

南海风生冷暖涡的数值模拟^{*}

钱永甫

(南京大学大气科学系, 南京 210093)

王谦谦

(南京气象学院大气科学系, 南京 210044)

朱伯承

(美国海军研究生院海洋系, Monterey CA 93943)

摘 要 利用美国普林斯顿大学海洋模式(POM)对风应力和海岸线共同作用下的南海冷暖涡生成机制进行了数值模拟。结果表明, 风应力的作用总可在其下方的海洋中激发出与风应力旋转方向相同的直接涡旋。当地球自转参数 $f \neq 0$ 时, 通过埃克曼(Ekman)抽吸作用可在南海分别产生与反气旋性和气旋性海面风应力强迫相对应的暖涡和冷涡。如果 $f=0$, 风应力激发出的直接涡旋流更强, 但均为冷性涡旋。 β 效应使激发出的海洋涡旋东西方向的非对称性增大, 并且诱生出一个与直接涡旋反向的间接涡旋, 两涡间的海流和海洋西边界流均增强。文中还对上述现象的机理进行了简要讨论。

关键词: 南海; 冷暖涡; 风生流; 数值模拟; β 效应

1 引言

由于海洋观测资料较少, 我们对海洋中的海流、海温和盐度的基本状态还缺乏了解。但是, 即使是有限的观测资料也已揭露出南海冷涡和暖涡的存在。Dale^[1]和Uda^[2]观测到夏季越南中部海岸外和吕宋西北部海面上的冷涡。我国南海海洋研究所发现夏季和冬季南海的暖涡^[3]。最近, 朱伯承等^[4,5]又发现暖涡和冷涡。可见南海中冷涡和暖涡都是存在的。

至于南海中冷涡和暖涡的形成机制, 目前尚不十分清楚。朱伯承等根据美国环境预报中心(NCEP)的海表温度距平(SSTA), 和欧洲中期预报中心(ECMWF)的海面风应力涡度距平所做的相关分析(尚未发表)表明, 在1982~1989年的8年之中, 相关系数的极小值(-0.6)出现在南海的深海盆中。这就是说, 当海盆上风应力的反气旋性涡度增大时, 海温升高, 反之, 海温下降。看来, 风应力涡度异常可能是影响南海深海盆中冷暖涡生成的重要因子。这是因为异常的风应力涡度通过动量交换可以产生异常的海流涡度, 从而产生异常的海流辐散和辐合, 导致垂直运动的变化, 改变了温度的分布。但是, 在大陆架地区, 两者的相关系数是正的, 且达到了极大值(0.6)。因此, 大陆架地区冷暖涡的生成可能有更复杂的机制。

1999-02-10收到, 1999-06-11收到修改稿

^{*} 国家重点基础研究发展规划G1998040900项目第一部分“我国重大气候灾害的机理和预测理论研究”, 国家自然科学基金资助项目49735170和高等学校博士学科点专项科研基金资助课题“南海季风区海气相互作用机理研究”联合资助

为了研究风应力涡度和海岸线对冷暖涡生成的影响,我们将南海当作一个具有均匀深度(1800 m)的封闭海盆,以排除大陆架海底地形的作用;同时,将海表面的热量和水份交换设为零,以排除海气间热量和水份交换对海温和盐度的影响;此外,在初始时刻,海洋设为静止,且没有斜压性,即初始的海温、盐度和密度都是海洋深度的函数而水平分布均匀。在以上条件下,用普林斯顿大学的海洋模式(POM)对风应力和海岸线共同作用下的海洋状况进行了数值模拟。

2 海洋模式、初边界条件、大气风应力和试验方案

本文所用的是 POM 海洋模式。该模式是一个三维的原始方程模式,详细描述可参见 Blumberg 和 Mellor 的论文^[6]。该模式有以下特点:水平方向采用 C 型跳点网格,垂直方向采用 σ 坐标系,具有自由海表面,二阶垂直湍流闭合,由海流变形场确定(Smagorinsky 式)水平扩散系数以及时间分离的数值积分方案,外波的时间步长取为 60 s,内波的时间步长取为 2400 s。在本次数值模拟中,模式范围取整个南海地区,即从 99°E 到 121.5°E 和 3.5°S 到 25°N,格距为 0.5°×0.5°(见图 1a),垂直方向取 23 个界层,从 $\sigma=0$ 到 $\sigma=-1$ 。海流水平分量 u 、 v 和海温 T 、盐度 S 在 23 个界层的中间层上,共为 22 层。湍能(TKE)方程、垂直扩散系数和垂直速度写在 23 个界面上。后面主要讨论第一和第五模式层的结果,因此在此给出它们的深度,第一模式层为 6 m,第五模式层为 142 m。模式初始条件取静止海洋,即海流分量 $u=v=0$;海温和盐度只有垂直分布,即 $T=\bar{T}(z)$, $S=\bar{S}(z)$,此处 T 为海温, S 为盐度, z 为距平均海平面的垂直距离,海面下取负值,上标“-”号表示整个南海海域的水平平均值。在模式的海陆交界处, T 和 S 的梯度取为零,因而侧边界上也无热量和盐度通量的交换。陆地上的 u 和 v 亦取为零,即海岸处有海陆的动量交换。

为了给定具有气旋性或反气旋性的大气风应力强迫,我们设计了如下的风应力流函数 ψ_a (下标 a 表示大气):

$$\psi_a = A \left\{ 1 + B \exp \left[- \left(\frac{\lambda - \lambda_0}{L_\lambda} \right)^2 - \left(\frac{\varphi - \varphi_0}{L_\varphi} \right)^2 \right] \right\}, \quad (1)$$

式中 A 给定风应力流函数的主值, $B=1$ 产生反气旋性风应力, $B=-1$ 产生气旋性风应力, λ_0 和 φ_0 为气旋性或反气旋性风应力流函数中心点的经度和纬度, λ 和 φ 是计算点的经度和纬度, L_λ 和 L_φ 是风应力强迫的区域尺度。本文中 $A=6 \times 10^4 \text{ N/m}$, $\lambda_0=115^\circ\text{E}$, $\varphi_0=15^\circ\text{N}$, $L_\lambda=6^\circ$, $L_\varphi=4^\circ$ 。

根据 ψ_a 可计算出风应力的两个分量,即

$$\tau_\lambda = - \frac{1}{R} \frac{\partial \psi_a}{\partial \varphi}, \quad \tau_\varphi = \frac{1}{R \cos \varphi} \frac{\partial \psi_a}{\partial \lambda}, \quad (2)$$

式中 R 为地球半径。上述参数使风应力的最大值在 0.1 N/m^2 , 与 Hellerman 观测到的风应力具有相同量级。图 1b 给出了计算得到的气旋性风应力分布,反气旋性风应力具有相同分布,但方向相反。由图 1b 可见,风应力主要作用于南海北部的深海盆上。

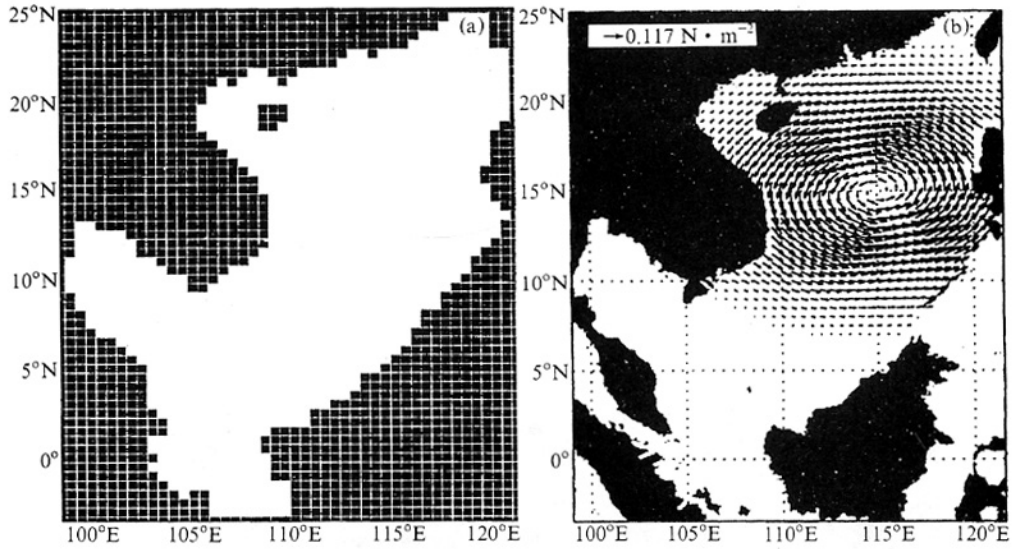


图1 (a) SCS 模式范围和 (b) 气旋性风应力分布

本文做了三个数值试验，第一个试验中，地球自转参数 $f=0$ ；第二个试验中， f =常数，取为模式范围内各纬度上的平均值；第三个试验中， $f=2\Omega\sin\varphi$ ，是纬度的函数，故有 β 效应。此处 $\Omega=7.29\times10^{-5}\text{ s}^{-1}$ 是地球自转角速度。我们将以上的试验分别用 NF、CF 和 BF 表示之。

3 数值试验主要结果的比较和讨论

为检验模式需要积分多长时间才能获得准稳定状态，我们定义了一个变量

$$r(D)=\frac{E(D-1)}{E(D)}, \quad D=2,3,\cdots, \tag{3}$$

式中 $E(D)$ 为 D 模式日的总动能，故 $r(D)$ 表示两相邻模式日间的总动能比值，当这个比值趋于 1 且保持在 1 附近多日时，可认为已达到准稳定状态。计算表明，当 $D=20$ 时，三个试验的 r 都已接近 1，此后在很多天内均保持在 1 左右。因此我们将积分时间定为 120 天。由于试验中风应力强迫保持不变，故海洋达到准稳定态的时间也较短。

下面着重讨论三个试验中海流和海温的模拟结果。

首先来看 NF 试验。图 2a、b、c、d 分别是 NF 试验中反气旋性和气旋性风应力作用下达到准稳定态时的海表流场和海温变化。此处“海表”是指模式第一层（6 m），并非真正的海表面。海温变化 DT 是指准稳定态时的海温与初始海温之差（下同）。由图 2a、b 可见，海表流场具有与风应力相同的旋性方向，即风应力可产生与其旋性方向相同的直接海表环流。这种直接环流具有很好的轴对称性，流速从直接环流中心向四周增大，达最大值（ $\sim 220\text{ cm/s}$ ）后又逐渐减弱，流速大小和水平分布形式与风应力的旋度场也一致。由于海盆形状的影响，反气旋性直接环流的对称性更明显，但两种情

况下海流最大值均出现在离岸流中, 10°N 以南的海区内, 海流很小。图 2c、d 显示, 在两种情况下, 直接环流场都使该环流中的海温降低。究其原因是, 在 NF 实验中, 设地球自转的垂直分量 $f=0$ 。可知此时的科里奥利力为零, 根据力的平衡原理, 离心力和压力梯度力必须平衡方能获得稳定的流场。因此海面高度必须是外围高而中心低, 且海流有向外的辐散, 使环流区内均为上升流, 该上升流将深层较低温度的海水输送到海表, 并补充向外围流失的海水质量, 达到动态平衡。对海表自由面高度以及垂直运动场的分析, 证明了上述图象 (图略)。

下面分析 CF 试验的结果, 此试验中 f 为常数。图 3a、b、c、d 分别是 CF 试验中反气旋性和气旋性风应力作用下达到准稳定态时的海表流场以及模式第 5 层 (深 142

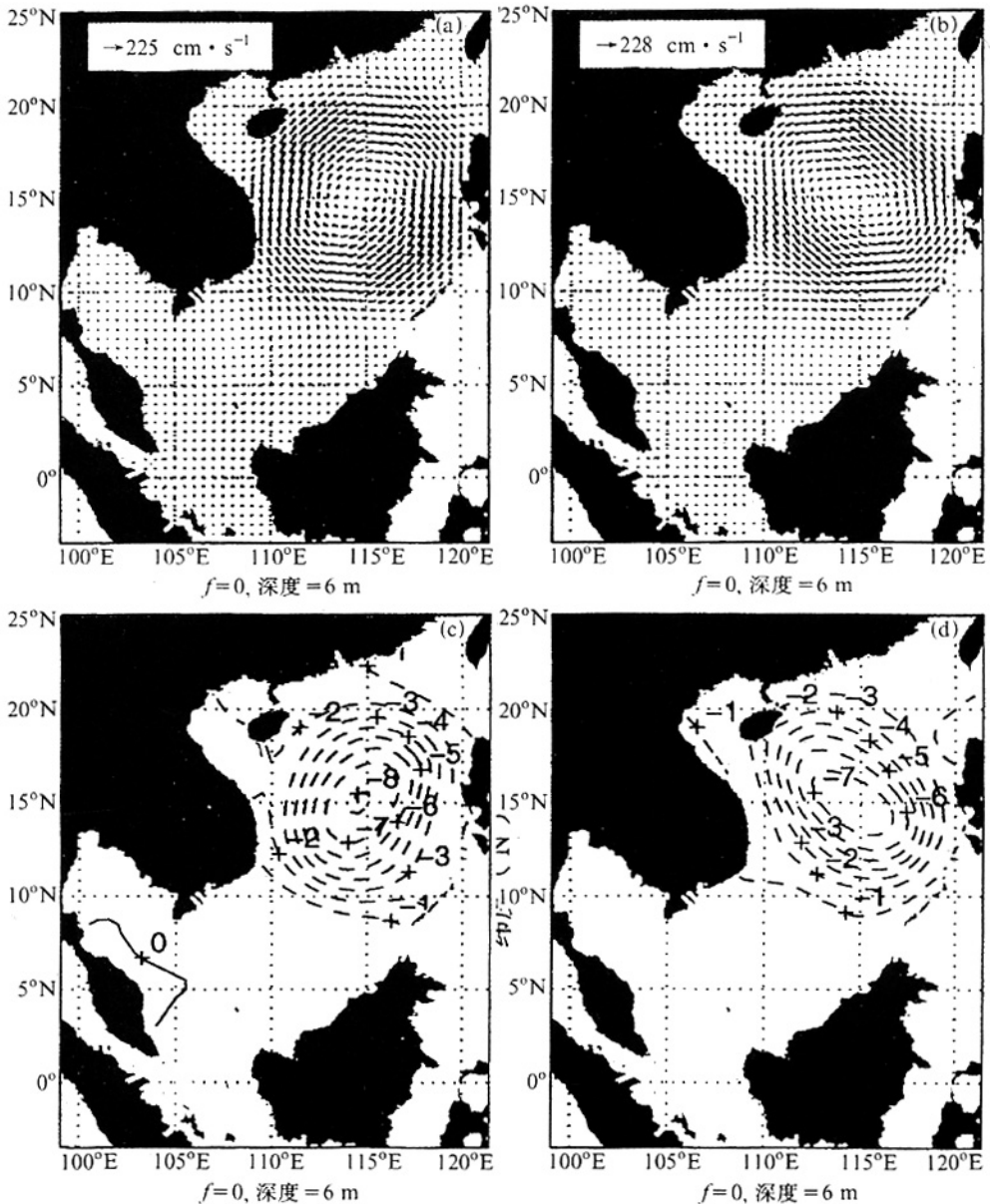


图 2 NF 试验中反气旋性 (a、c) 和气旋性 (b、d) 风应力作用下的海表流场 (a、b) 和海温变化 (c、d) ($^{\circ}\text{C}$)

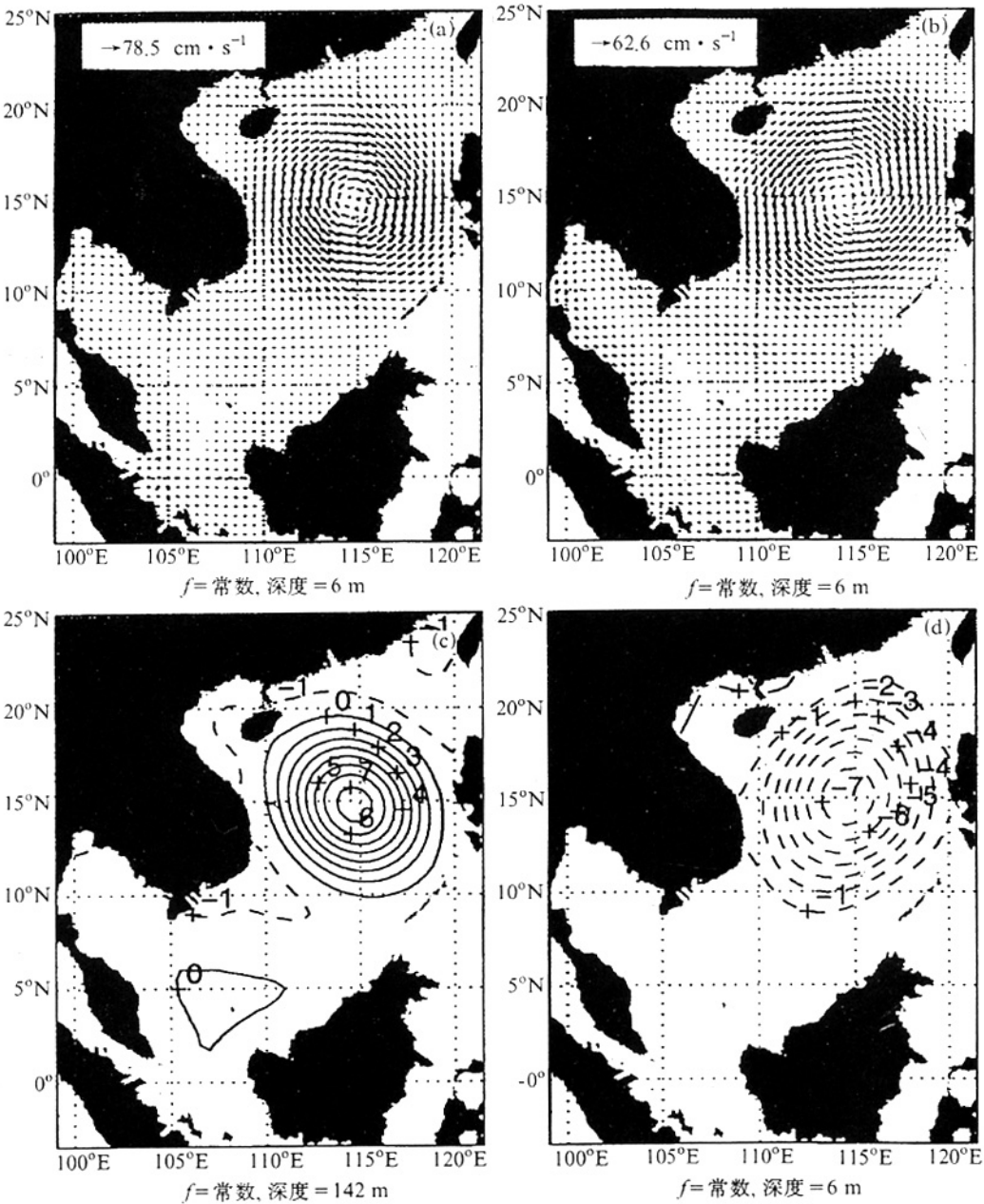


图3 CF试验中反气旋性(a、c)和气旋性(b、d)风应力作用下的海表流场(a、b)，模式第5层(c)和海表(d)的温度变化(°C)

m)和海表的温度变化。可以看出，海表流的分布与NF十分相似，风应力通过摩擦作用，即动量交换产生了直接环流，对称性很好，但流速最大值远小于NF。在反气旋性环流中，最大值为 78.5 cm/s ，在气旋性环流中为 62.6 cm/s 。在反气旋性风应力作用下，海表温度变化极小，最大海温变化在模式第5层(图3c)。在该模式层上，出现了一个中心值达 7°C 的正变温区。在气旋性风应力作用下，最大海温变化仍发生在海表(图3d)，此时直接环流内的变温为负值。出现以上图象的机制也是明显的：在地球自转参数 f 为常数时，任何纬度，只要流速相同，科里奥利力也相同，故有很好的对称

性。两种旋转方向的海流都受到三个力的影响，即科里奥利力、离心力和梯度力。但是，由于旋转方向的不同，在反气旋性环流中，离心力与压力梯度方向一致，地球自转偏向力（科里奥利力）需与两者之和相平衡，因此，需要有较大的流速。由于 Ekman 漂移，海水向内辐合产生下沉运动，上部较高温度的海水向下输送，使次表层海温变高，而海表层的海温变化甚小。在气旋性环流中，情况正好相反，海流较小，且表层海温下降。沿 15°N 所做的 v 、 w 和 DT 的剖面图以及沿 115°E 所做的 u 、 w 和 DT 的剖面图都与上述讨论相符（图略）。此处 u 、 v 和 w 分别为海流的水平分量和垂直分量。

最后分析 BF 试验结果。此试验中， f 是纬度的函数，故具有 β 效应。图 4a、b、

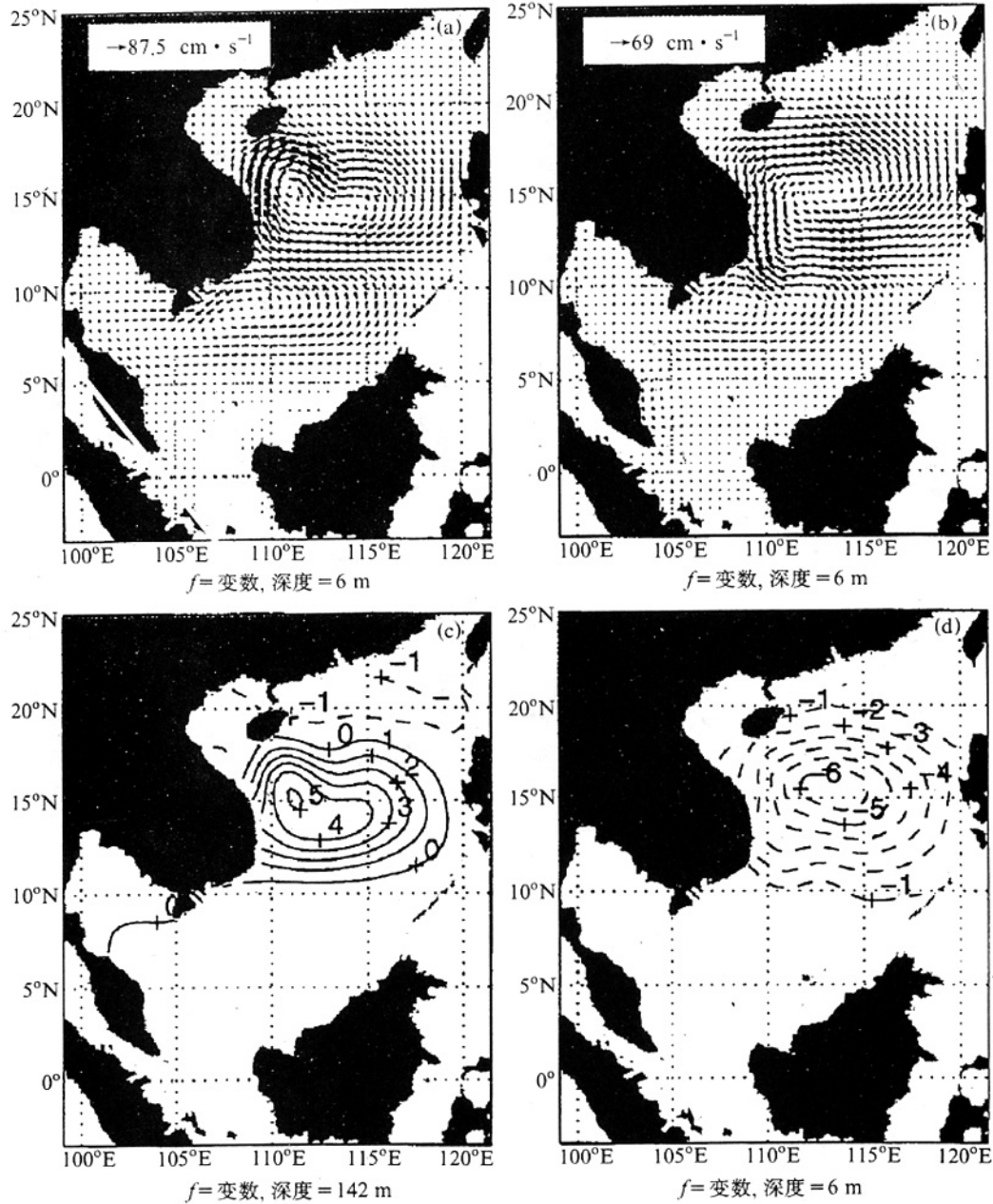


图 4 BF 试验中反气旋性 (a、c) 和气旋性 (b、d) 风应力作用下的海表流场 (a、b)，模式第 5 层 (c) 和海表 (d) 的温度变化 ($^{\circ}\text{C}$)

c、d 分别是 BF 试验中的反气旋性和气旋性风应力作用下的海表流场以及模式第 5 层和海表的温度变化。由图可见, 风应力所产生的直接环流具有很大的纬向不对称性, 最大流速的差异也较大, 西边界流以及离岸流都大为加强。除了与风应力旋转方向相同的直接环流外, 在 10°N 及其以南海域, 均出现了与风应力旋转方向相反的间接海表环流, 在直接环流与间接环流之间, 纬向海表流速明显增大, 尤其是在反气旋性风应力作用下。在海温变化场中, 不对称性也增大。在反气旋性风应力作用下, 模式第 5 层上的海温除增温区外, 还出现了降温区。由此可见, 虽然在同样的三力平衡下, 由于 f 随纬度的变化, 海流和温度的模拟结果却有许多不同。

分析了上述三个试验的主要结果后, 再强调指出试验中海表流场的主要差异。将这三个试验的海表流场进行比较可以发现, 在 NF 试验中, 反气旋性和气旋性风应力场产生的直接海表环流, 具有基本相同的水平范围, 但反气旋性风应力场产生的直接海表环流 (图 2a) 要比气旋性风应力场产生的直接海表环流 (图 2b) 更对称, 只是最大流速略小。在 CF 试验中, 前者 (图 3a) 的对称性反而略小于后者 (图 3b), 且水平范围也比后者小, 但最大流速较后者大。在 BF 试验中, 直接海表环流 (图 4a、b) 都不对称, 但反气旋性风应力场产生的直接海表环流更不对称且水平范围也更小, 不过最大流速较大。是什么原因造成以上模拟的海表直接环流场的这些差异呢? 根据海流场形成的原理, 其原因应是力的平衡方式和南海的形状。在 NF 试验中只有海面风应力驱动海流, 由于风应力的对称性, 海流也应有对称性。但由于陆地边界 (图 1a) 的存在, 向岸流受边界阻挡而减速, 产生辐合, 离岸流受边界处较高水位的驱动而加速并产生辐散, 因而辐散流通常要比辐合流大。在图 2 中可以看到, 在反气旋性环流时, 环流的东北和西南部为辐合流, 流速较小, 而环流的西北和东南部为辐散流, 流速较大, 海流与陆地边界的动量交换也较大, 这不仅使最大流速有所减小, 而且受海岸的限制也更大。因此, 在反气旋性环流时, 辐散流与辐合流的流速差异变小, 对称性好, 离心力的作用也是对称的, 对对称环流的流型没有影响。在气旋性环流时, 情况正好相反, 东北和西南部的较强辐散流出现在较开阔的海面上, 与陆地边界的动量交换减小, 这不仅使辐散流较强且流程也比辐合流更长, 使环流失去了对称的规则形状。在 CF 试验中, 由于定常的科里奥利力的作用, 反气旋性环流均匀地向其中心收缩, 因而水平范围缩小, 与陆地边界的动量交换随之减小, 最大流速增大, 且出现在较开阔的海面上, 辐散流和辐合流的流速差异变大, 而离心力和科里奥利力均与流速有关, 环流的对称性在一定程度上受到破坏。在气旋性环流的情况下, 科里奥利力使环流向外扩展, 与陆地边界的摩擦增大, 因而沿岸的海流减小, 开阔海面的海流增大, 环流也失去对称性。但因反气旋性环流的水平范围缩小, 动量消耗少, 故流速较气旋性环流大, 而其对称性就略小于气旋性环流。BF 试验与 CF 试验的情况类似, 但因科里奥利力随纬度变化, 环流的不对称性更大。在反气旋性环流时, 西边界处的海流向北运动, 地球自转涡度增大, 为保持环流的绝对涡度守恒, 西边界流的反气旋性切变涡度或曲率涡度必须增大, 再加上海南岛的机械阻挡作用, 使得西边界流增大, 海南岛附近地区海流的曲率也增大。在气旋性环流时, 西边界处的海流向南运动, 地球自转涡度减小, 为保持环流的绝对涡度守恒, 西边界流的气旋性切变涡度或曲率涡度都必须增大, 由于无岛屿阻挡, 海面比较开阔, 西边界流的涡度增大主要表现为流速和切变涡度增大。东边界处情况相反, 流速和曲率都变

小, 因此, 在 BF 试验中环流最不对称, 尤其是反气旋性环流。

4 小结

由本文所做的三个数值试验结果的比较可以看出, 大气风应力通过海气之间以及海陆边界之间的动量交换, 可以在海洋中产生与风应力旋转方向相同的直接海洋环流, 这种环流在没有地球自转的垂直分量 ($f=0$) 时, 无论其旋转方向如何, 均为冷性。在 $f \neq 0$ 时, 反气旋性风应力产生暖性涡, 气旋性风应力产生冷性涡, 反气旋性暖性涡比气旋性冷性涡尺度小, 流速大, 变温范围小, 数值大, 且变温最大在次表层 (142 m)。当存在 β 效应时, 除风应力作用产生的直接环流外, 还可在更低纬度产生旋转方向相反的间接环流。两者之间的海流和西边界流均得到加强。涡旋的流场不对称, 海温变化也不对称。

参 考 文 献

- 1 Dale, W. L., Winds and drift currents in the South China Sea, *Malayan Journal of Tropical Geography*, 1956, 8(1), 1~31.
- 2 Uda, M. et al., Water masses and currents in the South China Sea and their seasonal changes, The Kuroshio Proceedings of the 3rd CSK Symposium, Bangkok, Thailand, 1972, 161~188.
- 3 中科院南海海洋研究所, 南中国海海区综合调查报告 (II), 北京: 科学出版社, 1985, 183~231.
- 4 Chu, P. C. et al., South China Sea warm-core and cold-core eddies detected from the Navy's Master Oceanographic Observational Data Set, Proceedings of Eighth Conference on Air-Sea Interaction, American Meteorological Society, 1996, 176~180.
- 5 Chu, P. C. et al., South China Sea warm pool in boreal spring, *Adv. Atmos. Sci.*, 1997, 14(2), 195~206.
- 6 Blumberg, A. F. and Mellor, G. L., A Description of a Three-Dimensional Coastal Ocean Circulation Model, Three-Dimensional Coastal Ocean Models, American Geophysical Union, 1978, 1~16.

Numerical Modelings of the Wind Forced Cold and Warm Gyres in the South China Sea

Qian Yongfu

(Department of Atmospheric Sciences, Nanjing University, Nanjing 210093)

Wang Qianqian

(Nanjing Institute of Meteorology, Nanjing 210044)

Peter Chu

(Naval Postgraduate School in Monterey, Monterey, CA 93943, USA)

Abstract Numerical simulations of the mechanisms of the formations of the South China Sea cold and warm gyres under the joint effects of the wind stress and the coast lines are made in this paper by use of the Princeton University Ocean Model (POM). The results show that the wind stress can always create a direct gyre below it in the sea with the same direction of rotation. When the earth self-rotation parameter f is not equal to zero, the surface wind stress forcing with anticyclonic or cyclonic vorticity

may form a corresponding warm or cold gyre in the South China Sea through the Ekman pumping. If $f=0$, the forced currents of the direct gyre are stronger and the gyre has a cold core. The β effect increases the asymmetry of the ocean gyre and induces an indirect gyre with the opposite direction of rotation to the direct gyre. The oceanic current between the two gyres and the west boundary current both strengthen. A brief discussion on the mechanism of the above phenomena is given, too, in this paper.

Key words: South China Sea; cold and warm gyres; wind forced currents; numerical simulation; β effect

“国际气候和环境变化及其可预测性研讨会” 在上海召开

为了宣传我国近几年来在气候和环境变化及其预测领域所取得的最新成就, 提高我国在这些方面研究的学术水平, 交流学术成果, 促进世界气候和环境变化研究更快发展, 中国科学院大气物理研究所、大气科学和地球流体力学国家重点实验室、国际气候与环境科学中心、大气化学和大气边界层国家重点实验室、国家基础研究发展规划项目“我国重大气候灾害形成机理和预测理论的研究”, 于 2000 年 8 月 7 日至 11 日在上海联合举办“国际气候和环境变化及其可预测性研讨会”(International Conference on Climate and Environment Variability and Predictability, 简称 CEVP)。

这次会议是一次学术水平高, 在国际上有影响的国际研讨会, 着重讨论气候和环境变化以及气候灾害方面的研究进展, 对它们的预测以及它们对人类的影响。其主要内容为: 讨论与气候和环境变化, 气候灾害及其预测相关的问题; 报道在这些方面新的成果和发现, 交流学术信息; 促进国际间的合作; 展望 21 世纪的气候和环境研究。这次会议包括以下 8 个议题: (1) 全球气候变异和灾害; (2) 气候的年际和年代际变化; (3) 季风气候变异及其可预测性; (4) 海-陆-气相互作用; (5) 气候预测; (6) 大气环境变化; (7) 大气污染; (8) 气候的影响。

参加这次会议将的国内外学者近百人, 其中有多位国际知名学者。组织委员会由曾庆存院士任主席, 黄荣辉和吴国雄院士任副主席, 会议秘书长由张人禾研究员担任。

(王 暄)