

1956年1月到3月上旬亚洲上空 大气环流的结构*

鄔鴻勳 陈隆勳

(中国科学院地球物理研究所)

提 要

根据1956年1月到3月上旬亚洲地区高空资料,对亚洲大陆上空的大气环流进行了探讨。作者得出了下列的事实:

1) 在上述时间期限内的平均情况表明,亚洲大陆上空存在着二支急流。这两支急流在东经 140° 经度上已经汇合。

2) 二支急流在东距部分都表现有向东加速的现象。南支急流自东经 76° 就开始明显地向东加速。而北支急流的加速自东经 100° 附近才开始。

3) 东亚大陆上大气的斜压性主要是集中在高原的附近。

另外对上述现象也作了一些初步的研究。作者认为西藏高原的存在对大气环流有下列三方面的影响:

1) 高原加强了大气的斜压性,并且在高原南方形成垂直环流。因而强烈的加速了南支急流。

2) 高原的存在使得南北二支急流在其东侧互相接近,显然地影响了急流的加速。

3) 高原保证了南支急流强大而且稳定,这就是说每天每年同季的变化都小。

一. 引 言

关于亚洲大陆上空对流层内的大气环流问题,经 Yin(1949)^[1], Chaudhury(1950)^[2]及叶篤正(1950)^[3]等的研究,已经有了一个比较明确的概念。总结起来说,在冬季,在东经 76° 以西西藏高原(本文中以后将以“高原”二字代替西藏高原)南北两侧存在二支急流。叶篤正认为,南支急流比北支更为强大而且稳定(风速常定性大及南北摆动小)。这两支急流在东经 120° 尚很清楚,它们间距离相差在10个纬度以上。

Chaudhury 认为这种二支急流的现象仅可能从下面那样来解释:一支基本的纬向气流当其冲击高原时便被分为二支纬向气流。随后顾震潮(1951)^[3]讨论了西藏高原对

* 1956年8月19日收到。

东亚环流的純动力作用,清楚地指出了西藏高原对西風帶的分支和会合作用。

可是,由于当时纪录条件的限制,在上述所引的論文中对亞洲上空环流的整个情况,特别是东經 76° 以西的环流实况未有較詳細的探討,因而人們对于西藏高原以西的上游西風急流实况尚未清楚地明瞭。其次,上述这些論文中所提出的某些个别事实,还没有用足够的資料来加以証明。

1956 年开始我国上空的探空台站大大增多,这使我們有条件將过去有关亞洲大陆上空对流層的环流問題的一些結論驗証其正确性。同时亦可以發現一些新的事实。本文的目的便是想用 1956 年 1 月 1 日到 3 月 10 日*的亞洲大陆上空的資料,对上述時間期限内亞洲大陆上空的环流問題进行比較詳細的研究。

二. 資料与方法

本文所用的資料包括自 1956 年 1 月 1 日到 3 月 10 日止共 70 天。我們所取的剖面及各剖面上所用的測站見圖 1。

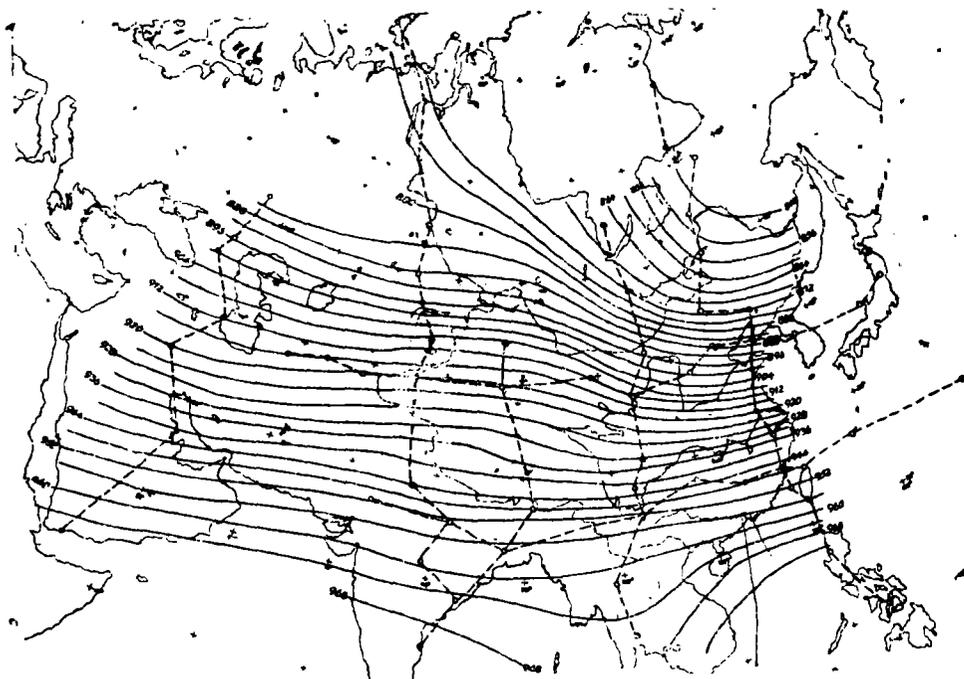


圖 1. 300 毫巴平均圖及所用的各剖面上測站分布圖
(实綫系等高綫, 虛綫上的各圓圈系各剖面上的測站)

中国国内的纪录除青島, 大連二站系抄自中央气象台的天气圖的纪录外, 其余均抄

* 以下簡称为本年冬季。

看,除了东經 120° 的北緯 55° 以北几个站、东經 76° 的北緯 60° 以北几个站与沿等高綫投影的方法有偏差外,一般均極符合。

剖面圖上的風場均系地轉(西)風, U_g 系由地轉風公式

$$U_g = \frac{g}{\omega a} \left(\frac{\partial Z}{\partial \cos \varphi} \right)_p$$

計算得到。式中 g 是重力加速度, ω 是地球旋轉角速度, a 是地球半徑, φ 是緯度, p 是气压, ΔZ 是某經度上某点南北各 2.5 緯度間隔上的等压面上廓綫的高度差(位势米)。

为了檢查我們所計算得到的地轉風速数值的正确程度,我們在东經 120° 和东經 76° 上共取四个無綫电測風站的平均西風分量与之来作比較,其比較的結果在討論上述二剖面时將会提及。

我們还作了各剖面当地的絕對渦度垂直分量(为了方便,以后將簡称为“絕對渦度”)剖面圖。絕對渦度系由公式

$$\zeta_a = -\frac{\partial U_g}{\partial \varphi} + f + \frac{U_g}{a} \tan \varphi$$

計算得到。式中 ζ_a 是当地絕對渦度的垂直分量, f 是柯氏参数。大家知道,式中第三項有地球半徑作为它的分母,因而此項在中(低)緯度完全可以略去;所以在我們的計算中可只考虑前二項(已經够正确)。

三. 各經度上的剖面圖

本文共作了沿东經 75°, 90°, 105°, 120° 四个剖面圖,二个东西向剖面圖(沿北緯 39°, 25°)。下面我們就来討論这些剖面圖。

1. 沿东經 75° 的垂直剖面圖上的溫度場与風場的結構

从本經度的溫度場(圖 3)可以看出,从北緯 26° 向北有一斜压帶,它一直伸展到帕米尔高原的山脊上,这斜压帶与南支急流正相对应。从北緯 35° 到北緯 42° 斜压性較小。而北緯 42° 到北緯 50° 間則又为一斜压帶,其强度則弱于南方的斜压帶。

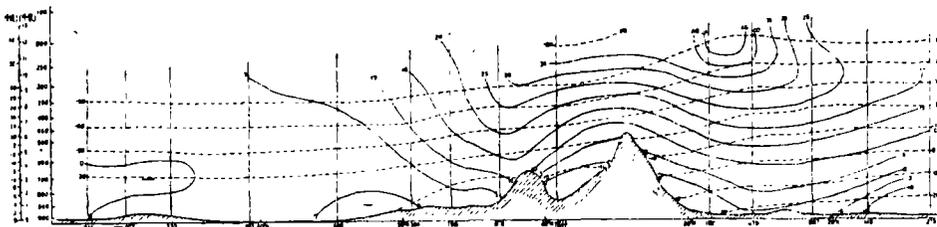


圖 3. 沿东經 75° 的平均剖面圖 [实綫系等地轉(西)風速綫(米/秒), 虛綫系等溫綫]

因为南部缺少 200 毫巴以上的纪录而北部缺乏 300 毫巴以上的纪录, 所以在圖 3 中我們沒有作对流頂分析。

本經度風場(圖 3)上最吸引人的事实是在帕米尔高原之南存在一支急流, 其位置約在北緯 27.5°, 高度在 200 毫巴以上而强度約 50 米/秒左右。

为了验证分析的正确程度, 我們选了急流中心附近的 182 站(New Delhi)及 867 站(Nagpur)的实测風来計算平均的西風分量以与地轉(西)風值相比較, 其結果見表 1。由表 1 可見, 182 站上空其二者相差仅 2 米/秒左右, 而 867 站在 5 米/秒以下。由此, 我們可以認為所計算的地轉(西)風值是可以信賴的。

表 1

測站	層次 西風風速(米/秒)	850 毫巴	700 毫巴	500 毫巴	300 毫巴	200 毫巴
		182 站 (北緯 28°35' 東經 77°12')	地轉風 -1.8	5.8	15.8	33.6
	实测風	-4.2	6.8	15.0	31.6	46.1
867 站 (北緯 21°09' 東經 79°07')	地轉風	2.9	7.6	18.9	29.6	24.9
	实测風	-1.5	5.3	13.3	24.6	26.3

在本經度的剖面上, 我們分析的結論与 Koteswaram 等(1953)^[2]所分析的印度多年平均的东經 76° 冬季剖面圖極為相合。根据他們的分析在北緯 27° 处 12 千米上空有一支急流, 其值約 53 米/秒。1956 年的与多年平均的相合說明了东經 76° 上南支急流年际变化也是很小的。

从我們的分析来看, 在北緯 15° 附近在 1956 年冬季不能像 Chaudhury(1950)那样可以分析出另一支急流来。实际上, 北緯 15° 附近 Chaudhury 称为“赤道急流”的是否存在是有問題的, 对这一点上述 Koteswaram 等人的工作中曾进行詳細的討論。另外一点值得提出的, Chaudhury 所分析出的南支急流的位置比較偏北, 强度亦过大。这一点可以从其原文所附列的印度气象局所分析的实测風的平均西風分量剖面圖中可以看出, Chaudhury 所称的“喜馬拉雅急流”(即我們所称的“南支急流”)位置比所述剖面上的急流位置偏北了 5 个緯度, 而在 300 毫巴上風速过大了 20 米/秒。然而將 Koteswaram 等人所作的地轉西風剖面及我們分析的結果跟印度气象局所作的 1946 年 1 月实测風平均西風分量剖面圖相比較則無論在强度上或位置上都是相似的。这也說明东經 76° 上南支急流的稳定性(年际变化小)。

在帕米尔高原之北, 在北緯 43° 附近上空另外有一比較弱的風速極大帶,* 因为缺

* 在本文中急流(西風)是指某一經度上面風速度的最大值。因而严格的說是在某一等压面上(或緊鄰)。

乏苏联境内 200 毫巴的纪录,所以是否能分析出一个急流中心来尚不能肯定,然而西風風速極大帶的存在似乎沒有問題,我們姑且称之为“北支急流”,由圖可以看出,其强度与南支急流相比是較為微弱。

圖 4 表示与圖 3 的風場相对应的絕對渦度剖面圖。圖中表示了南支急流中心南北各 2.5 緯度上各有一个極大(9.7×10^{-5} 秒 $^{-1}$)和極小(1.9×10^{-5} 秒 $^{-1}$)絕對渦度区域。与北支急流相对应的絕對渦度中心可能因沒有 200 毫巴纪录而不能分析出,然而在帕米尔高原之北大气低層亦各存在一对个極大(12.1×10^{-5} 秒 $^{-1}$)和極小(5.4×10^{-5} 秒 $^{-1}$)的絕對渦度中心,这可能与北支急流的風速極大帶向下伸展有关。

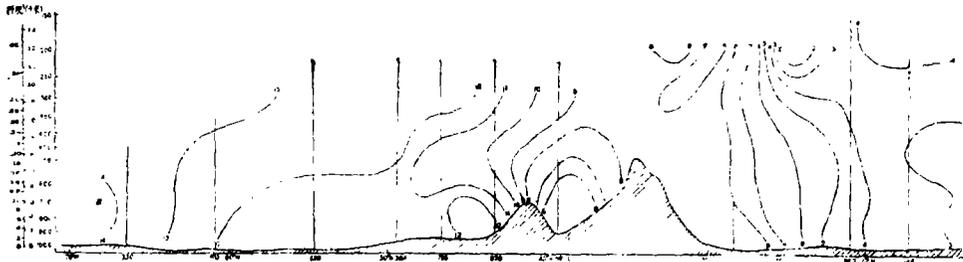


圖 4. 沿东經 75° 的平均絕對渦度剖面圖 (單位: 10^{-5} 秒 $^{-1}$)

2. 沿东經 90° 的垂直剖面圖上实測風場的結構

这剖面系利用每天 23 时(北京时)的实測風,取西風分量后平均得到的。諾羌和烏魯木齐二站 5 千米以上的 23 时的实測風纪录次数不多,为了增加次数以增加代表性,我們將該二站 5 千米以上的 11 时实測風加入和 23 时的一起統計。

由分析結果(圖 5)看来,貼近西藏高原,在北緯 26° 上空高度約 200 毫巴附近有一支急流,强度在 45 米/秒以上。按此纪录,东經 90° 上急流中心强度应比东經 76° 上的

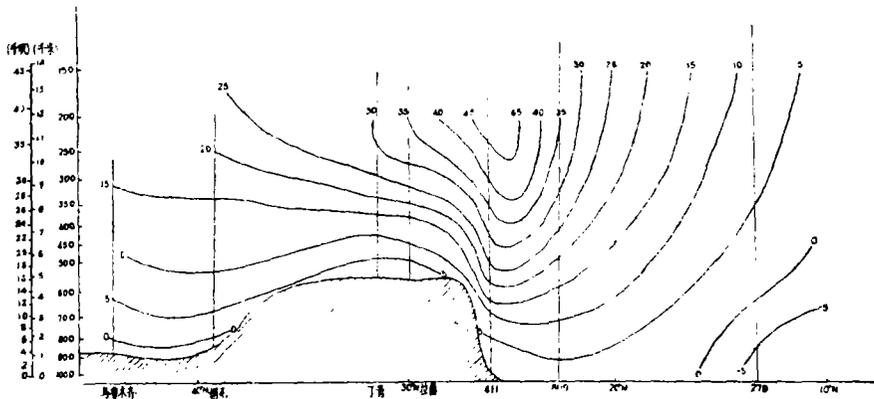


圖 5. 沿东經 90° 实測風的平均西風分量剖面圖
(說明見圖 3)

弱，由于高原南緣斜壓性的強大作者認為這是不可能的，造成這些差誤可能是由于記錄次數不多的緣故。

急流中心軸從 800 毫巴起就垂直向上。在高原邊緣與等風速綫相垂直的風速切變特別大。以垂直切變而言，在 411 站(Cauhati 北緯 $26^{\circ}11'$ 東經 $91^{\circ}45'$) 700 毫巴到 500 毫巴高度相差 2.7 千米，風速差 19.5 米/秒，垂直切變達 7.2 米/秒/千米，相應的熱成風需經向溫度梯度 $1.3^{\circ}\text{C}/100$ 千米，這在低緯度是一個較大的數值。雖然在高原邊緣這樣低的層次熱成風關係是否能滿足是值得討論的，但作為定性的估計，上述計算仍是可用的。

拉薩上空的風與北方的諾羌、烏魯木齊二站相比較，在 400 毫巴以下拉薩風速較小，而 400 毫巴以上拉薩風速比北方二個站來得大。400 毫巴以下拉薩風速較小很可能是邊界層的作用，而由于拉薩鄰近南支急流水平切變特別顯著，有強切應力出現而可能誘導出側向混合，因此拉薩上空自 400 毫巴起風速比北方較大而且風速很快向上增加。這種垂直切變亦是很大的，以拉薩上空 400 毫巴到 300 毫巴約為 7.5 米/秒/千米，相應的熱成風所需的經向溫度梯度應大于 $1.4^{\circ}\text{C}/100$ 千米，因此若熱成風關係能滿足的話，則西藏高原南部的經向溫度梯度應該是很大的。由于越向北風速的垂直切變迅速地減小，因而這種溫度梯度向北迅速減小。

從諾羌和烏魯木齊二站來看，在地面層發現東風，其層次的高度不到 1 千米，由此，我們可以說北支急流繞過西藏高原時流入塔里木盆地(南疆)的東風氣流是微弱的。這二個站西風風速很小，垂直切變也很小，因此如果本年冬季有北支急流，它的位置看來應該在天山之北，這與我們 500 和 300 毫巴平均圖分析相一致。

由本經度的絕對渦度剖面圖(圖 6)看來，在急流的北緣，剛在西藏高原南緣(北緯 27.5° ，500 毫巴)有一極大中心，中心值達到 13.6×10^{-5} 秒⁻¹，而高原之南等絕對渦度綫

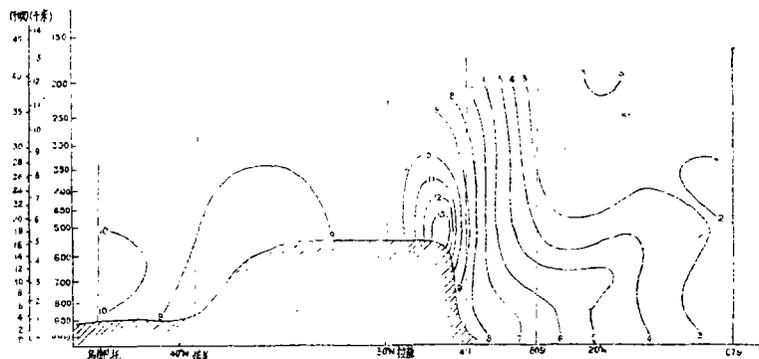


圖 6. 沿東經 90° 的平均絕對渦度剖面圖

(說明見圖 4)

几乎上下垂直,急流中心轴约在其值为 7×10^{-5} 秒⁻¹ 的等绝对涡度线上。高原的北缘与南缘相反,为一极小中心,然而强度不大。天山的南缘与高原的南缘相同为一极大中心,强度仍不大,这显然由于塔里木盆地上空各地的风速的平均西风分量比较均匀而且其值较小的缘故。

3. 沿东经 105° 的垂直剖面图上的温度场与风场的结构

在对流层内温度场(图7)最清楚的事实是存在二个明显的斜压带,其中心各位在北纬 40° 与北纬 30° 附近。与之相适应,在该二纬度附近上空存在二支急流。与上游相似,南方的斜压带比北方的要强大得多。在剖面上的上述区域之外几乎是正压的。南方的斜压带中最大的经向温度梯度是出现在 300 毫巴,数值达 $1.5^{\circ}\text{C}/100$ 千米,由热成风关系计算得出地转风垂直切变约为 10 米/秒/千米,这与风场分析相一致。

我们在剖面图上的对流顶是以各地温度随高度分布的逆转点(温度极小)的高度来分析依据的,由于纪录的限制,南方的“热带对流顶”不能确切地决定,然而借助于本剖面的位温场(图未刊出)我们可以认为它在 100 毫巴高度以上。本剖面上高纬度的极地对流顶大约在 250 毫巴附近,因为纪录的限制我们不能最后肯定热带对流顶和极地对流顶是否能够相连。

必须注意到东经 105° 上的地理条件,它刚好位在西藏高原的东部边界的西南山地上。大家知道,主要由于西南山地的存在,使冷空气不易南下,因而在西南山地上空存在着准静止锋系,人们称为“昆明准静止锋”。以今年冬季平均剖面的温度场(图7)及位温场来看,从西昌起向北在 500 毫巴层以下是存在着一个斜压带,然而它的位置比一

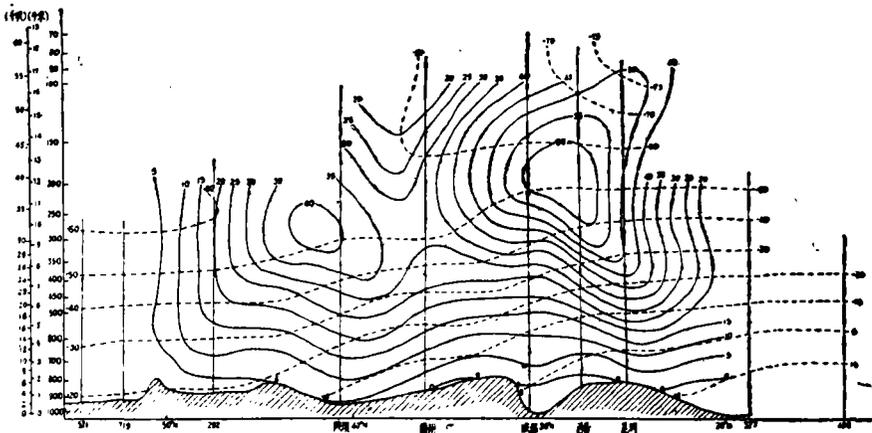


图7. 沿东经 105° 的平均剖面图

(说明见图3)

般的概念（在雲南上空）偏北些。特別要提出，我們認為這個准靜止鋒區並不是與南支急流相對應的在這准靜止斜壓帶以上的那個斜壓帶，由位溫圖看來，應該認為存在二個斜壓帶；一個是與急流相對應的斜壓帶，一個是在其下的一般稱為“西南靜止鋒”的那個斜壓帶。

在風場中（圖 7）最明顯的事實是存在二支清晰的急流。二支急流中心相距超過 14 個緯度比一般的距離要大，這顯然是西藏高原存在的結果。南支急流位在北緯 28° 上空 200 毫巴以上，中心風速約 62 米/秒，比上游（東經 76° ）加強了 10 米/秒左右。它的中心軸綫在 300 毫巴以下是向北傾的（向上），而 200 毫巴以上却向南偏（向上）。北支急流約位在北緯 42° 上空 250 毫巴上，中心風速值約 43 米/秒。由圖可見在二急流間（約北緯 $35^\circ - 40^\circ$ 間）200 毫巴以上出現了弱風速區。這與它位在对流頂以上南北溫度梯度逆轉相適應。可以預期在某一高度以上將盛行東風。

另一個事實是在西藏高原東側的邊緣出現了風速極小區（即一般稱為“死水區”的），這即是圖中二支急流間的那個寬廣的風速極小帶。在四川盆地底層甚至出現了東風。

與前面一樣我們作了絕對渦度剖面圖（圖 8）。最吸引人的事實是在南支急流的南方（在北緯 26° ）出現了 -0.8×10^{-5} 秒⁻¹ 的極小值，超過了慣性不穩定規准的要求，在該急流北方（北緯 38° 附近）200 毫巴上空絕對渦度極大值約 12.4×10^{-5} 秒⁻¹。相應於北支急流的北方，在北緯 47° 上空 300 毫巴上出現了絕對渦度的極大值 17.4×10^{-5} 秒⁻¹，超過北極的地轉參數。與北支急流相應的北緯 35° 上空 400 毫巴上的極小中心是因當地准水平風速切變近於零的緣故。還可以看出，絕對渦度極值中心的所在位置是在不低

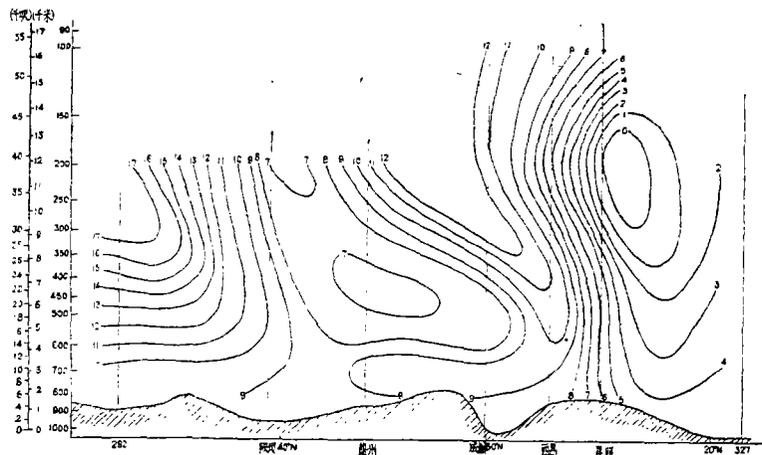


圖 8. 沿東經 105° 的絕對渦度剖面圖

（說明見圖 4）

于所对应的急流的所在高度。

4. 沿东經 120° 垂直剖面圖上的溫度場与風場的結構

东經 120° 的溫度場(圖 9)与东經 75° 和东經 105° 的溫度場有極大的差异,它們間的不同首先在于东經 120° 上自北緯 27° 起几乎到北緯 45° 这一廣闊的範圍內等溫綫与等压綫交角相当大,也就是說在东經 120° 上水平的經向斜压帶相当强烈而且扩展的範圍相当大。以 400 毫巴为例,自福州以北的 10 个緯度內溫度相差达 17°C, 这比东經 75° 和东經 105° 强烈得多。这个数值与毛利圭太郎(1953)^[3]所作的东經 140° 上 1950 年冬季平均剖面圖上的同高度上最强的溫度梯度相一致。这个强烈的溫度梯度显然是西藏高原南北二支热力条件有極大差异的急流在东經 120° 及其以东逐渐相互接近現象有关。另外,把我們的剖面与 Hess(1948)^[5]所作的西經 80° 多年平均的剖面圖相比,显然东經 120° 处的溫度梯度(以 10 个緯度为單位)是大了 5°C, 这是可以理解的,因为在西經 80° 不像在东經 120° 那样有南北二支热力条件等有極大相差的急流出現。

然而,在东經 120° 上北緯 27° 到 45° 的範圍內經向溫度梯度的强度并不是到处一致的,由圖上可見,显然在北緯 32° 到 34° 內經向溫度梯度强度較小于其二側的斜压帶,这显然与二支急流間的風速較小区相对应。因为东經 120° 的平均經向溫度梯度比西經 80° 的来得大,所以我們有充分理由相信东經 120° 的急流强度应比西經 80° 上的强大得多。

在北緯 57° 附近在 500 毫巴以下存在一冷区。这可能与东經 120° 上該緯度附近是一山脉地区有关,特别是作为分析出冷区根据的 004 站(Алдан 北緯 58° 37' 东經 25° 22')恰在山谷內,因而由于輻射冷却在冬季可以是一个極冷区。

根据我們对溫度剖面的分析,热带对流頂高度約在 90 毫巴左右,向北一直伸展到北緯 35°。極地对流頂高度大約在 250 毫巴,向南伸到北緯 42° 左右,在北緯 35° 到 42° 間为对流頂中斷处,在北緯 40° 上空平流層低層存在一个暖区,这是正常的,正因为有了这个暖区使得在中緯度南面平流層內經向溫度梯度与对流層的相反,从而保证了急流中心風速在 200 毫巴以上急剧的减小。

对于風場(圖 9),我們分析出二支急流,南边的一支在北緯 30° 上空 180 毫巴处,强度为 71 米/秒,比东經 105° 的增加了 9 米/秒左右。与叶篤正所作的 1946 年冬季东經 120° 平均西風的經向剖面圖^[13]相比,位置上沒有相差,这說明了南支急流位置各年份間也是少变化的。

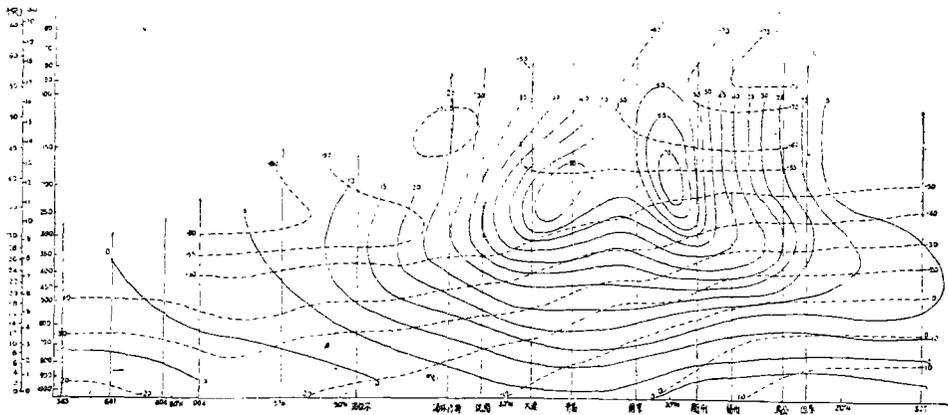


圖 9. 沿東經 120° 的平均剖面圖
(說明見圖 3)

本年的北支急流在北緯 37° 上空約 200 毫巴上，強度在 59 米/秒以上，比起上游東經 105° 來是加強了 16 米/秒，實際上根據我們的分析北支急流自東經 100° 附近才開始加強的，關於這一點在下節將予以討論。與文獻^[3]相比，1956 年的北支急流比 1946 年偏南了約 4 到 5 個緯度，這是可能的，因為北支急流並沒有南支急流那樣有西藏高原作其北界，因而北支顯然地可以比南支不穩定，年際變化也大。

為了驗證分析的正確性，我們選了有無綫電測風紀錄的北京和恒春二站的實測風紀錄來計算平均西風分量，以與地轉風比較，它們的結果在表 2 中。我們可以看到，恒春站的實測風的平均西風分量與地轉風非常相合。而北京站的紀錄則與地轉風有很大的相差，在 300 毫巴上相差達 10 米/秒，約為實測風值 25% 以上，然而最大風速出現的高度仍是一致的。

表 2

測站	層次	西風風速(米/秒)				
		850	700	500	300	200
北京 (北緯 39°51' 東經 116°19')	實測風	5.9	11.4	23.6	36.9	35.3
	地轉風	6.2	14.7	27.8	47.0	45.4
恒春 (北緯 22°00' 東經 120°45')	實測風	2.0	9.1	18.8	28.8	24.5
	地轉風	0.0	7.0	19.0	27.7	20.4

我們若把東經 120° 風場與西經 80° 的風場^[3]相比較，則看出在東經 120° 的南支急流相對地偏南了 5 個緯度，強度大了 20 米/秒。它們的中心軸亦不一致，在西經 80°

的几乎是垂直的，而东经 120° 南支急流的轴却向北倾，在 300 到 500 毫巴间近乎在一等压面上。这些现象与南支急流在东经 105° 以西是以青藏高原南缘（约北纬 27°）作为北界及受青藏高原的影响有关，下节我们将专予讨论。与西经 80° 的相比，东经 120° 的北支急流位置偏了 18 个纬度，强度上大了 34 米/秒。

由绝对涡度图（图 10）看来，自南向北有四个极值中心。在北纬 22° 有一个极小值

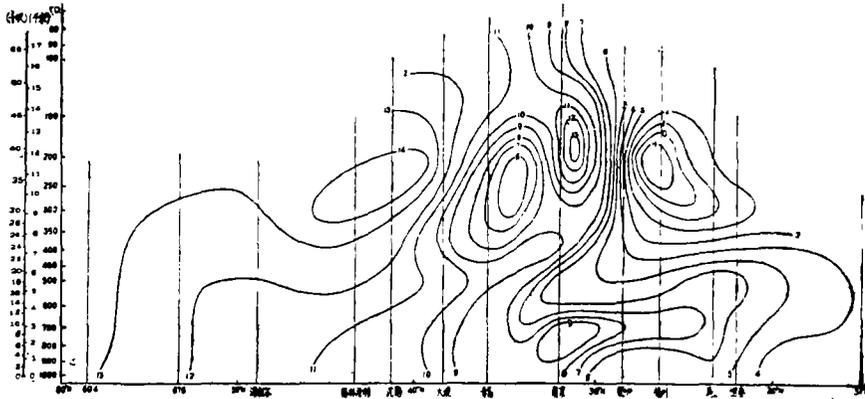


图 10. 沿东经 120° 的平均绝对涡度剖面图
(说明见图 4)

中心，中心值是 -1.5×10^{-5} 秒⁻¹，比上游又加强了。在北纬 32° 有一个极大中心，中心值为 13.6×10^{-5} 秒⁻¹ 也比上游加强了些。以上二个中心显然是对应于南支急流，而南支急流中心轴约在其值为 10.0×10^{-5} 秒⁻¹ 等值线上。对应于北支急流的二个中心各在北纬 34° 及 42.5° 上，中心强度相应的为 6×10^{-5} 秒⁻¹ 和 15×10^{-5} 秒⁻¹，急流中心亦在 10.0×10^{-5} 秒⁻¹ 等值线上。

四. 沿北纬 39° 和 25° 的东西向温度剖面图

为了比较高原东西二侧的热力差异，我们作了沿北纬 39° 和北纬 25°（与纬度圈平行的）剖面图，它们刚好代表了青藏高原南北二侧的情况。然而二剖面上所用的测站并不均在北纬 39° 或北纬 25° 上，所以在投影到剖面图时可以引起一定的温度误差，因而这两个剖面只能帮助我们作定性的估计。

由北纬 39° 的剖面（图 11）可以明显的看到青藏高原的西侧（亦即图的西侧）比东侧来得暖，它们之间的温度差随高度而减少，到 300 毫巴青藏高原东西二侧的温度几乎一致，而 200 毫巴上温度却东侧高于西侧。以东经 60° 和东经 120° 相比较，850 毫巴上东经 120° 的温度低了 12.5°C，500 毫巴为 7.9°C，到 300 毫巴只为 2.8°C 已接近仅

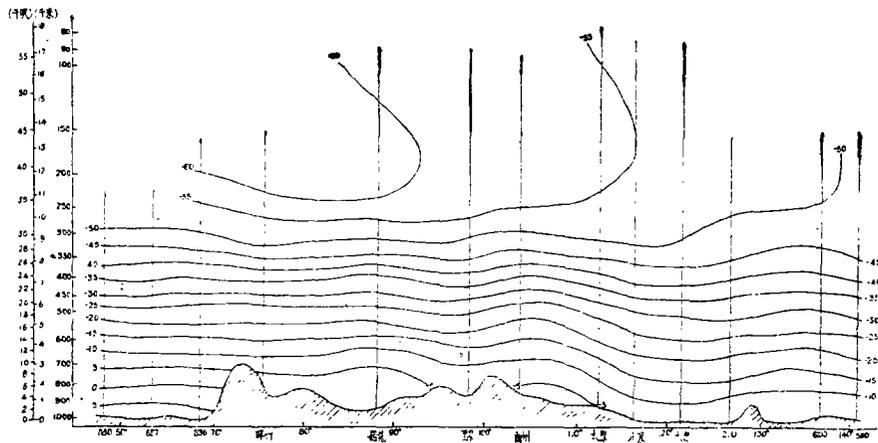


圖 11. 沿北緯 39° 的平均溫度剖面圖

器誤差及投影誤差範圍。沿北緯 25° 的剖面上(圖 12)也有這種現象, 然而東西二側溫度差異到 200 毫巴才最小, 這正與低緯度對流頂比較高的事實相適應。由圖可見, 北緯 39° 的對流頂約在 200 毫巴左右, 而北緯 25° 的對流頂則在 100 毫巴以上。

從剖面圖上我們尚可發現一個極有興趣的事實, 北緯 39° 上北京、大連上空的溫度和北緯 25° 上芷江上空的溫度比其附近(東西二側)各站的溫度(特別是西側)來得低*。這與高由禱所提出的漢口上空的溫度比其同緯度東西二側同高度的自由大氣氣溫來得低這個事實相一致。這一些說明了東經 110—115° 上空冬季的自由大氣溫度比其同緯度東西二側(特別是西側)來得冷, 因此我們可以想像西藏高原東側的大陸上空應存在一個小的冷溫度槽, 槽綫約在東經 115° 附近。由剖面可以看出這個事實越向上越不顯著, 在 500 毫巴尚很明顯, 到 300 毫巴就難發現了, 所以這現象只存在於對流層的中下層。

與小的冷溫度槽的存在相一致, 在西藏高原東側的大陸上空對流層中下層存在着一個小的低壓槽, 槽綫亦在東經 115° 附近, 其走向自東北到西南。這在 1956 年冬季平均的 500 毫巴平均圖(圖 2)上可以發現, 即使經過三年的 1—2 月平均的 500 毫巴等壓面圖上也可看到(圖未刊出)。

這個小溫度槽及小低壓槽的存在顯然是與冷空氣循着高原邊緣南下的事實相關, 正是因為這種南下的冷空氣一般地說厚度不大而且在向南的過程中厚度又會逐漸的減小, 因而它的影響不能達到對流層高層, 所以在對流層高層不存在這種小溫度槽及小低

* 北京站的溫度與其更北的陝壩站(北緯 40°58', 東經 107°10') (記錄見圖 7) 溫度相比, 北京站也顯得過低。

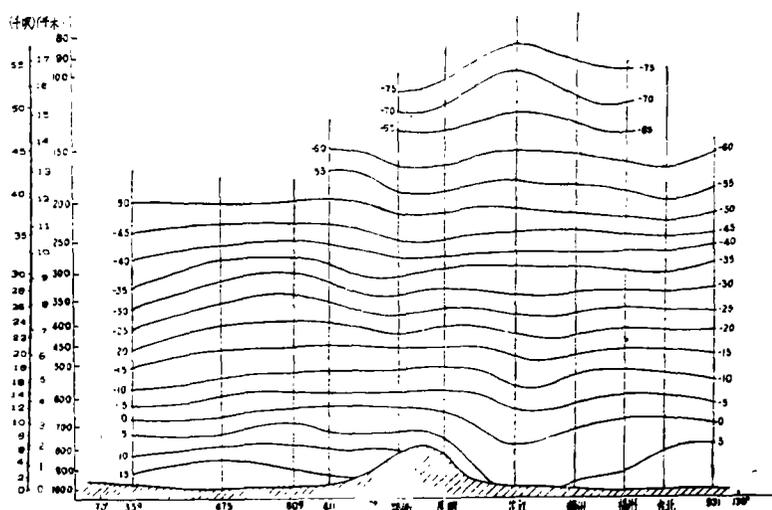


圖 12. 沿北緯 25° 的平均溫度剖面圖

压槽。

值得提出，在我們的剖面圖上，海陸間的溫度差異相當不顯著。無論在北緯 39° 或在北緯 25° 的剖面上，自 700 毫巴以上，大陸與海洋的溫度差異均非常小。在北緯 39° 上我們所取最東方的站為 590 站（仙台北緯 38° 16′，東經 140° 54′）尚未在海洋中，因而可能使結果有些影響，然而在北緯 25° 最東的 931 站（沖繩島，北緯 26° 12′，東經 127° 45′）已離海岸有 8 個經度，已能真正地代表海洋中的情況，然而在北緯 25° 的剖面上仍發現上述的結果。（雖然這其中尚可能因探空儀的類型不同而發生誤差，然而一般地說這種誤差並不很大，對我們上面的說明沒有什麼影響）。

五. 亞洲地區環流的特點及其初步的說明

1. 亞洲地區急流的實況

從上述的剖面圖與另一些輔助圖表（圖 13, 14, 15）分析，都表明在亞洲大陸上空西藏高原的兩側 300 毫巴上存在着二支西風速度極大地帶；而且南支的急流在剖面圖上很明顯。另外考慮到在高原以西極地空氣的南侵平均在北緯 40° 以北，又考慮到大氣的强大經向斜壓場與鋒系多半是相聯系的，並且還與風速最大地帶相適應（亦即風速一般是按熱成風關係隨高度有規律的增加），因此北支急流的存在也是十分可能的。但是在 300 毫巴平均圖（圖 1）上，在高原的上游，氣流是近乎緯向的，所以這兩支急流從上

游起本来就是分开的; 因此我們有充分理由可以肯定, 本年冬季在整个的亞洲大陆上空平均有二支分离的急流。只是在高原的下流, 急流趋于匯合, 到东經 140° 已經合并成为一支北半球最强大的气流(在 200 毫巴面上最大風速超过 77 米/秒, 位于北緯 32.5° 附近)。但根据毛利圭太郎^[3], 松本誠一等^[4]和仇永炎^[5]等人对冬季东經 140° 剖面提供的急流实况(以及我們現在討論的本年情况), 指出冬季日本上空急流有着清楚的年际变化(存在着一支或二支)。

亞洲大陆上空这二支急流向下流逐漸加强, 并有着相当大的加速率*。为了更清楚地了解沿急流軸(流綫)的加速情况, 根据毛利圭太郎^[3]用他的最終近似公式**

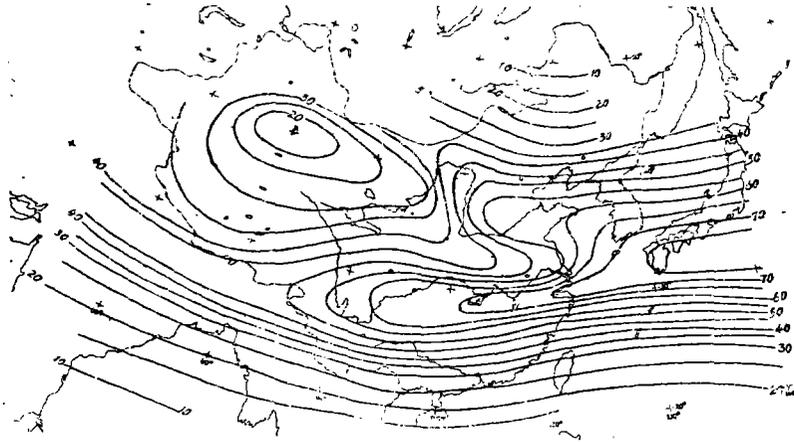


圖 13. 200 毫巴的平均地轉(西)風分布圖(實綫系等(西)風速綫單位米/秒)

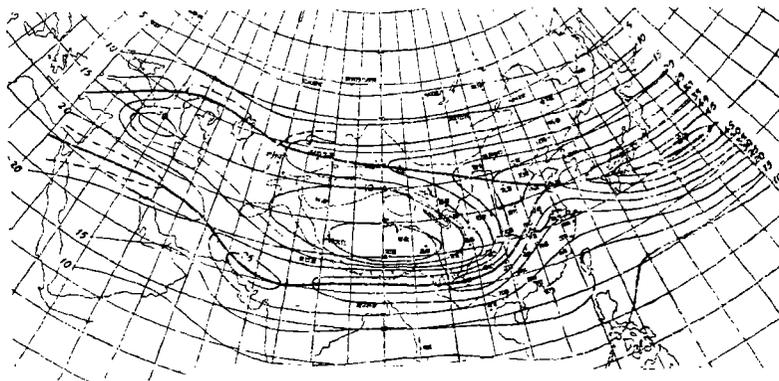


圖 14. 500 毫巴的平均地轉(西)風分布圖

* 在这里使用加速率这个术语也是可以的, 因为我們只考虑西风分量, 但是为了更确切起見我們采用加速率这个名詞。

** 該式的分母中略去了 $\frac{d\bar{a}}{dt}$, 因为如毛利圭太郎所說明 $f \gg \frac{d\bar{a}}{dt}$ 。

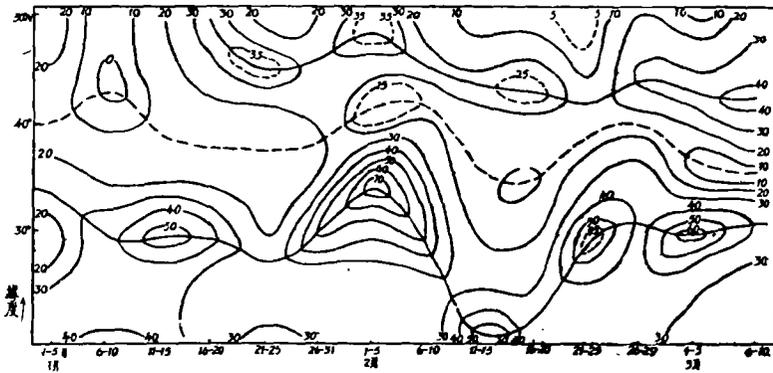


圖 15. 沿东經 55° 的 300 毫巴上五天平均的时间剖面

$$\tan \bar{\alpha} = \frac{\frac{\partial \bar{v}_s}{\partial s}}{f}$$

进行计算。这里 v_s 为沿流线的总速度， s 表流线， α 为流线与等高线之间的交角，式中的横划表示沿急流准水平的中心轴求出的平均值。为了能与毛利圭太郎的计算进行比较，我们也同样计算了自东经 110° 到东经 140° 为止三十个经度上急流的加速情况。计算的结果，南支的 $\bar{\alpha} = 2^\circ 40'$ ，北支的 $\bar{\alpha} = 7^\circ 4'$ ；以南北二支的平均风速为 71 米/秒与 60 米/秒，由上值相应的得出穿过等高线向低区（等压面的）的平均风速 $\bar{v} (= \bar{v}_s \sin \alpha)$ 是 3.3 米/秒与 7.4 米/秒，比毛利圭太郎对南支计算的结果 8.5 米/秒都要小（他只计算了南支）。在占整个图纬十二分之一的地区，得出上述的非地转风速值，就是在我们的情况也就是很大的。另外我们还算了这二支急流间准水平的极小风速轴（长）线上的情况，这里只从东经 105° 计算到东经 120° 止，得 $\bar{\alpha} = 13^\circ 18'$ 。用平均风速 42 米/秒，如上述相应的风速为 9.7 米/秒。考虑到东亚部分等高线几乎与纬圈平行这个事实，所以作为一个近似的估计，上述穿过等高线向低区的风速方向向北*。

将我们作出的 200 毫巴等地转（西）风分布图（图 13）与以前叶笃正，毛利圭太郎的结果进行了比较，虽然这是三个不同年份的情形，但这种比较也有一定的参考价值的。我们所得的风速数值，显然比他们的结果要大，并且我们相信，在整个亚洲大陆上空，急流的风速数值远大于他们所得出的数字，从这里可以得出一个显然的推论：即本年冬季亚洲上空南支急流表现得特别清楚，因而纬圈环流是占优势的。这可能与本年寒潮少的天气情况有联系。

由绝对涡度场我们可以看出，南支急流之南，有极强的准水平的反气旋式切变，特别地从东经 100° 开始以及在更东面的剖面上，显然出现了狭窄的惯性不稳定区，（绝对

* 可以指出这样的纬向环流与非地转风分布，近似地适合于 θ 角动量，向北常定输送的要求。

渦度小於零)，但是當地的環流，並沒有怎么樣的不穩定。在北支急流以北的廣闊區域，絕對渦度超過了地球旋轉角速度的二倍。在這些圖上還可以看出急流二側的切變是隨着氣流的向東移動而加大，因此我們有理由可以將上述情況外推到東經 140° 急流的中心地區。

根據本年的資料看來在亞洲西部東經 55° 的經度上 300 毫巴等壓面上在北緯 30° 與 45° 各有一個極大風速區存在。這二支極大風速區上空的急流是與東經 75° 上的南北二支急流相對應的。由於本年冬季的記錄在質與量上都較好、較多，而且當時的環流並沒有多大的異常，因而上述結果有着一定的代表性。但是在冬季西藏高原以西是否就存在有二個急流的問題，這是還需要更多的資料來證明的。

根據上面所說，我們認為 Palmen^[1] 的急流模型是正確的，因而認為在北半球正常的大氣環流情況下或在一般的情況下，在冬季應該存在着二支曲折閉合的急流。並認為二支急流的存在既是地形的動力影響又是熱力本身與在不同地形條件下所派生的熱力影響的結果。如果將這二者完全分開這是不可設想的。我們的任務是要了解二個因素中那一個是起着主要作用，以及它們中間相互關聯、相互制約的機構。

我們不能同意前些時候有些氣象學家特別強調一個方面的作用，如地形的動力作用。他們認為在北半球主要槽脊的位置冬夏兩季沒有很大差別，但是由於海陸分布所引起的熱力作用冬夏兩季剛好相反，因而他們得出動力因素是決定北半球環流的主要因素。我們認為這個理由還是不夠充分的。顯然，在熱力平衡情況下的溫度分布，是由熱力和動力作用兩者所同時決定的。並且在平衡狀態下的溫度場與流場又有着緊密的關係，這個溫度場又進而改變動力因素的作用（所謂“自然”氣流）。

過去有些學者認為緯向氣流（急流）遇西藏高原後分裂成二支，對這一點是還值得進一步討論的，因為如果本年冬季的資料是有代表性的，則可以認為在亞洲大陸上空西風急流本來就有二支。因為西藏高原的存在，在大氣的中低層里面氣流勢必繞過高原的二邊，使得不同屬性的氣團不能“自由地”進行經向的交換。又因為在各季中副熱帶的高空斜壓帶和極鋒系有着某一定的平均位置，而高原的存在促使上述斜壓區的位置更為穩定。對應於每一個斜壓帶，在其上空就會有一個急流。在這裡必須注意急流與斜壓帶的互為因果的關係，因而上面的說明決不表示：先是有斜壓帶（或鋒系）存在，而後誘導出急流來。

2. 西藏高原對東亞大氣環流的影響

上面已經提起過，沿東經 75°（圖 3）和東經 90° 由圖 5 推論得出的經度上溫度場與沿東經 120° 經度上的溫度場相比，有着很大的差異。在高原的南邊，由於下層經向氣

流不能进行交换(自由地),以及在高原上冬季积雪,辐射冷却作用*特别厉害,高原附近上空最强斜压场范围很窄,集中在高原的南边。这就相应地使得高原的南边风速随高度升高而显著增加,因而急流表现得特别强大而且稳定。所有这些事实还同时说明了高原对温度场和风场的强烈影响、不可避免地也影响了南支急流的加速。

Chaudhury^[1]曾指出在高原的南边,有一个垂直环流圈存在。在我们的东经 75° 剖面上,在高原的南边,尤其在大气高层,比他的剖面更清楚地表示出有一个垂直环流圈存在。这个事实说明在急流中心可以向东增加速率。从高原附近的剖面图可以看出高原南北是二个热力性质不同的气团。同时在高原的东面,从北京-汉口-芷江这条线上,大气的中低层等压面上是一条同纬度的最低温度的联线。沿着这一条近乎南-北向的最低温度线与其西面高原之间,300 毫巴以下热成风方向是向南的。而且在高原的东北方,中高层等压面上的气流有着偏南的分量。看来这是北支急流绕高原后迅速向南偏转的缘故。由于气流汇合,这便使得准水平的南支急流中心轴在绕高原以后继续加速东移。

自东经 70° 到东经 100° 高原所分布的范围内,北方的冷空气由于高原的存在不容易越过高原往南去,故在上述范围内,北支急流以高原的北缘为其南界。而且在高原以北是极地气团控制的区域。在这个区域内经线方向上斜压性与高原东、西两面的经向剖面上的斜压场比较,显然要弱得多。这就说明了为什么自东经 48° 起到东经 100° 附近为止,急流中心加速不显著,并又说明为什么北支急流的加速现象与南支急流相比是发生在较偏东的经度上。北支急流在东经 100° 附近开始加速的原因是由于北方的冷空气从高原北边移动到上述经度时其斜压性显著增大。另外还由于本年冬季乌拉尔地区有一个持久的暖反气旋盘踞。北方的冷气流沿着高压的东缘向南流去,同时沿着高原的北缘,有一支气流向东流去,这两支气流在东经 100° 附近逐渐汇合(图 7),这也是引起加速的一个原因。上述这两支气流流到东经 120° 附近完全合并,这使得北支急流加速最剧。

总起来说,我们认为由于西藏高原的存在,对东亚上空急流有下述三方面影响:

1. 高原作为一个边界,促使北边形成锋区也使南边锋区加强,并使相应的二支急流只能在它的南北两侧,而且保证了南支急流的强大与稳定。

2. 高原作为一个冷(热)源加剧了大气斜压性(南北方向与东西方向上的),并且在高原南方有垂直环流圈构成。

3. 高原作为一个障碍物,在其东面引起不同源地气团的接近并趋于汇合(但不一定

* 可参考 Ramage, J. M., 9, 1952, 403-408.

完全合併)。

六. 結 論

我們發現在1956年1—3月上旬在整個亞洲大陸上空存在着二支西風急流。亞洲大陸上空急流的整個分布情況可從上面的描述中得知。在東經 55° 上300毫巴等壓面的，北緯 45° 和北緯 30° 各有一支急流。依500及300毫巴平均圖看，東經 55° 上的南北二支急流可能相應地與東經 76° 上的南北二支急流相連，這二支急流在東經 90° 附近相距最遠，南北相差約20個緯度，過了東經 90° 二支急流就相互接近(應該認為這主要是西藏高原影響的結果)。以平均圖上的情況而論，這二支急流在東經 140° 已經合併。

無論是南支急流或北支急流，它們的強度均有向東加強的現象。南支急流自東經 75° 起就開始明顯地向東加強，我們認為在高原所在的經度上這現象與很可能存在的垂直方向的環流有關，而在高原以東的經度上加速度的發生則與二支熱力差異很大的氣流的匯合有關。北支急流的向東加強自東經 100° 附近才開始顯著起來，這與東經 100° 附近另一支從北方來的氣流的加入有關。

本年冬季的南支急流情況與葉篤正^[12]、Koteswaram等^[7]所分析的不同年份的剖面圖相比較無論在強度上或位置上均甚一致，這說明了南支急流由於受西藏高原影響不但每天的变化小，而且年際变化也小。

可以指出，雖然在本年冬季整個亞洲大陸上空本來只存在二支西風急流，然而這並不能說西藏高原完全沒有對“西風帶”起分支作用。應該認為當西風氣流經過高原時像流體繞過障礙物一樣，除了西風爬過去的作用外，西藏高原還必會將西風分為二部分。我們認為西藏高原的存在，使得亞洲上空的二支急流更顯著地表現出來。

在對溫度場的分析中，我們發現西藏高原西側對流層大氣的溫度比其東側來得暖，而在西藏高原東側大陸上，在東經 110° — 115° 的範圍上空，對流層中下層大氣的溫度比起其附近的同緯度東西二側的同高度上特別是西側來得冷。伴隨這現象在1956年1—2月平均500毫巴圖上及1953—1955這三年的1—2月平均的500毫巴上我們發現在東經 115° 附近存在一個小低壓槽，槽綫恰在東經 115° 附近，其走向自東北向西南。可以指出，無論是這種小冷溫度槽或小低壓槽均是對流層中下層的現象，我們認為造成這種現象的原因是與冷空氣循着西藏高原邊緣在東經 110° — 115° 附近經常南下有關。

從溫度場的分析中還可以看到海陸間的溫度差異只是700毫巴以下的現象，而且它們之間的差異比起東經 110° — 115° 與其附近的溫度差異來顯得很小，這個現象是值

得作进一步研究的。

致谢:本文是在陶詩言先生指导下才完成的,特此深表感谢。在本文的统计工作中曾先后承胡玉如、赵其莉和黎傳溶三位同志协助,謹此一并致謝。

参 考 文 献

- [1] 仇永炎, 冬季东經 140° 剖面上的温度場与風場. 北京大学学报, 1 (1956), 63.
- [2] 叶篤正、顧震潮, 西藏高原对于东亚大气环流及中国天气的影响. 科学通报, 6月号 (1955), 29.
- [3] 顧震潮, 西藏高原对东亚环流的动力影响和它的重要性. 中国科学 2 (1951), 283.
- [4] Chaudhury, A. M., On the vertical distribution of wind and temperature over Indo-Pakistan along meridian 67°E in winter. *Tellus*, 2 (1950), 56.
- [5] Hess, S. L., Some new mean meridional cross sections through the atmosphere. *J. M.* 5 (1948), 293.
- [6] Hulbert, W., Dagel, Y., Upper mean flow over the North Atlantic during January 1952. *Tellus*, 7 (1955) 111.
- [7] Koteswaram, P., Ramān, C. R. V. and Parthasarathy, S., The mean jet stream over India and Burman in winter. *Indian J. M. & Geophys.* 4 (1953), 111.
- [8] 毛利圭太郎 (Mohri, K.), On the fields of wind and temperature over Japan and Adjacent Waters during winter of 1950—1951. *Tellus*, 5 (1953), 340.
- [9] 松本誠一 (Matsumoto, S.), 依藤宏 (Ito, H.) 与荒川秀俊 (Arakawa, A.), On the monthly mean distribution of temperature, wind and relative humidity of the atmosphere over Japan from March 1951 to February 1952. *J. M. Soc., Japan* 31 (1953), 249.
- [10] Palmen, E., Subtropical and polar front Jet Stream. *Geophysics* 4 (1953), 143.
- [11] Riehl, H., Alaka, M. A., Jordan, C. L. and Renard, R. J., The Jet Stream. *Pub. by the Amer. Meteor. Soc.* 2 (1954).
- [12] Univ. of Chicago, Depart. of Meteor. On the general circulation of the atmosphere in middle latitudes. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 28 (1947), 255.
- [13] 叶篤正 (Yeh, T.-C.), The circulation of the high troposphere over China in the winter of 1945-46. *Tellus* 2 (1950), 173 [中文譯文見气象学报 24 (1953) 118].
- [14] Yin, M. T., A synoptic-aerologic study of the onset of the summer monsoon over India and Burma. *J. M.*, 6 (1949), 393.

THE STRUCTURE OF GENERAL CIRCULATION OVER CONTINENT ASIA DURING JANUARY-MARCH, 1956

WU HUNG-SHUN CHIN LONG-SHUN

(*Institute of Geophysics and Meteorology, Academia Sinica*)

ABSTRACT

The structure of general circulation over the Asia, in the period of Jan. 1st. to Mar. 10th., 1956, is investigated using all available aerological material. It is found that:

1. During this period there existed two jet streams over the continent. This two jets combined into one jet at the meridian 140°E .

2. Both jets over Eastern Asia are accelerated downstream. The southern one starts acceleration from the meridian 75°E , while the northern one was not accelerated before reaching the meridian 100°E .

3. The baroclinity of the atmosphere over Eastern Asia is mainly concentrated in the vicinity of the Tibetan Plateau.

It is considered that the existence of the Tibetan Plateau has the following three effects on the general circulation:

1. The existence of the plateau intensifies the baroclinity (along the N-S as well as W-E directions) around the plateau, south of which a vertical circulation is formed.

2. The confluence of the two jets, thus also the acceleration of them, is due to the existence of the plateau.

3. The existence of plateau makes the southern jet intensified and steady.