

大洋风应力和风场的计算与分析*

李克让

林贤超

(中国科学院 地理研究所)
国家计划委员会

吴忠祥

(美国麻省理工学院地球大气和行星科学系)

提 要: 本文讨论了大洋风场, 风应力和某些大气动力学特征, 并介绍了需要计算的近海面大气运动学和动力学的量值, 特别是风应力的计算方法, 最后给出了利用迄今全球大洋最完善的 COADS 资料求得的大洋风应力和合成风的计算与分析个例。

主题词: 大洋 风应力 合成风

分 类: (中图法) P72 P425.5 (科图法) 56.45

近年来有许多文章分析研究了海洋, 特别是海温、海气热交换等各种海洋热力因子及其对大气的影响, 但对大洋风场、风应力及其对海洋的影响研究较少。实际上, 对于海洋大气系统来说, 海气相互作用是一种相互调整、相互制约和互相适应的反馈过程, 在一定条件下, 异常加热可以对大气运动的异常起支配作用, 而在另一些条件下, 大气运动又会通过风和风应力影响海流, 导致热量异常。就某一个时期或阶段来说, 它们的影响是单向的。从热力学的观点来看, 海洋对大气的作用是基本的, 从动力学的观点来看, 海洋运动又从属于大气, 大洋环流、波浪以及海洋对能量的输送、积蓄和释放等则与大气运动密切相关。因此, 为了方便和简化起见, 可以分别进行不同作用方向的研究。

本文试图讨论大洋风场、风应力和某些大气动力学特征计算分析的重要性, 并介绍需计算的近海面大气运动学和动力学量值, 特别是风应力的计算方法, 最后给出大洋风应力及合成风的计算例子。

1 研究历史和目的

远在公元前 4—5 世纪, 希腊人已利用地中海特有的季风航海。十五世纪末, 哥伦布注

本文 1992 年 10 月 15 日收到, 1994 年 4 月 10 日收到修改稿。

* 资源与环境信息系统国家重点实验室及国家自然科学基金资助项目。

意到大西洋上的信风和海流的存在。17 世纪中, 瑞士 A. 基歇尔绘制了全球海流图, 指出了大洋环流和信风的关系。18 世纪, 人们普遍认为大洋海流依赖于盛行风。19 世纪初, 英国海军中将 F. 蒲福总结出蒲氏风级表, 随后, 美国的 M. F. 莫里根据航海日志绘制了风和海流图, 由于这些图的发表, 对航海作出了巨大贡献。从大洋表面的环流和行星风系分布可见, 大洋表层环流与风的分布有密切关系, 正是基于此, 埃克曼根据冰山不是顺风漂移, 而是沿着风向右手 20° — 40° 的方向移动, 从理论上得出了著名的 Ekman 漂流理论, 最近的卫星观测结果也证明这一理论^[1]。

海面风应力表示着单位面积, 单位时间由风向海水输送的动量, 它是海气相互作用的一个重要环节, 反映了大气运动对海洋运动影响的动力效应^[2]。Sverdrup (1947)、Stommel (1948) 和 Munk (1950) 等早期的理论表明, 风应力及其涡度在海洋环流的形成和变化中有着重要的作用。在海洋中, 除了潮流以外, 大多数海流是由作用于水面上的风应力或由温盐度变化所引起的水体质量不均匀分布产生的, 一般来说, 上层海洋中的海流是由风应力引起的, 而下层海流则是温盐度的分布所致。

海洋质量输送可通过风应力表示, 假如风应力是无旋的, 海洋环流将消失。因此, 风应力的旋度是大尺度海洋运动, 特别是上层海洋运动的主要驱动外力。目前许多海洋环流简单模式中, 都把海洋的运动完全归于风的作用, 尤其是施加于海面上的风应力。一旦给定风应力, 就可完整地提出海洋环流问题。正因为如此, 在过去的几十年中, 人们对海面风应力场的气候平均结构作了大量的计算分析^[3,4]。早在 1948 年, Scripps 海洋研究所就第一次计算了北太平洋的大尺度风应力, 随后又对北大西洋作了计算, Hidaka (1958) 对全球海洋风应力的年平均和季节变化作了研究^[5], Wyrtki 和 Meyers (1975) 还计算了太平洋信风区 (30°S — 30°N) 从 1908—1972 年逐年逐月的风应力分布。近年来 Han 和 Lee (1983) 利用较完善的资料和方法对全球海洋的月平均风应力场作出了更加详细的结果^[4]。

总之, 研究大洋风场和风应力的气候分布一方面有重要的实用性, 如选择航线指导航行等。另一方面, 在理论上也有特别重要的价值, 比如, 鉴于海洋环流是一种大尺度的现象, 为全球风系和热力过程所驱动, 即使假设和考虑再完善的理论模式, 如果不了解全球风场和海气输送过程, 也会得出错误的结果, 事实上目前人们对海上风场, 风应力等的知识是极端不够的, 甚至对它们的观测误差都缺乏了解。风应力等是大洋环流和气候模式中最基本的变量, 有必要计算分析这些变量以推动理论模式的研究进展。

2 资料来源

欲开展上述计算和实际应用的需要, 推动理论研究的发展, 最重要的是要有一套质量高、序列长、数量多、大范围乃至三大洋全球性的观测资料。当前, 全球综合海洋大气资料集 (COADS) 恰好能够满足上述要求。COADS 是由美国国家海洋大气局科罗拉多大学联合环境科学研究所 (CIRES)、国家海洋大气局环境研究实验室 (ERL)、国家大气研究中心 (NCAR) 和国家气候资料中心 (NCDC) 联合整编的, 是迄今为止世界上最完整的全球海洋大气资料集。

COADS 资料集包含的时间范围是从 1854 至 1987 年 (今后将不断补充) 近一个多世纪, 大约近亿组的数据, 其数量之多, 序列之长完全满足气候统计的基本要求, 资料集的质量也较高, 在整个处理和整编过程中进行了大量的质量控制工作, 剔除了所有不合理的数据, 其中以近 40 年的资料数量最多, 质量最高, 许多分析研究工作已经证明这是一套从事大范围海洋气候、海气关系研究十分宝贵的资料集。

图 1 给出了 1949—1987 年太平洋上 $5 \times 5^\circ$ 网格范围内风的观测次数的百分率, 可以看出, 除赤道中部及南半球南部大洋部分海域以外, 风的观测都达观测总数的 90% 以上, 这样的资料基本上可以用来进行大洋风场, 风应力以及有关特征量的计算分析。

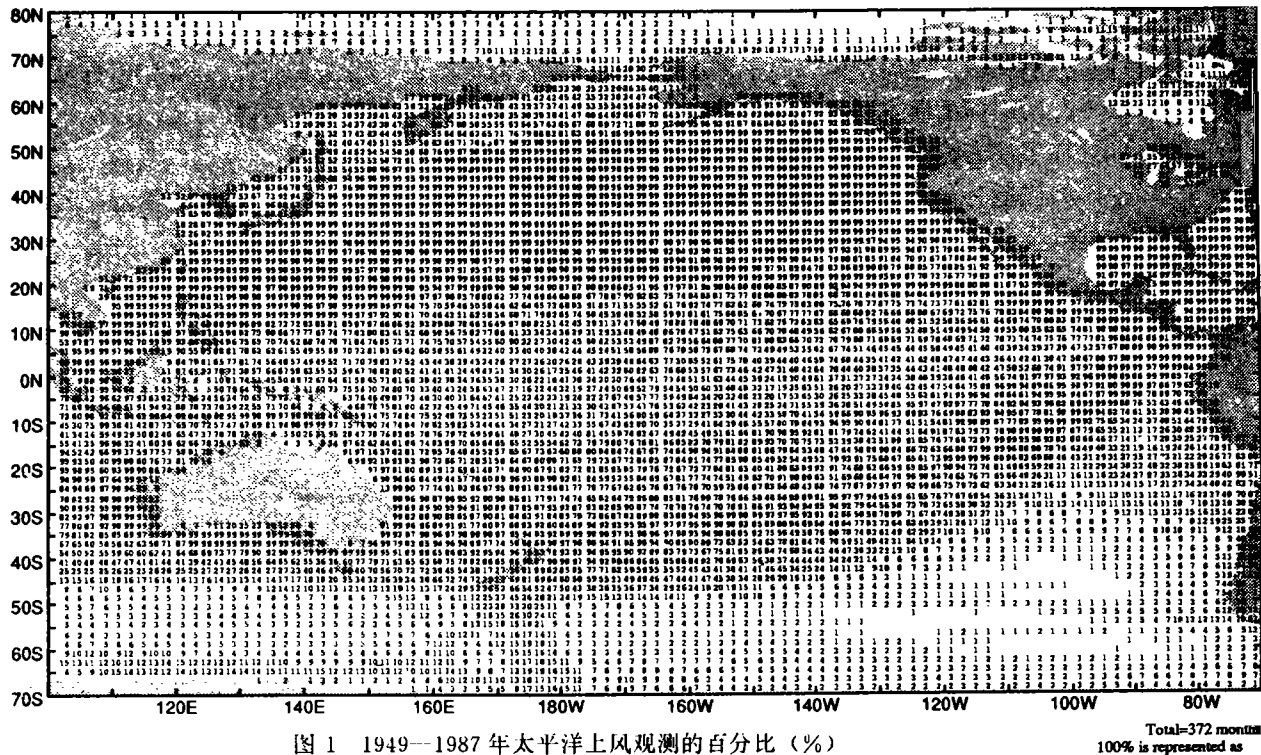


图 1 1949—1987 年太平洋上风观测的百分比 (%)
(Percentage (%) of wind Observation in Pacific Ocean (1949—1987))

3 风应力的计算方法

对风应力的测定和计算已有多种^[2], 方法之一称之为空气动力学方法, 根据平均风速的垂直分布, 即风速廓线求风应力, 这种方法需有不同层次的风速测定值, 甚至气温的垂直分布; 方法之二, 也是迄今最标准最精确的直接测定风应力的方法, 称之为脉动法, 同时对风速的脉动分量进行测定以算出风的应力, 目前最理想的脉动风速的测量仪器是超声测风仪, 可以精确测出三维脉动风速, 但这种测定方法必须充分注意气流扰动和船体等摇摆影响的校正, 否则会造成极大误差; 方法之三为根据风速变化的能量谱求风应力, 其优点是不存在船舶摇摆

等低频扰动的影响, 但必须满足许多假定条件。以上方法只能用于小区域的测定和计算, 可用来研究交换场的结构、过程、机制或作为标准使用。

由于风速的测定值可在大范围海上获得, 因此通常使用海面风速以求大范围的风应力。鉴于海上资料稀少, 对海表面风场的了解不够, 加之风与应力的关系也是一个困难问题, 在利用风计算风应力时, 通常多采用整体空气动力学形式的经验关系, 对于其中关键的曳力系数, 不同的研究所用数值差别较大。

风应力的整体空气动力公式可表示成如下形式:

$$\begin{aligned}\vec{\tau} &= \rho_a C_D |\vec{V}| \vec{V} \\ \tau_x &= P_a C_D |\vec{V}| u \\ \tau_y &= P_a C_D |\vec{V}| v\end{aligned}$$

式中 $\vec{\tau}$ 为风应力矢量, τ_x 和 τ_y 分别为纬向和经向风应力, ρ_a 为空气密度, C_D 风的曳力系数, \vec{V} 为风的矢量, u 和 v 为风的东西分量和南北分量。

由于整体空气动力公式是以扩散理论为基础的, 它是一个实验公式, 使用时必须合理确定曳力系数 C_D 。近几十年来, 人们对曳力系数的确定作了大量研究, 已提出了很多方法和计算公式。一般认为 C_D 与风速有关, 此外, 也随大气稳定度而变, Bunker (1976) 把这两方面结合起来考虑, 给出了不同风速范围和海气温差时的 C_D 值, 得到了广泛应用^[3]。

由于 C_D 可以被看作是风速 $(u^2 + v^2)^{1/2}$ 和海洋大气温差 $(Ta - Ts)$ 的函数, 故可由下面多项式近似表示:

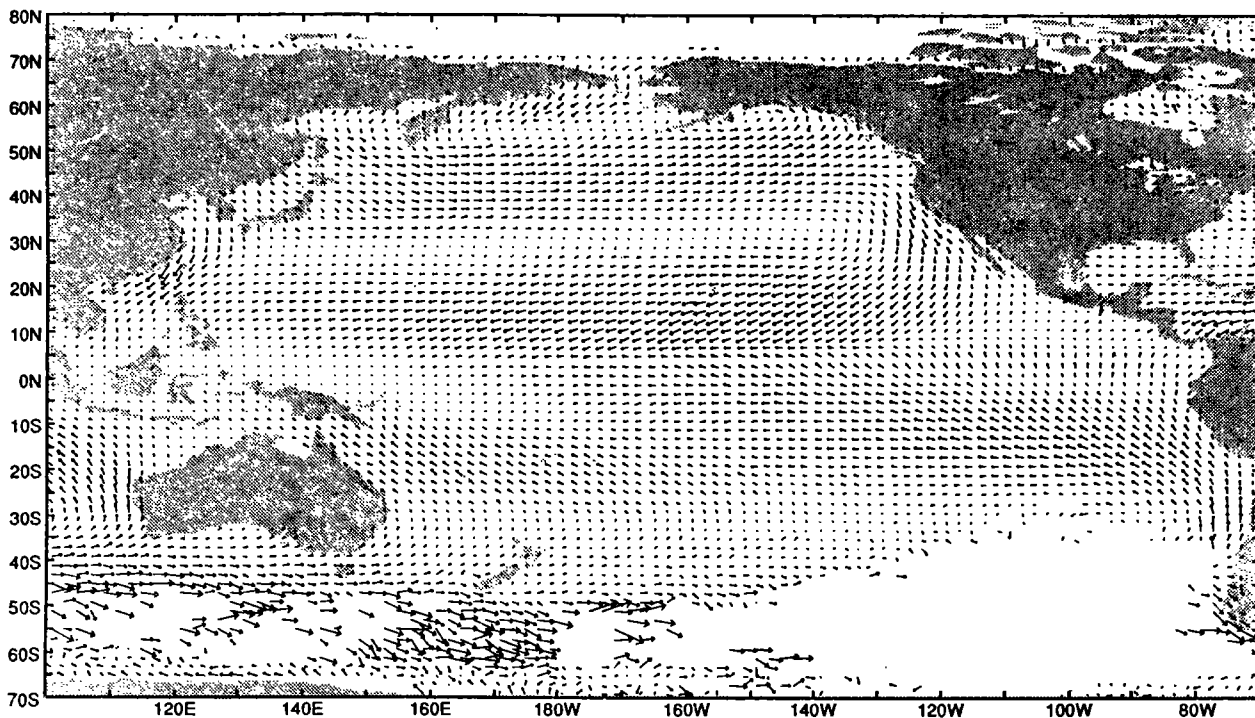
$$\begin{aligned}C_D &= \alpha_1 + \alpha_2(u^2 + v^2)^{1/2} + \alpha_3(Ta - Ts) + \alpha_4(u^2 + v^2) \\ &\quad + \alpha_5(Ta - Ts)^2 + \alpha_6(u^2 + v^2)^{1/2}(Ta - Ts)\end{aligned}$$

式中 $\alpha_1, \alpha_2, \dots, \alpha_6$ 均为系数, 为了和 Bunker 的计算值符号一致, 取 $M = (u^2 + v^2)^{1/2}$, $\Delta T = Ta - Ts$, 其单位分别为 $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 和 $^{\circ}\text{C}$ 。我们对 C_D 、 M 和 ΔT 值用最小二乘法作了拟合, 得到下式:

$$\begin{aligned}C_D(u, \Delta T) &= 18.685 \times 10^{-4} + 8.842 \times 10^{-5}M - 1.181 \times 10^{-4}\Delta T \\ &\quad - 8.195 \times 10^{-7}M^2 - 2.395 \times 10^{-6}(\Delta T)^2 + 3.022 \times 10^{-6}M(\Delta T)\end{aligned}$$

由上式计算的值与 Bunker 表格值的回归方差为 3.583×10^{-5} , 剩余方差为 1.061×10^{-6} , 得相关系数为 0.986。最近, Lsemmer 和 Hasse (1985) 认为 Bunker 原来给出的 C_D 值偏大, 并对其进行了调整, 取 C_D 为 Bunker 原来表格值的 0.79 倍^[6]。我们所用 C_D 值是由上式算出, 然后乘以 0.79。

利用以上公式不仅可以计算风应力、风应力的纬向和经向分量, 亦可以计算风应力的旋度、Ekman 输送、以及 Sverdrup 输送等^[9], 可用来详尽地分析研究大气向海洋的动量输送、其他输送过程和动力学特征。我们用 COADS 资料分别计算了三大洋逐月和年平均风应力及有关的物理量, 图 2 为太平洋年平均风应力的例子, 可见规律性是很清楚的, 大洋风应力的空间分布特征, 基本上与行星系的分布一致。如图所示, 全年平均, 在太平洋的南北半球存在着清楚的风带, 从两极向赤道分别是极地东风带: 出现在南极大陆附近和白令海峡附近; 中纬度西风带: 在北太平洋十分明显且强盛即风应力矢量长, 大致位于 $35-55^{\circ}\text{N}$ 之间, 南太平洋的西风带更宽且偏向于极地, 大致位于 $40-50^{\circ}\text{S}$ 之间, 且在 50°S 以南特别强盛, 有咆哮西

图 2 太平洋年平均风应力 (N/m²)Pacific Ocean Surface Wind Stress (Year) (N/m²)

风之称；副热带无风带：在西风带向赤道一侧为风应力很小的微弱风区，主要受副热带高压的影响；信风带：在南北纬 5—25°之间是一片清晰的偏东风带，在北太平洋为东北信风，南太平洋为东南信风，风应力矢量的方向稳定，且数值较大；赤道无风带：在南北太平洋信风带之间风应力十分微弱，在东太平洋位于赤道以北，西太平洋位于赤道以南；东亚季风区：在中国邻近海域，为偏北风，实际上这里是冬夏季风区，因偏北季风比偏南季风强，故年平均显示为偏北风应力，特别在台湾海峡附近，东北风十分强盛。如果将风应力分解为纬向风应力，则偏西风应力表示大气向海洋输送动量，相反，偏东纬向风应力，表示海洋向大气输送动量。

4 大洋风场和动力学特征的计算

大洋上近海面某些运动学和动力学特征的计算与分析包括合成风、标量风速、纬向风和经向风、风的稳定度、海平面气压、涡度、散度等，可用来分析大洋上各种风系、风带及其稳定性、辐散及辐合、垂直运动的分布，以及流场的旋转情况。气压场则是综合反映大气运动的因子，气压场的变动可引起风和大气环流的变动，从而导致表层洋流的变化。这些都是大气对海洋施加影响的重要量值，如果再与各种海面热力学特征相结合则可全面分析和诊断

海洋与大气的相互作用。

对于上述各种运动学和动力学特征的计算已有较好的成熟方法,不在此介绍,我们用 COADS 资料集已对三大洋的各种特征量作了计算,将专文进行分析研究,图 3 为 2 月和 8 月三大洋合成风的计算结果,大洋洋面合成风主要受制于海平面气压分布,特别是若干半永久性大气活动中心的位置、强度及其季节变化的影响,2 月和 8 月可分别代表大洋冬夏两季,由图可以清楚地看出大洋风带的位置、强度、季节变化以及大气活动中心的踪迹。

4.1 信风带 是三大洋上最显著的偏东风系,位于三大洋低纬度副热带高压向赤道的一侧,这个风带常年稳定且风速强盛,具体风向,依所处副热带高压的位置而定,在北半球称之为东北信风,南半球称之为东南信风。信风带随冬夏季副热带高压的南北推移而发生位置的移动,一般,信风带 2 月偏南,8 月偏北。信风带的强度随位置而异,如图示,2 月,三个大洋的信风带都是东部大于西部,8 月,除南印度洋西部大于东部外,太平洋和大西洋的信风都是东部大于西部。

4.2 西风带 是三大洋上一支显著的偏西风系,位于副极地低压和副热带高压之间。在北半球,由于海陆分布的巨大影响,大陆把西风带隔断了,在北太平洋和大西洋上,西风带的位置和强度有着明显的季节变化,印度洋由于纬度较低,不存在西风带。冬季 2 月,北太平洋北部的阿留申低压和大西洋的冰岛低压强盛,在其南翼偏西风盛行且强大。夏季 8 月,两个低压减弱北移,则西风带相应减弱退缩。但在南半球南纬 40—60°之间,是一个几乎连绵不断的大洋区,西风在这里得到加强,并持续不断,在历史上,帆船曾广泛利用这个西风带进行航行,由于南半球资料稀少,个别海区不太明显,但多数地区强西风带仍清晰可见。

4.3 极地东风带 在两半球副极地低压的近极地一侧,盛行来自两极的偏东气流,如 2 月图所示,在北太平洋、北大西洋以及南极大陆附近都可见到这支气流,8 月在北半球可见,但已北移,强度减弱,在南半球,可能因资料缺少没有出现。

4.4 赤道无风带 在两半球信风交汇的赤道附近海域,一般风力很少,风向多变,称之为赤道无风带。这个带随季节和海区稍有南北摆动,如 2 月的赤道无风带,在太平洋的东部位于北半球,西部位于南半球,大西洋东部位于北半球,西部位于赤道附近,印度洋则位于南半球 10°S 附近。8 月赤道无风带都向北移动,全部进入北半球。

4.5 副热带无风带 在两半球大洋副热带高压中心脊线附近,气压梯度很小,因此风力很弱,风向变化不定,称之为副热带无风带。如 2 月副热带无风带,在北太平洋和北大西洋大致位于 25°N 附近,南太平洋位于 35°S 附近,南大西洋位于 30°S 附近,南印度洋位于 35°S 左右。8 月份,所有大洋的副热带无风带北移,在北太平洋和北大西洋大致移至 30—35°N,南太平洋位于 30°S,南大西洋位于 25°S 附近,南印度洋移至 30°S 左右。

4.6 季风风系 巨大的亚洲陆块与太平洋和印度洋对气温和气压的有力影响扩及到地面风系。冬季 2 月,亚洲受强大的大陆高压控制,强大的冬季偏北季风气流,从亚洲大陆东岸开始,呈顺时针方向偏转,由西北风逐渐转为北风、东北风,整个北印度洋盛行东北季风,过赤道后受地转偏向力的作用转为西北气流后与印度洋的东北信风在南纬 15°附近相遇。夏季 8 月,温暖潮湿的空气受亚洲大陆热低压和南印度洋副热带高压的牵引,从印度洋和西南太平洋向北和西北方向流动,过赤道后偏转为强盛的西南季风,影响印度次大陆、东南亚和南中

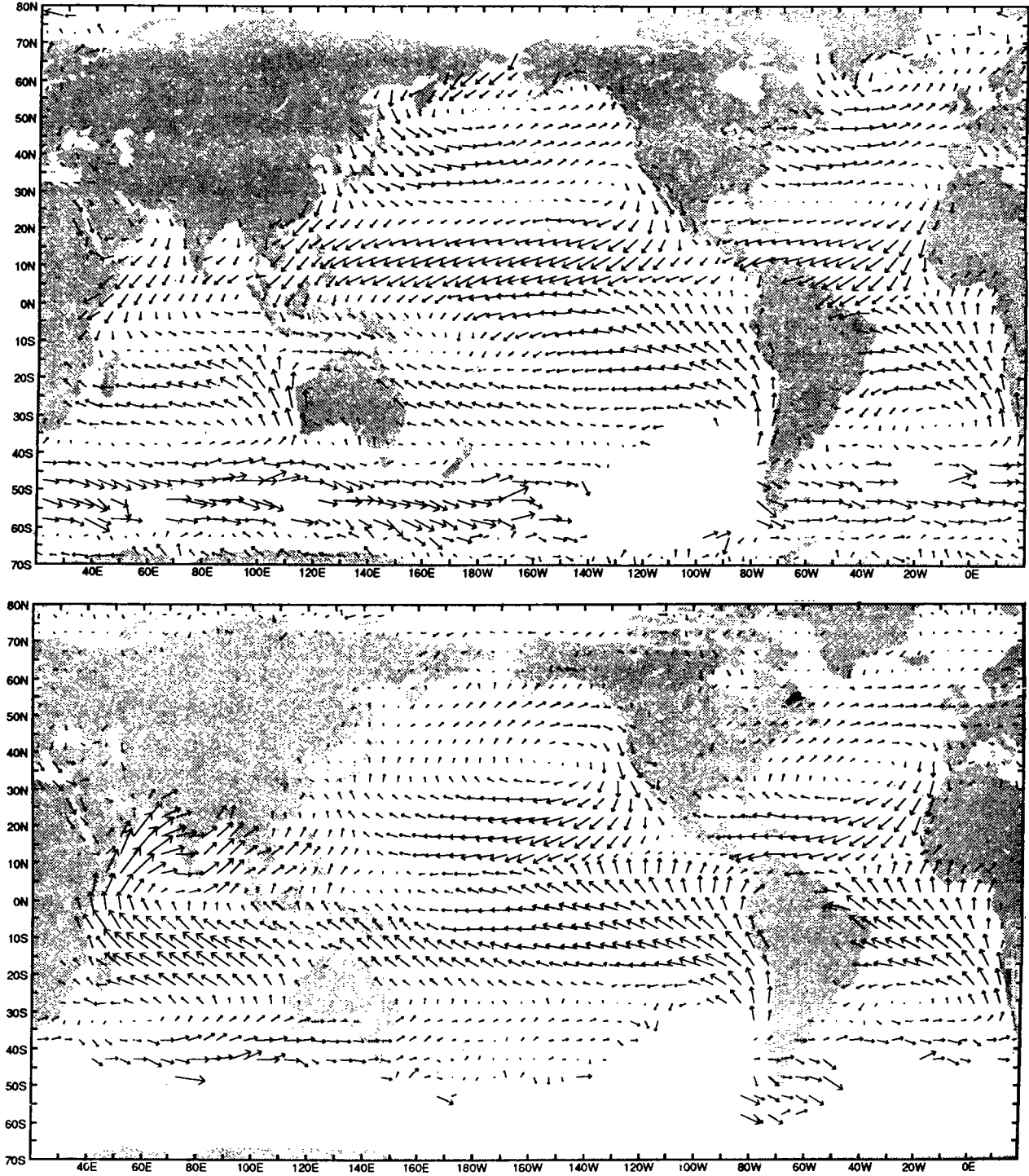


图 3 2 月 (上图) 和 8 月 (下图) 三大洋合成风 (m/s)

Global Ocean surface resultant wind (m/s)
Feb. (Above), Aug. (Below) .

国海, 在台湾附近这支气流与偏东信风会合后转为东南季风影响中国大陆。

北美大陆虽然没有亚洲那种明显的季风, 但也出现冬夏气压交替的现象, 如图所示冬季气流主要从加拿大的高压源地向东南流动, 夏季出现越过美国东南部向西北和偏北方向的气流, 也有人称之为北美季风。

在印尼和澳大利亚之间的海域, 2 月盛吹西风气流, 8 月相反, 盛吹东南气流, 通常, 这里称之为印尼-澳大利亚季风区。

参 考 文 献

- [1] 中国大百科全书. 大气科学、海洋科学、水文科学. 中国大百科全书出版社, 1987.
- [2] 渊秀隆等. 物理海洋学, 第 1 卷, 科学出版社, 1985
- [3] Bunder A F. Computations of Surface energy flux and annual air-sea interaction cycles of the North Atlantic Ocean, Mon. Wea. Rev 104, 1976, 1122-1140.
- [4] Han Y T. and Lee S-W. Analysis of monthly mean wind stress over the global ocean, Mon. Wea. Rev. 111, 1983, 1554-1566.
- [5] Hidaka K. Computation of the wind stress over the oceans, Rec. Oceargr. Works Japan, 1958, 4, 77-123.
- [6] Isemer H J. and L Hasse. Bunder Climate Atlas of the North Atlantic Ocean, 1985, Vol. 1 and Vol. 2, Springer-Verlag.
- [7] Mund W H. On the wind-driven ocean circulation, J. Meteor. 7, 1950, 79-93.
- [8] Stommel H M. The westward intensification of wind driven ocean currents, Trans. Amer. Geophys. Union, 29, 1948, 202-206.
- [9] Sverdrup H U. wind-driven currents in a baroclinic ocean with application to the equatorial currents of the eastern pacific, Proc. Nat. Acad. Sci. 33, 1947, 318-326.

CALCULATION AND ANALYSIS OF WIND STRESS AND WIND FIELD IN THE WORLD OCEAN

Li Kerang

Lin Xianchao

(Institute of Geography, Chinese Academy of Sciences and State Planning
Commission of the People's Republic of China)

Wu Zhongxiang

(Department of Earth, Atmospheric and Planetary Sciences, MIT, USA.)

Subject terms: Wind stress, resultant wind

Abstract

Fluxes of momentum, heat, radiation and water at the air-sea interface drive the ocean circulation and determine the coupling between the atmosphere and the ocean. A reliable determination and analysis of these flux fields and wind fields are therefore essential for understanding the role of the oceans in climate. The goal of this paper is to introduce some atmospheric kinetic and dynamic elements, calculative methods, research history and the data for analysing global climate and interaction between the atmosphere and the ocean. The comprehensive ocean-atmosphere data set (COADS) is the most complete data set available for the global oceanic regions up to now. The examples of calculation and analysis of wind stress and wind fields in the world oceans on the basis of the wind data derived from COADS are given at last.