

# PDF 雲量決定方案於 CWB-GFS 的測試評估

汪鳳如 陳建河

中央氣象局科技中心 中央氣象局資訊中心

## 摘要

雲量估算在全球模式是非常重要的環，其量值不僅影響輻射過程，於水文過程亦有其作用。氣象局之全球預報模式(CWB-GFS)於雲輻射過程及雲水凝結量之計算均需雲量的輸入，但模式目前於此二處分別使用不同雲量計算方案，且其中於雲水凝結量計算使用之雲量方案(Sundqvist 1988)，牽涉一臨界相對濕度的設定，此值應隨環境而變化，存有相當的不確定性。

此次研究測試中改採 PDF (Probability density function) 方案決定雲量，希望將模式中的雲量決定單一化，此方法考慮格點內存在不同量值總含水量的空氣，但各量值的發生率是未知必須以假設定義，在此假設下可推導出由濕度場(水氣場，雲水場，飽和溼度場)完全決定的雲量診斷式，目前版本是採取均勻分布 (uniform distribution) 的假設。

由 15 天的測試結果顯示，平均預報得分無顯著變化，但中高低雲之平均雲量均增加，其主要變化區域與雲水分布的變化有相當關連；OLR 與地面短波淨輻射量受到雲量變化的影響，亦產生相對應的改變。透過與 ERA-Interim 資料的比較，發現 OLR 及地面短波淨輻射量於熱帶區均有正面的改善。

**關鍵字:** 雲量，輻射過程

## 一 前言

雲量在大氣模式的定義為網格內之雲區覆蓋比例，此量不僅影響輻射過程，同時經由水文過程及動力過程的交互作用，甚至對模式大氣的熱量及動量垂直分布均有重要影響(Xu and Randall 1996)。目前氣象局全球作業模式除了輻射過程需要雲量的估算值，另外網格尺度降水過程中決定雲水凝結量之程序亦需要雲量的資訊。

輻射過程中雲輻射效應為相當重要的環節，此部分的計算需要雲的相關資訊，雲量即是其中一必要變數場。目前模式於輻射過程使用之雲量方案(Xu and Randall 1996)為一考慮了網格平均相對濕度及雲水含量(cloud water)的實驗式。

另外於雲水凝結的預報過程亦需要雲量資訊，因為對於網格尺度為數十公里的全球模式而言，當網格平均相對濕度超過 100%時，表示整個網格均被雲覆蓋，問題比較單純；但是當平均相對濕度小於 100%時，若假設網格內完全無雲水生成，將有可能低估雲

水，因為網格涵蓋範圍達數百平方公里，即使網格平均相對濕度小於 100%，網格內也可能有部分區域滿足飽和條件，依然有雲水的生成。因此目前 CWB-GFS 的網格尺度雲水生成(Zhao and Carr 1997)程序中，格點之水氣輻合量的分配亦將格點內雲區覆蓋比例(雲量)的影響納入，對於已飽和的雲區，水氣可直接貢獻於雲水凝結之增長，但對無雲區，水氣必須先貢獻於此區的增濕，達飽和後多餘之水氣才貢獻於凝結，雲區與無雲區的反應完全不同，因此雲量亦是此過程不可或缺的必要變數。目前雲水凝結計算程序使用的雲量方案是參考 Sundqvist(1988)，此方案關係到凝結的發生，因此牽涉一臨界相對濕度值的設定，決定網格何時開始有凝結，但此設定值應隨地理環境變化，於水平及垂直均有相當不確定性，模式中目前對此變數的定義隨緯度（緯度越低，臨界值越小）及網格間距（格點越粗，臨界值越小）變化，同時考慮了太陽天頂角的變動，將季節影響納入；但隨垂直高度及地理環境的變化則尚未能考慮。

此次研究測試希望將模式中的雲量決定單一化，

改採 PDF (Probability density function) 統計概念決定雲量(Pan and Sun 2013)，此方法選取大氣之總含水量為計算標的，容許格點內存在此標的不同量值的氣塊分布，但各量值的發生率是未知，因此必須對各量值的發生率作一假設，在此假設下便可推導出由濕度場(水氣場，雲水含量場，飽和溼度場)完全決定的雲量診斷式。

以下第二節將針對目前模式使用的二種雲量方案及此次研究測試使用的 PDF 雲量方案作一簡單說明，第三節為實驗設計說明及預報結果比較，第四節為結論。

## 二 雲量診斷方案

### (一)作業版

目前氣象局全球預報模式於輻射過程使用之雲量方案(Xu and Randall 1996)為:

$$c = rh^{1/4} \left( 1 - \exp \left( \frac{-100ql}{((1-rh)qs)^{0.49}} \right) \right) \quad (1)$$

式中 $c$ 為雲量， $rh$ 為相對濕度，二變數之範圍均為 0 至 1。 $ql$ 為雲水(冰)混合比(kg/kg)， $qs$ 為飽和比濕(kg/kg)。雲水凝結計算程序使用的雲量方案 Sundqvist(1988) 則為:

$$c = 1 - \left( \frac{1-rh}{1-rhc} \right)^{1/2} \quad (2)$$

(2)式中的 $rhc$ 為臨界相對濕度，其定義為當網格平均相對濕度超過此臨界相對濕度，則此網格開始有凝結。當網格平均相對濕度小於此臨界值，設定雲量為 0；當網格平均相對濕度大於 100%，設定雲量為 1。

### (二)測試版

此次測試以 PDF(probability density function)決定雲量的概念早已在其他研究被使用(Smith 1990, Le Treut and Li 1991)，但所選用的變數及 PDF 的設定方式不盡相同，本測試參考 Pan and Sun(2013)的研究報告，針對格點內的總含水量( $qt = ql + qv$ )於連續不同量值的發生機率分布函數(PDF)作均勻分布(uniform distribution)假設，如圖 1。當格點內總含水量變化最

大範圍( $2\delta$ )設定後，因為機率分布函數對整個值域變化範圍的積分恆為 1，其機率分布函數因此可被決定( $P(qt)=1/2\delta$ )，函數確定後，只要對總含水量達飽和值( $qs$ )以上的機率作積分，便可得雲量( $c$ ):

$$\begin{aligned} c &= \int_{qs}^{\bar{qt}+\delta} P(qt) dq t = \int_{qs}^{\bar{qt}+\delta} \frac{1}{2\delta} dq t \\ &= \frac{(\bar{qt}+\delta-qs)}{2\delta} \end{aligned} \quad (3)$$

若將超過飽和值的總含水量乘上發生機率，再對同樣範圍積分，則可得雲水含量( $\bar{ql}$ ):

$$\begin{aligned} \bar{ql} &= \int_{qs}^{\bar{qt}+\delta} (qt - qs) P(qt) dq t \\ &= \int_{qs}^{\bar{qt}+\delta} (qt - qs) \frac{1}{2\delta} dq t = \frac{(\bar{qt}+\delta-qs)^2}{4\delta} \end{aligned} \quad (4)$$

當 $\bar{ql}$ 在模式中為已知的預報變數， $\delta$ 便可從(4)式推導得知，但此推導僅適用於 $\bar{ql}$ 大於 $qlmin$ 的大氣狀態:

$$\delta = \left( \sqrt{\bar{ql}} + \sqrt{qs - \bar{qv}} \right)^2 \quad (5)$$

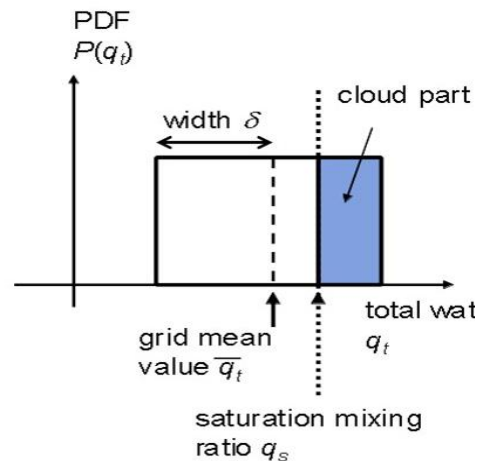


圖 1. 網格內假設總含水量( $qt$ ) PDF 為均勻分布  $P(qt)$ ， $qt$  分布最大範圍為  $2\delta$ ，大於  $qs$  的範圍為網格內的雲區。

若 $\bar{ql}$ 小於 $qlmin$ 時，表示網格尚無雲水生成，雲量因此為 0。此時若有水氣輻合，且網格相對濕度大於

$rhc$ ，表示雲水將從無至有開始生成，此時參考 Tompkins(2002)所推演

$$\delta_{crit} = (q_s - qv_{crit}) = q_s(1 - rhc) \quad (6)$$

$$c = 1 - \left(\frac{1-rh}{1-rhc}\right)^{1/2} \quad (7)$$

所以當雲水開始生成時，仍需臨界相對濕度( $rhc$ )的設定，且可發現原作業模式於凝結過程使用的雲量式(2)，與此雲水開始生成特定狀態下的 PDF 雲量表示式(7)相同。

### 三 實驗設計及結果

本研究測試採用氣象局於 2016 年 10 月更新上線之全球預報模式(CWB-GFS)，此模式為一典型波譜模式，此版本解析度為 T511L60，含蓋 1536x768 水平格點，網格間距約為 25 公里，垂直座標為  $\sigma(= (p - p_{top}) / (p_{sfc} - p_{top}))$  及氣壓( $p$ )混和座標，垂直分層 60 層。模式預報變數包含渦度場、輻散場、虛位溫、比濕、雲水及地面氣壓。模式的物理參數化模組包含 NOAH-4 層土壤模式 (Ek et al. 2003)，MRF 邊界層參數法，已加入層積雲區輻射冷卻作用驅動之紊流擴散效應(Hong and Pan 1996，Han and Pan 2011)，淺積雲參數法 (Li 1994)，New\_SAS 對流降水參數法 (Han and Pan 2011)，網格尺度降水參數法 (Zhao and Frederick 1997)，重力波拖曳參數法 (Palmer et al 1986) 及輻射參數法 (RRTMG; Rapid Radiative Transfer Model for GCM; Clough et al. (2005), Iacono et al. (2008))。模式之客觀分析採用 3 維變分方法，此方法源自 NCEP - GSI 版本(Wu et al. 2002)。

測試設計是選取 2015 年 7 月 1 日至 15 日，進行 15 天擬作業程序測試；亦即模擬作業程序，每天進行四次 (00 UTC，06 UTC，12 UTC，18 UTC) 資料同化分析及預報，除了於 12 UTC 和 00 UTC 進行 120 小時預報，其餘二個分析時間 (06 UTC, 18 UTC) 則僅預報 6 小時。每一次 6 小時預報場，提供為下一次 (6 小時之後) 觀測資料同化分析之猜測場；以此架構進行之測試，可將預報的影響藉由 6 小

時預測場帶入下一次分析，如此可累積模式差異產生的影響，最後以整個測試期的平均預報得分進行評比，結果將較單一個案更具代表性。

測試分二組進行，作業組採用原作業版雲量方案，測試組採用 PDF 雲量方案，其餘部分則維持不變。

#### (一) 預報得分比較

預報得分為一般作業模式進行更新評估之基本檢驗參考，圖 2 為為南北半球的高度場距平相關 (AC, Anomaly Correlation,) 比較，比較結果顯示雲量方案的更改對大尺度系統形勢無顯著影響。另外從溫度場均方根誤差(root mean square error)及溫度場平均偏差(mean error)亦可看到類似結果(圖略)。

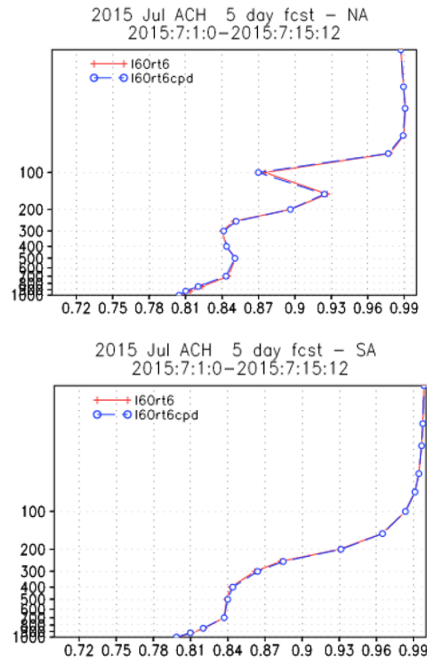


圖 2. 2015/7/1-15 期間的 120hr 預報得分比較，(a)為北半球(20N-80N)高度場預報之距平相關垂直分布，(b)與(a)相同，但為南半球(20S-80S)。實線代表作業版，虛線代表測試版。

#### (二) 雲水分布比較

此次測試的更動項目雖為雲量，但是雲水凝結計算直接受雲量影響，雲水的改變又會回饋至雲量的計算，因此雲水與雲量的關係相當密切，二者變化均值得特別關注，因此首先針對測試實驗期間 2015/7/1-

15 的 24 小時雲水預報平均場作 y-z 垂直剖面分析，如圖 3 所示，測試版(圖 3b)於赤道以北熱帶區的高層雲水分布，明顯較原作業版(圖 3a)增多，另外於南半球 60 度附近的 700hPa 高度，為雲水分布的一個大值中心區，此區雲水亦可看見明顯增多趨勢。此二雲水增加區從差值分布(圖 3c)可清楚看到，另外還可發現，南緯 30 度以南的 500hPa 以上高層雲水有較明顯的減小，另外南緯 0 度到 30 度於低層 900hPa 至 800hPa 的雲水亦有較顯著的減小。

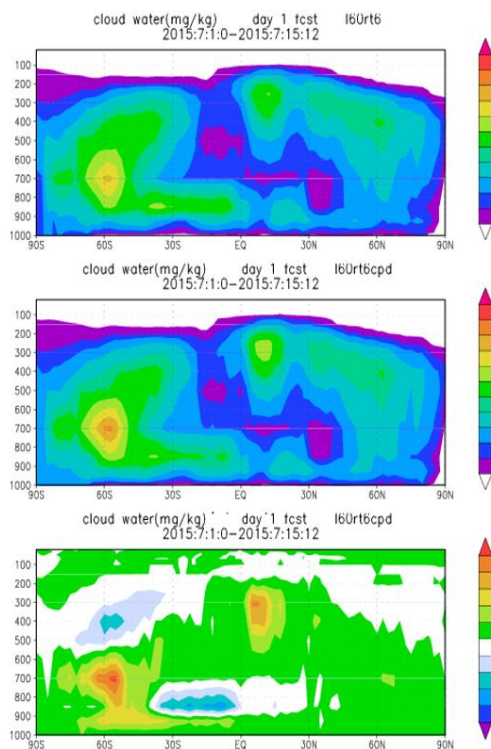


圖 3 2015/7/1-15 期間的雲水 24hr 預報平均場作業版(b)為測試版(c)為測試版-作業版的差值(y-z 垂直剖面。單位為 mg/kg)。

### (三) 雲量分布比較

雲量透過雲輻射過程影響輻射通量的計算，輻射通量又會直接影響大氣溫度，對大氣的垂直穩定度及對流均有一定的影響，因此先針對高層，中層及低層雲量作一比較。

圖 4 為中高低雲的 24 小時預報瞬間平均分布差異(測試版-作業版)，從平均值來看，不論是中雲、高雲或低雲，雲量均為增加趨勢，但是進一步分析其差異分布，可以發現高雲(圖 4a)最顯著的增加區集中在赤道至北緯 30 度的範圍，此區剛好與雲水在高層的

增加區域吻合。另外，在南半球 30 度至 60 度範圍，高雲於大部分地方是減少的，這與高層雲水在南半球 30 度以南的減少相當一致。

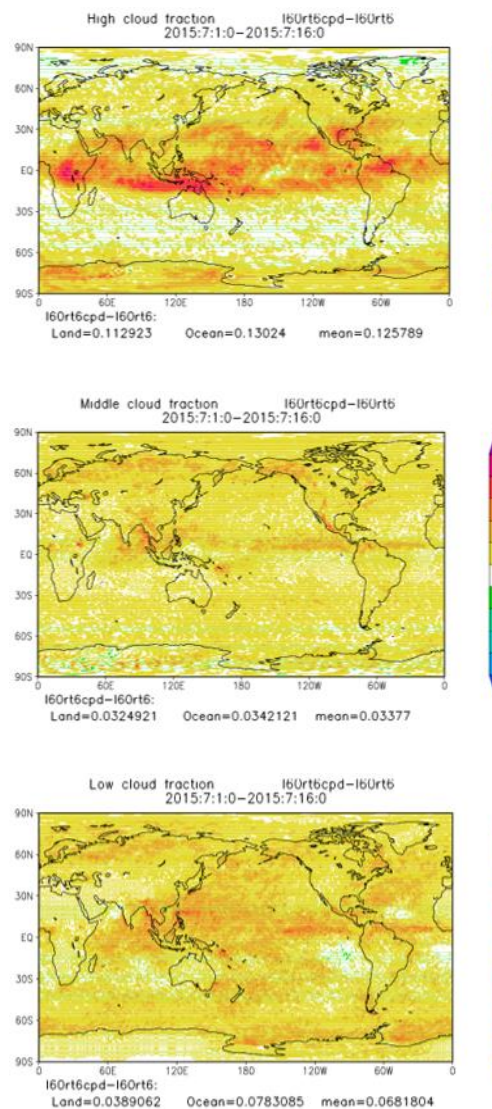


圖 4 2015/7/1-15 期間的 24hr 預報瞬間雲量 (a)為高雲(b)為中雲(c)為低雲。

中雲差異的分布(圖 4b)比較均均，沒有明顯的區域特徵，大致都是增加的趨勢。低雲差異的分布(圖 4c)較為複雜，南半球 30 度以南是較為一致的雲量增加區，此應與南半球 60 至 30 度的低層雲水增加有相當關係。但在南半球 30 度以北有幾個減少區，分別在南美洲東西二側及澳洲西側的印度洋上，此三區剛好是南緯 30 度至赤道區帶上最主要的雲水分布及減小變化區，另外北半球 30 度以南的阿拉伯海上及南



美洲以北的大西洋上亦為減少區，其餘區域的低層雲則普遍為增加趨勢。

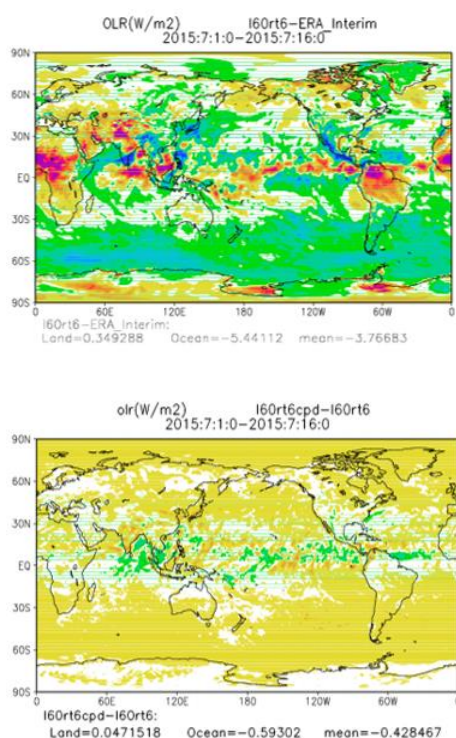


圖 5 2015/7/1-15 期間的 0-24hr 大氣向外長波輻射通量(OLR)平均場差異，(a)為作業-ERA(b)為測試-作業。單位 W/m<sup>2</sup>。

#### (四) 輻射通量比較評估

有關進一步的評估，特別選取 ECMWF 的重分析資料(ERA-Interim)為參考標準，因為 CWB-GFS 對中高低雲的定義(緯度小於 45 度範圍以 650hPa, 400hPa 區分低中高雲，緯度大於 45 度範圍則以 750hPa, 500hPa 區分低中高雲)與 ECMWF (以 sigma 值 0.8 及 0.45 區分低中高雲)不同，無法直接比較評斷，因此選取與高層雲直接相關的大氣向外長波輻射通量(OLR)及直接受低層雲量影響的地面短波淨輻射通量(SS)，以 ERA-Interim 資料為標準，檢視 2015/7/1-15 測試期間的 24 小時平均輻射通量。

首先檢視大氣向外長波輻射通量(OLR)，作業版與 ERA-Interim 資料的差異示於圖 5a，洋面上幾乎均為負值，表示作業版於洋面上的 OLR 偏小。對照測試版與作業版的差異分布(圖 5b)，可看見洋面上的 OLR 大部分均增加，若以 ERA-Interim 資料為標準，

表示測試產生的影響是朝修正方向。測試版與作業版差異主要的負值區在赤道(5b)，此區恰好也是作業版較 ERA-Interim 偏大的主要分布區，這個變化方向也顯示測試版產生的正面影響。若將此 OLR 變化與高雲變化(圖 4a)相比對，可以看見南半球高層雲量減少區和此區洋面上 OLR 增加可相呼應；同樣，赤道雲量增加區和 OLR 減少區也有很好的呼應。

地面短波淨輻射通量(SS)的比較示於圖 6，從作業版與 ERA-Interim 資料的差異分布(圖 6a)可發現，赤道以北的 SS 較 ERA 明顯偏大，但隨著測試版於此區低層雲量的增加(圖 4c)，測試版於此區的 SS(圖 6b)因此顯著的減少；另外於南美洲東邊、西邊及北邊的洋面上可看見作業版於此三塊區域的 SS 較 ERA 顯著偏低(圖 6a)，但測試版與作業版的差異分布(圖 6b)顯示此三塊區域的 SS 均顯示明顯的增強。對比測試版低層雲量的變化(圖 4c)，可看見此三塊區域的低雲正是轉小區，表示測試版雲量方案對低層雲量的影響，對於熱帶區地面短波淨輻射量有非常正向的修正。

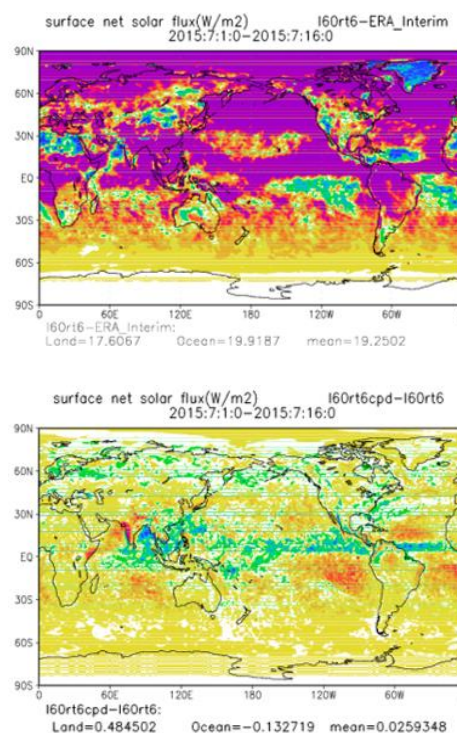


圖 6 2015/7/1-15 期間的 0-24hr 地面短波淨輻射通量(SS)平均場差異，(a)為作業-ERA(b)為測試-作業。單位 W/m<sup>2</sup>。

## 四 結論

實驗結果顯示，PDF 雲量方案對預報得分影響不顯著，但對雲量分布有一定的影響，且從雲水分布變化，可發現雲量的變化除與方案本身的改變有關，另外雲水凝結量隨著雲量方案的改變，亦同時回饋至雲量的決定，因此可以看到雲量變化與雲水的變化有相當大的相關。

平均雲量於中高層均為增加，但實際分布於高層主要的增加區域在赤道以北熱帶區，南半球中高緯則是減小，此變化產生相對應於赤道區減小及南半球洋面上增加的 OLR 調整，使 OLR 分布更趨近 ERA-Interim 的結果。低層雲量於大部分區域的變化以增加為主，但於熱帶區南美洲附近洋面有幾個減小區，且此變化對於此區原偏弱的地面短波淨輻射量，有明顯的改善。

此次雲量方案的改變其主要影響區域為海洋，但 CWB-GFS 的短期預報並未考慮海溫變化，短波輻射變化的影響在預報中因此未能完全顯現。但若考慮此模式於氣候預報的應用，雲量變化透過輻射作用對海溫預報及其他熱帶氣候特徵產生的衍生影響，將值得特別注意。

## 參考文獻

- Ek, M. B., K. E. Mitchell, Y. Lin, E. Rogers, P. Grunmann, V. Koren, G. Gayno, and J. D. Tarpley, 2003: Implementation of Noah land surface model advances in the National Centers for Environmental Prediction operational mesoscale Eta Model. *J. Geophys. Res.*, **108**, 8851, doi:10.1029/2002JD003296.
- Han, J., and H.-L. Pan, 2011: Revision of convection and vertical diffusion schemes in the NCEP Global Forecast System. *Wea. Forecasting*, **26**, 520-533.
- 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.
- Li, J.-L., 1994: On shallow cumulus parameterization scheme for large-scale planetary boundary layers, Ph.D. thesis, University of Wisconsin-Madison, pp203.
- Palmer, T. N., G. 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. Roy. Meteor. Soc.*, **112**, 1001-1039.
- Tompkins, A. M., 2002: A prognostic parameterization for the subgrid-scale variability of water vapor and clouds in large-scale models and its use to diagnose cloud cover. *J. Atmos. Sci.*, **59**, 1917-1942.
- Troen, I., and L. Mahrt, 1986: A simple model of the atmospheric boundary layer: Sensivity to surface evaporation. *Bound. Layer Meteor.*, **37**, 129-148.
- Sundqvist, H., 1988: Parameterization of condensation and associated clouds in models for weather prediction and general circulation simulation. *Physically-Based Modelling and Simulation of Climate and Climatic Change*, M.E. Schlesinger, Ed., NATO ASI Series Volume 243, pp433-461.
- Wu, W.-S., R. J. Purser, and D. F. Parrish, 2002: Three-dimension variational analysis with spatially inhomogeneous covariances. *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 2905-2916.
- Xu, K.-M and D. A. Randall, 1996: A semiempirical cloudiness parameterization for use in climate models. *J. Atmos. Sci.*, **53**, 3084-3102.
- Zhao, Qingyun and F. H. Carr, 1997: A Prognostic Cloud Scheme for Operational NWP Models. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 1931-1953.