

符淙斌 章名立 J. 弗莱彻 苏炳凯 全小伟

# 热带太平洋物理气候图集



科学出版社

# 热带太平洋物理气候图集

符淙斌 章名立 J.弗莱彻 苏炳凯 全小伟

科学出版社

1990



责任编辑 缪琴仙 陆 巍

Responsible Editors Miao Qinxian Lu Wei

## 内 容 简 介

本图集是根据最新建立的全球综合海洋大气资料集 (COADS) 提供的海面气象观测资料, 计算并绘制的 1950—1979 年的 30 年平均逐月热带太平洋物理气候基本要素场, 包括海面大气热状况、运动学和动力学特征, 海洋与大气之间的辐射、热量、水分和动量交换与热量的水平输送, 以及它们的年变化和年际变率, 并分析了这一区域物理气候的概貌。它是海气相互作用和气候诊断研究的基础资料。

本图集可供从事气候、气象和海洋等学科的科研、教学和业务工作者以及有关专业人员参考。

## 热 带 太 平 洋 物 理 气 候 图 集 ATLAS OF CLIMATE PHYSICS OF TROPICAL PACIFIC OCEAN

符淙斌 章名立 J.弗莱彻 苏炳凯 全小伟

**科 学 出 版 社** 出版

北京东黄城根北街 16 号

邮政编码 100707

**中国科学院印刷厂** 印刷

新华书店北京发行所发行 各地新华书店经售

\*

1990 年 8 月第 一 版 开本: 787×1092 1/12  
1990 年 8 月第一次印刷 印张: 16 1/2

ISBN 7-03-002123-1/P·413

定价: 40.00 元

# ATLAS OF CLIMATE PHYSICS OF TROPICAL PACIFIC OCEAN

Fu Congbin   Zhang Mingli   Joseph Fletcher

Su Binkei   Quan Xiaowei

SCIENCE PRESS, BEIJING, CHINA

1 9 9 0

## **ABSTRACT**

Based upon a new established Comprehensive Ocean—Atmospheric Data Sets (COADS) subtracted from the surface meteorological observation over the global oceans, this atlas presents the basic fields of monthly climate physics of the tropical Pacific for 1950—1979 thirty year period, including the atmospheric thermal, kinetic and dynamic features of ocean surface, the air—sea radiation, heat, moisture and momentum transfer, the horizontal heat transport near the ocean surface, and their seasonal marching as well as the interannual variability, and summarizes the major features of physical climate in this region. It is intended to provide a climatological background for researchers in the field of climate diagnostics and air—sea interaction.

This atlas serve as a reference for those engaged in climatology, meteorology and oceanography researching, teaching and working and also those who are concerned in this field.



# 目 录

|                                                                |     |                                                      |     |
|----------------------------------------------------------------|-----|------------------------------------------------------|-----|
| 一、引言 .....                                                     | 1   | $R_l$ (瓦/米 <sup>2</sup> ) .....                      | 108 |
| 二、资料来源 .....                                                   | 1   | 171—183 年平均和各月海面感热通量                                 |     |
| 三、计算公式 .....                                                   | 2   | $Q_s$ (瓦/米 <sup>2</sup> ) .....                      | 115 |
| 四、海面热通量计算误差讨论 .....                                            | 4   | 184—196 年平均和各月海面潜热通量                                 |     |
| 五、热带太平洋海面物理气候的基本特征 .....                                       | 4   | $Q_l$ (瓦/米 <sup>2</sup> ) .....                      | 121 |
| 1. 海面大气热力状况 .....                                              | 5   | 197—209 年平均和各月海面热量净收支                                |     |
| 2. 海面大气运动学和动力学特征 .....                                         | 5   | $Q_n$ (瓦/米 <sup>2</sup> ) .....                      | 128 |
| 3. 海面热量收支 .....                                                | 7   | 4. 海面动量通量 .....                                      | 134 |
| 4. 海面动量通量 .....                                                | 9   | 210—221 各月海面纬向动量通量                                   |     |
| 5. 近海面大气热量的水平输送 .....                                          | 9   | $\tau_x$ (10 <sup>-3</sup> 牛顿/米 <sup>2</sup> ) ..... | 134 |
| 6. 海面热量收支主要分量的季节变化 .....                                       | 10  | 222—233 各月海面经向动量通量                                   |     |
| 7. 海面感热和潜热通量的年际变率 .....                                        | 11  | $\tau_y$ (10 <sup>-3</sup> 牛顿/米 <sup>2</sup> ) ..... | 140 |
| 六、热带太平洋物理气候图 .....                                             | 30  | 5. 近海面大气热量的水平输送 .....                                | 146 |
| 1. 海面大气热力状况 .....                                              | 30  | 234—245 各月海面纬向感热输送                                   |     |
| 1—12 各月海面温度 $T_s$ (°C) .....                                   | 30  | $S_z$ (卡/(米 <sup>2</sup> ·秒)) .....                  | 146 |
| 13—24 各月海面气温 $T_a$ (°C) .....                                  | 36  | 246—257 各月海面经向感热输送                                   |     |
| 25—36 各月海面比湿 $q$ (克/千克) .....                                  | 42  | $S_m$ (卡/(米 <sup>2</sup> ·秒)) .....                  | 152 |
| 37—48 各月总云量 $C$ (八分度) .....                                    | 48  | 258—269 各月海面纬向潜热输送                                   |     |
| 2. 海面大气运动学和动力学特征 .....                                         | 54  | $L_z$ (卡/(米 <sup>2</sup> ·秒)) .....                  | 158 |
| 49—60 各月海平面气压 $SLP$ (百帕) .....                                 | 54  | 270—281 各月海面经向潜热输送                                   |     |
| 61—72 各月海面风场 .....                                             | 60  | $L_m$ (卡/(米 <sup>2</sup> ·秒)) .....                  | 164 |
| 73—84 各月纬向风 $u$ (米/秒) .....                                    | 66  | 6. 海面热量收支主要分量的季节变化 .....                             | 170 |
| 85—96 各月经向风 $v$ (米/秒) .....                                    | 72  | 282 15个区的地理分布 .....                                  | 170 |
| 97—108 各月散度 $D$ (10 <sup>-6</sup> /秒) .....                    | 78  | 283—297 1—15区热量平衡各项值及风速、                             |     |
| 109—120 各月涡度 $\zeta$ (10 <sup>-6</sup> /秒) .....               | 84  | 海气温度差、海气湿度差及云量的年变                                    |     |
| 121—132 各月流函数 $\psi$ (10 <sup>6</sup> 米 <sup>2</sup> /秒) ..... | 90  | 程曲线 .....                                            | 171 |
| 133—144 各月速度势 $\phi$ (10 <sup>6</sup> 米 <sup>2</sup> /秒) ..... | 96  | 7. 海面感热和潜热通量的年际变率 .....                              | 179 |
| 3. 海面热量收支 .....                                                | 102 | 298—309 各月感热通量的年际变率                                  |     |
| 145—157 年平均和各月海面吸收的短波辐射                                        |     | $\sigma_{Q_s}$ (瓦/米 <sup>2</sup> ) .....             | 179 |
| $R_s$ (瓦/米 <sup>2</sup> ) .....                                | 102 | 310—321 各月潜热通量的年际变率                                  |     |
| 158—170 年平均和各月海面长波有效辐射                                         |     | $\sigma_{Q_l}$ (瓦/米 <sup>2</sup> ) .....             | 185 |

# CONTENTS

|                                                                                                          |    |                                                                                                          |     |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|----------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| I. Introduction .....                                                                                    | 13 | $v$ (m/s) .....                                                                                          | 72  |
| II. Data Sources .....                                                                                   | 14 | 97—108 Monthly divergence $D$ ( $10^{-6}/s$ ) .....                                                      | 78  |
| III. Computational Formulas .....                                                                        | 14 | 109—120 Monthly vorticity $\zeta$ ( $10^{-6}/s$ ) .....                                                  | 84  |
| IV. Discussion on Computing Errors of Air-Sea Heat<br>Fluxes .....                                       | 16 | 121—132 Monthly stream function<br>$\psi$ ( $10^6 m^2/s$ ) .....                                         | 90  |
| V. Summary of the Surface Climate Physics of Tropical<br>Pacific .....                                   | 16 | 133—144 Monthly velocity potential<br>$\phi$ ( $10^6 m^2/s$ ) .....                                      | 96  |
| 1. Atmospheric thermal features near the ocean<br>surface .....                                          | 17 | 3. Surface heat fudget .....                                                                             | 102 |
| 2. Atmospheric kinetic and dynamic features near the<br>ocean surface .....                              | 18 | 145—157 Annual and monthly short wave radiation<br>absorbed by the ocean surface $R_s$ ( $W/m^2$ ) ..... | 102 |
| 3. Surface heat budget .....                                                                             | 21 | 158—170 Annual and monthly net long wave radiation<br>at the ocean surface $R_l$ ( $W/m^2$ ) .....       | 108 |
| 4. Surface momentum flux .....                                                                           | 24 | 171—183 Annual and monthly sensible heat flux<br>$Q_s$ ( $W/m^2$ ) .....                                 | 115 |
| 5. The horizontal heat transport near the ocean<br>surface .....                                         | 24 | 184—196 Annual and monthly latent heat flux<br>$Q_l$ ( $W/m^2$ ) .....                                   | 121 |
| 6. Seasonal marching of the ocean surface heat budget<br>components .....                                | 25 | 197—209 Annual and monthly net heat gain of the<br>ocean surface $Q_n$ ( $W/m^2$ ) .....                 | 128 |
| 7. Interannual variability of monthly mean sensible and<br>latent heat fluxes at the ocean surface ..... | 28 | 4. Surface momentum flux .....                                                                           | 134 |
| VI. Atlas of Climate Physics of Tropical Pacific Ocean .....                                             | 30 | 210—221 Monthly zonal momentum flux<br>$\tau_x$ ( $10^{-3} N/m^2$ ) .....                                | 134 |
| 1. Atmospheric thermal features near the ocean surface<br>.....                                          | 30 | 222—233 Monthly meridional momentum flux<br>$\tau_y$ ( $10^{-3} N/m^2$ ) .....                           | 140 |
| 1—12 Monthly sea surface temperature $T_s$ ( $^{\circ}C$ ) .....                                         | 30 | 5. Horizontal heat transport near the ocean surface<br>.....                                             | 146 |
| 13—24 Monthly surface air temperature $T_a$ ( $^{\circ}C$ ) .....                                        | 36 | 234—245 Monthly zonal transport of sensible heat<br>$S_z$ ( $cal/(m^2 \cdot s)$ ) .....                  | 146 |
| 25—36 Monthly surface air specific humidity $q$ ( $g/kg$ )<br>.....                                      | 42 | 246—257 Monthly meridional transport of sensible<br>heat $S_m$ ( $cal/(m^2 \cdot s)$ ) .....             | 152 |
| 37—48 Monthly total cloudiness $C$ (Okta) .....                                                          | 48 | 258—269 Monthly zonal transport of latent heat<br>$L_z$ ( $cal/(m^2 \cdot s)$ ) .....                    | 158 |
| 2. Atmospheric kinetic and dynamic features near<br>the ocean surface .....                              | 54 | 270—281 Monthly meridional transport of latent<br>heat $L_m$ ( $cal/m^2 \cdot s$ ) .....                 | 164 |
| 49—60 Monthly sea level pressure $SLP$ (hPa) .....                                                       | 54 | 6. Seasonal marching of the ocean surface heat budget                                                    |     |
| 61—72 Monthly surface wind field .....                                                                   | 60 |                                                                                                          |     |
| 73—84 Monthly zonal component of surface wind<br>$u$ (m/s) .....                                         | 66 |                                                                                                          |     |
| 85—96 Monthly meridional component of surface wind                                                       |    |                                                                                                          |     |



## 一、引言

海洋在各种时间尺度的气候形成和变化中具有重要作用。它能接收大部分照射到海面上的太阳能量,并将其贮藏起来,然后通过海水运动进行空间再分配,并以各种形式(潜热交换、感热交换和长波辐射)再输送给大气,成为大气运动的直接能源。同时,海洋的热力和动力学惯性使它自身具有“低通滤波”的作用,它在空间和时间上的“平滑过程”有利于大气-海洋系统中缓慢运动的维持和发展。

热带海洋是全球大气的主要能源区,那里的海洋-大气柱内有净的辐射通量收入和强烈的潜热释放,并且通过海洋和大气运动向高纬度输送,以维持高低纬度的能量平衡。同时,由于热带地区海洋和大气运动特征时间的匹配,海洋与大气之间发生强烈的耦合,是海气相互作用最活跃的地带。因此,研究热带地区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,对认识气候形成和变化的原因有重要的意义。

编制区域和全球地表面热量平衡图集,是这一领域内一项基础性科学工作。50至60年代,Budyko(1958, 1963)和Jacobs(1951)所编制的地球表面热量平衡图集和海面能量收支图曾被广泛应用于气候和海气相互作用的研究。70年代以来,由于海洋船舶观测资料的积累、观测次数和质量的不断改善以及卫星提供的大气上界太阳辐射资料的引用,大范围海面能量收支的计算工作有了进一步的发展,例如Hastenrath和Lamb(1978, 1979), Bunker(1976), Weare(1981)和Reed(1976)等工作。其中, Hastenrath和Lamb所编制的《热带大西洋和东太平洋气候图集》(1977)、《热带大西洋和东太平洋热收支图集》(1978)及《印度洋气候图集》(1978)使用了近450万组记录,分析计算了海面大气热力学、运动学、动力学和海气能量交换的各个分量,对气候研究有重要参考价值。但是,至今还没有一本包括主要物理气候特征的热带太平洋气候图集。

热带太平洋海域辽阔,东西伸展达140个经度,东西方向海洋和大气状况差异十分显著。西部有世界海洋最暖海域,称为赤道暖池,东部有发育最良好的赤道冷水舌,形成了强烈的东西温度梯度和相应的大气环流和海洋特征。热带太平洋又是信风和季风两大风系活动的主要地区之一,在全

球气候中有重要地位。

本图集给出了1950—1979年30年平均热带太平洋和相邻印度洋地区( $34^{\circ}\text{S}$ — $34^{\circ}\text{N}$ ,  $74^{\circ}\text{E}$ — $70^{\circ}\text{W}$ )的海面大气主要物理量逐月的空间分布、季节变化和它们的年际变率。第一部分为热带太平洋地区海面大气热力学状况,包括海面温度、海面气温、海面空气比湿和总云量;第二部分为海面大气运动学和动力学特征,包括海平面气压、海面风场(矢量风、标量风的经向、纬向分量)、散度、涡度、流函数和势函数;第三部分为海面的能量收支,包括海面接收的短波太阳辐射、海面长波有效辐射、海面感热通量、潜热通量和海面净的热量得失;第四部分为海面动量通量,包括经向和纬向两个分量;第五部分为近海面热量的水平输送,包括感热和潜热的经向和纬向输送;第六部分为15个选择海区海气热量交换的季节变化;第七部分为海洋表面感热和潜热通量逐月平均值的年际变率。

## 二、资料来源

本图集主要采用全球综合海洋大气资料集(COADS)提供的海面基本海洋气象观测值。COADS是由美国科罗拉多大学环境科学合作研究所、美国国家海洋大气局所属环境研究院、美国国家大气研究中心和美国国家海洋大气局所属国家气候资料中心联合建立起来的全球海洋最完整的海面气象状况资料集。资料年代为1854—1979年以及它的延伸1980—1986年,共130多年(Woodruff et al., 1987)。本图集采用该资料集中质量较好的时段,即1950—1979年30年平均的逐月资料。考虑到海洋船舶观测资料的特点,我们用中值代替平均值,以消除奇异观测值的影响。所用网格为 $4^{\circ}\times 4^{\circ}$ 的经纬格距。虽然采用更小的网格可以加大分辨率,但这样会使较多的网格内观测次数太少,甚至无观测,影响平均值的可靠性。

图1给出本图集所包括的海区范围内,1950—1979年30年平均每年 $10^{\circ}\times 10^{\circ}$ 经纬度网格内的船舶观测次数。如换算成 $5^{\circ}\times 5^{\circ}$ 网格,除赤道附近中太平洋地区以外,平均每月的观测次数超过60次,即每天至少有2次记录。在赤道以北主要航线上,则每月观测次数超过200次。这样的资料密度是可以满足气候平均值和中值计算要求的



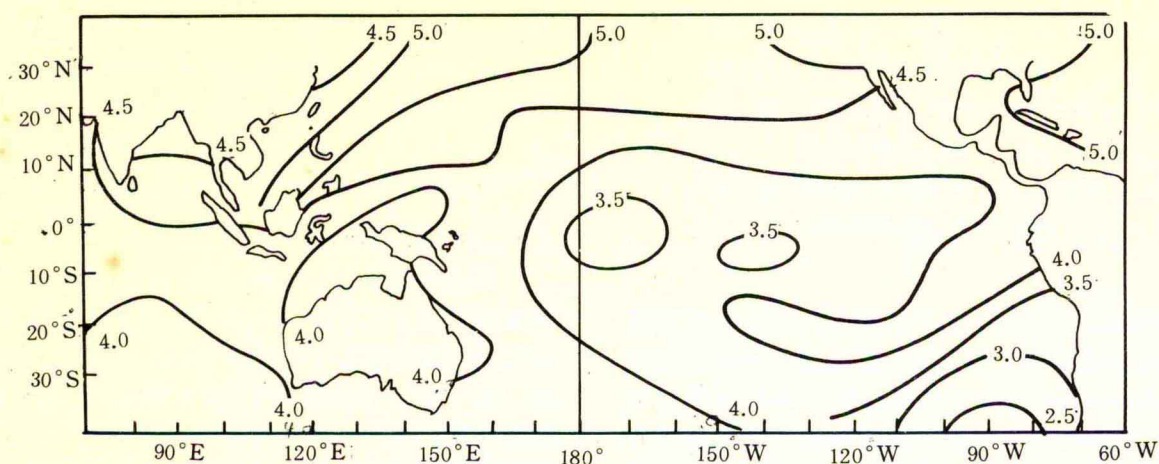


图1 1950—1979 年年平均观测总次数 ( $10^\circ \times 10^\circ$  经纬度网格, 数值以 10 为底的对数表示)

Fig.1 The yearly mean number of observations for the period 1950—1979 ( $10^\circ \times 10^\circ$  latitude-longitude, over  $\log_{10}$  base)

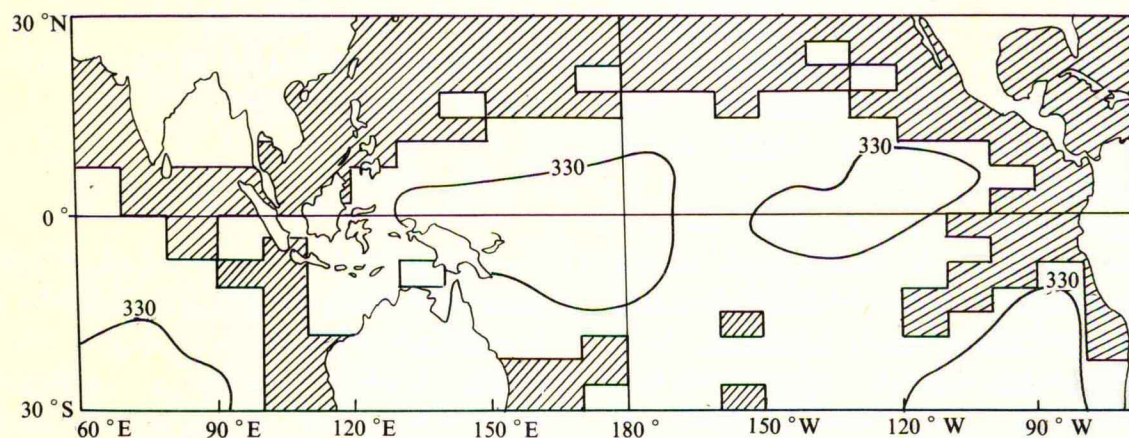


图2 1950—1979 年具有月中值观测值的月数 ( $4^\circ \times 4^\circ$  经纬度网格, 图中阴影区为 30 年内观测值齐全的区域, 实线所圈出的为观测值不足 90% 的区域)

Fig.2 The number of months with monthly value in calculating the period 1950—1979 mean ( $4^\circ \times 4^\circ$  boxes, the shaded area indicates the boxes which have the full data, the dashed line marks the area with less than 90% of the whole)

(Drozdov, 1956)。

图2给出计算30年平均值所用的  $4^\circ \times 4^\circ$  经纬度网格有月中值观测值的月数。由图可见, 除赤道附近外, 大部分地区具有90%以上的观测月数, 其中  $10^\circ \text{N}$  以北地区及主要航线区观测值比较齐全。以上结果说明, 图集采用的资料基

本上能反映30年的气候状况。

### 三、计算公式

海面热量平衡方程通常有如下近似形式:



$$R_s - R_l = Q_l + Q_s + Q_n \quad (1)$$

其左端为海面净的辐射收支，它是由海面吸收的短波太阳辐射  $R_s$  减去海面所放出的长波有效辐射  $R_l$  所构成；右端为海面与大气之间的潜热交换  $Q_l$  和感热交换  $Q_s$ ，作为余项的  $Q_n$  就是海面净的热量得失。

### 1. 海面吸收的短波太阳辐射 $R_s$ (瓦/米<sup>2</sup>)

每天平均晴空下海面接收到的短波太阳辐射

$$R_0 = A_0 + A_1 \cos \varphi + B_1 \sin \varphi + A_2 \cos 2\varphi + B_2 \sin 2\varphi \quad (2)$$

这里经验系数  $A_0, A_1, B_1, A_2, B_2$  因纬度而不同。

对本图集包括的 30°S—30°N 纬度带有：

$$A_0 = -19.82 + 326.87 \cos L \quad (3)$$

$$A_1 = 9.63 + 192.44 \cos(L + 90) \quad (4)$$

$$B_1 = -3.27 + 108.70 \sin L \quad (5)$$

$$A_2 = -0.64 + 7.80 \sin 2(L - 45) \quad (6)$$

$$B_2 = -0.50 + 14.42 \cos 2(L - 5) \quad (7)$$

$$\varphi = (t - 21)360 / 365 \quad (8)$$

其中  $L$  为纬度， $t$  为天数。在求取月平均值时，我们用每月中间这一天来代替，因此对于 1 月至 12 月，我们取  $t$  分别为 16, 45, 75, 105, 136, 166, 197, 228, 258, 289, 319, 350。

有云时海面接收到的短波太阳辐射为：

$$R_s = R_0(1 - \alpha)(1 - 0.62C + 0.0019h) \quad (9)$$

这里  $\alpha$  为海面的反射率，通常取 0.06； $C$  为总云量，以 1/10 为单位； $h$  为中午时的太阳高度角，即

$$h = \arcsin \{ \sin L \sin [23.87 \sin(t - 82)] + \cos L \cos [23.87 \sin(t - 82)] \} \quad (10)$$

### 2. 海面长波有效辐射 $R_l$ (瓦/米<sup>2</sup>)

$$R_l = \epsilon \sigma T_s^4 (0.254 - 0.00495e)(1 - 0.7C) \quad (11)$$

这里  $\epsilon$  为海面灰率， $\epsilon = 0.97$ ； $\sigma$  为斯蒂芬-波尔兹曼常数， $\sigma = 5.67 \times 10^{-8}$  瓦/(米<sup>2</sup>·K<sup>4</sup>)； $T_s$  为海面温度 (K)； $e$  为船舶高度空气的水汽压； $C$  为总云量，以 1/10 为单位。

### 3. 感热和潜热通量、动量通量 (风应力)

由如下空气动力学的整体公式计算：

感热通量 (瓦/米<sup>2</sup>)：

$$Q_s = C_p \rho C_s w (T_s - T_a) \quad (12)$$

潜热通量 (瓦/米<sup>2</sup>)：

$$Q_l = L \rho C_e w (q_s - q_a) \quad (13)$$

纬向动量通量 (牛顿/米<sup>2</sup>)：

$$\tau_x = \rho C_d u w \quad (14)$$

经向动量通量 (牛顿/米<sup>2</sup>)：

$$\tau_y = \rho C_d v w \quad (15)$$

这里  $\rho$  为空气密度； $u, v$  为风的纬向和经向分量； $w$  为标量风速； $T_s, T_a$  为海面温度和气温 (K)； $q_s, q_a$  为海面的饱和比湿和空气的比湿 (克/千克)； $C_s, C_e$  和  $C_d$  分别为感热、水汽和动量交换系数。参照 Bunker (1976)，本图集计算中上述系数处理成风速和海气温差的函数，即考虑了大气层结的热力影响和风切变的动力影响，见表 1 和表 2 (Bunker, 1976)。

表 1 海面拖曳系数  $C_d (\times 10^3)$  随风速和海气温差的变化

| 海面风速<br>(米/秒)<br>Wind speed<br>(m/s) | 海气温差 (K)<br>Air minus sea temperature class (K) |                 |                 |                  |                   |                   |        |
|--------------------------------------|-------------------------------------------------|-----------------|-----------------|------------------|-------------------|-------------------|--------|
|                                      |                                                 |                 |                 |                  |                   |                   |        |
|                                      | > 5.0                                           | 4.9<br>/<br>1.0 | 0.9<br>/<br>0.2 | 0.1<br>/<br>-0.2 | -0.3<br>/<br>-1.0 | -1.1<br>/<br>-4.9 | < -5.0 |
| 0.01—5.0                             | 0.06                                            | 0.60            | 0.98            | 1.20             | 1.32              | 1.56              | 1.80   |
| 5.01—10.0                            | 0.77                                            | 1.30            | 1.43            | 1.54             | 1.60              | 1.78              | 1.86   |
| 10.01—15.0                           | 1.47                                            | 1.72            | 1.80            | 1.87             | 1.90              | 2.00              | 2.10   |
| 15.01—20.0                           | 1.95                                            | 2.04            | 2.10            | 2.16             | 2.22              | 2.25              | 2.32   |
| 20.01—25.0                           | 2.26                                            | 2.30            | 2.35            | 2.40             | 2.42              | 2.44              | 2.48   |
| 25.01—30.0                           | 2.52                                            | 2.54            | 2.57            | 2.60             | 2.62              | 2.63              | 2.64   |
| 30.01—35.0                           | 2.78                                            | 2.79            | 2.80            | 2.80             | 2.80              | 2.80              | 2.80   |
| 35.01—40.0                           | 3.00                                            | 3.00            | 3.00            | 3.00             | 3.00              | 3.00              | 3.00   |
| 40.01—50.0                           | 3.20                                            | 3.20            | 3.20            | 3.20             | 3.20              | 3.20              | 3.20   |
| > 50.0                               | 3.40                                            | 3.40            | 3.40            | 3.40             | 3.40              | 3.40              | 3.40   |

表 2 水汽涡动交换系数  $C_e (\times 10^3)$  随风速和海气温差的变化

| 海面风速<br>(米/秒)<br>Wind speed<br>(m/s) | 海气温差 (K)<br>Air minus sea temperature class (K) |                 |                 |                  |                   |                   |        |
|--------------------------------------|-------------------------------------------------|-----------------|-----------------|------------------|-------------------|-------------------|--------|
|                                      |                                                 |                 |                 |                  |                   |                   |        |
|                                      | > 5.0                                           | 4.9<br>/<br>1.0 | 0.9<br>/<br>0.2 | 0.1<br>/<br>-0.2 | -0.3<br>/<br>-1.0 | -1.1<br>/<br>-4.9 | < -5.0 |
| 0.01—3.0                             | 0.07                                            | 0.30            | 0.72            | 1.32             | 1.65              | 2.05              | 2.52   |
| 3.01—6.0                             | 0.22                                            | 0.67            | 1.12            | 1.34             | 1.45              | 1.68              | 2.01   |
| 6.01—9.0                             | 0.69                                            | 1.17            | 1.36            | 1.44             | 1.46              | 1.58              | 1.79   |
| 9.01—12.0                            | 1.06                                            | 1.36            | 1.48            | 1.53             | 1.58              | 1.65              | 1.79   |
| 12.01—15.0                           | 1.39                                            | 1.58            | 1.61            | 1.64             | 1.68              | 1.74              | 1.84   |
| 15.01—20.0                           | 1.59                                            | 1.68            | 1.75            | 1.80             | 1.82              | 1.86              | 1.94   |
| 20.01—25.0                           | 1.74                                            | 1.79            | 1.83            | 1.86             | 1.86              | 1.86              | 1.93   |
| 25.01—30.0                           | 1.81                                            | 1.84            | 1.85            | 1.86             | 1.87              | 1.88              | 1.90   |
| > 30.0                               | 1.86                                            | 1.86            | 1.86            | 1.86             | 1.86              | 1.86              | 1.86   |



#### 4. 海面净通量 $Q_n$ (瓦/米<sup>2</sup>)

$$Q_n = R_s - R_l - Q_l - Q_s$$

其中  $Q_n > 0$  表示海面有净的热量收入,  $Q_n < 0$  则表示海面失去热量。

#### 5. 近海面大气感热和潜热的经向和纬向输送 (卡/(米<sup>2</sup>·秒))<sup>①</sup>

$$S_z = C_p \rho u T_a \quad (16)$$

$$S_m = C_p \rho v T_a \quad (17)$$

$$L_z = L \rho u q_a \quad (18)$$

$$L_m = L \rho v q_a \quad (19)$$

#### 6. 涡度 $\zeta$ 和散度 $D$ (10<sup>-6</sup>/秒)

由海面风的纬向分量  $u$ 、经向分量  $v$ ，用下列公式分别求得涡度和散度：

$$\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \quad (20)$$

$$D = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \quad (21)$$

计算时根据  $4^\circ \times 4^\circ$  网格，采用中央差分格式。

#### 7. 流函数 $\psi$ 和势函数 $\varphi$

将海面风矢量  $V$  分解为无旋部分和无辐散两部分：

$$\text{其中: } V = V_\psi + V_\varphi \quad (22)$$

$$V_\psi = K \times \nabla \psi \quad (23)$$

$$V_\varphi = -\nabla \varphi \quad (24)$$

这里  $\psi$  和  $\varphi$  分别为流函数和势函数。通常，

$$\zeta = \nabla^2 \psi \quad (25)$$

$$D = -\nabla^2 \varphi \quad (26)$$

此处  $\zeta$ 、 $D$  分别为涡度和散度。为了求得  $\psi$ 、 $\varphi$ ，就要求解上述泊松方程。我们用网格点上的海面实测风来计算  $\psi$  和  $\varphi$  的方法是：

(1) 由海面实测风的  $u$ 、 $v$  分量算出  $\zeta$  和  $D$  场。

(2) 确定方程的边界条件，对势函数，假设在计算区边界上  $\varphi = 0$ ，且不考虑地形影响。

流函数的边界条件是假定计算区域向外净的质量通量等于零。

(3) 在上述边界条件下用张弛法求解泊松方程。

为了保证图集所含海区边界上的  $\psi$ 、 $\varphi$  值计算的准确性，在南北方向加大计算海域，同时在其它方向上计算时将区域扩展到包含部分大陆地区，用陆地区域的 1958—1973

年平均地面风资料 (Oort, 1983) 与海面风资料一起进行计算。

## 四、海面热通量计算误差讨论

本图集热通量计算误差主要来自以下几个方面：

(1) 热通量各分量计算公式中所用基本气象要素，如海面温度、气温、湿度、云和风速的观测误差。由于上述误差来源在任何同类计算中是相同的，在此不作讨论。

(2) 用 30 年气候平均值计算通量与由逐年逐月气候要素值求通量再计算 30 年平均值之间的差别。我们用上述两种方法计算了各通量，发现两者无显著差异。

(3) 辐射计算中云量值的问题。在辐射计算中云的影响起主导作用。现在计算中均采用船舶观测总云量值。经过选择月份船舶云量与卫星云量之间的比较，发现船舶云量基本上与卫星云量一致，尤其是在本图集包含的海区内。

(4) 在感热、潜热通量和动量通量的计算中我们直接使用了 COADS 中已经有的逐月的  $uw$ 、 $vw$ 、 $(q_s - q_a)w$ 、 $(T_s - T_a)w$  平均值，这是因为上述量是由每一次观测值的乘积求得的平均值，已经包含了涡动效应。不足之处是交换系数值只考虑了随月平均风速和海气温差的影响，并没有考虑它们随每次观测时上述要素变化的影响，可能减弱了涡动效应。

(5) 本图集给出了感热和潜热通量月平均值的标准差，可以把它们作为随机误差来考虑。对于小于上述标准差的年际变化，应当认为是在计算误差之内的，无统计上的显著性。

## 五、热带太平洋海面物理气候的基本特征

在热带地区对流活动起着很重要的作用。而在对流活动中，对流层低层及下垫面的动力、热力状况又起着决定作用。因此，给出海面海洋和大气热力、动力状况的分布，对研究热带大气环流及其变化是有帮助的。

热带大尺度的环流系统主要有纬向的瓦克环流和经向的哈特莱环流，以及热带辐合带 (ITCZ) 和南太平洋辐合带 (SPCZ) 等。这些系统的存在及其变化与海面的热力、动力等物理状况的分布特征及其变化有密切的关系。

热带地区由于科氏力作用较弱，风场的大尺度水平散度作用变得相对重要。按照理论分析的结果，在大气中由于热力差异等形成的位能只能先转化为辐合、辐散风能量，再转化为涡旋风能量，因此散度风和涡旋风对于下垫面热力状况

<sup>①</sup>1卡=4.168焦耳。



的响应有所不同。

在靠近大陆的海洋上,海、陆热状况的差异有很大的季节性变化,这种热力状况的水平梯度对大气环流的影响非常重要,是季风环流特征的主要成因之一。而在大洋的中心区域,下垫面热力状况的局地变化的影响更重要些。

## 1. 海面大气热力状况

### (1) 海面温度( $T_s$ 或 SST)

太平洋上海面温度的气候平均场中有三个较为明显的活动中心,即热带太平洋中西部的暖中心,通常称为“暖池”;太平洋东部赤道附近及以南的冷中心,也称“冷舌”;以及太平洋东部赤道以北的一个暖中心。由于这三个中心的存在,特别是热带太平洋西部“暖池”与东部“冷舌”所造成的热带海面温度东西向的差异,使得在热带区域海面温度的等值线呈经向分布,而中纬度区域海温等值线呈纬向分布。这三个活动中心的位置及强度随季节的变化,决定了热带太平洋及印度洋东部海面温度在不同季节的分布特征。

北半球冬季,西太平洋上“暖池”的中心位于赤道南侧,暖海区  $29^{\circ}\text{C}$  等温线与澳大利亚西北部海岸相连接,东太平洋赤道北侧的暖中心的位置相对偏南,并且由于这时南半球中纬度的海温较高 ( $>17^{\circ}\text{C}$ ),“冷舌”的强度较弱,其向西伸展范围也较小。在北半球夏季,西太平洋上“暖池”中心移至赤道以北,  $29^{\circ}\text{C}$  等温线的南缘移至赤道附近。东太平洋赤道北侧的暖中心的位置也向东北移至墨西哥湾,并且由于这时南半球中纬度海温降低,“冷舌”的强度大大加强,向西、北的伸展范围也扩大。

由于“暖池”和“冷舌”位置随季节南北移动,副热带北太平洋上海表温度,在冬季经向梯度较大,夏季纬向梯度较大。

### (2) 海面气温 ( $T_a$ )

海面气温的基本特征与海温变化一致。

### (3) 海面比湿 ( $q_a$ )

海面湿度场的分布与海面温度有相似的特征。热带太平洋西部和东太平洋赤道北侧的暖水区上空的海面湿度较高,而在东太平洋赤道以南的冷水区(“冷舌”)上空海面湿度较低。与海面温度场相对应,海面湿度场的等值线在热带呈经向分布。而在中纬地区呈纬向分布。海面湿度场的(北半球)冬季型与夏季型分布特征,以及冬、夏型间的交替转换都与海面温度场的特征相似。海面湿度场分布特征与海面温度场分布特征的不同之处在于,海面湿度场的经向和纬向梯度都较小,并且海面湿度的最大中心与海面温度的最大中心并不重合。例如,6月在孟加拉湾和南海及以东地区的海面

上有一个最大湿度中心 ( $>20$  克/千克),但温度场的暖海区并不局限于此。从风场、气压场和云量分布图上我们可以看到,这样的湿度中心是与水平辐合及局地对流活动相对应的,它可以由水汽的平流输送所造成的辐合或对流降水而形成。

### (4) 总云量 (C)

在云量的气候平均图上有下述较为明显的季节变化特征:

1) ITCZ 和 SPCZ 的月际变化。ITCZ 的平均位置在赤道以北,呈纬向分布,冬季靠近赤道,夏季向北移动,并且云量增加,这大致反映了夏季较强的对流活动。SPCZ 的平均位置是在从赤道西太平洋到中纬度南太平洋中部的一个西北-东南走向的带状区域内。南半球夏季,整个区域内是多云区,反映了较强的 SPCZ 对流活动。南半球冬季,这个多云区消失,即 SPCZ 减弱甚至消失。

2) 东太平洋靠近南美西海岸处,在赤道附近和南半球副热带各有一个多云区,而在赤道以北,中美洲西部沿海有一个少云区。这两个多云区和一个少云区的位置随季节而南北移动,其极值中心在北半球夏季偏南,冬季偏北。

3) 澳大利亚西北部海洋上的云量与孟加拉湾上空的云量有反位相的变化。北半球冬季澳大利亚有一个多云区,这时孟加拉湾云量较少;北半球夏季,孟加拉湾上空云量增加而澳大利亚西北海洋上的云量减少。这反应了印度季风活动与澳大利亚季风活动的季节差异。

4) 在北太平洋上有一个范围广阔的少云区,其位置随季节变化的移动轨迹是呈三角形的。北半球冬季,云量极小值中心位于北太平洋中部的  $146^{\circ}\text{E}$ — $158^{\circ}\text{W}$ ,  $10^{\circ}\text{N}$ — $24^{\circ}\text{N}$  之间,1月至4月这个云量极小值区向西移动到中国南海,5月到8月又向东北移到  $134^{\circ}\text{E}$ — $150^{\circ}\text{W}$ ,  $16^{\circ}$ — $32^{\circ}\text{N}$  之间,10月云量极小值区分裂为二个,以后又逐步恢复到冬季的状态,这个少云区的变化反映了北太平洋上副热带高压活动的影响。

5) 南太平洋东部的少云区。这个少云区云量极小值的位置基本固定在  $142^{\circ}\text{W}$ — $120^{\circ}\text{W}$ ,  $0^{\circ}$ — $14^{\circ}\text{S}$  附近,但其向西的伸展范围有较大的季节变化。南半球冬季,ITCZ 北移,澳大利亚西北面海洋上及澳大利亚东面的 SPCZ 的对流活动都有所减弱。这时,少云区可从南太平洋东部向西延伸至整个热带太平洋。南半球夏季,南半球对流活动区内对流活动加强,少云区只出现在南太平洋东部。

## 2. 海面大气运动学和动力学特征

### (1) 海平面气压 (SLP)



海平面气压场的分布与海面温度有较好的关系。在热带太平洋中西部的暖海面上是一个低压中心,而在副热带太平洋东部、印度洋东部、孟加拉湾和中国东南海域的冷海面上则对应着高压中心。伴随着冷暖海区位置的季节性变化,海平面气压场的高、低压中心位置和强弱都有所变化。北半球冬季,热带太平洋西部的低压区主要在赤道以南,这时在北半球副热带太平洋上空,北美西面和中国东面的两个高压中心位置偏南,并且强度较弱;在孟加拉湾上是一个弱高压中心。在南半球副热带,澳大利亚西面印度洋上的高压中心和南美洲西面的高压中心的位置偏南,强度也较强。北半球夏季,伴随着西太平洋上“暖池”的北移,热带西太平洋上的低压中心移到赤道以北,与此相应,孟加拉湾上空为低压中心。在北半球副热带太平洋上空,中国东面的高压中心消失,而北美西面的高压中心加强,成为一个很强的高压中心,其位置偏北。

## (2) 海面风场

在热带太平洋和印度洋地区,地面盛行风主要受两类风系的控制,一是信风系统,另一是季风系统。

在中、东太平洋和南印度洋是信风活动的区域。北半球为东北信风,南半球为东南信风。它们在赤道以北汇合,在中、东太平洋赤道的北侧形成东西向的热带辐合带(ITCZ)。信风带随着季节有明显的南北向移动,强度亦发生变化。在冬半球,信风向赤道方向移动,中纬度的西风带向低纬度扩大,移入本图集的范围内。在夏半球,信风向高纬度扩展,西风带则移出本图集范围。随着两个半球信风的季节性移动,热带辐合带亦有明显的季节变化,北半球冬季向南移至 $2^{\circ}$ — $6^{\circ}$  N,夏季则北上到 $10^{\circ}$  N附近,辐合明显增强。

在西太平洋和北印度洋地区则是季风活动最为明显的地区。北半球冬季时,亚洲强大的冷高压使得东北季风控制这些海域。与中、东太平洋不同,东北风到达赤道附近,在越过赤道以后便转向成为西风,并在赤道以南与东南信风相遇,形成南太平洋辐合带(SPCZ)。北半球夏季时,东南信风增强,赤道南侧的西风不复存在。东南信风越过赤道后在赤道以北转向成为西南风,往北成为亚洲南部的夏季季风,它可以到达 $25^{\circ}$  N或更偏北。这是因为,在中国东海一带有海陆差异,副热带高压的西侧有东南风气流。在 $20^{\circ}$  N以南的西北太平洋,西南风和东北信风之间存在着一个南北向的热带辐合带,在澳洲西部亦有因海陆热力差异而产生的季风现象。

## (3) 纬向风分量 ( $u$ )

行星波传播的理论分析表明,东西风带的位置及其变化

对热带异常能否在中高纬地区产生影响起着重要作用。

气候平均图上,西风区只出现在热带印度洋东部和热带太平洋西部,以及 $30^{\circ}$  N或 $30^{\circ}$  S附近和纬度更高的地区及大陆周围。在南半球 $30^{\circ}$ 附近西风只出现在本半球的冬季,而夏季则由向较高纬度地区移动的东风带所取代。

在副热带大部分地区盛行东风,在北太平洋中部、南太平洋东部和南印度洋东部各有一个最大东风区。北半球的最大东风区的强度和范围都随季节而变化,而南半球最大东风区则主要是范围随季节变化,其强度和最大中心的位置相对稳定。热带西风区的分布也有季节性移动,与海面温度场相比较可以看到,西风区总是出现在暖海区的上空,并随暖海区( $>28^{\circ}\text{C}$ )位置的移动而移动。与云量分布图比较,东西风辐合线的位置与南太平洋西部多云区的位置相对应,这说明了东西风的辐合是SPCZ形成的主要原因。

## (4) 经向风分量 ( $v$ )

海、陆热力状况的差异对经向风分量随季节变化的影响非常明显。在热带西太平洋和北印度洋,热带海洋与欧亚大陆和澳大利亚大陆之间热力差异的季节变化是季风盛行的主要原因,由此造成经向风随季节变化而改变方向。在其它地区海陆差异并不明显或海陆热力对比没有显著的季节变化,因此经向风分量比较稳定,无显著季节变化。

## (5) 散度 ( $D$ )

在散度的分布图中可以清楚地看到风场的辐合、辐散中心的位置及其季节性移动。散度分布的主要特征是:在南半球,热带太平洋西部是辐合区,东部是辐散区,而 $24^{\circ}$  S以南,整个海洋上都是辐散区;在北半球,对应着ITCZ的位置经常有一个辐合中心,在 $20^{\circ}$  N以北太平洋中部和东部是持久的辐散中心,热带西太平洋上是一个较为稳定的辐合区,等值线呈经向分布,南北方向梯度小于东西方向,其中中心位置随季节有所变化,造成局地的辐合强度随季节改变,但并不改变符号。但是,由于大陆的影响,北太平洋西部、孟加拉湾及东印度洋北部散度场随季节变化很大。北半球冬季时,这些海区上空均为辐散中心,而在北半球夏季则为辐合中心。太平洋上副热带辐散区的位置也随季节而变化,冬季纬度较低,夏季则移向较高纬地区。

南副热带东印度洋上的辐散区是持久的,季节性变化很小。

## (6) 涡度 ( $\zeta$ )

涡度场的分布与散度场有很大的不同,涡度场的分布主要呈纬向型,南北方向梯度较大而东西方向梯度较小。除热带东太平洋外,热带为正涡度区,副热带为负涡度区。在热带东太平洋,赤道附近对应海表温度“冷舌”的位置上有一个



负涡度区,而对应 ITCZ 的位置上则是正涡度区。涡度场的这种纬向型分布随季节作南北方向上的移动,在热带西太平洋局地涡度可以改变符号。在北半球,冬季热带西太平洋上是正涡度(气旋性涡旋),而到夏季,由于热带正涡度带及南半球负涡度带向北移动,使得北热带西太平洋上的涡度改变符号成为负涡度区(反气旋性涡旋)。九月整个热带海洋上都是负涡度,这时东西太平洋上出现了一致的纬向分布,东西方向的梯度很小。对应于这种分布,瓦克环流消失。这说明在热带地区风场的涡旋分量对纬向环流的贡献较小。

### (7) 流函数 ( $\psi$ )

在流函数气候平均图上,清楚地反应出了海平面上受副热带高压影响的反气旋性环流的位置及其随季节的变化。北半球冬季,整个北太平洋上都是反气旋环流控制,在南太平洋和南印度洋东部各有一个反气旋中心,在热带西太平洋上则是气旋中心。4—8月,热带西太平洋上的气旋中心消失,在南、北太平洋上各有一个范围广大的反气旋环流中心,热带没有气旋性环流。孟加拉湾南部的西南气流和西太平洋上的东北气流可能在北热带西太平洋形成辐合。8月在太平洋东部赤道北侧形成一个较小的反气旋中心。与此相伴,在它的东侧,加勒比海和墨西哥湾上空则出现气旋中心。此后,东太平洋上空的两个活动中心又减弱、消失,而西太平洋上的气旋中心南移至赤道上空又变成冬季环流的形势。

### (8) 速度势 ( $\varphi$ )

海平面上速度势的气候平均分布直观地显示了太平洋和东印度洋上风场的辐合、辐散倾向。热带西太平洋上是辐合中心,周围是范围广大的辐合区,在加勒比海附近有一个较小的辐合中心。北太平洋副热带东部和西部各有一个辐散区,南太平洋副热带东部和南印度洋东部各有一个辐散中心。这几个中心的位置,在北半球夏季都向北移动,冬季向南移动,其强度则是在偏南的位置上(即北半球冬季时)较强。

综合以上各物理量特征分析可以看到,海面大气的动力学特征与海表面的热状况密切相联系,对应于西太平洋“暖池”的海区是海平面气压的低中心,这里也是大尺度的辐合中心。“暖池”的东南边界(以  $28^{\circ}\text{C}$  为参考)是东西风或南北风辐合线经常出现的地方(SPCZ)。而在其它海温较低的区域是海平面气压的高值中心,这里也是大尺度的辐散区。

散度场和涡度场比较细致地反映了海表面流函数场的动力特征,而流函数场和速度势场则更进一步揭示了大尺度的空间特征。在热带和副热带,表面风场的反气旋性环流特征可以由流函数较好地揭示出来,而热带对流活动的大尺度空间分布特征的主要信息则包含在势函数中,ITCZ 和 SPCZ

只与散度场的分布有较好的对应关系。

在热带南印度洋东部和热带南太平洋东部大尺度的辐散区中,靠近赤道附近各有一个负涡度中心(在南半球对应着气旋性环流),这是一种潜在的不稳定因素。因此这里对下垫面热状况的变化较为敏感,当下垫面增暖时,容易发生强的气旋性环流而产生对流。

在热带,涡度场的纬向型分布主要受风场切变的影响,而散度场的经向型分布则主要受海面温度分布特征的影响。这说明,海面的热力作用主要是通过大尺度的辐合辐散对海平面风场产生影响。

多云区如 ITCZ 和 SPCZ 的位置与东西风或南北风的辐合线对应关系最好,与散度场中辐合中心分布的关系次之,与涡度分布的关系更差些。

## 3. 海面热量收支

### (1) 海面吸收的短波辐射 ( $R_s$ )

短波辐射是洋面的主要热量来源,它受纬度、季节和云量变化的影响。在年平均洋面短波辐射图上,两个主要的短波辐射高值区分别是在南、北太平洋的副热带高压控制的地区,这里也是最主要的少云地区。北太平洋的高值中心在  $18^{\circ}\text{N}$ ,  $160^{\circ}\text{E}$  附近,南太平洋的高值中心在  $6^{\circ}\text{S}$ ,  $130^{\circ}\text{W}$  附近,由此向高纬度,短波辐射减少。在澳洲大陆北部的东西两岸也是高值区,西北岸比东岸接受的短波辐射多。中美洲沿岸也是一个高值区。在热带,热带辐合带是多云地带,因此,洋面接受短波辐射少。 $6^{\circ}\text{N}$  是南北太平洋两个高值区之间的相对低值带,这个低值带大致与热带辐合带的平均位置相重合。在南太平洋西伊里安岛,新罗门群岛伸向新赫布里底群岛还有一个相对低值带,它大致与南太平洋热带辐合带相对应。在大洋东侧的冷洋流上空容易形成层状云,使得到达洋面的短波辐射减少,所以在加利福尼亚海流、秘鲁海流和西澳洲海流区均有一低值舌从高纬度伸向低纬度。在东印度洋的低值舌一直伸向赤道进入北印度洋和中国南海的南部。

短波辐射的季节变化为:副热带高压带的高值带在夏季向高纬度移动,接受的辐射量增加,冬季又移向低纬度,数值也相对变小。夏季辐合带上对流增强,云量增多而低值带变得更明显。11—3月,在南太平洋辐合带上的低值带明显加深,范围扩大,4月以后,这个低值带向西退缩,并趋于不明显。在北太平洋上,低值带位于东太平洋冷水舌以北,它在5月以后加深并向西伸展,位置北移到  $6^{\circ}$ — $10^{\circ}\text{N}$  之间,10月以后减弱并南移,到2—3月间是全年中最弱的时候。在西太平洋和印度洋上,短波辐射的季节变化与该地区



的季风活动有明显的关系。在中国东海和南海, 10月以后由于东北季风活动在这一带形成锋面云带, 故有短波辐射的季节性低值舌出现。4月以后随着南海高压的北移, 高值区由南海南部向北移, 这个低值舌就不再存在。盛夏7—8月间, 高值区移至台湾以北, 这是副热带高压脊伸向大陆东岸的结果。在它的南侧则是由南海伸向菲律宾以东与辐合带相配合的低值带。在孟加拉湾和印度洋上, 5月开始, 随着西南季风的向北推进, 短波辐射低值舌向北扩展, 盛夏时到达孟加拉湾的北部。当夏季风撤退时, 孟加拉湾又重新建立高值区。2—4月为全年中短波辐射最强的时候。

## (2) 海面长波有效辐射 ( $R_l$ )

海面的长波有效辐射是在洋面温度下发出的热辐射减去大气逆辐射的净长波辐射, 它是海洋损耗热量的一种主要形式。它主要受云量、海面温度和空气湿度的影响。在年平均图上, 低值区主要出现在云量多的热带辐合带活动的地带, 在赤道以北  $6^{\circ}$ — $10^{\circ}$  N 是个横贯太平洋的低值带, 在印度洋和西太平洋这个低值带向南扩展到  $10^{\circ}$  S。在本图的范围内, 从这个低值带分别向南、北两半球, 长波辐射量相对增大, 但空间变化不大。

长波辐射的季节变化是赤道附近的低值带冬季位置偏南, 其南北向宽度变窄。5—11月则向北移到  $6^{\circ}$  N 以北, 它的移动大致与辐合带的南北移动相对应。南太平洋辐合带上的低值带在 11—4月加深, 并由新几内亚沿岸向东南延伸到南太平洋中部, 5—10月时这个低值带向西北退缩。两个半球热带和副热带的长波辐射高值区, 在夏季长波辐射值偏低, 冬季增高。中国东海到南海 11—4月冬季风时期, 在靠近大陆处有与准静止锋相应的低值带。孟加拉湾北部冬季为高值区, 5—9月夏季风盛行时出现低值中心。

## (3) 感热通量 ( $Q_s$ )

感热通量是海洋向大气传输的可感热量, 主要由海气温差和近地面的风速来决定。在年平均图上, 除了亚洲东岸和北美东岸的海面以外, 整个热带和副热带地区感热通量均在  $10 \text{ 瓦/秒}^2$  左右, 这是较小的。在东太平洋冷水舌和秘鲁沿岸海水上翻区有小片的感热通量负值区, 即在这里是大气向海洋输送可感热量。在北半球冬季时, 亚洲和北美东岸 (即大洋的西部) 黑潮暖洋流和墨西哥湾暖洋流的上空, 大陆平流入海的干冷空气使得这里的海气温差变得很大, 冬季海上这一带的风速也大, 所以 11—3月出现感热通量最大的中心。4月以后最大值消失。在南半球冬季, 南太平洋和南印度洋感热通量增大, 但是在澳大利亚大陆的东岸并没有象在北半球冬季大陆的东岸一样出现大值中心。这是与澳大利亚大陆在  $40^{\circ}$  S 以北冬季没有很强的极地冷空气入海有关。位

于赤道东太平洋冷水舌和秘鲁沿岸的感热通量负值区在南半球夏季时范围大, 而在南半球冬季时范围小。5—11月在冷水舌的北侧出现感热通量大值带, 这个带在其它各月并不明显。2—3月我国南沙群岛一带有感热通量负值区, 4—5月它移到南海北部。6—8月, 在西太平洋上, 东海以东到日界线附近出现一片负值区, 这是因为在夏季副热带高压区气温高于海温的结果。另外在孟加拉湾西部, 5—9月也有大气向海洋输送感热的负值区出现。

## (4) 潜热通量 ( $Q_l$ )

潜热通量是洋面通过蒸发向大气以水汽的形式供给潜热能量, 它是由风速、湿度的垂直梯度和近海面大气的热力层结来决定的。它的数值远比感热通量大, 是海面损耗热量的主要部分。在年平均分布图上, 与感热通量一样, 潜热通量在北半球大陆东岸暖洋流区有个最大中心。在赤道附近  $2^{\circ}$  N— $6^{\circ}$  S 上是一个低值带, 其最低值分别在赤道东太平洋冷水舌和秘鲁沿岸以及印尼附近海域和南海的南部。在赤道的两侧均为潜热通量大值区。北太平洋上的潜热通量大值中心比南太平洋上的中心强, 南印度洋上的大值中心则比孟加拉湾上的中心强。

季节变化的主要特征是, 与感热通量一样, 北半球冬半年 (10—4月) 由大陆平流入海的干冷空气在北太平洋的黑潮区和北大西洋的湾流区形成全年中潜热通量最大的中心。但是在南半球冬季澳洲大陆的东岸不出现潜热通量大值中心。在南北美洲的西岸近岸海区潜热通量小, 但是没有明显的季节变化。12—4月, 北太平洋海区潜热通量达到最大, 最大中心带在  $10^{\circ}$  N, 此时通量值的增大与东北信风增强和海气湿度差增大有关。6—10月最大值的中心值北移到  $14^{\circ}$  N 以北。8—9月间是全年中潜热通量最小的时期, 此时除了  $14^{\circ}$  N 附近的最大值带以外, 在东太平洋另有一个大值带位于  $6^{\circ}$  N 附近。南太平洋和南印度洋的信风带自 5 月份开始潜热通量增大, 6—9月达到最大, 这时正值南半球的冬季。在赤道附近的低值带中, 12—2月赤道东太平洋冷水舌上的潜热通量值最小, 夏季 6—8月这个低值带范围缩小。在赤道印度洋和赤道西太平洋地区, 2—5月在南海南部出现低值中心, 5—9月随着西南季风和越赤道气流的增强, 在赤道印度洋上这个低值带变得不明显。在印度和中国大陆附近海面, 潜热通量同样受季风影响。3—4月为过渡季节, 海气湿度差变小, 风速亦小, 孟加拉湾潜热通量最小; 5月以后随着西南季风的来临, 通量明显增大; 9、10月份以后通量则再次减小; 12月后转入冬季型。在南海北部, 2—4月潜热通量最小, 5—9月中国东海通量变小。这是因为在副热带高压控制下, 海气温差变小和风速小所造成的。



#### (5) 海面热量净收支 ( $Q_n$ )

海面热量的净收支是由海面获得太阳短波辐射热量扣除洋面由于长波有效辐射、感热传输和潜热传输所损耗的热量后剩余的净获得量。海面热量净收支表示海洋热量输送的辐散值,所以可用此计算海洋本身穿过纬圈的热量输送值。综合上面各项热量收支项,热带和副热带太平洋地区热量净收支的分布有以下基本特征。在广大的洋面上,副热带高压区吸收辐射热量多,是净获得热量最多的地区,而赤道辐合带上则获得热量相对少。在冬半球,由于太阳辐射季节性减少和副热带高压向低纬度移动,净获得量减少,而夏半球则净获得量增加。在赤道附近大洋东部的冷水上翻区,由于海气温差小,通过涡动输送给大气的感热和潜热少,这里是整个热带地区净热量收入最大的地区。至于大洋的东西两侧,东侧为冷洋流区,同样由于海气温差小,在沿岸区形成狭长的净热量收入大值带;西侧为暖洋流区,冬季由于巨大的海气温差形成了季节性的海洋损耗热量最大的地区。从北太平洋的西部向西到印度洋和孟加拉湾,由于季风的影响,净热量收支具有明显的季风特色。

在年平均图上,在  $30^{\circ}\text{N}$ — $30^{\circ}\text{S}$  范围内,洋面主要是获得热量,高值集中在赤道上  $2^{\circ}\text{N}$ — $6^{\circ}\text{S}$  纬度带内,成带状分布。其中心在两个地区,一是赤道东太平洋冷水舌区和南美沿岸冷水上翻区,这里海气温差小,海洋向大气的潜热和感热输送值小,这一带洋面年平均净得热量达到  $150\text{瓦}/\text{米}^2$ 。另一个在印尼附近海域、南海南部和澳大利亚西北海域,年平均净热量收入超过了  $90\text{瓦}/\text{米}^2$ 。墨西哥和中美洲的西岸狭长的近海岸冷洋流区亦是洋面净得热量高值地带。海洋损耗热量最多的地区是靠近北半球大陆东岸的暖洋流中心区,因为冬季在这里感热和潜热通量达到最大值。东北太平洋和澳大利亚西岸以外的东南印度洋各有一片热收支负值区。南太平洋的两块负值区分别在日界线附近和澳大利亚的东海岸。在北太平洋  $6^{\circ}$ — $10^{\circ}\text{N}$  附近是一个净收入少或净支出的地带,有零星的负值区。这里处于热带辐合带上,短波辐射收支少。

11—2月,北半球  $6^{\circ}\text{N}$  以北地区热量净收支为负值,3—4月这个负值区明显缩小,南半球开始有负值出现。5—8月,  $10^{\circ}\text{S}$  以南的南太平洋和南印度洋为洋面损耗热量的区域,而北半球则成为洋面获得热量的区域,但是在冷水舌的北侧仍有一个负值带。9—10月又回复到过渡季节的形势。在孟加拉湾和南海,11—12月热收支为负值,南海地区延续至1月仍为负值,以后变为正值,这两地区在3—4月正值达到最大。5月以后孟加拉湾南部和南海南部净通量开始减小,6—8月为低值区,9—10月再次增加。

#### 4. 海面动量通量

海面与大气之间的动量输送是海气相互作用中的一个重要环节,它是空气运动对海洋的强迫。它以风应力的形式向海洋输送动量通量,与海流和波浪的形成有密切关系。除了由风本身来决定以外,还通过近地层的热力层结对拖曳系数产生影响。

##### (1) 海面纬向动量通量 ( $\tau_x$ )

12—2月,北半球西太平洋上零值线向南移到  $26^{\circ}\text{N}$  以南,在此以北大气向海洋输送动量,最大值为  $160 \times 10^{-3}$  牛顿/米<sup>2</sup>,以南为大气从海洋取得动量。在东海、南海和孟加拉湾,东北季风盛行出现负的动量输送大值中心。在北美沿岸有狭长的动量正值带。南半球的太平洋和印度洋主要是负值区。赤道附近  $2^{\circ}\text{N}$ — $6^{\circ}\text{S}$  地带,印度洋、西太平洋和厄瓜多尔沿岸以及澳大利亚的西北海岸大气向海洋输送动量。3—4月为过渡季节,北半球动量输送正值区开始北移,逐渐移出本图所包括的范围,赤道上的正值区范围向北偏并缩小。5—8月,南半球  $26^{\circ}\text{S}$  以南为大气向海洋输送动量的正值区,但是南半球冬季不象北半球冬季那样具有很强的南北向动量梯度。在北半球西南季风盛行的地区,从孟加拉湾到南海为正的动量输送区。在东太平洋,厄瓜多尔沿岸冬季的正值区此时向西、向北扩展,强度增加。9—11月又向着北半球冬季形势过渡。

##### (2) 海面经向动量通量 ( $\tau_y$ )

经向动量通量的数值比纬向动量通量小。在北半球,冬半年(10—4月),东北信风增强和东北季风盛行,主要是大气向海洋输送北风动量,其数值东太平洋大于中太平洋,但是在西太平洋靠近大陆的地区以及南海地区,由东北季风形成大值带。在南半球主要是大气向海洋输送南风动量,最大值在南美近海和澳大利亚西岸近海地区。在太平洋中部和印度洋到西太平洋的赤道带上则是输送北风动量。5—9月,南半球的东南信风增强,在本图范围内主要为海洋接受南风动量,而北半球,在东太平洋除了近赤道地带以外均为大气输送北风动量,西太平洋和孟加拉湾为南风动量,在孟加拉湾和南海由于西南季风的盛行,南风动量出现大值中心,它们的变化与西南季风的进退有关。

#### 5. 近海面大气热量的水平输送

##### (1) 感热纬向输送 ( $S_2$ )

感热纬向输送是由于近海面空气运动输送的感热能量,它的数值主要受纬向风速和空气温度的影响。输送方向由风向来决定,所以风带的季节变化反映了它的季节变化。12—



3月, 北半球水平传输零线南移到 $26^{\circ}\text{N}$ , 在此以北热量向东传输, 以南向西传输。南半球除了在赤道南印度洋、赤道西南太平洋和澳洲大陆的西北海岸, 以及厄瓜多尔沿岸以外, 则以向西传输为主。因此在 $26^{\circ}\text{N}$ 以北, 纬向感热输送使得中东太平洋的近海面层热量辐合。在 $26^{\circ}\text{N}$ 以南, 中东太平洋热量辐散, 西太平洋热量辐合。在印度洋的东部和澳大利亚大陆沿岸则有热量辐散。5—9月北半球纬向热量输送零线向北移到本图范围的边界, 南半球则移到 $26^{\circ}\text{S}$ 附近。所以纬向感热输送在东太平洋形成热量辐散, 在西太平洋和印度洋地区由于西南季风的盛行, 热量辐合最大的地区向西移到南海, 辐合值加大。南半球则因为纬向输送值基本上成带状分布, 纬向传输形成的近海面的热量辐合值较小。

### (2) 感热经向输送 ( $S_m$ )

北半球冬半年 (11—4月), 由于近海面的东北信风和东北季风, 北太平洋热带、副热带纬度上感热由北向南输送为主, 输送量以南海为最大。南半球的洋面上则是由南向北输送, 输送量最大在南美沿岸近海和冷水舌上, 以及南印度洋的东部澳大利亚沿岸。由于经向感热输送, 近海面层感热在赤道附近辐合, 东太平洋最大辐合在 $6^{\circ}\text{N}$ 附近, 印度洋在 $6^{\circ}\text{S}$ 附近, 西太平洋则辐合值较小。北半球夏半年 (5—10月), 由北向南的感热输送主要限于东太平洋; 西太平洋、印度洋的季风区及南半球洋面以由南向北的输送为主。在中东太平洋感热辐合最大在 $10^{\circ}\text{N}$ 附近, 北半球在孟加拉湾和中国的南海有热量辐合, 南半球的热量辐合则发生在 $6^{\circ}\text{S}$ 附近由印度洋到印尼一带。

### (3) 潜热的纬向输送 ( $L_z$ ) 和经向输送 ( $L_m$ )

潜热的水平输送, 实际上就是水汽输送, 其输送的形势和季节变化与感热输送相似, 但输送值比感热输送值大。

## 6. 海面热量收支主要分量的季节变化

按照气候和海洋环流的特征, 我们选择 15 个海区来分析海洋—大气能量交换和相关联的若干气候要素的季节变化 (见图集第 282 幅)。

热带太平洋海气热量交换的基本特征是, 短波辐射通量和潜热通量有年波 (包括不对称年波) 和半年波两种主要形式。海面净热通量主要由上述两项所决定, 表现出类似的变化形式。感热通量和长波有效辐射通量数值小, 且无明显的季节变化。辐射通量变化主要与云量变化有关, 感热和潜热通量变化与风速关系密切, 与海气温差和湿度差也有一定联系。

各区的特征概述如下:

(1) 1—4 区为北太平洋副热带地区。海面热量收支的各分量及相关联的要素 (海气温差、海气湿度差、风速和

云量) 均呈年波特征 (单峰型)。海面吸收的短波太阳辐射夏季大冬季小, 与天文辐射季节变化一致, 与云量变化也有一定关系。潜热和感热通量冬季大夏季小, 这一变化与海气温差、海气湿度差和风速的季节变化是一致的。其中潜热通量季节变化的振幅明显大于感热通量, 海面长波有效辐射和感热通量季节变化很小。由以上各项平衡求得的海面净通量是, 夏半年海洋得到热量, 冬半年海洋失去热量。从 1 区到 4 区, 年波的振幅自西向东逐渐减小, 波型特征也逐渐发生形变。

1 区 位于黑潮暖流主轴附近。海面吸收的太阳短波辐射最大出现在 7 月, 为  $280 \text{ 瓦}/\text{米}^2$ , 最低值出现在 12 月, 为  $105 \text{ 瓦}/\text{米}^2$ 。潜热和感热交换最大值均出现在 1 月, 前者为  $250 \text{ 瓦}/\text{米}^2$ , 后者为  $50 \text{ 瓦}/\text{米}^2$ , 故波文比为  $1/5$ 。它们的最小值均出现在 6 月, 前者为  $50 \text{ 瓦}/\text{米}^2$ , 后者为  $25 \text{ 瓦}/\text{米}^2$ , 故那时的波文比增大到  $1/2$ 。长波有效辐射年振幅不到  $10 \text{ 瓦}/\text{米}^2$ 。由海面热量净收支可知, 夏半年 (4—9 月) 海洋得到热量, 其最大值在 6 月, 约  $180 \text{ 瓦}/\text{米}^2$ ; 冬半年 (10—3 月) 海洋失去热量, 其最强在 1 月, 约为  $-220 \text{ 瓦}/\text{米}^2$ 。全年而言, 海面失去与得到的热量大致相当。

2 区 太平洋中部。冬季受极锋影响, 夏季为副热带高压控制, 无明显的海洋流系。其基本特征同 1 区。但盛夏时潜热通量略有增强, 主要是因为盛夏副热带高压北抬, 本区处于东北信风带内, 风速有所增强。

3 区 位于东太平洋、地面副热带高压经常盘据的地方。各分量的季节变化振幅减小, 尤其是潜热通量, 它的年变幅小于  $20 \text{ 瓦}/\text{米}^2$ , 是稳定气候状态的反映。

4 区 位于加利福尼亚寒流区, 有微弱的半年波特征。短波太阳辐射除冬季为最低外, 在初夏 6 月出现次低值。潜热通量季节变化振幅小, 除冬季偏大外, 6 月也稍有上升, 为次高值。感热和长波辐射通量均无明显季节变化。因此海面热量净收支也呈现半年波特征, 5 月和 7 月为高值, 12 月为最低值, 6 月次低。尤其不同的是, 除 12 月外, 全年海洋净收支为正值。这是因为冷洋流区潜热和感热输送以及长波有效辐射通量均比较弱。这里年平均潜热通量仅  $130 \text{ 瓦}/\text{米}^2$  左右, 而短波太阳辐射收入为  $220 \text{ 瓦}/\text{米}^2$ 。

### (2) 5—7 区为热带季风区。

5 区 典型的印度季风区, 通量变化具有明显的季风特征, 半年波特征清晰。短波太阳辐射最高值出现在春季, 即夏季风爆发前, 此时天文辐射已明显加强, 但云量少。次高值出现在盛夏 8 月, 是云量的次小值。潜热通量最大值出现在冬、夏两季, 最低值在春季, 次低值在秋季。它的这种变化特征主要与风速变化有关, 夏季风活跃时风速出现最大