

西太平洋热带海域西风爆发过程 湍流通量输送的某些特征

曲绍厚

(中国科学院大气物理研究所, 北京 100029)

王 赛

(哈尔滨工程大学, 哈尔滨 150080)

摘 要 本文根据中、美、日、澳、法等近 20 个国家在热带海洋全球大气海气耦合响应试验强化期(1992 年 11 月~1993 年 2 月)定点、连续观测获得大气和海洋资料, 使用考虑风速和大气层结影响的整体输送动力学公式, 计算动量、感热和潜热等的湍流通量。结果表明, 西风爆发过程与其他天气过程相比, 无论是大气向海洋输送的动量通量, 还是海洋向大气输送的感热通量和潜热通量, 其值都是最大的。文中还讨论了整体输送公式中的曳力系数、感热交换系数和潜热交换系数更准确的计算方法。

关键词 西风爆发 湍流通量 曳力系数 交换系数

1 引言

热带海洋全球大气海气耦合响应试验(TOGA-COARE)是研究全球气候变化、气候年际变化和气候异常的重要基础性工作, 它是 20 世纪世界上有名的一次国际大型科学合作项目^[1~2]。中、美、日、澳、法等近 20 个国家、1000 余名科学家参加, 耗资四千多万美元。计有 14 艘科考船、7 种不同类型的探测飞机、5 颗专用和业务卫星以及众多的锚定浮标和非锚定浮标, 在 10°N 到 10°S、140°E 到 180°的辽阔西太平洋热带海域进行大气、海洋等综合立体观测。整个考察期长达 2 年(1992 年 2 月~1994 年 1 月), 其中 1992 年 11 月到 1993 年 2 月为强化观测期。中国派遣“科学 1 号”、“实验 3 号”和“向阳红 5 号”等 3 艘大型综合科考船, 在这个海域的强化通量阵列(见图 1)进行了强化期观测。

“实验 3 号”位于观测阵列的 2°15'S、158°00'E, 定点进行 3 个阶段长达 100 多天的连续观测, 这期间经历了平稳天气过程、强对流天气过程、西风爆发过程和大尺度强热带气旋天气过程。在过去已有的海洋观测中, 由于条件所限, 难以取得定点长时间连续观测资料, 也就难以对各种天气过程的湍流通量特征进行深入分析研究^[3]。本文使用整体输送法计算并分析西风爆发过程各种湍流通量的输送特征, 各种输送系数(曳力系数 C_{dd} 、感热交换系数 C_{sh} 和潜热交换系数 C_{ll})不取成常数, 而是看成大气稳定度 S_0 和风速的函数, 这样计算出的各种湍流通量值更接近于实际。

2 天气形势和气象特征

1992 年 12 月 19 日至 1993 年 1 月 4 日考察区明显受偏西气流影响。这次典型的西风气流爆发及其天气过程持续的主要特征是: 风力较强, 风向稳定, 南、北半球气流相互作用明显, 持续时间较长。促使西风气流持续影响考察区的天气形势是, 北半球阿拉斯加至北美强冷高压南移, 强东北气流南下直接进入赤道海区后转为偏西气流, 18 日开始直接影响考察区。21 日南半球 6°S 、 160°E 生成一热带低压, 在其逐日南移和加强过程中促使东北气流南下, 两者相互作用使南赤道海区的偏西气流持续。位于 10°S 、 160°E 的热带低压于 24 日加强后东移, 同时在 1°N 、 172°E 出现弱气旋, 受两低压气流相互作用引导下, 3 天内(24~26 日)考察区的偏西气流明显加强, 26 日移至 10°S 、 170°E 的热带低压于 27 日发展成 KINA 热带气旋(990 hPa, 45 kt), 并缓慢向东南方向移动, 29 日位于 14°S 、 172°E 加强成强热带气旋(965 hPa, 65 kt, 最强时达 75kt)。另外, 卡奔塔利亚湾的热带低压于 24 日东移, 29 日发展成 NINA 强热带气旋, 30 日位于 13°S 、 152°E (970 hPa, 65kt, 最强时达 75 kt)。南半球在这两个强热带气旋环流引导下, 从北半球南下的东北气流逐日加强。考察区除受来自阿拉斯加至北美一带南下至赤道后转为偏西向气流影响外, 还受中国北部偏东南下至 $120^{\circ}\sim 140^{\circ}\text{E}$ 、赤道一带后转为偏西向气流的直接影响。这两路气流又与强热带气旋环流相互作用, 使强偏西气流对考察区的影响, 从 12 月 27 日至翌年 1 月 2 日, 持续不断并趋于明显(见图 2)。

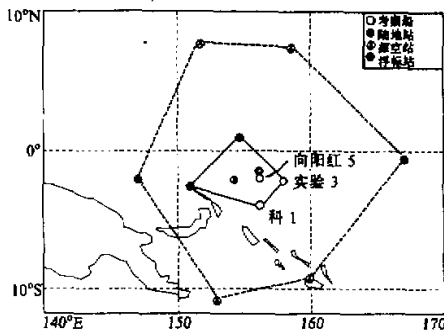


图 1 TOGA-COARE 强化通量阵列

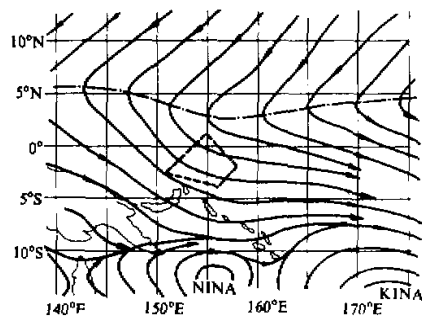


图 2 1992 年 12 月 31 日地面风场分析

在这种强西风的天气形势下, 某些气象要素的变化特征是: 仅受东北向气流南下至赤道后转为偏西气流影响时(19~21 日), 考察区偏西风的平均风力为 4~5 级(5~6 级风的时次占 58%), 最大风速为 12.3 m/s 。

当受南面的热带低压与偏西向气流的相互作用影响时(22~26 日), 考察区偏西风的平均风力为 5~6 级(≥ 5 级的时次占 60%), 最大风速为 16.2 m/s , 瞬时最大风速为 19.7 m/s 。

当受一个热带气旋环流与偏西向气流相互作用影响时(26~29 日), 考察区偏西风的

平均风力 5~6 级(≥ 5 级风的时次占 58%), 最大风速为 13.0 m/s, 瞬时最大风速为 23.8 m/s。

当受两个热带气旋环流与偏西向气流相互作用影响时(30 日~翌年 1 月 2 日), 考察区的偏西风平均风力 6 级(≥ 5 级风的时次占 100%, 其中 ≥ 6 级风的时次占 59%), 最大风速为 15.7 m/s, 瞬时最大风速为 21.7 m/s。

当热带气旋向东南方向远移, 考察区仅受东北向气流南下至赤道后转为偏西气流影响时(1993 年 1 月 3 日~4 日), 考察区的偏西风平均风力 3~4 级(5 级风时次占 16%)

考察区受这次强西风气流爆发影响期间的风向范围均为 $270 \sim 320^\circ$ 。

此期间海表水温的连续变化是逐日下降, 由最高值的 30.3°C (12 月 19 日)降至翌年 1 月 4 日的 28.7°C 。

3 考虑到风速和大气层结影响的海—气通量交换的整体输送公式

计算海—气通量交换的整体输送动力学公式可写成

$$M = \rho C_{dd} U^2, \quad (1)$$

$$H_s = \rho c_p C_{ss} U (T_s - T_a), \quad (2)$$

$$H_l = LE = L \rho C_{ll} U (q_{sw} - q_{aw}), \quad (3)$$

式中 M 为动量通量; $\rho = 1.17 \text{ kg/m}^3$ 为空气密度; U 为风速; $c_p = 1.00488 \times 10^3 \text{ J/(kgK)}$, 为定压比热; T_s 、 T_a 分别为海面水温 and 气温($^\circ\text{C}$); L 为水汽潜热, 本文取 $(597 - 0.56 T_s) \times 4186.8 \text{ J/kg}$; q_{sw} 和 q_{aw} 分别为据海表水温下的饱和比湿和空气比湿, $q_{sw} = 622 e_{sw} (P - 0.378 e_{sw})^{-1} (\text{g/kg})$, $q_{aw} = 622 e_{aw} (P - 0.378 e_{aw})^{-1} (\text{g/kg})$, e_{sw} 和 e_{aw} 分别为据海表水温下的饱和水汽压和空气实际水汽压(hPa), p 为气压(hPa); H_s 和 H_l 分别为感热通量和潜热通量(W/m^2); C_{dd} 、 C_{ss} 和 C_{ll} 分别为考虑风速和大气层结影响的曳力系数、感热交换系数和潜热交换系数, 其值分别为

$$\frac{C_{dd}}{C_d} = 1.0 + 0.47 S^{0.5}, \quad (4)$$

$$\frac{C_{ss}}{C_s} \approx \frac{C_{ll}}{C_l} = 1.0 + 0.63 S^{0.5}, \quad (5)$$

$$S = S_0 \frac{|S_0|}{|S_0| + 0.01}, \quad (6)$$

$$S_0 = \frac{T_s - T_a}{U^2 [1.0 + \log_{10}(10/z)]^2}, \quad (7)$$

式中 S_0 和 S 为大气稳定度参数; z 为高度(m); C_d 、 C_s 和 C_l 分别为中性大气的曳力系数、感热交换系数和潜热交换系数, 与风速的关系为

$$10^3 C_d = a_d + b_d U^{P_d}, \quad (8)$$

$$10^3 C_s = a_s + b_s U^{P_s} + c_s (U - 8)^2, \quad (9)$$

$$10^3 C_1 = a_1 + b_1 U^{p_1} + c_1 (U - 8)^2,$$

(10)

数值常数 a_d 、 a_s 、 a_1 、 b_d 、 b_s 、 b_1 、 c_s 、 c_1 、 p_d 、 p_s 和 p_1 与风速的关系见表 1。

表 1 中性大气整体交换系数公式中常数值^[4]

$U / \text{m s}^{-1}$	a_d	a_s	a_1	b_d	b_s	b_1	c_s	c_1	p_d	p_s	p_1
0.3—2.2	0	0	0	1.08	1.185	1.23	0	0	-0.15	-0.157	-0.16
2.2—5.0	0.771	0.927	0.969	0.0858	0.0546	0.0521	0	0	1	1	1
5.0—8.0	0.867	1.15	1.18	0.0667	0.01	0.01	0	0	1	1	1
8.0—25.0	1.2	1.17	1.196	0.025	0.0075	0.008	-0.00045	-0.0004	1	1	1
25.0—50.0	0	1.652	1.68	0.073	-0.017	-0.016	0	0	1	1	1

4 西风爆发过程海—气通量交换的某些特征

4.1 感热通量和潜热通量

西太平洋热带海域是地球上最暖的海洋，称之“赤道暖池”^[5]。它是全球大气的主要能源区，其海气间发生强烈耦合，是海气相互作用最活跃的地带，因此研究西太平洋热带海域的海洋和大气的热力和动力学特征、海气之间的辐射、热量、水分和动量交换过程，对认识气候变化、气候异常和气候年际变化有重要意义。

表 2 是根据公式(1)~(3)计算给出的 3 种不同天气过程(西风爆发、强对流天气和平稳天气)该海域向大气输送的平均感热通量 H_s ，平均潜热通量 H_l 、Bowen 比 $\beta(H_s / H_l)$ 和大气向海洋输送的平均动量通量 M 。

表 2 不同天气过程的平均动量通量、感热通量、潜热通量和 β

天 气 过 程	时 间	$\overline{H_s} /$ W m^{-2}	$\overline{H_l} /$ W m^{-2}	$\beta =$ H_s / H_l	$10^5 M /$ N m^{-2}
西 风 爆 发	1992 年 12 月 19 日~1993 年 1 月 4 日	31.9	203.1	0.16	188.3
强对流天气	1993 年 1 月 18 日~1 月 21 日	13.1	120.0	0.11	51.3
平 稳 天 气	1992 年 11 月 30 日~12 月 4 日	5.6	75.3	0.07	11.7

从表 2 可以看出，无论是感热通量还是潜热通量，均以西风爆发过程海洋向大气输送的值最大。其感热通量平均值是强对流天气^[6]的 2.5 倍左右，是平稳天气^[7]的近 6 倍；而其潜热通量平均值则是强对流天气的 1.7 倍多，是平稳天气的 2.7 倍多。这一结果的物理意义是很清楚的，强对流天气和平稳天气的海气间热量交换主要是局地热力作用引起的，而西风爆发过程除了局地热力作用外，主要是大尺度的动力作用。此外从表 2 还可以看出，Bowen 比 $\beta(H_s / H_l)$ 除了与海表温度有关外^[8]还与天气过程有关，不同的天气过程 β 值是不同的。

图 3 和图 4 分别是西风爆发过程和平稳天气过程感热通量和潜热通量的逐时变化曲线，可以看出无论感热通量还是潜热通量，平稳天气过程的日变化是相当明显的，而西风爆发过程是大尺度变化过程，基本上没有日变化。

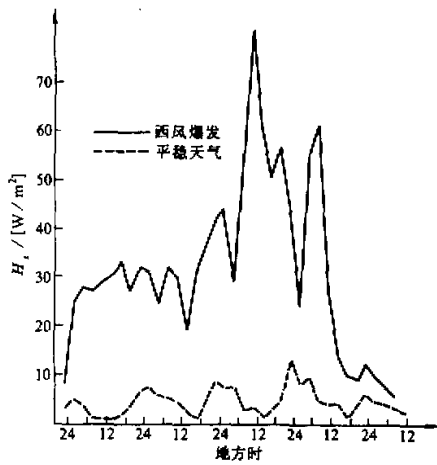


图 3 西风爆发和平稳天气感热通量的逐时变化

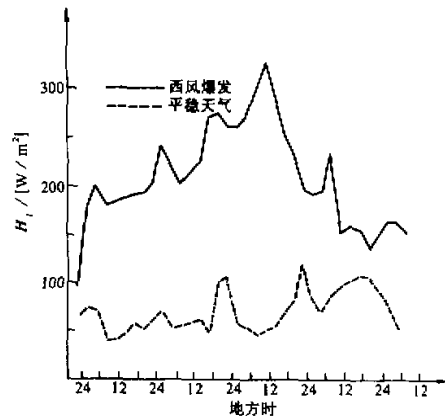


图 4 西风爆发和平稳天气潜热通量的逐时变化

以上事实表明：研究西太平洋热带海气间热通量交换，除了考虑它们的年际变化^[9]、季节变化、日变化和随经纬度变化外，还应当讨论对于不同天气过程其值是不同的，其中尤以西风爆发过程热通量的垂直交换和水平输送最为重要。

4.2 动量通量

海面与大气间的动量输送是海气相互作用的一个重要组成部分，它是大气运动对海洋的强迫，与海流和波浪的形成有密切关系。从表 2 给出的 3 种不同天气过程大气向海洋输送的平均动量值可以看出：西风爆发过程最大为 $188.3 \times 10^{-3} \text{ N/m}^2$ ，是强对流天气过程的近 4 倍，平稳天气过程的 16 倍多。这表明西风爆发过程海气间动量交换是最剧烈的。

公式(1)~(3)中的曳力系数 C_{dd} 、感热交换系数 C_{ss} 和潜热交换系数 C_{ll} 不仅要看成是风速的函数，而且也要考虑大气层结对它的影响，这样计算出来的动量通量、感热通量和潜热通量才更切合实际。表 3 给出了西风爆发过程、强对流天气过程和平稳天气过程中的：(1)只考虑中性大气受风速影响的曳力系数 $C_d^{[10]}$ 、感热交换系数 C_s 和潜热交换系数 C_l ；(2)不仅要看成风速的函数，而且也要考虑大气层结影响的 C_{dd} 、 C_{ss} 和 C_{ll} 。

表 3 不同天气过程的曳力系数、感热交换系数和潜热交换系数的平均值

天气过程	$10^3 \bar{C}_d$	$10^3 \bar{C}_{dd}$	$10^3 \bar{C}_s$	$10^3 \bar{C}_{ss}$	$10^3 \bar{C}_l$	$10^3 \bar{C}_{ll}$
西风爆发	1.55 ± 0.13	1.69 ± 0.09	1.22 ± 0.03	1.35 ± 0.05	1.25 ± 0.03	1.39 ± 0.06
强对流天气	1.36 ± 0.13	1.55 ± 0.09	1.18 ± 0.06	1.36 ± 0.08	1.21 ± 0.05	1.40 ± 0.08
平稳天气	1.04 ± 0.06	1.39 ± 0.13	1.11 ± 0.04	1.51 ± 0.21	1.15 ± 0.04	1.56 ± 0.21

从表 3 可以看出，对于西风爆发过程，考虑到风速和大气层结影响的平均曳力系数 C_{dd} 与只考虑风速影响中性大气的平均曳力系数 C_d 相比，二者相差约 8%，感热交换系数二者相差 11% 左右，潜热交换系数相差 11% 左右；对于强对流天气，曳力系数相差

12%左右, 感热交换系数相差 15%, 潜热交换系数相差 16%; 而对于平稳天气, 曳力系数相差 27%左右, 感热交换系数相差达 36%左右, 潜热交换系数相差也达 36%左右。这表明使用整体输送公式(1)~(3)计算动量通量、感热通量和潜热通量时, 其系数 C_{dd} 、 C_{ss} 和 C_{ll} 必须同时考虑风速和大气层结的共同影响, 否则引起误差太大。

5 主要结果

根据在 TOGA-COARE 强化期定点、连续观测到大气、海洋资料, 使用考虑风速和大气层结影响的整体输送动力学公式, 计算给出的动量通量、感热通量和潜热通量表明:

(1) 西风爆发过程海洋向大气输送的感热通量和潜热通量都是最大的。其感热通量平均值为 31.9 W/m^2 , 是强对流天气的 2.5 倍左右, 是平稳天气的近 6 倍; 其潜热通量平均值为 203.1 W/m^2 , 是强对流天气的 1.7 倍多, 是平稳天气的 2.7 倍多。不同天气过程 Bowen 比 β 也是不同的。

(2) 西风爆发过程大气向海洋输送的动量通量也是最大的, 其平均值为 $188.3 \times 10^{-3} \text{ N/m}^2$, 是强对流天气的近 4 倍, 是平稳天气的 16 倍左右。

(3) 使用整体输送动力学公式(1)~(3)计算各种湍流通量时, 式中的曳力系数 C_{dd} 、感热交换系数 C_{ss} 和潜热交换系数 C_{ll} 既要考虑风速的影响, 又要考虑大气层结的影响。

(4) 研究西太平洋热带海域的海气交换, 必须要考虑不同的大气过程。

参 考 文 献

- 1 TOGA-COARE International Project Office, UCAR, 1992, TOGA-COARE Operations Plan.
- 2 TOGA-COARE International Project Office, UCAR, 1993, TOGA-COARE Intensive Observing Period Operations Summary.
- 3 T. Fujitani, 1992, Turbulent transport mechanism in the surface layer over the tropical ocean, *J. Meteor. Soc. Japan*, **70**, No.4, 795~811.
- 4 J. Kondo, 1975, Air-sea bulk transfer coefficients in diabatic conditions, *Boundary-Layer Meteorology*, **9**, 91~112.
- 5 曲绍厚, 1988, 西太平洋热带海域动量、感热和潜热等湍流通量的观测研究, *气象学报*, **46**, No.4, 452~460.
- 6 曲绍厚等, 1994, 西太平洋热带海域强对流天气过程湍流输送的某些特征, *高原气象*, **13**, No.1, 75~82.
- 7 曲绍厚等: 西太平洋热带海域平稳大气过程湍流输送的某些特征, *气象学报*, 待发表.
- 8 Priestley, C.H.B., R.J. Taylor, 1972, On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters, *Mon. Wea. Rev.*, **100**, 81~92.
- 9 曲绍厚等, 1993, 西太平洋热带海域厄尔尼诺和非厄尔尼诺年期间湍流能量输送的不同特征, *大气科学*, **17**, No.4, 415~423.
- 10 Geernaert, G.L., 1987, On the importance of the drag coefficient in air-sea interaction, *Dynamics of Atmosphere and Ocean*, **11**, 19~38.

Some Characteristics of the Transfer of the Turbulent Fluxes during the Westerly Wind Burst over the Western Pacific Tropical Ocean

Qu Shaohou

(*Institute of Atmospheric physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029*)

Wang Sai

(*Harbin Engineering University, Harbin 150080*)

Abstract This paper describes some characteristics of the transfer of the turbulent fluxes during westerly burst over the western Pacific tropical ocean. On the basis of atmosphere and ocean data obtained by the survey R/V "Shiyan 3" in the TOGA-COARE IOP (Nov. 1992 ~ Feb. 1993), the turbulent fluxes were calculated using the bulk aerodynamic transfer formulas as a function of wind speed and atmospheric stratification. The results show that both the momentum flux transferred from the atmosphere to the ocean and the sensible heat flux and the latent heat flux transferred from the ocean to the atmosphere for the westerly burst are larger than that for the stationary weather and the strong convection weather. In this paper a method for calculating the drag coefficient and Austausch coefficients of the sensible heat and the latent heat is also discussed.

Key words westerly burst turbulent flux drag coefficient Austausch coefficient