

# 臺灣北部對流風暴關於 「風暴相對螺旋度」、「對流可用位能」及 「能量-螺旋度指數」之應用研究

林定宜

中央氣象局氣象預報中心

## 摘 要

對流風暴是導致臺灣地區氣象災害的主要類型，其特點是時、空尺度小，生命期短、但破壞力強大，預警能力卻較低，尤其對防災層面和大眾經濟而言，影響至鉅。因此如何做好對流風暴的診斷、監測和預報是刻不容緩的重要課題。以往國內對於對流風暴之氣候特性及物理參數較少系統性之分析。重要的物理參數風暴諸如：相對風暴螺旋度(SRH)、對流可用位能(CAPE)及能量-螺旋度指數(EHI)等相關概念，均為預報員在作業上所常見，是天氣預報以及與豪大雨有關研究工作的良好工具，但目前為止在臺灣較少研究歸納資料。有鑑於此，本研究以預報中心平日常規作業資料為基礎，進行對流風暴之研究，以期改善短期天氣預報之品質，藉以達到防災、減災之目的。

本研究是立足於綜觀大氣環境下，探討風暴相對螺旋度(SRH)、對流可用位能(CAPE)、能量-螺旋度指數(EHI)等物理參數氣候特性之研究，試以建立綜觀大氣環境下，這些物理參數應用於臺灣北部地區的概念模式。本文首先針對重要概念及理論做回顧分析，並進行資料之蒐集、品管、整合、分類及統計，進而做了若干重要模式探空之SRH初始資料校驗以及6hr、12hr預測資料校驗。研究結果發現風暴相對螺旋度(SRH)、對流可用位能(CAPE)及能量-螺旋度指數(EHI)等參數分析方法在臺灣北部地區實際業務中，短期預報方面有着廣泛的應用價值，其變化特徵與天氣型態間關係密切，宜善加應用。

關鍵詞：風暴相對螺旋度(SRH)，對流可用位能(CAPE)，能量-螺旋度指數(EHI)，超大胞(supercell)，沿向流(streamwise)，垂直沿向流(crosswise)，風徑圖(hodograph)，盒鬚圖(box-and-whisker plot)

## 一、前言

現代天氣預報方法日新月異，一位預報員在當今不僅要熟練「圖形預報編輯系統」(Graphical Forecast Editor; GFE)的使用，並要了解數值模式中的基本物理過程及誤差分布特性，且應具備熟悉相關診斷量的物理意義知識。本文即是針對對流風暴之重要物理量進行探討，所研究之物理參數包括：風暴相對螺旋度(Storm-Relative Helicity；縮寫為SRH)、對流可用位能(CAPE)及能量-螺旋度指數(EHI)。資料來源是以氣象局預報中心平日作業資源為基礎，進行了資料蒐集、品管、分類、統計及擷圖，並對主要模式探空之風暴相對螺旋度數據執行初始資料及預測資料之校驗。

本文中所論述的風暴相對螺旋度(SRH)是近年來引入天氣分析和預報中的重要物理量，亦是本研究的重點之一，它是一個用來衡量風暴入流氣流的強弱及沿入流方向的渦度分量大小的參數，反映了動力條件。1961年Beteh首先提出了螺旋度的概念，廿世紀80年代學者們開始研究螺旋度在大氣運動中的貢獻，並試驗其在天氣分析預報中的應用。後來1989年Brandes提出風暴相對螺旋度的概念(壽紹文等，2003)。而學者Woodall(1990)認為只有「相對於風暴螺旋度」才真正對風暴維持和發展有實際意義的量。根據經驗顯示，螺旋度在垂直方向的分量與垂直方向的風速和渦度

相關聯，它綜合反映了大氣的垂直運動與輻散、輻合的情況，因此其水平分布也大致反映雨帶的分布；當對流中下層的螺旋度為正值(即為氣旋式渦度區)，上層為負值中心(即為反旋式渦度區)時，有利於暴雨產生和維持(章國材等，2007)。低層螺旋度大值中心軸線與切線和地面輻合線走向一致，高層螺旋度與高空急流有關。高低層這種螺旋度的配置，為大暴雨的發生和維持提供了有利的動力背景，而當豪、大雨天氣發生前，能量-螺旋度指數會達到極大值。

風暴入流空氣主要來自於對流層低層幾公里範圍內，風暴相對螺旋度主要反映環境低層垂直風切的強度和方向對移動風暴發展的影響，它的大小也反映了旋轉與沿旋轉軸方向運動的強弱程度，亦即取決於沿流線方向的渦度和相對風暴氣流的強度，「旋轉上衝流」是其重要的特徵，風暴相對螺旋度是一個診斷旋轉上衝流和預報對流災害天氣發生過程相當有用的物理量，常用於風暴發生環境條件評估及風暴類型的預報研究。

風暴相對螺旋度等之物理量概念在美國主要用來研究龍捲風、颶風及超大胞的發展。藉由物理參數的診斷可以得到風暴一些重要訊息。近年來中國大陸之文獻相關研究，主要將風暴相對螺旋度(SRH)、對流可用位能(CAPE)及能量-螺旋度指數(EHI)等用於強對流系統(如：地面中尺度低渦、地面旋生、熱帶氣旋、冷鋒式切線、副高邊緣暖式切變線；以

及大範圍暴雨、雷暴、龍捲、冰雹、大風、沙塵暴等)的診斷模擬研究上，結果顯示三者對大暴雨的發生發展有較好的指示作用。對流可用位能(CAPE)在豪大雨發生前能量得到充分積累，豪大雨過程中，凝結潛熱釋放，不穩定能量逐漸減弱。而風暴相對螺旋度作為物理診斷量，其強度變化對強對流系統的移動、發展及豪大雨的發生關係密切，對流風暴常發生在風暴相對螺旋度指數大的地方。而豪大雨天氣發生前能量-螺旋度指數常達到極大值。風暴相對螺旋度、對流可用位能及能量-螺旋度指數三者用於強對流天氣預報有很好的指示意義。

本研究是基於氣象之生活化、實用化採取在地化之嘗試，由於臺灣北部地區較少出現超大胞或是龍捲風，故研究係著眼於臺灣地區特有的劇烈、災害性的天氣型態。研究之天氣型態包括了「熱帶氣旋環流風」(TC環流風)、「西南至偏南風」(SW-S風)、「非西南至偏南風」(非SW-S風)、「鋒面通過」及「午後雷陣雨」等類型。研究區域主要是臺灣北部地區。資料月份時間以四月至八月「暖季」為主。研究的重點包括不同綜觀天氣型態下臺灣北部地區對流風暴物理參數(SRH、CAPE和EHI)之特性。

## 二、對流風暴發展之物理機制

對流風暴是大氣中不穩定能量釋放的產物，它的發展與風暴生長的环境條件間有密切的關係，大尺度的環境條件限

制了對流系統的種類與演變過程，而且還可影響對流系統內部的結構、強度、運動和組織程度。環境條件中「熱力不穩定度」與「垂直風切」甚為重要。熱力不穩定度可決定氣塊的垂直加速度，而垂直風切可掌控對流的型態是屬短暫的對流胞、多胞型的或超大胞(張，2001)。強風暴特別是超級單體一般都具有很高的螺旋性，高螺旋度有利於風暴生命的維持，而風暴相對螺旋度則對風暴發生及風暴類型有一定的預示。另外，伍榮生(1990)曾指出，在準地轉運動中大氣的螺旋度是守恒的。

### (一) 對流風暴之環流及移動

早在1963年Newton根據預報經驗就提出，劇烈的局地風暴不僅與風速隨高度增加有關，也受風隨高度順轉強度的影響，他並提出一個模式認為在雲邊緣強垂直風切引發大的垂直動力壓(hydrodynamic pressure)梯度，此梯度有利於在圓柱型雲右側產生一新的上升氣流(輻合)，因此會使風暴向右移動。

Byer和Braham曾發現，小的雷達波的運動一般與6km以下的平均風一致，當風和垂直風切很強時，回波系統性的比平均風移動得慢(丁，2005)。Browning(1964)曾提出龐大且劇烈的風暴大多為「超大胞」(supercell)而非呈多胞式(multicellular)，他稱這種強烈雲為SR storm，此因大的胞及雷雨一般發生於風暴的右後象限，且在成熟期此種對流風暴有移向環流平均氣流右邊之趨勢。

在強對流發生的形勢下高空風一般隨高度順轉(冷鋒後除外)，環境風垂直風切向量決定的傳播作用使多單體風暴之群體移向平均氣流的右側，此現象在實際情況中最常見，但也觀測到相反的情況。

Fujita(1965)則以「馬格納斯力」(Magnus force)解釋右移風暴，此種力可將中心環流拉向垂直於一般氣流的方向，如環流是氣旋性的，力將指向環境風右側，如環流是反氣旋性的，則指向左側。而Newton(1967)首次說明了環境風垂直風切與強雷暴的相互作用，指出通過這種相互作用可以增強或延長雷暴的生命期(Newton, 1967；丁, 2005)。

在對流風暴研究中，風徑圖的分析非常重要，與弱風切環境發展的風暴相關之風徑圖一般呈現出弱氣流和無組織的垂直風廓線特徵，在特定的熱力不穩定環境中，垂直風切的加強常會導致對流更強、尺度更大和生命期更長的風暴。值得注意的是與超大胞(supercell)相關的速度向量圖的特徵，主要表現在低層具有強的風切，且低層的向量端軌跡有明顯的曲率，這有利於加強風暴尺度的旋轉和動力抬升力(壽紹文等，2003)。此外，風徑圖還可以用來判斷垂直風切及水平渦度。水平渦度主要由水平風的垂直變化所產生，某層的平均水平渦度向量是指向風切向量的左側並與其成90度交角(參見圖14)，水平渦度的大小與此層的平均風切大小成正比。根據風暴運動和垂直風切特徵，部分水平渦度能夠併

入風暴的上升氣流中而產生旋轉效應，即產生垂直渦度(壽紹文等，2009)。

根據美國大學大氣研究聯盟(UCAR)與美國國家氣象局合作開發的互動式遠距學習系統(Cooperative Program for Operational Meteorology, Education and Training; COMET)教材之說明，當風暴相對入流「垂直」環境的水平渦度向量，此種入流渦度稱為「垂直沿向流」(crosswise)，此時垂直速度與垂直渦度無正相關；而當風暴相對入流「平行」環境的水平渦度向量，此種入流渦度稱為「沿向流」(streamwise)，此時垂直速度與垂直渦度正相關。在一個相對於風暴的坐標系中，流入風暴的低空氣流之水平渦度向量方向主要是順著氣流方向的「沿向渦度」(streamwise vorticity)通過風暴上升氣流的傾斜及拉撐作用而轉變為垂直渦度，成為旋轉上衝流。旋轉上衝流起源於水平渦管的傾斜和拉長，這個假設已被廣泛採用。因此，風暴相對螺旋度取決於沿流線方向的渦度和相對風暴氣流的強度，而這些因子又取決於低層垂直風切的強度、方向及風暴的運動。

根據Holton(2004)教本改編自Klemp(1987)指出，若環境垂直風切方向隨高度是單向不變的，在風切的左、右兩側各有一反旋式(向左移)及氣旋式(向右移)的低壓渦旋(圖1之a)。

圖1中顯示，H至L的水平氣壓梯度平行於風切方向(平板箭頭)，圓柱箭頭表示

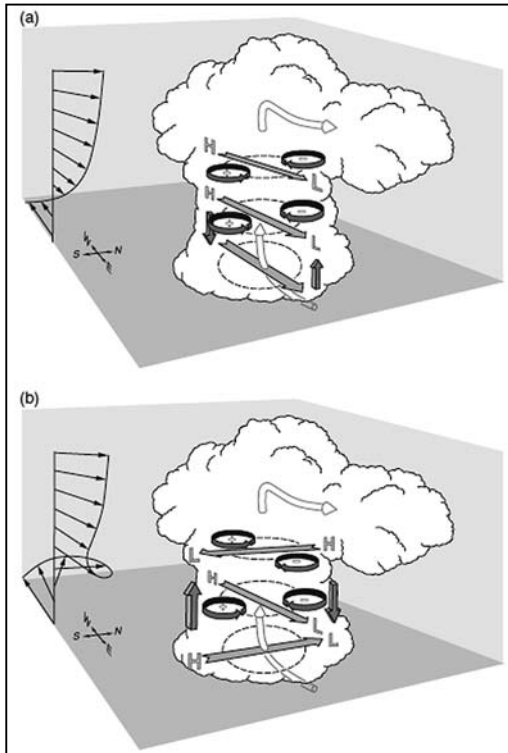


圖1. 氣壓擾動引起之上升氣流隨環境風切的交互作用，在(a)風切隨高度不旋轉下(b)風切隨高度順轉下(改編自 Klemm [1987].)

Fig.1. Pressure perturbations arising as an updraft interacts with an environmental wind shear that (a) does not change with height and (b) turns clockwise with height (Adapted from Klemm [1987].)

相對於風暴的氣流，風切方向右側是正渦度，左側是負渦度。而當垂直風切方向隨高度順轉時，風切方向右側垂直氣壓梯度力向上，與氣旋式正渦度向量方向一致(圖1之b)，此時較有利於對流風暴發展。

Markowski等(2010)在其著書中，亦認為由於線性動力項貢獻到「動力垂

直擾動氣壓梯度力」(dynamic vertical perturbation pressure gradient force)之效應，使對流胞風切的上風處(upshear)會產生高壓，對流胞風切下風處(downshear)會產生低壓【圖2，式(1)右方第2項】。

至於由非線性動力項貢獻到「動力垂直擾動氣壓梯度力」之效應則是：對流風暴發展初期，上衝流使低壓分裂成垂直風切方向的左、右對稱各一反旋式、氣旋式之低壓渦旋，此時在中層因有氣壓最低值，故由低層至中層有擾動低壓產生直接向上的「動力垂直擾動氣壓梯度力」，與最大正的「擾動渦度」同相位，此時非線性項促使對流風暴的發展【如圖3之右及式(1)右方第1項】。

有關「動力垂直擾動氣壓梯度力」與「非線性動力」、「線性動力」間之關係請參考式(1)。

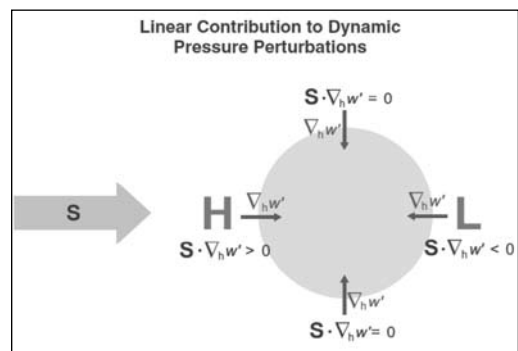


圖2. 由線性動力項引起的氣壓擾動示意圖。

Fig. 2. Linear contribution to dynamic pressure perturbations. (Markowski et al., 2010).

$$-\frac{\partial p'_d}{\partial z} \propto \frac{1}{2} \frac{\partial \zeta'^2}{\partial z} - 2 \frac{\partial}{\partial z} \mathbf{S} \cdot \nabla_h \mathbf{w}' \quad (1)$$

式1、取材自Markowski等，2010

Equation 1. Taken from Markowski et al., 2010.

在式(1)之中，

$-\frac{\partial p'_d}{\partial z}$  稱為「動力垂直擾動氣壓梯度力」

作用力項。

$\frac{1}{2} \frac{\partial \zeta'^2}{\partial z}$  稱為「非線性動力」作用力項。

$-2 \frac{\partial}{\partial z} \mathbf{S} \cdot \nabla_h \mathbf{w}'$  稱為「線性動力」作用力項。

圖2中S表示垂直風切向量，w表示垂直速度。顯示在對流胞風切的上風處(upshear)會產生高壓，對流胞風切下風處(downshear)會產生低壓。

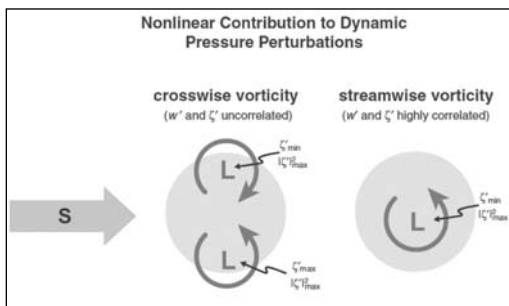


圖3. 由非線性動力項貢獻之於動壓擾動示意圖。

Fig. 3. Nonlinear contribution to dynamic pressure perturbations. (Markowski et al., 2010)

圖3中S表示垂直風切向量，此圖顯示當在深厚垂直風切向量經過沿向渦

度(streamwise vorticity)的中心時，上升運動和渦度擾動同相位，兩者高度相關，故非線性項促使對流風暴的發展。而當風切向量是垂直沿向渦度(crosswise vorticity)時，此時則不利對流風暴發展。

而在環境垂直風切順轉的條件之下(即風徑圖伴隨順轉曲率)，風暴右側的垂直動壓梯度力向上，而風暴右側氣旋式垂直渦管亦向上配合著加強上衝流，所以在環境風切右側較有利發展成右移型風暴。以美國中部而言，大部分的劇烈風暴平均氣流是隨高度而順轉，根據觀測，右移型(right-moving)風暴遠比左移型(left-moving)風暴為多。丁(2005)闡述風暴之所以右移，亦是為維持其發展得到足夠水汽進行自身調整的結果，這樣從底層可以截獲大量的水汽以滿足其所需，濕空氣一般是從風暴的右前流入的。

## (二) 對流風暴之診斷參數

### 1. 風暴相對螺旋度(Storm-Relative Helicity-- SRH) 或風暴相對環境螺旋度(Storm-Relative Environmental Helicity-- SREH)

螺旋度(helicity) h 定義為渦度 $\omega$ 和速度v的內積(式2)，即：

$$h = \omega \cdot v = (\nabla \times v) \cdot v \quad (2)$$

式(2)中若 $\omega$ 和v平行，其螺旋度達到最大，這就是貝爾特拉米(Beltrami)流。若 $h \neq 0$ ，在三維空間中運動的軌跡是正是螺旋線(劉等，2011)。

風暴相對螺旋度 (SRH)，其大小反映了流體旋轉與沿旋轉軸方向運動的強弱程度、流體穩定性，與螺旋度密切相關，是一個診斷和預報對流災害天氣發生發展過程相當有用的物理量，它主要反映環境垂直風切變對移動風暴發展的影響，不僅考慮了與上升氣流旋轉有關，還與相對風暴風的大小和風的垂直切變有關，常用於風暴發生環境條件評估及風暴類型的預報研究。很多強對流系統最重要的共同特徵就是擁有「較強的旋轉上衝流」，SRH正綜合了旋轉性和上升運動的概念，也反映了一定氣層厚度內環境風場的旋轉程度和輸入到對流體內環境渦度的多少，其量值為大氣旋轉沿運動方向運動的強弱，可以用以估算垂直風切環境中風暴運動所產生的旋轉潛勢。換句話說，當氣流入流層上沿流線方向的渦度進入並與上升氣流核作用，在風暴的相當深層產生強大持久的旋轉。而沿氣流線方向的強渦度與低層強風暴相對氣流結合時，風暴相對螺旋度或旋轉潛勢尤其大。SRH對於雷暴、龍卷、冰雹、大範圍豪大雨及沙塵暴的分析與預報有一定的實用價值(石燕茹等，2011)，SRH的強度變化對強對流天氣系統的移動及生命史有關，對風暴發生、發展、風暴類型有一定的預報意義，也對超大胞的維持有重要作用。SRH亦是一個反映動力條件的物理參數，其水平分佈特徵與天氣系統密切相關，系統不同SRH的垂直分佈也不同。

根據Davies-Jones等(1990)定義風暴相對螺旋度為：

$$H(z) = - \int_{z_0}^z [V_h - C] \cdot k \times \frac{\partial V_h}{\partial z} dz \quad (3)$$

式(3)中，C是風暴移動向量，z為氣層厚度，通常取 $Z-Z_0=3\text{km}$ ， $V_h$ 是水平速度。風暴相對螺旋度SRH可以解釋為低層大氣中(0至h高度)風暴相對速度與風隨高度順轉(或逆轉)數值的乘積，當風向順轉時，風暴相對螺旋度為正，反之則為負，它也密切地與溫度平流相關，暖平流對應正風暴相對螺旋度，冷平流對應負風暴相對螺旋度。它的大小反應了旋轉與沿旋轉軸方向運動的強弱程度(孔等，2005)，在等熵流體中具有守恆性，邊界層流體、湍流、強風暴、熱帶氣旋等都有較強的螺旋結構，對流風暴常發生在螺旋度值大的地方。熱力場與風暴相對螺旋度有內在關係，地面相對螺旋度可視為地轉風或實際風引起溫度平流的一個量度(李等，2005)。

風暴相對螺旋度亦可理解為風暴相對速度與沿風暴相對速度方向水平渦度的大小乘積的總和，水平渦度是水平風垂直風切的產物，其大小與此層的平均風切大小成正比，觀測顯示由於強垂直風切的存在所產生的水平渦度，其數值可比風暴發展前的垂直渦度大100倍(孔等，2005)。部分水平渦度被併入風暴的上升氣流中而產生旋轉效應，通過風暴上升氣流的傾斜作用而轉變為垂直渦度，

而有利於增強風暴的旋轉性，成為旋轉上衝流，隨著沿流線方向水平渦度的增大，上升氣流中心和垂直渦度中心將在同一位置上，使天氣變得更強烈(壽等，2003)。

在風暴移動速度方面：目前計算方法並不統一，Maddox(1976)的M76法估計風暴運動以平均風速75%的速度，移向平均風右側的30°方向。而根據COMET教材之說明，在自動計算SRH值時，假設不計風徑圖的長度或形狀，則固定採取平均風速的75%，移向0至6km平均風向右側30°(30R75)。Davies-Jones(1993)的DJ93法則略加修正之，即如果平均風速小於15m/s，以平均風速的75%，移向0至6km平均風向右側30°(30R75)；否則以平均風速的85%，移向0至6km平均風向右側20°(20R85)(劉健文等，2005)。上述的方法對於北美經典supercell應用效果較好。

此外根據COMET教材之解說，在「直線型」的風徑圖中，預期會同時有左、右兩個移動的超大胞，由0到6km AGL平均風切向量，向左及向右垂直平移3至8 m/s可得到平均風之速度向量端。而若在「曲線型」超大胞移動的風徑圖中，可由0到6km AGL的平均風切向量，向右(風徑圖順時針轉)或向左(風徑圖反時針轉)垂直平移3至8 m/s得平均風之速度向量端。

風暴相對螺旋度在數值計算方面，等於風徑圖上0至3km氣層中風暴相對風向

量所包圍面積的兩倍，當風向順時針轉時，面積元為正，當風向逆時針轉時，面積元為負。一般認為，在0至3km以下氣層中相對於風暴的風速達到10m/s以上，並且風向順轉角度大於90度是強風暴發展的有利條件(周等，2009)，它所對應的SRH為 $2 \times (\pi \times 10^2/4) \doteq 150\text{m}^2/\text{s}^2$ ，Davies-Jones等(1990)將其定為有利於強對流發展的風暴相對螺旋度臨界值。

一般而言，在0至3km以下氣層中相對於風暴的風速達到10m/s以上且風向順轉角度 > 90度是強風暴發展的有利條件(孔玉壽等，2005)。根據Davies-Jones(1990)研究診斷了28個龍捲風個案作成SRH的分類如下：

150 < SRH < 299 弱龍捲風(weak tornadoes)  
300 < SRH < 499 強龍捲風(strong tornadoes)  
SRH > 450 強烈龍捲風(violent tornadoes)

以上的結果表明，SRH並不能決定風暴是否能發展，但它卻指出了特殊風暴在何種「環境風切」中可發展。風暴相對螺旋度用於預報時計算的困難處在於確定預報風暴移動速度。

自1980年代以來，氣象學家將風暴相對螺旋度應用到強風暴的旋轉發展維持機制研究中，因強風暴具有高螺旋度特性，而且穩定的強對流風暴常發生在螺旋度值大的地方。高螺旋度阻礙了擾動能量串級，對超大胞風暴的維持有重要作用(李等，2005)。超大胞風暴的傳播又使得螺旋度的作用達到最佳(周等，



2009)。此外，風暴相對螺旋度對大範圍暴雨有良好的指示意義，且對決定對流風暴類型有重要作用，其大小決定超大胞是否能形成中尺度氣旋。

## 2. 對流可用位能(亦稱對流有效位能；浮力能) ---CAPE

造成災害的強對流一般是一種深厚對流，大氣對流是有效能量之間的相互轉換和釋放，在理論上隱含地反映了對流層大氣總體垂直熱力結構、對流上升運動的潛勢和最大強度，亦即反映了積分厚度和浮力。近年來對流可用位能成為強對流天氣分析預報的重要參數，當氣塊的重力與浮力不相等時，一部分位能可以釋放，轉化為垂直運動的動能。這部分位能，稱為對流有效位能(壽等，2003)，其單位是 $J \cdot kg^{-1}$ 。近年來已成為常用的計算大氣是否發生對流的方法。

從物理意義上而言，對流風暴的強度和類型與風暴環境的熱力結構有密切的關係。而對流可用位能表示在浮力作用下，單位質量氣塊從自由對流高度(LFC)（氣塊溫度超過其環境溫度，氣塊相對於環境是不穩定的高度）上升至平衡高度(EL)（環境溫度超過氣塊的溫度，氣塊相對於其周圍環境是穩定的高度）受環境正浮力累積做的功。亦即測量自由對流層的累積浮力能垂直積分指數。從幾何意義上說，此浮力能量正比於探空分析中T-lnp斜溫圖上的正面積。其單位為 $J \cdot kg^{-1}$  (劉等，2005)，請參見圖4。對流有效位能表達式為式(4) (Rose et al.,

2002)：

$$CAPE = g \int_{LFC}^{EL} \frac{\theta(z) - \bar{\theta}(z)}{\bar{\theta}(z)} dz \quad (4)$$

式(4)中，

$\theta(z)$  是氣塊沿溼絕熱線上升時的位溫

$\bar{\theta}(z)$  是環境位溫

LFC是氣塊的舉升自由對流高度

EL是氣塊的平衡高度

如果忽略氣壓梯度、水負載、混合效應等作用的影響，則CAPE與氣塊最大垂直速度 $W_{max}$ 之間有下列關係： $W_{max} \approx (2CAPE)^{1/2}$

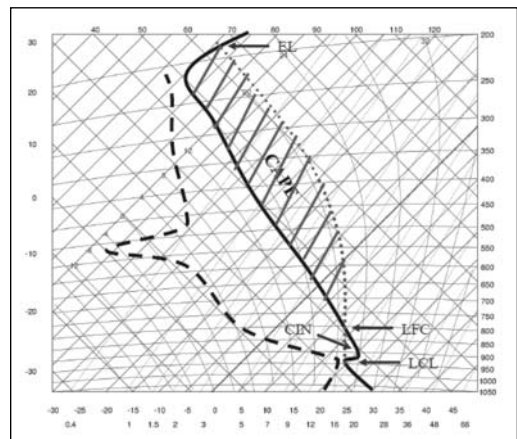


圖4. CAPE是由LFC至EL間的正能區

Fig. 4. CAPE is the positive energy region by the LFC to the EL.

CAPE是氣塊浮力能的垂直積分量，對強對流天氣的發生及落區有不錯的指標作用。但應注意CAPE是一種潛在能量，它是指有可能轉換為對流上升運動的位能，並非一定可以轉換成上升運動。

### 3. 能量-螺旋度指數 --EHI

較強的熱力不穩定和適宜的動力環境是強對流發展的基礎。在引入風暴相對螺旋度作診斷分析時如和天氣形勢分析及其他物理量相結合會有較好的效果，能量-螺旋度指數即若是。較強的熱力不穩定和適宜的動力環境是強對流發展的基礎，能量-螺旋度指數反映了動力和能量對強對流天氣發展的共同效應，它綜合了「動力」和「熱力」兩方面的因子，對強風暴及其類型的預報有指示意義。

John和 Doswell(1992)以及劉玉玲等(1998)指出，強對流天氣既可以發生在低風暴相對螺旋度(SRH小於 $150\text{m}^2/\text{s}^2$ )與高對流有效位能(CAPE $>2500\text{J}/\text{kg}$ )結合的環境中，也可以發生在相反的環境中(SRH $>300\text{m}^2/\text{s}^2$  結合 CAPE $<1000\text{J}/\text{kg}$ )，即兩者之間存在著一種平衡關係。Hart和Korotky(1991)將對流有效位能(CAPE)和螺旋度(H)組合成能量-螺旋度指數(Energy Helicity Index, EHI)，其定義為：
$$\text{EHI} = (\text{SRH} \cdot \text{CAPE}) / (1.6 \times 10^5)$$
，在此SRH為低空0至2km的風暴相對螺旋度。EHI指數為一無因次數，反映了在強對流天氣出現時，對流有效位能與風暴相對螺旋度之間的相互平衡特徵。研究顯示，EHI數值越大，預警著強對流天氣的潛在程度越大(劉等，2005)，出現超級單體和龍捲風的可能性亦較大。

#### (三) 診斷參數之實驗回顧

在引入helicity作診斷分析時，還必需與天氣形勢分析及其他物理量相結合

才會有較好的效果。根據Davies 和Johns (1993)等人之研究，結合了CAPE與helicity，以CAPE當橫軸，0~2km AGL helicity當縱軸，helicity使用風暴移動的20R85/30R75做假設，研究了JDL dataset 242個春季強而猛烈的龍捲風與熱帶氣旋，得出許多強而猛烈的龍捲風與熱帶氣旋出現在「中等SRH值與中等CAPE值」環境下，但也可以出現在「高的SRH值與低的CAPE值」或是「低的SRH值高的CAPE值」之環境下發生。

後來Brooks等(1994)也以CAPE當橫軸，0~3km AGL helicity當縱軸，得到了圖5之結果。

依照Rasmussen和Blanchard(1998)在美國的實驗，以探空將對流風暴分類成一般型(ORD)、超大胞無龍捲風型(SUP)、超大胞有顯著龍捲風型(TOR)，畫出各類型天氣系統的SRH、CAPE及EHI的盒鬚圖(box-and-whisker plot)，結果得到在盒鬚圖中的前75%值，後25%值及中數值均為TOR $>$ SUP $>$ ORD。

此外Davies-Jones(1990)認為EHI大於1時，此種環境指標有利於對流發展為超大胞。

### 三、資料收集及研究應用

臺灣地區劇烈天氣型態有其獨特性，這種傾向於中小時空尺度系統變化較快速，要完整掌握對流風暴系統時刻的精確變化較為複雜，目前雖已有都卜勒雷達等儀器可直接計算風暴相對螺旋度等

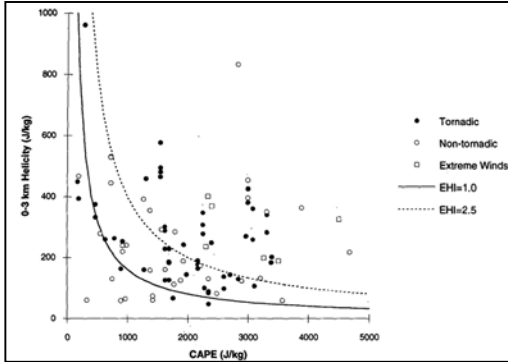


圖5. CAPE-HELICITY 圖(用0-3 km storm-relative helicity)：顯示當環境為龍捲風型、非龍捲超大胞型、極端風型下之EHI (EHI -Davies 1993),實線等值線代表EHI=1.0, 虛線等值線代表EHI=2.5 (取材自Brooks et al., 1994)。

Fig. 5. Figure of CAPE-HELICITY (0-3km the storm-relative helicity): shows when the environment is a tornado-type, non-tornado super cell, under extreme wind patterns EHI (EHI - Davies, 1993), the contour of the solid line representing EHI= 1.0, dotted line contour representing EHI= 2.5.(extracted from Brooks, et al., 1994).

參數的量值，但資料較龐雜而細微。本研究是立基於暖季「綜觀大氣環境」下，探討包括風暴相對螺旋度(SRH)、對流可用位能(CAPE)、能量-螺旋度指數(EHI)等物理參數氣候特性之研究，以期建立綜觀大氣環境下，上述物理參數應用於臺灣北部地區之預報概念。

#### (一) 資料來源與蒐集

資料來源係以預報中心日常作業資源為基礎，進行資料之蒐集、品管、分

類、統計及整合。在資料之蒐集方面：統計資料時間範圍主要擷取自2008年至2010年間之WINS天氣資料整合與即時預報系統(Weather Integration and Now-casting System--- WINS)，系統中板橋探空00Z與12Z的SRH、CAPE資料作研究，亦有擷取非00Z與12Z而屬於加強觀測期間的資料。

#### (二) 研究方法及途徑

本研究統計對象是以較強對流風暴系統為主，因此在做資料篩選之時，回波強度基本上是選擇大於等於30dBz時才納入統計研究對象。在研究設計方面，將天氣類型概分為「西南風至偏南風型」(SW-S風型)、「熱帶氣旋型」(此處定義為熱帶氣旋中心路徑須通過板橋探空站半徑300km以內)、「非SW-S風型」以及「回波強度大於等於40dBz」來做統計。

在統計方面亦參考了國外文獻做法，採用盒鬚圖(box-and-whisker plot)分析法，以利顯示臺灣北部地區不同天氣類型之特性。

為找出並SRH與CAPE的關係，繪製了臺灣北部地區2008年至2010年「SW-S風型」、「TC環流風型」、「非SW-S風型」以及「回波強度大於等於40dBz」共計197個個案之SRH與CAPE關係圖，並繪出EHI曲線圖。

此外為尋求較佳的模式，使研究具作業上的實用性，本研究統計了2011年3至4月間板橋上空幾種重要模式探空之SRH初始資料(OBJ)校驗，以及6hr、12hr模式

預報資料校驗，以找出計算SRH較佳的模式。

在對流風暴SRH的數值資料方面，均是根據「天氣資料整合與即時預報系統」(Weather Integration and Nowcasting System; WINS)自動計算的結果，其方法基本上是根據Davies-Jones等(1990)定義風暴相對螺旋度之公式【式(3)】，而在WINS系統的讀取方法，就是利用位於探空圖左下部方塊圖中有一「\*」形記號，「\*」形記號所在的位置可用虛線【此虛線其物理意義是0到3km熱力風(上層實際風－下層實際風)之方向】內插讀值而得。

在對流風暴移動速度方面：Maddox(1976)的M76法估計風暴運動以平均風速75%的速度，移向平均風右側的30°方向。另根據COMET教材之說明，在自動計算SRH值時，假設不計風徑圖(hodograph)的長度或形狀，則固定採取平均風速的75%，移向0至6km平均風向右側30°(30R75)。本研究的風暴移動速度是根據WINS系統自動計算的結果，方法與Maddox(1976)的M76法和COMET教材方法相同。

而在CAPE之數據資料取得方面，是以WINS系統中探空資料自動估算的數值資料為本。計算CAPE過程時考慮到了「月平均最高氣溫」、「月平均最低氣溫」、「月日照反射率」、當時的水氣狀況等以作參數調整。

至於CAPE數據資料品質方面：由於在計算CAPE值時，垂直溫度剖面型態的正確性影響到正能區值之正確性甚大，因此本研究考慮了下列兩種篩選機制以確保取得的探空資料之CAPE計算值不至於誤差太大：

1. 同一時間板橋探空資料之地面溫度若與板橋測站地面溫度差距大於1.0度時，則該筆資料會被濾除掉不予採用。
2. 由WINS計算的當日板橋探空推估高溫若與板橋站地面觀測實際最高氣溫差距大於2.0度時，該筆資料會被濾除掉不予採用，以免推算的CAPE與實際誤差太大。

### (三) 統計分析結果及應用

本研究共計蒐集了2008年至2010年暖季(4月至8月)197個不重複個案，各種統計結果以圖形呈現如下：

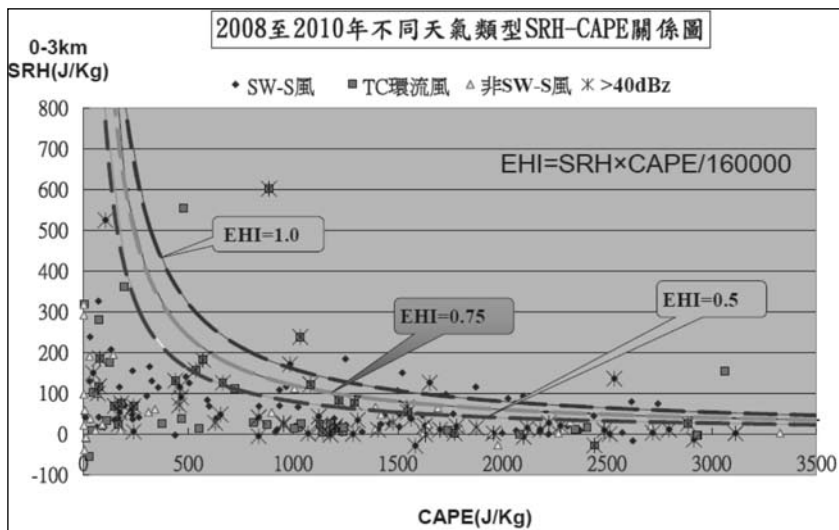


圖6. 2008年至2010年不同天氣類型SRH-CAPE關係圖。

Fig. 6. SRH-CAPE diagram of various weather patterns (during the survey period from 2008 to 2010).

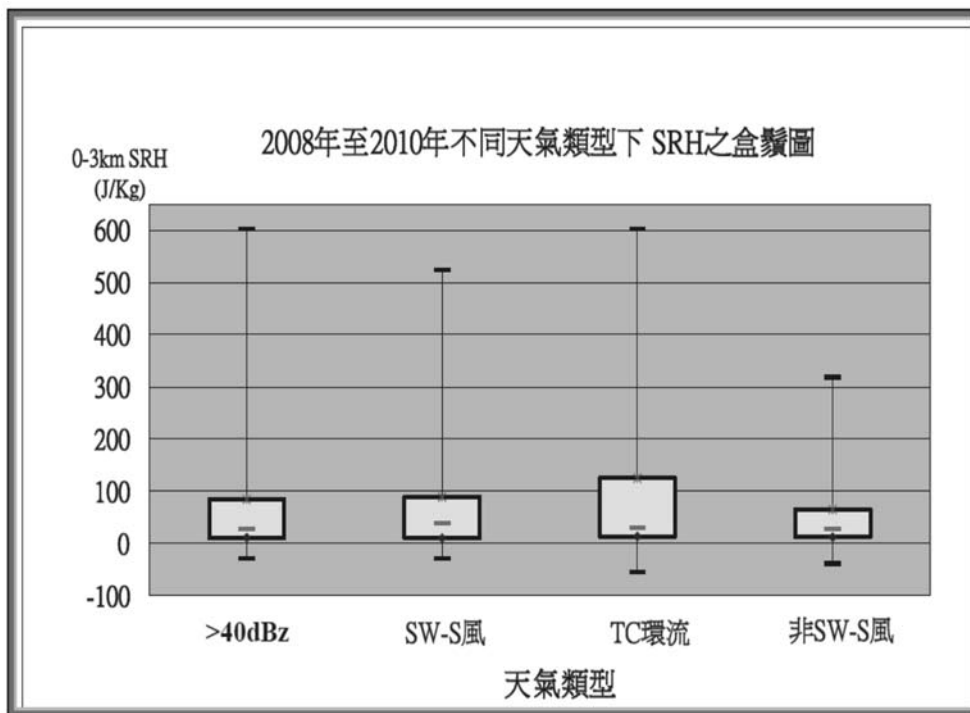


圖7. 不同天氣類型下SRH之盒鬚圖(統計期間：2008年至2010年)。

Fig. 7. SRH of the box-and-whisker plot of various weather patterns ( during the survey period from 2008 to 2010).

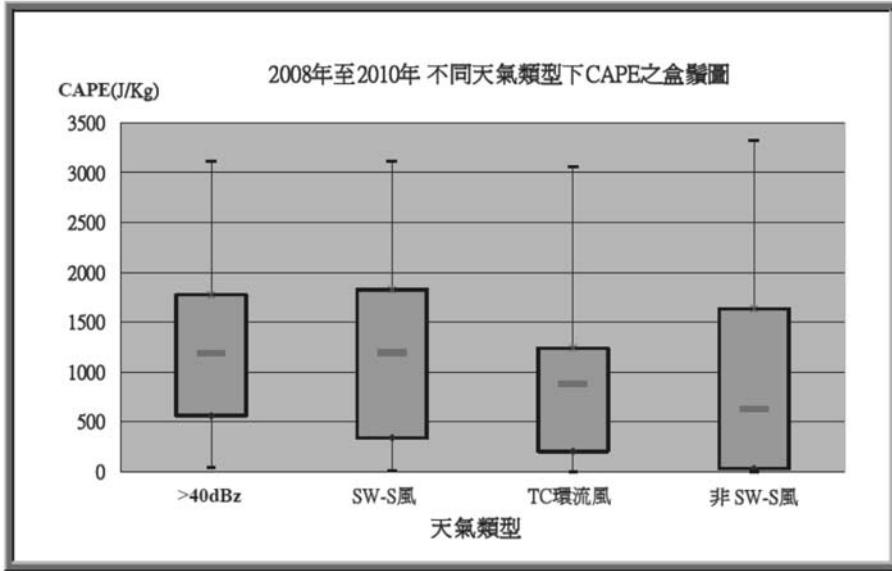


圖8. 同圖7，但為CAPE。

Fig. 8. Same as Fig.7, except for CAPE.

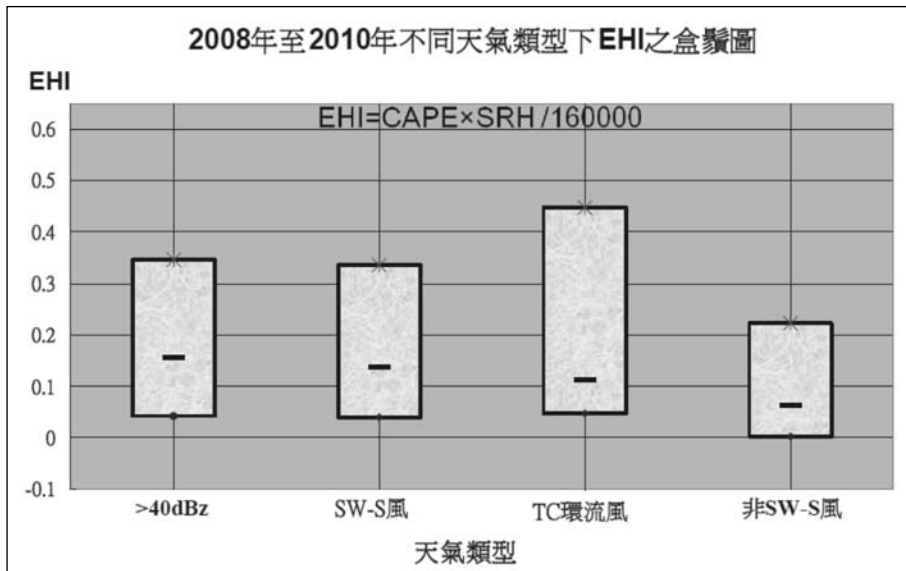


圖9. 同圖7，但為EHI。

Fig. 9. Same as Fig.7, except for EHI.

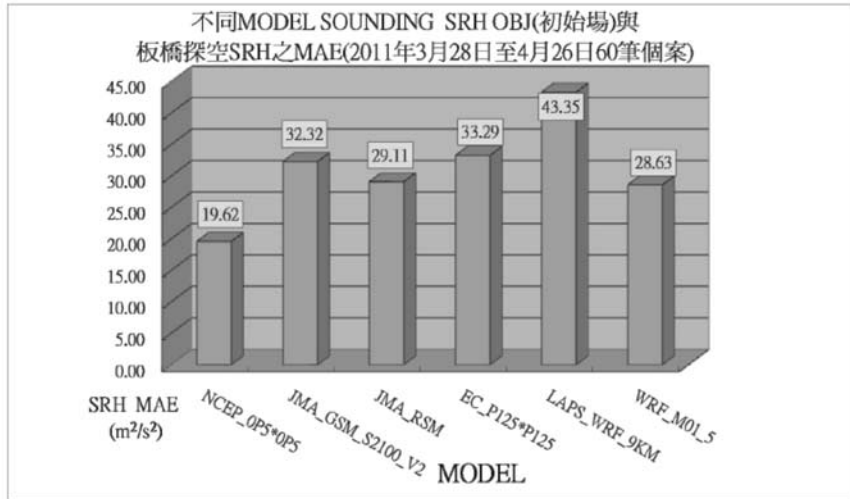


圖10. 不同模式探空SRH 初始場與板橋探空SRH 之MAE(從2011年3月 28日至2011年4月26日，總計60個案)。

Fig. 10. SRH mean absolute error (MAE) between various models objective data sounding and Banqiao sounding. (during the survey period : from March 28, 2011 to April 2011, 26, a total of 60 cases).

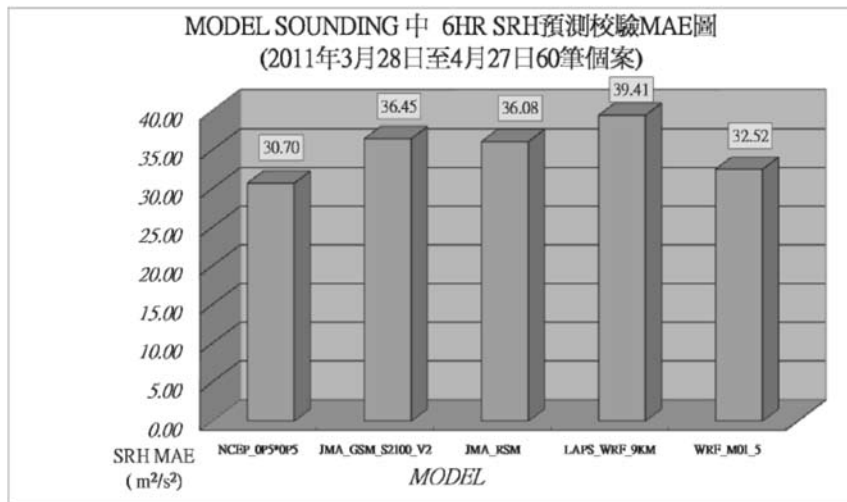


圖11. 不同模式探空SRH 6小時預報場與板橋探空SRH 之MAE(從2011年3月 28日至2011年4月 27日，總計60個案)

Fig. 11. SHR 6 hour forecast of mean absolute error (MAE) between various models objective data sounding and Banqiao sounding. (during the survey period : from March 28, 2011 to April 2011, 27, a total of 60 cases).

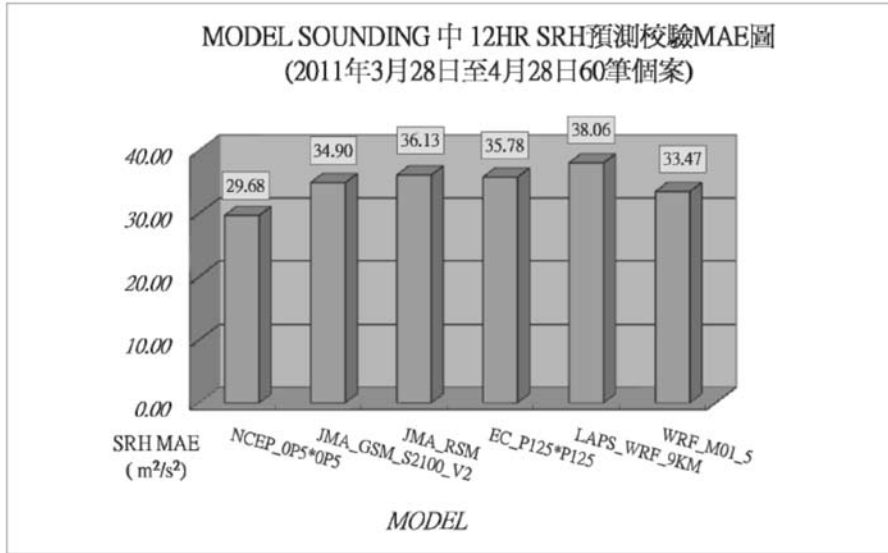


圖12. 同圖11，但為12小時預報之MAE(從2011年3月28日至2011年4月28日，總計60個案)。

Fig. 12. Same as Fig 11, except for SHR 6 hour forecast of MAE. (during the survey period : from March 28, 2011 to April 2011, 27, a total of 60 cases).

本研究參酌國內外文獻資料以及氣象預報中心實務作業經驗，歸納整理獲致了下列應用概念：

1. 與水平渦度向量平行之「沿向流」(streamwise)才能有效的貢獻到SRH，垂直風切可增進水平渦度。與水平渦度向量垂直之「垂直沿向流」(cross-wise)則否。
2. WINS系統中storm motion之0至6km平均風速(mean flow)求法可利用幾何重心來求得速度向量。風暴之移向與移速簡化求法是以「0至6km的mean flow」 $\times 0.75 =$ 風暴移速；「0至6km的mean flow」順轉30度角 = 「storm 移向方位角」。水平渦度向量與不同高度層的垂直風切向量形成正交(圖

14)。至於對流風暴SRH在WINS中詳細求法步驟如下：

- (1) 找出storm-relative wind vectors 0 km至3 km掃描面積之幾何「重心」當作0km至6km之平均風(mean wind) 向量。
- (2) 計算SRH值時，以1976年Maddox 30R75法採取0km至6km平均風的75%作為風暴之移速，移向為0至6km平均風速往右順轉30°，即可定出風暴中心的位置向量(在WINS風徑圖中，風暴中心顯示符號為「\*」)，由「風徑圖原點」指向風暴中心「\*」處，即為風暴移動之速度向量。
- (3) 以\*為基準，由WINS 風徑圖中相



互平行的虛線 (虛線乃平行於0km至3km熱力風之方向)內插即可得風暴的SRH值。

3. SRH在數值計算上等於風徑圖上0至3km氣層中風暴相對風向量所包圍面積的兩倍。當風向順時針轉時，面積為正，當風向逆時針轉時，面積為負。
4. 依照本研究的結果，不同天氣類型之SRH-CAPE關係圖分佈型態狀似直角雙曲線 $y=1/x$ 在第一象限的曲線圖形，可以發現臺灣北部地區許多對流風暴出現在「中等SRH值與中等CAPE值」環境下，也可以出現在「高的SRH值與低的CAPE值」或是「低的SRH值高的CAPE值」之環境下發生。
5. EHI 指數反映了在強對流天氣出現時，對流有效位能(CAPE)與風暴相對螺旋度(SRH)之間的相互平衡特徵。而EHI 數值越大，強對流天氣的潛在程度越大。本研究由EHI(能量-螺旋度指數)圖形得知，在統計的197個強降水回波個案中， $EHI \geq 1$ 的共有16/197 (佔總個案0.081%)； $EHI \geq 0.75$ 的則共有17/197 (佔總個案0.086%)，其中以SW-S風型佔12例為最多，TC環流風型佔5例。因此，根據本研究結果顯示，當臺灣北部地區 $EHI \geq 0.75$ 時，此種環境已有利於對流風暴發展(圖6)。而 $EHI \geq 0.50$ 的共有32/197 (佔總個案0.162%)。研究顯示臺灣北部對流風暴的EHI值普遍要小於Brooks等(1994)做

的研究，以及Davies-Jones(1990) 所研究的龍捲風個案值。

6. 由研究結果統計出四種類型天氣的SRH、CAPE及EHI的盒鬚圖。在SRH方面：「SW-S風」之中數值為最高，「TC環流風」在前75%值比其他類型都要高(圖7)。在CAPE方面，「SW-S風」之中數值最高，前75%值亦最高(圖8)。在EHI方面，「SW-S風」與「 $>40dBz$ 型」之中數值均屬較高，但差異不大；「TC環流風」的前75%值比「 $>40dBz$ 型」、「SW-S風」、「非SW-S風型」都要高(圖9)。
7. 關於模式的SRH 初始場，經60個2011年春季個案之校驗，結果以NCEP\_0P5\*0P5模式之MAE為最小，表現最穩定，其次為WRF\_M01\_5模式(圖10)。而模式SRH預報場經60個2011年春季個案，以NCEP\_0P5\*0P5模式預報在6HR及12HR之MAE均為最小，模式表現較佳，其次為WRF\_M01\_5 模式(圖11及圖12)。因此在日常作業中，可善加運用NCEP\_0P5\*0P5模式來輔助預報。
8. WINS系統中之風徑圖中有0至6km的駛流，即平均風(AVG WIND)資訊。以「S-SW風」型為例，暖季臺灣常位於S-SW風對流胞風切下風處(down-shear)，易產生低壓環境【起因於式(1)的線性動力項特性】；又S-SW風沿向渦度較大，此時垂直氣壓擾動與渦度擾動有高度正相關【起因於式(1)

的非線性項特性】。風暴內流的強度是強大旋轉上衝流發展的關鍵因素。當風暴相對內流平行於環境水平渦度向量，或垂直於環境的風切向量時，即具有旋轉上衝流之特性。由統計研究顯示，在臺灣北部暖季時「S-SW風」大致符合了平行水平渦度向量且垂直於環境風切向量的特性，其暖平流對應正的SRH，CAPE值亦高。因此若S-SW風強，旋轉上衝流亦強，順轉風切所圍成的面積亦較大，0至3km SRH的能量就會較高。另由個案研究得知，鋒面通過前低層之S-SW風常較強，而臺灣北部海面的風場配置一般是近地面吹E-SE風，850hPa吹W-NW風，因此低層水平渦度向量按照右手定則，會指向N-NE，低層沿向渦度較大，因此鋒面過境前，SRH能量逐漸增加達到最大，在SRH最大值發生數小時內，便會出現較強降雨，而在鋒面通過後臺灣北部風向轉為北至東北風，SRH值便會迅速下降。

#### 四、討論及建議

本研究資料是以綜觀尺度探空資料為基礎，因此時空的解析度較低是其限制。而較好之各個高度層的時空解析度風向、風速資料可經由都卜勒氣象雷達來獲得，若能直接應用都卜勒氣象雷達計算的資料來加以佐證，則分析將可更臻完備。現今美國NCAR所發展的自動化即時預報(Auto-NowCaster; ANC)系統，

引進包括都卜勒氣象雷達之資料，提供了短時(0到1小時)約10分鐘一筆格點分析資料，若能應用於臺灣複雜地形，對雷暴之初始、成長與減弱當能有較好的結果，且對CAPE，SRH之使用亦有幫助。

關於模式SRH預報場是以NCEP\_0P5\*0P5模式預報在6hr及12hr之MAE為最小，表現較佳，因此建議在日常作業中，可參考NCEP\_0P5\*0P5模式來協助預報。

利用SRH、CAPE及EHI對於多數天氣系統可作出簡易而準確的定性判斷也能提供更精確的定量計算，因而其在實際業務工作中建議可更廣泛的善加應用。例如：用來判斷梅雨期間臺灣地區發生豪大雨的預測指標核對表(CHECK-LIST)可考慮加入SRH及EHI指數。

#### 五、結論

本文統計分析2008年至2010年間197個降雨個案，歸納不同天氣型態之個案，研究結果發現SRH、CAPE及EHI等參數分析及預報在臺灣北部地區在實際業務短期預報方面有着不錯的應用價值，其中結合性參數EHI要較單一參數SRH、CAPE更具指標意義，其變化特徵與天氣類型間關係密切，宜善加推廣應用。茲將本研究所獲得的重要指引及結論歸納如下：

(一) 依據文獻資料之彙整，可將產生SRH之物理機制整理如圖13



圖13. SRH的物理機制程序圖

Fig. 13. The SRH physical mechanism process map.

- (二) 在風徑圖上各種向量關係示意歸納如圖14。其中★星狀符號是「對流風暴」最易發生之位置，圖14顯示風暴移向是方位角230度，移速為20 KTS。
- (三) 「S-SW風」無論在SRH、CAPE及EHI定性及定量方面均屬於較高的天氣類型。
- (四) SRH-CAPE關係圖呈直角雙曲線 $y=1/x$ 在第一象限的曲線圖形。臺灣北部地區對流風暴可出現在「中等SRH值與中等CAPE值」環境，也可以出現在「高的SRH值與低的CAPE值」

或「低的SRH值高的CAPE值」之環境。當臺灣北部EHI大於或等於0.75時，即有利於對流風暴發展。

- (五) 模式的SRH 初始場，以NCEP\_0P5\*0P5模式之平均絕對誤差(Mean Absolute Error; MAE)為最小。而模式SRH預報場亦以NCEP\_0P5\*0P5模式預報在6HR及12HR之MAE為最小，模式表現較佳，其次為WRF\_M01\_5模式。
- (六) 由個案研究得知，鋒面通過前低層S-SW風較強，SRH能量會逐漸增加達到最大，在SRH最大值發生數小時

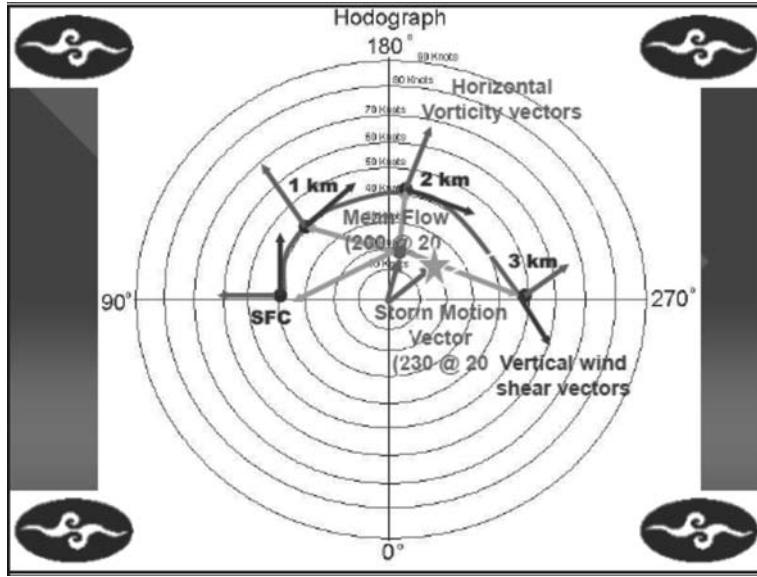


圖 14. 風徑圖中之各種向量關係圖  
 Fig. 14. Various vector relations in the hodograph.

內，便會出現較強之降雨。在鋒面通過後，風向轉為N-NE風，SRH值隨即迅速下降。

- (七) 由個案研究得知，臺灣北部地區之對流風暴包括「TC環流風型」及「SW-S風型」風徑圖定性上以順轉型居多；而「非SW-S風型」及「午後雷陣雨型」則不一定是順轉型。
- (八) 由個案研究得知，在水氣條件豐沛及低的CIN值及沉降作用之情況下，午後雷陣雨型與高的CAPE值關聯性大，而此時SRH量值可以很小，甚至可以為負值。
- (九) 有關天氣型態與SRH、CAPE及EHI之間定性關係請見表1。

## 六、致謝

本研究得以順利完成，必須感謝前預報中心主任吳德榮，現任教於臺大，講授「天氣預報理論與實務」，並於華視擔任氣象主播，其豐富的預報經驗和清晰的思路方向，猶如暮鼓晨鐘，啟發了我的靈感。此外，同事蔡甫甸熱心提供的寶貴建議及劉志信的協助也使我受益良多，謹此致上最深之謝忱。

## 七、參考文獻

丁一匯, 2005年2月: *高等天氣學*, 第二版, 氣象出版社, 北京, 409  
 孔玉壽、章東華, 2005年3月: *現代天氣預報技術*, 第二版, 氣象出版社, 北京, 115

表1. 天氣型態與SRH、CAPE及EHI之定性關係。

Table 1. Weather patterns qualitative relationship between SRH, CAPE and EHI.

型態	參數	SRH	CAPE	EHI
	特性或趨勢			
冷鋒過境前		上升	上升	上升
冷面過境後		下降	下降	下降
SW-S風型		大	大	大
TC環流風型		最大	中	大
非SW-S風型		不定	不定	不定
午後雷陣雨型		小	大	中或大

李耀東、劉健文、高守亭,2005年2月: 螺旋度在對流天氣預報中的應用研究進展, *氣象科技*, Vol. 33, No. 1.

伍榮生主編, 1999: *現代天氣學原理*, 氣象出版社, 北京, 295~297

伍榮生、談哲敏, 1989: 廣義渦度與位勢渦度守恒定律及應用, *氣象學報*, 47(4), 436-442

伍榮生, 1990: *大氣動力學*, 北京, 氣象出版社, 96-101

石燕茹、壽紹文、王麗榮、楊榮珍等, 2011: 風暴相對螺旋度與強對流天氣類型的關係分析(J), *氣象與環境學報*, 27(1): 65-71

周后福、鄭媛媛、李耀東、邱明燕等, 2009年4月: *強對流天氣的診斷模擬及其預報應用*, 氣象出版社, 北京 2-4

陸漢城、楊國祥, 2004年2月: *中尺度天氣原理和預報*, 第二版, 氣象出版社, 北京, 256

章國材, 2011年11月: *強對流天氣分析與預報*, 氣象出版社, 北京, 63-64

章國材、矯梅燕、李延香等, 2007年7月: *現代天氣預報技術和方法*, 氣象出版社, 北京, 122-123

張泉湧, 2001年6月: *中尺度氣象學*, 國立編譯館, 臺北市, 135-136

陳泰然, 1990年1月: *中尺度氣象學(講義)*, 中央氣象局科技中心, 臺北市, 92-97

陳華、談哲敏、1999: 熱帶氣旋的螺旋度特性, *熱帶氣象學報*, 15(1): 81-85

劉式達、劉式適, 2011: *大氣渦旋動力學*, 北京, 氣象出版社, 196

劉玉玲、李耀東、張方友等, 1998: *與冰雹*

- 預報有關的幾個新物理參數, *航空氣象科技*, 1998(No. 6), 4-12
- 劉健文、郭虎、李耀東、劉還珠、吳寶俊, 2005年6月: *天氣分析預報物理量計算基礎*, 氣象出版社, 北京, 130-132
- 劉式適、劉式達, 1997: 大氣運動的螺極分解及Beltremi流[J], *大氣科學*, 21(2): 151-160
- 壽紹文、勵申申、姚秀萍, 2003年8月: *中尺度氣象學*, 氣象出版社, 北京, 287-290
- 壽紹文、勵申申、壽亦萱、姚秀萍, 2009年2月: 普通高等教育“十一五”國家級規劃教材, *中尺度氣象學*, 第二版, 氣象出版社, 北京, 244
- 壽紹文、勵申申、壽亦萱、姚秀萍, 2009年2月: *中尺度大氣動力學*, 高等教育出版社, 北京, 284-292
- 鄭峰, 2006: 螺旋度應用研究綜述[J], *氣象科技*, 34(2): 121
- Brooks, H. E., C. A. Doswell III, and J. Cooper, 1994a: On the environments of tornadic and nontornadic mesocyclones. *Wea. Forecasting*, Vol. 9, No. 4. (1 December 1994), 614.
- Browning, K.A., 1964: Airflow and precipitation trajectories within severe local storms which travel to the right of winds. *J. Atmos. Sci.*, 21, 634-639.
- Cooperative Program for Operational Meteorology, Education and Training (COMET) 教材
- Davies-Jones, R. P., D. Burgess, and M. Foster, 1990: Test of helicity as a tornado forecast parameter. Preprints, 16th Conf. on Severe Local Storms, Kananaskis Park, AB, Canada, *Amer. Meteor. Soc.*, 588-592.
- Davies J M, Johns R H. 1993. Some wind and instability parameters associated with strong and violent tornadoes. Part I; Wind shear and helicity. The Tornado: Its Structure, Dynamics, Prediction, and Hazards. *Geophys. Monogr. No. 79 Amer. Geophys. Union*, 573-582.
- Droegemeier, K.K., S.M. Lazarus, and R. Davies-Jones, 1993: The influence of helicity on numerically simulated convective storms. *Mon. Wea. Rev.*, 121, 2005--2029.
- Fujita, T., 1965: Formation and steering mechanisms of tornado cyclones and associated hook echoes. *Mon. Wea. Rev.*, 93, 67-78.
- Hart J A, Korotky. 1992. The SHARP Workstation. A Skew T-hodograph analysis and research program. NOAA/NWS Forecast Office, Charleston, WV, 30pp.
- Houze, Robert A., M. I. Biggerstaff, S. A. Rutledge, B. F. Smull, 1989: Interpretation of Doppler Weather Radar Displays of Midlatitude Mesoscale Convective Systems. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 70, 608-619.
- James R. Holton, 2004: *An Introduction to dynamic Meteorology* Fourth Edition,

- 303,304.
- Joseph B. Klemp, 1987: Dynamics of tornadic thunderstorms (handout).
- Lemon, L.R., and C.A. Doswell III, 1979: Severe thunderstorm evolution and mesocyclone structure as related to tornadogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, 107, 1184-1197.
- Maddox R A. 1976. An evaluation of tornado proximity wind and stability data. *Mon. Wea. Rev.* 104, 133-142.
- Markowski, P.M., E. Rasmussen, J. Straka, R.P. Davies-Jones, Y.P. Richardson, and R. J. Trapp, 2008: Vortex Lines within Low-Level Mesocyclones Obtained from Pseudo-Dual-Doppler Radar Observations. *Monthly Weather Review*, 136, 3513-3535.
- Newton C W., 1967: Severe Convective Storm, *Advances in Geophysics*, Vol. 12, 257-308.
- Paul Markowski and Yvette Richardson, 2010: Mesoscale Meteorology in Mid-latitudes, 201-244.
- Rasmussen, Erik N., David O. Blanchard, 1998: A Baseline Climatology of Sounding-Derived Supercell and Tornado Forecast Parameters. *Wea. Forecasting*, 13, 1148-1164.
- Rose, S. F., P. V. Hobbs, J. D. Locatelli, and M. T. Stoelinga, 2002: Use of a mesoscale model to forecast severe weather associated with a cold front aloft. *Wea. Forecasting*, 17, 768.
- Steven Lazarus, Spring 2011: MET MET4306\_05c\_11 Dynamic Meteorology II, Florida Institute of Technology College of Engineering DEPARTMENT OF MARINE AND ENVIRONMENTAL SYSTEMS.
- Woodall G R. 1990: Qualitative forecasting of tornadic activity using storm-relative environmental helicity. Preprint, *16<sup>th</sup> Conference on Severe Local Storm*, 311-315.

# An Applied Study on SRH, CAPE, and EHI to Convective Storm Forecast over Northern Taiwan

Ding-Yi Lin

Central Weather Bureau, Taiwan, R.O.C.

## ABSTRACT

Convective storms (CSs), characterized by limited spatial and temporal scales, are among the weather systems that primarily cause meteorological disasters in Taiwan. Despite CSs' profound impact, weather forecasters have restricted ability to issue early warnings of them. As a result, to fully understand how CSs are triggered and how they can be correctly forecasted in advance is definitely a very important issue. Storm Relative Helicity (SRH), Convective Available Potential Energy (CAPE), and Energy-Helicity Index (EHI) are significant parameters that are commonly utilized by weather forecasters as tools in prediction and scientific research on torrential rain events; but few studies have proceeded about systematically analyzing and applying these parameters in connection with the characteristics of CSs. Accordingly, this investigation employs the routinely operational information from the Weather Forecast Center at the Central Weather Bureau as a basis for CS forecast research, so as to improve the short-term forecast ability and thus to prevent and mitigate related disasters.

In this study, SRH, CAPE, and EHI are utilized to investigate the climatological characteristics of CSs to attempt to construct a conceptual model for CS prediction under certain synoptic meteorological conditions over northern Taiwan. The associated essential concepts and theories are reviewed first, and then, after quality control being conducted, statistical techniques are applied to the collected data. Verifications on the initial condition and 6-hr and 12-hr forecasts are also made for the SRH based on the sounding data by major numerical models. The primary results indicate that SRH, CAPE, and EHI have great potential in the short-term prediction for CSs over northern Taiwan and can be further promoted in the operational forecast.

**Key words:** Storm Relative Helicity (SRH), Convective Available Potential Energy (CAPE), Energy-Helicity Index (EHI), supercell, streamwise, crosswise, hodograph, box-and-whisker plot.