

POM 对南海海温年变化的模拟^{*}

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 将 Internet 上的美国普林斯顿大学海洋模式 (POM) 改造为能够模拟南海 (SCS) 海洋要素的模式。在 POM 中, 加入了真实的南海海底地形, 使用了误差扣除的压力梯度计算方法, 引进了海气界面上热通量计算方案, 增加了前置和后置处理程序, 使模式能够根据研究目的, 模拟和预测海洋要素的时间变化及空间分布。利用改造后的 POM 模拟了南海海温的年变化, 并进行了详细的分析和讨论。结果表明, 改造后的 POM 可较好地模拟出南海海温的年变化特征, 其模拟性能随季节而有不同。文中对模拟中存在的不足之处也进行了讨论。

关键词: 海洋模式; 海温年变化; 数值模拟

1 引言

南海地区海气相互作用在东亚季风爆发中的地位愈来愈为人们所认识。东亚季风于 5 月中旬首先在南海爆发, 然后向我国华南和东南沿海地区推进。因此, 研究南海地区海气相互作用的特点以及东亚季风在南海首先爆发的机制, 在季风现象的研究中具有重要意义。

为了了解南海地区海气相互作用的特点和南海季风爆发的机制, 观测试验以及对观测资料进行诊断分析, 无疑是最重要的。但是, 诊断分析的结论往往受观测资料年代和质量的限制带有主观性和不确定性, 因此, 利用数值试验对之进行检验并从中揭示出最主要的机制, 就成为必不可少的研究手段。随着研究内容和目的之不同, 有些数值试验只需用大气模式, 有些只需用海洋模式, 但更多的数值试验则需用海气耦合模式。目前, 大气模式可供选择的较多, 对于南海, 可选择区域性气候模式。海洋模式也有不少, 但多数为全球范围或热带球圈范围, 即所谓大洋模式。南海是一个热带半封闭海域, 地理位置特殊, 海底地形复杂。为建立南海地区的海气耦合模式, 需要选择一个能描绘南海特殊情况的区域性海洋模式。此模式必须能较好地刻划南海海底地形。为此, 我们在众多海洋模式中, 选取了美国普林斯顿大学的海洋模式 (POM)^[1]。因为该模

1999-02-10 收到, 1999-06-11 收到修改稿

^{*} 本研究工作得到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”、国家自然科学基金重点资助项目“中国区域气候变化分析和机理研究”(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制研究”等项目的联合资助

式采用 σ 坐标系, 能较好地反映南海大陆架地形, 海面无刚盖近似, 是既能描述重力外波又能描述海洋内波的原始方程模式, 可适用于低纬和赤道地区。这些特点都使它适用于南海。此外, POM 已在湾流等现象的研究中使用多年, 被证实模拟性能较好^[2], 模式的动力框架和海洋边界层的处理均有一定特色^[3], 因而成为美国最常用的海洋模式之一。但是, POM 在 Internet 上的版本只是一个箱模式, 无法直接应用。我们将 POM 的源程序从 Internet 下载后, 进行了一系列的改造, 例如, 增加了模式的前置和后置处理, 引入了强迫项的计算方案并预留了与大气模式耦合的接口, 还对水平压力梯度的计算格式及某些计算技巧进行了改进^[4]。这样, POM 即被改造为可适用于南海海域的区域性海洋模式。

经过改造的 POM 是否能较好地模拟和预测发生于南海的一些海洋现象, 需要通过数值试验来检验。南海是强烈地受制于东亚季风的海区, 海洋要素有明显的年变化。根据少量的海流观测可知^[5], 在夏季风控制期间, 南海表层流主要为自南向北流, 在暹罗湾和北部湾为顺时针沿岸流, 只有在 10°N 以南的浅海区东部和加里曼丹岛西北方海面出现向南补偿流, 向北和向南流的分界线在浅水区中西部。整个 10°N 以北的中部和北部深水区中, 是向东和向北的表层流。在冬季风控制期间, 海流分布基本相反。暹罗湾和北部湾为反时针沿岸流, 南海西海岸为向南流, 东部海区为向北流, 深水区为向西流, 整个南海海域被一个巨大的反时针表层海洋环流所占据, 只有加里曼丹西北侧海面为向南补偿流, 且范围狭小, 只在沿岸处。浅海区西部的向南流和东部的向北流之间的分界线亦在中西部, 比夏季的分界线略偏东。这种海流场的季节差异, 看来主要是大气风应力场对海洋作用的结果, 大气为主动的, 海洋为响应的。但是, 根据 Levitus 多年气候平均的海温观测资料的分析可知, 海气相互作用在海温场的年变化中表现得更为复杂。冬季 (12~2 月) 南海海表温度均为负距平, 4 月始南海南部首先出现正距平, 且由南向北推进, 5~10 月全部海面为正距平, 11 月始负距平首先出现在南海西北部, 然后向东南推进, 至 12 月全部变为负距平。由此可见, 海表温度的季节转换在冬转夏时超前于大气的季节转换, 而夏转冬时则落后。要模拟海流和海温的这些年变化特征, 最好是用海气耦合模式。但若只为了考察 POM 的性能, 可将大气的风应力强迫和边界层气温给定, 也就是说, 在设大气对海洋的响应没有误差的前提下, 看海洋的响应过程是否与实际观测相符。本文只讨论海温年变化的模拟结果。

2 试验方案

在改造后的 POM 中, 水平网格采用经纬度网格, 格距为 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$, 垂直分为 22 层。外波时间步长为 1 min, 内波为 48 min。海底地形由 $5' \times 5'$ 的格点资料用加权平均法插到模式网格点上, 最大深度为 5300 m, 最浅处取为 30 m, 因此模式海底地形接近真实情况。模式从静止海洋开始积分, 共积分 720 d, 以 30 d 为一个模式月, 360 d 为一个模式年。下面给出各强迫项的计算方法。

2.1 顶边界风应力强迫

顶边界的风应力取自 Hellerman 的多年气候平均资料, 由 12 个月的月平均场线性插值至每一模式日, 在一日中风应力不变。水平方向采用双线性插值至网格点上。

2.2 顶边界热力强迫

顶边界的热力强迫包括海气间的感热和潜热交换、海水对太阳辐射的吸收以及海气间的长波辐射通量交换四部分。

感热交换取决于海气间的温度差异。设海表温度为 T_s , 海表气温为 T_a , 则海气间感热通量密度可表示为

$$S_H = \rho_a c_{p,a} C_{HD} |V_a| (T_s - T_a), \quad (1)$$

式中 ρ_a 、 $c_{p,a}$ 和 $|V_a|$ 为空气的密度、定压比热和风速值, C_{HD} 为海面的热力拖曳系数。 V_a 可由风应力资料计算, 以保持二者的一致性。

潜热交换量可表示为

$$L_H = \rho_a L C_{HD} |V_a| [q_s(T_s) - q_s(T_a)], \quad (2)$$

式中 L 为水汽凝结潜热, $q_s(T)$ 为温度 T 下的饱和比湿。为简化计算, 已假定海面空气为饱和的。(2) 式可用泰勒展开, 改写为

$$L_H = \rho_a c_{p,a} C_{HD} |V_a| (T_s - T_a) \frac{L}{c_{p,a}} \left. \frac{\partial q_s}{\partial T} \right|_{\bar{T}}, \quad (3)$$

式中 $\left. \frac{\partial q_s}{\partial T} \right|_{\bar{T}}$ 表示温度为 $\bar{T} = \frac{1}{2}(T_a + T_s)$ 时, q_s 的变化率。若引进 Bowen 比 $\beta =$

$\frac{L}{c_{p,a}} \left. \frac{\partial q_s}{\partial T} \right|_{\bar{T}}$, 则 (3) 式可写为

$$L_H = \beta S_H, \quad (4)$$

在试验中, 取 $\beta = 5$ 。

海气间长波辐射引起的热量交换可表示为

$$L_W = \varepsilon_s \sigma T_s^4 - \varepsilon_a \sigma T_a^4 \approx 4\bar{\varepsilon} \sigma \bar{T}^3 (T_s - T_a), \quad (5)$$

式中 ε_s 、 ε_a 和 $\bar{\varepsilon}$ 分别为海洋表层、大气和两者平均的长波辐射比辐射率, 试验中 $\bar{\varepsilon} = 0.98$, $\bar{T}$ 取 300 K; σ 为 Stefan-Boltzmann 常数。

海洋吸收的太阳短波辐射量为

$$S_W = S_0 \overline{\cos Z} (1 - a_a)(1 - a_N)(1 - a_s), \quad (6)$$

式中 S_0 为太阳常数, $\overline{\cos Z}$ 为日平均天顶角余弦, a_a 、 a_N 和 a_s 等分别为晴空大气反照率、云反照率和海面反照率等。由于实际观测数据很少, 本文将它们的作用合并, 则 (6) 式表示为

$$S_W = r S_0 \overline{\cos Z}, \quad (7)$$

式中 r 取为可调节的参数, 本文取 0.10。在 POM 中, 太阳辐射可穿透至一定的海深处, 因而 S_W 并不只用来加热海表层。

2.3 侧边界强迫

侧边界强迫作用包括开放边界处的流入或流出的海流强迫以及温盐强迫。海流的强迫作用根据 Wyrski 少量观测资料确定^[5]。但 Wyrski 只给出了 2、4、6、8、10 和 12 月台湾海峡、巴士海峡和加里曼丹岛以西卡里马塔海峡的总海水质量输送, 见表 1, 正值

是流出, 负值是流入, 对于台湾海峡和巴士海峡正负值的定义是与海流一致的, 对于卡里马塔海峡与海流定义方向刚好相反, 流出和流入的海水质量在每一列中都是平衡的。在卡里马塔海峡, 一年中流出的海水多于流入, 而在台湾海峡和巴士海峡一年中流入的海水多于流出。在模式中要求给出全流和各层分流的法向分量, 需从质量输送求得。设海水质量输送为 T_r , 海峡截面积为 S , 则全流法向分量 V_n 为

$$V_n = T_r / S, \quad (8)$$

式中, $S = \sum_i h_i \Delta l_i$ 是截面上格点的水深 h_i 和格距 Δl_i 的乘积之和。各模式层的海流法向分量 $v_n(\sigma)$ 无观测资料可确定之。为此, 我们设

$$v_n(\sigma) = V_n e^{n\sigma} (1 - e^{-n})^{-1}, \quad (9)$$

式中 σ 为垂直坐标值, n 为一参数, 表示法向流随深度的衰减速率, 由于 $\sigma \leq 0$, 故 $n > 0$, 我们设 $n = h/h_m$, h 为海深, h_m 为模式最小海深。由上式可见, $v_n(\sigma)$ 在水平和垂直方向上都只有数值差异, 其方向相同。侧边界的海面起伏由模式边界内点外推得到, 而温盐强迫作用由 Levitus 气候平均资料给出。

一般说来, 在用观测资料作模式边值时, 只适用于流入处, 流出边界处的值应由模式内域的值确定, 例如可用辐射边条件得到流出边界处的值。但是, 由模式内域的值确定流出边界处的值时常有较大的误差, 在长期的积分后, 不仅使模式结果变坏, 而且有可能产生计算不稳定。因此, 本文利用大气嵌套模式的做法, 将流出边界处的值也用观测资料, 在模式边界内的点上适当增大水平扩散系数, 使其值能与边界处的观测资料相衔接。试验结果表明, 这样做是可行的。

表 1 海峡的海水输送量

 $10^6 \text{ m}^3/\text{s}$

月份	2	4	6	8	10	12
卡里马塔海峡	4.4	0.0	-4.0	-3.0	1.0	4.3
巴上海峡	-3.5	0.0	3.0	2.5	-0.6	-3.4
台湾海峡	-0.9	0.0	1.0	0.5	-0.4	-0.9

3 海温年变化的模拟特征

3.1 年平均和月平均温度的模拟结果

由于积分时间为 2 年, 我们可求得第一年 (前 360 d) 和整两年 (720 d) 的年平均温度以及 24 个月的模拟月平均温度 (图略)。将所得的两种年平均海表温度互相比对可以看出, 它们的基本特征几乎完全一样。将年平均温度与 Levitus 的观测资料中的年均海表温度场求相关, 相关系数达到 0.97, 信度高于 99%。将 24 个月的月平均温度互相比对表明, 海表温度的年变化能很好地模拟出来, 且一年一个周期十分明显。

3.2 月平均温度相关性的模拟结果

为了检验模式对月平均温度的模拟能力, 我们将每 30d 作为一个月, 求出 24 个月的模拟平均温度, 然后与相应的观测分布求相关。由于模式采用 σ 坐标系, 求相关时

不能用一般的方法。为此,我们定义了两种温度偏差场。第一种定义为对年均值的偏差,其表达式为

$$t'_m = \bar{t}_m - \bar{t}_y, \quad (10)$$

式中 $\bar{t}_m$ 和 $\bar{t}_y$ 为月均和年均海温, t'_m 为月平均温度对年均温度的偏差。各模式层和各个格点都可求得 t'_m 。对观测资料进行同样的处理,可求得相应的量。模拟月距平和观测月距平间的相关,称之为距平相关,其相关程度表示海温年循环的模拟技巧。

第二种偏差定义为格点上的月均海温对格点所在深度 z 上的全海域平均海温的偏差,其表达式为

$$t'_z = t_z - \bar{t}_z, \quad (11)$$

式中 t_z 为处于深度 z 的格点上的月平均海温值, $\bar{t}_z$ 为处于深度 z 处全海域相应月的平均海温值,可用垂直插值法求得。模拟场和观测场之间 t'_z 的相关,称之为形势相关,因为其相关程度代表了各月平均模拟海温场与观测场之间的相似性,反映各月海温分布形势的模拟质量。

图 1a 和 1b 是距平相关系数和形势相关系数的时空分布。可以看出,两者之间有较大差异。图 1a 表明,海洋表层温度年变化的趋势能较好地模拟出来,多数月份相关系数超过 0.8。在冬季(12~3 月)和夏季(6~10 月),相关系数最大,季节转换月份相关系数变小。在海洋深层情况类似,2 月和 10 月最好,5 月最差。图 1b 表明,对于海温分布形势的模拟,总体优于距平的模拟。在第 4 模式层以下,形势相关系数都较大,只有在 10 月,海底附近的相关系数较小。但在 6~10 月,浅表层中的海温形势场模拟不好,相关系数在 8 月最小。由此可见,距平场和形势场的模拟质量往往表现出相反的趋势,而且距平场(年变化)往往比形势场(空间分布型)更难模拟。

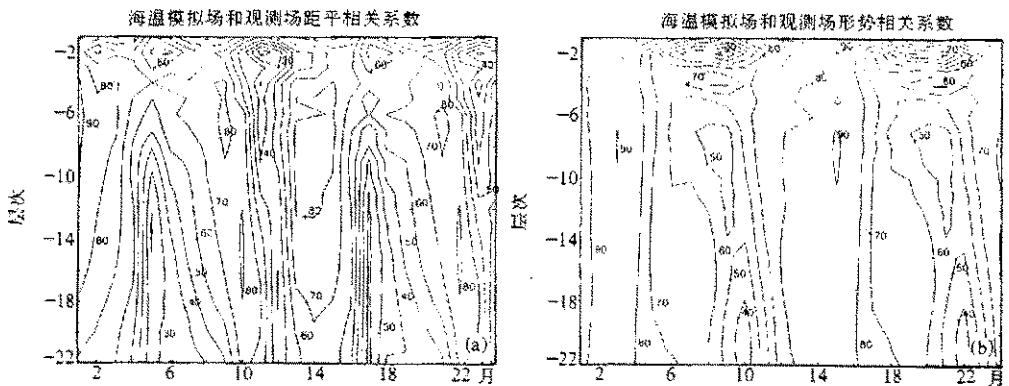


图 1 海温模拟场和观测场相关系数的时空分布
(a) 距平; (b) 形势。纵坐标为模式层,横坐标为模拟月份

从图 1a、b 还可以看出,模拟场与观测场的相关性有周期变化。形势场相关系数变化有一年周期,冬季模拟好,夏季模拟差。其原因可能是冬季风应力大,海气相互作用强,而夏季反之。距平场相关系数变化除年周期外,还有半年的周期。此外,图 1a、b 还表明,在周期性风应力作用下,海温的响应时间并不长,因为在 24 个月中,季节相应的月份(如第 4 月和第 16 月,第 10 月和第 22 月等)模拟时间虽差了一年,

但基本结果相同。

在图 2a、b 中给出了模拟期间距平和形势相关系数在相应月份的变化值（年际变化）。由图可见，两种相关系数的最大变化都发生在前 3 个月中，尤其是在海表和浅海层。3 个月以后，相关系数变化甚小，尤其是形势相关系数，最大变化约为 0.06。

3.3 海温年变化基本特征的模拟

模拟结果表明，海温年变化的基本特征可较好地得到反映。以海表温度为例，12~3 月整个南海均为负距平；到 4 月南海西南部出现正距平，中心在中南半岛东南端，数值为 0.8°C ，其余海域仍为负距平；5~6 月全部海域为正距平；7、8 月除中南半岛东南端的海域有负距平外，全域为正距平；9、10 月也有很小的负距平区出现在暹罗湾；11 月南海北部和吕宋附近出现负距平；12 月以后均为负距平。这种海表温度的年变化趋势与 Levitus 观测资料相一致。

深层海温的年变化特征与海表温度不同，冬季（1 月）南海西部为正距平，东部为负距平。夏季反之。图 3a、b 给出了 1 月和 7 月 100 m 处的距平分布。

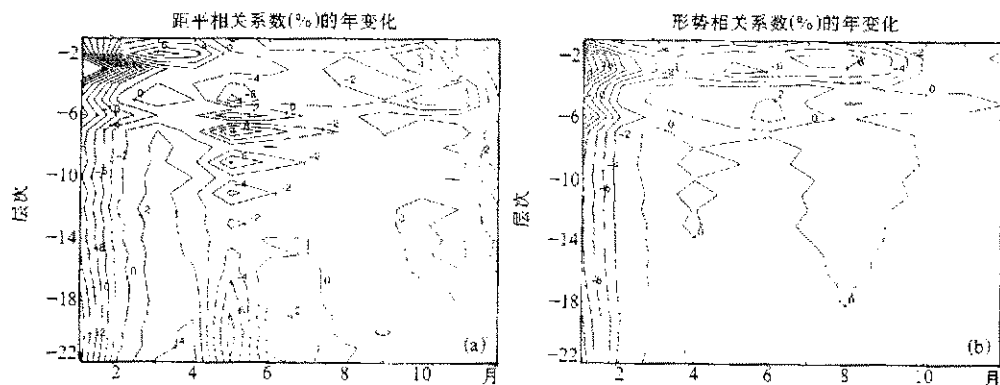


图 2 模拟期内相应月份间距平 (a) 和形势 (b) 相关系数差值的时空分布

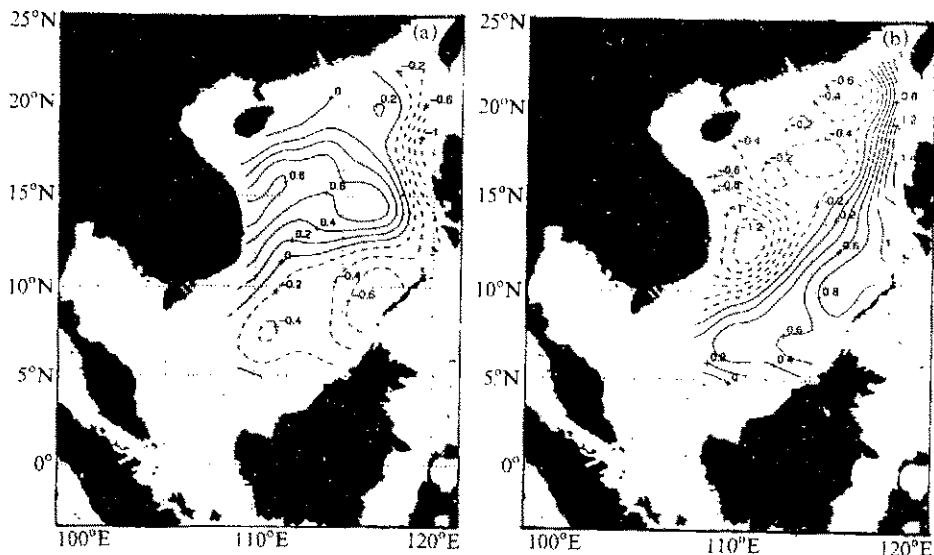


图 3 1 月 (a) 和 7 月 (b) 100 m 深处的海温距平

为了进一步证实模式对海温年变化的模拟能力,我们在暹罗湾、南部浅水区和深海盆中各选择了一个格点,在图 4 中给出了这 3 个格点上海表温度距平的时间变化,其中曲线 (1)、(2) 和 (3) 分别对应于以上所选 3 个格点。由图 4 可见,年周期十分明显。除年周期外,还有半年等其他的周期。为了与观测场进行对比,我们还对模拟得到的 720 d 海表温度的距平值进行了 EOF 分析,并与观测场 12 个月的月海表温度距平的 EOF 分析结果进行了比较,发现第一、二特征向量的空间分布十分相似,总方差已超过 94%。对时间系数所做的最大熵谱分析表明,两者的主要周期也很一致,都有一年和半年的显著周期。

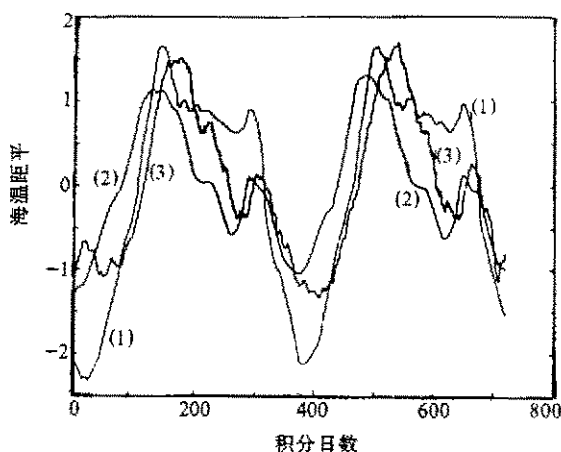


图 4 3 个格点上海表温度距平的时间变化

4 结论

由以上讨论可知,改造后的 POM 对年平均海表温度的模拟是成功的,与实况相关系数达 0.96 以上。从月平均模拟场与观测场的相关系数可以看出,模式能较好地模拟海温的年变化和空间分布形势,但模拟能力随不同季节和不同海深而变化,冬夏季一般要优于过渡季节,对形势场的模拟又优于距平场。相关系数的年际变化表明,积分前 3 个月中,模拟场的变化较大,此后,海温场与风应力强迫逐渐适应,使模拟结果具有较显著的年周期,即不同年相同季节的模拟结果基本相同。模式能再现海温距平的年变化特征,并与观测场基本相符。对模拟结果的 EOF 和最大熵谱分析都表明,前 2 个特征向量的方差超过 94%,且正好反映了年和半年的变化周期。典型海域格点上海表温度距平的时间变化也有上述的明显周期。

参 考 文 献

- 1 Blumberg, A. F. and Mellor, G. L., A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model, in *Three-Dimensional Coastal Ocean Models*, 4, edited by N. Heaps, American Geophysical Union, Washington, D. C., 1987, 1~16.
- 2 Ezer, T. And Mellor, G. L., A numerical study of the variability and the separation of the Gulf Stream induced by surface atmospheric forcing and lateral boundary flows, *J. Phys. Oceanogr.*, 1992, 22, 660~682.
- 3 Mellor, G. L. And Yamada, T., Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems, *Rev. Geophys. Space Phys.*, 1982, 20, 851~875.
- 4 钱永甫, 朱伯承, 王谦谦, σ 坐标系海洋模式中水平压力梯度的一种算法, *南京大学学报(自然科学版)*, 1998, 34(6), 691~700.
- 5 Wyrlicki, K., Scientific results of marine investigations of the South China Sea and Gulf of Thailand 1959~1961, NAGA Report 2, 1962.

Simulations of the Annual Cycle of the South China Sea Temperature by POM

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, U. S. A. 93943)

Abstract The U.S.A. Princeton University Ocean Model (POM) from the Internet is modified to develop a South China Sea (SCS) Ocean Model in this paper. In the modified POM, the SCS real bottom topography, the error subtraction scheme of pressure gradient, the computational schemes of heat fluxes at the surface, the pre- and the post-processing procedures are introduced. Therefore, it can be used to simulate and predict the temporal and the spatial variations of the oceanic elements to research purposes. The annual change of the SCS temperature is simulated and the results are analyzed and discussed in some detail. It is found that the modified POM can fairly simulate the properties of the annual change of the SCS temperature, however, the performance is different in different seasons. Some discussions on the model discrepancies are also given in this paper.

Key words: ocean model; annual variations of sea temperature; numerical modeling