

采用观测与卫星资料得到的地转流和谱分析研究 2002 年春季吕宋海峡海流的变化

袁耀初*, 廖光洪, 王惠群, 楼如云, 陈洪

卫星海洋学国家重点实验室, 国家海洋局第二海洋研究所, 杭州 310012

* E-mail: yuanyc2@sio.zj.edu.cn, yuanyc2@yahoo.com.cn

收稿日期: 2008-05-23; 接受日期: 2008-10-25

国家重点基础研究发展计划(编号: 2007 CB816003)、科技部国际合作项目(编号: 2006DFB21630)、国家自然科学基金(批准号: 40520140073)和中国科学院海洋环境与波动重点实验室开放研究基金(编号: KLOCAW0802)资助

摘要 基于自 2002 年 3 月 17 日至 4 月 15 日在锚定测流站平均位置(20°49'57"N, 120°48'12"E)处观测海流, 在吕宋海峡从卫星绝对地形导出的地转流(简称为卫星地转流)以及采用最大熵方法作谱分析, 研究了吕宋海峡海流的结构和变化. 在锚定测流站处亚潮流表明, 当水深增大时, 流速减少, 流向则以反气旋方向旋转. 这揭示在上层海流向南海进入, 而在中层南海水向太平洋流出. 在吕宋海峡海流的垂直结构充分地显示吕宋海峡的三明治结构, 虽然在海底附近水层并未进行观测. 谱分析结果表明存在以下显著的谱峰周期: (i) 在垂向方向上潮流变化; (ii) 在 200 和 500 m 处, 对于频率 $f > 0$ 和 $f < 0$ 的两种情况, 都存在周期约为 4~6 d, 而在 800 m 处只在 $f > 0$ 情况下存在上述周期; (iii) 在 200, 500 和 800 m 处, 对于 $f > 0$ 和 $f < 0$ 两种情况都存在周期约为 2~3 d. 上述结果揭示吕宋海峡海流自表层至 800 m 整个水体都存在显著的天气尺度的变化. 从观测流和水文与卫星观测都揭示在 2002 年春季吕宋海峡并不存在黑潮流套.

关键词

2002 年春季海流观测
吕宋海峡海流
谱分析
最大熵方法
潮流和天气的变化
卫星地转流
三明治结构
黑潮流套

吕宋海峡是连接太平洋和南海最深的海峡, 已有不少关于黑潮通过吕宋海峡入侵南海的研究. 通过吕宋海峡的体积输运, 称为吕宋海峡输运(以下简称 LST)基本上是西向的^[1-3]. 关于 LST 值大小的研究, 请参阅有关文献, 例如 Qu 等^[1-3]和 Yuan 等^[4]的研究工作. 关于吕宋海峡海流的研究, 太平洋西边界流与南海通过吕宋海峡的相互作用是一个重要课题. 首先, 我们讨论下面两个问题:

(i) 吕宋海峡输运(LST)的垂直结构. 最近的研究表明, LST 的垂直结构呈现“三明治”现象, 例如 Chao 等^[5], Chen 和 Huang^[6], Chen 和 Wang^[7], Qu^[2]和 Yuan^[8]的研究工作. 从已有历史资料, Qu^[2]分析了南

海和西太平洋的溶解氧的三维分布, 表明“三明治”的输运结构控制着在吕宋海峡的水交换, 即在中层(700~1500 m)南海水从吕宋海峡流出, 而在上层(<700 m)和深层(>1500 m)则都是西太平洋水流入南海. Yuan^[8]采用高分辨率的 MOM 模式, 表明模拟的吕宋海峡输运和南海环流从表层到底层的垂向结构也呈现“三明治”结构, Yuan^[8]进一步指出, 在中层, 从吕宋海峡净输运流出的南海水是由西边界流北上在温跃层之下流入的.

(ii) 黑潮通过吕宋海峡入侵南海的流型. Metzger 和 Hurlburt^[9]证实为了分辨吕宋海峡内小的岛屿和浅滩, 则至少需要 1/16° 或更精细的网格来描述.

在这样的精细网格模式中,黑潮平均路径只是简单地由吕宋海峡附近绕过南海.如采用不能分辨小尺度地形特征的粗网格,则黑潮将以“流套”的形式入侵南海^[10].其次,通过分析卫星水色数据,海表温度和海表高度数据,Yuan等^[11]指出:(1)冬季,表层黑潮的主路径从吕宋海峡东北开始入侵南海到台湾的西南海域,然后沿着南海北部陆坡向西流动;(2)关于吕宋海峡表层黑潮路径,黑潮以反时针形式入侵南海仅仅是瞬态现象,而不是在吕宋海峡区域持久的环流的流型.特别是在2002年,Yuan等^[11]揭示没有出现流套入侵的现象.

对于吕宋海峡海洋动力过程的理解,直接的海流测量是最可靠的方式,同时对于校验和改善海洋模式也是十分有效和重要的.然而,由于锚定测流的高花费,使得至今在南海北部陆架只有少数的锚定测流记录^[12].例如,由国家海洋局第二海洋研究所、国家海洋局第三海洋研究所与中国科学院南海海洋研究所联合在2000年8月南海东北部锚定站施放了锚定测流系统,并于2001年3月成功地收回^[12].在南海东北部施放的锚定测流站在450 m以浅Long Ranger ADCP测流长达77 d的资料,以及在2000与2300 m处深层测流长达7个月,对观测资料进行了谱分析和计算^[12].

吕宋海峡最深的通道是巴士海峡,巴林塘海峡和南端的巴布延海峡.在吕宋海峡采用锚定直接测流是十分稀少.例如,Liu等^[13]在巴士海峡中心位置(21°18.816'N, 121°48.842'E)近海底进行了海流测量.上海流计获得1972 h的数据记录,下海流计观测仅仅获得170 h的数据.他们的观测结果分析表明^[13]:(1)在2000~2700 dB的平均速度大约0.14 m/s,流速方向向西,即为265°(正北方向为零度,按顺时针旋转).(2)在巴士海峡处的体积输运约为1.2 Sv.进一步,他们认为要进行巴士海峡的体积输运的可靠估计,则至少需要10个海流计进行同步观测.台湾大学海洋研究所在1997~1999年也在吕宋海峡进行了锚定测流观测^[14],3个锚定站C1, C2和C3位于恒春海脊.位于恒春海脊南部的锚定C1处观测时间从1998年5月至1999年9月.另外,根据1998~2002年间的卫星跟踪的Argos漂流浮标资料,Centurioni等^[15]分析和讨论了西太平洋和南海表层环流的变化,

通报了从菲律宾海通过吕宋海峡到南海的观测流,结果证实存在从菲律宾海通过吕宋海峡进入南海季节性海流变化.通过吕宋海峡的漂流浮标进入南海内部仅仅发生在10月至次年的1月,平均速度为 $(0.7\pm 0.4) \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$.向西流入南海的最大流速可达 $(1.65\pm 0.01) \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,其发生时间为1997年12月,位置在(20°42'N, 120°48'E).

基于2002年春季调查航次的CTD数据,Yuan等^[4]采用诊断模型和改进逆方法进行了吕宋海峡海域环流的数值研究,并比较了计算结果和锚定的测流观测结果,两者基本一致^[4].在该航次中锚定测流站位置为:20°49'57"N, 120°48'12"E,3个海流计分别放在200, 500和800 m处,观测时间为3月17日至4月15日.基于观测的海流数据,本文工作进行了谱分析计算^[12,16].以研究在此期间吕宋海峡海流的结构和变化;同时也分析和讨论了从同一时间卫星高度计观测的表层绝对动力高度计算得到的地转流分布和特征.

1 锚定站海流观测及其特征分析

2002年春季调查航次由向阳红14号调查船执行,海流观测锚定系统施放时间为2002年3月17日,位置为20°49'47"N, 120°48'37"E,观测位置水深1281 m.在200, 500和800 m处分别施放3个安德拉海流计,开始工作时间分别为14:57, 14:30和14:30,观测结束时间分别为2002年4月15日8:17, 8:30和8:30.锚定回收的位置为20°50'07"N, 120°47'46"E,水深1300 m.这样估计锚定站平均的位置为20°49'57"N, 120°48'12"E,水深1300 m(图1).3个安德拉海流计在200, 500和800 m处采样时间间隔均为1 h,在200, 500和800 m水层3个海流计观测数据的时间序列分别为691, 690和690个样本.安德拉海流计的测流精度为实际流速的 $\pm 2\%$.

1.1 数据处理

图2表示200, 500和800 m处时间间隔为1 h处观测海流矢量时间序列(以下称为速度矢量的时间序列I).该流速矢量包含了潮流,为了研究低频流,设计了Butterworth低通滤波器(图3)进行滤波,滤波器截止频率为 0.025 h^{-1} 和40 h滑动平均滤波器以滤出

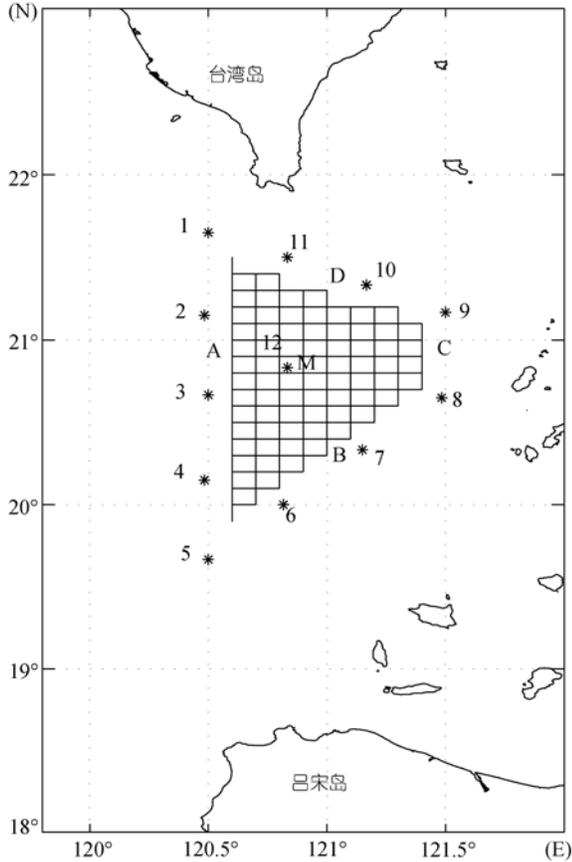


图 1 在吕宋海峡附近断面 A, B, C, D 处的 12 个 CTD 观测站位和锚定观测站 M

40 h 以下周期的潮流, 比较不同的滤波结果, Butterworth 低通滤波器输出结果比 40 h 滑动平均滤波器结果更加合理. 其主要原因在于 40 h 滑动平均滤波器旁瓣存在显著. 图 4 是经过 Butterworth 滤波后在 200, 500 和 800 m 处海流矢量时间序列(以下称为速度矢量的时间序列 II). 图 5 是在滤波后的日平均流速前进矢量图.

1.2 在锚定站 200, 500 和 800 m 处观测海流和特征分析

从图 2(a), 在 3 月 200 m 处最大流速 V_{max} 为 $100.3 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$, 流向为 324° , 在 4 月最大流速 V_{max} 为 $103.8 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$, 流向为 10° . 200 m 处, 亚潮流的流速分布在 200 m 处随时间的变化在 3 月 17 日至 4 月 15 日其流向几乎为西北方向或北向(图 4(a)和 5(a)). 比较在 200 m 处(图 2(a)和 4(a)), 亚潮流的流速强度要大于潮流强度. 200 m 水层处亚潮流的最大流速 V_{max} 在 3 月为 $70.18 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$, 流向 317.50° , 在 4 月为 $76.03 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$, 流向为 348.90° . 这表明锚定观测站在 200 m 处黑潮通过吕宋海峡以西北方向入侵南海.

在 500 m 处, 亚潮流的流向大多数为西北方向或北向(图 5(b)). 比较图 2(b)和 4(b), 亚潮流与潮流具有相同阶数量级. 500 m 处亚潮流的最大流速在 3 月约

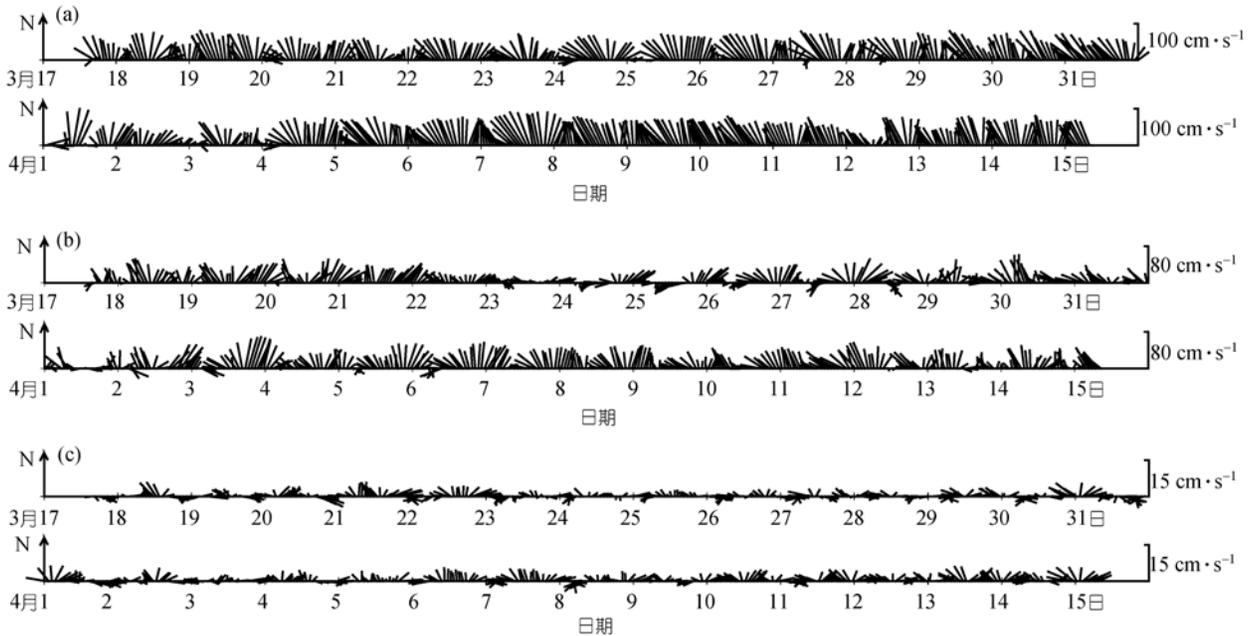


图 2 锚定站观测速度矢量时间序列
(a) 200 m; (b) 500 m; (c) 800 m

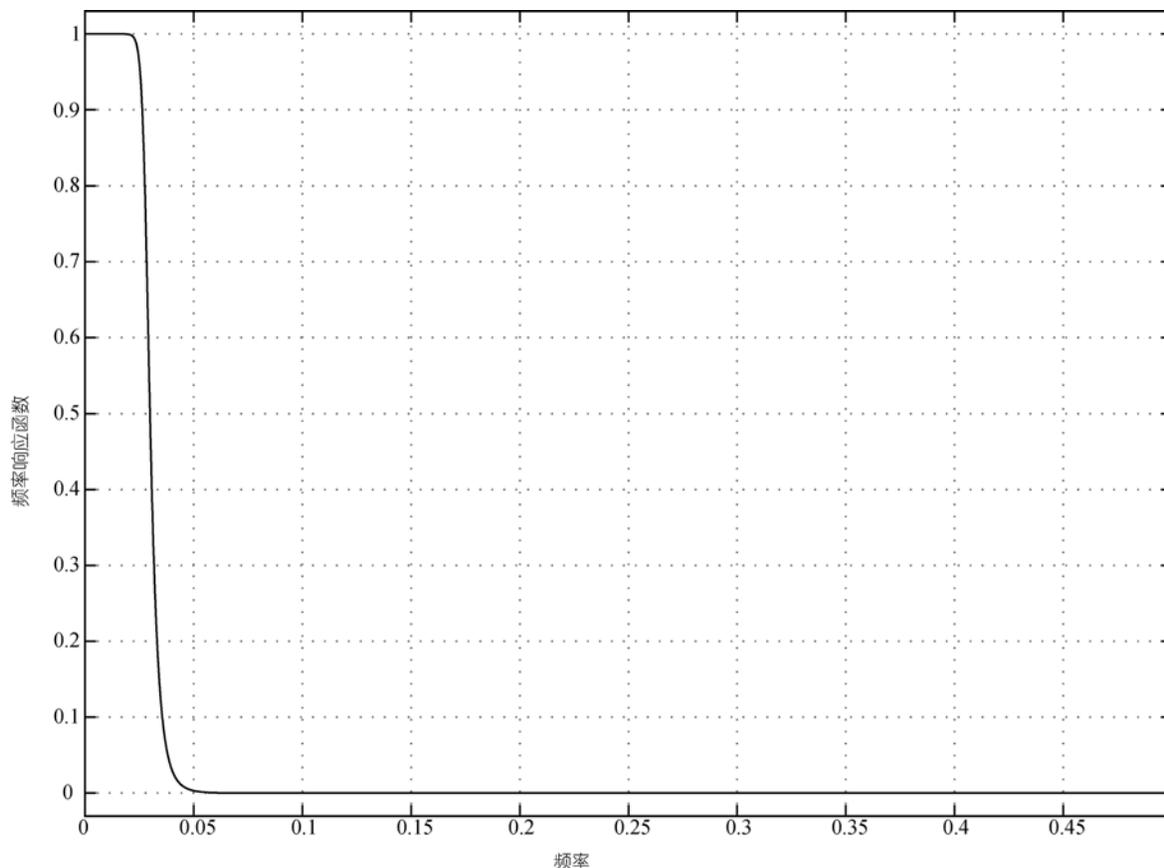


图 3 40 h Butterworth 低通滤波器幅频响应

为 $36.22 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$, 流向 33.40° , 而在 4 月为 $42.31 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$, 流向 315.7° .

在 800 m 处, 亚潮流的流向大多数为东北方向或北向(图 5(c)). 比较图 2(c)和 4(c), 亚潮流与潮流具有相同阶数量级. 800 m 处亚潮流的最大流速在 3 月约为 $5.6 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$, 流向 71.5° , 在 4 月为 $4.0 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$, 流向 10.2° .

上述的观测结果表明亚潮流, 从 200 到 800 m 水层流速随深度增加而减少, 方向随深度增加以反气旋方向旋转. 这揭示在上层西北太平洋的水进入南海, 而在中层南海水通过吕宋海峡向东流出, 这与三维诊断计算的环流结果相一致^[4]. Yuan 等^[4]指出部分的黑潮在上层向西入侵南海, 通过 $120^\circ 33' \text{E}$ 经向断面的净体积输运为 $0.82 \times 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$; 在中层具有高溶解氧的南海水向东通过吕宋海峡流出. 观测和数值模拟的结果都表明在 200~800 m 水层吕宋海峡输运 (LST) 呈现“三明治”结构^[2,8], 虽然在海底附近我们并

未进行有效的观测. 此外, 图 4 和 5 也表明亚潮流在 4 月时要比 3 月时要强.

2 观测海流速度的两个时间序列的谱分析计算

为了研究锚定站海流随时间变化的特性, 对两个时间序列 I 和 II 我们采用最大熵方法^[12,16,17]计算在 200, 500 与 800 m 处海流的波动. 取自由度 $\nu=2$, 计算结果分别讨论如下.

2.1 在 200 m 层处观测海流的谱计算

首先我们讨论 200 m 水层海流的波动, 对于两个速度矢量的时间序列 I 和 II 的旋转功率谱(图 6). 图中实线和虚线分别表示采用最大熵方法两个时间序列 II 和 I 的旋转功率谱 S_c . 图 6~8 右上角给出了显著性水平 α 为 0.1 和置信区间, 置信区间为 (0.33, 19.4).

从时间序列 I 的的旋转功率谱(图 6(a), (b))可知, 潮峰是显著峰值. 对于 $f > 0$ 谱和 $f < 0$ 谱, 半日潮峰值

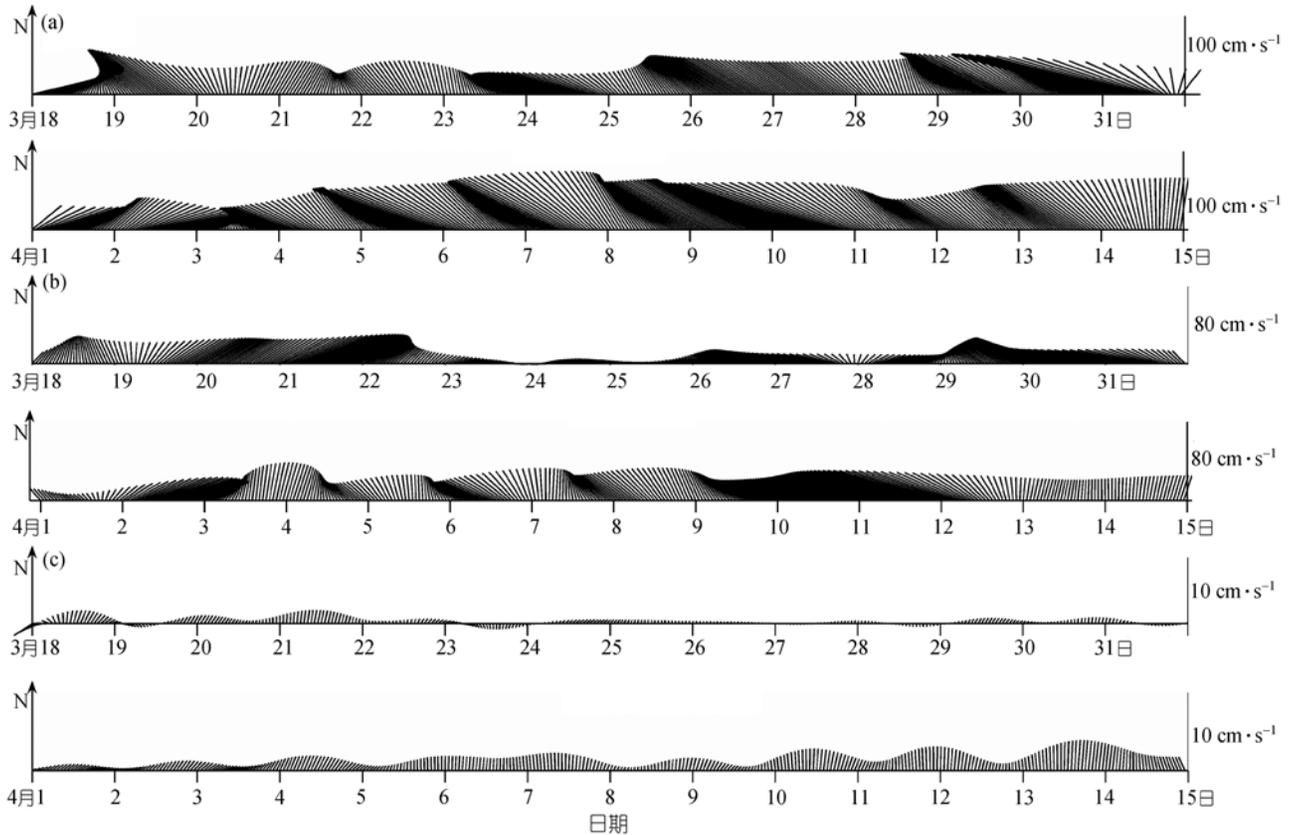


图 4 经过 Butterworth 低通滤波器滤波后流速矢量时间序列

(a) 200 m; (b) 500 m; (c) 800 m

高于全日潮谱峰. 其次, 全日潮和半日潮谱峰顺时针方向($f < 0$)谱都要大于逆时针($f > 0$)谱.

对于滤潮低通流时间序列(图 6(a)和(b)), 在 200 m 处流速时间序列 I 和 II 的旋转功率谱几乎一致. 由于观测流速时间记录仅仅 1 个月左右时间, 分析对于大于 10 d 周期的谱意义不大, 我们仅仅讨论小于或等于 10 d 周期的谱特征. 从图 6(a)可以看出, 对于 $f > 0$ 谱, 存在如下低频振动周期: 10, 4~6 和 2~3 d 等. 对于 $f < 0$ 谱(图 6(b)), 存在 4~6 和 2~3 d 等周期. 为了验证上述周期是否显著, 我们采用了以下的红噪声假定^[16].

定义:

$$W(f_m) = v S_x(f_m) [\eta(f_m)]^{-1}, \quad (1)$$

其中, v 为自由度, $S_x(f_m)$ 为样本序列平滑谱, m 为样本序列数, $m=1, 2, 3, \dots$, 函数 $\eta(f_m)$ 参见文献[16]中的表达式(10.6.14), f_m 为相应的频率. 给出显著性水平 α ,

若以下不等式

$$W(f_m) > \chi_v^2(1-\alpha) \quad (2)$$

成立, 则拒绝假设, 这表明在上述意义下这一谱峰是显著的. 在上述不等式中, $\chi_v^2(1-\alpha)$ 可由常用数学手册中 χ_v^2 分布表中查得. 当 $\alpha = 0.1$ 和自由度 $v = 2$, 则 $\chi_v^2(1-\alpha) = 4.605$. 根据不等式(2), 我们进行显著谱峰的检验. 表 1 是红噪音假定下显著谱峰检验的例子.

从表 1 和图 6(a)与(b), 在 200 m 处存在如下周期为显著峰周期: (i) 在 $f > 0$ 时; $T=10$ d 为显著峰; (ii) 无论是 $f > 0$ 或 $f < 0$, $T=4\sim 6, 2\sim 3$ d 都是显著峰; (iii) 在半日潮和全日潮分量中, 顺时针分量是主要的; 无论是 $f > 0$ 或 $f < 0$, 半日潮谱峰都高于全日潮谱峰. 在 200 m 层上述潮流特征与南海北部 200 m 处的相似^[12].

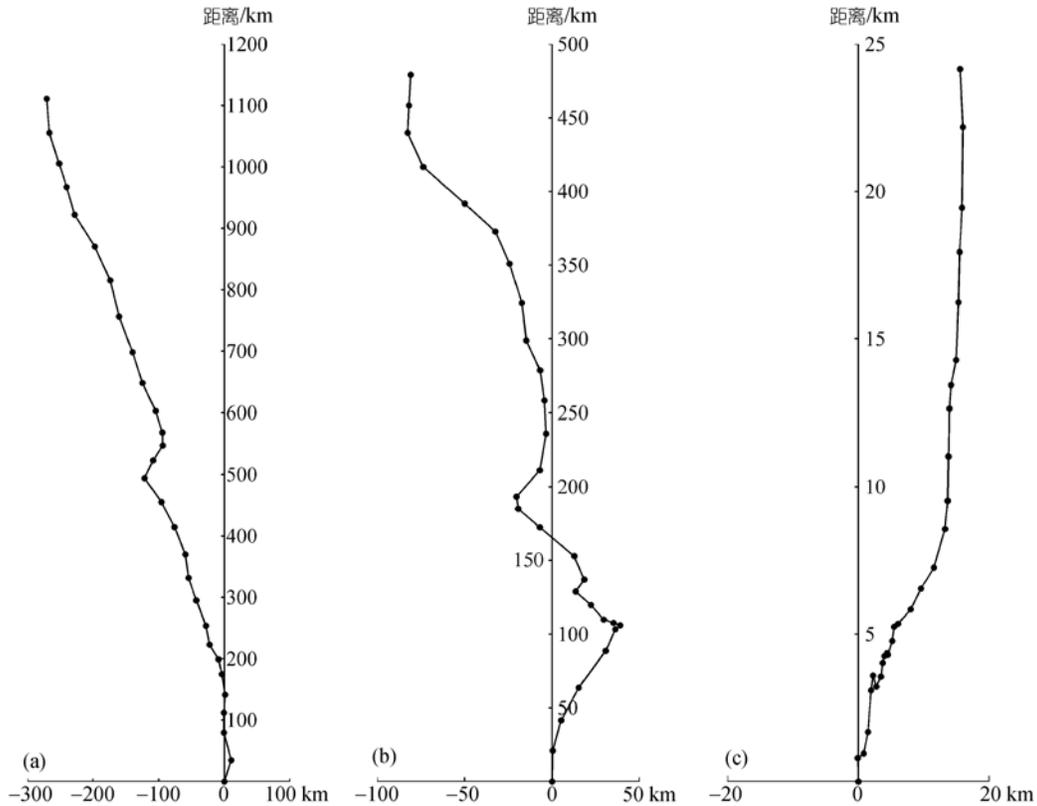


图 5 经过 Butterworth 低通滤波器滤波后的日平均流速前进矢量图
(a) 200 m; (b) 500 m; (c) 800 m

表 1 采用红噪声假设对观测海流的谱峰是否显著进行检验的例子

水深/m	$f > 0$			$f < 0$		
	周期/d	$W(f_m)$	是否显著	周期/d	$W(f_m)$	是否显著
200	9.7	67.86	是	6.3	24.07	是
	5.3	103.1	是	3.2	64.5	是
	3.6	459.1	是	2.0	18.7	是
	2.3	350.8	是			
500	6.0	126.19	是	5.8	87.4	是
	4.0	142.9	是	3	16.4	是
	2.6	68.9	是			
	2.0	38.9	是			
800	6.5	22.18	是	3.3	2.66	否
	4.0	5.4	是	2	5.36	是
	2.4	25.2	是			

2.2 在 500 m 层处观测海流的谱计算

图 7(a)和(b)表示用最大熵方法计算锚定站 M 在 500 m 处海流的旋转功率谱 S_c . 图中实线和虚线分别代表时间序列 II 和 I 的旋转功率谱 S_c .

从图 7(a)和(b)可以看出, 无论逆时针分量或顺

时针分量都存在显著的潮周期谱峰. 对于逆时针分量($f > 0$)谱, 半日潮谱峰要高于全日潮谱峰; 然而对于顺时针分量($f < 0$)谱, 全日潮谱峰要高于半日潮谱峰. 全日潮振动, 顺时针分量显著, 而半日潮振动, 则反时针分量显著.

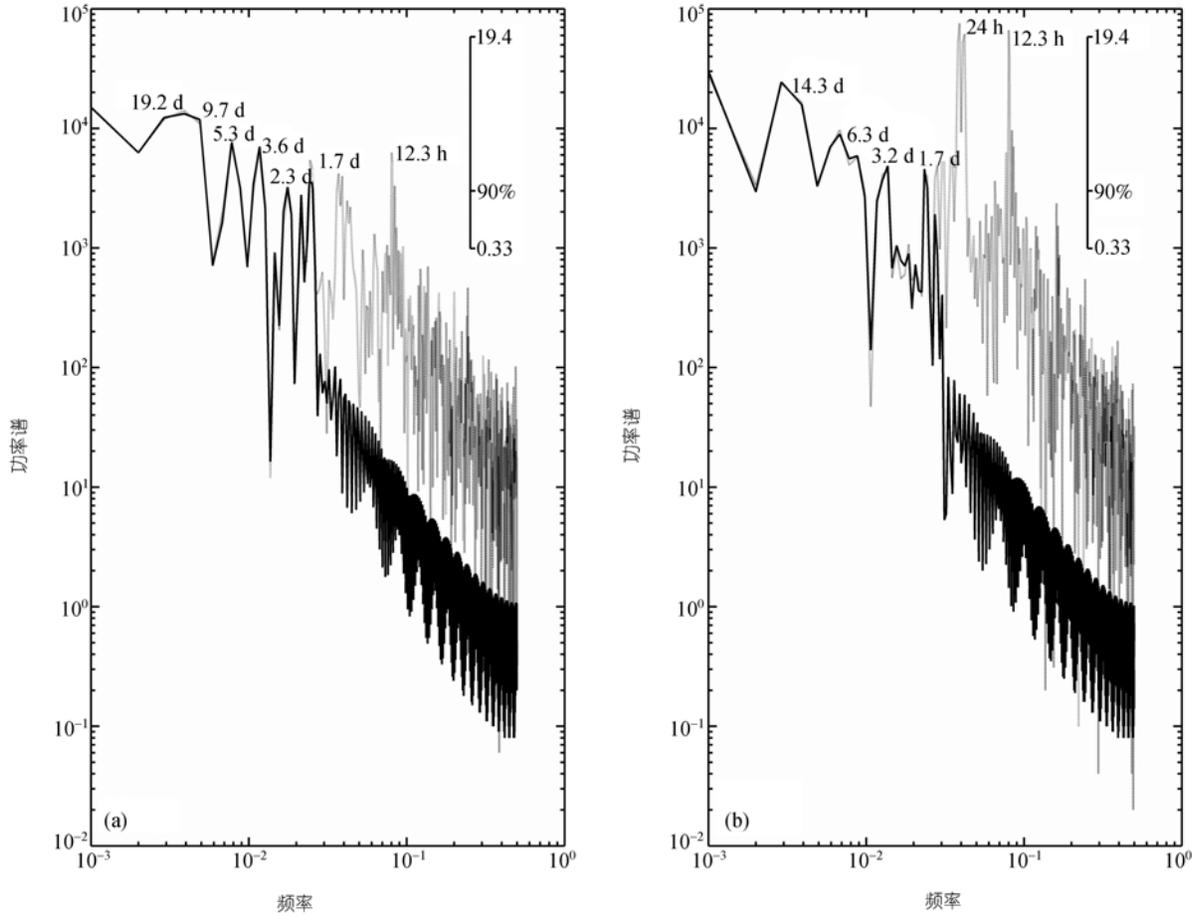


图 6 用最大熵方法计算锚定站 M 在 200 m 水层处流速时间序列 I (虚线)和 II (实线)的旋转功率谱 S_c
 (a) 逆时针分量($f > 0$); (b) 顺时针分量($f < 0$). 峰值附近数字表示振动周期

对于低频时间序列, 从图 7(a)和(b), 时间序列 I 和 II 旋转能量谱在 500 m 处也几乎一致. 正如上述, 我们仅讨论小于等于 10 d 周期的谱特征. 对于 $f > 0$ 的谱(图 7(a)), 存在以下的低频周期: 4~6 和 2~3 d 等; 对于 $f < 0$ 的谱(图 7(b)), 存在周期为 4~6 和 2~3 d 等. 峰值检验过程如上讨论的, 参见表 1.

从表 1, 在 500 m 处如下的周期为显著峰周期:
 (i) $f > 0$ 和 $f < 0$ 时两种情况, $T=4\sim 6, 2\sim 3$ d 皆为显著峰;
 (ii) 对于全日潮振动, 顺时针分量显著, 但半日潮振动, 反时针分量显著.

2.3 在 800 m 层处观测海流的谱计算

图 8(a)和(b)表示用最大熵方法计算锚定站在 800 m 水层海流的旋转功率谱 S_c . 图中实线和虚线分别代表时间序列 II 和 I 的旋转功率谱 S_c .

从图 8(a)和(b)可以看出, 无论逆时针分量或顺时针分量都存在显著的潮周期谱峰, 且半日潮谱峰高于全日潮谱峰. 比较逆时针分量和顺时针分量, 无论半日潮振动还是全日潮振动, 顺时针分量谱峰要高于逆时针分量.

对于低频时间序列, 时间序列 I 和 II 旋转能量谱在 800 m 处几乎一致(图 8(a)和(b)). 对于 $f > 0$ 的谱(图 8(a)), 存在以下的低频周期: 4~6 和 2~3 d 等; 对于 $f < 0$ 的谱(图 8(b)), 存在周期 2~3 d 等. 从表 1 可以检验上述谱峰是否显著的.

通过峰值检验(表 1), 在 800 m 处以下的周期为显著峰周期: (i) $f > 0$ 时的谱, $T=4\sim 6, 2\sim 3$ d 为显著峰谱; (ii) $f < 0$ 时的谱, $T=2$ d 为显著峰谱; (iii) 对于全日潮和半日潮振动, 顺时针分量是主要的, 无论 $f > 0$ 的谱或 $f < 0$ 的谱, 半日潮谱峰高于全日潮谱峰.

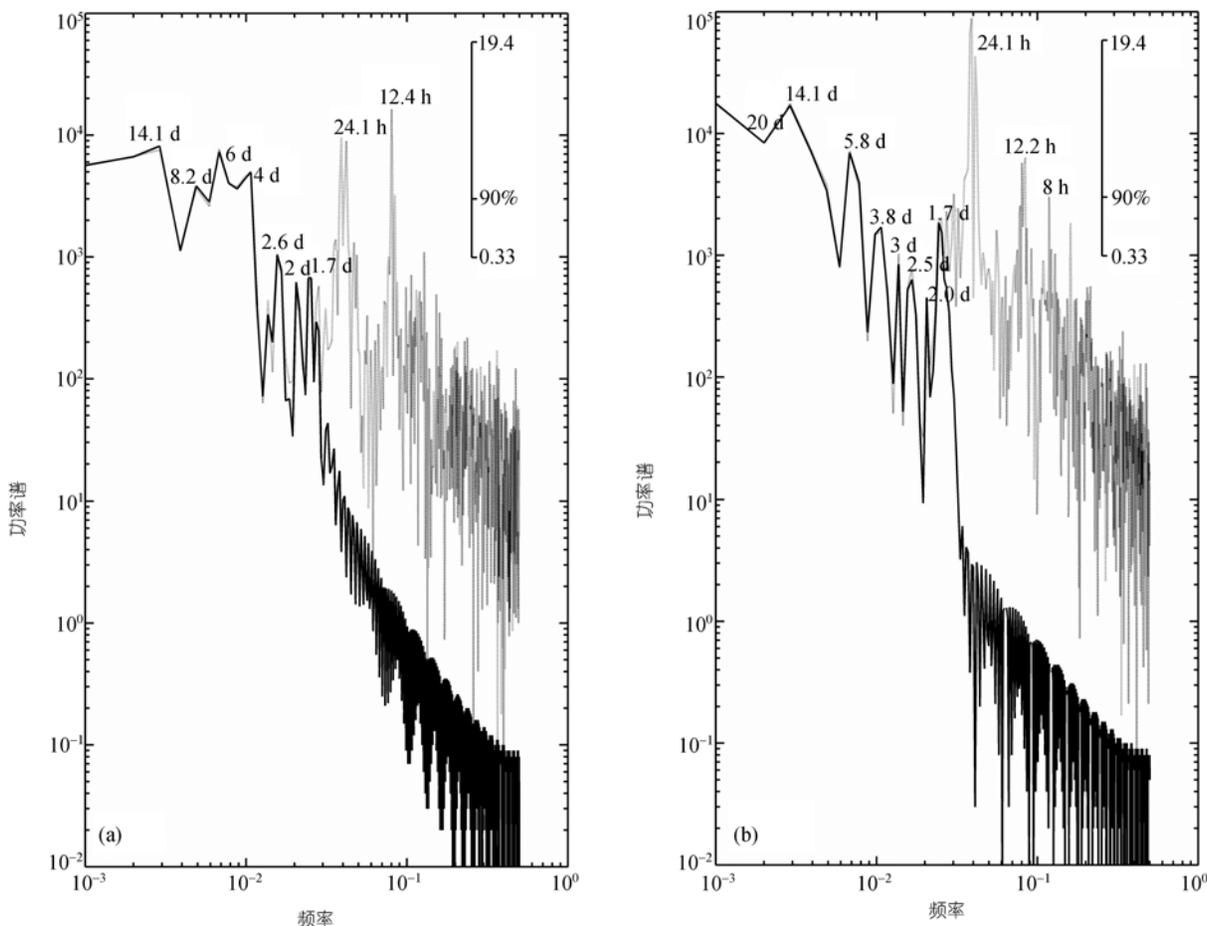


图 7 用最大熵方法计算锚定站 M 在 500 m 水层处流速时间序列 I (虚线)和 II (实线)的旋转能量谱 S_c
 (a) 逆时针分量($f > 0$); (b) 顺时针分量($f < 0$). 峰值附近数字表示振动周期

3 在锚定观测期间从卫星观测的表层绝对动力地形计算得到的地转流场

本节我们讨论研究海域的地转流场(图 9 和 10). 海表高度数据来源于法国的 AVISO (Archiving, Validation, and Interpolation of Satellite Oceanographic, 简称为 AVISO)^[18]. 数据空间分辨率为 $1/3^\circ$, 时间分辨率为 7 d. 地转流由绝对动力地形计算, 绝对动力地形是平均动力地形加上海平面异常. Rio 和 Hernandez^[19] 给出了绝对动力地形的计算方法.

从图 9 和 10, 在 122°E 以东海域出现一个反气旋式的涡旋. 大部分的黑潮以反气旋方式流过这个反气旋涡以西海域, 然后向东北方向流入台湾岛以东海域. 在观测海域以西存在一个气旋式涡旋. 一部分的黑潮作气旋式地弯曲流向西北, 然后通过调查海

域的北边界的西部分向西北向入侵南海. 图 9 和 10 显示在观测期间并不存在黑潮流套. 事实上, Yuan 等^[11]的分析也表明在 2002 年全年没有黑潮流套存在, 这和本观测的结果相一致.

图 11(a)~(c)表示 2002 年春季调查航次 200 m 处的水温, 盐度和位势密度(σ_t)分布^[4], 在观测海域以西存在一个气旋式涡. 在图 12(b)中, 在表层水平方向总的流速矢量 $\mathbf{v}(u, v)$ 是以下 3 个部分之和, 即由风引起的表层 Ekman 速度分量(u_e, v_e), 地转速度分量(u_G, v_G) 和由斜压和黏性效应引起的速度分量(u_l, v_l)^[4]. 比较图 12(b)和(a), 可以发现总的流速矢量中表层地转流分量是主要的. 值得注意的是 (i) 在三维诊断计算中水平网格的尺寸为 $0.1^\circ \times 0.1^\circ$; (ii) 在 Yuan 等^[4]研究中, 比较了在 200, 500 和 800 m 处锚定

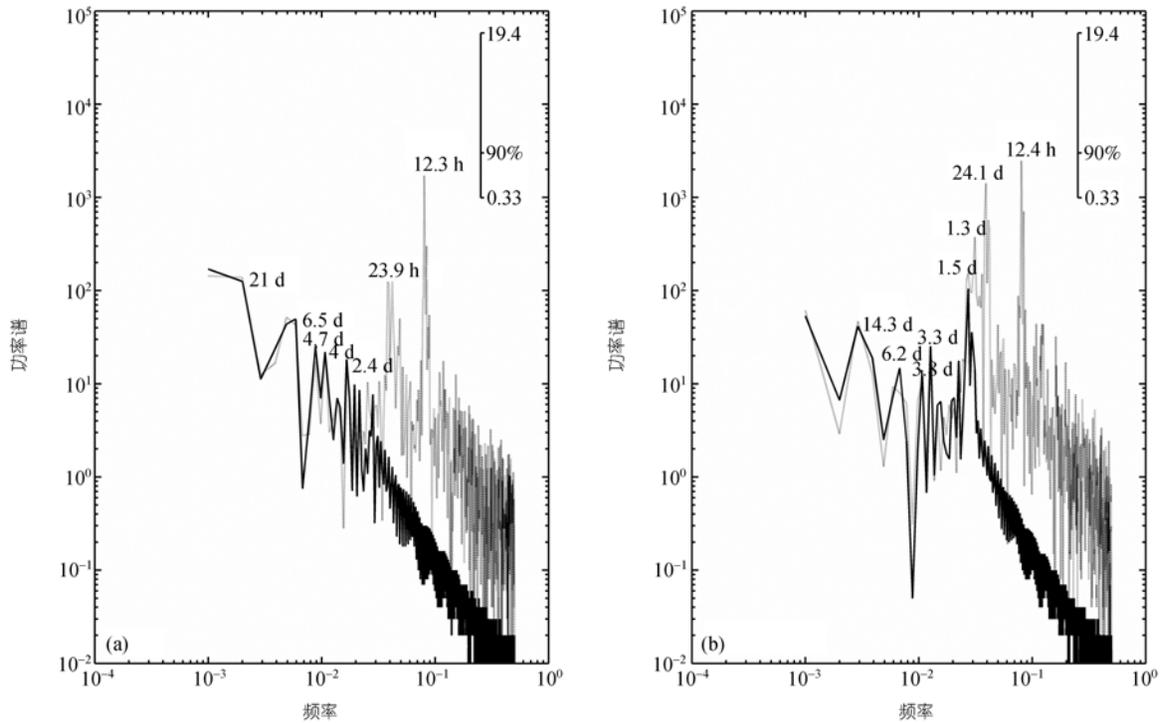


图 8 用最大熵方法计算锚定站 M 在 800 m 水层处流速时间序列 I (虚线)和 II (实线)的旋转能量谱 S_c
 (a) 逆时针分量 ($f > 0$); (b) 顺时针分量 ($f < 0$). 峰值附近数字表示振动周期

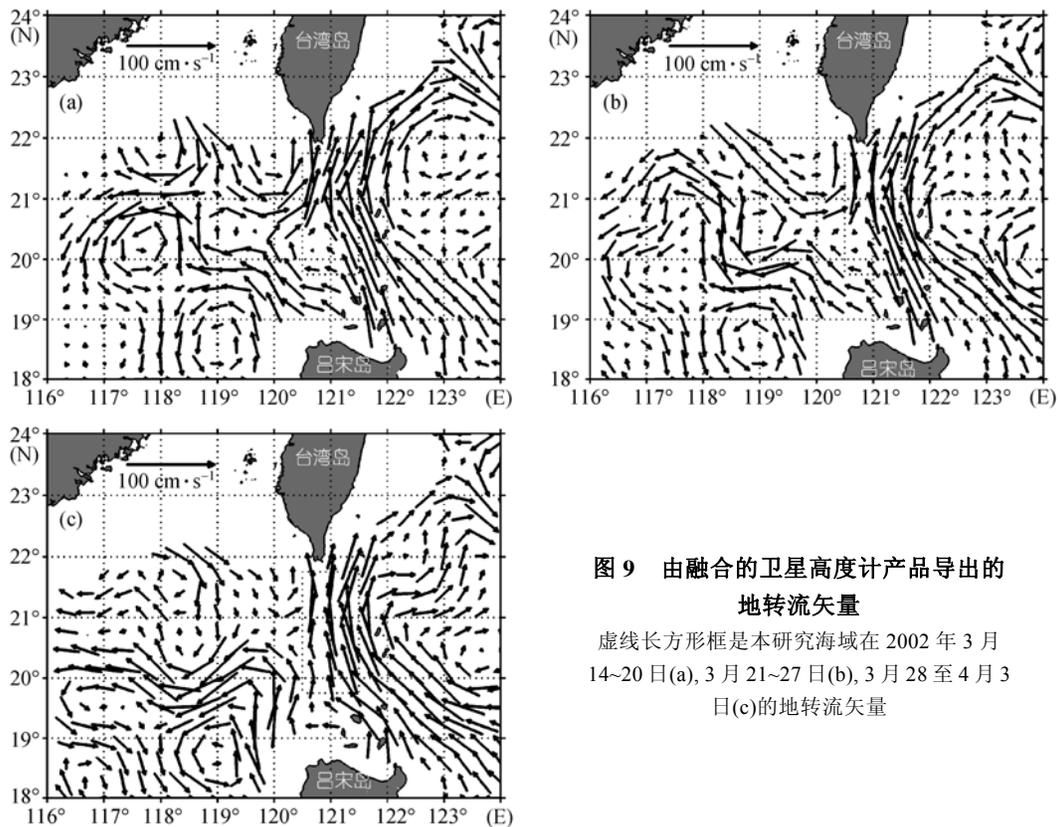


图 9 由融合的卫星高度计产品导出的地转流矢量
 虚线长方形框是本研究海域在 2002 年 3 月 14~20 日(a), 3 月 21~27 日(b), 3 月 28 至 4 月 3 日(c)的地转流矢量

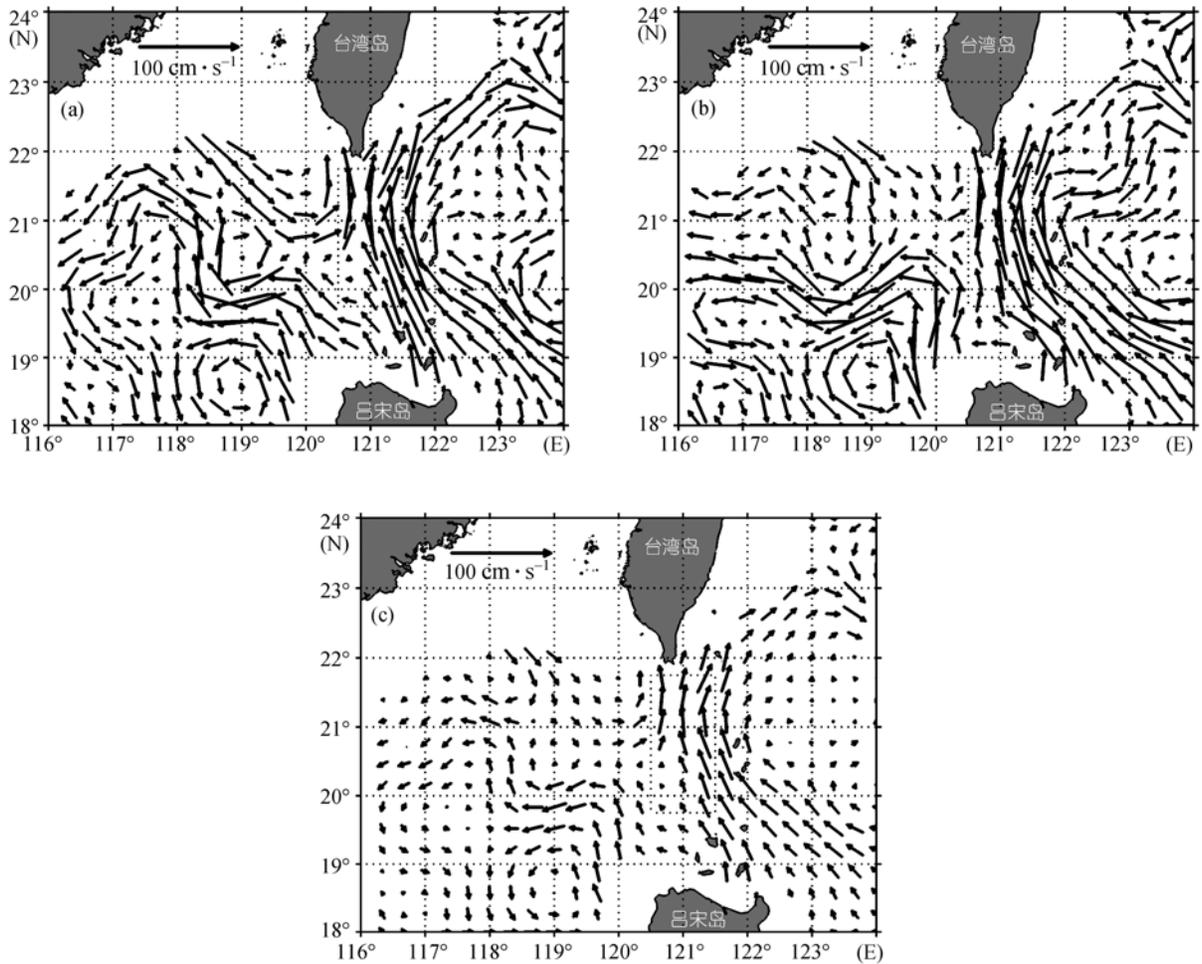


图 10 由融合的卫星高度计产品导出的地转流矢量

虚线长方形框是本研究海域在 2002 年 4 月 4~10 日(a)、4 月 11~17 日(b)和 3 月 21~4 月 17 日(c)期间的平均地转流矢量

测流观测(水文站 12)和模式计算的结果, 他们是基本一致. 再比较图 9, 10 和 12(a)与(b), 他们在定性上是一致的, 定量上有些差别. 通过上述比较可以知道, 由卫星高度计观测的绝对动力地形计算得到的地转流在定性上能够讨论和分析调查研究海域的表层流. 一般地, 这是因为地转流乃是该海域的主要分量. 最后, 计算和观测都揭示 2002 年春季期间在吕宋海峡海域并不存在黑潮流套.

4 结论

采用最大熵计算^[12,16]的谱分析方法分析了 2002 年 3 月 17 至 4 月 15 日期间在锚定站(20°49'57"N, 120°48'12"E)处观测流观测资料, 结合卫星高度计观测资料得到的地转流, 本文研究了 2002 年春季吕宋

海峡流的结构和变化, 主要的观测和计算的结果如下:

(1) 在锚定站处亚潮流随深度增加流速减弱, 其方向则以反气旋方式旋转. 这表明在吕宋海峡上层海流向南海进入, 而在中层南海水向太平洋流出. 吕宋海峡海流的垂向结构充分地显示“三明治”结构^[2,8], 虽然在海底附近我们并未进行有效的观测. 其次 4 月时亚潮流要比 3 月时强.

(2) 观测海流存在显著的潮流振动, 潮流随深度变化而变化.

(3) 存在如下周期的显著谱峰: (i) 在 200 和 500 m 处, 无论频率 $f > 0$ 还是 $f < 0$, $T = 4\sim 6$ d 为显著谱峰, 但在 800 m 处仅仅 $f > 0$ 时 $T = 4\sim 6$ d 为显著谱峰; (ii)

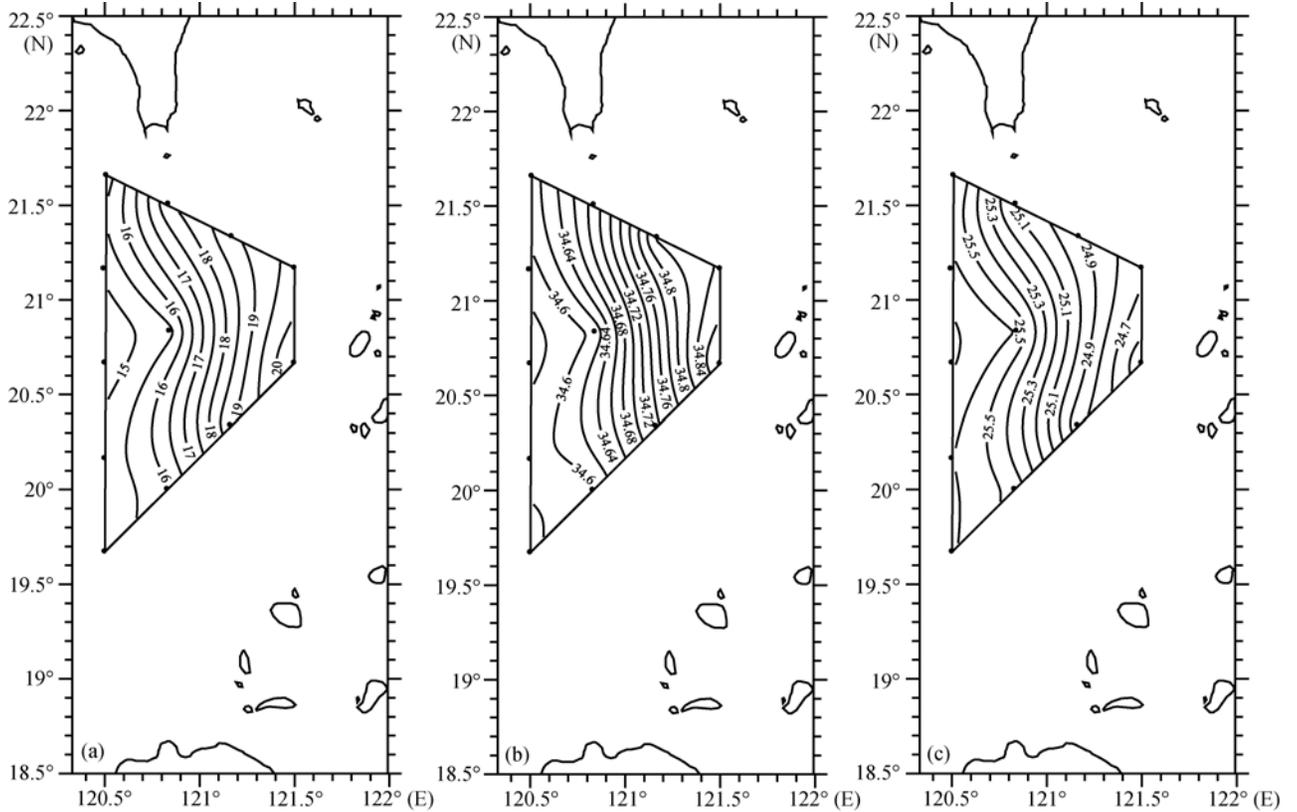


图 11 2002 年春季调查航次在 200 m 水深处水温、盐度和位势密度的水平分布^[4]

(a) 水温(°C); (b) 盐度(psu); (c) 位势密度

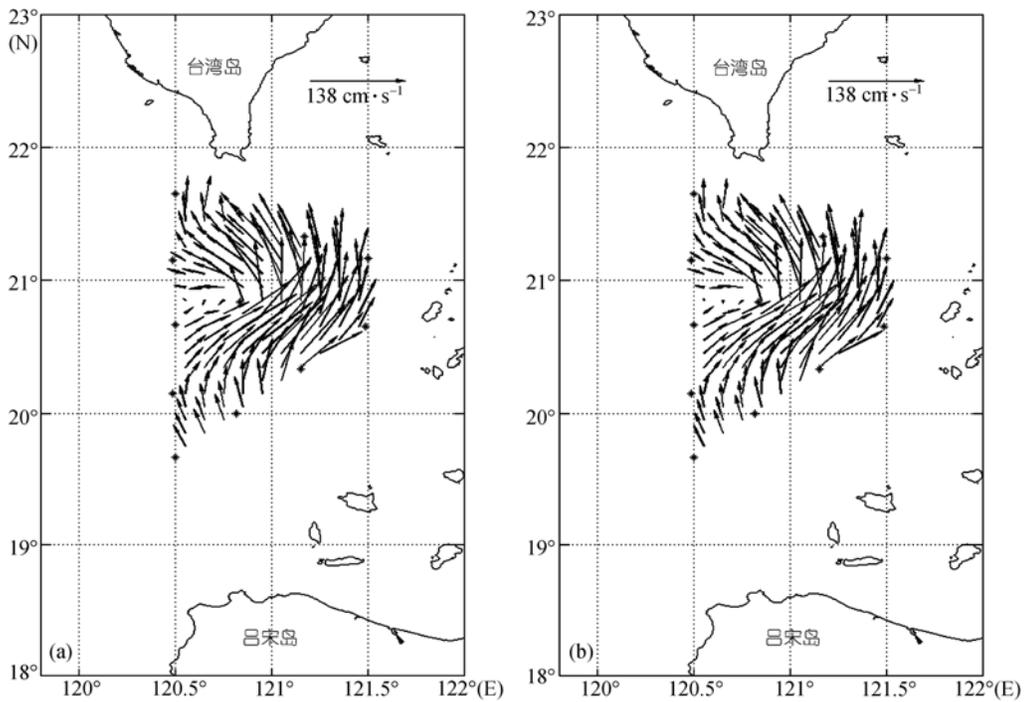


图 12 从三维诊断模式计算得到的表层流速地转流速分量 u_G , v_G (a) 和总的流速矢量 $v(u, v)$ (b)^[4]

在 200, 500 和 800 m 处 $T=2\sim 3$ d 为显著谱峰. 这表明吕宋海峡海流在 800 m 以上水层都存在显著的天气尺度的变化.

(4) 海流和水文的直接测量以及卫星高度计的观测都表明在 2002 年春季吕宋海峡海域并不存在黑潮流套.

致谢 审稿专家对本文提出很有价值的修改意见, 作者在此深表感谢.

参考文献

- 1 Qu T D. Upper-layer circulation in the South China Sea. *J Phys Oceanogr*, 2000, 30: 1450—1460 [\[DOI\]](#)
- 2 Qu T D. Evidence for water exchange between the South China Sea and the Pacific Ocean through the Luzon Strait. *Acta Oceanol Sin*, 2002, 21(2): 175—185
- 3 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 Clim*, 2004, 17: 3644—3657 [\[DOI\]](#)
- 4 Yuan Y C, Liao G H, Guan W B, et al. The circulation in the upper and middle layers of the Luzon Strait during spring 2002. *J Geophys Res*, 2008, 113: C06004 [\[DOI\]](#)
- 5 Chao S Y, Shaw P T, Wu S Y. Deep sea ventilation in the South China Sea. *Deep Sea Res: Part I*, 1996, 43: 445—466
- 6 Chen C T, Huang M H. A mid-depth front separating the South China Sea water and the Philippine Sea water. *J Oceanogr*, 1996, 52: 17—25 [\[DOI\]](#)
- 7 Chen C T, Wang S L. Influence of the intermediate water in the western Okinawa Trough by the outflow from the South China Sea. *J Geophys Res*, 1998, 103: 12683—12688 [\[DOI\]](#)
- 8 Yuan D L. A numerical study of the South China Sea deep circulation and its relation to the Luzon Strait transport. *Acta Oceanol Sin*, 2002, 21(2): 187—202
- 9 Metzger E J, Hurlburt H. The importance of high horizontal resolution and accurate coastline geometry in modeling South China Sea inflow. *Geophys Res Lett*, 2001, 28: 1059—1062 [\[DOI\]](#)
- 10 Su J L. Overview of the South China Sea circulation and its influence of the coastal physical oceanography outside the pearl River Estuary. *Continent Shelf Res*, 2004, 24: 1745—1760 [\[DOI\]](#)
- 11 Yuan D L, Han W Q, Hu D X. Surface Kuroshio path in the Luzon Strait area derived from satellite remote sensing data. *J Geophys Res*, 2006, 111: C11007 [\[DOI\]](#)
- 12 袁耀初, 赵进平, 王惠群, 等. 南海东北部 450 m 以浅水层与深层海流观测结果及其谱分析. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2002, 32(2): 163—176
- 13 Liu C T, Liu R J. The deep current in the Bashi Channel. *Acta Oceanogr Taiwan*, 1988, 20: 107—116
- 14 王霄, 陈庆生. 对黑潮入侵南海过程的一些观察与看法. *台湾大学海洋学刊*, 2000, 38(2): 129—151
- 15 Centurioni L R, Niiler P P, Lee D K. Observation of inflow of philippine sea surface water into the South China Sea through the Luzon Strait. *J Phys Oceanogr*, 2004, 34: 113—121 [\[DOI\]](#)
- 16 陈上及, 马继瑞. 海洋数据处理分析方法及其应用. 北京: 海洋出版社, 1991. 1—660
- 17 Liu Y G, Yuan Y C, Liu C T, et al. Measurement of the current and spectra analysis on the continental shelf in the East China Sea. *Acta Oceanol Sin*, 2004, 23 (2): 201—212
- 18 Ducet N, Le Traon P Y, Reverdin G. Global high resolution mapping of ocean circulation from TOPEX/Poseidon and ERS-1/2. *J Geophys Res*, 2000, 105: 19477—19498 [\[DOI\]](#)
- 19 Rio M H, Hernandez F. A mean dynamic topography computed over the world ocean from altimetry, *in situ* measurements, and a geoid model. *J Geophys Res*, 2004, 109: C12032 [\[DOI\]](#)