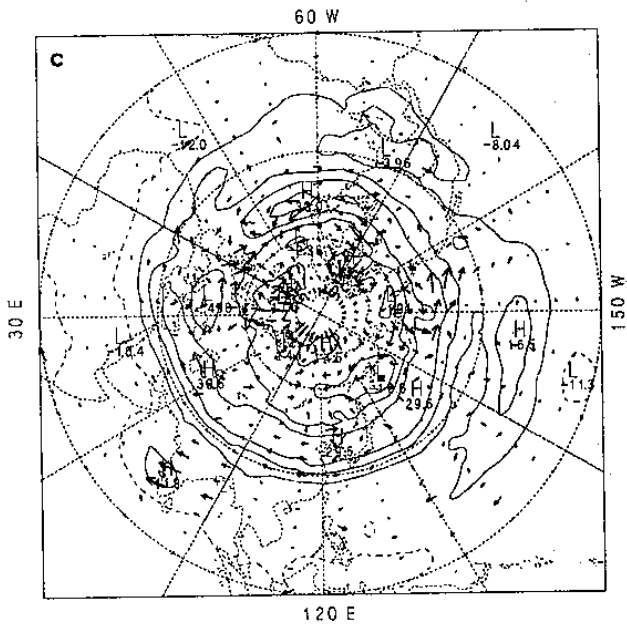
E VECTOR AND MEAN ZONAL WIND AT 300 MB (OBS.)
(INTERVAL=20.) 1991. JAN



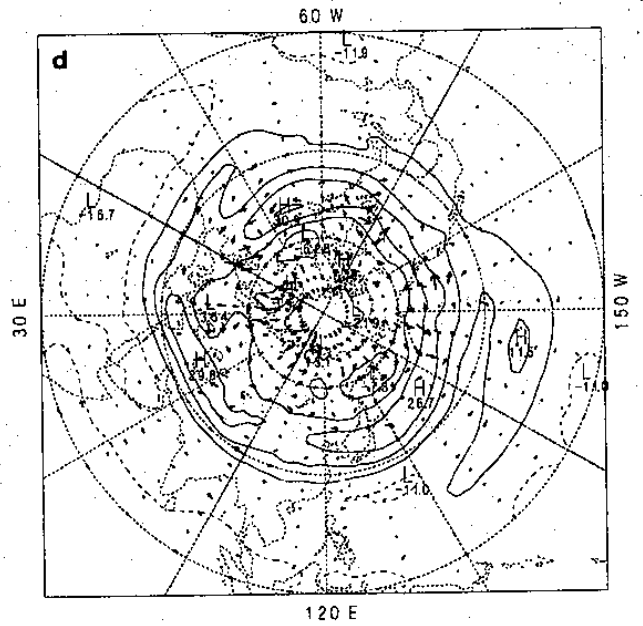
E VECTOR AND MEAN ZONAL WIND AT 300 MB (48 HR)
(INTERVAL=20.) 1991. JAN



E VECTOR AND MEAN ZONAL WIND AT 300 MB (OBS.)
(INTERVAL=10.) 1991. JUL

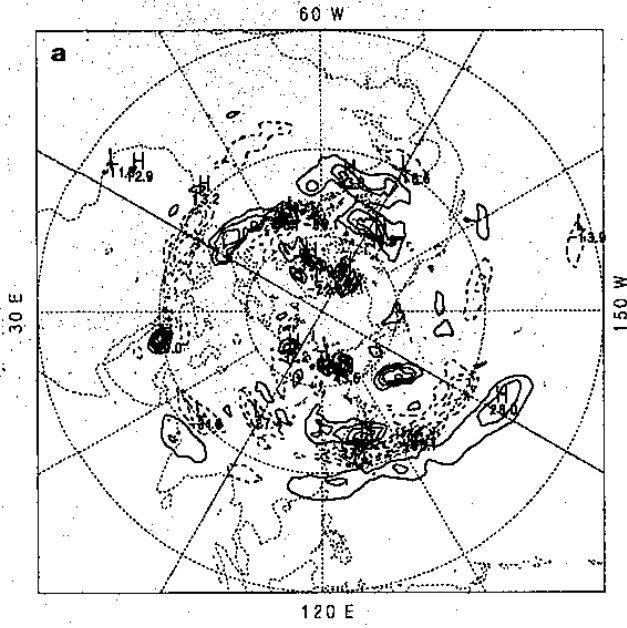


E VECTOR AND MEAN ZONAL WIND AT 300 MB (48 HR)
(INTERVAL=10.) 1991. JUL

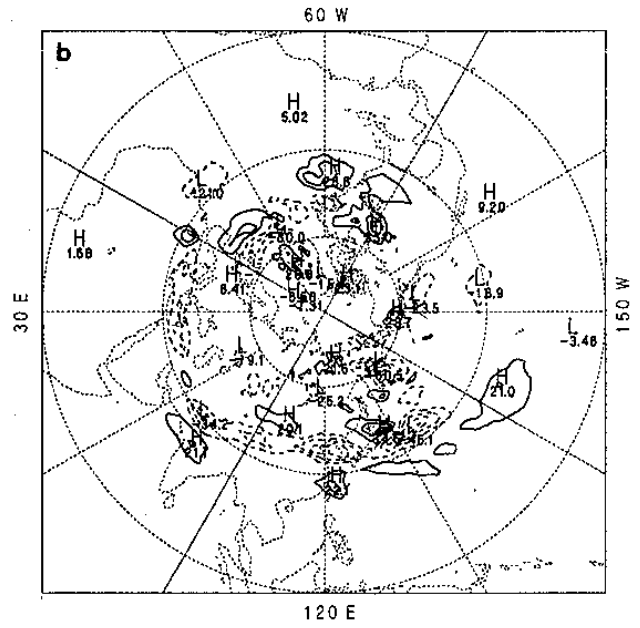


圖四. 月平均 300 mb \vec{E} 與 \bar{u} 分析, 箭頭代表 \vec{E} , 等值線表 \bar{u} 之值。(a) 一月觀測場, (b) 由 48 小時預報場組成的元月月平均場, \bar{u} 等值線間隔 20m/s; (c) 七月觀測場, (d) 由 48 小時預報場組成的七月月平均場, \bar{u} 等值線間隔 10m/s。

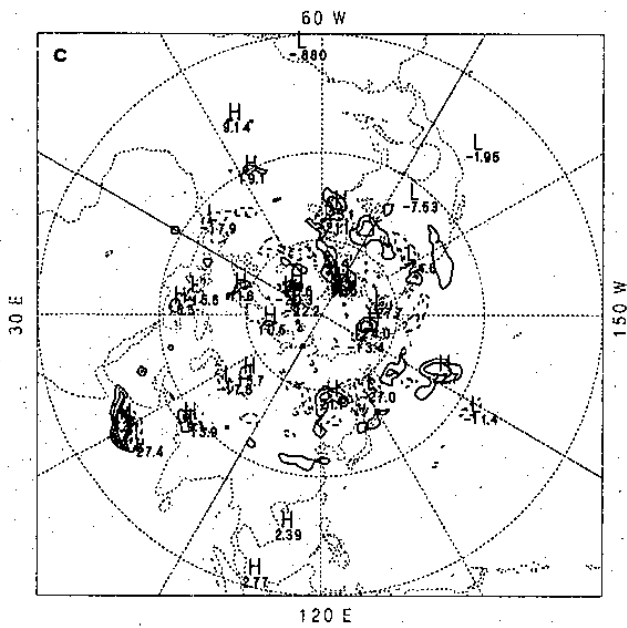
BAROTROPIC ENERGY CONVERSION AT 300 MB (OBS.) (*1.E-4)
(INTERVAL=10.) 1991. JAN



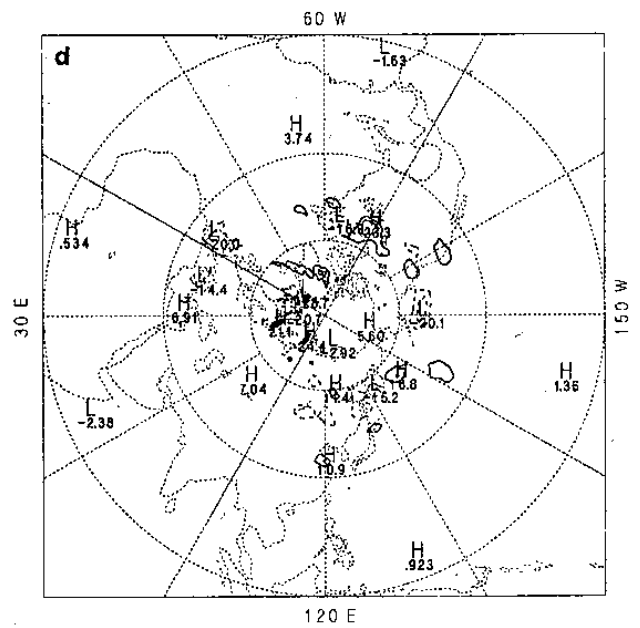
BAROTROPIC ENERGY CONVERSION AT 300 MB (48 HR) (*1.E-4)
(INTERVAL=10.) 1991. JAN



BAROTROPIC ENERGY CONVERSION AT 300 MB (OBS.) (*1.E-4)
(INTERVAL= 8.) 1991. JUL



BAROTROPIC ENERGY CONVERSION AT 300 MB (48 HR) (*1.E-4)
(INTERVAL= 8.) 1991. JUL



圖五. 月平均正壓能量轉換項壓分析。(a)一月觀測場, (b)由48小時預報場組成的元月月平均場, 等值線間隔 $15 \times 10^{-4} m^2/s^3$, (c)七月觀測場, (d)由48小時預報場組成的七月月平均場, 等值線間隔 $8 \times 10^{-4} m^2/s^3$ 。

Systematic Errors of the CWB Global Forecast Model: Energetics Viewpoints

Huei-Ling Kuo¹ Jough-Tai Wang¹ Wen-Mei Chen²

¹ *Institute of Atmospheric Physics, National Central University*

² *Computer Center, Central Weather Bureau*

Abstract

Study the systematic errors of a model is a good indicator to represent the performance and limitation of a model. Through the construction of the simulated monthly mean climatology based on each 24 hrs, 48 hrs or longer periods simulation reveal certain features of the model behavior. However, it is still not adequate to identify all of the model characteristics. From the energetics points of view, the behavior of eddies associated with the synoptic systems are crucial to the barotropic and baroclinic energy conversion processes. Understanding model's eddies structure through the energetics calculation could explain model characteristics of different regions. The characteristics of the systematic errors are clearly identified and it's impact easier understood.

This study analyzes the simulated data from the Global Forecast System of the Central Weather Bureau (CWB) in January and July of 1991. Through the calculation of the eddies associated with the barotropic and baroclinic processes, the strength and pattern of those processes can be identified and compared with the observation. \vec{E} vector calculation is also included in order to investigate model's performance of the barotropic processes in the jet stream regions. Some preliminary conjectures will be discussed concerning the possible causes of those deficiency of the simulated eddies structures.