

管秉贤

退休后

(2000—)

论文汇编

中国科学院海洋研究所

2013

目 录

1. **2011** 乐肯堂撰写：20 世纪中国知名海洋科学家 管秉贤
2. **2010** 获首届“曾呈奎海洋科技奖中的突出成就奖”附推荐书及获奖感言
3. **2006** Bingxian Guan & Guohong Fang: Winter counter-wind current off the Southeastern China Coast: A Review
4. **2006** 管秉贤，袁耀初：中国近海及其附近海域若干涡旋研究综述（I）
南海和台湾以东海域
5. **2007** 袁耀初，管秉贤：中国近海及其附近海域若干涡旋研究综述（II）
东海和琉球群岛以东海域
6. **2005** 管秉贤：中国海洋学高等教育最早机构之一——国立复旦大学生物
系海洋组的创建史
7. **2006** 管秉贤：薛芬先生和其创建的复旦大学海洋学组
8. **2006** 管秉贤：深切缅怀著名海洋学家，我国海浪科研事业的开拓者和奠
基人赵九章先生
9. **2001** 中科院大气物理所的 LASG 国家重点实验室的 Technical Report
No.6 刊出两文：
 - (1). 管秉贤、李荣凤、游小宝：菲律宾海西部环流研究中若干有争论问题的回顾与探讨。
 - (2). 管秉贤：黄东海西部沿岸海域冬季的逆温跃现象及其与深底层海流的关系。
10. **2002** 管秉贤：中国东南近海冬季逆风海流，中国海洋大学出版社，
(见另册)



国家出版基金项目
NATIONAL PUBLICATION FOUNDATION

国家重点图书出版规划项目

20世纪 中国知名科学家 学术成就概览

总主编 钱伟长

本卷主编 孙鸿烈

地学卷

大气科学与海洋科学分册

答秉贤

2011年5月

科学出版社

北京

目 录

《20世纪中国知名科学家学术成就概览》总序	钱伟长 (i)
《20世纪中国知名科学家学术成就概览·地学卷》前言	孙鸿烈 (iii)
20世纪的中国大气科学	(1)
20世纪的中国海洋科学	(26)
20世纪中国知名大气科学家	(73)
蒋丙然 (1883~1966)	(75)
李宪之 (1904~2001)	(83)
涂长望 (1906~1962)	(93)
赵九章 (1907~1968)	(104)
朱炳海 (1908~1994)	(114)
么枕生 (1910~2005)	(122)
卢 鋈 (1911~1994)	(132)
程纯枢 (1914~1997)	(143)
郭晓岚 (1915~2006)	(153)
杨鉴初 (1915~1990)	(164)
叶笃正 (1916~)	(176)
谢义炳 (1917~1995)	(187)
徐尔灏 (1918~1970)	(198)
陶诗言 (1919~)	(209)
高由禧 (1920~2001)	(220)
顾震潮 (1920~1976)	(230)
黄土松 (1920~)	(244)
赵柏林 (1929~)	(253)
周秀骥 (1932~)	(260)
巢纪平 (1932~)	(272)
伍荣生 (1934~)	(282)
丑纪范 (1934~)	(289)
曾庆存 (1935~)	(299)

符淙斌 (1939~)	(308)
吕达仁 (1940~)	(320)
李崇银 (1940~)	(333)
黄荣辉 (1942~)	(343)
吴国雄 (1943~)	(354)
廖国男 (1944~)	(365)
穆 穆 (1954~)	(378)
20 世纪中国知名海洋科学家	(389)
赫崇本 (1908~1985)	(391)
李法西 (1916~1985)	(401)
业治铮 (1918~2003)	(409)
毛汉礼 (1919~1988)	(420)
文圣常 (1921~)	(433)
管秉贤 (1923~)	(440)
秦蕴珊 (1933~)	(449)
苏纪兰 (1935~)	(459)
胡敦欣 (1936~)	(466)
汪品先 (1936~)	(480)
冯士筭 (1937~)	(492)
20 世纪中国大气科学大事记	(501)
20 世纪中国海洋科学大事记	(509)

管秉贤



管秉贤（1923~），浙江上虞人。物理海洋学家，我国海洋环流研究的开拓者和奠基人之一。1950年毕业于复旦大学海洋专业。1984年由国家学位委员会评为物理海洋学博士生导师。曾任中国科学院海洋研究所物理海洋学研究室副主任，国际海洋物理科学协会中国委员会主席和中国海洋湖沼学会理事等职。他长期致力于海洋环流与海气相互关系的研究。他的专著《中国东南近海冬季逆风海流》系统地阐述了他所发现的南海暖流和台湾暖流的时空变化特征（合作者陈上及，1964，下同），提出了中国东南近海冬季存在逆风北上海流的创新思想。他的“南海暖流的发现”获中国科学院科技进步奖一等奖（1986）。他率先提出了渤黄东海和南海北部海流结构框架和流系模式图。他的“渤黄东海逐月表层海流图”给出了中国浅海环流的分布特征。他的“中国海流结构的研究”获山东省首届科学大会奖（1978）。他发现了中国琼东沿岸、广州湾、汕头沿岸和浙东沿岸等处夏季存在上升流的现象。他发现了中国近海若干著名的中尺度涡旋等。他是中国大陆学者对东海黑潮研究的开创者。他的“黑潮及其邻域海流结构和变异的研究”获第三次国家自然科学奖四等奖（1988）。他在西北太平洋环流的研究中也取得诸多成果，其中“黑潮源地及赤道区海流结构及其与中国近海海气相互关系的研究”获中国科学院自然科学奖二等奖（1992）。他的研究成果不仅奠定了中国近海环流的研究基础，而且也对西北太平洋环流和海气相互关系的研究有重要的开拓作用。

一、简 历

管秉贤，1923年3月13日生于浙江省上虞县永和市（现上虞市永和镇）。

管秉贤出身于书香门第。祖父管仰止考中清朝的秀才后又考上廪生。管仰止创办了平昌小学，长期任平昌小学董事长，致力于教育事业。他的儒家思想、古文造诣和对童年管秉贤古文学习和写作的严格要求，对管秉贤影响很深。

管秉贤的父亲管企韩，上海文生氏英语专科学校毕业后先在上海美国花旗银行

任英文秘书，后任平昌小学校长。青少年时期的管秉贤在父亲的教导下，读英文名著，学习英语口语和写作，打下了良好的英语功底。管秉贤的伯父管家骥在美国康奈尔大学获农学博士学位后回国，先任南京金陵大学农学院园艺系教授，抗战期间在重庆北碚任中央农业实验所园艺系主任，抗战胜利后又返回南京继续在中央农业实验所任职。

管秉贤从7周岁开始求学，1936年他赴杭州投考初中，以名列前茅的成绩被杭州市立中学录取。后于1938年9月转入全省闻名的上虞县白马湖春晖中学。两年后以全年级第一名的成绩毕业。1940年夏季他以优异成绩被浙江省省立宁波中学高中部录取，后因日军轰炸等原因，辍学回家达4年之久。在家居的4年中，他不仅自学高中课程，而且还自学了世界语（Esperanto），并阅读《古文观止》及唐宋诗赋等古典文学名著。

抗日战争胜利后，在时任中央农业实验所园艺系主任的伯父的帮助下，1946年7月他到上海中山公园第四苗圃做一名普通职员。这一经历改变了他的人生旅程。在第四苗圃工作刚满两月，他看到报上刊登了上海国立复旦大学招收海洋组学生的消息，便在堂兄管懋贤的帮助下得以以同等学力参加报考，以名列前茅的成绩被录取，成为薛芬先生的一名学生。从此开始了他与海洋科学终生结缘的生涯。他在复旦大学海洋组的学习生涯分为两个阶段：1946年10月至1949年9月在上海复旦大学学习；1949年10月至1950年7月在青岛山东大学借读，并完成毕业论文。由复旦大学颁发毕业证书和授予理学学士学位。

1950年8月，由于赫崇本先生的大力推荐，管秉贤被分配到当年8月刚成立的中国科学院水生生物研究所青岛海洋生物研究室（中国科学院海洋研究所前身）。在赫崇本指导下，管秉贤随海军青岛基地人员一起到烟台港进行潮汐观测，为海军提供该港潮汐预报所需的资料。同年，他与其他人员一起还在胶州湾口进行海流15昼夜船舶连续观测，并进行潮流分析，以供潮流预报之用。

1951~1952年，为了掌握海浪预报方法，管秉贤翻译了不少有关海浪预报方面的英、俄文献。1952年，赵九章先生来青岛海洋生物研究室商讨地球物理研究所拟在青岛筹建我国首个海浪观测站事宜。赵九章看了他有关海浪预报的一些译作很高兴，希望管秉贤去他们所刚建立的海浪组工作。建立海浪观测站的主旨是观测外海传来的“涌浪先头波”（forerunner of the swell），通过资料分析，研究外海气象（特别是台风中心及其移动途径）情况。当年国际上对我国气象资料是封锁的，故这项工作正是急国家之所急的重要任务。1952~1954年，管秉贤在赵九章的领导和指导下参与了我国第一个海浪观测站（青岛小麦岛）的选址和建站工作，并负责海浪

目测所需测波浮杆的研制及波浪折射图的编绘。在此基础上,进行近海海浪波高和周期等要素的分布变化的分析研究。在赵九章的指导下,他根据小麦岛和团岛两站观测记录撰写了《青岛沿岸两个测站海浪表面波波高的统计分析》一文(手稿),并出版了《海浪预报》(1954)、《海浪理论》(1957)、《表面波与内波动力学》(1963)等几本俄文译著及发表了有关海浪的科普文章。

在结束短暂的海浪研究工作回到青岛海洋研究所后,他开始从事海洋环流的研究工作并直至今日。1957年管秉贤的首篇论文《中国沿岸的表面海流与风的关系的初步研究》,由他的导师赫崇本带到莫斯科在太平洋西部渔业研究委员会第二次会议上代为宣读。1958年8月至1962年2月,管秉贤经中国科学院海洋研究所党委书记孙自平批准,带家眷赴塘沽参加全国海洋综合调查办公室资料技术组工作,他任水文组副组长兼“中国近海的海流系统”研究专题负责人之一。这段工作为他后来进行海洋水文环流研究在科学思维上提供了宝贵的源泉。

1954年管秉贤晋升为中国科学院海洋研究所助理研究员。1978年5月在山东省首届科学大会上,他被晋升为副研究员,1983年6月经中国科学院地学部常委会通过,院方宣布他晋升为研究员。1984年国家学位委员会批准他为物理海洋学专业博士生导师。1978年10月至1984年4月任海洋研究所物理海洋学研究室副主任,成为毛汉礼先生的助手。1992年国务院批准他享受政府特殊津贴。

在此期间,管秉贤还承担过如下职务:中国海洋湖沼学会理事(1978~1988),中国海洋学会理事(1979~1989),IUGG中国委员会委员(1991~1998),IAPSO中国委员会主席(1989~1998),中国水文气象学会副理事长(1989~1997)及名誉理事长,《海洋与湖沼》学报编委(1984~1994),《海洋学报》编委(1979~1999)。此外,还担任过《中国大百科全书》编委会《海洋科学》编委及《区域海洋学》副主编(1982~1987),被国家新闻出版署授予荣誉证书及金质奖章(1993)。曾任全国自然科学名词审定委员会第一届《海洋科学名词》审定委员会委员及学术秘书。

管秉贤1954年参加九三学社,曾任中国科学院海洋研究所支社主委,1993年被九三学社青岛市委授予“为‘四化’建设做出显著成绩”的荣誉证书和优秀社员称号,1986年被九三学社山东省委评为先进工作者等。

管秉贤在中国科学院海洋研究所工作近50年(1950年8月~1999年12月),他在海洋研究所建所40周年(1990)、50周年(2000)及55周年(2005)时,被分别授予荣誉证书、“建所元老”称号、元勋奖及科技贡献奖,以表彰他在海洋研究所建所中所做出的突出贡献。2010年10月独得首届曾呈奎海洋科技奖“突出成就奖”。

管秉贤热爱祖国,热爱中国共产党,热爱事业。他从事物理海洋学研究将近60

年,学风正派、治学严谨、刻苦钻研,已发表和出版80余篇论文与专著,受到国内外学者广泛引用。他最早应用我国自己的调查资料,提出中国近海环流结构框架,并在海洋环流和涡旋等方面有不少新发现,并提出了一些创新性观点和见解。例如,发现南海暖流和台湾暖流,提出中国东南近海冬季存在逆风海流,改变了中外学者长期以来对中国近海流系结构的传统概念;发现东海黑潮变异与北太平洋副热带区风应力涡度变异有着密切的遥相关关系,提出东海黑潮变异、副热带风应力涡度变异与日本南岸黑潮出现大弯曲三者紧密相关的见解;发现我国台湾和菲律宾以东海域存在深层南向逆流和太平洋西部赤道潜流在厄尔尼诺(El Nino)期间消失逆转西流等现象。他多年来热心培养青年学子,把自己的知识与科学思维毫无保留地传授给他的学生与同行。他是我国著名的物理海洋学家,我国海洋环流研究的奠基人之一。他的论著为进一步研究中国近海环流及东海黑潮等奠定了良好的基础。

二、主要研究领域和学术成就

40余年来,管秉贤系统、全面和深入地研究了中国近海环流、黑潮和西北及赤道太平洋环流与海气相互关系。

(一) 主要科学研究成就

1. 奠定中国近海环流研究基础

管秉贤对中国近海环流的研究,主要贡献有:

(1) 根据我国调查资料,最早提出了渤黄东海和南海北部海流结构框架、流系模式图和“渤黄东海逐月表层海流图”,以及一些经观测实践证实的标志浅海环流特征的概念。他提出,渤黄东海整体作为一个半封闭海,其环流主要由一气旋式“流涡”组成,东侧为北上外海暖流及其延伸,西侧为南下沿岸流。他认为,中国沿岸的表面海流,在性质上是一个以风海流为主的流系。他指出,黄海冷水团气旋式环流具有“热成流”性质,冷水团夏季强度的多年变化主要取决于附近地区前冬气温的相应变化。他发现,长江冲淡水流具有“射形流”性质,并认为南海海盆深层水来自菲律宾以东海域1500~2000m层的西北太平洋深层水等。

(2) 他发现了琼东沿岸、广州湾、汕头沿岸、浙东沿岸等处夏季存在显著上升流现象。

(3) 他发现并指出了我国近海存在一些涡旋,如海南岛以东的暖涡和雷州湾以东的冷涡,台湾以北彭佳屿附近的小冷涡,东海西南部的暖涡及台湾东南外的“兰

屿冷涡”等。

这些早期研究结果均被后来调查研究所证实,并得到同行们的广泛引用,为研究我国近海环流奠定了良好基础。1978年,他的“中国海海流结构的研究”获山东省首届科学大会奖。

2. 发现南海暖流和台湾暖流

他发现了南海暖流和台湾暖流,并提出在中国东南近海冬季存在逆风北上海流的新观点。

在全国海洋综合调查期间(1958~1960),他发现广东和闽浙近海在沿岸流外侧存在两支流向终年偏北(冬季逆风)的海流,并把它们分别称为南海暖流和台湾暖流。这两支海流的命名已得到学界的广泛认同,并已被收录于全国自然科学名词审定委员会公布的《海洋科学名词》中。后来,通过对黑潮及其邻域联合调查(CSK)资料(1966~1968)及国家海洋局南海分局海流实测资料(1971~1973)的分析,他又发现广东外海冬季存在一支较强的东北向流,并认为这是早年发现的南海暖流的主干,从而为南海暖流提供了新证据。根据台湾海峡以南有南海暖流和以北有台湾暖流存在的现象,他提出了冬季在台湾海峡深底层也可能存在类似的逆风海流观点,并创新性地提出了一支把南海暖流和台湾暖流连接起来,贯穿中国东南近海冬季逆风北上海流的假设。2002年他出版了专著《中国东南近海冬季逆风海流》,书中进一步提出了我国东南近海存在自海南岛以东向东北流经粤东沿岸、台湾海峡、穿过东海陆架流向对马海峡的海流。现在,以南海暖流和台湾暖流为主要环节的这一流系,不仅得到越来越多实测资料的证实,而且这两支海流已被国内外学界认可。应当着重指出,这两支海流的发现不仅是我国海洋环流研究的重大成果,也是管秉贤对我国物理海洋学研究的重大贡献。它们的发现改变了人们对南海和东海冬季环流结构的传统认识。

1986年,管秉贤“南海暖流的发现”这一杰出的研究成果,获中国科学院科技进步奖一等奖。

3. 开创中国大陆学者对东海黑潮研究的先河

管秉贤自20世纪60年代初期起就对东海黑潮进行了系统研究。他阐明了其变异基本特征和主要成因,得出黑潮流速流量变异与北太平洋副热带中心区域风应力涡度具有显著的遥相关关系。这项结果具有重要理论意义和趋势预报价值。1964年,管秉贤提出的东海黑潮流轴位置明显偏南(流量随之增大)是日本以南黑潮出

现大弯曲和冷水团征兆的看法,比著名日本黑潮专家二谷颖男提出的类似见解要早8年。这一关系近年得到中外学者更长时间序列资料分析结果的证实。1979年在东京举行的第四届黑潮国际讨论会上他宣读了有关东海黑潮变异的研究结果,得到与会专家高度评价。1983年他又发现了东海黑潮流量、日本以南黑潮大弯曲与北太平洋副热带中心区域(即夏威夷群岛附近海域)风应力涡度三者之间的变动是密切相关的新结果。这一新结果为探索黑潮变动机制提供了新思路。

他还对黑潮时空变化提出了一系列新见解。如早在1983年他就发现了东海黑潮两侧存在若干冷暖涡。1985年他又揭示了我国台湾以东黑潮流场结构若干新特征,如出现弯曲、涡旋(“兰屿冷涡”)及深层南向逆流等。这些新特征均得到数值计算结果的支持。1986年他进一步指出了黑潮大弯曲和厄尔尼诺都与北太平洋风应力涡度场变化和大气辐聚带经向移动密切相关,而日本以南黑潮大弯曲常在厄尔尼诺事件后期开始出现。

管秉贤的工作为我国开展对东海黑潮的研究打下了良好的基础。1988年,他的“黑潮及其邻域海流结构和变异的研究”成果获国家自然科学奖四等奖。

4. 发现西北太平洋和赤道太平洋区域海洋环流若干新现象

从20世纪80年代起,管秉贤在国内海洋界率先把研究目光从中国近海转向西北太平洋、赤道太平洋和海气相互关系上来,并在其后的20多年中取得许多新成果。

1983年,他发现了琉球群岛以南存在一个尺度大、纵向深的暖涡。该暖涡已被1989~1996年施放的卫星追踪海面漂流浮标轨迹所证实。

1986年他指出了太平洋赤道潜流位置因新几内亚岛阻塞作用而北移,并发现了1982年7月厄尔尼诺期间,赤道潜流消失逆转的现象。后者被1987年厄尔尼诺期间同类赤道潜流逆转现象所证实。由他首次发现的这一西太平洋赤道潜流逆转现象,已被国际同行专家所着重引用。

1989年他阐明了北太平洋西部赤道流系及副热带逆流的基本特征及其变异原因。他指出,该海域纬向地转流带状结构与海面风应力涡度场的作用相一致。这一见解为判明迄今仍在争论中的副热带逆流的成因问题提供了有力佐证。

1989年他发现了棉兰老冷涡的变异与厄尔尼诺事件密切相关。他指出,在厄尔尼诺期间冷涡变强东扩,在非厄尔尼诺期间冷涡变弱西缩。这一发现,对该海域海气相互作用的探索提供了有力的启示。

1990年他发现了我国台湾和菲律宾以东海域深层存在与上层流向相反的南向逆

流。这项发现改变了北太平洋西边界深层环流结构的传统概念。

管秉贤的上述研究成果构成了一项综合性的成果，即“黑潮源地及赤道区海流结构及其与中国近海海气相互关系的研究”。1992年该项以管秉贤为首的综合研究成果获中国科学院自然科学奖二等奖。此外，管秉贤作为第二完成者的研究成果“海流数值预报表（渤黄东海及西北太平洋）”，1991年获得中国科学院科技进步奖二等奖。

（二）学术思想及其影响

物理海洋学是海洋学中的一个重要分支。在 21 世纪，物理海洋学的发展面临巨大的机遇和挑战，为此，管秉贤认为，我国学者应重视如下几个问题：

1. 重视海上现场调查，深入分析研究现场调查资料

管秉贤认为，要搞好物理海洋学研究首先要重视海上现场调查，因为要获得创新性成果，海上调查是唯一途径。虽然有些创新成果也可从数值模拟和理论研究中得到启示，但仍需通过现场观测加以验证。此外，他还认为，海上调查收集实测资料时应有严格要求，务必做到求真务实、一丝不苟，以保证资料的质量。事实上，管秉贤不仅重视海上调查工作，更重视对海上调查所得到的资料进行深入分析和研究。纵观迄今为止他所得到的多项发现，可以看出，他的每项发现（如南海暖流的发现和台湾暖流的发现等）都是基于对海上调查资料进行深入分析研究之后得到的。

2. 提倡海洋科学中各分支学科之间的交叉和综合研究

世界大洋既是一个整体，也是一个系统。因此，管秉贤认为，为使物理海洋学的研究走向深入，必须提倡海洋科学中各分支学科之间交叉和综合研究。基于这一观点，他认为这种综合性不仅体现在物理海洋学本身各领域之间，也应扩大到整个海洋科学以及其他学科之间。今后的海洋调查，除了专题调查之外，也应当大力提倡综合性的调查。例如，研究海洋环流时，不仅要考虑各种物理因素对海洋环流的影响，同时还要关注物理海洋学以外领域的信息，如有关底栖生物和浮游生物等分布的信息。例如，他所发现的南海暖流，就可从南海北部底栖生物区系分布中得到印证，因为“热带性较强的种类其分布基本与南海暖流的流经区域相吻合，”所以“根据热带性种类的分布也可探讨南海暖流的流向。”有人还通过对闽东渔场浮游植物指标种的分析，推得冬季台湾海峡深底层可能存在北向逆风海流这一事实。

3. 发展海洋数值模拟和预报技术，为海洋预报服务

管秉贤认为，研究物理海洋学的最终目的，主要是能对海洋事件做出预测和预

报。为了达到这一目的,数值模拟方法和动力理论研究是不可或缺的。尽管经验预报方法在相当长的时间内有着不可替代的作用,但是经验预报需要大量的台站和海上现场调查资料,而后者缺乏大面积的同步调查资料,故有很大的局限性。当然,卫星海洋学和遥感海洋学的发展已部分地解决了大面实时资料不足的困难,但是为了适应国民经济和国防建设的发展,管秉贤认为必须加强数值模拟和数值预报方法的研究。因此从20世纪70年代起,他就支持研究室内年轻科研人员开展潮汐潮流和海流的数值模拟和预报技术的研究。实际上,近20年来,随着计算技术的迅速发展,我国的海洋数值模拟工作已取得了长足进展,数值模拟中所包含的实况因子也已逐步增加。从已取得与海洋实况较为一致的若干数值模拟结果看,数值预报方法用于业务预报取得较好结果的可能性已随之增大,这就为以实时测报为基础的海洋数值预报打下了良好基础。

4. 加强基础理论研究,推动物理海洋学深入发展

近半个世纪以来,物理海洋学已从几十年以前的观测科学逐渐向实验科学、监测技术科学和预测科学的方向发展。管秉贤认为,在这一发展过程中,作为基础科学的物理海洋学,必须加强基础理论研究。这是因为,通过基础理论研究不仅能深入揭示各种物理海洋现象的成因和演变规律,也有助于揭示各物理海洋现象之间和海气相互作用以至于海洋与生物圈、岩石圈等地球上多种圈层结构相互作用的机制。此外,通过深入的基础理论研究,应当能更好地解决困扰海洋数值模拟和预报研究中的参数量化问题。

总之,管秉贤认为,把经缜密计划的海上现场调查与先进的数值模拟手段和深入的动力理论研究有机地结合起来,是21世纪物理海洋学研究的理想途径。

三、管秉贤主要论著

- 管秉贤. 1957. 中国沿岸的表面海流与风的关系的初步研究. 海洋与湖沼, 1 (1): 95-122.
- 管秉贤. 1963. 黄海冷水团的水温变化及其环流特征的初步研究. 海洋与湖沼, 5 (4): 255-284.
- 管秉贤. 1964. 黑潮流速流量的分布变化及其与地形关系的初步分析. 海洋与湖沼, 6 (3): 229-251.
- 管秉贤, 陈上及. 1964. 中国近海的海流系统//全国海洋综合调查研究报告. 国家科委海洋组编印.
- 管秉贤. 1978. 南海暖流的新证据. 海洋科学 (增刊号): 101-103.
- 管秉贤. 1978. 南海暖流——广东外海冬季一支逆风流动的海流. 海洋与湖沼, 9 (2): 117-127.
- 管秉贤. 1979. 东海黑潮变异研究的若干结果. 海洋与湖沼, 10 (4): 279-308.
- 管秉贤. 1982. 东海黑潮流量的变动及其原因的分析//中国海洋湖沼学会水文气象学会学术会议 (1980) 论文集: 103-116.

报。为了达到这一目的,数值模拟方法和动力理论研究是不可或缺的。尽管经验预报方法在相当长的时间内有着不可替代的作用,但是经验预报需要大量的台站和海上现场调查资料,而后者缺乏大面积的同步调查资料,故有很大的局限性。当然,卫星海洋学和遥感海洋学的发展已部分地解决了大面实时资料不足的困难,但是为了适应国民经济和国防建设的发展,管秉贤认为必须加强数值模拟和数值预报方法的研究。因此从20世纪70年代起,他就支持研究室内年轻科研人员开展潮汐潮流和海流的数值模拟和预报技术的研究。实际上,近20年来,随着计算技术的迅速发展,我国的海洋数值模拟工作已取得了长足进展,数值模拟中所包含的实况因子也已逐步增加。从已取得与海洋实况较为一致的若干数值模拟结果看,数值预报方法用于业务预报取得较好结果的可能性已随之增大,这就为以实时测报为基础的海洋数值预报打下了良好基础。

4. 加强基础理论研究,推动物理海洋学深入发展

近半个世纪以来,物理海洋学已从几十年以前的观测科学逐渐向实验科学、监测技术科学和预测科学的方向发展。管秉贤认为,在这一发展过程中,作为基础科学的物理海洋学,必须加强基础理论研究。这是因为,通过基础理论研究不仅能深入揭示各种物理海洋现象的成因和演变规律,也有助于揭示各物理海洋现象之间和海气相互作用以至于海洋与生物圈、岩石圈等地球上多种圈层结构相互作用的机制。此外,通过深入的基础理论研究,应当能更好地解决困扰海洋数值模拟和预报研究中的参数量化问题。

总之,管秉贤认为,把经缜密计划的海上现场调查与先进的数值模拟手段和深入的动力理论研究有机地结合起来,是21世纪物理海洋学研究的理想途径。

三、管秉贤主要论著

- 管秉贤. 1957. 中国沿岸的表面海流与风的关系的初步研究. 海洋与湖沼, 1 (1): 95-122.
- 管秉贤. 1963. 黄海冷水团的水温变化及其环流特征的初步研究. 海洋与湖沼, 5 (4): 255-284.
- 管秉贤. 1964. 黑潮流速流量的分布变化及其与地形关系的初步分析. 海洋与湖沼, 6 (3): 229-251.
- 管秉贤, 陈上及. 1964. 中国近海的海流系统//全国海洋综合调查研究报告. 国家科委海洋组编印.
- 管秉贤. 1978. 南海暖流的新证据. 海洋科学 (增刊号): 101-103.
- 管秉贤. 1978. 南海暖流——广东外海冬季一支逆风流动的海流. 海洋与湖沼, 9 (2): 117-127.
- 管秉贤. 1979. 东海黑潮变异研究的若干结果. 海洋与湖沼, 10 (4): 279-308.
- 管秉贤. 1982. 东海黑潮流量的变动及其原因的分析//中国海洋湖沼学会水文气象学会学术会议 (1980) 论文集: 103-116.

- 管秉贤. 1983. 黑潮源地区若干冷暖涡的主要特征//第二次中国海洋湖沼科学会议论文集: 1-30.
- 管秉贤. 1984. 东、南海中国近海一支冬季逆风北上海流的证据//渤海东海调查研究报告. 中国科学院海洋研究所编印: 142-150.
- 管秉贤. 1985. 南海北部冬季逆风海流的时-空分布特征. 海洋与湖沼, 16 (6): 430-438.
- 管秉贤. 1985. 台湾以东黑潮的深层流途径. 海洋与湖沼, 16 (4): 253-260.
- 管秉贤. 1985. 黄东海浅海水文学的主要特征. 黄渤海海洋, 3 (4): 1-10.
- 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.
- 管秉贤. 1986. 东海海流结构及涡旋特征概述. 海洋科学集刊, 27: 1-21.
- Guan B X. 1988. Major features and variability of the Kuroshio in the East China Sea. Chin J Oceanol Limnol, 6 (1): 35-48.
- 管秉贤. 1989. 棉兰老冷涡的变异与 El Nino 的关系. 海洋与湖沼, 20 (2): 131-138.
- Guan B X. 1990. A note on the deep circulation in the area east of Taiwan and the Philippines. Chin J Oceanol Limnol, 8 (2): 167-176.
- 管秉贤. 2002. 中国东南近海冬季逆风海流. 青岛: 中国海洋大学出版社: 267.
- Guan B X, Fang G H. 2006. The winter counter-wind current off the southeastern China coast: A review. J Oceanogr, 62 (1): 1-24.

主要参考文献

- 沈寿彭. 1985. 南海海区综合调查研究报告(二). 北京: 科学出版社: 422-423.
- 杜琦. 1989. 从浮游植物分布探讨闽东渔场的海流. 台湾海峡, 8 (3): 215-225.

撰写者

乐肯堂 (1939~), 上海人, 研究员。曾任中国科学院海洋研究所物理海洋学研究室副主任、国际海洋物理科学协会中国委员会主席和国际自然灾害防御学会副理事长等职。长期从事海洋环流和海洋灾害的研究。

曾呈奎海洋科技奖推荐书

被推荐人姓名:	管秉贤
申报类别:	突出成就奖
所在单位:	中国科学院海洋研究所
通讯地址:	上海市青浦区界泾港新村 47 号 405 室
邮政编码:	201700
电子信箱:	guanbx@163.com
联系电话:	(021) 59200375 / 13636678614
申报日期:	2010 年 4 月 1 日

曾呈奎海洋科技奖励办公室制

姓名	管秉贤	性别	男	出生年月	1923年3月	
政治面貌	九三学社	籍贯	浙江上虞市	民族	汉	
工作时间	1950年8月-1999年12月	学历	大学本科毕业	学位	理学学士	
专业技术职务	研究员		行政职务		曾任海洋研究所物理海洋学研究室副主任(1978年10月-1984年4月)	
毕业学校及专业	1950年7月毕业于国立复旦大学理学院海洋专业(其中1946年10月-1949年9月在上海复旦大学学习,1949年10月-1950年7月在青岛山东大学借读)					
个人简历	<p>1950年8月-1954年11月任中国科学院海洋研究所研究实习员,1954年12月-1978年4月任中国科学院海洋研究所助理研究员,1978年5月-1983年5月任中国科学院海洋研究所副研究员,1983年6月在中国科学院海洋研究所晋升为研究员。1978年10月-1984年4月任海洋所物理海洋学研究室副主任。1984年国家学位委员会评为物理海洋学专业博士生导师。其中,1952年底-1954年底在中科院前地球物理所从事海浪研究工作;1958年9月-1962年3月在国家科委海洋组全国海洋综合调查办公室资料技术组工作,任水文组副组长及“中国近海的海流系统”研究课题负责人之一。以后历任“黄东海环流研究”、“黄东海环流结构及海气相互作用研究”、“南海暖流研究”、“东海海流及黑潮研究”等项目课题负责人,并曾任《中国大百科全书》海洋科学卷编委及区域海洋学副主编。1986-1990年任国家自然科学基金项目“黑潮源地和赤道区环流结构及其与中国近海海气相互关系的研究”项目负责人;1992年起任国家自然科学基金重点项目“中国海陆架环流及其动力机制研究”项目负责人之一,并任其中“台湾一对马暖流系统的性质及其驱动机制的研究”课题负责人之一,在“七五”攻关项目中任“海流数值预报”重点课题负责人之一;在“八五”攻关项目中任“渤黄东海斜压海流数值预报模式研究”专题负责人之一,1999-2001年任国家自然科学基金项目“北太平洋西边界流在中国近海环流形成中的动力热</p>					

	<p>力作用”课题负责人之一，并参加中科院重点项目“渤海海洋动力结构及气候和环境影响的研究”（1997-2000）的工作。1999年12月底在海洋所工作近50年后退休，但仍继续研究海洋环流直至今日，以略表我热爱祖国、热爱中国共产党，热爱海洋科学事业的一点心愿。</p>
<p>主要 学术 社会 兼职</p>	<p>曾经担任过如下职务： 中国海洋湖沼学会理事（1978-1988），中国海洋学会理事（1979-1989），IUGG 中国委员会委员（1991-1998），IAPSO 中国委员会主席（1989-1998），中国水文气象学会副理事长（1989-1997）及名誉理事长，《海洋与湖沼》学报编委（1984-1994），《海洋学报》编委（1979-1999）。此外，还担任过《中国大百科全书》编委会《海洋科学》编委及《区域海洋学》副主编（1982-1987），被国家新闻出版署授予荣誉证书及金质奖章（1993）；并任全国自然科学名词审定委员会中的第一届《海洋科学名词》审定委员会委员及学术秘书。1954年参加九三学社，曾任海洋所支社主委。</p>
<p>获 奖 和 誉 号 情 况</p>	<p>奖励： （1）“黑潮及其邻域海流结构和变异的研究”获第三次国家自然科学奖四等奖（1988年）。 （2）“黑潮源地及赤道区海流结构及其与中国近海海气相互关系的研究”获中国科学院自然科学二等奖（1992年）。 （3）“南海暖流的发现”获中国科学院科技进步一等奖（1986年）。 （4）“中国海海流结构的研究”获山东省首届科学大会奖（1978年）。 （5）作为第二完成者的研究成果“海流数值预报表（渤黄东海及西北太平洋）”，1991年获得中国科学院科技进步二等奖。 荣誉称号： 2008年4月被入选为《二十世纪中国知名科学家学术成就概览》（地学卷）</p>

入传者之一。1992年国务院批准享受政府特殊津贴；

1993年被九三学社青岛市委授予为“四化”建设做出显著成绩的荣誉证书和优秀社员称号，1986年被九三学社山东省委评为先进工作者等；海洋所建所40周年（1990），50周年（2000）及55周年（2005）时，被分别授予荣誉证书，“建所元老”称号，元勋奖及科技贡献奖。

发表论文、专著的情况

发表论文80余篇，专著一本。2002年发表的专著《中国东南近海冬季逆风海流》系统地阐述了管秉贤和合作者陈上及（1964，下同）所发现的南海暖流和台湾暖流的时空变化特征，提出了中国东南近海冬季存在逆风北上海流的创新思想。方国洪（2002）对该专著予以高度评价（见附件：关于《中国东南近海冬季逆风海流》的意见）。论著主要涉及中国近海环流、黑潮和西北及赤道太平洋环流与海气相互关系的研究，这些方面的重要论著如下：

1、管秉贤，1957，中国沿岸的表面海流与风的关系的初步研究。海洋与湖沼，1（1）：95-122，并见：《太平洋西部渔业研究委员会第二次全体会论文集》，p. 44-51（1959）。

2、管秉贤，1963，黄海冷水团的水温变化及其环流特征的初步研究。海洋与湖沼，5（4）：255-284。

3、管秉贤，1964，黑潮流速流量的分布变化及其与地形关系的初步分析，海洋与湖沼，6（3）：229-251。

4、管秉贤、陈上及，1964，中国近海的海流系统。载《全国海洋综合调查研究报告》，第5册第6章，1-85页，附图1-74号（国家科委海洋组编印）。

5、管秉贤，1978，南海暖流的新证据，海洋科学（增刊号），p. 101-103。

6、管秉贤，1978，南海暖流——广东外海冬季一支逆风流动的海流。海洋与湖沼，9（2）：117-127。

7、管秉贤，1979，东海黑潮变异研究的若干结果。海洋与湖沼，10（4）：279-308，英文见：“The Kuroshio IV-Proceedings of the 4th Symposium for CSK”（Tokyo, 1979）. p. 897-911（1980）。

8、Guan Bingxian & Mao Hanli, 1982. A Note on the Circulation of the East China Sea, Chin. J. Oceanol. Limnol. 1(1):5-16, 并见：“Proceedings of the Japan-China Ocean Study Symposium”（Shimizu, Japan, 1981）p. 1-24（1982）。

9、管秉贤，1982，东海黑潮流量的变动及其原因的分析。载：“中国海洋湖沼学会水文气象学会年会论文集”（厦门，1980），103-116。英文见：“Proceedings of the Japan-China Ocean Study Symposium”（Shimizu, Japan, 1981），118-137；及 Chin. J. Oceanol. Limnol. 1(2):156-165（1983）。

10、管秉贤，1983，黑潮源地区域若干冷暖涡的主要特征。载：“第二次中国海洋湖沼科学会议论文集”（武汉，1979），1-30，英文见：“Chin. Jour. Oceanol. Limnol”。

1(3):248-257 (1983)。

11、管秉贤, 1984, 东、南海中国近海一支冬季逆风北上海流的证据。载:《渤黄东海调查研究报告》, 142-150 (中科院海洋所编印) 英文见: Chin. J. Oceanol. Limnol. 4(4):319-332(1986)。

12、管秉贤, 1985, 南海北部冬季逆风海流的时-空分布特征。海洋与湖沼, 16(6): 430-438。

13、管秉贤, 1985, 台湾以东黑潮的深层流途径。海洋与湖沼, 16(4): 253-260, 英文见: La mer, 22(3-4): 156-162(1984)。

14、管秉贤, 1985。黄东海浅海水文学的主要特征, 黄渤海海洋, 3(4): 1-10。英文见: "Ocean Hydrodynamics of the Japan and East China Seas" (edited by T. Ichiye), 1-14, Elsevier Oceanography Series, 1984。

15、Guan Bingxian, 1986, Current structure and its variation in the equatorial area of the western north Pacific Ocean. Chin. J. Oceanol. Limnol. 4(3):239-255. [摘要见: IAMAP/IAPSO Joint Assembly(1985, Hawaii)摘要汇编]。

16、管秉贤, 1986。东海海流结构及涡旋特征概述。海洋科学集刊。27: 1-21, 英文见: "Proceedings of SSCS" (Hangzhou, China 1983), 52-73(1983)。

17、Guan Bingxian, 1988, Major features and variability of the Kuroshio in the East China Sea. Chin. J. Oceanol. Limnol. 6(1):35-48。

18、管秉贤, 1989。棉兰老冷涡的变异与 El Nino 的关系, 海洋与湖沼, 20(2): 131-138。

19、Guan Bingxian, 1990, A note on the deep circulation in the area east of Taiwan and the Philippines. Chin. J. Oceanol. Limnol. 8(2):167-176。

20、Guan Bingxian, 1994. Patterns and structures of the currents in Bohai, Huanghai and East China Seas. In: "Oceanology of China Seas", V. I, 17-26. Kluwer Academic Publishers, Netherlands。

△ 21、管秉贤, 2002。中国东南近海冬季逆风海流, 中国海洋大学出版社, 267pp。

△ 22、Guan Bingxian & Fang Guohong. 2006. The winter counter-wind current off the southeastern China coast: A Review. Journal of Oceanography. 62(1):1-24。

△ 23、管秉贤、袁耀初, 2006。中国近海及其附近海域若干涡旋研究综述(一)——南海和台湾以东海域。海洋学报。28(3): 1-16。

全部论著目录见附件, 其中有△记号的文章为退休后所作。

科技成果应用情况或技术推广情况

本人所获成果均为科学理论成果, 最主要的意义是加深和改变人们对我国近海和邻近大洋环流和海气相互关系的认识, 例如, 发现南海暖流和台湾暖流提出中国东南近海冬季有一支逆风北上海流, 改变了国内外学者的传统认识; 发现台湾和菲律宾以东海域存在深层南向逆流, 改变了深海环流的经典模式; 发现太平洋西部赤道潜流在 El Nino 期间消失逆转, 也为认识海气相互关系提供新现象等等。这些创新思想和发现的新现象引起国内外学者的深切关注和广泛引用, 为人类探索海洋环流的奥秘前进一步, 提供了新的

知识。

当然，冬季逆风海流的发现及黑潮变异关系的认识等也有重要的实践意义。例如，南海暖流这一深达千米的冬季逆风海流的存在，对于扼太平洋与印度洋之间海运要道的南海北部，特别是对于潜艇航行，水下武器施放等等，在军事国防事业上也很有实际意义。认识黑潮的变异成因更对了解我国东部地区气候变异的情况有着一定的作用，其实践意义也是众所公认的，当然也与航运活动等有着密切关系。

在我退休前(1999年2月)，曾对论文引用情况作过检索，详见附件(管秉贤论著选集)

主要学术成就和贡献

本栏目是评价被推荐人的重要依据。应详实、准确、客观地填写被推荐人从开始工作起至今为止，在学科发展、推动行业技术进步等方面作出的贡献，纸页不敷，可另增页

1. 奠定中国近海环流研究基础

管秉贤在这方面的主要贡献有：

1) 根据我国调查资料率先提出了渤黄东海和南海北部海流结构框架、流系模式图和“渤黄东海逐月表层海流图”以及一些经观测实践证实的标志浅海环流特征的概念。例如提出了渤黄东海整体作为一个半封闭海，其环流主要由一气旋式“流涡”组成，东侧为北上外海暖流及其延伸，两侧为南下沿岸流。认为中国沿岸的表面海流，在性质上是一个以风海流为主的流系。指出黄海冷水团气旋式环流具有“热成流”性质，冷水团夏季强度的多年变化主要决定于附近地区前冬气温的相应变化。又发现长江冲淡水流具有“射形流”性质，并认为南海海盆深层水来自菲律宾以东海域 1500—2000m 层的西北太平洋深层水等。

2) 发现了琼东沿岸、广州湾、汕头沿岸、浙东沿岸等处夏季存在显著上升流现象。

3) 发现并指出了我国近海存在一些涡旋，如海南岛以东的暖涡和雷州湾以东的冷涡，台湾以北彭佳屿附近的小冷涡，东海西南部的暖涡及台湾东南外的“兰屿冷涡”等。

这些早期研究结果均为后来调查研究所证实，并得到同行们的广泛引用，为研究我

国近海环流奠定了良好基础。1978年，管秉贤的“中国海海流结构的研究”成果获山东省首届科学大会奖。

2. 发现南海暖流和台湾暖流

发现了南海暖流和台湾暖流，并提出在中国东南近海冬季存在逆风北上海流的新观点。

在全国海洋综合调查（1958-1960）期间，发现广东和闽浙近海在沿岸流外侧存在两支流向终年偏北（冬季逆风）的海流，并把它们分别称为“南海暖流”和“台湾暖流”。这两支海流的命名已得到学界的广泛认同，并已被收录于全国自然科学名词审定委员会公布的《海洋科学名词》中，而且已标示于《中国大百科全书（大气科学海洋科学水文科学）》之“渤、黄、东海及南海北部冬季主要流系图”上。后来，通过对黑潮及其邻域联合调查（CSK）资料（1966-1968）及国家海洋局南海分局海流实测资料（1971-1973）的分析，又发现了广东外海冬季存在一支较强的东北向流，并认为这是早年发现的南海暖流的主干，从而又为南海暖流提出了新证据。根据台湾海峡以南有南海暖流和以北有台湾暖流存在的现象，提出了冬季在台湾海峡深底层也可能存在类似的逆风海流的观点，由此认为，这支逆风海流把南海暖流和台湾暖流连接起来，因此创新性地提出了一支贯穿中国东南近海冬季逆风北上海流的假设。这一假设近年得到海底漂浮器观测结果及台湾学者在台湾海峡中海流观测结果的证实。为了论证这一创新思想，2002年出版了论述《中国东南近海冬季逆风海流》的专著。在该专著中，进一步提出了我国东南近海存在自海南岛以东向东北流经粤东沿岸、台湾海峡、穿过东海陆架流向对马海峡的海流。现在，以南海暖流和台湾暖流为主要环节的这一流系，不仅得到愈来愈多实测资料的证实，而且这两支海流已为国内外学界认可。最近，乐肯堂（2008）在撰写管秉贤的传记时称：应当着重指出，这两支海流的发现不仅是我国海洋环流研究的重大成果，也是管秉贤对我国物理海洋学研究的重大贡献。它们的发现改变了人们对南海和东海冬季环流结构的

传统认识。

1986年，管秉贤的“南海暖流的发现”这一杰出的研究成果获中国科学院科技进步一等奖。

3. 开创中国大陆学者对东海黑潮研究的先河

管秉贤自1960年代初期起就对东海黑潮进行了系统研究。阐明了其变异基本特征和主要成因，得出了黑潮流速流量变异与北太平洋副热带中心区域风应力涡度具有显著的遥相关关系。这项结果具有重要理论意义和趋势预报价值。1964年，管秉贤提出的东海黑潮流轴位置明显偏南（流量随之增大）是日本以南黑潮出现大弯曲和冷水团的征兆的看法，比著名日本黑潮专家二谷颖男提出的类似见解要早8年。这一关系近年得到中外学者更长时间序列资料分析结果的证实。1983年又发现了东海黑潮流量、日本以南黑潮大弯曲与北太平洋副热带中心区域（即夏威夷群岛附近海域）风应力涡度三者之间的变动是密切相关的新结果。这一新结果为探索黑潮变动机制提供了新思路。

不仅如此，管秉贤在黑潮研究中不但发现了新现象，而且还对其时空变化提出了一系列新见解。如早在1983年就发现了东海黑潮两侧存在若干冷暖涡。1985年又揭示了台湾以东黑潮流场结构若干新特征，如出现弯曲，涡旋（“兰屿冷涡”）及深层南向逆流等。这些新特征均得到了数值计算结果的支持。1986年进一步指出了黑潮大弯曲和El Nino都与北太平洋风应力涡度场变化和大气辐聚带经向移动密切相关，而日本以南黑潮大弯曲常在El Nino事件后期开始出现。

管秉贤是第一位在黑潮国际讨论会（东京，1979）上宣读论文的中国大陆学者，该文得到与会黑潮专家们高度评价。苏纪兰（1987）当年在评议管秉贤申报国家自然科学基金的意见中曾指出，“若推对东海黑潮的了解，管秉贤在全世界上应是首屈一指，毫无愧色的”。“他的工作为我国开展对东海黑潮的研究打下了良好的基础”。1988年，管秉贤的“黑潮及其邻域海流结构和变异的研究”成果获第三次国家自然科学基金四等奖。

4. 发现西北太平洋和赤道太平洋区域海洋环流若干新现象

从上世纪八十年代起，由于全球变暖命题的提出，管秉贤在国内海洋界率先把研究目光从中国近海转向西北太平洋、赤道太平洋和海气相互关系上来，并在其后的 20 多年中取得许多新成果。例如，1990 年发现了台湾和菲律宾以东海域深层存在与上层流向相反的南向逆流。这项发现改变了北太平洋西边界深层环流结构的传统概念；1986 年指出了太平洋赤道潜流位置因新几内亚岛阻塞作用而北移，并发现了 1982 年 7 月 El Nino 期间，赤道潜流消失逆转的现象。后者为 1987 年 El Nino 期间同类赤道潜流逆转现象所证实。由管秉贤首次发现的这一西太平洋赤道潜流逆转现象，已为国际同行专家所着重引用；1989 年管秉贤阐明了北太平洋西部赤道流系及副热带逆流的基本特征及其变异原因，指出该海域纬向地转流带状结构与海面风应力涡度场的作用相一致。这一见解为判明迄今仍在争论中的副热带逆流的成因问题提供有力佐证；1989 年管秉贤发现了棉兰老冷涡的变异与 El Nino 事件密切相关并指出在 El Nino 期间冷涡变强东扩，在非 El Nino 期间冷涡变弱西缩。这一发现，对该海域海气相互作用的探索提供了有力的启示。1983 年，管秉贤发现了琉球群岛以南存在一个尺度大、纵伸深的暖涡。该暖涡已为 1989-1996 年期间施放的卫星追踪海面漂流浮标轨迹所证实。

管秉贤的上述研究成果构成了一项综合性的成果，即“黑潮源地及赤道区海流结构及其与中国近海海气相互关系的研究”。1992 年该项以管秉贤为首的综合研究成果获中国科学院自然科学奖二等奖。此外，管秉贤作为第二完成者的研究成果“海流数值预报表（渤海东海及西北太平洋）”，1991 年获得中国科学院科技进步二等奖。

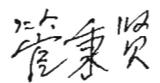
所以，管秉贤的这方面工作对西北及赤道太平洋环流和海气相互关系的研究，也有重要的开拓作用。

综上所述，乐肯堂（2008）在为管秉贤撰写《二十世纪中国知名科学家学术成就概览》（地学卷）《管秉贤》文的首页摘要中称：“管秉贤是我国海洋环流研究的开拓者和奠基人之一”。（《管秉贤》文已排初校样并经审稿和校阅，现正在整理出版中，请见附件8：2009年12月28日《概览》编委会办公室吴三保致乐肯堂函）。

声
明

负责

本人对以上内容及全部附件材料进行了审查，对其客观性和真实性

被推荐人签名：管秉贤 

2010年 4 月 1 日

管秉贤先生在所庆节日里抒发的获奖感言

欣逢我所成立六十周年的喜庆节日，“曾呈奎海洋科技奖”首届评委会授予我“突出成就奖”，使我倍感万分荣幸和高兴，在此深表感谢！

首先，要感谢党在新中国成立不到一年之际，就创建了我国首个海洋研究所，使我有幸能在首届所领导童弟周、曾呈奎和张玺三位先生及物理海洋学研究室创建人毛汉礼先生的热情培养、教育和关怀下，从事祖国海洋科学的研究，同时要深深缅怀引领我进入海洋科学领域的三位老师，他们是：复旦大学海洋组主任薛芬先生，前（青岛）山东大学教授赫崇本先生和中科院前地球物理研究所所长赵九章先生。

饮水思源，我能做出一些创新性的我国近海海洋环流方面的科研成果，使我深切缅怀 1958 年前所党委书记孙自平批准我带眷参加（塘沽）全国海洋综合调查办公室资料技术组工作，这一决定使我能有机会与复旦大学四年同班同学陈上及教授共同负责水文组的业务工作，并合作撰写全国海洋综合调查海流部分报告——“中国近海的海流系统”（1964），这样，我们有幸首先接触到我国近海首批大量的海流和水文实测资料进行分析研究，这份调查报告所提出的科研成果，都是我和陈上及教授平等合作研究所得。同时这段合作过程，又为我后来进行海流水文研究工作在科学思维上提供了许多宝贵的源泉。

在经历十年“动乱”当我重新回到科研岗位时，是曾先生热情鼓励和支持我重新拾起笔来。1978 年我发表了“南海暖流——广东外海一支冬季逆风流动的海流”一文之后，即引起了中科院南海海洋研究所和国家海洋局南海分局的很大重视，他们分别完成的“南海暖流动力学实验”（郭忠信，1985）及“南海北部陆架邻近水域十年水文断面调查”（钟欢良，1990）的高水平观测和研究结果，都充分证明冬季逆风的南海暖流，不仅存在于南海北部陆架及其坡折带，还存在于以南的千米深水海域，它虽有时——空变动，却是终年存在的。为了阐明南海暖流及中国东南近海冬季存在的逆风海流的形成机制，众多海洋动力学家进行了多种不同模式的数值模拟研究。尽管迄今尚未达到一个共识，但都明确地支持这一流系的存在。最近，薛亚等（2004）根据“地形阻塞波”理论，对南海暖流的形成机制提出了一个理论解释，并

赋予南海暖流一个新名称：“压力驱动的南海暖流”。所以，一项突出的科研成果必需要得到众多学者调查研究工作的支持和检验的。

我在1960年代初期就开始研究东海黑潮，曾先生知道这一情况。所以当1979年初国家海洋局要组团去东京参加由IOC名义举办的黑潮第四次国际讨论会时，曾先生就派我作为我所代表参加，在会上我发表了“东海黑潮变异研究的若干结果”的报告，得到与会同行专家的高度评价，甚至连IOC英籍高官也祝贺我说：“我听日本朋友说，你发表了一篇高水平的论文”。回国后我在向曾所长和毛汉礼先生汇报时，曾所长鼓励我说：“您为祖国争了光”，是曾所长首次给我走出国门进行国际学术交流的机会，至今仍缅怀他对我的热情培养。

在我退休后决定出版《中国东南近海冬季逆风海流》（2002）专著时，有一个因素是受了1985年台湾旅美海洋学家汪东平教授给我的一封信的鼓励，他说：“您论文（Guan, 1985）提到东海、南海的逆风流，经由台湾海峡相连接，这个假说，台湾近年在台湾海峡做的水流观测，已明确的证实了逆风流的存在。”在秋、冬季东北风影响下，台湾海峡海流的真实流量犹是一个有待解决的问题。我深信在今天两岸和平发展的大好时光，也是两岸海洋学家进一步加强合作开展同步调查研究的好机会。在拙著中，尽量引用了台湾学者已公开发表的测流记录和他们的观点，在这里我要向他们致谢！

综上所述，我真切认为，这份授予我的“突出成就奖”，也是授予曾以各种不同形式帮助和支持过我的中华民族广大的海洋科学工作者的。

最后，我要深切感谢所领导秦蕴珊院士，孙松所长及刘瑞玉院士对我获奖所做出的郑重推荐和公平评审！同时，我还要深深感谢在我科研旅途中一贯予以大力扶持，对我科研成果做出公正、公平评价的苏纪兰院士；出资为我出版专著和合作出版外文综述为我成果“锦上添花”的方国洪院士；以及科研知己袁耀初教授，孙湘平教授等和我撰写传记及帮我申报“突出成就奖”等等付出辛勤精力的乐肯堂教授等！

我更希望我所的海洋学者，特别是年青一代，要以六十年大庆为新的契机，在前辈所积累的丰硕成果基础上，奋力拼搏，脚踏实地，求真务实，大力进行创新性研究，为把我所创建成为具有世界一流水平的海洋研究所做出突出贡献！谢谢大家！

Review

Winter Counter-wind Currents off the Southeastern China Coast: A Review

BINGXIAN GUAN¹ and GUOHONG FANG^{2*}

¹*Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Qingdao 266071, China*

²*Laboratory of Marine Science and Numerical Modeling, First Institute of Oceanography, State Oceanic Administration, Qingdao 266061, China*

(Received 27 December 2004; in revised form 8 July 2005; accepted 8 July 2005)

This review covers the discovery and studies of the year-round northeastward currents off the southeastern China coast, paying special attention to its upwind characteristic in winter, mainly focusing on work by Chinese oceanographers. This current system is a prominent and unique phenomenon in the shelf circulation of the world ocean. The general features of the current system are summarized. The evidence for the existence and the variation of the three parts of the currents—the South China Sea Warm Current, the Taiwan Strait Warm Current and the Taiwan Warm Current—are separately elucidated. The formation mechanisms of the current as a whole are explained using dynamic analysis and numerical simulation results. Some suggestions for further studies are also made.

Keywords:

- Winter Counter-wind Currents.
- southeastern China adjacent waters.
- South China Sea Warm Current.
- Taiwan Strait Warm Current.
- Taiwan Warm Current.

1. Introduction

The continental shelf southeast of China is one of the widest shelves in the world ocean (Fig. 1). It consists of the northern South China Sea (SCS) shelf, the Taiwan Strait (TS) and the Southern East China Sea (ECS) shelf. Monsoon prevails over this region, with a stronger northeast wind in winter and a weaker southwest wind in summer. Concerning the winter current pattern off the southeastern China coast, both Chinese and foreign oceanographers (e.g., Uda, 1931; Kwan, 1957; Wyrтки, 1961; Uda and Nakao, 1974) believed unanimously for years that the intense forcing of northeast wind causes the currents from the surface to lower layers all to follow the wind, that is, they flow from NE to SW. The northeastward Winter Counter-wind Currents (WCWC) off the southeastern China coast were initially discovered during the Chinese Nationwide Comprehensive Oceanographic Survey (1958–1960), from the measured current data obtained from anchored stations and hydrographic characteristic analysis (Guan and Chen, 1964). These currents are located closely adjacent to and on the seaward side of the downwind coastal current (China Coastal Current) and flow toward the NE throughout the year. Therefore, they

appear to be counter-wind in winter and downwind in summer.

Through nearly 40 years of efforts by Chinese oceanic organizations and scientists (including the investigation of Taiwan scientists on circulation around Taiwan, especially on the eastern part of the Taiwan Strait), these currents have been gradually recognized. Guan (1986) proposed that the WCWC originates from the offshore area east of the Hainan Island, flows over the shelf-slope region of the northern SCS, passes through the TS and finally enters the southwestern part of the ECS. These currents, successively from SW to NE, consist of three components, namely the South China Sea Warm Current (SCSWC), the Taiwan Strait Warm Current (TSWC) and the Taiwan Warm Current (TWC). The SCSWC and the TWC were initially proposed as independent currents in the SCS and ECS respectively (Guan and Chen, 1964), and afterwards, considering their relations with the current in the TS and emphasizing their counter-wind characteristic in winter, these three currents as a whole were named the WCWC off the southeastern China coast (Guan *et al.*, 1964, manuscript). Though the presently available observations cannot yet provide a perfect composite picture to show that these three parts of the currents are well-connected to each other, we will still hypothetically consider them as a current system below, as Guan *et al.* (1964, manuscript) did.

* Corresponding author. E-mail: fanggh@fio.org.cn

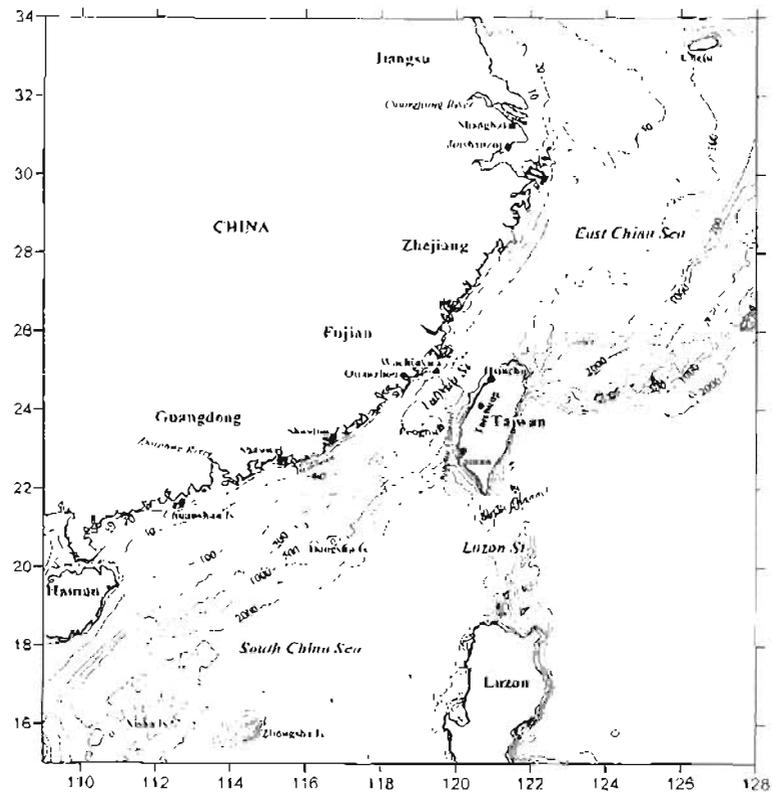


Fig. 1 Waters southeast of China. Depth contours are in meters

On the west side of the western boundary currents in the world ocean, only the offshore area of China has a broad continental shelf, so this counter-wind current system is also a prominent, unique phenomenon in the shelf circulation of the world ocean. In terms of the annual mean, it is a part of the Taiwan-Tsushima-Tsugaru Warm Current System (Fang *et al.*, 1991) and of the Hainan-Taiwan-Tsushima-Tsugaru Warm Current System (Li *et al.*, 1992, Li and Zeng, 1994), or a part of "the Inshore Branch of the North Pacific Western Boundary Current", as recently proposed by Fang.

Since the studies concerning these counter-wind currents were mainly carried out by Chinese scientists on both sides of the TS and those in the United States, the present review chiefly summarizes the work done by Chinese oceanographers.

2. General Features of the Currents

In the open literature, the concept of the existence of this current system was first suggested by Guan and Mao (1982) at the "China-Japan Ocean Study Symposium" (1981) and soon thereafter by Guan (1984) at the "JECSS II Workshop" (1983). The existence of this current system in summer is beyond doubt, therefore only the evidence for this current system in winter was sum-

marized by Guan (1986), as shown in Fig. 2.

In the figure, the solid vectors show the residual currents (24-hour means) at 10 m depth in winter (NDJFM) in the offshore area of Guangdong, the western TS and the offshore area east of Zhejiang. Most of these current measurements were made during 1958–1960, 1970–1973, 1977–1978 and 1982. The open vectors are the current vectors derived from ship-drift data in February in the period 1910–1921 reproduced from the "Meteorological and Ocean Current Charts in the Adjacent Sea of Japan" (JHO, 1925). It can be readily seen that the water in the offshore region extending from northeast of Hainan Island, through the TS and to the Changjiang River estuary flows nearly consistently towards the NE in winter, i.e., against the NE monsoon. The vertical structures of the residual current velocity at day-night anchored and mooring stations A, B, C, D and E located in the near-shore regions east of Zhejiang, Quanzhou, Shantou and Hainan, and in the deep-water area southeast of Shantou (see Fig. 2 for station locations), respectively, are shown in Fig. 3. We can see from the figure that, except for the surface layer at individual stations, where the drift current induced by the northerly wind may prevail, current directions in the entire column at these five stations are basically the same, i.e. toward the NE. On the basis of the

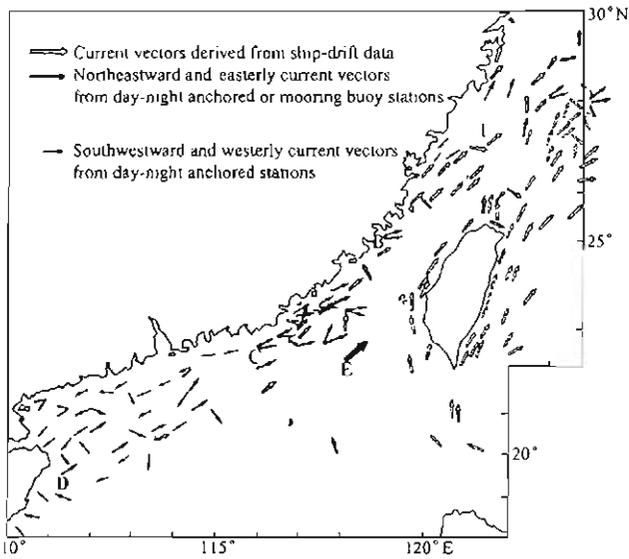


Fig. 2. Observation results of the current in winter off the south-eastern China coast (after Guan, 1986).

current observations available at the time, Guan believed that the distribution of the residual currents shown in Fig. 2 was representative of the current condition not only at 10 m depth but also below this depth in these areas, and thus proposed the existence of the WCWC

The TS is the key region (like a "throat") of this current system. The question whether there is a net northward flux from the SCS through the TS to the ECS under the influence of strong and persistent NE monsoon in winter has not yet been entirely resolved. A few long period current measurements at mooring stations in the east part of the TS showed that, as a whole, monthly and seasonal mean currents, even in NE monsoon period, were northward, although flow reversals were often observed when the NE monsoon winds blew for a period of time (Chuang, 1985, 1986; Wang and Chern, 1988, 1989; Ko *et al.*, 2003). We therefore tend to believe that the counter-wind current exists in the TS which connects the counter-wind current in the SCS and that in the ECS (Dongping Wang, 1985, personal communication) for most of the NE monsoon period, though the connection may be interrupted by flow reversals when cold air fronts pass over this area. In contrast, on the basis of their recent numerical results Wu and Hsin (2005) emphasized that the transports in the TS could be toward the southwest in fall and winter.

Since the end of the 1980's a number of studies, including an analytical study (Fang and Zhao, 1988) and numerical simulations (e.g., Su and Wang, 1987; Li *et al.*, 1992, 1993; Cai and Wang, 1997), have supported the existence of the WCWC off the southeastern China

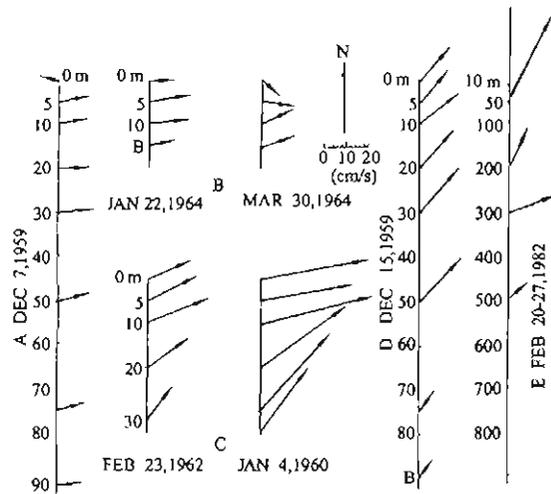


Fig. 3. Vertical structures of the residual current at some day-night anchored and mooring stations in winter off the south-east coast of China (after Guan, 1986).

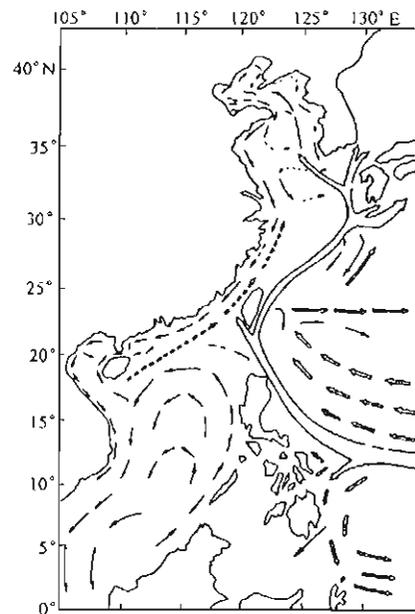


Fig. 4. Schematic representation of the major current systems in winter in the China Seas and adjacent area (after Guan, 1993).

coast. Simultaneously, the formation mechanism of the current system has been elucidated to a certain degree (e.g. Fang and Zhao, 1988). Guan (1993) was encouraged and suggested a hypothetical schematic representation of the major current systems in winter in the China Seas and adjacent area, as shown in Fig. 4. The northeastward WCWC is evidently displayed on the seaward side of the

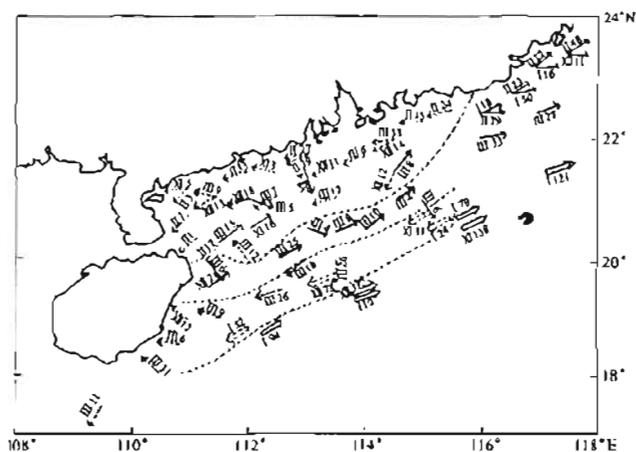


Fig. 5. Residual current vectors at 10 m depth observed in winter of the periods 1959–1960 and 1971–1973 (after Guan, 1978b)

southwestward ECS coastal current (ECSCC) and the SCS coastal current (SCSCC) in winter.

3. Evidence for Existence and Variation of the Three Parts of the Counter-wind Current System

3.1 The SCSWC

The SCSWC, originally named by Guan and Chen (1964) because of its warm characteristics in winter, appears in the coastal area east of 116°E, the shelf-break zone and deep area of the northern SCS, and is guided by the bottom topography. It always flows from SW toward the TS, even against the northeast monsoon wind.

Figure 5 shows the residual current vectors at the 10 m depth in winter (NDJFM) in the periods 1958–1960 (thin arrows, observed in the Chinese Nation-wide Comprehensive Survey) and 1971–1973 (thick arrows, observed by the SCS Branch (SCSB), State Oceanic Administration (SOA)), with solid arrows indicating the eastward currents and dotted ones the westward currents, respectively. The Roman and Arabic numerals attached to the arrows are the observation months and the observed current speeds in cm/s, respectively. The open arrows are the geostrophic currents computed on the basis of the hydrographic data from the Cooperative Study of the Kuroshio and Adjacent Region (CSK) in winter of 1966–1968.

The figure shows that a southwestward current, called the Guangdong Coastal Current (GCC), dominated the near-shore area from west of 116°E to the northeastern tip of the Hainan Island. Farther seaward a narrow zone of northeastward current existed, called the SCSWC (Guan and Chen, 1964; Guan, 1978a, b), flowing from the northeast of Hainan Island to the coastal area off east-

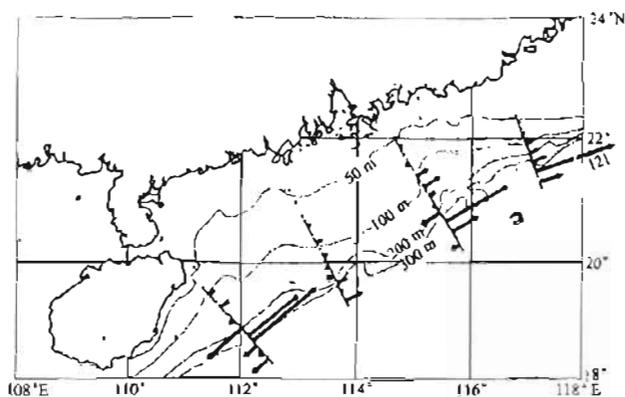


Fig. 6. Geostrophic current in the northern SCS at 10 m depth based on CSK data in Jan. 1968 (after Guan, 1978a).

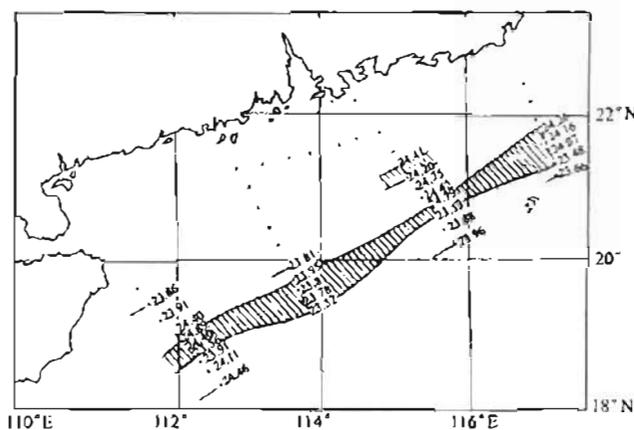


Fig. 7. Density (σ_t) distribution at 100 m depth in the northern SCS, Jan. 6–14, 1968 (after Guan, 1978a). The onshore band of increasing density is indicated by a shaded zone, which corresponds to the northeastward SCSWC.

ern Guangdong. The velocity of the SCSWC increased from west (~ 20 cm/s) to east (~ 50 cm/s), but was weaker in between (≤ 10 cm/s). A zone of southwestward current existed further seaward, with another northeastward current the next but one to it. Therefore, the winter flow pattern in the northern SCS has a band-like structure, with a narrow, strong northeastward current as the major component. This flow pattern, revealed mainly from the current measurements, roughly agreed with that of the geostrophic current in the northern SCS at 10 m depth based on the CSK hydrographic data in January 1968, as shown in Fig. 6. The highest computed geostrophic current velocity might reach 170 cm/s or more, and thus was considered by Guan (1978a) to be the stream axis of the SCSWC.

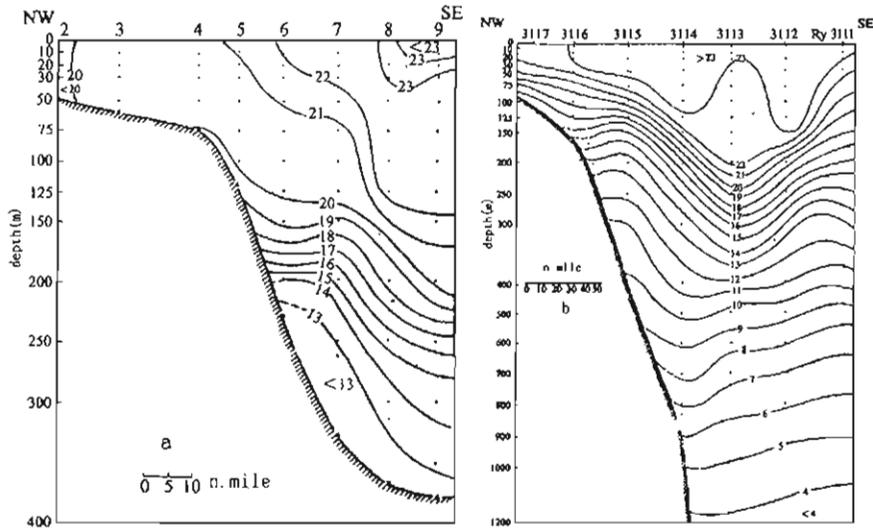


Fig. 8. Temperature ($^{\circ}\text{C}$) distribution of the NW-SE oriented section southeast of Shantou, Jan. 7, 1968 (a) and of Shanwei, Feb. 23–24, 1967 (b) (after Guan, 1978a).

In terms of water properties, the stream axis of the northeastward SCSWC corresponded to a strong positive (negative) onshore gradient zone of the water density (temperature) distribution at 100 m depth, as shown in Fig. 7 (Guan 1978a; SCSIO, 1985; SCSB, 1990). A pronounced northwestward and up-sloping inclination of the isotherms over the inner continental slope indicated a strong northeastward current flowing through the NW-SE oriented section off Shantou on Jan. 7, 1968 (Fig. 8(a)) and through the section off Shanwei on Feb. 23–24, 1967 (Fig. 8(b)), respectively. In the latter case, the computed volume transport (VT) of the northeastward SCSWC between stations 3114 and 3117 amounted to 5.7 Sv ($1 \text{ Sv} = 1 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$), which Guan (1978a, 2002) proposed to be the net magnitude of the total VT of the northeastward current minus that associated with the warm eddy at its right-hand side between stations 3113 and 3114. It was suggested that the convergence of the isobaths there (Guan and Chen, 1964; SCSIO, 1985; Su, 2003; also see Fig. 1) and the eastward downstream increment of the VT of the SCSWC (SCSIO, 1985; Zhong, 1990) might be possible causes of the large VT of the SCSWC southeast of Shanwei.

In addition, on the basis of monthly hydrographic observations Guan (1986) showed that the northeastward component of the geostrophic current with an average speed ca. 30 cm/s appeared through two parallel-spaced sections southeast of Hainan Island to the Xisha and Zhongsha Islands, respectively, in most months from April 1975 through December 1976, except for May and August 1976 at one section. From these observations, Guan (1986) proposed that the winter counter-wind current ex-

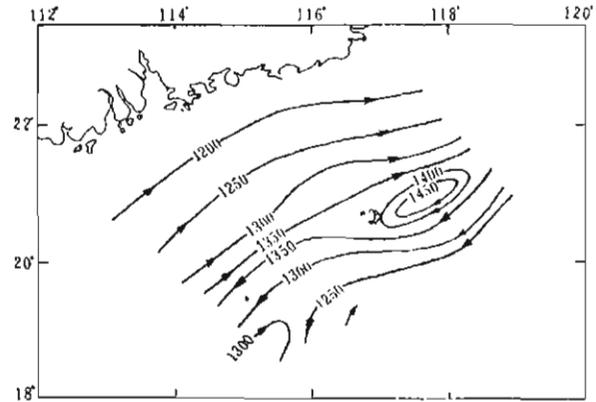


Fig. 9. Sea surface dynamic topography relative to 500 db surface (dyn. mm) in Dec. 1981–Jan. 1982 (after SCSIO, 1985; Guo *et al.*, 1985).

isted in the area southeast of Hainan, and regarded this area as the originating area of the SCSWC.

The “Dynamic Experiments of the SCSWC” (1981–1982) by the SCS Institute of Oceanography (SCSIO), Chinese Academy of Sciences consisted of a series of hydrographic observations along several sections and mooring current measurements at a station. The existence of the SCSWC was further confirmed by experiment. Figure 9 shows the sea surface dynamic topography (relative to 500 db surface in dyn. mm) in Dec. 1981–Jan. 1982 in the open sea off Guangdong. Evidently, north of Dongsha Islands the geostrophic current flowed northeastward; this is the SCSWC; while south of

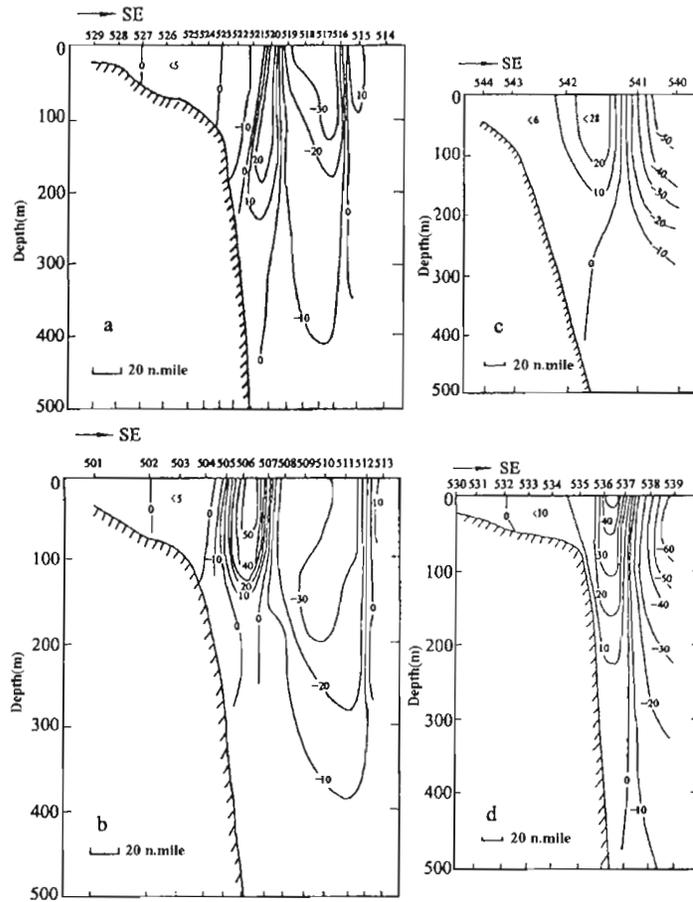


Fig. 10. Geostrophic current velocity (cm/s) profiles in winter at sections southeast of Chuanshan Islands (a), Zhujiang River mouth (b), Jieshiwan Bay (c), and Shantou (d). Positive values indicate northeastward current (after SCSIO, 1985).

Dongsha Islands the geostrophic current flowed southwestward, which was called “the SCS Branch of Kuroshio” (SCSBK) by SCSIO (1985) and Guo *et al.* (1985). This current was also called the “Dongsha Current” by Su (1998), and Fang *et al.* (2005) regarded it as the combination of the winter SCS branch of the Pacific to Indian Ocean throughflow and the SCS interior cyclonic gyre. Figure 10 shows the geostrophic current velocity (cm/s) distribution at sections southeast of Chuanshan Islands (a), Zhujiang River mouth (b), Jieshiwan Bay (c) and Shantou (d), respectively, in the same period as above. The positive (negative) velocity core over the inner (outer) side of the continental slope indicates the axis of the northeastward (southwestward) flowing SCSWC (SCSBK) in winter. Furthermore, Figs. 10(b) and (d) show that the maximum surface velocity of the SCSWC at the sections off Zhujiang River mouth and Shantou reached 50 cm/s or more. The computed results of the geostrophic current velocity (cm/s), width (n. mile) and VT (Sv) of the SCSWC at each section shown in Fig. 11 reveal that its VT increased eastward from 2 Sv to 5 Sv, the latter

VT magnitude (5 Sv) approximately agrees with that (5.7 Sv) computed over the section southeast of Shanwei in Feb. 1967 as described above, and with that (4.2 Sv) computed by numerical model over the section southeast of Shantou (Xue *et al.*, 2001).

At the same time, a mooring station (No. 607, located at a water depth ca. 1000 m southeast of Shantou) recorded continuous current data for 7 days (Feb. 20–27, 1982). The measurement results showed that, though under the influence of an intense northeast wind, the current direction was basically stable, varying between N-ENE from the sea surface to 800 m depth, i.e., the prevailing current direction in the whole water column was consistently toward the NE. The largest solid arrow southeast of Shantou depicted in Fig. 2 represents the resultant current of this measurement. The observed mean speeds at 10, 50, 100, 200, 300, 500 and 800 m depths were 35, 40, 35, 15, 20, 10 and 4 cm/s respectively (see Fig. 3, station E). Comparison of the speeds between the abovementioned measured current (○) and the mean geostrophic current (●) computed in the neighboring

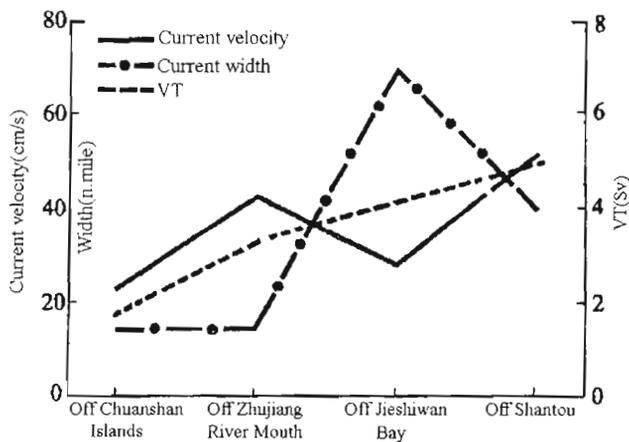


Fig. 11. Geostrophic current velocity (cm/s), width (n. mile) and VT (Sv) distribution of the SCSWC at each section in winter (after SCSIO, 1985).

hydrographic stations indicates that, though the latter is slightly less than the former, they agree fairly well with each other, as shown in Fig. 12 (SCSIO, 1985; Guo *et al.*, 1985). This suggests that the baroclinic current is the main component of the winter current field. That is, the geostrophic current is representative of circulation in the deep area of the northeastern SCS (Guan, 1985).

Using the 10-year (1975–1984) hydrographic sectional survey of the northern SCS shelf region and adjacent waters conducted by the SCS Branch, SOA, Zhong (1990) systematically studied the structure of density current, including the SCSWC. The study suggested that the SCSWC is a continuation of the SCSBK, that is, the westward flowing SCSBK turned to the northeast in the region west of 114°E owing to the blocking effect of the shelf break, and formed the SCSWC. This point of view agreed with the results of a barotropic numerical experiment conducted by Ma (1987). As regards the position of the stream axis of the SCSWC, Zhong (1990) indicated that the axis was not located at the same place, but was relatively stable with small inter-annual variation. The N-S displacement was less than 90 nautical miles during the 10-year observational period. Its stream axis was nearly along the WSW-ENE trend. In summer, the SCSWC was located in the shelf region roughly along the 100 m isobath, while in winter it flowed from the southeast of Hainan Island toward the northeast against the wind, roughly along the 500 m isobath. The mean position of the SCSWC axis basically deviated southward in winter and northward in summer, with a latitudinal range of about 0.3°–0.8°. In spring it gradually moved from its winter position toward the north; and in autumn, it gradually moved from its summer position toward the south (Zhong, 1990). Figures 13(a) and (b) show the maximum

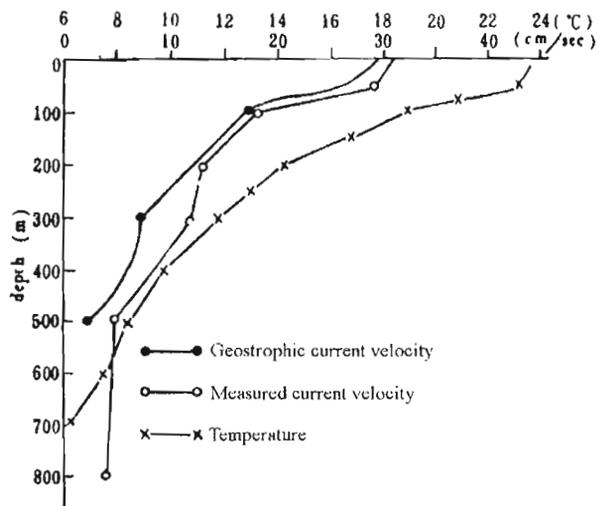


Fig. 12. Comparison between measured current and geostrophic current (after SCSIO, 1985; Guo *et al.*, 1985).

geostrophic current velocity, maximum and mean VT of the SCSWC through 7 meridional sections with 1° separation from 111°–117° in summer (a) and winter (b) during the 10 years of observation, respectively. Owing to the large distance between each pair of neighboring stations and other causes, Zhong (1990) indicated that the calculated geostrophic current velocity and VT should be smaller than the actual values. For comparison between the SCSWC and SCSBK, the corresponding velocity and VT of the SCSBK are displayed in Figs. 13(c) and (d). These figures clearly show that the zonal distributions of the VTs of both the SCSWC and SCSBK in winter and summer all revealed an eastward increasing trend. These two currents are in opposite directions, so the variations of their VTs appeared to be negatively correlated. That is to say, the VT of the SCSWC increased downstream (eastward), while that of the SCSBK decreased downstream (westward). This suggests that in the course of westward flow, the SCSBK constantly deflected northward and transferred water mass to the SCSWC. In addition, it is worth noting that in winter the region (~115°E) where the mean VT of the SCSBK (about 4 Sv) decreased most rapidly is just the region (~115°E) where the mean VT of the SCSWC (about 2 Sv) increased most rapidly. This suggests that the water mass of the SCSWC in winter derives mainly from the contribution of the SCSBK. Based on his analysis of the 10-year survey data, Zhong (1990) concluded that the SCSWC existed all the year round, and together with the SCSBK and GCC, constituted the major current systems of the northern SCS.

Recent studies provide further observational evidence for the SCSWC, examples being: 1) Current observation at a mooring station in the sea region of water

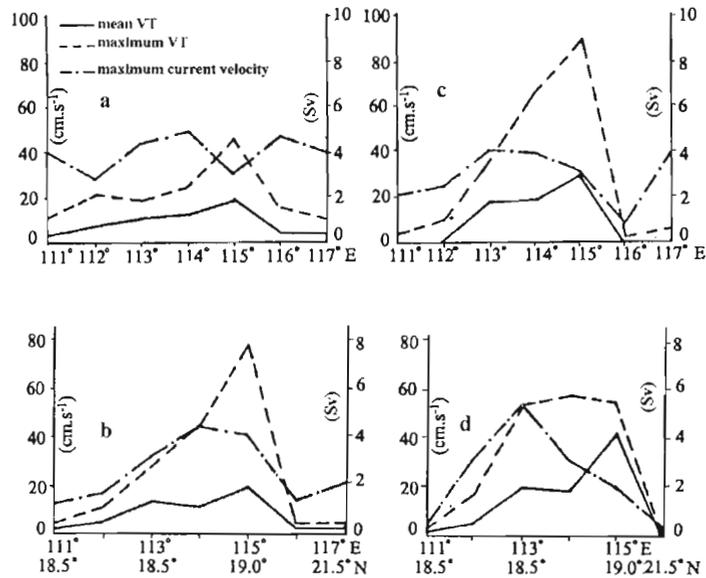


Fig. 13. Geostrophic current velocity (cm/s) and VT (Sv) of the SCSWC (a, b) and those of the SCSBK (c, d) in summer and winter, respectively (after Zhong, 1990).

depth 320 m southeast of Hong Kong during the winter (JF) of 1989 showed that the slope region could occasionally be governed by the northeastward flowing SCSWC, the measured maximum current speed exceeded 80 cm/s (Fang *et al.*, 1995, or see figure 2-42 of Guan, 2002). 2) Hydrographic survey in March, 1992 revealed that during the weakening period of the northeastern monsoon, a shelf-slope front existed along the shelf break of the northeastern SCS, indicating a northeastward baroclinic current flowing along the front. The position of the front coincided with the SCSWC (Li, 1996). 3) Using TOPEX/POSEIDON altimetry remote sensing products from 1992 through 1996, Li *et al.* (2000b) showed that, in the sense of multiyear mean, in winter the SCSWC only exists in the sea area east of Shantou, but in summer, the predominant current in the northern SCS is northeastward, that is, the SCSWC is strengthened there.

The VT of the SCSWC in winter increased eastward, and in the open sea southeast of Shantou or Shanwei it amounted to about 5 Sv or more (Guo *et al.*, 1985; Guan, 2002). A number of studies (e.g. Li *et al.*, 1993; Huang *et al.*, 1994; Fang *et al.*, 1996; Fang *et al.*, 1998; Xue *et al.*, 2001, 2004) showed that only a small part of the SCSWC water can flow into the TS and most of it will rejoin the loop current southwest of Taiwan and further the Kuroshio.

Since the discovery of the SCSWC about 40 years ago, many subsequent studies have reaffirmed its existence as a consistent northeastward current in the northern SCS. Besides the abovementioned reports of the

SCSIO (1985) and SCSB (1990), this current has been reported by Su *et al.* (1990), Li *et al.* (1993), Su (1998), Hu *et al.* (2000), Su (2003), etc. The SCSWC has also been depicted in the diagrams of the circulation patterns of the SCS and adjacent waters in a number of papers, such as SCSIO (1985), Su and Wang (1987), SCSB (1990), Su *et al.* (1990), Su (1998), Fang *et al.* (1998), Hu *et al.* (2000), etc.

As Chao *et al.* (1995) pointed out, the appearance of the northeastward warm current off the southern coast of China (i.e., SCSWC) in winter against gale force winds is well documented but lacks a plausible explanation.

The SCSWC has been reproduced by a number of numerical models since the late 1980's (e.g., Zeng *et al.*, 1985, 1989, 1992; Ma, 1987; Su and Wang, 1987; Li *et al.*, 1993; Liu and Su, 1993; Li and Zeng, 1994; Ye, 1994; Chao *et al.*, 1995; Fang, 1995; Fang *et al.*, 1996, 2001; Yuan and Deng, 1996, 1998; Cai and Wang, 1997; Takano *et al.*, 1998; Wang *et al.*, 2001; Xue *et al.*, 2001, 2004; Zhai *et al.*, 2004; Hsueh and Zhong, 2004; etc.). The model and driving forcing used by the abovementioned authors are different, which in turn raised a variety of explanations for the formation mechanism as well as the origin, path and variation of the SCSWC (Guan, 1998). Obviously, no agreement has yet been reached about the mechanism of SCSWC formation (Guan, 1998; Hu *et al.*, 2000). For example, Su (2003) summarized several favorable mechanisms: 1) the surface elevation field impressed by the Kuroshio, which may be the main driving force for the SCSWC (Su and Wang, 1987; Su, 1998, 2001, 2003); 2) an anticyclonic eddy between Dongsha

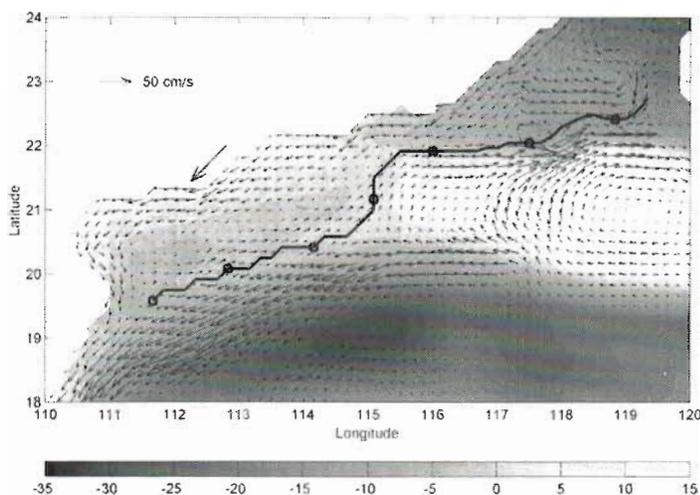


Fig. 14. Sea surface elevation superimposed on the barotropic velocity from the Asian marginal seas model under the effect of NE wind (wind stress 0.8 N/m^2) near the coast (from Hsueh and Zhong, 2004).

Islands and the area southwest of Taiwan, when present; 3) the summer monsoon; 4) the sea-level set up against Hainan Island due to the winter monsoon; and 5) periodic relaxation of the northeasterly winds associated with weather events (Chao *et al.*, 1995). In addition, Zhai *et al.* (2004) proposed that the anticyclonic wind stress curl in the northernmost SCS in winter could generate the SCSWC.

Hsueh (2001) and Hsueh and Zhong (2004) recently presented a theoretical explanation for the formation of SCSWC. They showed that the imposed pressure along the continental shelf break is shown, in accordance with the arrested topographic wave (ATW) theory, to generate a steady-state flow that resembles the SCSWC, as a shelf-break jet, flowing northeastward year-round along the outer continental shelf off the southern coast of China (Fig. 14). The requisite shelf-break pressure distribution arises from the collision with the continental slope near Dongsha Islands, of the Kuroshio that has intruded into the SCS through the southern part of the Luzon Strait. In view of this mechanism, they named the SCSWC the pressure-driven SCSWC.

Xue *et al.* (2001, 2004) used the Princeton Ocean Model (POM) to study the circulation in the SCS and its seasonal transition. Their simulation results showed that the SCSWC appears from December to February on the seaward side of the shelf break, flowing eastward against the prevailing wind. Their diagnosis revealed that the onshore Ekman transport due to the northeasterly monsoon generates upwelling when moving upslope, and the particular distribution of the density and sea level (i.e., both the baroclinic and barotropic pressure gradients) associated with the cross-shelf motion supports the for-

mation of the SCSWC. In addition, their model results showed that eastward flows exist year around near the shelf break in the northern SCS.

The numerical simulations of the SCSWC conducted so far generally used ideal or climatological wind stresses, and thus the interannual variation has not been modeled. It is worth noting that the comparison with the observation results obtained by Guan and Chen (1964), Guan (1978a, 1978b, 1985), Guo *et al.* (1985) and Zhong (1990) shows that, though the SCSWC exists throughout the year, it is spatially and temporally variable with significant annual and interannual variations.

Besides the above investigations, the following different points of view on the existence and the origin of the SCSWC are worth mentioning here. Chao *et al.* (1995) proposed that the SCSWC is possibly caused by relaxation of the northeasterly wind, implying that the SCSWC possibly does not exist when normal winter wind is present, as their model output showed. The figures of Fang *et al.* (1996; see Fig. 30 of the present review) and Fang *et al.* (1998, Fig. 10(a)) indicated that in winter the SCSWC as a mean current can only appear off the eastern Guangdong coast. Li *et al.* (2000b) showed that the SCSWC is present only east of Shantou. The model of Zhai *et al.* (2004) produced a similar mean current pattern to that of Fang *et al.* (1996).

3.2 The TSWC

The northward flow through the TS is called the TSWC. Of course, it is downwind in summer and upwind in winter. Figure 15 from Guan (2002) displays the current vectors in the TS and the near-shore region off Fujian and Zhejiang in summer (JJA, Fig. 15a) and in winter

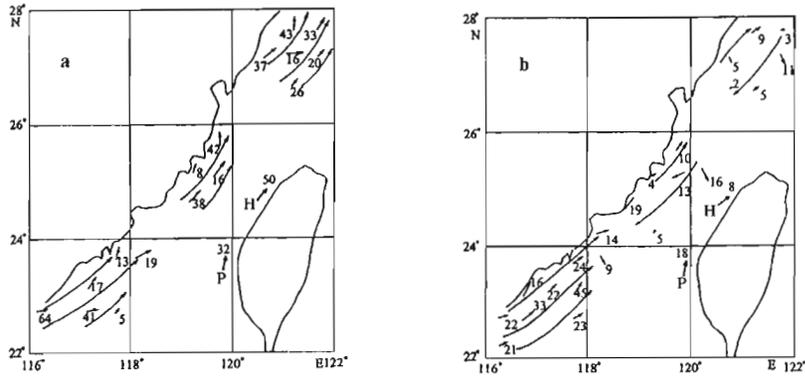


Fig. 15. Current vectors in the TS and the coastal region off Fujian and Zhejiang in summer (JJA, a) and winter (DJF, b) at 20 m depth (after Guan, 2002).

(DJF, Fig. 15b) at 20 m depth, respectively. The vectors in the western TS are residual currents averaged on a $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ grid on the basis of day-night anchored observations in the period 1958–1985 (Guan, 1995). It is worth mentioning here that the current data obtained from day-night anchored stations are generally representative of the state under relatively calm weather conditions. Those in the eastern TS are the long-term averaged currents obtained from two mooring stations, marked P and H respectively, in the period 1983–1988 (Chuang, 1986; Wang and Chern, 1989), of which the vector at station P indicates the current observed at 80 m depth (Chuang, 1986). The numerals attached to the short arrows denote the speed in cm/s, and the long stream lines indicate the flow trend. Evidently, in summer the currents both in the western and eastern TS were altogether toward the northeast, i.e., unidirectional, with high speed from the SCS to the ECS. In the western TS, the northeastward current with maximum velocity over 40 cm/s flowed along the coast of the Mainland of China; this is the SCSWC (with the GCC at its left-hand side) and its extension (Hu and Liu, 1992). The flow pattern clearly demonstrates that the SCSWC off eastern Guangdong is connected through the TS with the TWC off Fujian and Zhejiang. In winter, the current pattern in the northwestern TS became complicated and irregular due to the presence of the southwestward flowing Fujian-Zhejiang Coastal Current (FZCC) induced by the winter monsoon (although even in the in-shore region north of 25°N the low-speed currents still flowed northeastward), while the SCSWC off eastern Guangdong with maximum speed about 45 cm/s was blocked by the FZCC north of 24°N and could not follow its path as in summer.

It should be pointed out that, as shown in Fig. 15, both in summer and winter, it was from the coastal region off eastern Guangdong and southern Fujian that the SCSWC flowed into the TS and moved northward. A

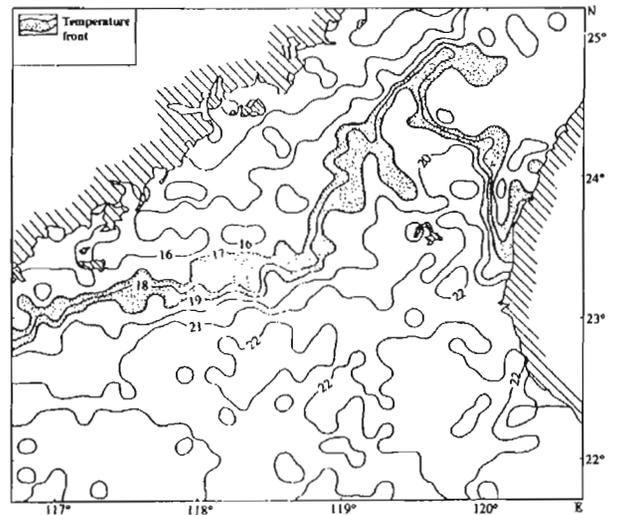


Fig. 16. Satellite remote sensed SST ($^\circ\text{C}$) distribution in the TS from NOAA AVHRR, Jan. 27, 1992 (after Li *et al.*, 2000a).

rough estimate indicates that the northeastward VT of the SCSWC in winter west of 118°E and south of 24°N is about 1 Sv. This raises the question of where this part of the water goes when it meets the southwestward flowing FZCC around 24°N . Due to a lack of current measurements east of 118°E , we can only conjecture some possible paths of the SCSWC beyond this region in the TS. First, except for the period of extremely intense and persistent northerly wind, its major portion would probably follow the inertia to flow northeastward, roughly along the central line of the TS by the east side of the FZCC, gradually deflecting rightward because of the bottom topography (also see Hu *et al.*, 1990). As evidence for this conjecture, Fig. 16 shows a typical SST distribution in the TS in winter (Jan. 27, 1992). It can be clearly seen

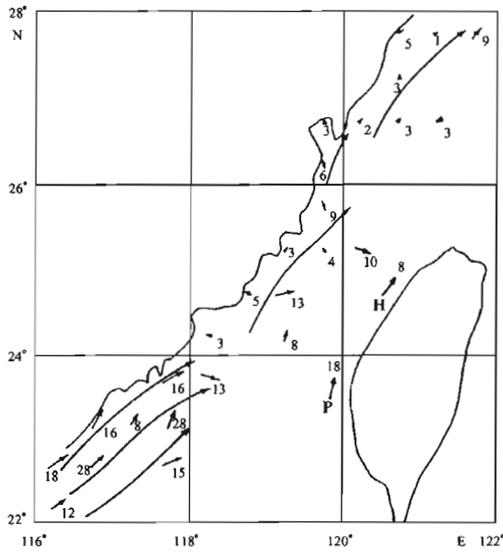


Fig. 17. Current vectors in the TS and the coastal region off Fujian and Zhejiang in winter (DJF) at the bottom layer (after Guan, 2002; data source as that of Fig. 15).

that a deformed oceanic front with maximum temperature gradient (17° – 19°C) appeared broadly along the central line of the TS (Li *et al.*, 2000a). In the western TS, it separated the colder and less saline Fujian-Zhejiang coastal water to the north from the warmer and more saline SCS water to the south. This pattern shows that the SCSWC off eastern Guangdong is likely to flow approximately along this front, that is, ENE-ward and then NNE-ward, extending to the northern TS. Second, analysis of the historical data by Su and Wang (1987) showed that two northward currents existed seemingly throughout the year: the SCSWC near the shelf break off the Guangdong coast and the northward current at the submarine canyon in the TS. They believed that the latter was likely the extension of the former, guided by the continental slope. Therefore, the southern flank of the SCSWC might deflect southeastward, then turn to the northeast and enter the Penghu Channel, resulting in the northward current as the vector at station P shows (Fig. 15b). However, Wang and Chern (1996) found that salinity in the southern TS increased in winter and suggested that the water in the Penghu Channel was mainly from the Kuroshio water, which intrudes from the Philippine Sea into the SCS. Therefore, there is still controversy over this path.

Although the SCSWC off eastern Guangdong was blocked by the southwestward flowing FZCC at the upper layer in winter, it still flowed northeastward at the bottom layer with a maximum speed of about 28 cm/s off eastern Guangdong, 13 cm/s off southern and mid-Fujian and 9 cm/s off northern Fujian and southern Zhejiang, respectively, as shown in Fig. 17. This indicates that, not-

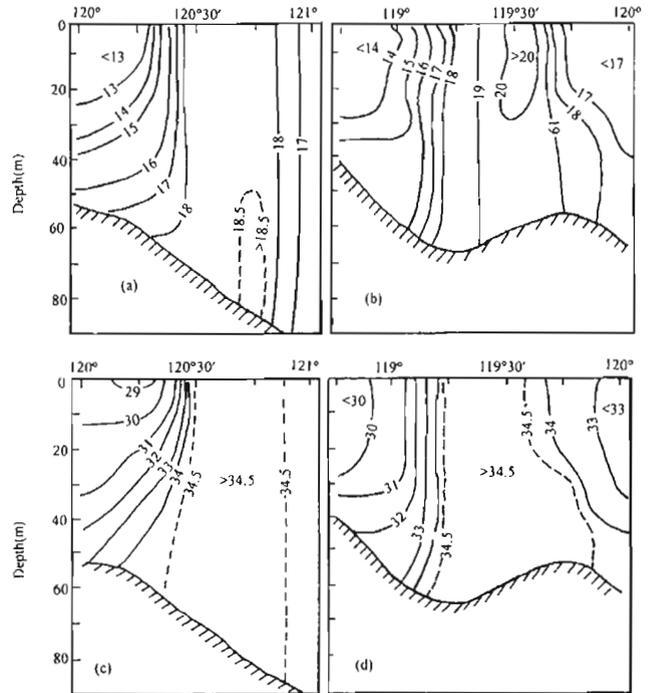


Fig. 18. Distributions of temperature (a and b) and salinity (c and d) on two zonal sections in January 1984 (after FIO, 1988). The left panels are for the section at 25.5°N from 120° to 121°E ; the right panels for the section at 24.5°N from $118^{\circ}45'$ to 120°E .

withstanding the impacts of the northerly wind and the FZCC, the SCSWC and its extension penetrated the western TS from the northeastern SCS to the southwestern ECS at the lower layers; in addition, the bottom currents in the eastern TS also flowed north or northeastward (Fig. 17).

Furthermore, the trajectories of sea-bed drifters released in the TS and the near-shore region off Fujian and Zhejiang during 1984–1988 also revealed that the near-bottom currents were relatively stable. The majority of the drifters moved northeastward all the year round, with speeds greater in spring and summer, and smaller in autumn and winter (Zhang *et al.*, 1992). In addition, the temperature inversion layer can often be observed in the northwest Taiwan Strait in the northeast monsoon season (Chen, 1992). Figure 18 shows temperature and salinity distribution in January 1984 on two zonal sections at latitudes of 25.5°N and 24.5°N , respectively (FIO, 1988). The temperature inversion can clearly be seen in the lower western part of the sections. The appearance of the inversion layer indicates that in winter the SCSWC along eastern Guangdong moves northward through the lower layers of the western TS to connect with the TWC along the coast of eastern Fujian and Zhejiang (Guan, 1999).

The abovementioned observational results thus sup-

ported the conjecture suggested about 40 years ago that the counter-wind current may also exist at subsurface and bottom layers in the TS in winter (Guan *et al.*, 1964, manuscript).

As to the prevailing currents in the eastern TS, the results of long-term current measurements from mooring stations have confidently confirmed that the north or northeastward currents existed not only in summer but also in winter, as indicated by two current vectors labeled H and P in Figs. 15 and 17. These two vectors are drawn on the basis of measurements carried out by Wang and Chern (1989) for the northeastern TS and Chuang (1986)

for the southeastern TS, respectively. The time series plots of the measured currents are shown in Figs. 19 and 20, respectively. However, there is some argument about the source of this northward current in winter. The key problem is whether there is a through-channel Kuroshio branch in the TS during winter. One school of thought considered that, due to the presence of a nearly E-W aligned frontal zone in the central part of the TS in winter, the waters on the south and north side of the front were separated and the colder and fresher water present off Hsinchu was generally from the coastal area off Fujian; only when the northeast wind weakened or stopped, could the warm Kuroshio water from the south of the front intrude here intermittently. Therefore, a through-channel Kuroshio branch does not exist in the TS during most of winter days (Wang and Chern, 1988). Another school of thought considered that, though in the period when the northeast monsoon prevails, a front presents in the TS, but even if only a small amount of the branching Kuroshio water is able to flow northward, it can still cause a significant current within the TS due to its shallowness. Therefore, the mean flow in the eastern TS may originate from branching of the Kuroshio through the Luzon Strait (Chuang, 1985).

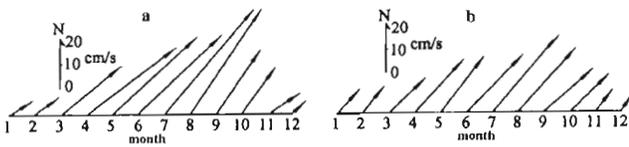


Fig. 19. Monthly averaged (July 1984–Mar. 1988) current vectors from a mooring station off Hsinchu, at 10–20 m depth (a) and 45–55 m depth (b) (after Wang and Chern, 1989). The location of the mooring station is indicated by H in Figs. 15 and 17.

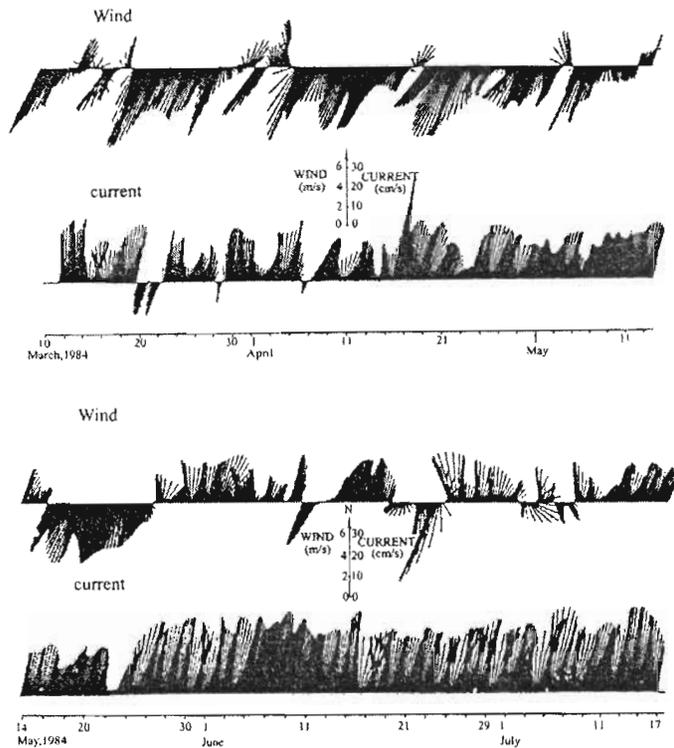


Fig. 20. Stick diagram of low-pass time series of the wind and current from a mooring station near the head of the Penghu Channel from March 11 to July 17, 1984 (after Chuang, 1986). The current meter was at 80 m depth. The location of the mooring station is indicated by P in Figs. 15 and 17.

Liang *et al.* (2003) recently presented the results of current measurements around Taiwan with shipboard Acoustic Doppler Current Profilers during 1991–2000. The composite current velocity vectors at 30 m depth under southwesterly and northeasterly monsoons respectively are redrawn and shown in Fig. 21. Liang *et al.* (2003) believed that currents in the TS flowed primarily in a northward direction, except for the area near the coast of Mainland China; the current velocity was weaker during the northeasterly monsoon than during the southwesterly monsoon, but the flow was always northeastward. The current data in Fig. 21 were sparse in the box 22°–24°N, 117°–119°E. It can be imagined that if we combine Fig. 21 with Figs. 15 and 17, the current velocity vectors in the region 22°–24°N, 116°–118°E (it is the region of the SCSWC off eastern Guangdong) of Figs. 15 and 17 can fill the blank in data in the region bounded nearly by 22°–24°N, 117°–119°E in Fig. 21. Thus we can further confirm that the currents in the TS flow primarily in a northward direction in both southwesterly and northeasterly monsoon periods, except in the coastal region of Mainland China north of 24°N, where the FZCC flows southwestward in the northeasterly monsoon period. Of course, this is also in the sense of the seasonal mean condition.

It is also found from Fig. 21 that the currents southwest of Taiwan flowed mainly east and southeastward around the southernmost tip of Taiwan and near the northwest edge of the loop current, eventually exiting from the SCS. This flow pattern agrees well with the numerical simulation results of Su and Wang (1987), Zeng *et al.* (1992), Li *et al.* (1993), etc. At the same time, a part of

the SCSWC water might have the possibility to rejoin the loop current southwest of Taiwan (Huang *et al.*, 1994; Fang *et al.*, 1998).

The VT through the TS is a key issue in evaluating the exchanges between the SCS and ECS. In the early 1990's, using the historical current measurement data available at that time, Fang *et al.* (1991) and Fu *et al.* (1991) calculated the VT through the TS. The estimates of the former study are 1.0 Sv in the colder half year (Dec.–May), 3.1 Sv in the warmer half year (June–Nov.), and 2 Sv for the annual mean. Those of the latter study are 1.74 Sv in winter, 3.32 Sv in summer and 2.5 Sv for the annual mean.

Recently, Wang *et al.* (2003) estimated the VT through the TS, based on shipboard ADCP data which spanned 2.5 years (1999–2001) and covered nearly the whole strait. Analysis shows that the spatially averaged current speed is about 40 cm/s and the annual mean VT is 1.8 Sv, toward the ECS, which is quite close to the earlier estimate by Fang *et al.* (1991). The seasonal variation of the VT is related to the along-strait wind as $VT \text{ (Sv)} = 2.42 + 0.12 \text{ wind speed (m/s)}$. Applying the annual wind cycle suggests that the maximum seasonal VT is about 2.7 Sv in summer (JJA), and the minimum seasonal VT is about 0.9 Sv in winter (DJF), which is again basically consistent with the estimates of Fang *et al.* (1991). Recently Wang *et al.* (2004) reported that the VT through the Penghu Channel from 17 to 20 of May 1999 amounted to 1.6 Sv, which is also consistent with the estimates of Fang *et al.* (1991) and Wang *et al.* (2003). Based on mass balance in the ECS, Isobe (1999) estimated that the VT through the TS remains relatively constant, at 2 Sv. There-

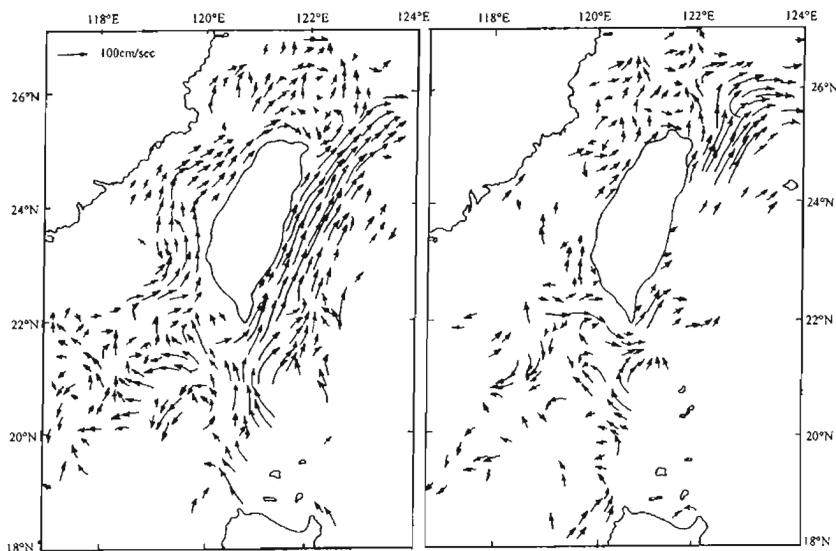


Fig. 21. Composite of the shipboard ADCP current velocity vectors at 30 m depth around Taiwan. The left and right panels represent the seasons of southwesterly and northeasterly monsoons, respectively (redrawn after Liang *et al.*, 2003).

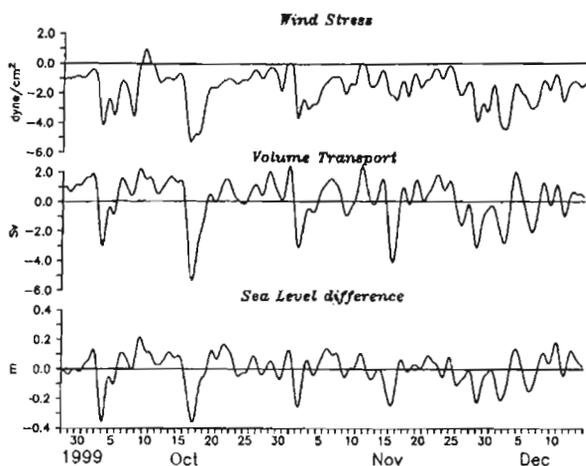


Fig. 22. Time series of along-strait wind stress, volume transport and across-strait sea level difference (after Lin *et al.*, 2003).

fore, as to the annual mean VT through the TS, the results from Fang *et al.* (1991), Fu *et al.* (1991), Isobe (1999) and Wang *et al.* (2003) closely approached one another at a value of the order of 2 Sv. This means that, as an annual mean phenomenon, the currents in the TS flow northward to the ECS.

The results of long-term current measurements made in the TS for 78 days from September 28 to December 14, 1999 have been reported in several papers (Lin *et al.*, 2003; Teague *et al.*, 2003; Ko *et al.*, 2003). Lin *et al.* (2003) reported that four bottom-mounted ADCPs were deployed along a section spanning the TS (between Wuchiuyu and Taichung). The time series of along-strait wind stress, the VT and the across-strait sea level difference in the observational period are shown in Fig. 22. Lin *et al.* (2003) indicated that the current in the western TS flowed mainly southward along the length of the TS, while alternating southward/northward currents along the TS with two northward speed cores were found in the central and eastern TS. The direction of the flow in the central and eastern TS depends on the intensification and relaxation of the northeasterly wind. During the observational period strong transport reversals occurred with a roughly biweekly period when a cold air front passed over the ECS and TS (Ko *et al.*, 2003). The resulting VT through the TS varied from -5 to 2 Sv, but the mean VT was still northward with a value of 0.14 Sv. This mean VT agrees closely with that reported by Chen (2003), who found a northward VT of 0.2 Sv in winter in the TS. Teague *et al.* (2003) further indicated that this mean VT (0.14 Sv) was the sum of the mean northward VT (0.62 Sv) and the southward VT (-0.49 Sv). This implies that there was a VT of 0.62 Sv through the TS from the SCS

toward the ECS during the observation period. The VT was coherent with the fluctuation of along-strait wind stress: the strong wind events forced reversing flow into the SCS, while a northward flow presented against the weak northeasterly wind.

The mean VT in late fall to early winter 1999 reported by Lin *et al.* (2003) and Teague *et al.* (2003) agrees qualitatively with the estimates of Fang *et al.* (1991) and Wang *et al.* (2003) for the winter period, in that the mean transport is northward even in winter. However, the quantities of the estimated VT are somewhat different. It seems that this difference can be explained as follows. First, the current data used in Fang *et al.* and Wang *et al.* were obtained from shipboard instruments and the ships generally tended to cruise under relatively calm weather condition in wintertime. Thus, the current data obtained from the shipboard instruments may result in overestimates for the winter VT. Second, the estimate of 1 Sv by Fang *et al.* was for the colder half year from December to May, which covers the developing period of the TSWC in spring, while the VT reported by Lin *et al.* and Teague *et al.* was for the period of late fall to early winter, representing the minimum VT of the year (Isobe, 1999). Another possible cause is that the measurement reported in Lin *et al.* and Teague *et al.* was carried out within a La Niña period, when the northeasterly monsoon winds tend to be stronger than normal. Regardless of this difference, the results reported by Teague *et al.* and Lin *et al.* are still important in expounding and demonstrating the continuity of the WCWC in the TS in the winter monsoon period. That is, besides the southwestward flowing FZCC with a mean VT of -0.49 Sv in the western TS, the TSWC still flowed northeastward in the central and eastern TS into the ECS with a mean VT of 0.62 Sv, showing the continuity of the SCSWC, TSWC and TWC even under the condition of strong northeasterly winds.

The current measurements mentioned above seem to indicate that, in terms of climatological monthly means, the minimum TS transport would be around zero, while the eastern TS, especially the lower layer of the TS, could still be pathways to link the SCSWC and the TWC. However, very recently the numerical model of Wu and Hsin (2005) showed that the TS transport was to the southwest during periods of strong northeasterly wind. Therefore, we must say that the existence of the TSWC in winter is still not a totally solved problem due to lack of sufficient in-situ observations.

3.3 The TWC

During the Nationwide Comprehensive Oceanographic Survey of China (1958–1960), at the same time that the SCSWC was discovered, a similar WCWC named the TWC was also found in the offshore area of eastern Zhejiang (west of 124°E) by the east side of the ECS

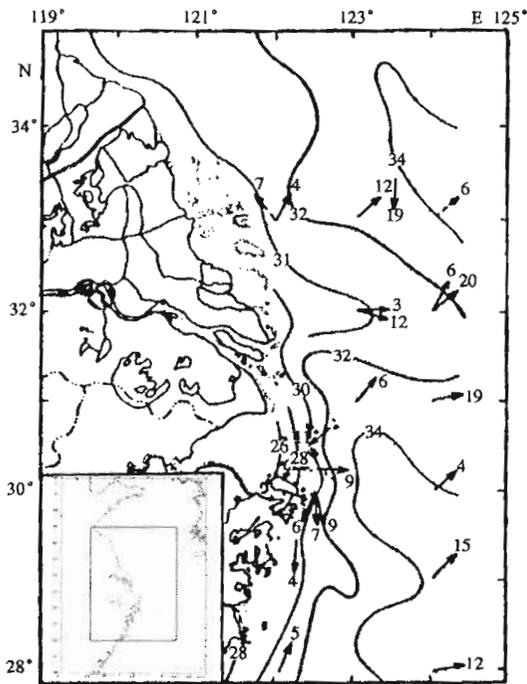


Fig. 23. Residual current vectors (cm/s) and salinity distribution at 10 m depth in February 1959 (after Guan and Chen, 1964).

coastal current (ECSCC), which flows alternatively in northeastward/southwestward directions in summer/winter (Guan and Chen, 1964). During the survey, the TWC flowed to the north or northeast all year round. Even in winter imposed by intense northerly wind, northeasterly currents with speeds in the range 10–20 cm/s were measured just below the sea surface at day-night anchored stations, as shown in Fig. 23. In summer, the existence of the TWC may be inferred from the distribution of temperature and density on a zonal section in the offshore area east of Zhejiang, as shown in Fig. 24. The high water density on the west side evidently indicated the northward TWC and the accompanying clockwise (facing north) vertical circulation. The vertical circulation is characterized by its associated upwelling on the west, which is the joint result of the TWC and the southwest monsoon wind. Except at the surface layer, which may be directly influenced by winds, statistical results of the residual currents at and below the 10 m depth showed that the direction and speed of the TWC are relatively stable, flowing northeastward with annual vertical mean speed about 14 cm/s and maximum vertical mean speed about 33 cm/s. In addition, the vertical mean speeds of the TWC in winter (DJF) are 13 cm/s for seasonal mean and 28 cm/s for seasonal extreme, respectively. Those in sum-

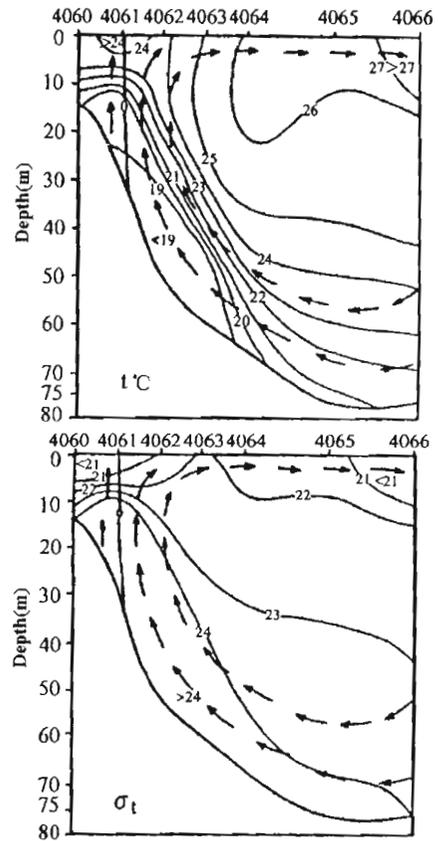


Fig. 24. Temperature ($^{\circ}\text{C}$) and density (σ_t) distribution in July 1959 on a zonal section at 29°N . Arrows indicate the inferred vertical circulation model (after Guan and Chen, 1964).

mer (JJA) are 17 cm/s and 40 cm/s respectively. The TWC is therefore stronger in summer than in winter. In terms of hydrography, the TWC is characterized by a high temperature and high salinity water tongue. However, the TWC does not flow along the axis of the water tongue, but deviates to its right side, as shown in Fig. 23 (Guan and Chen, 1964).

Based on the historical current measurement data (1932–1977) at day-night anchored stations (a total of 90 stations and 253 days), the schematic diagrams of the vertically mean residual currents and flow pattern of the ECS in the warmer half-year (AMJJAS) and the colder half-year (ONDJFM) are depicted in Fig. 25 (Guan, 1978c), in which the superimposed Kuroshio current system is adopted from Nitani (1972). The long open arrow by the right-hand side of the ECSCC represents the TWC, which is deduced from the distributional trend of the vertical mean residual currents. Because it flows toward the northeast together with the ECSCC in summer, the TWC is situated farther offshore in summer than in winter. Concretely speaking, in summer it flows in the longitu-

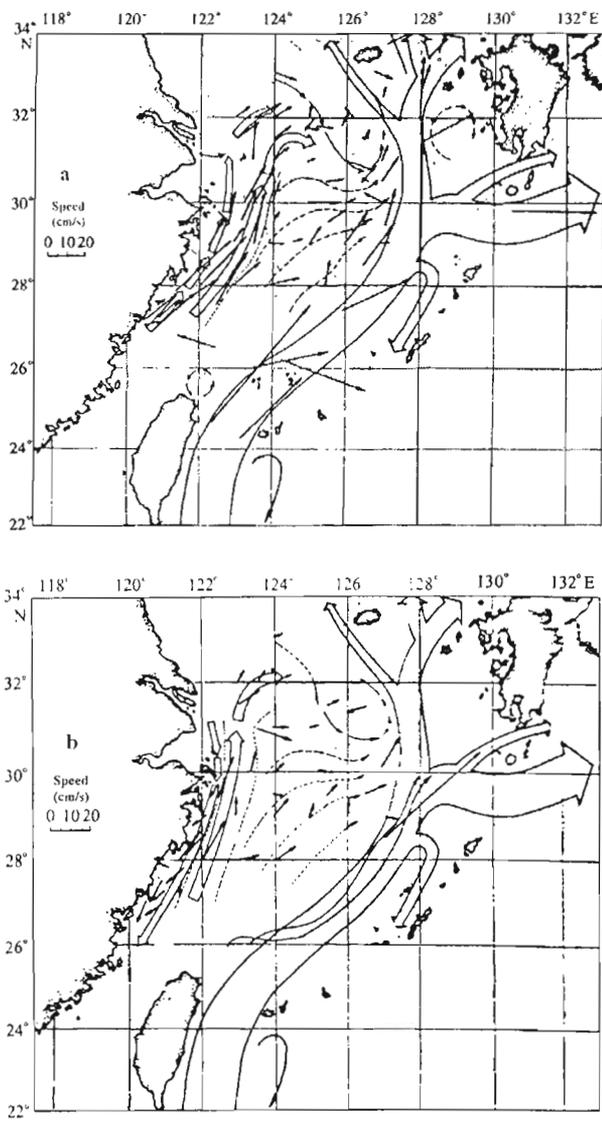


Fig. 25. Diagrams of the vertical mean residual currents and the flow pattern of the ECS in the warmer half year (a) and the colder half year (b) (after Guan, 1978c).

dinal direction of the TS to the N-NNE off Fujian-Zhejiang coast with a stronger speed of about 20–40 cm/s, and turns to the ENE off the Changjiang River mouth with a weaker speed of about 10 cm/s. In winter, it still flows in the direction from the SW to the NE-NNE-ENE but with weaker speed than in summer. In addition, between the TWC and the Kuroshio, there is a broad transitional zone where currents are northeastward and weaker (~10 cm/s), as shown by the dotted wave-like stream lines in the figure. Combining the long open arrow as the axis of the TWC, the parallel dotted line as its eastern boundary and the dotted wave-like stream lines as its offshoots,

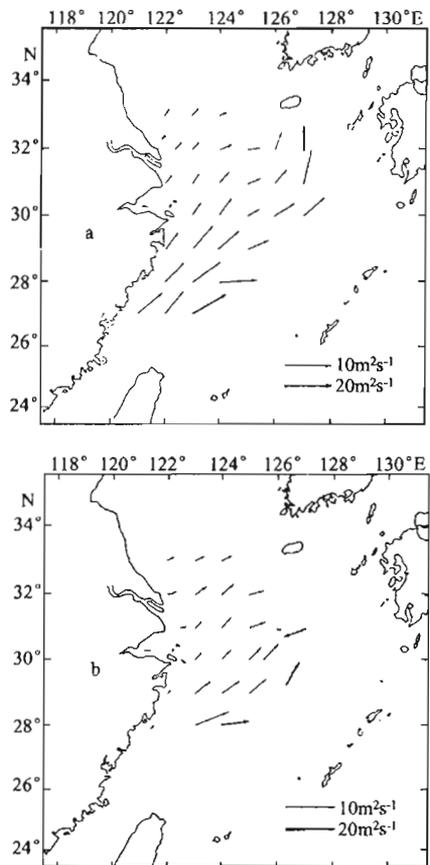


Fig. 26. Transport density (m^2/s) in the ECS shelf area averaged for summer (a) and winter (b) (after Fang *et al.*, 1991).

we can infer the flow pattern from the figure such that, in the course of flowing northward, the TWC continuously yields several offshoots on its eastern side north of $28^\circ N$, which first make a large anticyclonic arc, then turn cyclonically and eventually converge to the western flank of the Kuroshio. This flow pattern is very similar to the view suggested by Su and Pan (1987) based on their analysis of the topography of the thermosteric anomaly surfaces and a few moored current meter data there, and is further supported by the diagnostic calculation of the three-dimensional circulation in the ECS by Yuan *et al.* (1987). They proposed that the TWC has an inshore branch (TWCIB) and an offshore branch (TWCIB) (for details see below).

In the early 1990's, based on more historical current measurement data at day-night anchored stations (a total of 138 stations and 566 days) that were available at that time in the area of the ECS shelf, Fang *et al.* (1991) presented the averaged transport density (m^2/s) for four seasons. The diagrams of summer and winter are shown in Fig. 26.

Comparison between Fig. 25 and Fig. 26 indicates that the flow patterns shown in these two figures are quite similar: the general tendency is directed northeastward. It is especially noteworthy that the vectors of the averaged current and volume transport density in winter in the shelf sea are all northeastward, regardless of the northerly wind, except in a narrow coastal zone where the ECSCC flows downwind (see Fig. 25(b)). Furthermore, Fang *et al.* (1991) estimated that the annual mean VT through the shelf part of the ECS west of 150 m isobath was about 2 Sv, which is approximately equal to the annual mean VT through the TS (Zhao and Fang, 1991; Fang *et al.*, 1991). Of course, the former VT includes the whole VT of the ECSCC, TWC and the northeastward current by its right side (in other words, the VT of the TWCIB and TWC OB). This further clearly demonstrates that, no matter whether in summer or in winter, a rather strong northeastward current, i.e., the TWC exists all the year round along the direction of the TS and Fujian-Zhejiang coast.

The origin of this current has attracted much attention from Chinese and Japanese oceanographers. However, it has been a controversial issue for a long time, even among Chinese scientists. Traditionally, some scientists considered that the TWC off the Fujian-Zhejiang coast originated from the branching of the Kuroshio northeast of Taiwan, for example, Uda (1950) and Mao *et al.* (1964). But on the basis of observational data of the 1930's and 1970's, Guan (1978d) argued that at least in summer it should originate from the TS. Subsequently, Weng and Wang (1984) and Guo *et al.* (1985) clarified Guan's view (1978d) by suggesting that in summer the upper layer water of the TWC originated from the TS while the lower layer water was from the Kuroshio subsurface water northeast of Taiwan.

In the mid-1980's, through the study under the project "Kuroshio and its Influence on the Ocean Environment of the ECS" (1984–1985), the scientists of the SOA further clarified the relationship among the three views mentioned above. Su and Pan (1987) suggested that in addition to the upper/lower structure, the TWC also has an inshore branch (TWCIB) and an offshore branch (TWC OB). The TWCIB flows northward along the Fujian-Zhejiang coast and this is the TWC traditionally referred to by oceanographers. The TWCIB derives its upper layer water mainly from the TS in both summer and winter. The TWC OB is gradually separated from the TWCIB off the Zhejiang coast. According to recently observed results of satellite-tracked drifters, the bifurcating location of the TWCIB and TWC OB shifts southward and northward with seasonal alteration: at about 27°N in winter and at about 28°N in summer. The bifurcation location may probably be influenced by the monsoon (Tang *et al.*, 2003). The upper layer water of the TWC OB comes

mainly from the intrusion of the Kuroshio water northeast of Taiwan, but the water from the TS may make a significant contribution in summer, while the lower layer waters of the TWCIB and TWC OB are all from the Kuroshio subsurface water northeast of Taiwan in both summer and winter seasons (Su and Pan, 1987).

Kondo (1985) presented schematic diagrams of the ECS current system in winter and summer, showing a nearly due-northward current branching from the Kuroshio northeast of Taiwan and flowing roughly along the meridian of 123°E to the area about 100 miles east of the Hangzhou Bay. This current is called the "Kuroshio Branch" or "Kuroshio Separation" by Japanese scientists. A small east or northeastward bifurcation may occur near 28°N. The "Kuroshio Separation" depicted by Kondo (1985) was based on an analysis of mean distribution of water properties at 50 m depth; its position is farther offshore than that of the TWC suggested by Chinese scientists on the basis of current measurements. As regards the origin of the TWC, there are different opinions between the Chinese and Japanese oceanographers. Even "the China-Japan Joint Research Program on the Kuroshio" (JRK, 1986–1992) has as yet brought about no agreement on this topic. For example, in his schematic representation of the ocean current system in the ECS, Hishida (1994) still used the "Kuroshio Separation" in parentheses as a synonym for the TWC.

On the basis of current measurements made at two mooring stations in the offshore area north of Taiwan from July 1980 through June 1981, Chern and Wang (1989, 1990) found that the Kuroshio branch current occurred at depths below 60 m, where the water depth is about 120 m, with speeds of about 10–20 cm/s in both summer and winter seasons. The current goes northwestward along the northern coast of Taiwan and is a major source of the cool, saline water over the shelf of the southwestern ECS, that is, it is the major source of the TWC in deep and bottom layers. The observational results of Chern and Wang (1989, 1990) were supported by a two-layer numerical circulation model of the ECS by Liang and Su (1994), which indicated that the Kuroshio northeast of Taiwan always intruded onto the ECS shelf, but manifested itself chiefly in the lower layer; and after intruding onto the ECS shelf, most of the lower-layer Kuroshio water turned anticyclonically, forming the outer branch of the lower-layer TWC.

Therefore, the "Kuroshio Separation" suggested by Kondo (1985) does exist, but it appears only in the subsurface layer (below about 60 m depth) and flows northwestward along the north coast of Taiwan rather than straightforwardly along the meridian of 123°E to the offshore area 100 miles away from Hangzhou Bay as Kondo (1985) depicted.

The source of the TWC in winter, especially the con-

tribution of the TSWC, is a subject of heated debate. It is clear from current measurements that the overall contribution of the TSWC to the TWC is small in the winter extreme (e.g. Wang and Chern, 1989; Fang *et al.*, 1991; Teague *et al.*, 2003; Jan and Chao, 2003). But the water of TS origin can still be observed in the ECS, even in winter. For example, based on hydrographic and current measurements in February to March 2001 Zhu *et al.* (2004) suggested that the water off Changjiang River mouth could be traced back from the TS. Kim *et al.* (2005) found that the water near Cheju Island was of TS origin on the basis of oxygen isotope measurement. Furthermore, the winter surface current system in the ECS inferred from the SST pattern derived from the satellite IR images (Zheng, 1981, see also figure 4-36 of Guan, 2002) provides additional evidence for the existence of a warm current flowing northeastward by the east side of the southwestward ECSCC along the Fujian-Zhejiang coast. The SST pattern clearly shows that the warm current (corresponding to the TWCIB) originates from the TS. A similar feature can also be found in the SST images in Zhu *et al.* (2004).

4. Formation Mechanisms of the WCWC

The formation mechanism of the WCWC has so far not been totally solved, though it has been a hot topic in the studies on the China adjacent sea circulation and there a number of points of view have appeared in the literature.

(1) It is certain, as indicated by Fang and Zhao (1988), that though the existence of the northeastward WCWC has been known for some time, the driving mechanisms of this current have not been fully studied until the mid-1980's. Chuang (1985, 1986) was probably the first to study the problem. Based on the analysis of data from two current meter moorings deployed in the eastern TS, he concluded that a permanent source existed at the southern end of the TS to generate a northward flow. The sea surface slopes (SSS) at two mooring stations were estimated to be -1.50×10^{-7} and -2.33×10^{-7} , respectively. Chuang (1986) believed that this SSS was induced by the Kuroshio branching.

Soon thereafter, Fang and Zhao (1988) further examined the effects of SSS, wind stress, barometric pressure and water density on the formation of the northeastward current off the southeast China coast. Based on tidal records and land leveling, the long-term mean SSS from Shanwei (MSL equals 38 cm) to Jinshanzui (near Shanghai, MSL equals 4 cm) is estimated to be -2.62×10^{-7} (sea level difference being about 30 cm). This slope is consistent with the northeastward flow shown in Fig. 2 (Guan, 1986). Its effect is about three times the sum of the other three effects and is thus regarded as the main forcing of this northeastward current.

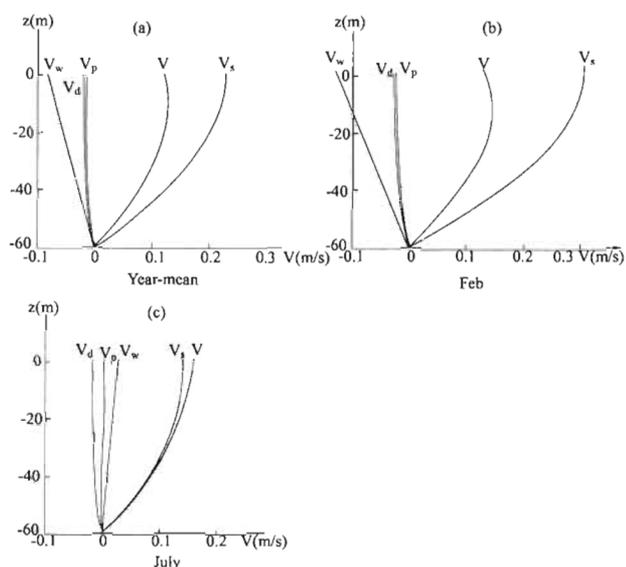


Fig. 27. Vertical structure of the V_s , V_p , V_w , V_d and V , representing the current components associated with SSS, barometric pressure gradient, wind stress, density gradient and the sum of them respectively: (a) year-mean, (b) in Feb., and (c) in July (after Fang and Zhao, 1988).

The current components induced by these four effects and the resultant current are shown in Fig. 27 to illustrate the vertical structure of the current as well as its seasonal variation.

The SSS is apparently enhanced in winter by the northerly monsoon. As a result, the water still goes to the northeast against the wind, except when the wind is strong enough to reverse the flow in the upper layer, or in a shallow area. Fang and Zhao (1988) proposed that the higher sea level in the northeastern SCS than that in the area off the Changjiang River mouth is related to the high sea level in the western tropical Pacific through the Luzon Strait, and the large difference of the sea level along the western boundary of the ocean is mainly a result of the thermohaline effect (Fang and Zhao, 1988; Fang *et al.*, 1991). The effect of the Kuroshio branching on the SSS is considered a secondary factor (Fang *et al.*, 1992).

(2) Su and Wang (1987) employed a barotropic numerical model to study the sources of the TWC from the SCS. The wind stress is taken to be zero because they are interested primarily in the circulation driven by the Kuroshio, the VT of which is chosen as 30 Sv in the computation. Figure 28(a) shows the computed results of the velocity field. Clearly, part of the Kuroshio is seen to make a slight detour into the Luzon Strait and most of the Kuroshio current continues to flow northward along the east coast of Taiwan. The Kuroshio is shown to intrude into the SCS but not deeply. However, inside the SCS a

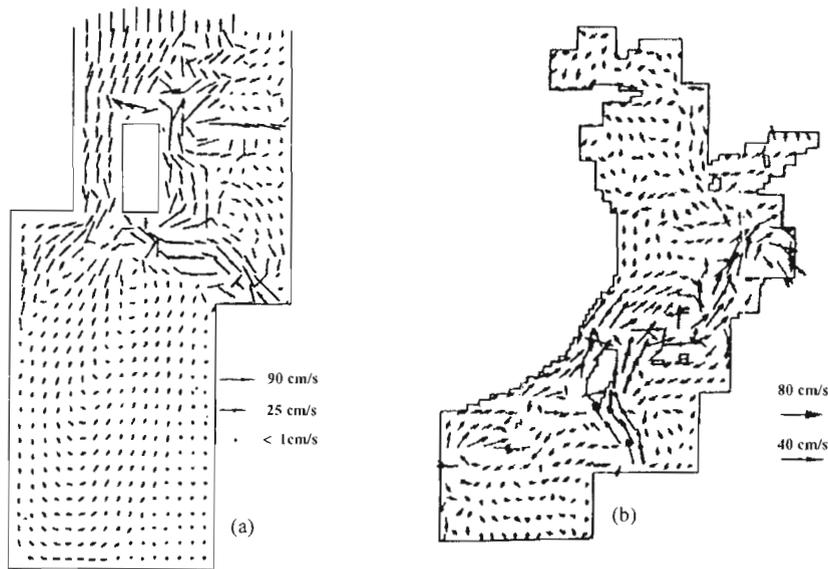


Fig. 28. Current fields from a barotropic numerical model (a, after Su and Wang, 1987) and from a reduced-gravity numerical model at the time 2.5 days after the northerly wind attains its maximum (b, after Liu and Su, 1993).

cyclonic gyre was induced around the basin. At its north-west corner there is a strong component which constitutes the southwestward flow over the continental slope near Dongsha Islands (corresponding to the observed “Dongsha Current”, Su, 1998). Water trapped by the shelf-break topography was guided to flow northeastward (corresponding to the observed SCSWC) and further guided by the continental slope to flow northward into the TS (corresponding to the observed TSWC) and eventually to flow into the southwestern ECS (this part of the northward flow corresponds to the observed TWCIB). No current was found to enter the TS along the southwestern coast of Taiwan. The northward VT from the northern SCS amounts to about 3.5 Sv in the TS. The model results (Su and Wang, 1987) not only supported the view repeatedly argued by Guan (1984) that the SCSWC off the Guangdong coast must contribute to part of the TWC water, but also grossly depicted the path of the WCWC. The numerical model of Liu and Su (1993) further simulated the winter circulation in the shelf seas adjacent to China in consideration of the combined effects of the Kuroshio intrusion, wind stress, sea surface cooling and fresh water influxes. The model-produced velocity field 2.5 days after the northerly wind attains its maximum shows that the SCSWC recovers to flow northeastward and extends northward through the TS and enters the southwestern ECS, as illustrated in Fig. 28(b). Therefore, the numerical model results of Liu and Su (1993) reproduced the main features of the observed winter circulation in the shelf seas adjacent to China, including the

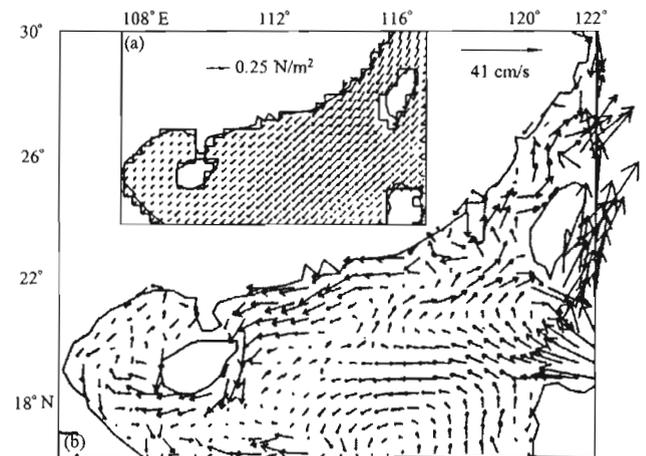


Fig. 29. Wind stress over the sea surface (a) and simulated current field (b) in January in the northern SCS, the TS and the southwestern ECS (after Li *et al.*, 1993).

WCWC when a steady northerly wind is applied.

Cai and Wang (1997) also employed a barotropic numerical model to study the joint effect of wind stress (Hellerman and Rosenstein, 1983) and the Kuroshio inflow (18 Sv) on the circulation of the northern SCS, the TS and the southwestern ECS. The simulated velocity field in January is quite similar to that of Su and Wang (1987), shown in Fig. 28(a).

(3) Li *et al.* (1992, 1993) calculated the monthly

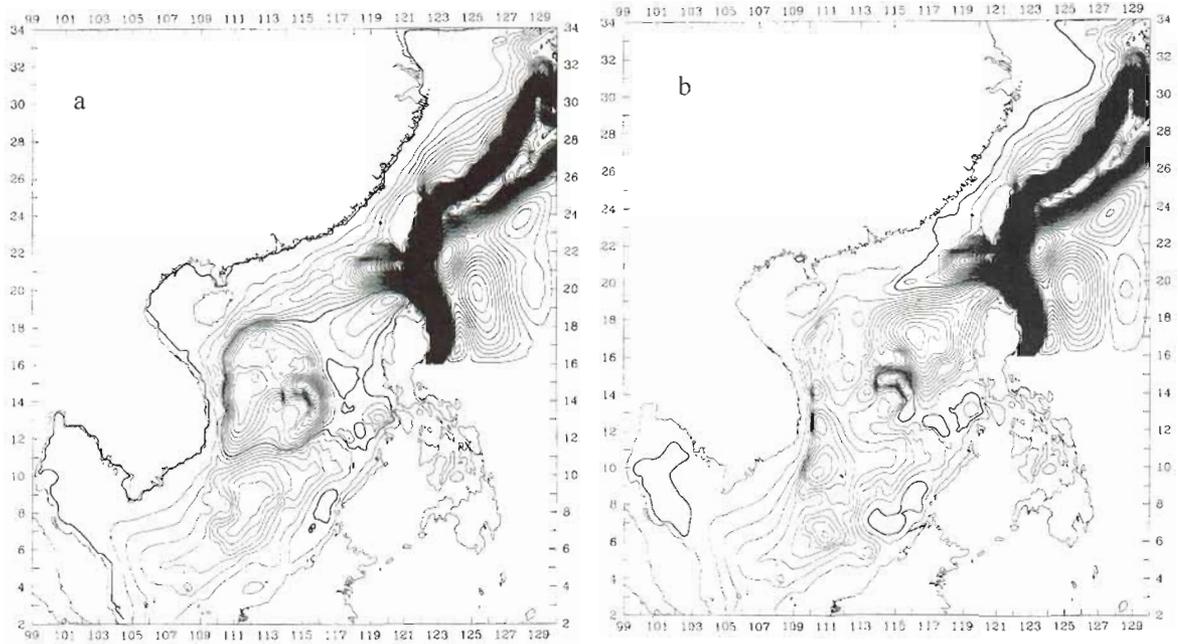


Fig. 30. Model-produced volume transport stream function of the China southeastern water for July (a) and January (b) (after Fang *et al.*, 1996).

mean upper-layer circulation in the Pacific Ocean using a barotropic ocean model forced by the monthly mean climatological wind stress of Hellerman and Rosenstein (1983), in which special attention was paid to the circulation in the northern SCS, the TS and the southwestern ECS. The model-produced monthly mean current velocity field in January for this area is shown in Fig. 29. It can be clearly seen that under the action of a strong and persistent northeast wind, besides a downwind coastal current (GCC) flowing southwestward over the northern continental shelf of the SCS, a counter-wind current starts from the area east of Hainan Island, flows northeastward along the shelf break of the northern SCS, and finally enters the ECS through the TS. The current in the TS flows northward, not straight but in a winding path. The simulated northeastward flowing current well reproduced the observed SCSWC and its extension in the TS (i.e., the TSWC) and in the ECS (i.e., the TWC). At the area to the southwest of Taiwan, some water of the SCSWC turns to the southeast, and joins the Kuroshio owing to the blocking effect of Taiwan and the guiding effect of the bottom topography there. The simulation results also indicate that no branch of the Kuroshio enters the TS from the area south of Taiwan. That is to say, the northward flow in winter in the TS (i.e., the TSWC) mainly originates from the SCSWC, rather than directly from the Kuroshio branch. Therefore, we can infer that the TWC (especially the TWCIB) partly comes from the SCSWC. These results strongly confirm some of the previous discoveries

and conjectures by Guan and Chen (1964) and Guan (1978a, 1984, 1986). As to the formation mechanism of the SCSWC, Li *et al.* (1993) and Li and Zeng (1994) proposed that the effects of the factors such as wind, bottom topography, coastal configuration as well as the Kuroshio intrusion are all able to produce the counter-wind SCSWC. The numerical experiments showed that the Kuroshio intrusion is not the determinant for the formation of the SCSWC; it may only strengthen the SCSWC, because with the Luzon Strait closed, the SCSWC still appears but becomes weaker than that with the Luzon Strait opened.

(4) Fang *et al.* (1996) applied an alternating direction implicit model they had developed themselves to simulate the circulation in the China southeastern waters. The model was forced by Kuroshio inflow east of Luzon and outflows in the Tokara and Tsushima Straits with the sea surface imposed by climatological wind fields. The model-produced stream functions for July and January are shown in Fig. 30. The July stream function shows that the Kuroshio intrudes into the SCS in the mid-Luzon Strait and generates the SCSBK. Since the summer Ekman transport in the Luzon Strait is eastward, the computed pattern actually reflects the intrusion in the layers from subsurface to intermediate levels. A majority of intruded water flows out along the southwestern coast of Taiwan. On the northern side, the SCSWC can be clearly seen to flow from the Hainan offshore area to the TS, and eventually toward the Tsushima Strait. The January stream

function shows even stronger SCSBK. The current southwest of Taiwan is still outward. But in January the SCSWC does not originate from the area near Hainan, rather, it starts roughly from 115°E with a weaker transport. The northward transport through the TS is much smaller than in July, but still contributes a small portion to the TWC through the eastern TS. In addition, a southward coastal current can be observed in the western TS. The model-produced TS volume transport without wind forcing is 2 Sv, which agrees well with the estimates on the basis of current measurements.

5. Prospects for Future Studies

Although the existence of this current system has been confirmed by some observational and numerical simulation results, systematic field observations are still unavailable. The following questions remain to be solved in order to further deepen our knowledge of this current system.

(1) The connection of the three components of the counter-wind currents through the TS is still not a fully resolved issue. As to the western TS, information about the process of the variation of the current direction and speed with wind, especially in the NE monsoon period is still very sparse. Therefore, cross-strait arrays of current meter moorings (from the near sea surface down to the near sea bottom) or bottom-mounted Acoustic Doppler Current Profilers should be deployed in the north, middle and south part of the TS for a year or longer in order to get a long time series of current data.

(2) The SCSWC is believed to continue flowing northward through the TS, but how this is accomplished is not yet clear (Su, 1998). Therefore, it is necessary to deploy satellite-tracked drifters in the SCSWC off the eastern Guangdong in order to examine the route of the SCSWC and its extension in the TS and the southwestern ECS. Since the currents in the surface layer are directly influenced by winds, the drogue should be placed in a subsurface layer, rather than about 15 m below the surface float, as generally done.

(3) As to the eastern TS, whether there is a through-channel Kuroshio Branch in the TS, especially during most of the winter days, also needs to be further clarified, because different ideas exist, even among the Taiwan scientists. Therefore, it is worthwhile deploying satellite-tracked subsurface drifters near the Luzon Strait and off the southwestern Taiwan coast in order to examine the pathway of the Kuroshio Branches entering the SCS and/or in the TS.

(4) So far the hydrographic and current measurements in wintertime in the area covering the western portion (roughly west of 115°E) of the SCSWC were mostly made under relatively calm weather conditions. A NNW-SSE oriented current mooring array or bottom-mounted

ADCP array deployed off the western Guangdong coast to observe wintertime currents is very useful in verifying the existence of the SCSWC in winter in this area. Hydrographic surveys carried out under general wintertime wind conditions are also useful for the verification.

It is expected that the scientists, especially the Chinese scientists of the two sides of the TS, can cooperate together to solve the above-mentioned issues successfully in the near future.

Acknowledgements

The present work was supported by the National Natural Science Foundation of China through a major international cooperative program under grant No. 40520140024 and a key project under grant No. 40136010. This work was also supported by the National Basic Research Program of China under contract No. G1999043808. The authors wish to thank two reviewers for their invaluable comments which significantly improved the presentation of this work.

List of Acronyms

CAS	Chinese Academy of Sciences
CSK	Cooperative Study of the Kuroshio and Adjacent Regions
ECS	East China Sea
ECSCC	East China Sea Coastal Current
FIO	Fujian Institute of Oceanology
FZCC	Fujian-Zhejiang Coastal Current
GCC	Guangdong Coastal Current
MSL	Mean Sea Level
SCS	South China Sea
SCSB	South China Sea Branch of State Oceanic Administration
SCSBK	South China Sea Branch of Kuroshio
SCSCC	South China Sea Coastal Current
SCSIO	South China Sea Institute of Oceanology
SCSWC	South China Sea Warm Current
SOA	State Oceanic Administration
SSS	Sea Surface Slope
SST	Sea Surface Temperature
TS	Taiwan Strait
TSWC	Taiwan Strait Warm Current
TWC	Taiwan Warm Current
TWCIB	Taiwan Warm Current Inshore Branch
TWCOB	Taiwan Warm Current Offshore Branch
VT	Volume Transport
WCWC	Winter Counter-wind Currents

References

- Cai, S. Q. and W. Z. Wang (1997): A numerical study on the circulation mechanism in the northeastern South China Sea and Taiwan Strait. *Tropic Oceanology*, **16**(1), 7–15 (in Chinese with English abstract).
- Chao, S. Y., P. T. Shaw and J. Wang (1995): Wind relaxation as a possible cause of the South China Sea Warm Current. *J. Oceanogr.*, **51**(1), 111–132.

- Chen, C. T. A. (2003): Rare northward flow in the Taiwan Strait in winter: a note. *Cont. Shelf Res.*, **23**, 387–391.
- Chen, G. (1992): *Marine Atlas of the Bohai Sea, Yellow Sea and East China Sea: Hydrology*. China Ocean Press, Beijing, 524 pp. (in Chinese).
- Chern, C. S. and J. Wang (1989): On the water masses at northern offshore area of Taiwan. *Acta Oceanogr. Taiwan.*, **22**, 14–32.
- Chern, C. S. and J. Wang (1990): On the Kuroshio branch current north of Taiwan. *Acta Oceanogr. Taiwan.*, **25**, 55–64.
- Chuang, W. S. (1985): Dynamics of subtidal flow in the Taiwan Strait. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **41**, 65–72.
- Chuang, W. S. (1986): A note on the driving mechanism of the current in the Taiwan Strait. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **42**, 355–361.
- Fang, G. H. (1995): The structure of the Taiwan-Tsushima-Tsugaru current system and its relation to the Kuroshio. *Mar. Sci.*, **4**, 43–48 (in Chinese with English abstract).
- Fang, G. H. and B. R. Zhao (1988): A note on the main forcing of the northeastward flowing current off the southeast China coast. *Prog. Oceanogr.*, **21**, 363–372.
- Fang, G. H., B. R. Zhao and Y. H. Zhu (1991): Water volume transport through the Taiwan Strait and the continental shelf of the East China Sea measured with current meter. p. 345–358. In *Oceanography of Asian Marginal Seas*, ed. by K. Takano, Elsevier, Amsterdam.
- Fang, G. H., B. R. Zhao and Y. H. Zhu (1992): A preliminary study on the Taiwan-Tsushima-Tsugaru Warm Current System and its dynamic mechanism. p. 13–27. In *Selected Papers of Symposium on Ocean Circulation*, ed. by Q. Zeng et al., China Ocean Press, Beijing (in Chinese).
- Fang, G. H., J. P. Zhao, J. Bole, J. P. Mathisen, P. Schjolberg and H. Pan (1995): Circulation, internal tides and solitons at the shelf break of the Northern South China Sea—An analysis of measured currents. p. 50–51. In *Marine Science Conference in Taiwan Adjacent Seas—Program and Abstracts*, Taipei, Taiwan.
- Fang, G. H., W. D. Fang, Y. Fang and K. Wang (1998): A survey of studies on the South China Sea upper ocean circulation. *Acta Oceanogr. Taiwan.*, **37**(1), 1–16.
- Fang, G. H., D. Susanto, I. Soesilo, Q. A. Zheng, F. L. Qiao and Z. X. Wei (2005): A note on the South China Sea shallow interocean circulation. *Adv. Atmos. Sci.* (in press).
- Fang, Y., G. H. Fang and K. Yu (1996): ADI barotropic ocean model for simulation of Kuroshio intrusion into China southeastern waters. *Chin. J. Oceanol. Limnol.*, **14**(4), 357–366.
- Fang, Y., G. H. Fang, K. Wang and Z. X. Wei (2001): Dynamics of the Kuroshio intrusion into the southeast China adjacent waters—A numerical study. *J. Hydrodyn.*, **B13**(3), 28–33.
- FIO (Fujian Institute of Oceanology) (1988): *Report of a Comprehensive Oceanographic Survey of the Central and Northern Part of the Taiwan Strait*. China Science Press, Beijing, 423 pp. (in Chinese).
- Fu, Z. L., J. Y. Hu and G. M. Yu (1991): Sea water flux through Taiwan Strait. *Chin. J. Oceanol. Limnol.*, **9**(3), 232–239.
- Guan, B. X. (1978a): The warm current in the South China Sea—a current flowing against the wind in winter in the open sea off Guangdong Province. *Oceanologia et Limnologia Sinica*, **9**(2), 117–127 (in Chinese with English abstract).
- Guan, B. X. (1978b): New evidences for the South China Sea Warm Current. *Marine Sciences* (Suppl.), 100–103 (in Chinese).
- Guan, B. X. (1978c): A sketch of the current system of the East China Sea. p. 126–133. In *Collected Papers of the Continental Shelf of the East China Sea*, Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Qingdao (in Chinese).
- Guan, B. X. (1978d): The topographic effects of Taiwan Island, China and adjacent bottom relief on the path of the Kuroshio. *Studia Marina Sinica*, **14**, 1–21 (in Chinese with English abstract).
- Guan, B. X. (1984): Major features of the shallow water hydrography in the East China Sea and Huanghai Sea. p. 1–13. In *Ocean Hydrodynamics of the Japan and East China Seas*, ed. by T. Ichiye, Elsevier, Holland.
- Guan, B. X. (1985): Some temporal and spatial distribution features of the wintertime counter-wind current in the northern South China Sea. *Oceanologia et Limnologia Sinica*, **16**(6), 429–437 (in Chinese with English abstract).
- Guan, B. X. (1986): Evidence for a counter-wind current in winter off the southeast coast of China. *Chin. J. Oceanol. Limnol.*, **4**(4), 319–332.
- Guan, B. X. (1993): Winter counter-wind current off the southeastern China coast and a preliminary investigation of its source. p. 1–9. In *Proceedings of the Symposium on the Physical and Chemical Oceanography of the China Seas*, China Ocean Press, Beijing.
- Guan, B. X. (1995): Current in the western Taiwan Strait. p. 53–54. In *Marine Science Conference in the Taiwan Adjacent Seas—Program and Abstracts*, Taipei, Taiwan.
- Guan, B. X. (1998): A review of study on the South China Sea Warm Current. *Oceanologia et Limnologia Sinica*, **29**(3), 322–329 (in Chinese with English abstract).
- Guan, B. X. (1999): Phenomenon of the temperature inversion layer in winter in the coastal water of the western East China Sea and its relation to circulation. *Journal of Oceanography of Huanghai and Bohai Seas*, **17**(2), 1–7 (in Chinese with English abstract).
- Guan, B. X. (2002): *Winter Counter-wind Current off the Southeastern China Coast*. China Ocean University Press, Qingdao, 267 pp. (in Chinese).
- Guan, B. X. and S. J. Chen (1964): *The Current Systems in the Near-Sea Area of China Seas*. 85 pp. (in Chinese).
- Guan, B. X. and H. L. Mao (1982): A note on circulation of the East China Sea. *Chin. J. Oceanol. Limnol.*, **1**(1), 5–16. also p. 1–24. In *Proceedings of the Japan-China Ocean Study Symposium, 1981*, Shimizu, Japan.
- Guan, B. X., W. L. Ding and H. L. Mao (1964): A preliminary study on the surface current system in southern Yellow Sea and northern East China Sea in winter and some related problems (in Chinese, manuscript).
- Guo, B. H., K. Lin and W. X. Song (1985): On the summer current field in the southern East China Sea. *Acta Oceanologica Sinica*, **7**(2), 143–153 (in Chinese).
- Guo, Z. X., T. H. Yang and D. Z. Qiu (1985): The South China Sea Warm Current and the SW-ward current at its right side in winter. *Tropic Oceanology*, **4**(1), 1–9 (in Chinese with English abstract).
- Hellerman, S. and M. Rosenstein (1983): Normal monthly wind

- stress over the world ocean with error estimates. *J. Phys. Oceanogr.*, **13**, 1093–1104.
- Hishida, M. (1994): On the variation of oceanographic conditions in the source area of the Tsushima Warm Current. p. 212–225. In *Proceedings of China-Japan JSCRK*. China Ocean Press, Beijing.
- Hsueh, Y. (2001): The South China Sea Warm Current (SCSWC). In *Proceedings of the 11th PAM S/JECSS Workshop: Extended Abstract Volume*. Cheju, Korea, 91–92.
- Hsueh, Y. and L. Zhong (2004): A pressure-driven South China Sea Warm Current. *J. Geophys. Res.*, **109**, C09014, doi:10.1029/2004JC002374.
- Hu, J. Y. and M. S. Liu (1992): The current structure during summer in southern Taiwan Strait. *Tropic Oceanology*, **11**(4), 42–47 (in Chinese with English abstract).
- Hu, J. Y., Z. L. Fu and L. X. Wu (1990): Studies on the winter-time current structure and T-S fine-structure in the Taiwan Strait. *Chin. J. Oceanol. Limnol.*, **8**(4), 319–327.
- Hu, J. Y., H. Kawamura, H. Hong and Y. Q. Qi (2000): A review on the currents in the South China Sea: Seasonal circulation, South China Sea Warm Current and Kuroshio intrusion. *J. Oceanogr.*, **56**, 607–624.
- Huang, Q. Z., W. Z. Wang, Y. S. Li and C. W. Li (1994): Current characteristics of the South China Sea. p. 39–47. In *Oceanology of China Seas. I*, ed. by D. Zhou *et al.*, Kluwer Academic Publishers, Norwell, Mass.
- Isobe, A. (1999): On the origin of the Tsushima Warm Current and its seasonality. *Cont. Shelf Res.*, **19**(1), 117–133.
- Jan, S. and S. Y. Chao (2003): Seasonal variation of volume transport in the major inflow region of the Taiwan Strait: the Penghu Channel. *Deep-Sea Res. II*, **50**, 1117–1126.
- JHO (Hydrographic Office of Japan) (1925): The Meteorological and Ocean Current Charts in the Adjacent Sea of Japan (No. 6042), Charts 20–23 (in Japanese).
- Kim, K.-R., Y.-K. Cho, D.-J. Kang and J.-H. Ki (2005): The origin of the Tsushima Current based on oxygen isotope measurement. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L03602, doi:10.1029/2004GL021211.
- Ko, D. S., R. H. Preller, G. A. Jacobs, T. Y. Tang and S. F. Lin (2003): Transport reversals at Taiwan Strait during October and November 1999. *J. Geophys. Res.*, **108**(C11), 3370, doi:10.1029/2003JC001836.
- Kondo, M. (1985): Oceanographic investigations of fishing grounds in the East China Sea and the Yellow Sea—I. Characteristics of the mean temperature and salinity distributions measured at 50m and near the bottom. *Bulletin of Seikai Regional Fisheries Research Laboratory*, **62**, 19–66.
- Kwan, P. H. (Guan, B. X.) (1957): A preliminary study on the relations between the surface currents and the winds along China coast. *Oceanologia et Limnologia Sinica*, **1**(1), 95–122 (in Chinese with English abstract).
- Li, L. (1996): An oceanic front at the shelf-slope region of the northeastern South China Sea, March 1992. *Oceanography in China*, **6**, 33–41, China Ocean Press, Beijing.
- Li, L., X. G. Guo and R. S. Wu (2000a): Oceanic fronts in southern Taiwan Strait. *Journal of Oceanography in Taiwan Strait*, **19**(2), 147–156 (in Chinese with English abstract).
- Li, L., R. S. Wu and X. G. Guo (2000b): Seasonal circulation in the South China Sea—a TOPEX/POSEIDON satellite altimetry study. *Acta Oceanologica Sinica*, **22**(6), 13–26 (in Chinese with English abstract).
- Li, R. F. and Q. C. Zeng (1994): A numerical simulation of the winter-time current system in the China Sea and adjacent areas. *Science in China (Series B)*, **37**(6), 710–722.
- Li, R. (F.), Q. Zeng, Z. Ji and D. Guo (1992): Numerical simulation of a northeastward flowing current from area off the eastern Hainan Island to Tsugaru/Soya Strait. *La Mer*, **30**, 229–238.
- Li, R. F., Q. C. Zeng, Z. J. Gan and W. Z. Wang (1993): Numerical simulation of the South China Sea Warm Current and the Taiwan Strait flow in winter. *Progress in Natural Science*, **3**(2), 123–129.
- Liang, W. D., T. Y. Tang, Y. J. Yang, M. T. Ko and W. S. Chuang (2003): Upper-ocean currents around Taiwan. *Deep-Sea Res. II*, **50**, 1085–1105.
- Liang, X. S. and J. L. Su (1994): A two-layer model for the circulation of the East China Sea. *Donghai Marine Science*, **12**(1), 1–20 (in Chinese with English abstract).
- Lin, S. F., T. Y. Tang and S. Jan (2003): Taiwan Strait current. p. 7-1-1-7-1-4. In *Proceedings of the 12th PAMS/JECSS Workshop—Extended Abstract Volume*, Hangzhou, China.
- Liu, X. B. and J. L. Su (1993): A numerical model of winter circulation in the shelf seas adjacent to China. p. 288–298. In *Proceedings of the Symposium on the Physical and Chemical Oceanography of the China Seas*, China Ocean Press, Beijing.
- Ma, H. (1987): On the winter circulation of the northern South China Sea and its relation to large oceanic current. *Chin. J. Oceanol. Limnol.*, **5**(1), 9–21.
- Mao, H. L., Y. W. Ren and G. M. Wan (1964): A preliminary investigation on the application of using T-S diagram for a quantitative analysis of the water masses in the shallow water area. *Oceanologia et Limnologia Sinica*, **6**, 1–22 (in Chinese with English abstract).
- Nitani, H. (1972): Beginning of the Kuroshio. p. 129–163. In *Kuroshio—Its Physical Aspects*, ed. by H. Stommel and K. Yoshida, University of Tokyo Press, Tokyo.
- SCSB (South China Sea Branch, SOA) (1990): *Report of Decadal Hydrographic Series Survey of the Shelf and Adjacent Waters of the Northern South China Sea*, ed. by Y. L. Ma *et al.*, China Ocean Press, Beijing, 254 pp. (in Chinese).
- SCSIO (South China Sea Institute of Oceanology, CAS) (1985): *Report of the 1979–1982 Multidisciplinary Research Program on the Northern South China Sea*, Vol. II. China Science Press, Beijing. 432 pp. (in Chinese).
- Su, J. L. (1998): Circulation dynamics of the China Seas north of 18°N. p. 483–505. *The Sea, II*, ed. by A. R. Robinson and K. H. Brink, John Wiley & Sons, Inc.
- Su, J. L. (2001): A review of circulation dynamics of the coastal oceans near China. *Acta Oceanologica Sinica*, **23**(4), 1–16 (in Chinese).
- Su, J. L. (2003): Overview of the South China Sea circulation and the coastal oceanography south of China. p. 1-1-1-1-1-6. In *Proceedings of the 12th PAMS/JECSS Workshop—Extended Abstract Volume*, Hangzhou, China.
- Su, J. L. and Y. Q. Pan (1987): On the shelf circulation north of Taiwan. *Acta Oceanologica Sinica*, **6** (Supp. I), 1–20.
- Su, J. L. and W. Wang (1987): On the sources of the Taiwan Warm Current from the South China Sea. *Chin. J. Oceanol. Limnol.*, **5**(4), 299–308.

- Su, J. L., B. X. Guan and J. Z. Jiang (1990): The Kuroshio. I. Physical features. *Oceanogr. Mar. Biol. Annu. Rev.*, **28**, 11–71.
- Takano, K., A. Harashima and T. Namba (1998): A numerical simulation of the circulation in the South China Sea—Preliminary results. *Acta Oceanogr. Taiwan.*, **37**(2), 165–186.
- Tang, Y. X., X. J. Xiong and X. M. Hu (2003): The current structure and their seasonal variation in the Huanghai (Yellow) and the East China Seas. p. 2-8-1–2-8-3. In *Proceedings of the 12th PAMS/JECSS Workshop—Extended Abstract Volume*, Hangzhou, China.
- Teague, W. J., G. A. Jacobs, D. S. Ko, T. Y. Tang, K. I. Chang and M. S. Suk (2003): Connectivity of the Taiwan, Cheju and Korea Straits. *Cont. Shelf Res.*, **23**, 63–77.
- Uda, M. (1931): Monthly mean oceanographic maps (1918–1930) and current patterns inferred from these maps in the near-sea region of Japan (Report No. 2, January–June). *J. Imp. Fisheries Inst. Japan.* **2** (in Japanese).
- Uda, M. (1950): On the temperature variation in the East China Sea. I. *Hydrography of the East China Sea and Yellow Sea*, **2**, 1–10 (in Japanese).
- Uda, M. and T. Nakao (1974): Water masses and currents in the South China Sea and their seasonal changes. p. 161–188. In *Kuroshio III, Proc. 3rd CSK Symp.*, Bangkok, Thailand (1972).
- Wang, J. and C. S. Chern (1988): On the Kuroshio branch in the Taiwan Strait during wintertime. *Prog. Oceanogr.*, **21**, 469–491.
- Wang, J. and C. S. Chern (1989): On cold water intrusion in the eastern Taiwan Strait during the cold season. *Acta Oceanographica Taiwanica*, **22**, 43–67 (in Chinese with English abstract).
- Wang, J. and C. S. Chern (1996): Some aspects on the increment of salinity in the southern Taiwan Strait. *Oceanography in China*, **6**, 13–32. China Ocean Press, Beijing (in Chinese with English abstract).
- Wang, K., G. H. Fang and X. H. Shi (2001): Numerical study on the formation of the South China Sea Warm Current: Baroclinic case. *Chin. J. Oceanol. Limnol.*, **19**(1), 1–9.
- Wang, Y. H., S. Jan and D. P. Wang (2003): Transports and tidal current estimates in the Taiwan Strait from shipboard ADCP observations (1999–2001). *Estuar. Coast. Shelf Sci.*, **57**, 193–199.
- Wang, Y. H., L. Y. Chiao, K. M. M. Lwiza and D. P. Wang (2004): Analysis of flow at the gate of Taiwan Strait. *J. Geophys. Res.*, **109**, C02025, doi:10.1029/2003JC001937.
- Weng, X. C. and C. M. Wang (1984): A preliminary study on the T-S characteristics and the origin of Taiwan Warm Current Water in summer. *Studia Marina Sinica*, **21**, 113–134 (in Chinese with English abstract).
- Wu, C.-R. and Y.-C. Hsin (2005): Volume transport through the Taiwan Strait: A numerical study. *Terres. Atmos. Oceanic Sci.*, **16**(2), 377–391.
- Wyrki, K. (1961): Physical oceanography of the Southeast Asian Water: NAGA Report Vol. 2, Scientific Results of Marine Investigation of the South China Sea and Gulf of Thailand 1959–1961. Scripps Institution of Oceanography, La Jolla, California. 195 pp.
- Xue, H. J., F. Chai and M. C. Shi (2001): The loop current incursion of Kuroshio and main circulations in the northeastern South China Sea. *Oceanography in China*, **13**, 23–38. China Ocean Press, Beijing, China (in Chinese with English abstract).
- Xue, H., F. Chai, N. Pettigrew, D. Xu, M. Shi and J. Xu (2004): Kuroshio intrusion and the circulation in the South China Sea. *J. Geophys. Res.*, **109**, C02017, doi:10.1029/2002JC001724.
- Ye, L. F. (1994): On the mechanism of South China Sea Warm Current and Kuroshio Branch in winter—Preliminary results of 3-D baroclinic experiments. *Terrestrial, Atmosphere and Ocean Sciences*, **5**(4), 597–610.
- Yuan, S. Y. and J. Z. Deng (1996): A primary study of winter and summer upwind flow mechanism in the northern part of the South China Sea I. Monsoon upwind flow diagnostic equations and criterions. *Tropic Oceanology*, **15**(3), 44–51 (in Chinese with English abstract).
- Yuan, S. Y. and J. Z. Deng (1998): Numerical experiments of winter upwind flow in the northern South China Sea. *Tropic Oceanology*, **17**(1), 26–32 (in Chinese with English abstract).
- Yuan, Y. C., J. L. Su and S. Y. Xia (1987): Three dimensional diagnostic calculation of circulation over the East China Sea shelf. *Acta Oceanologica Sinica*, **6** (Suppl. I.), 36–50.
- Zeng, Q. C., Z. Z. Ji, R. F. Li and P. H. Ke (1985): A numerical simulation of the South China Sea current, (1) Typical mean monthly current in winter. p. 1–14. In *Proceedings of the International Symposium on Oil Development Environment of the China Sea*, Guanzhou.
- Zeng, Q. C., R. F. Li, Z. Z. Ji, Z. J. Gan and P. H. Ke (1989): Calculation of the monthly mean circulation in the South China Sea. *Scientia Atmospherica Sinica*, **13**(2), 127–138 (in Chinese).
- Zeng, Q. C., R. F. Li, Z. Z. Ji, P. H. Ke and Z. J. Gan (1992): The simulation of monthly mean circulation of the South China Sea. p. 127–165. In *Selected Papers of the Symposium on Ocean Circulation*, China Ocean Press, Beijing, China (in Chinese).
- Zhai, L., G. Fang and K. Wang (2004): Numerical study on the dynamics of wind driven barotropic circulation in the South China Sea. *Oceanologia et Limnologia Sinica*, **35**(4), 289–298 (in Chinese with English abstract).
- Zhang, Y. K., X. C. Weng, Q. L. Zhang and C. M. Wang (1992): Bottom Current in the Taiwan Strait. p. 28–40. In *Selected Papers of the Symposium on Ocean Circulation*, China Ocean Press, Beijing (in Chinese).
- Zhao, B. R. and G. H. Fang (1991): Estimation of volume transports through the main straits of the East China Sea. *Acta Oceanologica Sinica*, **8**(4), 485–496.
- Zheng, Q. A. (1981): The winter surface temperature pattern of the Huanghai Sea and the East China Sea derived from the GMS-1 and NOAA-5 Satellite IR images. *Acta Oceanologica Sinica*, **3**(4), 523–534 (in Chinese).
- Zhong, H. L. (1990): Structures of the density circulation. p. 215–241. In *Report of Decadal Hydrographic Series Survey of the Shelf and Adjacent Waters of the Northern South China Sea*, ed. by Y. L. Ma *et al.*, China Ocean Press, Beijing, China (in Chinese).
- Zhu, J., C. Chen, P. Ding, C. Li and H. Lin (2004): Does the Taiwan Warm Current exist in winter?. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L12302, doi:10.1029/2004GL019997.

中国近海及其附近海域若干涡旋研究综述

I. 南海和台湾以东海域

管秉贤¹, 袁耀初^{2*}

(1. 中国科学院 海洋研究所, 山东 青岛 266071; 2. 卫星海洋环境动力学国家重点实验室, 国家海洋局 第二海洋研究所, 浙江 杭州 310012)

摘要: 综述了南海和台湾以东海域若干气旋型和反气旋型涡旋研究. 在南海存在着许多活跃的中尺度涡, 我们分别对南海中、南部海域和南海北部海域中尺度涡作了评述. 在南海北部海域, 目前最感兴趣的问题为: 南海水与西菲律宾海通过吕宋海峡的交换的物理过程, 以及黑潮是否以反气旋流套形式进入南海. 这些问题目前尚不清楚, 尤其是这些问题的机理. 这些问题必须通过今后深入和细致的、长时间的海流和水文观测, 以及长时间卫星遥感观测资料的论证才能逐渐认识清楚. 台湾以东海域, 黑潮两侧经常出现中尺度涡, 而且变化较大而复杂. 文中着重讨论兰屿冷涡和台湾东北的气旋式冷涡.

关键词: 南海; 台湾以东海域; 气旋型涡旋; 反气旋型涡旋

中图分类号: P722.7; P722.6; P731

文献标识码: A

文章编号: 0253-4193(2006)03-0001-16

1 引言

通过上世纪 70 年代初期多次中大洋实验, 发现并确认了: 在长期以来被认为是弱流(约 1 cm/s)区的广大中大洋区域, 几乎都存在着流速较强(量级为 10 cm/s), 垂向尺度的量级约为 100 或 1 000 m, 水平尺度和时间尺度分别为 100 km 和 10 d 数量级的中尺度涡, 从而大大地改变了人们对大洋环流结构的传统认识, 这是上世纪海洋科学最大的进展之一.

其实, 中尺度涡不仅广泛存在于大洋, 在边缘海, 例如, 在我国近海也存在着中尺度涡现象, 而且有的甚至早在上世纪 70 年代以前就被发现, 不过那时尚无“中尺度涡”这个特定名词. 以全国海洋综合调查(1958~1960 年)为契机, 当年就发现在南海北

部存在着海南岛以东外海的暖涡和雷州湾以东的冷涡^[1]. 40 余年来国内外学者已在我国近海及其附近海域发现了许多各种类型的中尺度涡, 有些还持续进行了深入的调查研究, 特别是由于最近 TOPEX/Poseidon(T/P)等得到的海面高度偏差(SSHA)资料的广泛应用, 这一领域的研究更为活跃和积极. 我们将对中国近海及其附近海域若干涡旋研究试作综述. 限于篇幅, 将分为南海和台湾以东海域, 以及东海与琉球群岛以东海域两篇文章分别综述.

南海和台湾以东海域若干气旋型和反气旋型涡旋研究的综述, 国内外已有一些评述性论文. 例如 Su^[1,2], Su 等^[3], Yamagata^[4,5], Hu 等^[6], Fang 等^[7], Fang 等^[8], 李立^[9], 王东晓^[10], 管秉贤^[11], 杜岩等^[12], 等等. 关于台湾以东海域, 近来评述性论文

收稿日期: 2005-12-14; 修订日期: 2006-03-20.

基金项目: 国家自然科学基金会项目资助(40510073).

作者简介: 管秉贤(1923-), 男, 浙江省上虞市人, 研究员, 博士生导师, 主要从事中国近海和邻近大洋环流的研究. E-mail: yuany2@yahoo.com.cn

* 通讯作者, E-mail: yuany2@yahoo.com.cn

1) 管秉贤, 陈上及. 中国近海的海流系统. 国家科委海洋组海洋综合调查办公室编. 全国海洋综合调查报告第五册第六章. 1964. 1-85.

不是很多,袁耀初与苏纪兰^[13]等进行过.此外,在黑潮源地区域,台湾以东及东海,管秉贤^[14]也进行了综述.本文在上述评述性论文基础上,对南海和台湾以东海域若干涡旋研究作重点的综述,并适当地、重点说明不同涡旋演变的时间特性和成因.

2 南海及其附近海域涡旋

在南海存在着许多活跃的中尺度涡,正如苏纪兰等^[2]所述,真的可把这个呈多涡结构的南海环流场比喻为“涡旋动物园”.这个多涡结构的特征,在徐锡祯等^[15]早年引用水文历史数据按动力计算方法绘制的“南海水平环流图”上也初露端倪.南海多核结构的形成、演变与南海大尺度环流,次海盆尺度环流及中等尺度涡旋三者之间能量传输过程密切相关^[12].南海环流场的多涡结构分布,具有很强季节变化特性.限于篇幅,在此,以夏、冬季南海环流场情况为例,作以下概述.图 1a 与 b 分别表示夏季时南海多涡结构分布概况.图 1a 为在 2000 年 8 月中旬水位高度偏差分布,资料来自 T/P;图 1b 为 2000 年 8 月采用广义随底坐标海洋模式南海环流在 200 m 层的诊断计算的结果(参见 Wang 等^[16]).图 1a 中 C 为气旋型涡, W 为反气旋型涡.在夏季南海中、南部海区,在越南东南存在一个较强的反气旋型涡旋 W1 及其以北处的气旋型冷涡 C1 和 C2,同时在

越南附近、W1 以西处存在一支北向的西边界射流,这是夏季南海环流一个很重要的显著特性.在后面我们将作讨论.其次,在冷涡 C1 东北、吕宋岛西南存在一个反气旋型暖涡 W2.此外,在巴拉望岛西南、加里曼加岛西北,还存在一个冷涡 C7.在南海南部, W1 的东南、C7 西南,还存在一个气旋型冷涡 C3.这表明在夏季南海东南部主要受气旋型环流系统所支配.在南海北部,吕宋岛以西存在一个反气旋型暖涡 W3.在东沙群岛附近、W3 西北,存在一个气旋型冷涡 C5,此涡称为东沙涡旋^[15].在中沙群岛附近还存在冷涡 C4.在海南岛以东附近也存在冷涡 C6,在 C6 与 C5 之间还存在暖涡 W4.在此必须指出,在吕宋海峡以西海域涡旋是很活跃的,图 1a 由于作图区域限制未能显示出来,我们在以下将讨论.最后,我们指出,比较图 1a 与图 1b,上述 2000 年 8 月中旬自 T/P 水位高度偏差分布所获得夏季南海涡旋分布与同时期采用各种不同数值模式,即广义随底坐标、非线性海洋模式得到数值计算结果(图 1b,见 Wang 等^[16])和改进逆模式与三维海流模式(见 Yuan 等^[17])得到数值计算结果是基本一致的.比较 1a 与图 1b 可知,他们存在定量上差异.这是因为图 1a 表示水位高度偏差分布,与每层流速分布在定量上有差异.

图 2a 为 1998 年 12 月 9 日南海水位高度偏差

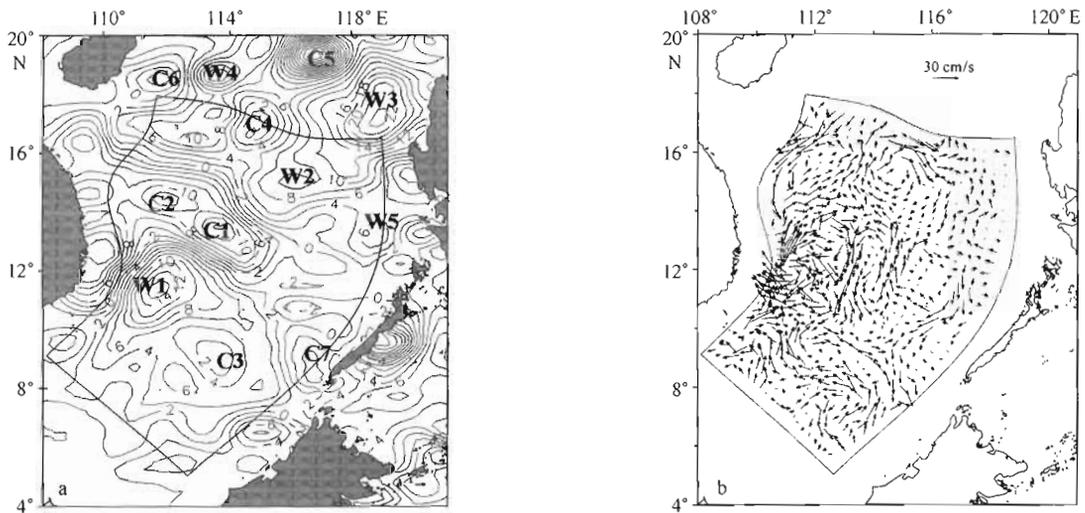


图 1 2000 年 8 月中旬南海水位高度偏差(cm)分布(资料来自 T/P)(a)和 2000 年 8 月采用广义随底坐标海洋模式南海环流(cm/s)在 200 m 层的诊断计算的结果(b)(参见 Wang 等^[16]. C 为气旋式涡, W 为反气旋式涡)

分布,资料来自 T/P.其次,基于 1998 年 11~12 月航次水文观测资料,采用不同的数值模式得到的计算结果(参见 Yuan 等^[18];廖光洪等,^[19])可知,1998

年 11 月 28 日至 12 月航次南海环流分布(例如图 2b)与图 2a 都是基本一致的.比较 2a 与图 2b 可知,它们也存在定量上差异.从图 2a, b 可知,在越南以

东海域存在尺度较大的气旋型环流, 并有两个冷的核心 L1 和 L4. 在越南近岸附近与冷涡 L1 以西存在南向、西边界射流. 在冷涡 L1 东南和以东分别存在暖涡 N1 和 N2. 在吕宋岛西南存在暖涡 N3. 在南海北部, 吕宋岛西北存在冷涡 L2, 在 17°N, 115°E 附近也存在冷涡 L3. 在冷涡 L1, L4, L3, L2 和暖涡 N1, N2, N3 之间存在一支较强的东北向或东向海流. 从图 2b 可知, 这支东北向或东向海流的部分流

是南海中、北部气旋式环流的一部分. 而在东沙群岛附近, 冷涡 L3 以北和冷涡 L2 以西存在一个反气旋式暖涡 N4. 而在夏季时此地附近出现气旋式冷涡 C4(见图 1a), 这表明, 这里的涡旋存在较大季节变化. 在紧邻吕宋海峡以南海域, 由于调查区域限制, 环流结构未能显示出来, 我们在下将再讨论.

限于篇幅, 上述只概述夏、冬季时南海涡旋结构及其分布特征, 并未讨论其他季节的相应情况. 实际

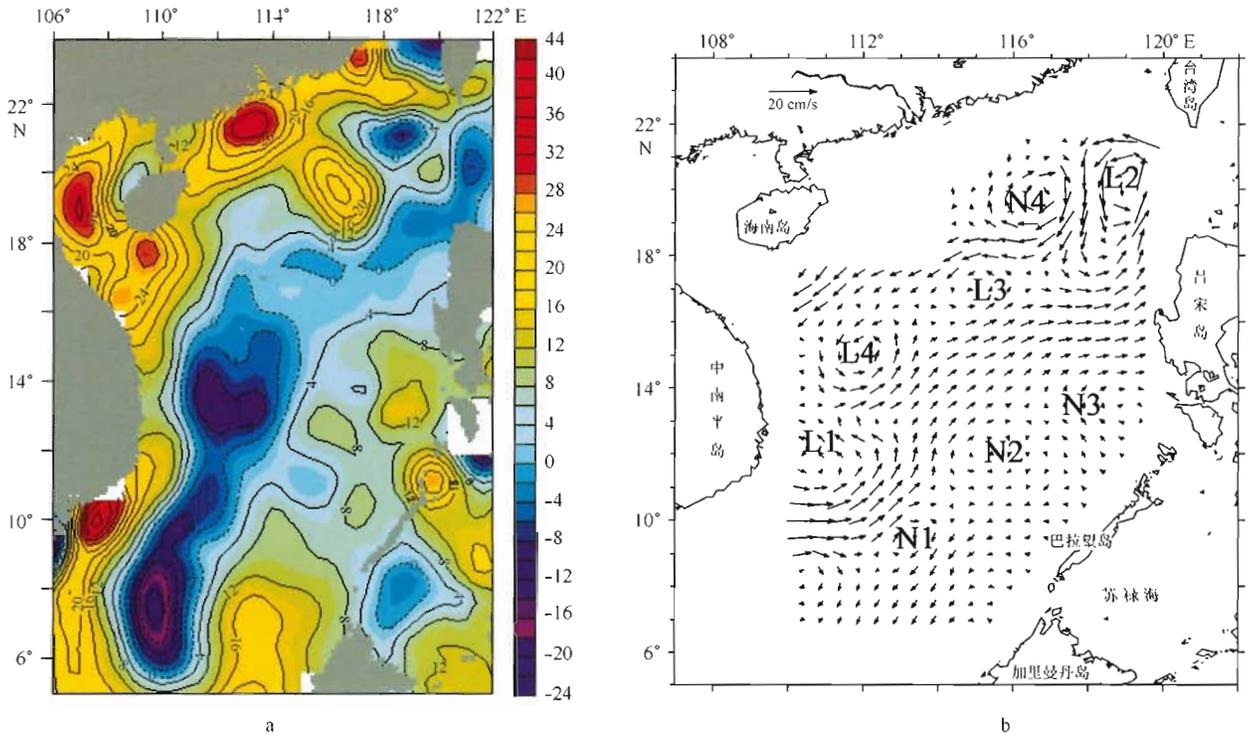


图 2 1998 年 12 月 9 日南海水位高度偏差(cm)分布(资料来自 T/P)(a)和 1998 年 11 月 28 日至 12 月 27 日采用三维海流诊断计算得到的南海环流在 200 m 层水平方向流速(cm/s)分布(b)(据廖光洪等^[19])(L 为气旋式涡, N 为反气旋式涡)

上, 南海环流有较强季节性变化. 其次, Wang 等^[20]采用 1993~2000 年期间海面高度计资料研究了南海多涡结构及其运动规律. 他们把南海分为 4 个区, 分别是台湾岛西南、吕宋岛西北、吕宋岛西南以及越南外海. 在 1993~2000 年间南海总共有 86 个涡生成, 其中反气旋涡与气旋涡的个数之比约为 2 : 1. 在台湾岛西南共有 14 个, 其中反气旋涡 13 个; 吕宋岛西侧沿岸共有 42 个, 其中反气旋涡 27 个. 越南沿岸共有 30 个, 其中反气旋涡 18 个. 他们进一步指出: (1) 台湾岛西南的中尺度涡主要在冬季形成, 而且大多数运动不远; (2) 吕宋西北气旋涡也主要在冬季形成, 而反气旋涡则主要在夏季季风期间发生; (3) 吕宋西南气旋涡和反气旋涡皆主要在冬季形成; (4) 越南中部外海的中尺度涡, 则如上述已指出的.

最后, 他们也对中尺度涡生命历程的其他统计特性作了初步分析^[20], 我们在以下还讨论此问题.

以上我们简单综述了南海涡旋结构及其分布特征, 下文分海区分别评述.

2.1 南海中、南部海域涡旋

2.1.1 南海中部中尺度涡

上节已叙述了在夏季时南海中部、越南中部外海存在较强反气旋型涡 W1 与其东北冷涡 C1, 在不同年夏季这两涡相对位置有所变化, 如 Yuan 等^[17]和刘勇刚等^[21]所指出的. 如上述(图 1), 越南近岸、暖涡 W1 西侧存在一支北向西边界流. 从图 1 可知, 在涡 W1 与 C1 之间存在一支逆风东南向海流. 这是夏季南海中部环流的一个重要特征, 其动力机制是什么呢? Yuan 等^[17]和 Wang 等^[16]采用不同

数值模式得到相同的结论,即斜压场与地形联合作用(JEBAR)和在偏南季风作用下风应力和地形相互作用是产生上述夏季环流的最重要动力原因.倘使在这两种数值模式中都忽略了斜压场与地形联合作用(JEBAR)和在偏南季风作用下风应力和地形相互作用,则上述两种不同的模式数值计算可以得到相同结果,即如果忽略尺度不大的涡,在南海北部基本上是尺度较大的反气旋型环流;在中部基本上为尺度较大的气旋型环流;而在东南部基本上为反气旋型环流.这表明,这样流型与实际南海夏季环流结构相差甚大.只有考虑上述两个最重要的动力原因,才能产生上述实际的夏季南海环流.这也表明,夏季南海环流不满足 Sverdrup 关系,倘使采用 Sverdrup 关系计算流速,得到的流速的量级偏小,至少相差一个数量级.上述两个涡 W1 与 C1 在夏季时总是成对产生的,不少学者称它们为偶极子,但涡 W1 强度要比涡 C1 强度要强,因此 Yuan 等称它们为准偶极子^[17]. Wang 等^[20]指出,它们一般在 5~6 月产生,8~9 月最强,在 10 月消失.对于较强暖涡 W1,苏纪兰等^[22]基于日本气象厅海洋月报的 T/P 海面高度图资料,认为暖涡 W1 在 1998 年时 3 月 14 日已形成,在 8 月后消失.但我们根据 TOPEX/ERS 海面高度资料,发现在 1998 年 10 月时消失.而 2000 年 T/P 海面高度资料表明,在 2000 年 4 月 25 日以后,在越南近岸 15°N 附近形成暖涡 W1.但此暖涡在 2000 年 9 月时消失,这与 Wang^[20]等分析结果是基本一致的.因此暖涡 W1 在 2000 年存在的时间比 1998 年时约要短 2 个多月,这表明它们存在着年间变化.关于气旋型冷涡 C2, Qu^[23]称 C2 为东越南涡(East Vietnam eddy).他指出^[23],该冷涡 C2 在夏季(6~8 月)和秋季都存在.值得注意的,这气旋式环流在冬季继续存在.

如上述,冬季时南海中部、越南中部外海中尺度涡的特性和结构,与夏季时则相反,但其动力原因是与夏季时是相同的,如 Yuan 等^[18]与廖光洪等^[19]已经指出的,在此不再详述.

2.1.2 南海西南部涡旋

自上世纪 80 年代中期,中国科学院南海海洋研究所开始对 12°N 以南的南海南部的环流及涡旋进行调查以来,资料分析结果表明,该海域流场比较复杂,上、下层海流不尽相同,存在许多中尺度涡(侍茂崇等^[21]).近年, Fang 等^[7]及 Fang 等^[8]对南海南部上层环流均有报道,其中涉及若干出现在南

海南部的涡旋.

方文东等^[25]根据水文资料的地转流计算结果指出,南海南部环流主要受季风所驱动,有明显的季节变化.图 3a, b 分别为南海海洋研究所“实验 3”号调查船于 1993 年 12 月及 1994 年 9 月观测资料计算得出的表层动力高度(0/15 000 Pa, $10^{-5} \text{ N} \cdot \text{m}$)分布图.这是表明受季风驱动环流发生明显季节变化的一个典型例子.在东北季风期,南海西南部出现一个呈南北向扁长的气旋环流,即“南沙气旋涡”,其水平尺度很大,位于 5°~10°N, 108°~111°E 附近.在西南季风期,南海西南部出现一个呈 SW—NE 向椭圆形的反气旋环流即“南沙反气旋”,其水平尺度也较大,位于 8°~11°N, 110.5°~114°E 附近.所以,环流受季风转变而发生逆转.应该指出,这些空间尺度很大或较大的涡旋,只是南海南部次海盆尺度气旋环流或反气旋环流(或称流圈,流涡(gyre))中镶嵌的一个个结构,而不是独立的涡旋.这种流圈,无论冬季和夏季,在 Dale^[26]和 Wyrki^[27]的早期相应海流图中已出现过(见 Fang 等^[7]),在徐锡桢等^[15]绘制的南海水平环流图上也看到,现在则得到了动力计算和数模结果(方文东等^[25], Fang 等^[7],薛惠洁等^[28])的证实.

关于南海西南部涡旋,我们进一步具体分析了 TOPEX/ERS 的 SSHA 资料.自 2004 年 1~6 月,从 TOPEX/ERS 的 SSHA 资料看,涡旋分布变化较大,故不详述.但 7 月开始,明显地出现南沙反气旋涡,它位于 8°~11°N, 109°~113°E 附近(图略).8 月继续出现,而 9 月最强(见图 4a),范围也最大,位于 5°~11°N, 108°~114°E,其核心在 8°~11°N, 110°~114°E 附近海域.在此强的反气旋型涡的核心以南,存在一个较弱的、尺度不大的冷涡,它位于 5°~8°N, 111°~113°E.在 2004 年 10 月 20 日此南沙反气旋涡继续出现,位于 8°~11°N, 110°~111°E 附近,并且同时出现南沙气旋涡,位于 5°~8°N 之间, 108.5°~110.5°E 附近(见图 4b).在 2004 年 11 月南沙气旋涡明显出现.在冷涡以南存在一个较弱的反气旋型涡(图略).12 月在 5°~10°N 附近海域很明显存在这个南沙气旋涡,范围较大(图略).在南沙气旋涡东南,还存在一个反气旋型涡,位于 8°N 以南, 111°E 以东和加里曼丹岛以西.1998 年 12 月在南海西南部, 6°~11°N, 也存在南北向扁长的气旋环流,即“南沙气旋涡”(图略).

如上叙述,在 9~12 月同时出现“南沙气旋涡”

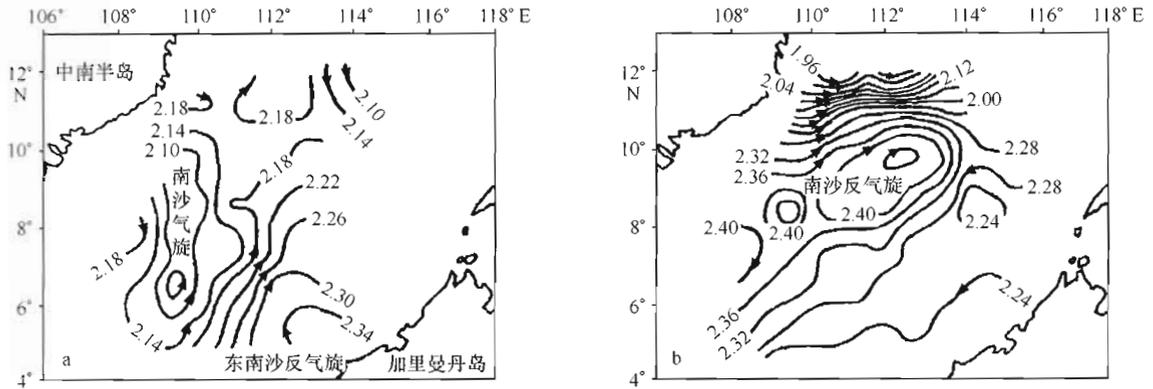


图3 南海南部海区表层动力高度(0/15 000 Pa, $10^{-5} \text{N} \cdot \text{m}$)分布
a. 1993年12月, b. 1994年9月(据方文东等^[25], 转引自李立^[9])

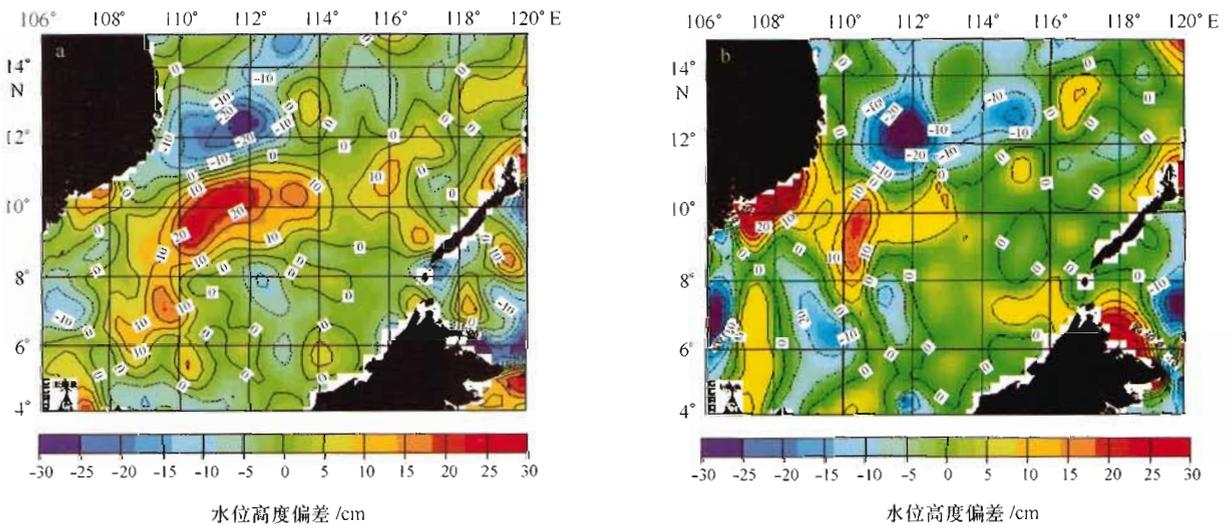


图4 2004年南海南部 TOPEX/ERS 的海面高度偏差(SSHA)分布
a. 9月15日, b. 10月20日

和“反气旋涡”,这是我们从 TOPEX/ERS 的 SSHA 资料中发现的.上述分析表明,南海西南部涡旋季节变化也是较大的,特别在 7~12 月期间.

2.1.3 南海东南部涡旋

夏季时南海东南部,如上所述,2000 年夏季主要受气旋型环流所支配^[14-17],主要在巴拉望岛以西存在一个气旋型环流系统,以及暖涡 W1 东南存在一个气旋型涡.其次,在加里曼丹岛西北还存在范围不大的气旋型环流.冬季时南海东南部,在加里曼丹岛西北,存在一个尺度不大的反气旋涡(见图 2b).比较南海西南部与东南部的涡旋分布可知,在南海西南部涡旋要活跃得多,变化也较大.

2.2 南海北部海域涡旋

2.2.1 吕宋海峡西侧涡旋以及南海东北部涡旋

南海的物理海洋环境的变化,受黑潮通过吕宋

海峡入侵南海的影响很大.关于在黑潮通过吕宋海峡流入南海净流量,国内外一些学者作了估算,例如 Qu 等^[29]从气象数据应用“岛规则”(“Island Rule”)估算通过吕宋海峡年平均净流量为 $4 \times 10^6 \text{m}^3/\text{s}$.但大部分工作都从数值模式进行估计的(参见文献^[30]).最近 Qu 等^[30]的研究工作表明,他们采用高分辨海洋总环流模式(OGCM)得到的计算结果如下,吕宋海峡的流量(LST)年平均值为 $2.4 \times 10^6 \text{m}^3/\text{s}$,季节变化为冬季最高达 $6.1 \times 10^6 \text{m}^3/\text{s}$ (西向),夏季最小为 $0.9 \times 10^6 \text{m}^3/\text{s}$ (东向).也存在年际时间尺度的变化,在 El Niño 年 LST 较高,而 La Niña 年 LST 较低^[30].关于西边界流通过海峡流态变化的机理探讨,研究不多. Sheremet^[56]采用单层深度平均近似讨论了 Munk 厚度 L_M 的西边界流通过在海峡峡谷的理想问题,他引入两个无量纲参数:

(1)峡谷的无量纲半宽度 $\gamma = a L_M^{-1}$, 其中峡谷宽度为 $2a$; (2)雷诺数 $Re = QA_L^{-1}$, Q 为单位深度西边界流的流量, A_L 为侧向涡动黏系数. Sheremet^[31] 讨论了该问题的流函数的解, 它很依赖于上述的两个无量纲参数 γ 与 Re 的取值. 例如 γ 取某一个值, 低 Re 时边界流能够通过峡谷, 并向西扩展西部区域. 但当惯性 (Re) 增加达临界值时, 边界流跳跃越过峡谷 (跳跃态, leaping state), 没有多少流能够向西入侵^[31]. 这结果与上述指出的吕宋海峡的流量 (LST) 的季节变化的结果, 在定性上相似. 吕宋以东黑潮流量存在季节变化, 在冬季时达到最小值, 此时太平洋水更容易通过吕宋海峡进入南海, 即在冬季通过吕宋海峡的流量 (LST) 达最大值, 夏季时则相反^[30]. 本节将主要综述在黑潮影响下吕宋海峡西侧的涡旋的变化, 这方面的研究不少, 有各种不同看法和观点, 我们综述如下:

首先讨论较早的水文观测结果, Nitani^[32] 根据 CSK 调查期间 (1965, 1966 年夏季) 所得的 GEK 观测资料及海面动力高度分布图指出, 当黑潮沿吕宋北流进入吕宋海峡后, 约在 20°N 有一分支, 经常向西流动进入南海, 其中大部分绕暖环流流动后又回到黑潮主轴. 同年 Chu (朱祖佑)^[33] 也指出上述类似现象. 这是他们对黑潮入侵在吕宋海峡西侧出现反气旋流套的最早描述. 王霄和陈庆生^[34] 根据 1985 年 4 月 13~19 日“海研一”号调查船在南海东北部所得的 CTD 资料, 指出这海域存在一个直径约 200 km 的暖心高压型环流 (他们简称为“南海暖涡”), 暖涡内的海水呈现黑潮域表层水的高温, 高盐的特征, 从而判定它是由黑潮域的表层水在东北风驱动下流入南海东北海域后形成的.

再来叙述上世纪 80 年代有关的数值模拟研究的工作. Ma^[35] (或文献 [36]) 曾用非风生正压数值试验, 黑潮从东边界入侵, 假设流函数满足正弦分布, 研究了南海北部冬季环流及其与大尺度洋流的关系, 得出了流函数分布图, 还引用黑潮联合调查 (CSK) 所得的水文资料分析了位于计算区域东部的那个反气旋环流及其中心的反气旋涡的性质. 她着重指出“这个反气旋环流其中心水体具有高温、高盐特征, 表明它可能源自西太平洋”; “很像墨西哥湾的套流 (loop current) 一样, 这个反气旋环流似乎是由巴士海峡中的黑潮分支延伸或从它割离出来的一部分形成的.” 当年她引用日本“凌风丸” (Ryofu Maru) 调查船于 1967 年 2 月 23~24 日观测的温盐度

断面 (自南海东北部汕尾碣石湾外东南向延伸至巴士海峡) 调查资料, 并据此进行了动力计算. 从断面分布图指出, 在 $20^\circ 42' \text{N}$, $118^\circ 22' \text{E}$ 附近, 在次表层 200~300 m 处, 有一个高盐 (> 34.7) 暖水中心, 而在中层 (500~700 m) 则为低盐水 (< 34.4), 这一水团特征表明它可能源自西太平洋, 正与源自黑潮通过吕宋海峡进入南海后被剥离的反气旋流环的 T-S 特征相符. 这个约 40 a 前出现在南海东北部的黑潮分离流环, 其海面动力高度及 200, 300 m 层温度分布已发表在日本海洋资料中心的 1967 年 1~3 月的 CSK 图集上 (见管秉贤^[36]). 同时, 根据动力计算结果, 它位于反气旋环流之内, 其北部正是南海暖流的位置所在处^[37]. 从上述, 在中国大陆学者中, 马虹^[35] 首先提出了当黑潮流经吕宋海峡时, 可能形成向南海入侵的流套以及在南海形成分离流环的概念. 此外, 黄企洲^[38] 也讨论了此海域涡旋分布.

稍后, 李立和伍伯瑜^[39] 在回顾南海东北部环流早期研究结果的基础上, 撰专文提出了“黑潮南海流套”的概念, 并对其水体的温、盐度特征以及流套的水平、垂直和时间尺度等作了详细和深入的研究, 更将“黑潮南海流套”和“湾流的墨西哥流”作了对比, 指出两者的动力学形势具有很多相似处.

1994 年 9 月初中国海洋学者通过 CTD 和 ADCP 的观测, 在南海东北部大陆坡外侧捕获到一个反气旋型黑潮分离流环^[40, 41]. 调查得出了海面动力高度分布及 100 m 层的 ADCP 海流矢量分布图 (参见李立等^[40] 相应的图). 从这两图可以看出, 在调查海区中部存在着一个较强的反气旋流环, 其中心位于 21°N , 117.5°E , 直径约 150 km, 垂直尺度超过 1 000 m, 其外形沿陆坡拉长, 呈卵圆形. 地转流计算和 ADCP 测量均表明其近表层流速接近 100 cm/s. 流环中水温高于周围海水, 密度则偏低, 因此这个中尺度涡属暖环流 (warm core ring). T-S 特征分析表明, 流环内海水不同于周围南海水, 在次表层 (200 m) 流环中心盐度达 34.7, 比四周高出 0.1, 与吕宋海峡同层次黑潮水的盐度值相仿; 流环中心水温达 22°C , 高出四周约 6°C , 并高出调查海区同层次的黑潮水温. 而中层低盐核盐度则低于四周, 从而证实流环核心中海水的性质介乎黑潮水和南海水之间, 表明该流环应源自黑潮, 故称为南海的“黑潮分离流环”^[40].

近年, 吕宋海峡西侧黑潮反气旋流套已成为我国近海环流研究中的热门课题之一. 例如蔡树群和

苏纪兰^[42]、李薇和刘秦玉^[43]等也根据位涡度守恒原理,对流套的存在进行了初步证明。蔡树群和苏纪兰^[42]采用不考虑风场的两层模式试验表明,只有当黑潮流量或流幅相当小时流套才会出现,但模拟结果没有出现流套被掐断的情况。近来,Xue等^[44]采用 Princeton 海洋模式研究黑潮入侵南海和南海环流,他们的数值计算结果表明,除10月(秋季)以外黑潮入侵在吕宋海峡西侧总能形成反气旋流套。但苏纪兰等^[22]着重指出,这些以流套、分支和反气旋分离流环形式自西太平洋进入南海的水体,其 T-S 特征只是接近黑潮水而已。Su^[2]根据 Metzger 和 Hurlburt 的数值研究表明,如果在吕宋海峡及其附近海域采用很精细网格,例如 $(1/16)^\circ$,黑潮路径简单地绕过南海;只有当计算网格较粗时,数值研究结果才在南海产生流套等现象。因此,Su^[2]认为,黑潮水入侵南海可能由黑潮锋面不稳定而引起反气旋中尺度涡。最近苏纪兰^[45]再次指出:“早期的研究曾建议黑潮可能以流套(loop)方式进入南海,或有一直接分支进入南海。但迄今为止,所有较具规模的准同步调查均仅在吕宋海峡 119°E 以东海区发现黑潮水,而未发现在南海有这两种形式中任何一种的存在。”“事实上,利用非线性的 Beta 平面约化模式可以得出,不可能有稳定的黑潮分支流进入南海,黑潮水只能以非稳态的方式进入南海,如涡之类。Beta 效应驱使这些涡向西行,导致黑潮水向南海的净输运。”

近来,Centurioni 等^[46]自1989年至2002年应用 Argos 浮标卫星跟踪漂流物以观测表面海流(约0~15 m 水层),观测海域为菲律宾海通过吕宋海峡以东至南海,旨在研究海流从菲律宾海通过吕宋海峡进入南海的季节变化。观测结果指出漂流物通过海峡进入南海内只发生在10月至翌年1月之间,总体的平均速度为 $(0.7 \pm 0.4)\text{m/s}$,日平均西向速度最大可达到 1.65m/s 。关于动力机制,他们认为漂流物轨迹不仅与风应力作用有关,而且与海洋斜压场变化有关。对上述现象,苏纪兰也作了解释^[45]。

需要补充的是,近来 Yuan Dong-liang 通过长期卫星遥感资料(卫星水色、海表面温度和高度计资料等)发现黑潮流套(Kuroshio loop current)是瞬时的(transient)现象,而不是持久的(persistent)现象(Yuan Dong-liang,个人通信)。值得注意的是,苏纪兰等^[22]指出在1998年4月10日至5月5日以及6月12日至7月6日的两个南海季风试验的调查结

果,证实了黑潮并未直接入侵南海,而这两个调查期间正是 Yuan Dong-liang 从卫星遥感资料分析得到的并未出现黑潮流套的时期(Yuan Dong-liang,个人通信),也正是 Qu 等得到的黑潮入侵最弱的时期^[29,12]。这表明这些观测的结果并不矛盾。综上所述,黑潮入侵对南海环流的影响,特别在吕宋海峡西侧反气旋流套(Loop Current)是否存在?目前存在着两种不同的观点,问题的根源在于缺乏长时间海流和水文观测资料的论证,也缺乏长时间卫星遥感观测资料的论证,作肯定或否定结论似乎都过早。从上述机理分析^[31],对于不同无量纲参数的取值,可能得到完全不同的流态。这也表明为了解决这个问题,需要从长期观测资料的分析,在不同外界条件下(黑潮入侵流量的变化,季风的改变,在海表面上海洋与大气热交换量的变化等等),了解在吕宋海峡以西侧涡旋和流速分布是如何变化的。我们同意苏纪兰以下的结论^[45]:“对于南海环流的概貌及风场和黑潮驱动环流的机制,目前已有初步认识。比较不足的有两方面,一是关于南海与西菲律宾海通过吕宋海峡的交换过程,另一是南海中尺度涡的生成机制和消亡过程。”我们认为,这些问题很有趣,其中的分歧意见必须通过今后深入和细致的、长时间的海流和水文观测,以及长时间卫星遥感观测资料的论证才能逐渐认识清楚。

关于南海东北部涡旋,本文只讨论香港东南面反气旋涡。香港东南面的反气旋涡最早是由仇德忠等^[47]根据中国科学院南海海洋研究所南海东北部综合调查结果提出的,他们指出,在1979年6月22日至7月26日观测期间在东沙群岛西部水深约75~150 m 处,有一个水温高于 27°C 的闭合形暖水区存在。在50 m 层上这个暖水区的中心约在 21°N , 115°E 附近,它正位于东沙群岛西南的气旋式冷涡的北部,但空间尺度较小,仅100 km 左右。然而,1982年6月11日至7月16日的调查结果表明,在同一层次上这个闭合形暖水区消失,在大致相同水域上却呈现为水温低于 22°C 的较大冷水区。最近,柴扉等^[48]的研究工作表明,香港东南面也看不出有明显的反气旋涡,而海南岛东部的反气旋涡则显得相当明显。所以,香港东南面的反气旋涡其存在是很不稳定的。在徐锡桢等^[15]引用1921~1970年间历史资料根据动力计算方法得出的南海水平环流图上,春季(3~5月)表层也有一类似的反气旋涡,但其中心位于 22°N , 117°E 附近。最近,苏纪兰等^[22]根

据 1998 年南海季风试验春季航次调查结果指出,在东沙群岛东南海域伴生一个暖涡. Yuan 等^[18]根据 1998 年冬季航次调查的诊断计算结果也指出,在香港东南外海有一反气旋暖涡,其中心约位于 20°N , $116^{\circ}40'\text{E}$ 附近. 这些反气旋暖涡的位置都比较接近,但因其所根据的测站网格较粗,它们的相关性难以比较.

许建平^[49]根据他们的数值计算结果认为,香港东南面的反气旋涡是一个出现在春、夏季(4~9 月),中心位于 21°N , $115^{\circ}30'\text{E}$ 附近,呈椭圆形结构的陆架锋面涡旋;但同时强调指出,由于受南海东北部黑潮流套的影响,该涡旋弱而混乱. 所以香港东南海域的环流场是很复杂的.

2.2.2 吕宋西北气旋式涡

在 Fang 等^[7]绘制的南海上层环流示意图上,无论冬、夏季,吕宋西北海域都存在一个空间尺度较小,呈 SW—NE 向的椭圆形气旋式涡,以东则为向北流动的黑潮主干. 他们认为吕宋西北气旋式涡(NWLCE)是吕宋西北气旋式流圈(NWLCG)的两个核心之一. Fang 等^[50, 51]的数值模拟结果表明,吕宋西北气旋式涡是一个准永久性特征,其存在机制是动量平流,即可认为它是西边界流黑潮的惯性再生环流. Fang 等^[7]认为吕宋西北气旋涡最早可能是由 Nitani^[32]指出的,在他给出的 1965 年夏季 200 m 层温度分布图上,在吕宋海峡北部为向西延伸的暖流套(在边缘,温度高于 16°C),其南部则为冷涡(在中心,温度低于 14°C). Nitani^[32]认为,它们分别来自太平洋和南海,都与黑潮在吕宋海峡内的弯曲有关. 在徐锡桢等^[15]绘制的南海水平环流图上,只有冬季(12 月至翌年 2 月)500 m 层上,吕宋西北海域才有一位置和尺度与 Fang 等^[7]所绘相近似的独立的气旋式冷涡.

薛惠洁等^[32]称这个吕宋西北部气旋涡为“巴布延群岛西侧气旋涡”. 他们根据数值计算结果指出,这是空间尺度约为 200 km 的涡旋,位于吕宋岛外西北方,其中心位置在 19°N , $120^{\circ}30'\text{E}$ 附近,这与 Fang 等^[7]描述的吕宋西北部气旋涡的位置几乎相同,流速约为 $10\sim 20\text{ cm/s}$,四季都存在. Qu 则称此吕宋西北部气旋涡为西吕宋涡(West Luzon eddy)^[23]. 他指出,该涡范围约为几百千米,首先出现在 11 月,在 1~2 月该冷涡达到最大的强度,而在 5~6 月以后衰减^[23]. 可知,它并不是四季都存在.

我们从图 2 可看出,冬季时在吕宋西北明显地

存在气旋式涡,但是否四季都存在? 这有待于观测证实.

2.2.3 东沙群岛西南的气旋式涡旋

中国科学院南海海洋研究所^[53]在 1979~1982 年开展南海东北部综合调查期间发现,在东沙群岛西南海域,西向的黑潮南海分支左侧(顺流方向),几乎终年存在一个气旋式涡旋,在这涡旋中出现的低温高盐水则是气旋式环流导致下层海水向上涌升的结果. 这个冷涡的大体范围在 $17^{\circ}30'\sim 21^{\circ}\text{N}$, $114^{\circ}\sim 117^{\circ}30'\text{E}$ 之间,中心位置大致集中在 $18^{\circ}30'\sim 20^{\circ}30'\text{N}$, $115^{\circ}\sim 116^{\circ}30'\text{E}$. 涡旋的水平尺度约 100 n mile,厚度介于 300~600 m 之间. 在春、秋季,冷涡发展较充分,水平尺度超过 100 n mile,垂直尺度约 500~600 m,中心位置较偏南;而在冬、夏季,冷涡似较弱,厚度仅 300 m,中心位置亦偏北. 在水平方向上冷涡的地转流速很不均匀,如北侧表层流速为 $20\sim 45\text{ cm/s}$,50 m 层为 $16\sim 36\text{ cm/s}$,而南侧或西侧的流速仅为北侧的 $1/2\sim 1/3$,甚至更小. 至 300 m 层流速约 $5\sim 7\text{ cm/s}$. 其他一些海水中所含要素的分布也证明东沙群岛西南海域存在气旋式涡旋^[33]. 但据黄企洲和郑有任^[54]报道,在 1992 年 3 月海峡两岸开展南海东北部环流“配合性”协同调查时,在东沙群岛西南海域都没有发现上述在 1979 及 1982 年间曾几乎终年存在的气旋式冷涡. 这表明,这个冷涡可能具有较明显的季节和年际变化.

2.2.4 海南岛以东外海的暖涡

图 5a 和 b 分别为南海北部 1959 年 3 月及 6 月 $\sigma_t=24$ 等深线分布图. 可以看出,在海南岛以东,西沙群岛以北海域暖流右侧海域均存在一个顺时针环流. 两者位置大致相同,只是前者的范围略小一些,故可以认为后者是由前者发展而来的. 在 6 月资料中暖涡显现完整,它大致以 19°N , 113°E 为中心呈椭圆形,长轴半径约长 60 n mile. 它是一个中心为高温($> 29.5^{\circ}\text{C}$)、低盐(< 34.25)从而低密(< 21.5)的水体. 其周围水体将绕暖中心作反气旋式流动,而在涡旋中心产生下降流, $\sigma_t=24$ 面下沉约 150 m(图略). 根据动力计算,这个密度环流的地转流速相当强,表层最大可达 98 cm/s ,100 m 层仍可达 64 cm/s ,其影响深度可达 200 m 以深(管秉和陈上及¹⁾).

海南岛以东外海这个早在上个世纪 50 年代底被发现的暖涡¹⁾,在以后的调查研究中曾多次被观测到. 例如,国家海洋局南海分局 1975~1984 年期

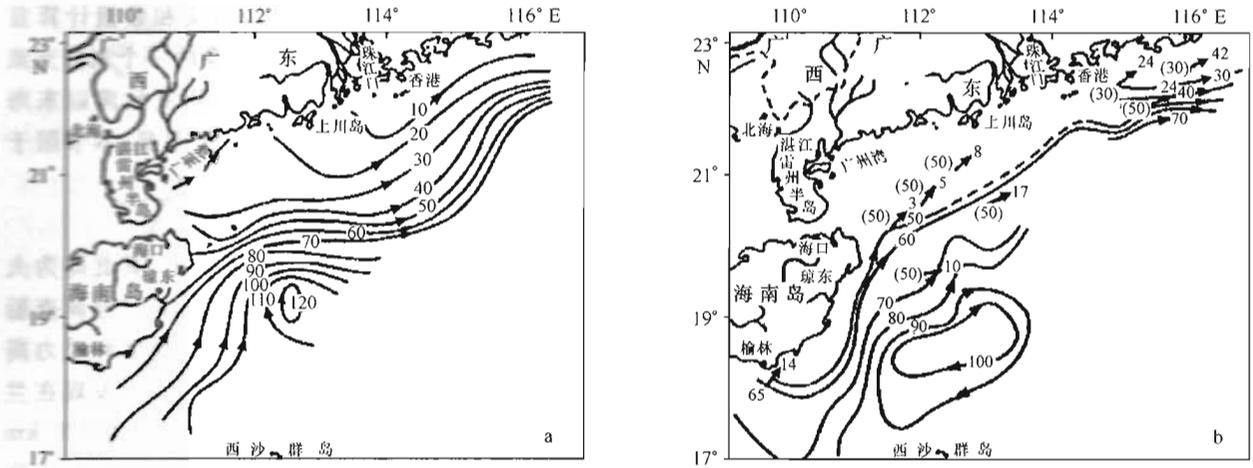


图5 南海北部 1959 年 3 月(a)及 6 月(b) $\sigma_t = 24$ 面等深(m)线分布(据管秉贤和陈上及¹⁾)

间在南海北部陆架邻近水域开展了十年水文断面调查,钟欢良^[55]在“密度环流结构”研究中指出,在中沙、西沙群岛以北海域存在着许多涡旋现象,其中包括海南岛以东外海曾出现过的暖流。1992 年 3 月台湾海峡两岸学者在南海东北部进行环流协同调查,在调查海区西南部也观测到顺时针流动的暖涡。黄金洲和郑有任^[54]认为,这个暖涡与全国海洋综合调查期间 1959 年 3 月观测到的那个暖涡(见管秉贤和陈上及¹⁾)相一致。1998 年 6~7 月进行南海季风试验(SCSMEX)期间,海南岛以东附近的 ADCP 测流断面结果也证实在这里存在反气旋涡,并与数值模拟结果相一致^[49]。最近,薛惠洁等^[52]引用普林斯顿海洋模式(POM)的计算结果,结合温、盐度和 ADCP 测流资料,深入研究了海南岛以东外海的暖涡(他们称其为“海南岛东部反气旋涡”)。除了确认这个反气旋涡早在全国海洋综合调查期间(1959~1960)就已被发现,后管秉贤^[56]又作进一步研究报道外,他们研究得出的这个反气旋涡的基本特征与当年(1959 年 3 月及 6 月)观测到的情况相当一致(柴靡等^[48])。他们更根据美国海洋资料中心(NODC)的温、盐度资料所绘成的温、盐度各层分布图研究了包括海南岛以东反气旋涡在内的南海北陆架反气旋涡的年际变化特征,发现它们的空间尺度和温、盐度比差的变化可能与 El Niño 现象有一定的关系:在强 El Niño 年要比非 El Niño 年和弱 El Niño 年显著增强,与其相关的琼东沿岸上升流也相应增强。关于海南岛以东反气旋涡的形成机制,他们认为,夏季时锋面作用和地形的联合作用是其中的主要原因,此时反气旋涡得到加强;而在冬季时锋面

作用消失,但地形作用依然存在,此时反气旋涡就要弱些^[48]。综上所述,可以认为海南岛以东反气旋涡是“一个低盐暖水涡,也是一个永久性涡”这个结论^[48]看来是正确的。

2.2.5 雷州湾以东的冷涡

1959 年在雷州湾以东海域进行了 4 个测站的海流昼夜连续观测,结果表明(管秉贤和陈上及¹⁾,余流矢量形成一反时针涡旋,表层、5 m 及 10 m 层都有同样涡流存在;同步的温度分布构成了一个以 20°30'N,111°30'E 为中心的冷水区(<27 °C),周围温度为 28~29 °C;动力高度分布也有相似趋势,冷中心等值线呈封闭形,气旋式冷涡的空间尺度约 100 km(见图 6)。在通过冷中心的 σ_t 断面图上, $\sigma_t = 23$ 等值线自 5 月至 6 月并有所上升(图略),显示气

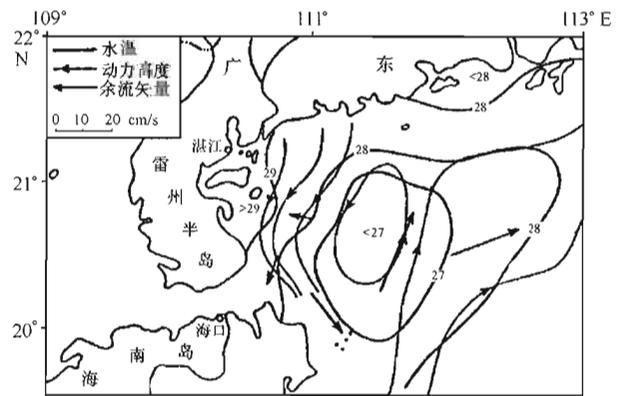


图6 雷州湾以东海域 1959 年 6 月表层余流矢量、动力高度和水温(°C)分布的比较(据管秉贤和陈上及¹⁾)

旋式冷涡中心为辐散区,确有海水上升运动。关于这个冷涡的形成原因,当年认为与雷州湾以东海域的

内凹地形有着密切关系. 在盛行西南风作用下, 湾外侧产生顺风的偏东北向流, 湾内侧产生逆风的偏南向回流, 因而构成这个气旋式小环流. 同时, 自海南岛东北外方流向东北的南海暖流也带动了湾外侧的海水流向东北, 才加强了这一涡旋(管秉贤和陈上及¹⁾). 最近, 在 1998 年开展南海季风试验(SCS-MEX)期间, 许建平^[19]也阐述了 this 气旋式冷涡, 他们称其为“琼州海峡东部气旋涡”. 并根据观测结果指出, 这个气旋涡的中心位置约在 $20^{\circ}30'N, 111^{\circ}E$ 附近, 空间尺度约为 100 km. 从这两点看, 这个气旋涡在 1959 年夏季与 1998 年夏季相当一致. 俞慕耕^[57]根据 1929~1989 年的实测资料绘制的“南海海流系统图”上, 无论冬、夏季, 在雷州半岛以东海域均存在一个气旋式涡旋(图略). 由此可见, 该涡的形成与雷州湾以东的内凹地形密不可分.

海南岛以东外海的暖涡和雷州湾以东的冷涡这两个涡旋的发现是我国区域海洋学文献中关于中尺度涡现象研究的最早记载.

3 台湾以东海域涡旋

如 Hasunuma 和 Yoshida^[58]指出的, 台湾以东海域对于了解黑潮、黑潮逆流等流系, 是很重要的, 这是由于很多次流涡(subgyres)的西部分在此地相遇. 在台湾以东海域黑潮主流以东经常出现中尺度涡(参见 Yuan 等^[59], 袁耀初等^[60]), 而且中尺涡变化较大而复杂. 有时(如在 1996 年 5~6 月)在黑潮主流以东明显地出现中尺度气旋式冷涡^[59]; 但有时(如在 1997 年夏季^[61])黑潮主流以东出现反气旋式暖涡^[61], 其暖涡中心位于 $22^{\circ}20'N, 123^{\circ}E$ 附近, 自表层至 1 000 m 以深都存在. 但在 1997 年 12 月强 El Niño 期间^[60], 台湾以东涡旋分布十分复杂, 例如在黑潮主流以东 $123^{\circ}E$ 附近存在一个较弱的反气旋式涡. 在石垣岛、宫古岛以及冲绳岛以南存在范围较大的反气旋环流, 其中心约在 $24^{\circ}N, 125^{\circ}\sim 126^{\circ}E$ 之间. 与 1985 年初夏、1995 年 10 月、1996 年初夏以及 1997 年 7 月等航次的调查结果相比, 它的范围要扩大, 暖中心向西移动. 但从历史观测记录可知, 在石垣岛、西表岛以南海域, 曾多次出现一个冷水区, 如在 1966 年 3~4 月及 9~10 月, 在此区域出现一个冷涡^[14]. 从上述, 台湾以东海域各种中尺度涡变化较大, 有季节和年间变化等. 必须指出, 这些中尺度涡对黑潮的流态和路径有较强的影响. 由于他们相互作用, 在台湾以东黑潮经常分成为主流和分支. 例

如在 1996 年初夏, 从 ADCP 观测流和数值计算首次发现在台湾以东海域存在的黑潮的一个东分支流向琉球群岛以东海域^[59]. 这表明, 研究台湾以东海域中尺度和黑潮之间相互作用是很重要. 本节限于篇幅, 着重叙述以下两个冷涡.

3.1 兰屿冷涡

兰屿位于台湾岛东南外海不远处, 其北即为火烧岛. 管秉贤^[62]在引用日本“Komahashi”号调查船 1940 年 2~3 月的深海观测资料, 从温度和动力高度分布探讨台湾以东黑潮深层流途径时, 发现在兰屿以东附近海域存在着一个空间尺度约为 $100\text{ km}\times 200\text{ km}$, 其中心位置约在 $22^{\circ}30'N, 122^{\circ}E$ 处, 大致呈南北向椭圆形的气旋式冷涡. 在兰屿附近温度纬向断面图上, 600 m 以深出现穹形(dome-like)分布, 即是深层冷水上升的标志. 同时, 在以 12 000 Pa 为零面的各层动力高度分布图上均存在一个与冷水区相应的气旋式涡, 自海面直至 1 000 m 深处(见图 7), 这就是当年发现的“兰屿冷涡”. 在近表层, 沿台湾东岸北上的黑潮主流在冷涡西侧流向东海, 而大约从 200 m 层起, 随着深度的增加, 主流绕冷涡作气旋式弯曲, 主流不再径直北上, 而逐渐转向 E-SE, 并认为这主要是由于深层水北流时受到台湾东北方海脊的阻塞作用所致. 最近, 管秉贤^[36]还认为兰屿冷涡的存在还可能与黑潮在台湾东南海域会出现东分支现象有关.

袁耀初和郑松筠^[63]基于与上述同样的水文资料, 对台湾以东黑潮进行了三维诊断计算, 求得计算海区的三维海流流场如图 8 所示. 他们的计算结果, 不仅证实了兰屿冷涡的存在, 同时其空间尺度和中心位置与管秉贤得出的几乎完全相同, 并显示了黑潮围绕冷涡的弯曲途径、分支及其水平流速分布. 图 8 表明, 从海面至 200 m 层, 流速最大值都出现在兰屿西侧; 但随着深度增加, 东侧流速逐渐加强, 即深层(400 m 层以深)流速最大值则出现在兰屿东侧. 这些计算结果与管秉贤的动力计算结果较为一致, 只是前者流速值略显偏高一些. 同时, 诊断计算结果显示, 黑潮途径伴随着兰屿冷涡先作气旋式弯曲, 绕过冷涡北上后又作反气旋式弯曲, 并在中心约为 $22^{\circ}50'N, 122^{\circ}32'E$ 处出现一个反气旋式涡, 虽其空间尺度和强度均比兰屿冷涡弱小, 但也是整个水柱存在. 此外, 还显示海区西部沿岸出现南向逆流和在台湾东南岸附近海域出现上升流现象. 所以, 虽就总趋势而言两种计算结果相当一致, 但三维海流诊断

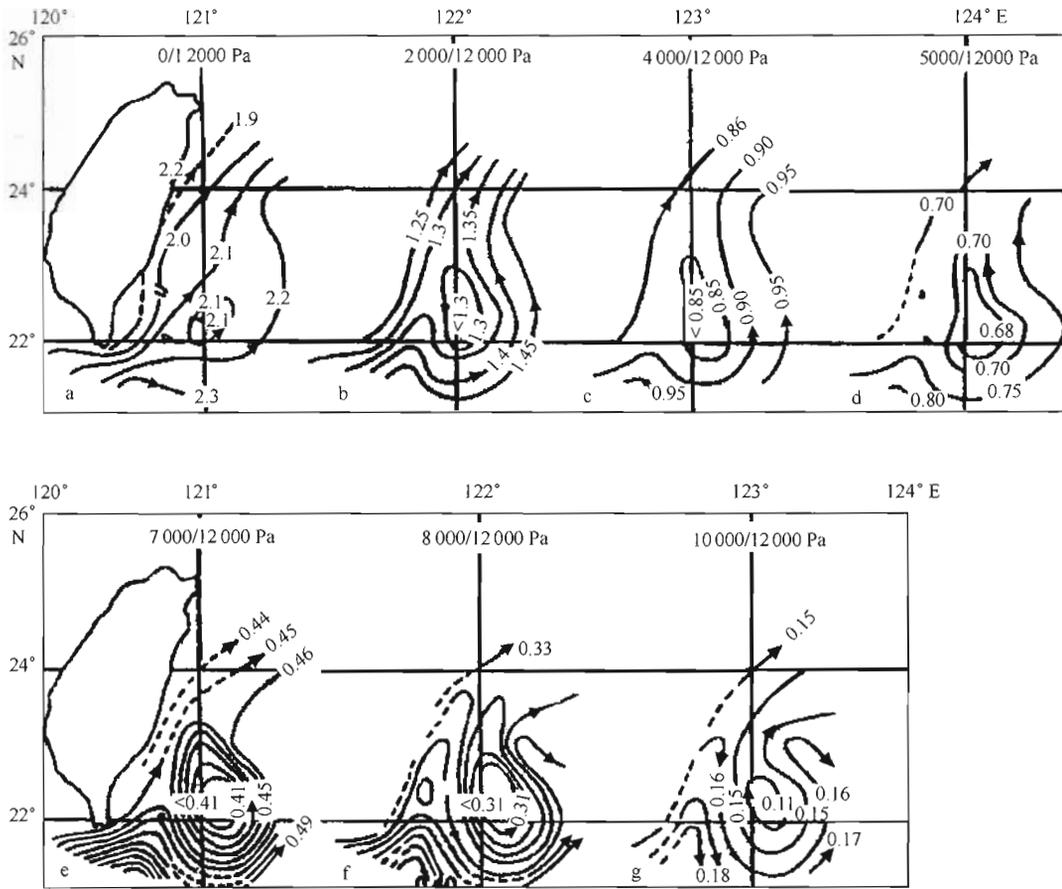


图7 1940年2~3月台湾以东海域各层动力高度(相对于12 kPa, $10^{-5} \text{N} \cdot \text{m}$)分布
(据管秉贤^[62])

计算结果能更多地给出台湾以东黑潮的有价值信息,显示了它的优越性。

自1940年至1996年56 a之后,台湾东南兰屿冷涡的存在,又一次被以下的工作证实^[64]。这是靖春生和李立^[64]根据包括卫星跟踪表层漂流浮标、卫星高度计和遥感 SST 图像资料的分析结果得出的。最近,他们主要根据1996年3月4日在台湾东南方海域由世界海洋环流实验(WOCE)投放的6个Argos浮标的运动轨迹揭示在台湾东南、恒春半岛与兰屿之间海域存在一个准稳态的气旋式冷涡,他们也称之为“兰屿冷涡”。他们的分析表明,这是一个大型气旋式黑潮锋面冷涡,水平尺度在纬向和经向上分别可达到70和100 km,中心水温约为 22.5°C ,较周围低约 1.5°C ,可见它也是一个大致呈南北向椭圆形的气旋式冷涡;但比1940年2~3月间出现的那个兰屿冷涡空间尺度略小,位置亦略偏西而靠近台湾岛东南岸。他们还指出,伴随冷涡的出现,黑潮主轴离岸弯曲向北流动。从他们的研究结果可以

看出, No. 21972, 21977和21978三个浮标在台湾岛东南外海沿反时方向转了一圈以上,其中No. 21977浮标转了两圈(图略)。而其他三个浮标在投放后先向南逆黑潮而流动,然后在兰屿附近向北流去,因此也是作气旋式流动。他们还根据漂流浮标位置估算了漂移速度,并将此作为表层流速。结果表明,流矢在恒春半岛与兰屿之间形成一个气旋式涡,流速东侧较西侧强。这一趋势与前述根据1940年2~3月水文资料计算得出的:表层最大流速出现在兰屿西侧可达 103 cm/s (用动力计算)或 99 cm/s (用三维诊断计算)的结果定性上相一致。他们的研究还表明,兰屿黑潮锋面冷涡与常见的东海黑潮锋面涡不同,前者在兰屿一带呈准稳态滞留,时间可达两个月以上,且在滞留期间,黑潮可呈套状入侵南海^[64]。

3.2 台湾东北的气旋式冷涡

台湾以北彭佳屿附近海域经常存在着一个气旋式冷涡。中国学者殷富^[65]最早报道这个冷涡的存

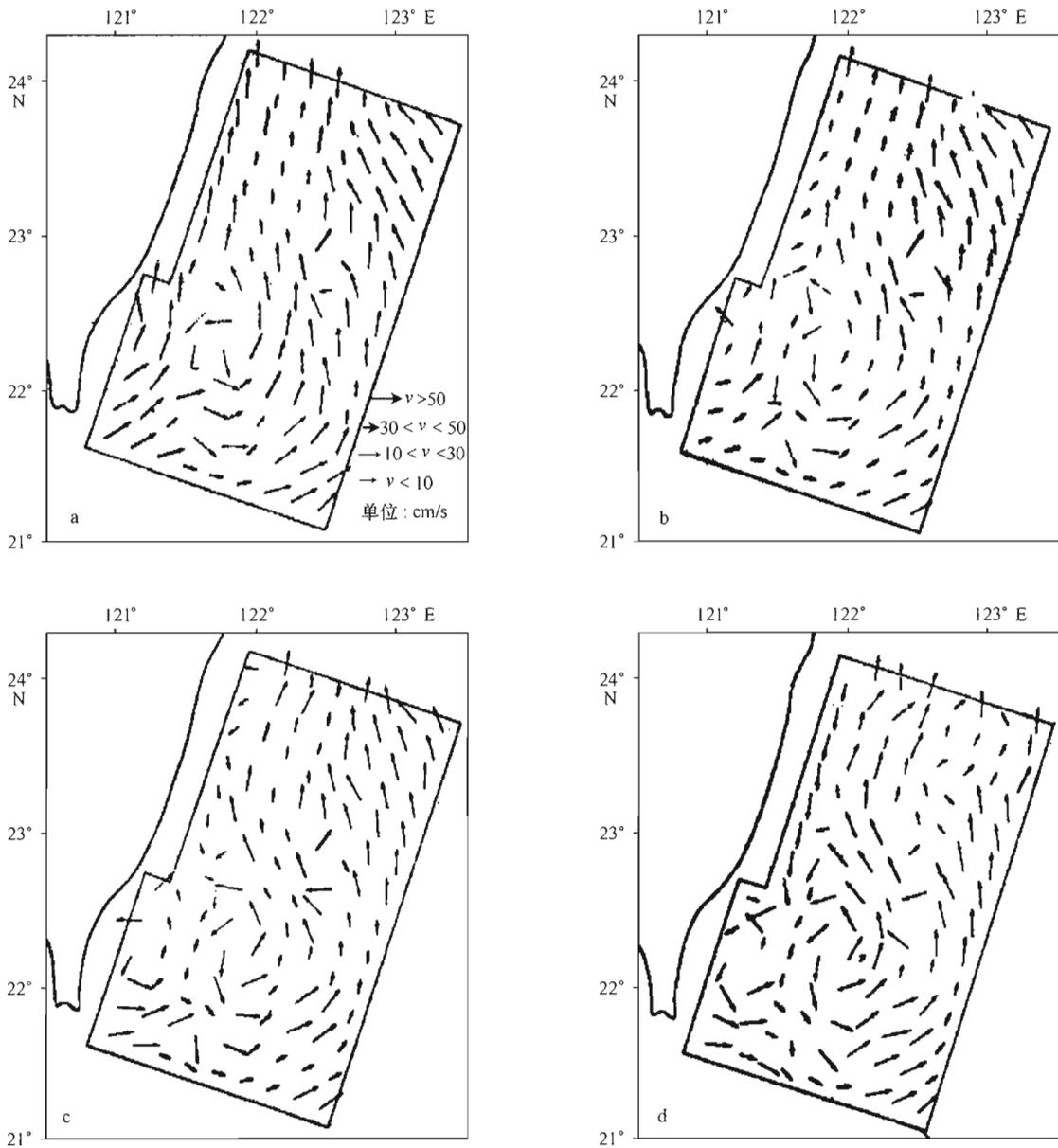


图 8 台湾以东海域三维诊断计算得出的水平流速(cm/s)分布

a. 10 m, b. 200 m, c. 300 m, d. 500 m (据袁耀初和郑松筠^[63])

在. 日本学者 Uda 和 Kishi(宇田和岸昭^[66])几乎同时对它作了报道,并谓此涡最早是由宇田根据上世纪 30 年代的调查结果提出的. 管秉贤^[67]根据东引岛—池间岛断面上 1929~1936 年期间 11 次水温观测结果的分析指出,其中除 3 次因系冬季(1,2 月)观测,海水层化现象被降温及风搅拌等作用破坏致使断面分布上低温水上凸现象不明显外,其余 8 次,在断面中部(即基隆以北附近海域)均出现明显的冷水上凸现象. 例如,在 1929 年 6 月 11~13 日观测的东引岛—池间岛断面水温分布(图略)即是一个早期

的显著例子,在断面中部陆架上,低温水上升现象十分突出. 同时,在平面分布上,这个低温中心的封闭性亦较明显,在 0~50 m 层内,其形略呈椭圆形,长轴指向东北,约长 50 n mile,短轴约长 20 n mile(图略). 后来,范光龙^[68],郭炳火等^[69],夏综万等^[70],Chern 和 Wang^[71]及孙湘平和修树孟^[72]等,根据不同时期的调查资料,对台湾东北气旋式冷涡的存在及其成因作过分析研究,充分肯定它是由黑潮次表层水在台湾东北遇陆架导致涌升的结果. 最近,孙湘平和修树孟^[73]根据台湾学者 1985 年 1 月至 1991

年12月的调查资料,按层次分别统计全年平均的0~75 m层温度场,其中温度梯度最大的为20及50 m层温度分布(图略).这个冷水块的空间尺度也可达 $1^{\circ}\times 1^{\circ}$ 经纬度.他们更引用郭炳火等^[7]于1999年底在台湾以北彭佳屿附近海域投放的一个卫星跟踪漂流浮标漂移轨迹,它在大约10 d左右时间内基本上完成一个逆时针循环的这一事实,表明那里冬季确实也存在气旋式冷涡;所以,台湾东北的气旋式冷涡也是终年存在的.

4 结语

本文对南海和台湾以东海域若干气旋型和反气旋型涡旋研究作重点的综述,我们作以下结语.

4.1 南海及其附近海域

在南海存在着许多活跃的中尺度涡,有较强季节性变化,受季风和在海面上海气热量交换影响很大,它们也受黑潮和地形等变化的影响等.我们以下作分区评述.

4.1.1 南海中、南部海域

(1)南海中部、越南中部外海中尺度涡特性和结构在夏、冬季时完全不相同,有很强季节变化,但其动力原因有共处.(2)南海南部环流.南海南部环流主要受季风驱动,有明显季节变化.在西南风期,南海西南部出现一个南沙反气旋涡,特别在7月份.在9~10月同时出现南沙气旋涡和反气旋涡,而在11月在此海域明显地出现南沙气旋涡,表明7~12月在南海西南部中尺度涡的变化最大.(3)南海东南部涡旋在夏季时,主要受气旋型环流所支配.比较南海西南部与东南部涡旋分布可知,在南海西南部涡旋要活跃多,变化也较大.

参考文献:

- [1] SU Ji-lan. Circulation dynamics of the China Seas: north of 18° N[A]. ROBINSON A R, BRINK K. The Sea: Vol. 11. The Global Coastal Ocean: Regional Studies and Syntheses[M]. John Wiley, 1998. 483—506.
- [2] SU Ji-lan. Overview of the South China Sea circulation and its influence on the coastal physical oceanography outside the Pearl River Estuary[J]. Continental Shelf Research, 2004, 24: 1 745—1 760.
- [3] SU Ji-lan, GUAN Bing-xian, JIANG Jing-zhong. The Kuroshio: Part I. Physical features[J]. Oceanography and Marine Biology: An Annual Review, 1990, 28: 11—71.
- [4] YAMAGATA T. The circulation and mechanism in the South China Sea (I) [J]. Ocean Development News (in Japanese), 2001, 29(4): 2—8.
- [5] YAMAGATA T. The circulation and mechanism in the South China Sea (II) [J]. Ocean Development News (in Japanese), 2001, 29(5): 25—30.
- [6] HU J, KAWAMURA H, HONG H, et al. A review on the current in the South China Sea: seasonal circulation, South China Sea Warm Current and Kuroshio Intrusion [J]. J Oceanogr, 2000, 56: 607—624.
- [7] FANG, Guo-hong, FANG Wen-dong, FANG Yue, et al. A survey of studies on the South China Sea upper ocean circulation [J]. Acta

4.1.2 南海北部海域

(1)吕宋海峡西侧涡旋变化受黑潮影响很大,是目前南海环流研究的热门课题之一,存在不少争议的问题.目前存在两种完全不同观点:一种观点认为反气旋流套是存在;另一种观点认为至今尚无水文特征的观测依据,支持黑潮曾经以流套形式进入南海^[46].问题的根源在于缺乏长时间观测资料的论证,不少问题尚不清楚,特别是机理分析,作肯定或否定结论似乎都过早.这些问题必须通过今后深入和细致的、长时间的海流和水文观测,以及长时间卫星遥感观测资料的论证才能逐渐认识清楚.(2)不少学者认为香港东南出现的反气旋涡很不稳定,只有在春、夏季较为明显地出现反气旋涡.(3)关于吕宋西北海域涡旋,有些学者认为吕宋西北海域,四季都存在气旋涡.但有的学者认为在冬季明显地存在气旋涡,但是否四季存在?这有待于观测证实.(4)海南岛以东外海的暖涡及雷州湾以东的冷涡可能是终年存在的.(5)关于东沙群岛西南海域,有些学者认为,在东沙群岛西南海域,几乎终年存在一个气旋式涡旋.但有的学者认为,这个冷涡可能具有明显的季节和年际变化,而不是四季都存在.

4.2 台湾以东海域

台湾以东海域黑潮两侧经常出现中尺度涡,而且中尺度涡的变化较大,复杂.有时出现反气旋涡,有时则出现气旋涡.黑潮对中尺度涡变化的影响很大.相反地,中尺度涡变化也改变了黑潮流场,它们存在季节和年际变化.本文着重讨论以下两气旋式冷涡:兰屿冷涡和台湾东北的气旋式冷涡.

我们对两位审稿专家提出宝贵的修改意见和建议,在此深表谢意.

- Oceanographic Taiwanica, 1998, 37: 1—16.
- [8] FANG Wen-dong, FANG Guo-hong SHI Ping, et al. Seasonal structures of upper layer circulation in the southern South China Sea from in situ observation [J]. *J Geophys Res*, 2002, 107(C11)(23):1—12.
- [9] 李立. 南海中尺度海洋现象研究概述[J]. *台湾海峡*, 2002, 21(2): 265—274.
- [10] 王东晓, 杜岩, 王卫强. 南海物理海洋学进展与发现[A]. 冯士侻, 王辉. 中国物理海洋学现状与展望[C]. 青岛: 中国海洋大学出版社, 2004. 105—107.
- [11] 管秉贤. 中国海流研究回顾与展望[A]. 冯士侻, 王辉. 中国物理海洋学现状与展望[C]. 青岛: 中国海洋大学出版社, 2004. 3—15.
- [12] 杜岩, 王东晓, 陈举, 等. 南海海洋动力过程观测与模拟研究进展[J]. *热带海洋学报*, 2004, 23(6): 82—92.
- [13] 袁耀初, 苏纪兰. 1995年以来我国对黑潮及琉球海流的研究[J]. *科学通报*, 2000, 45(22): 2 353—2 356.
- [14] 管秉贤. 黑潮源地区域若干冷暖涡的主要特性[A]. 第二次中国海洋湖沼科学会议论文集[C]. 北京: 科学出版社, 1983. 19—30.
- [15] 徐锡贞, 邱章, 陈惠昌. 南海水平环流的概述[A]. 中国海洋湖沼学会水文气象学会学术会议(1980)论文集[C]. 北京: 科学出版社, 1982. 137—145.
- [16] WANG Hui-qun, YUAN Yao-chu, GUAN Wei-bing, et al. Circulation in the South China Sea during summer 2000 as obtained from observation and a generalized topography-following ocean model[J]. *J Geophys Res*, 2004, 109: 1—12.
- [17] YUAN Yao-chu, LIU Yong-gang, LIAO Guang-hong, et al. Calculation of circulation in the South China Sea during the summer of 2000 by the modified inverse method[J]. *Acta Oceanographica Sinica*, 2005, 24(1): 14—30.
- [18] YUAN Yao-chu, BU Xian-wei, LIAO Guang-hong, et al. Diagnostic calculation of the upper-layer circulation in the South China Sea during the winter of 1998[J]. *Acta Oceanographica Sinica*, 2004, 23(2): 187—199.
- [19] 廖光洪, 袁耀初, 徐晓华. 1998年冬季南海环流的三维结构[J]. *海洋学报*, 2005, 27(2): 8—17.
- [20] WANG Gui-hua, SU Ji-lan, CHU P C. Mesoscale eddies in the South China Sea observed with altimeter data [J]. *Geophysical Research Letters*, 2003, 30(21): 2 121, OCE 6-1~6-4.
- [21] 刘勇刚, 袁耀初, 苏纪兰, 等. 1998年夏季南海环流[J]. *科学通报*, 2000, 45(12): 1 252—1 259.
- [22] 苏纪兰, 许建平, 蔡树群, 等. 南海的环流和涡旋[A]. 丁一汇, 李崇银. 南海季风爆发和演变及其与海洋的相互作用[M]. 北京: 气象出版社, 1999. 66—72.
- [23] QU T. Upper layer circulation in the South China Sea[J]. *J Phys Oceanogr*, 2000, 30: 1 450—1 460.
- [24] 侍茂崇, 江明顺, 许建平, 等. 南海西南部环流[A]. 中国海洋学文集(13)[C]. 北京: 海洋出版社, 2001. 57—63.
- [25] 方文东, 郭忠信, 黄羽庭. 南海南部海区的环流观测研究[J]. *科学通报*, 1997, 42(21): 2 264—2 271.
- [26] DALE W L. Wind and drift currents in the South China Sea[J]. *The Malaysian Journal of Tropical Geography*, 1956, 8: 1—31.
- [27] WYRTKI K. Scientific results of marine investigations of the South China Sea and gulf of Thailand 1959—1961: physical oceanography of the Southeast Asia waters[J]. *Naga Report*, 1961, 2: 1—195.
- [28] 薛惠洁, 柴扉, 徐丹亚, 等. 南海海流数值计算[A]. 中国海洋学文集(13)[C]. 北京: 海洋出版社, 2001. 1—14.
- [29] QU T, MITSUDERA H, YAMAGATA T. Intrusion of the North Pacific waters into the South China Sea [J]. *J Geophys Res*, 2000, 105: 6 415—6 424.
- [30] QU T, KIM Y Y, YAREMCHUK M, et al. Can Luzon Strait transport play a role in conveying the impact of ENSO to the South China Sea? [J]. *J Climate*, 2004, 17: 3 643—3 656.
- [31] SHEREMET V. Hysteresis of a western boundary current leaping across a gap[J]. *J Phys Oceanogr*, 2001, 31: 1 247—1 259.
- [32] NITANI H. Beginning of the Kuroshio[A]. STOMMEL H, YOSHIDA K. Kuroshio: Its Physical Aspects[M]. Seattle: University of Washington Press, 1972. 129—163.
- [33] CHU T Y. A study on the water exchange between Pacific Ocean and the South China Sea[J]. *Acta Oceanographica Taiwanica*, 1972, 2: 11—24.
- [34] 王青, 陈庆生. 南海北部之暖心涡流(一): 对南海暖涡之初步观测[J]. *台湾大学海洋学刊*, 1987, 18: 92—103.
- [35] MA Hong. On the winter circulation of the northern South China Sea and its relation to the large scale oceanic currents: Part I. Non-wind-driven circulation of the northern South China Sea and numerical experiments[J]. *Chin J Oceanol Limnol*, 1987, 5(1): 9—21.
- [36] 管秉贤. 中国东南近海冬季逆风海流[M]. 青岛: 中国海洋大学出版社, 2002. 1—267.
- [37] 管秉贤. 南海暖流——广东外海一支冬季逆风流动的海流[J]. *海洋与湖沼*, 1978, 9(2): 117—127.
- [38] 黄企洲. 巴士海峡的海洋学状况[A]. 南海海洋科学集刊(6)[C]. 北京: 科学出版社, 1984. 53—67.
- [39] 李立, 伍伯瑜. 黑潮的南海流套? ——南海东北部环流结构探讨[J]. *台湾海峡*, 1989, 8(1): 89—95.
- [40] 李立, 苏纪兰, 许建平. 南海的黑潮分离流环[J]. *热带海洋*, 1997, 16(2): 42—57.
- [41] LI Li, NOWLIN W, SU Ji-lan. Anticyclonic rings from the Kuroshio in the South China Sea[J]. *Deep-Sea Research (Part I)*, 1998, 45: 1 469—1 482.
- [42] 蔡树群, 苏纪兰. 南海环流的一个两层模式[J]. *海洋学报*, 1995, 17(2): 13—19.

- [43] 李 薇,刘秦玉. 西边界流在边界“豁口”的形变及其机制[J]. 青岛海洋大学学报,1997,27(3):277—281.
- [44] XUE Hui-jie, CHAI Fei, NEAL Pettigrew, et al. Kuroshio intrusion and the circulation in the South China Sea[J]. *J Geophys Res*, 2004, 109, C02017, doi: 10. 1029/2002JC001724, 1—14.
- [45] 苏纪兰. 南海环流动力机制研究综述[J]. 海洋学报,2005,27(6):1—8.
- [46] CENTURIONI L R, NIILER P P, LEE D Y. Observations of inflow of Philippine Sea water into the South China Sea through the Luzon Strait[J]. *J Phys Oceanogr*, 2004, 34: 113—121.
- [47] 仇德忠,杨天鸿,郭忠信. 夏季南海北部一支向西流动的海流[J]. 热带海洋,1984,3(4):65—73.
- [48] 柴 扉,薛惠洁,侍茂崇. 南海北陆架三个典型反气旋涡水文特征及演变规律[A]. 中国海洋学文集(13)[C]. 北京:海洋出版社,2001. 105—116.
- [49] 许建平,薛惠洁,侍茂崇,等. 1998年夏季南海上层环流与中尺度涡旋观测研究[A]. 中国海洋学文集(13)[C]. 北京:海洋出版社,2001. 178—187.
- [50] FANG Guo-hong, YU Ke-juen, FANG Yue. Numerical experiments on dynamics of circulation in Taiwan adjacent waters [A]. Program and Abstracts of the Marine Science Conference in Taiwan Adjacent Seas[C]. Taipei: Institute of Oceanography, National Taiwan University, 1995. 50—51.
- [51] FANG Y, FANG G M, YU K. ADI barotropic ocean model for simulation of Kuroshio intrusion into China southeastern waters[J]. *Chin J Oceanol Limnol*, 1996,14(4):357—366.
- [52] 薛惠洁,柴 扉,侍茂崇. 南海东北部黑潮的入侵流套及其环流[A]. 中国海洋学文集(13)[C]. 北京:海洋出版社,2001. 23—38.
- [53] 中国科学院南海海洋研究所. 南海海区综合调查研究报告(二)[R]. 北京:科学出版社,1985. 204—231.
- [54] 黄企洲,郑有任. 1992年3月南海东北部和巴士海峡的海流[A]. 中国海洋学文集(6)[C]. 北京:海洋出版社,1996. 42—52.
- [55] 钟欢良. 密度环流结构. 南海北部陆架邻近水域十年水文断面调查报告[R]. 北京:海洋出版社,1990. 215—239.
- [56] 管秉贤. 海南岛以东外海的暖涡[J]. 黄渤海海洋,1997,15(4):1—7.
- [57] 俞慕耕,刘金芳. 南海海流系统与环流形式[J]. 海洋预报,1993,10(2):13—17.
- [58] HASUNUMA K, YOSHIDA K. Splitting of the subtropical gyre in the western North Pacific[J]. *Journal of the Oceanographical Society of Japan*, 1978, 34:160—172.
- [59] YUAN Yao-chu, KANEKO Arata, SU Ji-lan, et al. The Kuroshio east of Taiwan and in the East China Sea and the currents east of the Ryukyu Islands during early summer of 1996[J]. *Journal of Oceanography*, 1998, 54:217—226.
- [60] 袁耀初,刘勇刚,苏纪兰,等. 1997年冬季台湾岛以东与东海黑潮[A]. 中国海洋学文集(12)[C]. 北京:海洋出版社,2000. 11—20.
- [61] 袁耀初,刘勇刚,苏纪兰,等. 1997年夏季台湾岛以东与东海黑潮[A]. 中国海洋学文集(12)[C]. 北京:海洋出版社,2000. 1—10.
- [62] 管秉贤. 台湾以东黑潮深层流的途径[J]. 海洋与湖沼,1985,16(4):253—260. 并见:GUAN Bing-xian. Current path in a deep layer of the Kuroshio east of Taiwan[J]. *La mer*, 1984,22: 156—162.
- [63] 袁耀初,郑松筠. 台湾以东黑潮三维海流诊断计算[J]. 海洋学报,1988,10(1):1—9.
- [64] 靖春生,李 立. 台湾岛东南准稳态兰屿冷涡的初次记录[J]. 科学通报,2003,48(15):1 687—1 692.
- [65] YIN Fuh. Preliminary study of cold water mass near N. N. E. of Taiwan[J]. *Acta Oceanographica Taiwanica*, 1973,3:157—180.
- [66] UDA M, KISHI A. Cyclonic cold eddies along the edge of the Kuroshio current in relation to the genesis and passage of cyclones: I. Waters north of Taiwan[A]. The Kuroshio III. Proceedings of the 3rd CSK Symposium, Bangkok, Thailand, 1972[C]. 1974. 199—218.
- [67] 管秉贤. 我国台湾及其附近海底地形对黑潮途径的影响[A]. 海洋科学集刊(14)[C]. 北京:科学出版社,1978. 1—21.
- [68] FAN Kuang-lung. On the upwelling off north eastern shore of Taiwan [J]. *Acta Oceanographica Taiwanica*,1980,11:105—117.
- [69] 郭炳火,林 葵,宋万先. 夏季东海南部海水流动的若干问题[J]. 海洋学报,1985,7(2):143—153.
- [70] 夏综万,王钟祺,郑义芳. 关于台湾东北海域的一个冷涡[A]. 黑潮调查研究论文集[C]. 北京:海洋出版社,1987. 228—237.
- [71] CHERN Ching-sheng, WANG Joe. On the water masses at northern offshore area of Taiwan[J]. *Acta Oceanographica Taiwanica*, 1989, 22:14—22.
- [72] 孙湘平,修树孟. 台湾海域冷涡的分析[J]. 海洋通报,1997,16(2):1—10.
- [73] 孙湘平,修树孟. 台湾东北海域冷水块的特征[J]. 黄渤海海洋,2002,20(1):1—10.
- [74] 郭炳火,汤毓祥,葛人峰,等. 台湾暖流和入侵陆架黑潮水的季节变化[J]. 海洋学报,2000,22(增刊):24—38.

Overview of studies on some eddies in the China seas and their adjacent seas

I. The South China Sea and the region east of Taiwan

GUAN Bing-xian¹, YUAN Yao-chu²

(1. *Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Qingdao 266071, China*; 2. *State Key Laboratory of Satellite Ocean Environment Dynamics, Second Institute of Oceanography, State Oceanic Administration, Hangzhou 310012, China*)

Abstract: Overview of studies on some cyclonic and anti cyclonic eddies is made in the South China Sea and the region east of Taiwan. Meso-scale eddies (MSE) are rather active in the South China Sea (SCS). Some MSE in the central and southern SCSs and the northern SCS are reviewed, respectively. The most interested problem awaiting solution in the northern SCS is as follows. How the deuce is the physical processes about water exchange between the western Philippine Sea (WPS) and the SCS across the Luzon Strait? Could the Kuroshio form a loop current west of the Luzon Strait inside the SCS when the Kuroshio intrudes into the SCS? Up to now the problem remains untouched, especially the studies about their dynamic mechanism. For solving above problems, it is very necessary to get the long-term observed currents and hydrographic data and the long-term satellite remote data from the cooperative program in the Luzon Strait in the future. In the region east of Taiwan, the MSE always occur in the both sides of Kuroshio, and their variability is large and complex. The following two cyclonic cold eddies are discussed mainly: the Lanyu cold eddy and the cyclonic cold eddy northeast of Taiwan.

Key words: South China Sea; region east of Taiwan; cyclonic eddies; anticyclonic eddies

中国近海及其附近海域若干涡旋研究综述

II. 东海和琉球群岛以东海域

袁耀初¹, 管秉贤²

(1. 国家海洋局 第二海洋研究所, 卫星海洋环境动力学国家重点实验室, 浙江 杭州 310012; 2. 中国科学院 海洋研究所, 山东 青岛 266071)

摘要: 综述东海和琉球群岛以东海域若干气旋型和反气旋型涡旋的研究. 对东海陆架、200 m 以浅海域, 主要讨论了东海西南部反气旋涡、济州岛西南气旋式涡和长江口东北气旋式冷涡. 东海两侧和陆坡附近出现了各种不同尺度的涡旋, 其动力原因之一是与东海黑潮弯曲现象有很大关系, 其次也与地形、琉球群岛存在等有关. 东海黑潮有两种类型弯曲: 黑潮锋弯曲和黑潮路径弯曲. 黑潮第一种弯曲出现了锋面涡旋, 评述了锋面涡旋的存在时间尺度与空间尺度和结构等; 也指出了黑潮第二种弯曲, 即路径弯曲时在其两侧出现了中尺度气旋式和反气旋涡, 讨论了它们的变化特性. 特别讨论了冲绳北段黑潮弯曲路径和中尺度涡的相互作用, 着重指出, 当气旋式涡在冲绳海槽北段成长, 并充分地发展, 其周期约在 1~3 个月时, 它的空间尺度成长到约为 200 km (此尺度相当于冲绳海槽的纬向尺度) 时, 黑潮路径从北段转移到南段. 也分析了东海黑潮流量和其附近中尺度涡的相互作用. 最后指出在琉球群岛以东、以南海域, 经常出现各种不同的中尺度反气旋式和气旋式涡, 讨论了它们在时间与空间尺度上变化的特征.

关键词: 东海; 琉球群岛以东海域; 气旋型和反气旋型涡旋; 东海黑潮和中尺度涡相互作用

中图分类号: P722.6; P731.21

文献标识码: A

文章编号: 0253-4193(2007)02-0001-17

1 引言

关于中国近海及其附近海域若干涡旋的特征, 我们已在上文^[1]首先对南海和台湾以东海域若干涡旋研究作了重点综述. 最近对从 TOPEX/Poseidon (T/P), Aviso 混合资料等获得的海面高度偏差 (SSHA) 资料的广泛应用, 也包括从多种卫星资料获得的地转流速水平分布等, 使这一领域的研究更为活跃和积极. 本文将再对东海和琉球群岛以东海域若干涡旋研究作综述.

关于本文所涉及的内容东海和琉球群岛以东海域若干气旋型和反气旋型涡旋研究综述, 近来评述

性论文不是很多, 例如 Su^[2], 袁耀初与苏纪兰^[3], Guan^[4] 以及 Lie 与 Cho^[5] 等等进行了综述. 本文在上述评述性论文基础上, 对东海和琉球群岛以东海域若干涡旋研究作重点的综述, 并适当地、重点说明不同涡旋变化的时间与空间特性及其成因的初步分析.

2 东海涡旋

东海存在着许多活跃的中尺度涡, 东海环流和涡旋结构分布具有较强的季节变化特性. 图 1 为 Guan^[4] 提出的东海及其附近海域 1966~1981 年出现过涡旋的综合示意图. 图 2a, b 分别表示 2002 年 1 月 16 日和 5 月 15 日在东海和琉球群岛以东海域

收稿日期: 2006-11-20; 修订日期: 2007-02-01.

基金项目: 国家科技部国际合作项目(2006DFB21630); 国家自然科学基金会项目(40510073; 40176007).

作者简介: 袁耀初(1937—), 男, 浙江省宁波市人, 研究员, 博士生导师, 主要从事陆架和大洋海流动力研究. E-mail: yuanyc2@yahoo.com.cn

绝对地转流速在水平方向上的分布. 图 3a, b 分别表示 2002 年 8 月 14 日和 11 月 13 日在东海和琉球群岛以东海域绝对地转流速在水平方向上的分布. 卫星资料都是每 7 d 一张, 但有时因天气不好, 如多雨、多云等的影响, 分辨率较差. 为此, 我们选择了较好的产品. 请注意, 图 2a 和图 3a 中, 在长江口附近几个点, 分辨率较差, 得到的流速失真. 其次, 从卫星遥感获得的观测资料, 数据库系统已作了数据处理, 特别是去掉了高频噪音引起的效应. 但相对来说, 在近岸海域由于海况等复杂, 例如在长江口附近, 还不能完全去掉所有的噪音引起的效应. 因此, 在图 2 和图 3 中, 在中国近岸海域所示的流速分布, 仅作参考. 从图 1 可知, 在台湾东北存在气旋式冷涡, 关于此冷涡, 已在文献[1]作了评述, 我们不再讨论. 从图 1、图 2b、图 3a 和图 3b 可知, 在 5 月、夏季和 11 月东海西南部、台湾东北气旋式冷涡以北存在一个反气旋式暖涡. Guan 根据 1967 年 7~8 月日本调查水文资料的分析早已指出这涡的存在^[4]. 从图 2 和图 3 可知, 在黑潮两侧存在若干涡旋, 在东侧以

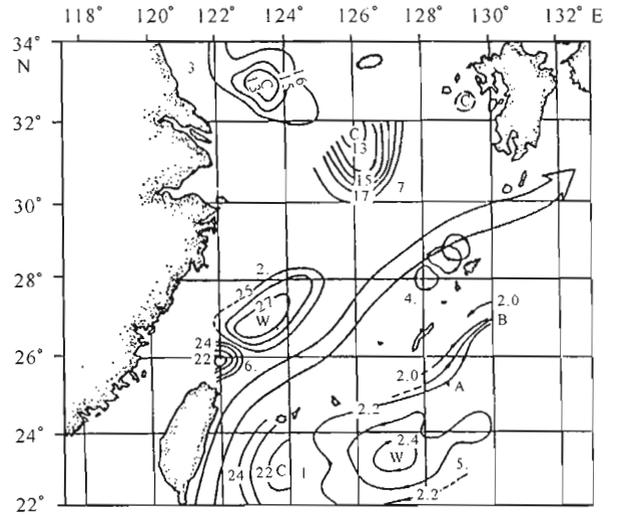


图 1 东海及其附近海域 1966~1981 年出现过涡旋的综合示意图(据文献[4])
 1. 台湾岛以东冷涡, 2. 东海西南部反气旋暖涡, 3. 长江口东北气旋式冷涡, 4. 浮标漂浮途径; 反气旋式涡, 5. 琉球群岛以南反气旋式暖涡, 6. 台湾岛东北气旋式冷涡, 7. 济州岛西南冷涡, A 和 B 分别为气旋式涡旋途径的中心

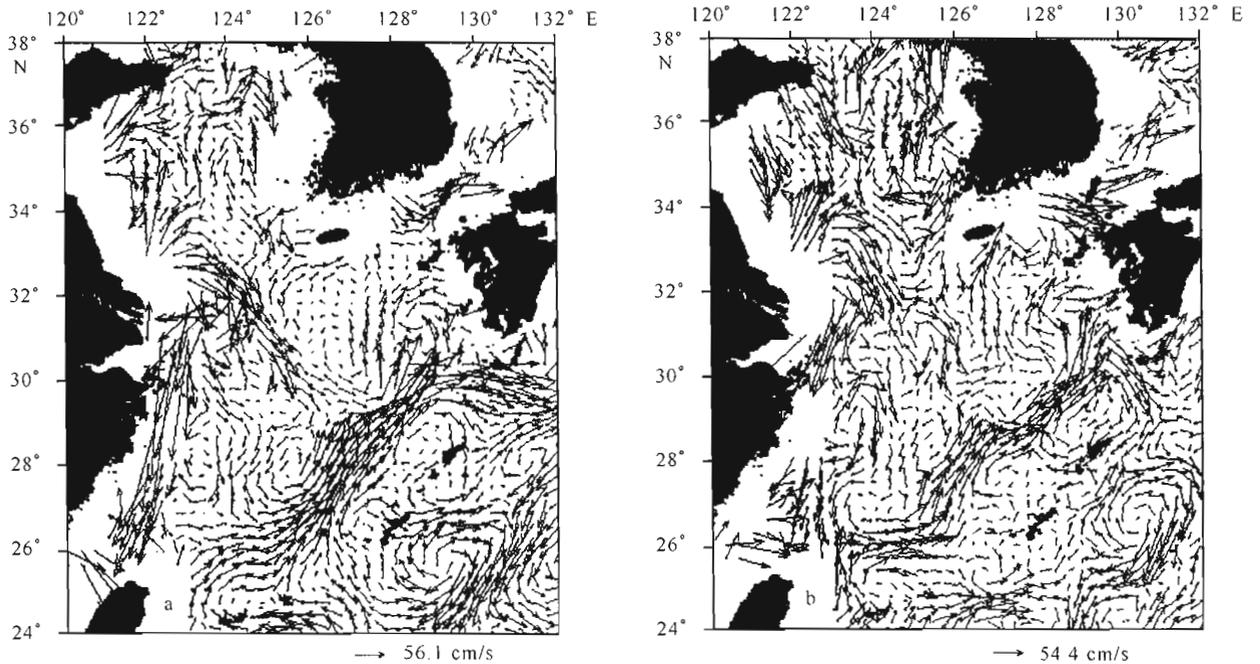


图 2 2002 年东海和琉球群岛以东海域绝对地转流速 (cm/s) 在水平方向上的分布
 资料来自混合资料获得的绝对地转流速矢量 (madt-oer-merged-UV, SSALTO/DUACS). a. 1 月 16 日, b. 5 月 15 日

反气旋式涡为主, 有些涡的水平尺度较大, 例如在奄美大岛西北海域存在一个反气旋式涡, 最大水平尺度为 200 km 以上. 在黑潮西侧以气旋式涡为主, 以

下将详细地分析和讨论. 在冲绳海槽北段沿着东海陆架外缘, 还存在黑潮锋面涡. 关于锋面涡的特性及其变化, 我们也在以下再详细讨论. 图 1~3 还揭示

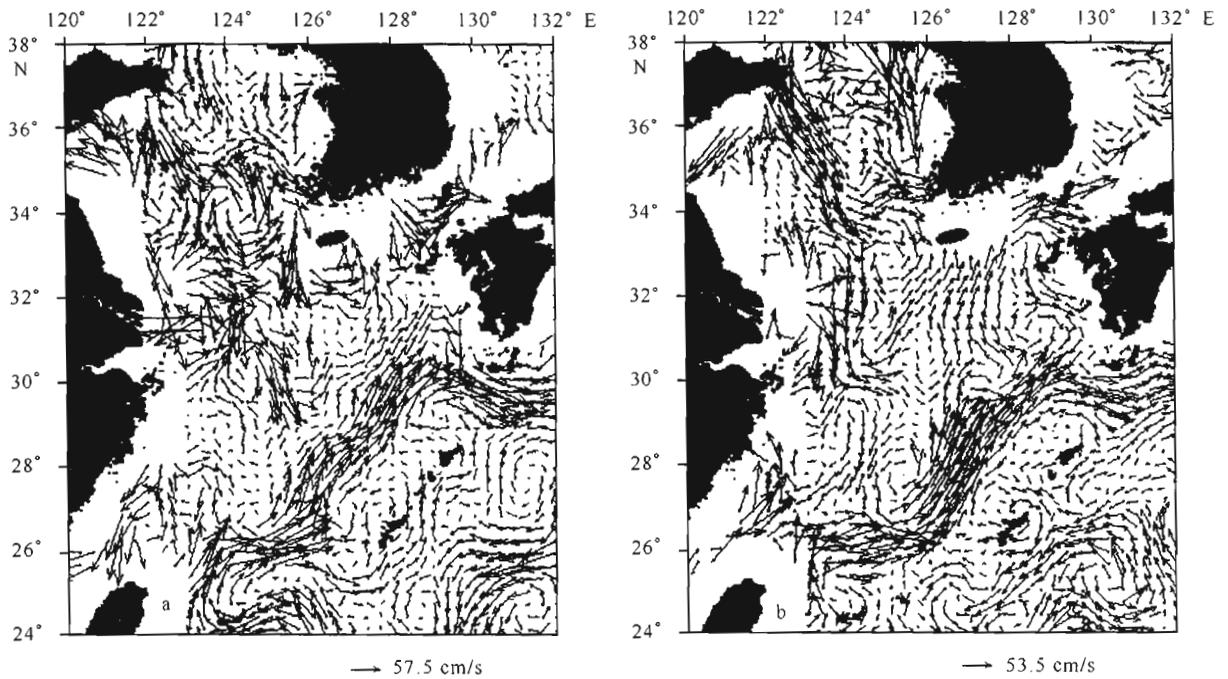


图3 2002年东海和琉球群岛以东海域绝对地转流速(cm/s)在水平方向分布

资料来自混合资料获得的绝对地转流速矢量(madt-oer-merged-UV, SSALTO/DUACS). a. 8月14日, b. 11月13日

出现以下的两个冷涡:(1)济州岛西南存在冷的、气旋式涡;(2)长江口东北海域在 $122^{\circ}\sim 124^{\circ}\text{E}$ 之间, 32°N 以北存在气旋式冷涡.上述的两个冷涡,也将在以下讨论.最后我们将讨论东海黑潮和其附近中尺度涡的相互作用的问题,着重讨论以下两个问题:(1)东海黑潮流量的变化和中尺度涡的变化之间的关系;(2)东海黑潮路径弯曲和中尺度涡的相互作用.以下我们将分别地讨论上述的问题.

2.1 东海西南部反气旋暖涡

Guan^[4]根据1967年7~8月日本“长风丸”调查船资料的分析指出,在台湾以北,东海西南部存在一个空间尺度较大,约占 $3^{\circ}\times 2^{\circ}$ 经纬度,略呈SW-NE向椭圆形的反气旋(高温、低盐)暖涡.图4为50 m层温度、盐度分布,暖涡中心温度大于 27°C ,而盐度小于34.1,温度、盐度梯度都比较大,所以,它是一个中心为低密度的反气旋式暖涡.而在它的南部即为位于台湾东北部、中心为高密度的气旋式冷涡.两者比邻而立,但性质相反,空间尺度也相差悬殊.关于这个暖涡,邢成军^[6]引用1973年7~8月“长风丸”调查资料也指出东海西南部出现过类似的反气旋式涡旋.

在我国首次开展的中日黑潮联合调查研究中,Su和Pan^[8]根据1984年6~7月调查资料的分析结

果,也指出在大致相同的位置上存在一个反气旋式暖涡,如在他们的论文中50 m层的温度、盐度分布图所示^[8].上述表明,在东海西南部夏季常出现这样的反气旋式暖涡.关于这个暖涡的水文特征,前期调查(如1967年及1973年夏季)均显示中心为高温低盐水,而后期调查(如1984年夏季)则显示中心为高温高盐水^[8,9],从而对其来源和形成机制有不同的看法.管秉贤^[7]认为,这一暖涡的水体(指在 $\Delta\sigma_t = 400\times 10^{-5}\sim 500\times 10^{-5}\text{ cm}^3/\text{g}$ 面上的)很可能主要来自台湾海峡,而非来自黑潮主干.当然,有可能混合有一小部分附近海区的其他水体.而潘玉球等^[10]及Wang和Su^[9]则认为,这个暖涡生成与台湾暖流的反气旋弯曲度和黑潮上层水的入侵堆积有关.这意味着,黑潮是这个暖涡水体一个可能来源.由于观测时期的不同,对这个暖涡的水体来源及其形成机制,作出不同的解释,是很自然的事;而东海西南部夏季经常会出现反气旋式暖涡则是大家的共识.从最近的资料,即图2a, b及图3b可进一步看出,在2002年1月16日,5月15日及11月13日在东海西南部也曾出现反气旋式涡旋,它们的中心位置大致位于 $28^{\circ}30'\text{N}, 123^{\circ}\text{E}$ 附近,与图1中的东海西南部暖涡的位置相当接近,只是前者略偏北而已.涡旋位置及强度的各种年际、年及季节变化,是正常现象,因为

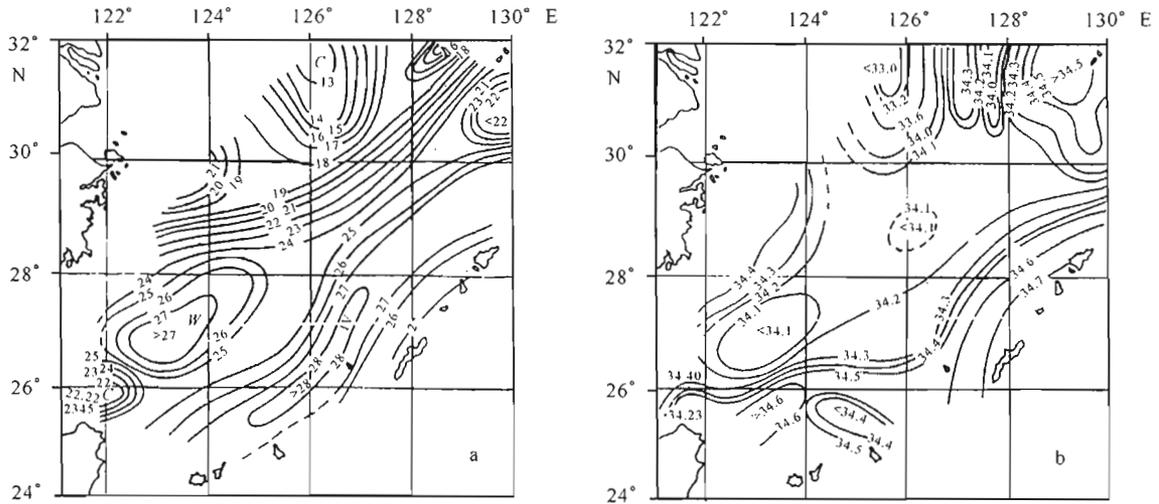


图4 东海1967年夏季50 m层处温度分布(°C)(a)和盐度分布(b)(据文献[7])

无论是涡旋或海流,总处于不断变化中.由这几幅图可以初步认为,东海西南部的暖涡不仅夏季出现,冬半年(2002年1月16日及11月13日)也曾出现过,从而增进了人们在上世纪80年代的认识,即当年尚未发现冬季也存在暖涡的证据(据Wang和Su^[9]).更有意义的是,在图2a,b及图3b上还可看出:在上述反气旋式涡旋的东侧,并列着尺度大致相同的一个气旋式涡旋,它的中心位置大致位于28°30'N,125°20'E附近.显然,这个气旋式涡旋与东海黑潮在这附近作气旋式弯曲有关(详见下文).在上述反气旋式涡旋与气旋式涡旋之间有南向流.可惜,有关在东海西南部冬季出现反气旋式涡旋这一现象,目前尚无温度、盐度资料可加以进一步佐证,这有待大家的努力.值得指出的是,在2002年1月16日(见图2a)5月15日(见图2b)及11月13日(见图3b)3个时期,这个反气旋式涡旋的位置相当接近,这意味着在这期间,它还是比较稳定的.然而,当年8月14日(见图3a)的资料较零乱,但仍可看出似是反气旋式的,只是位置略偏南,因此我们不予同样考虑.

2.2 济州岛西南气旋式冷涡

由图1可以看出,在济州岛西南海域存在着一个温度梯度较强的气旋式冷涡.这个气旋式涡(或称反时针环流^[11],是同一现象的两种完全等同的提法)是日本学者井上尚文根据1969年11月投放的海底漂流器试验结果^[11]首次发现的(参见图5).正如胡敦欣等^[12]和毛汉礼等^[13]都先后指出:“井上尚文(1975)根据1969年11月在该海区投放的海底漂流器资料分析结果表明,济州岛西南海域的底层流,

在秋、冬季为一范围相当大的反时针水平环流.”接着胡敦欣等^[12]提出问题:“春、夏两季,尤其是在夏季是否还有这类涡旋存在呢?”他们根据上世纪几年来的水文观测资料(夏季月份)对夏季该涡旋的存在和成因作了初步探讨.他们认为^[12]:“研究海区内的冷中心是这个气旋型涡旋引起的.反过来说,在这个海区内只要有冷中心出现,我们就可以认为有气旋型涡旋存在.”从这点出发,他们分析了每年夏季各月份出现的冷中心(以有封闭等温线为代表)等.胡敦欣等^[12,14]进一步指出,夏季在大约以31°30'N,125°30'E为中心,尺度为100~200 km的范围内存在着一个气旋型涡旋.毛汉礼等^[13]又根据多次专题性调查,作进一步分析研究,得出以下的一些结论:(1)这个涡旋年年而且常年存在,但并不是时时存在,很可能在某段时间并不存在,但这段时间不会超过一个季度,很可能小于1个月;(2)这一涡旋在夏季有明显的年变化以至月变化;(3)这一涡旋,一般多出现于中层而不达表面等.由此可见,毛汉礼等^[12]的研究进一步发展了以前的工作^[11,12].关于这一涡旋形成的动力原因,他们指出^[12~14]:“黄海暖流,黄海沿岸流和黑潮北上余脉三股流的相互作用,是产生这个涡旋的主要动力因子,而夏季底层冷水的存在,也可能是加强这个涡旋的重要热力学因子.”“涡旋常年存在是圆形海底软泥沉积区形成的决定性因子.涡旋的平均位置与软泥中心相当吻合.”从上可知,胡敦欣等^[12,14]和毛汉礼等^[13]的工作对这个涡旋开展了多方面的调查研究,将井上尚文^[11]的发现推进了一步.接着,Yuan和Su^[15]

(1983)采用两层模式并考虑斜压效应模拟了东海夏季环流,其结果也显示了济州岛西南气旋式冷涡的存在,计算得到冷涡中心与毛汉礼等^[13]得到的涡中心位置较为接近,并认为台湾暖流的地形诱导作用是形成该冷涡的主要动力原因.在此还需要指出,关于济州岛西南出现的冷的、高密水的特性,在上世纪90年代以后有不少研究,例如潘玉球等^[16]通过中日黑潮调查研究,讨论了高密水的形成和演化.最近Yuan等^[17]在1999年6月在南黄海及东海北部的二次调查中,水文资料及ADCP测流结果均显示济州岛以南海域存在一气旋式冷涡.他们通过二次调查研究(两个调查航次时间相差二个星期左右),发现在第二航次济州岛以南气旋式冷涡位置稍向北移.在此,我们还应继续讨论以下几个问题:一、济州岛西南涡旋的结构及其季节变化;二、济州岛以南软泥沉积物的形成问题;三、济州岛西南冷涡的水平尺度的估算和动力机制等探讨等问题.关于问题一,约在10 a前,日本学者Yanagi等^[18]在1995年6月15~19日采用包括CTD和ADCP等仪器在济州岛以南海区进行了一次强化而深入的专题观测.在他们发表的“东海济州岛以南的斜压性涡旋”一文^[18]指出,从上述在东海强化观测证实,在夏季济州岛以南存在斜压性涡旋,气旋式涡只存在上层,而反气旋式环流存在下层(参见文献[18]的图4).他们还指出^[18],从他们的夏季观测结果,不能同意在济州岛以南存在一个稳定的、正压性气旋式涡旋.这是一个很重要的观测事实.再结合井上尚文在秋、冬季的观测结果^[11],表明济州岛西南涡旋的结构,存在较强的季节变化,这是目前对济州岛西南涡旋的变化的重要认识.关于问题二,Yanagi等^[18]和Yanagi与Inoue^[19]对Hu^[20]提出的济州岛以南的软泥沉积物是那里正压反时针环流的底层Ekman抽吸作用所致的结论,进行了评述.他们指出,Hu^[20]对济州岛以南的正压反时针环流没有准确的观测证据.而从上述Yanagi等^[18]观测表明,由于在底部Ekman层为顺时针环流,是发散的,并在这个环流的中心部分形成下降流,而不是文献[12~14]指出的上升流.他们再采用在黄海、东海沉积物的数值试验^[19],综合上述观测的结果^[18],认为济州岛以南的软泥沉积物可能是由于在那里小的潮流振幅和风浪引起的较弱的海流的结果.从而对Hu^[20]提出的“上升流与沉积动力学”的研究结论表明了不能接受的见解.从上述,关于济州岛以南软泥沉积物的形成的机制,存在

两种截然相反的看法,这是值得大家重视的.我们认为,至少从目前观测结果和数值研究(文献[18,19])来看,文献[18,19]的观点更为合理.关于问题三,在胡敦欣等^[12]论文中总共只有3张夏季时图:图1为夏季20 m层海水温度多年平均距平分布;图2为1972年7~8月10 m层动力高度平面分布;图3为多年夏季冷中心的封闭等温线位置的分布.问题是如何从这3张图确定气旋涡的水平尺度呢?我们认为只从这3张图确定气旋涡的水平尺度,是有困难的.因为从封闭等温线等来确定中尺度涡的尺度大小,是有问题的.这是由于等温线位置和尺度大小与中尺度涡的尺度大小是两种不同概念,况且在夏季时在每一水层上等温线的位置和大小都是变化的,也有可能某些水层并不出现冷水核心等等.其次的问题是他们为什么要选在20 m水层温度分布来确定冷涡的水平尺度呢?我们认为这是一个疑点.严格地说,确定中尺度涡的大小必须从观测流或数值计算得到流场结构才能确定.如从地转流的动力计算方法计算得到流场结构,也是不行的,因为存在流速参考零面的选取等问题.正如Yuan等^[21]曾指出,东海陆架流是满足非地转流的特性.关于机理探讨,在胡敦欣等论文中^[12],并没有作任何的严格论证.我们认为今后必须通过实际观测流,并结合数值模拟,作进一步论证,才能清楚其动力原因.

最后,我们必须澄清一些历史事实.近期胡敦欣等^[22]却称“中国的海洋学家于1970年代中,通过现场考察和历史资料的分析,首先在东海北部济州岛西南发现了一个直径为100~200 km的气旋式中尺度涡(胡敦欣等^[12],1980),俗称‘东海冷涡’,具有低温高盐特征,中尺度涡的中心的上升流速量为 10^{-3} cm/s.”显然,胡敦欣等^[22]称济州岛西南的气旋式中尺度涡首先是由他们(中国的海洋学家)发现的,是有悖于科学史的.从科学的历史事实来讲,济州岛西南气旋式冷涡的发现,井上尚文^[11]显然早于胡敦欣等^[12](参见井上尚文^[11]在1969年11月投放的海底漂流器试验结果,如图5所示).对此,Pu^[23]早已指出过:“这一现象首先是由井上尚文(Inoue, 1975)发现的,……”事实上,如上述,胡敦欣等早期论文^[12,14]和毛汉礼等^[13]也都承认这一历史事实.这是无可非议的历史事实.不仅如此,胡敦欣等^[22]还认为,“自从‘东海冷涡’发现之后,中国海许多海域都发现了冷涡或暖涡,中尺度涡进入了中国陆架环流动力学.”这一结论更与科学历史事实不符,因为

无论是整个中国邻近海域或是其陆架海域,早在济州岛西南气旋式冷涡发现前 10 余年期间,就有不少中尺度涡被先后发现(参见管秉贤和袁耀初^[1]). 所以,所谓的“东海冷涡”不是中国邻近海域或其陆架海域第一个被发现的中尺度涡,这也是不争的事实. 附带说明,称“东海冷涡”显然是很不合理的,东海存在很多冷涡(见图 1~3),济州岛以南一个冷涡能代替这么多的东海冷涡吗?

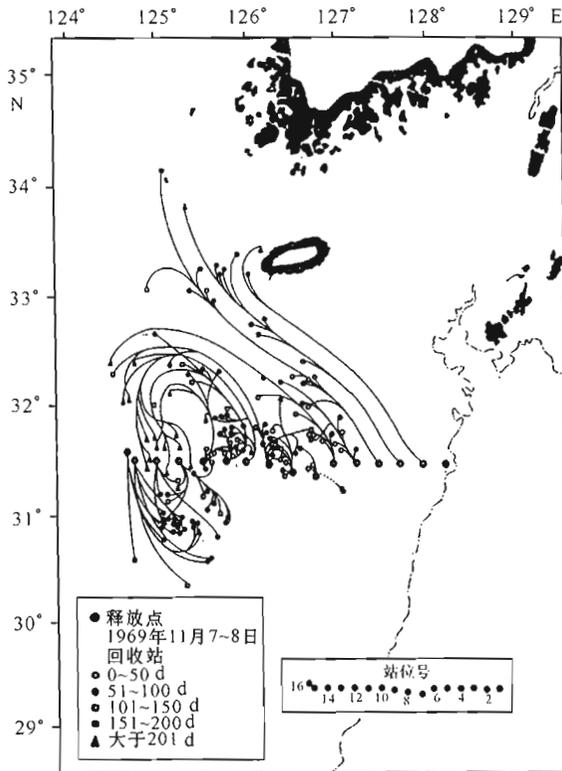


图 5 1969 年 11 月投放的海底漂流器试验结果
(据井上尚文^[11])

2.3 长江口东北气旋式冷涡

在长江口东北、济州岛以西海域也曾出现过温度梯度较强的气旋式冷涡. 图 1 中长江口东北冷涡是 Pu^[23] 根据 1977 年 6 月的表层温度分布绘制的这个冷涡的范围,其冷中心的温度较边缘约低 4 °C. 他根据若干年的水文调查结果指出,在春、夏季,这个低温中心曾几次出现在海表面,这主要与深层气旋式环流的强度有关,即如前者强度弱,深层冷水就不能出现在海面. 而在冷半年,这个低温中心仍然存在,但较暖半年东移约一个经度,空间尺度也趋于缩小. 平均讲来,这个气旋式冷涡的中心位置,约在江苏北部外海 33°N 附近,夏季西移而冬季东移,即在 123°~124°E 之间摆动. 由图 1 可以看到,这个冷涡

与济州岛西南的冷涡位置相当接近(当然两者不是同时调查的结果),两者是否有联系,据作者所知,目前尚未见到有关这方面的报道.

Yuan 和 Su^[15] 采用二层数值模拟东海环流,得到在长江口外存在气旋式涡,底层漂流物移动路径证实此涡旋存在^[24]. 基于 1984 年初夏水文调查资料,郭炳火等^[24] 证实了在长江口外,舟山群岛北面的海域,明显存在冷水块,冷水上升至近表面,可以推断这里存在一个气旋式的冷涡. 他们查阅水产部门观测资料,发现冷水块并非每年都存在,而且冷水块的出现时间只是在 6 月和 7 月,此冷水块出现的位置^[24],是与上述的二层数值模拟得到的气旋式涡的位置^[15] 相吻合.

2.4 东海黑潮锋面涡

上世纪 80 年代初,通过海洋调查,证实了在湾流西侧存在锋面涡(参见文献^[25]). 日本学者 Shibata^[26] 通过分析红外照片也得出冬、春期间在东海黑潮存在锋面涡. 这些特性是与黑潮锋面沿着东海外缘弯曲密切相关的. Shibata^[26] 指出黑潮锋面的弯曲的波长和相速度分别为 300 km 和 20 cm/s. Sugimoto 等^[27] 从海流观测得到东海黑潮锋面的弯曲的周期为 11~14 d,波长为 300~350 km,它的相速为 30 cm/s,他们并指出,黑潮锋面的弯曲,伴随着出现冷核心,其水平尺度约为 40~60 km^[27].

在中日黑潮合作调查研究期间(JRK, 1986~1992),曾多次观测到在东海陆架上和陆坡附近出现黑潮锋面涡旋,以春季最为频繁^[28,29],尤其是在九州西南海域陆架坡折处,锋面涡旋更是十分发达,发育亦较为典型. 1988, 1989 和 1992 年的 3 次春季观测,都在屋久岛西侧海域观测到黑潮锋面涡旋. 其发生周期约在 10 d 以上,水平空间尺度约几百千米. 由于流速切变的非线性作用,造成黑潮锋面的弯曲(蛇行),然后黑潮水倒卷,陆架水被卷入黑潮中,以及伴随的深层水涌升,这是黑潮锋面涡旋的典型特征. 黑潮锋面涡旋在陆架和黑潮的水量和物质交换中起着重要作用. 下面我们分别地简述 3 次观测^[28,29]: 1989 年 4 月 10~16 日,1989 年 4 月 17~21 日,每次约 5 d,以及 1992 年 4 月 26~29 日的第三次观测. 在第一次观测中,在 29°~31.5°N, 127°~129°E 之间海域观测到黑潮锋面涡,主要结果综述如下.

图 6 表示东海黑潮锋面涡的特征示意图^[28]. 从图 6 可知,黑潮西侧扩展出一股暖的水舌,先是向西

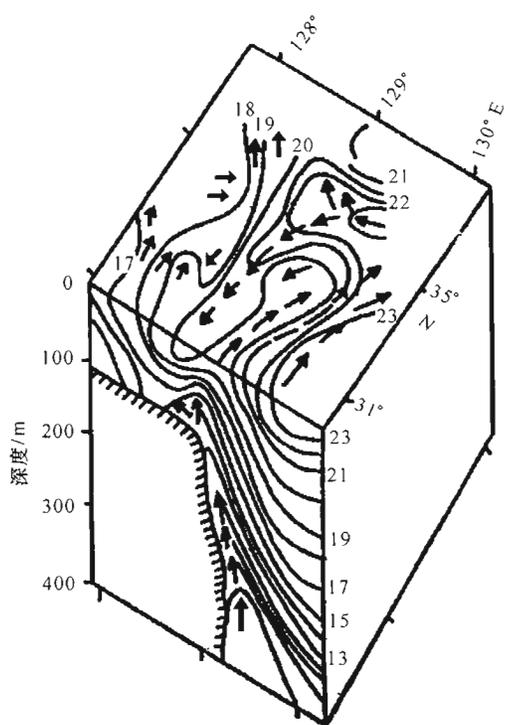


图6 东海黑潮锋面涡的特征示意图(据郑义芳等^[28])

北,然后转为西南向,其周围为冷水核,形成一个东海黑潮锋面涡的结构.锋面涡中心水温低于 20°C ,冷涡中心与陆架水相联系.锋面涡范围随深度增加而缩小,温度也逐渐降低.通过第一次观测结果,郑义芳等^[28]总结了以下3个特点:

(1)冷涡中心的等温线不封闭,由于在表层冷中心的低温、低盐水中不断地有陆架水卷入,形成一条冷水带,其宽度约为 33 km ,长度大于 100 km .这样使其等温线不封闭,表明它与一般中尺度冷涡有所区别.

(2)冷涡中心出现上升流(图6).当锋面涡通过时,将引起海水强的上升流,将深层营养盐带至表层,此现象所影响深度可达 $400\sim 500\text{ m}$.

(3)锋面冷涡中心浮游动物总含量低于两侧的测站.

通过第二次观测,他们讨论了黑潮锋面涡存在、移动对测区水文状况的影响^[28].他们也估算了黑潮锋面涡的平均移动速度约为 23 cm/s ,锋面涡生命期约为 $10\sim 11\text{ d}$ ^[28].

第三次观测在1992年4月26~29日,观测得到了有关黑潮锋面涡旋的温度、盐度及动力高度分布(参见Guo等^[29],限于篇幅,略去该图).从他们观测和分析结果可知,弯曲的黑潮水和向西南突入陆

架的上层黑潮暖水舌,构成锋涡的外围,沿陆架坡折涌升的低盐冷水构成锋涡的内核,从而约在 30°N , 128°E 附近形成封闭的气旋式涡旋.从断面分布看,最主要的是等温线在涡中心上拱,形成峰状冷中心,封闭形低盐水核显示被卷入进来的陆架水.冷中心的低温宽度约为数十千米,长度大于 100 km ,有时这种冷水中心呈圆形.

长崎大学在1996年5月27日至6月1日作了航次调查^[30],他们进行了CTD,ADCP和卫星跟踪的浮标观测.基于该调查航次,Yanagi等^[30]分析和讨论了沿着东海陆架外缘黑潮锋面涡的结构,他们得到的结构类似于图6所表示的示意图.他们的结果表明,黑潮锋面涡的冷核心的长度和宽度分别为 60 km 和 40 km ,而相速度为 30 cm/s .这与Sugimoto等结果^[27]基本相一致.再与郑义芳等^[28]和Guo等^[29]的结果相比,两者的冷涡核心的宽度的计算值相差不大,但两者的长度计算值相差甚大.其次,需要着重指出Yanagi等^[30]还获得以下的两点结果:(1)在深层区冷涡的中心向岸方向移动;(2)黑潮锋面涡不仅对营养盐运输起着重要作用,也对通过东海陆架外缘的物质相互作用的影响起着重要影响.这表明研究东海黑潮锋面涡有着重要意义.

2.5 东海黑潮两侧涡旋

东海黑潮两侧经常存在各种不同尺度的涡旋,一般说来,在黑潮西侧出现气旋涡几率较大,而其东侧出现反气旋涡几率较大.我们首先以2002年4个季度为例,通过从多种卫星资料获得的图2a,b和图3a,b,讨论东海黑潮两侧涡旋.黑潮自台湾以东入侵东海,首先作反气旋式弯曲(例如参见文献^[31]),从数值模拟表明黑潮作反气旋式弯曲,其右侧出现了反气旋式涡.通过中日黑潮调查研究获得的水文资料分析也表明,在澎佳屿以东黑潮进入东海时,在其东侧出现反气旋式暖涡(例如参见文献^[32]).因区域限制,在图2和3中并未显示出上述的反气旋式弯曲,在以下我们不再说明它.从图2b可见,2002年5月15日在黑潮西侧,分别以 $(26^{\circ}50'\text{N}, 124^{\circ}\text{E})$, $(28^{\circ}30'\text{N}, 125^{\circ}30'\text{E})$ 和 $(29^{\circ}30'\text{N}, 127^{\circ}10'\text{E})$ 等为涡中心.出现不同尺度的气旋涡,其中台湾东北海域出现的气旋涡的尺度较大,其最大水平尺度约为 200 km .该涡的位置,正是在台湾东北海域黑潮向东北流动作气旋式弯曲,伴随出现一个水平尺度较大的气旋涡.在黑潮东侧也存在几个不同尺度的反气旋涡,特别在奄美大岛以西海域存在一个尺度较大的反气旋

涡,其最大水平尺度大于 200 km. 该反气旋涡的位置,正是东海黑潮通过吐噶喇海峡前,作了反气旋弯曲,并在其东侧伴随出现一个尺度较大的反气旋涡. 从图 3b 可见,在 2002 年 11 月 13 日,东海黑潮西侧也存在几个尺度不同的气旋涡,特别在台湾东北海域,当黑潮作气旋式弯曲时在其西侧出现一个气旋涡,该涡中心为 $27^{\circ}30'N, 125^{\circ}15'E$,与 5 月 15 日(见图 2b)相比较,在 11 月时该气旋涡向东北方移动. 其次,从图 3b 可见,在 2002 年 11 月 13 日,在黑潮东侧也存在几个尺度不同的中尺度反气旋涡,特别在奄美大岛以西海域,当东海黑潮作反气旋弯曲通过吐噶喇海峡前,也伴随出现一个尺度较大的反气旋涡,其水平尺度约为 200 km 左右. 在冬、夏两季,例如从图 2a 可见,在 2002 年 1 月 16 日,在台湾东北海域黑潮向东北流动作气旋式弯曲时,在东海黑潮西侧也伴随出现一个水平尺度较大的气旋涡,该涡中心为 $28^{\circ}N, 125^{\circ}30'E$,其最大水平尺度约为 180 km. 同时,在黑潮东侧也存在几个尺度不同的中尺度反气旋涡,在奄美大岛以西海域,当东海黑潮作反气旋弯曲通过吐噶喇海峡前,也伴随出现一个尺度较大的反气旋涡,但其最大水平尺度略减小,约为 180 km 左右. 最后,从图 3a 可见,在 2002 年 8 月 14 日,当台湾东北海域黑潮向东北流动作气旋式弯曲时,在东海黑潮西侧也伴随出现一个水平尺度较大的气旋涡,该涡中心为 $27^{\circ}15'N, 124^{\circ}50'E$,其最大水平尺度减小,约为 120 km. 在黑潮东侧也存在几个尺度不同的中尺度反气旋涡,在奄美大岛以西海域,当东海黑潮作反气旋弯曲通过吐噶喇海峡前,也伴随出现一个尺度较大的反气旋涡,其最大水平尺度减小,约为 150 km 左右.

我们查阅了 2002 年其他月份黑潮及其两侧各种涡旋,发现东海黑潮路径总是明显弯曲的,有时东海黑潮明显地弯曲两次(如图 2a 和图 3b),有时明显地弯曲 3 次(例如图 2b 和图 3a),有时弯曲更多次,例如 2002 年 10 月 16 日弯曲 4 次(图略). 东海黑潮经历上述气旋式或反气旋式弯曲,一般地都会伴随出现对应的不同尺度的气旋式涡或反气旋式涡,其涡旋强度和水平尺度都与黑潮强度和黑潮弯曲程度有关. 例如,在 2002 年 12 月 18 日(图略),在奄美大岛以西海域东海黑潮弯曲大,反气旋涡尺度也很大,大于两个经度. 这表明在 10~12 月时该反气旋涡的水平尺度一般较大,但在 2002 年 6~8 月该反气旋涡的水平尺度一般要减小. 当然,这是东海

黑潮与中尺度涡相互作用的一个值得探讨的问题,我们将在以下再讨论它们.

关于东海黑潮弯曲及其两侧涡旋,国内外学者作了许多海流和水文观测与分析,以及数值模拟等工作,以下我们简述这两个方面的研究工作.

第一,限于篇幅. 我们重点叙述以下 3 个海域:

(1)在上述的台湾东北海域,东海黑潮经常作气旋式弯曲时,并在其西侧出现气旋涡. 关于这个气旋涡的存在,通过水文资料分析也获得证实,例如郭炳火等^[24]基于 1984 年初夏水文调查资料表明在 $27^{\circ}\sim 28^{\circ}N, 124\sim 125^{\circ}E$ 附近有一个不大的气旋式涡旋. 这是与上述从多种卫星资料获得的气旋涡大致相符合. 其次,从以下数值模拟也证实该涡存在. 由于该气旋涡经常出现,我们称它为东海黑潮南段、西侧气旋涡.

(2)在奄美大岛以西海域,当黑潮通过吐噶喇海峡前,也经常作反气旋弯曲,也出现一个反气旋涡,我们称它为奄美大岛以西反气旋涡旋. 关于奄美群岛以西的反气型涡旋,首先发现的应是以下的现场观测,即 1980 年 3 月和 1981 年 2 月,日本海上保安厅水路部在冲绳岛西北海域先后投放了 5 个漂移浮标,采用卫星跟踪,得到漂移路径. 其中 1980 年 3 月 11 日投放的一个浮标在奄美大岛西北绕行了一圈反气旋轨迹,直径约 70 km,运转周期约 7 d. 1981 年 2 月 6 日投放的另一浮标,在奄美大岛以西及西南分别绕行两圈反气旋轨迹,直径分别约为 70 及 90 km,运转周期约 6~7 d. 奄美群岛以西位于黑潮右侧逆流区域,在这里观测到套流(looped current)(见 Ishii 等^[33]; Guan^[4]). 这是首次揭示了奄美大岛以西海域存在反气旋涡(见图 1 中 4). 其次,孙湘平^[34]在分析东海黑潮表层流路的年际变化中观测到,于某些年份的夏季,特别在 1977, 1978, 1979, 1980 年连续 4 个夏季,在冲绳岛以西或奄美大岛与冲绳岛之间以西海域,分别在 50, 100, 200 m 甚至 400 m 水层,均有暖水块出现. 他还认为“无论是漂移浮标的漂移路径,或是 GEK 观测的表面流图,还是从表层以下温度分布图来看,在奄美大岛以西或冲绳岛以西海域,由黑潮逆流而产生的涡旋现象是存在的,特别是夏季. 暖涡尤为明显.”^[34]

(3)在冲绳岛以西海域,在该海域经常出现涡旋,如上述图 2 和图 3. 同时,孙湘平^[34]也指出冲绳岛以西海域,在夏季时暖涡尤为明显. 其次,袁耀初等^[35,36]指出在该海域黑潮以东出现涡旋有季节变

化,黑潮以东出现反气旋涡几率较大,但有时也会出现气旋式涡旋.例如在1997年1月时在冲绳岛以西海域出现一个气旋式冷涡,但1997年6~7月出现了反气旋式暖涡^[36].在2000年也有类似情况,详细情况在下节再讨论.

第二,关于东海黑潮弯曲和相应中尺度涡的出现,在不少数值模拟研究中也得到类似结果,例如Yuan和Su^[37]以及Yuan等^[38]分别采用三维海流诊断模式计算不同年和季节时东海黑潮的特征;Liang和Su采用二层模式计算东海黑潮夏季环流^[39];Wang和Yuan^[40]采用三维诊断、半诊断和预报模式计算1994年春季时东海环流;卜献卫等^[41]基于1997年夏季3个航次资料数值计算台湾以东和东海黑潮;王凯和冯士祚^[31]采用了三维斜压模式计算渤海、黄海、东海冬季环流;朱建荣等^[42]采用ECOM-Si模式对黄海、东海的海洋模式进行模拟,以及Guo等^[43]采用三重套的海洋模式模拟了黑潮等等.他们的研究都模拟了黑潮弯曲及其两侧涡旋的变化.限于篇幅,我们不再一一评述.但指出以下一点,Yuan和Su^[37]计算1986年夏初东海黑潮结构时,黑潮以东北方向流向台湾东北海域时,黑潮作气旋式弯曲,并分为黑潮主流和一个分支,气旋式涡出现在它们之间,其涡中心位于 $25^{\circ}30'N, 124^{\circ}E$.这表明,与上述的流态是十分不同的.其次,再比较上述的2002年不同季节时东海黑潮南段气旋涡的位置,它们的变化也较大.这再次表明东海黑潮及其两侧涡旋变化较大.

2.6 东海黑潮和其附近中尺度涡的相互作用

2.6.1 东海黑潮流量和其附近中尺度涡的相互作用

东海黑潮流量的变化与其附近中尺度涡的变化有密切关系,本小节将讨论此问题.

最近袁耀初等^[44]基于日本“长风丸”调查船在2000年1,4,7,10与11月共5个调查航次水文资料,研究和分析了这个问题.在此我们介绍他们的工作.

首先讨论2000年5个航次在东海流量分布及其变化(参见图7以及表1)^[44].从图7及表1可知,在2000年5个航次通过PN断面的净东北向流量在11月时最大,为 $28.1 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$,7月时其次,为 $27.2 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$,最小值在10月与4月.从表1可知,黑潮以东西南向流量以10月时最大.在此必须指出,上述的东北向流量,并不包括反气旋式涡或气旋式涡的流量.再从图7d流量函数分布可知,此西南向流是较强的、暖的反气旋涡的一部分.因此,在

10月时通过PN断面的净东北向流量最小,为 $24.6 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$.在11月时,黑潮以东暖的、反气旋涡消失.在11月时,断面PN的东部出现范围不大的、较冷水,再结合流函数分布(见图7e)可以发现,11月时在黑潮以东出现了弱的、气旋涡.因此,在11月时通过PN断面净东北向流量最大.2000年5个航次通过PN断面的净东北向流量年平均值为 $26.4 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$.再定性地、深入地讨论在PN断面黑潮流量与黑潮以东暖的反气旋涡和冷的气旋涡的关系^[44].在1~2月、7月、10月时在黑潮以东都出现暖的、反气旋涡.在PN断面上此反气旋涡的流量在1~2月、4月、7月和10月时分别为 $5 \times 10^6, 3.7 \times 10^6, 2.4 \times 10^6$ 和 $7.1 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$.这表明,黑潮以东反气旋涡在10月时最强,7月时最弱.如上述,从图7e可知,11月时黑潮以东暖的、反气旋涡消失,代之是弱的、气旋式涡,其流量约为 $1 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$.上述事实表明,黑潮以东反气旋涡加强时,黑潮流量似乎减小,例如10月;相反地,当黑潮以东反气旋涡减弱(例如在7月)或者代之出现气旋涡(例如在11月)时,则黑潮流量似乎加强.比较10月和11月在PN断面附近流态,显示它们的环流变化是较大的,这也进一步表明,黑潮和其附近中尺度涡的相互作用是重要的,这有待于今后从数值模拟研究来进一步认识其动力机制.

表1 2000年5个航次通过PN断面的净东北向流量(不包括反气旋式涡或气旋式涡的流量)(文献[44])

	1~2月	4月	7月	10月	11月	平均值
	航次	航次	航次	航次	航次	
净东北向流量/ $\times 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$	26.7	25.6	27.2	24.6	28.1	26.44
东北向流量/ $\times 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$	34.5	30.2	30.5	33.6	31.3	32.02
西南向流量/ $\times 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$	7.8	4.6	3.3	9.0	3.2	5.58

上述我们讨论了东海黑潮流量的变化和其附近中尺度涡的相互作用.其次,也存在东海黑潮流量的变化与较远中尺度涡的变化的相关的事实.Kagimoto和Yamagata^[45]采用POM模式模拟黑潮流量的季节变化时,指出在夏季时东海黑潮通过PN断面的流量比其他季节要大,其原因是由于在夏季时琉球南西诸岛附近出现的反气旋涡增强,这对东海黑潮流量的增加起着重要作用.袁耀初等的工作^[36]

也证实了上述的结论,但他们进一步指出,还有其他原因,造成东海黑潮流量的变化.

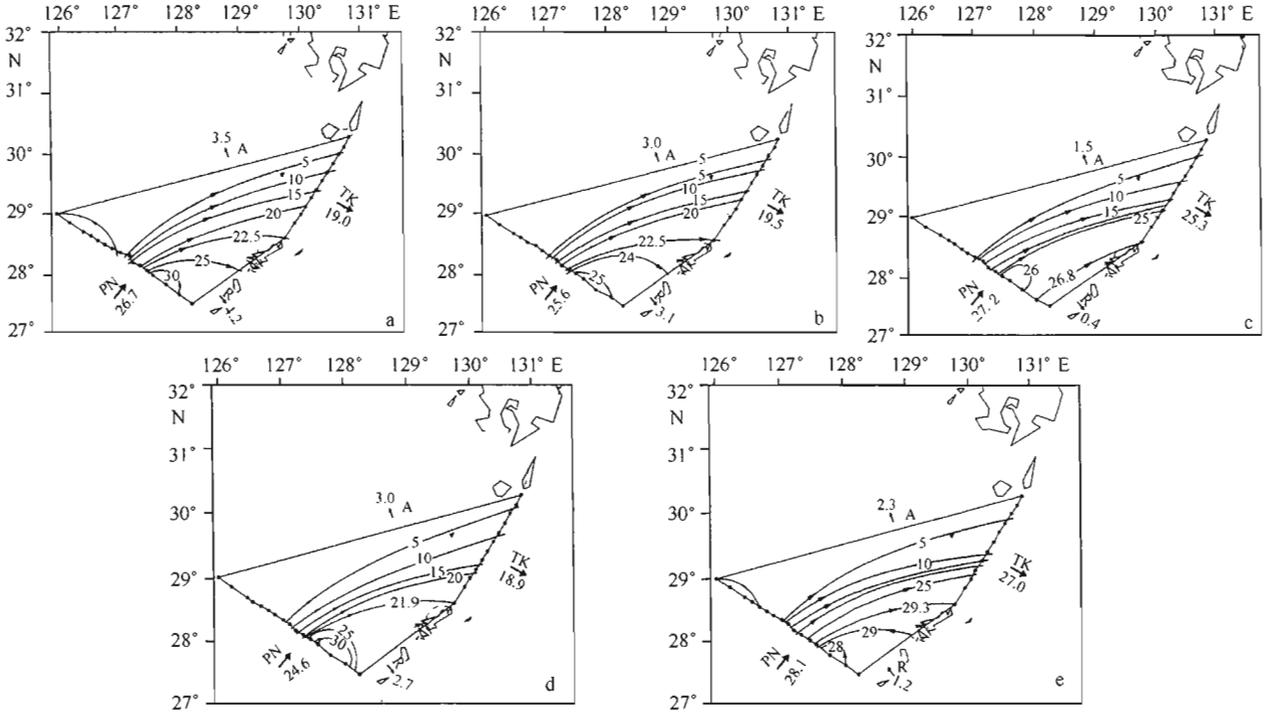


图 7 2000 年东海计算海域流函数与流量($\times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$)分布
a. 1~2 月航次, b. 4 月航次, c. 7 月航次, d. 10 月航次, e. 11 月航次(据袁耀初等^[44])

2.6.2 在陆坡和吐噶喇海峡之间东海黑潮路径弯曲和中尺度涡的相互作用

本小节主要介绍最近 Nakamura 等的工作^[46], 以下的内容都是他们的研究成果. 首先关于在陆坡和吐噶喇海峡之间冲绳海槽北段, 东海黑潮存在两种类型的弯曲现象, 一种类型是东海黑潮路径弯曲存在 1~3 个月的周期, 并在冲绳海槽北段伴随着黑潮路径出现大的位移(具体参见下述); 另一种类型是黑潮锋的弯曲, 沿着陆坡其周期约为 10~20 d, 后一种我们已在 2.4 节中讨论了. 前者称为黑潮路径弯曲, 而后者称为黑潮锋弯曲^[46].

Nakamura 等^[46]采用表层漂移浮标跟踪轨迹资料, NOAA 海表面温度(SST)观测; ADCP 流速观测, 以及沿着陆坡, 在 28.8°~30.5°N 海域 4 个锚碇测流和测温站, 时间序列长达 1 a 资料, 进行各种分析和谱分析计算等等^[46], 例如如图 8a, b. 图 8a 为 50 个表面漂移浮标的轨迹, 它们通过两个断面, 即通过陆坡断面 S(line S)和通过吐噶喇海峡断面 T(line T). 图 8b 表示 4 条表面漂移浮标轨迹中出现南、北段两种不同类型. 在图 8a, b 中的粗线, 其速度都大于 1 m/s; 在图 8a 中细线表示其速度在 0.5 m/s 与

1.0 m/s 之间, 而图 8b 中细线表示其速度小于 1.0 m/s. 他们从图 8a, b 以及其他分析和计算, 获得了一些重要成果^[46], 我们概括以下几点:

(1)从图 8a, b, 在陆架坡和吐噶喇海峡之间黑潮在上层的路径具有双轨特征. 从图 8a, b 可知, 黑潮通过吐噶喇海峡路径有以下两个不同的通道: 一条是北通道, 其深度相对浅, 约 500 m 左右; 而另一条是南通道, 其深度较深, 约为 1 200 m 左右. 图 8a, b 表明黑潮路径在 500 m 上层, 有时通过北通道, 有时则通过南通道, 即在南、北两个通道之间变动, 形成双轨结构. 其次, 在 500 m 以深水层, 黑潮只能通过南通道流动.

(2)从黑潮位移指标(KPI)时间序列等分析表明^[46], 黑潮轨迹通过北通道较持久, 而通过南通道是间歇的, 其周期约为 1~3 个月. 存在上述的两个通过北、南通道的轨迹, 问题是黑潮路径的弯曲如何从北段轨迹转移到南段轨迹呢? 具体过程如下. 如上述, 黑潮锋弯曲的周期约为 10~20 d 和波长约为 200 km, 并沿着黑潮北段轨迹向下游传播, 并经常地发展成为气旋式涡, 可以扩展到冲绳海槽的北端. 只当该气旋式涡充分地发展, 以扩展到冲绳海槽北

部的尺度东西向为 200 km,南北向为 250 km 时,黑潮弯曲路径才从北段路径转移到南段路径. 这表明黑潮路径从北段转移到南段的周期正好是气旋式涡充分发展的周期(1~3 个月),此即在冲绳海槽北段黑潮弯曲路径与中尺度涡相互作用的过程^[46].

存在下面两个问题:(1)什么动力原因造成气旋式锋面涡发展并扩展到冲绳海槽北部的尺度呢?(2)什么原因使得气旋式涡的空间扩展出现的周期为 1~3 个月呢? Nakamura 等认为^[46],他们的观测数据还是不足以解释上述的两个问题,还需要进一

步进行观测和数值研究工作. 但是,他们认为可能是与以下事实有关,即与能量从较短的(波长)黑潮锋弯曲转移到较长的(波长)黑潮路径弯曲有关,这是一个非线性相互作用的过程.

最后我们注意到在台湾以东黑潮入侵东海时,也出现黑潮路径的弯曲. 关于在此海域黑潮弯曲与中尺度涡相互作用的问题,我们尚未见到类似于 Nakamura 等的工作^[46]. 在动力学方面这两个海域有类似之处,我们希望今后中外学者对上述指出的问题能继续地工作.

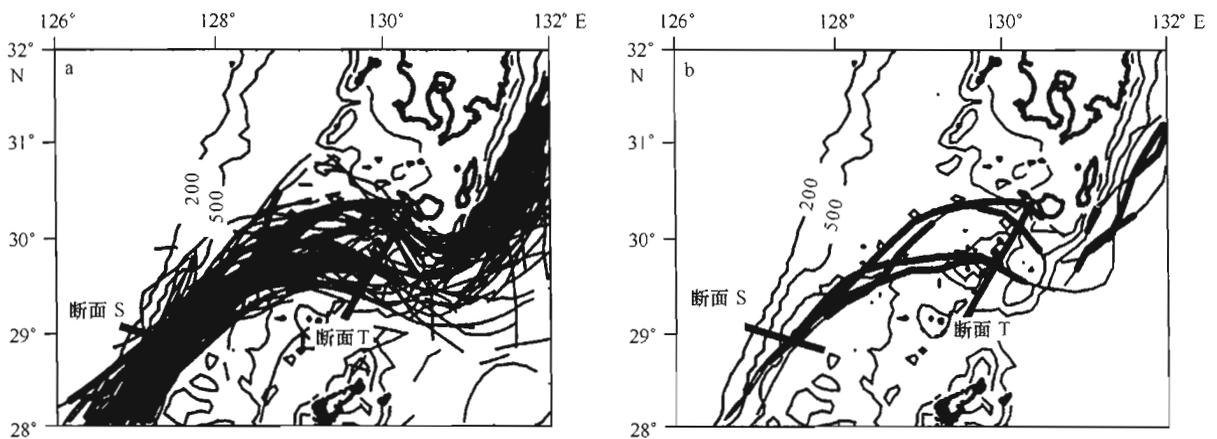


图 8 50 个表面漂移浮标跟踪的轨迹(a),4 条表面漂移浮标轨迹中出现南、北段两种不同类型(b)(据 Nakamura 等^[46])

3 琉球群岛以东、以南海域涡旋

在琉球群岛以东、以南海域,存在着各种不同的中尺度气旋式和反气旋式涡旋,日本学者研究较早^[47]. 上世纪 80 年代初,Guan^[4]和管秉贤^[7]等引用日本调查所得的水文、GEK 测流及浮标漂移资料,揭示了出现在琉球群岛以南海域的一些涡旋及其主要特征. 我国在 1986 年以后,通过中日黑潮调查研究以及国家海洋局第二海洋研究所与日本筑波大学、九州大学和鹿儿岛大学合作调查研究^[48],以及中日副热带环流合作调查研究等,对琉球群岛以东海域的海流和涡旋变异等的研究,取得了不少重要进展^[3]. 日本学者在 2000 年以后开展了黑潮观测计划(简称 KOP),在琉球群岛以东及以南海域进行较大规模的观测和研究^[49],包括宫古岛以南,冲绳岛以东海域断面(简称 OK 断面),奄美大岛东南海域以及九州东南海域等等. 限于篇幅,我们简述这些研

究成果.

3.1 冲绳岛以东海区涡旋

1980 年 3 月投放的那个浮标从东海通过冲永良部岛—冲绳岛之间的海峡后,在冲绳岛以东停留了 200 d 左右,一直以 25°20'N,128°40'E 和 27°N,130°E(图见 Guan^[4])两处为中心沿气旋型轨迹运动. 浮标绕行半径平均为 70 km,转速约 40 cm/s. 涡旋中心移动速度平均为 45 km/d(约 1 kn)(据 Ishii^[33],转引自 Guan^[4]). 事实上,在冲绳岛以东海域不仅出现上述气旋式涡,也出现反气旋式涡(见下),特别还可能出现偶极子,例如楼如云和袁耀初^[50]报道了在 1995 与 1996 年夏季在琉球海流以东出现了偶极子,并在冷涡与暖涡中间出现了南向流.

我们再简述日本的 KOP 的研究工作,例如 Zhu 等^[51]的工作,他们基于自 2000 年至 2001 年 8 月的水文观测、PIES 和 ADCP 连续观测资料,采用地转流方法,得到一些有趣结果. 首先我们叙述一个重要

现象,在冲绳岛以东海域,在2001年4~5月份出现冷涡,但在6月出现暖涡,而在7月份,特别是7月13日暖涡核心的温度异常高,流速很大,暖水涡可能从东传播而来,但这种异常现象的机理不甚清楚,待以后努力解决. Zhu等^[51]采用动力计算方法分析与计算了自2000年11月至2001年8月在冲绳岛东南的东北向海流,他们计算了每观测时间通过冲绳岛东南在130.85°E以西断面相对于2 00 000 hPa面的东北向的地转流量,其时间平均东北向流量约为 $6.1 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$. 他们进一步指出,在200 000 hPa面上层,净的流量值强烈地受各种涡的影响,流量值的时间变化幅度很大,在观测期间内其变化在 -9.5×10^6 到 $20.8 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ 范围内^[51]. 注意到,上述东北向流的流量变化是包括中尺度涡的流量的,这样较大的流量变化依赖于自东而来的中尺度涡. 其次, Zhu等^[52]在另一个研究工作中,基于冲绳岛东南海域在1992年至2001年长达9 a时间调查的资料,得到东北向流量也有较大的变化,自 -10.5×10^6 至 $30 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ 范围内变化. 同样地,上述东北向流的流量变化也是包括涡的流量的,这样较大的流量变化依赖于自东而来的中尺度涡. 这些工作都表明中尺度涡对东北向流的流量有很强的影响. 限于篇幅,不再叙述他们其他研究工作.

基于日本“长风丸”调查船2000年5个航次水文资料及来自同时期 QuikSCAT 风场资料,袁耀初等^[53]采用改进逆方法计算了琉球群岛以东调查海区的流速与流量等,获得了以下的主要结果^[53].

在2000年5个调查航次中,琉球海流以东调查海域都存在尺度不同的、各种冷的气旋式和暖的反气旋式涡(见图9^[53]). 例如在1~2月时,计算区域中部与东部,分别存在反气旋暖涡W1, W2和气象式冷涡C1, C2等;在4月时存在一对水平尺度都较大、较强的、暖的反气旋涡和冷的气旋式涡,它们可能组成一个偶极子,在它们中间出现南向海流(见图9^[53]). 在计算海域东部也出现反气旋式暖涡W2与气象式冷涡C2;在7月时计算海区中部和东部分别存在一个尺度较大的反气旋暖涡W1和气象式冷涡C1;在10月时,在计算海区中部和东部分别存在两个气象式冷涡C1与C2和两个反气旋式暖涡W1与W2;在11月时,在琉球海流以东分别存在一个反气旋暖涡W1和一个尺度较小、弱的反气旋式暖

涡W2,在计算海区东部存在一个弱的气旋式涡C(见图9^[53]). 这些表明,在2000年5个航次中,琉球群岛以东调查海域存在各种强度不等的中尺度涡,其变化都是很大的(见图9^[53]).

3.2 九州东南和以南海区涡旋

基于日本“长风丸”调查船在1987年9~10月航次的水文资料,袁耀初等^[54]采用改进逆方法计算了在琉球群岛以东调查海区的流速与流量等,获得了以下的结果:在九州东南、黑潮东南出现一个中尺度反气旋暖涡,其强度较强,水平尺度约为230 km,其流量约为 $19.0 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$. 上述流态与2002年4~5月航次的流态(参见杨成浩等¹⁾)十分相似,该中尺度反气旋涡的水平尺度约为240 km,流量约有 $28.5 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$. 而 Zhu等^[55]得到的该反气旋涡的流量为 $24 \times 10^6 \sim 39 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$. 在此必须指出,不少数值模拟研究都指出该涡存在,且水平尺度较大,例如 Kagimoto 和 Yamagata^[45]等等.

基于日本“长风丸”调查船在2002年4~5月航次的水文资料,杨成浩等¹⁾指出在上述反气旋暖涡东南存在一个气旋式环流,其中心位置约在 $28^\circ 15' \text{N}$, $132^\circ 10' \text{E}$,其水平尺度大约200 km. 这与在表面和200 m层的温度分布显示在该处出现的冷涡有较好对应关系.

3.3 琉球群岛以南海区涡旋

基于1975年4月29日至5月10日日本“长风丸”调查船在琉球群岛以南海域进行的水文和 GEK 观测资料, Guan^[56]指出在该海域存在一个尺度较大的暖涡(见图10). 琉球群岛以南海域约在150~600 m层间存在一块暖水,其中心位于 $22^\circ \sim 24^\circ \text{N}$, $126^\circ \sim 128^\circ \text{E}$ 区域内. 温度水平梯度以500~600 m层为最大,暖中心和边缘温差约为 $3 \sim 4^\circ \text{C}$. 暖中心为高盐水,温度、盐度等值线分布趋于一致,但盐度梯度极小,600 m层上中心和边缘盐差仅0.15. 所以,围绕这块以高温(低密)为主要特征的水体应有一个反气旋式涡旋. 图10为这一暖涡表层动力高度分布与 GEK 观测结果的比较. 可以看出,两者分布趋势相当一致. 同时表层地转流速平均值约为30 cm/s(约0.6 kn),而30余个 GEK 实测流速平均值约为0.8 kn. 所以不仅反气旋流动趋势一致,流速计算值与观测值亦相当接近. 从而可以认为这个暖涡具有较明显的地转或准地转性. 这个暖涡不仅水平

1) 杨成浩,袁耀初,王惠群. 2002年4~5月琉球群岛两侧海流的研究. 海洋学报待刊.

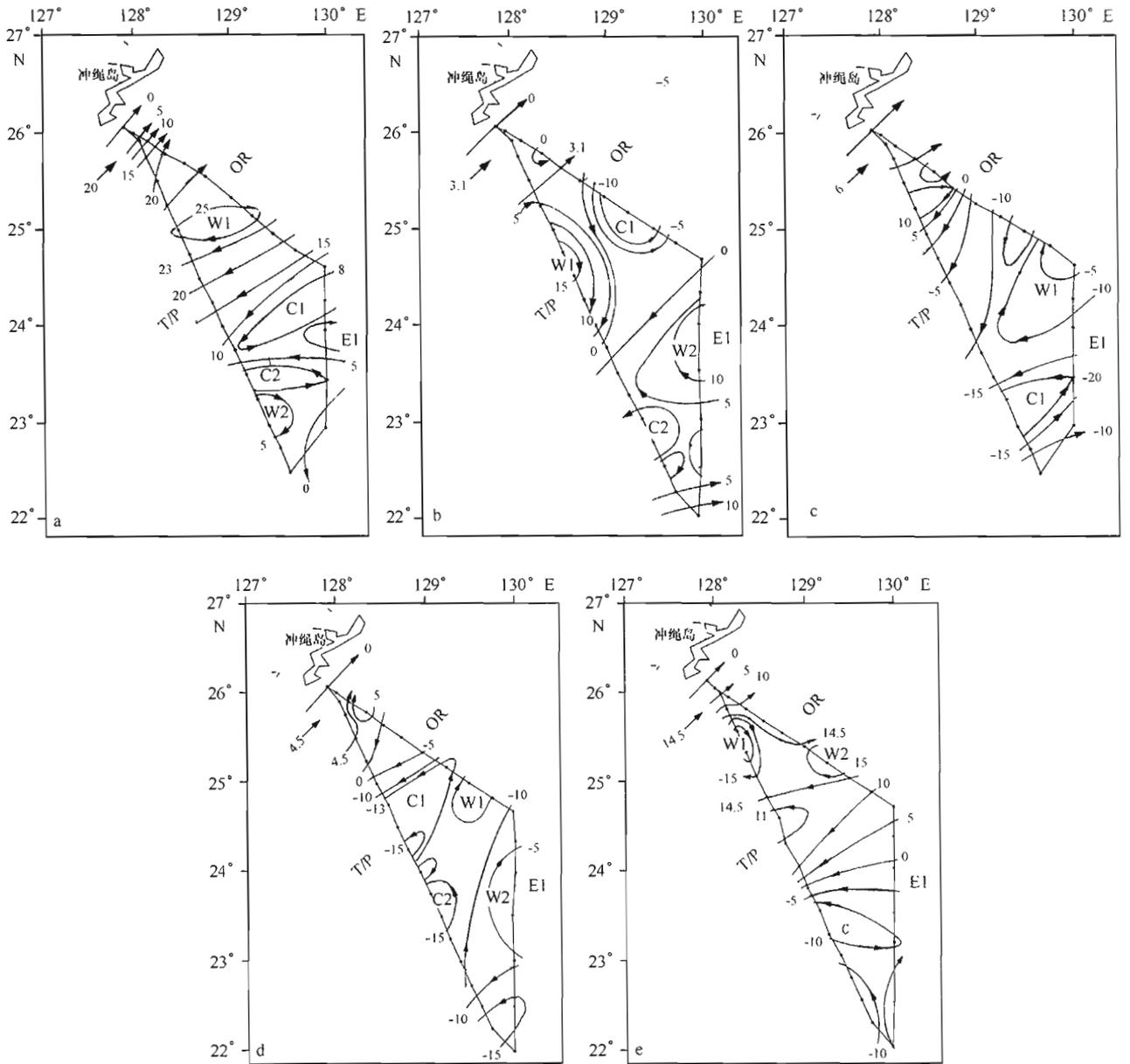


图9 2000年冲绳岛东南海域流函数与流量(单位: $\times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$)分布(据袁耀初等^[53])
 a. 1~2月航次, b. 4月航次, c. 7月航次, d. 10月航次, e. 11月航次

尺度大,且垂直伸展深邃,可达1 000 m上下(Guan^[56]).在1989~1996年期间施放的卫星跟踪海面漂流浮标轨迹得出的流速矢量图(Lie等^[57])表明,在此期间琉球群岛(冲绳群岛—奄美群岛)东南海域为一明显而较强的反气旋式涡旋所占(图略).这是上述暖涡存在的最新重要证据.但其位置,与1975年春季相比,1989~1996年期间有向东北方向移动并扩展范围的趋势.这个反气旋式暖涡(或称“再生环流的反气旋式涡”)的西、北侧部分即是琉球群岛以东的西边界流(即“琉球海流”)的重要组成部分

分之一(见Yuan等^[58];Yuan等^[59]).

基于1987年9~10月水文调查资料,Yuan等^[54]采用改进逆方法计算得到在琉球群岛以南海域;在位于 $22^\circ\sim 24^\circ\text{N}$, $128^\circ\sim 130^\circ\text{E}$ 区域出现一个中尺度反气旋暖涡,其强度较强,水平尺度约为250 km.与上述反气旋式涡出现的位置相比较,出现位置在纬度基本相同,但在经度的位置,要向东移动.其次,采用1993年夏季水文资料,Liu等^[60]也采用了改进逆方法,也得到以下两个涡旋:(1)在 $21^\circ\sim 24^\circ\text{N}$,宫古岛东南出现较强的反气旋涡旋,其位置

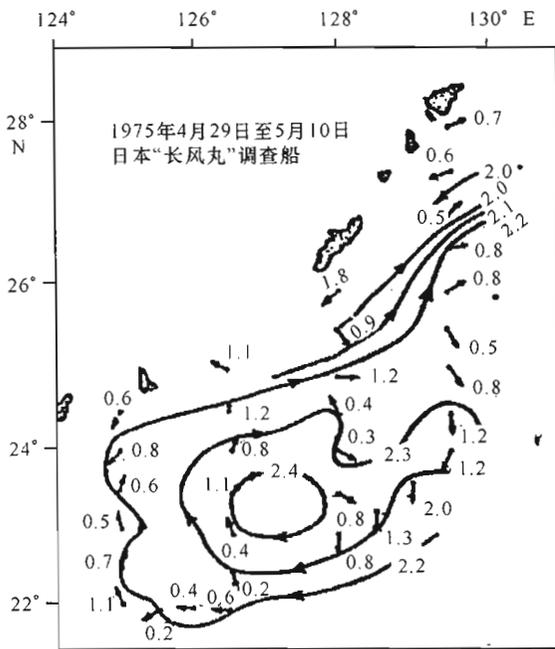


图10 琉球群岛以南海域表层动力高度(0/100 000 hPa, 动力米)分布与GEK测流结果(单位:km)的比较 (1975年4月29日至5月10日,据Guan^[56])

与上述暖涡大致相同;(2)但在 $22^{\circ}\sim 23^{\circ}\text{N}$,在西表岛和石垣岛以南出现较弱的冷涡旋,在这两涡旋之间,出现了东北方向海流,并流向冲绳岛以东海域,成为琉球海流的来源之一^[60]。

4 结语

本文对东海和琉球群岛以东海域若干气旋型和反气旋型涡旋研究作了重点综述,结语如下。

4.1 东海陆架、200 m 以浅海域涡旋

在此海域存在以下一些涡旋:

在台湾东北存在气旋式冷涡,我们已在文献[1]作了评述。

东海西南部反气旋涡^[4]。关于该反气旋涡的大小和位置都存在年、月和季节变化,特别在夏季经常出现这个反气旋涡,本文初步揭示这个涡在冬季时存在的证据(见图2、图3)。关于该涡的来源和形成机制,有不同的看法。

济州岛西南气旋式冷涡,日本学者井上尚文在1975年首先在秋、冬季时发现该气旋式涡^[11]。以后,胡敦欣等^[12]于1980年在夏季时也证实了该涡存在。而Yanagi等^[18]在1995年6月15~19日在济州岛以南海域进行了一次强化的观测证实,在夏季济州岛以南存在斜压性涡旋,气旋式涡只存在于上

层,而反气旋式环流存在于下层;不能同意在济州岛以南存在一个稳定的、正压性气旋式涡旋。这是一个很重要的观测事实。再结合井上尚文在秋、冬季的观测结果^[11],表明济州岛西南涡旋的结构存在较强的季节变化,这是目前对济州岛西南涡旋的变化的一个重要认识。关于济州岛以南软泥沉积物的形成的机制,存在两种截然相反的看法。我们认为,至少从目前观测结果和数值研究(文献[18,19])来看,文献[18,19]的观点更为合理。

长江口东北气旋式冷涡,在长江口东北、济州岛以西海域出现温度梯度较强的气旋式冷涡,有季节变化。平均来讲,该涡中心位置约在江苏北部外海 33°N 附近,夏季西移,而冬季东移。其次在长江口外也存在一个气旋式涡旋。

4.2 东海黑潮两侧和陆坡附近出现的涡旋

东海黑潮存在两种类型的弯曲现象,一种类型是黑潮锋的弯曲,沿着陆坡其周期约为10~20 d;另一种类型是东海黑潮路径弯曲,存在1~3个月的周期。前者称为黑潮锋弯曲,而后者称为黑潮路径弯曲^[46]。

第一类为东海黑潮锋弯曲,在东海陆架上和陆坡附近出现的黑潮锋面涡旋,以春季最为频繁。本文讨论了中日黑潮合作调查期间(1986~1992年)3次调查研究观测和分析的结果^[28,29]。1988,1989和1992年的3次春季观测,都在屋久岛西侧海域观测到黑潮锋面涡旋。其发生周期约10~20 d,水平空间尺度约100 km左右。也讨论了日本学者的研究成果,特别对Yanagi等^[30]对东海陆架外缘黑潮锋的结构和对物质输运作了详细分析。他们的结果表明,黑潮锋面涡的冷核心的长度和宽度分别约为60 km和40 km,而相速度约为30 cm/s。

在第二类东海黑潮路径弯曲,如黑潮路径作气旋式弯曲时,一般则在其西侧出现气旋式涡旋,若黑潮路径作反气旋弯曲时,一般在其东侧出现反气旋式涡。其动力原因之一是与东海黑潮弯曲现象有很大关系,其次也与地形和琉球群岛存在等有关。本文特别讨论了以下几个问题:(1)东海黑潮南段、西侧气旋式涡;(2)奄美大岛以西反气旋式涡,该涡经常存在,其水平尺度较大,约为100~250 km;(3)陆坡和吐噶喇海峡之间东海黑潮路径弯曲和中尺度涡的相互作用,如Nakamura等^[46]指出,黑潮锋弯曲的周期约为10~20 d和波长约为200 km,并沿着黑潮北段轨迹向下游传播,并经常发展成为气旋式涡。可以扩展到冲绳海槽的北端。只当该气旋式涡充分

地发展,扩展到冲绳海槽北部的尺度:东西向约为 200 km,南北向约为 250 km 时,黑潮弯曲路径才从北段路径转移到南段路径. 这表明黑潮路径从北段转移到南段的周期正好是气旋式涡充分发展的周期(为 1~3 个月),这就是在冲绳海槽北段黑潮弯曲路径与中尺度涡相互作用的过程^[46].

本文通过 2000 年 5 个航次也讨论了东海黑潮流量和其附近中尺度涡的相互作用.

4.3 琉球群岛以东、以南海域涡旋

在琉球群岛以东、以南海域,存在着各种不同的中尺度气旋式和反气旋式涡旋,本文分别地讨论了冲绳岛以东海域,九州东南和以南海域以及琉球群岛以南海域各种不同的中尺度涡. 在冲绳岛以东海域,经常同时存在反气旋式暖涡和气旋式冷涡(如图

9 所示),有时也存在偶极子. 特别是有时反气旋暖涡强度很强,例如 2001 年 7 月份,出现暖涡核心的温度异常高,流速很大,它可能是从东传播而来. 其次,中尺度涡对冲绳岛以东海域东北向流的流量有较强的影响. 在九州东南、黑潮东南经常出现一个中尺度涡旋,其强度较强,水平尺度大于 200 km. 在琉球群岛以南宫古岛东南存在一个中尺度暖涡(见图 1 及图 10),其强度较强,水平尺度大于 200 km,其西、北部分成为琉球海流的重要组成部分之一. 此外,在 1993 年夏季也发现在西表岛和石垣岛以南出现一个较弱的冷涡.

我们对审稿专家提出的宝贵修改意见和建议,深表谢意. 也感谢楼如云等同志对本文图幅作了不少修改.

参考文献:

- [1] 管秉贤,袁耀初. 中国近海及其附近海域若干涡旋研究综述: I. 南海和台湾以东海域[J]. 海洋学报, 2006, 28(3): 1-16.
- [2] Su Ji-lan. Circulation dynamics of the China seas: north of 18°N[A]. Robinson A R, Brink K. The Sea, Vol. 11, The Global Coastal Ocean: Regional Studies and Syntheses[M]. John Wiley, 1998. 483-506.
- [3] 袁耀初,苏纪兰. 1995 年以来我国对黑潮及琉球海流的研究[J]. 科学通报, 2000, 45(22): 2 353-2 356.
- [4] GUAN Bing-xian. A sketch of the current structure and eddy characteristics in the East China Sea[A]. SSCS Proc. [C]. Beijing: China Ocean Press, 1983. 52-73.
- [5] LIE Heung-jae, CHU Cheol-ho. Recent advances in understanding the circulation and hydrography of the East China Sea[J]. Fisheries Oceanography, 2002, 11(6): 318-328.
- [6] 邢成军. 1973 年夏季一个反气旋型涡旋的初步分析[J]. 海洋与湖沼, 1983, 14(3): 263-271.
- [7] 管秉贤. 黑潮源地区域若干冷暖涡的主要特征[A]. 第二次中国海洋湖沼科学会议论文集[C]. 北京: 科学出版社, 1983. 19-30.
- [8] SU Ji-lan, PAN Yu-qiu. On the shelf circulation north of Taiwan[J]. Acta Oceanologica Sinica, 1987, 6(supp. 1): 1-20.
- [9] WANG Wei, SU Ji-lan. A barotropic model of the Kuroshio system and eddy phenomena in the East China Sea[J]. Acta Oceanologica Sinica, 1987, 6(supp. 1): 21-35.
- [10] 潘玉球, 苏纪兰, 徐端蓉. 1984 年 6-7 月台湾暖流附近区域的水文状况[A]. 黑潮调查研究论文集[C]. 北京: 海洋出版社, 1987. 116-131.
- [11] 井上尚文. 東シナ海大陸棚上の海底付近の流動[J]. 海と空, 1975, 51(1): 5-12.
- [12] 胡敦欣, 丁宗信, 熊庆成. 东海北部一个气旋型涡旋的初步分析[J]. 科学通报, 1980, 25(1): 29-31.
- [13] 毛汉礼, 胡敦欣, 赵保仁, 等. 东海北部的一个气旋型涡旋[A]. 海洋科学集刊[C]. 北京: 科学出版社, 1986. 27: 23-31.
- [14] 胡敦欣, 丁宗信, 熊庆成. 东海北部一个夏季气旋型涡旋的初步分析[A]. 海洋科学集刊[C]. 北京: 科学出版社, 1984. 21: 87-99.
- [15] YUAN Yao-chu, SU Ji-lan. A two-layer circulation model of the East China Sea [A]. Proceedings of the International Symposium on Sedimentation on the Continental Shelf, with Special Reference to the East China Sea [C]. Beijing: China Ocean Press, 1983. 364-374.
- [16] 潘玉球, 苏纪兰, 徐端蓉. 东海冬季高密水的形成和演化[A]. 黑潮调查研究论文集(三)[C]. 北京: 海洋出版社, 1991. 183-192.
- [17] YUAN Yao-chu, LIU Yong-gang, ZHOU Ming-yu, et al. The circulation in the southern Huanghai Sea and northern East China Sea in June 1999[J]. Acta Oceanologica Sinica, 2003, 22(3): 321-332.
- [18] YANAGI T, TAKANORI S, TAKESHI M. Baroclinic eddies south of Cheju Island in East China Sea[J]. Journal of Oceanography, 1996, 52: 763-769.
- [19] YANAGI T, INOUE K. A numerical experiment on the sedimentation processes in the Yellow Sea and the East China Sea[J]. Journal of Oceanography, 1995, 51: 537-552.
- [20] HU Dun-xin. Upwelling and sedimentation dynamics: 1. The role of upwelling in sedimentation in the Huanghai Sea and East China Sea—A description of general features[J]. Chin J Oceanol Limnol, 1984, 2 (1): 12-19.
- [21] YUAN Yao-chu, SU Ji-lan, XIA Song-yun. A diagnostic model of summer circulation on the northwest shelf of the East China Sea[J]. Progress in Oceanography. 1986, 17(3/4): 163-176.

- [22] 胡敦欣,侯一筠,王凡. 中国物理海洋学进展概述[A]. 叶笃正. 赵九章纪念文集[C]. 北京: 科学出版社, 1997. 325—344.
- [23] PU Yong-xiu. The upwelling and eddy phenomena in the north part of the East China Sea[A]. Proceedings of the Japan-China Ocean Study Symposium on "Physical Oceanography and Marine Engineering in the East China Sea" (1981, Shimizu) [C]. Special Report of Institute of Oceanic Research, Tokai University, 1982. 79—94.
- [24] 郭炳火,林葵,左海滨,等. 东海环流的某些特征[A]. 黑潮调查研究论文集[C]. 北京: 海洋出版社, 1987. 15—32.
- [25] Lee T N, Atkinson L P, Legeckis R. Observations of a Gulf Stream frontal eddy on the Georgia continental shelf, April 1977[J]. Deep-Sea Research, 1981, 28: 347—378.
- [26] SHIBATA A. Meander of the Kuroshio along the edge of continental shelf in the East China Sea [J]. Umi to Sora, 1983, 58: 113—120 (in Japanese with English abstract and captions).
- [27] SUGIMOTO T, KIMURA S, MIYAJI K. Meander of the Kuroshio front and current variability in the East China Sea [J]. Journal of Oceanographic Society of Japan, 1988, 44: 125—135.
- [28] 郑义芳,郭炳火,汤毓祥,等. 东海黑潮锋面涡旋的观测[A]. 黑潮调查研究论文集(四)[C]. 北京: 海洋出版社, 1992. 23—32.
- [29] GUO Bing-huo, TANG Yu-xiang, LU Sai-ying, et al. Observations and analysis of the Kuroshio frontal eddy in the East China Sea in spring[A]. Proceedings of China-Japan JSCRK Beijing[C]. Beijing: China Ocean Press, 1994. 248—263.
- [30] YANAGI Tetsuo Takanori, SHIMIZU Heung-Jae LIE. Detailed structure of the Kuroshio frontal eddy along the shelf edge of the East China Sea [J]. Continental Shelf Research, 1998, 18: 1 039—1 056.
- [31] 王凯,冯士祚. 渤海、黄海、东海冬季环流的一个三维斜压模式[J]. 海洋学报, 2000, 22(增刊): 86—94.
- [32] 于洪华,苏纪兰. 东海南部黑潮区的反气旋涡旋特征分析[A]. 黑潮调查研究论文集(四)[C]. 北京: 海洋出版社, 1992. 228—238.
- [33] ISHII H, SARUWATARI R, UENO Y, et al. Application of drifting buoys in ocean research[J]. Report of Hydrographic Researches, 1982, 17: 347—365.
- [34] 孙湘平. 东海黑潮表层流路(途径)的初步分析[A]. 黑潮调查研究论文集[C]. 北京: 海洋出版社, 1987. 1—14.
- [35] 袁耀初,苏纪兰. 1995年以来我国对黑潮及琉球海流的研究[J]. 科学通报, 2000, 45(22): 2 353—2 356.
- [36] 袁耀初,刘勇刚,苏纪兰. 1997—1998年 El Niño 至 La Niña 期间东海黑潮的变异[J]. 地球物理学报, 2001, 44(2): 199—210.
- [37] YUAN Yao-chu, SU Ji-lan. The calculation of Kuroshio current structure in the East China Sea—Early summer 1986[J]. Progress in Oceanography, 1988, 21: 343—361.
- [38] YUAN Yao-chu, SU Ji-lan, XIA Song-yun. Three dimensional diagnostic calculation of circulation over the East China Sea shelf[J]. Acta Oceanologica Sinica, 1987, 6 (supp. 1): 36—50.
- [39] LIANG Xiang-san, SU Ji-lan. A two-layers model for the summer circulation of the East China Sea[J]. Acta Oceanologica Sinica, 1994, 13(3): 325—344.
- [40] WANG Hui-qun, YUAN Yao-chu. Three dimensional diagnostic, semidiagnostic and prognostic calculations of current in the East China Sea in April of 1994[J]. Acta Oceanologica Sinica, 2001, 20(1): 15—28.
- [41] 卜献卫,袁耀初,刘勇刚. P 矢量方法在台湾以东和东海黑潮以及琉球群岛以东海流的数值计算应用[J]. 海洋学报, 2000, 22(增刊): 76—85.
- [42] 朱建荣,丁平兴,朱首贤. 黄海、东海夏季环流的数值模拟[J]. 海洋学报, 2002, 24: 增刊: 123—133.
- [43] GUO X Y, HUKUDA H, MIYAZAWA Y, et al. A triply Nested Ocean Model for simulating the Kuroshio—roles of horizontal resolution on JEBAR [J]. J Phys Oceanogr, 2003, 33: 146—169.
- [44] 袁耀初,杨成浩,王彭贵. 2000年东海黑潮和琉球群岛以东海流的变异: I. 东海黑潮及其附近中尺度涡的变异[J]. 海洋学报, 2006, 28(2): 1—13.
- [45] KAGIMOTO T, YAMAGATA T. Seasonal transport variations of the Kuroshio: An OGCM simulation [J]. Journal of Physical Oceanography, 1997, 27: 403—418.
- [46] NAKAMURA H, ICHIKAWA H, NISHINA A, et al. Kuroshio path meander between the continental slope and Tokara Strait in the East China Sea[J]. Journal of Geophysical Research, 2003, 108, No. C11, 3360. doi:10. 1029/2002JC001450.
- [47] Nitani H. Beginning of the Kuroshio[A]. Stommel H, Yoshida K. Kuroshio: Its Physical Aspects[M]. Seattle: University of Washington Press, 1972. 129—163.
- [48] YUAN Yao-chu, SU Ji-lan, PAN Zi-qin, et al. The western boundary currents east of the Ryukyu Islands [J]. La mer, 1995, 33: 1—11.
- [49] 袁耀初. 黑潮及琉球海流研究的一些重要问题探讨[A]. 冯士祚,王辉. 中国物理海洋学现状与展望[C]. 青岛: 中国海洋大学出版社, 2004. 21—27.
- [50] 楼如云,袁耀初. 1995与1996年夏季琉球群岛两侧海流[J]. 海洋学报, 2004, 26(3): 1—10.
- [51] ZHU Xiao-Hua, HAN In-Seong, PARK Jae-Hun, et al. The northeastward current southeast of Okinawa observed during November 2000 to August 2001[J]. Geophysical Research Letters, 2003, 30(2), 1071, doi:1029/2002GL015867.
- [52] ZHU Xiao-Hua, ICHIKAWA H, ICHIKAWA K, et al. Volume transport variability southeast of Okinawa Island estimated from sat-

- ellite altimeter data [J]. *Journal of Oceanography*, 2004, 60: 953–962.
- [53] 袁耀初, 杨成浩, 王彰贵. 2000 年东海黑潮和琉球群岛以东海流的变异: II. 琉球群岛以东海流和其附近中尺度涡的变异[J]. *海洋学报*, 2006, 28(3): 17–28.
- [54] YUAN Yao-chu, ENDOH M, ISHIZAKI H. The study of the Kuroshio in the East China Sea and the currents east of the Ryukyu Islands[J]. *Acta Oceanologica Sinica*, 1991, 10(3): 373–391.
- [55] ZHU Xiao-Hua, PARK Jae-Hun, KANEKO I. Velocity structures and transports of the Kuroshio and the Ryukyu Current during fall of 2000 estimated by an inverse technique [J]. *Journal of Oceanography*, 2006, 62: 587–596.
- [56] GUAN Bing-xian. Major features of warm and cold eddies south of the Nansei Islands[J]. *Chin J Oceanol Limnol*, 1983, 1(3): 248–257.
- [57] LIE Heung-Jae, CHO Cheol-Ho, KANEKO A. On the branching of the Kuroshio and the formation of slope countercurrent in the East China Sea [A]. *Proceedings of Japan-China Joint Symposium on CSSCS*[C]. Fisheries Agency of Japan, 1998. 25–41.
- [58] YUAN Yao-chu, LIU Cho-teng, PAN Zi-qin, et al. Circulation east of Taiwan and in the East China Sea and east of the Ryukyu Islands during early summer 1985[J]. *Acta Oceanologica Sinica*, 1996, 15 (4): 423–435.
- [59] YUAN Yao-chu, KANEKO A. . SU Ji-lan, et al. The Kuroshio east of Taiwan and in the East China Sea and the currents east of the Ryukyu Islands during early summer of 1996[J]. *Journal of Oceanography*, 1998, 54: 217–226.
- [60] LIU Yong-gang, YUAN Yao-chu, TATSUSHI S, et al. Circulation southeast of the Ryukyu Islands [A]. *Proceeding of China-Japan Joint Symposium on Cooperative Study of Subtropical Circulation System*[C], Nov. 23~27, 1998, Xiamen, China Ocean Press, 2000. 23–38.

Overview of studies on some eddies in the China seas and their adjacent seas

II. The East China Sea and the region east of the Ryukyu Islands

YUAN Yao-chu¹, GUAN Bing-xian²

(1. *State Key Laboratory of Satellite Ocean Environment Dynamics, Second Institute of Oceanography, State Oceanic Administration, Hangzhou 310012, China*; 2. *Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Qingdao, 266071, China*)

Abstract: Overview of studies on some cyclonic and anti-cyclonic eddies is made in the East China Sea and the region east of the Ryukyu Islands. In the continental shelf above 200 m level in the East China Sea (ECS), we discuss mainly an anti-cyclonic eddy in southwestern part of the ECS, a cyclonic mesoscale eddy southwest of Cheju Island and a cyclonic eddy northeast of Changjiang. In the region near continental slope and both sides of the Kuroshio in the ECS, there are some mesoscale eddies with the different scales, and one of their dynamical causes may be due to the Kuroshio meander in the ECS. The second dynamical causes are related to the topographic relief and existence of Ryukyu Islands. There are two types of the meanders of the Kuroshio in the ECS: the Kuroshio front meander and the Kuroshio path meander. For the Kuroshio front meander, their time and space scales and the structure of the Kuroshio frontal eddy are reviewed. For the Kuroshio path meander, we discuss the mesoscale cyclonic and anti-cyclonic eddies on both sides of the Kuroshio and the variability of their character. Especially, we discuss with emphasis the interaction between the Kuroshio path meander and the mesoscale eddy, and point out that the following fact. When the growing cyclonic eddy in the northern Okinawa Trough dominates variability at periods of 1~3 months and its scale grows to about 200 km corresponding to the zonal scale grows to about Okinawa Trough, the Kuroshio path translates from the northern path to southern one. We also review the interaction between the volume transport of the Kuroshio in the ECS and the mesoscale eddy. In the regions east and south of the Ryukyu Islands, there are some mesoscale cyclonic and anticyclonic eddies with different scales, and the variability of their character is also reviewed.

Key words: East China Sea; region east of the Ryukyu Islands; cyclonic and anti-cyclonic eddies; interaction between the Kuroshio and the mesoscale eddy in ECS

中国海洋学高等教育最早机构之一——国立复旦大学理学院

生物系海洋组的创建史

——献给母校百年华诞

管秉贤

修订本)

·ROM

15.00元

欣逢母校即将迎来百年华诞,作为1950届毕业的复旦学子,我将陈述母校创建海洋组(1946—1950)的一些历史事实作为向母校百年大庆的献礼。

在伟大的抗日战争取得全面胜利后,1946年在祖国神州大地上,为发展海洋科学教育事业,同时在厦门大学和(上海)国立复旦大学创建了我国两所最早的海洋学高等教育机构,一所就是由唐世凤先生创建并任系主任的厦门大学海洋系,另一所就是由薛芬先生创建并任主任的复旦大学海洋组,当年建制附设在生物系。唐世凤和薛芬两位先生同是留学英国取得哲学博士学位,归国后为发展我国海洋学高等教育事业作出重要贡献的先驱者,值得我们永远缅怀。新中国成立后,厦门大学海洋系于1952年根据政府的院系调整计划,唐世凤先生率其海洋系中的理化组调入(青岛)山东大学,与山东大学海洋研究所合并成立海洋系,由赫崇本先生任主任(例如,见《中国大百科全书·大气科学海洋科学水文科学》(1987),《中国海洋志》(2004)及《中国海洋大学》(2004)等著作)。赫崇本先生也是一位留学美国取得哲学博士学位归国后为发展我国海洋学高等教育和科研事业的先驱者,并为之奋斗终生,也值得我们永远缅怀。所以,厦门大学海洋系的创建和建立由唐世凤先生和

我们一班人是在上海市复旦大学度过的。值得提到的是,当时正值解放战争时期,在1948年即大三学年期间,青岛山东大学水产系的部分学生,南迁到上海复旦大学生物系海洋组借读,例如,其中就有后来成为我国著

的其他一部分学生,如伍惠生、蒋雪治、陈仁彪、芮菊生等同学,按自愿原则,仍留在复旦大学生物系学习。同时,复旦大学海洋组这部分北上的学生,其中大四年级生因毕业在即,作为复旦大学在山东大学的借读

在山东大学的借读生,1950年7月毕业后,分别走上不同的工作岗位,除本文作者和陈上及同学开始从事物理海洋学研究工作外,有的则从事水产学科研及教育工作,还有从事医学和生物学等教育工作的,这从表1中即可看出,兹不赘述。这是根据组织分配与自愿择业相结合的结果。

我们复旦大学海洋组的借读生得到山东大学,特别是水产系领导、老师和同学的热情关怀和安然照顾,真是“亲如一家”。在1949年10月至1950年7月近一年的大四学习生涯中,给我们留下了深刻和美好的印象,知识也长进较快。受益最大的是得到了赫崇本先生的亲切教导,他为我们海洋组毕业生开设了高等海洋学、理论气象学、潮汐学等课程,同时指导我们全组学生的毕业论文。他把在美国留学期间学到的最新海洋和气象科学知识毫无保留地教给了我们,是他引导我们进入了物理海洋学学习和研究的新领域。又是他大力推荐我给曾呈尧先生和童第周先生到1950年8月刚成立的中国科学院水生生物研究所青岛海洋生物研究室(海洋研究所前身)作为一名研究实习生,在他的热忱指导下开始了我研究物理海洋学的征程。

任委员为我国著名的政法学家张志让教授,副主任委员为我国最早翻译《共产党宣言》的陈望道教授,理学院院长是我国著名的动物生理学家卢于道教授。毕业证书上加盖了国立复旦大学和华东军政委员会教育部的印章,于1951年5月经华东军政委员会教育部验发。这就是我国海洋学高等教育最早机构之一——国立复旦大学理学院生物系海洋组创建和存在的历史证据;还要补充一点,在复旦大学90周年校庆时出版的由前全国人民代表大会常务委员副委员长周谷城教授题写书名的《复旦学子》(1995)中,作者和陈上及同学的业绩均荣幸地被收录其中。但是,这一历史事实长期以来却被遗落了。作者推测,可能与复旦大学海洋组的创建人薛芬先生过早去世(据闻,他是在解放后不久应邀赴美国讲学的旅途中因心脏病突发而不幸病故的)和复旦大学海洋组仅存在四年(1946—1950)时间过短有一定的关系。然而,作者曾多次在不同场合申述过这段历史,但都未得到有关方面的关注和重视,深感遗憾。作者深切期盼,在今后续写中国海洋学高等教育史时,应郑重地将复旦大学海洋组作为我国最早创建的机构之一这段实实在在的历史补上。这也将是我们复旦百年华诞之际值得纪念的一件大事。



图1 复旦大学海洋组1950年毕业同学与赫崇本先生的合影

表1 “1950届海洋组”校友通讯录

(据庆祝海院水产学部40周年筹会,1986)

姓名	年龄	职称	职务	工作单位	通讯地址
陈上及	60	高工		国家海洋局情报研究所	天津第75号信箱
吴敬南	59	助研	所长	辽宁海洋水产研究所	大连黑石礁西村
陆家玑	59	讲师		苏州医学院生物教研室	苏州市
缪学祖	59	讲师		上海水产大学	上海市军工路334号
解秀德	59			湖南常德市卫生学校	湖南省常德市
郭宣铨	59	副教授	副主任	大连水产学院	大连黑石礁西村
郭亦舟	59	副教授		山东医学院	济南市
管秉贤	63	研究员		中国科学院海洋研究所	青岛常州路7号
周成庄	60	工程师		中国水产科学研究院	北京三里河34楼115号

全新版) ROM 30.00元
全新版) ROM 30.00元
全新版) 用书 28.00元
全新版) 用书 12.50元
新版) 综 学辅导 12.60元
及水平测 16.60元
六级考 配 33.00元
英语教程 用书 14.00元
英语教程 用书 10.40元
英语教 材(学生 13.00元
英语教 材(教师 7.50元
专英语 教程1学 7.00元
专英语 教程1教 0.70元
专英语 教程1学 9.00元

海洋学高等教育和科研事业的先驱者,并为之奋斗终生,也值得我们永远缅怀。所以,厦门大学海洋系的这段创建历史得到了中国海洋学术界的确认,这是完全正确的。但是,同样是我国于1946年最早创建的复旦大学海洋组,在上述所引三部介绍中国海洋学高等教育机构历史的经典和权威著作以及其他著作中,却都只字未被提及,这是令人不解的。我撰此文的目的,就是要为母校海洋组这段被遗忘的历史,提供翔实的证据,这也是我作为一个复旦大学海洋组1950年毕业生应尽的责任。

虽然时隔几近六十年,但回顾往事,犹历历在目。那是1946年暑假后期,位于上海市江湾的复旦大学在上海市报上刊登单独招考海洋组学生20名的广告。当年,我的学历仅是浙江省立宁波中学(校址在现嵊州市)高二学生,因抗战时期日寇扫荡,宁中南迁,我未及随校,致辍学多年。抗战胜利后,即离家赴沪,任职于上海市中山公园第四苗圃刚满两个月。我怀着试试看的心情,以同等学力报考,幸被录取,成为复旦大学海洋组的一名学生,这也是我人生旅途中的一个重大的转折点。1946年9月开学后,20名同学在当年称为“子彬馆”的教室中,济济一堂,聆听薛芬先生亲自授课的海洋学教程,第一次学到了海水盐度的定义等等,是薛芬先生引导我们一班人进入了学习海洋科学的新领域。还有曲仲湘先生给我们开设湖沼学教程,并带领我们到太湖进行现场实习。当然,我们还学习了许多的基础课和专业课。1946年9月至1949年9月的三年期间,

郭亦寿 59 副教授
管秉贤 63 研究员
周成庆 60 工程师

名浮游生物学家已故中国科学院海洋研究所研究员的郭玉洁等人。等到1949年5月上海市解放后,通过复旦大学与青岛山东大学双方的协调,并经当年华东军政委员会教育部批准,我们复旦大学海洋组的部分学生和自山东大学水产系南

迁到复旦大学借读的上述部分学生一起离沪北上,并到青岛山东大学学习。正如《国立复旦大学毕业纪念刊》(1950)中首页“本校简史”中明确指出的:“为响应政府精简节约之号召,本校前设之海洋组并入山东大学。”这就是解放后的首次院系调整。我们这批复旦大学和山东大学的学生,在复旦大学

领导和师生的欢送声中离开上海乘火车北上,于1949年10月2日到达青岛,山东大学派校车到车站迎接我们,并热烈欢迎我们复旦大学海洋组学生到山东大学学习。当年山东大学海洋研究所副所长、植物系主任曾呈奎先生及刚从美国留学归国的物理海洋学家赫崇本先生等为我们召开欢迎会,他们热情致辞,欢迎复旦大学海洋组同学到山东大学学习。

应该指出:1949年10月上到青岛山东大学学习的复旦大学海洋组学生,仅是当年二、三、四年级的部分学生,海洋组

山东医学院 济南市
中国科学院海洋研究所 青岛市南海路7号
中国水产科学研究院 北京三里河34楼415号

生,其学籍仍属复旦大学;而较低年级学生,即转入山东大学学籍。山东大学为复旦大学海洋组的大四四年级借读生(共9名)在其水产系内特成立一个海洋组。表1为山东海洋学院(山东大学主体迁往济南后,其留在青岛的海洋系、水产系及与



图2作者的国立复旦大学毕业证书复印件

海洋相关的系、科、专业于1959年成立为山东海洋学院)水产学部为庆祝建系40周年印制的校友通讯录(1946—1986)中的一页,列出“1950届海洋组”毕业的9名复旦大学借读生的有关信息,其中吴敬南同学为我们海洋组组长。其他已转入山东大学学籍的较低年级原复旦大学海洋组学生,则分别成为山东大学水产系其他组(即渔捞组、养殖组及加工组)的学生。

例如,其中就有1952届加工组毕业的于联生同学,他后来成为山东海洋学院地质系教授。我们9名复旦大学海洋组

所前身)作为一名研究实习生,在他的热忱指导下开始了我研究物理海洋学的征程。

他当时是青岛海洋生物研究室的兼任研究员。还要感谢山东大学的景振华和辛学毅等先生,他们精细辛勤地指导我们的海洋学理化实验工作。1950年7月毕业后,我们复旦大学海洋组8名同学劳燕纷飞,走上各自的工作岗位。离开山东大学前,我们和敬爱的赫崇本先生合影留念。图1摄于山东大学科学馆前广场,这是54年前留下的一张珍贵的照片。前排左起分别为管秉贤、陈上及、缪学祖及郭宣镛,后排左起分别为陆家玑、吴敬南、解秀儒、赫崇本先生、郭亦寿及另一位较低年级原复旦大学同学。与表1中唯一不同的

是1950届复旦大学海洋组毕业生实际只有8名,另一位周成庆同学因病休学,未能赶上在1950年毕业。以上就是我们复旦大学海洋组学生在山东大学借读一年的概况。

图2为作者的复旦大学毕业证书(复印件),证明我在复旦大学理学院生物系海洋组肄业四年(当然包括一年在山东大学的借读)成绩及格准予毕业。四年累计修完153个学分,同时被授予理学学士学位。当年国立复旦大学的校务委员会主

育史时,应郑重地将复旦大学海洋组作为我国最早创建的机构之一这段实实在在的历史补上,这也是我们八位已过和将近耄耋之年的复旦学子的迫切要求。

最后,热烈祝贺母校百年华诞,衷心祝愿母校在建设成为具有世界一流水平的综合性大学中做出更辉煌的新业绩!

参考文献

- 《中国大百科全书大气科学海洋科学水文科学》,1987。中国海洋教育机构。北京、上海中国大百科全书出版社。P.837。
- 《中国海洋志》,2004。第十五篇 中国海洋教育,第一章 高等教育,第二节 理科高等教育;中国海洋大事记(1946年)。郑州大象出版社。P.965—974,1250。
- 《中国海洋大学》,2004。院系学科简介。中国海洋大学党委宣传部编,杭州浙江大学出版社。P.57—58,109—110。
- 《山东海洋学院水产学部校友通讯录(1946—1986)》,1986。1950届海洋组。庆祝海院水产学部40周年筹委会编。P.24。
- 《复旦学子》,1995。复旦大学校友联络处编,上海复旦大学出版社。P.255—256,511—513。
- 《国立复旦大学毕业纪念刊》,1950。本校简史,P.1。
- 作者简介:管秉贤(1923—),浙江省上虞市人,中国科学院海洋研究所研究员,博士生导师,长期从事中国海环流、黑潮及西北太平洋环流的研究。

史海钩沉 薛芬先生和其创建的复旦大学海洋学组
管秉贤

今年是薛芬先生和唐世凤先生同时分别创建复旦大学海洋学组和厦门大学海洋学系60周年。这两位最早创建我国海洋学高等教育机构的先驱者，为发展我国的海洋教育事业作出了重要贡献，永远值得我们缅怀！

薛芬先生（1905～1948），字仲薰，江苏无锡人，早年就读于北京清华大学生物学系，1929年毕业后留校任教。1935年考取庚子赔款留学名额，1936年赴英国利物浦大学海洋学系攻读博士学位，1938年获哲学博士学位。在英求学期间，薛先生在学习海洋生物学的时候，曾师从世界著名海洋学家普劳德曼教授及丹尼尔博士研习海洋学3年，对于“物理性海洋学”（即今所称“物理海洋学”）已具相当基础。当时正值抗日战争期间，薛先生虽身在异邦，却心系祖国，于1939年辗转回国，投身到四川大后方，在极其艰苦的条件下将所学用于我国的科研教育事业中。

抗日战争胜利后，薛先生返回上海，在任复旦大学生物学系主任期间，于1946年秋创建复旦大学海洋学组并任主任，招新生20名。我有幸被录取成为海洋学组首届学生之一。薛先生亲自教授海洋学课程，引领我们一班人进入学习海洋学专业领域。与此同时，唐世凤先生（本报今年1507期已刊登纪念文章——编辑）也在厦门大学创建了海洋学系。

应该指出的是，当年薛芬先生创建的复旦大学海洋学组，虽其建制在他同时任主任的复旦大学生物学系内，但两者是并列的，这从薛先生当年使用的名片可以为证。薛先生名片正面、中文职衔为“国立复旦大学教授兼生物学系及海洋学组主任”，反而是相应的英文。这是因为，海洋学当年在中国当属首创，故先称其为“海洋学组”，后将其扩展成为“海洋学系”。这从薛先生1948年获得英国文化委员会奖助，准备再赴英国利物浦大学海洋学系“研究与考察物理性海洋学”为期一年的计划书中可以看得十分明显。

薛先生在他的《物理性海洋学之研究与考察》计划书上对一年的出国考察是这样安排的：“予拟用九阅月之时间在利物浦大学海洋学系及潮汐研究所，研究潮汐、海流与海洋底形等问题。予将应用各种最新式之仪器（如潮汐记录器，海流动速器，测深仪器等）采集各项原始记录。所得记录，引用最新之方法整理分析。……予再拟用二阅月之时间赴普利摩斯海洋生物研究所，考察最近海洋生物学研究之进展情形。……其余一月作参观之旅行之用。”从这些考察安排中可以明显地看出，薛先生这次出国考察主要是为了他回国后将复旦大学海洋学组扩建成为以物理性海洋学为重点的海洋学系作学术上的准备。

不仅如此，从薛先生的这份出国考察计划书中还可看出，薛先生是一位热心关注祖国经济和国防建设的爱国教育家。他在计划书的“预期结果以及与中国物质建设之关系”部分中是这样写的，“予往年在英国利物浦大学留学3年，对于物理性海洋学已有相当研究。此次重访英伦，希望熟悉观察海洋之最新技术与方法，为将来对于吾国海洋作彻底考查之张本。海洋学为新兴之自然科学，吾国亟待发展，可作航海与国防上之参考。又人类每年自海洋获得大量食物，吾国为粮食不足之国家，如以海洋科学之发展而增进吾国海洋之生产量，则对于国计民生之关系，亦甚重大也”。

万万没有料到的是，当薛先生在1948年夏远渡重洋前往英国学习时，因积劳成疾，心脏病突发，而不幸病故途中，年仅44岁。薛先生壮志未酬，我国海洋学高等教育事业也失去了一位优秀的导师。

复旦大学海洋学组在1946年~1949年期间只招了三届学生。1949年5月上海解放后，通过复旦大学与青岛山东大学双方的协商，并经当年华东军政委员会教育部批准，我们复旦大学海洋学组的部分学生于1949年10月初离沪北上合并到青岛山东大学学习。当年北上合并到山东大学学习的仅是复旦大学海洋学组的部分学生，海洋学组的其他一部分学生按自愿原则，仍留沪在复旦大学生物学系学习。同时，复旦大学海洋学组这部分北上的学生，其中大四年级生因毕业在即，作为复旦大学在山东大学的借读生，其学籍仍属复旦大学；而较低年级学生，即转入山东大学学籍。山东大学为复旦大学海洋学组的大四年级借读生在其水产系内特成立一个海洋组。到1950年7月毕业时，共有海洋组8名毕业生，获得复旦大学的毕业证书，并取得复旦大学理学学士学位。这8名海洋组毕业生就是薛芬先生于1946年秋创建的复旦大学海洋学组唯一一届毕业生，他们分别为吴敬南、郭宣鏊、缪学祖、郭亦寿、陆家机、解秀儒、陈上及和管秉贤。56年来，他们分别活跃在祖国海洋科学及其有关的工作岗位上，并都作出了应有的贡献。他们现在都已先后退休而届耄耋之年。

在1949年10月至1950年7月近一年的大四学习生涯中，我们在青岛山东大学借读期间，留下了深刻和美好的印象，知识也长进较快。其中受益最大的是得到了刚从美国获得哲学博士学位、并在斯克里普斯海洋研究所从事物理海洋学研究回国执教的赫崇本先生的亲切教导，他为我们海洋组毕业班学生开设了高等海洋学、潮汐、动力气象学等课程，同时认真地指导我们全班学生的毕业论文。赫先生也是我国海洋学高等教育和科研事业的先驱者，并为之奋斗终生，我们永远怀念他！

薛芬先生为创建我国最早的海洋学高等教育机构之一作出了重要贡献，同时，薛芬先生生前提出的发展海洋学为我国物质建设（包括国防、航海及海洋生产量等）服务的先进理念，更值得我们今天进一步发扬光大！

作者简介：管秉贤（1923年3月出生）中科院海洋研究所研究员，博士生导师。1950年代初期从事海浪研究，中期起从事中国近海及其邻近大洋海洋环流研究至今，在我国物理海洋学科研岗位上工作56年，现已退休。



深切缅怀著名海洋学家、我国海浪科研事业的开拓者和奠基人赵九章先生

管秉贤

(中国科学院 海洋研究所, 山东 青岛 266071)

最近,我在收看中央电视台播放有关我国导弹、卫星研发史的时候,看到了为我国研发首枚人造卫星做出重大贡献的“两弹一星元勋”赵九章先生的镜头,他那慈祥的笑容,使我清晰地追忆起半个多世纪前,赵先生领导和指导我们中国科学院地球物理研究所海浪组成员为创建我国海浪科研事业所做出的具有远见卓识的开拓性和奠基性贡献。赵先生是我国杰出的科学家,他用毕生而短暂(1907—1968)的精力,为我国大气物理、地球物理、海洋物理和空间科学等事业的创建和发展做出了重大的贡献。就海洋科学方面而言,赵先生参与了制订我国第一个海洋科学远景发展规划,1957年还被聘为国务院科学规划委员会海洋学组组长,并且早在1952年起他就从我国国防和经济建设的需要出发,选定海浪观测研究为新中国海洋科学发展的突破口,在与国家海军部门的合作下,在青岛(小麦岛)建立我国首个海浪观测台站,与此同时,他指导研制海浪观测设备和资料分析仪器,还亲自讲授有关海浪和流体动力学方面的基础知识,培养海浪组的年轻成员。我有幸作为赵先生的一名学生,现将当年海浪组在赵先生指导下的一些科研工作情况,就我所知和忆及的做一简略回顾,以此深切缅怀我们敬爱的赵先生。

1 海浪组的建立

1953年12月25日赵先生在为我俄文译著《海浪预报》(1954年中国科学院出版,赵先生审校)一书所写的序文中明确地指出:“中国是一个拥有一万里以上海岸线的国家,为了祖国的国防和经济建设,海浪的研究是刻不容缓的巨大工作。”“还可以利用沿海海浪的观测和分析,预测风暴的中心和它们移动的路径。”他更引证在第二次世界大战中,由于英美联军不能正确掌握海浪预报,致使在诺曼底(Normandy)登陆的战役中招致重大损失等这些历史事实告诫我们研究海浪及其预报的重要实际意义。因在建国初期,国际上在海洋气象资料方面对我们实施封锁政策,使我国对海上风暴,特别是台风预报未能达到准确和及时的程度。赵先生高瞻远瞩,想利用涌浪先头波比风暴中心传播得快的这一特性,来预报后者的位置及其移动路径。这就是当年在英美海浪文献中所常见的“tracking storms by forerunners of swell”这一机理,所以,当年赵先生为创建我国的海浪观测和研究事业而在地球物理研究所成立海浪组,正是为了解决国家的急需,这位杰出科学家的爱国精神值得我们深深敬佩和好好学习。

2 青岛小麦岛海浪观测台站的建立

为了在我国沿海选址建立海浪观测台站,首先必须得到国家海军部门的同意、大力支持和合作。为此,

收稿日期:2006-06-16

作者简介:管秉贤(1923-),男,浙江上虞人,研究员,博士生导师。1950年代初期从事海浪研究,中期开始从事中国近海和邻近大洋环流研究至今。E-mail:guanbx@163.com

(武建平 编辑)

早在 1952 年赵先生就亲自多次赴海军有关部门面陈意见和协商相应事宜。我记得他曾先后带我去过北京海军司令部和青岛北海舰队航保部。通过协商研究,赵先生决定在黄海之滨的青岛沿岸建立海浪观测台站,因为这里海面很开阔,认为可以方便地用仪器观测到来自东南方向、未受阻碍的由西太平洋菲律宾台风引发的涌浪先头波。为了确定具体的建站地址,赵先生指派我(代表中国科学院)和陈上及同志(代表海军青岛基地航保部,当时他在青岛气象台工作)沿着青岛海岸勘察建站的适宜地址。我俩是 1950 年复旦大学海洋组毕业的同班同学,接受赵先生的指派后,我俩沿青岛海岸进行勘察,向东曾到过崂山头,最后认为小麦岛比较适宜建站。它位于大麦岛的南面,涨潮时它与大麦岛因其间有浅滩而隔断,成为一个孤岛。离小麦岛南部沿岸 200 余米处,水深可达 25 米以上。我们把这些情况向赵先生和航保部做了汇报,最后他们同意我国首个海浪观测台站就选定在青岛小麦岛。接着就由海军青岛基地航保部组织力量进行海浪观测台和办公室以及员工宿舍的建设工程。因为小麦岛在涨潮时,特别在大潮时段是一个孤岛,工料、给养和人员交通等都靠船只运输,所以台站的建设工程是比较艰辛和麻烦的,幸而得到了岛上驻军的热心帮助,不长时间便建设完成。海浪台站建成后,赵先生还自京来青亲登岛上察看。记得那天到大麦岛时,潮水尚未完全退尽,所以登岛还得涉过浅滩,只见赵先生脱去鞋袜,卷起裤腿和我们一起走过大麦岛与小麦岛之间的浅滩水道,登岛后视察台站建设,遥望东南外海,并对今后工作给予指导。此外,还应提到,每当赵先生来青岛时,常带我到海边观看一排排南来的波峰,和我讨论现场的海况,使我受到很多启发和教益。

小麦岛海浪观测台站建成后,海军青岛基地航保部委派杨镇安军官为首任台长,并调来两位海军女学员,准备培训为海浪观测员。我曾给她们讲解有关海浪的一些基础知识和描绘海浪折射图的方法等等。后来登岛工作的还有海军军官陈奇礼同志及其他海军技术员。

3 海浪观测设备和资料分析仪器的研制

在这方面赵先生及时做了妥善的安排和细致的指导。他委派孙超同志研制海浪自记录仪,何鹤芳同志研制波谱分析仪,我则负责海浪目测浮杆的研制。据我所知,海浪自记录仪的具体研制工作,孙超是在中国科学院应用物理研究所有关专家的指导下进行的,后来逮玉佩同志(也是海军军官)也参加了海浪自记录仪的研制工作。通过他们的辛勤劳动,海浪自记录仪和波谱分析仪的研制工作取得圆满成功,赵先生对此感到很满意。这里要再着重叙述赵先生委派孙超研制海浪自记录仪的目的,赵先生是在看了 W. H. Munk(1947)发表在《Journal of Meteorology》上关于“根据涌浪先头波预报风暴途径”这篇论文得到启发才决定研制如 Munk 文章所描述的那种海浪自记录仪的。Munk 的新方法奠定在这样的基础上,他的研究发现,所谓的“涌浪先头波”是一种比风暴所产生的可见涌浪为低(为肉眼所不能见)而周期甚大的长波,所以其传播速度要比涌浪快两倍,即它传播在风暴所产生的波峰的前面。将一种特制仪器装置在深达 30 米的海底上,并用电线连接到岸上记录仪上。用 Munk 这种方法,可在风暴所产生的涌浪到达海岸以前平均约一昼夜时间内预报出风暴。所以,这种办法在解决当年台风预报问题和提高其精度上很有实用意义。当然,海浪自记录仪的记录还要与波谱仪的分析结果结合起来才能达到预期的目的。在这种海浪自记录仪中有一个用特殊橡胶制成的压力囊,这个元件很重要。为了制作这种橡胶囊,赵先生在 1953 年初派我离京南下到有关生产橡胶的厂家,调查能否生产这种特殊橡胶,并顺便了解其他单位研究波浪的情况。对于前者,当时调查表明,像青岛几家橡胶厂尚不能生产这种产品。对于后者,我曾访问天津大学和南京水利科学研究院等有关波浪研究单位的设备和专家(包括黄胜和陈子霞等河口和港工波浪问题专家)。不过他们主要研究的是河口和港湾等区域的波浪现象而不是研究海浪,但也有借鉴意义。还应提到,当年山东大学教授、我国另一位著名物理海洋学家、我的老师赫崇本先生也为海浪自记录仪的研制提供了有价值的信息。赫先生 1949 年从美国 Scripps 海洋研究所归国时,因他与世界著名海洋学家 Munk 教授在 Scripps 海洋研究所共事,从而得以带回有关 Munk 研制的波浪自记录仪的一些文献和材料,赫先生和赵先生早年是清华大学物理系同学,他热情地将这些资料提供出来,以便共同为祖国海洋科研事业的发展做出贡献。

早在小麦岛海浪观测台站的建设工程完成前赵先生就分配我研制海浪目测设备,当时国内还没有前苏联生产的“伊凡诺夫”测波仪(即岸用光学测波仪)。在赵先生指导下,经过研讨,我开始研制海浪目测浮杆的工作。还要提到,当年我认为在小麦岛东南方水深 20 余米处,如能植立一个长度在 30 米以上的固定标杆,在岸上用望远镜观测标杆上所显示的海面水位高度,并配以秒表计时,这种原始的办法,应是岸边目测海浪要素(包括波高和周期)最准确的装置。我也向赵先生建议过这种办法。但在建国初期,要完成将这样长度的标杆植入深达 20 余米的海域中是一件非常困难的事。所以,只得用浮杆来代替固定在海底中的标杆。这种浮杆下面与橡胶轮胎相连,后者为浮杆提供浮力;橡胶轮胎下连钢缆,钢缆则与水泥沉锤相连,以固定于海底上。我用这种在青岛就地取材制成的海浪目测浮杆在小麦岛东南外方 20 余米水深处进行了多次试验获取多组海浪记录后,决定用它作为一种常规观测设备。同时,我还用同样设备在青岛团岛外海中进行试验也取得了质量较好的海浪记录,但在试验中发现海浪目测浮杆在有潮海区,特别是在潮差大、潮流强的青岛沿岸海域,存在不可避免的局限性,那就是每当涨潮时潮流大得把浮杆压斜甚至压倒在海面下而暂时“失踪”,以致观测无法进行。此外一个沉锤的固定力不够,位置会移动。我曾用在前苏联试用过的用三个沉锤形成三角形三个顶点分布的办法来增加固定力,但由于小麦岛东南外方的海底不平坦,要完成三个沉锤的安放工作也很困难,观测效果也不理想。所以最后还是用单锤固定浮杆进行海浪目测工作。尽管有这些局限性,我还是在小麦岛外海取得了许多连续时间较长的海浪目测记录,在团岛外海也取得了几组类似的记录。根据这些记录,在赵先生指导下,我写成了“青岛沿岸两个测站表面波波高的统计分析”这份手稿。结果表明,在这海域表面波(指“有效波”或“显著波”, significant wave)的波高统计分布与 M. S. Longuet-Higgins(1952)的理论分布是相当一致的。但由于当年的保密制度较严,该文只能作为手稿而已。在我的记忆中,自 1952 年冬开始,我在小麦岛上渡过了相当长的日日夜夜,特别在夏秋台风季节,因浅滩很长时间阻隔了与陆地的交通,回不到市区海洋所。有几次台风持续时间较长,小麦岛上的伙食和淡水给养也成了问题,但给我有较充分时间进行海浪观测,闲暇时还会帮助岛上驻军战士补习数学、英语等功课,以备他们服兵役期满后报考大学,其中就有胡佩骅和陈某两位高中毕业生,前者后来交往更为亲近。

4 赵先生亲自讲授有关海浪研究的知识

赵先生在积极创建我国海浪观测和研究事业的同时,时刻不忘年轻科研人员的知识培养工作,所以,他也是一位著名的教育家。这体现在当年中国科学院地球物理研究所(确切地说,应是该所的北京工作站,地点在西四北魏胡同,叶笃正先生任工作站领导)海浪组的情况是,赵先生定期亲登讲台为我们一批年轻科研人员讲授有关的海浪知识,授课内容包括 H. Lamb(1932)著的《流体动力学》中涉及波动和波浪的基础理论以及 H. U. Sverdrup 和 W. H. Munk(1947)及 W. H. Munk(1947)等所著论文中有关风浪、涌浪及拍岸浪的预报原理等。除海浪组成员(早期朱抱真先生也参加海浪研究)参加听课外,所内外、院内外有兴趣的一些专家学者,也慕名前来听讲,在简陋而不大的四合院厅堂中,每次都济济一堂。赵先生凭他坚实的理论基础,深入浅出地为大家讲解有关知识,还不时地在黑板上书写所涉及的重要名称和内容。赵先生不仅治学严谨,学识渊博,更难能可贵的是,他常常鼓励大家发表不同的意见和展开热烈的讨论,从而加深大家对知识的理解。赵先生热情培养了许多年轻一代人才,得到大家的共同赞赏。在当年海浪组对研制海浪自记仪做出重要贡献的孙超同志,赵先生派他赴前苏联科学院跟著名海浪学家 В. В. Шулейкин 院士学习深造,就是一个实例。

5 我的“海浪缘”

赵先生创建了我国的海浪观测和研究事业,有幸成为他早年的一名学生,我要谈谈赵先生接纳我成为中国科学院地球物理研究所海浪组一名成员的缘由,即赵先生引导我与海浪观测和研究工作结缘的过程。我 1950 年毕业于(上海)国立复旦大学理学院生物系海洋组,由于解放后院系调整,1949 年 10 月至 1950 年 7

月我的大四年级课程,作为复旦大学在(青岛)山东大学的借读生,我是在山东大学为我们特设的“海洋组”完成的。当年刚从美国 Scripps 海洋研究所归国的赫崇本先生启发我对物理海洋学(主要指海流、海浪和潮汐)发生了浓厚的兴趣,也是依靠赫先生的大力推荐,我有幸被分配到 1950 年 8 月刚成立的中国科学院水生生物研究所青岛海洋生物研究室(海洋研究所前身)成为一名研究实习员。赫先生是我们研究室的兼任研究员,即是我的指导导师。赫先生给我阅读他自美国带回的一些海洋学文献,其中就有 Sverdrup 与 Munk 合著的《海浪预报原理》(1947, Wind, Sea and Swell: Theory of relations for forecasting, U. S. Navy Hydrographic Office Publication 601)一书,我边看边抄,把该书的文字和附图全部抄了下来,并装订成册。同时,当年提倡大学苏联,苏版图书也较便宜,我以微薄的工资买了不少苏联出版的海洋学书籍。其中包括由苏联著名海洋学家 В. Б. Штокман 教授主持翻译的《风浪、涌浪及拍岸浪预报原理》(1951)一书,当然,我们研究室图书馆也订购了不少苏联期刊和书籍,有关物理海洋学的,例如有:《气象学与水文学》杂志,《海洋水文预报》及《海洋水文气象及预测》等等。我把有关海浪及其预报的文献译成中文。记得 1952 年冬季有一天,赵先生为了创建我国海浪科研事业自北京来到青岛海洋生物研究室,我蒙研究室领导童第周及曾呈奎先生的推荐晋见赵先生。赵先生了解到我对学习海浪知识有兴趣,并翻阅了我翻译的一些苏联有关海浪及其预报的文献手稿,他高兴地说,他们地球物理研究所正要研究海浪成立了海浪组,希望我去参加他们那边的海浪研究工作。通过与我们研究室领导的协商,我就以去地球物理研究所“进修”海浪研究的名义,借调到该所去了。我深深地以能成为赵先生的学生和海浪组的一名成员感到万分荣幸与高兴。1952 年底,我很快就离青赴京到地球物理研究所报到。这是我首次进京,记得到该所时已是夜间,赵先生叫我这一夜就睡在他办公室兼卧室(很简陋和狭小)外面的厅堂中,临时架起钢丝床,铺上棉被就睡了。因为北京比青岛冷得多,我的棉被比较单薄,赵先生将他的皮大衣轻轻地加盖在我的身上,使我感到暖意沁人,心里十分感激。后来,我还看到,这样一位著名科学家,待人接物却很平易近人,生活更简朴,和我们吃一样的食堂饭菜(当时他家属还未随来),到了晚上听到门外呼叫卖红心萝卜时,他会叫门卫关师傅买一个来和我分享。还要指出的是,我在他办公室外面学习时经常看到有客来访,其中有幸看到我国的一些著名科学家如华罗庚先生、王淦昌先生和傅承义先生等等,这是十分难得的机会。我到地球物理研究所后不久,该所开展俄文突击学习,由江爱良先生任教师,我任辅导员。突击学习班结束时,叶笃正先生以北京工作站的名义表扬了我,并赠我一本精装笔记本,我至今仍保留在手头以作纪念。更为重要的一件事是赵先生鼓励我将有关海浪预报的俄文译著,汇编在一起,形成《海浪预报》一书,他亲自逐篇审校并写了一篇长达三页的序言介绍这一译著的出版。如上所述,序言署名日期为 1953 年 12 月 25 日。从我所查阅到的文献中可以看出,赵先生这篇有关阐明研究海浪及其预报重要性的序言,是我国公开发表的海浪研究文献中最早的著作,对发展我国海浪预报工作,至今仍有重要的指导意义。

但是我的“海浪缘”是很短暂的,到 1954 年底由于我的家庭出身不好,不适宜从事当年被认为是比较机密的海浪研究工作,我被停止了参加海浪组的工作,而返回青岛海洋生物研究室另行安排工作。从那时起,我再也没有踏上小麦岛去看看那个早年工作过的海浪观测台站。组织上对我做了很细致的思想工作,赵先生更是很关爱我,在他 1956 年到青岛视察工作期间,孙超同志陪同赵先生到我宿舍来看望我,这情境我至今犹记得不忘。我虽脱离了海浪组的工作,但我对海浪的研究还持续了一段时间,例如我的两本俄文海浪译著,即体现 В. В. Шулейкин 院士海浪研究成果的《海浪理论》(1957)及《表面波与内波动力学》(1963)先后在科学出版社出版,还在《地理知识》杂志上发表了“波浪”(1956)一文,向读者介绍这种海水运动的科普知识。与此同时,我作为兼职讲师,在当年山东大学海洋系(1954—1956),曾代替行政任务繁忙的赫崇本先生讲授海浪预报课程。我能登上这一课程的讲台,也要归因于当年我在海浪组工作时赵先生对我的亲切指导。从 1956 年以后,我就开始转到海洋环流的研究工作直至今日。1958—1962 年期间,我携眷赴天津及塘沽参加全国海洋综合调查办公室资料技术组工作,京津相距甚近,我今日深感遗憾,那时没有去看望赵先生。接着,回到青岛海洋所后,在“四清”运动和“文革”连续多年的动乱期间,我被批斗强制劳动,研究工作停顿达十余年之久。关于赵先生在“文革”中遭诬陷迫害于 1968 年 10 月 26 日衔冤去世,连骨灰也荡然无存的消息,我

是后来在 1970 年代初期才得知的。因在“文革”快结束时,海洋研究所物理室革命小组领导为了要执行所承担的“渤海石油勘探”和“连云港油码头建筑”任务中有关根据海浪观测以计算设计波高的需要,考虑到我曾做过海浪研究工作,才暂时起用我参加上述两项任务中的部分工作,这样我的“海浪缘”又重新得到延续,不仅可以听到外部世界的一些消息,还可随革命群众一起出差到青岛以外的地方,我曾到过渤海沿岸的塘沽、龙口、北皇城岛和连云港等地以收集波浪资料。其中有一次被指派赴北京中央气象局抄录与海浪密切有关的风场资料,这给了我有时间进京探望赵师母的难得机会。到北京后,我即买了一些点心去地球物理研究所宿舍看望赵师母。事前我也已听说赵师母因身心受了这么大的打击,精神有点不正常。推门进去,我看见她那憔悴的面容和瘦弱的身体,心里真难过,我叫了几声“赵师母”后,她吃力地回应我说,“我还记得,你是管秉贤。”我还问她:“燕燕呢?”(赵先生长女燕曾,当年我称呼她为“燕燕”),赵师母回答说,“她不在家”。从这两句简单的答话中,我觉得赵师母当年的神志还是清醒正常的,我也稍感放心,我俩相对也没有讲其他多少话,看到宿舍中冷落凄清的气氛(因为那时赵先生还未被公开平反昭雪),我坐了一会,就说了声“请赵师母多多保重,有机会会再来看您”后告辞了。这一情景,今天写来,我还是两眼湿了!我这段暂时性的“海浪缘”于 1977 年中被正式宣布“解放”时就结束了,我重新回到了研究海洋环流的工作岗位上。在这段时间内,我和海洋所海浪组同志合写了两篇文章,即(1)“渤海南部若干测点风浪最大波高的计算结果”和(2)“连云港油码头设计波的计算”,均发表在中国科学院海洋研究所编印的《渤海黄海东海调查研究报告》(1984)上。我能写这些文章,饮水思源,也要归因于赵先生引导我所结下的“海浪缘”。

我怀着十分崇敬的心情,谨以此文纪念即将到来的赵九章先生诞辰一百周年。他那光明磊落,热爱祖国,为我国科学技术的创建和发展做出多个领域重大贡献的一生将超越时空永留人间!

致谢:本文初稿承赵九章先生幼女赵理曾教授阅看,并承中国科学院大气物理研究所李荣凤教授帮助打印文稿,作者向她们表示深切谢意。

Dearly Cherish the Memory of Excellent Oceanographer and Academecian Zhao Jiu-zhang, the Pioneer and Founder of Chinese Ocean Wave Research Undertakings

GUAN Bing-xian

(*Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Qingdao 266071, China*)

State Key Laboratory of Numerical
Modelling for Atmospheric Sciences
and Geophysical Fluid Dynamics (LASG)



Institute of Atmospheric Physics
Chinese Academy of Sciences

Technical Report

NO.6

北太平洋环流及其若干问题的研究

管秉贤, 李荣凤, 游小宝

中国科学院大气物理研究所
大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室
(LASG)

二〇〇一年七月

前 言

著名物理海洋学家、中国科学院海洋研究所资深研究员管秉贤先生于 2000 年 10 月 18 日 - 11 月 8 日访问了 LASG, 这次访问活动是管秉贤先生和李荣凤研究员合作承担的 LASG 短期开放课题“北太平洋环流及其若干问题的研究”的一部分。访问期间管秉贤先生以“菲律宾海西部环流研究中若干有争论问题的回顾及探讨”和“黄东海西部沿岸海域冬季的逆温温跃层现象及其与深底层海流的关系”为题做了两次综合的学术报告, 前一个报告涉及的问题包括:

- 台湾以东黑潮的东分支现象;
- 琉球群岛东南海域的东北向流及其来源和存在形式;
- 台湾和菲律宾以东海域的深层环流,

报告中管秉贤先生以翔实材料介绍了包括他本人在内的许多学者的研究成果, 并提出了自己的见解, 不仅为进一步认识这些有争论问题提供了基本素材和线索, 也为海洋环流数值模拟提出了有意义的课题和观测依据。

在第二个报告中, 管秉贤先生阐述了东海西部沿岸海域和山东半岛沿岸海域的冬季逆温温跃层现象及其与深底层海流的关系, 为进一步研究中国近海冬季深底层逆风流的存在提供了水文特征的证据。

这本技术报告是由管秉贤先生、李荣凤研究员和博士生游小宝以上述两个学术报告为基础整理而成的, 其中增加的李荣凤和游小宝最新完成的数值模拟结果, 为报告中提及的一些问题提供了佐证, 也体现了这项合作研究的成果。技术报告中大量的插图和文字编辑工作是由 LASG 秘书韩加新完成的。

中国科学院大气物理所
大气科学和地球流体动力学
数值模拟国家重点实验室
LASG

2001 年 6 月 18 日

菲律宾海西部环流研究中若干有争论问题的回顾与探讨*

管秉贤

(中国科学院海洋研究所, 青岛, 266071)

李荣凤 游小宝

(LASG, 中国科学院大气物理研究所, 北京, 100029)

西界日本南半部、琉球群岛、台湾岛和菲律宾, 东界 Izu-Ogasawara 海脊、Mariana 海脊及 Yap 海脊的北太平洋西南部区域, 以 Kyushu-Palau 海脊分为东西两部分, 菲律宾海就位于其中 (图 1)。

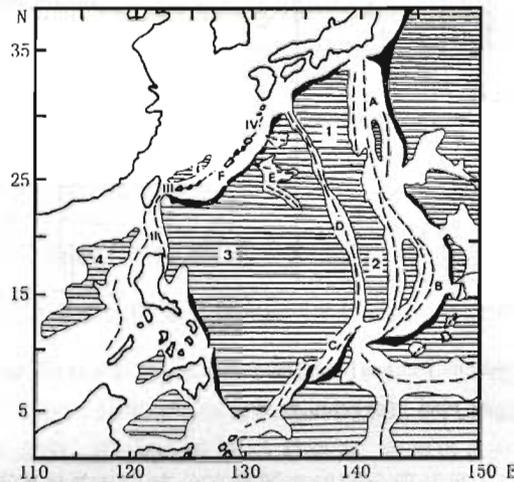


图 1 黑潮区域海底地形特征 (Mogi, 1972)^[1] Ridges: A. Izu-Ogasawara; B. Mariana; C. Yap; D. Kyushu-Palau; E. Daito; F. Ryukyu. Basins: 1. Shikoku; 2. West Mariana; 3. Philippine; 4. South China Sea. Others: I. Okinawa Trough; II. Bashi Channel; III. Sakishima Depression; IV. Tokara Strait.

菲律宾海西部的环流是北太平洋副热带流涡中最重要的一环之一。这里是黑潮源地, 副热带逆流的起点和北赤道流的终点和分支地, 流况甚为复杂, 是当前中外学者西北太平洋环流研究的焦点之一。通过 CSK, TOGA, WOCE 及中日黑潮和副热带环流合作调查 (JRK, JSG) 等多次国际联合调查研究, 这海域的环流研究得到了很大的进展, 环流基本格局及变异特征得到了阐明。但在一些关键性问题上, 中外学者主要由于所引用的天气式调查资料的不同 (包括调查时间和范围) 和环流本身的时空变异等原因却有着较大的意见分歧和争论。从 90 年代发表的论文来看, 至少有下列三个比较重要的问题在争论中 (Controversial issues)。

本文着重引用了国家海洋局第二海洋研究所学者们最近发表的论著 (包括图幅和见解), 除在有关叙述中一一提明, 并在此表示感谢。他们在菲律宾海西部环流研究中作出了重要的贡献。

* 本文得到中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室 (LASG), 国家自然科学基金项目 (编号 49876010, 40076009) 的资助, 谨此致谢。

1. 台湾以东黑潮的东分支现象

Nitani (1972)^[2]根据 CSK 资料分析指出, 吕宋以东的黑潮可能与北赤道流一样, 具有带状结构, 它有两个北流带, 而以西部接近海岸的北流带为最强(图 2)。台湾以东的黑潮结构比较简单, 但有时 124°E 以西也有两个北流带。Liu (刘倬腾) 等 (1986)^[3]也指出, 台湾东南外海的黑潮也具有带状结构。通过 1995—1998 年中日副热带环流合作调查进一步证实了台湾以东的黑潮具有带状多核结构, 同时发现台湾以东的黑潮有时出现“东分支”流向琉球群岛以东海域, 如 1995 年 10 月(袁耀初等, 2000^[4])和 1996 年 5~6 月(袁耀初等, 2000^[5]), 而有时则没有“东分支”流向琉球群岛以东海域, 如 1997 年 7 月(许东峰, 2000^[6])和 1997 年 12 月(袁耀初等, 2000^[7])。

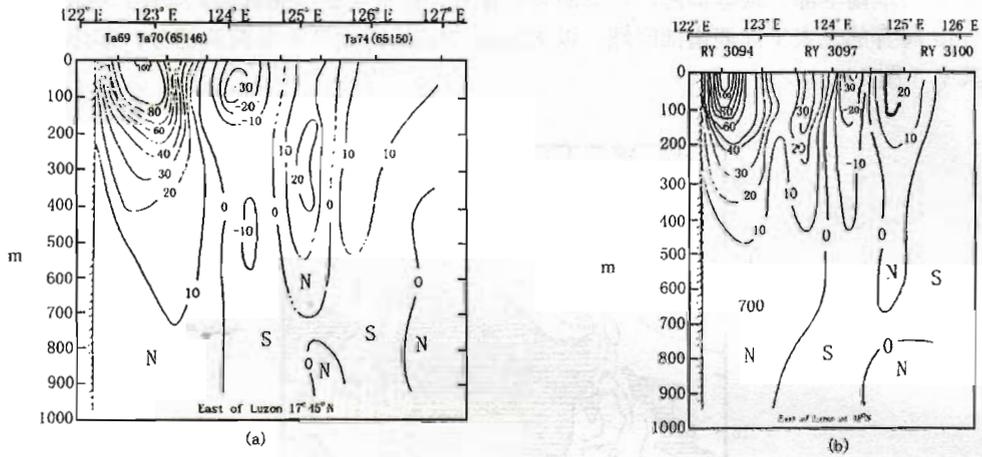


Fig.2 Velocity sections (cm/s) across the Kuroshio east of Luzon .

(a) August 1965; (b) February 1967 (after Nitani, 1972)^[2]

80 年代中期的调查, 虽发现台湾以东黑潮有分支, 但它并不流向琉球群岛以东海域。Yuan (袁耀初) 等 (1996, 1998)^[8, 9]认为, 上述两种黑潮不同的流型是紧密地与台湾以东存在气旋式涡或/及反气旋式涡的强度、尺度大小及它们的相对位置有关。同时台湾以东黑潮是否出现东分支也与琉球群岛东南的东北向流(称“西边界流”或“琉球海流”, 详见下

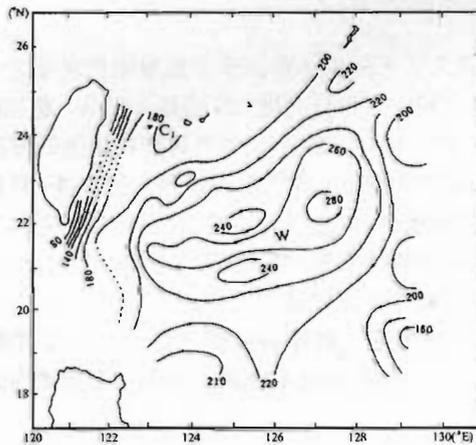


Fig.3 Depth distribution at isopycnic surface of $\sigma_t = 24.8$ during cruise 1. (October, 1995),

(from Yu et al., 1998)^[10]

节)的末源密切相关。由于台湾以东黑潮的东分支现象时有时无,所以它不是一种稳定的气候式现象,而可能是季节或/及年际变化引起的天气式现象。下面对这种时有时无的黑潮东分支现象作一简介。

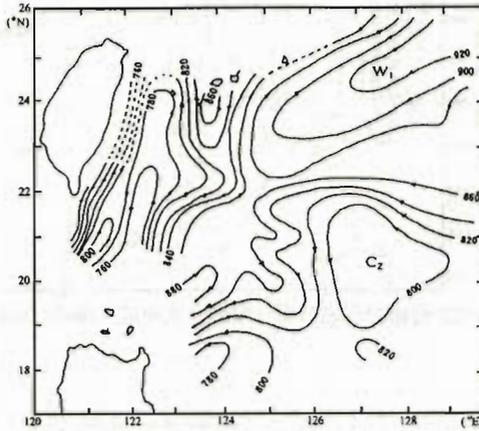


Fig.4 Depth distribution at isopycnic surface of $\sigma_t = 27.20$ during cruise 2. (May-June, 1996),

(from Yu et al., 1998)^[10].

图 3 及图 4 分别给出了 1995 年 10 月及 1996 年 5~6 月调查所得的 $\sigma_t = 24.8$ 及 $\sigma_t = 27.2$ 的等密度面的深度分布图(单位: m), 它们分别相当于大约为 200 db 及 800 db 面上的流场。由图 3 可以看出, 在 1995 年 10 月期间, 台湾以东黑潮分成两支, 主流沿台湾东岸北流, 经过台湾北端与与那国岛之间的水道进入东海, 其东分支流向东北到琉球群岛以东海域; 图 4 表明, 在 1996 年 5~6 月期间, 台湾以东的黑潮主流仍沿台湾东岸北上, 通过台湾北端与与那国岛之间的水道进入东海, 主流以东有两个大小不等的反气旋式及气旋式涡舌, 其东侧即是两支北向流。Yu (于洪华) 等 (1998)^[10] 认为这是黑潮的两个分支, 从西向东的第一分支通过与那国岛与西表岛之间的水道进入东海; 第二分支流向东北到琉球群岛以东海域 (即为“东分支”)。这两个北向分支之间北部有一反气旋涡舌。图 5 是 1995 年 10 月台湾东南大约沿 22°N 东到 125°E 纬向断面的流速分布图。图 6 是 1996 年 5 月台湾东南大约沿 21.5°N 东到 125°E 纬向断面的流速分布图。这些图也表明台湾东南海域除西侧强大的北向黑潮主流外, 其东侧确有其他一个或二个北向流核。还有从图 7 1995 年 10 月和图 8 1996 年初夏的流函数及流量分布更可看出, 台湾以东除了黑潮主流北上进入东海外, 还有北流进入东海及东北向流到琉球群岛以东海域。这与从图 3 及图 4 等密度面深度分布分析得出的结果是一致的。这就是台湾以东黑潮的东分支现象。但 1997 年 7 月的流况就不同, 黑潮在台湾以东并未分成两支, 只有黑潮主流沿台湾东岸北上进入东海, 没有东分支流向琉球群岛以东海域。这从图 9 的 500 m 层温度分布可以看出, 在黑潮右侧为一较大的暖涡所占。图 10 的 MOM2 模式诊断计算流函数分布及图 11 的诊断计算流速分布更清楚地表明, 此时台湾以东的黑潮没有流向琉球群岛以东的东分支。1997 年 12 月也有类似情况, 图 12 表明, 台湾以东黑潮分为主流及一个分支, 主流通过与那国岛以西海域进入东海, 但其分支并不流向琉球群岛以东海域, 而向北通过与那国岛与西表岛之间海域进入东海。

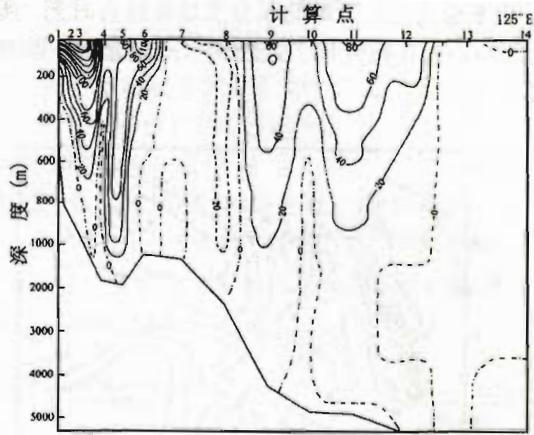


图5 1995年10月TK2-K2断面的流速分布(实线:北向流;单位:cm/s)(据袁耀初等,2000)^[4]

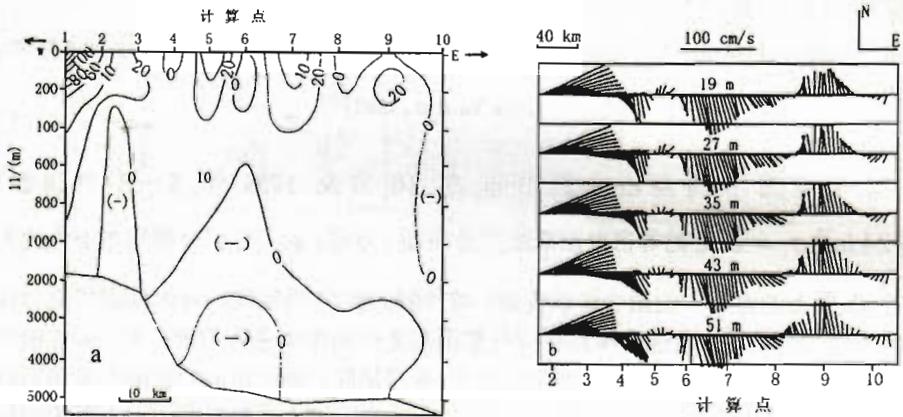


图6 a. 1996年5月K2断面流速分布(正值:北向流;单位:cm/s);
b. 1996年5月K2断面上ADCP测流(据袁耀初等,2000)^[5]

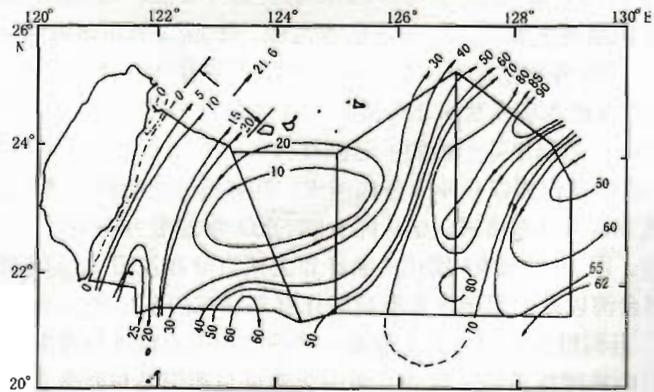


图7 1995年10月流函数及流量分布(单位: $\times 10^6 \text{m}^3/\text{s}$)(据袁耀初等,2000)^[4]

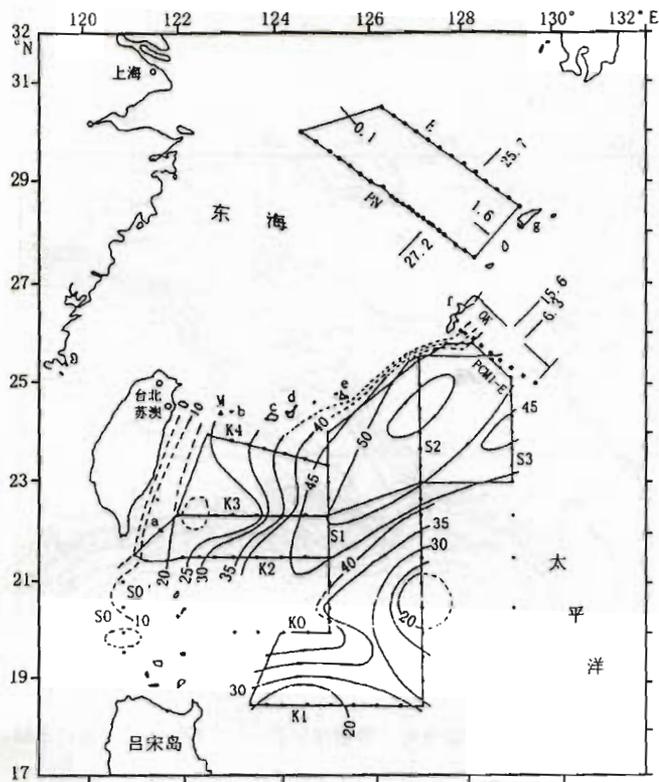


图 8 1996 年初夏流函数及流量分布 (单位: $\times 10^6 \text{m}^3/\text{s}$) (据袁耀初等, 2000) [5]

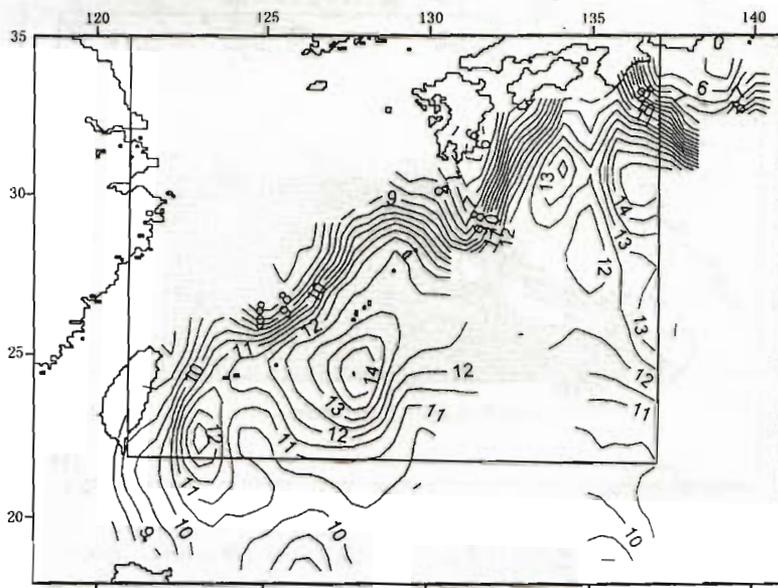


图 9 1997 年 7 月 500 m 层温度分布 (矩形区域为模式计算区域) (据许东峰, 2000) [6]

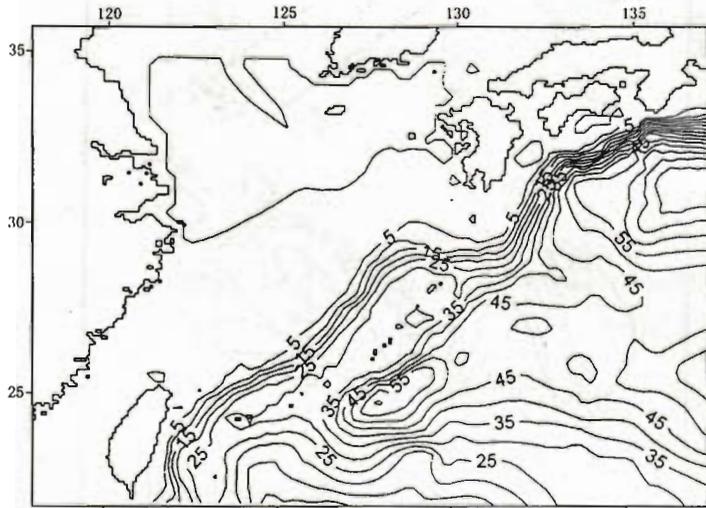


图 10 1997 年 7 月诊断计算流函数分布 (等值线间距: $5 \times 10^6 \text{m}^3/\text{s}$) (据许东峰, 2000) [6]

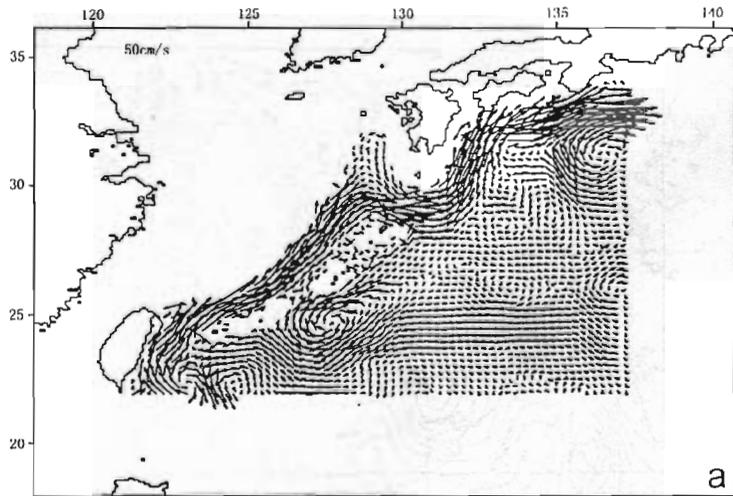


图 11 1997 年 7 月诊断计算 258.6 m 层流速分布 (据许东峰, 2000) [6]

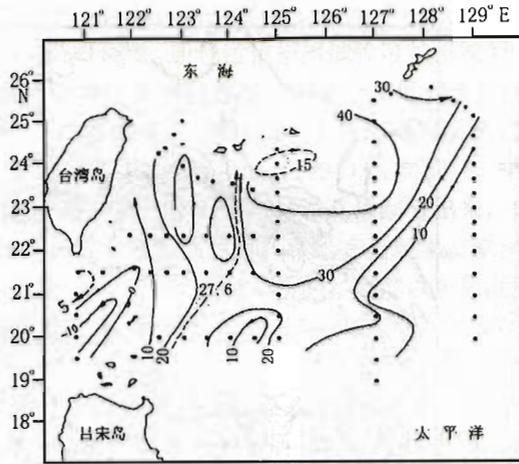


图 12 1997 年 12 月台湾岛以东及吕宋东北海域流函数与流量 ($\times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$) 分布 (据袁跃初等, 2000) [7]

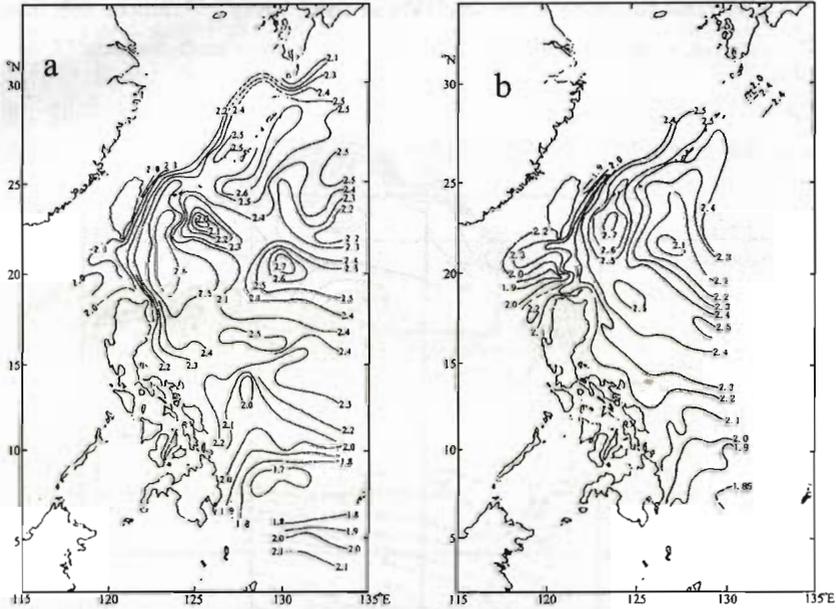


图 13 Geopotential topography of the sea surface in dynamic meter referred to 1200 db surface in the summer (a) 1965 and (b) 1966. (after Nitani, 1972 or Guan, 1994) [2, 25]

从早期调查结果来看, 例如 1965 年及 1966 年夏季 CSK 调查得出的海面动力高度分布图 (图 13 a, b) 上, 台湾以东的黑潮右侧是一个暖涡, 没有东分支流向琉球群岛以东海域。Hasunuma & Yoshida (1978) [11] 根据多年长期观测水文资料计算得出的海面动力高度分布 (图 14) 也是这样的流态。此外, 还可以举出其他时期, 如 1965—1966 年冬季 (图 15) 具有同样流态。至于 1985 年初夏的类似流态将在下节作较详细的分析。

从上面所列举的一些事例中可以得出这样的初步结论, 在 CSK 以来的有关观测中, 只有 1995 年 10 月及 1996 年 5—6 月台湾以东的黑潮才出现东分支现象, 它们有时向北流入东海

(成为东海黑潮的第二个来源)，而同时主要是流向东北到琉球群岛以东海域，这是一个

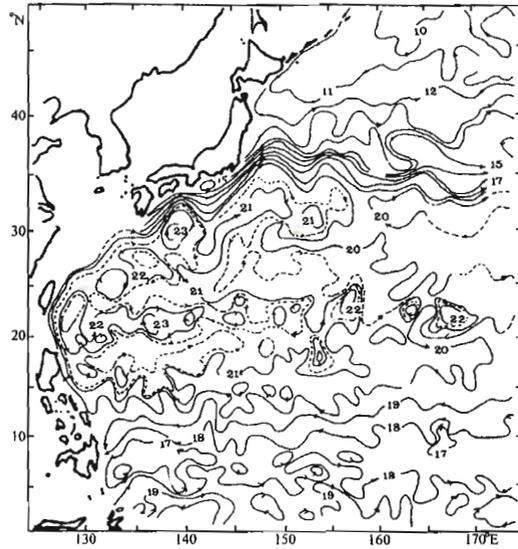


Fig.14 Annual long-term mean map of the synoptic dynamic height (0/1000 db) in 10^{-1} dynamic metre (after Hasunuma & Yoshida, 1978 or Guan, 1994)^[11, 25]. Broken lines indicate half values or, when a continuation of a solid line, they indicate insufficient data.

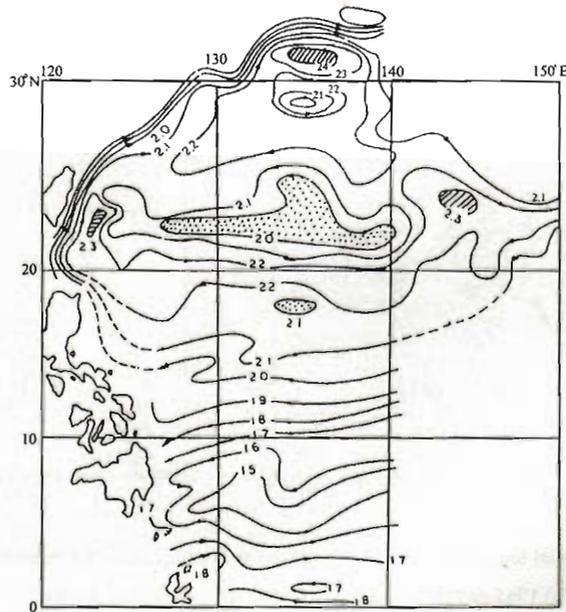


Fig.15 Geopotential topography at the sea surface (in dynamic meter) referred to $1\ 000 \times 10^4$ Pa surface in winter 1965-1966 (modified from CSK Atlas Vol. 2. 1968; here after Guan, 1994)^[12, 25].

值得重视的新现象。由于当时调查海域有限，我们只看到台湾以东除了黑潮主流北流外，东侧还有其他的海流向北或向东北流动（当然中间有可能隔了一些涡旋）而看不到这种分支现象最南可追溯到什么纬度，即是否能追溯到吕宋海峡及吕宋岛以东黑潮源头处？此外，台湾以东黑潮主干以东出现其他向北流动的海流，是否就是黑潮的东分支，还需要从水文特征（即

温、盐度结构)的分析上来寻求主干与分支两者的关系。当然,在东分支的存在得到确认后,最重要的是研究什么动力因素促使台湾以东的黑潮在1995年10月及1996年5-6月期间出现流向琉球群岛东南海域的东分支现象。通过数值模拟试验可能是探明这种现象的机理的一条有效途径。大气物理研究所近海环流研究小组研制了一个适用于近海的24层, $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ 分辨率的斜压海洋模式。该模式在3000 m以上具有真实的海底地形,驱动力为Hellerman等(1983)的月平均风应力和Levitus(1994)温盐资料。把模式积分50年的结果表明,每个月份在台湾以东 24°N 附近都有一部分水从黑潮分出来,向东流过西表岛和石垣岛以南海域,然后在琉球群岛以东向东北流动,并没有出现现象文献[4,5]所说的黑潮在台湾东南分出的“东分支”(见图22)。如前面所分析的,台湾以东黑潮的东分支现象可能是一种季节或年际变化引起的天气式现象。模式结果是在气候的动力热力强迫下得到的,它代表了一种海洋的气候式状况。另外,模式的水平分辨率仍然不够高,因此模式并没有能揭示出黑潮的东分支。的确,黑潮的分支现象及其机理值得探索。进一步提高模式分辨率,用季节或年际变化的动力和热力强迫进行数值实验和研究,以探讨黑潮的东分支现象是很必要的。

作为一个更早期的观测事例,我们还可用1940年2-3月日本在台湾以东的一次深水(深达1200 m)观测资料^[13]来探讨当时黑潮在台湾东南海域出现的分支现象。图16给出了1940年2-3月那里海面、200 m、400 m、500 m、700 m、800 m及1000 m相对于1200 db的各层动力高度分布图。由图可以明显地看出,由于在兰屿以东出现一个尺度约为 $100\text{ km} \times 200\text{ km}$ 的气旋式的与温度分布图上冷区相应的涡旋,黑潮在流过台湾东南海域时,流经出现弯曲(或称“蛇行”)现象,冷涡西侧的流线沿台湾东岸流向东海,而其东侧的流线则绕冷涡作气旋式弯曲,并随着深度的增大,这部分流线又作反气旋式弯曲流向东北或东南,而与西侧黑潮主干流线分开向东流动。图17及图18分别为上层(0-600 m)及深层(600-1200 m)

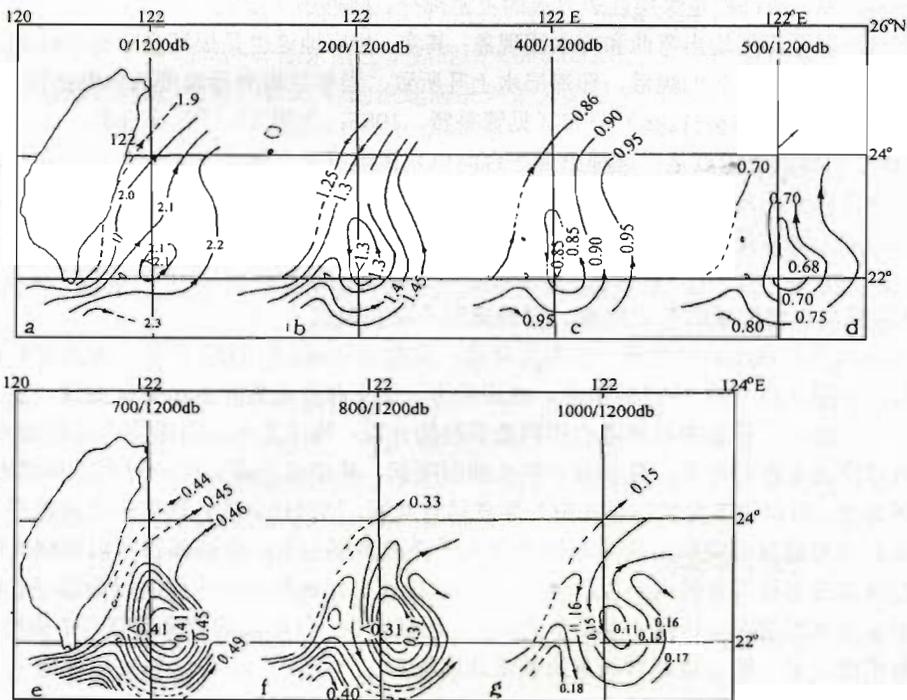


图16 1940年2-3月台湾以东海域各层动力高度(dyn.m)分布
(据Guan, 1984或管秉贤, 1985)^[13]

的地转流速分布和两站间的流量分布图。由图 17 可以看出, 虽上层和深层均存在一个气旋式涡旋, 但上层流型以向北流向东海为主, 深层则以绕冷涡向东流向太平洋为主, 图 18 的流量估计表明, 在台湾南端, 黑潮流向台湾东岸的总流量约为 24 Sv ($1\text{Sv}=10^6\text{m}^3/\text{s}$), 通过台湾东北流向东海的流量约为 17 Sv。作为更粗略的估计, 约有 5—6 Sv, 即 25% 左右的

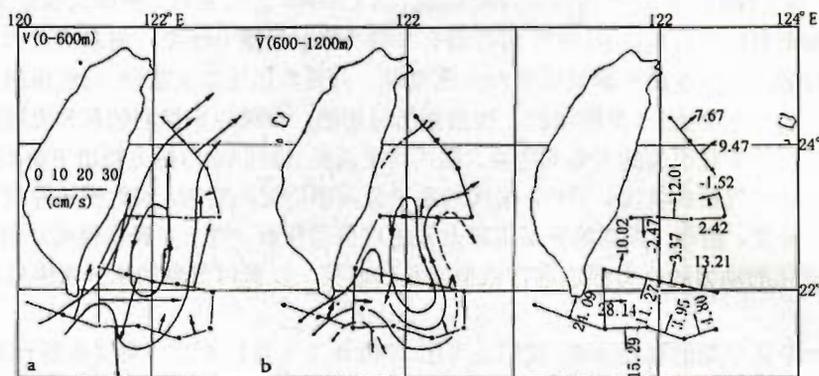


图 17 上层及深层地转流速 (cm/s) 分布

(据管秉贤, 1985)^[13]

图 18 两站间的流量 (以 1200 db

为基准面) (据管秉贤, 1985)^[13]

黑潮水向东流向太平洋。由于当年调查海域有限, 不知这部分黑潮水是否也继续流向琉球群岛以东海域? 不过, Guan (管秉贤, 1984 或管秉贤 1985)^[13]曾作为一个推想指出, 深层黑潮绕过冷涡东侧北上时由于苏澳以东海脊的阻塞作用而转向东流的那部分深层流, 可能作为黑潮深层流的回流而折向南流, 也可能与 Kawabe (1980)^[14]设想的琉球群岛东南的深层西边边界流有联系, 或许就是深层西边边界流的上游部分。此外还要指出, 当年强调的是黑潮在台湾以东自表层至深层均出弯曲和冷水团现象; 其实, 相应地这也是黑潮在台湾东南海域因出现冷涡而向东分支引起的幅散, 即深层水上升所致。当年兰屿附近温度纬向断面图上 600 m 以深出现的穹形 (dome-like) 分布 (见管秉贤, 1985; 之图 3)^[13]即是证据。

这个问题的争论点是: 这种出现在台湾以东黑潮主干东侧的东北向流是否真的是从黑潮主干分离出来的分支? 还是其他的北向流? 如果是黑潮的东分支, 为什么时有时无? 出现东分支的动力因素是什么?

2. 琉球群岛东南海域的东北向流, 它的来源及存在形式

琉球群岛东南海域存在着一支东北向流, 这在 Nitani (1972)^[2]的东海及其邻近海域的流系示意图 (图 19) 中已经指出。他还给出了这支海流流量的多年变化曲线。王元培和孙湘平 (1990)^[15]根据中日黑潮合作调查资料的分析, 称这支东北向流为“琉球海流”, 并认为琉球群岛东部近海冬、夏季有一狭长的弱暖涡, 构成这弱暖涡的一对海流是黑潮逆流和琉球海流。所以这支海流的存在中外学者已有共识。同时还认为, 这支东北向流在日本九州以南海域与通过吐噶喇海峡自东海流向太平洋的黑潮主干汇合形成日本以南强大的黑潮 (当然两者是怎样汇合的也不很清楚)。因为这样就可以解释为什么日本以南黑潮的流量要远大于东海黑潮的流量这样一个不争的事实, 也就是说, 日本以南的黑潮有两个来源, 其一为东海黑潮, 另一即是琉球群岛东南的东北向流。

* Kawabe (1980) 指出, 当日本以南黑潮出现弯曲时, 在琉球群岛海脊以东可能发展一支北向的与深西边边界流相当的深层流。

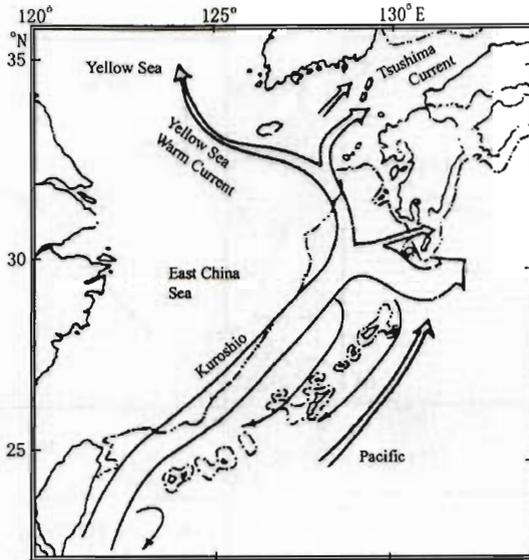


Fig.19 Schematic representation of the current system in the East China Sea and adjacent area
(after Nitani, 1972)^[2]

通过中日黑潮及副热带环流合作调查,对琉球群岛东南的这支东北向流的研究取得了很大进展。袁耀初等(1991)^[16,17]指出,在1987年9-10月及1988年初夏期间琉球海沟处有一支北向海流,流量分别约为21 Sv及27 Sv,其流核(最大流速)不在表层而在400-800 m层之间,即发现这支东北向流具有“次表层流核结构”(Subsurface core structure)。国家海洋局第二海洋研究所与日本筑波大学、九州大学及鹿儿岛大学在1991年11月至1992年9月期间冲绳岛东南三个锚碇站(OA、OB、OC)深层测流结果更进一步证实这里存在着东北向流。1991年11月的流速前进矢量图如图20所示(Yuan et al., 1994)^[18]。OA站(水深1000 m)570 m层处的平均流速为21.7 cm/s,流向66.8°;870 m层处的平均流速为5.0 cm/s,流向50.9°。同时,在东北向流的深层(OB站的1890 m, OC站的2000 m及4500 m)存在着反向的西南向流,这将在下一节再作介绍。他们同时指出,东海黑潮可能不是西北太平洋的整个西边界流,还有一部分西边界流可能出现在琉球群岛以东海域(袁耀初等,1993)^[19]。太平洋及中国近海表层海流图集(曾庆存、侯文峰、李荣凤,1996)^[20]及西太平洋洋流数值模拟结果(李荣凤、季仲贞、曾庆存,1992)^[21]均表明,琉球群岛东侧海域终年存在着与东海黑潮平行的东北向流。但是关于这支东北向流的来源及其存在形式等问题,中外学者却有着不同的见解。例如,Su(苏纪兰,1998)^[22]在中日副热带环流合作调查研讨会的主旨报告中指出,“JRK研究发现琉球海流具有次表层流核结构,其平均流量大于20 Sv,可与东海黑潮相比拟。但是,它的来源还不清楚,到底它主要来自日本以南再生环流涡(recirculation gyre)的西侧部分呢,还是它的大部分来自吕宋海峡以东的黑潮”?他还认为,“JSG研究表明,黑潮东分支的一部分确实对琉球海流有显著贡献,尤以1995年10月为更大”。图22是最近用24层斜压模式计算得到的夏季(7月份)在325 m层上的海流。可以看到,琉球群岛以东的东北向流在这个层次上比黑潮还要强。其实在这个模式的结果中从表层至1500 m深的21个层次上,这支东北向的海流终年存在。图7及

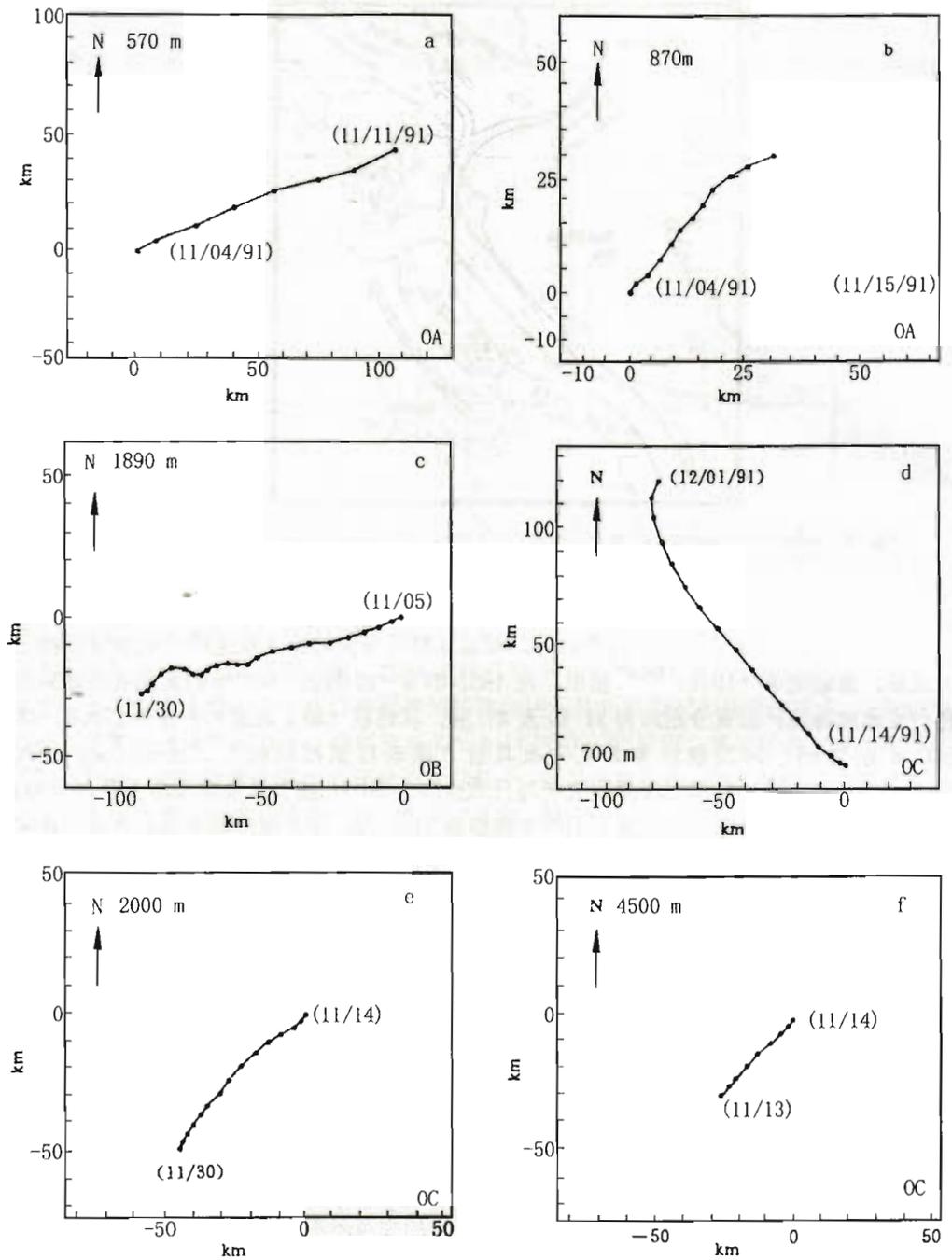


Fig.20 Progressive vector diagrams of observed daily currents. (a), (b) 570 m and 870 m depths at OA; (c) 1890m depth at OB; (d), (e), (f) 700 m, 2000 m, and 4500 m depths at OC.

(from Yuan et al., 1994)^[18]

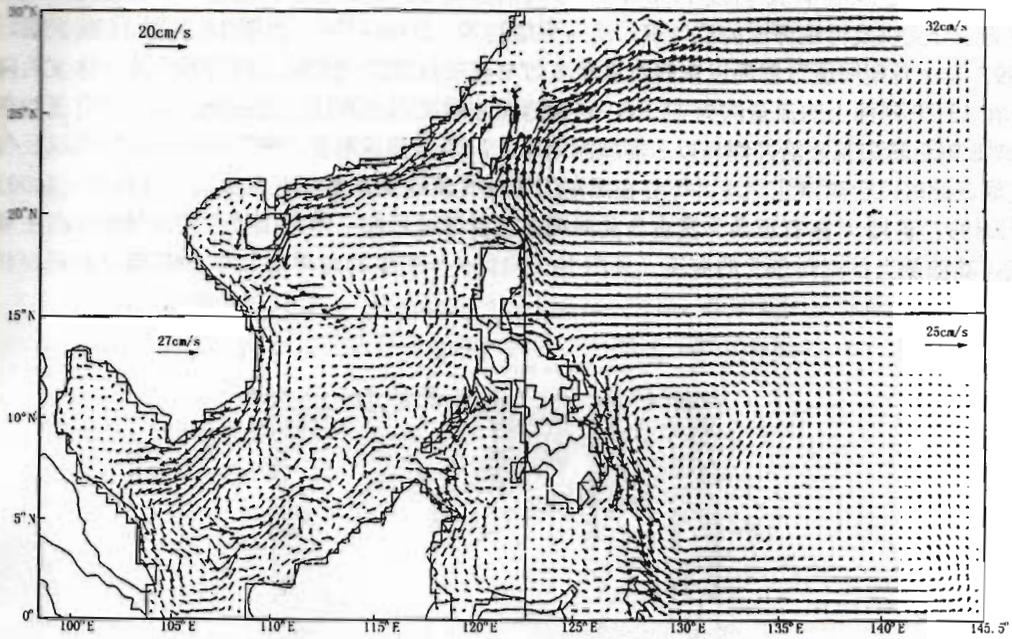


图 21 西太平洋洋流数值模拟的 1 月平均流 (据李荣凤等, 1992) [21]

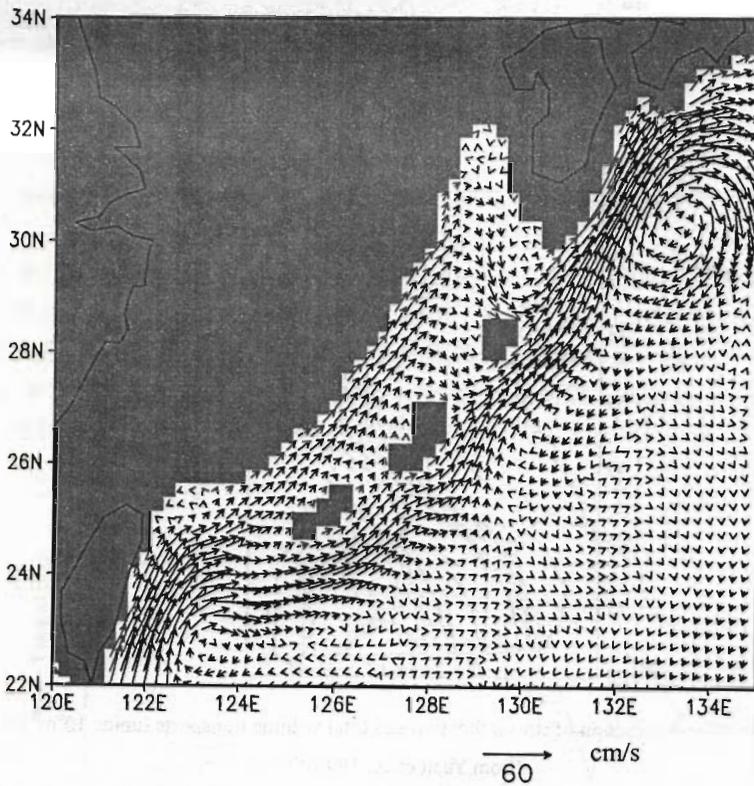


图 22 24 层模式计算的夏季 (7 月) 325m 层的海流

图 8 表明, 在 1995 年 10 月及 1996 年 5—6 月期间琉球群岛以东的西边界流来自台湾以东黑潮的东分支以及再生环流的反气旋式涡 (袁耀初等, 2000) [4,5]。但图 10 及图 11 却表明, 1997 年 7 月期间琉球群岛以东的西边界流却主要来自 $22^{\circ}\sim 25^{\circ}\text{N}$ 之间的西向流。这支西向流在 137°E 断面上的流量约为 15 Sv, 它大约在冲绳岛西南海域分为三支, 其主要分支约在 127°E 附近转向东北沿冲绳岛以东海域流向东北, 即为琉球海流; 在其转向处右侧出现反气旋涡。此时, 台湾以东黑潮并不存在黑潮的东分支流向琉球群岛以东海域 (许东峰, 2000) [6]。1997 年 12 月在石垣岛、宫古岛及冲绳岛以南海域存在一个范围较大的反气旋式再生环流, 其西侧当是流向东北的海流 (见图 12)。1985 年初夏调查得出了与 1997 年 7 月流况相

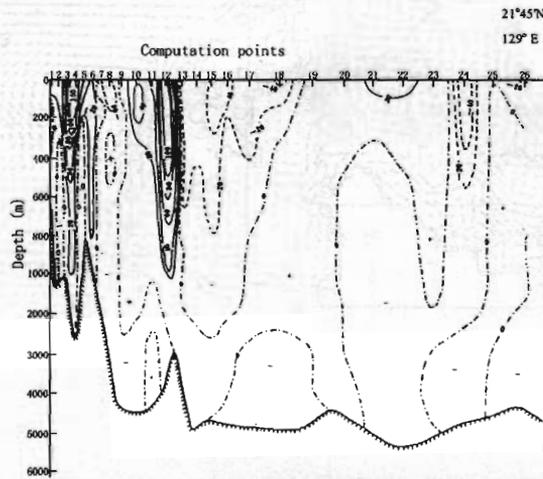


Fig.23 The velocity distribution at Section CD during May of 1985 (positive: northward, units: cm/s).
(from Yuan et al., 1996) [8]

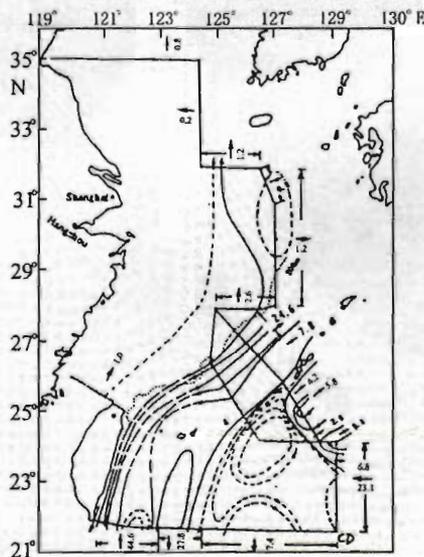


图 24 The distribution of stream function and total volume transports (units: $10^6\text{m}^3/\text{s}$)
(from Yuan et al., 1996) [8]

当类似的结果。图 23 是 1985 年 5—6 月台湾学者观测得出的台湾南端沿 $21^{\circ}45'\text{N}$ 向东延伸到 129°E 纬向断面上的流速分布图。可以看到, 台湾以东黑潮有两个北向流核。图 24 是结合琉球群岛东西两侧水文资料用改进逆方法算得的流函数及流量分布 (Yuan et al., 1996) [8]。

由图可知,台湾以东黑潮的两个流核都向北流入东海;而琉球群岛以东的东北向流来自 129°E 断面上的西向流以及再生反气旋涡旋。此时奄美群岛东南的东北向流并非源自台湾以东的黑潮 (Yuan et al., 1996) [8]。以上五次调查结果显示了琉球群岛以东的东北向流两种截然不同的来源。可见这里流态变化是多么大和显著。但流态的复杂并不止于此。WOCE/Surface Velocity Program 和朝鲜海洋研究及开发所 (KORDI) 在 1989-1996 年期间施放的卫星追踪海面漂流浮标 (按 WOCE 规定, 这种浮标的深度为 15 m) 轨迹得出的流速矢量图 (图 25, Lie et al., 1998) [23] 表明, 在此期间琉球群岛 (冲绳群岛-奄美群岛) 东南海域为一明显而较强的反气旋式涡旋所占, 其西侧部分即为流向东北的海流, 并在 29°N 附近, 吐噶喇海峡东方它与来自东海的黑潮汇合, 一起流向九州东南海域。所以, 在此期间琉球群岛以东的东北向流长期存在, 它主要来自冲绳群岛-奄美群岛以东的反气旋式涡旋。

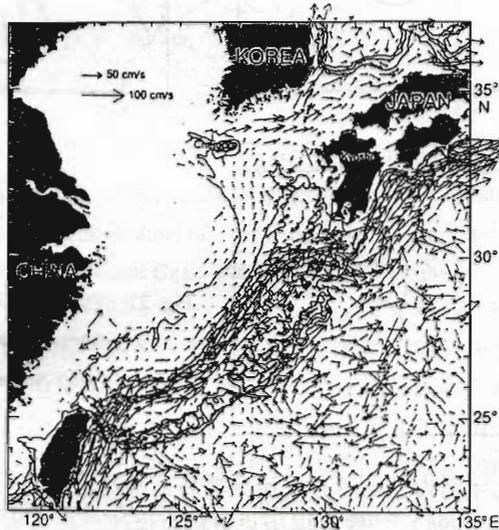


Fig.25 Surface current vectors derived from trajectories (1989-1996) by 20' by 20' box averaging. Vector scales are shown on the upper left panel. (from Lie et al., 1998) [23]

另一方面,日本长崎海洋气象台在 1987 年及 1993-1997 年期间在冲绳岛东南 OK 断面 (自 NW 指向 SE) 上的 14 次 CTD 观测结果,却得出了另一个相类似的结论。Nakano 等(1998) [24] 指出, 在此期间 OK 断面相对于 1500 db 面的地转流流量计算值, 其东北分量变化在 2-34 Sv 之间, 东北分量的平均值 (11.9 Sv) 与西南分量的平均值 (10.1Sv) 几乎相同 (图 26), 所以就平均地转流流量而言, 没有发现存在着一支稳定的东北向流。

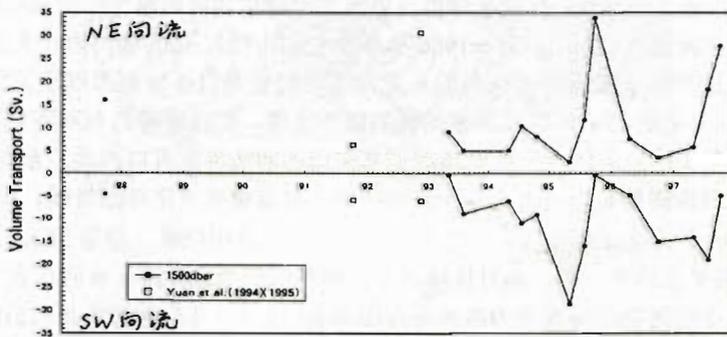


Fig. 26 Time-series of geostrophic transport across the OK line (upward (+) is northeastward current and downward (-) is southwestward current) (after Nakano et al., 1998) [24]

他们还分析了这一时期由 TOPEX/POSEIDON 卫星测得的海面动力高度 (SSDH) 分布, 发现在 $20^{\circ}\sim 25^{\circ}\text{N}$ 之间有一 SSDH 高值区 (反气旋涡) 自东向西移动, 达到冲绳岛东南海域。他们认为, 这些涡旋对琉球群岛以东的海况产生影响。SSDH 的分布可归结为三种类型 (见图 27)。这表明冲绳群岛以东的海域常为反气旋式或气旋式涡旋所占, 从而不存在一支稳定的东北向流。

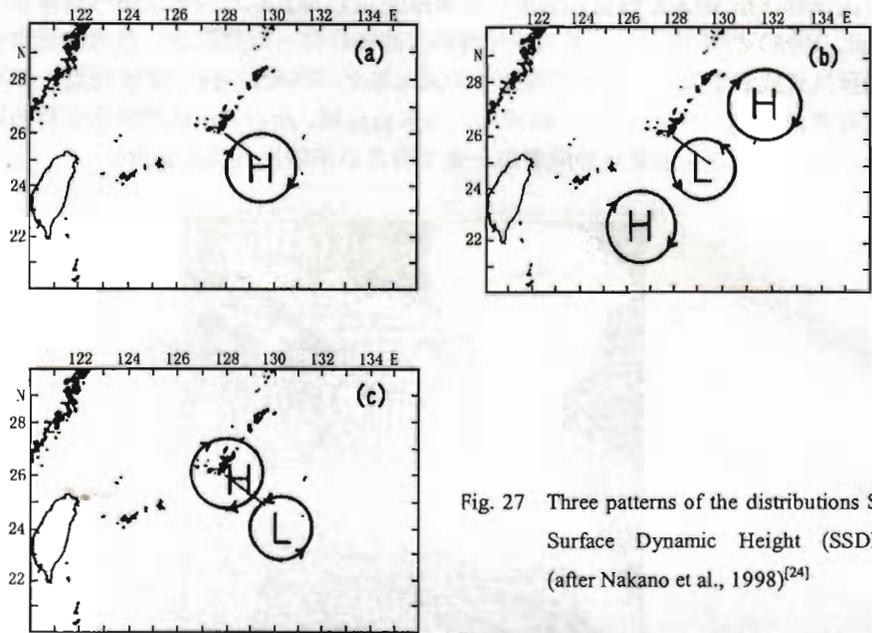


Fig. 27 Three patterns of the distributions Sea Surface Dynamic Height (SSDH). (after Nakano et al., 1998)^[24]

以上介绍了最近几年国内外学者有关琉球群岛东南海域东北向流的研究情况。在 90 年代初, Guan (管秉贤, 1994)^[25]曾根据历史资料对琉球群岛以东海域的上层环流提出过这样的看法: 虽然, 琉球群岛以东海域确实存在东北向流, 但它并不是一支独立和连续的海流, 仅仅是一个或几个暖涡的西边界或其一部分, 它的频繁出现是因为琉球群岛东南海域暖涡的经常出现所致, 同时它不是北赤道流第一西流带 W_1 的延续, 而有时可能是日本以南黑潮逆流的延续。当年所根据的历史资料有: Hasunuma & Yoshida (1978)^[11]根据多年长期平均水文资料计算得出的海面相对于 1200 db 面的动力高度分布图 (见图 14), 此图表明在台湾和琉球群岛以东海域, 除了黑潮及其东侧的暖涡外, 还有自南而北存在着三个暖涡, 它们的西边界 (或西侧) 部分流向东北, 可以组成一支东北向流, 但自西向东并不连续, 中间也可能间断。个别时期的情况也与此类似。例如, 在 1965 年夏季 (见图 13a), 台湾以东黑潮东侧为一暖涡, 再东侧为一冷涡, 而在琉球群岛以东为一自东北向西南延伸的狭长暖涡所占, 它的西边界为东北向流^[2]。到了 1965—1966 年冬季 (见图 15), 这区域仍为一大暖涡 (黑潮脊) 所占, 它的西边界即是琉球群岛东南的东北向流, 但它是日本以南黑潮逆流的延伸^[12]。到了 1966 年夏季 (见图 13b), 黑潮东侧的暖涡依然出现, 但琉球群岛东南海域不再是暖涡而为一个尺度相当大的冷涡所占, 此时琉球群岛东南的西边界流流向西南, 东北向流消失^[2]。所以, 琉球群岛东南的东北向流不是一直存在的, 也有消失或逆转的时候。但在 1975 年 4—5 月期间, 一个大而深的暖涡又一次出现在琉球群岛东南海域 (见图 28), 同时地转流与 GEK 的测流结果也趋于一致, 此时琉球群岛东南海域的西边界流又流向东北^[26]。从上述多年长期平均及个别时期的海面动力高度分布图来看, 琉球群岛东南的东北向流随着这里暖涡的出现而常出现, 但有时也随着暖涡的消失 (或转移) 而消失 (或逆转)。所以这支东北向流的主要来源是反气旋式涡的存在。这与图 25 由海面漂流浮标轨迹得出的流速矢量图是相当吻合的。

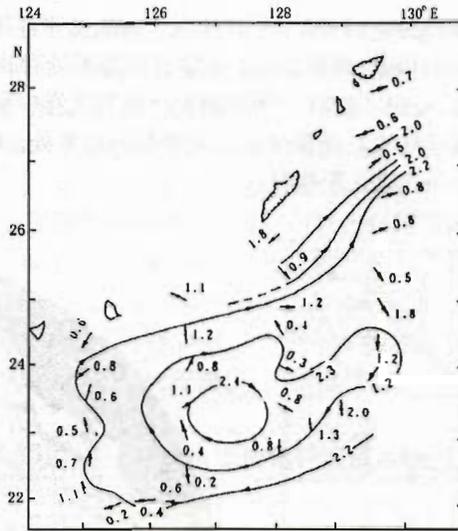


Fig.28 Observed current velocity (GEK, arrow. Kn) and sea surface dynamic height topography (0/1000×10⁴ Pa, dyn. m, streamline) of the warm eddy in April-May, 1975

(after Guan, 1983, 1994) [25,26]

这个问题的争论点是：琉球群岛东南海域的东北向流，到底它主要来自那里经常出现的反气旋式涡（暖涡或称“再生环流的反气旋式涡”）的西侧部分呢？还是它的大部分流量来自吕宋海峡—台湾以东的黑潮东分支，它绕暖涡西侧流向东北？或者有时可能来自东方的西向流，它在暖涡西南侧转弯绕暖涡西侧流向东北？（当然，也可认为暖涡是西向流拐弯时形成的，但图 25 表明，暖涡也常常独立存在）。而数值模拟结果（图 22）表明，琉球群岛东南海域的东北向流是来自黑潮在台湾以东 23°~24°N 附近向东分出的分支。

3. 台湾和菲律宾以东海域的深层环流

Stommel (1958) [27] 提出的大洋深层环流模式如图 29 所示。从这模式图中可以看出，北太平洋西部的深层流，在日本以东为南向流，它的南部，即菲律宾海西部为北向流。本文所称的深层流是根据 Reid (1981) [29] 的定义为“中深度流”（mid-depth circulation）的简称，它指在中低纬度海域 1000~3000 m 层处的海流。

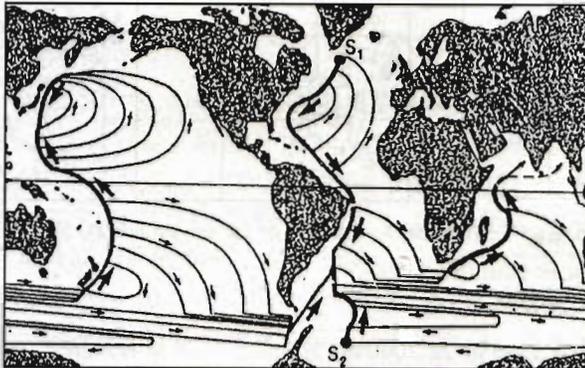


Fig.29 Model for deep ocean circulation (after Stommel, 1958) [27]

台湾和菲律宾(约 13°N 以北)以东附近海域的上层流,包括西边界流黑潮都是自南向北流动的,即是极向的。Moriyasu (1972)^[28]在研究“西北太平洋的深层水”时,计算了菲律宾海盆 3000 db 面上的深层环流,结果表明,在紧邻西边界处存在一支北向流(见图 30)。这与 Stommel 模式图相符。Reid (1981)^[29]在研究“世界大洋中深度环流”时也研究了菲律宾海盆 2000 db 面上的深层环流,结果表明,在紧邻西边界处,0.7 动力米流线也是北向的(见图 31),即也与 Stommel 模式图相符。

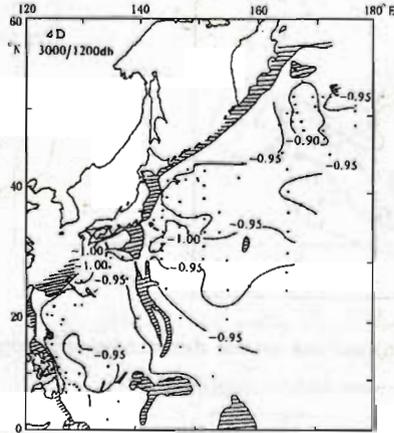


Fig.30 Geopotential topographic chart (referred to 1200 db) of the 3000 db surface (After Moriyasu, 1972, in dyn. m)^[28]



Fig.31 Steric height topography (2000/3500 db) (After Reid, 1981, in dyn. m)^[29]

90 年代初, Guan (1990)^[30]在分析两组 CSK 深水站水文资料时却得出截然不同的结果。图 32 是根据 1966 年 7—9 月在台湾和菲律宾以东海域 14 个深水站(观测深度 $\geq 3500\text{db}$)温盐度资料以 3500 db 为零面动力计算得出的海面、1500 m 及 2000 m 层的地势分布图。

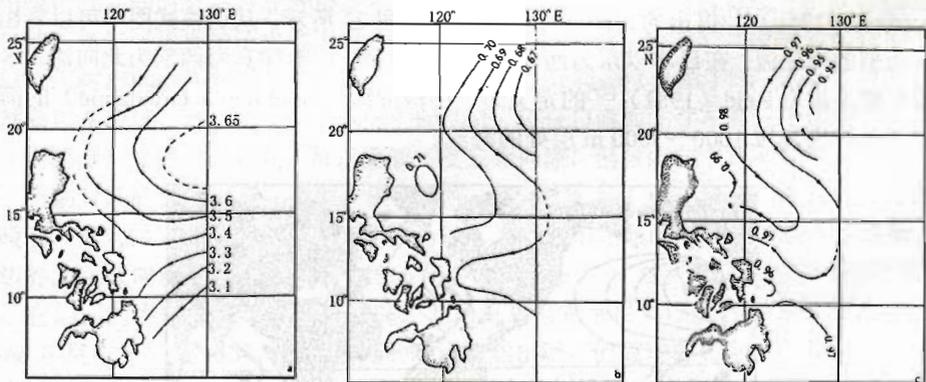


Fig.32 Geopotential topographies (referred to 3500db) of the sea surface(a), 2000db surface (b), and 1500db surface (c), in dyn. m. (after Guan, 1990)^[30]

由图可以看出,海面与 1500 db 及 2000 db 面上流态的最显著差别是,在海面, 13°N 以北区域为一强大的反气旋式涡,海流主要是自南流向东北,南部则为西南向流,这就是北赤道流大约在 13°N 分叉后北上的黑潮(及其它北向流)和南向的棉兰老流。但在 1500 db 及 2000 db 面上却主要为一气旋式涡, 13°N 以北区域主要为南向流,南部则为东向流。这种流态与

Moriyasu (1972) 及 Reid (1981) 得出的台湾和菲律宾以东海域的深层流主要为北向完全不同, Guan (1990) 得出的主要为南向, 这与 Stommel 的模式图有关部分相反。另一组深水观测站位于台湾东南海域, 大致沿 $21^{\circ}30' \sim 22^{\circ}N$ 组成一条四测站的纬向断面, 这也是日本学者于 1969 年 5-6 月观测的。以 3500 db 为零面的地转流速值如表 1 所示。由表 1 可以看出, 在台湾东北向流黑潮下面, 大约从 600 m 以深直达 3000 m 均为南向逆流, 1500 m 处的南向流速达到了 4.5 cm/s, 这是一个不小的深层流速。东侧两站间的南向逆流延伸更深, 自海面直达 3000 m, 这是黑潮右侧暖涡的回流。所以, 台湾东南海域黑潮下面的深层南向逆流是很显著的。当年认为, 在强大的黑潮及其相邻的北向流下面存在着深层南向逆流的可能原因是由于苏澳以东的海脊以及琉球群岛岛架阻塞作用所致, 它们阻塞了向北流动的海流, 使其深层形成南向逆流^[30]。多年来, 我们一直在搜集是否有能佐证这支南向逆流的资料 and 文献, 以便为解决这一有争论的问题提供一些线索。

表 1: 台湾东南海域相对于 3500 db 面的地转流速 (cm/s) (Guan, 1990)^[30]

St. pair Depth (m)	No. 4-3	No. 3-2	No. 2-1
0	15.5	24.0	-22.5
50	16.3	23.9	-22.8
100	17.5	22.1	-23.2
150	16.6	18.3	-21.2
200	15.7	13.9	-18.8
250	14.9	10.2	-16.5
300	13.4	7.9	-15.0
400	8.6	3.6	-11.4
500	3.1	1.0	-7.6
600	-0.9	-1.2	-3.4
700	-2.4	-1.7	-2.3
800	-2.6	-2.0	-1.5
1000	-2.4	-3.4	0.8
1200	-3.9	-3.4	1.5
1500	-4.5	-2.7	0.8
2000	-1.8	-2.4	-0.8
2500	-0.5	-1.5	-0.9
3000	-0.3	-0.5	-0.4
3500	0	0	0

+: 北向流; -: 南向流

(1) 最近, Qu (曲堂栋) 等 (1997)^[31] 根据吕宋以东大约 $18^{\circ}N$ 纬向断面上共 14 次 CTD 观测资料用动力计算方法算得了相对于 1500 db 面的年平均地转流速剖面如图 33 及图 34 所示。这些观测是由中科院海洋所 (TOGA/WOCE 国际计划的一部分) 及中美合作调查相继于 1986-1991 年间完成的。从这些流速分布图上可以明显地看出, 在黑潮下面从 500 m 层起, 存在着与上层北向流相反的南向次表层逆流, Qu 等称之为“吕宋潜流” (Luzon Undercurrent), 流幅约 50 Km。在 1986-1991 年观测期间, 虽流速剖面及强度有相当大的变化, 但它是一支具有“持久特征” (permanent feature) 的海流。吕宋潜流根据平均温、盐度计算得出的相对于 2500 db 面的最大流速约为 7 cm/s, 位于 700 m 处, 平均地转流量约为 3.6 Sv。Kagimoto & Yamagata (1997) 的 OGCM 模拟结果 (见图 35) 与 Qu 等的计算结果在定性上是相一致的^[31]。

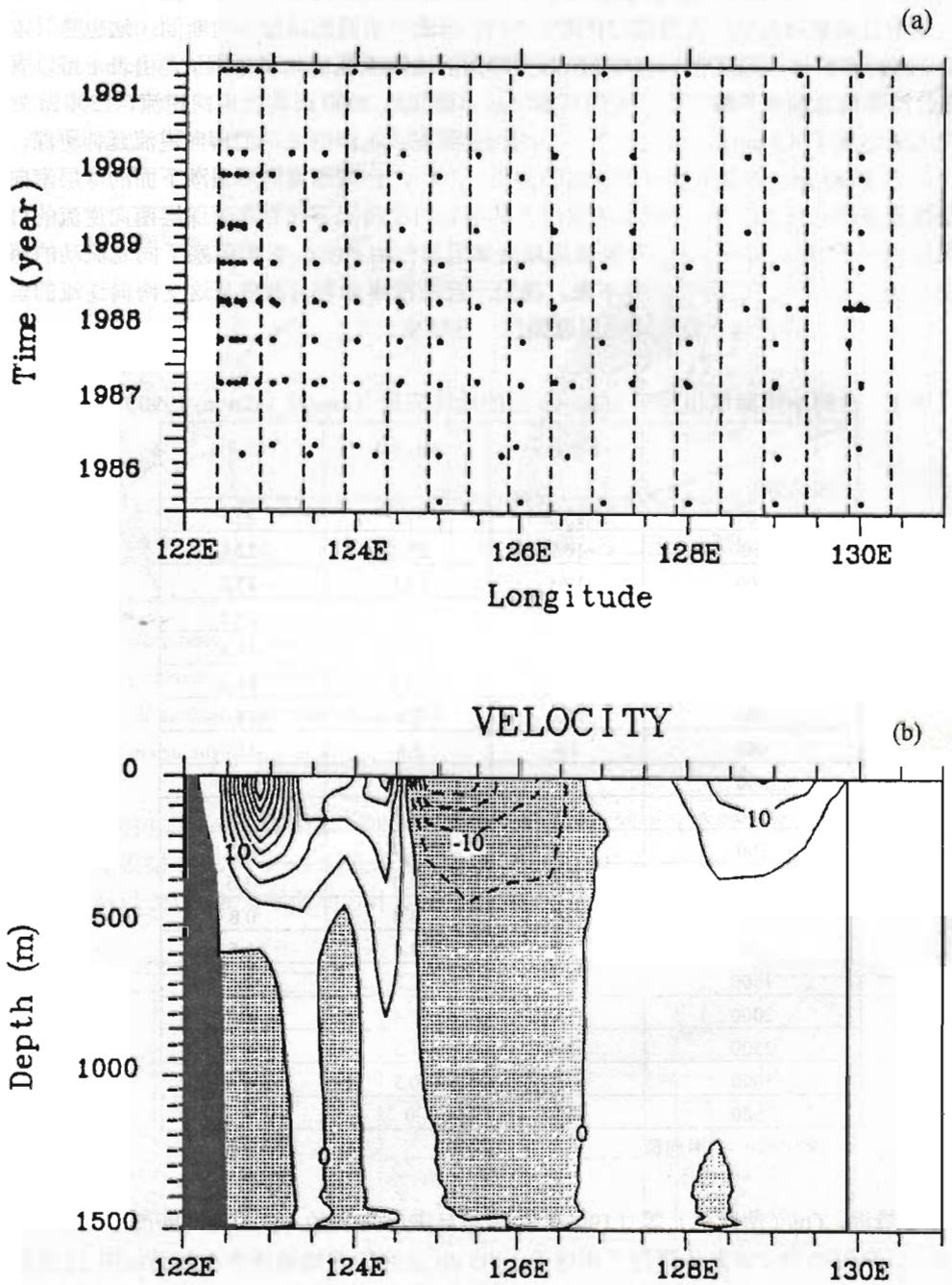


Fig.33 (a) Longitudinal and temporal station distributions (asterisk) and 0.5°-longitude bins (dashed line) on the section; (b) annual mean geostrophic velocities (cm s^{-1}) relative to 1500 db with 0.5° spatial resolution, where the black area indicates the topography averaged between 18° and 18°20'N. The contour interval is 5 cm s^{-1} and the area with southward flow is shaded.

(after Qu et al., 1997)^[31]

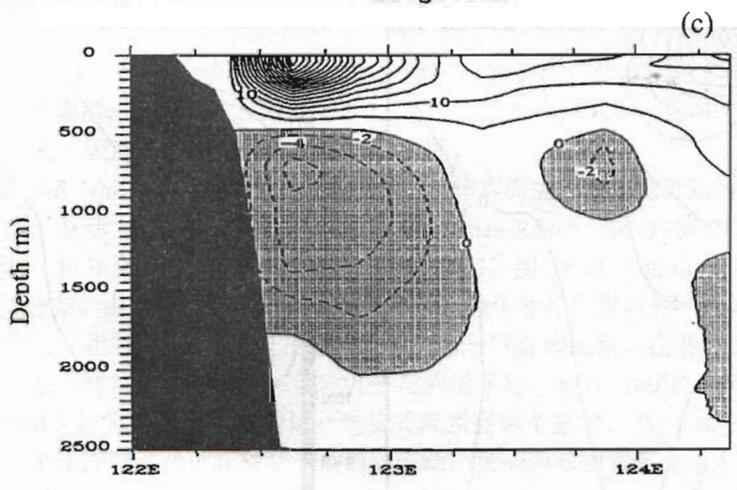
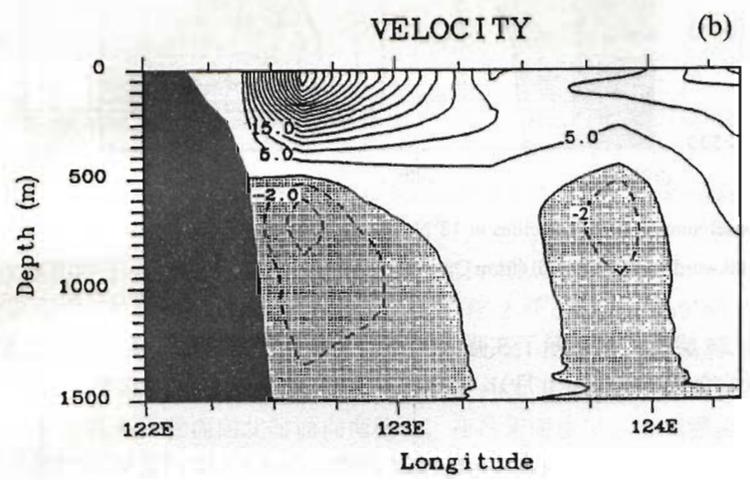
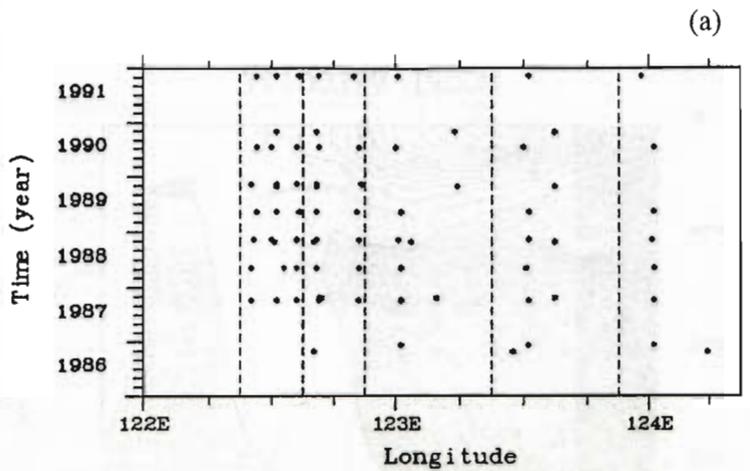


Fig.34 (a) Longitudinal and temporal station distributions (asterisk) and 0.25° -longitude bins (dashed line) in the westernmost 2° band of the section; (b) annual mean geostrophic velocities (cm s^{-1}) relative to 1500 db with 0.25° spatial resolution near the western boundary. The contour intervals are 5 cm s^{-1} for northward flow and 2 cm s^{-1} for southward flow, and the area with southward flow is shaded; (c) same as (b) except with reference to 2500 db (after Qu et al., 1997)^[31]

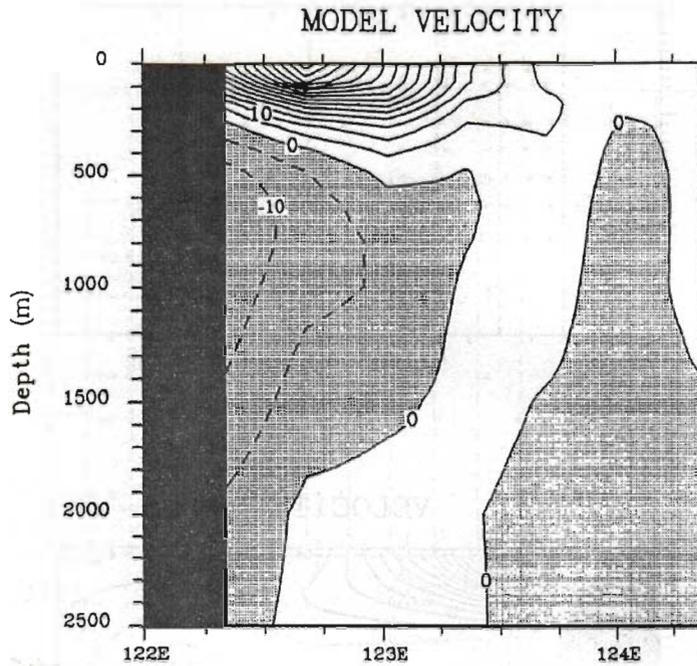


Fig. 35 Model annual mean velocities at 18°N. The contour interval is 5 cm s⁻¹ and the area with southward flow is shaded. (from Qu et al., 1997)^[31]

图 36 表明：24 层模式也揭示了在强大的黑潮下面存在着南向逆流，而且这支南向逆流有着很明显的季节变化（冬季（1 月）；春季（4 月）；夏季（7 月）；秋季（10 月））。

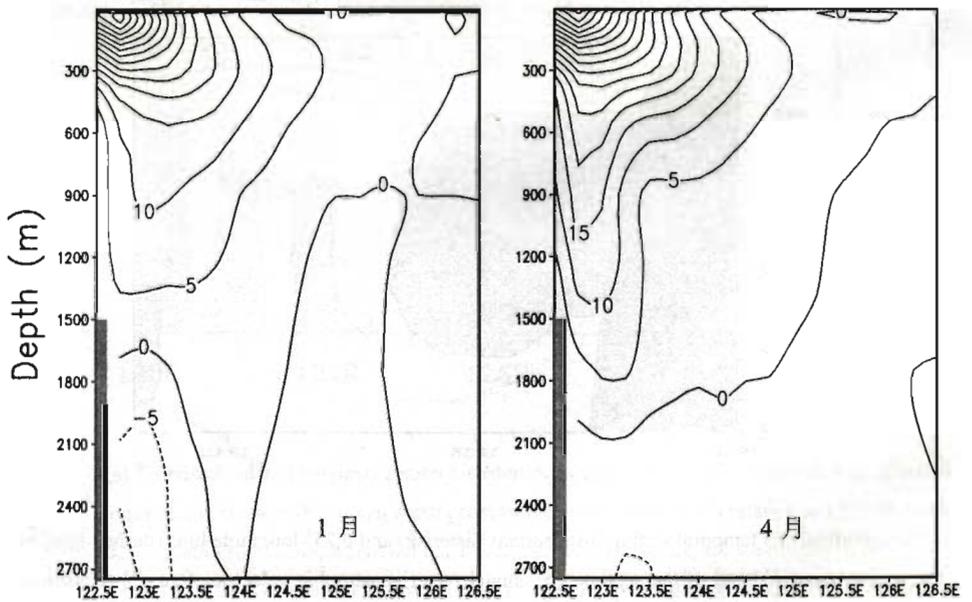


图 36a 24 层模式计算的冬春季流速沿 18°N 断面的垂直分布（正值：北向流）

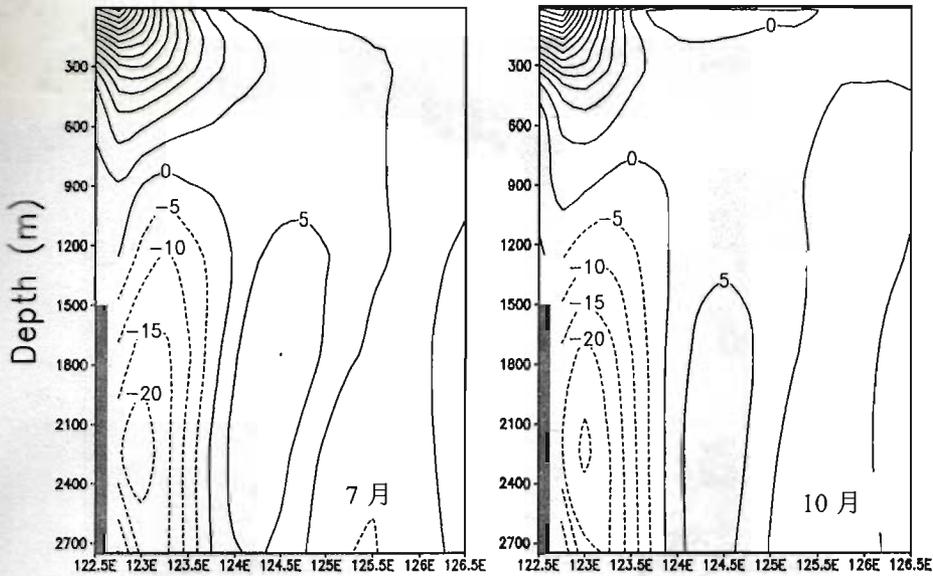


图 36b 24 层模式计算的夏秋季流速沿 18°N 断面的垂直分布 (正值: 北向流;)

(2) 次表层浮子 ALACE 的漂流轨迹也表明在吕宋以东海域的 500 m 层附近有一支向南流动的次表层逆流^[32]。图 37 是日本气象厅于 1996 年 2 月 6 日在 18°59'N, 129°58'E 处 500—590 m 层施放的次表层浮子 (Subsurface float) No.26461 的轨迹。投放后, 该浮子先向南后后在 17°N 附近处向西漂流于 520~590 m 层上, 速度约为 10 cm/s。来到吕宋东岸海域后, 这里漂流轨迹甚为复杂, 时而向北时而向南移动, 在吕宋海岸以东海域漂流约有一年时间。在此期间年平均南向流速约为 4.5 cm/s, 流向 195°; 年平均北向流速约为 3.9 cm/s, 流向 67°, 水温为 6.9~8.2°C, 飘浮深度为 500~540 m, 同时期上层为向北流动的黑潮。Shikama 等 (1998)^[32]认为, 他们的浮子漂流深度与“吕宋潜流”的上边界非常接近, 很可能这浮子有时就漂流在“吕宋潜流”中 (此时流向为南), 有时则漂流在黑潮中 (此时流向为北), 故时而向南时而向北, 因浮子的漂流深度有一变动范围。

(3) 日本学者 Ishizaki (1994)^[33]也模拟出了菲律宾海的“南向深西边界流”。模式具有真实海底地形, 驱动力为年平均海面风应力 (Hellerman-Rosenstein, 1983) 及年平均热力 (Levitus, 1982), 积分至 1000 模式年即达到准稳定状态。图 38 为 2500 m 层的压力 (cm) 及流速 (cm/s) 分布。由图可以看出, 整个北太平洋, 除了菲律宾海以外, 为一单一的反气旋流涡 (阴影区为一相对高压区), 但在菲律宾海则为一气旋式流系, 在菲律宾以东为一南向深边界流, 它沿菲律宾南界继续向东流, 几乎与赤道平行, 约在 160°E 处跨越赤道流向南太平洋。Ishizaki 认为, 菲律宾海的这一气旋式流系有两个来源, 其一为 Izu-Ogasawara 海脊以东的北太平洋深层水通过海脊缺口的西向流动, 另一为菲律宾海底层水的上升运动。图 39 为 2000 m 及 3000 m 层上的北太平洋西南部流速分布图, 虽在不同层次上的主要流径略有差异, 但在这两层上均出现南向及东向流链。图 40 为 Ishizaki (1994) 得出的北太平

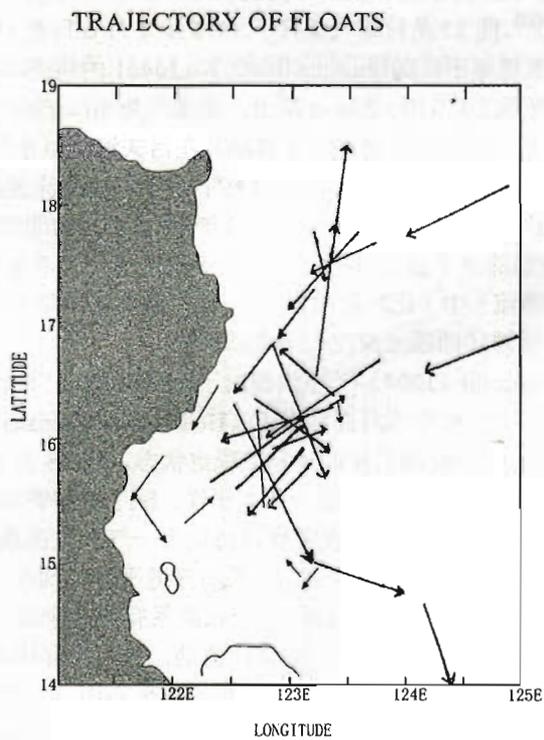
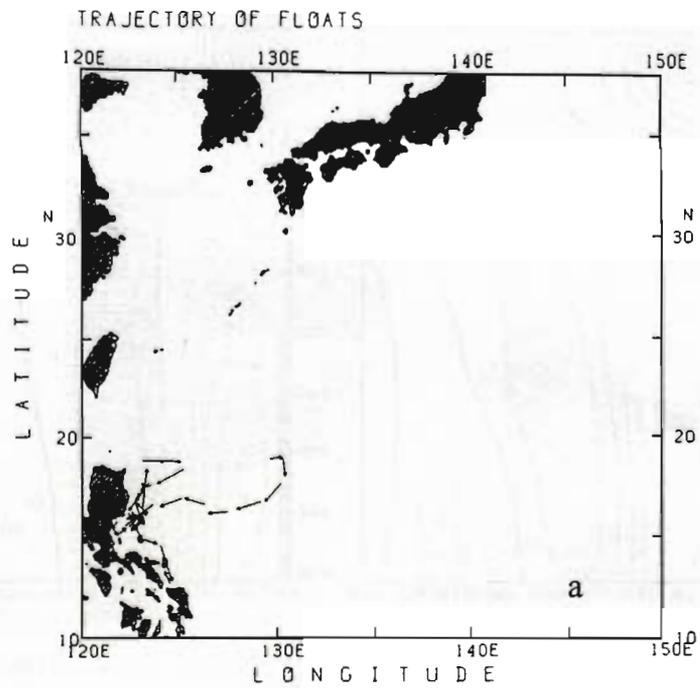
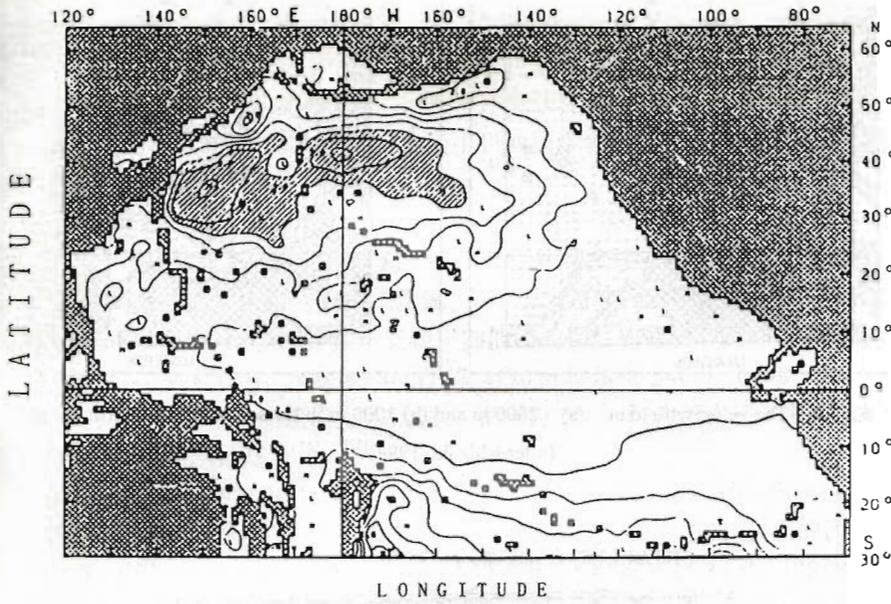


Fig.37 (a) Full trajectory of float 26461; (b) Trajectory of float 26461 near Luzon.
 (after Shikama, et al., 1998)^[32]

PRESSURE (cm) LVL 14 2500m STP 61000

C. I. = 0.2 cm

(a)



(b) VELOCITY LEVEL 14 2500m STP 61000

SCALE → 1.0 (cm/s)

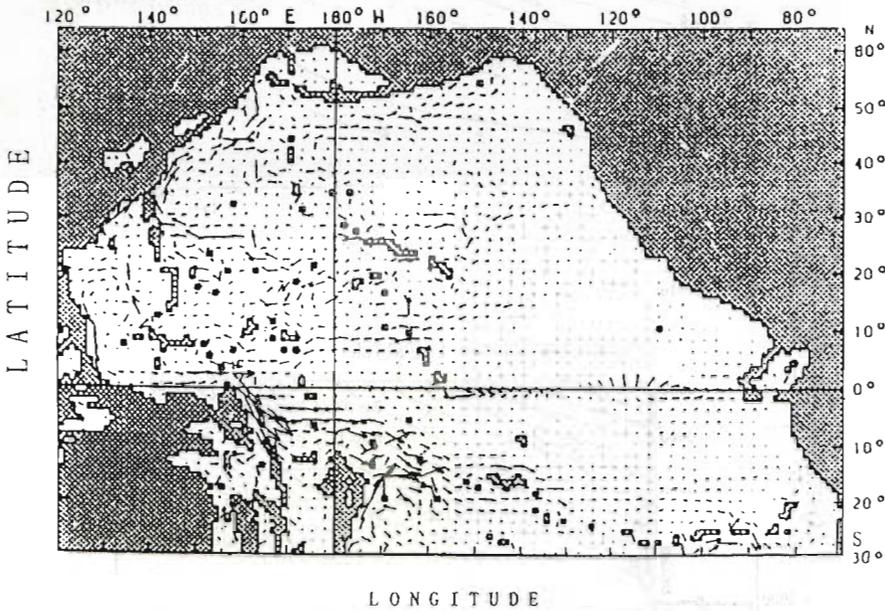


Fig.38 (a) The pressure and (b) the velocity field at 2500 m level. The shaded area corresponds to the relatively high-pressure region. C. I.=0.2 cm (after Ishizaki, 1994)^[33]

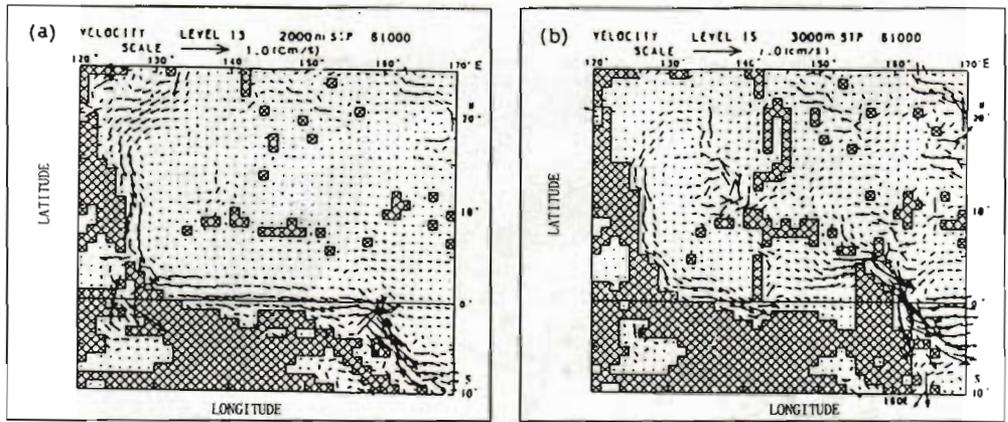


Fig.39 The velocity field at (a) 2000 m and (b) 3000 m in the southwestern North Pacific (after Ishizaki, 1994)^[33]

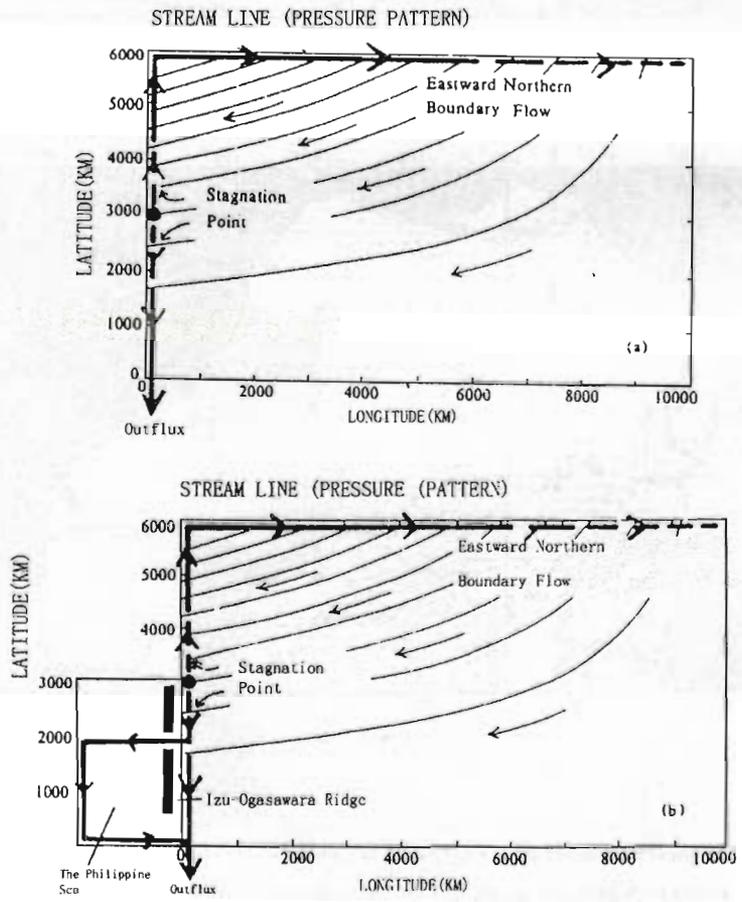


Fig.40 Schematic figures of the upper deep layer circulation in the North Pacific. (a) Without the Philippine Sea and (b) with the Philippine Sea (from Ishizaki, 1994)^[33]

洋深层在没有及有菲律宾海两种不同情况下的模式图。在离赤道向北约 3000 Km 处有一滞留点 (Stagnation Point), 自此点向北为北向流, 向南为南向流。当有菲律宾海时, 海水通过伊豆海脊缺口后流入菲律宾海形成气旋式流系 (西向流→南向流→东向流), 最后越过赤道进入南太平洋。就台湾和菲律宾以东海域的深层流而言, 图 32b, c 与图 39a, b 在定性上是趋于一致的, 即均为南向深西边界流。

(4) 在冲绳群岛东南海域的深层, 即在上述琉球群岛东南海域东北向流下面存在着西南向流, 这已为 80 年代底至 90 年代初日本及中日两国学者的两次长期深层锚碇站测流结果所证实。这两次观测分别是:

- i 日本学者 Chaen 等 (1993) 在研究“菲律宾海盆西北边缘的深层边界流”时, 曾在冲绳岛东南海域深层采用锚碇系统测流, 时间长达 540 天。结果表明, 在冲绳岛东南琉球海槽中 3000 m 以深存在一支稳定的西南向深层边界流。例如, 锚碇测流站 RT3 ($25^{\circ}24'N$, $128^{\circ}18'E$, 水深 4570 m) 在 4170 m 深度处 540 天 (1987 年 11 月—1989 年 4 月) 观测的平均流速值为 4.3 cm/s, 流向为 224° , 即为西南流, 流速也不算小 (转引自袁耀初等, 1995) [34]。
- ii 中日两国学者在 1991 年 11 月至 1992 年 9 月期间在冲绳岛东南的 Pcm1-2E 断面的三个锚碇测流站 (OA, OB, OC) 的中层及深层进行了长达 300 余天的测流, 低通的每月平均流速矢量如图 41 所示。由图可以看出, OC 站 ($25^{\circ}34'N$, $128^{\circ}20'E$) 4500 m 测流处的所有月份平均流的流向比较稳定, 均为南向流; 1991 年 11 月平均流速达到 2.6 cm/s。所以, 在琉球群岛以东海域东北向流下面存在着一支稳定的南向深层潜流 (袁耀初等, 1995) [34]。

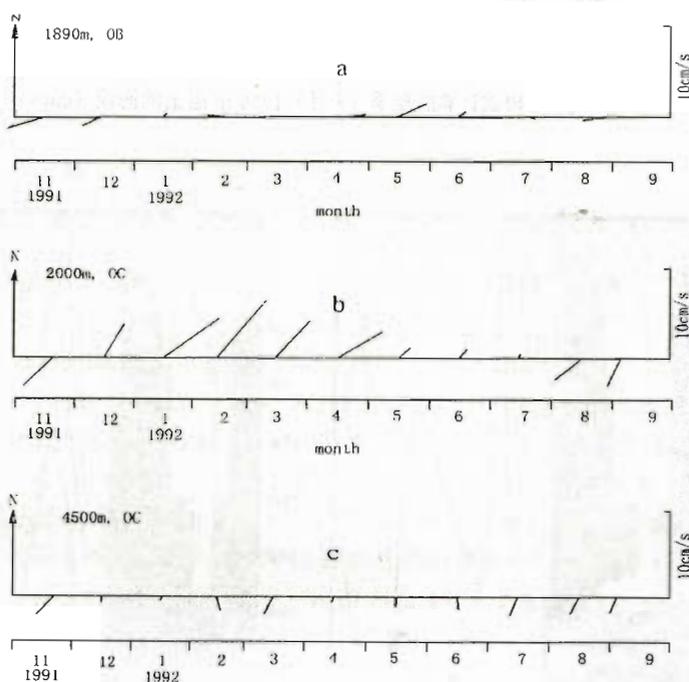


图 41 1991 年 11 月—1992 年 9 月低通的月平均流速矢量图 (据袁跃初等, 1995) [34]

图 42 是我们用 24 层模式计算的结果，它完整的显示了琉球群岛东南海域深层的西南向海流。另外从图 42 还可以看到，在这个深度上还有三个反气旋式涡旋，其中台湾以东的那个暖涡的存在性似乎已无争议，另外两个涡旋未见报道有待进一步观测验证。图 43 也是 24 层模式结果， 26°N 纬向断面从 OB 和 OC 两个测流站附近穿过，从这个图上一方面可以看到，在夏季 $128^{\circ}\sim 130^{\circ}\text{E}$ 之间向北的琉球海流的流核的确在次表层。另外还可以看到，北向琉球海流的下面是向南的琉球潜流，而且琉球海流和琉球潜流都有明显的季节变化。

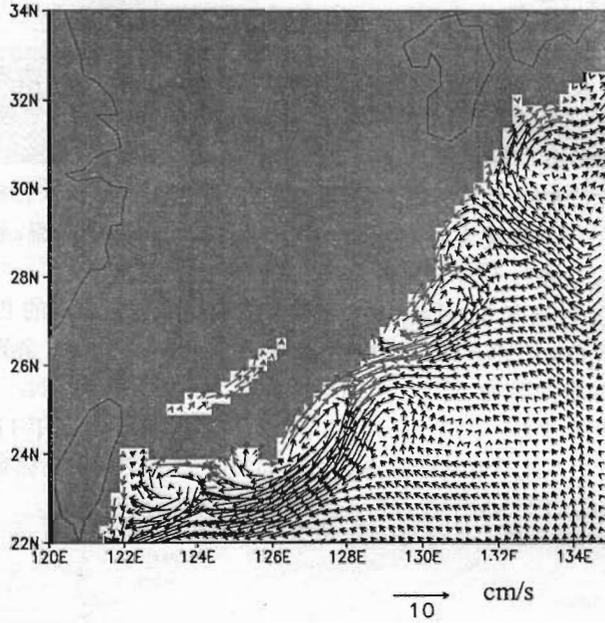


图 42 24 层模式计算的夏季 (7 月) 1750 m 层上的海流 (cm/s)

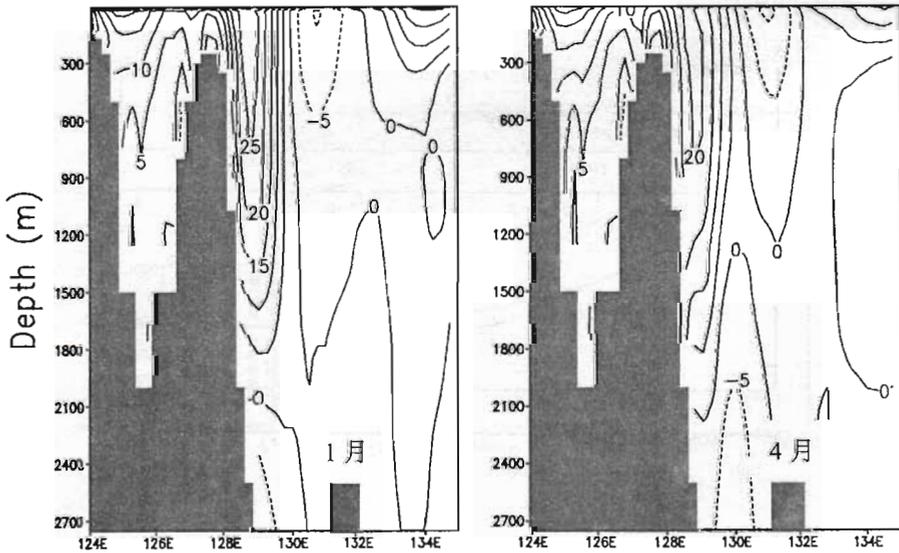


图 43a 24 层模式计算的冬春季流速沿 26°N 断面的垂直分布，冬季 (1 月)；春季 (4 月)
(正值：北向流，单位：cm/s，下同)

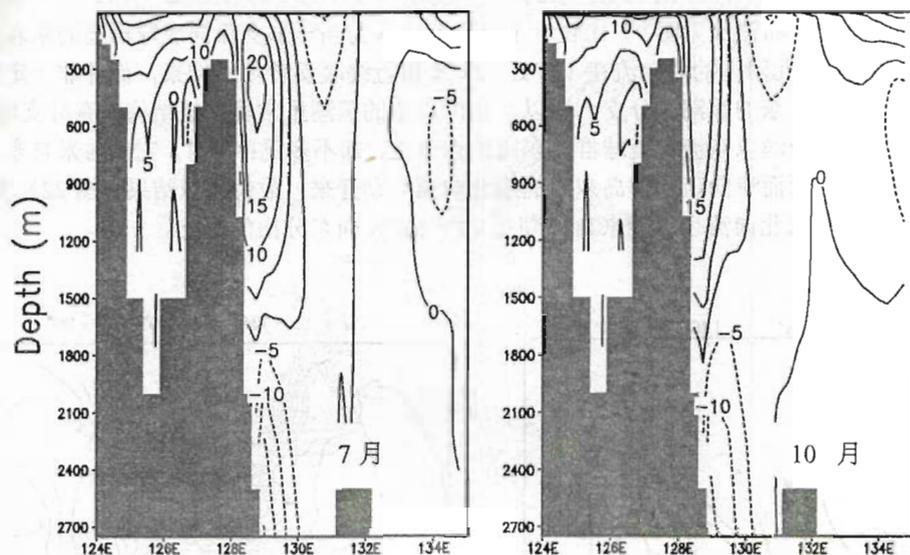


图 43b 24 层模式计算的夏秋季流速沿 26°N 断面的垂直分布, 夏季 (7 月); 秋季 (10 月)

OB 和 OC 两个深层锚碇测流站的位置均与我们根据 1966 年 7—9 月 CSK 深水测站水文资料用动力计算得出的动力高度分布图 (图 32) 的北界十分紧邻, 从而也为我们根据天气式资料得出的在台湾和菲律宾以东海域的深层存在着与上层流相反的南向逆流这一发现 (Guan, 1990) [30] 提供了实测证据。

这个问题的争论点是: 由于近期的研究结果与早期 Stommel (1958)^[27], Moriyasu (1972)^[28] 及 Reid (1981)^[29] 的研究结果恰好相反, 台湾和菲律宾以东海域的深层流到底主要是南向还是向北?

4. 目前我们的几点看法

前面对中外学者近 10 年来对上述三个问题的种种看法作了简略回顾, 可以进一步看到, 菲律宾海西部环流的天气式图景 (Synoptic map) 远比传统的气候式图景 (Climatic map) 要复杂得多。中外学者提出的各种看法都是根据天气式和准气候式资料, 经过深入分析和合理计算得出的, 应予以充分肯定。现在我们试图从这些不同的看法中提出几点综合的见解, 以供今后为进一步探索 and 解决这些问题提供参考。

(1) 第 1, 2 两个问题是紧密相连的, 其核心就是想解决这样一个问题, 即西边界流黑潮, 它在吕宋海峡—台湾以东的流量大, 进入东海和流出吐噶喇海峡时流量较小, 而在日本以南黑潮流量更大, 这中间流量的差额, 是通过什么途径和过程形成和得到平衡的? 如能证实吕宋海峡—台湾以东的黑潮分出一个东分支沿着琉球群岛东南流向九州东南与从东海流出的黑潮汇合, 就可能会使流量得到平衡。这种想法是很自然和合理的, 但实际情况并非这么简单。首先, 从近期报道来看, 只有 1995 年 10 月及 1996 年 5—6 月才出现台湾以东黑潮有流向琉球群岛以东的“东分支”, 其余时间则不出现这样的东分支。从历史资料 (如图 13、14、15 等) 也可看出, 当吕宋海峡—台湾以东出现较大暖涡时, 一般不会出现流向琉球群岛以东的黑潮东分支。所以“东分支”现象肯定不是黑潮的“持久特征”。其次, 即使是前述出现的两次流向琉球群岛以东的黑潮东分支现象, 如前所述, 其东分支属性还要通过黑潮主干与东分支两者水文特征 (即温盐度关系) 的相关性加以鉴定。另一方面, 还要排除这种东北向流系来自其他的西向流在 123°E 附近绕暖涡转弯流向琉球群岛东南的可能性。如将

1995年10月海面相对于1500 db的重力势分布图和700 m层水温分布图(见图44)与当时的流函数及流量分布图(见图7)比较一下,也可以认为当年那支流向琉球群岛的东北向流可能是沿20°N以北附近的西向流在123°E、21°N附近绕暖涡转弯的结果,而并非一定来自吕宋海峡—台湾以东的黑潮东分支。所以,台湾以东的黑潮虽常呈多核结构而有分支现象,但自吕宋海峡—台湾以东流向琉球群岛东南的东分支,却不多见;有时,它应与来自东方的西向流绕暖涡转弯而流向琉球群岛东南的东北向流区别开来;数值模拟结果(图22)表明,琉球群岛东南的东北向流也可能来自黑潮在23°~24°N向东分出的分支。

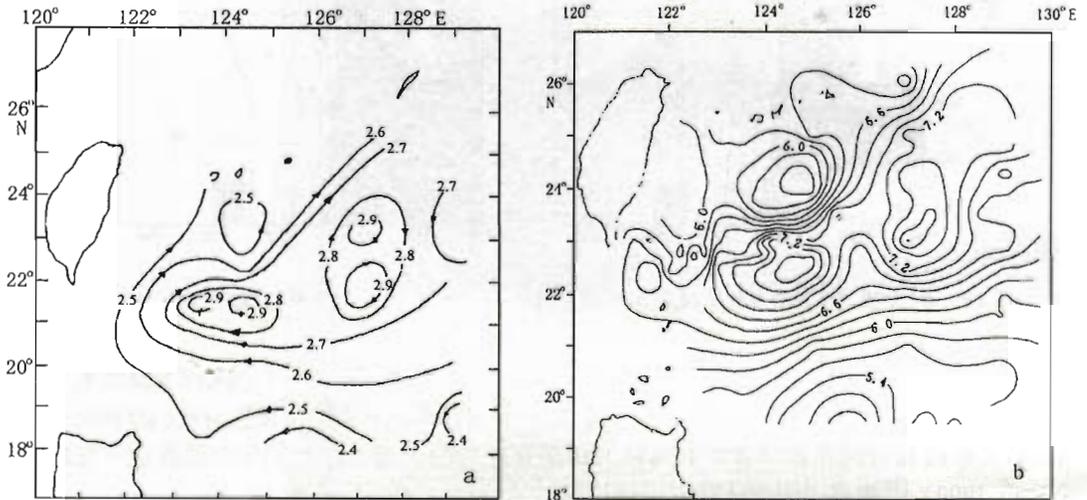


图44: 1995年10月海面相对1500 db面的重力势分布(a)和700 m层水温分布(b)

(据林葵等, 2000; 袁耀初等, 2000) [35,4]

(2) 除个别时期琉球群岛东南海域为气旋式涡旋(如图13b及Ishii, et al., (1982)^[36]的漂流浮标轨迹都呈气旋涡旋运动)所占外, 这里东北向流的存在是肯定的。从1989-1996年由漂流浮标轨迹得出的表层流矢量图(图25)来看, 这支东北向流存在的形式主要还是由于反气旋式暖涡的经常出现所致, 即它主要是暖涡的西侧部分。但是, 很有可能, 来自东方的西向流在暖涡西南侧转弯绕暖涡西侧流向东北从而加强了暖涡(如图10)。当然, 在个别情况下, 也有可能来自台湾以东的黑潮东分支, 它沿暖涡西侧流向东北并使暖涡加强(如图8)。所以暖涡和东北向流常是并存的。从图25还可看出, 是暖涡西侧分出的东北向流与来自东方的黑潮在九州东南海域相汇合加强了日本以南的黑潮。这表明涡旋可以向黑潮输送流量。同时还应指出, 在图25上台湾以东黑潮右侧好似分出一个分支作反气旋式流动, 这可能是黑潮右侧的暖涡的一部分, 它主要流向东南而非流向琉球群岛东南海域。

要解决上面两个问题必须进一步开展范围更大(包括菲律宾—吕宋海峡以东, 台湾以东及琉球群岛东南海域), 断面、测站更密的水文和锚碇站测流的调查, 以弄清吕宋海峡—台湾以东海域是否有, 并在什么条件下有黑潮分出东分支流向琉球群岛以东这一关键性问题*。要达到这一目的, 海峡两岸以及中日和其他国家海洋学者的密切协作研究是很有必要的。

* 根据加拿大MEDS提供的卫星跟踪漂流浮标轨迹(苏京志, 2000) [37]来看, 春、秋季(相当于图8及图7的情况)台湾以东黑潮没有东分支流向琉球群岛东南海域(见图45), 当然这仅是表层流态, 也可能是个例。

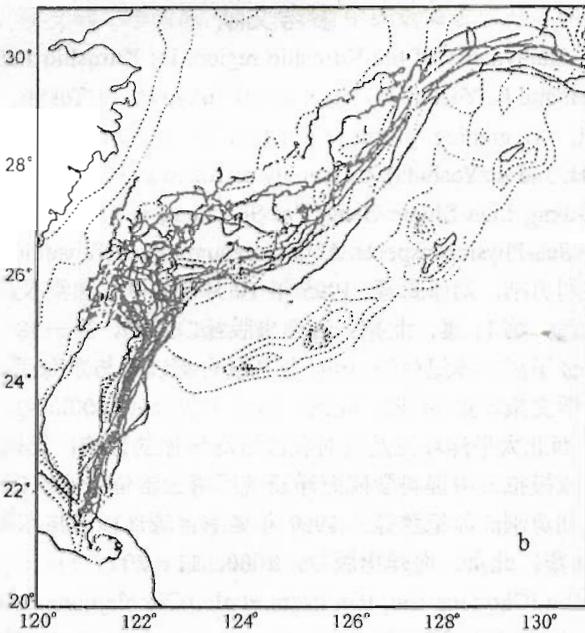
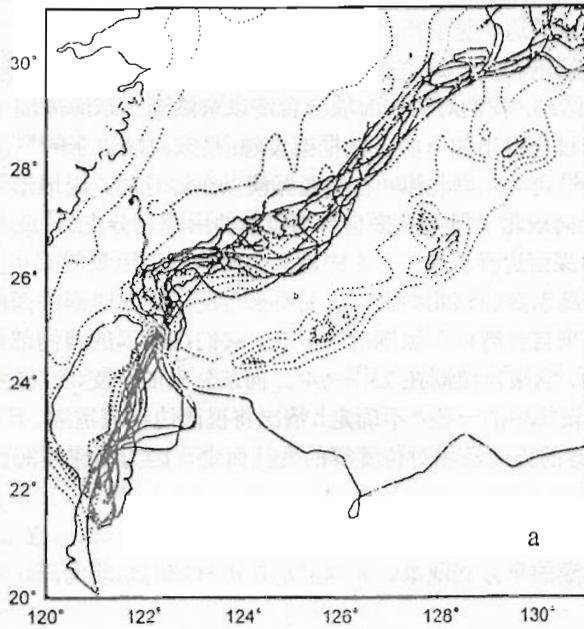


图 45 卫星跟踪漂流浮标轨迹, a 春季; b 秋季, (据苏京志, 2000) [37]

(3) 由于有中日两国学者 (Chaen et al., 1993; Yuan et al., 1994) 在琉球群岛东南海域两次较长时间锚系站测流结果 (即在冲绳岛东南在东北向流的深层存在着反向的西南向流) 作为有力的佐证; 同时, Qu 等 (1997) 也根据 14 次断面 CTD 资料计算得出了吕宋东岸海域次表层存在着南向的“吕宋潜流”; 再加上 Ishizaki (1994) 更模拟出了菲律宾海西部存在着南向深层西边界流; 24 层模式结果 (图 36 及图 42) 也揭示了黑潮及琉球海流下面的南向逆

流。所以 Guan (1990) 根据深水水文历史资料用动力计算得出的在台湾和菲律宾以东海域的深层存在着南向逆流的这一见解得到了证实。但这与 Stommel (1958) 的“大洋深层环流模式”中的有关情况恰恰相反, 这值得进一步研究。

最后, 作为一个结尾, 我们对吕宋海峡—台湾以东黑潮—东海黑潮—日本以南黑潮流量由大变小再变更大的过程提出如下的定性框架设想: 吕宋海峡以东的黑潮除有一小部分流入南海外, 其余大部分沿台湾东岸北流, 在流经苏澳以东海脊时, 因地形阻塞作用, 其深层或者沿琉球群岛以南流向东北 (但不是来自台湾以东的黑潮东分支), 或者向南流动, 加入到菲律宾海西部的南向深西边界流中去; 这样进入东海的黑潮流量就减小; 在流出吐噶喇海峡后, 遇到来自琉球群岛东南的东北向流, 它主要来自反气旋式暖涡的西侧部分, 或者来自东方的西向流, 也可能来自台湾以东黑潮的东分支, 它们绕暖涡的西侧部分流动, 当然也可能如模式结果所显示的, 它来自黑潮在 $23^{\circ}\sim 24^{\circ}\text{N}$ 向东分出的分支, 这样两者汇合后日本以南的黑潮流量就增大。设想中的一些“不确定”情况将视西边界流黑潮、琉球群岛东南的暖涡、 20°N 附近的西向流等的强度及相对位置等的变化而定, 因为菲律宾海西部环流的天气式图景实在太复杂了。

关键词: 台湾以东黑潮的东分支现象、琉球群岛东南海域的东北向流、台湾和菲律宾以东海域的深层环流

参考文献

1. Mogi, A. Bathymetry of the Kuroshio region. In: Kuroshio-Its Physical Aspects (Eds. Stommel H. and K. Yoshida), University of Tokyo Press, Tokyo, 1972, 53-80
2. Nitani, H. Beginning of the Kuroshio. In: Kuroshio-Its Physical Aspects. (Eds., Stommel H. and K. Yoshida), University of Tokyo Press, Tokyo, 1972, 129-163
3. Liu Cho-teng, Liao Shyue-Geng, Pai Su-Cheng et al. Water masses in the western Philippine Sea-Physical aspects. *Acta Oceanographica Taiwanica*, 1986, 17: 1-17
4. 袁耀初, 刘勇刚, 刘倬腾等. 1995年10月台湾以东黑潮及冲绳岛东南海流, 中国海洋学文集, 第11集, 北京: 海洋出版社, 2000, 31-38
5. 袁耀初, 金子新, 苏纪兰等. 1996年初夏台湾以东与东海黑潮及冲绳岛东南海流, 中国海洋学文集, 第11集, 北京, 海洋出版社, 2000, 39-51
6. 许东峰. 西北太平洋环流及其对我国近海环流的影响: 第四章, 1997年7月西北太平洋环流模拟. 中国科学院海洋研究所博士学位论文, 2000, 57-68
7. 袁耀初, 刘勇刚, 苏纪兰等. 1997年冬季台湾岛以东与东海黑潮. 中国海洋学文集, 第12集, 北京, 海洋出版社, 2000, 11-20
8. Yuan Yaochu, Cho-teng Liu, Pan Ziqin et al. Circulations east of Taiwan and in East China Sea and east of Ryukyu Islands during early summer 1985, *Acta Oceanologica Sinica*, 1996, 15(4): 423-435
9. Yuan Yaochu, Liu Yonggang, Liu Cho-teng et al. The Kuroshio east of Taiwan and the currents east of the Ryukyu-gunto during October of 1995. *Acta Oceanologica Sinica*. 1998, 17(1): 1-13
10. Yu Honghua, Yuan Yaochu, Su Jilan et al. Hydrographic characteristics in the regions east of Taiwan and east of the Ryukyu Islands during October of 1995 and May-June of 1996. *Proceedings of Japan-China Joint Symposium on CSSCS*, Fisheries Agency of Japan, Japan, 1998, 119-128

11. Hasunuma K., K. Yoshida. Splitting of the subtropical Gyre in the western North Pacific, *Jour. Oceanogr. Soc. Japan*, 1978, 34(4): 160-172
12. Japanese Oceanographic Data Center, 1967-1977. CSK Atlas. Vol. 1-7.
13. 管秉贤. 台湾以东黑潮深层流的途径. *海洋与湖泊*, 1985, 16 (4): 253-260
并见: *La mer*, 1984, 22:156-162
14. Kawabe, M. Sea level variations around the Nansei Islands and the large meander in the Kuroshio south of central Japan. *Jour. Oceanogr. Soc. Japan*. 1980, 36(4):227-235
15. 王元培, 孙湘平. 琉球海流特征探讨. 黑潮调查研究论文选(二), 北京, 海洋出版社, 1990, 237-245
16. 袁耀初, 远藤昌宏, 石崎广. 东海黑潮与琉球群岛以东海流的研究. 黑潮调查研究论文选(三). 北京, 海洋出版社, 1991, 220-234
17. 袁耀初, 苏纪兰, 潘子勤. 1988年东海黑潮与琉球群岛以东海流的研究, 黑潮调查研究论文选(三). 北京, 海洋出版社, 1991, 235-244
18. Yaochu Yuan, Kenzo Takano, Ziqin Pan et al. The Kuroshio in the East China Sea and the currents east of the Ryukyu Islands during autumn 1991. *La mer*. 1994, 32:235-244
19. 袁耀初, 潘子勤, 金子郁雄等. 东海黑潮的变异与琉球群岛以东海流. 黑潮调查研究论文选(五). 北京, 海洋出版社, 1993, 279-297
20. 曾庆存, 侯文峰, 李荣凤. 太平洋及中国近海表层海流图集. 北京, 海洋出版社, 1996, 1-122
21. 李荣凤, 季仲贞, 曾庆存. 西太平洋洋流数值模拟. 海洋环流研讨会论文集. 北京, 海洋出版社, 1992, 115-126
22. Su Jilan. Review of the work of Chinese scientists in the China-Japan Joint Programme on the Subtropical Gyre System in the North-west Pacific. Proceedings of Japan-China Joint Symposium on CSSCS, Fisheries Agency of Japan, Japan, 1998, 9-11
23. Lie Heung-Jae. Cho Cheol-Ho, Kaneko Arata. On the branching of the Kuroshio and the formation of slope countercurrent in the East China Sea. Proceedings of Japan-China Joint Symposium on CSSCS, Fisheries Agency of Japan, Japan, 1998, 25-41
24. Nakano Toshiya, Kuragano Tsurane, Liu Yonggang. Variations of Oceanic conditions east of the Ryukyu Islands. Proceedings of Japan-China Joint Symposium on CSSCS, Fisheries Agency of Japan, Japan, 1998, 129-140
25. Guan Bingxian. Circulations east of Taiwan and the Ryukyu Islands-A brief review. Proceedings of China-Japan JSCRK, Beijing. China Ocean Press, 1994.18-28
26. Guan Bingxian. Major features of warm and cold eddies south of the Nansei Islands. *Chin. J. Oceanol. Limnol*, 1983, 1(3):248-257
27. Stommel H. Model for deep ocean circulation. *Deep-Sea Res.*, 1958, 5, 82. Or: Stephen Pond, George L. Pickard., *Introductory Dynamic Oceanography*, Pergamon Press, 1978, 135
28. Moriyasu, S. Deep waters in the western North Pacific. In: *Kuroshio-Its Physical aspects* (Eds., Stommel H. And K. Yoshida), University of Tokyo Press, Tokyo,

1972, 387~408

29. Reid, J. L. On the mid-depth circulation of the world ocean. In: Evolution of the Physical Oceanography (Eds., B. A. Warren and C. Wunsch), 1981, 70-111.
30. Guan Bingxian. A note on the deep circulation in the area east of Taiwan and the Philippines. Chin. J. Oceanol Limnol. 1990, 8(2): 167-176
31. Qu, T., T. Kagomoto, T. Yamagata. A subsurface countercurrent along the east coast of Luzon. Deep-Sea Res., 1997, 44: 413-423
32. Shikama Nobuyuki, Ishikawa Koichi, Wakaki Shizuo. Subsurface circulation measured with ALACE Floats in the westernmost subtropical region of the North Pacific. Proceedings of Japan-China Joint Symposium on CSSCS, Fisheries Agency of Japan, Japan, 1998. 63-74
33. Ishizaki Hiroshi. A simulated southward deep western boundary current in the Philippine Sea. Proceedings of China-Japan JSCRK, Beijing, China Ocean Press, 1994, 283-290
34. 袁耀初, 苏纪兰, 高野健三等. 琉球群岛以西的西边界流. 中国海洋学文集, 第5集, 北京, 海洋出版社, 1995, 12-26
35. 林葵, 汤毓祥, 郭炳火等. 北太平洋副热带西部海域的流场特征. 中国海洋学文集, 第11集, 北京, 海洋出版社, 2000, 7-15
36. Ishii Haruo. Surface current observation with drifting buoys in the Kuroshio region. Proceedings of Japan-China Joint Symposium of the Cooperative Study on the Kuroshio, Science and Technology Agency, Japan; State Oceanic Administration, China, 1990, 28-38
37. 苏京志. 全球上层海流的漂流浮标资料分析. 中国科学院海洋研究所硕士学位论文, 2000

黄东海西部沿岸海域冬季的逆温跃层现象 及其与深底层海流的关系*

管秉贤

(中国科学院海洋研究所, 青岛, 266071)

在传统概念中, 冬季渤、黄、东海除黑潮及其分支以外的沿岸浅水区域, 海水水文(温、盐、密度)特征都是呈明显的垂直均匀分布状态, 其实不尽如此。全国海洋综和调查(1958—1960)首先发现在浙东、粤东及山东半岛北及东沿岸海域冬季存在着逆温跃层(Inversion thermocline)现象(毛汉礼、邱道立, 1964)^[1]。这是一种水温随着深度的增加不是减低反而是增加的跃层现象。国家海洋局 1992 出版的《渤海、黄海、东海海洋图集—水文》分册^[2]中的温跃层每月强度、上界深度和厚度分布图是迄今渤黄东海温跃层现象最全面、系统的气候式资料。这些图幅最突出的现象是冬半年东海西部沿岸和山东半岛北及东沿岸海域经常出现逆温跃层。

如所周知, 凡是强度、上界深度和厚度都较弱而小的逆温跃层主要是由于冬季气温的冷却作用所导致; 而强度、上界深度和厚度都较强而大的逆温跃层则主要是由于上层低温(低盐)的沿岸水覆盖在潜居于深底层的暖流水(相对高盐)之上形成的。上述沿岸海域冬季的逆温跃层大都具有后一特征。本文根据这一特征, 引用文献[2]中的温跃层分布图, 通过水温垂直分布资料和深底层海流资料的比较认为, 冬季出现在上述区域的逆温跃层现象在相当大程度上可以作为深底层潜伏着北上或西向暖流的一种标志。下面分东海西部沿岸海域及山东半岛北及东沿岸海域两部分, 分别探讨了冬季的逆温跃层现象及其与深底层海流的关系。

1. 东海西部沿岸海域

纵观一年期间东海西部沿岸海域, 除 7、8 两月没有出现逆温跃层外, 其余月份都出现逆温跃层。特别是 1—5 月和 11—12 月, 逆温跃层出现的位置及范围基本相同。本文着重讨论冬季和初春的情况, 其他月份从略。

(1) 逆温跃层分布概况

1—4 月逆温跃层的分布如图 1 所示。突出的一点是, 在此期间, 北起长江口南到南澳岛以南大约 10 个纬度(22°—32°N)的沿岸海域内, 除局部小区域稍有断开外, 逆温跃层出现区域(I、II、III 区)几乎相联成片。作者推测, 局部小区的断开可能与观测区域的不连续有关。1 月是有代表性的典型例子(见图 1a)。北起长江口南到南澳岛以南分布着三块逆温跃层区域。北面那块呈月牙形的区域(I 区)面积最大, 自长江口向西南延伸到马祖列岛。台湾海峡西岸的两块面积狭小得多, 分别自南日群岛延伸到金门岛以南(II 区)和自南澳岛向西南延伸到 22°N 附近(III 区)。这三块逆温跃层区都沿海岸自东北向西南延伸。I 区与 II 区之间和 II 区与 III 区之间稍有断开不相联接。逆温跃层的强度以 I 区为最强, 达到 $-0.05 \sim -0.77^\circ\text{C}/\text{m}$; II 区次之为 $-0.05 \sim -0.45^\circ\text{C}/\text{m}$; III 区较弱, 为 $-0.05 \sim -0.38^\circ\text{C}/\text{m}$ 。上界深度分别为 0~35 m, 15~50 m 及 0~15 m; 厚度分别为 5~36 m, 5~9 m 及 4~10 m(见文献 [2])。应指出的是, 因是气候式、多年、大范围资料, 所以上述诸指标有一变动

* 本文得到中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室(LASG), 中国科学院重点项目 KZ952-J1-405 的资助, 谨此致谢。

1. 东海西部沿岸

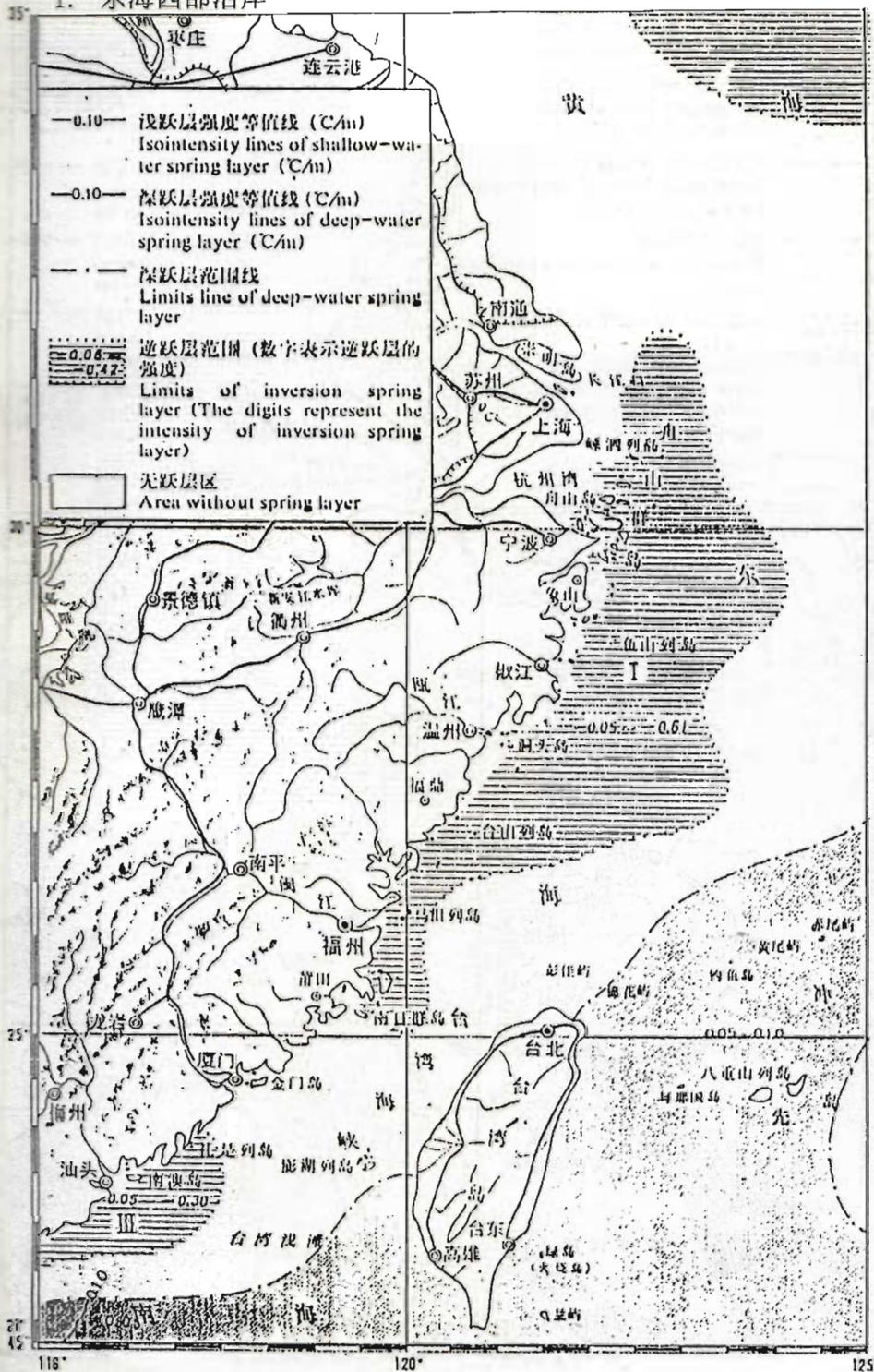


图 1b 水温跃层分布 (2月)

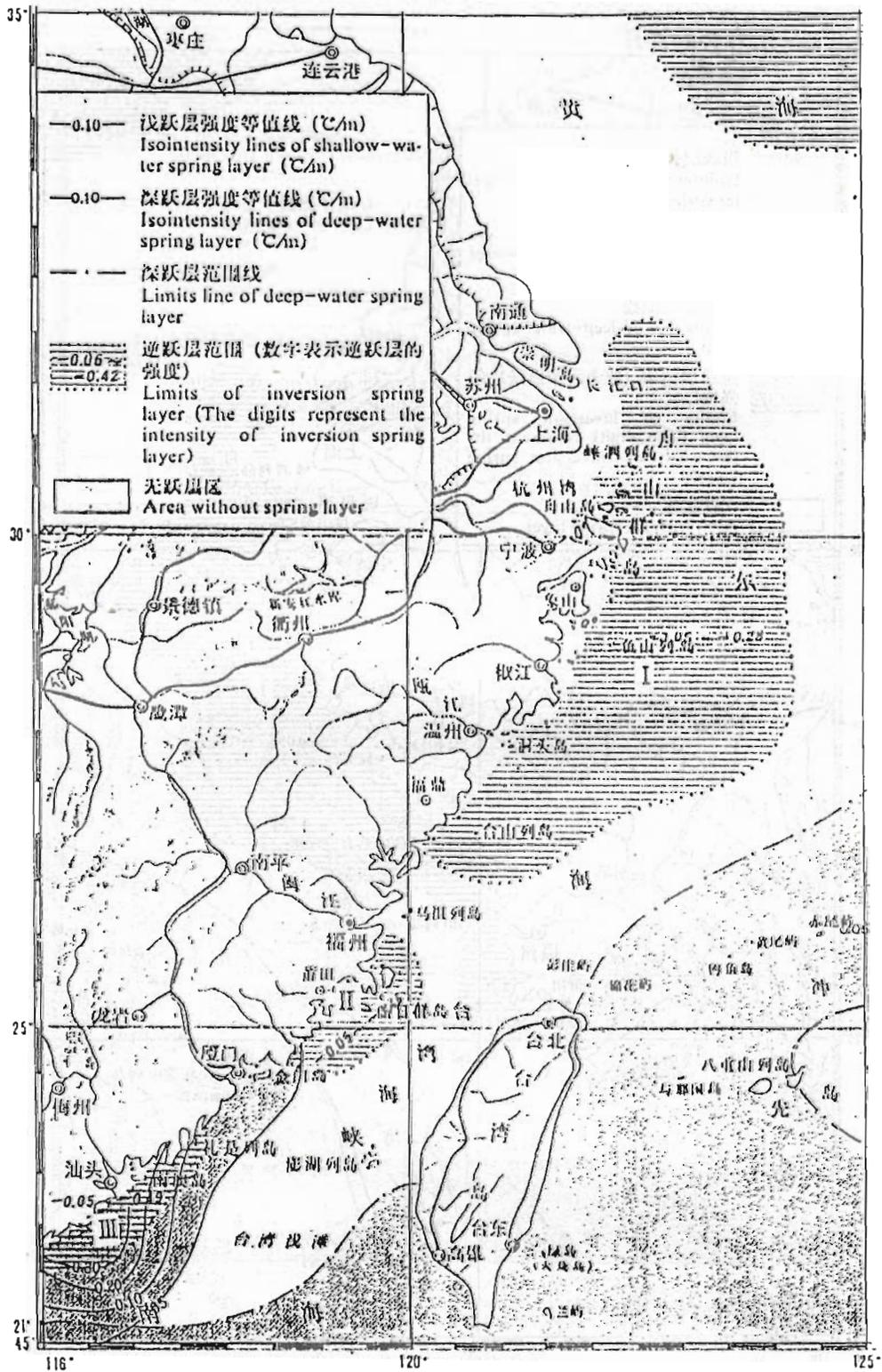


图 1c 水温跃层分布 (3月)

幅度。2月, I区自长江口向南延伸通过马祖列岛直到南日群岛。这样, I区扩展到II区首部, II区消失。III区自礼是列岛向南澳岛延伸到22°30'N附近(见图1b)。3月的分区范围与1月很相似, 只是I区延伸到台山列岛到马祖列岛的中间; II区自南日群岛以北延伸到金门岛; III区自礼是列岛延伸到22°30'N附近(见图1c)。4月, 长江口附近的逆温跃层消失。I区自舟山群岛以东开始出现逆温跃层, 并在鱼山列岛向东扩展, 再向南收缩到台山列岛。II区北起马祖列岛以北, 南到金门岛以北。III区位置不变(见图1d)。

为进一步证实东海西部沿岸海域冬季出现逆温跃层现象, 下面列举温州外海、南澳岛附近若干测站冬季各标准层次的温盐度观测值如表1所示。这些数据引自全国海洋综合调查1959年1—4月的观测结果。

表1: 浙东、粤东近海冬季温(°C)盐度观测值

站 位	层次 (m)	0	5	10	15	20	25	35	50	75	近底层	水深 (m)
28°30'N, 122°30'E	T	10.10	10.32	11.75	12.11	12.69	12.63	14.12	16.17		16.21	65
	S	30.59	30.59	31.42	31.65	31.82	32.01	32.81	32.81		34.07	
28°30'N, 122°30'E	T	9.62	9.63	10.31	10.36	10.34	11.54	13.21	15.30		15.29	64
	S	30.32	30.48	31.51	32.07	32.14	32.83	33.89			34.04	
28°30'N, 122°30'E	T	13.48	13.74	14.06	14.48	13.95	14.07	16.51	17.42		17.50	65.5
	S	30.41	30.99	31.78	32.50	32.83	33.01	34.07	34.22		34.40	
28°00'N, 122°30'E	T	14.88	14.85	14.87	14.89	14.93	15.07	15.05	17.23	17.63	17.63	81
	S	32.86	32.88	32.95	32.97	/	32.97	32.92	33.17	33.10	33.10	
28°00'N, 124°00'E	T	15.17	15.17	15.18	15.16	15.17	15.17	15.17	16.20	16.23	16.24	100
	S	33.84	33.84	33.78	33.82	33.82	33.69	33.71	34.23	34.23	34.07	
28°00'N, 122°00'E	T	9.49	9.49	9.49	9.60	9.96	10.76	13.67			13.72	49
	S	30.75	30.77	30.79	30.81	31.18	31.62	31.85			33.21	
23°30'N, 117°30'E	T	15.2	15.51	15.78	16.11	16.23	16.30				16.33	34
	S	32.45	32.36	33.04	33.55	33.70	33.79				33.80	
23°30'N, 117°30'E	T	16.2	16.10	16.14	16.35	16.66	/	17.81			17.89	43
	S	32.83	32.74	32.83	32.97	33.30	/	34.10			34.16	
23°30'N, 117°30'E	T	14.8	14.17	14.51	14.72	15.01	15.03	15.06			15.06	39
	S	30.75	31.71	32.14	32.56	32.99	32.99	32.84			32.99	
23°30'N, 117°30'E	T	16.94	16.97	17.18	17.38	17.36	17.37	17.44			17.43	42
	S	33.10	33.15	33.15	33.57	33.64	33.64	33.68			33.71	

由表1中温度垂直分布的差值可以看出, 温州外海逆温跃层的强度比南澳岛附近的逆温跃层的强度要强得多, 这与上述1月I区逆温跃层比III区的要强的情况相符。关于台湾海峡西部近岸海域的逆温跃层, 从图2及图3中25°30'N及24°30'N两个断面的温盐度分布图上可以看得十分明显。低温低盐的闽浙沿岸水浮置在相对高温高盐的台湾海峡暖流水之上形成逆温跃层。断面西部等值线的半弓形分布是这两种水体邻接处相互混合的结果。这些断面图引自福建海洋所1984年1月的调查结果^[3]。

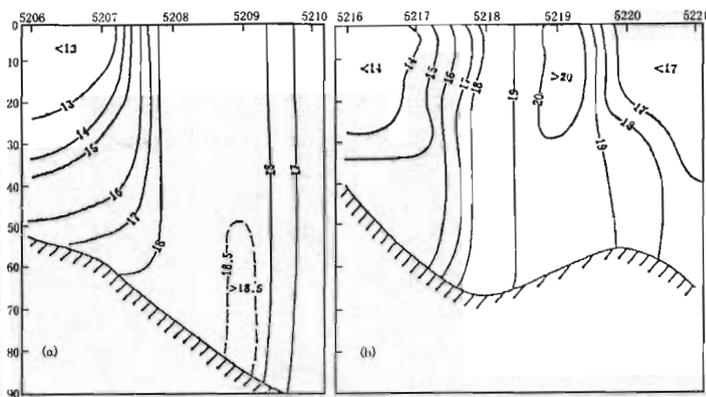


图2 温度(°C)断面分布 (a. 25°30'N; b. 24°30'N断面)

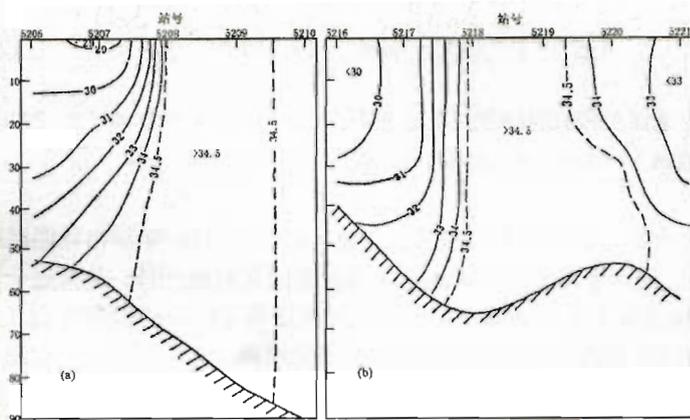


图3 盐度断面分布 (a. 25°30'N; b. 24°30'N断面)

(2) 逆温跃层分布与深底层海流的关系

作者感兴趣的是,东海西部沿岸海域冬半年这条几乎相联成片的逆温跃层分布带与这里冬半年海流的关系。自从全国海洋综合调查(1958—1960)发现冬季在粤东和浙东近海在南向沿岸流的外侧从近表层至深底层分别存在着逆风向北流动的海流,即“南海暖流”和“台湾暖流”(管秉贤、陈上及,1964)^[4]以来,对中国东南近海冬季环流结构的传统认识已经发生了变动,不再认为是一派的西南向流了。60年代初,根据冬季粤东沿岸(南海暖流)和台州、温州沿岸(台湾暖流)从5m层起,余流流向即偏NE而与表层流向迥异的事实,管秉贤等(1964)^[5]曾提出冬季在台湾海峡的深底层也可能存在着逆风向北流动的东北向流这种设想。如若这样,南海暖流将通过台湾海峡与台湾暖流相联,形成一支贯穿中国东南近海冬季逆风北上的大动脉。30余年来,这一设想已逐步得到多次证实。特别是80年代下半期至90年代初在台湾海峡、闽东渔场、台湾北部和浙江外海投放的“人工水母”的漂流结果更明确地表明,台湾海峡区及台湾暖流区的底层流比较稳定,一年四季都流向东北或北,流速春、夏季大于秋、冬季(翁学传等,1987;张以垦等,1992)^[6,7]。最近,孙湘平等(1996)^[8]也认为在表层以下,尤其在近底层或深层,南海暖流、台湾海峡暖流和台湾暖流三者为一脉相联成片,构成一个体系(见图4),并提出称为“东、南海陆架暖流”的见解。

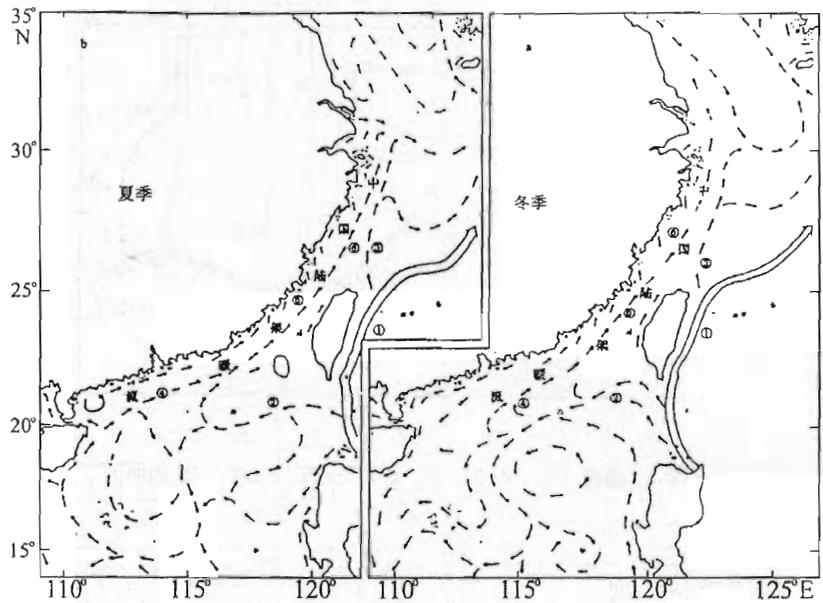


图4 南海中、北部及东海陆架区的近底层或深层环流示意图(根据孙湘平等, 1996, 图中“中国陆架暖流”应改为“东、南海陆架暖流”一原作者注)^[8]

本节引出的结论是: 由于东海西部沿岸海域(22° — 32° N)冬季出现逆温跃层的区域几乎相联成片, 这样, 潜居于深底层的暖流水也将自南而北联成一体。从而进一步从水文结构上证实管秉贤等30余年前提出的设想: 冬季在深底层粤东沿岸的南海暖流(至少是其一部分)将通过台湾海峡西部而与闽浙沿岸的台湾暖流相接, 形成中国东南近海冬季逆风北上的一支暖流(管秉贤、丁文兰、毛汉礼, 1964; 管秉贤, 1984)^[5,9]。当然, 这支暖流是终年存在的, 夏季变得更强, 且占有整个水层。

2. 山东半岛北及东沿岸海域

从文献[2]看出, 一年期间, 渤、黄海的逆温跃层, 除5—7月没有出现外, 其余月份都出现。本文感兴趣的仍是冬季, 特别是1月出现在山东半岛北及东沿岸海域的逆温跃层现象。

(1) 逆温跃层分布概况

图5是文献[2]中1—3月及12月渤、黄海逆温跃层分布图。由图可知, 围绕山东半岛北及东沿岸海域, 逆温跃层分布向西可扩展到几乎整个渤海, 向东南可扩展到朝鲜海峡。1月围绕山东半岛北及东沿岸海域的逆温跃层, 其强度为 $-0.05 \sim -0.78^{\circ}\text{C}/\text{m}$, 上界深度为 $0 \sim 50\text{m}$, 厚度为 $2 \sim 23\text{m}$ (见文献[2]及图5a), 与东海西部沿岸I区的1月逆温跃层具有相同的强度。2月, 山东半岛东端的逆温跃层区向东南方向扩展, 占据了南黄海东部广大范围(见图5b)。1—2月鸭绿江口外也有一小片逆温跃层区。3月, 围绕山东半岛东端的逆温跃层区继续向东南方向延伸, 到达朝鲜海峡一带。同时在渤海湾及莱州湾外也出现逆温跃层区(见图5c)。12月是渤、黄海逆温跃层分布最广的月份, 除南黄海西部外, 几乎都出现逆温跃层(见图5d)。但到了1月, 却大大地收缩到仅围绕山东半岛北及东沿岸及鸭绿江口等处。逆温跃层区范围从12月到1月的这种显著变化, 是值得深入研究的一个问题。同样为了证实这里冬季出现逆温跃层现象, 表2列举山东半岛北及东沿岸邻近海域1959年

表 2. 山东半岛北及东沿岸邻近海域 1959 年 1 月温 (°C)、盐度观测值

站号	站位	层次 (m)	0	5	10	15	20	25	35	50m	近底层	水深 (m)
2004	38°00'N 121°15'E	T	3.6	3.80	4.36	4.93	5.02				5.02	23
		S	30.14	30.21	30.97	31.60	31.62				31.62	
2013	37°50.7'N 121°29.6'E	T	2.2	2.12	3.54	3.66	3.83				3.83	22
		S	29.34	29.38	31.18	31.56	31.58				31.58	
2014	37°41'N 121°27'E	T	0.6	0.66	0.61	3.22					3.22	18
		S	27.18	27.21	27.21	30.35					30.35	
2017	37°37'N 121°45'E	T	0.8	0.81	1.16	1.41					1.41	18
		S	27.03	27.12	27.66	28.01					28.01	
2020	37°39'N 122°10'E	T	1.6	1.63	1.96	2.13	2.59				2.59	23
		S	28.12	28.40	28.77	29.09	29.76				29.76	
2029	37°40'N 122°31'E	T	1.6	1.53	1.27	1.46	3.04				3.32	28
		S	28.33	28.31	28.48	28.87	30.17				30.34	
2030	37°30'N 122°37.5'E	T	1.2	1.12	1.74	2.13	2.04	2.53	2.30		2.30	39
		S	28.06	28.08	28.64	29.18	29.23	29.85	29.61		29.61	
2067	37°26'N 122°50'E	T	1.4	1.95	2.58	2.61	3.24	3.41			3.00	31
		S	28.51	28.91	29.83	29.97	30.46	30.77			30.17	
3003	37°15'N 123°15'E	T	3.9	3.88	4.10	6.26	6.81	6.81	6.82	6.95	7.03	68
		S	31.13	31.17	31.20	31.83	31.94	31.92	31.94	31.96	31.33	
3006	37°00'N 123°15'E	T	3.9	3.84	5.31	5.61	6.02	6.38	6.51	6.72	6.62	64
		S	31.00	31.00	31.51	31.62	31.69	31.80	31.89	31.91	31.91	

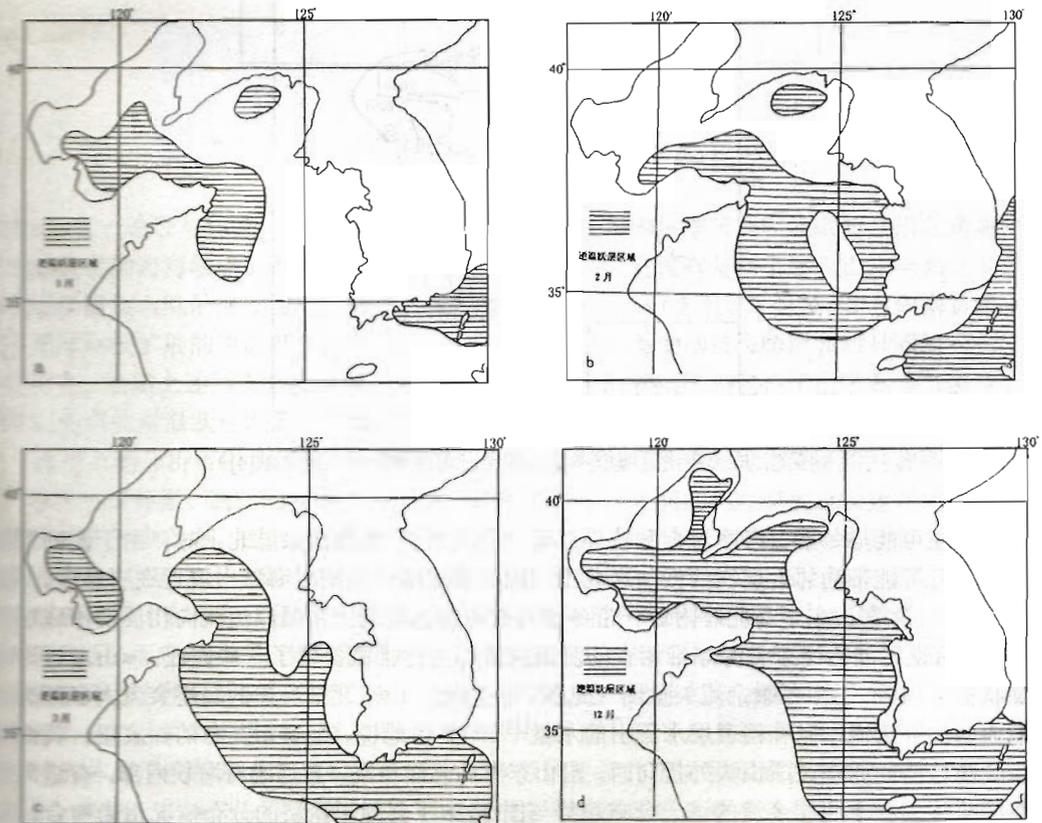


图 5 逆温跃层分布, a. 1 月; b. 2 月; c. 3 月; d. 12 月。(引自文献[2])。

1 月若干测站各标准层次的温、盐度观测值。由表 2 同样可以看出, 这一海域, 即使在附近

1月若干测站各标准层次的温、盐度观测值。由表2同样可以看出,这一海域,即使在附近海域温、盐度几乎呈垂直均匀的冬季里,除上层因气温冷却作用表现为冷水外,深底层却存在着温盐度相对较高的暖水。这种暖水有时向西可直逼渤海海峡南部外方。例如,表2中的2004站(38°00'N, 121°15'E),它位于庙岛列岛以东附近,其深底层也出现高温、高盐水,而且逆温跃层的强度较大,20m层的水温达5.02°C,盐度达31.62,与进入渤海海峡北、中部的高温、高盐水舌几乎具有同样的温、盐度值。所以,在1月,温度>5°C、盐度>31.5的高温高盐水舌,在深底层可扩展到山东半岛北岸,包括渤海海峡南部附近。但该站以东的一些测站深底层却是低盐,温度稍高的水。这表明,虽同样出现逆温跃层,它们的水系却是不同的。

(2) 深底层逆流及其与逆温跃层的关系

冬季渤南沿岸流经渤海海峡南部流出渤海后,沿山东半岛北岸自西向东流动,绕过成山头后流向南黄海,后者便是黄海沿岸流的上段。通过全国海洋综合调查(1958—1960)却发现,成山头附近沿岸,冬季近底层常有北上西向的低盐逆流出现,而与其上层的东向南下的沿岸流盐度几乎相同而流向迥异。这是根据1959年1月多次海流昼夜连续观测资料得出的结论(管秉贤、陈上及,1964)^[4]。从当年资料看,逆流出现区域围绕山东半岛尖端成一耳状,近底层指向偏西的逆流流速还相当大,如2030站三次观测流速分别为12, 26, 14 cm/s(见图6)。当年认为这种异常现象为盛行偏北风的冬季所特有,其成因除与地形有

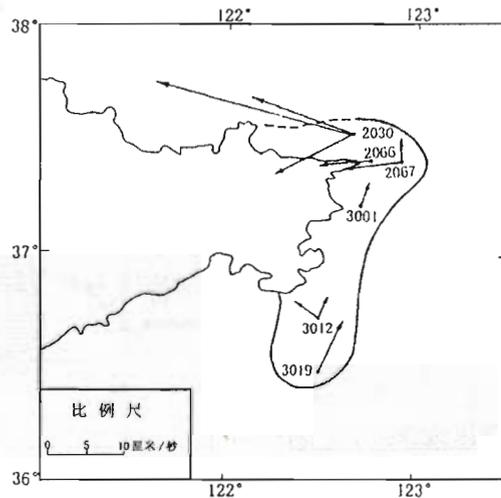


图6 成山头附近海域冬季近底层逆流出现区域(据文献[4])

关外,还可能与冬季黄海暖流余脉较靠岸有一定联系。当暖流余脉北上时,由于侧向摩擦作用,有可能带动邻近层次的低盐水北上,因而形成成山头附近海域出现近底层逆流。更进一步推测,在山东半岛北岸附近一带冬季均有可能出现与上层沿岸流流向相反的深底层逆流^[4]。后来开展的山东省海岸带调查的测流结果为上述推测提供了一些佐证。《山东近海水文状况》(1989)中冬季余流矢量图(见图7)指出,山东北部近岸的底层余流大多数为由东向西的补偿流,以补偿表层水流出的水量^[10]。具体地说,冬季南黄海的深底层,黄海暖流余脉自南向北绕过成山头外折向西,沿山东半岛北岸流动,直逼渤海海峡南部,有进入渤海的势头。冬季底层余流的这一分布趋势与图5a中1月逆温跃层的分布情况相当吻合。从山东半岛北及东沿岸海域1月逆温跃层的强度、上界深度及厚度的数值区间都较广来看,这一逆温跃层的分布范围在相当大程度上反映了黄海暖流余脉深底层水的流动途径。应着

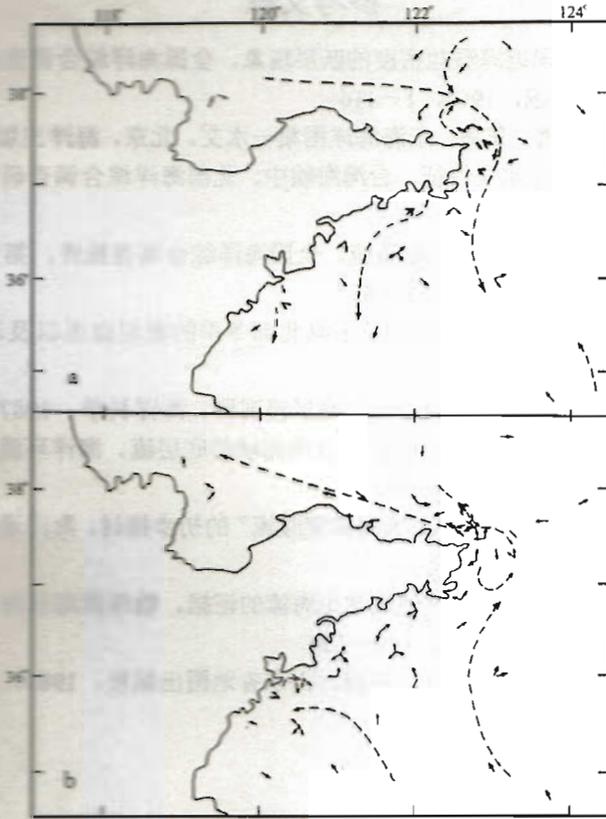


图7 冬季余流矢量图, a. 表层; b. 底层 (据文献[10])

重指出,这一途径与传统认识中根据温盐度分布推测得出的冬季黄海暖流余脉是沿北黄海中央部分流经渤海海峡中、北部进入渤海的途径有所不同,它没有包括上述沿山东半岛北及东岸深底层暖流余脉的流动途径。同时可以类比,图5b-d中2月、3月及12月向南黄海东部及朝鲜海峡扩展的逆温跃层区域,在一定程度上,也可反映出黄海暖流和对马暖流在深底层的存在。当然上述两支暖流区域不会这样大,因为逆温跃层区还包括了由于冬季气温冷却作用所形成的逆温跃层现象。

通过上述分析可以加深这样一种看法,冬季在围绕山东半岛的北黄海和南黄海西部附近,相对来讲高温、高盐的外海水与低温、低盐的沿岸水之间的相互交换过程显得比过去传统认识的要复杂得多。在上层水平方向上,东和北部距半岛较较远处高温、高盐自南而北再向偏西运动;在西和南部距半岛较近处低温、低盐水自西向东再偏南运动。但在垂直方向上,至少是在紧邻山东半岛北及东沿岸,海水交换又呈上下不同的两层模式:上层黄海沿岸流自西向东南下;而在深底层,黄海暖流余脉的深底层流却自南而北再向西流动,有直逼渤海海峡南部之势。这种两层交换形式与渤、黄海在整体上是有一个半封闭海域有着密切的关系。值得关注的是,是否还有其他区域,例如,渤海海峡南部及距半岛北岸较远处,也存在着类似这种的水体两层交换形式?我们期待着将来能得到更多的水文和海流观测数据以及数值模拟结果,来进一步验证上述看法。这特别对解决冬季黄海暖流余脉水是否也通过渤海海峡南部的深底层进入渤海的问题具有重要意义。

关键词: 逆温跃层现象 深底层海流 东海西部沿岸海域 山东半岛北及东沿岸海域

参考文献

1. 毛汉礼, 邱道立. 中国近海温盐密度的跃层现象. 全国海洋综合调查报告, 第三册, 国家科委海洋组办公室编, 1964, 1-116
2. 海洋图集编委会. 渤海、黄海、东海海洋图集—水文. 北京, 海洋出版社, 1992, 1-525
3. 福建海洋研究所. 海洋水文特征. 台湾海峡中、北部海洋综合调查研究报告, 北京, 科学出版社, 1988, 138-188
4. 管秉贤, 陈上及. 中国近海的海流系统. 全国海洋综合调查报告, 第五册, 第六章, 国家科委海洋组办公室编, 1964, 1-85
5. 管秉贤, 丁文兰, 毛汉礼. 南黄海及东海北部冬季的表层流系以及若干问题的初步探讨. (未刊稿), 1964
6. 翁学传, 张以垦, 王从敏. 台湾暖流区底层流观测. 海洋科学, 1987, 1: 13-18
7. 张以垦, 翁学传, 张启龙, 王从敏. 台湾海峡的底层流. 海洋环流研讨会论文选集, 北京, 海洋出版社, 1992, 28-40
8. 孙湘平, 苏玉芬, 修树孟. “东、南海陆架暖流”的初步探讨. 海洋通报, 1996, 15(2): 1-10
9. 管秉贤. 东、南海中国近海冬季逆风北上流流的证据. 渤海黄海东海调查研究报告, 中国科学院海洋研究所编, 1984, 142-150
10. 山东省科委. 山东近海水文状况. 济南, 山东省地图出版社, 1989, 1-221