

综述与评述

# 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\*

周天军, 王绍武, 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国家重点实验室, 北京 100029)

(北京大学地球物理系, 北京 100871)

**摘要:** 大洋温盐环流与气候变率的关系研究是 90 年代中后期以来国际科学界提出的一个新课题。在概述温盐环流基本图像的基础上, 讨论了温盐环流在气候系统中的重要作用, 介绍了国际科学界针对该问题的未来行动, 总结了国际科学界的研究现状。

**关键词:** 温盐环流; 气候系统; 气候变率

中图分类号: P731.23; P467

文献标识码: A

文章编号: 1001-8166(2000)06-0654-07

全球气候系统是由大气圈、海洋圈、表层岩石圈、冰雪圈和生物圈组成的复杂系统。在维持全球气候系统的能量平衡方面, 经向环流发挥着极为重要的作用; 在大气中, 它表现为著名的哈德利(Hadley)环流、弗雷尔(Ferrel)环流和极地环流; 在海洋中, 它主要表现为温盐环流。在气候环境学界, 相对于大气环流, 大洋温盐环流是一个新概念, 自 90 年代中期开始受到国际科学界的重视。有关大洋温盐环流对气候变化影响的研究成果, 被西方舆论界称为 20 世纪的科技新发现之一。大洋温盐环流与气候变率的关系问题, 属于一个新兴的研究领域。本文概述了温盐环流的基本图像, 讨论了其在气候系统中的重要作用, 介绍了针对该问题的重要国际行动, 总结了目前的研究现状。

## 1 温盐环流的基本图像

来自海表的风应力、热通量和淡水通量强迫是大洋环流形成的根本原因。在实际工作中, 人们将海流分为两种: 一种是受海面风的应力作用产生的海流, 称作风生流; 一种是由于海面受热冷却不均、蒸

发降水不均匀所产生的温度和盐度变化, 导致密度分布不均匀形成的热力学海流, 因为海水的密度主要由温度和盐度决定, 所以这种由密度梯度驱动的深层洋流, 被称为“温盐流”(或热盐流)。风生流和温盐流的作用区域有所区别, 前者限于大洋的上层和中层, 即在密度跃层以上, 后者则主要集中在大洋深层。总的来说, 全球大洋 10% 的水体受风生流影响, 90% 的水体受温盐流影响。

温盐环流与大洋水团的分布有关。在两极海域, 随着纬度的增高, 上层海水急剧冷却, 密度增大而剧烈下沉, 成为大洋底层和深层水的主要源地。大洋深层水团的形成, 只集中在少数相对较为封闭的地方, 包括南极洲的威德尔海、罗斯海和北大西洋高纬海域等。在底层水团中, 最为著名的是南极底层水(AABW), 它充斥于全球大洋的底部。AABW 主要在冬季形成于威德尔海和罗斯海。强冷却导致海水结冰, 盐析作用令海表盐度骤增而沿南极大陆架下沉, 期间与来自南极绕极环流的水团混合形成 AABW, 后沿深海向北扩展。

深层水团是世界大洋中厚度最大的水团, 其体

\* 基金项目: 国家“九五”科技攻关项目“我国短期气候预测系统的研究”(编号: 96-908-02-03)、优秀国家重点实验室研究项目(编号: 49823002)和中国科学院“王宽诚博士后奖励基金”联合资助。

第一作者简介: 周天军(1969-), 男, 山东省龙口市人, 博士后, 主要从事海洋—大气耦合模式的发展、应用和气候变化研究。

收稿日期: 1999-10-26; 修回日期: 2000-03-15。

积约占全球海水的 30%，其中最为著名的是北大西洋深层水(NADW)。研究表明, 从格陵兰海和挪威海溢出的低温、低盐的深层水, 对 NADW 的形成具有重要作用。由冰岛—法罗群岛间溢出的海水, 形成北大西洋东部的深层水; 由格陵兰—冰岛溢出的海水, 形成北大西洋西部的深层水。前者几经周折蜿蜒西行, 在丹麦海峡南面与北大西洋西部深层水混合, 转而向南, 经拉布拉多海沿大洋西边界南流。至于印度洋和太平洋的深层水团, 根据其溶解氧含量的递减规律, 证实它们是源自 NADW 的“老龄水”, 随南极绕极环流进入印度洋和太平洋。

当代大洋温盐环流以“大西洋输送带环流”为特征, 主要以西边界流的形式表现为 NADW 的南向溢流。在大西洋, 除 40°N 以北地区以外, 在所有纬度上, 北大西洋深层水都位于南极底层水之上。根据大洋水团的分布, 由 Broecker<sup>[1]</sup>最早提出的全球温盐环流输送带的分布型如图 1 所示, 其中的阴影部分表示海洋浅层较暖的、流回北大西洋的洋流, 未加阴影的部分表示海洋深层冷而咸的、流出北大西洋的洋流。可见形成于北大西洋的 NADW 在深层以西边界流的形式向南流去, 之后围绕着南极急流, NADW 部分和形成于威德尔海的南极底层水混合, 流向太平洋和印度洋, 在那里上翻穿过温跃层达到上层海洋, 它被称作“NADW 输送带”。

海水大量下沉与流动, 必须有等量的返回流来补偿, 但温盐环流从低纬返回高纬的路径, 目前还不

甚明了。按照图 1, 上层洋流是通过印度尼西亚海域、环绕好望角南端返回北大西洋的; 但据近期研究, 洋流的返回路径可能至少有两条: 一是沿“暖水系路径”, 经过南印度洋流入南大西洋; 一个是沿“冷水系路径”, 从南太平洋流入南大西洋。图 1 强调的是暖水系路径。现在一般认为, 返回大西洋的海水有 70% 是通过冷水系路径的。因此, 环流返回支具体包括两部分: 一是大西洋深层水和南极中层水发生混合, 之后通过德雷克海峡返回南大西洋; 二是剩下的 30% 在北太平洋上翻, 以暖水系次表层海流的形式, 经由印尼穿越流和南印度洋流回南大西洋, 在那里与南极中层水混合后流回北大西洋, 从而构成闭合环流。形成于威德尔海的南极底层水, 在北大西洋深层水的下面流向北大西洋, 并与北大西洋深层水发生混合。实际情况远比上述概念图像复杂, Schmitz<sup>[2]</sup>对有关观测进行系统性总结, 提出了垂直方向分为两层、三层、四层的输送带形势图。

## 2 温盐环流与气候系统

如表 1 所示, 海洋和大气中的活动过程、时间尺度有所不同。在其各自的系统内部, 也存在着时间尺度明显不同的变率。对于大气系统来说, 对流层中的过程是快过程, 平流层中的过程是慢过程。对于海洋系统而言, 上层海洋中的过程是快过程, 深海中的过程是慢过程。通过这两种尺度的作用, 海气系统构成相对稳定的、全球范围的相互作用系统。

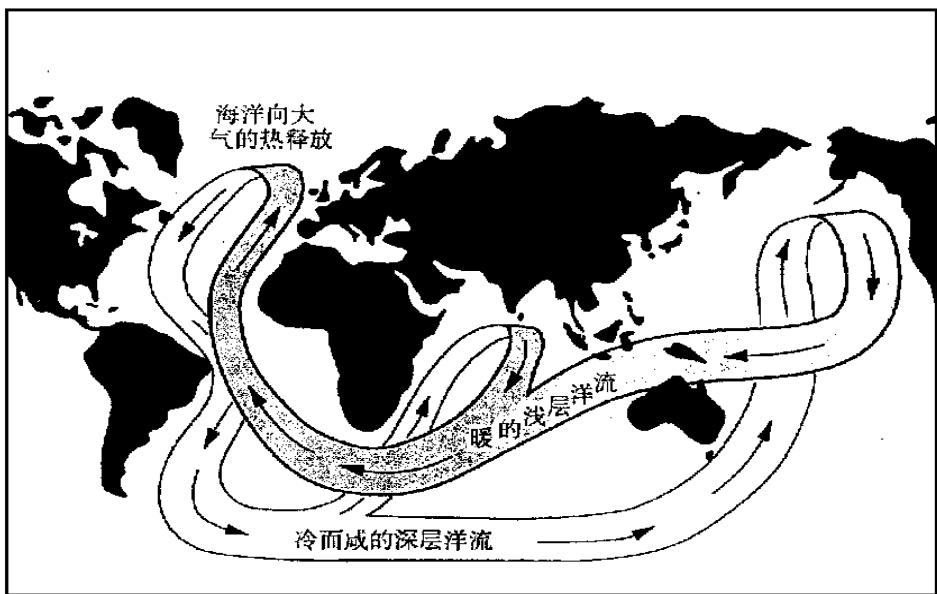


图 1 大洋温盐环流输送带示意图<sup>[1]</sup>

Fig 1 The great ocean conveyor logo<sup>[1]</sup>

表 1 大气与海洋中的速度过程比较 (单位: m/s)

Table 1 Comparison of the velocity in the atmosphere and the ocean

	大 气	海 洋
重力波: 外波	300	200
重力波: 第一内波	100	3
流 场: 锋面	150	1.5
流 场: 内部	-	0.2

引自 Bryan K, 1984

海气快速相互作用的区域, 主要发生在各自的快过程圈层。如图 2a 中的阴影区所示, 海洋的混合层(温跃层)和大气的对流层, 是存在着快速变化的区域, 海气间的相互作用, 主要发生在该区域。这些存在剧烈作用的区域, 有着极为明显的经向特征: 对于大气来说, 低纬热带地区的对流层高度最高; 对于海洋而言, 高纬极地海域的对流深度最厚。因此, 在经向上, 海洋和大气剧烈活动区的位置恰好相反。在大气中, 对流层顶把动力过程缓慢的平流层与动力过程较快的对流层分隔开来; 在海洋中, 温跃层把变化缓慢的深海与变化迅速的上层海洋分隔开来。因此, 从某种意义上说, 对流层之对于大气, 和混合层之对于海洋, 角色非常相似。

大气对流层顶的高度, 在低纬约为 15~17 km, 在高纬则小于 10 km。与大气相反, 海洋温跃层的厚

度, 在高纬深, 在低纬浅。在热带海洋, 温跃层是快过程和慢过程的明显分界线。在高纬海域, 该分界线变得非常深, 风生流受温跃层的影响较小, 也不像热带那样强, 能够向下扩展到大洋深处<sup>[3]</sup>。同时, 在高纬海域, 受辐射冷却和盐析作用共同影响, 表层海水密度增大, 导致海水强对流的发生, 或者说海水发生剧烈下沉。因此, 对于大气和海洋各自的子系统来说, 热带大气和高纬海洋的作用非常相似, 都能够引起其子系统内表层和深层的强烈混合, 且都是由重力不稳定这一物理机制引起的。那么, 图 2a 所示的海气相互作用区域, 在整个全球气候系统中充当着什么样的角色呢?

海洋与大气通过耦合构成的相对稳定的、经向的全球尺度的相互作用系统, 可简单用图 2b 表示。其中, 箭头分别表示在大气和海洋中, 位于赤道和极地之间的经向环流。形成这种经向环流的根本原因, 是太阳辐射加热存在经向梯度。不过, 在实际气候系统中, 受地形和海洋边界等的影响, 海洋和大气各自的环流型, 要远比图 2b 复杂得多。由图 2b 可见, 在气候系统中, 重要的对流过程主要发生在两处: 热带大气(向上)和副极地海洋(向下)。热带大气对流的形成, 是因为在非常暖的海面温度(SST)上空, 湿气流上升造成重力不稳定; 副极地海洋对流不稳定的形成, 是因为冬季海表的强烈辐射冷却和海冰盐析

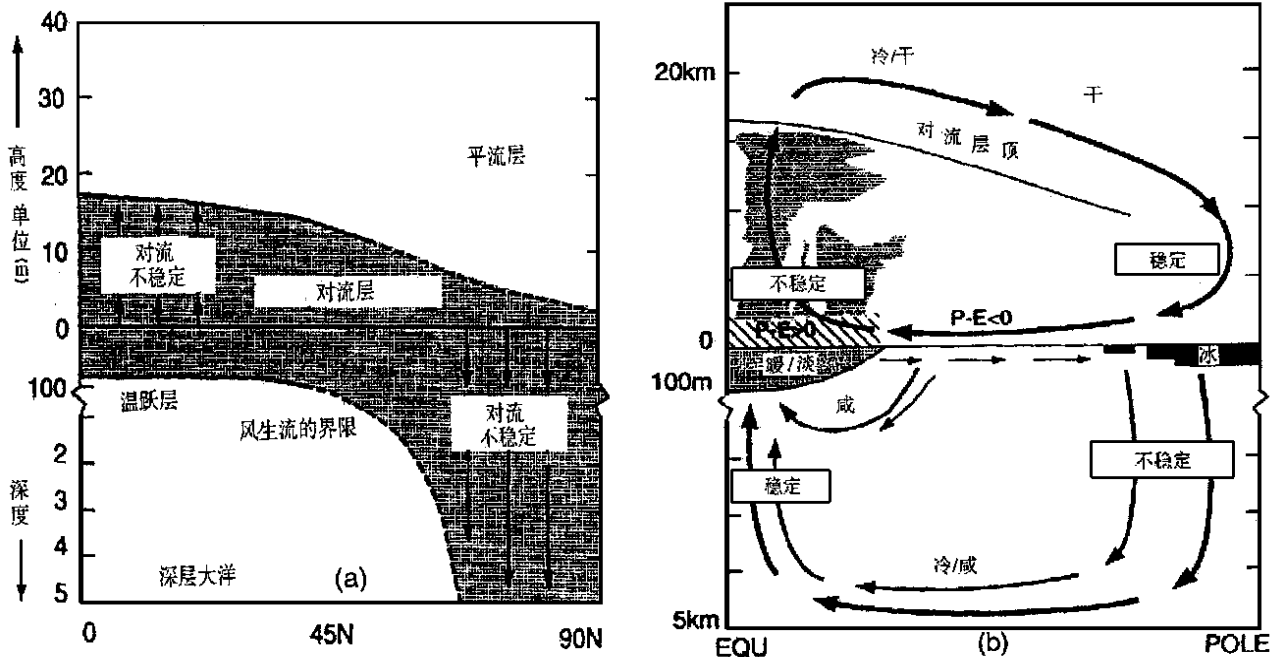


图 2 海气快速相互作用的区域(a)和全球气候系统的经向环流体系(b)示意图(引自 Webster, 1991)

Fig. 2 Schematic diagrams of the interactive zones of the ocean and the atmosphere (a) and the role of the thermohaline circulation in global climate system

作用, 使得海水密度骤增, 造成重力不稳定。

与热带大气和极地海洋的不稳定形成鲜明对比

的是, 热带海洋和极地大气相对稳定。热带海洋混合层非常稳定, 因为冷水在暖水下面, 形成的海洋层结重力稳定。同样, 极地大气也很稳定, 因为暖气团在冷空气上面, 形成的大气层结同样重力稳定。暖 SST 和热带大气决定着中层大气的状态, 与经向 Hadley 环流相联系; 极地海洋混合层决定着深海水团的特征, 与大洋温盐环流相联系。

众所周知, 对于全球气候系统而言, 热带存在辐射盈余, 极地则存在辐射亏损, 为保持整个系统的能量平衡, 在低纬与高纬之间, 必须存在强的经向能量输送。以前人们认为, 这种输送作用主要通过大气过程来实现。现在研究表明, 海洋的极向热输送约占海气耦合系统中极向热输送总量的 50%, 在北半球, 它把低纬的热量输送到高纬, 在 50°N 附近(那里的海洋西边界流最强)通过强烈的海气热交换, 把大量的热量输送给大气, 再由大气把能量向更高纬度输送。海洋经向热输送强度的变化, 将对全球气候产生重要影响。

在当前气候中, 大西洋是主要的向高纬度的热输送器。大西洋区别于其它大洋的一个显著特点, 是经向温盐环流的存在。北大西洋湾流属于暖水系环流, 温盐环流属于冷水系环流, 冷、暖水在北大西洋高纬的转换, 向大气释放出大量的热量。据估算, 在 24°N 处, 大西洋的热输送为 1.2 PW ( $1PW = 10^{15} W$ ), 而该纬度上所有大洋的经向热输送总量为 2.0 PW, 大气的热输送总量为 3.0 PW<sup>[4]</sup>。在北大西洋, 向高纬的热输送以及冬季的热释放, 可以补充年日射的 25%, 盛行西风带将这些热量带至相临大陆, 使得北欧气候温暖。温盐环流活动的任何变化, 都将给区域乃至全球气候造成可观的影响。

### 3 与温盐环流有关的国际科学计划

人类对自然的认识水平, 与科技发展进程密不可分。人类对大气的认识, 是从地表向高空渐进的。自 18 世纪 20 年代, 人类开始有组织地组建地面气象观测网。但直到 20 世纪 20 年代末, 无线电探空仪才开始业务试放。此前, 人类对高层大气环流知之甚少。同样, 人类对海洋的认识, 也是由浅至深的。早在 18 世纪 50 年代, 人类对于海洋表层流, 就已经有了较为详尽的了解。但直到 20 世纪 50 年代, Stommel<sup>[5]</sup>才第一次从理论上提出了深层西边界流的存在。至于大洋温盐环流概念的出现, 还是 90 年代以来的事情。

正如图 2a 所示, 海洋与大气通过快、慢两种过

程的相互作用, 构成一个稳定的、全球尺度的耦合系统。因此, 开展气候变率研究, 需从整个气候系统的角度来进行。目前有关气候变率的研究工作, 主要集中在图 2a 所示海气相互作用的快过程圈层之内, 即从大气对流层顶到海洋温跃层这一整个气候系统活动最为活跃的圈层之内。其中有关海气相互作用的研究, 又多集中在热带海域, 比较典型的工作是关于 EN SO 的研究。近年来, 有关气候变化的研究, 使人们直接关注到全球气候系统的慢过程圈层, 开始越来越多地注意到温盐环流在全球气候系统中的作用。当前, 全球气候研究领域最为重要的两个国际计划——PAGES 和 CL MAR, 都强调要开展全球温盐环流研究。

PAGES 即“过去全球变化”, 它是国际地圈生物圈计划(IGBP)下设的 10 个子计划中的一个核心计划, 是目前 IGBP 中十分活跃的一支, 从 1991 年开始, 预计施行到 2010 年<sup>[6]</sup>。CL MAR 即“气候变率与可预报性研究”, 它是世界气候研究计划(WCRP)下设的一个子计划<sup>[7]</sup>, 于 1996 年建立, 预计施行到 2010 年。设立 CL MAR 计划的指导思想, 是突破在时间尺度、主要物理过程和内部动力机制方面具有不同特点的大气、陆地和海洋学研究的界限, 通过跨学科的努力, 来开展气候研究。CL MAR 以包括海洋、积冰和积雪以及陆表特征在内的“慢”气候系统为研究重点。

PAGES 着重利用代用资料研究古气候, CL MAR 则侧重于利用观测资料和数值模式研究气候变率。两个计划侧重面不同, 但有许多交叉内容。因此 IGBP 与 WCRP 于 1994 年底成立联合工作组, 确定了 6 个共同关心的中心问题, 其中就包括全球温盐环流。

由于 PAGES 的主要任务是定量了解地球的去环境, 确定环境自然变率的轮廓, 以判断人类活动对地球生物圈、大气圈的影响, 因此, 其在温盐环流研究领域的重点, 一是从珊瑚、海底沉积物中寻找有关海洋参数的直接信息, 以反映过去温盐环流的变化; 二是利用冰芯、树木年轮、湖泊沉积物等提取的代用气候资料, 寻找直接受北大西洋变化影响的大气参数信息。CL MAR 计划则着重利用数值模式来研究温盐环流变化的原因, 以及其对盐度变化的敏感性, 然后通过古气候资料加以验证。它确定的与温盐环流有关的模拟研究包括:

#### 3.1 纯海洋环流模式

利用由特定的热量、动量和表面淡水通量条件

驱动的、非耦合的纯海洋环流模式,模拟年代际到百年尺度的变率,研究气候平均大气强迫场作用下洋流的内部变率,以及特定的、随时空变化的表面通量引起的洋流变率。具体包括: 发展能更好地模拟长期变率过程的海洋模式,模式需包括海冰和真实的几何形状与地形、高分辨率以及改进后的混合方案;

确定海洋环流对各种因子的响应和敏感性,包括对表面通量、特别是淡水通量扰动的响应,以及温盐环流对淡水平衡变化(通过边缘海域和海冰影响造成的)的敏感性; 确定引起温盐环流突变的机制,包括模拟类似新仙女木事件这样的快速变化; 研究气候态强迫下温盐环流内部的长期变率,重点是大西洋的年代际变率; 通过系统性的敏感性试验,确定海洋变率对海表气候平均态强迫、特别是海表水文强迫的依赖性,以助于理解当前海洋环流的状态。

### 3.2 海气耦合模式

利用完全的海气耦合模式模拟气候系统的各种变率,并预测在适当的(观测)初始条件下,气候系统未来的演变过程。这包括通过分析耦合模式的长期积分结果,检验年代际以及更长时间尺度模式气候变率的范围、分布型和机制; 确定气候系统发生突变的条件,主要是研究淡水源,因为它可能造成海洋深对流中止,殃及温盐环流,进而影响全球气候。

## 4 国际上有关温盐环流的研究现状

当前国际上有关温盐环流的研究工作,从方法论的角度,可概括为两个方面: 分析诊断研究和数值模拟研究。关于诊断研究<sup>[8]</sup>,这里着重强调两点:

(1) 基于代用资料或器测资料的研究表明,温盐环流强度的变化,是引起年代际到百年尺度气候变率的重要因素<sup>[10~16]</sup>。

(2) 温盐环流的剧烈振荡,可能引起气候系统平衡态的转换。上一次冰期的冰芯记录显示,气候系统有两个准平衡态,期间气候系统在冰期和冰后期之间振动,而且这两种平衡态是以NADW 的出现或消失为特征的<sup>[17]</sup>。因此,目前的温盐环流不是唯一可能的环流型。温盐环流引起气候平衡态转换的一个重要例子,是大约 11~10 ka BP 时发生的“新仙女木冷事件”,它反映的是上一次冰期和目前的间冰期之间的气候振动。上次冰期结束时,气候回暖,覆盖欧洲和北美大陆的冰盖快速融化,但随后突然间,又出现一次短暂的冷期,即所谓“新仙女木冷期”,该事件在许多古气候记录中都得到反映<sup>[18]</sup>。新

仙女木冷事件在 20~50 年内突然结束,导致了当前的间冰期。关于新仙女木事件,目前最为流行的理论之一是,冰融化使得大量的淡水输送到北大西洋,结果在副极地大洋表面形成一个大的淡水帽,使海表变淡,抑制了海洋深对流的发生,表层海水下沉中止,使得北大西洋温盐环流中断<sup>[19]</sup>。新仙女木事件的本质目前仍在研究之中。人们希望对该事件的研究,增进我们对温盐环流与气候关系的理解,从而有助于预测全球变暖的影响<sup>[20]</sup>。

海洋观测资料的极度匮乏,使得数值模拟成为一种有效的研究手段<sup>[9]</sup>,这方面的研究,本文着重强调四点:

(1) 早期有关温盐环流的数值模拟工作,局限于海洋学界,侧重于海洋内部变率研究,多未与气候问题直接联系起来,所用模型主要是理想的概念模式,具体包括箱模式和纬向平均模式。得到的主要结果有: 首先,发现了大洋温盐环流的多平衡态现象; 其次,发现温盐环流存在自维持的内部振荡; 第三,发现海气淡水交换对温盐环流的稳定性有重要影响,是触发平衡态转换的重要因子。

(2) 概念模式尽管具有控制方程简单、物理内涵清楚、便于进行解析分析的优点,且计算消耗不大,但它却难以反映温盐环流的活动细节,因此随着科技特别是高性能计算机的发展,它将逐渐被三维大洋环流模式(O GCM)和海气耦合模式(CGCM)所取代。目前,已经利用O GCM 比较成功地模拟出当代海洋气候,特别是全球大洋温盐环流,研究了温盐环流的多平衡态现象,发现温盐环流的稳定性对于高纬度海表淡水通量的变化极为敏感,研究了温盐环流的内部变率,探讨了引起年代际变率的物理机制。利用CGCM 也进一步验证了温盐环流多平衡态现象和年代际变率的存在。

(3) O GCM 和 CGCM 代表着今后发展的主流方向,但现阶段仍有待改进完善,具体到气候变率问题研究,对于O GCM,其难点主要在于如何对来自大气的海表强迫进行合理的参数化; 对于CGCM,难点主要在于海气耦合技术的发展,因为大多数模式为控制气候漂移,而不得不采用通量订正技术。正因为如此,Weaver 等<sup>[21]</sup>曾指出,“利用当前的大气模式来进行海气耦合,通量调整的采用不可避免”。不过时隔两年后,NCAR/CSM 在较为成功地控制气候漂移的目标下,实现了大气模式与海洋模式的直接耦合,这对于CGCM 的发展,无疑是一个极大的鼓舞<sup>[22]</sup>。目前参加国际耦合模式对比计划

(CMIP)的模式有 15 个, 其中近半数为直接耦合。

(4) 关于当今气候态下温盐环流活动与气候变率的联系, 笔者等利用 LASG 海—气—陆耦合系统模式(GOALS), 发现北大西洋温盐环流强度与北大西洋涛动(NAO)成显著的负相关<sup>[23,24]</sup>。这是一个非常重要的结论, 不仅在于NAO与北大西洋地区气候变化之间的密切联系, 更为重要的是, 根据Hurrell<sup>[25]</sup>的研究,NAO可以解释北半球表层气温变化的34%,且全球变暖可能通过NAO活动的加强而得到体现,这使得探讨温盐环流与NAO活动、NAO与全球气候变率间的关系,具有深远的科学意义。

## 5 结 语

观测资料的缺乏,是制约温盐环流与气候变率研究的一个重要因素,也使得数值模式在未来一定时期内,依然是一个主要的研究手段,而代用古气候资料和有限长度的器测资料,则是一个必要的补充。关于温盐环流与北大西洋区域气候之间的密切联系,已逐渐被诊断研究和数值模拟从不同角度所证实。至于温盐环流与全球其它区域气候变化间的联系,目前尚不是很清楚。温盐环流与气候变率的关系研究,是未来科学界面临的一个新课题。该问题从提出到现在,在短时间内已经取得了大量研究成果,相信随着CLMAR等国际研究计划的实施,我们对该问题的认识将逐步深入。

## 参考文献

- [1] Broecker W S. The great ocean conveyor[J]. *Oceanography*, 1991, 4(2): 79~ 89.
- [2] Schmitz Jr W J. On the interbasin-scale thermohaline circulation[J]. *Reviews of Geophysics*, 1995, 33(2): 151~ 173.
- [3] Niiler P P. The ocean circulation[A]. In: Trenberth K E, ed. *Climate System Modeling* [C]. New York: Cambridge University Press, 1992. 117~ 148.
- [4] Bryden H L. Ocean heat transport across 24° latitude[A]. In: McBean G A, Hantel M, eds. *Geophysical Monograph 75, Interactions between Global Climate Subsystems* [C]. American Geophysical Union, 1993. 65~ 75.
- [5] Stommel H. A survey of ocean current theory[J]. *Deep Sea Res*, 1958, 4: 149~ 184.
- [6] The PAGES/CLMAR Intersection. Providing the Paleoclimatic Perspective Needed to Understand Climate Variability and Predictability, Report of a joint IGBP/WCRP Workshop, Co-organized and edited by Duplessy J C and J Overpeck, Venice, Italy, 1994.
- [7] CLMAR Science Plan. World Climate Research Program (WCRP-89) [R]. 1995.
- [8] 周天军, 王绍武, 张学洪. 与气候变率有关的几个海洋学问题[J]. *应用气象学报*, 1999, 10(1): 94~ 104.
- [9] 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[J]. *地球科学进展*, 1998, 13(4): 334~ 343.
- [10] Roemmich D, Wunsch C. Apparent changes in the climate state of the deep North Atlantic ocean [J]. *Nature*, 1984, 307: 447~ 450.
- [11] Schlosser P, Bonisch G, Rhein M, et al. Reduction of deep water formation in the Greenland sea during the 1980s: Evidence from tracer data [J]. *Science*, 1991, 251: 1 054~ 1 056.
- [12] Duplessy J C, Labeyrie L D, Arnold M, et al. North Atlantic sea-surface salinity and abrupt climate change [J]. *Nature*, 1992, 358: 485~ 488.
- [13] Wohleben T M H, Weaver A J. Interdecadal climate variability in the subpolar North Atlantic [J]. *Climate Dynamics*, 1995, 11: 459~ 467.
- [14] Levitus S, Antonov J. Observational evidence of interannual to decadal-scale variability of the subsurface temperature-salinity structure of the world ocean [J]. *Climate Change*, 1995, 31: 495~ 514.
- [15] Hibler W D, Johnsen S J. The 20-year cycle in Greenland ice core records [J]. *Nature*, 1979, 280: 481~ 483.
- [16] Grootes P M. Ice cores as archives of decadal to century scale climate variability [A]. *Natural Climate Variability on Decade-to-Century Time Scales* [C]. National Research Council, 1995. 544~ 554.
- [17] Broecker W S, Peteet D M, Rind D. Does the ocean-atmosphere system have more than one stable mode of operation? [J]. *Nature*, 1985, 315(2): 21~ 26.
- [18] Dansgaard W, White J W C, Johnsen S J. The abrupt termination of the younger dryas climate event [J]. *Nature*, 1989, 339: 532~ 534.
- [19] Broecker W S. What drives glacial cycles? [J]. *Scientific American*, 1990, 262: 49~ 56.
- [20] Manabe S, Stouffer R J. Multiple-century response of a coupled ocean-atmosphere model to an increase in atmospheric carbon dioxide [J]. *J Climate*, 1995, 7: 5~ 23.
- [21] Weaver A J, Hughes T M C. On the incompatibility of ocean and atmosphere models and the need for flux adjustments [J]. *Clim Dyn*, 1996, 12: 141~ 170.
- [22] Boville B A, Gent P R. The NCAR climate system model, Version One [J]. *J Climate*, 1998, 11: 115~ 1 130.
- [23] 周天军. 大洋温盐环流与气候变率的模拟研究[D]. 北京大学博士研究生学位论文. 1999.
- [24] 周天军, 张学洪, 王绍武. 大洋温盐环流与气候变率关系的模拟研究[J]. *科学通报*, 2000, 45(4): 421~ 425.
- [25] Hurrell J W. Influence of variations in extratropical wintertime

- teleconnections on Northern Hemisphere temperature [J].  
Geophys Res Lett, 1996, 23: 665~ 668
- [26] Bryan K. Accelerating the convergence to equilibrium of  
ocean-climate models[J]. J Phys Oceanogr, 1984, 14: 666
- ~ 673
- [27] Webster P J. The role of hydrological processes in ocean-  
atmosphere interactions[J]. Reviews of Geophysics, 1994,  
32(4): 427~ 476

## COMMENTS ON THE ROLE OF THERMOHALINE CIRCULATION IN GLOBAL CLIMATE SYSTEM

ZHOU Tian-jun , WANG Shao-wu , ZHANG Xue-hong

( *LAGS, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China* )

( *Geophysics Department of Peking University, Beijing 100871, China* )

**Abstract:** The activity of the great ocean conveyor, *i.e.* the thermohaline circulation, and its link to climate variability, is a new problem noticed by international scientific community since the late of 1990s. The objective of this paper is to provide a summary of the conveyor's operation in global climate system. Both the conceptual diagram depicting the conveyor belt and the important role of it in the climate system have been addressed. Our current research status, together with the future research emphases designated by international scientific plans, is summarized. Emphasis has been put on the revelation of the role of the thermohaline circulation in global climate system.

**Key words:** Thermohaline circulation; Global climate system; Climate variability.