

西太平洋热带地区能量和热量的总收支

——中美西太平洋海-气合作考察观测事实之五

李月洪 李维亮

(气象科学研究院)

提 要

根据“向阳红14号”考察船在中美海-气考察第一次航程(1986年2月8—14日)所获取的水文气象和日射观测资料,以及特定区域内站点的海洋气象资料,探讨了热带西太平洋有限区域内下垫面和大气冷、热源以及海气系统向周围大气的能量水平输送的源、汇问题。分析计算指出,在考察期间热带西太平洋地区是一个热量积贮区。

一、序言

近年来对地球-大气系统里能量转换和输送的研讨颇多,普遍认为热带海洋在大气的热量平衡和能量平衡中起着极为重要的作用。海洋通过海-气热量交换,对不同尺度的大气运动有重要的影响。C. Kung〔1〕

(1979)指出,当冬季季风控制洋面上空时,大量的热能从洋面输向大气,通过中小尺度系统提供的大部分热能似乎直接和大尺度冬季环流系统相互配合。热带海洋地区是大气的主要加热区,这里的能量和水汽、质量和动量的输送,是依赖正常的大尺度环流、湍流和海表与大气之间的输送过程共同来完成的。Kondo. J (1985)〔2〕分析1979年5月MONEX观测期间太平洋西部的资料,指出30°N以南的热带区域是热量向北传输的源。海洋中穿过30°N(120°E—180°)的向极地热量通量估算值为 5.9×10^{14} W/m²。

中美西太平洋海-气考察试验是TOGA(热带海洋与全球大气实验)计划的重要组成部分,要了解ENSO现象和拉尼那(La Nina)〔3〕对世界天气气候的影响,首先

有必要探讨热带西太平洋的海气大尺度的能量的基本状况。为此,本文着重讨论中美海-气考察期间,热带西太平洋西部地区大气能量的水平输送和大气非绝热加热的总收支以及该区域海面能量净收入,综合分析该地区的热量和能量的总收支。通过热状况和能量的特征与该区域上空的天气系统的关系,可进一步了解该区域在热带大气环流中所起的作用。

二、基本资料

在中美西太平洋海-气合作考察期间(1986年2月8—14日),由“向阳红14号”考察船上的海洋气象资料和计算区〔4〕内10个站点地面、高空气象观测资料,以及130—170°E、15°N—15°S范围内5×5经纬网格内船舶观测有关资料的区域平均值等构成基本资料,采用拉格朗日插值公式和曲面拟合方法进行资料处理。并结合运用实况天气图和卫星云图。

三、热带西太平洋区域性能量和热量的总收支特征

本文的计算地区是包括“向阳红14号”考察船航线的一个多边形区域,区域的面积

大约为 629 万 km²。着重计算西太平洋海洋与其上空的热量交换和输送过程，如大气能量的水平输送、大气非绝热加热和海气交换的热量输送。

1. 西太平洋热带地区上空向四周大气输送的能量和局地变化

(1) 局地变化项

多边形区域内从 1000—200hPa (以下简称整层) 的可感热量、位能和潜热能的局地变化项，亦为 $\frac{\partial}{\partial t} \iiint (c_p T + gZ + Lq) \cdot$

$dA \frac{dP}{g}$ 。在计算区域内大气能量的局地变化项中，我们分别计算了全位能局地变化项

$\left(\frac{\partial}{\partial t} \int_A \int_P (c_p T + gZ) dA \frac{dP}{g} \right)$ 和潜热能

局地变化项 $\left(\frac{\partial}{\partial t} \int_A \int_P Lq dA \frac{dP}{g} \right)$ 。对于全位能 ($c_p T + gZ$) 和潜热 (Lq) 的体积分，

是先把它们分别求出对气压的积分值 (1000—200hPa)，然后作出平面分布图，在多边形区域内以 2°×2° 经纬格距作网格，绘制等值线图，读出网格点上的数，再对网格点的读数求平均值。平均值乘以计算区面积就得出体积分值。对时间的微商是用计算日减去前一天的数值得到的。

由表1可见，在考察期间2月10—11日、14日计算区内整层的全位能局地变化是减弱的，大约为 -0.96—-1.51×10¹⁴W，这个减小量相当于大气本身每天冷却0.13—0.26℃，这是由于南赤道辐合带逼近该计算区的南部，使该区上空云量增加，气温有所下降，故全位能局地变化项为负值，使得大气柱本身冷却。6天平均变化值为 -0.27×10¹⁴W，相当于使区域内空气6天平均降低温度0.04℃。另外，从表中可见潜热能的局地变化情况，2月10日和14日整层大气柱内水汽含量均比前日有所增加，潜热能也增加，如10日潜热能的局地变化值增加到 4.86×10¹⁴W。

表1 1986年2月9—14日计算区大气全位能和潜热能的局地变化项 (单位: 10¹⁴W)

日 期	9日	10日	11日	12日	13日	14日	平 均
全 位 能	1.09	-0.96	-1.93	0.13	1.55	-1.51	-0.27
潜 热 能	-3.88	4.86	3.98	0.92	-0.71	4.23	1.57

(2) 输送项

作者曾经计算了多边形区域从 1000—200hPa 的可感热、位能和潜热的水平输送项，这其中包括区域的平均输送和扰动输送，计算方法及各物理量含义可参阅文献 [4]。

由表2可见，在 1000—200hPa 大气柱内 7 天中全位能 ($c_p T + gZ$) 和潜热能

(Lq) 的平均输送值均是负值。这表明大气能量的输送方向是由外界向区域内输送，其中 2 月 10 日为最大，全位能平均输送达到 -18.05×10¹⁴W，相当于使区域内空气温度一天平均升高 2.4℃，2 月 8 日最小为 -10.24×10¹⁴W，相当于升温 1.4℃/日。同时也可看出区域内整层潜热能的平均输送以

表2 计算区内整层 (1000—200hPa) 的大气能量水平输送 (单位: 10¹⁴W)

日 期	8日	9日	10日	11日	12日	13日	14日	
全位能	平均输送	-10.24	-11.57	-18.05	-13.65	-10.56	-11.0	-14.65
	扰动输送	0.13	0.40	0.21	0.08	0.21	0.50	0.38
潜热能	平均输送	-0.42	-0.38	-0.59	-0.33	-0.29	-0.34	-0.59
	扰动输送	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01

2月10、14日为最大,其值为 $-0.59 \times 10^{14}W$,整层加热率为 $0.1^\circ C/日$ 。这可推算出,2月10日大气湿静力能量($c_p T + gZ + Lq$)的平均输送使得整层的加热率为 $2.5^\circ C/日$ 。最大能量输送过程与大气环流变化有关,从天气图和卫星云图(图略)上均可看出,10日南赤道辐合带北抬至计算区的南部,影响大气能量输送增大。

考察期间计算区大气湿静力能量($c_p T + gZ + Lq$)水平输送的垂直分布如图1所示,表明大气湿静力能量的水平输送最显著的层次发生在对流层中层,大约500hPa附近。

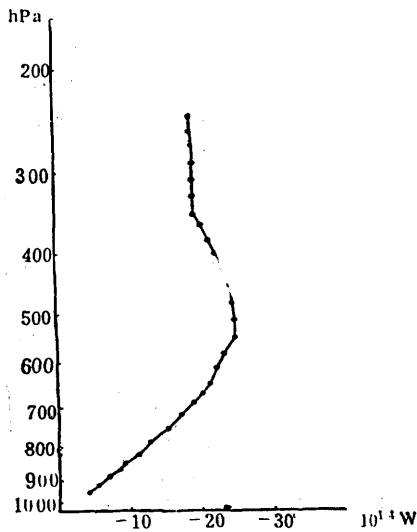


图1 热带西太平洋计算区内大气湿静力能量的垂直廓线(单位: $10^{14}W$)

近。这与C. Kung等人^[1]计算AMTEX75 2月17—20日大气感热源主要出现在对流层中、高层的结果比较一致。

考察期间,区域内整层大气能量输送的7天平均值为 $-12.97 \times 10^{14}W$,相当于区域内整层的平均增温率为 $1.73^\circ C/日$ 。这说明在考察期间,热带西太平洋西部区域是大气能量水平输送的能汇区,大气以增温的形式出现。

2. 大气非绝热加热的总收支

(1) 大气辐射加热项

作者曾计算了计算区内大气辐射加热项^[6],计算方法是采用陈隆勳等人设计的考虑水汽和二氧化碳的大气热源正算方案^[5]。辐射计算分5层进行,并考虑低云、中云的影响,在求出各层的辐射后,再求整层的辐射加热。

由表3可以看出,逐日区域平均辐射值均为负值,表明大气中水汽和二氧化碳对长波辐射吸收造成红外辐射冷却。7天平均的辐射值为 $-6.58 \times 10^{14}W$,相当于 $-0.88^\circ C/日$ 。

(2) 凝结潜热项

文献^[6]中计算了凝结潜热加热项主要使用降水量倒算方法,并假定降水凝结释放潜热的过程中,在垂直方向上是均匀地分配在该计算区上空,忽略潜热释放过程中该地区和周围环境之间的热量交换,故所估算的凝结加热在个别大雨天往往偏高。尽管这

表3 1986年2月8—14日计算区大气辐射的区域平均值

日期	8日	9日	10日	11日	12日	13日	14日	平均
辐射值($10^{14}W$)	-6.66	-6.95	-6.74	-6.95	-6.20	-6.74	-5.82	-6.58
平均加热率($^\circ C/日$)	-0.89	-0.94	-0.91	-0.93	-0.84	-0.90	-0.79	-0.88

样,还是不失其代表性。

这里采用计算区内各测站和考察船逐日降水量倒算的方法,近似确定凝结潜热项(表4)。从中可见,1986年2月8—14日凝结潜热加热的7天平均值为 $10.35 \times 10^{14}W$,相当于整层平均增温率为 $1.38^\circ C/天$ 。个别日

(11日)增温率可达 $2.4^\circ C/日$,这是由于赤道辐合带活跃,有较大的降水量所致。

(3) 湍流热交换项

这里只讨论大气的热量收支中,大气垂直方向的湍流所引起的热量交换,计算公式为:

表4 1986年2月8—14日逐日凝结潜热的区域平均值

物 理 量 \ 日 期 (日)	8	9	10	11	12	13	14	平 均
凝结潜热 (单位: $10^{14}W$)	1.76	3.94	7.45	18.0	13.19	13.19	14.95	10.35
平均加热率 ($^{\circ}C/日$)	0.24	0.53	1.00	2.4	1.76	1.76	2.0	1.38

$$Q_T = -\rho c_p K_z \left(\frac{\partial T}{\partial z} + \gamma_p \right)$$

式中 Q_T 为某一高度上向上的湍流热通量, c_p 为定压比热, ρ 为空气密度, K_z 为湍流传导系数, $-\frac{\partial T}{\partial z}$ 为温度递减率, γ_p 为 0.6/100米, 是一个经验常数。为了求得两等压面间因湍流引起的热量得失, 在取 $K_z = 10m^2 \cdot s^{-1}$, 并将 Q_T 化为以卡/厘米²·分作单位后, 上式化为

$$Q_T = 0.502 \times 10^{-2} \frac{P}{T} \left(34.15 \frac{P}{T} \frac{\partial T}{\partial P} - 6 \right)$$

因此可得最贴近地表和两等压面间的湍流热量交换公式 (参见文献〔8〕)。

本文采用考察期间计算区各测站的海气的感热交换值和 1000—200hPa 各层的气温资料求得厚度层垂直方向的大气湍流交换值, 再求得整层的区域平均值。

从表 5 可见, 在考察期间大气垂直方向 7 天的湍流热交换值, 以 2 月 10 日为最大, 达到 $14.49 \times 10^{14}W$, 这相当于整层平均增温率为 $1.94^{\circ}C/日$ 。计算结果与热带辐合带的发展有密切的关系, 这与 E.C.Kung〔7〕指出的热带辐合区上海气湍流交换的程度比非热带辐合区强的事实比较一致。这表明大气中垂直方向的湍流热交换的强度与当时的天气系统配置有关。

另外, 计算还表明在考察期内, 湍流热

表5 1986年2月8—14日计算区内整层的湍流热交换

物 理 量 \ 日 期 (日)	8	9	10	11	12	13	14	平 均
Q_T (单位: $10^{14}W$)	-3.94	1.76	14.49	9.21	-0.13	0.13	9.67	4.46
Q_T (单位: $^{\circ}C/日$)	-0.53	0.24	1.94	1.23	-0.02	0.02	2.9	0.60

交换的 7 天平均值为 $4.46 \times 10^{14}W$, 相当于使整层大气平均增温 $0.6^{\circ}C/日$ 。

(4) 感热项

表 6 列出计算区的感热加热值。其计算

方法参阅文献〔6〕。从表中可见, 在考察期间热带西太平洋计算区的感热输送以 10 日最大, 其值为 $1.94 \times 10^{14}W$ 。该区域感热加热的 7 天平均值为 $0.60 \times 10^{14}W$, 相当于整

表6 1986年2月8—14日逐日感热的区域平均值

物 理 量 \ 日 期 (日)	8	9	10	11	12	13	14	平 均
感热值 (单位: $10^{14}W$)	-0.60	0.37	1.94	1.12	-0.07	0.22	1.12	0.60
感热值 (单位: $^{\circ}C/日$)	-0.08	0.05	0.26	0.15	-0.01	0.03	0.15	0.08

层平均增温率为 $0.08^{\circ}C/日$ 。

图 2 给出考察期间热带西太平洋计算区上空大气总加热 (Q) 的时间变化曲线。从图中可见, 在考察期间该区域上空大气总加

热 (Q) 在 10 日以后均大于零, 这表明该区域上空为大气热源〔6〕。7 天平均的大气总加热 (Q) 为 $8.83 \times 10^{14}W$, 7 天平均的增温率为 $1.18^{\circ}C/日$ 。同时指出在大气非

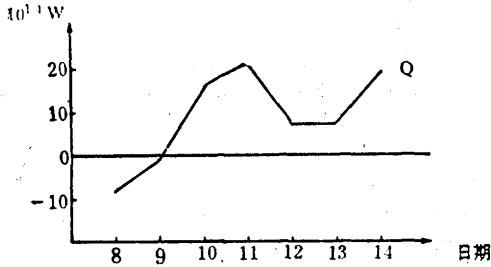


图2 1986年2月8—14日热带西太平洋计算区上空大气总加热(Q)的时间变化曲线(单位: $10^{14}W$)

绝热加热中, 凝结潜热明显起主要的作用。

3. 热带西太平洋下垫面的热量平衡

在文献[9]中计算了考察期间多边形区域的海面的热量平衡, 其方程为

$$Q = Q_N - (Q_s + Q_e)$$

其中 Q_N 为净辐射项, Q_s 、 Q_e 分别为潜热、感热通量。以下分别介绍各项的特征。

(1) 海-气交界面上的热量交换项

图3给出1986年2月8—14日逐日的感热与潜热之和 ($Q_s + Q_e$) 的时间变化曲线。从图中可见, ($Q_s + Q_e$) 通量区域平均值在2月10日急剧增大, 这是由于区域平均海温升高, 露点温度降低, 同时, 风速加大的结果。随后, 露点温度升高, 海面温度降低和风速减弱, ($Q_s + Q_e$) 通量区域平均值减小。不过, 这些计算值均为正值, 这表明海-气界面上, 以潜热和感热的形式由海洋向大气

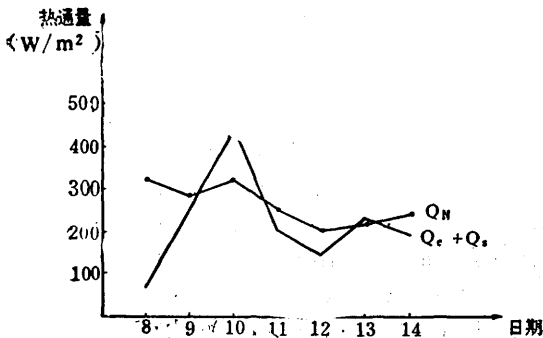


图3 1986年2月8—14日西太平洋热带地区海面上潜热与感热之和及净辐射的区域平均值(单位: $W \cdot m^{-2}$)

输送热量。从计算可知, 7天平均的 ($Q_s + Q_e$) 的区域平均值为 $221W \cdot m^{-2}$ 。如假定海洋向大气输送的热量, 在该区域上空均匀加热, 其整层的增温率相当于 $1.9^\circ C/日$ 。

(2) 海面的净辐射项

作者在文献[9]中计算了西太平洋计算区海面的净辐射 (Q_N), 其公式为

$$Q_N = Q_i - (Q_b + Q_a)$$

式中 Q_i 表示净的向下太阳辐射量, Q_b 为向上的有效长波辐射, Q_a 为反射辐射。

图3给出热带西太平洋西部区域海面上净辐射 (Q_N) 的区域平均值。从图中可见, 在这期间净辐射的区域平均值在 $200-300W \cdot m^{-2}$ 范围内变化。2月10日以后净辐射区域平均值在减小, 这与区域平均云量增加有关。

考察期间热带西太平洋海面所获得的净热量 (Q)。从1986年2月8—14日西太平洋西部区域海面上的热量通量的区域平均值图^[9]中可见, 2月10日计算区海面热量净收入的区域平均值为 $-114W \cdot m^{-2}$, 其负值说明该区域内海面供给大气的热量超过它从大气接收到的热量, 其变温率相当于 $0.96^\circ C/日$ 。该区域海面7天平均获得的热量净收入为 $44.6W \cdot m^{-2}$, 这说明热带西太平洋西部区域内海面向大气输送能量, 是一个较强的海面热源区。

四、结束语

通过以上的讨论, 可以得出以下几点结论:

1. 在考察期间, 所计算的部分热带西太平洋地区是个能汇区。大气能量是由外界向区域内输送的, 7天的平均值为 $-12.97 \times 10^{14}W$, 相当于计算区大气加热 $1.73^\circ C/日$ 。就输送过程而言, 平均输送为主, 最大的输送层在 $500hPa$ 附近。相比之下, 大气柱内感热和潜热的局地变化项较小, 7天的平均值为 $1.57 \times 10^{14}W$, 仅使整层大气增温 $0.21^\circ C/日$ 。

2. 大气非绝热加热收支诸项中, 以凝结潜热项的贡献最大。计算表明, 该区域7天平均的大气非绝热的总加热值为 $8.83 \times 10^{14} \text{W}$, 其值大于零, 表明该地区上空为大气热源。

3. 考察期间, 计算区域海洋下垫面的海-气热交换方向是由海洋供给大气, 其中以潜热输送为主。7天平均大气从海面的净收入为 $44.6 \text{W} \cdot \text{m}^{-2}$, 这表明在考察期间该海域是个海面热源区。

应该指出, 这仅仅是一次航程资料计算的结果, 至于该海域的平均热状况还有待进一步考察。

参考文献

- [1] C. Kung and J. Siegel, A Study of Heat and Moisture Budgets in the Intense Winter Monsoon over the Warm Ocean Current, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 36, No. 10, pp. 1880—1894, 1979.
- [2] Kondo, J., Surface heat budget of the Western Pacific for May 1979, *J. Met. Soc. Jap.*, Vol. 63, No. 4, pp. 633—646, 1985.
- [3] S. G. H. Philander, El Nino and La Nina, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 42, No. 23, pp. 2652—2662, 1985.
- [4] 李月洪、李维亮, 西太平洋热带地区大气能量收支分析, *气象*, 1987年第4期。
- [5] 陈隆勋、李维亮, 亚洲季风区各月的大气热源结构, 全国热带季风学术会议文集, 云南人民出版社, pp 246—255, 1982.
- [6] 李维亮、李月洪, 热带西太平洋大气非绝热加热的初步分析, *气象*, 1987年第10期。
- [7] E. C. Kung, The large-scale energetics of the tropical disturbances during the GATE Period, *Con. Atmos. Phy.*, Vol. 55, No. 2, pp 108—127, 1982.
- [8] 兰州高原大气所, 加热场的计算方法及一次青藏高原过程中加热场的作用, *青藏高原气象论文集* (1975—1976), pp 199—212, 1977.
- [9] 李月洪、李维亮, 热带西太平洋海面的热量收支, *气象*, 1987年第7期。

Total budget of the energy and heat in the West Tropical Pacific

Li Yuehong Li Weiliang
(Academy of Meteorological Science)

Abstract

Based on the data of the vessel "Xiangyanghong No. 14 China" and the marine meteorological observations of some stations in the finite region, the diabatic heating terms, various transfer terms of energy and others have been calculated in this paper. The horizontal transfer of energy and heat source and sink in sea surface and atmosphere on the finite region are analyzed. It is pointed out that the finite region on the West Tropical Pacific is a storage-region of heat and energy during the expedition period.