

一个气候系统模式中大洋热盐环流 对全球变暖的响应

周天军 宇如聪 刘喜迎 郭裕福 俞永强 张学洪

(中国科学院大气物理研究所大气科学与地球流体力学数值模拟国家重点实验室(LASG), 北京 100029. E-mail: zhoutj@lasg.iap.ac.cn)

摘要 利用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(IAP/LASG)气候系统模式GOALS, 讨论了全球变暖背景下大西洋热盐环流的变化. 结果表明, 全球变暖令北大西洋高纬热盐环流的下沉区海温升高、海水变淡, 海水密度随之降低、海水下沉减弱, 其与低纬大洋间的经向密度梯度减少. 当大气中CO₂浓度加倍时, 热盐环流减弱 8%. 这种变化主要限于北大西洋而非整个输送带的均匀一致减弱, 它带来大西洋中高纬度极向热输送减弱最多达 10%.

关键词 全球变暖 热盐环流 局地尺度 耦合模式

大洋热盐环流(THC)的主体部分, 是指大西洋中强劲的经向翻转环流, 它本质上是由海水的温、盐差异导致的密度梯度驱动的密度流. 在北大西洋, 湾流净向北的表层流强度超过 16.0Sv, 其向北伸展很远, 在高纬海域释放出大量的热量, 通过冷却作用, 随后下沉转变为深层水团, 在较深的深度上, 再转而南流, 这一输送过程即所谓的“经圈翻转环流”^[1]. 与之相关联的冷暖水团转换, 使得大西洋的经向热输送非常强劲, 在 24°N 这一断面上, 其强度约为 1.2 PW (1PW=10¹⁵W)^[2]. 就表层海温而言, 大西洋和太平洋之间最为显著的差异位于北半球高纬地区, 北大西洋较之同纬度的北太平洋要温暖得多. 北大西洋的这一暖海温, 使得北欧气候较之同纬度的其他地区要温和得多. 因此, THC对西欧和北欧的气候具有直接的影响^[3~5].

自Manabe等人^[6]的开创性工作以来, 围绕着全球变暖背景下的热盐环流变化, 人们开展了大量的模拟研究. 研究发现, 人类活动导致的大气中的CO₂及其他温室气体浓度的增加, 可能导致大西洋THC明显减弱; 更为重要的是, THC平衡态的转换很快, 可能在 10~20 年左右的时间内完成^[7]. 如此强而快速的气候变化, 使得受其影响的国家要做出及时响应很困难. 因此, 对这种气候变化发生的可能性进行评估极为必要. 遗憾的是, 尽管大部分模式预测THC将减弱, 但是彼此间THC变化的情形相差很大, 甚至有模式预测THC将不会发生变化, 这方面的工作, 在政府间气候变化委员会(IPCC)第 3 次评估报告(IPCC TAR)中有系统性的评述^[8]. 因此, 进一步开展全球变

暖背景下THC变化的模拟研究极为必要; 大洋热盐环流变化问题, 依然是国际科学界的关注热点话题^[9]. IAP/LASG气候系统模式GOALS是国际耦合模式比较计划(CMIP)的参评模式之一^[10], 其关于全球变暖的模拟结果, 被IPCC TAR所引用^[8]. 本文是关于该模式热盐环流对全球变暖响应的首次系统评估.

1 耦合模式简介与试验方案

1.1 模式简介

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(IAP/LASG)发展的海-气-陆耦合的气候系统模式GOALS(Global ocean-Atmosphere-Land system model)迄今推出了多个版本, 本文用的是该模式的第 4 版本(GOALS4). 关于该模式的细节, 详见文献^[10]. GOALS大气部分为一谱模式, 水平方向为菱形 15 波截断, 其水平分辨率约相当于 7.5°(经度)×4.5°(纬度); 在垂直方向采用 σ 坐标, 分为不等间距的 9 层, 有 3 层位于行星边界层, 底层大约在 990 hPa, 顶层约在 10 hPa. 大气模式耦合了一个陆面过程模式, 包括 1 个植被层和 3 个土壤层, 考虑了 11 种类型的植被. GOALS海洋部分为一采用自由面的原始方程格点模式, 在垂直方向使用 η 坐标, 分为不等距的 20 层, 最大深度 5500 m. 模式水平方向使用经纬B网格, 分辨率是 5°(经度)×4°(纬度). 模式的海陆分布和海底地形近于真实, 由于在球坐标中无法定义极点的速度, 北极点被当作孤岛处理. 海洋模式耦合了一个热力学海冰模式, 来预报两极附近的海冰分布和厚度. 海洋与大气的耦合, 采

用的是“修正的月通量距平耦合方案”。GOALS4较之此前应用比较广泛的GOALS2^[11]相比,主要的改进是在海气耦合过程中引入了海气水通量交换过程,海洋和大气不仅通过其界面交换动量和热量,还进行淡水通量的交换,从而实现物理过程完整的海气耦合^[12]。

1.2 试验方案

试验一,将模式中的CO₂浓度固定为当前的水平(345×10^{-6}),完成80年的耦合积分。该组试验简称“控制试验”。

试验二,重复“控制试验”中的耦合积分试验,但是将模式中的CO₂浓度从当前的水平(345×10^{-6})开始,每年递增1%,一直持续80年,这样,模式大气的CO₂浓度大致在第70年达到加倍。该方案为CMIP计划第二阶段的标准试验方案,这里把该组试验简称作“增暖试验”。

下文有关CO₂浓度增加所造成的气候异常的讨论,都是“增暖试验”相对于“控制试验”而言的,这样做的目的,是扣除掉耦合系统中自然气候变率的影响。

2 结果讨论

利用气候系统模式开展全球增暖等气候情景预估研究的前提,是耦合模式必须具备基本的能力。在此方面,CMIP所采用的评估指标,是衡量模式性能优劣的国际通用标准¹⁾。根据IPCC TAR所提供的评估结果^[8],GOALS所模拟的降水、气压和气温与实际观测非常接近,其相关系数分别为0.50,0.85和0.96,其降水、气压和温度的标准偏差,都不超过观测的±25%(见IPCC TAR图8.4);其在纬向平均气候态、季节循环等方面的模拟能力,与CMIP参评模式的平均水平相当(见IPCC TAR图8.5和图8.6)。因此,GOALS模式的模拟能力是可信的。

这里利用纬向平均经圈流函数来表征热盐环流,文献^[13]给出具体计算公式;较之速度场,它更适于反映经向翻转环流的总体输送特征。控制试验第70年的年平均全球大洋和大西洋海盆的纬向平均经圈流函数见图1。全球大洋经向物质输送的主要特点,一是在1000~2000 m深度上存在强劲的自北而南的

经向流,中心强度为22.0 Sv,比较图1(a)和(b),可见其主要来自北大西洋深层水(NADW)的贡献(20.0 Sv);二是3000 m以下深度上的南极底层水(AABW),中心强度介于-15.0~-20.0 Sv之间,其大西洋分支的中心强度为-8.0 Sv;此外,南大洋 Deacon 环流的中心值为18.0 Sv。

GOALS所模拟的NADW,较之美国能源部并行气候模式(DOC PCM)的41.0 Sv^[14]和美国国家大气研究中心、气候系统模拟(NCAR CSM)的33.0 Sv^[15]要弱,较之普林斯顿大学地球流体实验室(GFDL)模式的15.0 Sv^[16]要强;模拟的AABW的强度,较之NCAR CSM的17.5 Sv^[15]和GFDL的10.0 Sv^[16]略偏强。不同模式模拟的经圈环流强度,因其分辨率不同而彼此有异,以GOALS海洋模式 $5^{\circ}\times 4^{\circ}$ 的低分辨率,能得到尚基本合理的经圈环流型,结果足以令人满意。注意图1(b)中,大西洋在1000~2000 m深度上,存在着强度大于10.0 Sv的跨赤道流动,这支自北而南的强劲经向输送,即本文所指“大西洋热盐环流”,它是大西洋经圈翻转环流的重要组成部分。

为描述大洋热盐环流的强度变化,定义年平均经圈流函数在北大西洋的极大值为热盐环流指数。“控制试验”和“增暖试验”中热盐环流指数的演变见图2(b);为便于讨论,对应的全球平均降水和全球平均表层气温变化的演变曲线在图2(a)中给出。随着大气中CO₂浓度的逐渐升高,模式模拟的全球平均表层气温亦逐步变暖,降水逐步增多;当大气中CO₂达到加倍水平时(第70年左右),全球平均气温升高约1.5℃、降水偏多近2%,这种响应强度,与参加CMIP计划的多数模式的平均情况接近^[8]。

伴随着全球表层气温的增暖,大洋热盐环流出现明显的减弱趋势,当CO₂浓度加倍时,其强度减弱了约1.8 Sv(图2(b)),这相当于气候平均值的8%。与国际上一些知名模式的结果相比,PCM在CO₂加倍时,热盐环流减弱了41%(从41.0 Sv减弱为24.0 Sv)^[14],CSM的响应是减弱3%(从33.0 Sv减弱为32.0 Sv)^[15],GFDL模式的响应是减弱33%(从15.0 Sv减弱为10.0 Sv)^[16],因此,GOALS模式的响应就趋势而言与多数模式保持一致。不过,也有研究报道,伴随着全球增暖,其模式中的热盐环流强度几乎没有变化^[17~19]。

1) <http://www-pcmdi.llnl.gov/cmip/>

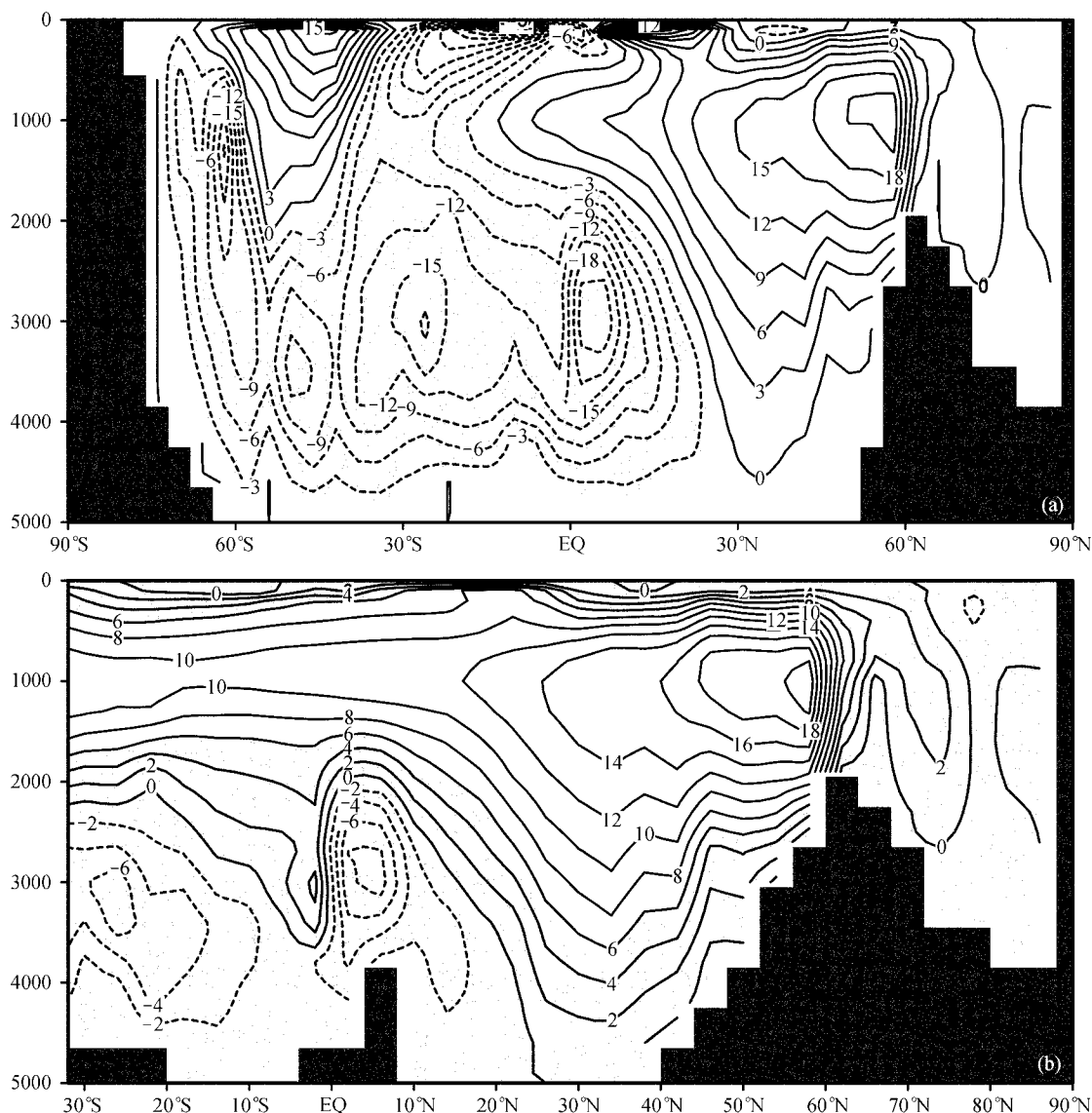


图1 控制试验第70年的年平均全球大洋(a)和大西洋(b)的纬向平均经圈流函数. 单位为 Sv ($1 Sv = 10^6 m^3 \cdot s^{-1}$)
流函数正值表示顺时针方向流动, 负值(阴影区)表示逆时针方向流动. 图(a)等值线间隔为3, 图(b)等值线间隔为2. 纵坐标表示海洋深度(单位 m)

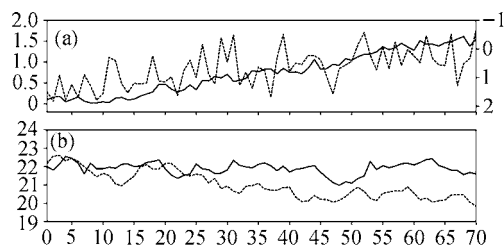


图2 CO_2 递增1%时的气候变化模拟结果

(a)GOALS所模拟的全球平均表层温度变化(实线)和降水变化百分比(虚线). 温度变化的单位为 $^{\circ}C$, 纵坐标对应左边的刻度; 降水变化的单位为%, 纵坐标对应右边的刻度(根据IPCC TAR重新绘制); (b)控制试验(实线)和 CO_2 增加时(虚线)大西洋热盐环流指数的演变, 单位 Sv

GOALS模式中大洋热盐环流对全球变暖的响应, 并非是严格地呈线性减弱的, 期间存在明显的、年代际尺度上的振荡, 某些时段甚至略有反弹. 幅度为8%的减弱, 反映的只是大西洋经圈流函数极大值的变化, 它能否准确揭示热盐环流变化的空间特征, 尚需检验. 此前有工作表明, 即使是在自然变率状态下, 热盐环流的变化也存在着空间模态上的差别, 定义THC指数为经圈流函数极大值的作法, 不能严格反映THC变化的空间特征^[13]. 为此, 图3给出大气中 CO_2 浓度加倍时, 全球大洋和大西洋的纬向平均经圈流函数分布. 比较图3和图1, 无论从全球大洋抑或

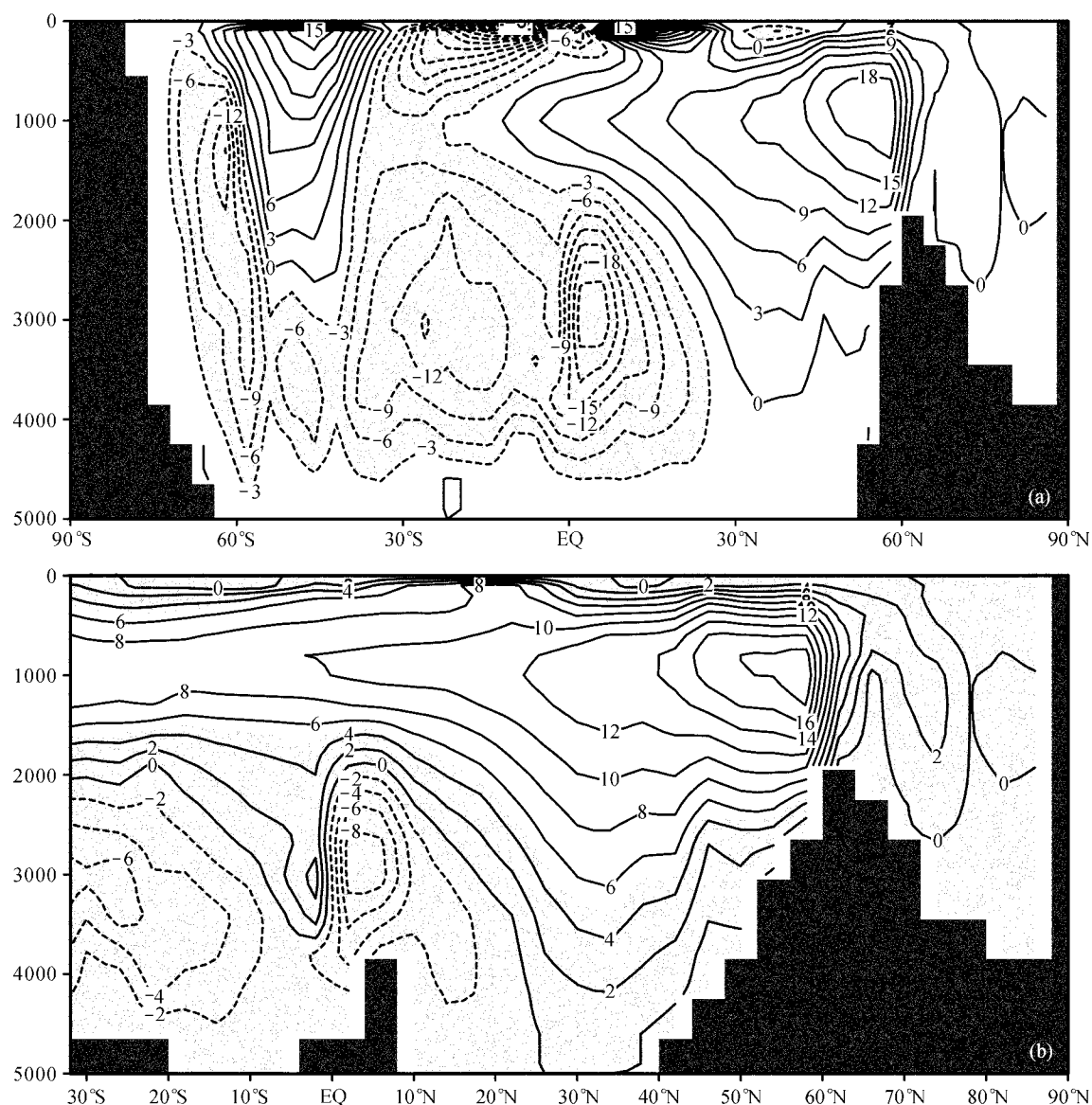


图3 CO_2 浓度加倍时年平均全球大洋(a)和大西洋(b)的纬向平均经圈流函数分布(单位为 Sv)
流函数正值表示顺时针方向流动, 负值(阴影区)表示逆时针方向流动. 图(a)等值线间隔为3, 图(b)等值线间隔为2. 纵坐标表示海洋深度(单位 m)

大西洋的角度看, 其经圈翻转环流型都没有平衡态上的改变, 有的只是特定水团输送强度的变化, 特别是NADW强度的减弱; Manabe等人^[20]所担心的热盐环流平衡态的转换, 在这里并没有出现. 此外, 南大西洋AABW的强度变化很小(图3(b)), AABW在南太平洋和印度洋分支的强度则减弱了3.0 Sv左右(图3(a)).

导致北大西洋热盐环流减弱的原因, 在于大洋经向密度梯度的减弱; 而密度的变化, 则源自海水温度和盐度的改变. 图4给出当大气中 CO_2 浓度加倍

时, 大西洋纬圈平均的海温、盐度和密度变化的垂直剖面. 可见, 相对于控制试验结果, CO_2 浓度加倍导致的全球变暖, 令 $55^\circ\sim 75^\circ\text{N}$ 的北大西洋出现明显不同于其他纬度大洋的变暖特征——增暖在垂直方向的一致性. 55°N 以南的大洋的变暖, 主要发生在上层海洋, 1000 m以下深度变暖很弱; 而 $60^\circ\sim 70^\circ\text{N}$ 间的北大西洋, 即使在2000 m左右的深层, 变暖幅度依然可达0.4 K左右. 全球变暖的一个基本特征是高纬度降水增多(图略), 这令高纬度海水明显变淡, 在 62°N 以北的盐度垂直剖面上, 这有直接反映. 海水

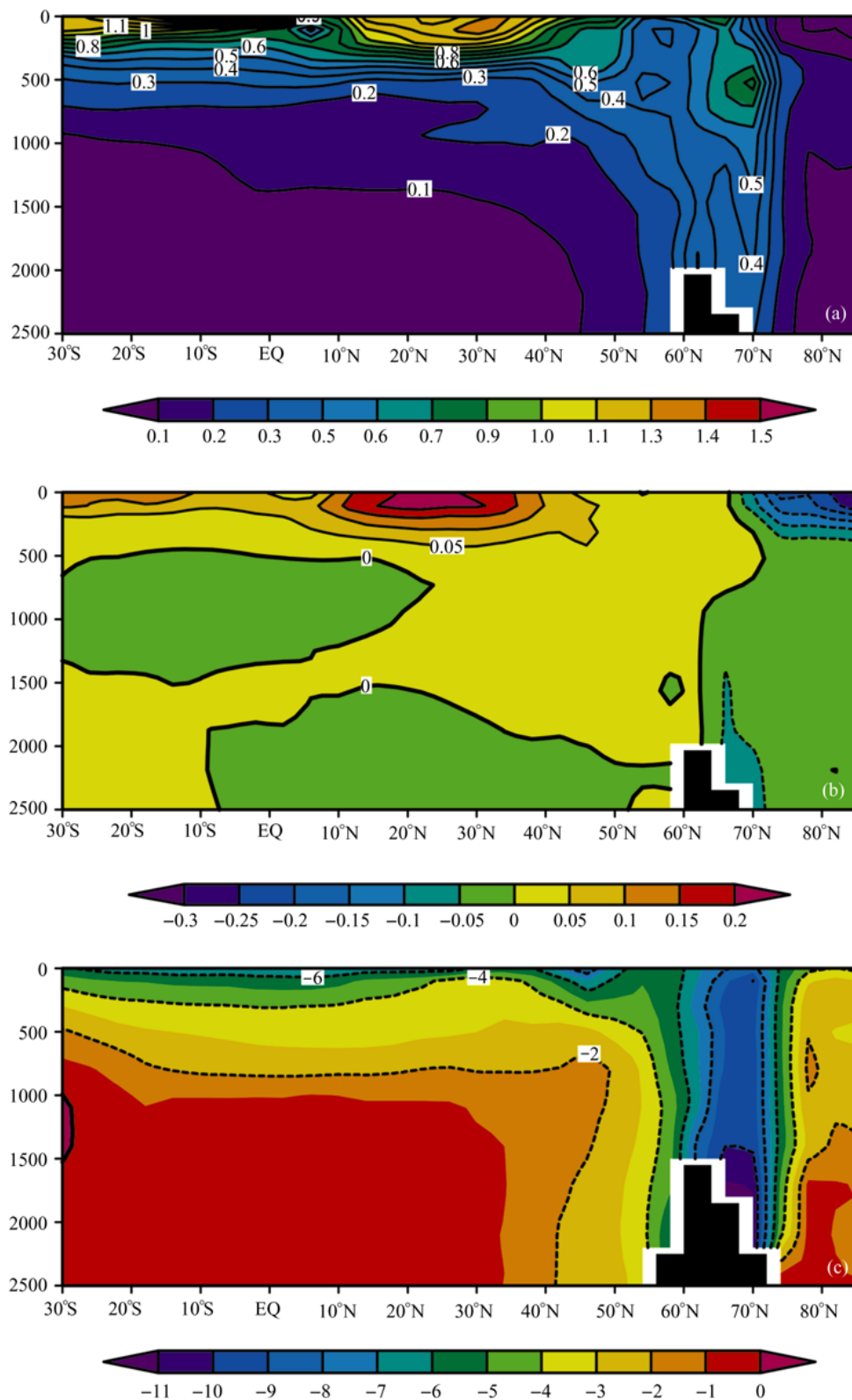


图4 CO₂达到加倍水平时大西洋纬向平均温度(a)、盐度(b)和密度(c)相对于控制试验的变化
图(a)的单位为K, 图(b)的单位为psu, 图(c)的单位为 $10^{-2} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$. 纵坐标表示海洋的深度(单位为m)

变暖、盐度降低, 将令海水密度减弱. 如图 4(c)所示, 自表层到 3000 m 的深度, $55^{\circ}\text{N}\sim 75^{\circ}\text{N}$ 范围内的北大西洋海水的密度减弱幅度, 远远大于低纬地区, 其结果是大西洋深水形成区的下沉流减弱, 北大西洋高纬与低纬间的经向密度梯度减少, 随之而来的是热盐环流减弱.

为定量评估全球变暖对大西洋热盐环流的影响, 将大西洋纬向平均经圈流函数、纬向平均位密度的距平, 分别对图 2(a)所示的全球平均表层气温变化的时间序列求回归, 并利用气温变化序列的标准差对所求回归系数做标准化处理, 得到对应全球平均气温升高 1°C 时的经圈流函数和海水位密度的变化(图 5). 热盐环流的变化, 主要位于 2000~3000 m 深处、

$20^{\circ}\sim 60^{\circ}\text{N}$ 之间的北大西洋, 最大变化强度为 -1.2 Sv/k 左右; 南大西洋 2000 m 以下深度有弱的正距平, 反映的是 AABW 的减弱, 强度为 $0.2\sim 0.4$ Sv/K. 比较图 5(a)和图 1(b), 环流距平型与正常气候态有别, 可见模式中热盐环流的减弱, 并非整个输送带均匀一致的“刹车”, 其变化主要限于北大西洋特别是中高纬度, 而跨赤道流动部分的变化则较弱, 因此主要表现为一种北大西洋区域内的局地尺度的调整. 与热盐环流的减弱相对应, 海水密度的变化集中在 $55^{\circ}\text{N}\sim 75^{\circ}\text{N}$ 的高纬度大洋, 亦即南侵的北大西洋深层水的上游, 对应热盐环流的下沉支(驱动支)的位置. 因此, 大西洋热盐环流环流输送带的减弱, 受到下沉支强度减弱的影响.

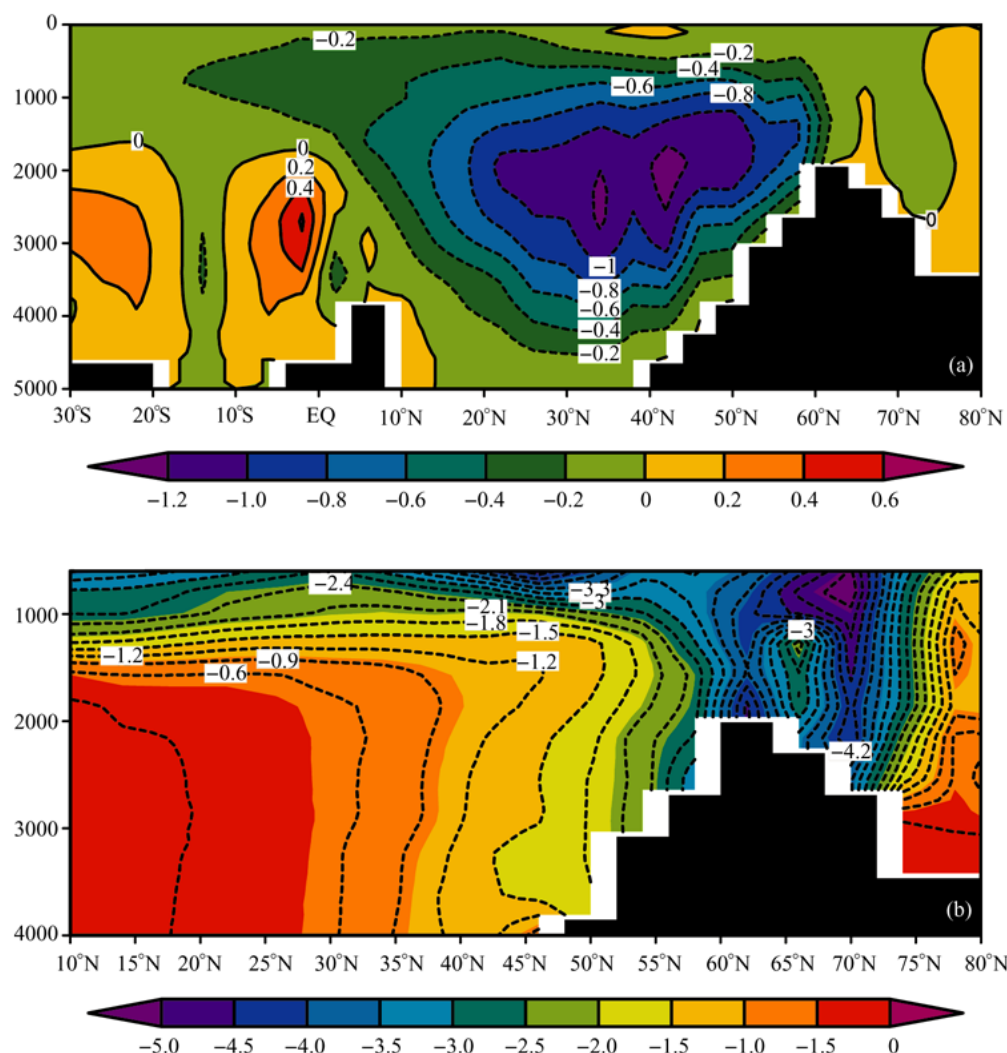


图5 全球平均表层气温升高 1 K 所对应的大西洋纬向平均经圈流函数的变化(a)和大西洋纬向平均海水密度的变化(b)

图(a)的单位为 Sv, 图(b)的单位为 $10^{-2} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$. 纵坐标表示海洋的深度(单位为 m)

为评估热盐环流强度减弱 8% 所导致的气候影响, 图 6 给出大西洋极向热输送(PHT)的变化. 在正常的气候平均状态下, 不同于其他大洋, 大西洋存在着均匀一致的向北的热量输送^[2], GOALS 尽管因其热盐环流强度偏弱而使得热输送效应亦相应较弱, 其在 30°N 附近的 PHT 极大值也可达 0.65 PW 左右. 当热盐环流因全球变暖而减弱 8% 时, 在 18°N 以北, 大西洋极向热输送明显减弱, 最大减幅发生在 55°N 左右, 强度减弱约 10%. 注意减弱最强的纬度, 并不是极向热输送最强的纬度. 另外, 由于这种极向热输送效应的减弱, 是发生在全球变暖的背景之下的, 其气候影响当不同于自然变率状态下热盐环流年代际尺度上减弱的影响.

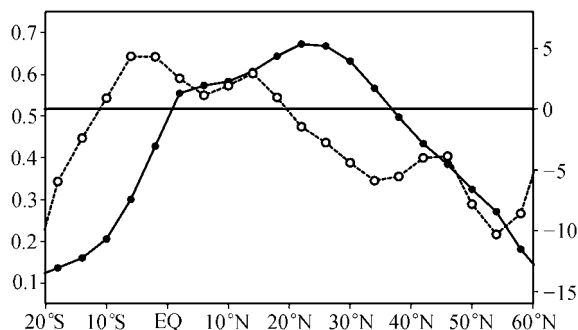


图 6 大西洋极向热输送的气候平均值(有实心圆的实线, 单位PW, 纵坐标对应左边的刻度)CO₂浓度加倍时大西洋极向热输送变化相对于气候平均值的百分比(有空心圆的虚线, 单位%, 纵坐标对应右边的刻度)

3 结论

利用 IAP/LASG 气候系统模式 GOALS4, 讨论了大气中 CO₂ 浓度年递增 1% 时, 大西洋经圈翻转环流的响应. 结果表明, 随着 CO₂ 浓度的增加、全球气温的逐渐升高, 北大西洋高纬地区、特别是热盐环流的下沉支附近海温逐步升高、高纬降水增加亦令海水变淡, 致使海水密度降低、海水下沉减弱, 其与低纬度间的经向密度梯度减少, 最终导致热盐环流减弱. GOALS 中热盐环流的变化, 主要表现为北大西洋范围内的调整, 而非整个输送带的均匀一致的减弱; 对应 1°C 的全球增温, 北大西洋中高纬地区热盐环流的变化最多可减弱 -1.2 Sv; 当 CO₂ 浓度加倍时, 热盐环流极大值减弱了 8%, 由此带来 18°N 以北的大西洋极向热输送最多减弱 10% 左右.

致谢 对与金向泽博士关于海气淡水通量耦合方案的有益讨论, 作者在此表示感谢. 本工作受中国科学院创新项目

(ZKCX2-SW-210)、国家自然科学基金项目(批准号: 40005004, 40375029, 40233031)和国家重点基础研究发展规划项目(G200007850-2)资助.

参 考 文 献

- 1 Broecker W S. The great ocean conveyor. *Oceanography*, 1991, 4: 79~89
- 2 Ganachaud A, Wunsch C. Improved estimates of global ocean circulation, heat transport and mixing from hydrographic data. *Nature*, 2000, 408(23): 453~457[DOI]
- 3 周天军, 王绍武, 张学洪. 大洋温盐环流与气候变率的关系研究: 科学界的一个新课题. *地球科学进展*, 2000, 15(6): 654~660
- 4 周天军, 张学洪, 王绍武. 大洋温盐环流与气候变率的关系研究. *科学通报*, 2000, 45(4): 421~425[PDF]
- 5 周天军. 全球海气耦合模式中热盐环流对大气强迫的响应. *气象学报*, 2003, 61(2): 164~179
- 6 Manabe S, Stouffer R J, Spelman M J, et al. Transient response of a coupled ocean-atmosphere model to gradual changes of atmospheric CO₂. Part I: Annual mean response. *J Clim*, 1991, 4: 785~818[DOI]
- 7 Broecker W S. Thermohaline circulation, the Achilles heel of our climate system: Will man-made CO₂ upset the current balance? *Science*, 1997, 278(28): 1582~1588[DOI]
- 8 Stocker T F, Clarke G K C, Le Treut H, et al. Physical Climate Processes and Feedbacks. In: Houghton J T, Ding Y, Griggs D J, et al. eds. *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution to Working Group I to the Third Assessment Report of Intergovernmental Panel on Climate Change*. New York: Cambridge University Press, 2001. 473~581
- 9 王辉, 王东晓, 杜岩. 2002 年国外物理海洋学研究主要进展. *地球科学进展*, 2003, 18(5): 797~805
- 10 Zhang X H, Shi G Y, Liu H, et al. *IAP Global Ocean-Atmosphere-Land-System Model*. Beijing: Science Press, 2000. 259
- 11 俞永强, 张学洪. 一个修正的海气通量距平耦合方案. *科学通报*, 1998, 43(8): 866~870
- 12 周天军, 张学洪, 俞永强. 气候系统模式中海气水通量交换的耦合方法. *科学通报*, 2000, 45(19): 2097~2100[摘要][PDF]
- 13 周天军. 大洋经向翻转环流的多空间尺度变率. *科学通报*, 2003, 48(增刊 2): 49~54
- 14 Meehl G A, Collins W D, Boville B, et al. Response of the NCAR Climate System Model to increased CO₂ and the role of physical processes. *J Clim*, 2000, 13: 1879~1898[DOI]
- 15 Bryan F O. Climate drift in a multi-century integration of the NCAR Climate System Model. *J Clim*, 1998, 11: 1455~1471[DOI]
- 16 Manabe S, and Stouffer R J. Multiple-century response of a coupled ocean-atmosphere model to an increase of atmospheric carbon dioxide. *J Clim*, 1994, 7(1): 5~23[DOI]
- 17 Latif M, Roeckner E, Mikolajewicz U, et al. Tropical stabilization of the thermohaline circulation in a greenhouse warming simulation. *J Clim*, 2000, 13: 1809~1813[DOI]
- 18 Gent P R. Will the North Atlantic Ocean thermohaline circulation weaken during the 21st century? *Geophys Res Lett*, 2001, 28: 1023~1026[DOI]
- 19 Sun S, Bleck R. Atlantic thermohaline circulation and its response to increasing CO₂ in a coupled atmosphere-ocean model. *Geophys Res Lett*, 2001, 28: 4223~4226[DOI]
- 20 Manabe S, Stouffer R J. Two stable equilibria of a coupled ocean-atmosphere model. *J Clim*, 1988, 1: 841~866[DOI]

(2004-06-07 收稿, 2004-10-09 收修改稿)