

赤道西太平洋大气热结构及 对流层顶变化特征的分析*

陈登俊** 吴增茂

(青岛海洋大学物理海洋研究所, 青岛 266003)

摘 要 本文主要利用 TOGA-COARE 强化观测期间“实验 3”号船的探空资料, 经分析发现: 赤道西太平洋暖池中心区, 对流层大气平均温度直减率为 $0.62 \sim 0.74^{\circ}\text{C} / 100\text{ m}$, 但是, 在西风爆发期间, 一般不低于 $0.68^{\circ}\text{C} / 100\text{ m}$; 对流活动的强弱对对流层顶有重要影响; 对流层顶与 500 hPa、200 hPa 等压面温度存在显著线性相关; 平流层下部有逆温层、降温层交替出现的成层现象。分析还发现, 日平均的 500 hPa、200 hPa 温度、对流层顶、对流层顶上第一逆温层的厚度和逆温强度, 都具有 20~40 天振荡的特征。文章分析认为, 上述有关赤道西太平洋暖池区大气热结构的基本特征, 体现了热带西太平洋夏半球大气的状况; 积云对流活动对大气对流层中上部温度、对流层顶以及平流层下部的 20~40 天振荡的形成有重要影响。

关键词 赤道西太平洋 大气热结构 对流层顶 20~40 天振荡

1 前言

热带大气热力学结构的变化, 反映了热带海洋和大气的相互作用及能量输送, 它在热带海洋环流和全球大气环流以及全球的能量和角动量平衡中具有重要意义; 而热带对流层顶, 作为热带对流层和平流层的过渡层, 在对流层上部与平流层下部的大气环流和大气热力结构变化过程中, 起着尤其重要的作用。所以热带大气热力学结构和热带对流层顶的研究长期以来一直受到人们的重视。

通过近年来多次大规模的热带大洋调查[如海洋信风试验(BOMEX, 1969), 大西洋热带试验(GATE, 1974), “中美热带西太平洋联合调查”等]发现, 不仅热带大西洋信风区大气边界层具有多层结构的特征^[1], 而且赤道西太平洋暖池区大气边界层也具有类似特点^[2]。虽然人们对热带大气边界层结构有了比较细致的认识, 但对热带大气尤其是西太平洋暖池区大气中, 上层特征的了解还很少。另一方面, 同其他地区相比较, 赤道太平洋地区对流层顶的研究进展也很缓慢, 最主要的原因在于获得大量足以客观地反映对流层顶位置和性质的同一类高空资料非常不易。

本文通过对 1992 年 11 月~1993 年 2 月 TOGA-COARE 强化观测中“实验 3”号船获得的温、湿要素探空资料的分析, 揭示了赤道西太平洋暖池区大气温、湿垂直结构和

1993-12-12 收到, 1995-02-05 收到修改稿

* 国家自然科学基金资助项目(编号为 49236110)

** 现在上海海运学院工作

对流层顶变化的特点。其中,关于暖池区大气对流层中、上部和平流层下部温度结构及对流层顶变化的分析结果,将有助于人们深入了解暖池区大气热结构的特征。

2 资料及天气背景综述

1992 年 11 月~1993 年 2 月在西太平洋暖池区进行的 TOGA-COARE 强化观测,其最大特点在于:采用的仪器设备先进,精度高(大气综合探测系统 ISS),定点连续观测的时间长;获得的资料全面且质量高,能形成比较完整的时间序列,具有较好的代表性。“实验 3”号船是参加此次强化通量观测的核心船之一,定位于 $2^{\circ}15'S$, $158^{\circ}00'E$, 分三个航次进行的定点连续观测时间分别为 1992 年 11 月 8 日~12 月 11 日,12 月 18 日~1993 年 1 月 22 日,1 月 29 日~2 月 18 日,每日四次探空观测,分别在 05:00、11:00、17:00、23:00 GMT(对应的地方区时为 16:00、22:00、04:00、10:00)。共有有效探空观测记录 342 个,探空记录达对流层顶以上者 305 个,占总有效个数的 89.2%,到达平流层 20~25 km 高度的 193 个,占总有效个数的 56.4%。另外,在作功率谱分析时,还利用了离“实验 3”最近的“向阳红 5”号船(站位: $1^{\circ}58.6'S$, $155^{\circ}57.6'E$,离“实验 3”约 228 km)的部分探空资料,对“实验 3”航次间的缺测资料进行了简单插值修补,其依据为:在 228 km 的空间范围内,两地对流层中、上部等压面及对流层顶间存在显著的线性相关,对流层顶面倾斜坡度小^[3];在时间的持续性上,各等压面温度和对流层顶都存在至少两天的显著线性相关(置信度 99%,自相关函数分布的计算结果略)。

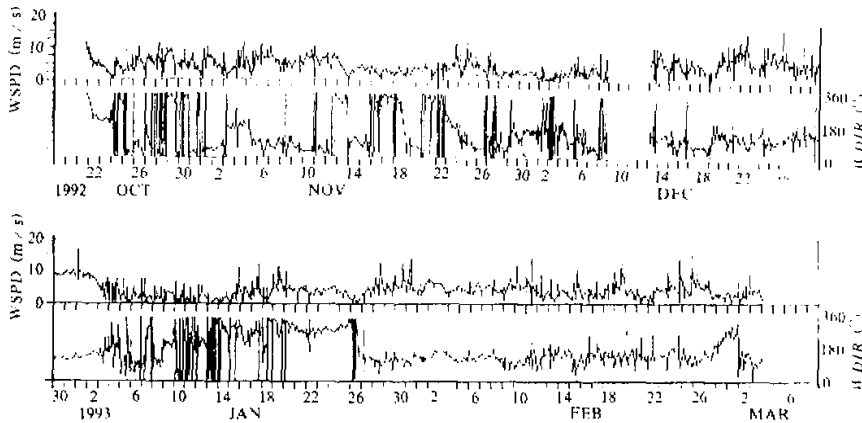


图 1 WHOI 浮标($1^{\circ}45'S$, $156^{\circ}E$)测得的风速(WSPD)和风向(WDIR)时间序列^[4]

此处风向按海洋学流矢方向,即北风定为 180° ,东风定为 270° ,以此类推

此次强化观测正值南半球夏季环流型建立和稳定时期,在表面风场上主要表现为北半球东北季风的南进和南半球东南信风的南退。图 1 是来自位于 IFA(intensive flux array)核心的 WHOI 浮标($1^{\circ}45'S$, $156^{\circ}E$)的海表风速、风向时间序列报告,它非常清楚地展示了南半球向夏季环流型调整过程中,IFA 区风速、风向的变化。从图中可以看

出, 11 月到 12 月上旬, IFA 区东、西风交替频繁, 12 月中旬到 1 月上旬, IFA 区基本上被西北和西南风所控制, 1 月中、下旬南半球有一次东南信风的北进过程, 而从 1 月末开始, IFA 区则基本被西北风控制, 直至强化观测结束。

对照图 1 和每日天气报告及卫星云图^[4]可以发现, 伴随风速、风向的变化, IFA 区及其附近会有涡旋生成, 对流活跃, 尤其是大规模、持续时间长的风速、风向改变, 造成非常激烈的对流天气, 形成宽广的对流云带, 观测到的两次西风爆发过程是典型的代表。第一次西风爆发发生在 1992 年 12 月 20 日~1993 年 1 月 5 日, 强西风中心轴线在 $4\sim 8^{\circ}\text{S}$ 摆动, 第二次在 1993 年 2 月 1 日~14 日, 强西风中心位置偏南, 轴线弯曲。在西风爆发过程中, 北半球东北季风越过赤道形成的西北风一直伸展到近 20°S , 在垂直方向上, 对流层下层为西风, 在 $850\sim 700\text{ hPa}$ 间有一个极大值 $15\sim 30\text{ m/s}$ ^[5]; 除了 IFA 区有强对流天气外, $10\sim 15^{\circ}\text{S}$ 间热带气旋活动也相当频繁。

3 西太平洋暖池区大气热结构及对流层顶变化特征的分析

3.1 热结构的基本特征

3.1.1 对流层平均温度直减率

图 2 是选自现场观测资料的温度、露点垂直廓线图, 它们基本上代表了赤道暖池区大气温度、湿度垂直分布的特点。从图 2 中可以看出, 海面 1500 m 以上对流层大气垂直温度廓线接近于直线, 递减率比较均匀。据计算, 对流层平均温度直减率变化范围为 $0.62\sim 0.74^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$, 平均为 $0.68^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ 。另外, 西风爆发期间, 对流层平均温度直减率偏大, 一般不低于 $0.68^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$, 在一定程度上体现了西风爆发期间暖池区大气较强的不稳定性。

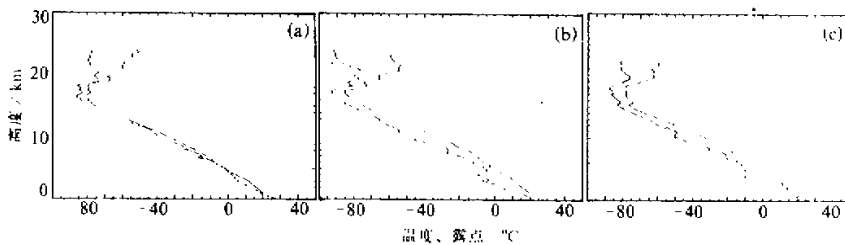


图 2 强化观测期间暖池区大气温度层结廓线(图中右侧曲线)图例

(a) 1991 年 11 月 9 日, 05:00 GMT, (b) 1993 年 1 月 20 日, 23:00 GMT, (c) 1993 年 2 月 4 日, 23:00 GMT

3.1.2 对流层顶

对流层顶的确定采用了文献[6]中所述的划分标准, 该标准已先后被各国采用。值得指出的是, 用该标准划分出的只能是对流层顶的下界^[6]。因此, 下面的分析与讨论都是就对流层顶下界而言的。

根据分析, 在赤道地区应只有热带对流层顶。分析结果表明, 暖池区大气对流层顶一般在 100 hPa 附近, 平均高度为 16.66 km , 平均温度为 -84.3°C , 但其高度和温度的

变化范围都较大,分别为 14.9~18.2 km, -74.8~-92.3℃。对流层顶的日变化很明显,表 1 给出三个航次的分析结果显示:对流层顶温度的低值一般出现在夜间,对应的高度一般较高。对流层顶的这种日变化特点在很大程度上与太阳辐射的日变化有关,体现了热带气象要素的变化特征。

表 1 对流层顶平均高度和平均温度的日变化

时刻 GMT	高度 / km				温度 / ℃			
	05:00	11:00	17:00	23:00	05:00	11:00	17:00	23:00
第一航次	16.852	16.959	16.908	16.824	-85.4	-86.3	-86.6	-85.1
第二航次	17.066	17.054	16.957	16.471	-85.9	-86.8	-86.3	-84.7
第三航次	15.840	16.279	16.919	15.842	-80.1	-82.3	-81.5	-80.4

3.1.3 平流层下部温度的垂直分布

在分析过程中发现, 25 km 以下平流层温度层结有一个共同点: 温度层结曲线多转折, 逆温层、降温层交替出现, 成层结构明晰, 如图 2 所示。表 2 给出了相应于图 2 的平流层下部逆温层、降温层的分布。

表 2 25 km 以下平流层温度层结结构举例

		逆温层起始 高度 / km	逆温层 厚度 / m	逆温强度 $- \gamma / ^\circ \text{C} \cdot (100 \text{ m})^{-1}$	降温层起始 高度 / km	降温层 厚度 / m	降温强度 $\gamma / ^\circ \text{C} \cdot (100 \text{ m})^{-1}$
a	1	16.536	525.4	0.90	17.061	410.9	0.63
	2	17.472	261.4	0.61	17.733	307.2	0.68
	3	18.041	1154.2	1.23	19.195	344.6	0.61
	4	19.540	1116.5	0.84	20.656	281.8	0.28
	5	21.257	566.2	0.35	21.029	227.8	0.31
	6	22.012	784.1	0.65	22.796	320.0	0.38
	7	23.116	492.7	0.95	23.608	320.0	0.47
b	1	17.084	191.9	0.37			
	2	17.466	856.6	1.53	18.323	351.6	0.60
	3	18.674	682.6	1.39	19.357	509.1	0.35
	4	19.866	987.5	1.31			
	5	21.054	550.4	0.22	21.604	1477.7	0.39
	6	23.082	426.0	0.21			
	7	23.718	256.5	0.23			
c	1	15.408	172.7	1.39	15.581	1394.9	0.34
	2	16.976	283.2	0.35			
	3	17.403	141.1	0.14	17.545	386.8	0.49
	4	17.931	1090.2	1.03			
	5	19.719	206.2	0.58	19.925	419.9	0.33
	6	20.345	212.7	0.52	20.558	359.0	0.42
	7	20.917	967.9	0.41	21.885	265.5	0.26

从统计结果看, 25 km 以下平流层一般有 6~8 个逆温层, 每层厚度变化较大, 逆温强度在 $0.20 \sim 2.00^{\circ}\text{C} / 100 \text{ m}$ 间, 最大达到 $3.96^{\circ}\text{C} / 100 \text{ m}$; 厚度不小于 200 m 的降温层通常有 3~5 层, 其厚度多在 1000 m 以下, 有时甚至可达 2000 m 以上, 降温强度在 $0.20 \sim 0.80^{\circ}\text{C} / 100 \text{ m}$ 之间, 最强达到 $2.64^{\circ}\text{C} / 100 \text{ m}$ 。逆温层一般比降温层厚, 逆温强度比降温强度大, 这在表 2 中也有所反映。

3.2 对流层顶变化与对流活动的关系

在分析中发现, 对流层顶的变化大致可分为四种类型(表 3 给出了典型例子和相应的对流层相对湿度分布):

类型一、对流层顶温度偏高($-76.0 \sim -84.0^{\circ}\text{C}$), 顶的相对湿度较大, [相应的对流层顶偏低($15.4 \sim 16.7 \text{ km}$)]; 而在对流层内, 对应的相对湿度分布为: 整个对流层相对湿度很大, 或薄而弱的干层($\text{RH} < 30\%$)仅存在于低层。这种类型的对流层顶和相对湿度分布一般对应深对流天气, 在第二次西风爆发过程的观测中最多见。由于此时 IFA 区处于第二次西风爆发的外围区, 强对流中心及与之配合的高空辐散中心和低空辐合中心均在 IFA 区的南或东南, IFA 区的对流强度相对弱些, 对流云伸展高度不致过高^[4]; 风的垂直分布特点是: 低层西风层厚度能达到 10 km 左右, 而其上的东风层极大风速值却在 15 km 高度附近。风的这种垂直分布特点有利于热量和水汽在 15 km 高度以下净累积, 造成 15 km 高度附近大气的增温、增湿, 导致对流层顶下降。而对流层顶的增温、下降会进一步抑制其下对流的发展。

类型二、对流层顶温度偏低($-86.0 \sim -92.0^{\circ}\text{C}$), 而对流层顶相对湿度较大, [相应的对流层顶偏高($17.0 \sim 17.7 \text{ km}$)]; 对流层内, 整层的相对湿度都很大。这种类型在第一次西风爆发的开始阶段最明显, 此时 IFA 区位于西风爆发的中心, 对流层低层被强西风辐合区垄断, 200 hPa 高度上先是出现加强的东风, 然后被显著的辐散气流所控制, 而在 IFA 区西部 100 hPa 高度上形成东风急流^[4]。这种形势场促使该区对流剧烈发展, 对流云伸展很高, 对流中心的垂直上升运动激烈, 使对流层顶猛烈抬升, 造成对流层顶的强绝热冷却。而这种强绝热冷却不会在短时间内被平衡掉, 因为高空辐散、低空辐合的形势, 和风的垂直分布特点(对流层西风层所达最大高度仍维持在 10 km 附近, 而其上东风层的极大风速值位置却升高到 17 km 附近), 不利于热量在某高度上的净积累, 因而不会产生因热量净积累而造成的持续加热。所以对流层顶的大幅度猛烈抬升, 导致顶温的迅速降低。

类型三、对流层顶温度稍偏低($-85.0 \sim -88.0^{\circ}\text{C}$), 变幅不大, 顶的相对湿度较小[相应的对流层顶偏高($17.0 \sim 17.8 \text{ km}$)]; 对流层中、下部相对湿度较大, 但强湿层和对流层顶间存在较厚的干层; 在 14~17 km 间存在具有一定厚度和强度的逆温层。这种类型多出现于持续时间不长、范围不大的局部对流天气情况下^[4], 该种对流没有非常明显的高、低空环流形势与之配合, 但对流云也能在短时间内发展到 6~7 km 高度。14~17 km 间逆温层的存在, 一方面会抑制其下的对流活动, 而另一方面, 逆温层附近相对暖的空气和逆温层上冷的空气会形成不稳定层结, 有利于逆温层上的对流和湍流的发展, 使对流层顶抬升, 但抬升过程不至于造成强绝热冷却, 同时湍流发展造成的热量输送也可能是一种补偿原因, 因而顶温不会出现降到极低的情况(14~17 km 间逆温层的成因有待进一步探讨)。

表 3 不同的对流层顶及相应的

日 期 年-月-日	时 刻 (GMT)	顶高 / km	顶温 / ℃	顶的 RH / %	上对流层逆温状况		
					起始高度 / km	厚度 / m	-γ / °C (100 m) ⁻¹
类型一(高温、高湿)							
1993-02-10	05:00	15.391	-78.3	45.5			
类型二(低温、高湿)							
1992-12-21	05:00	17.558	-91.6	40.5			
类型三(低温、低湿 a)							
1992-11-25	05:00	17.648	-87.8	32.4	14.708	204.9	0.88
类型四(低温、低湿 b)							
1992-12-08	05:00	17.273	-90.0	24.8			

注：“—”表示一直延伸到对流层顶

类型四，对流层顶温度明显偏低(-86.0~-92.0℃)，顶的相对湿度明显偏小[顶高稍偏高(17.0~17.5 km)]；对流层中、上部相对湿度很小，有时靠近对流层顶下存在厚且强的干层(RH<10%)。晴朗无云和弱对流天气情况下常出现该种类型^[4]。在这种温、湿分布情形时，对流层热力结构稳定，对流层顶受对流层的影响变小，而平流层下部臭氧吸热增温与辐射冷却的影响变得突出起来，它对顶温的影响似乎比对顶高的影响要大一些。这同文献[3]中给出的一些结论类似。

从上面分析看，对流层顶的变化和对流层空气相对湿度的分布有一定的配置关系，这种配置关系实际上反映了对流活动对对流层顶的影响。我们都知道，适当的相对湿度分布是对流发展的必备条件，是决定水汽凝结程度的重要因素，而对流活动不仅是水汽凝结的关键因素，且其强弱还直接影响凝结潜热、感热和水汽向中、上对流层的输送，以及它们在中、上对流层的净积累，从而使中、上对流层的热力状况发生改变，导致对流层顶的变化。

3.3 对流层顶及其附近大气 20~40 天振荡特征的分析

图 3~图 7 分别是 SST、500 hPa 和 200 hPa 等压面温度、对流层顶温度及顶上第一逆温层逆温强度的逐日变化曲线(图中 a 部分的实线)和相应的功率谱分布(图中 b 部分的实线)。图 a 部分的逐日值是对每日 4 个时刻的值进行算术平均得到的；谱分析之前去掉了时间序列的趋势(见图 3a~图 7a 中的虚线，用切比雪夫多项式拟合^[1])，并进行了等权重 5 点平滑。

谱图表明，SST、500 hPa 和 200 hPa 温度、对流层顶上第一逆温层厚度(图略)和逆温强度功率谱密度的最大峰值对应的主要周期在 33 天左右 (周期 $T(k) = n / k$ ， n 为

1)马开 E. 气候统计学, 南京大学大气科学系, 209~214 (油印本)

对流层相对湿度分布 (个例)

RH > 70%		RH < 30%		RH < 10%	
起始高度 / m	厚度 / m	起始高度 / m	厚度 / m	起始高度 / m	厚度 / m
海表 3406.7	2809.9 6830.5				
海表 10773.5	8516.3 146.7				
海表	9408.7	9729.4	1565.7		
海表 3273.1	2500.0 893.2	6292.2 8107.7 12714.2	725.4 3763.0 —	8592.4 10649.0	222.6 662.5

样本容量, $n=100$, k 为波数), 对流层顶温度、高度(图略)的功率谱密度最大峰值与 25 天周期对应(对流层顶是一个特殊的界面, 它可能比其上和其下的大气特性层更活跃一些^[3])。以上峰值都通过了显著性检验(红噪音检验, 置信度 95%^[7], 图 3b~图 7b 中的虚线), 这说明 SST、对流层中、上部、对流层顶及其附近大气温度存在显著的 20~40 天的振荡。

上面分析的各特性层温度的 20~40 天振荡不是各自孤立的, 它们之间存在着密切的联系, 一系列简单线性相关系数的计算结果能反映一些端倪: 200 hPa 温度滞后 5 天与 SST 达最大相关($r=0.30$), 对流层顶温度滞后 10 天与 SST 达最大相关($r=-0.43$); 200 hPa 温度与 500 hPa 温度同时相关最大, 相关系数达 0.58, 而对流层顶温度和高度均滞后 2 天与 500 hPa 温度达最大相关, 相关系数分别为-0.52 和 0.47; 对流层顶高度

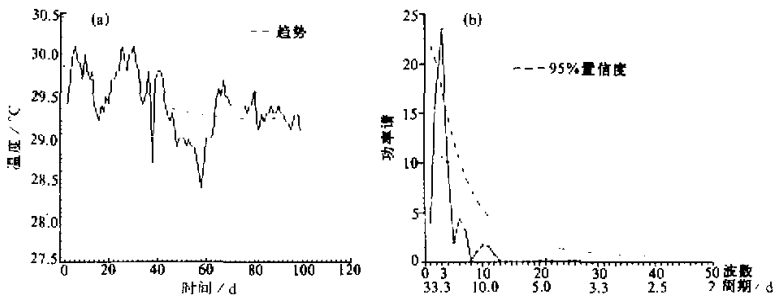


图3 日平均 SST 的逐日变化(a)和其功率谱(b)

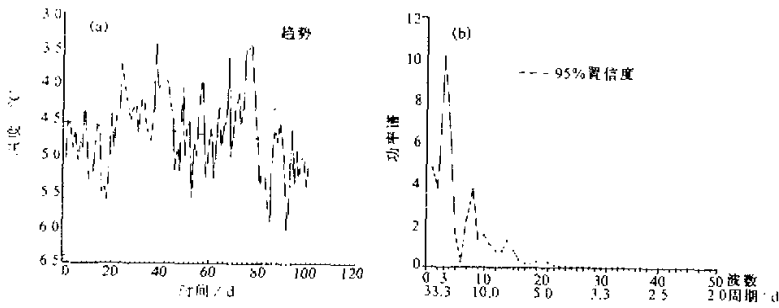


图 4 日平均 500 hPa 温度的逐日变化(a)和其功率谱(b)

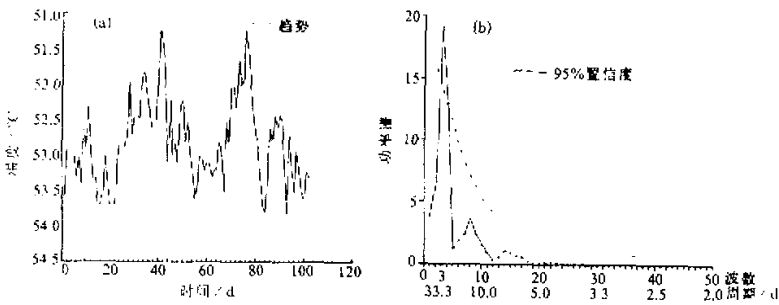


图 5 日平均 200 hPa 温度的逐日变化(a)和其功率谱(b)

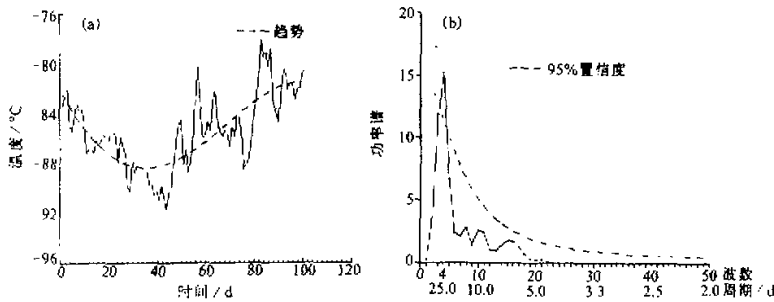


图 6 日平均对流层顶温度的逐日变化(a)和其功率谱(b)

则与 200 hPa 温度同时相关最大, $r=0.34$, 而对流层顶温度滞后 1 天与 200 hPa 温度达最大相关, $r=-0.52$ 。以上相关系数均通过显著性检验(置信度 99%)。这些相关系数表明, 对流层中、高层的温度变化与 SST 的变化有显著的关联, 而对流层顶的变化受 500~200 hPa 大气热状况的影响更显著一些。

结合 3.2 的分析结果可以看出, 对流活动对对流层顶的影响, 其实质是通过对流活

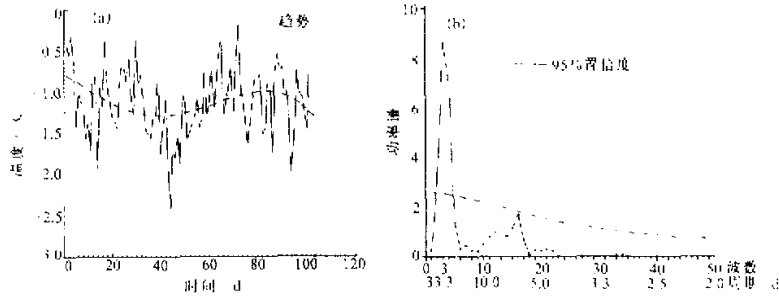


图7 对流层顶以上第一逆温层日平均逆温强度的逐日变化(a)和其功率谱(b)

动实现对流层中、上部热力结构的改变,即一定高度层上的增温,而造成对流层顶的变化,而对流层顶变化的程度显然与这种增温层的位置和增温强度有关。这似乎说明,对流活动的强弱和规模大小是影响对流层上部温度及对流层顶变化的重要因素。两个有意义的事实进一步说明了这一点:

其一,本文分析的 20~40 天振荡周期,与刘家铭^[8]关于移动性波动-CISK 模式(mobile wave-CISK modes)和 SCC 的数值实验结果相似——当最大加热靠近 300 hPa 时,表层西风的振荡周期是 20 天,西风扰动垂直尺度很大;当最大加热在 500 hPa 和 700 hPa 之间,考虑蒸发和低层感热加热效应时,西风振荡周期是 36 天。本文分析结果说明,在西太平洋暖池区,不仅风场存在低频变化,而且温度也有类似特点,温度的 20~40 天振荡与 SCC 也应有不可分割的联系。

其二,本文分析的 20~40 天振荡周期与 Sui, C.H. 等^[9]关于 FGGE (the first GARP global experiments) 第一次特别观测期间(the first special observing period)的数据分析结果——次季节尺度变率(subseasonal scale variabilities)相近。而且,文献[9]给出的其它结果和说明,与此次 TOGA-COARE 强化观测已有的结果^[5]有很多相似之处:(a)观测时间接近——都在北半球冬季(12月~2月),TOGA-COARE 强化观测时间要长一些,从 11 月开始;(b)观测区域靠近——都在赤道西太平洋高 SST 区,前者中心位置偏西、偏南(130°E, 10°S), TOGA-COARE IFA 的中心离赤道较近(156°E,

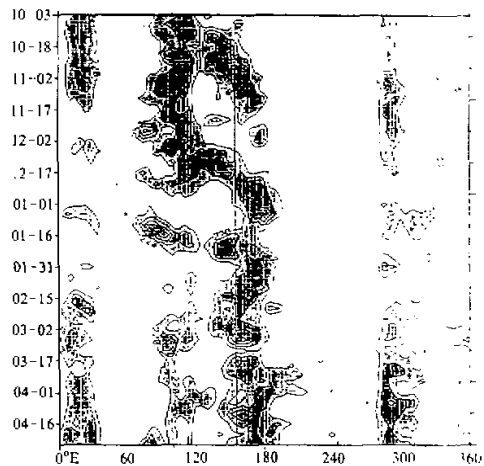


图8 向外长波辐射时间-经度分布图^[4]
1992 年 10 月~1993 年 3 月,等值线间隔 $10 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$,
只绘出值 $\leq 220 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 的部分,绘出的
等值线区基本相应于深对流区

1°45'S); (c)都有两次西风爆发,且西风爆发开始的日期接近(12月20~22日);(d)在时间—经度图上,160°E线附近有4~5个SCC(见图8,图中黑色阴影区表示深对流区);(e)垂直方向上风分布类同。这两次观测结果的相似性似乎说明,赤道西太平洋地区海气相互作用系统具有某种规律性,刘家铭、Sui C.H.等^[8,9]关于西风爆发和SCCs的相互关系的论述,即移动性波动—CISK机制,能一般地解释西太平洋对流层大气所具有的季节内振荡特征,季节内振荡特征不仅存在于动力结构——风变化中,而且也存在于热力结构——温度变化中,并且温度结构的特点更加突出,不仅对流层中、上部温度,而且对流层顶及至平流层下部都具有季节内振荡特征。

4 结语

本文通过对TOGA-COARE强化观测期间“实验3”号船探空资料的分析,发现赤道西太平洋暖池区大气热结构具有如下特点:

(1) 边界层以上的对流层内,温度递减率比较均匀,其变化范围为 $0.62 \sim 0.74^{\circ}\text{C} / 100\text{ m}$;西风爆发过程中,对流层平均温度直减率一般不低于 $0.68^{\circ}\text{C} / 100\text{ m}$ 。

(2) 对流层顶温度和高度变化范围比较大,分别为 $-74.8 \sim -92.3^{\circ}\text{C}$ 及 $14.9 \sim 18.2\text{ km}$,并且对流层顶还存在明显的日变化。对流活动的强弱对对流层顶有重要影响。相关分析表明,对流层顶与500~200 hPa温度存在显著线性相关。

(3) 平流层下部具有逆温层和降温层交替出现的成层结构,逆温层一般厚于降温层,逆温强度大于降温强度,降温层厚度一般小于1000 m。

(4) 日平均的500 hPa、200 hPa等压面温度,对流层顶温度与高度,对流层顶上第一逆温层的厚度和逆温强度随时间的变化都显示出20~40天振荡的特征。

文章分析认为,上述关于暖池区大气热结构的基本特征体现了热带西太平洋夏半球大气的状况,暖池区大气对流层中、上部温度、对流层顶和平流层下部的20~40天振荡,以及它们与SST的20~40天振荡的对应关系,似乎进一步说明了赤道西太平洋地区海—气相互作用系统的多尺度特征,西风爆发、SCCs与这种振荡有重要联系,积云对流活动在这种振荡的形成中起了重要作用,移动性波动—CISK机制可能也是对流层中、上部温度、对流层顶及平流层下部20~40天振荡形成的机制。

本文的分析是以有限的单站资料为基础的,因而结论是初步的,进一步的气候学综合分析 with 验证是十分必要的。

致谢: 此项工作得到中科院周晓平、甘子钧教授的极大关注和热情指导;许乃猷、胡基福教授及李若钝副研究员给予了许多具体指导和有益讨论,特此致谢!另外还对胡瑞金老师、丁洁、丁东晓、盛立芳同志给予的竭诚帮助深表感谢!

参 考 文 献

- 1 Krishnamurti, T.N. 著, 柳崇健等译, 1979, 热带气象学, 气象出版社, 44~45, 131~145.
- 2 李若钝等, 1991, 热带西太平洋边界层的多层结构分析, 大气科学, 15, No.6, 110~116.

3. M. Maxonep 著, 张贵银等译, 1988, 对流层顶气候学, 气象出版社。
4. TCIP0, 1993, TOGA-COARE intensive observing period operations summary, UCAR, 1.1-6.108.
5. 吴增茂等, 1994, 热带西太平洋西风爆发的天气特征分析, 青岛海洋大学学报, TOGA-COARE 专集, 79~88。
6. 邹进上等, 1990, 高空气候学, 气象出版社, 306~307。
7. 黄嘉佑等, 1984, 气象中的谱分析, 气象出版社, 36~53。
8. Lau, K.M., 1989, Dynamics of multi-scale interactions relevant to ENSO, Western Pacific International Meeting and Workshop on TOGA-COARE, May 24~30, 1989, 397~405.
9. Sui, C.H. et al., 1989, Multi-scale processes in the equatorial western Pacific, Western Pacific International Meeting and Workshop on TOGA-COARE, May 24~30, 1989, 747~755.

Analyses of the Variation Features of the Atmospheric Thermal Structure and Tropopause over the Equatorial Western Pacific Ocean

Chen Dengjun and Wu Zengmao

(Institute of Physical Oceanography, Ocean University of Qingdao, Qingdao 266003)

Abstract The features of the atmospheric thermal structure over the equatorial western Pacific ocean are discussed in this paper based on the analyses of the real time data obtained by the vessel "Shiyan 3" during the intensive observing period of TOGA-COARE. These features are: (1) the tropospheric mean temperature lapse rate over the core of the western Pacific warm pool varies from 0.62 to 0.74°C / 100 m, but it is not less than 0.68°C / 100 m during the westerly outbreak; (2) convection activities have an important effect on the tropical tropopause. It is noticeable that the heating of the atmosphere between 500 hPa and 200 hPa affects the tropopause greatly; (3) there are several inversion layers and detemperature layers in the lower stratosphere, which appear alternately with the altitude; (4) a 20~40 day oscillation is shown in the variation of the temperature at 500 hPa and 200 hPa, the height and temperature of the tropopause, the inversion intensity and thickness of the first inversion layer in the lower stratosphere. It may be concluded that the 20~40 day oscillation mentioned above is closely related with westerly outbreaks and SCCs which appear over the western Pacific warm pool.

Key words equatorial western Pacific Ocean tropopause thermal structure of atmosphere
20~40 day oscillation