

东亚对流层上部和平流层中下部大气环流的初步研究*

陶 诗 言 李 毓 芳 温 玉 璞

(中国科学院地球物理研究所) (中央气象局气象科学研究所)

提 要

根据 1957—1961 年东亚九十余个探空站的记录,对东亚对流层中上部和平流层中下部的大气环流特点作了初步的分析,得到如下几点结果:

1. 在冬季,对流层中上部的气压场和风场特点和过去研究的结论基本一致。在夏季,高原部分的环流特征却和过去的结论不同,夏季在高原上对流层中部出现微弱的气旋性环流,但在 300 毫巴已在反气旋的控制之下,而且反气旋的势力愈往上去愈强,在 100 毫巴处高原上空的反气旋达到最大强度,这是与青藏高原的热力性质有关系的。此外,从 1 月到 7 月东亚对流层上部的气压场和风场变化甚大,在中高纬度气压场有相反的趋势,并且副热带高压脊线从冬季的北纬 15° 位置移到夏季的北纬 28° 。

2. 在东亚沿海,中纬度的几个测站在平流层中部的温度年变程呈双峰型,最高温度出现在 1 月和 6—7 月。在低纬度温度的年变程也呈双峰,但位相与中纬度相反。低纬温度年变化特点与辐射有关;中纬度的温度年变化,经过计算表明,1 月的高峰与温度平流有密切关系。

3. 东亚对流层中上部和平流层中下部风场的季节变化,与对流层中下部一样显著。从夏到冬的环流季节变化过程,高低空有一致性,而从冬到夏的环流季节变化过程,高低空变化并不一致。

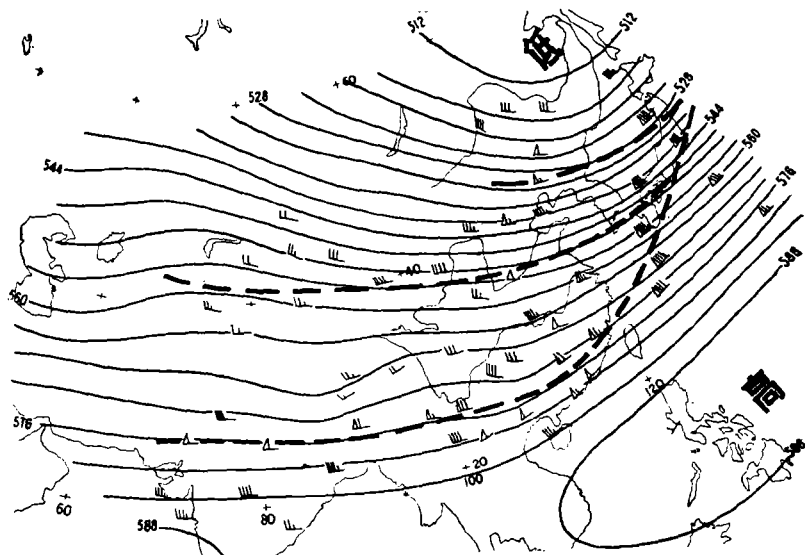
一、引 言

近几年来,对于东亚对流层中下部大气环流的特点,人们已经做了很多工作,得出不少有价值的结果。对于东亚对流层上部和平流层中下部大气环流的特征,了解却甚少,这与观测技术的条件有关系。1957 年以后,高空观测的技术已有很大改进,可以得到较高的探空资料。根据这些资料,我们对东亚对流层上部和平流层中下部风场和温度场的特点,作了初步的研究,本文便是这一研究的部分结果。

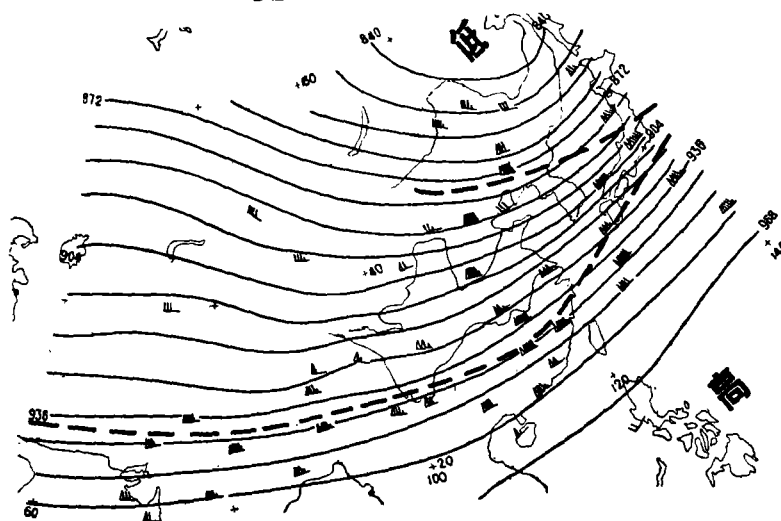
二、东亚对流层上部和平流层中下部冬夏的平均气压场和风场

根据 1957—1961 年东亚 90 多个探空站的资料,我们绘出东亚各月 850, 700, 500, 300, 100 毫巴的平均等高线图,这里给出 1, 7 月 500, 300 和 100 毫巴的平均气压形势图(图 1, 2),在图中附上各站的平均矢量风,粗虚线表示最大矢量风速轴线。在对流层中上部、1 月的平均气压场是一致的,东海岸上空的半永久性低槽一直伸展到平流层下部。

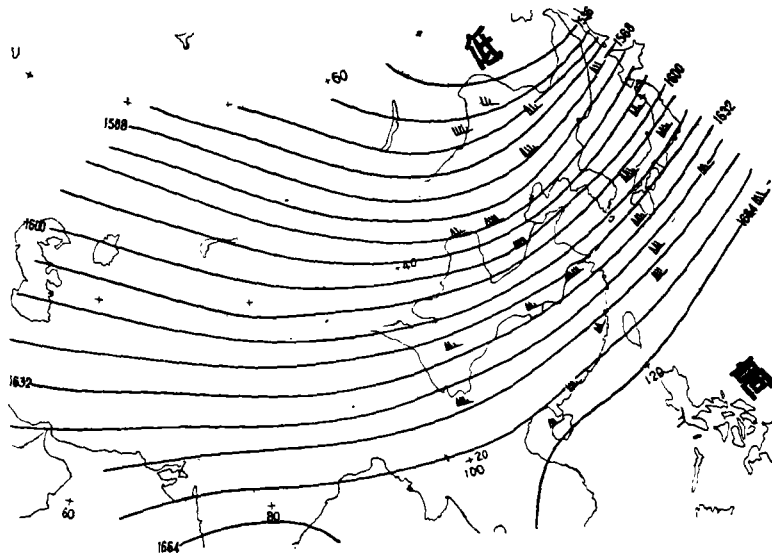
* 本文 1964 年 6 月 25 日收到。



a 500 毫巴(粗虚线为 5 公里的最大风速轴)

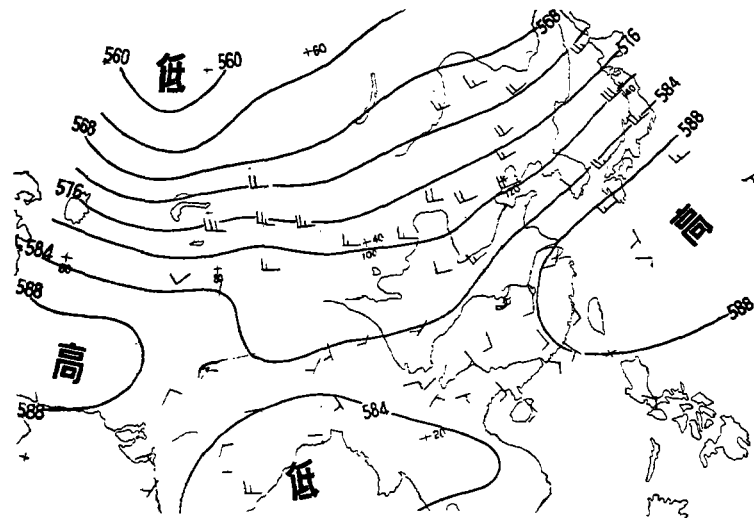


b 300 毫巴(粗虚线为 9 公里的最大风速轴)

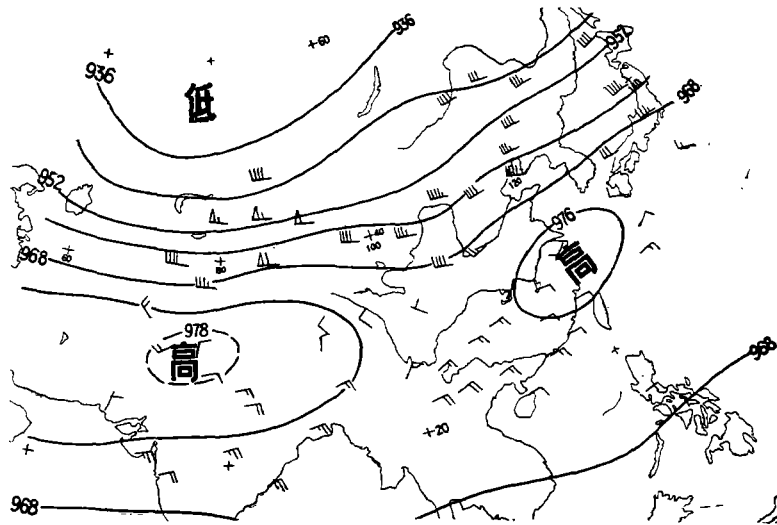


c 100 毫巴

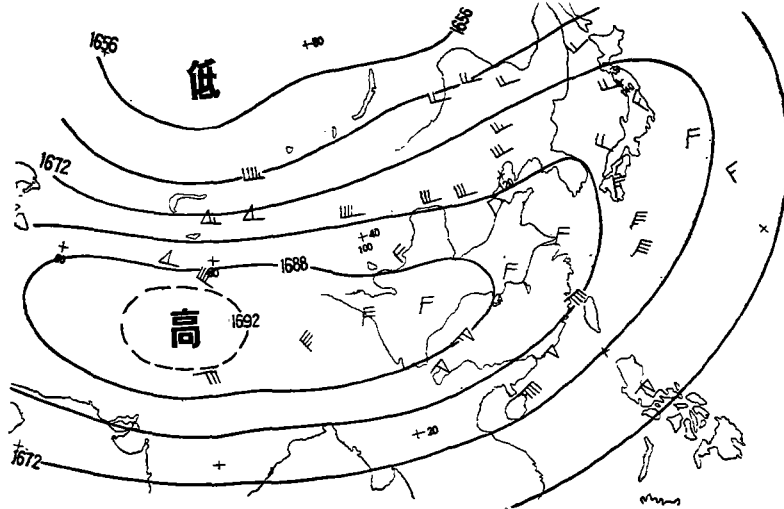
图 1 1 月 500, 300, 100 毫巴平均高度图(单位,位势什米,米/秒).



a 500 毫巴 (说明同图 1a)



b 300 毫巴 (说明同图 1b)



c 100 毫巴

图2 7月500, 300, 100毫巴平均高度图 (单位同图1)

在风場結構方面,5000 米高度上(图 1a),正如以前所指出的那样^[1],在青藏高原的南北兩側有两个強風区,并且以高原南側为最明显。另外,在我国东北及其以东地区約北緯 40° 附近还有一个強風区,并且在 9000 米高度上(图 1b)这个強風区成为青藏高原以北的唯一的強風区,这說明高原的阻挡作用只在对流层中下部較为明显。在 7 月的平均图上(图 2),和过去发表过的平均图¹⁾有很大差异,差別最大地区是在青藏高原附近,这是很自然的,因为在这几年这个地区的观测站已大大增多。在原先的 500 毫巴平均图上,我国西藏为一高压区;在新的 500 毫巴图上(图 2a),不論从等高綫的分布或从风場看,在我国西藏却表示有一个微弱的气旋性环流。在印度和緬甸上空,則出現一个閉合低压。在对流层上部(图 2b),高原則完全籠罩在強大的反气旋統治下,而且愈往上去,反气旋性环流的势力愈強,在 100 毫巴处(图 2c)反气旋的势力达到最大的強度。这种在夏季高低空环流相反的现象,只在东亚最明显。这与东亚对流层中上部温度場是相适应的。在夏季从高原地面一直到 100 毫巴处,高原地区是高温区所在,而且高温中心偏于高原的西南部(温度图并未刊出),这与图 2 上高原的高压中心位置一致。高原的变暖在 4 月已經开始,7 月达到最大值。由于夏季高原的加热,使得在对流层中上部高原与四周之間形成温度差,因而引起一个季风环流圈^[2],并造成高原地区低层是低压、高层是高压的气压場分布。夏季高原上的反气旋是个比較稳定的系統,每天的 300 或 100 毫巴等压面图分析經驗指出,这个反气旋有圍繞着其夏季的平均位置作往返振动的现象。

比較图 1 和 2,可以看出,在对流层中上部冬夏的气压場几乎相反,冬季东海岸上空的半永久性低槽在夏季已不复存在,而是有一个浅的高压脊出現;而在东經 70° 处冬季为脊綫的所在,夏季却代之以低槽。副热带高压的脊綫位置,从冬季的北緯 15° 移至北緯 28°。我們一般都很熟悉在东亚对流层下部气压場和风場冬夏有相反的分布,并认为这种现象是东亚季风活动的結果。从对流层上部气压場冬夏也有相反的趋势来看,是否也能完全用季风活动来解释呢?这是很有意思的問題。

东亚平流层中下部各月的平均风場和气压場,由于观测資料很少,目前不能画出各月平均图。我們选择了汉城、冲繩島和馬尼拉,作出各月 50、20 和 10 毫巴上五年平均的风的頻数分布图(根据 1958—1962 年的資料)。图 3 給出汉城和馬尼拉 1, 4, 7, 10 月 50 和 10 毫巴上八个方位的风玫瑰。在汉城(图 3a), 1, 4 月 50 毫巴(20 公里)上盛行的风与对流层上部风場接近,对流层的长波系統,在 50 毫巴还可以有反映,在 7 月則完全轉成东风,在 10 月又复轉成西风。在平流层中部(10 毫巴,30 公里),与 50 毫巴大体上相同,仅 1 月有区别。在 1 月份,东、西风的頻数很接近,我們推测这与冬夏平流层阿留申反气旋的活动有关系。冬季平流层阿留申反气旋是个势力深厚的稳定系統,这个系統时时有向西伸展和东撤的过程,在其向西伸过程中,亚洲沿海岸的平流层中部可以出現东风。平流层阿留申反气旋以冬季最明显,在 3 月份以后便大大减弱。馬尼拉的高空风可以代表东亚热带的情况,在冬季副热带高压的脊綫不論在对流层上部或在平流层中下部都位于北緯 15° 附近,馬尼拉的位置正好在副高脊綫附近,所以东西风均可出現。春季随着副高脊綫的北移^[3],东风愈来愈占优势,在 7、10 月馬尼拉完全在东风控制之下。另外,在分析

1) 见陶诗音,北半球 500 毫巴平均图,中央气象科学研究所,1957 年。

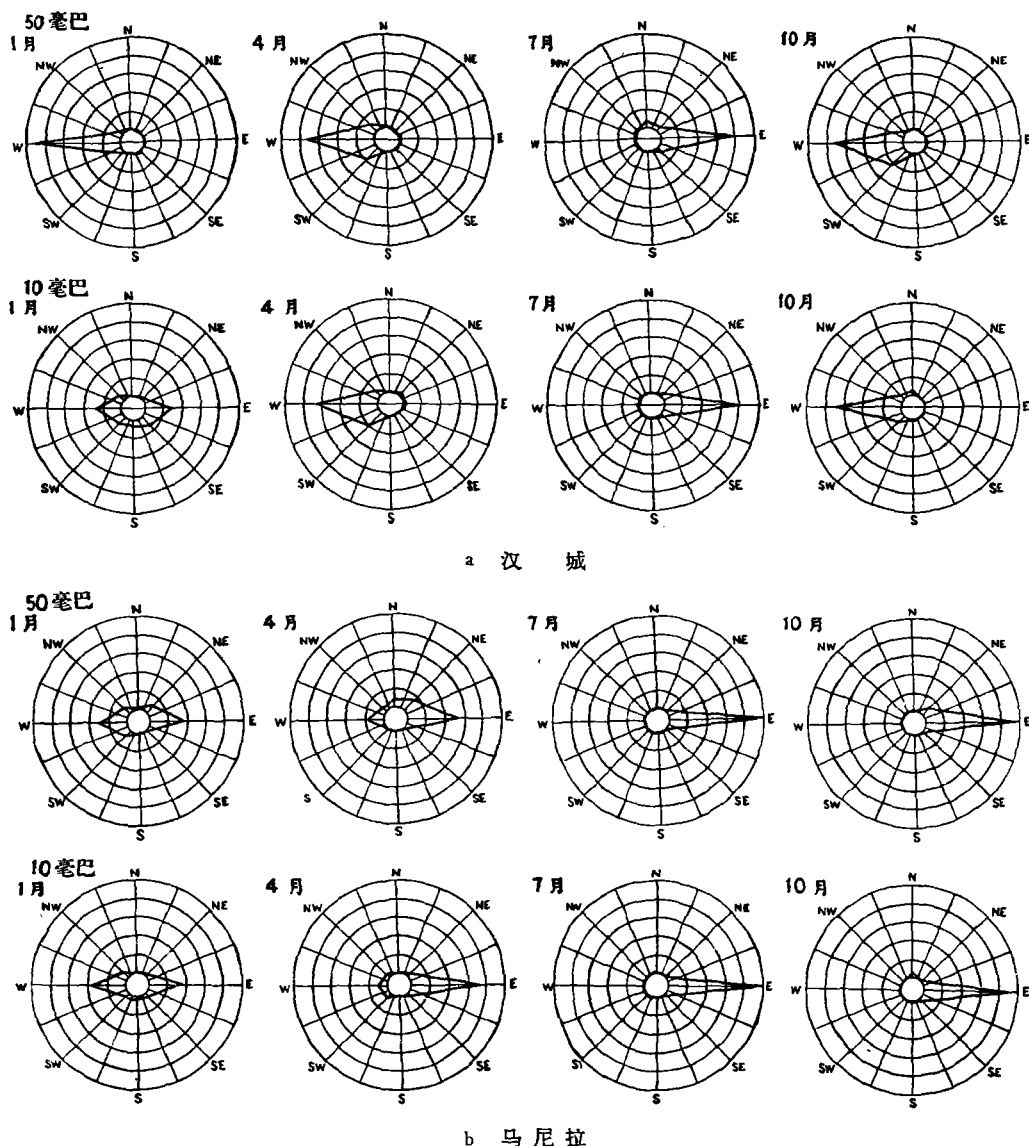


图3 汉城和马尼拉1, 4, 7, 10月50和10毫巴上八个方位的风玫瑰

中我們也曾发现,在冬季,馬尼拉平流层风速有两年周期的趋势,在有些年份冬季平流层平均西风达10米/秒,在有些年份冬季则全是东风,这就是Reed^[4]等人所发现的两年周期现象。

三、东亚对流层和平流层温度年变化的特点

图4给出稚内(日本, $45^{\circ}25'N$, $141^{\circ}40'E$)、冲绳和馬尼拉对流层中上部和平流层中下部月平均温度的年变程曲线(1958—1962年)。按照温度年变化的特点,可以分成对流层中上部、平流层下部和平流层中部三层。在30毫巴(25公里)以上,汉城(图未刊出)、稚内和馬尼拉的温度年变程为双峰型,但峰值出现的月份不同。在馬尼拉,温度最小值分

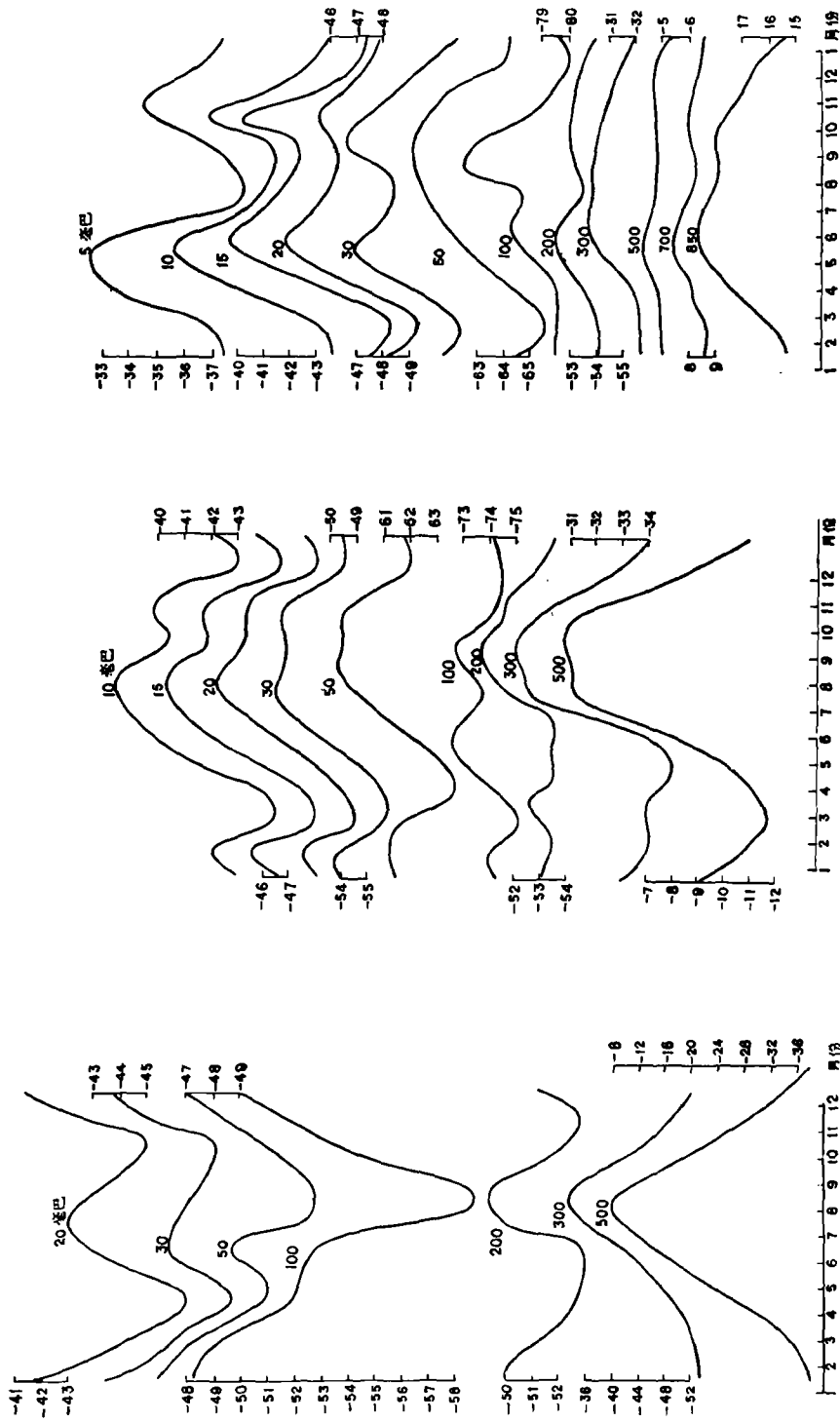


图 4 代表站月平均温度年变程

別出現在 1—2 月和 7—8 月，最高值出現在 5 月和 10 月；稚內和汉城却相反，在 1 月和 6, 7 月是极大值，其位相与馬尼拉相反。冲繩的温度年变化特点处于中、低緯度之間的过渡形态。在 200 毫巴 (12 公里) 以下，温度的年变程曲綫大体上是一个峯，在中緯度最高温度出現在 7—8 月 (馬尼拉最高温度出現在 6 月)，最低温度出現在 2 月。100—50 毫巴是过渡层。看来，对流层和平流层温度年变化的机制是不同的。关于对流层的温度年变化，人們都很熟悉，这里只討論平流层中部温度年变化的特点。

关于平流层中部温度年变程的双峯特点，Reed^[5] 曾經对低緯度的双峯作过分析，关于中緯度温度的双峯特点，而且其位相与低緯度相反，却未曾有人注意过。低緯度的双峯是容易解释的，由于在低緯度一年中太阳有两次直射，这使得大气中臭氧对太阳紫外辐射的直接吸收在一年中也有两个高峯，而最高温度則落后于有最大吸收月份的一个月。Reed 曾經推測，在北緯 22° 以北平流层温度的年变程沒有双峯，但从我們的分析看来却不然。不但如此，稚內和汉城在 100 毫巴以上温度的年变化在 1—2 月的最高值和 100 毫巴上 7—8 月的最低值和对流层的情况不一致 (見图 4a)。这种年变化的特点，可以从温度傾向方程作定性解释，因为根据一般的意見，在 35 公里以下流体力学方程仍可适用。

在某一等压面上月平均温度变化的傾向，是由温度平流、垂直运动、辐射热通量以及湍流热通量等因子决定。在平流层辐射热通量主要决定于 O₃, CO₂ 和水汽的吸收。根据 Ohring^[6] 对北半球 21—55 公里間辐射收支的計算，在北緯 45° 处，在 11 月—1 月間由于辐射的收支所引起的温度变化是降温的，这与稚內等站的实况不符。这說明在冬季，至少在东亚中緯度地区，辐射項似乎不可能是平流层中层温度变化的决定性因子。至于垂直湍流热通量的作用，由于冬季稚內等站在平流层中部温度遞減率随高度的变化很小，其作用可能很小。我們推測，可能是平流項和垂直运动項起主要的作用。为此，我們計算了 1958 年 1 月和 11 月汉城和稚內 10—30 毫巴这一层的月平均温度平流 (选 1958 年是由于資料的关系)，所得結果 (見表 1) 表明，月平均的温度平流与温度傾向同符号，而且大一个量級。这就說明了我們的想法，即在冬季，对东亚中緯度平流层中部的温度变化來說，辐射不是决定性因子，环流条件起了很重要的作用。Dütsch^[7] 也曾經指出，在平流层中部随着高度的增高，温度的变化愈来愈依赖于辐射因子，但在隆冬季节，大气的运动对平流层温度有較大的影响。

表 1

月 份	站 名	平流引起的傾向	实际温度傾向
1 月	稚 內	-41.4 度/月	≈ -4.0 度/月
11 月	稚 內	0	≈ 0.6 度/月
	汉 城	+20.0 度/月	≈ +3.9 度/月

順便指出，我們还分析 1958—1962 年期間，稚內、汉城和馬尼拉各年的上下层温度年变程曲綫，这种在多年平均值上表現的双峯現象，在各年都是存在的，仅仅在温度的振幅和极值出現的月份各年稍有不同。这說明这种双峯現象是实际存在的。此外，为了考察各站平流层温度半年变化振幅所占的比重，我們对这三站的温度年变曲綫进行諧波分析 (取前六个波)，发现在馬尼拉和稚內第二个波 (半年周期) 占极重要的地位。例如，在稚內，半年周期的能譜超过一年周期的能譜，在 20 毫巴上占总能量的 74%；在汉城，20 毫巴以上，半年周期的能譜占总能量的 20—30%，仅次于一年周期。

四、东亚对流层上部和平流层中下部大气环流的季节变化

东亚大气环流有明显的季节变化。关于对流层中下部环流的季节变化特点，人们作过不少研究^[8]，这种季节变化在对流层上部和平流层中下部同样显著。从图 1, 2 冬夏 500, 300, 100 毫巴平均气压形势的对比，以及观察图 3 上风向频率的变化，都表明季节变化的显著性。在东亚对流层上部和平流层中下部环流的季节变化，主要反映在对流层上部西风急流的位移和强度变化，以及东西风的转变。我们选择沿东经 125° 附近的一些测站，作出多年平均的各月温度和风的垂直剖面图，由此定出各月对流层上部急流的位置和东西风零线的位置。在图 5 将各月急流的位置和东西风零线位置综合在一起，急流的强度用最后一根闭合等风速线的数值表示，图上分子代表风速值（米/秒），分母为月份。急流的最南和最北位置分别在 2 月和 8 月，风速以 1 月最强；从 4 月到 8 月急流的位置在向北的位移中，而在 8 月到次年 1 月急流则在向南撤退的过程中。从东西风零线的位移来看，在 11 月到次年 4 月，零线的位移最小。4 月以后，零线开始北移，其中尤以 20—30 毫巴这一层位移最大。4 月份零线还在北纬 32° 附近，到 5 月就移到北纬 45° 以北。从冲绳的各高度东西风年变曲线来看（图 6），在 3—5 月平流层由西风转成东风，而在对流层由西风转成东风的时期则出现在 6—7 月；秋季的情况相反，在 9 月对流层已由东风转成西风，而在平流层则在 10—11 月才由东风转成西风，并且在 20—30 毫巴这一层风速很小，这与图 5 上的情况是一致的。这种季节的特点各年很相似，我们曾经对冲绳历年的东西风年变程曲线进行过比较（图略），发现

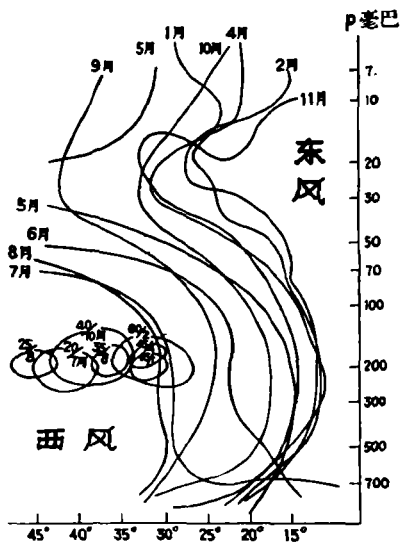


图 5 沿东经 125° 各月急流位置和东西风零线位置
(闭合圈为最后一根等风速线，分子代表风速值(米/秒)，分母为月份)

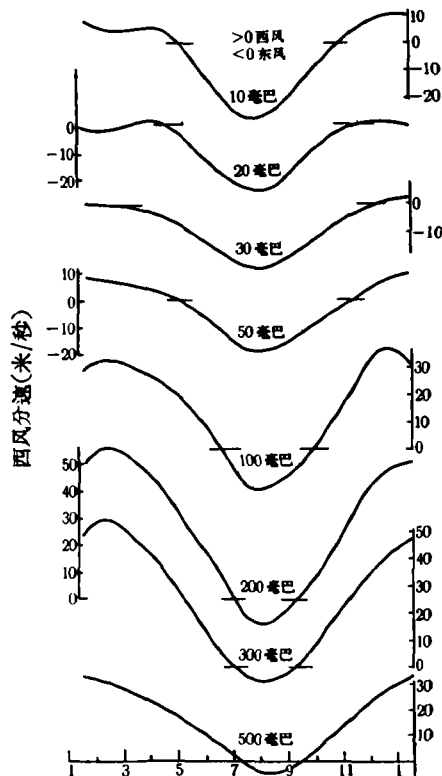


图 6 冲绳各高度东西风年变程
(单位：米/秒)
(> 0 为西风，< 0 为东风)

各年东西风转变的时期大体上一致,并且上下层转变的先后关系都是相同的。

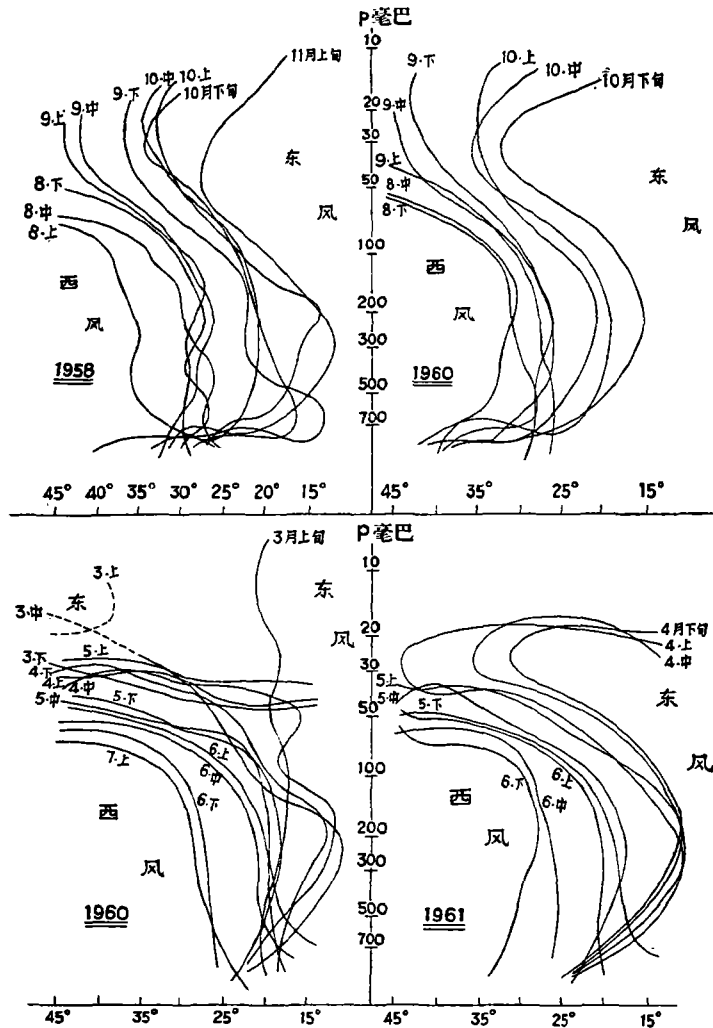


图7 沿东经125°各旬东西风

图7表示1958和1960年8—11月以及1960和1961年3—7月沿东经125°各旬东西风分界线的垂直剖面图。这里所指东西风分界线是指东西风频率各占50%的等值线,所以选择这三年,是根据资料条件最好决定的。从1958和1960年8—11月东西风的转变情况来看,这两年都有两次变化。在8月中下旬(或9月上旬)对流层的東西风分界线有一次向南推进,从北纬35°推到北纬30°,这时期对应于东亚大陆上低空冬季风的建立,东海岸半永久性低槽开始建立;这期间平流层东西风分界线也有一次向南推进,从北纬45°以北推到北纬40°。从9月中旬(或下旬)到10月下旬,高低空同样有一次向南推进,在对流层,东西风的分界线撤退到北纬20°,这个时期相当于叶笃正等人^[8]所分析的环流季节变化时期;在平流层,东西风分界线则撤退到北纬25°。从1960和1961年3—7月东西风的转变情况来看,高低空的变化并不一致。例如,在1960年3月上旬到中旬,50毫

巴以上已經全部轉为东风,在1961年4月下旬东西风分界綫已扩展到北緯 45° ,但在这个平流层风場变化的时期,对流层并无变化。我們初步认为:东亚地区从夏到冬的环流季节变化过程,高低空有一致性;而从冬到夏的环流季节变化过程,高低空变化并不一致。

五、結 論

根据1957—1961年东亚九十余个探空站对流层中上部的记录,以及少数几个有平流层探空的台站的记录,我们对东亚对流层中上部和平流层中下部的大气环流特点,作了初步的分析,得到如下几点结果:

1. 在冬季,对流层中上部的气压場特点和过去研究的結論一致。在风場結構方面,正如过去所指出那样,在500毫巴上,青藏高原的南北两侧有两个强风区。此外,在东經 110° 以东北緯 40° 附近还有一个强风区。在夏季,高原部分的环流特征却和过去的結論不同,在高原上对流层中部出现微弱的气旋性环流,但在300毫巴则在反气旋的控制下,而且反气旋的势力愈往上愈强,在100毫巴处高原上空的反气旋达到最大强度。这种现象只在东亚显著,这是与青藏高原的热力性质有关系的。此外,从1月到7月东亚对流层上部的气压場和风場的变化甚大,在中高緯度气压場有相反的趋势,并且副热带高气压脊綫从冬季的北緯 15° 位置移到夏季的北緯 28° 。

2. 在东亚沿海,中緯度的几个測站在平流层中部的温度年变程呈双峯型,最高温度出现在1月和6—7月。在低緯度,温度的年变程也呈双峯型,但位相与中緯度相反,即最低温度出现在1—2月和7—8月。低緯度的温度双峯可以用辐射条件解释,但在中緯度的双峯中,1月的最高温却与温度平流有密切关系。这说明对东亚平流层中部冬季的温度变化来说,辐射不是决定性因子。

3. 和对流层中下部一样,东亚对流层上部和平流层中下部风場的季节变化非常显著。在8月底和9月初,对流层中下部风場有一次变化,表现在大陆上低空冬季风的开始建立,以及东海岸半永久性高空槽的建立;在平流层,东西风分界綫也同时从北緯 45° 以北推移到北緯 40° 。在10月,对流层的西风又繼續向南扩张,这时候平流层的西风也向南推到北緯 25° 左右。在春季(3—4月),平流层的东风从北緯 20° 扩展到北緯 40° 以北,这时候对流层的东风带并无变动,在5—6月对流层的东风才有明显的北移。

这些看法目前只能看作是一些极粗略的意见,其結論是否有代表性,还有待于今后根据更多的資料去証实。

致谢: 本文的国内資料由中央气象局气候資料室提供,許玉昆及其他許多同志参加了国外資料的整理工作,孙淑清同志提供计算温度平流的方法和有关数据,特此致謝!

参 考 文 献

- [1] 叶笃正, 1945—46年冬季中国上空对流层上层的环流的研究, 气象学报, 24 (1953), 118—132.
- [2] 陈秋士等, 1958年7月亚洲东南部西南季风区和太平洋信风区平均流場和平均經圈环流, 气象学报, 34 (1964), 51—61.
- [3] 陶诗言, 北半球平流层中下部大气环流的季节变化, 平流层大气环流及太阳活动对大气环流影响的研究, 科学出版社, 1964年.
- [4] Reed, R. J., 等, The Circulation of the Tropical Atmosphere in the Years 1954—1960, *J. Atmos. Sci.*, 19 (1962), 127—135.

- [5] Reed, R. J., 等 Some Features of the Annual Temperature Vegime in the Tropical Stratosphere, *Mon. Wea. Rev.*, **90** (1962), 211—215.
- [6] Ohring, G., The Vadiation Budget of the Stratosphere, *J. Meteor.*, **15** (1958), 440—451.
- [7] Dütsch, H. U., Ozone and Temperature in the Stratosphere, *METEOROLOGISCHE ABHANDLUNGEN*, **36** (1963), 271—290.
- [8] 叶笃正, 陶诗言, 李麦村, 在六月和十月大气环流的突变现象, *气象学报*, **29** (1958), 249—263.

A PRELIMINARY STUDY ON THE GENERAL CIRCULATION OF EAST ASIA IN THE UPPER TROPOSPHERE AND STRATOSPHERE

DAO SHIH-YEN

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

LI YÜ-FANG, WEN YÜ-PU

(*Research Institute of Meteorology,
Central Meteorological Service*)

ABSTRACT

Based on the aerological data in the years 1957—1961 of more than 90 stations over East Asia, the monthly mean circulation from 500 mb to 10 mb level is discussed. The main results obtained are as follows:

1. In winter, the major features of the circulation in upper troposphere and stratosphere are roughly in agreement with the previous conclusions. But in summer, it differs from the earlier conclusions, in that, there is a weak cyclonic circulation over the Tibetan Plateau at 500 mb. However, it becomes anticyclonic at the 300 mb level and intensifies with height up to 100 mb level. Furthermore, the distribution of major troughs and ridges in the middle latitudes are reversed from January to July.

2. Above the 30 mb level, the annual variation of the mean monthly temperature appears to have two peaks in a year at some stations situated from 37°N to 45°N. The causes are discussed.

3. The seasonal reversal of wind field from the upper troposphere to the stratosphere is as pronounced as in the middle and lower troposphere. The process of the reversal in the upper atmosphere in fall is associated with that in the lower atmosphere, but the reversals in spring in the troposphere and the stratosphere seem to be unrelated with each other.