

全球海气耦合模式中热盐环流对大气强迫的响应^{*}

周天军

(中国科学院大气物理研究所, LASG, 北京, 100029)

摘 要

大气环流与热盐环流(THC)变化之间的因果关系,是海气相互作用研究领域的一个悬而未决的问题。作者利用一个全球海气耦合模式-挪威卑尔根气候模式(BCM)的 300 a 积分结果,讨论了冬季北大西洋涛动(NAO)对海洋的强迫与热盐环流的年际调整之间的关系。结果发现,在 NAO 活动的正位相,伴随着中纬度西风带的加强,北大西洋拉布拉多海热通量损失剧增,同时海表盐度出现正距平,二者的共同作用,令表层海水变沉、密度增大,海洋层结出现不稳定,导致深对流发生。在 NAO 活动达到最强劲状态之后 3 个月,拉布拉多海对流也达到最深。北大西洋热盐环流强度变化对拉布拉多海对流活动的响应,要滞后 3 a 左右。而在年际尺度上,大西洋的极向热输送变化和热盐环流的变化则基本是同步的。对流活动对大气存在明显的反馈作用。在对流活动深度达到最大之后 1~4 个月,对流热释放令拉布拉多海表层气温明显升高。

关键词: 北大西洋涛动, 热盐环流, 拉布拉多海深对流, 海气耦合模式。

1 引 言

近年来,北大西洋地区的气候变率问题,成为气候研究领域的一个热点话题,尤以在大西洋沿岸的欧美国家为甚。原因可归结为二:北大西洋涛动(NAO)或北极涛动(AO)与大尺度经向热盐环流(THC)的同时存在,以及北极冰盖面积近年来的减少。NAO 实际上是气团的大尺度跷跷板型的协调变化,其中心分别位于冰岛低压区和亚速尔高压区。它是大西洋地区大气活动的主要模态。观测研究已经证实,NAO 对整个北大西洋地区乃至北半球气候都有重要影响。在高指数年,冰岛低压偏低,亚速尔高压偏强,中纬度西风带加强,从北美东北沿岸到大不列颠群岛直至斯堪得纳维亚半岛,风暴活动加强。在低指数年,冰岛低压和亚速尔高压都减弱,西风带偏弱,风暴路径从北美东北沿岸,移至拉布拉多海区域^[1~5]。所谓的热盐环流,主要指大西洋中的一种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。在太平洋深层,这种大尺度的翻转流不存在。在北大西洋,表层暖水自南向北流,在高纬度海域,释放出大量的热量,

随后变冷下沉,在 2 km 以下的深度上,以北大西洋深层水(NADW)的形式,转而返回南流^[6]。这一冷暖水团的转换使得大西洋的经向热输送非常强劲,根据观测,在 24°N 这一断面上,大西洋的经向热输送强度约为 1.2 PW (1 PW = 10¹⁵ W)^[7]。由此不难发现大西洋 THC 在维持当今气候中的重要作用。

THC 在气候系统中的重要角色意味着,一旦其强度发生变化,势必造成重要的气候响应。此前关于 THC 的研究,主要集中在 THC 对全球变暖的响应^[8~11]、THC 的自然变率特别是低频变率等^[12~13]。诸方面的问题实质源自一个初衷,人们关心话题的焦点,还是 THC 对气候的影响。例如,在年代际乃至百年际尺度上,THC 的变化到底能够对表层海温(SST)和海洋热输送造成多大的影响?这是国际气候变率与可预报性研究计划(CLIVAR)所直接关注的一个议题^[14]。但是,在热盐环流的研究上,我们面临着器测资料覆盖面积小、记录时间短的难题,这使得这方面的工作主要借助数值模式来进行。大量的数值模拟研究都证明,热盐环流的确存在着固有的、年代际尺度上的低频振荡^[15~21]。但是围绕着造成这种年代际变率的机制,目前尚存

^{*} 初稿时间:2002 年 12 月 20 日;修改稿时间:2003 年 3 月 18 日。
资助课题:国家自然科学基金项目“大洋热盐环流对气候变率的影响研究”(40005004)、国家重点基础研究发展规划项目(G200007850-2)、中国科学院创新项目(ZK CX2-SW-210)和国家优秀重点实验室项目(40023001)联合资助。

在着异议。例如, Delworth 和 Greatbatch^[19] 认为他们模式中的热盐环流的年代际振荡本质上是对大气强迫的一种响应, 而 Weaver 和 Valcke^[17]、Cheng^[21] 则指出其各自模式中热盐环流的年代际振荡是一种海气耦合模态。鉴于 NAO 在该地区气候变率中的主导性作用, 与 THC 有关的任何海气相互作用过程, 都有可能涉及到 NAO 活动。Delworth 和 Greatbatch^[19] 推测, NAO 的低频振荡可能是驱动 THC 年代际变率的一个重要因子。

在大洋中, 深层水团主要是通过开洋面以及陆架上的对流活动来形成的。在开洋面上, 深对流主要发生在一些直径不到 200 km 的小区域范围之内, 而且集中在一些比较特殊的海域。驱动 NADW 形成的一个主要的“泵机”位于北大西洋的拉布拉多海, 在那里已经观测到深对流活动的存在^[22]。该海域强烈的海气相互作用, 造成大量的热散失, 同时海冰形成过程中的盐析作用, 令表层海水盐度大增。从这一高纬源区开始, 较重的表层水下沉, 进入大洋深处, 参与大尺度热盐环流的活动。因此, 拉布拉多海的深对流是全球大洋热盐环流的一个非常敏感的部分。其强度、位置和变率都将直接影响到与 THC 相联系的极向热输送^[23]、NADW 的路径^[11]、以及经向翻转环流的总物质输送量^[15, 24]。特别需要指出的是, Wood 等^[11] 的模拟研究指出, 由温室气体增多引起的全球变暖, 将最终导致拉布拉多海的深对流终止、拉布拉多海流崩溃; 在其模式中, 这种情形发生在 2000~2030 年。不过, 迄今为止, 观测证据并没有任何迹象表明拉布拉多海的对流活动有系统性的减弱。相反, 在经历了 20 世纪 60 年代的弱对流活动阶段之后, 受北大西洋涛动的高指数状态的影响, 20 世纪 90 年代的拉布拉多海对流活动持续增强^[25, 26]。因此, 对流、下沉与热盐环流之间的物理上的联系, 是一尚待深入探讨的重要问题。在这一研究课题中, 采用等密度垂直坐标的海洋环流模式可以有所作为^[27]。

考虑到多尺度海气相互作用的基础总是强迫、响应与反馈, 本文的主要目的, 是讨论年际尺度上的 NAO 强迫、拉布拉多海对流活动、经向热盐环流调整及与之相关联的极向热输送之间的关系。重点探讨的是大气活动对 THC 调整的强迫作用, 以及相关的物理过程。所用的模式是最近由挪威 Nansen 环境与遥感研究中心、卑尔根大学地球物理所联合发展的“卑尔根气候模式” BCM (Bergen Climate

Model)。该模式的特色之处是对北大西洋、北冰洋地区刻画得比较细致。BCM 研制小组最近完成的 300 a 耦合积分结果, 是本文分析工作的基础。

本文其它部分安排如下。模式简介及其耦合积分方案在第 2 部分给出。第 3 部分对模式模拟的 NAO 和 THC 的基本气候态进行了验证。该部分同时描述了 BCM 300 a 耦合积分中 THC 和 NAO 的基本变率特征。第 4 部分是本文的重点, 详细讨论了 NAO 强迫、拉布拉多海深对流活动、热盐环流调整及其经向热输送变化之间的时间超前/滞后关系, 以求给出一种因果关系; 同时, 分析了联系大气强迫和拉布拉多海对流活动的物理机制。第 5 部分是对本文的总结。

2 模式简介

2.1 模式概况

BCM 的大气模式部分是所谓的“ARPEGE/IFS”模式, 它是由法国国家气象局和欧洲中期天气预报中心联合发展的一个大气环流模式。模式发展者的初衷是为欧洲气候学界及相关领域的同仁提供一个“欧洲通用气候模式”^[28]。该模式采用了所谓的“简约高斯网格”, 其思路是随着纬度的增高, 逐步减少各纬圈上的格点数, 以保持模式的纬向几何格距不变。在 BCM 中, 大气模式的水平分辨率是 42 波三角截断, 在此情况下, 模式的经向分为等间距的 64 个纬圈。在极点附件高斯网格数目的减少, 将使得模式的水平分辨率依然大致均匀, 这是该网格系统的优点^[29]。模式采用的是 $P-\sigma$ 混合垂直坐标系, 总计分为 31 层, 在对流层低层随地形而起伏, 在高层则逐渐平行于等压面^[30]。ARPEGE 模式的物理过程参数化方案取自法国气象局“EMERAUDE”模式的气候版本^[31]。BCM 用的是 ARPEGE 模式的第 15 版本^[32]。

BCM 的海洋部分利用的是“迈阿密等密度坐标海洋环流模式”MICOM^[33, 34]。在最上面一个等密度层, 利用混合层模式把大气强迫和海洋内部联系起来。混合层的湍流动能闭合方案利用的是 Gaspar 等^[35]的方案。和 MICOM 的最初版本不同的是, 在等密度层上, 温度也是一个预报量。在混合层, 预报量同样是温度和盐度。海洋模式网格的产生利用的是和 Madec 等^[36]相似的技术。为方便地理极点处海洋的处理, 模式极点一个位于西伯利亚, 一个位于南极点。模式的水平分辨率大致是 $2.4^\circ \times 2.4^\circ$, 分

别向两极递增。在经圈方向上,模式分辨率向赤道逐渐增加到 0.8° ,这对于描述赤道大洋的波动等物理过程是至关重要的。在垂直方向上,模式总计有24层,相对于表层压力,等密度层的范围是 $\sigma = 23.54$ 到 $\sigma = 28.10$ 。

海冰模式是海洋模式的一个组成部分。海冰模式的热力部分是根据 Semtner^[37]、Parkinson 和 Washington^[38]、Fichefet 和 Gaspar^[39]的原理建立的。其动力部分的理论依据参见 Hilber III^[40]。

大气模式和海洋模式的耦合是通过耦合器 OASIS(Ocean Atmosphere Sea Ice Soil)实现的。OASIS 是由位于法国吐鲁士的“欧洲气候模拟和全球变化研究中心”(CERFACS)的 Laurent Terray 等人发展的。BCM 利用的是 OASIS 的第 2.2 版本^[41]。耦合器的作用是协调两个子系统模式的积分,使其在各自积分 24 h 之后,相互交换有关通量场。BCM 在如何保证通量交换的精确性和物理守恒性、如何处理海陆网格的不匹配问题、以及次网格的插值问题上,都做了特殊的考虑^[32]。模式对径流做了比较细致的处理,具体做法是利用“总径流综合路径”(Total Runoff Integrating Pathways, 简称 TRIP)资料^[42],将大气模式的每一个陆地点和海洋模式中沿着海岸的径流入海口联系起来。对径流的处理是由耦合器来完成的,它直接把径流量输出到海洋模式中沿着海岸的入海口处,其中为了避免强降雨引起沿海海域的盐度骤然降低,还引入了一个简单的水库方案,使得强降水发生后,要在一定时间后才能均匀排放入海^①。

2.2 耦合积分

为保证海气耦合的成功实现,需要尽可能地使模式初始态接近平衡态。BCM 的耦合积分过程可概括如下。关于 BCM 的海洋模式部分即 MICOM,首先将其温度和盐度的初值设定为 Levitus 气候资料集的一月份平均值^[43,44];随后,利用 NCEP/NCAR 再分析资料的大气表层物理场^[45],取其 1976~1999 年的气候平均值,来强迫海洋模式,完成 125 a 的 spin-up 积分。在此阶段,海表盐度(SSS)和表层海温是向气候平均场恢复的。其中

SSS 的气候平均场取自 Levitus 资料^[43],而 SST 气候场则取自 Reynolds 资料^[46]。对于厚度为 50 m 的海洋混合层而言,恢复的 e 指数时间系数是 30 天。注意这里将第 125 模式年标记为“1997”模式年。随后,从 1997 年开始,将海洋模式和 ARPEGE 大气模式进行耦合,继续进行“耦合 spin-up 积分”。在此“耦合状态下的”spin-up 阶段,SST 和 SSS 依然向气候值恢复,只是 e 指数恢复时间系数减少为 10 d。10 a 以后,即第 2008 模式年,恢复时间系数增加到 30 d,接着再做 10 a 的耦合积分。至此,整个 spin-up 过程被最终完成。随后,利用第 2008 到 2018 模式年的积分结果,诊断得到时间平均的各海气通量项,注意海气通量项是包含季节及周际循环的,故而一年中包含 48 个时间断面。随后,模式开始真正意义上的耦合积分,始于第 2018 年,止于第 2324 年。在耦合积分中,前面诊断得到的通量项被加到大气模式新计算的通量项中,进行通量调整,以克服气候漂移问题^②。

为扣除耦合积分启动之初模式调整过程的影响,本文所谓的“300 年耦合积分结果”系指第 2025 到第 2324 模式年,尽管耦合积分实际进行了 328 年。上述耦合积分流程可利用图 1 来概括。

3 热盐环流振荡与北大西洋涛动

300 年平均的、全球大洋和北大西洋的纬向平均经向流函数如图 2 所示,它是通过对经向质量输送进行纬向和垂直积分得到的。其中北大西洋深层水 NADW 被较好的模拟出来,在 25°N 处,其最大南向输送值为 17.0 Sv ($1\text{ Sv} = 10^6\text{ m}^3/\text{s}$)。Hall 和 Bryden 估计 NADW 的强度大概为 19.0 Sv ^[47],而 Ganachaud 和 Wunsch 则估计其值界于 $15.0 \pm 2.0\text{ Sv}$ 之间^[7]。比较之下,BCM 的模拟结果还是比较接近实际的。由图可见,海水的下沉主要发生在 40°N 以北的北大西洋。比较图 2a 和图 2b 不难发现,全球大洋的南向质量输送主要靠 NADW 来完成,换言之,在太平洋深层不存在如此强劲的经向翻转环流。不过,尽管模式成功地模拟出 NADW 的南

① 0.5° 分辨率的全球径流路径指标场已经于 2002 年 3 月 8 日公布,可以从下面的网站下载: <http://hydro.iis.u-tokyo.ac.jp/~taikan/TRIPDAT/ TRIPDATA.html>

② 此前的海气直接耦合试验结果显示模式气候漂移严重,因而必须采用“通量调整”技术以抑制这种漂移。

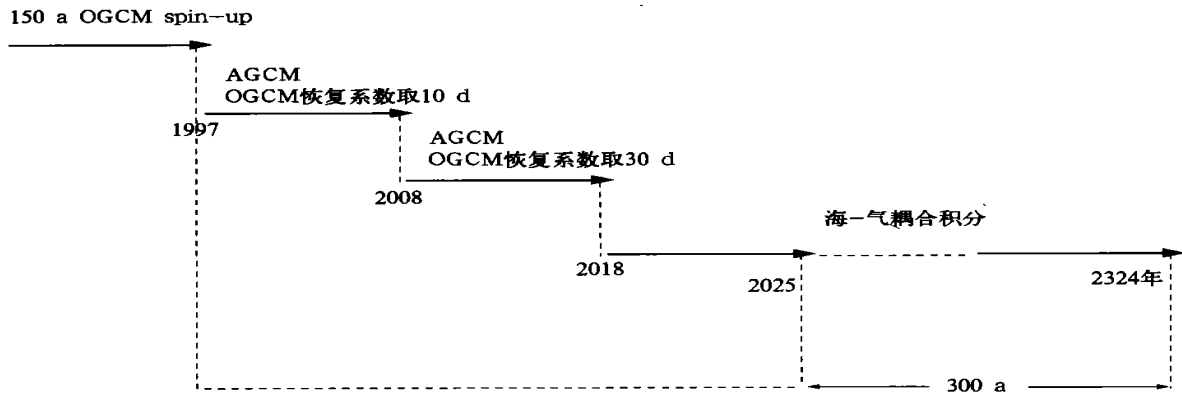


图1 BCM 的耦合积分过程示意图

(注意类似“1997”的模式年标注是任意的, 和实际日历没有对应关系)

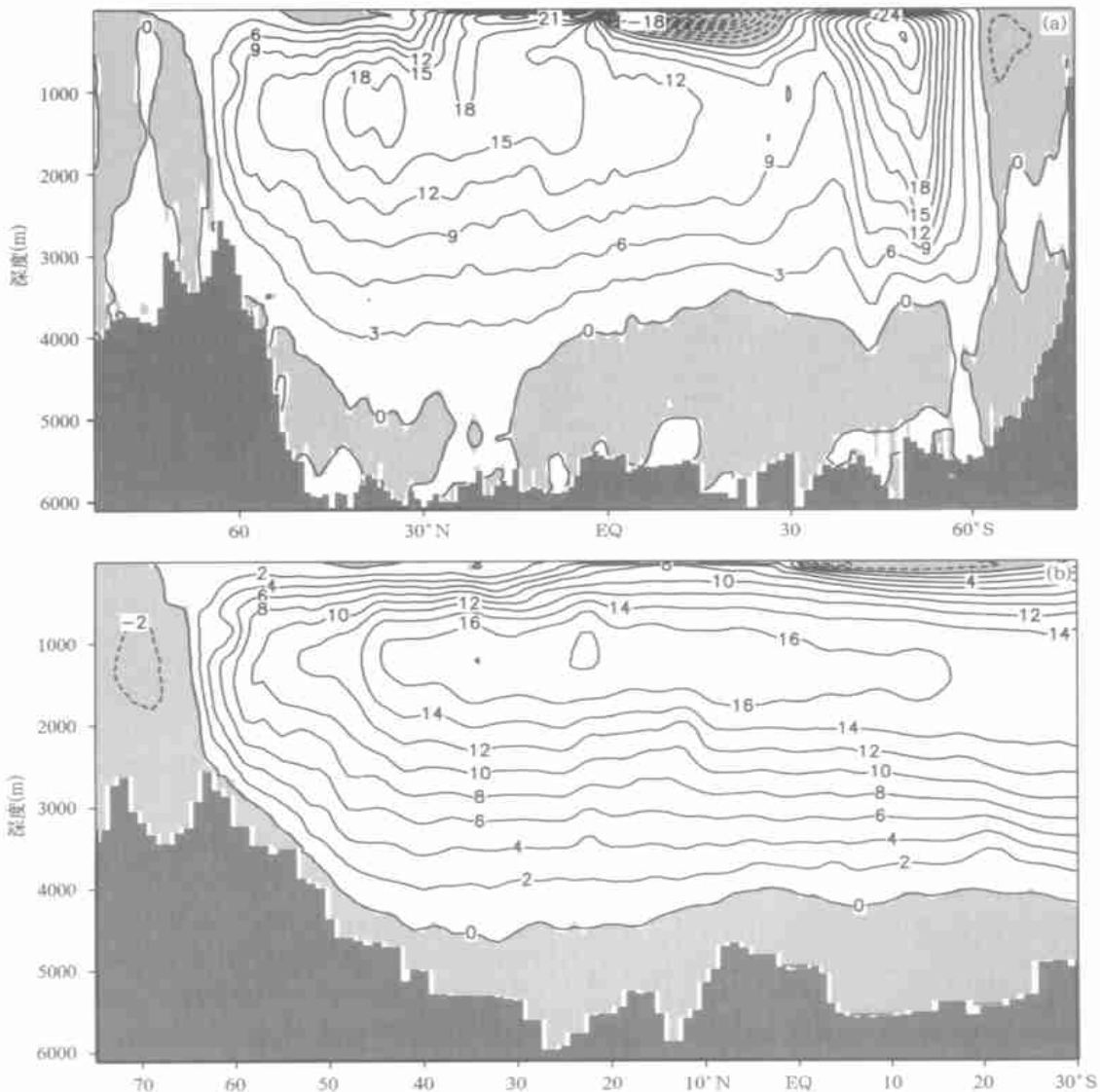


图2 全球大洋(a)和大西洋(b)的年纬向平均经向翻转流函数(单位 Sv)。

(图 a 的等值线间隔为 3、图 b 的等值线间隔为 2。正值表示逆时针方向流动。阴影区为负值)

向溢流,但是却未能模拟出位于大西洋底部的南极底层水(Antarctic Bottom Water,简称 AABW)的北侵。这是采用等密度坐标的海洋环流模式的一个共同问题,原因在于它采用海表作为参考面。和采用垂直几何坐标的模式相比而言,例如 IAP/LASG30层海洋环流模式^[48],BCM 在下沉区域的流函数梯度明显偏弱。究其原因,前人的研究指出,在采用等密度坐标的模式中,当高纬海域的对流发生时,压力波会以地形 Rossby 波的形式沿着西边界传播,其速度要明显快于物质流的传播。倾斜的陆架、抬升的地形都将起到波导的作用,引导高纬度的稠密水团在下沉过程中逐渐向赤道流去。因此,下沉运动在对流区很弱,其极大值位于下游^[49]。

为表征 THC 的强度变化,文中定义年平均北

大西洋经向流函数在 20°N 到 90°N 之间的最大值为 THC 指数,指数序列如图 3a 所示。围绕着 17.1 Sv 的气候平均值,THC 存在着较强的振荡,同时,还有 $0.67\text{ Sv}/100\text{ a}$ 的线性漂移趋势。究其原因,可能是因为耦合积分前 OGCM 的 spin-up 时间不够长。这样,当把 OGCM 和 AGCM 进行耦合的时候,深海依然处于向平衡态的调整阶段。实际上,海洋的扩散过程是非常缓慢的,即使经历数千年的 spin-up 积分,也依然是“接近而未达到”完全平衡^[50~51]。受目前高性能计算机的发展水平所限,目前也只能如此。本文在随后的分析中,对所有的海洋变量都先进行去倾处理。THC 指数的振荡表现出高频和低频的特征。图 3b 给出的是该指数序列的功率谱。

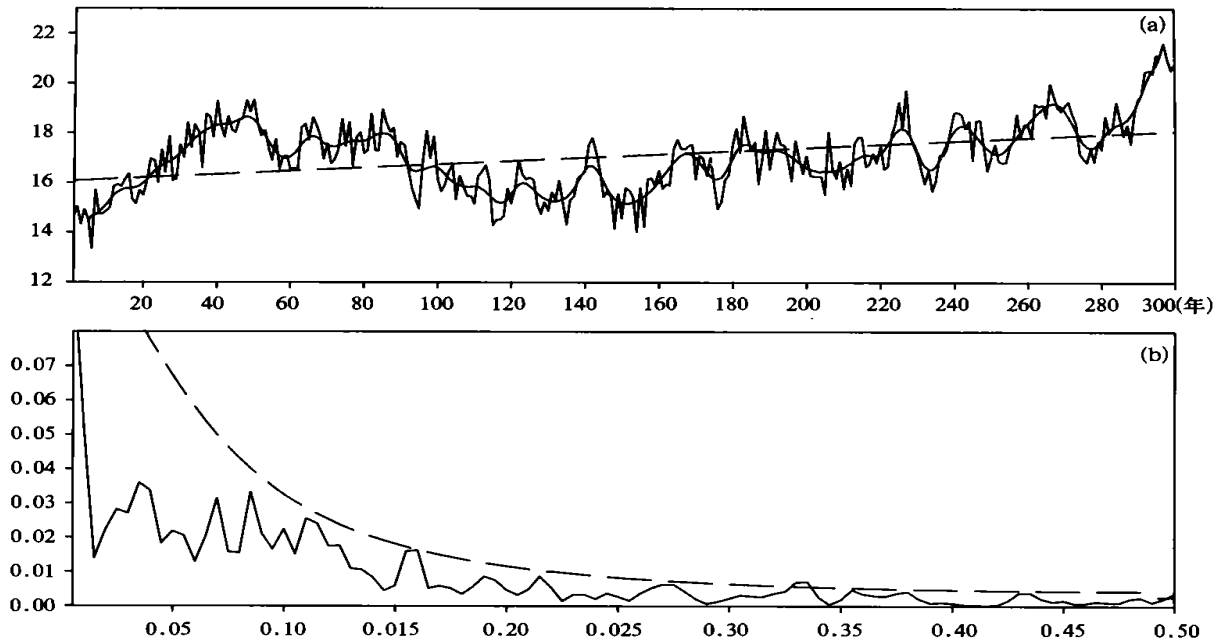


图3 (a)热盐环流指数的时间序列,粗实线为11点滑动平均后的结果。(虚线表示线性趋势。

单位为 Sv);(b)热盐环流指数序列的谱分布。(X 轴的单位为 $1/\text{yr}$ 。

虚线表示 5% 的显著性检验,为对应于一阶马尔柯夫过程的红噪声谱)

THC 振荡表现出准周期性的特征,在 $10\sim 15\text{ a}$ 的时间尺度上出现谱峰,但是由于模式的积分时间只有 300 a 不够长,故而不够显著。

为反映 NAO 的两个活动中心的气压反位相变化,需要定义一种 NAO 指数。方法有多种,例如反映两个大气活动中心的测站间的标准气压差、代表 NAO 的 EOF 模态的主分量时间系数等。本文利用亚速尔高压和冰岛低压间的标准化海平面气压差作

为 NAO 指数。注意模式中的亚速尔高压和冰岛低压的位置与实际难免有所区别,因此,本文通过寻找最大相关点来确定模式中两个大气活动中心的具体位置。NAO 最为活跃的季节是冬季,本文将第 n 年的冬季定义为第 $n-1$ 年的 11 月到第 n 年 3 月份的平均,而第 n 年平均值即为该年 1~12 月的平均,以下不再赘述。高指数状态对应的是北有深冰岛低压、南有强亚速尔高压脊,低指数状态的形势与

之相反。NAO 指数序列如图 4b 所示, 该指数序列与各格点上海平面气压的相关系数分布, 反映了模式 NAO 的空间分布, 结果如图 4a 所示。与图 4 相对应, 图 5 给出观测资料的结果。不难发现, 在大西洋区域, 模式模拟的 NAO 结构和实况比较吻合。图 4b 给出的 NAO 指数序列将被用于下文的分析。

将图 4b 与图 5b 相比较, 两个时间序列的时间演变特征非常相似, 表现出较强的年际变率特征。对图 4b 中的指数序列进行谱分析, 结果呈现出白噪声特征, 并且有统计上显著的 3 a 周期的峰值(图略), 这一点与实际相符^[52]。

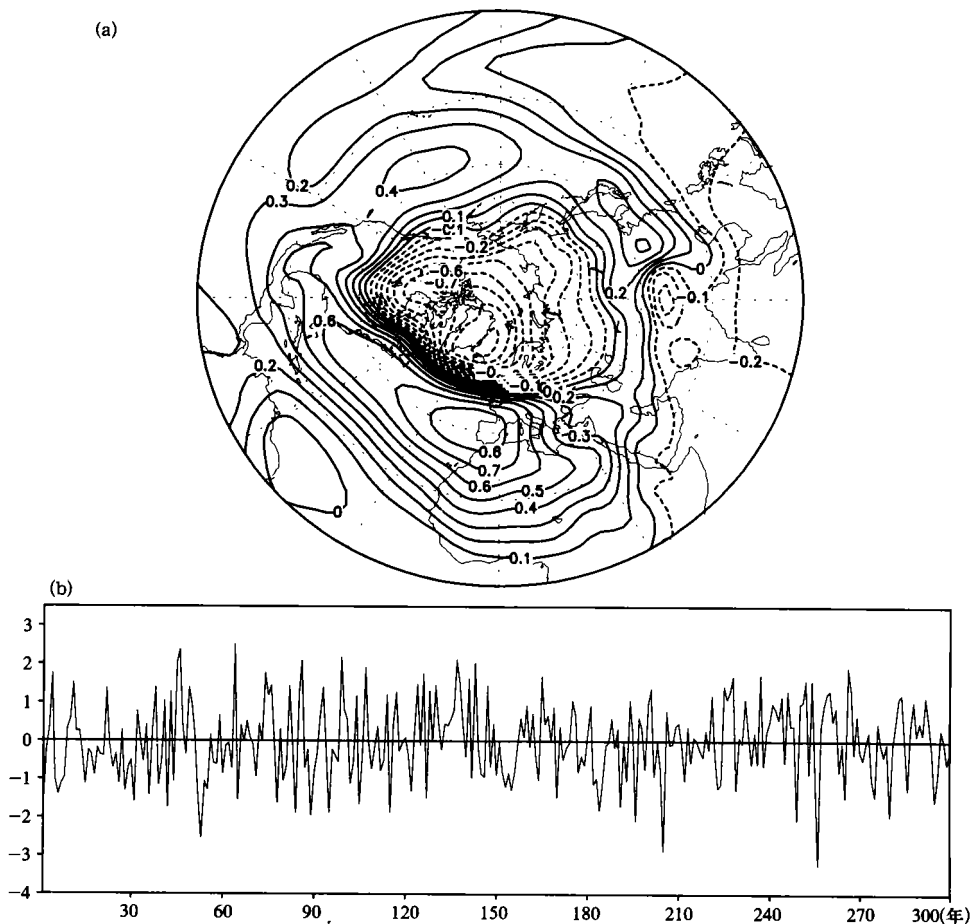


图 4 模拟的冬季平均 NAO 空间型(a), 及其指数序列(b)
(图 a 中的 NAO 空间型
被表示为 NAO 指数序列与海平面气压的同时相关

4 大气强迫、拉布拉多海对流活动与热盐环流调整

世界大洋中的对流区域主要集中在格陵兰-挪威海、拉布拉多海、以及伊尔明格海。实际观测显示, 对流活动主要发生在小尺度的卷流或涡旋之中(~ 1 km)^[53]。在本文所用的这样的粗网格流体静力平衡模式中, 对流的作用是垂直混合一个大的网格元(最大 200 km 左右), 这样受模式粗水平分辨率的影响, 模式中的对流活动区域和实际难免要有

所不同^[15, 19, 23]。深对流与大尺度的经向环流联系密切^[23, 54], 因此为确定模式中对流活动区域的位置, 本文先求出 THC 指数和混合层厚度的相关(回归)系数分布, 然后寻找最大相关(回归)区域。冬季混合层厚度与年均 THC 指数的同时相关和回归系数分布如图 6(见彩页)所示。最大相关位于拉布拉多海。当 THC 指数有一个标准偏差的变化时, 拉布拉多海混合层深度的最大正距平为 45~50 m。观测资料已经能够较为准确地反映拉布拉多海的对流活动^[25, 55], 模式中深对流活动的位置, 与观测有

区别但还是大致相符, 尽管所用模式依然是一个粗网格模式。实际上, 即使不进行相关分析, 而是简单地给出冬季混合层厚度的方差(图 6c), 依然可以观察到拉布拉多海的深对流活动, 并且方差的分布型和图 6a、b 基本一致。注意图 6c 中的混合层厚度的

方差在伊尔明格海要大于拉布拉多海, 尽管如此, 分析表明, 与整个热盐环流输送带加强或减弱相联系的, 主要是拉布拉多海的对流变化, 伊尔明格海的影响主要是局地尺度的; 限于本文的主题, 此间的物理过程, 将另文讨论。

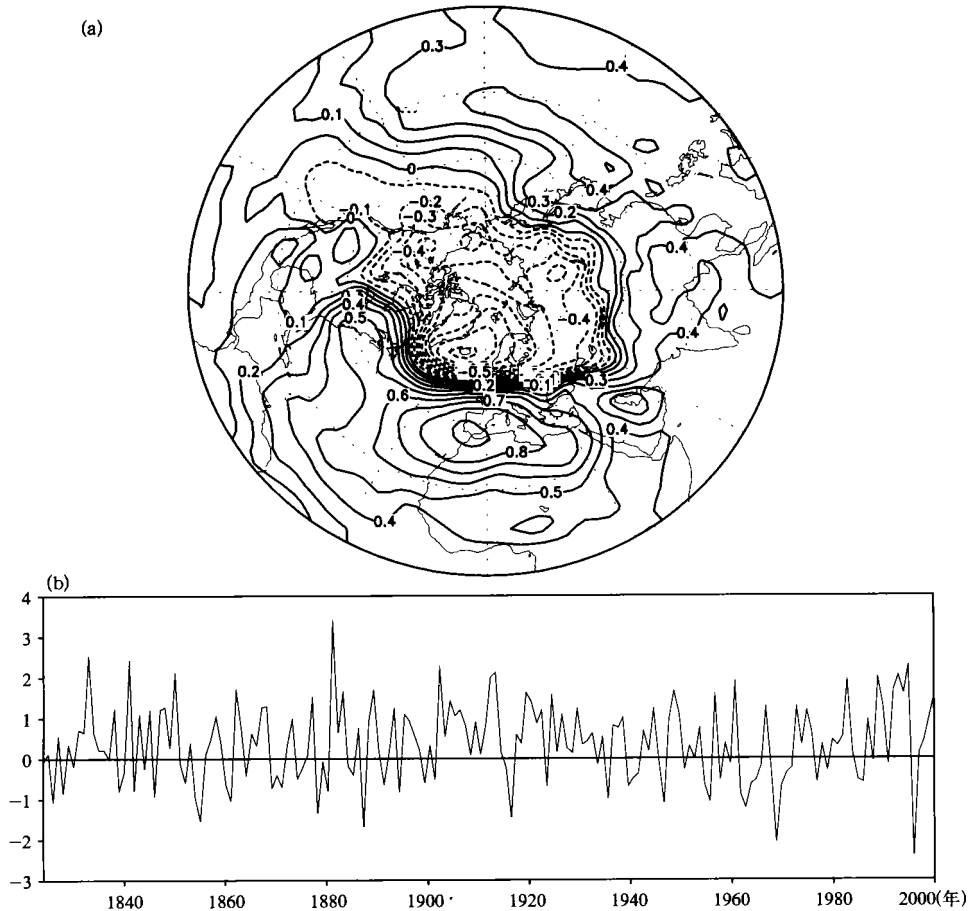


图 5 同图 4, 但为观测结果

(NAO 指数序列利用的是 Jones 指数, 海平面气压取自 1958~1997 的 NCEP/NCAR 再分析资料)

既然深对流活动与深层水的形成、以及经向翻转环流有直接联系, 那么反映对流活动与 THC 关系的迅捷途径, 是定义一种对流活动指数, 随后探讨该指数与 THC 指数二者间时间演变的超前/滞后关系。本文将对流指数定义为拉布拉多海区域冬季混合层厚度距平的平均(以下简称 MXD 指数), 结果如图 7a 所示, 其时间演变特征和图 3a 中的 THC 指数非常相似, 特别是在低频变化上, 这在 11 点滤波后的曲线上表现得尤为明显。

THC 与 MXD、MXD 与 NAO 指数的超前、滞后

相关如图 7b、c 所示。可见, 拉布拉多海对流活动对大气强迫的响应是在月际尺度的, 因此在 NAO 活动达到最强的几乎同时, 混合层厚度也达到最深, 这表现为二者的最大正相关发生在零年滞后上; 随之在 3 年之后, 北大西洋的经向物质输送也达到最强。NAO 与拉布拉多海对流活动的这种关系, 与实际非常吻合。基于观测资料的研究已经表明, NAO 活动能够对拉布拉多海的对流活动起到调谐作用^[22, 25]。

从气候变率的角度来看, 鉴于 NAO 指数序列的谱特征为白噪声, 而 MXD 和 THC 指数序列的谱

特征为红噪声, 这种“NAO 强迫拉布拉多海对流、后者又引起 THC 振荡”的机制, 非常接近 Hasselmann 提出的随机强迫理论^[56]。亦即 THC 的低频振荡, 实际上是系统对白噪声大气强迫的红噪声响应。

NAO 指数序列的谱特征类似白噪声, NAO 活动驱动拉布拉多海对流活动, 海洋的热惯性导致混合层厚度的较低频变化, 进而影响到 THC 的低频振荡。

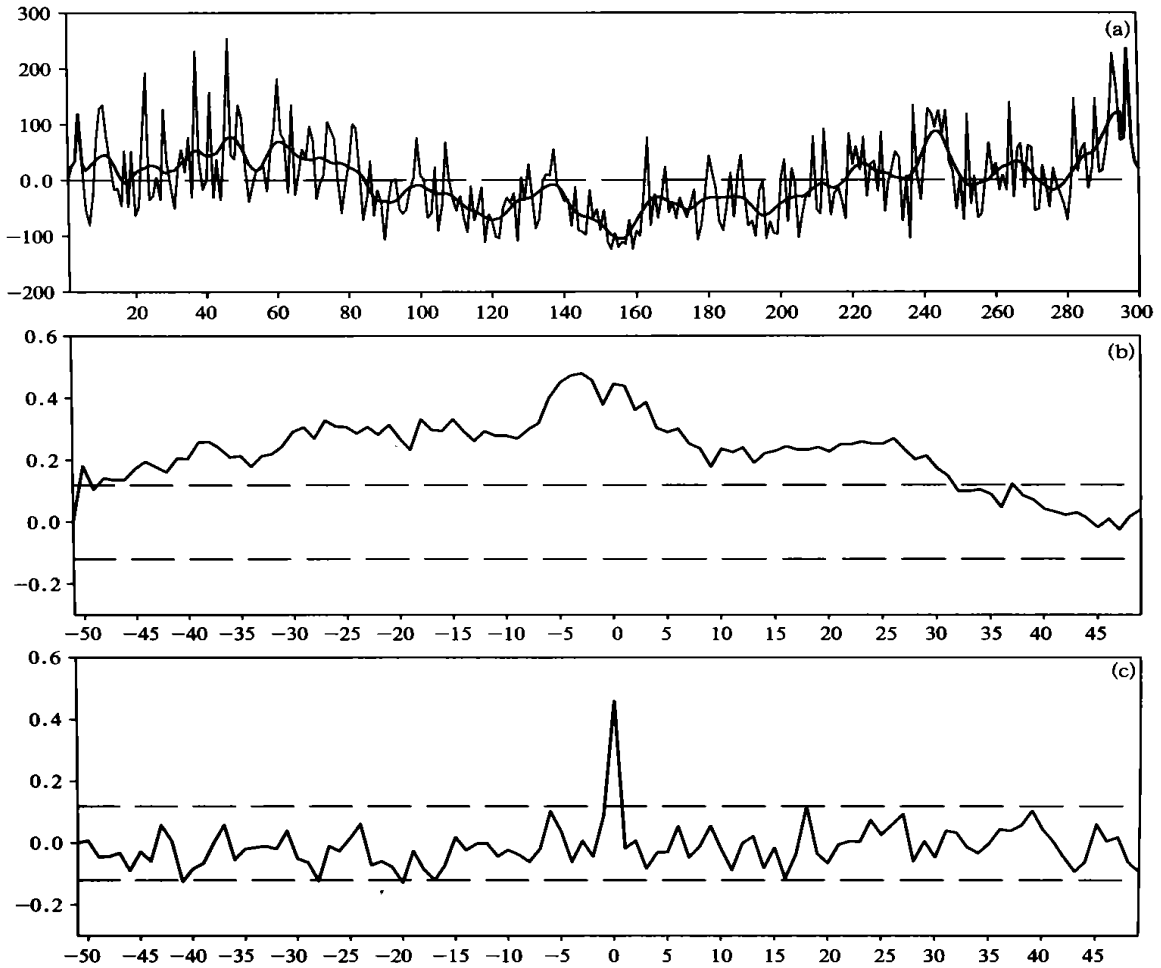


图 7 拉布拉多海区域平均混合层厚度距平的时间序列 (a) 及其分别与 THC 指数序列 (b)、NAO 指数序列 (c) 的超前/滞后相关

(图 a 中的粗实线是 11 点滑动平均后的结果, 长虚线为线性趋势, 单位是 m; 图 b 和 c 中的长虚线表示 95 % 的信度水平, X 轴的单位为年)

注意单就响应时间而言, 拉布拉多海对流活动对 NAO 强迫的响应是非常迅速的。因此, 年平均 THC 指数和冬季 SLP 的相关系数分布型的持续性非常弱。为揭示热盐环流异常与大气环流变化之间关系的时间演变特征, 本文计算了每一个格点上冬季 SLP 与年均 THC 指数的超前/滞后回归。线性回归系数的计算原理如下:

$$y(t) = ax(t - \tau) + b \quad (1)$$

其中, $x(t)$ 是 THC 指数的时间序列, t 为时间, τ 为滞后时间, a 为回归系数, b 为常数, $y(t)$ 为 SLP(或

其它物理量) 在模式格点上的距平值。上述回归分析在每一个模式格点上进行, 这样, 通过分析回归系数的总体分布型, 就可以揭示出伴随着热盐环流的变化其它物理量所发生的相应变化。例如, τ 为 -1 ($+1$) 时的回归表示 SLP 超前(落后) THC 指数一年的情况。回归系数 a 的形势场表示与 x 变化一个标准偏差相对应的变量 y (海平面气压或是其它变量, 如混合层厚度) 的变化值分布型。这种分析技术能够揭示大气环流的变化是超前、还是落后 THC 的变化, 从而确定海洋与大气二者间变化的因果关

系。该技术此前已经被许多学者所广泛应用^[57, 58]。

图 8 给出冬季 SLP 与年均 THC 指数在不同滞

后时间上的回归系数分布。在-1 a 滞后, 回归系数

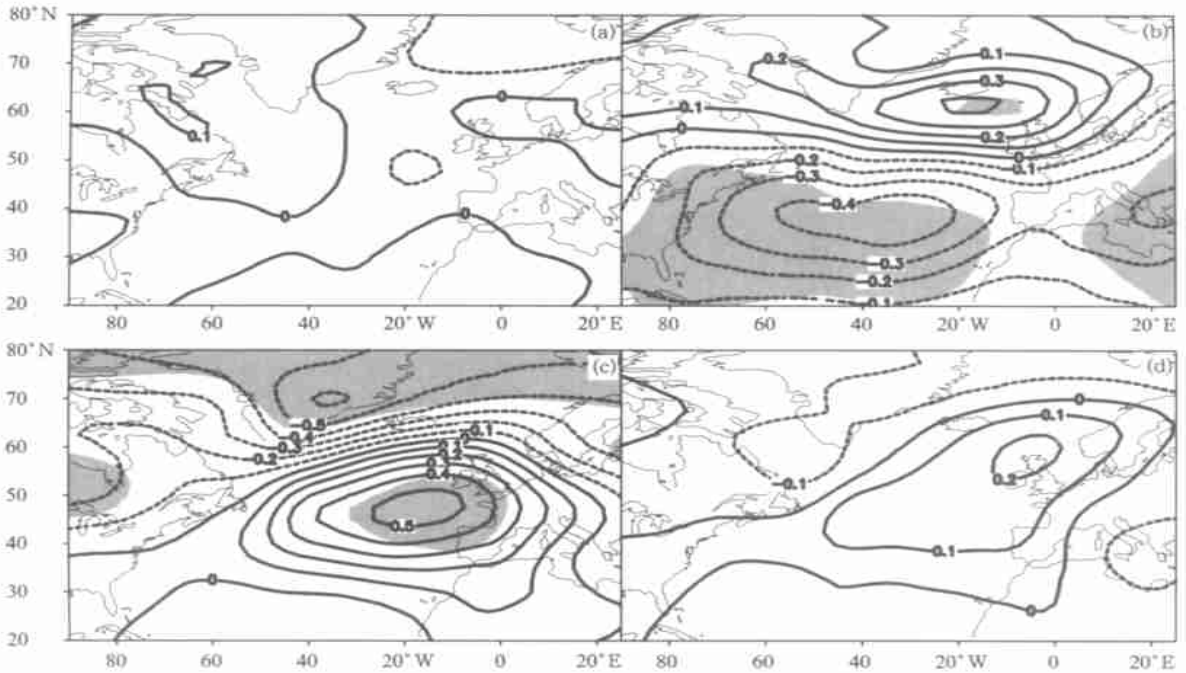


图 8 冬季平均海平面气压与年平均 THC 指数序列的超前/滞后回归系数分布

(a. 滞后-2 a, b. 滞后-1 a, c. 滞后 0 a, d. 滞后+1 a; 滞后-1(+1)表示 THC 指数达到最强之前

(随后)1 a 的情况, 单位是 hPa/标准偏差; 等值线间隔为 0.1;

阴影区表示达到 99% 的信度水平)

分布型呈现出 NAO 的负位相特征; 仅仅 1 a 之后, 同时回归型则呈现出 NAO 的正位相特征。而在滞后-2 a 到+1 a, 没有显著的信号。这表明试图直接寻找 NAO 与 THC 二者间协调变化关系的做法并非最佳选择, 原因在于二者的时间演变特征分别表现为高频和低频变化。如果说二者间存在联系的话, 那么它们之间的联系应通过一座桥梁——边缘海的对流活动。对于 BCM 模式而言, 就是拉布拉多海的对流活动。

为确认对流活动对 NAO 强迫的响应是在年内尺度的, 同样对拉布拉多海混合层深度距平和 NAO 指数序列做超前(滞后)回归分析, 注意这里所用的资料是 12 月到 3 月的逐月资料, 结果如图 9 所示。在 NAO 活动达到最强状态之后 3 个月, 拉布拉多海对流活动也完成了其调整过程。4 个月之后, 几乎看不到显著的信号。这种快速响应过程与实际观测比较吻合。Send 和 Marshall^[59] 总结指出, 对流活动对水团动力过程和物理特征变化的影响, 主要是通过垂直混合来实现的, 而垂直混合的时间尺度是

以天来计算的。因此, 本文中不稳定水柱对大气强迫的快速的近乎同时的响应是不难理解的。不过这里应该说明的是, “响应”与“变率”是两个不同的问题。例如, 对流活动对 NAO 强迫的响应时间是非常快的, 而 MXD 时间序列, 亦即对流活动的变率特征, 则表明出明显的低频振荡。响应过程在物理上相对容易理解, 而变率机制则比较复杂。

海洋的极向热输送(PHT)与经向环流联系密切。模式中北大西洋的年平均极向热输送量如图 10a 所示。整个大西洋的极向热输送都是一致向北的, 其量值从 30°S 处的 0.45 PW 逐渐增强到 20~30°N 左右的 1.0 PW, 随后逐渐减弱, 在 60°N 附近为 0.3 PW。这种形势和观测比较接近。Lavin^[60] 估计穿越 24°N 大西洋断面的海洋极向热输送量为 1.3 PW, 这一估计值随后被 Ganachaud 和 Wunsch^[7] 的最新计算所证实。不过, Trenberth 和 Caron^[61] 利用 NCEP 再分析资料反推的北大西洋极向热输送量的最大值约为 1.0 PW, 而利用 ECMWF 再分析资料给出的估计值还要少一些。本文关注的

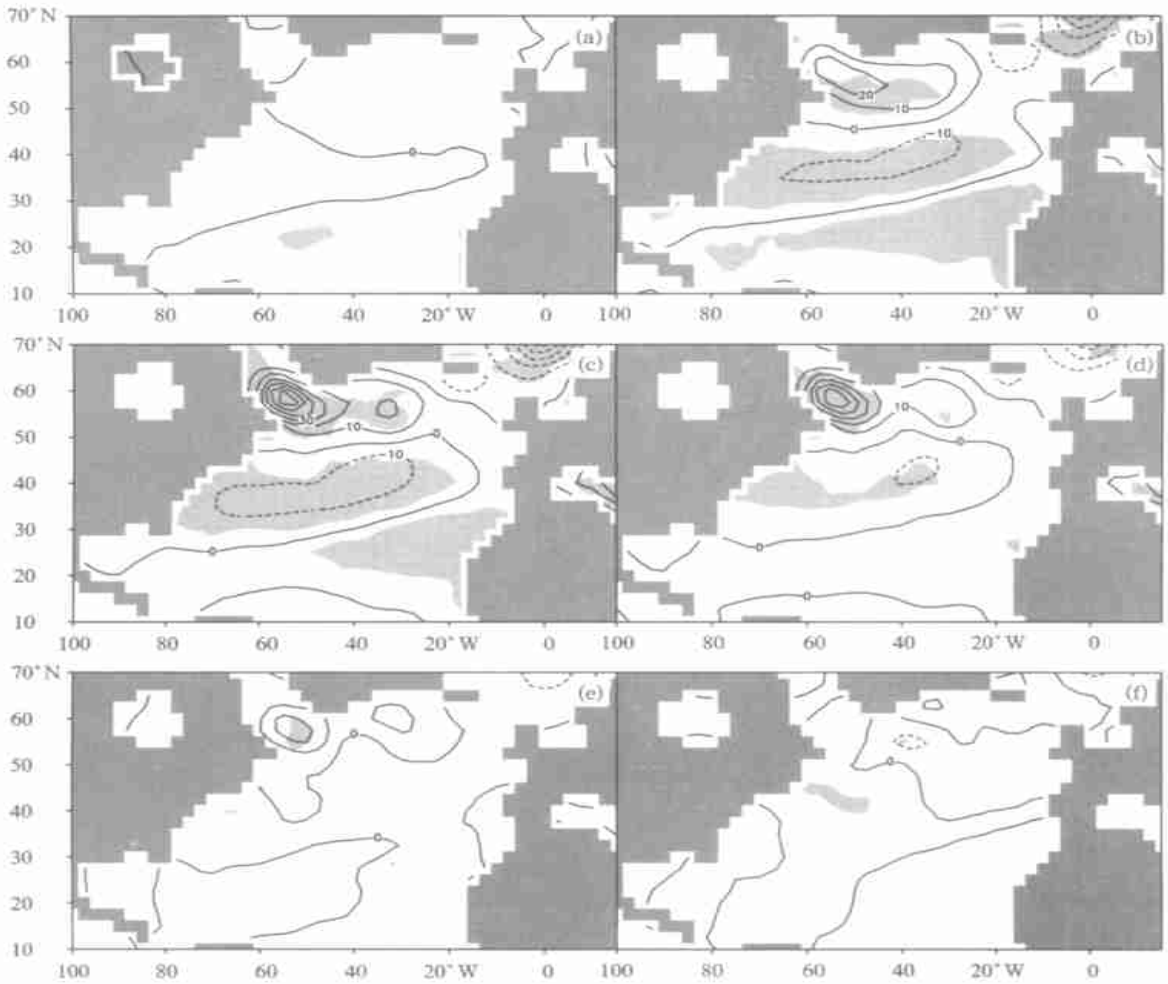


图9 月平均NAO指数序列与混合层厚度变化的超前/滞后回归系数分布。
 (a. 滞后-1月, b. 滞后0月, c. 滞后1月, d. 滞后+2月, e. 滞后+3月, f. 滞后+4月;
 滞后-1(+1)表示NAO指数达到最强之前(随后)1个月的情况, 单位一个标准偏差的NAO指数变化;
 阴影区表示达到99%的信度水平)

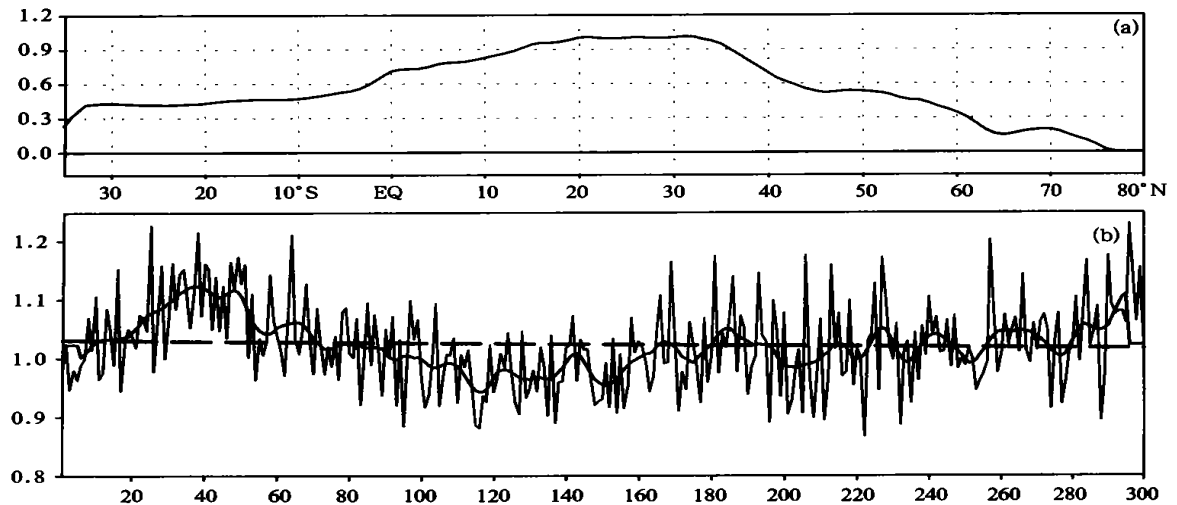


图10 模拟的大西洋纬向平均的年均极向热输送分布(a)及其最大值的时间演变序列(b)
 (单位是PW; 图b中的粗实线为11点滑动平均后的结果, 虚线为线性趋势)

是 PHT 对 THC 变化所可能做出的调整。图 10b 给出年平均 PHT 指数的时间演变情况, 这里将 PHT 指数定义为 PHT 值在 20~40°N 之间的最大值。PHT 指数序列呈现出显著的年际和年代际振荡特征, 与图 3a 给出的 THC 指数序列做直观比较, 不难发现二者的时间演变是非常协调的, 不同之处是 PHT 指数序列几乎没有线性漂移趋势。PHT 的量

值和 THC 的强度密切相关。这里我们通过计算超前-滞后相关来确定二者间的关系, 结果如图 11a 所示。最大相关出现在 0 滞后, 这意味着 PHT 对 THC 变化的响应非常迅速, 在年际尺度上, 大致可以视为同时的。这不难理解, 因为极向热输送量自身就等于经向环流的物质输送总量乘以流入的暖水与流出的冷水之间的温度差(略去混合的作用)。

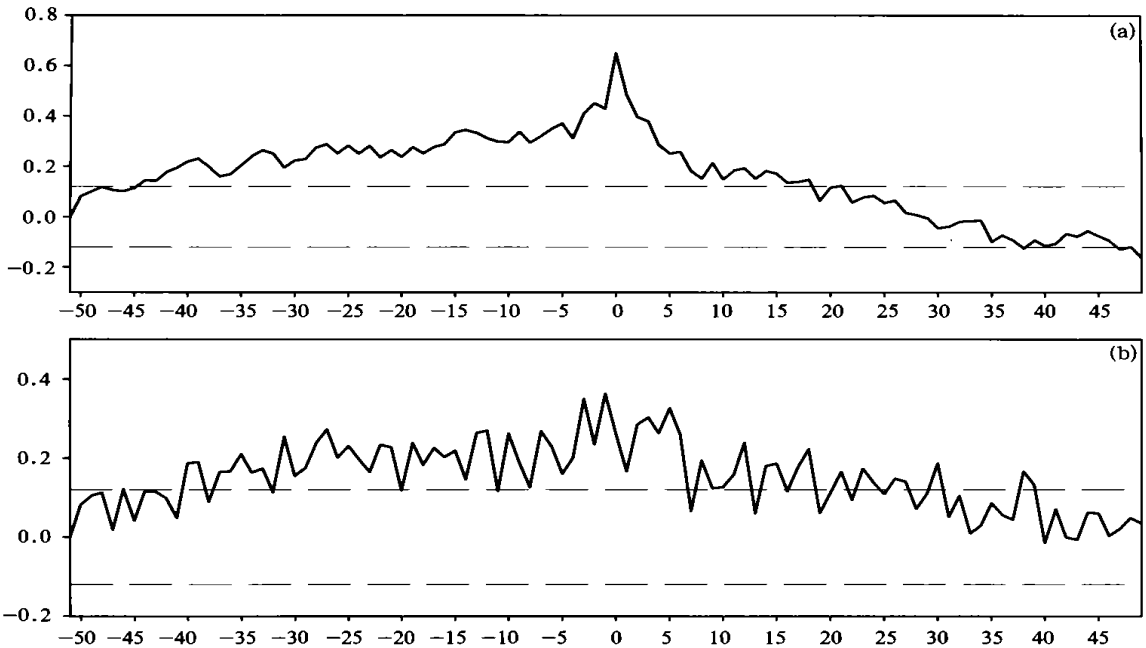


图 11 THC 指数序列与 PHT (a)、MXD 与 PHT 指数序列(b)的超前/滞后相关
(长虚线表示 95% 的信度水平)

研究表明, 海洋环流的极向热输送与深对流联系紧密, 深对流是海洋向大气释放所输送的热量的最为有效的途径^[62, 63]。Rahmstorf^[23]指出, 北大西洋地区的气候变率有很大一部分可能是由高纬度海域的对流活动的变化引起的。图 11b 给出 MXD 指数和 PHT 指数的超前/滞后相关。尽管在不同的超前/滞后时间上, 两种指数序列之间存在显著相关, 但是相互间的因果关系并不是很清楚。考虑到深对流在 THC 变化中的作用是把深海的热量释放到大气, 从而平衡由于各种穿越等密度面的混合过程所造成的向下的热量穿透^[64], 深对流和表面气温之间可能有潜在的联系。进一步的分析确认了这一推理, 具体做法是计算冬季平均 MXD 指数序列与各格点上表层气温的同时相关, 结果如图 12a 所示, 相关系数的分布呈现出一种四核结构。这一分布型非常像观测资料中 NAO 指数序列与各格点上表层气

温的相关系数分布形势, 后者的分布如图 12b 所示。

对应于 NAO 的正位相, 中纬度西风带增强, 北欧和北美大陆东南部气温偏高, 而拉布拉多海和非洲西北部则气温偏低。因此, 拉布拉多海上空增强的冷却效应以及海表盐度变化的共同影响, 将最终导致那里深对流活动的发生或增强。将 MXD 指数序列与各个格点上的表层气温距平求超前/滞后回归进一步证明了这一点。回归系数的分布型如图 13 所示。注意这里所用的资料是 12~3 月的逐月资料, 即时间间隔为月(而不是年), 滞后-1(+1)表示在 MXD 指数达到最强之前(随后)1 个月的情况。回归系数的分布型变化显示, 伴随着一个标准偏差的 MXD 指数变化, 拉布拉多海上空的表层气温在滞后-1 月有最大距平。滞后-1 月的气温距平和 NAO 正位相下的气温异常分布型非常相似, 因此, 这种气温距平的出现, 本质上是 NAO 活动的结果。

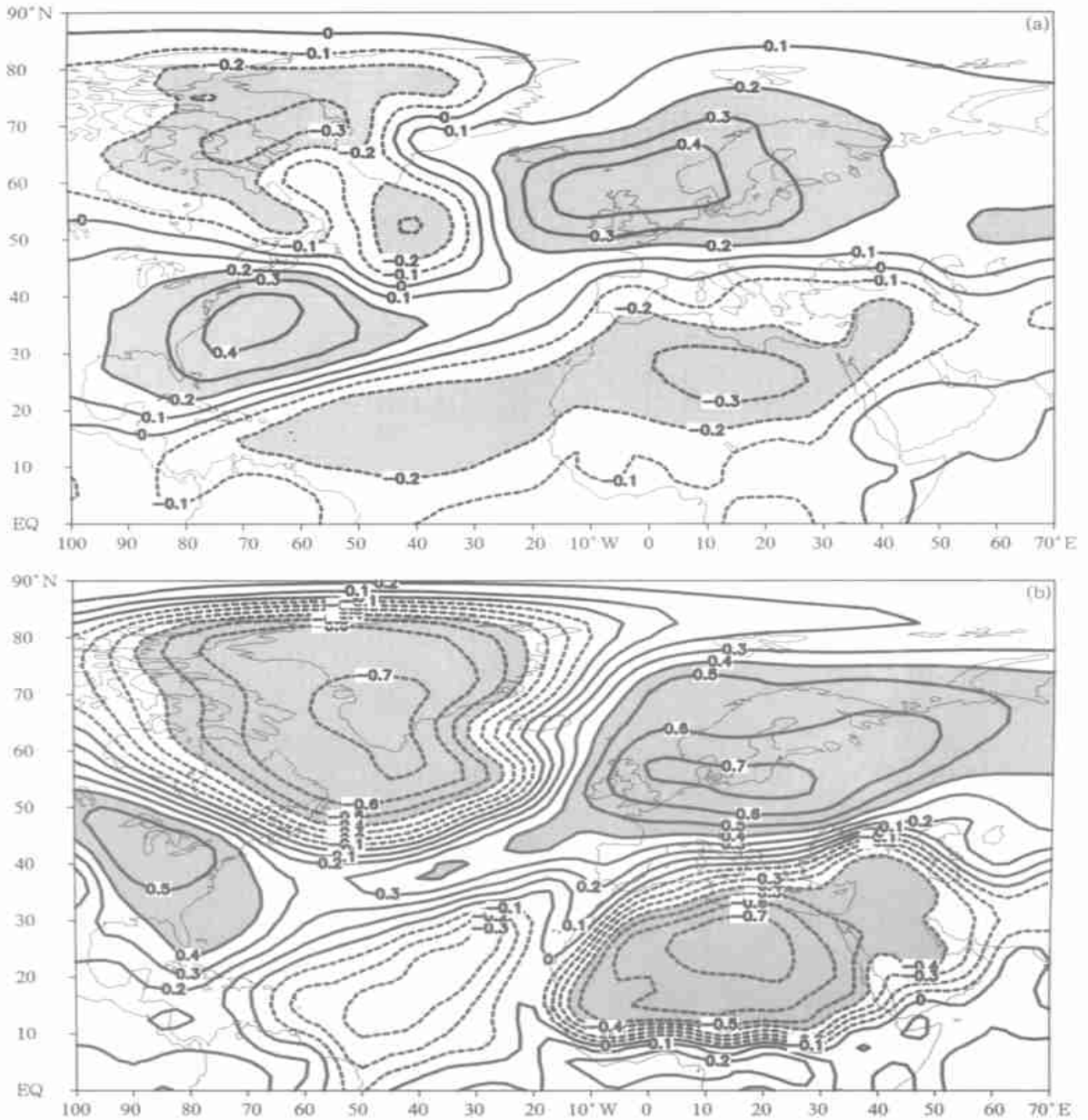


图 12 (a) 模式中冬季 MXD 指数序列与冬季表层气温的同时相关; (b) Jones 等 (1997)

给出的 NAO 指数序列与 NCEP 再分析资料的 925 hPa 表层气温的同时相关

(阴影区表示超

过 99 % 的信度水平。观测资料取 1958~ 1996)

从滞后- 3 月到- 1 月, 拉布拉多海表层气温距平逐渐增加。从零滞后到+ 1 月滞后, 气温距平快速减少, 最终由负到正发生变号。从滞后- 3 月到- 1 月, 表层气温的变化反映了西风带的逐渐增强。当这种环流异常达到最强之后一个月, 拉布拉多海对流活动也达到最强状态。这有力地证明了“大气强迫海洋”这一情况。

对流活动一旦启动, 拉布拉多海的混合层深度

增加, 混合作用将深层的暖水带到表层, 并向大气释放出热量^[27]。因此, 不难理解, 在对流活动达到最强状态之后几个月, 伴随着对流热释放, 拉布拉多海上空的表层气温将异常偏暖。如图 13 e- f 所示, 的确可以在拉布拉多海上空观察到逐渐增强的气温正距平。这意味着在年内尺度上, 拉布拉多海对流活动对大气存在反馈作用(此前已经证明了大气对拉布拉多海对流活动的强迫作用)。

关于NAO强迫海洋对流活动的机制,对流活动的发生,本质上是由于表层海水密度变化引起海洋层结出现不稳定的结果,热力过程和盐度变化对表层海水的密度变化都有所贡献。对应NAO正位相,在拉布拉多海,混合层厚度和表层盐度都为正距平,发生深对流的区域对应有正的表层密度异常(图略)。海水密度是温度和盐度的复杂的非线性函数^[65]。为定量评估温度和盐度对拉布拉多海表层密度变化的各自贡献,根据联合国科教文组织(UNESCO)计算海水密度的标准公式,将表层密度的变

化分成两个组成部分,即温度引起的变化部分(简称热力贡献部分)和盐度引起的变化部分(简称盐度贡献部分)。盐度贡献部分与热力贡献部分的比值,揭示的是它们的相对重要性。结果显示,在拉布拉多海及其临近海域,比值的绝对值都远大于1.0(图略),表明这里的海水表层密度的变化主要是由盐度的变化决定的。因此,作为将NAO强迫与拉布拉多海的对流活动变化联系起来的纽带,盐度变化的贡献大于温度。

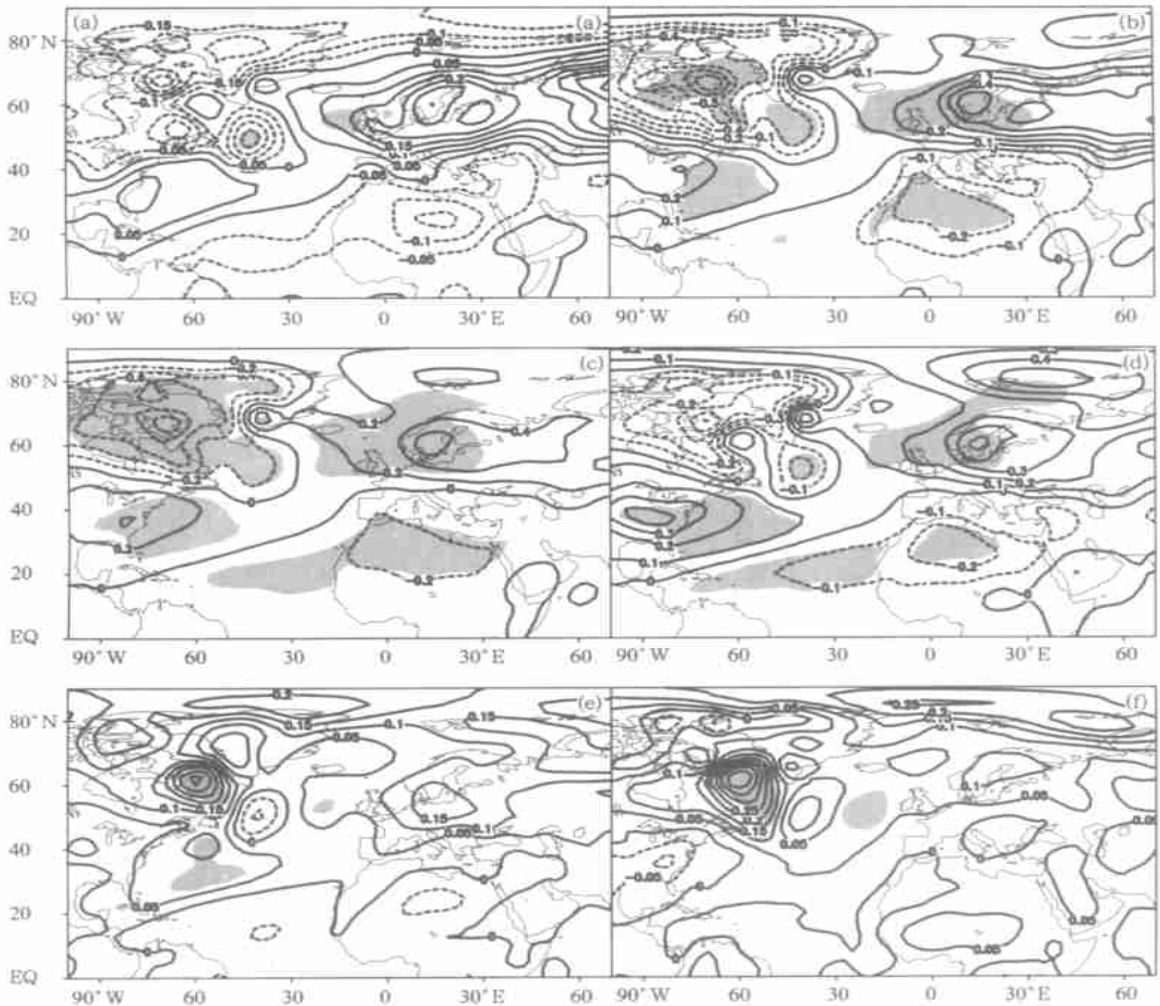


图 13 逐月的 MXD 指数序列与表层气温的超前/滞后回归系数分布

(a. 滞后-3个月, b. 滞后-2月, c. 滞后-1月, d. 滞后0月, e. 滞后+1月, f. 滞后+4月;

滞后-1(+1)表示MXD指数序列达到最强之前(之后)1个月的情况。

单位是 m /标准偏差。等值线间隔为 0.05。

阴影区表示 95% 的信度)

5 结 论

利用一个全球海气耦合气候模式的 300 年积分结果, 讨论了北大西洋热盐环流对北大西洋涛动强迫的响应。结果表明, 大气强迫与北大西洋热盐环流的年际调整联系紧密。伴随着 NAO 活动的正位相, 中纬度西风带加强, 拉布拉多海的热散失增多, 同时盐度出现正距平, 热、盐的共同作用令表层海水密度增大, 海洋层结出现不稳定, 最终导致深对流活动的发生。定量的比较表明, 冬季拉布拉多海表层海水密度的变化, 主要由盐度的变化决定, 热力作用的贡献相对是次要的。拉布拉多海对流活动对大气强迫的响应非常迅速。在 NAO 达到最强状态之后 3 个月左右, 拉布拉多海对流活动也达到最深。通过拉布拉多海对流活动这一桥梁, 北大西洋热盐环流对大气强迫的响应时间相对较慢, 大致在拉布拉多海对流活动达到最强状态之后 3 年左右的时间

里, 北大西洋热盐环流也达到最强。北大西洋的极向热输送与热盐环流紧密联系在一起, 二者对应的指数时间序列的最大相关发生在零年滞后。拉布拉多海对流活动的起因是表层海水密度增大引起海洋层结的翻转, 热、盐过程对表层海水密度的变化都有所贡献, 但盐度因子的作用是主导性的。深对流活动对大气也存在反馈作用, 对流热释放随后能够加热拉布拉多海上空的表层气温, 这种反馈作用在对流活动达到最强之后数月即可完成。从气候变率的角度, BCM 中“NAO 强迫 THC”的特征支持 Hasselmann 提出的随机强迫理论, 即白噪声的 NAO 强迫引起拉布拉多海对流活动的红噪声变化, 后者进一步导致 THC 的低频振荡。

致谢: 本文主要工作系作者在挪威“Nansen 环境与遥感研究中心”(NERSC)访问期间完成。BCM 的发展及 300 年耦合积分, 由 BCM 课题组在 Bergen 完成。作者感谢 NERSC 的 Helge Drange、Yongqi Gao 博士、Bergen 大学地球物理所 Tore Furevik 博士的帮助和讨论。

参考文献

- Hurrell J W. Decadal Trends in the North Atlantic Oscillation: Regional Temperatures and Precipitation. *Science*, 1995a, 269: 676~ 679
- Hurrell J W. Transient Eddy Forcing of the Rotational Flow During Northern Winter. *J Atmos. Sci.*, 1995b, 52: 2286~ 2301
- Hurrell J W. Influence of Variations in Extra-tropical Wintertime Teleconnections on Northern Hemisphere temperature. *Geophys Res Lett*, 1996, 23: 665~ 668
- Hurrell J W and H van Loon. Decadal Variations associated with the North Atlantic Oscillation. *Climatic Change*, 1997: 36, 301~ 326
- Thompson D W, J M Wallace. Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-Month variability. *J Climate*, 2000: 13, 1000~ 1016
- Broecker W S. The great ocean conveyor. *Oceanography*, 1991, 4(2): 79~ 89
- Ganachaud A C Wunsch. Improved estimates of global ocean circulation, heat transport and mixing from hydrographic data. *Nature*. 2000, 408 (23): 453~ 457
- Manabe S and R J Stouffer. Century-scale effects of increased atmospheric CO₂ on the ocean-atmosphere system. *Nature*, 1993, 364(15): 215~ 218
- Manabe S and R J Stouffer. Multiple-century response of a coupled ocean-atmosphere model to an increase in atmospheric carbon dioxide. *J Climate*, 1994, 7: 5~ 23
- Haywood J M, R J Stouffer, R T Wetherald, S Manabe and V Ramaswamy. Transient response of a coupled model to estimated changes in greenhouse gas and sulfate concentrations. *Geophys Res Lett*, 1997, 24: 1335~ 1338
- Wood R A, A B Keen, J F B Mitchell, J M Gregory. Changing spatial structure of the thermohaline circulation in response to atmospheric CO₂ forcing in a climate model. *Nature*, 1999, 399: 672~ 675
- 周天军、王绍武、张学洪. 大洋温盐环流的稳定性及变率模拟研究进展. *地球科学进展*. 1998, 4: 334~ 343
- 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
- International CLIVAR Project Office. CLIVAR Initial Implementation Plan, WCRP-103, WMO/TD No. 869, 213-230pp, Southampton Oceanographic Centre, Empress Dock, Southampton, SO14 3ZH, 1998: United Kingdom
- Delworth T, S Manabe S and R J Stouffer. Interdecadal variations of the thermohaline circulation in a coupled ocean-atmosphere model. *J Clim*, 1993, 6: 1993~ 2011
- Delworth T, S Manabe and R J Stouffer. Multidecadal climate variability in the Greenland Sea and surrounding regions: A coupled model simulation. *Geophys. Res Lett*, 1997, 24: 257~ 260
- Weaver A J and S Valcke. On the variability of the thermohaline circulation in the GFDL coupled model. *J Climate*, 1998, 11: 759~ 767
- Timmermann A, M Latif, R Voss and A Grotzner. Northern Hemispheric interdecadal variability: A coupled air-sea mode. *J Climate*, 1998, 11:

1906~ 1931

- 19 Delworth T, R Greatbatch. Multidecadal thermohaline circulation variability driven by atmospheric surface flux forcing. *J Clim*, 2000, 13: 1481~ 1495
- 20 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
- 21 Cheng W. Climate variability in the North Atlantic on decadal and multi-decadal time scales: A numerical study, Ph. D dissertation, University of Miami, Coral Gables, Florida, USA 2000:
- 22 Lab Sea Group. The Labrador Sea Deep Convection Experiment. *Bull. Am Met Soc*, 1998, 79: 2033~ 2058
- 23 Rahmstorf S. Multiple convection patterns and thermohaline flow in an idealized OGCM. *J Clim*, 1995, 8: 3028~ 3039
- 24 Rahmstorf S. Bifurcation of the Atlantic thermohaline circulation in response to changes in the hydrological cycle. *Nature*, 1995, 378: 145~ 149
- 25 Dickson R R, J Lazier, J Meincke, P Rhines, J Swift. Long-term coordinated changes in the convective activity of the North Atlantic. *J Phys Oceanogr*, 1996, 38: 241~ 295
- 26 Dickson R R. From the Labrador Sea to global change. *Nature*, 1997, 386: 649~ 650
- 27 Lazier J, R Pickart and P Rhines. Deep convection, In: Siedler G, Church J and Gould J eds. *Ocean Circulation and Climate*. International Geophysical Series. Vol. 77, Academic Press, Harcourt Place, 32 Jamestown Road, London NW17BK, UK. 2000, 387~ 400
- 28 Deque M, C Dreveton, A. Braun, D Cariolle. The ARPEGE/IFS atmosphere model: a contribution to the French community climate modeling. *Climate Dynamics*, 1994, 10: 249~ 266
- 29 Hortal M and A J Simmons. Use of reduced Gaussian grids in spectral models. *Mon Wea Rev*, 1991, 119: 1057~ 1074
- 30 Simmons A J and D M Burridge. An energy and angular momentum conserving vertical finite-difference scheme and hybrid vertical coordinate. *Mon Wea Rev*, 1981, 109: 758~ 768
- 31 Coiffer J, Y Ernie, J F Geleyn, J Clochard, J Hoffman and F Dupont. The operational hemispheric model at the French Meteorological Service, in *J Met Soc Japan, Special NWP Symposium Volume*, 1987: PP. 337~ 345
- 32 Furevik T, M Bentsen, H Drange, I K T Kindem, N G Kvamsto and A Sorteberg. Description and validation of the Bergen Climate Model: ARPEGE coupled with MICOM. *Climate Dyn*, 2002: accepted
- 33 Bleck R, Smith L T. A wind-driven isopycnic coordinate model of the north and equatorial Atlantic Ocean: 1. Model development and supporting experiments. *J Geophysical Research*, 1990, 95 (c3): 3273~ 3285
- 34 Bleck R, Rooth C, Hu D, et al. Salinity-driven thermocline transients in a wind- and thermohaline-forced isopycnic coordinate model of the North Atlantic. *J Physical Oceanography*, 1992, 22: 1486~ 1505
- 35 Gaspar P, Gregoris Y and J M Lefevre. A simple eddy kinetic model for simulations of the oceanic vertical mixing: Tests at Station Papa and Long Term Upper Ocean Study Site. *J Geophys Res*, 1990, 95: 16179~ 16193
- 36 Madec G and M Imbard. A global ocean mesh to overcome the North Pole Singularity. *Clim Dyn*, 1996, 12: 381~ 388
- 37 Semtner A J. A model for the thermodynamic growth of sea ice in numerical investigations of climate. *J Phys Oceanogr*, 1976, 6(3): 379~ 389
- 38 Parkinson C L and W M Washington. A large-scale numerical model of sea ice. *J Geophys Res*, 1979, 84: 311~ 337
- 39 Fichefet T and P Gaspar. A model study of upper ocean-sea ice interaction. *J Phys Oceanogr*, 1988, 18: 181~ 195
- 40 Hibler-III W. A dynamic-thermodynamic sea ice model. *J Phys Oceanogr*, 1979, 12: 815~ 844
- 41 Terray L, S Valcke, A Piacentini. *Ocean Atmosphere Sea Ice Soil (OASIS) User's Guide and Reference Manual*, 1998: 1~ 77 pp. CERFACS, 42 avenue Coriolis, 31057 Toulouse cedex 1
- 42 Oki T. Validating the runoff from LSP-SVAT models using a global river routing network by one degree mesh, *Proc. 13th Conf. on Hydrology*. American Meteorological Society, 1997, 319~ 322
- 43 Levitus S, R Burgett, T P Boyer. *World Ocean Atlas 1994, Volume 3: Salinity*, NOAA Atlas NESDIS 3, Washington D C. 1994:
- 44 Levitus S and T P Boyer. *World Ocean Atlas 1994, Volume 4: Temperature*, NOAA Atlas NESDIS 4, Washington D. C. 1994:
- 45 Kalnay E, M Kanamitsu, Kistler and W Collins. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull Amer Meteor Soc*, 1996, 77(3): 437~ 471
- 46 Reynolds R and T Smith. Improved global sea surface temperature analyses. *J Climate*, 1994, 7: 929~ 948
- 47 Hall F G and H L Bryden. Direct estimates and mechanisms of ocean heat transport. *Deep-Sea Res*, 1982, 29: 339~ 359
- 48 Jin X Z, Zhang X H, Zhou T J. Fundamental framework and experiments of the Third Generation of IAP/LASG World Ocean General Circulation Model. *Advances in Atmospheric Science*, 1999, 16: 197~ 215
- 49 Winton M. The damping effect of bottom topography on internal decadal-scale oscillations of the thermohaline circulation. *J Phys Oceanogr*, 1997, 27: 203~ 208
- 50 Zhou T J, Zhang X H, Yu Y Q et al. Response of IAP/LASG GOALS model to the coupling of air-sea freshwater exchange. *Adv Atmos Sci*, 2000, 17(3): 473~ 486
- 51 周天军、张学洪、俞永强. 气候系统模式中海水气水通量交换的耦合方法. *科学通报*, 2000, 45(19): 2097~ 2100
- 52 Jones P D, J nsson, T and Wheeler D. Extension to the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar

- and South-West Iceland. *Int J Climat*, 1997, 17: 1433~ 1450
- 53 Jones H and J Marshall. Convection with rotation in a neutral ocean: A study of open- ocean deep convection. *J Phys Oceanogr*, 1993, 23: 1009 ~ 1039
- 54 Colin de Verdiere A. On the oceanic thermohaline circulation. *Modelling Oceanic Climate Interactions*, Springer, 1993: 151~ 183
- 55 Belkin I M, S Levitus, J Antonov, S A Malmberg. Great salinity anomalies in the North Atlantic. *Prog Oceanogr*, 1998, 41: 1~ 68
- 56 Hasselmann K. Stochastic climate models. Part I, Theory. *Tellus*, 1976, 28: 473~ 485
- 57 Wallace J M and Q Jiang. On the observed structure of the interannual variability of the atmosphere/ocean climate system. *Atmospheric and Oceanic Variability*, H. Cattle, Ed. *Roy Meteor Soc*, 1987: 17~ 43
- 58 Delworth T. North Atlantic interannual variability in a coupled Ocean- Atmosphere model. *J Clim*, 1996, 9: 2356~ 2375
- 59 Send U and J Marshall. Integral effects of deep convection. *J Phys Oceanogr*, 1995, 25: 855~ 872
- 60 Lavin A, H L Bryden and G Parrilla. Meridional transport and heat flux variations in the subtropical North Atlantic. *Global Atmosphere Ocean System*, 1998, 6: 269~ 293
- 61 Trenberth K E, J M Caron. Estimates of meridional atmosphere and ocean heat transports. *J Climate*, 2001, 14 (16): 3433~ 3443
- 62 Rahmstorf S. A simple model of seasonal open ocean convection, Part I: Theory. *Clim Dyn*, 2001, 52: 26~ 35
- 63 Kuhlbrodt T, Titz S, Feudel U, Rahmstorf S. A simple model of seasonal open ocean convection, Part II: Labrador Sea stability and stochastic forcing. *Climate Dyn*, 2001, 52: 36~ 49
- 64 Munk W and C Wunsch. Abyssal recipes II: Energetics of tidal and wind mixing. *Deep-Sea Res I*, 1998, 45: 1977~ 2010
- 65 Gill A. *Atmosphere- Ocean Dynamics*, *Int. Geophys. Ser.*, Vol. 30, 1982: 662 pp., Academic, San Diego, Calif

ADJUSTMENT OF THE NORTH ATLANTIC THERMOHALINE CIRCULATION TO THE ATMOSPHERIC FORCING IN A GLOBAL AIR-SEA COUPLED MODEL

Zhou Tianjun

(State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Mail Box 9804, Beijing 100029, China)

Abstract

Interannual scale adjustment of the thermohaline circulation (THC) to the forcing of the North Atlantic Oscillation (NAO) is examined by using the output of the recently finished 300 years integration of the Bergen Climate Model (BCM). The results show that a positive phase NAO and thereby an intensified westerlies enhances the net heat flux loss of the Labrador Sea, in conjunction with the positive salinity anomaly over there, water at the surface then becomes denser, and deep convection occurs. Three months after the NAO reaches its maximum state, the Labrador Sea convection reaches its largest depth. Response of the North Atlantic thermohaline circulation to the Labrador Sea convection lags 3 years in the model. The oceanic poleward heat transport has a maximum simultaneous correlation with the THC. In addition, feedback of the convection on the atmosphere in the model is detected. One to four months after the convection reaches its largest depth, the convective heat release leads to a warmer surface air over the Labrador Sea.

Key words: North Atlantic Oscillation, Thermohaline Circulation, Labrador Sea convection, Air-sea coupled Model.

周天军：全球海气耦合模式中热盐环流对大气强迫的响应

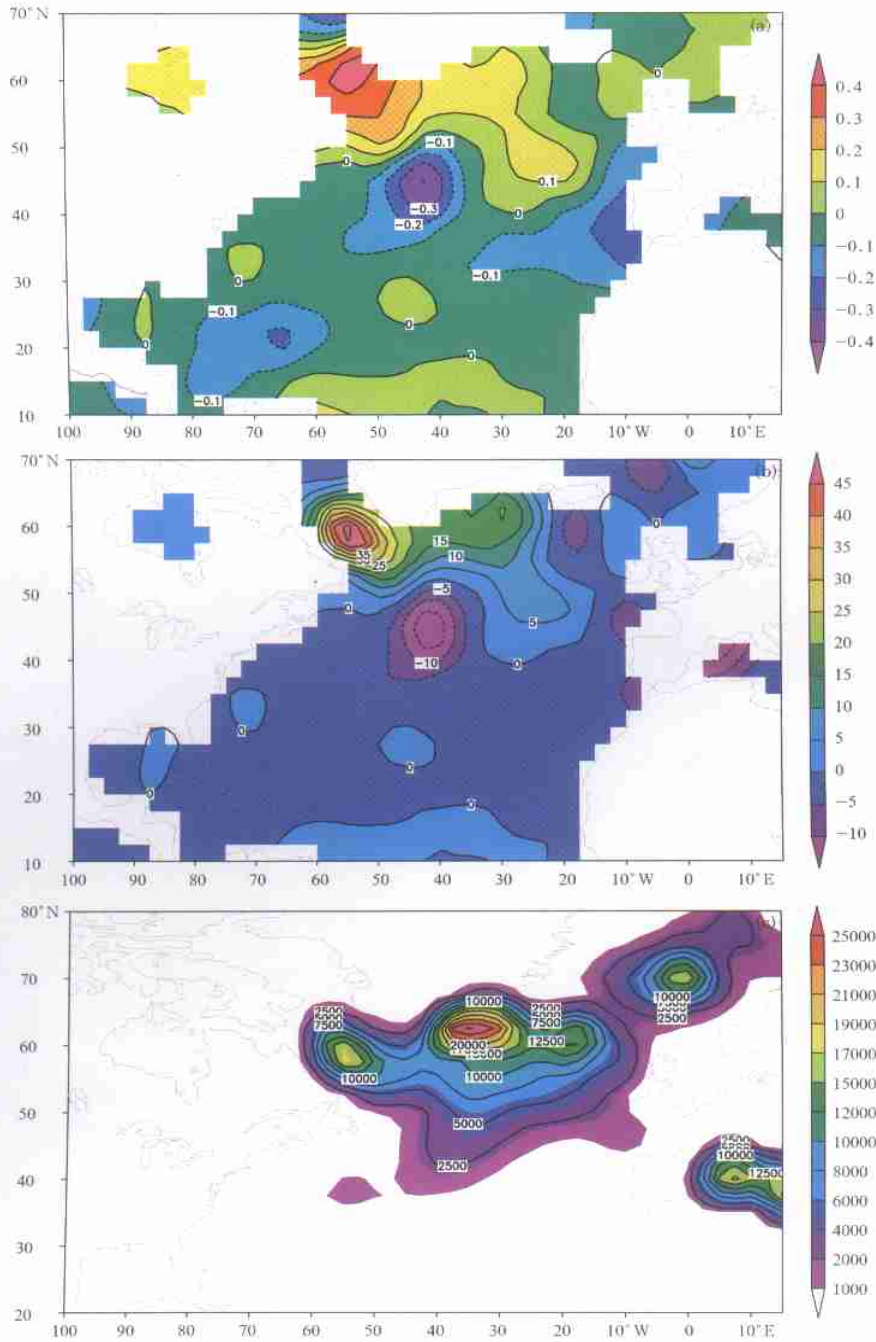


图6 年均THC指数序列与冬季混合层厚度异常的同时相关系数分布(a)和回归系数分布(b,单位: m/一个标准差的THC指数变化); 冬季混合层厚度的方差分布(c,单位: m^2)