

海岛周围的陆坡对绕岛环流的影响^{*}

曲立新¹,林霄沛^{1,2,3}

(中国海洋大学 1. 海洋环境学院, 山东 青岛 266100; 2. 物理海洋教育部重点实验室, 山东 青岛 266100;

3. 2011 青岛海洋科技协同创新中心, 山东 青岛 266100)

摘要: 观测表明, 东海黑潮近几十年的流量和热输送在增加; 而同时期的全球风应力旋度的趋势显示, 东海黑潮同纬度带的风应力旋度在减弱, 与经典绕岛环流理论不符。本文推导了形阻参与下的涡度平衡, 从理论上研究了海岛周围的陆坡对绕岛环流的影响, 定量讨论了在海岛周围有陆坡地形的情况下不同纬度的风场对绕岛流量的贡献。通过一层正压模式数值试验, 对比了在海岛周围有无陆坡 2 种情形下不同纬度风场对绕岛流量的影响; 在平底情形下, 岛屿的同纬度风场影响绕岛流量的变化; 在有陆坡的情形下, 地形贝塔效应导致罗斯贝波在陆坡转向, 从而相对岛屿更高纬度带的风场影响绕岛流量的变化。

关键词: 东海黑潮; 绕岛环流理论; 形阻; 地形贝塔效应

中图法分类号: P731.21

文献标志码: A

文章编号: 1672-5174(2014)05 II-001-06

世界大洋中有许多大型的岛屿, 为了估算大洋通过岛屿间海峡进入另一个海盆的流量, Godfrey 在 1989 年提出了绕岛环流理论^[1]。绕岛环流理论指出, 海峡通道中的流量并不是由局地强迫(如风应力和潮汐等)所主导的, 而是由大洋内区的大尺度风应力强迫所决定, 并成功地建立了大尺度风场与绕岛流量之间的关系。Godfrey 将绕岛环流理论应用到澳大利亚, 成功估计了印尼贯通流的流量(印尼贯通流可以认为是绕过澳大利亚的流动)。Pedlosky 等^[2]推导和检验了经典的绕岛环流理论, 并指出在理想的数值试验下, 该理论可以成功地估计 75% 的绕岛流量。绕岛环流理论的简洁和清晰的物理意义, 使得其被广泛应用在大洋和边缘海交换的研究上^[3-5]。

在地形变化显著的陆架海域, 绕岛的流量并不是像经典理论预测的那样, 由同纬度的大洋风场主导。目前很多观测的数据显示, 近几十年黑潮流量和热输送量在增加。翁学传等^[8]指出, PN 断面黑潮热输送和体积输送在增加, Andres 等^[9]指出东海黑潮流量在增加, Qiu 等^[10]指出 137°E 断面黑潮流量在增加。但是 Kagimoto 等^[11]指出, 东海黑潮 PN 断面的流量变化与同纬度大洋内区风场变化吻合并不好, 这暗示着黑潮流量并不是由同纬度的大洋内区风场所主导。实际上, Andres 等^[12]的工作发现, 东海黑潮的流量变化与中高纬度的风场的相关性更好。近几十年流速的增强

可能与太平洋年代际变化(PDO)的正负位相更替有关。

基于此, 本文将在经典绕岛环流理论的基础上, 进一步考虑陆坡地形的作用, 研究海岛周围的陆坡对绕岛环流的影响, 讨论绕岛环流流量变化对不同纬度风场响应的机制。

1 数据与分析

本文使用 6 种再分析资料的风场数据, 计算了自 1979 年以来近 30 年的全球风应力旋度的线性趋势, 数据描述与介绍如下:

(1) 20Crv2(20th Century Reanalysis version 2) 是美国国家海洋和大气局(NOAA)提供的日平均、月平均的再分析资料, 空间分辨率为 $2(^{\circ}) \times 2(^{\circ})$, 经向、纬向风资料的垂直分层 1 000~10 hPa 共 24 等压层。本文中使用的其 10 m 高度处月平均风场数据, 时间从 1979 年 1 月~2010 年 12 月。

(2) SODA 海洋资料是由全球简单的海洋资料同化分析系统(Simple Ocean Data Assimilation)产生, 本文使用的是同化资料 SODA 2.2.4, 空间分辨率为 $0.5(^{\circ}) \times 0.5(^{\circ})$, 垂直分层 40 层。本文中使用的其海表面月平均风场数据, 时间从 1900 年 1 月~2008 年 12 月。

(3) ERA-40 是欧洲中尺度天气预测中心(European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, ECM-

^{*} 基金项目: 国家自然科学基金项目(41222037; 41221063); 国家重大科学研究计划项目(2013CB956202); 中科院战略先导性项目(XDA11010103); 全球变化与海气相互作用项目(GASI-03-01-01-02); 教育部引智计划项目(B07036); 山东省自然科学基金项目(JQ201111); 国家海洋公益性项目(201205018)资助

收稿日期: 2013-12-13; 修订日期: 2014-01-21

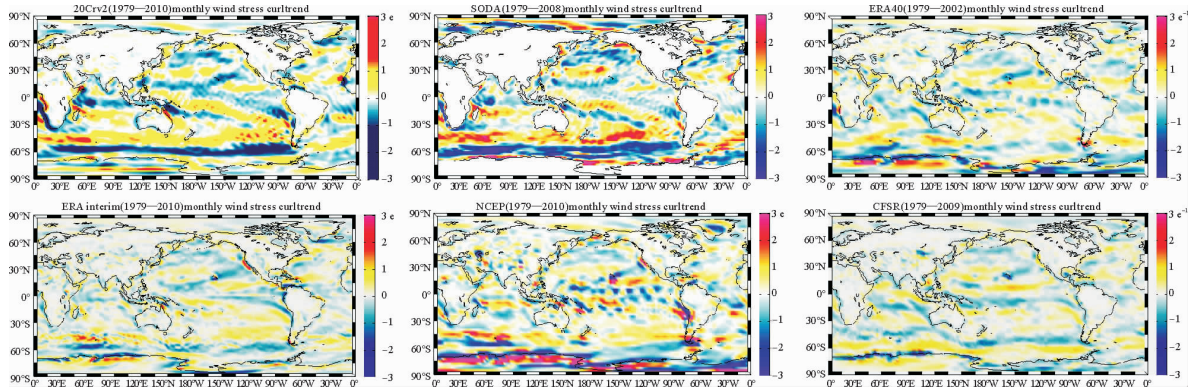
作者简介: 曲立新(1990-), 男, 硕士生。E-mail: lixinqu@ouc.edu.cn

WF)提供的45年(1957年中期~2002年中期)的同化数据,包括航海观测、飞机观测、高空探测以及卫星资料在内的观测资料参与同化,其空间分辨率是 $1.5(^{\circ}) \times 1.5(^{\circ})$ 。本文中使用的的是其10 m高度处月平均风场数据,时间从1979年1月~2002年12月。

(4)ERA-Interim为欧洲中尺度天气预测中心研制的最新的全球大气再分析产品,其空间分辨率是 $1.5(^{\circ}) \times 1.5(^{\circ})$ 。本文中使用的的是其10 m高度处月平均风场数据

据,时间从1979年1月~2010年12月。

(5)NCEP/NCAR(National Center for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research)是美国国家海洋环境预报中心提供的全球海洋大气再分析资料,其空间网格是纬 192×94 的高斯网格,精度为 $1.875(^{\circ}) \times 1.904(^{\circ})$ 。本文中使用的的是其10 m高度处月平均风场数据,时间从1979年1月~2010年12月。



(使用的数据集包括 20Crv2, SODA, ERA-40, ERA-Interim, NCEP/NCAR, CFSR。Based on the 20Crv2, SODA, ERA-40, ERA-Interim, NCEP/NCAR and CFSR datasets.)

图1 1979年以来近30年的全球风应力旋度的线性趋势

Fig. 1 The linear trend of the global wind stress curl from 1979

(6)CFSR(Climat Forecast System Reanalysis)是美国国家海洋环境预报中心发布的用于评估大气-海洋-陆地-海冰耦合系统最好的、高分辨率的、全球再分析资料,空间分辨率是 $0.5(^{\circ}) \times 0.5(^{\circ})$ 。本文中使用的的是其10 m高度处月平均风场数据,时间从1979年1月~2009年12月。

多种再分析风场数据均显示,在东海黑潮同纬度带的风应力旋度趋势在过去的30年主要是正值(见图1),这意味着东海黑潮同纬度带的负风应力旋度在减弱。按照经典的绕岛环流理论以及斯维尔德鲁普理论,黑潮的流量变化由同纬度带的风应力旋度所主导,即副热带环流圈内部南向的斯维尔德鲁普输运减少,黑潮的流量应该减少。然而,现有的对黑潮的观测包括PN断面^[5]和137°E断面^[7]观测均显示黑潮在近几十年黑潮流量在增加,经典理论与实际观测不符。另一方面,各类再分析风场数据均显示,在相对于黑潮更高纬度的阿留申低压区风应力旋度的线性趋势为负值,这种风应力旋度的负异常产生的南向斯维尔德鲁普输运与观测到的黑潮流量的增加相吻合,这意味着黑潮流量的变化可能不是只由同纬度的大洋内区风场所主导,还受相对更高纬度的阿留申低压区风场的影响。

2 理论推导

2.1 涡度平衡

为了进一步探讨海岛周围陆坡对绕岛环流的影响,本文首先推导在海岛周围有陆坡情形下的涡度平衡。这里作者采用全流形式的基本方程,并假设流体为均质不可压缩流体以及垂向满足静力近似。其中: U 和 V 是垂向积分的流速; h_0 是海水静止时的水深; η 是海面高度; $H=h_0+\zeta$ 为自由表面距离海底的距离; τ_s 为海表面风应力; τ_b 为底摩擦力。

$$\begin{cases} \frac{\partial U}{\partial t} + \frac{\partial U^2}{\partial x} + \frac{\partial UV}{\partial y} - fV = -gH \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{\tau_s^x - \tau_b^x}{\rho} \\ \frac{\partial V}{\partial t} + \frac{\partial UV}{\partial x} + \frac{\partial V^2}{\partial y} + fU = -gH \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{\tau_s^y - \tau_b^y}{\rho} \\ \frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} = 0 \end{cases} \quad (1)$$

考虑达到稳定状态后的涡度平衡,对水平动量方程交叉微分求旋度,可得到定常情况下的涡度平衡方程:

$$\nabla \cdot [\vec{U}(f+\zeta)] = -g \cdot \text{curl}_z(H \nabla \eta) + \frac{1}{\rho} \text{curl}_z(\vec{\tau}_s - \vec{\tau}_b) \quad (2)$$

在周线 1(ABCD A)围成区域 A_i 上(见图 2a)积分涡度方程,利用 stocks 公式和高斯公式,并忽略非线性项,可得到涡度的积分平衡方程:

$$\oint_l (\vec{U} \cdot \vec{n}) ds = - \oint_l g H (\nabla \eta \cdot \vec{l}) ds + \oint_l \frac{(\vec{\tau}_s - \vec{\tau}_b)}{\rho} \cdot \vec{l} ds \quad (3)$$

大洋东边界以及岛屿边界都是流线, 本文把大洋东边界上的流函数记为 0, 岛屿边界上的流函数记为 Ψ_i , 故方程(3)左端项可以写为:

$$\oint_l f(\vec{U} \cdot \vec{n}) ds = (\int_{AB} + \int_{BC} + \int_{CD} + \int_{DA}) [f(\vec{U} \cdot \vec{n})] ds = (\int_{BC} + \int_{DA}) [f(\vec{U} \cdot \vec{n})] ds = -(f_r - f_s) \Psi_i$$

大洋内区、大洋东边界以及岛屿左侧边界的摩擦力可以忽略^[2],故略去方程(3)中的摩擦项,并将上式代入方程(3),即可得到稳定状态下的涡度积分方程:

$$-(f_N - f_S)\Psi_I = -\oint_l g H(\nabla \eta \cdot \vec{l}) ds + \oint_l \frac{\vec{\tau}_s}{\rho} \cdot \vec{l} ds \quad (4)$$

特别地,平底情况下,方程(4)右端第一项也为零(梯度求旋度为0),此时涡度积分方程退化为经典的绕岛环流理论。

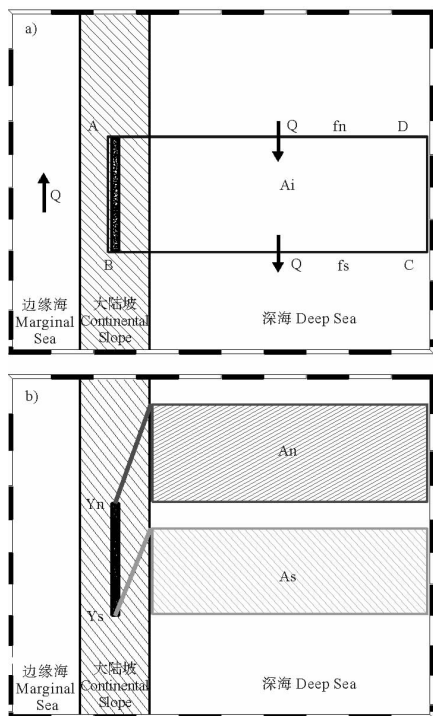


图 2 地形作用下的绕岛环流理论示意图

Fig. 2 The schematic of the topographic island rule

2.2 形阻

不难发现,在有陆坡地形情形下,涡度平衡方程的唯一变化就是方程(2)右端第一项 $-g \cdot \text{curl}_z(H\nabla\eta)$ 的出现,这就是所谓的形阻项^[13-15],也称为底压力扭矩。考虑一个流体柱所受的水平面力,即

$$-gH \nabla \eta = -\frac{1}{\rho} \nabla (H \langle P \rangle) + \frac{P_s}{\rho} \nabla \zeta + \frac{P_b}{\rho} \nabla h_0 \quad (5)$$

方程(5)右端三项分别是水平4个面的平均压强梯度力、来自海面的面压力以及来自海底的面压力。当对方程(5)求旋度的时候,这些面力就变成了力矩。因为压强梯度力求旋度为0并且海表面力可以忽略,一个流体柱所受的水平面力的力矩就等于海底的面压力的力矩了,所以形阻等价于底压力扭矩。

形阻等价与如下几种形式:

$$-g \cdot \text{curl}_z(H \nabla \eta) = gJ(\eta, H) = g \nabla \eta \times \nabla H \quad (6)$$

可以看出,若海面起伏与地形起伏一致,则 $\nabla\zeta \times \nabla H = 0$,此时不会产生形阻。相反,海面起伏与地形变化不一致将会产生形阻。也可以看出,形阻既不是涡度的源,也不是涡度的汇,对全场的涡度贡献为0。然而,形阻却可以参与局地的涡度平衡,在地形变化比较显著的地方,可以期待形阻对于局地的涡度收支平衡有很大贡献,这也是经典的绕岛环流理论在地形变化比较大的海区失效的原因。本文希望在理论上求解出形阻,定量地讨论海岛周围陆坡对绕岛环流的影响,准确地估算流量。但是,形阻与稳定状态下的海面起伏有关,求解形阻需首先确定海面起伏。这就将求解形阻的问题转化为求解稳定状态下的海面起伏的问题。

考虑 1 个在定常强迫下达到稳定状态下的流场,为了体现出形阻对局地涡度平衡的贡献,本文暂时忽略非线性 and 底摩擦的作用,则涡度平衡方程可取为如下形式:

$$\nabla \cdot (f \vec{U}) = gJ(\eta, H) + \frac{1}{\rho} \text{curl}_z \vec{\tau}_s \quad (7)$$

此处用地转流函数表示流速,进而可以将海面高度引入方程(7),并假设在大洋东边界处海面高度为零,至此可以提出1个关于海面高度的适定问题:

$$\left\{ \begin{array}{l} \beta h_0 \frac{\partial \frac{g}{f_0} \eta}{\partial x} = gJ(\eta, H) + \frac{1}{\rho} \text{curl}_x \vec{\tau}_s \\ \eta|_{x=L} = 0 \end{array} \right. \quad (8)$$

假设地形沿纬向为线性变化,可以得到微分方程(8)的特征线:

$$y = \frac{f_0}{\beta} \ln h_0(x) + C \quad (9)$$

沿特征线(9)积分方程,可得到方程(8)的解析解:

$$\eta(x, y) = - \int_x^L \frac{f_0}{\beta} \cdot \frac{1}{\rho g h_0(\xi)} \cdot \operatorname{curl} \vec{\tau}(\xi, \frac{f_0}{\beta} \ln \frac{h_0(\xi)}{h_0(x)} + y) d\xi \quad (10)$$

经过上述分析,如果给定风场和地形,本文就可以计算稳定状态下的海面高度场,进而可以得到方程(2)右端形阻项的解析表达形式。进一步,将它加入到涡度积分方程(4)中,就可以更加准确地估算流量。

2.3 地形作用下的绕岛环流理论

在给定的地形以及风场强迫下,定常状态下的海面高度场可以由方程(10)给出,则涡度积分方程(4)中相应的形阻项可以化简为如下形式(忽略陆坡处局地风的作用):

$$\begin{cases} - \oint_l g H (\nabla \eta \cdot \vec{l}) ds = \iint_{A_n} \frac{\operatorname{curl} \vec{\tau}}{\rho} e^{\frac{\beta(Y_n - y)}{f_0}} dA - \iint_{A_s} \frac{\operatorname{curl} \vec{\tau}}{\rho} e^{\frac{\beta(Y_s - y)}{f_0}} dA \\ A_n : b \leq x \leq L, Y_n \leq y \leq Y_n + \frac{f_0}{\beta} \ln \frac{D}{D_i} \\ A_s : b \leq x \leq L, Y_s \leq y \leq Y_s + \frac{f_0}{\beta} \ln \frac{D}{D_i} \end{cases}$$

式中: b 是大陆坡与大洋的交界处; D 是大洋水深; D_i 是岛屿处水深。岛屿的北端和南端将分别决定一块积分区域,即 A_n 和 A_s ,积分区域 A_n 和 A_s 如图2b所示。

综上,本文得到了在海岛周围有陆坡情形下的绕岛环流流量(见图2),即

$$-(f_n - f_s)\phi_l = \iint_{A_i} \frac{\operatorname{curl} \vec{\tau}}{\rho} dA + \iint_{A_n} \frac{\operatorname{curl} \vec{\tau}}{\rho} e^{\frac{\beta(Y_n - y)}{f_0}} dA - \iint_{A_s} \frac{\operatorname{curl} \vec{\tau}}{\rho} e^{\frac{\beta(Y_s - y)}{f_0}} dA$$

可以看到,绕岛流量的变化不仅受岛屿同纬度(A_i)的风场影响(经典理论),而且还由更高纬度(A_n)的风场影响。并且,由于 A_i 区域风场作用项(方程右端第一项)与 A_s 区域风场作用项(方程右端第三项)符号相反,岛屿同纬度(A_i)区域风场的作用将被岛屿南端决定区域(A_s)的风场作用削弱,削弱的程度取决于 A_s 区域面积的大小(A_s 面积由大陆坡的地形决定)。因此,在海岛周围有陆坡情形下,绕过岛屿的流量将受相对更高纬度的风场所主导,岛屿同纬度风场的作用将被削弱,这也解释了经典理论在地形显著变化的海域预测不准的原因。

3 数值试验

本文用一层正压模式在平底和有大陆坡2种情况下进行了数值试验,来讨论在这2种情况下不同纬度风场是如何影响绕岛流量的,并将模式结果、经典理论解与本文的理论解进行对比,以此检验本文理论的准确性和可行性。

第一组数值试验是为了考察在平底情况下不同纬

度的风场对流量的影响,本文分为3个区分别来进行试验,即岛屿所在纬度带、岛屿以北纬度带、岛屿以南纬度带。海区南北范围从 $14^\circ\text{N} \sim 56^\circ\text{N}$, $0^\circ \sim 60^\circ\text{E}$,水深为1000 m,在 15°E 、 $28^\circ\text{N} \sim 42^\circ\text{N}$ 设置1个岛屿(见图3a)。设定3种风场强迫进行对比试验。试验一风场在 $14^\circ\text{N} \sim 28^\circ\text{N}$ (岛屿以南纬度带)为正弦变化,其他纬度为常值;试验二风场在 $28^\circ\text{N} \sim 42^\circ\text{N}$ (岛屿所在纬度带)为正弦变化,其他纬度为常值;试验三风场在 $42^\circ\text{N} \sim 56^\circ\text{N}$ (岛屿以北纬度带)为正弦变化,其他纬度为常值(见图3b)。风场为不随时间变化的纬向风,经向风应力为0,并且,风场强迫位于大洋内区($20^\circ\text{E} \sim 60^\circ\text{E}$)。模式采用beta平面近似。

在平底的情形下,经典的绕岛环流理论较好地预测了3个试验的结果(见图3c)。在试验一和试验三中,内区风场产生的斯维尔德鲁普输运全部从同纬度西边界返回内区,绕岛的流量为0,经典理论与模式结果吻合很好。在试验二中,内区风场产生的斯维尔德鲁普输运全部绕过岛屿,经典理论反映了模式中绕岛流量的61%,很好地预测了模式结果,即岛屿的同纬度风场主导绕岛流量。

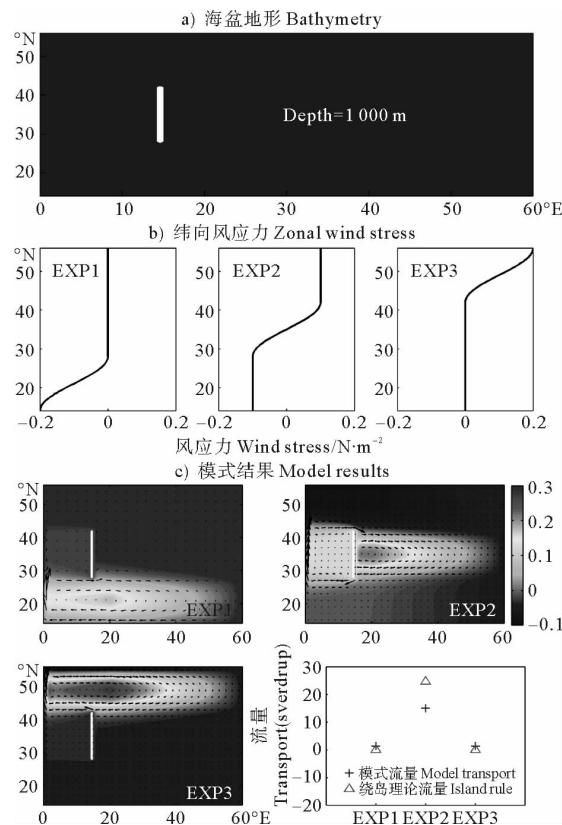


图3 第一组试验中的地形(a)、风场设置(b)以及模式稳定后的海面高度场和流速场(c)

Fig. 3 The bathymetry (a), the wind forcing (b) and the sea surface height and velocity at the steady state (c) of the first group experiments

第二组数值试验是为了考察在有海岛周围大陆坡情况下不同纬度的风场对流量的影响。海盆大小和岛屿位置与第一组试验相同,但是在 $15^{\circ}\text{E} \sim 20^{\circ}\text{E}$ 设置了 1 个大陆坡,从大洋的 1000 m 线性递减到近岸的 750 m (见图 4a)。风场设置与第一组设置相同,即风场分别在岛屿以南纬度带、岛屿所在纬度带和岛屿以北纬度带有切变(见图 4b)。

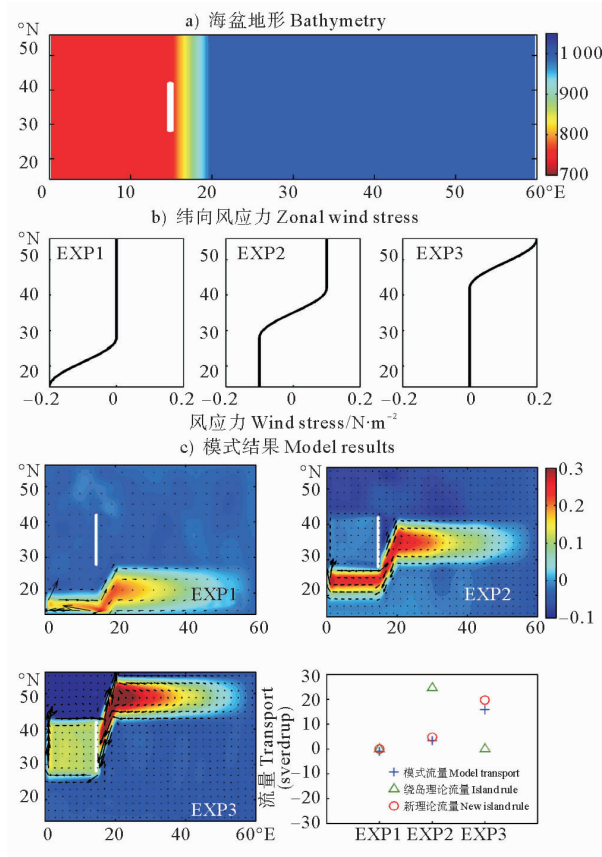


图 4 第二组试验中的地形(a)、风场设置(b)以及模式稳定后的海面高度场和流速场(c)

Fig. 4 The bathymetry (a), the wind forcing (b) and the sea surface height and velocity at the steady state (c) of the second group experiments

在海岛周围有陆坡的情形下,经典的绕岛环流理论与模式结果吻合不好。在试验二中,经典理论估计的绕岛流量大约 25 Sv,而实际的模式结果显示绕岛流量只有大约 5 Sv。在试验三中,经典理论估计的绕岛流量大约为 0,而实际的模式结果显示有近 20 Sv 的绕岛流量。然而,本文可以很好地反映这 3 个试验中的绕岛流量。同时,试验二和试验三可以很好说明岛屿以北纬度带的风场强迫可以产生很大的绕岛流量,而岛屿同纬度带的风却只能产生很少的绕岛流量,这意味着在海岛周围有大陆坡的情形下,相对更高纬度带的风场将主导绕岛流量。

依照本文的理论推导(见图 2)来看,As 区域积分上可以部分抵消岛屿所在纬度(Ai 区域)风应力涡度的输入,以削弱岛屿同纬度风场对绕岛流量的贡献。但在第二组试验中,地形设置使得 Ai 区域与 As 区域重合,岛屿所在纬度(Ai 区域)风应力涡度的输入将被绝大部分的抵消(由于 e 指数的存在,不可能完全抵消),故方程退化为如下形式:

$$-(f_n - f_s)\phi_I \approx \iint_{A_n} \frac{\text{curl } \tau}{\rho} e^{\beta(Y_n - y)} dA$$

可见在此地形设置下,岛屿以北更高纬度带(A_n 区域)的风场将在极大程度上影响绕岛流量。

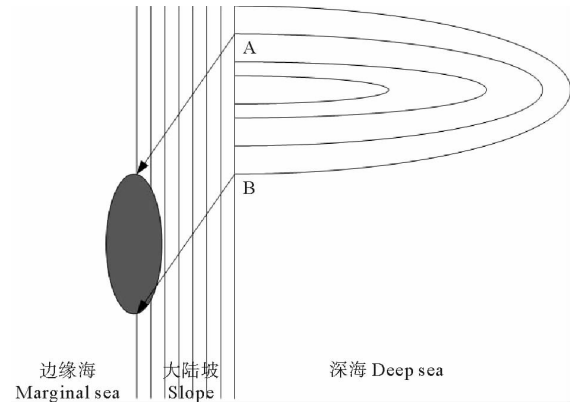


图 5 强迫罗斯贝波示意图

Fig. 5 The Schematic of the forcing Rossby wave

大洋内区在定常风的强迫下,稳定后的海面高度场实际上是强迫罗斯贝波。在陆坡处,地形 beta 增大的方向为西,行星 beta 增大的方向为北,故位涡梯度的方向为西北向,那么罗斯贝波在大陆坡上将由东北向西南方向传播。这种罗斯贝波在大陆坡处的转向可以从图 4c 与图 3c 的对比中看出来。在岛屿的北端,海面高度场的信号是罗斯贝波从 A 点传过来的。同样,在岛屿的南面,海面高度场的信号是罗斯贝波从 B 点传过来的。传播到整个岛屿的信号都是从 A 与 B 之间的纬度带通过罗斯贝波传播过来的,所以绕岛的流量受相对岛屿更高纬度的风场的(见图 5)。

4 结论

本文研究了海岛周围的陆坡对绕岛环流的影响,并通过数据分析,理论推导以及数值试验讨论了不同纬度风场对绕岛流量变化的影响。

(1) 基于多种再分析风场数据,计算了自 1979 年以来近 30 年的全球风应力旋度的线性趋势,发现根据经典绕岛环流理论(同纬度风场主导同纬度流量),黑潮同纬度带风应力旋度减弱趋势与黑潮流量增加的观测事实不符,而阿留申低压区的负的风应力旋度趋势似乎与观测相符,即相对黑潮更高纬度的阿留申低压区风场

会影响黑潮流量的变化。

(2) 从理论上推导了形阻参与下的涡度平衡,给出了在海岛周围有陆坡情形下绕岛环流的计算公式,定量讨论了在海岛周围有陆坡地形的情况下不同纬度的风场对绕岛流量的贡献。在物理机制上,指出地形波导的存在是导致更高纬度风场可以影响绕岛环流的关键动力过程。

(3) 利用一层模式进行了数值试验,讨论了在海岛周围有无陆坡2种情形下,不同纬度风场影响绕岛流量的机制。在平底情形下,岛屿的同纬度风场影响绕岛流量的变化。在海岛周围有陆坡情形下,岛屿同纬度风场的作用被削弱,相对岛屿更高纬度带的风场将主导绕岛流量的变化。地形贝塔效应导致罗斯贝波在陆坡转向,从而高纬度风场可以影响低纬度的西边界流。

参考文献:

- [1] Godfrey J S. A Sverdrup model of the depth-integrated flow from the world ocean allowing for island circulations [J]. *Geophys Astrophys Fluid Dyn*, 1989, 45: 89-112.
- [2] Pedlosky J, Pratt L, Spall M, et al. Circulation around islands and ridges [J]. *J Mar Res*, 1997, 55: 1199-1251.
- [3] 刘钦燕, 王东晓, 谢强, 等. 印尼贯穿流与南海贯穿流的年代际变化特征及机制[J]. *热带海洋学报*, 2007, 26(6): 1-6.
- [4] Wajswicz R C. The circulation of the depth-integrated flow around an island with applications to the Indonesian throughflow [J]. *J Phys Oceanogr*, 1993, 23: 1470-1484.
- [5] Wajswicz R C. A relationship between interannual variations in the south Pacific wind stress curl, the Indonesian throughflow, and the west Pacific warm water pool [J]. *J Phys Oceanogr*, 1994, 24: 2180-2187.
- [6] Ohshima K I. The flow system in the Japan Sea caused by a sea level difference through shallow straits [J]. *J Geophys Res*, 1994, 99: 9925-9940.
- [7] Takikawa T, Yoon J H, Cho K D. The Tsushima Warm Current through Tsushima Straits estimated from ferryboat ADCP [J]. *J Phys Oceanogr*, 2005, 35: 1154-1168.
- [8] 翁学传, 张启龙, 杨玉玲, 等. 东海黑潮热输送及其与黄淮平原区汛期降水的关系[J]. *海洋与湖沼*, 1997, 27(3): 237-244.
- [9] Andres M, Park J H, Wimbush M, et al. Manifestation of the Pacific decadal oscillation in the Kuroshio [J]. *Geophysical Research Letters*, 2009, 36: L16602.
- [10] Qiu B, Joyce T M. Interannual variability in the mid and low latitude western North Pacific [J]. *J Phys Oceanogr*, 1992, 22: 1062-1079.
- [11] Kagimoto, Takashi, Toshio Yamagata. Seasonal transport variations of the Kuroshio: An OGCM simulation [J]. *J Phys Oceanogr*, 1997, 27: 403-418.
- [12] Magdalena, Kwon A Y, Yang J. Observations of the Kuroshio's barotropic and baroclinic responses to basin-wide wind forcing [J]. *J Geophys Res*, 2011, 116: C04011-C04011.
- [13] Moum J N, Nash J D. Topographically induced drag and mixing at a small bank on the continental shelf [J]. *J Phys Oceanogr*, 2000, 30: 2049-2054.
- [14] Hughes C W. Comments on "On the obscurantist physics of 'form drag' in theorizing about the Circumpolar Current," [J]. *J Phys Oceanogr*, 1997, 27: 209-210.
- [15] Mertz G, Wright D G. Interpretation of the JEBAR term [J]. *J Phys Oceanogr*, 1992, 22: 301-305.

The Effect of The Continental Shelf Slope Around Island on the Island Rule

QU Li-Xin¹, LIN Xiao-Pei^{1,2,3}

(1. College of Physical and Environmental Oceanography, Ocean University of China, Qingdao 266100, China; 2. The Key Laboratory of Physical Oceanography, Ministry of Education, Ocean University of China, Qingdao 266100, China; 3. 2011 Qingdao Cooperative Innovation Center of Marine Science and Technology, Qingdao 266100, China)

Abstract: Recent observations demonstrate the transport and the heat advection of the Kuroshio Current have been increasing during the past decades. However, the trend of the global wind stress curl implies the wind stress curl at the latitudes of the Kuroshio Current decreases during the past 30 years, which casts doubt on the classic theory. The form-drag based vorticity equation is derived in this study to quantify the effect of the continental shelf slope around island on the Island Rule, and numerical experiments based on the barotropic model are conducted to check the new theory and investigate the link between the latitudes of the wind stress curl and the transport around the island. The Rossby wave will change the propagating direction on the continental shelf because of the topographic beta effect. The signal at the high latitudes will propagate to the island which at the relative low latitudes, and the wind forcing of the high latitudes will control the transport around the island.

Key words: Kuroshio current; island rule; form-drag; topographic beta effect

责任编辑 庞 旻