

南海暖水的季节变化特征及数值模拟*

贾英来 刘秦玉 孙即霖
(青岛海洋大学海洋环境学院 青岛 266003)

提要 根据 Levitus 资料,对具有立体结构的南海暖水给出了定义,分析发现:南海暖水的季节变化过程可分为发展、维持、退缩和消失 4 个阶段;就气候平均而言,南海暖水在季节变化中始终保持西北部浅、东南部深的特点;南海暖水的深度与同期温跃层上界的深度在空间分布特征与季节变化趋势上都基本类似。采用“intermediate”模式模拟了南海暖水的范围和厚度,结果表明发展阶段的南海暖水范围和厚度的增长主要是因为南海地区受到的局地加热。维持阶段南海暖水的厚度主要由湍流混合作用和 Ekman 效应来维持;退缩阶段南海混合层顶部的降温 and 冷水从底部的卷入都是南海暖水消失的主要原因。

关键词 南海暖水 温跃层上界 数值模拟
学科分类号 P731

南海暖水域在 4、5 月份的迅速北扩为南海夏季风的爆发提供了热量和水汽条件(阎俊岳, 1997),与南海季风环流有着极为密切的关系。前人的工作主要集中在对南海表层水温(*SST*)的研究中(王东晓等, 1997, 杨海军等, 1998, 周发等, 1999, 谢强等, 1999),而对南海暖水域的研究,尤其是南海暖水域的厚度对气候的重要影响等方面的工作不多(陈永利等, 1997, 阎俊岳, 1997)。本文根据气候平均 $1^\circ \times 1^\circ$ 网格的 Levitus 资料(Levitus, 1982),对具有立体结构的南海暖水给出了定义,并详尽阐述了南海暖水的季节变化特征;利用“intermediate”模式(Wang *et al.*, 1995),模拟了南海暖水范围和厚度的季节变化,以期探讨南海暖水在季节变化中的物理机制。

1 南海暖水的定义及其季节变化特征

1.1 南海暖水的定义

南海水域一年中大部分时间(3—12月),表层水温高于 28°C 。在少数月份,暖水的范围可遍布整个南海。参考西太平洋暖池的定义(Wyrtki, 1989)¹⁾,将南海水温高于 28°C 的水域定义为南海暖水。

将 Levitus(1982)各标准层的海温资料(0、10、20、30、50、75、100m ...)线性内插到每隔 5m 深一层,求出 28°C 的水所能达到的深度(图 1),等深线所勾画的区域即南海暖水。

1.2 南海暖水的季节变化特征

根据对 Levitus 资料的分析,将南海暖水的发展变化过程划分为发展、维持、退缩、消

* 九五南沙专项资助, 979260502 号。贾英来,女,出生于 1975 年 1 月,博士生, E-mail: wangjq@mail.ouqd.edu.cn

1) Wyrtki K, 1989. "Some thoughts about west Pacific warm pool". Proceedings of the Western Pacific International Meeting and Workshop on TOGA-COARE: 99-110

收稿日期: 1999-06-14, 收修改稿日期: 1999-09-10

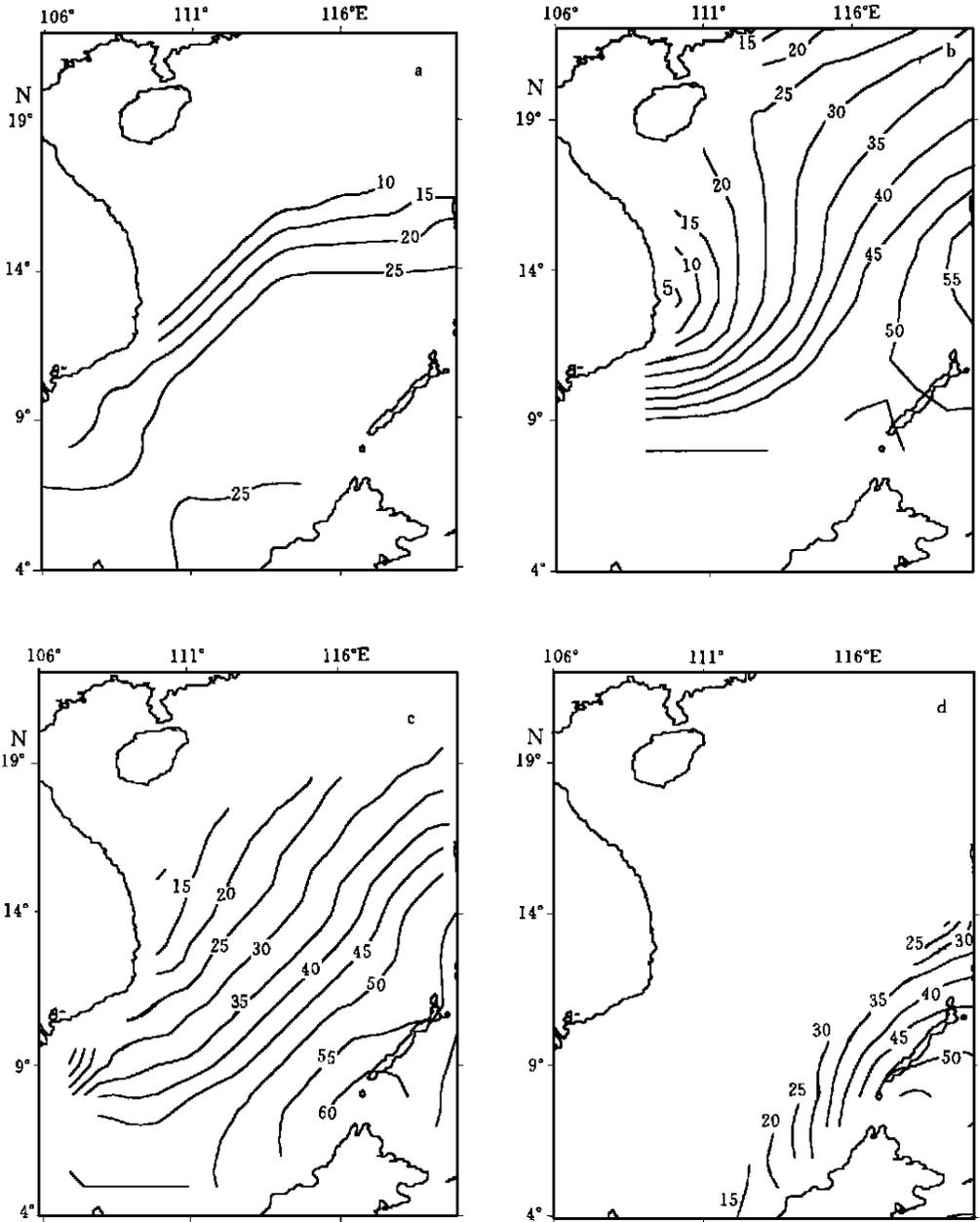


图1 28℃的水所达到的深度

Fig. 1 The depth of the 28°C isothermal

a. 4月; b. 7月; c. 10月; d. 12月

失4个阶段(图1)。

南海暖水的发展阶段(3—5月份) 此阶段内, 暖水范围由7°N以南扩张到21°N, 扩张了14个纬度; 暖水深度最大值由15m发展到40m, 加深了25m。南海暖水体积迅速增长, 可能与这个阶段短波辐射的局地加热作用关系密切。

南海暖水的维持阶段(6—9 月份) 此阶段内, 暖水深度最大值由 45m 发展到 55m。与上一阶段相比, 暖水沿西北—东南向深度变化加大, 而暖水范围无大的变化。这期间暖水受西南季风的控制, 它的这种特点可能与南海对西南季风的响应有关。

南海暖水的退缩阶段(10—12 月份) 在该阶段尽管南海暖水范围在逐渐减小, 但南海暖水在巴拉望岛附近的深度仍保持在 50m 以上。

南海暖水的消失阶段(1—2 月份) 南海区域水温低于 28℃, 暖水区退出南海。

南海暖水在 4—12 月份共同的分布特点是: 水平方向上, 南海暖水一直保持西北浅东南深的特征。

1.3 南海暖水与温跃层上界的关系

根据图 2 和图 3, 南海暖水的深度一直不超过 60m, 基本分布在温跃层以上, 尤其是 7—10 月份, 南海暖水的厚度与温跃层上界的深度对应非常一致。温跃层上界在 4—10 月份保持海盆东南部深西北部浅的特征, 与南海暖水的分布特征一致。4—10 月份, 就南海暖水区域平均而言, 南海暖水厚度基本是加深的, 10—11 月份, 南海暖水厚度开始减小。南海暖水区域平均的温跃层上界深度变化也有着这样的特点。图 3 中两时间序列间

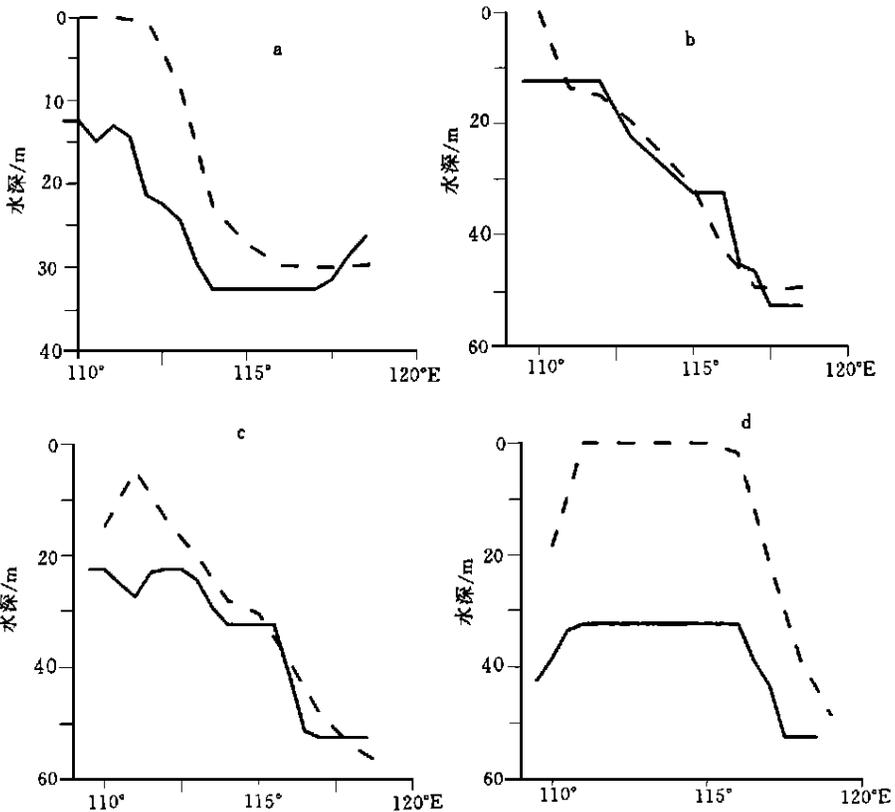


图 2 (110°E, 17°N) — (119°E, 10°N) 间的南海暖水深度(虚线)及温跃层上界深度(实线)

Fig. 2 Depth of the 28°C isothermal (dashed line) and depth of the top of the thermocline along line (110°E, 17°N) — (119°E, 10°N)

a. 4月; b. 7月; c. 10月; d. 12月

的相关系数为 0.67, 超过了 0.05 的信度检验。由以上分析, 南海暖水存在期间(尤其是 4—11 月份), 南海暖水厚度与温跃层上界在空间分布形势和时间变化趋势两方面都有很好的对应关系。这样, 采用 ‘intermediate’ 模式, 通过模拟温跃层上界深度可以再现南海暖水厚度的季节变化特征; 通过模拟 SST 中温度大于 28℃ 的水域范围, 可再现南海暖水水平范围的季节变化。

2 南海暖水的数值模拟

2.1 上混合层模式

Wang 等(1995) 成功地将 Niiler-Kraus 型(Niiler *et al.*, 1977) 完备的湍流参数化方案植入 Zebiak-Cane(Zebiak *et al.*, 1987) 模式中, 使改进后的模式具备了模拟热带海洋上混合层的功能, 增强了模拟年循环过程的能力。该模型曾成功模拟了热带太平洋 SST 的分布, 反映的物理机制主要是局部的湍流混合作用和 Ekman 效应。模式控制方程组如下:

$$\begin{cases}
 \frac{\partial h_1}{\partial t} + \dots \cdot (h_1 V) = W_e \\
 \frac{\partial V_1}{\partial t} + V \cdot \dots V_1 + fk \times V_1 = \\
 - \frac{1}{2} [\dots (b_1 h) + b_1 \dots h_1] - \frac{W_e}{h_1} H(W_e) V_s + \frac{\tau_0 - \tau_{-h_1}}{\rho h_1} + \mu \dots^2 V_1 \\
 \frac{\partial T_1}{\partial t} + V_1 \cdot \dots T_1 = - \frac{W_e}{h_1} H(W_e) (T_1 - T_e) + \frac{Q_0 - Q_{-h_1}}{\rho_{ca} h_1} + \mu \dots^2 T_1 \\
 \frac{\partial h}{\partial t} + \dots \cdot (hV) = 0 \\
 \frac{\partial V}{\partial t} + V \cdot \dots V + fk \times V = - \dots (bh) + \frac{h}{2} \dots b + \frac{\tau_0}{\rho h} + \mu \dots^2 V
 \end{cases} \quad (1)$$

其中, T_1, V_1, h_1 分别代表混合层的温度(℃)、流速(cm/s)和厚度(m); V, h 代表上活动层的流速和厚度。混合层浮力 $b_1 = \alpha g (T_1 - T_r)$, $\alpha = 2.5 \times 10^{-4} / \text{℃}$ 海水的热力膨胀系数, g 重力加速度; 混合层底部速度垂直切变 $V_s = \frac{h}{h-h_1} (V_1 - V)$; 表面风应力 $\tau_0 = \rho_a C_D |V_a| V_a$, $\rho_a = 1.2 \text{ kg/m}^3$ 空气密度, $C_D = 1.3 \times 10^{-3}$ 拖曳系数, V_a 风速; 垂向湍流应力在固化表层 ($0 > z > -h_0$) 上定常(固化表层厚度 $h_0 = 10\text{m}$), 在混合层底变为 0; 混合层底的切应力 $\tau_{-h_1} = \tau_0 \left(\frac{h-h_1}{h-h_0} \right)^2$; 卷入水温 $T_e = T_1 - \Delta h_e \frac{T_1 - T_r}{h-h_1}$, $\Delta h_e = 5\text{m}$ 为卷挟副层的厚度, $T_r = 16\text{℃}$ 为静止深水的温度; 海面热通量 $Q_0 = F_{sw} - F_{lw} - F_l - F_s$, F_{sw} 为太阳短波辐射通量, F_{lw} 为有效回辐射通量, F_l 为潜热通量, F_s 为感热通量; 混合层底向下热通量 $Q_{-h_1} = I_0 e^{-\gamma h_1}$,

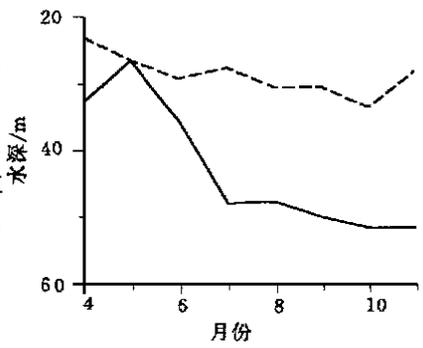


图 3 暖水区平均的温跃层上界深度 (实线)、暖水厚度(虚线) 时间变化图
Fig.3 Time series of the SCSWP area mean depth of the top of the thermocline (solid line) and the SCSWP thickness (dashed line)

穿透辐射通量 $I_0 = (1 - R) F_{sw}$, $r = 4 \times 10^{-4}$ 为透过辐射的衰减率, $R = 0.55$ 为透射率; 上活动层垂直平均浮力 $b = \frac{b_1}{2} \left[1 + \frac{h_1}{h} \right]$; $\rho = 10^3 \text{ kg/m}^3$ 静止深水的密度; $c_w = 4.2 \times 10^7 \text{ J/gK}$ 水的热容; $H(x)$ 是 HEAVISIDE 阶跃函数, 当 $x > 0$ 时, $H(x) = 1$, $x \leq 0$ 时, $H(x) = 0$ 。

卷挟参数化采用 Niiler 等(1977)的湍封闭型参数化方案:

$$WH(W_e) h_1 \alpha g(T_1 - T_e) = 2m_s u_*^3 - \frac{h_1}{2} [(1 + m_b) B_0 - (1 - m_b) |B_0|] - \frac{\alpha g}{\rho c_w} \left[h_1 - \frac{2}{\gamma} \right] I_0 \quad (2)$$

其中, 表面热通量 $B_0 = \frac{\alpha g}{\rho c_w} (Q_0 - I_0)$; 穿透辐射通量 $I_0 = (1 - R) F_{sw}$ 。 m_s 指风搅拌系数; m_b 指对流混合系数; u_* 指摩擦速度; γ 指太阳辐射衰减尺度。方程(2)中左边是维持湍流混合所需的能量, 右边分别为风的搅拌、表面加热和冷却、透过辐射等3种因子对湍流混合的贡献。方程(2)仅对 $W_e > 0$ 、混合层变深时有效。对于 $W_e \leq 0$ 、表面加热、混合层变浅的情况, 根据 Niiler-Kraus 理论, 混合层厚度可由方程(2)诊断得出:

$$h'_1 = \frac{2m_s u_*^3 + \frac{2\alpha g I_0}{\rho c_w}}{B_0 + \frac{\alpha g I_0}{\rho c_w}} \quad (3)$$

(3) 式表示风力不强, 海面加热足够大, 混合层与温跃层间无卷挟交换时, 混合层厚度的变化主要由海水表面局地加热的变化引起。

2.2 数值方案

模式采用球面坐标下的 ARAKAWA-C 网格, 空间分辨率为 $DX = DY = 0.5^\circ$, 时间步长 $\Delta T = 1.5 \text{ h}$ 。计算区域为 $4^\circ \text{N} - 22^\circ \text{N}$, $106^\circ \text{E} - 120^\circ \text{E}$ 范围内水深大于 150m 的区域。流速取闭边界条件, 温度用无梯度条件。

积分步骤: 先用 2 月份的强迫场积分 2 年使模式达到稳定状态, 在此基础上用 3 月份的强迫场积分一个月, 输出结果为 3 月份的模拟结果。然后用 4 月份的强迫场积分一个月后输出为 4 月份的模拟结果, 以此类推, 积分到 12 月份为止。

3 南海暖水的数值模拟结果及分析

从图 4 看出, 模拟混合层温度与实际 SST(Levitus 资料) 共同存在 5 月份最高、10 月份次高、12 月最低的季节变化趋势, 两者间相关系数达到 0.973, 超过了 0.01 的信度检验。模拟温跃层上界深度与实际温跃层上界深度(Levitus) 在季节变化中的峰值区对应良好, 两者间相关系数达到 0.62, 超过了 0.05 的信度检验。

以模拟的混合层温度中水温大于 28°C 的区域代表南海暖水的范围(图 5), 以模拟温跃层上界深度代表南海暖水厚度(图 6), 可看到模拟结果中暖水的季节变化也可分为发展(3—5 月)、维持(6—9 月)、退缩(10—11 月)、消失(12 月—次年 2 月)4 个阶段。与 Levitus 资料作出的南海暖水相比, 模式较准确地模拟出了南海暖水的出现时间、退缩时间, 成功再现了南海暖水在 3—5 月范围的迅速增长、6—9 月范围及深度的维持以及 4—9

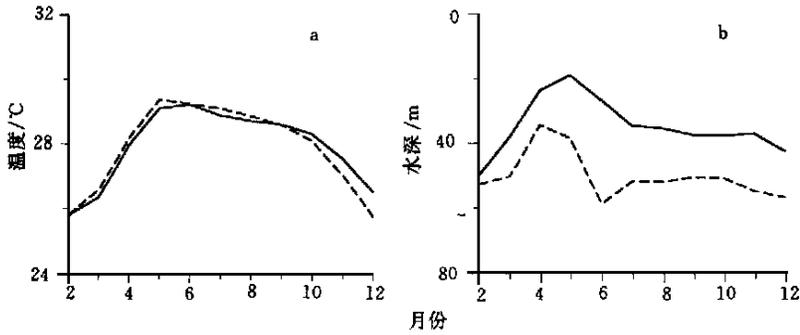


图 4 南海区域平均的混合层温度(a)、温跃层上界深度(b)时间变化曲线

Fig. 4 Time series of the SCS area mean mixed layer temperature and depth of the top of the thermocline

实线为由 Levitus 资料得出的 SST 和温跃层上界深度; 虚线为模拟值

表 1 南海暖水区一点(116°E, 1°N)温度方程中各项对温度变化的作用(各月累积值)

Tab. 1 The factors' effect in temperature equation on change of temperature of a point in SCSWP area (116°E, 1°N)

月份	温度改变	扩散项	卷挟项	局地加热项	平流项
3	0.13×10^{-3}	-0.34×10^{-4}	-0.45×10^{-7}	0.16×10^{-3}	0.15×10^{-5}
4	0.19×10^{-3}	-0.33×10^{-4}	0.00	0.22×10^{-3}	0.34×10^{-5}
5	0.13×10^{-3}	-0.32×10^{-4}	0.00	0.16×10^{-3}	0.31×10^{-5}
6	-0.49×10^{-4}	-0.16×10^{-4}	-0.38×10^{-4}	0.65×10^{-5}	0.45×10^{-5}
7	-0.64×10^{-4}	0.31×10^{-5}	-0.72×10^{-4}	0.44×10^{-5}	0.27×10^{-5}
8	-0.43×10^{-4}	0.16×10^{-4}	-0.82×10^{-4}	0.21×10^{-4}	-0.98×10^{-5}
9	0.35×10^{-4}	0.52×10^{-5}	0.00	0.29×10^{-4}	-0.17×10^{-4}
10	0.37×10^{-4}	0.12×10^{-5}	0.00	0.35×10^{-4}	-0.26×10^{-5}
11	-0.16×10^{-3}	-0.17×10^{-4}	-0.74×10^{-4}	-0.63×10^{-4}	-0.38×10^{-4}
12	-0.24×10^{-3}	-0.36×10^{-4}	-0.68×10^{-4}	-0.13×10^{-3}	-0.56×10^{-4}

月间西北浅东南深等季节变化中的主要特征。

为进一步分析在不同阶段对南海暖水的形成和演变起重要作用的物理过程和控制因子, 选择暖水区一点为代表, 讨论该点温度方程中各项对温度变化的作用(参考表 1)。

南海暖水的发展阶段(3—5月) 西南季风尚未建立, 南海东南部局地加热项最大, 扩散项和平流项次之, 卷挟项最小。此阶段内, 南海海面吸收的热辐射量逐渐达到全年最高值, 风应力场达到最低值, 混合层与温跃层间几乎没有卷挟交换, 南海混合层主要是局地加热作用来维持, 南海暖水范围的扩大和厚度的增长主要是局地加热的结果。

维持阶段(6—9月) 西南季风建立后, 随着风力的加大和潜热通量的增加, 湍流混合作用增强, 卷挟项量值增加, 与局地加热项、平流项、扩散项的作用相平衡, 使这一阶段的温度变化最小。混合层与温跃层间的卷挟交换促使混合层加深, 维持着暖水的厚度。

西南季风引起的东南向 Ekman 输运对暖水温度(平流项为正)、厚度的维持都起了积极的作用。

退缩阶段(10—11 月) 10 月份, 由于东北季风在海盆北部的出现, 南海北部混合层开始变厚并降温(王东晓等, 1997), 南海暖水也开始退缩。东北季风的 Ekman 效应使混合层在海盆东南部变浅且降温, 西北部加深且增暖。模拟混合层的这一特点尤为突出。这是模拟暖水退缩时间比实际暖水退缩时间短的主要原因。

总之, 对南海暖水的模拟结果能够体现南海暖水季节变化中的主要特征。数值模拟结果也说明: 在发展阶段南海暖水范围和厚度的加大主要是局地加热的结果; 在维持阶段南海暖水的厚度主要是潜热通量和风应力的湍流混合作用和 Ekman 效应来维持; 退缩阶

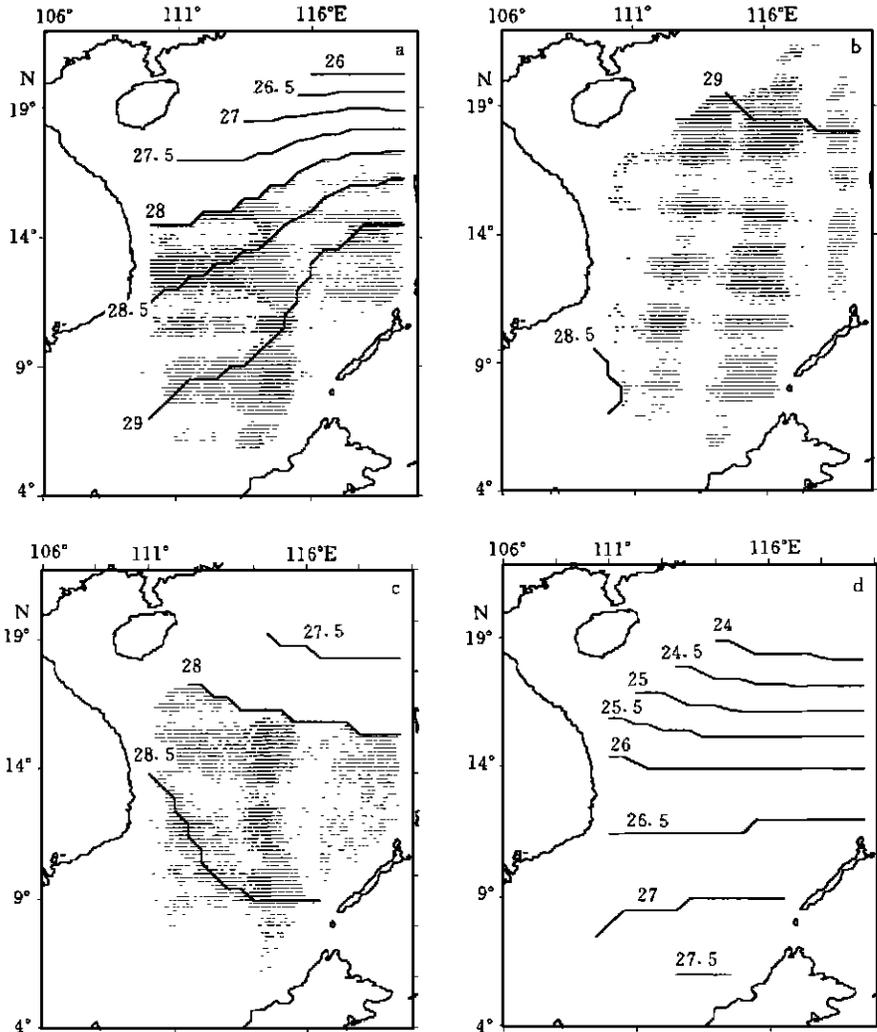


图 5 模拟混合层温度场(阴影区代表模拟暖水范围)

Fig. 5 Simulated mixed layer temperature (the shaded area is the simulated SCSWP)

a. 4月; b. 7月; c. 10月; d. 12月

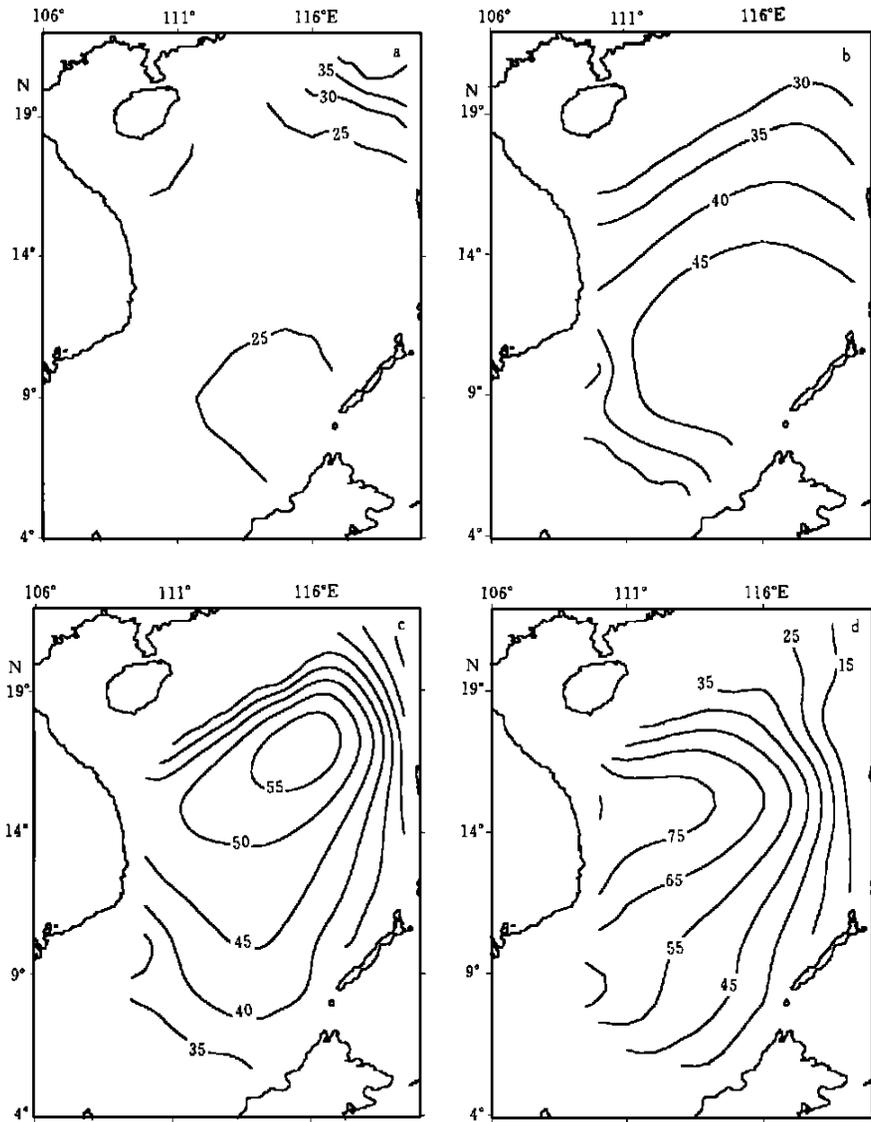


图6 模拟温跃层上界深度

Fig. 6 Simulated thermocline depth

a. 4月; b. 7月; c. 10月; d. 12月

段表面降温、冷水卷入、冷平流都不利于暖水的存在。

4 结语

本文根据气候平均 Levitus(1982) 资料, 对南海暖水进行了定义并分析了它的空间结构及季节变化特征: 南海暖水指南海地区水温高于 28°C 的水体。它的季节变化过程可分为发展(3—5月)、维持(6—9月)、退缩(10—12月)、消失(1—2月)4个阶段。南海暖水存在期间一直保持西北浅东南深的特征。南海暖水基本分布在温跃层以上, 暖水的厚度与同期温跃层上界深度间的空间分布形态和季节变化特征都基本类似。

采用‘intermediate’模式对南海暖水的模拟能够体现其季节变化的主要特征。数值模拟结果说明:发展阶段南海地区强的局地加热是暖水范围和厚度迅速加大的原因;维持阶段南海地区盛行的西南季风引起的湍流混合和 Ekman 效应维持着南海暖水的厚度;退缩阶段南海地区盛行的东北季风造成混合层顶部降温、底部冷水卷入,导致暖水迅速南退。

参 考 文 献

- 王东晓,周发,李永平,1997. 南海表层水温和海面热收支的年循环特征. 海洋学报, 19(3): 33—44
- 陈永利,张庆荣,赵永平,1997. 南沙暖水变化及其与 ENSO 和西太副高的耦合关系. 海洋科学集刊, 38: 87—97
- 杨海军,刘秦玉,1998. 南海上层水温分布的季节特征. 海洋与湖沼, 29(5): 501—507
- 周发,王作台,1999. 南海与其邻近西太平洋 SST 年际变化的位相不连续性. 海洋与湖沼, 30(6): 679—686
- 阎俊岳,1997. 南海西南季风爆发的气候学特征. 气象学报, 55(2): 174—185
- 谢强,鄢利农,侯一筠等,1999. 南沙与暖池海域 SST 的长期振荡与其耦合过程. 海洋与湖沼, 30(1): 88—96
- Levitus S, 1982. Climatological atlas of the world ocean. NOAA Prof. Pap. No. 13. Washington: U. S. Government Printing Office, 177
- Niiler P P, Kraus E B, 1977. One dimensional models of the upper ocean. In: Kraus E B ed. Modeling and Prediction of the Upper Layers of the Ocean. Oxford: Pergamon Press, 143—177
- Wang Bin, Li Tianming, Chang Ping, 1995. An intermediate model of the Tropical Pacific Ocean. J Phys Oceanogr, 25(7): 1599—1616
- Zebiak, S E, M A Cane, 1987. A model ENSO. Mon Weather Rev, 115: 2262—2278

SEASONAL CHARACTERISTICS OF THE SOUTH CHINA SEA WARM POOL AND NUMERICAL MODELING

JIA Ying-lai, LIU Qin-yu, SUN Ji-lin

(Marine Environmental College, Ocean University of Qingdao, Qingdao, 266003)

Abstract Based on the Levitus (1982) climatological data, the South China Sea Warm Pool (SCSWP) is defined. The seasonal variation of the SCSWP can be divided into four stages. In the climatological sense, the spatial structure and seasonal variation of the SCSWP thickness is similar to that of the upper boundary of thermocline from April to October. From April to November, the SCSWP is always shallow in Northwest and deep in Southeast. An intermediate model (Wang *et al.*, 1995) is used to simulate the extent and the thickness of the SCSWP. The model can reproduce the main characteristics of the SCSWP, which indicate that: (1) at the developing stage, the expanding of the SCSWP is controlled mainly by the local heating; (2) at the stable stage, the thickness of the SCSWP is maintained by the enhanced mixing and the Ekman transport; and (3) at the flinching stage, the SCSWP is reduced by the surface cooling and the cold water entrained into the mixed layer.

Key words South China Sea Warm Pool Upper boundary of thermocline Numerical modeling

Subject classification number P731