

西太平洋暖池在不同天气 系统下的海气交换差异

高登义 周立波

(中国科学院大气物理研究所, 北京 100029)

摘 要 为了进一步了解海气交换在不同天气系统下的差异, 本文利用 TOGA COARE IOP 考察期间实测资料和国家气象中心逐日的网格点资料, 对西太平洋赤道海域的大尺度热量和水汽收支及其他物理量的特征进行分析后指出: (1) 在强对流天气系统下加热率、干燥率、垂直速度、散度等物理量强度达到最大, 平稳天气系统下次之; 此时大气加热主要是由干凝结降水释放的潜热引起的。(2) 在西风爆发过程中加热率和平稳天气过程中的量级相同, 但干燥率远小于加热率, 且为负值; 此时表面感热通量和表面蒸发达到最强 (大于凝结降水的加热作用), 从而造成了在大气低层出现水汽源。

关键词 西太平洋暖池 海气交换 视热源 视水汽汇

1 引言

西太平洋暖池作为大气和海洋的能量驱动源, 一直吸引着众多的海洋和气象学家的注意力。为了进一步研究海气相互作用, 世界气象组织在 TOGA 计划下于 1992 年 11 月 1 日~1993 年 2 月 28 日组织了为期 4 个月的热带海洋全球大气和海气耦合响应试验, 即 TOGA-COARE 计划^[1], 其主要目的是了解赤道西太平洋暖池地区海气耦合的基本过程及其对全球气候变化的影响。考察分为两个阶段, 一是密集观测阶段 (IOP, 1992 年 11 月~1993 年 2 月), 这是考察的核心; 一是强化监测阶段 (EMP, 1992 年 2 月~1993 年 2 月), 其考察区域如图 1 所示, 主要分为大尺度探测区域 (LSA, 140~180°E, 10°S~10°N) 和强化通量观测阵列 (IFA, 由两个岛屿和两艘中国考察船组成)。早期对暖池研究的结果由于资料的限制和侧重点的不同, 对暖池的总体加热和各个加热量的贡献研究比较多, 尤其对暖池的平均加热状况已经比较清楚了^[2~5], 但对于不同天气系统 (过程) 下的热量、水汽和其他物理量 (散度、涡度和垂直速度等) 的交换研究甚少。从本质上讲, 这个问题更具有实际意义, 因为实际天气是由一个个不同的天气系统所组成的, 而在不同的天气系统下由于变化尺度的差异, 对其他地区的影响显然不尽相同; 例如西风爆发是一个大尺度的天气过程, 其影响的范围和时间要超过中尺度的平稳天气过程, 更不用说小尺度的强对流天气过程了。为此, 本文利用 TOGA-COARE IOP 期间两艘中国考察船“实验 3 号”和“科学 1 号”的实际资料研究不同天气过程中各个物理量的时空变化, 并试图解释其变化的物理机制; 通过比较和分析这种变化, 来了解在不同天气系统下热带海洋尤其是赤道西太平洋暖池地区对大气的影

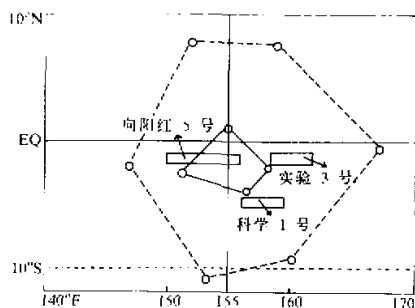


图 1 TOGA-COARE 计划的考察区域

热率和干燥率。

由热力学方程和水汽方程得到

$$Q_1 \equiv \frac{\partial \bar{S}}{\partial t} + \nabla \cdot (\bar{S}\bar{V}) + \frac{\partial(\bar{S}\bar{\omega})}{\partial p} = Q_R + L(c - e) - \frac{\partial(\bar{S}'\bar{\omega}')}{\partial p}, \quad (1)$$

$$Q_2 \equiv -L \left(\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} + \nabla \cdot (\bar{q}\bar{V}) + \frac{\partial(\bar{q}\bar{\omega})}{\partial p} \right) = L(c - e) + L \frac{\partial(\bar{q}'\bar{\omega}')}{\partial p}, \quad (2)$$

其中, Q_1 定义为视热源, Q_2 定义为视水汽汇, 都可由大尺度(网格点)资料来计算。本文将 Q_1/c_p 和 Q_2/c_p 分别称作加热率和干燥率, 它们的单位为 $K \cdot d^{-1}$ 。

对 (1) 和 (2) 式垂直积分得到它们的水平分布:

$$\langle Q_1 \rangle = \frac{1}{g} \int_{P_T}^{P_S} Q_1 dp \approx LP + Q_S + Q_R, \quad (3)$$

$$\langle Q_2 \rangle = \frac{1}{g} \int_{P_T}^{P_S} Q_2 dp \approx LP - LE, \quad (4)$$

其中, $\langle Q_1 \rangle$ 、 $\langle Q_2 \rangle$ 分别为视热源和视水汽汇的水平分布, P_S 、 P_T 分别为大气底层和顶层的气压; P 和 Q_S 分别是表层降水量和感热通量, E 是表层水汽潜通量, 即表层蒸发量。

本文对方程 (1) 和 (2) 右边视热源 Q_1 和视水汽汇 Q_2 的各个分量不进行研究。我们利用方程 (3)、(4) 和 (1)、(2) 分别计算出 Q_1 、 Q_2 的水平和垂直分布, 并由此进一步探讨西太平洋热带海域上空大气热量和水汽收支的物理过程。

首先, 由方程 (3) 和 (4) 知: 若在某一确定区域加热主要是由于凝结过程引起的, 则 $Q_1 - Q_R$ 和 Q_2 的垂直积分值应该很相近, 并与观测的降水凝结释热一致; 相反, 若表面感热通量或表面蒸发很强, 会导致两者有很大的差异。

其次, 由方程 (1) 和 (2) 知 (即对视热源 Q_1 、视水汽汇 Q_2 作区域平均后的垂直分布): 若加热主要是由于与锋面降水 (或连续性降水) 相关的凝结引起的, 则 $Q_1 - Q_R$ 和 Q_2 的垂直廓线应该很相似, 否则若加热主要是由于与积云对流有关的潜热释放所导致, Q_1 与 Q_2 的垂直分布会有很大的不同, 并且由于涡动输送的作用, Q_1 和 Q_2 会在不同层上出现峰值^[2]; 若加热主要来源于表层的感热通量, 则只会出现视热源

响, 为进一步了解和掌握海气相互作用提供可靠的依据。

2 研究方法及资料处理

用于确定大尺度加热的方法有许多, 但总起来主要有两种, 一是独立估算出辐射、凝结和感热等各个分量, 一是由热力学第一定律的能量方程获得净能量收支。本文利用质量连续方程和热力学第一定律能量方程的交叉方法来计算大气的总体加

而没有视水汽汇, 在这种情况下, $Q_1 - Q_R$ 的垂直廓线将决定于湍流或干热力对流引起的再分布过程。本文研究所用考察资料来源于 TOGA-COARE IOP 期间“实验 3 号”和“科学 1 号”(见图 1) 上的探空资料, 网格点资料是国家气象中心 (NNMC) 7 个层次 (即地面层, 850, 700, 500, 300, 200, 100 hPa) 对应时间的风场、温度场和湿度场, 并将两船资料客观分析到 2.5×2.5 网格距的 NNMC 网格点上。

3 不同天气过程中的海气交换差异

3.1 考察期间主要的天气过程

在 TOGA-COARE 的强化通量观测 (IOP) 期间, 主要经历了平稳天气、强对流天气和西风爆发天气过程, 其划分的时间如表 1 所示, 划分依据如下:

表 1 考察期间天气系统的划分及其相应的时间

系 统	平稳天气过程	强对流天气过程	西风爆发天气过程*
时 间	1992-11-30~1992-12-04	1993-01-17~1993-01-22	1993-01-01~1993-01-04

* 注: 本文所选的西风爆发时间只是作为考察期间西风事件最强时的一个代表

(1) 平稳天气发生的时间主要在 1992 年 11 月 30 日至 12 月 4 日, 我们给出 1992 年 12 月 1 日为代表的表层流场 (1000 hPa) 和高空流场 (200 hPa) 的分布 (见图 2a、2b)。可以看到, 考察区域 (指大尺度探空区域 LSA) ($10^{\circ}\text{S} \sim 10^{\circ}\text{N}$, $140 \sim 180^{\circ}\text{E}$) 在此期间风速小且无明显变化, 其他气象要素亦变化不大; 低层气流弱, 高空也无显著辐散出现。

(2) 西风爆发天气过程在 12 月末 1 月初和 1 月末 2 月初两次出现, 一方面由于资料限制, 另一方面也因为西风爆发在 1 月初达到最强^[7]。因此我们选取了第一次西风爆发过程 (12 月末 1 月初) 来讨论, 时间从 1993 年 1 月 1 日至 4 日。图 2c 和 2d 分别给出了 1993 年 1 月 2 日为代表的表层和高空流场的分布情况。该天气过程的主要特征是: 由强热带气旋 Kina 支持的西南气流 (最大风速达 70 kn) 与东北信风跨赤道后的西北气流在赤道以南的近 10 个纬度范围内形成了强大的西风带; 西风气流向上传展到 500 hPa, 并在近赤道槽和南半球季风槽之间继续维持着。高层在 COARE 区的赤道附近盛行强大的辐散东风气流, 风速在 100 hPa 层上达到最大 (70 kn)。

(3) 强对流天气过程在 1993 年 1 月 17 日至 22 日出现, 我们给出了其中 1993 年 1 月 18 日为代表的表层和高空流场分布图 (见图 2e、2f); 低层考察区域 (LSA) 主要为偏东气流所控制, 在强化通量区域 (IFA) 及其附近辐合较强, 高层对应辐散气流。

3.2 平稳天气过程的海气交换

(1) 由图 3a 和 3b 可见, 赤道西太平洋热带海域视热源 Q_1 和视水汽汇 Q_2 的水平分布很相近, 说明了平稳天气过程中该地区上空凝结降水是很关键的。西太平洋热带海域基本上为视热源和视水汽汇所控制, 最大视热源和视水汽汇都出现在 140°E 附近, 加热的量值为 $8.0 \text{ K} \cdot \text{d}^{-1}$ 左右, 干燥中心为 $6.5 \text{ K} \cdot \text{d}^{-1}$ 左右; 另一个加热和干燥中心则弱得多, 中心位于赤道附近的 175°E 上, 中心强度的量级都在 $3.5 \text{ K} \cdot \text{d}^{-1}$ 左右。对考

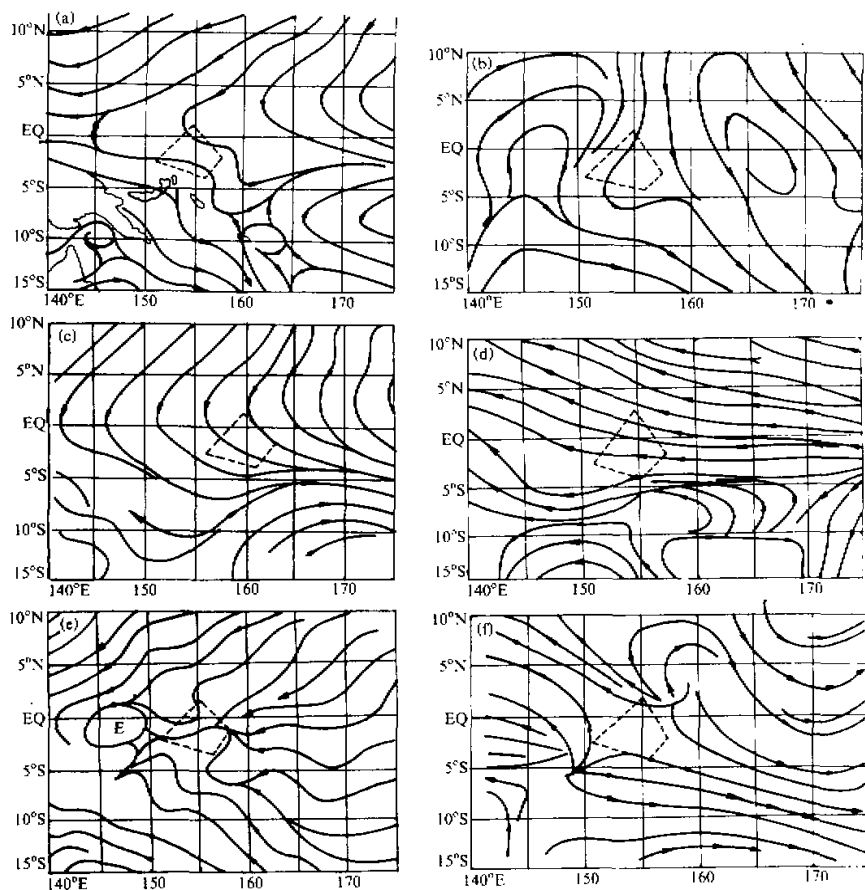


图2 流场分布

(a) 1992年12月1日表层, (b) 1992年12月1日高空, (c) 1993年1月2日表层,
(d) 1993年1月2日高空, (e) 1993年1月18日表层, (f) 1993年1月18日高空

察区域 LSA 上空整层大气而言, 视热源相当的变温率为 $1.15 \text{ K} \cdot \text{d}^{-1}$, 视水汽汇相应的变温率为 $1.05 \text{ K} \cdot \text{d}^{-1}$, 它表明在平稳天气过程中, 赤道西太平洋暖池是一个强大的热源, 能使其上空整层大气每天升温 1.15°C 左右; 而由于水汽凝结释放的潜热在大气加热中又占主导地位。此外, 由逐日平均加热率和干燥率的分布可知 (表 2), 加热最大

表 2 平稳天气逐日的 Q_1 和 Q_2
对 LSA 上空整层加热贡献的比较

日期	30	1	2	3	4	平均
Q_1	0.70	1.02	1.38	1.30	1.37	1.15
Q_2	1.09	0.75	1.15	1.21	1.03	1.05

不超过 $1.4 \text{ K} \cdot \text{d}^{-1}$, 这比高登义等人观测的加热平均状况 ($1.52 \text{ K} \cdot \text{d}^{-1}$) 略低^[3]; 而干燥率均低于 $1.2 \text{ K} \cdot \text{d}^{-1}$ 。

(2) 从其垂直分布可知 (见图 4a 和 4b), 视热源在 700 hPa 而视水汽汇

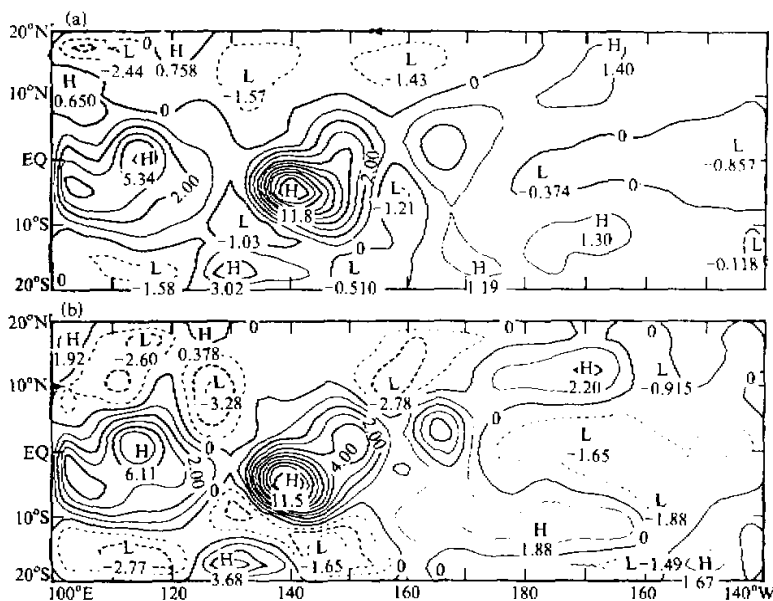


图3 平稳天气过程视热源和视水汽汇的水平分布
(a) 视热源, (b) 视水汽汇

在 850 hPa 上达到最大值, 表明积云对流引起的垂直输送在平稳天气过程中是比较重要的。事实上, 该地区一直盛行上升气流并在 700~500 hPa 附近垂直速度达到最大 (-3.5×10^{-4} hPa/s), 最大辐合辐散的量级皆在 $\pm 2.0 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ 左右。

3.3 强对流天气过程的海气交换

(1) 同平稳天气过程相比, 强对流天气过程主要表现在各个物理参数平均强度增

大: 视热源中心值达 $11.8 \text{ K} \cdot \text{d}^{-1}$, 视水汽汇也为 $11.5 \text{ K} \cdot \text{d}^{-1}$, 比平稳天气过程的对应值大 $3.0 \text{ K} \cdot \text{d}^{-1}$ 以上; 加热率为 $1.89 \text{ K} \cdot \text{d}^{-1}$, 干燥率亦达到 $1.78 \text{ K} \cdot \text{d}^{-1}$, 比平稳天气过程对应值高 $0.70 \text{ K} \cdot \text{d}^{-1}$ 以上 (见图 5)。从图中也可以看出, Q_1 和 Q_2 不仅在水平分布上而且在数值上都非常相似, 表明强对流天气过程中水汽凝结释放的潜热对大气加热起主要作用。另外, 比较表 3 和表 2 知, 加热率为平稳天气过程的 1.6 倍。

(2) 比较图 6 和图 4 可以看出,

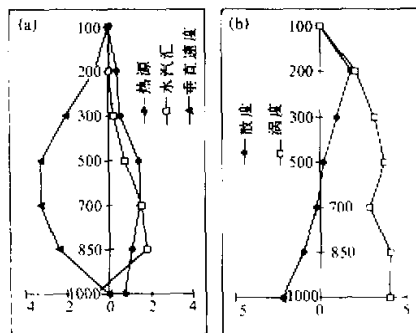


图4 平稳天气过程视热源等各个物理量的垂直分布
(a) 视热源、视水汽汇和垂直速度, (b) 散度和涡度

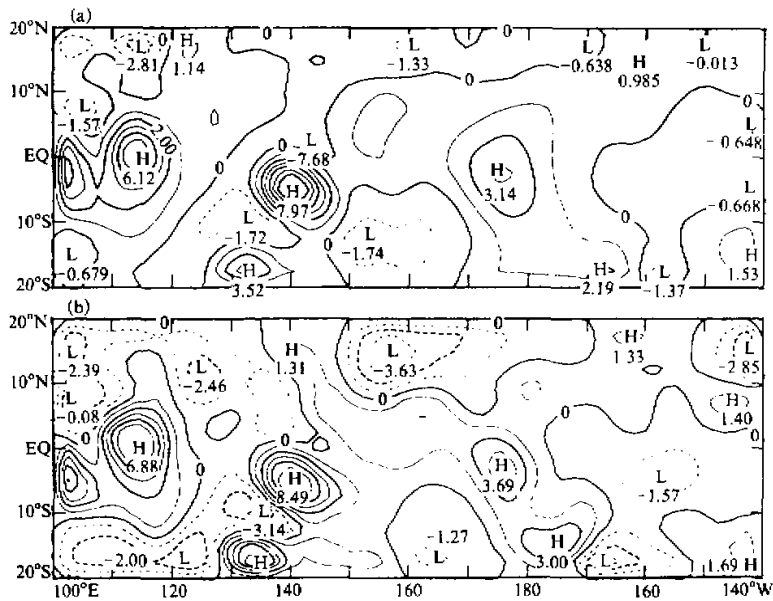


图 5 强对流天气过程视热源和视水汽汇的水平分布
(a) 视热源, (b) 视水汽汇

表 3 强对流天气逐日的 Q_1 和 Q_2
对 LSA 上空整层加热贡献的比较

日期	17	18	19	20	21	22	平均
Q_1	1.8	1.8	2.3	1.5	2.3	1.6	1.88
Q_2	1.0	0.9	1.9	2.4	2.4	2.1	1.78

天气过程中在 700 hPa 附近出现最大值, 表明加热主要是由与积云对流有关的凝结降水引起的。比较图 6 和图 4 还可看出, 强对流天气过程中低层辐合、高层辐散和

强对流天气过程中 Q_1 和 Q_2 的垂直分布与平稳天气过程的分布十分相似: 视热源和视水汽汇在不同高度上出现最大值, Q_2 都在 850 hPa 出现最大值, 强对流天气过程中 Q_1 在 500 hPa 而平稳天气过程中在 700 hPa 附近出现最大值, 表明加热主要是由与积云对流有关的凝结降水引起的。比较图 6 和图 4 还可看出, 强对流天气过程中低层辐合、高层辐散和垂直速度的强度都比平稳天气过程的强, 如最大垂直速度达到 -6.3×10^{-4} hPa/s, 最大辐合 (-3.0×10^{-6} s $^{-1}$) 和最大辐散 (4.0×10^{-6} s $^{-1}$) 都近于是平稳天气的 2 倍。

3.4 西风爆发天气过程的海气交换

(1) 图 7 和图 3、图 5 相比, 西风爆发期间 Q_1 和 Q_2 的水平分布明显不同于平稳天气和强对流天气过程: (a) 位于 140°E 以东的热源中心值仅为 6.76 K · d $^{-1}$, 远远小于其他两个天气过程; 而位于 20°S, 180°E 附近的加热中

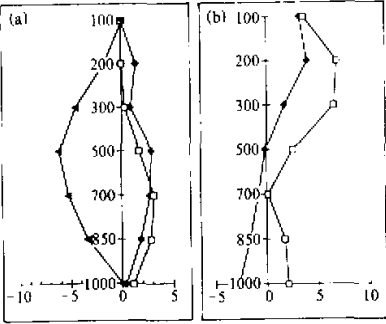


图 6 强对流天气过程视热源各个物理量的垂直分布
(a) 视热源、视水汽汇和垂直速度, (b) 散度和湿度

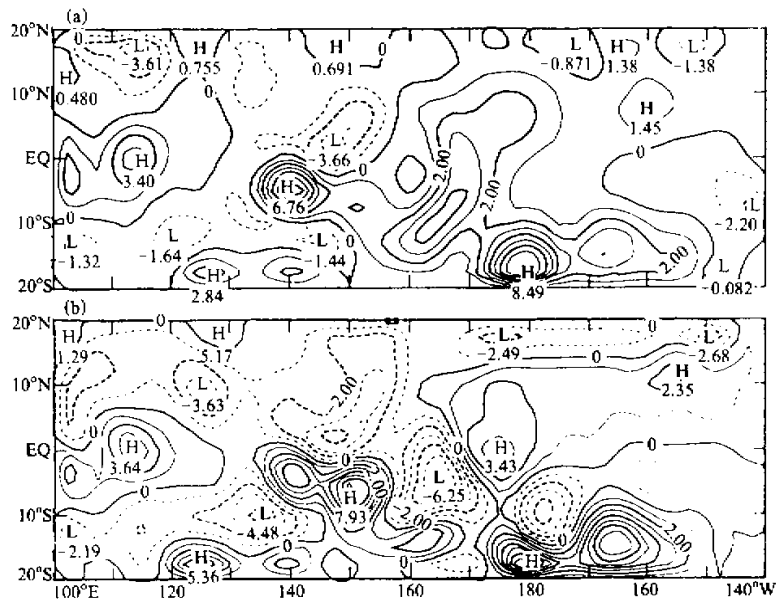


图7 西风爆发天气过程视热源和视水汽汇的水平分布
(a) 视热源, (b) 视水汽汇

心却达到 $8.49 \text{ K} \cdot \text{d}^{-1}$, 使得该中心成为最强的加热中心, 且其范围向东扩展到 150°W 附近, 并出现了两个最大值中心; (b) 考察区域以北的冷源向南移动, 且其范围扩大, 强度增强 (中心达到 $-3.56 \text{ K} \cdot \text{d}^{-1}$); (c) 位于 140°E 附近的视水汽汇却变为两个中心, 最大中心出现在 150°E 附近, 中心值为 $7.93 \text{ K} \cdot \text{d}^{-1}$; (d) 对 LSA 上空整层大气的加热为 $1.27 \text{ K} \cdot \text{d}^{-1}$, 与平稳天气的加热量级相同, 但视水汽汇相当的变温率却为负值 ($-0.32 \text{ K} \cdot \text{d}^{-1}$); (e) 由表 4 可知, 逐日加热率都在 $1.3 \sim 1.5 \text{ K} \cdot \text{d}^{-1}$ 的量级, 比平稳天气过程中的略高 (见表 2), 但远远低于强对流天气过程中的值 (见表 3)。从图 7 和以上的分析中可以看出, 视热源 Q_1 与视水汽汇 Q_2 的水平分布有明显不同, 而在其他的天气系统下这两者是基本对应一致的, 这说明了考察区域内西风爆发期间凝结降水释放潜热作用已经不是大气加热的主要因素了。从方程 (3) 和 (4) 得知, 此时是强大的表面感热通量和表面蒸发失热导致了海洋大气间的热量交换。

(2) 从图 8a 和 8b 可见, 视热源 Q_1 在整个对流层内一直为正, 在 700 hPa 出现最大值 ($1.92 \text{ K} \cdot \text{d}^{-1}$), 视水汽汇在低层 (700~1000 hPa) 一直为负 (水汽源), 最大值出现在 1000 hPa ($-2.28 \text{ K} \cdot \text{d}^{-1}$), 向上一一直伸到了 700 hPa, 最大正值出现在 500 hPa

表 4 西风爆发天气逐日的 Q_1 和 Q_2
对 LSA 上空整层加热贡献的比较

日期	2	3	4	平均
Q_1	1.29	1.07	1.44	1.27
Q_2	-0.42	-0.37	-0.16	-0.32

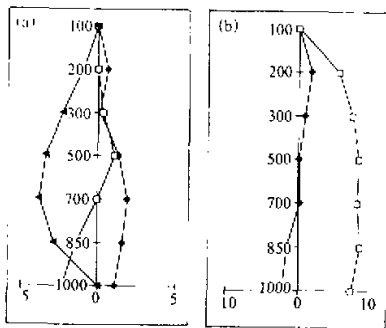


图 8 西风爆发天气过程视热源等各个物理量的垂直分布
(a)视热源、视水汽汇和垂直速度, (b)散度和涡度

$-0.60 \text{ K} \cdot \text{d}^{-1}$, 由此得到表面感热通量与表面蒸发失热的和, 并与曲绍厚等人^[8]的结果相比较, 如表 5。

表 5 不同天气过程中 $Q_s + LE$ 的比较 (单位: $\text{K} \cdot \text{d}^{-1}$)

	平稳天气过程	强对流天气过程	西风爆发天气过程
本文结果	0.72	0.71	2.19
文献[7]结果	0.73	1.21	2.13

从表中可以明显看出, 本文的结果与文献[7]的结果还是比较相近的。在平稳天气过程和强对流天气过程中表面感热和蒸发耗热远远小于西风爆发天气过程, 说明在这两个天气过程中 LSA 上空的加热主要以凝结潜热加热为主; 但在西风爆发天气过程中因强大的冷空气气流造成了表面感热通量 (海气温差较大) 和表面蒸发 (很大的水汽压) 之和很大, 表明西风爆发天气过程中该地区上空大气加热主要是表面感热和表面蒸发输送引起的。

5 结论

(1) 在西太平洋暖池区域, 在平稳天气和强对流天气过程中, 视热源和视水汽汇的水平分布都十分相似, 说明凝结降水和强大的涡旋垂直输送项的作用非常重要, 即在观测区域上空的大气加热主要以凝结潜热加热为主; 视热源最大值出现高度高于视水汽汇最大值出现高度, 说明了强大的积云对流垂直输送对大气加热特别重要, 这两个过程的差别在于视热源等物理量在强对流天气系统下达到最强。

(2) 西风爆发期间, 同平稳和强对流天气过程相比, 视热源和视水汽汇的水平分布相差较大, 说明凝结降水在此期间已不再是大气加热的主导因素; 在大气低层出现了强大的水汽源, 且视热源的最大值出现高度低于视水汽汇最大值出现高度, 表明垂直涡旋输送不再重要, 而表面感热通量和表面蒸发才是导致大气加热的主要因素。

$(1.10 \text{ K} \cdot \text{d}^{-1})$, 表明西风爆发期间水汽向上传输。由上分析还可看出: 视水汽汇的最大值高度比视热源高 200 hPa, 明显与其他两个天气过程不同; 视水汽汇的垂直分布也区别于另外两个天气过程, 说明西风爆发天气过程中垂直涡动和凝结降水已不是大气加热的主导因素。

4 计算结果的验证和讨论

为检验我们所得到的结果, 由方程 (3)和 (4)得到 $Q_1 - Q_2 - Q_R = Q_s + LE$, 其中辐射冷却 Q_R 取气候平均值

(3) 比较本文和文献[7]的结果, 明显看出本文的结果是相当可靠的。

参 考 文 献

- 1 TOGA-COARE International Project Office, UCAR, 1992. TOGA-COARE Operation Plan.
- 2 Yanai, M., S. Esbenson and J.H. Chu, 1973. Determination of bulk properties of tropical cloud clusters from large-scale heat and moisture budgets, *J. Atmos. Sci.*, **30**, 611~627.
- 3 Gao Dengyi and Zhou Xiaoping, 1988. A brief description of the atmospheric physical characteristics and the air-sea interactions over western Pacific tropical ocean area, *Annual Report of IAP*.
- 4 姚兰昌, 1990, 1986年10~12月西太平洋热带及其海域的大气加热场分析, *高原气象*, **9**(3), 265~276.
- 5 姚兰昌, 1991, 1982年8月~1983年7月西太平洋及其邻近地区的大气加热场特征, *气象学报*, **49**(3), 343~353.
- 6 Gutzler, D. S. et al., 1994, The global climate of December 1992-February 1993. Part II: Large-scale variability across the tropical western Pacific during TOGA-COARE, *J. Climate*, **7**, 1606~1621.
- 7 曲绍厚等, 1994, 西太平洋热带海域对流天气过程湍流通量输送的某些特征, *高原气象*, **13**(1), 71~79.

The Air-Sea Exchange Difference of the Warm Pool of the Western Pacific Under the Different Weather Systems

Gao Dengyi and Zhou Libo

(Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029)

Abstract This article attempts to analyze the large-scale heat and moisture budgets in the equatorial western Pacific using observation data during TOGA-COARE and the daily grid data from the National Meteorological Center of China (NMCC). In this study, the detail physical parameters of the air-sea exchange in different weather systems are analyzed. Under strong convection conditions, the heating ratio, drying ratio and other parameters, such as the vertical velocity and divergence, etc., are stronger than those under other conditions. The reason could be the release of the latent heat in the condensation precipitation. Nevertheless, in westerly outbreak system, the heating ratio is as much as that of the stable weather system, the drying ratio is the least (negative) among the weather systems. Both the surface sensible and the evaporation heat flux are the strongest in the westerly outbreak system which causes a vapor source in the lower layer of atmosphere.

Key words warm pool of the western Pacific air-sea exchange apparent heating source
apparent moist sink