

海洋环流研讨会 论文选集

主编 曾庆存 袁重光
赵剑平 余宙文

海洋出版社

前 言

为推动我国海洋环流研究的开展,由大气科学和地球流体力学数值模拟开放实验室发起,经商定由大气科学和地球流体力学数值模拟开放实验室、中科院资环局和国家海洋局科技司 WOCE 委员会共同主办“海洋环流专家学术研讨会”。该研讨会已于 90 年 1 月在北京中国科学院大气物理研究所召开,到会的有:国家海洋局、北京大学、南京大学、科学院海洋研究所(青岛)、科学院南海海洋研究所、国家海洋局海洋环境预报中心、国家海洋局海洋一所、国家海洋局海洋二所、大气物理研究所及我开放实验室等单位从事海洋的专家、学者二十余人,国家自然科学基金委员会、中国科学院资源环境局的有关领导也出席了会议,会上共宣读了论文二十篇,报告的内容围绕海洋及与之相关的多个方面的问题,有观测分析、数值模拟、动力机理、理论方法以及海洋环流和气候相互影响(如 ENSO 和 WOCE 问题)等,反映了我国海洋科学和地球流体力学研究近年来发展的一个方面。

我国海洋调查工作已有一定基础,近年来又在大洋和近海岸环流研究方面取得了可喜的成果,其中对南海暖流、西太平洋暖流、台湾海峡海流、黑潮以及 3T 流系的综合考察和深入分析,大大增进了对这些流系的认识。我国还独立地发展了自己的大洋环流模式和近海环流模式,这些模式解除了刚性海表面近似,具有一些特色和优异性能,模拟出来的海洋环流状态及有关海气相互作用的各种物理量比国际上现有模式模拟的结果更接近实际;该模式又通过进一步发展,引入了计算浮力的方程以进行盐度分布计算,初步结果亦已显示了其优越性。对南海暖流、赤道逆流、西太平洋及北美沿岸的涡旋的形成机理数值模拟结果也都比较出色;并得出西太平洋海流的一些新的现象,看来是比较合理的,当然还有待观测调查来证实。论文中还包括有 ENSO 研究的一些最新结果、海洋动力学的解析研究方法及新的计算方法研究结果。所有这些充分显示了我国海洋环流研究已有了可喜的进展。

随着世界人口的不断增长,人类所需资源逐渐地扩展向海洋,海洋开发已成为国际竞争的重要领域。此外,人类的活动业已严重影响着其赖以生存的包括海洋、大气和陆地在内的全球环境,二氧化碳等温室效应气体的增加使地球大气增温的问题受到了国际社会和各国政府的严重关注。这些都要求我们对海洋有深入的研究。本论文集收集了在这次研讨会上宣读的大部分论文。从中可以看出:本“海洋环流专家学术研讨会”的召开和本论文文件的出版,旨在抛砖引玉,推动我国海洋环流和海洋动力学的研究和学术交流,促进跨学科研究的发展。我们相信我国海洋科学将会更快的发展,我国在世界海洋科学及与之有关的领域内将能作出更大贡献。

编者

目 录

1 北太平洋西部低纬区域环流结构和海—气相互关系的若干特征	管秉贤	1
2 台湾—对马—津轻暖流系统及其动力机制的初步探讨	方国洪、赵保仁、朱耀华	13
3 台湾海峡的底层流	张以愚、翁学传、张启龙、王从敏	28
4 关于 ENSO 循环动力学的研究	黄荣辉、吴仪芳	41
5 海洋模式中盐度变化的一个计算方案	张学洪、包 宁	52
6 大气海洋耦合计算的初步试验	袁重光、曾庆存	58
7 大洋环流数值模式的计算设计	张学洪、曾庆存	66
8 太平洋大尺度环流数值模拟	张荣华、曾庆存、张学洪	82
9 西太平洋洋流数值模拟	李荣凤、季仲贞、曾庆存	115
10 南海数值模拟月平均水平环流图	曾庆存、李荣凤、季仲贞、柯佩辉、甘子钧	127
11 一个斜压海洋环流数值模式及其数值试验	万齐林、余志豪、钱永甫、倪允琪	169
12 黄海冷水团环流解析模式	李惠卿、袁业立	179
13 风生洋流及其有关问题	杨大升	193
14 南海环流的数值模拟	苏纪兰、刘先炳	206
15 全大洋定常风生环流中海面坡度的确定 (I) 内部区	张庆华、陈水明、乔方利	216
16 赤道太平洋海温的东西振荡及其模拟	胡泽勇	228
17 自适应网格及其在南海海流中的应用	刘 卓	242
18 渤海中两次强台风风暴潮的数值模拟	郭冬建	252

北太平洋西部低纬区域环流结构和 海—气相互关系的若干特征

管秉贤

(中国科学院海洋研究所, 青岛)

这是指赤道以北, 35°N 以南, 西边界以东, 150°E 以西的海域。主要风带有赤道无风带, 东北信风带, 北部还带上西风带的一点边。主要流系自北向南有黑潮 (K), 北赤道流 (NEC), 北赤道逆流 (NECC) 及赤道潜流 (EUC), 还有 60 年代下半期发现的位于副热带较低纬度处的副热带逆流 (STCC)。按传统的概念, 北赤道流—黑潮—黑潮延续体—北太平洋流—加利福尼亚流构成了副热带流涡 (Subtropical Gyre)。与我国关系密切且感兴趣的是副热带流涡的西端部分 (Western SG)。北赤道流, 北赤道逆流及赤道潜流构成了北太平洋赤道流系。下面根据作者近年来在这方面的工作, 简述有关这些流系结构及海—气相互关系的一些特征, 供研究大洋环流问题参考。

一、副热带流涡西端部分的结构

副热带流涡的西端部分 (WSG) 是北太平洋西部环流最显著的特征之一。传统上认为, 副热带流涡是单一结构, 此即“单涡”说。Stommel (1948) 和 Munk (1950) 的模式就是这样的。自从副热带逆流被发现后, 吉田和城所 (Yoshida Kidokoro, 1967) 提出 WSG 不是单一的, 而是分裂为两个反气旋涡, 中间隔着一个狭窄的气旋涡这种观点。这就是吉田的“双涡”或“二脊一槽”说^[1]。这是 60 年代海洋学发展史上的重要事件, 动摇了人们对大洋环流结构的传统认识。

后来, 莲沼和吉田 (Hasunuma & Yoshida, 1978) 根据长期平均资料及 1974 年 2—3 月的天气调查资料又进一步提出 WSG 含有三脊二槽, 并且三脊在其西端相联。三脊即黑潮脊 (KR), 热带脊 (TR) 和北赤道脊 (NER)。二槽即副热带槽 (STT) 和热带槽 (TT)。这就是“多涡说”^[10]。

二十年来对副热带逆流的研究发现, 东向的副热带逆流是一种带有全球性的现象, 可能是大洋环流的最基本特征之一^[12]。所以, 大洋环流中的副热带流涡模式不应是单涡而应是多涡。

但是到底是双涡或三涡, 这问题还没有一个共同的认识。

测站最密, 观测时间最接近的 1965~1966 年冬季海面动力高度 (见图 1, $0/1000$ db 分布表明, 在 140°E 以西及 15°N 以北海域, WSG 确实不象传统概念所描述的为单一涡流, 但其结构又与莲沼和吉田 (1978) 的“三脊二槽”模式有所不同。从这一时期的分布来看, WSG 为二脊一槽, 即黑潮脊 (KR), 副热带槽 (STT) 和北赤道脊 (NER)。而且副热带槽向西深展, 所以二脊在西端并不相联结。热带脊和热带槽甚弱或不明显。这种分布与吉田和城所 (1967) 的模式更为近似 (管, 1989b)^[4]。所以, WSG 虽非单涡, 而分裂为二个或多个, 但其天气式的“细”结构并非固定不变, 却随季节或年际而变 (管, 1989b)^[4]。这种变异的机制是北太平洋环流研究中的一个重要问题。

早年, 吉田和城所 (1967) 在解释副热带逆流的形成原因, 即双涡机制时, 曾认为这支东向流与风应力负涡度经向分布曲线上的极小值 (即“槽”) 相对应^[18]。也就是说, 双涡结构是由风应力涡度经向分布上出现“槽”导致的。但是, 后来的研究, 如杉ノ原伸夫 (Suginohara, 1978) ^[14], 竹内谦介 (Takeuchi, 1984) ^[15], Cushman—Roisin (1984) ^[5], White Walker (1985) ^[16] 等却认为风应力涡度经向分布上没有“槽”结构, 也能形成副热带逆流, 即流涡会分裂成多个。迄今为止, 关于“双涡”或“多涡”的机制问题, 还没有得到圆满的解决。

二、地转流的带状结构

本海域上层的纬向地转流, 边界分明, 呈明显的带状结构。虽然, 用风应力涡度经向分布上的“槽”结构来阐明副热带逆流的形成机制还没有为大家所广泛接受, 但是, 地转流的带状结构与风应力涡度分布有着密切的关系, 这是十分明确的 (管, 1989b) ^[4]。

图 2a 给出了海面动力高度偏差 (ΔD , $0/1000db$) 和相应的纬向平均风应力涡度 ($Curl\tau$) 两者的经向分布。站距均为 2 个纬度。 ΔD 是沿 $137^\circ E$ 断面六冬 (1967—72) 的平均值, $Curl\tau$ 是七冬 (1966—72) 的平均值。

比较表明, 风应力涡度和海面动力高度两者的经向分布几乎互相平行。即当风应力涡度向北增加时, 相应地动力高度偏差向北减少, 这是东向流的情况。反之, 是西向流的情况。

我们又比较了动力高度偏差和风应力涡度两者的经向梯度 ($\Delta(\Delta D)$, $\Delta Curl\tau$) 的关系, 如图 2b 所示。这种动力高度偏差的经向梯度就代表了纬向流。自赤道向北相继出现:

- 1) 东向的北赤道逆流 ($3^\circ-8^\circ N$), 与 $Curl\tau$ 的正梯度带 ($3^\circ-7.5^\circ N$) 相对应;
- 2) 西向的北赤道流 ($8^\circ-18^\circ N$), 与 $Curl\tau$ 的负梯度带 ($7.5^\circ-15^\circ N$) 相对应。

3) 三支宽度各为 2 个纬度的东向流 (中心位于 $19^\circ N$, $23^\circ N$ 及 $27^\circ N$ 附近) 与 $Curl\tau$ 的三个正梯度带 (中心位于 $17^\circ N$, $23^\circ N$ 及 $27^\circ N$ 附近) 相对应。这三支东向流组成副热带逆流。在相邻两支东向流之间, 各为一西向流, 它与 $Curl\tau$ 的负梯度带相对应。除 $19^\circ N$ 附近的东向流与以 $17^\circ N$ 为中心的 $Curl\tau$ 的正梯度带位置略有偏移外, 两者的关系十分紧密, 几乎是一一对应的 (管, 1989b) ^[4]。

所以, 定性地讲, 自赤道至 $28^\circ N$, 主要平均纬向地转流沿 $137^\circ E$ 的带状结构是与纬向平均风应力涡度的经向分布紧密相关的, 这是大尺度海—气相互关系的一个好例 (管, 1989b) ^[4]。从这一结果可以引伸出, 副热带流涡西端部分的结构 (为“双涡”或“多涡”) 主要当视上空的风应力涡度场而定。风应力涡度场若有变异, WSG 的结构亦将随之而异。

三、棉兰老冷涡的变异与 El Nino 的关系

棉兰老气旋型涡旋 (简称冷涡) 是棉兰老岛与新几内亚岛之间最突出的现象之一。它与黑潮在巴士海峡以东的暖涡, 在机制上有相似之处, 但它比后者更为复杂。首先, 它位于西向的北赤道流, 南向的棉兰老流和东向的北赤道逆流之间。同时, 它毗邻西太平洋的热库 (Warm pool), 后者被认为是引发 El Nino 的关键性区域之一。冷涡的变异当

受到这些因素的影响。

这个冷涡早在 30 年代,肥沼宽一 (Koenuma, 1937)^[1] 就已指出过。后来, Wyrki (1961)^[17] 也作过研究。冷涡核心部分的水文结构是一个具有低温和低盐特征的水体。在 200m 层上,冷涡中心的温度 $< 10^{\circ}\text{C}$, 盐度低于 34.4‰。所以,这个冷涡与一般的冷涡有所不同,它不是低温高盐,而是低温低盐。同时它在垂向上延伸不深,大概只有 400—500m 深 (管, 1989a)^[3]。

研究发现,这个冷涡的变异与 El Nino 有着密切的关系。图 3 给出了 1965—1966, 1967, 1968 及 1969 四个冬季海面动力高度偏差 ($0/1000\text{db}$) 的分布。在北赤道流与北赤道逆流最西端之间出现了一个趋于封闭的低槽。1967 年由于 130°E 以西缺少资料,只见半个涡。图中带影线的是冷涡核,涡核中心位于 7°N 附近。在非 El Nino 年 (1967, 1968),冷涡在不同程度上向西收缩,并趋于封闭。1967 年冬季收缩最甚。在 El Nino 年 (1965—1966, 1969),冷涡在不同程度上向东扩展。在 1965—1966 年中等型 El Nino 期间,冬季冷涡向东扩展最远而呈带状。在 1969 年弱型 El Nino 期间,冬季冷涡亦较非 El Nino 年 (1968) 为扩展。所以,在这四个冬季,冷涡向东扩展或向西收缩的程度是与这几年来是否出现 El Nino 及其强弱相联系的 (管, 1989a)^[3]。

对于 70 年代及 80 年代初期的几次 El Nino,没有类似的海面动力高度图可资比较。但可利用 137°E 断面的水文观测资料以及 Malakal 站 ($7^{\circ}20'\text{N}$, $134^{\circ}28'\text{E}$) 的月平均水位资料,对上述关系作出类似的检验。Malakal 站位于帕劳群岛上,是最接近冷涡的一个海岛水位观测站,可以监测冷涡的变化。检验发现,上述关系仍然存在。即:在 El Nino 年期间,冷涡低比容水位 (即低动力高度) 范围向东扩展和 (或) 冷涡毗邻区域的水位比正常偏低,因而冷涡变得较强。反之,在非 El Nino 年期间,冷涡低比容水位的范围向西收缩和 (或) 冷涡毗邻区域的水位比一般偏高,因而冷涡变得较弱。当然,冷涡强化的程度并非总与 El Nino 的强度相对应。这显然是由于 El Nino 仅是影响或控制冷涡变化的主要因素之一而已。这个冷涡显然还要受到周围流场,即北赤道流、棉兰老流和北赤道逆流的影响 (管, 1989a)^[3]。

上述关系的机制可用赤道太平洋热力结构对大气扰动场或风场变异的响应来阐明。在一般信风情况下 (即非 El Nino 年),水位向西上升,温跃层加深,亦即海面比容水位升高,低比容水位范围缩减,即冷涡变弱。在信风衰弱而西风增强时 (即 El Nino 年),海水向东倾泻,导致西太平洋水位下降和温跃层上升,亦即海面比容水位下降,低比容水位范围扩大,因西部受阻于边界,才向东展延,即冷涡变强 (管, 1989a)^[3]。

所以,结论是:棉兰老冷涡的上述变化与 El Nino 之间的这种局部性中尺度关系是与赤道太平洋海—气变异之间的总的大尺度关系相一致 (管, 1989a)^[3]。

四、赤道潜流的变异及其与 El Nino 的关系

从 1972—1983 年间冬、夏两季的海流实测资料中可以看出,太平洋西端部分 (以 137°E 线为例) 的赤道潜流与其以东部分 (以 155°E 线为例) 的赤道潜流是大有不同的 (Guan, 1986)^[7]。

在 155°E 线上,在赤道及跃层深度处,为强而典型的东向赤道潜流,流速结构与赤道对称,最大流速可达 90cm/s 以上 (1973 年 6 月)。

在 137°E 线上, 在赤道及跃层深度处, 除个别时期外, 大都为西向流。在赤道以北 ($1^{\circ}-2^{\circ}\text{N}$) 才观测到东向流。同时, 与 155°E 线上的东向赤道潜流相比, 137°E 线上的东向流尺度较小, 流速较弱。这里的东向流, 我们称之为“赤道潜流之源” (Origin of EUC)。我们认为, 赤道潜流之源的位置偏于赤道以北与 137°E 线赤道离新几内亚岛海岸很近 (<90 海里) 有关, 使得东向流核北移 (Guan, 1986) [7]。海岸对赤道潜流的位置发生如此明显的影响, 值得从动力学上进一步予以研究。

1981 年 1—2 月 (图 4a) 及 6—7 月 (图 4b) 间的海流观测资料为赤道潜流之源位于赤道偏北 $1^{\circ}-2^{\circ}\text{N}$ 处提供了最明显的证据。在这两幅图上还可以看到与潜流之源相邻的南赤道流 (SEC), 北次表层逆流 (NSCC) 和北赤道逆流 (NECC) 等等。

潜流之源在 1972—83 年间也经历了显著的变化。特别是在 1982 年夏季 (6 月 30 日—7 月 2 日), 潜流之源在赤道附近处 ($1^{\circ}\text{S}-2^{\circ}\text{N}$) 突然消失了, 这里为西向流所取代, 在赤道上最大的西向流速达到 69cm/s (图 5)。

137°E 线上赤道潜流之源在 1982 年 6—7 月间突然消失, 这不是孤立事件。在这之后, 在中太平洋 (159°W) 和东太平洋 (110°W), 赤道上也相继出现东向潜流变弱或消失为西向流所取代的情况, 也就是说, 赤道潜流的逆向现象是自西向东传播的 (Guan, 1986) [7]。

159°W 线上: 根据 Firing 等 (1983) [6] 的观测, 这一经度处的赤道潜流, 在 1982 年 8 月, EUC 的上、中部消失; 到 9 月至 10 月西向流出现在 EUC 的流核处。这是海洋观测史上首次在中太平洋未能观测到 EUC。同年 9 月进行的沿 159°W 经线的海流观测进一步表明, EUC 是真的消失, 而不是移离赤道。到 1983 年 1 月 EUC 很快在 159°W 线上再现。

110°W 线上: 根据 Halpern (1983) [9] 的观测, 这一经度处的赤道潜流是在 1983 年 1 月 10 日—2 月 10 日期间转变为西向流的, 整整消失了一个月。到 1983 年 2 月 15 日东向流再次出现。

所以, 从 137°E , 159°W 及 110°W 三个经线上看, 赤道及其附近处潜流的消失现象自西向东传播: 6—7 月在 137°E , 9 月在 159°W , 潜流消失现象的传播速度约为 1.1m/s (Guan, 1986) [7]。在 110°W 处这现象落后于 159°W 处的约 4.5 月, 传播速度约为 0.5m/s (Halpern, 1983) [7]。所以, 潜流消失现象自西太平洋向中、东太平洋传播的速度约为 $0.5-1.0\text{m/s}$, 这相当于斜压 Kelvin 波的传播速度。

根据 Firing 等 (1983) [6] 的研究, EUC 于 1982 年 9 月在 159°W 经线上的消失现象与 1982—1983 年的强 El Nino 事件密切相关。西太平洋和中太平洋出现的强西风导致了 El Nino, 并使整个海盆的海面坡度进行了调整。这种调整与 EUC 的消失相一致。他们还进一步认为, 那里 EUC 的消失是与 Christmas 岛 (157°W) 上当时水位出现峰值及局地信风消失相一致的, 因而又与那里 EUC 流核处出现弱西向流相一致。

异常西风首先是在西太平洋 (140°E) 于 6 月间出现的, 而后向中太平洋及东太平洋传播。

我们认为, 1982 年 6 月—7 月间 137°E 线上赤道潜流之源的消失是与 1982 年 6 月 140°E 处首先出现异常西风密切相关, 即与 1982—83 年的强 El Nino 事件有关 (Guan, 1986) [7]。1972 年 7 月及 1976 年 7 月在 137°E 线上也曾观测到类似情况

(图略)。西太平洋的异常西风改变了 137°E 线上海面的纬向坡度,从而也改变了海水中的压力梯度,导致那里的东向流减弱或竟为西向流所取代。

所以,在 1982—83 年 El Nino 期间,首先在西太平洋出现而后向中、东太平洋传播的洋流异常现象可与相应的大气异常现象相比拟。El Nino 通常可用海面温度、水位、风、降水及水文结构的变异来描述。上述分析表明,赤道潜流在 El Nino 期间也象风向一样要逆转。所以,El Nino 事件也可用赤道潜流的消失现象来描述。

五、台湾和菲律宾以东海域的深层流

上面简述了这一海区主要纬向流的特征,下面再简述西边界附近经向流的特征,这主要涉及台湾和菲律宾以东附近海域的深层流。

台湾和菲律宾以东附近海域的上层流,包括著名的西边界强流黑潮都是自南向北流的,即极向的。关于这里 2000—3000 米深层处的海流,按照 Stommel—Arons (1960, 1971) 的深层流模型,其西边界流也是北向的。Moriyasu (1972)^[12] 及 Reid (1981)^[13] 的研究也得出了类似的北向流结果。

但是,最近我们分析了两组 1966 年及 1969 年观测的深水站(观测深度达到 3500—4000m 或以上)水文资料,却得出了不同的结果,即在台湾和菲律宾以东附近的深层海域,存在着主要是流向南的,即赤道向的海流。这是值得重视的(管, 1990)^[8]。

动力零面取得很深(3500db)的地转流计算结果指出,在台湾东南海域,在强大的黑潮上层流下面,自 600—700m 以深即出现南向逆流,流层很厚,可达 2000—3000 m,在 1500m 层处最大逆流流速可达 4.5cm/s 。在水文结构上,南向逆流的存在与台湾东南海域的等温线分布,自 700—800m 层以深,由自东向西上倾变为自东向西下倾相对应(管, 1990)^[8]。

类似地,在 130°E 以西至 125°E ,大约在 15°N 以北附近的海域,这里的上层流主要为一反气旋环流,大部分海水自西南流向东北。但在 1500—2000m 层上,相应区域却为气旋式流动,大部分海水自北流向南,与上层形成了明显的不同(图 6a, b)。在水文结构上,南向逆流的存在与 2500m 深层上下出现一块低温水相对应(管, 1990)^[8]。

我们认为,上述两例中上层为北向流而深层为南向逆流,其成因与上层流在北向流动中遇到了台湾东北角的海脊(苏澳—与那国岛海脊)以及以东的琉球群岛岛架有关,即主要是由于地形阻塞作用形成的,使北向流遇到海壁有一部分海水下沉转为南向回流。当然也有一部分海水将仍然沿着海壁向东或东北流去(管, 1990)^[8]。

通过这一深层西边界流特征的分析,可以看出,在边界附近地形的影响很重要,从而海流在垂直方向上的分层异向现象也很显著。所以在海流的数值模拟中,应该采用分层模式。

参 考 文 献

- [1] 管秉贤, 1987, 副热带逆流二十年研究概况, 黄渤海海洋, 5 (4): 65—72.
- [2] 管秉贤, 1988, 副热带逆流二十年研究概况 (续), 黄渤海海洋, 6 (1): 71—86.

- [3] 管秉贤, 1989a, 棉兰老冷涡的变异及其与El Nino的关系, 海洋与湖沼, 20 (2): 131—138.
- [4] 管秉贤, 1989b, 台湾与菲律宾以东海域冬季的环流结构及其变异, 海洋与湖沼, 20 (5): 393—400.
- [5] Cushman—Roisin, 1984, An explanation for the subtropical front—without Ekman convergence. *Ocean modelling*, 54(1984, Feb.): 5—7.
- [6] Firing, E., R. Lukas, J. Sadler and K. Wyrtki, 1983, Equatorial Undercurrent disappears during 1982—1983 El Nino, *Science*, 222: 1121—1123.
- [7] Guan, B.X., 1986, Current structure and its variation in the equatorial area of the western North Pacific Ocean, *Chin. J. Oceanol. Limnol*, 4(3): 239—255.
- [8] Guan, 1990, A note on the deep circulation in the area east of Tai-wan and the Philippines, To appear in *Chin. J. Oceanol. Limnol*, 8(2).
- [9] Halpern, D., 1983, Variability of the Cromwell Current at 110°W before and during the 1982—1983 warm event, *Trop. Ocean—Atmo, Newslett*, 21: 31—34.
- [10] Hasunuma, K. and K. Yoshida, 1978, Splitting of the subtropical Gyre in the Western North Pacific, *Jour. Oceanogr. Soc. Japan*, 34(4): 160—172.
- [11] Koenuma, K., 1937, On the hydrography of the southwestern part of the North Pacific and the Kuroshio, Part I: General oceanographic features of the region, *The Memoirs of the Imperial Marine Observatory Kobe, Japan*, 6(1): 279—332.
- [12] Moriyasu, S., 1972, Deep waters in the western North Pacific, In: *Kuroshio—Its physical aspects* (edited by H. Stommel and K. Yoshida), University of Tokyo Press, 387—408.
- [13] Reid, J.L., 1981, On the mid—depth circulation of the world ocean, In: *Evolution of the Physical Oceanography* (edited by B.A. Warren and C. Wunsch), 70—111.
- [14] Suginohara, N., 1973, An eastward flow at lower middle latitudes derived from a three—layer model of a wind—driven ocean circulation, *Jour. Oceanogr. Soc. Japan*, 29: 227—235.
- [15] Takeuchi, K., 1984, Numerical study of the Subtropical Front and Subtropical Countercurrent, *Jour. Oceanogr. Soc. Japan*, 40: 371—381.
- [16] White, W.B., and A.E. Walker, 1985, The Influence of the Hawaiian Archipelago upon the wind—driven Subtropical Gyre in the western North Pacific, *Jour. Geophys. Res.*, 90(C4): 7061—7074.
- [17] Wyrtki, K., 1961, Scientific results of marine investigation of the South China Sea and the Gulf of Thailand, 1959—1961, *Naga Report*, 2: 1—195.
- [18] Yoshida, K., and T. Kidokoro, 1967, A Subtropical Countercurrent(II)—A prediction of eastward flows of lower subtropical latitudes, *Jour. Oceanogr. Soc. Japan*, 23(5): 231—246.

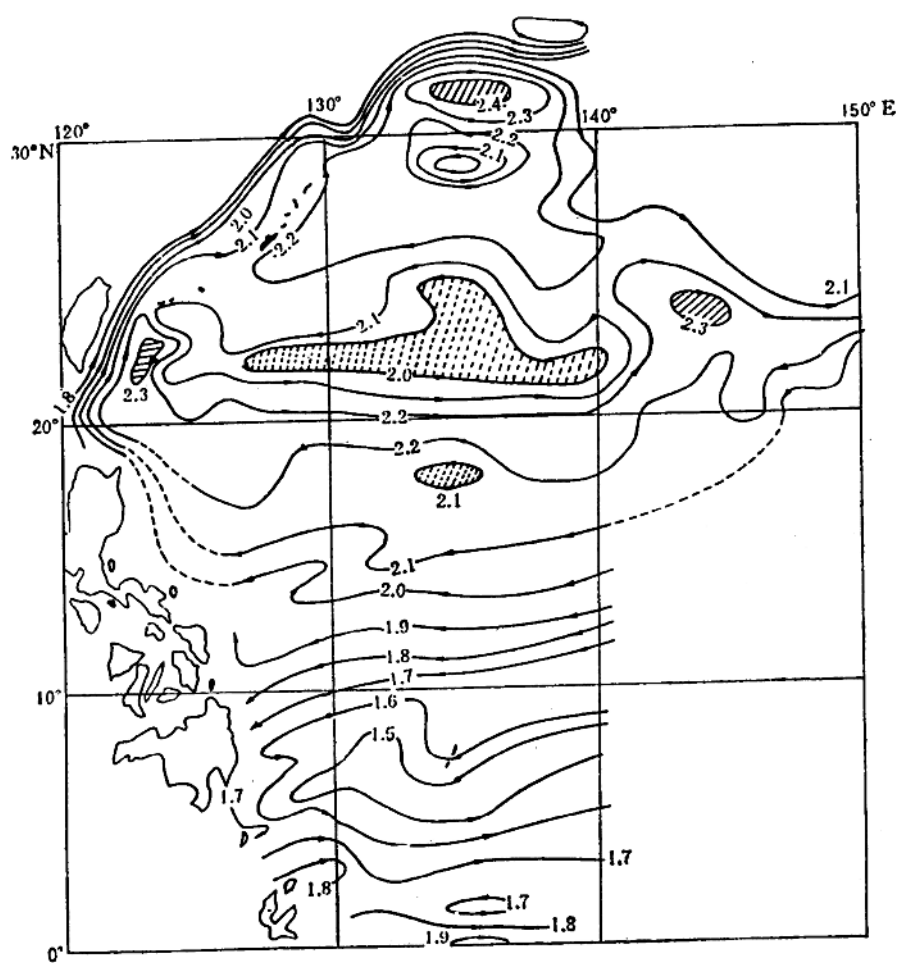


图1. 1965~1966年冬季海面动力高度(0/1000db, dyn.m)分布图 (转引自管, 1989b)

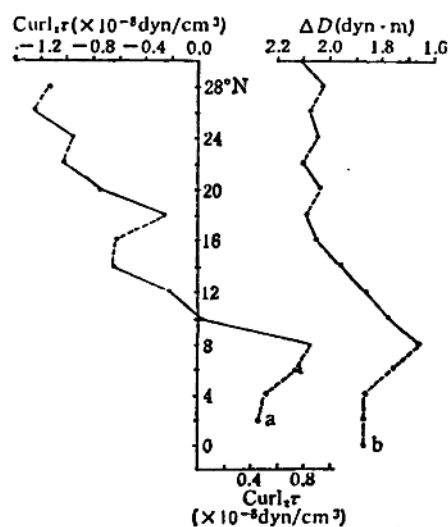


图2a. 风应力涡度(a, Curl_r)及海面动力高度(b, ΔD)的经向分布(根据管, 1989b)

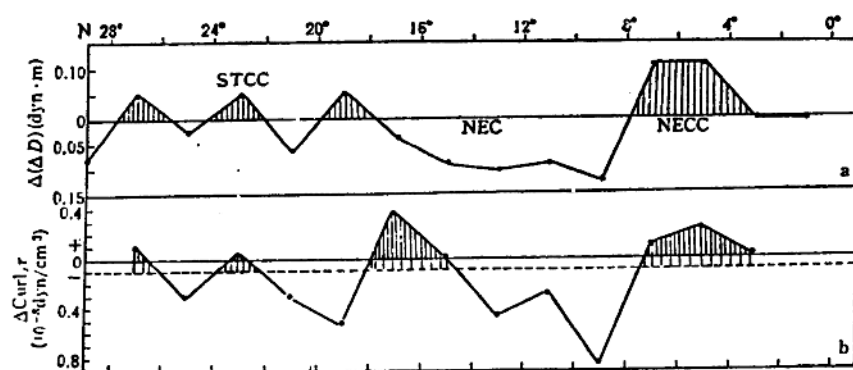


图2b. $\Delta(\Delta D)$ (a)及 ΔCurl_r (b)的经向分布(根据管, 1989b)

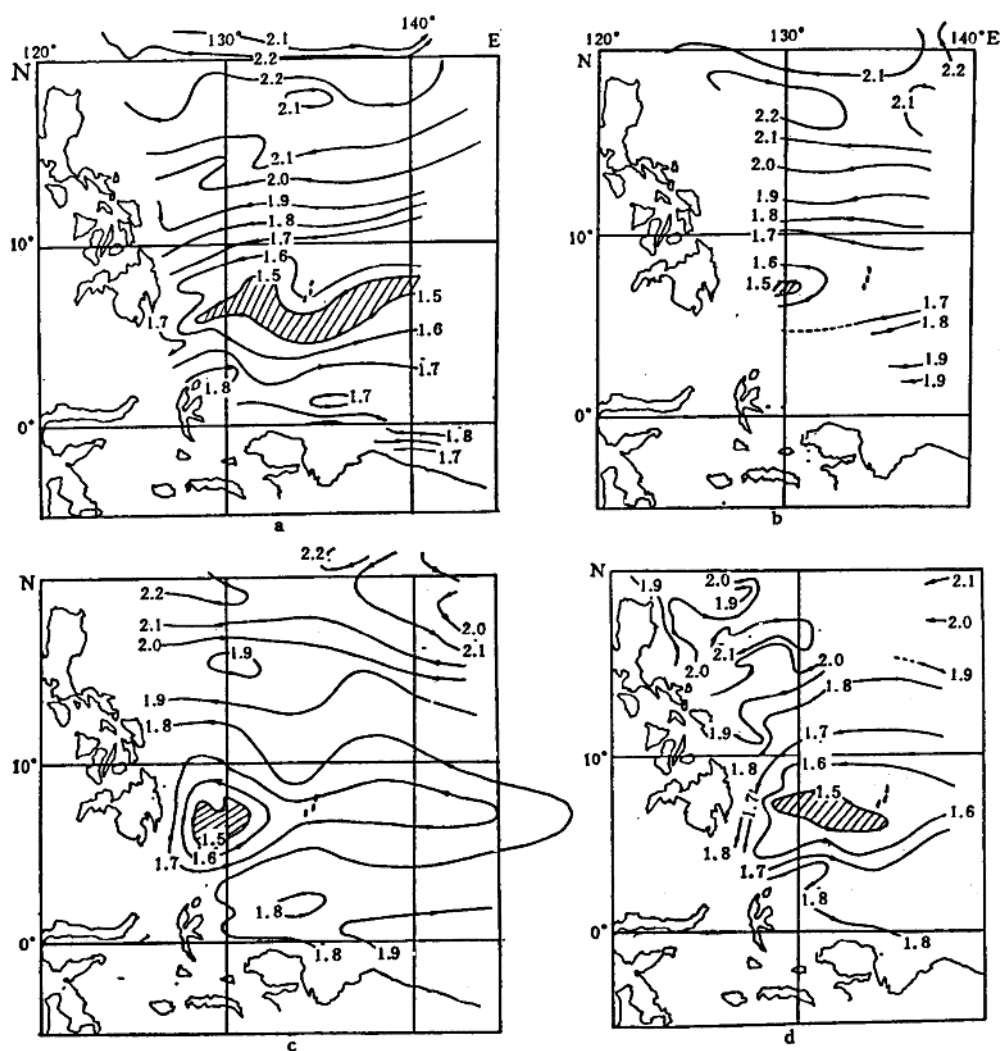


图3 棉兰老涡旋及其附近区域海面动力高度(0/1000 db, dyn.m.)的分布

a. 1965~1966年冬季; b. 1967冬季;

c. 1968年冬季;

d. 1969冬季。

(转引自管, 1989a)

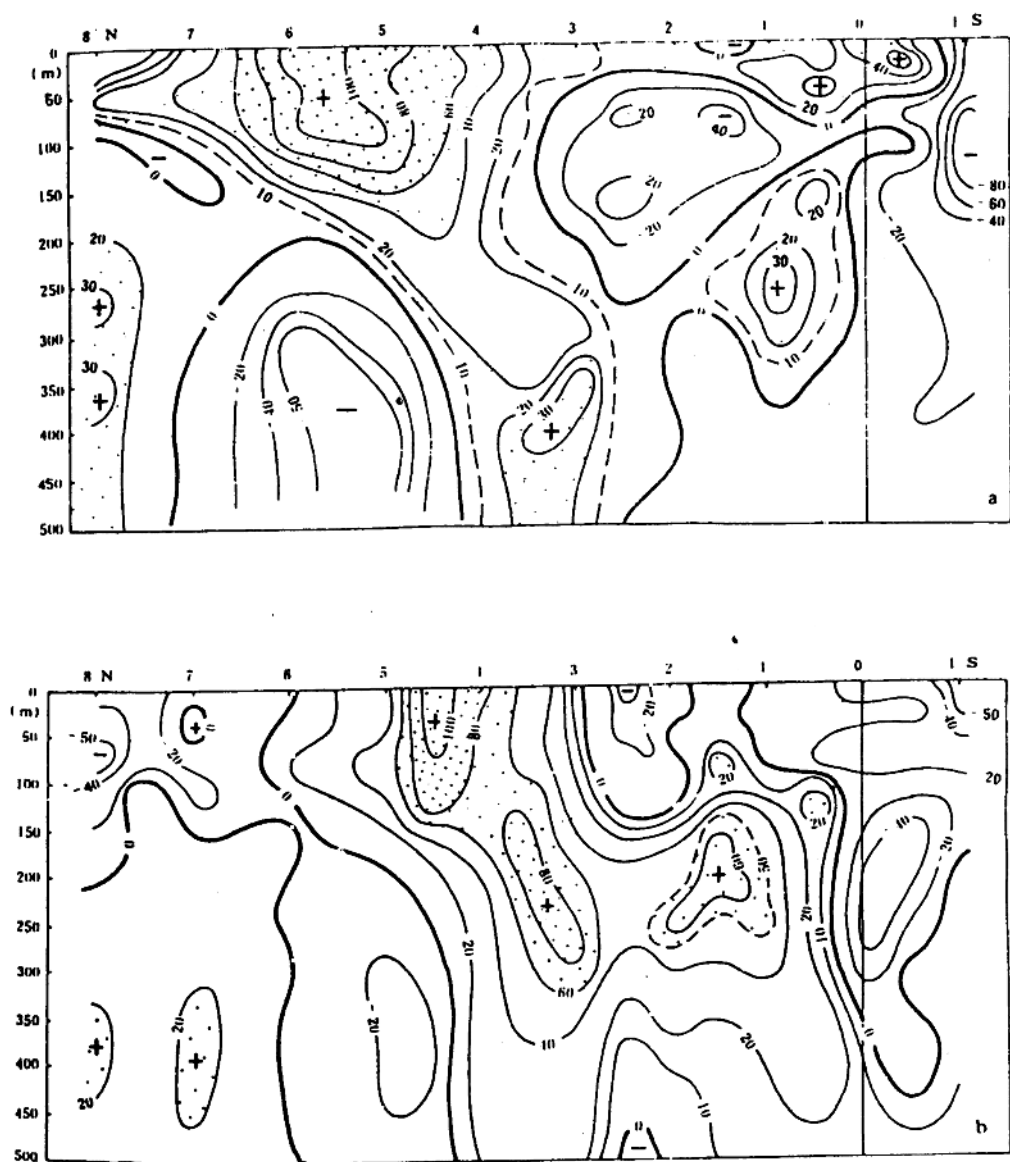


图4. 137°E线纬向流速分量($\text{cm} \cdot \text{s}^{-1}$, 正值指东)的经向分布(根据管, 1986)

a. 冬季(1981年1月31日—2月1日);

b. 夏季(1981年6月30日—7月2日)。

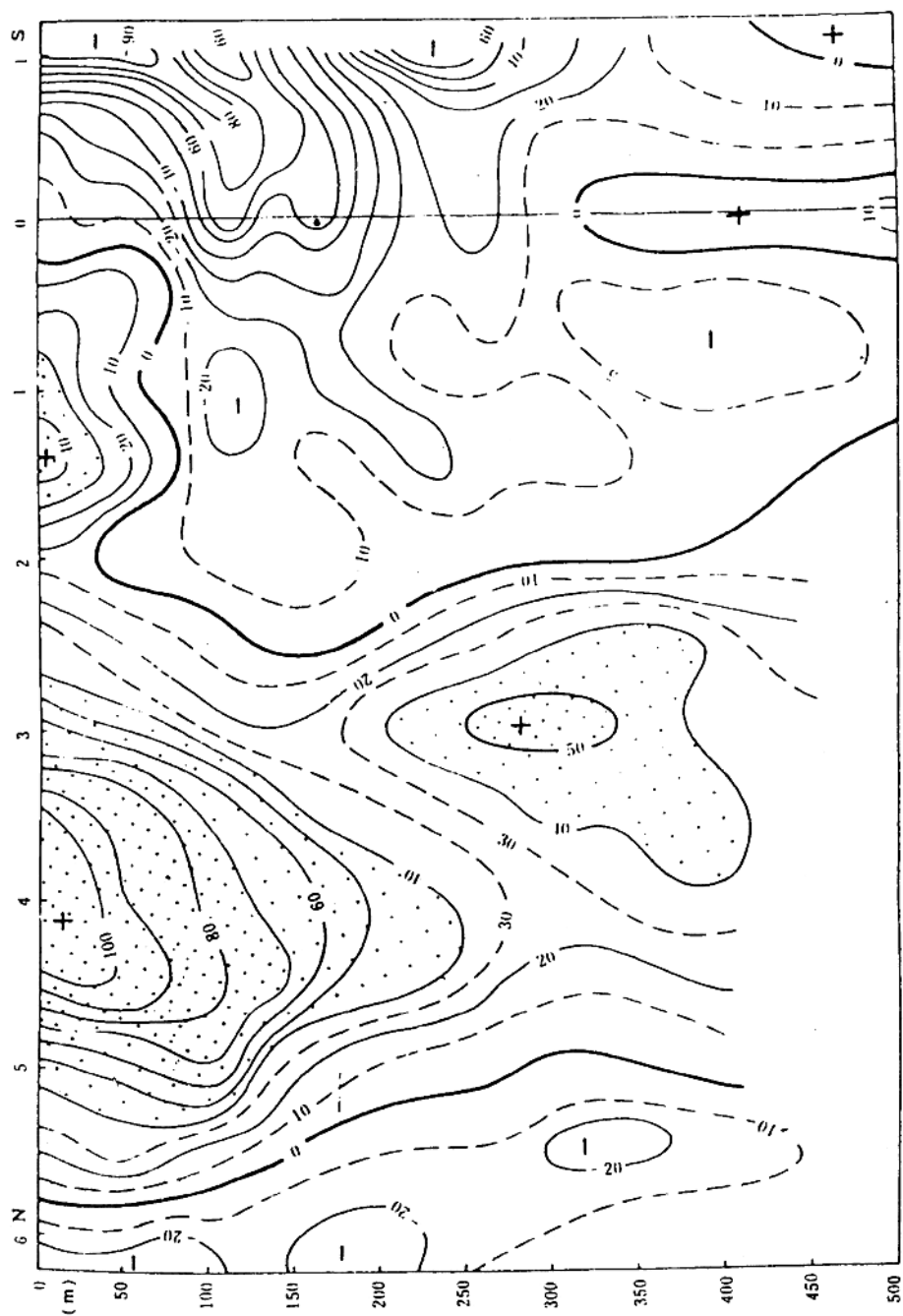


图5. 1982年夏季137°E线纬向流速分量($\text{cm} \cdot \text{s}^{-1}$, 正值指东)的经向分布。在6月30

日—7月2日毗邻赤道处(1°S — 2°N)“赤道潜流之源”消失(根据管, 1986)。

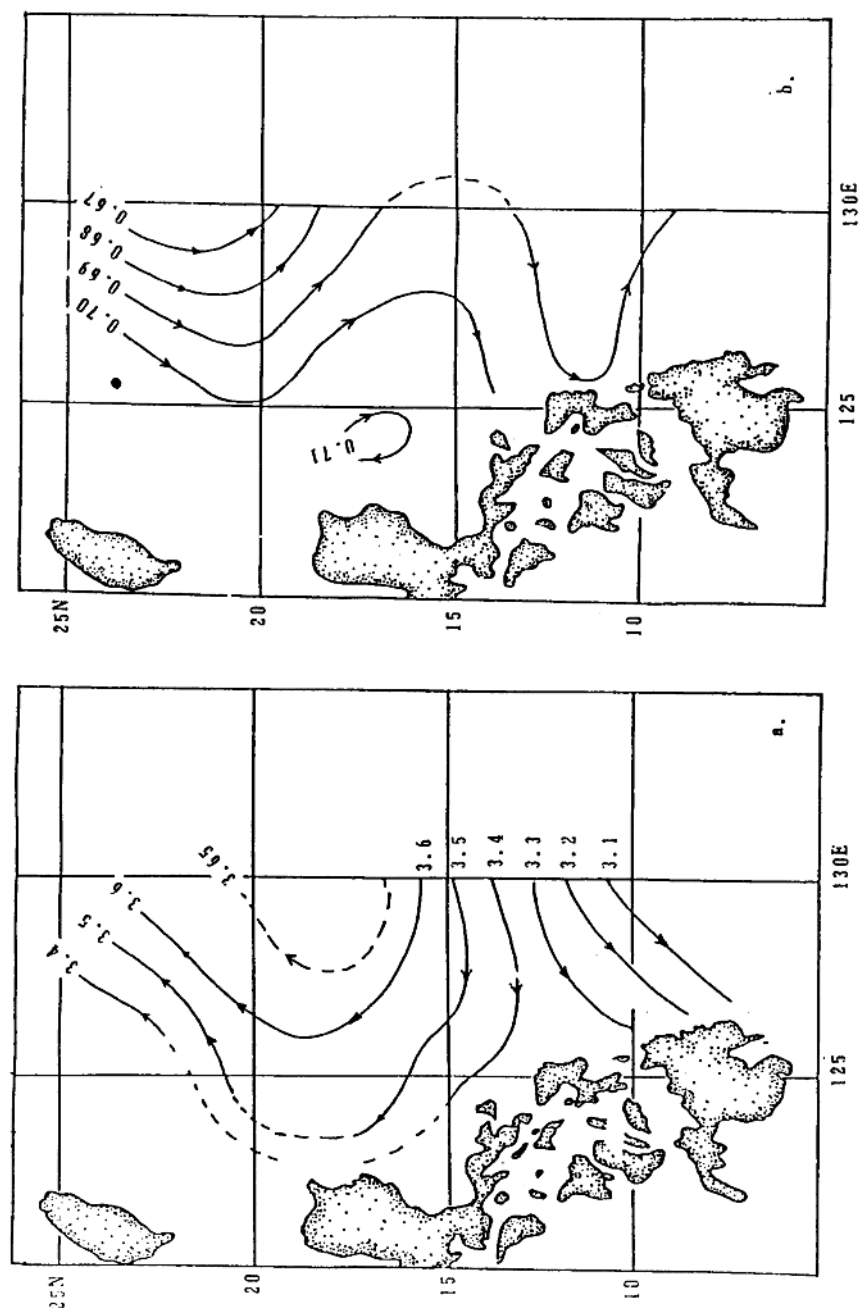


图6. 海面(a)及2000db面(b)上相对于3500db面的动力高度(dyn.m.)分布图(根据管, 1990)。

台湾—对马—津轻暖流系统及其 动力机制的初步探讨

方国洪、赵保仁、朱耀华

(中国科学院海洋研究所)

摘 要

根据实测海流资料统计计算, 通过台湾海峡的年平均海流的流向为从南向北, 流量约 $2 \times 10^6 m^3/s$; 通过东海大约 150m 等深线以西陆架海区的平均海流自西南流向东北, 流量亦可达 $2 \times 10^6 m^3/s$ 。对 Miita 和 Ogawa 依据海流观测得到对马暖流流量进行季节订正, 得到年平均流量约为 $2.9 \times 10^6 m^3/s$ 。基于流量平衡, 文章认为在黑潮西侧存在一支从南海东北部流经台湾海峡、朝鲜海峡和津轻/宗谷海峡进入太平洋的暖流系统, 称为台湾—对马—津轻暖流系统。西北太平洋的动力计算和海流数值计算均表明南海东北部海面高度比津轻/宗谷海峡东侧的太平洋西北部海面高 0.7m 以上, 文章认为这个水位差是台湾—对马—津轻暖流系统的主要驱动力。

一、前 言

在历史上, 黑潮早就为人们所注意到。自三十年代以来, 对其结构和动力学问题已有许多研究 (例如见, Stommel and Yoshida, 1972)。相对地, 对西北太平洋边缘海环流的认识就没有那么明确。其中认识得最透彻的要数对马暖流。这支近海流系经过朝鲜海峡、津轻海峡和宗谷海峡这些狭窄的水道, 流速较强, 特征比较明显。虽然在日本海内部其流动情况呈现一定的复杂性, 但由于日本海与太平洋有日本群岛隔离, 对马暖流系统终究是比较单纯的。对于东海陆架的环流, 人们的认识更要模糊的多。图 1 引自 1983 年日本海洋资料中心出版的《日本近海海流统计图》。这幅图基本上反映了日本海洋学家对于这一海区环流的经典看法: 黑潮从台湾东侧流过, 进入东海后沿着陆坡流向东北, 然后从吐噶喇海峡流回太平洋。在九州以西有一支黑潮分支向北流去, 然后分成两支, 一支向东北, 成为对马暖流, 另一支向西北再折向北, 形成黄海暖流。

近年来, 关于东海和黄海的环流系统的认识已大大丰富了。其中关于东海东北部和黄海东南部的认识主要应归功于日、朝、美等国海洋学家。有不少研究表明, 对马暖流并不像早先认为的那样直接来自黑潮在九州西南的分支, 九州以西海域直接的海流观测并没有显示一支北向海流 (如 Rikiishi and Ichiye, 1986)。南朝鲜学者则指出, 原先认为的黄海暖流并没有进入黄海, 而是在济州岛附近就转向朝鲜海峡; 夏季黄海东部的北向流动实际上是黄海冷水团环流的一部分 (Lic, 1986)。美国海洋学家薛亚 (Hsueh, 1986) 提出, 冬季“黄海暖流”仅仅是季风引起的风海流的补偿流。关于黄东海广大西部海区环流的认识主要应归功于中国海洋工作者。其中特别是 50 年代末、60 年代初所进行的“全国海洋综合调查”为认识这一海区环流提供了丰富的资料。这些工作成果总结于由管秉贤和陈

上及执笔的研究报告中。早在 1964 年, 管秉贤即在一个未发表的报告 (见管秉贤、丁文兰、毛汉礼, 1964; 或见管秉贤, 1984, 1986) 中提出, 在中国东南近海存在着自海南岛以东海区向东北流经台湾海峡并流向对马海峡的海流。在冬季, 这支流与季风方向相反, 而被称为逆风海流。基于这一想法, 管秉贤认为东海陆架上的台湾暖流流系来自台湾海峡 (管秉贤, 1978)。此外, 袁跃初、苏纪兰等 (Yuan et al., 1987) 依据数值实验, 提出来自台湾东北的暖流可能与来自台湾海峡的暖流合并形成对马暖流。

尽管对于东海陆架环流结构已提出了许多新的看法, 但多半是定性的。而关于其驱动机制的研究则十分不足。本文介绍我们近期在这方面所做过的一些工作。

二、台湾海峡、东海与朝鲜海峡海流的观测结果

迄今关于黄、东海陆架海域环流结构的认识主要还是根据其热盐结构来推断的。推断的方法主要有两种, 一种是由温盐分布的特征判断水体的可能来源。例如, 在台湾以北、九州以西及黄海海槽等海域中常常可以观测到向北的暖水舌, 于是便认为这些海区可能存在黑潮的分支。这是基于热盐的平流扩散方程来推断的。另一种是由温度和盐度计算出密度场, 加上某些假定, 求出压力场, 从而由地转平衡求出海流流速。这些方法有时未必可靠, 甚至两种方法所得的结论可能互相矛盾。

最可靠的方法当然是直接的海流观测。然而陆架海中与环流结构有关的海流成份, 即海流的长期 (指一个月或一个季节以上) 平均值的观测是相当困难的。因为其量值一般要比变化的部分, 如潮流、惯性流等小一个量级。因此我们在选用海流资料时, 首先必须采用观测期间至少在连续 24 小时上的, 以便消去潮流的影响。这样的资料就比较难得。

在台湾海峡, 我们所掌握的海流观测资料比较少。傅子琅等 (1989) 曾对冬季流量作过仔细分析。赵保仁和方国洪 (1989) 则对全年情况作了计算。后者所用冬季资料也主要依据傅子琅等观测值, 但由于他们计算过全年情况, 这里介绍他们的结果。图 2 示出各观测站从海底至海面平均余流流失, 其中实线箭头表示冬半年观测结果, 虚线箭头表示夏半年观测结果。这里大部分测站只进行了一个周日观测, 但 9 号和 11 号站观测系列较长, 分别为 1 个月和 4 个月 (Chuan, 1985, 1986)。

由图 2 看到, 冬半年的测流站集中于海峡南部, 大体上构成纬向断面。一个在 22.5°N 附近, 由 1—4 站组成, 今用断面 P 记之。一个在 23.5°N 附近, 由 5—8 站组成, 可用断面 Q 记之。 P 和 Q 断面可以大体代表大陆至澎湖岛之间的情况, 澎湖至台湾可用 9 站代表。夏半年的测站集中于海峡北部, 位于大约由福建海坛岛南端至台湾后龙的连线附近, 我们把这个断面记为 R 。根据平均流速和断面的宽度和深度分布可求得通过各断面的海流体积输送 (流量) 如表 1 所示。由表知, 通过台湾海峡的流量平均冬半年约为 $1.0 \times 10^6 \text{ m}^3 / \text{s}$, 夏季年为 $3.1 \times 10^6 \text{ m}^3 / \text{s}$, 因而年平均流量为 $2 \times 10^6 \text{ m}^3 / \text{s}$ 。