

出國報告（出國類別：研究）

全球模式系集預測系統建置

服務機關：中央氣象局

姓名職稱：曾建翰技正

派赴國家：美國

出國期間：104年7月15日至
104年10月18日

報告日期：104年12月2日

摘要

本次赴美研究的重點是在氣象局的系集颱風路徑預測系統內，加上二種隨機物理過程，分別是隨機擾動物理趨勢過程和隨機水氣邊界層過程。隨機的定義必須是在空間上，根據不同時間尺度預報，有某種程度的結構，並在時間上有依存的特性，也就是紅噪訊的設定。如此可確定加入的擾動過程，不致於是過於紊亂而且相互抵消作用的白噪系統。

經過一個颱風個案的測試，發現隨機物理過程搭配初始擾動可明顯增加系集預報的發散度，對於熱帶高層與噴流附近特別顯著，這顯示整個過程對於以後的資料同化或是 2 週至一個月的系集預測有助益。然而，對於颱風的系集路徑預測，改善並不明顯，也許是因為颱風路徑的預測，本是由所有相關因素合併交互作用的結果，需要有相當程度全面的系集技術提升，才能得到明顯的系集結果改善。

目錄

一、研究動機.....	1
二、研究目的.....	2
三、研究方法與研究工具.....	5
四、實驗結果.....	9
五、研習過程.....	27
六、完成事項.....	28
七、心得與建議.....	28
八、附錄.....	33
九、後記.....	52
十、參考文獻.....	54

圖表說明

圖 1: 隨機擾動物理趨勢 (SPPT) 項的水平結構。(a)是初始的狀態；(b)是時間演化 50 單位的狀態；(c)是時間演化至 100 單位的狀態。

圖 2: 水平上任取一點的隨機擾動物理參數趨勢作用的時間序列圖。可看出這一點的擾動在時間上有某種程度相依，是一種紅噪序列，使得加入的趨勢作用，前後兩個時間不會太突兀。

圖 3: 系集颱風路徑圖。(a)為原氣象局系集路徑；(b)為增加隨機擾動物理參數趨勢 (SPPT) 和原初始擾動一起作用的系集颱風路徑。(c)為隨積水氣邊界層 (SHUM) 加隨機擾動物理參數趨勢(SPPT)和原初始擾動一起作用的系集颱風路徑；(d)為僅使用隨機擾動物理參數趨勢 (SPPT) 的系集颱風路徑。

圖 4: 等值線為 20 個系集成員的流函數場，紅藍色區為擾動流函數，所取的高度層為 850 hPa。(a)為初始時；(b)為 6 小時後；(c)為 48 小時後；(d)為 120 小時後。

圖 5: 緯度 10° - 25° 平均擾動能量的隨經度的垂直剖面圖。(a)初始；(b)為 6 小時後；(c)為 48 小時後；(d)為 120 小時後。

圖 6: 緯度 30° - 45° 平均擾動能量的隨經度的垂直剖面圖。(a)初始；(b)為 6 小時後；(c)為 48 小時後；(d)為 120 小時後。

圖 7: 緯度 10° - 25° 平均隨機物理過程加初始擾動和僅有初始擾動的擾動能量差值隨經度的垂直剖面圖。(a)初始；(b)為 6 小時後；(c)為 48 小時後；(d)為 120 小時後。

圖 8: 緯向平均的東西向風系集成員的標準差。(a)僅有初始擾動；(b)初始擾動加上隨機物理參數趨勢過程的作用。

圖 9: 緯向平均的東西向風系集成員的標準差。(a) 初始擾動加上隨機物理參數趨勢過程和隨機擾動水氣邊界層的作用；(b)圖 a 的結果減去僅有初始擾動的結果。

一、研究動機

大氣系統運動被視為一種對初始狀態敏感的非線性系統，簡言之，就是微小初始狀態的不同，會造成以後環流演變大相逕庭。學理上，永遠不知道當下所得出的初始場是否為最佳、最接近真實的狀態。於是，學界提出選取數種特定的初始場進行模式預測，隨後進行統計系集平均得出預報結果，避免單一預報過程過於偏頗，藉由統計平均期望值提升預報準確度。這個構想最早由 Leith (1974) 提出，Leith 用一種隨機蒙地卡羅 (Monte Carlo) 法決定初始擾動，得出不同的初始場，進行系集預測與統計平均計算。這種將原本單一模式進行經初始場些微擾動多次運算的方法後來為各大作業中心採用 (Toth *et al.*, 1997; Leutbecher and Palmer, 2008; Palmer *et al.*, 2005)，稱為系集預測系統 (ensemble prediction system)。現今，各個單位、學術中心，採用的大氣數值模式不同，但是系集系統的精神都是利用不同的初始場做預測，其中或是佐以不同物理變化過程等增加統計系集散佈，改進原本單一決定預測系統 (deterministic system) 過於武斷的缺點。中央氣象局全球模式從 2014 年開始建置系集預報系統，第一階段應用在颱風路徑預報上，而目前取得初步的成果是：系集預報能修正並提高單一預報的準確度；其次為提供可預報度的參考。

雖說大氣環流運行為對初始場極端敏感的系統，但是數值模式並非隨意加入初始隨機擾動就能得到好的統計系集，也就是說，所選擇的隨機初始擾動可能經過一段很短的時間，如數小時內就消散，則預報的結果與單一決定預測系統是相似的，這種擾動形成的統計系集就不能說是最佳的選擇 (Toth and Kalnay, 1993; Buizza *et al.*, 1993; Molteni *et al.*, 1996)。在作業時尚須考慮計算成本，所以初始擾動必須確保有統計分散的代表性 (Buizza *et al.*, 1993; Buizza and Palmer, 1995)，也就是擾動的成長要能維持一段時間，必須在成長最快的模上，學界與作業中心使用奇異向量 (singular vector)、增長向量 (bred vector)、或是在資料同化中的系集卡爾曼濾波器 (ensemble Kalman filter, EnKF) 計算獲得 (Toth and Kalnay, 1993; Buizza *et al.*, 1993; Molteni *et al.*, 1996; Hamill *et al.*, 2011a, b)。另一方面，研究指出僅僅給定初始擾動並非最佳的作法，些微差距的擾

動可能在時間上持續一短暫時間，並且經歷些微不同的物理參數化過程，所以歐洲展期預測中心（ECMWF）與美國 NCEP（National Center for Environmental Prediction）採用隨機物理過程（stochastic physical processes）配合時間空間上的初始擾動方法，做成新一代的統計系集預測（Buizza *et al.*, 1999; Palmer *et al.*, 2009a, 2009b; Zhu, 2014）。

二、研究目的

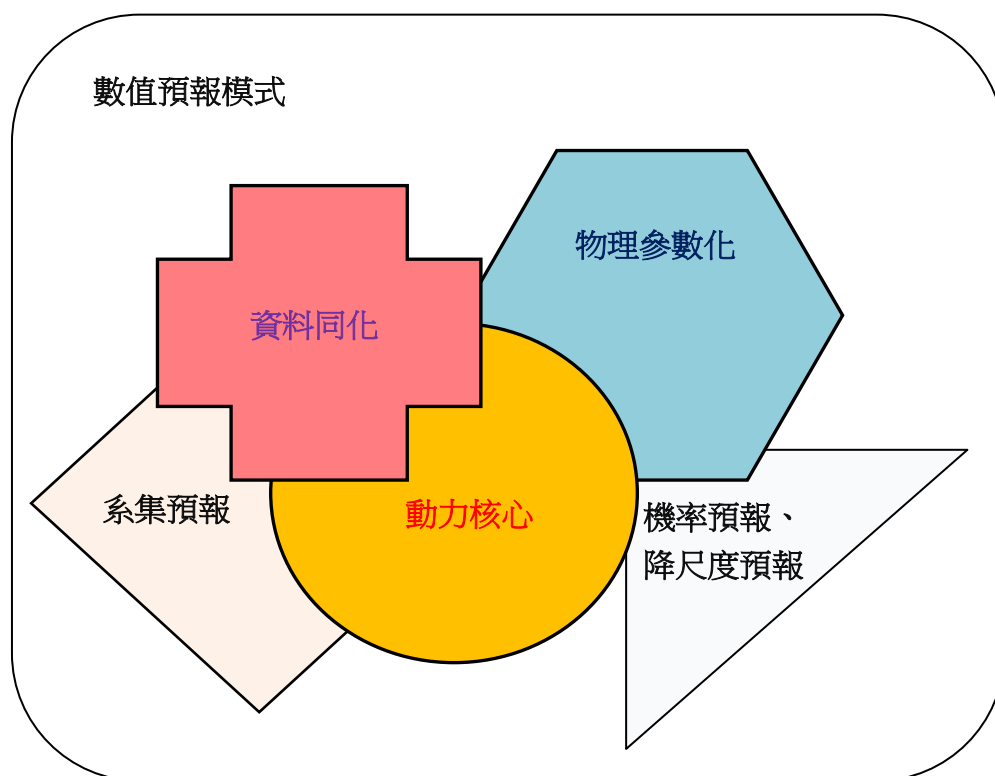
此次赴美研究期間預計研習隨機物理過程的系集預測方法，供未來氣象局全球模式系集預測系統使用。同時，此種統計系集可配合資料同化系統，進行四維系集變分（4 dimensional ensemble variational, 4D-EnVar），將可以做出更佳的初始分析場，提升單一決定預測的準確度。目前現今世界先進的各作業中心如歐洲中心 ECMWF 和美國 NCEP 都採用一種以隨機擾動物理趨勢的過程作為基礎型版（template），再往上加上擾動水氣邊界層、動能後續散佈，渦旋限制的過程進行隨機物理過程。歐洲中心總部在英國，與我國關係並不熟稔，如要前往，手續費時，但是歐洲中心是目前世界第一的作業單位，其預報結果、分析資料都是最佳的選擇，是我國後續必須積極爭取合作與學習的對象。另一方面，歐洲中心大小產品，合作事項都要計費。歐盟的索價不菲，按使用者付費計價，不是這種短期進修公費所拿經費可負擔。相對而言美國政府的單位，預報產品和分析資料是採開放系統（free open source），與我國又有一定合作關係。所以選擇赴美國海洋大氣署（National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA）下轄的 NCEP/EMC（National Center for Environmental Prediction/Environmental Modeling Center）研習訪問。

EMC 是美國氣象單位的模式預報研發中心，是直接最主要負擔預報模式成敗的單位，聯邦公務員加上約僱人員約為 150-160 人。相較於臺灣氣象局是部分資訊中心和科技中心數值預報小組的成員。EMC 主要的模式分為全球模式與區域模式兩組，全球模式佔主要業務，人員約 120 名。相較於我國，全球模式約 10 人，區域模式約 15 人，

能投入的資源差距極大。職以往參加公務員訓練，最常被其他單位同仁問到的是，為什麼臺灣要有全球模式。我們臺灣就這麼一點大，報好臺灣氣象不就得了。職的答覆是，大氣流體遷一髮而動全身，受到整體牽連影響台灣天氣，如春天的季風，受赤道上的季內震盪影響，當北半球轉為夏天，此震盪從東非馬達加斯加島北方開始向東傳播，一路上造成印度季風、南亞季風，到菲律賓附近造成臺灣梅雨。臺灣夏天由赤道東風波和太平洋副熱帶高壓影響；秋冬則受中高緯西風斜壓波影響，造成過境鋒面和寒潮。特別是，最近炒的很熱的聖嬰現象，更是結合海洋、大氣的耦合作用。以往計算機資源不夠，也為了精確描述較小尺度的雲物理過程，所以有了區域模式。但全球、區域模式相輔相成，儘管未來計算機資源充分，速度提升，傾向於發展高解析度的全球模式，但相關人員的努力都已經灌注在內，實在難以區分一定是區域或全球的分界。再者，僅從臺灣的觀測資料，如何預報好臺灣的天氣，並不客觀也不實際。另一種常見被問的問題是，你們人這麼少，能做好嗎？要不乾脆買預報資料、預報產品算了。人少是小型國家組織編制常見的問題，但是數值預報的成功，結合了氣象專業、數值分析、計算方法、以及相關高速電腦編程、大量儲存資料的取用分析，並非單只有氣象科技的發展，間接相關的輔助科技必須到位。以氣象數值模式的座標，或是球面座標、或是地圖投影座標，這關乎數學與測量領域。必須算的既快又好，舉 google earth 的展示為例，能算球面投影是第一步，更上一層樓的是，顯示時不會有不順暢之感，這是真功夫。大國列強發展氣象科技，附帶的是相關的基礎科學與計算機通訊科學也帶動發展，所圖的是，隨氣象科技發展的相關資訊、測量、遙測、通訊等科技一起發展。臺灣雖小，我們更應有雄心大志發展數值預報模式。

數值天氣預報模式大致分成三塊主軸：(1)動力核心，流體力學的基本方程式；(2)物理過程參數化或物理過程的計算，如：雲、輻射、邊界層，關乎熱力學或是大氣水氣降水的計算；(3)資料同化，如何利用更多的觀測資料進入模式中。也就是說數值模式運作的必要條件是做好這三項工作，如同後續的示意圖中的三個顏色區塊。這三個區塊彼此都有交集，互相影響。原本的系集預報是數值預報的輸出產品，但在現今的

資料同化系統中，利用了系集預報的結果，運用系集卡爾曼濾波器（ensemble Kalman filter, EnKF）估算背景場誤差。為求系集模式要有好的發散程度，於是將同化的工作納入一部分系集預測，並將系集預報的結果回饋給單一決定性的預報，修正模式的錯誤。這改進了以往系集預報只是數值預報模式中的後處理產品，或是僅作機率預報使用。這次赴美研習的目的就是在於學習隨機物理過程和搭配初始擾動的系集預測，其結果應該可以增加本局系集散佈。此行完成隨機擾動物理趨勢（Stochastically Perturbed Parameterization Tendency, SPPT）與隨機擾動水氣邊界層（Stochastically perturbed boundary layer Humidity, SHUM）兩種隨機過程，隨機動能後續傳遞（Stochastically Kinetic Energy Backscatter, SKEB）模式完成，但尚未測試，但是原則上於未來可於本局全球模式上全部完成。這次研習期間完成一個颱風個案測試，其結果討論詳見第四節；而隨機物理過程的學理說明詳見第三節中所述，第五、六、七節整理完成項目說明及未來執行的計畫。



三、研究方法與研究工具

氣象局的系集成員初始擾動由奇異向量計算獲得，奇異向量為針對大氣基本場所計算的最佳成長模（optimal growing mode），在有限的系集成員預報下，取得最大的分歧或是最有代表性的系集統計結果。由於奇異向量求算需利用到正切模式與伴隨模式，此兩種模式運算極為費時，而伴隨模式僅配合簡單邊界層與大尺度降水等簡單的物理模式使用（賴等，2014）。目前使用低解析度 T42L40/L60 的求解，已經應用於淺水模式和全球模式 T319L40/T511L60 的颱風系集路徑預報（陳等，2014；曾等，2014；賴等，2014）。奇異向量的計算根據 48 小時後的乾空氣全能量（total energy）計算，這是因為氣象局水氣運算的伴隨模式並不完整，而且水氣的伴隨模式計算複雜耗時，於現階段暫不考慮。所用全能量的訂義是：

$$\langle \mathbf{x}'(t_f), \mathbf{E}\mathbf{x}'(t_f) \rangle = \frac{1}{D} \int_D \int_1^0 \frac{1}{2} (u'^2 + v'^2) + \frac{1}{2} \frac{C_p}{\bar{T}} T'^2 + \frac{1}{2} R_a \bar{T} \frac{p_s'^2}{\bar{p}_s^2} d\sigma dD \quad (1)$$

其中， $\mathbf{x}' \equiv (u', v', T', p_s')$ ，分別是：東西向 u' 風場擾動，南北向 v' 風場擾動，溫度 T' 擾動與地面氣壓 p_s' 擾動。(1)式中的相關常數設定為 $C_p = 1004.24 \text{JK}^{-1}\text{kg}^{-1}$ ， $\bar{T} = 270\text{K}$ ， $R_a = 287 \text{JK}^{-1}\text{kg}^{-1}$ 。為了計算颱風路徑系集，奇異向量的選取範圍必須涵蓋颱風環流。所取範圍參照 JMA 的 Yonehara (2010)、Peng and Reynolds (2005, 2006) 和 Puri *et al.* (2001) 等所定義，大約在以颱風中心 $20^\circ \times 15^\circ$ 的範圍。太大或太小的範圍對有些颱風個案，系集路徑發散不明顯。當然，有些個案對較大的範圍的奇異向量計算，會對路徑會有較佳的分歧影響，但是為考量作業一致性，不採用特意選取的範圍。此外，另外採用較大範圍的能量內積求算奇異向量，根據日本 JMA 學者的研究 (Chan and Gray, 1982; Yamaguchi and Komori, 2009; Yonehara, 2010)，計算範圍大小從緯度 20°N - 60°N 及

經度 100°E-180°E 的東亞範圍，利用奇異向量給定的初始擾動，調整東亞主槽附近的大尺度環流場。簡言之，將奇異向量對不同颱風區域與東亞大尺度範圍計算二次，並將二者奇異向量線性相加組合，加入全球模式中。

根據颱風範圍定義所求算的奇異向量的尺度約在原變數的 1-2% 或是更小(從所求的特徵值大小約為 4-6 可知擾動成長的速率)，直接帶入模式作用不大。我們由 NMC 法，亦即用全球模式的 24 小時預報減去 12 小時預報的誤差，取其向量大小，放大奇異向量後，擾動會在原變數 0.5-0.6%，經測試調整再放大 10-15 倍，會是原變數的 10-12%。可以發現當調整為 NMC 法的 10-15 倍後，能取得颱風路徑分歧較夠的系集結果。

經過東亞地區範圍定義而求算的奇異向量，我們用 NMC 法調整後再放大 5 倍取用，最終所得的奇異向量組成的初始擾動會是這颱風範圍和東亞區域這兩種範圍所算的奇異向量線性組合，以數學形式表示如：

$$\begin{aligned}TY_perturb &= SV_{TY} / |SV_{TY}| \times |NMC| \times TY_factor \\EA_perturb &= SV_{EA} / |SV_{EA}| \times |NMC| \times EA_factor \\perturb &= TY_perturb + EA_perturb\end{aligned}\tag{2}$$

此處，SV 表示奇異向量，TY 表颱風範圍定義所算的奇異向量，EA 表東亞地區範圍所算的奇異向量，而 TY_factor=10 或 15，EA_factor=5，本報告後續的結果都以 TY_factor=10 來求算。

以上是氣象局現有的系集預測系統，稱之為初始擾動場給定的系集成員系統 (initial perturbations ensemble prediction system)，隨後 Buizza et al. (1999) 的研究發

現，單靠初始擾動，系集預測的分布未盡理想，而不同的系集擾動，造成些微不同的初始場應該會彼此經歷些微不同的物理過程（積雲、邊界層、輻射傳遞等），所以將物理模式積分時的趨勢項（tendency terms）和初始擾動的趨勢項一起運作，使得系集成員的分佈較大，用數學形式寫成，

$$\frac{\partial \mathbf{e}_j}{\partial t} = A(\mathbf{e}_j; t) + X'(\mathbf{e}_j; t) \quad (3)$$

其中， \mathbf{e}_j 代表模式控制變數，下標代表不同的系集成員， A 是經過動力方程計算的趨勢項，而 X' 是經過物理部分的趨勢項。初始擾動隱含在

$$\mathbf{e}_j(t=0) \equiv \mathbf{e}_0(t=0) + \delta\mathbf{e}_j(t=0) \quad , \quad (4)$$

式中的 $\delta\mathbf{e}_j$ 即為初始擾動，而 \mathbf{e}_0 為初始分析場。

現在針對 X' ，定義一個亂數 r ，使得

$$X' = (1 + r(\lambda, \phi, k; t))X_j(\mathbf{e}_j; t), \quad (5)$$

當中的 X 是未經亂數處理的物理趨勢項，亂數 r 是經度(λ)、緯度(ϕ)、高度(k)和時間(t)的函數。後來的學者稱Buizza等人這種的運作方式為一種隨機物理過程（stochastic physics process）的系集預測，和直接改動物理參數化的些微設定，有相似的結果。後來的研究如Palmer *et al.*（2009a）等，提出亂數的給定不能僅是完全隨機的白噪（white noise）訊號，在空間上必須選取配合本身模式誤差的尺度，時間上必須有某種一致性的低頻紅噪（red noise）訊號。亂數的給定主要按照Palmer *et al.*（2009a）設定。而Palmer *et al.*（2009a）等人植基於原本Buizza *et al.*（1999）的過程，將亂數的給定在時空上有一定程度的相關特性，這個過程稱為隨機擾動物理參數趨勢過程（Stochastically Perturbed Parameterization Tendency, SPPT），作用在物理參數化的趨勢項上（Palmer *et al.*, 2009a, 2009b）。在這個基礎上，後來的學者進行了隨機擾動水氣邊界層（Stochastically perturbed boundary layer Humidity, SHUM）的隨機趨勢過程，將隨機過

程局現在水氣變數並作用在與邊界層底層相關的數個參數化過程（Tomkins and Berner, 2008）；以及在垂直上時間上針對動能能量傳遞的隨機動能後續散射（Stochastically Kinetic Energy Backscatter, SKEB）過程（Shutts, 2005; Berner *et al.*, 2009）和對渦度變化的渦度限制（Vorticity Confinement, VC）過程（Shutts, 2006; Shutts and Plamer, 2007; Williams and Shutts, 2012）。原則上，SHUM，SKEB，和VC都是根據SPPT的設定後，再計算水氣、動能與渦度，並將動能與渦度的計算擴展至垂直方向。

SPPT 的計算，主要參照 Palmer *et al.*（2009a）的作法。首先，假設一亂數 r ，對球面調和係數 Y_{mn} 展開，

$$r = \sum_{mn} \hat{r}_{mn} Y_{mn} \quad (6)$$

其中 m 為緯向波數， n 為緯向經向總波數， r 隨時間的變化記為

$$\hat{r}_{mn}(t + \Delta t) = \phi \hat{r}_{mn}(t) + \sigma_n \eta_{mn}(t) \quad (7)$$

其中， $\eta_{mn} \in \mathbb{Z}$ 為一高斯分布白噪亂數，其標準差質界於 $(-1, 1)$ 之間。而 ϕ 為自行定義的紅噪自相關（autoregressive）係數，記為

$$\phi = \exp(-\Delta t / \tau) \quad (8)$$

Δt 為時間間隔，通常為模式時間積分間隔， τ 為影響的時間長度，按作業需要可為 24 小時至 120 小時的設定。 σ_n 為帶通濾波（band pass filter）設定，濾除白噪中較大波數尺度較小的擾動，定義為

$$\sigma_n = F_0 \exp(-\kappa T n(n+1)/2), \quad (9)$$

而

$$F_0 = \left(\frac{\text{var}(r)(1-\phi^2)}{2 \sum_{n=1}^N (2n+1) \exp(-\kappa T n(n+1))} \right)^{1/2} \quad (10)$$

其中 $\text{var}(r)$ 為擾動在實際網格點上的變異量， κT 為空間尺度衰減係數，視作業情形設定大小，一般的設定是

$$kT = \frac{L^2}{2R_e^2} \quad (11)$$

式中 R_e 是地球半徑， L 是選取的影響水平長度，可為 10 km-1500km 不等。

所做出的擾動取垂直層 20 層其水平的圖 1 所示，圖 1a 顯示初始的結構，圖 1b 是第 50 步的時間積分後，而圖 1c 是第 100 步的時間積分後結果。任取一點，其時間上的變化圖 2 所示。從水平與時間的變化來說，這樣的擾動有空間上相當的尺度，不至於太小；而時間上的尺度有低頻紅噪的特性，擾動的演化在時間上有一致性。如此的作用，加在物理趨勢項上，可取得較佳的時空演劃分佈，增加系集預報的分歧。節略的隨機物理趨勢計算演算法如附錄中所示，而編寫完成的程式碼，也收錄於附錄中。此外，(6)-(11) 式的推導決定水平的結構，垂直上再用一個隨高度遞減的權重讓亂數有三維結構。垂直結構的權重函數 V 定義為

$$V(k) = 0.15 \cdot \exp(-(k - 50)^2 / 8000.) \quad k = 1, 2, 3, \dots, 60 \quad (12)$$

使得

$$r(\lambda, \phi, k) = r(\lambda, \phi) \cdot V(k)$$

再經過(7)式時間的疊代紅噪運算可得亂數在三維空間和時間上的結構，加入(5)式物理趨勢項中。同時，模式中最高的三層，再由低至高乘上 0.6, 0.4, 0.2 等數值，讓隨機物理過程的反應更小，避免在上邊界有過大無法處理的量級擾動出現。

四、實驗結果

研習期間 Soudler 颱風侵襲台灣，登陸前 5 天氣象局的颱風路徑系集預報指出颱風侵襲北部，但是隨後此颱風路徑偏南，隨後偏北接近台灣。整個過程對數值模式颱風路徑預報是一大考驗。故挑選 Soudler 颱風於 2015 年 8 月 2 日 00 UTC 時的路徑系集

預報，進行隨機物理過程相關測試。實驗分為：(1)原氣象局奇異向量初始擾動的系集預測；(2)奇異向量加上隨機物理過程中 stochastic physics perturbation tendency (SPPT) 的系集預測；(3) 奇異向量加上隨機物理過程中 stochastic humidity (SHUM) 的系集預測；(4)單純的 SPPT 系集預測。

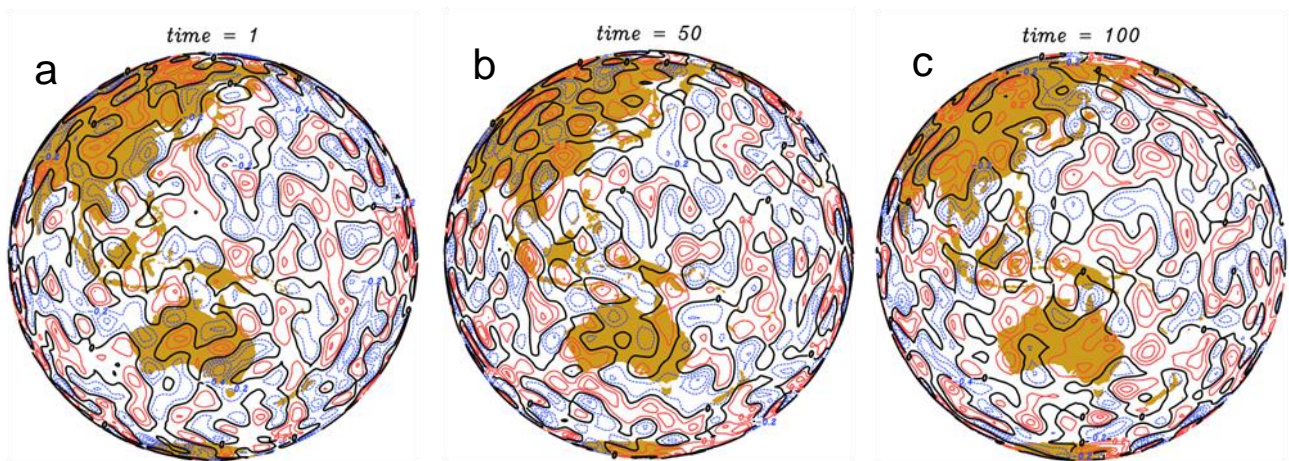


圖 1: 隨機擾動物理趨勢 (SPPT) 項的水平結構。(a)是初始的狀態；(b)是時間演化 50 單位的狀態；(c)是時間演化至 100 單位的狀態。

原氣象局的奇異向量系集路徑預測如圖 3a 所示，而 SPPT 的結果如圖 3b 所示。比較兩圖可發現，SPPT 增加少許的預測分歧度，決定性預報和系集平均路徑稍微偏南，120 小時路徑的快慢差異較原先稍大。檢查緯向風速的垂直剖面，計算系集成員間的標準差來說，原先奇異向量的散佈是在東亞與颱風環流附近，北緯 60 度以北幾乎沒有分歧。加入 SPPT 後，因為所加的趨勢項涵蓋全球，分歧增加，南北球的噴流附近也有如北半球的分歧，整體的數值比原奇異向量為大。這表示加入的 SPPT 已經發揮作用。檢查擾動能量的差異而言，加入 SPPT，能增加個案垂直上能量的傳送，增加系集分歧度。當考量奇異向量、SPPT 和 SHUM 時，颱風整體路徑偏北，結果不比只加 SPPT

的好。而僅有 SPPT 而無奇異向量的結果顯示，並未能對颱風路徑影響，所造成的緯向風分歧也比較小。這是合理的結果，因為奇異向量的初始擾動是根據颱風附近環流基本場所求算的最佳初始擾動，光靠 SPPT 物理趨勢的過程，並不能增加颱風路徑分歧。

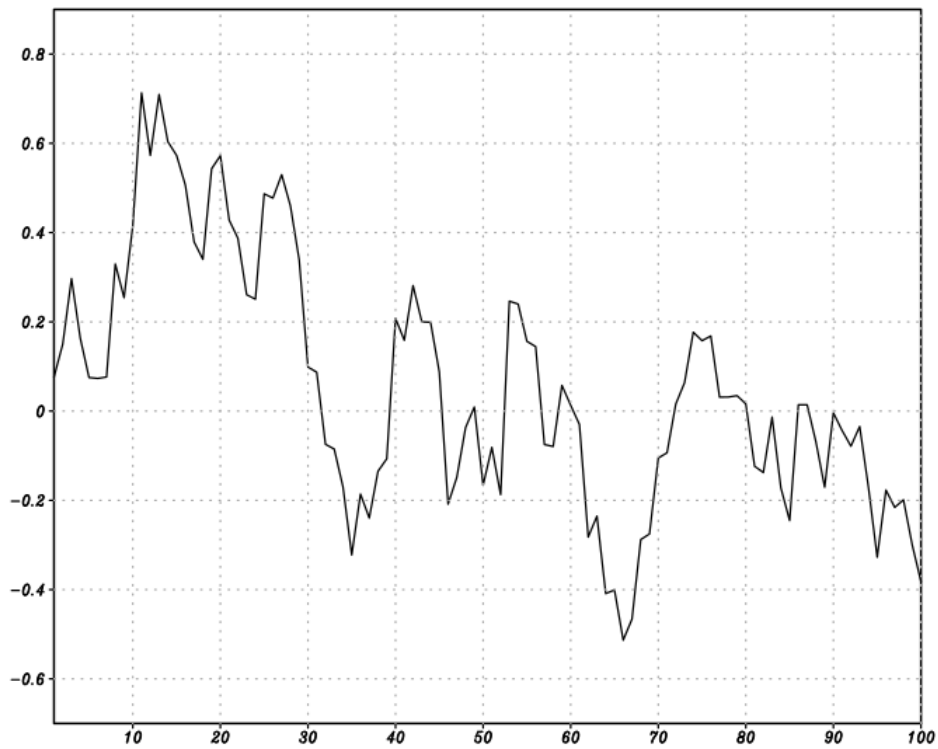


圖 2: 水平上任取一點的隨機擾動物理參數趨勢作用的時間序列圖。可看出這一點的擾動在時間上有某種程度相依，是一種紅噪序列，使得加入的趨勢作用，前後兩個時間不會太突兀。

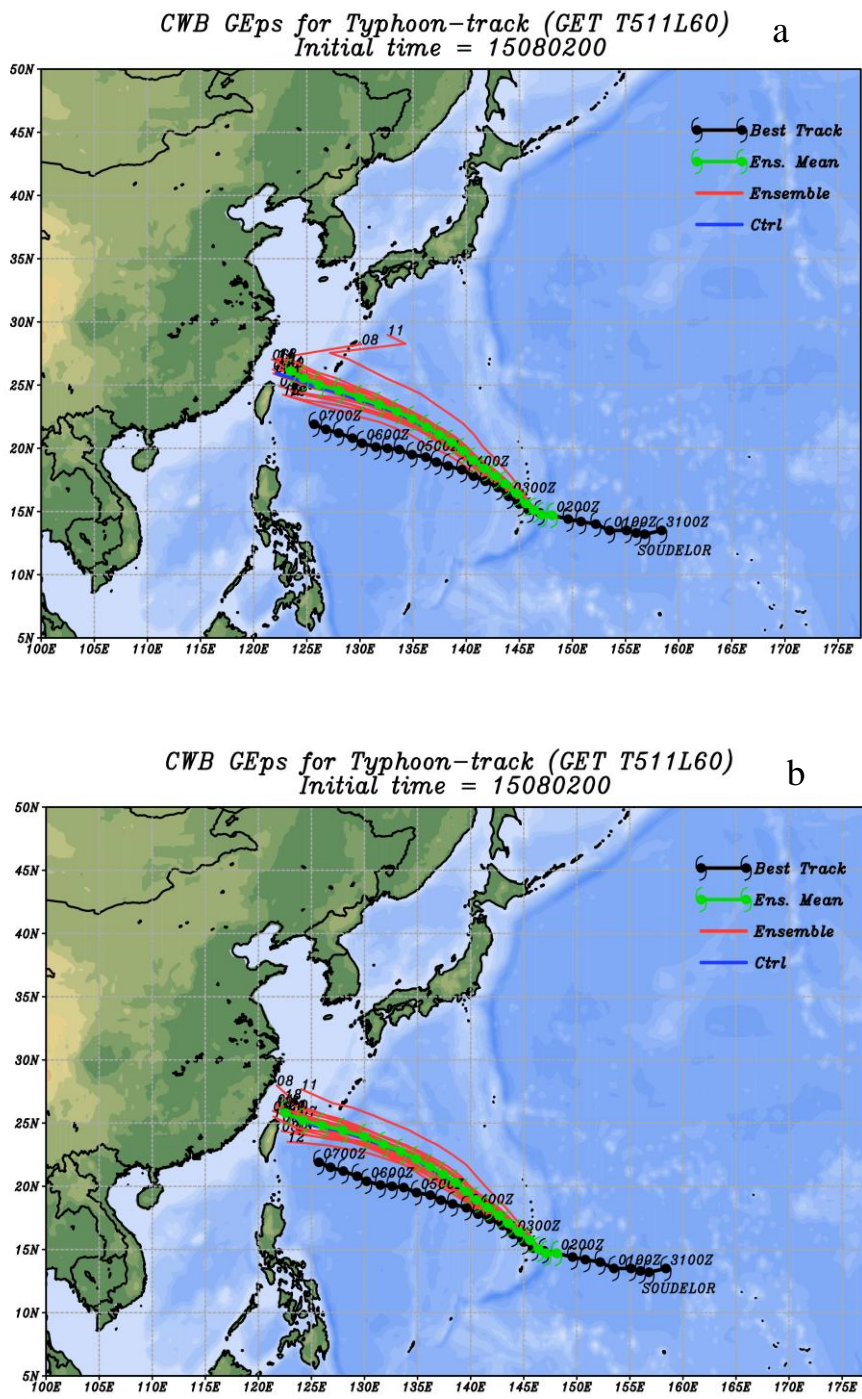
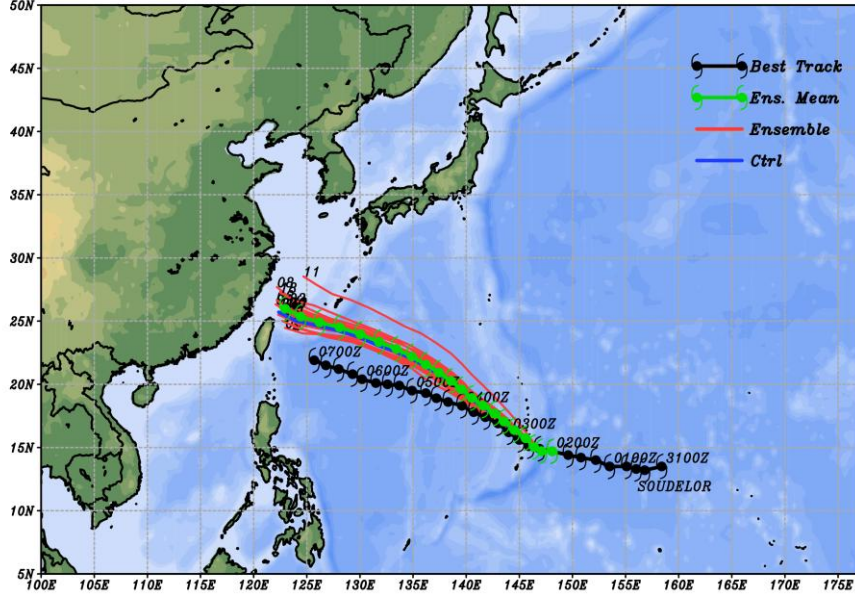


圖 3：系集颱風路徑圖。(a)為原氣象局系集路徑；(b)為增加隨機擾動物理參數趨勢 (SPPT) 和原初始擾動一起作用的系集颱風路徑。

CWB GEps for Typhoon-track (GET T511L60) Initial time = 15080200 c



CWB GEps for Typhoon-track (GET T511L60) Initial time = 15080200 d

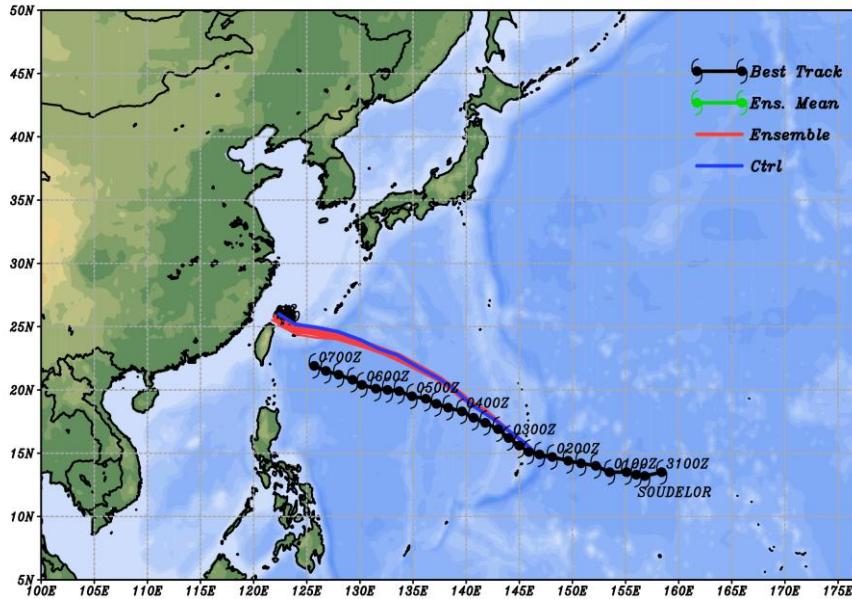


圖 3(續)：系集颱風路徑圖。(c)為隨機擾動水氣邊界層 (SHUM) 加隨機擾動物理參數趨勢(SPPT)和原初始擾動一起作用的系集颱風路徑；(d)為僅使用隨機擾動物理參數趨勢 (SPPT) 的系集颱風路徑。

診斷乾的總能量在水平與垂直剖面上的變化，探討擾動變化過程，亦可幫助釐清 SPPT 的作用。圖 4 選取 Soudler 颱風 850hPa 的流函數場來看擾動演化情形。此處的擾動定義並非相對應於正切線性模式的擾動量，而是簡化成系集預報成員與控制組間的差值。雖然簡約擾動的定義，但是系集作業時仍是看非線性模式的預報表現而非正切線性模式的預報。此處選用流函數場來看是因為流函數場表達了質量場（高度場和溫度場）和風場（旋轉風場）的整合結果，這是為避免單獨檢視質量場或是風場的擾動時，圖形常過於破碎，不容易聚焦擾動成長的效果。圖 4 中共分為 20 個郵票小圖代表不同系集成員，等值線是流函數，紅藍區域表示系集成員與控制組流函數的差值，代表擾動。

圖 4 選取了四個時段，分別是初始、6 小時、48 小時及 120 小時的預報結果。先從紅藍色階的尺度來看，流函數擾動穩定成長。系集擾動的計算由颱風附近及東亞區域的奇異向量組成，由圖中可看到中緯度的擾動在此個案中成長的比颱風附近環流為好，其影響背景的大氣環流場，間接影響颱風路徑。在前 6 小時的擾動可看出，在颱風環流周圍有類似波數 1 正負相間分佈的擾動，這或許和 Wang *et al.* (1998) , Li and Wang (1994) 的研究相呼應，此波數 1 的非對稱環流為颱風未來的發展與路徑走向提供不同的作用，但是詳細的動力分析仍有待進行。圖 4 下方的顏色標示區分成兩個尺度，圖 4(a), (b) 的較小，圖 4(c), (d) 的較大，顏色的深淺也表示數值大小，從圖中看出擾動的能量持續成長，造成系集成員彼此間的發散分歧效果。

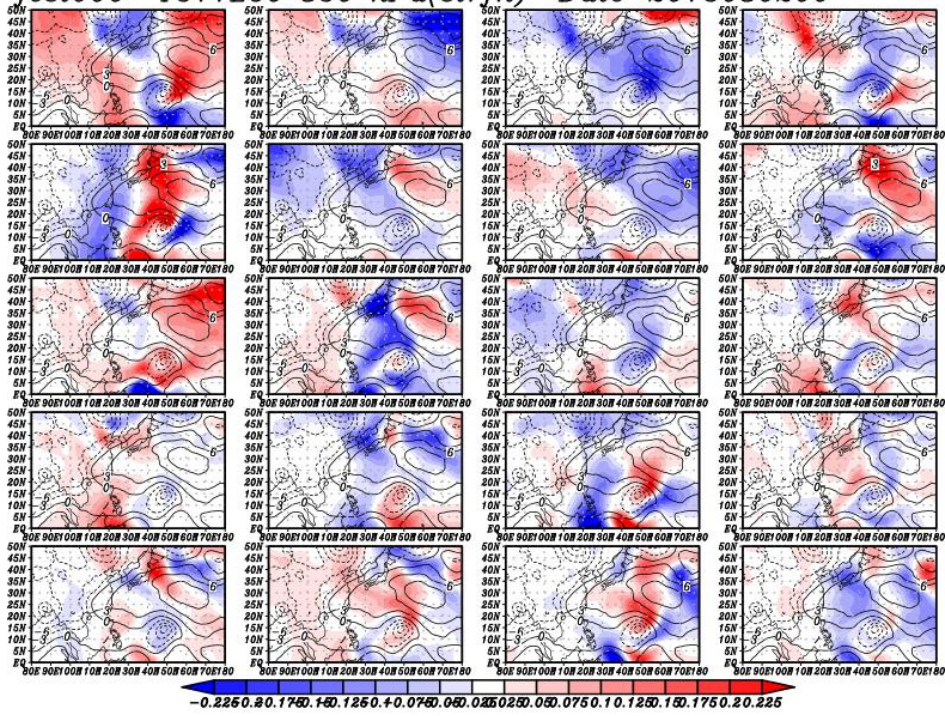
圖 5 為計算颱風運動 5 天內緯度 10° - 25° 範圍內的擾動乾能量演化，取其經度 110° - 145° ，垂直方向在 1000hPa 至 100hPa 的剖面圖。乾能量的定義為如同(1)式，但是取了緯度 10° - 25° 範圍的平均，方程式變為

$$Total\ Energy\ (dry)\ of\ perturbation = \sum_{lon=110^{\circ}}^{145^{\circ}} \frac{1}{2}(u'^2 + v'^2) + \frac{1}{2} \frac{C_p}{\bar{T}} T'^2 + \frac{1}{2} R_a \bar{T} \frac{p_s'^2}{\bar{p}_s^2} \quad (12)$$

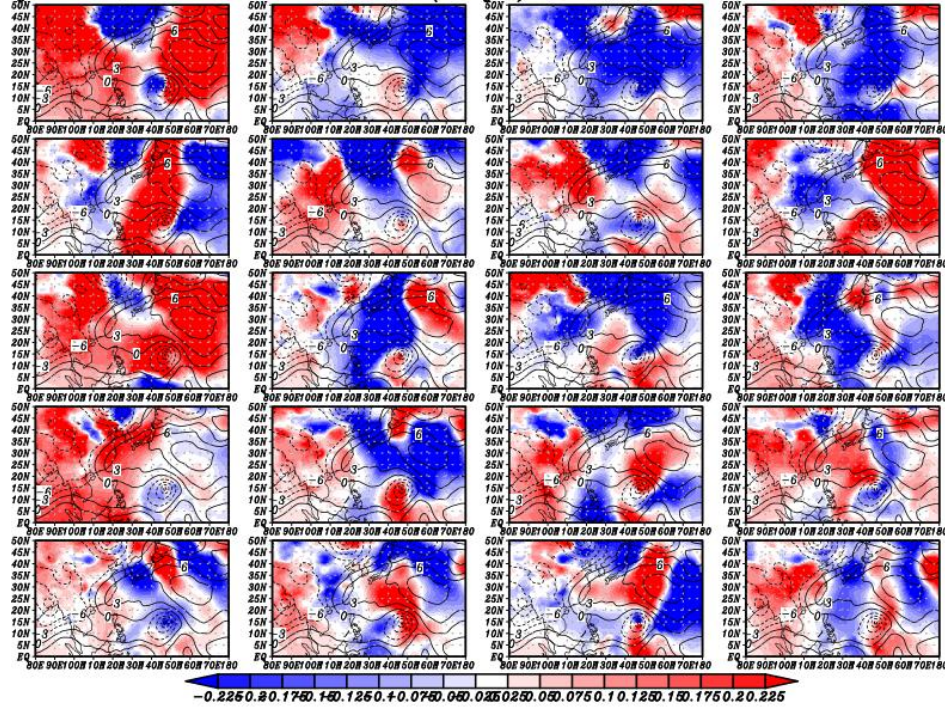
在初始時間時，能量多集中於中高層，約 500 hPa - 200 hPa，隨時間演化，能量向下層傳遞，隨整個演化時間擾動在水平上向西傳送，符合颱風向西的運動過程。因為奇異向量的計算同時考慮東亞地區的範圍，在此也選取緯度 30°-45° 範圍內的能量剖面圖比較(如圖 6)。於此發現中緯度東亞範圍的擾動由西向東傳送，能量由中層約 700-500hPa 開始，向上傳播，類似於的斜壓波的發展。這種擾動將會改變大環境的槽脊線，影響颱風路徑。此外，圖 5, 6 的色階都顯示擾動隨時間增加而變大，顯示系集的分散度，但是詳細的系集分散度的統計診斷仍須進一步計算。另一方面，擾動能量的轉換，如何從背景場，透過內部動力的轉換仍須進一步量化分析。從以往的文獻檢視，也取計算位渦 (potential Vorticity) 的收支，可診斷颱風的能量變化，或是透過相關觀測數據的檢測，重新釐清整個颱風演化過程。

由 Chen *et al.* (2009) 和 Peng *et al.* (2006) 等的研究發現，颱風的擾動能量由下往上傳播，類似斜壓波的能量傳遞。但是利用氣象局模式所做的 Soudeler 颱風個案中，擾動能量卻是由上往下。利用此機會，檢視氣象局模式今年 5 月的颱風 Noul，也發現能量由上而下得結果(未圖示)。這部分的不同，或許是因為模式不同，所用的系統不同所造成，但在學理上，也有 Wang *et al.* (1998) 等提出的從上往下傳能量的見解，故進一步配合觀測資料的位渦計算非常重要。等熵面 (isentropic) 上的位渦在絕熱狀態下是保守量，可以作為大氣中的追蹤量，如此能量的可能來源可以回溯。同時，由前人的位渦研究 (Hoskins *et al.*, 1985)，一些大氣中的旋生，常是高層有位渦的異常引發，但是否颱風移行的路上有類似的作用，值得研究。

fcst000 T511L60 850 hPa(strfn) Date=2015080200



fcst006 T511L60 850 hPa(strfn) Date=2015080200 b



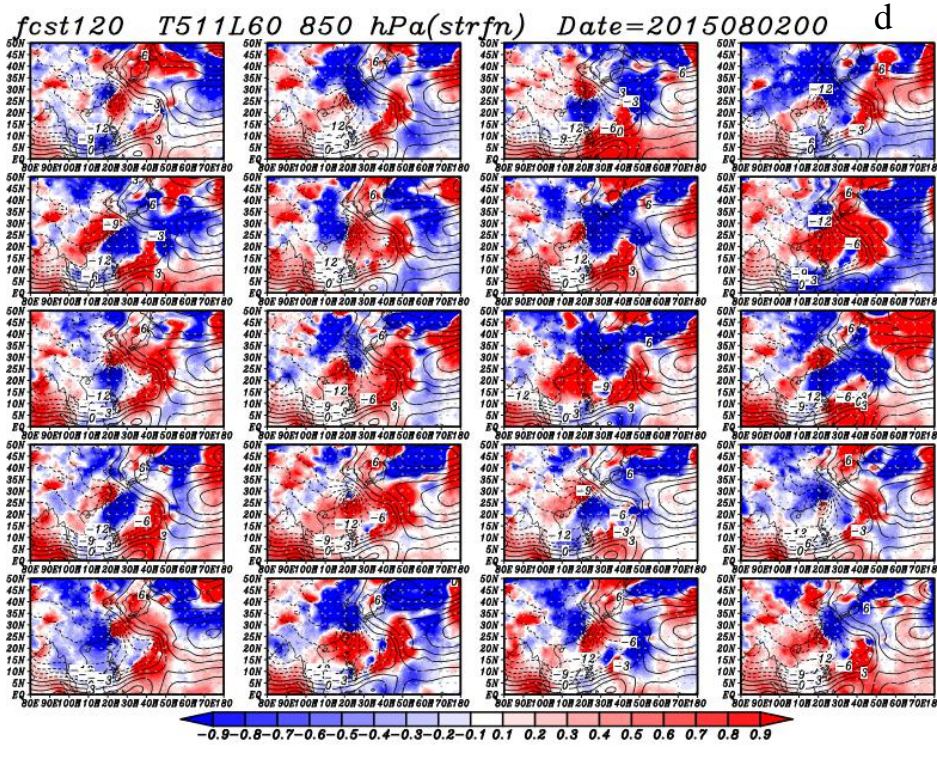
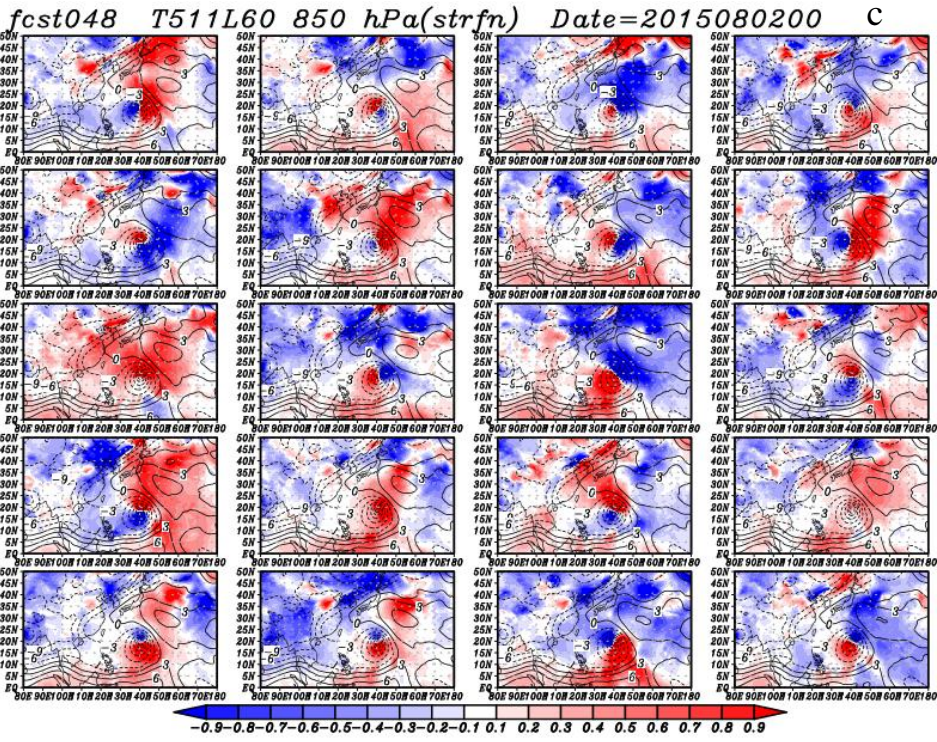
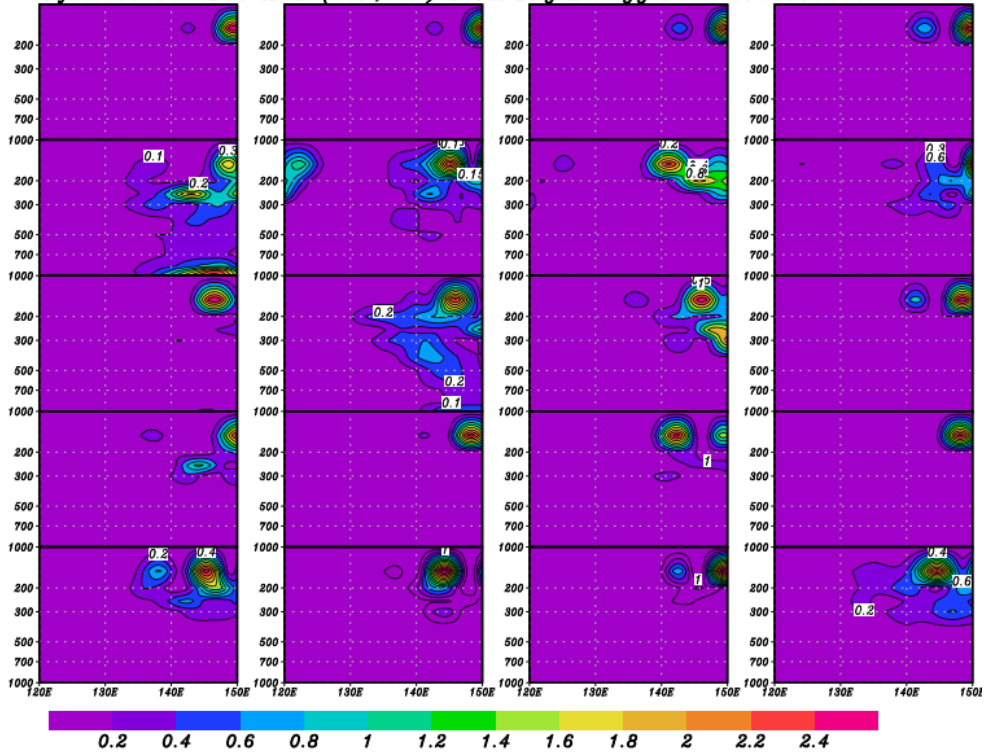


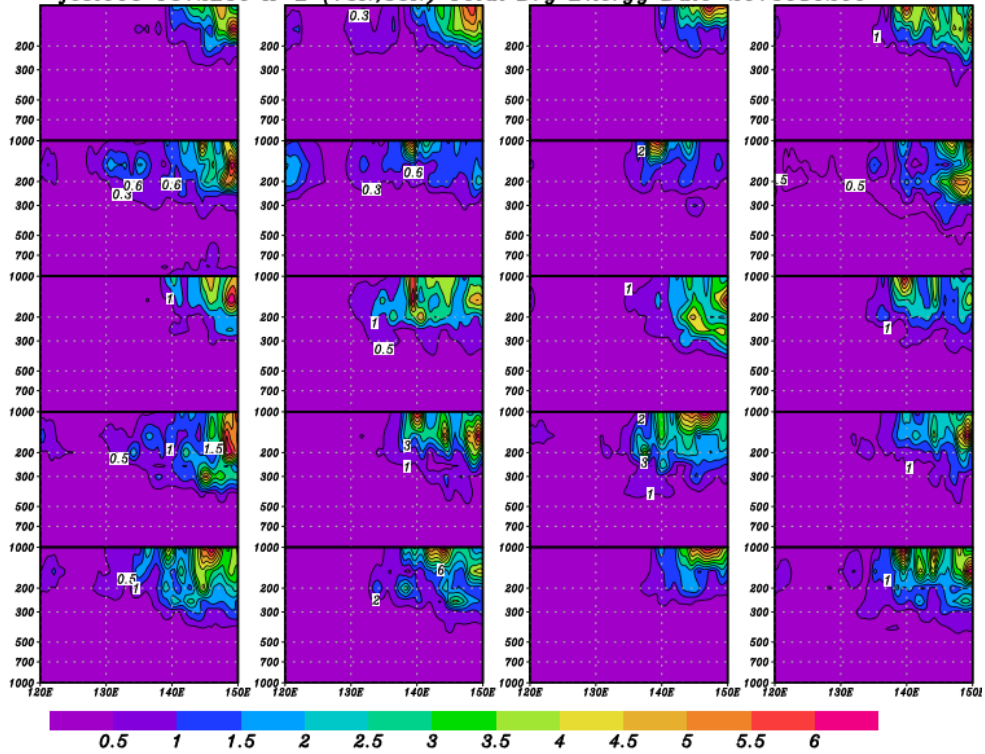
圖 4：等值線為 20 個系集成員的流函數場，紅藍色區為擾動流函數，所取的高度層為 850 hPa。(a)為初始時；(b)為 6 小時後；(c)為 48 小時後；(d)為 120 小時後。

fcast000 T512L60 X-Z (15N,35N) Total Dry Energy Date=2015080200



a

fcast006 T512L60 X-Z (15N,35N) Total Dry Energy Date=2015080200



b

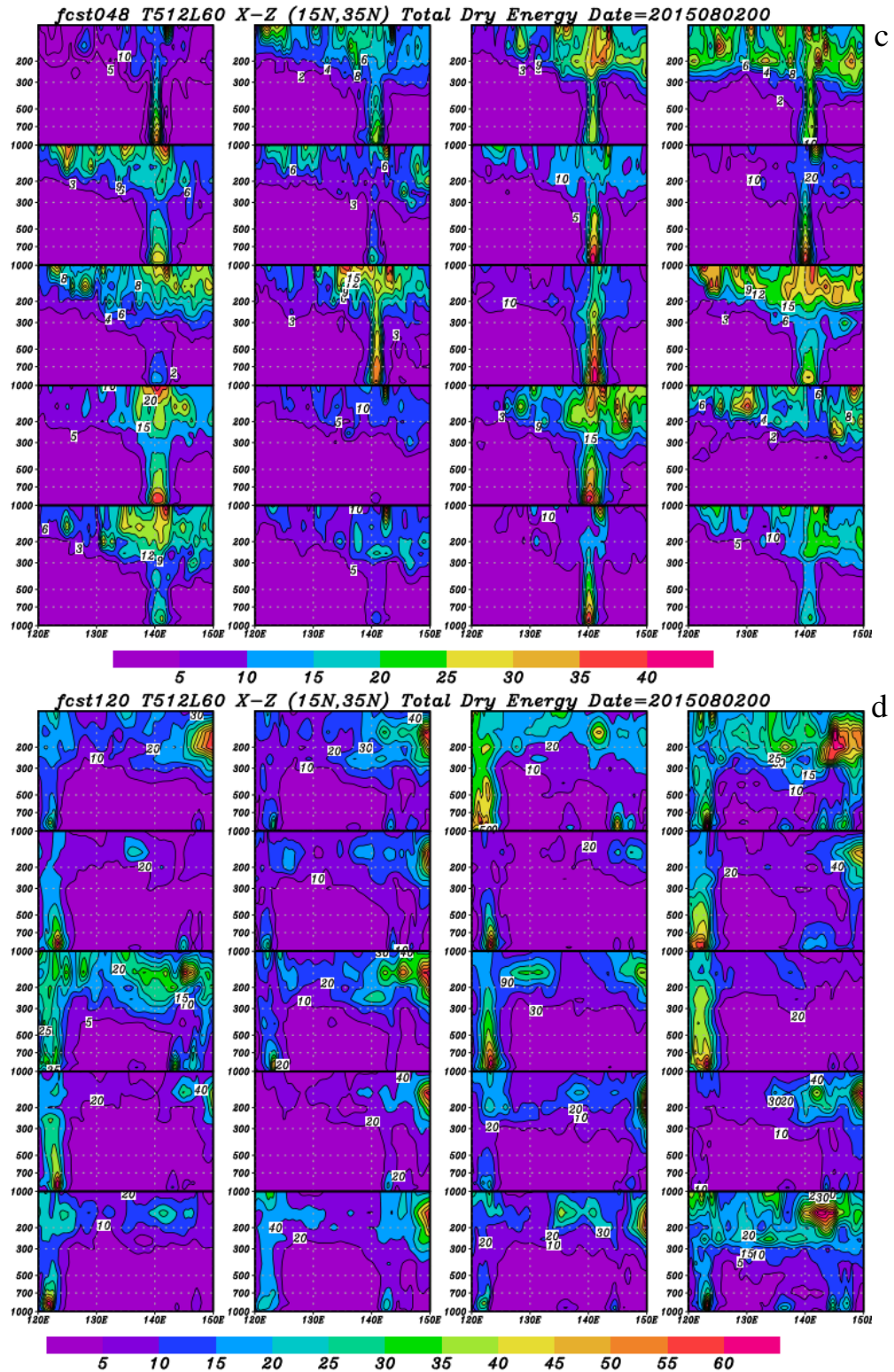
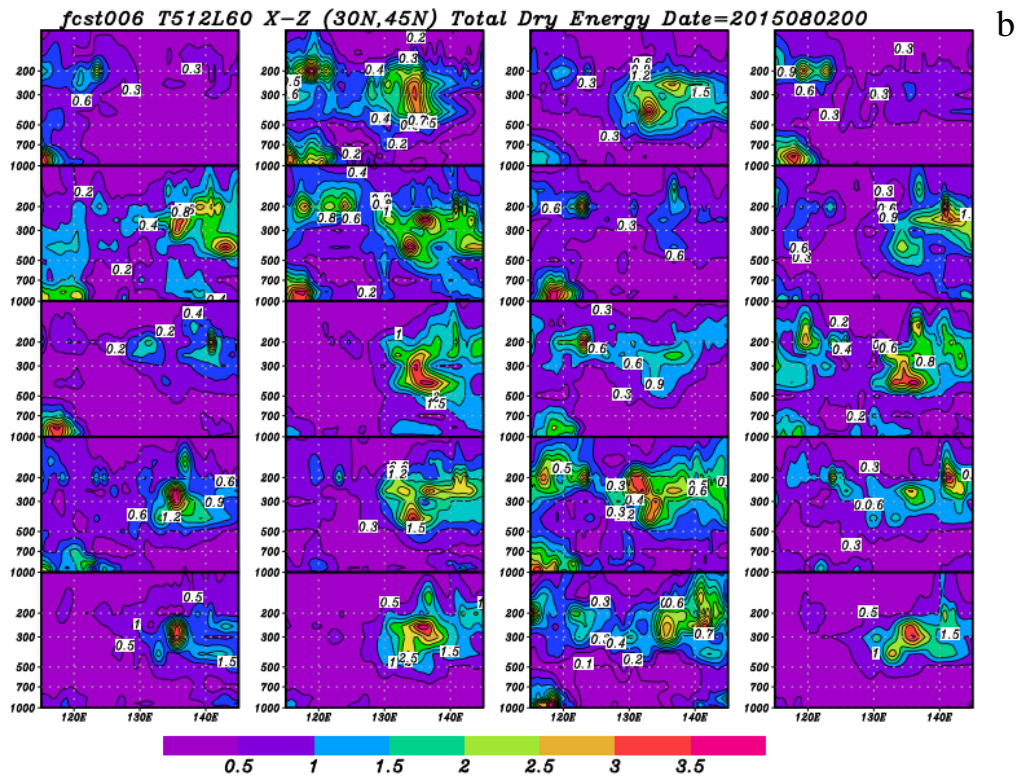
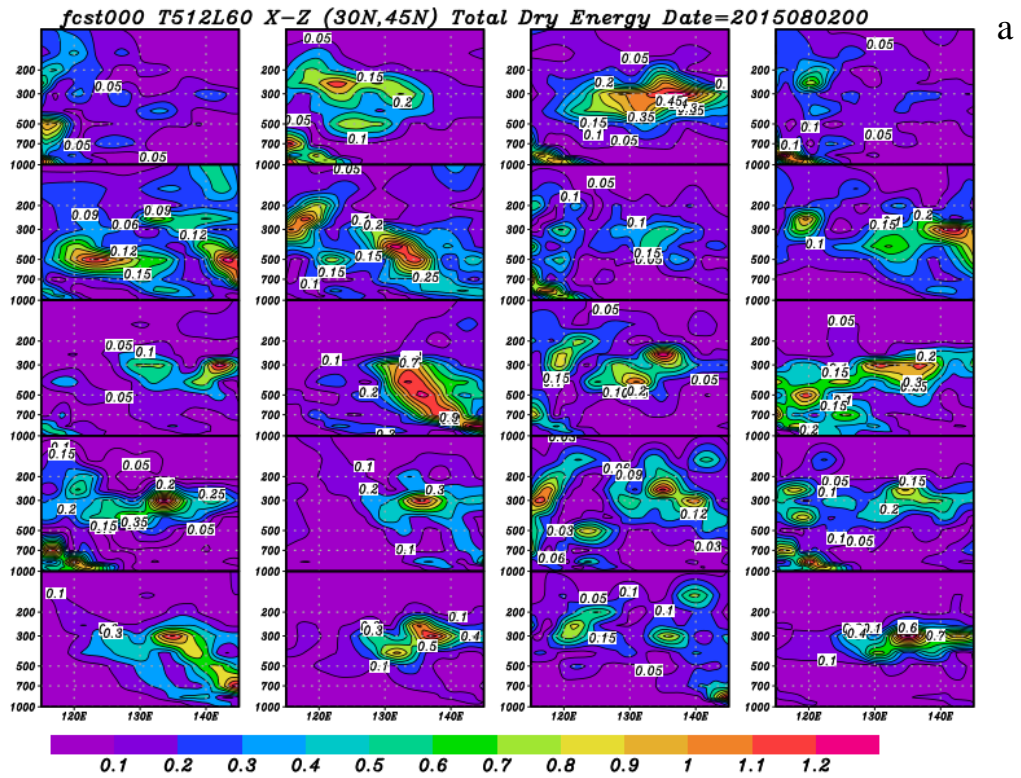


圖 5: 緯度 10° - 25° 平均擾動能量的隨經度的垂直剖面圖。(a)初始；(b)為 6 小時後；(c)為 48 小時後；(d)為 120 小時後。



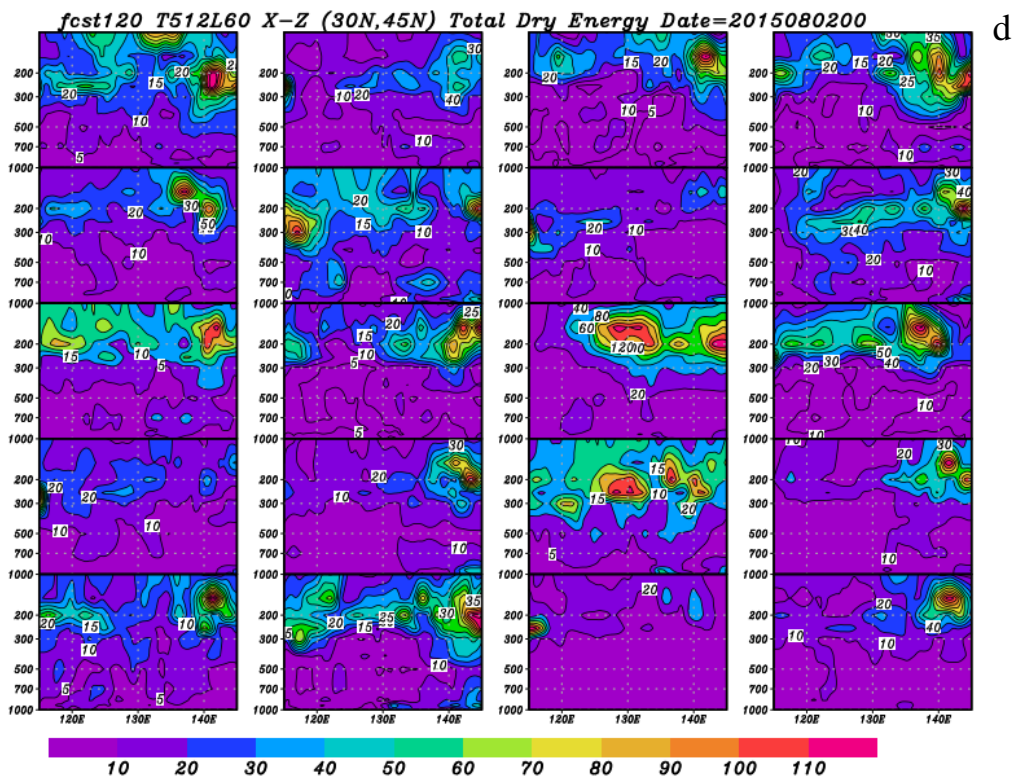
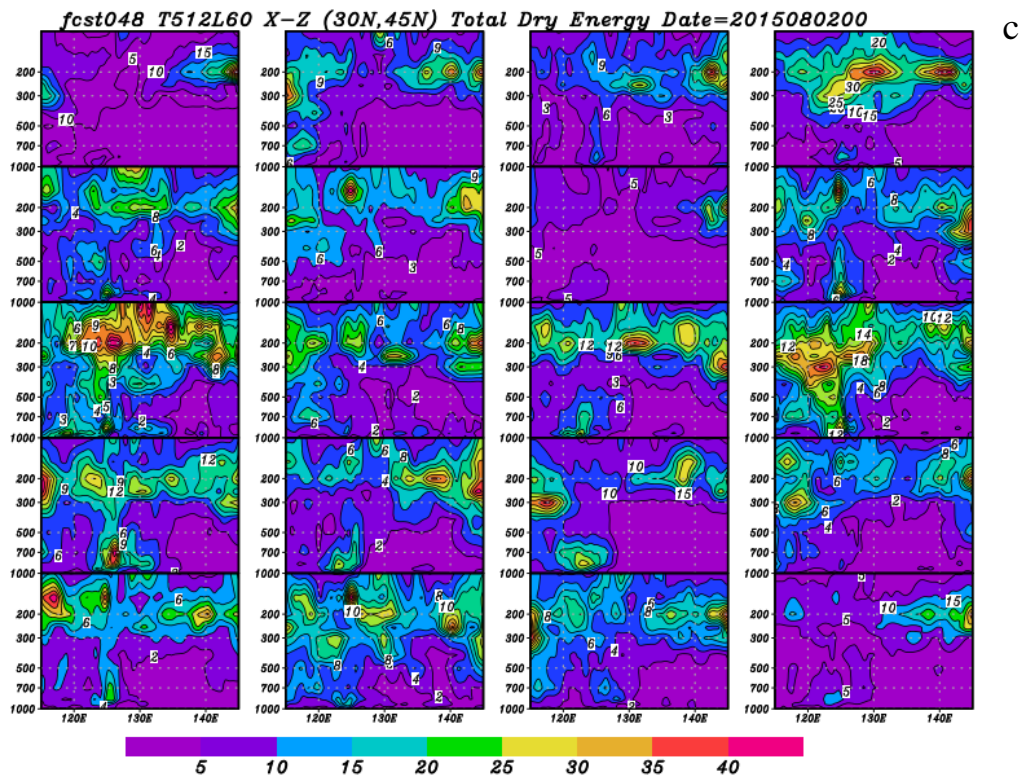
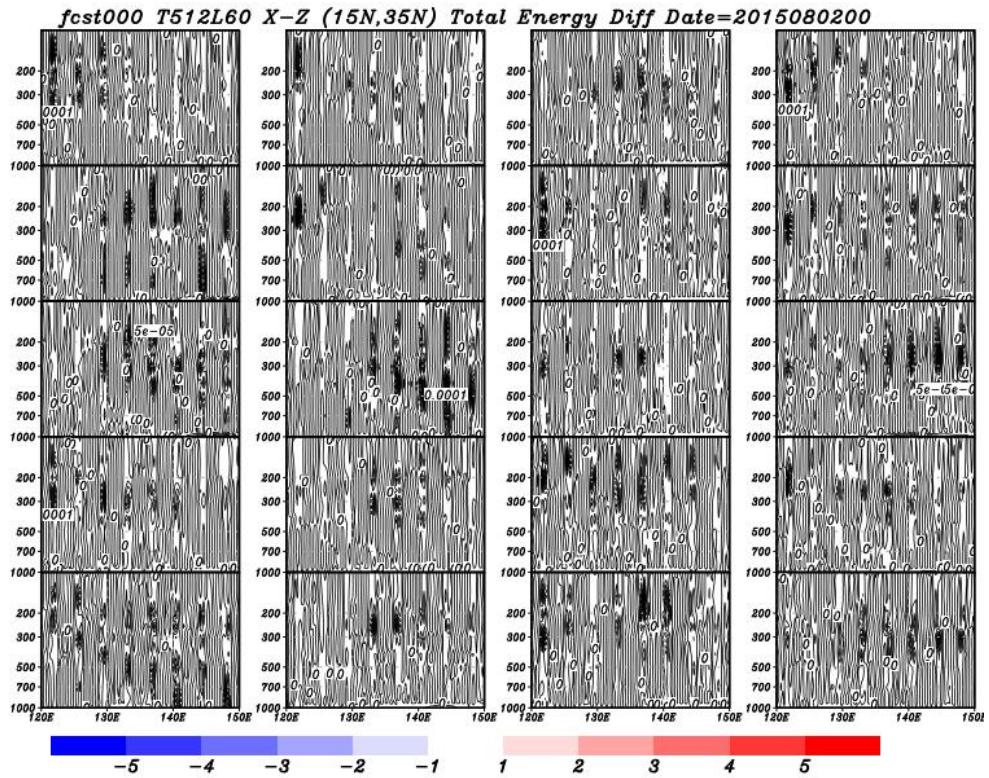
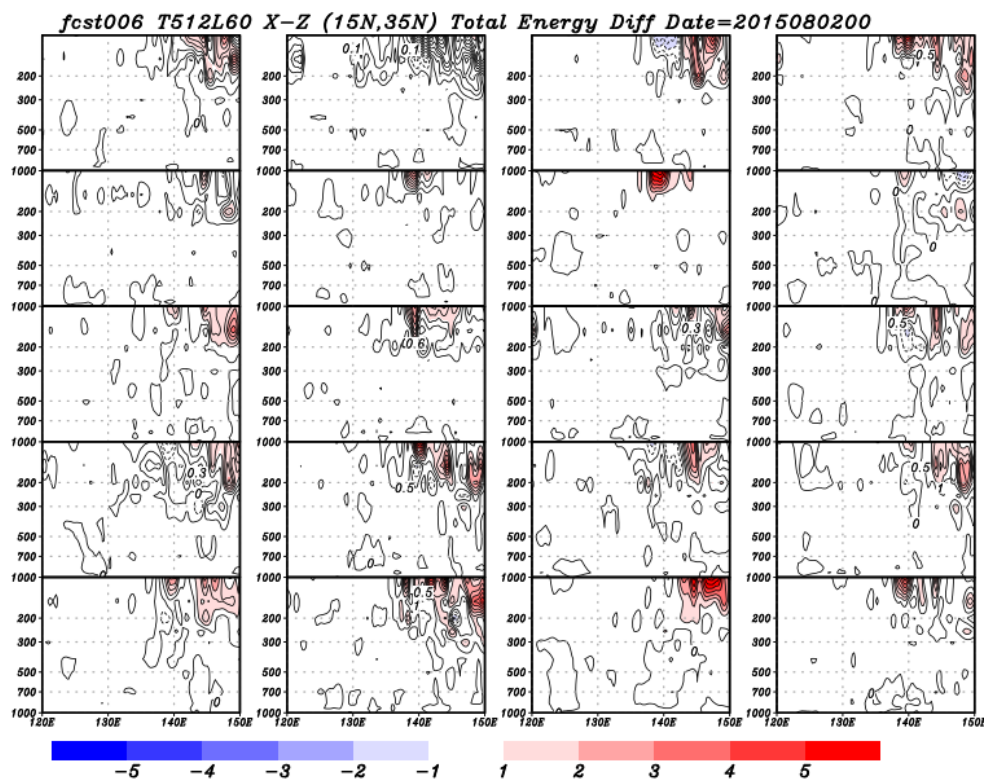


圖 6: 緯度 30° - 45° 平均擾動能量的隨經度的垂直剖面圖。(a)初始；(b)為 6 小時後；(c)為 48 小時後；(d)為 120 小時後。



a



b

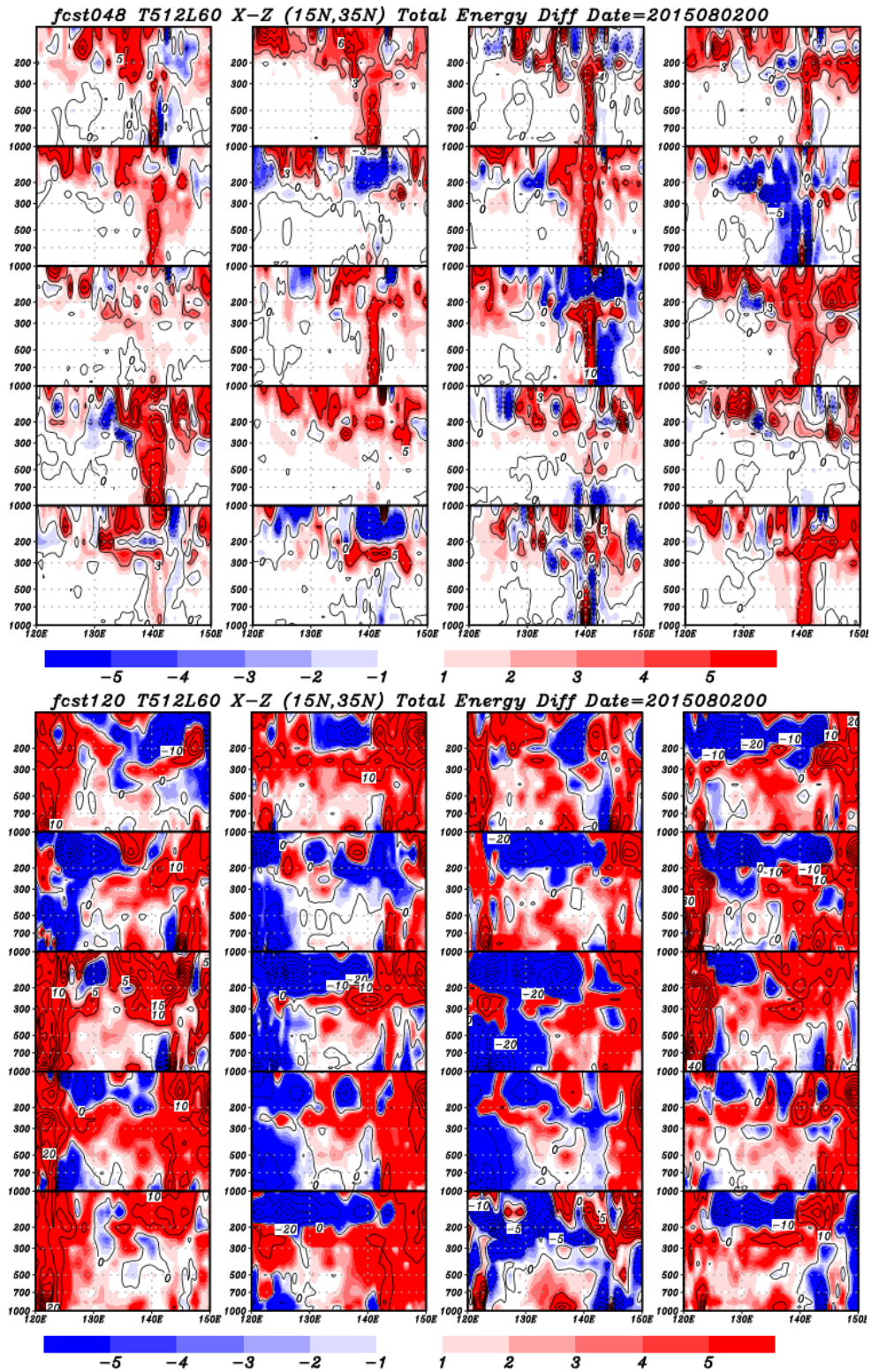
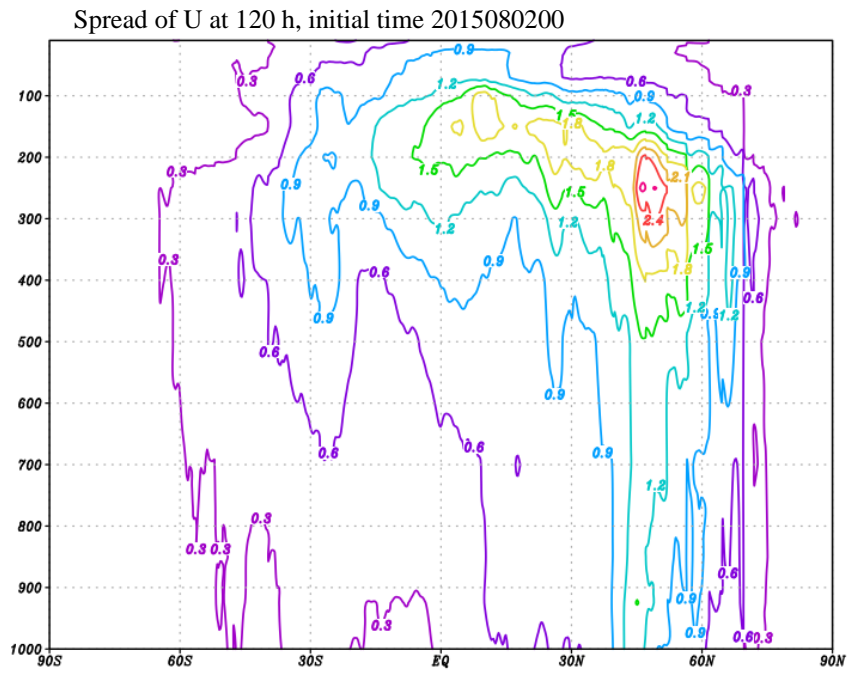
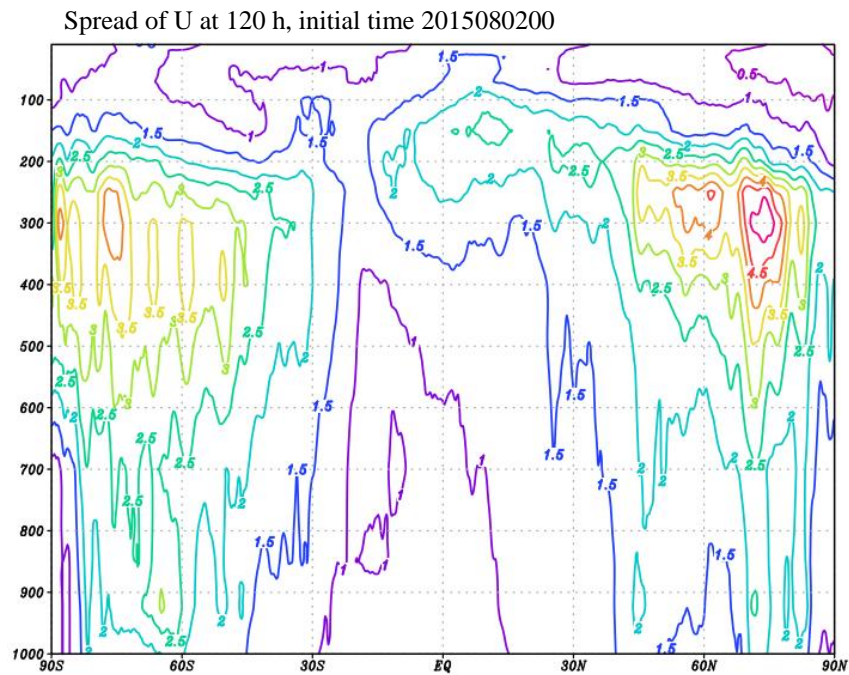


圖 7: 緯度 10° - 25° 平均隨機物理過程加初始擾動和僅有初始擾動的擾動能量差值隨經度的垂直剖面圖。(a)初始；(b)為 6 小時後；(c)為 48 小時後；(d)為 120 小時後。



a



b

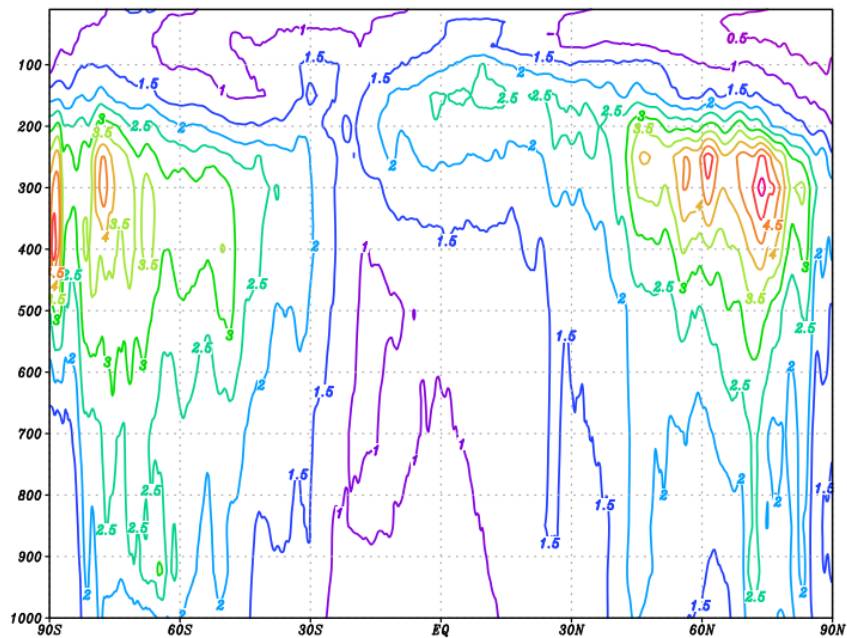
圖 8: 緯向平均的東西向風系集成員的標準差。(a)僅有初始擾動；(b)初始擾動加上隨機物理參數趨勢過程的作用。

增加隨機擾動物理參數趨勢和原本僅有初始擾動的差值垂直剖面圖如圖 7 所示。在圖中發現類似圖 5 的能量下傳情形。這表示增加的隨機物理過程更加強了能量在垂直方向上向下傳送的效果。再檢視緯向平均的東西向風速系集成員的標準差(如圖 8)，發現南北半球噴流附近的散佈分歧增加(圖 8b)。因為選用的初始擾動是為獲得最大的颱風系集路徑分歧而設，奇異向量的計算僅有颱風範圍與東亞區域，故從東西向風速系集成員的標準差來檢視的話，分歧僅限於北半球，集中約在 0° - 60° N 的範圍。但是加上隨機擾動物理過程後，分歧的散佈範圍增加，這暗示對於未來不僅限於颱風系集路徑的預報有幫助，對於二週到 30 天的展期預報，或是 6 小時窗區的資料同化搭配系集卡爾曼濾波(EnKF)都有助益。此外，比較圖 8a 和圖 8b 發現，另一個較明顯的差異存於赤道熱帶地區的高層附近，隨機物理過程加強了此區的物理過程變化。

如果再加上 SHUM 的作用，也就是整合初始擾動的奇異向量與 SPPT，整體作用會更大，垂直上的對能量傳送更明顯，因為圖形過於類似，於此僅以緯向風的緯向平均顯示其差異(圖 9a, b)。明顯看出，赤道高層約 100 - 200 hPa 附近，分歧散佈增大；另外一個主要的差距在南北兩半球的噴流附近(圖 9b)。沒有隨機物理過程的風場散佈，在超過北緯 60 度後的散佈分歧明顯變小(圖 8a)。比較圖 8b 與圖 9a 兩種不同的隨機物理過程計算，會發現再加上 SHUM 的效果(圖 9b)會更顯著。因為 SHUM 對邊界層和積雲等參數化的作用非常敏感

Spread of U at 120 h, initial time 2015080200

a



The Difference of Spread of U between SV+SPPT+SHUM and CTRL at 120 h, initial time 2015080200

b

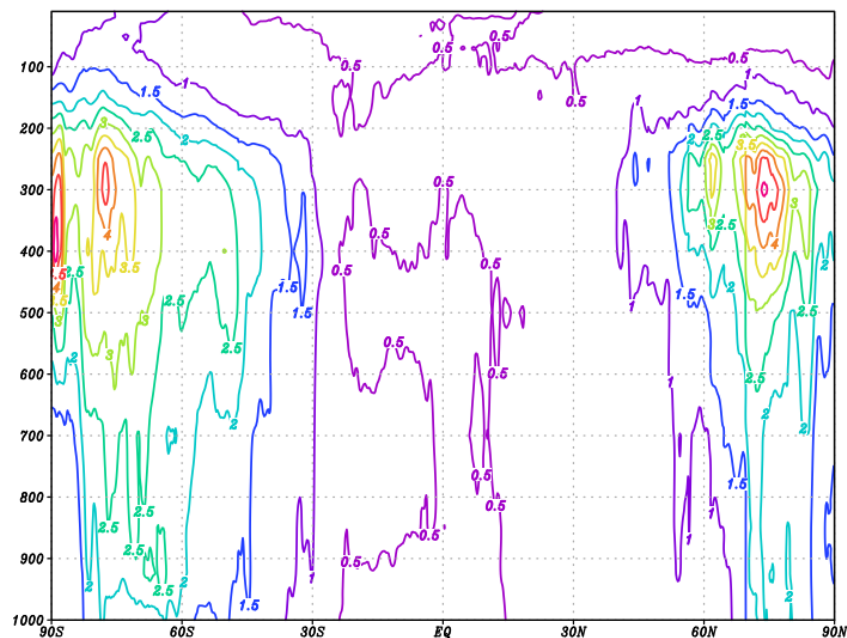


圖 9: 緯向平均的東西向風系集成員的標準差。(a) 初始擾動加上隨機物理參數趨勢過程和隨機擾動水氣邊界層的作用；(b)圖 a 的結果減去僅有初始擾動的結果。

五、研習過程

目前氣象局全球模式初始擾動的給定分為系集卡爾曼濾波法（ensemble Kalman filter, EnKF）和奇異向量法（singular vector），僅在初始時間給定擾動，隨後放手讓擾動自行發展。此次赴美國 NCEP/EMC，將學習如何用一種低頻濾波讓初始擾動在時間上存在一段時間，空間上也存在一些變化，原則上讓擾動緩慢變小，空間上變得更舒緩的方式加入數值模式中。同時，研習美方隨機物理過程的作法，如何決定物理過程參數變動的區間；如何視作模式變數的趨勢項，然後加回模式中。

在美的第一個月，大致研習隨機物理過程的文獻，找出美國 NCEP 作業模式的程式進行研究。當然，相關的小組會議、演講也盡量參加。期間感謝馬大教授 Daryl Kleist 和 NCEP/EMC 的朱躍建（Zhu, Yuejian）組長幫忙安排與相關第一線研發人員進行討論。隨後 6 個星期進行模式程式撰寫、測試。最後 4 個星期進行個案測試，並於 10 月 8 日在 NCEP/EMC 進行報告。馬大教授 Daryl Kleist 原為 NCEP/EMC 成員，去年獲聘為馬大教授，但仍與 NCEP 有合作計畫，每星期至少在 NCEP 兩天，並花 1 小時與本局另外派駐人員陳登舜先生和我進行進度討論。

由於 Daryl Kleist 教授的介紹，我也到馬大旁聽 Eugenia Kalnay 教授的數值模式與資料同化課程。Kalnay 教授為氣象界巨擘，現在高齡 76 歲，先前於麻省理工學院任教，後被挖角到 NCEP 擔任 EMC 部門主管 10 餘年，交卸後轉至馬大任教。Kalnay 的教授的指導老師是麻省理工學院的 Charney 教授，其與 von Neuman 等人創建了計算機運算的模型，即中央運算元與記憶體分開的架構，並成功做成世界上第一個數值模式天氣預報，為大氣研究資訊計算領域開啟新的一頁。Kalnay 教授彷彿一座時空橋樑，接連前人與後輩的發展，上起課來幽默風趣，特別是歷史上的關鍵時刻，似乎他都在場。很可惜未能聽完他整學期的課程。而資料同化界的另一個大師 Kayo Ide 教授，主持研討會與相關會議，我也幸運躬逢其盛參與兩次，也向 Ide 教授說明氣象局的發展現況。

六、完成事項

此次訪美三個月，完成模組程式編程(參見附錄)與個案測試。分別是：完成(1) 隨機擾動物理趨勢過程 (SPPT)；(2)隨機擾動水氣邊界層 (SHUM)；和(3)隨機動能後續發展 (SKEB) 的隨機物理過程模組。所有模組已經加入本局全球模式中；並完成 SPPT 和 SHUM 的個案測試。因時間關係，SKEB 測試尚未完成。由個案的結果顯示，隨機物理過程如 SPPT 和 SHUM 對系集發散分歧程度有正面影響，特別在中緯度噴流地區與熱帶高層地區。再者，對颱風系集路徑也有一定影響，略微增加分歧度。從颱風的能量診斷來看，隨機物理過程增加了垂直上能量的傳播，這或許是影響發散的原因，但是詳細的分析仍須進一步研究。另一方面，隨機物理過程以後可加入資料同化的 EnKF 過程，增加系集成員的散度，改善系集預測的表現，藉以得到較佳的分析場進行預報。

訪美研習期間正值八月份 Soudler 颱風侵臺，正好選定 8 月 2 日 00 UTC 時間進行隨機物理過程測試。為了和原有颱風路徑系集系統比較，一併計算緯向風緯向平均的系集標準差散佈，從統計上檢測隨機物理過程散佈情形。從此個案得知，加入 SPPT 和 SHUM 的隨機物理過程，要比單純加入 SPPT 的過程，對緯向風的發散有較大的效果。但是檢查颱風路徑的正確性來說，加了 SPPT 和 SHUM 的路徑太過偏北，不若只加 SPPT 的結果。但這僅是個案表現，同時相關參數也為完全調整測試，所以只能算是及初步的成果。

七、心得與建議

隨機物理過程用以表達數值模式的不確定從很早以前，約 1980 年代就有人進行實驗，大致上採用不同的物理參數化模組，當成不同系集成員進行預報，其結果不盡理

想。推究其原因，不同物理參數化模組，等於設定不同的數值預報模式，不同的數值預報模式，其系集預報表現統計結果不穩定，無法精確釐清誤差來源，更有甚者，既然最較好的物理參數模組，為何將次好的物理模組用上湊數。隨後，另有一支團對認為調動物理模組中的部分條件，讓物理過程變的不一樣，但是，隨即被從事物理參數的人員質疑，原因無他，就是在經過科學多次推算得到的方程式，為何能隨意再調整。最後，歐洲中心的科學家提出，與其調整物理模組條件，不如直接調整物理模組的計算結果，間接承認我們對物理模組認知不完整，直接調整輸出結果。這樣做的好處是，只用一個物理參數模組，但是可以有許多系集成員。

歐洲中心隨後進行一系列研究，在調整物理模組輸出結果時，不能僅限於量級可接受的調整，應該考慮空間尺度大小與時間上的演化過程。隨後，發現水氣場可再精細調整（SHUM），動量場可以再考斜正壓不穩定的變化（SKEB），而更重要的是：配合初始場的系集擾動一起作用，才可以得到較佳的結果。美國 NCEP/EMC 大致按照歐洲中心的作法進行初始場擾動與隨機物理過程的系集計算，在 2014 年改版上線後，取得相當成功。目前，我國氣象局有初始擾動的系集系統，此次研習的主要目的，就是加上物理隨機過程，使系集預報系統更為完整。

選取了 2015 年 8 月 2 日 00 UTC 的颱風個案，展示進一步的擾動分析。選擇這個個案主要是其為離現在最近一次颱風生命期較長的個案，同時全球模式未能精確掌握了颱風在侵臺前 5 天轉向的時間點。原本的颱風路徑預報是從臺灣北部海面通過，隨後颱風往南偏移，預報又修正為颱風直接登陸花東，穿過中臺灣。一直到侵臺前 3 天，才確定颱風從北臺灣擦過。這或多或少反映了颱風預報的困難，但也正是本次研習與未來氣象局推動系集預報的原因，避免單一預報過於武斷的預測，同時增加機率預報與系集統計後處理的資訊擷取過程。基本上，未來氣象局的颱風系集預測個案都會輸出如第四節所述的圖集，方便後續研究。在這個個案中，颱風環流附近的擾動，系集成員與控制組差值的能量分佈，其極值區從一開始在高層，約 100 - 200 hPa，逐漸往下傳遞，到 120 小時後，可以見到許多擾動系集成員的能量，有一部份局限在地面低

層附近，這些位在低層的能量，正好在颱風低層環流附近，直接影響颱風中心位置，造成颱風系集路徑分散。這種從上至下的能量傳遞，和傳統斜壓波由下至上的發展不同。當然，圖 5, 6, 7 中也有少數成員，能量起源於中層，然後向下或向上傳遞。這整個過程似乎可和前人研究的上下層 β -drift 變化或是斜壓性的位渦變化 (Wang, *et al.*, 1998; Wu and Emanuel, 1993; Ge *et al.*, 2008)，會影響颱風路徑的過程相印證，特別是高層的反氣旋渦旋引發低層反氣旋渦旋於颱風環流中心東半部，加強 β -drift 作用改變路徑。但是詳細的能量傳遞仍須分析多個個案，進行量化分析，這也會是計畫後續的工作，這當中也包含了前述的位渦收支診斷。

另一方面，美國 NCEP/EMC 的 4D-EnVar 過程正在發展，做為下一代資料同化系統。這個方法有 4D-Var 的優點，但不需要發展正切線性與伴隨模式，節省軟體開發與作業的執行時間。氣象局未來也計畫朝此方向努力，但是這後續的計畫依賴有好的系集預報，所以此次的研習所增加的隨機物理過程，將有效提升系集的發散度，可以為未來工作奠下基礎。另一方面，配合同化相關的工作也可以利用這組隨機物理過程的設定，提升資料的使用效率，增加決定性單一預報的準確度。

未來的工作目標包括：(1)持續測試隨機擾動物理參數趨勢過程 (SPPT) 和隨機水氣邊界層擾動 (SHUM) 的設定，根據第三節的推導，可以調整指數遞減的參數，配合氣象局需要；(2)完成隨機動能後續散射 (SKEB) 的測試，與 SPPT 和 SHUM 一起運作，或是單獨運作，進行仔細的測試；(3)架構新的系集系統，配合氣象局 2 週至 1 個月的預報需要；(4)配合同化進行詳細系集診斷與未來 4D-EnVar 的工作。

目前隨擾動物理參數趨勢過程中二維空間的亂數設定是按照空間尺度 500 km 大小所設定，根據前人的研究 (Palmer *et al.*, 2009a) 及此次在 NCEP/EMC 的研習得知，應該可以再加上 1000 km, 1500 km, 2000 km, 2500 km 並搭配不同時間上指數衰減係數如 24 小時，48 小時，72 小時，120 小時，整合成一種擾動空間的結構，再按第三節中所述變成三維空間及時間的結構，加入數值模式的物理參數化過程趨勢項中，可以配合不同大氣環流尺度在時間空間中的影響反應時間不同而配合不同的隨機擾動過程，增

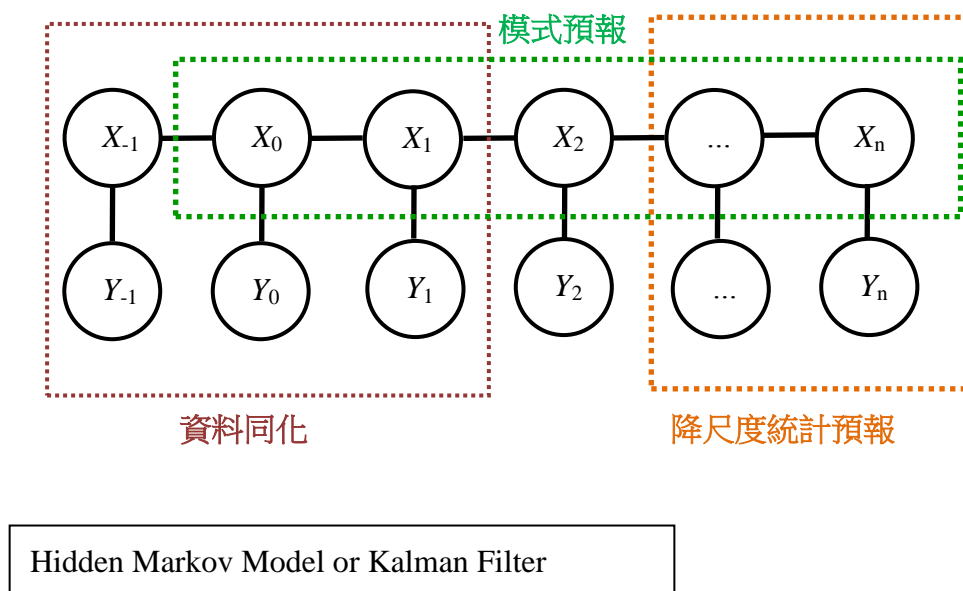
加系集散佈。也就是說，當考慮大氣中較大尺度的擾動時，影響的時間應該加長，因為長波較易保有能量不容易散失，當系集預報的時間加長至二週以上時，是必須加入 2000 km 以上的擾動，但如果是針對同化窗區 6 小時的預報，或是 5 天的天氣預報，原則上應用 500 km 即可。

隨機物理過程或多或少含有許多主觀調整參數的過程，整個測試需要按部就班執行。以水氣邊界層的調整為例，調整的擾動值約在 0.0001 就會有非常大的作用，而常常發生的事情是也許調整好赤道，但是整個中緯度環流都不對。或是對颱風路徑的調整過大，並未能如預期提升預報準確度。是故，後續工作必須隨時間個案的累積，平行作業一段時間觀察效果。

系集預報的後處理統計診斷的工具仍持續建置，未來會與統計小組人員進行互動，建置診斷工具。詳細的颱風路徑誤差分析會呈現，進行路徑統計機率分析，最後輸出的產品將送至展示網頁。考量系集成員所存下的資料不算少數，目前規劃未來將只存下定壓面 16 層的部分變數如高度場、溫度場、風場及地面氣壓和 2 米高溫度資料。但是存下的資料仍是非常龐大，預計引入機器學習 (machine learning) 或是統計學習 (statistical learning) 現行大數據 (big data) 的分析技術 (Alpaydin, 2010; Hseih, 2009)，進行資料擷取，轉化成有用資訊的工作。

整個數值預報模式的運作過程，其實是卡爾曼濾波器 (Kalman filter) 的縮影。卡爾曼在 1950 年時，有機會參與美國衛星發射計畫，他發現工作人員不定期常要校正衛星軌道而苦惱不已，他提出何不將觀測衛星位置資訊與計算軌道的方程式分開成兩部分處理，因為觀測數據不一定能完美配合方程式的預測結果，統計學中的迴歸方程預報就是其中例子。觀測資料一定有觀測誤差 (observation error) 和取樣誤差 (sampling error)，與方程式連成一起的時候，不同觀測間的誤差是獨立的，如此可以建構統計機率模型，藉由求算觀測與模式預報的誤差最小，決定模式要如何調整每一步的初始值，進而得到最佳的預報。卡爾曼在 1960 年發表一篇有名的文章後，隨後大家都稱上述的過程為卡爾曼濾波器，但是卡氏一直謙稱整個過程來自數學物理的發展，從高斯一直

到而集此大成的是量子力學。整個過程也被稱為隱馬可夫模式 (hidden Markov Model)，在現今的電機資訊領域廣泛利用，電機領域人員用來處理訊號通訊，資訊領域甚至拿來作為現今網路防火牆偵測惡意封包的工具 (Jordan, 2003)。按整個過程來說就是建構觀測資料，觀測資料與預報模式 (隱含模式，hidden state) 脫離開，預報模式變數在模式網格，然後回到觀測網格或是有興趣的觀測網格上，整個過程就在氣象就是資料同化、模式預報和統計降尺度預報。過程示意圖如下，其中 X 是數值模式變數， Y 代表觀測變數，下標數字表示時間流動的狀態，負值表過去到正值未來。



根據上述數值預報的整個過程，為使此次研習未來有最大的效益，針對氣象局全球模式發展的建議事項為：

(1) 全球模式的系集預測系統需要小心調校。一般說來，增加系集成員數目可以增加預報分歧度，增加分歧度使系集成員有代表性，可以改進同化系統回饋給數值預報模式較好的初始場得到較佳的未來預報，另一方面，系集預報統計機率產品輸出較具統計意義。但是增加分歧度不一定代就能改進預報準確度，同時還要增加計算成本。所以，如何在分歧度與系集成員數目間取得最佳運作是首要考量目標，而目前 NCEP/EMC 內

部有反省的聲音，認為提升系集預報模式的解析度比增加系集成員數目有較佳結果。

(2)降尺度統計預報的研發仍有待努力，目前學界認為採用二步到位的神經網路內插方法也許是一種選擇，原因是以往一步就內插到位的內插方法存有太多的誤差（Bishop, 1995）。此外，非線性的迴歸方程模式如支援向量機迴歸（support vector regression, SVR）也可以用以取代現在的迴歸方式。

(3)全球數值模式本體需要持續更新的物理參數化過程，除基本的積雲與相應的輻射方程外，目前在各大作業中心採用的地球表面植被，氣溶膠懸浮微粒（aerosol）的物理過程都應考慮。此外，動力核心部分除瞭解美國 NCEP 的作法外，應該要注意歐洲中心 ECMWF 的作法。歐洲中心採行的動力核心網格安排，能無縫接軌以前所發展的物理過程及同化系統，同時與現行的部分波譜計算相容。

(4)資料同化應該朝時空四維的方向進行，亦即現有美國 NCEP 的 4D-EnVar 是一個不錯的開始點，另一方面，氣象局有奇異向量和伴隨模式工具，可以再思考另外一種的時空資料同化方式，當然以目前國內計算資源而言，像是 ECMWF 的 hybrid 4D-Var / ensemble 可能無法短期達成。

八、附錄

隨機擾動參數趨勢（SPPT）基本上在波譜的空間上決定出擾動的大致型態，利用波譜的解析度安排，可以決定出所要擾動的空間尺度。由於在波譜空間上計算，很容易就能剔除不要的太小或是太大的擾動，藉由時間遞回的紅噪運算，可以保持所關心選取特定波長尺度的擾動在時間上能持續較長時間。基本上，一開始時是利用亂數產生器產生一組在波譜係數上呈常態分佈的係數分佈。藉由解析度安排與時間遞回推移計算得出擾動在時空上的演化分佈。

仔細推敲，擾動的製造應該可以再考慮不同的變化。如溫度變數和風場變數應該可以不同。熱帶與溫帶地區可已有不一樣的擾動生成方式。當然，隨緯度變化，擾動

的空間尺度應該不一樣，因為地球是球形，高緯地區的面積較赤道地區小的多。技術層面上，應該再精益求精，想想能否使程式再加快進行。目前，氣象局日本富士通高速電腦的工程師已將程式改成平行計算，能使原本計算增快 10 倍以上，但是精確度仍須進一步測試，多做幾個測試與波譜計算的穩定度分析。最後，亂數的產生一定是要單常態分佈變化嗎？有沒有可能利用多重常態分佈的擾動？或是利用非常態分佈的擾動？這牽涉到系集預測的根本精神與根本假設，可以進一步再研究。

關於隨機擾動參數趨勢（SPPT）的演算法如下所示：

Algorithm of SPPT

1. Set $r = \sum_{mn} \hat{r}_{mn} Y_{mn}$, where \hat{r}_{mn} is spectral coefficient (m , zonal wave number index; n , total wave number index) and Y_{mn} is spherical harmonic function. Given white noise η_{mn} on spectral coefficient domain and set the initial

$$\hat{r}_{mn}(0) = (1 - \phi^2)^{-1/2} \sigma_n \eta_{mn}(0) ,$$

where $\phi = \exp(-\Delta t / \tau)$,

$$\sigma_n = F_0 \exp(-\kappa T n(n+1)/2) ,$$

$$F_0 = \left(\frac{\text{var}(r)(1 - \phi^2)}{2 \sum_{n=1}^N (2n+1) \exp(-\kappa T n(n+1))} \right)^{1/2}$$

2. with red noise evolution over the time,

for $t = 0, T$ /* time evolution */

$$\hat{r}_{mn}(t+1) = \phi \hat{r}_{mn}(t) + \sigma_n \eta_{mn}(t)$$

end

3. Define horizontal and vertical weighting function, γ and μ . Let model physical tendency term X , and

for $t = 0, T$ /* time evolution */

$$X_{new}(t) = (1 + \gamma \cdot \mu \cdot r(t)) X_{old}(t)$$

end

根據上述的演算法，可以編成獨立的 SPPT 副程式碼，直接加入氣象局的全球作業模式中。

```

c*****
c subroutine for generating SPPT 3 dimensional pattern
c*****
      subroutine gensppt3dv3(nx, my, lev, sppt3d
>          ,rold, mlmax, jtrun, dt, itimestep)
c
c purpose: To generate 3D SPPT structure
c output: sppt3d
c
c      parameter (ncx=128,mcy=ncx/2)
c      parameter (jtrun= 2*((1+(ncx-1)/3)/2), mlmax= jtrun*(jtrun+1)/2)
      include './include/fftcom.h'
      include './include/mpe.h'
      include './include/rank.h'
      include './include/index.h'
c
c generate SPPT 3d structure following ECMW technical report
c
      integer nx, my, lev, dimtotal, ndim, idum
      real sppt3d(nx, lev, my), ran1, gasdev
c      real*4 sppt2d(nx, my) ! for plot figure
      integer itimestep, it
      integer timearray(3), iseed
c
c
      integer nperr, idum, ndim, dimtotal, nx, my, mlmax, jtrun
      integer ran2
      real scaleval(nx,my)
      & , ran_Renumber(mlmax), ran_Imnumber(mlmax)
c      & , ran_number(nx*my)
c
c Spheric Harmonic Constants
c

```

```

dimension msort(mlmax), lsort(mlmax), mlsort(jtrun,jtrun)
dimension poly(mlmax,my/2), dpoly(mlmax,my/2), eps4(mlmax)
>,          cim(mlmax)
real rad, cosl(my), onocos(my)
real weight(my), sinl(my)
c
real totalwavenumber
real rold(mlmax, 2), rnow(mlmax, 2), rten(mlmax, 2), sigma_n(mlmax)
c=====
c      nxmy4=nx*my*4
c      open(11,file='strucspt3dv3.dat',access='direct'
c      &      ,form='unformatted',recl=nxmy4,status='unknown')
c
c initialize ifax and trigs for fft991 routine
c
c      call fftfax_sppt (nx,ifax,trigs)
c
c prepare spheric harmonic coefficients
c
c      cp=1004.24
c      capa= 1.0/3.5
c      rgas= capa*cp
c      pi  = 4.0*atan(1.0)
c      rad = 6.371e6
c      radsq= rad*rad
c
c build pointer arrays for locating zonal and total wavenumber
c values in the one-dimensional spherical harmonic arrays.
c
c      call sortml (jtrun,mlmax,msort,lsort,mlsort)
c
c      do 150 ml = 1, mlmax
c      r1 = lsort(ml)
c      rm = msort(ml)-1
c      rlm= r1-1.0
c      if (msort(ml).eq.1)  rm= 0.0
c      if (lsort(ml).eq.1)  rlm= 0.0
c      eps4(ml)= r1*rlm/radsq

```



```

        cim(ml)= rm
150 continue
c
c gaussian quadrature weights and latitudes
c
        one = 1.0
        onem= -one
        call gausl3 (my,onem,one,weight,sinl)
c
        my2= my/2
cdir$ ivdep
        do 180 j = 1, my2
        sinl(my+1-j) = -sinl(j)
        weight(my+1-j)= weight(j)
        onocos(j)      = 1.0/(1.0-sinl(j)*sinl(j))
        onocos(my+1-j)= onocos(j)
        cosl(j)        = 1.0/sqrt(onocos(j))
        cosl(my+1-j)  = cosl(j)
c        print *,j= 'j',sinl(j)= ',sinl(j)
180 continue
c
c define associated legendre polynomials and their derivatives
c
        call lgndr_sppt (my2,jtrun,mlmax,mlsort,sinl,poly,dpoly)
c
        correL=10.0*1.e3      ! correlation lenght 10 km
        rkT=0.5*correL*correL/radsq
        if (myrank.eq.0) print *,rkT= ',rkT
        totalwavenumber=0.
        do ml=1,mlmax
        totalwavenumber=totalwavenumber
&                +(2*ml+1)*exp(-1.0*rkT*ml*(ml+1))
        enddo
        if (myrank.eq.0) then
        print *,'mlmax= ',mlmax
        print *,'totalwavenumber= ',totalwavenumber
        endif
c

```

```

c
c decorrelation time scale
c
c     dt=3600. ! time step
c     dt=90. ! time step
c     if (itimestep.eq.1) then
c         dt=90.
c     else
c         dt=180.
c     endif
c
c     nrec=1 ! write out index
c
c
c 60 hrs e-folding decay
c     de_phi=exp(-1.*(it-1)*dt/(120.*3600.))
c     de_phi=exp(-1.*it*dt/(120.*3600.))
c     de_phi=exp(-1.*dt/(12.*3600.)) ! set e-folding time 12 hrs
c     de_phi=0.96
c     print *,'de_phi= ',de_phi
c
c current mlmax=128, around 500 km in horizontal scale
c
c     dimtotal=mlmax
c     nperr=21+3*(it-1)*1331
c     idum=-1+nperr*13241*(-1.)
c     iRe_dum=mod(-1+nperr*13241*(-1.),1956516643)
c     iIm_dum=mod(1+(nperr-131)*13241*1.,2147483647)
c     call itime(timearray)
c     iseed=irand(0)
c     iRe_dum=irand(timearray(1)+(i*11467-iseed)*timearray(2)
>         +(iseed-i*23)*timearray(3))
c     call itime(timearray)
c     iseed=irand(0)
c     iIm_dum=irand(timearray(1)+(i*11467-iseed)*timearray(2)
>         +(iseed-i*23)*timearray(3))
c
c     print *,'nperr, iRe_dum, iIm_dum= ',nperr, iRe_dum, iIm_dum

```

```

c
do ndim=1,dimtotal
  ran_Renumber(ndim)=gasdev(iRe_dum)*1.0
  ran_Imnumber(ndim)=gasdev(iIm_dum)*1.0
c   ran_number(ndim)=gasdev(idum)*1.0
c   ran_number(ndim)=ran1(idum)*1.0
c   ran_number(ndim)=float(ran2(idum))
enddo

c
c normalized the ran_number
c
call avevar_sppt(ran_Renumber,dimtotal,aves_Re,vars_Re,stds_Re)
call avevar_sppt(ran_Imnumber,dimtotal,aves_Im,vars_Im,stds_Im)
c   call avevar_sppt(ran_number,dimtotal,aves,vars,stds)
c   print *,'after white noise calculation, vars= ',vars
if (myrank.eq.0) then
print *,'after white noise calculation, vars= ',vars_Re,vars_Im
endif
do i=1,dimtotal
ran_Renumber(i)=(ran_Renumber(i)-aves_Re)/stds_Re
ran_Imnumber(i)=(ran_Imnumber(i)-aves_Im)/stds_Im
enddo
do ml=1,mlmax
rnow(ml,1)=ran_Renumber(ml)
rnow(ml,2)=ran_Imnumber(ml)
enddo

c
call transr_sppt(jtrun,mlmax,nx,my,1,poly,rnow,scaleval)
c calculate vars on real grid
call avevar_sppt2d(scaleval,nx,my,aves,vars,stds)
c
c set initial random value
c red noise, time iteration calculation
c
c define the initial step
if (itimestep.eq.1) then
c
c set the amplitude of noise

```

```

c
f0=sqrt( vars*(1-de_phi*de_phi)/(2.*totalwavenumber) )
c
  print *,f0= ',f0
do ml=1,mlmax
sigma_n(ml)=f0*exp(-rkT*ml*(ml+1)/2.)
c
  eed=-rkT*ml*(ml+1)/2.
  rold(ml,1)=sigma_n(ml)*rnow(ml,1)/(sqrt(1.-de_phi*de_phi))
  rold(ml,2)=sigma_n(ml)*rnow(ml,2)/(sqrt(1.-de_phi*de_phi))
c
  print *,'ml, sigma_n= ',ml,sigma_n(ml),eed
enddo
c
  print *,'rold(905,1)= ',rold(905,1)
  call transr_sppt(jtrun,mlmax,nx,my,1,poly,rold,scaleval)
  if (myrank.eq.0) then
    print *,'itimestep,scaleval(100,50)= ',
&          itimestep,scaleval(100,50)
  endif
c
c other time step except initial step
  else
c
c set the amplitude of noise
c
  f0=sqrt( vars*(1-de_phi*de_phi)/(2.*totalwavenumber) )
c
  print *,'it, f0= ',it,f0
c
do ml=1,mlmax
sigma_n(ml)=f0*exp(-rkT*ml*(ml+1)/2.)
rten(ml,1)=de_phi*rold(ml,1)+sigma_n(ml)*rnow(ml,1)
rten(ml,2)=de_phi*rold(ml,2)+sigma_n(ml)*rnow(ml,2)
enddo
c
  print *,'sigma_n(10)*rnow(10,1),de_phi*rold(10,1)=',
c
&          sigma_n(10)*rnow(10,1),de_phi*rold(10,1)
c
  call transr_sppt(jtrun,mlmax,nx,my,1,poly,rten,scaleval)
c
do ml=1,mlmax
  rold(ml,1)=rten(ml,1)
  rold(ml,2)=rten(ml,2)

```

```

        enddo
        endif ! end of different time step set up
c
c decide the vertical profile and
c generate sppt 3D structure
c
c     facsppt=0.1 ! notice
     facsppt=0.15 ! notice
c     facsppt=0.17 ! notice
c     facsppt=0.20 ! not work
    do j=1,my
    do k=1,lev
    do i=1,nx
        sppt3d(i,k,j)=scaleval(i,j)*facsppt
    &                *exp(-(k-50.)*(k-50.)/8000.)
c     sppt3d(i,k,j)=scaleval(i,j)*facsppt
c     &                *exp(-(k-10.)*(k-10.)/600.)
        enddo
    enddo
    enddo
c
c reduce the amplitude of the top three layers
c
    do j=1,my
    do i=1,nx
        sppt3d(i,1,j)=sppt3d(i,1,j)*0.2
        sppt3d(i,2,j)=sppt3d(i,2,j)*0.4
        sppt3d(i,3,j)=sppt3d(i,3,j)*0.6
    enddo
    enddo
    if (myrank.eq.0) then
        print*, 'itimestep, sppt3d(100,10,50)= '
    &        ,itimestep,sppt3d(100,10,50)
    endif
c     do k=1,lev
c     do j=1,my
c     do i=1,nx
c     sppt2d(i,j)=sppt3d(i,k,j)

```

```

c      enddo
c      enddo
c      write(11,rec=nrec) sppt2d
c      print*, 'it, sppt2d(100,50)= ', it, nrec, sppt2d(100,50)
c      nrec=nrec+1
c      enddo
c
      return
      end

c
c get the random number
c
      FUNCTION gasdev(idum)
      INTEGER idum
      REAL gasdev
CU     USES ran1
      INTEGER iset
      REAL fac,gset,rsq,v1,v2,ran1
      SAVE iset,gset
      DATA iset/0/
      if (iset.eq.0) then
1       v1=2.*ran1(idum)-1.
         v2=2.*ran1(idum)-1.
         rsq=v1**2+v2**2
         if(rsq.ge.1..or.rsq.eq.0.)goto 1
         fac=sqrt(-2.*log(rsq)/rsq)
         gset=v1*fac
         gasdev=v2*fac
         iset=1
      else
         gasdev=gset
         iset=0
      endif
      return
      END

c
c
      FUNCTION ran1(idum)

```

```

INTEGER idum,IA,IM,IQ,IR,NTAB,NDIV
REAL ran1,AM,EPS,RNMX
PARAMETER (IA=16807,IM=2147483647,AM=1./IM,IQ=127773,IR=2836,
*NTAB=32,NDIV=1+(IM-1)/NTAB,EPS=1.2e-7,RNMX=1.-EPS)
INTEGER j,k,iv(NTAB),iy
SAVE iv,iy
DATA iv /NTAB*0/, iy /0/
if (idum.le.0.or.iy.eq.0) then
  idum=max(-idum,1)
  do 11 j=NTAB+8,1,-1
    k=idum/IQ
    idum=IA*(idum-k*IQ)-IR*k
    if (idum.lt.0) idum=idum+IM
    if (j.le.NTAB) iv(j)=idum
11  continue
  iy=iv(1)
endif
k=idum/IQ
idum=IA*(idum-k*IQ)-IR*k
if (idum.lt.0) idum=idum+IM
j=1+iy/NDIV
iy=iv(j)
iv(j)=idum
ran1=min(AM*iy,RNMX)
return
END

c
c
FUNCTION ran2(idum)
INTEGER idum,IM1,IM2,IMM1,IA1,IA2,IQ1,IQ2,IR1,IR2,NTAB,NDIV
REAL ran2,AM,EPS,RNMX
PARAMETER (IM1=2147483563,IM2=2147483399,AM=1./IM1,IMM1=IM1-1,
*IA1=40014,IA2=40692,IQ1=53668,IQ2=52774,IR1=12211,IR2=3791,
*NTAB=32,NDIV=1+IMM1/NTAB,EPS=1.2e-7,RNMX=1.-EPS)
INTEGER idum2,j,k,iv(NTAB),iy
SAVE iv,iy,idum2
DATA idum2/123456789/, iv/NTAB*0/, iy/0/
if (idum.le.0) then

```

```

    idum=max(-idum,1)
    idum2=idum
    do 11 j=NTAB+8,1,-1
        k=idum/IQ1
        idum=IA1*(idum-k*IQ1)-k*IR1
        if (idum.lt.0) idum=idum+IM1
        if (j.le.NTAB) iv(j)=idum
11    continue
    iy=iv(1)
endif
k=idum/IQ1
idum=IA1*(idum-k*IQ1)-k*IR1
if (idum.lt.0) idum=idum+IM1
k=idum2/IQ2
idum2=IA2*(idum2-k*IQ2)-k*IR2
if (idum2.lt.0) idum2=idum2+IM2
j=1+iy/NDIV
iy=iv(j)-idum2
iv(j)=idum
if(iy.lt.1)iy=iy+IMM1
ran2=min(AM*iy,RNMX)
return
END
c
c
SUBROUTINE avevar_sppt(data,n,ave,var,std)
INTEGER n
REAL ave,var,data(n)
INTEGER j
REAL s,ep,std
ave=0.0
do 11 j=1,n
    ave=ave+data(j)
11 continue
ave=ave/n
var=0.0
ep=0.0
do 12 j=1,n

```



```

        s=data(j)-ave
        ep=ep+s
        var=var+s*s
c      print *, 's= ',s
c      print *, 'ep= ',ep
12     continue
c      var=(var-ep**2/n)/(n-1)    ! sample numbers < 30
      var=(var-ep**2/n)/n
      std=sqrt(var)
      return
      end

c
c
c calculate the average, variance, and standard deviation
c
      SUBROUTINE avevar_sppt2d(data2d,n,m,ave,var,std)
      INTEGER n,m,nmdim
      REAL ave,var,data2d(n,m),data(n*m)
      INTEGER j
      REAL s,ep,std
c
      nmdim=0
      do j=1,m
      do i=1,n
      nmdim=nmdim+1
      data(nmdim)=data2d(i,j)
      enddo
      enddo
c
      ave=0.0
      do 11 j=1,nmdim
         ave=ave+data(j)
11     continue
      ave=ave/nmdim
      var=0.0
      ep=0.0
      do 12 j=1,nmdim

```

```

        s=data(j)-ave
        ep=ep+s
        var=var+s*s
c      print *,'s= ',s
c      print *,'ep= ',ep
12     continue
c      var=(var-ep**2/n)/(n-1)      ! sample numners < 30
        var=(var-ep**2/nmdim)/nmdim
        std=sqrt(var)
        return
        end

c
c Legendre polynomial
c
        subroutine lgndr_sppt (my2,jtrun,mlmax,mlsort,sinl,poly,dpoly)
c
c  generate legendre polynomials and their derivatives on the
c  gaussian latitudes
c
c ***input***
c
c  my2:  number of gaussian latitudes from south pole and equator
c  jtrun:  zonal wavenumber truncation limit
c  mlmax: total number of triangular truncation spherical harmonics
c  mlsort: pointer array of 1-d indexes at functions of zonal and
c          total wavenumbers
c  sinl: sin of gaussian latitudes
c
c ***output***
c
c  poly: associated legendre coefficients
c  dpoly: d(poly)/d(sinl)
c
c *****
c
c ref= belousov, s. l., 1962= tables of normalized associated
c       legendre polynomials. pergamon press, new york
c

```

```

        dimension poly(mlmax,my2),dpoly(mlmax,my2),sinl(my2)
        *, mlsort(jtrun,jtrun)
c
c     parameter (jtrunx= 100)
        dimension pnm(jtrun+1,jtrun+1),dpm(jtrun+1,jtrun+1)
c
c sinl is sin(latitude) = cos(colatitude)
c pnm(np,mp) is legendre polynomial p(n,m) with np=n+1, mp=m+1
c pnm(mp,np+1) is x derivative of p(n,m) with np=n+1, mp=m+1
c
        jtrunp= jtrun+1
        do 1001 j=1,my2
            xx= sinl(j)
            sn= sqrt(1.0-xx*xx)
            sn2i = 1.0/(1.0 - xx*xx)
            rt2= sqrt(2.0)
            c1 = rt2
c
            pnm(1,1) = 1.0/rt2
            theta=-atan(xx/sqrt(1.0-xx*xx))+2.0*atan(1.0)
c
            do 20 n=1,jtrun
                np = n + 1
                fn=n
                fn2 = fn + fn
                fn2s = fn2*fn2
c eq 22
                c1= c1*sqrt(1.0-1.0/fn2s)
                c3= c1/sqrt(fn*(fn+1.0))
                ang = fn*theta
                s1 = 0.0
                s2 = 0.0
                c4 = 1.0
                c5 = fn
                a = -1.0
                b = 0.0
c
                do 27 kp=1,np,2

```

```

k = kp - 1
s2= s2+c5*sin(ang)*c4
if (k.eq.n) c4 = 0.5*c4
s1= s1+c4*cos(ang)
a = a + 2.0
b = b + 1.0
fk=k
ang = theta*(fn - fk - 2.0)
c4 = (a*(fn - b + 1.0)/(b*(fn2 - a)))*c4
c5 = c5 - 2.0
27 continue
c eq 19
  pnm(np,1) = s1*c1
c eq 21
  pnm(np,2) = s2*c3
20 continue
c
  do 4 mp=3,jtrunp
m = mp - 1
  fm= m
  fm1 = fm - 1.0
  fm2 = fm - 2.0
  fm3 = fm - 3.0
  c6= sqrt(1.0+1.0/(fm+fm))
c eq 23
  pnm(mp,mp) = c6*sn*pnm(m,m)
  if (mp - jtrunp) 3,4,4
3 continue
  nps = mp + 1
c
  do 41 np=nps,jtrunp
n = np - 1
  fn= n
  fn2 = fn + fn
  c7 = (fn2 + 1.0)/(fn2 - 1.0)
  c8 = (fm1 + fn)/((fm + fn)*(fm2 + fn))
  c= sqrt((fn2+1.0)*c8*(fm3+fn)/(fn2-3.0))
  d= -sqrt(c7*c8*(fn-fm1))

```

```

        e= sqrt(c7*(fn-fm)/(fn+fm))
c eq 17
        pnm(np,mp) = c*pnm(np-2,mp-2)
        1          + xx*(d*pnm(np-1,mp-2) + e*pnm(np - 1,mp))
41 continue
        4 continue
c
        do 50 mp=1,jtrun
        fm= mp-1.0
        fms = fm*fm
        do 50 np=mp,jtrun
        fnp= np
        fnp2 = fnp + fnp
        cf = (fnp*fnp - fms)*(fnp2 - 1.0)/(fnp2 + 1.0)
        cf= sqrt(cf)
c der
        dpnm(np,mp) = -sn2i*(cf*pnm(np+1,mp) - fnp*xx*pnm(np,mp))
50 continue
c
        do 71 m=1,jtrun
        do 71 l=m,jtrun
        ml= mlsort(m,l)
        poly(ml,j)= pnm(l,m)
        dpoly(ml,j)=dpnm(l,m)
71 continue
        dpoly(1,j)= 0.0
1001 continue
        return
        end
c
c
c      subroutine transr_sppt (jtrun,mlmax,nx,my,ll,poly,s,r)
c
c  subroutine to transform a spectral coefficient field to
c  grid point form
c
c *** const ***
c

```

```

c  jtrun: zonal wavenumber resolution limit
c  mlmax: number of spectral coefficients (horizontal field)
c  nx: e-w dimension no.
c  my: n-s dimension no.
c  ll: number of levels to transform
c  poly: legendre polynomials
c
c *** input variable ***
c
c  s: spectral coefficient array to transform
c
c *** output variable ***
c
c  r: 3-d output grid point fields
c
c  *****
c
c      dimension poly(mlmax,my/2),s(mlmax,2,ll),r(nx,ll,my)
c      include './include/fftcom.h'
csun include './include/paramt.h' .. change im,jm to nx,my
c      dimension cc(nx+3,my),work(nx*my,2)
c
c      mlx= (jtrun/2)*((jtrun+1)/2)
c      do 20 k=1,ll
c      do 55 m=1,(nx+3)*my/2
c      cc(m,1)= 0.0
c      cc(m,my/2+1)= 0.0
c      55 continue
c
c      do 5 j=1,my/2
c      jj= my+1-j
c      ml= 2*mlx
cdir@ ivdep
c      do 3 m=2,jtrun,2
c      ml= ml+1
c      mm= 2*m-1
c      mp= mm+1
c      cc(mm,j)= poly(ml,j)*s(ml,1,k)

```

```

cc(mp,j)= poly(ml,j)*s(ml,2,k)
cc(mm,jj)= cc(mm,j)
cc(mp,jj)= cc(mp,j)
3 continue
c
m1= 0
do 5 l=jtrun-1,1,-2
cdir@ ivdep
do 6 m=1,l
mm= 2*m-1
mp= mm+1
ml= m+m1
mk= ml+mlx
cc(mm,j)= cc(mm,j)+poly(ml,j)*s(ml,1,k)+poly(mk,j)*s(mk,1,k)
cc(mm,jj)=cc(mm,jj)+poly(ml,j)*s(ml,1,k)-poly(mk,j)*s(mk,1,k)
cc(mp,j)= cc(mp,j)+poly(ml,j)*s(ml,2,k)+poly(mk,j)*s(mk,2,k)
cc(mp,jj)=cc(mp,jj)+poly(ml,j)*s(ml,2,k)-poly(mk,j)*s(mk,2,k)
6 continue
m1= m1+l
5 continue
c
call fft991(cc,work,trigs,ifax,1,nx+3,nx,my,1)
c
do 22 j=1,my
do 22 i=1,nx
r(i,k,j)= cc(i,j)
22 continue
c
20 continue
c
return
end

```

九、後記

此次赴美研習，除對氣象專業的系集預報瞭解外，深感對於氣象的發展仍須國家大力支持。個人試圖從國家政策推動執行由上而下的角度來看國內氣象局業務的推動，事項包括：(1)建立核心技術，建立以數學為基礎的核心能力。氣象是自然科學領域，核心能力在數學、物理、化學。其中，特別是數學，有過理工背景的人都知道，凡是較專門的處理工作，都仰賴數學解決。資訊科技的演算法是數學，大數據的處理是數學。統計、機率背後靠的也是數學。而衛星遙測、地理測量、通訊傳播也是以數學為基礎。(2)應該更積極整合基礎科學知識與應用學科。數學、物理、化學三門學科必須要有政府帶頭大力支持與電機資訊等學科整合，當然與物理數學相近的氣象科學也一樣仰仗這其他學門的共同努力。美國馬里蘭大學最近將大氣海洋系納入資訊學院下的計算機與太空科學分院 (division of information technology / computer and space science)，是很新穎的作法，目的就是增加資訊學科與氣象、太空科學的交流。馬大如此安排，就是期望氣象科系能汲取其他相關學門的技術，特別是資訊、遙測、統計等系所，同時，資訊領域的人員也能投入氣象領域工作。(3)培養專業技術人才。氣象局專業的人才應予適當集中發展專業技術，特別是數值天氣預報模式、衛星遙測、觀測數據處理、統計機率預報模型等，特別是能與民間做服務的氣象公司有區隔。亦即氣象局為國家單位，專注核心技術研發，擁有高速計算的資源和實作經驗，具備相關大氣海洋流體運動、大氣海洋物理的相關知識，產出的資料提供給民間公司後，讓其發揮貼近民生需求。(4)投資氣象研發技術，獲得的利益不僅是預報能力的提升，也帶動相關學門對氣象資訊的應用，如農業、經濟、水利、環境等，對未來天氣氣候的變化多些應對措施。雖說最近熱門的氣候變遷議題，以現有氣象專業知識技術而言，尚無法全面理解，但是，仍可幫助其他部門瞭這樣的地球自然變化，準備較好的應變方案。這不是僅靠翻譯國外媒體報導，或是公共政策辯論能達到。

美國政府科技幕僚單位對臺灣不陌生，更常給予臺灣或多或少的支持，除氣象外，像是地質、地理、海洋等常有交流往來。我部分政府人員與國民對科技合作常只注意

到與經濟相關的電子電機等商業價值較高的部分，或是與人身健康的醫學合作。個人的意見是可以再全面一些。最近氣候變遷議題受到國際社會高度關切，可以利用此議題強調臺灣在這方面的努力與關注，藉由像是美國 NCEP 這樣的單位或是學術界對國際發聲凸顯我們的努力。

美國海洋大氣署環境預測中心 (NOAA/NCEP) 座落於馬里蘭大學校園內，常與馬大教授和研究單位合作進行相關議題研究。雙方合作互動早於 60 年代就已經開始。我在 NCEP/EMC 工作的同時，也有機會可去上馬里蘭大學 Prof. Eugenia Kalnay 的數值模式與資料同化課程。同時，負責與我方合作的 Prof. Daryl Kleist，原先為美國 NCEP/EMC 人員，現為馬大教授，仍與 NCEP/EMC 有合作計畫，一星期有 2 天在 NCEP/EMC 辦公室。原先提出計畫赴美時，曾提及海洋大氣署與馬大的特殊關係，希望能在兩個地方同時研習，但按規定本研習只能指定選一個地方，在考量氣象局與美國海洋大氣署環境預測中心的模式預測中心 (NOAA/NCEP/EMC) 未來正式合作較有相關與長久性，所以選擇去 NCEP/EMC，同時，利用可能機會赴馬大參與課程研討會議。承蒙 Prof. Kalnay, Prof. Ide, 和 Prof. Kleist 接待，讓我能參加其研究群的討論及相關研討會。按說旁聽課程，照馬大規定，我應該繳費才能進入課堂。但是 Prof. Kalnay 特別讓我坐進課堂上課。個人覺得相關作法似乎可以更彈性，讓出國研習可以名正言順在二個地方研習。此外，馬大與 NCEP/EMC 提供電腦運算資源，特別是 NCEP/EMC 提供辦公室與個人電腦設備，並沒有向我收費。而 Prof. Daryl Kleist 提供訪問學者的安全號碼，能使用學校高速計算電腦，閱讀電子期刊，及乘坐學校公車完全免費（雖說兩條主要動線公車學校不收費，但是其餘可是照路程收費）。以此而言，我們必須感謝這些人的協助。而國內政院派人出國研習，應該考量如電腦儀器或是實驗設備的支出費用。以氣象所需的電腦運算為例，不是一般個人電腦或是手提電腦可以應付，高速計算資源在全世界的經營上是要收費的，而此次訪問美國，我所用的經費是 NCEP/EMC 和 Prof. Daryl Kleist 計畫下想辦法勻支的。同理，我國一些人員赴美進入實驗室工作，相關器材使用也是要付費的。國內出國研究計畫只編列學校上課鐘點費，有些不足，似值得調整放

寬。

美國政府對研究人員的照顧十分周到。辦公室基本為個人獨立空間，約 170cm 的高隔間板，阻絕彼此干擾。個人電腦由單位配發，原則上不能隨意增加或減少期中的軟體，必須嚴格遵守資安規定，但除此之外，該有的配備及相應軟體是很豐富的，甚至資深人員有配發高檔耳機使用。不能使用隨身碟，但是准許使用如 google 等的雲端儲存介面存放個人文件。辦公室的會議室皆含遠距視頻通訊設施，方便與辦公室外及國外單位會議時使用。幾乎所有相應的電子期刊都提供下載，幾乎可以想到的科學期刊、甚至包括人文及醫學期刊都可以找到，此外，休閒的刊物如國家地理雜誌、讀者文摘、時代、經濟人等都能輕易獲得，在此環境下，找不到期刊不成為藉口。另外歐洲中心的技術文件、相關報告，從 1980 以後都有，追溯文件的歷史非常方便。交通上，為減少華府地區塞車，也許也為能節能減碳，或為加強研究成員與家庭關係，目前推動一週在家至少工作 2 天的方案。聯邦雇員按資歷，一週可有 2-3 天在家工作的機會。雖在家，但有重要會議時透過遠距會議（telecon meeting）完成。辦公室除圖書館外，設有健身中心，方便人員運動。戶外有約總長 5km 的林蔭步道，NCEP 的員工常常於午休時間走路 40 分鐘到 1 小時健身。飲食上，可能是 NCEP 最不怎樣的地方，大致上美國食物都是三明治、漢堡，稱不上美味也不難吃就是，但是每天照表供餐幾乎沒換過菜色。

十、參考文獻

陳登舜、曾建翰、陳建河、汪鳳如、楊舒芝、楊明仁、陳得松、黃康寧、鄭浚騰，2014:

中央氣象局全球模式系集颱風路徑系統，Part II。天氣分析與預報暨海象測報研討會論文彙編，76-82。

曾建翰、陳登舜、陳建河、楊舒芝，2014: 中央氣象局全球模式系集颱風路徑系統，

Part I。天氣分析與預報暨海象測報研討會論文彙編，69-75。

賴永鑫、曾建翰、陳建河，2014: 奇異向量在全球波譜淺水模式颱風路徑系集預報的應用。 *大氣科學*， **42**， 113-128。

Alpaydin, E., 2010: *Introduction to Machine learning*. The MIT Press, 537pp.

Barkmeijer, J., R. Buizza, T. N. Palmer, K. Puri, and J. F. Mahfouf, 2001: Tropical singular vectors computed with linearized diabatic physics. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **127**, 685-708.

Berner, J., G. J. Shutts, M. Leutbecher, and T. N. Palmer, 2009: A spectral stochastic kinetic energy backscatter scheme and its impact on flow-dependent predictability in the ECMWF ensemble prediction system. *J. Atmos. Sci.*, **66**, 603-626.

Bishop, C. H., B. J. Etherton, S. J. Majumdar, 2001: Adaptive Sampling with the Ensemble Transform Kalman Filter. Part I: Theoretical Aspects. *Mon. Wea. Rev.*, **129**, 420-436.

Bishop, C. M., 1995: *Neural network for pattern recognition*. Oxford Press, 482pp.

Buehner, M, P. L. Houtekamer, C. Charette, H. L. Mitchell, B. He, 2010: Intercomparison of Variational Data Assimilation and the Ensemble Kalman Filter for Global Deterministic NWP. Part I: Description and Single-Observation Experiments. *Mon. Wea. Rev.*, **138**, 1550-1566.

Buizza R., J. Tribbia, F. Molteni and T. Palmer, 1993: Computational of optimal unstable structures for a numerical weather prediction model. *Tellus*, **45A**, 388-407.

----- and T. Palmer, 1995: The singular-vector structure of the atmospheric global circulation. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 1434-1456.

----- M. Miller, and T. N. Palmer, 1999: Stochastic representation of model uncertainties in the ECMWF ensemble prediction system. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **125**, 2887-2908.

-----, P. L. Houtekamer, Z. Toth, G. Pellerin, M. Wei, and Y. Zhu, 2005: A comparison of the ECMWF, MSC, and NCEP global ensemble prediction system. *Mon. Wea. Rev.*, **133**,

1076–1097.

Chan, C. L., and R. T. Williams, 1987: Analytical and Numerical Studies of the Beta-Effect in Tropical Cyclone Motion. Part I: Zero Mean Flow. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 1257–1265.

Chan, J. C. L. and W. M. Gray, 1982: Tropical cyclone movement and surrounding flow relationships. *Monthly Weather Review*, **100**, 1354-1374 .

Chen, J.-H., M. S. Peng, C. A. Reynolds, and C.-C. Wu, 2009: Interpretation of tropical cyclone forecast sensitivity from the singular vector perspective. *J. Atmos. Sci.*, **66**, 3383–3400.

Chen, S.-G., C.-C. Wu, J.-H. Chen, and K.-H. Chou, 2011: Validation and interpretation of adjoint-derived sensitivity steering vector as targeted observation guidance. *Mon. Wea. Rev.*, **139**, 1608–1625.

Chou, K.-H., C.-C. Wu, P.-H. Lin, S. D. Aberson, M. Weissmann, F. Harnisch, and T. Nakazawa, 2011: The impact of dropwindsonde observations on typhoon track forecasts in DOTSTAR and T-PARC. *Mon. Wea. Rev.* **139**, 1728–1743.

ECMWF, 2012: *IFS DOCUMENTATION – Cy37r2 Operational implementation 18 May 2011* Part 5: ensemble prediction system. European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, Shinfield Park, 25pp.

Hastie, T., R. Tibshirani, and J. Friedman, 2008: *Elements of statistical learning: data mining, inference and prediction*. Springer-Verlag Press, 464pp.

Hamill, T. M., J. S. Whitaker, M. Fiorino, and S. G. Benjamin, 2011a: Global Ensemble Predictions of 2009's Tropical Cyclones Initialized with an Ensemble Kalman Filter. *Mon. Wea. Rev.*, **139**, 668–688.

-----, J. S. Whitaker, D. T. Kleist, M. Fiorino, and S. G. Benjamin, 2011b: Predictions of 2010's tropical cyclones using the GFS and ensemble-based data assimilation methods. *Mon. Wea. Rev.*, **139**, 3243–3247.

- Harnisch, F., and M. Weissmann, 2010: Sensitivity of typhoon forecasts to different subsets of targeted dropsonde observations. *Mon. Wea. Rev.*, **138**, 2664–2680.
- Hartmann, D. L., R. Buizza, T. N. Palmer, 1995: Singular Vectors: The effect of spatial scale on linear growth. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 3885-3894.
- Hoskins, B. J., M. E. McIntyre, and A. W. Robertson, 1985: On the use and significance of isentropic potential vorticity map. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **111**, 877-946.
- Houtekamer, P. L., and H. L. Mitchell, 1998: Data assimilation using an ensemble Kalman filter technique. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 796–811.
- Hsieh, W. W., 2009: *Machine learning method in the environmental sciences – Neural network and kernels*. Cambridge University Press, 349pp.
- Jordan, M. I., 2003: An introduction to probabilistic graphical models. Draft from Prof. Jordan.
- Jung, T., T. N. Palmer, and G. J. Shutts, 2005: Influence of a stochastic parameterization on the frequency of occurrence of North Pacific weather regimes in the ECMWF model. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L23,811, doi:10.1029/2005GL024248.
- Kim, H. M., and B.-J. Jung, 2009: Singular vector structure and evolution of a recurving tropical cyclone. *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 505–524.
- Kim, H. M., S.-M. Kim, and B.-J. Jung, 2010: Real-Time Adaptive Observation Guidance Using Singular Vectors for Typhoon Jangmi (200815) in T-PARC 2008. *Weather and Forecasting.*, **26**, 634-649.
- Komori, T., R. Sakai, H. Yonehara, T. Kadowaki, K. Sato, T. Miyoshi, and M. Yamaguchi, 2010: Total energy singular vector guidance developed at JMA for T-PARC. *RSMC Tokyo-Typhoon Center Technical Review*, **12**, 13-27.
- Leith, C. E., 1974: Theoretical skill of Monte-Carlo forecasts. *Mon. Wea. Rev.*, **102**, 409–418.

- Leutbecher, M. and T. N. Palmer, 2008: Ensemble forecasting. *J. Comp.Phys.*, **227** 3515-3539.
- Liu, Q., S. Lord, N. Surgi, Y. Zhu, R. Wobus, Z. Toth, and T. Marchok, 2006: Hurricane relocation in global forecast system. *27th Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology, Poster Session 5.13, Tropical Cyclone Modeling and Prediction*.
- Molteni, F., and T. N. Palmer, 1993: Predictability and finite-time instability of the northern winter circulation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **119**, 269-298.
- , R. Buizza, T. N. Palmer and T. Petroliaigis, 1996: The ECMWF ensemble prediction system: methodology and validation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **122**, 73-119.
- Nakagawa, M., 2009: Outline of the High Resolution Global Model at the Japan Meteorological Agency. *RSMC Tokyo-Typhoon Center Technical Review*, **11**, 1-13.
- Palmer, T. N., R. Buizza, F. Doblas-Reyes, T. Jung, M. Leutbecher, G. J. Shutts, M. Steinheimer, A. Weisheimer, 2009a: Stochastic parameterization and model uncertainty. *ECMWF Technical Memorandum*, **598**, 42pp.
- , T. N., G. J. Shutts, R. Hagedorn, F. Doblas-Reyes, T. Jung, and M. Leutbecher, 2005: Representing model uncertainty in weather and climate prediction. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **33**, 163-193
- , F.-J. Doblas-Reyes, A. Weisheimer, G. J. Shutts, J. Berner, and J. M. Murphy, 2009b: Towards the probabilistic Earth-System Model, *arxiv.org*: 0812.1074.
- Parrish, David F., John C. Derber, 1992: The National Meteorological Center's Spectral Statistical- Interpolation Analysis System. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 1747–1763.
- Peng, M. S., and C. A. Reynolds, 2005: Double trouble for typhoon forecasters. *Geophys. Res. Lett.*, 32.L02810, doi:10.1029/2004GL021680.
- , and C. A. Reynolds, 2006: Sensitivity of Tropical Cyclone Forecasts as Revealed by Singular Vectors. *J. Atmos. Sci.*, **63**, 2508–2528.

- Puri, K., J. Barkmeijer, T. N. Palmer, 2001: Ensemble prediction of tropical cyclones using targeted diabatic singular vectors. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **127**, 709-731.
- Reynolds, Carolyn A., Melinda S. Peng, Jan-Huey Chen, 2009: Recurring Tropical Cyclones: Singular Vector Sensitivity and Downstream Impacts. *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 1320–1337.
- Shutts, G. J., 2005: A kinetic energy backscatter algorithm for use in ensemble prediction systems. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **131**, 3079-3102.
- , 2006: Upscale effects in simulations of tropical convection on an equatorial beta-plane. *Dynamic of Atmospheres and Oceans*, **42**, 30-58.
- , and T. N. Palmer, 2007: Convective forcing fluctuations in a cloud-resolving model: Relevance to the stochastic parameterization problem. *J. Clim.*, **20**, 187–202.
- Tolth, Z. and E. Kalnay, 1993: Ensemble forecasting at NMC: the generation of perturbations. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **74**, 2317-2330.
- , E. Kalnay, S. M. Tracton, R. Wobus, J. Irwin, 1997: A synoptic evaluation of the NCEP ensemble. *Weather and Forecasting*, **12**, 140-153.
- Tomkins, A. M. and J. Berner, 2008: A stochastic convective approach to account for model uncertainty due to un resolved humidity variability. *J. Geo. Res.*, **113**, 148-227.
- Wang, B., R. L. Elsberry, Y. Wang, and L. Wu, 1998: Dynamics in tropical cyclone motion: a review. *Chinese J. Atmos. Sci.*, **22**, 416-434.
- Whitaker, J. S. and T. M. Hamill, 2012: Evaluating methods to account for system errors in ensemble data assimilation. *Mon. Wea. Rev.*, **140**, 3078–3089.
- Wu, C. C. and K. A. Emanuel, 1993: Interaction of a baroclinic vortex with background shear: Application to hurricane movement. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 62-76.
- Yamaguchi, M. and T. Komori, 2009: Outline of the Typhoon Ensemble Prediction System at the Japan Meteorological Agency. *RSMC Tokyo-Typhoon Center Technical Review*, **11**, 14-24.

Yonehara, H., 2010: Current JMA ensemble-based tools for tropical cyclone forecasters.

HFIP-THORPEX Ensemble Product Development Workshop. NCAR, Boulder, CO, US.

Zhu, Y., 2014: An optimum representation of stochastic physics to improve model forecast uncertainty. *Central Weather Bureau Invitation speech*, Taiwan.

致謝

此次出國研習感謝行政院人事總處的同仁幫忙，辦理出國相關經費申請，機票代定事宜。感謝氣象局人事室同仁幫忙安排事前呈報交通部、行政院的公文事項，及回國後安排心得分享報告等事宜。感謝氣象局兩位長官幫忙審核出國研習報告。