

关于夏季东亚大气环流的研究

朱抱真 宋正山

(中国科学院大气物理研究所)

东亚位于世界最大的欧亚大陆东部,具有世界最高的大高原——我国青藏高原,东、南毗连广大海洋——太平洋和印度洋,地理特征在全球范围内富有鲜明的特点,因此这一地区的大气环流及其相连系的天气过程也具有许多复杂的鲜明的特色。我国气象学研究工作者在五十年代就对东亚大气环流作了一系列研究,引起国内外的注意。东亚是世界上最著名的季风活动区域之一,夏季的大气环流及天气过程更为特殊和复杂,在天气预报上也更为重要;因此六十年代以来,对这方面的研究日益增多,为了纪念我们伟大的祖国建国30周年,本文回顾了有关东亚夏季大气环流的研究。

一、夏季东亚热源的分布

海陆和地形配置对大气形成不均匀的加热分布,它影响着大气的运动,后者反过来又影响海陆地形对大气的加热贡献。因此大气的受热不仅决定于外在的太阳辐射和海陆分布,也决定于大气本身的运动状态,所以需要从几个方面了解热源的情况。

1. 地表面热源 海陆热力差异主要表现在地表的热量平衡关系,以辐射方式得失热量,并与大气和土壤之间进行热量交换,以维持热量平衡。如果某一地区的地面,通过热量平衡过程经常有热量供给(取自)大气,称该地区为热源(冷源)。根据我国的大量台站观测资料和计算,得到东亚地表面的辐射平衡、热量平衡及冷热源的季节分布^[1]。夏季我国陆地表面加热主要决定于辐射平衡分布,一般在6月最大,值得注意的是热量平衡的计算结果,青藏高原除1月和12月外都是热源区,7月可达6—7千卡/厘米²·月,从这一结果可以推测青藏高原对东亚大气环流的热力影响是令人特别注意的问题。

2. 自由大气中的热源 地表热量平衡量只是进入整个大气的热通量,大气运动的状态既和加热的水平分布有关,又和热量的垂直分布具有密切的关系,我们需要知道作用于大气内部各不同层上的热通量差,也就是要了解自由大气中的热源,它决定于大气中的辐射、凝结和地气之间的感热作用,当某地区某高度上的空气的净加热率为正(负)即称该地上空为热源(冷源)。

东亚自由大气对流层的下半部从6月到8月大陆上是以高原为中心的热源,而在大洋上的大气在广大范围内经常失去热量成为冷源,东太平洋的冷源要比西太平洋的冷源强大的多^[2]。大陆上最强的热源中心可能在高原的东南部,由于高原的下垫面高,对流层

薄,因此长波辐射弱,但对太阳短波辐射吸收强,并且7月这里的凝结加热特别大^[3]。海洋上的冷源正是付热带高压的动力下沉增温区,为了维持平衡,大气必须有冷却过程,可以推知主要是由辐射作用来完成。

3. 大气顶部的热源 整个地气系统的热量收支,和地球反照率以及整个大气的净辐射有关,实际上代表大气顶部的辐射平衡。我国地气系统的辐射平衡在6月高纬地区(40° — 60° N)梯度很小,变化不大,而高原地区变化较大^[4]。

二、夏季平均环流的维持

盛夏在北半球付热带的500毫巴平均环流有6—7个波系,稳定波长平均约为50—60个经度,北半球多年各月500毫巴沿北纬30度纬圈的平均经向动能谱也表明最多出现的波数为6—7个波^[5],因此夏季有6—7个付热带高压单体,其中影响我国天气的主要是西太平洋付热带高压,而青藏高原上为一低压环流。到对流层上部西太平洋付热带高压变弱,但出现了行星尺度的超长波系统,如青藏高原,墨西哥高压,大洋的中部槽,特别是青藏高原主体强大,成为全球大气环流中强大并稳定的活动中心。

另外高原上空的整个对流层大气是比较高温高湿的,拉萨多年平均7月份的探空曲线在470毫巴以下是超湿绝热的减温率,以上是湿绝热的^[6]。

要维持夏季青藏高原上空的这种大气环流的平均状态,必然要求在低空经常有气旋性涡度的制造;高空有反气旋性涡度的制造,同时还要求经常有热量和水分的向上输送。

夏季东亚上空的平均垂直运动表明,在对流层中上层,青藏高原基本上是上升运动区,但上升最大中心偏于孟加拉湾,这支上升气流沿 90° E的经圈环流向南运行,下沉气流将落在南半球^[7],这是亚洲季风环流^[8],它和太平洋上的哈得莱经圈环流不同。

过去人们常用哈得莱经圈环流的存在解释付热带高压上空的辐合气流,但由冬到夏北半球的哈得莱环流强度逐月减弱,但太平洋付热带高压的强度夏季比冬季强,因此只用哈得莱环流不能很好地说明付高的维持^[9]。

沿 35° N的纬向垂直环流表明,由西藏高原流出的气流,可以经过高空一直向东输送,到东太平洋付热带高压区下沉。另外高原东部大陆上升气流在低空向东输送很近,到西太平洋付热带高压区下沉^[7]。将这两股东西向环流与北半球7月份的平均冷热源分布^[2]相比,可以看到这两支东西向的环流是两个不同波长的直接环流,前者从西藏高原的热源区上升,在东太平洋的冷源区下沉,后者在大陆的东部加热区上升,在西太平洋的冷源中心下沉,这种巨大的直接环流产生平均环流所需要的动能。

高原上空的平均上升运动是由很多中小尺度系统活动形成的,一种中小尺度系统是高原夏季的旺盛的对流活动,由1975年8月1700兆分辨率云图统计分析,高原的中南部正是一个多云带^[10],另一种中小尺度系统可能是高原山峰耸立所造成的地方性环流。

转盘模拟实验也得到在高原的加热作用下,高原近地面形成气旋式的辐合流场,流体作对流上升运动,在上部形成反气旋式的辐散流场,即青藏高原,而在高原周围存在着下沉运动^[10,11]。

因此可以说在夏季高原以湿润和加热作用使得高原大气出现潜在的不稳定,低空的

气旋性环流容易产生辐合,这就容易产生广泛的对流活动,后者可把近地层的感热和水分向上输送并释放潜热,反过来维持大尺度环流,提供低空气旋性涡度和高空反气旋涡度的制造,这正是一种不同尺度之间的非线性相互作用^[6]。

三、东亚夏季大气环流的建立——季节变化

东亚行星尺度环流从冬到夏的演变问题,是全球大气环流变化的最富特征性的过程之一,这就是在6月份,亚洲大气环流发生一次急剧的季节变化,主要特征现象是:

1. 行星风带的急剧北移,在东亚特别是青藏高原地区,付热带西风带和西风急流突然北跳,南亚上空西风急流消失,热带东风急流在高原之南的低纬度上空建立。

2. 北半球中高纬度的行星环流发生一次很大的长波调整,从春季的3—4个长波槽变为4—5个长波槽,槽脊位相发生了一次较大的变化,东亚海岸的太槽,移到大陆上。

3. 在对流层最上部,200—100毫巴上高压中心从南方突然北跳,并在高原上空稳定下来。

4. 在对流层低空,印度西南季风爆发,我国华南地区夏季风盛行,高原上切变线位置稳定,低涡频繁发展,高原上大部分地区雨季开始。极锋从华南北移到长江流域,使得我国江淮流域的梅雨建立。

上述环流季节变化的特征现象非常明显,对我国的天气气候影响很大,但从多年的资料分析,这些特征的出现是多种多样的,典型的同时发生的事实并不多见,也很难有一定的先后次序,而是很多现象的变化组成一个不规则的年际变化的背景,因此近年来有许多更详细的研究,发现了一些新的引人注意的事实。

从1961—1973年资料的分析,发现南亚付热带西风环流从春到夏的确存在着突变,并且突变的时间以对流层低层最早,一般在3—4月,而对流层中层最迟,500毫巴在7月,并且距高原愈近,突变的次数愈多,时间愈早^[12]。

东亚付热带西风急流在高原之南消失的日期,因各人标准不一,可有较大差异,有的定得早,如根据腾冲高空西风的演变,平均在5月15日,急流的南界已北撤到高原南缘^[13]。有的定得晚,如分析南亚几个站的高空西风状况,300毫巴上急流在高原南边消失平均为6月14日^[12]。根据拉萨的500—300毫巴厚度的多年平均逐日演变,厚度的急剧增加是在6月上旬之前,由此估计急流北撤的平均时间也应在6月上旬之前,而到梅雨期附近(平均日期为6月18日)高原上空温度变化较小。

长江中下游的梅雨是夏季环流建立中的一个重要天气现象,近年来人们发现梅雨现象的年际变化很大,同时发现入梅前东亚付热带高空西风急流轴已北撤到青藏高原北部,急流在入梅期突然北移并不多见。此外,出梅后在40°—45°N以北活动的的急流,仍然可以回到日本上空。这些结果与50年代资料较少时所得到的结论有所不同^[13]。

在青藏高原南部的10°—15°N地区的150—100毫巴上空为强大的热带东风急流,其中心比较稳定,但急流区边缘范围的变化比急流中心明显,处于东风急流北缘的南宁18000米高空风,从西风转为东风后约一个月,长江中下游入梅。盛夏我国东部地区雨水偏多时东风急流偏强,反之较弱^[14]。而东风带季节性位移的时间、幅度与四川省的伏旱也

有一定的关系^[15]。

东亚大气环流由冬到夏这样一次特征性转变的物理机制并不清楚,但这种变化发生在亚洲大陆,似乎先在高原地区出现,使人不能不想到大陆和高原的热力作用。北半球冷热源的年变表明,由5—6月北半球东亚大陆有一个最显著的加热变化,而在两个大洋看不到这种变化^[1],由于辐射的变化过程是比较均匀的,因此不均匀加热变化主要决定于海陆的感热,大陆的比热小于海洋,因此大陆的热量得失效应必然先于海上发生,高原地形的动力抬升效应引起的潜热释放,也将加强高原的这一作用。

转盘模拟实验中,在高原加热的情况下,可以出现西风带的北撤,东风带的建立以及青藏高原的形成等有意思的现象^[11]。

北半球7月份沿 30°N 纬圈各层温压距平分布,最大正温度距平恰好处在青藏、伊朗高原上空,不是在对流层下部,而是在对流层上部。而高原东部以及我国东部对流层上层潜热加热可能是主要的。可以设想,由于亚非大陆和高原的加热作用,减弱了高原南侧的经向温度梯度,加强了北侧的梯度,热量积累到一定程度,可使付热带西风环流发生急剧变化,高原隆起表面引起的强烈感热和潜热将使高原近地层出现热低压,对流层上层出现暖高,当青藏高原控制整个对流层上部时,南亚西风发生突变^[12],这一过程有待在数值实验中验证。

我们要指出的是由冬到夏东亚大气环流的季节变化的年际差异很大,加热作用也许只提供了背景的物理因素,但突变过程可能更决定于大气环流本身的非线性动力过程(当然也包括加热与动力的相互作用)。西风带的北撤变化往往是通过槽脊调整来实现,因此各个年份的季变过程可以很不相同。

四、夏季环流盛行期中的环流变动

夏季环流建立后,虽然行星尺度的大型环流,如青藏高原,热带季风等都是强大的北半球活动中心,比较稳定,但它们建立后仍然有着明显的变动,控制着东亚大型天气的演变。

1. 青藏高原的东西振荡 夏季青藏高原似有绕其平均位置往返振动的现象,高压的位置发生一次振动,南亚高空流型便出现一次调整,同时西太平洋付热带高压也相应地出现一次进或退的过程^[16]。

当青藏高原离开其平均位置从高原上空移出,到达大陆东部时,常称为东部型;当高压中心重复在 100°E 以西的高原上空出现时,称为西部型,还有一种是上述两型的过渡,称为带状型。西部型天数约占各型环流的总天数70%,因此作为热源的青藏高原对青藏高原形成有重要关系^[17]。

上述三种环流型相互演变,属于十天以上的中期过程,谱分析表明在100毫巴上空高压环流的活动是以10—16天的长周期为主,也有1周左右的周期活动^[18]。

青藏高原东西振荡的过程在 40° — 50°N 纬圈西风带上主要表现为高原上空付热带长波波系的调整。使强大稳定的西部型青藏高原移出高原的西风槽,主要是在 70°E 以东并向高原爆发的槽,而在 70°E 以西早已存在的东移槽象是不能使青藏高原东移,这一

点在转盘模拟实验中也得到证明^[19]。

但是青藏高压环流型的转换是复杂的,环流的变动往往是半球性的,主要环流系统之间关系也不简单。如西太平洋付热带高压与青藏高压可以相向也可以相背而行,它们调整在一定位置上或分离在一定的波长范围内。太平洋中部槽又是一个关键系统,当太平洋中部槽在其平均位置稳定或重建时,西太平洋付热带高压也比较稳定,强度增强^[20]。另外西太平洋付热带高压同南海赤道缓冲带北上合并时,与青藏高压从东部型转为西部型也有一定的联系^[21]。谱分析的研究还指出,汉口经常处于青藏高压和西太平洋付热带高压的边缘,而拉萨的 100 毫巴高度与上海的 500 毫巴高度相互关系证明并不总是青藏高压操纵西太平洋付热带高压的活动,有时后者的变动先于大陆高压的活动^[22]。

对于青藏高压的振荡机制,目前国内有三种看法:

(1) 强调热力作用,认为青藏高压由东部型向西部型转换,主要是 100°E 以西的高原感热作用,在上升辐散气柱的西边产生新的高压中心,而西部型向东部型的转换,以 100°E 以东地区的潜热释放为主^[23]。

(2) 强调大气动力过程,认为青藏高压东西振荡过程与整个长波系统的调整有关,不能归因于局地热力条件的变化^[24]。

(3) 提出两种过程,自身振荡和强迫振荡,前者是由于高原加热引起付热带长波系统发生调整,后者是由于付热带长波不稳定发展引起的波系调整^[25]。

2. 季风环流 夏季环流建立后,整个南亚、东南亚、青藏高原和我国华南都是夏季风盛行地区。季风原是从低空风系的观测事实建立的概念,古典的季风定义是冬夏地面风向相反的盛行气流。高空天气学的发展给季风带来了复杂而丰富的内容。

控制中印半岛和印度的强大的西南季风是著名的热带季风,它的气候学和天气学的概念都比较明确,西南季风的活跃和间歇是这一地区降雨预报的着眼点,对于我国来说,重要的问题是西南季风的活跃、间歇和我国天气过程的关系。

我国云贵高原季风现象显著,西南季风在贵州开始盛行日期平均在 6 月中下旬之间,与孟加拉湾北部的季风低压的发生和发展有联系,同时长江中下游梅雨开始日期和贵州西南季风盛行日期很接近,相关很大^[26]。但云南雨季开始日期比较复杂,昆明地区在 5 月中旬,与东南亚热带西南季风平均开始日期相近,有的地区则很不一致,雨季开始最早地区不在滇西南,而在滇西北,值得注意的是云南雨季的降水过程大多在偏南风与冷空气南下活动相结合而产生的^[27],这就和单纯的热带季风降水不同。

我们认为我国的季风在天气学上的概念还不够明确,是否应把付热带季风与热带季风区分开来。当热带西南季风在印度爆发的前两个月,云贵高原的雨季已经开始,这时的西南风是付高西侧的气流,降水天气和南支西风槽的活动有关,若把这时云贵高原的西南气流称为季风,应该属于付热带季风。热带季风在印度建立后,可以推测有的时期,ITCZ (热带辐合带) 移至印度北部,ITCZ 北侧的偏东风把我国江南的付热带季风与热带西南季风分开,当印度季风低压移至印度西北角,ITCZ 断开时,热带季风可以影响到付热带,发生明显的不同纬度之间的相互作用。

3. 低纬度环流 东亚夏季大气环流受热带环流影响很大,庞大的青藏高原虽然可能对热带气流起屏障作用,但北半球最北的 ITCZ 位置也在高原附近,这是很有意思的

现象。

绝大多数的西太平洋台风发生在 ITCZ 之中, ITCZ 的强弱决定台风发生的多寡, ITCZ 环流特征及结构是一个值得注意的问题。在 ITCZ 强和弱的时期低纬度大气环流特征有很大不同, 几个活动中心的配置和强度有明显差异, 一方面低纬度环流特征不同对热带天气系统和台风的多少都有重要影响^[26], 另一方面低纬度环流与付热带流型有密切联系。当 ITCZ 活跃时期, 西太平洋西南风的活动强, 印度西南季风偏弱或中断, 青藏高原上空反气旋东伸也强。而 ITCZ 微弱时期, 在印度中部为季风槽, 季风活跃, 青藏高原上空反气旋环流偏西^[27]。由 ITCZ 的三维结构研究, 发现有一个高空 200 毫巴反气旋叠加在 ITCZ 的附近和北侧, 它对 ITCZ 的维持和加强有利^[28]。

南半球气流对东亚大气环流也有着很大影响, 早在六十年代, 我国气象工作者就发现赤道区拉包尔 (94085) 站附近是南半球气流集中越过赤道的地方。近年来人们注意到存在着几个过赤道的气流通道, 一个主要通道是在非洲东海岸的强烈而狭窄的索马里低空急流, 这条急流的年际变化与印度南部、孟加拉湾南部一直到中印半岛和我国南海的南部的气流变化一致^[29]。

在东南亚地区跨越赤道的气流通道可能有两个, 一个在 105°E 附近, 另一个在 150°E 附近^[30], 后者在新几内亚东岸, 它不像素马里急流那样经常维持强大的风速, 而是间歇性地爆发, 它的成因可能像素马里急流受非洲大陆影响一样, 受新几内亚地形阻挡作用很大^[31]。

五、夏季环流控制下的天气尺度系统

在夏季行星尺度环流控制下, 东亚地区有很多中间尺度到大尺度的天气系统, 它们的活动造成夏季的降水, 因此在天气分析和预报上是非常重要的问题。

近年来发现青藏高原地区是一个低涡源地, 从现有的测站和卫星资料统计, 大致有五个源地: 羌塘, 那曲, 柴达木, 松潘和四川。最主要的可能是那曲低涡, 它常常和高原切变线相联系, 由平均水平环流可知在高原热低压与印度季风低压槽之间, 在 3 千米高度上有一个比较完整的反气旋环流^[32]。在大尺度的季风垂直环流图上, 高原南北两侧还有较小的经向环流圈, 高原北侧偏南与偏北气流的辐合区正是高原上夏季切变线的平均纬度^[7]。

高原切变线是暖性的, 没有明显的锋区, 高原上的低涡可能更是热力性质的, 西风槽对形成这些系统虽也有重要贡献, 但对高原能直接施加影响的只占高原天气系统的 10% 左右, 因此近来更多的注意了低涡形成的热力原因, 这包括地面感热和对流凝结潜热作用, 在 500 毫巴高原低涡出现之前, 已经有对流云团和降水, 同时地面感热也达到了最大, 所以推测高原低涡发生的机制可能是: 高原热低压在高原西部感热的增强下发展, 它使高原中部西南暖湿气流加强, 而对流凝结潜热的释放又引起低压的进一步发展。因夏季高原相对于四周大气是高温高湿区, 这一机制表明高原低涡的发展与热带气旋类似^[32]。根据卫星云图等资料分析, 西南涡发展的主要能量来源也是对流不稳定和凝结潜热的释放^[33]。

高原东侧的西南涡和发生于高原北侧的松潘涡的发展常和西风带系统活动有关, 这

时冷空气侵入初生的暖涡所引起的热力、动力变性作用是非常重要的,高原的增暖形成超热成风中心,而冷槽的东移影响超热成风中心是否发展^[34]。

从高原对纬圈环流扰动的数值模拟,可知高原的下游槽要比落矶山的偏东得多,因此对西风带,我国虽处于背风坡,但气旋生成大多只在东部省份才明显出现^[35],如我国的东北低压,黄河气旋和江淮气旋等。

近年来江淮气旋的发生发展问题有了进一步的认识,从诊断分析证明: 凝结潜热的释放对气旋的发生和发展起着主要的作用^{[36][37]}。一个有意思的现象是经常在静止锋上先有降水现象然后出现气旋生成。通过数值模拟得到这种过程的机制如下: 静止锋上的低空切变流场具有较弱的低空辐合,高空辐散,形成较弱的上升运动,使得水汽近饱和的气块上升,导致较弱的降水,凝结潜热影响了温压场的改变,通过动力制约,反过来又加强了流场的低空辐合与高空辐散,同时也加强了低空水汽辐合。这样大尺度凝结和大尺度环流之间在局部地区形成了强烈的正反馈,这种“凝结反馈不稳定”的机制,导致地面气压下降,雨量加大和低空风速急流的形成^[38]。

从以上的概述,可以看到东亚夏季大气环流和天气过程是在复杂的海陆分布不均匀加热,和青藏高原大地形动力热力作用下,不同尺度不同纬度的大气运动相互作用的结果,过去我们已经取得了大量的成果,但仍存在着很多问题,我们期望未来的十年里有更大的进展。

参 考 资 料

- [1] 高国栋等,大气科学,第3卷,第1期, p. 12—20, 1979.
- [2] 朱抱真等,动力气象学论文集, p. 38—64, 科学出版社, 1961.
- [3] 陈隆勋等,气象学报, 35, p. 6—17, 1965.
- [4] 左大康等,地理学报, 31, p. 100—112, 1965.
- [5] 陶诗言等,中国夏季副热带天气系统若干问题的研究, p. 106—123, 科学出版社, 1963.
- [6] 叶笃正等,青藏高原气象论文选编, p. 19—28, 1974.
- [7] 叶笃正等,大气科学,第3卷,第1期, p. 1—11, 1979.
- [8] 陈秋士等,气象学报, 34, p. 51—60, 1964.
- [9] 黄士松等,南京大学学报(自然科学版), p. 141—146, 1977年1月.
- [10] 中国科学院大气物理研究所二室模拟组,大气科学, 1977, p. 247—255.
- [11] 叶笃正、张捷迁,中国科学, 1974, p. 301—320.
- [12] 栗平分、高由禧等,青藏高原气象论文选编, p. 1—18, 1974.
- [13] 陈学溶等,南京气象学院学报,创刊号, p. 24—31.
- [14] 中央气象局一室六组,南京气象学院天气教研组,青藏高原气象论文集, p. 74—81, 1975—1976.
- [15] 四川省气象局科研所,青藏高原气象论文选编, p. 62—68, 1974.
- [16] 陶诗言等,气象学报, 34, p. 385—395, 1964.
- [17] 中国科学院兰州高原大气物理研究所,青藏高原气象论文选编, p. 47—61, 1974.
- [18] 孙淑清,中国科学院大气物理研究所集刊第8号, p. 68—76.
- [19] 张可苏等,中国科学, 1977, p. 360—368.
- [20] 中国科学院大气物理研究所热带气象教研组,大气科学, 1977, p. 123—131.
- [21] 中央气象局研究所一室六组、南京气象学院天气教研组,青藏高原气象论文集, p. 146—157, 1975—1976.
- [22] 中国科学院兰州高原大气物理研究所中期组,青藏高原气象论文集, p. 172—188, 1975—1976.
- [23] 四川省气象局科研所,青藏高原气象论文集, p. 158—165, 1975—1976.
- [24] 贵州省气象科学研究所,青藏高原气象论文集, p. 137—143, 1975—1976.
- [25] 云南省气象局科研室,青藏高原气象论文集, p. 101—106, 1975—1976.
- [26] 丁一汇,中国科学院大气物理研究所集刊,第8号, p. 86—95.
- [27] 陈隆勋等,中国科学院大气物理研究所集刊,第8号, p. 77—85.
- [28] 沈如金等,大气科学,第2卷,第1期, p. 38—47, 1978.

- [29] 王作述等,南海至西太平洋一带夏季低空越赤道气流和季风的初步探讨(即将发表)。
- [30] 陈於湘,夏季西太平洋越赤道气流的谱分析(即将发表)。
- [31] 高原气候图集会战组,青藏高原气象论文集, p. 1—10, 1975—1976。
- [32] 青藏高原气象拉萨会战组,高原气象科研经验交流会议材料(1978年)。
- [33] 成都中心气象台、云南大学物理系气象专业,青藏高原气象论文选编, p. 86—105, 1974。
- [34] 青藏高原低值系统会战组,青藏高原气象论文选编, p. 263—282, 1975—1976。
- [35] 中国科学院大气物理研究所二室中期预报组,青藏高原气象论文集, p. 460—467, 1975—1976。
- [36] 黄士松等,大气科学, 1976年第1期, p. 27—41。
- [37] 新公望,大气科学, 1976年第2期, p. 6—17。
- [38] 陈嘉庚、季仲贞、朱抱真,一个切变线降水气旋生成的数值模拟,暴雨学术会议论文集(1978年),印刷中。