

中国科学院海洋研究所编辑

海洋科学集刊

STUDIA MARINA SINICA

The Institute of Oceanology, Academia Sinica

18

科学出版社

1981 年 12 月

海洋科学集刊

第十八集

中国科学院海洋研究所编辑

*

科学出版社出版

北京朝阳门内大街 137 号

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

*

1981 年 12 月第一版 开本：787×1092 1/16

1981 年 12 月第一次印刷 印张：16 5/8 插页：5

印数：0001—1,560 字数：384,000

统一书号：13031·1743

本社书号：2380·13—17

定价：3.60 元

科技新书目：13—33

海洋科学集刊 第 18 集

(1981 年 12 月)

目 录

苏澳-与那国岛断面上黑潮流速结构的特征及其季节变化	管秉贤 (1)
潮汐分析和预报的准调和分潮方法 III. 潮流和潮汐分析的一个实际计算过程	方国洪 (19)
半封闭海域内的环流模式	杨天鸿 (41)
胶州湾海水中的铁	马锡年、李全生、华文贞、黄华瑞 (49)
南黄海北部石油污染来源的鉴别	古堂秀、张添佛、胡兆彬、郭如新 (73)
海洋结构钢腐蚀试验方法的研究	侯保荣 (87)
海港防污毒品渗出率的研究	戴钟道、赵鸿儒、孙可良、栾淑美 (97)
渤海湾贝壳堤成因初步研究	蔡爱智 (117)
白沙口海岸带泥沙运动和地貌演变	李 凡 (133)
南海浮游圆筛藻的分类研究	郭玉洁 (149)
中国沿海片鳃科(后鳃类)的研究	林光宇 (181)
中国近海蛤仔属的研究	庄启谦、林惠琼、梁羡圆 (207)
浙江近海大黄鱼含脂量的变化	王可玲、黄颂芳 (219)
南海深海鱼类的初步报告	成庆泰、田明诚 (233)

补遗 本刊第十七集为西沙群岛海洋生物调查报告专辑之四,封面不慎漏排,特此补遗。

STUDIA MARINA SINICA, No. 18

(December, 1981)

CONTENTS

The Characteristics of the Velocity Structure of the Kuroshio and Its Seasonal Variation on the Section Su'ao-Yonagunijima	Guan Bingxian (18)
Quasi-Harmonic Constituent Method for Analysis and Prediction of Tides. III. A Practical Procedure for Analysing Tidal Streams and Tidal Elevations	Fang Guohong (40)
On the Circulation Pattern within a Semi-Closed Basin	Yang Tianhong (48)
Iron in Sea Water of Jiaozhou Bay	Ma Xinian, Li Quansheng, Hua Wenzhen and Huang Huarui (71)
The Source Identification of Crude Oil Pollution in the North of Southern Yellow Sea	Gu Tangxiu, Zhang Tianfo, Hu Zhaobin and Guo Ruxin (85)
An Experimental Method Investigation on Corrosion of the Structural Steel for Marine Application	Hou Baorong (94)
Studies on Leaching Rates of Toxicological Materials in Antifouling at Harbour	Dai Zhongdao, Zhao Hongru, Sun Keliang and Lan Shumei (116)
A Preliminary Study of the Origin of the Chenier Ridges of Bohai Gulf	Cai Aizhi (132)
Coastal Sand Movement and Geomorphological Evolution in the Baishakou	Li Fan (148)
Studies on the Planktonic <i>Coscinodiscus</i> (Diatoms) of the South China Sea	Guo Yujie (Kuo Yuchieh) (175)
A Study of the Family Arminidae (Opisthobranchia) of China Coast	Ling Guangyu (201)
On the Species of the Genus <i>Ruditapes</i> (Mollusca, Lamellibranchia Veneridae) off China Coast	Zhuang Qiqian, Lin Huiqiong and Liang Xianyuan (215)
The Variation of the Fat Content in Large Yellow Croaker, <i>Pseudosciaena crocea</i> (Rich.), off Zhejiang	Wang Keling and Huang Songfang (232)
A Preliminary Report of the Deep-Sea Fishes of the South China Sea	Cheng Qingtai and Tian Mingcheng (275)

苏澳-与那国岛断面上黑潮流速结构的特征及其季节变化*

管秉贤

(中国科学院海洋研究所)

自北赤道流延伸而来的黑潮,起源于我国台湾省的东南海域。当黑潮沿着台湾岛东岸北上时,它的主轴通过苏澳-与那国岛断面,自北太平洋进入我国东海,成为我国东、黄海海流系统的“大动脉”。显然,黑潮流速结构及其变化,对东、黄海水文特征的分布、变化以及我国东部沿海地区的气候,特别是旱涝现象,都有着密切的关系。所以,有关这一问题的探讨是很有意义的。而欲研究黑潮的上述问题,取苏澳-与那国岛断面作为探讨的核心是很合适的,因为这个断面不仅离黑潮源地较近,而且位于黑潮进入东海首当其冲的关键性区域。

关于黑潮在这一断面上海洋水文状态的变化情况,日本学者须田皖次(K. Suda, 1937—1938)曾作过广泛的研究,他主要分析了黑潮源地区域标量场(温、盐、密度等)的逐月变化特征^[16]。本文拟引用须田当年所列举的温、盐度资料,来研究黑潮流速结构(主要是流速分布和输送量)及其季节变化,并结合现有的海面风应力资料,试图对黑潮输送量的季节变化及其原因作一初步的探讨,并作为进一步研究黑潮变动规律的参考。

一、资料及计算方法

1. 流速及输送量

本文所用的温、盐度资料,取自须田文中的表 1(黑潮海洋观测结果,月平均值: t° , $S^\circ\text{‰}$, σ_{TD}),这是前“台湾水产试验场”自 1914 到 1937 年逐月调查结果的平均值,表中每月的温、盐度值,大都系由各年同月 10 余次以上的观测值平均而得^[16]。这是到目前为止,黑潮源地区域水文调查最系统、时间序列最长的一份资料。遗憾的是,当时观测层次只及 400 米,且盐度数据的质量较差。

本文没有引用在黑潮及其邻近水域进行的合作调查(CSK)期间所得的这一断面附近的资料,因为站位不一致,而且 CSK 每年只观测春、夏(或秋)两次,若以此来讨论季节变化,代表性不足。

苏澳-与那国岛断面共长 50 余海里,其间布有测站五个(见图 1,自西向东,站号为 A—E),各站间距约 14 海里。水深自苏澳附近的 100 余米向东南渐增,观测层次, B—E

* 中国科学院海洋研究所调查研究报告第 506 号。

本文承山东海洋学院赫崇本教授审稿,提出了不少有益的意见,并全文作了细致的修改,刘秉玉同志绘图,特此致谢。

站间为 0, 25, 50, 100, 200, 400 米; A—B 站间为 0, 25, 50, 100 米。B—E 站间的流速用常用的动力方法计算。A—B 站的流速, 由于水深不等, 相应的两站之间的动力高度差, 是根据下列公式计算的:

$$\Delta d_{BA} = (d_{B,100} - d_{A,100}) + \left[d_{B,100/400} - \frac{1}{2} (\delta_B + \delta_A) \Delta p \right] \quad (1)$$

式中的 $d_{B,100}$, $d_{A,100}$, 分别为 B, A 站相对于 100 米层的动力高度, $d_{B,100/400}$ 为 B 站 100 米层相对于该站 400 米层的动力高度。 δ_B , δ_A 分别为 B, A 两站上观测最深层 (400, 100 米层) 的比容值, 而 $\delta = \Delta_{ss} + \delta_{sp}$, Δp 为深度差。

通过断面的输送量, 系由各层流速积分而得。而 A—B 站间 100 米层以下的输送量, 系按断面为三角形进行计算。

关于不等深两站之间海流的动力计算方法, 已有多种方案, 但各有其缺点而未臻尽善。本文应用其中较为常用的方法进行计算。从以下结果中可以看出, A—B 站间用上述方法所得的流速和输送量, 尽管方法本身可能存在一些缺点, 但对整个断面上流速和输送量季节变化的基本趋势, 不会产生较大的影响, 因为这两站之间所占的断面面积只占整个断面的很小一部分 (约 1/6)。

这一海区常用的动力零面为 800 米层或 1000, 1200 米层。本文取 400 米层作为动力计算的零面, 显然是太浅了, 这是由于当时观测最深层次只及 400 米。但是, 就本文旨在阐明流速结构的分布特征, 以及流速和输送量的季节变化而论, 取 400 米层作为零面, 还是可以的。因为, 从这一海区黑潮质量场的分布来看, 季节变化主要显示在 400 米层以上的水体中, 而 400 米层以下的水体, 密度分布已基本趋于稳定并比较均匀。近年来的黑潮合作调查, 为分析这个问题提供了良好的资料。

本文取 1966 年 1, 7 两个月重复在 23°N 断面 (从台湾东岸到 124.5°E, 各次均有 6 个测站) 上所得的 CSK 资料¹⁾为例, 对以 400, 800, 1000 及 1200 米层为零面的海面动力高度 (d_4 , d_8 , d_{10} 及 d_{12}), 进行了相关分析, 求得了后三者分别对 d_4 的关系式, 如表 1 所示。关系式后所附括号内的数值表示两者的相关系数 (%)。

表 1 由不同零面所得的海面动力高度 (动力米) 的关系式

零面(米)	冬季 (1966 年 1 月)	夏季 (1966 年 7 月)	平 均
800	$d_8 = 1.68d_4 - 0.33, (96)$	$d_8 = 1.78d_4 - 0.52, (99)$	$d_8 = 1.73d_4 - 0.42$
1000	$d_{10} = 1.87d_4 - 0.39, (96)$	$d_{10} = 1.91d_4 - 0.51, (99)$	$d_{10} = 1.89d_4 - 0.45$
1200	$d_{12} = 1.96d_4 - 0.36, (95)$	$d_{12} = 1.93d_4 - 0.38, (99)$	$d_{12} = 1.945d_4 - 0.37$

由表可知, 以 800, 1000 及 1200 米层为零面的海面动力高度与以 400 米层为零面的海面动力高度之间, 都具有显著的线性关系。至于 0—400 米层之间其他各层的动力高度, 估计情况也类似。这样, 与两站之间的动力高度的差值 Δd 成正比的平均流速 $\bar{v}$, 它以 800, 1000, 1200 米层为零面算得的量值, 与以 400 米层为零面算得的量值之间 ($\bar{v}_8$ 与 $\bar{v}_4$,

1) Preliminary Data Report of CSK, Japanese Oceanographic Data Center, No. 31 (Nov., 1966); No. 54 (Feb., 1967).

$\bar{v}_{10}$ 与 $\bar{v}_4$ 及 $\bar{v}_{12}$ 与 $\bar{v}_4$) 也必然具有同样显著的相关性。这点从上表显而易见。因为, 两站之间的平均流速 $\bar{v}_8$ 与 $\bar{v}_4$ 的关系等于

$$\bar{v}_8/\bar{v}_4 = \Delta d_8/\Delta d_4 = 1.73,$$

余类推。它们之间, 和动力高度一样, 具有相同的线性关系。所以, 断面上流速的分布特征(即其结构), 不会因零面取得不同而有较显著的差异。

其次, 从表 1 中也可看出, d_8 , d_{10} 及 d_{12} 与 d_4 的关系, 由于季节不同而引起的变化亦较微小。特别是, 本文所处理的是根据多年资料得到的月平均状况。所以, 可以近似地认为, 400 米层以下深层水体中的质量分布, 对黑潮整个水层中流速和输送量的季节变化的贡献, 将是微小的。因而, 以 400 米层作为零面所得的流速和输送量, 它们的量值虽然与以 800, 1000 及 1200 米层为零面的相应值有着较大的差异, 但其季节变化的趋势是可以代表黑潮季节变化的主要特征的。

上述简单分析与黑潮较深水层中等密度线坡度较小, 且终年很少起伏的事实是相符的。

计算所得的各月及年平均的流速结构见图 1, 断面最大流速、各层平均流速以及断面输送量的逐月变化见图 2 及表 3。

2. 风应力及其涡度

本文引用了 Hellerman (1967, 1968) 发表的世界大洋每 $5^\circ \times 5^\circ$ 方格区域四季的海面风应力资料^[6]。这是迄今为止, 对这一量值编纂、计算得最为完整和有意义的材料(见 Hantel, 1972)^[7]。为了探索风场变化与这一断面上黑潮输送量变化之间的关系, 本文取上述资料中北太平洋上 $122.5^\circ \text{E} - 117.5^\circ \text{W}$, $7.5^\circ - 32.5^\circ \text{N}$ 范围内的风应力量值, 分别计算了风应力涡度沿各纬度圈的平均值, 各纬度圈内每 20° 经度带的平均值, 得出了春(3—5月)、夏(6—8月)、秋(9—11月)、冬(12, 1, 2月)四季及年平均的量值。到目前为止, 我们尚未获得世界大洋上海面风应力的逐月资料; 因此, 在比较风应力涡度与黑潮输送量之间的关系时, 将逐月的输送量也按上述季节加以组合。

由风应力 ($\tau = i\tau_x + j\tau_y$) 计算风应力涡度的垂直分量

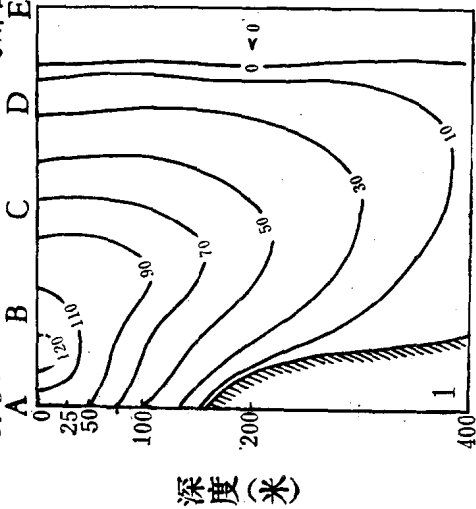
$$\left(\text{curl}_z \tau = \frac{\partial \tau_y}{\partial x} - \frac{\partial \tau_x}{\partial y} \right)$$

时, 本文根据 Stokes 定理, 先求风应力沿经纬度所组成的梯形的环流值, 再以梯形面积相除, 求得这梯形内的风应力涡度值。例如对于图 2B 中 $5^\circ \times 5^\circ$ 的方格, Hellerman 给出了 A, B, C, D 四点的 τ_x , τ_y 值。本文先求沿 AB, CD 上 τ_x 的平均值 $\bar{\tau}_{x1}$, $\bar{\tau}_{x2}$, 再求沿 BC, DA 上 τ_y 的平均值 $\bar{\tau}_{y2}$, $\bar{\tau}_{y1}$, 由此再计算下列风应力涡度:

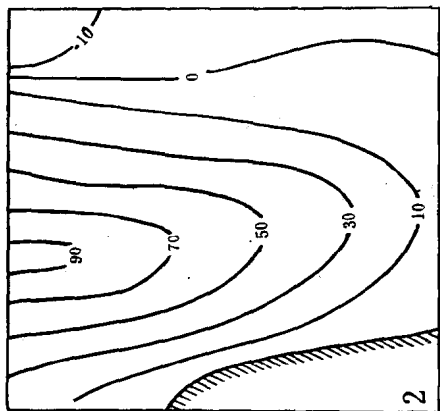
$$\text{curl}_z \tau \doteq \frac{C}{S} \doteq \frac{(AB\bar{\tau}_{x1} + BC\bar{\tau}_{y2} - CD\bar{\tau}_{x2} - DA\bar{\tau}_{y1})}{\frac{(AB + CD) \cdot BC}{2}} \quad (2)$$

在上式中, AB, BC, CD, DA 分别为上述梯形的边长, AB, CD 值随纬度而异。本文计算时, 沿经线每度的长度, 一律取为 111 公里, 沿不同纬线每度的长度, 则取自“海洋学常用表”(H. H. 朱波夫, 1957; 施正铿等译, 1965, 第 189 表)。风应力涡度沿各纬度圈的平均值, 以及各纬度圈内每 20° 经度带的平均值, 均以每 $5^\circ \times 5^\circ$ 方格的风应力涡度值

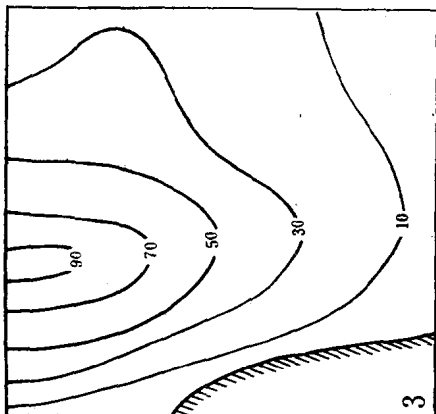
苏澳 与那国岛



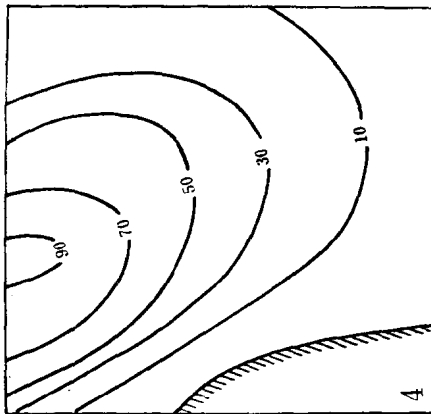
$Q=12.6 \times 10^6 \text{ 米}^3/\text{秒}$



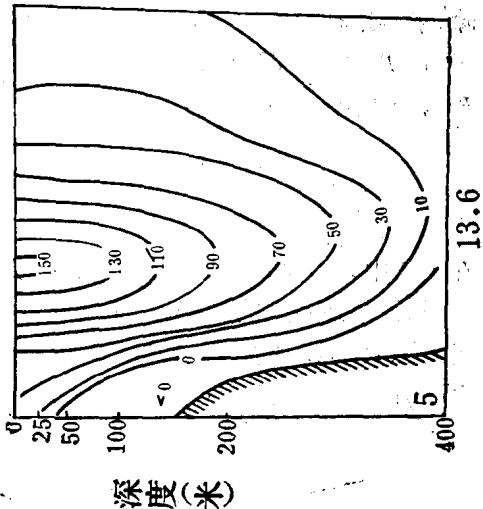
8.8



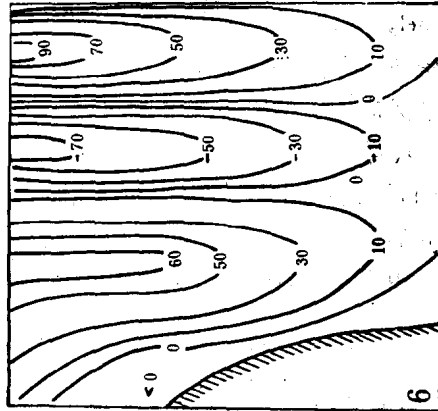
11.0



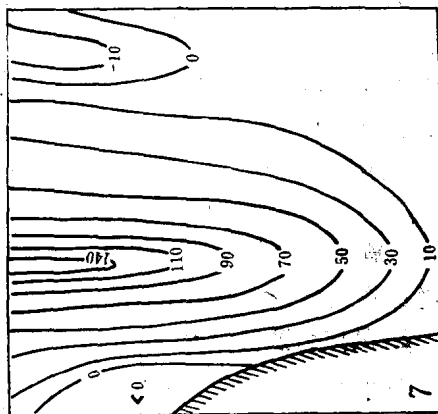
10.5



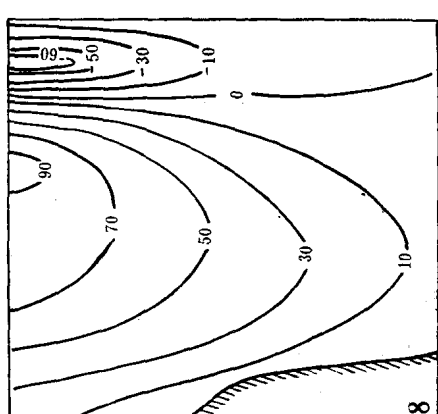
13.6



4.3



10.9



8.0

苏澳 与那国岛

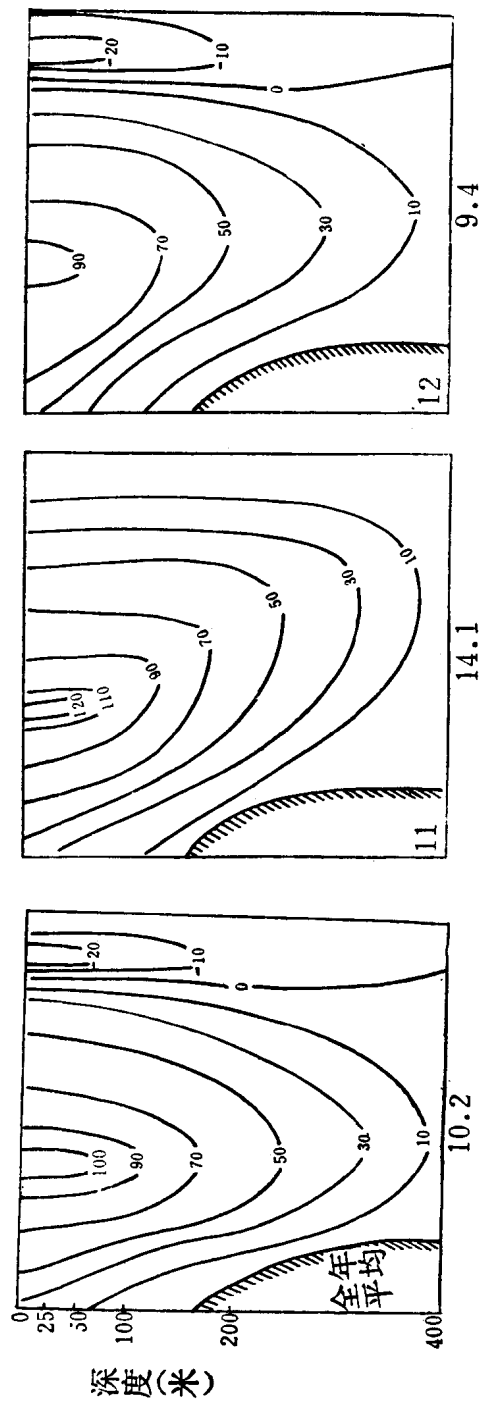
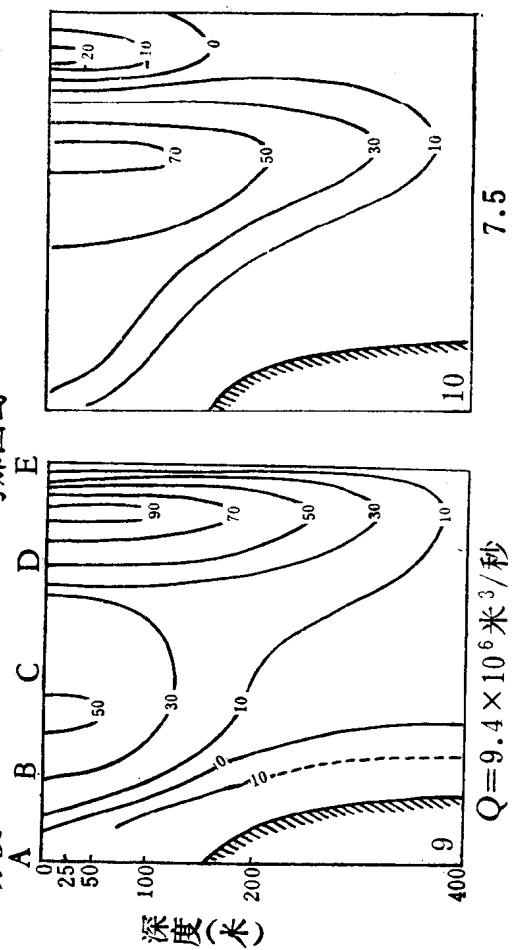


图 1 黑潮通过苏澳-与那国岛断面的逐月流速(厘米/秒)分布

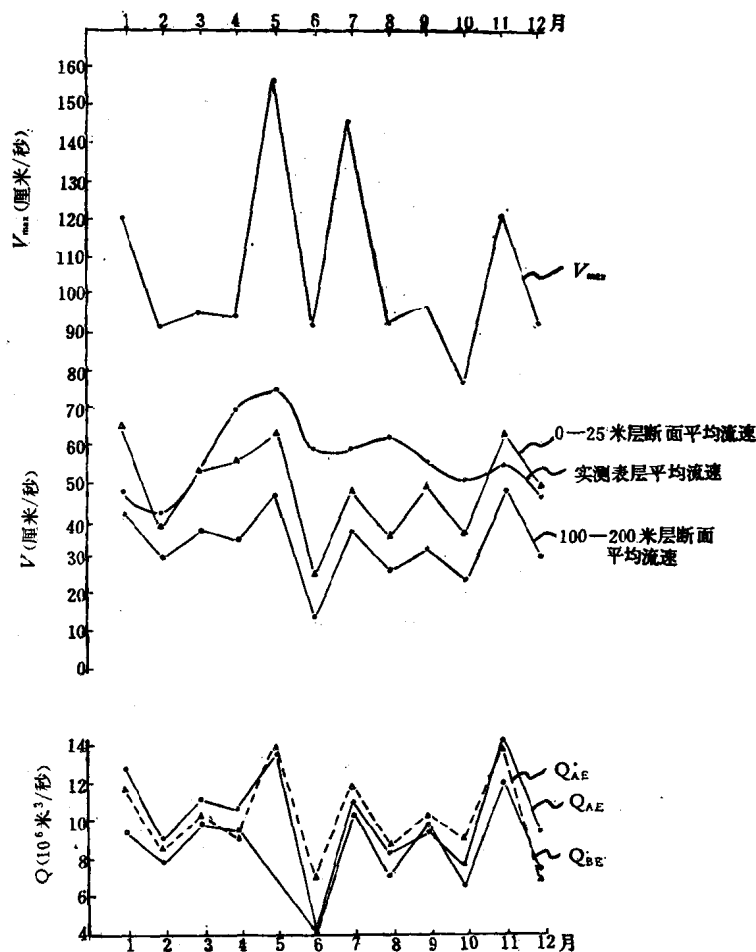


图2A 断面上最大流速,各层平均流速和输送量的逐月变化

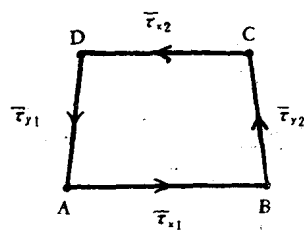


图2B 风应力涡度的计算

为基础,平均而得。有关的风应力涡度的计算值见表4。表中的正值,代表涡度为气旋式,负值则为反气旋式。

二、流速结构

1. 分布特征

图1清楚地表明,就多年平均情况来看,黑潮在这断面上主要表现为单核(心)单束(带)的狭窄强流。流速大于1节的流轴核心部分(50厘米/秒等值线所包部分),大部分时间位于左侧B—C站之间,即离台湾东岸15—30海里的地方。流核冬季稍偏西,夏季则偏东,平均宽度约30余海里。一年中,只有6月,黑潮才因中间出现逆流而成为双核双束带状,此时黑潮北向净输送量大大减小。9月,黑潮又出现双核,但中间并无逆流出现。流核向下扩展最深时可达300余米,这出现在5月及7月。有时,流核在向深层扩展时,也向其右侧偏斜。右侧(D—E站之间)出现逆流的次数较多,且深透全部层次。左侧(A—B站之间)多在夏、秋季出现逆流,且多在100米层附近。逆流流速一般均很小,只有夏季6月

及8月才显著增强,在表层最大可达一节半以上。流核的最大流速可达3节(约157厘米/秒)。

应该指出,黑潮在这断面上的流速结构是比较简单的。在一年中,除了流速度值变化颇大外,这种结构也是比较稳定的。这显然是由于本文所依据的资料,是多年观测的月平均值,通过平均的过程,已将逐年的不规则现象“光滑”掉了。

图2A指出了黑潮最大流速,10—25米层断面平均流速,100—200米层断面平均流速以及整个断面和B—E站之间输送量的逐月变化情况。

此图给人最明显的印象是,无论是最大流速、各层流速,或者断面输送量,它们的逐月变化都是相当一致的。这表明各层流速的相关性很显著。因此,就逐月变化或季节变化而论,流速的增强(或减弱),也就意味着输送量的增大(或减小)。也就是说,在讨论黑潮的强弱,即其季节变化时,流速和输送量这两个指标是一致的。因而,在下文将着重分析黑潮输送量的季节变化及其与海面上风应力涡度场的关系。

2. 流速计算值和实测值的比较

在讨论黑潮输送量的季节变化及其原因之前,简略地分析一下上述根据质量场所求得的流速结构及其季节变化的实际代表性。遗憾的是,到目前为止,这方面可加以比较的只有表层流速一项。由于上述海区几乎没有深层测流资料,输送量现在还无法加以比较。

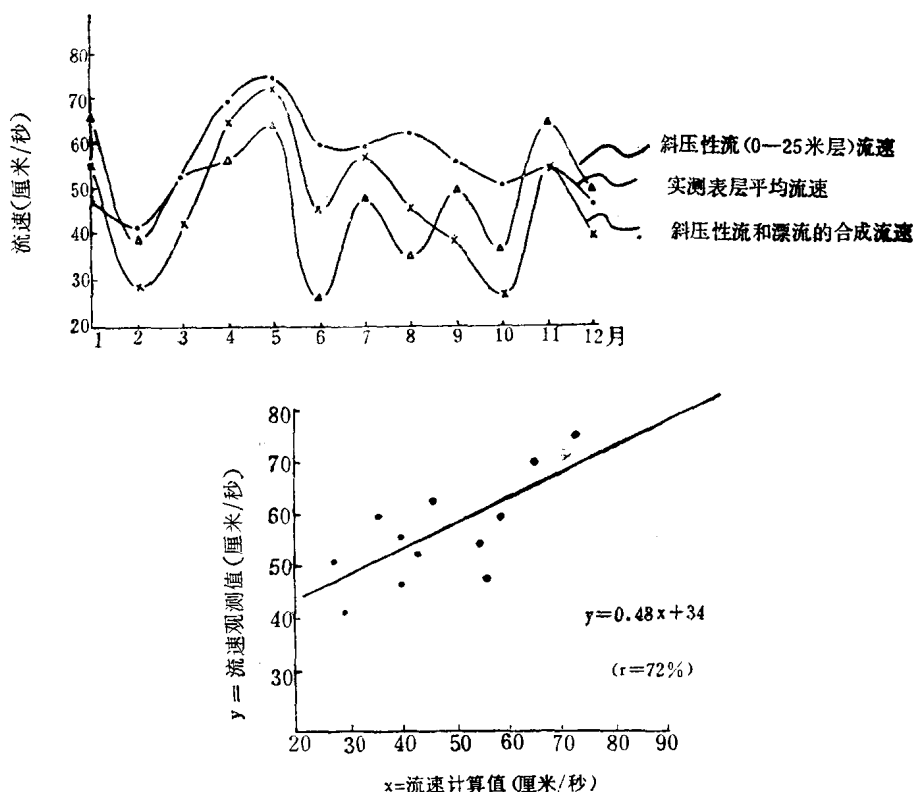


图3 流速计算值和观测值的比较

为此,本文引用“西北太平洋海流图”(美国海军海道测量部,1944)^[18]中台湾省以东海

区 (23° — 26° N, 124° E 以西) $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 方格上所列出的资料, 即流速量值和观测次数, 按加权平均的方法, 求得黑潮途径附近的逐月平均表层流速, 与上述根据计算所得的 0—25 米层的断面平均流速加以比较。

两者的比较表明, 5 月这个峰值是一致的, 另一个计算所得的峰值 (11 月), 在实测流速值中表现得并不明显。就夏半年 (4—10 月) 而论, 实测流速均比计算流速大; 而在冬半年的 11, 12, 1 三个月, 则相反, 实测流速比计算流速小。在统计上, 两者的相关性也不显著。

这些差异, 可以用季节风所引起的漂流的影响来加以解释。

本文引用石垣岛的风速、风向历史资料 (见 T. Okada, pp. 190, 192)^[13] 来代表台湾以东海区的风况 (见表 2)。平均风速系 1900—1929 年期间观测所得, 平均风向系 1887—1925 年期间观测所得。这些时期与苏澳—与那国岛断面上水文观测的时期, 以及上述实测表层流速资料的时期, 都比较接近, 或部分相重。由表 2 可知, 4—8 月为偏南风, 其余月份均为偏北风。为了作一极为粗略的估算, 风因子取为 0.02, 同时也不考虑偏角, 而将偏南 (或北) 风所引起的漂流, 直接与斜压性的 0—25 米层的流速计算值相加 (减), 得到了考虑漂流影响的表层流速计算值, 如图 3 中的曲线所示。

可以看出, 在考虑漂流影响后, 流速计算值和观测值的变化趋势及量值, 便趋于接近, 特别是 5, 11 月两个峰值, 两种数值几乎分别相重。流速计算值和观测值两者的相关系数也达到 72%, 这表明相关性相当显著。当然, 在夏、秋季, 流速计算值仍然偏低。应该指出, 流速实测资料的质量很粗略, 因为它是根据船舶定位记录得出的。所以, 可以认为上述接近程度已相当满意, 亦即本文计算所得的表层流速及其季节变化, 在加上漂流的影响以后, 是和实际趋于一致的。由此还可看出, 黑潮虽是斜压性非常显著的强流, 可以从质量场的分布计算出它的流速结构, 但局部性的季节风仍可以对黑潮流轴附近处的表层流产生一定的影响。

表 2 石垣岛风速风向的多年平均值

月 份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年平均
风速 (米/秒)	4.9	4.8	4.9	4.4	4.3	5.1	5.3	5.1	4.9	5.0	5.2	5.2	4.9
风向 ($^{\circ}$)	N44E	N44E	N65E	S85E	S74E	S1W	S74E	S31E	N58E	N43E	N43E	N50E	N68E

三、输送量及其季节变化

1. 变化幅度及其周期性

从表 3 及图 2A 中可以看出: 通过这一断面的黑潮 (北向净) 输送量, 它的逐月变化幅度很大, 最大值出现在秋季 11 月 (14.1SV), 次大值出现在春季 5 月 (13.6SV); 最小值出现在夏季 6 月 (4.3SV), 次小值出现在秋季 10 月 (7.5SV)。最大值约为最小值的 3.3 倍, 而且逐月有一长一消的变化, 各月平均值为 10.0SV。就四季变化而论, 春、秋为两峰, 冬、

夏为两谷,其中春比秋大,冬比夏大。秋、冬季几乎相等,夏季为一年中黑潮输送量最小的季节。

表3 黑潮在苏澳-与那国岛断面上的北向净输送量(单位: $SV = 10^6 \text{米}^3/\text{秒}$)

月 份	12	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
输送量Q	9.4	12.6	8.8	11.0	10.5	13.6	4.3	10.9	8.2	9.4	7.5	14.1
各季平均	冬: 10.3			春: 11.7			夏: 7.8			秋: 10.3		
年平均	10.0											

从图2A中也可看出,通过整个断面的输送量和通过B—E站之间的输送量,在大部分月份都比较接近,而且逐月的变化趋势也完全一致。所以,本文采用的不等深两站之间动力计算的方法,对黑潮通过整个断面的输送量季节变化的基本趋势,并无影响。

下面再分析黑潮输送量逐月变化的周期性。如前所述,黑潮输送量出现逐月一长一消的变化,因此,象双月(1/6年)分量这样的短周期性可能比较明显。本文不拟应用调和分析方法来分析周期性,因为在这种情况下,原始数据的个数(12)显得太少,很难得出短周期分量调和常数的最佳值。

从图2A中还可明显地看出,输送量的变化具有比较显著的半年分量。这点通过下面的简单比较可以得到证实。

试将每隔6个月的输送量(例如,1月和7月,2月和8月,等等)顺次两两相加,求其平均值,得到一个半年时间序列。再重复一次,得到一个全年时间序列,如图2A中输送量的虚线值(Q'_{AE})所示。这一时间序列与输送量观测值(Q_{AE} ,指根据温、盐度资料得出的输送量,下同)的时间序列,不但变化趋势完全一致,而且量值也较接近。由此可见,黑潮输送量变化的半年周期性相当显著,5月及11月出现两个峰值,即体现了这一周期性。

黑潮输送量的季节变化具有相当显著的半年周期,这不仅在通过苏澳-与那国岛断面时是这样,在通过其他海区,例如日本南岸(潮岬冲以南的断面)时,也有类似情况。Masuzawa (1954) 在研究黑潮的季节变化时,曾分析了1952—1954年间的资料,结果表明,黑潮流速、输送量以及海水所携带的动能的年变化过程是很复杂的,但具有半年周期的雏型,最大值发生在春、秋两季^[10]。Ichiye (1955) 也曾整理了日本以南海域1940, 1952—1953年的观测资料,发现流速变化近似地具有半年周期,最大值发生在夏、冬两季^[8]。

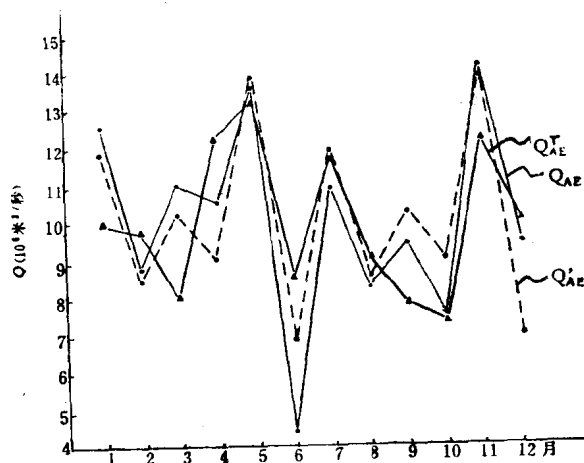


图4 各种输送量的比较

其实,流速或输送量季节变化的这种双峰现象,在另一支著名的西部边界流——湾流中也是存在的。Iselin (1940) 曾应用 13 个水文断面 1937—1940 年的资料,研究了湾流输送量的季节变化,并和验潮仪的水位资料作了比较。他的研究表明,湾流输送量的最大值发生在冬季,次大值发生在夏季^[9]。

2. 流场和温度场的相互关系

这里阐述黑潮流速、输送量的分布变化与温度场的关系。为了分析这两者关系的主要特征,本文将黑潮逐月输送量和断面上 B—C 站之间相应时期 100 米层和 200 米层平均温度的差值,即

$$\delta T_{100-200}^{B-C} = \overline{T_{100-200}^C} - \overline{T_{100-200}^B}$$

作了相关分析。本文取用上述温度差值的理由是,根据我们过去对东海区域黑潮的研究,发现海面上黑潮流轴的位置,与 100—200 米层上温度水平梯度最大带相一致(管秉贤, 1964)^[1];而苏澳—与那国岛断面上 B—C 站的 100—200 米层处,正是大部分时间内温度水平梯度最大带所在的位置。

这两个量值的相关系数 $r = 67\%$, 回归方程为:

$$Q = 2.44\delta T + 4.38 \quad (3)$$

式中 Q 的单位为 $SV = 10^6$ 米³/秒, δT 的单位为 $^{\circ}C$ 。这两者的关系是显著的。由此式算得的输送量,如图 4 中的曲线 (Q_{AE}^T) 所示。这一曲线和输送量观测值 (Q_{AE}) 曲线,无论在变化趋势和量值方面,都比较接近。因此,可以合理地认为, B—C 站之间 100—200 米层上温度水平梯度的变化,与黑潮输送量的变化,两者是紧密相连的:当这里的温度水平梯度增大时,亦即温跃层向西上倾较陡时,黑潮输送量趋于增大;反之,当温度水平梯度减小,亦即温跃层向西上倾较缓时,黑潮输送量趋于减少。所以,这里温度水平梯度的变化是黑潮输送量变化的一个近似的示性指标。

四、输送量季节变化的原因——输送量和风应力涡度的关系

1. 以往工作的回顾

近代斜压海洋中海流的稳态理论 (Sverdrup, 1947; Stommel, 1948; Штокман, 1949; Munk, 1950) 建立了海流输送量与海面上风应力涡度之间的关系^[17,14,24,11]。特别是 Munk, 他曾指出,“海洋恒流与海洋上风应力场的涡度分量相联系,如风应力场是无旋的,则海流将消失”^[11]。他还给出了西部边界流输送量和风应力涡度之间的著名关系式,即:

$$\phi_{wc} = -1.17r\beta^{-1}\text{Curl}_z\tau。$$

式中的 r 为海洋在 x 方向上的宽度, β 为科氏参数随纬度的变化率。所以,我们在探索黑潮输送量季节变化的原因时,首先并主要是从风应力涡度的变化上来考虑。大约三十年前,许多作者,包括 Munk 本人,均根据上述关系式来计算海流的输送量(以下简称“计算值”),并将其与根据温、盐度观测资料得出的输送量(以下简称“观测值”)进行对比。这方面的的工作,可大致分为两类。其一,根据海面风应力涡度的多年平均值,来计算诸如湾流、黑潮等强流的平均输送量。其二,将上述关系式推广应用于不稳态的情况,根据各月、各季或各年的海面风应力涡度值来计算湾流、黑潮等在相应时期的输送量及其变化。

应该指出,迄今为止,输送量计算值和观测值的比较结果,大都是不一致的。人们对导致这不一致的原因,也作过许多解释。例如, Munk (1950), Stommel (1958) 等等对湾流、黑潮等输送量的计算值比观测值约小一半的原因都曾作过细致深入的分析^[11,12]。

本文旨在分析黑潮输送量的变化及其原因,因而着眼点放在输送量随时间的相对变化,而不是其绝对值。下面将对近年来一些作者有关这方面的研究工作作一简略的回顾。

(1) Fofonoff (1962) 计算了 1959—1960 年 24 个月内阿拉斯加流的地转输送量,并将它与相应时期通过胡安-德富卡海峡 (Juan de Fuca Strait) 到海洋站“P” (50°N, 145°W) 断面的斜压输送量的观测值进行了比较^[4]。输送量的计算值有着强烈的季节变化,而观测值却无明显的季节变化。他进一步考虑了海洋的惯性效应,认为前几个月的风场对当月的输送量也有影响,因而取计算值的十二个月的滑动平均值来进行比较。这样,季节性周期已予以压缩,计算值与观测值就趋于一致。本文作者认为,从该文的图 18 来看,两者只是平均值趋于一致,而季节变化过程并不相符。

(2) Ю. В. Павлова (1964) 在讨论黑潮的季节变化时,曾取北太平洋上各月的风应力涡度的多年平均值(见 Сметанина, 1962)^[23],与日本南岸黑潮相应月份的输送量进行了比较^[22]。她所取的风应力涡度,系阿留申低压与夏威夷反气旋脊之间区域内 $\text{curl} \tau$ 的积分值,相当于北太平洋上副热带圈内涡度的最大值。该文作者的比较结果(见该文图 4)表明,风应力涡度与输送量均有两个峰值,但前者出现在冬季(1 月,最大值)及夏季(7 月,次大值);而后者却出现在夏季(8—9 月,最大值)及冬季(1 月,次大值)。Павлова 因而认为,海洋环流的变化与大气中大尺度涡度的变化是互相重复的,但海洋环流最大值的位相却落后于风应力涡度场的最大值约半年以上的时间。她还认为,这一位相差显然是由于海水密度场为了与风应力涡度场的变化取得适应需要时间而引起的,也就是说,质量场的调整需时约半年以上。

本文作者认为,除了输送量 8—9 月份的峰值不明显外,Павлова 的结果也与 Ichiye (1951)^[7], Veronis 及 Morgan (1955)^[19] 的计算结果并不相符。后两文的计算均表明,均匀深度正压海洋中的西部边界流,对内区的可变风的反应是很快的,即海洋对季节性力的反应是正压的(转引自 Evenson 及 Veronis, 1975)^[3],而不象 Павлова 所得出的,海洋对风的反应落后达半年以上。

(3) P. P. Niiler 及 W. S. Richardson (1973) 在讨论佛罗里达海流的季节变化时指出,海流输送量的最大值发生在 5 月,最小值发生在 1 月^[12]。而信风带上风应力涡度的最大值发生在 2 月,即输送量最大值落后约 3—4 个月。他们认为,漂流输送量对风应力的作用,应立即起反应,迟后是很短暂的。他们同时指出,还不了解有任何理论能够合理地解释佛罗里达海流输送量季节变化的特征。

(4) J. A. T. Bye, B. J. Noye 及 T. W. Sag (1975) 根据 Eyre (1972) 算得的月平均风应力资料,也计算了湾流、黑潮等著名洋流输送量的逐月变化^[2]。他们指出,湾流所流经的佛罗里达海峡,是海流输送量观测得最为广泛、最为细致的区域。而他们由数值计算得出的每月输送量,与 Niiler 及 Richardson (1973)^[12] 根据 1964, 1970 年观测结果得出的输送量,两者季节变化的趋势很少一致之处,只是年平均值接近而已。

(5) Alan J. Evenson 及 George Veronis (1975) 根据 Hellerman (1968) 的每季及年

平均风应力资料计算了稳态的 Sverdrup 输送量的相应值^[3]。他们指出,一般说来,输送量的计算值和观测值符合得不好。其中,西部边界流输送量的计算值与观测值不符,在北半球计算值偏低,而在南半球计算值则偏高。

(6) Warren B. White (1975) 在讨论北太平洋大尺度斜压性输送量在 1950—1970 年期间的多年变化时指出,输送量观测值和根据 Sverdrup (1947) 理论得出的计算值之间,没有相关关系^[20]。原因可能是上述理论未能正确地予以应用,也可能是风应力的分布没有代表性。White 认为,风与地转输送量观测值两者多年变化的关系,需要进一步予以了解。

2. 本文的计算结果

表 4 指出了各纬度圈上风应力涡度的四季及年平均值,单位为 10^{-8} 达因/厘米²。本表所包括的,几乎是北太平洋上 17.5° — 32.5° N 的全部海区。而流经我国近海的黑潮则位于 20° — 31° N 的纬度带内,苏澳-与那国岛断面的位置在 25° N 左右。所以,本表所列举的风应力涡度资料的范围是足够大的。表中第 1 纵行为各纬度圈内的平均值,第 2—6 纵行为相应纬度圈每 20 个经度带的平均值,第 7 纵行为台湾以东海区 5 个经度带的平均值。每个纬度圈相隔 5 度。

表 4 各纬度圈上的风应力涡度值 ($\text{curl}, \tau: 10^{-8}$ 达因/厘米²)

经度范围		1	2	3	4	5	6	7	8
纬度范围		122.5°E —117.5°W	122.5°E —142.5°E	147.5°E —167.5°E	172.5°E —167.5°W	162.5°W —142.5°W	137.5°W —117.5°W	122.5°E —127.5°E	147.5°E —142.5°W
32.5°N	冬	*-0.79		-0.86	-0.95	-0.37	** -1.11		
	春	-0.70		-0.65	-0.65	-0.50	-0.92		
	夏	-0.46		-0.46	-0.30	-0.28	-0.82		
	秋	-0.60		-0.47	-0.81	-0.29	-0.78		
27.5°N	平均	-0.64		-0.61	-0.68	-0.36	-0.91		
	相关系数	0.76		0.46	0.67	0.79	0.32		
27.5°N	冬	-1.07	-1.00	-1.40	-0.91	-1.21	-0.68	-1.29	-1.17
	春	-0.73	-0.19	-0.81	-1.00	-0.98	-0.66	-0.30	-0.93
	夏	-0.29	-0.20	-0.17	-0.33	-0.55	-0.08	0.09	-0.35
	秋	-0.41	0.07	-0.32	-0.70	-0.66	-0.22	0.02	-0.56
22.5°N	平均	-0.62	-0.33	-0.68	-0.74	-0.85	-0.41	-0.37	-0.75
	相关系数	0.57		0.53	0.95	0.62	0.78		0.69
22.5°N	冬	-0.71	-0.34	-1.08	-0.94	-0.47	-0.63	-0.01	
	春	-0.38	-0.17	-0.42	-0.25	-0.28	-0.72	0.07	
	夏	-0.18	-0.04	-0.17	-0.37	-0.31	-0.08	-0.14	
	秋	-0.04	0.83	-0.20	-0.24	-0.22	-0.23	0.73	
17.5°N	平均	-0.33	0.07	-0.47	-0.45	-0.32	-0.41	0.16	
	相关系数	0.30		0.32	-0.06	-0.07	0.83		

* 这组数值系 142.5° E— 127.5° W 纬圈上的平均值。

** 这组数值系 137.5° — 127.5° W 纬圈上的平均值。

表 4 还列举了四季的风应力涡度值与相应时期黑潮输送量 (见表 3) 之间的相关系数。凡四季风应力涡度出现正值者, 则不再计算相关系数, 因正值与南向经向输送相当, 此与事实不符。

为了讨论风应力涡度与黑潮输送量之间的关系, 简略叙述一下上述海区中海面风应力及其涡度的分布情况。

图 5a 指出了各纬度圈上风应力纬向分量 τ_x 平均值随纬度的分布。由图可知, 除了 27.5°N 的冬季, 32.5°N 的冬、春、秋季以外, 其余地区四季的风应力均为负值, 即东风, 其最大值约为 0.94 达因/厘米²。西风应力的最大值约 0.79 达因/厘米²。这两个最大值均出现在冬季。风应力四季的变化幅度以 32.5°N 处为最大, 其次为 27.5°N 处, 最小的变幅出现在北回归线附近 (22.5°N)。冬、春、夏季的风应力在 12.5°N 处达到极大值。这里, 即是 $\partial\tau_x/\partial y = 0$ 之处, 亦即两个流涡 (gyre)——副热带流涡与北赤道流系的边界所在处。

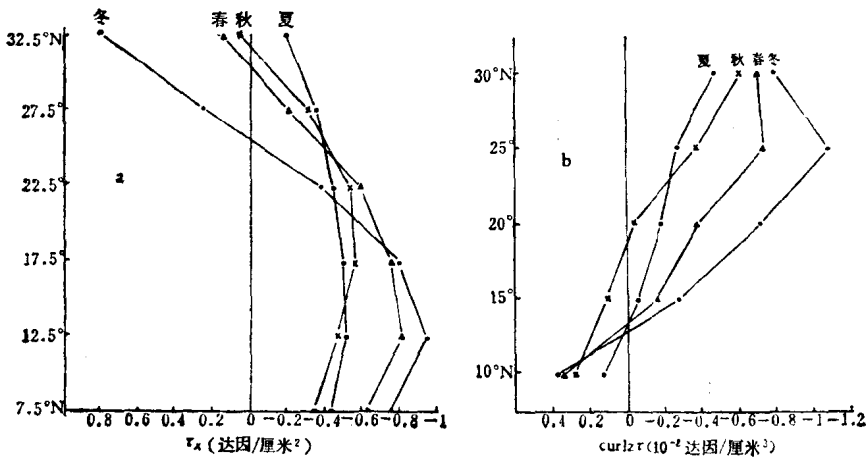


图 5 各纬度圈上的风应力平均值 (a) 及风应力涡度 (b)

图 5b 指出了各纬度圈上风应力涡度 ($\text{curl}_z \tau$) 平均值随纬度的分布。除了低纬地区 (10°N 的四季, 15°N 的秋季) 以外, 其余地区四季风应力涡度均为负值, 即反气旋式。最大值出现在 25°N 附近的冬季, 达到 -1.07×10^{-8} 达因/厘米³。四季变幅最大的地区在 25°N , 其次在 20°N , 最小的地区在 10°N 附近。风应力涡度的绝对值均以冬季为最大, 春季其次, 夏或秋季最小。一般说来, 四季风应力涡度的绝对值随纬度而增加, 但在冬、春季, 风应力涡度在 25°N 处达到极大值。此时, 此处正是西风和东北信风的边界区域。

由于风应力以纬向分量 (τ_x) 为主, 所以风应力涡度与风应力纬向分量的经向梯度 ($-\partial\tau_x/\partial y$) 是很接近的, 也就是说, 图 5b 上的风应力涡度值与图 5a 上风应力的经向梯度值很为近似。

再看表 4 上 122.5°E — 117.5°W 经度带内各纬度圈风应力涡度的四季平均值, 其绝对值亦随纬度而增加, 在 22.5° — 32.5°N 地区, 约为 $(-0.62 \sim -0.64) \times 10^{-8}$ 达因/厘米³。此值, 与 Munk (1950, 表 2) 用以计算黑潮输送量的风应力涡度值 ($-0.51 \times 1.25 \times 10^{-8} = -0.625 \times 10^{-8}$ 达因/厘米³)^[11] 极为一致。

由于风应力的分布实际上并非纯纬向性的, 所以, 同一纬度圈上风应力涡度的量值,