

热带西太平洋边界层的多层结构分析

李若钝 孙瑞本 武建平

(国家海洋局第一海洋研究所)

提 要

本文主要利用第一次“中美热带西太平洋海气相互作用联合调查”所获得的海洋水文、气象及大气探测资料,分析了热带西太平洋暖水区边界层大气层结特征,指出热带西太平洋边界层大气具有多层结构和多层逆温现象,边界层内各层厚度及气温、位温、混合比随高度的变化趋势如下:超绝热层位于地面以上50 m左右,气温、位温、混合比迅速减小,系绝热不稳定层;第二层为混合层,平均厚度为351 m,位温、混合比变化不明显;混合层上又是逆温层大多为30—100 m厚,位温迅速增大,混合比迅速减小,系绝对稳定层;700—1000 m为浅对流云活跃层,气温缓慢减小。

关键词: 边界层; 多层结构; 多层逆温。

一、引 言

热带边界层(2000 m以下),结构对于研究热带对流和热带扰动、台风、热带气旋、赤道辐合带等有非常重要的意义。

近年来多次规模较大的热带大洋调查,提供了比较详细的边界层观测资料。例如,海洋信风试验(BOMEX, 12—18°N, 53—60°W, 1969); 线岛实验(2—6°N, 157—162°W, 1970); 大西洋信风试验(ATEX, 10°N与40°W附近海区, 1970); 气团变性试验(AMTEX, 23—30°N, 124—132°E, 1974, 1975)等等。人们根据这些调查资料,研究了热带大洋信风区边界层大气垂直结构,指出热带大洋信风区边界层大气具有多层结构特征,基本上可划为超绝热层(海面层)、混合层、过渡层、云层、云顶逆温层等5层。热带西太平洋边界层大气垂直结构如何? 是否也具有多层结构特征? 迄今为止,人们还很少在热带西太平洋特别是赤道地区进行边界层大气垂直温度及湿度探测。在第一次“中美热带西太平洋海气联合调查”期间,曾进行了大气温度和湿度探测,本文分析现场调查资料发现,热带西太平洋暖水区边界层大气具有明显的多层结构特征,是对热带大洋边界层研究的重要补充。

二、资料及说明

本次调查的起迄时间: 1985年12月12日—1986年2月18日,调查海区范围为21°N—3°S, 160°W—120°E,其中大气探测的起迄时间为1986年1月7日—2月18日。探测海区为18°N—3°S, 160°W—120°E,探测航线如图1所示。

原则上每日地方时02时及14时(下文图表中时间均系世界时)各进行一次探测。

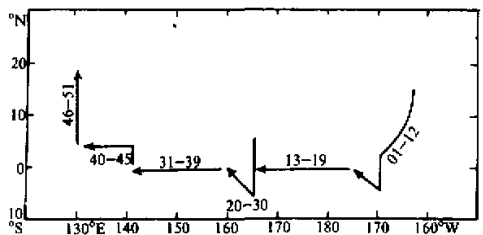


图 1 调查航线图

表 1 探空仪性能

观测要素	测试范围	精度	分辨率
气温 (°C)	50 — -70	0.5	0.01
相对湿度 (%)	20 — 100	5	0.1
气压 (hPa)	1050 — 250	5	0.1

探测成功次数共计 51 次, 探测气球系 120 号球, 探测仪器系美国 AIR 公司产 TS-2A 型探空地面接收机, 接收由探空气球携带的 AS-3A-40S 型高空探测仪每间隔 10 m 左右, 向地面发回的一组时间、气压、气温和湿度讯号, 并用一台微机, 将观测数据记录在软盘上, 探空仪主要性能指标如表 1 所示。

由于热带海洋上气象要素日变化及季节变化均甚小^[2], 因此, 本文未作日变化分析, 并且作者认为冬季的温、湿层结基本上反映各季情况。

为简便起见, 气温 (T °C)、海气温差 ($T_s - T_a$ °C)、位温 (θ °C)、混合比 (W g/g, 本文实际混合比值 $\times 10^4$)、相对湿度 ($H\%$)、现场气温递减率 ($\gamma = (-\partial T / \partial z)$ °C/100 m)、干绝热直减率 (记作 γ_d , 并取 $\gamma_d = 1$)、湿绝热直减率 (记作 γ_m , 并取 $\gamma_m = 0.4$)^[3]、位温递减率 ($\gamma_\theta = -\partial \theta / \partial z$ °C/100 m, θ 随高度上升而变大时 γ_θ 值为负)、混合比递减率 ($\gamma_w = -\partial w / \partial z$ 1/100 m) 等物理量, 在下文及图表中都用上符号代替, 单位也都省略。考虑到气温、位温、混合比随高度增加而减小时, 递减率为正值, 反之为负值, 当递减率为负时, 称负递减率, 如 $\gamma_\theta < 0$, 则称为负 γ_θ 值。

三、分 析

1. 调查期间水文、气象的主要特征 调查的海区恰被热带西太平洋暖水所控制。暖水中心位于赤道以南, 最高水温为 30 °C, 赤道附近为 29.5 °C, 其中 29 °C 暖水恰好位于调查海区赤道中部 (145 — 175 °E) 7 °N 以南。为了解上述暖水的稳定性、代表性, 我们曾分析了赤道断面及 165 °E 断面水温的垂直分布^[4]。分析结果表明, 暖水底部十分平展, 且多位于 100 m 深度处。而且由一强温跃层 (等温线十分密集) 构成, 它对上、下层冷、暖水的交换起到一种屏障作用, 使暖水易于维持和加强。因此, 该海区海气温差的变化主要取决于气温的变化。

分析调查期间的气象资料可知, 调查海区东部 (170 °E 以东) 受东北信风影响较显著, 而西部 (170 °E 以西) 主要受欧亚大陆入海变性高压或受它和西太平洋海上高压合并后的高压南侧影响, 南、北向风常交替出现 (见表 2)。

调查期间, 平均总云量为 5.5, 低云量为 5.0。降水次数较少, 只占总观测次数的 15%, 多系阵性降水, 而且没有遇到雷雨^[4]。因此, 本文主要给出了热带西太平洋暖水区海面上, 晴空或多浅对流云、无扰动条件下的边界层大气温、湿层结特征。

2. 边界层的多层结构特征 综合分析 51 次探测资料可知, 热带西太平洋边界层大气温、湿属性的垂直变化具有一定的规律性。为了说明这个问题, 我们绘制了调查海区东部 (信风影响区) 经向断面 T 、 H 剖面图 (图 2)。由图 2 可知, 边界层内空气属性变化

主要特征见表3.

(1) 起绝热层 由图4可知,随着高度的增加, θ 值大多缓慢的上升, w 值大多缓慢减少.分析100 m以内 θ 、 w 值随高度的变化可知,在100 m以下,往往存在着一个 θ 值随高度迅速减小(w 值大多数随高度迅速减小)的特殊层结.由表3可知在该层内 $\gamma > \gamma_a > \gamma_m$,所以该层为绝对不稳定层.其平均厚度为55 m,最厚为86 m(自海面算起).

(2) 混合层 由图4可知,在800 m以下存在着一个 w 、 θ 值几乎不随高度变化的特殊层.在该层内 γ 与 γ_a 值甚为接近($\gamma = \gamma_a$).混合层顶高度大多在600 m以下,平均为406 m,其中平均厚度为351 m.在该层内 $|\gamma_a|$ 值很小,表明空气混合较为充分.

(3) 逆温层 本次大气探测及第3—6次低空大气探测资料分析表明,调查海区边界层大气一年四季均有多层逆温现象存在¹⁾,这些逆温层的重要特点是大多不与云层

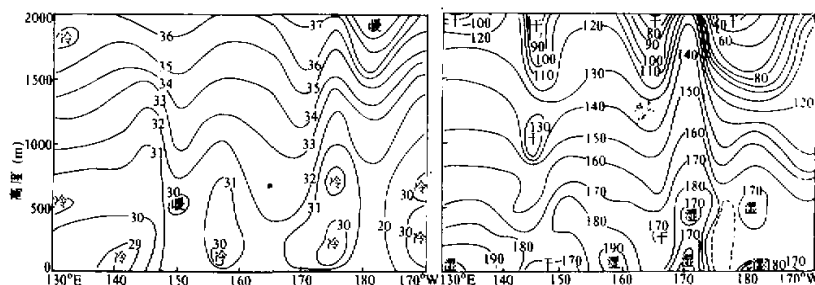


图3 赤道断面(170°W—141°30′) w (上), θ (下)

剖面图(19860112—0212)

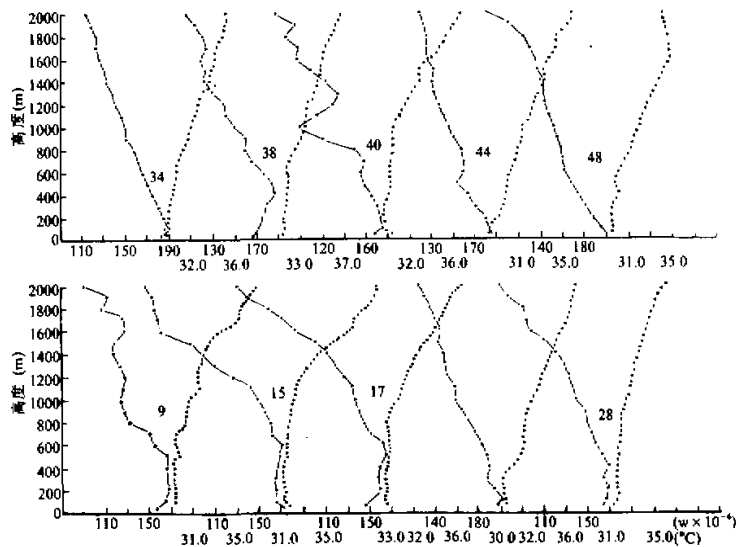


图4 赤道断面 w (点划线)、 θ (点线)廓线图

(图内数字为探测序号,时间及位置、海面气象要素见表3,其余说明同图5)

1) 李若钝等,热带西太平洋边界层大气的多逆温层特征,大气科学,待刊.

表 3 多层结构特征表

序号	时间 月、日、时、分	纬 度	经 度	海面气象要素			超 绝 热 层						
				风向	风速	$T_w - T_a$	低云量	降水	厚度	γ	γ_θ	γ_w	
09	0112. 01:03	0°55'N	170°01'W	E	7.4	0.5	2		43	4.5	4.2	32	
15	0115. 02:00	0°	178°30'W	E	11.6	1.2	4		86	3.2	3.2	52	
17	0117. 01:59	0°	175°30'E	NE	7.7	0.0	3	($\bar{V}$)	79	3.6	2.8	14	
EX1	0117. 07:37	0°	170°00'E	NE	7.7	0.1	5		56	1.8	1.0	14	
28	0205. 03:33	01°15'S	165°00'E	E	6.9	0.8	3		66	3.1	2.1	21	
34	0208. 04:14	0°	157°01'E	N	11.0	1.9	6		72	3.3	2.5	3	
38	0210. 04:02	0°01'S	150°01'E	NW	5.5	0.3	5	($\bar{V}$)	32	3.3	2.2	-7	
40	0211. 04:07	0°01'S	145°01'E	NE	7.4	-0.1	4		39	2.9	2.8	-10	
44	0213. 04:55	04°10'N	141°48'E	E	3.0	4.3	10	$\bar{V}$	53	1.7	0.4	0	
48	0215. 04:55	05°00'N	131°52'E	NE	16.0	3.9	10	$\bar{V}$	15	1.1	1.0	0	

序号	时间 月、日、时、分	混 合 层			600—700 m			700—1000 m			较 强 逆			温 层			凝结		
		顶	厚度	γ	γ_θ	γ_w	γ	γ_θ	γ_w	γ	γ_θ	γ_w	底高	顶高	厚度	γ	γ_θ	γ_w	高度
09	0112. 01:03	479	436	0.9	-0.1	1	0.7	-0.2	5	0.3	-0.4	9	1658	1755	93	-0.6	-1.2	28	594
15	0115. 02:00	526	440	0.8	0.0	1	0.8	-0.1	9	0.7	-0.3	4	1438	1558	120	-0.7	-1.9	32	528
17	0117. 01:59	600	521	1.0	-0.1	3	0.7	-0.1	5	0.5	-0.3	6	874	960	90	-0.3	-1.2	6	792
EX1	0117. 07:37	310	254	0.7	-0.1	4	0.9	0.0	7	0.6	-0.3	5	526	568	43	-0.5	-1.4	5	220
28	0205. 03:33	540	474	0.8	-0.1	0	0.8	-0.1	4	0.7	-0.2	5	1979	2006	26	-0.4	-0.8	19	704
34	0208. 04:14	301	229	0.8	-0.1	3	0.9	-0.1	3	0.6	-0.4	4							462
38	0210. 04:02	440	408	1.0	-0.1	-6	0.5	-0.2	8	0.4	-0.5	6							814
40	0211. 04:07	378	315	0.8	-0.2	3	1.0	-0.1	3	0.5	-0.1	19	426	455	28	-1.1	-1.4	4	594
44	0213. 04:55	169	116	1.0	0.3	8	0.6	-0.3	0	0.6	-0.3	4	191	232	41	-1.2	-2.2	7	220
48	0215. 04:55	321	312	0.8	0.1	5	0.4	-0.5	2	0.5	-0.5	3	1786	1832	46	-0.4	-1.3	4	132

配合, 因此, 很难确定云顶逆温层, 为此我们以其中较大负 γ 值、负 γ_θ 值或厚度较厚的强逆温层为例, 讨论逆温层的特征。统计表明 (表 3), 在较强逆温层内, 气温随高度增加而上升, 属于绝对稳定的层结, θ 随高度迅速增大, γ_w 随高度迅速减小, 即水分随高度迅速减小, 相对湿度的变化也很明显, 在逆温层内相对湿度迅速减小。另外, 在强逆温层以上, 一般不会再有相对湿度较大的层出现。在逆温层顶之上, 有时会出现有 (相对湿度的) 突然中断现象 (图 5)。这一事实在其它信风区^[1]也曾出现过, 其形成原因至今仍未解决。

(4) 浅对流云活跃层 除了上述几个明显的特殊层结以外, 在 600—1000 m 左右, θ 、 w 廓线也具有一定的统计特征, 它们既不同于其下的混合层, 也和逆温层有差别。若与混合层相比较, 我们会发现随着高度的增加 (该层) T 下降较慢 (正 γ 值小), w 下降较快 (负 γ_w 值大), 位温上升快 (负 γ_θ 值大)。若将 600—700 m 与 700—1000 m 作比较可知, 前者正 γ 值大, 负 γ_θ 值小, 后者 $\gamma = \gamma_m$, 有时 $\gamma < \gamma_m$ 。即在该层内 $\gamma_d > \gamma > \gamma_m$, 显然为条件不稳定层 (潮湿不稳定)。就是说, 如果在该层内一旦空气有上升运动, 就很容易产生向上的浮力, 形成对流云。而且凝结高度大多在 600 m 以下 (表 3), 这一点与前人^[1]统计指出的对流云底较凝结高度约高 100—200 m 的结果是一致的。同时也说明该层与浅对流层有关。由低云云底观测资料统计表明, 调查期间平均低云云底高度为

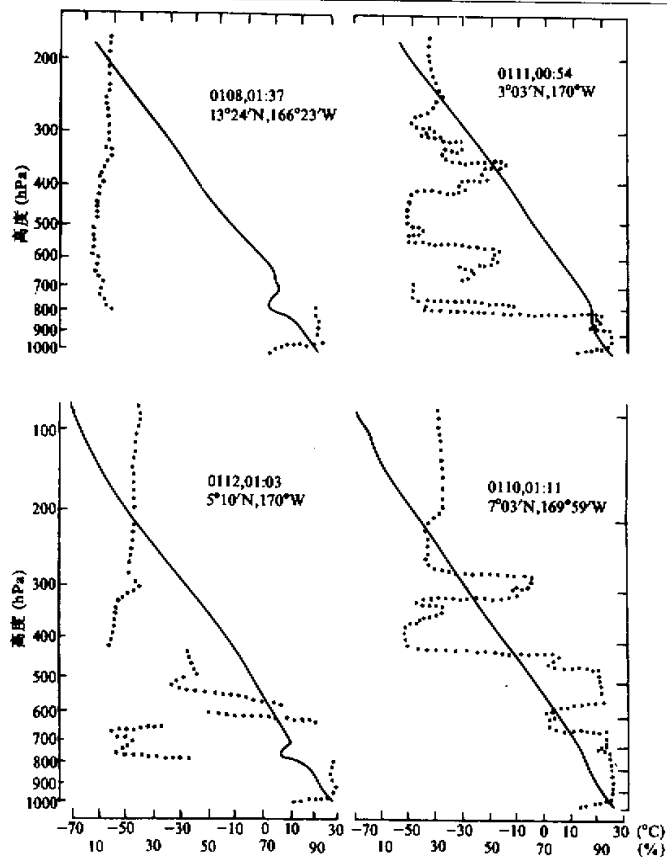


图5 几种典型的 T (实线)、 H (点线)廓线图
(数字分别表示时间(月、日、时分)及经、纬度)

700 m, 这一事实更有力地证明了 700—1000 m 为浅对流云最易生成和存在之层, 因此, 本文称 700—1000 m 层为浅对流云活跃层。

四、结 论

综上所述, 热带西太平洋暖水区边界层属于不稳定层结, 具有明显的多层结构, 基本上可划分为超绝热层、混合层、逆温层、浅对流云活跃层四个层次, 其主要特征如下: (1)超绝热层 T , θ , w 迅速减小, 混合层 θ 几乎不变, (2)逆温层 θ 迅速增大, w 迅速减小, T 升高, (3)浅对流云活跃层 T 缓慢减小。

表4 边界层内各层 T 、 θ 、 w 的平均变化规律

	$\bar{T}$	$\bar{\theta}$	$\bar{w}$	随高度的变化特点
超绝热层	2.9	2.2	12	T 、 θ 、 w 迅速减小
混合层	0.9	0.0	2	θ 不变化, w 基本不变
逆温层	-0.7	-1.4	14	θ 迅速增大, T 升高, w 迅速减小
700—1000 m	0.5	-0.3	7	T 缓慢减小

参 考 文 献

- [1] 喻世华、陆胜元等编著, 1983, 热带天气学概论, 气象出版社, 206—277.
- [2] 陈隆勋、王作述, 1975, 近年来热带气象学的进展, 近代气象学若干问题的进展, 科学出版社, 75—113.
- [3] 唐胜群等译, 1957, 天气学, 气象出版社, 48—77.
- [4] 李若钝, 1987, 热带西太平洋海面气象要素基本特征(冬季), 热带海洋, 6(4), 79—86.

The Analysis of Multiple-Structure of the Atmospheric Boundary Layer in the Western Tropical Pacific Ocean

Li Ruodun, Sun Ruiben and Wu Jianping

(First Institute of Oceanography, Soa, Qingdao)

Abstract

The atmospheric stratification features of the boundary layer above the warm pool of the western tropical pacific are analyzed with the hydrographical and meteorological data obtained during the First Cruise of USA/PRC Joint Air-Sea Interaction studies. The results show that the atmospheric boundary layer over the western tropical pacific is multiple-structured with multiple temperature inversion layers. The thickness, temperature, potential temperature and mixing ratio in each sub-layer are as follows: the thickness of the superadiabatic layer is about 50m. In this layer the temperature, potential temperature and mixing ratio decrease rapidly with height. Therefore, it is an adiabatically unstable layer. There is a mixing layer above the superadiabatic layer with a thickness of 351m, in which the potential temperature and mixing ratio do not change much. The temperature inversion layer above the mixing layer is an absolutely stable layer with a thickness of 30—100m, in which the potential temperature increases rapidly with height and the mixing ratio decreases. At the height of 700—1000m, there is a shallow layer of convective clouds, in which the temperature decreases gradually with height.

Key Words: Boundary layer; Multiple-structure; Multiple-inversion.