

中央氣象局全球模式之淺積雲參數法的改進

汪鳳如

李瑞麟

中央氣象局氣象科技研究中心 美國航空暨太空總署

摘要

中央氣象局的全球作業模式經氣候模擬 (Chen et al. 1999) 診斷發現低層水氣傳輸不足，同時降水的分布有幾個明顯不合理處，例如夏季在西太平洋的副熱帶區有過多的大尺度降水，但在東太平洋的赤道區則是明顯低估深積雲降水。

淺積雲參數法是造成偏差的可能原因之一。本研究以此為研究方向，從一維測試著手，以 BOMEX 實驗資料測試作業版之淺積雲參數化，發現作業版之方法無法適當模擬淺積雲層。於是本研究引進 Li (1994) 所提出的方法，此方法不僅考慮了淺積雲內擴散混合係數的垂直變化，同時考慮了非局部的對流混合效應，因此新版之淺積雲參數方法在一維測試中，維持了與觀測較為接近的淺積雲層。

在進一步的三維模擬測試中，新版方法更考慮了環境的逸入對流可用位能 (CAPE) 及雲層厚度等環境相關資訊來決定淺積雲混合係數；模擬結果顯示，無論是降水的分布、地面氣壓及地面通量，均有非常顯著的改進。

關鍵字：淺積雲，非局部混合

一、前言

淺積雲屬於不降水之雲層，所以不會因降水過程對大氣溫度、濕度造成影響，但淺積雲在全球的水文循環系統內卻扮演了舉足輕重的角色。例如在大尺度下沉的信風(trade wind)區，穩定存在的淺積雲能平衡下沈氣流對海洋邊界層的壓抑，因此淺積雲可以維持邊界層的發展並持續海洋至大氣邊界層的水氣傳送，再藉由哈得里環流 (Hadley circulation) 低層的輸送，可將較豐沛的水氣帶往赤道降雨區(Riehl et al. 1951)。所以在模式大氣裡，適當的淺積雲參數化方法對 ITCZ 的模擬是相當重要的。另外，在中緯度區冷空氣流過溫暖洋面時，有大量的水氣與可感熱由洋面往上傳，若有適當的淺積雲參數化配合將邊界層內的水氣往上傳，不僅可加強海氣交互作用以加深邊界層發展，同時上傳的水氣在淺積雲底可先凝結釋放出潛熱，對雲底產生增溫作用，凝結的雲滴繼續往上

傳，靠近雲頂再蒸發則產生冷卻的效應；經由此種雲內的凝結蒸發之水相位變化的考慮，對雲的影響是上冷下熱，有助於維持雲內正浮力通量，保持條件不穩定狀態的雲層發展。如此不僅可累積較多的水氣，同時對大氣有不穩定的作用，因此增加了之後深積雲發展的機會。另外一個類似的情形是在白天陸地上，當空氣中有充足水氣及日照，淺積雲的考慮會使得邊界層的發展更為旺盛，對稍晚之深積雲的發展時機也有較為適當的掌握，因此有研究指稱淺積雲為深積雲的雲根 (root) (LeMone and Pennel 1976 ; Stull 1988)。

目前各類簡化的淺積雲參數化方法已被廣泛使用於大尺度環流模式，這些方法包含了 Betts-Miller 調整方案(adjust scheme) (Betts and Miller 1984 ; Betts 1986)，質量通量方案(mass flux scheme) (Betts 1975 ; Tiedtke 1989)，及簡單的渦流擴散方法(Tiedtke 1984)，這些方法各有其優缺點存在。本局作業模式目前採用的

是 Tiedtke (1984)的簡單渦流擴散方法，只考慮了局部 (local) 且在垂直方向固定的渦流傳送。本研究則引進一個考慮較為周詳的淺積雲參數化方法 (Li and Young 1994; Li 1994)，此方法將非局部 (nonlocal) 對流傳送的部分納入，以表現整個淺積雲尺度的熱力上衝 (updraft) 作用。另外還考慮了雲根 (cloud root) 的影響，加強邊界層至淺積雲的傳送，並使用兩個涉及水的相位變化時依然保守的溫度及濕度變數 (liquid water potential temperature and total water content)，如此將能正確反應出雲滴之凝結及再蒸發的過程。

在本局全球預報系統模式 (Global Forecast System Model; GFSM) 的校驗論文 (Chen et al. 1999) 中提到，本局 GFSM 的低層水氣傳輸不足，導致的因素不明，但是淺積雲參數化方法是可能的原因之一。所以本研究以淺積雲參數化方法為研究重點，首先將以 BOMEX 實驗資料進行一維測試，評估本局淺積雲參數化方法及引進方案之表現，最後再放入三維模式進行氣候模擬。有關現行模式與新引進之淺積雲參數化方案將於本文第二節作介紹，一維測試的設計及結果於第三節有詳細描述，第四節則是三維測試的結果，第五節是討論與分析，最後一節將談到未來尚可著力的方向。

二、淺積雲參數化模式描述

(一) GFSM 現行作業版

目前 GFSM 採用的 Tiedtke 淺積雲參數化方法 (1984)，是以三個條件來判斷淺積雲是否發生：

1. 地表溫度必須高於地面上的空氣溫度。
2. 模式最底層大氣的相對濕度必須大於 80%。
3. 地表空氣塊的舉升凝結層 (LCL) 離地表不能超過 200hPa 的厚度。

在模式裡大氣滿足以上三個條件，淺積雲才有可能發生，至於實際雲層的決定是以條件不穩定 (飽和濕靜能垂直梯度小於零) 存在的最高

模式層為雲頂，而模式最底層至雲頂均為淺積雲作用的範圍。淺積雲對模式大氣的影響乃是透過對流混和 (mixing) 的方式調整位溫 ($\bar{\theta}$, potential temperature) 及比濕 (\bar{q} , specific humidity)：

$$(\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t})_{cu} = -\frac{\partial}{\partial z}(\overline{w' \theta'}) = -\frac{\partial}{\partial z}(-k_c \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z}) \quad (1)$$

$$(\frac{\partial \bar{q}}{\partial t})_{cu} = -\frac{\partial}{\partial z}(\overline{w' q'}) = -\frac{\partial}{\partial z}(-k_c \frac{\partial \bar{q}}{\partial z}) \quad (2)$$

(1) 及 (2) 式中的 K_c 為淺積雲內擴散混和係數，配合局部 (local) 環境變數 ($\bar{\theta}, \bar{q}$) 的下梯度 (down gradient) 即可決定淺積雲內的混合通量 (flux) 及變數的時間變量 (tendency)。模式 GFSM 中定義雲頂的混合係數 (K_c) 為 $2 \text{ m}^2/\text{s}$ ，雲頂以下的雲層內其混合係數則為固定的常數值 $10 \text{ m}^2/\text{s}$ 。

(二) 更新版

更新版對雲層的決定方法參考 Li (1994) 作了大幅修改，首先找到地面空氣塊的舉升凝結層 (LCL)，此層定義為淺積雲雲底 (cloud base)，氣塊繼續往上升，在上升過程其特性的決定則參考一個簡單的拉格朗日 (Lagrangian) 模式 (Betts 1975; Betts and Albrecht 1987)，此模式考慮了環境逸入 (entrainment) 對上升空氣塊的熱力影響，因此在上升過程空氣塊的熱力特性由以下式子決定：

$$\begin{aligned} \frac{d\theta_i^c}{dz} &= \lambda(\theta_i^c - \bar{\theta}_i) \\ \frac{dq_i^c}{dz} &= \lambda(q_i^c - \bar{q}_i) \end{aligned} \quad (3)$$

其中 λ 為逸入常數，在此設定為 0.5 km^{-1} (Albrecht 1981)。當空氣塊浮力由正值轉為負值時，定義此層下方層為淺積雲雲頂 (cloud top)。另外對雲頂高度有一最高值 (4000 公尺)

的過濾，因為超過此高度的雲應屬於深積雲的範疇。另外此版尚考慮了雲根(cloud root)的作用，淺積雲實際作用的範圍會從雲底向下延伸至雲根，雲根為加強邊界層至淺積雲輸送的管道，而雲根在此版被定義為地表至雲底的中間位置。

為了考慮空氣塊上升過程中的凝結及再蒸發等相位變化，因此以兩個保守變數的通量，計算對大氣的實際加熱率(heating rate)及加濕率(moistening rate)：

$$\begin{aligned} \left(\frac{\partial \bar{\theta}_t}{\partial t}\right)_{cu} &= -\frac{\partial}{\partial z} (\bar{w'} \bar{\theta}_t') \\ \theta_t &= \theta - \frac{L}{c_p} q_t \end{aligned} \quad (4)$$

$$\left(\frac{\partial \bar{q}_t}{\partial t}\right)_{cu} = -\frac{\partial}{\partial z} (\bar{w'} \bar{q}_t') \quad (5)$$

$$q_t = q + q_i$$

其中 θ_t 為含液態水位溫 (liquid water potential temperature)， q_t 為總含水量 (total water content)。

若將以上二熱力變數通量的收支方程(budget equation)作準平衡(quasi-equilibrium)假設，可以推得淺積雲內的熱力通量包含局部變數下梯度(downgradient)及非局部(nonlocal)兩個部分的貢獻，詳細推導過程可參考(Li and Young 1994；Li 1994)：

$$\bar{w'} \bar{\varphi}'_{cu} = -K_c \frac{\partial \bar{\varphi}}{\partial z} + K_c \alpha \frac{\partial \bar{\varphi}}{\partial z} \quad (6)$$

(6)式中的 φ 代表含液態水位溫(liquid water potential temperature)及總含水量 (total water content)，等號右邊第一項為局部 (local) 擴散混合，考慮雲內垂直速度實際分布，其為中間最大靠近雲頂及雲底逐漸變小的特性(Pennel and LeMone 1974)，因此更新版對混合係數(K_c)的定義在垂直方向為一拋物線函數，最大值在中間，靠近雲頂及雲根則漸趨於零，將

雲根的效果同時考慮。至於中間最大值則應該和當時環境有關，詳細格式將在三維測試使用時說明；BOMEX 實驗一維測試則以當時環境估算出的值(6.5)給定：

$$\begin{aligned} k_c &= 6.5 F(Z) \\ F(Z) &= -\frac{(Z_m - Z)(Z_t - Z)}{(Z - Z_m)(Z - Z_t)} \end{aligned} \quad (7)$$

$$Z_m : \text{雲根 } Z_t : \text{雲頂 } \bar{Z} = (Z_m + Z_t)/2$$

(6)式等號右邊第二項為非局部 (nonlocal) 對流傳送，其中的 α 是參考 Bougeault (1981) 的一維高階模擬及 Sommeria and LeMone(1978) 三維大尺度渦流(large-scale eddy)模擬結果：

$$\alpha = \frac{1}{a + bF(Z)} \quad (8)$$

其中 a 值為 1， b 值為 1.5， $F(Z)$ 為 (7) 式中的拋物線函數。

三、單維實驗

(一) 實驗資料

一維測試是以 BOMEX 實驗的觀測資料為模擬比對依據，選取之實驗期間 (June 22-23, 1969) 大氣屬非擾動(undisturbed)狀態；觀測點因處於信風區的海洋上，大氣受大尺度下沈氣流的影響，靠近海面為一偏淺的海洋邊界層(約 600 公尺)，邊界層之上覆蓋一層條件不穩定的淺積雲，淺積雲雲頂(約 1650 公尺)則是一明顯的逆溫層(Song and Ogura 1980)。從觀測變數場計算的大尺度外力可以得知，大尺度作用對淺積雲的上半部分有增溫及變乾的效應；對雲的下半部分則有冷卻及變乾的影響(圖 1 及圖 2)，所以大尺度對整層雲的影響是使之趨向暖乾及穩定的方向 (Song and Ogura 1980)。

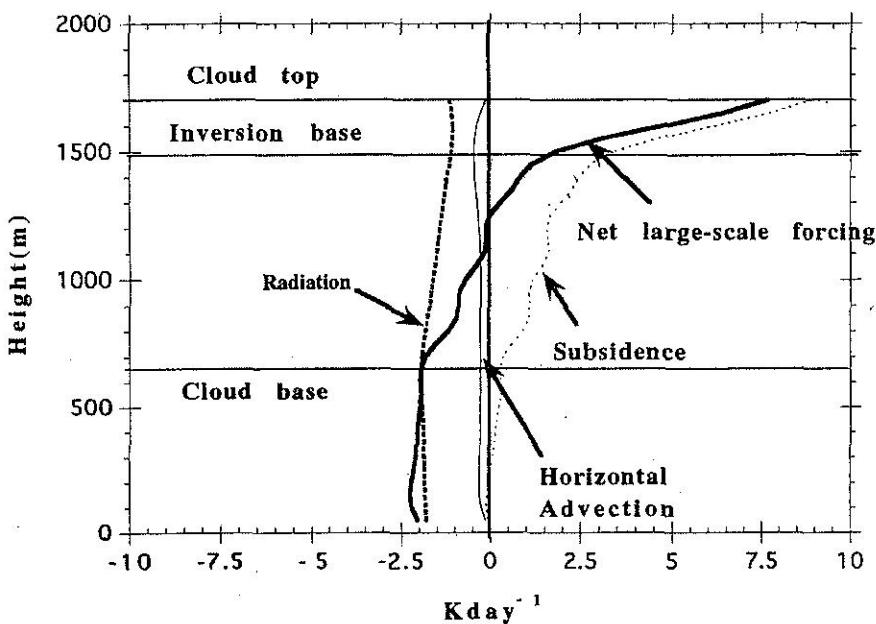


圖 1 BOMEX 實驗平均大尺度加熱率。單位為 K day^{-1} 。

(摘自 Li and Young 1994 圖 1)

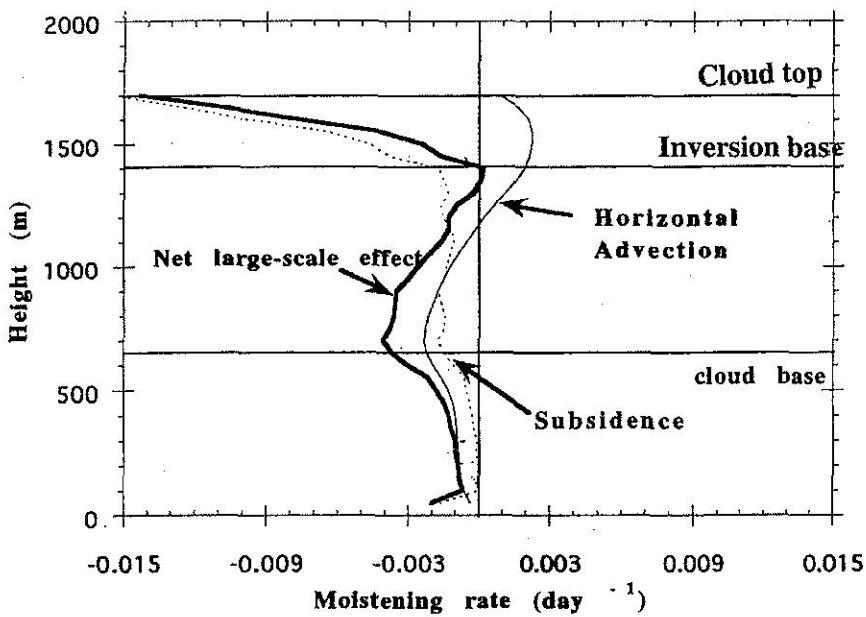


圖 2 BOMEX 實驗平均大尺度加熱率。單位為 K day^{-1} 。

(摘自 Li and Young 1994 圖 2)

淺積雲能持續穩定存在，勢必有其他過程擾動大氣，配合提供水氣及冷卻的機制，以對抗大尺度的穩定作用，邊界層及淺積雲等次網格尺度的傳送過程在這就扮演了重要角色。因此本研究的一維測試以實驗期間的平均探空資料為初始場，並以此段時間合成之環境條件給定模式大尺度外力(forcing)，包括淨輻射作用(net radiation)，溫度和濕度的水平平流(advection)及垂直平流作用。模式為避免內差造成額外誤差，設定垂直解析度與資料之垂直解析度同為 50 公尺，物理部分則僅考慮邊界層(汪 1992) 及淺積雲參數化作用，模擬重點是檢視積分過程模式大氣是否能如實際大氣保持穩定存在的淺積雲層。

(二) 實驗結果

為了解更新方案各部分的影響，所以在一維測試是以漸進的方式進行，逐步加入；瞭解的重點包括雲高的決定，擴散混合係數的大小和垂直分布，以及非局部對流混合係數的重要性。

1. 混合係數在垂直方向為常數分布

實驗 CO 首先以作業版本的方法判斷淺積雲雲高，同時雲內混合係數以常數值 $10\text{m}^2/\text{s}$ (作業版之值) 給定，模擬結果顯示實驗 CO 一開始對雲高的判斷便超過模式上限 3000 公尺，表示作業版對雲高的決定不恰當。

實驗 CL 則以更新版的方法決定雲高，混合係數仍是垂直以常數分布，當常數值仍給定 $10\text{m}^2/\text{s}$ ，淺積雲只能維持一至二小時；若給以當時環境推算出的實驗值 $6.5 \text{ m}^2/\text{s}$ ，淺積雲可維持較長時間，但從混合係數垂直分布之發展可

以看到，積分五小時後淺積雲發展超過 2000 公尺 (圖 3a) 已比觀測值 (1650 公尺) 高出 350 公尺，從五小時平均加熱率(heating rate)的垂直分布 (圖 4) 可以看到，靠近雲頂的位置，淺積雲過程產生了比大尺度加熱要大很多的冷卻，同時冷卻最大值的位置比大尺度加熱的位置稍高且集中，如此分布對雲頂提供一上冷下熱不穩定環境，使得雲頂不斷往上發展。

其中關鍵應和混合係數垂直分布有關，因為係數值在雲頂突然變為零，呈現跳躍(jump)的變化，使得負通量在雲頂有很大的輻合，造成過大冷卻。模擬結果也顯示出，此種方法的一個隱憂是對雲頂位置的敏感度較大，因為雲頂對其冷卻最大值的位置有決定性的影響，若與大尺度外力稍有配置不當便可能加速雲頂不正常發展。

2. 混合係數是高度的函數

實驗 KL 與實驗 CL 類似，仍然只考慮局部擴散混合係數，不同的是實驗 KL 以拋物線函數考慮混合係數在垂直方向的變化，最大值在雲根至雲頂中間，靠近雲根及雲頂則漸趨於零[數學式子請參考(7)式]。

結果顯示積分至 5 小時淺積雲頂 (圖 3b) 依然比觀測值 (1650 公尺) 高了 250 公尺，但比 CL 版本減緩一些。圖 5 為積分前 5 小時平均加熱率，淺積雲下半部分及雲層以下次網格尺度 (邊界層及淺積雲) (黑實線) 的加熱和大尺度 (黑虛線) 冷卻作用幾乎相平衡，但在雲層上半部分淺積雲的冷卻 (-12 K/day) 比大尺度增溫 (9 K/day) 效果要強，導致雲層上半過冷，沒有達到完全平衡的狀態，因此我們會看到雲頂緩慢的增高。

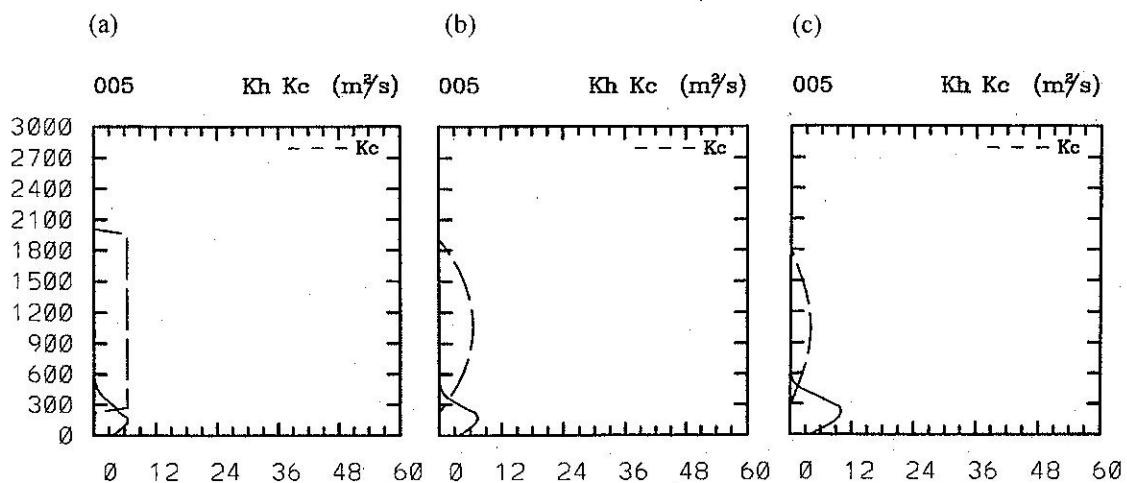


圖 3 單維測試(a)CL 版(b)KL 版(c)KNL 版積分五小時混合對流係數垂直分布。

虛線代表淺積雲，實線為邊界層作用，單位為 m^2/s 。

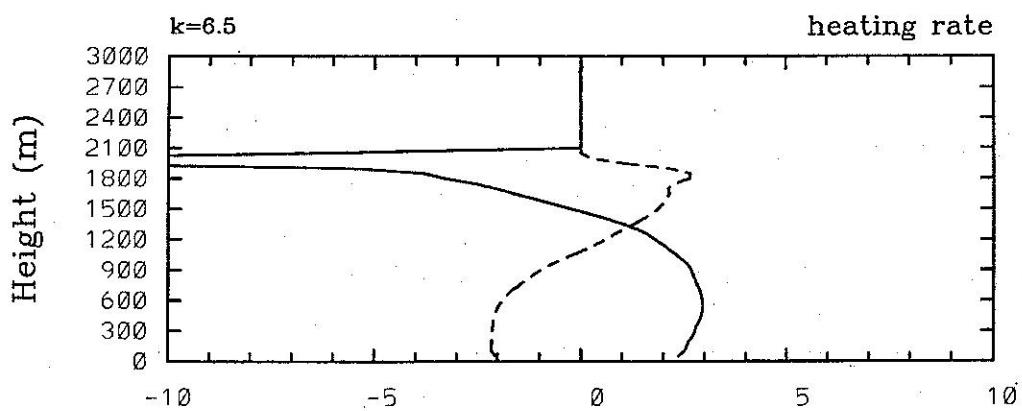


圖 4 單維測試 CL 版之積分前五小時平均加熱率。單位為 $K day^{-1}$ 。

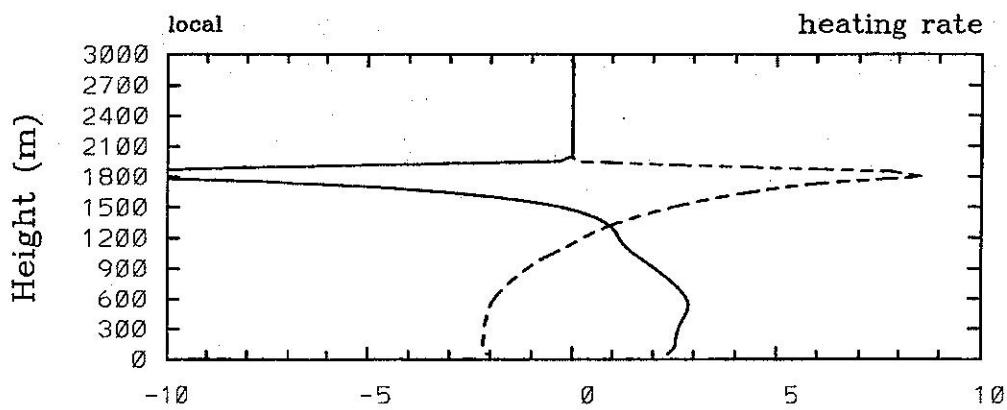


圖 5 單維測試 KL 版之積分前五小時平均加熱率。單位為 $K day^{-1}$ 。

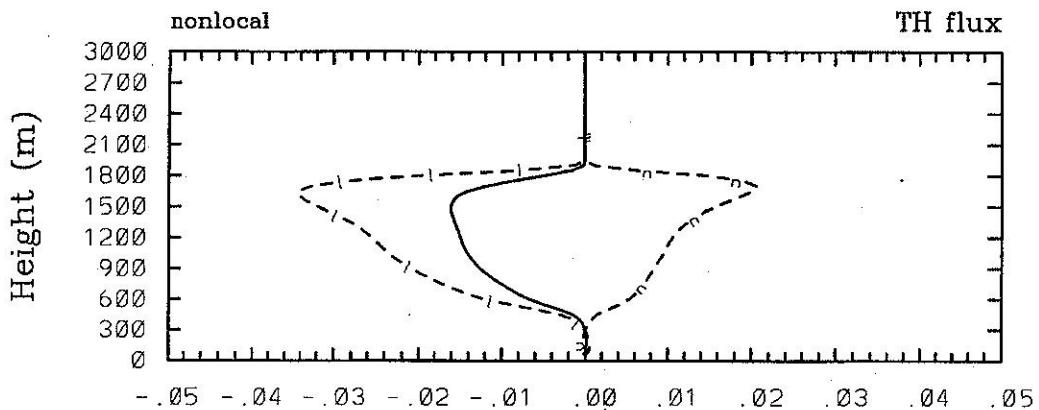


圖 6 單維測試 KNL 版之積分前五小時平均局部及非局部熱通量。虛線 l 為局部，虛線 n 為非局部，實線為總和，單位為 K ms^{-1} 。

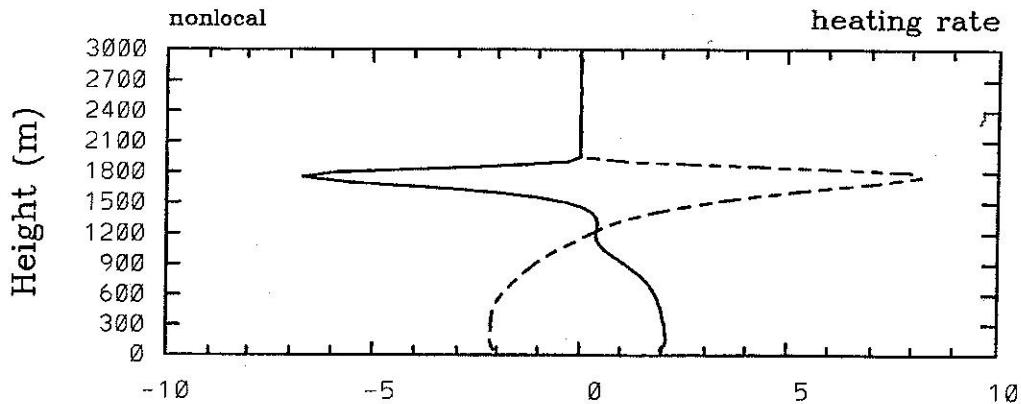


圖 7 單維測試 KNL 版之積分前五小時平均加熱率。單位為 K day^{-1} 。

3. 考慮非局部對流混合

實驗 KNL 為進一步將整個積雲尺度的熱力上衝作用涵蓋，在熱力通量傳送過程加入非局部 (nonlocal) 對流傳送部分 [詳細數學式參考(6)式及(8)式]。

圖 6 顯示非局部 (虛線 n) 熱量通量大約是局部 (虛線 l) 熱量通量的一半，同時原來靠近雲頂的局部通量剖面變化也在非局部通量加入後平滑了許多，原來靠近雲頂的冷卻減小 (圖 7)，使得大尺度外力和淺積雲作用更趨平衡。若比較實驗 KNL (圖 3c) 與實驗 KL 積分 5 小時的淺積雲頂，便可清楚看到考慮了非局部傳

送後，雲頂高度 (約 1800 公尺) 與觀測值更為接近。

四、三維模擬實驗

(一) 實驗設計

三維測試選取一維測試中的 CO 作業版本為控制組，測試版則以一維測試中最完整的版本 KNL 為對照組，不過在單維測試中為配合當時實驗環境設定混合係數最大值為 $6.5 \text{ m}^2/\text{s}$ ，實際上混合係數應該隨環境的對流不穩定度而調整，譬如在冬季寒潮爆發 (Cold Air Outbreaking) 冷空氣至暖海所引發的淺積雲就

比信風帶的淺積雲活躍，所以在三維實驗中參考 Li and Young (1994)，採取：

$$K_c(Z) = W_{cu}(Z_t - Z_b) \cdot F(Z) / 23.76. \quad (9)$$

式中 Z_t 為雲頂， Z_b 為雲底， $F(Z)$ 為 (7) 式中的拋物線函數。 W_{cu} 是由逸入對流可用位能 (ECAPE) (Li and Young 1993) 決定。逸入對流可用位能的計算和傳統可用位能的計算方式相同，不同的是如前面(3) 式所提，在改進方案中空氣塊上升過程其特性受到了逸入的影響，因此稱為逸入對流可用位能：

$$W_{cu} = \sigma \sqrt{2 \cdot ECAP} \quad (10)$$

其中 σ 為一個網格中可作用之雲的覆蓋率，這是一個可調整的係數，在本實驗設定為 0.01。另外值得一提的是，(9)式的混合係數不僅考慮了環境的可用位能，也同時將雲層厚度 (cloud depth) 的影響加入。

模擬實驗的設計是分別以 CO 版本及 KNL 版本淺積雲參數化方法，放入本局全球預報系統 (GFSM) (Liou et al. 1997) 進行氣候模擬，進行方式以 1995 年 7 月 15 日 12Z 的分析場為初始場，連續積分 750 天至第三年的七月，積分過程中邊界條件隨時間改變以每月的氣候場內插至當日，不過沒有年際變化。下邊界條件包含地表粗糙度，地表反射率，深層土壤溫度，土壤濕度及海溫。積分完成之後，分別將第二年及第三年的一月作平均，當作模式一月氣候模擬場，並以同樣的作法得到七月氣候模擬場。

(二) 實驗結果

1. 三維實驗 CO 版

圖 8 為七月份 CO 版本之淺積雲加熱率及加濕率 (Q1 and Q2, Yanai et al. 1973) 的緯向平均 (zonal mean) 垂直剖面圖，其影響的垂直範圍可達 300hPa，顯然已經超過淺積雲作用的範圍。圖 9 為七月份 CO 版的積雲降水 (圖 9a) 及大尺度降水 (圖 9b)，可以看到西太平洋副熱帶區 (15-30N) 及東太平洋靠近中美洲

(10-20N) 一帶均有過大不正常的大尺度降水，而靠近東太平洋的間熱帶輻合帶 (ITCZ) 則有低估積雲降水的現象。七月份平均海平面氣壓場在南中國海 (South China Sea) 附近也配合高估的大尺度降水反應出低壓帶往此區延伸 (圖 10a)，間接的影響副熱帶高壓之西伸，與美國國家環境預報中心 (NCEP) 之再分析場 (reanalysis) (圖 10b) 相對照，則可清楚看到此偏差。另外從地表潛熱通量的分布也可看到，不論是一月 (圖 11a) 或七月 (圖 11c) 的平均氣候值均比 NCEP 的再分析場 (圖 11b, 11d) 要大，尤其是副熱帶區特別明顯。以上 CO 版模擬之氣候場所顯示的偏差，均和 Chen et al. (1999) 發表之論文所指相似。

2. 三維實驗 KNL 版

圖 12 為七月份 KNL 版本之淺積雲加熱率 (Q1) 及加濕率 (Q2) 的緯向平均 (zonal mean) 垂直剖面圖，若與 CO 版本 (圖 8) 相對照即可看到明顯的改進。首先在垂直方向的影響已降至 1500-2000 公尺，這與觀測實驗 (BOMEX, ATEX and ASTEX) 所觀測到的 40% 淺積雲頂高度接近。另外可以看到 Q1 和 Q2 極大值的南北分布主要集中在副熱帶區，不再如 CO 版本所顯現的是廣泛分布於整個熱帶及副熱帶區。以 ISCCP-D2(1986-1993) 觀測的淺積雲平均發生率 (圖 13) 為比對參考，其在南北半球的主要的分布區均在 30 度的副熱帶範圍，因此 KNL 的模擬顯然與觀測較為接近。

降水的模擬在 KNL 版本也有很大的改善，原來七月份積雲降水在靠近東太平洋赤道區有明顯低估，造成此區的間熱帶輻合帶 (ITCZ) 降水中斷。圖 14a 的 KNL 版七月平均積雲降水分布顯示此問題已得到舒緩，2mm/day 的等值線將原來中斷區連接，所以現在可以看到很完整的間熱帶輻合帶積雲降水。另外七月份大尺度降水 (圖 14b) 原來在西太平洋靠近中國大陸東南外海的不正常降水已完全去除。

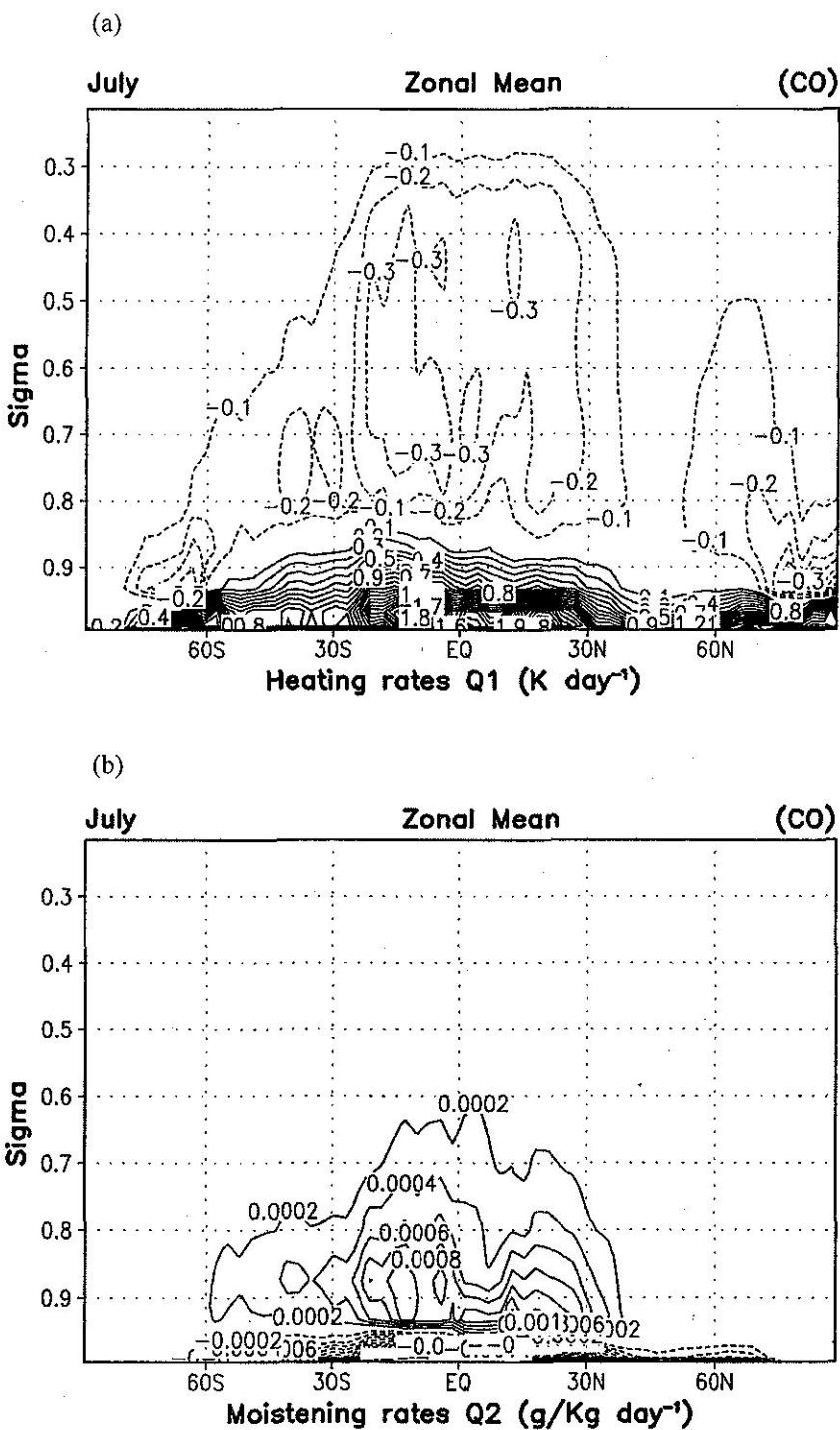
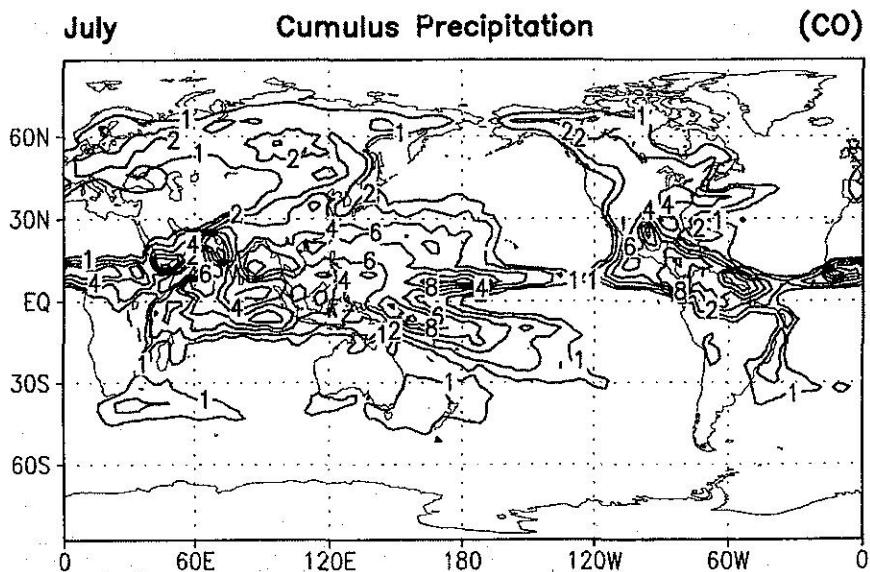


圖 8 三維測試 CO 版七月份之(a)加熱率的緯向平均剖面。(b)同(a)但為加濕率。等值線間距分別為 0.1 K day^{-1} 及 0.0002 g/kg/day 。

(a)



(b)

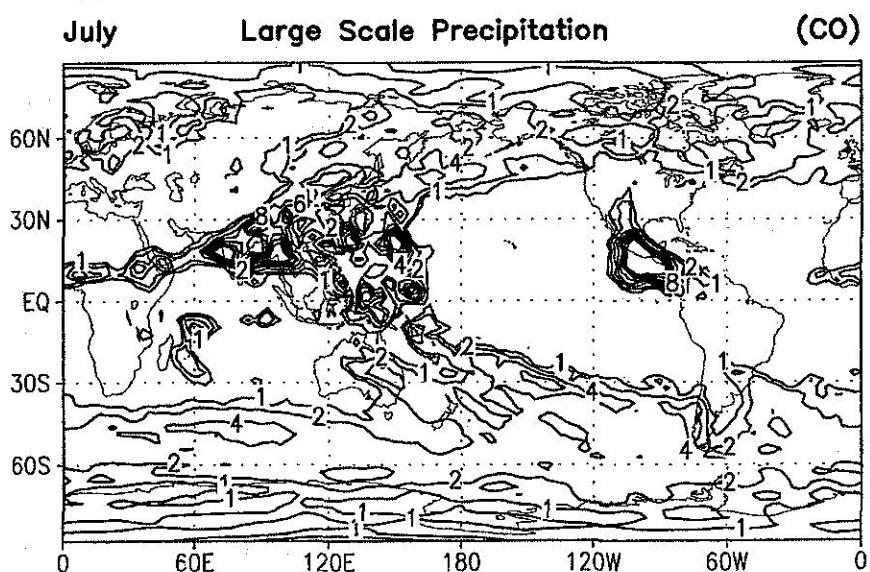
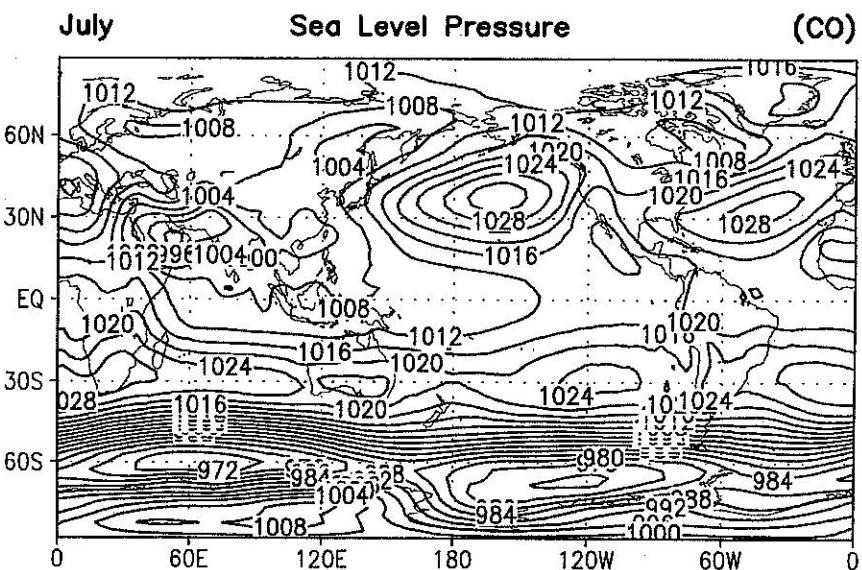


圖 9 三維測試 CO 版七月份之(a)積雲降水(b)大尺度降水。等值線間距為 1,2,4
mm/day。

(a)



(b)

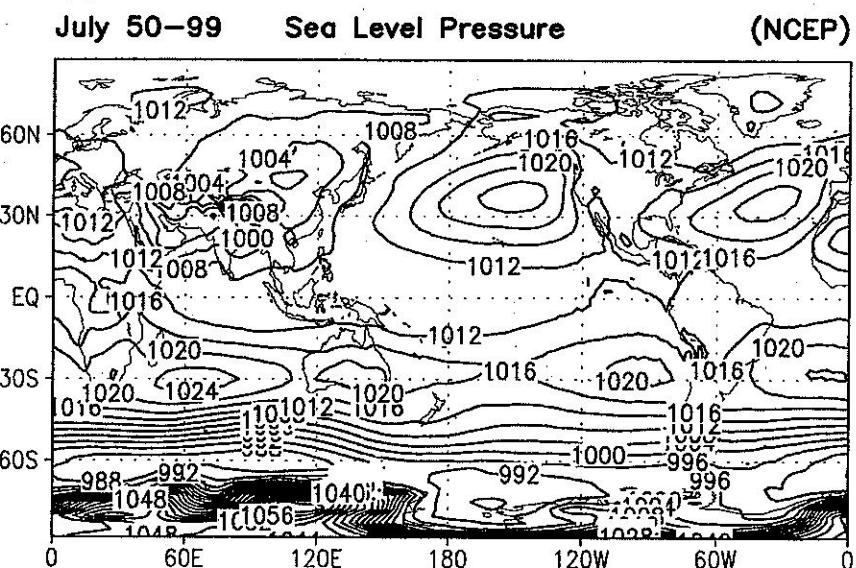


圖 10 (a)三維測試 CO 版七月份之海平面氣壓。(b)同(a)但為 NCEP 的再分析場。等值線間距為 4hPa。

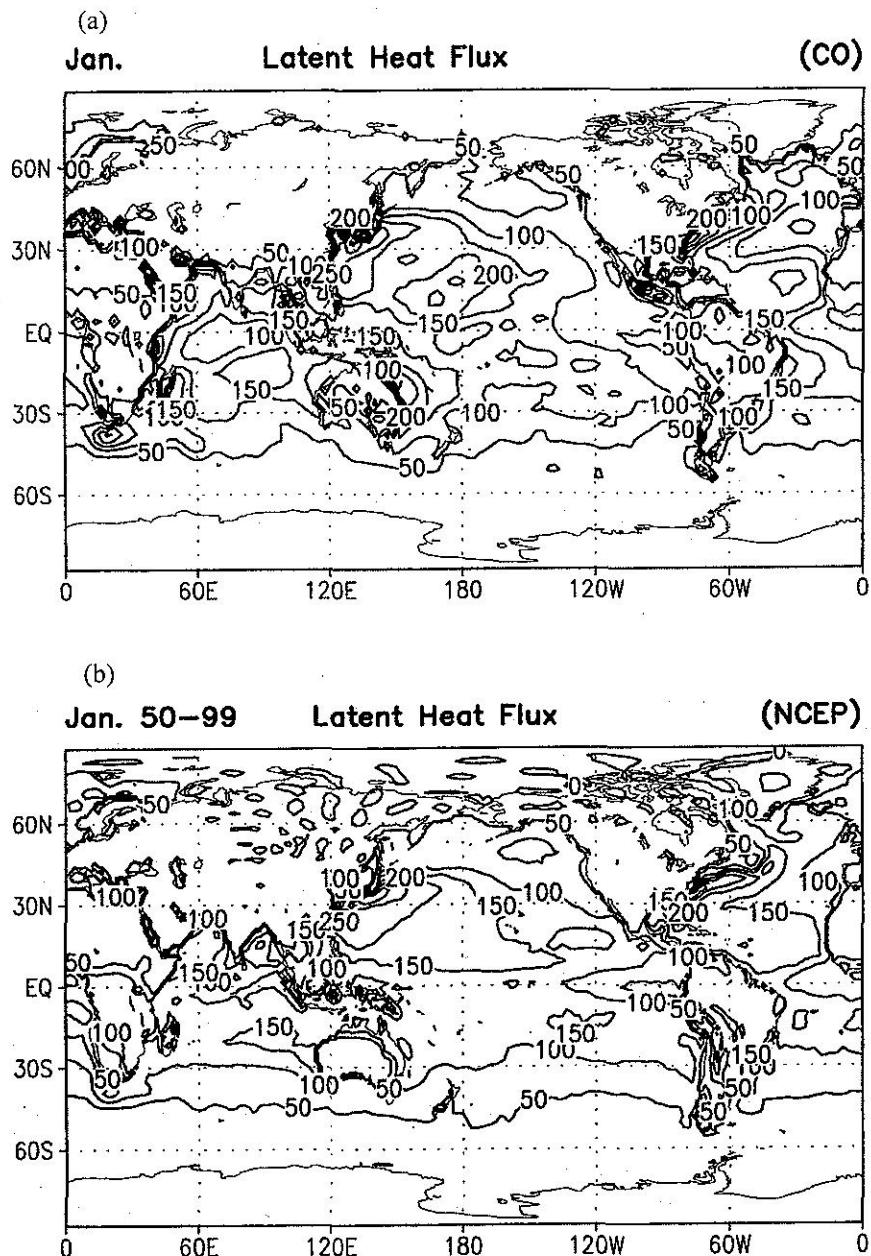


圖 11 (a)三維測試 CO 版一月份之地面潛熱通量。(b)同(a)但為 NCEP 的再分析場。

等值線間距為 50 W/m^2 。

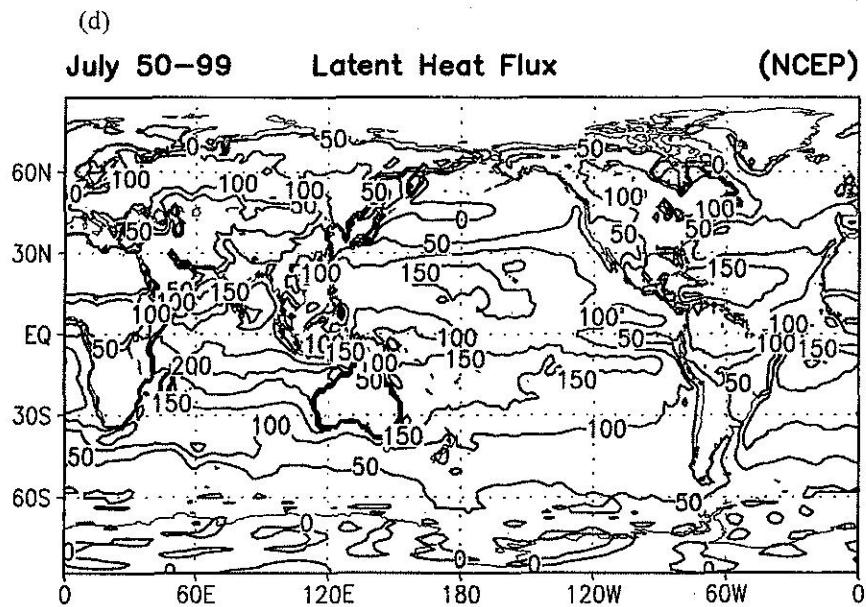
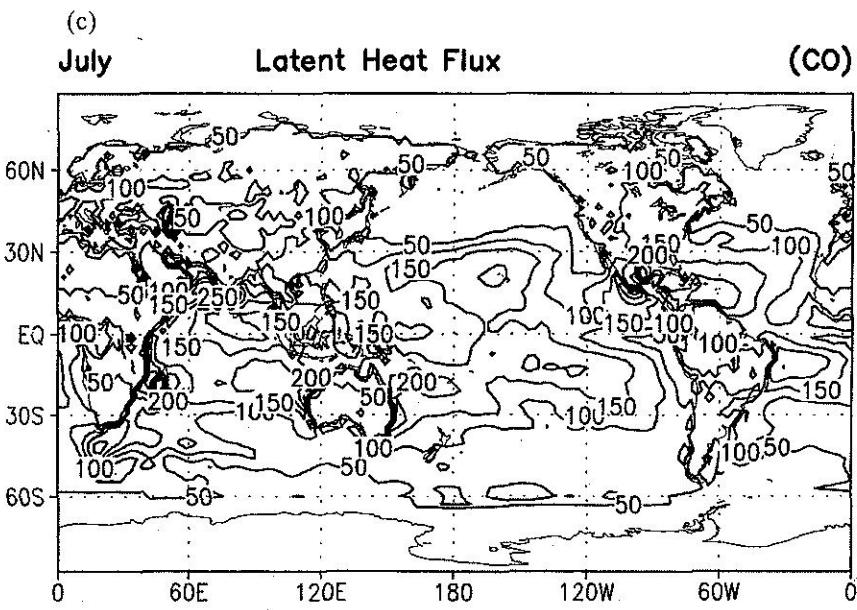


圖 11 (c)同(a)但為七月份之平均場。(d)同(b)但為七月份之再分析場。等值線間距為
50 W/m²。

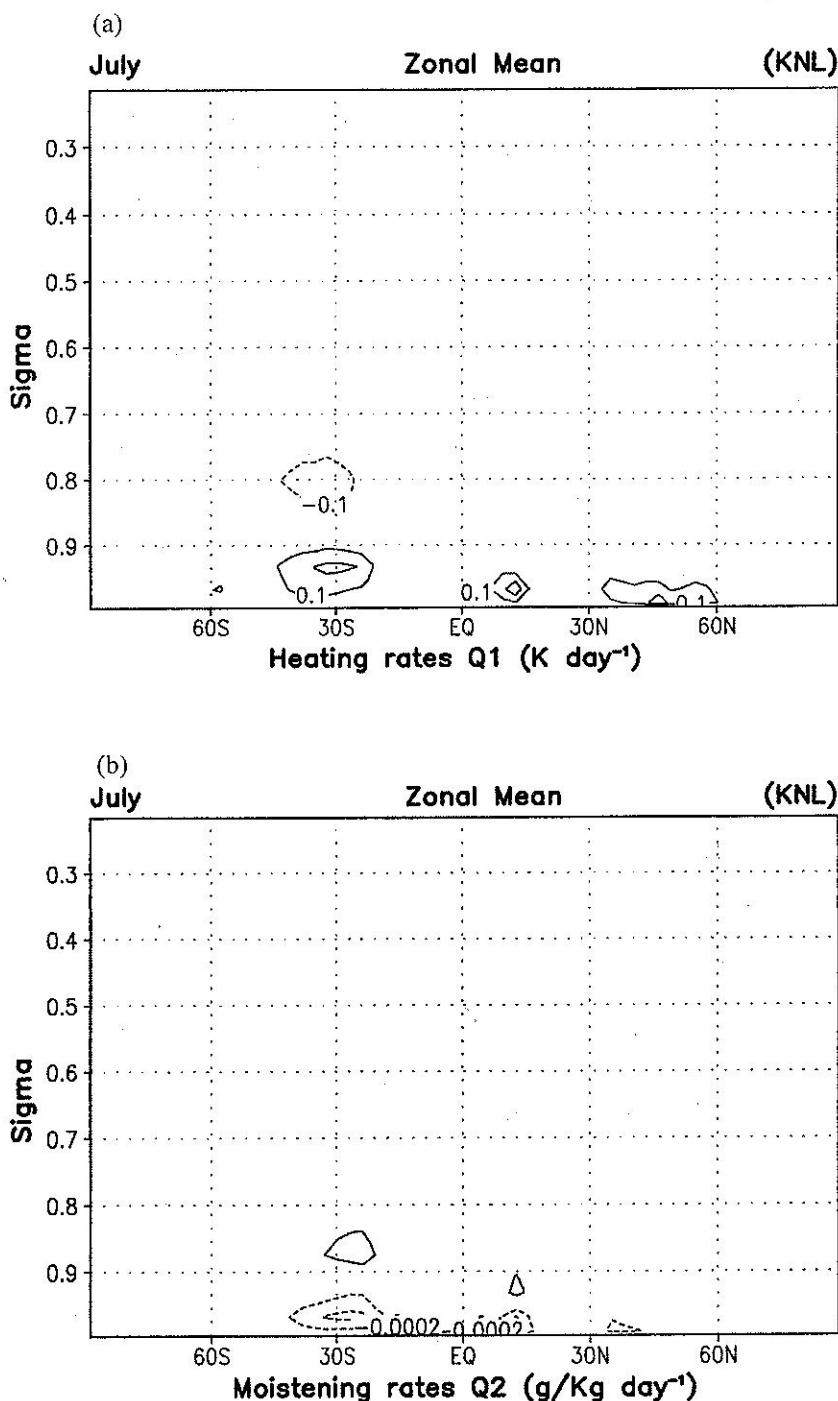


圖 12 三維測試 KNL 版七月份之(a)加熱率的緯向平均剖面。(b)同(a)但為加濕率。
等值線間距分別為 0.1 K day^{-1} 和 0.0002 g/kg/day 。

ISCCP-D2 (1986-1993)
PBL Shallow Cumulus Clouds Incidence

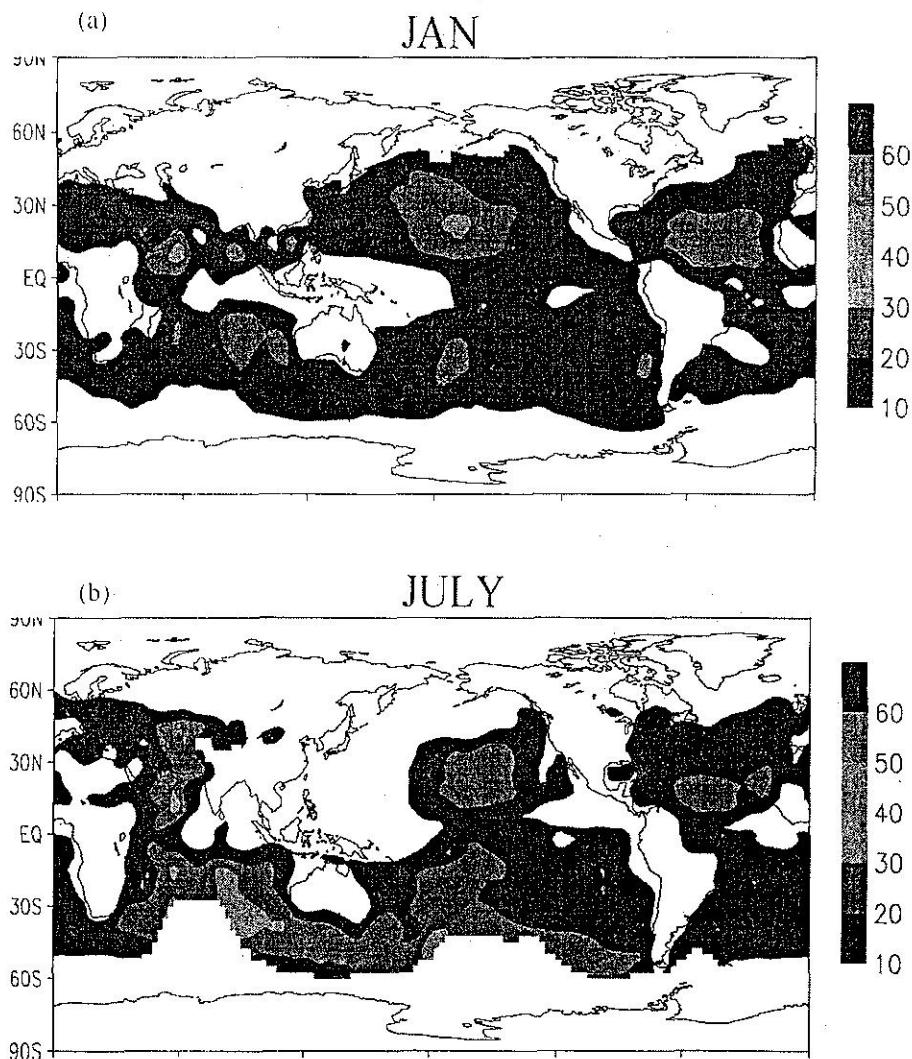


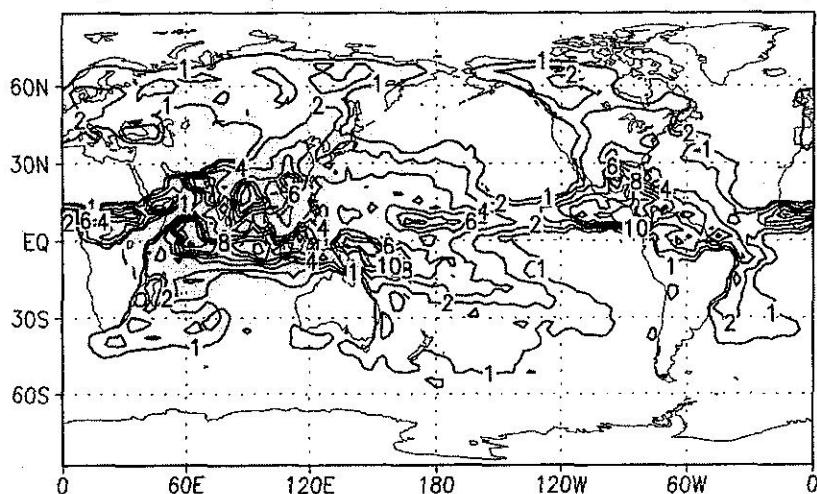
圖 13 ISCCP-D2(1986-1993 年)(a)一月及(b)七月之淺積雲平均發生率(%)。

(a)

July

Cumulus Precipitation

(KNL)



(b)

July

Large Scale Precipitation

(KNL)

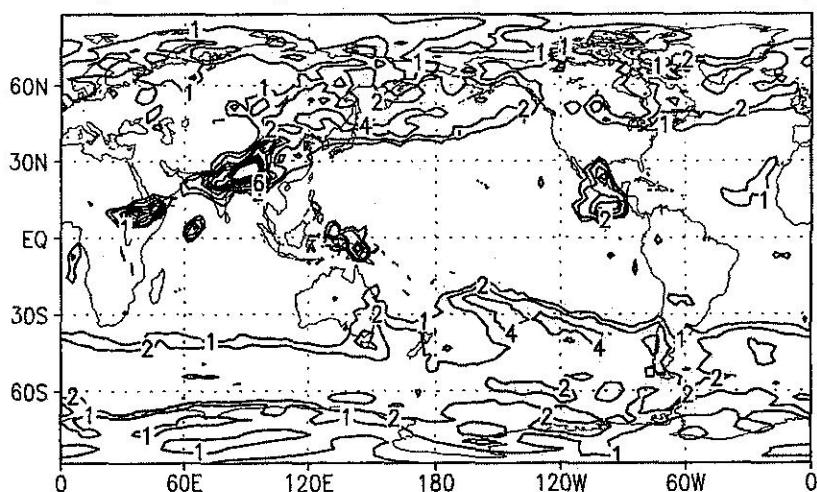


圖 14 三維測試 KNL 版七月份之(a)積雲降水(b)大尺度降水。等值線間距為 1,2,4
mm/day。

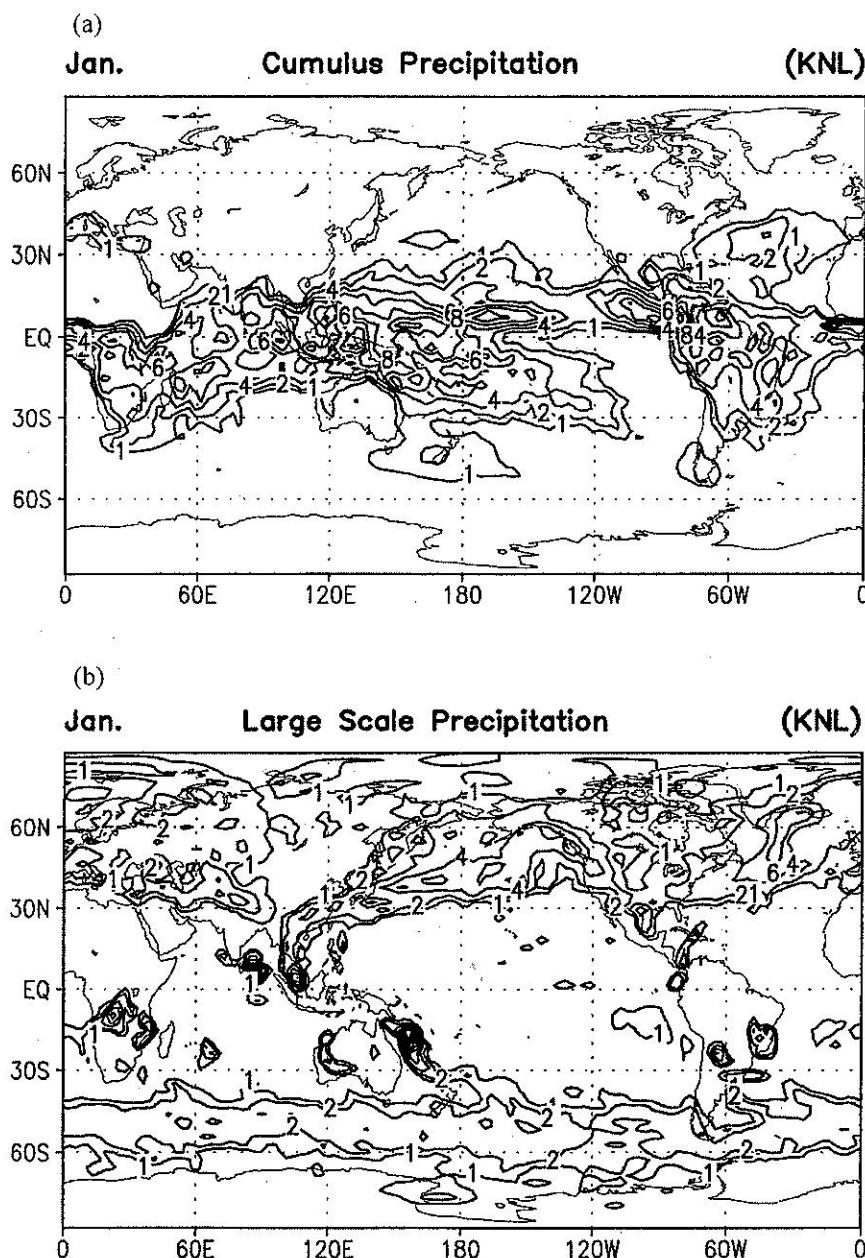


圖 15 三維測試 KNL 版一月份之(a)積雲降水(b)大尺度降水。等值線間距為 1,2,4 mm/day。

另外值得注意的是，原來 CO 版東太平洋靠近中美洲的過多大尺度降水在 KNL 版本減弱了許多；此現象不僅在七月分發生，一月份 CO 版大尺度平均降水也在此區有過多的偏差。KNL 版（圖 15b）同樣也對此區的過多降水作了修正。另外 KNL 版模擬的一月份的積雲降水（圖 15a）在間熱帶輻合帶之結構也更形完整。

圖 16 為七月份海平面氣壓場，其表現明顯的較接近 NCEP（圖 10b），副熱帶高壓脊不再往北傾斜，而是向大陸東南外海延伸，大陸上的低壓勢力也停止往東南外海擴張，這些改善均和此區降雨的修正有很好的呼應。

地表潛熱通量的分布（圖 17）也呈現了正向的改變，原本一月份在副熱帶區有超過 50 個經度的範圍大於 200 W/m^2 ，現在已縮小至 30 個經度以內的範圍（圖 17a），較為接近 NCEP 的再分析場（圖 11b），其值均小於 200 W/m^2 ；七月份的情況也類似，CO 版本在太平洋副熱帶區的大部分範圍幾乎都被 150 W/m^2 以上的值所涵蓋，甚至還有大於 200 W/m^2 的區域，但 NCEP 的再分析場（圖 11d）顯示此區潛熱通量主要在 $100\text{-}150 \text{ W/m}^2$ 的範圍；KNL 版本的模擬（圖 17b）將此區 150 W/m^2 的範圍往縮小的方向修正，顯著地降低了 CO 版高估的偏差。

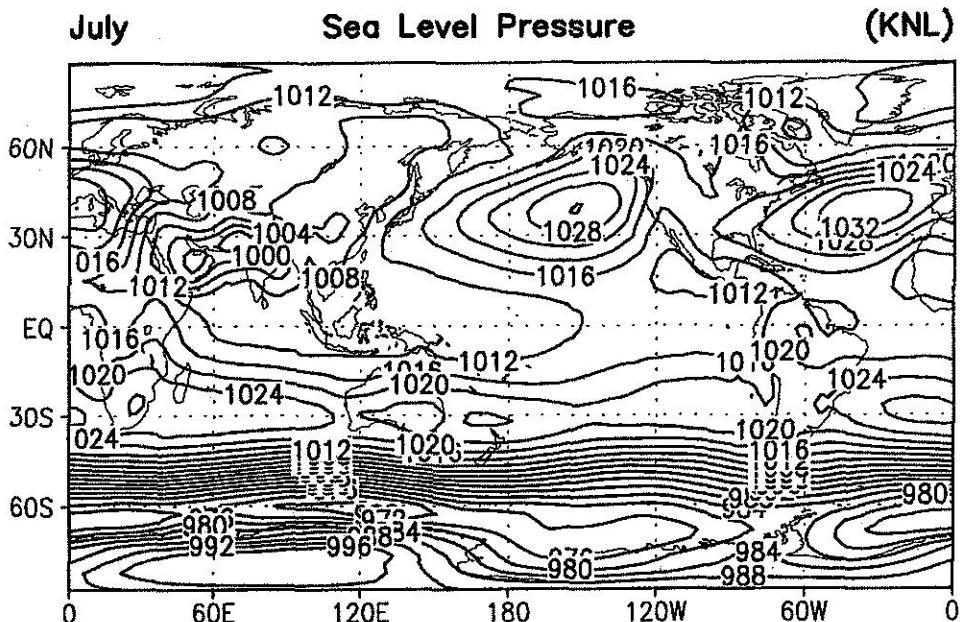


圖 16 三維測試 KNL 版七月份之海平面氣壓。等值線間距為 4 hPa 。

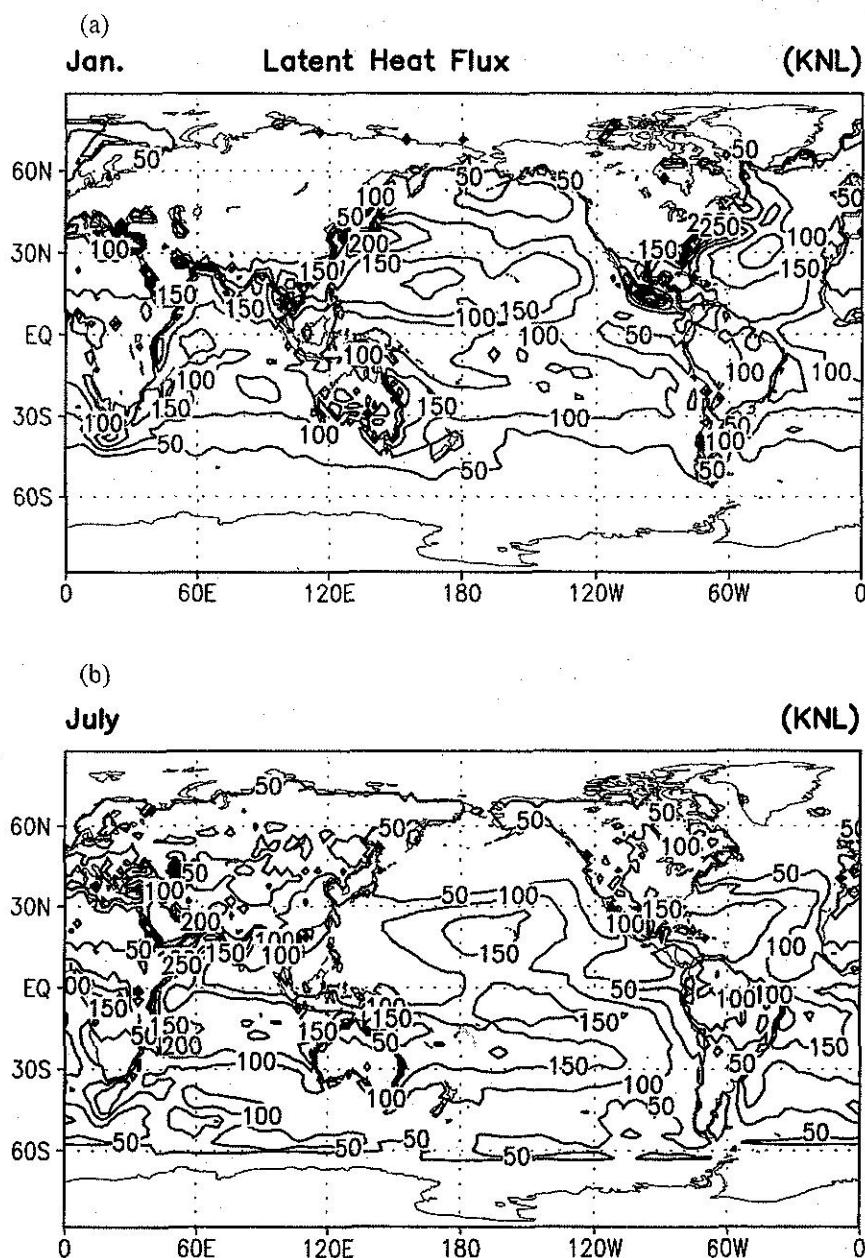


圖 17 三維測試 KNL 版(a)一月份之地面潛熱通量。(b)同(a)但為七月。等值線間距為 50 W/m^2 。

五、分析與討論

經過一系列漸進的一維測試後，我們瞭解到，在模式大氣裡淺積雲參數化有幾個基本關鍵必須掌握，最基本的是雲層高度的決定，一維測試清楚的顯示 CWB 的 GFSM 對淺積雲頂的決定方法有明顯高估，從三維測試加熱剖面 (Q_1, Q_2) 的不正常分布，更進一步呈現淺積雲頂高估對實際大氣的直接影響。當淺積雲層高度決定後，雲內的混合係數則是決定雲層是否能與大尺度作用相抗衡，而保持穩定存在之淺積雲的重要因素，所以混合係數的大小必須依當時環境決定，另外一維測試結果提供我們幾個趨近實際大氣運作的方向，其中一個重點是混合係數的垂直分布應和對流雲內垂直速度的分布相似，即最大值位於中間，靠近雲頂及雲底則漸趨於零；另一個應該考慮的重點則是雲內的熱量及水氣之混合，除了局部的擴散混合因素外，同時還必須考慮整個淺積雲尺度的熱力對流影響，也就是所謂的非局部作用 (nonlocal effect)。一維測試的經驗也透露，如果沒有處理好這一部分，淺積雲層無法和大尺度作用相平衡，會加速淺積雲的不正常增高。

在三維大氣的模擬測試中，為考慮實際大氣的三維變化，淺積雲混合對流係數除了有垂直方向變化外，同時因應每點大氣的不穩定度以逸入對流可用位能及雲層厚度等因子(參考 (9), (10)式) 計算水平方向各點混合對流係數的最大值。測試結果顯示，淺積雲參數化雖只是大氣模式的一個小配角，但是不當使用造成的影響卻相當可觀，以本研究為例，過高過旺盛的淺積雲對流將過多的水氣往高層傳送，進而刺激下邊界水氣蒸發，增加潛熱通量的上傳，使得我們看到在 CO 版三維模擬結果中，不論是一月或七月在淺積雲主要發生區域（副熱帶）均有過強的潛熱通量。同時水氣不當往上帶，也破壞了信風帶低層水氣往赤道的傳送，所以信風帶以南的 ITCZ 之所以中斷，和

此密切相關。另外因為淺積雲對大氣的影響是高層冷卻低層加熱，高層增濕低層變乾，而 CO 版淺積雲影響的範圍高達 300hPa，造成 500hPa 以上又冷又濕，極容易產生過飽和，猜測這和不正常大尺度降水的出現有很大的相關性。

模擬結果顯示，當淺積雲參數化作了修正後，KNL 版本的模擬果然有了相當大的改進：潛熱通量在副熱帶區減弱不少，幾個不正常的大尺度降水區域都有顯著修正，夏季的 ITCZ 東邊也連接成一完整帶狀。

六、未來工作

本研究雖已將原淺積雲參數化方法作了很大的調整，也看到很明顯的改進，但是在實際應用時還有很多地方需加強，才能完整地處理不同大氣狀況。

首先是前面提到的兩個保守熱力變數的考慮，因為 BOMEX 實驗環境為相當穩定的大氣，地表水氣的交換也非常微弱，在雲內水氣相位變化影響不大，所以保守熱力變數（液態水位溫，總含水量）的重要性就無法看出；三維模擬中如何將此兩變數與模式原變數作轉換，也是待為解決的問題，因此在本研究中並沒有探討其影響。

其次，三維測試中的淺積雲非局部對流效應是暫時以 BOMEX 實驗環境所推導的實驗式計算，這僅適合 BOMEX 實驗環境。因此未來應引進包含非局部效應之邊界層參數方法 (Hong and Pan 1996) 以取代目前使用之局部混合邊界層，由實際地面熱力條件決定淺積雲尺度渦流產生的非局部對流作用。

最後，在三維測試曾提到，淺積雲對流係數最大值以逸入對流可用位能等環境相關條件決定，此方案實際應用時曾發生幾個問題，其一是有可能得到過大之對流係數，推測其原因是因為環境的逸入可用位能太大，此時應該由深積雲對流釋放不穩定度，而不是淺積雲應該作用的範圍，所以淺積雲作用點之篩選更需要

求精確。因為考慮淺積雲應該作用於大尺度為下沈穩定的環境，目前對此問題處理的方式是以雲頂以下各層的垂直速度作進一步判別，只要有任一層的垂直速度是往上，即將此點去除。但此法是否會過度篩選，是否有其他更好方式，都尚有進一步研究的空間。另外在計算式（10式）中還有一個可調整的雲覆蓋率，此值的大小在實際模擬時有其相當的敏感度，該如何決定是值得進一步思考的。最後，當計算方案之自由度增加時，我們要處理的問題就更加複雜，卻也更向實際大氣邁進。

致謝

本局淺積雲參數化之改進研究過程，感謝馮欽賜博士、胡志文博士提供的參與及討論。鄭明典主任的全力支持使研究得以順利進行，在此衷心感謝。

參考文獻

- 汪鳳如, 1992: E- ε 紊流閉合的多層邊界層參數化之數值研究。大氣科學, 20, 217-232。
- Albrecht, B., 1981: Parameterization of trade-cumulus amounts. *J. Atmos. Sci.*, 38, 97-105.
- Betts, A. K., 1975: Parametric interpretation of trade-wind cumulus budget studies. *J. Atmos. Sci.*, 32, 1934-1945.
- Betts, A. K., 1986: A new convective adjustment scheme I: Observational and theoretical basis. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 112, 677-691.
- Betts, A. K., and B.A. Albrecht, 1987: Conserved Variable Analysis of the Convective Boundary Layer Thermodynamic Structure over the Tropical Oceans, *J. Atmos. Sci.*, 44, 83-99.
- Betts, A. K., and M. J. Miller, 1984: A new convective adjustment scheme. ECMWF Technical Report, No. 43, 65pp.
- Bougeault, P., 1981a: Modeling the trade-wind cumulus boundary layer. Part I: Testing the ensemble cloud relations against numerical data. *J. Atmos. Sci.*, 38, 2414-2428.
- Bougeault, P., 1981b: Modeling the trade-wind cumulus boundary layer. Part II: A high-order one-dimensional model., *J. Atmos. Sci.*, 38, 2429-2439.
- Chen, J.-M., C.-T. Fong, F.-J. Wang, C.-H. Shiao, J.-H. Chen, and M.-D. Cheng, 1999: Climate Characteristics of the CWB Global Forecast System: Hydrological Processes and Atmospheric Circulation. *TAO*, 10, No. 4, 737-762.
- Hong, S-Y., and H.-L. Pan, 1996: Nonlocal Boundary Layer Vertical Diffusion in a Medium-Range Forecast Model. *Mon. Wea. Rev.*, 124, 2322-2339.
- LeMone, M. A., and W. T. Pennel, 1976: The relationship of trade wind cumulus distribution to subcloud layer fluxes and structure. *Mon. Wea. Rev.*, 104, 524-539.
- Li, J.-L., 1994: On shallow cumulus parameterization scheme for large-scale planetary boundary layers, Ph.D. thesis, University of Wisconsin-Madison, pp203.
- Li, J.-L. F., and F.-J. Wang, 2000: Improved shallow nonprecipitating cumulus process in the Central Weather Bureau global forecast system. Atmospheric science conference, Taipei, Taiwan, 2000, 288 -293.
- Li, J.-L. F., and J. A. Young, 1994: Modeling the interactions of shallow cumulus clouds with large-scale boundary layer fields. 6th Conference on Climate Variations, 23-28 January 1994, 240-243.
- Liou, C.-S., J.-H. Chen, C.-T. Terng, F.-J. Wang,

- C.-T. Fong, T. E. Rosmond, H.-C. Kuo, C.-H. Shiao, and M.-D. Cheng, 1997: The second-generation global forecast system at the Central Weather Bureau in Taiwan. *Wea. Forecasting*, 12, 653-663.
- Pennell, W. T., and M. A. LeMone, 1974: An experimental study of turbulence structure in the fair-weather trade wind boundary layer. *J. Atmos. Sci.*, 31, 1308-1323.
- Riehl, H., T. C. Yeh, J. S. Maikus, and N. E. La Seur, 1951: The North-East trade of the Pacific Ocean. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 77, 598-626.
- Sommeria, G., and A. M. LeMone, 1978: Direct testing of three-dimensional model of the planetary boundary layer against experimental data. *J. Atmos. Sci.*, 35, 25-39.
- Soong, S.-T., and Y. Ogura, 1980: Response of tradewind cumuli to large-scale processes. *J. Atmos. Sci.*, 37, 2035-2050.
- Stull, R. B., 1988: An introduction to Boundary Layer Meteorology, Kluwer Academic Publishers, 666pp.
- Tiedtke, M., 1984: The sensitivity of the time-mean large-scale flow to cumulus convection in the ECMWF model. ECMWF Workshop on Convection in large-scale Numerical Models, 28 Nov.-1 Dec., 1983, 297-316.
- Tiedtke, M., 1989: A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large-scale models. *Mon. Wea. Rev.*, 117, 1779-1800.
- Yanai, M., S. Esbensen, and J.-H. Chu, 1973: Determination of bulk properties of tropical cloud clusters from large-scale heat and moisture budgets. *J. Atmos. Sci.*, 30, 611-627.

Improved Shallow Cumulus Processes In The Central Weather Bureau Global Forecast System

¹Feng-Ju Wang and ²Jui-Lin F. Li

¹Research and Development Center, Central Weather Bureau

²National Aeronautics and Space Administration

ABSTRACT

It has been reported that the low-level horizontal water vapor transports were not sufficient in the CWB Global Forecast System (GFS) and the geographical patterns of precipitation rate were not well simulated by the GFS.

These could be because the shallow cumulus processes are not well formulated in the model. Results from tests with a single-column version of the GFS indicate that the scheme fails to maintain observed shallow cumulus clouds in the planetary boundary layers during BOMEX. The scheme only considers local cumulus diffusion and ignores its vertical variations.

In this study, we adopt a new scheme which is a simple eddy diffusive scheme with a nonlocal transfer inclusion. This scheme, developed by Li and Young(1994), represents the cumulus fluxes of liquid water potential temperature and total water as the sum of local diffusion plus nonlocal convection. The shallow cumulus cloud layer is well maintained for the BOMEX condition by the new scheme in the single-column tests. The 3-D results simulated using the new scheme but with a fully coupled version are very encouraging; the geographical distributions of July precipitation rates, sea level pressure and surface latent heat flux show more realistic patterns and values than those simulated by the current operational scheme of the GFS.

Key words: shallow cumulus cloud , nonlocal turbulent transfer