

# 熱帶地區風之分析

湯 彰

## 一、前 言

從每日的地面天氣圖或高空等壓面圖上看來，在北半球低緯度的亞熱帶及熱帶區域僅是幾條間隔數千哩的等壓線或等高線，尤其是在夏季，驚濤駭浪的熱帶風暴雖醞釀其中，而等壓線或等壓面圖上之等高線，疏鬆依然如故。對於熱帶天氣及風暴發生之分析及預報，利用等壓線殊少幫助。因地轉風與壓力場在低緯度之關係殊微。除非在熱帶風暴中，一般氣壓梯度極弱，分析極難。尤其在北緯 15° 以下，梯度風之近似值亦不可得。運動方程式中之加速度項在中緯度或可略去，而在低緯度區域中頗為重要，因與其他各項之階次 (Order of Magnitude) 相差無幾，不能隨意略去。

近來 Grimes 會將相對旋率，絕對旋率，壓力等作下列之安排，而得出下列諸方程式

$$\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} = 2\omega \dots\dots\dots ①$$

$$2\omega + 2\Omega \sin\phi = k \dots\dots\dots ②$$

$$u^2 + v^2 = W^2 \dots\dots\dots ③$$

$$p + \frac{1}{2} \rho W^2 = P \dots\dots\dots ④$$

再應用 Rossby 之絕對旋率公式導出一與普通運動方程式相仿之方程式

$$\left. \begin{aligned} -k v &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} \\ -k u &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots ⑤$$

此式⑤稱為假地轉風方程式，上列五方程中  $x, y, u, v, \rho, k, \Omega, \phi$  及  $\omega$  均與普通經常方程式中之意義相同。而①式中之  $2\omega$  實為相對旋率之值， $k$  為絕對旋率值，為一常數但隨路跡 (Trajectory) 而異。 $P$  為動力壓力與普通之海面氣壓  $p$  有異。

應用方程式⑤而作  $P$  動力壓力場之分析，極其複雜，且假定  $\frac{\partial u}{\partial t}$  及  $\frac{\partial v}{\partial t}$  均須為零時始可應用，而此等速度變率在低緯度却甚重要。在目前動力問題尚未完滿解決時，實無法應用於實際之一般天氣圖上。

在現階段熱帶地區及亞熱帶區域內，就一般天氣圖分析而論，最理論而實用方式之一可謂對風場的直接分析。近年來各種飛機報告及氣象偵察的增加，風之報告遠多於氣壓報告，且亦較正確。風場對於天氣的關係比較氣壓場更密切，同時，風的時間變化及其梯度勝於氣壓，且不為日變化所掩飾，易於獲得變化的真面目。

從物理觀點言，風為向量，有方向及大小。目前所作風之觀測主要均為水平面上之速率及方向。故若用二組在平面上的曲線可顯示出當時空氣運動的情況，即本文所欲介紹之氣流線 (Streamline) 及等風速線 (Isotach 或 Isovel) 根據定義前者為某定時與諸風向量相切之曲線，亦即表示該一瞬間氣流方向之曲線，後者顯名思義為風速相等各點之連線，一如等壓線然。表示風速大小之曲線。

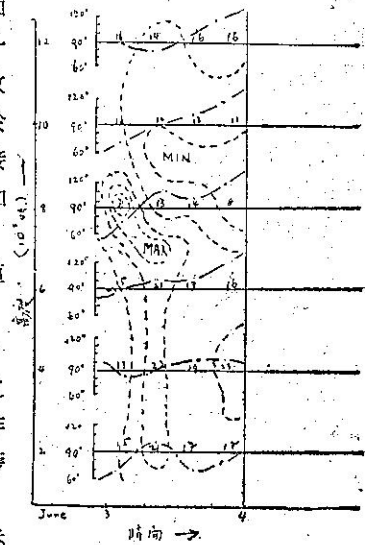
## 二、分析之階段

完全的風場分析，可分為四階段。即選擇正確風的報告；檢討風的報告；將風的報告填於圖上及機械地繪製法。

在選擇風的報告應用時，應特別注意其精確的程度。風的觀測方法有若干種，其中應特別着重無線電測風儀觀測報告 (Rawin)。因此種觀測必須為有經驗，且受過良好訓練之觀測人員所擔任者，並在固定之地點舉行觀測，正確性最大。其次為氣球測風報告 (Pibal) 及飛機雙偏流測風 (Double Drift) 尤其是二者中之後者，如領航及偵察人員受特別良好之訓練，其所作之雙偏流測風當極正確。再其次可輪到飛機利用無線電領航 (Radio) ；星體，地物位置等決定之風向風速，不過以此種方式測定者可能為平均風速。飛機以單偏流 (Single Drift)

測風或用風標 (Wind Vane) 法測量亦可並列為同一類；最後二法即單偏流及風標法較同類中其他三者為佳，不過這全取決於領航人員的技巧。如飛機利用雲向及速度而決定風之報告者，則雲之高度必須準確，如用經緯儀決定者則須取有代表性的地點，如零散的小島上所觀測者。若僅用估計之雲向及雲速，或用 E-6B 計算盤計算而得者，最不可靠。

再者，在選擇報告過程中，必須同時注意檢查是否仍有差誤，縱使認為最正確的無線電測風 (Rawin) 亦有時因收發報時造成錯誤。最好的檢查方法就是用風徑圖 (Hodograph) 分析法。大的誤差或發報的誤差極易在風徑圖上顯示出來：如無足夠的時間繪風徑圖，可以時間斷面圖來代替。此種剖面圖橫坐標為時間，縱坐標為垂直距離，以 2000' 為間隔面作為高度線，在每一高度上再區分六小格，而標以風向之度數。如在緯度較低處，因多為東風，故宜以 90° 為中心，此中心可以地域之需要而定。風向則按實際風向度數標點於相當之尺度上，風速為小時之海里數記入。在同一高度上風之方向用實線連接。各層同一風速之點用虛線連接，以表示等風速線 (Isovel 或 Isotach)。如果所報之風向及風速有誤差，可由此圖顯露無遺。



(圖一) 時間剖面圖

除此之外，此圖對於在東風帶內分析波狀擾擾 (Perturbation) 極有價值，同時各種不同一般天氣系統的坡度亦可據此決定。

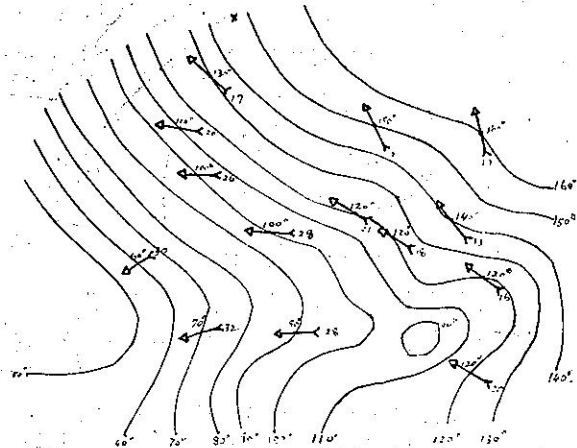
下一階段即為填寫風的報告，分析的高度應選擇接近於海平面，700mb，及 500mb 等壓面。因地表面之風常無代表性，故必須選 1,500' 至 2,000' 間之高度以相當於海面；並以 10,000' 及 20,000' 高度相當於 700mb 及 500mb；作為高空風的分析。以小風箭表示方向，箭頭向下風方向，風向角度記於風箭旁邊中央處，風速則以每小時海里數記於尾端。

最後一階段可分為三個機械的步驟；即氣流線分析，等風速線分析及標示氣流圖。

### 三、氣流線分析

目前氣流線有兩種流行的畫法，一為隨手畫法，一為等風向線畫法 (Isogon Method) 各有其利弊，茲分述於後。

應用隨手畫法，分析應就下列要點畫出第一根氣流線以為基礎，即最先繪第一根氣流線應選自記錄或報告最多區域中開始，其次為第一根氣流線之形式應約略為直線，合乎上列要求後，用鉛筆輕描繪出此第一根氣流線，然後再觀察在此線附近諸風之報告，察其是否接近，抑或分散，或保持平行於第一根氣流線。以此為一腹案，再描繪出相當諸氣流之初稿，而後再就其是否與諸報告之風向箭標相切，是否平滑，是否自然而合理，再加以最後修正，正式繪出所有氣流線。氣流線多平滑簡單，紊亂複雜者當不正確，有經驗的分析人員極易辨別。有時，某一個風的報告必須捨棄才能得到合理的圖形，不過如無特殊理由，不能輕易不顧。

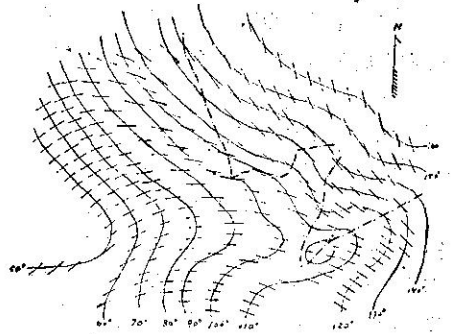


(圖二) 等風向線

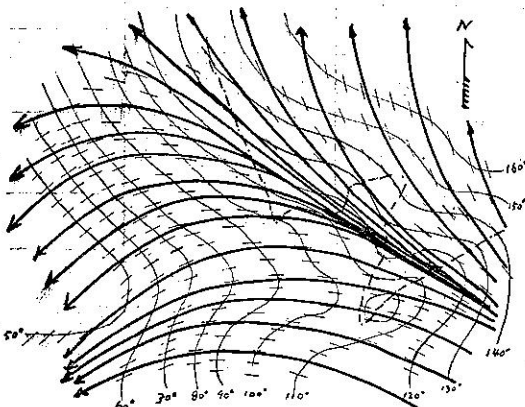
第二種氣流線的基本分析方法為等風向線畫法，應用等風向線來完成氣流線的分析，較隨手畫法機械刻板而正確。根據定義，等風向線為一群等角度風向風的連線，通常每 10 度為間隔如 90°，100°，110° 等等，應用此一法之第一步驟即為描繪每隔 10 度的等風向線，使每一等風向線皆能合乎平滑，適當間隔，簡單及潔淨的要求。第二步驟即在每等風向線上作許多間隔相近大小段直線，每一等風向線上之諸小段直線必須彼此平行，而其方向皆必為等風向線所表示之角度值。繪此等平行之諸

小段直線可應用一對三角板來完成。下圖為等風向線之畫法及其轉捩點。(Inflection point) 第三步驟即為指示各轉捩點，根據定義，該點即為某小段直線與該等風向線相切之點或等風向線曲率對換之點。連接各轉捩點而成一曲線。此線命名為轉捩曲線。實為氣流線為反氣旋性曲率，抑為氣旋性曲率所在區域之分界線，故頗為重要。

最後一步驟即為描繪氣流線，開始時應自氣流線幾近為直線之區域着手，亦即在轉捩曲線附近開始，使諸欲描繪之氣流線平行於各小段直線，不可有交角，如此一一繪成各氣流線，而完成一完整之氣流圖。此處有一點必須提明者，即各小段直線實可視為無窮氣流線中之一小段，故繪氣流線時應與諸小段直線相切或平行。否則有違氣流線之真義，完全的分析方法及順序可由上列數圖表示。等風向線分析氣流法基本上可分二階段，前一階段構成等風向線場，主要的是分析的問題，後一階段構成氣流線場，主要的在於表示出結果及宜於而後之分析。



(圖三) 等風向線及平行小段直線畫法



(圖四) 氣流線分析

切無向量一樣，諸如壓力場及溫度場。一般講來最大或最小之等風速線通常均為封閉者，甚少開敞。關於描繪之技術方面如平滑，間隔，正確等要求亦應注意。

等風速線可由紅色或黑色虛線表示，以與其他曲線區別。然後再標示高與低等風速線中心，及氣流線之單相點如下圖。

#### 四、熱帶風場現象

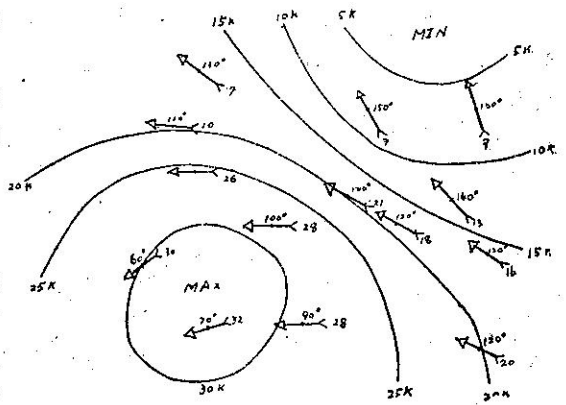
在分析風場時，如風的流動對於時間言沒有太大的變化，風速最大處或最小處之位置，多沿氣流線曲率最大之軸而出現。特別在速率為相對最小處，多沿槽線或沿諸氣流線氣旋曲率最大處之連線而存在。具有最大曲率之氣流線常伴偕最大曲率之等壓線。最大風速中心多少與「高」或「低」壓之中心有相關固定之位置，如風速最大處常在「高」之向赤道方向面略偏東方。

在風場分析過程中，常遇有幾種標準的圖形，約可分為三大類，即單相點，漸近線 (Asymptote) 及正切點。分析人員在作熱帶分析時應有相當之了解，茲略述於後。

①單相點 單相點為諸氣流線相遇，且在速率場中該點速率為零之一點。可分三種一為正單相點，一為負單相點，一為中性點。正單相點為諸氣流線由該點旋向外方；負單相點為諸氣流線由外向內旋而相聚於該點。中性

從上列的步驟及程序顯而易見用隨手法畫法作氣流線分析比較用等風向線法節省時間，似亦較簡便，但初入門者或從未作氣流線分析者不知究竟如何下手，縱使分析者有相當經驗，可能有幾乎相似之結果，假使用於波幅甚小的簡單波動時，用隨手畫法常招致頗多的錯誤。尤其對於決定波動之正式負幅散時常遭遇頗大困難。在情況複雜時，宜先用隨手畫法作一初步的研判，而後再用等風向線法作比較確定的分析。因為大半有經驗的氣象學者對於大氣垂直運動的流線情形或可一目了然，而在另一方面對於等風向線場則極少有相似的經驗。所以上述程序證明確實需要。

等風速線之畫法頗易，即為等風速各點之連線，常為每5哩/時繪一等風速線。用於繪製等風速線的原理一如其他一



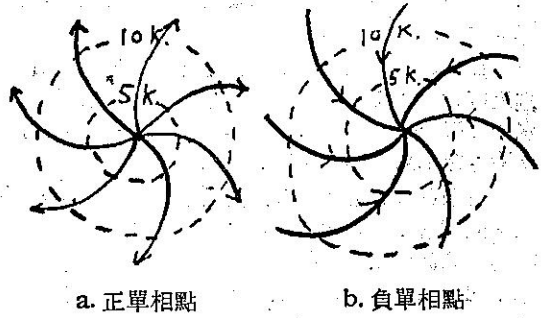
(圖五) 等風速線

【圖六】風場中之標準圖形。

單相點（或雙曲線點）為一部份氣流線趨向該點另一部份遠離該點，由下圖可見各單相點之情形。

②漸近線 漸近線根據定義為在空氣運動場中之一曲線或氣流線，其附近之氣流線均沿此漸近線互相趨近，並常沿此一漸近線而終止於一單相點上。漸近線亦有正負二種，正者常稱幅散氣流線，沿此線氣流線均向附近分散，負者則為附近之諸氣流線均趨向此一氣流線，故稱為幅合氣流線。

③正切點 正切點可謂風場中之一點，諸氣流線在該點相切，諸氣流均共有該點。正切點並非單相點，因在速率場中，該點並非為零之點。根據上列定義，該點實為區分幅合氣流線與幅散氣流線之區分點。



### 五、水平速度幅散

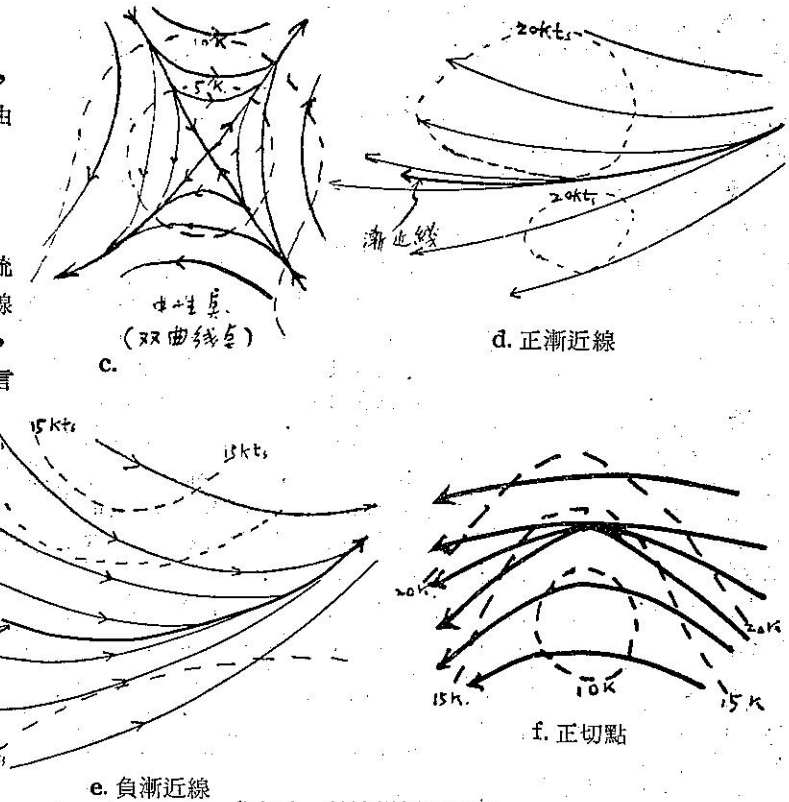
水平速度幅散依賴兩項因素而定，即氣流線幅散與速率幅散，其關係可由下式表示。

$$\text{水平速度幅散} = \text{氣流線幅散} + \text{速率幅散}$$

氣流線幅散可能擇為氣流向下游流動，氣流線散佈之變率。所以各氣流線向下游分散稱為正氣流線幅散，反之，向下游合聚稱為負氣流線幅散。或換言之，有氣流線幅合存在。但必須注意者，即當氣流線幾近於平行時，氣流線幅散（正或負）的程度很小。

速度幅散為沿氣流線向下游處風速變率之謂。正的风速幅散即表示風速向下游增加，而負者則為向下游減少。等風速線配合氣流線即可決定實際速率幅散的種類。密集的等風速線如垂直於氣流線，則表示速度幅散達極大值，而其為正為負則視氣流線方向相對於等風速線圖形在圖上之情形而定。

根據上式及(圖八)，吾人可知氣流線幅散與速率線幅散二者均對於決定水平速度幅散之種類有密切關係。過去因為認為氣流線幅合。即可決定水平速度幅散實屬不確以致造成錯誤之結果。因為氣流線幅散及速率線幅散，二者為一為正及另一為負。其水平速度幅散究竟為正為負，則無從自圖上一望而知，必須考慮二者正負的程度。一般認為赤道幅散區有巨大的對流雲只是氣流線幅合的結果，有氣流線幅合必造成中水平速度幅合，確屬不當。



(圖六) 氣流場標準形圖

### 六、水平速度幅散與天氣分析

就單相點而論，其中正單相點常伴隨正的幅散，因為速率幅散及氣流線幅散均為正值之故。反之負單相點則常伴隨幅合，速率幅散及氣流幅散均為負值之故。而中性點一般講來均趨向于水平速度幅散為零之處，因為在圍繞該點四周之氣流線一部趨向該點而另一部份遠離該點，彼此抵消而使氣流線幅散為零，同時速率幅散亦為零，造成最後之幅散總和為零。

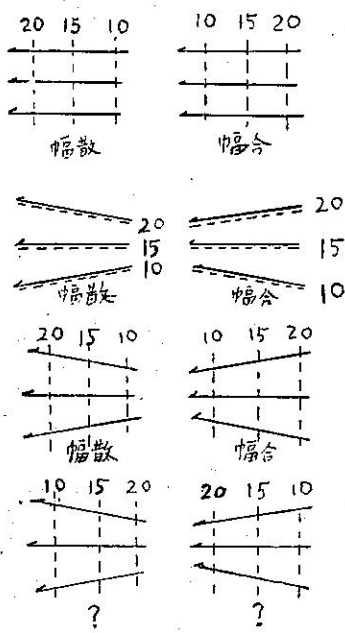
就漸近線與正切點而論，其水平速度幅散可能為正，可能為負，亦可甚至為零，全視其為何種情勢而定、即速率幅散及氣流線幅散均需同等重視。

負漸近線之流線情形類似中緯度之界面，但不一定所有之負漸近線均有中緯度之界面天氣擁有高聳的積雲現象，祇有在該線水平速度幅散為負時始有可能。負的單相點不一定與漸近線相接，除非該漸近線為負漸近線（幅合線）。

負漸近線平常多為多出的島嶼之日變化或風場的地形影響所致。間或有溫度對比但不多見。在此線上其旋率不一定為正，有時為負或甚至為零，故不一定伴有在氣壓場中之槽線，但必須在水平速度幅散為負之區域內，此實為形成負漸近線之充分而必要之條件。

在熱帶水平速度幅散最為重要。在近地面之3000呎以內，其水平速度幅散之絕對值可能有變化，而其符號常保持一致。其原因實由於在此高度內風隨高度之角度變化很少，僅有速率增加。所以1500呎至2000呎之風場不僅代表海面情況，同時也代表自海面至3000呎一層間之水平速度幅散情況。

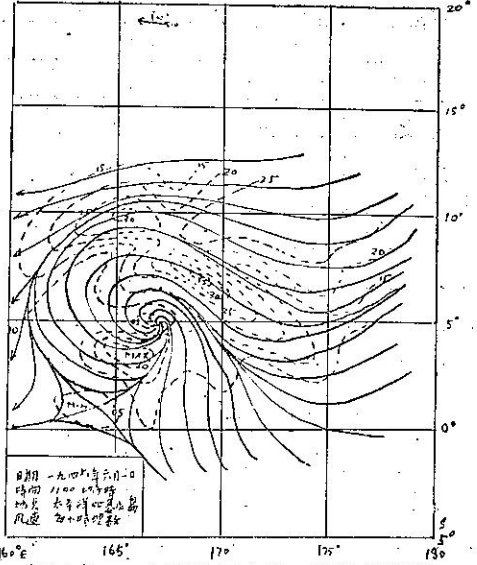
低層水平速度幅散可表示該層空氣之垂直運動情況，這種相



(圖八) 水平速度幅散

程度全依賴水平溫度及壓力梯度關係之有效度微弱及隨時間變化緩慢之情況而定。在熱帶低層空氣，上述情況確實如此，而相互關係亦頗符驗。在水平速度幅散為正值時，下降運動旺盛；在水平速度幅散為負值時，上升運動旺盛。此種嚴密的關係曾經水份及雲之分佈及低層風之分析證明正確而肯定。若高層之分析如10000呎高度之風有充分資料可以利用，或甚至更上層，則對於大氣之運動情形及結構能有更明確之了解。

氣流線與等風速線之配合應用，對於熱帶及亞熱帶天氣分析極有幫助，故常為熱帶或亞熱帶氣象台所採用。香港皇家氣象台 Ramage 在中國東北區夏季天氣之分析預報一文中曾經指出在該地區中用氣團及界面分析在夏季各月不能獲得滿意結果。除非上列氣團及界面特別顯著時，此種中緯度之分析預報方法不易奏效。後經利用氣流圖分析乃獲得降水與各種氣流圖形之關係對於分析預報頗有幫助。



(圖七) 一九四六年六月一日比基尼島附近一千五百高度之風場分析



(圖九) 臺灣附近之氣流圖與降水分佈

### 七、總 結

臺灣在北緯25度以南，雖非熱帶而諸多天氣現象非單純之中緯度界面或壓力系統所能解釋。例如風的些微轉變，如10度左右的改變在普通天氣圖中不易察出，而常招致降水現象，聯合國顧問史華博先生曾謂夏威夷群島常發生大量降水而天氣圖或絕熱圖上甚少差別，僅有風向有10度左右的轉變。此10度左右的轉變若用普通等壓線分析根本無法表示，同時若使用隨手畫法作氣流線分析亦無法分析正確，而用等風向線畫法分析則必有幫助。臺灣亦復如此，當天氣圖無何變化，熱的對流作用亦無顯著的增強時，則不太顯著的氣流幅合作用，影響氣流上升，正如熱帶一樣，造成大量降水（雷雨），是最合理的，同時也是用氣流圖來作分析預報較適當的辦法。

參考資料：1. C. E. Palmer 之熱帶氣象學講演。2. Riehl: Tropical Meteorology。3. Grimes: Equatorial Meteorology。4. C. E. Palmer: Tropical Meteorology(最後二文均在 Compendium of Meteorology 一書中) 5. G. S. Ramage 中國東南地區夏季天氣之分析預報 (Journal of Meteorology oct 1951)