

风场对全球海洋 CFC-11 吸收的影响

方 怡^{1,2}, 徐永福², 李阳春², 覃 军¹

(1. 中国地质大学(武汉) 环境学院, 湖北 武汉 430074; 2. 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)

摘要: 为了在中国科学院大气物理研究所的全球海洋模式(LASG/IAP Climate Ocean Model, LICOM)中研究不同的风场引起的海气传输速度对三氟一氯甲烷(CFC-11)在海洋中的分布和吸收产生的影响, 同时选出更适用于 LICOM 模式模拟海洋对气体吸收的风场, 本文做了 4 组对比实验, 即传输速度为常数(实验-C)以及依赖 3 个不同风场(Esbensen and Kushnir 观测风场(实验-EK)、National Centers for Environmental Prediction(NCEP)再分析风场(实验-NP)、QuikSCAT 卫星风场(实验-QS))的实验。在对比分析中重点考察了 CFC-11 的海气通量、海表浓度、水柱总量、传输过程等。结果显示, 不同风场带来的传输速度差异会造成模拟结果在局部海域存在显著差异, 但在大部分海域的差异并不显著。而且随着积分时间的增加, 从海气通量、存储量两方面可以看出, 不同模拟结果之间的差异有着减小的趋势。如 1955 年 1 月北大西洋局部地区, 不同的风场下的海气通量模拟结果间的差异达到 20%左右, 到了 1995 年 1 月这种差异下降到 15%左右。此外, 传输速度的选取依赖风场计算值的全球平均值(试验-C)会造成模拟结果相对偏小, 而风速相对较大的 QuikSCAT 卫星风场资料在一定程度上使得模式模拟结果与观测资料更为接近。

关键词: 三氟一氯甲烷(CFC-11); 风场; 吸收; 传输速度

中图分类号: P402

文献标识码: A

文章编号: 1000-3096(2014)02-0006-15

doi: 10.11759/hyxx20120705002

海洋是气候系统的重要组成部分, 它通过海气交换与大气进行物质交换, 再通过内部的物理过程将物质进行输送。海气传输速度的分布形式、大小直接影响着海洋对大气中物质的吸收, 因此, 准确模拟海气交换过程对我们研究地球系统物质循环有着重要意义。

目前在计算气体的海气交换通量时往往采用块体公式, 海气交换通量与该气体在大气与海表中浓度差成正比, 该正比系数就是海气传输速度, 常表达成风速和该气体的 Schmidt 数的函数。风速的增大导致海气界面附近湍流运动的增强, 交换通量随之增大, 另外, 不同风区风时的海浪处于不同的发展状态, 其结构变化对海气交换有显著影响^[1]。因此对重要气体的海气交换而言, 风速的准确性是影响通量估计准确性的关键要素。国内不少科学家对风能资源及风场资料的可信度进行了评估分析^[2-4], 还将 QuikSCAT 风场资料与南海岛屿站实测风速资料进行对比, 对南海大风的时空分布特征进行统计分析^[5], 将 NCEP 再分析资料中的风速等海表气象学参数与定点布放在黄海北部的浮标观测资料进行了比较, 认为 NCEP 再分析资料中的海表气象参数

是可信的^[6]。

风场数据不仅对计算海气传输速度有着重要影响, 而且不同风场产品在空间分布和全球平均值等方面存在差异, 这会造成对风速的全球评估的差异^[7]。Fangohr 等^[8]基于 3 个风场资料(QuikSCAT 卫星风速资料、AMSR-E 被动微波辐射风场资料、ERA-40 模式再分析资料), 运用 4 个不同的传输速度公式^[9-12]对 CO₂ 的传输速度和海气通量进行了计算, 通过对比分析认为 QuikSCAT 风场数据最为合理。Boutin 等^[13]使用观测风速资料(POMME 气象实验提供的浮标数据以及 CARIoca drifters 数据)和 QuikSCAT 卫星风速资料, 利用四个不同的传输速度公式^[9-11, 14]对北大西洋和南大洋的 CO₂ 的海气传输速度进行了计算及比较, 同时认为 QuikSCAT 风场数据与实际

收稿日期: 2012-07-05; 修回日期: 2013-11-20

基金项目: 国家重点基础研究发展计划(“973 计划”, 2010CB951802); 国家自然科学基金(41075091, 40730106, 41105087)

作者简介: 方怡(1983-), 女, 湖北武汉人, 硕士研究生, 研究海洋碳循环, 电话: 010-62375373, E-mail: fangyi919@yahoo.com.cn; 覃军, 通信作者, 副教授, 研究方向为大气环流异常、气候变化, E-mail: qinjunj@126.com

风场数据只相差5%或者更好。不过, 这些工作并没有在较长的时间尺度上研究风场和传输速度对海洋吸收气体的影响。

氟氯烃(CFCs, 主要包括 CFC-11 和二氯二氟甲烷(CFC-12))性质稳定, 经常用来评估海洋模式模拟通过程的性能, 以及海洋物质吸收对海气交换方案的敏感性。England 等^[15]利用一个全球海洋模式研究了海气交换通量参数化对 CFCs 吸收的影响, 发现使用依赖风速和 Schmidt 数的气体传输速度公式^[10]能更好地模拟出 CFCs 的分布与储存。李阳春等^[16]选取传输速度公式^[10]及 Esbensen and Kushnir 的风场资料^[17], 利用一个 30 层的全球海洋模式(L30T63)研究了 CFC-11 在全球海洋中的吸收和分布。最近, 赵琦等^[18]在 Boutin 等^[13]使用的 4 个传输速度公式^[9-11, 14]基础上加入一个传输速度公式^[7], 同时选取 Esbensen and Kushnir 的风场资料^[17]对 CFC-11 在海洋中的分布、吸收情况做了模拟, 详细讨论了由不同传输速度公式引起的海气传输速度差异对海洋中 CFC-11 的海表浓度、海气通量、水柱总量等造成的影响。但是, 风场的差异对模拟海洋吸收 CFC-11 可能造成的差异至今未见报道。

本文基于中国科学院大气物理研究所海洋环流模式(LASG/IAP Climate Ocean Model, LICOM), 使用同一个气体传输速度公式(即 Wanninkhof^[10]传输速度公式)模拟研究 3 个不同风场对全球海洋吸收大气 CFC-11 的影响, 并以全球海气传输速度为常数做为基础实验, 讨论这 4 种情况下 CFC-11 在海气通量、海表浓度、水柱总量、存储输送等方面的差异, 选出更适用于 LICOM 模拟海洋吸收气体的风场。

1 模式介绍

本文使用的模式为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)近几年发展的全球海洋模式 LICOM, 水平分辨率为 $2^\circ \times 2^\circ$, 模式的网格点为 Arakawa B 网格, 区域为 $0^\circ \sim 360^\circ \text{E}$ 、 $78^\circ \text{S} \sim 90^\circ \text{N}$, 垂直坐标采用 η 坐标, 垂直方向一共有 30 层, 从海表面以下 15 层每层间隔 10 m, 再往下的 15 层每层间隔不均匀, 最大深度达 5 600 m。计算热通量及海表动量使用的辐射通量、风应力等强迫资料来自 Max-Planck-Institute–Ocean Model Intercomparison Project(MPI-OMIP)提供的气候态月平均资料^[19], 用于恢复的海表盐度和温度的观测资料来自美国国家海洋资料中心(NODC)

发布的《世界海洋图集 1998》(简称 WOA98, <http://www.nodc.noaa.gov/>)。其他详细信息可参考 LICOM 手册^[20]。许多学者对 LICOM 的模拟性能进行过检验, 结果表明该模式对海洋物理场的模拟结果与实际观测是比较吻合的^[21-23]。赵琦等^[18]使用被动示踪物 CFC-11 考察了 LICOM 的模拟性能, 模拟结果很好地反映了观测的基本特征。同时, 基于 LICOM 构建的太平洋海盆模式无论对太平洋物理场还是被动示踪物的模拟均比较符合观测事实^[24-26], 这说明 LICOM 对独立海盆的模拟能力也是可靠的。在模式物理场达到稳态后将 CFC-11 作为被动示踪物放在模式中同步积分 64 a, 物理场的初值为 5 230 a 的积分值, 海水 CFC-11 的初始浓度为 0。CFC-11 在大气中的浓度为 Atmospheric Oxygen Research Group (AORG)提供的 1944~2007 年的资料(<https://blue-moon.ucsd.edu/pub/cfchist/>)。CFC-11 海气交换通量公式为:

$$F=k(C_{\text{eqm}}-C_{\text{ocn}})(1-\alpha) \quad (1)$$

公式(1)中的 k 为传输速度; C_{eqm} 代表大气 CFC-11 在海表的平衡浓度; C_{ocn} 表示模拟的海表 CFC-11 浓度; α 为模式网格内海冰所占的面积比例, 资料来自于 Hadley Center 的气候态月平均结果^[27]。本工作采用赵琦等^[18]认为可以使得 LICOM 的模拟结果更接近观测的 Wanninkhof^[10]传输速度公式:

$$k=0.39W^2(S_c/660)^{-1/2} \quad (2)$$

公式(2)中 W 为海表面 10 m 高度的风速; S_c 为 Schmidt 数^[28], 其表达式为:

$$S_c=4039.8-264.7T+8.2552T^2-0.10359T^3 \quad (3)$$

其中 T 为当前时刻模式模拟的海表温度($^\circ\text{C}$)。

4 个实验分别为: (1)实验-C, 将全球海气交换传输速度 k 设置为常数 14.5 cm/h, 这相当于 CFC-11 的海气交换时间 τ 为 2.87 d($\tau=\Delta Z_1/k$, ΔZ_1 为模式第一层厚度); (2)实验-EK, 使用 Esbensen and Kushnir^[17]月平均风场资料(下文简称为 EK 风场); 该实验与赵琦等^[18]的实验-W 相似, 唯一区别在于两个实验运行的模式物理场的初始时间不同; (3)实验-NP, 使用 NCEP 风场资料(下文简称为 NP 风场), 本文将原始的 1948 年 1 月~2009 年 12 月的 62 a NCEP 资料处理成月平均资料; (4)实验-QS, 使用 Scatterometer Climatology of Ocean Winds(SCOW)提供的 QuikSCAT 卫星风场资料(下文简称为 QS 风场)(<ftp://numbat.coas.oregonstate.edu/pub/scow/>)。该资料的分辨率为 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$, 范围为 $0^\circ \sim 360^\circ \text{E}$, $69.875^\circ \text{S} \sim 69.875^\circ \text{N}$,

我们首先利用线性外推的方法补齐原始资料中没有的 $78^{\circ}\sim 69.875^{\circ}\text{S}$ 之间的数据, 从中提取分辨率为 $2^{\circ}\times 2^{\circ}$ 的数据, 而 $69.875^{\circ}\sim 90^{\circ}\text{N}$ 间原始风场没有的数据则直接用 NP 风场同类资料替代。然后将 1999 年 9 月~2007 年 8 月这 8 a 的 QuikSCAT 卫星风场资料处理成月平均资料。4 个对比实验的其他条件完全相同。

2 结果分析

2.1 风速对传输速度的影响

将上述 3 个月平均风场资料处理成年平均的形式, 如图 1 所示。以图 1a 的 EK 风场的年平均风速分布图为例, 赤道附近风速最小, 随着纬度的增加风速也在不断增大, 直到南北纬 60° 附近, 再往两极风速随着纬度的增加有减小的趋势。在北半球, 风速的高值区位于西北太平洋和西北大西洋, 其等值线最大值达到了 8 m/s 。在南半球, 整个南大洋在 $40^{\circ}\sim 65^{\circ}\text{S}$ 范围内均是风速的高值区, 其中 $50^{\circ}\sim 150^{\circ}\text{E}$ 范围风速等值线最大值达到了 10 m/s 。对比图 1a、图 1b 和图 1c, 我们可以看出 3 个风场的年平均风速大值区均位于南大洋、西北太平洋、西北大西洋, 其中南大洋风速最大, 且风速大值区覆盖面积最广。三个风场的主要差异在于年平均风速的最大值及其覆盖的区域会有所不同。以南大洋为例, QS 风场的风速最大值达到了 12 m/s 左右, EK 风场达到了 11 m/s 左右, 而 NP 风场仅为 10 m/s 左右。

年平均海气传输速度(图 1d~图 1f)与年平均风速(图 1a~图 1c)在分布上很类似, 赤道附近传输速度较小, 年平均传输速度大值区均位于南大洋、西北太平洋、西北大西洋, 其中以南大洋传输速度最大。由传输速度公式可知, 传输速度同时也受到温度的影响, 因此 k 值呈现出不同于风速分布的闭合高值区。不同的风场, 年平均传输速度的大值区及其覆盖的面积因风速的差异而有所差异, 例如, 在西北大西洋试验-NP 的传输速度最大值为 18 cm/h 左右, 而试验-QS 的相应值达到了 26 cm/h 左右, 后者约为前者的 1.5 倍。实验-EK 的年平均传输速度的全球年平均值为 14.5 cm/h , 从其传输速度分布(图 1e)可以看出, 西北大西洋、西北太平洋、南大洋等海气传输速度的高值区, k 值通常都大于 14.5 cm/h 。在赤道等海气传输速度的低值区, k 值通常小于 14.5 cm/h 。由此可见, k 取常数 14.5 cm/h (试验-C)会削弱 k 在高值区的传输速度, 增强 k 在低值区的传输速度。

表 1 总结了 3 个风场计算得到的年平均风速和

年平均传输速度的全球平均值。NP 风场年平均风速的全球平均值为 6.5 m/s ; EK 风场为 7.3 m/s , 与 Wanninkhof^[10]得到的 7.4 m/s 差异不大; QS 风场为 7.6 m/s 。从公式(2)可知, 风速越大, 传输速度就越大。如 QS 风场的风速全球平均值比 NP 风场大了 16.9%, 相应 k 的全球平均值比 NP 风场的 k 值大了 37.8%。Boutin 等^[13]也提到 QS 风场风速可能被高估了 5%左右, 因为二次方的作用, k 值可能也会相应偏高 10%。

表 1 年平均风速和传输速度的全球平均值

Tab. 1 Global annual mean wind speed and transfer speed

风场数据来源	风速全球 平均值(m/s)	k 全球平均值 (cm/h)
NP 风场	6.5	11.9
EK 风场	7.3	14.5
QS 风场	7.6	16.4

2.2 CFC-11 海气交换通量

图 2 和图 3 分别为 1955 年 1 月和 7 月 4 个实验得到的海洋中 CFC-11 的海气通量及其对比情况。对比实验-EK 所得的 1 月(图 2a)和 7 月(图 3a)的海气通量模拟结果, 我们可以看出, 海气通量有着明显的季节性变化特征, 南北半球的大部分海面在夏季表现出对 CFC-11 的排放, 在冬季表现出对 CFC-11 的吸收, 这主要是由 CFC-11 在海水中的溶解度随着温度的增高而降低造成。同时我们发现 7 月份南大洋海气通量的强度和 1 月份的北半球海区接近, 而南大洋海域更为宽广, 由此可以推断南大洋对海气通量的累计吸收大于北半球海区的相应值, 这与下文计算实验-EK 的 64 a 累计吸收通量结果(图 7a)一致。1 月海洋对 CFC-11 的主要吸收区域位于北太平洋和北大西洋, 在北半球高纬地区存在较明显的从西到东的纬向梯度, 赤道及南大洋沿岸海域存在 CFC-11 的弱吸收区(图 2a)。这些海区中北大西洋对 CFC-11 的吸收通量最大, 其最大值达到了 $10\times 10^{-4}\text{ pmol}/(\text{m}^2\cdot\text{s})$, 而西北太平洋的海气通量最大值仅为 $5\times 10^{-4}\text{ pmol}/(\text{m}^2\cdot\text{s})$, 这一方面是由于西北大西洋的 k 值要高于西北太平洋(图 1), 另一方面也与西北大西洋强烈的对流混合导致该处 CFC-11 的海表浓度偏低有关(图 4)。在南极大陆附近海区, 由于常年存在下沉流, 且此区域的海水温度远低于外围, 大气中 CFC-11 在海水的溶解度较高, 使得此区域常年处于不饱和状态。

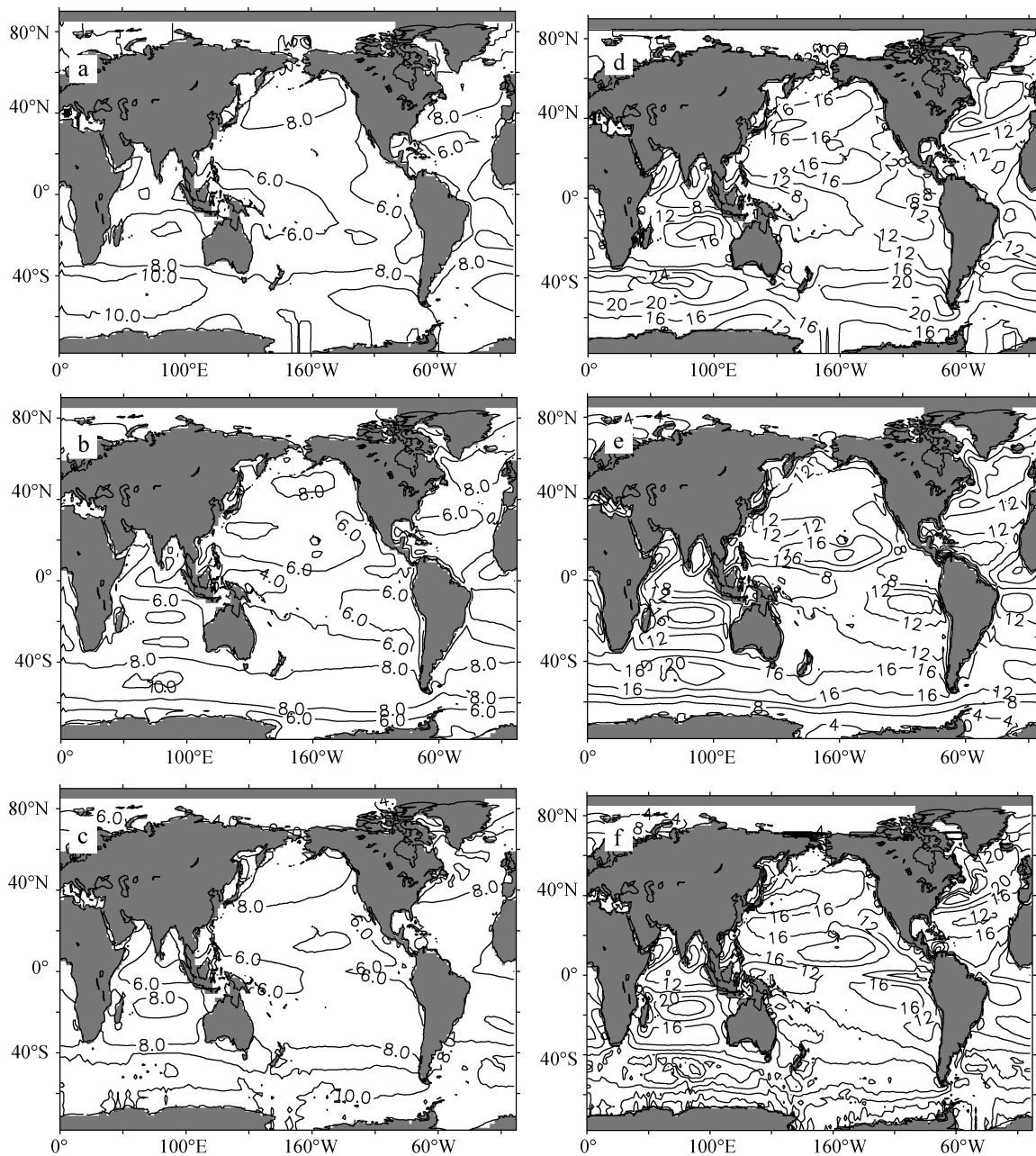


图 1 EK 风场、NP 风场和 QS 风场的年平均风速(m/s)(a-c)及其相应传输速度(cm/h)分布图(d-f)

Fig. 1 Global distributions of annual mean wind speed (m/s) (a-c) and corresponding transfer speed (cm/h) (d-f)

a、b、c 分别表示 EK 风场、NP 风场、QS 风场的年平均风速，等值线间距为 2 m/s；d、e、f 分别表示由实验-EK、实验-NP、实验-QS 得到的传输速度，等值线间距为 4 cm/h

a, b and c are the annual mean wind speed of EK wind fields, NP fields and QS fields, respectively. d, e and f are corresponding transfer speed from Exp-EK, Exp-NP and Exp-QS, respectively. The contour intervals for a-c and d-f are 2 m/s and 4 cm/h, respectively

由图 2b 我们可以看出，实验-EK 和实验-C 的海气通量在西北大西洋、西北太平洋、南大洋这些传输速度大的海区有着明显的差异。在西北大西洋，两个实验海气通量的最大差值达到了 $2.5 \times 10^{-4} \text{ pmol}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$ 左右，该海区实验-EK 的海气通量比实验-C 下的相

应值普遍大了 10%~30%，最大达到了 40%。在西北太平洋，两实验海气通量的最大差值达到了 $1.0 \times 10^{-4} \text{ pmol}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$ 左右，实验-EK 的海气通量比实验-C 的相应值在该地区也普遍大了 10%左右。这主要是由于 1 月这两个地区风速大，实验-EK 计算所

得的传输速度大于 14.5 cm/h 所致。由于 1 月的南大洋处于 CFC-11 的弱吸收状态, 因而两个实验的差异在该处并不明显, 但在图 2b 中可以看到在南大洋 35°~60°W 的沿岸海域存在着一个负值区, 参照 1 月实验-EK 的传输速度分布图发现该地区的传输速度远小于 14.5 cm/h, 可能正是这个原因造成了实验-EK 在该处的海气通量的偏小。

图 2c 和 2d 分别表示 1955 年 1 月实验-EK 与实验-NP、实验-QS 的海气通量之差。总体来看, 在全球大部分海域, 实验-EK 比实验-NP 的海气通量模拟结果要大一些, 大部分海域的偏差在 $\pm 10\%$ 之间, 实验-EK 的海气通量模拟结果比实验-QS 的模拟结果要小一些, 偏差基本也在 $\pm 10\%$ 之间(图 2d)。但是在局部海域, 不同风场实验下的海气通量模拟结果

之间有着显著差异, 在西北大西洋(30°~60°N), 实验-EK 的海气通量比实验-NP 普遍大了 10% 左右, 最大偏大程度达到了 20%, 在南极近陆地海域, 两者的差异甚至可以达到 100% 左右。同样在西北大西洋(30°~60°N)海域, 实验-EK 下的海气通量比实验-QS 小了约 10%, 这说明在 1 月北大西洋局部地区实验-NP 与实验-QS 的差异可以达到 20% 左右。海气通量的差异与传输速度、海表浓度的差异有关。比如在北半球 1 月 CFC-11 的强吸收区, 实验-EK 的海气通量在西北大西洋和西北太平洋两地均大于实验-NP 的模拟结果(图 2c), 这主要是因为该处实验-EK 的传输速度较大。但是在南极大陆附近海区, 从图 2c 可以看出实验-EK 下的海气通量小于实验-NP 的模拟结果, 虽然实验-EK 在该处 1 月份的月平均风速、

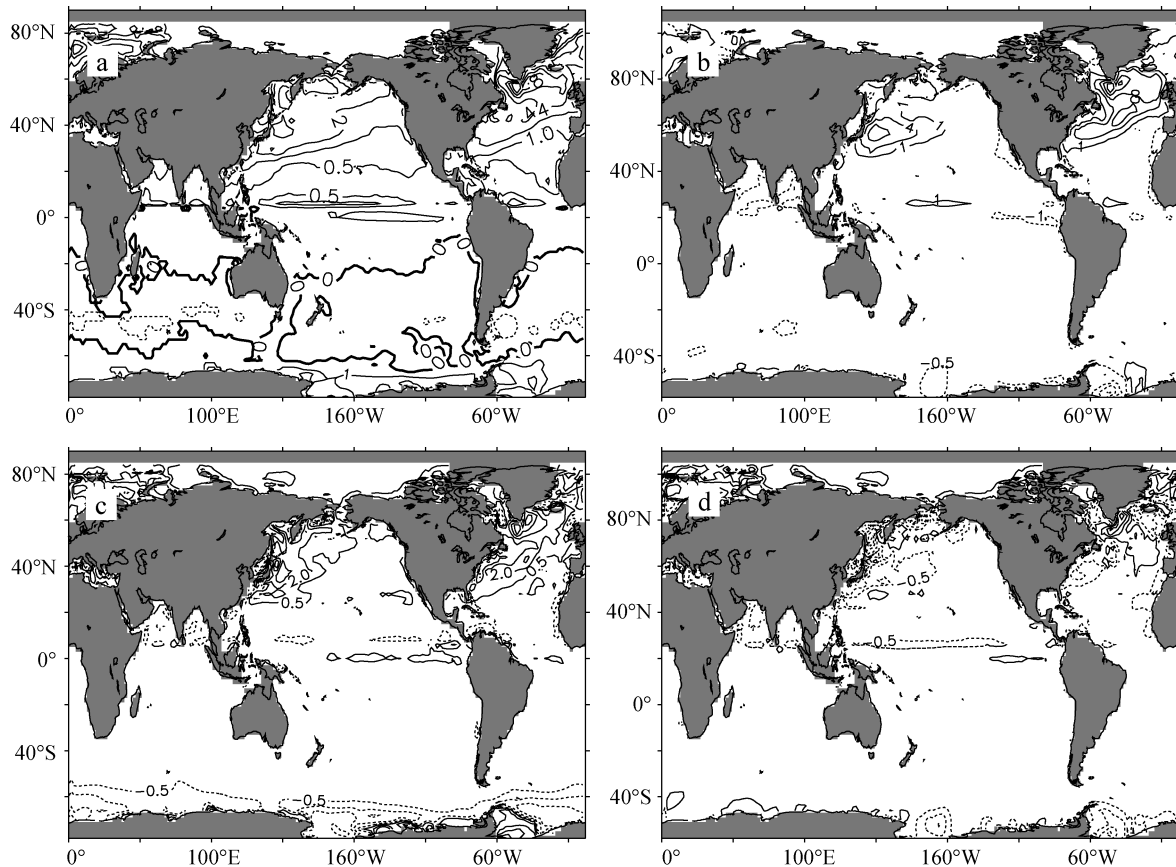


图 2 1955 年 1 月海气通量($\times 10^{-4}$ pmol/($\text{m}^2 \cdot \text{s}$))(a)及不同实验间的通量差值($\times 10^{-5}$ pmol/($\text{m}^2 \cdot \text{s}$))(b-d)

Fig. 2 Monthly average air-sea CFC-11 fluxes ($\times 10^{-4}$ pmol/($\text{m}^2 \cdot \text{s}$)) in January of 1955 (a) and the difference ($\times 10^{-5}$ pmol/($\text{m}^2 \cdot \text{s}$)) in fluxes among experiments (b-d)

a、b、c、d 分别表示实验-EK、实验-EK—实验-C、实验-EK—实验-NP、实验-EK—实验-QS。(图 3、图 4 同) a 等值线序列为: -0.2、0、0.5、1、2、4、6、8; b 等值线序列为: -12、-8、-4、-0.5、1、4、8、16、24; c 等值线序列为: -8、-4、-2、-0.5、0.5、2、4、8、12; d 等值线序列为: -6、-4、-2、-0.5、0.5、2、4、6、8

a, b, c and d are the fluxes from Exp-EK, Exp-EK—Exp-C, Exp-EK—Exp-NP, and Exp-EK—Exp-QS, respectively(also applied in Fig. 3 and Fig. 4). The contour intervals are -0.2, 0, 0.5, 1, 2, 4, 6, 8 for a, -12, -8, -4, -0.5, 1, 4, 8, 16, 24 for b, -8, -4, -2, -0.5, 0.5, 2, 4, 8, 12 for c, -6, -4, -2, -0.5, 0.5, 2, 4, 6, 8 for d, respectively

传输速度都大于实验-NP, 但是实验-EK 在该处 1 月份的海表浓度模拟结果也更大, 这可能是造成其海气通量模拟结果小于实验-NP 的原因。由此可见, 增大传输速度有利于 CFC-11 海气通量的增大, 但海气通量同时还会受到 CFC-11 海表浓度的影响。

在 1955 年 7 月, 实验-EK 比实验-C 海气通量模拟结果在大部分海域要大一些, 偏差主要在 $\pm 10\%$ 之间, 而海气通量的这种正负偏差情况与两者的传输速度偏差情况相对应, 如 7 月在南大洋 $40^{\circ}\sim 70^{\circ}\text{S}$ 、 $50^{\circ}\sim 100^{\circ}\text{E}$ 范围, 实验-EK 比实验-C 的海气通量模拟结果偏大达到了 40%, 而该处正好也是实验-EK 传输速度的大值区, 最小传输速度就已经达到了 16 cm/h 左右, 远大于实验-C 的传输速度 14.5 cm/h。图 3c 和图 3d 分别表示 1955 年 7 月实验-EK 与实验-NP、实验-QS 的海气通量差值, 除南大洋近陆地附近海域外的全球大部分海域, 实验-EK 海气通量模拟结

果与实验-NP、实验-QS 的偏差范围基本上在 $\pm 10\%$ 之间。但是在局部海域, 不同风场实验下的海气通量模拟结果有着显著差异。如在南大洋 $120^{\circ}\sim 180^{\circ}\text{W}$ 、 65°S 以南的近陆地海域, 实验-EK 海气通量模拟结果比实验-NP 偏大了 40% 以上, 局部海域甚至达到了 180%, 而在该海区, 实验-EK 海气通量模拟结果比实验-QS 偏小了 15% 左右, 这说明在南大洋局部海域不同风场下的海气通量模拟结果差异可以达到 195% 左右, 这种差异是非常显著的。由于 $69.875^{\circ}\sim 90^{\circ}\text{N}$ 间 QS 风场数据用 NP 风场同类资料替代, 所以实验-NP(图 3c)和实验-QS(图 3d)在 70°N 以北的结果是一致的。

随着积分时间的增加, 不同风场实验下海气通量之间的差异有着减小的趋势。例如到了 1995 年 1 月(图 4), 实验-EK 下的西北大西洋海气通量比实验-C 的偏大程度明显减小, 最大偏大程度由 1955 年的

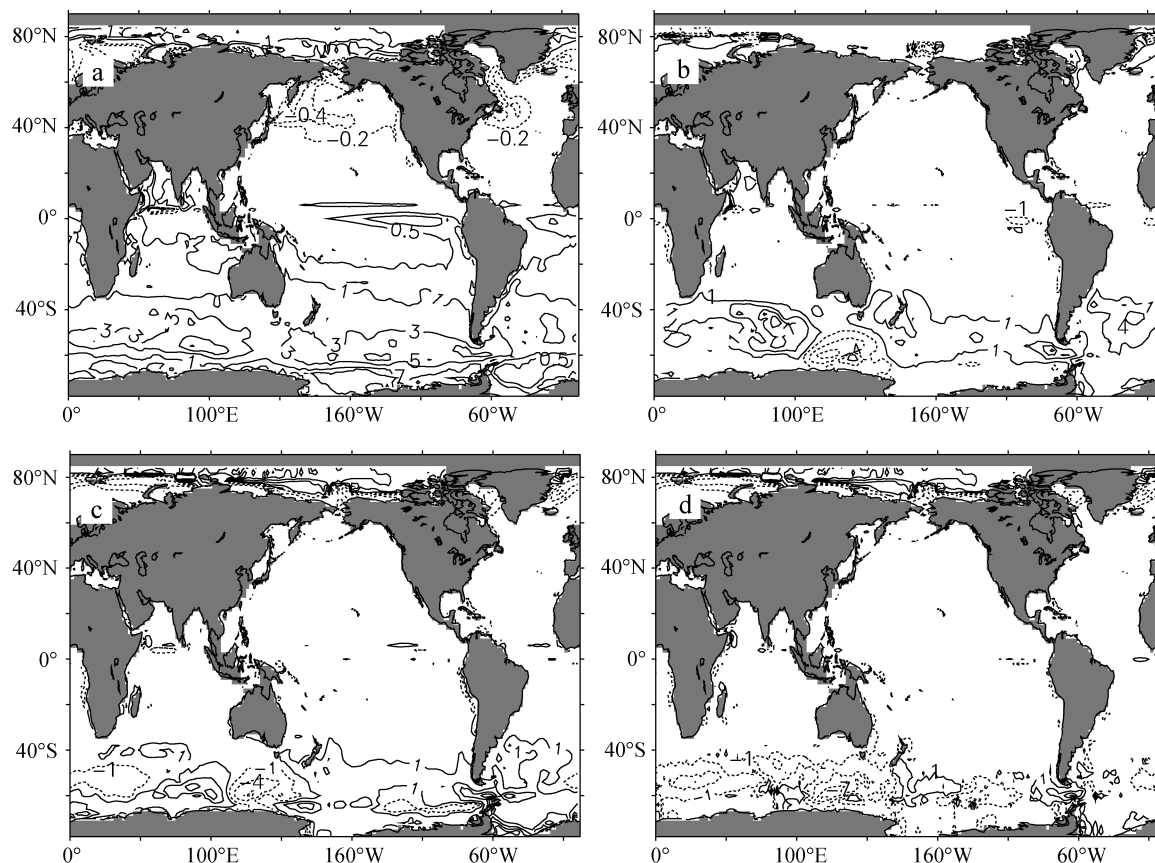


图 3 1955 年 7 月海气通量($\times 10^{-4} \text{ pmol}/(\text{m}^2\cdot\text{s})$)(a)及不同实验间的通量差值($\times 10^{-5} \text{ pmol}/(\text{m}^2\cdot\text{s})$)(b-d)

Fig. 3 Monthly average air-sea CFC-11 fluxes ($\times 10^{-4} \text{ pmol}/(\text{m}^2\cdot\text{s})$) in July of 1955 (a) and the difference ($\times 10^{-5} \text{ pmol}/(\text{m}^2\cdot\text{s})$) in fluxes among experiments (b-d)

a 等值线序列为: -0.6、-0.4、-0.2、0、0.5、1、3、5、7; b、d 等值线序列为: -7、-4、-1、1、4、7、10; c 等值线序列为: -7、-4、-1、1、4、7、10、13

The contour intervals are -0.6, -0.4, -0.2, 0, 0.5, 1, 3, 5, 7 for a, -7, -4, -1, 1, 4, 7, 10 for b and d, -7, -4, -1, 1, 4, 7, 10, 13 for c

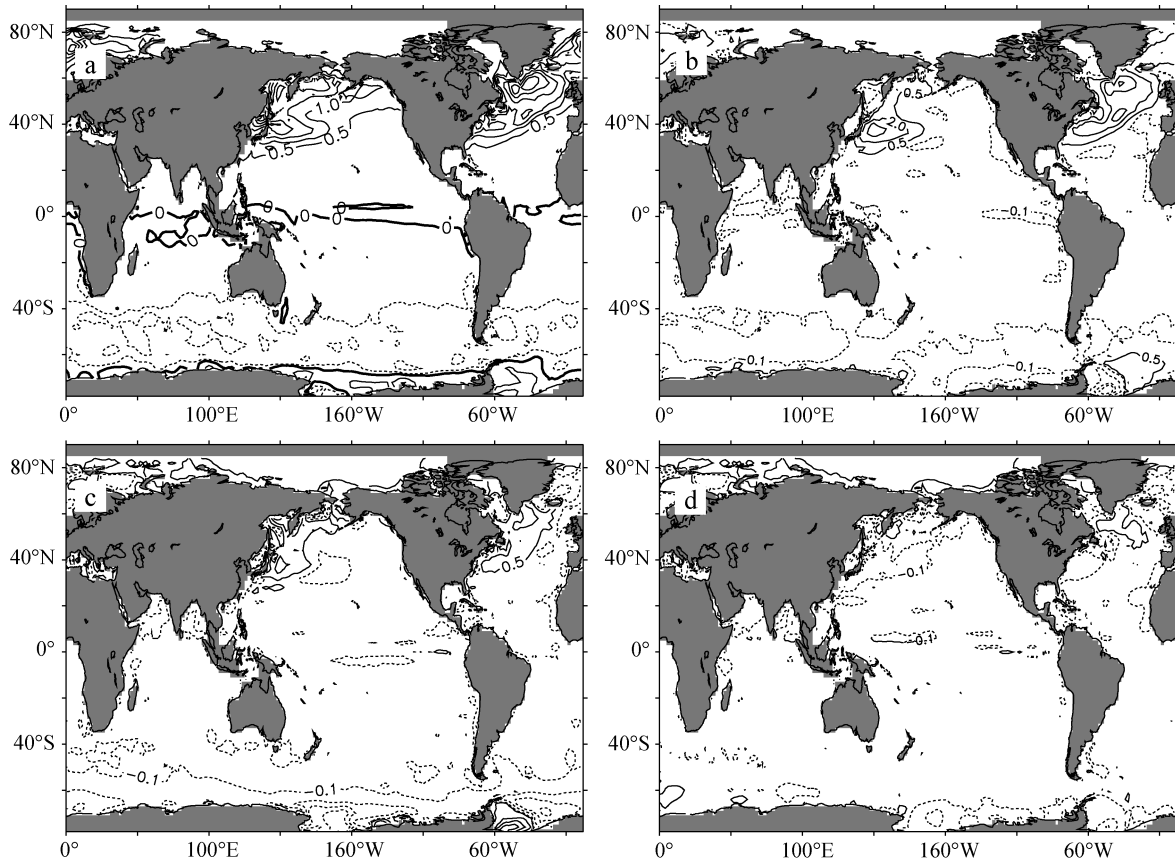


图4 1995年1月海气通量($\times 10^{-2}$ pmol/($\text{m}^2 \cdot \text{s}$))(a)及不同实验间的通量差值($\times 10^{-3}$ pmol/($\text{m}^2 \cdot \text{s}$))(b-d)

Fig. 4 Monthly average air-sea CFC-11 fluxes($\times 10^{-2}$ pmol/($\text{m}^2 \cdot \text{s}$))(a) in January of 1995 and the difference in fluxes among experiments ($\times 10^{-3}$ pmol/($\text{m}^2 \cdot \text{s}$))(b-d)

a 等值线序列为: -0.4、-0.2、0、0.5、1.0、1.5、2.0、2.5、3.0; b、c 等值线序列为: -6、-4、-2、-0.1、0.5、2、4、6; d 等值线序列为: -4、-2、-0.1、0.5、2

The contour intervals are -0.4, -0.2, 0, 0.5, 1.0, 1.5, 2.0, 2.5, 3.0 for a, -6, -4, -2, -0.1, 0.5, 2, 4, 6 for b and c, -4, -2, -0.1, 0.5, 2 for d, respectively

40%降为30%左右。除南、北极近陆地海域外的全球大部分海域,实验-EK比实验-NP的海气通量模拟结果仍要大一些,但大部分海域偏大程度不超过5%,相较于1955年1月的10%的偏大程度明显减小。实验-EK与实验-QS的海气通量模拟结果在1995年1月的全球大部分海域的偏差仍在 $\pm 10\%$ 之间,但在局部海域的差异明显减小。例如在南大洋 50°S 以南、 $50^\circ\sim 150^\circ\text{E}$ 海域,1955年1月实验-EK与实验-QS在大部分海域的偏差虽然在 $\pm 10\%$ 之间,但是局部偏差可以达到 $\pm 80\%$ 左右(图2d),到了1995年1月该海域实验-EK与实验-QS的偏差基本都在 $\pm 10\%$ 之间了(图4d)。在西北大西洋 $30^\circ\sim 60^\circ\text{N}$,3个风场实验下的海气通量模拟结果间的最大差异不到15%。不同风场实验间海气通量差异的减小,主要是由于随着积分时间的增加,海洋不断吸收大气中的CFC-11,导致CFC-11的海表浓度(C_{ocn})不断增大;同时人类

CFC-11的排放,导致大气CFC-11在海表的平衡浓度(C_{eqm})也在增大,但到了1995年左右两者浓度差($C_{\text{eqm}} - C_{\text{ocn}}$)的增大趋势却在不断放缓,从而导致不同风场实验间海气通量差异的减小。

2.3 CFC的吸收、分布、储存

2.3.1 CFC-11海表浓度

图5a和图5b分别为观测资料和实验-EK的20世纪90年代年平均CFC-11海表浓度分布,其中CFC-11观测资料^[29]是通过整合WOCE在20世纪80至90年代(CFC-11资料的航测事件多集中在20世纪90年代)的各航线资料得到的,我们将CFC-11海表浓度模拟结果处理成20世纪90年代年平均值与之对比。实验-EK基本能很好地模拟CFC-11的海表浓度分布,高值区主要分布在南大洋、西北大西洋、西北太平洋,这之前讨论的CFC-11海气通量的主要

吸收区相对应,但是在西北太平洋和西北大西洋的模拟结果高于观测资料,如在西北大西洋处,实验-EK 模拟的 CFC-11 海表浓度可达 6.0 pmol/kg,而观测值仅为 5.0 pmol/kg 左右。在南极大陆附近海域,实验-EK 海表浓度可达 7.0 pmol/kg,而观测值仅为 6.0 pmol/kg 左右,这些差异可能是由于 LICOM 模式在此处的垂直输送强度不够,导致了示踪物在海表面的堆积。

从图 5c 可以看出,实验-EK 和实验-C 的 CFC-11 海表浓度模拟结果出现明显差异的海区仍位于南大洋、西北大西洋、西北太平洋,例如在南大洋 40°S

至南极大陆的海区,除了 60°S 以南、30°~60°W 存在一个小的负值区外,两实验差值图存在一个大面积的 0.1 pmol/kg 的正值区域。参照实验-EK 的年平均传输速度图(图 1b),该负值区域的传输速度等值线最大值为 14 cm/h,小于常数 14.5 cm/h,可能正是这个原因造成了此处实验-EK 的海表浓度比实验-C 要小。总体而言,在相同的物理条件下,传输速度选取常数会造成 CFC-11 海表浓度模拟结果偏小,不过这种偏差相对较小,实验-EK 比实验-C 的模拟结果的偏大程度在全球海域基本在 5%以内。

图 5d 和图 5e 分别为实验-EK 与实验-NP、实验-

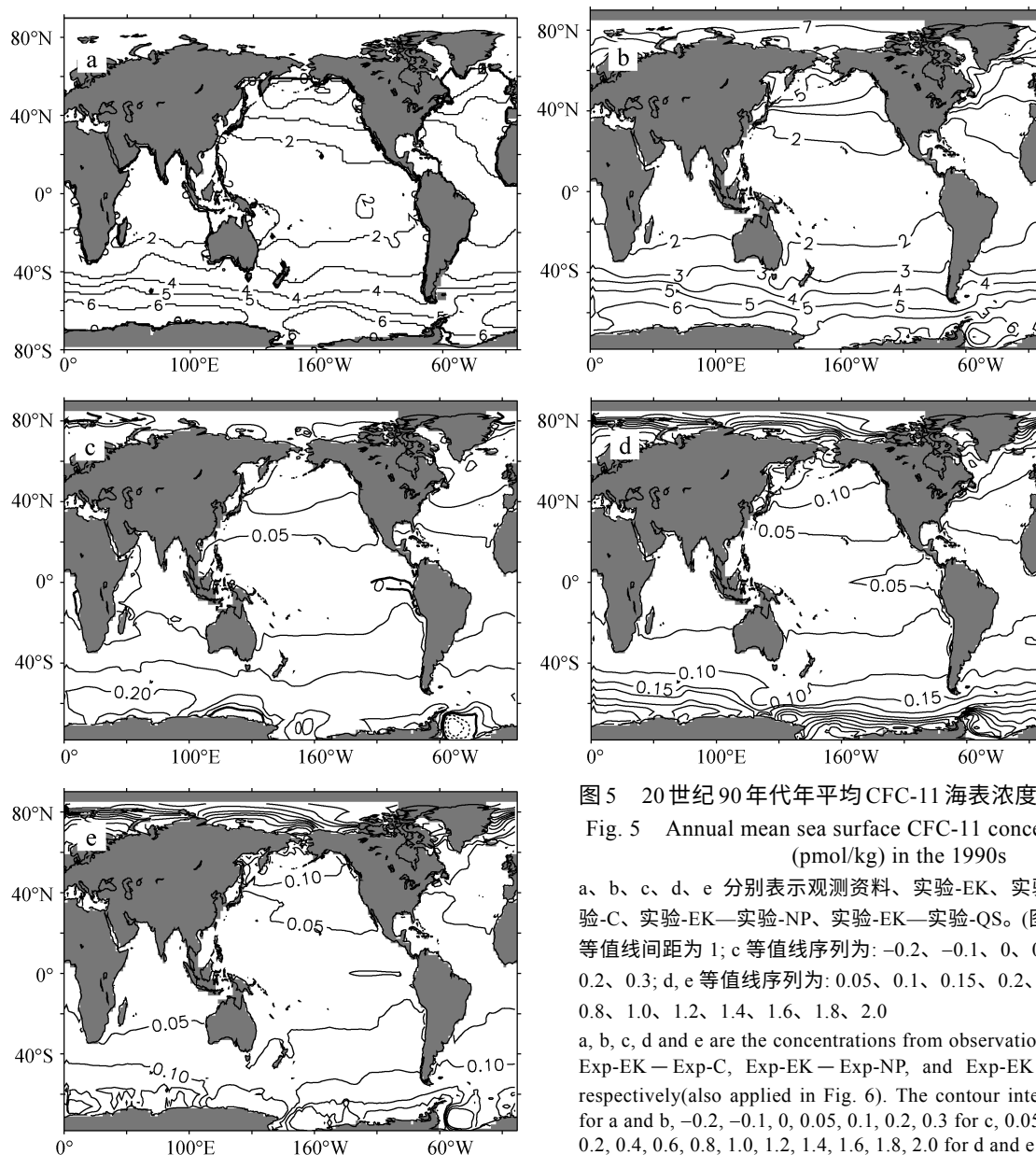


图 5 20 世纪 90 年代年平均 CFC-11 海表浓度(pmol/kg)

Fig. 5 Annual mean sea surface CFC-11 concentrations (pmol/kg) in the 1990s

a、b、c、d、e 分别表示观测资料、实验-EK、实验-EK—实验-C、实验-EK—实验-NP、实验-EK—实验-QS。(图 6 同)a、b 等值线间距为 1; c 等值线序列为: -0.2、-0.1、0、0.05、0.1、0.2、0.3; d、e 等值线序列为: 0.05、0.1、0.15、0.2、0.4、0.6、0.8、1.0、1.2、1.4、1.6、1.8、2.0

a, b, c, d and e are the concentrations from observation, Exp-EK, Exp-EK — Exp-C, Exp-EK — Exp-NP, and Exp-EK — Exp-QS, respectively(also applied in Fig. 6). The contour intervals are 1 for a and b, -0.2, -0.1, 0, 0.05, 0.1, 0.2, 0.3 for c, 0.05, 0.1, 0.15, 0.2, 0.4, 0.6, 0.8, 1.0, 1.2, 1.4, 1.6, 1.8, 2.0 for d and e

QS 的 CFC-11 海表浓度差值图, 由图可见实验-EK 的 CFC-11 海表浓度模拟结果最大, 实验-QS、实验-NP 的模拟结果依次次之。除 60°S 以南、70°N 以北外的全球大部分海域, 实验-EK 比实验-NP、实验-QS 的模拟结果的偏大程度在 5% 以内, 但不同风场下 20 世纪 90 年代的模拟结果会在局部海域存在显著差异, 比如在 60°S 以南以及 70°N 以北的海域, 实验-EK 的模拟结果比实验-NP 偏大 20% 以上, 这种差异可能是由于 NP 风场的风速普遍小于 EK、QS 风场造成。在 120°~180°W, 65°S 以南的近陆地海域, 实验-EK 的模拟结果比实验-NP 也偏大了 20% 以上, 局部海域甚至达到了 40%, 而在该地区, 实验-EK 的海气通量模拟结果比实验-QS 的偏大程度普遍在 5% 左右。相比较之下, 实验-QS 模拟的 CFC-11 海表浓度与观测资料更为接近。

2.3.2 海洋 CFC-11 的水柱总量

图 6a 和图 6b 分别为观测资料及实验-EK 的 20 世纪 90 年代年平均 CFC-11 水柱总量分布图, 从图中可以看出, 观测资料与实验-EK 模拟结果在分布上基本一致。海洋储存 CFC-11 的主要区域位于北太平洋副热带海区、西北大西洋, 以及南半球副热带至南大洋的广阔海区。观测资料和模拟结果均显示西北大西洋处的 CFC-11 水柱总量最大, 这是由于西北大西洋在冬季存在着很强的对流混合, 可将海表高浓度的 CFC-11 向下传输到 2 000 m 以下, 从而造成 CFC-11 在北大西洋的大量存储。这一海区实验-EK 的 CFC-11 水柱总量最大值达到了 $12.0 \mu\text{mol}/\text{m}^2$, 高于观测值的 $9 \mu\text{mol}/\text{m}^2$, 高的海表浓度和高的存储量说明模拟结果中吸收的 CFC-11 未能及时转移, 这可能是由于 LICOM 在此处的经向输送能力偏弱(北大西洋深水模拟的最大输送强度为 12 Sv, 小于基于观测的估计值), 造成 CFC-11 在此处的堆积。在西北太平洋, 实验-EK 的 $1.0 \mu\text{mol}/\text{m}^2$ 等值线的覆盖范围与观测值基本一致, 但是 CFC-11 水柱总量最大值只有 $1.5 \mu\text{mol}/\text{m}^2$, 小于观测值的 $2.0 \mu\text{mol}/\text{m}^2$; 南大洋的 CFC-11 水柱总量高值区处于 45°~55°S, 这是由于 CFC-11 通过吸收区进入海洋并沿着等密度面向下向北传输, 在 45°~55°S 达到最大穿透深度, 使得水柱总量值在此处达到最大。此处观测资料等值线最大值达到了 $4.0 \mu\text{mol}/\text{m}^2$, 实验-EK 的模拟结果只达到 $3.5 \mu\text{mol}/\text{m}^2$, 这说明我们对 CFC-11 在南大洋穿透深度的模拟存在不足。

从图 6c 可以看出, 实验-EK 比实验-C 的 CFC-11

水柱总量模拟结果普遍偏大, 在全球绝大部分海域的偏大程度在 0~5%, 差异最明显的地方位于西北大西洋, 该处实验-EK 比实验-C 的 CFC-11 水柱总量模拟结果最大偏大了 $0.45 \mu\text{mol}/\text{m}^2$ 。结合前面的讨论我们可以看出, 在南大洋近陆地海域 10°~60°W 附近, 不管是 1955 年 1 月的 CFC-11 海气通量、20 世纪 90 年代 CFC-11 年平均海表浓度, 还是 20 世纪 90 年代年平均 CFC-11 水柱总量, 实验-EK 与实验-C 模拟结果的差值图都存在一个负值区域, 可能还是由实验-EK 在该处的风速偏小、传输速度小于 $14.5 \text{ cm}/\text{h}$ 造成。

图 6d 和图 6e 分别为实验-EK 与实验-NP、实验-QS 的 20 世纪 90 年代 CFC-11 水柱总量差值图。在除南、北极近陆地海域外的全球绝大部分海域, 实验-EK 比实验-NP 的 CFC-11 水柱总量偏大 5% 以内, 比实验-QS 的 CFC-11 水柱总量偏小 5% 以内, 与实验-QS 的 CFC-11 水柱总量的模拟结果比较相近。同时我们可以看出, 不同风场也会造成 20 世纪 90 年代 CFC-11 水柱总量模拟结果在局部海域的显著差异, 120°~180°W, 65°S 以南的近陆地海域, 实验-EK 的 20 世纪 90 年代年平均 CFC-11 水柱总量模拟结果比实验-NP 偏大了 15% 以上, 局部海域甚至达到了 35%, 比实验-QS 偏大 5% 以内。在北大西洋绝大部分海域, 实验-EK 的 CFC-11 水柱总量模拟结果比实验-NP 普遍偏大 5% 左右, 而比实验-QS 普遍偏小 5% 左右, 这种差异也是由于不同风场的传输速度差异造成。虽然实验-QS 与观测资料仍有一定的差距, 却是这 3 个风场实验中与观测资料最为接近的一个, 与观测资料的差异可能是由模式物理场的向下传输强度较弱造成。

关于 CFC-11 在海洋中的存储量, 我们与其他学者的研究结果做了一些比较。表 2 为 4 个实验模拟结果与观测资料、前人模拟结果的对比情况, 其中 Willey 等^[30]的结果为截止至 1994 年的海洋对 CFC-11 累积存储量的观测结果, Key 等^[29]的结果为截止至 20 世纪 90 年代海洋对 CFC-11 累积存储量的观测结果。四组实验中实验-EK、实验-QS 的模拟结果与观测资料最为接近。实验-C 的 CFC-11 存储量在各时间段均小于实验-EK 的相应值, 这可能是由于海气通量的高值区对应于传输速度的高值区, 海洋对 CFC-11 的吸收量主要来源于这些地区, k 取常数消弱了海气通量高值区对 CFC-11 的吸收, 从而导致存储量的偏小。Craig 等^[31]用固定常数做为传

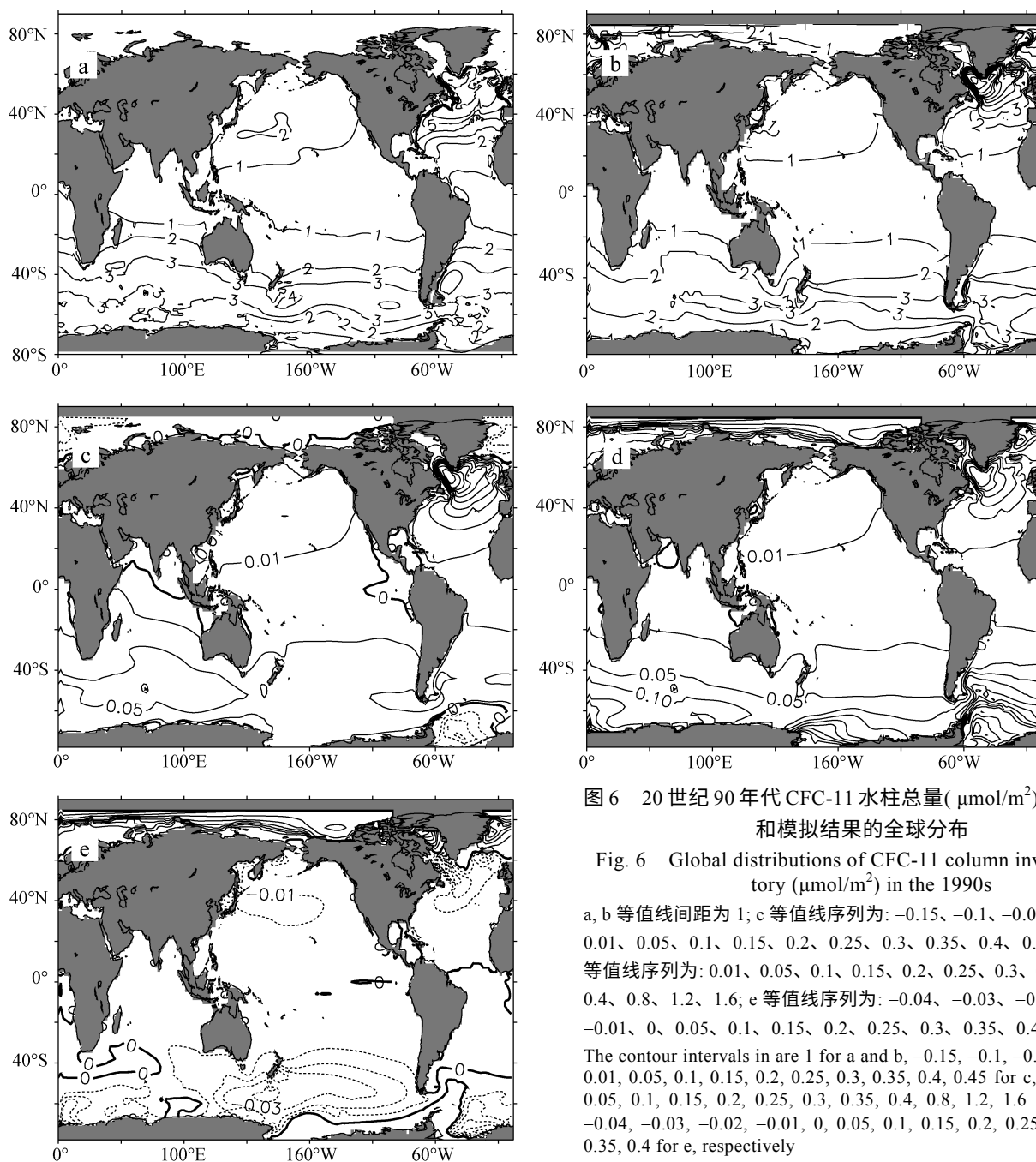


图6 20世纪90年代CFC-11水柱总量($\mu\text{mol}/\text{m}^2$)观测和模拟结果的全球分布

Fig. 6 Global distributions of CFC-11 column inventory ($\mu\text{mol}/\text{m}^2$) in the 1990s

a, b 等值线间距为 1; c 等值线序列为: -0.15、-0.1、-0.05、0、0.01、0.05、0.1、0.15、0.2、0.25、0.3、0.35、0.4、0.45; d 等值线序列为: 0.01、0.05、0.1、0.15、0.2、0.25、0.3、0.35、0.4、0.8、1.2、1.6; e 等值线序列为: -0.04、-0.03、-0.02、-0.01、0、0.05、0.1、0.15、0.2、0.25、0.3、0.35、0.4

The contour intervals in are 1 for a and b, -0.15, -0.1, -0.05, 0, 0.01, 0.05, 0.1, 0.15, 0.2, 0.25, 0.3, 0.35, 0.4, 0.45 for c, 0.01, 0.05, 0.1, 0.15, 0.2, 0.25, 0.3, 0.35, 0.4, 0.8, 1.2, 1.6 for d, -0.04, -0.03, -0.02, -0.01, 0, 0.05, 0.1, 0.15, 0.2, 0.25, 0.3, 0.35, 0.4 for e, respectively

传输速度(海气交换时间尺度 τ 为 30 d, 模式第一层厚度 ΔZ_1 为 25 m, 传输速度为 3.47 cm/h)计算了全球海洋对 CFC-11 的吸收量, 他们所得的结果比本文模拟的结果小 30% 还多, 这可能跟他们使用的传输速度偏小有关。另外, 赵琦等^[18]也对 CFC-11 在海洋中的存储量进行过计算, 本文与其模拟结果的差异主要是由于本文在计算存储量的过程中去除了循环边界点。比较表 2 中的 3 个风场在不同时间段下模拟的 CFC-11 海洋存储量, 结合 3 个风场的风速全球平均

值、传输速度全球平均值(表 1), 可以看出, 风速越大, 传输速度越大, 相应的海洋对 CFC-11 的存储量也越大, 只是存储量的偏大强度远小于风速偏大的强度。如实验-EK 的风速全球平均值比实验-NP 大了约 12.3%, 相应的传输速度的全球平均值, 大了约 21.8%, 而截至 1990 年 1 月的 CFC-11 存储量才大了 3.59%, 并且随着积分时间的增加, 这种存储量的偏差程度会越来越小, 截至 1994 年 12 月实验-EK 比实验-NP 的 CFC-11 存储量偏大了 3.25%, 到 2007 年

12 月偏大 3.01%，这与前面讨论的不同风场实验下海气通量之间的差异有着减小的趋势一致。另外，实验-QS 的全球平均风速值和 k 值均大于实验-EK，然而随着积分时间的增加，两风场实验下海洋对 CFC-11 的存储量越来越接近一致。由此可见，不同

风场造成的传输速度差异对 CFC-11 存储量模拟结果影响并不大，并且随着积分时间的增加，不同的传输速度造成的存储量模拟结果间的差异会越来越小，我们的模拟结果对于模式本身以及强迫资料有一定的依赖性，模拟结果也依赖于模式的物理场。

表 2 不同时间下海洋对 CFC-11 存储情况

Tab. 2 Storage of CFC-11 in the ocean during different time periods

时间	海洋对 CFC-11 的存储量($\times 10^8$ mol)						
	观测		模拟				
	Wiley 等 ^[30]	Key 等 ^[29]	Craig 等 ^[31]	实验-C	实验-EK	实验-NP	实验-QS
截至 2007 年 12 月				6.75	6.84	6.64	6.84
截至 1994 年 12 月	5.5 $\pm$ 1.2			5.00	5.08	4.92	5.08
20 世纪 90 年代		5.44		4.96	5.04	4.88	5.04
截至 1990 年 1 月			2.7	3.97	4.04	3.90	4.03

2.3.3 CFC-11 在海洋中的输送过程

将 1944 年 1 月~2007 年 12 月海洋对 CFC-11 的吸收通量相加，求出 64 a 海洋对 CFC-11 的累计吸收通量，2007 年 12 月的水柱总量代表 64 a 后海洋中 CFC-11 的储存情况，所以 64 a 累计吸收通量与 2007 年 12 月的 CFC-11 水柱总量的差可以反映 CFC-11 在海洋内部的输送情况。以实验-EK 在南大洋的模拟结果为例，海洋对 CFC-11 经过 64 a 的累计吸收后，从 40°S 到极地的整个南大洋都表现为 CFC-11 的正吸收区域(图 7a)，累计吸收通量在 50°~150°E 范围内最大值达到了 16 $\mu\text{mol}/\text{m}^2$ ，而 2007 年 12 月的水柱总量最大值虽然也在该区域(图 7b)，但仅为 4 $\mu\text{mol}/\text{m}^2$ ，这说明南大洋在海面处大量吸收大气中的 CFC-11，同时将大部分吸收来的 CFC-11 向北传输至赤道等其他地方，输出的这一部分水柱总量(如图 7c 中南大洋处等值线正值区域)最大值可以达到 13 $\mu\text{mol}/\text{m}^2$ 。西北太平洋的情况和南大洋类似，也是从海面大量吸收大气中的 CFC-11，其 64 a 累计吸收通量(图 7a)达到了 10 $\mu\text{mol}/\text{m}^2$ 左右；一边将大部分吸收来的 CFC-11 向南输送至大洋中的其他海域，输出的水柱总量(如图 7c 中西北太平洋处等值线正值区域)最大值达到了 8 $\mu\text{mol}/\text{m}^2$ 左右。西北大西洋情况有点不同，由图 6a 我们可以看出，西北大西洋是 CFC-11 的强吸收区，其 64 a 来吸收的海气通量最大值达到了 14 $\mu\text{mol}/\text{m}^2$ 左右；而西北大西洋同时也是 CFC-11 的强储存区(图 7b)，2007 年 12 月的水柱总量最大值也达到了 14 $\mu\text{mol}/\text{m}^2$ 左右，虽然 64 a 累计海气通量与 2007 年 12 月的水柱总量强度类似，但是比较图 7a 和图 7b 的西北大西洋海域，可以看出他们的等值线

分布情况是不同的。由图 7c 可以看出，西北大西洋处的两个等值线正值区域之间存在着一个明显的负值区域(该处虚线代表负值，实线代表正值)，这说明西北大西洋强对流混合区吸收的 CFC-11 有向外的输送。由图 7c 我们还可以看出，除赤道外，在 40°N~40°S 存在着一个广阔的负值区域，这说明该地区接收到来自其他海区输送过来的 CFC-11，是海洋 CFC-11 的一个重要的存储区。

虽然我们使用了 3 个不同风场以及选取常数作为海气交换传输速度做了 4 个对比实验，但是从图 7c~图 7f 可以看出，四个实验对 CFC-11 的储存、输送的模拟结果在区域以及强度上差异很小，这说明这 4 组实验下传输速度的差异对 CFC-11 在大洋中的输送速率影响不显著。

3 结论

本文利用 IAP 的全球海洋模式(LICOM)做了 4 组对比实验，研究不同的传输速度对海洋吸收 CFC-11 能力的影响。实验-C 将传输速度设置为常数 14.5 cm/h，实验-EK、实验-NP、实验-QS 分别将 Esbensen and Kushnir 风场、NCEP 风场、QuikSCAT 卫星风场资料运用于 Wanninkhof 传输速度公式，得到三种不同的传输速度。在这 4 组对比实验中我们重点考察了 CFC-11 在海洋中的海气通量、海表浓度、水柱总量、输送过程等情况。具体结论如下：

1) 在年平均传输速度的全球平均值相同的条件下，传输速度选取常数分布会造成 CFC-11 的海气通量、海表浓度、水柱总量等模拟结果的相对偏小。

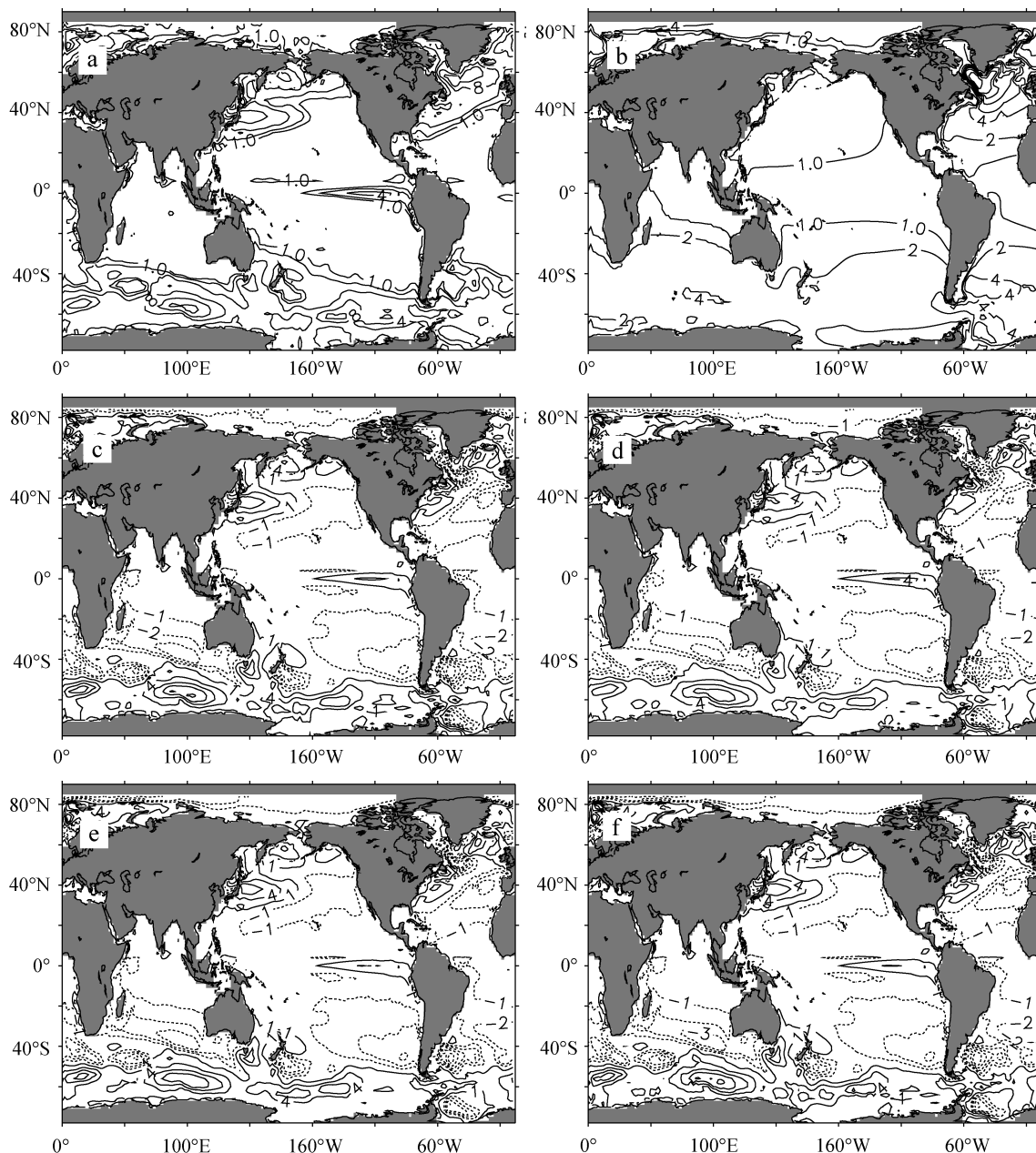


图 7 海洋中 CFC-11 的累积吸收、储存以及二者的差值($\mu\text{mol}/\text{m}^2$)

Fig. 7 Cumulative uptake, storage and their difference of CFC-11 in the ocean($\mu\text{mol}/\text{m}^2$)

a 为实验-EK 截止至 2007 年 12 月的累计 CFC-11 吸收通量, b 为实验-EK 在 2007 年 12 月的水柱总量, c、d、e、f 分别为实验-EK、实验-C、实验-NP、实验-QS 截止至 2007 年 12 月的累积 CFC-11 通量与水柱总量的差。a 等值线序列为: 1、2、4、8、12、16; b 等值线序列为: 1、2、4、6、8、10、12、14; c 和 f 等值线序列为: -5、-4、-3、-2、-1、1、4、7、10、13; d 和 e 等值线序列为: -5、-4、-3、-2、-1、1、4、7、10

a is cumulative uptake of CFC-11 in the Exp-EK by Dec. 2007, and b is column inventory of CFC-11 in the Exp-EK in Dec. 2007, and c, d, e, f are the difference between cumulative uptake and the storage among Exp-EK, Exp-C, Exp-NP, Exp-QS, respectively. The contours interval are 1, 2, 4, 8, 12, 16 for a, 1, 2, 4, 6, 8, 10, 12, 14 for b, -5, -4, -3, -2, -1, 1, 4, 7, 10, 13 for c, d and f, -5, -4, -3, -2, -1, 1, 4, 7, 10 for e

2) 年平均风速越大, 相应的年平均传输速度也会越大, 不同风场得到的传输速度的全球平均值最大可相差 37.8%, 这种差异会造成模拟结果之间在局部海域存在显著差异, 但大部分海域下的差异并

不显著。如 1955 年 7 月的 $120^{\circ}\sim 180^{\circ}\text{W}$, 65°S 以南的近陆地海域, 不同的风场带来的 CFC-11 海气通量模拟结果间的差异达到了 195%, 但在全球大部分海域, 使用 Esbensen and Kushnir 风场模拟的 1955 年 1 月

和 7 月的 CFC-11 海气通量与使用 NCEP、QuikSCAT 风场的偏差范围在 $\pm 10\%$ 之间, 模拟的 20 世纪 90 年代年平均 CFC-11 海表浓度、水柱总量与使用 NCEP、QuikSCAT 风场的偏差均在 $\pm 5\%$ 以内。而且随着积分时间的增加, 从 CFC-11 海气通量、存储量两方面可以看出不同实验模拟结果之间的差异有着减小的趋势。如 1955 年 1 月北大西洋局部地区, 不同的风场带来的海气通量模拟结果间的差异可以达到 20% 左右, 1995 年 1 月这种差异下降到 15% 左右。特别是从不同时间下 CFC-11 的存储情况可以看出, 三个风场实验模拟结果之间的差异相较于他们的传输速度的差异非常小, 而且随着积分时间的增加模拟结果间的差异会越来越不显著, 这说明相较于风场, 海洋对 CFC-11 的吸收更多依赖于模式的物理场。另外, 传输速度的差异对 CFC-11 在大洋中的输送速率影响不显著。

3) 从 CFC-11 海表浓度、水柱总量方面的模拟结果与观测资料的对比, 可以看出, 传输速度最大的 QuikSCAT 风场实验虽然与观测资料仍有一定的差距, 却是这三个风场实验中与观测资料最为接近的一个。

4) 通过与观测资料的对比可知, 三个风场实验的模拟结果均能很好地表现出 CFC-11 在海洋中的分布和存储特征, 而模拟结果表现出的 CFC-11 在海表面有堆积、在垂直分布上穿透深度不足的现象, 可能与物理模式的垂直输送强度偏弱有关。

参考文献:

- [1] 张子范, 李家春. 海气界面动量、热量及水汽交换系数的数值模拟[J]. 水动力学研究与进展, 2001, 16(1): 119-129.
- [2] 郑崇伟, 潘静. 全球海域风能资源评估及等级区划[J]. 自然资源学报, 2012, 27(3): 364-371.
- [3] Zheng Chongwei, Zhuang Hui, Li Xin, et al. Wind energy and wave energy resources assessment in the East China Sea and South China Sea [J]. Science China Technological Sciences, 2012, 55(1):163-173.
- [4] 郑崇伟. 中国海和全球海域波候、气候统计分析 & 波浪能、风能资源研究[M]. 北京: 海洋出版社, 2012.
- [5] 刘春霞, 何溪澄. QuikSCAT 散射计矢量风统计特征及南海大风遥感分析[J]. 热带气象学报, 2003, 19(增刊): 107-117.
- [6] 黄艳松, 宋金宝. NCEP 再分析资料和浮标观测资料计算海气热通量的比较[J]. 海洋科学, 2011, 35(12): 113-120.
- [7] Sweeney C, Gloor E, Jacobson A R, et al. Constraining global air-sea gas exchange for CO_2 with recent bomb ^{14}C measurements [J]. Global Biogeochemical Cycles, 2007, 21, GB2015.
- [8] Fangohr S, Woolf D K, Jeffery C D, et al. Calculating long-term global air-sea flux of carbon dioxide using scatterometer, passive microwave, and model reanalysis wind data[J]. J Geophys Res, 2008, 113(C9), 032.
- [9] Liss P S, Merlivat L. Air-sea gas exchange rates: introduction and synthesis[C]. Menard P B. The Role of Air-Sea Exchange in Geochemical Cycling. Dordrecht: D Reidel Publishing Company, 1986: 113-127.
- [10] Wanninkhof R. Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean [J]. J Geophys Res, 1992, 97(C5): 7373-7382.
- [11] Nightingale P D, Malin G, Law C S, et al. In situ evaluation of air-sea gas exchange parameterizations using novel conservative and volatile tracers [J]. Global Biogeochemical Cycles, 2000, 14 (1): 373-387.
- [12] Wanninkhof R, McGillis W R. A cubic relationship between air-sea CO_2 exchange and wind speed[J]. Geophys Res Lett, 1999, 26(13): 1889-1892.
- [13] Boutin J, Quilfen Y, Merlivat L, et al. Global average of air-sea CO_2 transfer velocity from QuikSCAT scatterometer wind speeds [J]. J Geophys Res, 2009, 114(C04007): 1-14.
- [14] Ho D T, Law C S, Smith M J, et al. Measurements of air-sea gas exchange at high wind speeds in the Southern Ocean: implications for global parameterizations[J]. Geophys Res Lett, 2006, 33 (16): L20604.
- [15] England M H, Garcon V, Minster J. Chlorofluorocarbon uptake in a world ocean model, 1. Sensitivity to the surface gas forcing [J]. J Geophys Res, 1994, 99(C12): 25215-25233.
- [16] 李阳春, 徐永福, 赵亮, 等. 全球海洋模式对 CFC-11 分布的初步模拟研究[J]. 大气科学, 2006, 30: 671-681.
- [17] Esbensen S K, Kushnir J. The heat budget of the global

- ocean: An atlas based on estimates from surface marine observations[R]. Corvallis: Oregon State University Climate Research Institute, 1981.
- [18] 赵琦, 陈中笑, 徐永福, 等. 全球海洋CFC-11吸收对传输数度的敏感性[J]. 大气科学, 2012, 36(6): 1253-1268.
- [19] Frank R. An atlas of surface flues based on the ECMWF reanalysis: a climatological dataset to force global ocean general circulation models[R]. Hamburg: Max-Planck-Institute fuer Meteorologie, 2001.
- [20] 刘海龙, 俞永强, 李薇, 等. LASG/IAP 气候系统海洋模式(LICOM1.0)参考手册[M]. 北京: 科学出版社, 2003.
- [21] Liu Hailong, Zhang Xuehong, Li Wei, et al. An eddy-permitting oceanic general circulation model and its preliminary evaluations [J]. Advances in Atmospheric Science, 2004, 21(5): 675-690.
- [22] Yuan Dongliang, Liu Hailong. Long-wave dynamics of sea level variations during Indian Ocean Dipole events[J]. American Meteorological Society, 2009, 39: 1115-1132.
- [23] Liu Hailong, Lin Pengfei, Yu Yongqiang, et al. The baseline evaluation of LASG/IAP Climate system Ocean Model (LICOM) version 2[J]. Acta Meteorologica Sinica, 2012, 26(3): 318-329.
- [24] 徐永福, 李阳春, 赵亮, 等. 一个太平洋海盆尺度环流模式及其模拟结果[J]. 大气科学, 2006, 30(5): 927-938.
- [25] Li Yangchun, Xu Yongfu. Influences of two air-sea exchange schemes on the distribution and storage of bomb radiocarbon in the Pacific Ocean[J]. Marine chemistry, 2012, 130-131: 40-48.
- [26] Li Yangchun, Xu Yongfu. Uptake and storage of anthropogenic CO₂ in the Pacific Ocean estimated using two modelling approaches[J]. Advances in Atmospheric Science, 2012, 29(4): 795-809.
- [27] Rayner N A, Parker D E, Horton E B, et al. Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century [J]. Journal of Geophysical Reseaech, 2003, 108(D14): 4407.
- [28] Jähne B, Heinz G, Dietrich W. Measurement of the diffusion coefficients of sparingly soluble gases in water[J]. Journal of Geophysical Reseaech, 1987, 92(C10): 10767-10776.
- [29] Key R M, Kozyr A, Sabine C L, et al. A global ocean carbon climatology: Results from Global Data Analysis Project (GLODAP)[J]. Global Biogeochemical Cycles, 2004, 18: GB4031.
- [30] Willey D A, Fine R A, Sonnerup R E, et al. Global oceanic chlorofluorocarbon inventory [J]. Geophys Res Lett, 2004, 31: L01303.
- [31] 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]. J Geophys Res, 1998, 103(C1): 1099-1119.

Influence of wind fields on the uptake of CFC-11 in the global ocean model

FANG Yi^{1, 2}, XU Yong-fu², LI Yang-chun², QIN Jun¹

(1. China University of Geosciences (Wuhan), The School of Environmental Studies, Wuhan 430074, China;
2. State Key Laboratory of Atmospheric Boundary Layer Physics and Atmospheric Chemistry, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China)

Received: Jul., 5, 2012

Key words: CFC-11; wind field; uptake; transfer velocity

Abstract: Using a global ocean general circulation model (LICOM) developed by the Institute of Atmospheric Physics (IAP) of the Chinese Academy of Sciences, we conducted four numerical experiments to investigate the influence of different wind fields on the uptake and transport of CFC-11 in the global ocean. Three experiments were performed using the same formula of the air-sea gas transfer velocity that is dependent on wind speed, in which wind speeds were from Esbensen and Kushnir (Exp-EK), NCEP (Exp-NP) and QuickSCAT (Exp-QS). Another experiment is called Exp-C, in which the transfer velocity is a space-independent constant of 14.5 cm/h that is the same as the global annual mean value of Exp-EK. The air-sea flux, surface concentration, and column inventory of CFC-11, as well as its interior transport processes were investigated in these four experiments. The difference of the air-sea gas transfer velocity resulting from the difference in wind fields generated a remarkable difference in the air-sea CFC-11 in the local area, but the difference is not notable in most regions of the ocean. This difference decreased with the increase of integral time. For example, in local area of the North Atlantic in Jan.1955, the difference in the simulated air-sea flux among these three experiments could reach about 20%. The difference in the simulated flux among these three experiments in local area of the North Atlantic decreased to about 15% in Jan. 1995. In addition, a constant transfer velocity (Exp-C) generally generates a relatively smaller value. The Exp-QS in which wind speed is relatively higher leads to that simulated results are closer to the observation than other simulations to some degree.

(本文编辑: 刘珊珊 李晓燕)