

## 吕宋海峡水体通量时空变化特征的数值模拟研究

宋星林<sup>1</sup>, 王辉<sup>1,2</sup>, 李凯<sup>1</sup>, 朱学明<sup>1,2</sup>, 任诗鹤<sup>1,2</sup>

(1. 国家海洋环境预报中心, 北京 100081; 2. 自然资源部海洋灾害预报技术重点实验室, 北京 100081)

**摘 要:** 利用区域海洋数值模式(ROMS)建立了南中国海三维海洋环流数值模型。基于2006—2018年逐日平均的数值模拟结果,分析了吕宋海峡断面(120.75°E)的纬向流及通过断面的水体通量的时空变化规律,并采用集合经验模态分解法(EEMD)分别探讨了整层和表、中、底层水体通量的时间变化特征。结果表明:断面处纬向流呈现明显的多核结构,流态分布随季节变化较小,而流速变化受季节影响较大;断面水体通量存在明显的季节、月际变化;其垂向变化在年平均、春季、秋季和冬季时都呈现“三明治”结构,分界点分别在540 m和1 720 m左右,受黑潮分支强度的影响,在夏半年(5—9月)呈现“四层”结构,上表层厚度为45~80 m且存在月变化,5月为发展期,6—8月为成熟期,9月为消亡期;表层水体通量的时间变化对整层的变化影响最大,黑潮入侵的强度是导致整层及表层水体通量变化的主要因素。

**关键词:** 吕宋海峡;水体通量;ROMS;季节变化;垂向结构;EEMD

**中图分类号:** P731.2 **文献标识码:** A **文章编号:** 1003-0239(2020)04-0001-14

### 1 引言

吕宋海峡地处吕宋岛和台湾岛之间,中间分布有巴布延群岛、海沟和海岭等,以岛坡为主,海底地形复杂多变,最大水深约3 000 m,是国际航运的重要通道。作为连通南中国海(以下简称“南海”)与西太平洋的唯一通道,吕宋海峡对二者之间的水量、热盐、动量和能量交换以及南海内部的环流结构都具有显著影响。研究吕宋海峡水体通量的时空结构变化特征,可以进一步了解和掌握南海与太平洋之间的水体交换情况,深化对南海水体通量、热量和盐量收支平衡的认识,更好地为海上运输、海洋资源开发、军事行动等相关海上活动提供海洋环境安全保障服务,因而具有重要的科学、经济和战略意义。

前人关于吕宋海峡水体通量已经开展过大量研究工作,方法主要包括基于温盐及海平面高度等

观测数据的动力计算、直接海流观测、基于再分析资料计算以及基于数值模拟结果的诊断计算等4种。

在海流资料不足的情况下,获得研究区域内温、盐、深观测数据后进行动力计算是一种可行的方法,既能够保证充分利用观测数据又可确保分析结果满足物理海洋学的基本规律。例如,黄企洲<sup>[1]</sup>主要选取1965年以后黑潮与邻近地区的合作研究(Cooperative Study of the Kuroshio and Adjacent Regions, CSK)调查资料,采用动力高度法计算了1 200 m以上的相对流速与流量,指出吕宋海峡经向断面的水体通量存在明显的季节变化;郭忠信等<sup>[2]</sup>基于1985年9月观测的温、盐、深数据,计算了吕宋海峡1 200 m以上的纬向水体通量,并指出黑潮主要以分支形式入侵南海;鲍献文等<sup>[3]</sup>基于2007年7—8月吕宋海峡120°E断面的温、盐、深观测数据,计算了观测期内(夏季)1 500 m以浅的水体通量,进

收稿日期: 2020-03-20; 修回日期: 2020-05-30。

基金项目: 国家重点研发计划(2017YFA0604203);国家自然科学基金项目(41806003)。

作者简介: 宋星林(1992-),男,硕士,主要从事海洋环流数值研究。E-mail: 1377208131@qq.com

通讯作者: 朱学明(1984-),男,副研究员,博士,从事海洋环流和海洋环境的数值研究与预报。E-mail: zhuxm@nmefc.cn

一步分析了该断面处温、盐垂向结构特征。

但是,动力计算相较于海流直接观测不可避免地会存在一些误差。随着船载声学多普勒流速剖面仪(Acoustic Doppler Current Profiler, ADCP)测流点的布放,部分学者基于直接观测海流数据对吕宋海峡水体通量开展了相关研究工作。如Liang等<sup>[4]</sup>基于船载ADCP测流资料揭示了台湾岛周边上层(300 m)海流的时空变化规律;Tian等<sup>[5]</sup>基于2005年秋季下放式声学多普勒流速剖面仪(Lowered Acoustic Doppler Current Profile, LADCP)观测的高分辨率、全深度的水文数据,估算了观测期间吕宋海峡不同深度的水体通量,并指出吕宋海峡水体通量垂向为“三明治”结构,即:上层和底层流入南海,中层流出南海,但由于观测分辨率的限制未能明确给出垂向分层位置;Yang等<sup>[6]</sup>基于2007年7月和10月11个站位的LADCP海流观测数据对吕宋海峡水体通量进行计算,结果进一步验证了Tian等<sup>[5]</sup>的结果。

显然,动力计算和直接观测这两种方法都存在数据序列较短、受观测仪器深度限制等问题。随着数据同化技术的发展,将历史观测资料与动力模式相结合形成全球及区域高分辨海洋再分析产品<sup>[7]</sup>,使用这些再分析数据计算水体通量可以克服动力计算和直接观测的弊端。张晶<sup>[8]</sup>基于全球简单海洋资料同化分析系统(Simple Ocean Data Assimilation, SODA)再分析资料计算了吕宋海峡的水体通量,并指出地转平衡和海面风对维持吕宋海峡水体通量的垂向结构及季节变化具有重要作用;韩钦臣等<sup>[9]</sup>基于AIPOcean1.0再分析资料对吕宋海峡水体通量进行了进一步的计算。

再分析资料结合了观测数据、数值模式以及资料同化技术,在使用再分析资料分析问题固然有其优越性,然而再分析资料的分辨率往往较低,且在研究特定区域时产品的解释应用效果表现不好。因此,建立适用于研究区域的三维数值模型,基于具有较高垂向分辨率的多年海流数据,可分析水体通量在不同深度和时间尺度下的变化特征,如方国洪等<sup>[10]</sup>、Qu等<sup>[11]</sup>、赵伟<sup>[12]</sup>、Tozuka等<sup>[13]</sup>、Wang等<sup>[14]</sup>、李云等<sup>[15]</sup>和王兆毅等<sup>[16]</sup>的研究;也可以基于数值试验进行对比研究,来探讨外界不同因素和条件下水体通量的变化情况,如Zhao等<sup>[17]</sup>、李景冉<sup>[18]</sup>、Zu等<sup>[19]</sup>、

Wang等<sup>[20]</sup>、Uchiyama等<sup>[21]</sup>的研究。

表1给出了前人基于以上不同方法对吕宋海峡水体通量计算的结果。部分文献中没有明确给出吕宋海峡不同季节水体通量数值,我们分别取4月、7月、10月和1月的结果来代表春、夏、秋、冬四季。从表中可以看出,吕宋海峡水体通量的季节变化趋势是一致的,均表现为冬季流量最大而夏季最小,但是具体的输送量却有较大的差异,观测误差和数值模型网格分辨率等是造成结果偏差的主要原因。王斌等<sup>[22]</sup>基于混合坐标大洋环流模式(The HYbrid Coordinate Ocean Model, HYCOM)数值模型,分别比较了 $1/6^\circ$ 、 $1/12^\circ$ 以及 $1/24^\circ$ 3种水平分辨率对模拟吕宋海峡深层环流结构的影响,结果指出 $1/6^\circ$ 分辨率下模型无法识别巴士海峡以及台东海峡的地形特征; $1/12^\circ$ 和 $1/24^\circ$ 能够较好地模拟吕宋海峡深层环流的空间分布和流场特征。李景冉<sup>[18]</sup>使用了单一粗分辨率网格( $1/5^\circ$ )和嵌套高分辨率网格( $1/5^\circ$ 、 $1/25^\circ$ )以及( $1/5^\circ$ 、 $1/15^\circ$ ),研究指出高分辨率嵌套网格才能模拟出吕宋海峡水体输送的“三明治”结构。为了较好地模拟西太平洋与南海经吕宋海峡的纬向水体通量特征,需要模型区域足够大,网格分辨率足够高。

吕宋海峡水体通量时间变化的影响因素及物理机制也是相关研究的焦点。Qu等<sup>[23]</sup>和Meteger等<sup>[24]</sup>指出其季节变化主要受黑潮在吕宋海峡附近的西向和西北分支的强度以及吕宋岛西岸暖舌东伸的影响,而这些系统的强弱又与季风、辐射和地形等有很大的关系。Metzger等<sup>[25]</sup>进一步论证了吕宋海峡输运的季节循环与东北-西南季风关系密切。孙剑等<sup>[26]</sup>基于风场及温、盐数据分析了吕宋海峡黑潮的季节变化特征,并进一步探究了吕宋海峡黑潮的季节变化及黑潮对南海与西太平洋之间的物质能量交换过程的影响。黄华梅等<sup>[27]</sup>通过分析多年风场计算了吕宋海峡Ekman输送,并指出吕宋海峡Ekman输送与南海海表面温度(Sea Surface Temperature, SST)之间存在调制关系。Qu等<sup>[28]</sup>基于高分辨率大洋环流模式的结果指出厄尔尼诺(El Niño)以及拉尼娜(La Niña)现象的出现对吕宋海峡水交换有较大影响,具体表现为:El Niño年,吕宋海峡输运较正常年份要高;而在La Niña年,吕宋海峡输运低于正常年份。

表1 吕宋海峡水体通量的计算结果(单位:  $Sv=10^6 m^3/s$ )

来源	春季	夏季	秋季	冬季	全年	方法
黄企洲 <sup>[1]</sup>	-11.00	-10.00	+6.00	-31.00	-8.00	动力计算 / 0~1 200 m
郭忠信等 <sup>[2]</sup>	*	*	-11.50	*	*	动力计算 / 0~1 200 m
鲍献文等 <sup>[3]</sup>	*	+3.15	*	*	*	动力计算 / 0~1 500 m
Liang 等 <sup>[4]</sup>	*	*	*	*	-3.30	ADCP 观测 / 0~300 m
Tian 等 <sup>[5]</sup>	*	*	-6.00	*	*	LADCP 观测
Yang 等 <sup>[6]</sup>	*	+5.50	-6.00	*	*	LADC 观测
张晶 <sup>[8]</sup>	-1.51	+0.12	-1.03	-2.74	-1.13	再分析资料计算
韩钦臣等 <sup>[9]</sup>	$\approx -2.20$	$\approx +0.20$	$\approx -5.90$	$\approx -8.00$	*	再分析资料计算
方国洪等 <sup>[10]</sup>	-4.10	-1.20	-7.70	-13.30	-6.40	数值模式
Qu 等 <sup>[11]</sup>	*	+0.90	*	-6.10	-2.40	数值模式
赵伟 <sup>[12]</sup>	-3.10	-1.60	-9.20	-9.50	-5.70	数值模式
Tozuka 等 <sup>[13]</sup>	*	*	*	*	-3.6	数值模式
Wang 等 <sup>[14]</sup>	-3.00	-2.40	-5.20	-6.80	-4.50	数值模式
李云等 <sup>[15]</sup>	-0.18	-0.47	-5.97	-7.79	-3.76	数值模式
Zhao 等 <sup>[17]</sup>	*	*	*	*	-1.5	数值模式
王兆毅等 <sup>[16]</sup>	-2.38	-0.91	-3.83	-5.54	-3.04	数值模式
李景冉 <sup>[18]</sup>	1.26	-2.20	-3.66	-4.84	-6.62	数值模式(嵌套)
Zu 等 <sup>[19]</sup>	*	*	*	*	-5~-2.5	数值模式
Wang 等 <sup>[20]</sup>	*	*	*	*	-8.55~-6.37	数值模式
本文	-2.32	-1.08	-5.26	-7.00	-3.92	数值模式

注:1.“-”表示流入南海,“+”表示为流出南海。2.“\*”表示无数据

鉴于此,本文利用区域海洋数值模式(Regional Ocean Modeling System, ROMS)建立了南海高分辨率的三维温盐流数值模型,基于经过观测资料检验的长期数值模拟结果,分析吕宋海峡的海流特征和水体通量在垂向的上表、表、中、底4层以及季节和年际等不同尺度上的时空变化特征。

## 2 模型配置与验证

### 2.1 模型配置

ROMS是一个三维、自由海面 and 基于地形跟随坐标的非线性斜压原始方程模式。模式在水平方向使用曲线的Arakawa C网格,垂直方向采用跟随地形、可伸缩的S坐标系统,能够根据研究需要采用不同的坐标转换函数和拉伸函数来实现垂向加密<sup>[29]</sup>。

本文模型的计算区域为 $4.5^{\circ}S \sim 28.4^{\circ}N$ ,  $99^{\circ} \sim 144^{\circ}E$ ,水平方向采用矩形变网格技术,分辨率从开边界( $1/12^{\circ} \times 1/12^{\circ}$ )到南海内区( $1/30^{\circ} \times 1/30^{\circ}$ )逐渐

提高(见图1a);垂直方向分为50层,表层进行加密,垂向分辨率最高达到1 m。外模积分时间步长为5 s,内模为150 s。

模型运行采用冷启动方式,流场和海面高度均设为0。采用气候态温盐数据集(Generalized Digital Environmental Model Version 3.0, GDEM-V3)<sup>[30]</sup>提供的1月份三维温、盐数据作为初始场,进行气候态模拟30 a以得到准平衡态的水位和三维温度、盐度、流速等动力场;再从2006年起采用全球业务化气候预报系统再分析数据产品(Climat Forecast System Reanalysis, CFSR)的表面强迫资料开展高频强迫后报模拟,直至2018年。模型的4个外边界均设为开边界,采用SODA 3.3.2逐月平均数据<sup>[31]</sup>,并考虑了珠江和湄公河两条河流的径流输入影响。

本文主要为研究吕宋海峡的海流以及水体通量的时空变化特征,因此将研究区域限定为图1b中红色框线内所示的吕宋海峡及其周边海域,选取 $120.75^{\circ}E$ 断面代表吕宋海峡来计算水体通量。



## 2.2 模型验证

为了验证模型的准确性,选取法国麦卡托海洋中心(Mercator Ocean)基于高分辨率( $1/12^\circ$ )海洋模式 NEMO OGCM 所建立的全球再分析系统输出的 2006—2018 年间多年平均的气候态产品<sup>[32]</sup>(温度、盐度、流速、海平面高度等)与本模型结果进行比较

(见图2)。

经统计分析得出,研究区域内 SST 的均方根误差为  $0.81^\circ\text{C}$  左右,海表面盐度(Sea Surface Salinity, SSS)的均方根误差为 0.24 psu,海表面高度(Sea Surface Height, SSH)的均方根误差为 5 cm。整体来看,吕宋海峡内部模拟效果较好,台湾岛西部以及巴布延群岛附近结果略差。图 2d 给出了模拟的

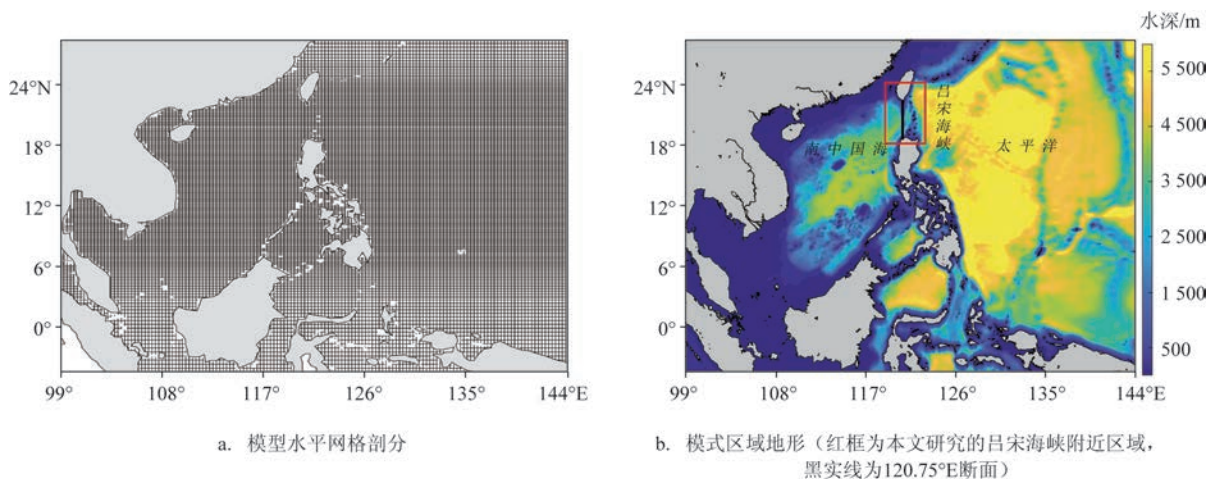


图1 模型网格与区域地形

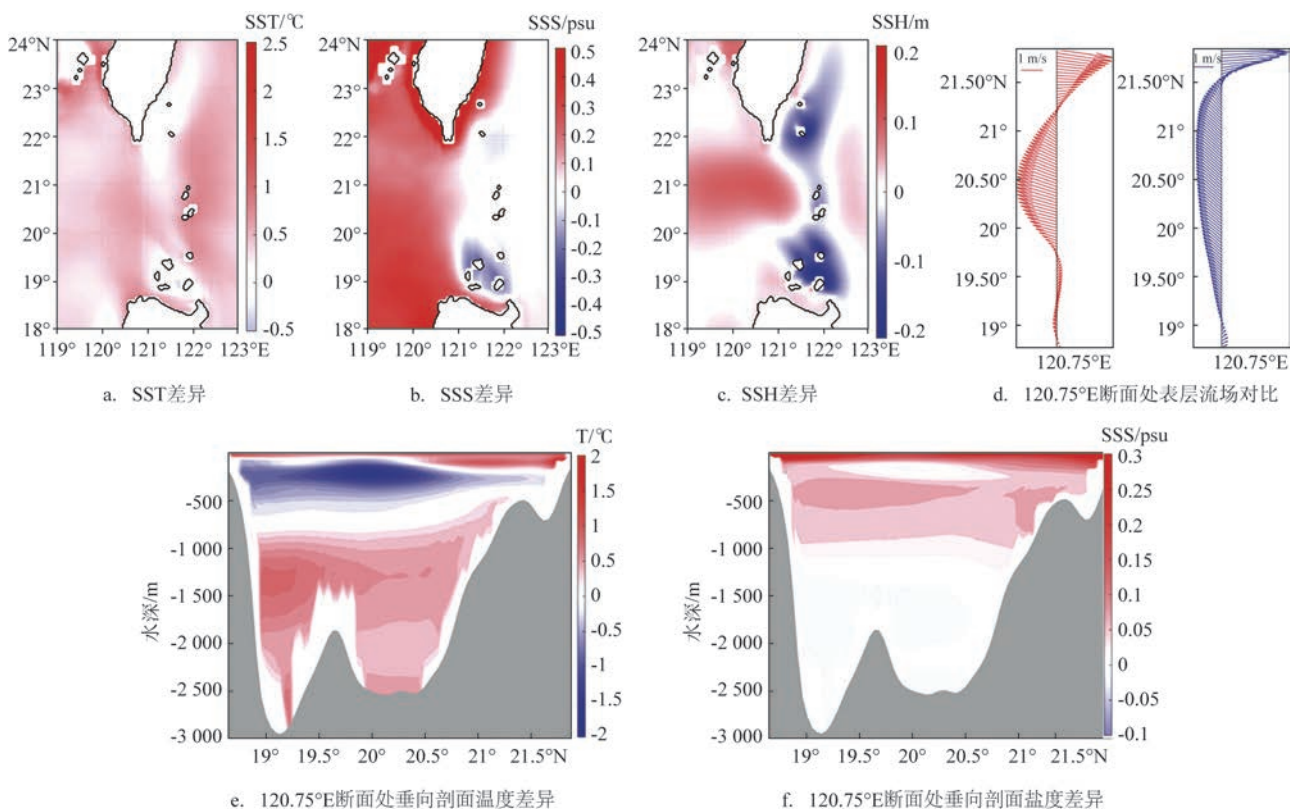


图2 ROMS 模拟结果与 Mercator Ocean 数据对比(两者相减的差值)

120.75°E 断面表层流速与 Mercator Ocean 数据的对比结果,可见二者流态基本一致。图 2e、f 分别为该断面上温度、盐度的误差分布,计算得出,温度和盐度的均方根误差分别为 0.61℃和 0.21 psu。通过对比可以看出,模拟结果较好地刻画了研究区域的温度、盐度、流场以及水位变化特征,对该区域的适用性较好。

### 3 纬向流速变化分析

#### 3.1 多年平均纬向流速分布

图 3 为吕宋海峡附近海域表层流场与 120.75°E 断面平均纬向流速年平均与季节变化。从断面多

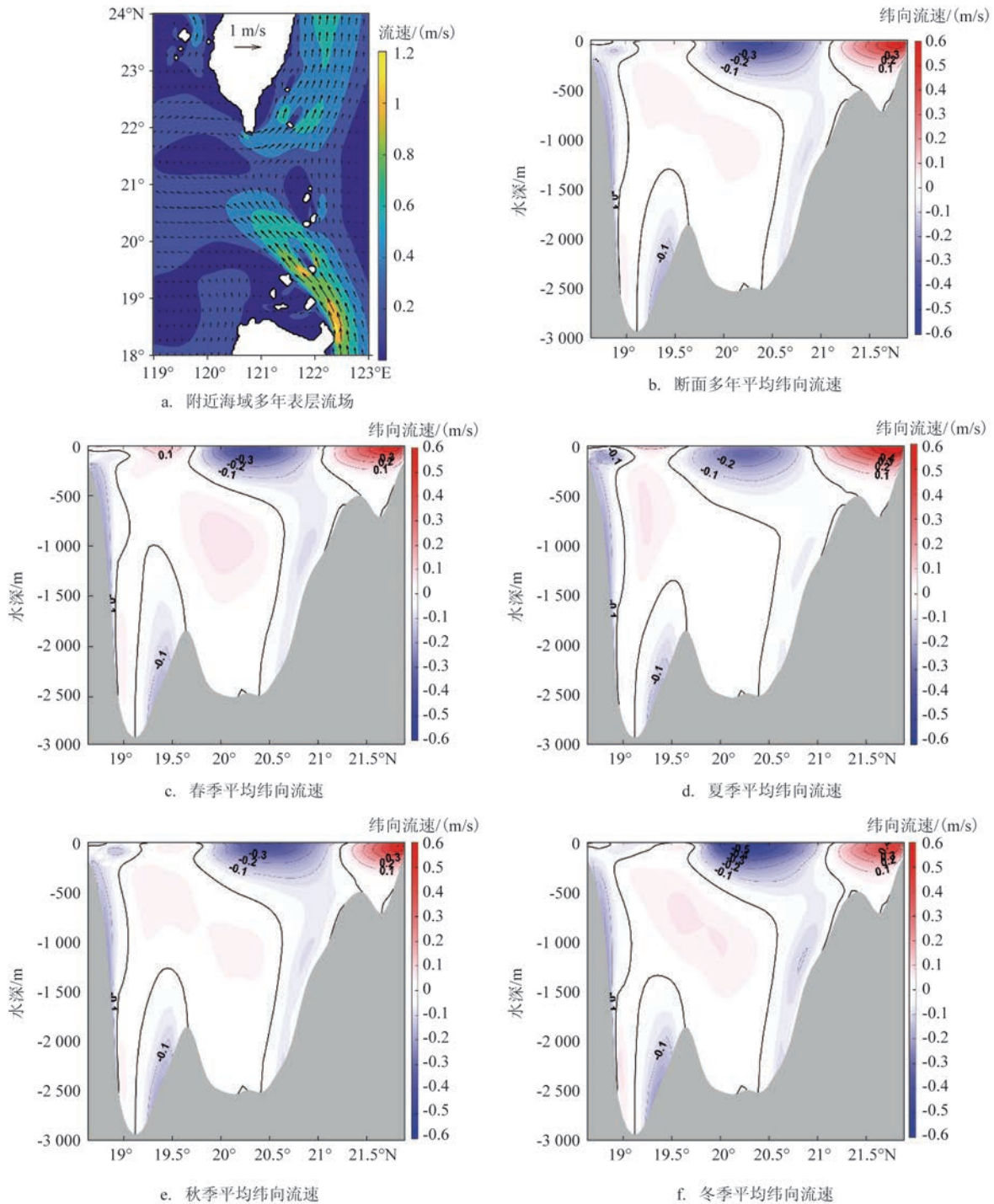


图 3 吕宋海峡海域表层流场与 120.75°E 断面平均纬向流速分布

年平均的纬向流速分布中可以看出(见图3b),在吕宋海峡整个深度上,太平洋黑潮水从吕宋海峡中南部流入南海,后从北部流出。断面处纬向流呈现明显的多核结构,表现为3个入流核与两个出流核。出流区域主要分布在海峡北部21.3°N以北区域,入流区域主要位于海峡中北部的19.7°~21.3°N之间,其范围随深度增加向北收缩。中南部则为两个弱的入流和出流区域。纬向速度从海表至约500 m深度处,由0.5 m/s逐渐降低至0.1 m/s,500 m以深层次的流速都在0.1 m/s以下;在海峡南侧也呈现了南北交替的入流与出流分布形态,但流速相对较弱,在0.1~0.2 m/s之间。从吕宋海峡附近海域多年平均海表流场的水平分布来看(见图3a),是由于在吕宋岛西北角处存在一个反气旋涡。综合来看,整个断面上纬向流速分布形态,与Nan等<sup>[33]</sup>基于HYCOM模式给出的2004—2012年平均的结果较为一致。

### 3.2 纬向流速分布的季节变化

吕宋海峡断面的纬向流速在不同季节的流态基本一致。其中,夏季(见图3c)表层流形区别于春(见图3d)、秋(见图3e)、冬(见图3f)3季,整个流形向南偏移,北部出流区域越过21°N最南到达20.8°N。从垂向分布来看,除夏季外在500 m以上区域,入流占主导,夏季出流与入流相当。整体来看,在500 m以上深度常年存在太平洋水向南海入侵,500~1 500 m深度上出流占主导,该层上南海水常年流入太平洋,而在1 500 m以深区域形成一个新的入流核,范围为19.2°~19.7°N,导致在深层入流占据主导。而流速在季节上发生了显著的变化,尤其是表层的黑潮流核。夏季,黑潮入流流速最小(最大流速仅0.3 m/s),出流流速最大(达0.6 m/s);冬季,黑潮入流流速最大(最大流速0.5 m/s),出流流速最小(最大流速0.4 m/s);春、秋季为过渡季节,其流速处于冬、夏季之间。1 500 m以深入流核最大流速常年保持在0.1 m/s左右。总体看来,基本流形与前人研究结果一致<sup>[9,16]</sup>。

## 4 水体通量的垂向变化分析

选取2006—2018年间逐日平均的模拟结果,将

120.75°E断面的纬向流速垂向插值成1 m间隔,计算经过该断面1 m每层纬向总的水体通量,再逐层计算每层之上所有层次的通量总和。计算方法为:

$$V_i = \sum_{l=1}^i \sum_{m=1}^M S_{lm} \times v_{lm} \quad (1)$$

式中: $i$ 为当前垂向层数,1代表表层, $m$ 为第 $i$ 层上网格编号, $M$ 为第 $i$ 层上网格总数。 $S_{lm}$ 为第 $i$ 层上第 $m$ 个网格的面积, $v_{lm}$ 为第 $i$ 层上第 $m$ 个网格的纬向流速。 $V_i$ 为第 $i$ 层以上各层累加的总水体通量。依此计算得出吕宋海峡水体通量垂向结构。图4、图5分别给出了多年平均、季节平均和月平均3种不同时间尺度上逐层的水体通量垂向积分后的结果。表2给出了不同时间尺度上总水体通量在垂直方向的极值所在深度以及该深度层以上的总水体输送量。

### 4.1 多年平均的垂向变化

从多年平均结果(见图4)可以看出:上层和底层流入南海,中层流出南海,呈现出明显的“三明治”结构,与前人研究报道相符合<sup>[3,5-6,34-35]</sup>。由图可见,全水深积分后整层流入南海的水体通量为3.92 Sv,与前人的观测及模拟结果接近<sup>[4,13,16]</sup>。表2所示年平均状况下,最大流入、流出值所在深度分别位于538 m和1 720 m处,即表层范围为0~540 m,水体向西流入南海,通量为-4.15 Sv,中层范围为540~1 720 m,水体向东流出南海,通量为2.79 Sv,底层范围为1 720 m至海底,水体向西流入南海,通量为-2.56 Sv。

### 4.2 季节及月平均的垂向变化

从季节平均水体通量的垂向变化来看(见图5),春、秋、冬季都表现为典型的“三明治”结构,即上层和底层流入南海,中层流出南海;而夏季则为“4层”结构,主要表现为83 m以浅出现一个流出层(下称“上表层”)。Hsin等<sup>[36]</sup>在使用精细化数值模型对吕宋海峡水交换进行模拟时,也发现吕宋海峡120.75°E断面上存在一个厚度为20~150 m的流出层,并指出法国建立的多源卫星高度计资料融合产品(Archiving, Validation, and Interpolation of Satellite Oceanographic, AVISO)的计算结果也存在一个这样的流出层,只是尚未得到现场观测资料的验



证。由此可见,本文的模拟结果可作为该报道的一个佐证。从表2可以看出:由于上表层的存在,秋、冬季(1 506 m)最大的出流所在深度要浅于春、夏季

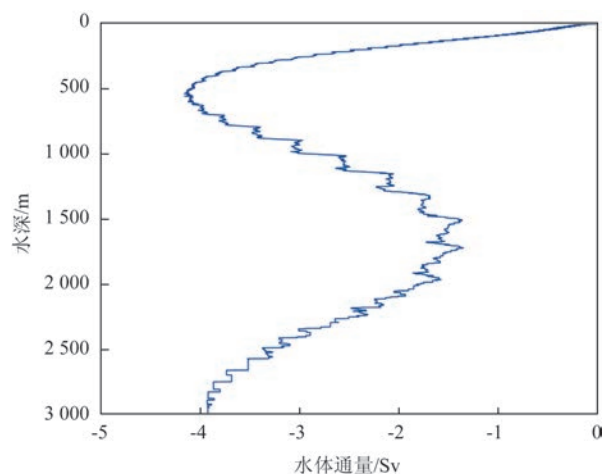


图4 吕宋海峡断面多年平均水体通量的垂向分布

(1 720 m)。

从垂向积分的季节平均总水体通量来看(见表2、图5),4个季节都表现为向西流入南海,夏季最少为 $-1.08\text{ Sv}$ ,冬季最多为 $-7.00\text{ Sv}$ ,春、秋次之分别为 $-2.32\text{ Sv}$ 、 $-5.26\text{ Sv}$ 。从各层水体通量来看(见表2),仅夏季上表层出现流出层,出流量为 $1.07\text{ Sv}$ ,是导致夏季流入量最少的一个原因。四季中表层水体通量绝对值在垂向各层最多,中层及底层流量绝对值相当,春、夏季流量绝对值最小出现在底层,而秋冬季出现在中层。表层水体通量的季节变化与整层积分的变化趋势一致,冬季最大( $-6.78\text{ Sv}$ ),秋季次之,夏季最小( $-2.18\text{ Sv}$ );中层和底层水体通量在春季最大( $3.59\text{ Sv}$ 和 $-2.25\text{ Sv}$ ),冬季次之,夏季和秋季的量值相当。

对于月平均水体通量的垂向变化(见图5),夏半年(5—9月)与典型的“三明治”结构相比,出现4

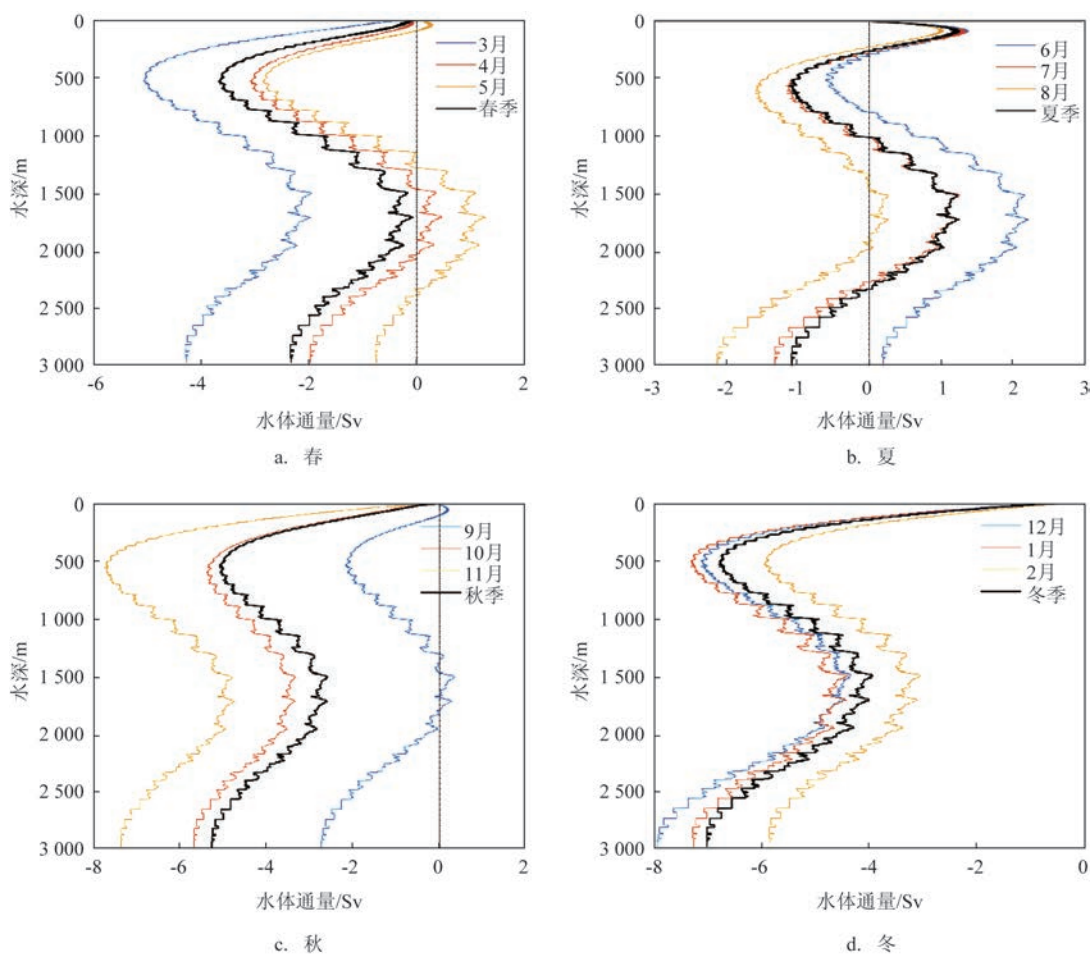


图5 吕宋海峡断面水体通量季节平均的垂向分布

层结构,即在表层之上出现了薄的上表层。上表层的深度随月份变化,其中5月和9月较浅(46 m左右),分别为发展期和消亡期,6—8月较深(83 m左右),为成熟期。冬半年(10月—翌年4月)的结果与年平均结果一致,均呈现出“三明治”结构。表层下界深度为511~600 m,其中6月最小(511 m),最大值出现在10月(600 m)。中层下界深度为1 506~1 720 m,其中4—6月、8月和11月较深(1 720 m),其余月份较浅(1 506 m)。从各层月平均水体通量来看(见表2),出现4层结构的月份上表层与其它层次相比输送量绝对值最小,10月、12月输送量绝对值最小出现在中层,其余月份输送量绝对值最小值均出现在底层。4—6月中层输送量绝对值最大,7—8月表、中、底3层输送量绝对值基本一致,其余月份表层输送量值最大。

从垂向积分的月平均总水体通量来看(见表2、图5),仅6月为净出流(0.20 Sv),其余月份均为净流入,7—12月量值逐月增大,12月份达到最大(-7.90 Sv),然后逐月降低,到5月份达到最低(-0.75 Sv)。上表层水体通量在成熟期的6—7月最大,8月次之,发展期(5月)和消亡期(9月)最小;

表层水体通量在冬季(11月—翌年1月)最大超过7.0 Sv,夏季(6—9月)最小;中层水体通量总体变化幅度不大,5月最大为4.13 Sv;底层水体通量亦在冬半年较大,12月最大,夏半年较小,5—6月最小。

#### 4.3 垂向结构变化的机制分析

图6给出了研究区域不同季节的流场及海温分布。黑潮水沿吕宋岛东岸向西北输送,经过巴布延海峡时会产生一支西向流动的分支,其在秋(见图6c)、冬(见图6d)季加强,而在春季(见图6a)削弱,夏季(见图6b)达到最弱甚至消失。秋冬时西向流与吕宋岛西岸向北涌入的暖水混合,使得吕宋岛西岸暖舌由东向北延伸。而在夏季时西向流最弱,此时吕宋岛西岸暖舌向东北延伸,并与黑潮主轴汇合。黑潮主轴携带太平洋暖水向西北输运,但从海面动力高度的分布看,该水舌中暖水呈反气旋式运动并返回黑潮主干, Metzger等<sup>[24]</sup>指出该反气旋的存在对吕宋海峡输运起到很大的作用。反气旋位置及强度随季节变化较大,秋、冬季弱,春、夏季加强,使得除夏季外黑潮产生西北向分支越过吕宋海峡,沿台湾岛西南北上。反气旋的位置在夏季达到最

表2 气候态平均的水体通量极值位置(单位:m)及各层水量输送(单位:Sv)

时间/层次	上表层		表层		中层		底层
	下界位置	水体通量	下界位置	水体通量	下界位置	水体通量	水体通量
1月	*	*	558	-7.31	1 506	2.89	-2.83
2月	*	*	538	-5.96	1 506	2.90	-2.78
3月	*	*	538	-5.05	1 506	3.10	-2.30
4月	*	*	538	-3.09	1 720	3.55	-2.43
5月	46	0.32	538	-3.17	1 720	4.13	-2.02
6月	83	1.39	511	-2.00	1 720	2.84	-2.03
7月	83	1.36	558	-2.53	1 506	2.43	-2.58
8月	83	1.04	558	-2.64	1 720	1.86	-2.39
9月	46	0.22	538	-2.41	1 506	2.54	-3.09
10月	*	*	600	-5.38	1 506	2.06	-2.35
11月	*	*	558	-7.75	1 720	3.02	-2.63
12月	*	*	558	-7.12	1 506	2.77	-3.58
春季	*	*	538	-3.67	1 720	3.59	-2.25
夏季	83	1.07	558	-2.18	1 720	1.31	-1.28
秋季	*	*	538	-5.09	1 506	1.30	-1.47
冬季	*	*	538	-6.78	1 506	1.43	-1.65
多年平均	*	*	538	-4.15	1 720	2.79	-2.56

注:“\*”表示无数据



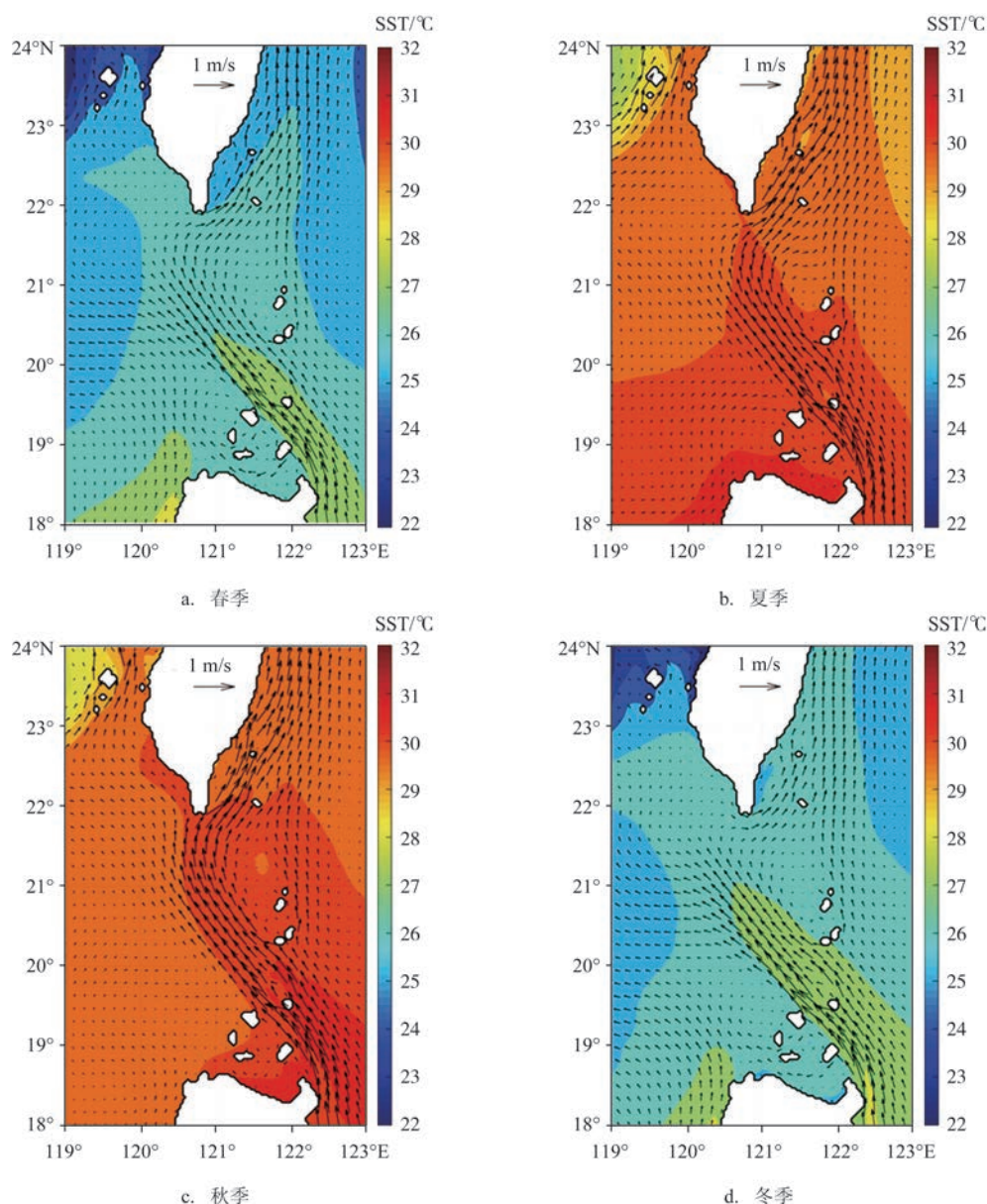


图6 研究区域不同季节海表面流场(矢量)及温度(填色)分布

北部,东向出流范围以及出流速度在夏季达到最大,最南到达 $21.3^{\circ}\text{N}$ 附近,出流速度达到 $0.3\text{ m/s}$ ,从而解释了夏季表层出现 $80\text{ m}$ 左右出流层的现象。但是,这个反气旋目前多见于模式结果中,尚缺乏现场观测证明其是否真实存在。

前人已经对吕宋海峡水体通量的时间变化特征进行过分析,并得出了一些结论<sup>[23-25,28]</sup>。为进一步探究其背后的变化特征及原因,下面将各层作为分析对象,进行进一步分析。

## 5 水体通量的时间变化分析

采用集合经验模态分解法(Ensemble Empirical Mode Decomposition method, EEMD)<sup>[37-38]</sup>,基于年平均状态下的垂向分层方案,对吕宋海峡表、中、底3层及整层水体通量的时间序列进行分解,计算各个本征模态函数(Intrinsic Mode Function, IMF)的周期以及方差贡献率,结果如图7a所示。

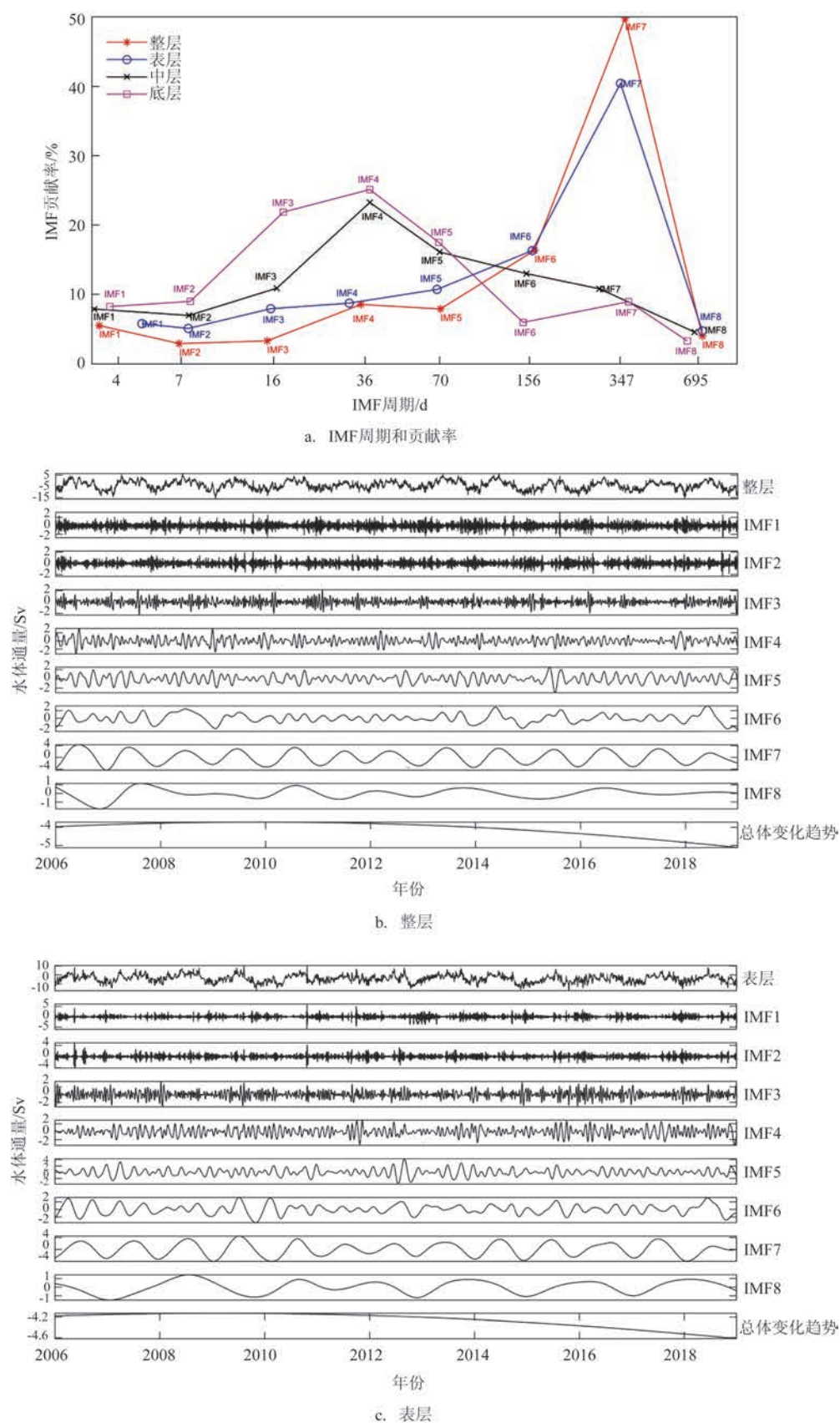


图7 水体通量EEMD分解的IMF及各层分解结果

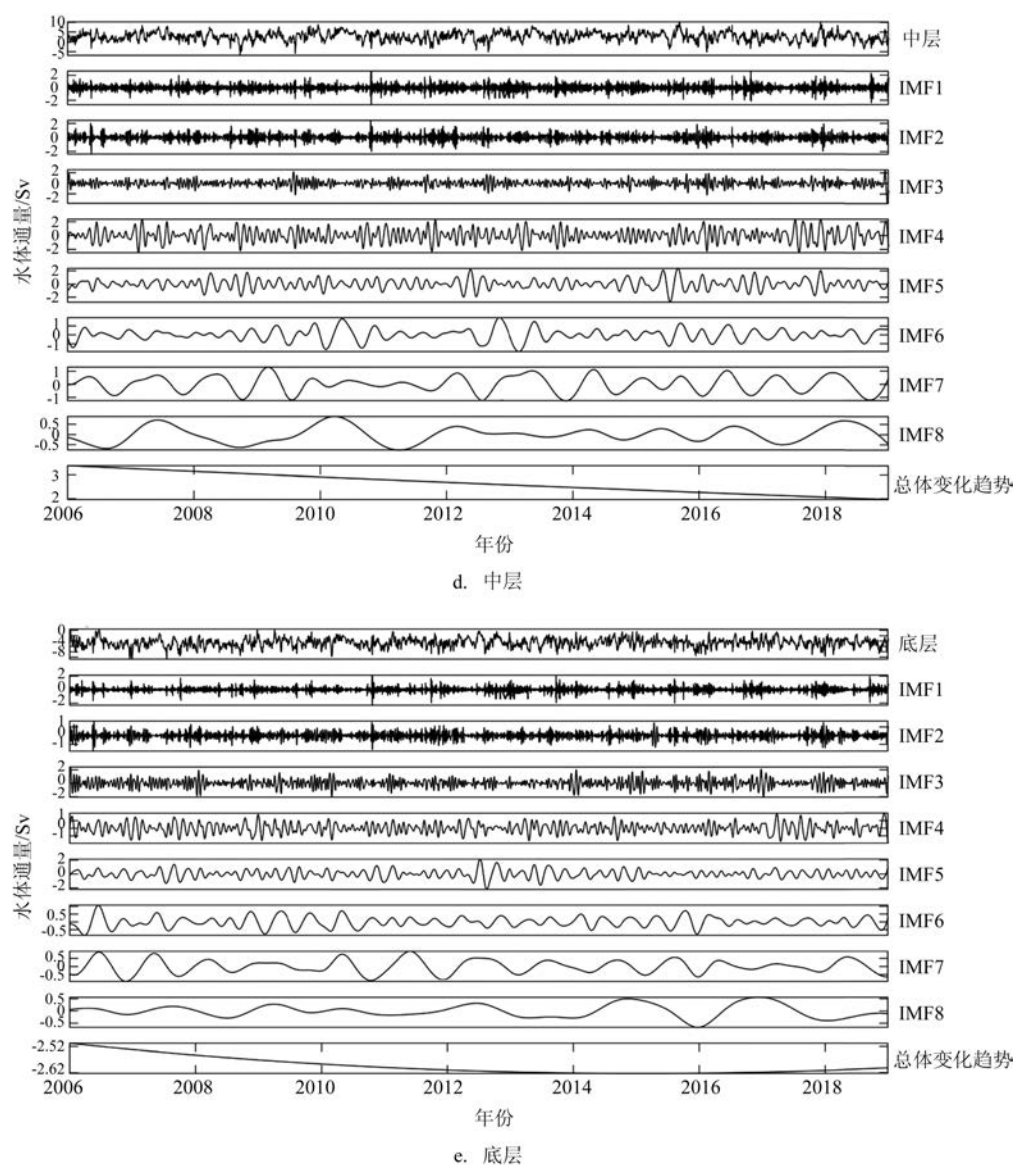


图7 (续)

从各个IMF周期来看,整层和表、中、底各层水体通量的各个IMF周期基本一致,IMF1—IMF3为天气尺度震荡,IMF4为月际震荡,IMF5为季节内震荡,IMF6为次季节震荡,IMF7为季节震荡,IMF8为年际震荡,IMF4—IMF8有平稳的震荡周期。从图7b—e可以看出,整层和表层各IMF的振幅大于中层和底层。另外,从各个IMF的周期及方差贡献率可以看出,整层与表层基本一致,表明整层的水体通量随时间变化主要受表层水体通量的变化控制。这可能由于表层的水体通量占整层水体通量的比重最大所致,如多年平均的表层水体通量是中层的

1.5倍,是底层的1.6倍,占整层总水体通量的82%(见表2)。整层和表层水体通量的变化以季节震荡为主,次季节震荡次之,两者季节震荡的方差贡献率分别达到了49.83%和40.46%,IMF4—IMF6方差贡献率随周期变长依次增大。

从图7b、7c可以看出,两者IMF1—IMF3仍表现出很强的非平稳性,IMF4—IMF8有较好的平稳性;整层和表层的变化趋势较平缓,其中2006—2009年呈现下降趋势,而2009—2018年呈上升趋势。由图4可见,表层水体整体受到黑潮的显著影响,故表层水体通量的变化将与黑潮的南海入侵密



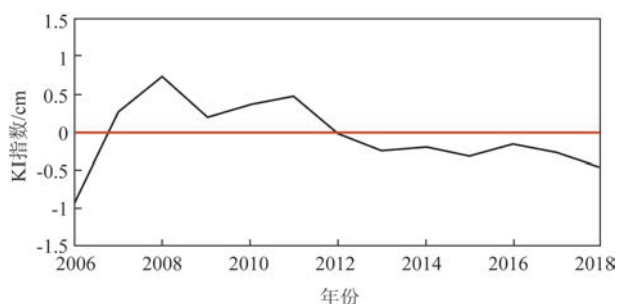


图8 KI指数异常的年际变化

切相关,因此整层及表层水体通量的增加(减少)很可能是黑潮入侵南海强度的增强(减弱)所致,即2006—2009年黑潮入侵南海的强度逐渐减弱,而2009—2018年黑潮入侵南海逐渐增强。为此,本文采用Wu<sup>[39]</sup>的方法,将(15°~20°N、115°~120°E)区域内的海平面高度定义为黑潮入侵指数(Kuroshio Intrusion Index, KI指数,单位:cm),其中正异常越大代表入侵强度越弱,负异常越大代表入侵强度越强<sup>[38]</sup>。图8为基于本文模拟结果计算的KI指数年异常值变化,从图中可以看出,黑潮入侵强度总体亦呈现出2006—2009年逐年减弱,而2009年之后逐年增强,与整层和表层水体通量变化基本一致,与前人所得趋势也基本一致<sup>[39-40]</sup>。

中层和底层最大方差贡献率对应月际震荡,表明中层、底层水体通量在时间上主要呈现月变化,方差贡献率分别为22.24%和25.37%。其次,相对于表层,中层和底层水体通量的变化周期主要呈现出较强的半月、月际尺度震荡。从变化趋势上,中层水表现为持续的缓慢下降,底层水表现为2006—2016年上升,而在2016年后呈缓慢下降。

## 6 结论

本文基于ROMS模式建立的南海三维海洋数值模型模拟的2006—2018年输出数据,分析了吕宋海峡120.75°E断面上纬向流及水体通量的月际、季节和多年平均等不同时间尺度上的变化特征,采用EEMD分解法探究了整层以及上、中、下各层水体通量的时间变化特征,得出以下主要结论:

(1)吕宋海峡的纬向流存在明显的多核结构,流核在经向上呈现交错分布的现象,流态分布随季节变化较小,而流速受季节变化影响较大,冬季入

流速度最大,夏季最小。

(2)吕宋海峡水体通量的垂直结构在年平均状况下和春、秋、冬季都表现为典型的“三明治”结构,其中表层和中层的分界位于540 m左右,中层和底层的分界位于1 720 m左右。

(3)吕宋海峡的水体通量存在明显的季节和月变化,主要表现在夏半年(5—9月)呈现出“4层”结构的分布特征,即在表层之上出现厚度为45~80 m的出流层,5月为发展期,6—8月为成熟期,厚度最大,9月为消亡期。分析表明:黑潮分支的强弱是造成这种差异的主要原因,而吕宋岛西岸暖流东输也起到一定的作用。表层水体通量冬季(11月—翌年1月)最大,中层水体通量变化不明显,底层水体通量冬半年最大。

(4)整层水体通量随时间的变化特征主要受表层水体通量变化的影响,主要表现出季节震荡信号;中层和底层水体通量以月变化为主,但方差贡献率相对较低;变化趋势上,整层和表层水体通量都在2009年之前下降,而后上升,黑潮入侵强度的变化是产生这种变化的主要原因。

然而,本文所得结论主要基于ROMS数值模式的模拟结果分析所得,部分结果尚未得到观测数据验证,后续研究中将搜集更多观测资料以对模拟结果进行验证,并进一步分析吕宋海峡的热通量和盐通量,以对本文结论进行佐证,进而深入探讨影响吕宋海峡水体通量变化的因素和机制。

## 参考文献:

- [1] 黄企洲. 巴士海峡黑潮流速和流量的变化[J]. 热带海洋, 1983, 2(1): 35-41.
- [2] 郭忠信, 方文东. 1985年9月的吕宋海峡黑潮及其输送[J]. 热带海洋, 1988, 7(2): 13-19.
- [3] 鲍献文, 鞠霞, 吴德星. 吕宋海峡120°E断面水交换特征[J]. 中国海洋大学学报, 2009, 39(1): 1-6, 76.
- [4] Liang W D, Tang T Y, Yang Y J, et al. Upper-ocean currents around Taiwan[J]. Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography, 2003, 50(6-7): 1085-1105.
- [5] Tian J W, Yang Q X, Liang X F, et al. Observation of Luzon Strait transport[J]. Geophysical Research Letters, 2006, 33(19): L19607.
- [6] Yang Q X, Tian J W, Zhao W. Observation of Luzon Strait transport in summer 2007[J]. Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers, 2010, 57(5): 670-676.
- [7] 吴新荣, 晁国芳, 刘克修. 海洋再分析核心技术要素及发展趋势分析[J]. 海洋信息, 2018, 33(3): 14-18.

- [8] 张晶. 吕宋海峡水交换的季节变化研究[D]. 青岛: 国家海洋局第一海洋研究所, 2013.
- [9] 韩钦臣, 康建成, Han G Q, 等. 基于海洋分析资料的吕宋海峡水交换的月际变化特征[J]. 地球科学进展, 2015, 30(5): 609-619.
- [10] 方国洪, 魏泽勋, 崔秉昊, 等. 中国近海域际水、热、盐输运: 全球变网格模式结果[J]. 中国科学(D辑), 2002, 32(12): 969-977.
- [11] Qu T D, 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]. *Journal of Climate*, 2004, 17(18): 3644-3657.
- [12] 赵伟. 吕宋海峡水交换的季节性变化研究[D]. 青岛: 中国科学院研究生院(海洋研究所), 2007.
- [13] Tozuka T, Qu T D, Yamagata T. Dramatic impact of the South China Sea on the Indonesian Throughflow[J]. *Geophysical Research Letters*, 2007, 34(12): L12612.
- [14] Wang D X, Liu Q Y, Huang R X, et al. Interannual variability of the South China Sea throughflow inferred from wind data and an ocean data assimilation product[J]. *Geophysical Research Letters*, 2006, 33(14): L14605.
- [15] 李云, 俞永强. 涡分辨率全球海洋环流模式 LICOM 模拟的吕宋海峡流场的季节变化[J]. 气候与环境研究, 2014, 19(5): 547-558.
- [16] 王兆毅, 刘桂梅, 王辉, 等. 吕宋海峡水交换季节和年际变化特征的数值模拟研究[J]. 海洋学报, 2016, 38(5): 1-13.
- [17] Zhao W, Zhou C, Tian J W, et al. Deep water circulation in the Luzon Strait[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2014, 119(2): 790-804.
- [18] 李景冉. 模型空间分辨率对模拟南海动力过程的影响研究[D]. 厦门: 厦门大学, 2018.
- [19] Zu T T, Xue H J, Wang D X, et al. Interannual variation of the South China Sea circulation during winter: intensified in the southern basin[J]. *Climate Dynamics*, 2019, 52(3-4): 1917-1933.
- [20] Wang Q, Zeng L L, Shu Y Q, et al. Interannual variability of South China Sea winter circulation: response to Luzon Strait transport and El Niño wind[J]. *Climate Dynamics*, 2020, 54(1-2): 1145-1159.
- [21] Uchiyama Y, Takaura N, Okada N, et al. Residual circulations and associated water mass transport in the South China Sea analyzed with a coupled HYCOM-ROMS downscaling ocean model[C]// International Symposium on Green & Sustainable Technology. Malaysia: UTAR Perak Campus, 2019.
- [22] 王斌, 赵玮. 海洋模式的水平分辨率对吕宋海峡深层环流数值模拟结果的影响[J]. 中国海洋大学学报, 2013, 43(4): 1-8.
- [23] Qu T D, Mitsudera H, Yamagata T. Intrusion of the North Pacific waters into the South China Sea[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2000, 105(C3): 6415-6424.
- [24] Metzger E J, Hurlburt H E. Coupled dynamics of the South China Sea, the Sulu Sea, and the Pacific Ocean[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 1996, 101(C5): 12331-12352.
- [25] Metzger E J, Hurlburt H E. The nondeterministic nature of Kuroshio penetration and eddy shedding in the South China Sea[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 2001, 31(7): 1712-1732.
- [26] 孙剑, 侯立培, 谢巨伦. 吕宋海峡黑潮季节变化初步分析[J]. 海洋预报, 2006, 23(S1): 60-63.
- [27] 黄华梅, 王银霞, 王强, 等. 吕宋海峡 Ekman 输运和南海 SST 的相关性分析[J]. 海洋预报, 2012, 29(2): 50-58.
- [28] Qu T D, Du Y, Meyers G, et al. Connecting the tropical Pacific with Indian Ocean through South China Sea[J]. *Geophysical Research Letters*, 2005, 32(24): L24609.
- [29] Shchepetkin A F, McWilliams J C. The regional oceanic modeling system (ROMS): a split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model. *Ocean Modelling*, 2005, 9(4): 347-404.
- [30] Carnes M R. Description and evaluation of GDEM-V3.0[R]. NRL/MR / 7330-09-9165. Naval Research Laboratory Stennis Space Center, 2009.
- [31] Carton J A, Chepurin G A, Chen L G. SODA3: A new ocean climate reanalysis. *Journal of Climate*, 2018, 31(17): 6967-6983.
- [32] Lellouche J M, Greiner E, Le Galloudec O, et al. Recent updates to the Copernicus Marine Service global ocean monitoring and forecasting real-time 1/12° high-resolution system. *Ocean Science*, 2018, 14(5): 1093-1126.
- [33] Nan F, Xue H J, Yu F. Kuroshio intrusion into the South China Sea: A review[J]. *Progress in Oceanography*, 2015, 137: 314-333.
- [34] Yang Q X, Tian J W, Zhao W. Observation of material fluxes through the Luzon Strait[J]. *Chinese Journal of Oceanology and Limnology*, 2011, 29(1): 26-32.
- [35] Yaremchuk M, McCreary Jr J, Yu Z J, et al. The South China Sea throughflow retrieved from climatological data[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 2009, 39(3): 753-767.
- [36] Hsin Y C, Wu C R, Chao S Y. An updated examination of the Luzon Strait transport[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2012, 117(C3): C03022.
- [37] Huang N E, Wu Z H. A review on Hilbert - Huang transform: Method and its applications to geophysical studies[J]. *Reviews of Geophysics*, 2008, 46(2): RG2006.
- [38] Wu Z H, Huang N E. Ensemble empirical mode decomposition: a noise-assisted data analysis method[J]. *Advances in Adaptive Data Analysis*, 2009, 1(1): 1-41.
- [39] Wu C R. Interannual modulation of the Pacific Decadal Oscillation (PDO) on the low-latitude western North Pacific[J]. *Progress in Oceanography*, 2013, 110: 49-58.
- [40] 杨龙奇, 许东峰, 徐鸣泉, 等. 黑潮入侵南海的强弱与太平洋年代际变化及厄尔尼诺-南方涛动现象的关系[J]. 海洋学报, 2014, 36(7): 17-26.

## Numerical simulation of the temporal and spatial variations of the volume transport through the Luzon Strait

SONG Xing-lin<sup>1</sup>, WANG Hui<sup>1,2</sup>, LI Kai<sup>1</sup>, ZHU Xue-ming<sup>1,2</sup>, REN Shi-he<sup>1,2</sup>

(1. National Marine Environmental Forecasting Center, Beijing 100081 China; 2. Key Laboratory of Marine Hazards Forecasting, Ministry of Natural Resource, Beijing 100081 China)

**Abstract:** A three-dimensional numerical ocean circulation model for the South China Sea is established using the Regional Ocean Modelling System (ROMS). Based on daily-mean model output from 2006 to 2018, we analyze the temporal and spatial variation of the zonal flow and the sea water volume transport (SWVT) through the section of Luzon Strait (120.75°E). Meanwhile, the temporal variation characteristics of SWVT in the whole layer, surface layer, middle layer and bottom layer are studied using the ensemble empirical mode decomposition (EEMD). The results show that the zonal flow through the Luzon Strait shows a multi-core structure with minor seasonal variation. However, the speed of the zonal flow is significantly affected by the seasonal cycle, and the SWVT reveals significant seasonal and monthly variation. The vertical distribution of SWVT shows a sandwich structure in its annual mean as well as in the spring, autumn and winter season with the separation lines at depths of about 540 m and 1720 m. Nevertheless, it shows a four-layer structure in the summer time (May to September) influenced by the intensity of the Kuroshio branch. The depth of the upper layer is about 45~80 m with monthly variation, and May, June to August and September are the development, mature and decay phase of the four-layer structure, respectively. The temporal variation of the SWVT in the surface layer has the greatest influence on the variation of the whole layer. The intensity of the Kuroshio intrusion is the main factor that causes the variation of the SWVT of the whole layer and surface layer.

**Key words:** Luzon Strait; sea water volume transport; ROMS; seasonal variation; vertical structure; EEMD