

## 常用海洋数值模式简介

郑沛楠<sup>1,2</sup>, 宋 军<sup>1</sup>, 张芳苒<sup>2</sup>, 鲍献文<sup>1</sup>

(1. 中国海洋大学物理海洋实验室, 山东 青岛 266100; 2 总参谋部气象水文中心, 北京 100081)

**摘 要:** OGCM(Ocean General Circulation Model 普通海洋环流模式)简单的说就是把海洋原始方程组离散求解的过程。鉴于实际观测资料较少,无法满足研究需求,用数值模式进行数值模拟是实用的研究方法之一。目前海洋学界较为常用的 OGCM 有 POM、FVCOM、HAMSOM、HYCOM 等。这些模式有些适用于近岸海域,有些适用于大洋,各有其自身的特点。本文作者在对以上各模式使用与理解的基础上,对这几种模式进行了介绍,并对如何选用一个合适的模式给出了建议。

**关键词:** 数值模式; POM; HYCOM; FVCOM; HAMSOM

**中图分类号:** P731 **文献标识码:** A **文章编号:** 1003 - 0239 (2008) 4 - 0108 - 13

### 1 引言

海洋,自古以来就和人们的生活息息相关,因此,研究和掌握海洋运动的规律是十分重要的。正是在这种背景下,地球流体力学得到了迅速的发展。地球流体力学是一门新兴的交叉学科,主要研究地球自然界中一切流体宏观运动的普遍规律。描述海洋运动的地球流体力学方程都是一些偏微分发展方程,除极个别的情况,很难求得其解析解。但海浪数值模拟、潮汐数值模拟和海流数值模拟等实际问题需要数值求解这些偏微分发展方程,同时高速、大容量计算机的出现为各种复杂问题的大规模计算提供了可能性,于是计算地球流体力学作为又一门新兴学科应运而生<sup>[1]</sup>。20 世纪 60 年代,随着电子计算机计算能力的提高,人们开始了海洋数值预报的研究和试验。首先是海浪的数值预报研究,20 世纪 70 年代初期即开始进行数值计算试验。接着是潮汐的数值预报方法研究及数值模拟试验,20 世纪 80 年代中期二维潮汐数值模拟技术渐进成熟。三维海洋温、盐、流数值模拟方法研究,20 世纪 70 年代开始,到 20 世纪 90 年代开始进行试验性的海洋数值预报(包括温、盐、流和水位等)。随着读入数值模式的实测数据种类的增多和质量的优化以及模式自身的发展,数值模式如今已能较好的应用于海洋领域的基础研究,并向精确预测方向发展。

### 2 POM<sup>[2]</sup>

POM(Princeton Ocean Model)由美国普林斯顿(Princeton)大学 Blumberg 和 Mellor 于

收稿日期: 2008-03-25

基金项目: 中国科技部 973 计划(2005CB422300)项目资助。科技部国际科技合作计划项目(2006DFB21250),高等学校引智计划(B07036)项目资助。

作者简介: 郑沛楠(1981-)男,博士,主要从事海洋环流方面的研究。

1977 年共同建立起来的一个三维斜压原始方程数值海洋模式,后经过多次修改成为今天的样本,是被当今国内外应用较为广泛的河口、近岸海洋模式。该模式现已被成功应用于国内外的许多区域:20 世纪 80 年代该模式就被相继应用于墨西哥湾、哈得逊河口和北冰洋,进入 20 世纪 90 年代后,该模式又被应用于地中海。POM 对于中国海的数值模拟研究也有巨大贡献。

## 2.1 POM 的主要特征

(1) 模式嵌套了一个 2.5 阶湍封闭模型来求解垂向湍流黏滞和扩散系数 (Mellor & Yamada, 1982; Galperin et al., 1988); 水平湍流黏滞和扩散系数基于 Smagorinsky (1963) 参数化方案,避免了人为选取混合系数造成的误差。湍模式包含在子程序 PROFQ 和 ADVQ 里面。

(2) 水平方向采用正交曲线网格,变量空间配置使用“Arakawa C”网格,可以较好的匹配岸界(见图 1a)。与均匀网格相比,水平曲线正交网格是渐变的,能更好地拟合岸线侧边界,减少“锯齿”效应。垂直方向采用 SIGMA 坐标,有利于处理崎岖的地形(见图 1b)。

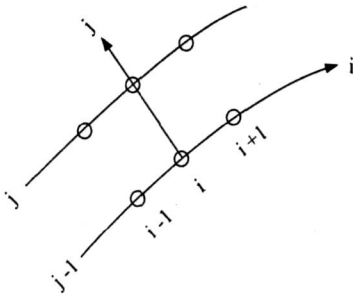


图 1a 正交曲线坐标系

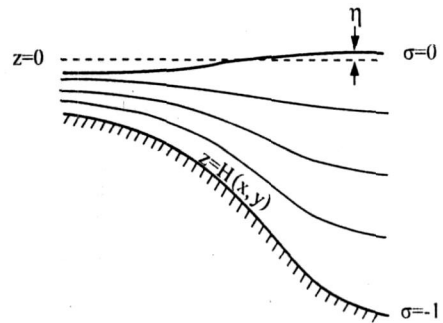


图 1b SIGMA 坐标

(3) 水平时间差分采用显式格式而垂直方向采用隐式,这样可以保证垂向不受 CFL 条件限制,在表层和底层使用更精细的网格。CFL 条件是以 Courant, Friedrichs, Lewy 3 个人的名字命名的,是在有限差分法和有限体积方法中的稳定性和收敛性分析中一个很重要的概念。随着计算机的迅猛发展,有限差分法和有限体积方法越来越多的应用于流体力学的数值模拟中,CFL 条件作为一个格式稳定性和收敛性的判据,也随之显得非常重要了。

(4) 模式采用自由表面和分开的时间步长。外模式为二维,采用短的时间步长计算水位和垂直平均流速,水位直接提供给内模态计算使用,垂直积分流速用来校正三维流速,外模态可从内模态获取底应力以及斜压项和对流项的垂直积分。内模式为三维,采用长的时间步长计算三维流速、温度、盐度和湍流参数。这样设置比完全三维计算节省很大计算量。可进行 2D, 3D 诊断和 3D 的斜压模式的计算。

(5) 采用完成的热力学方程组,能够计算表面浮力强迫(净向下热通量和淡水通量)

和侧向浮力强迫(河口淡水通量),属完全的斜压模式。基于静力近似和 Boussinesq 近似下有自由海表面的海洋原始方程。因为不是刚盖近似,可以比较不错的模拟边界层。平流项和水平扩散项,比如速度,压力梯度和科氏力项包含在子程序 ADVT, ADVQ, ADVCT, ADVU, ADVV, ADVAVE 中。垂直差分有子程序 PROFT, PROFQ, PROFU, PROFV 提供。

POM 采用蛙跳有限差分格式和分裂算子技术,水平和时间差分格式为显式,垂向差分格式为隐式,对慢过程(平流项等)和快过程(产生外重力波项)分开,分别用不同的时间步长积分,快过程的时间步长受严格的 CFL 判据的限制。内外模分离技术比完全三维计算节省很大计算量。为消除蛙跳格式产生的计算解, POM 在每一时间积分层次上采用了时间滤波。

## 2.2 计算流程

(1) 模式开始后对各个变量参数赋初始值,计算开始进入内模循环。

(2) 调用 BAROPG 计算斜压梯度力项,调用 ADVCT 计算水平对流、扩散系数,并进行垂直积分。

(3) 进入外模循环,首先计算水位,用 BCOND (1) 进行水位边界处理,然后调用 ADVAVE 计算平流与扩散项,接着计算流速,以及供内模使用的时间平均流速,再调用 BCOND (2) 进行流速边界处理。

(4) 二维计算完成后跳出该时间层,进入下一时间层的计算,直到跳出外模循环,首先调整 U、V 的积分以匹配内外模流速。

(5) 调用 VERTVL 计算垂向速度、使用 BCOND (5) 进行垂直边界条件处理。

(6) 调用 ADVQ (Q2)、ADVQ (Q2L)、PROFQ、BCOND (6) 计算水平和垂直湍粘性系数和扩散系数并施加边界条件,若不选择湍封闭子模型则不用进入此步计算。

(7) 调用 ADVT (T)、ADVT (S)、PROFT (T)、PROFT (S)、BCOND (4) 计算温度场、盐度场,如果模式是诊断计算则温度、盐度不随计算时间变化,因而不用进入此步。

(8) 调用 ADVU、ADVV、PROFU、PROFV 计算流场,利用 BCOND (3) 施加边界条件,三维计算完成后跳出该时间层,进入下一时间层的计算。直到跳出内模循环,输出计算结果,模式停止(见图 2)。

## 2.3 边界条件

我们必须给出合适的初始条件和边界条件,才能使控制方程闭合,这些边界条件包括海表、海底边界,海底固体侧边界和海域侧开边界条件。

## 2.4 模式自身缺陷

由于采用单一的 SIGMA 坐标, POM 模式还有一些本身固有的缺陷亟待改善,如不能很好的表达表面混合层,在海洋内部平流和扩散沿着倾斜密度层的表达比较繁琐。模

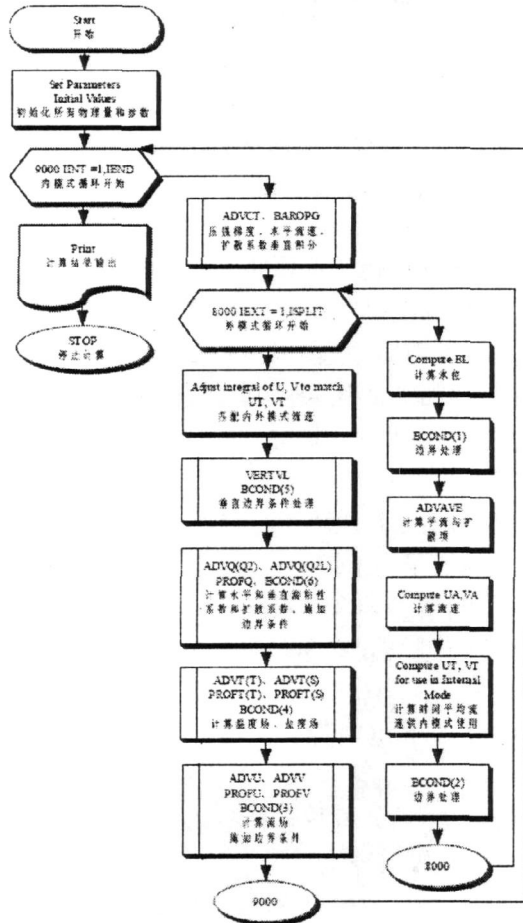


图2 模式计算流程示意图

式对水平压力梯度的处理也存在困难。POM 模式本身没有考虑表层波浪的混合作用所以模拟的温度垂直结构并不理想,主要是上混合层偏浅,温跃层现象不明显。可以成功模拟湍混合现象,但是计算出的混合层有些浅,部分是因为内部波速的剪切(MELLOR, 1989),此外还因为风强迫被时间和空间平均了(KLEIN, 1980)。

### 3 FVCOM<sup>[3]</sup>

#### 3.1 模式简介

FVCOM (An Unstructured Grid, Finite-Volume Coastal Ocean Model) 是由美籍华人陈长胜及其所领导的美国佐治亚大学海洋学院海洋生态动力学实验室和美国麻省大学海洋科学和技术学院海洋生态模型实验室人员于 2000 年成功建立的海洋环流与生态模型。此模型至今仍在不断升级,目前的最新版本为 2.6。

FVCOM 模型的特点如下：

(1)数值方法采用有限体积法 (finite-volume), 这种方法综合了现有海洋研究中的有限差分 and 有限元模型的优点, 在数值计算中既可以像有限元模型一样与浅海复杂岸界拟合又便于离散差分原始动力学方程组从而保证较高的计算效率, 其采用方程的积分形式和先进的计算格式, 特别是对于具有复杂的地形岸界的计算问题可以更好的保证质量的守恒性。

(2)在水平方向上采用无结构化非重叠的三角形网格, 可以方便的拟合复杂的边界与进行局部加密, 这个优点使其在研究岛屿众多, 近岸岸线复杂的问题时表现尤为突出。

(3)与 POM 模式类似, 在垂直方向采用  $\sigma$  坐标变换, 可以更好的拟合复杂的海底地形。

(4)该模式基于自由表面的 3 维原始控制方程, 主要控制方程包括动量方程、连续方程、盐度扩散方程、温度扩散方程、状态方程等, 使用 Mellor-Yamada 2.5 阶湍流闭合子模型计算垂向混合, 使用 Smagorinsky 湍流闭合子模型计算水平混合。

(5)其含有 3 维的干湿网格处理模块, 对有近岸滩涂等变边界问题的计算方便。

(6)与 POM 相同, 此模式采用二维外模与三维内模分离的数值离散方法。

(7)此模式有 MPI 并行计算版本和单机版本, 可以在机群和大型机上实现并行高效的计算, 亦可以通过编译的选项实现在 Windows 和 Linux 操作系统上运行, 可以说是强大高效又灵活多变。

(8)输出文件有 ASCII 码、NetCDF、二进制 3 种格式可供选择, 方便于结果的处理和分析。

(9)模式含有淡水、地下水输入模块, 拉格朗日质点跟踪模块, 海冰模块, 以及泥沙输运模块、水质模块、生态模块等。

### 3.2 控制方程

笛卡尔坐标系下的原始控制方程组如下, 其分别为动量方程、连续方程、温度方程、盐度方程和密度方程：

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} - f v = -\frac{1}{\rho_o} \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial z} (K_m \frac{\partial u}{\partial z}) + F_u \quad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} + f u = -\frac{1}{\rho_o} \frac{\partial P}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} (K_m \frac{\partial v}{\partial z}) + F_v \quad (2)$$

$$\frac{\partial P}{\partial z} = -\rho g \quad (3)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (4)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} + w \frac{\partial T}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} (K_h \frac{\partial T}{\partial z}) + F_T \quad (5)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + u \frac{\partial S}{\partial x} + v \frac{\partial S}{\partial y} + w \frac{\partial S}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} (K_h \frac{\partial S}{\partial z}) + F_s \quad (6)$$

$$\rho = \rho(T, S) \quad (7)$$

其中,  $x$ 、 $y$ 、 $z$  为笛卡尔坐标系中的东向、北向和垂直方向;  $u$ 、 $v$ 、 $w$  为  $x$ 、 $y$ 、 $z$  方向的速度分量;  $T$  为温度(位温);  $S$  为盐度;  $\rho$  为密度;  $P$  为压力;  $f$  为科里奥利参数;  $g$  为重力加速度;  $K_m$  为垂向湍粘性系数;  $K_h$  为热力学垂向湍扩散系数;  $F_u$ 、 $F_v$ 、 $F_T$ 、 $F_s$  分别为水平动量以及温度盐度的扩散项。

与 POM 模式相同, 本模型垂向采用  $\sigma$  坐标变换,  $\sigma$  坐标变换被定义为:

$$\sigma = \frac{z - \zeta}{H + \zeta} = \frac{z - \zeta}{D} \quad (8)$$

其中  $\sigma$  的值从海底的 -1 变化到海面的 0, 在  $\sigma$  坐标变换下, 模式的控制方程组可写为:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial Du}{\partial x} + \frac{\partial Dv}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial \sigma} = 0 \quad (9)$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial D}{\partial t} + \frac{\partial u^2 D}{\partial x} + \frac{\partial uvD}{\partial y} + \frac{\partial u\omega}{\partial \sigma} - fvD \\ &= -gD \frac{\partial \zeta}{\partial x} - \frac{gD}{\rho_0} \left[ \frac{\partial}{\partial x} (D \int_{\sigma}^0 \rho d\sigma') + \sigma \rho \frac{\partial D}{\partial x} \right] + \frac{1}{D} \frac{\partial}{\partial \sigma} (K_m \frac{\partial u}{\partial \sigma}) + DF_x \end{aligned} \quad (10)$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial vD}{\partial t} + \frac{\partial uvD}{\partial x} + \frac{\partial v^2 D}{\partial y} + \frac{\partial v\omega}{\partial \sigma} + fuD \\ &= -gD \frac{\partial \zeta}{\partial y} - \frac{gD}{\rho_0} \left[ \frac{\partial}{\partial y} (D \int_{\sigma}^0 \rho d\sigma') + \sigma \rho \frac{\partial D}{\partial y} \right] + \frac{1}{D} \frac{\partial}{\partial \sigma} (K_m \frac{\partial v}{\partial \sigma}) + DF_y \end{aligned} \quad (11)$$

$$\frac{\partial \theta D}{\partial t} + \frac{\partial \theta u D}{\partial x} + \frac{\partial \theta v D}{\partial y} + \frac{\partial \theta \omega}{\partial \sigma} = \frac{1}{D} \frac{\partial}{\partial \sigma} (K_h \frac{\partial \theta}{\partial \sigma}) + D \hat{H} + DF_{\theta} \quad (12)$$

$$\frac{\partial s D}{\partial t} + \frac{\partial s u D}{\partial x} + \frac{\partial s v D}{\partial y} + \frac{\partial s \omega}{\partial \sigma} = \frac{1}{D} \frac{\partial}{\partial \sigma} (K_h \frac{\partial s}{\partial \sigma}) + DF_s \quad (13)$$

$$\rho = \rho(\theta, s) \quad (14)$$

其中水平扩散项被定义为:

$$DF_x \approx \frac{\partial}{\partial x} [2A_m H \frac{\partial u}{\partial x}] + \frac{\partial}{\partial y} [A_m H (\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x})] \quad (15)$$

$$DF_y \approx \frac{\partial}{\partial x} [A_m H (\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x})] + \frac{\partial}{\partial y} [2A_m H \frac{\partial v}{\partial y}] \quad (16)$$

$$D(F_\theta, F_s, F_q, F_{q^2}) \approx [\frac{\partial}{\partial x} (A_h H \frac{\partial}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y} (A_h H \frac{\partial}{\partial y})](\theta, s, q^2, q^2 l) \quad (17)$$

其中,  $A_m$ 、 $A_h$  分别为水平湍粘性系数和热扩散系数;  $D=H+\zeta$ ;  $f$  为科里奥利参数;  $\omega$  为  $\sigma$  坐标下的垂向速度。

### 3.3 无结构三角形网格设计

用不重合的三角形单元将计算区域进行划分, 每个三角形网格 (element) 由三个节点 (node)、一个中心和三条边组成。用  $E$  和  $N$  来分别表示计算区域内三角形中心点的总数目和节点的总数目, 那么中心点的坐标可表示为:

$$[X(i), Y(i)], i=1:E$$

节点的坐标可表示为:

$$[X_e(j), Y_e(j)], j=1:N$$

由于三角形网格覆盖整个计算区域且互不重复, 故  $E$  也是三角形网格的数目, 这时我们只要先把  $N$  个节点的坐标赋值, 再把  $E$  个三角形的三个顶点对应的节点的序号都按一个时针 (FVCOM 为顺时针) 的方向分别赋值, 具有公用边的三角形用整数  $NBE_i(j)$  标号, 在边界处  $NBE_i(j)$  设为 0, 即建立了整个计算区域三角形网格的信息。在 FVCOM 中,  $\zeta$ 、 $\rho\theta$ 、 $\omega$ 、 $S$ 、 $q^2$ 、 $q^2 l$ 、 $H$ 、 $D$ 、 $K_m$ 、 $K_h$ 、 $A_m$  和  $A_h$  是在三角形节点上进行计算,  $u$ 、 $v$  是放在三角形中心上进行计算。节点上的变量是通过计算与该点相连的所有三角形的中心的连线所围成的切面的净通量确定, 中心点上的变量是通过计算计算中心店所在三角形三边的净通量确定。

制作这种网格的程序和工具有很多, FVCOM 开发者推荐使用软件 SMS 进行网格的设计和制作, 这个软件功能强大, 界面友好, 网格制作非常高效, 且用其制作完成后导出的网格文件稍加修改便可用于 FVCOM 进行计算。

## 4 HAMSOM<sup>[4]</sup>

### 4.1 模式简介

HAMSOM (Hamburg Shelf Ocean Model) 是一个由德国汉堡大学开发的三维斜压原始方程数值海洋模式, 该模式使用伯斯尼斯克近似, 水平方向采用基于半显格式的 C 网格。HAMSOM 是深度坐标  $z$  的垂向分层模式, 控制方程建立在分层上。这样做是为了简化计算, 通过对原始方程进行层内积分, 得到层积分方程, 从而把三维问题转化为二维问题; 其次, 针对限制时间步长的线性不稳定因子, 采取如下相应措施:

(1) 科氏力项: 在运动方程中, 通过引入一个稳定二阶旋转矩阵, 来克服它在时间

迭代过程中产生的线性不稳定。

(2) 外重力波:对运动方程中的正压梯度力项和连续方程中的水平散度项,采用半隐差分格式,以克服由外重力波引起的稳定性限制。

(3) 垂向扩散项:对运动方程中的垂向粘性项和温、盐方程中的垂向扩散项,采用半隐差分格式,以克服它们对于稳定性的限制。

## 4.2 控制方程

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (18)$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} - fv = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + A_h \nabla^2 u + \frac{\partial}{\partial z} (A_v \frac{\partial u}{\partial z}) + F_x \quad (19)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} + fu = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} + A_h \nabla^2 v + \frac{\partial}{\partial z} (A_v \frac{\partial v}{\partial z}) + F_y \quad (20)$$

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g \quad (21)$$

$$\rho = \rho(S, T, p) = \rho_0 + \rho' \quad (22)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} + w \frac{\partial T}{\partial z} = K_h \nabla^2 T + \frac{\partial}{\partial z} (K_v \frac{\partial T}{\partial z}) + S_T \quad (23)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + u \frac{\partial S}{\partial x} + v \frac{\partial S}{\partial y} + w \frac{\partial S}{\partial z} = K_h \nabla^2 S + \frac{\partial}{\partial z} (K_v \frac{\partial S}{\partial z}) + S_s \quad (24)$$

其中,  $u, v, w$  是东、北、上三个方向的分速度,  $f$  是科氏参数,  $\rho$  是密度,  $S$  是盐度,  $T$  是温度,  $p$  是压强,  $A_h, A_v$  是水平和垂直方向粘性系数,  $K_h, K_v$  是水平和垂直方向扩散系数。

## 4.3 边界条件

运动学边界条件:

$$w_\xi = \frac{\partial \xi}{\partial t} + u \frac{\partial \xi}{\partial x} + v \frac{\partial \xi}{\partial y} \quad (25)$$

动力学边界条件:

$$A_v \left( \frac{\partial u}{\partial z} \right)_\xi = \tau_\xi = \rho_a C_d W_x \sqrt{W_x^2 + W_y^2} / \rho \quad (26)$$



$$A_v \left( \frac{\partial v}{\partial z} \right)_\xi = \tau'_\xi = \rho_a C_d W_y \sqrt{W_x^2 + W_y^2} / \rho \quad (27)$$

$$p_\xi = p_a \quad (28)$$

开边界条件

在开边界上, 水位根据主要分潮的调和常数计算, 流速边界条件取 Orlanski 辐射条件, 河口流速根据观测值, 温度和盐度取零梯度条件:

$$\zeta(t) = \sum_{i=1}^m R_i \cos(\sigma_i t + \theta_{i0} - \theta_i) \quad (29)$$

$\zeta$  代表水位,  $m$  是考虑的分潮数目,  $R_i$  是分潮振幅,  $\sigma_i$  是分潮角速度,  $\theta_{i0}$  是分潮的初相角,  $\theta_i$  是分潮迟角。

湍扩散系数:

$$A_v = A_{\min} + \frac{A_0}{\sqrt{1 + 30R_i}} \quad (30)$$

$$K_v = K_{\min} + \frac{A_v}{1 + 30R_i} \quad (31)$$

$$R_i = -\frac{g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z} \left[ \left( \frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left( \frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right]^{-1} \quad (32)$$

其中  $A_{\min} = 1.0 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ ,  $K_{\min} = 1.0 \times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$ ,  $A_0 = C_1 + C_2 \sqrt{u^2 + v^2}$ ,  $C_1 = 75.0 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ ,  $C_2 = 25.0 \times 10^{-5} \text{ min}(H, 30\text{m})$

#### 4.4 差分网格

$X, Y, Z$  方向上网格编号分别用下标  $k, i, j$  表示, 编号  $k$  自西往东增大, 编号  $i$  自北往南增大, 编号  $j$  自下往上增大。采用 Arakawa-C 网格, 基本的网格可以视为一个长方体,  $u$  定义在东西两个面的中心,  $v$  定义在南北两个面的中心,  $w$  定义在上下两个面的中心, 其它变量如水位, 压强, 密度, 温度, 盐度等则定义在长方体的中心。速度与其它变量的这种交叉分布, 使得很多差分格式是中心差分, 因而具有较高的精度。在计算区域, 所有边界的设置, 包括岸边界, 底边界和开边界, 以保证每个网格为一个完整的网格为原则, 表层厚度应大于大潮最大潮差, 以保证计算过程中表层始终有水(见图 3 ~ 4)。

HAMSOM 模式考虑潮汐、风场、大气压力、热通量以及海洋内部的斜压梯度作用。

## 5 HYCOM<sup>[5 ~ 6]</sup>

### 5.1 模式简介

HYCOM 是在美国迈阿密(MIAMI)大学等密度面坐标海洋模式(MICOM)基础上发

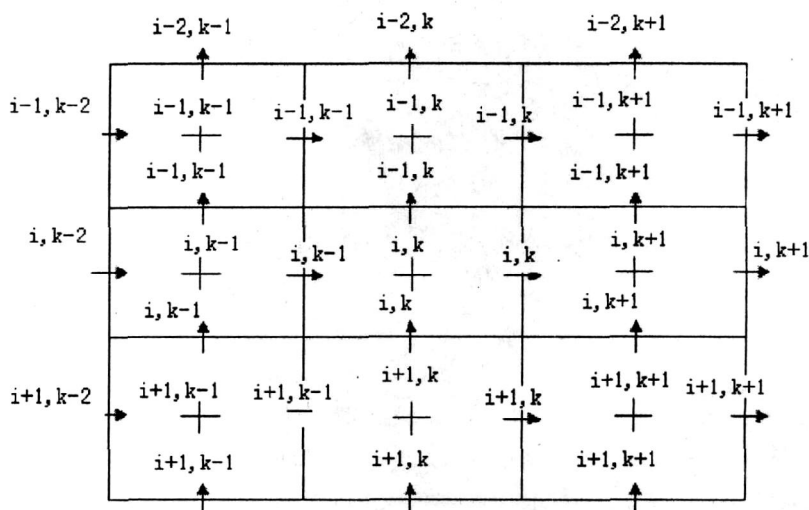


图3 水平网格分布示意图

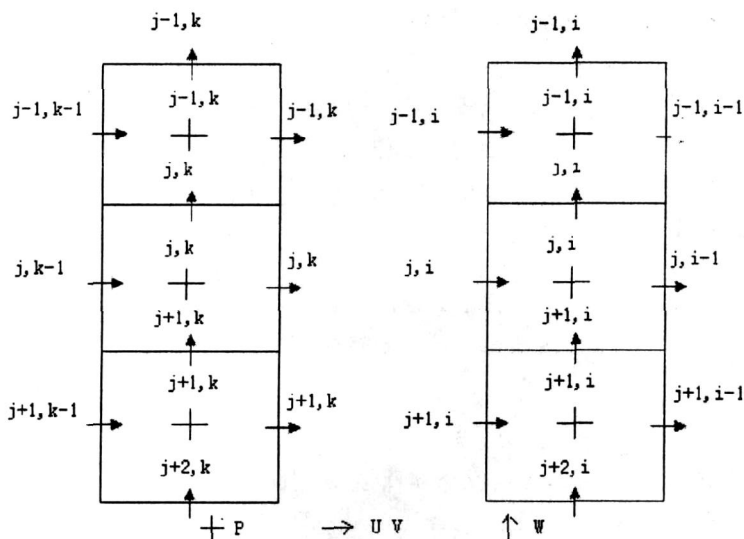


图4 垂向网格分布示意图

展起来的。该模式是原始方程全球海洋环流模式,在保留了 MICOM 等密度面坐标优点的同时,采用垂向混合坐标(等密度坐标、sigma 坐标和  $z$  坐标的混合),从而可以在开阔的层化海洋中采用等密度面坐标,然后平滑地过渡到浅海或陆架区域的随地坐标,在混合层或层化不明显的海域则采用  $z$  坐标。混合坐标扩展了传统的等密度面坐标海洋模式的应用范围,弥补了等密度面坐标的不足。

## 5.2 模式特征

(1) 水平坐标系有麦卡托坐标系(mercator)、正交坐标系(uniform)、 $f$  平面坐标系

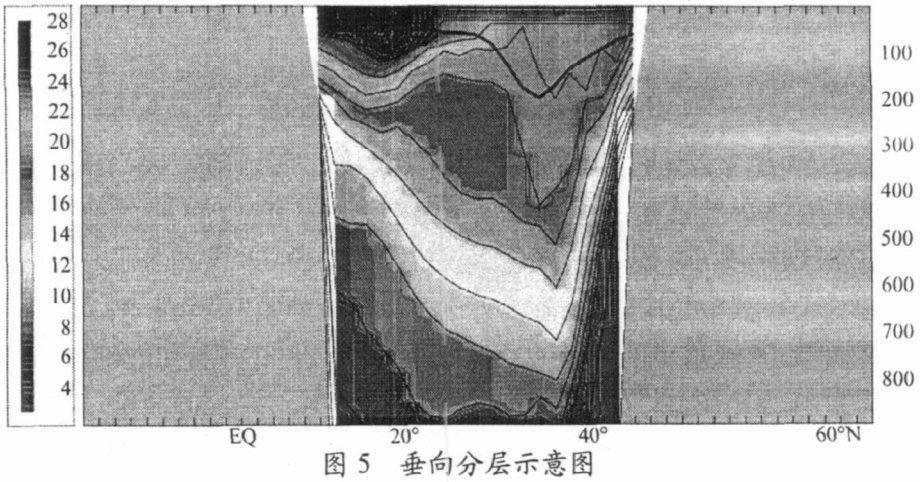


图 5 垂向分层示意图

(图 5 为 65.00W 断面 2 月 500m 深度以浅的海温分布, 图中填色等值线代表温度、上端水平分布的细实线代表  $z$  坐标分层、“v”字型分布的细实线代表等密度分层、粗实线代表混合层深度)

(f-plane)和北极双极点坐标系(arctic dipole patch)等。

(2) 垂向采用  $z$  坐标, sigma 坐标和 Isopycnic 坐标的混合坐标系(见图 5)

(3) 该模式另一个重要的改进是提供了多种复杂的湍封闭方案, 来解决上混合层和层化相对较弱区域的跨等密度面混和问题。如 KPP(K-Profile Parameterization), KT(Kraus-Turner), PWP(Price-Weller-Pinkel), MY-2.5(Mellor-Yamada level 2.5), GISS(NASA Goddard Institute for Space Studies level 2)等方案<sup>[1]</sup>。

(4) 包含广泛的海气要素, 是模拟效果更加接近实际。如海表风场、长短波辐射等热通量场、蒸发-降雨、海冰、河流径流等, 其中 HYCOM(version\_2.1.34)包括了全球 986 条河流的月平均的淡水输入信息。

(5) 模式实现了并行化计算, 能够大大提高运算效率。

(6) 该模式具有灵活的冷启动、热启动开关, 方便进行数据恢复和数值实验。嵌套技术和高频驱动的应用, 可以实现高分辨率长时间的数值积分。

(7) 输出数据格式灵活, 可以是 ascii 码、NETCDF 格式、以及二进制格式。输出要素包括温度、盐度、密度、流速、海表高度、混合层深度等。

### 5.3 控制方程

在  $(x, y, s)$  ( $s$  表示尚未给定的垂向坐标) 坐标系下, 模型方程为:

$$\begin{aligned} & \frac{\partial V}{\partial t_s} + \nabla_s \cdot \frac{V^2}{2} + (\zeta + f)K \times V + \left( s \frac{\partial p}{\partial s} \right) \frac{\partial V}{\partial p} + \nabla_s M - p \nabla_s \alpha \\ & = -g \frac{\partial \tau}{\partial p} + \left( \frac{\partial p}{\partial s} \right)^{-1} \nabla_s \cdot \left( v \frac{\partial p}{\partial s} \nabla_s V \right) \end{aligned} \quad (34)$$

$$\frac{\partial}{\partial t_s} \left( \frac{\partial p}{\partial s} \right) + \nabla_s \cdot \left( v \frac{\partial p}{\partial s} \right) + \frac{\partial}{\partial s} \left( s \frac{\partial p}{\partial s} \right) = 0 \quad (35)$$

$$\frac{\partial}{\partial t_s} \left( \frac{\partial p}{\partial s} \theta \right) + \nabla_s \cdot \left( v \frac{\partial p}{\partial s} \theta \right) + \frac{\partial}{\partial s} \left( s \frac{\partial p}{\partial s} \theta \right) = \nabla_s \cdot \left( v \frac{\partial p}{\partial s} \nabla_s \theta \right) + H_\theta \quad (36)$$

其中,  $v=(u, v)$ 为分别是水平流速矢量;  $p$ 为压强;  $\theta$ 代表模式的热力学变量;  $\alpha=\rho_{pot}^{-1}$ 为位势比容;  $\zeta=\partial v/\partial x_s - \partial u/\partial y_s$ 为相对涡度;  $M=gz+p\alpha$ 为蒙哥马利(Montgomery)位势;  $gz=\phi$ 为重力位势;  $f$ 为科氏参数;  $K$ 为垂向单位矢量;  $\nu$ 为涡动黏性/扩散系数;  $\tau$ 为风或底摩擦引起的剪切应力矢量;  $H_\theta$ 为源项。

## 6 小结

通过本文的上述介绍,可以看出 POM 是一个比较经典传统的海洋模式,其模式结构清晰,模式说明书简明扼要,模式物理过程完善<sup>[7]</sup>,是海洋数值模式初学者学习海洋模式的首选;FVCOM 由于其非结构网格设计和有限体积方法,使其在近岸高分辨率以及小尺度计算问题上优势明显;HAMSOM 所采样的专门针对陆架浅海进行的物理简化使其非常适用于边缘海以及陆架海域的数值模拟<sup>[7]</sup>;HYCOM 灵活的垂直分层结构,使其更加适用于层化效应显著的开广大洋。

根据 WCRP<sup>[8]</sup>(the World Climate Research Program 世界气候研究计划)的统计,现在世界上约有 40 几个海洋模式,这里仅就作者熟悉并成功使用过的几个海洋模式进行了介绍,由于实际应用经验与篇幅所限,无法将所有的海洋模式一一介绍,但这并不否认其他海洋模式的自身特点和优势,比如 ROMS(Regional Ocean Model System)具有良好的生态伴随模块,FOAM(Fast Ocean Atmosphere Model)则在全球海气耦合的研究中有不俗表现。就目前来看,尚未有一个模式可以完全的替代另一个,这是由于我们对海洋各种过程的了解是在各种参数化了的简化条件下进行的,真实海洋中的运动是如此的多样和复杂,这使我们只能根据我们研究的内容来选取适当的数值模式。

通过模式自身的不断改进和观测资料状况的不断改善以及大量历史资料的积累,数值模式仍然有长足发展的空间。但无论模式发展到何种阶段,选用恰当的模式进行正确的应用,将有助于我们所关注的科学问题或工程问题的解决。

## 参考文献:

- [1] 林万涛,董文杰. 计算地球流体力学的回顾、进展及展望[J]. 地球科学进展, 2004, 19(4): 599 ~ 604.
- [2] George L, Mellor. Users Guide for a Three-Dimensional Primitive Equation Numerical Ocean Model. 2004.
- [3] Enrique, Alvarez, Fanjul. Description of HAMSOM, 2004.
- [4] Changsheng C, Robert C Beardsley, Geoffrey C. An Unstructured Grid, Finite-Volume Coastal Ocean Model FVCOM User Manual, 2006.
- [5] A Wallcraft. Hybrid Coordinate Ocean Model. User's Guide, 2003.
- [6] Bleck R, G Halliwell, A Wallcraft, S Carroll, K Kelly, K Rushing. Hybrid Coordinate Ocean Model. User's Manual, 2002.
- [7] 孙文心,江文胜,李 磊. 近海环境流体力学数值模型 [M]. 科学出版社, 2004.

- [8] International CLIVAR Project Office, Report of the 6th meeting of the Working Group on Ocean Model Development WCRP Informal Report No. 6/2006.

## Common instruction of some ogcm

ZHENG Pei-nan<sup>1,2</sup>, SONG Jun<sup>1</sup>, ZHANG Fang-ran<sup>2</sup>, BAO Xian-wen<sup>1</sup>

(1. Physical Oceanography Laboratory, Ocean University of China , Qingdao 266100 China ; 2. The 61741 Army of the PLA, Beijing 100081 China)

**Abstract :** In general speaking, OGCM (Ocean General Circulation Model) is a process of dispersed solution for primitive equations in oceanic dynamics. Due to lack of real investigative data, it is hard to satisfy the study requirements. Conducting numerical model to do the simulations is a feasible way. In recent time, the common used OGCM in the oceanographic study area are included POM, FVCOM, HAMSOM, and HYCOM and so on. Some of them fit for coastal area, others are suitable for the open ocean studying. That means all of them have their own special characteristics respective. Base on the familiar with these models, the authors would like to introduce them to readers, hope for making a peace of help to them.

**Key words :** Numerical Model ; POM ; HYCOM ; FVCOM ; HAMSOM