

长江口邻近海域夏、冬季水文特征分析*

唐晓晖^{1,2} 王凡¹

(1 中国科学院海洋研究所, 青岛 266071)

(2 中国科学院研究生院, 北京 100039)

长江冲淡水和台湾暖流是我国陆架海上两个重要的海洋现象。二者在长江口邻近海域交汇并相互制约, 其分布和变化控制着该地区的温盐、环流结构, 也影响着长江径流所携带的泥沙、营养盐等物质向外海的扩散和输运, 以及舟山渔场的形成和变化。

长江每年以巨量径流注入东海, 在长江口外形成一股很强的冲淡水, 以低盐、高营养盐、高悬浮体含量为特征。毛汉礼等(1963)首先对长江冲淡水的扩散与混合特征作了系统的描述, 并指出, 冬季长江冲淡水沿岸南下, 其范围仅限于贴岸的一狭带内; 夏季则在径流入海后不久转向东北, 直指济州岛方向, 到达对马海峡。众多学者通过资料分析、理论研究和数值模拟等探讨了长江冲淡水转向的原因, 认为主要影响因素有长江径流量、地形效应、海面风应力、斜压效应、台湾暖流的顶托, 以及黄海冷水团的诱导作用等(乐肯堂, 1984; 崔茂常, 1984; 顾玉荷, 1985; 王从敏, 1986; 赵保仁, 1991; 朱建荣, 1998), 但至今对其转向机制的认识尚不一致。

台湾暖流水起源于台湾海峡和黑潮, 是具有高盐、低悬浮体含量特征的大洋水体。翁学传等(1983, 1984)研究认为, 具有高温和次高盐特征的台湾暖流表层水同时起源于台湾海峡水和黑潮表层水, 而具有高盐特征的深层水只来源于由台湾东北部入侵陆架的黑潮次表层水; 翁学传(1983)还根据历史资料分析指出, 夏季台湾暖流表层水的前锋大体沿着 123°E 可以伸展到 31°N , 深层水进一步延伸至 31°N 以北; 且深层水在 28°N 和 30°N 断面并不终年存在, 仅存于夏半年。王凡等(2001)的分析结果则显示, 台湾暖流表层水和深层水在夏季可以在次表层北侵至 30°N 以北海域, 而以深层水特点为主的台湾暖流水在冬季和晚秋甚至可在整个深度上伸展至 30°N 以北。总之, 对台湾暖流水在不同季节、不同层次的北侵程度方面还存在着不同看法。

为深入研究长江口邻近海域的物质通量、扩散、传输和输运规律, 中国科学院知识创新工程重要方向项目“中国主要河口及邻近陆架海域陆海相互作用”于2001年7~8月和2002年1月在长江口外 $28^{\circ}\sim 32^{\circ}\text{N}$ 、 124°E 以西海域组织了两次多学科综合考察。作者首先根据这两次考察获得的温盐深观测仪(CTD)观测到的温盐资料和声学多普勒流

* 本文由中国科学院知识创新工程项目(KZCX2-207)和国家重点基础研究发展规划项目(G1999043803)资助
通信作者: 王凡, 研究员, 现从事海洋环流与全球变化研究。E-mail: fwang@ms.qdio.ac.cn
收稿日期: 2003年6月10日

速剖面仪(ADP、ADCP)流速资料,分析该年夏、冬季长江口邻近海域的水文特征。考虑到调查海域有较强的年际变动,从年际变化的角度来更深刻地认识夏、冬季长江口邻近海域的水文特征,以及长江冲淡水与台湾暖流的关系是很有必要的。为此,作者收集了1987~2001年其他项目3个夏季航次和2个冬季航次的温盐资料,以及1958~1982年标准断面历史资料,与最近2次观测资料相结合,综合分析研究了长江口邻近海域夏、冬季水文特征和变化情况,为今后更进一步开展此项研究提供了科学依据。

一、材料与方法

作者所用资料,夏季的包括中国科学院海洋所1987年6~7月、1998年7月、2001年7~8月的CTD温盐数据和华东师范大学2000年8月多参数水质监测仪(YSI)观测的温盐数据,冬季的包括中国科学院海洋所1997年2月、2002年1月的CTD温盐数据和华东师范大学2001年2~3月的YSI温盐数据。此外,还有2001年7~8月和2002年1月的流速定点连续观测数据(图1)。

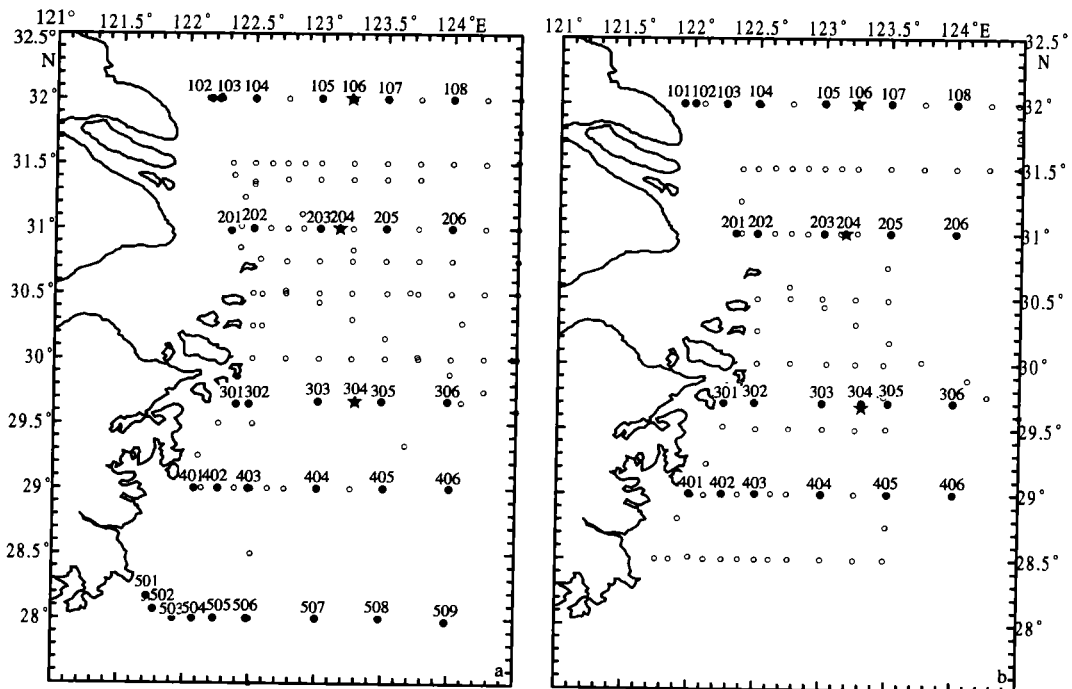


图1 调查站位分布

●: C0107/C0201 航次 CTD 测站; ★: 连续测流站; ○: 对比航次观测站

a. 夏季; b. 冬季

利用1958~1982年东海124°E以西28°N、29°N、30°N三个断面的温盐资料,每

隔 0.5° 按季节进行平均, 分别得到多年平均夏、冬季温盐场。其中夏季采用 6~8 月的温盐资料, 除 1962 年、1967~1970 年及 1975 年未观测外, 其余年份均有观测资料, 平均每点资料数为 36.7 次。冬季采用 12 月、1 月、2 月资料, 除 1966~1970 年及 1975 年未观测、1964 年只有一次观测外, 其余年份均有观测资料, 平均每点资料数为 27 次。

文中对长江冲淡水和台湾暖流水的定义沿用 Su 等(1994)的标准, 盐度低于 30.5 的是长江冲淡水, 盐度高于 33.5 的是台湾暖流水, 中间为混合水。台湾暖流深层水和表层水的界定采用王凡等(2001)的方法, 夏季以 23°C 和 34.2 为界, 温度低于 23°C 、盐度高于 34.2 的为台湾暖流深层水。为使冬、夏季分析结果有可比性, 考虑到深层水的盐度年变化较小, 冬季的深层水和表层水也以盐度 34.2 来界定。

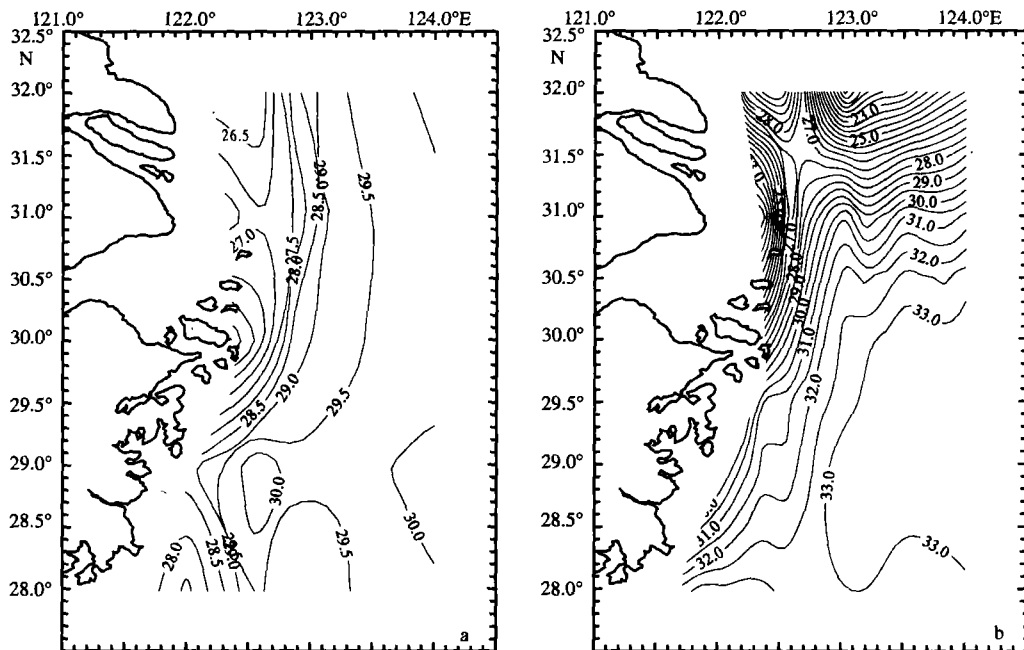
二、结 果

1. 夏季水文特征

(1) 2001 年 7 月温盐及流速特征

1) 温盐的平面分布

2001 年 7 月的平面分布图(图 2)显示, 研究海域表层被低盐的沿岸水体和混合水占据, 盐度大于 33.5 的台湾暖流水未出现。长江冲淡水在表层向东扩展, 在 $122.5^{\circ}\sim 123^{\circ}\text{E}$ 之间受到南方来的高盐水舌的顶托(图 2b)。台湾暖流水在 10m 以深大约以 123°E 为轴向北推进, 到达长江口附近(图 2d、f)。从 10m 层和底层温度、盐度以及底层流速分布看, 台湾暖流水沿陆坡爬升, 33.5 等盐线在底层可达 31°N 以北。



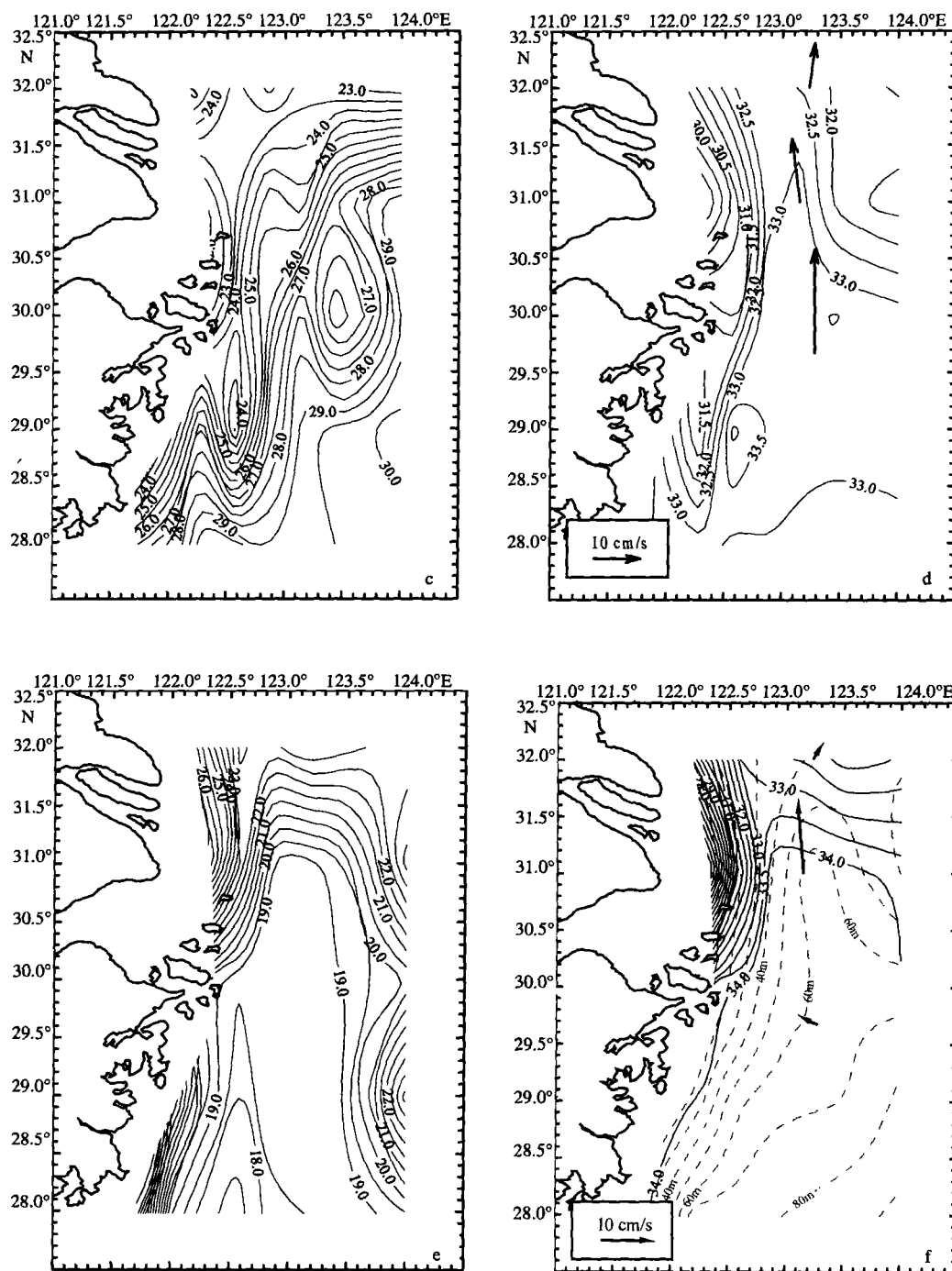
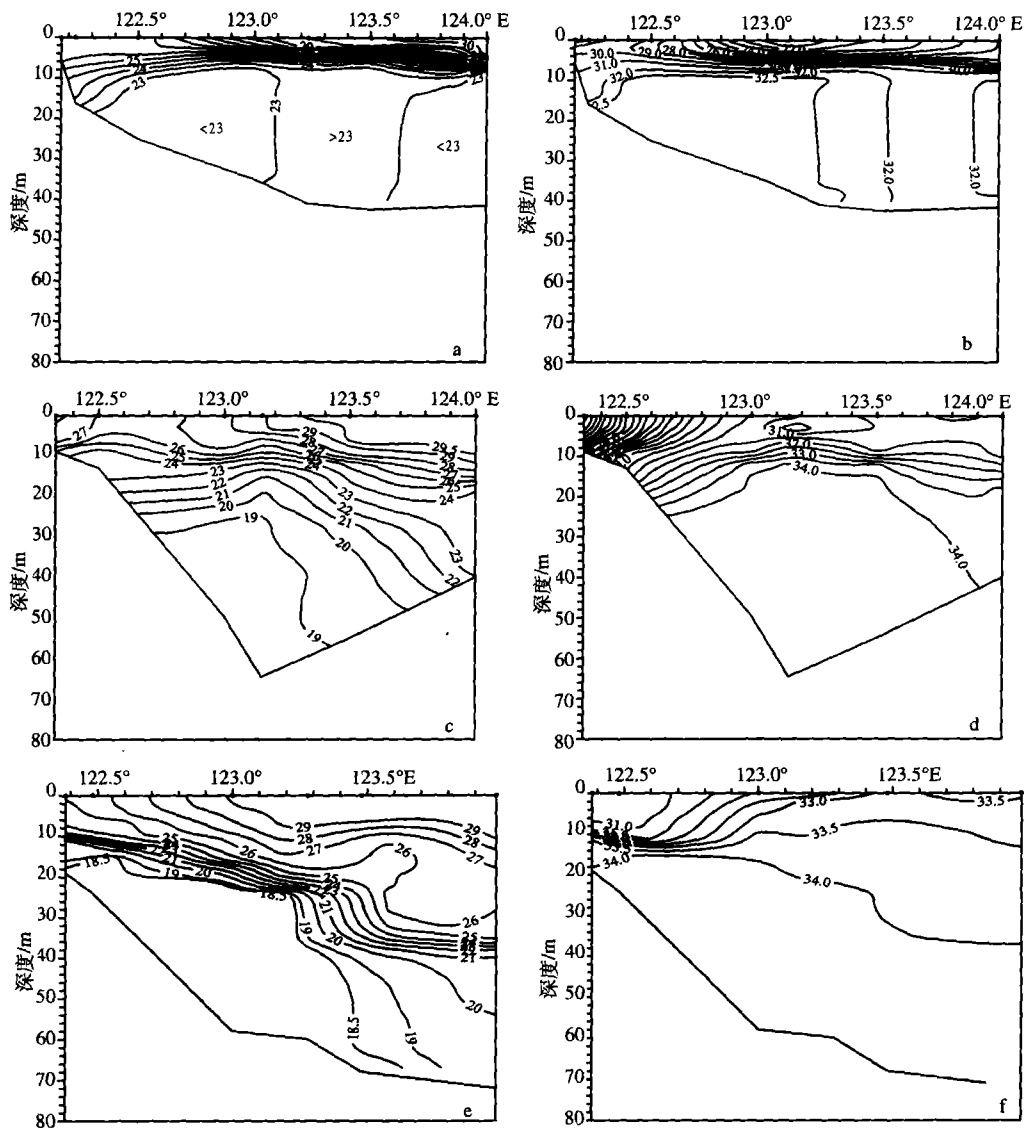


图2 2001年7月温盐平面分布

- a. 表层温度; b. 表层盐度; c. 10m层温度; d. 10m层盐度及流速;
e. 底层温度; f. 底层盐度及流速(虚线为水深等值线)

2) 温盐的断面分布

从断面分布图 3 中可以看出有很强的温盐跃层, 且跃层的深度由南向北逐渐变浅, 到 32°N 断面跃层底部深度已小于 10m , 反映了下层低温、高盐的台湾暖流水在北进过程中沿海底爬升。 $29^{\circ}40'\text{N}$ 以南, 可明显看到下层冷水向近岸涌升形成上升流的迹象。外海表层的温度非常高, 29°N 、 32°N 断面东部甚至超过 30°C , 可能与该年夏季异常高温的气候背景有关。



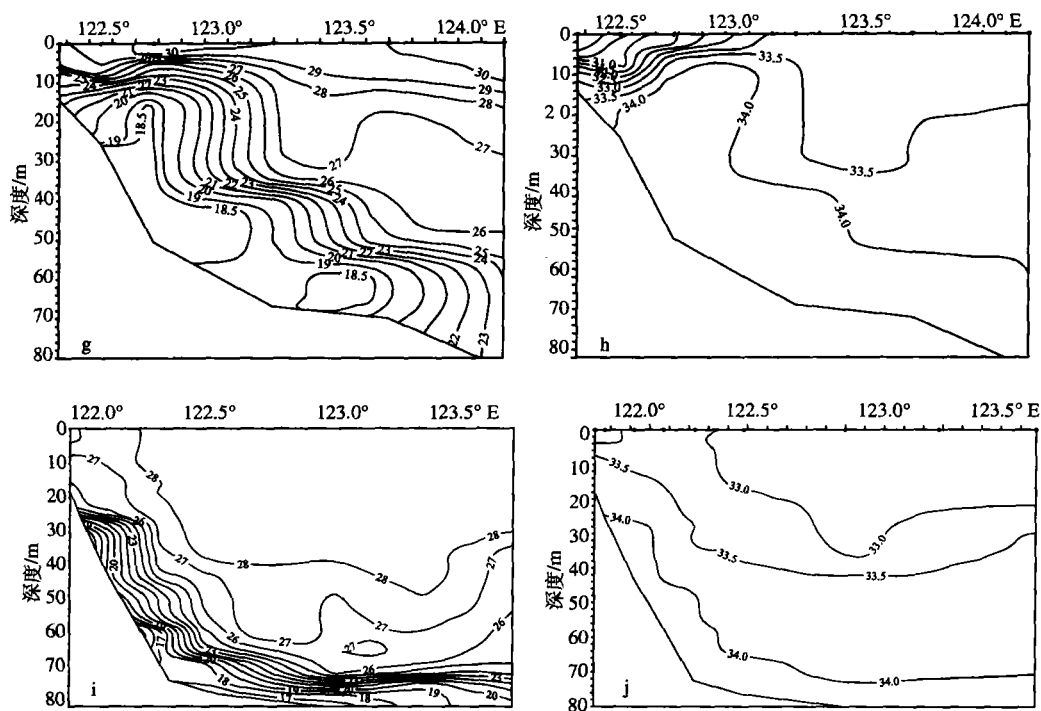


图3 2001年7月温盐断面分布

- a. 32°N 断面温度; b. 32°N 断面盐度; c. 31°N 断面温度; d. 31°N 断面盐度;
 e. 29°40'N 断面温度; f. 29°40'N 断面盐度; g. 29°N 断面温度; h. 29°N 断面盐度;
 i. 28°N 断面温度; j. 28°N 断面盐度

值得注意的是, 28°N 断面的温跃层几乎接近 30~70m 深的海底, 而上混合层约有 40m 厚。作者认为这种特殊的现象可能是由于该断面测于一次台风之后, 在风的强烈搅拌作用下, 上、下层水体剧烈混合所致。近岸底层的等温线明显上凸, 显示了台风使沿岸上升流更为显著。正如毛汉礼等(1963)指出: “局部性的大气环流或天气现象, 对当地的水文状况(如温、盐度的分布)影响至巨。在夏季, 这类局部性因素的作用, 可能比平均气流的作用还大得多。”

从各断面的盐度分布图中看出, 31°N 及其以南断面均有盐度高于 33.5 的台湾暖流水出现, 深层水中的台湾暖水流一般分布在 20m 以深, 越往北越偏东。盐度小于 30.5 的长江冲淡水在 32°N 断面 10m 以浅向东扩展超过 124°E。

3) 流速分布

此次调查在大面站中的 106、204、304 三个定点站位进行了 ADP 海流多日连续观测。测得的流速数据去潮滑动平均后得出流速矢量图(图 4)。测流结果显示, 106、204、304 三个测站主要为北向海流。观测期间盛行东南-西南风, 风力 3~4 级, 表层流随时间变化从西北向转为东北向, 主要反映出风的变化。深层流则较为稳定, 反映了台湾暖流的北进。204、304 两站 30m 深度上流速突变, 是由于跃层下界的 ADCP 数据信噪比降低引起的, 对真实流速状况的代表性差。将各层流速矢量与水平盐度分布图叠加(如

图 2d、f), 随台湾暖流的向北推进, 10m 层北向流速逐渐减小; 304 站底层流速出现向岸分量, 与水平盐度分布图显示的台湾暖流水爬坡涌升趋势完全一致。

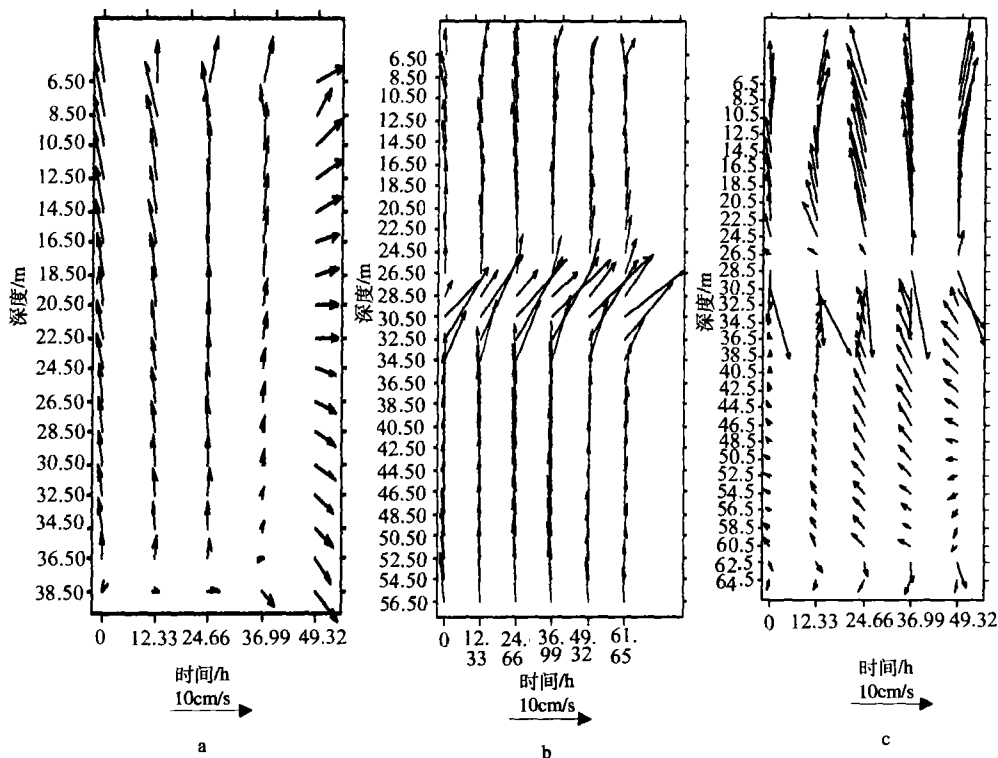


图 4 2001 年 7 月流速随时间变化

a. 106 站; b. 204 站; c. 304 站

(2) 其他航次及多年平均资料的对比

1) 2000 年 8 月

从水平盐度分布图(图 5)上看, 2000 年 8 月与 2001 年 7 月最大的不同是长江冲淡水的东扩较弱, 而台湾暖流表层水的势力非常之强。长江冲淡水在 123°E 以西转为北向, 在 32°N 断面上, 向东扩展未超过 123.5°E 。台湾暖流表层水在 123.5°E 以东到达 32°N , 深层水亦到达长江口附近, 并有向长江口方向入侵的趋势(图 5b)。

断面分布图(图 6)也显示, 各断面除 123°E 以西、10m 以浅受长江冲淡水的影响外, 其余海域均被强劲的台湾暖流水所控制, $30^{\circ}\sim 31^{\circ}\text{N}$ 、 $122.5^{\circ}\sim 123.5^{\circ}\text{E}$ 底层盐度大于 34.5(图 6d、f), 其势力强于 2001 年, 是本文所收集分析的夏季航次资料中台湾暖流水最强的。 31°N 最低盐度为 17.4, 比 2001 年 7 月的 20.2 低(图 6d、3d); 同时淡水舌比 2001 年略为偏东, 说明该年的长江冲淡水虽然在东海东北部扩展范围小, 但就其转向区域的盐度和水舌东伸程度来看, 实际上强于 2001 年夏季。冲淡水在 123°E 以西的转向似乎并未明显地受到较强的台湾暖流水的挤压; 反之, 台湾暖流水对长江冲淡水的影响主要体现在 123.5°E 以东, 31°N 以北, 亦即冲淡水转向以后的外围扩展区域。

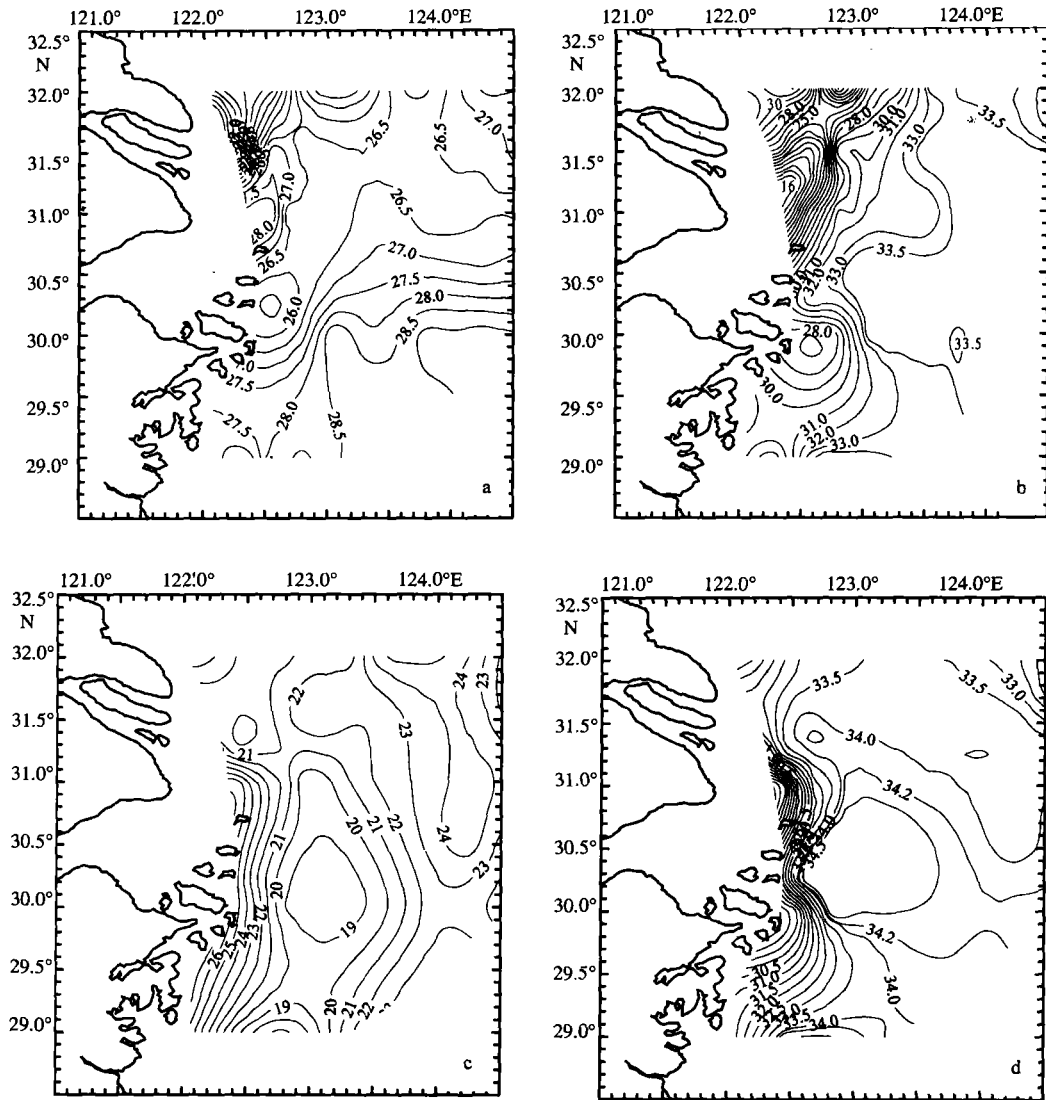
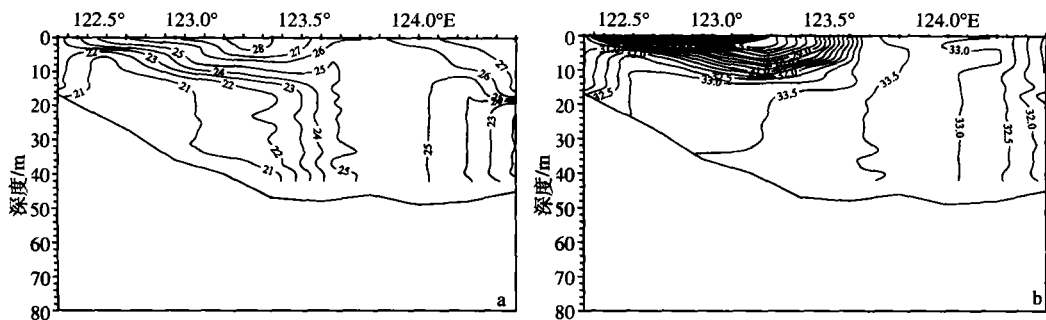


图5 2000年8月温盐平面分布

a. 表层温度; b. 表层盐度; c. 底层温度; d. 底层盐度



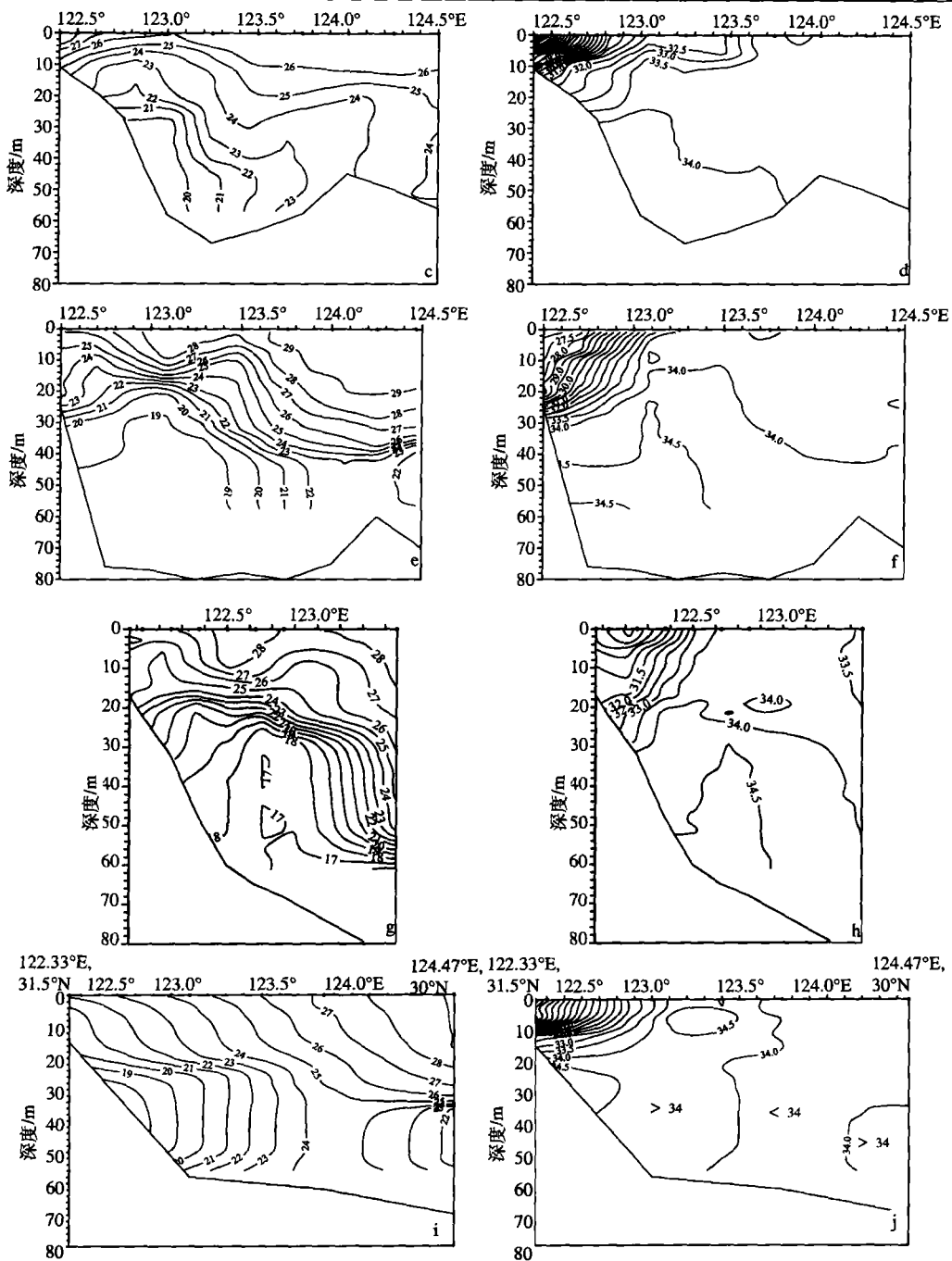


图6 2000年8月温盐断面分布

a. 32°N 断面温度; b. 32°N 断面盐度; c. 31°N 断面温度; d. 31°N 断面盐度;
e. 30°N 断面温度; f. 30°N 断面盐度; g. 29°N 断面温度; h. 29°N 断面盐度;
i. PN 断面温度; j. PN 断面盐度

2) 1998 年 7 月

从表层盐度分布图和盐度断面分布图(图 7, 图 8)看, 1998 年夏季的长江冲淡水势力异常强大, 几乎占据了 30°N 以北的整个表层, 其向东北转向的区域比 2000 年、2001 年有明显向东扩展趋势。这是由于 1998 年春、夏长江流域降水异常增多, 长江径流量增大所导致的。底层的盐度分布表明, 这一年的台湾暖流水还是相当强的, 深层水亦可到达长江口附近, 大于 34.5 的高盐舌已越过 $30^{\circ}30'\text{N}$ 。但是, 由于冲淡水势力很强, 台湾暖流表层水的北侵受到了阻碍。深层水则不受长江冲淡水的限制, 2000 年与 1998 年两个长江冲淡水东扩范围大小迥异的情况下, 底层水分布相似(图 5d、图 7d)。

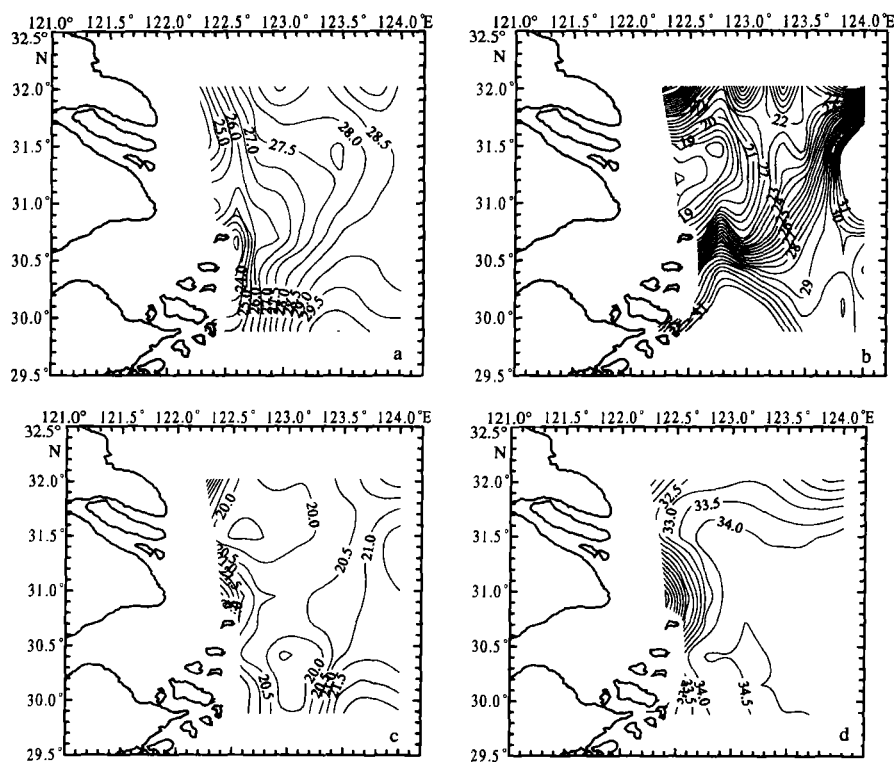
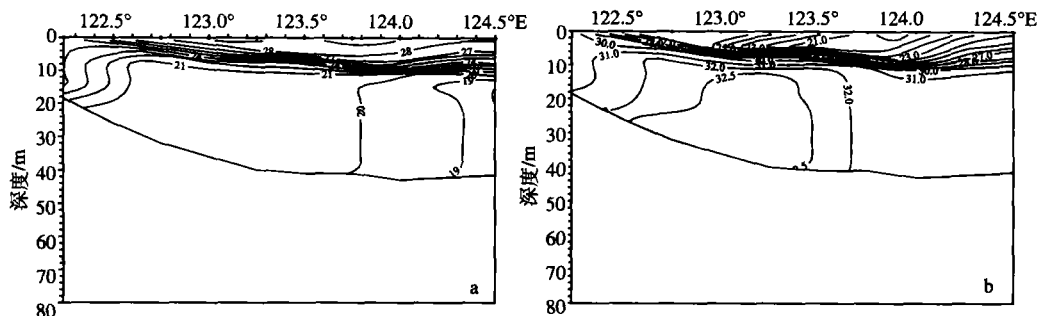


图 7 1998 年 7 月温盐平面分布

a. 表层温度; b. 表层盐度; c. 底层温度; d. 底层盐度



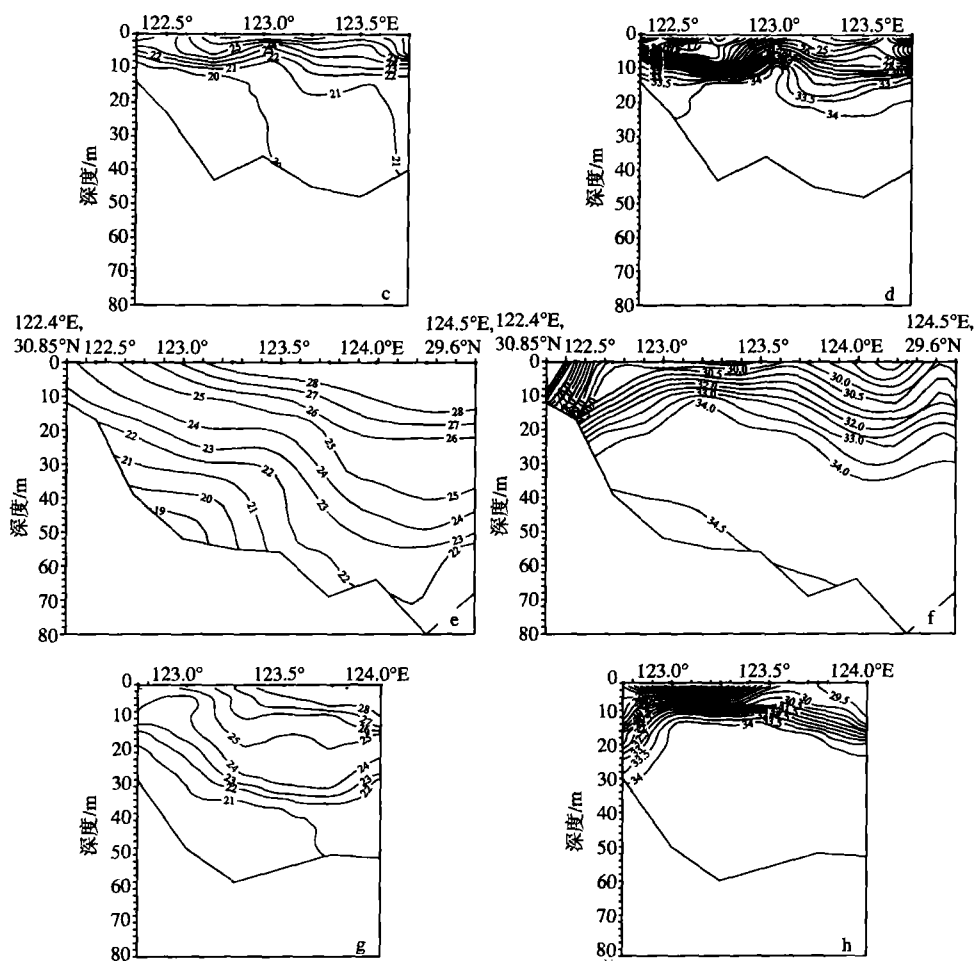
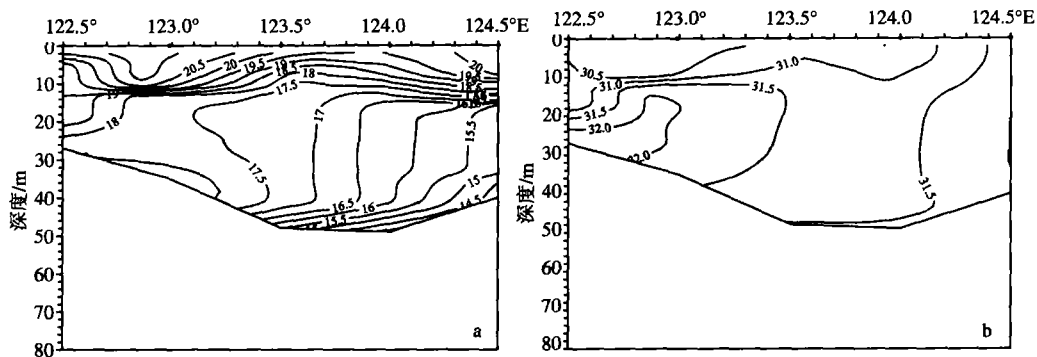


图8 1998年7月温盐断面分布

a. 32°N 断面温度; b. 32°N 断面盐度; c. 31°25'N 断面温度; d. 31°25'N 断面盐度;
e. 30°45'N 断面温度; f. 30°45'N 断面盐度; g. 32°N 断面温度; h. 32°N 断面盐度

3) 1987年6月



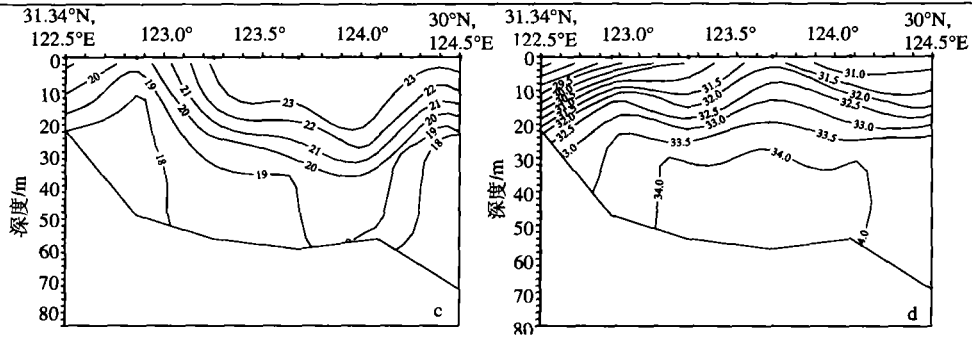


图9 1987年6月温盐断面分布

a. 32°N断面温度 b. 32°N断面盐度 c. G断面温度 d. G断面盐度

从32°N断面看,该年的长江冲淡水 and 台湾暖流水都比较弱。32°N断面主要由混合水组成,只有少量长江冲淡水出现。G断面比PN断面较为偏北,台湾暖流水在深层亦有表现,但无论台湾暖流水还是长江冲淡水都比1998年和2001年弱。

4) 多年平均

从多年平均的温盐断面图11上可以看出,各断面跃层的等值线分布均不像实测分布那样密集。这可能是各年的跃层位置不同,在平均过程中被平滑所导致的。

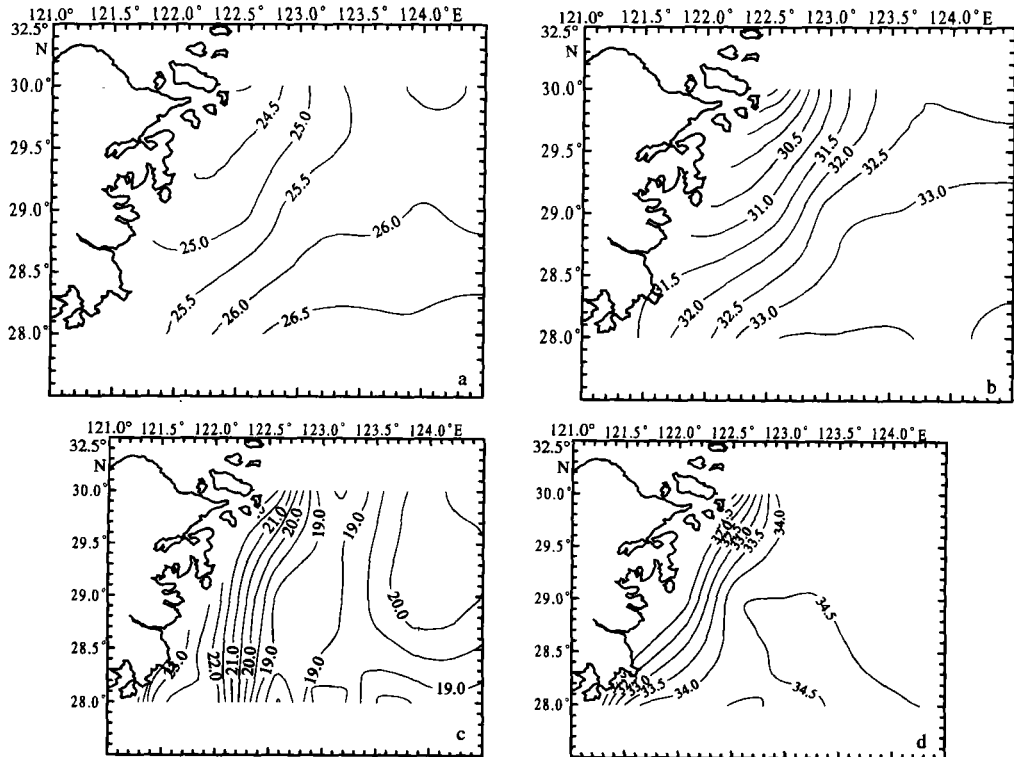


图10 夏季(6~8月)多年平均温盐平面分布

a. 表层温度; b. 表层盐度; c. 底层温度; d. 底层盐度

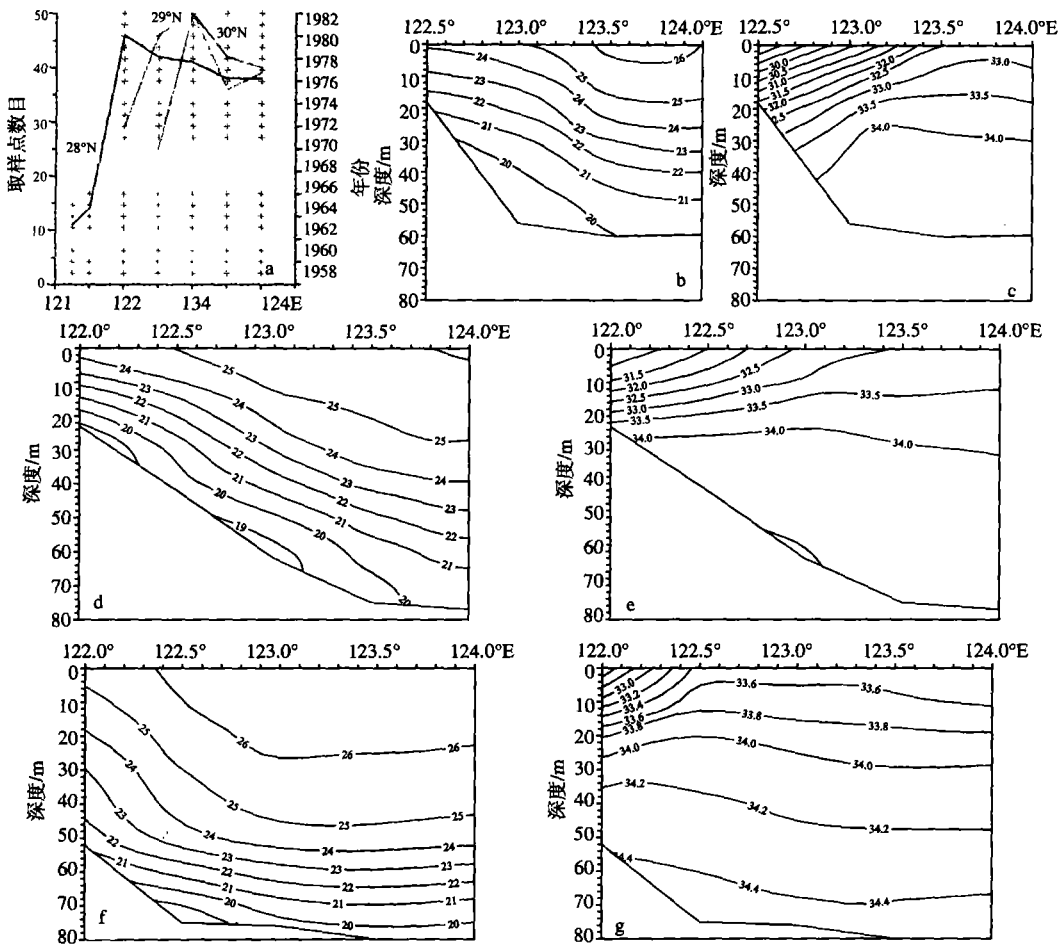


图 11 夏季(6~8月)多年平均温盐断面分布与资料统计

a. 各断面数据数量及分布; b. 30° N断面温度; c. 30° N断面盐度; d. 29° N断面温度; e. 29° N断面盐度; f. 28° N断面温度; g. 28° N断面盐度; [图(a)中, 实线表示各点参与平均的数据总数, +表示数据所在年份]

从图 10、图 11 中还可看出, 表层最高海温约为 26.5℃。与之对比; 2001 年 7 月的最高温度高达 30.3℃(图 3g), 比多年平均高出 4℃左右, 可谓海温异常偏高的情况。事实上, 调查当月本海区在高温控制之下, 整个西北太平洋以西的东亚中高纬地区海温比常年高 2~4℃。东海海区及西北太平洋的 SST 也表现出异常高值, 调查海区的月平均海温高出常年 1~1.5℃(日本气象厅资料)。但跃层以下的温度并未受此影响, 最低温度为 17.4℃(图 3i), 低于多年平均的最低值; 冷水的范围也比往年略广。2000 年 8 月的温度分布, 最高海温为 29.4℃(图 6e), 亦比往年高 2~4℃; 最低温度为 16.7℃(图 6g), 比多年平均明显偏低。

作者就盐度平面分布图(图 10b、d)来看, 多年平均的表层大于 33.5 的高盐水仅在 28°N 附近出现; 底层大于 34 的高盐水可达 30°N 以北, 而大于 34.5 的高盐水亦可达到 29°N, 说明台湾暖流水夏季基本上是沿表层以下向北推进。2001 年 7 月台

湾暖流水明显弱于往年(图 2b、f); 2000 年 8 月台湾暖流水分布范围比往年更广(图 5b、d), 结合断面最低温度较低的事实, 可看作是 2000 年夏季台湾暖流水比较强的体现。

(3) 小结

经过比较发现, 不同年份夏季长江冲淡水与台湾暖流水的强度和范围变化很大, 其主要特点如下: 2001 年夏季长江冲淡水转向位置偏西, 台湾暖流水比往年弱(图 2b、d、f); 2000 年夏季长江冲淡水转向位置与 2001 年相似, 台湾暖流水则比往年强(图 5b、d); 1998 年夏季长江冲淡水异常强, 转向位置偏东, 但是下层的台湾暖流水也较往年强(图 7b、d); 1987 年的长江冲淡水与台湾暖流水都比较弱(图 9b、d)。在此情况下, 各年台湾暖流深层水的扩展范围大致相似, 与 1998 年、2000 年、2001 年均可到达长江口附近(翁学传等, 1984)的结论比较一致。台湾暖流表层水的范围有很强的年际变动, 在台湾暖流水较强的 2000 年可到达 32°N (图 5b), 台湾暖流水和长江冲淡水都较强的 1998 年连 30°N 均未出现(图 7b), 而台湾暖流水和长江冲淡水都不太强的 2001 年在调查区的表层也未出现(图 2b)。

从以上的分析结果来看, 长江冲淡水与台湾暖流水的强弱配置并无显著的对应关系, 似乎台湾暖流水对 123°E 以西长江冲淡水转向位置的影响比较小。长江冲淡水的扩展范围受其径流量的影响可能大于受台湾暖流水的顶托推动。在表层, 长江冲淡水和低盐的沿岸水有阻挡台湾暖流水北侵的作用, 但台湾暖流表层水的北侵程度似乎也受其自身强弱的影响; 在次表层, 沿岸水的阻挡作用更弱, 因此台湾暖流深层水的北侵程度比较稳定, 一般超过 31°N 。

2. 冬季水文特征

(1) 2002 年 1 月温盐及流速特征

1) 温盐的水平分布

由温度、盐度的水平分布图(图 12)可看出, 冬季台湾暖流水在底层沿 $123\sim123.5^{\circ}\text{E}$ 持续北进超过 31°N ; 表层高温、高盐水的北进路径则在 123.5°E 以东, 台湾暖流水亦可达到 31°N 。但是, 盐度大于 34.2 的台湾暖流深层水仅出现在底层 29°N 附近的一小部分区域。

长江冲淡水在表层向南流动, 但向东的扩展范围较大, 从 30.5 等盐线可向东扩展至 123°E 左右, 而不是一般所见的“贴岸南下”的特征。这种长江冲淡水在冬季仍向东扩展的趋势与观测前期的天气有很大关系。观测前期盛行西-西南风, 而不是冬季常见的偏北风(平均风向、风速见表 1); 观测期间经历了一次寒潮爆发, 转为西

表 1 冬季航次观测期间平均风速、风向

航次	大面观测日期	平均风速/(m/s)	平均风向/($^{\circ}$)
1997-02	02-14-02-16	0.48	279.7
2001-02	02-26-03-02	2.08	329.3
2002-01	01-9-01-13	4.02	194.7

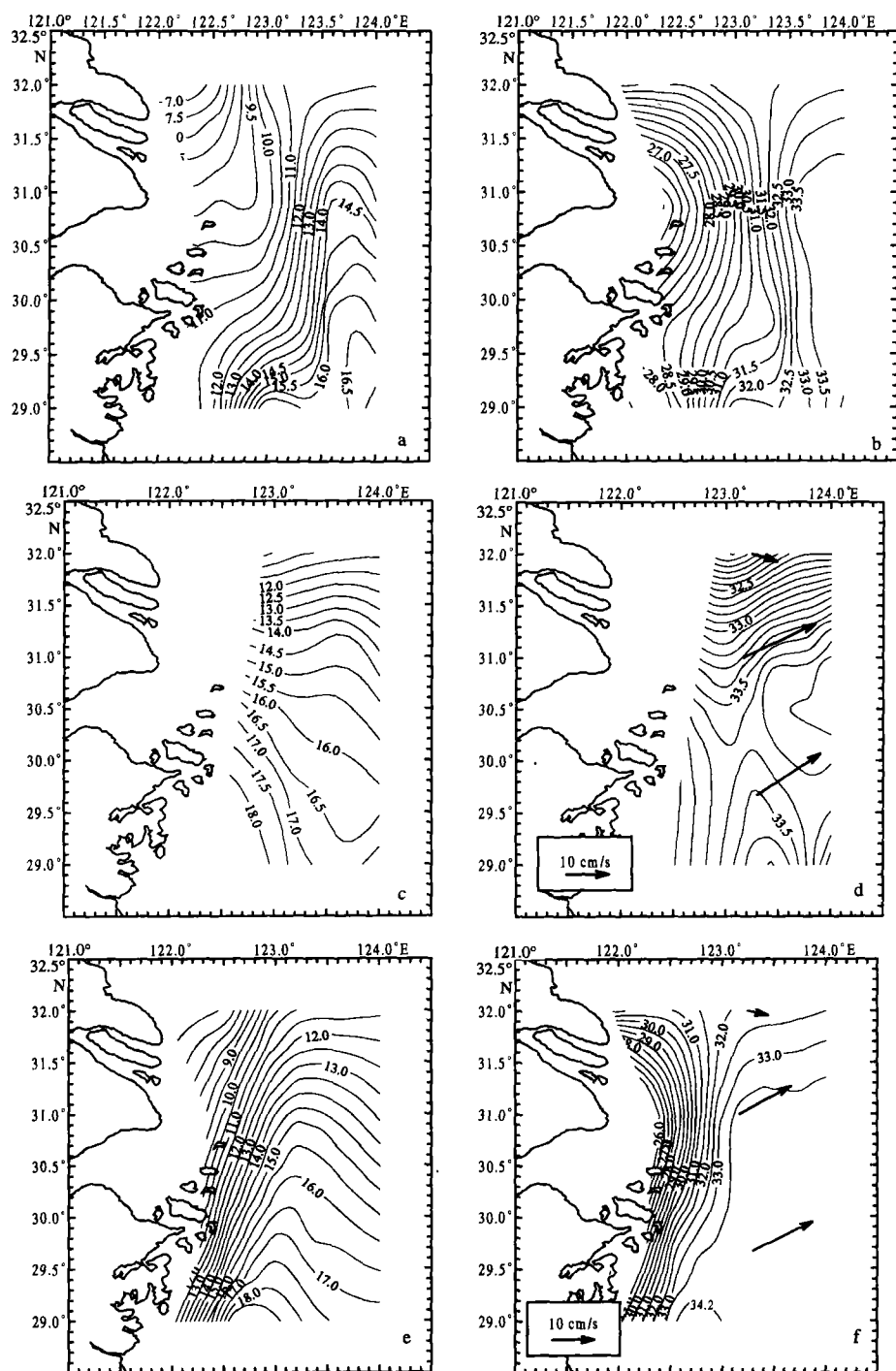


图 12 2002 年 1 月温盐平面分布

a. 表层温度; b. 表层盐度; c. 30m 层温度; d. 30m 层盐度及流速;
e. 底层温度; f. 底层盐度及流速

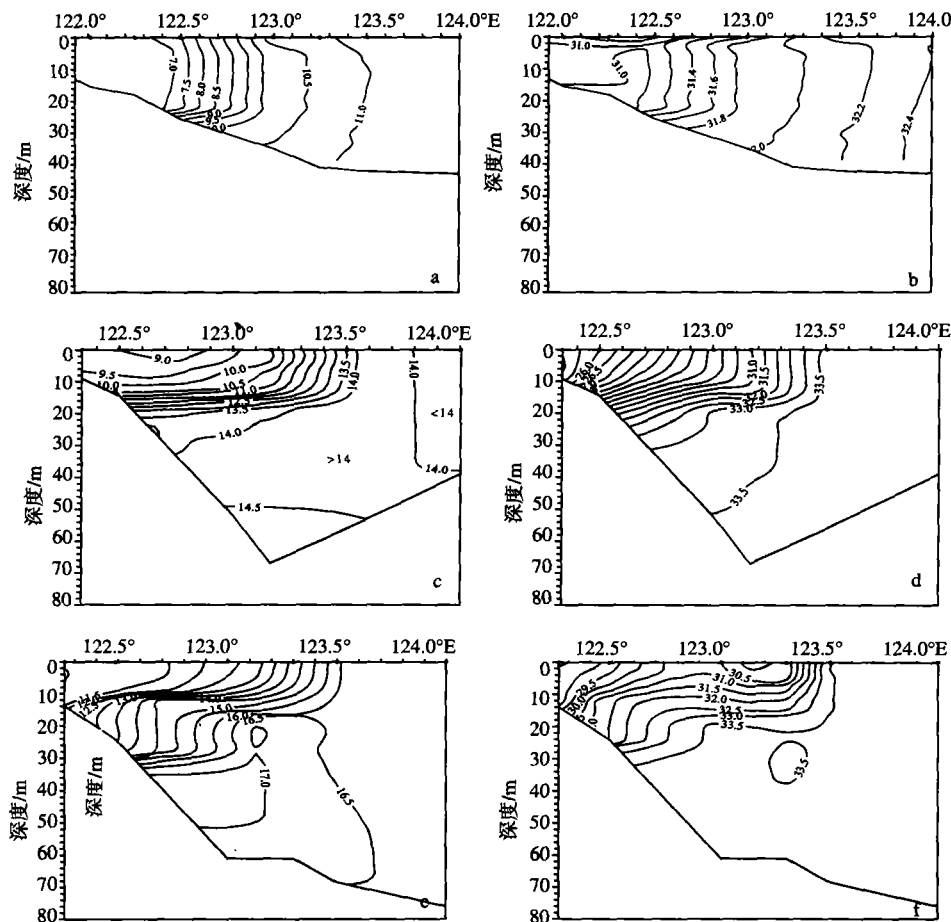
北风。除 106 站流速外,所有温盐、流速资料均测于寒潮爆发前。根据 Ekman 风漂流理论,一般冬季吹偏北风时,海水向岸堆积,长江冲淡水紧贴海岸,并占据整层;而在异常的偏南风作用下,海水向右离岸输送,即造成了观测期间长江冲淡水在表层向东扩展。

2) 温盐的断面分布

断面图 13 可更清晰地看到这种偏南风天气的影响。除 32°N 断面垂向均匀无层化外,其余断面均有明显的层化现象。层化最强的站点,表层、底层间的温度差为 -6.4°C ,盐度差可达 -5.24 ,这是冬季很少见的现象。造成这种层化的原因可能是,在偏南风的驱动下,表层低温、低盐的长江冲淡水和沿岸水向东扩展至 123°E 以东,高温、高盐的台湾暖流水只能在底层北上,入侵该海域;同时风较弱,海水垂直混合不充分,从而使较暖的水能稳定地处于下层。

3) 流速分布

在 106、204、304 三站点各进行 25h 的 ADCP 连续测流,求出去潮平均后各深度的流速矢量(图 14)。204、304 两站表层流向偏东,可能是受西南风的影响较大;次表层为东北向流,反映了台湾暖流的北进,但有较强的向东分量。106 站各层流速均偏东南向,



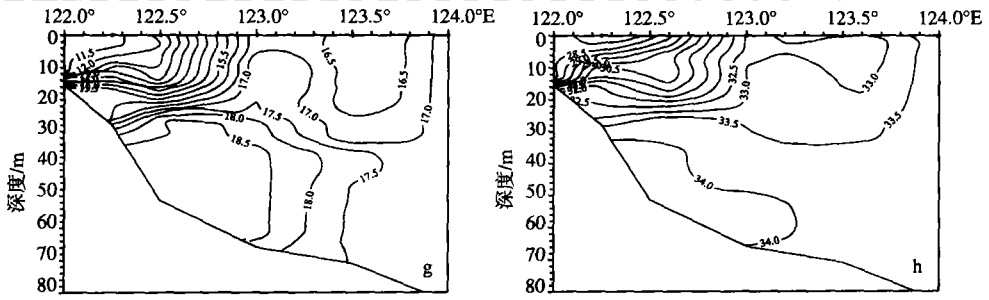


图 13 2002 年 1 月温盐断面分布

a. 32°N 断面温度; b. 32°N 断面盐度; c. 31°N 断面温度; d. 31°N 断面盐度;
e. 29°40'N 断面温度; f. 29°40'N 断面盐度; g. 29°N 断面温度; h. 29°N 断面盐度

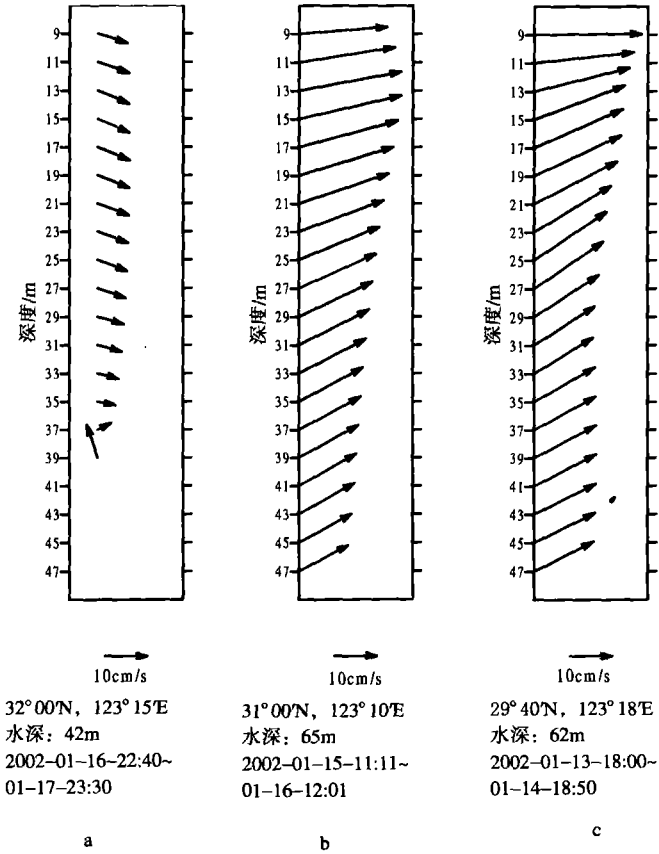


图 14 2002 年 1 月流速

a. 106 站; b. 204 站; c. 304 站

与测量期间寒潮爆发有关。各层流速与盐度图叠加(图 12d), 大体可以看出台湾暖流水依然北进的趋势。

(2) 其余航次及多年平均资料的对比

1) 2001 年 2 月

从温盐水平分布图上(图 15)看出表层和底层的温度、盐度分布较为一致, 长江冲淡水在 122.7°E 以西贴岸南下, 台湾暖流水沿 $123^{\circ}\sim 123.5^{\circ}\text{E}$ 整层北进, 台湾暖流表层水到达 31.5°N 以北, 台湾暖流深层水亦可到 31°N 附近。断面分布图(图 16)也显示了所有断面上温盐分布垂向均匀的特征。层化程度的不同, 给 2002 年 1 月与 2001 年 2 月的温盐分布态势造成很大差异。沿 123°E 的断面分布图(图 17)清楚地显示了这种差异: 2002 年 1 月, 冷而淡的长江冲淡水及混合水浮于 123°E 以西的上层, 暖而高盐的台湾暖流水由底层爬坡而上; 2001 年 2 月, 长江冲淡水贴岸南下, 不再在表层对台湾暖流水形成阻挡, 而冬季混合十分均匀, 使台湾暖流水在表层和底层整体推进, 且深层水的北进程度比 2002 年 1 月强得多。

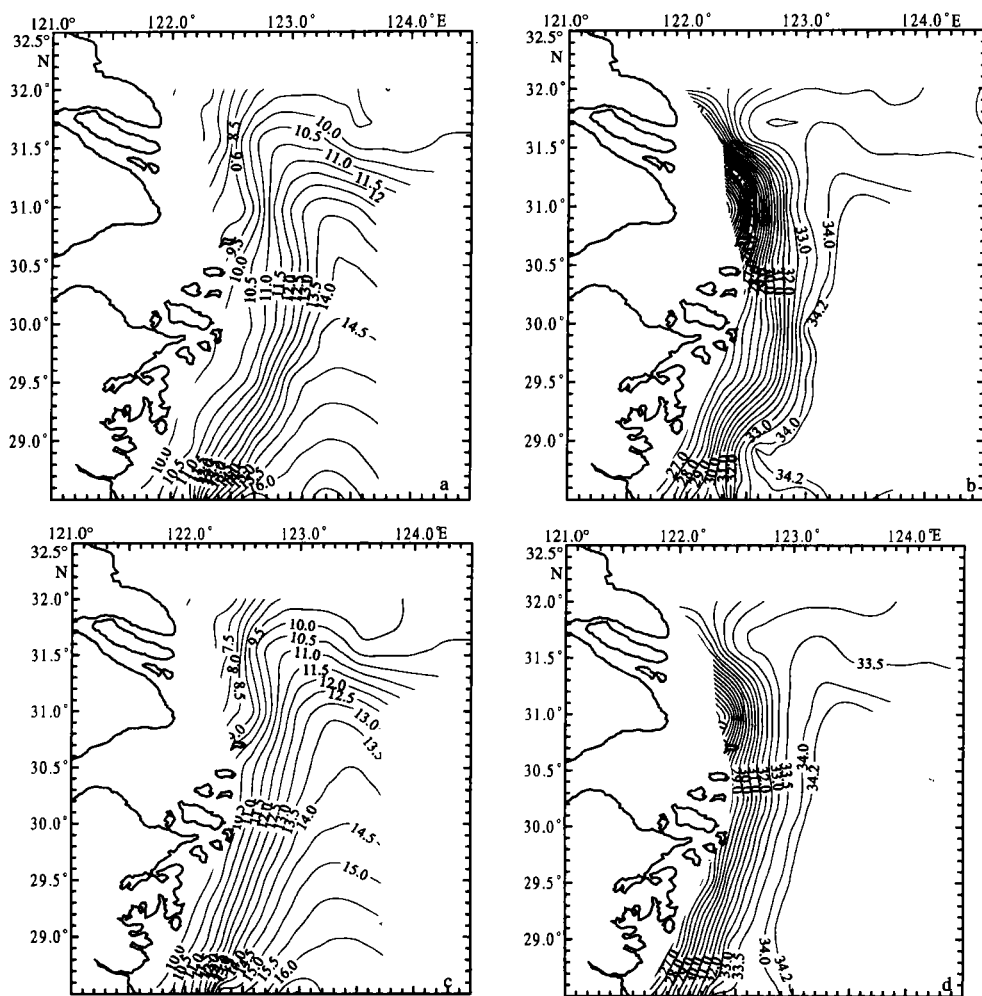


图 15 2001 年 2 月温盐平面分布

a. 表层温度; b. 表层盐度; c. 底层温度; d. 底层盐度

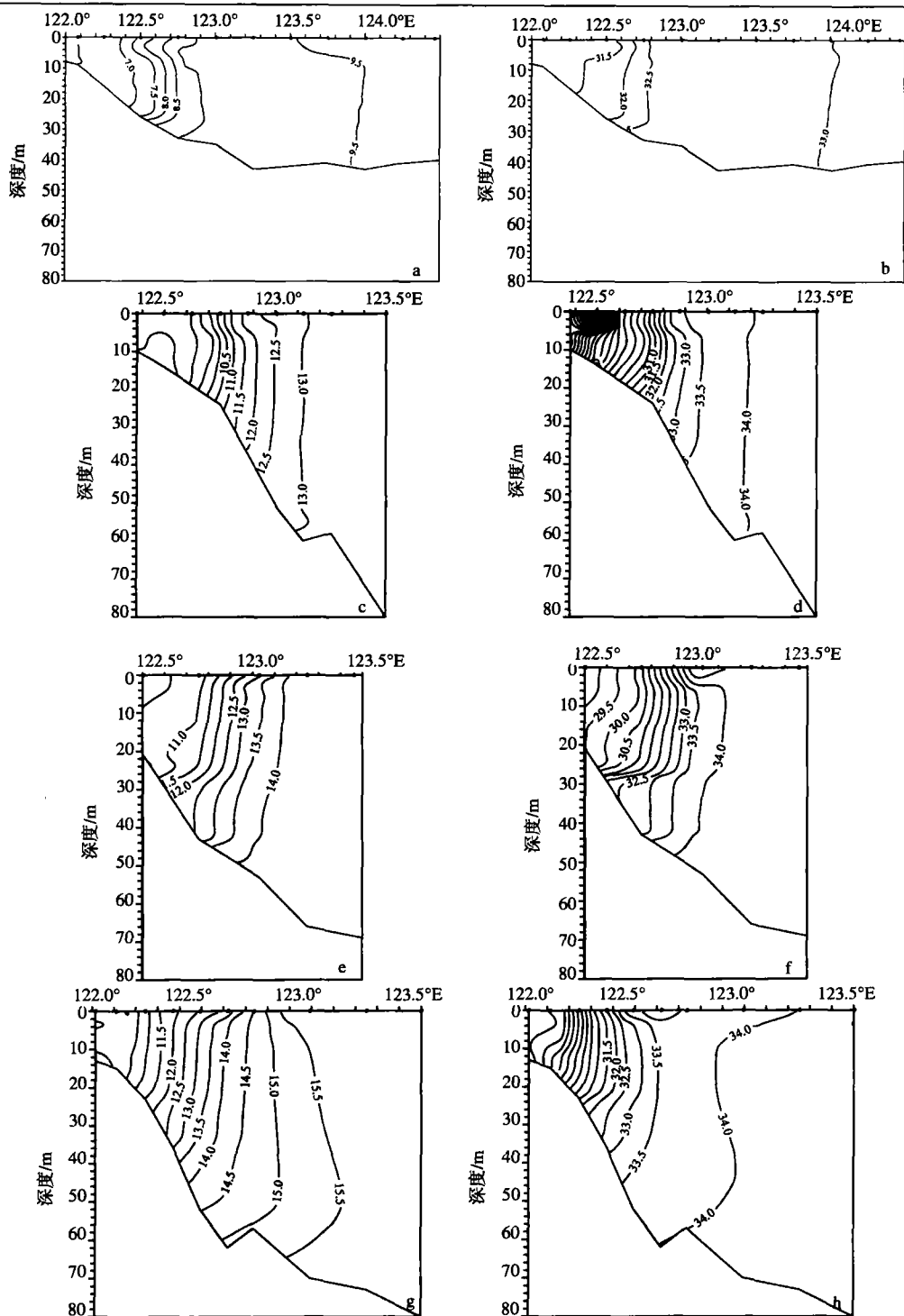


图 16 2001 年 2 月温盐断面分布

a. 32°N 断面温度; b. 32°N 断面盐度; c. 31°N 断面温度; d. 31°N 断面盐度;
e. 30°N 断面温度; f. 30°N 断面盐度; g. 29°N 断面温度; h. 29°N 断面盐度

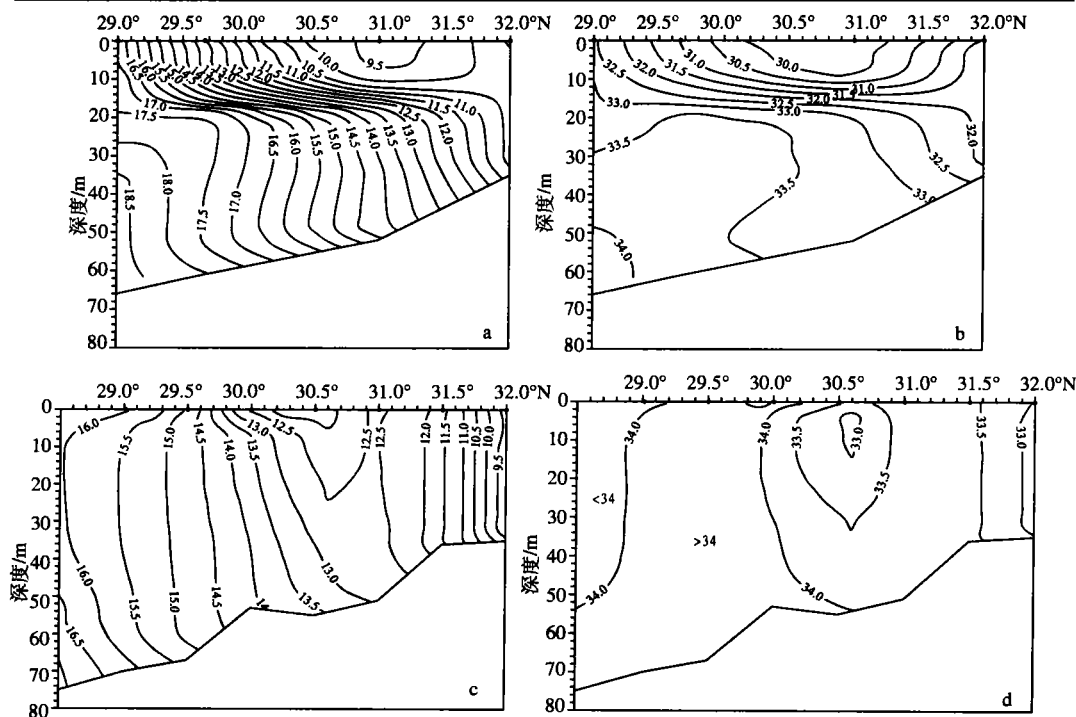
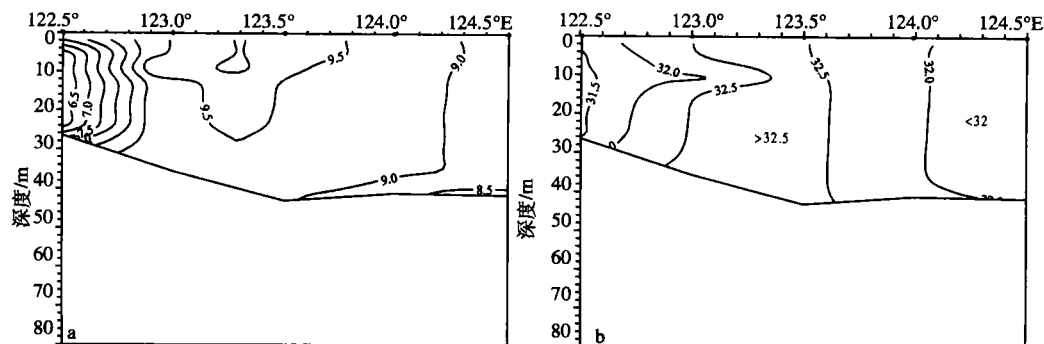


图 17 2002 年 1 月与 2001 年 2 月 123°E 断面温盐分布对比

a. 2002 年 1 月 123°E 断面温度; b. 2002 年 1 月 123°E 断面盐度;
c. 2001 年 2 月 123°E 断面温度; d. 2001 年 2 月 123°E 断面盐度

2) 1997 年 2 月

从 1997 年 2 月 32°N 和 PN 断面的资料看(图 18), 大部分区域亦无垂直层化现象。长江冲淡水只出现在 PN 断面的西北部, 说明长江冲淡水的影响范围非常窄。PN 断面东部(30°N, 123.7°E)出现盐度大于 34.5 的高盐区, 33.5 和 34 等盐线均出现在 123.5°E 以西(大约 30.5°N), 与 2001 年 2 月相当, 说明该年的台湾暖流也是较强的。32°N 断面上 123°~123.5°E 出现一相对高盐区, 盐度在 32.5~33 之间, 也反映了台湾暖流水在 123°~123.5°E 之间整层推进的影响。



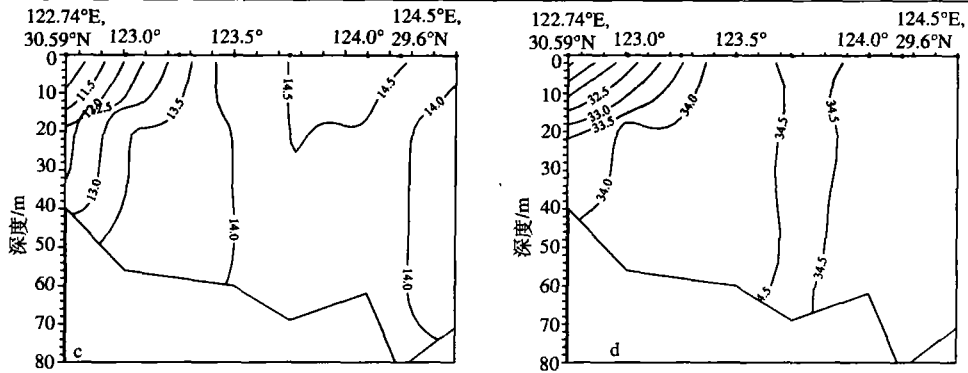


图 18 1997 年 2 月温盐断面分布

a. 32°N 断面温度; b. 32°N 断面盐度; c. PN 断面温度; d. PN 断面盐度

3) 多年平均

冬季多年平均的温度和盐度(图 19、图 20)呈均匀无层化分布, 长江冲淡水局限于 122.8°E 以西, 28°~30°N 断面皆有台湾暖流表层水出现, 28°、29°N 断面有台湾暖流深层水出现, 台湾暖流水整层北进, 总体比夏季强。与台湾暖流水“夏强冬弱”的传统认识不同, 而与近期的研究结果较为一致(王凡等, 2001; 张启龙、王凡, 2003)。

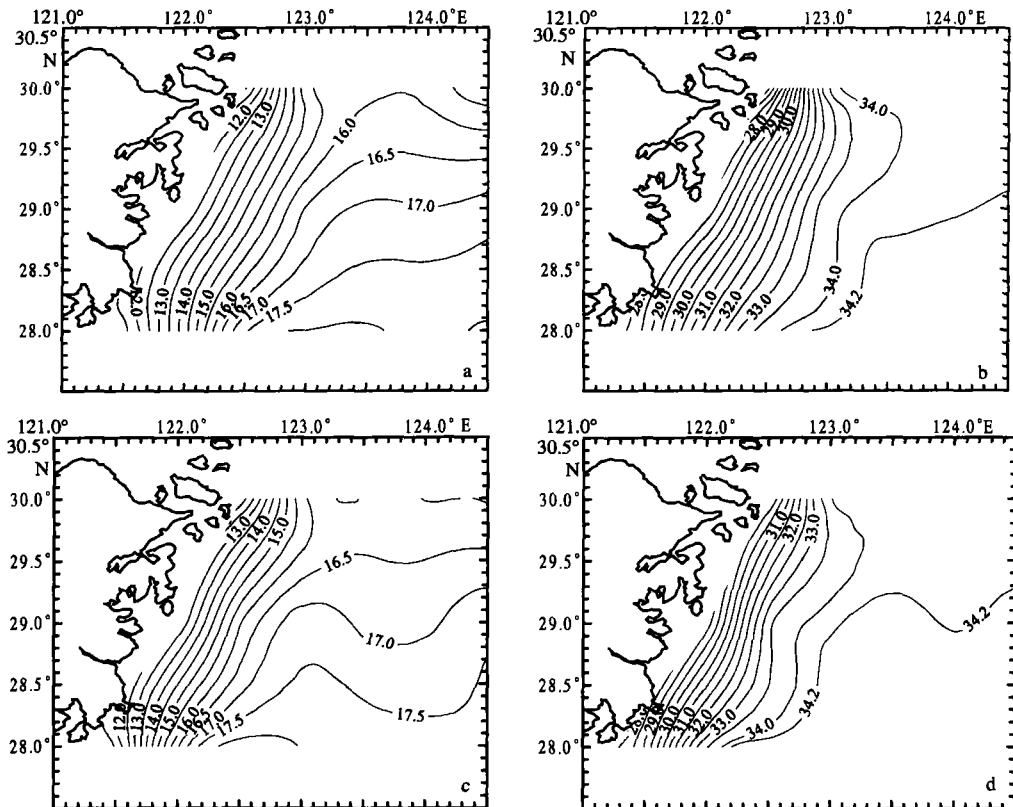


图 19 冬季(12~2月)多年平均温盐平面分布

a. 表层温度; b. 表层盐度; c. 底层温度; d. 底层盐度

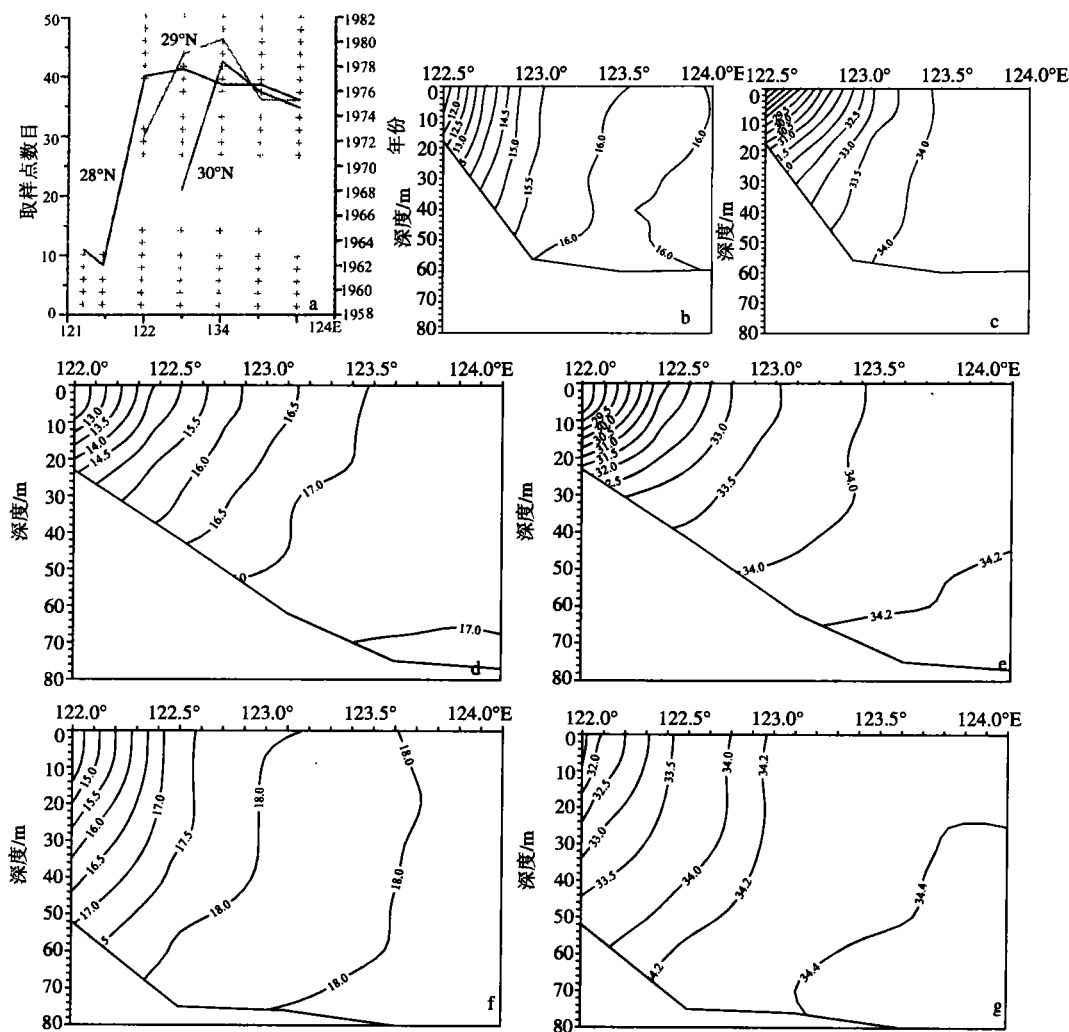


图 20 冬季(12~2月)多年平均温盐断面分布与资料统计

a. 各断面数据数量及分布; b. 30°N 断面温度; c. 30°N 断面盐度;
d. 29°N 断面温度; e. 29°N 断面盐度; f. 28°N 断面温度; g. 28°N 断面盐度
(图 a 中, 实线表示各点参与平均的数据总数, + 表示数据所在年份)

2002 年 1 月的温盐层化结构与多年平均有很大不同, 各断面最高盐度明显低于多年平均, 显示该年台湾暖流水比较弱, 但盐度大于 33.5 的台湾暖流水仍可到达 31°N(图 13b、d、f、h); 由 30.5 等盐线在表层的分布看, 长江冲淡水的扩展比多年平均明显偏东(图 12b)。2001 年 2 月与多年平均资料相比, 各断面最低盐度低于往年, 而最高盐度比往年较高, 同时长江冲淡水与台湾暖流水之间的盐度锋面较强(图 15b, 图 16b、d、f、h), 表明该年的长江冲淡水和台湾暖流水比往年略强。

(3) 小结

概括以上三个航次所在冬季, 长江冲淡水和台湾暖流水的大致形势是: 2002 年 1

月台湾暖流比较弱,长江冲淡水的扩展偏东(图 12b、f);2001 年 2 月台湾暖流水、长江冲淡水较往年强,两者扩展范围与往年大致相同(图 15b、d);据 1997 年 2 月的温盐分布推测,台湾暖流水较强或与往年相当(图 18b、d)。

同时,对比三个冬季航次观测期间的风场特征(表 1),似乎表明风对调查海区的水文特征有很大影响。1997 年 2 月和 2001 年 2 月调查期间有较弱的偏西或西北风;而 2002 年 1 月为较强的偏南风,不仅使长江冲淡水的扩展和台湾暖流表层水的分布比其他年份偏东,而且导致了温盐层化结构的出现。但台湾暖流深层水的北侵程度似乎并未明显受到风的影响。

通过上述分析笔者认为,冬季台湾暖流水大致可北进至长江口附近,但是深层水的北进程度有较大年际差别:2002 年只有少量台湾暖流深层水出现在 29°N ,而 2001 年达到 31°N ,1997 年至少达到 30.5°N 。台湾暖流水的北进路径也有所不同:2002 年在南风驱动下,台湾暖流水在表层比底层偏东,1997 年、2001 年在整个水层及 2002 年在底层,台湾暖流水主要沿 $123^{\circ}\sim 123.5^{\circ}\text{E}$ 向北推进。长江冲淡水的扩展范围 1997 年、2001 年在 122.7°E 以西,但 2002 年可能受天气(如风向等)因素影响,向东超过 123.5°E 。总而言之,由于气候异常,2002 年 1 月长江冲淡水、台湾暖流表层水和深层水的分布以及明显层化现象与多年平均和 1997 年、2001 年有很大不同;同时表明,南风对长江冲淡水的东扩非常有利,这与白学志等(2003)的数值试验结果是一致的。

三、讨 论

1) 2001 年夏季长江口邻近海域的主要水文特征是:高温、低盐的长江冲淡水在 122.5°E 附近转向东北,高盐的台湾暖流水在次表层北进至长江口附近,并沿底坡爬升,形成浙江沿岸上升流。台湾暖流深层水可北上超过 31°N 。表层海温比多年平均高 $2\sim 4^{\circ}\text{C}$,与该年夏季异常高温的气候背景有关。

2) 2002 年 1 月长江口邻近海域的主要水文特征是:温、盐均出现明显的层化结构,与典型的冬季水文特征不同,可能与调查期间偏南风盛行有关。低温、低盐的长江冲淡水沿岸南下,但向东扩展超过 123°E 。高温、高盐的台湾暖流水北进至长江口附近,在表层位置比底层偏东,但深层水只在 29°N 附近有少量存在,表明台湾暖流水的北侵明显弱于往年。

3) 对比夏、冬季几个航次的资料和多年平均资料发现,夏季台湾暖流深层水的北进程度比较稳定,一般可到达 31°N 或以北;表层台湾暖流水和长江冲淡水的分布各年有很大不同。冬季台湾暖流水一般可整体到达 31°N 或以北,但是深层水的北进范围有较大年际变化;长江冲淡水与台湾暖流表层水的位置在异常南风驱动下,均明显向东移动。

4) 根据长江冲淡水和台湾暖流水的强弱配置,推测长江冲淡水与台湾暖流水可能有如下变化规律:夏季台湾暖流水对长江冲淡水 123°E 以西的转向位置无显著影响,而对其在 123.5°E 以东、 31°N 以北的扩展形态有所影响;长江冲淡水向东扩展应与径流量大小有关;2002 年冬季南风异常情况下冲淡水东扩明显加强的观测事实则从另一个侧

面证实了风对长江冲淡水转向和向东扩展的重要作用; 台湾暖流表层水的北侵受长江冲淡水的阻碍; 但台湾暖流深层水的北侵无论夏季还是冬季, 均不受长江冲淡水的影响。长江冲淡水与台湾暖流水相互影响、相互作用的关系, 还需通过对历史资料的统计分析、考虑更多背景因素来进一步研究。

参 考 文 献

- 王凡、胡敦欣、白虹, 2001. 东海西部海域海水分布循环的季节变化特征. 见: 长江、珠江口及邻近海域陆海相互作用. 北京: 海洋出版社. 66~78
- 王从敏、翁学传, 1986. 夏季台湾暖流对长江冲淡水扩展方向的影响——Fuzzy 关系方程的一种应用. 海洋与湖沼论文集, 10: 13~19
- 毛汉礼、甘子钧、蓝淑芳, 1963. 长江冲淡水及其混合问题的初步探讨. 海洋与湖沼, 5(3): 183~206
- 毛汉礼、任允武、万国铭, 1964. 应用 T-S 关系定量地分析浅海水团的初步研究. 海洋与湖沼, 6(1): 1~22
- 毛汉礼、任允武、孙国栋, 1965. 南黄海和东海北部(28°~37°N)冬季的水文特征及海水类型(水系)的初步分析. 海洋科学集刊, 1: 78~125
- 毛汉礼、任允武、孙国栋, 1965. 南黄海和东海北部(28°~37°N)夏季的水文特征及海水类型(水系)的初步分析. 海洋科学集刊, 1: 23~77
- 乐肯堂, 1984. 长江冲淡水路径的初步研究 I. 模式. 海洋与湖沼, 15(2): 157~167
- 白学志、王凡, 2003. 长江冲淡水转向机制的数值试验. 海洋与湖沼, 34(6): 593~603
- 朱建荣、肖成猷、沈焕庭, 1998. 夏季长江冲淡水扩展的数值模拟. 海洋学报, 20(5): 13~22
- 张启龙、王凡, 2003. 舟山渔场及其邻近海域水团季节变化的气候学分析. 海洋与湖沼, 35(1): 48~53
- 赵保仁, 1991. 长江冲淡水的转向机制问题. 海洋学报, 13(5): 600~610
- 顾玉荷, 1985. 长江冲淡水转向原因的探讨. 海洋与湖沼, 16(5): 354~363
- 崔茂常, 1984. 长江冲淡水转向研究. 海洋与湖沼, 15(3): 222~229
- 翁学传、王从敏, 1983. 台湾暖流深层水变化特征的分析. 海洋与湖沼, 14(4): 357~366
- 翁学传、王从敏, 1984. 台湾暖流水(团)夏季 T-S 特征和来源的初步分析. 海洋科学集刊, 21: 113~134
- 日本气象厅, 2001. 气候系统月报. 东京: 秀研社印刷株氏会社. No.01~07
- 日本气象厅, 2002. 气候系统月报. 东京: 秀研社印刷株氏会社. No.01~02
- Su Y S, Weng X C, 1994. Water masses in China seas. *Oceanology of China Seas*, 1:3~16

Analyses on Hydrographic Structure in the Changjiang River Estuary Adjacent Waters in Summer and Winter

TANG Xiaohui^{1,2} WANG Fan¹

(1 Institute of Oceanology, The Chinese Academy of Sciences, Qingdao 266071)

(2 Graduate School of Chinese Academy of Science, Beijing 100039)

Abstract

Thermohaline and circulation structures in the northwestern East China Sea adjacent to the Changjiang River estuary are determined mainly by the characteristics, variations and interactions of the Changjiang River Diluted Water (CDW) and the Taiwan Warm Current Water (TWCW).

In this paper, data gathered from 2 surveys in July-August 2001 and January 2002 were used

to study the water mass distributions in summer and winter in the study area. Observations during 5 investigations from 1987 to 2001 (summer of 1987, 1998 and 2000, winter of 1997 and 2001), and historical data from 1958 to 1982 along 28°N , 29°N and 30°N sections were used to discuss the correlation and interannual variations of the CDW and the TWCW.

Results showed that, in the summer of 2001, the CDW turned to the northeast at about 122.5°E . The TWCW reached the latitude of the Changjiang River estuary at depth, and caused upwelling off the Zhejiang coast. Especially, the deep water of the TWC was found to extend to the north of 31°N . Temperature above the thermocline was about $2\sim 4^{\circ}\text{C}$ higher than climatological values.

The unusual stratification observed in January of 2002 was possibly caused by the southerly prevailing wind during the survey. The CDW flowed southwards along the coast, but its eastern edge extended to the east of 123°E . The TWCW moved northward to the Changjiang River estuary as usual, while the deep water appeared only near 29°N , which indicated that it was distinctly weaker than that in the average year.

Comparative analyses of the historical data, the correlation and interannual variability of the CDW and the TWCW suggested that:

In summer, (1) the area of the direction turning of the CDW may be less affected by the driving force of the TWC than by the run-off discharge of the river; (2) the northward advance of the TWCW at the surface may be blocked by the CDW, and is also influenced by its own characteristics; (3) the north extent to which the TWC Deep Water reaches has little to do with the CDW.

In winter, (1) the TWCW can reach north of 31°N in most years, which is different from a generally believed idea that the TWCW in the East China Sea is much weaker in winter than in summer; (2) the north extent of the TWC Deep Water varies from year to year, and is mainly determined by its own characteristics; (3) in the case of abnormal southerly wind, both the CDW and the TWCW extend more to the east than usual, which indicates that wind has important influence on the extension and distribution of the CDW and the TWCW.