

## 南海风生正压环流动力机制的数值研究\*

翟丽 方国洪<sup>†</sup> 王凯<sup>††</sup>

(中国科学院海洋研究所 青岛 266071; 中国科学院研究生院 北京 100039)

<sup>†</sup>(国家海洋局第一海洋研究所 青岛 266061)<sup>††</sup>(中国科学院海洋研究所 青岛 266071)

**提要** 利用 ECOM-si 模式, 10' × 10' 水平分辨率, 垂向 20 个  $\sigma$  层, 由 H/R(1983) 气候学月平均风应力场和开边界流量驱动, 模拟了南海风生环流的季节变化, 并针对南海冬夏季风生正压环流的动力机制进行了数值实验。实验中考虑以下动力因子对南海冬夏季环流的影响: 1) 开边界入流和出流; 2) 风应力旋度; 3) 地形; 4) 惯性效应; 5)  $\beta$  效应。数值实验表明, 通过开边界进入南海的流量与风应力在南海内部引起的流量量值相当, 特别是冬季两者对北部陆坡边界流和南海西边界流均有重要贡献; 冬季南海海盆尺度气旋式流圈主要是由风应力旋度引起的, 但平均风应力可以加强卡里马塔海峡的出流, 而北部反气旋风应力旋度可引起南海暖流; 陆坡地形使得海盆尺度冬季气旋式流圈中心限制在深海区, 南海北部陆架的存在大大削弱了南海暖流的强度; 惯性效应对南海环流的整体结构无明显影响, 但使得黑潮入侵和台湾西南的流套变弱; 深海海盆环流中  $\beta$  项是与风应力旋度平衡的基本项, 且  $\beta$  效应对环流的西向强化和吕宋海峡入侵作用至关重要。

**关键词** 南海、环流、动力机制、数值模拟**中图分类号** P731.2

南海是一个半封闭的热带海洋, 其西面和北面是亚洲大陆, 东临菲律宾群岛, 南面是印度尼西亚, 东南面是婆罗洲, 其总面积约为  $3.5 \times 10^6 \text{ km}^2$ 。南海通过台湾海峡与东海相通, 通过吕宋海峡与太平洋相通, 通过民都洛和巴拉巴克海峡与苏禄海相通, 通过卡里马塔海峡与爪哇海相通, 通过马六甲海峡与印度洋相通。但在这些海峡中吕宋海峡最深(约为 2500m), 是南海与西北太平洋进行水体交换的主要通道, 因此南海被称为一个半封闭的海盆(Huang *et al.*, 1994)。南海地形复杂(图 1): 南部和西南部是宽阔的巽他陆架, 北面从北部湾到台湾海峡是相对较窄的陆架区, 中部是最深可达 5000m 的南海海盆, 其中散布着众多的珊瑚岛和浅滩。复杂的地形对南海环流产生重要的影响。南海冬、夏季分别受东北季风和西南季风控制。春、秋转换季节的风场复杂多变, 流场表现为

过渡类型。

南海环流自 Wyrki(1961) 至今已进行了很多的观测(李立, 2002)。近年来这些观测采用了卫星跟踪海面漂流浮标、CTD、ADCP 和卫星高度计等一系列现代化科技手段, 进一步丰富了对南海环流的认识。由南海和巴士海峡附近海域卫星跟踪浮标的漂流轨迹显示, 冬季西太平洋的浮标经吕宋海峡进入南海, 其中一部分在台湾西南呈反气旋弯曲后返回黑潮, 其余大都沿华南和中南半岛大陆坡向西南方向运动, 直至湄公河口一带, 有的通过卡里马塔海峡流出南海。

Fang 等(2002)以分别代表 6 个不同季风期考察航次的 CTD 和 ADCP 资料为基础, 给出了南海南部上层环流的季节变化特征。Chu 等(2000)用 P-矢量方法和温盐度场(美国海军气候学温盐度数据)研究了南海的等密度面环流的季节变化和

\* 国家自然科学基金资助项目, 40136010 号; 国家重点基础研究发展规划项目, G1999043808 号和中国科学院海洋研究所创新前沿资助项目, 2002。翟丽, 硕士, E-mail: zhaili27@yahoo.com.cn

收稿日期: 2003-04-22, 收修改稿日期: 2003-12-10

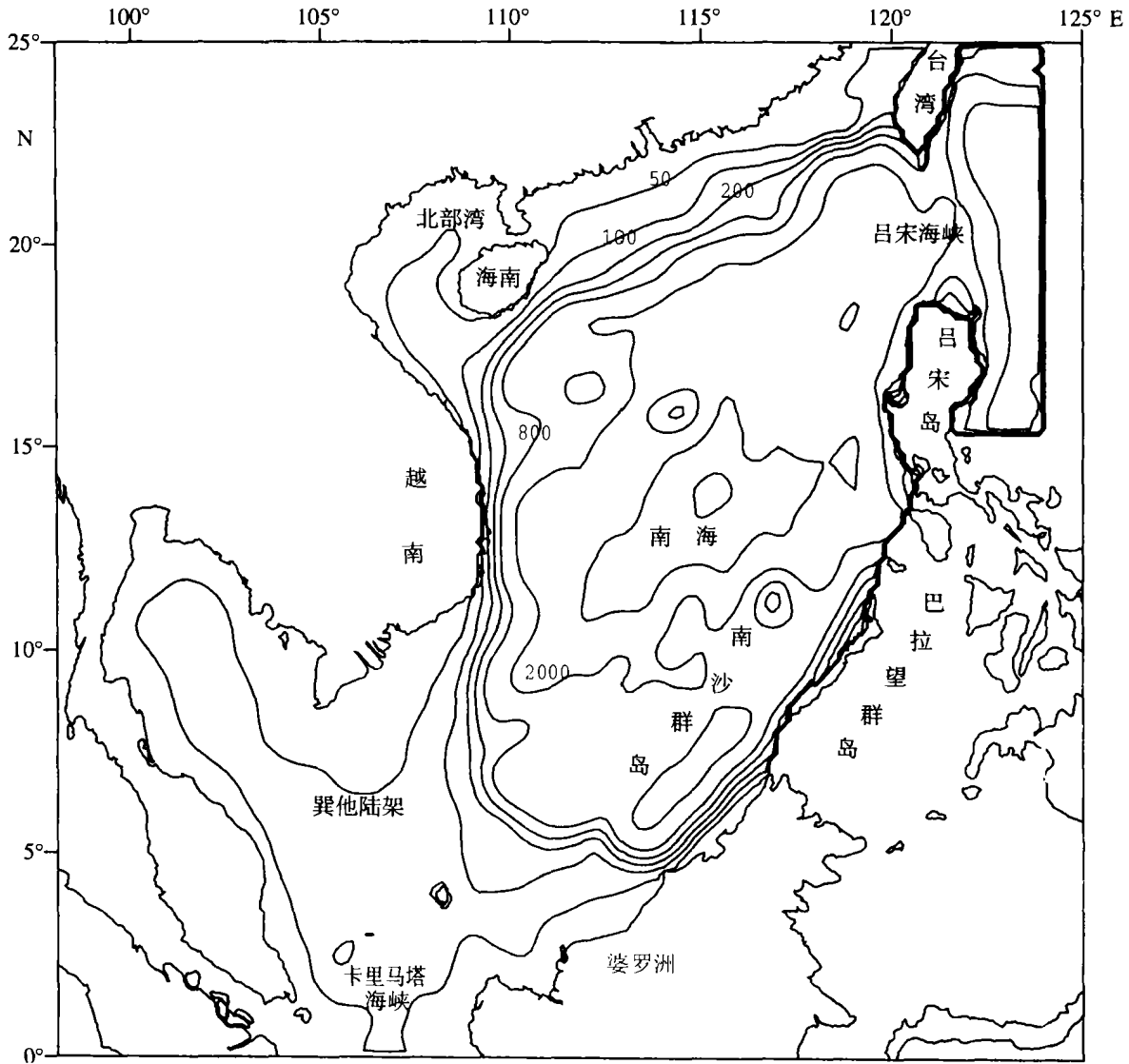


图1 南海水深分布图

Fig.1 South China Sea topography

吕宋海峡黑潮入侵南海的季节变化。Qu(2000)利用瓶测和 XBT 温盐度数据由动力高度图揭示了南海上层环流特征。

Liu 等(2001)通过两个理论模式(1.5 层斜压模式和 Sverdrup 模式)及数值模式(POM)讨论了南海海面高度(SSH)季节循环的动力特征,发现南海海盆大部分地区 SSH 的季节循环主要是由南海内部局地海洋动力决定的,SSH 的变异也是由风应力旋度作用的斜压 Rossby 波驱动的。刘秦玉等(2000)利用气候平均风应力资料,计算了南海内区海盆尺度的 Sverdrup 输运,得到海盆尺度 Sverdrup 环流的季节变化基本特征。尽管以上

研究提供了南海环流动力特征的许多重要结果,但大都针对个别的环流分量,还没有具体地对不同动力因子所起的作用进行数值实验。本研究的目的是借助数值实验来考察不同动力因子在南海环流形成中的作用。本文中的研究仅限于风生正压环流。

## 1 数值试验方案

### 1.1 数值模式

作者采用的 ECOM-si 模式是在 Princeton Ocean Model(POM)(Blumberg *et al.*, 1987)基础上发展的,是一种适用于浅水,如海湾、河口和近海的三维数值模式。该模式和 POM 具有相同的模

型方程: Reynolds 动量方程、连续方程及位温、盐度守恒方程。两个模式的主要区别在于求解二维垂向积分动量方程的数值算法, ECOM-si 采用的是半隐式差分格式 (Casulli, 1990), 对动量方程中自由表面高度的梯度项和连续方程中速度散度项采用隐式差分格式, 并用预条件共轭梯度算法来求解线性方程组; 而 POM 采用的是显式差分格式。隐式差分格式的好处在于时间步长的选取不受 Courant-Friedrich-Lewy 条件的限制。POM 已多次用于南海环流的研究, ECOM-si 比 POM 在数值算法方面更稳定、更高效, 其基本控制方程是相同的, 它同样可以应用于中国近海环流的数值模拟, 如黄东海环流的数值模拟 (朱建荣等, 2003), 杭州湾、长江口的余流和物质运输 (史峰岩等, 2000) 等的研究。

作者采用 ECOM-si 模式探讨冬、夏季南海风生环流的动力机制。在进行各种数值试验时, 采用的是 Wang 等 (1997) 改进的 ECOMSI-PC 版本, 此版本对 Coriolis 项采用预测-校正格式, 具有更好的稳定性。

1.2 计算海区

包括整个南海和吕宋海峡以东黑潮区, 计算范围为 98°—124°E, 0°—25°N。计算网格的经向、纬向间距为 1/6°, 时间步长为 1200s。垂向  $\sigma$  分层为 21 层 (表 1)。海表和海底边界层分层要密一些, 这样可以较好地模拟 Ekman 层。由于南海的地形复杂, 海盆中部散布着许多岛屿和暗礁, 相邻网格间的水深变化很大,  $\sigma$  坐标的模式对

水深变化大的区域计算易发散, 因此对水深进行了平滑。平滑后水深分布见图 1, 计算网格见图 2。南海中、深层环流已很弱, 且与上层环流结构有很大差异, 如 Chu 等 (2000) 发现中层 ( $\sigma_\theta = 26.2\text{kg/m}^3$ ) 环流基本上与季风无关。因此本文中 将水深限制在 400m 以内, 即实际水深  $\geq 400\text{m}$  区域取水深等于 400m。

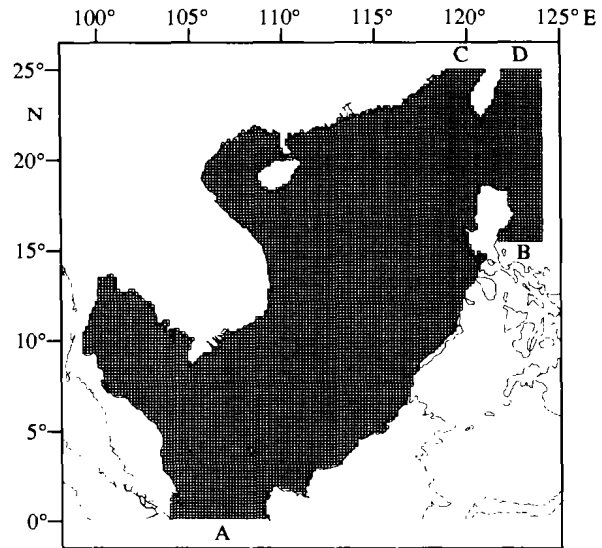


图 2 南海海区计算网格  
Fig.2 Model grid of South China Sea

表 1 模式垂向分层  
Tab.1 Vertical  $\sigma$  intervals

层次	$\sigma$ 深度	$\sigma$ 层厚度	层次	$\sigma$ 深度	$\sigma$ 层厚度
1	0.000	0.001	12	-0.385	0.077
2	-0.001	0.001	13	-0.462	0.077
3	-0.002	0.002	14	-0.538	0.077
4	-0.005	0.005	15	-0.615	0.077
5	-0.010	0.010	16	-0.692	0.077
6	-0.019	0.019	17	-0.769	0.077
7	-0.038	0.038	18	-0.846	0.077
8	-0.077	0.077	19	-0.923	0.038
9	-0.154	0.077	20	-0.962	0.038
10	-0.231	0.077	21	-1.000	
11	-0.308	0.077			

1.3 边界条件

计算的初始条件为  $t = 0$  时,  $u = v = w = \zeta = 0$ 。陆地边界取法向流速为零。在 124°E 处, 取为固壁边界, 巴拉巴克与民都洛海峡水道窄、流量小, 也取为固壁边界。开边界位置见图 2 中的 A、B、C、D 处。各断面法向体积输运依据 Wyrki (1961), Fang 等 (1991) 和方国洪等 (2002) 的观测和数值模拟结果进行调整和内插给出 (表 2), 计算海区入流和出流的流量平衡。

1.4 实验方案

数值实验分为两个阶段。第一阶段的目的是为了比较季节变化风场和对应稳定风场所驱动的流场差异。海面风场采用 Hellerman 等 (1983) 的  $2^\circ \times 2^\circ$  月平均风应力场 (以下简称为 H/R 风场), 其 1 月和 7 月的 Sverdrup 流函数见图 3。首先把  $2^\circ \times 2^\circ$  月平均风应力场通过双线性插值到  $10' \times 10'$  的网格点上, 得到与计算网格相匹配的月平均风应力场。在季节性时变风场实验中, 把月平均风应力场作为每月第 15 天的风应力场, 在时间方

表 2 开边界处的体积输运(单位:Sv,正值表示入流,负值表示出流)

Tab.2 Bimonthly volume transports (Sv) through open boundaries. The positive/negative values refer to inflow/outflow

位 置	1,2 月	3,4 月	5,6 月	7,8 月	9,10 月	11,12 月
A	-4.5	-0.5	3.0	3.0	-0.5	-4.0
B	23.0	23.5	21.5	19.5	18.5	20.0
C	-0.5	-2.0	-2.5	-2.5	-2.0	0.0
D	-18.0	-21.0	-22.0	-20.0	-16.0	-16.0

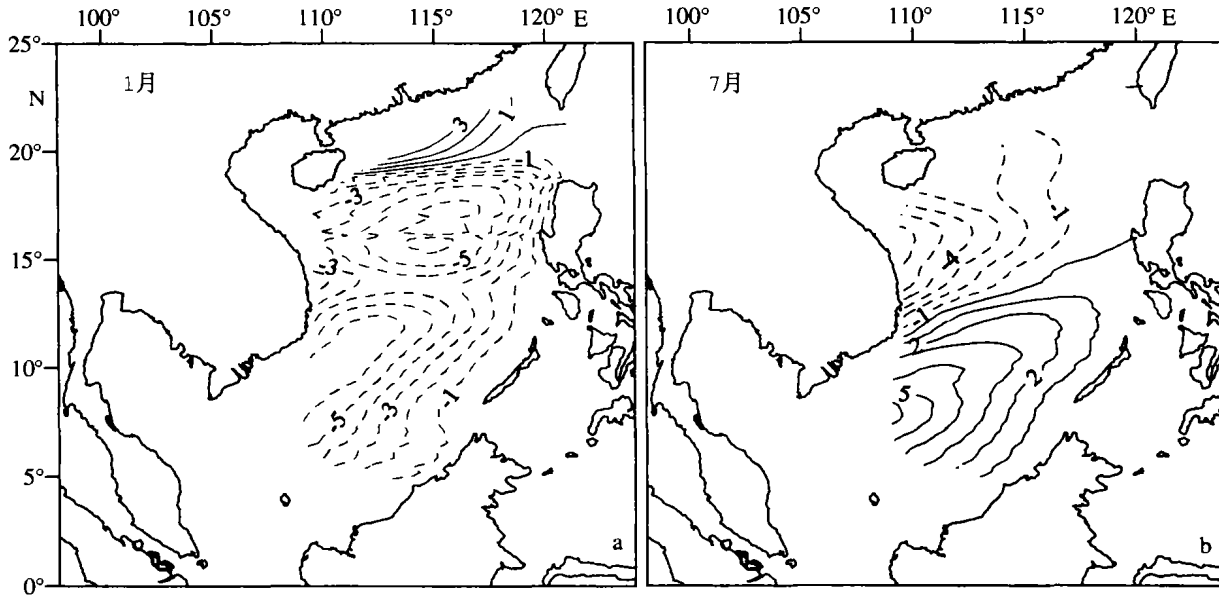


图 3 由 H/R 风应力计算得到的 1 月(a)和 7 月(b)Sverdrup 流函数(单位:Sv,1Sv = 1 × 10<sup>6</sup> m<sup>3</sup> · s<sup>-1</sup>)

Fig.3 Sverdrup stream function (Sv,1Sv = 1 × 10<sup>6</sup> m<sup>3</sup> · s<sup>-1</sup>) computed from the Hellerman and Rosentein wind stress climatology (a) January, (b) July

向线性内插到每一天,得到年循环时变风场。以此风应力场驱动模式从 1 月 15 日开始运行,积分 420 天。由于模式起动阶段的计算没有达到稳定,仅输出 3 月 15 日至次年 3 月 15 日的计算结果。在稳定风场实验中分别用定常的月平均风场驱动海流,直至流场达到稳定状态,获得各月的平均流场。

第一阶段实验结果表明,用时变风场和定常风场所得到的对应月份流场相差很小(详见第 3 节),故在第二阶段我们以 1 月和 7 月分别代表冬、夏季,采用定常风场,并改变水深、风场和模式参数,进行数值实验。实验设计见表 3。表 3 中各参数的意义将在下一节详细说明。

表 3 数值实验的模型参数

Tab.3 Model parameters of numerical experiments

实验序号	开边界	风应力	水深	科氏参数	惯性项
1	见表 2	$\tau$	$\leq 400\text{m}$	$2\Omega \sin\phi$	保留
2	封闭	$\tau$	$\leq 400\text{m}$	$2\Omega \sin\phi$	保留
3	见表 2	0	$\leq 400\text{m}$	$2\Omega \sin\phi$	保留
4	见表 2	$\tau_0$	$\leq 400\text{m}$	$2\Omega \sin\phi$	保留
5	见表 2	$\tau_0 + 2\Delta\tau$	$\leq 400\text{m}$	$2\Omega \sin\phi$	保留
6	见表 2	$\tau$	400m(平底)	$2\Omega \sin\phi$	保留
7	见表 2	$\tau$	200m(平底)	$2\Omega \sin\phi$	保留
8	见表 2	$\tau$	$\leq 400\text{m}$	$2\Omega \sin\phi$	忽略
9	见表 2	$\tau$	$\leq 400\text{m}$	$2\Omega \sin 12^\circ$	保留

## 2 数值实验结果及讨论

以 1 月为代表阐述数值实验结果。

### 2.1 时变风场和定常风应力场计算结果比较

图 4a 给出了用时变的年循环风应力驱动海洋模拟所得的 1 月平均流函数分布,图 4b 则是用 1 月定常风应力驱动海洋模拟所得的结果。比较这两幅图可知,两者相差不大。这说明,对南海这样尺

度的海盆,季节性变化风生正压环流中的时变项并不重要。正是基于这一点,在后面的数值实验中均采用定常风场。由图 4 可知,模拟结果在基本特征上与 Wyrki(1961)的观测,与 Qu(2000)计算得到的动力高度图一致,并与 Fang 等(1996)的数值模拟结果有很多共同点。

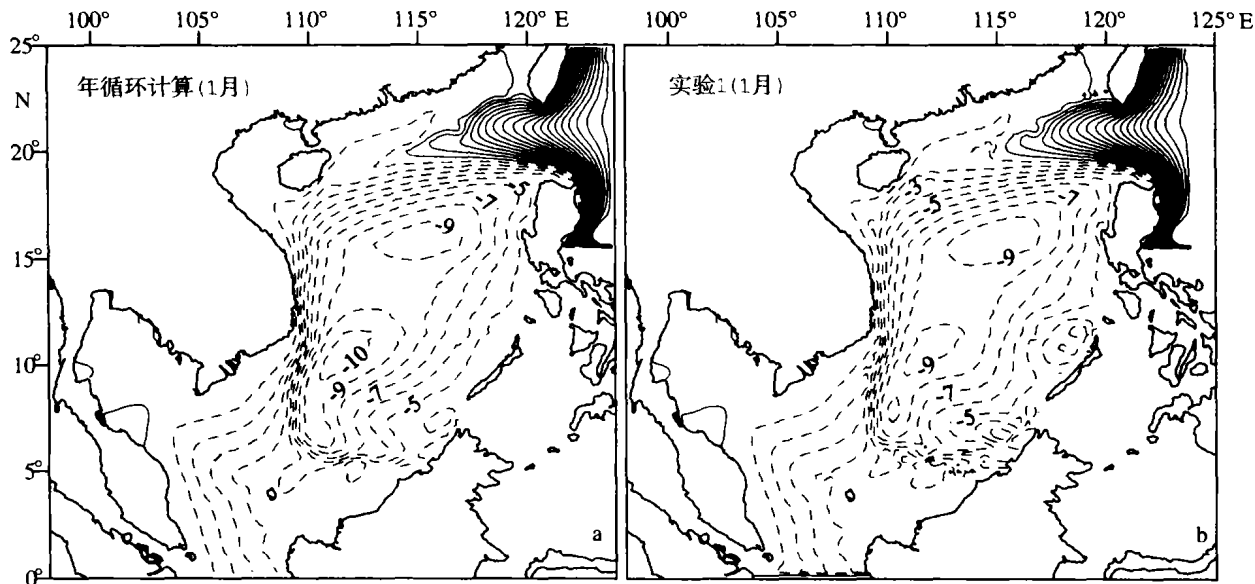


图 4 用年循环风应力场模拟所得 1 月平均流函数(a)和用 1 月定常风应力场模拟所得流函数(b)的比较(单位: Sv)

Fig. 4 Comparison of modeled stream functions (Sv) for January driven (a) by annually cyclic wind stress and (b) by time-independent wind stress

### 2.2 开边界影响

为了研究开边界条件的影响,作者做了两个实验。实验 2 是所有条件不变,仅将开边界封闭,即海流流向分量取为零。实验 3 是把风应力取为零,而海域中的环流仅由开边界输入所驱动。实验结果见图 5。

由图 5 可看到,当冬季卡里马塔海峡存在出流时(实验中取  $4.5Sv$ ),会有一支从吕宋海峡入侵,经过北部和西部陆坡进入巽他陆架,最后从卡里马塔海峡流出的海流。虽然本实验中取风应力为零,但并不是说这种流场结构与风应力无关。事实上,卡里马塔海峡冬季的出流是由东北季风和太平洋-印度洋贯穿流(方国洪等,2002)所驱动的,且 1 月份以前者为主。可以推测,在春、秋季风减弱时,由于太平洋-印度洋贯穿流的驱动作用仍存在(方国洪等,2002),卡里马塔出流也将存在,但变弱。南海中类似于图 5b 的海流结构成分

仍将存在,只是大为减弱。

比较图 5a 与图 4b 可见两者在海盆内部结构十分相似,说明风应力旋度是造成南海冬季气旋式环流的基本驱动力。同时还不难发现,卡里马塔海峡的出流对南海北、西边界的强度有显著加强作用。如果将图 5a 和图 5b 流函数值迭加起来,所得流函数分布将与图 4b 相当接近。比较图 5a 和图 5b 可以看到,流函数的最大值(指绝对值)相近,表明开边界输入和海面强迫对南海环流的驱动作用是相当的。由图 5a 还可看到,吕宋海峡封闭后,南海暖流仍然存在,这对研究南海暖流成因有重要意义。

### 2.3 风应力旋度的作用

为了考察风应力旋度在南海环流中的作用,定义  $\tau_0$  为空间平均的风应力,  $\tau_0 = \frac{1}{N} \sum_{i,j} \tau_H(i,j)$ ,  $\tau_H$  为 H/R 风场,  $(i,j)$  为南海内部所有各计算点,

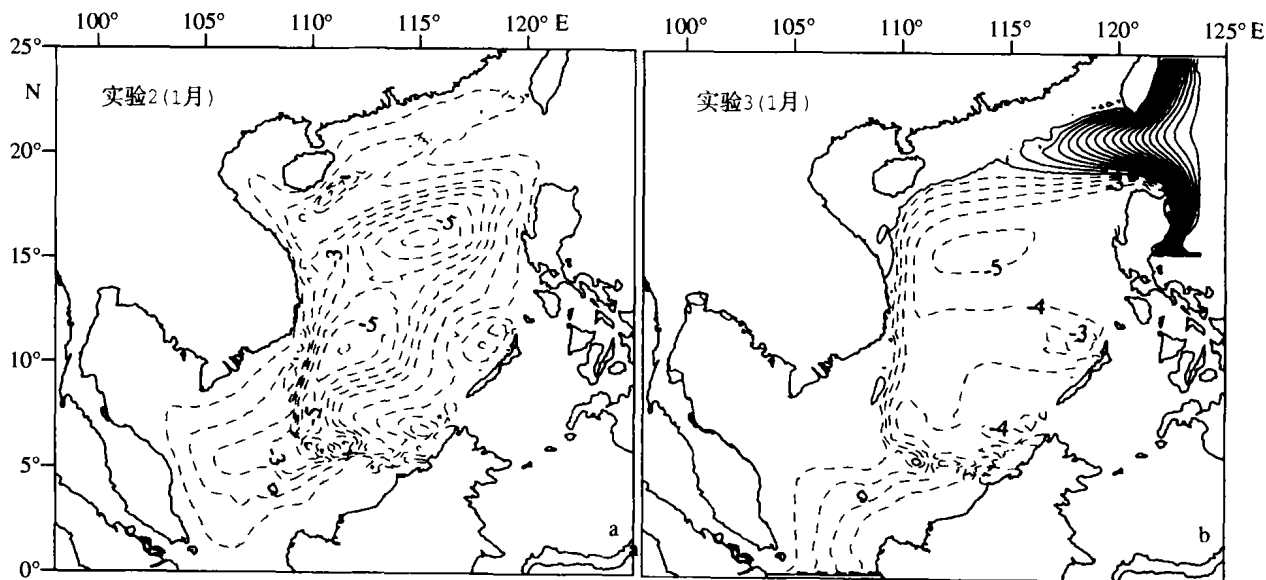


图5 开边界封闭、风应力不变(a)和开边界条件不变、风应力忽略(b)所得的流函数(单位:Sv)

Fig.5 Modeled stream function (Sv) from the experiments: (a) closing open boundaries and retaining original wind stress; (b) retaining original open boundary condition and removing wind stress

$N$  为网格点的数目。定义偏差:  $\Delta\tau(i, j) = \tau_H(i, j) - \tau_0$ , 则  $\text{curl}\tau_H = \text{curl}\Delta\tau$ 。若取  $\tau(i, j) = \tau_0 + k\Delta\tau(i, j)$ ,  $k = 0, 1, 2, 3, \dots$ , 则  $\tau$  的平均值仍为  $\tau_0$ , 而  $\text{curl}\tau = k\text{curl}\Delta\tau$ , 即  $\tau$  的旋度是  $\tau_H$  的  $k$  倍。实验 4 和实验 5 分别取  $k = 0$  和 2, 其结果分别示于图 6a 和图 6b。取  $k = 1$  实际上就是实验 1, 其

结果已示于图 4b。

实验 4(图 6a)的风应力旋度为 0, 计算所得结果表明体积输运与不考虑风应力情况下的体积输运相似(图 5b), 因此风应力旋度是冬季气旋式环流形成的主要因素。平均风应力对海盆内部气旋式环流基本无贡献, 但是如前所述, 它可以加强

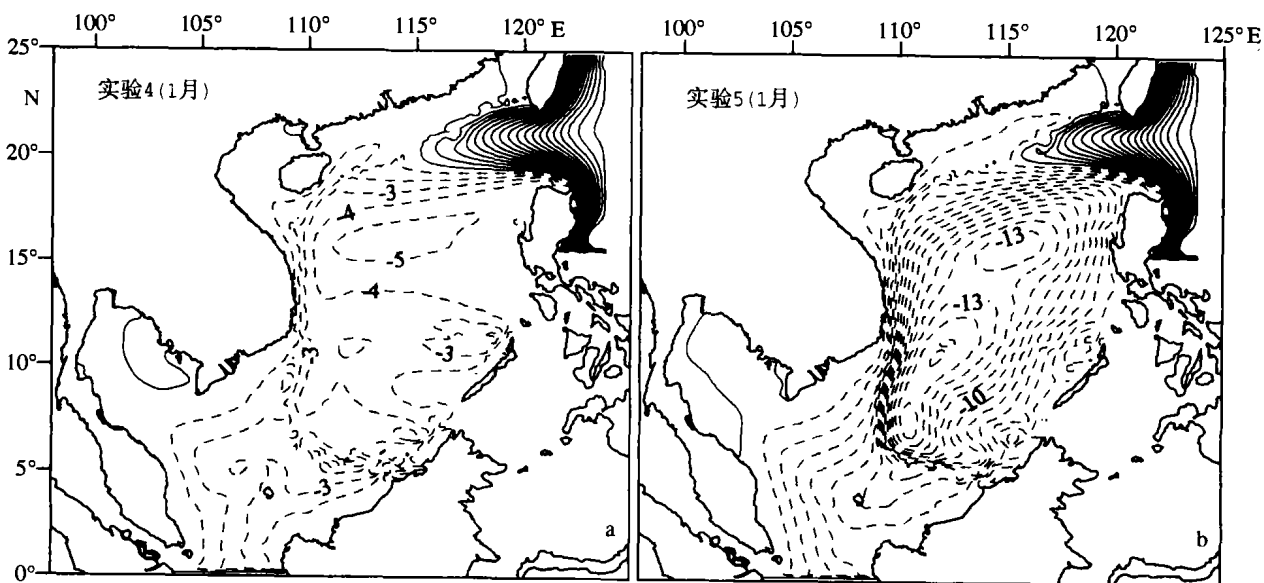


图6 用无空间变化的风应力场(a)和将风应力旋度加倍后的风应力场(b)驱动海洋的数值实验(单位:Sv)

Fig.6 Modeled stream function (Sv) from the experiments: (a) forced by uniform wind stress; (b) with wind stress curl doubled

卡里马塔海峡的出流,形成图 6a 和图 5b 所显示的南海环流结构。实验 5 加大了南海内区的风应力旋度,结果显示海盆内气旋环流输送量加大。这些实验结果支持了已有的结论(Yang *et al.*, 2002),即风应力旋度是南海内部环流结构形成的主要驱动力。

#### 2.4 水深分布的影响

为了考察水深分布对环流结构的影响,在实验 6 中取全海区水深均匀分布都等于 400m,所得流函数见图 7a。与图 4b 比较,其气旋式环流的基本结构仍相似。以图 7a 为参照来观察图 4b,可以

发现海底地形对南海环流的影响主要有:(1)南海北部陆架的存在限制了反气旋流圈的发展,大大削弱了南海暖流的强度;(2)巽他陆架的存在使得海盆尺度的气旋式流圈退缩到深海区;(3)南沙群岛的存在可以导致若干小尺度涡旋的出现。

在本研究中,作者还做了水深都等于 200m 的数值实验(实验 7),其结果见图 7b。与水深等于 400m 的数值实验(图 7a)相比,总体结构相近,但流量有所减小,这主要是因为水深变浅后流速变大,海底摩擦力也增大。

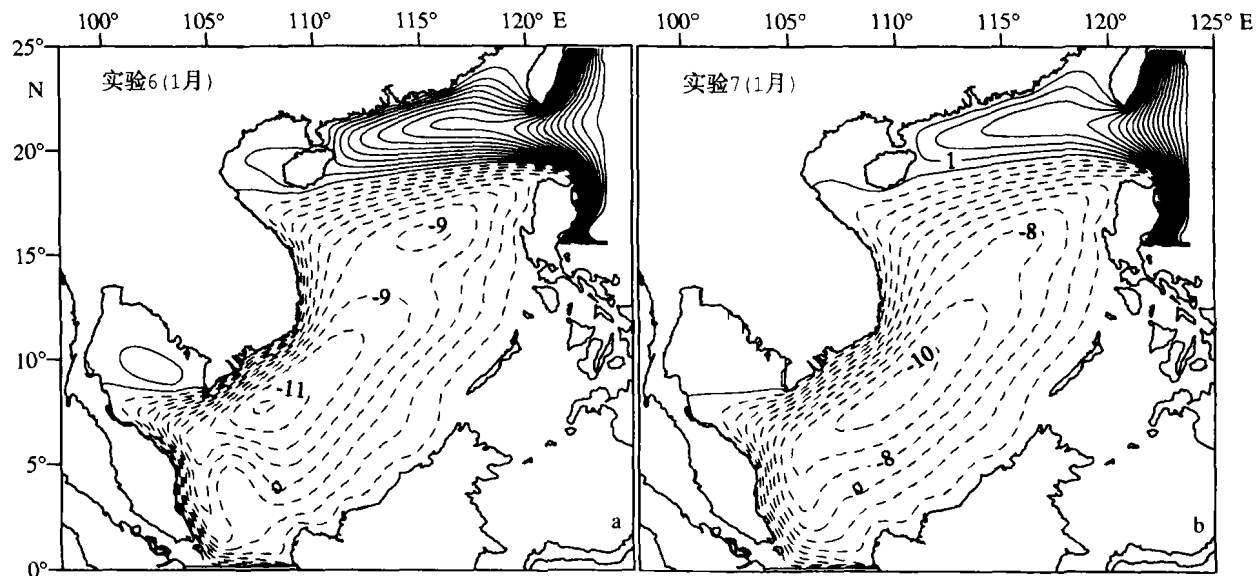


图 7 风应力场和开边界条件不变,海区水深取均匀水深的数值实验结果:(a)水深 = 400m;(b)水深 = 200m(单位:Sv)

Fig.7 Modeled stream function (Sv) from experiments for flat bottom topography with water depth equal to (a) 400m and (b) 200m

#### 2.5 惯性效应

在实验 8 中把支配方程中平流项略去,得到的计算结果如图 8a。与图 4b 相比,两者差别不大。容易注意到的差别是,惯性效应使得台湾西南的流套变弱,吕宋以东的黑潮更倾向于直接汇入台湾以东的主干中。

#### 2.6 $\beta$ 效应

在实验 9 中取 Coriolic 参数  $f = 2\Omega \sin 12^\circ$ ,其中  $\Omega$  是地球自转角速度,  $12^\circ$  是研究海区大约的平均纬度。在这个实验中  $f$  随纬度的变化,即  $\beta$  效应被忽略,计算所得流函数见图 8b。图 8b 与图 4b 差别相当显著:(1)由于不存在  $\beta$  效应,黑潮向南海的入侵几乎完全消失;(2)沿着北部陆坡和深海盆地西侧的海流强化现象消失;(3)气旋式流圈的流量显著增大。前两个现象表明,  $\beta$  效应引

起的海流西向强化在南海环流中的作用十分重要。第 3 个现象表明,由于忽略  $\beta$  项, Sverdrup 关系不复成立,风应力旋度不再与 Sverdrup 环流中的  $\beta$  项相平衡,而是只能与底摩擦力相平衡,因而计算所得的流函数与实际不再一致。

### 3 结语和讨论

作者通过数值实验揭示了几个最基本的动力因素对南海环流的影响:开边界对南海流函数分布有重要影响,特别对南海北部陆坡边界流和西边界流有重要贡献;冬季气旋式环流主要是由风应力旋度引起的,并且南海暖流的一个基本驱动机制是南海北部冬季风应力旋度为反气旋式的;陆坡地形使得海盆尺度冬季气旋式流圈中心限制在深海区,南海北部陆架的存在大大削弱了南海暖流的强度;惯性效应减弱了黑潮流套;  $\beta$  效应在

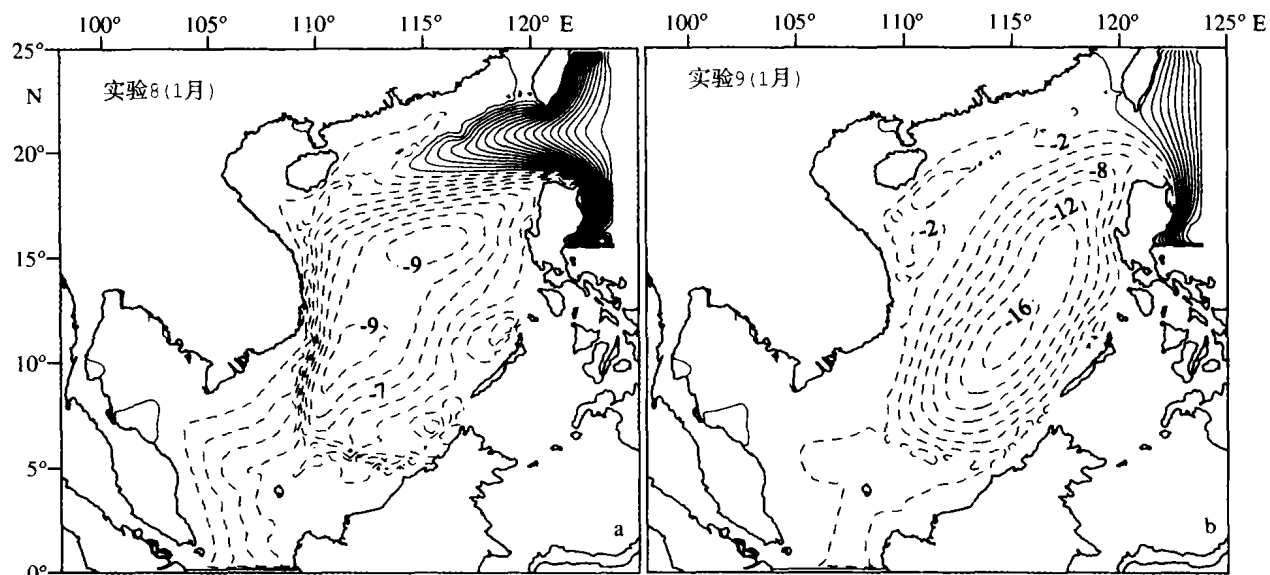


图8 忽略惯性项(a)和忽略 Beta 效应(b)的数值实验结果(单位: Sv)

Fig. 8 Modeled stream function (Sv) from experiments: (a) with the inertial effect ignored; (b) with Beta effect ignored

南海环流的西边界强化和吕宋海峡入侵海流中的作用至关重要。

本文中作者仅研究了正压风强迫下的上层海洋动力。由于研究的问题比较简单,相对于斜压情况如 Yang 等(2002)较容易对动力机制的各个方面作更全面的探讨。由于南海特别是其深海海盆区海水层结现象十分明显,海水的斜压性也会影响南海的环流结构,对于斜压情况下各种动力因子在南海环流中所起的作用仍需要作进一步研究。

### 参 考 文 献

- 方国洪,魏泽勋,崔秉昊等,2002. 中国近海域际水、热、盐运输:全球变网格模式结果. 中国科学,32(12):969—977
- 方国洪,魏泽勋,黄企洲等,2002. 南海南部与外海间的体积和热、盐运输及其对印尼贯穿流的贡献. 海洋与湖沼,33(3):296—302
- 史峰岩,朱首贤,朱建荣等,2000. 杭州湾、长江口余流及其物质运输作用的数值模拟研究. 海洋学报,22(5):1—12
- 李立,2002. 南海上层环流观测研究进展. 台湾海峡,21(1):114—125
- 刘秦玉,杨海军,刘征宇,2000. 南海 Sverdrup 环流的季节变化特征. 自然科学进展,10(11):1035—1039
- 朱建荣,朱首贤,2003. ECOM 模式的改进及在长江河口、杭州湾及邻近海区的应用. 海洋与湖沼,34(4):364—374
- Blumberg A F, Mellor G L, 1987. A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model. In: Heaps N ed. Three-Dimensional Coastal Ocean Models. American Geophys. Union, 1—16
- Casulli V, 1990. Semi-implicit finite difference methods for the two-dimensional shallow water equations. J Comput Phys, 86: 56—74
- Chu P C, Edmons N L, Fan Chenwu, 1999. Dynamical mechanisms for the South China Sea seasonal circulation and thermohaline variabilities. J Phys Oceanogr, 29(11): 2971—2989
- Chu P C, Li R F, 2000. South China Sea isopycnal-surface circulation. J Phys Oceanogr, 30(9):2419—2438
- Fang G, Zhao B, Zhu Y, 1991. Water volume transports through the Taiwan Strait and the East China Sea measured with current meters. In: Takano K ed. Oceanography of Asian Marginal Seas. Amsterdam: Elsevier, 345—358
- Fang W, Fang G, Shi P *et al*, 2002. Seasonal structures of upper layer circulation in the southern South China Sea from in situ observations. J Geophys Res, 107(C11): 1—12
- Fang Y, Fang G, Yu K, 1996. ADI Barotropic ocean model for simulation of Kuroshio intrusion into China southeastern waters. Chin J Oceanol Limnol, 14: 357—366
- Hellerman S, Rosenstein M, 1983. Normal monthly wind stress over the world ocean with error estimates. Journal of Physical Oceanography, 13(7): 1093—1104



- Huang Q Z, Wang W Z, Li Y S *et al.*, 1994. Current characteristics of the South China Sea. In: Zhou D D, Liang Y B, C K Tseng ed. *Oceanology of China Seas*. Kluwer Academic, 113—122
- Liu Z, Yang H, Liu Q Y, 2001. Regional dynamics of seasonal variability in the South China Sea. *Journal of Physical Oceanography*, 31(1):272—284
- Qu Tangdong, 2000. Upper-layer circulation in the South China Sea. *Journal of Physical Oceanography*, 30(6): 1450—1460
- Wang J, Ikeda M, 1997. Inertial instability and phase error of time integration schemes in ocean general circulation models. *Monthly Weather Review*, 125: 2316—2327
- Wyrki K, 1961. Scientific results of marine investigations of the South China Sea and Gulf of Thailand 1959—1961: Naga report 2. Scripps Institute of Oceanography, University of California, San Diego, 164—169
- Yang H, Liu Q Y, Liu Z Y *et al.*, 2002. A general circulation model of the dynamics of the upper ocean circulation of the South China Sea. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 107(C7):22:1—14

## NUMERICAL STUDY ON THE DYNAMICS OF WIND DRIVEN BAROTROPIC CIRCULATION IN THE SOUTH CHINA SEA

ZHAI Li, FANG Guo-Hong<sup>†</sup>, WANG Kai<sup>\*\*</sup>

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

*Graduate School, Chinese Academy of Sciences, Beijing, 100039*)

<sup>†</sup>(*First Institute of Oceanography, State Oceanic Administration, Qingdao, 266061*)

<sup>\*\*</sup>(*Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Qingdao, 266071*)

**Abstract** Wind-driven circulation and its dynamic mechanisms in the South China Sea(SCS) were simulated using ECOM-si model with  $10' \times 10'$  horizontal resolution on 20 vertical sigma levels. The present work mainly focuses on barotropic circulation in winter. The wind stress of the Hellerman-Rosenstein (1983) climatology was adopted to drive the circulation. Previous studies have shown that the circulation in the intermediate to deep levels in the SCS is relatively weak and is not closely related to the wind force, the water depths were thus truncated at 400m depth.

The model was first forced by annually cyclic wind stress to produce monthly mean stream function for January. Then the model was run again forced by steady January wind stress to reach a stationary stream function. The open boundary conditions used in these two cases were the same on the basis of the existing estimates. Very little difference was revealed by the comparison between these two model products. This indicates that the time-dependent terms in governing equations are not significant in the SCS monthly mean barotropic circulation. Thus in the following experiments only steady wind stress fields were employed. The above run with steady wind stress was regarded as a standard experiment.

The importance of outer-ocean forcing was examined by two experiments. The experiment with open boundaries closed but retaining the original H/R wind stress yields rather similar circulation pattern in the interior of the SCS. The experiment in which the wind stress was removed but the open boundary condition was the same as the standard experiment, resulted a boundary current along continental shelf of the northern SCS and west shore of the SCS. The maximum values of the stream functions from these two experiments are close, indicating that the outer-ocean forcing and the local wind forcing are of similar importance in regard to the strength of the upper-ocean circulation.

To examine the role of the wind stress curl in the generating of SCS circulation, the H/R wind stress field was averaged horizontally over the SCS to yield a uniform wind stress field. When uniform wind stress was imposed, the model-produced stream function was quite similar to that without wind forcing. When the wind stress curl was doubled, the resulting stream function was significantly strengthened.

Two experiments with flat seabed were carried out to examine the topographic effects. The model-produced stream functions display a large cyclonic gyre in the south and a small anticyclonic gyre in the north. The difference

between the circulation patterns from the flat bottom experiment and the standard experiment implies that the continental shelf in the northern SCS restricts the extension of the anticyclonic gyre, and thus weakens the SCS Warm Current. The existence of the Sunda Shelf forces the cyclonic gyre to retrogress within deep basin. The Nansha Islands may generate meso-scale eddies.

The experiment with the advection terms removed from the governing equations yields almost the same circulation pattern to that of standard experiment, except that the loop current southwest of Taiwan is slightly enhanced.

In case that the  $\beta$  effect was removed, that is, the meridional variation of the Coriolis parameter was ignored, the model produced quite different circulation pattern from that of the standard experiment. Firstly, without  $\beta$  effect the Kuroshio almost no longer intrudes into the SCS. Secondly, the intensification of the stream function toward the northern slope and western boundary no longer presents. Thirdly, the cyclonic gyre has a significantly increased value. The first and second differences indicate that the  $\beta$  effect plays an essential role in the westward intensification of the SCS circulation. The third difference implies that the  $\beta$  term is a fundamental term in the balance with the wind stress curl.

In conclusion, the numerical study showed that the transport induced by inflow/outflow across the open boundaries is comparable to that induced by local wind stress curl over the SCS. The wind stress curl is important in driving interior circulation of the SCS. In winter, the cyclonic curl generates basin-wide cyclonic gyre in the south and anticyclonic curl generates the SCS Warm Current. The continental shelf restricts the cyclonic circulation gyres to the SCS deep basin from the south and significantly weakens the SCS Warm Current from the north. The inertia effect plays only a minor role in general circulation, except that it can slightly reduce the Kuroshio intrusion and the associated loop current to the southwest of Taiwan. The  $\beta$  effect is of essential importance for the SCS circulation, in particular, in the westward intensification and in the balance with the wind stress curl.

**Key words** South China Sea, Circulation, Dynamic mechanism, Numerical simulation

---

### 《海洋与湖沼》动态

根据 2004 年 4 月 10 日《中国学术期刊综合评价数据库(CAJCED2003)》5480 种统计刊源的统计记录资料显示:《海洋与湖沼》学术期刊综合评价主要指标为:

影响因子 1.1250;即年指标 0.1798;他引率 0.7804;被引半衰期 5.8。