

熱帶環流型式

H. Flohn 著
黃光表 譯

一、前言

世界氣象組織氣候委員會首屆大會時（按該委會為該組織八個技術委員會之一，首屆大會係一九五三年三月間在華府召開者），Thorntwaite ①教授所發表主席演詞中，曾請以「氣候的」動力氣象學替代由 Bergeron, Hesselbery 和其他人士所推演的動力的氣候學。惟當吾人之觀念因大氣一般環流智識的急速發展而繼續改變時，新舊雙方觀點在目前仍都有其用處，應併予計及。

二、信風環流

我們對「信風」和「反信風」的古典觀念已熟悉多年，Hadly (1735) 和 Ferrel (1856) 兩氏認為信風乃是因緯度不同而受熱差異所導致的直接子午線環流系的一部份，加以受偏轉力偏轉的結果。然而以之解釋副熱帶反氣旋帶為偏轉的反信風之結果，則似甚費解，因為偏轉力並不能產生位能故也。

自二次世界大戰開始以來，熱帶地區高空氣象觀測網已大形增加，目前已有二百五十多處測風氣球資料可資利用，雖然大多數的這些觀測有時並不太完全或是太一致，但已可指出我們子午線信風環流和季風的舊觀念，實應予以改變 [Rossby (2), Riehl (3), Flohn (4)]。根據舊觀點，並考慮到偏轉力（地球旋轉的偏轉力）對於子午線環流的影響，沿緯度之運動分速 u 與沿子午線分速 v 有密切關係，即一向赤道的運動必有一東來分速，同時每一向極的運動即有一相反的西來分速。再計及因天氣變化所造成的風的短期波動， u 和 v 之間應期其有顯著相關。但是，對未受波動的信風地區加以研究時，我們察知 [Flohn (5)] 在信風逆溫層上自平均高度 3—6000 英尺至近於 30,000 英尺，有着非常恆定的東風，僅輕微地向各子午線方向偏轉，此即所謂 “Urpassat” (A. Wegener and Kuhlbrodt, 1922) 或「熱帶東風」。

在信風逆溫層（亦即信風帶對流雲的上限）以下，我們察知信風有向（氣象的）赤道之明顯分速，即信風間之輻合帶 (ITC—赤道輻合帶—Intertropical Convergence Zone)。將各不同高度之 v 予以平均，可看出 (5) v 的符號約在 1 與 3 公里 (3000 和 10,000 英尺) 間改變，大約即在信風逆溫層的高度，而 u 的符號並無任何改變 (見表 1)。

表 1 信風地區之合成風子午線分速

高度 Km		0	1	2	3	
Swan Island	17.40° N	N	S	S	S	東北信風
Jaluit	6° N	N	N	S	S	
"Meteor"	5-20° N	N	N	S	S	
Belem	1.5° S	N	N	S		赤道區域
Galapagos Is.	0.5° S	S	S	N	N	
"Meteor"	5° N-5° S	S	S	N	N	
Fernardo						東南信風
Noronha	3.8° S	S	S	S	N	
"Meteor"	5-20° S	S	S	N	N	

假使德國 "Meteor" 探險隊 1924—26 年間在各個孤立島嶼和幾處有向陸風的海岸觀測站的觀測結果，足以代表所有不擾亂的信風地區的情況的話，即使以統計的意義來說，這將不可能再認子午線信風環流是熱力所導致的原始環流，反之，在熱帶東風中 v 的符號因高度而改變的情形，頗類似地轉風氣旋和反氣旋中因地面摩擦力造成的非地轉分速變化情形。

關於熱帶和副熱帶緯度上沿子午線角動量的變化，Starr 和 White (6) 兩氏曾利用實測風的資料研究而證實，他們發見角動量

的子午線變動，主要由於水平的變化，而舊觀念中認為重要的平均子午線環流所招致的，僅佔總量的百分之十四而已。根據北緯十三度附近各經度上的平均紀錄，測知約在 10,000 英尺的高度上（較信風逆溫層略高） v 有改變，而 u 的改變則大約在 25,000 英尺處 (見表 2)。古典觀念中之反信風一意指 u 而極時。

表 2 緯度 13°N 處合成風平均分力

H P	ca.	2	6	10	14	20	30	40	55 × 10 ⁴ ft 100 mb
\bar{u}		-2.4	-3.9	-3.1	-2.9	-2.0	+2.5	+6.7	+0.1 m/sec
\bar{v}		-1.2	-0.5	0.6	+0.2	+0.1	-0.1	+0.2	-0.4 m/sec
r_{uv}		0.12	0.08	0.10	0.08	0.10	0.09	0.08	-0.02

u = 西風分力, v = 南風分力, 下劃橫線之 u 值 $> 2\sigma$ 。
 r_{uv} = 相關係數。

有西風分速 u —根本並不存在。在6,000 英尺以上, v 已極小, 因此在大多數高度上 v 的符號甚或不定。此可由一 u, v 間極小的相關係數 r_{uv} (約為0.1) 所證實, 由經驗獲知 Flohn (7) 子午線信風為盛行熱帶東風內之副環流, 僅受地面摩擦所影響, 而將熱帶下層東風偏向 ITC 的區域。此項摩擦環流(見圖1)穿過等壓線。而與熱帶東風之地轉性的緯帶分速 \bar{u} 不同, 為求對此淺層環流剖面能有明晰了解, 須指出 \bar{u} 約四至八每秒公尺, \bar{v} 最大可達 0.5—1 每秒公尺, 垂直分速為每秒千分之若干公尺。

副熱帶反氣旋, 並不能因此淺層信風子午線環流而形成。Rossby (8), Kuo (9) 和 Van Mieghem (10) 由理論研究, 復經統計證明 [Flohn (11)], 表示它們實導源自溫帶西風內對流層上部, 因噴射氣流彎曲而生成之高壓, 並因偏轉力的子午線變動而偏向赤道。假使這些結果大體正確的話, 則副熱帶反氣旋的位能, 係來自產生大規模西風渦流的輻射, 熱力和動力的複雜程序中。此種渦流—根據 Starr (12) kuo (9) 很重要的研究結果—產生沿緯度運動的動能。同時 H. Faust (13) 最近指出產生能量的地區是在最大風速層, 該層適位於對流層頂下並與噴射氣流層一致。

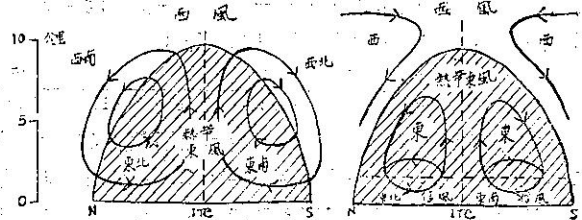


圖1. 依 Hadley-Ferrel 模式(左)及現今觀點(右)之子午線信風環流圖解。

在熱帶東風以上, 所謂反信風, 由觀測知其為變化頗大之西風, 子午線分速強大而多變, 自地面天氣圖和高空天氣圖, 已經證明 [Rossby (2), Riehl (3) 和 Flohn (11)] 它們不過是溫帶西風的赤道分支, 此項西風常常發生槽和脊的連續變化, 在不同的緯度上, 疊置於恒定性的熱帶東風以上。

在最大西風層以上(近於 40,000 英尺處), 我們測知 [Starr 和 white (6)] v 係向北, 此層之相關係數 r_{uv} 為零甚或為負數。這些事實似可證實反信風是高緯度西風的一部份, 也證實了首由 A. Defant (14) 氏所提, 嗣由 J. Bjerknes (16) E. Palmén (17) V. P. Starr (18) 和其他人士所推演之一般環流水平變換的學說。

三、熱帶季風和赤道西風

季風的原意為季節的變換之風, 我們察知若干地區, 接近地面處, 恒風常為季風所變換, 與一般環流的氣壓和風的季節轉移相配合 [Flohn (4)]。這些地區一部份屬於氣旋路徑的副極區, 如加拿大和西伯利亞的北部海岸, 另一部份則為副熱帶的反氣旋區, 如在地中海, 東亞, 加利福尼亞海岸外的太平洋和近於 30°S 的其他地點。此項季風轉移地區的緯帶分佈, Chromow (19) 曾以圖表示, 惟該圖應行修正之處頗多。

最重要有趣的季風帶適位於熱帶中, 該處為廣大「季風」區, 風有西來分向, 伸展至夏季北半球, 230—240 經度 (4)。普通多雲和降水頻仍, 時常交替以冬季的東風信風, 天氣晴而乾燥。北半球夏季的西南季風最為顯著, 自幾內亞灣穿過非洲和印度洋, 伸展至西太平洋, 所占經度約為 180 度, 約自赤道南方附近, 擴展至 30°N 的旁遮普, 我們測知在西非和中非, 印度洋 70°E 以東和法屬澳洲各海島地面上或 3 公里 (10,000 英尺) 以下處, 均為西風分力, 此與一般想法, 完全相反, 此種情形在赤道以南 [Flohn (5)] 亦曾發現, 1893 年 Meinardus (20) 自其在東北印度洋觀測的結果中曾經指出, 故 Halley (1686) 於其第一張信風和季風圖中, 即已繪出東南信風和西南季風的界限, 適在赤道之南。

在 140°W 和南美洲間的東太平洋, 至赤道以南約 2—3 度, 亦有類似區域。在赤道非洲西部的幾內亞灣海岸, 自印度洋的 70°E 處至太平洋的 158°E 處和 100°W 至 75°W 之間諸地, 赤道兩旁有一狹窄地帶, 對流層下部, 終年西風盛行。

四、熱帶環流概況

假使對此現象欲作全盤了解，必須計及垂直分力 w 與水平分力 v 和 u 之間的關係。除開赤道附近 $5^{\circ}N$ 及 $5^{\circ}S$ 間的地面附近以外，我們發現盛行緯帶風大都為似地轉的，並因受地面摩擦分力的影響，趨向低氣壓，熱帶東風有向赤道的摩擦分速，而赤道西風則隨有向兩極的摩擦分速。V. W. Ekman 和 S. Petterssen (21) 僅計算緯度的影響，而不必顧及其他輻散的影響。求出：

$$\text{div } v = -\frac{v}{R} \text{ Ctg } \psi$$

此處 v = 風的南向分速， R = 地球半徑， ψ = 緯度（北為正），以氣候的意義來說，即風向赤道時將有一沉降的輻散傾向，指向兩極時，將有一上升的輻合傾向。假設一子午線分速 v 為 1m/sec （近於 2 knots ），則在 700mb 層上，因緯度的影響而生的 W 各值如下：

ψ	5	10	20	30	45	90°
w	0.65	0.33	0.16	0.10	0.06	0 cm/sec

在熱帶，此項影響大於或等於其他輻散的影響。由此，以氣候的意義來說，已清晰可見信風均穩定而乾燥—信風逆溫層下，淺層多雲區例外—而季風則均不穩定且潤濕 [Flohn (7) (11)]。

假使一子午線氣流正通過了赤道， $\text{Ctg } \psi$ 的符號改變，同時我們將可見到自極端輻散至輻合的一項突然轉變，伴以接近赤道處輻合線的形成。此即中部和東部太平洋，赤道之南的赤道乾燥帶和適在赤道之北的赤道雨帶造成的原因，其處 ITC 仍終年滯留於 0° 與 5° 之間。這些事實均和 Riehl (3) 所作地面風輻合與輻散地圖至為符合。對增進吾人於海洋上地面風方面的智識，極具價值。

由於上述的事實，和 F. H. Schmidt (22) 的理論概略，我們可根據其為海洋的抑大陸的條件，而可分辨在熱帶的兩個至為不同的環流型式。茲以中太平洋區及中非和法屬澳洲區為代表上述型式：在海上溫度年變化很少，因此產生很小的熱力和氣壓帶之季節轉移。ITC 自赤道移行僅及 $5-10$ 度。信風橫過赤道幾乎不會受到偏轉，因為在赤道附近的偏轉力的水平分力至為微小。除開適在的信風逆溫層以上的若干薄層以外，溫度係向兩極漸減，但其值甚小（見表3），因此一項假設的正壓系統，大致符合。熱帶東風盛行。當地球的摩擦影響偏轉信風使之趨向於 ITC，且上及於信風逆溫層之上限，由觀測知在中等高度處有一相反方向的微弱分速。

表3 中太平洋信風區域標準等壓面上之溫度 ($^{\circ}C$) 及相對溫度 (%) 1950—1952

正月 — 二月				
	Lat.	850 mb	700 mb	500 mb
1/2 (Hilo + Wake)	$19.5^{\circ} N$	$13.4^{\circ} 78\%$	$8.0^{\circ} 41\%$	$-7.6^{\circ} 39\%$
Canton Island	$2.8^{\circ} S$	$18.0^{\circ} 72$	$10.8^{\circ} 42$	$-3.9^{\circ} 36$
Nandi (Fiji)	$17.8^{\circ} S$	$18.1^{\circ} 76$	$9.8^{\circ} 62$	$-5.2^{\circ} 43$
七月 — 八月				
	Lat.	850 mb	700 mb	500 mb
1/2 (Hilo + Wake)	$19.5^{\circ} N$	$16.1^{\circ} 79\%$	$0.5^{\circ} 45\%$	$-5.6^{\circ} 37\%$
Canton Island	$2.8^{\circ} S$	$17.5^{\circ} 71$	$10.1^{\circ} 42$	$-5.0^{\circ} 37$
Nandi (Fiji)	$17.8^{\circ} S$	$14.6^{\circ} 71$	$8.3^{\circ} 30$	$-7.5^{\circ} 38$

在陸上，溫度年變化頗大，故造成溫度帶和氣壓帶的季節轉移。ITC 自赤道移行多過 10 度（在非洲和澳大利亞達 20° ，在印度達 30° 緯度）。由於赤道與地面熱低壓區間之氣壓梯度而生近似地轉的西風，復因地面摩擦力之偏轉而趨向於 ITC 的低壓區。由於大規模的擾動而致之水平交換，非停滯的西風似乎向着赤道而擴展，甚至適可穿過赤道，此下對流層的溫度，自副熱帶熱源間向 ITC 和赤道有顯著減低，因此赤道氣團較冷於大陸副熱帶氣團約有 $4-8^{\circ}C$ 之多（見表4）。因為氣壓自冬半球副熱帶反氣旋向夏半球的 ITC 有一連續的遞降，因摩擦所偏轉的地面風分速遂通過赤道，如七月間東南信風及西南季風的情形一樣。在赤道附近處，緯度的影響可導致一輻合帶，即於赤道附近處之第二 ITC 的形成。

表 4 印非季風區域標準等壓面上之溫度 (°C) 及相對溫度 (%) (1949—1951)

七月—八月

Station	Lat.	850 mb	700 mb	500 mb
Trivandrum	8.6° N	17.7° 81%	10.0° 68%	-5.6°
Poona	18.5	18.5 85	11.9 63	-3.0 67%
Nagpur	21.2	21.7 78	12.1 74	-2.3 76
New Delhi	28.6	23.6 74	12.4 79	-2.4 78
Aden	12.9° N	25.4 50	14.2 48	-5.8 58
Bahrein	26.2	29.8 14	17.1 18	-2.7 33
Niamey	13.5° N	20.2 65	10.6 58	-7.4 67
Aoulef	27.1	28.5 19	14.3 24	-7.2 33

五 月

Station	Lat.	850 mb (1.5Km)	700 mb (3.1Km)	500 mb (5.8Km)
Trivandrum	8.6° N	19.7° 79%	11.2° 64%	-4.1° -
Poona	18.5	23.6 49	13.2 52	-5.3 -
Nagpur	21.2	28.7 32	13.4 51	-7.7 -
New Delhi	28.6	28.2 31	11.4 49	-9.2 -

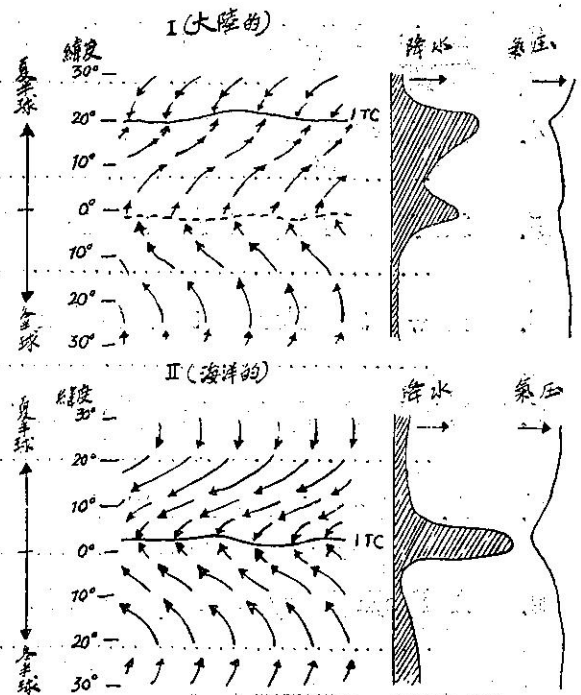
因此，熱帶季風的發生，顯然不是海陸間熱力差異的結果，而由於大陸的影響，因熱力所產生氣壓帶和風帶的季節轉移有以致之（見圖2）。在均勻的海面上，僅有赤道東風伴以摩擦力的信風分速，而在均勻的陸面上，則為一自赤道趨向最低氣壓帶的西風帶。基於這個基礎，我們當能解釋季風的發生，完全是由於大陸的空氣，受到太陽輻射年變的熱力反應。海洋環流型式頗符合於 Schmidt (22) 氏所刊行之圖六，而大陸環流型式則與其圖七相似。

再者，東亞雨季(日本的 Bai-u-Season)的初期，降水之產生，實因自西南西行至東北東之特殊的副熱帶西風氣旋的擾動 [Flohn(4)]；由一狹窄地帶的上層東風非連續將之與ITC區域自東南東行至西北西的擾動相分隔，如見於印度及太平洋者，[Flohn (4), (11)]。這兩個氣旋的擾動帶，來源行進方向不同，因之若干教科書中將印度的熱帶季風輻合中國北部及日本的極地鋒面相聯合之情形，似已屬不可能；僅當夏末和秋季，熱帶氣旋在槽線東部向西風帶彎曲（如颱風時之情況）時，始屬正確，從這個觀點看，所謂東亞的東南季風——在中國和朝鮮的一種伴以下沉分速的乾風——實屬於為介於北太平洋反氣旋與中亞地區低壓間強烈帶狀氣壓梯度的偏轉的太平洋東北信風的極外分支而已。

五、赤道環流的距平

在赤道帶某些海洋或沿海地區，大氣環流有廣泛的距平現象，在這些地區中有大規模的降水波動，一般為海洋型的熱帶環流，ITC 大部均位於赤道以北數度，在赤道以南，則屬乾旱地區。

巴西東北部西拉州(State of Ceara)就是這種情況 [Flohn, Hinkelmann (23)] 當 ITC 區域仍滯留於其北時，伴有氣旋的擾動和西來的雲的雨季，即告消失，



(圖二) 熱帶緯向大陸型與海洋型的地面風降

(接32頁)