

理想化南极融冰方案的海洋边界条件初探

马浩^{1,2}, 张作为¹

(1. 中国海洋大学 物理海洋实验室, 山东 青岛 266100; 2. 中国海洋大学 海洋-大气相互作用与气候实验室, 山东 青岛 266100)

摘要: 基于气候态的 SODA(Simple Ocean Data Assimilation)数据, 比较了气候态意义下南极附近和南极绕极流区域的海洋层结, 对南极融冰问题的合理海洋边界条件进行了初步探讨。结果表明: 南极融冰所注入的淡水通量在大西洋东部和印度洋海区将沿着表层路径到达南极绕极流区, 在大西洋西部和太平洋的经向运动路径视淡水通量的强度而定: 在融冰较为剧烈时, 将沿表层路径到达绕极流区域; 在融冰较为和缓时, 将沿次表层路径向北运动。在此基础上, 定量评估了淡水通量沿表层路径运动的临界情况, 对目前大多数气候模式采用理想化淡水通量模拟南极融冰问题的合理性进行了分析, 以期南极融冰问题的模式方案选择提供必要的参考。

关键词: 南极融冰; 淡水通量; 海洋层结

中图分类号: P731.2

文献标识码: A

文章编号: 1000-3096(2011)01-0075-06

近年来, 随着全球变暖的加剧, 南极融冰问题引起了海洋学家和气候学家的广泛关注。西南极冰架的体积占整个南极大陆冰架的 10%, 由于它本身的不稳定性, 被认为是全球冰盖中最容易造成大范围海平面上升的因子^[1], 因此长期以来成为气候变化的重要指示剂^[2], 此前的很多研究讨论了它对全球变暖可能的响应方式^[3-5]。2002 年, 观测发现南极附近的 Larsen B 冰架开始破裂, 现存体积仅为其 1995 年体积的 40%左右^[6]。2007 年 5 月, 美国航空航天局(National Aeronautics and Space Administration, NASA)宣布卫星发现南极洲西部发生 30 年以来最为严重的冰雪大面积融化, 融冰面积相当于加利福尼亚州大小(参见 NASA 网站专题报道: <http://www.nasa.gov/vision/earth/lookingatearth/arctic-20070515.html>)。这一事实打破了“南极大陆冰架状况较为稳定”这一传统认识^[7-8], 使南极融冰问题成为全球变暖研究中的一大焦点。已有的研究广泛探讨了南极融冰对海平面抬升的影响^[9-10], 以及融冰过程中注入极地海洋的淡水对气候系统的影响^[11-17], 而后者由于会减弱南极附近的深对流、抑制南极底层水(Antarctic Bottom Water, AABW)的形成、进一步通过南极底层水和北大西洋深层水(North Atlantic Deep Water, NADW)的相互作用影响热盐环流全球输送带^[18-20]而更引人关注。鉴于南极附近的观测资料十分稀缺, 当前主要采用海-气耦合模式来研究南极附近淡水通量的气候效应^[13-17]。为了方便起见,

在耦合模式中常常把南极融冰释放的淡水通量简化为南大洋的理想化淡水通量, 在南大洋的高纬地区进行均匀洒水实验(如 Seidov 等^[14]和 Stouffer 等^[15]的数值实验就是在 60°S 以南的海洋中均匀播洒 1Sv(1Sv = 1.0×10⁶ m³/s)淡水)来考察气候系统的变化。应当指出, 理想化淡水通量实验发现了很多有意义的结果, 如两极之间海温变化的“跷跷板”现象^[13](北大西洋的表层海温和南大洋的表层海温通过热盐环流的调节呈现反位相变化), 南大洋淡水通量的全球逃逸现象(Southern Escape, SE)^[14-15](南大洋表面的淡水通量会在较短时间内通过上层海洋的平流作用逃逸到全球大洋), 等等。然而, 从数值模拟本身来说, 这种均匀洒水的物理构想是否合理, 即理想化淡水通量实验能否较为真实地反映南极融冰的物理过程, 一直以来缺乏应有的探讨。如果洒水实验的设计方案不能较好地反映南极融冰的实际过程, 就会削弱数值实验的价值, 模式结果对于未来气候变化的指示意义也会有所减弱。本文拟采用 SODA(Simple Ocean Data Assimilation)数据对这一问题进行初步探讨。

收稿日期: 2009-05-04; 修回日期: 2010-11-07

基金项目: 国家杰出青年科学基金项目(40788002)

作者简介: 马浩(1984-), 男, 安徽合肥人, 博士研究生, 主要从事海-气相互作用和气候变化研究, 电话: 0532-66781570-804, E-mail: mahao20032003@yahoo.com.cn

1 资料和方法

本文主要利用 SODA 再分析资料进行统计分析。SODA 是美国马里兰大学(Maryland University)开发的海洋同化资料,是在全球海洋环流模式 MOM(Modular Ocean Model)基础上融合卫星观测和实测资料进行实时同化再分析得到的格点化海洋再分析产品,其中有风应力、温度、盐度、二维流速和海表面高度等 7 个变量^[21],包括 1958~2001 年的逐月数据,水平空间分辨率为 $0.25^\circ \times 0.4^\circ$ (投影到 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 网格),垂向上自海表至海底分为 40 层。模式强迫场采用欧洲气象中心(European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, ECWMF)40 年再分析资料(ERA40)的逐日表面风场。该套 SODA 资料在时间和空间上具有连续性,资料要素也较为完整。之所以采用 SODA 数据,主要是考虑到 SODA 具有较高的空间分辨率,可以更好地刻画海洋的精细特征,为了不失一般性,本文主要采用 SODA 提供的气候态数据 SODA_1.4.2_clim 来进行分析。

由于融冰现象主要发生在南极大陆冰架的周围,本文主要考察 SODA 气候态资料刻画的南大洋高纬地区的海洋密度层结,来探讨洒水实验的设计方案是否合理(图 1)。由于目前国际上通行的洒水实验大多是在 60°S 以南的海洋中均匀洒水^[14-15],故南极绕极流(Antarctic Circumpolar Current, ACC)以南地区的海洋层结就显得尤为重要。一旦淡水通量从表层通过 ACC,就可以在局地 Ekman 运输的作用下被输

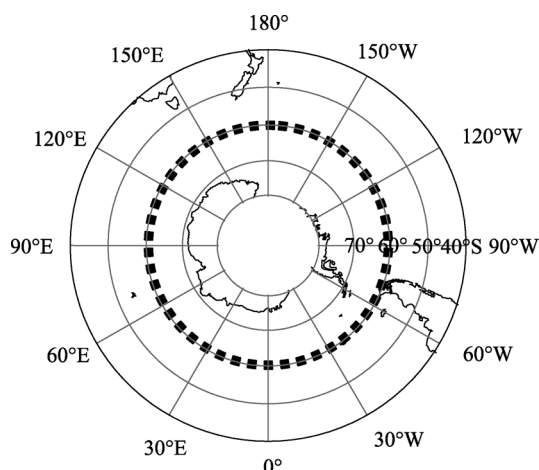


图 1 南大洋地理位置概况(90°S ~ 40°S)

Fig. 1 Geographical locations of the Southern Ocean (90°S ~ 40°S)

粗点线以内(60°S 以南)表示本文的研究区域

The region within the dotted line is the subject of this investigation

送到中低纬地区,进一步被上层海洋环流平流到全球大洋,产生 SE 现象。因此,我们选取了两个典型的纬度, 70°S 和 60°S , 分别表征南极大陆附近和 ACC 区域的海洋层结(在印度洋海区,由于 70°S 为陆地,故选取 65°S 表征南极大陆附近的层结)。在密度的计算上,我们采用 Mamayev^[22]1964 年提出的简化计算方案: $\sigma_T = 28.152 - 0.0735T - 0.00469T^2 + (0.802 - 0.002T)(S - 35)$, 利用温盐来反演海水密度。该方案的适用范围为: 温度 $0 \sim 30^\circ\text{C}$, 盐度 $0 \sim 40$ psu, 压力 $0 \sim 10^6$ hPa。除南极点附近的个别点之外,南大洋高纬地区基本满足这一要求,故采用 Mamayev 方案来反演南大洋高纬地区的海洋层结是可行的。

2 结果分析

从南大洋高纬地区的气候态层结来看,太平洋 70°S 剖面的表层海水位密(位密即位势密度,指把海水微团从海面以下某一位置绝热抬升至海面时所具有的密度,由于位密考虑了压强对密度的影响,因而较密度而言更为准确)明显要比 60°S 剖面处大,二者之差最大达到 0.6 kg/m^3 , 平均而言,二者之差大约为 $0.2 \sim 0.3 \text{ kg/m}^3$ (图 2c)。从而说明在气候态意义上,由于海水沿着等密面运动, 70°S 的海水将沿着次表层路径到达 60°S 以南,即南极附近的海水将沿着次表层路径穿越 ACC。一旦发生南极融冰,如果融冰带来的淡水通量不能使南极大陆附近(70°S 附近)的海洋表层位密减小 $0.2 \sim 0.3 \text{ kg/m}^3$, 则淡水通量仍然会沿着次表层路径穿越 ACC, 否则,淡水会沿表层平流到 ACC 区域。大西洋和印度洋的情况与太平洋有所不同。在大西洋和印度洋的西部, 70°S 剖面的表层位密大于 60°S 剖面,二者之差在大西洋最大达到 0.5 kg/m^3 , 平均而言约为 0.3 kg/m^3 左右; 在印度洋最大达到 0.2 kg/m^3 , 平均而言约为 0.1 kg/m^3 左右。而在大西洋和印度洋的东部, 70°S 剖面的表层位密明显小于 60°S 剖面(图 2f,i)。因此对大西洋和印度洋海区来说,气候态意义下西部和东部海水的运动路径是不同的,西部的海水将沿次表层路径穿越 ACC, 东部的海水将沿表层路径到达 ACC。考虑到在印度洋西部, 70°S 剖面 and 60°S 剖面的表层位密相差不大,一旦发生融冰, 70°S 附近上层位密减小,则 70°S 的表层位密与 60°S 极有可能相差无几。因此,在南极融冰的背景下,淡水通量在大西洋东部和印度洋海区将沿表层平流到 ACC 区域(图 3a, 该图将大西洋东部

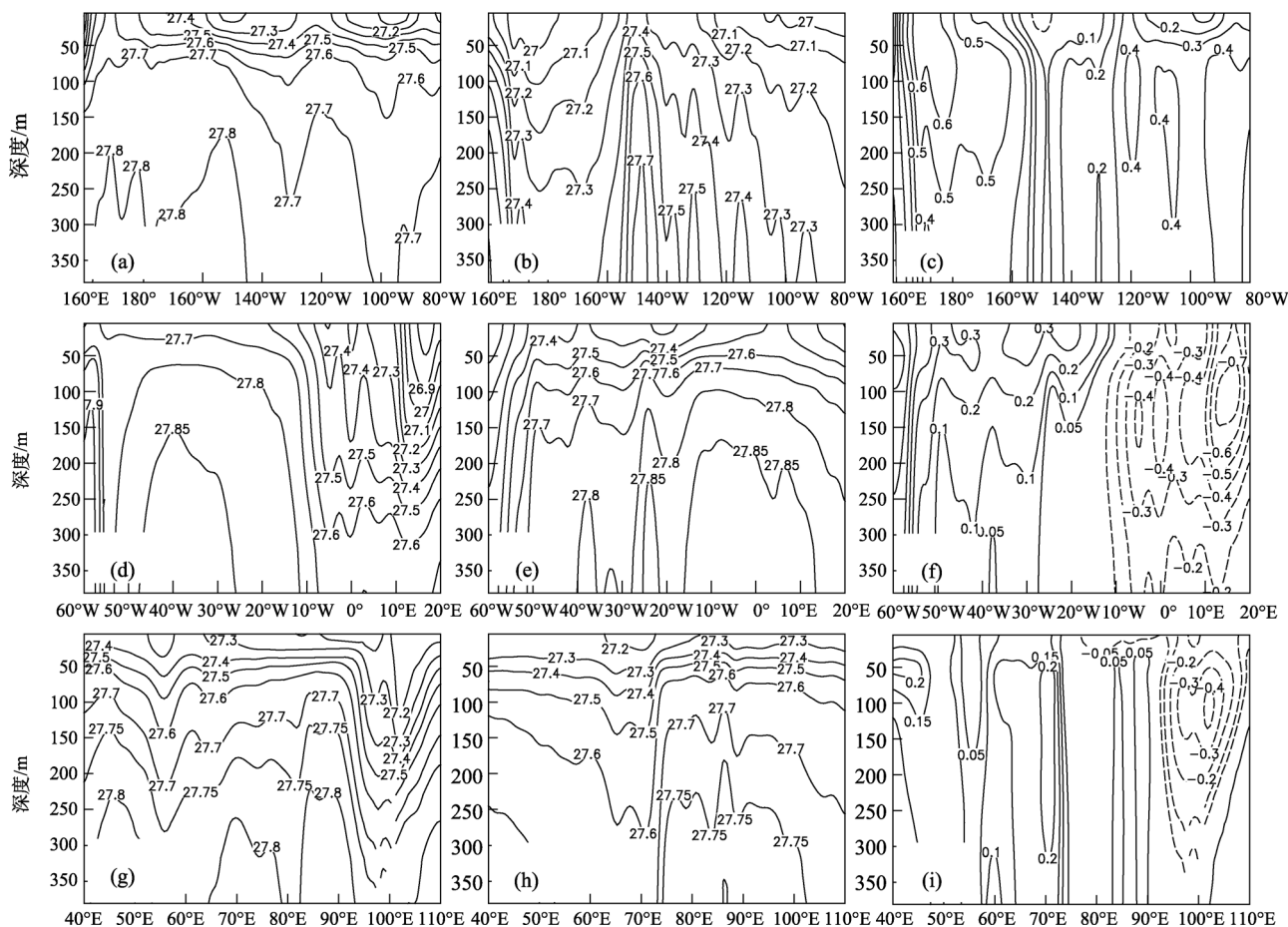


图2 南太平洋、南大西洋和南印度洋的气候态位密垂向剖面分布

Fig. 2 Vertical distributions of climatological potential density in the South Pacific, the South Atlantic and the Indian Ocean, respectively

(a),(b)分别表示南太平洋 70°S 和 60°S 剖面; (c)为南太平洋 70°S 与 60°S 剖面位密之差; (d),(e)分别表示南大西洋 70°S 和 60°S 剖面; (f)为南大西洋 70°S 与 60°S 剖面位密之差; (g),(h)分别表示南印度洋 65°S 和 60°S 剖面; (i)为南印度洋 65°S 与 60°S 剖面位密之差; 取海平面为参考压力面; 实线和虚线分别表示正值和负值, 位密单位为 kg/m^3

(a) 70°S and (b) 60°S profiles in the South Pacific; (c) difference of potential density between the 70°S and 60°S profiles in the South Pacific; (d) 70°S and (e) 60°S profiles in the South Atlantic; (f) difference of potential density between the 70°S and 60°S profiles in the South Atlantic; (g) 65°S and (h) 60°S profiles in the South Indian Ocean; (i) difference of potential density between the 65°S and 60°S profiles in the South Indian Ocean; the pressure at the ocean surface is taken as the reference pressure; solid and dashed lines stand for positive and negative values, respectively; unit of potential density is kg/m^3

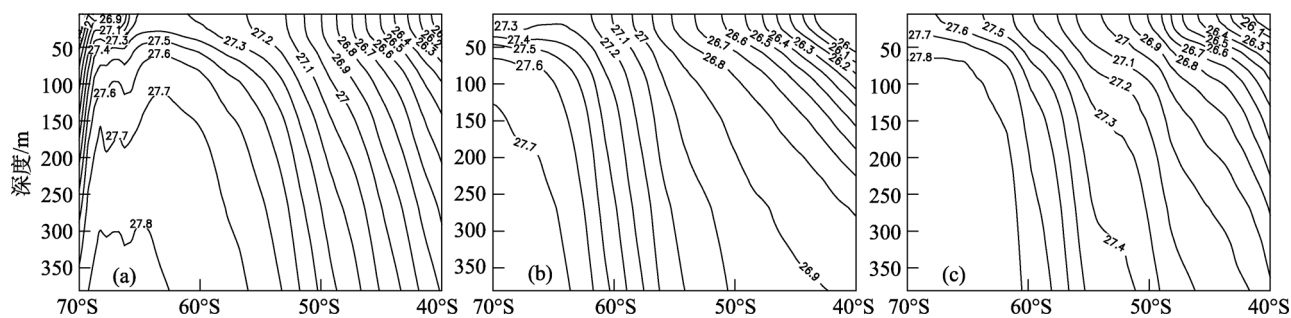


图3 纬向平均的气候态位密垂直剖面

Fig. 3 Vertical profile of zonal-mean climatological potential density

(a) 大西洋东部和印度洋海区(20°W~110°E); (b)太平洋(160°E~280°E); (c) 大西洋西部(60°W~20°W); 取海平面为参考压力面; 位密单位为 kg/m^3

(a) from 20°W to 110°E for the East Atlantic and Indian Ocean; (b) from 160°E to 280°E for the Pacific; (c) from 60°W to 20°W for the West Atlantic; The pressure at the ocean surface is taken as the reference pressure; units of potential density is kg/m^3

和印度洋海区作为一个整体处理), 在大西洋西部和太平洋海区, 淡水通量的路径与其强度有关(图 3b,c)。当融冰较为剧烈, 淡水通量强度较大时, 由于 70°S 附近的海洋层结发生显著改变, 淡水通量仍然将沿表层路径到达 ACC; 当融冰较为平缓, 淡水通量强度较小时, 淡水通量将沿次表层路径到达 ACC。

3 一个估算

通过以上分析可知, 如果南极融冰带来的淡水沿表层路径达到 ACC, 则南极大陆附近(70°S)的太平洋和大西洋西部的表层位密至少要减少 0.2~0.3 kg/m³。下面我们定量地估计一下: 要实现这一过程, 至少需要南极大陆释放多少淡水。假设不考虑融冰对海表面温度的影响, 即密度的变化完全由盐度变化引起, 则依据 Mamayev 方案, 有:

$$\Delta\sigma = (0.802 - 0.002T)\Delta S \quad (1)$$

考虑极端情况, 假设南极附近的上混合层温度为 0°C, 且淡水与上混合层内海水充分混合, 则有:

$$\Delta S = \frac{\Delta\sigma}{0.802 - 0.002T} = \frac{0.2}{0.802 - 0.002 \times 0} = \frac{0.2}{0.802} = 0.25 \text{ psu} \quad (2)$$

若融冰前南极大陆附近海洋上混合层体积为 V , 平均盐度为 S , 融冰的体积为 ΔV , 则根据盐度守恒, 易知:

$$V \times S = (V + \Delta V) \times (S - \Delta S) \quad (3)$$

由(3)可得:
$$\Delta V = \frac{V \times \Delta S}{S - \Delta S} \quad (4)$$

现在我们需要求出南极大陆附近上混合层的平均盐度 S 。根据 Monte'gut 等^[23]的研究结果, 南大洋高纬海区的混合层厚度约为 150~200 m。根据 SODA 资料的实际情况, 取上 13 层(表层至水下 171 m)作为南极大陆附近的上混合层。从而有: $V \times S = \sum_{i=1}^{13} V_i \times S_i$, 即:

$$S = \frac{\sum_{i=1}^{13} V_i \times S_i}{V} \quad (5)$$

对(5)式来说, 分子代表上 13 层的盐通量之和, 分母则为 70°S 以南的海水体积。经计算,

$$S = \frac{1.80576 \times 10^{16}}{5.25586 \times 10^{14}} = 34.36 \text{ psu}, \quad V = 5.25586 \times 10^{14} \text{ m}^3$$

将 V, S 和 ΔS 的值代入(4), 得到:

$$\begin{aligned} \Delta V &= \frac{V \times \Delta S}{S - \Delta S} = \frac{(5.25586 \times 10^{14}) \times 0.25}{34.36 - 0.25} \\ &= \frac{1.313965 \times 10^{14}}{34.31} = 3.83 \times 10^{12} \text{ m}^3 \end{aligned}$$

而南极大陆的冰盖总体积约为 $2.9378 \times 10^{16} \text{ m}^3$ ^[24], 因此, 至少需要大约万分之一的冰架融化在南极大陆附近, 才能保证淡水通量沿着表层路径到达 ACC。

4 小结和讨论

本文基于气候态的 SODA 数据对南极融冰问题的合理海洋边界条件进行了初步探讨。结果表明: 南极融冰所带来的淡水通量在大西洋东部和印度洋海区将沿表层路径到达 ACC 区域, 进一步将在 ACC 的表层 Ekman 运输作用下进一步向北平流。在大西洋西部和太平洋海区, 淡水通量的经向运动路径与其强度有关: 在南极融冰较为剧烈时(融冰量至少达到南极大陆冰架总体积的万分之一以上), 将沿表层路径到达绕极流区; 在融冰较为和缓时, 将沿次表层路径到达 ACC。

在对南极大陆的融冰量进行估算时, 我们并没有考虑平流效应, 即假设融冰发生时, 淡水通量源源不断地蓄积在 70°S 以南的海区而不流向 ACC 区域, 从而持续地减小 70°S 以南的表层位密, 而 ACC 区域的海洋层结保持不变。实际上, 淡水通量将会持续地流向 ACC 区域而使 60°S 附近的层结也发生改变。因此, 要使南极附近的淡水通量沿表层路径达到 ACC, 所需的淡水量应当适当大于冰架总体积的万分之一。

对南极融冰问题来说, 最合理的海洋边界条件当然是在 70°S 以南均匀洒水, 这样就避免了淡水通量可能沿次表层路径运动而使模式设计方案失真。可是, 当前的大多数气候模式对极地气候系统的模拟能力十分有限, 因此, 在 70°S 以南均匀洒水相当于在一个误差很大的物理环境中进行敏感性实验, 实验结果的可靠性难以得到保证。在此情况下, 60°S 以南的均匀洒水方案虽然不尽合理, 也是不得已而为之的设计方案。当然, 通过本文的分析, 我们看到这种洒水方案未必能反映南极融冰的真实物理过程。

本文考虑的是整个南极大陆边缘均匀融冰的情景, 实际上, 观测表明西南极冰架已经开始显著融冰^[24], 而东南极冰架基本保持稳定^[25], 如果考虑这种东西不对称的情形, 则南极融冰的合理海洋边界条件无疑将更为复杂, 这是我们下一步的工作。

致谢: 在本文完成过程中, 得到了王伟教授的悉心

指点, 赵杰女士与本文作者进行了有益的讨论, 并致谢忱。

参考文献:

- [1] Oppenheimer M. Global warming and the stability of the West Antarctic ice sheet[J]. *Nature*, 1998, 393: 325-332.
- [2] Mercer J H. West Antarctic ice sheet and CO₂ greenhouse effect: A threat of disaster[J]. *Nature*, 1978, 271: 321-325.
- [3] Rott H, Rack W, Skvarca P, et al. Northern Larsen ice shelf, Antarctic: Further retreat after collapse[J]. *Annals of Glaciology*, 2002, 34: 277-282.
- [4] De Angelis H, Skvarca P. Glacier surge after ice shelf collapse[J]. *Science*, 2003, 299: 1560-1562.
- [5] Doake C S M, Corr H F J, Rott H, et al. Breakup and conditions for stability of the Northern Larsen ice sheet, Antarctic[J]. *Nature*, 1998, 391: 778-780.
- [6] Rack W, Rott H. Pattern of retreat and disintegration of the Larsen B ice shelf, Antarctic Peninsula[J]. *Annals of Glaciology*, 2004, 39: 505-510.
- [7] Thomas T H, Sanderson T J O, Rose K E. Effect of climatic warming on the West Antarctic ice sheet[J]. *Nature*, 1979, 277: 355-358.
- [8] Bentley C R. Rapid sea-level rise soon from West Antarctic ice sheet collapse?[J]. *Science*, 1997, 275: 1 077-1 078.
- [9] Mitrovica J X, Tamisiea M, Davis J L, et al. Recent mass balance of polar ice sheets inferred from patterns of global sea-level change[J]. *Nature*, 2001, 409: 1 026-1 029.
- [10] Mitrovica J X, Gomez N, Clark P U. The sea-level fingerprint of West Antarctic collapse[J]. *Science*, 2009, 323: 753-753.
- [11] Scambos T A, Bohlander J A, Shuman C A, et al. Glacier acceleration and thinning after ice shelf collapse in the Larsen B embayment, Antarctica[J]. *Geophysical Research Letters*, 2004, 31, L18402, doi: 10.1029/2004GL020670.
- [12] Rignot E, Casassa G, Gogineni P, et al. Accelerated ice discharge from the Antarctic Peninsula following the collapse of Larsen B ice shelf[J]. *Geophysical Research Letters*, 2004, 31, L18401, doi: 10.1029/2004GL020697.
- [13] Weaver A J, Saenko O A, Clark P U, et al. Meltwater pulse 1A from Antarctic as a trigger of the Bølling-Allerød warm interval[J]. *Science*, 2003, 299: 1709-1713.
- [14] Seidov D, Stouffer R J, Haupt B J. Is there a simple bi-polar ocean seesaw?[J]. *Global and Planetary Change*, 2005, 49: 19-27.
- [15] Stouffer R J, Seidov D, Haupt B J. Climate response to external sources of freshwater: North Atlantic versus the Southern Ocean[J]. *Journal of Climate*, 2007, 20: 436-448.
- [16] Trevena J, Sijp W P, England M H. Stability of Antarctic Bottom Water formation to freshwater fluxes and implications for global climate[J]. *Journal of Climate*, 2008, 21: 3 310-3 326.
- [17] Swingedouw D, Fichefet T, Goosse H, et al. Impact of transient freshwater releases in the Southern Ocean on the AMOC and climate[J]. *Climate Dynamics*, 2008, doi: 10.1007/s00382-008-0496-1.
- [18] Crowley T J. North Atlantic Deep Water cools the Southern Hemisphere[J]. *Paleoceanography*, 1992, 7: 489-497.
- [19] Broecker W S. Paleocean circulation during the last deglaciations: A bipolar seesaw?[J]. *Paleoceanography*, 1998, 13: 119-121.
- [20] Knutti R, Rlückiger J, Stocker T F, et al. Strong hemispheric coupling of glacial climate through freshwater discharge and ocean circulation[J]. *Nature*, 2004, 430: 851-856.
- [21] Carton J A, Chepurin G, Cao Xianhe, et al. A simple Ocean Data Assimilation analysis of the global upper ocean 1950~1995[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 2000, 30: 294-309.
- [22] Mamayev O I. A simple relationship between density, temperature and salinity of sea water[J]. *Izvestiya Atmospheric and Oceanic physics Geophysical Series*, 1964, 2: 180-181.
- [23] Monte'gut C de B, Madec G, Fischer A S, et al. Mixed layer depth over the global ocean: An examination of profile data and a profile-based climatology[J]. *Journal of Geophysical Research*, 2004, 109, C12003, doi: 10.1029/2004JC002378.
- [24] 秦大河, 任贾文, 效存德. 揭示气候变化的南极冰盖研究新进展[J]. *地理学报*, 1995, 50(2): 178-184.
- [25] Schneider D P, Steig E J, van Ommen T D, et al. Antarctic temperatures over the past two centuries from ice cores[J]. *Geophysical Research Letters*, 2006, 33, L16707, doi: 10.1029/2006GL027057.

A preliminary study on the oceanic boundary condition of an idealized Antarctic ice sheet melting scheme

MA Hao^{1, 2}, ZHANG Zuo-wei¹

(1. Physical Oceanography Laboratory, Ocean University of China, Qingdao 266100, China; 2. Ocean-Atmosphere Interaction and Climate Laboratory, Ocean University of China, Qingdao 266100, China)

Received: May, 4, 2009

Key words: Antarctic ice sheet melting; freshwater flux; oceanic stratification

Abstract: Using the Simple Ocean Data Assimilation (SODA) climatological data, we compared the climatological oceanic stratification around the Antarctic and the Antarctic Circumpolar Current (ACC) region to conduct a preliminary study on the reasonable oceanic boundary condition of Antarctic ice sheet melting. Our results indicate freshwater flux induced by ice-melting will advect along the surface path in the East Atlantic and Indian Ocean, while in the West Atlantic and Pacific Ocean, the meridional motion path of freshwater flux depends on the intensity of freshwater flux itself. When there appears intense ice-melting of Antarctic, freshwater will travel along the surface path; when ice-melting is relatively generous, subsurface path will be preferred by freshwater flux. On the basis of these analyses, we quantitatively assessed the threshold state guaranteeing freshwater flux moving along surface path, and further analyzed the rationality of simulation of Antarctic ice-melting with idealized freshwater flux in most of current climate models, in order to providing necessary reference for the selection of modeling strategy simulating the Antarctic ice-melting scenario.

(本文编辑: 刘珊珊)

(上接第 69 页)

Metabolism and elimination of melamine in turbot

XING Li-hong, SUN Wei-hong, MIAO Jun-kui, TAN Zhi-jun, ZHAI Yu-xiu, LENG Kai-liang

(Yellow Sea Fisheries Research Institute, Chinese Academy of Fishery Sciences, Qingdao 266071, China)

Received: Jan., 06, 2010

Key words: turbot; melamine; metabolism; elimination

Abstract: We studied the metabolism and elimination of melamine in turbot. The melamine was fed to turbot at 5 mg/kg, and the melamine retained in muscle, liver and kidney was determined. The results indicate that melamine can be accumulated and eliminated in turbot muscle, liver, and kidney. The order of maximum residues of melamine from high to low was $C_{\max \text{ liver}} > C_{\max \text{ kidney}} > C_{\max \text{ muscle}}$, while the area under the curve was $AUC_{\text{ liver}} > AUC_{\text{ kidney}} > AUC_{\text{ muscle}}$. The elimination speed of melamine in various tissues followed the order of kidney > muscle > liver. Thirty days post the feeding of melamine, the melamine level in muscle was below the detection limit.

(本文编辑: 康亦兼)