

自由表面海洋环流模式的 正、斜压模分解算法^{*}

张 荣 华

(中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室, 北京 100080)

提 要

大气物理研究所海洋环流模式 (IAP OGCM) 特点之一是消除“刚盖”近似, 引入海面起伏作为模式的预报变量。为此, 需设计有效的时间积分方案, 以克服模式中所保留的表面重力波对时间步长的苛刻限制。本文给出了适应过程中流场正压和斜压模分解算法。研究表明, 把海洋模式适应过程进一步分解为与海面起伏相联系的正压模和与密度不均匀分布相联系的斜压模, 用不同的时间步长数值求解, 计算效率可提高数倍以上。文中用四层 IAP OGCM 在北太平洋区域定量地比较了节省计算时间的有效性, 并给出数值计算实例。

关键词: 自由表面 OGCM; 正、斜压模分解算法; 数值检验。

一、引 言

时间积分方案的设计是稳定而有效地进行长时间数值积分的重要问题, 在大尺度斜压海洋环流数值模拟中, 这一问题显得更为突出, 一方面, 在具有复杂几何边界和地形的海洋中, 运动频谱非常之广; 另一方面, 因海水密度为大气的一千倍, 比热为大气的一千多倍, 海洋所具有的巨大热力和动力惯性使得海洋环流特别是深层环流对大气强迫场的响应过程非常缓慢。在进行大尺度海洋环流数值模拟时, 我们感兴趣的只是与所要研究对象有关的几类运动或过程, 如大尺度海气相互作用的研究, 主要考虑海洋在风应力和热力作用下的长期调整过程, 为此需设计有效的时间积分方案, 以获得比较精确的海洋低频运动解, 而牺牲一些高频运动部分的计算精度。目前对这一问题的处理可有以下几种方法: 首先是通过改变原始方程组以滤去高频运动, 如目前国际上广泛使用的大尺度海洋环流模式, 采用“刚盖”近似, 以滤去高频的表面重力波。第二种方法是半隐式时间积分方案, 即把原始方程模式中的快过程和慢过程分别采用不同的时间积分法, 如对重力惯性波等快过程用隐式, 而对平流项等慢过程用显式求解, 这种方法最早由曾庆存^[1]所提出并得以实现。第三种方法是所谓的“加速收敛”算法, 考虑到海洋特性, 海洋环流特别是深层环流在外界强迫作用下的定常响应过程非常缓慢, 在进行数值模拟

1990年1月20日收到, 1993年9月6日收到再改稿。

^{*} 国家基础性研究重大关键项目“气候动力学和气候预测理论的研究”及国家自然科学基金资助项目。

时, 为加速这种过程, 提出了加速收敛法, 如 Bryan^[2]、张学洪等^[3]。第四种方法是分解算法, 这是本文所要研究、分析的重点。

考虑到海洋运动所包含的快波解和慢波解是两类性质不同的过程, 它们的时间尺度差一个量级, 因而基本动力过程在时间上可分为适应过程和演变过程, 从而在数值积分时, 按所代表的物理过程采用不同的时间步长或不同的时间积分法, 可节省计算时间。基于这些物理考虑, 曾庆存^[4]、陈秋士^[4]和 Martruk^[5]等提出了分解时间积分方案; Burridge^[6]将分解算法的半隐式格式应用于英国十层原始方程业务预报模式中; Gadd^[7]用分解算法的显式格式进行试验, 证明分解显式算法比隐式算法更有效; 曾庆存、季仲贞和袁重光^[8]及曾庆存和袁重光^[9]提出了灵活性差分格式, 并进行了天气预报方程组的分解算法试验; 曾庆存、季仲贞和李荣凤等¹⁾则将分解算法应用于近岸海流数值模拟中, 他们把正压模式物理过程分解成耗散过程、平流过程和适应过程, 分别用不同的时间步长数值积分, 以提高计算效率。但在包含表面重力波的斜压 OGCM 中, 即使按上述方法分解积分, 所需时间仍比滤去表面重力波的 OGCM 要多得多, 并且主要耗时于多个方程联立求解的适应过程。为此, 本文中, 我们将根据 IAP OGCM 的特点, 基于物理和数学上的考虑, 给出适应过程中流场正、斜压模分解算法。

二、自由表面斜压海洋环流模式和适应过程中流场正、斜压模分解算法

1. 海洋环流模式方程组

消除目前大尺度海洋环流数值模拟中所采用的“刚盖”近似, 设 $\tilde{p}(z)$, $\tilde{\rho}(z)$ 和 $\tilde{T}(z)$ 分别是压力、密度和温度的标准层结分布, ρ_m 为海水的平均密度, 按

$$\begin{cases} p = \tilde{p}(z) + \rho_m p', \\ \rho = \tilde{\rho}(z) + \tilde{\rho}(z) \rho', \\ T = \tilde{T}(z) + \frac{\tilde{\rho}(z)}{\rho_m} T', \end{cases}$$

分别扣除海水压力、密度和温度的标准层结, 引入归一化垂直坐标

$$\sigma = (z - z_0) / (h_s + z_0)$$

(这里 z 是从静止海平面算起的高度坐标) 和下列变量替换:

$$\begin{cases} \Phi = \sqrt{g(h_s + z_0)}, & H_0 = gz_0, \\ U = \Phi u, & V = \Phi v, & W = \Phi \dot{\sigma}, \\ \Pi = \alpha_\rho \frac{\Phi}{N_\rho} T', \end{cases}$$

1) 曾庆存、季仲贞、李荣凤, 1985, 一个近岸海流数值计算模式及其检验, 南海石油开发环境国际研讨会文集, 15-21。

可得保持总有效能量守恒的 IAP OGCM 基本方程组^{1), [3, 10-13]}为

$$\left\{ \begin{aligned} \frac{\partial U}{\partial t} &= -\alpha L(U) - \beta_1 \Phi \frac{1}{a \sin \theta} \frac{\partial p'}{\partial \lambda} - \beta_{2,1} \cdot 2\Phi \sigma \Pi \frac{N_p}{g} \frac{\partial \Phi}{a \sin \theta \partial \lambda} - \gamma f V \\ &\quad + \lambda \Phi (F_u + G_u), \\ \frac{\partial V}{\partial t} &= -\alpha L(V) - \beta_1 \Phi \frac{\partial p'}{a \partial \theta} - \beta_{2,2} \cdot 2\Phi \sigma \Pi \frac{N_p}{g} \frac{\partial \Phi}{a \partial \theta} + \gamma f U + \lambda \Phi (F_v + G_v), \\ \frac{\partial \Pi}{\partial t} &= -\alpha L(\Pi) + \Phi \frac{N_p}{g} \left[W \Phi + (1 + \sigma) \frac{\partial H_0}{\partial t} + \beta_{2,1} \cdot 2\sigma U \frac{\partial \Phi}{a \sin \theta \partial \lambda} \right. \\ &\quad \left. + \beta_{2,2} \cdot 2\sigma V \frac{\partial \Phi}{a \partial \theta} \right] + \lambda \Phi \frac{g \alpha_p}{N_p} (F_T + G_T + \delta_c T), \\ \frac{\partial H_0}{\partial t} + \beta_1 \frac{1}{a \sin \theta} \left(\frac{\partial \Phi V \sin \theta}{\partial \theta} + \frac{\partial \Phi U}{\partial \lambda} \right) + \frac{\partial \Phi W}{\partial \sigma} &= 0, \\ \frac{\partial p'}{\partial \sigma} &= -\frac{N_p \Phi}{g} \Pi, \end{aligned} \right. \quad (1)$$

其中 h_s 为用水深表示的海底地形, z_0 为海面起伏, $N_p^2 = -(g/\bar{\rho})(d\bar{\rho}/dz)$ 为标准层结海洋的 Brunt-Vaisala 频率; $\alpha_p = -\rho_0 \alpha_T / \rho_m$, α_T 为海水热膨胀系数, ρ_m 和 ρ_0 分别为海水的平均密度和参考密度;

$$L(F) = \frac{1}{2a \sin \theta} \left(2 \frac{\partial F u}{\partial \lambda} - F \frac{\partial u}{\partial \lambda} \right) + \frac{1}{2a \sin \theta} \left(2 \frac{\partial F v \sin \theta}{\partial \theta} - F \frac{\partial v \sin \theta}{\partial \theta} \right) + \frac{1}{2} \left(2 \frac{\partial F \sigma}{\partial \sigma} - F \frac{\partial \sigma}{\partial \sigma} \right)$$

为平流算子, F_u 、 F_v 和 F_T 分别为动量和热量的水平耗(扩)散项, G_u 、 G_v 和 G_T 分别为动量和热量的垂直扩散项, $\delta_c T$ 为对流调整项; 式中其它符号为常用; 同时, 为便于设计有效的时间积分方案, 已引入所谓的灵活性系数 α 、 β 、 γ 和 λ ^[3, 8-9].

上述方程组的垂直边界条件为

$$\sigma = 0 \quad \left\{ \begin{aligned} W &= 0, \\ p' &= \frac{p_a'}{\rho_m} + H_0, \\ \frac{g \rho_m A_k}{\Phi^2} \left(\frac{\partial u}{\partial \sigma}, \frac{\partial v}{\partial \sigma} \right) &= (\tau^x, \tau^y), \\ \frac{g \rho_m c_p A_k}{\Phi^2} \frac{\partial T}{\partial \sigma} &= Q, \end{aligned} \right. \quad (2)$$

$$\sigma = -1 \quad \left\{ \begin{aligned} W &= 0, \\ \frac{g \rho_m A_k}{\Phi^2} \left(\frac{\partial u}{\partial \sigma}, \frac{\partial v}{\partial \sigma} \right) &= 0, \\ \frac{g \rho_m c_p A_k}{\Phi^2} \frac{\partial T}{\partial \sigma} &= 0, \end{aligned} \right. \quad (3)$$

1) 张荣华, 大洋环流模式的设计及太平洋大尺度环流数值模拟研究, 博士论文, 中国科学院大气物理研究所, 1989.

水平侧边界条件 (沿海岸线) 为

$$\begin{cases} u = v = 0, \\ \frac{\partial T}{\partial n} = 0, \end{cases} \quad (4)$$

其中 c_p 为海水定压比热; (τ^x, τ^y) 为海表面风应力两个分量; Q 为海表热通量; p_a' 为海表面大气扰动压力场; A_k 为垂直扩散系数; n 为垂直于边界的法向分量。

2. 一般的分解算法

在数值积分时, 交替赋灵活性系数为 1 或 0 (详见表 2), 可把方程组 (1) 分解成耗散过程

$$\begin{cases} \frac{\partial u}{\partial t} = F_u + G_u, \\ \frac{\partial v}{\partial t} = F_v + G_v, \\ \frac{\partial T}{\partial t} = F_T + G_T + \delta_c T, \end{cases} \quad (5)$$

平流过程

$$\begin{cases} \frac{\partial U'}{\partial t} = -L(U), \\ \frac{\partial V}{\partial t} = -L(V), \\ \frac{\partial \Pi}{\partial t} = -L(\Pi), \end{cases} \quad (6)$$

和适应过程

$$\begin{cases} \frac{\partial U}{\partial t} = -fV - \left(\Phi \frac{\partial p'}{a \sin \theta \partial \lambda} + 2\Phi \sigma \Pi \frac{N_p}{g} \frac{\partial \Phi}{a \sin \theta \partial \lambda} \right), \\ \frac{\partial V}{\partial t} = fU - \left(\Phi \frac{\partial p'}{a \partial \theta} + 2\Phi \sigma \Pi \frac{N_p}{g} \frac{\partial \Phi}{a \partial \theta} \right), \\ \frac{\partial \Pi}{\partial t} = \Phi \frac{N_p}{g} \left[W\Phi + (1 + \sigma) \frac{\partial H_0}{\partial t} + 2\sigma \left(U \frac{\partial \Phi}{a \sin \theta \partial \lambda} + V \frac{\partial \Phi}{a \partial \theta} \right) \right], \\ \frac{\partial H_0}{\partial t} + \frac{1}{a \sin \theta} \left(\frac{\partial \Phi V \sin \theta}{\partial \theta} + \frac{\partial \Phi U}{\partial \lambda} \right) + \frac{\partial \Phi W}{\partial \sigma} = 0, \\ \frac{\partial p'}{\partial \sigma} = -\frac{N_p \Phi}{g} \Pi. \end{cases} \quad (7)$$

时间积分的每一循环都先后求解以上三组方程。设 $\vec{X}_n$ 为一向量, 其分量表示 $n\Delta t$ 时刻描述海洋状态的所有变量在格点上的值, $\vec{X}_{n+1}$ 为在 $(n+1)\Delta t$ 时刻的值, 则由 $\vec{X}_n$ 计算 $\vec{X}_{n+1}$ 可分三步得到:

$$\vec{X}_{n+1} = \{E + C(d, \Delta t)\} \{E + B(d, \Delta t)\} \{E + A(d, \delta t)\}^M \cdot \vec{X}_n$$

其中 E 为单位矩阵; A 、 B 和 C 分别为表示适应过程、平流过程和耗散过程变化的矩阵; d 为网格距, M 为积分适应过程的次数; δt 和 Δt 分别为积分适应过程和平流过程或耗散过程的时间步长, 它们分别由各组方程的稳定性判据来确定。

3. 适应过程中流场正、斜压模分解算法

从物理上考虑, 适应过程方程中包含了快过程 (重力外波) 和缓慢的温盐环流过程, 使得数值积分时间步长因受重力外波的限制而须取得较短, 因此, 是否可以把适应过程中的重力外波 (正压模) 从描述缓慢过程的方程中进一步分离出来, 采用不同的时间步长或积分法, 以进一步节省计算时间。从数学上分析, 由适应过程方程组 (7) 及相应的垂直上边界条件 (2) 可知, 任一深度的水压扰动可分为与海面起伏相联系的正压部分和同密度不均匀分布相联系的斜压部分, 它们分别对应于流场的正压模和斜压模, 前者同表面重力波 (快过程) 相联系, 而后者则同缓慢的温盐环流过程相联系, 因此可把适应过程方程组进一步分解成正压模和斜压模部分。

利用边界条件, 垂直平均 (7) 式中的动量方程和连续方程, 可得正压模方程组

$$\begin{cases} \frac{\partial \bar{U}}{\partial t} = -\Phi \frac{\partial H_0}{a \sin \theta \partial \lambda} - f \bar{V} - \Phi \frac{\partial A}{a \sin \theta \partial \lambda} - 2\Phi \left(\sigma \Pi \frac{N_\rho}{g} \right) \frac{\partial \Phi}{a \sin \theta \partial \lambda}, \\ \frac{\partial \bar{V}}{\partial t} = -\Phi \frac{\partial H_0}{a \partial \theta} + f \bar{U} - \Phi \frac{\partial A}{a \partial \theta} - 2\Phi \left(\sigma \Pi \frac{N_\rho}{g} \right) \frac{\partial \Phi}{a \partial \theta}, \\ \frac{\partial H_0}{\partial t} = -\frac{1}{a \sin \theta} \left(\frac{\partial \Phi \bar{V} \sin \theta}{\partial \theta} + \frac{\partial \Phi \bar{U}}{\partial \lambda} \right), \end{cases} \quad (8)$$

而斜压模方程组为

$$\begin{cases} \frac{\partial U'}{\partial t} = -\Phi \frac{\partial p''}{a \sin \theta \partial \lambda} - f V' - 2\Phi \left(\sigma \Pi \frac{N_\rho}{g} \right) \frac{\partial \Phi}{a \sin \theta \partial \lambda}, \\ \frac{\partial V'}{\partial t} = -\Phi \frac{\partial p''}{a \partial \theta} + f U' - 2\Phi \left(\sigma \Pi \frac{N_\rho}{g} \right) \frac{\partial \Phi}{a \partial \theta}, \\ \frac{1}{a \sin \theta} \left(\frac{\partial \Phi V' \sin \theta}{\partial \theta} + \frac{\partial \Phi U'}{\partial \lambda} \right) + \frac{\partial \Phi W}{\partial \sigma} = 0, \end{cases} \quad (9)$$

其中

$$\begin{cases} \bar{F} = \int_{-1}^0 F d\sigma, \\ F' = F - \bar{F}, \\ A = \int_{-1}^0 \left(\int_{\sigma}^0 \frac{N_\rho \Phi}{g} \Pi d\eta \right) d\sigma + \frac{p_a'}{\rho_m}. \end{cases}$$

这样, 在适应过程未作进一步分解时, 由于表面重力波所限制的时间步长, 积分整个复杂的适应过程非常费时; 而经进一步分解以后, 则可用不同的时间步长或不同的积分法数值求解正压模和斜压模, 表面重力波所确定的稳定性时间步长只约束正压模部分的计算, 适应过程的斜压模可用更长的时间步长数值求解。

(a) 适应过程正压模的求解

方程组 (8) 中含有表面重力波, 可用较短的时间步长显式求解, 或采用隐式方法求解, 也可以采用曾庆存、张学洪所提出的保持完全能量守恒的协调分解算法^[14], 进一步把二维问题化成两个一维问题求解, 本文中采用显式方法求解正压模。

(b) 适应过程斜压模的求解

方程组 (9) 中含有重力惯性内波和更缓慢的过程, 既可直接求解, 但也可用 Bryan^[15]所建议的方法更方便地求解, 具体是: 首先以 U^+ 、 V^+ 代替 (7) 式中动量方

程左边, 压力场用公式 $p' = \int_{\sigma}^0 \frac{N_{\rho} \Phi}{g} \Pi d\eta$ 计算, 这时从方程组

$$\begin{cases} \frac{\partial U^+}{\partial t} = -fV - \left(\Phi \frac{\partial p'}{a \sin \theta \partial \lambda} + 2\Phi \sigma \Pi \frac{N_{\rho}}{g} \frac{\partial \Phi}{a \sin \theta \partial \lambda} \right), \\ \frac{\partial V^+}{\partial t} = fU - \left(\Phi \frac{\partial p'}{a \partial \theta} + 2\Phi \sigma \Pi \frac{N_{\rho}}{g} \frac{\partial \Phi}{a \partial \theta} \right), \end{cases}$$

可得忽略正压压力场的速度 U^+ 、 V^+ 。

其次, 因忽略正压压力场所造成的速度场计算误差可通过从 U^+ 、 V^+ 中减去其垂直平均而消去, 从而得到流场的斜压模解

$$\begin{cases} U' = U^+ - \bar{U}^+, \\ V' = V^+ - \bar{V}^+, \end{cases}$$

另外, 为保证斜压模中科里奥利力项计算的稳定性, 对其取梯形隐式。

三、数值计算时间的比较

为了定量地比较上述分解算法节省计算时间的有效性, 我们用四层 IAP OGCM 在北太平洋区域进行了试验。模式中考虑了北太平洋实际边界和平滑海底地形, 东西范围从 110°E 到 75°W , 南北范围从赤道 (取相对于赤道对称的侧边界条件) 到 62°N ; 水平方向用 C—网格, 采用能保证总有效能量守恒的空间差分格式^[16], 分辨率为 5° (纬圈方向) 和 4° (经圈方向); 垂直方向分成不等距的四层, 其深度近似为 25、150、630 和 2000m, 每层之间的深度近似为 0、50、250、1000 和 2800m; 模式中所扣除的标准层结分布取自 Bryan 和 Cox^[17]资料。

表 1 给出北太平洋四层 OGCM 采用不同时间积分方法所需时间的比较 (中国科学院计算中心 IBM 4331 计算机)。可见, 一般的分解算法可比直接方法减少约 2.6 倍的计算机时间; 而采用适应过程中流场正、斜压模进一步分解算法, 取耗散过程和平流过程时间步长为 6 h, 斜压模为 1 h, 正压模为 6 min, 则相比于一般的分解算法, 计算效率可提高 4 倍, 相比于直接方法, 则可提高 10 倍以上。因此, 把适应过程进一步分解成正压模和斜压模, 能成倍地减少计算机时间; 同时说明, 虽然我们的海洋模式方程中, 未采用“刚盖”近似, 因而未滤去表面重力波, 但在时间积分时, 采用近似、分解算法, 同样可提高计算效率, 计算量可与采用“刚盖”近似的 OGCM 相接近。

表 1 北太平洋四層 OGCM 采用不同时间积分方法所需时间比较

时间积分方法		时间步长	积分 6 小时所需时间 (min)	
直接方法		6min	3.3901	
一般分解算法	耗散过程	6 h	0.0232	1.3073
	平流过程	6 h	0.0121	
	适应过程	6 min	1.2720	
正、斜压模 分解算法	耗散过程	6 h	0.0232	0.3299
	平流过程	6 h	0.0121	
	适应过程	斜压模 1 h	0.1086	
		正压模 6 min	0.1860	

四、北太平洋环流数值模拟实例

当用方程 (1) 及相应的边界条件所组成的数学模式对实际海洋环流进行数值模拟时, 因方程中含有表面重力波, 如按其确定的稳定性时间步长都计算方程的右端项并作数值积分, 则非常费时, 更何况海洋在所加强迫场驱动下趋向其平衡态的收敛过程相当缓慢。但是, 方程组中所引入的灵活性系数^[3, 8-9]以及基于此所设计的加速收敛法^[3]和上面给出的正、斜压模分解算法可有效地减少计算机时间。

“灵活性系数”是区分具有不同时间尺度物理过程的指示器, 常规时它们都应 1, 但在某些情况下, 我们可改变所有或其中某些值, 以便实施加速收敛技术而又不破坏能量转换关系; 而且在时间积分时, 交替赋以 1 或 0, 可实现不同物理过程的分解算法。在本文数值模拟中 (水平分辨率为 $5^{\circ} \times 4^{\circ}$), 所采用的时间积分方法和灵活性系数取值列于表 2。

表 2 时间积分方法和灵活性系数取值

时间积分方法		灵活性系数取值	时间步长
加速收敛算法		$\beta = \gamma = \lambda = 1/6 \quad \alpha = 1$	1 h
正、斜压模 分解算法	耗散过程	$\alpha = \beta = \gamma = 0 \quad \lambda = 1$	6 h
	平流过程	$\beta = \gamma = \lambda = 0 \quad \alpha = 1$	6 h
	适应过程	$\alpha = \lambda = 0 \quad \beta = \gamma = 1$	1 h
			6 min

对北太平洋环流进行数值模拟时, 模式区域与平滑海底地形、模式的水平和垂直结构及标准层结分布如上节所述, 在定常的年平均大气强迫场驱动下, 我们进行了 32 年的数值积分, 其中前 15 年为环流的旋转加强 (Spin-up) 过程, 即从初始静止、无海面起伏的层结海洋开始, 采用基于“灵活性系数”的加速收敛时间积分方案 (表 2); 其后, 采用适应过程中流场正、斜压模进一步分解显式算法 (表 2), 再积分 17 年得到一个准平衡态。另外, 为保证数值积分长期稳定进行, 采用一些技术处理, 如质量补偿技术、高纬傅氏滤波技术、适应过程中科里奥利力项隐式格式等。

图 1a、b 分别是数值积分第 10 年和第 32 年表层 (约 25m) 洋流图, 同观测到的

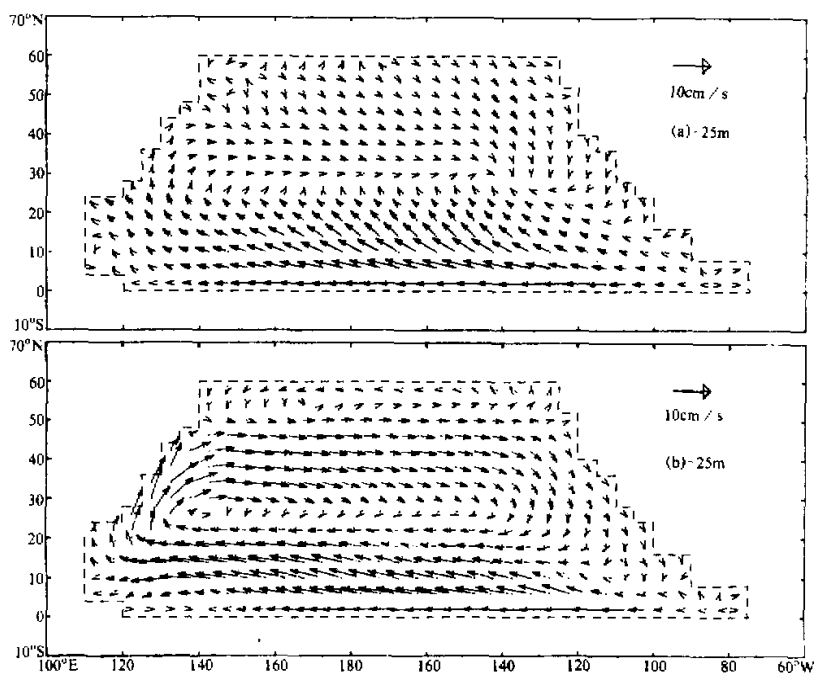


图 1 数值积分第 10 年 (a) 和第 32 年 (b) 北太平洋表层洋流

表层洋流图 2 相比, 模式基本上模拟出北太平洋大尺度表层洋流基本特征, 如热带地区自东向西流动的北赤道洋流; 相对强化的西边界流(黑潮)和中纬地区的西风漂流; 大洋东边界较弱的加利福尼亚洋流等以及由这些流系所组成的反气旋性大涡旋结构。

然而, 同观测到的表层洋流(图 2)相比, 模拟得到的大洋内部表层流仍是由与风应力垂直偏离的 Ekman 输送过程所控制, 使得低纬中东太平洋地区洋流方向与观测有些偏差, 这在图 1a 中更为明显, 但随着数值积分的进行和与海面起伏相联系的梯度流的不断建立, Ekman 漂流作用逐渐减小, 模拟的洋流方向与实际较为一致。另外, 因模式分辨率太低, 模拟的表层洋流强度明显偏弱, 也未能模拟出北赤道逆流。

五、结 语

本文基于数值天气预报及计算地球流体力学理论、方法和技术, 根据 IAP OGCM 特点, 设计出适应过程中流场正、斜压模进一步分解算法, 即把适应过程进一步分解为与重力外波相联系的正压模和与缓慢的温盐环流过程相联系的斜压模, 前者用较短的时间步长显式求解, 而后者则可用较长的时间步长积分, 从而有效地提高了计算效率; 同时, 用四层 OGCM 在北太平洋区域进行的试验表明, 这种方案是完全可行的。

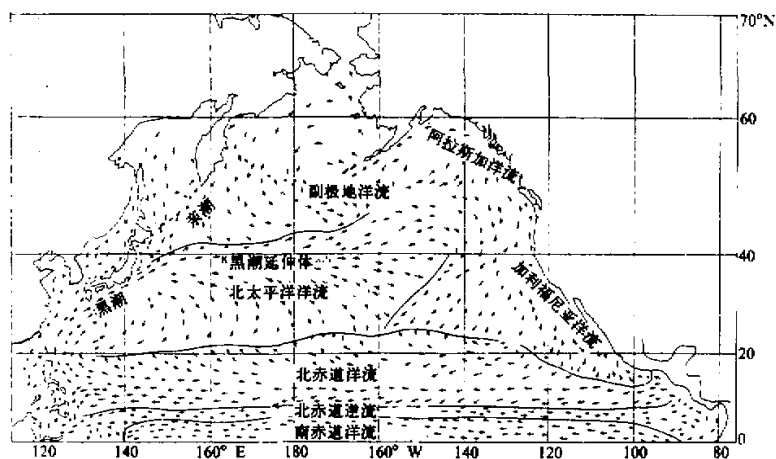


图2 观测到的北太平洋年平均表层洋流

值得指出, 本文中为提高无“刚盖”近似的 IAP OGCM 的计算效率, 首先把复杂的海洋物理过程分解成耗散过程、平流过程和适应过程, 其次又把适应过程进一步分解成正压模和斜压模, 用不同的时间步长分别求解, 可成倍地减少分解算法中适应过程计算所需的时间; 并且, 基于这种进一步分解算法, 就提高计算效率而言, 还有更充分的潜力: (1) 相对来说, 斜压海洋环流模式垂直层次越多, 这种方案节省计算时间也越有效; (2) 当采用均匀的经纬度网格时, 为保证高纬和极区的计算稳定性, 需对变量及其倾向作傅氏滤波, 未作进一步分解时, 需对三个三维场和一个二维场及其倾向场进行滤波, 而经进一步分解以后, 只需对三个正压模的二维场及其倾向进行滤波; (3) 由表 1 可见, 采用进一步分解算法, 其中的正压模因取的时间步长短, 所费的时间仍是最多的; 另一方面, 进行海洋环流数值模拟过程中, 海洋在定常外界强迫作用下的响应可分为正压响应和斜压响应, 数值积分结果表明, 正压响应在几十天后变化不大, 以后进行的是斜压响应过程, 正是这种斜压过程使得海洋向其定常平衡态收敛过程非常缓慢。因此, 既然一定时间积分以后, 正压响应过程几乎没有变化, 那么就可以“少算”或“跳过”其计算, 以减少正压模部分计算次数; (4) 基于本文不同过程或部分的进一步分解算法, 可以设计不同过程和部分之间非同步耦合的加速收敛算法, 有关工作将另文详述。

致 谢: 本文是曾庆存、张学洪两位导师指导下研究生毕业论文的一部分, 工作过程中还得到袁重光、季仲贞等老师们的热情指导和帮助, 谨此一并致谢。

参 考 文 献

- [1] 曾庆存, 1963, 大气中的适应过程和发展过程 (一), 气象学报, 第 33 卷, 第 2 期, 163-173.
- [2] Bryan, K., 1984, Accelerating the convergence to equilibrium of ocean-climate models, *J. Phys. Oceanogr.*, 14, 666-673.
- [3] Zhang Xuehong and Liang Xinzong, 1989, A numerical world ocean general circulation model, *Adv. Atmos.*

- Sci.*, **6**, 44-61.
- [4] 陈秋士, 1963, 简单斜压大气中热成风的建立和破坏, *气象学报*, 第 33 卷, 第 1 期, 51-63.
- [5] Martruk, G.I., 1965, A new approach to the numerical solution of differential equation of atmospheric processes, WMO / IUGG Symposium on research and development aspects of longrange forecasting, WMO Technical Note, No.66, 212-226.
- [6] Burridge, D.M., 1975, A split semi-implicit reformulation of the Bushby-Timpson 10 level model, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **101**, 777-792.
- [7] Gadd, A.J., 1978, A split explicit integration scheme for numerical weather prediction, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **104**, 569-582.
- [8] 曾庆存, 季仲贞, 袁重光, 1980, 原始方程差分格式的设计, 第二次全国数值天气预报会议论文集, 300-313, 科学出版社.
- [9] 曾庆存, 袁重光, 1980, 求解天气预报方程组的分解算法, *科学通报*, **25** (18), 842-845.
- [10] Zeng Qingcun, 1983, Some numerical ocean-atmosphere coupling models, in: *Proceedings of the First International Symposium on the Integrated Global Ocean Monitoring*, Tallinn, USSR (Oct. 2-10).
- [11] 张学洪, 曾庆存, 1988, 大洋环流数值模式的计算设计, *大气科学 (特刊)*, 149-165, 科学出版社.
- [12] 张荣华, 曾庆存, 张学洪, 1991, 太平洋大尺度环流数值模拟, I: 数学模式及其性能, *大气科学*, 第 15 卷, 第 4 期, 1-16.
- [13] Zeng Qingcun, Zhang Xuehong and Zhang Ronghua, 1991, A design of an oceanic-GCM without the rigid-lid approximation and its application to the numerical simulation of the circulation of the Pacific Ocean, *J. Mar. Syst.*, **1**, 271-292.
- [14] 曾庆存, 张学洪, 1981, 完全保持能量守恒的可压缩时空差分格式和协调的分解算法, *中国科学*, 第 11 期, 1355-1366.
- [15] Bryan, K., 1969, A numerical method for the study of the circulation of the world ocean, *J. Comput. Phys.*, **4**, 347-376.
- [16] 曾庆存, 张学洪, 1986, 球面上斜压原始方程组保持总有效能量守恒的差分格式, *大气科学*, 第 11 卷, 第 2 期, 113-127.
- [17] Bryan, K. and M. Cox., 1972, An approximate equation of state for numerical models of ocean circulation, *J. Phys. Oceanogr.*, **2**, 510-514.

A Barotropic-Baroclinic Mode-Splitting Algorithm in the Free Surface Oceanic General Circulation Model

Zhang Ronghua

(LASG, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100080)

Abstract

An oceanic general circulation model developed at the Institute of Atmospheric Physics (IAP OGCM) is free from the rigid-lid upper boundary condition but free surface is incorporated so that the model permits the explicit treatment of sea level as a prognostic variable. In order to reduce the computer time, some stable and efficient time integration schemes have been developed. In this paper, a barotropic-baroclinic mode-splitting algorithm for such free surface OGCM is presented. It is shown that the computational efficiency can be increased several times by splitting the adjustment process further into the barotropic mode associated with sea surface elevation and baroclinic ones with inhomogeneous distribution of sea water density, and by numerically integrating these barotropic and baroclinic modes, respectively, with different time steps or different schemes. Experiment results are given to show its practicality and to quantitatively compare the computational efficiency in time integration.

Key words: free surface OGCM; barotropic-baroclinic mode-splitting; numerical experiments.