DOI:10.13878/j.cnki.jnuist.2016.05.010

赵世梅[1,2]　刘宇迪[1]

海洋模式中虚假越中性层混合研究综述

摘要

在现代全球海洋数值模式的开发研究中,需要在空间尺度为海盆尺度上,时间尺度在几十年、几百年甚至涡流翻转数百次的时间内保持水团属性不变,而湍流混合又是维持层结和海洋环流循环所需要的.在海洋数值模型的开发中,需要将方程组在全球网格上进行离散处理,这势必会产生截断误差,从而产生虚假越中性层混合.因此将目前国内外学者和研究人员对虚假混合的来源、诊断方法、控制方法整理做出简要综述,以供读者参考学习.

关键词

海洋模式;虚假越中性层混合;平流方案;闭合

中图分类号 P731

文献标志码 A

收稿日期 2016-01-17

资助项目 国家自然科学基金(41175089)

作者简介

赵世梅,女,工程师.meikunjin@163.com

刘宇迪(通信作者),博士,副教授,博士生导师,主要研究方向为大气动力学和数值模拟.ydliu0509@163.com

1 中国人民解放军理工大学 气象海洋学院,南京,211101

2 中国人民解放军61175部队,南京,210049

0 引言

随着海洋开发的战略需求,海洋科学越来越受到重视,特别是海气相互作用和全球海气耦合模式的开发和完善均是当前研究的热点问题.在全球海洋气候模式的开发研究中,至少需要在空间尺度为海盆尺度上,时间尺度在几十年、几百年甚至涡流翻转数百次的时间内保持水团属性不变.海洋的大尺度环流主要是由通过上、下边界的动量通量和浮力通量来驱动的,但 Munk 等[1]提出要维持海洋循环和层结就需要有湍流混合.海洋中有些地区会发生剧烈混合,尤其是在上下边界层、粗糙的地形上面[2]和高切变的地区,如赤道潜流[3].相比之下,在大多数海洋里,观察到的湍流混合都很弱[4].

沿中性面的混合和越中性面的混合会改变水的特性,其中越中性面混合是改变水体密度的最重要机制.由于海水状态方程的非线性,热和盐的水平通量会造成穿越中性面的垂直输送,尤其是在南大洋[5].造成这种垂直输送的物理过程是因为热盐效应和混合增密[6].由于 α/β(α 是热力扩张系数,β 是盐浓缩系数)是位温和盐度的函数,因此会产生混合增密过程,而 α/β 随气压的变化会产生热盐效应,即可以看作热力膨胀系数随气压的变化或者压缩率随位温的变化.现代全球海洋数值模式尝试通过对各种次网格尺度参数化来描述湍流混合的动力学和地理变化. Large 等[2]、Simmons 等[7]、Jackson 等[8]、Griffies 等[9]认为数值模型,特别是非等密度坐标系模型,还表现出虚假的混合.虚假越中性层混合除了降解水团的完整性,还引入了虚假的位能来源.

在海洋模式开发研究中,由于真实环流和层结的维持需要有湍流混合,又因海洋气候的时间尺度和空间尺度的需要,不能存在过多的湍流混合,然而这些海洋模式是否满足这一属性? 这就是所谓的是否存在“虚假越中性层”问题,它是检验一个模式性能的必要环节.

1 海洋模式虚假混合来源

Large 等[2]、Simmons 等[7]、Jackson 等[8]、Griffies 等[9]认为模式的虚假混合源自对守恒量离散平流方案中产生的截断误差.他们在理想场下计算了虚假混合,并且认为虚假混合对大尺度海洋气候模拟的影响非常大.随着对海洋能量循环演变的了解越来越多,在海洋模型中考虑能量循环,能更加完整有效地评估海洋气候模拟. Griffies 等[9]

指出,虚假混合是分辨率的函数,并且在有涡的模拟中变得更大,这是因为地转湍流可以使大尺度示踪物梯度增大,从而使网格尺度的示踪物变化增大(数值平流方案趋向于使网格噪声发生"频散").Ilicak等[10]采用溃坝、溢流、内波和涡旋通道4个理想试验,通过参考位能(RPE)对海洋模式GOLD、MIT_{GCM}、MOM、ROMS进行虚假越中性层传输诊断,并对这4个模式的平流方案做了比较分析,发现等密度面模式虚假越中性层混合基本为0,垂直方向采用高度为坐标系的模式,均存在不同程度的虚假越中性层混合.在不同的物理过程中,表现出的虚假越中性层混合程度也不同.等密度平流方案中,截断误差会造成虚假的混合增密.

2 海洋模式虚假混合诊断方法

诊断海洋模式的虚假混合有多种方法.Griffies等[9]、Getzlaff等[11]和Hill等[12]使用排序的方法,但这种方法有两个局限性:一是诊断的越中性层扩散噪音太大,受小参数的影响,需要滤波器或层平均才能使扩散更加平稳;二是有些诊断的虚假越中性层扩散是没有物理意义的.例如原本地理位置不同但具有相同位密的两个水团在排序密度分布图中看起来是相邻的,假设其中一个水团由于与第三个水团的混合而发生体积改变,看起来像是前面两个水团发生了混合.但在未排序的系统中,这样明显的混合实际上并没有发生,因为这两个水团在物理属性上没有联系.

Getzlaff等[11]和Hill等[12]也尝试使用被动追踪物方案诊断虚假混合.被动示踪物释放模拟能够提供混合的地理信息,但是诊断的虚假扩散取决于示踪物浓度的结构.虽然示踪物实验在真实海洋中对热量和盐度扩散有影响,但在数值示踪物实验中,在局部极值处具有很大的扩散性,却对温度场和盐度场没有影响.

Burchard等[13]提出了基于单个示踪物方差衰减的方法.该方法可以诊断三维扩散性,从而提供虚假混合的三维信息,但是这个方法不能区分越中性层混合和沿中性层混合.

Lee等[14]在真实海洋模型中普查水团密度,并根据普查数据推断虚假越中性层传输,但没有考虑状态方程的非线性影响.Getzlaff等[11]用线性状态方程评估了几种适合理想状况的方法.

Winters等[15]提出参考位能RPE(Reference Potential Energy)的概念,RPE能反应全球封闭系统中越中性层传输的影响.计算参考位能(其量值为E_{RP})时,先对整个区域中的所有水团进行排序,密度最大的排在最底层,密度最小的排在最上面,从而得到一个新的密度状态ρ^*.参考位能为加权密度位势体积分:

$$E_{RP}=g\iiint\rho^* z\mathrm{d}V. \tag{1}$$

使用这种方法必须在封闭的系统中诊断,因此只能采用一些理想测试个例,或在真实全球模拟中采用spin-down实验.在诊断真实全球spin-down实验中的虚假越中性层混合时,对水团的排序不必局限在某个海盆尺度,在全球范围内排序对诊断结果的影响不大.这种方法计算比较简单,且能反映全球海洋模式的整体性能,因此被较多研究人员采纳使用.Ilicak等[10]使用RPE,通过4个侧重于不同动力过程的试验,在理想化的线性状态方程模拟中,不考虑所有的物理混合过程,对4个海洋模式的虚假越中性层传输进行了诊断.Petersen等[16]也采用这种方法诊断了MPAS-Ocean模式的虚假越中性层混合,并评估了任意Lagrangian-Eulerian垂直坐标法(包括z坐标系、z^*坐标系、σ坐标系、等密度坐标系)的优劣.

3 海洋模式虚假混合控制方法

很多学者和研究人员做了大量研究,得出多种控制虚假混合的方法,例如,Griffies等[9]建议,要使虚假越中性层混合最小化,识别边界流时至少需要两个格点.之后,有人认为要使虚假越中性层混合最小化,需要改进示踪平流方案.例如,Marchesiello等[17]改进了传统的三阶方案,这个新方案对数值传输的扩散分量进行旋转,从而使越中性层方向的投射分量最小.Ilicak等[10]提出,适度的粘性耗散可以控制虚假越中性层混合.Griffies等[9]和Legg等[18]提出要限制虚假越中性层传输,需要足够的动量耗散.

Bryan等[19]和Griffies[20]发现,虚假混合是网格雷诺数(Re_Δ)的函数,要使虚假越中性层混合减小,网格雷诺数需小于2.

Re_Δ的定义为

$$Re_\Delta=\frac{U\Delta}{v_h}, \tag{2}$$

即提高水平分辨率和增加水平粘性均可以有效控制虚假混合.Ilicak等[10]发现当$Re_\Delta<10$时,虚假传输明显减少.在非等密度模式中,ROMS模式对动量传输采用高阶迎风方案,比采用无偏离散方案的

MIT_{GCM}和 MOM 模式得到的 Re_Δ 要小,所以能够降低虚假越中性层传输.基于水平切变的 Smagorinsky 粘性闭合能够局地降低 Re_Δ,从而能够减少虚假越中性层传输.通过增大动力摩擦,也可以减小虚假混合,但是需要提醒的是,过大的动力摩擦,会破坏物理过程.其中常用的动量闭合有:

1) 粘性闭合方案.粘性闭合是最简单的动量参数化方案.假设次网格湍流的主要效果是耗散的,粘性湍流闭合定义式为

$$D_{\mathrm{h}}^{u} = v_{\mathrm{h}} \nabla^2 \boldsymbol{u}. \tag{3}$$

2) 超粘性闭合方案.超粘性湍流闭合类似于粘性闭合,只是采用高阶耗散因子,定义式为

$$D_{\mathrm{h}}^{u} = v_{\mathrm{h}}^{4} \nabla^2 \boldsymbol{u}, \tag{4}$$

v_{h}^{4} 为超粘性闭合中双调和算子的系数,单位为 m^4/s.

$$v_{\mathrm{h}}^{4} = v_0 \left(\frac{\Delta x}{\Delta x_0} \right)^3, \tag{5}$$

其中 Δx 为特征运动尺度,Δx_0 为格距.

3) Leith 方案.Leith 方案[21]是通过量纲分析得到的,其定义式为

$$D_{\mathrm{h}}^{u} = \nabla \cdot (v_{\mathrm{h}} \nabla \boldsymbol{u}) = \nabla \cdot (\Gamma \mid \nabla \omega \mid (\Delta x)^3 \nabla \boldsymbol{u}), \tag{6}$$

方程中的 ω 是相对涡度,$\boldsymbol{u}$ 是水平速度,Δx 是局地网格距,Γ 是无量纲参数.

4) Smagorinsky 方案. Smagorinsky 方案[22-23]为 Leith 方案的 3D 前身,也是通过量纲分析得到的,但是假设能量在 3D 空间内可以直接进行串级,涡粘性为

$$v_* = \left(\frac{\Lambda_S \Delta x}{\pi} \right)^2 \mid S_{ij} \mid, \tag{7}$$

其中变形率 $S_{ij} = (\partial_j v_i + \partial_i v_j)/2$.对各向同性的 3D 均质湍流,Smagorinsky 常数 $C_S \equiv \Lambda_S/\pi \approx 0.2$.故其定义式为

$$D_{\mathrm{h}}^{u} = v_* \nabla^2 \boldsymbol{u} = (C_S \Delta x)^2 \mid S \mid \nabla^2 \boldsymbol{u}. \tag{8}$$

Petersen 等[16]在对 MPAS-Ocean 模式评估中得出,水平网格形状、垂直坐标系、离散方法、时间积分方法、平流方案均对虚假混合有影响.MPAS-Ocean 采用均匀的六边形网格,比普通的四边形网格表现出的虚假越中性层混合要小.另外,订正通量示踪物传输方案[24-25]、部分底部单元法[26]均能不同程度降低虚假越中性层混合.

4 总结与展望

海洋数值模式是进行全球海洋事件机理分析、数值模拟以及全球海气相互作用研究的重要工具.在全球模式开发研究中,大部分模式需要对方程进行离散处理,截断误差会引起虚假越中性层混合.控制虚假混合有多种方法,通常分为两种:一种是对平流方案做改进,要么提高平流方案的阶数,要么在平流方案中内置强耗散数值传输算子,或者将示踪平流算子旋转,使投影量最小;另一种是采用显式耗散算子,即动量闭合,以达到动量和动能守恒.一般平流方案达到三阶精度基本可以有效控制虚假混合.在实际模式中通常采用动量闭合,关于动量闭合也有很多种,比较常见的有粘性闭合、超粘性闭合、Leith 闭合、Smagorinsky 闭合等.目前,国内外对数值模式的开发研究,主要侧重于网格的研究.近期还有些研究表明,不同的网格对虚假混合的控制效果也不同,采用均匀的六边形网格比四边形网格产生的虚假混合要小[16].国内对海洋数值模式的开发研究较少,但是随着我国对海洋开发越来越重视,开发研究本国的海洋数值模式必不可少.本文主要对关于海洋数值模式的虚假越中性层混合的来源、诊断方法以及控制方法做出介绍,以供感兴趣的读者参考学习.

参考文献

References

[1] Munk W, Wunsch C. Abyssal recipes II: Energetics of tidal and wind mixing[J]. Deep-Sea Research, Part I: Oceanographic Research, 1998, 45(12): 1977-2010

[2] Large W G, McWilliams J C, Doney S C. Oceanic vertical mixing: A review and a model with a nonlocal boundary layer parameterization[J]. Reviews of Geophysics, 1994, 32(4): 363-403

[3] Jones J H. Vertical mixing in the equatorial undercurrent[J]. Journal of Physical Oceanography, 1973, 3(3): 286-296

[4] Ledwell J R, St Laurent L, Girton J, et al. Diapycnal mixing in the Antarctic circumpolar current[J]. Journal of Physical Oceanography, 2011, 41(1): 241-246

[5] Klocker A, McDougall T J. Influence of the nonlinear equation of state on global estimates of dianeutral advection and diffusion[J]. Journal of Physical Oceanography, 2010, 40(8): 1690-1709

[6] Marsh R. Cabbeling due to isopycnal mixing in isopycnic coordinate models[J]. Journal of Physical Oceanography, 2000, 30(7): 1757-1775

[7] Simmons H L, Jayne S R, St Laurent L C, et al. Tidally driven mixing in a numerical model of the ocean general circulation[J]. Ocean Modelling, 2004, 6(3/4): 245-263

[8] Jackson L, Hallberg R, Legg S. A parameterization of shear-driven turbulence for ocean climate models[J]. Journal of Physical Oceanography, 2008, 38(5): 1033-1053

[9] Griffies S M, Hallberg R W. Biharmonic friction with a smagorinsky-like viscosity for use in large-scale eddy-permitting ocean models[J]. Monthly Weather Review, 2000,128(8):2935-2946
[10] Ilicak M, Adcroft A J, Griffies S M, et al. Spurious dianeutral mixing and the role of momentum closure[J]. Ocean Modelling, 2012, 45/46(3):37-58
[11] Getzlaff J, Nurser G, Oschlies A. Diagnostics of diapycnal diffusivity in *z*-level ocean models part I: 1-Dimensional case studies[J]. Ocean Modelling, 2010, 35(3):173-186
[12] Hill C, Ferreira D, Campin J M, et al. Controlling spurious diapycnal mixing in eddy-resolving height-coordinate ocean models-Insights from virtual deliberate tracer release experiments[J]. Ocean Modelling, 2012, 45(4): 14-26
[13] Burchard H, Rennau H. Comparative quantification of physically and numerically induced mixing in the ocean models[J]. Ocean Modelling, 2008, 20(20):293-311
[14] Lee M M, Coward A C, Nurser A G. Spurious diapycnal mixing of the deep waters in an eddy-permitting global ocean model [J]. Journal of Physical Oceanography, 2002, 32(5):1522-1535
[15] Winters K B, Lombard P N, Riley J J, et al. Available potential energy and mixing in density-stratified flows[J]. Journal of Fluid Mechanics, 1995, 289(1):115-128
[16] Petersen M R, Jacobsen D W, Ringler T D, et al. Evaluation of the arbitrary Lagrangian-Eulerian vertical coordinate method in the MPAS-Ocean model[J]. Ocean Modelling, 2014, 86:93-113
[17] Marchesiello P, Debreu L, Couvelard X. Spurious diapycnal mixing in terrain-following coordinate models: The problem and a solution[J]. Ocean Modelling, 2009, 26(3/4):156-169
[18] Legg S, Jackson L, Hallberg R W. Eddyresolving modeling of overflows [C] // Hecht M W, Hasumi H. Ocean Modeling in an Eddying Regime, Geophysical Monograph, 2008, 177:63-82
[19] Bryan K, Manabe S, Pacanowski R C. A global ocean-atmosphere climate model. Part II: The oceanic circulation [J]. Journal of Physical Oceanography, 1975, 5(5): 30-46
[20] Griffies S M. Fundamentals of ocean climate models[M]. Princeton: Princeton University Press, 2004
[21] Leith C E. Stochastic models of chaotic system [J]. Physica D: Nonlinear Phenomena, 1996, 98(2):481-491
[22] Smagorinsky J. General circulation experiments with the primitive equations[J]. Monthly Weather Review, 1963, 91(3):99-164
[23] Lilly D K. The representation of small-scale turbulence in numerical simulation experiments [C] // Proceedings of IBM Scientific Computing Symposium on Environmental Sciences, 1967:195-210
[24] Zalesak S T. Fully multidimensional flux-corrected transport algorithms for fluids [J]. Journal of Computational Physics, 1979, 31(3):335-362
[25] Skamarock W C, Gassmann A. Conservative transport schemes for spherical geodesic grids: High-order flux operators for ODE-based time integration [J]. Monthly Weather Review, 2011, 139(9):2962-2975
[26] Pacanowski R C, Gnanadesikan A. Transient response in a *z*-level ocean model that resolves topography with partial cells [J]. Monthly Weather Review, 1998, 126(12): 3248-3270

Spurious dianeutral mixing in ocean model: A review

ZHAO Shimei[1,2] LIU Yudi[1]
1 College of Meteorology and Oceanography, PLA University of Science and Technology, Nanjing 211101
2 Unit 61175, PLA, Nanjing 210049

Abstract In the development of modern global ocean numerical model, it's needed to keep the properties of water masses unchanged on basin scales for decades or hundreds of years with even hundreds of eddy turnovers, while the turbulent mixing is necessary for maintaining stratification and ocean circulation. So the numerical ocean model equations and variables need to be discretized on a global mesh, which will produce truncation errors inevitably, resulting in spurious dianeutral mixing. This article makes a literature summary on the spurious dianeutral mixing, including aspects of its sources, diagnostics and controlling methods.

Key words ocean model; spurious dianeutral mixing; advection scheme; closure