

# 西伯利亞寒潮爆發與東亞對流層中部噴射氣流之形成

徐 應 暈  
王 時 鼎

## 一、導 言

本問題之探討係導源於我們另一篇有關西伯利亞寒潮爆發之研究。因根據許多氣象學家指出之事實：「噴射氣流與極面之位置及移動乃係相偕者」。如此，而引起了以下寒潮爆發與噴射氣流相互關係究為若何之問題。

(1) 在亞洲區域，極面可藉西伯利亞寒潮爆發於一、二天內，從中，高緯度推入低緯區域。如噴射氣流係與極面移動相偕，則此時噴射氣流是否亦能於此一時期內，向南移動如許距離？

(2) 寒潮爆發與噴射氣流南移之因果關係又應如何，是噴射氣流南移而導使寒潮爆發？抑兩者互為因果？

上述(2)中問題之引起，係基於「高空導流」之概念。但實際寒潮爆發可完全不藉高空導引作用以完成，故此時極面之上如仍見有噴射氣流存在，究係：

(3) 寒潮爆發導使上層噴射氣流南移？抑

(4) 寒潮爆發導使上空噴射氣流產生？

無論噴射氣流與極面相偕之現象是否絕對真實，以上所述四點謬疑均將為極饒興味並極值吾人研究之問題。

## 二、寒潮爆發時東亞對流層中部噴射氣流出現之事實—風場分析

即基於導言中幾個可能之假設以研究噴射氣流與寒潮爆發之關係時，我們發現了驚異之事實，此即：除了吾人所熟知之對流層上部存在有噴射氣流外，在對流層中部亦發現有一股噴射氣流之存在。以下所引之資料即為用以證明此股噴射氣流存在之事實，而本篇之討論亦即專為研討此一問題者。

圖一為本(45)年元月5—9日及22—25日桃園無線電測風資料之分析，由圖可明顯看出：

(一) 高度 17,000呎間，有超過每時 120哩之風速集中帶——對流層中部之噴射氣流，以下簡稱下層噴射氣流——出現。

(二) 此下層噴射氣流隨時間之變化情況，具規律性而穩定。

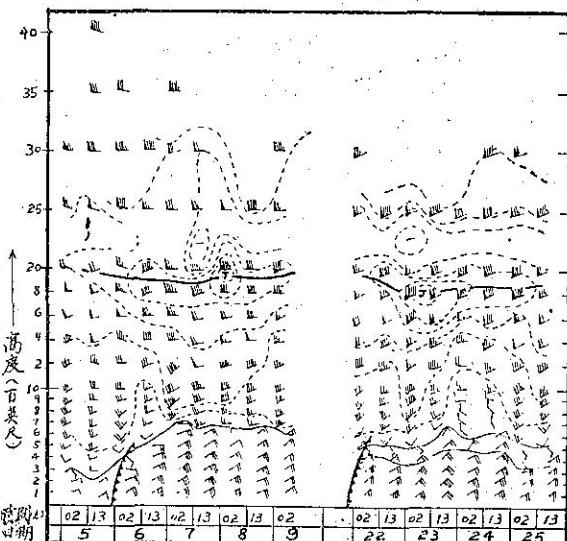


圖 1：民國 45 年 1 月 5—9 日及 22—25 日桃園高空風隨時間變化之縱剖面圖，虛線為等風速線（間隔為 20 kts）。粗實線表示對流層中部所出現之噴射氣流軸，細實線表示高壓西風脊底，倒鉤線為冷面，風速以海里/時表示。

第一表列舉與第一圖右側同時間(22—25日)內，下層噴射氣流出現地帶及其鄰近區域之高空風資料，表中「\*」符號表明：該日內顯明出現下層噴射氣流之地區，由表可見：

地點 (國際編號)	等 壓 面 (mb)	日期		22		23		24		25	
		0300	1500	0300	1500	0300	1500	0300	1500	0300	1500
827	300 500 700	120 45 40	135 65 40	95 (44) —	100 (78) 60	130 (88) 55	140 (78) 55	160 80 50	140 75 40	—	—
909	300 500 700	— — —	— — 65	95 50	— 60	75 70	105 50	165 70 35	— 95 35	—	—
931 (琉 球)	300 500 700	— *70 15	85 *85 35	100 *90 60(?)	110 *110 30	105 *110 50	115 *85 40	100 *95 20	— 50(?) 20	— 45	—
697 (桃 國)	300 500 700	60 55 35	— *80 35	*100 45	*90 45	*100 25	*100 15	*100 20	*100 35	55 45	—
115 (琉 橘 島)	300 500 700	— — —	90 60 45	80 70 50	65 65 50	75 65 60	— — —	*105 50	— —	— —	—
752 (恒 春)	300 500 700	25 35 35	40 45 30	35 *65 30	70 *70 20	95 *70 25	70 *70 30	— *60 25	— *55 20	— —	—
005 (香 港)	300 500 700	45 45 25	55 45 35	65 *65 30	*70 25	75 *65 30	*65 20	— — 25	— — —	— — —	—
327 (克 拉 克)	300 500 700	— — —	— — —	15 — —	15 — —	20 10 10	10 10 —15	10 —15 —25	10 —10 —10	—	—

表一：民國45年1月22—25日各等壓面層風場資料有\*者表500mb 風速遠大於700mb (一倍至五倍) 而同時與300mb 之風速相差極微，亦即出現有下層噴射氣流之地區。風速以浬/時表示，數字前有符號者表示為東風，無者為西風(資料來源空軍氣象中心所繪各等壓面圖)

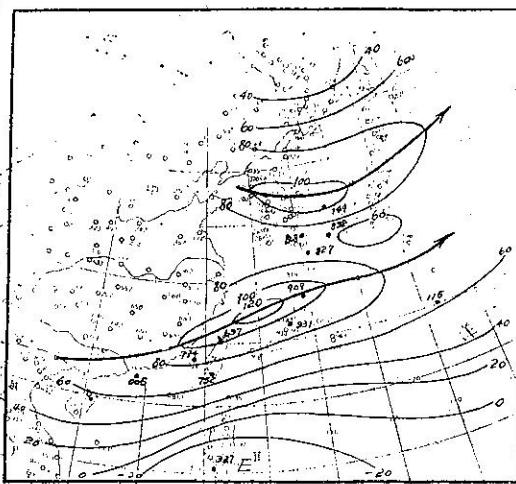


圖 2a 民國45年(1956)1月24日1500Z, 500mb  
等風速線圖，連有箭頭之粗線示噴射氣  
流軸，風速以海里/時表示。

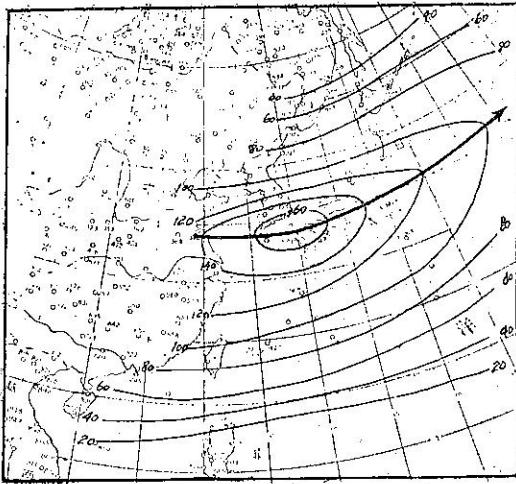


圖 2b 民國45年(1956)1月24日1500Z300mb等  
風速線圖(說明同2a)

(一) 出現於對流層上部之噴射氣流主軸，遠在下層噴射氣流之北方——表列地點按照緯度高低順序排列，請比較各地350貳及500貳兩層風速，並參閱第二圖，1月24日東亞300貳及500貳高度噴射氣流形態圖。

(二) 對流層中部最大風速集中帶隨緯度及經度之分佈情形，第一表地點如按經度排列，其順序即為：005 752 697 931 909 827 115，由表可見，此下層噴射氣流出現之地帶在北緯22—29度間。軸心約在琉球及臺灣北

部附近。上述地區，500 虹層風速均高達每時 100 涅及以上。

(三) 下層噴射氣流隨時間之變化—琉球區域(931)較臺灣區早一日出現，其後兩日—23, 24—該股噴射氣流穩定存在於北緯  $22^{\circ}$ — $29^{\circ}$  度間，至 25 日，分裂為兩支，一支沿東北走向至日本，一支繼續東行達琉璜島(115)，該日琉璜島 500 虹層風速，曾自每時 65 涅，激增至每時 105 涅。

根據以上引述之資料，可見下層噴射氣流存在之現象，絕非由於個別觀測錯誤或傳播誤差所造成。第二表列舉42年與43年冬季 12—2 各月之桃園無線電測風資料，亦多類此出現下層噴射氣流之事實。第三圖係民35年元月份漢口逐日無線電測風紀錄，圖中指明於該月之 1 2 9 10 12 13 14 20 及 26 日等九天之中，均有相對最大之風速集中帶存在於對流層中部，高度 16,000 至 25,500 呎間，在此期間，上下各層，風速差異明顯，隨時間演變情況均頗規律。

年	月	日	下層噴射氣流		同時期之上層噴射氣流		伴隨之寒潮爆發
			高 度 (英 尺)	最 大風 速 (Kt)	高 度 (英 尺)	最 大風 速 (Kt)	
42	12	28,29	18000	75	30000	85	H6
43	1	25,26	18000—20000	80	35000—40000	120	H4
	2	6	25000	90	資料缺		4月南下之寒潮(未有編號)資料缺
		10	25000	95	40,000	100	
	12	12—15	20000—24000	100	無資料		H3
		20,21	18000—20000	70	同上		H5
44	1	9—11	20000—22000	85	同上		H4
		18—20	20000	95	同上		H6
	2	14,15	24000	100	同上		H5
	2	19—21	20000—24000	100	同上		H7

表二 民國42,43年冬季(12, 1, 2, 月)對流層中部噴射氣流資料(來源桃園逐日之高空風觀測)

此外，另一深值吾人注意之事實，即上述下層噴射氣流出現及持續期間，均伴隨西伯利亞寒潮爆發之現象。圖一之高空風資料即為採自寒潮爆發之時者，此並可參看圖六此一時期中各等壓面層高度與溫度值隨時間之變化，以獲得進一步之證實，在表二之過去資料中，情況亦與此相同，該表最末一項，示相連之地面高氣壓編號。第三圖中，每當下層噴射氣流出現之時，接近地面相當高度(約8000呎)以內，均伴隨地面風向改變現象，其變化特徵，無論轉變以前風向為何，最後恒轉為北向風，同時風速增大。值茲西伯利亞高壓強度平均最大之正月，西伯利亞高壓或其分裂高壓經常盤桓並為低緯東北季風北緣之兩湖區域，上述現象，除以寒潮南侵，冷面過境以外，難得其他更為適當而滿意之解釋。

以上諸實際資料，均可充份證明下層噴射氣流之存在，且其上仍見有一最大風速之集中區，可見此股噴射氣流決非即為一般存在於對流層上部之噴射氣流。下節並就其係與寒潮爆發相偕出現之事實，以推求其形成與寒潮爆發之間的關係。

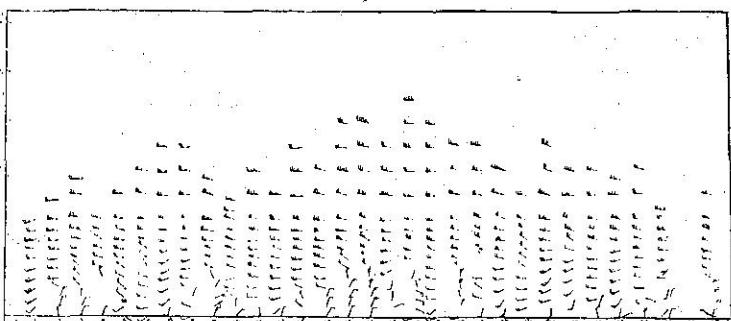


圖 3：民國45年1月份漢口高空風隨時空變化之縱剖面圖，風速為英哩/小時，三角狀者表50英哩/小時長方狀者為100英哩/小時(轉自 NAVAER 50—1R—249 The Jet Stream AM, 1953第10頁之插圖)

### 三、對流層中部噴射氣流形成之理論探討

在尚未討論下層噴射氣流形成之原因以前，將溫度場予以分析，實屬必需。以下之討論，並將證明：下層噴射氣流形成所必需之溫度場，並非與造成強風之因素同時生成，乃係西伯利亞寒潮爆發之結果。此亦即言：下層噴射氣流之形成係導源於寒潮爆發；換言之，即先有必須溫度場之形成，而後才有下層噴射氣流之產生。

#### (I) 下層噴射氣流出現區域溫度場之分佈。

為求與上述風場分析相互配合起見，本節分析論據，均沿用本年元月中兩次下層噴射氣流出現時之資料。第四圖之 C，示元月24日沿東經120°度，北緯25—22度間溫度場之分佈，約相當於該下層噴射氣流軸心以南之區域，係以氣壓值為縱坐標。第五圖之 a，示元月七日與上述相同地區內溫度場之分佈，為配合風場研究，縱坐標改以高度表示。以上兩溫度場雖係分別取自兩次不同時期之下層噴射氣流內，但此型式異常相似，兩者咸具下述之特徵。

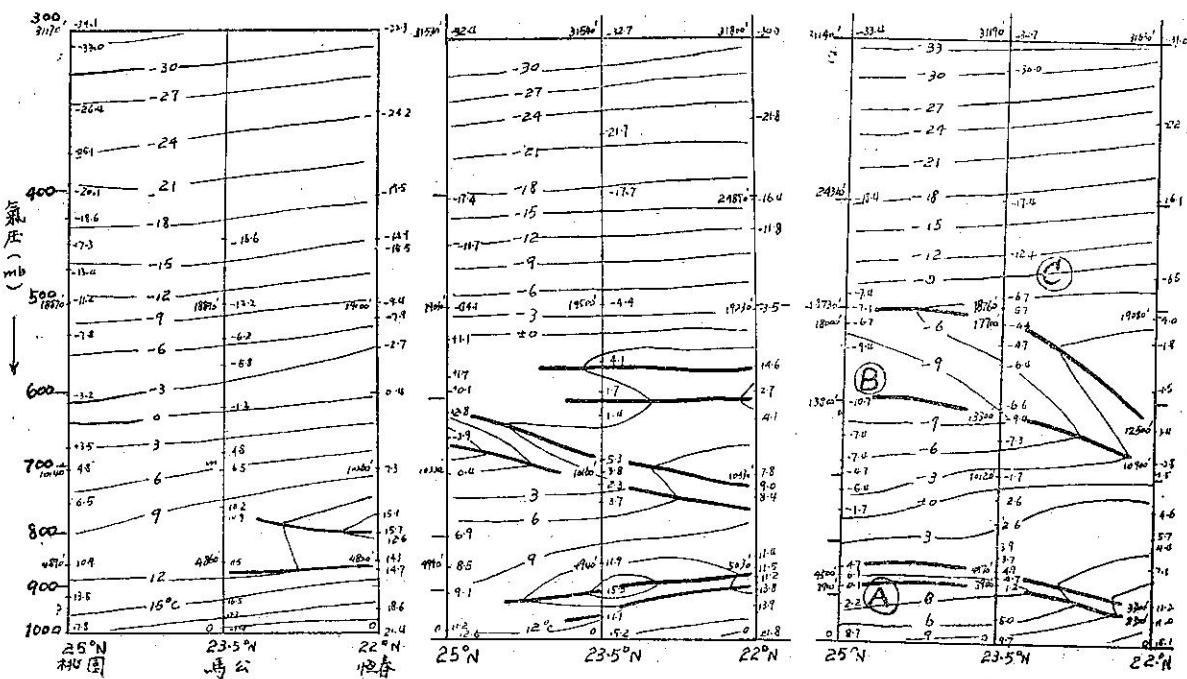


圖4 a. 下層噴射氣流形成前之  
正常溫度場(民45年1月1日  
1500Z)

圖4 b. 下層噴射氣流開始發展時  
之溫度場(民45年1月22日  
300Z)

圖4 c. 下層噴射氣流發展完善時  
之溫度場(民45年1月24日  
0300Z)

圖4 對流層中部噴射氣流形成期中，溫度場之演變。細實線為等溫線粗實線為降溫率有顯著不連續處之連線該溫度場係（沿東經120°線上者）

1. 在500 虹或20,000 呎以上，南北向之溫度分佈極為簡單，等溫面之間隔及坡度均近似相同，等溫線之走向亦其同一型式，反觀該層以下，溫度分佈則極為特殊而複雜。

2. 在500 虹或20,000 呎以下，自等溫線之型式，顯示在不同高度有兩股冷空氣之突入，較低層冷空氣之上伴隨風向轉換層，即與地面冷高壓相連之東北季風，轉換為高空西風帶之西風，參閱第五圖之 b；此亦即此一地區之上空極面所在位置，在冬季東北風持續期中，此現象經常存在參閱所附各溫度場分佈圖。第二層冷空氣堆中心，約在600 虹或15,000 呎高度，該層之上並無風向轉換層，且出現有一風速最大值，即下層噴射氣流。

3. 比較該兩溫度場水平溫度梯度隨高度之變化值（見表三與表四），可見在20,000，或500mb以下，其變化最為明顯，水平溫度梯度最大之處，係在14,000，或600mb層上，恰與該對流層中層噴射氣流軸心之下，風速劇增之處相吻合。

4. 比較正常情形之下溫度分佈（參看圖4a），顯見在 550mb 至 450mb 之間溫度高於正常情形；同時在 550mb 層以下，溫度則遠低於距平值。參照中層噴射氣流所在之位置，此正負距平值交叉處約即在該噴射氣流軸心上。

以上有關此溫度場溫度分佈之分析，僅舉出與噴射氣流有密切關連之上述四點，餘不贅述。

(II) 對流層中部噴射氣流溫度場與對流層上部噴射氣流溫度場之比較 顯然在噴射氣流出現之處，溫度場溫度之分佈，必須能滿足噴射氣流存在之條件，但此處引起之問題，究竟在對流層上部噴射氣流處之溫度場分佈是否符合此中部噴射氣流溫度場之情形？以下僅就此一問題貢獻我們的意見。

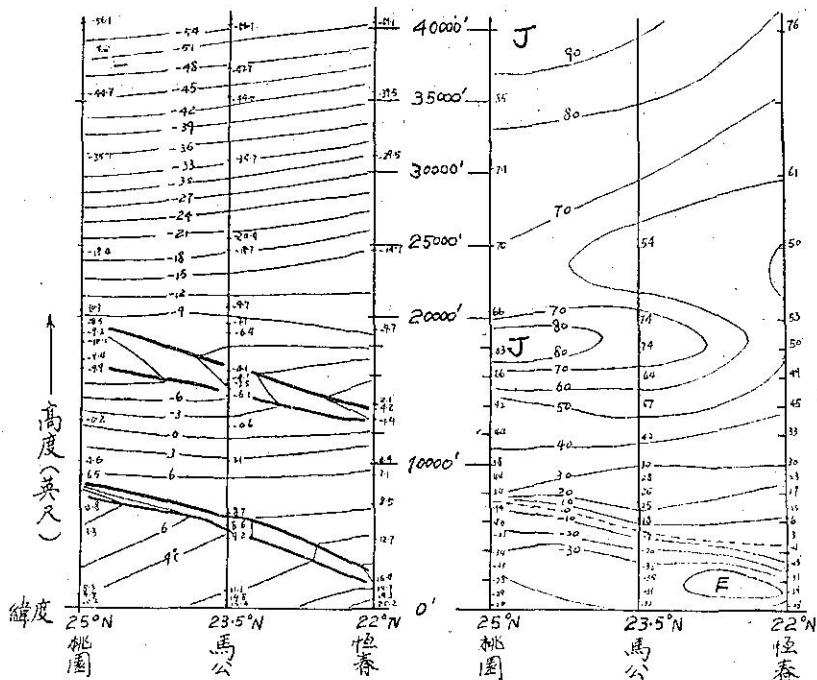


圖 5 對流層中部噴射氣流存在期中溫度場與風場之分佈（民45年1月7日 0300z 係沿東經120°者）  
a. 溫度場 b. 風場（虛線表東北季風與高空西風分界處亦即極面位置所在）。

等壓面 (mb)	桃園 (25°N)	恒春 (22°N)	溫度梯度 (°C/3 LAT.S.)
300	-33.4	-31.0	2.4
350	-25.0	-22.8	2.2
400	-18.4	-16.1	2.3
450	-12.0	-9.0	3.0
500	-7.1	-4.0	3.1
550	-9.5	-1.7	7.8
600	-10.5	-0.0	*14.5
650	-7.4	2.5	9.9
700	-4.7	-1.1	3.6

表三

拔海高度 (英尺)	桃園 (25°N)	恒春 (22°N)	溫度梯度 (°C/3 LAT.S.)
30000	-33.2	-27.0	6.2
25000	-19.2	-15.0	4.2
22000	-13.5	-12.3	1.2
20000	-9.0	-10.2	-1.2
18000	-9.8	-6.0	3.8
16000	-9.4	-0.5	8.9
14000	-4.5	4.0	*9.0
12000	0.5	0.2	-0.3
10000	5.5	4.6	-0.4

表四

假如在噴射氣流內之實際風速係屬地轉者（Geostrophic）或不與地轉風相差過大，即，由於地轉風與等壓面坡度之關係，此時在噴射氣流軸心以下各等壓面之坡度應隨風速之增劇而加大；同時在噴射氣流軸心之上，等壓面之坡度應隨風速隨高度減弱而減小。基於靜力方面之考慮，兩等壓面之垂直距離應隨溫度增加而增加，故在噴射氣流軸心之下，南北向溫度梯度應隨高度而增加，而同時在軸心以上溫度梯度應隨高度增加而減小。此所以實際情形在對流層上部噴射氣流之位置係與對流層中，西風帶內具有最大溫度梯度之處相吻合，同時對流層頂之上竟有反向水平溫度梯度之存在——即冷空氣在南暖空氣在北。至於在下層噴射氣流附近，是否亦存在有與此完全相同之溫度場以滿足噴射氣流之需要？此處限於資料，致未能繪出整個下層噴射氣流附近南北方向溫度分佈之面貌以供佐證，但無論如何在該下層噴射氣流之下，亦應存在有一南北向峻急之溫度梯度，此已在上一小節所引之實際資料中證明。至於其上，是否亦可能有溫度於噴射氣流之北高於其南者之事實，而如1953年6月1日出版之“The Jet Stream”一書第21頁，22頁附圖所列平流層低層之複雜之溫度分佈型式？此處殊不敢遽加論斷。

，惟由於吾人現有之認識，在此對流層中層之盛行西風帶內，在冬季，似殊不可能有如上述該書中所列之事實。此為我們所認為兩者之溫度場溫帶分佈，在形式上應有被認為不同之處之一點。此處之討論僅至此為止。

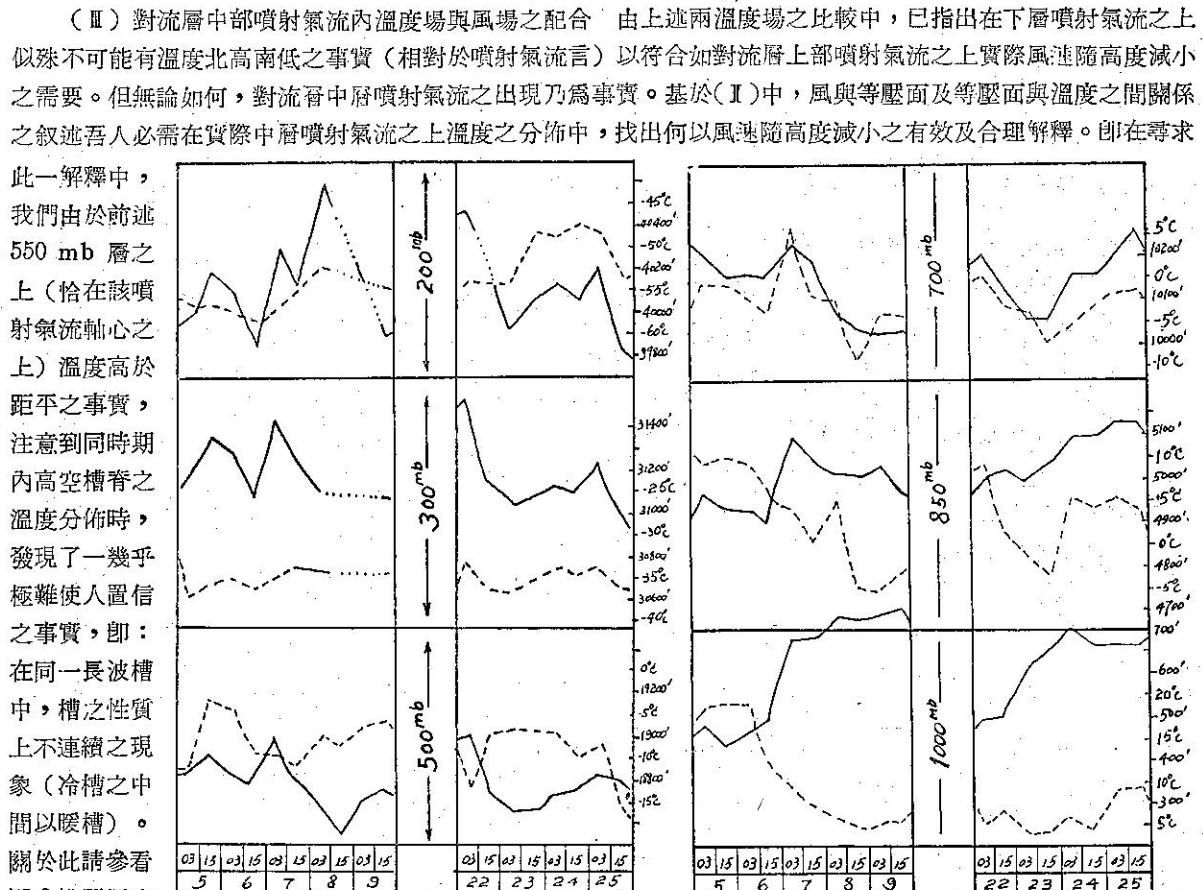


圖 6. 民國45年1月5—9日及22—25日，桃園探空之各等壓面層高度及溫度隨時間變化圖，實線為高度線，虛線表溫度線，點線之處資料缺。

(a) 圖示低層之寒潮爆發

(b) 圖表暖槽之插入其上下各層之冷槽中

由圖極為明顯在 700mb, 300mb 及 200mb 層上溫度與高度曲線之位相均為相同，當高度下降時溫度亦隨之下降，亦即冷槽之謂。而在 500mb 層上（約在該下層噴射氣流之頂）在該下層噴射氣流存在期中，高度值之下降係伴溫度之上升，恰與其上下各層等壓面者相反，亦即具有暖槽之性質。故由此中間暖槽之出現，而使該層環流隨高度而減弱。注意此處所述之資料即為近似此下層噴射氣流軸心之上者（參看表一、及圖 5c）故可符合此下層噴射氣流之上風速隨高度減小之事實。

另外藉圖 4c 及 5a 溫度場中溫度之水平分佈亦可發現兩點，可供共同說明該噴射氣流之上，實際風速何以減弱者。

a. 在圖 4c 中 500mb 層附近（約在噴射氣流軸心之上）桃園溫度遞減率遠小於恒春上空者。由溫度與氣壓變化之關係，可見在該層之上桃園之氣壓隨高度下降率亦遠較其南為緩，此作用將使該層之上等壓面之坡度較該層以下者為小。以上兩地區均在該中層噴射氣流之範圍內，故可解釋噴射氣流之上實際風速減小之事實。

b. 比較同一時間克拉克（約距此中層噴射氣流之南五個緯度之處）與桃園恒春 500mb 層上之溫度值（見表五）。發現在該中層噴射氣流存在期內，克拉克之溫度竟遠比其北恒春之溫度為低（註：此雖為等壓面上之數值，但在此一時期中，恒春與克拉克 500mb 等壓面層之高度差均不足 300 英尺，故則在同一高度上，仍應見有溫度北高於南之現象），而如平流層下層，噴射氣流之南所見之實際情形。故即由於該種反常現象亦足幫助說明該下層

噴射氣流軸心之上環流隨高度減弱之事實。(關於此種反常現象之造成及以上所述暖槽插入之現象當於下節討論此下層噴射氣流溫度場之由來中再述之)

以上已就此下層溫度場是否能滿足下層噴射氣流存在之問題作一論述。

結論是，雖然此對流層下層溫度場分佈與上層者不同，但同樣可允許噴射氣流存在之條件。圖 7 為實際桃園及馬公溫度垂直分佈與下層噴射氣流出現帶之關係圖，由圖可見最大風速約出現在，中層溫度急劇升高之處或稍在其上。圖 5 為垂直於噴射氣流方向之風場與溫度場之剖面圖，由該圖可極明顯見出兩者之間之密切關係，敘述從略。

(Ⅲ) 對流層中層噴射氣流處溫度場之成因 Rossby 氏在研討對流層上層噴射氣流之產生原因時，由於實際資料很難解釋先有該溫度場之存在，而後才有風速之集中，亦即藉熱力風觀念以解釋該股強風之造成，實際乃係溫度梯度之集中與風速之集中同時發生。為了說明此一程序，乃倡所謂「側面混合說」(Lateral Mixing Theory of Jet Stream Formation)。大意略謂：地球上由於日射影響，於南北環流交綴區內存在有一向極地方向之溫度梯度。是以南風將較北風為暖，結果將使任一緯度圈上，南風輸入之熱量超出北風輸出之熱量。假如此種混合現象自赤道至極地間均行存在，即極地溫度必行升高，其結果將使此子午線方向之溫度梯度趨於消滅。此與實際並不符合。是以 Rossby 氏假定此種混合作用係突然停止於某一緯度圈之南方。因此地球上溫度梯度最大區，將集中於此混合區之靠赤道一面之邊界上。證以運動場中之絕對渦漩保守之原理，此混合帶之位置約即在實際對流層上層噴射氣流產生之地帶，即由於上述所言之側面混合作用，在此混合帶靠赤道一邊，同時導使 (1) 於此一狹窄地帶最大西風之產生；(2) 溫度梯度集中於此噴射氣流區域內。

Rossby 上述有關噴射氣流之產生及該溫度場之造成之解釋，係基於以下之認識，即：中緯度之環流乃係大氣環流 (General Atmosphere Circulation) 中不可或缺之部份，是以驅駛該區域環流之因子不可能與此行星環流相分割。噴射氣流為中緯度環流之一部，故其產生之問題，必須在支配大氣環流諸定律之基本定則中去尋求解決。是以 Rossby 氏 上述有關此噴射氣流產生所需之能量假定係獲自靠赤道一邊之大氣中。究竟在亞洲區域所見之對流層中部噴射氣流成因是否亦與此一般大氣環流有關並源自赤道一面呢？關於此，我們之答案是否定的，即：此東亞低緯區域所見之對流層中部噴射氣流之成因係源自極地一邊，且溫度梯度與強風之集中並非同時產生，而是先有溫度梯度之集中，而後才有強風或噴射氣流之形成。而此溫度梯度集中現象之造成，乃係由於西伯利亞寒潮爆發之結果。以下之討論及所引之資料，即為求證明我們上述之觀點。

此處之論述仍以本年一月份兩次對流層中部噴射氣流之溫度場為資料，在沒有討論此種溫度場如何藉寒潮爆發以造成之前，顯然對該一區域，冬季此一月份之正常溫度分佈之認識為所必需。由於實際歷年平均資料缺乏，此處僅以該月一日，在此區域未曾受該下層噴射氣流干擾前之溫度分佈為代表。其南北向之溫度場分佈見圖 4 a

日期	20	21	22	23	24	25	26							
時間 (Z)	03 15	03 15	03 15	03 15	03 15	02 15	03 15							
地 桃園	-15.1	-12.7	-5.5	-3.7	-4.1	-7.1	-6.7	-7.2	-7.1	-9.7	-8.5	-15.9	-18.1	-14.4
地 恒春	-4.1	-2.2	* -1.9	* -1.4	* -3.5	* -3.4	* -0.3	* -4.6	* -4.0	* -4.9	-3.5	-5.2	-4.6	-6.0
點 克拉克	—	—	-4.6	-5.1	—	—	-5.1	-7.7	-4.8	-4.3	* -3.0	—	* -4.3	* -5.9

表五：民國45年元月20—26日，沿東經120°線各地 500mb 層上之溫度資料，\* 號表該地溫度係高於同時期其他兩地者。

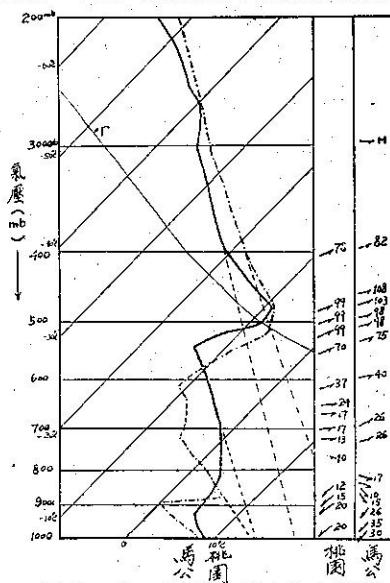


圖 7. 在下層噴射氣流存在期間  
馬公與桃園探空資料所製繪之斜溫絕熱圖其旁為該  
兩地各層高空風資料  
馬公—點段線所示，時間  
民45年1月25日2100z

桃園—粗實線所示時間民  
45年1月24日0100z

點線為桃園露點線，粗斷  
線為 CPK 氣團所及高度  
，細斷線為下層空氣擾動  
層之高度。

，探空屬性之型式則見圖8a中，段點線者所示。由該兩圖大氣降溫率之分佈約可分該一地區整個對流層空氣為兩層，近地面一層為東北季風層，伴有風速隨高度之減弱；其上為高空西風帶之西風層伴有風速隨高度之增加，中間或多或少見有溫度之不連續之現象存在。現再比較此下層噴射氣流存在期間溫度場之分佈（見圖4c及圖8a），顯見：

(1) 在550mb—450mb之間溫度較正常者為高。

(2) 450mb以上溫度分佈無顯著變化。

(3) 在550mb以下溫度遠低於正常情形。此一氣層之間，由於其減小程度之不同又可分為兩層，850mb層以下溫度下降最為顯著，此處稱為A層，在850mb至550mb之間溫度下降較小吾人稱之為B層。另外吾人並稱550mb至450mb之間之增溫層為C層。

現吾人就該A.B.C.三層溫度平距現象之造成，分別加以探討。

在第二節中即已指出，在下層噴射氣流存在期間均相伴有寒潮爆發之現象，故如吾人不考慮噴射氣流，則逕可認該與噴射氣流相伴之溫度場即為寒潮爆發時之溫度場。而上述不同於正常情形之下溫度分

佈如A.B.C.三層所示者亦即應為寒潮爆發時溫度場分佈之特色，現吾人討論此種特殊之溫度場型式是否可用寒潮爆發而造成，及如何以造成。

A層（約850mb層以下至地面）吾人如比較圖4a—4c及圖8a諸不同時間內該層溫度之變化以及圖6中1000mb與850mb高度和溫度隨時間之演變，並參看圖1低層風之變化，即可迅速獲知該層（A層）溫度極端負距平原現象乃係由於西伯利亞寒潮爆發，與地面冷高壓相連之新鮮極地冷空氣迅速湧入吾人區域之結果。而此新鮮冷空氣層之頂即於在850mb層處，此可由圖6a，850mb上之高度與溫度曲線之位相時合時背以證實。

B層（約850mb至550層之間）欲明白此一氣層內溫度負距平現象之由來，吾人仍需回復正常情形下溫度分佈及環流型式之討論。由於此一區域之西，聳立於高空西風帶內西藏高原之影響，而供冬季亞洲區域，相當於該一氣層（B層）內之西風分裂為二支，南支西風循西藏高原南緣東行，穩定的控制長江之南地區及臺灣一帶，與北支西風分界處約即在沿長江一線。故在正常情形下，北支西風或其北之極地西風極少侵入吾人之區域。此實際所以吾人區域高空風向甚少有變，約均屬西或西南偏西，溫度亦然。以上為屬正常之情形，然在冬季極端之低指數環流形式下，北支西風乃至西伯利亞上層之極地西風，亦可在極大振幅之波槽之後驅入吾人區域。關於此B.W. Thompson 氏已曾在「東南亞及西太平洋之大氣環流」一文中有所介紹（可參看本學報第一期、第二期、子猶先生之譯述）。而上述B層中顯著之冷平流與溫度之顯著下降，即應為極地寒冷西風之侵入所致，此可從圖8a中寒潮爆發前後各探空曲線之比較得到良好之指示（關於此，本年2月28日會有一極佳之例證，即由於極地西風之湧入，而使桃園及恒春之近似上述之氣層內，於十二小時中，全層溫度平均下降 $5^{\circ}$ 許），且證之以該兩次中層噴射氣流出現期間高空環流之形式（可參看圖9），亦全相符合。另外順一提及者，即根據 Rossby 學派所擬之理想噴射氣流環流模式，亦可說明此種冷暖懸殊之南北向溫度分佈現象，但以上已曾述及有關此下層噴射氣流之成因，並不支持其所倡之學說，因此該反環流（Reverse Cell）模式，對此處言並無意義。

C層（550mb至450mb之間之暖層）此處之討論，亦即本篇立論之關鍵所在，因即由於暖層之出現，致使該

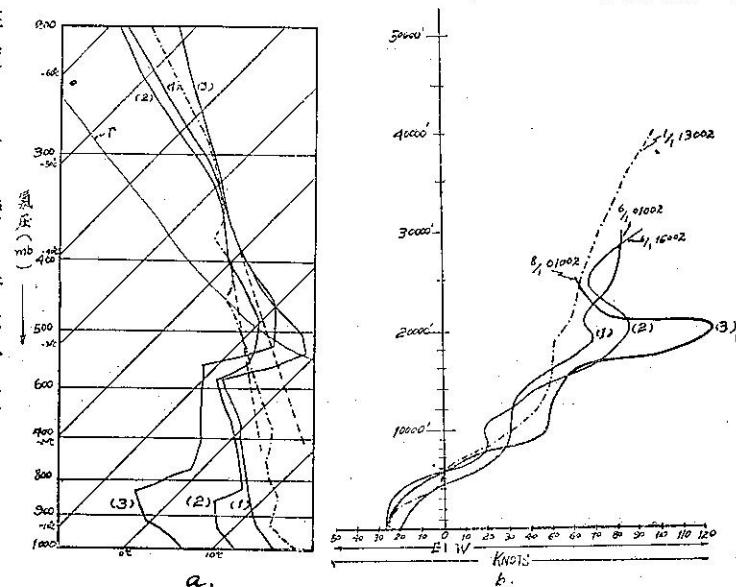


圖 8. 民國45年1月上旬下層噴射氣流發展期中桃園垂直風場與溫度場隨時間之演變

a. 斜溫度絕熱圖中桃園上空  
b. 桃園垂直風場之演變，點段線為溫度場之演變點段線為 $\frac{1}{1}0100$   
尚未出現有下層噴射氣流之時者  
 $z_1 = \frac{1}{1}1300z$ 者(1)曲線為 $\frac{1}{1}0100$   
 $z_2 = \frac{1}{1}1500z$ 者(2)為 $\frac{1}{1}0100$   
0100z者段線區域為暖層

層以下之風速呈集中之狀，即所謂噴射氣流。而此處之討論，亦最為困難，因以上圖例沿東經 $120^{\circ}$ 之溫度場，僅有三個緯度內之資料，殊不足以用之研討此種複雜並罕見之特殊現象，且過去亦無類似之討論以供參考。故此處之論列，尚待以後資料之補充及進一步之證實。

以下我們僅列舉五類可能使此一氣層增暖之因素，分別予以討論，並就上述我們所可能利用之資料加以論斷，以期求出我們在現階段中認為滿意之結論。

此五個可能為：

1. 較低緯度之暖平流。
2. 高空冷鋒之上暖空氣凝結潛熱之釋放。
3. 噴射氣流之動力作用。
4. 上層空氣之下沉。
5. 極地對流層頂之插入。

今就此五個可能之假設分別討論之。

(1) 較低緯度之暖平流 基於質量連續之考慮，在低層極地空氣向南加速移動，必將伴有其上暖空氣之急劇北流。但由於下述之事實，顯然並不能滿足該層增暖之解釋。

a. 同一環流系統中，低緯度之暖空氣不可能僅在對流層中部某一氣層內向北輸送，而使其上氣層毫不受其影響（參看圖4及圖8），並出現如圖6所示暖槽在中間層插入之形式。

b. 根據探空資料，在該層內水汽含量均極少，或已無水汽，此殊不能滿足熱帶暖空氣性質之要求。

c. 如為暖空氣之平流，即必需有暖空氣之源地，但實際在此下層噴射氣流存在期中，菲律賓克拉克之溫度，在同一等壓面上(500mb)，尚遠較恒春者為低（參看表五），自然界中沒有任一或一連串之程序，能從溫度較低之物質中取得熱量，以增高其自身之溫度。

(2) 高空冷面之上暖空氣凝結潛熱之釋放 按理，在B層中有極地寒冷西風湧入，即其上應仍有不連續面存在，但檢查該冷暖空氣變易層內，竟伴有西風隨高度急劇增加之現象（參看圖5、圖7、圖8），如該層即為面帶所在，則如何以解釋鋒面之必需條件：「風之不連續」。且該處如為面帶所在，即恰與噴射氣流之軸心相連（參看圖5、圖7及圖8），等於說噴射氣流恰產生於鋒面帶上，此殊不可能。故由上述之事實，亦可反證與極地風之間不連續面並不在該處溫度突變層內，因此冷面上之暖空氣凝結潛熱釋放以增暖該氣層一說無意義。

(3) 噴射氣流之動力作用 由以上溫度場與風場之配合一小節之討論中，已指出該暖層之出現為對流層中部風速呈集中之狀所必需，亦即言此暖層並非該噴射氣流出現之後才產生，可見此並非由於噴射氣流之動力作用造成之結果。

(4) 上層空氣之下沉 在(2)中已述及此層空氣之增暖不可能係由於鋒面之上暖空氣凝結潛熱釋放之結果。如此即由於恒春在該層內溫度高於克拉克者之事實，而引起上層空氣下沉增溫之問題。因只有與此相連之程序，才可能解釋在西風帶內，對流層中部之溫度北高南低之事實。此處僅就空氣垂直下沉作用，是否能造成如上述實際溫度分佈型式以討論之。

a. 由於暖空氣之下沉作用 此必需先行假定，在該層之下溫度變易層即為鋒面位置所在，但此在(2)中已明顯指出，此與事實不能相符。故無暖空氣下沉增溫之問題。另外，此一月份二次下層噴射氣流約均出現在高空槽上，在此情形下，是否可允許暖空氣之大規模下沉。

b. 由於極地西風之下沉作用 此為較上述任一假設均更接近實際事實者，但藉此仍有無法解釋之處，即：同一直線之極地西風南移時，所造成之大規模下沉作用，其溫度遞減率不可能有如諸探空屬性曲線所示之突然不連續現象及該溫度不連續層之高度（下沉區之下限）近似保持不變或變化很小。（參看圖8a）

(5) 極地對流層頂之插入 此處與上所言極地西風之下沉增溫惟一不同之點是，假定該南下之極地西風，原始即存在有溫度分佈之不連續現象亦即極地對流層頂偕隨極地寒冷西風之插入。因只有藉此假定，才能完全解釋以上諸假設不能解決之問題，例如圖6，500mb層上所見暖槽之插入，恒春500層上之溫度高於其南克拉克者，及溫度不連續層內伴有風速急劇增加等實際所出現之事實。另外何以極地對流層頂在吾人區域僅有如圖7圖8所

見約距地 16000'—18000' 之高度？關於此亦極易藉 Rossby 氏之絕對渦漩保守原理 ( $\frac{\zeta+f}{D} = \text{常數}$ )，以解釋之。因如極地空氣之絕對渦漩近似保守，則由該式可見當其南移時必將伴有頂度之降低，假設極地對流層頂高度為 25000 英尺，原始緯度 50°N，直線南移且無水平風切變 ( $\zeta=0$ ) 則此處可算得當其進抵臺灣北部 (25°N) 時，高度將降低為 13750 英尺。如原始為 30000 英尺，則將降至 16500 英尺。此與桃園控空所示之 16000—18000 英尺之數值相較，顯見即在此粗略之假定中，所算得之數值亦已極為相近。而檢查此一期間之高空圖（參看圖9）形式亦均無不合之處。另外由表五所列桃園、恒春、克拉克三處，在此下層噴射氣流存在期間，500mb 層上溫度隨時間變化之數值，顯見，桃園該層溫度升高得最多，恒春次之，至其南克拉克已完全不顯，且見稍有降低之現象，亦足說明該暖層之來源係起自北方，以作此處「極地對流層頂插入說」之間接例證。

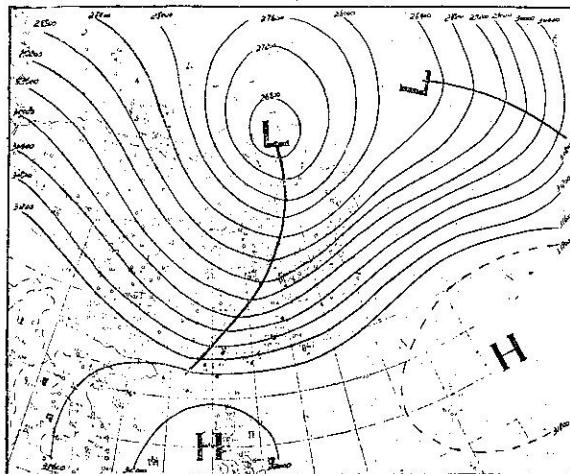


圖9民國45年1月24日0300Z300mb等壓面圖

(III) 寒潮爆發與對流層中部噴射氣流之產生 由上之討論可見此適合此下層噴射氣流存在之東亞低緯區域，特殊溫度場，係完全由於西伯利亞寒潮爆發所造成。溫度梯度集中帶係在極地空氣南限之靠北一邊，與 Rossby 氏有關對層上部噴射氣流產生之側面混合說所倡係沿冷暖空氣混合帶之靠赤道一邊之理論剛好相反，即由於此溫度場存在而造成功力管場之集中，致有強風帶之產生，亦即藉熱力風作用以解釋該下層噴射氣流之形成。另外，一相反之引證，假如該下層噴射氣流係由寒潮爆發所造成之推論為真，即該噴射氣流存在期間應與寒潮爆發起止之時間相配合。因上述由於寒潮爆發所造成之溫度場，在對流層中部暖層出現之現象，係屬極不穩定者，一旦來源隔絕，該層之溫度分佈即易被破壞。此影響該層風速隨高度減弱之因素既經消失，則該噴射氣流自難望能繼續維持其存在。證諸實際資料（見圖1及圖6a），均與此處之推論相符合。至此為止，有關此對流層中部噴射氣流形成之理論，已完全結出。至於在實際上，是否每次寒潮爆發或大規模之寒潮爆發均能影響該下層噴射氣流之形成？關於此圖10供給我們一極佳之例證。該圖係民44年11月中旬一次大規模寒潮爆發時，桃園高空風之演變。由圖可見因寒潮爆發影響，而使桃園在極面過境前後 12 小時內低層之風由 10 涅增至 45 涅，遠較以上兩次有下層噴射氣流伴生之寒潮爆發為顯（按：該兩次低層之風最大僅達 35 涅，見圖1），但檢查該高空風場之分佈，並未見有下層噴射氣流出現之現象。此蓋因導使地面寒潮爆發之因素甚多，而僅有導使高空中極地西風暨極地對流層頂與之俱移之寒潮爆發之因素，才能造成，此對流層中部之噴射氣流。並由該圖亦可推出，極面本身並不能影響下層噴射氣流之產生，此可供研究此一問題之氣象學家作一有力之參考。

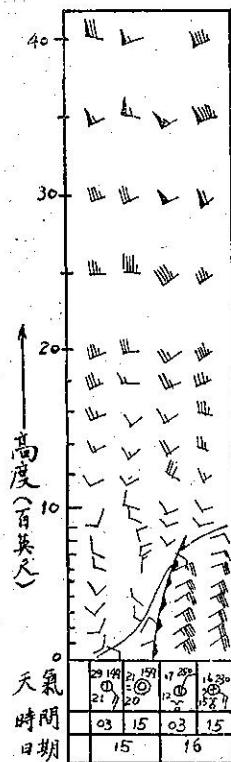


圖10：民國44年11月  
15—16日桃園高  
空風場之資料

#### 四、對流層中部噴射氣流之性質及成因述要

- 下層噴射氣流之出現與上層噴射氣流無關，係單獨存在。
- 出現高度約在 16000 英尺至 25000 英尺之間。
- 出現地區：在東亞緯度 35° 至 20° 之間均會發現其存在。
- 強度就三年中，臺灣區資料之統計，此下層噴射氣流之平均最大風速，會有到達 128 涅者，由此可見其強度並不弱於亞洲區域以外其他地區上層噴射氣流之強度。
- 其出現之時日甚為短暫，尚未見有超過一週以上者，時間均為冬季，且與西伯利亞寒潮爆發之時相合。

（接第52頁）