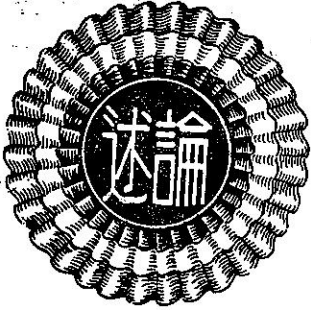


再論臺灣高空氣流

魏元恆



在氣象學報，第一卷，第四期，筆者曾有「臺灣高空氣流」一文之作，當時因限於時間，未能盡意之處甚多，茲再為本文，予以補述，今所討論者，主要為臺灣對流層上部，噴射氣流之特性，及平流層氣流等。

(一) 對流層上部噴射氣流之特性

有史以來，吾人生息於大氣中，按理應對大氣瞭解最深，實則時至今日，即最普通之大氣環流，尚無一完善而有證明之理解。

噴射氣流 (Jet Stream) 為大氣環流中，一奇特現象，遠在1918年秋，美飛行員，飛至 28,900呎，遇噴射氣流，本係向西飛行，而實際則飄行於東方，當時均無法解釋，直至20餘年後，當1944年，盟軍轟炸柏林與日本，方證實噴射氣流一事實。

出現於日本之噴射氣流，為世界最強者，在二次世界大戰前，即久有所聞，但對於此噴射氣流之強度，位置，範圍，及其最大風速之限度，至今尚未完全瞭解，現所知者，當盟軍空襲日本時，B-29 飛機在日本上空，遭遇噴射氣流，飛機地速幾等於零，又在韓戰期間，高空噴射飛機，常為高空強大之風力所困。

英文 Jet Stream 一名詞，係美芝加哥大學多數氣象學家，所共同擬定者，我國譯之為「噴射氣流」，於數年前，首見之於中國空軍出版之「中國天氣分析月報」中，當時筆者，適主持該月報，曾擬譯為「剛風」，亦有提議，譯為「激流」者，均未為一般採用，而「噴射氣流」一名，則為今日普遍之譯名矣。

經過多數之研究，顯示高空中大氣之環流，含有兩種噴射氣流，一為副「熱帶噴射氣流」(Subtropical Jet Stream)，存在於副熱帶甚高之高空，另一為「極地噴射氣流」(Polar Jet Stream)，存在於副熱帶甚高之高空，另一為「極地噴射氣流」(Polar Jet Stream)，其出現與極面相隨。

噴射氣流，係沿緯度圈，呈帶狀極強之風，出現於大氣環流中，如河水中心之急流然，其風速在冬季，約為每時 200 哩左近，在晴空中，極強之擾動，出現於噴射氣流附近，在此不規則之擾動中，有時能阻碍飛機任務之達成者。

(1) 噴射氣流之範圍：噴射氣流之「範圍」及「趨勢」，常隨季節，溫度，寒湖南衝之強度，及噴射氣流出現之高度等而變，噴射氣流之出現，形如「大風軸」(Core of Max Wind Velocity)，由高緯度向低緯度擴展，其範圍約佔緯度 10° ，厚 25,000呎，故其寬厚之比，約為100比1。

(2) 噴射氣流之位置：噴射氣流，富於保持性，其所在之緯度及高度，逐日變動甚少。惟其流動之路徑，遇有深變低氣壓槽，或強高氣壓脊時，其流句則改變為偏北或偏南，由於噴射氣流，有追隨極面移動之特性，故其季節之變化，由冬至夏，其位置之變動，則往返於緯度 60 至 30 度之間，噴射氣流之主軸，常位於 500mb 等壓面圖上，極面之正上方，其高度約為30,000至40,000呎 (即300m 至200mb 間)。

在普通高空天氣圖上，僅能繪出噴射氣流之一部分，而呈曲折狀，此乃顯示，噴射氣流之主軸，不在此高空圖之高度，可能在此高度以上或以下，決定高空噴射氣流主軸之路徑，高度，最大風速等，最好之方法，為繪一連串之垂直剖面圖，橫截噴射氣流，此剖面圖，可用各種探空記錄之風向風速繪製，由各等風速線 (Isovels) 上可明顯看出，噴射氣流之主軸，及其最大風速之質。

(3) 噴射氣流之風速：關於噴射氣流之預測，現尚無妥善方法，今日所進行研究者，為藉氣溫與風速之變化關係，由溫度曲線，推得近似之風速，由記錄得知，在冬季時，最大風速，常能達每時 200 哩，有時達每時 300 哩，但甚少超過每時 400 哩者，噴射氣流，在相當長之距離內，其上下游之風速，並不相等，於某種天氣形勢下，在數百哩內，噴射氣流之風速，上下游可相差百分之五十。

(二) 東亞噴射氣流

關於東亞噴射氣流之研究，始於近數年，由美軍東京氣象中心，就最近1950至1953年，日本及其附近，比較

完善之高空記錄，加以整理研究，將東亞噴射氣流之「強度」，「位置」，「範圍」加以統計，其統計高度範圍，自500mb至80mb，南北經線垂直剖面圖，採用東經130°及140°兩種。東經130度剖面圖，係經朝鮮，日本西海岸，及琉球群島等地，與臺灣最為接近，可為研究臺灣噴射氣流之參考。茲摘要分述沿東經130度，噴射氣流之特性如下：

(1) 冬季噴射氣流之平均位置，自十二月至二月，最大風速之軸心，位於北緯34°N，高度約40,000呎，冬季位置之變化，就緯度言，自北緯40度至30度，就高度言，自25,000呎，至45,000呎，(參看圖一)。

(2) 夏季噴射氣流之平均位置，六月，七月及八月份，「副熱帶噴射氣流」約位於北緯38°N，高度43,000呎，每日之變化，約自緯度35°N，至45°N，高度35,000呎，至50,000呎，「極地噴射氣流」出現於夏季者，甚屬微弱，約位於緯度45°N，高度在40,000呎以下，尤其在六月，七月最為常見。

(3) 由圖一所示，可知「多噴射氣流」(Multiple Jets)，多出現於春秋季之轉換季節，在此季節，副熱帶噴射氣流，平均位於35°N，高度40,000呎，而「極地噴射氣流」出現於緯度42°N，高度38,000呎，在一日之間，此兩種噴射氣流，可分別出現，或合併出現，其位置約自緯度45°N，至35°N，高度自30,000呎至45,000呎。

(4) 「極噴射氣流」，經常由高緯度，向南移動，最後與副熱帶噴射氣流，合併於緯度35°N。

極噴射氣流，經常與「極面」(Polar Fronts)連帶出現，由多數研究，證明噴射氣流之軸，多位於500mb極面位置之正上方，或稍偏南。此種情形，尤其當西伯利亞寒潮初爆發時，最為習見，冬季尤較春秋為多。

(5) 冬季噴射氣流，風速月平均值為155 Kts，最大風速日變化，約120Kts至250Kts，夏季噴射氣流，中心平均風速約50 Kts，遇有深度低氣壓影響時，風速亦可偶達150至200 Kts，春秋季，副熱帶噴射氣流，平均風速約為120 Kts，月平均變化，約70—140 Kts，春秋季，極噴射氣流，平均風速約為100 Kts，中心風速，月平均之變化，約60—110 Kts，此兩種噴射氣流，在偶然之機會下，其變化範圍，約為50至200 Kts。

(6) 就圖一所示，沿東經130度，噴射氣流，週年變化之趨勢觀之，副熱帶噴射氣流，自一月份起，逐漸南移，三月份達於32°N，為全年中最南之位置。噴射氣流最強，出現於二月份，自四月份起，噴射氣流，自低緯度，又復逐漸北移，而中心風速，亦隨北移而減小，八月份，副熱帶噴射氣流，達於北緯37.5°N，為全年中最北之位置，亦為中心風速最小時之時，自九月份起，副熱帶噴射氣流，開始由北向南移，中心風速亦逐漸加強，十月份為季節轉換期，在亞洲最為顯著，歐洲亦於此時，開始有寒潮南衝，因而在喜馬拉雅山以南，發展成一變強流，東移經過中國東部沿海時，約在30°N，即上海附近，而至日本本州南部。

葉篤正氏，根據1944—1945年，中國無線電探空記錄，研究副熱帶噴射氣流，在十月中旬，經過中國中南部，約在12Km 36,000呎)高度，並每日南移約3°—4°緯度，今由日本記錄中，亦可證明葉氏所謂的十月中旬，喜馬拉雅山以南，西風強流，突然爆發之說。

「極噴射氣流」十月份開始出現在北緯41°N，十二月份，勢力略為增強，但至一月份在月平均圖上，即不見，此為一特殊現象，蓋「極噴射氣流」，惟見於春秋之交換季節時，冬夏兩季，均不見於月平均圖上，春季「極噴射氣流」，緯度及經度變化尤大。

(三) 東亞噴射氣流之特性

關於噴射氣流，一般均注意其風速及出現之位置，但其溫度場之分佈，關係其生成之原因，更須加以研究，

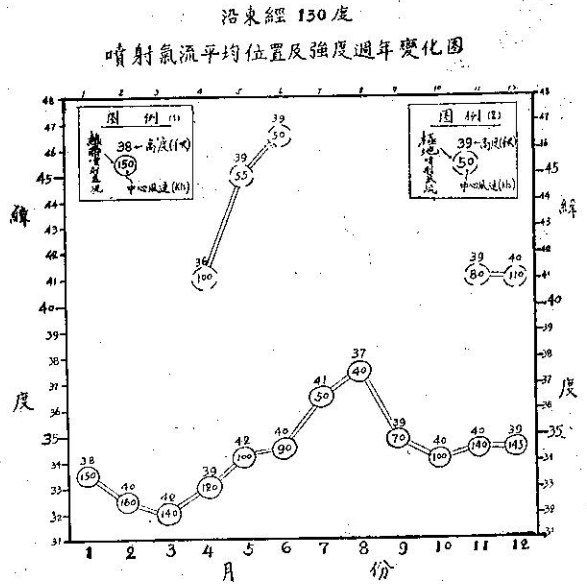


圖 一

圖二所示，係根據日本，琉球，及朝鮮，近四年（1950—1953）實測結果，有關冬季噴射，及對流頂，所作之分析如下：

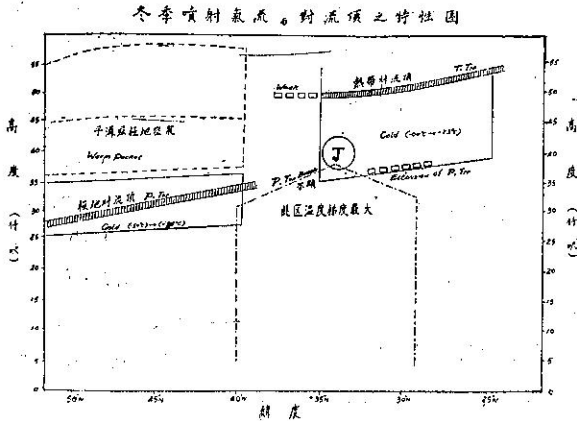


圖 二

(1) 在 40,000 呎以上，自北緯 35°N 至 25°N，係一最冷低壓，溫度自 -60°C 至 -50°C，為寒冷之熱帶對流頂區域。

(2) 在 25,000 至 35,000 呎高，自北緯 40°N 以北，為另一較冷區域，溫度自 -50°C 在 40°N，至 -55°C 在 50°N，此系極地對流頂地帶。

(3) 在 35,000 呎以上，自北緯 40°N 至 50°N，為一「暖區」(Warm Pocket)，係平流層極地氣流，此暖區相當深厚，氣溫呈等溫狀態，高可達 20Km (66,000 呎)，北至 70°N，此一暖區之造成，可能由於空氣之下沉作用所致，因由於南北平流作用為不可能。在 70°N 以北至北極，溫度降至 -85°C。

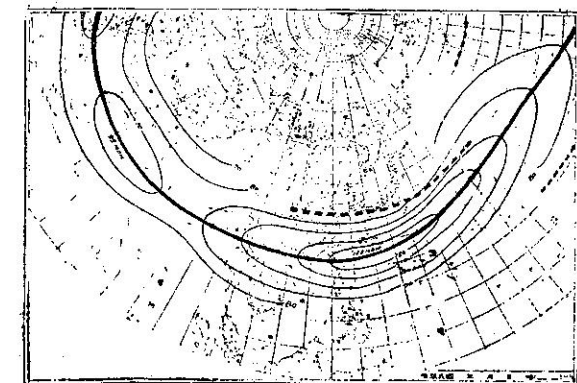
(4) 在對流頂 (Tropopause) 附近，溫度最低，向上氣溫逆增或等溫狀態，極地對流頂，北方較南方為低，在北緯 50°N，高度為 29,000 呎，而在北緯 40°N，高度為 34,000 呎，其間平均溫度，為 -52°C，極地對流頂之坡度，向南傾斜，為每月縱剖面圖上，所主觀之一般特性，在噴射氣流中心，與 40°N 之間，無顯着之「對流頂」存在，為對流頂之破裂處，熱帶對流頂之坡度，係向北下斜，在 25°N，高度為 55,000 呎，至 34°N，高度降為 47,000 呎，在噴射氣流中心之南，有一微弱對流頂，此為極地對流頂之延伸部分。

(5) 自緯度 30°N 至 40°N，在噴射氣流之下，溫度水平梯度均甚大，在此區內，亦為低氣壓與降水最多之處。故甚多氣象學者，均認為噴射氣流，與低氣壓路徑，最多降水區，似有連帶關係，在中國，噴射氣流之南方附近多為降水最多，及低壓路徑，最多經過之處。

(四) 臺灣上空噴射氣流之商討

關於臺灣噴射氣流平均位置問題，根據美氣象學者 Namias，1951 年所著論文，係將一月份，噴射氣流平均位置，經過臺灣極南端，恒春一帶，約北緯 22°N 左邊，此一平均位置，確屬有誤 (參看圖三)，據美氣象局 1955 年所出版「天氣評論月刊」

(Monthly Weather Review)，東亞一月份噴射氣流平均位置，係經過長江口一帶約 32°N，此較 Namias 所定者，向北 10 個緯度，再



圖三 一月份噴射氣流平均位置及強度圖 (Namias 1951) 虛線示 1955 年二月噴射氣流平均位置

與五年美東京 (參看圖一) 所測定者，亦與此數字相斥，自屬正確，即一月份噴射氣流之平均位置，在臺灣以北約 32°N 地帶，此係指平均位而言，並非謂噴射氣流，

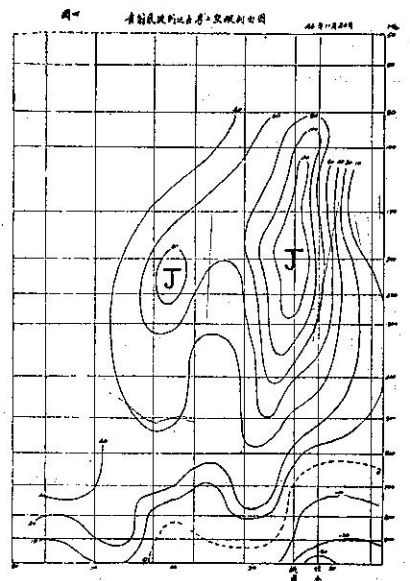


圖 四

不可能到達臺灣上空。

據筆者日常觀察所得，噴射氣流當冬春季時，不但可能到達臺灣上空，並能到達臺灣以南。此種情形，多係出現於強烈寒潮南下時，例如圖四所示，係民44年11月24日，隨寒潮之後，到達臺灣上空之噴射氣流，中心最大風速，到達每時 120 Kts 以上，恰在桃園上空，另一噴射氣流，中心位於北緯 40°N，即相當北平之緯度，中心風速較弱，每時 80 Kts 以上，為「雙噴射氣流」式 (Multiple Jets) 出現於該日者。

桃園與恒春間，在30,000至40,000呎高度，「風速差」(Wind shear) 經常為負，即恒春風速，小於桃園，呈反氣旋型風速差 (Anticyclonic Wind Shear)，當噴射氣流接近臺灣時，風速差增大，就45年3月份，兩地全月「風速差」(Shear)，最大至60—70 Kts，相當每緯度一度，風速差為20 Kts 以上，當噴射氣流，由北向南，越過臺灣時，桃園與恒春向之風速差為正，即恒春風速，大於桃園風速，但為時甚暫，此可能係噴射氣流，到達臺灣以南；迅速減弱所致，依 Rossby 氏噴射氣流，由氣流混合 (Lateral Mixing) 所致，在北緯 33°N，為噴射氣流最弱處，越此緯度，即趨減弱之理，頗相近。

噴射氣流，與溫帶低氣壓最多區，及降雨最大地帶，有密切之關連，經葉篤正氏證實，中國冬季降水最多地帶，多出現於噴射氣流主軸之南，東亞以帶，低氣壓路徑，無論冬夏季，均係出現於噴射氣流主軸之南北附近，吾人在臺灣從事天氣預報，每發現大範圍之降雨，而地面及高空天氣圖上，均無法尋出其原因者，此或可能由於高空噴射氣流所致，故對於臺灣附近，副熱帶噴射氣流，應利用臺灣及其他無線電探空資料，詳加研究，藉以應用於每日天氣預報中。

(五) 東亞高空風速週年變化

風速自地面起，隨高度增加，至對流頂附近為最大，噴射氣流，則為此最大風速之主軸，茲就沿東經 130°E，每小時 50 Kts 等風速線，縱剖面分佈情形，略述之。

每小時50海里之風速，在應用方面，頗具意義，風速50 Kts，相當25 mps或鮑福氏風級十級左近，地面風速達50Kts，具有破壞力，故在颱風警報中，50 Kts 風速半徑，必須報告，在高空中，風速 50 Kts，對於飛機航行有甚重要影響，尤以對於噴射飛機為然。

由圖五，沿東經130度，各緯度及高度，50Kts 月平等風速線觀之，一月份50Kts 等風速線，在35°N，即青島附近，到達 15,000呎高度，為最低點，自此向北或向南，均逐漸升高，在 25°N 即桃園附近，高度為 22,000 呎。即在此高度以上，風速均大於 50 Kts，至噴射氣流中心為最大，在此高度以下，風速均小於 50 Kts，此種變化對於飛機航行，均甚重要。

七月份，高空 50 Kts 等風速線之範圍，縮至最小，位於北緯 37°N，高度 40,000 呎左近，一至七月，高空50 Kts 等風速線之範圍，由最大至最小，變化最為迅速之時期，為三月至五月。

就圖六觀之，在桃園上空，自五月至十月，共六個月，50 Kts 風速為之絕跡，頗與圖五所示者相近，而恒春緯度較南 (22°N)，50 Kts 風速，自四月起，即行絕跡，至十一月終止，共有八個月。(參看圖七)。

各季 50Kts 等風速線剖面圖 (沿 130°E)

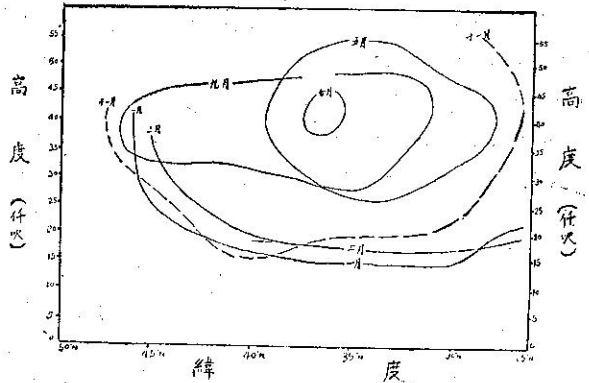


圖 五

(六) 噴射氣流之成因

吾人對於整個大氣環流，今日尚缺乏完善之理解，前文已曾提及，噴射氣流為大氣環流中之一奇跡，近十數年來，方為之確定，自難能有確切之解說；惟今日習知者，有「混合」及「合流」(Confluence) 兩學說，茲略述如下：

(1) 「混合學說」(Lateral Mixing Theory) 為氣象學者 Rossby 氏，於 1947年所創，彼認為在西風

帶內，此一窄狹強流，係由大氣側流混合所致，並假定此種混合，由廣大熱力渦動所推動，兼以使「絕對旋率」(Absolute Vorticity)相等，由此說推論結果，認為噴射氣流，向低緯度移動時，勢力加強，至緯度 33°N 時為最高點。

依 Rossby 氏之說：噴射氣流應為世界性者，圍繞整個地球，惟實際上，噴射氣流，圍繞地球，有甚多斷裂處，在太平洋東部，夏季時偶有 100 Kts 以上之噴射氣流，出現於低緯度 $10-20^{\circ}\text{N}$ 間者。

Rossby 氏之說，立論深遠處，為其以氣流水平混合，導致強大風速，及氣溫梯度；為其他學說所不及者。

(2) 「合流學說」：在 Rossby 氏於芝加哥大學，從事研究噴射氣流由混合造成之說明以前，美氣象局長期預報科長 Namias 氏，已倡合流學說，為噴射氣流造成之主因，合流之說，係指兩種不相同之對流層中部氣流，一為來自北方之冷流，一為來自南方之暖流，相會合於西風帶，因冷暖不同，造成極大梯度，由梯度而產生強烈噴射氣流，Namias 並指出，合流之發生，由於對流層上部，高緯度低氣壓槽，(High Latitude Trough) 與低緯度高壓脊，相互間位置「偏斜」(Out of Phase)，造成兩種氣流之合流，依此說，可解釋噴射氣流之區域性及局部性之現象，淺顯便於引用。

最近 Palmén 氏曾主張，副熱帶噴射氣流與極地噴射氣流非出於一源之說，熱帶噴射氣流，係由於熱帶對流環，運動量之積聚所致，熱帶對流環，相當穩定，故副熱帶噴射氣流之變動亦不大，而極地噴射氣流，常與極面相連，位置變動極大，在月平均圖上常不顯著。

筆者之見，混合學說，對於副熱帶噴射氣流之解釋，較為得宜，因其可解決副熱帶噴射氣流之穩定與普遍性。合流學說，對於極地噴射氣流，解說較為便利。極地噴射氣流，飄忽無定，出沒無常，其發生更富於局地性。

(七) 平流層氣流

平流層僅佔整個大氣的四分之一，對流層則佔四分之三，但對流層內，地面上一切天氣變化，似發源於平流層，換言之，平流層以其 $1/4$ 大氣，具有控制對流層天氣之作用，在對流層內，氣壓與溫度，垂直變化，係屬一致，而平流層內，兩者則相反。對流層內，低氣壓較高氣壓溫度為低，但在平流層則相反。

W. H. Dine 氏，曾發現地面氣壓，與 9 km 高空氣壓之變化，有密切相關係數 (+0.68)，高空 9 km 高度，氣壓若降低，地面氣壓亦低；若高則地面氣壓亦升高。因此高空氣壓之分佈，必影響地面氣壓之態式，亦即平流層有操縱對流層之作用，茲不評論，僅就平流之風，論述如下：

(1) 關於平流層內風之觀測，記錄甚少，長時期統計結果，更屬難得，十九世紀(1883年)，熱帶爪哇附近，Krakatao 火山爆發，火山灰噴至平流層內，造成火山灰雲，兩月餘不散，在赤道附近上空，由東向西進行時速達每時 73 英里，成為著名的「Krakatao Wind」，此種火山雲，在赤道上空，經一個月之時間，由混合作用，方流入熱帶區，兩個月後，方經過副熱帶區，流向極地，由此可知，平流層內，南北向氣流流速，極為微弱，在夏季時，盡屬繞赤道之東風。

平流層冬季氣流，與夏季甚屬不同，冬季在極地之平流層氣流最冷，而夏季時則甚暖，就整個地球言，平流層內，南北兩極間，等壓面有一坡度；換言之，夏半年，南半球之氣壓，高於冬半年北半球之氣壓，因此則夏半球，應吹東風，冬半球應吹西風，赤道附近為一轉換區，風向可能不穩定。惟根據觀測，赤道附近，冬半球亦以東風為多，惟風速較夏季為弱，風向亦較夏季多變。

美氣象學者 Palmer 氏，曾 1951 年三月至五月間，由原子彈試驗時，所測得熱帶平流層之風，彼發現赤道至北緯 7° 間，70,000 呎高空，仍吹穩定之西風，60,000 與 90,000 呎，則屬不穩定風，來自各不同方向。

(2) 臺灣應用無線電所測之高空風，對於對流層氣流，可作較完善之研究，由表一所列數字，可知在臺灣所測之平均高度，約為 4—50,000 呎，而冬季月份，又多限於 40,000 呎左近，此對於平流層言，則殊嫌過低，惟其所測少數極大高度，有達 100,000 呎以上者，自可用以作平流層氣流，定質性之研究。

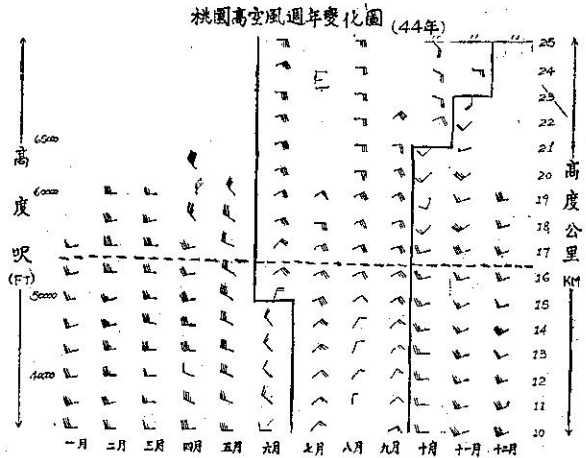
臺灣平流層底之高度，因無完善統計，就日常觀察所得，約略估計，約在 55,000 呎以上，即 100mb 左近。夏季平流層底之高度，可能較此數字略高。

茲就桃園、恒春、兩地月平均風向風速(圖六)觀之，臺灣平流層內，夏季吹東風，冬季吹西風，此與地面

風及對流層下部相反者，吾人習知，臺灣低空，冬季吹東北季風，夏季則吹西南季風。

表一 臺灣無線電探空月平均高度 (10,000呎為單位)

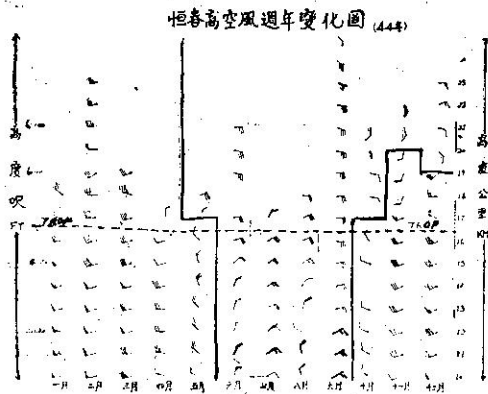
月份地名	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
桃園	3.7	4.3	4.5	4.2	4.9	4.5	4.1	5.0	5.0	5.4	4.6	4.7
恆春	4.3	4.5	4.0	4.4	4.6	5.0	4.3	4.4	5.1	4.8	5.0	5.3
馬公	3.2	3.5	3.8	4.3	5.1	5.1	5.6	5.4	5.2	5.5	3.8	2.9
平均	3.7	4.1	4.1	4.3	4.9	4.9	4.7	4.9	5.1	5.2	4.5	4.3



圖六

以 17 km 以上為平流層，就圖七所示，恆春 (22°N) 五月開始由西風，轉向東風，而桃園 (25°N) 六月方開始吹東風，兩地緯度相差 3 度，而時間則北部 (桃園) 落後一個月，此為一堪注意之現象。平流層東風終了時期，在 24 km 以上，兩地均為十二月，在此高度以下，則恆春較桃園，東風終止為遲。平流層下部，在 24 km 以下，恆春東風有六個月，桃園為四個月，即由夏入冬，平流層東風有隨緯度縮小其範圍之趨勢也。

臺灣平流層東風，南部與北部開始之時間有異，而終止之時間，則因高度而不同。推其原因，臺灣平流層東風之開始，由於印度高空，高氣壓建立所致，吾人前文已曾論及，夏季印度低氣壓，在 20,000 呎高空平均圖上即不見，自 30,000 呎以上，即轉變為高氣壓，而勢力隨高度增強，控制整個東亞高空氣流。臺灣夏季平流層之東風，即由印度高空高壓所致者，惟恆春平流層東風，較桃園提前一個月開始之原因，可能由於印度低壓，春季先建立於低緯度，隨月份逐漸北移，而其上空之高氣壓，亦必由低緯度，隨月份北移，故顯示於臺灣南北部平流層者，亦有時間之差異。



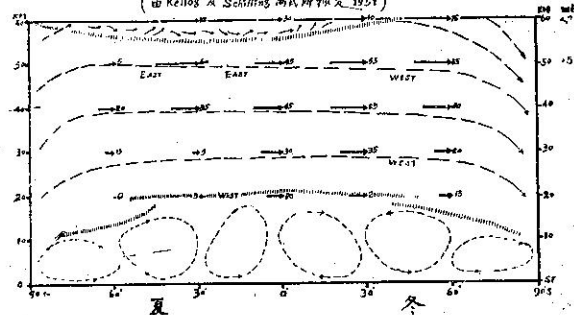
圖七

(3) 臺灣平流層之風速，由於探空記錄，不能經常到達平流層，其正確數字，自難獲得，惟就此少數觀測中所顯示者，冬季之西風，則較夏季之東風速，強大甚多，根據 Kellog 氏依火箭、炮彈、流星等，所測得平流層風速觀之 (圖八)，平流層內，無論冬半年或夏半年，風速均隨高度增強，至約 50 km 高度，為風速最大層，

平流層東風，到達臺灣，各高度均係同時，降臨似甚突然。隨印度低氣壓降臨之西南季風雨，通稱之為：「雨爆」(Monsoon Burst) 亦有突然降臨之現象，兩者似有相關者。

平流層東風，退出臺灣，由圖六、七、所示可知係逐月，於各不同高度漸退者，其主要原因，應歸之於繞地極之西風，自秋季開始，係逐漸由高緯度，向南推廣，所達高度，亦係由低層，逐漸向高層發展者，故呈顯於臺灣南北，雖僅緯度三度之差，而平流層，東風之消退，則有時間與高度之差異 (圖七)

平流層及平流層大氣週流縱剖面圖 (由 Kellog & Schilling 氏所測定 1951)



圖八

此夏季之東風，較冬季之西風尤強。平流層上部最大風速，亦係出現於緯度 30° 左近，與對流層之噴射氣流，頗為相似。

就整個地球觀察，平流層上部，南北兩極間氣流之交換，甚為顯然，其氣壓梯度，示如圖九，在赤道附近，為東西氣流之交換區；風速在某一季節，則屬甚微。

(八) 結 論

(1) 噴射氣流，一月份平均位置，不經過臺灣，而在其以北約 32°N 經過。

(2) 噴射氣流，在偶然情況下，經過臺灣，可藉恆春與桃園間，高空最大風速差 (Shear) 之正負，為輔助之判定。

(3) 寒潮南下時，在東亞常伴以「雙噴射氣流」(Multiple Jets) 出現。

(4) 對流層上部，高空 50 Kts 風速，自五月起，至十月止，共六個月，不見於桃園上空，而恆春則自四月起至十一月止，共八個月，不見於上空。

(5) 臺灣平流層，夏季東風，冬季西風。夏季東風經歷之時間，隨緯度減少，而隨高度增長。

(6) 以東亞大範圍之天氣研究，聯繫至臺灣；再以臺灣高空探測設備之優點，推演至大範圍，相互印證，以求達成獨立研究之成果，為在臺灣從事氣象學術研究，必要而有效之步驟。

參 考 書

- (1) Far East Climatology of the Jet Stream: Ist Wx. Wing, U. S. A. F.
- (2) Monthly Wx. Review. Feb., 1955
- (3) Compendium of Meteorology
- (4) Journal of Meteorology, Aug. 1951
- (5) Normal Weather Charts for the Northern Hemisphere. 1944. U. S. Wx. Bureau
- (6) Penner, C. M. Conad. J. of Research. Vol. 19. P359, 1941,
- (7) H. Riehl: Tropical Meteorology P 24. 362—372.
- (8) Hewson & Longley: Meteorology theoretical & Applied, 1951

轉接20頁 渦度方程式之介紹

參 考 文 獻

1. 高橋浩一郎：最近の氣象學 1951 P.P. 1-13
2. 渡邊次雄：地球物理學文獻抄 第2集第2分冊 1950, P.P. 32-51
3. H. Lamb: Hydrodynamics. 6th Ed. P.P. 203-205
4. 荒川秀俊：氣象力學 1941 P.P. 52
5. H. Arakawa: The Vorticity Equation in Orthogonal Curvilinear Coordinates. Papers in Meteorology and Geophysics. Vol. I P.P. 165-169
6. V. Starr: Basic Principles of Weather Forecasting Appendix. P.P. 268
7. 正野重方：變壓風について氣象集誌Ⅱ第21卷 P.P. 521-537
8. Holmboe 等：Dynamic Meteorology. P.P. 325-328
9. A. Craig: A Solution of the Nonlinear Vorticity Equation for Atmospheric Motion. Jour. of Met. Vol. 2. No 3 1945 P.P. 175-178
10. S. M. Neamtan: The Motion of Harmonic Waves in the Atmosphere. Jour. of Met. Vol. 3 No. 2 1946 P.P. 53-56
11. Charney and Eliassen: A Numerical Method for Predicting the Perturbations of the Middle Latitude Westerlies. Tellus I. No. 2 P.P. 38-54
21. 正野重方：氣象力學序說 1954

圖九 平流層南北極氣壓梯度及風向圖

