

温盐环流与全球增暖的数值模拟*

(一) 纬向平均温盐环流的模拟

金向泽 张学洪

(中国科学院大气物理研究所, 北京 100080)

提 要

本文是用简单海-气耦合模型模拟温盐环流在全球增暖事件中作用的研究工作的第一部分。

为了建立一个简单海-气耦合模型,我们首先根据 Wright 和 Stoker 等人的设计复制出一个包括大西洋、太平洋和南大洋在内的二维温盐环流模式,从等温、等盐和无运动的初始状态出发,在给定的年平均海表强迫下将模式积分了 4000 年,模拟出了和原作相似的温盐环流。对模拟结果的分析表明,相对于北太平洋而言,北大西洋北部的高盐、低温特点(后者是由两大洋在地理上的差别决定的)是形成当代温盐环流的主要原因;从与温盐环流相联系的海表热通量来看,北大西洋北部是向大气提供热量的主要源地;模式温盐环流对于海表盐度通量的敏感性试验的结果表明,对于纬圈平均的二维模式而言,要想模拟出合理的温盐环流就必须人为地提高北大西洋北部的海表盐度,文章分析了这种作法的物理根据;模式中的对流过程对于温盐环流的维持是至关重要的,对比有无季节循环的试验结果可以看出,虽然温度场的明显的季节变化只出现在模式的最上面两层,但由于引进季节循环后冬季高纬海洋的对流活动加强,后者直接影响到温盐环流,使更多的深海热量上传并向大气释放,这是使海洋温跃层得以保持合理厚度的一个重要原因。

关键词: 温盐环流;敏感性试验;季节循环。

一、引 言

海洋是气候系统的一个重要组成部分,海洋对 CO_2 增暖这种百年尺度的气候事件的作用主要是通过温盐环流及其变化来实现的。人们曾经利用简单的一维涌升扩散模式在这方面作过不少研究工作,获得了富有启发性的结果^[1-4]。不过,一维涌升扩散模式中的温盐环流仅仅是用涌升流速度(W)以及极地海洋温度(θ_p)这样两个参数来表示的,由于模式中没有形成温盐环流的机制,不能描述其变化,因而也就无法考虑温盐环流在气候变化过程中的反馈作用。虽然这个问题的最终解决要依靠发展三维的海气耦合模式,而且目前已经有一些初步结果发表^[5-6],但利用计算上经济得多的二维的温盐环流模式来获得

1993年7月20日收到,1993年10月4日收到修改稿。

* 本文由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”资助。

对这一问题的物理上的了解,仍然是很有必要的。最近, Wright 和 Stocker^[7] 提出了一个纬向平均的二维海洋环流模式,用于研究由浮力驱动的温盐环流的运动及其变化。该模式成功地模拟了大西洋与太平洋纬向平均的温度及盐度层结,以及两大洋之间的水体交换。尽管没能模拟出南极底水,南大洋也模拟得不够好,但得到的温盐环流大体上说来接近于 Gordon^[8] 提出的所谓“输送带”(conveyor belt)模型。本文根据 Wright 等人的设计复制出一个二维温盐环流模式,为了提高上层海洋的分辨率,将原模式用的等距差分改为不等距差分,并对模式中表征纬向和经向压力梯度之比的参数 ϵ 的取值作了相应的调整,模拟出了和原结果基本相似的温盐环流。为了了解和检验模式的性能,独立地实行了模式温盐环流对于海表盐度通量改变的敏感性试验和季节循环试验,分析了控制模式温盐环流及其变动的主要物理因子。本文第二节对二维温盐环流模式本身作扼要介绍,包括纬向平均变量的控制方程组、参数化方法、边界条件、离散化方法和求解步骤;第三节给出用这个模式模拟的纬向平均的温盐环流的主要结果,以及模式对海表盐度通量的敏感性试验和季节循环试验。在作为本文的继续的第二部分中,首先将讨论二维温盐环流模式对海表热异常的响应,特别是热量向深海输送的机理;然后将叙述利用二维温盐环流模式和能量平衡的大气模式所构造的一个简单海-气耦合系统,给出它对于和 CO_2 倍增相当的大气辐射强迫的迁延响应试验结果,并讨论温盐环流对于增暖过程的反馈作用。

二、二维温盐环流模式简介

简单耦合模式的海洋部分取自 Wright 和 Stocker^[7],由大西洋和太平洋两个海盆组成。模式地理虽然是高度简化的,但从对比意义上抓住了两大洋的主要特征,其中大西洋东西向跨 60 个经度,南北向从 55°S 到 80°N ;太平洋东西宽 120 个经度,南北从 55°S 到 50°N ; $55-68^\circ\text{S}$ 为南大洋,通过它将两大洋联接起来(见图 1)。不考虑海底地形,基本试验中水深取为 5000m,单独用大西洋模式试验时水深取为 4000m。

用“—”代表在每一海盆内的纬向平均,在纬度-深度平面上纬向平均变量所满足的控制方程组可以写成

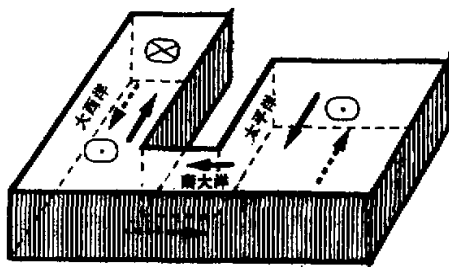


图 1 由大西洋、南大洋和太平洋连接而成的纬向平均的二维温盐环流模式示意图

○ 代表温盐环流的上翻支; ⊗ 代表温盐环流的下沉支

$$\frac{\partial \bar{T}}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{c\bar{V}}{a} \bar{T} \right) + \frac{\partial}{\partial z} (\bar{W} \cdot \bar{T}) = \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{c^2 K_H}{a^2} \frac{\partial \bar{T}}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_V \frac{\partial \bar{T}}{\partial z} \right), \quad (1)$$

$$\frac{\partial \bar{S}}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{c\bar{V}}{a} \bar{S} \right) + \frac{\partial}{\partial z} (\bar{W} \cdot \bar{S}) = \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{c^2 K_H}{a^2} \frac{\partial \bar{S}}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_V \frac{\partial \bar{S}}{\partial z} \right), \quad (2)$$

$$\bar{\rho} = \rho_* - \alpha(\bar{T} - T_0) + \beta(\bar{S} - S_0), \quad (3)$$

$$\frac{\partial \bar{P}}{\partial z} = -\bar{\rho}g, \quad (4)$$

$$-2x\Omega\bar{V} = -\frac{1}{\rho_*ac} \frac{\Delta\bar{P}}{\Delta\lambda} + \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{A\partial\bar{U}}{\partial z} \right), \quad (5)$$

$$2x\Omega\bar{U} = -\frac{c}{\rho_*a} \frac{\partial \bar{P}}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{A\partial\bar{V}}{\partial z} \right), \quad (6)$$

$$\frac{\partial}{\partial x} (c\bar{V}) + \frac{\partial}{\partial z} (a\bar{W}) = 0. \quad (7)$$

其中 φ 是纬度, $x = \sin \varphi$, $c = \cos \varphi$; z 是垂直高度, 海表为 0, 海底为 $-H$; $\bar{T}, \bar{S}, \bar{P}$ 和 $\bar{\rho}$ 分别为温度、盐度、位密度和压力; $\bar{U}, \bar{V}$, 和 $\bar{W}$ 分别为水平与垂直方向的速度; Ω 和 a 分别是地球自转角速度和地球半径; $K_H = 10^3 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$ 和 $K_V = 0.6 \times 10^{-4} \text{m}^2 \text{s}^{-1}$ 分别是水平方向和垂直方向的湍流扩散系数; $A = 10^{-4} \text{m}^2 \text{s}^{-1}$ 是垂直涡动粘性系数; 线性化的海水状态方程中的参数分别取: $\rho_* = 1027.79 \text{kg m}^{-3}$, $T_0 = 4^\circ \text{C}$, $S_0 = 35 \text{psu}$, $\alpha = 0.223 \text{kg m}^{-3} \text{K}^{-1}$, 和 $\beta = 0.796 \text{kg m}^{-3} \text{psu}^{-1}$.

需要说明的是

(1) 导出控制方程组的过程中假定了 $\xi\zeta = \bar{\xi} \cdot \bar{\zeta}$, 这里 ξ 和 ζ 代表任意两个物理量。这在物理上相当于假定热量和盐份的输送主要是通过经圈环流来实现的, 略去了涡旋的输送作用。

(2) 模式所要描写的是海洋中缓慢演变着的温盐环流, 这就要求将模式积分成百上千年, 为了节省计算时间, 这里略去了动量方程中的加速度项和水平粘性项, 使其蜕化为关于水平流速的诊断方程。

(3) $\frac{\Delta\bar{P}}{\Delta\lambda}$ 为东西向的压力梯度, 在这个二维模式中必须对它进行参数化处理, 这里采用的是 Killworth^[9] 的方法, 即在动量方程(5)中略去 $A\bar{U}_{,zz}$, 而将(6)式中的 $A\bar{V}_{,zz}$ 用阻尼项 $-\mu\bar{V}$ 代替, 由此可以得到:

$$\frac{\Delta\bar{P}}{\Delta\lambda} = -2\varepsilon x c^2 \frac{\partial \bar{P}}{\partial x}, \quad (8)$$

$$\varepsilon = \Omega\mu^{-1}(1 - \bar{U}/U_s), \quad (9)$$

其中 $U_s = -\frac{c}{2\rho a x \Omega} \frac{\partial \bar{P}}{\partial x}$ 为东西向地转流速。

对于很窄的海盆, 边界效应使得 $\bar{U}/U_s \approx 0$, 故 $\varepsilon \approx \frac{\Omega}{\mu}$, 代表阻尼特征时间尺度与惯性特征时间尺度之比; 而对于很宽的海盆, $\bar{U}/U_s \approx 1$, 故 ε 很小。本文对大西洋和太平洋的 ε 分别取为 $\varepsilon_A = 0.02$, 和 $\varepsilon_P = 0.006$ 。

海表 ($z = 0$ 处)边界条件取为

$$K_v \frac{\partial}{\partial z} (\bar{T}, \bar{S}) = \left(\frac{1}{\rho_0 c_p} Q_H, Q_S \right), \quad (10)$$

$$\frac{\partial}{\partial z} (\bar{U}, \bar{V}) = 0, \quad (11)$$

$$\bar{W} = 0, \quad (12)$$

其中,

$$Q_H = D_H(T_* - \bar{T}) + Q_1, \quad (13)$$

$$Q_S = \frac{\Delta z}{\tau_s} (S^* - \bar{S}). \quad (14)$$

这里, D_H 是一个比例因子, Q_1 是从海面热收支方程中分出来的一部分与海表温度无关的热通量(其中包括到达海表的太阳辐射, 详见文献[10]), Δz 为模式表层厚度, τ_s 是盐度通量的张弛时间尺度, T_* 是海平面大气温度, 本文所讨论的海-气耦合就是通过它来实现的, S^* 是表征海表 ($z = 0$ 处) 盐度的参数, 可以用它的变化来代替耦合系统中海表蒸发和降水的变化。

海底 ($z = -H$ 处) 边界条件是:

$$\frac{\partial}{\partial z} (\bar{T}, \bar{S}) = 0, \quad (15)$$

$$\frac{\partial}{\partial z} (\bar{U}, \bar{V}) = 0, \quad (16)$$

$$\bar{W} = 0. \quad (17)$$

北边界(太平洋 50°N , 大西洋 80°N) 条件是

$$\frac{\partial}{\partial x} (\bar{T}, \bar{S}) = 0, \quad (18)$$

$$\frac{\partial}{\partial x} (\bar{U}, \bar{V}) = 0. \quad (19)$$

在 55°S 以南为南大洋, 通过它将两大洋联接起来, 模式中两大洋之间的热量与质量交换都是在这里进行的。在南大洋范围内 ($55-68^\circ\text{S}$) 假定温度及盐度沿纬向是均一的。

为了计算 $\bar{V}$ 和 $\bar{W}$, 由(7)式可定义经圈环流流函数 ϕ :

$$\bar{V} = -\frac{1}{c} \frac{\partial \phi}{\partial z}, \quad (20)$$

$$\bar{W} = \frac{1}{a} \frac{\partial \phi}{\partial x}. \quad (21)$$

由(5)与(6)式及垂直边界条件并假定只考虑海表行星边界层以下的环流特点(详见文献[7])可得:

$$\phi(x, z) = \frac{1}{2\rho_0 a Q x^2} \left(\tilde{A} g c^2 \frac{\partial \bar{p}}{\partial x} - x \int_{-H \Delta \lambda}^z \frac{\Delta \bar{p}}{\Delta \lambda} dz \right), \quad (22)$$

其中 $\tilde{A} = \frac{A}{2Q}$ 是与海洋 Ekman 层厚度有关的特征量。

模式在水平方向的离散化方法仍按文献[7]中的等面积划分, 在基本试验中两大洋各

分为 14 个水柱, 南大洋由一个单独的水柱来表示, 不再细分。垂直方向按不等距划分分为 10 层, 基本试验中表层厚度 Δh_1 为 56m, 下面任一层厚度 Δh_k 满足 $\Delta h_k = q \cdot \Delta h_{k-1}$ ($k = 2, 10$), q 取 1.45。这样做的目的是使海洋上层分得较细, 有利于精确计算海表的热通量与盐度通量。变量在经圈平面上按 C-网格分布, 空间差分取一般的二阶守恒格式, 时间差分用“蛙跳”格式, 但积分若干步之后插入一次前差, 时间步长为 10d。

具体计算步骤是: 首先由某一时刻的 $\bar{T}$ 和 $\bar{S}$ 计算出各层的位密度 $\bar{\rho}$, 如果存在不稳定层结, 则通过对流调整使之达到中性稳定。然后由方程(22)计算流函数, 确定下一时刻的流场。接着将方程(1)和(2)在一定的边界条件下积分一步, 得到下一时刻的温度场及盐度场。

三、温盐环流模拟试验和敏感性试验

1. 温盐环流模拟试验

为了检验第二节所叙述的二维海洋模式模拟温盐环流的能力, 首先在给定的年平均海表强迫下将模式积分了 4000 年。为了简化海表热通量的计算, 引进一个“折合”的大气温度 $\bar{T}^* = T_a + Q_1/D_H$, 并设 $D_H = \rho_0 c_p \Delta x / \tau_H$, 其中 ρ_0 和 c_p 分别是海水的密度和比热, τ_H 是海表温度的张弛时间尺度, 这样, 海表热量和盐度通量((13)和(14)式)由 $\bar{T}^*$, $\bar{S}^*$, τ_H 和 τ_s 四个参数所决定, 在以下试验中假定 $\tau_H = \tau_s = 50d$, 而取 $\bar{T}^*$ 和 $\bar{S}^*$ 形如:

$$\bar{T}^*(x) = 14.5 + 12.5 \times \cos\left(\frac{\pi}{2} x(1 + |x|)\right) \quad (^\circ\text{C}), \quad (23)$$

$$\bar{S}^*(x) = 35.0 + \cos(\pi x) + \frac{x_P - x_A}{x_P + x_A} + \begin{cases} \Delta S \cdot \frac{x - x_{0A}}{x_P + x_A} & (\text{psu}), (\text{大西洋}) \\ -\Delta S \cdot \frac{x - x_{0P}}{x_P + x_A} & (\text{psu}), (\text{太平洋}) \end{cases} \quad (24)$$

其中 $x_P = x_{1P} - x_{0P}$, $x_A = x_{1A} - x_{0A}$, x_{0A} , x_{0P} , x_{1A} , x_{1P} 分别是模式大西洋与太平洋最北和最南端的 $\sin \varphi$ 值, $\Delta S = 2\text{psu}$ 。

与 Levitus^[11] 的观测分析结果比较, $\bar{T}^*$ 是纬向平均的海表温度的一个很好的近似, 而 $\bar{S}^*$ 则只是纬向平均的海表盐度的一个初级近似, 它突出了大西洋海表相对于太平洋海表的高盐特点, 此外, 由于纬向平均资料难以反映北大西洋东北部下沉区表层密度较高的特点, 这里适当提高了北大西洋北部的 $\bar{S}^*$ 值(见图 2)。

模式海洋的初始状态是等温 ($T_0 = 7^\circ\text{C}$)、等密度 ($S_0 = 35\text{psu}$) 和无运动的, 积分 2000 年后大西洋各层平均温度已变化很小, 积分到 4000 年时海表热通量也已基本达到平衡(图略), 因此可以认为此时的温度场, 盐度场和流场均已达到准平衡状态。

图 2 是 4000 年时两大洋海表温度和盐度及相应的强迫量随纬度的分布。北大西洋北端的海表温度为 3.5°C , 赤道附近约为 27°C , 南大洋南端为 4°C 。在相同的纬度上, 太平洋海表温度分布与大西洋基本一致, 但由于其北边界比大西洋的偏南, 那里的温度在 10°C 以上, 比北大西洋北端暖得多, 这种地理上的差别是形成模式温盐环流的主要原因之一。

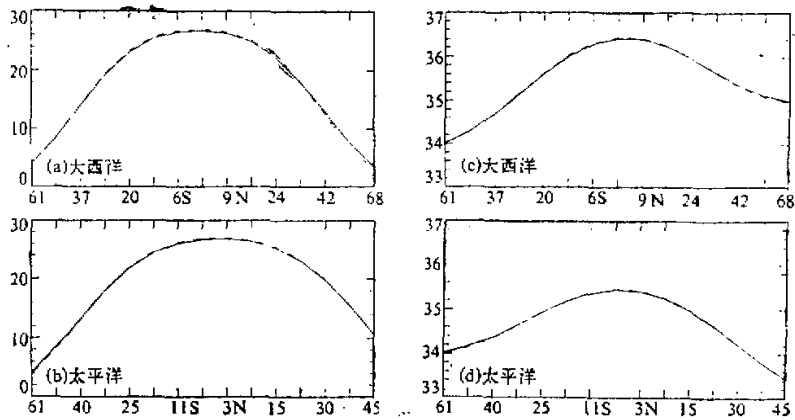


图2 模拟的纬向平均温度(°C)和盐度(psu)
虚线是海表强迫温度和盐度

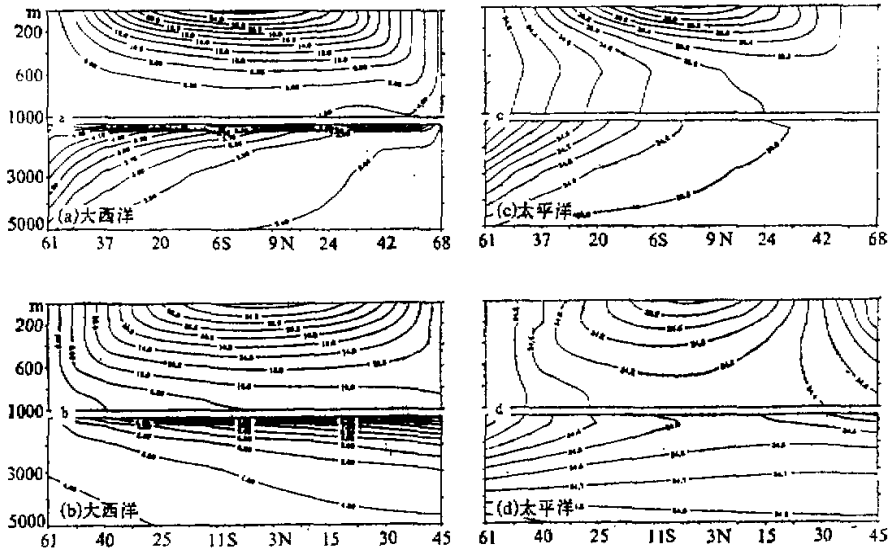


图3 模拟的纬向平均温度(°C)和盐度(psu)随纬度和深度的分布

由于没有考虑副热带海表蒸发量超过降水量的特点以及风吹流的作用,模式海表盐度的最大值是在赤道而不是在副热带;其中大西洋盐度最大值(36.5psu)高于太平洋盐度最大值(35.5psu),而北大西洋北端盐度(35.0psu)则比北太平洋北端盐度(33.5psu)高出1.5psu,这种差别既和地理特点有关,也和淡水(或高盐水)的源地分布有关,试验表明它对于模式温盐环流的形成和变化具有非常重要的作用。

两大洋温度和盐度随纬度、深度的分布如图 3 所示,它们同文献[11]中给出的观测分析结果是比较接近的。另外,同一般低分辨率三维海洋环流模式模拟的纬向平均的结果相比,尽管这模式无法模拟出细致的表层温盐结构(由于没有考虑风应力作用和采用真实的盐度强迫),但深海的结果显然要好得多,其直接原因是模拟的温跃层厚度比较合理,而现有的大多三维数海洋模式模拟的温跃层都太厚^[6],虽然造成这种差别的原因还有待分析,但这种对比是颇具启发性的。

图 4 是模拟的两大洋经圈流函数。深水仅在北大西洋形成,流量大约为 17Sv, 这数值同 Warren^[12] 估计的范围 (14—20Sv) 一致。大部分深水在向南流的过程中上翻进入温跃层,再向北流回到深水形成的源地;大约有 3Sv 的深水经南大洋流入太平洋,这比文献[7]中的模拟结果小一倍,其原因可能同 ϵ 的取法有关。在太平洋,除了北部有一个弱而浅的下沉流外,其余都为上翻区。进入太平洋的北大西洋深水和另外 11Sv 的南大洋中层水一起向北输送并上翻,进入温跃层后再向南流回到南大洋,其中有 3Sv 的表层水经南大洋流入大西洋,从而完成了两大洋之间的水体交换。

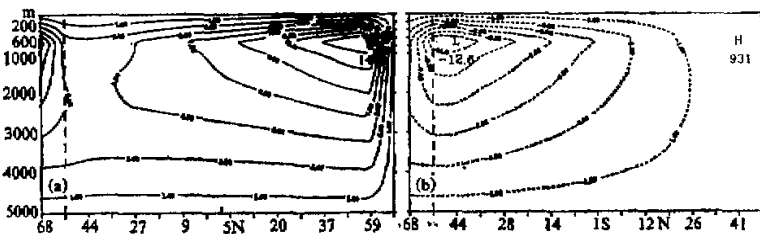


图 4 模拟的经圈流函数(单位: Sv)
(a) 大西洋; (b) 太平洋

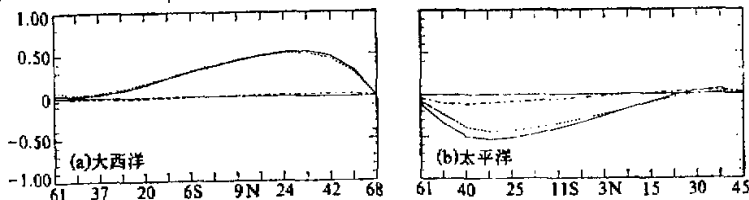


图 5 模拟的经向热输送(单位: PW)
虚线、点划线和实线分别代表平流输送, 湍流输送和总的输送

图 5 是模拟的温盐环流所造成的经向热输送。在大西洋,热量主要是向北输送的,最大值在 30°N 附近,约为 0.55PW (1PW = 10^{15} W);而太平洋的热量主要是向南输送的,最大值为 0.52PW, 在 30°S 附近达到;从太平洋经过南大洋进入大西洋的热量约有 0.05 PW。经向热输送由平流输送和湍流输送两部分组成,但在除了高纬以外的大部分区域内,平流对热量的经向输送都是起决定性作用的。

两大洋上的海气热交换状况同上述经向热输送随纬度的变化是一致的(图略)。例

如,大西洋在 30°N 以北及 50°S 以南相对于大气是热源,其余区域则为热汇;太平洋在 35°S 到 40°N 之间从大气得到热量,而在 40°N 以北和 35°S 以南向大气释放热量。从温盐环流的角度来看,最大的热源是在北大西洋,那里来自赤道地区的海洋上层暖平流使局部海域增温,从而成为加热大气的一个重要的源地。相比之下,北太平洋和南大洋向大气释放的热量都要少得多。

2. 温盐环流对海表盐度通量的敏感性试验

上面的结果表明,在适当规定海表热通量和盐度通量的前提下,用这个模式可以模拟出合理的纬向平均的温盐环流结构。不过,应当特别指出的是,这里所用的 $\bar{S}^*$ 与文献[11]中给出的观测分析结果是有差别的,表现在:①两大洋中 $\bar{S}^*$ 的分布均为“单峰”结构,最大值在赤道,而观测的极大值是在两半球的副热带,呈“双峰”结构;②人为地提高了北大西洋北部的强迫盐度值,使北大西洋北端比南大西洋南端高出约 1psu ,而比北太平洋北端高出约 1.5psu 。那么,如果直接用观测分析数据作为海表强迫盐度,结果将会怎样呢?为了回答这个问题,我们将模式的太平洋部分去掉,专门针对大西洋作了一组不同盐度强迫条件的对比试验。在这个大西洋模式中南北方向分为 26 份,网格距为 5 度,水深取为 4000m 。试验结果表明:如果将 $\bar{S}^*$ 直接取成由观测分析得到的纬向平均的海表盐度(在大西洋呈关于赤道几乎对称的“双峰”结构,图略),那么虽然可使模拟的表层盐度和温度得到改善,但温盐环流则被严重歪曲,其中,北大西洋北部的深水形成率削减三分之一以上,模拟的深海盐度相应偏低;南大洋反环流加强,形成两个相对独立的大体上关于赤道对称的环流圈(见图 6a)。

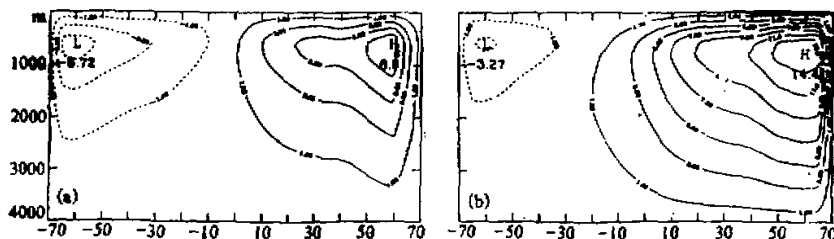


图 6 大西洋模式模拟的经圈流函数

(a) 采用气候的海表盐度强迫; (b) 采用修改过的海表盐度强迫,单位: 5V

如果对上述观测强迫作适当修改,在 45°N 以北将 $\bar{S}^*$ 取成它在 45°N 处的值 34.96psu (这相当于一个随纬度增加的修正量,在 65°N 处可达 1psu),则既可使表层温盐结构仍然得到改善,又可以维持一个合理的温盐环流(见图 6b)。

从上述敏感性试验可以看出,对二维温盐环流模式而言,海表盐度通量是一个至关重要的因子,模式温盐环流对于它的变化相当敏感。现在的问题是:在二维模式中人为地提高北大西洋北部海表的强迫盐度在物理上有什么根据?

Brocker 等^[1]曾经指出,深水之所以形成于北大西洋而不是北太平洋,主要是因为盐度的差异,海表高盐度水是北大西洋深水的重要来源。产生这种高盐度海水的原因之一是北大西洋副热带地区很强的蒸发。然而,在这一海域,盐度随纬度的分布很不均匀,特别是在北大西洋西北部,即北美沿岸,由于河流径流的作用使得那里的盐度非常之低。因此,在二维温盐环流模式中不应当简单地采用纬向平均的观测盐度作为其强迫量,人为地提高北大西洋北部海表的强迫盐度可能是必要的。

3. 季节循环试验

为了检验对流活动在温盐环流的形成和变动过程中的作用,我们在前述大西洋模式中考虑了海表热通量的季节循环,即将(23)式改写为,

$$T^*(x, t) = \bar{T}^*(x) + A(x) \cos(2\pi\omega t + \alpha), \quad (25)$$

其中 $\bar{T}^*(x)$ 的表达式同(23)式, $A(x)$ 是季节循环的振幅(中纬度最大,赤道最小,经向平均值为 3°C), $\omega^{-1} = 365\text{d}$, α 是初位相,其取值使得强迫温度的极值分别在 7 月中旬和 1 月中旬达到。

对比有无季节循环的试验结果可以看出,虽然季节变化本身主要影响水深在 100m 以内表层海洋温度场,但由于引进季节循环后冬季高纬海洋的对流活动加强,从而冷水下传加强,使得深海变冷,温跃层相应地变薄。季节循环的振幅愈大,深海就愈冷,温跃层变薄也就愈明显。图 7a 和 7b 分别给出了经向平均的季节循环振幅为 6°C 和 3°C 情形下对流释放能量的季节变化,清楚地表明了对流和季节循环的关系。

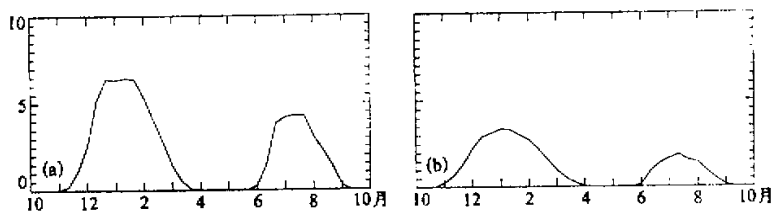


图7 沿大西洋南北方向平均的对流释放的能量通量的季节演变

(a) 采用平均振幅为 6°C 的季节变化的海表强迫温度;

(b) 采用平均振幅为 3°C 的季节变化的海表强迫温度,单位: Wm^{-2}

模式中的对流过程对于温盐环流的维持是至关重要的。试验表明:一旦关闭了对流调整,只须积分 10 年温盐环流就会明显削弱,而且由于此时北大西洋北部不再有很强的下沉流,深海显著升温,这又导致温跃层变厚(图略)。

致谢: 作者感谢杨芳林、陈克明、林武银、杨柳勃的帮助。

参 考 文 献

- [1] Hoffert, M. J., A. J., Calligari and C. T. Hsieh, 1980, The role of deep sea heat storage in the secular response to climate forcing, *J. Geophys. Res.*, **85**, 6667—6679.
- [2] Hoffert, M. I. and B. P. Plannery, 1985, Model projections of the time-dependent response to

- increasing carbon dioxide, In *The Potential Climatic Effects of Increasing Carbon Dioxide*, edited by M. C. MacCracken and F. Luther, Rep. DOE/ER-0237, pp. 149—190, U. S. Dep. of Energy, Washington, D. C., pp. 149—190.
- [3] Harvey, L. D. D. and S. H. Schneider, 1985, Transient climate response to external forcing on 10^6 to 10^7 year time scales, *J. Geophys. Res.*, **90**, 2191—2205.
- [4] Cess, R. D. and D. Goldenberg, 1981, The effect of ocean heat capacity upon global warming due to increasing atmospheric carbon dioxide, *J. Geophys. Res.*, **86**, 498—520.
- [5] 张学洪, 1990, 海洋在 CO_2 增暖事件中的作用, *大气科学*, **14**, No. 4, 490—496.
- [6] Gates, W. L., J. F. B. Mitchell, G. J. Boer, U. Cubasch and V. P. Meteshko, 1992, Climate modelling, climate prediction and model validation, *Climate Change*, The Supplementary Report to The IPCC Scientific Assessment, Edited by J. T. Houghton et al., Cambridge University Press, UK, pp. 97—134.
- [7] Wright, D. G. and T. F. Stocker, 1991, A zonally averaged ocean model for the thermohaline circulation, *J. Phys. Oceanogr.*, **21**, 1713—1739.
- [8] Gordon, A. L., 1986, Inter-ocean exchange of thermocline water, *J. Geophys. Res.*, **91**, 5037—5046.
- [9] Killworth, P. D., 1985, A two-level wind and buoyancy driven thermocline model, *J. Phys. Oceanogr.*, **15**, 1414—1432.
- [10] Han, Y. -J., 1984, A numerical world ocean general circulation model, Part I. Basic design and barotropic experiment. Part II. A baroclinic experiment, *Dyn. Atmos. Oceans*, **8**, 107—172.
- [11] Levitus S. 1982, Climatological atlas of the world ocean, NOAA Prof. Papers 13, U. S. Dept. of Commerce, Washington, D. C., 173pp.
- [12] Warren, B. A., 1981, Deep circulation of the world ocean, *Evolution of Physical Oceanography*, Scientific Surveys in Honor of Herry Stommel, B. A. Warren and C. Wunsch, Eds, MIT Press, 6—41.
- [13] Brocker, W. S., D. W. Petect and D. Rind, 1985, Does the ocean-atmosphere system have more than one stable mode of operation? *Nature*, **315**, 21—26.

Simulation of Thermohaline Circulation and Global Warming (I) Simulation of Zonal Mean Thermohaline Circulation

Jin Xiangze and Zhang Xuehong

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

Abstract

This is the first part of the work on the role of the thermohaline circulation in global warming event conducted with a simple coupled ocean-atmosphere model.

In order to establish the coupled model, a two-dimensional thermohaline circulation model, which was the first formulated by Wright and Stocker in 1991, was reconstructed first. The model consists of two basins: the Atlantic and the Pacific, which are connected by the Southern Ocean. With annual mean surface forcings, the model has been integrated for 4000 years from a homogeneous and motionless state. The simulated thermohaline structure indicates that the North Atlantic is cooler and saliner than the North Pacific Ocean. It is this characteristics that accounts for the formation of present thermohaline circulation. The meridional distribution of the air-sea heat exchange shows that the northern North Atlantic is the main source for heating atmosphere. The sensitivity experiment of the thermohaline circulation to the sea surface salinity flux indicates that it is necessary to increase the surface salinity in the northern North Atlantic to obtain the reasonable thermohaline circulation in this zonal mean two-dimensional model. This paper also gives some explanations for this especial treatment. In addition, the convection is crucial for the maintenance of the thermohaline circulation. By Comparing the result of seasonal cycle with that of non-seasonal cycle one can find that although the apparent seasonal temperature variation only appears within the two uppermost layers, the inclusion of seasonal cycle strengthens the convection in high latitudes in winter, which influences the thermohaline circulation directly and actuates deep sea water to transport more heat upward. This is an important factor in the maintenance of a reasonable thickness of thermocline.

Key words: thermohaline circulation; sensitivity experiment; seasonal cycle.