

# 中国近海异常海温数值预报模式研究\*

## I. 模式的建立

王赐震 李许花 戚建华 苏育嵩

(青岛海洋大学海洋环境学院, 青岛 266003)

**摘要** 本文从近海异常海温的定义和形成机制出发, 在原有的海表温度数值预报模式的基础上, 考虑了上层海洋对强天气强迫的动力响应和浅海效应, 前者包括卷入和卷出、冷水抽吸和暖水辐聚, 后者包括潮混合和浅海对短波吸收之影响, 从而建立了一个以混合层的温、流、深度为变量的中国近海异常海温数值预报模式。

**关键词** 近海异常海温 数值预报

## 1 引言

中国近海地处东亚季风区, 冬季受大陆冷高压, 夏季受副热带高压的控制, 是台风、寒潮和锋面气旋等灾害性天气系统频繁侵扰的海域。它有着广阔的大陆架, 又直接受行星尺度的黑潮流系所左右。正是由于这样一些影响因子之间的相互作用, 在海温场上一年四季都可产生空间尺度或大或小, 持续时间或长或短的异常高或异常低的温度中心。本文把发生在近海海域的 SST 距平在 $2^{\circ}\text{C}$ 以上, 持续时间在10d以上, 空间尺度在 $1^{\circ}\times 1^{\circ}$ 经纬度以上的海温场定义为近海异常海温, 它是本文数值模式研究的主要预报对象。

依据以上定义, 利用海洋大学的海温数据库, 按 $0.5^{\circ}\times 0.5^{\circ}$ 经纬度网格对1930~1990年黄、渤、东海海温资料进行了普查, 所得结论是<sup>[1]</sup>: 异常海温在全年各季都可能出现, 但夏季出现异常高温偏多, 台风通过则出现异常低温, 冬季多出现异常低温; 异常海温站点连续成片出现并长时间维持。有关资料分析详情将另文发表。由于全球气候和大尺度海-气相互作用研究的进展, 近年来关于大尺度 SST 异常的研究受到相当重视。比如中纬度 SST 异常机理研究<sup>[1~7]</sup>, 预报研究<sup>[8]</sup>, 以及赤道区 SST 异常与大气强迫的相互作用研究<sup>[9]</sup>, 都有相当大的进展, 从另一方面看, 本文讨论的近海 SST 异常的研究, 发表的研究论文却很少。不过, 两者

本文于1996-07-22收到, 修改稿于1997-07-06收到。

\* “八五”科技攻关资助项目(编号: 85 903 08 01)。

1) 苏育嵩等, “八五”科技攻关项目《近海异常海温分析及预报研究》研究报告, 第一部分, 1995。

第一作者简介: 王赐震, 男, 58岁, 教授, 从事大尺度海气相互作用研究。

在许多方面是密切关连的. 比如, 大量研究结果已经证实<sup>[6,7]</sup>, 中纬度大尺度 SST 异常, 是海洋上混合层对大气环流中的随机天气尺度系统(时间尺度3~5d, 空间尺度为数百千米)的风异常和热通量异常强迫的响应, 而不是像热带 SST 异常那样是海洋-大气不稳定反馈的产物. 无疑, 本文的近海 SST 异常是上层海洋对随机天气强迫的响应, 海-气反馈以及遥相关问题可以不计. 另外, 大尺度 SST 异常研究中关于混合层积分模式的采用, 模式参数的试验选取, 风异常的贡献和热通量异常的贡献比较等, 对本文研究都有重要参考价值.

本研究的重点是必须把握浅海的影响. 观测证明, 近海混合层浅, 与大洋的深混合层相比它的热惯性小, SST 变化必然显著. 对此近年来有一些新的研究成果<sup>[10,11]</sup>.

中国近海异常海温数值预报模式研究, 毕竟是一项新的探索, 尽管它是在“中国海海表温度数值预报模式”的基础上发展起来的<sup>[12]</sup>, 但是它有许多独特性. 为此, 必须首先对近海海温异常产生的原因作一些物理分析, 在此基础上建立预报模式.

## 2 近海海温异常的物理成因分析

正确认识近海异常海温的物理成因是建立预报模式的基础, 现将其物理成因分析说明如下:

作为本研究的 SST 的“载体”的中国近海上混合层, 有显著季节变化<sup>[13]</sup>. 冬季, 大陆架区海水混合到底, 无混合层存在. 此时 SST 变化与混合层深度的时间变化无关, 是预报模式中最简单的特例, 在此不作重点. 成因分析的重点放在夏半年的异常海温的发生上, 此时的复杂之处在于海洋上混合层存在. 在强天气系统作用下, 风应力强迫、表面热通量作用与海底地形的影响相互交织, 导致混合层深度的显著变化, 而混合层深度变化又直接关连于深层冷水进入和混合层水排出, 这又会造成 SST 大幅度变化; 表面热通量异常加上混合层的这种变化共同作用, 导致近海异常海温的发生.

异常海温有异常高温和异常低温之分. 从表层层结稳定度的变化可以设想: 异常高温的出现必然伴有卷出过程. 卷出必将使混合层变浅, 热惯性变小, 从而又有助于增大 SST 升温率和异常高温的形成; 另一方面, 夏季异常低温的出现主要由下层冷水混入混合层所致, 即说必然伴有夹卷过程. 由于下层水温比混合层水温(SST)低得多, 冷水的卷入对异常低温的形成十分有效. 因此卷入、卷出过程是异常海温模式中十分重要的动力过程(冬季则无此过程).

强天气系统控制是异常海温形成的主要外界条件. 比如, 台风侵袭是夏季异常低温的典型天气; 环绕台风中心的强气旋环流不仅有夹卷作用, 还有 Ekman 抽吸作用, 这是造成异常低温的主要因素, 作为次要因素还有云对太阳辐射的遮挡, 大风加大海面蒸发等, 另一方面, 副热带高压长期笼罩则是异常高温形成的最有利形势; 除海面强加热和卷出过程之外, 反气旋环流强迫使表皮暖水辐聚到混合层内, 也是异常高温形成的因子之一.

中国近海异常海温频繁发生, 与大陆架的存在密切相关. 其一, 大陆架水浅, 相当部分海域水深在百米之内, 浅海区潮流强, 底层的潮混合层也厚. 当这一下层潮混合的(向上)夹卷尚未破坏稳定的跃层却又阻碍了上混合层加深时, 在陆架区会维持一个较浅的上混合层, 这已被观测所证明<sup>[10]</sup>. 混合层浅, 热惯性小, 则利于夏季异常高温的形成. 相反, 若潮混合直达海面, 由于下层冷水全部用于与上混合层水的混合, 则又可形成沿岸冷水带(另文讨论).

其二, 由于潮混合等原因, 陆架区海水浊度大, 短波辐射在水中透射深度小, 这又是混合层浅和异常高温容易形成的原因之一 [见公式 (18)]. 其三, 近海复杂的地形和海岸线强迫流场产生涌升、沉降、辐散、辐合、平流、扩散等, 这是形成区域性异常高、低温度中心的重要原因.

建立本模式的目的是用于近海异常海温的预报. 如前所述, 中纬度异常海温是对随机天气 (异常) 强迫的被动响应. 因此, 为准确预报, 除了建立一个正确表现近海异常海温形成机制的海洋模式以外, 必须提供正确的天气预报产品. 目前用于业务化数值天气预报的时限充其量可延伸到10d左右, 加之我国海洋环境预报中心发布的是旬平均海温预报, 因此本模式也是以旬预报为最长时效进行研究的. 为此本模式仍以本研究组研制的一般形式的短期海温预报模式作为基本框架, 未改用距平模式. 而距平模式对于长期预报更合适一些<sup>[8]</sup>.

以上就是近海异常海温模式的物理基础.

### 3 模式描述

根据上述物理框架, 现将模式描述如下:

#### 3.1 动力学方程和模式物理学方程

模式的这一基础部分, 运用了“中国近海海表温度短期预报模式”的框架<sup>[12]</sup>. 在这里仅将其方程组简要给出:

动力学方程

$$\begin{aligned} \frac{\partial u_d}{\partial t} = & -g \left( \frac{\partial \eta_d}{\partial x} + \frac{h}{2\rho_0} \frac{\partial \rho_d}{\partial x} \right) - (\vec{V}_c \cdot \nabla u_d + \vec{V}_d \cdot \nabla u_c) \\ & + f v_d + A_M \nabla^2 u_d + \frac{1}{\rho_0 h} (\tau_x - c_b |\vec{V}_d| u_d), \end{aligned} \quad (1)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial v_d}{\partial t} = & -g \left( \frac{\partial \eta_d}{\partial y} + \frac{h}{2\rho_0} \frac{\partial \rho_d}{\partial y} \right) - (\vec{V}_c \cdot \nabla v_d + \vec{V}_d \cdot \nabla v_c) \\ & + f u_d + A_M \nabla^2 v_d + \frac{1}{\rho_0 h} (\tau_y - c_b |\vec{V}_d| v_d). \end{aligned} \quad (2)$$

连续方程

$$\frac{\partial \eta_d}{\partial t} = -\nabla \cdot (\vec{V}_d h). \quad (3)$$

热力学方程

$$\left( \frac{\partial T}{\partial t} \right)_d = -(\vec{V}_d + \vec{V}_c) \cdot \nabla T + A_M \nabla^2 T. \quad (4)$$

状态方程<sup>[11]</sup>

$$\rho_d = f(T, S) - \rho_c, \quad (5)$$

式中, 下标  $d$  的量为对应于漂流的各种量 (变量), 以便与下标  $c$  的余流诸量 (模式常量) 相区别. 盐度  $S$  也是以多年月平均场给出 (模式常数).  $\left( \frac{\partial T}{\partial t} \right)_d$  为热力学方程中动力学部分的温度变率, 表面应力  $\vec{\tau}$  由块体公式表示:

$$\vec{\tau} = \hat{i}\tau_x + \hat{j}\tau_y = \rho_a C_d |\vec{V}_a| \vec{V}_a,$$

其中  $\rho_a$ 、 $\vec{V}_a$  为海面10m高度处的空气密度和风速.

热力学方程的模式物理学部分:

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_2 = \frac{1}{c\rho h} \sum_{m=1}^4 Q_m + \left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_1, \quad (6)$$

其中右端第2项  $(\partial T/\partial t)_2$  表示夹卷、抽吸、潮混合等对 SST 的贡献, 它是在一般海表温预报模式基础上, 突出表现近海异常海表温度模式的特征项, 是本文讨论的重点, 将放到以下几节讨论. 而右端第1项是表面加热, 它包括:

$$\sum_{m=1}^4 Q_m = Q_i - Q_b - Q_h - Q_s, \quad (7)$$

式中4项分别表示短波辐射、海面有效回辐射、蒸发潜热及显热通量, 它们的参数化式表示为

$$Q_i = Q_{i,0}(1 - 0.61n)(1 - r)(1 - \beta_1 e^{-\gamma}), \quad (8)$$

$$Q_b = \varepsilon\sigma T_A^4 [T_A(0.39 - 0.05\sqrt{e_a})(1 - k_n^2) + 4(T - T_a)], \quad (9)$$

$$Q_h = \rho_a C_H L V_a (q_w - q_a), \quad (10)$$

$$Q_s = \rho_a C_H C_p V_a (T - T_a), \quad (11)$$

其中,  $Q_{i,0}$  为晴空入射辐射;  $n$  为总云量;  $r$  为海面反照率;  $\beta_1$  为短波辐射自海面向深层的透射量与入射量之比, 显然  $(1 - \beta_1)$  则为表层对短波辐射的吸收率;  $\gamma$  为海水对透射短波辐射的衰减率;  $\varepsilon$  为海面灰度;  $\sigma$  为斯蒂芬-玻尔兹曼常数;  $C_p$  为空气的定压比热;  $L$  为潜热;  $C_H$  为海-气间热量及水汽的块体交换系数;  $k_n$  为云的阻拦系数, 其经验公式为  $k_n = 0.59 + 0.005(\varphi - 20^\circ)$ ,  $\varphi$  为纬度;  $T_a$ 、 $e_a$ 、 $q_a$  分别为海面以上10m 高度处的气温、水汽压和比湿;  $T_A = T_a + 273$ , 为绝对温度;  $q_w$  为海面的饱和比湿, 它仅是海表温度  $T$  的函数.

公式(1)~(11)是上混合层积分形式的海洋原始方程组, 有关初值、边值、计算稳定性格式以及  $(\partial T/\partial t)_1$  与  $(\partial T/\partial t)_2$  的积分的线性耦合等详情可参照文献[12]. 作为近海异常海温预报模式, 该方程组尚未闭合. 为了体现近海异常海温形成机制并使方程组闭合, 还必须包括如下几个参数化方程.

### 3.2 上混合层的卷入和卷出过程

这两种过程涉及混合层深度变化以及与下层冷水的混合, 因此是导致 SST 大幅度变化的异常海温预报的重要过程. 描述这两种过程的方程是混合层湍流能量平衡方程<sup>[15]</sup>:

$$W_{e1} = \frac{1}{h\Delta b} \left\{ 2mu_*^3 + \frac{h}{2} [(1+n)B_0 - (1-n)|B_0|] + J_0 \left( h - \frac{2}{\gamma} \right) \right\}, \quad (12)$$

$$W_{e2} = \frac{\partial h}{\partial t} = \begin{cases} 0, & \text{当 } W_{e1} \leq 0 \text{ 时;} \\ W_{e1}, & \text{当 } W_{e1} \geq 0 \text{ 时;} \end{cases} \quad (13)$$

其中,  $W_{e1}$  是上混合层的夹卷速度;  $u_* = \sqrt{\frac{\tau}{\rho}}$  是摩擦速度;  $B_0$  为表面浮力通量;  $J_0$  是透射辐射的浮力通量;  $\Delta b$  是跨越底面(作不连续面处理)的浮力之差;  $m=1.5$ ,  $n=0.5$ , 为两个与耗散有关的实验参数. 方程(12)、(13)是不计潮混合时的夹卷速度表示式, 它表示: 夹卷速度(或层深  $h$  的变化)受风应力、海面的冷却(加热)和短波辐射的穿透尺度  $(1/\gamma)$  等因子所支配. 当  $W_{e1} > 0$  时, 也就是说, 当混合层的湍流动能通量盈余时, 将有夹卷发生, 如式(13)所示, 混合层加深, 并且有冷水被卷入混合层. 当  $W_{e1} < 0$  时, 即混合层内湍流动能亏损时, 将有卷出发生. 此时, 式(12)左端取作0, 蜕化成求解  $h$  的平衡方程. 简言之, 式

(12)、(13) 为已知外强迫而求解冷水夹卷率  $W_{c1}$  和混合层深  $h$  的方程.

### 3.3 潮混合过程

如上一节(物理成因分析)所述, 浅海潮混合对上混合层深度有重要影响, 对此曾进行过一些研究<sup>[10,11]</sup>. 然而以往的参数化(如式(15)所示)未限制潮混合层厚度. 试验证明: 不限制潮混合层厚度会过高估计潮混合效应, 从而会造成上混合层不适当地变浅. 由湍流基本原理可以设想: 潮混合仅出现在流切变带内, 如图1所示, 随着切变消失, 潮夹卷  $W_{c2}$  也应变为0. 基于这一考虑, 本文关于  $W_{c2}$  的表达式, 参照文献<sup>[10, 11]</sup>, 又考虑了潮流廓线<sup>[16]</sup>(图1), 在多次试验基础上给出一个参数化公式:

$$W_{c2}(\eta) = \begin{cases} 0, & \eta \geq b; \\ W_c \frac{b - \eta}{b - a}, & b > \eta \geq a; \\ W_{c1}, & \eta < a. \end{cases} \quad (14)$$

$$W_{c1} = \frac{2}{\eta \Delta b} m_b u_b^3, \quad (15)$$

$$\eta = D - h, \quad (16)$$

在这里  $h$  为上混合层深,  $D$  为海深,  $u_b$  为潮流之最大流速, 由文献<sup>[18]</sup>给出,  $m_b$  为与之相对应的参数. 关于  $a$ 、 $b$  的确定, 由流的廓线给定,  $b$  取在流切变为0的下界,  $a$  取在切变大小显著改变的区域. 关于  $a$ 、 $b$  的确定及流廓线的示意图, 由图1给出.  $a$ 、 $b$  和  $\eta$  都从海底算起.

式(14)和(15)表明: 在切变很强的层, 即深度  $a$  以深,  $W_{c2} = W_{c1}$ ; 在  $a$  和  $b$  之间, 切变逐渐减小直到切变为0, 此时  $W_{c2}$  也线性变小, 直到  $W_{c2} = 0$ ; 在深度  $b$  以浅, 无潮混合之影响. 实验证明, 经过这些改进, 模式能较好地模拟潮混合的作用. 此外,  $a$  和  $b$  的选取应当是流速和地形的函数. 因缺乏资料, 在此取  $a$ 、 $b$  为常数.

在浅海, 考虑潮混合之后, 海洋上混合层深  $h$  的变化方程为:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \begin{cases} -W_{c2}, & W_{c1} \leq 0; \\ W_{c1} - W_{c2}, & W_{c1} \geq 0. \end{cases} \quad (17)$$

本模式规定, 在  $D \geq 100\text{m}$  的深水区和  $D < 100\text{m}$  的浅水区, 混合层深  $h$  的计算分别由式(13)和式(17)的积分给出.

### 3.4 浅海的短波吸收

式(8)和(12)都含有吸收系数  $\gamma$ , 在浅海这个量变化很大, 对夏季近海异常海温的形成有重要影响. 一般说来近海海水浊度大,  $\gamma$  亦增大. 由式(8)看出:  $\gamma$  越大, 混合层内吸收的短波辐射  $Q_s$  越大, 后面将要显示  $Q_s$  是夏季对 SST 变化(升温)起支配作用的因子. 另一方面由式(12)可以看出, 在其他条件相同时,  $\gamma$  越大, 越有利于混合层变浅, 更加速了升温率. 从而说明吸收系数  $\gamma$  的不均匀分布对夏季浅海异常高温的出现有重要作用. 中国近海并无  $\gamma$  的测定, 参照近期有关论文<sup>[17,18]</sup>, 将  $\gamma$  与海深  $D$  联系起来, 得到  $\gamma$  的参数化表达式:

$$(\gamma + 0.003)(D - 6) = 11, \quad (18)$$

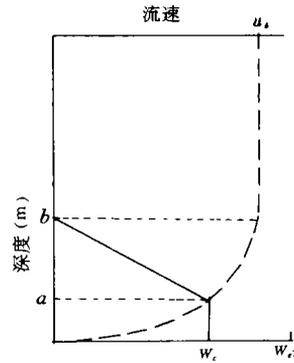


图1 潮混合夹卷示意图

断线为最大潮流廓线,  
实线为夹卷速度分布<sup>[16]</sup>

式中的参数取值是海深  $D$  以米为单位的曲线拟合常数. 该式的含义是清楚的; 海深  $D$  (大于 6m) 浅, 潮混合强, 则泥沙多, 而且浅水区大陆径流、污染也强, 因此透明度低, 吸收系数  $\gamma$  增大. 相反, 深水区  $\gamma$  则小. 尽管这一参数化是初步的, 但比  $\gamma$  取作常数有重大改进. 后面的量级估计说明,  $\gamma$  的不均匀性, 对混合层深度变化, 对 SST 的影响是相当重要的.

### 3.5 Ekman 抽吸和暖水辐聚

这两个过程出现在两种相反的天气强迫之下, Ekman 抽吸是在气旋环流, 特殊来说, 在台风场强迫下, 混合层水因 Ekman 偏转往外辐散, 下层冷水作为补偿被抽吸到混合层之内的过程, 抽吸速度:

$$W_p = \frac{1}{\rho_0} \text{curl} \left( \frac{\tau}{f} \right), \quad (19)$$

其中,  $\tau$  为应力;  $f$  是科氏参数. 此  $W_p$  可用于方程 (6) 计算抽吸的降温率.

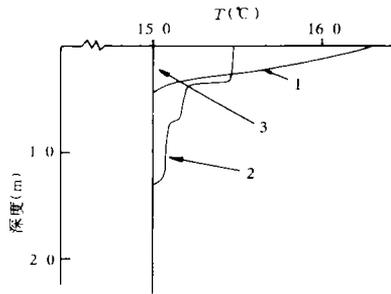


图2 海洋表皮层温度廓线日变化示意图

1. 晴空、无风昼间廓线; 2. 轻风混合的昼间廓线; 3. 夜间廓线

暖水辐聚是在反气旋环流控制下表皮暖水 (图2) 辐聚于上部混合层之内的过程. 若把具有明显日变化的表皮层从混合层中区分出来, 称作“表皮跃层”<sup>[19]</sup>, 于是把表面跃层暖水辐聚并沉入混合层的过程又与冷水的 Ekman 抽吸有某种相似性. 运用这一相似性, 得暖水辐聚参数化公式如下:

$$W_{anti} = \frac{A}{\rho} \text{curl} \left( \frac{\tau}{f} \right), \quad (20)$$

$W_{anti}$  是一个描述表皮暖水辐聚下沉的量,  $A$  是实验参数, 其作用是将暖水辐聚对 SST 的贡献统一到与抽吸、夹卷的作用形式相同的表达式之中, 本文实验选取  $A=0.75$ . 于是大风引起的夹卷、台风造成的抽吸以及反气旋环流作用下的暖水辐聚三者对  $\left( \frac{\partial T}{\partial t} \right)_i$  的贡献、可用同

一个参数化方程表示如下:

$$\left( \frac{\partial T}{\partial t} \right)_i = -W_i \frac{\Delta T}{h},$$

其中下标  $i$  分别表示夹卷 ( $W_{c1}-W_{c2}$ )、抽吸  $W_p$  和辐聚  $W_{anti}$  等3种不同过程.

上述方程组 (1) ~ (20), 区别不同条件有机组合, 构成异常海温预报模式. 概言之, 本模式是在短期海温预报模式 (1) ~ (11) 的基础上, 考虑混合层深变化的卷入、卷出过程 (12)、(13)、气旋强迫的 Ekman 抽吸 (19)、反气旋强迫下的暖水辐聚 (20)、浅海的潮混合作用 (14) ~ (17) 及其短波吸收的不均匀性作用 (18) 等这样一些近海异常海温的物理形成因子, 因而可以认为这一中国近海异常海温预报模式的物理基础是坚实的.

## 4 结论

本文研制了一个近海异常海温数值预报模式, 要点如下:

4.1 近海异常海温定义为发生在近海海域 SST 距平在  $\pm 2^\circ\text{C}$  以上, 持续时间在 10d 以上, 空间尺度在  $1^\circ \times 1^\circ$  经纬度以上的海温场.

4.2 近海异常海温的发生是浅海上层海洋对强天气强迫的热力和动力响应的综合结果。夏季, 由于季节跃层存在, 动力响应的作用十分重要, 浅海效应也为异常海温的形成提供了有利环境。因此本模式是在海表温度数值预报模式基础上着重考虑动力响应和浅海效应, 以混合层的温 (SST)、流和深度为变量的闭合的动力方程组。

4.3 在本模式中, 动力响应包括卷入和卷出, 冷水抽吸和暖水辐聚; 浅海效应包括潮混合和海水关于短波吸收系数的不均匀。

本文给出它们的参数化公式, 与其他动力、热力方程构成闭合的中国近海异常海温预报方程组。

对方程组各项的量级分析及试预报个例的检验分析将在下文给出。

## 参考文献

- 1 Haney R L. Midlatitude SST anomaly: A numerical hindcast. *J. Phys. Oceanogr.*, 1985, **15**, 787~799
- 2 Herterich K, Hasselmann K. Extraction of mixed layer advection velocities, diffusion coefficients, feedback factors and atmospheric forcing parameters from the statistical analysis of North Pacific SST anomaly fields. *J. Phys. Oceanogr.*, 1987, **17**, 2 145~2 156
- 3 Anderson D L T. The ocean general circulation and its interaction with the atmosphere. Large scale Dynamical Processes in the atmosphere, Hoskin B. Academic Press, London, 1983, 157~167
- 4 Haney R L. A numerical case study of the development of large-scale anomalies in the Central North Pacific Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, 1980, **10**, 541~556
- 5 Frankignoul C, Reynolds R W. Testing a dynamical model for midlatitude SST Anomalies. *J. Phys. Oceanogr.*, 1983, **13**, 1 131~1 145
- 6 Frankignoul C. SST anomalies, planetary waves, and air-sea feedback in the midlatitudes. *Rev. Geophys.*, 1985, **23**, 357~390
- 7 朱抱真, 骆美霞, 黄荣辉. 大尺度海温扰动的动力不稳定与海温异常的形成. *中国科学*, 1981, (6): 716~723
- 8 Chao Jping *et al.* Monthly and seasonal numerical forecasts by using the anomaly ocean atmosphere couple filtered Model. *Adv. in Atmos. Sci.*, 1986, **3**(2): 139
- 9 Wyrtki K. The southern Oscillation, ocean atmosphere interaction and El Nino. *Mar. Tech. Soc. J.*, 1982, **16**, 3~10
- 10 杨殿荣, 匡国瑞, 张玉琳等. 黄东海夏季温跃层的诊断研究. *海洋学报*, 1990, **12**(1): 14~23
- 11 杨殿荣. 浅海热盐结构三层模式. *海洋学报*, 1993, **15**(5): 14~26
- 12 王赐震, 苏育嵩. 海表温度短期数值预报. *物理海洋数值计算*, 郑州: 河南科学技术出版社, 1992, 296~360
- 13 蓝淑芳等. 渤海、黄海、东海水温垂直结构统计特征分析. *海洋科学集刊*, 第二十五集, 北京: 科学出版社, 1985, 11~25
- 14 UNESCO. Tenth report of the joint panel on oceanographic tables and standards. UNESCO Technical Papers in Marine Sci., 1981, 36
- 15 Niiler P P, Kraus E B. One dimensional Models of the Upper Ocean, in *Modelling and Prediction of the Upper Layers of the Ocean* (Kraus E B ed.), Pergamon, New York, 1977, 143~172
- 16 孙文心. 在三维浅海流体动力学中的一种数值方法流速分解法. *物理海洋数值计算*, 郑州: 河南科学技术出版社, 1992, 157
- 17 Qi Jianhua, Wang Sizhen, Su Yusong. The numerical study of three dimensional temperature and circulation in the Yellow and Bohai Seas. *J. Yellow Sea*, 1995, (1): 25~33
- 18 朱兰部, 赵保仁. 渤、黄、东海透明度的分布变化. *海洋湖沼通报*, 1991, (3): 1~10
- 19 Simpson J J, Paulson C A. Small scale sea surface temperature structure. *J. Phys. Oceanogr.*, 1980, **10**, 399~410

# A numerical model for predicting offshore SST anomaly in the East China Sea

## I. Establishment of model

Wang Cizhen,<sup>1</sup> Li Xuhua,<sup>1</sup> Qi Jianhua,<sup>1</sup> Su Yusong<sup>1</sup>

1. *Ocean University of Qingdao, Qingdao 266003*

**Abstract**—Based on the definition of the offshore SST anomaly (O-SSTA) and its generating mechanism, the predicting model has been established. It is consisted of three parts: equations of dynamics, equations of model's physics and equations of affecting factors of O-SSTA. The latter, which is stressed here, includes the dynamic response of upper ocean on the strong atmospheric forcing and shallow sea effects, such as the entrainment, Ekman pumping, tidal mixing and absorptivity for solar radiation. The predicting variables consist of the temperature (SST), drift current and depth of upper mixed layer.

**Key words** Offshore SST anomaly, numerical model