

## 十年来我国的大气环流研究工作

叶篤正 謝光道

(中国科学院地球物理研究所) (中国人民解放军气象专科学校)

由于新中国从旧中国接收下来的气象方面的遗产很少,建国以来,尤其是在国民经济恢复时期的三年中,我国气象工作者的主要精力不得不集中于气象业务的建立以及迫切需要的预报工作,但是也没有忘记理论性的研究工作。

十年来,大气环流的研究成果主要表现在:基本上搞清楚了东亚冬夏大气环流的状态和特征;了解了一些中国主要天气过程的物理实质;初步摸索到控制中国天气变化的主要因素.解放前,东亚的大气环流的研究基本上是个空白点.只是在1948年才出版了比较好的东亚地面气流图及三公里高度上的逐月平均流綫图.以前并有过一些关于夏季季风进退的研究.但当时测站稀少,记录代表性差,这些工作也就不可能完全描绘出东亚环流的真实面貌.解放后,由于气象业务机构迅速的建立了起来,资料问题得到了完满的解决,在短短的几年中,我们就把东亚大气环流这一空白点弥补了起来,使得北半球整个大气环流有了完整的面貌.这一工作在学术上是有意义的.此外,我们在大气环流基本理论方面,如平均流场的形成以及大气环流的物理过程和机制方面也进行了许多有意义的研究.

现在把十年来有关大气环流的研究成果,择其比较重要的介绍于下\*:

### § 1. 环流的结构

解放前我国气象工作者已经对东亚地面及高空的平均流场做过一些研究,但限于当时观测资料极少,得出的结果是比較粗略的.1950年开始应用高空等压面图及垂直剖面图等分析方法研究东亚环流的结构.得到了不少以前没有被人注意过的重要结果.

(1) **冬季三度空间的平均环流结构:** 在环流的结构方面,在1950年我们<sup>[1]</sup>即已发现在我国冬季上空有二支急流存在,其中一支取道西藏的北面,另一支则绕过它的南边.南支急流是主要的一支;它的平均速度达80米/秒.它的速度在大陆以至大陆以外是顺流增加的.1951年经过对1950年冬季东经140°附近一系列的垂直剖面图分析后,又对东亚沿海环流结构有了进一步的認識<sup>[2]</sup>,得到:(1)东亚沿海高空急流强度甚为强大,急流中心的气流速度大时可到160米/秒,而在欧洲和美洲上空急流速度很少超过80米/秒.(2)与东亚锋区分布密切相关的高空急流可分为几个,位于不同的高度上.主要急流是位于最南高度最高的一个,与主要的锋区密切相关.(3)主要锋区中等位温面的位温比欧美主要锋区中的为高,而与印度上空所发现的锋区中的等位温面位温相近.这些结论在近年来日益增加的探空观测中证明是正确的.关于两支急流的存在,人們<sup>[3]</sup>也曾用高空温度频率分析的方法进行讨论.也都得到了相同的結果.

\* 有关大型天气过程、季风等研究成果于另一文中讨论,本文不談.

随着社会主义建设的发展,我国气象事业也如雨后春笋一样的蓬勃发展,台站特别是高空台站的林立,使得我国气象工作者有可能进一步地比较详细地研究亚洲上空的环流结构,讨论不同经度上的平均剖面<sup>[4]</sup>. 这些剖面中的主要特点就是两支急流的存在. 北支急流位于 200—250 毫巴之间,南支在 200 毫巴以上. 它们的高度都是自上游向下游增加,两支急流强度也都是顺流增加. 北支急流在东经 105° 为 45 米/秒左右,到了 120° 达到 60 米/秒. 南支在 75° 为 50 米/秒,到了 120° 增为 70 米/秒. 两支急流的纬距愈向下游愈减小,到东经 140° 两者合成了一个. 伴随着每个急流都有一个大斜压带. 因为两支急流顺流增加,所以在我国北纬 25°—35° 之间的高空南北温度差也是向下游(自西向东)增加. 在东亚沿海对流层上部的平均冬季温度梯度要比美洲的大得多. 为了更清楚起见,我们在这里给出了沿东经 75° 和 120° 的两个剖面(图 1—2).

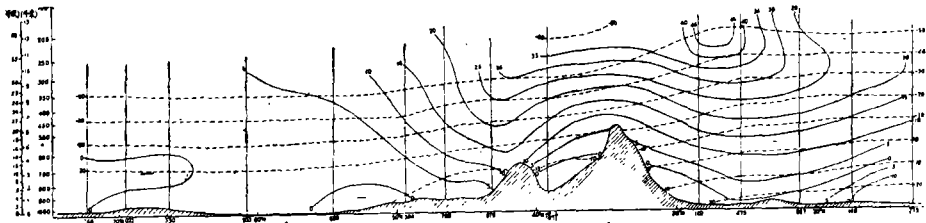


图 1 沿东经 75° 的平均剖面图[实线系等速(西)风速线(米/秒),虚线系等温线]

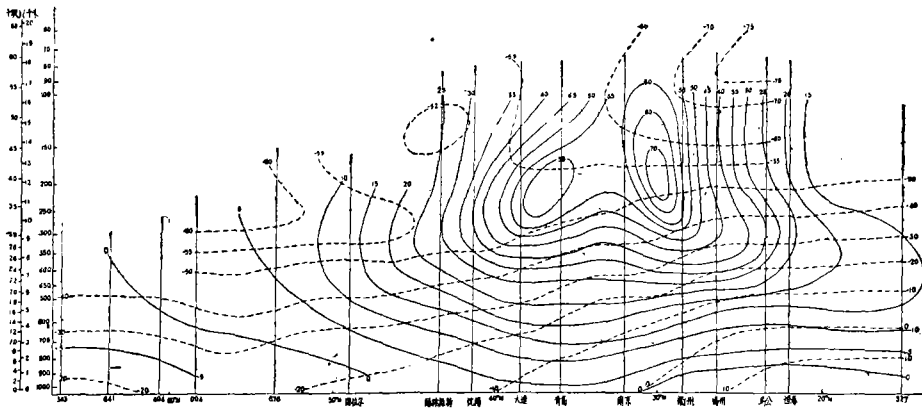


图 2 沿东经 120° 的平均剖面图(说明见图 1)

以上谈的是个别年份的平均,对于 1951—1955 年一月份也制作了东经 140° 的平均经向剖面<sup>[5]</sup>. 在这五年中,急流中心所在纬度的年际变化范围为北纬 27°—32°,中心强度年际变化范围为 73—91 米/秒. 比较东经 140° 与西经 80° (北美洲东海岸附近)平均剖面,人们可以发现东亚沿海的温度在 300 毫巴以下同纬度皆比美洲东海岸为低,风速则大得多. 图 3a—3b 就是两洲沿海的比较图. 最近几年对于东亚各经度剖面上的风场与温度场的结构,有过一系列的研究<sup>[6]</sup>.

关于东亚这两个急流,尤其是南面这个急流的生成问题,我们还存在着不同的看法. 这里主要的就是关于西藏高原对南面这个急流的动力作用问题. 有的人<sup>[7,8]</sup>认为受了西藏高原的阻挡,主要西风带在这里分为南北两支,每支西风里都有一个急流,因而观测

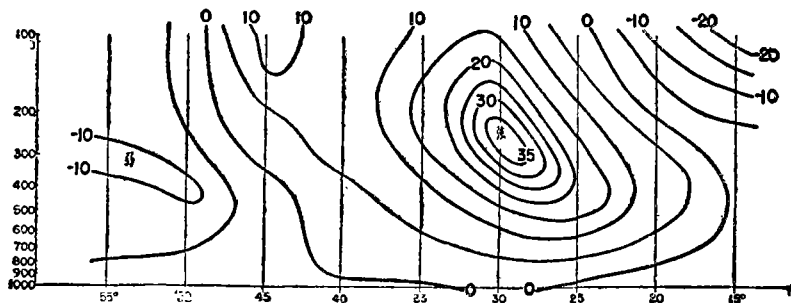


图 3a 1 月东經 140° 的风場与西經 80° 各相同緯度上的风場之差,間隔为 5 米/秒

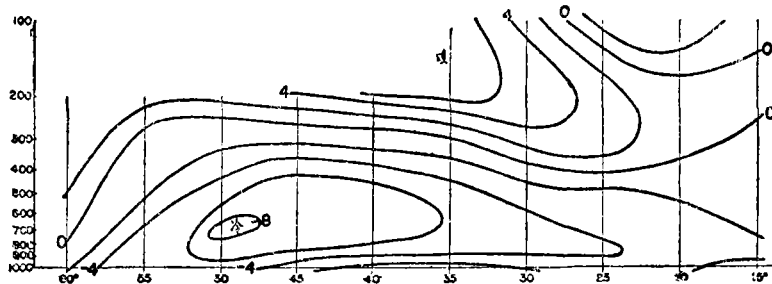


图 3b 1 月东經 140° 的溫度場与西經 80° 各相同緯度上的溫度之差,間隔为 2°C

到南面这个急流的平均位置是正好沿着西藏的南緣分布的。年与年的平均位置也很少变化。有人問地形只能阻挡低空的气流,而急流是高空的現象,这如何解释? 按 Taylor 的理論在轉动的系統里流場有上下趋于一致的趋势,再加上大气中的斜压性,地形就可以使急流在高空形成。但有人認為两支急流不仅是高原的現象,在欧洲也有。同时最近在高原上实际工作的同志們<sup>[9,10]</sup>,根据較多的飞行观测,发现冬季在喜馬拉雅山以北的急流活动是很頻繁的,可以不受高原的約束而南北移动,因而認為东亚南面的这个急流就是副热带急流,不是由高原地形影响而起的分支作用所形成的。可見这个問題尚值得今后进一步的研究。在南半球陆地很少,南半球海上急流分布的了解可以帮助我們解决上面存在的問題。

对于平均等压面图,陶詩言<sup>[11]</sup>利用我国各地五年的探空記錄和美国气象局出版的北半球天气图。繪制了最新的逐月平均 500 毫巴高空图。这个图集是現有的高空图集中比較最完全的,因为在这个图集中比較正确地反映出中国部分的环流情况。图中冬季(以一月为代表,图 4)亚洲沿海的大槽位置比美国气象局天气图上的位置偏西,西伯利亚中部高压脊的強度比美国气象局的和 Scherhag 的強,但較 Погосян 的弱。

上面所談的东亚冬季的平均环流是由許許多多这样和那样不同型式环流組成的。对于預告來說,这許許多多这样和那样不同型式环流的演变是非常重要的。在这方面解放以来我們也作了不少工作,但这将在另一文中加以介紹,不在这里討論。

关于东亚环平均流解放以来我們作了不少工作,但是对于个别环流型式比較細致的結構和它的演变还作得不够,如急流风速的仔細結構以及它的演变过程我們就了解的不够清楚,这对于航空是重要的。由于航空事业的发展,20 公里左右以及 20 公里以上的环

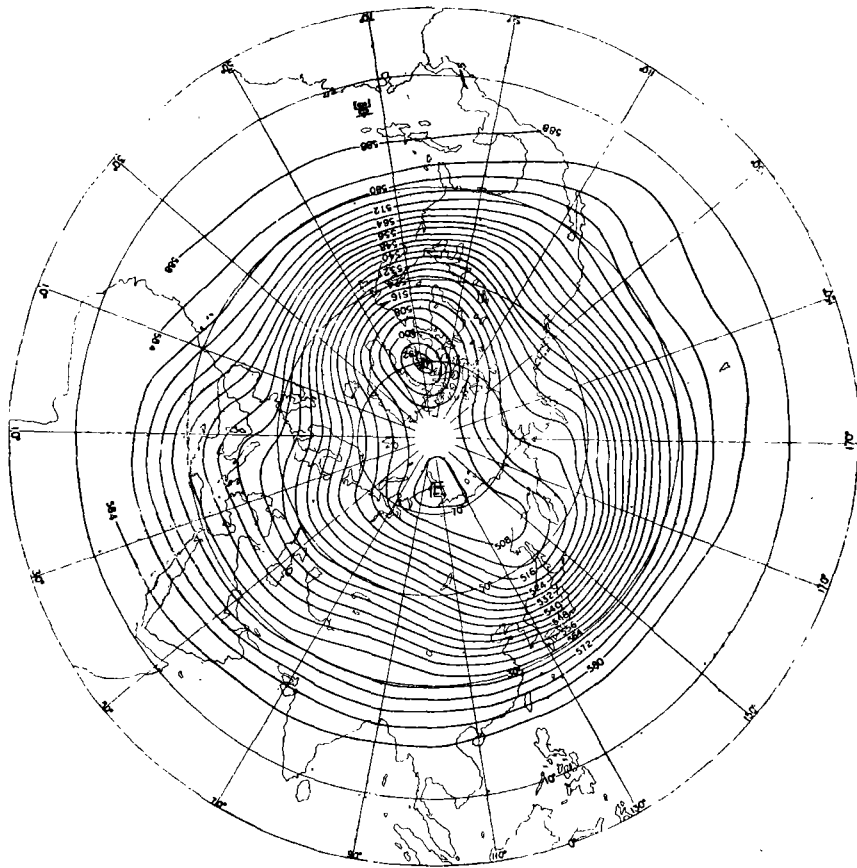


图4 北半球500毫巴平均高度图(1月)

流型式及其演变的研究就有实际重要的意义,这方面我們还有待发展。

(2) 夏季三度空间的平均环流结构: 东亚是世界著名的季风区,所以在冬季和夏季环流的结构势必是有显著差别的。冬季在东亚低空盛行着西北及东北季风,但3000公尺以上皆为盛行西风所控制。夏季西风带的北撤在亚洲表现得特别明显,不论在流场结构和环流形势方面皆与冬季有很大差别。夏季亚洲上空的环流比冬季要复杂得多。现将我国近年来对于东亚夏季平均环流结构所得的主要结果扼要叙述如下:

由1956年7至8月沿东经 $75^{\circ}$ 、 $90^{\circ}$ 、 $105^{\circ}$ 、 $120^{\circ}$ 和 $140^{\circ}$ 附近的剖面图<sup>[12]</sup>,人们可以看出夏季东亚环流的三度空间结构系由三组气流组成:(1)西风带,在北纬 $40^{\circ}$ — $45^{\circ}$ 之间有一西风急流存在,急流强度一般不到30米/秒;(2)低纬东风带,其中有一东风急流位于北纬 $10^{\circ}$ — $15^{\circ}$ ;(3)低纬高空东风下面又为西风,这就是著名的西南季风。图5-6是东经 $90^{\circ}$ 和 $120^{\circ}$ 两个剖面。由图5我们看出东西风的交界,在北纬 $30^{\circ}$ 以北,西藏高原的上空。西南季风北达喜马拉雅山麓。这是平均情况,在个别的日子季风也可以爬上西藏高原的<sup>[13-14]</sup>。比较图5和图6我们发现西风急流强度不是向下游增加的,和冬季相反,强度有向下游减弱的趋势。用了多年的记录,夏季东经 $140^{\circ}$ 的平均剖面也绘制了<sup>[15]</sup>,7月剖面中的急流高度在200毫巴左右,强度20米/秒,纬度在北纬 $42^{\circ}$ (图7)。几年来这个

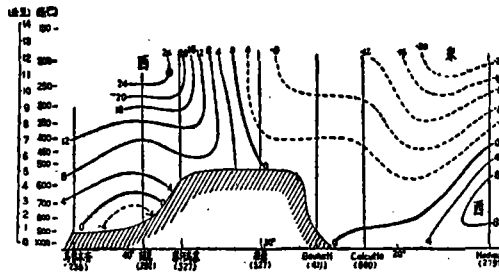


图5 1956年7—8月东經90度經綫上实测风綫向风速(米/秒)剖面图

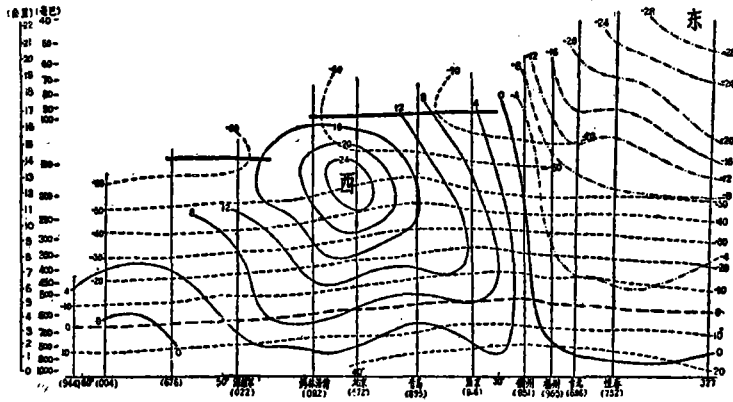


图6 1956年7—8月东經120度經綫上綫向风速(米/秒)与温度(°C 虛綫)剖面图

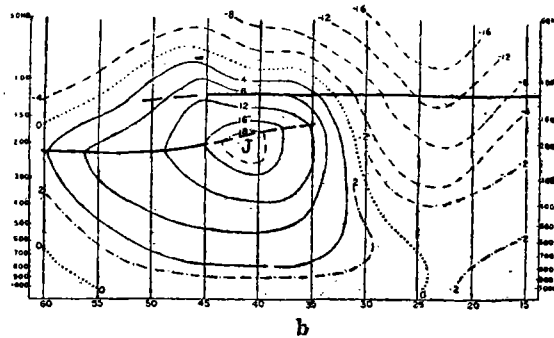


图7 七月沿东經140°平均地轉风場。等风速綫为米/秒,粗实綫为对流层頂

急流的年平均中心在北緯 36°—44° 之間和高度 185—220 毫巴之間变化,強度在 22—26 米/秒之間变化。

夏季亚洲等压面上的环流型式可以以陶詩言<sup>[11]</sup>所作的7月份平均图(图8)来代表。由图中看出在亚洲北緯 25°—30° 之間,有一副热带高压脊,并在西藏高原上空呈現为一个閉合高压。可能由于当时高原记录不太多的原因,这个高压比实际的要小,同时东經 110° 附近的低槽比国外图中更清楚。

关于东亚夏季的大型天气过程,尤其是有夏季降水的天气过程和东亚的季风問題,解放以来我国的气象工作者作了不少工作。这方面将于另文中討論,这里不提。

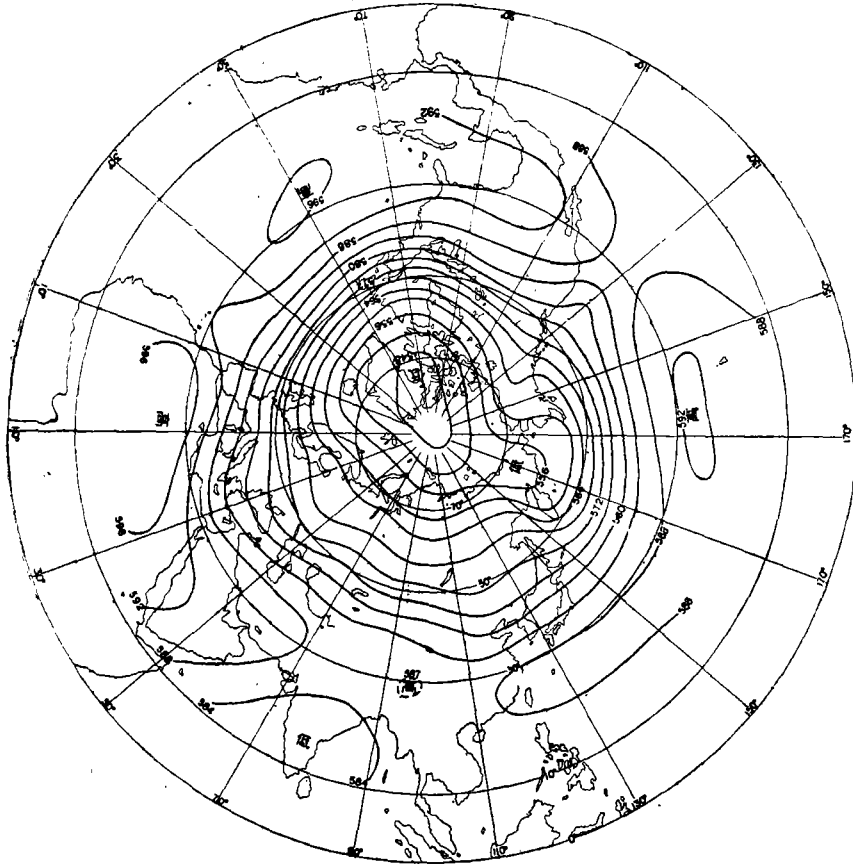


图8 七月北半球500毫巴平均高度图

在夏季我国大部地区处于副热带天气的控制中，低纬度的天气系统对我国也有着不小的影响。可是对于副热带和更低纬度的大气环流我们还只是在这里或那里作了一些研究，如有人<sup>[16]</sup>对1956和1957年东亚夏季副热带流型作了初步分类，还有人在研究夏季降水<sup>[17]</sup>等问题时涉及了一些副热带的环流问题，但系统的研究还作得不够。今后在这方面是应该大力开展的。

## §2. 环流的季节变化

农田水利的建设迫切需要长期预告，所以党一直在号召我国气象工作者进行长期天气预告的工作。要作好长期天气预告，季节划分和季节变化的工作是需要。按高空风和天气过程演变，人们<sup>[18]</sup>将夏季划分为初夏与盛夏。初夏的开始即梅雨期的开始，盛夏开始于梅雨期的结束。这样的划分结合了人们所熟知的天气现象，东亚的自然季节因而就成为五季：冬季、春季、初夏、盛夏和秋季\*。东亚季节转换一般说来是跳跃式的。东亚南支急流的进退与东亚初夏和冬季环流的来临相关，都是带有跳跃性质的。南支急流在十月中突然生成<sup>[1]</sup>，这时就进入了冬季环流型式。这和缅甸气象工作者所发现的六月初南支急

\* 近来又有人将冬季分为二季，更有人把它分成三季。

流的突然撤退是相对应的。对于这两次突然的转变以及和它相伴的我国天气现象，我国气象工作者又进行了不少的研究<sup>[19-21]</sup>。后来又发现在5月底6月初和10月中这两次大的高空环流突变，不仅限于东亚，而是整个北半球范围的<sup>[22]</sup>。在5月底6月初的这次变化里，首先是在亚洲的南支急流突然北撤，跟着这个现象出现在太平洋，然后出现在北美。在北美和亚洲出现的时间相隔达10—15日。10月中的变化各地先后次序不象5月底6月初各地的变化次序那样有规律。这两次的环流突变不仅仅表现在急流和风带的南北急骤的移动，而且在这两段时间里，整个北半球的高空环流型也有一个大的转变，不论在主要槽脊的位置上或数目上都有大的变化。紧随着6月初的环流突变伴随着我国和日本梅雨和印度西南季风的来临；随着10月中的环流突变西南季风即行撤退。不仅这样，在3月里东亚环流也有跳跃的变化<sup>[23]</sup>，这一变化与5月底6月初的环流突变的时间相隔大致是一定的。同一研究还发现了西风指数和年南北交换指数的准守恒性，并利用这些现象对我国梅雨的开始进行长期预告。这些研究使我们对于东亚长期天气过程以及大气环流的本质有了一些进一步的了解，它表示大气环流的变化不是渐进的，而是有跳跃性的，渐变到某一过程时即出现一飞跃性的突变。对于东亚各个自然季节的环流特征以及季节变化的过程已有过一个扼要的总结<sup>[23]</sup>。

在季节按正常的规律转换的年代里，我国风调雨顺。但季节转换异常时，则常常发生水灾和旱灾。1954年的大水就是季节异常。该年盛夏环流型式迟迟不来，梅雨环流型式持续了两个月（6月和7月），造成了长江百年来未遇的洪水<sup>[24]</sup>。1958年亚洲南支急流迟迟不北撤，梅雨亦晚到，以致长江一带的缺雨。

上面提到初夏环流开始时印度西南季风开始爆发，同时我国江南的梅雨季节亦开始。进一步分析梅雨期间亚洲上空环流的变化，人们<sup>[20,22,25]</sup>发现梅雨期的开始和结束是很有规律的。它的开始是发生在亚洲上空行星风带向北突然推进的时候，它的结束与日本馆野高空西风急流的消失和东风的出现日期很接近。梅雨期的长短与迟早虽有年际变化，但变化的型式都是一致的，这种现象的揭露对于梅雨的预报问题是有帮助的。关于梅雨期天气过程的研究，也有过详细的分析<sup>[26-27]</sup>。

对于东亚过渡季节的来临也有过研究<sup>[28]</sup>，东亚春秋两季的来临也是很急促的。当春季及秋季来临时亚洲气压的降低及增加数量比北半球任何地方都大。春季开始以后，东亚移动性的槽脊突然增多。这个现象是我国春季环流的一大特点，春季气压变率较其他各季都大，这是与世界其他各地不同的<sup>[29]</sup>。秋季开始时常有西伯利亚高压南侵，大陆热低压即在我国迅速消失。春秋过渡季节的关键在于东亚平均高空槽脊的突然位移。

对于东亚季节的划分和变化，解放以来我们作了不少的工作。但是对于这个重要的气象问题，显然我们还研究得不够。首先季节划分的研究还得继续。划分要建筑在季节的标志上，对于季节的标志我们还研究得不多。上面所谈的季节划分主要是根据风带（包括急流）的南北位移和它的纬度位置，我们还得研究这种标志是否和其他天气现象配合得很好。例如根据风带的位移定出来的初复，正好是梅雨季节，这是很好的，但是其他季节如何？还值得深入讨论。各个季节里的特有天气过程，也是研究的对象。从一个季度的天气过渡到另一季度天气的物理和天气过程的了解是季节性的长期预告不可缺少的，因而这方面的研究是急待我们今后开展的。

季风是东亚的特征,近年来我们对它有过不少的研究(有关它的成果将在另一文中叙述),但是从大气环流的角度来讨论它的成因和发生发展过程还值得深入。

### § 3. 青藏高原对东亚大气环流的影响

青藏高原为世界最高和最大的高原,东西长达 3200 公里,南北宽为 1500 公里,高度达到冬季对流层厚度的三分之一以上。这样的一个庞然大物对东亚环流以及中国天气的影响是可想见的。气象工作者早已注意到这个问题,但在反动统治时期,气象科学成为点

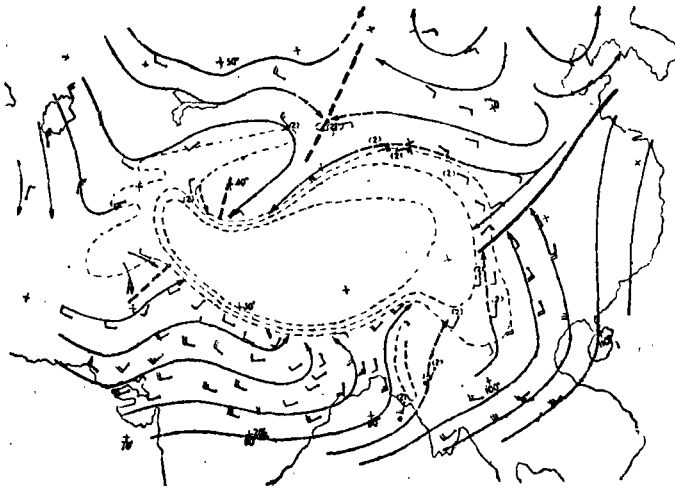


图9 夏季 1.5 千米的平均流线图(一整横代表 2 米/秒,半横代表 1 米/秒,小于 0.5 米/秒的不带横,右边没有划出风向的流线是根据 1951—1955 年七月的记录所绘制的。(其余说明同图 10))

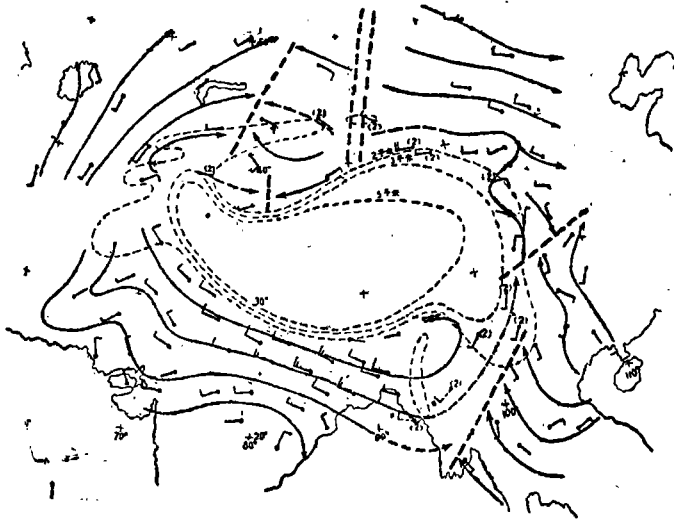


图 10 冬季 1.5 千米高度上的流线图(一整横代表 4 米/秒,半横代表 2 米/秒,凡小于 1 米/秒的风速不带横;括号内的数值代表高度(千米);带有星号的方向表示 1934 年以前的记录;以虚线所表示的流线表示不在同一高度上的流线;细虚线表示地形的等高线,内圈为 5 千米以上,中圈为 3 千米以上,外圈为 1.5 千米以上)



綴品，不可能有所为。当时高原上只有拉薩一个地面站，有关高原上的气象資料一无所有，在这样恶劣的条件下，不可能很好地进行有关高原气象的研究工作，高原上的气象情况始終是个謎。

解放后，高原上的台站网迅速地建立了起来。有了丰富的資料，我們有可能进行西藏高原对东亚大气环流以及中国天气的影响的研究。十年来我国气象工作者<sup>[7,8,13,30-41]</sup>有关此问题的研究是比较多了，而且取得了較好的成績。現在总结为以下：

1. 冬季对流层下层的西风带，受到高原的阻扰，分裂为南北两支，繞过高原东行，爬越高原而过的只是少部分。高空空气虽然直接越过高原，但这一分支現象从高空图上也可以看得出来。越过的多少要看气流的稳定性如何，夏季空气比冬季稳定性小，所以越过的就比较多些。图 9—10 表示 1.5 公里高度上夏季和冬季平均流綫图。可以看出夏季平均气流对着地形坡度吹的分速确比冬季大。在冬季西风带在高原分为南北两支，每支西风里有一个西风急流。南支急流比北支強大得多。两支急流的強度都是向下游增加，所在高度也是向下游增加。两个急流的緯距愈向下游愈縮小，最后在海上汇合。南支急流逐日虽有不小的变化，但它的平均位置則繞高原的南緣而行，变化不大。

由图 10 里我們还可以看出，在冬季由于西风带的分支，在高原的东西两端形成两个相对的停止点。在这两点上气流速度比較微弱，天气系統也不如別的地方明显。由高原东端停滞点向下游去，就是两支西风的辐合区。这个辐合区对我国低压的发展有很大阻碍作用。根据天气經驗，我們知道在我国大陆上(东北除外)強烈低压的发展是不多見的。出了我国到海上低压才会巨烈发展。这和北美大陆的情况是不同的。在北美大陆上強大低压是时常发现的。

高原对天气系統的再一明显作用就是自欧洲来的深大的长波槽在邻近高原时，分为两段。北段迅速向东行并且減弱，及至貝加尔湖重新加強；南段或趋于消失或繞高原的南部东去。上述情况并不意味到所有的槽都不能超越高原而过，有时当东亚西风环流盛行时，常見小扰动越高原而过。北美洛磯山对天气系統的影响就不是这样子了，我們常常可以看見一个一个的深大的长波槽整体地越过洛磯山而东去。

在平直西风环流下，在蒙新高原的向风面风是爬坡的，产生加压；背风面风是下滑的，产生減压。所以槽或低压爬上蒙新时趋于消灭，脊或高压爬上高原时則見加強。在背风面相反，这些都有观测的証实。

西藏高原对于波动移动速度也有影响，在北坡移动得快，南坡慢。观测如此，理論說明見本期中动力气象成就一文中，这里不重述。

根据理論計算冬季亚洲沿岸的大槽的形成是和东亚大地形的动力作用有着密切关系的。

2. 到了夏季盛行风向和冬季大为不同，因此高原对气流的影响也有了改变，也就是說地形对环流的动力作用也有季节变化。这点在过去国外研究地形的动力作用中是很少注意的。在夏季，上面所叙述的冬季現象就很少出現了。在夏季西南季风因受南北走向的阿拉干 (Arakan) 山系和西藏高原南緣的阻挡，被迫而作气旋式的旋轉。夏季印度低压的平均位置之所以在印度而不在温度最高的阿拉伯沙漠区，即与上述的气旋式旋轉有关。关于这个“热低”形成的另一意見是：到了夏季气候带北移，印緬地区处于大陆副热带高

压、太平洋副热带高压和赤道较凉的高压之间的辐合带,印度“热低”发生在赤道锋上,而不是在热中心。所以我们通常所称的印度热低压的原因不单纯是由于热力的作用,而参有动力的作用。

3. 关于西藏高原的热力作用根据推算结果,可以初步肯定在夏季它是个热源,在冬季东南部仍然是个热源,其余部分由于资料不足还不能肯定。由于高原在夏季是热源,同时在夏季高原不复位于主要的西风带中,副热带高压脊又横穿过高原,所以在它的上空容易生成一个闭合的高压。这个现象已为近年的观测记录所证实。高原的热力作用的另一表现为高原四周的风向日变化。从观测记录的统计得知,高原四周测站在午后的平均风向有指向高原的分向,在日出前后则有吹离高原的风向分向。所以,在午后高原上出现辐合流场,日出前后则出现辐散流场,而且辐合(散)的数量级是相当大的。

以上的研究成果,使我们对东亚大气环流有了进一步的了解,它不但在学术上有价值,而且有实际意义。

这里应当提出最近科学院地球物理研究所二室部分同志和在高原工作的气象工作者们合编的“西藏高原气象学”一书。这本书总结了有关西藏高原气象的研究,同时还对高原上空的环流型式、近地面气候和自由大气的气候、单站气候和天气系统加以详细的讨论。由于该书是由富有实际工作经验的同志参加编写的,故有比单纯从日常记录来描述要好。

关于西藏高原对大气环流的影响,建国十年来我们是作了不少的工作的。然而还是远远不够的。首先,建国以来我国在高原虽然以极大的速度建立了许多测站,可是对于高原面积来说,测站数目显然是不够的,尤其是高原西部更是个空白点。因而随着测站的建立,我们对高原影响的研究也要随时进行。过去的工作对冬季研究得多,对夏季进行的少,今后应当加强夏季高原影响的工作。此外我们过去对高原影响的研究多限于天气方面,理论方面的研究不多,这方面是急待开展的。

#### §4. 基本理论

在有如万马奔腾的社会主义建设里,中长期预告是迫切需要的。中长期预报与大型环流有密切的关系,所以作好中长期预告的关键问题之一,就是作好大气环流的研究,因而搞清楚大气环流的基本理论是十分必要的。几年来我们在这方面也作了不少的工作。

近年来,国内外的气象工作者,对纬圈环流(东西风带)的持续问题作了不少工作,争论亦较多。而争论的焦点集中于经圈环流,特别是低纬度的 Hadley 经圈环流的作用问题上。从理论上说来,一派认为可以不需要经圈环流来维持纬圈环流,同时还怀疑经圈环流的存在。另一派则肯定经圈环流的存在,亦肯定它的作用。因而用事实来证明经圈环流的存在与否是必要的。1950 年人们<sup>[42]</sup>第一次利用海上风的记录间接证明 Hadley 经圈环流必然存在。但在 1956 年我们<sup>[43]</sup>更利用 Buch 高空风的实测记录绘出子午面上的气流分布图(图 11)。图中显示出明显的经圈环流,从而肯定了它是实际存在的。

关于经圈环流对纬圈环流持续的作用亦曾有人加以计算<sup>[44]</sup>。指出在低纬度经圈环流的功用是不能忽略的。但这项工作和过去其他关于这方面的工作一样,只注意到角动量输送至高纬地区的问题。但角动量主要是在高空向中高纬度输送的,它如何从东风带的近地面层(角动量的产生地区)输送到高空去呢?这也将借助于 Hadley 环型。它将具有

大的絕對角动量的空气自赤道带带到高空，而回归赤道带的空气則具有較小的絕對角动量，这样就有淨余的角动量輸送到高空<sup>[45]</sup>。

因为地球和大气角动量的总和是个常数，所以当大气自己的总角动量发生改变时，地球自轉角速也得发生变化。冬季(北半球冬季)全球大气的总角动量較夏季大，地球自轉角速則冬季較夏季小。但全球大气总角动量虽然在冬季大，但在 650 毫巴以下的平均西风环流在夏季反而大，在冬季反而小。正是如此，大气和地球的角动量才能相互轉換，而又符合地球和大气的总角动量为常数的要求。这說明冬夏(对北半球的冬夏)高空和低空的西风环流強度变化方向是沿相反的方向进行的，近地面西风环流的加强意味着大气中角动量的消耗加强，制造角动量的效能減低(不計山脉作用)，因此大气中总角动量要减小。近地面西风环流的变弱，意味着相反的变化。

大气动能的平衡过程是大气环流中一个重要問題，首先大气中动能总共有若干、平均消耗率如何和平均制造率如何等是應該加以計算的。利用每天的記錄計算(1945 年至

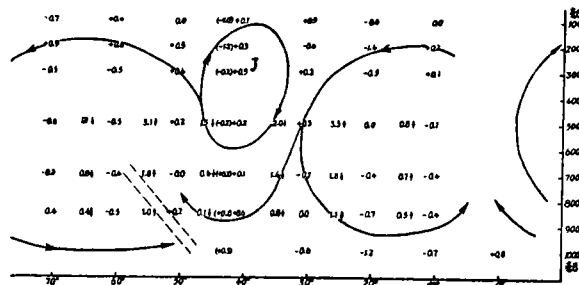


图 11 1950 年北半球平均經圈环流

10°, 20°, ……70° 上空 850, 700, 500, 300, 200, 100 毫巴的經向风速(正号为南风, 負号为北风) 采自 Buch, 0°, 10°, ……30°, 1000 毫巴的經向风速采自 Richl 和叶篤正, 圓括弧内数值为采自 Starr 和 White 的 42.5° 上各标准等压面的經向风速, 10—20°, 20—30°, ……等 850, 700, 500 毫巴的数值为鉛直风速(箭头方向为鉛直运动的方向)。經向风速单位为米/秒, 鉛直风速单位为毫米/秒。

1946 年冬季) 出来的北半球中緯度对流层上部的平均动能<sup>[46]</sup> 要比 Spar 利用常年平均图計算結果大一倍。同时还指出扰动动能要比基本西风气流的动能还要大。随后計算了北半球大气的“有效位能”<sup>[49]</sup>, 以及北半球大气里的平均动能的消耗率和制造率的分布等。对于北半球大气里的各种能量的轉換也加以計算, 从而求得一个大气中能量的循环过程<sup>[51]</sup>。同时对于大气动能的平衡过程也有过研究<sup>[47, 49]</sup>, 这方面在我国动力气象的成就里已經叙述, 这里不再重述。

通过气压的工作  $(\iint_{S_1} w p dx dy, \iint_{S_2} v p dx dz)$ , 大气动能自下层向高空大气輸送, 自南向北(在北半球)輸送。其中  $v$  和  $w$  各为南北方向和垂直方向风速,  $p$  为气压。  $S_1$  为大气中的一个等高面,  $S_2$  为通过某緯圈的垂直平面。因为

$$\iint_{S_1} w p dx dy = R \iint_{S_1} \omega \rho T dx dy, \quad \iint_{S_2} v p dx dz = R \iint_{S_2} v \rho T dx dz,$$

其中  $R$  为气体常数,  $\rho$  为空气密度,  $T$  为温度, 由上式看来动能的平衡过程就和可感热量輸送联系起来。

上述大气环流中的各种物理过程, 从表面看起来关联不是那么密切, 而实际上它們是密切相关的。例如为了平衡輻射的冷却, 热量需要向北和向上輸送, 这两个方向的輸送是

可以由同一不稳定的大型扰动同时来完成的。因而这两个方向的输送就是一个事物的两方面。

在前面的方程中可以看出,对整个大气来讲,平衡动能的消耗,需要  $\int p \operatorname{div} v dv > 0$ 。容易看出,这相当于  $-\int T \frac{d\rho}{dt} dv > 0$ , 也就是  $T$  和  $\frac{d\rho}{dt}$  负相关, 或者是  $T$  和  $w$  (垂直速度) 的正相关 ( $Tw > 0$ )。因而在热量向上输送的过程中,所需要的位能向动能的转换也就实现了。

可以得出在大型扰动发展的过程中  $u$  和  $v$  之间将产生正相关, 也就是角动量的向北输送。这样在角动量平衡中所需要的角动量向北输送也是在不稳定扰动中产生的。

由上面我们看出大气中各种主要物理量的平衡过程是密切相关的。使它们相互沟通的桥梁就是不稳定的扰动。

应该指出阻尼的扰动将产生和不稳定扰动相反的物理过程。这样在扰动的发展和阻尼一个循环中,平均的说,将没有热量的向北和向上的输送,没有了位能向动能的转换,也没有了角动量的向北输送。但因摩擦的存在,在扰动的发展和阻尼过程里,各种物理量的输送不正好相反。这就使得在平均情况下,热量向上和向北输送,位能转为动能,同时角动量也向北输送。

不稳定的大型扰动不仅把各种物理量的平衡过程联系起来,而且对东西风带、平均经圈环流和急流等重要的大气环流现象的形成,不稳定的扰动也起了重要作用。反过来大型扰动的发生和发展也时刻受着风带的影响。因此东西风带、平均经圈环流、急流和大型扰动有机地联系起来。由此看出,大气环流中的重要现象是相互统一和相互制约的。

上述的论证详见“大气环流的若干基本问题”<sup>[49]</sup>一书。由实际高低指数环流转换时各种物理量的平衡过程的个案分析,证实了上述结论。同时这个研究还得出大气中许多重要的物理过程(如热量、动能和角动量的平衡、扰动位能和扰动动能的相互转换等)在由高指数转向低指数时期和在由低指数转向高指数时期是相反的。大气环流中的平均物理过程是这两类相反过程组成的。

至于大气环流中为什么有高低指数环流的演变呢?这涉及到大型不稳定的理论,在这方面我们也作些研究,见“我国对动力气象的研究”一文,这里不再介绍。

关于大气环流的年变化有人<sup>[50]</sup>从北半球 500 毫巴环流的逐月变化出发,论证大范围环流演变的特点,从动力原因与热力原因的结合起来探讨环流的形成原因,同时指出东亚与北美大地形动力作用的差异。也有人<sup>[51]</sup>从辐射的角度出发研究过西风环流年变化的问题。并绘制了北半球各纬度上 500 毫巴的平均西风年变化图,也绘制了各纬度的平均太阳辐射和有效辐射年变化图,可以看出这两种分布图是非常相似的,因此各纬度上的平均西风的变化基本上是由辐射的变化。

最后应该提出,用模型试验来研究大气环流也开始了,在这个试验里,研究了大型系统的风场和温度场的结构等。这项工作是在北京大学地球物理系<sup>[52]</sup>里进行的。

结束语:从上面的报告我们可以看出,解放后我国的大气环流的工作是有成绩的。在党和政府的关怀下,它得到了良好的发展,我们有信心在今后的年代里把这门研究工作提到更高的水平。

## 参 考 文 献

- [1] Yeh, T. C. (叶篤正): The circulation of the high troposphere over China in the winter of 1945—1946. *Tellus*, **2** (1950), 173—183.
- [2] 謝义炳、陈玉惟: 冬季西太平洋及东亚大陆北部上空的温度及流场. 中国地球物理学报, **22** (1951), 47—48.
- [3] 高由禧: 从对流层的温度分析来探讨我国上空冬半年西风环流. 气象学报, **23** (1952), 48—60.
- [4] 陈隆勳等: 1956年1月到3月上旬亚洲上空大气环流的结构. 气象学报, **27** (1956), 361—382.
- [5] 仇永炎: 冬季东经140°剖面上的温度场与风场. 北京大学学报, **1** (1956), 62—68.
- [6] 朱乾根: 西藏高原附近环流的一次分析. 天气月刊, 1958年第9期.
- [7] 叶篤正: 西藏高原对大气环流影响的季节变化. 气象学报, **23** (1952), 33—47.
- [8] 顧震潮: 西藏高原对东亚环流影响和它的重要性. 中国科学, **22** (1951), 283—303.
- [9] 李汉生: 南支西风急流及其对高空飞行影响的初步探讨. 油印文件.
- [10] 空軍: 冬季格尔木至珠穆朗玛峰航綫附近地区高空风的初步了解. 油印文件.
- [11] 陶詩言: 北半球500毫巴平均图. 北京中央气象科学研究所出版(1957).
- [12] 陶詩言、陈隆勳: 夏季亚洲大陆上空大气环流结构. 气象学报, **28** (1957), 234—237.
- [13] 陶詩言、楊鑑初等: 西藏高原的气象学. 科学出版社出版.
- [14] 高由禧等: 西藏高原热力作用对季风的影响. 尚未发表.
- [15] 陈受鈞: 东经140°剖面上的风场与温度场. 气象学报, **30** (1959), 92—98.
- [16] 归佩兰: 东亚夏季副热带流型的初步分类. 尚未发表.
- [17] 謝义炳、曾庆存: 盛夏亚洲及西太平洋大型天气与中国降水. 气象局论文集, 第3号, 1957.
- [18] 刘匡南等: 近五年东亚夏季自然天气季节的划分及夏季特征的初步探讨. 气象学报, **26** (1955), 92—98.
- [19] 叶篤正、高由禧、刘匡南: 1945—1946年亚洲南部和美洲西南部急流进退的探讨. 气象学报, **23** (1952), 1—32.
- [20] 陶詩言等: 东亚的梅雨时期与亚洲上空大气环流季节变化的关系. 气象学报, **29** (1958), 119—134.
- [21] 叶篤正、陶詩言、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.
- [22] 謝义炳、陈受鈞等: 大气环流的季节变化与长江流域夏半年雨期雨量的长期预告(初步报告). 兰州中长期预报会议文件, 1958.
- [23] Staff members of the section of synoptic and dynamic meteorology, Institute of Geophysics and Meteorology Academia Sinica, Peking (地球物理研究所天气与动力气象组): On the general circulation over Eastern Asia, *Tellus*, **9** (1957), 432—447; **10** (1958), 58—75.
- [24] 陈汉權: 1954年长江淮河流域洪水时期的环流特征. 气象学报, **28** (1957), 1—12.
- [25] 陈隆勳: 梅雨結束时期沿东经140度上风场的变化. 气象学报, **28** (1957), 294—302.
- [26] 程純枢: 1951年梅雨的分析. 气象局技术会议总结.
- [27] 高由禧: 1946年长江流域的梅雨. 气象学报, **23** (1952), 61—84.
- [28] 叶篤正、朱抱眞: 从大气环流变化論东亚过渡季节的来临. 气象学报, **26** (1955), 71—87.
- [29] 顧震潮: 由气压变率論我国春季环流的特殊性. 气象学报, **26** (1955), 123—129.
- [30] Е. Ту-чжэн и Гу Чжэнь-чао (叶篤正、顧震潮): Влияние тибетского нагорья на атмосферу циркуляцию и на погоды Китая, *Изв. АН СССР, Сер. Географ.*, 127—129. (1956).
- [31] 顧震潮、叶篤正: 关于我国天气过程大地形影响的几个事实和計算. 气象学报, **26** (1955), 167—181.
- [32] 叶篤正、罗四維、朱抱眞: 西藏高原及其附近的流场结构和对流层大气的热量平衡. 气象学报, **28** (1957), 108—121.
- [33] 周晓平、顧震潮: 大地形对高空行星波传播的影响. 气象学报, **29** (1955), 99—103.
- [34] 楊鑑初、罗四維: 从西藏高原地面观测結果探讨高原上的环流系統和热力問題. 气象学报, **28** (1957), 264—274.
- [35] 楊鑑初、汪关成、李玉兰: 西藏高原对其北方环流系統的影响. 气象学报, **30** (1959), 99—113.
- [36] 陶詩言: 冬季中国上空平直西风环流条件下的西风波动. 气象学报, **27** (1956), 345—360.
- [37] 紀立人、赵明哲、顧震潮: 考虑地形运动学边界条件的斜压大气发展傾向計算. 气象学报, **29** (1958), 213—220.
- [38] 顧震潮、陈雄山: 层結大气中天山——阿尔泰山山系非定常动力扰动的分布. 科学通报, **12** (1957), 378—379.
- [39] 朱抱眞: 大尺度热源、热汇和大地形对西风带的常定扰动. 气象学报, **28** (1957), 122—140; 198—224.
- [40] 巢紀平: 斜压西风带中大地形有限扰动的动力学. 气象学报, **28** (1957), 303—314.
- [41] 罗四維: 西藏高原暖高的个案分析. 尚未发表.
- [42] Riehl, H. and T. C. Yeh (叶篤正): The intensity of net meridional circulation. *Q. J. Roy. Met. Soc.* **76** (1950), 182—188.

- [43] 叶篤正、邓根云: 1950年平均經圈环流与角动量的平衡. 气象学报, **27** (1956), 307—322.
- [44] Yeh, T. C. (叶篤正): On the maintenance of zonal circulation in the atmosphere. *J. Met.*, **7**, (1951), 146—150.
- [45] 叶篤正、楊大昇: 北半球大气中角动量的年变化和它的输送机构. 气象学报, **26** (1955), 281—294.
- [46] 叶篤正、徐淑英: 中緯度对流层上部的能量变化. 气象学报, **23** (1953), 193—203.
- [47] 黄仕松: 論反气旋在大气中的作用. 气象学报, **23** (1952), 130—134.
- [48] 叶篤正: 大气中动能的制造. 气象学报, **25** (1954), 279—290.
- [49] 叶篤正、朱抱真: 大气环流的若干基本問題. 科学出版社出版(1958).
- [50] 顧震潮: 論环流年变与环流基本性質. 气象学报, **24** (1953), 69—99.
- [51] 黄仕松: 控制大气环流的基本因子. 气象学报, **26** (1955), 35—64.
- [52] 傅克庄等: 大气环流的模型試驗. 尙未发表(1959).