

東亞地區噴射氣流與晴空亂流

蔡永智 曾憲瑗
民航局飛航服務總台
台北氣象中心

(中華民國七十九年七月四日收稿；七十九年七月十一日定稿)

摘要

本文係針對東亞地區冬半年噴射氣流氣候分析與CAT發生關係之研究。分析內容包括(1)統計300mb, 200mb層求得噴射氣流之月平均位置與強度, 並分析其變化以了解噴射氣流所伴隨之氣候特徵。(2)配合GMS衛星雲圖上噴射氣流所伴隨卷雲型態, 決定噴射氣流所在位置和卷雲型態與噴射氣流位置、強度以及季節變化之關係。(3)根據飛機亂流報告之統計與個案研究得到CAT發生區域與噴射氣流伴隨卷雲型態之關係。(4)CAT發生之綜觀尺度天氣型態分析, 配合RAMMER氏之model歸類出有利於東亞地區CAT發生之天氣型態。由以上之統計、分析, 期能找出CAT之發生與東亞噴射氣流強度、位置之相關性, 俾利於航空氣象上亂流預報作業。

一、前言

依世界氣象組織高層氣象委員會在一次決議案中之建議, 噴射氣流之定義為“噴射氣流為一強勁而狹仄之氣流, 集中在對流層上方或平流層中沿著一近乎水平向軸上, 具有很強的垂直與水平風切, 一個或多個最大風速特徵”。

噴射氣流之生成及發展原因很多, 因其有一與極鋒相偕發生之特性, 早期即認為係受極鋒影響所致, 故以純熟的方法或應用熱力風觀念加以解析, Rossby認為噴射氣流之存在可能係由於力管場的原因, 但非由於力管場的必然結果, 或兩者尚受其他因素所影響。(Rossby 1947, 1948)有人則認為南流冷空氣與北流暖空氣匯合必產生力管的集中現象, 此等力管即轉而為噴射氣流之動能。由於噴射氣流軸心常在對流層頂與平流層之間, 此種論證日見豐富, 是以噴射氣流之形成與發展主要實種因於冷暖兩氣團匯流所造成。

噴射氣流之位置、強度隨季節而變, 一般而言其強度冬季較夏季為強。通常冬季南移最南極限在北緯20度, 北側出現在70°N, 夏季北退至40°N, 最北曾見於75°N。噴射氣流之底層高度亦每因

季節和噴射氣流強度之變化而異, 冬季較低。噴射氣流之頂層高度通常均在對流層頂中。噴射氣流並非一連續不斷之圍繞半球之強風帶, 有時亦見斷裂。

東亞地區之噴射氣流由於受青康藏高原(熱源)影響, 與其他各地有甚大差異。東亞及西太平洋冬日之噴射氣流, 當其橫越中國大陸時得到能量, 而在日本附近達到其最大速度, 亦即冬日出現於日本附近之最強風速帶猛冠全球之因。

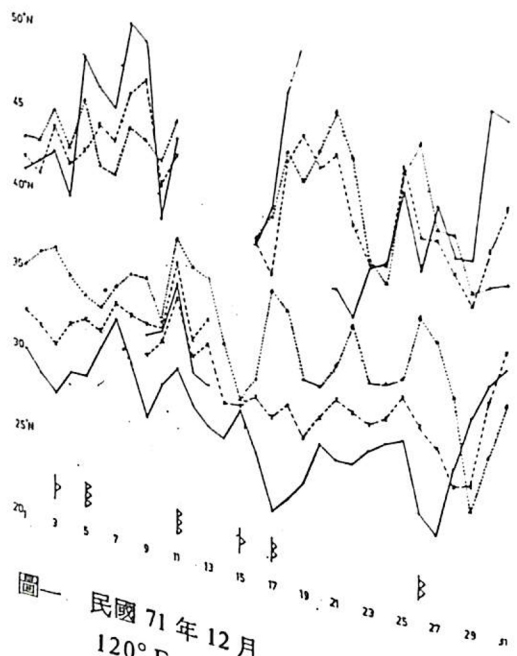
根據1959(Endlich & Rados)“噴射氣流計畫”之飛行研究得知, 在噴射氣流上氣旋式風切一邊之CAT較反氣旋式一邊為大。另CAT具間歇性與偶發性, 發生時呈片塊狀。

二、東亞地區各月噴射氣流之平均位置及強度

參照Chin and Lai(1974)所作1956~1965十年間東南亞與西北太平洋地區之最大風速統計, 摘取其中300mb及200mb之月平均最大風速。得知東亞地區300mb以上噴射氣流軸位置, 冬半年(11月~5月)由西藏高原南側沿北緯25°~28°間東伸, 過120°E後轉而東北東向,

經日本東南部海面後，至西北太平洋。副熱帶最大風速軸帶自長江中下游以南向東延伸，後逐漸增強，至日本東南部海面時達到最大，全年最大風速出現在一月，為120 kt或稍多；四月份最小，風速為60 kt或稍大。夏半年（6月~10月）位於西藏高原南側之最大風速帶，北退而位於高原北側；自高原北側東南行，過110°E以後有些東行，有些續南行，亦有轉而東北東行，風速顯著減小，其中七、八兩月風速將在40 kt或稍多。300 mb上平均噴射氣流軸位置，在中國境內者平均最南位置在23°N（三月份），最北位置在43°N。至於200 mb上噴射氣流軸位置，11~4月亦與300 mb相若，惟5月份噴射氣流軸位置雖部份北移，然主要位置仍在高原南側，且自中國大陸至日本南部整個位置較為集中成束，其他西藏高原以東中國境內之位置，略偏北而位於28~31°N之間，過東海北部而至日本南部，位置略與300 mb同。

副熱帶噴射氣流軸之位置，偶有南移至20°N者，這種異常現象是隨著一個迅速向東南推移而進入東亞上空之強烈寒潮而發生的。



圖一 民國71年12月120°E, 130°E及140°E上噴射氣流軸位之逐日變化。
(註：實線為120°E上，斷線為138°E上，虛線為140°E上。)

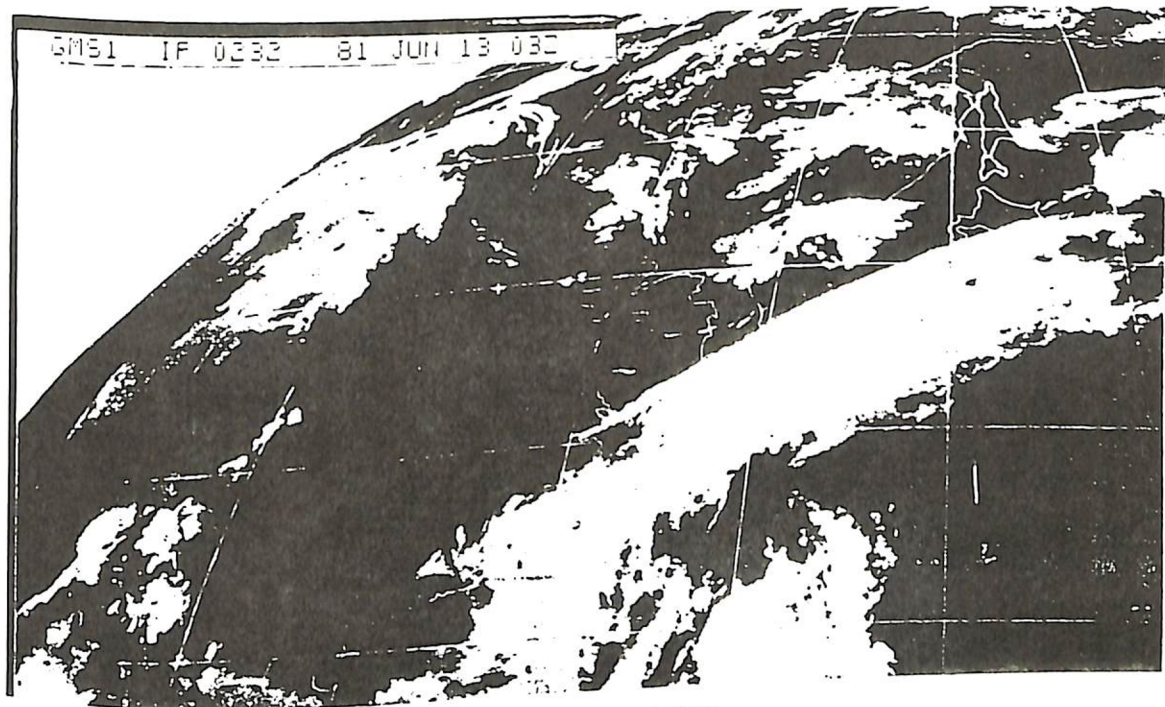
最高噴射氣流軸位置之逐日變化之分析。與120°E上副熱帶噴射氣流南北位置之逐日變化之分析比較，可見1982年12月中曾有六次顯著副熱帶噴射氣流軸之鋒面通過台灣北部，1~11日之兩次顯著噴射氣流南下中，均與17日噴射氣流最強，南下最遠之時，而相借。27日噴射氣流南移，鋒面過境却早於熱帶噴射氣流南移一天。由此可見冬日在120°E上噴射氣流南移之週期約為3~6天，此與在(1977)根據波譜技術求得高原北側中之波動(500 mb)，指示桃園上空有3~5天之盛行週期，及3或5~6天之共同週期。

三、利用衛星雲圖以判定噴射氣流

噴射氣流的主要雲形有長的陰暗雲帶，有外緣卷雲盾、長長的卷雲帶、卷雲條，及橫切形成。一旦噴射氣流從雲圖上辨認出來，則由溫度梯度的方向，及何處可能有晴空亂流等。

一般而言，卷雲通常以位於噴射氣流南側，而噴射氣流成反氣旋雲帶時，南側的卷雲雲形非常之陡峭。噴射氣流軸稍向高側的卷雲經常在其下較低的雲上投射一陰影形彎曲處，由於噴射氣流軸兩側安定性不同，現的雲形亦不同。沿噴射氣流下風處看，其雲胞對流性雲狀(Open cellular patterns)噴射氣流軸心之右側，下沉而較暖的空氣發生現閉胞狀(Closed cellular patterns)。

現就利用氣象衛星雲圖來判定東亞A-1上噴射氣流位置與亂流發生之關係，由(圖二)可見自長江口經日本海至北海道有一寬達500 km卷雲雲帶，此雲帶北面外緣整齊，且略呈反氣旋曲。以當日0000 Z 250 mb高空氣流分析圖(圖三)



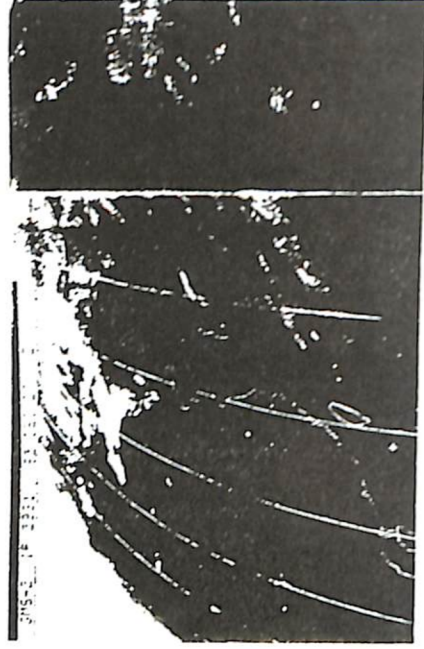
圖二：噴射氣流與卷雲帶
(民國70年6月13日0300Z GMS 1R之圖)

有一噴射氣流軸位於此雲帶北緣，60 kt等風速線起自溫州灣過東海北部至日本南部。按當日自東京來台灣之飛機報告，先後曾有NW 20, EG 211及EG 203在A-1航路日本南部31000~35000呎之上空上遇到中度亂流。由於亂流之出現常非持續不變，故此一亂流出現報告亦只屬當日飛經該航路之部份班機而已，在此前一日(6月12日)及後一日(6月14日)，航路上均未見有亂流報告，蓋噴射氣流出現此區以13日最強，顯示之雲系外緣亦最為整齊。

又分析民國71年12月27日0000 Z東亞地區最大風速分佈圖，由圖可見北支極鋒噴射氣流軸位於41°N以北；南支副熱帶噴射氣流軸起自西藏高原，經台灣北端至日本中南部，北一噴射氣流軸有三處最大風速區，一在西藏高原東南，一在台灣北端，另一在日本中南部上空。台灣北端上空之中心最大風速約190 kt，而日本中南部者中心最大風速為210 kt。圖三為27日0000Z GMS 1R雲圖

，由圖可見自台灣西南海面近海至日本中南部，有一明顯而整齊之卷雲帶，北緣適與高空最大風速軸，亦即噴射氣流軸所在位置相吻合。此一雲系24小時以後其南端隨噴射氣流南移並偏南，原在台灣北端之最大風速區減弱並東北移，在130°E附近出現橫雲帶，見圖四，整個噴射氣流雲系呈反氣旋式彎曲形。根據中日航路飛機報告(表一)，自26~28日此區均有中度亂流，或在雲中或為晴空亂流。

分析民國71年11月16日0000 Z 300 mb高空氣流圖，由圖可見副熱帶噴射氣流軸，起自西藏高原南側經華南，過長江口橫越朝鮮半島中部，而後過日本北部至太平洋，其最大風速區在日本海至日本北部，中心最大風速為165 kt。圖五為同日0000 Z之GMS 1R雲圖，由圖可知有一卷雲帶，略呈反氣旋形適與此一噴射氣流相合。此噴射氣流軸經比對得知有明顯向南與向東移動。在此噴射氣流軸變動期間，根據A-1航路上飛機報告，以



圖三：噴射氣流與卷雲帶(民國71年12月27日0000Z)



圖五：噴射氣流與卷雲帶(民國71年11月16日0000Z, GMS IR)



圖四：噴射氣流與卷雲帶(民國71年12月28日0000Z)

FL NO.	Lat	Long.	Time (Z)	FL (100')	°C	Wind (°/Kts)	SIG WX (Plain English)
MII 11	3407 N	13930 E	0144	F 310	MS 43	240/130	MOD TURB
SQ 7	3327 N	13548 E	0216	F 310	MS 43	240/110	MOD TO SEV TURB
TG 611	3234 N	13600 E	0156	F 350	MS 46	260/158	MOD TURB
EG 275	3245 N	13300 E	0232	F 310	MS 40	230/130	"
TG 601	3142 N	13035 E	0256	F 310	MS 40	235/130	MOD TURB INC
TG 611	2952 N	12750 E	0328	F 310	MS 38	235/130	"
TG 611	3327 N	13548 E	0145	F 280	MS 37	245/120	MOD TURB
TG 611	3245 N	13300 E	0210	F 280	MS 36	235/115	"
TG 611	3142 N	13035 E	0237	F 280	MS 37	250/110	"
TG 611	3142 N	13035 E	0300	F 310	MS 40	231/155	MOD TURB
TG 601	2952 N	12750 E	0333	F 310	MS 39	240/150	"
TG 601	3407 N	13930 E	0220	F 240	MS 24	260/110	MOD CAT

Records of Air Report

表1：A-1航路飛行員報告(民國71年12月26~28日)

日0221Z (TG 611)在日本南方(32.5°N, 133.0°E)曾遇中度亂流, 17日0321Z~0423Z (TG 601)在日本南部相同地點遇中度至強烈亂流, 至東海北部(29.9°N, 127.8°E至28.6°N, 126.1°E)則遇到中度亂流。

以上所舉數種噴射氣流軸、卷雲與亂流, 多少與噴射氣流軸成反氣旋形, 且發生在向赤道一側, 然亂流出現均屬間歇性, 亦即前一架飛機遇上亂流, 而緊隨其後相差不到幾分鐘的另一架飛機, 以相同高度飛經該處卻毫無所覺。亂流之不可捉摸似此, 因而更值得航空氣象人員去特別注意, 慎重預報。

四、東亞A-1航路晴空亂流的預報方法

將1977~1982年東亞晴空亂流各種預報方法與實際晴空亂流報告加以比較和分析, 可略知冬季東亞上空出現晴空亂流之最有利因素:

(一) 300mb 等壓面最大水平溫度梯度區

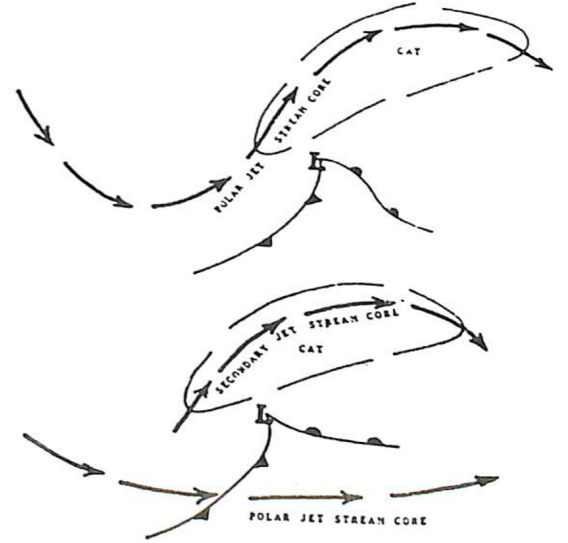
即噴射氣流軸心附近每間隔5°C等溫線間距離小於或等於兩個緯度及其附近區域, 輕度至中度晴空亂流出現之機會最多, 強烈者雖有, 唯出現機會較少。最大水平溫度梯度表示該等區域相當不穩定, 垂直風場變化亦最急遽, 故300mb最大水平溫度梯度及其附近區域, 晴空亂流出現之機會也最多。據多年來之統計和分析, 從每年11月到翌年3月, 噴射氣流最強, 300mb水平溫度梯度又最大時, 晴空亂流出現的機會亦最多, 出現的高度則自25,000呎至35,000呎不等。例如民國66年1月24日1200Z 300mb高空圖分佈於九州及東海上空之-30°C, -35°C, -40°C, -45°C, 等溫線間隔皆小於2個緯度, 次日(1月25日)上午有CPA 521班機在29°N, 126°E遭遇到中度晴空亂流, 傍晚有SQ 641班機在30°N, 125°E遭遇到輕度亂流, 見表2。若300mb等壓面每隔5°C之等溫線大於兩個緯度, 又無其他有利於晴空亂流發生的因素時, 則航路上將不會有晴空亂流出現。

飛機班次	經緯度	時間Z	飛行高度	氣溫 °C	風速風向 (°/kts)	顯著天氣報告
CX521	29°N 126°E	0220	29000'	-45	260/90	MOD TURB
SQ638	24°N 120°E	0714	27000'	-22	290/70	MOD TURB
EG231	24°N 120°E	1228	26000'	-22	--	MOD TURB
SQ641	30°N 125°E	0800	33000'	--	--	SLGT TURB

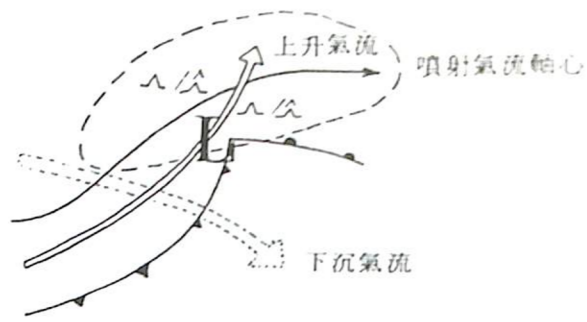
表2：民國66年1月25日之晴空亂流報告表

(二) 伴隨地面氣旋鋒面之噴射氣流附近區域, 常常出現中度和強烈晴空亂流:

拉姆模 (Rammer W. A. 1973) 曾提出十三種有利於晴空亂流發生之綜觀幅度天氣圖模式, 其中以伴隨地面氣旋鋒面之噴射氣流附近區域(圖六)是唯一會出現強烈晴空亂流者。當高空噴射氣流在地面氣旋鋒面之北方時, 則噴射氣流兩邊及地面氣旋之北方及東北方將有中度和強烈晴空亂流出現。大多數嚴重晴空亂流多發生在颯線、鋒面、雷雨及噴射氣流上下左右附近區域之卷雲系中或晴空中(見圖七), 即使在積狀雲或無雲區域也有晴空亂流。在冬初及春來夏初, 東亞氣旋、鋒面出現頻繁, 且鋒面非常活躍時, 出現亂流之機會也最多; 孟冬季節中之出現機會次之。根據飛行報告, 班機遭遇到此類晴空亂流及雲中亂流, 其飛行高度通常多在15,000~39,000呎之間。

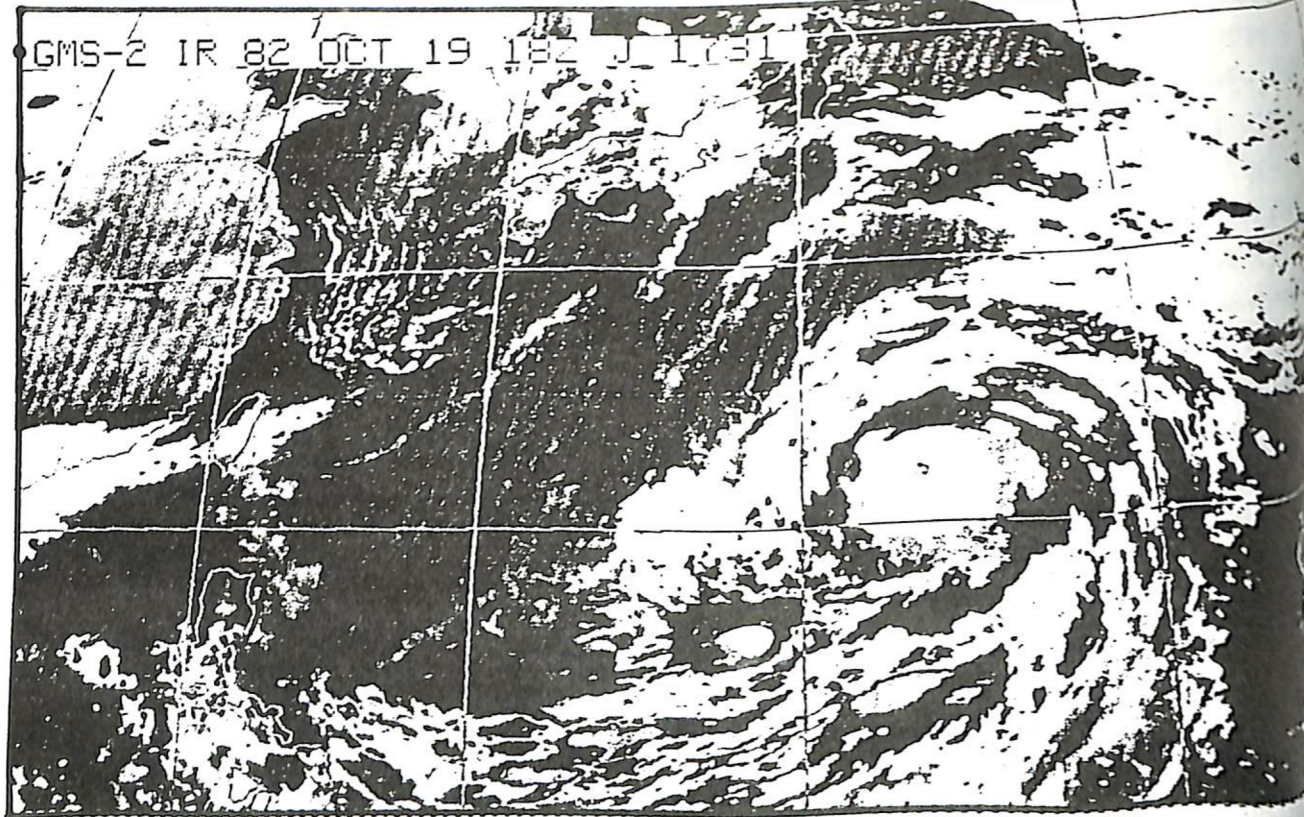


圖六：拉姆模所創13種模式中之第3種



圖七：地面氣旋鋒面系統、高空噴射氣流和晴空亂流之關係。

民國66年1月22日1800Z地面天氣圖上低氣壓鋒面系統位於日本南方海面及琉球附近，同日1200Z 300mb高空圖上噴射氣流通過九州及日本南部上空，23日有許多班機在中日航線上遭遇到輕度至中度之晴空亂流(表3)。應用此種模式來預報晴空亂流，效果最好，但應注意兩點：(1)晴空亂流之出現與否，與間隔 5°C 等溫線之疏密無關，即和水平溫度梯度無關。(2)這種模式存在時，所



圖八：民國71年10月19日1800Z GMS IR 雲圖。

出現之亂流也可能有雲中亂流。噴射氣流在寒潮爆發時，則扇狀分佈之系統其附近區域容易出現晴空亂流。冬季鋒面過境，寒潮爆發時，南北溫差導致氣壓梯度增加，且高空大氣潮濕，有上升氣流及渦旋作用，加以噴射氣流南下，使黃海、東海以及日本西南部地區高空溫度梯度加大，於是在黃海和東海上空常常出現大片閉胞狀雲系，且呈扇狀分佈，並向東南方移動。此種雲系及其附近地區，常常出現輕到中度晴空亂流。

民國71年10月19日1800Z地面天氣圖，氣旋鋒面在日本東南方海面上逐東移，高壓在江蘇亦逐漸東移。同日1200Z 300mb高空圖南支噴射氣流穿越東海和日本西部、南部地區、黃海、日本南部和韓國地區有顯著溫度梯度。同日1800Z衛星雲圖上亦顯示黃海和東海上空有閉胞狀雲(圖八)，並向東南方移動，所以20日中午，曾在東海上空遭遇到中度晴空亂流(表4)。

四) 300mb 高空槽脊振幅加大並東移時，則晴空亂流出現的機會增多：

噴射氣流所在位置及其強度之變化，和晴空亂流之出現有關。又東亞噴射氣流移動及其強度之變化，與高空槽脊之發展以及氣旋鋒面之移動有關。因而可以根據500mb 高空溫度平流之分佈，300mb 或200mb 槽脊，氣旋鋒面之發展和移動，以及東亞噴射氣流位置、強度來預測晴空亂流。

500mb 溫度平流之分佈用來預報東亞噴射氣流移動和強度的變化，首先應決定500mb 高空槽前和槽後的冷暖平流情形，再將300mb 或200mb 高空噴射氣流軸心描繪在500mb 高空圖上，並分析500mb 高空圖上冷暖平流相對於300mb (或200mb) 高空噴射氣流軸的分布情形。如果噴射氣流軸心位於冷平流區，則地面氣旋鋒面將向右移(沿噴射氣流前進之方向看)，噴射氣流軸未來也將右移，右方區域出現晴空亂流的機會是將增加。如果噴射氣流軸心位於暖平流區，鋒系將呈停滯狀態或向左移動，噴射氣流軸心也將呈停滯狀態或向左移動。

此外，如果噴射氣流軸心左側(沿噴射氣流前進方向看)有冷平流，右側有暖平流，則不但地面鋒系將加強，而且噴射氣流亦將加強，晴空亂流出現之機會也會增多；反之，噴射氣流將減弱，晴空亂流出現機會減少。

300mb (或200mb) 高空槽脊振幅的大小對噴射氣流也有很顯著的影響，強噴射氣流一般出現在300mb (或200mb) 高空槽前和高壓脊後，偶爾在脊前也會出現強噴射氣流。通常噴射氣流也隨300mb (或200mb) 高空槽脊的位置來決定噴射氣流的形狀和位置。如果高空槽脊很淺，振幅很小，此時噴射氣流多屬平直的緯向噴射氣流。冬春之季，在東亞大陸東岸常有大振幅的高空槽，隨著這個大而深的槽的發展和向南以及向東移動，溫帶氣旋將發展和南移，這時槽前都會出現較強的噴射氣流，晴空亂流出現的機會也大增。此外，由於噴射氣流與地面溫帶氣旋鋒面有明顯的關係，所以也可

以根據地面鋒面和溫帶氣旋移動之預報，來判斷噴射氣流及其附近可能出現晴空亂流區域之移動情形。此情況與拉姆模十三種晴空亂流模式中「伴有高空槽和噴射氣流之冷平流出現時，則槽前噴射氣流軸附近多晴空亂流」相類似。

五、結 論

西藏高原對東亞地區噴射氣流，具有甚大影響。每年6~10月(夏半年)噴射氣流軸之月平均位置在高原北側；11~5月(冬半年)月平均位置在高原南側。

冬半年裡，東亞地區噴射氣流東行橫越中國大陸華中地區後，風速多顯著增加，迨至日本南部而達到其最大強度。經過本區(台灣)時，其平均位置在台灣以北，200mb 上位置較之300mb 等壓面上位置更為偏北。夏半年裏，噴射氣流軸平均位置北移，而平均最大風速顯著減少，僅及冬半年之半數。

由卷雲外緣型態判讀出噴射氣流所在位置，可藉以得出中日航路上亂流發生所在區域，提早獲得亂流警告。

300mb 等壓面上，噴射氣流軸附近 2.5° 緯度範圍內，水平溫度梯度最大處($>5^{\circ}\text{C}/2^{\circ}$ 緯度)，輕至中度晴空亂流出現機會最多，出現嚴重亂流機會不大。

噴射氣流附近若伴隨有地面氣旋與鋒面系統時，常常有中度或強烈亂流發生。

噴射氣流伴隨自寒潮爆發時，在黃海南部與東海北部噴射氣流之下，大範圍內閉胞狀雲形成之上空和附近，容易發生晴空亂流。

300mb 高空槽脊振幅加大並東移時，則晴空亂流出現的機會增多。

六、致 謝

本文之完成劉昭民先生提供許多寶貴意見，另林燕淑小姐統計部份資料及中央氣象局衛星中心提供部份衛星雲圖，特在此一併表示最大謝意。

參考資料

1. 王時鼎：1977，亞洲區域冬半年高空波動特性分析及其對台灣中期天氣預報之應用。空軍氣象聯隊氣象中心，研究報告——012。
2. C. G. Rossby ; 1947, On the distribution of angular velocity in gaseous envelopes under the influence of large-scale horizontal mixing processes. BAMS 28-2.

3. Endlich and R. M. Rados : 1959, The meteorological measurements and field program of project Jet stream from 1956-1958 GRP No.64.
4. P. C. Chin and M. H. Lai : 1974, Monthly mean Upper Winds and temperature over Southeast Asia and Western North Pacific. RO TM NO.12.
5. Rammer, W. A. : 1973, Forecasting Significant CAT associated with cyclogenesis and related Jet stream genesis. NMC TA.

Jet-Stream And Clear Air Turbulence of East Asia

HSIEN-YUAN TSENG. YEONG-JHY TSAY

Abstract

The climatological analyses of jetstream and CAT in East Asia are carried out in this paper. Contents of analyses include : (1) monthly mean position and intensity of of Jetstream at 300MB and 200MB, its variations are also done. (2) the relationship between cirrus and jetstream position, intensity and seasonal changes by using GMS images. (3) statistics of AIREPs to correlate CAT area and clouds associated with jetstream. (4) synoptic weather patterns favorite for CAT occurrence by introducing Rammer's models.