

噴射氣流之最新調查

張瑞翔
R. S. Chang

Recent Investigation on Jet Stream

一、前言

二、噴射氣流之熱力風方程式

三、噴射氣流之種類

1. 極面噴射氣流 (PFJ)
2. 副熱帶噴射氣流 (STJ)
3. 熱帶東風噴射氣流 (TJ)
4. 極地夜間噴射氣流 (PNJ) (又名AST)
5. 低空噴射氣流 (LLS)

四、結論

一、前言

噴射氣流自從二次大戰以後，已為全世界氣象工作調查之主要對象，初步之結果僅知其為強烈之西風帶，影響飛行時間，由於最近遠程噴射機之遭遇，其不但影響時間，更足以影響安全，並且對天氣變化，直接間接都有關係。經過近代氣象學者研究之結果，發現其與面系、氣旋、以及暴風、雷雨等現象，都有關連，因而經分析統計之結果，到目前已發現五種不同之噴射氣流。

經過世界氣象組織 (WMO) 之決議；噴射氣流之正確定義為：「噴射氣流乃位於對流層或平流層之一狹長強風帶，附有垂直與水平向之風切，同時有一個或幾個最大風速中心」。一般而言，噴射氣流長約幾千公里，寬約幾百公里，厚約幾公里，其最大垂直風切約為5—10米/秒公里，最大水平風切約5米/秒/100公里，並任何噴射氣流必須符合熱力風 (thermal Wind) 方程式。

二、噴射氣流之熱力風方程式

$$\text{等壓面上之地轉風 } u_g = -\frac{g}{f} \left(\frac{\partial h}{\partial y} \right) P$$

式中 g ... 地心吸力。 f ... 科氏參數。

h ... 等壓面高度。 y ... 南北間之水平座標。

當上式對高度 (Z) 微分，而再考慮靜力學之關係式時，則上式變為下列方程式。

$$\frac{\partial u_g}{\partial z} = -\frac{g}{f} \left(\frac{\partial}{\partial y} \right) P \dots \text{地轉風熱力方程式。}$$

上式即表示溫度場與風力之關係式，亦即由公式中可看出，當西風隨高度而增強時，則溫度必隨同由右而左遞減，亦即可看出當極地與熱帶界限分

明，而風進入其分界線時，則西風隨高度增強。

噴射氣流之風速為將熱力風方程式由地面至對

$$\text{流層頂積分得之 } u_j - u_0 = -\frac{g}{fT} \left(\frac{\partial T}{\partial y} \right) H$$

式中 u_j ... 西東向噴射氣流風速。 u_0 ... 地面風速。
 H ... 最大風速層。

三、噴射氣流之種類

1. 極面噴射氣流 (The polar front jet stream) (PFJ) (極面噴射氣流為噴射氣流之一

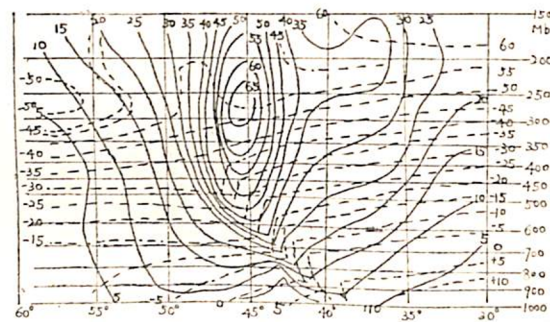


圖 1. 30°W 之標準 PFJ 剖面圖 (Palmen 和 Newton 1955)

種，其斜壓區由上而下伸展，透過對流層及地面，在有利之情形下，地面有面系氣旋之生成。圖 1 是標準的極面噴射氣流剖面圖。普通而言，最大風速接近 300 Mb，顯明的斜壓區透過全對流層。PFJ 有時可回繞全球，根據美國之統計 PFJ 之下常伴有面系之出現，有時其斜壓區向上伸展到平流層，其最大風速層有時出現在 500 Mb 層與面系相交之暖區，或高達 200 Mb 與面系相交層之下方。

因為 PFJ 是唯一能使斜壓區伸展到地面之噴射氣流，故其下極不穩定，因而在其下常有面系氣旋之生成，而不必一定要有極地氣團與熱帶氣團之存在。

由於高空風之統計，證明 PFJ 在南北半球，均有存在，北美、歐洲、澳大利亞、南非等地均有出現。除去區域性之特性外，由於各個氣象學者之調查，發現 PFJ 有下列之共同性質：

① 接近噴射氣流中心處，如面向下游，則左邊之氣旋式風切較右邊反氣旋風切為大，並其中心之絕對旋率 (Absolute Vorticity) 通常為很小之正值 (約為 $110^{-5} \text{ Sec}^{-1}$)。在最大風速之中部附近，有時可能有負的絕對旋率出現。

② 在最大風速帶之東向運動中，指示左方為下坡運動，右方為上坡運動。

③ 最強之氣旋式風切層在噴射氣流中心之下方；最強之反氣旋式風切層在噴射氣流中心之上方。

④ 最大風速層不一定出現在對流層頂。噴射氣流中心位於對流層頂斷裂之右方。

在反氣旋式風切之一邊，最大風速層出現在對流層之下方。

⑤ 噴射氣流中心在 500 mb 出現在等溫線梯度最密區之上方，而在 200 mb—175 mb 等溫線密度最密區之下方。

歷年來統計之 PFJ 結果，最強之為時東京上空之 650 Km 公里/時。美國費城上空之 396 Knots 裡/時。事實上，上述之兩最大風速之正確性可疑，因為現用探空儀。本身有儀器差及強風時之實際風速可能有偏差。故 Lettau 氏根據調查與理論，對 PFJ 之估計有下列公式可予參考之。

因為氣壓，梯度合乎餘弦函數。

$$\text{設 } P = P_0 + \frac{P_H - P_L}{2} \cos \frac{\pi}{A} n$$

式中 A ... 高低壓中心間之距離。

N ... 坐標軸到噴射氣流軸間之垂直距離 (設其由高壓，指向低壓為正號)

$$P_0 = \frac{P_H + P_L}{2} \dots \text{代表平均氣壓當。}$$

$$\text{氣壓梯度 } n=0 \quad P=P_H$$

$$n=A \quad P=P_L$$

$$n=\frac{A}{2} \quad P=P_0$$

$$\text{氣壓梯度 } \frac{\partial P}{\partial n} = -\frac{\pi (P_H - P_L)}{2A} \sin \frac{\pi}{A} n \dots ①$$

最大氣壓梯度之情況為：當 $\sin \left(\frac{\pi}{A} n \right) = 1$ 時

$$\text{則最大地轉風速為：} |V_{\max}| = \frac{\pi (P_H - P_L)}{gf 2A}$$

當動力不穩定時 (dynamic instability)，高低氣壓間之氣壓差最大。

$$\therefore \frac{\partial v}{\partial n} < f \quad (\text{Lettau 氏證明 1947}) \dots ②$$

若忽視氣流線上之曲度，對地轉風而言有下式之關係存在。

$$-\frac{\partial p}{\partial n} < \rho v^2 \dots ③$$

再若忽視 f 因緯度之變化，再把①微分同時考

慮③之情形可得出最大氣壓梯度之條件為：

$$(P_H - P_L) < \frac{2\rho f^2 A^2}{\pi}$$

在反氣旋之作用下最大梯度風 $|V_{\max}| = \frac{rf}{2}$

r 為曲率半徑 $V_{\max} = Vg$

$$\therefore \text{最大梯度風切 } \left(\frac{\partial v}{\partial n} \right)_{\max} = \frac{f}{4} \dots ④$$

比較②與④可看出④比②約受 4 倍之限制

故對反氣旋而言 $P_H - P_0 < \frac{2\rho f^2 A^2}{\pi} \cdot \frac{1}{2}$ (當 $n=0 \rightarrow \frac{A}{2}$)

$$\text{對氣旋而言 } P_0 - P_L < \frac{2\rho f^2 A^2}{\pi} \cdot \frac{1}{2} \quad (n \text{ 當 } 0 \rightarrow \frac{A}{2})$$

$$\text{合併上二式得：} P_H - P_L < \frac{2\rho f^2 A^2}{\pi} \dots ⑤$$

$$\text{將⑤式代入 } |V_{\max}| = \frac{\pi (P_H - P_L)}{\rho^2 2A} \text{ 中}$$

$$\text{得 } V_{\max} < \frac{5}{8} \frac{fA}{\pi}$$

假設 10 公里高度上極地上空為低壓，赤道上空為高壓，則由上式求得 $|V_{\max}| = 738 \text{ Km/時}$ ($\approx 400 \text{ Knots}$)

但是最高氣壓之出現不在赤道，而在緯度 36°N 附近。故 738 減去其 1/3 之近似值，結果約為 300 Knots 左右，故與實際探空值求得相近似。

2. 副熱帶噴射氣流 (The Subtropical Jet Stream) (STJ)。

就結構而言 STJ 非常與 PFJ 相似，亦為西風帶，但其最強風速層常近 200 Mb，並通常在 150 Mb 附近出現。其生成原因有下列諸說：

① 在北美洲因為 PFJ 之南移，故有時有幾個噴射氣流同時出現。根據菲力浦氏 1950 之調查，當

極地對流層頂

Polar Tropopause

horizontal mixing 水平混合緩弱下沉 Weak Subsidence

90° 60° 30° 0°

圖 2.1 北半球冬季平均子午環流圖

① 在北美洲因為 PFJ 之南移，故有時有幾個噴射氣流同時出現。根據菲力浦氏 1950 之調查，當

噴射氣流南移時，其高度愈南時愈高，同時位溫亦隨之增高，因而在位溫較高處，新生副熱帶噴射氣流 (STJ)。

②百爾門 (Palmen) 氏認為 STJ 之生成乃由於南來之角動量 (Angular momentum) 關係，由上圖 2.1 可看出 STJ，必須在子午圈之北邊生成。為欲表示角動量變化 (由絕對角動量變為相對角動量) 與 STJ 之生成關係，可由下列之關係式及數字表示其相互之關係：

水平與垂直角動量之輸送係由於平均子午圈環流時之質量輸送，而在等壓面 P_2 與 P_1 間經過緯度圈 ϕ 之質量輸送，其大小為：

$$m\phi = \frac{\pi R \cos \phi}{g} \int_{P_2}^{P_1} V dp \quad (\text{式中 } V \text{ 為氣壓 } P \text{ 上之平均子午圈分力})$$

角動量之擾動互換量

$$m_z = -\mu \frac{\partial \pi}{\partial z} \text{ARCOS} \phi$$

式中 μ 為角動量之交換係數，經百爾門氏計算之結果對 700 Mb 而言為 $\mu = 120 \text{ g cm}^{-1} \text{ Sec}^{-1}$

(假定 $\frac{\partial \pi}{\partial z} = 4.10 \cdot 10^{-3} \text{ Sec}^{-1}$)

A.....代表 $20^\circ - 30^\circ \text{ N}$ 間之緯度圈面積。

在地面上由於風切作用造成地表與空氣間之角動量互換。百氏門氏曾就赤道與 30° N 間算出 $mz = 61.10^{25} \text{ gm}^2 \text{ Sec}^{-2}$ (元月份)

下表為元月份由南而北之角動量總輸送量 (單位為 $10^{25} \text{ gm}^2 \text{ Sec}^{-2}$)

緯度	30°	25°	20°
子午環流之輸送量	6	11	14
空氣渦動之輸送量	56	47	32
上述兩輸送量之百分比	11	23	44

故子午環流和波動一樣，對 STJ 之形成有重要作用。由上圖可看出 STJ 常可造成顯著之逆溫

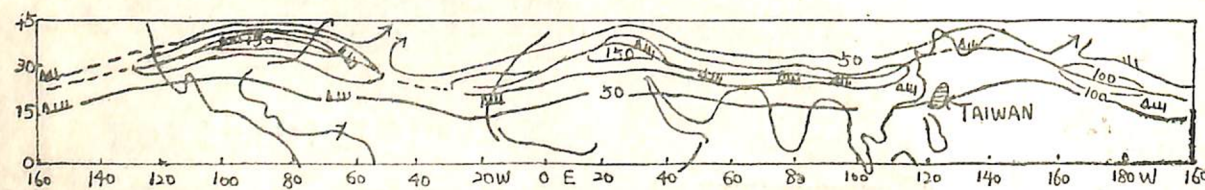


圖 2.2 25/2 1956 200 mb 之 STJ 分析圖 (By Krishnamurthy)

，而此逆溫不一定需北來之冷氣團下沉作用。例如冬季之印度及大西洋之東部經常有 STJ 之存在。

平均而言，在美國 STJ 大都來自西南方，由東太平洋運行而來。雖然海洋上之資料有限，但是由於夏威夷之探空，可看出 PFJ 與 STJ 之不同，圖 2.2 是 Krishnamurthy (1959) 氏之調查結果，表示 2 月份 200 Mb 之噴射氣流情況。由圖中可看出當夏季季風時，在印度北部有 STJ 之出現，曾有 150 Knots 之紀錄，平均為 120 Knots。在日本有 140 Knots 當冬季在喜馬拉雅山之東坡及中國海，STJ 達其最大之強度。在太平洋上空，有時 STJ 可抵達很低之緯度處。當原子彈試驗時 (12° N 165° E) 在 3-17 Km 間之高度上曾有 100 Knots 之西風出現。

Jenkinson (1955) 研究之結果，在南半球之冬季，澳大利亞上空有 STJ 之紀錄，7 月份曾有大於 100 Knots 之風速。Radak 與 Clarka 二氏證明角動量不變之區域 (即 $Q=0$) 處，亦即 STJ 之反氣旋邊緣，而此處之垂直切變很大，使 Richardson's number $Ri < 1.0$ 和 PFJ 一樣 STJ 亦常和「對流層頂分裂」相連，但 STJ 常和較高之一層相連。平均在高對流層之右方 150 公里處，其厚度約 7-8 公里。亦和 PFJ 相似，STJ 之南邊為上坡運動，北邊為下坡運動，北邊為下坡運動，下方為反氣旋式切變，上方為氣旋式切變。

從最新之調查資料看出，PFJ 與 STJ 之區別在 PFJ 具有無斜壓特性，而出現在低對流層；而 STJ 僅出現在高對流層，無斜壓特性。雖有時兩者不易辨別，但在其過程中，根據其變化可看出。在美國北部及加拿大常可看出封閉或斷續之噴射氣流相伴顯著之冷面，環繞北美或加拿大，其時美國南部或墨西哥灣，常有西南來之 STJ 出現在 250-200 Mb 之高度上，其兩者之相互關係由於 Cressman 氏之調查，可得出下列結論：

①半球性之噴射氣流最大風帶是移動性的，此

移動性與低指數到高指數之過程有關係，普通在北邊出現與極面相連之最大風帶，此最大風帶將向低緯度滲透，而形成南支噴射氣流。同時向上發展，於是波幅增加結果造成一個明顯極面，與兩個以上的噴射氣流分支，其最南之一支叫 STJ。故考慮 STJ 之生成史，我們可以說中 STJ 為原有極面上空斜壓區之剩餘產物，而地面由於副熱帶高壓區之輻散作用，使氣團變性，破壞原有之斜壓特性。故近地面 STJ 與地面界面無任何關連象徵。同時

此 STJ 軸因其向南發展，故造成其位溫之增加。

②有些時上述兩噴射氣流在某些高度上很接近，甚至合併為一，再而分枝，北枝走向東南。由於與波動相對比，此風速最大之處，當為高空冷槽之所在。故在這種情形下，等高線梯度增加，高空風速增強 (亦即寒潮爆發)。

3. 熱帶東風噴射氣流 (The Easterly Jet Stream of the tropics) (TJ)。

當夏季在印度及北非 Jenkinson 氏曾發現現在 200

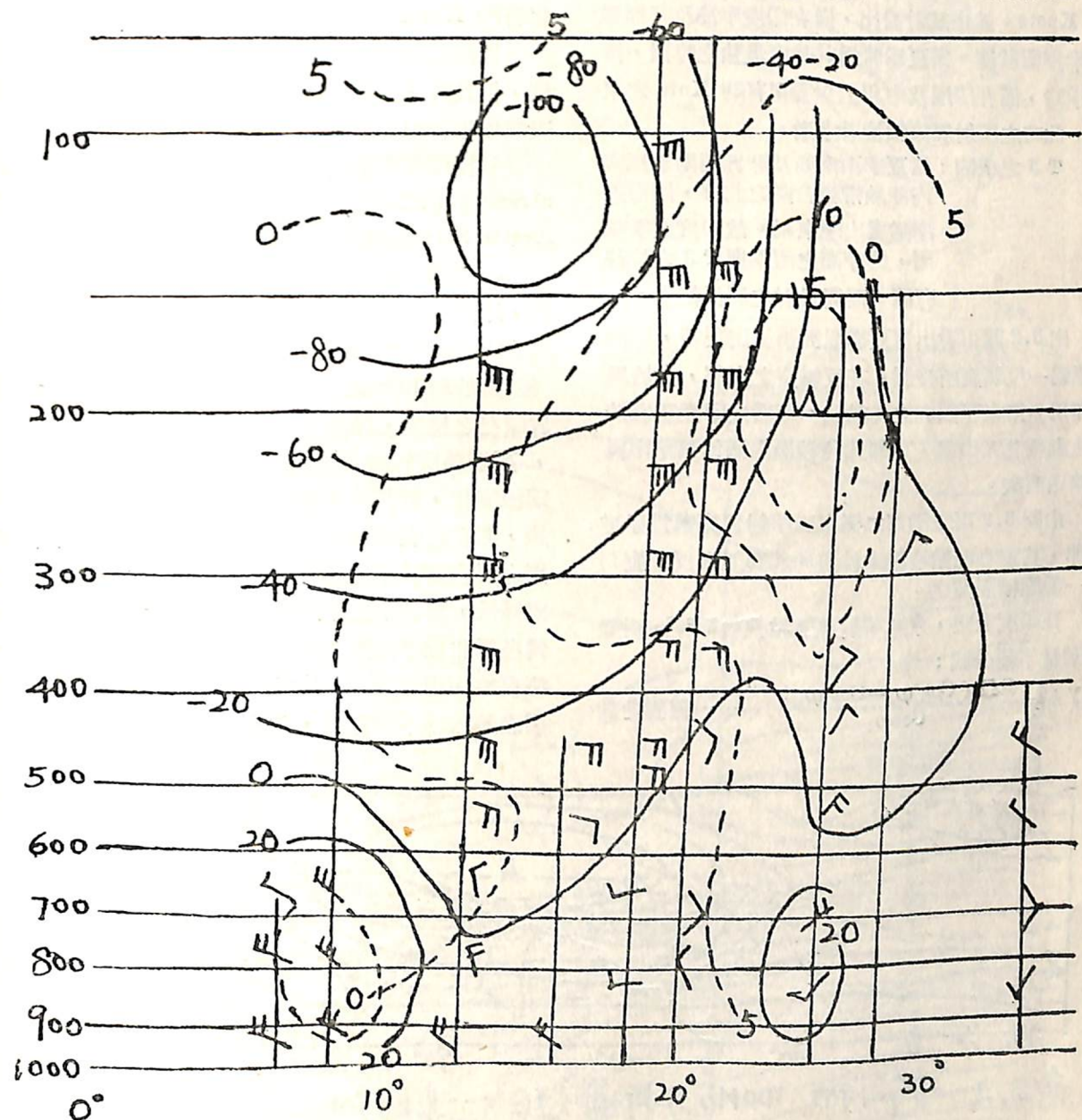


圖 3.1 25/7 1955 印度之東風噴射氣流剖面圖

Mb有50 Knots之東風出現，其最大風速帶在100—150Mb間。由圖3.1可看出自印度之南端 (Trivandrum) 到喜馬拉雅山麓 (New Delhi)，此東風曾達100 Knots。由圖3.2可看出由於100Mb之風速分析，可顯示出一顯著之東風氣流在印度兩大半島之間大於100 Knots，追溯向東，其淵源起於關島。其次在非洲西岸，平均約 60 Knots。

東風噴射氣流亦為環繞全球之風帶。但在中美洲 (Central America) 僅有微弱之東風有時大於 10 Knots。並由統計看出，僅在印度半島及非洲是呈半停留狀態。當夏季時為其強度最強之時機，當冬季時，僅在印尼及中非上空發現有 20 Knts 之東風，此時之噴射氣流軸接近赤道。

TJ之成因：當夏季由南亞及非洲西南季風與內陸熱帶輻合區之北移，因而近赤道處出現東風。故印度之季風雨，與非洲之雨季與TJ之位移有關，而與日射之間係較小。

由3.2圖可看出當夏季亞洲季風出現時，亞洲平原為一反氣旋所控制。在反氣旋之東部，由於風向作用，帶來了西向之角動量。可看出印度正處於此角動量之入口處，亦即此角動量由緬甸與華南區，輸送而來。

由圖3.2可表示第二個東風噴射氣流處為赤道西非，其重心在撒哈拉沙漠。其與亞洲反氣旋間有一低壓槽隔開之。

在印度上空，東風噴射氣流軸位於15°N，根據角動量不變公式：

$$\Delta V \lambda = \frac{R \Omega (\cos^2 \varphi_2 - \cos^2 \varphi_1)}{\cos \varphi_2} \dots \dots \dots \text{絕對角動}$$

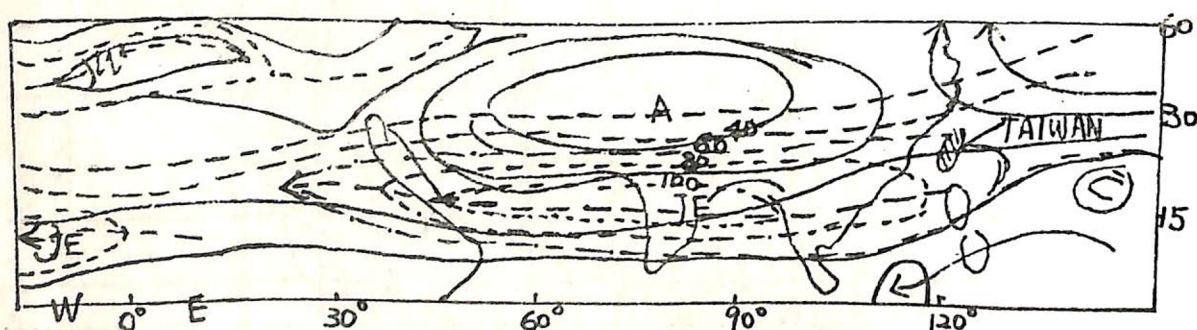


圖3.2 25/7 1955 100Mb分析圖 JE --- 東風jet

量不變公式。

可算出因角動量不變而東風應增強至105Knots左右。

又根據各方之統計表示TJ對熱帶氣旋、熱帶颱風線，及間熱帶面 (FIT—Front intertropic) 以及熱雷雨都有密切關係 (根據作者統計，台灣南部夏季之熱雷雨與高空東風間風之風速及厚度都有關係或許係TJ之作用)。

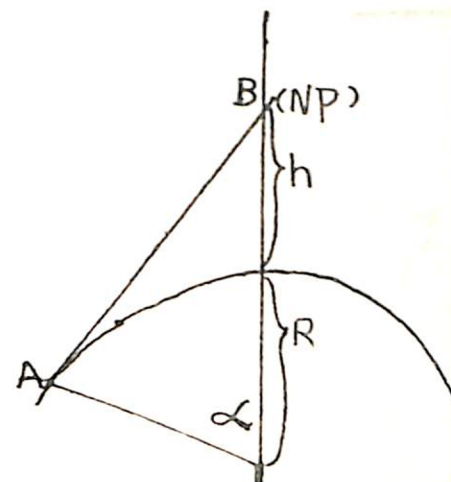
在南半球 Bond (1954 2月) 發現在澳大利亞曾有 80 Knots 之東風 (14.5—17.5Km)。

雖然在熱帶，有時東風不一定够得上TJ之強度，但其造成之波動，因旋率與輻散作用之結果對天氣變化有很大之影響。

4. 極地夜間噴射氣流 (The Polar Night Jet stream) (PNJ) 或稱北極平流層噴射氣流 (The Arctic Stratospheric Jetstream) (ASJ)。

一般講，極地上空之對流層低，而平流層溫度高，赤道上空則相反。因而極地與赤道形成補償作用 (Compensation)。

由於Palmen氏之調查，在Sweden (68°N處施放探空之結果，發現在12—20 Km 間冬季溫度) 低，夏季溫度較高。並發現其平流層之年平均溫度環流變化，較其南部為顯著，且冬季之平均雷文紀錄，原有之暖極地對流層頂已不存在，其下面對流層之溫度遞減率僅達到8—9公里，再向上則溫度一直減低，其冬季之平均溫度僅 -66°C，故可結論其為冬季北極平流層之輻散作用。因為冬季開始，北極自地面到很高之高度接受不到日光，故原有臭氣層之熱源已不復存在，此由下式中可看出

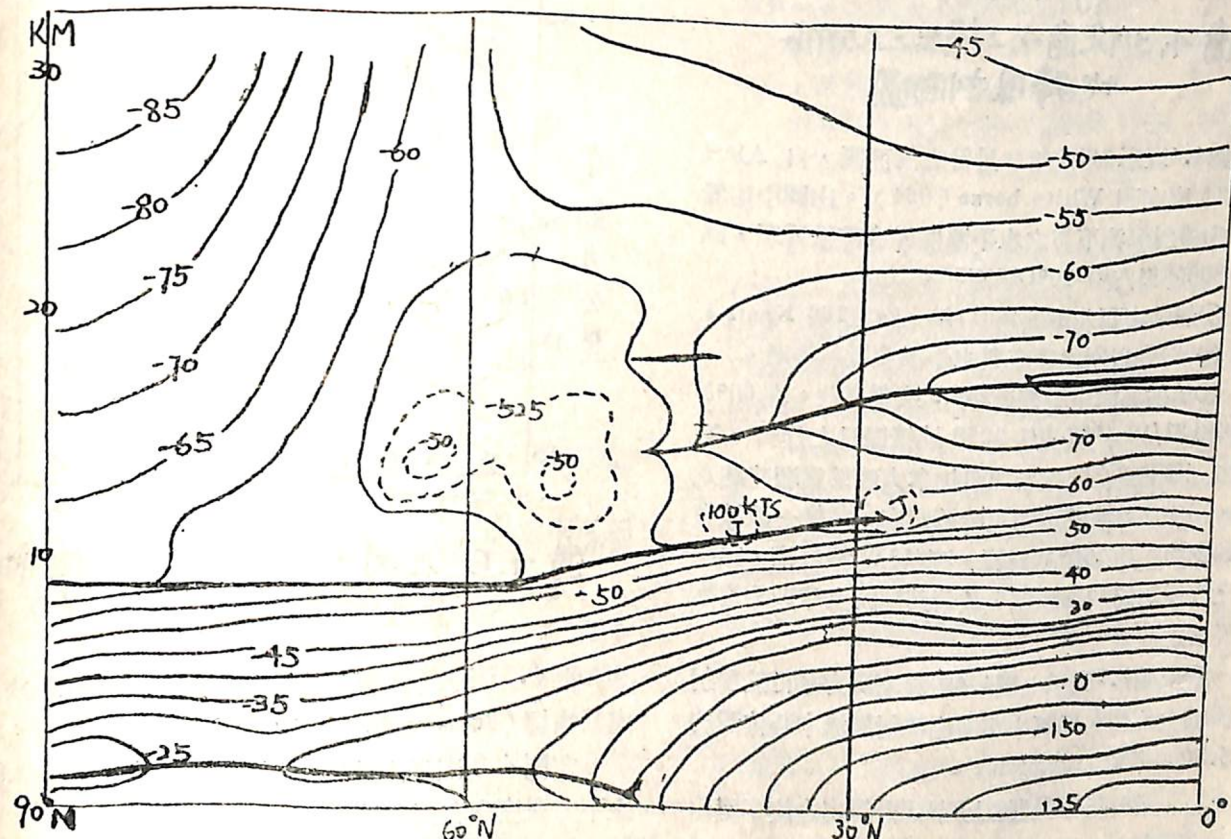


上圖在AB以下之北極地區，均接受不到日光，其 $\alpha \approx 67.5^\circ$

$$\therefore h = \frac{R (1 - \cos \alpha)}{\cos \alpha}$$

∴ 當 $\alpha \approx 67.5^\circ$ 時
則 h = 幾百公里

因而由上式出可看整個冬季平流層之不斷溫度低降，故形成風速之向上增加，最後在平流層之適



下左圖4.3係由圖4.2演算而來，表示沿 90°W 之垂直地轉風速圖，用地轉風公式計算而來。由圖中可看出北極附近（圖中之 72°N 附近）之強力西風，故與4.2圖相吻合。

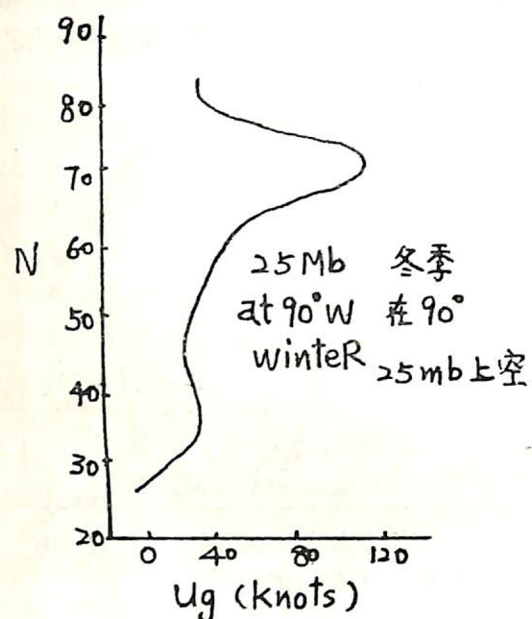


圖4.3 從圖4.2標出之25mb地轉風剖面圖

圖4.4表示1956年2月份之剖面圖，自Alert (082) 南向到 White horse (964)。由圖中可看出 ①噴射氣流下方之水平溫度梯度非常明顯，溫度在800哩以內由 -70°C 增至 50°C 。

②最強之西北風速為917站上空之160 Knots。

③924站以南之垂直與水平溫度近似等溫。

④噴射氣流中心接近25mb或更高些。在 65°N 處利用31/12 1957-3/1 1958 連續四日之分析，發現此一西風常在阿拉斯加與加拿大西部為順時鐘走向，到達北美東部改為反時鐘走向，故像一波浪有擺動趨勢。在 150°W 為脊，到 60°W 變為槽，其半波之波長約為90個經度，故若其圍繞全球則約為兩個長波之波長。

右上圖4.5表示上圖4.4四日來風力平行於噴射氣流軸之情形，由圖中可看出噴射氣流中心位置約在8.5000呎處（ $\approx 25\text{Mb}$ ）。

右下圖4.6表示根據上圖4.5計算出之旋率變化圖。在噴射軸之附近，旋率梯度非常明顯，同時參看圖4.5表示氣旋邊風切較反氣旋邊為強。

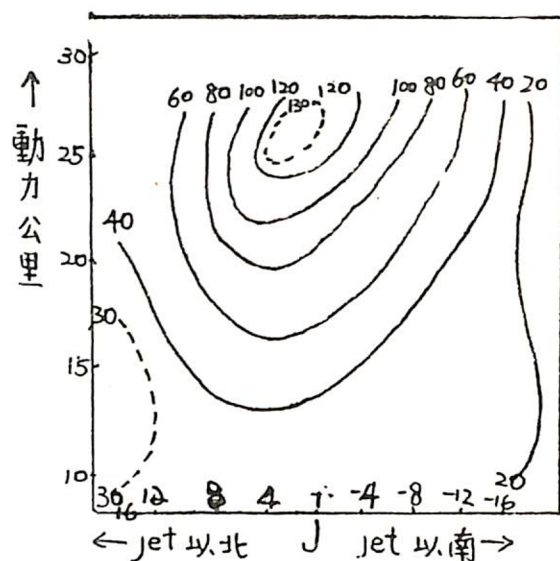


圖4.5 3/2 1957-3/1 1958 風力平行於Jet軸之垂直剖面圖 (CS Knots)

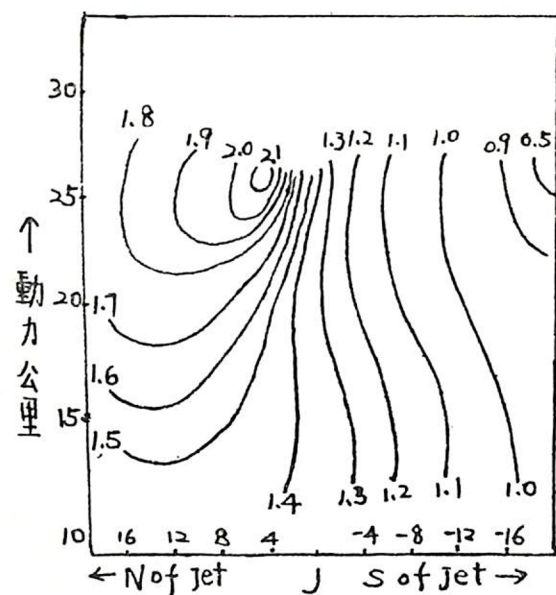


圖4.6 從圖4.5算出之絕對旋率垂直剖面圖 (10^{-4} sec^{-1})

圖4.7表示等熵與風力之關係圖可看出ASJ處其熵切 (Isentropic Shear) 最強。

左圖4.8表示上述四日來之溫度分佈圖，ASJ之下方溫度由右而左邊減。

圖4.9表示平均溫度與高度之關係圖，由圖中可看出由下而上是等溫狀態，但到臭氣層時，溫度

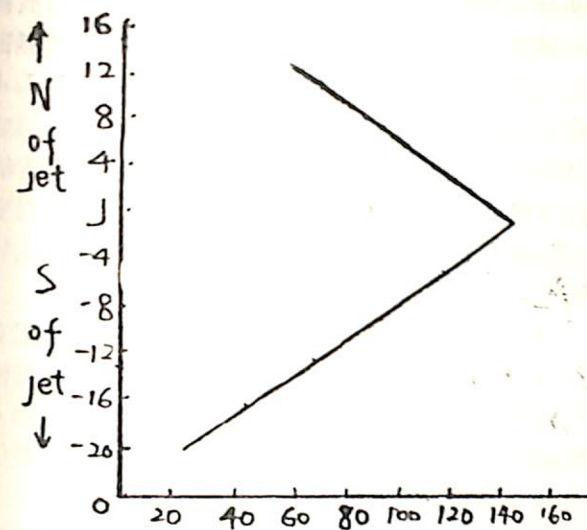


圖4.7 沿等熵面經過ASJ中心之風速剖面圖

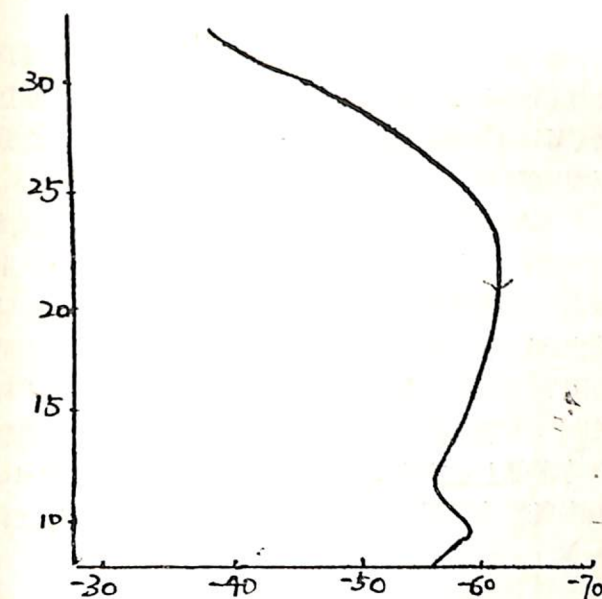


圖4.9 平均溫度—高度剖面圖 (根據圖4.8)

突然升高，但此處無對流層頂，故可顯然決定此忽然溫度之升高處即為ASJ之所在地。

5. 低空噴射氣流 (Low-Level Stream) (LLJ)

LLJ所討論之對象為低對流層，通常低於500 Mb，且其與颱風及龍捲風之形成有直接關係。在

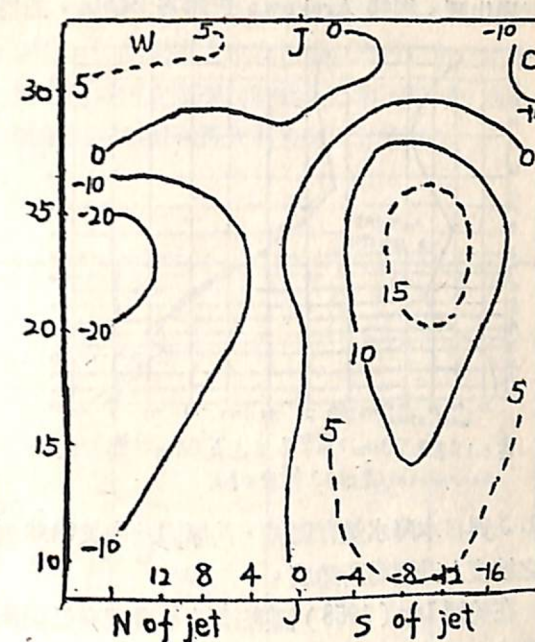


圖4.8 垂直溫度分佈圖

討論LLJ時，我們首先摒棄WMO之規定一低於60 Knots之風速不稱叫噴射氣流。

因為LLJ實際上含有水平與垂直之風力梯度存在，故列為噴射氣流討論之列。

與LLJ相似之另一現象為IWM (Inversion Wind Maxima)，在美國之中西部IWM現象很多。

LLJ與IWM之垂直風切都很強。當IWM存在時，其對流性可破壞逆溫，但其下降氣流（下沉風）接近地面之急速減弱（近地面100米內曾測得3Knots/10米）。如此之情形因逆風分力之超過估計值，而可影響到飛機之進場造成意外。

Blackadar氏算出在早晨IWM有超梯度風之現象 (Super-geostrophic)。此一超梯度風速可超過實際之最大風速值，而最大風速層之高度常與逆溫層頂一致。又調查出當Richardson's number與逆溫層之高度同時增加時（即 $\frac{\partial R_j}{\partial h} \geq 0$ ），此時最

大風速層即與逆溫層頂因一高度。若風速增大，破壞逆溫，則渦動型成，故IWM不能列？Arakawa氏認為LLJ必須符合熱力風方程式，其形成原因B乃由於面系逆溫之坡度與結構所形成。由圖5.1可看出在右邊曲線表示Anteno與Shinomisaki (21/2 1957) 之上升曲線，左邊表示Anteno之風力

垂直變化圖。根據 Arakawa 氏調查之結果，認為

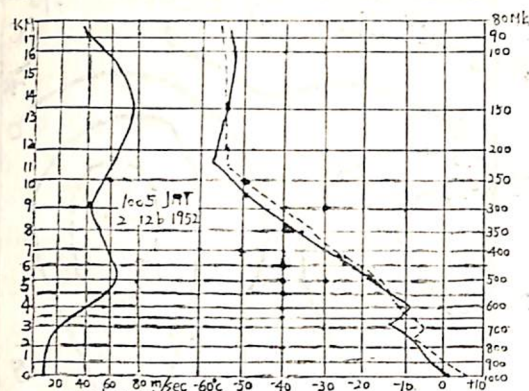


圖 5.1 左為 Tateno 之高空風，右為 Tateno (實線) 及 Shinomiaki (虛線) 之探空曲線

LLJ 與日本降水量有關係，其原因乃由於沿此面系之坡度上升運動所造成。

在美國 Iay (1958) 調查結果，發現在低對流層內 (≈ 5 公里之高度) 之熱力梯度，可造成強風之現象，如此之熱力梯度不一定和日本之面系性質相似。

在赤道非洲亦有此 LLJ 之現象，在 3—4 公里之高度上出現，含有垂直水平之風切現象，並與天氣變化之現象有系統性關係存在，故亦屬於 LLJ 之範圍。

標準之 LLJ 中其旋率 (Vorticity) 與輻散 (Div) 之變化與 PFJ 及 STJ 相似 (Beebe 與 Dr. Bates)。參見圖 5.2 實際風速較噴射氣流軸移行為快，因而迫使空氣層點穿行噴射氣流軸，在左後象限有輻合 (CON) 現象，右後方有輻散 (DIV) 現象。

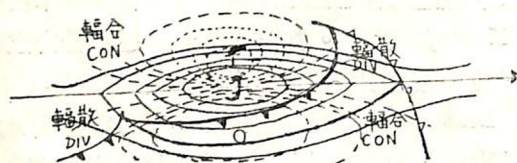


圖 5.2 300 Mb 噴射氣流之旋率分佈以及其與地面界面之關係圖

LLJ 對大雷雨，飈線與龍捲風之形成都有關係。在劇烈天氣之型式 T，一定有濕舌存在，呈條件性之潛熱不穩定，此時之自由對流凝結高度在 650 Mb 以下。在逆溫層以上，則為強烈之乾燥空氣層。雷雨與龍捲風之不穩定係由於潮濕空氣之上舉到達自由對流層，此上舉力乃由於冷面之接近作用。

Showalter 氏認為龍捲風之形成 B，乃由於狹長之西風帶 (600 Mb 層上至少有 35 Knots) 與濕舌相斜交，造成強烈之對流作用。另一事實為 LLJ 在槽線之前與暖空氣相平行時，則在北美中部形成大量之降水，此或許由於 LLJ 之風力促使暖空氣之上升運動所造成。另一事實為在落磯山之東邊發現 850 Mb 有 LLJ 來自西南方，而在東部有形成氣旋之作用。

由圖 5.2 可看出由於旋率之分配，可看出濕空氣中有強烈之輻合作用。圖中 LLJ 之右前方為輻合 (CON) 區，故 5.2 圖符合旋率平流之理論。倘逆溫層將乾濕氣層分開，因為上升運動之結果，則條件性不穩定層即造成了大量乳狀積層。

Beebe 與 Dr. Bates 認為若 LLJ 之上再有高對流層噴射氣流存在時 (即若方向不同)，則輻散區之下有輻合區 (此一情形亦為牛頓所支持)，若面之左上空 500 Mb 有噴射氣流存在時，最適於龍捲風及大雷雨之形成。

牛頓認為成熟之界面系上空有下沉作用，因為機械力 (mechanism) 之作用，迫使由上向下輸送動能 (Kinetic Energy)，此可為 LLJ 形成之動力原理解釋。

地面飈線內輻合作用由下而上，到達某一高度時新的動量再由上而下輸送。因為飈線之上層吸取大量之動量隨風運送，故其移速較界面為快，有時飈線之出現不一定伴界面而生，但由其強烈之垂直風切現象可表示有 LLJ 之存在。(本人統計之結果發現歷年來台灣南部每當 6—8 月間之水龍捲出現，其時南部上空亦有 LLJ 之現象存在，故 Bates 之調查與理論已對美國劇烈天氣預報有事實上之貢獻。)

八、結 論

1. 上述五種噴射氣流之事實已為氣象學者所共認。但其對天氣變化之關係，雖然已得出若干結論，但尚待進一步的考證。
2. 噴射氣流之存在，不但影響飛行時間，更因其造成之 CAT (晴空亂流)，已構成若干飛安事件，故為現代空軍及各航空機構研究之主要對象。
3. 明顯的事實，台灣冬季之天氣變化為寒潮作用，其強度以及冷面之強弱都與噴射氣流之位置、高度，以及其強度都有關係存在。例如五十八年

7/1 1200 Z 俄國探空紀錄為 250 Mb 層為 250/168 Knots 以及 16/1 0000 Z 馬公探空 250 Mb 層為 260/165，都與該日之界面系及寒潮強度有明顯關係。故若能每三小時拖放探空一次，則台灣對寒潮之估計有絕對關係存在。

4. 中國大陸之天氣變化與噴射氣流之關係更為密切。故為未來之反攻行動以及我空軍之活動計，對噴射氣流之調查與研究，已刻不容緩。謹提供上述各調查事實作為我氣象同仁之參考。

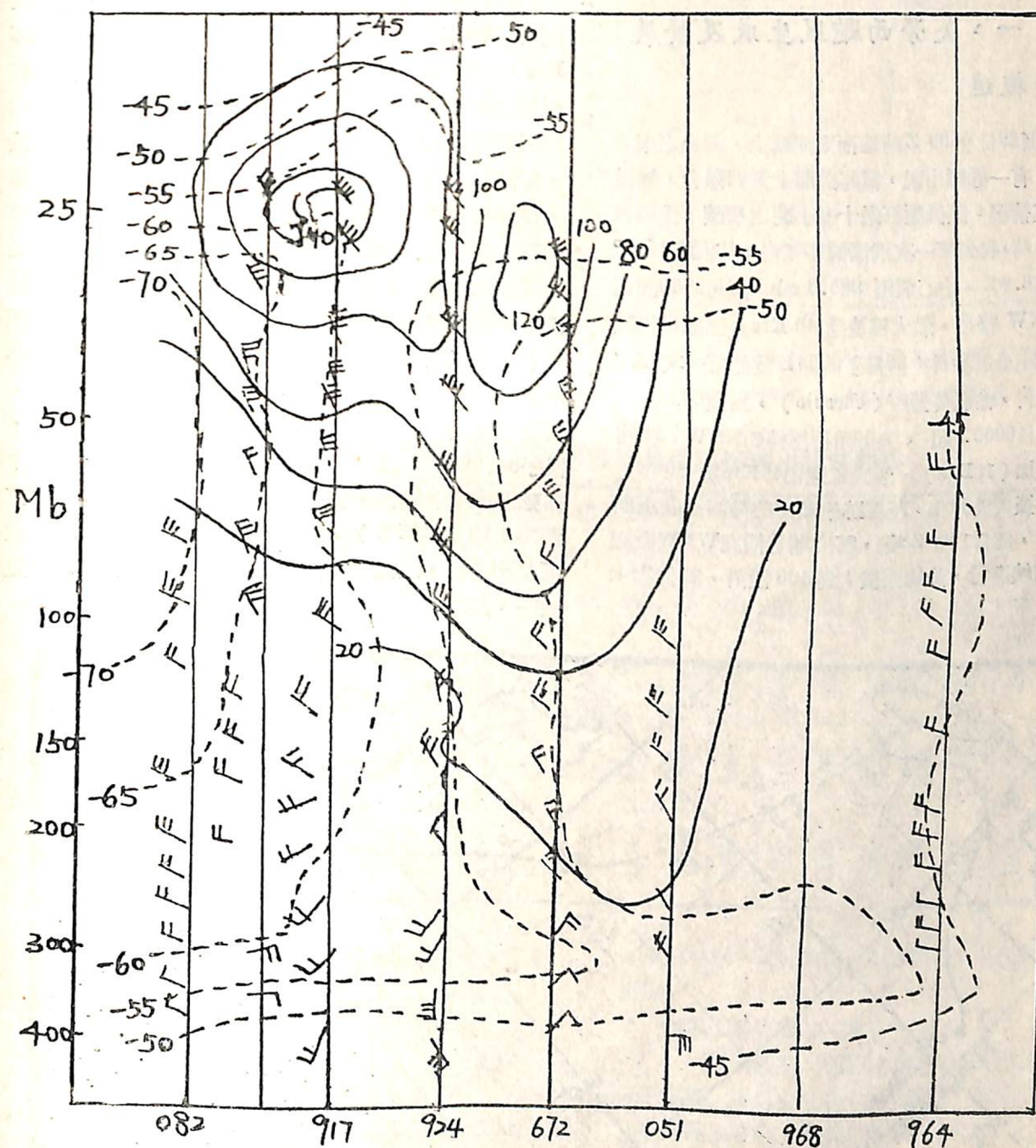


圖 4.4 1956 自 Alert (082) - whitehorse (964) 之垂直剖面圖