

太平洋高壓垂直結構之調整與 傑夫(JEFF)颱風運動之關係

俞 川 心 潘 大 綱

(中華民國七十四年十一月十日收件,十一月卅日修正)

摘 要

民國74年傑夫颱風(JEFF)之路徑及強度在其生命史中變化多端,當其中心在副熱帶高壓的南側,其強度曾一度減弱為熱帶低壓(Tropical Depression),18小時後再度增強為中度颱風,路徑由初期的向北突又折向西行。本文特以其何以有如此變化做一分析與探討,結果發現(1)分裂副熱帶高壓中心與颱風有反氣旋式旋轉之相對運動。(2)颱風中心至其正北方(35°N)之 $\frac{\partial p}{\partial r}$ 之指示可以做為強度變化之參考。(3)500MB青康藏高原之溫度增減與200MB(或300MB)噴流之大小可以左右副熱帶高壓及分裂青康藏高壓之垂直結構的改變,進而左右颱風之路徑。(4)500-700MB Δz 之變化在地形影響不大時,最大值中心愈接近颱風中心,則颱風之移動應指向此一最大值中心。

一、前 言

台灣位於西北太平洋上,平均每年總有2~3個颱風侵襲或影響本省,根據Merrill(1982)稱,太平洋生成之颱風其強度及範圍一般而言均較太西洋上生成之颶風之強度及範圍要強且大,因此受颱風伴生的豪雨,暴潮與強風所帶來之生命財產的損失,更使我們談「颶」色變。台灣由於工業型態的轉變,經濟的迅速成長...等,使得天然災害影響民生驟然增鉅,因而有所謂「大型防災計劃」之催生萌芽。然而對於颱風的預報,無論是路徑或強度方面,仍然尚無十足的把握,此乃受制於先天條件的限制,諸如廣大的太平洋區,觀測資料稀少,衛星數位化資料又不易獲得...等原因,使得過去的研究多偏重在定性方面。另吾人對颱風的瞭解仍然包含著很多未能解決的問題(劉,1984),但是近二十多年來,無論國內外的學者專家,在對颱風預報工作上的確有許多的研究成果足以提供我們在預報作業時的依據與參考。如Ramage(1974)在分析南海颱風時,發現200MB西風槽前正渦度平

流提供輻散之有利條件,可以助長颱風的發展。Colon和Nightingale(1963)發現颱風的發展與200MB環流形式有密切相關。Haliday和Thompson(1979)和Sadler(1976,1978)發現太平洋颱風鄰近熱帶高對流層槽綫(TUTT; Tropical Upper Tropospheric Trough)可以提供強烈的輻散場,進而導致颱風增強。Merrill(1982)亦利用合成分析比較太平洋和大西洋上各種不同強度及範圍大小之颶(颶)風的各項差異性。McBride(1979)亦研討颱風生成之諸項熱力與動力的條件。Chen(1982)分析了颱風運動之環境場之特徵...等。國內劉(1979,1983,1984,1985)也曾計對颱風運動,強度以及雙颱風之特性做過討論。李(1982,1984)將颱風侵襲下強風持續時間,提出了一個客觀預報方法。王(1980)更將台灣特殊之地形納入,討論颱風之移動與強度變化。陳及何(1979)亦以專文討論夏季侵台颱風的強度變化...等。

本文針對民國74年7月颱風傑夫(JEFF)之運動及強度變化從事定性及定量上之分析,由於

傑夫颱風生命史中無論在強度及路徑上均有多端的變化，新能在此分析研究上發現一些值得在颱風守視及預報颱風之作業流程中，應該注意的因素。

二、傑夫 (JEFF) 颱風的生成與發展

傑夫 (JEFF) 颱風之初期在關島北方生成，於 7 月 22 日 18Z 發展成為輕度颱風，12 小時後即迅速增強為中度颱風，其中心強度為 65KTS。7 月 24 日 06Z 又由中度颱風減弱為輕度颱風，其強度仍在減弱至 7 月 25 日 18Z 轉為熱帶低壓。由其生成至 7 月 25 日 18Z 止此段時間，本文稱之為傑夫颱風生命期之前期。自 7 月 25 日 18Z 至 26 日 18Z 傑夫颱風維持了 24 小時 T.D 的強度，自 7 月 27 日 00Z 起，其勢力再度增強為輕度颱風，至 29 日 00Z 傑夫颱風又增強為中度，並且維持了 36 小時，直到傑夫颱風於 7 月 30 日 12Z 在溫州北方沿海附近登陸後，又再減弱為輕度颱風，此段時間之

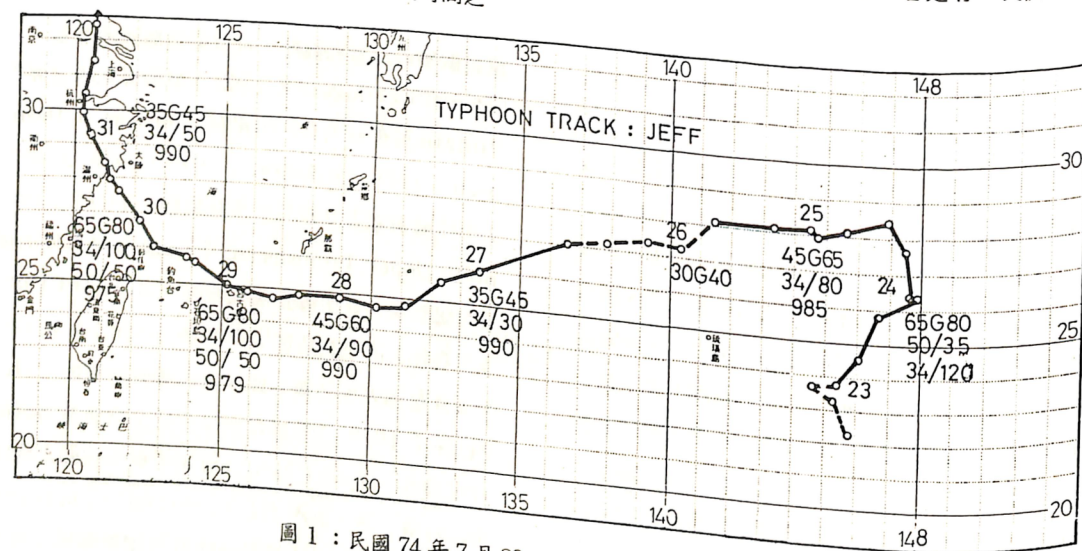


圖 1：民國 74 年 7 月 23～31 日傑夫颱風路徑圖。

三、綜觀天氣圖分析

7 月 22 日 00Z，850MB T.D 正北方 35°N，145°E 有一分裂高壓，中心數值 1570 重力公尺，700MB 相對位置上亦有一分裂高壓與其相呼應；然而在 500MB 相同位置上則呈現的是一個鞍型場的情況；23 日起 850MB 及 700MB 之分裂高壓

變化，本文稱為傑夫颱風生命期之中期。自 7 月 30 日 12Z 傑夫颱風由溫州北方附近登陸中國大陸後，該颱風仍然繼續維持輕度颱風的完整環流向北進引，並未因受華南至華北之間約 1800 公里之地形破壞而減弱，直至我國東北地區後方消失成為普通低壓，本文稱之為傑夫颱風生命之末期。在其生命史中，由強度變化上，我們可以發現傑夫颱風在其生命期之前期至中期，曾兩度發展成為中度颱風，亦曾一度減弱成為熱帶低壓；就路徑上而言，其所歷經的路徑由原來的東北偏北走向，突然折向西進行後轉為偏西南方向，最後才沿日本高壓邊緣呈拋物線北上如圖 1 所示。本文重點則在於研究分析傑夫颱風何以兩度增強及一度減弱；何以其路徑原來由太平洋高壓導引，到達 28°N 時則又遞交到日本之副熱帶高壓所導引，其中是否有明顯地大範圍環境場條件促使傑夫颱風如此運動，若有，又為何？

明顯地向西伸展；500MB 此時在黃海及東海上有一分裂高壓開始東移；24 日 00Z，850MB 之分裂高壓在高度場上已分析不出來，但是風場上卻可看出在日本南方四國及九州附近，有一風場輻散區，700MB 分裂高壓中心繼續向西伸展，位置配置上與 850MB 風場輻散中心相互呼應；同一時間內，500MB 之分裂高壓則向東移入日本海，中心

位於 850MB 及 700MB 高壓環流之正北方，再 22 日至 24 日此段時間內，850MB 在颱風北方明顯地是一條高壓脊綫東西向的配置，700MB 上自 23 日起有一槽綫自日本北海道向南伸至 35°N, 145°E 附近，500MB 上此一槽綫亦表現的十分顯著至 24 日此槽綫表現的尤其明顯，似乎有導引颱風偏東北移動之趨勢；25 日起，850MB 之分裂高壓中心已不再分析得出來，表現的僅為高壓脊綫的型式而已；然而在 700 及 500MB 上，可以明顯地看到分

裂高壓中心駐留於日本島與日本海之間，27 日 12Z 開始 850MB 之高壓中心再度建立，此中心之位置與 700 及 500MB 之高壓中心互相疊置，後續此一分裂高壓中心就始終存在在各定壓層，並決定性地左右了颱風的運動路徑。由圖 2 中我們可清楚地看到 500MB 層 27 日 00Z，湖北省之分裂高壓及日本海之副熱帶分裂高壓中心是來自不同的地區，到 28 日 00Z 時兩個高壓中心相互重疊成一體之後，850MB 位於日本海南部之高壓則又再度建立。

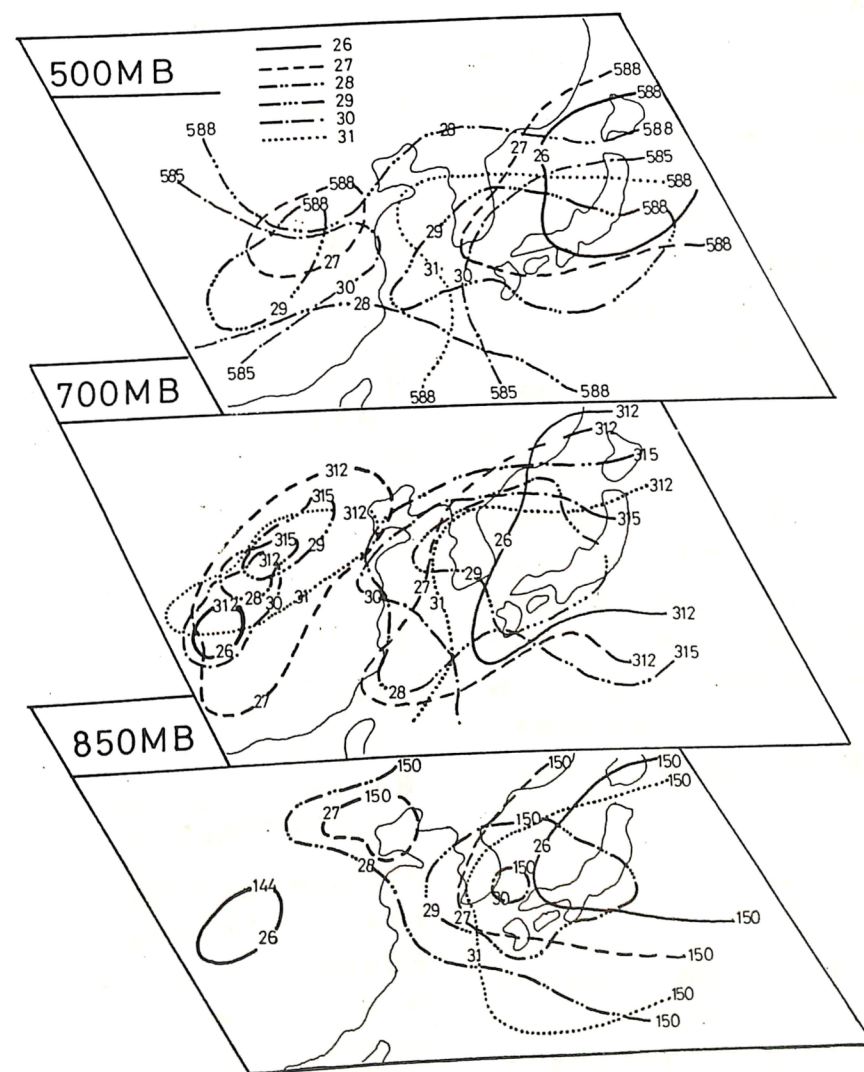


圖 2：民國 74 年 7 月 26～31 日 850、700、500 MB 00Z 天氣圖。

四、傑夫颱風生命期之強度及路徑變化

(一) 傑夫颱風生命期前期

當 T.D 生成於關島北方後，直至 22 日 18Z 發展成爲輕度颱風，自 23 日 06Z 至 24 日 06Z 止此時間內，由於 500MB 層上北海道之槽綫南伸至 35°N, 144°E 附近，使得風場上調整有利於傑夫颱風北引。另從雲系之發展上可以看出當 T.D 發展成輕度颱風至增強爲中度颱風，因其所經歷之環境均爲海洋，故傑夫颱風之增強應屬必然趨勢。由於高空槽綫迅速東移，因此並未導引傑夫颱風順利進入槽綫繼續向北或東北運行，在此時間內，傑夫颱風在路徑上顯示是左右擺動不定。另由於該槽綫所伴隨的溫度槽伸入傑夫颱風環流。因此依據 MeBride (1979) 的 S.G.P (Seasonal Genesis Parameter) 中的指示，我們得知傑夫颱風在其發展條件上，由於溫度槽的南伸，在其熱力潛力不利的情況下，24 日 06Z 開始再度減弱爲輕度颱風。

(二) 傑夫颱風生命期中期

此一時期是傑夫颱風生命史中最戲劇化的時段，自 25 日 18Z 起，傑夫颱風減弱爲 T.D 之後，我們爲此曾檢查了 850-500MB 層上溫度槽影響的可能性，但是事實上，除了 24 日有明顯的溫度槽可達傑夫颱風環流，而此溫度槽很快的就在 25 日東移消失，換言之，造成 25 日 18Z 傑夫颱風減弱成 T.D，除在綜觀天氣圖上受溫度槽影響外，筆者認爲尚有其它原因，因此檢視了地面天氣圖上傑夫颱風中心至其中心正北方 35°N 處之氣壓梯度變化，因爲若將梯度風方程寫在圓柱座標上來表示的話，其方程式應爲：

$$(fV_{\theta} + \frac{V_{\theta}^2}{r}) = g \frac{\partial p}{\partial r} \quad (1)$$

(a) (b) (c)

式中 f = 科氏參數。 V_{θ} = 切綫風。 r = 颱風半徑。

g = 重力加速度。 p = 氣壓。

方程式中(a)項爲由科氏力所造成之加速度，(b)項爲向心加速度，(c)項則爲由於氣壓梯度所造成之加速度，由於 Silva Dias 和 Schnbert (1979)

以及 Fingerbut (1979) 的研究均指出，在颱風的尺度內，以質量場和風場的調節關係上，應該是質量場向風場來調節，因此我們將 25 日 12Z 起至 28 日 18Z 止所有 $\frac{\partial p}{\partial r}$ 之直加以計算，如圖 3 所示，我們發現 25 日 18Z 開始 $\frac{\partial p}{\partial r}$ 明顯地在下降，此一趨勢持續到 26 日 12Z，而從(1)式中可看出，當 C 項減小時，(a)項及(b)項亦應減小，26 日 12Z 至 18Z $\frac{\partial p}{\partial r}$ 並無變化，自 26 日 18Z 至 27 日 06Z $\frac{\partial p}{\partial r}$ 迅速增加，並且其數值大於 25 日 12Z 之值，後續 $\frac{\partial p}{\partial r}$ 之變化則穩定的增加。而傑夫颱風由 27 日 06Z 開始由 T.D 增強爲輕度颱風。從圖 3 中我們可以明顯的發現，當 $\frac{\partial p}{\partial r}$ 減小時，颱風強度減弱，當 $\frac{\partial p}{\partial r}$ 值增大時，颱風強度增強。另外曾企圖分析 850MB

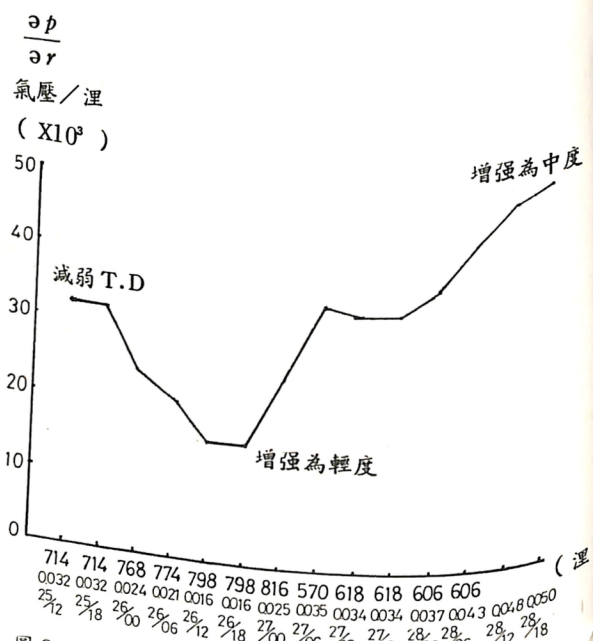


圖 3：民國 74 年 7 月 25~28 日傑夫颱風中心正北方 35 度處氣壓變化圖。

及 200MB 層上氣壓梯度加速度之關係，進而比較其風場間，是否是當颱風增強時 850MB 有明顯的超梯度風存在 (Subgradient Wind) 存在，或當颱風減弱時，850MB 會有次梯度風而 200MB 有超梯度風的情況，但是由於資料缺乏，我們僅能對傑夫颱風正北方 $\frac{\partial p}{\partial r}$ 之變化做討論，此乃顯示，在預報颱風強度變化上， $\frac{\partial p}{\partial r}$ 之增減不失爲一有利的參考因子。

自 27 日 06Z 起，傑夫颱風再度增強爲輕度颱風。其路徑有偏向西南之趨勢。劉 (1975) 曾指出了 500-700MB 厚度與颱風移動之關係，劉指出：

$$\frac{\partial}{\partial t} \iint K dx dy dp \approx - \iint f a w dx dy dp$$

$$= - A g \bar{w} \Delta Z \quad (2)$$

式中 A 爲水平面積。 $\bar{w}$ 爲 ΔZ 內之平均垂直速度，其他符號爲一般所慣用者。由(2)式中可知，暖空氣之上升運動 ($w < 0$) 可使動能增加，而增量之大小則與厚度 (ΔZ) 成正比，亦即厚度最大地區就是動能增加最大之地區，颱風應向此一地區移動，據此，我們做了 500-700MB ΔZ 之變化，如圖 4, 5, 6 所示，結果顯示傑夫颱風的確是指向

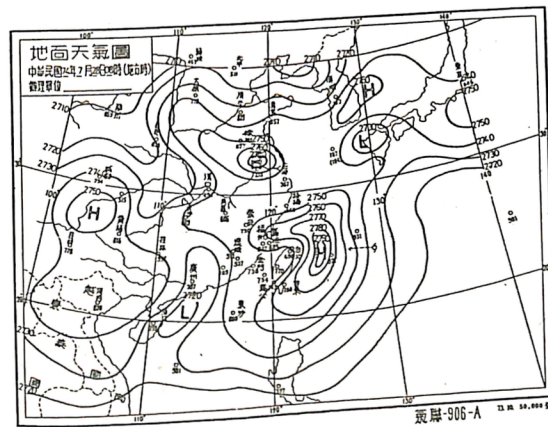


圖 4：民國 74 年 7 月 28 日 00Z 500MB-700MB ΔZ 天氣圖。

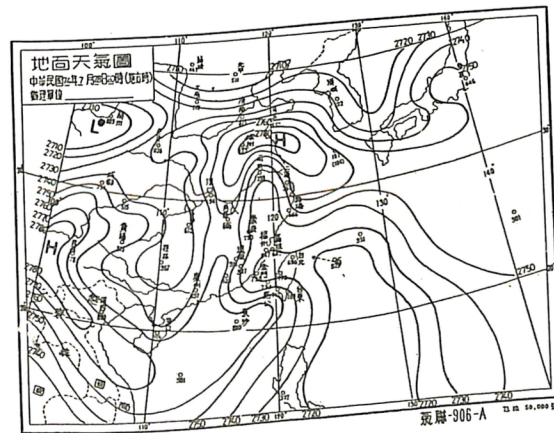


圖 5：民國 74 年 7 月 28 日 12Z 500MB-700MB ΔZ 天氣圖。

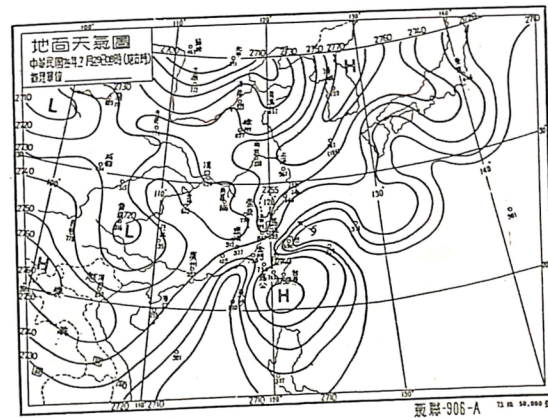


圖 6：民國 74 年 7 月 29 日 00Z 500MB-700MB ΔZ 天氣圖。

最大值中心。當傑夫颱風進入我國大陸後，在 500-700MB ΔZ 之變化中並沒有很好的指示，推論可能是由於陸地地形影響所致。另外亦發現，當 500-700MB ΔZ 之最大值中心愈接近颱風中心時，對颱風移動之指示愈爲明顯，至於定量上去討論到底要多近才可以有效的指示颱風運動，還有待進一步的深入研究。

(三) 傑夫颱風生命期後期

7 月 30 日 12Z 起，傑夫颱風登陸大陸後迅速減弱爲輕度颱風，此時正處於大陸分裂高壓與日本副熱帶高壓之間，並受日本副熱帶高壓及其北方槽綫之導引，繼續維持完整之颱風環流向北移動，爲了瞭解此兩分裂高壓之秉性及駛流的變化特在約 31°N-33°N 之緯度上，分別選擇日本古座 (4777-8)，我國上海 (58367) 及四川成都 (56294) 三個探空站，加以研究分析。其中日本古座 (47-778) 代表副熱帶高壓之秉性，上海 (58367) 代表副熱帶高壓及青康藏高壓之間的秉性，四川成都 (56294) 則代表青康藏高壓之秉性。將此三探空站之 26-31 日 00Z 之探空資料，分析其垂直溫度及濕度變化，所以瞭解青康藏高壓與副熱帶高壓間之相互變化關係。由圖 7 中顯示，日本古座 (47778) 之探空在 7 月 30 日以前仍保持副熱帶高壓秉性，亦即 500MB 以下各層較爲潮濕，500MB 以上則較爲乾燥。圖 8 及 9 則顯示上海及成都

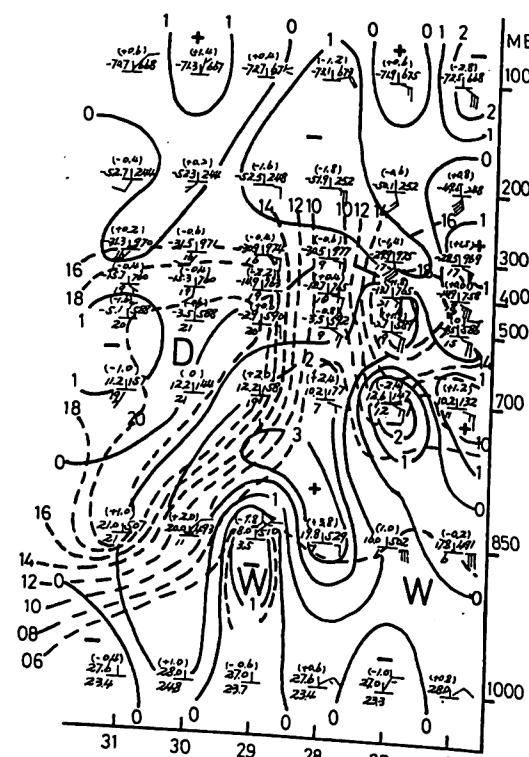


圖 7：民國 74 年 7 月 26～31 日 00Z 日本古座 (47778) 逐日垂直溫度與濕度變化圖
實線表示溫度場變化 虛線表示濕度場變化

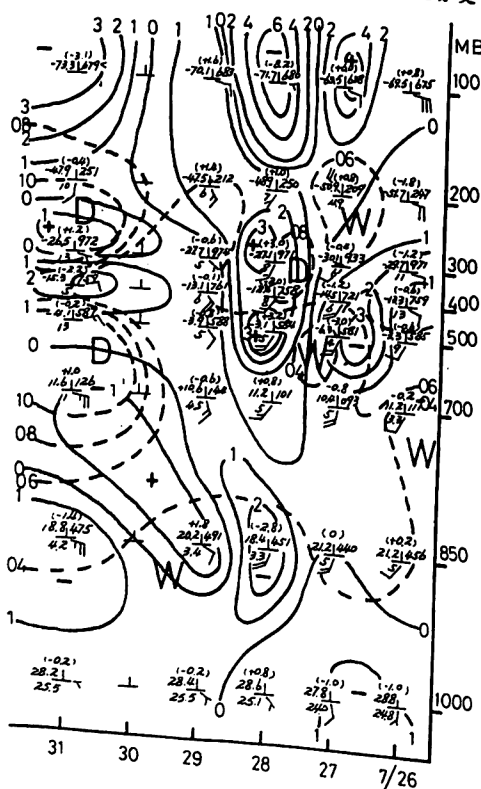


圖 8：民國 74 年 7 月 26～31 日 00Z 上海(55367) 逐日垂直溫度與濕度變化圖 實線表示溫度場變化 虛線表示濕度場變化。

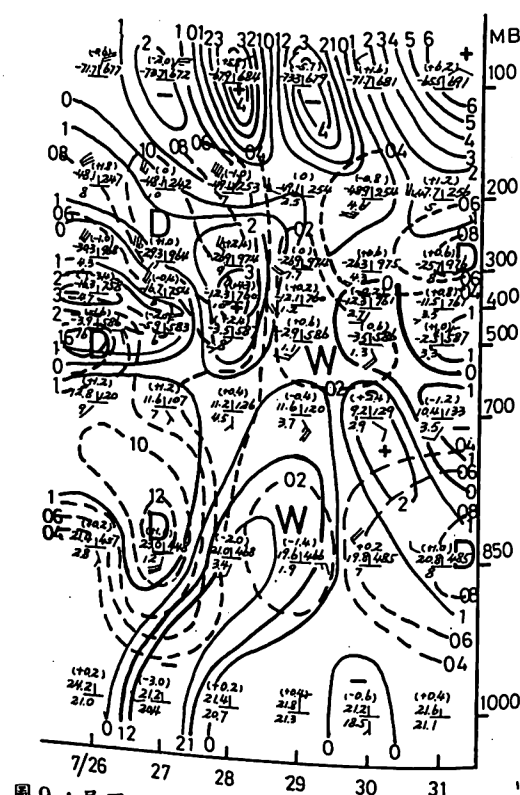


圖 9：民國 74 年 7 月 26～31 日 00Z 四川成都 (56294) 逐日垂直溫度與濕度變化圖
實線表示溫度場變化 虛線表示濕度場變化

日 00Z 時此三測站之垂直溫度及濕度之分布大致趨於一致，此日副熱帶高壓脊線亦西伸至最西端而到達華南沿海，另亦可由圖 9 中成都測站 28 日 500 MB 至 100 MB 各層溫度變化均有顯著之增溫現象。尤其在圖 10 中所示，500 MB 層上 -3°C 之溫度脊線東伸到達浙江省境，100 MB 層之溫度增加達 5.8°C ，此時在日本的副熱帶高壓勢力亦增強且向西伸至東北北部，29 日則繼續西伸到達華南沿海。此乃顯示青康藏地區之增溫對副熱帶高壓之增強有密切關係。迄至 7 月 30 日當青康藏地區 500 MB 層上 -3°C 之溫度脊線西退至四川省境以西時，日本之副熱帶高壓勢力亦東退至日本，且高壓範圍亦隨之減小。

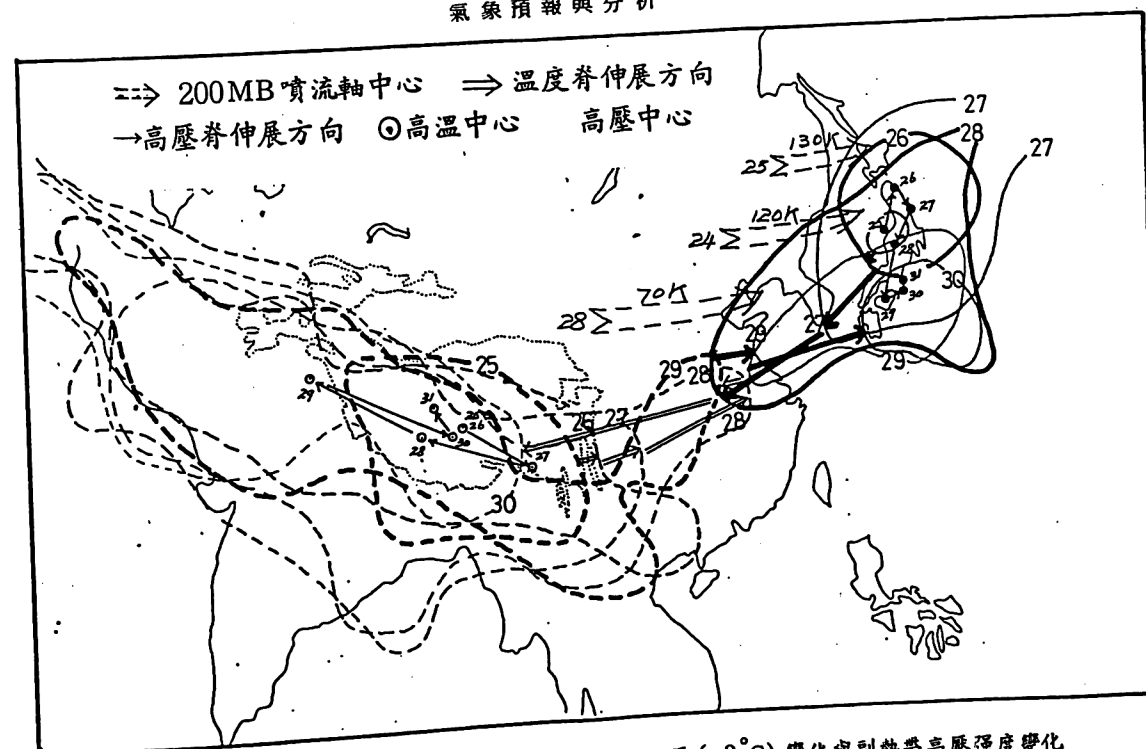


圖 10：西元 1984 年 7 月 25～31 日 500 MB 青康藏高原 (-3°C) 變化與副熱帶高壓強度變化圖。虛線為溫度線，實線為 5880 動力公尺等高線。虛線為 200 MB 噴流軸中心。

五、高壓中心與颱風的相對運動

1920 年代初期，日本藤原博士 (Fujiwara) 曾提出所謂藤原效應 (Fujiwara effect)，指出兩個颱風若是距離相距一千七百公里左右時，則其中之一會以另一颱風為中心做氣旋式的旋轉；晚近，劉 (1983, 1984, 1985) 亦曾對雙颱風做了理論性的探討，並且將過去實際的例案加以調查分析指出，並非所有的雙颱風僅做氣旋式的旋轉，亦有作反氣旋式旋轉者，此外地形因素...等其它因素亦是應該考慮的對象。早在西元 1954 年 Riehl 即曾指出，高壓與颱風間亦應有相當程度的相對運動，事實上，此種現象時見發生 (劉，1983；廖，1985)，而傑夫颱風在其生命期中所表現出來的與高壓中心相對運動之關係就是相當的明顯。

圖 11 為地面高壓中心及 500 MB 日本副熱帶高壓中心與傑夫颱風相對運動情況，由圖中顯示地

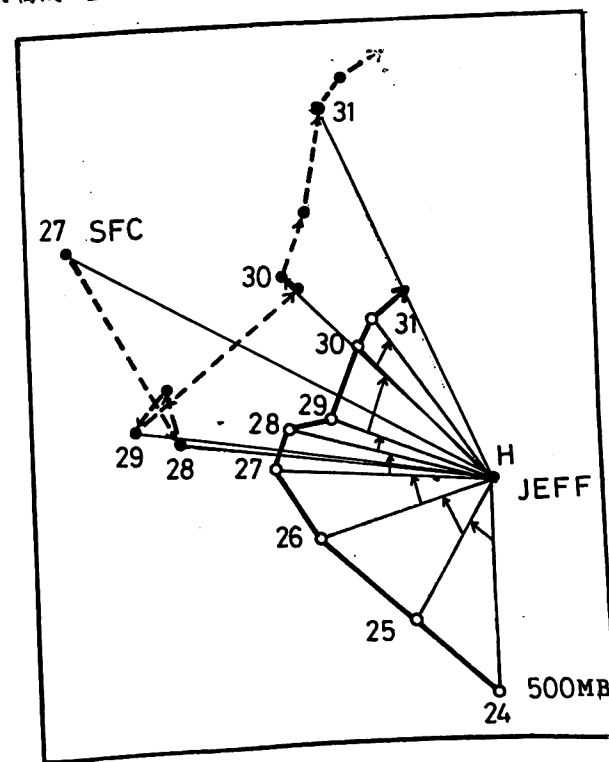


圖 11：民國 74 年 7 月 24 日～31 日傑夫颱風與地面高壓中心及 500 MB 高壓中心相對運動圖。

面高壓中心與傑夫颱風之相對運動，非常不規則。但若檢視 500MB 之副熱帶高壓中心與傑夫颱風相對運動，自 24 日 00Z 開始傑夫颱風即在該高壓中心用方持續地在做反氣旋式（順時針）運動，此種反氣旋式的相對運動一直維持到傑夫颱風生命期結束為止，由此可知，500MB 高壓中心與颱風中心應有氣旋式之相對運動，此外是否有氣旋式之相對運動，乃待進一步研究，但在分析高層高壓中心時，除等高綫之分析外，應再配合氣流綫分析，方可正確訂定高壓中心。而地面高壓中心與颱風之間的相對運動較不明顯且不規則，最大可能原因是海陸差異和日夜變化所致。同樣地情形在 700MB 上所表現出來的亦有同樣的效果（圖略）只是不如 500MB 層上表現的那麼顯著而已，筆者認為其最大原因是 500MB 層對海陸差異及日夜溫差變化影響較不明顯所致。此外日本地區之分裂高壓在傑夫颱風生命期中佔有絕對重要的原因之一，是 500MB 以上之大氣層有充分地條件使處在日本的副熱帶高壓結構能上下都很結實，亦即是導引傑夫颱風運引之日本副熱帶高壓能獲得足夠的能源，使其在強度上可維持 8 天以上。此點我們可由天氣圖中分裂高壓中心上下層的存在且維持的事實上求得驗證，如圖 2 及 10 所示。致於如何得知高層情況可利於 500MB 層日本副熱帶高壓強度的維持呢？我們分析了 500MB 層青康藏高原的溫度變化，如圖 10 所示，發現在青康藏高原的東側，自 24 日 00Z 起始終都是一個溫度脊綫存在，因此可以推論在 500MB 層上，青康藏高原之東側應有較為旺盛的熱對流，亦即在 500MB 層以上，必定有相當程度的輻散，此時在 200MB 層上正好有西風噴射軸在我國山東及東北，使得大半之質量可向東傳送，此質量之東移，正可加強 500MB 以下各層日本之分裂副熱帶高壓的強度，導致傑夫颱風向西運行之有利條件。

六、結 論

(一) 傑夫颱風生命期前期，其路徑向北移是受到日本北海道高層槽綫南伸至 35°N，改變了大範圍環流場所致，其強度上之增強，則是其所經歷之環境均為暖洋面，有利其發展，後綫之減弱乃是由於伴隨之高空溫度槽南伸至傑夫颱風環流，破壞了其繼續發展的熱力條件所致。

(二) 傑夫颱風生命期中期之再度增強，是由於梯度風之作用所致。

(三) 當分析梯度風關係時，由於颱風尺度為中尺度系統，故質量場應向風場調整，若地面觀測資料完整，故使用 $\frac{\partial p}{\partial r}$ 或 $\frac{\partial z}{\partial r}$ 不失為作為颱風強度變化預報之參考，但不可反客為主，由 $\frac{\partial p}{\partial r}$ 或 $\frac{\partial z}{\partial r}$ 之變化來斷定其風場之強弱變化。

(四) 500-700 MB ΔZ 之指示，在地形因素影響不大時，其最大值中心即為颱風將來要移動的方向，最大值愈接近颱風中心效果愈佳。至於定量上，仍需做更進一步的分析研究。

(五) 颱風中心與其控制高壓中心有反氣旋式的相對運動，此種反氣旋式的相對運動在 500MB 層表現的較為明顯，地面高壓中心因受海陸差異及日夜變化的影響，與颱風中心的相對運動較為不規則。

(六) 青康藏高原溫度變化與 200MB（或 300MB）層之噴流位置可以左右 500MB 以下各層之副熱帶高壓之強度，當青康藏高原增溫，溫度脊向東移時，200MB（或 300MB）層之大風軸愈接近 500 之溫度脊時，愈有利高層之輻散，而增強 500MB 以下各層副熱帶高壓之強度。

致 謝

本文之順利完成，承蒙副聯隊長劉上校之指導並提供寶貴意見，李雲龍、鄧資嘉同仁之協助以及中正理工學院實習同學的幫忙資料之整理，在此特表無限的感激與致謝。

參考文獻

1. 王時鼎，1980：台灣近海颱風運動及風力強度預報法。空軍氣象中心研究報告 018 號。
2. 李富城、馬汝安及張世潛，1982：颱風主要駛流層之選定與分析。中範圍天氣系統研討會論文彙編。中央氣象局。
3. 李富城，1984：颱風侵襲下台灣地區強風分析乃持續時間客觀預報之研究（一）。空軍氣象中心研究報告 029 號。
4. 廖學鎰，1985：國外颱風預報作業之評介，天氣分析與預報研討會。
5. 劉廣英，1985：颱風預報的過去現在與未來，天氣分析與預報研討會。
6. 劉廣英，1984：西北太平洋及南海地區雙颱風運動特性之分析與探討。空軍氣象中心研究報告 027 號。
7. 劉廣英、俞川心，1985：地形對雙颱風運動之影響，大氣科學第 12 期。
8. 劉廣英，1983：民國 71 年西太平洋及南海地區雙颱風現象之分析與探討。氣象預報與分析，95 期。
9. 劉廣英，1979：關於颱風運動的幾個小問題，氣象預報與分析，80 期。
10. 劉廣英，1975：500-700 毫巴厚度與颱風移動之關係，大氣科學，第二期。
11. 陳明輝、潘大綱、高台潤，1985：台灣地區近海颱風運動特徵之合成分析與研究（I）；氣象預報與分析，103 期。
12. Chan, J. C. L., 1982: On the physical responsible for tropical cyclone motion, C. S. U report A.S. No. 368 200pp.
13. Fingerhut, W. A., 1979: Numerical model of Tropical cyclone genesis. Forthcoming Ph. D. Thesis, Dept. of Atmo. Sci., Colo State Univ., Ft. Collins, Co.
14. McBride, J. L., 1979: Observational analysis of Tropical Cyclone formation, Dept. of Atmo. Sci., Colo. State Univ., Ft. Collins, Co. A. S. report No. 308 230 pp
15. Merrill, R. T., 1982: A comparison of large and small tropical cyclones, Dept. of Atmo. Sci., Colo. State Univ., Ft. Collins, Co. A. S. report No. 352 75pp
16. Ramage, C. S., 1974: The Typhoons of October 1970 in the South China Sea. In Tensification, decay and ocean interaction. J. Appl. Meteor., 13, pp739-751
17. Riehl, H; 1954: Tropical Meteorology McGraw-Hill, New York.
18. Sadler, J. C., 1976: A role of the tropical upper troposphere pp.1266-1278
19. Sadler, J. C., 1978: Mid-season typhoon development and intensity changes and the tropical upper tropospheric trough. Mon. Wea. Rev. pp1137-1152.
20. SilvaDias, P. L. and W. H. Schabert, 1979: The dynamics of equatorial mass-flow adjustment. Dep of Atmo. Sci. Paper No. 312, Colo. State Univ., Ft. Collins, Co. 203pp

On the Relationship of Typhoon "JEFF" with Respect to the Vertical Structure Adjustment of the Pacific High

Chuan-Shin Yu Da-Gang Pan

ABSTRACT

The life of typhoon JEFF, July 1985, had experienced a dramatic change, both on the intensity and the track. We point at the reason why JEFF could have such a sophisticated change during its life-time. Our results show that

- (1) There is an obviously anticyclonic relative motion between a high pressure center and JEFF.
- (2) The value of $\partial P / \partial \gamma$ from the typhoon center to its exact north at the 35°N can be used as a indicator for the intensity change.
- (3) As the Tibetan Plateau warming at 500 MB and a favorable 200 MB (or 300 MB) jet at a proper position a solid vertical anticyclonic structure can be formed it decidingly controls the typhoon movement.
- (4) The maximum center of the 500-700 MB ΔZ is a very good indicator for typhoon movement if the topographic effect were not considered. The nearer the distance from the maximum center to the typhoon, the better the situation that the typhoon move toward the maximum thickness center will be.