

# 庆良间水道的水交换对东海黑潮水团特性的影响\*

周文正<sup>1,2</sup> 于非<sup>1</sup> 南峰<sup>1</sup>

(1. 中国科学院海洋研究所 青岛 266071; 2. 中国科学院大学 北京 100049)

**摘要** 庆良间水道水交换对其上下游东海黑潮的流量和水团特性的变异都起到了非常重要的作用, 本文通过将历史观测的 WOD 资料插值为  $1/8^\circ \times 1/8^\circ$  的网格化数据, 估算了庆良间水道的地转流通量特征, 然后结合 Argo 浮标数据讨论了庆良间水道的水交换对东海黑潮水团特性的影响, 研究结果表明: (1) 西太平洋通过庆良间水道流入东海冲绳海槽主要发生在水道的次表层, 并且次表层的入侵可能跟庆良间水道东部的琉球流有关; (2) 庆良间水道上下游黑潮的水团特性由于受到来自庆良间水道的动力混合作用导致其存在差异。黑潮次表层高盐水到达冲绳附近之后盐度略微增加, 深度略微变浅, 然而黑潮中层低盐水的盐度显著减小, 深度明显加深; (3) 庆良间水道上下游东海黑潮的次表层高盐水和中层低盐水其盐度的季节变化规律不一致。次表层高盐水盐度的季节变化可能同时受到庆良间水道的流量和表层淡水通量的影响, 在冬季最强, 夏季最弱, 然而中层低盐水盐度的季节变化主要受庆良间水道流量的影响, 在秋季最强, 夏季最弱。

**关键词** 庆良间水道; 黑潮; 琉球流; 水团; 季节变化

中图分类号 P731 doi: 10.11693/hyhz20170200038

庆良间水道(Kerama Gap)位于琉球岛链的冲绳岛和宫古岛之间, 宽度仅仅为 50km, 但是海槛深度却可以达到 1050m, 是琉球岛链上最深的水道, 也是东海和西太平洋之间重要的水交换通道(Nakamura *et al.*, 2013; Na *et al.*, 2014)。庆良间水道的平均流量仅仅为 2.1Sv(进入东海), 但是其流量变化的标准差却能达到 5.0Sv, 因此庆良间水道的流量变化对东海黑潮的流量变化起到了非常重要的影响(Zhou *et al.*, 2016)。庆良间水道的水交换特征及影响机制在过去几年已经吸引了众多海洋学家的关注(Nakamura *et al.*, 2013; Na *et al.*, 2014; Yu *et al.*, 2015; Nishina *et al.*, 2016), 但是庆良间水道的水交换对东海黑潮水团特性的影响及季节变化规律目前还很少有人进行研究。

黑潮和琉球流位于琉球岛链的东西两侧, 都是北太平洋副热带西边界流, 它们将大量的水团和热量向极地方向输送, 对中国和日本的渔业、气候都有重要的影响(Zhu *et al.*, 2006)。由于琉球岛链的阻隔,

黑潮和琉球流的水交换主要通过庆良间水道进行(Andres *et al.*, 2008b)。虽然黑潮的平均流量是琉球流的 3.5 倍, 但是琉球流的流量变化受中尺度涡的影响非常大, 导致琉球流的流量变化幅度比黑潮更强(Andres *et al.*, 2008a)。目前对于琉球流的流速结构特征还没有统一的说法, 但是很多研究结果指出, 琉球流在次表层的流速最大(刘勇刚等, 2000; Zhu *et al.*, 2003, 2006, 2010; Ichikawa *et al.*, 2004; Thoppil *et al.*, 2016)。黑潮从台湾以东进入东海, 然后通过吐噶喇海峡流出东海, 最后和琉球流在九州东南部汇合(Thoppil *et al.*, 2016)。

东海冲绳海槽的中层水主要由台湾以东的黑潮中层水和琉球流在庆良间水道的分支构成, 庆良间水道的水交换对其上下游东海黑潮水团特性的变化起到了重要的影响, 黑潮中层水通过台湾以东进入冲绳海槽以后, 盐度在南部的冲绳海槽有增加的趋势, 但是到了庆良间水道之后, 由于西太平洋通过庆

\* 国家自然科学基金委员会-山东省人民政府联合资助海洋科学研究中心项目, U1406401 号; 创新研究群体科学基金项目, 41421005 号; 全球变化和海气相互作用专项项目, GASI-IPOVAI-01-06 号。周文正, 博士研究生, E-mail: 15265269919@163.com

通讯作者: 于非, 博士生导师, 研究员, E-mail: yuf@qdio.ac.cn

收稿日期: 2017-02-28, 收修改稿日期: 2017-03-17

良间水道的平流作用, 导致黑潮的盐度发生减弱, 太平洋和东海黑潮的中层水混合以后沿着冲绳海槽的北部斜坡继续向东北方向流动(Nakamura *et al.*, 2013)。Nakamura 等(2013)通过计算三块区域盐度最小值的平均值得出黑潮 PN 断面盐度最小值的水有 1/3 来自于庆良间水道, 2/3 来自于台湾以东。虽然 Nakamura 等已经研究了庆良间水道对东海黑潮 PN 断面的盐度贡献, 但是他们所用的数据分辨率为  $1/3^\circ$ , 而且没有分析庆良间水道上下游东海黑潮水团特性的季节变化。Nishina 等(2016)得出西太平洋中层水通过庆良间水道的底层溢流流入冲绳海槽的底部, 然后由于强烈的湍流混合导致底层水上涌, 因此庆良间水道流量的大小可能会影响西太平洋和黑潮水动力混合的强弱, 从而导致黑潮的水团特性发生变化。

本文将 1950 年以后的 WOD(World Ocean Database)资料插值成更高分辨率( $1/8^\circ \times 1/8^\circ$ )的网格化数据, 然后利用该网格化数据以及 Argo 数据讨论了庆良间水道的水交换对东海黑潮水团特性的影响及季节变化规律, 文章主要分为以下几节: 第一节介绍了文中所用的数据和方法, 第二节论述了庆良间水道水交换的流量特征及其对东海黑潮水团特性的影响, 第三节讨论了东海黑潮上下游盐度的季节变化及影响机制, 最后一节总结了本文的主要结论。

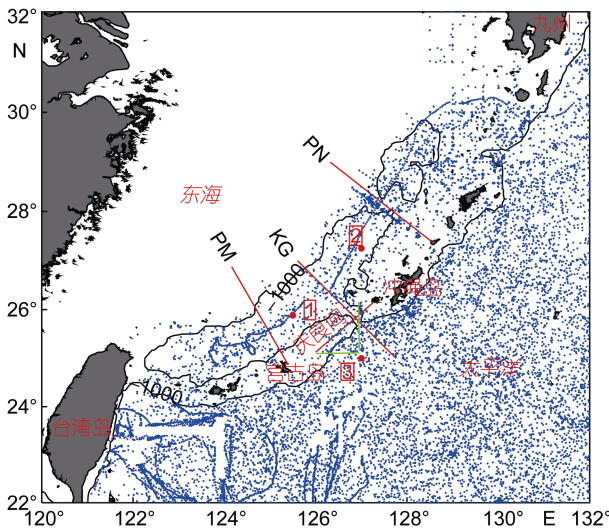


图 1 西太平洋-东海 1000m 水深等值线图

Fig.1 Maps of Northwestern Pacific (NP) and East China Sea (ECS) with 1000m interval bathymetry.

注: 图中红色断面分别表示庆良间水道、黑潮 PM 断面、黑潮 PN 断面和 KG 断面, 两条绿色断面为估算庆良间水道地转流量时的断面, 蓝色站点表示 WOD 资料的原始站位分布, 三个红色圆点分别表示 WOD 插值后的三个站点

## 1 资料和方法

### 1.1 WOD 数据

WOD 数据来源于美国 NOAA 网站提供的 World Ocean Database 2013, 该数据集将不同来源的数据进行了统一的格式转化、数据排重、质量控制, 形成由温盐深数据集 (Conductivity Temperature Depth, CTD)、海表面数据集 (Surface-only Data, SUR)、剖面浮标数据集 (Profiling Float Data, PFL)、海洋观测站数据集 (Ocean Station Data, OSD) 等 11 个数据集组成的大型数据库 (Tomoki *et al.*, 2013)。本文选取了 1950 年以后  $120^\circ-132^\circ\text{E}$ ,  $22^\circ-32^\circ\text{N}$  范围内, 深度大于 200m 的 CTD、OSD、和 PFL 数据, 共计 36351 个站点, 首先通过原始数据的质量控制, 然后利用高斯加权平均的方法将原始站位数据插值为  $1/8^\circ \times 1/8^\circ$  (薛根元等, 2004; 杨昌军等, 2004; Qiu *et al.*, 2015)。具体过程如下:

(1) 首先去除盐度大于 35.5 或者小于 33, 温度大于 32 或者小于 2 的观测站位, 然后又去除了剖面小于 5 层的站位。

(2) 去除底层深度异常的站位数据, 将站位数据按照每 10m 一层插值到 0—2000m 深度。

(3) 去除整个区域 3 倍标准差以外的站位数据, 然后去除每  $1^\circ$  网格内 2 倍标准差以外的站位数据, 此时共得到 19129 个站位数据。

(4) 将所有站位数据运用高斯权重插值法插值到  $1/8^\circ \times 1/8^\circ$  的网格中, 插值方法如下:

设  $F_0(i, j)$  为所要获得的分析区域内网格点的要素值 (这里为温度),  $(i, j)$  为各点行、列的序号,  $F(k)$  为已有测站实测要素值 ( $k$  为测站序号), 则插值公式为:

$$F_0(i, j) = \frac{\sum_{k=1}^K F(k) W_0(i, j, k)}{\sum_{k=1}^K W_0(i, j, k)} \quad (1)$$

$$W_0(i, j, k) = \exp\left(-\frac{r_{i,j,k}^2}{4a}\right) \quad (2)$$

式中,  $r_{i,j,k}$  为格点  $(i, j)$  到测站  $k$  的距离;  $K$  为分析区和影响区半径内测站总数;  $a$  取为常数 0.5。

(5) 对网格化数据运用迭代循环的方法进行数据平滑 (Qi *et al.*, 2014), 具体方法如下:

$$S = S_{\text{guess}} - \frac{\sum_i W_i (S_{\text{guess}} - S_i)}{\sum_i W_i},$$

其中  $S_{\text{guess}}$  为初始猜测值,  $S_i$  为数据平均值,  $W_i$  为加权

因子。

其中  $W_i$  的高斯形式定义如下:

$$W_i = 0, r_i > R$$

$$W_i = \exp\left(-\frac{r_i^2}{R^2}\right), r_i \leq R.$$

其中  $r_i$  为数据点和网格点的距离,  $R$  为影响半径。

本文一共进行了 3 次迭代循环, 影响半径  $R$  依次取半径为  $1^\circ$ 、 $1/2^\circ$ 、 $1/4^\circ$ 。在迭代时, 前一次迭代结果  $S$  作为下一次迭代循环的初始猜测值。初次迭代时, 选取所有网格点的平均值作为初始猜测值。

## 1.2 Argo 数据

本文所用的 Argo 浮标数据为法国 Coriolis 数据中心提供, 数据下载网址: <http://www.coriolis.eu.org/Data-Products>。浮标工作的每个观测周期一般为 10 天, 每个周期又可以分为 4 个主要过程: 首先浮标下降到 1000m 水深停留, 在此深度继续漂流大约 10 天, 然后浮标上升至海表面继续漂流大约半天, 最后浮标将信号通过卫星发射给地面接收站, 地面接收站将接收到的数据发送给有需求的用户(Ichikawa *et al.*, 2001)。本文选取了 4 条沿着黑潮流径的 Argo 浮标分析了黑潮上下游水团盐度的变化特征, 然后又选取了 2 条穿过庆良间水道的 Argo 浮标分析了西太平洋通过庆良间水道流入东海黑潮的盐度变化过程。

## 2 结果与分析

### 2.1 西太平洋和东海黑潮上下游水团特性

庆良间水道是连接太平洋和东海重要的水交换通道, 因此在研究庆良间水道的水交换对东海黑潮水团特性的影响之前, 首先要认识太平洋和庆良间水道上下游黑潮的温盐特性, 如图 2 所示。从图 2a 可以得出西太平洋和庆良间水道上下游东海黑潮在 1000m 以浅的温度特性基本是一致的, 在 1000m 以深的温度特性存在差异。图 2b 显示太平洋(红线)和庆良间水道上游黑潮(蓝线)、下游黑潮(黑线)的盐度特性除了在 1000m 以深存在差异, 在 1000m 以浅也存在比较明显的差异。太平洋次表层高盐水比庆良间水道上游黑潮次表层高盐水的盐度略高, 深度相差不大, 然而太平洋中层低盐水比上游黑潮中层低盐水的盐度明显要小, 深度也明显更深。此外还可以看到庆良间水道下游黑潮次表层高盐水比上游黑潮次表层低盐水的盐度略大, 深度也略浅, 然而下游黑潮中层低盐水比上游黑潮中层低盐水的盐度明显减小, 深度也加深。因此可以得出西太平洋的盐度特性与东海黑

潮的盐度特性存在差异, 庆良间水道的水交换可能会导致东海黑潮的水团特性发生改变。由于庆良间水道的海槛深度大约为 1000m, 因此太平洋和东海黑潮的水交换主要发生在 1000m 以浅, 在 1000m 以深几乎不发生水交换, 所以本文在研究庆良间水道的水交换对东海黑潮水团特性的影响时, 主要考虑 1000m 以浅的盐度变化。

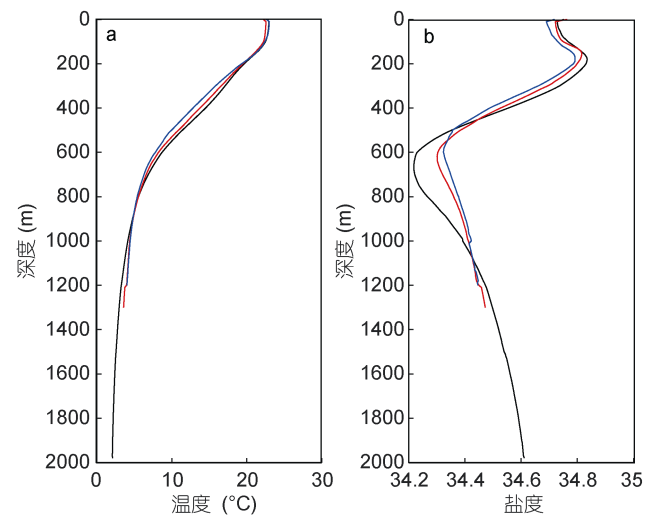


图 2 温度(a)、盐度(b)深度分布图

Fig.2 The temperature (a) and salinity (b) profiles  
注: 蓝、黑、红色剖面分别表示图 1 中红色站点 1、站点 2、站点 3

### 2.2 庆良间水道水交换的流量特征

从图 3 得出太平洋和庆良间水道上下游东海黑潮的盐度特性存在差异, 但不清楚庆良间水道水交换的流速结构特征。最近几年, 科学家对于庆良间水道的流速观测主要利用了 2009 年 6 月到 2011 年 6 月的 5 套 CPIES 数据和 3 条锚系测流计资料(Nakamura *et al.*, 2013; Na *et al.*, 2014), 观测资料指出庆良间水道的底层有一窄层的水流入东海, 同时得出庆良间水道的流量主要集中在 500m 以浅。但由于观测资料只有两三个站点, 所以这几个站点插值得出的流速剖面也仅仅体现了整个庆良间水道流速结构的一部分(图 3c, Yu *et al.*, 2015)。为了从观测角度更好的了解庆良间水道的流量特征, 本文利用 WOD 插值得到的  $1/8^\circ \times 1/8^\circ$  的网格化数据估算了庆良间水道的地转流量如图 3 所示。因为庆良间水道超过 1000m 的地方很窄, 不一定满足地转关系, 因此本文在计算庆良间水道的地转流量时, 并不是直接选取水道的横断面进行计算, 而是通过闭合三角形(图 1)的方法, 分别计算了三角形两个直角边 1200m 以上的地转流

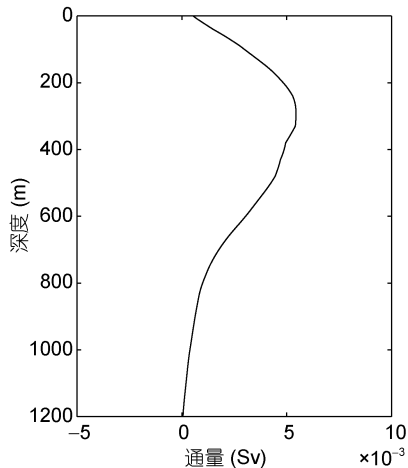


图3 庆良间水道地转流通量的垂直分布

Fig.3 The vertical distributions of geostrophic flow flux through the Kerama Gap

流量, 然后将其相加得到庆良间水道的流量。

图3得出庆良间水道的平均地转流通量为 2.9Sv,

跟前人研究结果得到的庆良间水道的流量大约为 2.0Sv 基本是一致的(Na *et al*, 2014; Yu *et al*, 2015)。此外, 还可以得到庆良间水道的地转流通量在次表层最大, 这跟之前 Yu 等(2015)利用太平洋区域同化的 HYCOM 模式和 Zhou 等(2016)利用太平洋区域非同化的 HYCOM 模式得出的结果是一致的。太平洋通过庆良间水道流入东海黑潮主要是琉球流的分支(Nakamura *et al*, 2013), 但是对于琉球流的说法现在还没有统一的定论。本文选取了一条穿过黑潮、庆良间水道以及琉球流的断面 KG(图 1), 并分析了该断面的流速结构特征, 如图 4 所示。图 4a 显示在庆良间水道的东部琉球流的位置并没有看到流速在次表层最大, 最大流速发生在表层, 但是琉球流次表层的流量却是最大的。此外, 从图 4b 可以看到太平洋通过庆良间水道流入东海黑潮时主要发生在水道的次表层, 因此本文可以得出庆良间水道在次表层流速最强的原因可能跟庆良间水道东部的琉球流有关。

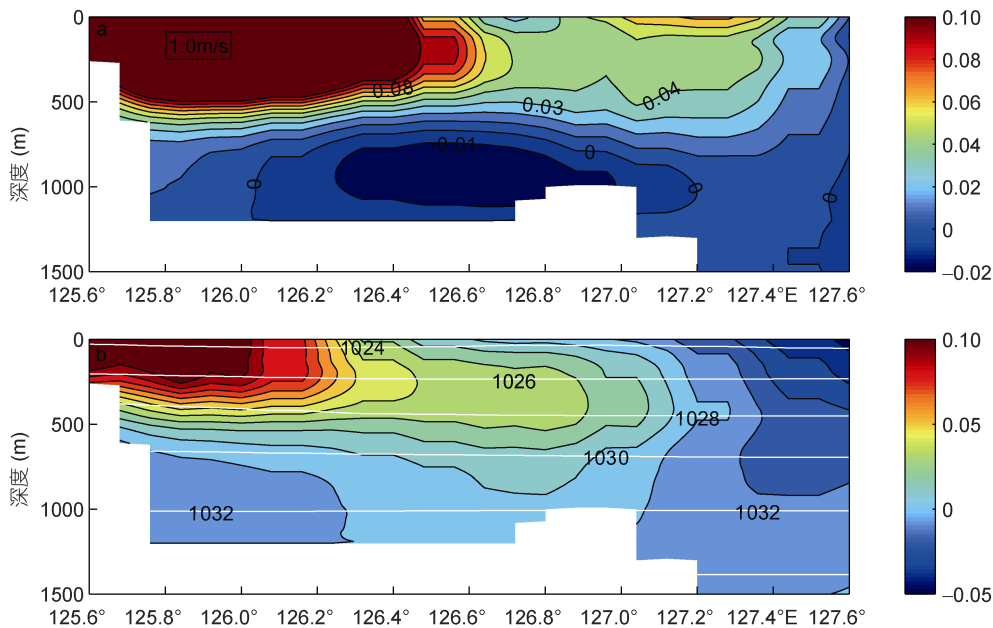


图4 KG断面的流速剖面图(单位: m/s)

Fig.4 The vertical distribution of velocity along the KG transect(units: m/s)

注: a 为垂直 KG 断面的流速图, 正值向东北方向, b 为平行于 KG 断面的流速, 正值代表流速向西, 白线表示密度

### 2.3 庆良间水道的水交换对东海黑潮水团特性的影响

Zhou 等(2016)利用 HYCOM 模式研究了庆良间水道的水交换特征并且重点分析了庆良间水道和东海黑潮二者流量变化的关系, 发现庆良间水道上下游黑潮的流量变化存在显著的差异, 其中庆良间水道的流量变化与其上游黑潮 PM 断面的流量变化为显

著的负相关, 与其下游黑潮 PN 断面的流量变化为正相关, 当黑潮上游流量高(低)的时候, 会有更多(少)的黑潮水从庆良间水道流出东海, 导致庆良间水道的流量减小(升高), 最后导致下游黑潮流量也降低(升高)。庆良间水道的流量整体上表现为流入东海黑潮, 然而黑潮和琉球流的水团特性差异显著, 因此庆良间水道的水交换可能会对东海黑潮的水团特性产



生重要的影响。

盐度变化对海洋水团和气候的变化具有重要的作用(Nan *et al.*, 2015), 本节主要通过讨论黑潮水的盐度变化来分析其水团变化特征。Nitani 等(1972)利用 1965 年夏天的数据, 首次描述了北太平洋西边界地区盐度最小值的空间分布, 并指出北太平洋中层水

通过台湾以东海峡和庆良间水道流进冲绳海槽跟东海中层水混合。Morinaga 等(1998)利用 1992 年 6 月庆良间水道附近和 1995 年 10 月和 1996 年 5 月台湾以东附近的 CTD 资料验证了 Nitani 的描述, 但是他们都没有给出盐度最小值所对应的庆良间水道的流速结构。

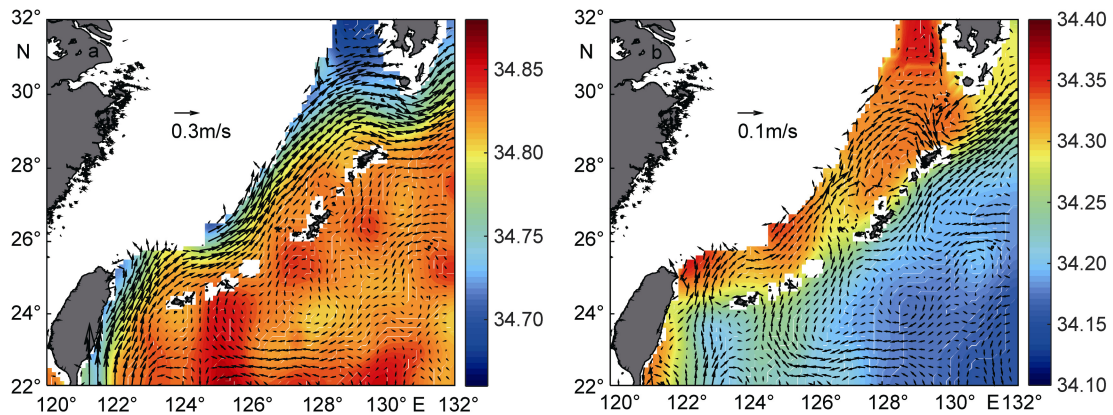


图 5 西太平洋东海区域盐度最大值(a)和最小值(b)的空间分布

Fig.5 The spatial distributions of maximum salinity (a) and minimum salinity (b) in Northwestern Pacific  
注: 空白区域水深小于 200m, 图中的流场为对应深度的地转流

图 5 是利用 WOD 插值资料得出的西太平洋东海区域次表层盐度最大值和最小值以及地转流的分布, 从图 5a 可以看到西太平洋次表层水的盐度明显要比黑潮次表层水的盐度大, 另外, 还可以看到西太平洋次表层的高盐水主要通过台湾以东进入东海黑潮, 然后沿着黑潮主轴向东北方向流动, 同时还可以发现在庆良间水道也有西太平洋次表层高盐水流入, 庆良间水道处次表层高盐水盐度减小的同时导致黑潮次表层高盐水盐度比黑潮上游增加。图 5b 显示了

西太平洋中层水的盐度明显要比黑潮中层水的盐度小, 并且可以看到黑潮中层水的盐度在流经庆良间水道之后明显减小, 同时还可以看到西太平洋中层水在台湾以东入侵东海黑潮时明显比次表层弱, 但是在庆良间水道处却有一股较强的低盐水舌流进东海冲绳海槽, 导致黑潮中层水的盐度减小。结合前人的研究结果, 可以得出 PN 断面黑潮次表层高盐水盐度的增加和黑潮中层低盐水盐度的减小, 跟西太平洋通过庆良间水道流入冲绳海槽密切相关。

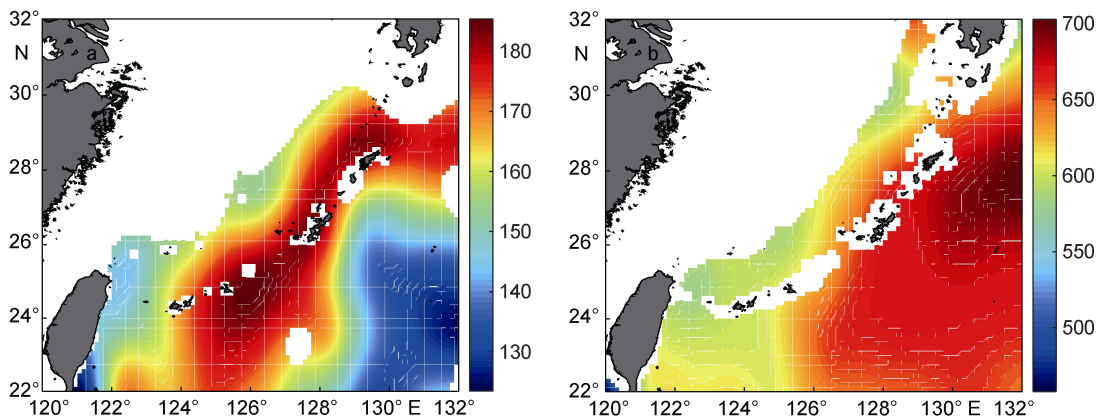


图 6 盐度最大值所在深度(a)和最小值所在深度(b)(单位: m)的空间分布

Fig. 6 The spatial distributions of salinity maximum depth (a) and minimum depth (b)(unit: m)

通过图 5 已经了解了黑潮 PM 断面和 PN 断面之间盐度的变化特征以及庆良间水道的水交换可能对其产生的影响,但是并不清楚高盐水团和低盐水团的深度变化情况。因此本文又分析了西太平洋东海区域盐度最大值和最小值所在深度的空间分布(图 6)。图 6a 显示琉球岛链周边次表层高盐水的深度明显比其他区域要深。此外,黑潮次表层高盐水从庆良间水道上游到下游的过程中由于受到来自西太平洋次表层水的动力混合导致次表层高盐水深度略微变浅。然而图 6b 显示西太平洋中层水的低盐核心深度明显比黑潮中层水低盐核心的深度更深,黑潮中层低盐水从庆良间水道上游到下游的过程中由于庆良间水道深层水的动力混合导致中层低盐水的深度也发生变化,并且有加深的趋势。此外,还可以看到西太平洋中层低盐水通过庆良间水道流入东海黑潮的过程中

由于动力混合的原因导致深度变浅。因此本文得到西太平洋次表层高盐水通过庆良间水道入侵东海黑潮以后由于水团的动力混合作用导致黑潮次表层高盐水团盐度增加,深度变浅,然而西太平洋中层低盐水通过庆良间水道流入东海黑潮以后导致黑潮中层低盐水的盐度减小,深度加深。

WOD 插值资料给出了黑潮区域的盐度变化特征,并且显示了东海黑潮流经庆良间水道之后次表层高盐水的盐度增加,深度变浅,中层低盐水的盐度减小,深度加深。为了更清楚的认识黑潮流径的盐度变化过程,本文选取了 4 条从台湾以东流入东海黑潮然后通过吐噶喇海峡流出冲绳海槽的 Argo 浮标,浮标轨迹如图 7 所示,然后分析了这 4 条 Argo 浮标的盐度剖面图(图 8)。从浮标轨迹的盐度剖面可以看到黑潮从 PM 断面经过庆良间水道到达 PN 断面的过程中,中

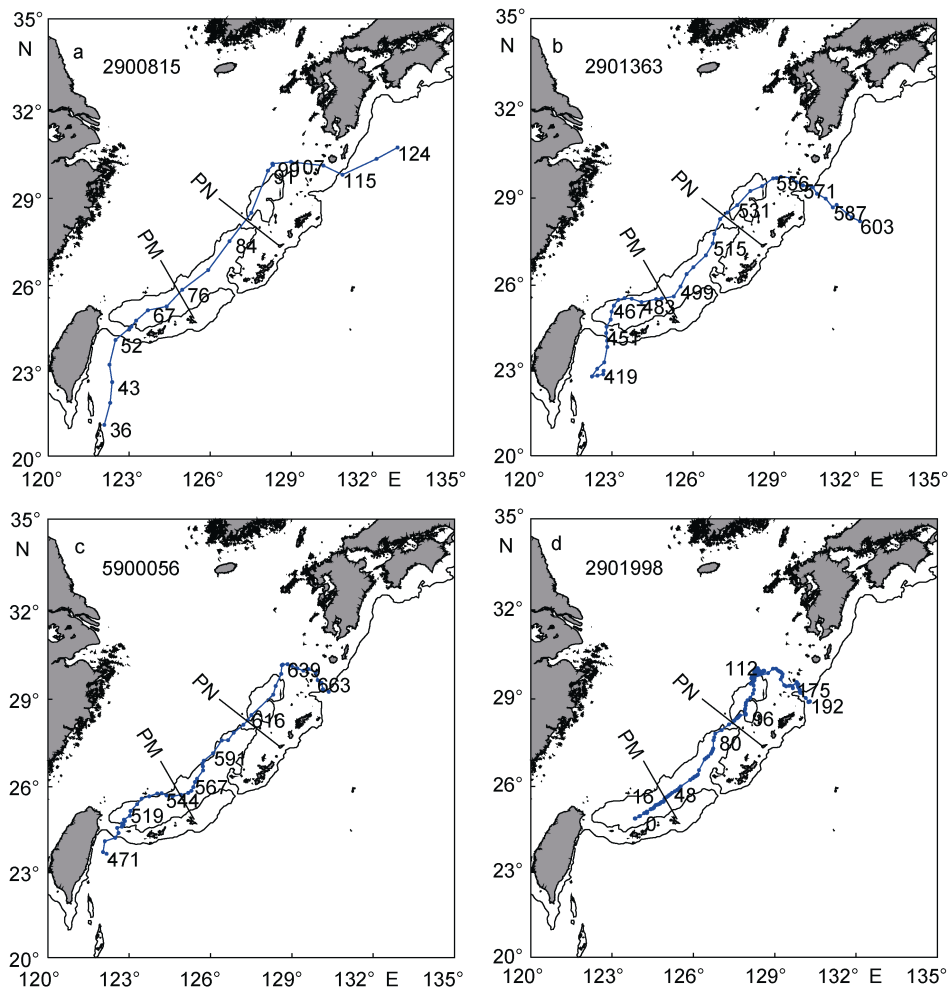


图 7 黑潮流径的四条 Argo 浮标轨迹

Fig.7 The trajectories of four Argo floats in the Kuroshio path

注:左上角数字为浮标的编号,黑色线条表示浮标的轨迹,浮标轨迹上的数字表示浮标所处位置的时间,图中两条黑色断面分别表示黑潮流径的 PM 断面和 PN 断面

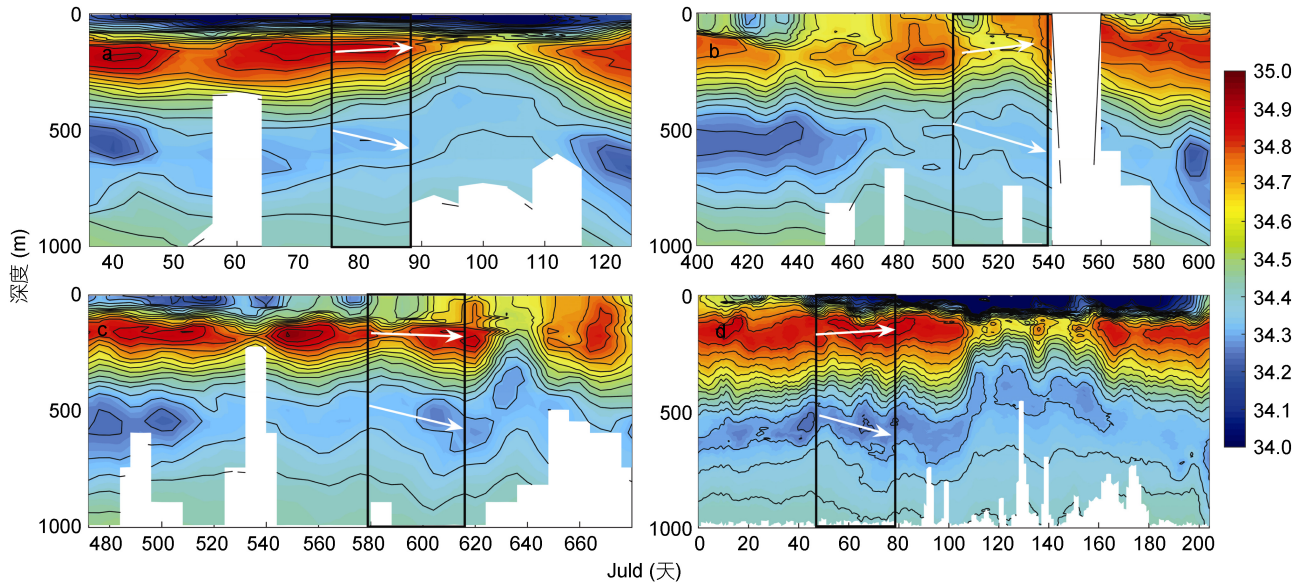


图 8 Argo 浮标的盐度剖面

Fig.8 The salinity profiles of the Argo floats

注: 方框区域是黑潮 PM 断面和 PN 断面之间盐度减弱的区域, 白色箭头表示盐度的减弱趋势。a、b、c、d 分别对应图 7 中的 2900815、2901363、5900056、2901998 号浮标

层低盐水的盐度确实发生了减小, 并且深度也有所加深, 低盐水的盐度衰减幅度可达 0.01, 深度可以下降 50m。可能受到该海域淡水通量季节变化的影响, 黑潮次表层高盐水的盐度变化没有一致的变化趋势, 图 8a、b 显示黑潮次表层高盐水的盐度减小, 深度变浅, 图 8c 显示黑潮次表层的高盐水盐度增加, 深度加深, 然而图 8d 显示黑潮次表层高盐水的盐度基本没有变化。

水的盐度在流经庆良间水道前后确实发生了减小, 深度也有所加深, 因此本文又选取了两条 Argo 浮标分析了西太平洋经过庆良间水道流入东海黑潮的盐度变化过程, 浮标轨迹如图 9 所示。从浮标的盐度剖面(图 10)可以看到西太平洋通过庆良间水道进入东海黑潮的过程中, 中层低盐水的盐度都有增大的趋势, 深度也发生了明显的变浅, 次表层高盐水的盐度大小变化不大, 但是深度都发生了变浅, 这跟 WOD 插值资料的结果是一致的。

图 7 和图 8 利用 Argo 数据验证了黑潮中层低盐

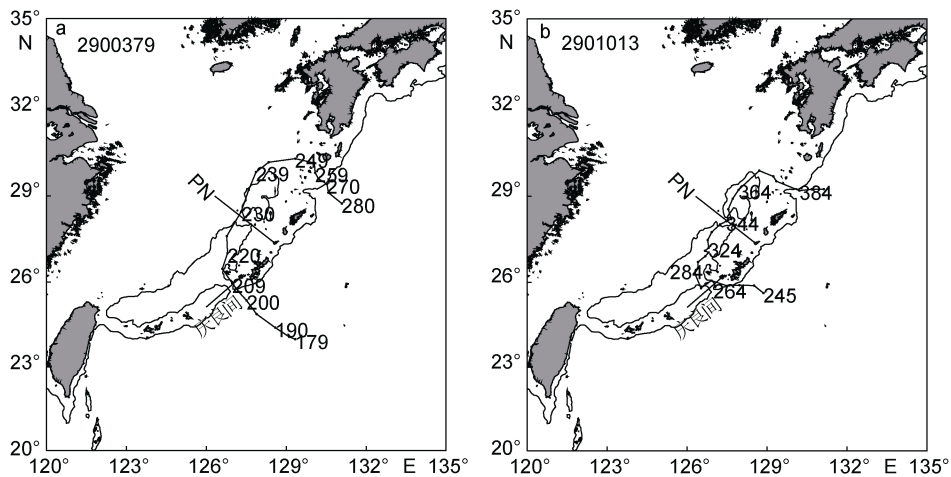


图 9 穿过庆良间水道的两条 Argo 浮标轨迹

Fig. 9 The trajectories of two Argo floats through the Kerama Gap

注: 左上角为 Argo 的编号, 黑色线条表示浮标的轨迹, 浮标轨迹上的数字表示浮标所处位置的时间, 图中两条断面分别表示庆良间水道和黑潮 PN 断面



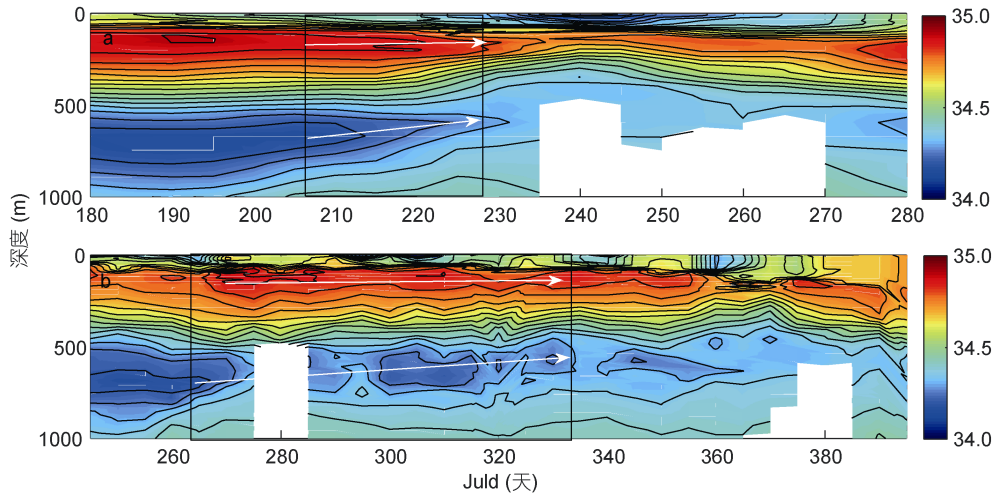


图 10 Argo 浮标盐度剖面图

Fig.10 The salinity profiles of the Argo floats

注: 方框区域是庆良间水道与黑潮 PN 断面之间的盐度升高区域, 白色箭头表示盐度的升高趋势, a、b 分别对应图 9 中 2900379、2901013 号浮标

### 3 讨论

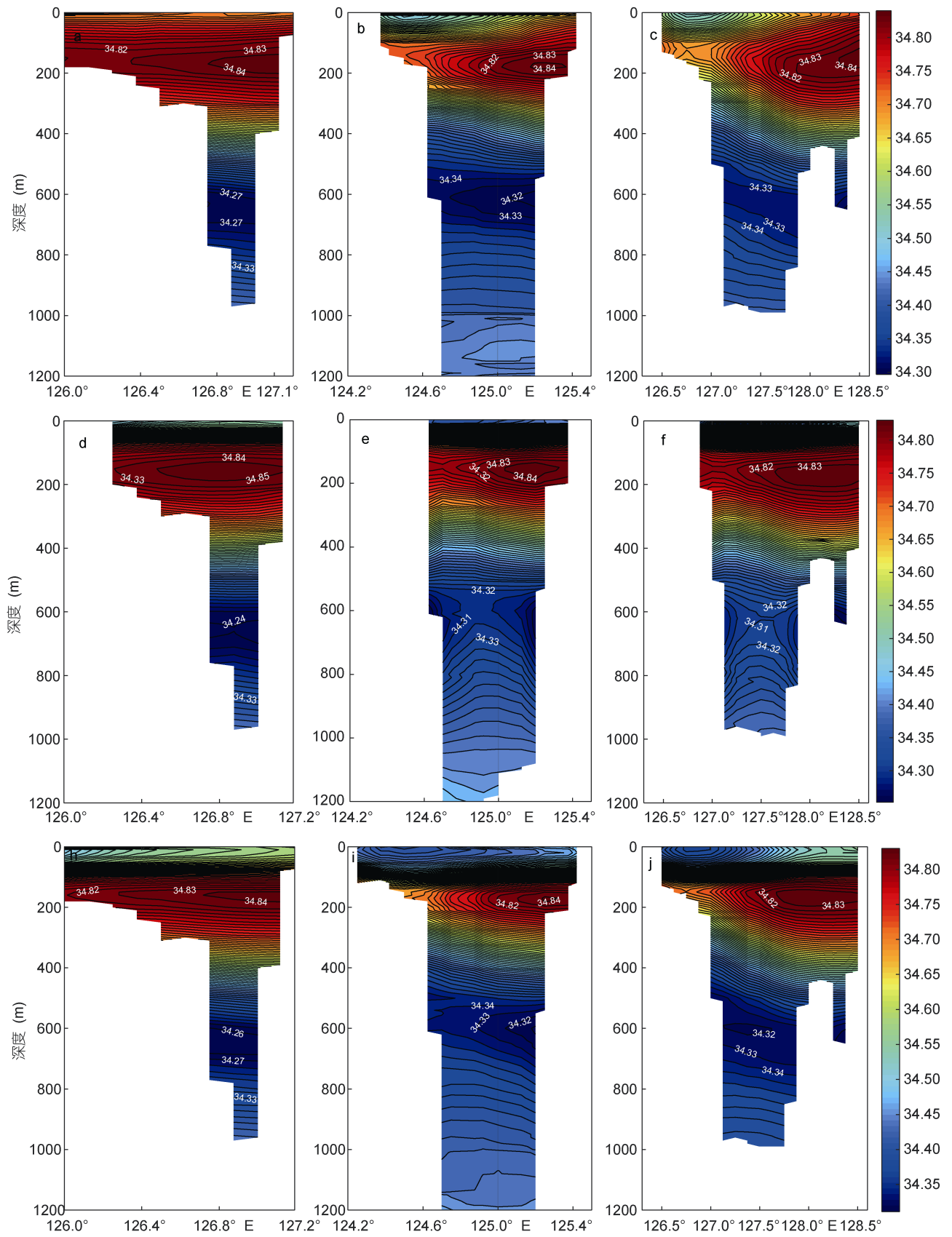
庆良间水道的水交换对东海黑潮的水团特性有重要的影响, 但是其季节变化特征目前很少有人研究, 由于黑潮 PN 断面次表层高盐水和中层低盐水只来源于黑潮 PM 断面和庆良间水道, 因此黑潮次表层高盐水和中层低盐水的盐度变化应该是跟庆良间水道的盐度混合密切相关, 所以可以通过对比黑潮 PN 断面和 PM 断面的盐度变化大小来判断庆良间水道的水交换对黑潮水团特性影响的季节变化, 为此本文分别讨论了春、夏、秋、冬四个季节庆良间水道、黑潮 PM 断面、黑潮 PN 断面之间的盐度变化关系。本文定义盐度高于 34.82 的水为次表层高盐水, 定义盐度小于 34.33 的水为中层低盐水。

图 11 的 a、d、h、k 分别为庆良间水道在四个季节的平均盐度剖面图, 在春季的时候, 庆良间水道的次表层高盐水最大盐度可以达到 34.84, 深度在 100—200m, 高盐水可以横跨整个庆良间水道, 水道中层低盐水的最小盐度为 34.27, 深度大约在 550—850m。到了夏季的时候, 庆良间水道次表层高盐水的盐度明显增大, 最大盐度可以达到 34.85, 同时水道中层低盐水的盐度减小, 深度加深, 大约在 520—880m, 最小盐度低至 34.24。到了秋季, 庆良间水道次表层高盐水的盐度减小, 最大盐度为 34.84, 高盐水不足以横跨整个水道, 中层低盐水的盐度增大, 最小盐度为 34.26, 深度在 550—830m, 跟春季的盐度

相似。最后到了冬季, 庆良间水道次表层高盐水的盐度明显变小, 最大盐度仅为 34.83, 同时中层低盐水的盐度最大, 最小盐度高至 34.28, 低盐水的深度在 550—800m。可以总结出庆良间水道的次表层高盐水和中层低盐水有一致的季节变化规律, 都表现出夏季最强, 秋季开始减弱, 冬季减到最弱, 然后到了第二年春季又开始加强的特征。

图 11b、e、i、l 分别为黑潮 PM 断面在春、夏、秋、冬四个季节的平均盐度剖面图。春季, 黑潮 PM 断面的次表层高盐水可以到达冲绳海槽的中部位置, 最大盐度可以达到 34.84, 另外, 可以看到 PM 断面中层低盐水的深度在 580—680m, 最小盐度为 34.32。夏季, 黑潮 PM 断面次表层的高盐水盐度最大, 最大盐度为 34.84, 同时中层的低盐水盐度最小, 最小盐度低至 34.31, 深度范围在 520—800m。秋季, 黑潮 PM 断面次表层的高盐水盐度开始减小, 深度加深, 虽然最大盐度仍为 34.84, 但是高盐水的面积明显减小, 同时中层低盐水的盐度开始增大, 低盐水核心靠近岛链一端, 仅仅延伸至海槽的中部位置, 深度在 520—700m, 最小盐度为 34.32。冬季, 黑潮 PM 断面次表层高盐水的盐度最小, 最大盐度仅为 34.81, 但是中层低盐水的盐度相比秋季却有所减小, 低盐水几乎可以横跨整个冲绳海槽, 深度在 500—700m, 最小盐度为 34.32。黑潮 PM 断面的次表层高盐水表现出在夏季最强、春秋季节次之、冬季最弱的特征, 然而中层的低盐水表现出夏季最强、冬季次之、春季较





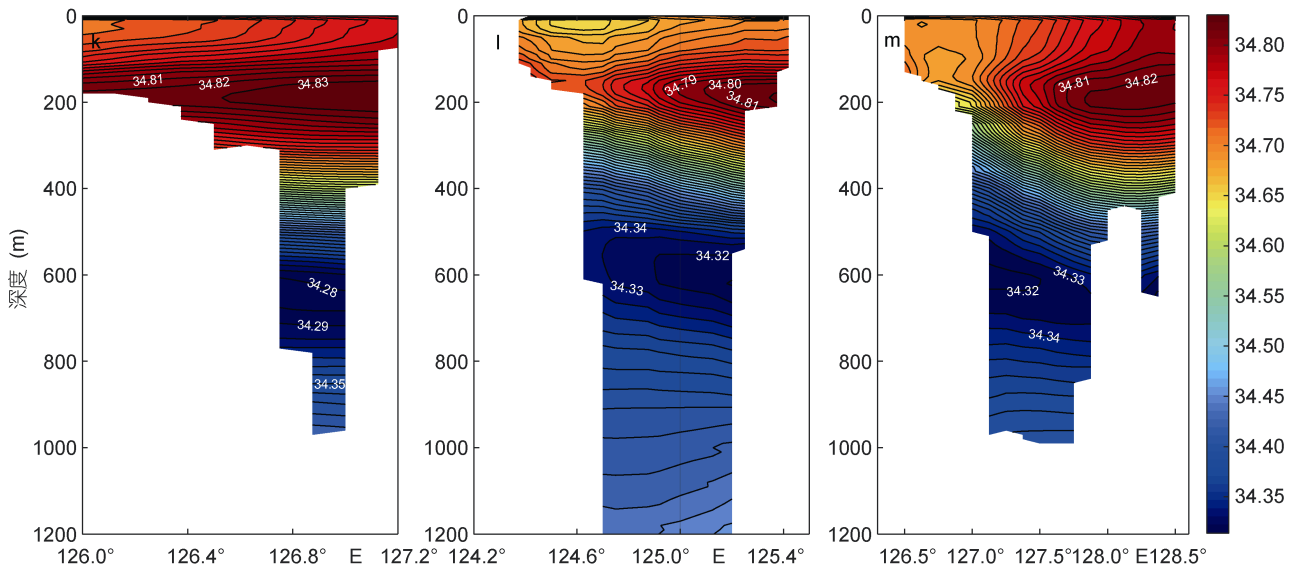


图 11 庆良间水道, 黑潮 PM 断面和黑潮 PN 断面的盐度剖面图

Fig. 11 The salinity profiles of the Kerama Gap, Kuroshio PM line and Kuroshio PN line

注: a、d、h、k、b、e、i、l、c、f、j、m 分别表示庆良间水道、黑潮 PM 断面、黑潮 PN 断面春、夏、秋、冬四个季节的盐度剖面

弱、秋季最弱的特征。

图 11 的 c、f、j、m 分别为黑潮 PN 断面在春、夏、秋、冬四个季节的平均盐度剖面图。春季, 黑潮 PN 断面次表层高盐水的最大盐度可以达到 34.84, 低盐水的最低盐度为 34.33, 深度在 550—750m, 跟 PM 断面相比, PN 断面次表层的高盐水盐度有所增加, 高盐水的面积增大, 深度变浅, 虽然中层低盐水的最低盐度有所增大, 但是整个低盐水的深度加深, 面积增大, 可以横跨整个冲绳海槽。夏季, 黑潮 PN 断面次表层高盐水的最大盐度为 34.83, 中层低盐水的最低盐度为 34.31, 跟 PM 断面相比, 高盐水的盐度没有显著变化, 但是整个低盐水的盐度有所增加, 说明夏季庆良间水道对东海黑潮水团特性的影响非常弱。秋季, 黑潮 PN 断面次表层高盐水的盐度最大值为 34.83, 中层低盐水的盐度最小值为 34.32, 跟 PM 断面相比, 高盐水的盐度增加, 中层低盐水的盐度减小, 深度加深, 大约在 500—720m。冬季, 黑潮 PN 断面次表层高盐水的盐度最小, 最大盐度仅为 34.82, 中层低盐水的最低盐度为 34.32, 但是跟 PM 断面相比, 高盐水的盐度增加最为显著, 中层低盐水的盐度并没有显著的减小, 这说明黑潮 PN 断面和 PM 断面之间次表层高盐水和中层低盐水的季节变化是不一致的。

根据三条断面盐度的季节变化特征, 以及黑潮 PM 断面和 PN 断面次表层高盐水盐度增加的变化和中层低盐水盐度减小的变化, 得出东海黑潮 PM 断面

和 PN 断面之间次表层高盐水盐度变化在冬季最强、春季次之、秋季较弱、夏季最弱, 然而中层低盐水的盐度变化在秋季最强、春季次之、冬季较弱、夏季最弱, 说明黑潮 PN 断面和 PM 断面之间次表层高盐水和中层低盐水盐度的变化都在夏季最弱, 区别在于, 次表层高盐水盐度的变化在冬季最强, 而中层低盐水盐度的变化在秋季最强。

Zhou 等(2016)利用 HYCOM 模式得出黑潮 PM 断面的流量在夏季最强, 在秋季最弱, 庆良间水道的流量在春秋季节最强, 在夏季最弱。庆良间水道上下游黑潮中层低盐水的季节变化机制可以解释为在秋季, 黑潮 PM 断面的流量最小, 庆良间水道的流量几乎最大, 因此庆良间水道的水交换对黑潮水团特性的影响最为明显, 然而在夏季, 黑潮 PM 断面的流量最高, 庆良间水道的流量最低, 黑潮自身的流量起到了主要的作用, 从而导致庆良间水道的水交换对东海黑潮水团特性的影响也就最弱。然而对于黑潮次表层高盐水盐度的季节变化, 除了庆良间水道水交换的影响之外, 表层淡水通量可能也对其产生了重要的影响。因为东海区域的表层淡水通量在冬季是失水增盐的过程, 淡水通量从南向北依次增加, 然而在夏季是得水减盐的过程, 淡水通量从南向北依次减小(Qiet al, 2013), 这说明在冬季黑潮 PM 断面到 PN 断面是增盐的过程, 在夏季是降盐的过程, 因此在冬季次表层盐度的变化最为明显, 受庆良间水道流量的影响可

能相对就比较弱。

综上所述, 可以总结为庆良间水道的水交换对其上下游东海黑潮水团特性的影响主要体现在中层水盐度的变化, 在秋季影响最强, 在夏季影响最弱。虽然庆良间水道的水交换对其上下游黑潮次表层高盐水盐度的季节变化也产生了重要的影响, 但因其同时受到了表层淡水通量的影响, 所以在冬季变化最强、夏季最弱。

#### 4 结论

本文通过搜集历史观测的 WOD 温盐资料, 将其插值为  $1/8^\circ \times 1/8^\circ$  的网格化数据, 然后结合 Argo 剖面浮标数据分析了庆良间水道的通量特征, 最后重点讨论了庆良间水道的水交换对东海黑潮水团特性的影响及其季节变化规律, 得到的主要结论如下:

(1) 通过观测资料得出庆良间水道入侵东海黑潮主要发生在水道的次表层, 并且认为次表层的入侵可能跟水道东部的琉球流有关。

(2) 东海黑潮 PM 断面和 PN 断面的次表层高盐水和中层低盐水的水团特性存在差异, 次表层高盐水盐度略微增加, 深度也略微变浅, 中层低盐水盐度显著减小, 深度明显加深, 而这一差异主要受庆良间水道水交换的动力混合影响。西太平洋次表层高盐水通过庆良间水道流入东海黑潮以后, 水道盐度更大, 水深更浅的高盐水导致黑潮次表层高盐水的盐度增加, 深度变浅。然而, 西太平洋中层的低盐水通过庆良间水道进入东海黑潮之后, 水道盐度更小, 深度更深的低盐水导致黑潮中层低盐水的盐度减小, 深度加深。

(3) 黑潮 PN 断面和 PM 断面次表层高盐水和中层低盐水盐度的季节变化是不一致的, 其中次表层高盐水的盐度变化在冬季最强, 春秋季节次之, 夏季最弱, 这可能主要受表层淡水通量和庆良间水道的流量变化共同影响。然而中层低盐水盐度的变化在秋季最强, 春季次之, 冬季较弱, 夏季最弱, 这主要受庆良间水道流量变化的影响, 当庆良间水道流量大的时候, 从西太平洋通过庆良间水道流入东海时的动力混合可能就越强, 从而导致黑潮的水团特性发生更大的变化。

虽然本文通过观测资料得出庆良间水道的水交换对东海黑潮的水团特性起到了重要的影响, 但是并没有计算影响所占的比重。此外, 其他因素比如地形, 潮混合等也可能对庆良间水道的流速结构产生

重要的影响。

致谢 感谢国际海洋数据中心(NOAA)提供 WOD 数据, 以及法国 Coriolis 数据中心提供 Argo 浮标数据。

#### 参 考 文 献

- 刘勇刚, 袁耀初, 志贺达等, 2000. 1997 年琉球群岛以东海流变化. 见: 巢纪平主编. 中国海洋学文集——西北太平洋副热带环流研究. 北京: 海洋出版社, 12: 21—30
- 杨昌军, 陈渭民, 罗玲等, 2004. 高斯权重法在温度场插值中的应用研究. 大气科学学报, 27(5): 606—614
- 薛根元, 周锁钡, 余越辉等, 2004. 复杂地形条件下气候变量空间分布分析方案研究. 科技导报, 2004(8): 42—46
- Andres M, Park J H, Wimbush M *et al*, 2008a. Study of the Kuroshio/Ryukyu Current system based on satellite-altimeter and in situ measurements. *Journal of oceanography*, 64(6): 937—950
- Andres M, Wimbush M, Park J H *et al*, 2008b. Observations of Kuroshio flow variations in the East China Sea. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 113(C5): 15
- Ichikawa Y, Takatsuki Y, Mizuno K *et al*, 2001. Estimation of drifting velocity and error at parking depth for the ARGO float. *JAMSTECR*, 44: 81—89
- Ichikawa H, Nakamura H, Nishina A *et al*, 2004. Variability of Northeastward Current Southeast of Northern Ryukyu Islands. *Journal of Oceanography*, 60(2): 351—363
- Morinaga K, Nakagawa N, Osamu K *et al*, 1998. Flow pattern of the Kuroshio west of the main Okinawa Island. *Proceedings of Japan-China Joint Symposium on Cooperative Study of Subtropical Circulation System*, Nagasaki, Japan, December 1—4, 1997
- Na H, Wimbush M, Park J H *et al*, 2014. Observations of flow variability through the Kerama Gap between the East China Sea and the Northwestern Pacific. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 119(2): 689—703
- Nakamura H, Nishina A, Liu Z *et al*, 2013. Intermediate and deep water formation in the Okinawa Trough. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 118(12): 6881—6893
- Nan F, Yu F, Xue H J *et al*, 2015. Ocean salinity changes in the northwest Pacific subtropical gyre: The quasi-decadal oscillation and the freshening trend. *Journal of Geophysical Research Oceans*. 120(3): 2179—2192
- Nishina A, Nakamura H, Park J H *et al*, 2016. Deep ventilation in the Okinawa Trough induced by Kerama Gap overflow. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 121
- Nitani H, 1972. Beginning of the Kuroshio. In: *Kuroshio, Physical Aspects of the Japan Current*, edited by H. Staommel and K. Yoshida, 129—164
- Qiu B, Chen S, Rudnick D L *et al*, 2015. A New Paradigm for the North Pacific Subthermocline Low-Latitude Western Boundary Current System. *Journal of Physical Oceanography*, 45(9): 2407—2423
- Qi J F, Yin B S, Zhang Q L *et al*, 2014. Analysis of seasonal

- variation of water masses in East China Sea. *Chinese Journal of Oceanology and Limnology*, 32(4): 958—971
- Thoppil P G, Metzger E J, Hurlburt H E *et al*, 2016. The current system east of the Ryukyu Islands as revealed by a global ocean reanalysis. *Progress in Oceanography*, 141: 239—258
- Yu Z, Metzger E J, Thoppil P *et al*, 2015. Seasonal cycle of volume transport through Kerama Gap revealed by a 20-year global HYbrid Coordinate Ocean Model reanalysis. *Ocean Modelling*, 96: 203—213
- Zhou W Z, Yu F, Nan F, 2017. Water exchange through the Kerama Gap estimated with a 25-year Pacific Hybrid Coordinate Ocean Model. *Chinese Journal of Oceanology and Limnology*, <http://dx.doi.org/10.1007/s00343-017-6141-2>
- Zhu X H, Han I S, Park J H, 2003. The northeastward current southeast of Okinawa Island observed during November 2000 to August 2001. *Geophysical research letters*, 30(2): 61—79
- Zhu X H, Park J H, Kaneko I, 2005. The northeastward current southeast of the Ryukyu Islands in late fall of 2000 estimated by an inverse technique. *Geophysical Research Letters*, 32(5): 159—171
- Zhu X H, Park J H, Kaneko I, 2006. Velocity structures and transports of the Kuroshio and the Ryukyu Current during fall of 2000 estimated by an inverse technique. *Journal of oceanography*, 62(4): 587—596
- Zhu X H, Huang D, Guo X, 2010. Autumn intensification of the Ryukyu Current during 2003—2007. *Science China Earth Sciences*, 53(4): 603—609

## WATER EXCHANGE VIA THE KERAMA GAP AFFECTS SALINITY OF THE KUROSHIO

ZHOU Wen-Zheng<sup>1,2</sup>, YU Fei<sup>1</sup>, NAN Feng<sup>1</sup>

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

2. *University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China)*

**Abstract** By interpolating the historical World Ocean Database (WOD) into  $1/8^\circ \times 1/8^\circ$ , we estimated the geostrophic flux of the Kerama Gap and analyzed the water exchange through the gap by combing with the Argo data, and discussed its impact on water property of the Kuroshio. The major results are as follows. (1) The Pacific water flows into the East China Sea (ECS) through the Kerama Gap in mainly a subsurface layer, which may be contributed by the eastern Ryukyu Currents. (2) The water mass characteristics of Kuroshio upstream and downstream have a significant variation. The salinity of Kuroshio subsurface water increases slightly at a shallower depth, but the salinity of Kuroshio intermediate water decreases remarkably at a much deeper layer. (3) The seasonal variation in salinity of subsurface and intermediate layers between the upstream and downstream is inconsistent i.e., the variation is the strongest in winter and weakest in summer in a subsurface layer, which may be affected by the Kerama Gap transport and surface freshwater flux, while for an intermediate layer, the variation is the strongest in autumn and weakest in summer, which is induced mainly by the variation of Kerama Gap transport.

**Key words** Kerama Gap; Kuroshio; Ryukyu Current; water property; seasonal variation