巴琦,徐永福,李阳春. 2011. 用氚的模拟比较被动示踪物平流输送方案 [J]. 大气科学, 35(4): 607-619. Ba Qi, Xu Yongfu, Li Yangchun. 2011. Comparisons of advection transport schemes for passive tracers using the simulation of tritium [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 35(4): 607-619.

# 用氚的模拟比较被动示踪物平流输送方案

巴琦1,2 徐永福1 李阳春1

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 中国科学院研究生院,北京 100049

摘要使用一个太平洋海盆尺度环流模式模拟氚的分布,并分别采用二阶中央差(CD)、通量修正输送法(FCT)、分段抛物线法(PPM)、多维正定平流输送法(MPDATA)及二阶矩法(SOM)计算流场对氚的平流输送,通过结果比较考察算法间的差异。模拟试验设定为完整物理过程情形(CASE1)及仅含平流、对流情形(CASE2)。CASE1中,不同试验模拟的高低纬间氚沿等位密度面的分布特征基本一致。但CD结果在赤道、副热带次表层特征以下深度出现了负值,影响了侧向通风输送的计算,致使120°W次表层深度的氚偏多。负值也使得CD结果中125°W断面200m以下的氚分布不合理,而FCT、PPM、MPDATA及SOM则不存在负值的影响,但在125°W上体现出垂直方向的数值耗散差异。CASE2中,除CD试验出现严重失真外,其他算法的结果均在合理的数值范围内。但在西边界延伸流及南极绕流区域,FCT、PPM、MPDATA及SOM在数值耗散及稳定性上存在差异。综合看来,PPM及SOM在数值稳定性上均优于FCT、MPDATA,计算解相对较光滑。相比PPM,SOM引入的数值耗散更弱,易于模拟出合理的强梯度特征,但SOM计算速度慢,因此在考察海洋示踪物的长时间输送演变过程上PPM更具优势。

**关键词** 海洋环流模式 被动示踪物 氚 平流输送 **文章编号** 1006-9895 (2011) 04-0607-13 **中图分类号** P732 **文献标识码** A

# Comparisons of Advection Transport Schemes for Passive Tracers Using the Simulation of Tritium

BA Qi<sup>1, 2</sup>, XU Yongfu<sup>1</sup>, and LI Yangchun<sup>1</sup>

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

2 Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

**Abstract** The centered difference scheme for advection transport may cause unphysically negative values when used in an ocean model to simulate oceanic passive tracers. Selecting positive definite schemes can suppress the generation of negative values. In order to examine the difference of advection schemes, second-order Centered Difference (CD), Flux-Corrected Transport algorithm (FCT), Multidimensional Positive Definite Advection Transport Algorithm (MPDATA), Piecewise Parabolic Method (PPM) and Second-Order Moments advection scheme (SOM) are chosen

**收稿日期** 2010-07-22, 2011-02-09 收修定稿

**资助项目** 中国科学院知识创新工程重要方向项目群 KZCX2-YW-218,国家自然科学基金资助项目 40730106,公益性行业(气象)科研 专项 2008416022

作者简介 巴琦, 男, 1982年出生, 博士研究生, 研究方向: 海洋碳循环。E-mail: baqi@mail. iap. ac. cn

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

to simulate the distribution of oceanic tritium, respectively. Two cases are set to compare the differences between these schemes. The physical fields are exactly same for these runs with different advection schemes for tritium in a basinwide ocean general circulation model of the Pacific Ocean. In Case 1 that contains full physical processes, all runs give similar horizontal distributions along isopycnals from the subarctic to tropical regions. However, many negative values arise in the CD run, while for other runs much weaker negative values are generated in some grids. During model years 1968 - 1976, negative values in the CD run gradually become comparable in magnitude to main signals in the subsurface layer of the eastern Tropical Pacific. Those negative noises beneath the depth of maximum tritium concentration within the subsurface layer can disturb the lateral ventilation along isopycnals, leading to much larger subsurface values near 120°W. At 125°W below 200-m depth, negative values also exist, making the CD results meaningless, while the runs with other schemes all give acceptable values. Both FCT and SOM runs show a weaker numerical dissipation in the vertical direction than PPM and MPDATA runs. In Case 2, which does not have physical dissipation, the CD run fails to produce a valid solution, while other runs all succeed in getting nonnegative distributions. The SOM run gives the strongest meridional gradient near the western boundary in the North Pacific, while the PPM run produces the weakest one. In the Antarctic Circumpolar Current region, the results from both PPM and SOM are smooth everywhere, while the results from both FCT and MPDATA have severe fluctuations near the land boundary. By comparisons of these two cases, it can be concluded that the CD shows a poor performance in the simulation of oceanic passive tracers. The PPM and the SOM are much better than the FCT and the MP-DATA in numerical stability. The results from the SOM can easily maintain a strong gradient because of its weak numerical dissipation. However, it seems that the PPM is a better choice for the investigation of the long-term transport process of passive tracers in the ocean when the computational efficiency is taken into account, **Key words** ocean general circulation model, passive tracer, tritium, advection schemes

# 1 引言

在海洋环流模式发展初期, 对温盐输送方程的 平流项多采用较简便的计算方法,如 Bryan-Cox 型 海洋模式动力框架中就采用了中央差法 (Bryan, 1969; Cox, 1984)。在早期的粗分辨率模式中因设 置了较大的物理耗散,平流算法的影响并不明显, 但随着模式分辨率的提高次网格耗散必须相应的降 低,中央差法的问题也逐渐凸显了。Farrow and Stevens(1995)在分析涡分辨率南大洋模式 (FRAM)的输出中发现在一强梯度区采用中央差 法模拟的温盐存在明显异常,且附近的表层流场较 混乱, 而采用二次插值迎风 (Leonard, 1979) 会有 所改善。Morales Maqueda and Holloway (2006) 概述了在大尺度环流模式中采用二阶或四阶中央差 会因频散而可能出现问题,如:对海洋碳或海洋生 态的模拟会引起非物理负值;算法导致的温盐异常 会扰动密度层结而影响水团形成;极区温度存在的 计算异常也会影响到海冰量的模拟,采用正定算法 则可避免此类问题,如多维正定平流输送法(MP-DATA)、通量修正输送法 (FCT)、分段抛物线法 (PPM) 及二阶矩法 (SOM) 等。

目前应用于地球流体模式中的标量物平流算法 种类很多,除之前提及的算法外,还包括准单调半 拉格朗日法、分段有理函数法、两步保形输送法 (Yu, 1994)等。在计算地球流体力学领域,国内 科学家经长期努力已取得了大量成果(曾庆存和季 仲贞, 1981; 季仲贞和王斌, 1991; 季仲贞等, 1999;林万涛和谢正辉,2004;陈嘉滨和季仲贞, 2004; 陈嘉滨等, 2006), 这在一定程度上促进了国 内对大气模式的研究, 使得对标量物平流算法的比 较最先在大气模式中进行。葛孝贞和郑爱军 (1997)即对计算水汽输送使用了高精度算法,认 为正定保形算法对于暴雨研究十分重要。刘洪涛等 (2002) 用中国科学院大气物理研究所的 9 层大气 环流模式比较了3种平流差分算法在对降水气候场 模拟中产生的差异。陈子通等(2010)比较了全球 /区域同化预报系统 (GRAPES) 模式的两种平流 输送方案在预报水汽场中的优缺点,并进行了改 进。除在大气模式中对模拟降水的比较,在特殊流 场下对模拟解与分析解的比较也是简单有效的方 法。冯涛和李建平(2007)用一维定常流解及无粘 Burgers 方程试验比较了一至十阶迎风偏斜算法 (Li, 2005)的计算误差。

在海洋模式中进行算法间的比较也是十分必要 的,通常是对温盐及被动动示踪物进行。肖潺和俞 永强 (2006), 肖潺等 (2008) 分析比较了用两步保 形输送法替换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(LASG) 发展的全球气候海洋环流模式 (LICOM) 原有中央 差算法后在一些区域的改进。Gerdes et al. (1991) 在一个北大西洋环流模式中分别采用二阶中央差 (CD)、迎风差法及 FCT 计算热盐输送的平流项, 认为 FCT 模拟的温跃层结构最清晰, 经向输送相 对较弱。Morales Maqueda and Holloway (2006) 在一个北冰洋模式中采用 CD、FCT、MPDATA 及 改进的 SOM 计算热盐平流输送,认为 SOM 引入 的数值耗散是最小的,模拟的水团特性最符合观 测。Hofmann and Morales Maqueda (2006) 在 MOM3 模式中比较了采用 FCT、MPDATA、二次 插值迎风做平流算法后对物理场的改进,并进行了 被动示踪物无耗散输送及质点漂流试验,认为 SOM 引入的数值耗散最小。Lévy et al. (2001) 比 较了在一有锋面过程的流渠内不同平流算法对模拟 海洋生态过程的影响,认为 CD 与迎风差法不适于 模拟海洋生态,采用 MPDATA、单调守恒迎风法 (van Leer, 1979) 与 FCT 等不同算法也会给新生 产力的计算引入偏差。Liu and Xue (2009) 在一近 海模式中对 MPDATA、单调守恒迎风等算法进行 了被动示踪物敏感试验,并比较了计算效率。

尽管比较方法多种多样,但并不存在某一算法 在所有情形下都绝对的好。针对某一具体问题,总 能选出效率较好或结果较好的算法,这种比较可为 利用模式解决类似的问题提供重要参考。本文即对 海洋氚的吸收与输送过程进行不同平流算法试验, 分析算法对模拟结果产生的影响,比较在这一问题 中算法的优劣,所选算法为 CD、FCT、PPM、MP-DATA 及 SOM。

## 2 模式介绍与试验设计

物理模式是从中国科学院大气物理研究所 LASG发展的第四代全球海洋模式 LICOM1.0 改 造而成。模式显含自由表面,水平分辨率为1°× 1°,覆盖(79°S~65°N,98°E~69°W)的太平洋与 南大洋海区,垂直分为不等距的30层,0~150 m 分辨率为10 m,最大深度为5600 m。水平黏性采 用拉普拉斯形式,垂直黏性在 30°S~30°N 区域采 用 Pacanowski and Philander (1981) 提出的依赖于 Richardson 数的参数化方案(以下简称 PP81),以 外区域为1×10<sup>-3</sup> m<sup>2</sup>/s。温盐水平耗散采用 Gent and Mc Williams (1990) 与Gent et al. (1995) 提出 的包含参数化涡旋诱导速度的等密度耗散方案(以 下简称 GM90),等密度耗散系数和厚度耗散系数 均为1×10<sup>3</sup>m<sup>2</sup>/s, 垂直耗散在30°S~30°N区域采 用 PP81 方案,此外区域为  $0.3 \times 10^{-4} \, \text{m}^2/\text{s}$ 。被动 示踪物耗散方案与温盐一致,并伴随温盐的对流调 整与高纬滤波。模式将 98°E~99°E 经向列的 0°~ 50°S部分填为陆地边界,并对德雷克海峡的地形进 行调整以使在绕流区东西边界形成循环。温盐在南 北边界及 98°E~99°E 的人为陆地边界附近存在内 部恢复边界条件,恢复资料为 Levitus 94 年平均温 盐分布 (Levitus and Boyer, 1994; Levitus et al., 1994)。其中北边界 55°N~65°N 内为1 年恢复, 南 边界 59°S~79°S 内为半年恢复,紧邻人为陆地边 界的经向列 (100°E) 采用 1 月恢复, 向东到 110°E 列恢复时间线性曾为1年,110°E以东无恢复。海 表动量通量、辐射通量与耦合系数使用 Max-Planck 研究所海洋模式比较计划 (MPI-OMIP) 提 供的月平均资料(Frank, 2001)。盐通量为恢复形 式,恢复时间为1个月。计算海表热、盐通量中用 到的温盐观测为世界大洋观测数据集(WOA98) 月平均资料 (Levitus et al., 1998)。

模式由静止海洋、Levitus94 年平均温盐分布 启动,采用非同步法积分 2000 年,0~150 m 平均 的年均上层流场如图 1a 所示。模拟北赤道流在 10°N~20°N 区域, 靠近西边界更为明显; 南赤道 流位于5°S~0°区域;北赤道逆流位于5°N~10°N 间。模拟北太平洋西边界流速较强,西边界延伸流 位于 40°N 邻近西边界区域, 东边界流速小, 南北 副热带大涡特征明显。模拟南极绕流位于 60°S~ 40°S间。诊断计算的赤道冷舌区上升流速在 35 m 深度约达 3×10<sup>-5</sup> m/s。由于采用了 GM90 等密度 扩散方案,模式的等密度面分布对模拟海洋氚分布 也很重要。观测资料证实赤道、副热带的氚主要分 布于  $24 \sim 26\sigma_{\theta}$  (指  $\sigma_{\theta} = 24 \sim 26$  的等密度面,  $\sigma_{\theta}$ 为位 势密度,以下均如此简记)之间,而 26σ<sub>θ</sub>正是在西 北太平洋升至海表, 是氚由高纬向低纬经侧向通风 输送的起点。如图 1b 所示模拟 26og 深度分布,在



图 1 模拟物理场: (a) 0~150 m 平均的年均水平流(单位: m/s); (b) 26 $\sigma_0$ 面深度(单位: m),等值线序列为10、30、50、70、 90、120、160、200、240、280、320、360、400、440、480、520 Fig. 1 Simulated physical fields: (a) Annual mean horizontal currents averaged over 0 - 150 m; (b) depth (m) of  $26\sigma_0 (\sigma_0 = 26$ isopycnal,  $\sigma_0$  is potential density). Contours are drawn at 10, 30, 50, 70, 90, 120, 160, 200, 240, 280, 320, 360, 400, 440, 480, 520

西北太平洋存在位密度大于 26 的表层水,沿东边 界向南 26 $\sigma_{\theta}$ 不断加深,在 10°N 以南东边界附近的 26 $\sigma_{\theta}$ 发生了两次抬升,这与南北赤道流离岸趋势引 起的冷水抬升有关。沿 10°N 向西至西边界后再沿 西边界向北,26 $\sigma_{\theta}$ 不断加深,在 30°N 附近最深达 500 m。从 30°N~40°N, 26 $\sigma_{\theta}$ 由 500 m 急剧抬升至 40 m,形成强南北位密度跃变,这与西边界延伸流 及冬季存在的较强对流混合有关,更详尽的物理场 分析可参看徐永福等 (2006)。

模拟对象为由核试验带入大气后被海洋吸收的 氚。海气通量公式由 Weiss and Roether (1980)提出:

$$D_{\rm atm} = PC_{\rm P} + E \frac{h}{1-h} C_{\rm V} - E \frac{1}{\alpha(1-h)} C_{\rm S},$$
 (1)

其中, 蒸发率 (E)、降水 (P) 与相对湿度 (h) 取 da Silva et al. (1994) 气候态月平均资料并线性插 值至天;降水氚浓度  $(C_P)$  由国际原子能机构 (IAEA)、世界气象组织 (MWO) 建立的全球降水 同位素观测网 (GNIP)、同位素水文信息系统 (ISOHIS) 的数据资料构造 (IAEA/WMO, 2006; IAEA, 2006), 插值采用 Celle-Jeanton et al. (2002)提出的插值方法,构造纬向调整方法同 Ba and Xu (2010); 水汽氚浓度 (C<sub>v</sub>) 取为 0.71C<sub>P</sub>, 常 数  $\alpha \approx 1.12$ ,  $C_s$ 为海表氘浓度, 取模拟的表层值。 算出的 D<sub>am</sub> 即为海气氚通量,量纲为 TU·m·s<sup>-1</sup> (TU 为氚浓度单位,1 TU=10<sup>-18</sup>[<sup>3</sup> H/<sup>1</sup>H])。进 入海洋的氚在输送过程中会发生衰减,自然半衰期 取为 12.32 年 (Lucas and Unterweger, 2000)。模 拟不考虑由陆地径流引起的侧边界注入,因此模式 中氚只存在上边界输入,强迫时间为1951年1月1 日~1997年12月31日。模式中不需要对氚做类 似温盐的侧边界处理,因为观测表明核试验排放氚 向海洋的输入在时间上集中于 20 世纪 60 年代, 空 间上集中于北半球高纬海洋,这种输入特征使得氚 在整个南半球海洋的储量及特征远弱于北半球海 洋。因模拟时期较短,这里假设由虚假侧边界(绕 流区循环边界及 98°E~99°E 的人为陆地边界) 引 入的洋盆间氚交换计算偏差不会对模拟南太平洋区 域的氚分布带来显著影响。北太平洋高纬区域因存 在较强的局地氚输入,这里忽略白令海峡的影响, 认为北边界区域的氚主要由海气通量决定。

氚具备了确定的边界通量公式、相应的边界强 迫资料,以及一定的海洋氚分布观测资料,是一种 典型的可用于评估海洋环流模式的被动示踪物。由 氚观测反映的流场输送特征为检验模式物理场提供 了依据,如在模拟氚输送过程中 24~26♂。上的侧向 通风输送十分明显,而这一特征也在对海洋氚的观 测中有体现,说明模式的描述是合理的。一般地, 因存在边界输入差异,不同被动示踪物在相同的流 场输送下形成的分布是不同的。一些由被动示踪物 分布特征诊断得出的流场输送特征在温盐分布上并 不明显,因此对氚等被动示踪物的模拟也是检验模 式的重要手段。本文侧重于从模拟氚这一问题上考 察不同平流算法的差异,也是为改进、提高模式模 拟海洋被动示踪物能力做准备,以便更好地利用被 动示踪物检验模式。 对氚输送使用的 5 种平流算法中,CD 的时间 差分采用预估校正法;FCT 参照 Zalesak (1979)构 造,高阶通量为四阶中央差,低阶通量为迎风差; PPM 采用 Collela and Woodward (1984)的一维形 式,不诊断不连续点,并采用 Clappier (1998)改进 的多维分解算法;MPDATA 为 Smolarkiewicz (1984) 的 3 阶形式,采用 4 次迭代;SOM 使用 Prather (1986) 原始算法中的简单正定限定子。

为突出算法间的差异性,这里设定两组模拟情形。完整物理过程情形(CASE1),即完整模拟大 气氚被海洋吸收的过程,除平流输送外还包含了物 理耗散及对流调整,预报方程如下:

 $\frac{\partial C}{\partial t} + \nabla \cdot (\boldsymbol{u}C) = \nabla \cdot (K\nabla C) + \operatorname{convec}(C) +$ 

input(*C*) + decay(*C*), (2) 其中,*C*代表海洋氚浓度,*u*为预报欧拉速度与诊断涡旋诱导速度之和,*K*为等密度扩散张量,convec(*C*) 为氚的局地对流调整,input(*C*) 为氚的海气 通量,decay(*C*) 为氚的自然衰减项。设定 CASE1 中海洋氚初始场为均匀分布  $10^{-6}$  TU (认为核试验 前海洋氚的含量很低),在海气通量  $D_{am}$ 强迫下积分

47年(1951年1月1日~1997年12月31日), 耗时 关系为CD(11.35h)<PPM(12.00h)<FCT(15.22 h)<MPDATA(18.97h)<SOM(19.93h)。

为消除其他耗散项对考察平流算法差异带来的 干扰,我们设定了一个仅含平流、对流过程的情形 (CASE2)。在 CASE2 中,我们关闭了对氚的物理 耗散,即 K=0 (同时关闭涡旋诱导速度输送),关 闭海气通量项 (input(C)=0)、自然衰减项 (decay (C)=0)及对氚的高纬滤波,各试验统一从 CASE1中 CD 试验的中间输出(取 1972年12月 31日最后一步的分布,并将出现的负值归零)开 始,继续积分2年至1974年12月31日。模拟显 示这一时期海洋对氚的吸收已经放缓,海洋氚在副 热带区域已形成明显的次表层特征。在积分 CASE2的2年内,海气通量及衰减引起的氚总量 变化很小,因此忽略这两项对考察整体分布及次表 层特征的影响不大。

### 3 结果分析

### 3.1 CASE1 的分布特征

不同平流算法在 CASE1 中的模拟结果均符合

观测事实,即在北太平洋高纬海区吸收的氚沿24~ 26σθ向低纬延伸, 在副热带、赤道次表层深度含氚 最高 (Fine et al., 1981, 1987), 但与 FCT、PPM、 MPDATA及 SOM (以下均简称为 FCT 等算法) 不同, CD产生了较多的非物理负值, 这在某些区 域会对其他过程产生影响。如表1所示,CD在模 拟期间产生了大量负值,而 FCT 等算法即使在负 值最多的年份也远小于 CD 且负值数量随时间快速 减小,其中 PPM 与 MPDATA 的负值数量最少。 从强度上看,如图2各算法结果在全区域的最小值 随时间变化,CD负值强度在整个模拟时段都远大 于 FCT 等算法, 在 1964 年可达-4.0 TU, 即使到 1980年后仍可达-1.0 TU。FCT 等算法虽在 1964 年也出现了较强负值,但在1970年后负值强度都 降至一0.01 TU 左右,且此后在全区域无负值的年 份,可见 FCT 等算法对抑制负值十分有效。

#### 表1 各试验在1年内出现的负值总数

Table 1Total number of negative values yielding during onemodel year for each run

	CD	FCT	PPM	MPDATA	SOM
1954 年	18866	36	5	4	2
1964 年	23044	36	2	2	15
1974 年	20498	14	0	1	5
1984 年	18070	3	0	0	0
1994 年	14353	0	0	0	0

CD结果的负值在某些区域会引起较强的误 差, 使垂直廓线特征严重失真。如图 3a 赤道东太 平洋 (0°, 95°W) 处 1954~1966 的 300 m 内廓线, 从1954年起,这里在40~80m深度就存在负浓度 氚,随着表层主信号的增强负值强度相应增强,可 达主信号的 40%~45%, 直至 1966 年受东边界流 输送及侧向通风过程补充负值才逐渐消退。图 3b 在边界附近 (52°S, 103°E) 处也有较强负值目分布 的深度范围较大(200~800 m),负值干扰同样随 主信号有相应的增强,最强可达主信号的50%。因 此处没有较强的海表输入及水平补充,负值会不断 向更深区域扩散,直至1966年仍无消退趋势。以 上两处负值虽对局地垂直分布的干扰较严重,但因 其可由其他过程消除(图 3a 位置),或出现区域远 离氚在北太平洋的主特征区(图 3b 位置),因而对 模拟氚的主分布特征并无较大影响, 但赤道附近次



图 2 模拟全区域内最小氚浓度的时间演变(单位:TU):(a) PPM;(b) MPDATA;(c) SOM;(d) CD;(e) FCT

Fig. 2 Time evolution of simulated minimum tritium concentration (TU) in the whole model domain: (a) PPM; (b) MP-DATA; (c) SOM; (d) CD; (e) FCT

表层主信号以下深度的负值会对重要的侧向通风过 程构成一定影响。如图 3c 所示,从 1968 年开始 (0°, 125°W) 处次表层氚已大于表层值, 到 1974 年 60 m 处浓度已增至 4 TU, 与此对应 240 m 深的负 值也加强为一1 TU, 直到 1976 年负值才随次表层 特征一致减弱。图 3d (3°N, 180°)的变化特征与图 3c (0°, 125°W) 相似, 但次表层主信号特征更为明 显,垂直位置有所加深。这里,图 3c、d 的负值强 度约占主信号的5%~25%,虽比图3a、b要弱,但 因负值深度临近  $26\sigma_{\theta}$ , 会直接影响  $24 \sim 26\sigma_{\theta}$ 内由 GM90 方案描述的侧向通风过程, 使模拟氚在赤 道、副热带的重要次表层特征存在偏差, 而采用 FCT 等算法在次表层特征以下无负值出现。下面 对 CD 与 FCT 等算法的偏差进行比较, 以考察 CD 结果中负值对侧向通风的影响,以下所有对 CASE1的结果分析均取为1974年均值。

图 4a 为各算法在 120°W 上 24~26 σθ 内的平均 氚浓度,即次表层主信号值。在0°~4°N这段曲线 间隔最为明显,其中 CD 最高达 4.0 TU, FCT、 MPDATA与SOM在3.5~3.7TU间,PPM小于 3.5 TU。在 4°N~8°N 段, CD 与 FCT 等算法间相 差依然较大,但FCT等算法间的差异已变小。相 比 FCT 等算法, CD 在 120°W 上次表层内储存了 偏多的氚, 这与 CD 在次表层下的负值有关。图 4b 表示 250 m 深度 CD 结果的水平分布。在 (0°, 120°W) 处有达一0.6 TU 的负值中心, 位置对应 26σθ在赤道北侧的抬升区。在 0°~4°N 区域内因负 值而产生了较强的纬向梯度,致使计算的等密度耗 散较强,模拟120°W的次表层主信号偏强。CD相 对 FCT 等算法的次表层差异如图 5 所示, 圆圈线 标示了 24o<sub>8</sub>与 26o<sub>8</sub>面的位置,内部即为次表层特征 出现深度。与图 4a 一致, CD 相对 FCT 等算法在 次表层内的正偏差十分明显,其中与 PPM 结果的 差异最强,在180°~120°W内偏高1TU。在最强 正偏差位置以下,如虚线所示, CD 相对 FCT 等出 现了2个负偏差区,中心位置为120°W与180°,深 度分别对应 250 m 与 300 m, 与图 3c、d 所示的最 强负值深度一致。因 26ge下的负值在 1968~1976 年间无明显消除,CD 在低纬次表层深度的正偏差 问题也会一直持续。

从 125°W 断面分布看, CD 结果的负值问题也 十分明显。赤道东太平洋具有明显的垂直运动, 与

 4期
 巴琦等:用氚的模拟比较被动示踪物平流输送方案

 No. 4 BA Qi et al. Comparisons of Advection Transport Schemes for Passive Tracers Using the Simulation of ... 613



图 3 CD 试验中出现负浓度的垂直廓线 (单位:TU): (a) 1954~1966 年 (0°, 95°W); (b) 1954~1966 年 (52°S, 103°E); (c) 1964~ 1976 年 (0°, 125°W); (d) 1964~1976 年 (3°N, 180°)

Fig. 3 Profiles containing negative tritium concentration in CD run (units: TU): (a) (0°, 95°W) during 1954-1966; (b) (52°S, 103°E) during 1954-1966; (c) (0°, 125°W) during 1964-1976; (d) (3°N, 180°) during 1964-1976



图 4 模拟低纬区域的氚浓度分布(单位:TU):(a)各试验在 120°W上 24~26<sub>00</sub>深度内平均的氚浓度;(b)CD 试验中 250 m 深的氚浓度,等值线序列为一0.6、一0.4、一0.2、0、0.2、0.4、0.6、0.8、1、2、3、4、5、6、7

Fig. 4 Simulated tritium concentration in the tropical area (units: TU): (a) Averaged within depth of  $24-26\sigma_{\theta}$  at  $120^{\circ}$ W for each run; (b) horizontal distribution of tritium concentration at 250-m depth in CD run, contours are drawn at -0.6, -0.4, -0.2, 0, 0.2, 0.4, 0.6, 0.8, 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7

24~26σ<sub>θ</sub>面内的侧向通风共同影响了氚的跨赤道分 布。如图 6 观测(GEOSECS 资料)所示,因在赤 道东边界存在等位密度面的抬升,与此对应,氚的 分布也在 10°N 与 5°S 凸起, 6 TU 所示的高氚水被 阻隔于 10°N 以北。与观测相比,各算法模拟的 10°N 以北高氚水都偏强(达 8~14 TU),等值线在 10°N 处的抬升凸起不明显。不同算法间相比,图 6b 粗实线(0 TU 线)以下的负值使 CD 结果在 200 m 以下的特征(0.1~0.3 TU 线)严重偏离, 而 FCT、PPM、MPDATA 与 SOM 的结果在此深 度范围无负值,但 0.1~0.3 TU 线深度反映的垂 直分布差异明显。因小于 0.3 TU 区域已位于侧向 通风影响深度(24~26σ<sub>θ</sub>)以下,主要受垂直输送 及垂直耗散影响,而此处存在明显的垂直运动,模



图 5 CD 与 FCT、PPM、MPDATA、SOM 试验在 2°N 上的模拟氚浓度分布差异(单位: TU): (a) CD-FCT; (b) CD-PPM; (c) CD-MPDATA; (d) CD-SOM。上、下圆圈线: 24σ<sub>θ</sub>、26σ<sub>θ</sub>深度; 等值线间距: 0.2

Fig. 5 Differences of simulated tritium concentration at 2°N between CD run and FCT, PPM, MPDATA, SOM runs (units: TU): (a) CD -FCT; (b) CD-PPM; (c) CD-MPDATA; (d) CD-SOM. Upper and lower circle-marked lines represent depths of  $24\sigma_{\theta}$  and  $26\sigma_{\theta}$ , respectively, and contour interval is 0.2

拟差异主要体现了算法间的垂向数值耗散强弱。从 赤道附近虚线的垂向分布间距看,FCT 与 SOM 的 数值耗散要弱于 MPDATA 与 PPM,这与它们的 阶数较高有关。

#### 3.2 CASE2 的分布特征

在物理耗散为零的情形下,各试验模拟氚的数 值范围为:CD(-10<sup>7</sup>~10<sup>6</sup>TU)、FCT(10<sup>-21</sup>~10<sup>2</sup> TU)、PPM(10<sup>-10</sup>~10<sup>2</sup>TU)、MPDATA(10<sup>-9</sup>~ 10<sup>3</sup>TU)、SOM(10<sup>-9</sup>~10<sup>2</sup>TU)。其中CD已出现 了计算不稳定,而FCT、PPM、MPDATA与SOM 的结果均在合理的数值区间内。可见,在海洋被动 示踪物模拟中CD计算的稳定性与模式设定的物理 耗散有关。因CD解已失去物理意义,下面主要比 较FCT、PPM、MPDATA与SOM间的差异。所 选比较区域为西边界延伸流区及南极扰流区,特点 在于流速较强,受平流输送作用明显,CASE2考察 的所有结果均为在1974年12月31日的输出。

西边界延伸流是西边界流向北发展的末端,流 经该区域的海水携带西边界的水体特性返回大洋内 部,模拟西边界延伸流位于(35°N~40°N,180°) 以西,区域内有明显的东向流动,平均流速约达 0.06 m/s。此区域因冬季存在较强的对流混合, 24~26σθ面可伸至海表吸收氚,不存在因侧向通风 产生的次表层最值特征。如图7所示,各算法模拟 西边界延伸流区域的水柱氚总量在 40°N 附近存在 强南北梯度。偏北区域的氚是由西北太平洋海表输 入的,在高纬逆时针环流下沿西边界输至 40°N 北 侧,遇到流速较强的西边界延伸流后迅速转为向东 输送,因水平流很强,大量的氚仍被阻隔于 40°N 以北,经向交换很弱。40°N 南侧的氚由西边界流 输送而至,因西边界流处于北太平洋副热带大涡的 末端,相对东边界的氚衰减更显著,因此南侧的水 柱总量较低。在 38°N~40°N 间存在最低的水柱氚 总量,这里即为受西边界延伸流影响较强的中心区 域,存在强水平输送。对比看来,FCT 与 SOM 在 40°N 北侧可达 5500 TU·m 的柱总量, MPDATA 与 PPM 仅为 5000 TU·m;在中心区域的低柱总量 区, SOM 仅为 1000 TU·m, FCT、PPM 及 MP-DATA 可达 1500 TU·m, 可见在 40°N 两侧 SOM 结果呈现的经向梯度最强。图 8 中断面分布所示的



图 6 在 125°W 上的氚浓度分布 (单位: TU): (a) GEOSECS 观测; (b) CD; (c) FCT; (d) PPM; (e) MPDATA; (f) SOM。等值线序列 为 0. 1, 0. 2, 0. 3, 0. 4, 0. 6, 0. 8, 1, 2, 3, 4, 6, 8, 10, 12, 14

Fig. 6 Tritium concentration along 125°W (units: TU): (a) GEOSECS observation; (b) CD; (c) FCT; (d) PPM; (e) MPDATA; (f) SOM. Contours are drawn at 0.1, 0.2, 0.3, 0.4, 0.6, 0.8, 1, 2, 3, 4, 6, 8, 10, 12, 14

强纬向流两侧差异更为明显,所有算法在 44°N~46°N 处均有较浅的强北侧中心,在 34°N 处都出现 了较深的弱南侧中心,在 38°N~42°N 间都存在明 显的低氚分界区。比较而言,FCT 及 SOM 的北侧 中心最强,南侧特征 (7TU 线)最明显。强纬向流 影响区内 (38°N~42°N),FCT、MPDATA 与 SOM 模拟的低氚特征相当,2 TU 线都可升至 150 m,而 PPM 的 2 TU 线已降至 300 m,在更深的 200~ 350 m,SOM 的等值线呈竖直状分布,强南北梯度 极为明显,由此看出 SOM 在此大流速区引起的数 值耗散最弱,模拟特征最明显。

除西边界延伸流区域外,南极绕流区也具备水 平流速大的特征,平均流速约达0.07 m/s。由于氚 的海气输入集中于北半球高纬海洋,绕流区受海气 输入影响很小,且北半球氚的南扩要受到赤道流系 阻隔,因此绕流区较低的氚主要为在南太平洋海表 吸收后经水平输送所致。如图 9 所示,200 m 深的 氚具有南低北高、纬向分布较均匀的特征,各算法 模拟的特征基本一致。但 FCT 及 MPDATA 出现 了混乱分布,在靠近西边界的 55°S 处最明显,而 PPM 及 SOM 在整个绕流区的分布却很光滑。 FCT 与 MPDATA 产生混乱分布与在大流速输送 下复杂地形的扰动有关,地形扰动在某一深度发展 最快、最明显。如图 10 所示,新西兰岛南侧的凸 起地形对氚输送产生了较强干扰。在绕极流经过岛 屿南侧时,凸起地形有阻挡效果,模拟氚在迎流侧

35 卷

Vol. 35



图 7 模拟西边界区域的水柱氚总量(单位: TU·m): (a) FCT; (b) PPM; (c) MPDATA; (d) SOM。等值线间距为 500 Fig. 7 Simulated water-column inventory of tritium near the west boundary (units: TU·m): (a) FCT; (b) PPM; (c) MPDATA; (d) SOM. Contour interval is 500



图 8 模拟 160°E~170°E 平均的氚浓度 (单位: TU): (a) FCT; (b) PPM; (c) MPDATA; (d) SOM。等值线间距为 1 Fig. 8 Simulated tritium concentration averaged over 160°E-170°E (units: TU): (a) FCT; (b) PPM; (c) MPDATA; (d) SOM. Contour interval is 1

(凸起地形西侧)有堆积,但 FCT 与 MPDATA 在 堆积处产生了波动,波动向上游方向有延伸但振幅

逐渐减弱,而在地形背流侧所有算法的结果都无波动。在模拟中出现混乱的波动大多对计算稳定不



图 9 模拟南极绕流区 200 m 深度的氚浓度 (单位: TU): (a) FCT; (b) PPM; (c) MPDATA; (d) SOM。等值线序列为 0.005、0.01、 0.03、0.05、0.1、0.3、0.5、1、1.5

Fig. 9 Simulated tritium concentration at 200-m depth in the Antarctic Circumpolar Current region (units: TU): (a) FCT; (b) PPM; (c) MPDATA; (d) SOM. Contours are drawn at 0.005, 0.01, 0.03, 0.05, 0.1, 0.3, 0.5, 1, 1.5



图 10 模拟 48°S 断面的氚浓度 (单位: TU): (a) FCT; (b) PPM; (c) MPDATA; (d) SOM。等值线间距为 0.2 Fig. 10 Simulated tritium concentration along 48°S (units: TU): (a) FCT; (b) PPM; (c) MPDATA; (d) SOM. Contour interval is 0.2

利,如果物理耗散及平滑等不能及时将其消除,混 乱区域就会扩大。在绕流区采用 PPM 及 SOM 的 结果较光滑,因此它们的稳定性更好。

### 4 结论

CASE1 中各算法模拟氚的大尺度分布特征基

本一致,但 CD 结果中负值对低纬区域的侧向通风 过程产生了干扰,在 125°W 断面上深层负值使得 200 m 下的分布失真。相比之下,FCT 等算法都能 有效抑制负值的出现,在低纬次表层深度也不存在 负值对侧向通风的干扰。但从 125°W 上的垂直差 异上看,阶数相对较高的 FCT 及 SOM 引入的数值 耗散较弱。

CASE2 中 CD 结果失真,FCT 等模拟解都在 合理的数值范围内。在北太平洋西边界延伸流区域 SOM 在强纬向流两侧产生的水平梯度最强,体现 其引入的水平数值耗散最弱。在绕流区,FCT 与 MPDATA 的计算解易受地形影响而出现波动, PPM 与 SOM 的结果则很光滑,表明它们的稳定性 更好。

综合两个情形, CD 稳定性差、产生虚假负值 多,且负值在低纬区域对侧向通风有一定影响,因 此不适合模拟类似氚的海洋被动示踪物吸收、输送 过程,而采用 FCT 等算法后都可有效消除负值的 影响。从稳定性看, PPM 与 SOM 在绕流区的表现 都强于 FCT 及 MPDATA。PPM 效率最快但在大 流速区产生的数值耗散相对较强,相反 SOM 的数 值耗散最弱但效率差。因此, PPM 与 SOM 各自的 优势最为突出,在模拟海洋被动示踪物的长时间输 送演变过程时(如碳循环), PPM 的效率优势将更明 显,而对短时间内具有强分布特征输送过程的描述 (如氚的吸收)则更适宜采用数值耗散最弱的 SOM。

#### 参考文献 (References)

- Ba Q, Xu Y F. 2010. Input function and simulated distributions of tritium in the North Pacific [J]. Science China Earth Sciences, 53: 441-453.
- Bryan K. 1969. A numerical model for the study of the circulation of the world ocean [J]. J. Comput. Phys., 4: 347 – 376.
- Celle-Jeanton H, Gourcy L, Aggarwal P. 2002. Reconstruction of tritium time series in precipitation [C]// Study of Environmental Change Using Isotope Techniques International Conference, 23 – 27 April 2001, Vienna, 430 – 432.
- 陈嘉滨,季仲贞. 2004. 半隐式半拉格朗日平方守恒计算格式的构造 [J]. 大气科学, 28 (4): 527 535. Chen Jiabin, Ji Zhongzhen. 2004. A study of complete square-conserving semi-implicit semi-Lagrangian scheme [J]. Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese), 28 (4): 527 - 535.
- 陈嘉滨,纪立人,陈长胜,等.2006.JFNK方法概述及其在大气全 隐式非静力模式中的应用方案 [J].大气科学,30(5):821-

833. Chen Jiabin, Ji Liren, Chen Changsheng, et al. 2006. A review of JFNK methods and its applications in atmospheric nonhydrostatical model [J]. Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese), 30 (5): 821-833.

- 陈子通, 万齐林, 沈学顺, 等. 2010. GRAPES 区域模式水汽平流 方案的比较与改进 [J]. 热带气象学报, 26 (1): 1-6. Chen Zitong, Wan Qilin, Shen Xueshun, et al. 2010. Comparisons and improvement of water vapor advection schemes of GRAPES regional model [J]. Journal of Tropical Meteorology (in Chinese), 26 (1): 1-6.
- Clappier A. 1998. A correction method for use in multidimensional time-splitting advection algorithms: Application to two- and three-dimensional transport [J]. Mon. Wea. Rev., 126: 223 242.
- Collela P, Woodward P R. 1984. The piecewise parabolic method (PPM) for gas-dynamical simulations [J]. J. Comput. Phys., 54: 174-201.
- Cox M D. 1984. A primitive equation three-dimensional model of the ocean [R]. GFDL Ocean Group Tech. Rep. No. 1, Geophys. Fluid Dyn. Lab. /NOAA, Princeton Univ., Princeton, N. J., 250pp.
- da Silva A M, Young Molling C C, Levitus S. 1994. Atlas of Surface Marine Data 1994, Vol. 1: Algorithms and Procedures [R]. NOAA Atlas NESDIS 6. U. S. Gov. Printing Office, Wash., D. C., 83 pp.
- Farrow D E, Stevens D P. 1995. A new tracer advection scheme for Bryan and Cox type ocean general circulation models [J]. J. Phys. Oceanogr., 25: 1731-1741.
- 冯涛,李建平. 2007. 高精度迎风偏斜格式的比较与分析 [J]. 大气科学, 31 (2): 245-253. Feng Tao, Li Jianping. 2007. A comparison and analysis of high order upwind-biased schemes [J]. Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese), 31 (2): 245-253.
- Fine R A, Reid J L, Östlund H G. 1981. Circulation of tritium in the Pacific Ocean [J]. J. Phys. Oceanogr., 11: 3-14.
- Fine R A, Peterson W H, Östlund H G. 1987. The penetration of tritium into the tropical Pacific [J]. J. Phys. Oceanogr., 17: 553-564.
- Frank R. 2001. An atlas of surface fluxes based on the ECMWF reanalysis—A climatological dataset to force global ocean general circulation models [R]. Report No. 323, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg, 1-31.
- 葛孝贞,郑爱军. 1997. 包含正定水汽输送算法改进的 MM 4 中尺 度模式与暴雨实例数值试验 [J]. 气象学报,55 (5):573-586.
  Ge Xiaozhen, Zheng Aijun. 1997. A mesoscale model including positive water transport algorithms and numerical experiment [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese),55 (5):573-587.
- Gent P R, Mc Williams J C. 1990. Isopycnal mixing in ocean circulation models [J]. J. Phys. Oceanogr., 20: 150-155.
- Gent P R, Willebrand J, Mc Dougall T J, et al. 1995. Parameterizing eddy-induced tracer transports in ocean circulation models

[J]. J. Phys. Oceanogr., 25: 463-474.

- Gerdes R, Köberle C, Willebrand J. 1991. The influence of numerical advection schemes on the results of ocean general circulation models [J]. Climate Dyn., 5: 211-226.
- Hofmann M, Morales Maqueda M A. 2006. Performance of a second-order moments advection scheme in an Ocean General Circulation Model [J]. J. Geophys. Res., 111, C05006, doi: 10. 1029/2005JC003279.
- IAEA/WMO. 2006. Global Network of Isotopes in Precipitation. The GNIP Database [DB/OL]. http://isohis.iaea.org/water [2011-01-01].
- IAEA. 2006. Isotope Hydrology Information System. The ISOHIS Database [DB/OL]. http:// isohis. iaea. org/ water [2011-01-01]
- 季仲贞, 王斌. 1991. 再论发展方程差分格式的构造和应用 [J]. 大 气科学, 15 (2): 72-78. Ji Zhongzhen, Wang Bin. 1991. Further discussion on the construction and application of difference scheme of evolution equations [J]. Chinese J. Atmos. Sci. (Scientia Atmospherica Sinica) (in Chinese), 15 (2): 72-78.
- 季仲贞, 王斌, 曾庆存. 1999. 大气海洋环境数值模拟中的若干计 算问题 [J]. 气候与环境研究, 4 (2): 135-151. Ji Zhongzhen, Wang Bin, Zeng Qingcun. 1999. Several computational problems in atmospheric, oceanic and environmental numerical simulations [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 4 (2): 135-151.
- Leonard B P. 1979. A stable and accurate convective modelling procedure based on quadratic upstream interpolation [J]. Comput. Methods Appl. Mech. Eng., 19: 59-98.
- Levitus S, Boyer T P. 1994. World Ocean Atlas 1994, Vol. 4: Temperature [R]. NOAA Atlas NESDIS 4, U. S. Gov. Printing Office, Wash., D. C., 117pp.
- Levitus S, Boyer T P, Conkright M E, et al. 1998. World Ocean Database 1998, Vol. 1: Introduction [R]. NOAA Atlas NESDIS 18, U. S. Gov. Printing Office, Wash., D. C., 346pp.
- Levitus S, Burgett R, Boyer T P. 1994. World Ocean Atlas 1994, Vol. 3: Salinity [R]. NOAA Atlas NESDIS 3, U. S. Gov. Printing Office, Wash., D. C., 99pp.
- Lévy M, Estublier A, Madec G. 2001. Choice of an advection scheme for biogeochemical models [J]. Geophys. Res. Lett., 28 (19): 3725-3728.
- Li J P. 2005. General explicit difference formulas for numerical differentiation [J]. J. Comput. App. Math., 183 (1): 29-52.
- 林万涛,谢正辉. 2004. 非线性发展方程的非守恒格式的计算稳定 性问题 [J]. 大气科学, 28 (4): 510 - 516. Lin Wantao, Xie Zhenghui. 2004. The computational stability of nonconservative schemes of nonlinear evolution equations [J]. Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese), 28 (4): 510 - 516.
- 刘洪涛, 王斌, 薛峰, 等. 2002. 大气环流模式降水的模拟对水汽方 程差分方案的敏感性试验 [J]. 气候与环境研究, 7 (1): 121-133. Liu Hongtao, Wang Bin, Xue Feng, et al. 2002. The sensitivity of precipitation simulation to difference schemes of water

vapor equation in atmosphere general circulation model [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 7 (1): 121 – 133.

- Liu G, Xue H. 2009. The sensitivity of a 3D biogeochemical-like tracer model to advection schemes [J]. Ocean Modelling, 29 (4): 234-247.
- Lucas L L, Unterweger M P. 2000. Comprehensive review and critical evaluation of the half-life of tritium [J]. J. Res. Natl. Inst. Stand. Technol., 105: 541-549.
- Morales Maqueda M A, Holloway G. 2006. Second-order moment advection scheme applied to Arctic Ocean simulation [J]. Ocean Modelling, 14: 197-221.
- Pacanowski R C, Philander G. 1981. Parameterization of vertical mixing in numerical models of the tropical ocean [J]. J. Phys. Oceanogr., 11: 1442-1451.
- Prather M J. 1986. Numerical advection by conservation of secondorder moments [J]. J. Geophys. Res., 91: 6671 – 6681, doi: 10.1029/JD091iD06p06671.
- Smolarkiewicz P K. 1984. A fully multidimensional positive definite advection transport algorithm with small implicit diffusion [J]. J. Comput. Phys., 54: 325-362.
- van Leer B. 1979. Towards the ultimate conservative difference scheme. Part V: A second-order sequel to Godunov's method [J]. J. Comput. Phys., 32: 101-136.
- Weiss W, Roether W. 1980. The rates of tritium input to the world oceans [J]. Earth Planet. Sci. Lett., 49: 435-446.
- 肖潺,俞永强. 2006. 保形平流方案在海洋环流模式中的应用 [J]. 自然科学进展,16 (11): 1442 - 1448. Xiao Chan, Yu Yongqiang. 2006. Shape-preserving advection scheme and its application in an OGCM [J]. Progress in Natural Sciences (in Chinese), 16 (11): 1442 - 1448.
- 肖潺,俞永强,吴方华,等. 2008. 海洋环流模式对平流方案与分辨 率的敏感性 [J]. 气象学报,66(3):329-341. Xiao Chan,Yu Yongqiang, Wu Fanghua, et al. 2008. An oceanic general circulation model's sensitivity to advection schemes and spatial resolution [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese),66(3):329-341.
- 徐永福,李阳春,赵亮,等. 2006. 一个太平洋海盆尺度环流模式及 其模拟结果 [J]. 大气科学, 30 (5): 927-938. Xu Yongfu, Li Yangchun, Zhao Liang, et al. 2006. A basinwide ocean general circulation model of the Pacific Ocean and its simulation results [J]. Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese), 30 (5): 927-938.
- Yu R C. 1994. A two-step shape-preserving advection scheme [J]. Adv. Atmos. Sci., 11 (4): 479-490.
- Zalesak S T. 1979. Fully multidimensional flux-corrected transport algorithms for fluids [J]. J. Comput. Phys., 31: 335-362.
- 曾庆存,季仲贞. 1981. 发展方程的计算稳定性问题 [J]. 计算数
  学,1:79-86. Zeng Qingcun, Ji Zhongzhen. 1981. On the computational stability of evolution equation [J]. Mathematica Numerica Sinica (in Chinese), 1:79-86.