

# 熱帶氣旋之強度變化

彭順台

美國海軍研究學院

## 摘 要

本篇文章回顧熱帶氣旋強度變化的一些基本動力學，並加以探討，以提醒數值模式設計者在做粗略的熱帶氣旋強度預報時，有那些參數應多加注意，倘若熱帶氣旋未來的強度變化趨勢可被預測（並非指氣旋大小），則會對颱風路徑預報很有幫助。

## 一、前言

熱帶氣旋的強度預報非常具有挑戰性，數值模擬對熱帶氣旋運動已有不錯的預報技術，但仍不能預報強度變化，其中一個主要原因可能是在數值模式中使用簡略的積雲參數化。台灣的中央氣象局所發展的颱風路徑預報系統 (TFS) 採用人工加熱處理來維持颱風渦旋的強度 (Peng et al. 1993, 1994)。在他們的研究中，大部分預報時間，颱風的預報路徑對於颱風的預報強度不是非常敏感；然而，當同時出現多個颱風彼此間並有交互作用時，或當颱風進入斜壓環境中，則颱風強度預報對颱風路徑預報有決定性的影響 (Peng and Chang 1994, Peng et al. 1994)。

## 二、有關熱帶氣旋強度研究之回顧

一個處於平衡狀態熱帶氣旋的對稱部分所伴隨之基本動力可以 Eliassen 方程 (Eliassen 1951) 闡釋。熱源可引起垂直對流而動量源可導致水平環流 (圖 1)，兩者之一增強可強化熱帶氣旋之強度。由於熱帶海洋是熱帶氣旋之能量來源，因此溫暖海水可支持較強颱風之假設是合理的。Emanuel (1986) 曾為熱帶氣旋發展一熱力模式。氣旋所伴隨之垂直二次環流被當做 Carnot 氣旋，也就是低層有非絕熱等溫氣流流入，然後溼氣絕熱上升至高層往外流，而外圍則有輻射導引之下沉氣流。最大強度由效率參數  $(T_c - T_o) / T_c$  決定， $T_c$  是近地內流溫度而  $T_o$  則是近對流層頂外流溫

度。Merrill (1988b) 詳述了大西洋颶風之合成最大地面風與其所在氣候海溫之關係。數個有關海溫與估計最大熱帶氣旋強度關係之研究結果圖 2 顯示。事實上，受限於海溫，很少颱風可達到理論上最大強度。因此其它因素如環境交互作用便可能對颱風程度扮演一決定性角色。一般而言，環境場微弱之垂直風切和側渦流所引入之角動量可加強颱風強度。

衆所皆知環境場垂直風切對颱風有抑制效應 (如 Gray 1968, Erickson 1974)，因為假如垂直風切太大，颱風內部溫度和濕度差將被平流離開低層環流 (Anthes 1982)，但很少人探討與它有關之詳細動力。

此外，有許多研究專注於高層渦流角動量傳送對颱風強度的效應。Preffer (1958) 提出熱帶氣旋和環境場間之交互作用可經由計算渦流引起之動量傳送而量化。McBride (1981) 表示由增強中颱風之合成發現在外流層存有很大之氣旋角動量內流渦流通量。Holland 和 Merrill (1984) 解釋高層角動量通量對颱風加強之影響的動力過程。由於快速旋轉之強慣性穩定，低對流層之強迫不能穿越渦旋中心。而高對流層之慣性穩定較小；外來強迫可穿越渦旋中心。因此高層動量對颱風加強之影響較低層強迫大。

在 Molinari 和 Vollaro (1989) 對颶風 Elina (1984) 之個案研究中發現 Elina 之加強和加強前之渦流角動量通量內向傳送增加有正相關。Eliassen 環流方程 (Eliassen 1951) 認為渦流角動量通量隨高度增加將經由增強上升運動而強化次環流。這常發生於伴有高層冷心槽之情形。

Merrill (1988a, 1988b) 由合成分析區分大西洋加強型颶風和不加強型颶風之高層環境場型態。其中主要差別在於加強型颶風有不受抑制之外流組織成一噴流，而此噴流由渦旋中心往外擴散時將減速。另一方面，不加強型有通過中心之單一氣流和封閉流線合流後流回渦旋。加強型比不加強型擁有較不受限流線場和較強方位角平均徑向外流，但不在固定半徑上。加強型颶風速度較慢並伴有主要的外流流線場和較弱方位角平均反氣旋氣流。Merrill (1988a, 1988b) 未詳述颶風加強與渦流動量通量交互作用之關係。

Ooyama(1987) 使用在颶風中心質量和動量固定之淺水模式研究颶風發展。在無環境流場下，對不發展渦旋而言，外流場幾呈對稱反氣旋型。在經向風切情形下，外流噴流和渦流動量通量發展將導致颶風發展。Challa and Pfeffer (1990) 和 Pfeffer and Challa (1992) 以美國海軍研究實驗室模式及颶風生成前雲簇和低壓合成資料研究不對稱渦流對颶風發展之效應。若從初始場中將不對稱渦流拿掉則颶風無法發展。每天 6 m/s 之渦流角動量通量輻合足以對一弱熱帶擾動產生明顯效應。在以分析過資料建立角動量通量重要性上，其它如低層條件改變效應並不容易被了解。最近 DeMaria 等 (1993) 對 1989-1991 大西洋颶風和颱風研究明白顯示角動量輻合與颶風加強之關係。然而只有在了解風切及海溫變差效應後才能決定統計上之特性。在許多個案中，綜觀天氣現象同時導致渦流角動量通量輻合增強及風切增加，但即使渦流角動量通量增強，海溫仍然常抑制颶風加強。

DeMaria and Kaplan (1991) 將氣候變數如上述之垂直風切、海溫及渦流角動量通量輻合加以組合，以對大西洋氣旋，發展一統計颶風強度預報方法，結果顯示如此做法之預測有些可信。

### 三、衛星雲圖決定熱帶氣旋的強度變化

近幾十年來，衛星雲圖一直是決定熱帶氣旋強度與移動的主要資料來源。本節中，我們將依據 Dvorak (1984) 所提出之技術報告，歸納出在使用衛星雲圖以定熱帶氣旋強度變化時的主要特性。(Dvorak 的技術報告已被很多作業的預報中心廣泛使用)

北太平洋上熱帶氣旋大小的氣候資料 (Brand,

1973) 建置。平均而言，北太平洋上的颶風約比大西洋上的颶風大 1.5 個緯度。熱帶氣旋的生命週期起始於中心強度增加、外圍環流往內收縮一些的生成期；而於發展期中心強度繼續增加但氣旋大小保持不變；在接下來的成熟期，熱帶氣旋往外擴展但強度不變；最後的衰減期中，內部中心減弱而環流持續擴大。外圍封閉的等壓線之半徑在發展期約為 2.5 個緯度，在衰減期約為發展期的兩倍。氣旋快速擴展的開始與氣旋路徑轉變二者之最大強度趨於一致。

描述大西洋上颶風生命週期中不同階段雲的分布情形圖 4。在颶風發展的早期階段，對流生成的密(冷)雲會繞著氣旋中心形成一條彎曲的雲帶。在弱熱帶風暴階段，彎曲的雲帶並未成封閉曲線，而至弱颶風時期，彎曲雲帶已繞著中心形成「眼牆」，並有「颱風眼」的密雲增加，颱風眼也更清晰可見(較暖)。一般而言，颶風的形成需費時 5 日左右。至於雲的發展有一重要特性，就是從一階段至另一階段，雲並非逐漸發展，而是呈現一種突然的轉變。一旦「颱風眼」形成，颱風眼至其周圍密雲的距離，可做為颶風強度的估計。

根據熱帶氣旋成長(或衰減)曲線的外插，可做 24 小時的強度預報。倘若雲的分布有了重大變化或是觀測到氣旋正進入或離開有強垂直風切、層積雲(冷水)、陸地、或向南移動的卷雲的環境，則應對強度預報做修正。若強而且氣旋式旋轉的雲帶進入或形成於上述環境場，則不利於氣旋的發展；而此強且氣旋式旋轉的彎曲雲帶之出現，是與位於其北方之西風帶中指向南的噴流有關。若是反氣旋式旋轉的雲帶或正在減弱的氣旋式雲帶進入上述環境場，則利於氣旋的發展(見圖 5)。而此有利情形可能與指向對流環境北方，或是與遠離上游的噴流有關。至於那些在上游環境場中同時觀察到氣旋式與反氣旋式雲帶的情形，則氣流屬於寬廣尺度的曲線，短波系統已沒入其中。當此種氣流出現並發生快速變化時，在其北方的彎曲雲帶會更發展，此現象通常提供最好的預報參考。

目前的颶風路徑預報系統(TFS)，人工加熱的強度是依據預報初始時間的颶風強度來加以分類。至於未來的計劃則是希望能將颶風強度的預報結果應用於人工加熱強度的計算上。本研究的目的是提供數值模式設計者一些熱帶氣旋強度變化的基本觀念，以便他

們能結合來自預報中心的相關颱風資訊與他們本身對模式預報的經驗，而建置出更有彈性的颱風路徑預報系統。

#### 四、決定颱風強度變化趨勢之參數

總結前面幾節的討論，下列幾點可做決定颱風強度變化趨勢之參考：

1. 熱帶氣旋前 24 小時之強度變化。
2. 衛星雲圖。
3. 垂直風切。
4. 海溫分布情形。
5. 颱風外流區域之風場分布情形。
6. 颱風外流區域之渦流角動量通量分布情形。

#### 參考文獻

Anthes, R. A., 1982: Tropical cyclones: their evolution, Structure and effects. Meteor. Monographs, Vol. 19, Amer. Meteor. Soc., Boston, (ISBN 0-022876-54-8) 208pp.

Brand, S., 1979: rapid intensification and low-latitude weakening of tropical cyclones of the western North Pacific Ocean. J. Appl. Meteor., 12, 94-103.

Challa, M., and R. L. Pfeffer, 1990: Formation of Atlantic Hurricanes from cloud clusters and depressions. J. Atmos. Sci., 47, 909-927.

Demaria, M., J.-J. Baik, and J. Kaplan, 1993: Upper-level angular momentum fluxes and tropical cyclone intensity change. J. Atmos. Sci., 50, 1133-1147.

Dvorak, V., 1984: Tropical cyclone intensity analysis Using satellite data., NOAA Technical Report NESDIS 11,

Eliassen, A., 1951: Slow thermally or frictionally controlled meridional circulation in a circular vortex. Astrophys. Norv., 5, 19-60.

Erickson, C. O., 1974: Use of geostationary-satellite

cloud vectors to estimate tropical cyclone intensity. NOAA Tech. Memo. NESS 59, Meteor. Satellite Lab., Washington Dc, 37 pp.

Emanuel, K. A., 1986: An air-sea interaction theory for tropical cyclones. Part I: Steady state maintenance. J. Atmos. Sci., 43, 585-604.

Gray, W. M., 1968: Global view of the origin of tropical disturbances and storms. Mon. Wea. Rev., 96, 669-700.

Holland, G. J., and R. T. Merrill, 1984: On the dynamics of tropical cyclone structural changes. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 110, 723-745.

McBride, J., 1981: Observational analysis of tropical cyclone formation. Part I: Basic description of data set. J. Atmos. Sci., 38, 1117-1131.

Merrill, R. T., 1988a: Characteristics of the upper tropospheric environmental flow around hurricanes. J. Atmos. Sci., 45, 1665-1677.

Merrill, R. T., 1988b: Environmental influences on hurricane intensification. J. Atmos. Sci., 45, 1678-1687.

Molinari, J., and D. Vollaro, 1989: External influences on hurricane intensity: Part I. Outflow layer eddy angular momentum fluxes. J. Atmos. Sci., 46, 1093-1105.

Molinari, J., and D. Vollaro, 1990: External influences on hurricane intensity : Part II. Vertical structure and response of the hurricane vortex. J. Atmos. Sci., 47, 1902-1918.

Ooyama, K. V., 1987: Numerical experiments of steady and transient jets with a simple model of the Hurricanes outflow layer. Preprint, 17th conf. on Hurricanes and Tropical Meteorology, Miami, Florida, Amer. Meteor. Soc., 318-320.

Pfeffer, R. L., 1958: Concerning the mechanics of hurricanes. J. Meteor., 15, 113-120.

Pfeffer, R. L., and M. Challa, 1992: The role of

environmental asymmetries in Atlantic hurricane formation. J. Atmos, Sci., 49, 1051-1059.

Peng, M. S., D.-S. Chen, S. W. Chang, C.-P. Chang and S. -F. Jeng, 1994:Improvement of Numerical Prediction of Typhoon Tracks in the Western North Pacific Basin near Taiwan, submitted to Mon. Wea. Rev.

Peng, M. S., S. W. Chang, 1994: Impacts of SSM/I retrieved rainfall rates on numerical prediction of tropical cyclone, submitted to Mon. Wea. Rev.

Willoughby, H. E, 1994: Mature sturcture and evolution., A globat view of tropical cyclones, Office of Navat Research. Second edition.

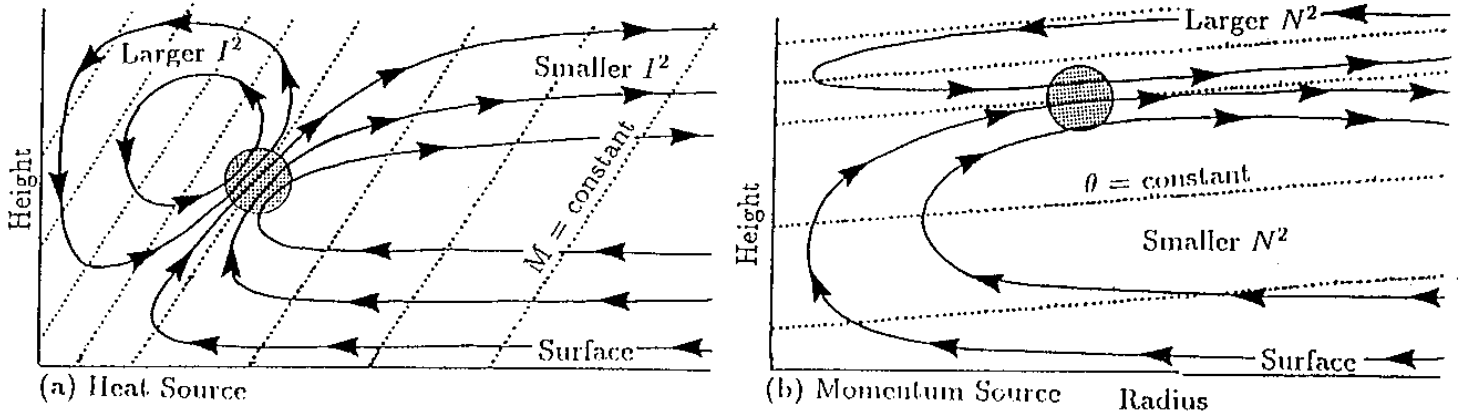


Figure 1. Secondary circulation induced in a symmetric balanced vortex by  
 (a) a heat source and (b) a cyclonic momentum source.  $I^2$  is the inertial stability and  $N^2$  is the thermodynamic stability (Willoughby 1994).

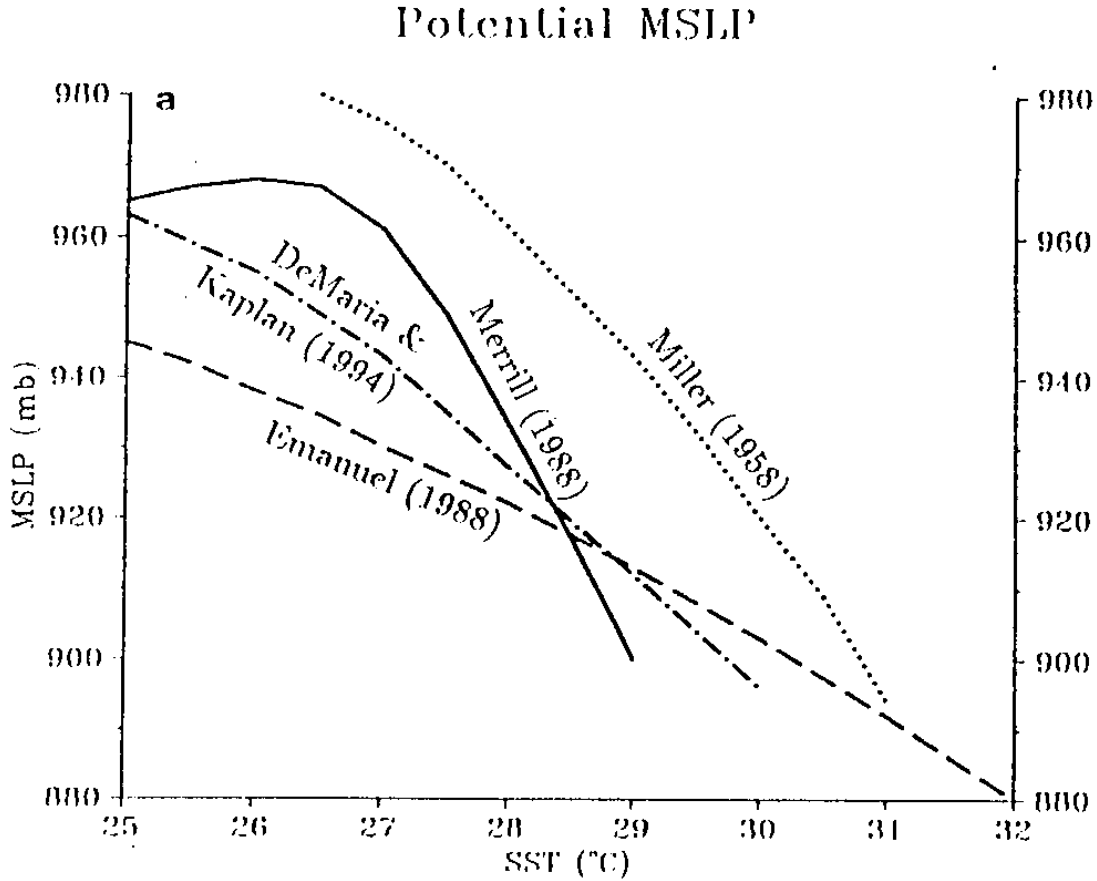


Figure 2. Potential minimum sea-level pressure in tropical cyclones as a function of sea-surface temperature from observational studies by Merrill (1988b) and DeMaria and Kaplan (1994) and thermodynamic studies by Miller (1958) and Emanuel (1986).

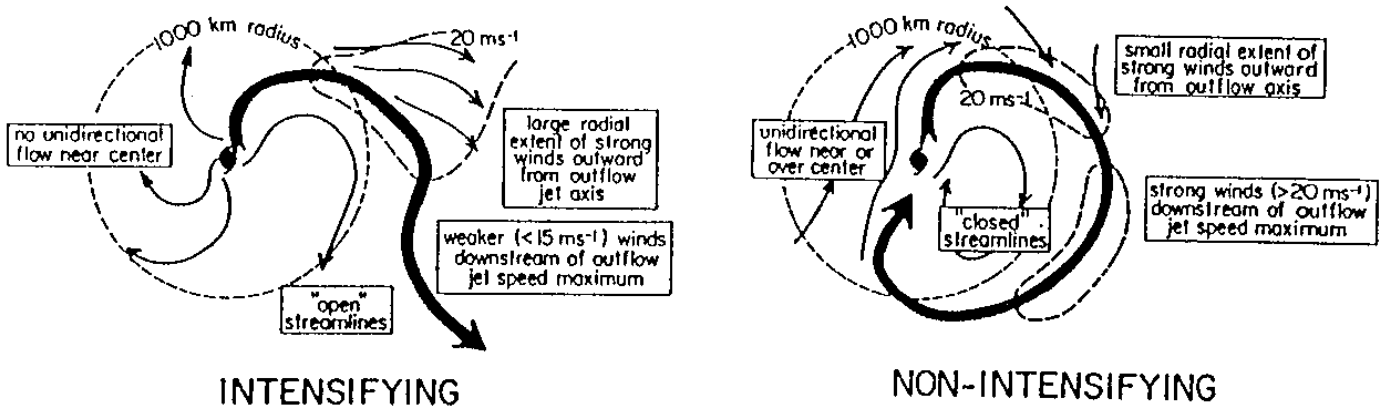


Figure 3. Differences between the outflow and upper-level asymmetries of intensifying and nonintensifying hurricanes (Merrill 1988b).

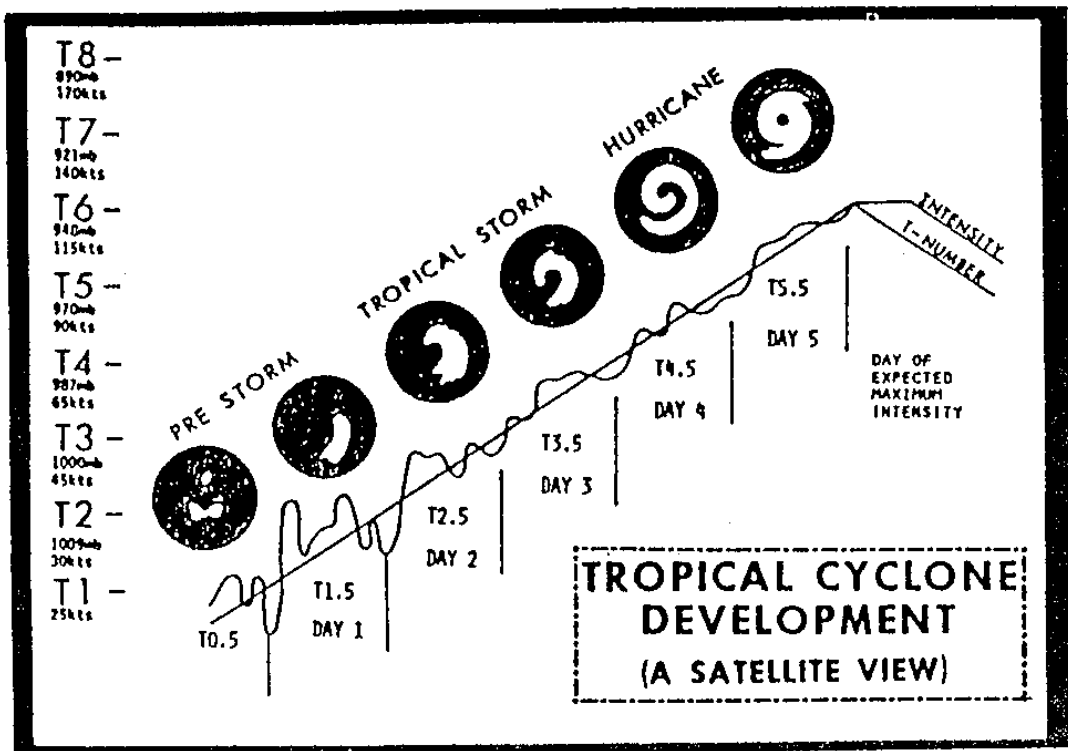


Figure 4. Model of tropical cyclone development used in intensity analysis (curved band pattern type) (Dvorak 1984).

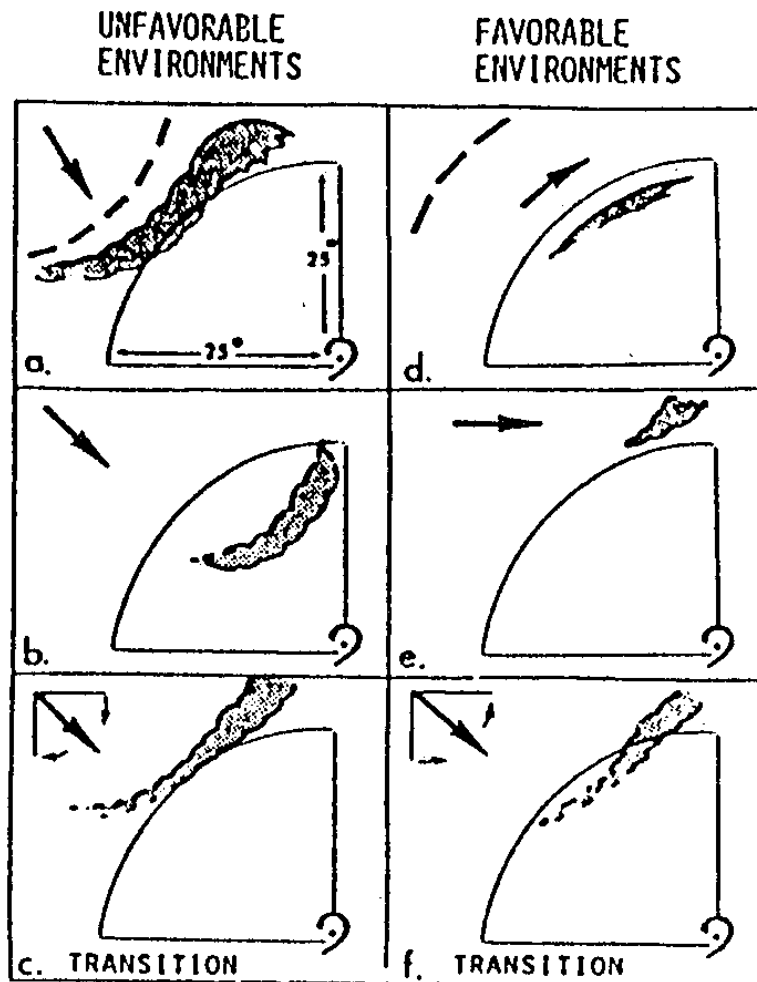


Figure 5. Illustrations of environments state are unfavorable (left), favorable (right) for continued development of westward-moving tropical disturbances (Dvorak 1984).

