

20世纪北大西洋温盐环流的 年代际变化试评估^{*}

周天军

(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, 北京 100029)

王绍武

(北京大学地球物理系, 北京 100871)

摘 要 根据相对丰富的大气器测资料, 综合前人对有限的海洋资料的诊断分析, 从北大西洋涛动 (NAO) 变率、表层海温 (SST) 变率、格陵兰海和拉布拉多海的深对流活动长期变化等不同角度, 对 20 世纪大洋温盐环流 (Thermohaline Circulation, THC) 变率进行了试评估。结果表明: (1) 19 世纪末以来, 大西洋温盐环流的变化可分为 4 个时期: 1900 年以前的一段时期, THC 较强; 1904 年到 1930 年, THC 较弱; 1931 年到 1972 年, THC 较强; 1973 年至 1995 年, THC 较弱, 目前则又有所增强。(2) 与 THC 的变化相联系, 大西洋主要气候要素的变化, 相互间存在着某种协调关系, THC 强, NAO 弱, 北大西洋北部 SST 升高, 格陵兰海的对流活动增强, 拉布拉多海的对流活动则减弱。

关键词: 温盐环流; 北大西洋涛动; 表层海温; 海洋深对流

1 引言

在地球气候系统中, 热带低纬地区存在净辐射盈余, 极地高纬地区存在净辐射亏损, 为维持系统的能量平衡, 由低纬向高纬存在着很强的经向热输送。这种经向能量输送过程主要由地球气候系统的经向环流来完成。在大气中, 它表现为著名的 Hadley 环流、Ferrel 环流和极地环流; 在海洋中, 它表现为温盐环流。

温盐环流受重力作用下高纬稠密水团的下沉和低纬较轻水团的上升驱动, 是一种由密度梯度驱动的密度流, 其水输送量约占全球大洋的 90%。当代大洋温盐环流以大西洋输送带环流为特征。在北大西洋副极地海域, 冬季强烈的辐射冷却导致海冰形成并扩展。冷却作用和海水结冰时盐析作用的共同影响使表层海水密度骤增, 海洋层结出现不稳定, 对流发生, 冷而咸的水团下沉, 位能转换成动能, 在一定深度上, 向着赤道方向流去, 在此期间, 低纬加热作用令海水密度减小而逐渐上翻; 随后, 在相对较浅的深度上, 从低纬流回高纬, 从而构成闭合环流。需要指出的是, 在 1000~2000 m 左右深度上的强劲经向海流, 主要存在于大西洋, 在太平洋则没有^[1,2]。

温盐环流变化是 20 世纪 90 年代提出的一种可能形成年代际低频气候变率的机制,

2000-01-07 收到, 2000-02-12 收到修改稿

^{*} 国家自然科学基金资助项目 40005004 和中国科学院“王宽诚博士后奖励基金”共同资助

它一经提出, 就引起人们的高度重视。当前, 全球气候研究领域最为重要的两个国际计划“过去全球变化”(Past Global Changes, PAGES)^[3]和“气候变率与可预报性研究”(Climate Variability and Predictability, CLIVAR)^[4], 都强调要开展全球温盐环流研究。当前众所关心的一个问题是 20 世纪气候变率, 那么, 在由相对可靠的器测资料所揭示的 20 世纪气候变率中, 大洋温盐环流的影响如何? 其变化特征又是怎样? 对于这一倍受关注的问题, 受海洋观测资料匮乏所限(当前的海洋观测系统远不能和大气观测系统相提并论的), 目前, 甚至在未来较长的时间内都难以给出确定性的答案。

当前, 国际科学界关于大洋温盐环流的研究尚处于起步阶段, 但针对全球或区域气候变率的研究成果却较为丰富。全球气候系统作为一个整体, 其某个分系统的变化, 必然伴有其他分系统的协调变化。这种内在的协调性使得我们可以利用相对丰富的大气和表层海洋器测资料来反推温盐环流的变化。本文基于耦合的气候系统模式所揭示的温盐环流与区域气候变化的联系, 根据器测资料, 综合前人的有关工作, 对 20 世纪大洋温盐环流变率进行了试评估。

2 基于 NAO 变率的试评估

作者利用 IAP/LASG 的海-气-陆耦合气候系统模式 GOALS, 发现大西洋温盐环流(THC)强度变化与北大西洋涛动(NAO)在年际以上尺度上表现出显著的负相关^[5]。以此为基础, 根据器测资料所揭示的 20 世纪 NAO 变率来评估 THC 的变化一个较为可行的方法。

CLIVAR 计划指出, 温盐环流主要与低频气候变率相联系。因此, 本文着重于年际以上尺度的低频气候变率。此前作者所进行的数值模拟研究, 利用的都是模式输出的年平均物理量; 同样, 对 NAO 指数的定义, 利用的也是年平均海平面气压(SLP)^{[5][1]}。这种定义方法与传统做法有一定区别。研究表明, NAO 全年都是北半球大气的一个主要活动模态, 只是在冬季强度最大, 影响范围最广。尽管如此, 由于大气活动具有较强的季节性特征, 对于不同季节 NAO 指数的定义, 应该充分考虑气压的变化特点^[6]。同样, 利用年平均 SLP 定义 NAO 指数, 大气活动中心的选取也不能照搬冬季的作法。

为揭示年平均 SLP 的变率特点, 首先利用经验正交函数分解 EOF 来对年平均 NAO 的强度和形态进行确认。所用资料为 NCEP/NCAR 再分析月平均海平面气压资料, 时间是 1958~1997 年共计 40 年。将每年 12 个月的 SLP 求平均, 得到该年的年平均 SLP。分析前对 SLP 进行面积加权处理($\times \cos\varphi$)并求距平。EOF 第一模态如图 1a 所示, 它解释了总方差的 50.8%。可见, 对于年平均而言, NAO 仍是北大西洋区域 SLP 变化的主要模态, 但高、低压变化中心的位置和冬、夏季都有所不同。将冰岛低压与海平面气压作点相关, 结果如图 1b 所示, 它从另外一个角度证实了上述结论。

根据上述分析, 定义年平均 NAO 指数为

$$I_{\text{NAO}} = p_{(40^{\circ}\text{N}, 30^{\circ}\text{W} \sim 0^{\circ}\text{E})} - p_{(65^{\circ}\text{N}, 40^{\circ}\text{W} \sim 10^{\circ}\text{W})}, \quad (1)$$

1) 周天军, 大洋温盐环流与气候变率的数值模拟研究, 北京大学博士研究生学位论文, 1999.

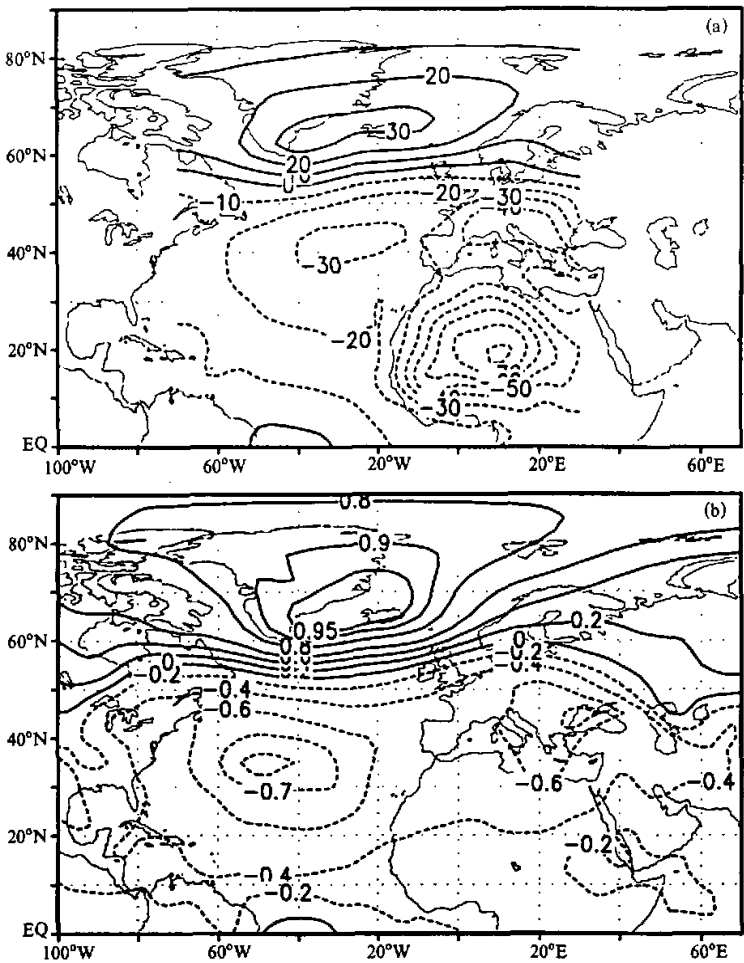


图1 年平均北大西洋地区海平面气压 EOF 分析第 1 特征向量分布 (a) 及相关系数分布 (b, 与 65°N, 10~40°W 12 个格点平均气压间的相关)

其中, p 表示海平面气压, * 表示标准化。在高、低压区各取 4 个点, 求其平均, 用高、低压标准化的差来代表 NAO。按照这一定义, 利用英国东安吉利亚大学气候研究中心 (CRU/UEA) 提供的纬度、经度分辨率为 $5^{\circ} \times 10^{\circ}$ 的北半球海平面气压资料, 计算得到年平均 NAO 指数。原始资料长度为 1873~1995 年共计 123 年。年平均海平面气压取为每年 12 个月的平均。由此得到的本世纪以来 (1900~1995 年) 年平均 NAO 指数序列如图 2 所示。根据该序列, 20 世纪 NAO 变化趋势是: 1903 年以前, 较弱; 1904~1930 年, 较强; 1931~1972 年, 较弱; 1973 年~1995 年, 较强, 即在近 100 年中, 整体上经历了弱、强、弱、强这样一种变化趋势。

上述四个阶段的划分只是从总趋势来看的, 不排除在各阶段内部, 指数还有反弹现象。年平均 NAO 指数的上述变化特点, 和龚道溢^[6]利用同一套资料计算得到的冬季 NAO 指数序列的变化特征基本一致。这不难理解, 因为观测研究已经表明, NAO 在冬季最强。IPCC 1995 报告给出了 1867~1995 年的冬季 NAO 指数序列(见文献[7]的图 3.18), 其在 20 世纪的变化趋势也与本文结果一致。

因此, 基于 GOALS 模式揭示的年平均 THC 与 NAO 呈显著负相关这一事实, 结合 20 世纪 NAO 实际变率特点, 推算 THC 的变化趋势大致是: 1900~1903 年, 较强; 1904~1930 年, 较弱; 1931~1972 年, 较强; 1973 年~1995 年, 较弱, 即在近 100 年中, THC 整体上经历了强、弱、强、弱四个变化阶段。

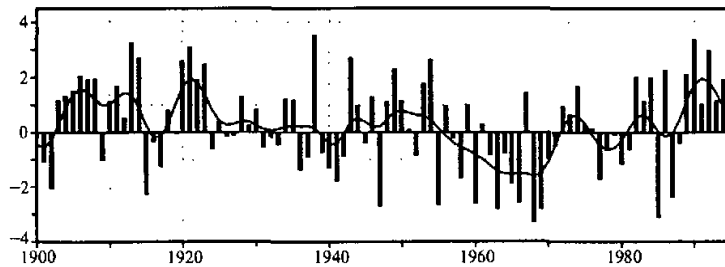


图 2 年平均 NAO 指数序列(曲线为九点平滑后的结果)

3 基于 SST 变率的试评估

围绕着北大西洋表层海温与全球气候的联系, Bjerknes^[8]首先注意到了海气耦合系统在年际到年代际尺度上的相互作用。早期研究^[9]证实, 北大西洋高纬地区的年际变率, 表现为在 SST 和风速之间存在负相关。但是, 通过对 SST 和 SLP 变率的研究, Bjerknes 发现以 1920 年为中心, 50°N 以南的大西洋 SST 存在变暖的趋势, 同时在 30°N 处(即亚速尔高压处), SLP 出现正距平, 而 50°N 以北(冰岛低压处), 则出现负距平(这种气压型即经典的 NAO 图像)。这意味着 SST 的变暖, 伴有西风的加强, 它显然与年际变率特征不符。因此, Bjerknes 推测, 这可能是一种年代际的变率特征, 与海流变化相联系, 即由海洋过程决定的 SST 年代际变暖, 与伴随着亚速尔高压的增强、北大西洋暖流的缓慢增强相联系^[8]。年际变率是混合层海洋与大气发生局地热交换的结果, 由大气的扰动驱动。年代际的 SST 变暖伴有西风带的加强(该过程由海洋主导), 而年际的变暖则伴有西风带的减弱(该过程由大气主导)。进一步的研究发现, 北大西洋海气相互作用存在至少两种不同的模态: (1) 在年际尺度上, SST 距平与表层洋流局地相关性较强; (2) 在年代际尺度上, SST 距平表现出一种动力性的、海盆宽尺度的特征, 预示着大尺度海洋环流的变化^[9]。

Kushnir^[9]对 20 世纪北大西洋气候变化、特别是年代际气候变率作了细致探讨。他在分析了各纬圈平均的 SST 变化之后指出, 中、高纬度和低纬海域有所不同。1900 年

到 20 世纪 80 年代, 北大西洋 SST 发生了两次明显变化, 第一次发生在 1930 年, 北大西洋北部 SST 由冷变暖; 第二次发生在 1965 年前后, 北大西洋北部 SST 由暖变冷。因此, 20 世纪北大西洋北部 SST 的变化可以划分为冷、暖、冷三段。

Kushnir^[9]同时分析了北大西洋中部海平面气压 SLP 的变化, 发现当北大西洋北部变暖时, 北大西洋中部 ($40^{\circ}\sim 50^{\circ}\text{N}$, $20^{\circ}\sim 40^{\circ}\text{W}$) SLP 低; 并且, 地面风场也发生相应的变化, 围绕着低压区, 风场异常构成气旋式环流。而当北大西洋北部变冷时, SLP 偏高, 风场异常表现为反气旋式环流。只是 SLP 的变化由高转低发生在 1920 年前后, 超前于 SST 的变化; SLP 由低转高发生在 1970 年前后, 落后于 SST 的变化^[9]。不过, 从大的变化趋势来看, 与 SST 的冷、暖、冷三个阶段相对应, SLP 的变化也经历了高、低、高三个阶段。

Gray 在副极地北大西洋选取了一块区域 ($45^{\circ}\sim 65^{\circ}\text{N}$, $20^{\circ}\sim 60^{\circ}\text{W}$), 对观测的 SST 求区域平均, 得到自 1858 年以来其距平变化的长期序列, 结果如图 3 所示^[10]。从大的趋势来看, 自 1860 年以来, 副极地北大西洋先后经历了暖、冷、暖、冷四个阶段, 转折点分别在 1897、1930 和 1973 年前后, 而自 1995 年起又开始变暖。

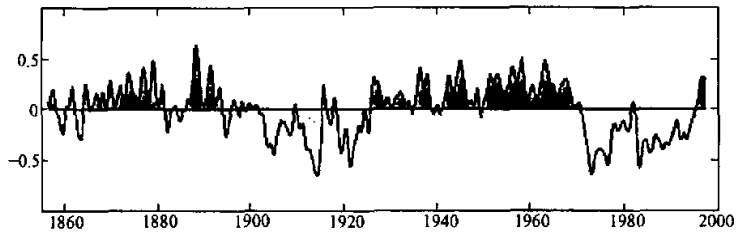


图3 北大西洋北部 ($45^{\circ}\sim 65^{\circ}\text{N}$, $20^{\circ}\sim 60^{\circ}\text{W}$) 区域平均 SST 距平时间序列 (引自文献[10])

SST 变化与 NAO 变化存在着内在的统一性。Kushnir^[9]对北大西洋中部 SLP 变化的分析, 所选取的区域是 ($40^{\circ}\sim 50^{\circ}\text{N}$, $20^{\circ}\sim 40^{\circ}\text{W}$), 位置比亚速尔高压要略偏北一些, 但大体基本对应。因此, 其 SLP 的变化应与 NAO 的变化基本对应。Wohlleben 和 Weaver^[11]从另一个侧面证实了这一点。他们利用 1930~1979 年总计 50 年的观测资料, 研究了北大西洋副极地 SST 和格陵兰 SLP 的关系, 首先对 ($40^{\circ}\sim 70^{\circ}\text{N}$, $20^{\circ}\sim 50^{\circ}\text{W}$ 区域的 SST 距平求平均¹⁾, 得到一 50 年的序列, 同时对格陵兰冰帽上的 SLP 距平作平均, 也得到一 50 年的序列, 将二者求相关, 发现最大相关系数为 0.72 (显著性为 96%), SST 超前 SLP 一年, 即 SLP 的变化依赖于前一年的 SST 距平^[11]。其他学者的有关工作, 也与其结论相吻合。例如, Peng 和 Mysak^[12]指出, 副极地 SST 从 20 世纪 50 年代到 1972 年早期大约降低了 1°C ; 而自 1955~1959 到 1970~1974 年间, 格陵兰 SLP 降低了大约 6.0 hPa。格陵兰气压的变化是与 NAO 直接联系的。在统计上, 控制格陵兰冰帽的大气高压 (或者说是高压脊) 的增强, 可以被视为统计上的冰岛低压减

1) 该区域的选取和文献[10]中 Gray 所定义的 SST 区域大致接近

弱, 反之亦然。因此, Kushnir^[9]、Wohlleben 和 Weaver^[11]的工作其实是分别研究了双核结构的 NAO 南、北两个“核”的变化。Wohlleben 和 Weaver^[11]所指出的副极地北大西洋的正 SST 距平和格陵兰 SLP 偏高成正相关, 其实就是说 NAO 弱, 则副极地 SST 偏高。

基于上述讨论, 根据 SST 的实际变化, 推测自 1860 年以来 THC 的强度变化趋势大致是: 1860~1896 年, 较强; 1897~1928 年, 较弱; 1929~1972 年, 较强; 1973~1994 年, 较弱; 而当前温盐环流又处于增强阶段。上述变化特征与根据 NAO 变化推测的结果相比, 尽管具体起止年份略有不同, 大的趋势接近。

NAO、大洋中部 SLP (近似代表亚速尔高压)、格陵兰 SLP (近似代表冰岛低压, 但符号应反过来)、大洋北部 SST 等与 THC 变化之间的关系, 可以归纳为表 1。需说明的是, 在 Wohlleben 等^[11]的结果中, 由于对 SST 和 SLP 序列分别进行了九点滑动平均而不是给出原始序列, 所以冷、暖或高、低距平转折年, 与其他结果略有差别, 但总体趋势基本一致。按照表 1, 可以推测, THC 强, 北部 SST 暖, 大洋中部 SLP 低, 格陵兰 SLP 高, NAO 弱; THC 弱, 大洋北部 SST 冷, 大洋中部 SLP 高, 格陵兰 SLP 低, NAO 强。

表 1 大西洋温盐环流活动与 SST、气压等气候要素变化趋势比较

要素	第一阶段	第二阶段	第三阶段	第四阶段	资料来源
SST	1860~1896 暖	1897~1928 冷	1929~1972 暖	1973~1994 冷	文献[10]
SST	~	1900~1929 冷	1930~1965 暖	1966~1988 冷	文献[9]
SST	~	~	1937~1966 暖	1967~1979 冷	文献[11]
SLP (大洋中部)	~	1900~1919 高	1920~1969 低	1970~1988 高	文献[9]
SLP (格陵兰)	~	~	1937~1969 高	1970~1979 低	文献[11]
NAO (年, 冬季)	?~1903 弱	1904~1930 强	1931~1972 弱	1973~1995 强	本文 文献[6]
NAO (冬季)	1867~1903 弱	1904~1930 强	1931~1972 弱	1973~1995 强	文献[7]
THC	1870~1903 强	1904~1930 弱	1931~1972 强	1973~1995 弱	本文

4 基于北大西洋对流活动长期变化的试评估

4.1 北大西洋深层水的形成与对流活动

北大西洋海域的对流活动有其独特之处。在格陵兰—冰岛—挪威海 (GIN), 中层和深层水通过对流活动的更新, 对于北大西洋深层水 (NADW) 的生成和输出极为重要, 它有助于驱动全球温盐环流。拉布拉多海对流活动的变化, 与 GIN 海也存在协调关系。从精度较高的长时间序列上看, 这些地方的对流强度及其水文特征, 存在着明显

的年际和年代际变化^[13]。因此,可以利用这些海域深对流的观测记录来评估 THC 的变化,当然,其前提是对 NADW 的形成机制有较为清楚的认识。

Weaver 和 Hughes^[14]总结有关研究指出,大洋深层水的形成是周期性的,且只发生在少数相对较为隐蔽的位置,特别是地中海、半封闭的北大西洋北部以及南极大陆架。格陵兰海是一主要的深水形成地,根据观测,那里存在深对流,它与 NADW 的形成有直接联系。来自大西洋的暖而咸的表层海水,从挪威海到格陵兰海呈逆时针方向循环流动,强烈的冬季冷却产生对流,使得气旋性涡旋在垂直方向变得均匀^[14]。根据观测,格陵兰海的底水比任何临近水域的底水都要冷^[15]。从物理海洋学的角度, Dickson 等^[13]总结前人的研究指出,北冰洋深层水(AODW)在北冰洋/北海系中是最暖、最咸的,而格陵兰海深层水(GSDW)则是最冷、最淡的,其他海域的局地的深层水,都是这两大水团的混合物。GSDW 变冷只能够通过对流受来自海表的强迫而实现,而变暖则只能是与来自其他海盆的海水发生侧向混合的结果^[13]。

由于格陵兰—苏格兰海岭的最大深度只有 600~800 m,它将北部海洋与北大西洋分隔开了,因此, NADW 的更新主要靠来自 GIN 海域的中等深度的海水的溢流来补充,它们沿着法鲁岛两侧流动,在大洋深层形成一向南的西边界流,受到中大西洋海岭阻挡后,通过吉布斯断裂带流入拉布拉多海湾,在那里,与来自丹麦海峡的较冷的海水混合,形成 NADW,随后,沿着北美大陆架斜坡,以西边界流的形式向南流去,最终与向北流动的南极底层水(AABW)相遇。由于 NADW 较咸(在中纬度,它因与来自地中海的水混合而变得更咸),较冷的 AABW 在这样大的压力下,密度要更大一些,它从 NADW 下面流过。再往南, NADW 沿着南极大陆流动,部分流向印度洋和太平洋,构成被称为“NADW 输送带”的环流^[16~18]。因此, NADW 的变化明显受格陵兰海对流活动的影响。至于拉布拉多海对流活动对 NADW 水团特性的影响,在很长时间里一直不甚清楚。Lazier^[19]较好地解决了这一问题。

Lazier^[19]根据从 1960 到 1994 年位于拉布拉多海的海洋天气船的测站资料,研究了该海域水团的特性及其变化,指出冬季强对流的作用使得该海域上层水团的特性较为均匀,形成所谓的“拉布拉多水团”(Labrador Sea Water, LSW)。LSW 多指 500~2000 db (1 db=10 hPa) 厚度内的海水,在此厚度内,海温的变化只有 0.2°C、盐度的变化只有 0.02 psu (1 psu=1 g kg⁻¹),密度的变化用以 1500 db 为参照面的位密度来表示,其距平的变化只有 0.02 kg m⁻³,意味着 LSW 的垂直密度梯度为 1.33×10^{-5} kg m⁻⁴。而位于 LSW 下面的 NADW,密度梯度比 LSW 要大一个量级,2100 db 和 3500 db 的位密度分别为 34.67 kg m⁻³ 和 34.90 kg m⁻³,即平均垂直梯度为 1.6×10^{-4} kg m⁻⁴。

Swift 等^[20]、Swift^[21]根据观测资料,将 NADW 分为东北大西洋深层水(NEADW)和西北大西洋底层水(NWABW),NEADW 即前文提到的来自 GIN 海,穿过“法鲁浅滩通道”(位于不列颠群岛和冰岛之间的法鲁岛东南方向)的溢流,它通过大西洋海岭的吉布斯断裂带进入北大西洋,环绕着伊尔明格海和拉布拉多海流动,期间与来自丹麦海峡的溢流发生等密度混合。NWABW 位于 NEADW 下面,其特征是盐度较之 NEADW 要小,它是冰岛以北的表层海水在冬季因冷却下沉而形成的,经丹麦海峡进入拉布拉多海,是该海域密度最大的水团,故与其他水团的等密度混合很弱。Lazier^[19]根据观测资料指出,拉布拉多海的对流活动只能影响到 LSW 的特性,对

北大西洋深层水团 (NADW) 则没有影响, 后者的温盐特征变化取决于 NWABW 和 NEADW 源地水团特征的变化。

因此, NADW 的变化主要与格陵兰海的对流活动密切相关, 而拉布拉多海对流活动的影响则不大。不过, 尽管拉布拉多海对流活动的影响仅限于 LSW, 但作为一个完整系统的组成部分, 尽管其间的关系是非直接的, 但由于其变化趋势与格陵兰海对流活动的内在协调性, 使得有关其变率的信息仍可用于对 THC 变化的评估。

4.2 基于对流活动变化的 THC 变率评估

Meincke 和 Rudels^[22]根据观测资料指出, 受对流活动变化的影响, 格陵兰海中心 2000 db 深度上的位温和盐度, 自 1950 年以来发生了明显的变化: ①自 20 世纪 50 年代开始, 格陵兰海的深对流不断加强, 到 1971 年冬季达到顶峰, 深度达到 3500 m; 此后, 冬季对流活动的强度和穿透深度持续变弱, 减少, 到了 20 世纪 80 年代, 在 1600 m 以下深度没有对流更新, 20 世纪 90 年代以来, 对流深度没有超过 1000 m。②与对流活动的变化相对应, 从 20 世纪 50 年代晚期到 20 世纪 70 年代早期, GSDW 长期变冷; 而 1982 到 1993 年间, 对流活动的减弱使得格陵兰海通过弗莱姆 (Fram) 海峡与北冰洋的水平交换逐渐增强, 使 GSDW 达到有观测记录以来最暖、最咸的状态。Schlosser 等^[23]根据示踪物³He 的浓度变化指出, 格陵兰海对流活动的减弱是从 1978~1982 年间开始的, 期间深层水的生成率较之 20 世纪 60~70 年代大约减少了 $80\% \pm 20\%$ 。另外, 因为挪威海深层水 (NSDW) 部分是由 GSDW 组成的 (据估算, 北冰洋深层水 AODW 和格陵兰深层水 GSDW 的贡献比例为 2:1), 因此, 观测到的 NSDW 温度也表现出与 GSDW 相似的时间演变特征^[13]。

与格陵兰海深对流的变化相响应, 拉布拉多海的对流活动也发生显著的反位相变化 (这种现象被称为“海洋 NAO”), 它在 20 世纪 60 年代达到最弱, 20 世纪 70 年代以来则持续增强, 深达 2300 m 还多, 垂直交换作用增强使得 LSW 变冷变淡。到 20 世纪 90 年代初, 那里的对流深度可以达到 LSW 下面的、更咸的 NADW, 使得 LSW 不仅冷而且变成变沉。Lazier^[19]指出, 拉布拉多海的整个 3500 m 的水柱, 从 1966 到 1992 年间, 变淡了大约 0.059 psu, 这相当在海表每平方米移走了 200 kg 的盐份, 或者说每平方米增加了 6 m 厚的淡水; 这期间 LSW 温度变冷了 0.46°C , 意味着总量为 $6.7 \times 10^6 \text{ kJ m}^{-2}$ 的热散失, 即在 26 年里连续失去 8 W m^{-2} 的热量。变淡的趋势并非均匀出现在所有深度上, 在 LSW 层即 2000 db 的深度上最强, 盐度减少了 0.09 psu。Lazier 推测, 这可能是由于上层积累的淡水向下混合的缘故; 同样, 热量的散失也主要集中在 LSW 的 200 db 到 2300 db 的深度内。LSW 的变淡趋势, 在 1000~1500 db 的平均盐度时间序列上非常明显。可见, 自 20 世纪 60 年代以来, 拉布拉多海深对流增强, 1000~1500 db 深度上持续变冷、变淡的趋势, 和同期格陵兰海因深对流受到抑制而变暖、变咸的趋势完全相反。

格陵兰海的对流活动与 NADW 的形成直接相关, 因此, 结合器测资料揭示的 1950 年以来格陵兰海对流等的变化情况, 可以推测: 从 20 世纪 50 年代末到 70 年代早期 (1971 年), THC 较强 (GSDW 变冷); 70 年代中后期和 80 年代以来, THC 较弱 (GSDW 变暖、变咸)。

将格陵兰海对流活动、NAO 等的变化与 THC 变率趋势作对比, 得到表 2。对照

表 1, 发现通过 NAO 的变化, 可以将 SST 等的变化与格陵兰海的对流活动等联系起来, 说明本文采用的三种评估 THC 变率的方法彼此并非独立的。实际上, Wohleben 和 Weaver^[11]将北大西洋诸气候要素综合起来考虑, 提出了一周期为 21 年的年代际变率负反馈机制, 表明了诸气候要素变化彼此间的协调性。

表 2 THC 与格陵兰海对流活动等要素变化趋势比较

要素	第一阶段	第二阶段	第三阶段	第四阶段	资料来源
对流活动			1958~1971	1972~1994	
格陵兰	~	~	强	弱	文献[13]
温度			1958~1971	1972~1994	
GSDW	~	~	变冷	变暖	文献[22]
盐度				1972~1994	
GSDW	~	~	~	变咸	文献[22]
年 NAO	1867~1903	1904~1930	1931~1972	1973~1995	本文
冬季 NAO	弱	强	弱	强	文献[6]
NAO	1867~1903	1904~1930	1931~1972	1973~1995	
(DJF)	弱	强	弱	强	文献[7]
THC	1870~1903	1904~1930	1931~1972	1973~1995	
	强	弱	强	弱	本文

综合以上来自不同角度的评估结果, 20 世纪 THC 与 NAO、SST 等主要气候要素的变化情况可归纳为表 3。比较之下, 可以看出, 虽然不同要素变化趋势的具体转换年份不一定严格一致, 但 4 个阶段大体上基本相同。因此, 19 世纪末以来的 4 段时期之间, 大西洋温盐环流经历了 3 次转折期, 分别在 1900 年、1930 年和 1970 年前后。第一次转折期资料较少, 但至少有两点事实值得注意: ①1900 年之前 20~30 年的 SST, 明显比 1900~1920 年间要高; ②利用代用资料所建立的 NAO 长期序列显示, 在 1900 年之前, 有一段长达 40~50 年的弱 NAO 时期, 1867 年以来的海平面气压观测资料也证实了这一点。第二、三次转折期的证据较之第一次要多: 首先, 20 世纪 20 年代中期开始的气候变暖是非常著名的。这次变暖在大西洋地区, 特别是大西洋及其邻近陆地的中高纬度变暖十分突出, 在极区海洋发现了许多以前很少观测到的鱼类, 冰川明显后退, 环境变化强烈。而 20 世纪 60 年代末萨赫勒干旱也是本世纪几个著名的气候变化事件之一, 其持续时间之长, 影响范围之广是罕见的。伴随着萨赫勒干旱的发生, 北大西洋北部开始变冷, 在 1968~1969 年出现了极端寒冷的冬季, 当时有的学者甚至认为小冰期又一次来临。由此看来, 这三次转折期的气候意义非常巨大。

表 3 THC 与主要气候要素变化趋势比较

要素	第一阶段	第二阶段	第三阶段	第四阶段
THC	1870~1903	1904~1930	1931~1972	1968~1995
	强	弱	强	弱
SST	1860~1896	1897~1928	1929~1972	1973~1994
	暖	冷	暖	冷
NAO	1867~1903	1904~1930	1931~1972	1973~1995
(DJF)	弱	强	弱	强
对流活动			1958~1971	1972~1994
格陵兰	~	~	强	弱

5 小结

本文基于气候系统模式揭示的 NAO 与温盐环流的联系, 根据器测资料中的大气和海洋信号, 综合前人的有关工作, 对 20 世纪大洋温盐环流的年代际变率进行了试评估。结果表明:

(1) 19 世纪末以来大西洋温盐环流的变化可分为 4 个时期, 1900 年以前的一段时期, THC 较强; 1904 年到 20 世纪 20 年代末 30 年代初, THC 较弱; 20 世纪 30 年代初到 60 年代末 70 年代初, THC 较强; 20 世纪 70 年代初至 1995 年, THC 较弱。

(2) 根据器测资料揭示的气候特征指出, 与 THC 的变化相联系, 北大西洋主要气候要素的变化, 相互间存在着某种协调关系。THC 强, NAO 弱, 北大西洋北部 SST 增暖, 格陵兰海的对流活动增强, 拉布拉多海的对流活动则减弱。

(3) 拉布拉多海的对流活动, 主要影响拉布拉多海水团的水文特性, 对 NADW 的形成则作用不大, 亦即对大西洋温盐环流的强度没有明显直接的影响。出于开展气候变率研究的需要, 从监测温盐环流强度变化的角度, 应该将注意力更多地放在格陵兰—冰岛—挪威海海域。

需要说明的是, 本文从三个角度对 20 世纪大洋温盐环流活动情况进行了试评估, 给出了一种基本图像。实际上, 三种方法之间并非是各自独立的, 作为气候系统的组成部分, 三种要素间的变化, 存在着内在的协调性。但是其机制尚需进一步探讨。

致谢 感谢北京师范大学资源科学研究所环境演变与自然灾害教育部重点实验室龚道溢博士就北大西洋涛动与作者所进行的有益讨论。

参 考 文 献

- 1 Broecker, W. S., The great ocean conveyor, *Oceanography*, 1991, **4**, 79~89.
- 2 Schmitz Jr. W. J., On the interbasin-scale thermohaline circulation, *Reviews of Geophysics*, 1995, **33**, 151~173.
- 3 Duplessy, J. C., J. Overpeck, The PAGES / CLIVAR Intersection - Providing the paleoclimatic perspective needed to understand climate variability and predictability, Report of a Joint IGBP / WCRP Workshop, Venice, Italy, 1994.
- 4 International CLIVAR Project Office, CLIVAR Initial Implementation Plan, WCRP No. 103, Hamburg, 1998, 213~229.
- 5 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.
- 6 龚道溢、王绍武, 北大西洋涛动(NAO)指数的比较及其年代际变率, *大气科学*, 2000, **24**, 187~192.
- 7 Houghton J. T., L. G. Meira Filho, B. A. Callander et al., *Climate Change 1995: The Science of Climate Change*, New York: Cambridge University Press, 166pp.
- 8 Bjerknes, J., Atlantic air-sea interaction, *Advance in Geophysics*, 1964, **10**, 1~82.
- 9 Kushnir, Y., Inter-decadal variations in North Atlantic Sea surface temperature and associated atmospheric conditions, *J. Climate*, 1994, **7**, 141~157.
- 10 Gray, W. M., The Atlantic Ocean thermohaline circulation as a driver for multi-decadal variations in El Nino intensity and frequency, In: *Proceedings of the Twenty-third Annual Climate Diagnostic and Prediction Workshop*, Florida: American Meteorology Society, 1998, 54~57.
- 11 Wohllleben, T. M. H., A. J. Weaver, Interdecadal climate variability in the subpolar North Atlantic, *Clim. Dyn.*, 1995, **11**, 459~467.
- 12 Peng, S., L. A. Mysak, A modeling and observational study of the relationship between sea surface temperature

- in the north-west Atlantic and the atmospheric general circulation, *Q. J. R. Meteor. Soc.*, 1993, **111**, 947~975.
- 13 Dickson, R., J. Lazier, J. Meincke, P. Rhines, Long-term coordinated changes in the convective activity of the North Atlantic, *Decadal Climate Variability-Dynamics and Predictability*, D.T. Anderson and J. Willebrand Edited, NATO ASI Series, Vol.144, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 1996, 211~261.
 - 14 Weaver, A. J. and T. M. C. Hughes, Stability and Variability of the Thermohaline Circulation and Its Link to Climate, C2GCR Report, No.92-5, 1992.
 - 15 Aagaard, K., J. H. Swift and E. C. Carmack, Thermohaline circulation in the Arctic Mediterranean seas, *J. Geophys. Res.*, 1985, **94**, 4833~4846.
 - 16 Gordon, A. L., Inter-ocean exchange of thermocline water, *J. Geophys. Res.*, 1986, **91**, 5037~5046.
 - 17 Broecker, W. S., The biggest chill, *Nat. Hist. Mag.*, 1987, **97**, 74~82.
 - 18 Broecker, W. S., The great ocean conveyor, *Oceanography*, 1991, **4**(2), 79~89.
 - 19 Laizer, J. R. N., The salinity decrease in the Labrador Sea over the past thirty years, in: *Natural Climate Variability on Decade-to-Century Time Scales*, National Research Council, 1995, 295pp.
 - 20 Swift, J. H., K. Aagaard and S. A. Malmberg, The contribution of the Denmark Strait overflow to the deep North Atlantic, *Deep-Sea Res.*, 1980, **27**, 29~42.
 - 21 Swift, J. H., The circulation of the Denmark Strait and Iceland-Scotland overflow waters in the North Atlantic, *Deep-Sea Res.*, 1984, **31**, 1339~1355.
 - 22 Meincke, J. and B. Rudels, Greenland Sea Deep Water: A balance between convection and advection, *Nordic Seas Symposium, Hamburg March 1995, Extended Abstr. Vol.*, U Hamburg, 1995, 143~148.
 - 23 Schlosser, P., G. Bonisch, M. Rhein and R. Bayer, Reduction of deep-water formation in the Greenland Sea during the 1980's: Evidence from tracer data, *Science*, 1991, **251**, 1054~1056.

Preliminary Evaluation on the Decadal Scale Variability of the North Atlantic Thermohaline Circulation during 20th Century

Zhou Tianjun

(State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics,

Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029)

Wang Shaowu

(Department of Geophysics, Peking University, Beijing 100871)

Abstract Based on the linkage between the North Atlantic Oscillation (NAO) and the Atlantic Thermohaline Circulation (THC) revealed by IAP/LASG GOALS model, and also the instrument-measured climate record, together with systematically integrative analyses on the observed variations of the sea surface temperature, deep convection over the North Atlantic domain, the decadal scale activity of the THC during the twentieth century has been evaluated. The inferred variations of the strength of the THC is that, during two multi-decadal periods of 1870~1903 and 1931~1972, the THC is estimated to have been running stronger, whereas during the two periods 1904~1930 and 1973~1994, it appears to have been weaker. The variability of NAO, SST over the northern part of North Atlantic, the long term changes in the convective activity of the North Atlantic, appear to be well-linked on multi-decadal time scales. Evidence of instrument-measured climate record indicates that they change in unison. A robust THC is accompanied with coordinated changes of weaker NAO, higher SST over the northern part of North Atlantic, lower SST in the ocean southeast to the Newfoundland, stronger convection over Greenland Sea and weaker convection in Labrador Sea.

Key words: thermohaline circulation; North Atlantic Oscillation; sea surface temperature; oceanic deep convection.