

专题评述

有关付热带高压活动及其预报问题的研究

黄士松

(南京大学气象系)

一、前言

付热带高压(以下简称付高)是位于付热带地区的高压系统。这种高压系统,在平均图上(例如月平均图上或旬平均图上)清楚地表现为行星尺度的环流系统。在每天图上,尤其在对流圈中层的高空图上亦有以天气尺度系统的特点出现。这种高压系统在对流圈的低层主要位于海洋上,在中层亦出现在大陆上。到了对流圈顶层,特别在夏季,情况就完全不同了,在七月分平均海平面上出现在太平洋上与大西洋上的高压(这就是人们原先最早所称的付热带高压),到200mb或100mb图上不见了,在两大洋上空变成低槽区,而在亚洲南部与北美南部地带出现了强大高压^[1],分别称为青藏高原高压(或南亚高压)与墨西哥高压。这些出现在大陆上空对流圈顶层的高压虽然亦位于付热带地区,但其性质和形成过程与一般所称的付热带高压是不同的,当然其间存在某些联系。近二十年来,对这两类高压系统都有很多研究。这里,主要围绕太平洋付高活动及其预报问题的研究情况作一概括评述。

二、付高的强度、位置的周期性变化

西太平洋付高位置、强度的变动对我国的雨季、暴雨、旱涝及台风路径等都有很大影响。付高的变化大致可分三类:即季节性的、中短期的和长周期的。

在海平面月平均气压场上,自冬至夏,付高位置北移、强度增大;而自夏至冬,位置南撤,强度减小。这是季节性变动的最基本的特点。分析指出^[2,3],在付高的季节性南北移动中,不是等速移变过程,而是具有缓慢式移动与跳跃式移动过程及摆动特征的。就500mb面上情况而论,自春至夏,一般有两次明显的北跳过程,第一次出现在六月中旬,第二次出现在七月中旬,分别与长江流域入梅、出梅有联系。当然,跳跃发生的具体时间各年不同。这种跳跃式的变动是全球性现象,非海陆地形的影响所能改变,其基本原因当是太阳辐射强度沿纬度的不均匀分布及其随时间的变化。不过,海陆地形的影响也是明显的,表现在各地区付高脊线北跳的时间先后有不同,例如在北美大陆似乎存在一种使付高首先在北美发生跳跃式北上的激发性扰源,跳跃在北美大陆发生后,一方面向东传播,随即在西大西洋上出现,另一方面向西传播,随而在西太平洋上出现,最后在我国大陆出现。最

近,章淹等^[4]也清楚地指出各年 5、6 月份付高北移(包括北跳)过程具有一种自东向西传播的现象。至于付高强度的季节变化,根据海平面分析亦存在突变现象,一般突然增强发生在 6 月到 7 月间,到 9 月中旬以后则出现突然减退^[5]。在 500 毫巴上付高强度的季节变化与其前后期环流都有一定的关系^[6]。

当然,无论由冬至夏或由夏至冬,在付高季节性变动总的过程中,其位置强度是不断出现各种大小不同的进退摆动及增强消弱的中短期变化的,这可以从逐日追踪每个付高中心东西移动或付高脊线南北变动的情况看出(见图 1)。这也可以从某一固定地点的 500mb 高度的逐日变化曲线清楚看出,当高度增大时表示付高脊增强或西伸,当高度减小时表示减弱或退出。根据过程分析或波谱分析^[3,5,7,8,9],表明付高存在 10—15 天、4—8 天、2—3 天等为周期的中短期变动,当然,这些中周期、短周期的变动可以同时出现相互迭加消长,使得变动的周期有时明显,有时很不清楚。

西太平洋付高的长周期变动对我国旱涝及气候变异有很大影响。虽然由于各人所用的分析方法不同,有的根据付高的强度或脊线位置或中心位置或西伸点位置,有的根据 500mb 图或地面图,所得到的周期具体长短有不同,但概括起来,大致有 3—4 年的、6—7 年的、11 年左右的、13—14 年的、20 年的、35 年的及更长的等周期^[3,10,11]。在讨论这些长周期变动的原因时,有的试与太阳黑子活动(11 年周期)联系^[8],有的试与地球自转速度变异(3—4 年周期)或与地极移动(6—7 年周期)联系^[12]。当然,这些看法都值得重视,但尚难作定论,需要进一步研究论证。

三、东、西风带环流系统与付高变动

关于这方面的研究工作是比较多的,这里就下列几个问题作扼要的论述。

1. 东、西风带风速强度的影响

付高有东西向与南北向的移动,其与东、西风强度的关系曾分别用理论模式进行探讨。就东西向移动说^[13],假定付高流场是由在给定的东西风带界上加上一扰动所组成,则可求得付高单体中心的移速为

$$c = - \left(\frac{a}{b} \right)^2 (0.39 \Delta \bar{u} + 0.09 b^2 \cos \varphi_0) \quad (1)$$

式中 $\Delta \bar{u}$ 为付高南缘最大东风速率与北缘最大西风速率的差值,单位取为米/秒, a 与 b 分别为付高单体的横半轴与纵半轴,以纬距度数为长度单位, φ_0 为付高中心的所在纬度,而移速 c 的单位为纬度数/24 小时^[1]。上式示出,付高中心的移向决定于付高的宽度及其南、北两侧风速之差,当付高南缘东风与北缘西风相等时($\Delta \bar{u} = 0$),或南缘东风大于北缘的西风时($\Delta \bar{u} > 0$),付高单体均将向西移行;反之,当 $\Delta \bar{u} < 0$ 时,则对宽的付高单体将向西行,扁的付高单体将向东移、宽扁适中的付高将静止。一个原先静止的付高,倘形状

1) 文献[13]中第 321 页第 13 行,第 325 页第 8 行与 25 行中的 $u \sin \frac{2\pi}{L_y} \alpha$ 应改为 $2u \sin \frac{2\pi}{L_y} \alpha$, 第 325 页第 28 行中的 $0.78 \Delta \bar{u}$ 应改为 $0.39 \Delta \bar{u}$ 。

无变化,则当东风增强时,付高将变为西行,而当西风增强时,付高东移。新近,改变青藏高原北西侧风强度的模型实验结果亦曾得到类似结论^[14]。曾试用(1)式作 24 小时预报,结果与实况一致。

关于南北移动^[15],考虑一东西对称的椭圆付高单体,假设付高的南北向移动主要由于作用于付高单体上地转偏向力不均匀分布而产生的纬向分力所引起,则可求得作用于单位厚度整个付高单体上的纬向总力近似地为

$$F = \frac{2}{3} \bar{\rho} f_0 a (\bar{\alpha}_1 b_1^2 - \bar{\alpha}_2 b_2^2) \quad (2)$$

式中 $\bar{\rho}$ 为空气平均密度, a 为付高横半轴, b_1 与 b_2 分别为付高北半部与南半部的纵半轴, $\bar{\alpha}_1$ 与 $\bar{\alpha}_2$ 分别为付高北侧西风与南侧东风速率的平均切变 (即 $\frac{2\bar{u}}{2y}$), 均为正值, α 愈大表示付高单体南(北)缘东(西)风速率愈大。当 $F > 0$ 时,付高将南移,当 $F < 0$ 时,付高北上。由上式可知,付高的南北移向主要亦决定于付高两侧风速大小差别及南、北两半部宽扁差异。例如原静止的付高单体,倘其形状不变,则当北缘西风增强或南缘东风减弱时,或同时减弱(增强)、但东风减弱得多(增强得少)时,付高将南退,反之则北进。

由上可知,付高东西向移动与南北向移动的条件基本上是相同的,故一般说北上时多伴有西进,南退时多伴有东撤。这在付高位置年变化上反映就如此,由冬至夏,西风减弱,东风增强,付高北上西进,而由夏至冬,西风增强,东风减弱,付高南退东撤。在某一时段逐日的情况例如图 1 所示亦是明显的,在 $\Delta\bar{u}$ 为正值的情况下,付高单体西进,为负值时,付高单体东撤;至于脊线纬度位置南北变化,除 16—22 日时段之外,亦均有很好配合。由此看来,倘能估计出的变化将有助于付高变动的中期预报。至于如何估计 $\Delta\bar{u}$ 的变化,一

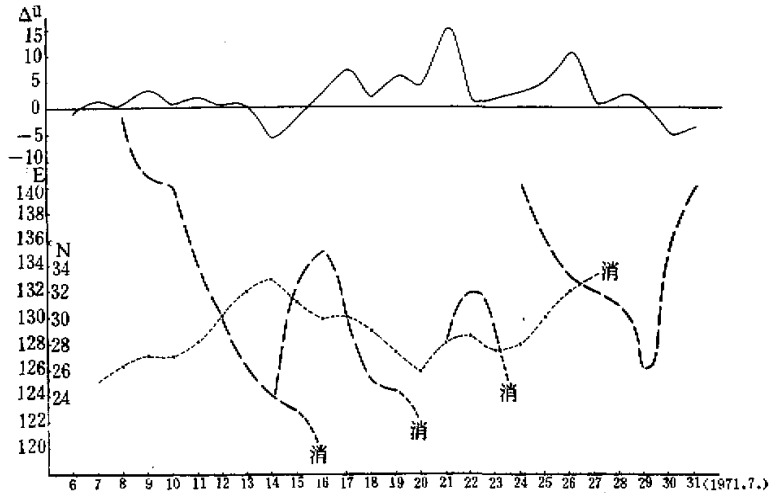


图 1 1971 年 7 月逐日 500mb $\Delta\bar{u}$ 100°—140°E 平均脊线两侧各 5 纬距处平均风差(——),付高中心经度位置(——), 120°—130°E 脊线平均位置(……)。

方面可利用静止卫星云图分析估计;另一方面可根据西风带、东风带的扰动活动来估计。

2. 西风带环流系统的影响

潘菊芳^[5]很早就曾指出过这方面一些事实,其后研究就更多了^[3,8,9,16,17,18],并指出付高变动一些周期性与西风槽脊活动周期性是一致的。当然,西风带槽脊影响的程度决定于槽脊的强度,发展较强大的槽脊才会引起付高明显的进退,小振幅的小波动只能引起付高外围等高线的变形而已;同时,也决定于付高本身的强度,当付高很强时,可反过来使东移的西风槽减弱北缩或变形。

另一方面,陶诗言等^[3]认为夏季具有闭合高压中心的单体和其间的低压区所构成的北半球付热带流型是由纬度 40°N 附近的高空西风急流中的长波扰动决定的。由于盛夏北半球付热带范围内具有 6—7 个较稳定的槽脊系统的特点,影响我国东部大陆的付高单体与其中两个系统有联系,当巴尔喀什湖附近地区有长波槽建立,则下游半个波长即 105° — 120°E 附近将有长波脊建立,付高将进入我国东部发展并稳定下来;反之,当巴尔喀什湖地区有长波脊建立,则付高将退出大陆而在海上发展稳定下来。在过去这方面研究工作中均着重于上游西风带环流变化的影响,新近研究曾强调了太平洋中部低槽活动的重要性^[18],指出西风槽在 150°E 以东在其平均位置稳定或重建时,付高比较稳定,且强度增强,逐渐西伸;倘环流调整后,新槽的位置在 130° — 140°E 附近时,则付高减弱分裂,主体东撤。总之,西风带系统活动、环流调整对付高影响的观点被广泛地应用于付高的预报。

侯亦如、陈乾^[16]曾指出一些付热带流型的变化与中高纬度流型调整有关。最近余志豪、吕克利、伍荣生^[19]曾进行了有关中纬度扰动对低纬度付热带高压流场影响的数值实验,指出了扰动向低纬传播的特征及付高的作用。另外,曾分析发现付高与一经圈逆环流相结合^[20]。袁恩国、谭同量、李云林^[21]在分析一次付高减退过程时,认为付高减退的主导因子不是付高北部西风带低槽强烈发展带来的冷空气和正涡度,而是通过因西风带环流调整所引起的经圈环流显著变动。由于付高是和逆环流南部下沉气流区相结合,当逆环流南移后,付高也就接着南移,并再度与逆环流南部的下沉气流区相结合。这个分析事实,说明中纬度扰动对低纬度付高的影响除通过涡旋交换混合作用外,经圈环流也是一个重要机制。

3. 低纬度环流系统的影响

夏季西太平洋上东风带扰动常伴有强东风区 ($E_{\max}$) 西传,大气物理研究所热带气象组^[22]曾分析 1973 年 6 月 21 日—10 月 3 日 700mb 的风场合成风时间剖面图,发现有 15 次这种西传过程,其中一些就伴随出现中途岛一带有付高中心逐渐西移,造成西太平洋付高的一次增强。

付高的活动在很大程度上制约着台风的移行,但反过来台风的活动亦可影响付高,例如当台风在付高南面发展西行时,由于使付高南缘的东风增强,则如前所述,付高亦将随着西伸北移^[13]。强大的台风且可以使减弱的高压脊分裂并穿越北上。这都是一些常见的现象,当然,台风能否穿过付高,又涉及到付高强度变化的问题。

西北太平洋上台风有 80—85% 发生在赤道辐合带内,两赤道辐合带的中短期显著变

动常与南半球寒潮爆发有关,因此,西北太平洋付高变动当与南半球寒潮爆发过程亦有某种联系。陶诗言、徐淑英、郭其蕴^[23]分析就曾指出,夏季东亚热带和付热带地区的经向和纬向两种环流型分别与南半球环流有关,在东亚低纬度经向环流期间,南半球(特别在澳洲)也盛行经向环流,并且在澳洲附近从南半球向北半球有强烈的质量输送;而在东亚低纬呈纬向环流期间,南半球也呈纬向环流,澳洲附近的冷空气活动不显著,越过赤道的质量输送也比较弱。就具体系统活动而论,从藤田等^[24]对 1967 年 9 月 12—26 日东太平洋上赤道反气旋的形成发展西移过程看来,当可使太平洋付高脊南落。Sadler 等^[25]对 1967 年 7 月 11—21 日南海及西太平洋缓冲带的北上形成一连串反气旋亦会导致西太平洋付高西伸增强。关于这方面问题,值得深入分析研究。另外,就地面赤道低压槽的季节性变化情况,发现西太平洋赤道槽从南半球跳到北半球约两个半月之后,300mb 西太平洋高压脊将发生第一次北跳^[26],这个现象对中长期预报有一定帮助,但其间制约关系不清楚。

四、青藏高压活动的影响

夏季对流层上部强大的青藏高压是夏季北半球付热带地区势力最强最稳定的大气活动中心,自从 Mason 与 Anderson^[27]作了较详细的分析之后,引起人们更大注意并进行了很多研究^[28,29,30,31]。夏季青藏高压出现在对流圈顶层 200—100mb,高原近地层主要是低压环流,其高度可达 500mb。一般在 500mb 上只有当伊朗高压入侵时或者在高原北面付热带急流南侧有小高压形成入藏,在适当条件下并有发展时,才造成青藏高原上空的上下层都是高压。不过,除有北方冷空气侵入时除外,青藏高原上空对流圈内上下层都是高温区。汪国瑗^[9]根据 500mb 图分析,认为西太平洋付高的跳跃与大陆上中等强度的变高中心东移入海有明显联系,他统计了 1957—1963 年 7—9 月间共 30 次西太平洋付高明显的西伸北进过程,其中 23 次即由于高原暖平流加压作用所造成,7 次属于西风带高脊的加压结果。

另外,分析指出,在 500mb 上付高显著变动地区,相伴出现的变高强度比对流圈上层 300—200mb 上变高强度要小。在低层出现西太平洋付高脊的西进北跳,而在高层则见青藏高压的东移或向东扩展^[32];在付高脊减退过程中,则见高层东风急流的骤减与南移,这都表明我国大陆付高进退与青藏高压的联系。陶诗言、朱福康分析了亚洲 100mb 上环流变化特征进而指出,青藏高压恒绕着其平均位置来回振荡,当在 80°E 附近有槽发展时,青藏高压仍偏离高原,分别在 50°E 与 110°E 附近各建立新的反气旋,此时 500mb 上西太平洋付高西伸北进;当 100mb 上 80°E 附近的槽消失时,青藏高压中心重新回到高原上空,此时西太平洋付高东退。近据高原大气物理研究所统计^[33],100mb 青藏高压的环流型有东部型、带状型与西部型三种,都有相应的 500mb 西太平洋付高脊的配置。但这并不意味着西太平洋付高的变动是从属于青藏高压的。大气物理研究所研究强调指出^[34],西太平洋付高为对流圈中一深厚的高压实体,与青藏高压既独立又有紧密联系,其间变动有两种情况,一种是整个环流调整,促使两个高压相向或向背而行,调整在一个位置上或分离在一定波长范围内,另一种是付热带流型有新的调整,但太平洋付高稳定少变,大陆上青藏高压东移与付高合并。总之,两个高压移动的联系是大范围环流调整的反映,事实上,这与

前面第二节所说的付热带西风带长波调整是同一回事,只是 100mb 上青藏高压与 500mb 上付高的不同反映而已。

此外,从付高形成问题来看,黄土松、汤明敏^[33]指出青藏高压对夏季大洋上付高的成长维持有很大作用,并用以解释南、北半球付高位置强度年变化呈现同步性的现象。通常认为付高的形成主要是与 Hadley 环流联系的, Hadley 环流与 Ferrel 环流的下沉区即为付高所在,但 Hadley 环流在冬季强、夏季弱,南半球的付高确是冬季强、夏季弱,而北半球付高却夏季强、冬季弱,他们认为这主要就是由于北半球大陆高压(特别是青藏高压)区与大洋之间存在东西向热力环流,大洋上空增加了一支辐合下沉气流的结果。关于夏季付热带大陆与海洋之间的东西向环流, Krishnamurti^[34]曾有计算理论。他们且曾把夏季青藏高压作为一个动力屏障进行模拟,计算得出热带 200mb 原为平直纬向气流,由于遇到青藏高压屏障而出现与实况甚为一致的环流形势,强调了由热力因子造成的青藏高压的重要作用^[35]。

另外,太平洋付高西部一环(日本称之为小笠原高压)的西伸北上及南撤东退程度与日本入夏及转秋的季节变化有密切关系。由于平流圈环流的季节转变较对流圈为早,根山芳晴^[39,40]指出当 6 月分 10mb 面沿 30°N 的平均高度与沿 20°N 的平均高度之差大于 100 位势米时,则平均 31 天后 500mb 面 5880 位势米等高线到达 35°N 日本入夏;约当 8 月份 10mb 上 31760 位势米等高线消失不见时,则平均 21—25 天后小笠原高压衰退,日本转秋。这些现象值得注意。

五、付高变动的内部因子分析

较早的研究指出^[38],付高的移动与散度场、涡度场特征有关,例如就 700mb 上情况说,付高明显有向未来负涡度中心区伸展,而遇未来正涡度中心区退缩;又有向辐散中心区方向伸展,而离辐合区方向退缩的趋势。另外,如式(1)(2)式所示,在东、西风强度无变化而付高本身形状改变时(例如变宽或变扁),亦可引起付高移速改变。另外,对付高减退过程的分析指出^[21],当最大负涡度中心移到 500mb 的高压中心以西并强度减弱时,且在 500mb 面高压中心的上空 100—200mb 处有正涡度出现且随后往下转移时,则 500mb 高压中心开始减退消失。

以上研究指出,涡度场变化与付高变动之间的联系是很显著的。然而上述结果不易于日常应用。黄土松、汤明敏^[39]取全涡度方程并考虑了非绝热加热作用,且为了便于目前一般台站应用,把涡度局地变化分解为三个分量来表示

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = \left(\frac{\partial \zeta}{\partial t} \right)_A + \left(\frac{\partial \zeta}{\partial t} \right)_T + \left(\frac{\partial \zeta}{\partial t} \right)_H$$

式中右端三项分别为涡度平流、温度场特征与加热场特征所造成的局地涡度变化。根据

实际计算,在付高活动地区,一般说来,大都以 $\left(\frac{\partial \zeta}{\partial t} \right)_H$ 与 $\left(\frac{\partial \zeta}{\partial t} \right)_T$ 的作用较大。为了可简

易应用,他们归纳提出了分析预报的步骤与判据,可仅仅根据天气图上流场、温度场及云雨分布特征来估计付高的变动。例如他们发现,除考虑涡度平流作用外,在付高活动地

带,倘出现降水区与冷区(包括冷舌或冷中心)结合,最大降水位于等温线较密区的暖侧,降温区(取 24 小时变温表示)与冷区结合或增温区与暖区结合等条件,将最有利于反气旋发展,使付高增强或伸展。据试验,效果良好,不但可应用于 500mb、300mb 付高进退、而且亦可应用于 100mb 青藏高压变动的预报。

六、海温变异与付高活动

海面温度的分布及其变化同环流变异、系统活动及早涝异常之间的相关问题,很久以来就为人们注意。值得指出的是,自从 Bjerknes^[40,41] 提出了赤道太平洋东部海面温度变化与中纬度大气环流存在一种遥相关的论证之后,海气相互作用问题又引入了一个新的认识。Bjerknes 指出,当赤道海面温度增高时,则给大气提供更多热量,加强了 Hadley 环流的上升分支,并使它输送更多的角动量到中纬度,从而加强太平洋中纬度的西风强度,此时地面阿拉斯加低压发展,东太平洋付高较强。反之,当赤道海面温度变冷时, Hadley 环流变弱,角动量输送少,西风乃亦变弱,此时地面出现两个分裂低压,分别位于堪察加和阿拉斯加,付高较弱。

徐群^[42]最先应用 Bjerknes 的论述,研究了东太平洋赤道区的海温变化特征与东亚环流和我国梅雨的联系,发现冬夏秘鲁沿海海温的剧变对初夏东亚环流和梅雨迟早有很大影响。例如当 1—4 月秘鲁沿海海温剧升后(暖水年),则 6 月份的东亚大槽、西太平洋付高和印季风槽均比冷水年 6 月显著偏东,入梅偏迟。后来陈烈庭^[43],进一步分析海温偏高和偏低时与 6 月热带地区流场的变化及其与付高活动的关系,亦指出在赤道暖水年,赤道以北西太平洋付高西缘位置偏东,强度偏强,脊线位置偏北。而在赤道冷水年,西太平洋付高西缘位置偏西,强度偏弱,脊线位置偏南。地理研究所^[44]进而取 500mb 月平均图上付高面积指数(位势高度值 ≥ 5880 位势米的经纬线网格点数)求距平 ΔM ,表示付高强度;取 500mb 月平均图上 20° — 30° N、 100° — 130° E 区域内高度距平值 ΔH ,表示付高西伸强度;而以 130° W 经线上 5° N、 0° 、 5° S、 10° S 处的月平均海温距平值 ΔT_w 表示东太平洋赤道区的海温变化特征,分析了 1950(51)年—1975 年 ΔT_w 与 ΔM 及 ΔH 逐年逐月距平值时间序列曲线,发现 ΔM 与 ΔH 对 ΔT_w 均存在五个月左右的时滞相关。即赤道海温升高后付高增强西伸,赤道海温降低后则付高减弱偏东。

另外, Namias^[45] 分析指出在北太平洋上与北大西洋上,夏季及初秋中纬度南缘海温的冷或暖与付高强度的异常强或异常弱有联系,在夏季与初秋出现的冷水域上有一导致秋季反气旋生成的趋势,而在前期暖水域上则导致弱反气旋,例如 1967 年 10 月在中纬度有强大冷水域,结果在 11 月地面图上有强大的付高,他认为这种大气对海温的响应是与不同的风曳力有关,例如在冷水域上稳定的摩擦层会减弱反气旋中因摩擦引起的空气外流,使反气旋发展得强大。不过,倘若大气中有来自遥远地区的动力作用极不利于反气旋生成时,这种反气旋生成的效应将不出现。另一方面,潘怡航^[46]计算了黑潮海域海气之间的感热潜热交换,分析指出当 1—4 月黑潮低纬部分(20° — 30° N、 125° — 140° E) 海洋给大气提供较正常为多的热量时,则 5 月份西太平洋付高边缘部分西伸程度也将较正常年份为强,与 Namias 的讨论有不同。而且,例如章淹等^[47]研究了初夏西太平洋付高脊的南北

位置变动与前期太平洋海温的关系,发现正、负相关区均有,付高脊不同部份分别与太平洋不同海域有最好的相关,不同的时段又有不同的相关,例如图 2、3、4 所示。

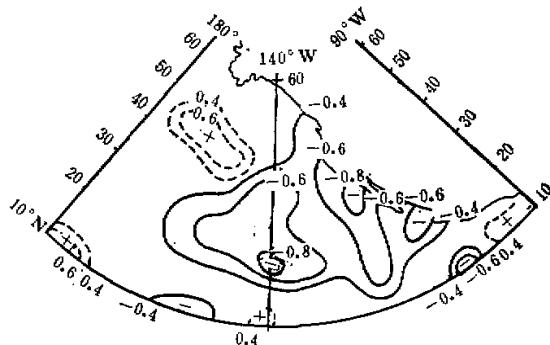


图 2 110°E 5、6 月第 10 候付高脊线位置与前一年 9 月东太平洋海温相关图

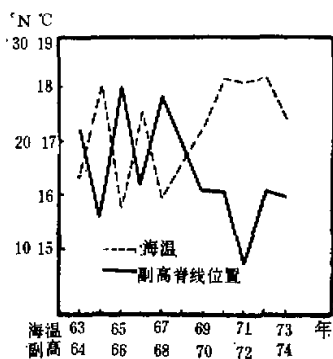


图 3 1963—1973 年 35°N, 125°E 前一年 11 月海温与 1964—1974 年 170°E 后一年 5 月第 5 候付高脊线位置的关系。

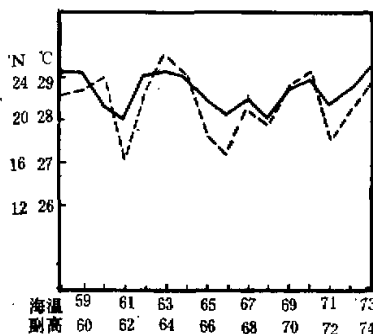


图 4 1958—1973 年 25°N, 145°E 前一年 9 月中旬海温与 1959—1974 年 170°E 后一年 5 月第 6 候付高脊线位置的关系。

由此看来,海面温度的变化对付高活动是有很影响的,但其间关系及其物理过程并不简单,需要深入研究,这对于长期预报尤为重要。

七、结 语

付热带高压是组成大气环流的一个重要成员。有关付高长期的、年际的、季节的与中短期的变动过程与特征,经过气象工作者、特别是我国气象工作者的探索研究,已比二十多年前有了较多的了解,并且也找得了一些预报方法或线索。但是,总的说来,对于付高的活动规律,目前我们仍未完全掌握,也还没有求得一个完全有效的预报方法。当然,付高的变动实际上是流场或气压场形势变化的反映,其预报问题,流体力学数值预报将是主要的解决途径。不过,就目前的低纬度数值预报情况看来,虽已取得了一些进展^[47, 48],但要准确预报出付高的活动还是有一定的困难。看来,今后在探讨数值预报方案的同时,为

了改进和提高,还必须对一些基本问题进行深入研究,例如低纬度大气运动动力学、海、陆、气之间的相互作用,不同纬度的环流系统间的相互影响,大、中、小不同尺度系统间的相互作用,不同地区不同性质的付高系统的相互影响,南、北半球环流的相互影响,对流圈环流与平流圈环流变化的联系等等,以加深对付高的形成、发展、变动的物理过程与机制的了解。就目前日常预报工作来说,按预报的不同时效与不同要求,全面分析前述影响付高变动的有关内、外因子及其它实践经验,综合进行考虑是重要的。象例如南京气象台、南京大学数学系、气象系^[19]所提出的选取某些因子应用数理统计方法制作预报的途径亦是可取的,值得探讨。

参 考 资 料

- [1] 中央气象局研究所,“北半球高空气候图集”,1972。
- [2] 黄士松、汤明敏等,付热带高压位置一年中南北变动的一些特征及其意义,《南京大学学报(气象学)》,1962年,第2期。
- [3] 陶诗言、朱福康、吴天祺,夏季中国大陆及其邻近海面付热带高压活动的天气学研究,“中国夏季付热带天气系统若干问题的研究”,1963。
- [4] 章施、李月洪、毕慕莹,初夏西太平洋付热带高压活动与梅雨和海温关系的初步探讨,“1975年长江流域长期水文气象预报讨论会技术经验交流文集”,1975。
- [5] 潘菊芬,太平洋高压移动规律的探讨,《气象学报》,1954,25卷,2期。
- [6] 中央气象台长期天气预报组,1974年夏季付高特点总结及其预报,“长期天气预报技术经验总结”,1976年1月。
- [7] 中国科学院大气物理研究所热带气象研究组,盛夏亚洲上空付热带高压活动的波谱分析(油印本),1975年,9月。
- [8] 张鸿材、李淑芳,“西太平洋付高活动及其与四川天气过程的关系”,1964。
- [9] 汪国瑾,夏季东南沿海中长期预报几个基本问题的初步探索,《气象通讯》,1964年,第12期。
- [10] 中央气象台长期组,西北太平洋付热带高压的周期变化(油印本),1977。
- [11] 王绍武,东亚大气活动中心的多年变化与我国的气候波动,《气象学报》,1962,32卷,第2期。
- [12] 中国科学院地理研究所气候研究室长期天气预报组,宇宙-地球物理因素在天气气候上的反映及其在长期天气预报中的应用,《气象科技资料》,1977年,第2期。
- [13] 黄士松,付热带高压的东西向移动及其预报的研究,《气象学报》,1963,33卷,第3期。
- [14] 中国科学院大气物理研究所二室模拟组,青藏高原加热作用对夏季东亚大气环流影响的模拟试验——四,青藏高原高压移动的模拟(油印本),1976年。
- [15] 林元弼,付热带高压的短期南北移动及其结构的若干初步探讨,《南京大学学报(气象学)》,1963年,1—2期。
- [16] 侯亦如、陈乾,夏季亚洲付热带急流中的长波扰动,《气象学报》,1963,33卷,第3期。
- [17] 王志烈,夏季东亚500毫巴经向流型的形成过程,《气象通讯》,1965年,第8期。
- [18] 中国科学院大气物理研究所热带气象研究组,盛夏亚洲和西太平洋付热带地区高压活动规律的若干研究,《大气科学》,1977年,第2期。
- [19] 南京大学气象系,中纬度扰动对低纬度付热带高压流场影响的数值试验,“热带天气会议论文集”1976年。
- [20] 黄士松、余志豪等,付热带高压结构及其与大气环流有关若干问题的研究,《气象学报》,1962,31卷,第4期。
- [21] 袁恩国、谭同量、李云林,1958年8月4—12日西太平洋付热带高压减退过程的研究,《气象学报》,1964,34卷,第2期。
- [22] 中国科学院大气物理研究所热带气象研究组,西太平洋热带地区对流上层波动系统与低层东风带扰动的分析,“热带天气会议论文集”,1974年。
- [23] 陶诗言、徐淑英、郭其蕴,夏季东亚热带和付热带地区径向和纬向环流型的特征,《气象学报》,1962,32卷,第2期。
- [24] T. T. Fujita K. Watanabe, and T. I. Eawa, Formation and Structure of equatorial anticyclones caused by large-scale cross-equatorial flows determined by ATS-1 photographs, *J. Appl. Meteor.* 1969, 8 (4).
- [25] J. C. Sadler, et al., Forecasting minimum cloudiness over the Red River Delta during the summer monsoon, 1968, 见 Atkinson, G. D., “Forecaster's Guide to Tropical Meteorology”, 1971, pp. 7-14—7-16.
- [26] 南京大学气象系天气教研室、空字623部队天气教研室,有关热带辐合带云区变动及其与台风相互关系的若干分析,“热带天气会议论文集”,1974。

- [27] R. B. Mason and C. E. Anderson, The development and decay of the 100mb summertime anticyclone over Southern Asia, *Mon. Wea. Rev.* 1963, **91** (1)
- [28] 陶诗言、朱福康, 夏季亚洲南部 100 毫巴流型的变化及其与西平洋热带高压进退的关系, *气象学报*, 1964, 34 卷第 4 期。
- [29] 叶笃正、张捷迁, 青藏高原加热作用对夏季东亚大气环流影的初步模拟实验, *中国科学*, 1974 年, 第 3 期。
- [30] 四川省气象局成都中心气象台, 夏季亚洲 100 毫巴大陆高压的活动规律及其与四川旱涝关系的探讨, *气象科技资料*, 1973 年增刊, 第 2 期。
- [31] 中国科学院兰州高原大气物理研究所, 夏季 100 毫巴高压与我国东部旱涝关系的天气气候研究, “青藏高原气象论文选编”, 1974 年。
- [32] 翟章、潘菊芳, 夏季中国大陸上付热带高压北进时的三维结构及其机制的个例分析, “中国夏季付热带天气系统若干问题的研究”, 1963。
- [33] 黄士松、汤明敏, 夏季大洋上付热带高压的成长维持与青藏高原高压的联系, *南京大学学报(自然科学版)*, 1977 年, 第 1 期。
- [34] T. N. Krishnamurti, Tropical east-west circulation during the Northern Summer, *J. Atmos. sci.* 1971, **28** (8)
- [35] T. N. Krishnamurti, et al., Tibetan High and Upper tropospheric circulation during Northern Summer, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 1973, **54** (12).
- [36] Y. Neyama, A relationship between the stratospheric circulation and the seasonal transition of the Ogasawara anticyclone, *J. Meteor. Soc. Japan*, 1966, **44** (3).
- [37] Y. Neyama, On a Seasonal decay of the Ogasawara anticyclone, *J. Meteor. Soc. Japan*, 1967, **45**(6).
- [38] 黄士松、余志豪、林元弼、汤明敏, 涡度场、散度场对付高及台风短期变动的预报, *南京大学学报(气象学)*, 1962 年, 第 1 期。
- [39] 南京大学气象系, 付热带高压系统的变动与流场、温度场、加热场特征及其予报应用, “热带天气会议论文集”, 1976 年。
- [40] J. Bjerknes, A possible response of the atmospheric Hadley circulation to the equatorial anomalies of ocean temperature, *Tellus*, 1966, **18** (4)
- [41] J. Bjerknes, Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific, *Mon. Wea. Rev.*, 1969, **97** (3).
- [42] 徐群, 冬春南方涛动对初夏东亚环流和长江中下游人梅迟早的影响, 同[4]交流“文集” 1975。
- [43] 陈烈庭, 东太平洋赤道地区海温异常对热带大气环流及我国汛期降水的影响, *大气科学*, 1977 年, 第 1 期。
- [44] 中国科学院地理研究所长期天气预报组, 应用热带太平洋海面温度作北太平洋付热带高压的长期予报试验(油印本), 1976 年。
- [45] J. Namias, Use of sea-surface temperature in long-range Prediction, *W. M. O. Tech. Note*, 1969, NO. 103,
- [46] 潘怡航, 冬春海洋加热场与两湖盆地汛期降水的初步分析, 同[4]交流“文集”, 1975。
- [47] L. W. Vonderm and W. G. Collins, Operational-experimental numerical forecasting for the tropics, *Mon. Wea. Rev.*, 1967, **95**(12)
- [48] L. W. Vonderm, Forecasting With global, three-layer, primitive equation model, *Mon. Wea. Rev.*, 1972, **100**(12).
- [49] 江苏省革委会气象局气象台、南京大学数学系、气象系, 初夏西太平洋付热带高压脊线的逐步回归分析, “数值予报和数理统计予报会议论文集”, 1973 年。