

近期颱風研究之回顧

郭鴻基¹ 林李耀¹ 陳怡良²

¹國立台灣大學大氣科學研究所

²中央氣象局

(中華民國九十三年二月三日收稿；中華民國九十三年八月五日定稿)

摘 要

近十年颱風重點研究已從過去數十年之「軸對稱動力」轉變為重視中尺度現象之「非軸對稱動力」，並且開始重視颱風問題與氣候變遷的交互作用。本文除回顧 Ooyama 論文之承先啓後「軸對稱動力」重要科學觀念外，並討論颱風侵台基本問題，從而討論詮釋我們實驗室近期在「非軸對稱動力」範疇內颱風研究成果。

本文討論包括(1)賀伯颱風橢圓形颱風眼動力研究，(2)颱風渦旋合併動力探討研究，(3)西北太平洋熱帶渦旋連續生成動力研究，(4)地形影響颱風渦旋研究，(5)異質大氣位渦方程式，(6)赤道百年一見「畫眉」颱風以及(7)雙颱風眼牆生成動力等研究成果。

關鍵詞：軸對稱動力，非軸對稱動力

一、前 言

颱風是自然界最具破壞力的天氣系統，也是影響台灣最重要的災變天氣。根據民國 74 年至 83 年的 10 年統計顯示，氣象災害所導致的經濟損失高達 1,714 億元，其中颱風即佔全部損失之 77%。隨著台灣國家經濟生活水準的進步，台灣土地開發過於頻繁，因此颱風伴隨的豪雨更成為另一個重要的災害來源；例如民國 85 年

的賀伯颱風、86 年的溫妮與安珀颱風、以及 87 年的瑞伯與芭比絲颱風，豪雨造成台灣數十到數百億的經濟損失及人員傷亡。而民國 90 年的桃芝颱風，更為歷經九二一大地震之中部山區帶來嚴重的土石流，造成兩百多人死亡，為近三十年來最多人員傷亡之颱風。颱風雖然為台灣帶來災害，但颱風所帶來的雨量亦是台灣地區最重要的水資源。以民國 84 年為例，許多颱風過門而不入，因此全省水庫貯水量持續下降，

缺水問題使得政府必需以農業休耕、工業與民生限電等措施因應，嚴重影響經濟活動發展。此外，民國 84 年 9 月 22 日也由於對賴恩颱風的暴風半徑大小掌握不夠，使得台灣大部分地區放了一個無風的颱風假，造成業界相當的經濟損失。總之，颱風對台灣地區可以造成直接與間接影響，對於災害防治、經濟生產、民生活動、水資源規劃的重要性與時俱增。因此如何加強對颱風之研究、瞭解，提昇對颱風之預報能力，是國內大氣科學界責無旁貸的研究議題。颱風研究大致上可以分為四個領域：一、路徑的問題；二、生成的問題；三、發展與維持問題；四、颱風與氣候。我們過去十年因國科會支援從事颱風研究，僥倖有些成果，在大氣學界重要學術期刊發表多篇論文；除獲得國科會傑出特約獎勵外，並多次應邀至日本與美國學術機構演講、教學，在此借學會八十週年慶撰寫本文，針對颱風研究提出個人淺見，學海無涯，討論必然有所不足，掛一漏萬處，尚請讀者見諒。

二、回 顧

甲、發展與維持

在 1990 年代以前的半個世紀，颱風之研究多著重在軸對稱的動力過程；目前學界對颱風的基本瞭解大都奠基於 1968 年 Ooyama 劃時代之颱風研究論文。在 Ooyama 論文裡在「軸對稱動力」架構下，他強調了以下六個和颱風息息相關的重要的科學問題與觀念，這些科學問題與觀念即使以今天眼光來看，不僅絲毫未見過時，而且許多大方向至今仍是大氣科學仍未解決重要研究課題。以下總結 Ooyama 提出的觀念：

(一) 颱風的發展與維持是依賴「對流雲

尺度」和「颱風渦旋尺度」之互相合作、相輔相成；也就是渦旋切向風的「主環流」與由潛熱與摩擦力驅使徑向風的「次環流」交互作用的颱風動力問題；颱風能量來源為雲潛熱，和中緯度斜壓系統不同。

(二) 海氣交互作用是颱風的發展與維持所必須的，颱風的維持不可能僅依賴存在於大氣既有的「對流可應用位能」，但是目前學界對颱風強度高速流場下海氣交互作用過程及熱通量計算，海洋邊界層厚度對颱風強度維持的重要性，颱風對海洋生物及海洋環流之影響，這些問題仍有待深入瞭解；

(三)「組織性對流」對颱風的重要性，研究上可以「對流雲尺度」和「颱風渦旋尺度」雙尺度分析颱風動力；「颱風渦旋尺度」如何掌控「對流雲尺度」，以及「對流雲尺度」如何反饋「颱風渦旋尺度」這樣的問題；這個基礎問題就是大氣科學未解決模式積雲參數化的問題；

(四) 颱風的生成、發展與維持是非線性問題，大氣渦旋對於濕對流之反應是非線性的；在生成問題裡下列因子的作用仍有待更清楚的澄清：(1) 中層大氣濕度，(2) 季內震盪，(3) 垂直風切，(4) 海洋扮演之角色。

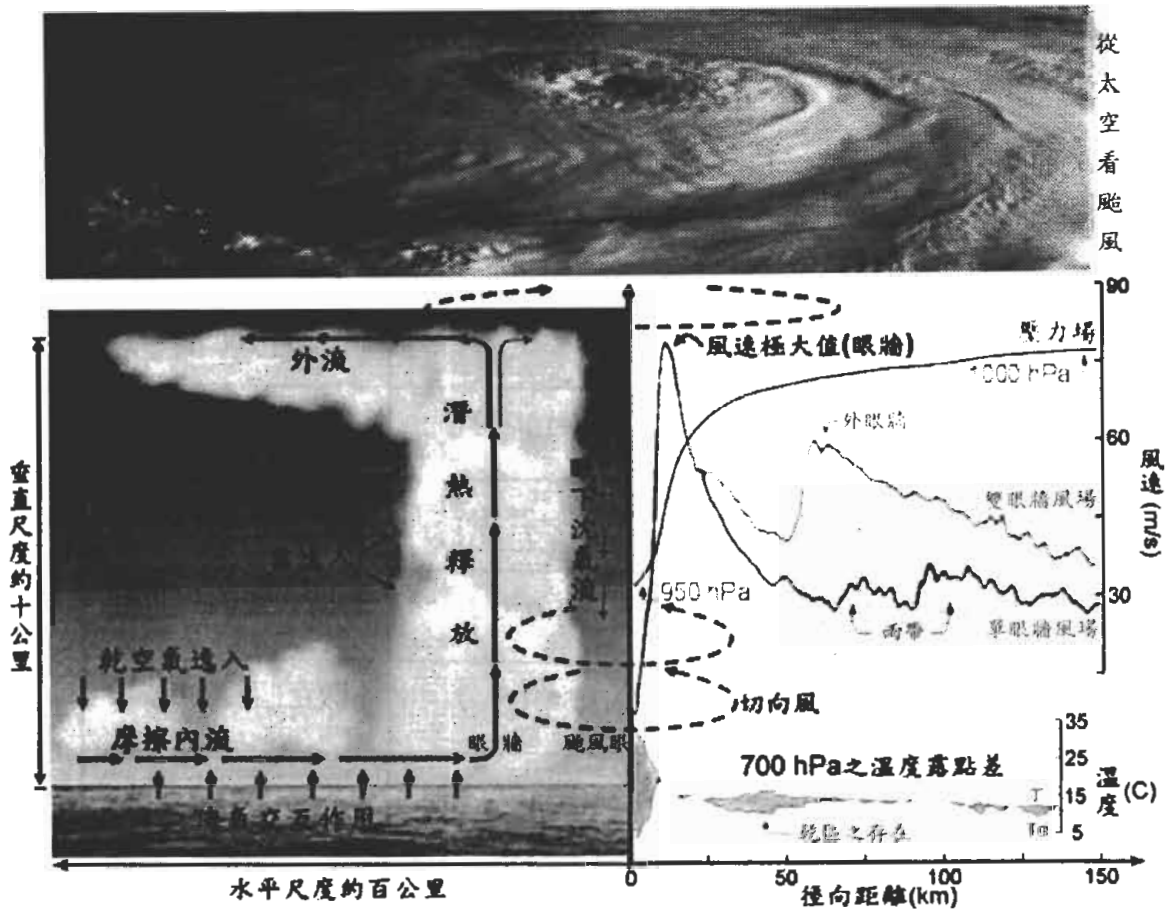
(五) 邊界層頂乾空氣的「逸入」是影響海氣交互作用十分重要的因素，模式如何處理邊界層頂乾空氣的「逸入」過程，以及邊界層亂流參數化，也是大氣科學懸而未解的重要問題；

(六) 颱風發展需要深層的內流，也就是邊界層以上大氣亦需有內流才能有旋生，深層的內流及渦旋內縮加強之物理因素仍是有趣科學問題，可能之因素或許為深對流雲之雲側逸

入（雲側逸入或雲頂逸入此問題也仍為積雲動力與參數化未解決問題），或是渦旋眼牆正壓不穩度所造成。

綜合以上認知與討論，並以 Ooyama 論文繪製颱風基本結構如圖一。北半球颱風大致上是外貌似一圓柱體以反鐘向快速旋轉的三維渦旋，一般而言颱風具有軸對稱（正圓形）的環流結構與極強之對流特徵（如眼牆、螺旋狀雨帶等），水平範圍約數百公里，垂直發展侷限在對流層頂（約 15 公里高）內。颱風中心為低壓區，典型氣壓值常在 980 至 950 hPa 左右（註：

歷史上觀測到最強颱風的中心氣壓達 870 hPa），低層（約 1 至 2 公里高度）切向風速可達 50 至 60 ms^{-1} ，同時此低層氣流受摩擦力以及氣壓梯度力影響向颱風中心輻合，形成強度 2 至 3 ms^{-1} 的摩擦內流，此內流於眼牆處急速上升，因此眼牆為颱風內上升運動、降水及潛熱釋放最強區域。眼牆上升氣流受到對流層頂之限制，大部分空氣於高對流層以順鐘向旋轉向外輻散，形成覆蓋著雲層的高層外流區（見圖一上部之雲圖）。另外小部份空氣則向渦旋中心輻合下沉，形成無雲區的颱風眼。此處因下沉增溫形成暖心結構，底層則為微弱之輻散氣流，



圖一 颱風渦旋之對流與環流結構三度空間示意圖。

切向風速亦很小。在此軸對稱的架構下，颱風的維持、加強與眼牆發展及最大風速區內縮過程有密切關係。颱風最主要的能量來源來自海氣交互作用——也就是海洋提供水氣給颱風，水氣在雲內凝結降雨後釋放出極大的潛熱，以提供狂風暴雨的動能來源。圖一右側為典型颱風之切向風場與氣壓場隨距離颱風中心半徑之分佈。如圖所示，颱風在半徑 20 公里處有達 80 ms^{-1} 之最大切向風速，此風速迅速向外遞減，在半徑 50 至 150 公里處風速約為 30 ms^{-1} 左右（見藍線之切向風場分佈），其間風速有部分不規則震盪，即為雨帶等帶狀結構所造成。相對於藍線代表典型單眼牆之切向風場分佈，綠線則呈現典型雙眼牆之切向風場分佈。其和單眼牆之

切向風場（藍線）不同處在於距離中心 60 公里處具有第二最大風速區之結構（即所謂外眼牆所在位置）。此類具內外雙眼牆之颱風，當外眼牆初步形成時，颱風強度常有顯著減弱現象；但當外眼牆逐步向內收縮（並取代內眼牆）時，則見颱風再度緩慢增強。相對於較不平滑的切向風場，海平面氣壓場（紅線）則成一較平滑之分佈，氣壓由外圍之 1000 hPa 降至中心之 950 hPa。同時由 700 hPa 溫度露點差顯示除颱風眼內濕度極小外，在眼牆外也有部分乾燥區域之存在。這些中層乾空氣對颱風強度之維持亦扮演重要之角色，即當這些乾燥空氣因摩擦內流而逸入低層大氣邊界層區域，會減弱颱風之水氣補給；因而使海氣交互作用在維持颱風強度

表一 估計颱風潛熱釋放及其他能量的比較。

能量估計值		備註
賀伯颱風降雨總潛熱能量	10^{20} J	可使台灣整層大氣增溫 100 度
台灣一年用電量	$5 \cdot 10^{17} \text{ J}$	需數百年用電量才相當
全世界核子彈爆炸釋放能量	$2 \cdot 10^{19} \sim 2 \cdot 10^{20} \text{ J}$	與賀伯颱風同等級
核戰後燃燒釋放能量	$2 \cdot 10^{20} \text{ J}$	與賀伯颱風同等級
地球一天接受的太陽能量	$1.5 \cdot 10^{22} \text{ J}$	數百個賀伯颱風
Tunguska 隕石撞地球 (西元 1908 年，西伯利亞)	10^{16} J	賀伯颱風的萬分之一
火流星撞地球 (恐龍滅絕?)	$4 \cdot 10^{23} \text{ J}$	數千個賀伯颱風

中扮演非常重要的角色。登陸後的颱風則因無海氣交互作用提供水氣，導致潛熱釋放減少而減弱消散。颱風系統包含旋轉渦旋、水氣潛熱釋放、大氣與海洋交互作用等物理過程，且涉及許多不同時間尺度、空間尺度的流體動力學與熱力學。這樣一個高能量的系統，主要的天氣現象包含強風與豪雨：強風伴隨著大量動能，豪雨則帶著大量水氣凝結的潛熱釋放。颱風大量降水累積的潛熱釋放能量是十分驚人的，通常可以比颱風環流具有之總動能大一、二個數量級（10 至 100 倍）。以民國 85 年侵台之賀伯颱風為例，臺灣地區平均雨量約為 300 至 400 公釐，此雨量乘以凝結潛熱（ $2.5 \times 10^6 \text{ JKg}^{-1}$ ）及台灣地區面積後，可得到總能量估計值 10^{20} 焦耳。如此龐大的能量相當於台灣數百年之總用電量，若完全反應在大氣溫度上，可使台灣上空整層大氣增溫 100 度；所幸因為大氣動力調節以及熱力學第二定律限制之緣故，這些能量最後並不會造成局部的增溫。表一為颱風潛熱釋放能量與其他重要事件的比較，有趣的是賀伯颱風所釋放的能量雖可以和全世界核子武器估計爆炸能量相等，但僅及地球每日從太陽吸收能量之百分之一。

乙、路徑與生成

颱風學界對掌控綜觀尺度颱風路徑機制認知建立在「駛流」觀念上，也就是颱風運動特性可以只用一旋轉流體受環境氣流導引（駛流效應）來解釋。我們以下列方程式解釋，以表面壓力 P_s 變數及 σ 座標表示流體連續方程式如下

$$\frac{\partial P_s}{\partial t} = - \int_0^1 \nabla \cdot (P_s \mathbf{V}) d\sigma \quad (1)$$

上式可以利用「均值定理」寫為

$$\frac{\partial P_s}{\partial t} = - \bar{\mathbf{V}}_s \cdot \nabla P_s - P_s \bar{D}, \quad (2)$$

在此

$$\bar{\mathbf{V}}_s = \int_0^1 \mathbf{V} d\sigma, \quad (3a)$$

為深層風場平均(deep layer mean)，也就是所謂的「駛流」，

$$\bar{D} = \int_0^1 \nabla \cdot \mathbf{V} d\sigma, \quad (3b)$$

為「輻散」的深層平均，物理上 \bar{D} 和深對流息息相關。考慮颱風中心為一封閉低壓系統，因此系統移動為壓力極小值區（也就是 $\nabla^2 P_s$ ）之移動；將(2)式取 ∇^2 可得

$$\begin{aligned} \frac{\partial \nabla^2 P_s}{\partial t} = & - \bar{\mathbf{V}}_s \cdot \nabla (\nabla^2 P_s) - \bar{D} (\nabla^2 P_s) \\ & - P_s \nabla^2 \bar{D} - \nabla^2 \bar{\mathbf{V}}_s \cdot \nabla P_s \end{aligned} \quad (4)$$

方程式右側第一項就是受環境氣流導引（駛流效應），第二項為路徑受颱風眼附近深對流影響；第三項為颱風環境對流集中區對路徑影響；第四項為路徑受駛流變化之影響。一般而言在綜觀尺度下代表駛流平流的第一項最重要；其他項可以產生颱風路徑中尺度的變異；這些變異在颱風登陸前後受地形影響下會很重要。

駛流效應解釋了中太平洋的颱風運動多受海洋上長期存在的副熱帶高壓天氣系統環流影響，夏季於中太平洋生成的颱風多為向西或西北方運動，此外目前學界已十分瞭解颱風路徑如何受行星渦度梯度 β 效應影響之基本動力。

以一般熱帶對流生成環境平均狀態而言，在渦度方程式的傾斜項與斜壓項對於渦度尺度

渦度全面性增加較不重要，因此颱風生成問題的主要動力可以僅包含輻散效應渦度方程式說明

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -(f + \zeta) \nabla \cdot \mathbf{V} \quad (5)$$

方程式右側輻散（輻合）場基本上是因為雲簇濕對流而產生；若雲簇的降雨強度是每小時 10 公釐，則可以為整層大氣增溫約 2.5 度；但因為熱帶地區羅士比變形半徑大，所以雲潛熱釋放增溫效應會被「絕熱冷卻」抵消。伴隨「絕熱冷卻」的垂直上升速度，約可以產生 10^{-5}s^{-1} 輻合場。在相對渦度近乎零情形下，熱帶地區科氏參數 f 太小 (10^{-5}s^{-1})，在僅考慮渦度方程式線性動力項 $f \nabla \cdot \mathbf{V}$ ，單憑雲潛熱釋放及其伴隨的輻合場，在熱帶地區需要約一百天雲簇持續加熱才能產生強度 10^{-3}s^{-1} 颱風渦旋，如此長之颱風生成時間尺度，並不符合大自然現象，單憑線性動力渦旋在熱帶不易從無到有產生。反之，在方程式右側在輻散場強度一樣的情形下，相對渦度值比科氏參數 f 大時，渦度可以非線性成長，也就是絕對渦度 $f + \zeta$ 越大處，渦度增加更快，渦度增加更快則 $f + \zeta$ 變得更大，以正回饋方式成長渦度。綜合上述討論可知赤道附近不易生成颱風。反之若要颱風生成，則需要先有較大相對渦度與伴隨濕對流的輻合場偶合，方能有效的生成渦旋。

在觀念或許可以將「颱風生成」問題視為兩個階段（雖然「颱風生成」是一個連續過程），（一）在一百公里尺度區域的渦度由 10^{-5}s^{-1} 經由某些動力過程轉變為 10^{-4}s^{-1} 的初始階段，（二）渦度和濕對流非絕熱過程交互作用，渦度由 10^{-4}s^{-1} 成長至颱風尺度的 10^{-3}s^{-1} 。第一階段可以視為替非線性動力過程鋪路的階段，由於渦度

未達 10^{-4}s^{-1} 前，非線性動力較不重要。從另一個角度而言，濕對流與輻合也無法在在數日的時間尺度內把渦度轉變為 10^{-4}s^{-1} 。因此第一階段動力過程在渦度的增加可能扮演主宰角色，第二階段裡目前學界正在檢驗「旋轉濕對流」在颱風生成的重要性，如何由冷心中層渦旋發展成暖心渦旋是一個研究重點。目前學界曾經探討，並有初步瞭解的渦度聚集放大動力過程有：東太平洋 ITCZ 之正壓不穩度，東風波過山；北非洲正壓不穩度產生大西洋之東風波；西太平洋季風槽內以及季風槽東側兩處之渦度成長等。第二階段之颱風生成涉及動力與濕對流交互作用中尺度動力，中尺度層狀雲系與積雲對流雲系以及渦旋的對稱化，仍是有待瞭解的科學議題。

丙、颱風侵台

以近三十年為例，西北太平洋全年各月份皆可以有颱風生成，但生成月份以七、八及九月為最多（佔二分之一強），年平均約有 26 至 28 個颱風生成。近百年（1897 至 1996）來侵台颱風之統計，發現颱風的侵台多發生於七、八及九月份。十二月至三月百年來未有侵台颱風，以侵台颱風次數而言，平均每年約 3 次至 4 次，以 3 次出現最多；最多也曾有一年有 8 個颱風侵台。影響或侵襲台灣之颱風大多是由東-東南方向接近台灣，於台灣東岸登陸或由南、北近海處掠過，亦有少部份颱風於西行經巴士海峽或呂宋島後，轉向東北而侵襲或影響台灣。此外，有少部份颱風的移動方向比較不同，其由南海北上，並向東偏影響台灣。一般而言，颱風登陸後停留在台灣的時間，皆在 24 小時以內，但颱風影響台灣的時間，則因暴風半徑與外圍雨帶影響，時間較長，通常在 1—2 天內。當侵

台颱風接近台灣時，其移動路徑與伴隨的環流，均會因南北走向中央山脈產生變化，而增加颱風預報的複雜度。但從另一角度而言，由於中央山脈對風場之阻擋，以及地形坡度之舉升作用，類似的颱風路徑也伴隨著類似的風雨分佈，這也使得台灣地區颱風的風雨預報之精確度大致取決於路徑預報之精確度，颱風中心位置數十公里之預報誤差（如颱風登陸於花蓮而非宜蘭），並不明顯影響及其伴隨的大致雨量分佈型態。換言之，以目前氣象局之預報能力（即 24 小時平均路徑預報誤差約為一百多公里），氣象局在 24 至 36 小時前事先已有能力預報颱風侵台時高雨量區域（如中部山區數十至近百公里空間尺度範圍）。若能善用此預報資訊，事先將這些豪大雨區域民眾撤離至安全避難所，應可減輕颱風洪水及土石流所造成之人員傷亡。而更小時間空間中尺度（數小時及 10 至 20 公里解析度）風雨量之掌握，屬於「即時預報」範疇，對於救災減災亦十分重要；例如民國 90 年相當弱的潭美颱風，因為颱風眼附近發展的「眼牆中尺度渦旋」，使高雄市暴雨成災；從午後六點至十一點雨量高達 355 公釐，而午後十點至十一點的時雨量更高達 119 公釐。颱風中尺度風雨之科學研究及預報，目前不論是科學學理或是觀測資料都不夠完備，乃是國內氣象學界及作業界亟待努力突破之重要方向。

當颱風中心路徑以西北西或西北走向通過台灣之東北端，俗稱為「西北颱」，「西北颱」往往帶來很大的降雨紀錄。文獻上顯示有幾個類似行徑及強度之颱風。例如民國 45 年之萬達颱風、民國 49 年之雪莉颱風及民國 52 年之葛樂禮颱風，也都曾造成類似區域之中南部山區豪雨。此外西北颱伴隨的環流方向與淡水河流

向相反，不利河水出海，阻擋了台灣北部河川之排洪，若再加上漲潮時期，可以在西北部地區產生嚴重水災。當颱風登陸離台轉向北方後，常因綜觀天氣系統之壓力場「南高北低」，從而引進含豐沛水氣的西南氣流，帶來豪雨數日。例如民國 83 年 8 月道格颱風在離台後引進的西南氣流導致了高雄地區的強烈降水；今年（民國 93 年）敏督利颱風離台引進的西南氣流達數日之久，其中發展的中尺度對流，在短短一天內降下上千公釐豪雨，重創台灣中南部。此外秋天的颱風其颱風環流亦可能與環境中其他天氣系統發生交互作用，而導致局部地區出現豪雨，一個典型的例子為民國 76 年 10 月 25 日造成台北市民生社區慘重淹水災情的琳恩颱風。當琳恩颱風中心位於巴士海峽時，颱風氣旋式環流與東亞的東北季風共伴形成槽線，加上北部山區地形斜坡舉升，於台灣北部及東北部地區產生持續性之豪雨。此種與東北季風共伴之環流型態，一般出現於秋季 10-11 月為多。除此之外，秋天颱風亦可能受秋冬季較活躍的北方高空槽線系統影響，路徑由向西急遽轉為北北東方向前進；其外圍環流及東北季風的雙重作用，也造成台灣東、北半部的大量降水。民國 87 年的芭比絲颱風、瑞伯颱風及 89 年的象神颱風沿著台灣東岸北行經過，也造成台灣東、北部豪雨災情。

三、一些近期研究

典型的熱帶氣旋是由「軸對稱流場」及「非軸對稱流場」所組成。從 Guinn and Schubert (1994) 年討論颱風雨帶論文，在最近十年裡，國際颱風的一個研究重點在非軸對稱現象動力，我們研究團隊立足台灣，在國科會支助下也有幸得到一些成果，發表多篇深受國際學界重視論文，

以下為我們的一些近期研究成果依年代次序介紹：

(1)、賀伯颱風橢圓形颱風眼動力研究 (Kuo et al. 1999)

圖二為中央氣象局五分山雷達站所觀測之賀伯颱風雷達回波圖，由圖中可以見到橢圓形颱風眼與一條一條的雨帶。由於高層卷雲的遮蔽（如圖一左邊示意圖及上部雲圖所示），這些雨帶並不易從衛星雲圖中觀察到，但在雷達回波中即可觀測到這些雨帶所伴隨的較大降水。氣象局五分山都卜勒雷達為國際氣象界首度觀測到橢圓形颱風眼以 144 分鐘反鐘向旋轉現象；同時五分山雷達也在賀伯颱風眼附近觀測到六個「眼牆中尺度渦旋」（類似龍捲風大小及強度之渦旋），此「眼牆中尺度渦旋」是目前國際上颱風研究重視之非軸對稱颱風中尺度現象。針對雷達觀測橢圓形颱風眼轉動，Kuo et al. (1999)

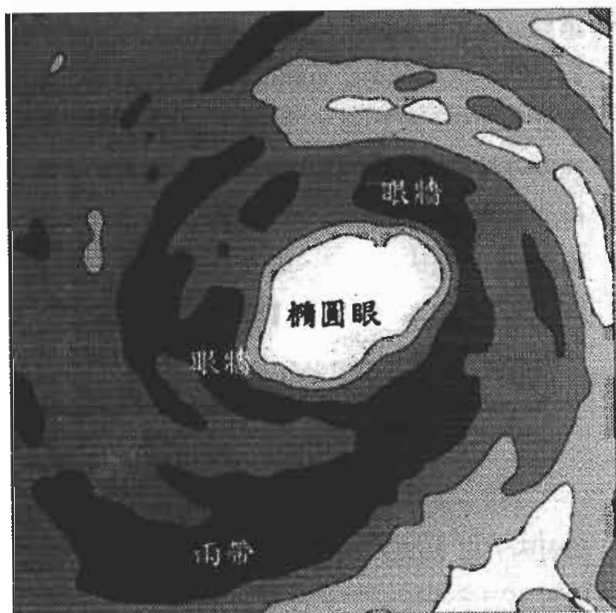
提出一平衡波動理論解釋此現象，強調非線性渦旋羅士比波動扮演之角色，依據 Kirchoff 渦旋觀念，論文提出的非線性渦旋週期（ Ω ）和渦旋渦度（ ζ ）及橢圓長軸（ a ）和短軸（ b ）關係如下：

$$\Omega = \frac{2\pi (a+b)^2}{\zeta ab} \quad (6)$$

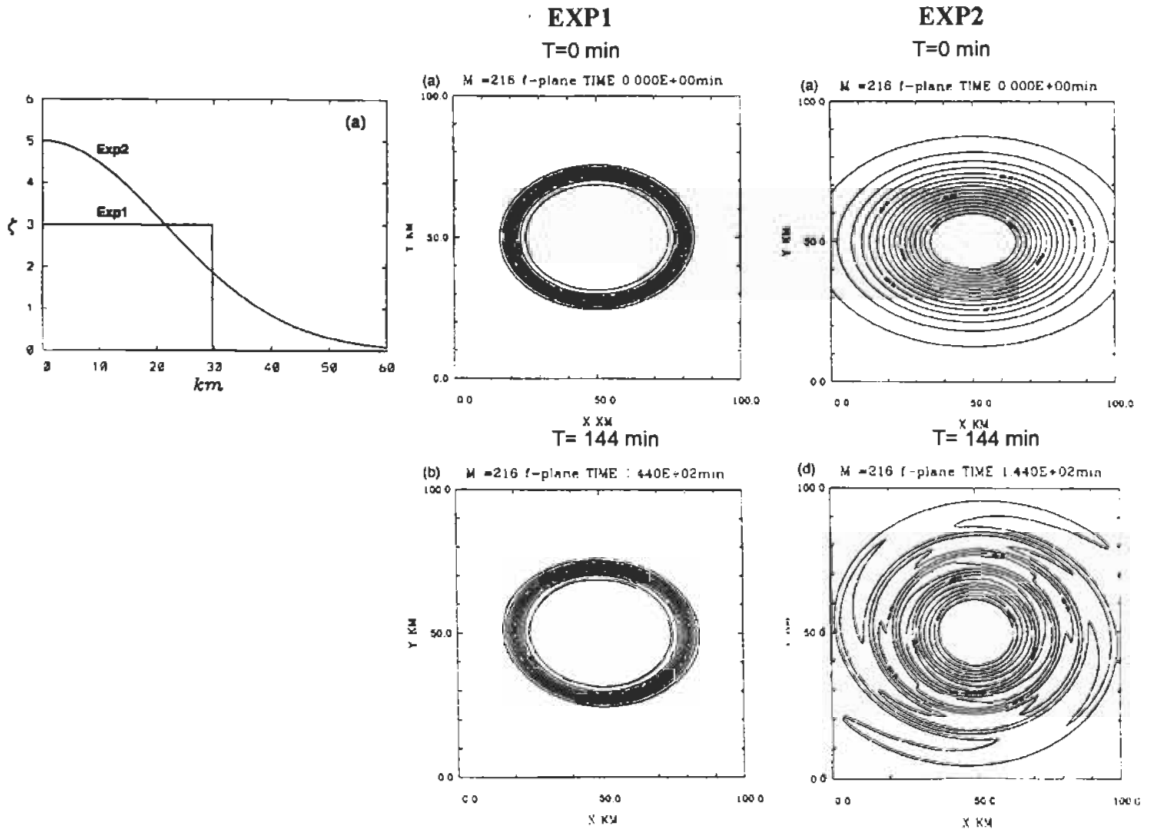
以賀伯颱風長短軸半徑分別為 20 及 30 公里，以及由觀測徑向風速及颱風大小估計的相對渦度 $\zeta = 3 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ 可以得到 144 分鐘旋轉週期。圖三模擬計算顯現當渦旋渦度梯度很大時，由於非線性效應強，渦旋可以保持不對稱形狀 (EXP 1)，若渦度梯度較小 (EXP 2)，渦旋對稱化動力使得渦旋內縮外放，形成類似雨帶的螺旋渦度帶。此研究提供颱風渦旋羅士比波動觀測與理論依據。由於此非軸對稱現象和颱風雨帶分佈、颱風強度變化及颱風眼動力有密切關係。因此國際多處研究中心皆在其複雜模式中放入橢圓形渦旋颱風，藉橢圓形渦旋理論以檢驗這些複雜模式模擬渦旋羅士比波之能力。

(2)、颱風渦旋合併動力探討研究(Kuo et al. 2000)

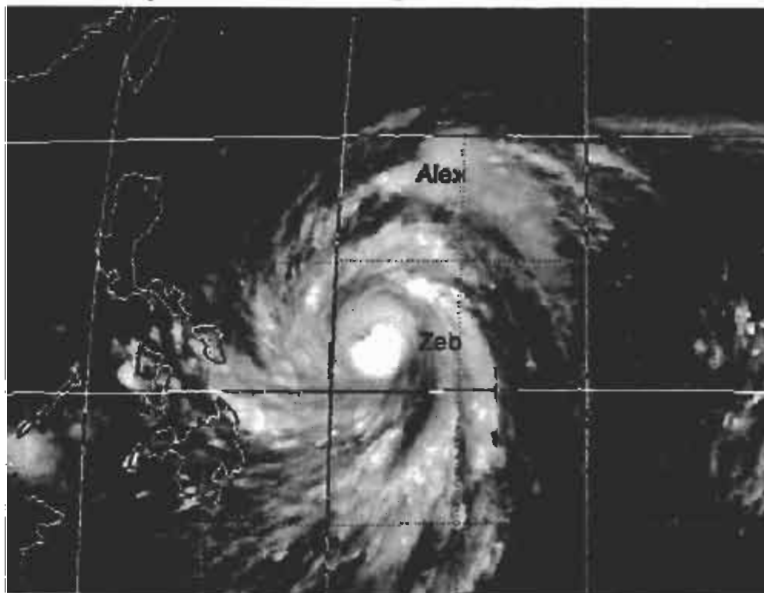
Dritschel and Waugh (1992) 雙渦旋交互作用理論是瞭解颱風不對稱動力另一重要經典理論；其論文以渦度強度一樣但大小不一的雙渦旋，在不同渦旋距離下探討其雙渦旋相互作用，並指出「合併」、「拉伸」與「互繞」是雙渦旋交互作用的三種基本型態。「合併」涉及兩個大小強度近似得颱風合併為一，雙颱風之藤原效就是眾所皆知的「互繞」現象，「拉伸」則是涉及小渦旋被大渦旋拉伸成帶狀，環繞於大渦旋周圍，但二者間有間隙未合併合一。「合併」與「互繞」型態在颱風常被觀測到，例如颱風



圖二 中央氣象局五分山雷達站所觀測之賀伯颱風雷達回波圖，深色表示強雲雨區，由圖可見橢圓形颱風眼、眼牆與雨帶。



圖三 不同渦旋結構對稱化數值實驗，EXP1 渦度梯度大，較強之非線性作用將不同位渦波綁在一起，渦旋維持橢圓形狀；EXP2 渦度梯度小，渦度內縮外放形成渦度帶，中心渦旋呈對稱圓形。



圖四 民國 87 年 10 月 12 日台灣時間下午 2 點的衛星雲圖，亞力士(Alex)颱風受瑞伯(Zeb)颱風的影響，亞力士被拉伸成帶狀而後和瑞伯颱風合併。

渦旋經常互繞後合併（見 Lander and Holland 1993），但文獻中獨缺如「拉伸」型態之實際例子。圖四引自 Kuo et al. (2000) 論文，為民國 87 年瑞伯及亞力士雙颱風在經過互繞後成「拉伸」型態。亞力士颱風在合併中被拉伸成帶狀環繞瑞伯西側，瑞伯颱風在「拉伸」後強度加強，論文以雙渦旋交互「拉伸」作用理論解釋此罕見雙颱風現象；並彌補了雙渦旋交互作用理論中所缺乏颱風「拉伸」觀測的驗證。

(3)、西北太平洋熱帶渦旋連續生成動力研究(Kuo et al. 2001a)

西北太平洋颱風生成多在於季風槽區以及其東側季風合流區（大尺度西風東風合流區），颱風的生成有群聚之特性，也就是颱風不生成則已，一生成則以每隔七八天連續生成，兩個密集生成時期可以間隔約三四個星期。圖六引自 Kuo et al. (2001a) 論文，為渦旋七八天連續生成於季風合流區的衛星圖時間序列圖，由於圖的經度是東北西南走向，因此圖顯示連續生成的颱風往西北進行。論文以波動與平均流作用解釋了熱帶擾動，乃至颱風以每隔 7-8 天之頻率連續生成之動力機制；此機制之原理為季風槽合流區的波動尺度縮減與能量累積（非線性動力過程），以及波動能量頻散和大尺度背景流場作用，透過軸對稱化過程形成渦旋。正壓東風波動能量方程可以寫成下列半波譜形式（ k 、 l 為 x 、 y 方向波數， \bar{u} 基本流場， E 擾動動能）：

$$\frac{\partial E}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial x}(C_g E) + E \frac{d\bar{u}}{dx} \frac{k^2 - l^2}{k^2 + l^2} \quad (7)$$

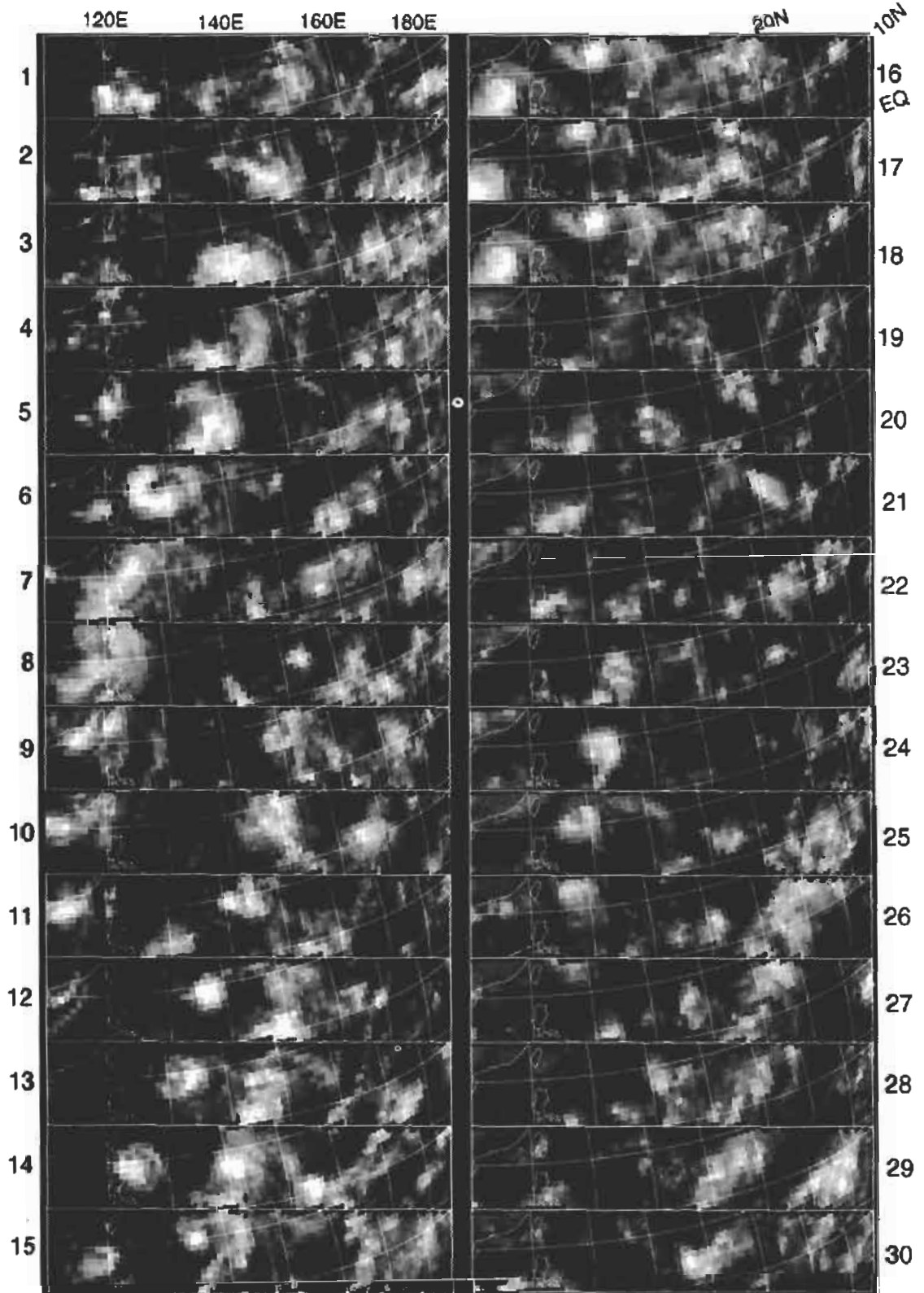
過去國際學界如 Holland (1995) 年著作以東風波動能量輻合解釋渦旋生成之群聚性；也就是以羅士比波動向西「群速度」受基本流場東風減

弱之都卜勒效應，在接近季風槽合流區時向西群速度減慢，因而產生能量累積在季風槽東側產生旋生（(7)式右側第一項之物理）。Kuo et al. (2001a) 論文的研究發現 Holland 論點忽略了(7)式右側第二項（波動與平均流能量交換 Reynold stress）影響；也就是在季風合流區，在考慮線性動力運作情形下，因為波長被壓縮（波數增加，使得 $k^2 - l^2 > 0$ ），又因 $d\bar{u}/dx < 0$ ，因此(7)式右側第二項小於零，能量轉換至平均流，因此線性動力不會產生如 Holland 所言能量累積的旋生效應。反之在合流區內因波長被壓縮因此渦度梯度加大，從而非線性動力顯得重要，透過 β 效應可以使波動槽脊分別向西北東南分離，改變合流區東西波長，使得累積之能量不會轉換成平均流，因而有利於產生渦旋連續生成；圖七為波動尺度縮減與能量累積的示意圖。在渦旋於合流區東側形成後因大尺度氣流往西北移動，圖八為模式渦旋因能量頻散而連續生成之模擬，波動能量頻散和大尺度背景流場輻合作用，使得能量頻散區域之渦度梯度加大，進而透過非線性軸對稱化過程形成渦旋，渦旋形成時間尺度約七八天，渦旋間尺度約三千公里，和觀測十分吻合。此研究成果因對颱風生成以及氣候動力有莫大重要性，因此特別備受國際重視，本論文曾在許多國際下列學術機構演講報告。

(4)、地形影響颱風渦旋研究(Kuo et al. 2001b)

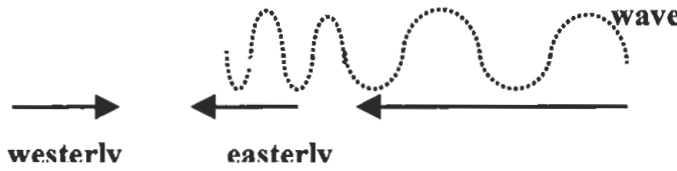
本論文(Kuo et al. 2001b)探討地形影響颱風不對稱結構，進而影響颱風路徑的機制。論文提出颱風渦旋受地形行星渦度梯度影響下（ β_e ），可以產生順鐘向繞行地形的動力機制，此機制和海洋凱爾文波 Kelvin wave 都有順鐘向繞行地形特性，但凱爾文波適用零位渦場的線

GMS IR 0000 UTC 1-30 September 1990

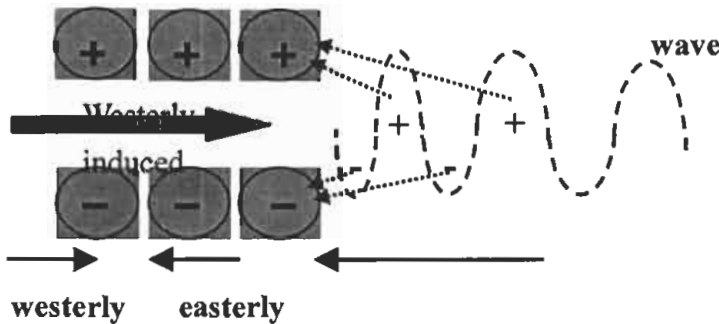


圖六 西北太平洋 9 月 1 日至 30 日，00UTC 的 GMS 紅外線衛星雲圖分析。
圖中顯示平均每隔 7-8 天連續生成的颱風向西北行進。

Linear Dynamics



Nonlinear Dynamics



圖七 波動累積示意圖。波動能量在線性動力狀況時，因 Reynold stress 轉換成平均流；在非線性情形下，波動梯度加大使得槽脊南北分離，反而拉長西風帶，使能量累積，形成渦旋。

性波動（弱擾動），其物理特性並不適用於強擾動、強位渦的颱風渦旋；此外海洋凱爾文波繞行地形之波速為 \sqrt{gH} ，（ H 為相當厚度），也和受地形行星渦度梯度影響颱風運行速度完全不同。定義地形行星渦度梯度（地形相當 β 效應，見 Holton 2004）

$$\beta_e = \frac{f h_{max}}{Ha}$$

H 為相當厚度， h_{max} 為山高度， a 為台灣地形東西半寬度， f 為科氏參數。若 V_d 為颱風受 β_e 影響的渦旋移速，此速度應和地形 β_e 影響產生之不對稱渦度結構 ζ_a 成正比，而 ζ_a 的產

生是決定於地形特性與渦旋結構；此外渦旋運行過程可以視為對 ζ_a 的消除作用（以達平衡及渦旋對稱化）；因此渦旋移速可以寫為

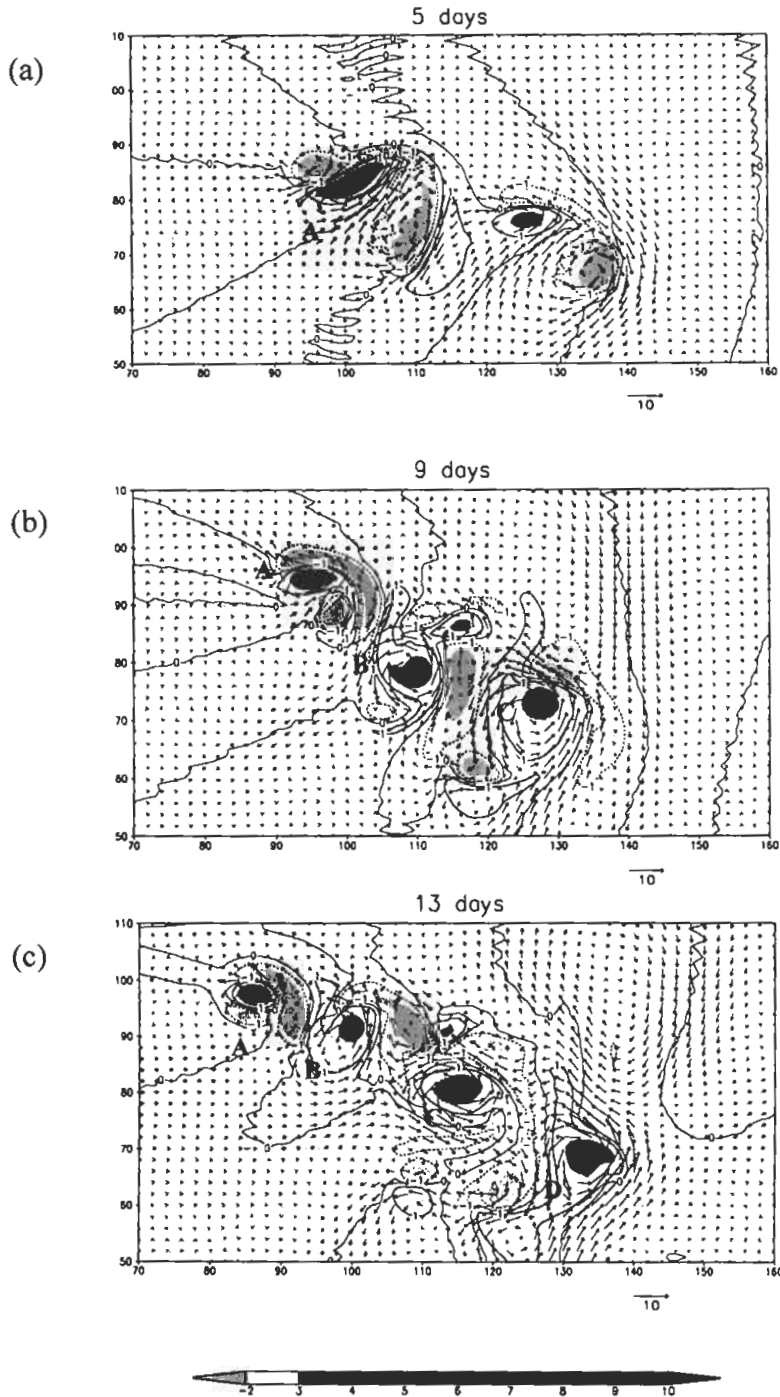
$$V_d \sim \frac{\zeta_a}{V_d} \sim \frac{\beta_e V_{max}}{V_d}$$

在此 V_{max} 為渦旋最大風速，由上式可得

$$V_d \sim \sqrt{\beta_e V_{max}}$$

論文的 f 面淺水模式的計算結果和上述理論相當吻合，一般而言 V_d 南南西向（沿台灣地形），速率大約為 4 ms^{-1} 數量級。

2001 年西北行徑的桃芝颱風(Toraji)登陸台灣前出現路徑短暫向西的偏折，造成花蓮地區



圖八 渦度隨時間分佈圖，x、y 軸分別為代表物理空間，陰影表示渦度值，顏色越深渦度值越大，渦度間距為 $10^{-5} (s^{-1})$ ，渦度值介於 $-2-3 \times 10^{-5} (s^{-1})$ 區間不在圖上展示。箭頭代表水平風場。(a)、(b)、(c) 分別為模式積分至第 5 天、9 天、13 天之渦度分佈圖，隨時間有渦旋連續生成現象，且隨背景東南氣流往西北邊移動，呈現西北-東南走向，有渦旋連續生成現象。

重創。統計 1958—2003 年來侵台颱風路徑，選取登陸前後行徑方向不改變的 60 個侵台個案，發現類似桃芝這種登陸前產生向西偏折路徑的颱風，超過 20 度偏折的個案佔總選取個數的 30%，平均 4 至 5 年就會出現一個。而此偏折現象集中在 23N—25N 的範圍，尤其 24N—25N 之間偏折個案數最多。這可能是因為登陸地點位於 23N—25N 範圍內時，颱風最大風速區會受台灣地形明顯影響所致。這些行徑方向在登陸前、後維持不變的個案，顯示駛流不變的情形下，地形亦足以造成颱風之各種路徑偏折(陳 2004)。論文 β_e 效應計算顯示，東南駛流的颱風接近台灣地形附近，可以因地形效應之 V_d 向南分量抵消颱風向北之運動分量，使得原本西北走向的颱風在接近地形時轉而偏西，產生類似桃芝颱風登陸前之路徑。

論文理論也強調非線性作用維持渦旋之動力作用；渦旋之維持可以使渦旋特性不和環境混合。此研究提供地形影響颱風運動之基本機制與基本模式，也是物理海洋學中一個重要議題，對此課題之基本研究，可以參考 Salmon (1998) 一書。中尺度渦旋繞行海底地形問題；渦旋之維持也可以解釋海洋污染物或溫度、鹽度異常擾動可以長距離輸送之因。圖五為渦旋模擬圖，台大應用力學所的水工實驗亦經常在實驗地形附近產生類似現象。

(5) 異質大氣位渦方程式(Schubert et al. 2001)

所謂異質大氣就是指考慮乾大氣以及水相三態共存之大氣。本論文因應計算機進步以及非靜力平衡模式的大量應用於大氣科學研究，嘗試導出比原始 Ertel 位渦方程式更完整，包含

水相三態的位渦方程式，可以使用於診斷、瞭解非靜力濕模式動力。異質大氣位渦方程式如下：

$$\frac{\partial P}{\partial t} + u \frac{\partial P}{\partial x} + v \frac{\partial P}{\partial y} + w \frac{\partial P}{\partial z} = P \left(\frac{\mathbf{j} \cdot \nabla \times \mathbf{F}}{\mathbf{j} \cdot \zeta} + \frac{\mathbf{k} \cdot \nabla \dot{\theta}_\rho}{\mathbf{k} \cdot \nabla \theta_\rho} + \frac{\nabla(\rho_r \mathbf{U})}{\rho} \right), \quad (8)$$

在此 \mathbf{U} 為降水物質終端速度向量； $\mathbf{j} = \nabla \theta_\rho / |\nabla \theta_\rho|$ ； $\mathbf{k} = \zeta / |\zeta|$ ， ρ_r 為沈降水物質密度(冰及水相)； ρ 為異質大氣之總密度(乾空氣、水氣、懸浮水相以及沈降水物質密度總和)；虛位溫 θ_ρ 定義為

$$\theta_\rho = \left(\frac{P_0}{P}\right)^k \frac{P}{R_d \rho}, \quad (9)$$

而位渦定義為

$$P = \frac{1}{\rho} \zeta \cdot \nabla \theta_\rho \quad (10)$$

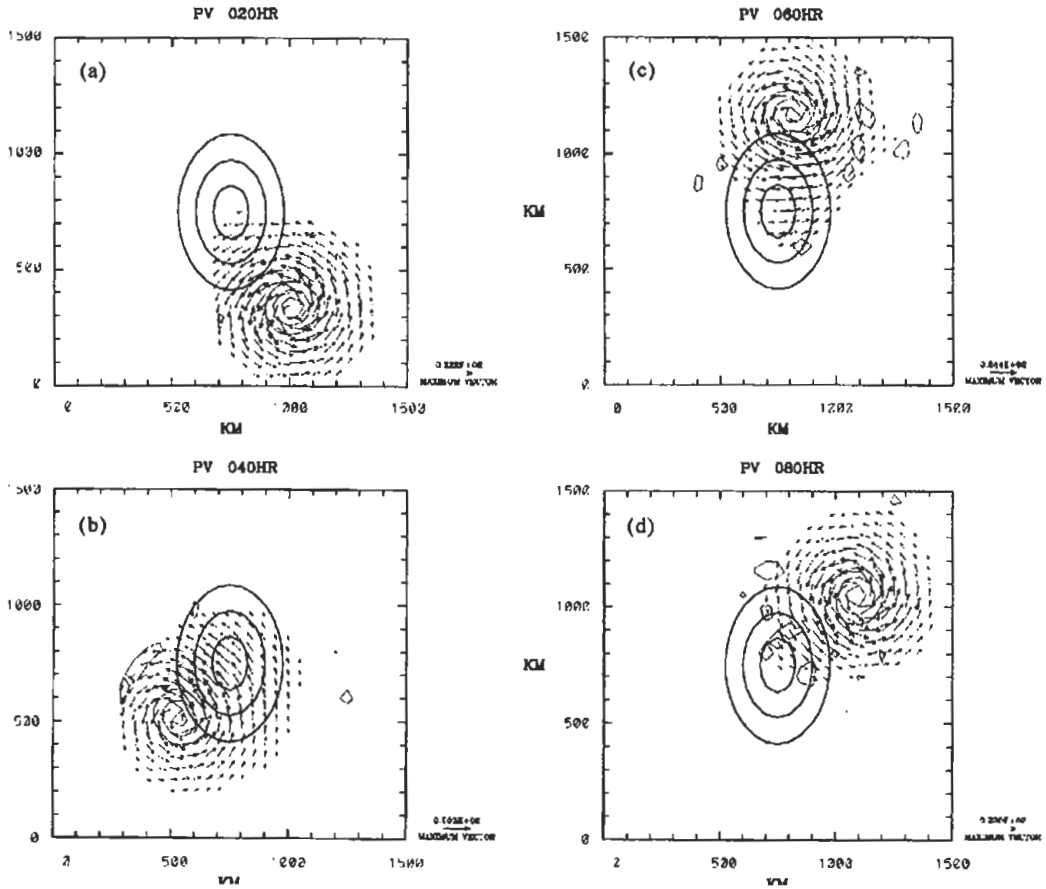
上式位渦在不考慮水相情形下，則和成一般教科書之 Ertel 位渦相等。(8)式之位渦方程顯示颱風動力乃至於大氣研究之基本大方向：

(一) 方程式左側的代表「絕熱流形」(adiabatic manifold)，可探討波動、亂流串級、渦旋動力以及平衡動力主環流次環流動力；

(二) 方程式右側第一項代表「摩擦流形」動力，探討邊界層、地形以及亂流能量在不同尺度交換等動力；

(三) 方程式右側第二項代表「非絕熱流形」動力，探討濕對流作用；

(四) 方程式右側第三項代表「降水流形」動力，探討濕對流各種沈降水相之作用，不同



圖五 渦旋繞地形順鐘向旋轉之模擬位渦圖，風場僅繪大於 5 ms⁻¹ 之值，渦旋因非線性作用維持原形狀。

沈降水相對於系統積狀雲或層狀雲形成有莫大影響。

(6)、赤道颱風生成(Chang et al. 2003)

本論文以觀測資料探討近一百年來唯一在赤道附近發生之「畫眉」颱風。所有的氣象教科書上都說明颱風從來沒有在距離赤道三百公里以內發生過；這是因為赤道附近缺乏形成颱風所必須的地球自轉的柯氏效用，由前面討論方程式(5)得知，當科氏參數 f 很小而且相對渦度也很小時，縱使其他有利於颱風生成的條件如高溫度的海洋表面等存在，颱風也很難於赤道附近生成。因此在航海歷史上，水手們都

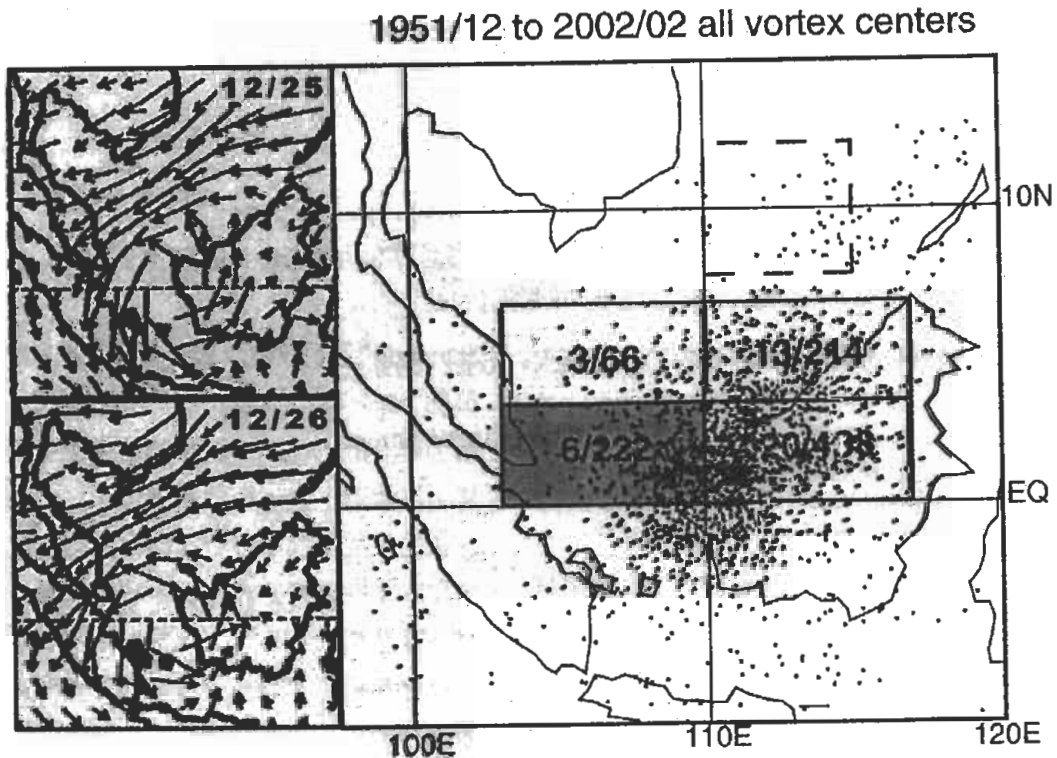
認為船到了赤道附近，就不用擔心颱風的襲擊。但是 2001 年十二月下旬，「畫眉颱風」忽然在新加坡附近，北緯一度半的地方發生。它的暴風半徑籠罩了赤道南北兩邊，正好與從印度洋返航的一支美國航空母艦艦隊遭遇。這支艦隊剛在阿富汗戰區完成任務，毫髮無傷，卻在赤道地區受到颱風襲擊，使旗艦卡爾文森號及另一戰艦受損。本論文研究發現「畫眉颱風」在赤道的生成，是因為常見的熱帶雷雨系統和冬季南中國海的寒潮的相互作用。婆羅洲西岸的雷雨擾動雖然擁有熱帶的高溫及水氣的能量，但因為經常受島嶼地形的摩擦破壞，加上缺乏地球自轉的柯氏效用，無法發展成颱風。畫眉

颱風生成之前，這個雷雨系統正好停留在窄小的南海最南端海面，新加坡及婆羅洲的中間。這同時有一股持續而強大的寒潮由華南及台灣附近向南海南端而下。寒潮所帶來的強勁東北風並且穿越赤道。因為地球柯氏旋轉力隨著緯度的降低而急速減小，過了赤道後柯氏參數又變了符號，使得這股寒潮在赤道附近從東北風變成西北風。在南海最南端滯留的雷雨擾動系統正好就夾在強風轉向的地方，它的北、西、南三邊受到寒潮強風反時鐘式環流的圍繞，也就是提供方程式(5)右側相對渦度 ζ 項，讓渦旋能非線性成長；這樣的過程延續了約四天之久，雷雨系統之水氣凝結以及降雨過程的能量和反

時鐘式環流持續交互作用，使得原本微弱的雷雨擾動系統像陀螺一般旋轉了起來，終於發展成了「畫眉颱風」，圖九為「畫眉颱風」生成環境流場與雷雨系統渦旋出現機率。

(7)、颱風雙眼牆生成動力探討(Kuo et al. 2004)

建立在「利奇瑪」颱風雷達觀測，本論文將前述雙渦旋理論延伸為包含渦度強度不一的交互作用。論文中指出小而強渦旋（代表颱風核心渦旋）和大而弱的渦旋（代表眼牆外大片對流區產生渦度）交互作用，可以是颱風產生雙眼牆結構的原因；此機制解釋了外眼牆之形成，以及形成過程中外眼牆內縮之現象。理論



圖九 左側圖為畫眉颱風生成時間因寒潮南下之大尺度風場；右側圖為過去 51 年 (1951 年十二月至 2002 年二月) 冬天婆羅洲外海小尺度雷雨系統中心位置分佈圖，方塊內數字為雷雨系統持續 96 小時以上之頻率；畫眉颱風生成區之頻率為 6/222。雷雨系統及寒潮風場持續 4 天之交互作用產生了畫眉颱風。

強調解釋為何颱風中心渦旋強度是關鍵因素，以及強颱風渦旋如何可以組織外眼牆與內外眼牆雷達空白區，並可以穩定外眼牆結構。雙眼牆形成機制也為前述雙渦旋交互理論增添新的交互作用型態。

四、未來展望

由於颱風不論是在汪洋大海中或登陸台灣時，颱風觀測資料的均嚴重不足，因此颱風基礎研究乃至颱風預報有很大發展進步空間。以台灣地區對颱風之減災、防災的應用面而言，路徑預報的精確度是最重要的；因為颱風路徑的預報不僅決定了颱風之侵台與否，正確的路徑預報也可事先掌握颱風侵襲期間台灣地區的風速及雨量的分佈。隨著氣象局台灣環島都卜勒雷達網的完成，氣象研究及預報人員具有突破性的機會；由新的資料帶動基礎科學研究，並發展涵蓋全台灣雷達降水預報技術，在颱風登陸前後更正確掌握狂風暴雨中尺度結構，以做出更準確的風雨預報，並改善山區的土石流即時預報。但針對颱風較小時間空間解析度（中尺度）之問題，乃至於非軸對稱動力問題，仍有許多課題有待研究；這些課題都涉及中尺度動力與濕對流熱力交互作用。

針對於颱風強度變化，目前預報上仍有很大瓶頸，除了觀測不足外，海洋熱力條件與颱風內外動力條件在不同情形下何者為重要，學界在這些科學議題上仍未有共識。就如海洋熱力條件而言，是否僅僅海洋表面溫度涉及颱風強度的變化，還是必須包含整個海洋邊界層的熱含量，學界亦莫衷一是；颱風強度變化在「科學面」上仍有許多未知之處，並非簡單的加強觀測即可改善預報。在路徑預報改善問題上，由於綜觀尺度颱風路徑大致由駛流決定，掌握

駛流就可以掌握颱風運動路徑大方向，「科學面」上比較沒有未知與爭議，針對預報應用而言，台灣附近資料缺乏的海洋區域，資料觀測與資料同化「技術面」的改善是非常重要的。在複雜地形附近路徑偏折、垂直風切效應、不對稱深對流結構對路徑影響、以及路徑中尺度的變異（例如路徑蛇行、打擺、颱風沿著雙眼牆結構外眼牆內側旋轉等現象），則仍有待在「科學面」上進一步探討與瞭解。近年來美國颱風觀測其中一個技術重點是以噴射機及「投落送」改善對駛流的觀測，並善用模式「資料同化」技術使觀測資料能有效改善路徑預報；模式「資料同化」技術之良窳是增加觀測能否改善路徑預報的關鍵。國內目前向 NCAR 買「投落送」及租用飛機進行颱風觀測就是在此技術大方向上的努力；因為目前國內在「資料同化」領域研究尚待加強，要使此昂貴飛機觀測發揮改善颱風路徑預報作用，國內對模式「資料同化」技術需加一把勁。

目前大氣平均狀態（氣候）產生變異已是一不爭的事實，氣候變異與颱風相關的科學問題亦是未來重要研究議題；若颱風完全是被動因應氣候變異，那麼全球暖化如何影響到颱風生成區域、強度、路徑與生成頻率？有沒有可能颱風透過其激烈海氣交互作用，進一步顯著的反饋影響氣候系統？回答這些問題前，或許必須先瞭解為什麼全球目前一年都是產生 85 ± 10 個颱風？為甚麼西北太平洋每年颱風數目為 27 ± 4 個？如近二十年來之聖嬰現象強度變得較強，時間頻率稍微拉長，一般而言聖嬰年之夏天，西北太平洋颱風數目會減少，而這些氣候改變亦可能影響及颱風之生成的大尺度天氣環境與颱風路徑。有無可能進行區域性年際、季節颱風個數、颱風強度、生成區域、平均路

徑之預報？若我們能瞭解颱風與其他大尺度天氣現象之交互作用，並能較準確掌握季節大尺度環流（例如副熱帶高壓強度、脊線平均位置偏北或偏南，季風槽位置與走向等），加上對颱風內部動力、濕對流、海氣交互作用有進一步瞭解，更進而瞭解颱風問題所涉及的不同尺度的交互作用，我們或許能有更好的颱風研究、預報、與颱風展期預報；精確且高效率的數值模擬探討颱風的跨尺度問題、中尺度動力問題、深對流問題、以及颱風跨尺度之交互作用應是未來颱風研究著手處。

致 謝

感謝國科會長期支持我們的颱風研究。第一作者感謝美國普渡大學一整年的邀請講學；美國海軍學院 Williams 及張智北教授、科羅拉多州立大學 Schubert 教授、及 UCLA Fovell 教授之長期討論合作，以及 UCLA、科羅拉多州立大學、威司康新大學、伊利諾大學、海軍研究院、國家大氣科學研究中心(NCAR)、地物流力實驗室(GFDL)和日本尖端科學研究中心的邀請訪問演講。這些長期討論使我們颱風學術研究有所成長。

參考文獻

- 陳怡良，2004：台灣地形 β_e 效應對颱風路徑的影響--東南駛流個案探討。台灣大學博士論文。
- Dritschel, D. G., and D. W. Waugh, 1992: Quantification of the inelastic interaction of unequal vortices in two-dimensional vortex dynamics. *Phys. Fluids*, **A4**, 1737-1744.
- Chang, C.-P., C.-H. Liu, and H.-C. Kuo, 2003: Typhoon Vamei: an equatorial tropical cyclone formation. *Geophysical Research Letter*, **30**, 501-4.
- Guinn, T. A., and W. H. Schubert, 1993: Hurricane spiral bands. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 3380-3403.
- Holland, G., 1995: Scale interaction in the western Pacific monsoon. *Meteor. Atmos. Phys.*, **56**, 1659-1673.
- Holton, J., 2004: *An introduction to dynamic meteorology*, (4th Ed.), Elsevier Academic Press.
- Kuo, H.-C., R. T. Williams, and J.-H. Chen, 1999: A possible mechanism for the eye rotation of typhoon Herb. *J. Atmos. Sci.*, **56**, 1659-1673.
- Kuo, H.-C., G. T.-J. Chen, and C.-H. Lin, 2000: Merging processes of tropical cyclone Zeb and Alex. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 2967-2975.
- Kuo, H.-C., J.-H. Chen, R. T. Williams, and C.-P. Chang, 2001a: Rossby waves in zonally opposing mean flow: Behavior in Northwest Pacific summer monsoon. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 1035-1050.
- Kuo, H.-C., R. T. Williams, J.-H. Chen, and Y.-L. Chen, 2001b: Topographic effects on barotropic vortex motion: no mean flow. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 1310-1327.
- Kuo, H.-C., L.-Y. Lin, C.-P. Chang, and R. T. Williams, 2004: The formation of concentric vorticity structure in typhoons. *J. Atmos. Sci.*, **61**, Accepted.
- Lander, M. and G. J. Holland, 1993: On the interaction of tropical-cyclone-scale vortices. I: Observations. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **119**, 1347-1361.
- Ooyama, K., 1969: Numerical simulation of the life cycle of tropical cyclones. *J. Atmos. Sci.*, **26**, 3-40.
- Salmon, R., 1998: *Lectures on Geophysical Fluid Dynamics*. Oxford Press, 378pp.
- Schubert, W. H., S. A. Hausman, M. Garcia, K. V. Ooyama, and H.-C. Kuo, 2001: Potential vorticity in a moist atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 3148-3157.

A Review on the Recent Typhoon Research

Hung-Chi Kuo¹ Lee-Yaw Lin¹ Yi-Liang Chen²

¹Department of Atmospheric Science, National Taiwan University

²Central Weather Bureau

(Manuscript received 03 February 2004 ; in final form 05 August 2004)

ABSTRACT

The typhoon research has shifted from the area of the axisymmetric dynamics to the area of the asymmetric dynamics in the last decade. The interactions of the typhoon with the climate system are also getting more attention. This review paper begins with an examination of the Ooyama's classical work on the tropical cyclone axisymmetric dynamics. The Taiwan's typhoon research problems are discussed. Researches related to the typhoon asymmetric dynamics from the author's group are reviewed. The works discussed are (1) a possible mechanism for the eye rotation of typhoon Herb, (2) merging processes of tropical cyclone Zeb and Alex, (3) successive formation of tropical vortices in the Northwest Pacific summer monsoon, (4) topographic effects on barotropic vortex motion, (5) potential vorticity in a moist atmosphere, (6) a rare equatorial tropical cyclone formation of Typhoon Vamei, and (7) the formation of concentric vorticity structure in typhoons.

Key words : Axisymmetric dynamics, Asymmetric dynamics