

# 利用有效擴散率診斷綜觀天氣系統

郭力璋<sup>1</sup> 郭鴻基<sup>2</sup>

<sup>1</sup>空軍氣象中心

<sup>2</sup>國立台灣大學大氣科學研究所

## 摘要

本研究利用有效擴散率診斷槽線窄化的過程、南極極渦帶狀化過程以及大西洋的熱帶氣旋生成過程。有效擴散率的概念與邊界層動力的 K 理論是一致的，假設次網格尺度的大氣運動符合分子擴散行為，據此來診斷大氣於次網格尺度的混合程度。利用非輻散的風場平流被動追蹤物質，根據被動追蹤物質的結構計算有效擴散率，有效擴散率愈大，表示大氣擴散處於愈劇烈混合的狀態，愈小則表示混合愈微弱。槽線的個案研究顯示，最大的有效擴散率出現在羅士比波破碎的區域，而核心渦旋的有效擴散率最小。南極極渦的個案研究顯示，有效擴散率中層的相對溼度是熱帶氣旋生成的重要因素之一，近來的研究指出，發展成熱帶氣旋的熱帶擾動在隨著東風波移動的座標上，有氣旋式封閉流線結構，此結構又稱為育兒袋，其不僅有利於累積渦度，還可以保護濕對流，使對流不易受到乾空氣逸入而消散。本研究用有效擴散率診斷中高層乾空氣逸入對於大西洋的熱帶氣旋生成有多大的影響，診斷個案為 2010 年 9 月源自非洲東風波然後在北大西洋上發展的熱帶擾動。研究結果顯示在 700hPa 及 500hPa 上，沒有發展成熱帶氣旋的熱帶擾動周圍是劇烈混合的大氣流場，而發展的熱帶擾動周圍為混合程度較微弱的大氣流場，兩者的混合程度比值可高達 5 倍。有效擴散率搭配衛星的水氣影像顯示，沒發展成熱帶氣旋的熱帶擾動在中高層受到顯著乾空氣逸入影響，而發展的熱帶擾動受到較小的影響。熱帶氣旋生成過程的個案研究顯示，有效擴散率的分析結果和育兒袋的熱帶氣旋生成理論是相輔相成。本研究顯示，結合有效擴散率與衛星的水氣影像，對於分析大西洋的熱帶氣旋生成與否是很有用的診斷工具。

**關鍵詞：**有效擴散率、被動追蹤物質、育兒袋

## 壹、前言

在生活中，不同濃度之間的混合是時常發生的現象，例如：攪拌可以使咖啡和奶精之間較快地達到均勻混合的狀態。由於平流與擴散之間呈非線性關係，如何計算不同濃度之間的混和程度是一個複雜的問題。近來的研究 (Nakamura 1996; Shuckburgh and Haynes 2003; Hendricks and Schubert 2008) 提出以面積做為座標的方法，可將具有平流項與擴散項的控制方程式轉變成只具擴散項的控制方程式，轉換後可得到診斷混合程度的係數，稱為有效擴散率，有效擴散率即是一個結合平流與擴散作用的診斷係數。有效擴散率可視為量測不同濃度之間的擴散通量，當不同濃度之間的界面變大，有利於更多分子進行擴散，界面的擴散通量也會變大，有效擴散率也就比較大。

Dunkerton et al. (2009) 提出的育兒袋理論 (marsupial paradigm) 是建立在拉格朗奇分析 (Lagrangian analysis)。隨著東風波移動的座標上，所有發展成熱帶氣旋的熱帶擾動的均跡在氣旋式封閉流線內。此外，透過粒子軌跡追蹤分析，證實封閉流線內外的空氣粒子幾乎沒有和外界環境有交換的情形發生，因此有熱帶擾動不受外在環境影響，乾空氣逸入作用發展到維持發展到帶擾動則是受到顯著的乾空氣逸入影響，因

而不利于對流的發展。本研究有別於拉格朗奇的定性分析，用有效擴散率定量化診斷發展成熱帶氣旋的熱帶擾動與沒發展的在時間與空間上分布有何差異，並結合衛星的水氣影像來詳細說明，乾空氣逸入確實造成沒有發展的熱帶擾動很大的影響，而發展的熱帶擾動幾乎沒有受到影響。

## 貳、資料來源與診斷方法

本研究所使用的風場、溫度場和相對渦度資料均來自於歐洲展期天氣預報中心 (European Center for Medium-Range Weather Forecast) 的分析資料 (EC Advanced)，時間解析度為每六小時一筆，水平解析度為 1.125 度  $\times$  1.125 度。衛星的水氣影像是 NRL Monterey tropical cyclone Web page 中的地球同步衛星 GEOS-13 水氣頻道影像與繞極衛星 SSM/I 資料。GOES-13 的水氣頻道為 6.5 ~ 7.0  $\mu\text{m}$ ，水平解析度為 1 公里，可量測 500hPa 到 300hPa 之間的水氣含量。藉由 SSM/I 不同頻道量測的亮帶溫度反演出當時大氣的總共可降雨量 (total precipitable water)，總共可降雨量能代表低層大氣 (700hPa 以下) 的乾溼程度。

本研究利用 f 平面上的波譜模式來求解被動追蹤物質在任一時間的空間分布。空間微分用雙傅立葉假波譜法 (Double Fourier pseudo-spectral method)，水平網格點數為 96 $\times$ 96 點，邊界條件為雙周期性邊界。時間

積分採用四階容庫法 (4<sup>th</sup> order Runge-Kutta scheme)，積分時步為十分鐘。由於有效擴散率的計算是建立在非輻散風場的架構，本研究由分析質料的相對渦度，透過求解普瓦松 (poisson) 方程式後得到之流函數場，再對流函數場微分得到非輻散的水平風場，最後將每六小時一筆的非輻散風場線性內插至每五分鐘一筆，用來平流被動追蹤物質。等熵面上的風場則由鄰近的等壓面的風場線性內插得到。

本研究用來定量化混合程度的診斷工具為有效擴散率，以下關於此工具之推導過程乃參考 Shuckburgh and Haynes (2003) 以及 Hendricks and Schubert (2008)。在二維的卡式座標下，被動追蹤物質的控制方程如下：

$$\frac{\partial c}{\partial t} = -\bar{u} \cdot \nabla c + \nabla \cdot (\kappa \nabla c) \quad (1)$$

$c(x,y,t)$  表示被動追蹤物質的濃度大小， $\bar{u}$  表示水平的非輻散風場， $\kappa$  為擴散係數，可代表次網格尺度之擴散係數，於本研究中  $\kappa$  值均為 30000 m<sup>2</sup>/s<sup>2</sup>。

$$A(C,t) = \iint_{c>C} dx dy \quad (2)$$

$A(C,t)$  表示某一個等值線內的面積， $C$  是被動追蹤物質之某一個特定值。假設  $A(C,t)$  對於  $C$  這個變數來說是單調遞減函數，則  $A(C_{\max},t) = 0$ 。

$$\frac{dc}{dt} = \frac{\partial c}{\partial t} + \bar{u}^c \cdot \nabla c = 0 \quad (3)$$

$\bar{u}^c$  表示等值線的水平速度。由 (2) 式、Leibniz rule 和 (3) 式可得到 (4) 式。

$$\begin{aligned} \frac{\partial A(C,t)}{\partial t} &= \frac{\partial}{\partial t} \iint_{c>C} dx dy \\ &= - \int_{\gamma(C,t)} \bar{u}^c \cdot \frac{\nabla c}{|\nabla c|} ds \\ &= \int_{\gamma(C,t)} \frac{\partial c}{\partial t} \frac{ds}{|\nabla c|} \end{aligned} \quad (4)$$

把 (1) 式帶入 (4) 式可得到 (5) 式。

$$\frac{\partial A(C,t)}{\partial t} = - \int_{\gamma(C,t)} \bar{u} \cdot \nabla c \frac{ds}{|\nabla c|} \quad (5)$$

$$\begin{aligned} &+ \int_{\gamma(C,t)} \nabla \cdot (\kappa \nabla c) \frac{ds}{|\nabla c|} \\ \text{由微積分基本定理可得到 (6) 式} \\ \frac{\partial}{\partial C} \iint_{c>C} ( ) dx dy &= \frac{\partial}{\partial C} \iint_{c>C} ( ) \frac{ds dC'}{|\nabla c|} \\ &= - \int_{\gamma(C,t)} ( ) \frac{ds}{|\nabla c|} \quad (6) \end{aligned}$$

利用 (6) 式和 Divergence Theorem 把 (5) 式重新整理，並考慮速度為非輻散的情況下，可得到 (7) 式。

$$\begin{aligned} \frac{\partial A(C,t)}{\partial t} &= \frac{\partial}{\partial C} \iint_{c>C} \nabla \cdot (\bar{u}) \frac{ds dC'}{|\nabla c|} \\ &\quad - \frac{\partial}{\partial C} \iint_{c>C} \nabla \cdot (\kappa \nabla c) \frac{ds dC'}{|\nabla c|} \\ &= \frac{\partial}{\partial C} \int_{\gamma(C,t)} \bar{u} \cdot \frac{\nabla c}{|\nabla c|} ds \\ &\quad - \frac{\partial}{\partial C} \int_{\gamma(C,t)} \kappa |\nabla c| ds \quad (7) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} &= - \frac{\partial}{\partial C} \int_{\gamma(C,t)} \kappa |\nabla c| ds \\ \text{用連鎖率展開 } dC/dt = 0, \text{ 可得到 (8) 式。} \\ \frac{\partial A(C,t)}{\partial t} \frac{\partial C(A,t)}{\partial A} &= - \frac{\partial C(A,t)}{\partial A} \frac{\partial}{\partial t} \end{aligned} \quad (8)$$

$$\begin{aligned} \text{由 (7) 式和 (8) 式可推導出 } C(A,t) \text{ 隨時間變化的數學表示式，如式 (9)。} \\ \frac{\partial C(A,t)}{\partial t} = \frac{\partial C(A,t)}{\partial A} \frac{\partial}{\partial C} \int_{\gamma(C,t)} \kappa |\nabla c| ds \end{aligned}$$

$$= \frac{\partial}{\partial A} \int_{\gamma(C,t)} \kappa |\nabla c| ds \quad (9)$$

利用 (6) 式，可將 (9) 式改寫成 (10) 式，即得只具擴散項的控制方程，而  $K_{\text{eff}}$  為有效擴散率。

$$\frac{\partial C}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial A} \left( K_{\text{eff}}(A,t) \frac{\partial C(A,t)}{\partial A} \right) \quad (10)$$

$$K_{\text{eff}} = \left( \frac{\partial C}{\partial A} \right)^{-2} \frac{\partial}{\partial A} \iint_{c>C} \kappa |\nabla c|^2 dx dy \quad (11)$$

為了使有效擴散率更具物理意義，再重新定義一個新的座標，其次為  $m$ ，再進行一次座標轉換。若初始的追蹤物質分布為由南向北線性遞減的單調函數，則令  $A = Ly_e$ ， $L$  為模式在東西方向的長度， $y_e$  為有效長度，由於  $L(\partial/\partial A) = (\partial/\partial y_e)$ ，透過這個關係可求出  $K_{\text{eff}}(y_e, t)$ ，如 (13) 式所示，其控制方程為 (12) 式。本研究即以  $K_{\text{eff}}(y_e, t)$  表示混合程度的大小，值愈大表示混合越劇烈，值愈小則表示混合愈微弱。

$$\frac{\partial C(y_e, t)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial y_e} \left( K_{\text{eff}}(y_e, t) \frac{\partial C(y_e, t)}{\partial y_e} \right) \quad (12)$$

$$K_{\text{eff}}(y_e, t) = \frac{K_{\text{eff}}(A, t)}{L^2} \quad (13)$$

本研究採用被動追蹤物質初始的分布為從南向北線性遞減的函數。底下介紹如何計算有效擴散率，由 (1) 式求出任一時間的  $c(x,y)$ ，並求出  $|\nabla c(x,y)|^2$ ，接著給定面積座標格點數  $n_A$ ，本研究取  $n_A = 100$ ，等值線間距為  $\Delta C = [\max(c) - \min(c)]/n_A$ ，經上述步驟即求出  $A(C,t)$ ，以 (14) 式計算有效擴散率。因為沿著等值線上的有效擴散率都一樣，所以可以把  $K_{\text{eff}}(A,t)$  轉換成  $K_{\text{eff}}(x,y,t)$ ，方便我們比較有效擴散率和各種場量之間的關係。使用面積做為座標的緣故，二維的有效擴散率分布本質上只具有一維的資訊，也就是說有效擴散率表現的是鄰近兩條等值線之間的混合。

參、綜觀天氣系統分析

本研究選擇兩個等熵面的綜觀尺度天氣系統，藉此來評估有效擴散率的診斷和古典的位渦理論是否有出入之處。

第一個個案是 2005 年 6 月發生於大西洋上，熱帶高對流層槽線 (Tropical Upper Tropospheric Trough, TUTT) 系統窄化然後形成割離低壓的過程。6 月 2 號 1200UTC 時 TUTT 的勢力在西經 50° 到 70° 及北緯 6° 到 24° 內，如圖 1.a，此時有效擴散率分布和 TUTT 的形狀大致相符，有效擴散率的最大值出現在最大位渦梯度外圍的區域，在最大位渦梯度內部的有效擴散率比較小。6 月 4 號 1200UTC，割離低壓形成，如圖 1.b，有效擴散率最大值出現在割離低壓與槽線斷裂處，而割離低壓內部與槽線內部的有效擴散率值較小。

Hendricks and Schubert (2009) 用正壓模式模擬圓形渦旋的實驗顯示，羅士比波破裂的結構會出現最大有效擴散率，而有效擴散率最小值出現在核心渦旋，形成此現象的原因為，羅士比波破裂產生帶狀化結構，帶狀化結構有利於不同渦度之間進行混合，因而具有最大的有效擴散率。渦旋的中心，亦即最大位渦梯度的內部區域，由於位渦梯度會引發羅士比波，羅士比波會將環境之擾動

傳播至整個區域，使核心渦旋不受環境的擾動影響。只要位渦梯度夠大，渦旋內部必然會有最小的有效擴散率。

槽線尚未明顯窄化時，最大有效擴散率分布在 2PVU 周圍，因為 2PVU 恰為此槽線的最大位渦梯度邊緣，此區域易有羅士比波破碎，造成不同位渦之間劇烈混合；槽線明顯窄化後，此區域的有效擴散率和 24 小時前相比增加至兩倍以上。顯示槽線斷裂的區域會發生劇烈混合，而其他區域的混合程度比較小，有效擴散率的分析與古典位渦理論沒有互相違背之處。

第二個個案是南極極渦於 1987 年 9 月 16 號帶狀化的過程中，造成臭氧濃度於短距離內有很大幅度的變化。圖 2.a 是 NASA 的 ER-2 飛機於 9 月 16 號在南極極區附近觀測的臭氧與一氧化氮濃度隨緯度分布圖，臭氧濃度不斷地掉到局部最低值再回到局部最高值，這樣的現象在南緯 67° 到 69° 之間特別明顯。

之前的研究 (McIntyre and Palmer, 1983; McIntyre 1989; Bowman 1993) 藉由理想模式和觀測資料來解釋形成此現象的根本原因。前人的研究結果顯示，對流層的羅士比波會垂直向上傳播到平流層，進而激發平流層的羅士比波，當平流層的極渦邊緣有羅士比波破裂發生時，會促使極渦內部與外界環境中不同濃度的化學物質有劇烈混合的現象。

圖 2.b 為 9 月 16 號的有效擴散率隨緯度變化分布，最大有效擴散率和臭氧濃度最低值處於近乎相同的緯度上，顯示極渦內部的低濃度臭氧確實透過帶狀化的結構，和外界環境的高濃度臭氧混合，因而造成臭氧濃度於極渦邊緣起伏的非常劇烈。南緯 67° 到 69° 的臭氧濃度和有效擴散率的相關係數高達 -0.78，為顯著相關，顯示有效擴散率的診斷具有非常高的可信度。有效擴散率為只考慮水平動力的診斷工具，以此解釋飛機觀測的臭氧資料必定不夠完整，因為臭氧濃度還會受垂直方向上的傳遞與擴散作用，另外，光化學作用等其他因素也會影響臭氧濃度的分布，因此僅用有效擴散率肯定無法完整地解釋臭氧分布，但是以此診斷工具來說明帶狀化結構有助於不同臭氧濃度之間的混合是合理且有用的。

以上個案分析顯示，利用有效擴散率診斷綜觀大氣中次網格尺度的混合程度，是一個合理的定量化診斷工具。

肆、分析熱帶氣旋生成過程

因為東風波槽前區域提供兩種有利熱帶氣旋生成的動力環境，第一種是空氣塊可在該處輻合，只要大氣處於條件性不穩定的狀態，即會有對流發展，第二種是氣旋式流場，提供初始渦度，使積雲對流的加熱效率增加。所以熱帶氣旋容易於東風波的槽線前緣處生成。Dunkerton et al. (2009) 透過拉格朗日分析指出，所有源自東風波的熱帶氣旋於生成的過程中，在隨著東風波移動的座標上有氣旋式封閉流線的存在，這意謂著此時東

風波具備良好的動力條件讓熱帶擾動得以維持與發展。Smith and Montgomery (2011) 用探空資料去比較有發展成熱帶氣旋與沒有發展的熱帶低壓在虛位溫與假位溫垂直剖面隨時間的變化，Gaston 和 Karl 都是 2010 年 9 月源自非洲東風波然後在北大西洋上發展的熱帶低壓，不過 Karl 最後有進一步生成颶風，而 Gaston 則沒有持續發展。比較 Gaston 和 Karl 的虛位溫與假位溫垂直剖面，可明顯發現兩者於低層的隨時間的演變均是越來越大，不過在中高層則有截然不同之現象，Gaston 是越來越小，而 Karl 則是越來越大。根據此觀測資料，Smith and Montgomery 提出一個假說，Gaston 無法發展成颶風的主因是中高層受到顯著的乾空氣滲入，導致濕對流深度變淺，熱帶低壓的強度無法持續增強。不過，Karl 的中高層幾乎不受乾空氣滲入影響，所以可以持續維持並進一步發展成颶風。本研究利用有效擴散率分析 Gaston 與 Karl 在發展的過程中，兩者周圍的大氣在有效擴散率的分布上有何差異。有別於拉格朗奇定性上的分析，本研究試圖用一個計算上便宜與能夠定量化混合程度的診斷工具來驗證 Smith and Montgomery 的假說。

Gaston 與 Karl 之強度資料乃參考 National Hurricane Center 公布的熱帶氣旋報告。Gaston 於 9 月 1 號 1200UTC 時達到熱帶風暴 (TS) 的強度，不過在十二小時後，強度減弱至熱帶低壓 (TD)，在減弱為熱帶低壓後約六天的期間內強度持續減弱至消散。Karl 在 9 月 14 號 1200UTC 時達到熱帶低壓的強度，之後持續增強，於 16 號 1800UTC 時達到颶風的強度。本研究分析 Gaston 形成熱帶風暴前後共四天的時間，以及 Karl 形成熱帶氣旋的前四天時間，比較這兩段期間內，有效擴散率在 850hPa、700hPa 以及 500hPa 上的分佈有何差異。

為了方便以下的討論，本文定義淺綠色和深綠色色階的有效擴散率為劇烈混合區，黃色色階的有效擴散率為中度混合區，白色色階為微弱混合區。圖 3 為 Gaston 於 9 月 1 號至 4 號的衛星水氣影像與 500hPa 的有效擴散率。有效擴散率在 2、3 與 4 號 0000UTC 的分布有一致的特徵，在 Gaston 西側、北側和南側都有大範圍劇烈混合區。同一時間的衛星水氣影像顯示，劇烈混合區周圍的潮濕大氣隨時間演變有越來越乾的趨勢，例如：2 號 0000UTC 時，劇烈混合區位於 Gaston 的西北側，Gaston 內原本潮濕的空氣 (紅黃色) 到了 3 號 0000UTC 時已經轉變成比較乾燥的空氣 (綠色)。

圖 4 為 Karl 於 9 月 12 號至 15 號的衛星水氣影像與 500hPa 的有效擴散率。在 Karl 生成熱帶氣旋的前四日期間，Karl 的周圍環境始終為微弱混合區。衛星的水氣影像分析 Karl 周圍環境的水氣變化，Karl 內部的濕空氣含量一直沒有減少的現象，顯示濕空氣確實沒有受到環境的乾空氣滲入影響。

圖 5 與圖 6 為 Gaston 與 Karl 於 700hPa 的有效擴散率，此圖顯示兩個重要現象，第

一個是 Gaston 的西北側環境是劇烈混合區，而 Karl 的周圍環境為混合最小區。第二個為 Karl 周圍環境一直為微弱混合區，僅在 14 號 0000UTC 時於 Karl 西側出現小範圍的劇烈混合區。

圖 7 和圖 8 為 Gaston 和 Karl 於低層之總共可降雨量和 850hPa 的有效擴散率，比較有效擴散率與總共可降雨量顯示劇烈混合區和中度混合區的附近，不只有乾空氣圍繞在熱帶擾動的周圍，還具有一定範圍的潮濕空氣，而且南方的水氣來源沒有被斷絕，所以 850hPa 的大氣環境對於 Gaston 和 Karl 來說沒有顯著差異。

比較沒發展成熱帶氣旋的熱帶擾動 (Gaston) 與發展的熱帶擾動 (Karl) 於 850hPa、700hPa 及 500hPa 的大氣環境。850hPa 大氣的混合程度對於熱帶氣旋生成沒有顯著影響，700hPa 和 500hPa 大氣的混合程度對於熱帶氣旋生成則有非常大的影響。Gaston 周圍大氣的混合程度於 700hPa 和 500hPa 均小於 Karl 周圍的 5 倍以上，所以 Karl 可以在周圍環境有乾空氣存在的情況下維持深對流，而 Gaston 明顯受到乾空氣滲入影響，此乾空氣不僅大幅減少 Gaston 內部的高水氣含量，還斷絕南方的水氣來源，所以 Gaston 的深對流形成與發展都受到相當大的限制，最終無法發展成熱帶氣旋。

熱帶氣旋生成個案顯示有效擴散率分析結果和拉格朗奇分析結果 (Dunkerton et al., 2009; Rutherford and Montgomery, 2011) 是一致且相輔相成。

伍、結論

有效擴散率給予混和程度量化的診斷，例如：劇烈混合區、中度混合區、微弱混合區，這讓我們知道羅士比波破裂會造成劇烈的混合，而最大渦度梯度的內部只有微弱的混和。這樣一個容易理解的診斷工具，我們更深刻了解渦度動力對大氣的重要性。

本研究結果顯示，有效擴散率的分析，和育兒袋的熱帶氣旋生成理論是相輔相成。所以分析熱帶擾動於 850hPa、700hPa 和 500hPa 上的有效擴散率，並結合衛星的水氣影像了解水氣分布的變化，對於診斷大西洋的東風波是否能生成熱帶氣旋是一個很有用的方法。

陸、參考文獻

Bowman, K. P., 1993: Barotropic simulation of large-scale mixing in the Antarctic polar vortex. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 2901-2914.  
 Dunkerton, T. J., M. T. Montgomery, and Z. Wang, 2009: Tropical cyclogenesis in a tropical wave critical layer: easterly waves. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **9**, 5587-5646.  
 Hendricks, E. A., and W. H. Schubert, 2009: Transport and mixing in idealized barotropic hurricane-like vortices. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **135**, 1456-1470.  
 McIntyre, M., 1989: On the antarctic ozone

hole. *J. Atmos. Terr. Phys.*, **51**, 29-43.  
 McIntyre, M. and T. N. Palmer, 1983: Breaking planetary waves in the stratosphere. *Nature*, **305**, 593-600.  
 Nakamura, N., 1996: Two-dimensional mixing, edge formation, and permeability diagnosed in area coordinates. *J. Atmos. Sci.*, **53**, 1524-1537.  
 Rutherford, B. and M. T. Montgomery, 2011: A Lagrangian analysis of a developing and non-developing disturbance observed during the PREDICT experiment, *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, **11**, 33273-33323, doi:10.5194/acpd-11-33273-2011.  
 Shuckburgh, E. and P. Haynes, 2003: Diagnosing transport and mixing using a tracer-based coordinate system. *Phys. Fluids*, **15**, 3342-3357.  
 Smith, R. K., and M. T. Montgomery, 2011: Observations of the convective environment in developing and non-developing tropical disturbances. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **137**, 1-18.

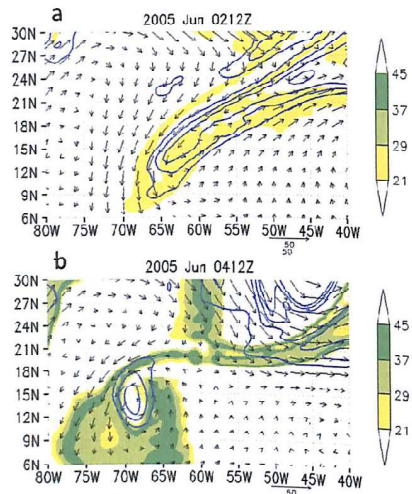


圖 1 2005 年 6 月 2 號 1200UTC (a) 與 4 號 1200 UTC (b) 在 360K 等熵面的位渦與有效擴散率。藍色等值線為位渦 (2,3,4,5,6 PVU)，底色則是有效擴散率除以擴散係數 ( $\kappa_{eff}/\kappa$ )。箭頭表示風場。

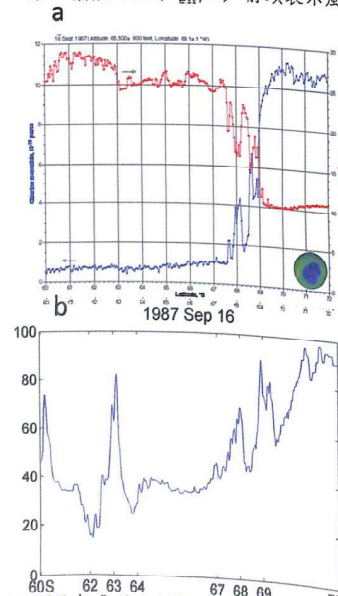


圖 2 1987 年 9 月 16 號的臭氧(紅線)與一氧化氯(藍線)濃度隨緯度分布 (a)，以及有效擴散率除以擴散係數 ( $\kappa_{eff}/\kappa$ ) 隨緯度分布 (b)。

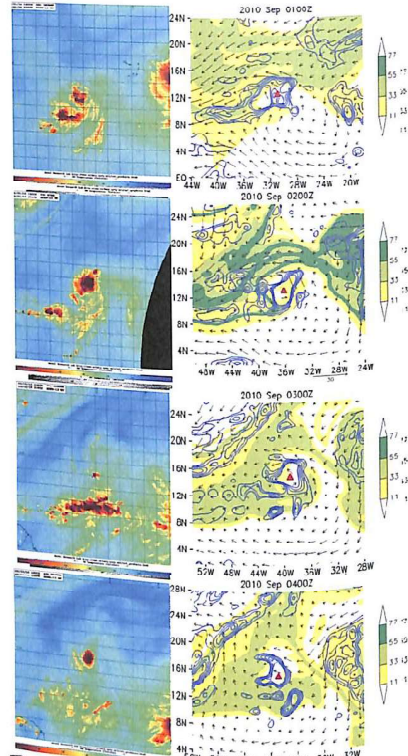


圖 3 2010 年 9 月 1 號 0000UTC 到 4 號 0000UTC 的衛星水氣影像、500hPa 的相對濕度與有效擴散率。左側為 GOES-13 衛星的水氣影像，深紅色表示最大的水氣含量。右側藍色等值線為相對濕度 (1, 2, 3, 4, 5  $10^{-5} s^{-1}$ )，底色則是有效擴散率除以擴散係數 ( $\kappa_{eff}/\kappa$ )，紅色三角形表示 Gaston。

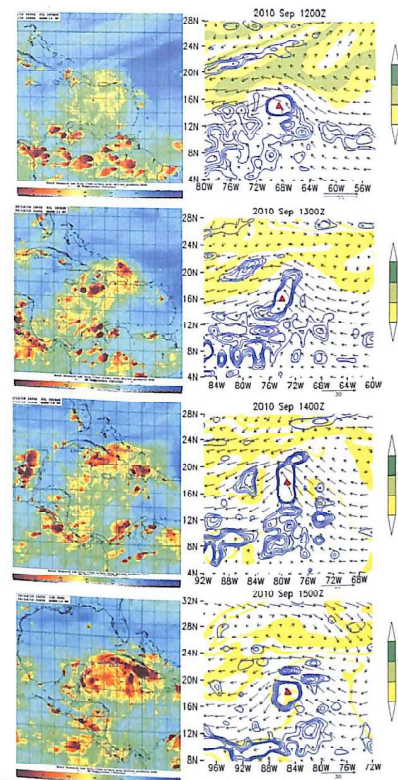


圖 4 2010 年 9 月 12 號 0000UTC 到 15 號 0000UTC 的衛星水氣影像、500hPa 的相對濕度與有效擴散率。左側為 GOES-13 衛星的水氣影像，深紅色表示最大的水氣含量。右側藍色等值線為相對濕度 (1, 2, 3, 4, 5  $10^{-5} s^{-1}$ )，底色則是有效擴散率除以擴散係數 ( $\kappa_{eff}/\kappa$ )，紅色三角形表示 Karl。

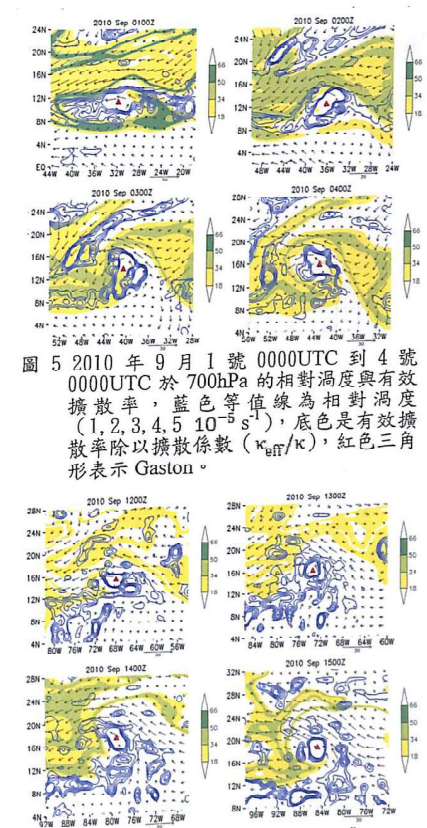


圖 5 2010 年 9 月 1 號 0000UTC 到 4 號 0000UTC 於 700hPa 的相對濕度與有效擴散率，藍色等值線為相對濕度 (1, 2, 3, 4, 5  $10^{-5} s^{-1}$ )，底色是有效擴散率除以擴散係數 ( $\kappa_{eff}/\kappa$ )，紅色三角形表示 Gaston。

圖 6 2010 年 9 月 12 號 0000UTC 到 15 號 0000UTC 於 700hPa 的濕度與有效擴散率，藍色等值線為相對濕度 (1, 2, 3, 4, 5  $10^{-5} s^{-1}$ )，底色是有效擴散率除以擴散係數 ( $\kappa_{eff}/\kappa$ )，紅色三角形表示 Karl。

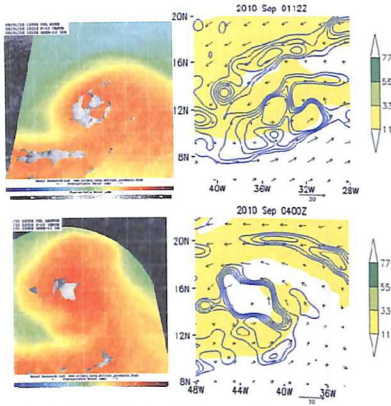


圖 7 2010 年 9 月 1 號 1200UTC 和 4 號 0000UTC 的總共可降雨量、850hPa 的相對濕度與有效擴散率。左側是總共可降雨量，深紅色表示最大的可降雨量。右側的藍色等值線為相對濕度(1, 2, 3, 4, 5  $10^{-5} s^{-1}$ )，底色是有效擴散率除以擴散係數( $\kappa_{eff}/\kappa$ )，紅色三角形代表 Gaston。

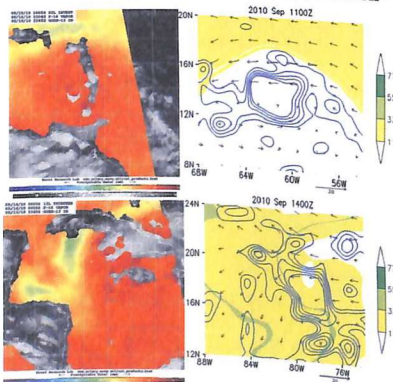


圖 8 2010 年 9 月 11 號和 14 號 0000UTC 的總共可降雨量、850hPa 的相對濕度與有效擴散率。其餘標示均與圖 7 相同。