

东太平洋赤道地区海水温度异常对热带大气环流及我国汛期降水的影响

陈 烈 庭

(中国科学院大气物理研究所)

提 要

文本分析了东太平洋赤道地区海面温度季节变化和年际变化的特征,揭示出春季赤道冷水向西伸展的范围和沿南美西海岸暖水南扩的程度与我国夏季降水有密切联系。发现春季赤道冷水温度特别高和特别低的年份,夏季热带太平洋地区上空无论在环流系统的位置或强度上都有非常显著的差异。赤道上空从印度洋到太平洋有三个东西方向的环流圈:东边和西边的一个是暖水区上升、冷水区下沉的正环流圈,中间一个是反环流圈。随着赤道冷水向西伸展范围的变化,这些环流圈也相应发生东西摆动。 105° — 130° E的平均经圈环流,在赤道冷水和暖水时期也有显著不同。文章指出,这两种环流圈是联系东太平洋赤道地区的海温和太平洋副热带高压的活动,以及我国汛期降水的重要环节。最后提出了一个可能的影响机制。

一、引 言

地球表面通过热量的储存和输送对全球的大气运动有重要的影响。因此,即使太阳辐射不变,由于大范围下垫面物理属性持久的异常,特别是海水温度的异常,可引起在某些地区相似环流的重复出现,发生平均大气环流和长期天气的异常。

近年来,不少工作^{[1][2][3][4]}通过一些相关普查,发现前期冬季西太平洋黑潮和亲潮以及其它一些区域的海温异常,与东亚环流和我国汛期的旱涝有相当关系。我们在分析1972年世界性天气常异时也发现,该年大气环流和天气的异常与大西洋和太平洋中两支最大的暖洋流——墨西哥湾流和黑潮的海温长时期明显偏冷都有密切联系^[5]。

热带海洋是大气运动能量的主要源地,也是大气中水汽的主要来源。而太平洋赤道地区东部是整个热带海洋中海水温度变化最大的区域。一些研究表明^{[4][5]},这里海水温度的异常,不仅影响当地的大气环流和天气,而且在经向通过影响哈特莱环流强度的变化,能使中高纬度西风带的环流系统和天气发生异常;在纬向通过影响瓦克环流强度的变化,

1) 中国科学院大气物理研究所长期预报组,冬季太平洋海水温度异常对我国汛期降水的影响,1973。

2) 中国科学院地理研究所海洋气候组,西太平洋黑潮、流冰和中国东部地区降水的关系,1973。

3) 章施、李月拱、毕慕堂,初夏西太平洋副热带高压活动与梅雨和海温关系的初步探讨,1975年长江流域汛期降水预告会议文件。

4) 长江流域规划办公室预报科,西太平洋海表热状况对夏季副高活动的影响及其与长江洞庭、鄱阳两湖地区汛期降水的关系,1975年长江流域汛期降水预告会议文件。

能使南亚的大气环流和天气发生异常。

因此,热带海水温度的变化是值得重视的。它对我国的天气是否也有明显影响?若有影响,它又是通过怎样的过程呢?我们利用 1958—73 年东太平洋赤道地区的海面温度资料,对该区海温的季节变化和年际变化特征作了简单的分析。并与我国汛期的降水进行了相关普查。1951—57 年的资料作验证用。另外,利用 1958—74 年热带太平洋及其附近地区的月平均高空风资料*(南半球资料从 1965 年开始),分析了东太平洋赤道地区春季(3—4 月)海温特别高和特别低的年份,初夏(以 6 月为代表)热带地区上空(850 毫巴和 200 毫巴)平均流场的特征。并作出赤道上空东西方向的平均纬圈环流和 105° — 130° E 南北方向的平均经圈环流,讨论了东太平洋赤道地区海温异常对夏季副热带高压活动的影响,以及与我们汛期降水的联系。

二、东太平洋赤道地区海温的特征

1. 季节变化的特征 在热带太平洋地区,沿赤道终年存在一支自东向西流动的冷水带,即秘鲁冷洋流。这冷水带的温度很低,而西太平洋赤道地区的海温总是比较高的。因此,东西向的海温梯度非常大。它使太平洋赤道地区形成一种东部空气下沉、西部空气上升,其间低层吹东风、高层吹西风的“热成环流”。这就是所谓“瓦克环流”。另外,在冬春之间,沿南美西海岸还有一支暖水带向南伸展。

秘鲁冷洋流的水温有明显的季节变化。图 1 是东太平洋赤道地区年平均的海面温度逐月变化的曲线。可以看出:

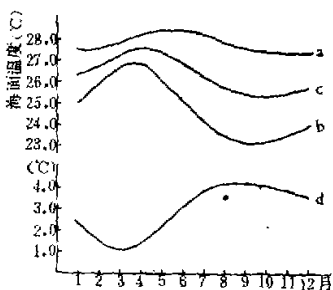


图 1 东太平洋赤道地区多年平均海面温度逐月的变化。

(1) 西部地区(180° — 135° W, 0° — 5° S, 见 a), 年最高温度出现在 5—6 月间, 年最低温度出现在 11—12 月间, 最高与最低温差比较小。

(2) 东部地区(130° — 85° W, 0° — 5° S, 见 b), 年最高温度出现在 3—4 月间, 年最低温度出现在 9—10 月间, 最高与最低温差很大。

(3) 全区平均而言(见 c), 年最高温度出现在 4 月, 年最低温度出现在 9—10 月间。

(4) 西部地区和东部地区的温差(见 d), 以 3—4 月最小, 9—10 月最大。

因此,东太平洋赤道地区海温的季节变化,对于不同经度地区变化的特征明显不同,年变幅自东向西减小,极值出现时间自东向西相继落后,西部比东部落后约两个月左右。

此外,秘鲁冷洋流的冷水向西伸展的范围和强度也有明显的季节变化。图 2 是东太平洋赤道地区多年平均的海面温度 27°C 等温线逐月的变化。可以看出:

(1) 冷水舌 4 月最弱,之后逐渐加强并迅速向西伸展,到 9 月左右达极西。

(2) 9 月以后冷水舌开始减弱东撤,但变化比较缓慢,到 3—4 月间突然迅速向东萎缩。

* 一些站有的年份缺月平均资料,我们是用每天的高空风分解成 u 和 v 分量,然后求月平均补上的。一般观测天数多在 20 天以上。

(3) 冷水舌东部,从12月开始有一暖水舌自北向南伸展,迅速增温。

(4) 2—3月又自东向西相继开始降温,冷水舌西伸。

因此,图1和图2所反映的特征是十分一致的。

2. 年际变化的特征 上面讨论的是东太平洋赤道地区海面温度季节变化的平均情况。实际上,年与年之间差异很大。有的年份冷水舌非常强,它向西一直可伸展到 180°E 以西。沿南美西海岸南下的暖水非常弱。秘鲁沿岸和赤道太平洋东部大部地区有大而持久的负海温距平的发展。反之,有的年份冷水舌向东萎缩,沿南美西海岸南下的暖水可一直伸展到 10°S ,甚至以南。这里大部地区有大而持久的正海温距平的发展,有时产生“爱奥尼诺”现象。这些反常年份,往往造成全球性大气环流的异常,导致严重灾害。

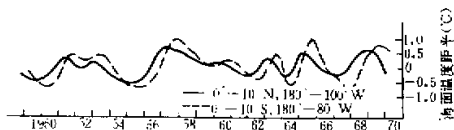


图3 东太平洋赤道地区12个月滑动平均的海面温度距平。

出现强烈的“爱奥尼诺”现象^[7]。而在1950年、1954—56年、1962年、1964年和1967年海温明显偏低。另外,还可以看出,这里海温的变化有很大的持续性。如1954—56年的负距平,1957—58年的正距平,维持时间多达两年以上。

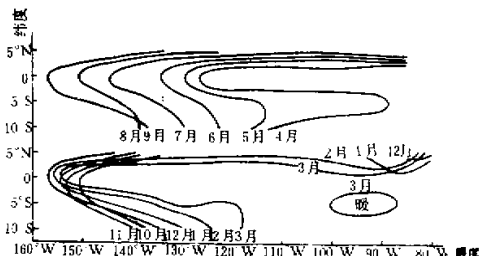


图2 东太平洋赤道地区多年平均海面温度 27°C 等温线逐月的变化

图3是东太平洋赤道地区12个月滑动平均的海面温度距平(取自[6])。可以看出,这里海温的年际变化非常强。在1957—58年,1963年,1965年和1968—69年海温明显偏高,其中1957—58年和1965年还有后来的1972年曾

三、东太平洋赤道地区海水温度与我国汛期降水的联系

1. 影响长江中下游汛期降水的关键区

首先我们用1958—73年的资料,取长江中下游地区(以上海、芜湖、安庆、屯溪、九江、汉口六站为代表)6月的平均降水量,与同年前期东太平洋赤道地区1—5月逐月的海面温度进行相关普查。结果见图4。

从图中可以看出,从1月到5月赤道太平洋东部大部分地区的海温与长江中下游6月的降水呈负相关。其中有两个相关系数达到信度的关键区,一个在 130°W 以西,一个在 110°W 以东。它们的位置和相关程度的逐月变化很有规律。前者在1月位置比较偏西,它虽然没有达到信度,但还可辨。从2月开始相关增大,且略向东移。3月到4月东移迅速,关键区的范围和相关程度达到极大值。以后减弱西移。后者开始位置比较偏东,之后向西南移动,相关程度在5月达极大值。

如果我们把 130°W 以西的一个关键区位置的变化与多年平均海温图上相应月份 27.5°C 等温线到达最西端的位置进行比较(见图4中的粗虚线),可以看出,它们变化的趋

势是很一致的。特别是从3月到4月,赤道冷水舌有一比较突然的向东萎缩,这时关键区

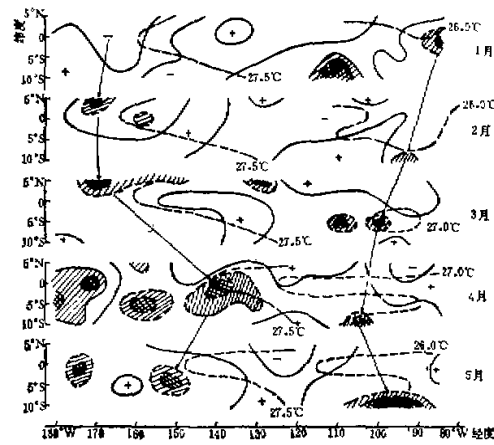


图4 长江中下游6月降水与前期1—5月赤道太平洋东部海温的相关分布。
(粗线为相关零线。实线中的单斜线区、双斜线区与涂黑区分别为信度大于0.10, 0.05和0.01的区域。虚线中的各区是负相关的情况)

130°—165°W、5°S—10°N; 85°—105°W、0°—5°S) 平均海温距平的累积量逐年变化的曲线(实线)和长江中下游6月降水距平百分率逐年变化的曲线(虚线)。可以看出,它们的变化趋势基本上相反。其相关系数为 -0.63 , 达到 0.001 的信度。

值得指出,上述关键区是用1958—73年的资料得出的。而图5中根据同样的关键区用1951—57年的资料补上的曲线,它们相反的关系不仅依然存在,而且非常清楚。这就表明,两者的关系确实是存在的,而且在统计上具有一定的稳定性。

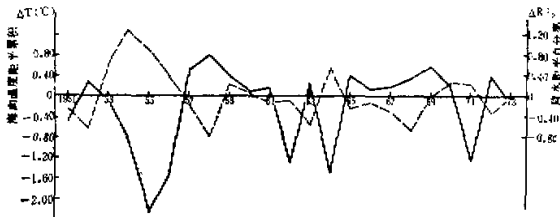


图5 长江中下游6月降水与关键区3—4月海温距平累积量的逐年变化。

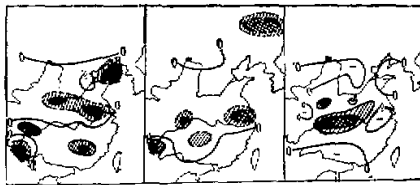


图6 东太平洋赤道地区春季海面温度与我国东部降水的相关分布。
(说明同图4)

也有一相应的东移。4月到5月冷水舌西伸,关键区也向西移动。110°W以东的一个关键区与26°C (3—4月用27°C)等海温线比较,配合也很好。等海温线向西南方向伸展,关键区也向西南方向移动。因此,这些关键区看来并不是偶然的,前者反映了赤道冷水舌从冬到春向西伸展的异常变化,后者反映沿南美西海岸南下的暖水的异常变化,同长江中下游6月降水的联系。另外可能说明,赤道冷水对长江中下游降水的影响,与其说是冷水强度,不如说是西部冷水舌西伸和东部暖水南扩的范围更为重要。

图5是3月和4月上述两个关键区(3月, 145°—170°W、5°—10°N; 85°—110°W、5°S。4月,

2. 春季关键区的海温与我国汛期雨带的关系

我们把图5中所表示的1957—74年的海温,与我国东部63个站5—7月各月的降水量求相关。结果如图6所示。

可以看出,5月长江以南是正相关区,在南岭和四川附近各有一个达到信度的正相关中心,云南有一负相关区。长江以北

是负相关区,主要负相关中心在淮河流域及其西北部地区。另外在渤海也有一个负相关中心。6月除东南和西南部分地区外,大部地区都是负相关区,最大的负相关中心在长江流域和东北一些地区。7月长江中上游和淮河流域变为正相关区。因此,当春季赤道冷水带关键区的海温异常偏高时,5—6月华南多雨,江淮流域少雨。7月多雨带移至长江中上游和淮河流域,但长江中下游雨水仍不多。这种情况同我国雨带季节移动的多年平均情况是大为不同的。

四、东太平洋赤道地区海温偏高和偏低时热带地区 流场的变化及其与副热带高压活动的关系

春季东太平洋赤道地区冷水舌的异常变化,既然与我国汛期降水有密切联系,可以设想它一定在热带地区的流场上有所反映。特别在太平洋副热带高压的位置和强度上应该有明显的反映。

为了对比春季东太平洋赤道地区不同海温情况下,后期热带地区高空流场的特征,揭示其与太平洋副热带高压的关系,我们根据图5,取1958年、1963年、1965年、1968年和1972年五年作为那里的海温明显偏高的例子;取1962年、1964年、1971年和1973年四年作为海温明显偏低的例子。对这两类个例分别作出它们6月的850毫巴和200毫巴的流场合成图和流场距平图。

1. 流场合成图的分析

图7(a)—(d)是上述流场合成图。(a)、(b)两图是东太平洋赤道地区海面温度偏高的情况(以下简称为赤道暖水),(c)、(d)两图是偏低的情况(以下简称为赤道冷水)。可以看出,它们之间具有非常明显的差异。对于低层(850毫巴)而言,其主要特征为:

(1)在赤道暖水时期(见(b)图),澳洲的冷高压和加里曼丹附近的赤道缓冲带反气旋非常发展。在澳洲冷高压东北侧的东南信风强,在苏门答腊岛等地越过赤道的气流也强。这支气流过赤道后转为强西南风,它经菲律宾南部一直伸展到西太平洋,使南海和西太平洋的热带辐合带位置偏北,且向东一直伸展到 140°E 以东,非常活跃。西太平洋副热带高压脊的位置也比较偏北,平均在 23°N 左右。

(2)在赤道冷水时期恰相反(见(d)图),澳洲冷高压和赤道缓冲带反气旋都偏弱,澳洲冷高压东北侧的东南信风弱,越过赤道的西南风也很弱。因此热带辐合带不活跃,副热带高压南侧的东风一直伸展到菲律宾附近。西太平洋副热带高压脊的位置稍偏南,平均在 19°N 左右。

(3)太平洋副热带高压的情况,对比图(b)和(d)中副高范围的风速,可以看得更清楚。图(d)副高南侧靠近赤道的东风比图(b)的要大得多,而且向西伸展更远。副高西

表1 各个个例6月500毫巴西太平洋副高588线最西端所在经度的位置

年 份	赤 道 暖 水					赤 道 冷 水			
	1958	1963	1965	1968	1972	1962	1964	1971	1973
西伸脊点(E°)	125	135	130	125	128	110	110	120	114
距 平 值	5	15	10	5	8	-10	-10	0	-7

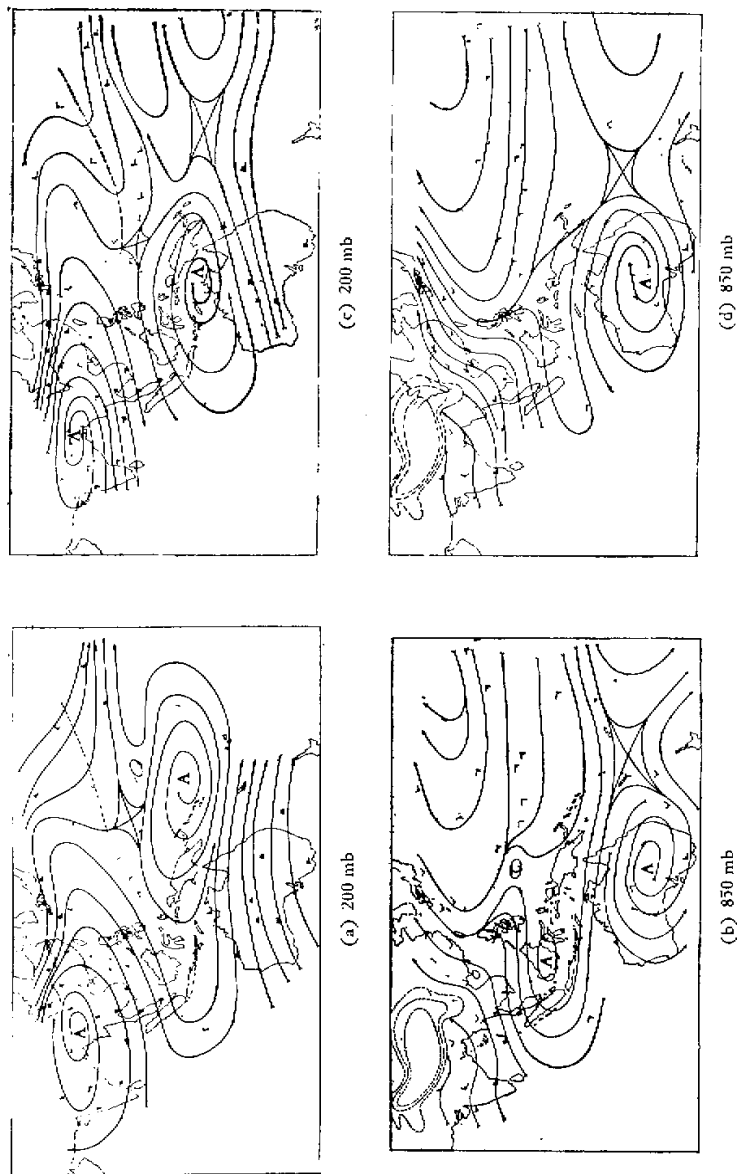


图7 春季东太平洋赤道地区海温偏高和偏低时 6 月 850 毫巴和 200 毫巴的流场合成图

部脊线北侧的东南风也大,这表明赤道冷水时期,西太平洋副高西伸,强度加强;暖水时期,副高东撤,强度减弱。表1是各个个例6月500毫巴西太平洋副高588线最西端所在经度的位置(资料取自中央气象台长期预报组)。可以看出,它反映了上述副高东西变化的这一事实。

对于高层(200毫巴)而言,其主要特征为:

(1) 赤道暖水时期(见(a)图),北太平洋中部槽的位置偏北和偏东。另外南半球平均位于新几内亚上空的反气旋东移到 165°E 附近。因此太平洋中部 10°N 以南的赤道上空盛行东风气流(低层850毫巴是弱东风)。这支东风气流与雅浦岛附近的一支强东北气流一起向加里曼丹方向流动。

(2) 赤道冷水时期(见(c)图),北太平洋中部槽的位置偏西,且大大地向南伸展。太平洋中部赤道上空盛行西风气流(低层850毫巴是强东风)。南半球的反气旋西移到 $130^{\circ}\text{--}135^{\circ}\text{E}$,位置也大大偏南。西太平洋雅浦岛附近为东风气流,且很弱。

2. 流场距平图的分析 图8(a)—(d)是流场的距平图(北半球部分是对1958—74年平均风的距平,南半球部分是对1965—74年平均风的距平)。(a)、(b)两图是赤道暖水的情况,(c)、(d)两图是赤道冷水的情况。这些图更清楚地显示了不同海温情况下,热带地区各天气系统强度的差异。对于低层(850毫巴)而言,其主要特征为:

(1) 澳洲冷高压和赤道缓冲带反气旋所在地区,在赤道暖水时期,都是反气旋式的距平气流。它们是加强的。赤道冷水时期相反,都是气旋式的距平气流,它们是减弱的。

(2) 赤道以北,在赤道暖水时期,有一个从南海经菲律宾到太平洋的气旋式距平气流带。沿赤道是相对的风,我国东部是相对的东北风。冷水时期相反,赤道以北是一反气旋式距平气流带。沿赤道为相对的东风,我国东部为相对的东南风。因此,在赤道暖水时期,西太平洋副高偏东和偏弱,大部地区的信风也偏弱。我国东部的偏南气流也偏弱,对降水不利。冷水时期,西太平洋副高西伸并加强,信风也加强。我国东部的偏南气流强,有利于降水。

(3) 东太平洋地区,赤道暖水时期,低纬 15°N 附近是气旋式的距平气流,中纬 30°N 附近是反气旋式的距平气流。冷水时期,情况完全相反。因此,赤道暖水时期,东太平洋地区的副高是加强的,冷水时期是减弱的。这一点和Bjerknes分析赤道海温与中高纬度环流的关系时所得到的结论是一致的。但它和西太平洋副高的情况完全不同。

(4) 印度西南季风地区,赤道暖水时期是反气旋式的距平气流,印度西南季风偏弱或中断。冷水时期是气旋式的距平气流,印度西南季风偏强。

对于高层(200毫巴)而言,其主要特征为:

(1) 在赤道暖水时期,南、北太平洋各有一个反气旋式的距平气流。这表明南、北太平洋中部槽的强度比正常偏弱,沿赤道为相对的东风气流。冷水时期,情况完全相反。

(2) 在 $110^{\circ}\text{--}140^{\circ}\text{E}$ 的区域,赤道暖水时期,菲律宾南部是反气旋式的距平气流,它直接位于850毫巴热带辐合带之上。我国东南沿海是气旋式的距平气流。冷水时期,情况完全相反。

(3) 印度西南季风区,赤道冷水时期为偏西的距平气流,冷水时期是偏东的距平气流。因此,印度季风高空的东风,同低层的西南风一样,冷水时期比暖水时期强。

西太平洋副热带高压是影响我国汛期降水的重要因素,它的活动不是孤立的,而是与

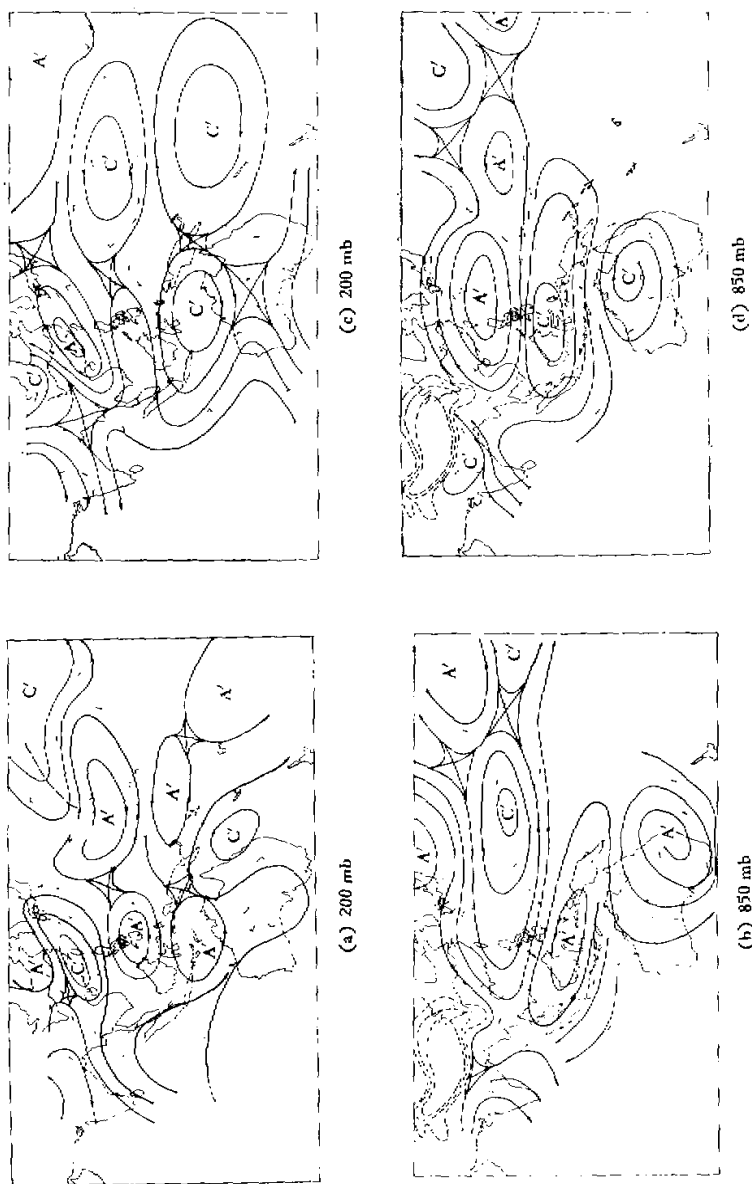


图 8 图 7 流场合成图的距平图.

整个热带地区环流的变化有紧密联系。热带地区环流的这些变化又与前期东太平洋赤道地区的海温有密切联系。赤道暖水时期和冷水时期热带地区的环流特征几乎完全相反。这两个时期的环流特征和西北太平洋地区强和弱热带辐合带的分析结果是一致的⁵⁾。

五、东太平洋赤道地区海水温度影响我国汛期降水的天气过程

综上所述,春季赤道太平洋东部地区为暖水时,初夏热带地区所有高、低空的天气系统都向东和向北移动。沿赤道高空整个吹强的东风,低空 140°E 以西吹西风,以东吹弱的东风。在冷水时期,所有高、低空的天气系统向西和向南移动。沿赤道高空吹西风,低空吹东风。土屋^[6]指出,太平洋赤道地区东、西部大范围的年降水量有相反的距平分布,1957、1958、1965和1966年(相当于我们这里的暖水年),东部区域的降水丰沛,西部大范围干旱。1955、1956和1962年(相当于冷水年)则相反,东部区域降水是负距平,西部降水为正距平。降水与垂直气流是紧密联系的。因此,在赤道暖水时期,沿赤道可能存在一个东部空气上升、西部空气下沉,高空吹东风、低空吹西风的東西向的“热成环流”。而在赤道冷水时期,可能存在一个东部空气下沉、西部空气上升,高空吹西风、低空吹东风的相反方向的“热成环流”。

另外,在 105° — 140°E 热带辐合带以南的区域,赤道暖水时期,低空吹西南风、高空吹东北风。这里可能存在一个从热带辐合带上升到赤道缓冲带反气旋下沉的南北向的经圈环流。在冷水时期这个经圈环流可能南移减弱。

上述两种环流圈如果存在,应该是联系东太平洋赤道地区的海温和我国汛期降水的重要环节。为了证实这点,我们计算了850毫巴和200毫巴的散度场。在500毫巴散度为极大、地面和大气上界散度为零,从地面到500毫巴和从500毫巴到大气上界的散度为线性分布的假定下,并设地面的垂直速度为零,根据连续方程,可以计算850毫巴、500毫巴和200毫巴的平均垂直速度。利用由上述方法计算得到的垂直运动作出了沿赤道的平均纬圈环流图和 105° — 130°E 的平均经圈环流图。下面我们来分析计算的结果。

1. 平均纬圈环流 图9是赤道上空的平均纬圈环流。上图是赤道暖水的情况,下图是冷水的情况。可以看出,上述赤道地区的纬圈环流确实是存在的,而且从印度洋到太平洋有三个环流圈。在赤道暖水时期,整个赤道太平洋中部都是上升运动,在上升的过程中逐渐转成东风,高层空气向西输送,而在 125°E 以西的赤道缓冲带反气旋区下沉,在下沉的过程中转向成西风,低层空气向东输送,这在西太平洋形成了一个完整的反环流圈,我们称它为瓦克反环流;其次,在这个环流圈的东部,还大致可以看出存在另一环流圈的上升的一支,这就是西部暖水区上升,东部冷水区下沉的所谓瓦克环流;第三个在赤道印度洋,它是东部暖水区上升,西部冷水区下沉的正环流圈。因此在赤道暖水时期,随着赤道冷水舌的向东萎缩,瓦克环流东移到东太平洋,赤道地区上升运动范围东扩,使赤道干旱带的降水异常增多。而西太平洋整个为瓦克反环流盘据,这个环流圈对赤道缓冲带反气旋的加强起着重要的作用。赤道印度洋的环流圈可能对季风环流有重要影响。

5) 中国科学院大气物理研究所热带气象研究组,北太平洋西部地区强和弱热带辐合带时期低纬大气环流的分析,1976年全国热带天气研究会议文件。

在赤道冷水时期,情况有很大变化,瓦克环流圈的下沉运动向西扩展到 170°E , 170°E 以西仍为上升运动。因而瓦克环流大大西移,其范围也大为扩展,基本上整个赤道太平洋西部为上升运动,东部为下沉运动,使赤道干旱带发展。瓦克反环流也相应西移。赤道印度洋的环流圈已移出本图范围。

因此,随着赤道冷水向西伸展范围的变化,赤道上空的一些环流圈也相应发生东西的摆动。瓦克提出的“南方涛动”,实质上就是与这些环流圈相联系的不同地区的气象要素之间的远相关。南方涛动强度的变化,主要是上述环流圈东西摆动的结果。

赤道地区的平均纬圈环流, Bjerknes 也曾作过简略的分析^[9],他指出坎顿岛的海温出现低值的时期,在赤道印度洋和太平洋各有一个环流圈。在坎顿岛的海温为高值的时期,太平洋上的那一个已退缩到大洋东半部。根据我们上面的分析,除了 Bjerknes 所指出的两个热成环流圈外,在它们之间还存在一个反环流圈。这个反环流无论对热带天气或我国的天气都有重要的作用。

2. 平均经圈环流

图 10 是 105°E — 130°E 的平均经圈环流。上图是赤道暖水的情况,下图是冷水的情况

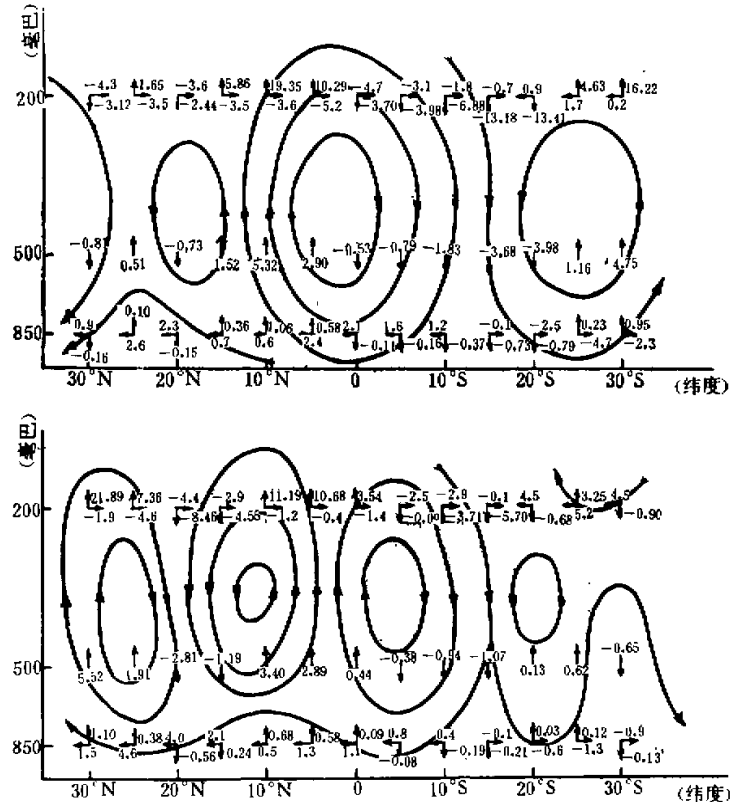


图 10 105°E — 130°E 的平均经圈环流。
(单位: u 为米/秒, w 为厘米/秒)

况。可以看出,他们之间有明显差异。

在赤道暖水时期,低纬有一很强的从热带辐合带上升到赤道缓冲带反气旋下沉的反环流。哈特莱环流北移到 18°N 附近,强度显著偏弱。如上所述,此时西太平洋副高位置偏北,且是减弱东撤的。再向北为一反环流。由于副高偏弱,在 30°N 又是反环流的下沉运动区,所以江淮流域干旱少雨。

赤道冷水时期,情况有很大变化。在 25°N 出现了反环流,哈特莱环流南移至 12°N 附近,强度显著加强。而原来在低纬的反环流南移到赤道以南,强度显著减弱。由于这里西太平洋副热带高压脊正处于哈特莱环流和其北侧的反环流之间的下沉气流区,所以副高脊线也南移,强度加强并向西伸展。由于西太平洋副高的加强西伸,在 30°N 是反环流的上升运动区,此时江淮流域雨量充沛。

最后,我们提出一个有关东太平洋赤道地区海温影响我国汛期降水可能的机制:

东太平洋赤道地区海温偏高 $\rightarrow$ 瓦克环流偏东,赤道太平洋瓦克反环流发展 $\rightarrow$ 赤道缓冲带反气旋发展(越过赤道的西南气流强,热带辐合带活跃) $\rightarrow$ 热带辐合带与赤道缓冲带反气旋之间的反环流强并偏北 $\rightarrow$ 哈特莱环流弱并偏北 $\rightarrow$ 西太平洋副高减弱东撤并偏北 $\rightarrow$ 江淮流域少雨。

东太平洋赤道地区海温偏低 $\rightarrow$ 赤道太平洋瓦克环流发展 $\rightarrow$ 赤道缓冲带反气旋不发展(越过赤道的西南气流弱,热带辐合带不活跃) $\rightarrow$ 哈特莱环流发展并偏南 $\rightarrow$ 西太平洋副高加强西伸并偏南 $\rightarrow$ 江淮流域多雨。

一个地区的降水是由多方面的因素决定的,我们这里只是从海气相互作用方面作了一些探索。而且海洋的影响也决不只是赤道地区。另外,以上是基于东太平洋赤道地区海水温度变化而得到的一些结论。实际上,太平洋赤道上空东西向环流既与东太平洋赤道地区海水温度分布和变化有关,也应该与西太平洋赤道地区海水温度分布和变化有关。但由于西太平洋赤道地区海水温度资料的缺少,并且由于该区存在海洋与陆地(如印尼的大岛屿及新几内亚岛屿)复杂的海陆分布,增加了研究的困难性。因此这篇文章所揭露的一些事实,还是很初步的。我们希望通过这个工作,对我国汛期降水的长期预报有所帮助,给有关理论研究能提供一些线索。

参 考 资 料

- [1] 吕炯,气象学报,1950,21(1—4).
- [2] 吕炯、张丕远、陈恩久,地理集刊(气候学),1963.
- [3] 陈烈庭,科学通报,1974,第8期.
- [4] J. Bjerknes, *Tellus*, 1966, 18(4).
- [5] J. Bjerknes, *Mon. Wea. Rev.*, 1969, 97(3).
- [6] L. J. Allison et. al., NASA TN D-6684, 1972.
- [7] C. S. Ramage, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 1975, 56(2).
- [8] 土屋巖, *Papers in Met. and Geo.*, 1970, 21(2).
- [9] J. Bjerknes, RM-6353-ARPA, 1970.