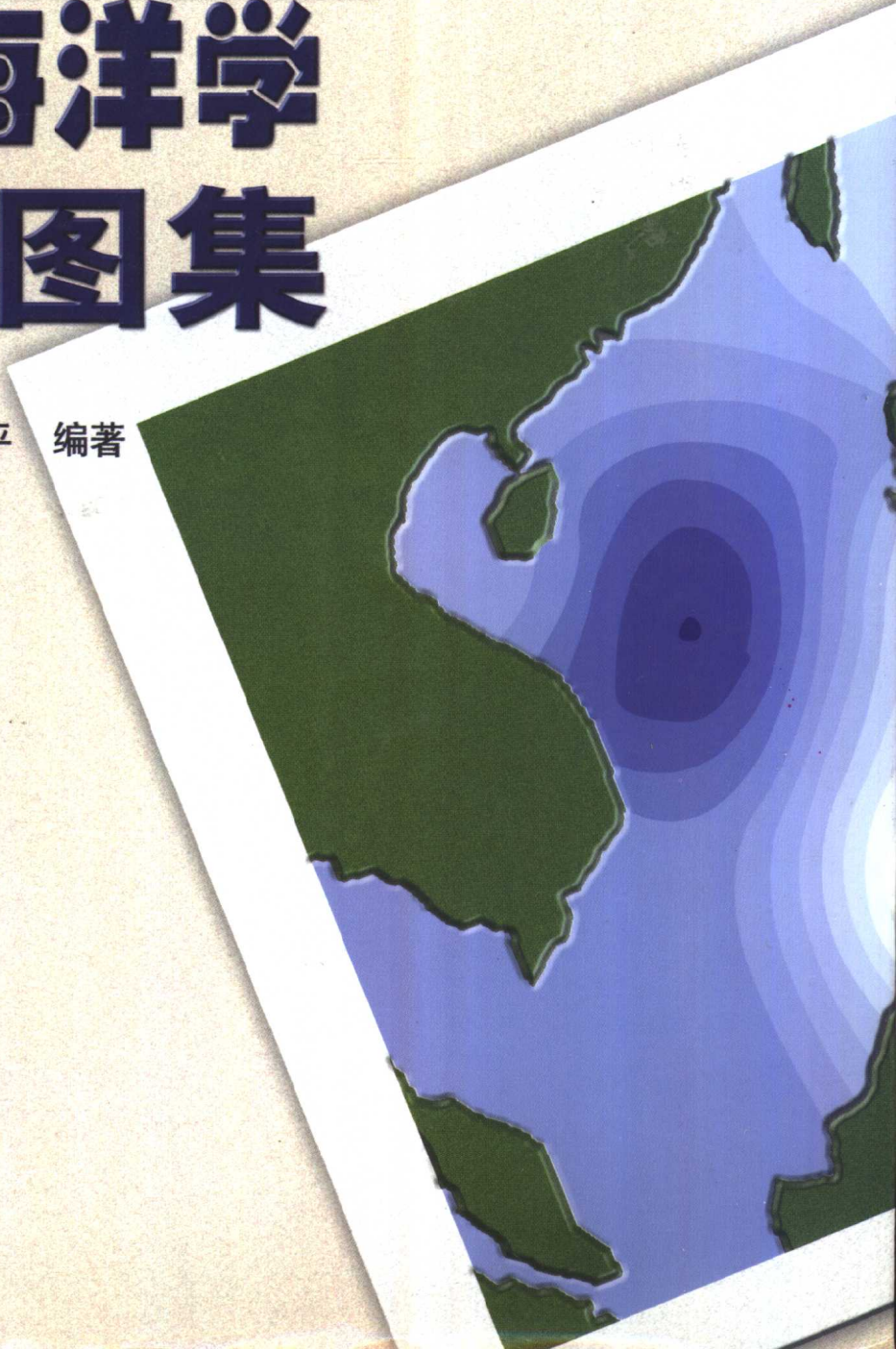


Climatological Atlas of Physical
Oceanography in the Upper Layer of
the South China Sea



南海上层 物理海洋学 气候图集

王东晓 杜岩 施平 编著



气象出版社

南海上层 物理海洋学气候图集

**Climatological Atlas of Physical
Oceanography in the Upper Layer of
the South China Sea**

王东晓 杜岩 施平 编著

气象出版社

内容简介

本图集采用美国国家海洋数据中心海洋气候实验室提供的气候平均的温度和盐度资料以及作者收集的部分海洋遥感数据,绘制了南海温度、盐度、密度、位势涡度、温度梯度、盐度梯度、密度梯度等水平、断面分布,以及混合层、障碍层、温跃层的分布,给出了气候平均的海面温度和海面高度场。本书可供从事海洋、气象和水产等相关专业的工作人员参考。

图书在版编目(CIP)数据

南海上层物理海洋学气候图集/王东晓等编著.-北京:气象出版社,2002.12

ISBN 7-5029-3507-X

I.南… II.王… III.南海-海洋物理学-气候图-图集 IV.①P722.7 ②P469.182.7

中国版本图书馆CIP数据核字(2002)第098152号

Nanhai Shangcheng Wuli Haiyang Qihou Tuji

南海上层物理海洋学气候图集

王东晓 杜岩 施平 编著

责任编辑:李太宇 终审:周诗健

电话:(010) 68406262

封面设计:王伟 责任校对:寇红薇

* * *

气象出版社 出版

(北京市海淀区中关村南大街46号 邮政编码:100081)

北京金瀑印刷厂印刷

* * *

新华书店总店北京发行所发行 全国各地新华书店经销

开本:850×1168 1/16 印张:12.5 字数:370千字

2002年12月第1版 2002年12月第1次印刷

印数:1~800 定价:38.00元

ISBN 7-5029-3507-X/P·1238

前 言

上层海洋水体体积虽然只占据了全球海洋水体体积的一小部分，但受大气强迫的作用，直接感受到海气相作用的影响，主要的能量、热量、动量变化都集中在上层，大多数海洋现象也都发生在该层。南海作为太平洋最大的热带边缘海，内部物理过程复杂。近年来发现了南海暖水、温跃层通风、障碍层等现象，有必要详细了解南海上层海洋的基本状态参数和各要素的层结结构。

本书是在国家重点基础研究发展规划项目课题（G1999043806）、863 计划“十五”探索课题（2002AA639250）和国家自然科学基金项目（40176006）的资助下完成的。非常感谢甘子钧教授对本书的关心和支持；李太宇编辑为本书的顺利出版做了大量的工作；本书在内容的撰写和图件的绘制中得到了齐义泉、谢强、王卫强、王海龙、陈举、周伟东、毛庆文等人的帮助，罗琳协助输入文稿和校对图件，在此一并致谢。

编 者

2002 年 11 月

活动造成的干旱和洪涝灾害直接影响了这些地区的经济和社会发展，1998 年起开展的“南海季风试验”（SCSMEX）增进了人们对东南亚和中国南部地区的季风爆发、维持和变化的主要物理过程的了解，从而对改进季风的预报奠定了一定的科学基础（丁一汇和刘艳菊，2001）。南海暖水属于西太平洋暖池的外缘部分，它的季节性特征是对局地海气相互作用的响应，南海暖水与我国部分地区的旱涝出现有较高的相关关系。而且南海暖水的年际变化与南海 SST 的年际变化的密切相关会对南海及其邻近地区大气运动产生非常深刻的影响。这一工作在“八五”和“九五”期间南沙群岛及其邻近海区综合科学考察中已经得到了重视。

我们最近的研究发现，冬季的南海北部存在通风现象，混合层内有水体潜沉进入通风温跃层中，并沿一个季节性的位涡池边缘，向南部呈气旋式移动（王东晓等，2001）。温跃层温过程将大气风场强迫、上层环流季节变化和温跃层动力学结合了起来，南海上层海洋的热力学研究依赖于混合层和温跃层动力学的进一步发展。观测数据分析表明，南海的层结结构具有独特的特征；以温度梯度的分布为例，南海温跃层较大洋远为浅薄，而且在冬夏季的垂向结构形态差别明显，如图 2 所示。但是关于南海上层海洋的层结结构及季节变化特征，至今没有较全面的分析和研究。南海海洋观测研究需要有一个可信的温盐参照值，有利于对比观测资料的精度。上层海洋是海洋环流动量较为集中的层次、南海环流的季节变化十分准确地反映在上层热盐分布结构中，特别是季节变化显著的南海温跃层上。为了促进南海物理海洋学的进一步发展，我们选用气候平均的温度和盐度数据，制作本图集，在展示南海上层海洋的基本状态参数（温度、盐度和密度）在等深度面和等密度面上的水

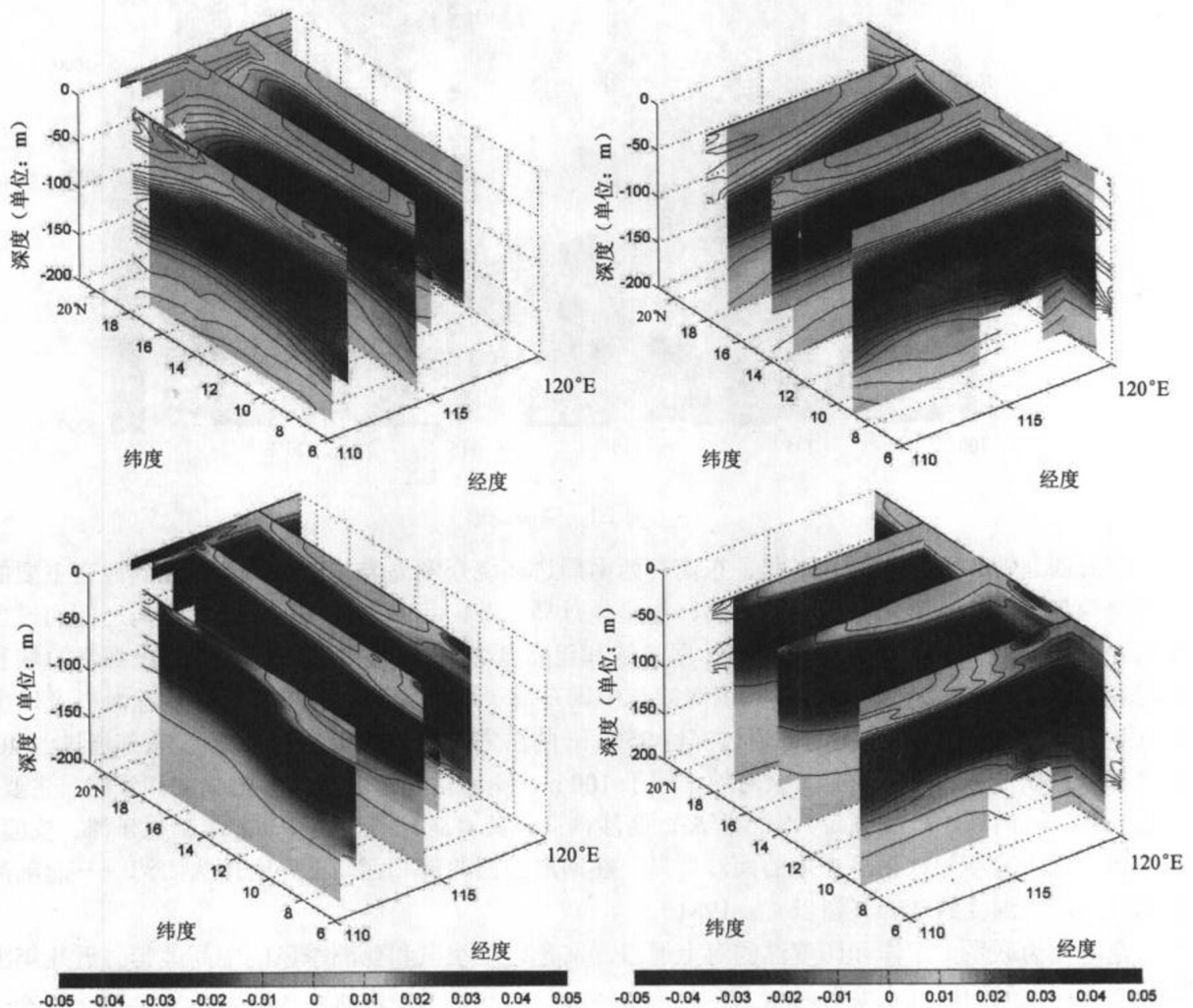


图 1.2 南海冬(上)夏(下)温跃层, 单位: °C/m

平和垂直分布的基础上, 进一步给出展示混合层和温跃层结构的温盐密垂直梯度分布、位势涡度分布、上混合层厚度、温跃层深度等诊断要素图, 这就为今后南海物理海洋学研究提供一种十分直观的参照。

二、资料来源

本图集根据美国国家海洋数据中心 (National Oceanographic Data Center, NODC) 海洋气候实验室 (Ocean Climate Laboratory, OCL) 整编的气候平均的逐月温度 (现场温度) 和盐度资料 (World Ocean Atlas 1994) 绘制。该资料采用客观分析技术将原始观测资料处理成 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 的网格点上的数据集, 再垂向进行三次样条插值得到标准层上的值。垂直方向海面至 1000 m 深度上分为 19 层 (见表 1)。原始数据主要来自海洋调查的南森采水器观测、观测站、温盐深剖面测量系统 CTD (Conductivity/Salinity, Temperature, Depth profile) 观测、机械式温深仪 MTD (Mechanical Bathythermograph) 观测、投弃式温深仪 XBT (Expendable Bathythermograph) 观测、数字式温深仪 DBT (Digital Bathythermograph) 观测的资料 (Levitus 和 Boyer, 1994a, 1994b)。

表 1 标准层及对应深度 (单位: m)

层次	深度	层次	深度
1	0	18	900
2	10	19	1000
3	20	20	1100
4	30	21	1200
5	50	22	1300
6	75	23	1400
7	100	24	1500
8	125	25	1750
9	150	26	2000
10	200	27	2500
11	250	28	3000
12	300	29	3500
13	400	30	4000
14	500	31	4500
15	600	32	5000
16	700	33	5500
17	800		

下面简单介绍该数据集所做的质量控制 (Boyer 和 Levitus, 1994):

(1) 将每一测站垂向剖面的温-盐数据和气候态的温-盐数据做对比, 检查重复的数据, 核查排除较大的密度逆转资料, 以及深度逆转现象;

(2) 根据每一海盆内温度和盐度随深度变化的分布规律检查观测层上的数据取值范围;

(3) 对较大的温度逆转和梯度作检验;

(4) 检验标准层上的密度逆转;

(5) XBT 数据在插值到标准层上之前先进行投放速率校正;

(6) 标准偏差检验;

(7) 初始的客观分析后检查不真实的数据分布点。

三、计算方法及计算公式

1 复杂的海水温度与密度称谓

单位体积海水的质量定义为海水的密度，一般用符号 ρ 表示，单位是 kg/m^3 。因为海水的密度是其盐度、温度和压力的函数，所以通常表示为 $\rho_{s,t,p}$ 。海水从海洋某一深度（压力为 p ）绝热上升到海面（压力为标准大气压 p_a ）时所具有的温度称为位势温度（potential temperature），一般用符号 θ 表示；海水此时具有的密度就称为位势密度（potential density），用符号 ρ_σ 表示。而该海水未上升之前的温度称为现场温度，记为 θ 。

根据温盐密经验关系公式用温盐数据计算出位势密度分布（Friedrich and Levitus, 1972）：

$$\sigma = -0.072169 + 0.80560 \times s + t \times [0.0497632 - 0.0030063 \times s + t \times (-0.0075911 + 0.000037297 \times s + 0.000035187 \times t)]$$

式中 σ, t, s 分别为位势密度、温度和盐度。考虑到在一般正常的温盐范围内海水密度值的前两位数字都相同，为简便而写成

$$\sigma = (\rho_\sigma - 1) \times 1000$$

2. 温跃层、盐跃层和密度跃层

将温度梯度大于 0.05°C/m 水层定义为温度跃层，温度梯度大于 0.08°C/m 水层为强温跃层（Liu 等, 2001）。较浅层的 0.05°C/m 等值线定义为温跃层的上界，较深层的 0.05°C/m 等值线定义为温跃层的下界（海洋调查规范—海洋调查资料处理, 1992）。温跃层上下界之间的深度差为温跃层厚度。

盐度梯度大于 0.01 psu 的水层定义为盐度跃层，盐度梯度大于 0.012 psu 的水层为强盐度跃层（海洋调查规范, 1992）。

密度梯度大于 0.015 kg/m^4 的水层定义为密度跃层，密度梯度大于 0.025 kg/m^4 的水层为强密度跃层（海洋调查规范—海洋调查资料处理, 1992）。

3. 位势涡度

位势涡度（potential vorticity）简称“位涡”。在正压流体条件下，定义为 $\frac{\zeta + f}{D}$ ，其中 ζ 是流体的相对涡度， f 是行星涡度， D 是流体柱的深度。由于海洋运动的性质，相对涡度远小于行星涡度，位势涡度即为 $\frac{f}{D}$ 。

在分层流体（如密度分层）条件下，每一层位涡的定义公式如下：

$$\eta = \frac{f}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z}$$

其离散形式为

$$\eta^i = \frac{f}{h^i} \times \frac{\Delta \sigma^i}{1000 + \sigma^i}$$

式中 f 为科氏参数， η^i, h^i, σ^i 分别为位势涡度、第 i 层厚度和第 i 层密度（第 i 层密度取为上下两界面的平均， $i \neq 1$ ）； η^i 单位： m/s 。位势涡度闭合区域的出现是由于闭合地转等值线造成的约束，

是闭合地转流型的反映。

4. 等密度分层

将具有逐月季节变化的 19 层温-盐-密数据在垂直方向用三次样条方法插值成 1m 间隔的 1001 层数据, 垂直方向根据密度分为 15 层, 分层标准为各密度层间的界面定义如下: σ 22.00, 22.50, 23.00, 23.50, 23.75, 24.00, 24.50, 25.00, 25.50, 26.00, 26.25, 26.50, 26.75, 27.00, 27.25; 在每一密度层计算各层的温度平均, 盐度平均和该层的厚度。

5. 温度月增量与温度距平

温度月增量定义为该月与上一月温度的差值, 温度距平定义为该月温度与全年平均温度的差值。

6. 混合层深度和障碍层厚度

参考深度上的盐度和比参考深度处温度低 0.5°C 的温度值计算得到的密度所在的深度为混合层深度 (Ohlmann 等, 1996; Monterey 和 Levitus, 1997)。参考深度设定为海洋 10m 深度。

在物理海洋学上, 温度跃层和盐度跃层之间的水层称之为障碍层 (barrier layer), 一般位于密度跃层之下、温度跃层之上。之所以称其为障碍层, 是由于障碍层底部的温度变化对混合层热含量产生的影响几乎为零, 也就意味着, 障碍层之下海水混合所导致的冷却效应可以忽略不计。以西太平洋为例, 出现障碍层的区域其温度的水平梯度非常小 (即热平流为零), 所以可以得出海面海气净热通量也很小的结论。Sprintall 和 Tomczak (1992) 将障碍层厚度定义为等温层厚度与上述混合层厚度的差。

参考文献

- Boyer T P and Levitus S, Quality control and processing of historical temperature, salinity and oxygen data. NOAA Technical Report NESDIS 81. U. S. Department of Commerce. Washington, D.C. 1994, 65 pp.
- Friedrich H and Levitus S, An approximation to the equation of state for sea water suitable for numerical ocean models. *J. Phys. Oceanogr.*, 2: 514-517, 1972.
- Levitus S, Burgett R and Boyer T P, World Ocean Atlas 1994, Volume 3: Salinity. NOAA Atlas NESDIS 3. U. S. Department of Commerce, Washington, D. C., 1994. 99 pp.
- Levitus S. and T P, Boyer, World Ocean Atlas 1994, Volume 4: Temperature. NOAA Atlas NESDIS 4, U. S. Gov. Printing Office, Washington, D. C., 1994, 129 pp.
- Liu Q Y, Yang H J, Wang Q, Dynamic characteristics of seasonal thermocline in the deep sea region of the South China Sea. *Chinese J Oceanol & Limnol*, 18(2): 104-109, 2000.
- Monterey G, Levitus S, Seasonal variability of mixed layer depth for the World Ocean, NOAA Atlas NESDIS 14, U.S. Gov. Printing Office, Wash., D.C., 1997, 100pp.
- Ohlmann J C, Siegel D A, Gautier C. Ocean mixed layer radiant heating and solar penetration: A global analysis, *J. Climate*, 9, 2265-2280, 1996.
- Sprintall J, Tomczak M. Evidence of the barrier layer in the surface layer of tropic. *J. Geophys. Res.*, 97, 7305-7316, 1992.
- 国家技术监督局. 中华人民共和国国家标准: 海洋调查规范—海洋调查资料处理, GB12763.7-91. 北京, 中国标准出版社, 1992, 68—70
- 丁一汇, 刘艳菊. 南海季风试验与南海环境. 南海环境与资源基础研究前瞻”, 苏纪兰主编. 北京: 海洋出版社, 2001.
- 王东晓, 杜岩, 施平. 冬季南海温跃层通风的证据. 科学通报, 2001, 46(9), 758—761.
- 谢以萱. 南海的海底地形轮廓, 南海海洋科学集刊 (二), 北京: 海洋出版社, 1981, 1—11.

四、中国学者 1998~2002 期间关于南海海洋学研究进展

南海通过多个海峡与太平洋、印度洋存在水交换,是一个典型的热带边缘海盆。南海半封闭的海盆南北 20 个纬度的跨度使南海有很多和大洋相同的动力学特征,而复杂的岸线以及众多的岛屿、浅滩和海湾影响了南海内部环流动力学的特点,使南海在海洋内部的温度和盐度分布、潮汐混合、中小尺度涡旋、经向环流等具有不同于大洋的特色。南海环流系统在空间上具有一定的层次结构,即海盆、次海盆尺度与中尺度结构。南海环流的演变具有多时间尺度,如瞬变特征、季节变化和年际变化等。南海环流的多时空尺度有一定的局地海气相互作用背景,其形成原因与季风等外缘强迫和海气热量交换也有必然的联系。

南海处于亚澳季风区的中部,属于典型的季风区。近年来众多研究认为季风在南海具有一定的独特性,即在南海存在东亚季风的热带子系统,被称之为南海季风。大尺度的季风及其旋度主要强迫南海海盆尺度的环流,产生 Ekman 抽吸,通过辐散显著抬升温跃层。短期的剧烈天气现象如台风在海洋表层会造成强烈的中尺度涡旋,连同风对表层的直接冷却使上层海洋显著降温。南海北部深达 2500 m 的吕宋海峡是南海联系外海的主要通道,黑潮及海峡深层水交换深刻影响着南海环流的垂直结构与年际变化。另外,与季风变动相关的海面净热通量和海面淡水通量也影响着南海的上层热力学和动力学。

本文试图从环流动力学和海气相互作用角度,回顾 1998 年~2002 年中国学者关于南海海洋学的最新研究进展。

1 南海区域海洋学

关于南海北部上层海洋的环流演变的研究已经比较成熟(苏纪兰等,1999)。就南海大尺度环流系统而言,冬季东北季风驱动出海盆尺度的气旋式环流,在南海南部和北部分别存在一个气旋式的涡旋,环流呈双涡结构;夏季南海北部继续维持一个弱的气旋式环流,而南部受夏季西南季风驱动出现一个反气旋式的环流,环流呈双涡旋(偶极子)结构。这种海盆尺度环流在西边界存在明显的强化现象。在众多的观测和数值模拟都得到验证(Qu, 2000; 刘勇刚等, 2000; 蔡树群等, 1999, 2001, 王卫强等, 2000)。

值得注意的是随着卫星测高技术的发展,众多研究利用高度计 SSHa 对南海大尺度环流时空变化及其规律进行探讨(毛庆文等, 1999; Shaw 等, 1999; Ho 等, 2000; Hwang 等, 2000; Wang 等, 2000; Liu 等, 2000, 2001)。

1.1 南海基本环流型的动力解释

对于这种平均环流的分布结构,早在 1961 年 Wyrki 就认为由南海较宽的地形以及风应力旋度造成。曾庆存等认为在海岸线约束和风应力驱动下南海环流性质是一种补偿流。王东晓等的南海闭边界模拟结果与南海环流大尺度结构比较吻合,说明季风驱动是占主导地位的。刘秦玉等(2000)在将南海考虑为一个封闭海盆的情况下,发现南海海盆尺度环流的结构可以从 Sverdrup 流函数分布得到反映,并且由海盆内区 Sverdrup 流函数分布可以得到南海西边界流的强度在冬季约为 5~6Sv,夏季为 3~4Sv。该研究认为南海上层海盆尺度环流主要是风应力旋度分布所决定的风生环流,表明南海环流具有很强的区域特征。

1.2 新航次观测分析

邱章等(2000)对 1996 年 3~4 月南海北部陆坡区一定点站连续 28.6 天的 27 个等间隔水层(11,15,⋯,115m)的 ADCP 海流观测资料进行正压海流、斜压海流分解,运用调和函数、功率谱分析和能量计算等方法着重对观测点各水层的斜压海流的时间序列进行研究。

王凡等(2001)利用1998年5~8月“南海季风试验”期间“科学1号”和“实验3号”科学考察船两个航次CTD资料,分析了1998年南海夏季风暴前后南海主要断面的温盐结构及其变化特征。观测发现,南海腹地基本被典型的南海水团所控制,但在南海东北部尤其是吕宋海峡附近,表层和次表层水明显受到西太平洋水的影响。季风暴发以后,南海北部表面温度有显著升高,而南海中部和南部表面温度基本没变。北部断面混合层均有所发展。卜献卫等(2001)也基于1998年6~7月南海调查航次的CTD资料,对南海环流采用最近发展的P矢量方法进行诊断:黑潮向西入侵南海,然后做反气旋弯曲向东北方向流动,最终有通过巴士海峡流出南海的趋势。在南海北部存在一个气旋性环流,这个环流的强度和范围随深度增加而减小。该环流的冷中心位置随深度增加稍向南移。南海中部、越南以东海域存在一个明显的气旋涡和反气旋涡,尤其在200m及其以上水层均相当稳定。袁耀初等(2002)基于在南海东北部锚定测流站在450m以浅ADCP长达77天的测流资料和在2000与2300米近底层长达7个月的测流资料,进行了谱分析与计算,发现冬季上层海流强于秋季与夏季。

王东晓等(2002)对2000年夏季南海中部与南部观测资料进行诊断,结果表明,南海夏季上层海洋的温度和盐度水平分布特征随深度有比较大的变化:中层(250m到400m左右)温度和盐度水平分布与其它各层的温度和盐度分布相比有很大的差异。调查时段内南海南部深层环流呈现出气旋式分布,而表层环流主要表现为反气旋趋势的环流。资料诊断的环流场与Topex/Posidon海面高度场比较一致,即流场内部发育有多个中尺度的涡旋。

1.3 南部海洋学

南海南部南沙群岛造成南部环流具有与北部环流不同的特点。以往航次观测分析认为,南部环流结构以气旋和反气旋式环流为主;同时呈现多涡结构,尺度较大的主环流嵌套两个以上的小环流(方文东和方国洪,1998)。何有海等(2000)利用1959~1988年的温度和盐度资料诊断南部环流发现冬季南沙群岛东南部海域为反气旋式环流,其余海域为气旋式环流。郭忠信等(2000)基于多次科学考察航测资料总结南沙群岛海域环流主要有三大特点,南沙上层环流具有闭合结构,自成体系;下层环流与南海中部环流形成闭合环流;上层环流和下层环流总是方向相反。上下层环流的反向结构表明南海南部环流存在很强的斜压结构,海洋也会出现强的垂向运动。

2 南海的涡旋

南海中尺度涡流(gyre)与涡旋(eddy)在中、外历次南海水文调查中都有反映。Wang和Chern(1997)发现在吕宋海峡西北部存在气旋型涡,Fang等(1998)的数值模式中发现该涡旋准常年存在。Chu等(1997)在越南东南发现存在另外一个非常显著的冷涡——越南冷涡,SST与风场的交相关分析表明局地的海气反馈机制是造成该冷涡产生的原因。Chu等(1998)用P矢量诊断方法的得到南海环流多涡结构的基本特征,南海中部越南以东海域、吕宋岛西北存在冷涡,东沙群岛西南终年存在冷涡,南沙群岛、湄公河口东南也都存在比较稳定的涡旋。王东晓(2001)对高度计分析发现在南海东北部存在明显的从黑潮传入的季节性高度异常信号,它们是气旋和反气旋涡旋西传的反映。贺志刚等(2001)利用卫星高度计海面高度诊断的地转流和卫星跟踪浮标比较,发现浮标轨迹可以用地转流解释,这表明诊断得到的地转流较大程度上决定了浮标轨迹所代表的一系列瞬变的中尺度涡旋活动。

对于南海涡旋活动与环流季节调整的关系,王东晓等(1996)认为南海次海盆尺度和中等尺度的涡旋在时空上的生消与迁移导致了南海大尺度环流的季节演变,该理论在观测资料的同化分析和复杂海洋模式的数值中部分地得到证实(杨昆等,2000)。王东晓(2001)关于南海多涡研究指出,从动力学角度,南海环流研究已经从研究季节性平均流步入揭示南海环流的能量学机制以及大尺度与中等尺度运动相互作用;南海环流的多涡结构的形成与演变与南海大尺度环流、次海盆尺度环流

以及中等尺度涡旋三者之间的能量传输过程密切相关, 中小尺度的涡旋在大的涡旋体系中起了一个能量交换与转移的作用, 其形成来源于季风强迫、侧边界驱动以及地形制约, 尤其是吕宋海峡处的黑潮强迫以及局地强迫的 Rossby 波的作用和遥强迫通过岸界激发的自由 Rossby 波的作用。但目前对南海涡旋的垂向结构, 南海温跃层动力学在南海多涡结构形成、维持和演变中的可能作用, 尤其是多涡旋间相互作用及其能量传输等方面缺乏应有的了解, 不足以定量揭示环流中动能、动量、涡度等物理量在多个时空尺度的迁变。

3 南海环流的动力调整

海洋环流结构响应风场的调整通常通过海洋的大尺度波动调整来实现。南海环流的季节演变目前应用波动调整理论获得比较重要的突破。风场通过波动调整对南海环流的作用可以这样来理解: 风作用于海洋首先产生正压的 Rossby 波, 在数天内穿越海盆, 建立正压的 Sverdrup 流场, 几乎没有垂直切变。第一模的斜压 Rossby 波在约 1 个月 (南部海盆) ~ 3 个月 (北部海盆) 内穿越海盆, Sverdrup 流场的斜压性大大增强。当由边界 Kelvin 波环绕南海海盆边缘一周, 在东侧海岸末端激发出的斜压 Rossby 波西传到西侧海岸, 南海海盆尺度环流响应风场的调整就基本完成。Sverdrup 输运基本集中在海洋的上层, 总的 Sverdrup 关系退化为上层的 Sverdrup 平衡 (杨海军, 2000)。

观测到的 SSH 的季节循环反映了南海平均温跃层的变化, 代表了上层海洋对 Ekman 抽吸的响应 (杨海军, 2000; 王卫强, 2002)。南海北部环流相对稳定, 南部环流则有很强的年变化, 原因之一是南部风应力涡度的季节性强于北部, 冬季南北各有一个气旋式涡度中心, 夏季北部中心有所弱化, 而南部风应力则为反气旋涡度; 原因之二是, 南海南部海盆的 Rossby 波相速远大于北部海盆的 Rossby 波相速, 从而南部对外强迫的响应更快 (杨海军, 2000)。王卫强等 (2002) 通过分析一个 $1/6$ 网格分辨率南海环流模式的 spin-up 阶段结果, 揭示 Kelvin 波和 Rossby 波在南海环流的建立过程中的作用, 给出南海上层风驱环流调整的特征时间尺度: Kelvin 波环绕南海一周的时间约 1 个月, 吕宋岛最北端东侧一阶斜压罗斯贝波传到西侧海岸的时间约为 3 个月。该项研究从动力学角度指出了南海环流冬夏季环流特征迥异的原因。

冬季气旋式风应力涡度在南海西北部吕宋西侧激发出的气旋式涡旋, 具有典型的罗斯贝变形半径的空间尺度, 杨海军 (2000) 以及 Liu 等 (2001) 认为这种风强迫的纬向西传造成表征 Rossby 波信号的 SSHA 的西向传播; 而对于南海内部的波动传播过程, 在正常年情况下, 南海结构化的风应力旋度的空间东向转移直接强迫出东传的强迫 Rossby 波信号, 表现为 SSHA 的东传, 南海内部西传的自由 Rossby 波信号通常被掩盖在强迫的东传 Rossby 波信号中, 这一点明显与大洋的结果不同, 南海海盆尺度环流的季节变化主要由内部的动力过程决定。蔡树群等 (2001) 在一个两层模式模拟的冬季环流季节演变结果中分析到南部海与有一个周期为 50 天西传反气旋涡, 在动力学上与西行 Rossby 波相近。高荣珍等 (2002) 分析了南海内区三个锚定浮标站的温度变化, 发现南海温跃层有明显的季节内变化特征; 但这是否大尺度海洋波动的反映还有待进一步的研究。

最近还有其它几项研究关注南海的波动问题。Hu 等 (2001) 发现从太平洋经吕宋海峡传播到南海北部西边界处的 SSHA 波动具有 $11 \sim 12$ cm/s 的相速, 表现为一种由大洋西向传播到南海的 Rossby 波。甘子钧等 (2001) 对南海的垂向层结进行诊断求解, 得到南海年际时间尺度的斜压罗斯贝波相速约 30 cm/s。

4 海峡水交换与南海环流

南海存在众多的海峡与外海联通, 但从上层环流的结构而言, 台湾海峡、加里曼丹海峡和巴拉望海峡的流入流出以及吕宋海峡处的出入流仅限于表层, 对南海中深层环流的影响较小。吕宋海峡处于南海的最北端, 外接西北太平洋, 直接受黑潮的影响。吕宋海峡的深度、地理位置以及外侧西

边界流和西边界逆流的存在 (Qu 等, 1998, 1999), 决定了吕宋海峡的输运必定存在垂直结构。

4.1 吕宋海峡上层的水体交换

早期对吕宋海峡与外海交换的研究基本局限于表层, Wyrki 最早将季风与上层黑潮水与南海水的交换联系起来, 认为冬季东北季风造成黑潮水进入吕宋海峡一直可以到达北部南海的西岸, 夏季西南风则驱动南海水流入太平洋, 并根据观测资料认为在吕宋海峡海槛深度以上常年存在菲律宾海特征水进入南海。通过航测温度、盐度和海流资料、漂浮浮标轨迹跟踪资料、锚定浮标资料、卫星遥感海面高度资料和温度资料以及数值模拟, 关于黑潮表层水进入南海已经有共识。

关于黑潮表层水进入南海的方式, 李立等曾经提出黑潮以流套 (loop current) 的形式进入南海, 脱离后以涡旋 (eddy) 的形式进入南海北部, 类似于墨西哥湾绕流, 终年发生。Li 等 (1997, 1998) 根据现场资料发现一个起源于黑潮的闭合的反气旋式的流环, 其水平尺度 150 km, 垂向尺度 1000 m, 近表面流速接近 1 m/s。

由于直接观测的困难, 黑潮入侵吕宋海峡的流量主要有温度和盐度观测的诊断结果和数值模拟结果。用 P 矢量方法处理温度和盐度资料得到等密度面上的地转流速分布, 表明在中层深度通过吕宋海峡的黑潮水即菲律宾海特征水的进退可以用 34.6 psu 盐度等值线来表示, 盐舌的最大 (最小) 入侵发生在 6 月份 (10 月份), 黑潮的高温高盐水在 10 月~3 月经吕宋海峡进入南海, 吕宋海峡的全年最大 (最小) 入流发生在 2 月份 (9 月份) 为 13.7 Sv (1.4 Sv), 全年平均入流为 6.5 Sv (Chu 等, 2000)。类似的研究分析表明北太平洋最大盐度水层终年进入南海并有半年周期的变化, 冬夏季强, 春秋季节弱, 盐度最小层仅在最大盐度水层侵入南海最弱时的春季进入南海, 但是吕宋海峡的年平均输运为 3Sv, 最大 (最小) 输运发生在 1 月~2 月 (6 月~7 月) 为 5.3 Sv (0.2 Sv) (Qu 等, 2000)。在 Metzger 等 (1996) 的一个包括南海、苏禄海和太平洋的低分辨率模式结果中吕宋海峡的输入平均为 4.4 Sv, 年变化振幅为 2.5 Sv。苏纪兰等 (1999) 对 1998 年 4~5 月和 6~7 月南海季风试验阶段的观测结果发现没有明显的黑潮直接入侵, 该观测期对应于 Qu 等 (2000) 黑潮入侵最弱的时期。

4.2 黑潮入侵南海的动力解释

更多的研究没有明确黑潮是以何种的形式进入南海, 而是探讨是何种因素影响黑潮入侵南海; 流套的发展过程在很大程度上依赖风应力的积分判据; 当局地的风应力南风分量连续四天的平均超过 0.08 Nm^{-2} , 流套就会发展起来; 当风应力南风分量低于此值, 黑潮就会恢复为北向流, 流套消失。Chern 等 (1998) 通过模式结果分析, 认为黑潮、南海内的环流、季风以及局地的地形都会影响吕宋海峡内的流动, 西南风将强层化海水向北驱动时会大大减弱流套的强度, 而吕宋海峡以东子午向海脊将黑潮进行分离, 流出吕宋海峡的南海水主要分布在黑潮近岸的一侧。

数值模式结果分析发现, 由季风风应力所造成的水体的堆积形成的压力梯度是控制吕宋海峡输运量变异的主要因素, 风应力旋度所造成的 Ekman 抽吸效应不会影响吕宋海峡的输运量, 地形是影响吕宋海峡的输运量的最主要因素。没有发现年平均黑潮入侵的年际变异与相应的经向或纬向风、风应力大小以及风应力涡度之间存在关联, 但是发现吕宋海峡输运量的季节循环和东北-西南季风的季节变换两者之间有紧密联系。其它独立的研究也表明压力梯度是黑潮入侵的主要原因 (Qu 等, 2000), 并因 β 平面效应而增强 (Yuan, 2002)。

4.3 吕宋海峡与南海水体交换的垂向结构

早期的温度和盐度观测资料显示南海 3500 m 深度上水体具有菲律宾海 1900~2000 m 深度水体的温盐特征, 表明南海低层水来源于西太平洋 (Nitani, 1970)。化学元素分析发现了同样的结果, 用稀有元素的垂向分布追踪水团的性质发现南海的深层水与 2900 m 深度以下的南海底层水分离, 深层水上升在中层形成一支反向流, 以 Gd 的缺乏为标志的北太平洋中层水也是南海水的特征。 ^{14}C 衰

减推算南海水完全更新一次的时间可能会短于 100 年, 其它地球化学元素示踪推断得到的南海水更新时间为 40~115 年 (Gong 等, 1992)。根据盒体模式计算得到南海 2000 m 深度以下的深层水滞留时间为 76 年 (韩舞鹰, 1998)。方国洪等 (2002) 估计连通太平洋和印度洋的南海贯穿流年平均体积输运为 $4\pm 1.5\text{Sv}$, 而南海水更新的时间尺度为 40 ± 15 年。这些结果意味着南海水体的更新速度远远快于开阔大洋水体更新速度。

常规资料表明在上层 (表层~350 m) 黑潮水和南海水随季节变化流入或流出南海, 中层 (350~1350 m) 常年存在南海水沿吕宋海峡流出到北太平洋 (Chen 等, 1998)。对于更深层, 用深海等温线的分布和温度和盐度关系可以确认在 1500 m 深度到海峡底部 2500 m 之间太平洋深低层水进入南海北部, 南海水的来源为太平洋, 低层入侵水在南海的推进途径为反气旋式的环流形式 (Wang 等, 1986)。Qu 等 (1997, 1998, 1999) 通过吕宋东侧调查资料的分析也得到南海水与吕宋外侧海水存在的密切的联系。温度和盐度观测估算得到低层水 (1500~2500 m) 经巴士海峡向南海入侵的输运量为 0.7Sv (Wang 等, 1986)。直接测流结果得到 1.2Sv 的深水流量通过巴士海峡 (Liu 等, 1988)。这种垂向流速分布在一些数值模式中得到验证 (Yuan, 2002)。

相对而言, 上层黑潮水与南海水的交换已经有一定的研究, 但是深层水与中层水如何通过吕宋海峡的观测还尚不充分, 输运机制也远未解决。温度和盐度分析表明吕宋海峡西侧南海次表层极高盐水盐度明显低于东侧菲律宾海极高盐水, 而中层极低盐水盐度则明显比菲律宾海极低盐水高 (李凤岐等, 2002); 这种盐度分布暗示了南海内部的强烈混合层作用。Yuan (2002) 认为, 南海在很大程度上起了一个磨盘机 (mixing mill) 的作用, 它将表层水和深层水混合, 最终将它们从中层返回到吕宋海峡流出, 并据此推断吕宋海峡的输运可能由整个南海内部穿越等密度面的混合所决定。

5 南海环流的年际尺度变异

南海的海气系统与全球的海气系统密切联系在一起。南海上层海洋环流随风场的季节变化作出显著的季节调整, 大尺度风场的年际变化是造成上层海洋年际变化的主要原因。南海海洋年际变化与表征热带海洋大气年际变率的南方涛动指数有较好的相关性, 揭示南海年际变化可能具有低频振荡周期的行星尺度背景 (王卫强等, 2000)。有研究发现可以将南海 SST 作为指示亚洲季风爆发和 ENSO 事件出现的预报指数; 南海 SSHA 的年际变化和 ENSO 也存在相关 (Hwang 等, 2000)。

5.1 ENSO 期间南海的上层海洋热力学研究

从气候平均的角度, 南海南部得到热量北部失去热量, 但作为整体南海基本是一个海—气热交换平衡的中性系统 (Hastenrath, 1994), ENSO 事件打破了这种平衡。南海在 ENSO 事件期间存在明显异常响应, 这种异常响应不仅仅出现在上层海洋的热力结构上, 而且反映在风场和环流结构上。许多研究发现南海上层海洋热力结构存在显著的准两年、3~5 年和年代际振荡的特征, 有关回顾可以参见王东晓 (2001) 的文章。何有海等 (1997) 发现在 El Niño 年南海上层海洋热含量显著增加且与赤道东太平洋存在延迟 4~12 个月的显著相关; 王卫强等 (2000) 进一步支持了这种结果, 并发现每当赤道东太平洋发生一次 El Niño / La Niña 事件时, 南海也相应发生一次暖 / 冷事件, 位相上南海延迟约 5 个月。

5.2 ENSO 期间南海风场及环流的变化

关于中国东南海区季风风场变化的研究最先发现 ENSO 期间一般伴随着事件前的东北风异常及事件期间的西南风异常。Wu 等 (1998) 将 1992~1995 年南海环流场数值模拟的结果进行 EOF 分解, 第一模空间分布上有一个南部的中心, 对应南部的环流在 4 月和 10 月的季节性反转, 是总环流中对称部分; 第二模空间分布上南部和北部各有一个中心, 对应北部环流的季节和年际变异, 是总环流中反对称部分; 在 El Niño 年北部的环流改变最大, 冬季的环流减弱并退缩到南海南部, 夏

季环流没有形成偶极子结构；风应力旋度的 EOF 表明风应力旋度的前两个模态的分量是环流前两个 EOF 分量产生的原因，在 El Niño 年第二模的风应力旋度的贡献大大减小，这意味着风应力旋度控制着南海环流场的季节与年际变化。另一项研究中，环流场在 El Niño 年期间的变化得到进一步的验证（Wu 等，1999）。Shaw 等（1999）用主成分方法分解 1992~1995 年的 TOPEX 高度资料，发现对应南部海盆振荡的第一模态具有弱的年际变化，而在 1992~1993 年冬、1994~1995 年冬和 1995 年夏风应力旋度变弱，分别造成弱的冬季环流和夏季环流，越南低值中心的减弱表明东向的越南急流减弱。上述研究意味着南海海盆尺度环流的年变化与东亚季风的年变化相关联。王卫强等（2001）着重分析发现，异常流函数场在 El Niño 期间的夏季主要是强化南海自身的环流结构，即强化南部反气旋式涡流和强化北部气旋式涡流；冬季则削弱整个南海的气旋式流场。La Niña 期间对夏季环流态的影响主要集中在南海北部，即削弱北部气旋式涡流，而对于南海南部的影响甚微；冬季则强化整个南海的气旋式流场。

ENSO 期间南海环流垂向模态发生显著变化。Chao 等利用数值模拟研究 1982~1983 年期间 El Niño 对南海环流的调制作用，模拟得到比正常年偏弱的表层环流，使得在 1982 年 8 月~11 月最强的暖异常阶段中央海盆处的上升运动和周边海域的下降运动同样减弱，这导致热量的垂向对流减弱，从而造成表层水的增温。Kuo 等（2001）研究南海西部近岸上升流区 SST 的变异，对比 1997~2000 的结果发现 1997 的上升流要远远强于其它年份，SSH 也远远大于其它年份；这意味着 1997 / 1998 年 ENSO 期间南海的上升流和 SSH 要异于其它年份。王东晓等（2002）通过对 1997/1998 年 El Niño 事件和 1998 年 La Niña 事件期间南海 SST、风应力、海面高度和温跃层的定性分析和定量诊断，发现在 1997/1998 年南海强暖事件期间 SST 距平（SSTA）与经向风异常的正相关关系只在暖事件建立和发展的阶段成立，暖事件的长久维持由下降流模态控制，即异常的下沉运动使南海的温跃层加深，从而使正 SSTA 在南海长久维持。

6 南海混合层与温跃层动力学

受季风驱动，南海上层海洋不但环流存在显著的季节性翻转，而且热状况也存在季节变化。混合层湍混合的卷入、卷出过程（或者潜沉、通风过程），使混合层和温跃层内存在显著的物质和能量的交换，进一步影响到温跃层及其内部环流的结构。这是大洋环流理论的核心内容之一，在南海该问题具有明显的边缘海特征（王东晓等，2001）。与吕宋海峡外侧的黑潮相比，南海海洋年际变化的最大层次不是发生在 300 m 层，而是浅得多的 100 m 层，表层海洋的年际变化弱于次表层，基本由南海内部的动力过程所控制（Wang 等，2000）。南海表层和次表层海洋的季节内变化也很明显，且受内部的动力过程所制约（Gao 等，2002）。

6.1 南海混合层与温跃层气候特征

以往南海跃层研究主要在于分析单个航测资料得到各跃层强度和厚度的分布特征及其分类（邱章等，1996），并通过简单的一维的混合层积分模式进行简单的诊断分析或预报研究（贾英来等，2000）。Qu 等（2001）分析气候温度和盐度资料发现混合层深度和 SST 呈负相关，海面热通量的作用对混合层深度的季节循环起主要作用，海洋动力过程的作用也不可忽略。施平等（2001）和杜岩（2002）发现混合层和大尺度环流存在密切联系，季风通过流场对混合层的时空分布有重要影响，一方面通过海洋表层 Ekman 输运效应来影响混合层水平分布，另一方面通过大尺度环流造成的辐散或辐合来限制或促进混合层深度的发展；另外还发现决定混合层内热含量或温度分布结构特征的主要因子为风应力、海面吸收的净热通量和海面淡水通量，其中以风应力的作用最为显著。对于温跃层，Liu 等（2001）分析 1997~1998 三个 Atlas 锚定浮标资料，发现在冬季表面失热作用下温跃层加深变薄，在南海偏北部尤其明显；温跃层的季节内变化主要由地转流决定并与 SSH 的变化反位相。杜岩（2002）根据观测和数值模拟研究发现，控制南海混合层和温跃层季节动力演变最重要

因素是风的风向和强度与风应力旋度，两者的效应同量阶，风应力旋度对海盆尺度闭合回流的形成起主要贡献，海面高度和流函数分布都基本体现了混合层及温跃层的变化特征。

对南海上层的热力结构分析发现南海存在障碍层 (barrier layer) 现象 (贾旭晶, 2000; 吴巍等, 2001)。由于盐度在上层海洋存在梯度, 形成盐度跃层, 导致温度跃层比密度跃层要深, 于是障碍层出现。障碍层减弱了混合层底部夹卷的冷却效应, 影响着海洋热收支、海面温度; 以及海洋与大气的热交换。贾旭晶 (2000) 分析南海季风实验温度和盐度资料, 发现在南海南北部的存在障碍层, 但是深度远薄于赤道西太平洋。吴巍等 (2001) 发现在南海南部海域存在具有季节变化的障碍层, 障碍层厚度与混合层内温度呈正相关关系, 障碍层的位置与暖水区的位置相一致。杜岩 (2002) 对气候平均态的温度和盐度分析发现, 主要在夏秋季南海南部出现的障碍层其结构和分布显著受风场的影响, 障碍层演变受混合层和等温层的发展的调制。夏季南海南部上层海洋在东南向 Ekman 水平输运以及东侧下降运动双重因素作用下, 较淡的水体在南海东南侧堆积, 混合层底部高温水脱离混合层保留在等温层中, 障碍层在南海东南侧最为深厚, 达到 30 m。最厚障碍层出现的位置和最厚南海暖水出现的位置几乎重合, 障碍层的“热障”作用促进了南海暖水的发展。

6.2 南海暖水

有研究发现季风与南海春季形成的上层高温水体有密切关系。Chu 等 (1997) 分析美国海军 MOODS 资料发现春季太阳辐射的增强和上层反气旋环流导致的辐合下降会促使菲律宾以西海域出现高于 29.5°C 的高温水体, 并在夏季风爆发后消失。李立 (1999) 发现, 1998 年南海季风期间 SST 高于 30°C 暖池的消失是标志着季风转换的主要特征。但上述暖水都在较短的时间出现在较小的海域。

沿用 Wyrki 对西太平洋暖池定义, 南海暖水定义为温度大于 28°C 的水体 (何有海等, 1999)。对于三维结构的南海暖水, 季节变化特征可以分为发展、维持、退缩和消失四个阶段, 发展阶段缘于南海的局地加热, 维持阶段南海暖水的厚度主要由湍流混合和 Ekman 效应维持, 秋冬季表层海洋急剧降温以及混合层底冷水的卷夹导致南海暖水退缩以致消失 (贾英来等, 2000; 张庆荣等, 2001)。春季到冬季上层环流的分布有利于南海暖池的扩张与维持 (何有海等, 2000)。南海暖水年变化在海气相互作用中的关系表现为, 南海暖水与 ENSO 和西太平洋副热带高压存在耦合振荡, 其变化与西太平洋暖池 SST 和赤道中东太平洋的长期变化较为一致 (何有海等, 1997; 王卫强等, 2000)。

6.3 冬季南海北部温跃层通风

王东晓等 (2001) 对冬季南海北部温跃层通风的研究发现, 南海温跃层通风伴随着独特的环流态位势涡度分布出现, 并呈现出明显的季节特征。冬季的位势涡度分布有一个近似为扁平椭球分布的高值中心, 水平环流和海盆内辐散下沉运动都沿这个三维的位势涡度中心的边缘进行。从混合层潜沉进入通风温跃层中的水体沿这个季节性的位涡池边缘, 向南部气旋式移动。随后的研究显示通风信号之一的温度月增量来源于秋冬季黑潮通过吕宋海峡向南海内部的入侵 (杜岩, 2002)。这表明, 南海海洋的季节变化可以深达温跃层, 南海上层环流的研究需要增加温跃层动力学部分, 温跃层与上混合层研究的展开有助于完备解释南海环流的季节变化规律 (王东晓, 2001)。

7 南海海气相互作用及其气候效应

吕世华等 (2000) 在 NCAR 区域气候模式 Regcm2 和普林斯顿海洋模式 POM 基础上发展了适用于南海海-气相互作用研究的区域海-气耦合模式, 模拟研究区域海-气相互作用的机制。模式采用同步耦合, 海洋模式将海表温度提供给大气模式, 大气模式为海洋模式提供太阳短波辐射、感热通量、潜热通量。海洋与大气模式每 15 分钟交换一次通量。耦合过程没有使用通量校正。赵永平等

(2000a) 分析了从冬到夏南海-热带东印度洋海温距平主要特征向量场的时空演变场, 指出春末夏初以苏门答腊为中心的热带海温距平场特征可以追溯到冬季南海海温场的变化, 后者与南海季风爆发也有较好关系是预测南海季风爆发时间的一个有意义的指标。

赵永平等 (2000b) 用 NCEP / NCAR 的 OISST 资料分析了南海暖池的年际变化特征及其与西太平洋暖池和印度洋暖池的关系, 讨论了南海暖池强度指数的年际变化与南海季风爆发时间的联系。其结果还发现, 南海暖池、西太平洋暖池和印度洋暖池处于同一大尺度海气耦合系统中, 有 4.8 年左右的长周期振荡。南海及邻近海域表层海温 (SST) 异常的气候意义可以通过数值模拟得到反映。王东晓等 (2001) 通过 IAP-AGCM 的数值试验表明, 东亚大气环流对这种 SST 异常的响应具有时变性 (或称季节性), 在空间上维持一定的经向结构和纬向结构。确切地说南海冷水年份, 夏季菲律宾附近维持一个反气旋式的差值环流, 它的低频活动造成了这个地区降水场的低频振荡; 夏季西太平洋副热带高压活动有所减弱、东移, 造成了水汽经向输送的异常分布。

8 结语

1998~2002 年间中国学者在南海物理海洋学方面的工作无论是从涉及科学问题的深度与广度都达到了前所未有的水平。南海季风试验的海洋观测、南沙海域综合科学考察的多次重复航次、近海环流 973 项目的南海观测等等不断地揭示出新的海洋学现象; 高精度、细分辨卫星遥感资料的大量采用也使南海海洋学研究达到一个新的高度; 大量的模式研究和模拟试验为揭示南海环流形成和变异的动力机制以及南海环流的预测预报提供了数理手段。由于篇幅所限和作者掌握相关信息不全面的原因, 我们在此没有完全覆盖这一阶段南海海洋学的研究全貌; 但是就上述研究成果足以吸引国内外同行对南海问题的关注。我们相信在今后不长的一段时间这方面的研究会有更为丰富、更具特色的成果产出, 推动海洋科学的不断前进。

中国学者 1998~2002 期间关于南海海洋学研究主要文献如下:

1. Chao S Y, Shaw P T and Wang J, Wind relaxation as a possible cause of the South China Sea Warm Current. *J. Oceanogr.*, **51**: 111-132, 1995.
2. Chao S Y, Shaw P T and Wu S Y, El Niño modulation of the South China Sea circulation. *Progress in Oceanography*, **38**: 51-93, 1996.
3. Chen C T and Huang M H, A mid-depth front separating the South China Sea water and the West Philippine Sea water. *J. Oceanogr.*, **52**: 17-25, 1996.
4. Chen C T and Wang S L, Influence of intermediate water in the western Okinawa Trough by the outflow from the South China Sea. *J. Geophys. Res.*, **103**: 12,683-12,688, 1998.
5. Chern C S and Wang J, A numerical study of the summertime flow around the Luzon strait. *J. Oceanogr.*, **54**: 53-64, 1998.
6. Chen J, Chen R, Shi P and Xie Q, Hydrographic Property and Its Variation Before-and-After the Summer Monsoon Onset in the Southern South China Sea in 1999. *Journal of Geosciences of China*, **4**(2): 57-67, 2002.
7. Chu P C, Tseng H C, Chang C P, and Chen J M, South China Sea warm pool detected from the Navy's Master Oceanographic Observational Data Set (MOODS). *J. Geophys. Res.*, **102**(C12): 15761-15771, 1997.
8. Chu P C, Lu S H, and Chen Y, Temporal and spatial variabilities of the South China Sea surface temperature anomaly. *J. Geophys. Res.*, **102**: 20,937-20,955, 1997.
9. Chu P C, Lu S H, and Chen Y C, Wind driven South China Sea warm-core/cool-core eddies. *J.*