

# 全球海洋模式对 CFC-11 分布的初步模拟研究

李阳春<sup>1,3</sup> 徐永福<sup>\*1</sup> 赵亮<sup>2</sup> 王明星<sup>1</sup>

1 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

2 中国海洋大学物理海洋研究所, 青岛 266003

3 中国科学院研究生院, 北京 100049

**摘要** 使用中国科学院大气物理研究所 (IAP) 三十层全球海洋模式 (L30T63) 研究了 CFC-11 在全球海洋中的吸收和分布, 初步讨论了决定其分布特征的可能因素。该模式采用自由表面结构和 Gent-McWilliams 中尺度示踪物参数化方案。通过对控制试验得到的 CFC-11 模拟结果分析可知, CFC-11 海表浓度受温度影响显著, 其分布形状大致与温度相似, 但梯度相反。通量的分布受温度影响很大, 且表现出很明显的季节变化特征, 如不饱和区一般出现在冬季海区的中层水形成处或者强对流混合存在的区域。另外, 对 CFC-11 的模拟结果与三个大洋的五个断面航测资料做了对比, 发现模拟结果与观测资料吻合较好, 能比较清楚地反映 CFC-11 输送与等密度面垂直分布以及环流场的密切关系, 如在南大洋 50°S 以北至 35°S 以南等密度面的向下加深区是 CFC-11 的主要贮存区等。与大多数前人的工作相比, 该模拟结果较好地反映了 CFC-11 在南大洋的分布特征。从这些反映出该模式对于大洋十年尺度物质交换与海洋内部输送的模拟是比较准确的。

**关键词** 全球海洋 海洋环流模式 CFC-11 Gent-McWilliams 参数化

**文章编号** 1006-9895(2006)04-0671-11 **中图分类号** P732 **文献标识码** A

## Preliminary Study of the Simulated Distribution of CFC-11 in the Global Ocean Circulation Model

LI Yang-Chun<sup>1,3</sup>, XU Yong-Fu<sup>1</sup>, ZHAO Liang<sup>2</sup>, and WANG Ming-Xing<sup>1</sup>

1 *State Key Laboratory of Atmospheric Boundary Layer Physics and Atmospheric Chemistry, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029*

2 *Institute of Physical Oceanography, Ocean University of China, Qingdao 266003*

3 *Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049*

**Abstract** Ocean general circulation models (OGCMs) are widely used to understand the role of the ocean as a sink for greenhouse gases. To get realistic amounts of absorbed gases, it is necessary to assess the ability of ocean models simulating ocean realistic processes, especially the oceanic ventilation. Chlorofluorocarbons (CFCs) are very useful tracers for the study of oceanic ventilation on decadal timescales. As a result, many OGCMs have been used to study the oceanic uptake and storage of CFCs, including the influences of mesoscale tracer mixing scheme on the distribution of the CFCs concentration. However, a large difference still exists between the observation and simulated results of CFCs, and even between the models. To improve the ability of estimate of oceanic CFC inventories, the further research is required, including use of different models. The uptake and distribution of CFC-11 are investigated in a thirty-level global ocean general circulation model (L30T63), which is developed by the Institute of Atmos-

**收稿日期** 2005-04-29, 2005-11-01 收修定稿

**资助项目** 中国科学院知识创新工程重大项目 KZCX1-SW-01-16, 中国科学院“引进国外杰出人才”计划项目“全球环境变化—碳循环研究”

**作者简介** 李阳春, 女, 1979 年出生, 博士生, 主要从事海洋碳循环研究。E-mail: lych@mail.iap.ac.cn

\* 通讯作者: 徐永福 E-mail: xyf@mail.iap.ac.cn

pheric Physics, Chinese Academy of Sciences. The model employs the free surface formulation and the Gent-McWilliams parameterization of mesoscale mixing of tracers. The possible factors that determine the features of CFC-11 distributions are preliminarily discussed in this paper. In the control numerical experiment, the model is spun up from climatological initial conditions, and it is run for 1050 years to obtain equilibration. On the basis of the 1050 years simulated results, an additional passive tracer of CFC-11 is included in the model, and the model is run for another 55 years from 1944 to 1998. CFC-11 enters the ocean by the air-sea gas exchange at the ocean surface. According to the simulated results of CFC-11 in the control numerical experiment, the distributions of CFC-11 concentrations in the ocean surface are remarkably affected by sea surface temperature. The pattern of CFC-11 distributions is similar to that of sea surface temperature, but the direction of gradient is converse. The distribution of exchange fluxes between the ocean and the atmosphere is also affected by the sea surface temperature, and shows significant seasonal variations. For example, undersaturations are usually found in the area where the intermediate water is formed or the convection is significant during the wintertime. In addition, the simulated results of CFC-11 are compared with the cruise data of five sections in three oceans. The simulated results are generally in agreement with the observations in most areas. For example, the simulated result along 24 °N in the North Atlantic Ocean clearly shows that the vertical distribution of CFC-11 in the upper ocean is much related to the local flow fields, which is also shown in the observations. In many areas the simulated results show that the transport of CFC-11 is associated with the vertical pattern of the isopycnal surfaces and with circulation features. In the Southern Ocean isopycnal surfaces are steep from 35°S to 55°S, where there is also a main storage of CFC-11. In contrast, the seawater density of the upper ocean at 10 °N is the lightest in the whole ocean, where CFC-11 concentrations are lower in comparison with those in other areas at the same depth. Compared with most of previous work by other researchers, the simulations well generate the feature of distributions of the CFC-11 concentration in the Southern Ocean. All of those reflect that the simulated exchange and transport of tracers on decadal timescales from the model are comparatively reasonable.

**Key words** global ocean, ocean general circulation model, CFC-11, Gent-McWilliams parameterization

## 1 引言

海洋对气候变化的调节能力,尤其对温室气体的吸收能力,是我们评估未来气候变化的一个不可或缺的因素。因此,准确模拟海洋的通风过程是海洋模式的一个重要任务。利用被动示踪物考察海洋模式的模拟能力是非常有效的。氟氯烃(CFCs,主要指CFC-11和CFC-12)从20世纪30年代开始排放,在大气中的历史记录比较准确,且不参与海洋的生物化学反应,性质稳定,另外,它们在全球大气中的分布比较均匀。因此,CFCs作为研究十年尺度的海洋环流和混合过程的示踪物有很大的优越性。在20世纪80年代初期,人们对于CFCs如何进入海洋和如何在海洋中输送有了基本的认识<sup>[1, 2]</sup>。另外,在20世纪80年代和90年代,作为全球海洋环流实验(WOCE)的一部分,人们在多次海洋巡航中搜集了大量的CFCs资料,利用这些资料已开展了很多有关海洋通风顺率和运动路径的研究<sup>[3~6]</sup>。

到了20世纪90年代,CFCs作为被动示踪物

成为模式检验的一个重要工具<sup>[7]</sup>。许多学者<sup>[8~15]</sup>研究了CFCs在全球海洋中的分布,其中有些工作使用CFCs比较了几种示踪物混合的参数化方案。这些模拟工作大部分都存在南大洋吸收过量CFCs的问题,虽然Craig等<sup>[12]</sup>避免了此问题,但是他们在积分过程中采用了内部诊断恢复的方法(将次表层温盐恢复到Levitus气候平均值),积分时间很短,这是他们能避免这个问题的一个主要的因素。另外,Dutay等<sup>[16]</sup>用13个大洋模式模拟了CFC-11的分布,这13个模式相对于L30T63来说分辨率较粗,且模拟结果与观测资料相差很大,各个模式之间差异也很大。除此之外,还有一些针对海盆模式的评估工作<sup>[17, 18]</sup>。所有这些工作所涉及到的环流模式均为国外的,大部分是美国地球流体动力实验室(GFDL)的三维海洋环流模式MOM或者是在MOM模式的基础上发展起来的[Craig等用的是Los Alamos国家实验室发展的并行海洋模式(POP)<sup>[12]</sup>],针对国内模式的以CFCs为示踪物的检验工作至今还未见报道。

中国科学院大气物理研究所 (IAP) 大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室 (LASG) 从 20 世纪 80 年代至今, 共成功发展了三代全球大洋模式, 其中第三代海洋模式 (即本文用到的 L30T63) 由于引进了 GM90 方案<sup>[19]</sup>, 经证明在模拟大洋主温跃层、温盐环流以及经向热输送上较上一代有明显的改进<sup>[20]</sup>。另外, 需要提到的是与前人所评估的模式大多数采用海表面刚盖近似不同, 该模式采用的是自由表面。本文的目的就是以 CFC-11 为被动示踪物, 进一步了解该模式对海洋对示踪物的吸收以及内部输送的模拟能力, 为今后该模式在碳循环研究中发挥更大的作用做前期的准备工作。

## 2 模式介绍

L30T63 模式的计算范围从 79°S~90°N, 包括了北冰洋在内的全球各大洋。海表面为自由表面, 垂直坐标采用了  $\eta$  坐标, 水平网格为 B 网格, 网格距为纬向均匀 1.875°, 经向采用了与大气模式 T63AGCM 相对应的 63 波三角截断, 约为 1.875°。垂直方向分为 30 层, 从海表面往下前十二层每层厚度为 25 m (第一层温盐格点所在深度为 12.5 m), 再往下为不均匀的十八层, 最大深度为 5600 m。模式物理部分的主要参数可参考文献<sup>[20]</sup>。需要补充说明的是, 本文试验里所采用的水平粘性系数在 30°S~40°N 为  $5.0 \times 10^4 \text{ m}^2/\text{s}$ , 其他地区为  $2.0 \times 10^5 \text{ m}^2/\text{s}$ , 控制试验的其他条件与 Jin 等<sup>[20]</sup>的 D14 试验相同。

本文的试验从静止状态开始积分, 积分过程中不再改变任何积分条件和物理参数, 前一千年为节省时间采用了非同步加速收敛技术。Xu 等<sup>[21]</sup>曾指出, 从一个平衡状态改变积分步长而使得与最终状态示踪物的差值只有 1% 的话, 15 年的调整时间是必要的。因此, 在一千年的积分结果上, 为减少非同步积分中非真实的物理过程带来的影响, 再同步积分 50 年。随后, 在该 1050 年积分结果的基础上加入了对被动示踪物 CFC-11 的模拟。CFC-11 海表边界条件表示为交换通量形式, 该交换通量  $F_c$  的大小是由 CFC-11 在大气与海表面中的浓度差来决定的, 可表示为  $F_c = k(c_c - c_o)$ , 其中,  $c_c$  和  $c_o$  是大气 CFC-11 平衡浓度和海表 (即模式第一层) CFC-11 浓度,  $c_c = \alpha c_a$ ,  $c_a$  为大气 CFC-11 浓度,  $\alpha$  是

CFC-11 在海水中的溶解度 (海表温度和盐度的函数), 可从文献<sup>[2]</sup>的公式由模拟的海表温度和盐度计算;  $k$  为传输速度, 是海表温度以及风速的函数, 在模式中采用 Wanninkhof<sup>[22]</sup>的公式计算,  $k = k_0 u^2 / Sc^{1/2}$ , 其中  $k_0$  为常数,  $u$  为气候月平均风速,  $Sc$  为 Schmit 数, 是海表温度函数。模式所用海表风速资料是由文献<sup>[23]</sup>提供的月平均数据。我们将含 CFC-11 的模式从 1944 年到 1998 年同步积分 55 年, 物理场的初值为 1050 年的积分值, 海水 CFC-11 的初始浓度为 0, 大气 CFC-11 随时间变化的资料取自文献<sup>[24]</sup>, 该资料记录长度是从 1944 年到 1998 年。

## 3 结果分析

### 3.1 CFC-11 海表浓度与通量分布

对于海洋表面的 CFC-11 分布, 由于无法实现全球海洋同步测量, 所以我们没有可用的观测资料。通过模式模拟来再现海表 CFC-11 的全球分布是填补资料空白、增进人们对海气交换认识的一条很重要且很有效的途径。Craig 等<sup>[12]</sup>用一个  $1^\circ \times 1^\circ$  的 POP 模式模拟了 1990 年海表面 CFC-11 的分布以及通量分布, 这为我们分析 L30T63 的模拟结果提供了一个参照。为便于对比, 我们也选取了 1990 年的模式模拟海表分布和通量 (图 1)。

如图 1 所示, 海表 CFC-11 分布特征与温度海表分布特征很相似, 但梯度相反 (图 2), 原因就在于 CFC-11 在海表的溶解度对温度非常敏感, 温度越高 CFC-11 的溶解度就越低。另外, 从图 1 上可以看到, CFC-11 海表浓度受海表流场影响也比较大, 如在北太平洋亚极地海区同纬度的太平洋西部 CFC-11 等值线经向梯度要远大于东部, 这反应了太平洋边界流对 CFC-11 分布的影响。由黑潮从低纬度带来的低浓度 CFC-11 使得在西太平洋的北极辐聚带周围 CFC-11 浓度差加大, 而在东太平洋, 西风漂流在遇到边界后分支, 带着高浓度值的 CFC-11 分别往高纬和低纬运动, 所以在东太平洋 CFC-11 的经向浓度梯度被减弱。另外, 西边界流速大于东边界, 所以在东边界 CFC-11 不可避免地会有堆积, 这是东边界 CFC-11 浓度高于西边界的一个原因。

从图 3 可以看到, CFC-11 的海气通量随季节变化很显著, 大部分处在冬季的海区表面 CFC-11

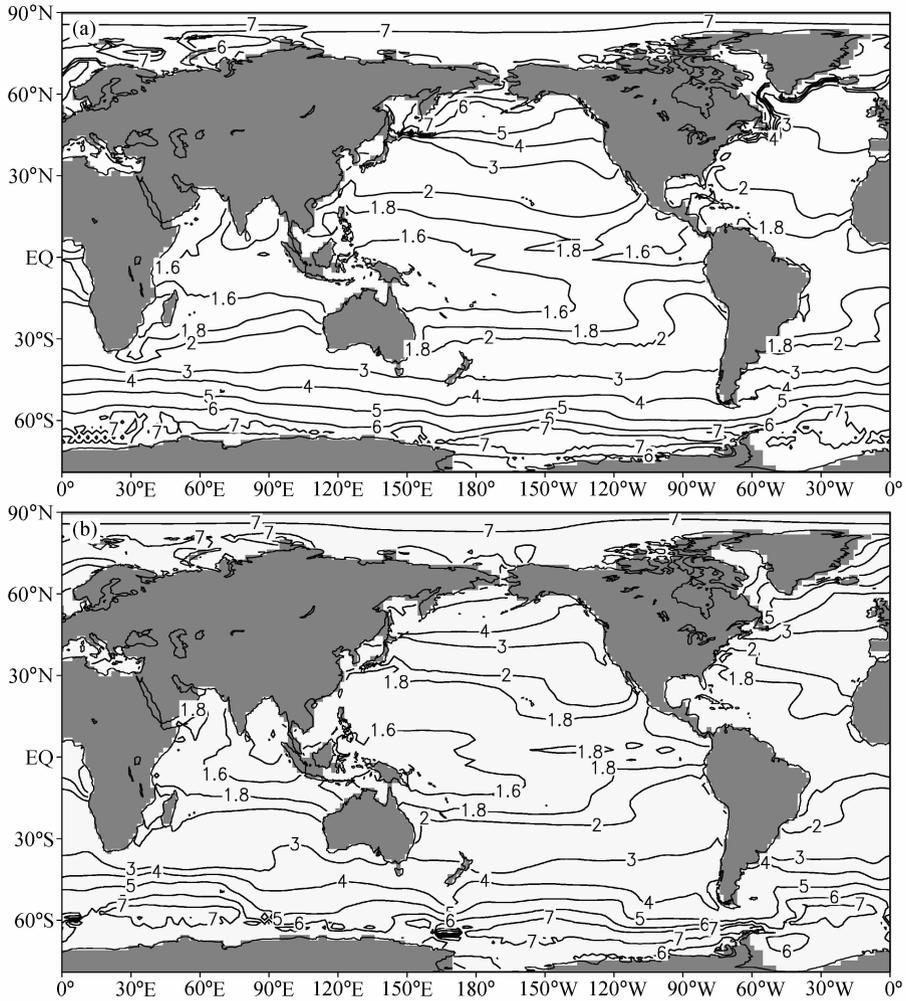


图1 1990年全球海表面CFC-11分布(单位: pmol/kg): (a) 3月; (b) 9月

Fig. 1 Global sea surface CFC-11 concentrations (pmol/kg) in 1990: (a) Mar; (b) Sep

是不饱和的,而夏季海区则相反。这显然与海水和大气CFC-11的平衡浓度随温度的季节变化而变化有关。另外,不饱和区域最突出的地方均位于存在下沉流和对流混合过程的区域,比如靠近南极大陆的海区,由于该海区常年都有下沉流存在,且该处海温低于外围,大气CFC-11在海水中的溶解度较高,因此,海表面CFC-11一直处于不饱和状态。此外,西北大西洋与西北太平洋也存在较强的下沉流,且在冬季这两处的对流混合也比较强,所以该处的CFC-11不饱和程度在冬半年表现突出。而在东赤道太平洋常年处于不饱和状态反映了该处常年有上升流存在,上升流将低CFC-11浓度的海水带到了海面,导致了该处的不饱和。我们的模拟结果所反映的大洋表层温盐结构以及洋流运动特征与人们的认识一致。

我们的模拟结果与Craig等<sup>[12]</sup>的模拟结果在绝大多数区域吻合,差别主要在于我们在南半球50°S以南模拟的CFC-11浓度要略高于Craig等<sup>[12]</sup>的模拟值。从通量分布看,我们的模拟结果分布特征与Craig等<sup>[12]</sup>和England等<sup>[11]</sup>的模拟结果相似,但在6月以及9月我们得到的通量在南大洋60°S附近有超过 $1 \times 10^{-6} \text{ pmol} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 的区域,这个值比他们得到的结果偏大。造成上述的差异,与我们模式中采用的海气交换速率要比Craig等<sup>[12]</sup>和England等<sup>[11]</sup>的大有关。另外,Craig等<sup>[12]</sup>指出,他们的结果显示在60°S以北一直是CFC-11的不饱和区,原因就在于模拟的物理场在此处一直存在显著的对流混合,而这个问题是他们所采用的水平垂直混合方案的弊病<sup>[9]</sup>。从我们的模拟结果看,该海区在12月和3月即南半球的春季和夏季处于过

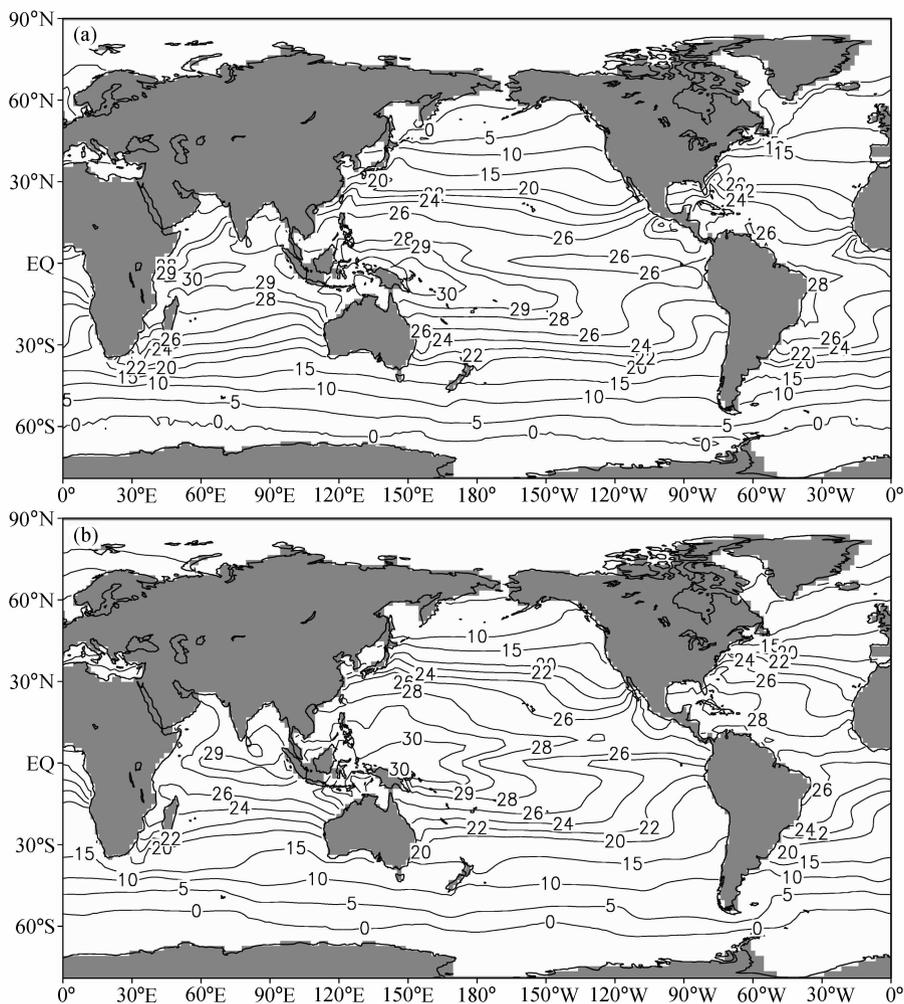


图2 全球海表温度模拟结果(单位:  $^{\circ}\text{C}$ ): (a) 3月份; (b) 9月份

Fig. 2 The simulated results of global sea surface temperature ( $^{\circ}\text{C}$ ): (a) Mar; (b) Sep

饱和状态,可见,GM90 方案的使用使得我们的模式避免了这个问题。从我们的 6 月份模拟结果看,  $60^{\circ}\text{S}$  以北在该时期是一个很强的不饱和区,这与此时该处产生了强对流混合有关,从我们的模拟结果看此处的对流混合最深可以达到近 4000 m (图 4)。而随着时间推移,该处的对流混合强度逐渐削弱,到 9 月该处的对流混合基本消失,但仍是一个很强的不饱和区,这与此时处在冬季有关。

### 3.2 CFC-11 在海洋中的垂直分布

WOCE 航测资料提供了除北冰洋以外的三个大洋的一些断面的 CFC-11 分布数据,我们分别选取了大西洋、太平洋以及印度洋等五个比较有代表性的断面,将模拟结果与观测资料作对比,以期能详细了解影响 CFC-11 在海洋内部输送的主要因素,并对模式的模拟能力进行进一步的评估。所有

观测资料均来自 CDIAC (Carbon Dioxide Information Analysis Center)。

#### 3.2.1 大西洋 $19^{\circ}\text{W}$ 断面

图 5 为南大西洋中部断面 ( $19^{\circ}\text{W}$ ) 基于观测资料和模拟结果绘制的 CFC-11 垂直分布。观测资料来自 WOCE A15 断面航测结果,时间为 1994 年 4~5 月,模式结果为 1994 年 5 月月平均模拟结果。从图 5 上可以看到,不论观测资料还是模拟结果都显示,在上层海洋从  $30^{\circ}\text{S}$  往北有一个高浓度的 CFC-11 水舌一直伸展到  $10^{\circ}\text{S}$  附近,中心最大浓度值为  $2.5 \text{ pmol/kg}$ , CFC-11 等值线从南到北倾斜抬升,该趋势一直越过了赤道。这个现象一方面与大洋密度分布有关,在  $10^{\circ}\text{N}$  附近,海水温度最高而盐度低,此处的密度达到整个大洋最低值,而被动示踪物在海洋中的输送主要靠大尺度平流和中

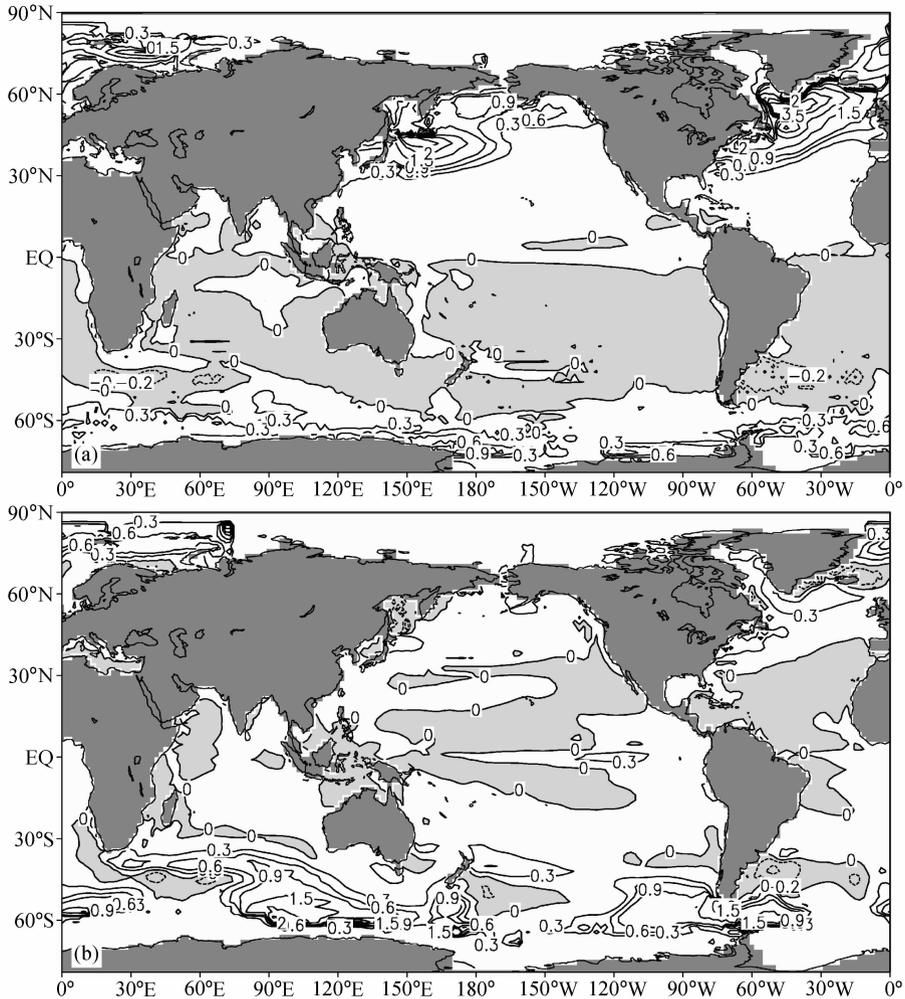


图3 1990年全球CFC-11海表通量(单位:  $10^{-6} \text{ pmol} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ): (a) 3月; (b) 9月。阴影为非正值区; 正值表示CFC-11由大气进入海洋, 负值表示CFC-11由海洋进入大气

Fig. 3 Global ocean surface fluxes of CFC-11 ( $10^{-6} \text{ pmol} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ) in 1990: (a) Mar; (b) Sep. Positive fluxes are into the ocean, and fluxes  $\leq 0$  (out of ocean) are shaded

尺度涡旋混合, 而涡度混合主要是沿着等密度面进行的<sup>[25]</sup>, 因此会造成这样一个从南往北抬升的趋势; 另外, 它与大西洋的经向输送流函数也吻合(图6)。从流函数图上可以看出, 在1000 m以上, 经向流从30°S开始有一个明显的向上抬升的趋势, 到赤道以南开始变缓, 最后流入赤道辐散带。模拟结果成功描述了这一现象, 且数值及强度与观测资料吻合。但不足之处在于模拟结果显示的CFC-11穿透不够深, 以1 pmol/kg等值线为例, 观测资料显示该等值线在32°S可以达到近1050 m, 而我们模拟得到的该等值线在该处只能达到约900 m。在同为大西洋的20°W断面, 仍以1 pmol/kg等值线为例, Craig等<sup>[12]</sup>的模拟结果与观测资料在深度上

相差超过500 m。从这方面看, 我们的模拟结果要优于Craig等<sup>[12]</sup>的模拟结果。另外, 无论是观测资料还是我们的模拟结果都显示2 pmol/kg等值线在30°S处露出水面, 即该处以及其南边次表层的CFC-11来自于海面。但观测资料在200 m深度出现了一个CFC-11浓度极大值区(2.5 pmol/kg), 该区范围很小, 仅限于30°S到25°S之间, 且是一个封闭的区域。我们的模拟较好地再现了该观测特征, 只是范围从32°S延续到了15°S。

### 3.2.2 大西洋24°N断面

除上述断面外, 我们还选取了一个横跨北大西洋的纬向断面(24°N), 观测资料与模拟结果见图7。观测资料来自WOCE A05断面航测结果, 观测

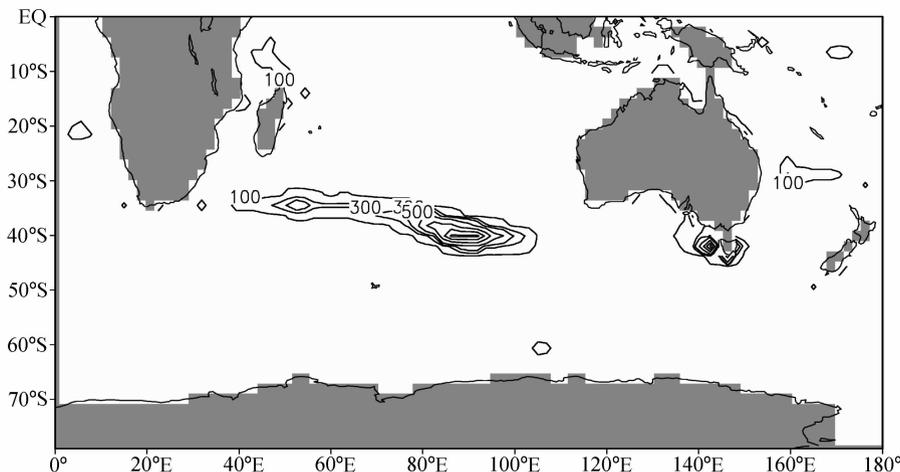


图 4 6 月南大洋对流混合图。等值线数值 (单位: m) 分别为 100、300、500、1000、2000、3000、4000, 表示此处表层最大对流混合深度  
 Fig. 4 Maximum depth (m) of surface level convective overturn in the Southern Ocean in Jun. Contour levels are 100, 300, 500, 1000, 2000, 3000, and 4000 m

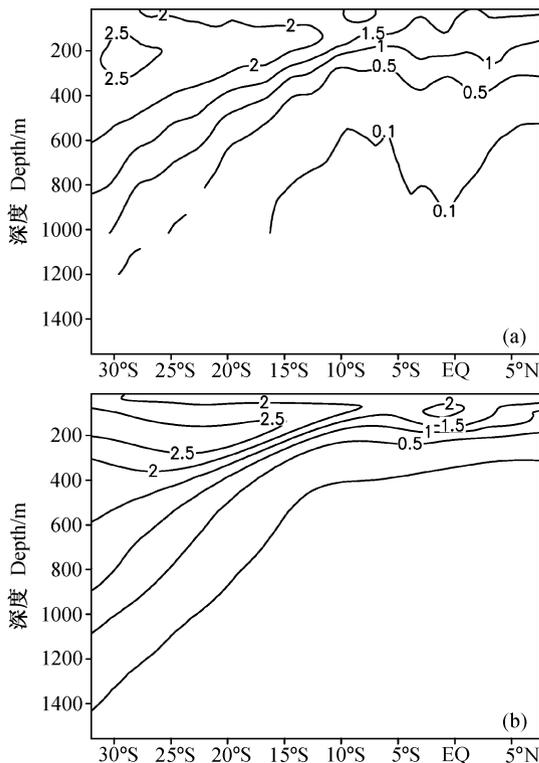


图 5 大西洋 19°W 垂直断面分布图: (a) 观测资料; (b) 模式结果  
 Fig. 5 CFC-11 distributions along 19°W in the Atlantic Ocean; (a) Observations; (b) model results

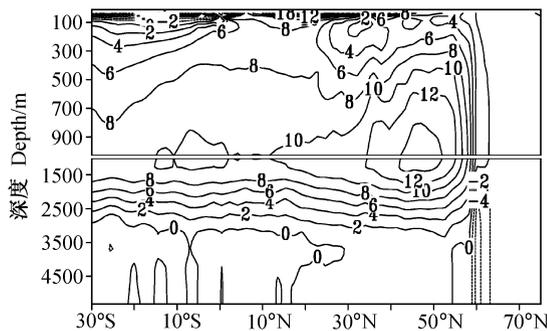


图 6 大西洋年平均纬向平均经向流函数 (单位:  $10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ )  
 Fig. 6 Annually averaged zonal-mean meridional streamfunction ( $10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ ) for the Atlantic Ocean

最大浓度值出现在次表层而非表层。次表层高浓度的 CFC-11 海水主要是从北部的中层水形成区下沉后向南输送的, 而高纬地区的 CFC-11 海表浓度偏高造成了低纬地区次表层海水 CFC-11 浓度高于海表的现象。另外, 从图 7 上可以看到模拟结果显示该高浓度 CFC-11 水舌从海表自约 25°W 以东的海面缓慢下伸, 下伸到 200 m 左右开始往西边伸展, 这个现象与观测资料非常吻合。这说明大西洋该断面表层东部 CFC-11 浓度高于西部, 这与图 1 显示的 CFC-11 海表分布特征一致。出现这个现象的原因与之前提到的北太平洋 CFC-11 海表分布特征形成机制一样, 均是对大洋上层流系 (主要是边界流) 的响应。模拟结果基本体现了 CFC-11 的分布特征, 但仍出现模拟的 CFC-11 往下穿透不够的问题, 如观测资料显示 1.5 pmol/kg 等值线在 20°W

时间为 1992 年 6~7 月。模式结果为 1992 年 6 月月平均结果。无论从模拟结果还是观测资料看, 该断面最明显的特征就是等值线基本呈水平分布。而值得注意的是, 图 7a、b 都显示该断面的 CFC-11

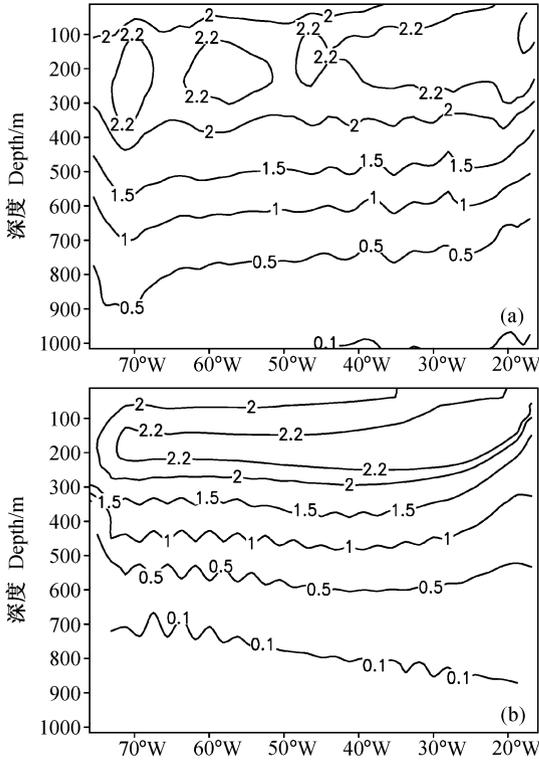


图7 大西洋 24°N 断面 CFC-11 垂直分布: (a) 观测资料; (b) 模式结果

Fig. 7 CFC-11 distributions along 24°N in the Atlantic Ocean; (a) Observations; (b) model results

处能达到 500 m 深度, 并往西略有下伸, 即次表层以下基本上是西部浓度高于东部, 这与已知的西边界流区域垂直影响深且混合较东边界要均匀的事实一致, 而我们的观测资料显示该等值线在 20°W 处深度达不到 300 m, 且往西逐渐下伸后在 35°W 处达到最大穿透深度, 随后开始略有抬升, 因此在大西洋出现了一个虚假的上抬趋势, 这说明我们模拟的 CFC-11 在该断面沿等密度面的输送偏弱。这个问题与 Xu 等<sup>[18]</sup>在北太平洋 30°N 处的模拟结果相似。

### 3.2.3 太平洋 179°E 断面

太平洋 179°E 断面从白令海外缘一直延伸到了南太平洋的斐济地区, 很好地刻画了太平洋示踪物经向输送的路径。观测资料来自 WOCE P14n 断面航测结果, 测量时间为 1993 年 7~8 月。模式结果为 1993 年 7 月月平均结果 (图 8)。

从图 8 上可以清楚地看到, 含高浓度 CFC-11 的水舌从亚极地海面开始下伸, 浓度最大值可以达到 4.5 pmol/kg 以上, 下伸后的水舌逐渐向下向南

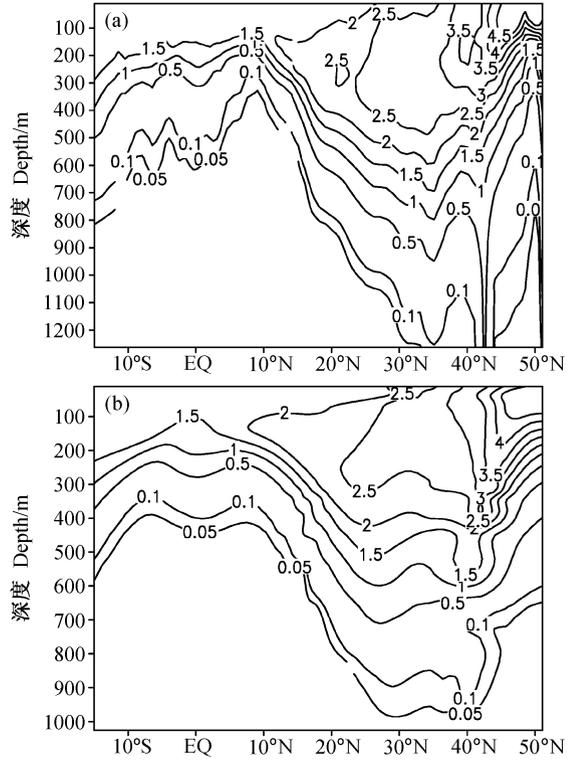


图8 太平洋 179°E 断面 CFC-11 分布: (a) 观测资料; (b) 模式结果

Fig. 8 CFC-11 distributions along 179°E in the Pacific Ocean; (a) Observations; (b) model results

延伸, 从观测资料看, 2.0 pmol/kg 的等值线可以一直延伸到北纬 10°N, 在 10°N~50°N 之间形成了一片大范围的高浓度 CFC-11 分布区。另外, CFC-11 在 45°N 到 25°N 之间为强向下穿透区, 然后等值线慢慢往南抬升, 在北纬 10°N, CFC-11 穿透深度最浅, 该处 CFC-11 浓度值明显低于其他地区, 近海表 CFC-11 浓度大约只有 1.5 pmol/kg, 而再往南, 1000 m 以上海水中 CFC-11 的浓度又略有回升, 穿透深度也明显加深。这与大洋密度水平分布特征吻合, 即北纬 10°N 海水密度最低, CFC-11 的穿透深度也最浅。另外, 从观测资料上看这个断面的高浓度 CFC-11 来自于海面, 也就是说高浓度的 CFC-11 均是从当地海面下沉、然后往下往南扩散的。模拟结果基本抓住了这些主要特征, 模拟得到的高浓度 CFC-11 同观测资料一样, 自海面下沉后在表层的 45°N 到 50°N 之间形成最大浓度区, 最大浓度可以达到 4.5 pmol/kg, 随着纬度减小, 表层 CFC-11 浓度变低但穿透深度加深。尽管我们的模拟结果与 Craig 等<sup>[12]</sup>在太平洋的 170°W 断面的模

拟结果相比, 无论是在穿透深度还是在分布特征上都更接近观测资料, 但仍暴露出 CFC-11 穿透不够深的问题。以  $1.0 \text{ pmol/kg}$  等值线为例, 观测资料显示该等值线最深可以达到  $780 \text{ m}$ , 而在我们的模拟结果里该等值线最深只能达到  $600 \text{ m}$ 。另外, 从图 8 上可以看出, 模拟结果得到的 CFC-11 浓度最低的区域越过了  $10^\circ\text{N}$ , 在南北纬  $7^\circ$  之间形成了一个坡度相对较小的低值区。这种现象可能与 Jin 等<sup>[20]</sup>讨论过的赤道温跃层模拟结果不够准确有关(与网格分辨率有关), 温度场的差异必然会导致模拟的被动示踪物分布与实际情况有所偏差。

### 3.2.4 太平洋 $102^\circ\text{W}$ 断面

除上述断面外, 本文还在南大洋选取了两个经向断面, 分别位于南太平洋  $102^\circ\text{W}$  和印度洋  $29^\circ\text{W}$ 。  $102^\circ\text{W}$  断面观测资料来自 WOCE P18s 断面航测结果, 观测时间为 1994 年 1~4 月。模拟结果为 1994 年 3 月月平均结果。从图 9 上可以看到, 在  $65^\circ\text{S}$  以南的海表面是 CFC-11 的高浓度区, 最大浓度可以高达  $6.0 \text{ pmol/kg}$  以上, 富含 CFC-11 的海水自此处向下向北输送, 在  $55^\circ\text{S}$  附近 CFC-11 达到最大穿透深度, 以  $0.5 \text{ pmol/kg}$  等值线为例, 其最大深度可以达到  $1400 \text{ m}$  左右, 其后随着纬度减小, 等值线逐渐抬升, 在  $10^\circ\text{S}$  处,  $0.5 \text{ pmol/kg}$  等值线仅能到达  $300 \text{ m}$  左右的深度。整个剖面 CFC-11 分布呈 V 字型。这种分布特征主要与南大洋的等密度面分布有关。England 等<sup>[11]</sup>提供了南大洋纬向平均等密度面垂直分布图, 并给出了靠近  $25^\circ\text{W} \sim 35^\circ\text{W}$  断面在 1989 年的 CFC-11 以及密度垂直分布观测图。因为南大洋受南极绕极流的影响各大洋的物理特性差异不大, 所以, 我们可以以此来类比分析南太平洋  $102^\circ\text{W}$  断面。从 England 等<sup>[11]</sup>提供的两张图上看, 在  $55^\circ\text{S}$  以南等密度面坡度平缓, 而过了  $55^\circ\text{S}$  后  $200 \text{ m}$  以下等密度面出现明显的向下弯曲, 随后从  $40^\circ\text{S}$  开始,  $1000 \text{ m}$  以上的等密度面坡度逐渐变缓甚至呈现攀升, 而该趋势一直保持到越过赤道。等密度面的这种分布特征必然导致沿等密度面输送的 CFC-11 的穿透深度出现从南极大陆开始先增加, 过了  $40^\circ\text{S}$  以后又减小的特点。从图 9 上看, 我们的模拟结果成功再现了这些特征, 无论是最大穿透深度位置还是 V 字型结构均与观测资料吻合。以此, 可以证明我们模拟的等密度面分布以及示踪物沿着等密度面的输送是合理的。许多模式出现的

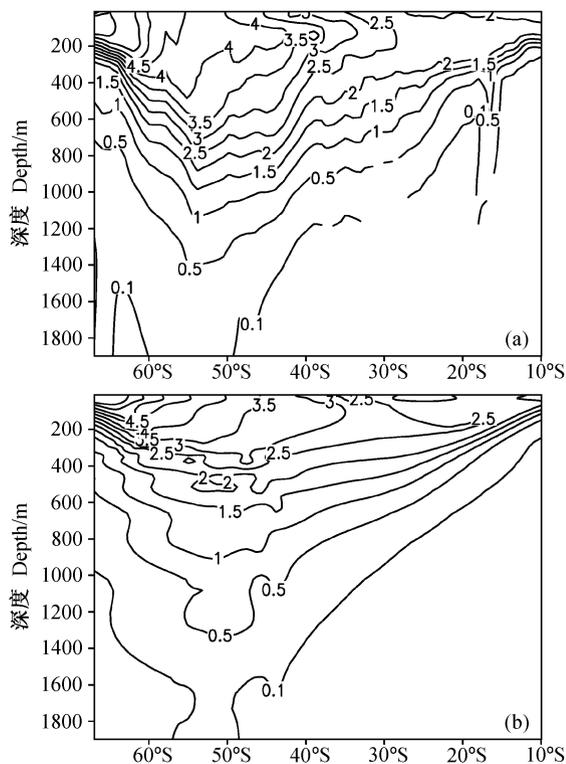


图 9 南太平洋  $102^\circ\text{W}$  断面 CFC-11 垂直分布: (a) 观测资料; (b) 模式结果

Fig. 9 CFC-11 distributions along  $102^\circ\text{W}$  in the South Pacific Ocean: (a) Observations; (b) model results

在南大洋模拟吸收过量的问题<sup>[7, 10, 16]</sup>没有出现在我们的模拟结果里, 这与 GM90 方案的使用有关; 另外, Craig 等<sup>[12]</sup>在南大洋的模拟虽然没有出现过量吸收的问题, 但得到的 CFC-11 穿透深度过浅, 与之相比, 尽管我们的模拟仍存在 CFC-11 穿透深度不足的问题, 但我们模拟的 CFC-11 穿透深度以及分布特征更接近观测资料。

### 3.2.5 印度洋 $29^\circ\text{E}$ 断面

$29^\circ\text{E}$  断面的观测资料来自 WOCE I06sb 断面航测结果, 该断面从南极大陆延伸到了非洲大陆南端, 测量时间为 1996 年 2 月到 3 月, 模拟结果为 1996 年 3 月月平均结果 (图 10)。

从观测资料上可以看到,  $57^\circ\text{S}$  以南的海表面 CFC-11 浓度高达  $6 \text{ pmol/kg}$ , 但除了  $65^\circ\text{S}$  以南的地区, CFC-11 穿透深度较浅, 垂直梯度大。从  $65^\circ\text{S}$  处开始, 含高浓度 CFC-11 的海水有往下往北输送趋势, 在  $55^\circ\text{S}$  和  $50^\circ\text{S}$  之间有一明显的下沉,  $1 \text{ pmol/kg}$  的等值线可以一直延伸到  $1000 \text{ m}$  以下, 从而在  $50^\circ\text{S}$  以北形成了一个大规模的 CFC-11 高

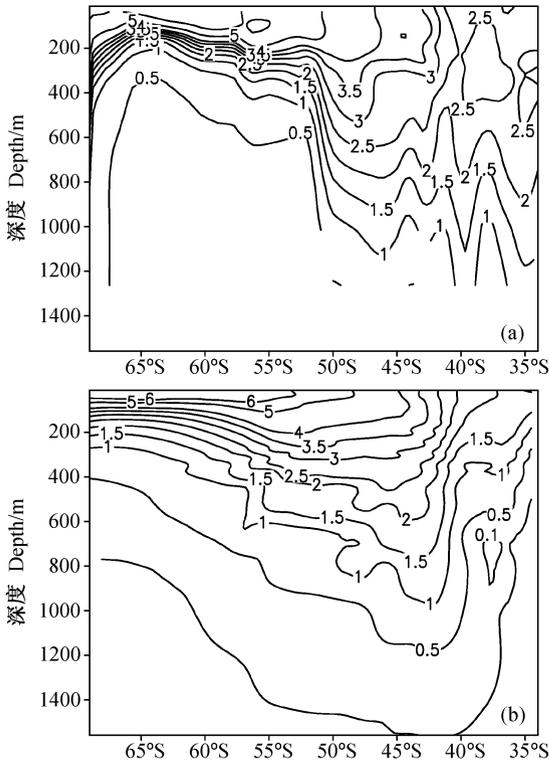


图 10 印度洋 29°E 断面 CFC-11 垂直分布图: (a) 观测资料; (b) 模式结果  
Fig. 10 CFC-11 distributions along 29°E in the Indian Ocean: (a) Observations; (b) model results

浓度区。这个分布特征与我们在南太平洋 102°W 断面看到的很相似,也符合前面我们对南大洋等密度面垂直分布的描述。而这个断面与 102°W 断面不同的地方就在于,在 65°S 以南紧挨着大陆架的地方, CFC-11 的穿透深度急剧加深,这与纬向平均等密度面在该处的分布并不符合,因此,我们推测该处 CFC-11 的下传是与海洋垂直运动过程有关,即该处存在下沉运动或对流混合运动,这些运动造成了示踪物的下传。从我们的模拟结果看,该断面的模拟结果与 102°W 断面的模拟结果很相似, CFC-11 的运输路径以及垂直分布特征与观测资料吻合,主要下沉区域一致。只是在 65°S 以南我们的模拟结果中没有出现 CFC-11 穿透深度剧增的现象,这说明我们采用的模式对于该处的海洋运动过程没有模拟出来。

## 4 总结

本文通过分析 L30T63 全球海洋模式模拟得到的 CFC-11 全球海洋分布,进一步评估了该模式对

示踪物的模拟吸收和输送情况。

模拟得到的 CFC-11 海表面分布的地理特征以及季节特征与海表温度的地理分布特征极为相似,但等值线的梯度方向正好相反,另外,从通量分布的地理和季节特征上也可以明显地看出海表面的过饱和区基本上都位于处于夏季的海区,这些特征与大家对大气 CFC-11 在海水中的溶解度与温度密切相关的认识一致。除此之外,有一些海区 CFC-11 常年都是不饱和的或者 CFC-11 的浓度比同等纬度的其他地方低,这反应了海洋垂直运动对海洋吸收 CFC-11 的影响,如在有上升流存在的海表 CFC-11 浓度偏低,另外,有下沉流存在或者对流混合发生的地区往往是 CFC-11 强不饱和区,如冬季(针对北半球而言)的西北太平洋和西北大西洋以及全年的南极大陆周围。

通过与大西洋两个断面(19°W、24°N)、太平洋的两个断面(102°W、179°E)和印度洋的一个断面(29°E)的观测资料做对比,我们看到该模式对于 CFC-11 垂直分布的模拟与观测资料吻合得比较好。从北大西洋 24°N 的观测资料与模拟结果看,上层海洋 CFC-11 的垂直分布特征清晰地显示了断面所在位置的流场特征。另外,通过对南大洋两个断面的分析(印度洋 29°E,南太平洋 102°W),可以看到 CFC-11 的垂直分布特征与等密度面的分布特征基本一致。从模拟结果与观测资料的对比中可以看到,该模式对于这两个断面的 CFC-11 垂直分布模拟得比较合理,从侧面也反映了该模式对等密度面的模拟是比较准确的。此外,通过对太平洋 179°E 断面模拟情况的分析,可以看到模拟结果与观测资料一样能准确反映出大洋密度的水平分布,如北纬 10°N 附近海水密度最低,另外,二者都显示在 30°N 到 45°N 之间是 CFC-11 穿透深度较深的地方,这给出了示踪物在北半球的基本经向运动路径,从这里也说明该模式对大洋基本运动和结构的模拟是准确的。通过初步的分析评估,可以看到 CFC-11 作为示踪物来研究中上层海洋运动特征是成功的,而 L30T63 对于大洋上层通风状况的模拟也是比较理想的。

## 参考文献 (References)

- [1] Broecker W S, Peng T H. *Tracers in the Sea*. Eldigio Press, Lamont-Doherty Geol. Obs., Palisades, NY, 1982

- [2] Warner M J, Weiss R F. Solubilities of chlorofluorocarbons 11 and 12 in water and seawater. *Deep-Sea Res.*, Part A, 1985, **32**: 1485~1497
- [3] Warner M J, Weiss R F. Chlorofluoromethanes in South Atlantic Antarctic intermediate water. *Deep Sea Res.*, 1992, **39**: 2053~2075
- [4] Watanabe Y W, Harada K, Ishikawa K. Chlorofluorocarbons in the central North Pacific and southward spreading time of North Pacific intermediate water. *J. Geophys. Res.*, 1994, **99**: 25195~25213
- [5] Smethie W M Jr, Fine R A, Putzka A, et al. Tracing the flow of North Atlantic deep water using chlorofluorocarbons. *J. Geophys. Res.*, 2000, **105**: 14297~14323
- [6] Orsi A H, Smethie W M Jr, Bullister J L. On the total input of Antarctic waters to the deep ocean: A preliminary estimate from chlorofluorocarbon measurements. *J. Geophys. Res.*, 2002, **107**: 10.1029/2001JC000976
- [7] England M H, Garcon V, Minster J-F. Chlorofluorocarbon uptake in a world ocean model. 1. Sensitivity to the surface gas forcing. *J. Geophys. Res.*, 1994, **99**: 25215~25233
- [8] Robitaille D Y, Weaver A J. Validation of sub-grid-scale mixing schemes using CFCs in a global ocean model. *Geophys. Res. Lett.*, 1995, **22**: 2917~2920
- [9] England M H. Using chlorofluorocarbons to assess ocean climate models. *Geophys. Res. Lett.*, 1995, **22**: 3051~3054
- [10] Dixon K W, Bullister J L, Gammon R H, et al. Examining a coupled climate model using CFC-11 as an ocean tracer. *Geophys. Res. Lett.*, 1996, **23**: 1957~1960
- [11] England M H, Hirst A C. Chlorofluorocarbon uptake in a world ocean model. 2. Sensitivity to surface thermohaline forcing and subsurface mixing parameterizations. *J. Geophys. Res.*, 1997, **102**: 15709~15731
- [12] Craig A P, Bullister J L, Harrison D E, et al. A comparison of temperature, salinity, and chlorofluorocarbon observations with results from a 1° resolution three-dimensional global ocean model. *J. Geophys. Res.*, 1998, **103**: 1099~1119
- [13] Caldeira K, Duffy P B. Sensitivity of simulated CFC-11 distributions in a global ocean model to the treatment of salt rejected during sea-ice formation. *Geophys. Res. Lett.*, 1998, **25** (7): 1003~1006
- [14] Goosse H, Deleersnijder E, Fichefet T, et al. Sensitivity of a global coupled ocean-sea ice model to the parameterization of vertical mixing. *J. Geophys. Res.*, 1999, **104** (6): 13681~13695
- [15] Wickett M E, Caldeira K, Duffy P B. Effect of horizontal grid resolution on simulations of oceanic CFC-11 uptake and direct injection of anthropogenic CO<sub>2</sub>. *J. Geophys. Res.*, 2003, **108**: doi: 10.1029/2001JC001130
- [16] Dutay J-C, Bullister J L, Doney S C, et al. Evaluation of ocean model ventilation with CFC-11: Comparison of 13 global ocean models. *Ocean Modelling*, 2002, **4**: 89~120
- [17] Yamanaka G, Kitamura Y, Endoh M. Formation of the North Pacific Intermediate Water in Meteorological Research Institute ocean general circulation model. 1. Subgrid-scale mixing and marginal sea fresh water. *J. Geophys. Res.*, 1998, **103** (C13): 30885~30903
- [18] Xu Y, Nakata K, Ishida A, et al. Simulations of chlorofluorocarbon uptake in a model of the North Pacific. *Journal of Advanced Marine Science and Technology Society*, 1999, **5**: 1~18
- [19] Gent P R, McWilliams J C. Isopycnal mixing in ocean circulation models. *J. Phys. Oceanogr.*, 1990, **20**: 150~155
- [20] Jin X Z, Zhang X H, Zhou T J. Fundamental framework and experiments of the third generation of IAP/LASG world ocean general circulation model. *Advances in Atmospheric Sciences*, 1999, **16**: 197~215
- [21] Xu Y F, Aoki S, Harada K. Synchronous and asynchronous integrations in an ocean general circulation model. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 2002, **19**: 125~135
- [22] Wanninkhof R. Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean. *J. Geophys. Res.*, 1992, **97**: 7373~7382
- [23] Esbensen S K, Kushnir Y. The heat budget of the global ocean: An atlas based on estimates from surface marine observations, Rep. 29. Climate Research Institute, Oregon State Univ., Corvallis, 1981
- [24] Walker S J, Weiss R F, Salameh P K. Reconstructed histories of the annual mean atmospheric mole fractions for the halocarbons CFC-11, CFC-12, CFC-113, and carbon tetrachloride. *J. Geophys. Res.*, 2000, **105**: 14285~14296
- [25] Griffies S M, Böning C, Bryan F O, et al. Developments in ocean climate modelling. *Ocean Modelling*, 2000, **2**: 123~192