

颱風診斷分析與主觀預報評介

陳泰然

台灣大學大氣科學系

一、簡 介

近年來熱帶氣象與颱風研究普遍為世界各國所重視，因而，熱帶地區人造衛星、飛機、雷達、船舶與傳統探空資料均顯著增加。而且亦有國際間的合作研究計畫，諸如GATE，MONEX等。加上分析研究方法的多重化，除採用一般傳統的個案分析之外，亦利用氣候統計、合成法等對眾多資料求取一般特徵，以了解結構及物理過程，進而增進對熱帶氣旋的預報能力。本文僅將針對學者們利用實測資料所作的診斷分析結果加以評介，諸如熱帶氣旋（或颱風）的結構、生成、發展、移動路徑與登陸等問題，以為預報員在實際作業最後階段主觀判斷提供一些有用的線索。

因為不同國家或地區在描述熱帶系統所用的名稱不盡相同，在語意上常生混淆，故先對經常使用的熱帶系統名稱加以說明。美國氣象單位通常將熱帶氣旋按其強度（一分鐘或以上的平均最大風速）分成三類。風速在34kt以下者稱為熱帶低壓（Tropical Depression），風速在34-63kt者稱為熱帶風暴（Tropical Storm），風速在64kt或以上者為颱風（太平洋）或颶風（大西洋）。西太平洋發生的颱風由關島美軍聯合警告中心（JTWC）負責飛機偵測及命名，故我國原則上採用美國的分類，而依颱風的強度再細分為輕度颱風（34-63kt），中度颱風（64-99kt）及強烈颱風（ ≥ 100 kt）三種。所謂熱帶擾動（Tropical Disturbance）係指在熱帶或副熱帶上具有顯著組織的對流，無鋒面，移動性，且維持其獨立個體達24小時或以上之熱帶天氣系統。顯見，以上這些敘述性名詞，實已具有由熱帶擾動至颱風的不同強度等級的含意。熱帶天氣預報的主要問題即在決定一個熱帶系統的強度是否將由某一等級轉變成另一等級，以及決定其加強或減弱速率和未來移動路徑。

Yanai (1964)利用颱風個案分析結果，將颱風發展過程分為三期，即波動期（Wave Stage），加熱期（Warming Stage）和發展期（Developing Stage）。波動期為冷心，因上升區較下降區為冷，故動能轉換成位能而使波動消散。此期的熱帶就動一般包括三類：(1)赤道槽或間熱帶輻合區（ITCZ）的擾動，(2)東風波，(3)高層冷心低壓引發低層東風氣流的波動。加熱期為區分擾動發展與不發展的第一個重要步驟。由熱力方程得知，決定由冷心轉變成暖心的主要因子為潛熱釋放。事實上，空氣柱內淨加熱很小，僅為對流潛熱釋放加熱與綜觀幅度上升和蒸發冷卻的剩餘項而已。加熱區首先發生在高層，然後向下延伸。由於暖心的出現，將使地面氣壓下降以滿足靜力平衡。第二個重要步驟為由加熱期轉變成發展期。對此步驟的激發機制，過去學者們的意見並不一致，至少曾經有五種不同機制被用來解釋擾動的快速發展。這些包括(1)對流不穩度，(2)正壓不穩度，(3)斜壓不穩度，(4)慣性不穩度及(5)第二種條件不穩度。前四種均先後被證實為非快速發展的主要機制，第二種條件不穩度較為現在大部份學者所接受。

二、颱風結構

颱風的溫度結構與熱帶平均大氣比較，不論強弱均為一具有正溫度偏差的暖心低壓系統。一般個案的正溫度偏差最大值發生在250mb左右（例如Hawkins and Rubsam, 1968）。Hawkins and Imbombo (1976)分析1966年強烈小颶風Inez發現最暖中心除在250mb外，亦出現在650mb。Frank (1977)利用1961-1970西太平洋區探空資料求得合成颱風中心的正溫度偏差（與距離中心 14° 的外圍環境溫度偏差）最大值 15°C 在300mb，暖心向上伸展到150-200mb。Shea and Gray (1973)利用1957-1969的533次大西洋颶風飛

機偵測資料，求得合成溫度結構，發現最暖出現在緊鄰眼壁雲牆內的最大下降區，由下沉加熱而來。因此，颱風暖心由潛熱釋放造成，而眼壁內因下沉加熱而成最暖區。

比較個別颱風的範圍大小、強度、最大風速半徑、眼壁對流，不對稱性及其他結構特徵等均有某些差異。個案分析可以顯出個別特性而不易求得彼此的共同特徵。合成法則可去除這些個別差異而求得共同特徵，亦可去除因觀測資料不足所產生的困難。Shea and Gray (1973) 和 Gray and Shea (1973) 利用飛機偵測資料分析合成颱風內心區域的對稱與非對稱結構以及熱力穩定度與動力特徵，發現風暴低對流層的最大風速半徑以外有內流，半徑以內有外流。最大輻合發生在最大風速半徑處的最低層，該處在眼牆雲區內具有很大垂直不穩度及超梯度風。並發現發展風暴的垂直風切較減弱風暴者為小。Frank (1977) 對西太平洋颱風的探空資料合成分析，更發現距離中心 4° 外的內流不僅盛行於近地層，中對流層也發生相當強度的內流。

Nunez and Gray (1977) 比較西大西洋的合成颱風與西太平洋的合成颱風，發現它們的結構彼此非常相近。兩者最大內流均在 950 mb，最大外流均在 150 mb，內流層在離中心較遠處的厚度很大約至 300 mb，在離中心 2° 內變小(圖 1)。不論氣旋式或反旋式環流(切線風)，颱風均比颶風為大。僅有在離中心 2° 內，氣旋式環流才盛行於整個對流層， 2° 以外的高對流層即出現反氣旋式環流， 10° 以外則在 500 mb 就出現反旋式環流。兩者的氣旋式與反旋式切線風最大佳均分別出現在 850 及 150 mb 附近(圖 2)。平均相對濕度颶風較颱風小 10%，颶風的中高對流層溫度正偏差較小，但平流層的負偏差較大，範圍亦大。此外，他們還發現兩者的輻合與 Cb 活動都有日變化，最大值都出現在早晨時刻。Bell and Tsui (1973) 利用 1953-1971 距離中心 185 km 內的探空資料分析西太平洋颱風，也發現颱風比颶風有較暖濕的對流層，較高對流層頂但較冷平流層及較低海面氣壓。

三、熱帶氣旋生成

圖 3 為全球熱帶氣旋生的分布 (Gray, 1968)，可見熱帶風暴及颱風僅發生在海溫高的地方 ($26-27^\circ\text{C}$ 以上)，因為在熱帶地區要產生深厚對流必須海溫(及其上氣溫)超過 26°C ，由暖洋面空氣的濕絕熱上升才可以使高層加熱成暖心而發展。當颱風移出熱帶則海溫不須大於 26°C 亦可維持其強度。南大西洋及南太平洋東部，因海溫太低，故從無熱帶氣旋產生。Tisdale and Clapp (1963) 分析 1956-1960 年 8 月大西洋 35°N 以南墨西哥灣及加勒比海的颶風，發現所有個案的平均熱帶風暴生成區與計算的加熱區(海洋至大氣的潛熱及可感熱傳送)有很好的相關，風暴有在最大熱量傳送區下游形成的趨勢。

Dickson (1975) 分析 1966-1974 年 8 月北太平洋東南熱帶風暴與颱風發生頻率發現與區域性及北半球中對流層低緯度環流有關， $20-35^\circ\text{N}$ 與 $0-180^\circ\text{W}$ 的副熱帶西風指數與風暴頻率相關達 0.86，其顯著性在 1%。Brand (1972) 分析 1945-1968 西太平洋大颱風(半徑 $>10^\circ$) 與小颱風(半徑 $<2^\circ$)，發現兩者各有顯著的有利發生季節及發生區域，大颱風最多發生在 10 月，小颱風最多在 8 月。

Gray (1968, 1975, 1977, 1979a, b) 分析熱帶氣旋生成的季節與地理位置分布以及各氣象要素的氣候特徵，發現熱帶旋生的季節頻率和以氣候或季節平均資料為基礎的 6 個物理參數組合直接有關。6 個氣候旋生參數為(1)低層相對渦度 (S_r)，(2)柯氏參數 (f)，(3) 950 與 200 mb 水平風的垂直風切倒數 ($1/S_z$)，(4)海面至 60 m 深超過 26°C 的熱能，即海洋熱能因子 (E)，(5)地面至 500 mb 的 θ_e 梯度 ($\partial\theta_e/\partial P$)，(6)中對流層 (500-700 mb) 的相對濕度 (RH) 參數。他並定義動力位為 $f(S_r + 5) [1/(S_z + 3)]$ 與熱力位為 $E(\partial\theta_e/\partial P + 5)$ (RH 參數)，及季節旋生參數為(動力位) \times (熱力位)。發現季節旋生參數可正確定出各季節熱帶旋生的地理分布與頻率(圖 4)。比較各參數分布與旋生頻率分布可知動力位內的垂直風切最為重要，而熱力位內的濕度最為重要(特別是在分

辨冬夏低緯旋生頻率時)。在季節資料裡，輻散幾接近於零，使季節旋生參數內缺少了一個在個案旋生時的必要條件，即高層輻散。因而，這個季節旋生參數是否能用於逐日個案旋生，仍有待嚴格的試驗證實。

海上高空觀測較少，個別熱帶旋生特徵不易求得，故必須利用氣象衛星觀測或採用很多個案資料合成或平均，才能進行定量的分析研究。最近美國科羅拉多大學的大氣科學家們（Erickson, 1977; Arnold, 1977; McBride 1977）嘗試利用很多發展與不發展的熱帶擾動個案，求取其合成或平均統計特徵，以了解控制個別旋生的因子，並希望能了解導致旋生的機制與阻止旋生的條件。他們發現決定旋生的主要因子並非熱帶擾動輻合與降水量的大小，而是低層擾動的周圍氣旋式環流和高對流層反旋式環流的強度。旋生可視為絕對角動量的增加，他們也發現發展與不發展擾動由離中心 6° 以外向內的角動量傳送有很大的差異，發展系統向內角動量傳送較多。

由此可見，擾動外圍高低對流層的大幅度氣流形式在決定個別旋生的重要。Sadler (1967a, b, 1974, 1976a, b, 1978) 曾分析多個個案，證實擾動西北的高對流層槽（或氣旋）為引發熱帶旋生的重要機制。

四、熱帶氣旋發展：強度與強度變化

Brand (1973) 分析 1945-1969 西太平洋急速加強 ($\geq 50 \text{ kt}/24\text{h}$) 與 25°N 以南的低緯減弱 ($\geq 20\text{kt}/24\text{h}$) 兩類颱風，發現兩者都有特殊地理位置分布。 26°N 似為急速加強颱風的極限，由 8 月至 10 月急速加強的區域向東向南移，11 月則局限在 $10-15^\circ\text{N}$ 的非島以東地區。西太平洋熱帶氣旋季節頻率分布最大值在 8-9 月，颱風 ($\geq 64\text{kt}$) 最大頻率在 9 月，熱帶風暴最大頻率在 8 月。1 至 8 月的颱風發生頻率小於風暴，9 至 12 月則相反，在 8 月時兩者頻率相差最大。8 月亦為發生最多強烈小颱風與最多由冷心低壓發展成颱風的月分。

圖 5 為 1945-1969 年 7-9 月西太平洋 ($10^\circ \times 10^\circ$ 網格) 的颱風 24 小時平均強度變化的地理分布 (Brand, 1973)，顯見熱帶氣旋加強與減弱的分布情況。零變化線在 8 月達最高緯度，約以 30°N 為限

，強度每日增加 20kt 的區域相當廣擴，雖然這些平均值包含加強和減弱的風暴，但亦可見強度增加值和西太平洋區為熱帶風暴最活躍區一致。陳與何 (1980) 進一步以 $2^\circ \times 2^\circ$ 網格分析 1959-1978 年 7-9 月該區侵台颱風 12 小時強度變化 (圖 6)，發現南海與台灣一琉球的加強區與暖海面一致，太平洋上的加強區則與 200mb 平均氣流的輻散場一致。該結果也顯示台灣及中國大陸地形對強度變化的影響遠較菲律賓群島為大。

Riell (1972) 分析 1957-1968 不通過台灣亦不侵襲大陸的 66 個轉向颱風 (主要在 125°E 以東)，發現幾乎所有颱風在轉向或轉向前達最大強度，轉向後的強度隨中心所在緯度的增加而減少，主要乃因 f 變大之故 ($V_{\text{max}} = \text{Const}/f$)，部分則因海溫低，各月轉向颱風的移動行經幾乎均垂直於海溫線，而未轉向前的西北進颱風則平行於海溫線，故強度減小較慢。Holliday and Thompson (1979) 分析 1956-1976 西太平洋 76 個急速發展熱帶氣旋 ($\geq 42\text{mb}/24\text{h}$)，發現它們與平均海溫以及高對流層平均環流形式有密切的關係。海面至 30m 深的 10 天平均溫度 $\geq 28^\circ\text{C}$ 為由熱帶風暴急速發展成颱風的必要條件。夏季和初秋的平均熱帶高對流層槽 (TUTT) 與 5-11 月的副熱帶高壓脊 (200mb) 位於 $\geq 28^\circ\text{C}$ 海溫之上，且幾與發生急速加強颱風的極向極限一致。而 7-10 月的急速發展颱風幾皆位於 TUTT 3° 之內。Colon and Nightingale (1963) 分析西大西洋 40 個颱風，亦發現它們的發展與 200mb 的環流形式密切相關。 200mb 西風帶槽東、熱帶高層冷心低壓東側及反氣旋西側等向北的赤道氣流較有利於低層氣旋發展。高層反旋式渦度比氣旋式渦度較有利熱帶旋生。亦和中緯度一樣，在熱帶高層槽前有利氣旋發展。

個案分析更顯示高層輻散場為颱風發展的必要條件。Ramage (1974) 分析 1970 年 10 月 3 個南海颱風，發現 200mb 西風槽前有正渦度平流提供輻散而導致颱風發展，並導引颱風移動行徑，而這些颱風強度改變似與海溫無明顯的直接相關。Sadler (1976a, 1978) 利用探空、飛機報告與衛星雲圖分析 1971 年 6 月與 1972 年 7 月的太平洋颱風與高空

氣流的相關，發現影響熱帶氣旋強度的主要因子為高對流層大幅度環流形式。高層槽或高層氣旋的適當配置，可提供大幅度氣流的強烈輻散場，而導致低層氣旋加強，他認為熱帶擾動的頻率多而達颶風強度的頻率少的主因，可能是高低層氣流形式未能配合致使質量未能充分外傳以降低氣壓。

如前所述，成熟颶風為暖心且最暖區在高對流層。此種暖心為在靜力平衡之下降低地面氣壓的必要條件，暖心形成的主因乃為潛熱釋放而來。Adler and Rogers (1977) 利用NIMBUS 的ESMR (Electrically Scanning Microwave Radiometer) 資料計算熱帶氣旋的潛熱釋放及降水速率分布，發現當潛熱釋放增加時，氣旋強度增加且較大降水強度區向中心集中。暖心的形成，理論上可由水平溫度平流，垂直溫度平流或非絕熱過程(可感熱、潛熱釋放及輻射通量輻合)加熱而來。但是，即使這些加熱機制均在使一初生低壓之上的空氣加熱，而若垂直風切太大時，亦將使熱量不能集中而抑制發展。Gray (1975) 發現900-250 mb 的風切必須小於15kt，颶風才會發展。

個案分析顯示，颶風在35°N以南的熱帶內時，強度改變與海溫有很密切的關係(Fisher, 1958; Perlroth, 1967; Smith, 1975)。當它移經暖洋面時加強，移經冷洋面時減弱。Perlroth (1962) 分析1961年大西洋颶風Esther，發現當它在熱帶內未受鋒面或中緯度槽影響時，中心氣壓變化，雲牆強度，颶風強度與海面溫度有顯著相關。移經暖洋面時加強，冷洋面時減弱，既使轉向後仍有這種趨勢。圖7為Esther中心氣壓與海溫的分布，顯見當海溫急速降低時，氣壓急速升高。Esther向西北西~西北移動，19日轉向。此外，Leipper (1967) 與Perlroth (1967) 也都指出除海面溫度對颶風有影響外，海面表層垂直溫度分布也相當重要，因其決定上傳給颶風能量的多寡。

為了客觀決定熱帶與副熱帶地區的熱帶擾動發生地點，路徑與發展潛勢，美國颶風中心(NHC)利用一種決策梯圖(Decision Ladder)(Simpson, 1971)。這些決策條件經Hebert (1971) 研究了1968-1970 熱帶氣旋後加以修改而成為圖8

內熱帶低壓發展與否24小時前的9個條件。Hebert (1978) 並利用1968-1972年65個熱帶低壓，對此決策梯圖進行評估，結果如表一所示。前5個條件基本上屬於熱力性質的，後4個則屬於動力性質的。65個熱帶低壓有38個或58%發展，有27個或42%不發展。表一內Yes表示個別條件為肯定時低壓發展成風暴，No表示個別條件為否定時，低壓不發展為風暴。正確預報的百分比顯示各條件的相對重要性。顯見最重要的條件為對流雲簇相對於低壓的位置，由南邊象限而來的注入雲帶(feeder band)的有無也很重要。因在颶風季節的平均混合比及海溫條件幾永遠符合，故減少了不發展的否定答案次數，導致此兩條件很差的正確答案百分比。但當此兩條件不合時，通常擾動並不發展。高層渦度平流條件的重要性亦由表內相當高百分比的正確答案反應出來。並發現發展與不發展低壓在達風暴強度前24小時的厚度距平、平均混合比、海溫與垂直風切等的平均值並無顯著差異，發展低壓僅比不發展低壓稍暖較濕，而海面平均氣壓較低1 mb而已。

發展氣象衛星的一個重要理由為它能偵測資料缺乏的熱帶海洋上的熱帶旋生。很多學者透過雲圖分析，求得一些方法、模式或技術以辨認熱帶氣旋發展的不同階段(Fett, 1966)，估計最大風速(Fritz et al, 1966)以及預報24小時的強度變化(Dvorak, 1972, 1975)。這些模式的求得主要是依賴風暴中心深厚雲層的組織性、大小、形狀、結構、外觀及邊界特徵來辨別，而這些要素則和前述決策梯圖內的條件，諸如平均厚度、反旋式垂直風切、氣旋式水平風切與200 mb 渦度平流等有關。

五、移動路徑

Burroughs and Brand (1973) 分析1945 - 1969年5 - 12月西太平洋586個轉向與不轉向熱帶風暴與颶風，發現兩者強度最小均在8月，範圍最大均在10月。轉向後的加速度大小各月不同，但皆與300 mb 西風分量大小成正比。轉向先決條件為颶風以北各層的脊線減弱。他們又將轉向颶風分為慢加速及快加速兩類，發現慢加速發生的情況為當槽的氣旋式環流在颶風之北由西向東移入至約颶風經度時，颶

風環流併入槽內，之後中心向北移動約24小時再轉向東北。快加速發生的情況為槽的氣旋式環流伸至颱風緯度之南，當槽移至颱風以西10°經度內時，颱風之西有槽，東北有脊，當颱風變成槽內短波時轉向。

George and Gray (1976) 利用西太平洋 1961-1970 年 30 個探空站資料對熱帶氣旋中心進行合成研究，發現熱帶氣旋移動和低對流層中心周圍 (1° - 7° 緯度) 的實測風及地轉風場有很好的相關。此種相關對不同緯度、移向、移速、強度及強度變化的氣旋均佳，而 700 mb 最能指示移速，500 mb 最能指示移向。因此，氣旋移動的駛流觀念在統計上亦十分正確。若氣旋周圍的氣流可由飛機或氣象衛星偵測求得，則此合成結果應可用於路徑預報。他們 (1977) 又以同組資料對轉向與非轉向颱風各 21 個求其合成條件，發現高層 (200 mb) 離中心很遠的北方 (21° 以內) 在颱風轉向前 12-60 小時的高度與風場有很好的指示，具有強烈偏西風及偏低高度值。故 2-3 天的熱帶氣旋轉向預報可由高層風及高度資料求得。顯見高層較低層氣流對轉向有更好的預報效果，此點和過去轉向預報大都採用 850-500 mb 平均氣流場者有異。由圖 9 可見 200 mb 地轉氣流在離中心甚遠處具有預報轉向潛力，且其預報能力較 700 mb 為佳。

以上氣候統計或合成分析結果，均驗證了駛流在決定熱帶氣旋移動的觀念，在駛流場微弱或不顯的情況下，颱風的移動則應受熱力與本身動力的控制，此時海溫對路徑的影響顯得相當重要。

Fisher (1958) 發現大西洋 35°N 以南的颱風有趨向或沿著最高海溫區域移動的趨勢。Tisdale and Clapp (1963) 分析 1956-1960 年 8 月大西洋 35°N 以南 9 個颱風路徑，發現它們與實測海溫和正常值間偏差的 10 日平均有非常高的相關，颱風沿最大偏差值正區移動。

六、登 陸

Brand and Bleiloch (1973, 1974) 分析 1960-1972 由東向西經過菲律賓 (30 個) 與台灣 (22 個) 的颱風特徵變化，發現颱風經過菲島最顯著的現象為登陸前 24 小時至出海後 24 小時的強度減弱。依登陸前 24 小時颱風強度 (地面最大風速) 分成強 (\geq

90 kt) 與弱 (<90 kt) 兩類，則強颱風強度減小 45-50%，弱颱風僅減小 10-15%。圖 10 為登陸前強度與登陸前後各 24 小時的強度差相關，相關係數高達 0.83，顯見若登陸前強度為 120kt，則將減弱 50 kt；若 60kt 則不減弱；而 60kt 以下的輕度颱風出海後將加強。登陸前 20 小時內有 10% 的加速，且弱颱風較強颱風的加速為大，出海後則減速。圖 11 為颱風登陸台灣前 24 小時強度與出海後 6 小時強度變化相關，顯見不論颱風強弱通過台灣均將減弱。侵台前後 6 小時的強度減小，不論颱風強弱均為 40-45%，而強度減弱均在侵台前 12 小時開始。強颱風移速快，出海後減速；弱颱風出海則加速。

颱風出海後的強度變化，端視海面熱力性質，颱風本身組織結構及有利的高層氣流形式而定。夏季和秋初廣大的南海海溫相當高，有利於出海颱風再加強。但颱風通過台灣進入台灣海峽，平均僅需 13 小時就登陸大陸，因而沒有足夠時間再增加強度。陳與何 (1980) 的侵台颱風強度變化研究 (圖 6) 亦有相同結果。特別顯著的現象為颱風強度減弱現象在颱風中心仍位於台灣東南海面甚遠時即已發生，特別是在 7 月更為明顯。7, 8 月強度減弱在台灣島上最快，9 月則在登陸大陸時減弱最快。以上強度減弱的時間及地理分布顯示，陸地對颱風強度的影響除地形摩擦效應外，水氣來源的減少亦十分重要，致使颱風中心離陸地尚遠時即開始減弱。

颱風登陸後將減弱，但若有適當條件配合，積雲對流潛熱釋放亦可使颱風再度加強。Grossman and Rodenhuis (1975) 分析 1955 年 8 月 17-19 日侵襲美國東岸的颶風 Diane，發現當 Diane 登陸後因中心穩定空氣被舉升而減弱。但當水氣向中心內流及中心空氣與環境混合後，中心的穩定度減小變為條件不穩定。此時中心對流活動的潛熱釋放對中心空氣加熱，而使颱風再度加強。

七、結 語

目前低緯度數值模式對於颱風的生成與發展仍缺乏預報能力。因此，由個案分析或合成資料研究所得結果在主觀預報上的利用至為重要。個別熱帶氣旋所處強度階段與所處外在環境皆有不同，其路徑預報不

論採用何種客觀方法均利弊互見，故最後預報的決定仍須依賴主觀判斷修正。因此，對實測資料的研究分析結果的參考利用，在目前颱風預報作業上仍為重要的一環。本文僅簡單介紹近年來在颱風結構、生成、發展、路徑與登陸等有關問題的一些重要結果。希望能讓預報人員與研究人員對於診斷分析與主觀預報在由學術研究成果轉移到技術運用的過程中有進一步的體認。

參考文獻

陳泰然與何怡帆，1980：夏季侵台颱風的強度變化研究（已投稿中）。

- Adler, R.F., and E.B. Rodgers, 1977: Satellite observed latent heat release in a tropical cyclone. Mon. Wea. Rev., 105, 956-963.
- Arnold, C.A., 1977: Tropical cyclone cloud and intensity relationships. Atmos. Sci. Paper No. 277, Colorado State Univ., Ft. Collins, Colorado.
- Bell, G.J., and K.S. Tsui, 1973: Some typhoon soundings and their comparison with soundings in hurricanes. J. Appl. Meteor., 12, 74-93.
- Brand, S., 1972: Very large and very small typhoons of the western North Pacific Ocean. J. Meteor. Soc. Japan, 50, 332-341.
- _____, 1973: Rapid intensification and low-latitude weakening of tropical cyclones of the western North Pacific Ocean. J. Appl. Meteor., 12, 94-103.
- Brand, S., and J.W. Bluelloch, 1973: Changes in the characteristics of typhoons crossing the Philippines. J. Appl. Meteor., 12, 104-109.
- _____, 1974: Changes in the characteristics of typhoons crossing the island of Taiwan. Mon. Wea. Rev., 102, 708-713.
- Burroughs, L.D., and S. Brand, 1973: Speed of tropical storms and typhoons after recurvature in the western Pacific Ocean. J. Appl. Meteor., 12, 452-458.
- Colon, J.A., and Nightingale, W.R., 1963: Development of tropical cyclones in relation to circulation pattern at the 200 mb level. Mon. Wea. Rev., 7, 329-336.
- Dickson, R.R., 1975: A preliminary analysis of factors affecting the frequency of August southeastern North Pacific tropical storm and hurricanes since the advent of satellite observations. Mon. Wea. Rev., 103, 926-928.
- Dvorak, V.F., 1972: A technique for the analysis and forecasting of tropical cyclone intensities from satellite pictures. NOAA Tech. Memo. NESS 36, Dept. of Comm. 15 pp.
- _____, 1975: Tropical cyclone intensity analysis and forecasting from satellite imagery. Mon. Wea. Rev., 103, 420-430.
- Erickson, S., 1977: Comparison of developing v. non-developing tropical disturbances. Atmos. Sci. Paper No. 274, Colorado State Univ., Ft. Collins, Colorado.
- Fett, R.W., 1966: Upper level structure of the formative tropical cyclone. Mon. Wea. Rev., 94, 9-18.
- Fisher, E.L., 1958: Hurricanes and the sea-surface temperature field. J. Meteor., 15, 328-333.
- Frank, W.M., 1977: The structure and energetics of the tropical cyclone. I. Storm structure. Mon. Wea. Rev., 105, 1119-1135.
- Fritz, S., L. Hubert, and A. Timchalk, 1966: Some inferences from satellite pictures of tropical disturbances. Mon. Wea. Rev., 94, 231-236.
- George, J.E., and W.M. Gray, 1976: Tropical cyclone motion and surrounding parameter relationships. J. Appl. Meteor., 15, 1252-1264.
- _____, 1977: Tropical cyclone recurvature and nonrecurvature as related to surrounding wind-height fields. J. Appl. Meteor., 16, 34-42.
- Gray, W.M., 1968: Global view of the origin of tropical disturbances and storms. Mon. Wea. Rev., 96, 669-700.
- _____, 1975: Tropical cyclone genesis. Dept. Atmos. Sci., Paper No. 234, Colorado State Univ., Ft. Collins, Colorado.
- _____, 1977: Tropical cyclone genesis in the western North Pacific. J. Meteor. Soc. Japan, 55, 465-482.
- _____, 1979a: Observational analysis of tropical cyclone formation. Dept. Atmos. Sci., Paper No. 308, Colorado State Univ., Ft. Collins, Colorado.
- _____, 1979b: Hurricanes: their formation, structure and likely role in the tropical circulation. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 105, 155-218.
- _____, and D.J. Shea, 1973: The hurricane's core region. II. Thermal stability and dynamic characteristics. J. Atmos. Sci., 30, 1565-1576.
- Grossman, G., and D. Rodenhuis, 1975: The effects of release of latent heat on the vorticity of a tropical storm over land. Mon. Wea. Rev., 103, 486-496.
- Hawkins, H.F., and D.T. Rubsam, 1968: Hurricane Hilda, 1964, II. Structure and budgets of the hurricane on October 1, 1964. Mon. Wea. Rev., 96, 617-636.
- _____, and S.M. Imbembo, 1976: The structure of a small, intense hurricane-Inez 1966. Mon. Wea. Rev., 104, 418-442.
- Hebert, P.J., 1971: Diagnostic decisions in determining tropical depression development potential. (unpublished manuscript) 30 pp.
- _____, 1978: Intensification criteria for tropical depressions of the western North Atlantic. Mon. Wea. Rev., 106, 831-840.
- Holliday, C.R., and A.H. Thompson, 1979: Climatological characteristics of rapidly intensifying typhoons. Mon. Wea. Rev., 107, 1022-1034.
- Leipper, D.F., 1967: Observed ocean conditions and hurricane Hilda, 1964. J. Atmos. Sci. 24, 182-196.
- McBride, J.L., 1977: Observational analysis of the differences between developing and non-developing tropical disturbances. 11th Tech. Conf. of Hurr. and Trop. Meteor., Dec. 13-16, Miami, Fl., 260-267.
- Nunez, E., and W.M. Gray, 1977: A comparison between West Indies hurricanes and Pacific typhoons. Ibid., 528-534.

Perlroth, I., 1962: Relationship of central pressure of hurricane Esther (1961) and the sea surface temperature field. Tellus, XIV, 403-408.

——, 1967: Hurricane behavior as related to oceanographic environmental conditions. Ibid., XIX, 258-268.

Ramage, C.S., 1974: The typhoons of October 1970 in the South China Sea: Intensification, decay and ocean interaction. J. Appl. Meteor., 13, 739-751.

Riehl, H., 1972: Intensity of recurved typhoons. J. Appl. Meteor., 11, 613-615.

Sadler, J.C., 1967a: On the origin of tropical vortices. Proc. Working Panel on Tropical Dynamic Meteorology. Monterey Calif., Navy Weather Research Facility Rep. 12-1167-132, 39-75.

——, 1967b: The tropical upper tropospheric trough as a secondary source of typhoon and a primary source of trade wind disturbances. Hawaii Inst. of Geophys. Rep. No. HIG 67-12, 42 pp.

——, 1974: A role of the tropical upper tropospheric trough in early season typhoon development. ENVPREDRSCHFAC Tech. Pap. No. 9-74 and UHMET 73-04.

——, 1976a: A role of the tropical upper tropospheric trough in early season typhoon development. Mon. Wea. Rev., 104, 1266-1278.

——, 1976b: Typhoon intensity changes in the Pacific Stormfury area. Dept. of Meteor. Univ. of Hawaii, Rep. No. UHMET 76-02, 50 pp.

——, 1978: Mid-season typhoon development and intensity changes and the tropical upper tropospheric trough. Mon. Wea. Rev., 106, 1137-1152.

Shea, D.J., and W.M. Gray, 1973: The hurricane inner core region. I. Symmetric and asymmetric structure. J. Atmos. Sci., 30, 1544-1564.

Simpson, R.H., 1971: The decision process in hurricane forecasting. NOAA Tech. Memo. NWS SR-53, 35 pp.

Smith, C.L., 1975: On the intensification of hurricane Celia (1970). Mon. Wea. Rev. 103, 131-148.

Tisdale, C.F., and P.F. Clapp, 1963: Origin and paths of hurricanes and tropical storms related to certain physical parameters at the air-sea interface. J. Appl. Meteor., 2, 358-367.

Yanai, M., 1964: Formation of tropical cyclones. Rev. of Geophys., 2, 367-414.

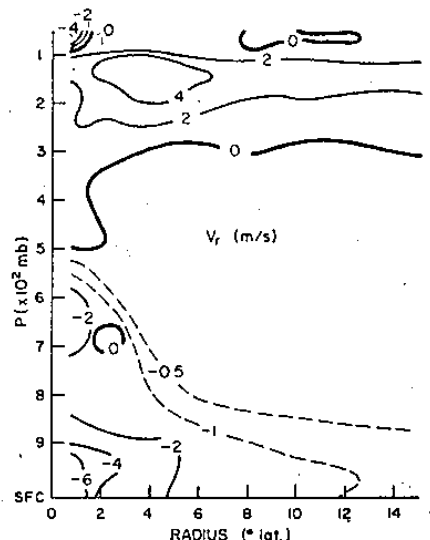


Figure 47. Two-dimensional cross-section of radial winds, V_r , for the mean steady-state typhoon.

圖一A. 颱風平均向心速度。(Gray, 1979)

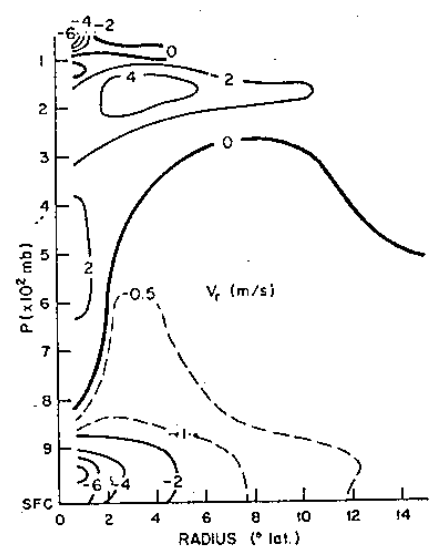


Figure 48. As Fig. 47 but for the mean steady-state hurricane.

圖一B. 颶風平均向心速度。(Gray, 1979)

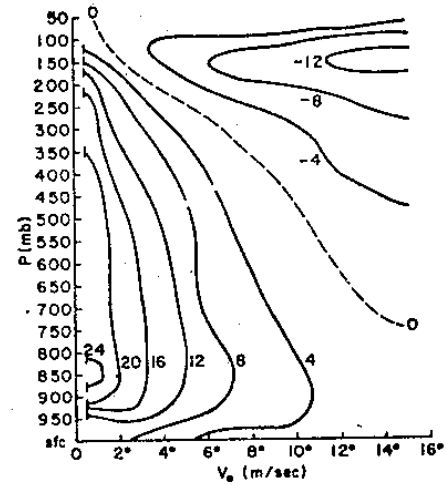


Figure 49. Two-dimensional cross-section of tangential winds, V_t , for the mean typhoon (central pressure < 980 mb).

圖二A. 颱風平均切線速度。(Gray, 1979)

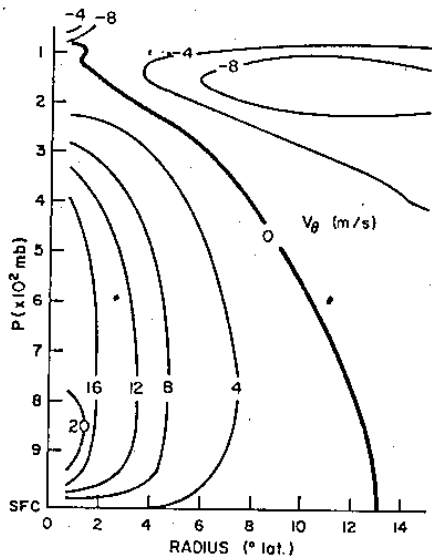


Figure 50. As Fig. 49 but for the mean hurricane ($V_{max} > 65$ kt).

圖二 B. 颶風平均切線速度。(Gray, 1979)

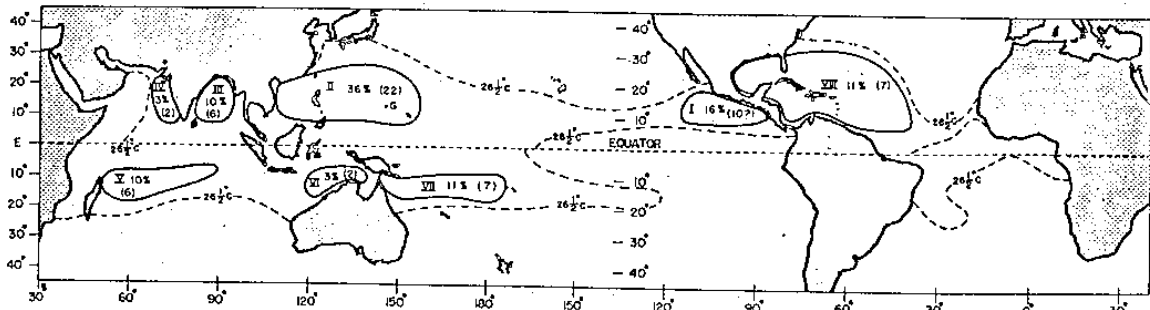
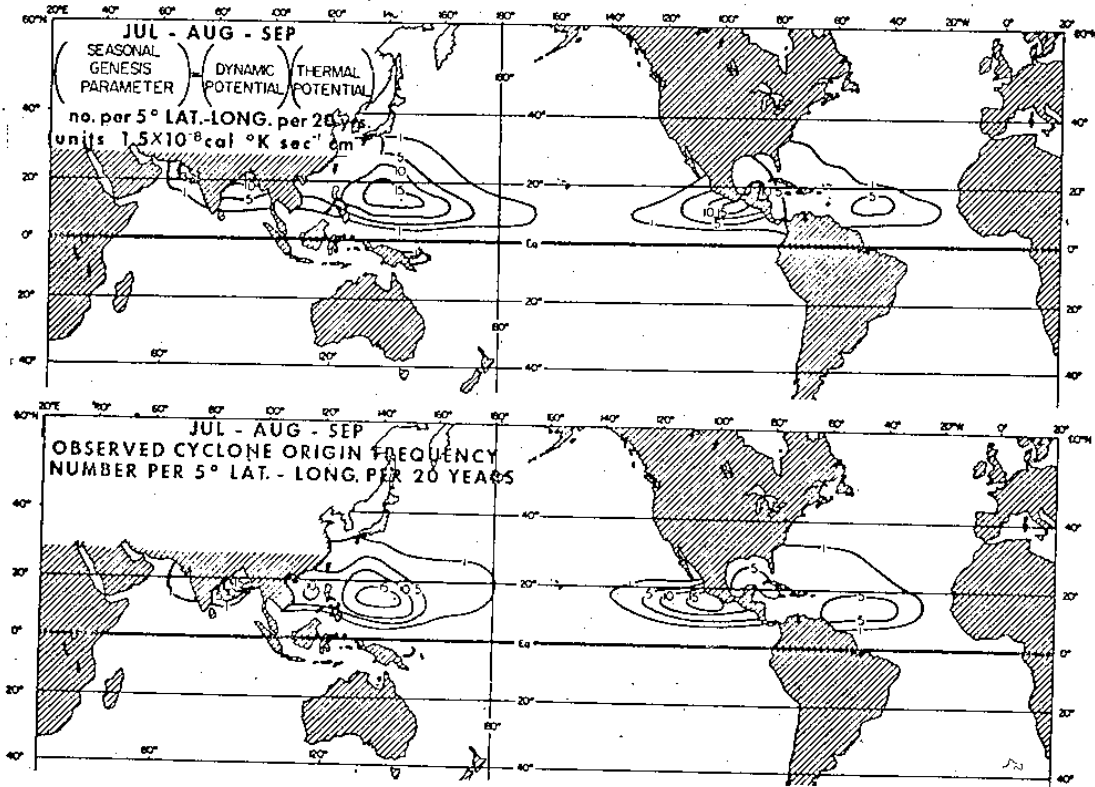
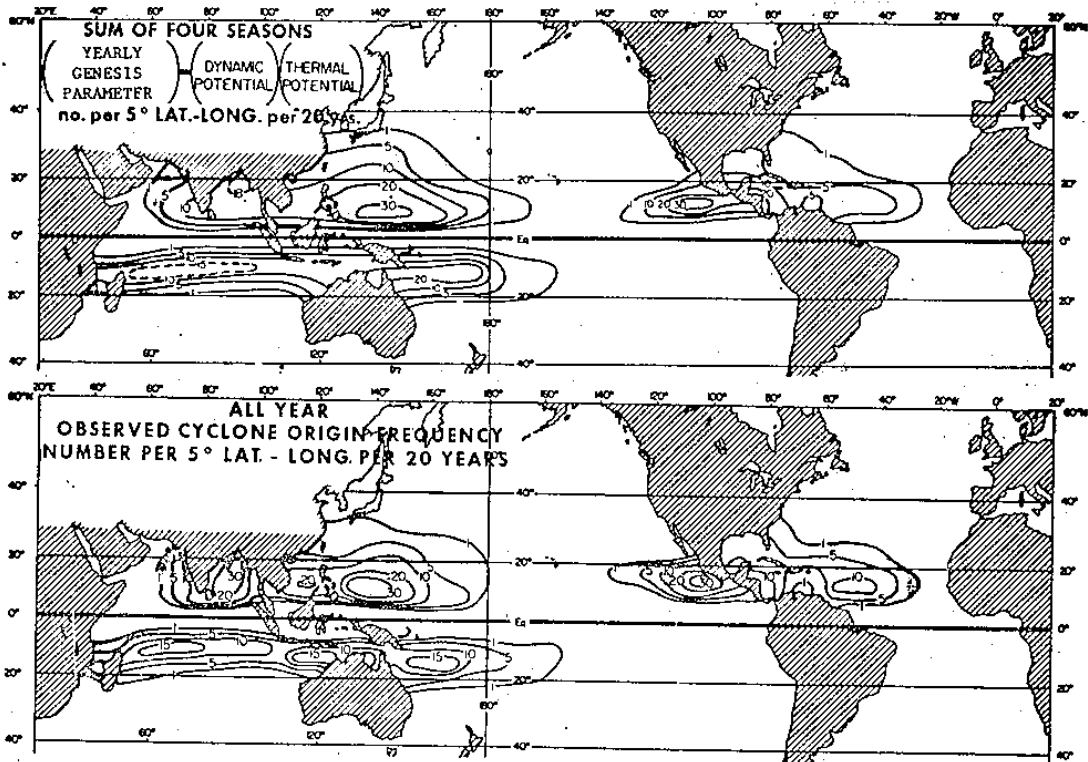


FIGURE 3.—Designation of various tropical storm development regions and percentage of tropical storms occurring in each region relative to the global total. Numbers in parentheses are those of the average number of tropical storms occurring in each region per year. The $26\frac{1}{2}^{\circ}\text{C}$. isotherm for August in the Northern Hemisphere and January in the Southern Hemisphere is also shown.

圖三 熱帶風暴發展區域。(Gray, 1968)



圖四 A. 夏季季節旋生參數分布與旋生頻率分布。(Gray, 1979)



圖四B.全年季節旋生參數分布與旋生頻率分布。(Gray, 1979)

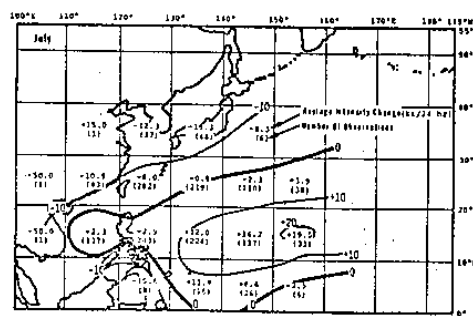


FIG. A1. July 24-hr intensity changes for tropical storms and typhoons (1945-69).

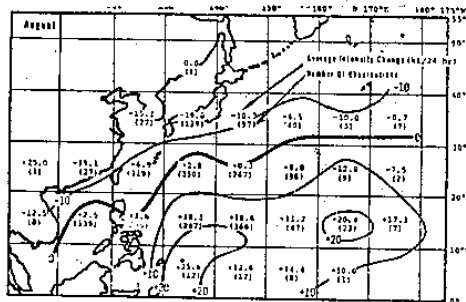


FIG. A2. August 24-hr intensity changes for tropical storms and typhoons (1945-69).

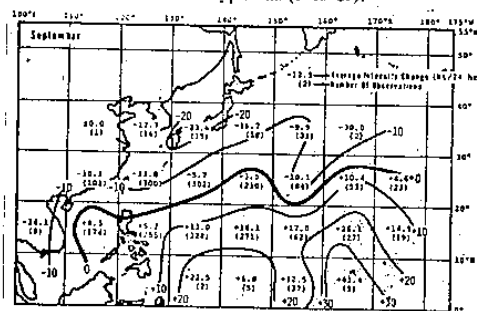
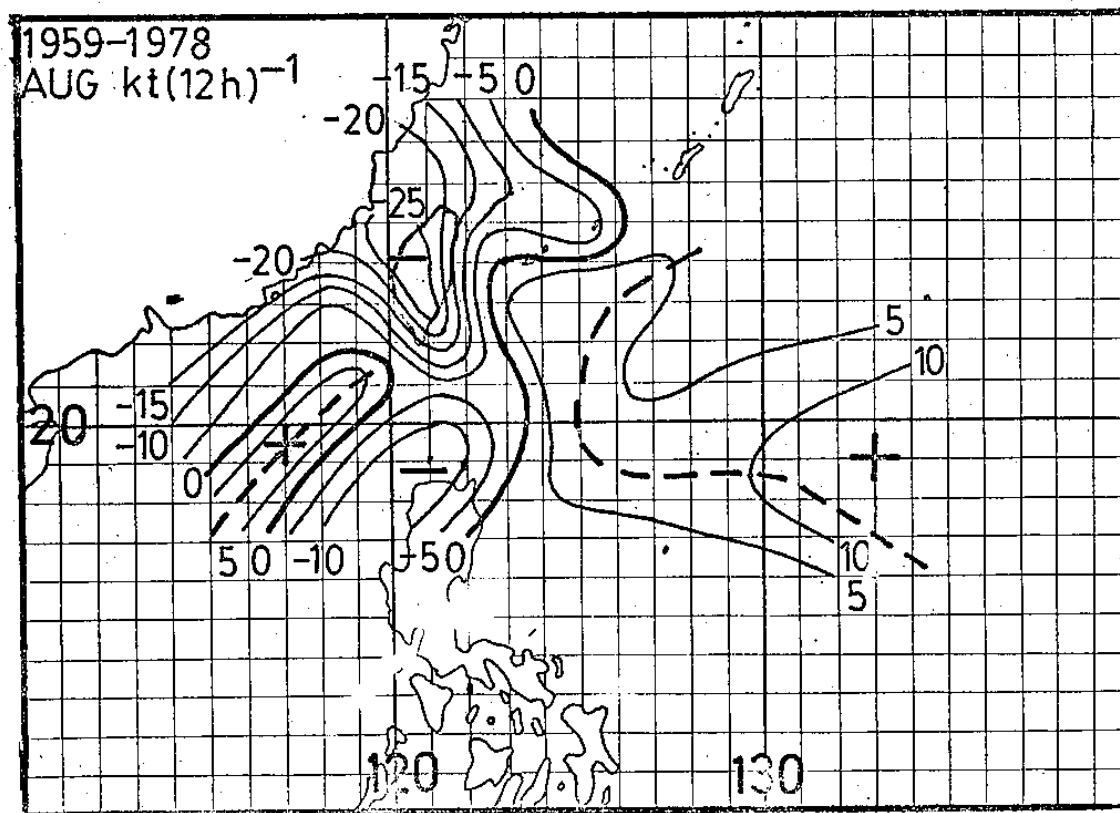
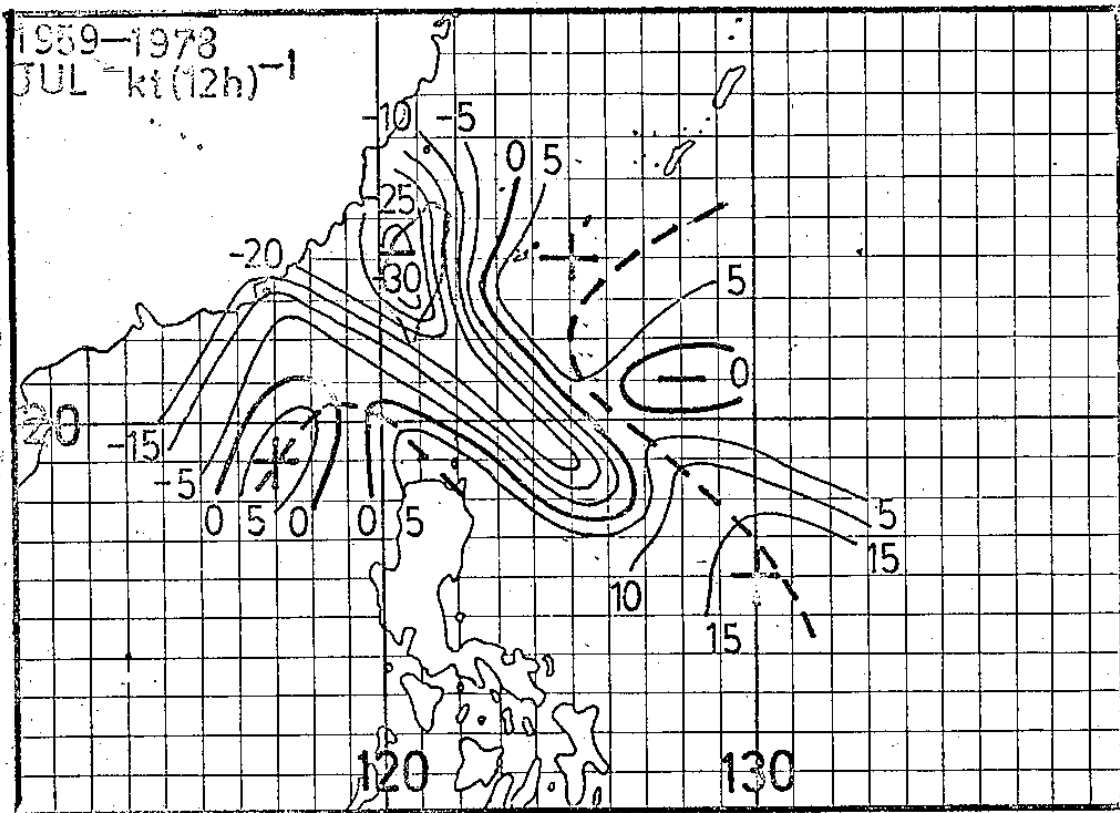
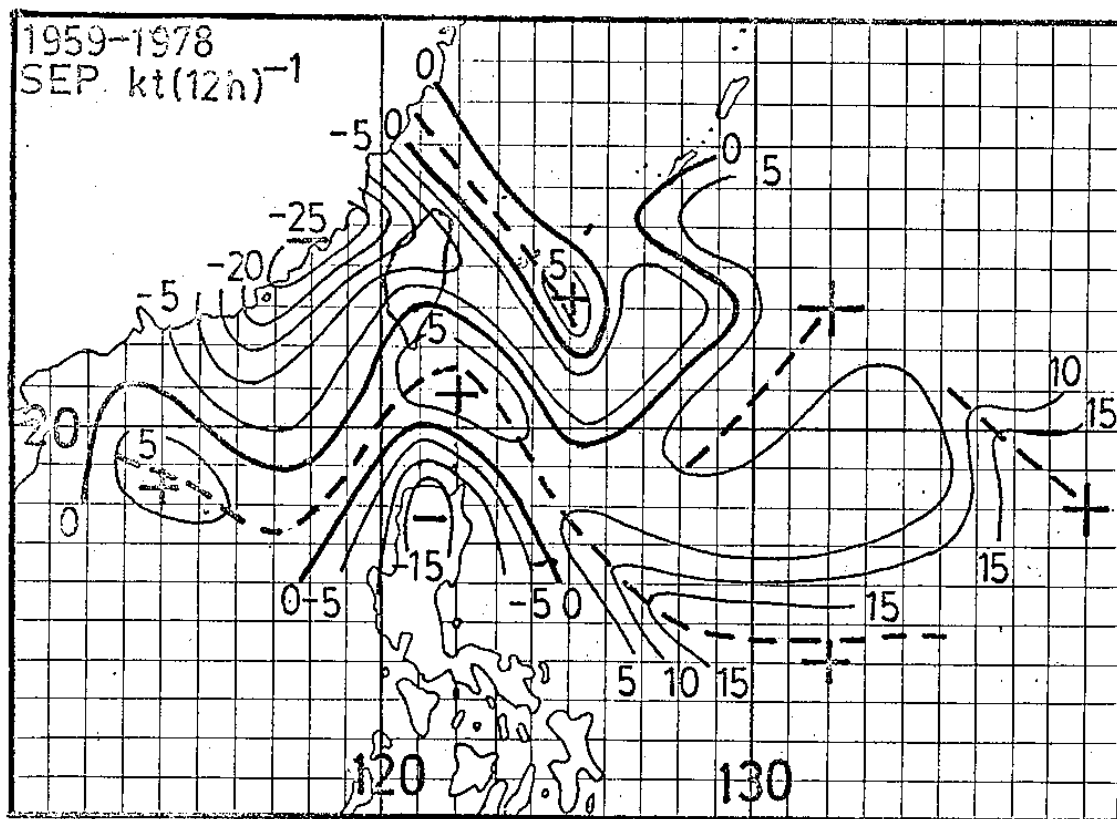


FIG. A3. September 24-hr intensity changes for tropical storms and typhoons (1945-69).

圖五.7, 8, 9月24小時熱帶風暴與颱風強度變化。(Brand, 1973)





圖六.7, 8, 9月侵台颱風 12小時強度變化。(陳與何, 1980)

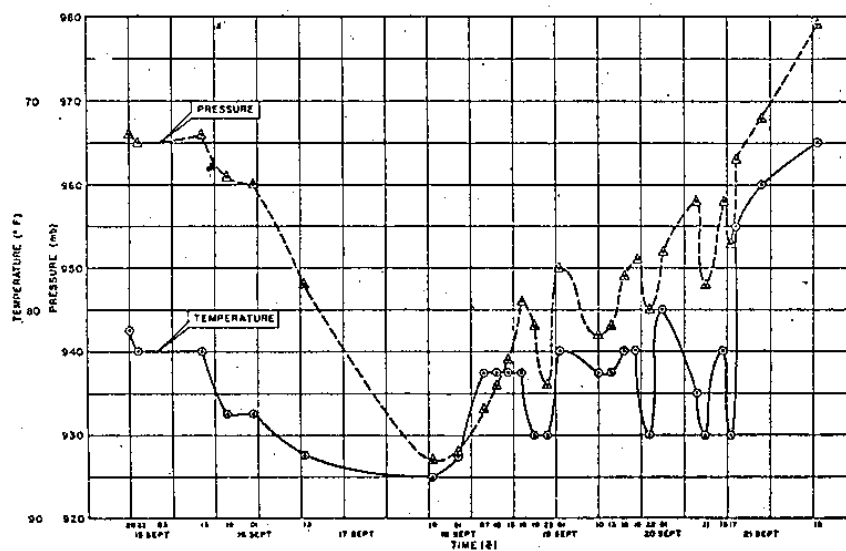
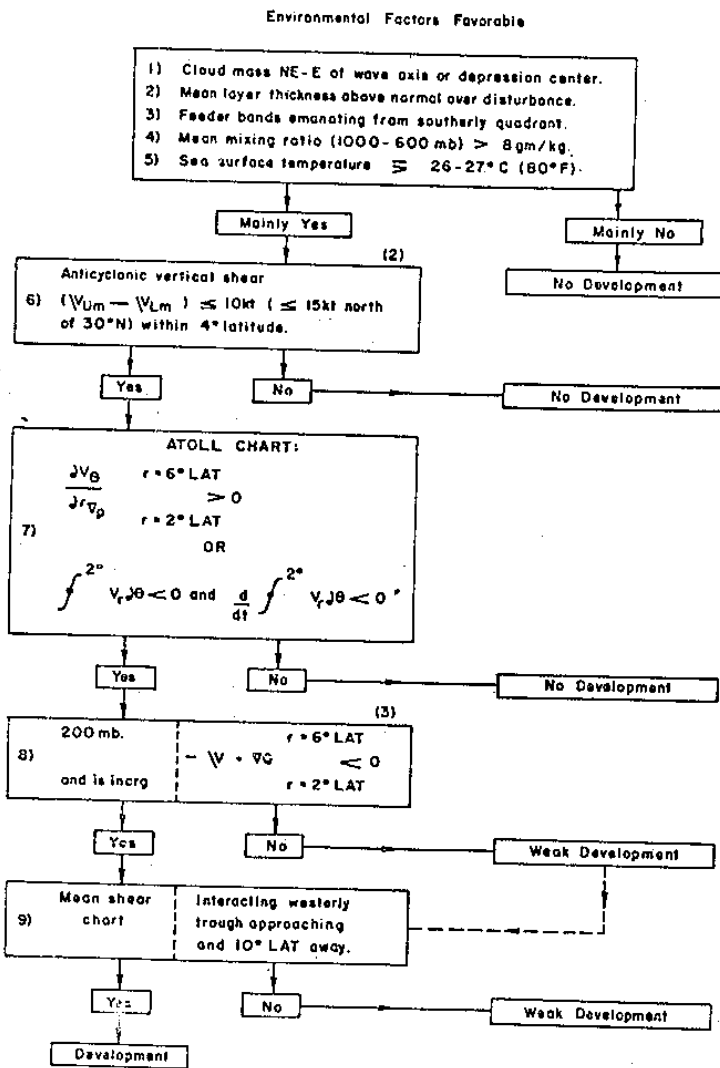


Fig. 4. Central pressure versus temperature.

圖七.1961年 Esther 中心氣壓與海溫。(Perlroth, 1962)

SEEDLING DEVELOPMENT POTENTIAL (I)
(Computations and factors apply to current through 24-hour conditions)
DECISION LADDER



(1) Tropical waves and weak depressions.
(2) Averaged over a circular area with a radius of 4°L.
(3) Q = absolute vorticity.

FIG. 2. Revised decision ladder for tropical waves and weak tropical depressions. Numbers 1-9 refer to criteria evaluated in Table 2. See text for discussion of criteria and symbols.

圖八 熱帶波動與熱帶低壓發展決策梯圖。(Hebert, 1978)

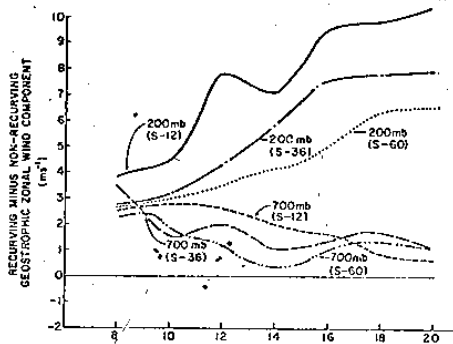


FIG. 12. Recurring minus nonrecurving geostrophic zonal wind component across the cyclones, based on N-S height gradients at various radii.

圖九 A. 轉向減去不轉向氣旋的緯流地轉風差。

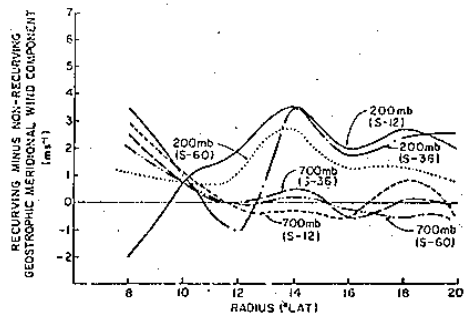


FIG. 13. Recurring minus nonrecurving geostrophic meridional wind component across the cyclones, based on E-W height gradients at various radii.

圖九 B. 轉向減去不轉向氣旋的經流地轉風差。

(George and Gray, 1977)

TABLE 2. Evaluation of revised decision ladder criteria for development or nondevelopment of a depression into a storm. Number of the individual criteria corresponds to the number in Fig. 1. Total number of cases are in parentheses.

Criteria	Storms—Yes (38)		Criteria met		Total (65)	
	(cases)	(%)	Non-storms—No (27)	(%)	(cases)	(%)
1. Cloud mass NE-E of wave axis or depression center	36	95	17	63	53	82
2. Mean thickness above normal over disturbance	32	84	12	44	44	68
3. Feeder bands emanating from a southerly quadrant	28	74	22	81	50	77
4. Mean mixing ratio (1000-600 mb) > 8 g kg ⁻¹ (not available 1968-69)	22	100	2	14*	24	67*
5. Sea surface temperature ≥ 26.5°C	38	100	2	7	40	62
6. Anticyclonic vertical shear ≤ 10 kt (≤ 15 kt north of 30°N) within 4° latitude	29	76	12	44	41	63
7. Horizontal cyclonic shear between 2-6° of latitude north of center on ATOLL chart	23	61	10	37	33	51
8. Increasing negative vorticity advection at 200 mb between 2-6° of latitude north of center (depression in RR quadrant of jet > 6° latitude from center)	27	71	15	56	42	65
9. Intersecting westerly trough approaching and ≥ 10° of latitude away	21	55	15	56	36	55

* Based on 14 non-storm cases and 36 total cases.

表一. 發展與不發展低壓的決策條件評估。(Hebert, 1978)