

于雷, 郜永祺, 王会军, 等. 2009. 高纬度淡水强迫增强背景下大西洋经向翻转环流的响应及其机制 [J]. 大气科学, 33 (1): 179–197. Yu Lei, Gao Yongqi, Wang Huijun, et al. 2009. Transient response of the Atlantic meridional overturning circulation to the enhanced freshwater forcing and its mechanism [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 33 (1): 179–197.

高纬度淡水强迫增强背景下大西洋经向翻转环流的响应及其机制

于雷^{1, 3} 郜永祺^{1, 2} 王会军¹ Helge DRANGE²

1 中国科学院大气物理研究所竺可桢-南森国际研究中心, 北京 100029

2 挪威卑尔根南森环境与遥感中心/皮叶克尼斯气候中心

3 中国科学院研究生院, 北京 100049

摘 要 利用卑尔根海洋-大气-海冰耦合气候模式 (Bergen Climate Model, 简称 BCM), 研究在北冰洋及北欧海淡水强迫增强的背景下, 大西洋经向翻转环流 (Atlantic Meridional Overturning Circulation, 简称 AMOC) 的响应及其机制, 着重讨论了海表热力性质、北大西洋深层水 (North Atlantic Deep Water, 简称 NADW) 的生成率、海洋内部等密度层间的垂直混合 (Diapycnal Mixing, 简称 DM) 以及大气风场等物理过程随 AMOC 的响应所发生的时间演变特征。结果显示, 在持续 150 年增强 (强度为 0.4 Sv) 的淡水强迫下 (淡水试验, FW1), AMOC 的强度表现为前 50 年的快速减弱和在接下来 100 年中的逐渐恢复。同时, 在淡水试验的前 50 年北大西洋高纬度海表盐度 (Sea Surface Salinity, 简称 SSS) 减小, 海水密度降低, 冬季对流混合减弱, 导致 NADW 生成率快速减弱; 在接下来的 100 年中, 尽管增强的淡水强迫依然维持, 由于海洋内部自身的调节和海气相互作用, 导致了 AMOC 的逐渐恢复。恢复机制可以概括为: (1) 随着向南的 NADW 的减少, 大西洋中低纬度海水垂直层结逐渐减弱, DM 随之逐渐增强, 有利于中低纬度海盆内深层水的上升; (2) 南半球西风应力增强与东风应力的减弱及北半球东风的增强使得大西洋向北的埃克曼体积通量净传输恢复; (3) 大西洋向北的盐度传输逐渐恢复及次极地回旋区降水的减弱, 导致 SSS 和 NADW 生成率的恢复, 与之对应, AMOC 逐渐恢复。研究还发现, 淡水试验中, NADW 的恢复主要以厄尔明格海 (Irminger Sea) 为主, 冬季北大西洋海平面气压场 (SLP) 呈现类似正北大西洋涛动 (NAO+) 的模式, 热带降水中心移到赤道以南, 大西洋热带 SSS 增强。

关键词 淡水强迫 瞬时响应 大西洋经向翻转环流

文章编号 1006-9895 (2009) 01-0179-19

中图分类号 P732

文献标识码 A

Transient Response of the Atlantic Meridional Overturning Circulation to the Enhanced Freshwater Forcing and Its Mechanism

YU Lei^{1, 3}, GAO Yongqi^{1, 2}, WANG Huijun¹, and Helge DRANGE²

1 Nansen-Zhu International Research Center, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

2 Nansen Environmental and Remote Sensing Center/Bjerknes Centre for Climate Research, Bergen, Norway

3 Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

Abstract The mechanism for the transient response of the Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC) to

收稿日期 2007-08-23, 2007-12-26 收修定稿

资助项目 中国科学院“百人计划”资助项目 8-059405, 国家自然科学基金 (青年科学基金) 资助项目 40805031, 中国科学院创新方向项目 KZCX2-YW-218

作者简介 于雷, 男, 1974 年出生, 助研, 主要从事海气耦合及大洋环流研究。E-mail: yulei@mail.iap.ac.cn

the enhanced and continuous freshwater input into the Arctic Ocean and the Nordic Seas for 150 years is investigated using a fully coupled climate model (Bergen Climate Model, BCM for short). The responses of the Sea Surface Temperature (SST), Salinity (SSS), Potential Density (SPD), the North Atlantic Deep Water (NADW) formation, Diapycnal Mixing (DM) and the wind stress are analyzed. The transient response of AMOC follows a quick dropping down during the first 50 years, with a gradual recovery for the later 100 years in the freshwater perturbation experiment (FW1). The authors find that the initial weakening of AMOC in the FW1 is mainly caused by decreasing of SSS and SPD which leads to a stable vertical stratification and then to the weakening of the NADW formation; however, AMOC recovers though the enhanced freshwater input is continuous and constant during the following 100-year integration by means of a series of feedbacks, which can be summarized as follows: 1) With the reduction in the NADW formation, the vertical density stratification in the mid-to-deep ocean at the mid-low latitudes of the North Atlantic is getting weaker, as a result, the strength of DM, parameterized by stratification-dependent method, increases and then leads to the increased upwelling; 2) the strengthened westerly and weakened easterly over the Southern Ocean and the strengthened easterly over the North Atlantic Ocean contribute together to the recovery of the northward Ekman transport; 3) the increased northward salt transport and the reduced precipitation over the North Atlantic subpolar region cause the recoveries of the SSS and SPD at northern high latitudes, and then the recovery of NADW formation, mainly in the Irminger Sea.

Key words enhanced freshwater forcing, transient response, the Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC)

1 引言

大西洋经向翻转环流(简称 AMOC)是全球气候系统的重要组成部分,其在气候及气候变化中所起的作用一直是气候研究领域内的一个重要分支(Broecker, 1991; Rahmstorf et al., 1999; Clark et al., 2002; 周天军, 2003)。AMOC 主要由四个分支构成,分别是:中低纬度的高温高盐海水向北的输送带是 AMOC 的极向分支,携带大量的热量(在副热带可达 10^{15} W)向高纬度海域传输(Ganachaud et al., 2000);第二个分支主要由源自北欧海(Nordic seas)向南经过格陵兰-苏格兰海脊的溢出流与次极地回旋区内的下沉流所组成(Dickson et al., 2000);AMOC 的第三个分支主要是向南的北大西洋深层水(Mauritzen, 1996);最后在大西洋中低纬度宽广的海盆内的上升流构成了 AMOC 的第四个分支(Stommel, 1961; Handoh et al., 2003)。

AMOC 对于气候及气候的变化具有重要的意义。AMOC 能将海洋在低纬度地区获得的热量向高纬度传输并向大气释放,是导致斯堪的纳维亚地区比同纬度其他地区的气温偏高 $5\sim 10^{\circ}\text{C}$ 的重要热源(Trenberth et al., 2001)。来自极地附近冰核的古气候记录则表明 AMOC 强度的变化与古气候突变事件之间有密切的联系(Charles et al., 1992;

Bond et al., 1993)。例如,通过分析格陵兰地区的冰核发现在新仙女木突然变冷事件的前期 AMOC 的强度是十分微弱的(Dansgaard, 1993; Fanning et al., 1997)。McManus et al. (2004) 则通过分析北大西洋沉积核中 $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ 的比值,指出末冰期期间,大西洋经向翻转环流几乎完全中断了,而在这些冷事件之后, $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ 的记录则显示 AMOC 的突然增强又与冰消期两个最强的增暖事件相对应。近年来一系列观测研究结果发现,20 世纪后半叶以来,北大西洋海水盐度正经历着显著的淡化趋势,一些模式的结果显示在全球变暖情形下,AMOC 的强度会急剧减弱甚至崩溃,这将可能对于北大西洋乃至全球气候产生重要的影响(Rahmstorf, 1994, 2003; Alley, 2000; Ganopolski, 2001)。

已有的观测和数值研究指出,北大西洋高纬度海域,特别是次极地回旋区的海表状况和环流热力过程对于 AMOC 的变率具有重要的影响(Bryan, 1986; Bentsen et al., 2004)。如前所述,在拉布拉多海和厄尔明格(Irminger Sea)海域内的高密度水的下沉是构成经向翻转环流下沉支的重要组成部分,因此 Rooth (1982)、Bryan (1987) 研究指出 AMOC 强度主要由北大西洋深层水(North Atlantic Deep Water, 简称 NADW)的形成率所决定。Furevik et al. (2007) 认为,高纬度次极地海域海

表盐度的恢复可以抵抗由于全球变暖导致的海表密度的降低, 进而有利于 NADW 的重新开启。Hátún et al. (2005) 则进一步研究了进入高纬度海域的北大西洋入流与北大西洋次极地回旋区环流动力过程之间的相互联系, 指出在全球变暖背景下, 对北大西洋经向环流的未来状态做评估和预测时, 高纬度次极地回旋区的响应是一个不可忽略的因素。

在大洋经向环流动力过程中, 海水内部的垂直混合是一个重要的影响因素。海洋中一种重要的垂直混合过程是对流混合。当海表冷却或海表盐度增大, 导致水团静力不稳定, 从而引发对流混合, 有利于 NADW 的形成; 另一种重要的垂直混合过程是发生在等密度面间的垂直混合 (diapycnal mixing, 为方便起见并与对流混合相区分, 本文使用 DM 来代表“穿越等密度层的垂直混合”这一混合过程)。这两种垂直混合过程对于北大西洋高纬度海域 NADW 的形成与中低纬度大洋水团上升运动的影响, 及其对于在高纬度海洋淡水强迫增强背景下经向环流响应的调节作用一直是模式研究工作所关注的重点之一 (Hu, 1996a, 1996b; Gao et al., 2003; Kevin, 2005)。一些研究认为, 北大西洋高纬度海洋海表盐度 (SSS) 和海表密度随注入到该海域淡水的增多而降低, 使得 NADW 形成的主要海域 (次极地回旋区) 海洋上层垂直层结趋于稳定, 从而减弱甚至关闭 NADW 的形成, 导致 AMOC 的衰退甚至关闭。另一些研究强调 DM 的潜在作用 (Munk et al., 1998; Huang, 1999; Marotzke et al., 1999): 当高纬度淡水注入量增高时, 会导致中低纬度北大西洋深层海水的垂直密度层结减弱, 如果在海洋模式中, DM 的参数化方案是与层结的强弱成反比, 则会有利于上升运动的加强, 进而有利于 AMOC 上升支的增强 (Nilsson et al., 2001)。

从能量角度来看, 大气风场为上层海洋的环流提供大尺度驱动, 是表层环流的主要驱动因素之一 (Lueck et al., 1984; Wang, 2004a, 2004b), 同时, 作用于海表的风应力还可以经湍流作用将大尺度能量转化为海洋内部垂直混合过程所需的小尺度机械能 (Garrett et al., 2002; Laurent et al., 2002; Wunsch et al., 2004)。同时有研究指出, 南半球西风带可以引起向北的埃克曼传输, 而

AMOC 的南流支 NADW 不过是对于向北的埃克曼传输的补偿 (Toggweiler et al., 1993)。根据这一观点, 大西洋海盆内出入流的强度, 很大程度上决定于南半球西风应力的强弱, 因而南半球西风带的加强会导致大西洋经向翻转环流的增强。

在气候耦合模式当中, 海洋和大气之间其中一方状况的变化会引起另一方的响应, 并产生反馈作用, 进而又会导致这种相互作用进一步发展。例如, 降水和蒸发过程可以影响海表盐度, 特别是在高纬度海域, 海表密度更加依赖盐度, 并导致海洋垂直层结的变化, 进而影响到 NADW 的生成率 (Kuhlbrodt et al., 2007), 从而进一步影响到 AMOC 的强度 (Clark et al., 2002; Vellinga et al., 2002)。有研究指出, 由于淡水注入的增多而导致 AMOC 减弱, 将会引起冬季北大西洋海平面气压场 (简称 SLP) 出现正异常的北大西洋涛动模式 (Bryan 1986)。还有研究指出, 当注入到高纬度的淡水增强时, 热带年平均降水带的位置将向南偏移 (Vellinga et al., 2002), 这也会引起热带海表盐度的变化。另外, 海表风场的变化受下垫面热力状况的影响, 而作为表层海流的驱动因素之一, 变化的海表风场又会反过来作用于大洋环流。总之, 在耦合模式当中, 海表性质、NADW 生成率、海洋内部的垂直混合以及海表风场等对于淡水强迫增强下 AMOC 的响应所起到的影响势必是相互联系、互相作用的。

利用卑尔根气候耦合模式所执行的一组淡水试验的结果显示 (Otterå et al., 2004), 当注入到北冰洋及北欧海的淡水注入量提高到 4 倍时, 大西洋经向翻转环流的强度表现为积分前 50 年的快速减弱, 而在接下来 100 年内逐渐恢复。本文则在此工作的基础上, 研究了海表热力性质、NADW 生成率、海洋内部垂直混合及大气风场在淡水试验中对于 AMOC 的调节机制。模式介绍和试验设计参见第 2 节, 第 3 节给出淡水试验的结果, 第 4 节讨论试验结果, 最后在第 5 节给出主要结论。

2 耦合模式介绍及数值试验方案

2.1 模式简介

本文所用的耦合气候模式为挪威的卑尔根气候耦合模式 (简称 BCM, Déqué et al., 1994), 其中大气模式是 ARPEGE/IFS AGCM (Bleck et al.,

1992), 水平分辨率为 T42, 垂直方向分为 31 层, 海洋模式采用迈阿密等密度模式, 并耦合了一个动力学海冰模式 (Furevik et al., 2003)。大气模式预报的径流被交换给海洋模式中沿岸地区的相应网格点。在耦合过程中, 为了克服气候漂移, 对表层盐度和表层温度进行了通量调整。海洋模式采用的是非均匀网格, 为便于北冰洋的处理, 将模式的北极放在西伯利亚, 海洋模式的水平分辨率大致是 $2.4^\circ \times 2.4^\circ$, 但在经圈方向上, 在赤道附近逐渐增加到 0.8° 。模式在垂直方向上有 24 层, 等密度层的范围是 $\sigma=23.54$ 到 $\sigma=28.10$ 。该模式完成了基于当今气候背景 300 年的长期积分 (控制试验)。更加详细的模式说明参阅 Furevik et al. (2003)。

2.2 淡水试验设计

在控制试验 (CTRL) 中, 北大西洋高纬度淡水的注入量是根据 Agaard et al. (1989) 对于当今气候背景下的估计取为 0.1 Sv ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$); 在淡水试验中, 注入到北欧海及北冰洋的淡水提高到 0.4 Sv (具体位置见图 1), 这一注入量相当于大气 CO_2 浓度水平高于工业革命前四倍的背景下的

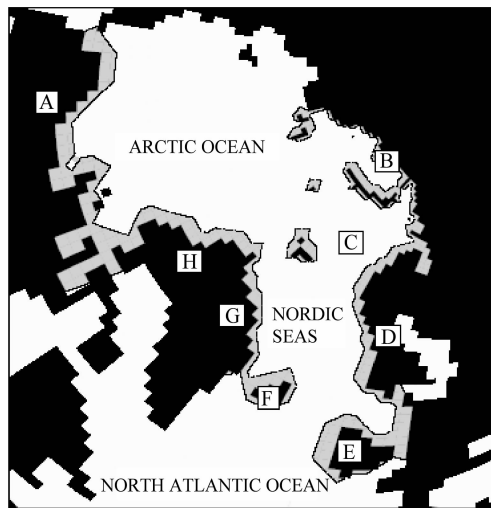


图 1 末冰期融冰淡水在北冰洋及北欧海的主要释放区域 (见 Otterå et al., 2004)。A: 北冰洋; B: 喀拉海; C: 巴伦支海; D: 挪威西海岸; E: 英伦群岛; F: 冰岛; G、H: 格陵兰以东 (G) 及以北 (H)。灰色阴影: 淡水试验中增高的淡水注入区域
Fig. 1 The major melt water discharge areas in the Nordic Seas and the Arctic Oceans during the last deglaciation according to Otterå et al. (2004): A, Arctic Ocean; B, Kara Sea; C, Barents Sea; D, Western Norway; E, British Islands; F, Iceland; G, East Greenland; H, North Greenland. The shaded regions represent the model grid cells where the river runoff is increased in the freshwater experiment (FW1)

淡水注入量 (Manabe et al., 1994)。淡水试验 (FW1) 的积分开始于控制试验积分后的第 100 年, 并连续积分 150 年。在整个淡水积分过程中, 淡水注入量始终保持 0.4 Sv 。相对于长期的气候积分, 本文的试验着重分析研究大西洋在高纬度海洋淡水强迫增强背景下在年代及年代际时间尺度上所发生的响应。

3 试验结果

3.1 海洋部分

3.1.1 AMOC 的响应及向北的热盐通量传输特征

图 2 给出的是控制试验中 150 年平均的大西洋经圈流函数, 其中正负代表的是经圈流函数的方向: 正值所对应的经圈环流是顺时针方向, 负值则反之。由图 2 可以看到, 在赤道附近的大西洋中低纬度范围内 ($20^\circ\text{N} \sim 30^\circ\text{N}$), 中上层海洋 ($1000 \sim 2000 \text{ m}$) 存在向北的跨赤道的物质输送, 一直延伸到 60°N 附近, 中心平均最大强度为 18 Sv 左右 ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$)。2000 m 以下的深层北大西洋中, 则以向南回流的 NADW 为主。BCM 所模拟的北大西洋经圈流函数特征与大多数模式所得到的特征一致, 由于模式分辨率、强迫场及物理过程参数化方案的不同, 中心强度则有差异 (Griffies et al., 1995; Weaver et al., 1998; Delworth et al., 2000)。

根据图 2, 取北大西洋 $20^\circ\text{N} \sim 50^\circ\text{N}$ 之间最大的向北的体通量传输为 AMOC 的强度指数。两个试验中所得到的 AMOC 强度的时间演变由图 3 给

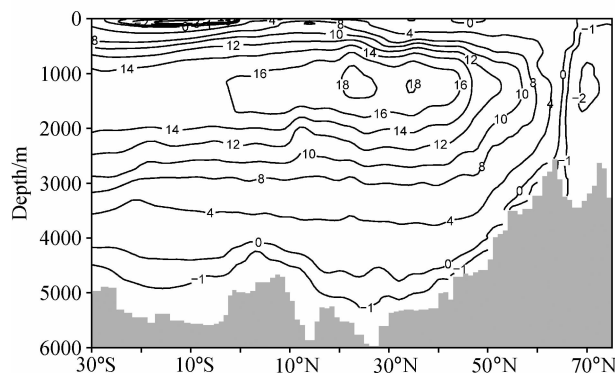


图 2 控制试验中 150 年时间平均的经圈流函数的纬度-深度空间分布 (单位: Sv)

Fig. 2 Depth-latitude cross section of the 150-year averaged AMOC (Atlantic Meridional Overturning Circulation) stream function (Sv) in the control run (CTRL)

出。控制试验中 AMOC 的平均强度为 18 Sv 左右，并有年代际时间尺度的变化。淡水试验中 AMOC 的时间变化特征为：在前 50 年，AMOC 的强度明显减弱（大约 6 Sv），而在接下来的 100 年当中，虽然增强的淡水注入量依然维持在控制试验的 4 倍（0.4 Sv）的水平，AMOC 的强度却逐渐恢复了，到积分的最后已经恢复到了 17.8 Sv 左右，接近控制试验中的平均 18 Sv 左右的水平。相比于其 50 年左右的最低值 12 Sv，AMOC 在接下来的 100 年中恢复了 6 Sv 左右，整个恢复过程较为显著。另外，控制试验中 AMOC 也有 1.34 Sv /150 年的线性增长趋势，这可能是模式本身的漂移效应所引起。比较淡水试验中 AMOC 在第 50~150 年之间 3.5 Sv/100 年的线性上升趋势，可以发现，仅由模式本身的漂移不足以说明在淡水试验中 AMOC 的恢复。正如本文以后将要阐述的，淡水试验中 NADW 的恢复和中低纬度水团的上升流的增强是 AMOC 恢复的主要原因。

FW1 中，随着 AMOC 的减弱和恢复，穿过北大西洋 48°N 断面向北的热盐通量的输送也在经历着相似的变化（图 4）。其中，盐度通量输送在积分的前 50 年，快速下降了 300 kt/s，在接下来的 100 年中则逐渐恢复到了接近于积分开始时刻的水平（图 4 a）；极向热通量输送则由起初的 0.77 PW（1 PW=10¹⁵ W）左右下降到 0.5 PW 左右，与盐度通量传输一样，在接下来的 100 年中逐渐恢复到积分开始时的水平（图 4b）。

3.1.2 大西洋海表性质的响应

与控制试验相比，淡水试验中北大西洋次极地回旋区的 SSS、SST 及海表密度（Sea Surface Potential Density，简称 SPD）在前 30 年都有所减弱。其中，SSS 平均减弱 0.3 PSU，SST 平均减弱 1.5℃（如图 5a、b）。由图 3 和图 4，在淡水试验的前期，随着 AMOC 快速减弱，向北进入高纬度海域的热输送减弱，这是导致高纬度 SST 减弱的主要原因；而淡水注入量的增高则是引起次极地海域，尤其是

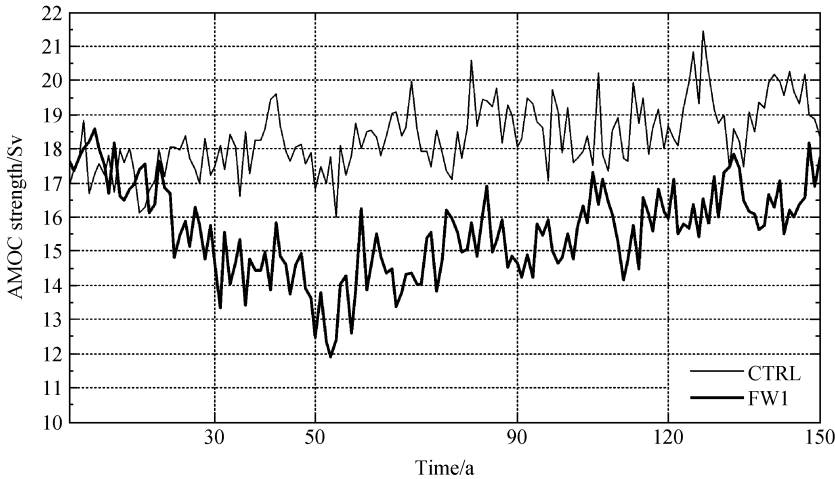


图 3 经向翻转环流强度的时间演变
Fig. 3 The time evolutions of the simulated AMOC strength

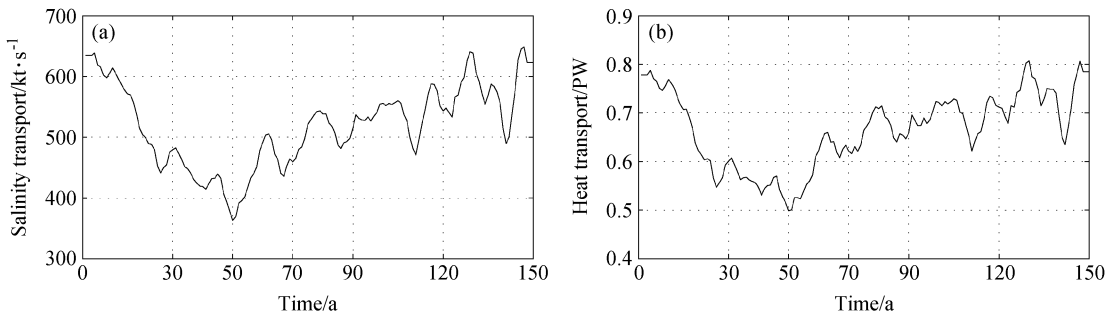


图 4 淡水试验中穿过北大西洋 48°N 断面向北的盐通量 (a) 和热通量 (b) 输送的时间序列
Fig. 4 Time series of the northward (a) salinity flux and (b) heat flux transports across the North Atlantic 48°N section in the FW1

拉布拉多海域 SSS 减弱的主要原因；两者的净效应，是 SPD 减弱 0.2 kg/m^3 左右（图 5c）。

图 6 显示的是在淡水试验的后期（积分最后 60 年）与前期（积分前 30 年）SSS、SST 以及 SPD 差。与前期相比，试验后期北半球高纬度 SSS 表现为平均 0.3 PSU 的恢复，主要位于 $60^\circ\text{N}\sim 70^\circ\text{N}$ 之间次极地回旋区内的拉布拉多海域和厄尔明格海域内， 70°N 以北的北欧海则有所降低，而在整个大西洋热带副热带区域，SSS 则有平均 0.1 PSU 左右的恢复（图 6a）；SST 的主要特征是整个次极地海域的恢复：中心位于拉布拉多海，最大值为 2°C ，范围延伸至北欧海，平均 0.7°C 左右的恢复。与 SSS 和 SST 差异的分布特征相对应，SPD 的变化特征为次极地海域的显著恢复，尤以次极地以西回旋区海域最为明显，表现为平均 0.2 kg/m^3 左右的恢复（图 6c）。

比较图 5 和图 6，可以看出北大西洋次极地海域 SSS、SST 与 SPD 在淡水强迫下经历了先减弱后恢复的过程。海表距平的时间序列（图 7）则更加清楚地反映出这一恢复特征：淡水试验中，SSS、SST 及 SPD 的快速减弱发生在积分的前 50 年期间，从积分的第 50 年左右开始海表温盐密开始逐渐恢复，与淡水试验中 AMOC 强度的时间变化特征（图 3）及温盐通量向北传输的时间变化特征（图 4）相一致。

3.1.3 高纬度冬季对流混合与 NADW 生成率的响应

图 8 给出了控制试验和淡水试验中，北半球高纬度海域冬季最大对流混合区在不同积分时段的空间分布特征。本文定义冬季最大对流混合区的方法为：在整个 150 年的积分期间，冬季北大西洋高纬度海域内（ 45°N 以北）最大混合层深度至少有一次大于 1500 m 以上的区域。控制试验和淡水试验所得到的北大西洋高纬度冬季对流混合最强的区域，都位于北欧海和次极地回旋区内的厄尔明格海和拉布拉多海三个区域内。在控制试验中，上述混合区的范围十分稳定，积分前 30 年（积分第 21~50 年）和后 60 年（积分第 91~150 年）的变化不大（图 8a、b）；而在淡水试验中的前 30 年，三个强混合区的面积（图 8c）相比于控制试验（图 8a）有明显的收缩，在积分的最后 60 年内，淡水试验中三个混合区的面积比积分前 30 年有明显的延展，尤其是

厄尔明格海区内的冬季强混合区的重新恢复最为显著，这在一定程度上反映了上述海域内冬季强对流混合作用的重新加强。

上述三个海域内对流混合的强度在淡水试验的前 40 年以内都快速减弱，而在接下来 100 年左右的淡水试验中，各个海区则表现为不同的特征：厄尔明格对流混合区的强度明显恢复；拉布拉多对流混合区强度在积分 40~80 年内有所恢复，但是在 110~150 年又减弱；北欧海对流混合强度的总趋势为逐步恢复（图 9）。与对流混合的强度变化对应，淡水试验中冬季 NADW（取为等密度面 $\sigma \geq 27.4$ 以下的水体通量）生成率的时间变化（FW1-CTRL）的特征（图 10）为：厄尔明格海、拉布拉多海和北欧海三个冬季强对流区内深层水的生成率在淡水试验的前 40 年快速减弱（分别减弱 1.5 Sv 、 3.4 Sv 和 0.8 Sv ）；在接下来 100 年内，厄尔明格海内的深层水恢复最为显著：淡水试验与控制试验的差异由 -1.5 Sv 左右变为平均 0.2 Sv ；北欧海域深层水的恢复不如厄尔明格海的显著，但相对于第 50 年时的 -1 Sv 的差异，积分后期逐渐恢复到接近于控制试验的水平（差异为 0 Sv 左右）；而拉布拉多海域内的深层水则在积分 30~100 年之间重新恢复；高纬度对流混合区冬季总体深层水生成率的变化特征为前 30 年的减弱（减小 5 Sv 左右）并伴随随后 100 年左右的逐渐恢复，到积分结束时，总体恢复了 3 Sv 左右，比较由上述三个海域内的变化特征可以得出，高纬度深层水的恢复主要以厄尔明格海的贡献最为突出。此外，比较图 8 与图 9 冬季对流混合的特征可以得出，高纬度深层水的生成率与冬季对流混合的强度联系十分密切。

3.1.4 大西洋水体体通量的传输

（1）深层高密度水向南的传输 图 11 显示淡水试验中大西洋深层水（取等密度坐标 $\sigma \geq 27.4$ 以下各层海水）向南的体通量传输的变化（FW1-CTRL）。其中，北半球（图 11a）各断面上的变化为：淡水试验的前 40 年向南穿过格陵兰-苏格兰-海脊（Scotland-Greenland-Ridge，简称 GSR）的深层高密度水持续减弱：两者的差由起初的 -0.4 Sv 加大至 -2.2 Sv ；大约 50 年以后两者的差逐渐由 -2.2 Sv 减小到 -1.8 Sv ，即淡水试验中深层高密度水恢复了 0.4 Sv 左右；向南穿过 48°N 断面的体通量则在前 50 年内减弱了 6 Sv ；接下来的 50~130

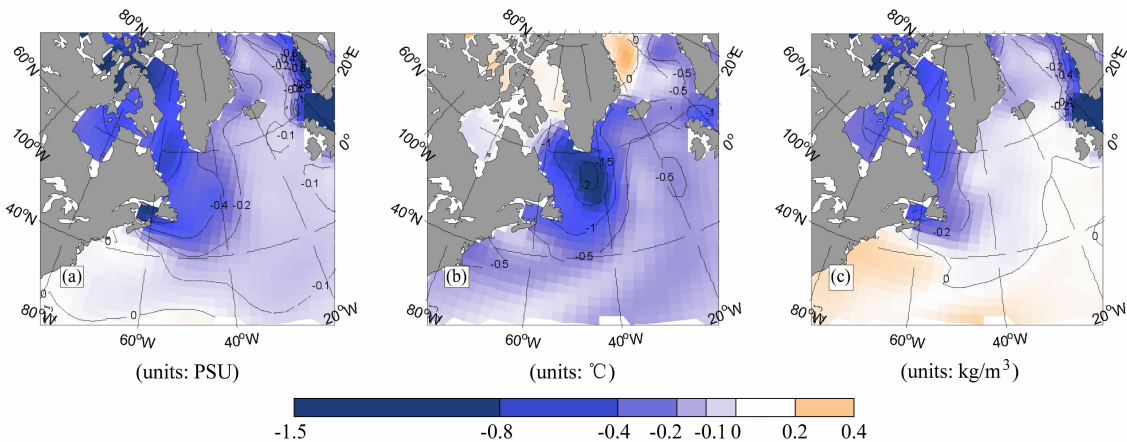


图5 淡水试验积分的前期(21~50年)北大西洋平均海表性质的变化(FW1-CTRL): (a) 海表盐度(SSS); (b) 海表温度(SST); (c) 海表密度(SPD)

Fig. 5 The anomalies (FW1-CTRL) of (a) SSS (Sea Surface Salinity), (b) SST, (c) SPD (Sea Surface Potential Density) in the North Atlantic averaged over years 21 – 50 of integration in the FW1

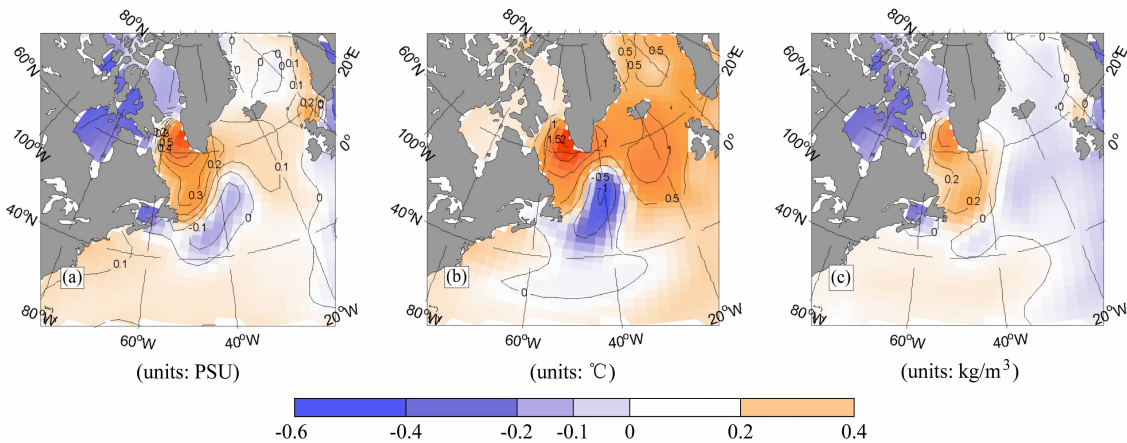


图6 淡水试验中积分最后60年(91~150年)与积分早期30年(21~50年)海表平均场之间的差异,其余同图5

Fig. 6 Same as Fig. 5, but for the differences of sea surface quantities between the last 60 years and years 21 – 50 means in the FW1

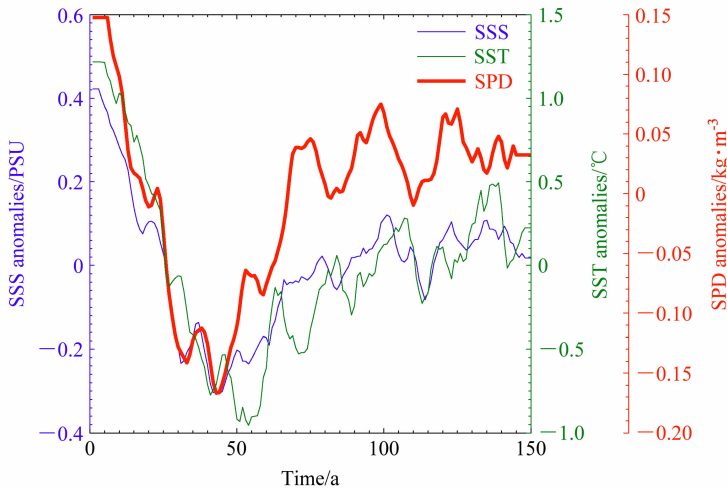


图7 淡水试验中次极地海域(45°N~60°N, 60°W~30°W)区域平均的海表各物理量的距平时间序列

Fig. 7 Time series of anomalies of sea surface quantities averaged over the sub-polar region (45°N – 60°N, 60°W – 30°W) in the FW1

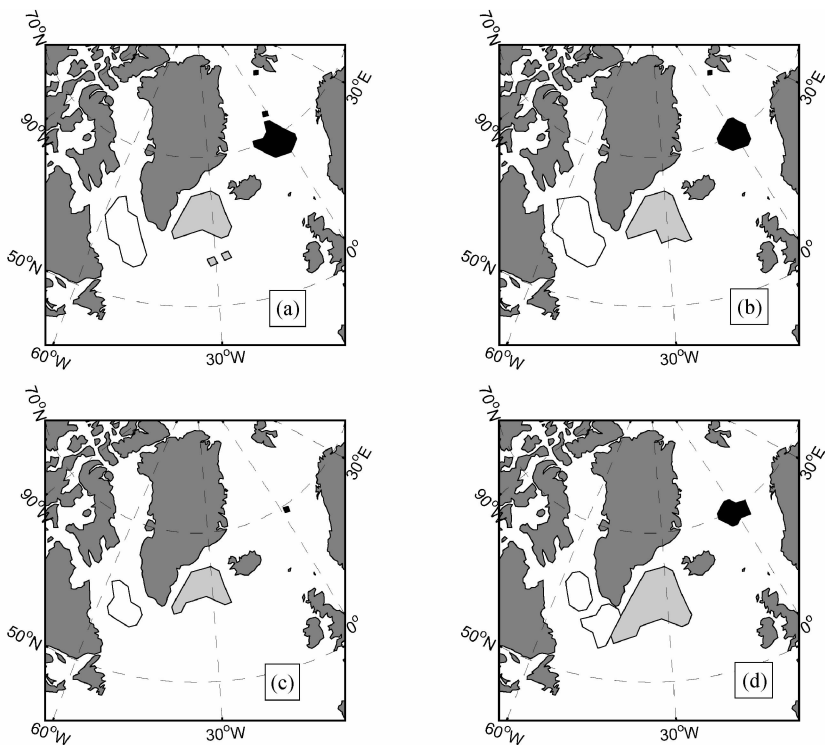


图 8 控制试验 (a、b) 和淡水试验 (c、d) 中北半球高纬度海域冬季最大对流混合区位置及面积的时间演变: (a、c) 积分前 30 年; (b、d) 积分后 60 年。白色封闭区域表示拉布拉多海内的冬季最大混合区, 浅灰和黑色阴影分别表示厄尔明格海和北欧海内的冬季最大混合区
Fig. 8 The temporal changes of the winter maximum convective mixing regions within the North Atlantic of high latitudes for (a, c) the first 30 years and (b, d) the last 60 years in (a, b) the CTRL and (c, d) the FW1. The white closure areas represent the winter maximum convective mixing regions in the Labrador Sea, and the light gray and black shadows are the maximum convective mixing regions in the Irminger Sea and the Nordic Seas, respectively

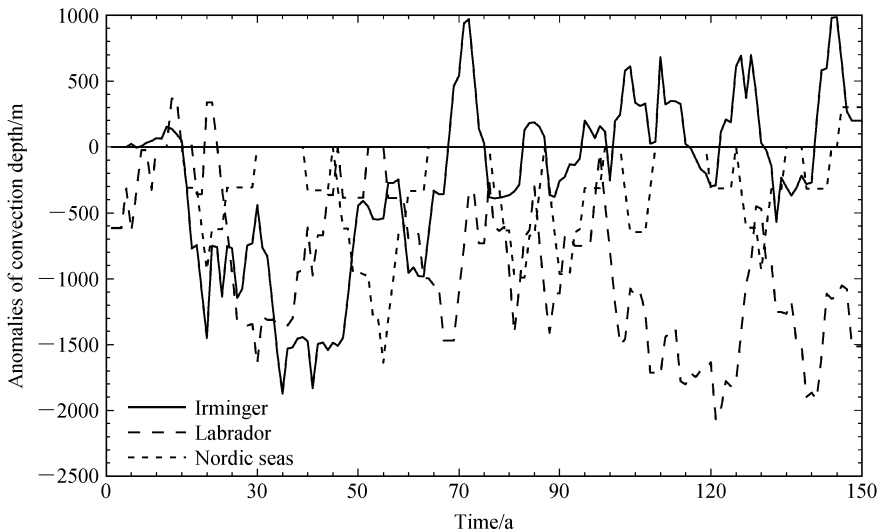


图 9 北大西洋高纬度冬季最大对流混合区混合层深度异常 (FW1-CTRL) 的时间变化
Fig. 9 Time series of the region-averaged convection depth anomalies (FW1-CTRL) of the maximum winter convective mixing regions in the North Atlantic

年之间与控制试验的差异逐步缩小至 -4.1 Sv , 有 2.1 Sv 的恢复; 而淡水试验中向南穿过 24°N 断面

的体通量的差异在前 70 年内也有所减弱, 但在接下来的 70~150 年略有恢复: 两者的差由 -5 Sv 减

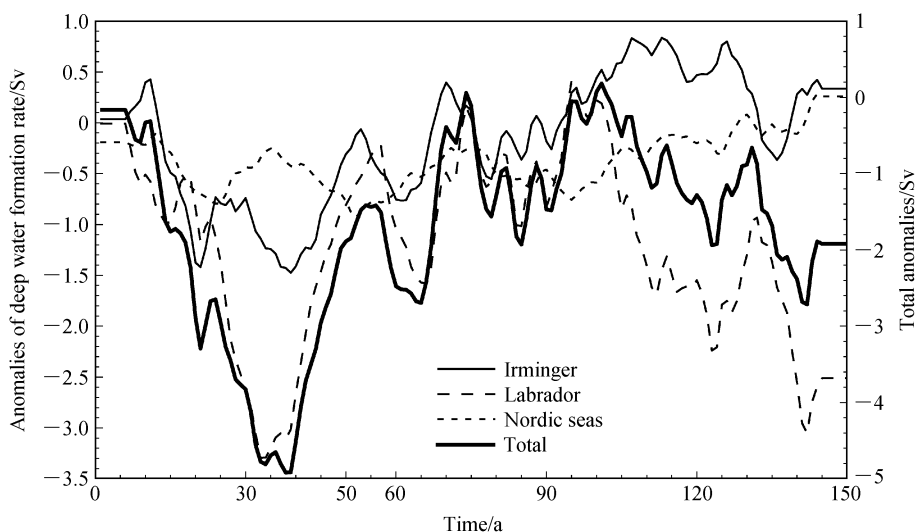


图 10 冬季北半球高纬度深水生成率异常 (FW1-CTRL) 的时间变化。黑粗实线表示整个强对流混合区内总的深水生成率的异常 (右纵坐标) 时间序列

Fig. 10 Time series of the anomalies (FW1-CTRL) of the deep dense water formation rates within northern high latitudes. Thick curve shows the total anomalies of deep water formation rate within the sea areas (right ordinate)

小到积分结束的一 2.2 Sv, 即恢复了大约 2.8 Sv。南半球 (图 11b) 的情形为: 向南穿过赤道的深层高密度水体通量在前 70 年内减弱一 5 Sv, 接下来的 100 年中逐步恢复: 表现为与控制试验的差缩小到约一 2 Sv 左右; 向南穿过 30°S 断面的深层高密度水体通量在前 70 年由接近于控制试验减小了约 4.1 Sv, 在接下来 70~80 年内与控制试验的差由一 4.1 Sv 缩小到约一 2.8 Sv 左右, 反映了淡水试验中体通量传输的恢复。

(2) 上层低密度水向北的传输 图 12 给出的是淡水试验中大西洋上层低密度水 ($\sigma < 27.4$) 向北的体通量传输相对于控制试验的时间变化 (FW1-CTRL), 其变化特征与下层高密度水的变化特征基本一致, 这里不再赘述。

上下层水体通量的传输是构成经圈环流的主要组成部分 (如图 2 及第 1 节首段的叙述), 通过上面与控制试验的比较我们可以发现: 在淡水试验中, 上、下层水体通量传输先减弱后恢复的变化与 AMOC 强度的变化 (如图 3) 相一致。

3.1.5 DM 与大西洋深层水的上涌

Munk (1998) 首次采用常数 $k_v = 1 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ 来计算 DM 的强度, 此后在很多气候模式中为简化计算, 大多采用此常数来对 DM 进行参数化。但是近年来的观测研究 (Moum et al., 1986; Oakey et al., 1994) 显示, DM 具有十分显著的空间分布差

异: 在远离海底地形及海岸边界的海洋内部, DM 具有 $k_v = 0.1 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ 的量级, 而在接近复杂海底地形或大陆架附近则又可以达到 $k_v = 100 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ 的量级。Gargett (1984) 根据观测提出了一种与浮力频率成反比的参数化方案:

$$k_v = \alpha_0 N^{-q} \quad (q \sim O(1), N = \sqrt{\frac{g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z}}), \quad (1)$$

其中, k_v 表示垂直混合系数, N 为浮力频率参数 (单位: s^{-1})。

根据这一参数化方案, DM 的强度与海洋内部海水层结成反比关系: 当海水水柱层结较强时, DM 的强度较弱, 该参数化方案使得 DM 过程响应于海洋的内部自身性质的变化。BCM 当中采用了这一参数化方案, 其中

$$k_v = 3 \times 10^{-7} N^{-1} (\text{cm}^2/\text{s}). \quad (2)$$

我们首先来看控制试验中大西洋海盆内垂直混合的分布特征 (图 13)。由于在海水密跃层以下的中深层海水的层结逐渐减弱, 大西洋海盆内 DM 的强度随深度递增 [公式 (2)]; 此外, 200 m 深度范围内的 DM 比深层 1000 m 以下的 DM 小一个量级。这些特征与观测所得到的特征 (Polzin et al., 1997; Ledwell et al., 2000; Gregg et al., 2003; Garabato et al., 2004) 较为接近, 在此基础上我们来诊断淡水试验中 DM 的变化 (FW1-CTRL) [如图 14 (见文后彩图)]。淡水试验的前 30 年, 大西

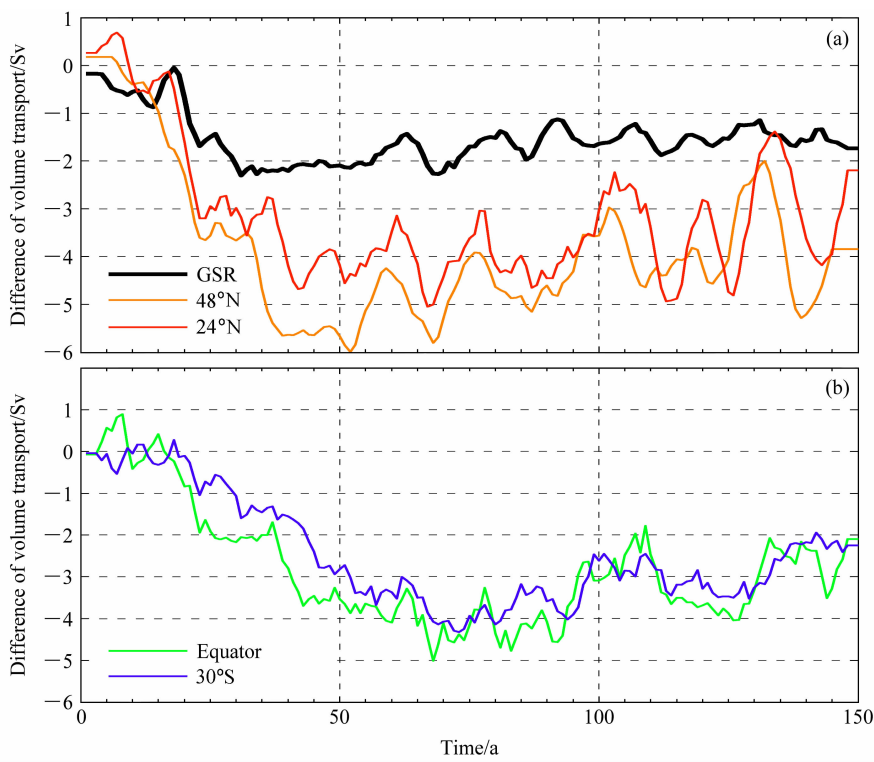


图 11 大西洋深层水向南的体通量传输的变化 (FW1—CTRL): (a) 穿过格陵兰—苏格兰—海脊 (GSR)、48°N、24°N 三个断面上的情形; (b) 穿过赤道和南半球 30°S 两个断面上的情形

Fig. 11 Time series of the anomalies (FW1—CTRL) of southward transports of deep dense water in the Atlantic Ocean: (a) Through the sections of Greenland—Scotland—Ridge (GSR), 48°N and 24°N; (b) through the sections of the equator and 30°S

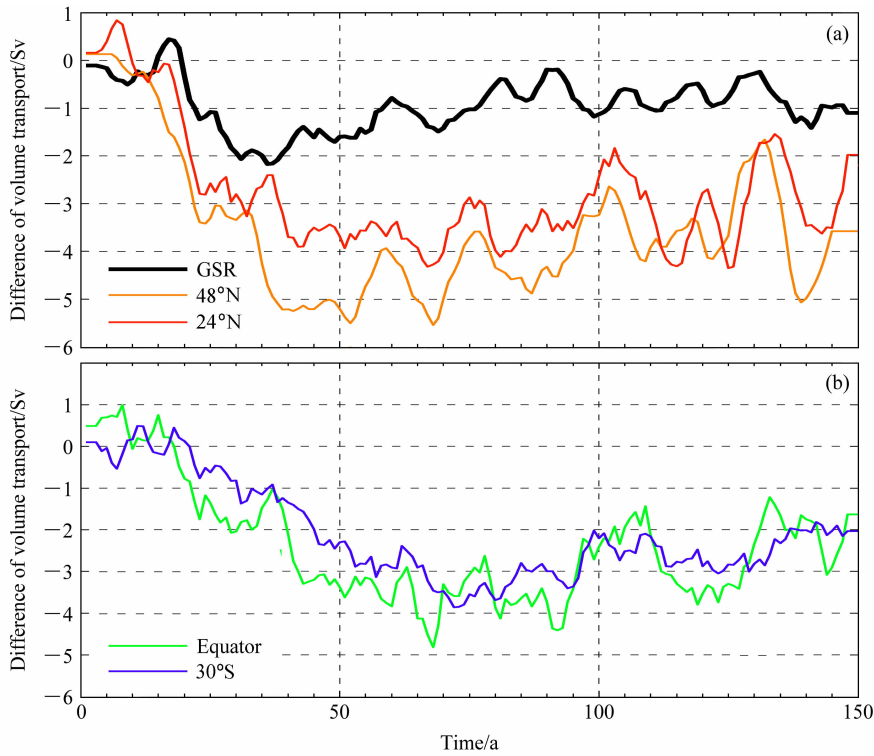


图 12 同图 11, 但为上层水向北的传输变化 (FW1—CTRL)

Fig. 12 Same as Fig. 11, but for the anomalies (FW—CTRL) of northward transports of upper light wate

洋中低纬度 ($5^{\circ}\text{N}\sim 35^{\circ}\text{N}$) DM 强度的改变并不明显 (图 14a), 但是在积分的第 60 年至第 90 年, 混合开始明显加强 (图 14b), 在最后 60 年内, 整个大西洋 1500 m 以下的垂直混合强度普遍加强 (图 14c)。在 Yu et al. (2008) 的工作中发现, 深层水的减少而导致垂直层结的减弱是大西洋海盆内 DM 增强的原因。有研究 (Nilsson et al., 2003; Mohanmmad et al., 2004) 表明, DM 的增强将有利于深层海水的上涌。

为了考察淡水试验中上升流的响应, 我们可以先来考虑一个理想的封闭“箱式”海洋模型中的情形: 在该模型的北边界, 深层密度较大的海水向南进入水箱, 并从南边界流出。在一个封闭海盆内, 穿过北部边界的入流与穿过南部边界的出流体通量的差, 可以反映水团经过混合作用所产生的上

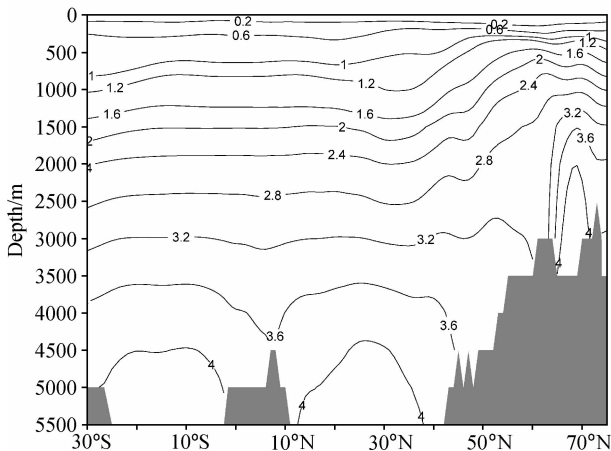


图 13 控制试验中 150 年平均的大西洋海盆内垂直混合的分布 (单位: cm^2/s)

Fig. 13 The 150-year averaged diapycnal mixing (cm^2/s) with in the Atlantic Ocean basin in the CTRL

升流的强度。因此我们可以选择北大西洋 24°N 和赤道两个断面与东西海岸线所构成的近似封闭的区域 (图 15), 来计算淡水试验中大西洋中低纬度海盆中深层 (模式中取等密度面 27.63 以下各等密度层) 的上升流相对于控制试验的变化, 结果如图 16 所示。在淡水试验中, 从大约第 50 年左右开始, 淡水试验中热带北大西洋的上升流开始增强, 这正是由于 DM 的增强所导致 (如图 14)。至积分结束, 平均增强大约 1.8 Sv 左右。

3.2 大气在淡水强迫试验中的响应

3.2.1 海平面气压场、地面风场的差异

图 17 (见文后彩图) 显示的是淡水试验中北半球冬季平均海平面气压 (简称 SLP) 以及地面风场的与控制试验的差异。其中, 在淡水试验的前期 (20~50 年) (图 17a), 格陵兰及以南, 拉布拉多海以东 SLP 增高, 最大增强值为 0.6 hPa, 中心位于次极地回旋区, 冰岛及北欧海上空 SLP 减弱, 低值中心位于冰岛以东和挪威海, 另外非洲大陆大部分区域 SLP 低压增强, 并向西延伸至热带北大西洋上空, 而地中海与欧洲东南的 SLP 偏高; 地面风场的差异与 SLP 差异十分匹配: 在拉布拉多海以西东南风增强, 而在拉布拉多海以东及厄尔明格海上空西北风增强, 在格陵兰岛区域以及北大西洋东部海域上空构成一个反气旋性异常切变, 对应于该处偏高的 SLP; 西斯匹次卑尔根岛 ($70^{\circ}\text{N}\sim 80^{\circ}\text{N}$) 则东风增强, 与厄尔明格上空的西风构成气旋性切变, 对应于冰岛的负 SLP 差异; 另外, 在中低纬度北大西洋, 东部北风增强, 西部南风增强。随着淡水试验的进行, 大气 SLP 和风场做出进一步响应, 具体是: 在接下来的 60~100 年间 (图 17b) 中纬

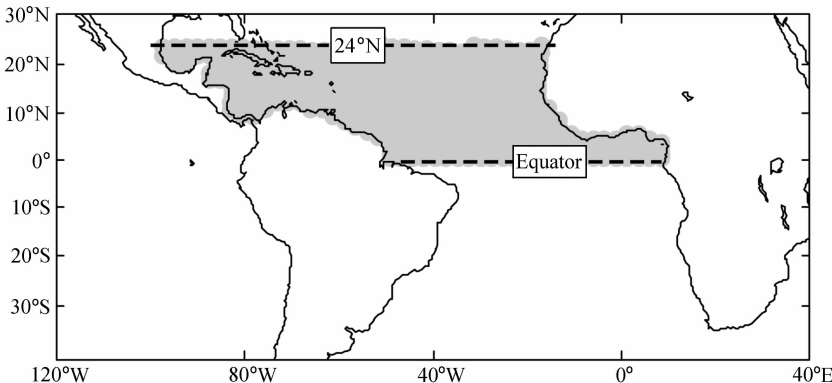


图 15 大西洋 24°N 和赤道两个断面之间构成一个近似封闭的区域

Fig. 15 The near-closed area consisting of the 24°N and equator sections in the Atlantic Ocean

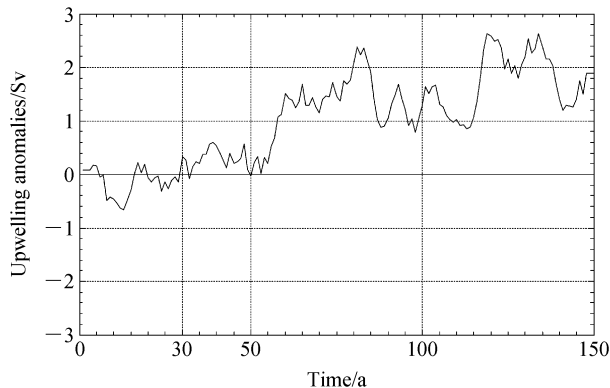


图 16 北大西洋热带海域 (24°N~赤道) 海盆内深层水的上升量的变化 (FW1-CTRL) 的时间序列

Fig. 16 Time series of the upwelling anomalies of deep water in the tropical Atlantic Ocean basin (24°N-equator)

度北大西洋的南北风减弱, 东西风增加, 厄尔明格上空的西风 and 西斯匹次卑尔根岛 (70°N~80°N) 的东风都明显增强; 与之对应, 北欧海上空的低压继续发展, 差异达到 -1.2 hPa, 中心位置位于冰岛附近, 该低值区域向东扩展, 而原来地中海 SLP 偏高的区域则完全消失; 同时格陵兰上空的 SLP 高值区向东北扩展, 最大正差异达到 1.4 hPa, 位于亚速尔以东区域, 非洲大陆上的低值区则向南退去。

上述淡水试验中冬季 SLP 形态, 特别是在积分的后期亚速尔地区 SLP 增高, 冰岛附近 SLP 降低, 与正 NAO 形势十分接近。

3.2.2 海表风应力的差异及海表埃克曼传输

海表环流对于大尺度风应力场的响应可以由以下关系给出:

$$\mathbf{M}_{\text{ek}} = -\frac{\mathbf{k} \times \boldsymbol{\tau}_{i,j}}{\rho_0 f}, \quad (3)$$

其中, $\mathbf{M}_{\text{ek}}$ 为埃克曼传输, $\mathbf{k}$ 为垂直方向单位矢量, $\boldsymbol{\tau}$ 为风应力强度 (单位: N/m^2), ρ_0 为参考密度, f 为地转参数 (单位: s^{-1})。

根据公式 (2), 海表经圈埃克曼传输与海表的東西分应力对应, 其中向北的埃克曼传输在北半球与东风应力 (向西) 对应; 南半球则与西风应力 (向东) 对应。大西洋经圈埃克曼体积通量传输 Φ_y (单位: Sv) 则可通过计算大西洋纬圈上的海表埃克曼传输积分进行求解 (Manabe et al., 1994):

$$\Phi_y = \int M_{\text{ekr}} dx. \quad (4)$$

图 18 显示控制试验中海表风应力与埃克曼传输的特征 (图 18a、b) 及海表风应力与埃克曼传输在淡水试验中相对于控制试验的变化 (FW1-CTRL) (图 18c、d)。由图 18a 可知, 控制试验中气候平均的大西洋海表风应力沿纬度的分布特征为: 在南北两个半球赤道热带海域 (30°S~30°N) 为东风 (向西); 南半球 30°S~60°S 与北半球 30°N~60°N 为西风 (向东), 且南半球西风应力大于北半球, 与观测事实一致。与之对应, 向北的埃克曼传输分别位于北半球东风带 (10°N~30°N)、北大西洋 60°N 以北的区域及南半球西风带 (35°S~60°S) (如图 18b)。虽然北半球东风带的应力强度小于强劲的南半球西风带, 但由于地转参数的效应, 北半球中纬度向北的埃克曼传输大于南半球。另外, 虽然北大西洋 60°N 以北区域内的向北传输较小, 但是向北经由该处进入极地海域的体积通量对于 AMOC 的状态有重要意义 (Otterå et al., 2004), 也是值得注意的。淡水试验中的风应力分布与埃克曼传输的总体特征与在控制试验中的情形相似 (图略)。

图 18c、d 则是风应力和埃克曼体积通量传输的在淡水试验前期 (11~50 年) 与后期 (51~100 年) 相对于同期控制试验的差异。前面已经提到, 由于风应力方向的在各个纬度的不同, 因而与之所对应的埃克曼传输的方向也不同。因此, 东风带 (35°S~30°N) (图 18a) 所对应的正差异表示在淡水试验中东风减弱, 而负差异则表示东风增强; 同样, 由于南半球东风对应的是向南的埃克曼传输, 因此, 对于南半球 35°S~赤道范围内的正差异表示向南的埃克曼传输减弱; 而在北半球东风对应的是向北的埃克曼传输, 西风对应的则是向南埃克曼传输, 因此在北半球西风带 (30°N~60°N) 范围内的正差异表示向南的埃克曼传输减弱。总之, 无论是在北半球还是南半球, 淡水试验与控制试验的埃克曼传输的正差异的含义有两个: 一是向北的埃克曼传输增强 (35°S~55°S、10°N~30°N 和 60°N 以北); 或者是向南的埃克曼传输的减弱 (10°S~赤道、30°N~60°N), 而向南的埃克曼传输的减弱有利于向北的净传输。因此, 图 18d 中的正差异都有利于 AMOC 的恢复。下面我们分别叙述各个纬度范围内的响应。

南半球 35°S~55°S 的西风应力 (向东) 在淡水

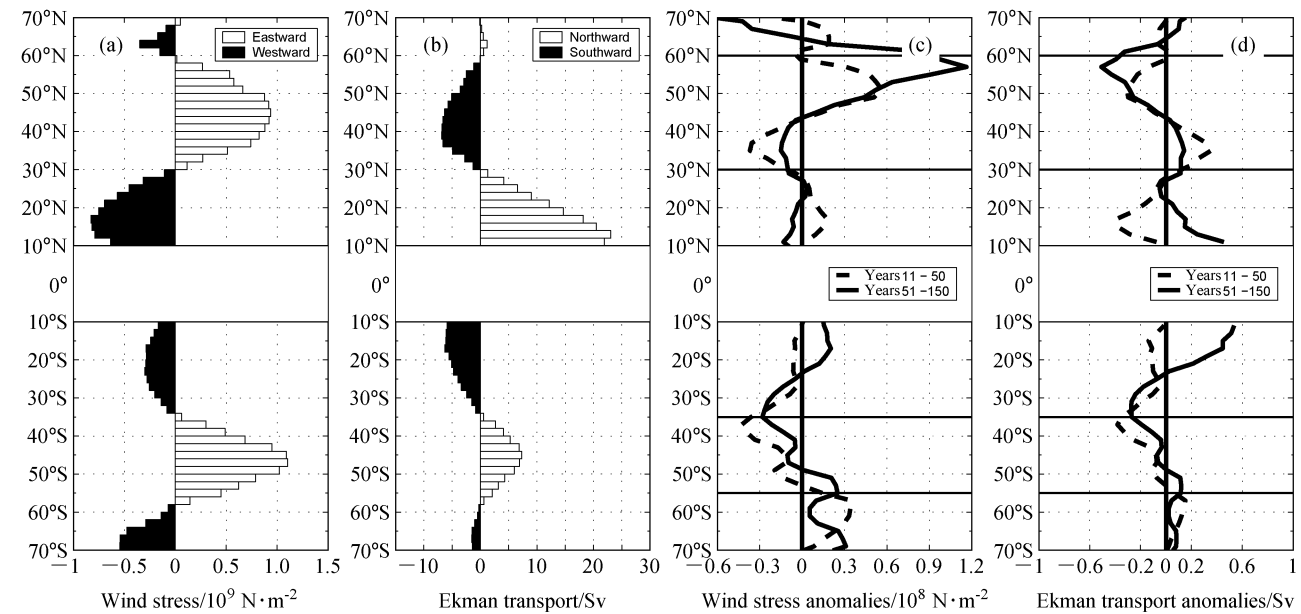


图 18 (a) 控制试验中冬季大西洋海表风应力东西方向分量(由海表上空 10 m 处风速计算)随纬度的分布;(b) 控制试验中南北半球海表经向积分的埃克曼体通量传输的分布特征。由于科里奥利参数在赤道附近(10°N~10°S)的特点,故不计该处的埃克曼传输。(c) 和 (d) 分别为东西风应力和埃克曼体通量传输的在淡水试验前期与后期的差异(FW1-CTRL)。对于风应力差异,在北半球,正(负)值表示西风(东风)增强;对于埃克曼传输,正差异值表示对于 AMOC 恢复的正贡献

Fig. 18 (a) Distribution of the zonally-averaged wind stress in the Atalntic Ocean; (b) distribution of the zonal wind-induced Ekman transports in the Atalntic Ocean; the anomalies (FW1-CTRL) of zonally-averaged (c) wind stress and (d) Ekman transports. For the anomalies of wind stress, positive (negative) anomalies indicate the strengthening of westerly (easterly) stress in the Northern Hemisphere; for the anomalies of Ekman transports, positive anomalies indicate the strengthening of northward transports

试验的前期减弱,后期 50°S~55°S 内西风应力增强,虽然 35°S~50°S 范围内的差异仍为负值,但比较淡水试验前期与后期的差异发现,西风应力在接下来的 100 年内强度有所恢复,在一些区域如 50°S~55°S 甚至加强。与之对应,南半球向北的埃克曼体通量传输差异的特征为(图 18d):前期在 35°S~55°S 范围内的向北的传输减弱,并且从 55°S 越往北,传输越小,后期整个传输随西风应力的恢复有所增强,在西风应力增强的区域,向北的通量传输增强。虽然淡水试验中向北的通量传输相对于控制试验仍然是偏小的,但是比较淡水试验本身前后两个阶段,后一阶段有所恢复,平均大约恢复 0.2 Sv。35°S 以北至赤道附近,淡水试验中东风应力的强度在后期相对于控制试验在 25°S 以北明显减弱(正差异),而 25°S 以南则强于(负差异)前期;与控制试验相比,前期东风应力整体高于控制试验,后期则在 25°S 以北至赤道显著减弱。与之对应的南半球 10°S~35°S 范围内向南的埃克曼体通量传输,在前期偏高(平均大约 0.1 Sv 左右),后期

25°S 以北区域则平均减弱大约为 0.3 Sv。

上述南半球响应表明,淡水试验中由于西风应力的恢复及东风应力的减弱引起向北的埃克曼净传输的恢复,大约为 0.5 Sv。

北半球与南半球相反:西风引起向南的埃克曼传输,东风引起向北的埃克曼传输。由图 18 可以看到淡水试验中风应力和埃克曼传输相对于控制试验,有以下变化:10°N~30°N 范围内淡水试验的后期(51~150 年),埃克曼传输相对于控制试验平均增强大约为 0.4 Sv。30°N~60°N 范围,淡水试验中西风应力相对于控制试验的变化特征表现为不对称的结构。40°N 以南西风应力在前期(11~50 年)和后期(51~150 年)持续减小,与之对应,该范围内向南的埃克曼传输持续减弱,平均大约为 0.1 Sv;40°N 以北的情形则恰好相反:西风应力在后期显著增强(风场明显偏东),与之对应,向南的埃克曼传输则显著增强。平均大约为 0.4 Sv。另外,在 65°N 以北的海域中,向北的埃克曼传输的平均增强 0.1 Sv 也是值得注意的:它反映了进入

格陵兰-苏格兰-海脊的埃克曼传输的增强。

4 讨论

本节我们对本文给出的试验结果做一综合讨论,通过分析高纬度淡水注入量增高的背景下,次极地海表、NADW、热带大西洋海盆内的垂直混合(DM)、上升流及大气(风场)的反馈等物理过程的年代际变化及它们之间相互调节的机制,来说明上述海洋大气物理过程对于淡水强迫增高下 AMOC 的响应所起到的可能的影响。

4.1 次极地海表响应与 NADW

淡水试验的前期由于北大西洋高纬度海域内的淡水注入量增高(如图 1),直接导致次极地回旋区内 SSS 减弱,同时来自热带的热盐输送在试验前 50 年内的快速减弱(图 4a、b),整个次极地海域 SSS 和 SST 快速降低(图 7)。比较控制试验、SSS 和 SST 都有不同程度的减弱,两者净效应是海表密度(SPD)的减小(图 5c、图 7)。次极地海域海表密度的减弱,使得冬季强对流混合区(图 8)上层海水的层结趋于稳定,导致冬季强对流过程减弱(图 9)。因此,淡水试验中积分前 30 年,冬季强对流混合区中位于北欧海内的强混合区几乎完全消失,次极地内的厄尔明格海域和拉布拉多海域内的强混合区范围分别缩小约 30% 和 50%(图 8c),冬季对流强度也在前 50 年左右快速减小(图 9)。与之相应,三个强对流混合区域内深层高密度水生成率分别减少 1.5 Sv、3 Sv 和 0.8 Sv,总体减弱 5 Sv 左右(图 10,详见第 3 节)。随着 NADW 生成率的减弱,向南穿过 GSR 及北半球 24°N、48°N 断面的深层水在前 50 年内快速减弱(图 11a)。另外,向南穿过赤道及南半球 30°S 断面的深层重水的减少也部分是由于来自北大西洋 NADW 的减弱(图 11b)。

次极地海表密度的减弱的另一个效应是引起极地-赤道方向的海表密度梯度的减弱。在淡水积分的前 50 年内,极地-赤道间的密度梯度快速减弱,而控制试验当中的表现为较为稳定(如图 19)。前面已经谈到,淡水试验中前期高纬度海域 SSS 的降低能够引起海表密度的降低,从而引起极地-赤道密度梯度的减弱。Stommel (1961) 认为北-南方向上的海表密度差是海洋上层水体的极向传输的主要的热力驱动因子。最近,在一个三维海洋模式里,

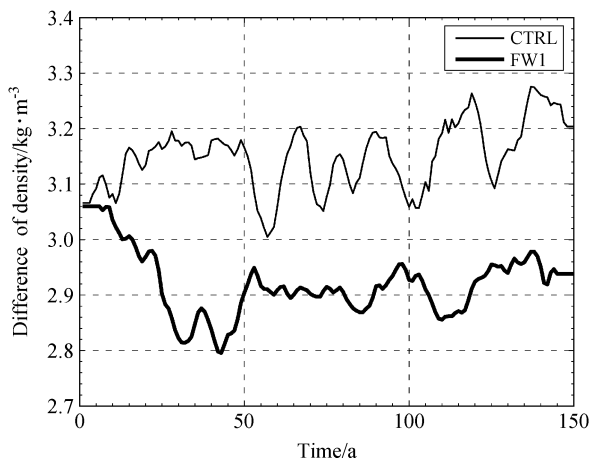


图 19 控制试验(CTRL)和淡水试验(FW1)中极地与赤道间海表密度差的时间演变

Fig. 19 Time series of the differences of sea surface density between the polar region and the equator in the CTR and the FW1

Stommel 的热力驱动理论又一次得到验证(Weiland, 1986; Park et al., 2000; Rahmstorf et al., 2005)。根据上述理论,海表密度梯度由于高纬度海域海表浮力强迫的变化而改变,进而引起 AMOC 的变化。本文结果则显示,与海表密度梯度的减弱相对应,AMOC 的强度随之减弱,与此同时,NADW 的生成率、北大西洋穿过 24°N、48°N 断面向北的体积传输以及向南流的深层水在 50 年内快速减弱(图 12a)。另一方面,Stommel 的正反馈机制理论指出,一旦 NADW 的形成减弱或中断将是不可恢复的,这一效应在一些箱式模型中得到验证。因此,如果认为 NADW 的生成率是 AMOC 的状态的决定分支,那么在高纬度浮力强迫的正效应维持下(例如 SST 增高,或 SSS 和 SPD 减弱等),NADW 的减弱或终止将导致 AMOC 的减弱或终止(Rooth, 1982; Bryan, 1987; Furevik, 2007),例如在 Rahmstorf et al. (1999) 的淡水试验中,大气高水平的 CO₂ 含量与附加的淡水注入将导致 NADW 终止,进而得到稳定的弱 AMOC。然而,还有些模式结果则指出,NADW 的减弱对于淡水强迫的响应是瞬时的并且是可以恢复的。这些研究结果中,NADW 的恢复发生在两种情形下,一是浮力强迫的正效应始终维持。例如,Manabe et al. (1994) 发现在 CO₂ 含量增高 4 倍后,NADW 在 200 年内几乎完全消失,但 Stouffer et al. (2003) 在随后的工作中又发现,在维持高含量的

CO₂ 继续积分 1000 年后, NADW 又恢复到起始的水平。另一种情形是将海表正浮力强迫在模式当中移去, 减弱的 NADW 是可以恢复的。在第二种情形中, NADW 的恢复比第一种的情形更快, 表现为年代际的时间尺度。近来, 利用一些半球理论模型 (Nilsson et al., 2003; Mohanmmad et al., 2004) 的研究发现, 高纬度淡水强迫的增强甚至可以作为 AMOC 的“触发器”, 会增强 AMOC。此外, Yin et al. (2006) 还提到海气耦合模式中由于大气的完全参与, 减弱的 AMOC 是可以得到恢复的。

本文的研究结果显示, 在持续 150 年的淡水试验的后期, 中低纬度 SSS 增强 (图 6a), 向北的温盐输送逐渐恢复 (图 4), 有利于高纬度次极地回旋区 SSS、SST 和 SPD 的逐渐恢复 (图 6、7), 帮助高纬度海域内冬季对流混合的强度得以恢复 (图 9); 高纬度海域深层水的生成都有不同程度的恢复。比较发现, 在 NADW 的恢复中, 厄尔明格海域的贡献最大 (图 9、10)。与深层水的恢复一致, 向南穿过 GSR 及北半球 24°N、48°N 断面的深层水在 50 年后逐步恢复 (图 11a), 而穿过赤道的深层水的恢复则要滞后一些。同时, 南北半球上层海洋向北的水体积传输也随之逐渐恢复 (图 12a、b)。与这些恢复过程相对应, 淡水试验中 AMOC 的强度在接下来的 100 年重新恢复。

4.2 DM 与上升流

发生在上层海洋的对流混合过程对 NADW 的生成有重要的影响 (见 4.1 节), 而在宽广的中低纬度大西洋深层海盆内, 垂直混合以 DM 过程为主, 该过程的重要效应之一是在层结海洋中, 导致不同物理属性的水团发生交换, 从而产生深层水的上涌。关于 DM 在淡水强迫下对于 AMOC 的变率所起到的作用, 目前尚无统一的认识。在一些气候模式或海洋模式中, 如果采取与层结无关的 DM 参数化方案, 那么一旦重水的生成因高纬度淡水注入的增强而停止, AMOC 也将随之衰退或终止 (Roth, 1982)。但是, Nilsson et al. (2001, 2003) 利用尺度分析和一个理论半球海洋模式指出: 如果在模式中采取固定外部能量的 DM 参数化方案将会得到增强的淡水强迫会作为一种“触发器”而导致增强的 AMOC。Saenko et al. (2003) 利用相同的理论模型, 指出 Nilsson 等提出的“淡水触发器”

的结果只能在半球海洋模式中得到, 而如果考虑南半球涡旋引起的传输对于 NADW 的向上传输的影响, Nilsson 等的工作中的“触发器”效应是无法得到的。在本文的试验结果中, 淡水试验前 50 年内, 向南的深层高密度水的传输快速减弱导致上下层海水密度差的减小, 由于 BCM 中 DM 的强度与海水层结成反比关系 [见公式 (2)], 因而随着中低纬度海域内海水垂直层结逐步减小, 深层水团的上升则随之增强 (图 16), 使得进入到上层海洋的水体传输增强; 与之对应, 上层向北的低密度水的传输也恢复了 (图 12), 这一效应帮助向北的盐度输送的恢复 (图 2)。这是次极地海域 SSS 恢复 (图 6a、图 7) 的原因之一, 另外次极地区域年降水的偏小也为该处 SSS 的恢复做出贡献 (图略)。总之, 由于高纬度海域 SSS 对于海表密度的主导作用, 海表密度随 SSS 的恢复而恢复 (图 6a、图 7)。同时极地与赤道间的密度梯度随着次极地海表密度的恢复而重新增强 (图 19), 将有利于上层海洋向北的水体传输 (图 12a)。上述淡水试验中一系列与 DM 的增强相关的响应正是 AMOC 强度恢复的第二个原因。

4.3 海表风场及埃克曼传输

从能量学角度来看, 风场向海洋的大尺度能量输送被认为是驱动 AMOC 的一个机制之一。Toggweiler et al. (1995) 提出, 大西洋内大部分的上升流主要是由南半球的绕极西风带驱动的。即强劲的绕极西风在海表引起向北的埃克曼传输, 并且在 60°S 附近的海表埃克曼传输导致大西洋深层海水的上升, 而北半球的 NADW 是发生在南半球这一上升流的补偿, 即所谓“德雷克海峡效应”。他们认为, AMOC 的强度很大程度上依赖于南半球风场的强度。上述理论更适合于讨论千年或万年际时间尺度上 AMOC 的平衡态变化问题。本文则是从风场与海洋上层埃克曼传输之间相互调节的角度, 讨论百年际时间尺度上风场对于 AMOC 的变化所起到的作用。结果显示, 淡水试验中南半球由于西风应力的恢复及东风应力的偏弱所引起向北的埃克曼传输有大约为 0.5 Sv 的恢复。而在北半球东风应力和西风应力都有所增强, 并且西风应力的增强大于东风应力的增强, 使得向北的埃克曼传输偏高了 0.1 Sv。上述淡水试验中风场的异常引起埃克曼传输的变化, 是 AMOC 恢复的又一个机制。

5 结论

本文利用卑尔根耦合气候模式, 分析诊断了北大西洋径向翻转流对增强的淡水强迫在年代际时间尺度上的响应及其物理机制。主要结论概括如下:

(1) 淡水试验中, AMOC 的减弱主要是由于 NADW 的生成率减弱所引起。影响 NADW 的直接因素是海表浮力通量或海表性质在淡水强迫下的响应。在高纬度淡水注入增强的前期, 次极地海表 SSS 减弱, 使得海表密度 SPD 减弱 (即浮力增强), 引发两个效应: 一是冬季对流混合的减弱, 导致 NADW 生成率的减弱, 另一个是由于极地-海表密度梯度的减弱。与这些响应对应的是向北的热盐输送及 AMOC 在淡水试验前 50 年的快速减弱。

(2) 淡水试验中 AMOC 的恢复主要由以下一系列反馈过程引起: ① 中低纬度 DM 由于深层水的减少而增强, 引起上升流的增强, 与之相应的是 AMOC 在中低纬度上升支的增强; ② 由于南半球西风应力的增强和东风应力的减弱, 北半球东风应力的增强, 使得向北的埃克曼输送恢复或增强; ③ 热带海表盐度增强、向北的盐度输送恢复及整个北大西洋区域降水偏少的共同的效应是次极地 SSS 的恢复, 其结果是 SPD 的恢复。上述过程最终导致 NADW 的重新开启及极地-赤道密度梯度的恢复和 NADW 的重新增强, 与之对应, AMOC 在接下来 100 年内逐渐恢复了。

(3) 比较 NADW 的生成率、DM 及风场的作用, NADW 的生成率在 AMOC 的变化中最为重要, 但在耦合模式中 NADW 的状态改变不是孤立的, 正如本文结果所显示的, 它受其他海洋、大气过程的影响而变化。

致谢 十分感谢 Odd Helge Otterå 博士提供淡水试验的输出场。

参考文献 (References)

周天军. 2003. 全球海气耦合模式中热盐环流对大气强迫的响应 [J]. 气象学报, 61 (2): 164–179. Zhou Tianjun. 2003. Adjustment of the North Atlantic thermohaline circulation to the atmospheric forcing in a global air-sea coupled model [J]. Acta Meteor. Sinica (in Chinese), 61 (2): 164–179.

Aagaard K, Carmack E C. 1989. The role of sea-ice and other fresh water in the Arctic Circulation [J]. J. Geophys. Res., 94: 14485–14498.

Alley R B. 2000. The Two-Mile Time Machine: Ice Cores, Abrupt

Climate Change, and Our Future [M]. Princeton N J: Princeton University Press, 229.

Bentsen M, Drange H, Furevik T, et al. 2004. Simulated variability of the Atlantic meridional overturning circulation [J]. Climate Dyn., 22: 701–720.

Bleck R, Rooth C, Hu D, et al. 1992. Salinity-driven thermohaline transients in a wind- and thermohaline-forced isopycnic coordinate model of the North Atlantic [J]. J. Phys. Oceanogr., 22: 1486–1505.

Bond G, Broecker W, Johnsen S, et al. 1993. Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice [J]. Nature, 365: 143–147.

Broecker W S. 1991. The great ocean conveyor [J]. Oceanography, 4: 79–89.

Bryan F. 1986. High-latitude salinity effects and inter-hemispheric thermohaline circulations [J]. Nature, 323: 301–323.

Bryan F. 1987. Parameter sensitivity of primitive equation ocean general circulation models [J]. J. Phys. Oceanogr., 17: 970–985.

Charles C D, Fairbanks R G. 1992. Evidence from Southern Ocean sediments for the effect of North Atlantic deep-water flux on climate [J]. Nature, 355: 416–419.

Clark P U, Pisias N G, Stocker T F, et al. 2002. The role of the thermohaline circulation in abrupt climate change [J]. Nature, 415: 863–869.

Dansgaard W. 1993. Evidence for general instability in past climate from a 250-kyr ice-core record [J]. Nature, 364: 218–220.

Delworth T L, Greatbatch R J. 2000. Multi-decadal thermohaline circulation variability driven by atmospheric surface flux forcing [J]. J. Climate, 13: 1481–1495.

Déqué M, Dreveton C, Braun A, et al. 1994. The ARPEGE/IFS atmosphere model: A contribution to the French community climate modeling [J]. Climate Dyn., 10: 249–266.

Dickson P R, Brown J. 1994. The production of North Atlantic deep water: Sources, rates and pathways [J]. J. Geophys. Res., 99 (C6): 12319–12341.

Fanning A F, Weaver A J. 1997. Temporal-geographical melt water influences on the North Atlantic conveyor: Implications for the younger Drays [J]. Paleoceanography, 12: 307–320.

Furevik T, Bentsen M, Drange H, et al. 2003. Description and validation of the Bergen Climate Model: ARPEGE coupled with MI-COM [J]. Climate Dyn., 21: 27–51.

Furevik T, Mauritzen C, Ingvaldsen R. 2007. The flow of Atlantic Water to the Nordic Seas and Arctic Ocean [M]// ørbæk J B, Kallenborn R, Tombre I, et al. Alpine Ecosystem and People in a Changing Environment. Berlin Heidelberg: Springer, 345–433.

Ganachaud A, Wunsch C. 2000. Improved estimates of global ocean circulation, heat transport and mixing from hydrographic data [J]. Nature, 408 (23): 453–457.

Ganopolski A, Rahmstorf S. 2001. Rapid changes of glacial climate

- simulated in a coupled climate model [J]. *Nature*, 409: 153 – 158.
- Gao Yongqi, Drange H, Bentsen M, 2003. Effects of diapycnal mixing and isopycnal mixing on the ventilation of CFCs in the North Atlantic in an isopycnal coordinate OGCM [J]. *Tellus*, 55B: 837 – 854.
- Garabato A, Polzin C N, King K L, et al. 2004. Widespread intense turbulent mixing in the Southern Ocean [J]. *Science*, 303: 210 – 213.
- Gargett A. 1984. Vertical eddy in the ocean interior [J]. *J. Marine Res.*, 42: 359 – 393.
- Garrett C, Laurent L St. 2002. Aspect of deep ocean mixing [J]. *J. Phys. Oceanogr.*, 58: 11 – 24.
- Gregg M, Sanford T, Winkel D. 2003. Reduced mixing from the breaking of internal waves in equatorial waters [J]. *Nature*, 422: 513 – 515.
- Griffies S M, Tziperman E A. 1995. Linear thermohaline oscillator driven by stochastic atmospheric forcing [J]. *J. Climate*, 8: 2440 – 2453.
- Handoh I C, Bigg G, John R E, et al. 2003. Evolution of upwelling in the Atlantic Ocean basin [J]. *Palaeogeography*, 202: 31 – 58.
- Hátún H, Sandø A B, Drange H, et al. 2005. Influence of the Atlantic subpolar gyre on the thermohaline circulation [J]. *Science*, 309: 1841 – 1843.
- Hu D. 1996a. On the sensitivity of the thermocline depth and meridional heat transport to vertical diffusivity in OGCMs [J]. *J. Phys. Oceanogr.*, 26: 1480 – 1494.
- Hu D. 1996b. The computation of diapycnal diffusive and advective scalar fluxes in multilayer isopycnal-coordinate ocean models [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 124: 1834 – 1850.
- Huang R. 1999. Mixing and energetics of the oceanic thermohaline circulation [J]. *J. Phys. Oceanogr.*, 29: 727 – 746.
- Kevin I, Oliver C, Andrew J, et al. 2005. Can limited mixing buffer rapid climate change [J]? *Tellus*, 57A: 676 – 690.
- Kuhlbrodt T, Griesel A, Montoya M, et al. 2007. On the driving processes of the Atlantic Meridional Overturning Circulation [J]. *Review of Geophysics*, 45: RG2001 / 2004, 2004RG000166.
- Laurent L St, Garrett C. 2002. The role of internal tides in mixing the deep ocean [J]. *J. Phys. Oceanogr.*, 2002, 32: 2882 – 2899.
- Ledwell J, Montgomery E, Polzin K, et al. 2000. Evidence for enhanced mixing over rough topography in the abyssal ocean [J]. *Nature*, 403: 179 – 182.
- Lueck R, Reid R. 1984. On the production and dissipation of mechanical energy in the ocean [J]. *J. Geophys. Res.*, 89: 3439 – 3445.
- Manabe S, Stouffer R J. 1994a. Multiple-century response of a coupled ocean – atmosphere model to an increase of atmospheric carbon dioxide [J]. *J. Climate*, 7: 5 – 23.
- Manabe S, Stouffer R J. 1994b. Multiple-century response of a coupled ocean – atmosphere model to an increase of atmospheric carbon dioxide [J]. *J. Climate*, 7: 5 – 23.
- Marotzke J, Scott J R. 1999. Convective mixing and the thermohaline circulation [J]. *J. Phys. Oceanogr.*, 29: 2962 – 2970.
- Mauritzen C. 1996. Production of dense overflow waters feeding the North Atlantic across the Greenland – Scotland Ridge. Part I: Evidence for a revised circulation scheme [J]. *Deep-Sea Res.* I, 43 (6): 769 – 806.
- McManus J F, Francols R, Gherardi J M, et al. 2004. Collapse and rapid resumption of Atlantic Meridional Circulation linked to deglacial climate changes [J]. *Nature*, 428: 834 – 837.
- Mohammad R, Nilsson J. 2004. The role of diapycnal mixing for the equilibrium response of the thermohaline circulation [J]. *Oceanogr. Dyn.*, 54: 54 – 65.
- Moum J, Osborn T. 1986. Mixing in the main thermohaline [J]. *J. Phys. Oceanogr.*, 16: 1250 – 1259.
- Munk W H, Wunsch C. 1988. Abyssal recipes II: Energetic of tidal and wind mixing [J]. *Deep-Sea. Res.* I, 45: 1977 – 2010.
- Nilsson J, Brostrom G, Walin G. 2003. The thermohaline circulation and vertical mixing: Does weaker density stratification give stronger overturning [J]? *J. Phys. Oceanogr.*, 33: 2781 – 2795.
- Nilsson J, Walin G. 2001. Freshwater forcing as a booster of thermohaline circulation [J]. *Tellus*, 53A: 629 – 641.
- Oakey N, Ruddick B, Walsh D, et al. 1994. Turbulence and microstructure measurements [J]. *Nature*, 75: 130 – 132.
- Otterå O H, Drange H, Bentsen M, et al. 2004. Transient response of the Atlantic Meridional Overturning Circulation to enhanced freshwater input to the Nordic Seas – Arctic Ocean in the Bergen Climate Model [J]. *Tellus*, 56A: 342 – 361.
- Park Y G, Bryan K. 2000. Comparison of thermally driven circulation from a depth-coordinate model and an isopycnal model. Part I: Scaling-law sensitivity to vertical diffusivity [J]. *J. Phys. Oceanogr.*, 30: 590 – 605.
- Polzin K, Toole J, Ledwell J, et al. 2005. Spatial variability of turbulent mixing in the abyssal ocean [J]. *Science*, 1997, 276: 93 – 96.
- Rahmstorf S. 1994. Rapid climate transitions in a coupled ocean – atmosphere model [J]. *Nature*, 372: 82 – 85.
- Rahmstorf S, Ganopolski A. 1999. Long-term global warming scenarios computed with efficient coupled climate model [J]. *Climatic Changes*, 43: 353 – 367.
- Rahmstorf S. 2003. Thermohaline circulation: The current climate [J]. *Nature*, 421: 699
- Rahmstorf S, Crucifix M, Ganopolski A, et al. 2005. Thermohaline circulation hysteresis: A model intercomparison. *Geophys. Res. Lett.*, 32: L23605, doi: 10.1029/2005GL023655
- Rooth C. 1982. Hydrology and ocean circulation [J]. *Progress in Oceanography*, 11: 131 – 149.
- Saenko O A, Weaver A. 2003. Southern ocean upwelling and eddies: Sensitivity of the global overturning to the surface density range [J]. *Tellus*, 55A: 106 – 111.

- Stommel H. 1961. Thermohaline convection with two stable regimes of flow [J]. *Tellus*, 13: 224–230.
- Stouffer R J, Manabe S. 2003. Equilibrium response of thermohaline circulation to large changes in atmospheric CO₂ [J]. *Climate Dyn.*, 20: 759–773.
- Toggweiler J R, Samuels B. 1993. Is the magnitude of the deep outflow from the Atlantic Ocean actually governed by Southern Hemisphere winds? [M]// Heimann M. *The Global Carbon Cycle*. Berlin Heidelberg: Springer, 333–366.
- Toggweiler J R, Samuels B. 1995. Effect of Drake Passage on the global thermohaline circulation [J]. *Deep-Sea Res.*, 42: 477–500.
- Trenberth K E, Caron J M. 2001. Estimates of the meridional atmosphere and ocean heat transport [J]. *J. Climate*, 14: 3433–3443.
- Vellinga M, Richard A, Wood J, et al. 2002. Processes governing the recovery of a perturbed thermohaline circulation in HadCM3 [J]. *J. Phys. Oceanogr.*, 15: 764–780.
- Wang W, Huang R. 2004a. Wind energy input into the Ekman layer [J]. *J. Phys. Oceanogr.*, 34: 1267–1275.
- Wang W, Huang R. 2004b. Wind energy input into the surface waves [J]. *J. Phys. Oceanogr.*, 34: 1276–1280.
- Weaver A J, Valcke S. 1998. On the variability of the thermohaline circulation in the GFDL coupled model [J]. *J. Climate*, 11: 759–767.
- Welander P. 1986. Thermohaline effects in the ocean circulation and related simple models [M]// Willebrand J, Anderson D L T. *Large-Scale Transport Processes in the Oceans and Atmosphere*. Boston: D. Reidel Publishing Co., 163–200.
- Wunsch C, Ferrari R. 2004. Vertical mixing, energy and the general circulation of the oceans [J]. *Annu. Rev. Fluid Mech.*, 36: 281–314.
- Yin Jianjun, Michael E, Natasha G, et al. 2006. Is a shutdown of the thermohaline circulation irreversible [J]? *J. Geophys. Res.*, 111: D12104.
- Yu L, Gao Y, Wang H, et al. 2008. Revisiting effect of ocean diapycnal mixing on Atlantic Meridional Overturning Circulation recovery in a freshwater perturbation simulation [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 25 (4): 597–609.

《大气和海洋科学快报》征稿启事

中国科学院大气物理研究所主办的英文双月刊《大气和海洋科学快报》(英文刊名为 *Atmospheric and Oceanic Science Letters*, AOSL) 已于 2008 年 11 月创刊。

《快报》主要刊登大气科学和海洋物理学方面的创新研究成果。本刊将充分发挥“快报”(Letters)类期刊“短平快”的特点,努力把稿件的发表周期限制在半年以内,以保证专家学者的最新研究成果得到及时发表。AOSL 处于草创阶段,恳切希望得到广大科学家的支持,欢迎大大家踊跃投稿。

由于是“快报”类期刊,AOSL 对稿件的长度将有严格的限制:要求稿件不超过 5000 英文单词(包括插图,一幅插图按 400 单词计算)。

投稿请登录 <http://www.dqkxqk.ac.cn/aosl/ch/index.aspx> 注册并提交稿件。

联系地址:北京 9804 信箱

邮政编码:100029

电话:010-829995202, 01082995203

传真:010-82995053

E-mail: aosl@mail.iap.ac.cn

Website: www.dqkxqk.ac.cn, www.iapjournals.ac.cn

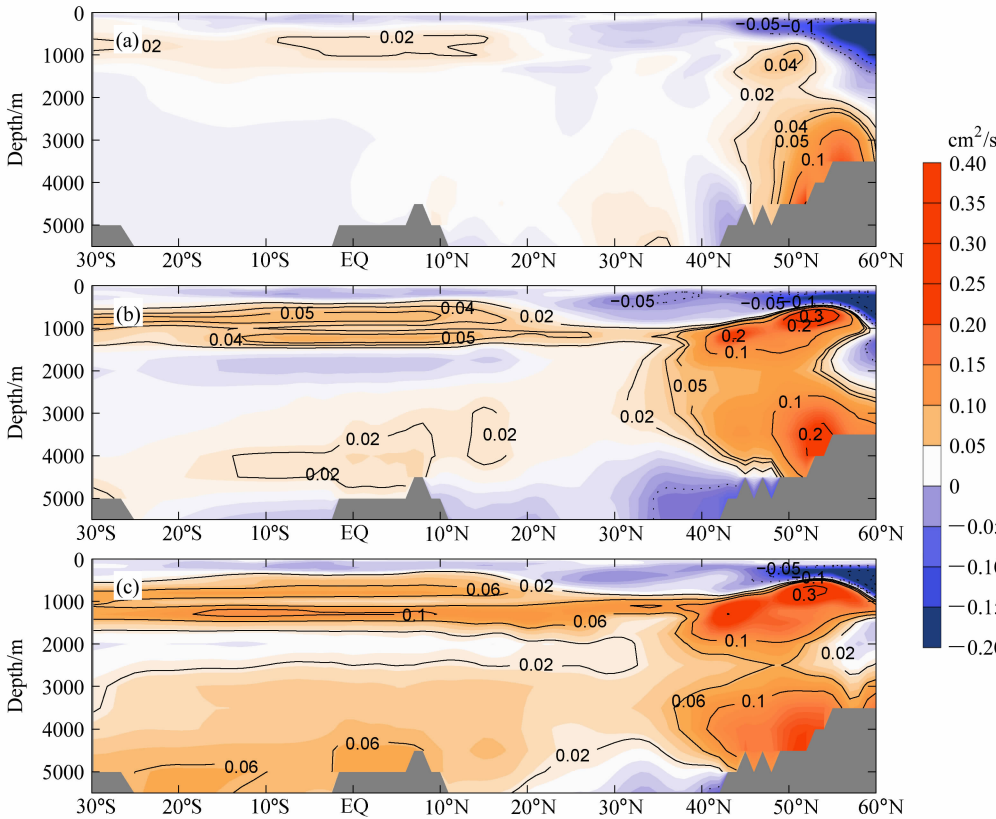


图 14 淡水试验与控制试验之间的大西洋纬向平均的垂直混合强度的差异 (FW1-CTRL) 的时间演变：(a) 积分 20~50 年；(b) 积分 60~90 年；(c) 积分 91~150 年

Fig. 14 Temporal changes of the anomalies (FW1-CTRL) of diapycnal mixing in the Atlantic Ocean basin for (a) years 20 - 50, (b) years 60 - 90 and (c) years 91 - 150

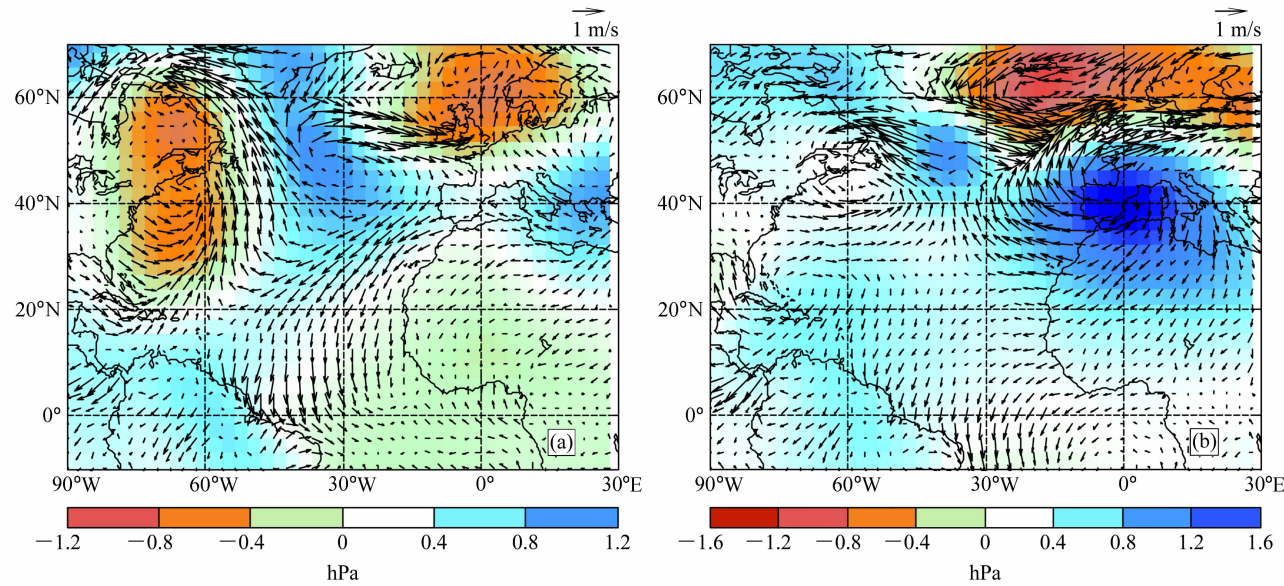


图 17 北半球冬季平均海平面气压场 (SLP) 与地面风场的差异 (FW1-CRL)：(a) 第 20~50 年；(b) 第 60~150 年

Fig. 17 The anomalies (FW1-CRL) of winter sea level pressure (SLP) and surface wind for (a) years 20 - 50 and (b) years 60 - 150