

熱帶氣旋問題之研討（續）

T. Bergeron 原著
亢玉瑾 譯

八 颶風中降水與上升氣流之分佈

幸賴美國氣象局各雨量站之逐時觀測，作者始能對上述颶風，自十七日經過佛羅里達州開始，繪製其降水量圖。為求得關於此種降水機構之確切結論，乃採用一種特別分析方法：即將各銜接之分佈圖，不斷重覆相互調整，以期能與其移動與發展之情形相一致。



第十圖 1947年9月經過佛羅里達州之強烈颶風，每小時雨量圖。
(第十、十一、十二圖中·代表無降水)

圖十中之逐時雨量圖中，幾乎均有圓圈形或中空形之雨區，中心區無雨或僅有微量降雨。最大降雨強度，介乎每小時 0.5 吋與 1 吋之間。圍繞中心之降雨強度，分佈並不均勻，當颶風經過佛羅里達州時，最强降雨地區，向各不同地區迅速轉移。

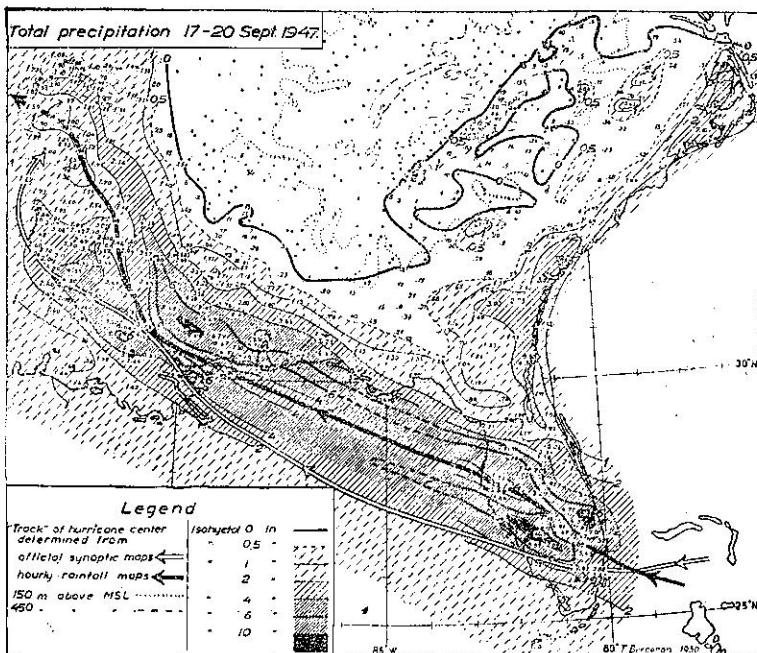
若假定中間之無降水地區，即係颶風之中心——眼，則可獲得追蹤颶風路徑之新方法，較諸根據天氣圖者，更為詳盡而可靠。因天氣圖上之測站，較雨量站為稀少，且當重要關頭，測站又每被迫停工。例如 Palmén 所求得之颶風路徑（根據官方天氣報告，其中佛特梅耶斯（Fort Mayers）站，因風暴正在侵襲無報告），與利用雨量圖求得者，即有顯著差別。根據雨量圖可看出，颶風經過佛羅里達州之實際路徑，在 Palmén 所繪之路徑北方一百至二百公里。

當此颶風，自佛羅里達州，經墨西哥灣，至密西西比河之四日期間，可重繪其總雨量圖。利用內插法求得之佛羅里達與密西西比河谷間之雨量圖如圖 11。圖中有明顯之跡象，表示圓圈形雨區經過之地帶，一如吾人所期者，有二平行之強雨帶，最大雨量約 5 至 10 吋，為一雨量小於 3 吋之地帶所分隔。

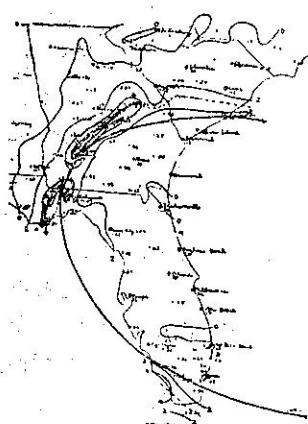
根據圖 11，可證明颶風自墨西哥灣登陸，進入密西西比區，較諸原定之路徑，頗為偏北。此種偏差，可利用作者所繪之九十六張逐時雨量圖，予以部分解釋：當颶風行進時，主中心外圍之副中心，每逐漸取主中心之位置而代之。原有之主中心，反逐漸消失。此種過程亦可說明何以熱帶颶風，發展與進行時，每有不規則現象。此種現象，時有發現，並有多數作家，不斷研討。

E. M. Brooks 對於一九四一年十月五日至八日，穿過佛羅里達州，西北行經墨西哥灣，到達喬治亞(Georgia)州之颶風，曾繪佈類似十一圖之雨量圖（如圖十二 a）。由之雖不能看出雙雨區現象。惟若用另一種方法表示，該圖可繪為圖十二 b，主要中心之路徑，在阿帕拉奇灣(Apalachee Bay)與北佛羅里達區，較為偏東。最低限度，在喬治亞州，有雙雨區現象，若有更週密之雨量站，此種現象，或可更較明晰。

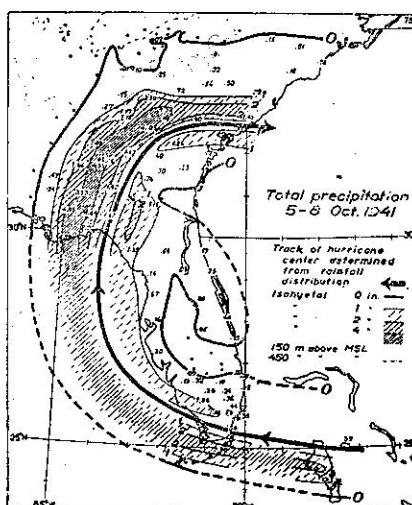
在模型颶風中，假定距中心二百公里處，地面上空氣流向中心速度 $V_{10} = 7 \text{ m/sec}$ （相當於 $V = 14 \text{ m/sec}$, $\alpha = 30^\circ$ 參閱第五節）；向內流速隨高度之減小，與幅散隨高度之減小相同（詳第六節）；再對流入空氣之水汽含量，作合理之假定（流入層之平均值等於 20 g/m^3 ，大約相當於九百公尺高度處之數值），可算出流經風暴之水汽總量 $m_w \approx 1.8 \times 10^6 \text{ ton/sec} \approx 6.4 \times 10^8 \text{ ton/hr}$ 或 $15.5 \times 10^9 \text{ ton/day}$ 。



第十一圖 1947年9月美國強烈颶風，四日中之總雨量圖。



(a) E. M. Brooks 所繪



(b) 作者重新繪製

第十二圖 1941年10月佛羅里達州颶風總雨量及其路徑圖。

交換。惟在颶風中，有二項原因，使上升氣流，不易與乾燥空氣大量混合：即颶風雲系以外區域，降水能潤濕空氣，故可阻滯上升氣流與乾燥空氣，直接接觸；雲系中暖空氣漏斗狀附近之逆溫層，亦具有此種作用。

因之，運移之影響，不致十分重要。降雨較水汽含量為少之主要原因，乃係：

- (2) 自颶風雲中降落之雨水，在未到達地面前，即行蒸發。
- (3) 風暴外圍地區，下降空氣中雲之蒸發。
- (4) 未經凝結之水汽，在颶風區上空幅散。
- (5). 反之除因 V_{10} 携帶水汽，經半徑二百公里之圓柱體外壁進入颶風外，在該圓柱體內， O_2 仍可供給空氣

Longley (1948) 研究一九四六年九月間佛羅里達州之颶風，求得雨量 $m \approx 7.3 \times 10^9 \text{ ton/day}$ 。根據十一圖，一九四七年九月佛羅里達州之強烈颶風，雨量 $m \approx 5 \times 10^9 \text{ ton/hr}$ 亦即 $12 \times 10^9 \text{ ton/day}$ 。

假定此二次颶風，與模型颶風相差不多，雨量與水汽含量之比 $q' = m'/m_w = 0.5$; $q'' = m''/m_w = 0.8$ 顯示進入颶風中之水汽，僅有部分在風暴內降至地而，此與吾人所想像者，完全相同。以下各項係造成此種結果之主要原因：

(1) 空氣可能被運移，即風暴中心上升之潮濕空氣，與其週圍之高層乾燥空氣，因擾動作用，發生

及水份。在 O_1 外圍，因下沈作用，空氣確屬乾燥，但當抵達上升區時，由於雨水蒸發與因擾動自海面吸收水份之故，空氣已幾近飽和。此足以解說何以 q' 與 q'' 之值，接近最大值(1)。

如欲估計 m_w 之總量，必須計算上升區外，流入之空氣。惟該處 α 及 v 之值，更不確悉。如採用 Haurwitz (1936 b) 之數值，於 $r=40\text{km}$ 處， $\alpha=17^\circ$ ，則 $v_{wo}=40\text{m/sec}$ ， $v_{lo}=9\text{m/sec}$ 。設其他假定及數值等，均如前述，則 $m_w=20 \times 10^9 \text{ ton/day}$ ，而 $q'_i=0.37$ ， $q''=0.48$

E. M. Brooks 以另一種方法，即應用幅合值 $C_m=v_{lo}/r$ ，並假定降雨量由近地面之幅合層與高空幅散層空氣中比濕之差異所決定（約為 20g/kg 與 5g/kg ）。而求得一九四一年十月佛羅里達州颶風之有關數值，與前述結果，大致相符。此法對(3)及(4)之部分損失，予以計及。由之求出一九四一年十月佛羅里達州颶風距中心不同地點之降水量，在 $100\text{km} < r < 135\text{km}$ 地區，與實測數值，頗為符合，在半徑較短處，其值則嫌過高。

此種偏差之原因，已為上述。至於偏差何以並非均勻，乃因各地之幅合與降雨率，並非完全符合。蓋氣流並非垂直上升，致在幅合及上升氣流區域，降雨反較少。可參閱第五節與第九圖。

模型颶風中，半徑一百四十公里以內地區，上升氣流之總括數值 \bar{W} 約 0.15m/sec ，較之同一雨區之假冷面（如圖五），下降氣流之總括數值，尚為微小。Brooks 求得當 $r=135, 100$ 與 50km 時，幅合總括值分別為 $\omega=0.02, 0.03$ 與 0.09m/sec 。

欲求颶風中之上升速度，必須計及上升區域之確實範圍，假定大部上升氣流，發生於半徑為十五公里至三十公里之環形地帶以內，如此則模型颶風中之， $W=4\text{m/sec}$ ，與 Deppermann 求得之值 5m/sec ，極為近似。

類似圖五之假冷面，下降氣流之總括值 \bar{W} 約 -0.3m/sec ，但若假定 W 大部集中於最強雨區（僅為全面積百分之十至二十），下降氣流速度，約 $1-5\text{m/sec}$ ，與真正颶風中上升氣流之速度相埒。因之即使純粹就其運動境況 (Kinematic Circumstance) 而論，亦可顯示颶風內之 O_1 環流與假冷面者，極為相似，在颶風過程上，有決定性之影響。當 O_1 與 O_E 併同作用時，颶風渦旋，得賴以維持，反之則不可能。

九 颶風之形成

每當颶風季節，赤道面移至其可到達之最高緯度，地球偏轉力乃最大；幅合於該地帶之二種熱帶氣團，通常至少有一種較海面為寒冷，此二氣團，乃在赤道無風帶，發生垂直伸展 (Stretch)。以上二項，均足以增加幅合空氣之不穩定。海洋西部，此種情況，較為顯著，若屬深厚氣壓槽所在地區，則更為強烈。因之上述地區，最利於發生熱帶颶風。惟主要問題，仍未獲得解答，即在此等連續大雨區域，何以未如假冷面之情形，大規模之氣旋，開始時即被滯止——至少在下層應如是（參考圖 8 c, d 與 f-h）；以及颶風渦旋，如何加強？

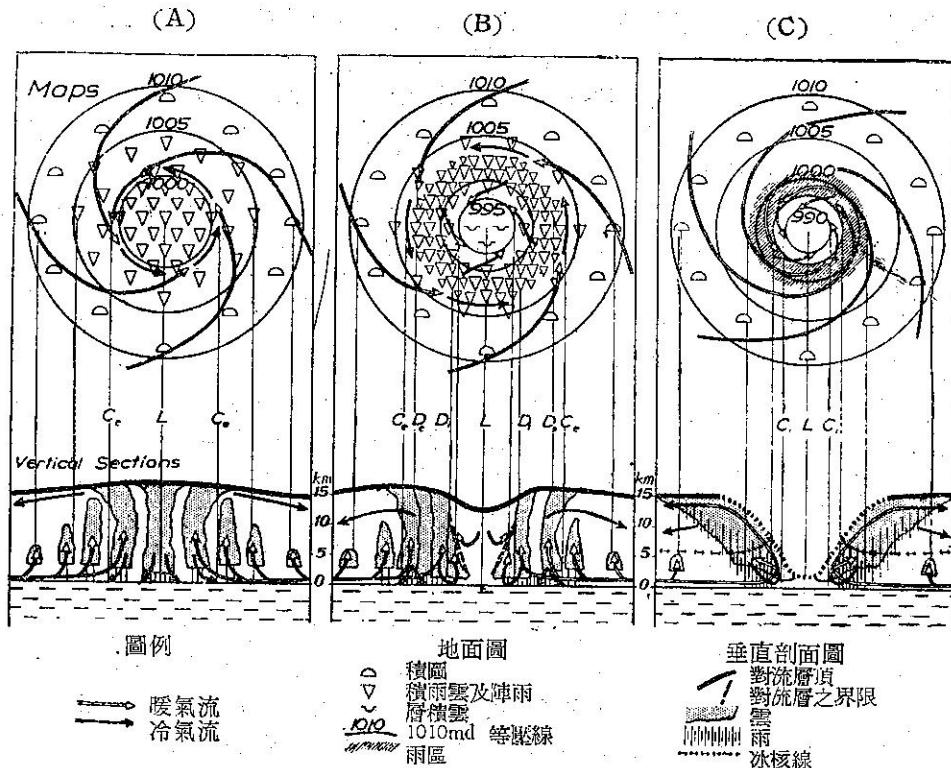
圖十三表示其可能之過程，假設有一發展良好之熱帶低壓，其中心之不穩定程度，幅合與上升推動力，當屬最大。因之該處最先形成積雨雲，且將繼續發展，如圖十三A。

此種現象，若發生於陸地，且無任何外力，改變其放射型之對稱性，則最後可能變為圓形假冷面，而有明顯之反氣旋環流，圍繞於中心高壓，如圖八 d。摩擦層內之空氣，受降雨冷却之影響，減溫至濕球位溫 θ_w ，其值較諸上層者，乃明顯降低，雖有因摩擦而致之向內氣流，亦不能再升入低壓中心上空，因之低壓乃迅為衰退，甚至轉變為淺高氣壓（參閱十一節）。

溫暖海洋上之情形，則與之完全不同，由於對流作用，海水可以無限止供給熱量，而使海面溫度，幾乎保持不變。即使在雨區中，颶風下層空氣，因進入低壓區而膨脹冷却，其氣溫仍能保持 $27^\circ-28^\circ\text{C}$ 。亦即擾動層內之膨脹與降水冷却，不能發生較大作用，因之無顯著之中心高壓——最多有微弱下降氣流，在空氣下層，自最大雨區，向外水平擴展。反之中心氣壓減低愈甚，流入空氣之濕球位溫 (矯)，愈形增高。加以海面摩擦力較小，同樣能量，在海上較諸陸地，可維持一較強之氣旋環流與較深之低壓。

在溫暖海洋上，氣旋可如下述之過程以及圖十三(B)-(C) 所示之情形，發生逆轉 (Inverting)，但在陸上，則不可能。

低壓內部下層，因受大量積雨雲下降氣流之影響，即使在海洋上，最初亦可能發生微弱之逆環流，其結果乃形成外幅合地帶 C_o 。如圖十三(A) 所示。此幅合即係外圍因摩擦而致之內流與具有向外分力之降雨氣流所造成。向內氣流愈發展，低壓愈加深——可能與其上空之幅散有關，如 Riehl 一九五〇年所解述者，更助之以雲量增



第十三圖 颶風形成時之想像機構：(A) 對稱性熱帶低壓，中心具有最大不穩定；
(B) 低壓中心週圍已發生不穩定雲；(C) 低壓已發生逆轉，並加強為颶風。

多之影響——摩擦層內之氣旋型渦旋，氣壓梯度與向內氣流，乃愈形增大。當其超過某一數值時，自擾動週圍進入之空氣具有較大之氣旋型角動量，乃突破降雨氣流幅散地帶之外圍 D_0 而與內部之一支 D_1 相會合，擾動因之逆轉。在該階段中，風暴中心下層之渦度，乃急劇增加，對流層頂亦被吸引下降，如圖十三(B)與(C)。上述推論，可由 Sawyer (1947) 之颶風生成學說中，獲得部分支持。

上述階段以前，因低壓中心對流層內空氣柱之下降，與下層之向內氣流 D_1 ，可能已形成內部分界地帶，其坡度可能尚較對流層頂造成之漏斗狀壁為峻削，最後即變為暖空氣之真正界限。

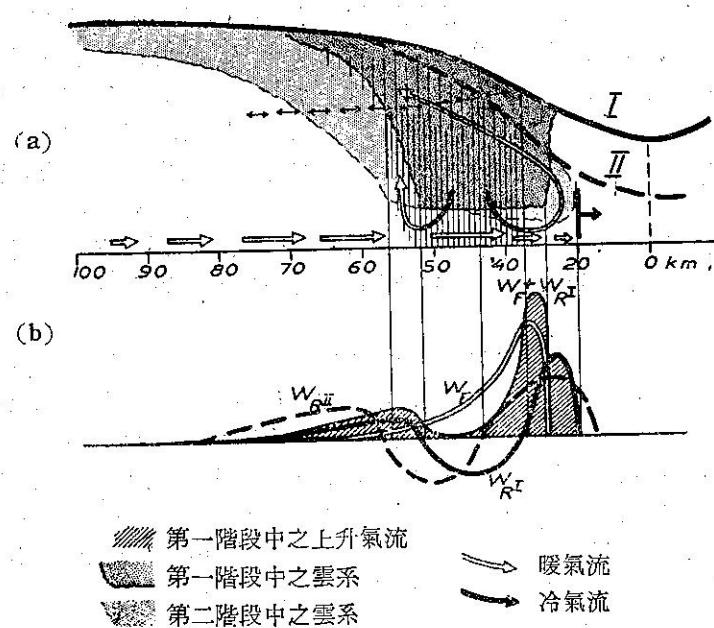
上述逆轉過程，為氣旋生成之重要階段，至屬顯然，惟其解釋，仍未達於盡美盡善之境界。達成該階段之機會，頗為稀少，故雖在圖一之源生地區內，仍非經常發生熱帶颶風，其理由即在此。Emon (1946, 1948) 曾撰著專文二篇，描寫彼在馬塞加斯加經歷之流產 (Abortive) 熱帶颶風，頗為值得注意。

假定逆轉係屬可能，則此逆轉情形，惟有當流向低壓之空氣，雖受強雨與膨脹冷卻，其溫度仍能大致近似於海面溫度時，始能保持。由於空氣膨脹之關係，熵將增大，最少亦可保持甚高之數值。因之 O_T 與 O_E 均成為直接環流，而具有相當大之比功率 (Specific Power)，根據尚未發表之計算結果，其值約為 $10^4 \text{ erg cm}^{-2} \text{ sec}^{-1}$ 。由 (B) 階段轉入 (C) 階段，可能頗為突然，轉動速度，必有大量增加，最後暖空氣漏斗狀乃被吸引下降。由此可解釋連續雲系與雨區之形狀與其形成之方式。

圖十四乃表示該種逆轉過程或氣旋生成之想像情形，a 圖中水平箭矢，表示下層之向內氣流，曲線箭矢，表示階段 I 時之降雨氣流及該區以外之補償上升氣流。颶風渦旋中一側之雲系及對流層頂，則係表示先後二階段 I II 時之情形。b 圖中之曲線，表示由下述諸因素而合成之垂直運動 (上升下降運動)： W_R 為降雨氣流， W_F 為因摩擦合而生之上升氣流。 $W_F + W_R$ 曲線與陰影區表示此二項垂直風速之和。圖中數值，均為正數。

關於颶風生成。可能尚有他種解說，惟其必需情況為

(1) 地面有適當摩擦且甚均勻之地區。大氣中之垂直不穩定，雖受降雨冷卻之影響，仍能保持大量不穩定能



第十四圖 (a) 热帶颶風加強階段，推想之雲系垂直分佈，
 (b) 上圖情形下上升與下降氣流之相對數值。

量。

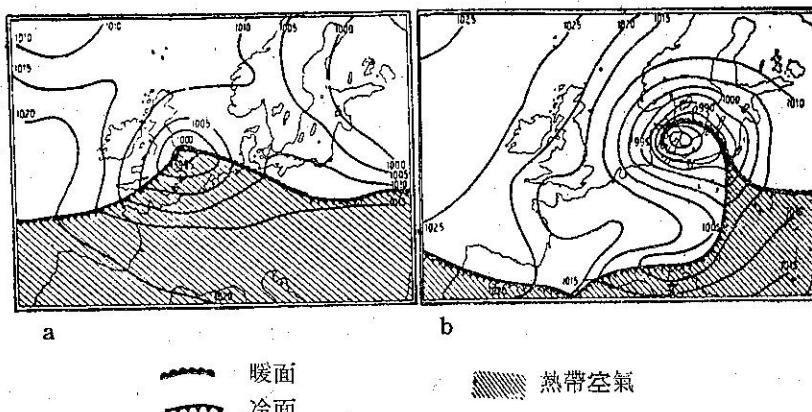
- (2) 具有適量地轉偏轉力之地區。
- (3) 該地區之最初形勢，利於促成大量空氣之內流與抬升。

十 副熱帶夏季颶風之形成

中緯度偶而發生水平範圍頗小但特殊強烈之擾動，可視之為副熱帶颶風。此種現象，每可利用歐美之良好地面觀測網及高空觀測，加以詳細研究，所得結果，在某種限度內，可應用於熱帶颶風。

副熱帶颶風發生之季節，普通為夏季或秋季。熱帶典型颶風及吾人所在緯度之颶風中，雲與溫度分佈，頗為對稱，因之熱帶颶風係由界面擾動而形成之假定，遭受強力反對。如第九節所云，颶風可能非直接由此種擾動所形成。根據諸多事實，足以支持真正熱帶或副熱帶颶風，係低壓區之副低壓 (Secondary)，其中已無界面。

茲就有代表性之副熱帶颶風中，擇五實例，敘述如下：

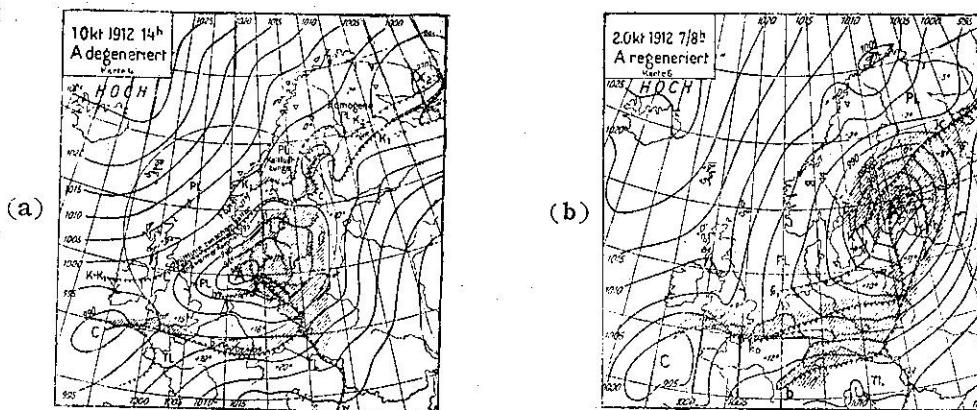


第十五圖 1921年10月22—23日南斯坎底納維亞副熱帶颶風之發展。

圖十五表示一九二一年十月二十三日，到達南斯干地納維亞，荷蘭與北德之著名氣旋，使該區發生九至十二級之強風。前一日早晨，英國有一淺低壓，風力清和，西南歐洲為廣大暖區所籠罩。推測低壓將東移而趨包圍，且將強烈加深。在此情形下，推想氣壓降低，約為 1mb/hr ，二十四小時內，可能發生之風力，將不致超過八至九級。二十二日傍晚，擾動中心加深 15mb (1.4mb/hr)，位於北海南部（圖十五 a），風力增至六級或七級，但尚無強風發生。惟斯德哥爾摩（Stockholm）氣象臺，對於瑞典西部海岸，已發佈補充強風與暴風警報。其他彼此風暴侵襲之國家，甚至未發佈強風警報。十月二十三日清晨，風暴中心，位於哥本哈岡（Copenhagen）附近，中心氣壓約 970mb （參閱十五圖 b，此圖與該日清晨所繪之圖，相差甚微），丹麥、斯卡蓋瑞克（Skagerrak），凱特蓋（Kattegatt），瑞典西南部，南波羅的海（Baltic）與北德，均位於風暴與颶風之下。風力增加與低壓加深之程度，較正常者強烈一倍。

一般均認為上述現象，係由於十月二十二日至二十三日晚夜，低壓內部，條件性不穩定空氣，發生循序之滑升所造成。低壓此時可能已包圍，四週均係不穩定之海洋極地空氣。由於因摩擦而生之內流——最初在餘留界面上以 $1:100$ 之角度，微緩滑升——，與空氣之垂直伸展（Vertical Stretching）而影響垂直溫度遞減率，致不穩定度大形增加。且凝結面因之降低，儲存之不穩定能量，更形加多（圖二），故突然間在低壓中心之空氣，可能發生有規律之垂直上升。此種上升運動，於低壓中心開始加深時，當已開始，該時之摩擦內流與氣團之不穩定程度，應已超過某一決定數值。翌日早晨，久特蘭（Jutland）已發生空氣傾覆（Overturning），該處強烈颶風，業已爆發。丹麥之雨區，較諸一般包圍氣旋者，範圍為大，降水為烈。以上之解釋中，並未計及強雨之原因及其影響。

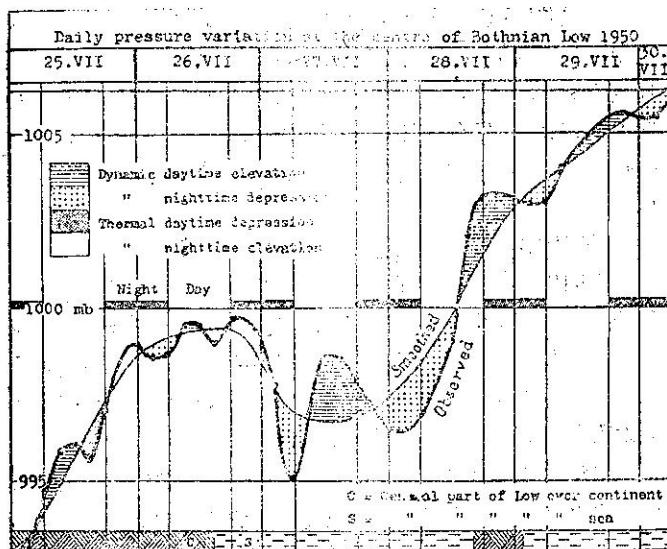
一九一二年九月三十日至十月二日，會發生類似之現象，Schroder 於一九二九年，曾加以研究。因時間與國際高空探測日（International Aerological Days）相巧合，故彼得到歐洲探測網中之溫度紀錄。十月一日英國中部時間十四時，由於界面波包圍，類似以往情形，丹麥產生中心氣壓 978mb 之低壓（圖 16a 中 A 處）。內部呈熱力性對稱，並已開始填塞（A degevieriert）。雨區呈廣大橢圓形，較諸普通界面造成者，顯屬寬廣，且與低壓幾為同心圓，此或為醞釀一種特殊發展之徵兆。此二事實，確示低壓中有規律之上升與傾覆現象，業已開始。翌晨低壓重新生成並加深，如圖 16b 所示。中心氣壓自 980 降至 963mb ，此為波羅的之極低氣壓，尤以初秋時期為然。北波羅的與波斯尼亞（Bothnian）海，已發生暴風甚至颶風，霪雨連綿。Schroder 認為造成此種發展之能量，並非得自凝結潛熱，而係受來自西北之北極界面（Arctic Front）所帶入。鑑於此一再生現象，發生於夜間海上，下述之解釋，似更為合理。無論如何，上述現象，可作舊渦旋中心，產生意料以外強烈新生渦旋之典型例證。



第十六圖 1912年10月1—2日波羅的海副熱帶颶風之發展。

一九二九年七月七日至八日，歐洲突生之現象，不能再以外加界面能量，予以解釋。七日晚波蘭之低壓，業已包圍，且不致再形加深。中心氣壓在 995mb 以上，並無其他擾動或界面接近。該日清晨，斯德哥爾摩氣象臺，預報風力二至四級，瑞典東部，星期一大部無雨。傍晚預報修改為「東北風，風力八至九級，普遍降雨」。

翌日清晨，波羅的海氣旋再生，中心氣壓980mb，斯德哥爾摩以外沿海，日間已發生暴風與颶風。



第十七圖 1950年7月波斯尼亞低壓之氣壓變化，顯示夜間海上之氣旋生成影響。

成時之情形相類似。

以上五實例中，雨量非常強大，雨區廣闊，降水係連續性。一九二九年之風暴，如圖十八所示，自七日英國中部時間八時至八日八時，二十四小時內，南瑞典雨量，約自30mm至65mm。一八八二年七月十日，薩德托(Sodertorn)某數地區，二十四小時雨量，竟達100mm以上(如圖十九)。此為一八七三年至一九一〇年，瑞典一日降水量之最大數量。

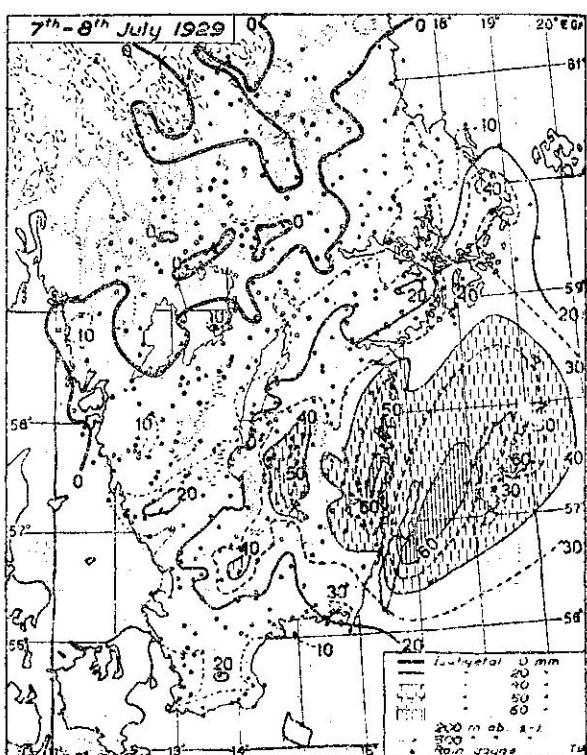
由上述數例中總雨量分佈情況，可看出降雨係由於另一種降雨機構所形成，而非由於普通界面所致，前者能產生遠為強大之雨量。在現氣候下，因界面而生之降雨，除非加以地形及對流之影響，即使在夏季，強度甚少超過1mm/hr。十八圖—十九圖亦相若——中廣大海洋地區(北波羅的海、葛地蘭(Gotland)與瑞典大陸之間)。二十四小時降水，竟超過60mm，亦即每小時2.5mm。至於內陸雨量，反較微少，表示在該整個地區，並無對流及地形作用，參雜其間。此種逾量降水，最可能係因類似颶風機構所使然(參閱第八節)。

以上討論之五個氣旋，自非真正颶風(現氣候下，真正颶風，不致發生於如此高之緯度)。無颶風眼，每小時降雨最多4mm(真正颶風中為25mm/hr)，風速與其範圍，亦遠較真正熱帶颶風為小。

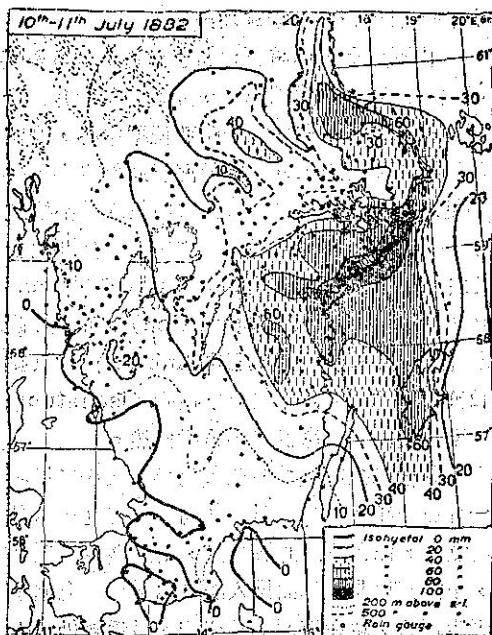
一九二一年十月，丹麥之風暴中心地點，絕對濕度，高達 $10\text{g}/\text{m}^3$ 。若有真正颶風之機構，而有上述之潮濕空氣，可以產生每小時12mm之雨量。由此可知在副熱帶颶風中，上升氣流W，至少較熱帶颶風中

由圖十七可以證實以前之結論，並可對其發生之方式，略窺端倪。一九五〇年七月二十五日至三十日，斯坎底納維亞低壓中心，停留於波斯尼亞海達三日，由於海面過於窄小，故不足以發生再生現象，若低壓中氣團之不穩定能量較小時，更屬必然。因之中心(參閱圖十七中連續三夜情形)之動力夜間低壓(Dynamic Night Time Depression)，不能降低於某一決定性數值(約為990mb左右)，氣旋自亦不能生成。圖中之氣壓振動(Oscillation)，顯係受海陸風激盪之影響所使然。

其他二次副熱帶颶風發生於一八八二年與一九三一年，均係七月。如同一九二九年六月之氣旋，係在波羅的海加深，由於發生於夏季，不能再以北極界面攜入能量為解釋。上述之再生現象，以在海面上及夜間，最為頻仍，因該時該地，空氣最不穩定，可能與熱帶颶風生



第十八圖 1929年7月7—8日，波羅的海夏季颶風之雨量圖。



第十九圖 1882年7月10—11日波羅的海夏季
颶風之雨量圖。

者小三倍，上升氣流地帶，則較為寬廣。

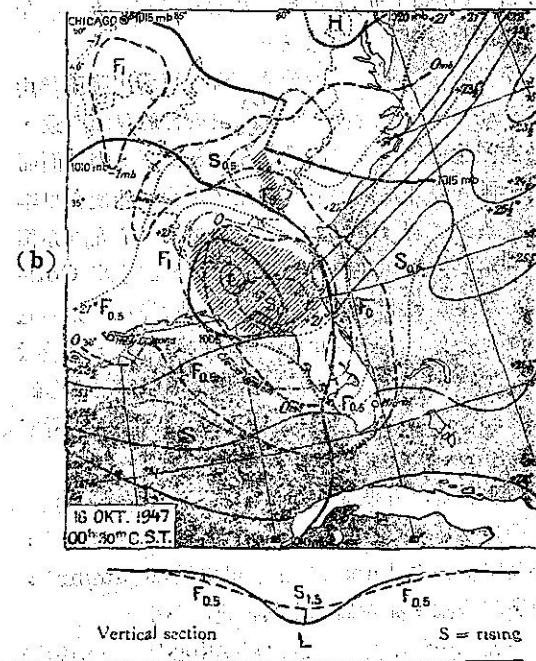
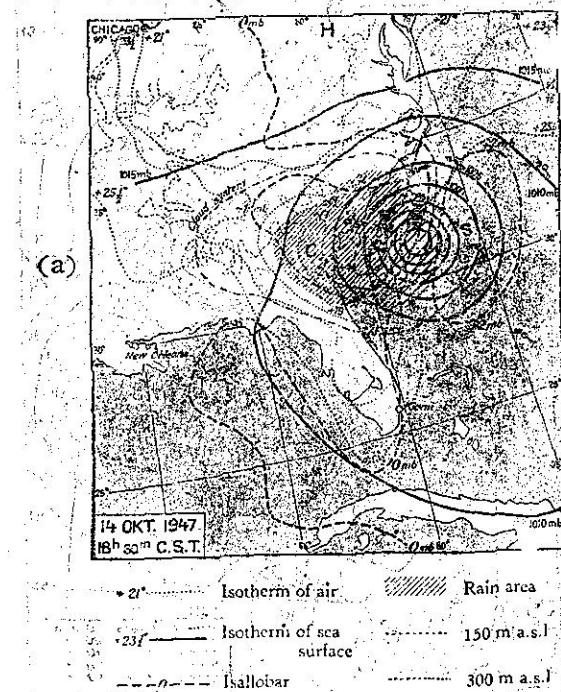
此種差別，是否可由熱力學，予以完全解釋？九、十月間，北緯五十與六十度間之海面，溫暖幾如夏季，深厚而寒冷之極地氣團，可能侵入其間，因而形成高度之靜力不穩定 (Static Instability)。更有進者，低溫情形下，濕絕熱遞減率 γ' 之值雖較大，但極地空氣亦有較大之垂直遞減率 γ_{PL} ，二者可以加以補償。

按照作者意見，副熱帶與熱帶颶風，僅為性質方面之差異，其主因為地球偏轉力 f 不同。低緯地帶， f 之數值較小，氣旋外圍空氣，僅需旋轉數週，即可接近中心，不致因摩擦損失過多之角動量，暖空氣漏斗狀與颶風眼因以形成，而發生典型雲系。主要雨區移至上升氣流區以外， O_B 與 O_I 型循環在該地帶共同造成最強烈之動力不穩定。

至於副熱帶颶風，則永不能充分達到上述階段，副熱帶海面生成之氣旋，抵達高緯度陸上後，其結構將如第三圖所示。此類及其他降雨機構中，相當於 O_E 與 O_I 之循環，將有一部份互相抵銷。結果其比功率，降雨與動力不穩定等，自將減低。

十二 國風之衰微——一九四七年十月十二日至十七日之實例

前曾述及，由於颶風經常在海面生成，故迄今尚未有真正代表其生成之詳細天氣圖。熱帶颶風登陸後，雖迅速衰微，但其有關之過程，仍可測知。颶風生成與衰微之過程，雖非完全相反，但研究其衰微之情形，可察習生



第二十圖 (a) 及 (b). 美國東南部1947年10月14日18 C.S.T. 與 16日00 C.S.T. 之熱帶颶風。圖中顯示熱帶低壓自十五日登陸後迅即填塞，20圖(b)並以垂直剖面圖表示其變化，實線為10月15日2230 C.S.T. 之情形，虛線為10月16日0030 C.S.T. 之情形。

戒時之有關情形。一九四七年十月十二日至十七日(圖二十 a 與 b)，在美國登陸之強烈颶風，在此一方面，頗饒研究價值。

十月十四日美國中原標準時間十八時(圖二十 a)，颶風渦旋，位於佛羅里達州海濱，勢力仍甚強盛，中心氣壓約 976mb。由於溫暖海面不斷供給熱量，颶風內部海平面附近空氣溫度仍高，即使在雨區內，仍約為 26°C 。由氣壓升降區域顯示，颶風將繼續向西移動，並無填塞跡象。當其雨區進入陸地後，雖係午後，為空氣加熱時間，但下層空氣，有顯著冷卻(降至 19°C 以下)。三十六小時後(圖二十 b)，中心位於喬治亞州，氣壓升高約 25mb，與中心為同心圓之外週(半徑約三百至五百公里)地區，有補償性之緩微氣壓上升。

上述熱帶颶風，登陸後迅即減弱，一般均認為摩擦力增加有以致之。摩擦對於氣旋動力學之影響，過於含混。圖二十所示之過程，僅可有一項解釋，即颶風轉變為冷心(Cold Core)，致其運動，自趨滯緩，如同第六節所述之情形。

前曾指出，二月時加勒比海面，空氣溫度為 25°C 時，不足以推動颶風機構。十月間美國東南部，空氣之 $\theta_w < 21^{\circ}\text{C}$ ，亦不能推動颶風機構，換言之，空氣之 θ_w 值，小於 21°C 時，該區之大氣屬穩定狀態。

圖二十 a 中，若假定颶風低壓中，海平面附近空氣之相對濕度在百分之八十五以上，則靠近中心處， θ_w 約為 25°C ，而距中心二百公里以內，995mb等壓線以內地區， $\theta_w >> 21^{\circ}\text{C}$ 。當此時期，颶風仍可由對流所推動，實際觀測颶風並未填塞，二者頗為吻合。三十六小時以後，如圖二十 b 所示，情況已完全相反。即使假定雨區中各高度之空氣，均已飽和，其中大部地區及前此之上升氣流區中， θ_w 仍小於 21°C 。因之當空氣抵達此地帶以後，已不能由對流方式維持颶風，反而阻滯其運動，如上述之情形。

衰微颶風中心氣壓之急速增高，勢必以其他部份大氣中之氣壓降低，為之補償，其理至為明顯。上例中之補償情形，極饒興趣，補償區域與擾動為同心圓，其範圍最少及於距中心五百公里之處。由此可直接觀察，在一固定之廣大區域內，大氣中風力場與氣壓場發生急劇變化之情形。此種變化之原因，已非源於平流。該時之風力場與氣壓場，可能係由擾動中心，以波浪形向外傳播——颶風迅速衰微。以往觀測到之此項大氣波動，僅限於聲波。近年來芝加哥學派所研究之遠距離能量分散(Dispersion of Energy)，或係即屬於此種現象。

十二 展望

將來是否可能阻止颶風形成？作者相信，散播雨種於颶風雲中，造成人工降雨，以阻止颶風生成之計劃，勢必無法實現。蓋颶風雲中，幾乎隨時均在降雨，故人工造雨，對其中之情況，不能有重大之改變。反之若能利用某種物質，罩覆海面，防止較冷之颶風雨，沈降於溫暖海洋中，則供給颶風之能量，或可阻止，如同颶風到達陸地之情況。因颶風之龐大能量，係由海洋內部所供應。但人類恐將不能覓得此類物質，以改變該種天氣。

另一值得確究之問題，即地球上颶風渦旋之頻率與強度，在歷史上有何項改變？今後又將如何變更？關於此一方面之資料，至為稀少。作者希望本文中已能表達，即使控制颶風生命史之某種因素，有輕微改變，亦足以使颶風之路徑，頻率及強度，有重大之改變。太陽表面溫度，地球上大氣成分或地球轉動等，若有微量變化，均足以影響颶風之微妙機構，而改變其能量與力量之平衡達於某種程度。某一地質時期，颶風可能極為頻仍，類似今日之氣旋，或者完全發生於海洋中及沿海，其狂暴程度，遠較目前者為劇烈。在另一時期，復可能完全絕跡。研究古氣候學(Paleo-climate)與古生物學(Paleo-biology)時，最好注意此種情形，尤其對以往地質時期之沿海地區，更應重視。

颶風問題距完全解決之程度尚遠，但已能對之提出具體而詳盡之意見。吾人現已可確言，觀測之時間與地點，應如何集中，以及欲解決此問題，需要何種觀測——較以往遠為完密之固定觀測網，至少能供給某一颶風地區各高度之氣溫，濕度與雲況。此外吾人需要陰極線示波器(Cathod-Ray Oscillograph)以探測颶風雲系，雷達設備及其他電子儀器以研究雷雨中之電氣、水珠大小及其分佈。

上述計劃之實現，甚至遠較理論研究為重要，蓋其極端重要性，不僅限於天氣供應，且對整個地球物理研究上，需要亦極迫切。熱帶颶風，可能為地球物理介質(Medium)中，範圍與強度最大、最有規律、最簡單而明顯之擾動。此外颶風之形成、持續與進行時，各種主要氣象因素及其主要過程與各種海洋因素，相互配合：一般大氣環流，輻射平衡，水汽循環(包括降水)，地形與海洋上之溫度分佈等。

熱帶颶風為自然界最偉大之地球物理實驗，其作用非常清晰而壯觀，不斷重複呈現於吾人目前——現在吾人之儀器且能予以測定。颶風可能啓示吾人，大氣對於簡單而有力之衝量 (Impulse)，如何適應。吾人必須利用此種機會，以明瞭此一比較簡單而明顯之現象，以求進一步瞭解控制高低緯度上天氣及氣候之複雜、微弱、而混沌之現象。（續完）

轉接第10頁（西伯利亞寒潮爆發與東亞對流層中部噴射氣流之形成）

- f. 此股噴射氣流之成因，經討論，並不能藉上層噴射氣流形成之理論以解釋之。惟在性質上與 Namias 之合流說 (The Confluence Theory)，頗為相近。
- g. 此股噴射氣流乃係寒潮爆發，極地上層西風偕隨極地對流層頂南侵時所造成。
- h. 此股噴射氣流之成因與極面無關，惟似與界面生成 (Frontogenesis)，之因素同。
- i. 此股噴射氣流常先極面而行，在一地上空每因極面之侵入而見其增強（參看圖 8）。

主要參考書目

- 嚴夢輝：「高空預報學」，空軍訓練司令部出版（民44年）
- "The Jet Stream", 1953 Bureau of Aeronautics Project, A Rowa 出版
- "Far East Climatology of The Jet Stream, 1st Weather Wing Special Study 105-1, 1955年9月

（轉接第28頁）論飛行員天氣報告的重要性和測報方法
標準。這種標準是以水平向直線飛行為基礎。每三十秒鐘左右觀測空速表在這一段時間內擺動得最大的空速讀數，減去最小的空速讀數，其差數不足每時十哩者即無亂流；差數在十至三十哩者作為輕度亂流，三十至五十哩者為中度亂流，超過每時五十哩者謂之嚴重亂流。

亂流的英文代字為 TURBC，前方加一個強度代字。輕度為 LGT，中度為 MDT，嚴重為 HVY。後面註明出現高度之拔海百呎數和機種。譬如說：LGT TURBC 350 F-86 表示 F-86 型飛機在離平均海平面三萬五千呎處遭遇輕度亂流。

(六) 飛機積冰 飛機積冰對於飛行安全特別重要，以性質來劃分可以分為霜狀冰和透明冰兩種。飛行員倘遭遇積冰必須報出其強度，性質，所在高度離平均海平面百呎數，其後為飛機種類。有時在飛機種類前，另加以在雲中抑在降水中字樣。

積冰之代字為 ICG，強度除輕度中度嚴重同亂流外，另增極微 TRACE 一種。霜狀冰之代字為 RIME，透明冰之代字為 CLR，在雲中遭遇者為 INCLD，在降水中者為 INPCPN。因此假定一 F-86 型機在四萬呎高度之雲中遭遇嚴重之霜狀冰，應報為：HVY RIME ICG IN CLD 400 F-86。

(七) 凝結尾 噴射機之凝結尾足以暴露自己的位置，航向和速度，減低水平能見度，妨礙編隊飛行等，對近代空軍極為重要。假定報告得詳細的話，應該報凝結尾發生層的頂底高度百呎數，持久性，和機種，甚至還要報出它的濃度，當時有無卷雲存在等項。但通常則大多僅報高度，和機種。

凝結尾之英文代字為 CONTRAIL，其後為出現高度百呎數和機種。例如一 F-86 飛至四萬二千呎高度出現凝結尾。報如 CONTRAIL 420 F-86。

上面這些項目，如果能够準確觀測適時報出，已經是一份很優秀的飛行員天氣報告了。在敵區或隣近敵區上空，為避免暴露位置，可在降落後交給氣象單位，或者僅將所見現象告知，由氣象人員編發電碼或明語報告。當然任何報告必須具有觀測之時間與地點和各該現象出現的地位及延展的範圍，否則就毫無應用價值可言。另一要點當然在時效之爭取。目前噴射機速度高，因此飛行員天氣報告的應用價值更大。只要不耽誤時間，即使落地後再告知氣象單位，籍有效之通信傳遞仍不致有失時效。

由此可見飛行員天氣報告的要點，不外乎「準確」「迅速」與「制度化」而已。