

二维温盐环流模式研究¹⁴C 在海洋中的分布

徐永福 王明星

(中国科学院大气物理研究所大气边界层物理和大气化学国家重点实验室, 北京 100029)

金向泽

(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)

摘 要 海洋碳循环模式中常使用放射性同位素¹⁴C来检验该模式的物理模型是否较好地反映了海洋中的大尺度变化的过程。本工作使用的物理模型是包括太平洋、大西洋和南大洋在内的二维温盐环流模式, 在给定的年平均海表强迫下积分4000年后, 环流达到准稳态, 其定常流场用来驱动¹⁴C模式。对¹⁴C模式积分5000年以上, 可得到¹⁴C稳态的分布。使用不同的二氧化碳海气交换系数和垂直湍流扩散系数数值进行了7个实验, 发现使用Broecker等的交换系数方程和扩散系数数值依深度从0.6增加到1.45 cm²·s⁻¹, 模拟的结果较好。使用观测到的大气中¹⁴C含量, 进一步研究了工业革命后及核试验后的¹⁴C在海洋中的穿透, 模拟结果与现有的一些资料进行了比较, 总体上给出了合理的结果。

关键词 温盐环流 放射性碳 碳循环

1 引言

科学家们为了解决因人为活动引起的全球变化问题, 需研究海洋的作用, 而目前研究海洋较常用的工具是数值模拟。使用大尺度模式可以进行许多重要的应用研究, 用来研究海洋对人为排放的二氧化碳的调节作用就是其中之一。海洋对于时间尺度在百年以上的气候事件的作用主要是通过海洋温盐环流及其变化来实现的。早期的一维涌升扩散模式研究中一般使用自然¹⁴C和核试验产生的¹⁴C(称弹¹⁴C)来校正模式, 但由于过分简单的处理, 模式中没有形成温盐环流的机制, 不能确切地描述其变化。该问题的最终解决需靠三维模式。Toggweiler等^[1,2]曾使用美国普林斯顿地球流体力学实验室的三维环流模式对¹⁴C在海洋中的分布进行过研究, 主要是用来探讨海洋中的通风过程。Maier-Reimer和Hasselmann^[3]使用德国汉堡的三维环流模式对包括¹⁴C在内的碳循环进行过研究。但由于采用不同的环流模式, 得到的结果存在着一定的差别, 与观测数据相比也有差距。使用二维模式, 不但基本上能保持着物理机制, 而且在计算上比较经济, 因而能进行大量的数值实验。鉴于此, 本工作使用二维温盐环流模式试图对这个问题进行进一步的研究, 并为进一步研究海洋对人为排放的二氧化碳的调节作用提供研究基础。

金向泽和张学洪^[4]为研究海气相互作用, 对Wright和Stocker^[5]提出的纬向平均的

二维温盐环流模式进行了进一步的研究。本工作使用该模式的动力学结果来研究放射性同位素碳在海洋中的分布。由于示踪物 ^{14}C 是被动物,除了其自身的衰减外,其分布主要由环流结果决定,因此其分布可用来进一步研究该模式的表现。

2 模式描述

本工作使用的海洋环流模式是由 Wright 和 Stocker^[5]提出的,金向泽和张学洪^[4]对该模式作了许多改进,以下简述经金向泽和张学洪改进的环流模式及 ^{14}C 模式。

2.1 环流模式

海洋的环流模式所用的控制方程如下:

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{cv}{a} A \right) + \frac{\partial}{\partial z} (wA) = \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{c^2 K_h}{a^2} \frac{\partial A}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial A}{\partial z} \right), \quad (1)$$

$$\rho = \rho_0 - \alpha(T - T_0) + \beta(S - S_0), \quad (2)$$

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

$$-2x\Omega v = -\frac{1}{\rho_0 a c} \frac{\Delta p}{\Delta \lambda} + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_A \frac{\partial v}{\partial z} \right), \quad (4)$$

$$2x\Omega u = -\frac{c}{\rho_0 a} \frac{\partial \rho}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_A \frac{\partial v}{\partial z} \right), \quad (5)$$

$$\frac{\partial}{\partial x} (cv) + \frac{\partial}{\partial z} (aw) = 0. \quad (6)$$

其中 A 是纬向平均的温度 T 或盐度 S , φ 是纬度, $x = \sin\varphi$, $c = \cos\varphi$; z 是垂直高度, 海表为 0, 海底为 $-H$; p , ρ 分别是纬向平均的压力和密度; u , v 和 w 分别是纬向平均的水平与垂直方向的速度; K_h 和 K_z 分别为水平和垂直方向的湍流扩散系数; 其他参数的详细描述可参阅文献[4]。

模式地理是高度简化的, 其中大西洋东西向跨 60 个经度, 南北向从 55°S 到 80°N ; 太平洋东西跨 120 个经度, 南北从 55°S 到 50°N ; $55\sim 68^\circ\text{S}$ 为南大洋, 通过它将两大洋连接。不考虑真实的海底地形, 水深取为 5000 m。北边界和海底取为不穿透, 南边界是交换界面。模式在水平方向的离散化方法按等面积划分为 14 个水柱, 南大洋用一个单独的水柱表示。垂直方向按不等距划分为 10 层。变量在经圈平面按 C-网格分布(见文献[4])。在海表热通量和盐度通量的强迫下, 对初始状态是等温等盐度和无运动的海洋积分 4000 年后, 达到准平衡状态, 其定常流场用于驱动 ^{14}C 模式。

2.2 ^{14}C 模式

自然放射性碳来自于大气中的化学反应, 可以近似地认为是一个常数, 因而在 19 世纪前(即工业革命前)大气中 ^{14}C 与海洋及陆地生物圈达到了一个动态平衡。在实际观测中, 样品(如树木、海水、大气、沉积物等)的 ^{14}C 的含量常用其与总 C 的比值与其基准值之相对偏差的千分数来表示。19 世纪树木年轮中的 $^{14}\text{C}/\text{C}$ 的比值常被近似地当作工业革命前的大气 $^{14}\text{C}/\text{C}$ 比值, 即 $\Delta^{14}\text{C} = 0\%$, 因而也用作参考。自工业革命以后,

由于化石燃料燃烧排放了不含¹⁴C 的大量二氧化碳, 使大气中的 $\Delta^{14}\text{C}$ 降低, 而在本世纪 50 年代末及 60 年代初, 由于进行了大量的核试验, 使得大气中的¹⁴C 剧增。

这里大气被近似地处理为一个混合均匀的箱, 对于¹⁴C 在大气和海洋之间的交换, 取决于它们的浓度差。假定¹⁴CO₂ 与 CO₂ 的化学行为相同, 而其分压值取决于¹⁴C/C 的比值, 这里¹⁴C 表示所有溶解的无机碳中的¹⁴C, C 为总溶解无机碳(即 TC 或 $\sum \text{CO}_2$)。因而¹⁴CO₂ 的海气交换通量可写成如下的形式:

$$F_{14} = S_g (r_o p_{\text{CO}_2(o)} - r_a p_{\text{CO}_2(a)}). \quad (7)$$

$p_{\text{CO}_2(o)}$ 和 $p_{\text{CO}_2(a)}$ 分别为在海洋和大气中的 CO₂ 分压。前者可根据海水中已知的温度、盐度、总碱度和总溶解无机碳(TC)求得^[6]。大气中 CO₂ 分压, 根据给定的 CO₂ 的混合比, 通过假定海水表面的空气是水蒸气饱和和计算得到。 r_o 和 r_a 分别是海洋和大气中¹⁴C/C 的比值, S_g 为 CO₂ 在海气界面的交换系数。

¹⁴C 在海洋中的分布除了其自身的衰减外, 完全由平流扩散方程支配, 其浓度 X 的变化可写成

$$\frac{\partial X}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{cv}{a} X \right) + \frac{\partial}{\partial z} (wX) = \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{c^2 K_h}{a^2} \frac{\partial X}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial X}{\partial z} \right) - rX. \quad (8)$$

r 是¹⁴C 的衰减系数, 取值为 $1.214 \times 10^{-4} \text{ a}^{-1}$ 。

3 结果与讨论

这里要讨论的是两个比较重要的参数, 即 CO₂ 海气交换系数 S_g 和垂直湍流扩散系数 K_z 。在文献中, 气体交换系数的大小尚未取得一致。在简单的一维海洋模式中, 常将交换通量取为 $17 \text{ mol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ 左右, 相当于大气 CO₂ 为 340×10^{-6} 时, 交换系数是 $0.05 \times 10^6 \text{ mol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ 。该值对海洋吸收大气 CO₂ 不太敏感, 而起重要作用的是垂直湍流扩散系数, 文献中其取值往往不同, 如在箱扩散模式中取为 $1.4 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$, 而在露头箱扩散模式中则取为 $2.2 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ^[7]。关于垂直湍流扩散系数的大小问题一直受到广泛的讨论, 不同的研究者得到的结果往往不同, 其值常为 $10^{-5} \sim 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ 。在基于动力为基础的环流模式中, 交换系数对于¹⁴C 在海洋中的穿透有较大的敏感性。

一般认为交换系数与风速有一定的关系, 使用 Liss 和 Merlivat^[8]的公式得到的结果远比使用 Broecker 等^[9]的方程得到的结果小。在相同的风速时, 前者约是后者的 45%。这一较大的不一致性是由于不同的测量技术造成的。前者是测量气体的交换速率, 后者是根据放射性碳同位素的观测结果得到的。本工作在不同的流场(即垂直湍流扩散系数不同)的条件下, 讨论不同的交换系数值对¹⁴C 在海洋中分布的影响。

3.1 稳态解

由于在人为扰动前, 大气与海洋已达到动态平衡, 因而可以使用大气中¹⁴C 的含量来强迫, 以得到稳态时¹⁴C 在海洋中的分布。在不同的垂直湍流扩散系数数值下, 即不同的流场作用下, 对于几种不同的交换系数进行了实验, 取值如表 1 所示。

表 1 ¹⁴C 数值实验一览表

流场 $K_z / (\text{cm}^2 \cdot \text{s}^{-1})$	0.6	1.2	0.6 ~ 1.45
交换系数 (S_g)			
常数 (0.05)	A1		
风速依赖 (L)	L1	L2	L3
风速依赖 (B)	B1	B2	B3

表 1 中阿拉伯数字 1, 2, 3 代表了三种不同的流场, 其中 1、2 类表示 K_z 依深度为常数, 第三种流场是根据 K_z 是 z 的函数得到的, 这里使用 Bryan 和 Lewis^[10]的关系式; 表 1 中的 A、L、B 分别代表了不同的交换系数, 其中 L 代表 S_g 对风速依赖用以下的关系式:

$$S_g = q k_\kappa \alpha_s, \tag{9}$$

其中 q 为增强因子, 取值为 1, k_κ 为 CO_2 在海水中的转移速度, 从 Liss 和 Merlivat^[8]的方程得到, α_s 为 CO_2 在海水中的溶解度。B 的关系式是 Broecker 等^[9]的方程

$$S_g = 0.0127(W - 2.0), \tag{10}$$

其中 W 为海面上 10 m 的风速, 以 m/s 为单位。这里使用的年平均风速来自文献^[9]。一般说来, L 中的 S_g 小于 0.05, 而 B 中的 S_g 大于 0.05。

图 1 表示使用 $K_z = 0.6 \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ 时, 用不同 S_g 值得到的 50°S 到 50°N 区域水平平均的 ^{14}C 垂直廓线与相应的地球化学海洋研究计划(GEOSECS)的观测结果^[11]。无论在图 1a 还是图 1b 中, 不同 S_g 值所得的垂直廓线形状, 除了海洋上层有所差异外, 其他

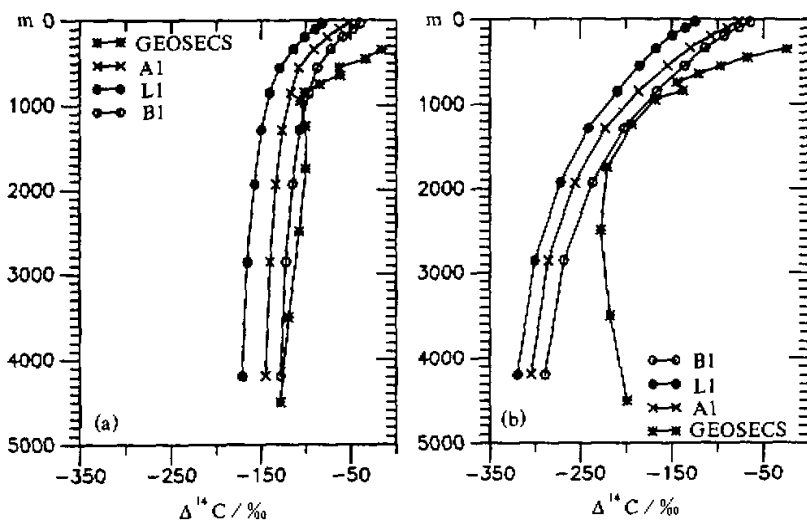


图 1 区域($50^\circ\text{S} \sim 50^\circ\text{N}$)水平平均的 $\Delta^{14}\text{C}$ 的垂直廓线, 来自于 GEOSECS 观测和数值实验 A1、B1 和 L1
(a) 大西洋, (b) 太平洋

差别不大。但 ^{14}C 的值的大小对 S_g 较为敏感, 整个廓线依 S_g 发生平移, 在大西洋(图 1a), 较大的 S_g 得到的结果(B1)与观测结果较接近; 而小于 0.05 的 S_g 模拟结果(L1)与观测结果相差增大, 且 $\Delta^{14}\text{C}$ 值比较小, 说明模拟的水比观测的水老。在太平洋(图 1b), 情况稍有不同, 因观测结果并非象大西洋一样随深度变小, 而在 2500 m 左右存在着一个极大值, 而模拟结果却都没有: 在 1000 m 到 3000 m 水中, 模拟结果要比观测值年轻, 但在深水中(3000 m 以下)所有的模拟结果要比观测值老。

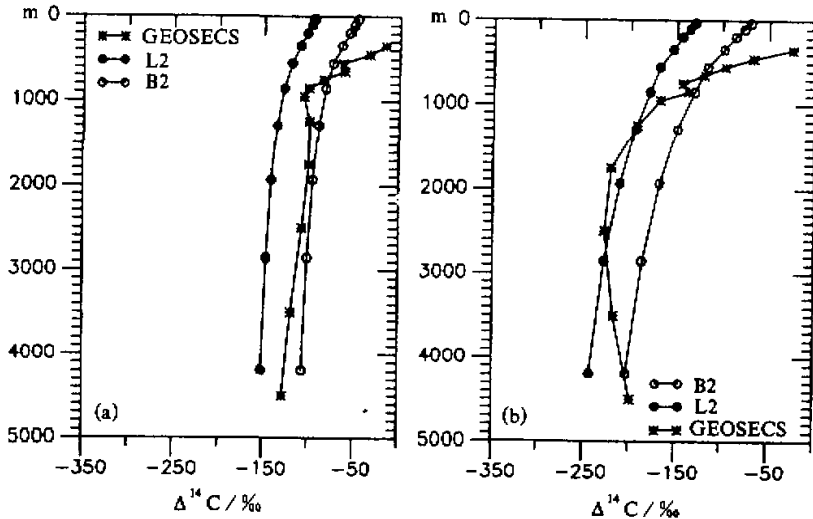


图 2 同图 1, 来自于 B2 和 L2

由于 B 和 L 分别代表了大和小的 S_g , 因此在使用流场 2 的实验时, 只使用 B 和 L 的情况进行对比研究。图 2 表示了使用 $K_z = 1.2 \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ 时所得的 $\Delta^{14}\text{C}$ 的垂直廓线, 比较图 1 和图 2, 很容易得到无论在大西洋还是在太平洋, 在 S_g 相同的情况下, 流场 2 模拟结果比流场 1 模拟结果大(即年轻)。仔细地比较太平洋的结果(图 2b 和图 1b), 可以发现, 垂直廓线并非简单地平移, 深水的模拟结果的差别远大于上层水的结果; 在深水的模拟结果得到改善的同时, 中层水的模拟结果与观测值相差增大。

从流场 1 和流场 2 的模拟情况可知, 使用恒定的 K_z 值似乎是很难获得合理的模拟结果的。关于 K_z 值至今尚未取得一致的结果, Gregg^[12]根据观测结果, 指出温跃层内垂直混合最小, 温跃层以下依深度增大。据此, Bryan 和 Lewis^[10]提出了以下的关系式:

$$K_z = A_0 + \frac{C_r}{\pi} \arctan[4.5 \times 10^{-3} \times (z - 2500)], \quad (11)$$

其中 A_0 和 C_r 分别为 8×10^{-5} 和 1.05×10^{-4} , z 是以 m 为单位的深度, 该式得到 K_z 从表层 $0.3 \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ 依深度增加到底层为 $1.3 \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ 。Toggweiler^[11]曾使用了此式。Spitzer 和 Jenkins^[13]在使用混合层模式研究新生产力时, 发现在季节温跃层内, 垂直扩散系数

应取为 $0.9 \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ 。Siegenthaler 和 Joors^[14]在使用简单箱模式研究海洋示踪物分布时,采用截然相反的 K_z 依深度的变化,他们的 K_z 从混合层以下的 $2.4 \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ 依深度递减到底层 $0.15 \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ 。GEOSECS 的结果被广泛地用在海洋碳循环模式的标定中。从图 1b 和 2b 可知,模拟的 ^{14}C 向深水输送不够,因此,要使模拟结果接近观测值,需增大深水的扩散系数值。因此,本工作使用方程(11),但将一些参数作了一些变动,

$$K_z = 1.0 \times 10^{-4} + \frac{9.5 \times 10^{-5}}{\pi} \arctan[4.0 \times 10^{-3}(z - 1000)]. \quad (12)$$

这样 K_z 依深度从表层 0.6 变化到海底 $1.45 \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ 。

图 3 表示了用流场 3 得到的结果,很显然无论在大西洋还是在太平洋,模拟结果都得到了很大的改进。但是,表层的结果与观测值尚有一定的差别,模拟结果表示两大洋表层的平均值为 -57% , Toggweiler 等^[1]列出了大西洋和太平洋中 8 个地方的珊瑚中 $\Delta^{14}\text{C}$ 记录,并重建了 1900 年以前表面水中的 $\Delta^{14}\text{C}$ 值,其平均值为 -46% 。

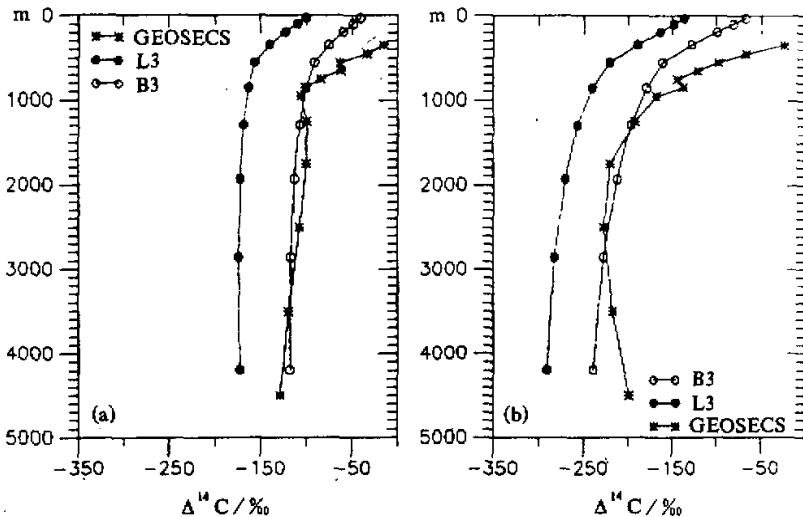
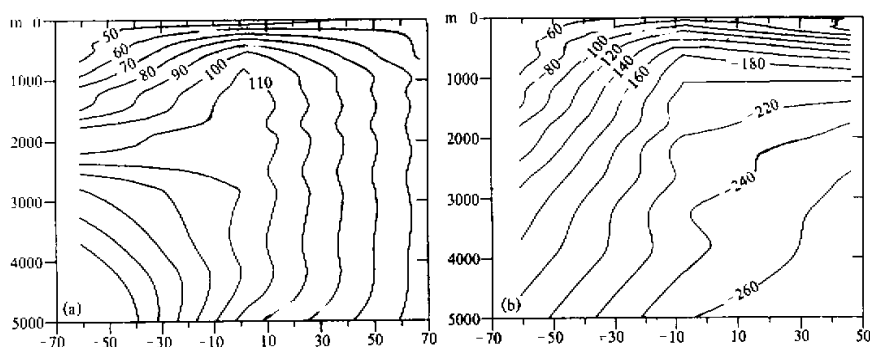


图 3 同图 1, 来自于 B3 和 L3

图 4 表示了稳态时 ^{14}C 在大西洋和太平洋的分布,从图 4a 可知,在北大西洋高纬区,由于存在着十分强烈的对流,使 ^{14}C 一直穿透到海底,这与观测结果比较接近,也与三维模式的结果相似(参见文献[15])。太平洋的模拟结果尚有不足之处,如观测数据表明,最老的水应在北太平洋高纬 2000~3000 m 处。而模拟的结果却在海底,这可能是太平洋底层水平流速过小造成。这里使用的物理模型的不足之处是物理模式高度简化,如未考虑海底地形,至于在南大洋的情况更是显而易见的,由于南大洋被简单地处理为一个水柱,因而在该处没有形成足够大的局部环流;另外,赤道两边也没有局部环

图4 模拟的稳态 $\Delta^{14}\text{C}$ 在大西洋(a)和太平洋(b)的分布

流, 这些都有可能导致模拟结果与观测结果之差别。这里需指出的是, ^{14}C 模式中没有包括海洋生物过程, 这也会对结果产生一些影响。

3.2 原子弹产生的 ^{14}C

本世纪的任何时候, 海洋和大气之间 ^{14}C 的交换一直没有达到稳态。在核武器试验前, 由于不含 ^{14}C 的化石燃料的工业排放, 大气中的 ^{14}C 一直在降低, 这是所谓的 Suess 效应, Druffel 和 Suess^[16]已总结了树木年轮测量的结果, 表明在 19 世纪后半叶大气中的 $\Delta^{14}\text{C}$ 是 -6‰ 。在 50 年代和 60 年代初, 核武器试验产生了大量的 ^{14}C 。核试验后, 海洋立即开始吸收弹产生的 ^{14}C 。目前, 大气中的 ^{14}C 浓度比弹前背景的值大 $15\% \sim 20\%$ 左右。这里试图模拟弹 ^{14}C 在海洋中的穿透。

大气中 $\Delta^{14}\text{C}$ 的时间序列由 Broecker 等^[17]提出, 其中 1954 年到 60 年代末这段时间按不同的纬度分成了三个带。Toggweiler 等^[2]将 70 年代的结果外推到了 1990 年。本工作即采用 Broecker 等的大气 $\Delta^{14}\text{C}$ 值, 及 Toggweiler 外推的结果, 其中 1950 年以后 $\Delta^{14}\text{C}$ 值如图 5 所示。

使用观测到的大气 ^{14}C 值与海洋进行相互作用, 用 B3 参数得到的稳态值作为初始值, 模式对时间进行积分。图 6 表示了模式得到的 1972 年大西洋和 1974 年太平洋垂直廓线和相应的 GEOSECS 的观测数据。除了大西洋表层结果与观测值存在着较大差别外, 其余的模拟结果与观测值取得了较好的一致性, 表层结果的差别可能是本模式由温盐环流驱动的, 风应力可能对表层有一定的影响。

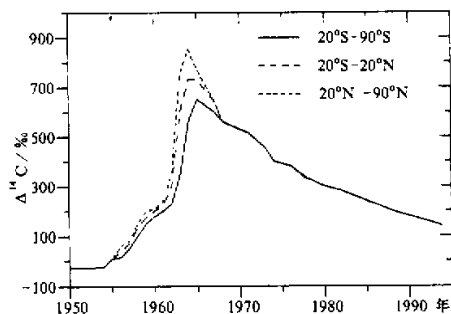
图5 大气 $\Delta^{14}\text{C}$ 的时间序列

图 7 表示了模拟的 $\Delta^{14}\text{C}$ 在大西洋和太平洋的分布。至 70 年代, 核试验产生的 ^{14}C 在某些地方已穿透至近 1000 m 深度, 模式总体上得到了观测到的特征, 如大西洋 0‰

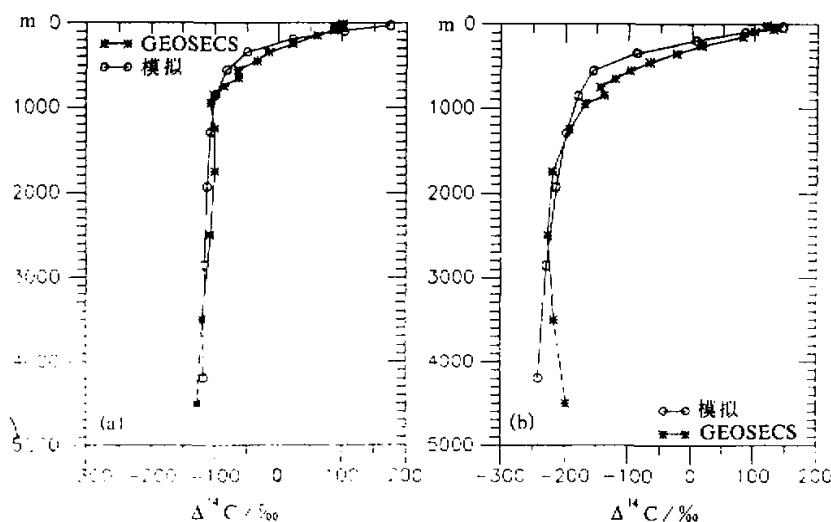


图6 同图1, 来自于核试验后的模拟结果
(a) 1972 年大西洋, (b) 1974 年太平洋

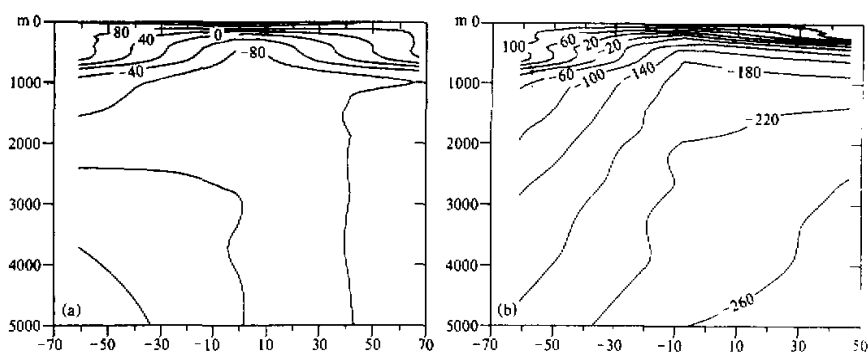
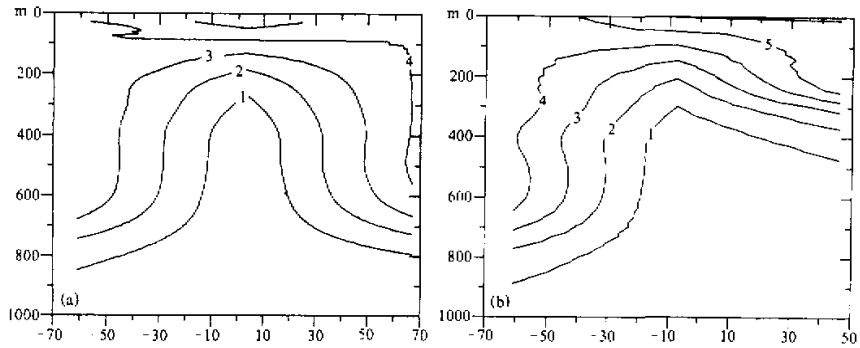


图7 模拟的核试验后 $\Delta^{14}\text{C}$ 在大西洋和太平洋的分布
(a) 1972 年大西洋, (b) 1974 年太平洋

的等值线在赤道附近浅, 两边稍深。图 8 更加清楚地表明了自核试验以来的 ^{14}C 在海洋中的穿透, 很显然, 自稳态(1790 年)至本世纪 70 年代, 大西洋和太平洋 1000 m 以上的海水中 ^{14}C 浓度有显著的增加, 模拟的大西洋结果与观测数据^[18]基本一致。

4 小结

本文使用二维纬向平均的温盐环流模式, 通过改变垂直湍度扩散系数及 CO_2 海

图 8 弹 ^{14}C 在大西洋和太平洋的穿透, 单位为 $10^{-10} \mu\text{mol}/\text{kg}$

(a)大西洋, (b)太平洋

气交换系数的数值实验, 发现垂直扩散系数依深度变化及 $0.065 \times 10^6 \text{ mol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ 的 CO_2 交换系数值能使模拟结果较好地反映观测资料。本工作还进一步使用该模式模拟了核试验产生的 ^{14}C 在海洋中的穿透。结果表明, 模式能重现许多观测到的特征, 这也说明温盐环流在海洋碳循环中起着十分重要的作用。

参 考 文 献

- 1 Toggweiler, J. R., K. Dixon and K. Bryan, 1989a, Simulations of radiocarbon in a coarse-resolution world ocean model. 1, Steady state, pre-bomb distributions, *J. Geophys. Res.*, **94**, 8217~8242.
- 2 Toggweiler, J. R., K. Dixon and K. Bryan, 1989b, Simulations of radiocarbon in a coarse-resolution world ocean model. 2, Distribution of bomb-produced ^{14}C , *J. Geophys. Res.*, **94**, 8243~8264.
- 3 Maier-Reimer, E. and K. Hasselmann, 1987, transport and storage of CO_2 in the ocean—an inorganic ocean-circulation carbon cycle model, *Cli. Dyn.*, **2**, 63~90.
- 4 金向洋、张学洪, 1994, 温盐环流与全球变暖的数值模拟, (一) 纬向平均的温盐环流的模拟, *大气科学*, **18**, 增刊, 769~779.
- 5 Wright, D. G. and T. F. Stocker, 1991, A zonally averaged ocean model for the thermohaline circulation, *J. Phys. Oceanogr.*, **12**, 1713~1739.
- 6 Xu Yongfu, 1992, The buffer capability of the ocean to increasing CO_2 , *Adv. Atmos. Sci.*, **9**, 501~510.
- 7 Siegenthaler, U. and H. Oeschger, 1987, Biospheric CO_2 emissions during the past 200 years reconstructed by deconvolution of ice core data, *Tellus*, **39B**, 140~154.
- 8 Liss, P. S. and L. Merlivat, 1986, Air-sea gas exchange rates, introduction and synthesis, In: *The Role of Air-Sea Exchange in Geochemical Cycling* (eds. P. Bunn-Menard and P. S. Liss), Dordrecht, Reidel, 113~127.
- 9 Broecker, W. S. et al., 1985, The distribution of bomb radiocarbon in the ocean, *J. Geophys. Res.*, **90**, 6953~6970.
- 10 Bryan, K. and L. J. Lewis, 1979, A water mass model of the world ocean circulation, *J. Geophys. Res.*, **84**, 2503~2517.
- 11 Stuiver, M. et al., 1981, GEOSECS Atlantic and Pacific ^{14}C distribution, In: *Carbon Cycle Modelling, SCOPE 16* (ed. B. Bolin), Chichester, Wiley, 201~226.
- 12 Gregg, M. C., 1977, Variations in the intensity of small-scale mixing in the main thermocline, *J. Phys. Oceanogr.*, **7**, 436~454.
- 13 Spitzer, W. S. and W. J. Jenkins, 1989, Rates of vertical mixing, gas exchange and new production, estimates

- from seasonal gas cycles in the upper ocean near Bermuda. *J. Mar. Res.*, **47**, 169~196.
- 14 Siegenthaler, U. and F. Joors, 1992, Use of a simple model for studying oceanic tracer distribution and the global carbon cycle, *Tellus*, **44B**, 186~207.
- 15 Bacastow, R. and E. Maier-Reimer, 1990, Ocean-circulation model of the carbon cycle, *Cli. Dyn.*, **4**, 95~125.
- 16 Druffel, E. M. and H. E. Suess, 1983, On the radiocarbon record in banded corals: Exchange parameters and net transport of $^{14}\text{CO}_2$ between atmosphere and surface ocean, *J. Geophys. Res.*, **88**, 1271~1280.
- 17 Broecker, W. S., T.-H. Peng and R. Engh, 1980, Modelling the carbon system, *Radiocarbon*, **22**, 565~598.
- 18 Stuiver, M., 1980, ^{14}C distribution in the Atlantic Ocean, *J. Geophys. Res.*, **85**, 2711~2718.

A Study of the Distribution of ^{14}C in the Ocean Using a Two-Dimensional Thermohaline Circulation Model

Xu Yongfu and Wang Mingxing

(LAPC, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029)

Jin Xiangze

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

Abstract Oceanic carbon models often use radiocarbon to test the performance of the physical model for the large-scale processes in the oceans. The physical model used in this work is a two-dimensional thermohaline circulation model, including the Pacific, the Atlantic and the Southern Ocean. Under the forcing of given yearly mean temperature and salinity at the surface, the model is integrated over 4000 years to reach a quasi-steady state. A constant flow field is used to drive tracer radiocarbon for the integration of over 5000 years until a steady state is reached. Seven numerical experiments are conducted by altering the values of vertical turbulent diffusivity and of the exchange coefficient of carbon dioxide between the atmosphere and the ocean. Using an exchange coefficient from Broecker et al.'s equation and the depth-dependent vertical turbulent diffusivity which varies from $0.6 \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ at the surface to $1.45 \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ at the bottom layer, the modelled results are better. Using the observed time history of atmospheric radiocarbon content, the penetration of radiocarbon in the ocean is further studied after industrialization and the test of nuclear weapons. The modelled results are compared with some observations, providing a reasonable agreement.

Key words thermohaline circulation radiocarbon carbon cycle