

一种有限区域海表温度预报模式*

I. 动力学部分

王赐震 苏育嵩
(青岛海洋大学)

提要 本文探索性地以建立短期 SST 业务数值预报模式为目的,从中国海域的海洋学特征出发,给出一个物理上合理、业务可行的上混合层二维原始方程预报模式。它包括低频流(黑潮及其分支)方程组、由漂流方程和热力学平流方程组成的动力方程组、从热力学方程中“割裂”出来的模式物理学方程三个组成部分。本模式用于 3—5 天 SST 预报,同时也给出混合层平均漂流的预报。由于本文属创新性研究,讨论内容较多,故将文章分作两部分。在部分 I 仅限于讨论模式建立的物理依据以及模式的动力学方面的内容。

海表温度(SST)的变化不仅与海水的水平及铅直运动、层化结构有关,还受太阳辐射及大气环流的强迫场所左右。因此, SST 是地球大气-海洋运动系中的一个重要变量。然而对于 SST 的短期变化,可以不计海洋对大气的反馈。因此可以认为: SST 短期预报模式的物理基础应该是以气象强迫场为上边界条件,以温、盐、流、密、压强为因变量的三维海洋原始方程组。

自 60 年代以来,不少研究者用三维海洋原始方程组进行数值实验,再现了大洋环流的形成^[4,6,7,9],从而为大洋环流(包括 SST)的数值预报的开展奠定了基础。然而,业务上的数值预报与作为理论研究的数值实验毕竟有许多不同之处,最突出的一点是数值预报必须依赖于变量的真实的初始场,即必须由实时观测资料给出预报变量的初值。然而,海上的实时观测仅限于水温一项,而且仅限于表层,因此必须将三维原始方程组加以改造才能用作业务可行的数值预报模式。目前已发表的 SST 数值预报模式仅限于大洋月距平预报模式^[1,5],与本文试图研制的中国近海及西北太平洋有限区域的 SST 短期(3—5 天)预报模式在许多方面显著不同,因此本文的模式研制工作属创新性研究。作为第一代“产品”,本文将该短期模式的物理模型的建立作为阐述的重点。

一、建立预报模式的物理依据

为将三维海洋原始方程组化作业务可行的 SST 短期预报模式,须对原始方程组作种种简化。现将用作简化的物理依据说明如下。

* 在这一研究中,李凤歧、姜雷、于迎、徐启春、王凤钦等同志也参加了计算和背景资料的准备,作了大量工作,均此一并志谢。

收稿日期: 1989 年 8 月 4 日。

1. 海洋上混合层(简称 UML)的存在

除高纬度个别海区外,在海洋上层普遍存在着深度为 10^1-10^2m 量级的温盐密铅直均一的 UML。中国海域地处中、低纬度,无疑是 UML 充分发展的海域。图 1 为 1987 年 5 月下旬“东方红”调查船在黄、东海水团调查中的两例 CTD(电导、温、深)曲线。分别以实线和虚线表示的两站取自黄海的 35°N 剖面,相距约 60km ,观测时间相差 4 个多小时。由图上清楚地看出两站的温深结构很相似: UML 的层深相同,都是 20m ; 在此之下不足 5m 厚度的跃层内温度递减了 5°C ,它将 UML 与深层冷水分开; 虽然在 UML 内两站的水温均一的相差约 0.5°C ,但是跃层及深层的温深曲线基本重合。这两例 CTD 曲线在广阔的黄、东海大陆架海域是有代表性的。由此可以看出:在我国近海, UML 在时间上和空间上是相对稳定的,当然在强天气过程之下应属于例外。另外, UML 还有如下特征:在较短[比如说, $\leq O(10^6\text{s})$]的时间尺度上,海洋对大气强迫的响应主要限于该层,而且由于湍流、对流的充分混合使大气强迫(包括动量、热量和物质)较为均匀地作用于 UML 整层;观测证实:漂流在 UML 内的分布也是相当均一的,尤其在强风混合之下^[11]。

UML 的上述特征给 SST 的短期数值预报模式的建立提供了“可行性”条件:将三维海洋原始方程组对 UML 整层作铅直积分所得的二维层模式,可用作 SST 短期预报模式。采用层模式的最大优点在于解决了海洋上初始场资料不足的困难,使业务数值预报成为可能,因此层模式成为本文研制的 SST 短期预报模式的基础。层模式的性能如下:(1)尽管 UML 内温度结构也有日变化,甚至在春、夏季节微风晴和的白天海表层明显层化,但是伴随夜间海表面冷却会发生对流,又使一天的热量收支匀布于 UML 整层。所以用 UML 的层温代替 SST 来研究上层温度的逐日变化或进行 3—5 天预报是合理的。(2)层模式所描述的流是层内的铅直平均流,这与实际流的结构可能会不一致(特别在风力较弱或风向发生改变之时)。然而本模式不以流的预报为目的而主要是进行温度预报,即为考虑冷暖平流才来预报流场。正是层内的铅直平均流才是对 UML 层温的平流起作用的量。这又从流的角度证明层模式对于 SST 预报是有效的。

2. 流的可区分性

在目前条件下,很难实现用一组闭合方程系同时预报大尺度洋流(黑潮)、漂流和潮流这样三种不同尺度流系的目标。然而由于各种类型的流各具有不同的时空尺度,它们对温度场的贡献也各异,因而可将它们分别处理,各以不同形式组合到温度预报模式中去。

潮流:与预报的时间尺度相比潮流属高频流,而且又是周期性往复流。水质点随潮

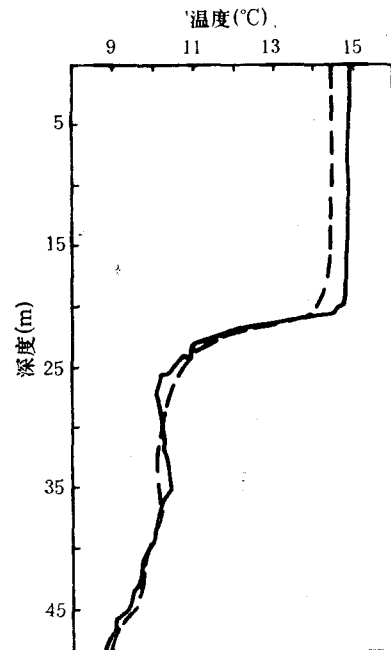


图 1 CTD 观测曲线二例

Fig. 1. Two cases of CTD observations

流振荡的区间一般远小于数值模式的水平分辨率(本模式的分辨率最细至 50km)。因此潮流对大尺度温度场无明显的平流效果,仅起潮混合作用。为此,在本模式中潮流不包含在用于计算大尺度温度平流的流速分量之内,而将潮流的(混合)作用在热力扩散项中体现之。至于非周期性的潮流,仅在沿海才有较显著贡献,在短期模式中可以不计。

黑潮: 是中国海域居支配地位的流。然而由于它的形成机制复杂^[2],到目前为止数值模拟黑潮的详情并非易事。然而根据黑潮的基本物理特征和现有观测,可以较准确地给出黑潮流场供温度场预报使用。具体说明如下: 第一,黑潮变化缓慢,主轴又受陆架陡坡所限稳定少动,实属低频流。因此在短期预报中黑潮可作为常流处理。由于多年来有关黑潮的调查资料相当丰富,利用多年观测资料会给出较可靠的黑潮平均流场。本模式就是依据《海洋水文图集》¹⁾的基本资料给出黑潮的第一近似流场的;第二,黑潮是密度流,它能够很好地反映海洋密度场或温度场分布特征,再加之它的低频特征,因此黑潮的流向及流速反过来又为大尺度月平均温度场所反映。因为月平均温度场基于观测为已知量,因此黑潮的流线分布又可为已知的月平均温度场所制约。基于黑潮流场和大尺度月平均温度场的一致性特征,本文又对上面给出的黑潮流场的第一近似值与月平均 SST 场之间进行动力调整(目前仍限于依靠经验方法进行调整)。通过调整既可以给出与大尺度温度场协调一致的较为可靠的黑潮流场,又可得到与流场协调一致的月平均 SST 场。精度较好的月平均 SST 场对于初始温度场的客观分析也是必要的。在缺乏实测流的条件下,用上述方法给出的黑潮流场是人们可以接受的。

漂流: 是随风应力而变化、与天气变化具有相同时间尺度的物理量,因而是一个预报量。在本模式中,漂流是借助动力预报方程组进行预报的要素之一。如前所述,层模式所预报的流是对层温的平流有效的 UML 的铅直平均漂流。

3. 热力学方程的割裂 作为技术性措施,本文将热力学方程割裂为动力学及模式物理学两部分^[27]。动力学部分仅考虑温度的平流和水平扩散项,它与漂流动量方程、连续方程和状态方程组成动力预报方程组;模式物理学部分包括辐射加热、蒸发、海-气热交换、夹卷和抽吸所引起的降温等,而这些物理过程皆以参数化形式给出。因为上述的动力学部分和物理学部分“线性”组合在热力学方程之中,因此又可允许将它们割裂开来,各自依计算稳定度判据的要求按不同的时间步长进行积分,再加以耦合。主要好处是在模式研制上有较大的灵活性。比如本文在动力预报方程组(用于预报漂流及温度平流)的处理上不计 UML 层深随时间的变化和底的“渗漏”,而在模式物理学方程中考虑层深变化和底“渗漏”的热力效应,这样处理既不失主要的物理过程又可使积分简化,保证了计算稳定,提高了预报时效。

下面对模式方程组的各组成部分作一描述。

二、余流方程组

本模式的 UML 模型如下: 取球面坐标系, x 轴指向东, y 轴指向北, z 轴局地指向上。 $z = 0$ 为平均海平面; $z = \eta(x, y, t)$ 为海面起伏; $z = -h(x, y)$ 为 UML 的底,显然

1) 国家海洋局,1975。《海洋水文图集》。

$\eta \ll h$. 对于上述模型, 二维不可压缩连续方程为:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = -\nabla \cdot (h\mathbf{V}) \quad (1)$$

其中, $\mathbf{V} = iu + jv$, 为水平流速矢量, i 及 j 为 x 及 y 方向的单位矢量, u 及 v 为与之对应的速度分量。本模式把黑潮的余流场作为定常流处理, 由方程(1)可知, 显然它应满足水平(通量)无辐散关系, 即:

$$\nabla \cdot (h\mathbf{V}_c) = 0 \quad (2)$$

其中, \mathbf{V}_c 为余流的理论值。然而本模式依据观测所给出的余流场为多年月平均场, 已如上一节所述, 它并非是无辐散的。为从实测的多年平均场求出本模式所用的无辐散余流场 \mathbf{V}_c , 须先由下式求流函数 ψ :

$$\nabla^2 \psi = \text{curl}(h\mathbf{V}_p) \quad (3)$$

\mathbf{V}_p 为实测的多年月平均余流, ∇^2 为二维 Laplace 算子, curl 为旋度(的铅直分量)算子。泊松方程(3)是边值问题, 而预报区域内因有岛屿存在, 因此它又是多连通的边值问题。求解多连通问题, 与单连通问题一样, 必须也仅需要给出外边值上的流函数值, 该边值定义如下:

$$\psi_{M+1} = \psi_M - \int_M^{M+1} (\mathbf{k} \times \mathbf{V}_p) \cdot \delta \mathbf{s} \quad (4)$$

其中 $M = 1, 2, \dots$ 为外边界格点的序号, 逆时针方向为增大方向, $\delta \mathbf{s}$ 为 M 至 $M+1$ 点的有向线段, \mathbf{k} 为铅直方向单位向量。由式(4)知: 流函数在岸边界为一常数, 在水边界由穿越边界的通量确定。但须注意: 由于该通量由观测值 \mathbf{V}_p 计算, 因此计算时必须对实测通量值 ($h\mathbf{V}_p$) 进行调整, 使其保证进出预报区域的通量相等, 这也是式(4)所必须满足的条件。如上所述, 外边界条件给定后, 方程(3)包括它的内边界值可以确定地求解。关于在多连通域求解泊松方程的方法将另文发表。流函数 ψ 求出后, 无辐散余流 \mathbf{V}_c 由如下方程给出:

$$\mathbf{V}_c = \frac{1}{h} \mathbf{k} \times \nabla \psi \quad (5)$$

关于黑潮余流的水位 η_c , 可以通过微分余流的准地转关系(余流应满足的关系之一)得出 η_c 与 ψ, ρ_c, h, β ($= \frac{\partial f}{\partial y}$) 等的平衡方程关系式。然而由于平衡方程本身及其边界值关系式都包括了某种近似关系, 而且下面的预报方程都与 η_c 无关, 所以余流方程组中没再计算 η_c 。

最后, 关于初始密度场 ρ_c 将由 UNESCO (联合国教科文组织) 定义的状态方程^[19] 计算:

$$\rho_c = f(T_0, S) \quad (6)$$

其中, T_0 为初始温度, S 为盐度。因为盐度缺乏实时观测, 所以不把 S 作为预报量, 在预报期间将它也作为常量处理, 并以多年的月平均值定义之。因为盐度变化对 UML 动力过程影响不大^[13], 所以不计 S 的变化不会对 SST 预报造成显著误差。方程组(3)–(6)即为本模式的余流方程组, 输出的产品为 ψ, \mathbf{V}_c (u_c 及 v_c) 及 ρ_{c0} 。它们是一组定常物理量, 在如下所述的动力预报方程组中参与运算。

三、动力预报方程组

取 Boussinesq 近似、静力近似及湍流一级闭合近似,将三维海洋原始方程组沿铅直方向对 UML 取积分,并使用尺度理论对方程进行必要的简化,得到二维积分方程。再从中扣除余流方程组及模式物理学方程,得动力预报方程组。关于这组方程的导出可参考文献[12]的方程组(11.1)–(11.5),两者在 UML 这一层上十分相似。本模式的动力预报方程组如下:

$$\begin{aligned} \frac{\partial u_d}{\partial t} = & -g \left(\frac{\partial \eta_d}{\partial x} + \frac{h}{2\rho_0} \frac{\partial \rho_d}{\partial x} \right) - (\mathbf{V}_c \cdot \nabla u_d + \mathbf{V}_d \cdot \nabla u_c) \\ & + f v_d + A_M \nabla^2 u_d + \frac{1}{\rho_0 h} (\tau_x - c_b |\mathbf{V}_d| u_d) \end{aligned} \quad (7)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial v_d}{\partial t} = & -g \left(\frac{\partial \eta_d}{\partial y} + \frac{h}{2\rho_0} \frac{\partial \rho_d}{\partial y} \right) - (\mathbf{V}_c \cdot \nabla v_d + \mathbf{V}_d \cdot \nabla v_c) \\ & - f u_d + A_M \nabla^2 v_d + \frac{1}{\rho_0 h} (\tau_y - c_b |\mathbf{V}_d| v_d) \end{aligned} \quad (8)$$

$$\frac{\partial \eta_d}{\partial t} = -\nabla \cdot (\mathbf{V}_d h) \quad (9)$$

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t} \right)_1 = -(\mathbf{V}_c + \mathbf{V}_d) \cdot \nabla T + A_H \nabla^2 T \quad (10)$$

$$\rho_d = f(T, S) - \rho_c \quad (11)$$

式中,下标 d 的量为对应于漂流的各种量,以便与下标 c 的余流诸量相区别。 $\left(\frac{\partial T}{\partial t} \right)_1$ 为热力学方程中动力学部分的温度变率,表面应力 τ 由块体公式表示:

$$\boldsymbol{\tau} = i\tau_x + j\tau_y = \rho_a c_D |\mathbf{V}_a| \mathbf{V}_a \quad (12)$$

其中 ρ_a , \mathbf{V}_a 为海面 10m 高度处的空气密度和风速。此外,在 UML 底的应力(式(7),(8)右端的最后一项)也采用了与式(12)相类似的表示式^[10]。诸参数取值如下:水平动量混合系数 $A_M = 10^7 \text{cm}^2/\text{s}$;水平热量扩散系数 $A_H = 5 \times 10^6 \text{cm}^2/\text{s}$;块体阻力系数 $C_D = 10^{-3}$,底应力系数 $C_b = 3 \times 10^{-4}$ 。方程(7)–(11)即为动力预报方程组,它们依次为 x 及 y 分量的(平均)漂流动量方程、连续方程、热力学方程(动力学部分)和状态方程。

定解问题要求有适当的初值和边值,现在分别描述如下:

1. 初值 $t = 0$ 时

$$\mathbf{V}_d = \mathbf{V}_{d,0}, \quad \eta_d = \eta_{d,0}; \quad (13)$$

$$T = T_{00} \quad (14)$$

方程(13)为漂流流速及水位的初值,初值的给出方法描述如下:洋上并无漂流的常规观测,故无法给出实测初值,然而漂流对风依赖性强、适应快,只要时间取得足够长(比如半摆日的量级),漂流对初值的依赖性就变得很小。因此在实际预报中可设法对初值作某种逼近^[3]:比如将积分时间往前推 12 小时,前 12 小时由实测风从静止海面趋动海水,在此期间所形成的漂流和水位即可近似作为正式起报时的初值;另一种方法是将昨天对今天的 24 小时预报值保留下来作为今天起报时的初值。本模式采用了后一种方法定义

$V_{d,0}$ 和 $\eta_{d,00}$

与漂流不同,温度的预报结果极大地依赖于温度初值。为此,式(14)中的 T_0 应当尽可能由准确的观测值提供,在目前条件下仍然依赖于常规船舶观测,它所观测的 SST (海面以下 1m 水深的平均温度)恰与模式的层温一致¹⁾。

2. 侧边界条件

(1) 岸边界条件: 本模式海流取刚壁条件、温度取无热传导条件;(2) 水边界条件: 这是区域模式研制人员必须面对的一个棘手问题。本文借鉴了前人经验^[8,10,14-16]并经过试验比较,提出本模式的水边界条件:

$$\frac{\partial V_d}{\partial s} = 0 \quad (15)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} = 0, \quad \text{当 } V_n \leq 0;$$

$$\frac{\partial T}{\partial n} = 0, \quad \text{当 } V_n > 0. \quad (16)$$

方程(15)是漂流 V_d 的开边界条件,其中 s 表示流线。该条件表示: 水边界处的漂流由区域内的漂流沿流线方向外延给出。方程(16)为温度开边界条件,这是辐射条件的一种,即所谓流入定常、流出无梯度条件^[8]。

因为本模式变量布设采用交叉格式(流速在网格中心,水位和温度在角点),而且水位通过连续方程与流速相关联,所以在流速设置水边界条件(15)之后,水位不再设边界条件。正因为水位不受人为设定的开边界条件约束,因此检查水边界处有无水堆积以及水位与流的配置是否合理,成为判别流的水边界条件是否合理的重要依据。条件(15)就是经过以上判别选择的一种计算稳定、水位分布合理的水边界条件。

参 考 文 献

- [1] 长期数值天气预报研究小组,1977。一种长期天气数值预报方法的物理基础。中国科学 2: 162—172。
- [2] 管秉贤,1964。黑潮流速流量的分布、变化及其与地形关系的初步分析。海洋与湖沼 6(3): 229—249。
- [3] 廖洞贤、王两铭,1986。数值天气预报原理及其应用。气象出版社,358—360 页。
- [4] 高野健三,1969。世界中の海水の大循環。日本海洋学会誌 25: 49—50。
- [5] Adem, J., 1975. Numerical-thermodynamic prediction of mean monthly ocean temperature. *Tellus* 27: 541—551.
- [6] Bryan, K. and Cox, M. D., 1967. A numerical investigation of the oceanic general circulation, *Tellus* 19: 54—80.
- [7] Bryan, K. and S. Manabe, 1975. A global ocean-atmosphere climate model. Part II. The Oceanic circulation. *J. Phys. Oceanogr.* 5: 30—46.
- [8] Camerlengo, A. L. and J. J. O'Brien, 1980: Open boundary conditions in rotating fluids. *J. Comput. Phys.* 35: 12—35.
- [9] Cox, M. D., 1972. A Baroclinic Numerical Model of the World Ocean. Preliminary results, NAS Symp. Numerical Models of Ocean Circulation. pp. 107—120.
- [10] Chapman, D. C., 1985. Numerical Treatment of Cross-shelf Open Boundaries in a Barotropic Coastal Ocean Model. *J. Phys. Oceanogr.* 15(8): 1060—1075.
- [11] Halpern, D., 1980. Variability of near-surface currents in the Atlantic North Equatorial Counter-current during GATE. *J. Phys. Oceanogr.* 10: 1213—1220.

1) 初始温度场的客观分析是业务化模式的一个重要环节,将另文发表。

- [12] Kraus, E. B., 1977. Modelling and Prediction of the Upper Layers of the Ocean. Pergamon Press, New York, pp. 178—228.
- [13] Miller, J. R., 1976. The salinity effect in a mixed layer ocean model. *J. Phys. Oceanogr.* **6**: 29—35.
- [14] Orlandi, I., 1976. A simple boundary condition for unbounded hyperbolic flows. *J. Comp. Phys.* **21**: 251—269.
- [15] Raymond, W. H., and H. L. Kuo, 1984. A radiation boundary condition for multi-dimensional flows. *Quart. J. R. Met. Soc.* **110**: 535—551.
- [16] Roed, L. P. and C. K. Cooper, 1986. Open Boundary Conditions in Numerical Ocean Models, in Advance Physical Oceanographic Numerical Modelling, ed by O'Brien, J. J. D. Reidel Publishing Company, pp. 411—436.
- [17] Schopf, P. S. and M. A. Cane, 1983. On equatorial dynamics, mixed layer physics and sea surface temperature. *J. Phys. Oceanogr.* **13**: 917—935.
- [18] Thompson, J. D. and O'Brien, J. J., 1973: Time-dependent coastal upwelling. *J. phys. Oceanogr.* **3**: 33—46.
- [19] UNESCO, 1981. Tenth report of the joint panel on oceanographic tables and standards. UNESCO Technical papers in Marine Sci. (Paris) **36**: 17—21.

A MODEL OF SST PREDICTION FOR LIMITED REGION

I. THE DYNAMICAL EQUATIONS

Wang Sizhen and Su Yusong

(Ocean University of Qingdao)

ABSTRACT

From the physical oceanology characters of the China Seas and for the short term operational prediction of SST in the region, a physically reasonable and operationally feasible two dimensional (vertically integrated) primitive equation model on the upper mixed layer is constructed and given here, which consists of three parts: the nondivergent residual current (the monthly mean field of the Kuroshio and its branches) equations, the dynamic forecasting equations, and the equation of model's physics consisted of the surface heat flux, coolings of the upper mixed layer due to the Ekman pumping and the entrainment by gale. This model is to be used primarily to forecast the sea surface temperature, also to give the estimations of the mean wind-driven current and the sea level, for a period of 3—5 days. In part 1 of this series, the physical conditions for establishing model equations are discussed first, that is: 1) the existence of the upper well mixed layer in the region; 2) the distinguishability of currents of all kinds; 3) the splitting of thermodynamical equation. The equations of nondivergent residual current, and the dynamic forecasting equations with initial values and boundary conditions are also discussed.