



论文

德雷克海峡的打开对海洋环流的影响 ——基于一个箱式模型的研究

邵秋丽^①, 陈显尧^{①*}, RuiXin HUANG^②^① 国家海洋局数据分析与应用重点实验室, 国家海洋局第一海洋研究所, 青岛 266061;^② Woods Hole Oceanographic Institution, Woods Hole, MA 02543, USA

* 联系人, E-mail: chenxy@fio.org.cn

收稿日期: 2012-03-14; 接受日期: 2012-06-25

国家重大科学研究计划(编号: 2012CB957802)、南北极环境综合考察与评估专项(编号: CHINARE2012-04-04)、科技部国际合作项目(编号: S2011GR0348)和国家自然科学基金项目(批准号: 41176029)资助

摘要 本文研究了德雷克海峡的打开对海洋环流的影响. 德雷克海峡未打开时, 南半球中高纬度之间风应力旋度产生的流涡促进了中高纬度之间的热量交换; 德雷克海峡打开后, 南极绕极流(ACC)形成, 绕极流区的强锋面阻隔了南半球低纬度向高纬度的热量传输. 基于以上认识, 本文利用一个箱式模型分析了德雷克海峡闭合时的风应力和打开时的海洋温度锋面分别对南极底层水(AABW)和北大西洋深层水(NADW)形成的影响. 实验发现: (1) 德雷克海峡闭合时, 风应力产生的流涡强度增大, 可导致 AABW 形成减少、NADW 形成增多; 南半球高纬度增温, 整个大洋底层水的温度也同时升高. (2) 德雷克海峡打开时, 只有温度梯度达到一定强度才会有 AABW 形成, 并导致南半球高纬度地区和大洋大部分底层水变冷; 而当锋面强度小于临界值(本模式中为 4.03°C)时, 没有 AABW 形成, 海盆中大部分区域的海温都偏高. 模式实验结果表明, 德雷克海峡打开的过程中, 风应力的改变与海洋温度锋面的形成影响了 AABW 和 NADW 的形成, 从而改变了大洋经向翻转环流的状态.

关键词德雷克海峡
北大西洋深层水
南极底层水
箱式模型
风应力
锋面

海陆分布和海底地形的变迁是影响海洋环流变化最重要的因素之一^[1]. 纵观地球的地质史, 海洋环流和气候的重大变化多伴随着海陆分布和海底地形的变化, 其中一个最重要的阶段是德雷克海峡打开. 地质记录显示, 德雷克海峡打开于始新世晚期之前^[2]. Kennett^[3]根据古海洋记录分析指出德雷克海峡的打开导致南极绕极流(ACC)的形成, 并进而导致了南极冰盖加速增长以及深层海洋突然冷却. Berger^[4]发现,

赤道地区表层和底层海水的温差由德雷克海峡打开前的 7°C 骤升至德雷克海峡打开后的 26°C , 说明德雷克海峡打开对全球气候有显著影响, 这一结果得到了古气候代用资料的进一步验证^[5].

数值模式证实了德雷克海峡打开对海洋环流以及全球气候的影响作用. Gill 和 Bryan^[6]最早利用海洋环流模式研究德雷克海峡的作用. 他们采用理想地形模拟发现, 德雷克海峡闭合会导致南极底层水

中文引用格式: 邵秋丽, 陈显尧, Huang R X. 德雷克海峡的打开对海洋环流的影响——基于一个箱式模型的研究. 中国科学: 地球科学, 2013, 43: 181–191

英文引用格式: Shao Q L, Chen X Y, Huang R X. Effect of opening the Drake Passage on the oceanic general circulation: A box model study. Science China: Earth Sciences, 2013, doi: 10.1007/s11430-012-4571-4

(AABW)增加; 而德雷克海峡打开后 ACC 形成, 低纬度上层海洋的暖水无法穿越 ACC 向南输送, 在海峡北侧下沉成为南极中层水(AAIW), 同时海峡南侧出现上升流. Cox^[7]与 England^[8]采用全球大洋环流模式进行分析, 指出德雷克海峡的打开改变了南半球的经向翻转环流状态, 并且决定了 AAIW 等大洋水团的变化. 考虑海洋与大气的耦合过程, Toggweiler 和 Bjornsson^[9]发现南半球高纬地区的气温和海温因德雷克海峡的打开同时下降约 3℃, 而北半球高纬地区则相应变暖. Sijp 和 England^[10]分析了德雷克海峡闭合、部分打开(深度为 690 m)与完全打开(实际地形)三种情形下全球气候的变化特征, 指出仅当德雷克海峡完全打开时, 才会形成北大西洋深层水(NADW), 从而导致北半球温度升高、南极大陆温度下降.

尽管相对复杂的模式可以较好地模拟出海洋环流的状态, 但复杂模式过多地依赖于次网格参数化过程, 因而限制了其对不同于现在气候条件下的海洋环流和气候状态的模拟能力. 箱式模型^[11]因其对计算机资源需求量较小并能较大程度上揭示海洋中最主要的物理过程的优点, 常被用于热盐环流变率^[12,13]与 NADW 的研究^[13,14]中. 本文采用箱式模型来分析德雷克海峡闭合与打开时, 风应力作用与海洋温度锋面的变化对海洋环流的影响. 本文的箱式模型, 包括南北两个半球. 北半球的海洋动力过程主

要考虑 NADW 的形成及它在全球热盐环流(亦称经向翻转环流)中的作用. 为了标识德雷克海峡的地理位置并考虑到参数化的需要, 模式中南半球包括代表中纬度的箱子和代表高纬度 AABW 形成区的箱子两部分. 在垂直方向上, 模式分为三层, 以刻画 NADW 和 AABW 的变化特征.

1 模型与实验设计

1.1 模型设计

以大西洋经向翻转环流为主要研究对象, 我们设计了一个 4×3 的箱式模型(图 1). 其中, 水平方向从左到右依次代表大西洋南极区、南半球(中纬度)、赤道(低纬度)以及北半球(中高纬度). 为了保证得到稳定的经向翻转环流平衡态^[15], 赤道没有分割为南北两部分, 而是将整个低纬度海域(30°N~30°S)合为一个箱子. 南半球中纬度的箱子(以下简称南半球箱子)跨越纬度为 30°S~60°S. 北半球中高纬度的箱子(以下简称北半球箱子)主要用于表征 NADW 的形成与变异, 跨度为 30°N~60°N. 为了更清晰地展示德雷克海峡的打开对 AABW 形成变化的影响, 本文在以往箱式模型^[12~14]的基础上增加了南极区箱子, 纬度跨度约为 15°. 大西洋的热盐环流主要有两个分支, 上分支(NADW)和下分支(AABW)位于不同的深度^[16],

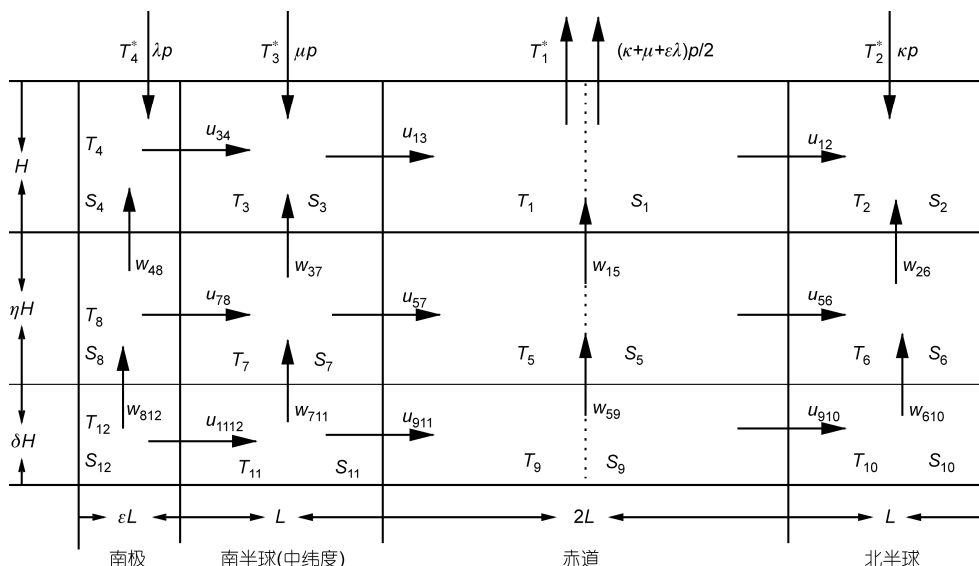


图 1 4×3 箱式模型示意图

T 和 S 分别表示温度、盐度, U 和 W 分别表示水平和垂直方向的速度, H, L 分别表示深度和宽度, p 为降水(淡水通量), T^* 为预设的海表面参考温度. T 和 S 的下标表示箱子的编号

为了区别表示, 模式在垂直方向分为三层, 各层的厚度分别为 500, 1500 和 3000 m.

如以往箱式模型的研究一样, 假设热盐环流的强度由高纬度和低纬度箱子之间的经向密度差决定且每个箱子内部混合均匀^[11,17], 则密度可以表示为盐度和温度的线性组合:

$$\rho_i = \rho_0(1 - \alpha T_i + \beta S_i), \quad i = 1, 2, 3, \dots, 12, \quad (1)$$

其中, $\alpha = 0.17 \text{ kg}/(\text{m}^3 \text{ } ^\circ\text{C})$, $\beta = 0.77 \text{ kg}/\text{m}^3$.

水柱中任一点的压力可根据流体静力学近似得出. 由于模式的高度简化, 在此不考虑科氏力(即不包含旋转作用). 在水平方向, 假定速度与压强梯度成正比关系 $u = c \frac{\Delta p}{\Delta d}$, 其中 c 为比例常数, Δp 为两个箱子中心点处的压强差, Δd 为两个箱子中心点之间的距离.

根据以上假定, 得出速度的表达式(以 u_{12} 为例):

$$u_{12} = -\frac{L}{3H} \kappa p - \frac{cgH}{9L} (2\Delta\rho_{12} + 3\eta\Delta\rho_{56} + \delta\Delta\rho_{910}). \quad (2)$$

对各个物理量进行无量纲化: $t = t'H/\Gamma$, $u_{ij} = u'_{ij} \cdot (L\Gamma)/H$, $w = \Gamma w'$, $p = \Gamma p'$, $T = T_0^* T'$, $S = S_0^* S'$. 由(2)式得出:

$$u_{12} = -\frac{\kappa p}{3} + A_1[2(T_1 - T_2) + 3\eta(T_5 - T_6) + \delta(T_9 - T_{10})] - B_1[2(S_1 - S_2) + 3\eta(S_5 - S_6) + \delta(S_9 - S_{10})], \quad (3)$$

其中, $A_1 = C_1 \alpha T_0^*$, $B_1 = C_1 \beta S_0^*$, $C_1 = \frac{cgH^2 \rho_0}{9\Gamma L^2}$. T_0^* 和 S_0^* 是参考温度和参考盐度, 分别为 25°C 和 35 psu. C_1 是所谓的“摩擦系数”, 其值可根据海洋中大尺度运动的垂直速度估计得出^[12].

其他各个水平分量可以类似得出. 垂直分量则通过质量守恒定律(实际海洋中密度变化很小, 所以模式中以体积守恒定律代替)由水平速度的辐合辐散得到.

上边界条件:

(1) 温度. 温度采用恢复边界条件, 即瑞利条件

$$H_f = \rho_0 c_p \Gamma (T^* - T), \quad (4)$$

其中 $\Gamma \approx 8.1 \times 10^{-6} \text{ m/s}^{[18]}$, T^* 为预先给定的海表面箱子的参考温度. 为了简单起见, 选取 $T_1^* = T_0^* = 25^\circ\text{C}$, $T_3^* = T_2^* = 0$, 在南极边缘, 设定参考温度

$T_4^* = -2^\circ\text{C}$.

(2) 盐度. 采用盐度的自然边界条件, 即给定上层各个箱子的淡水通量, 且在定常的假定下, 海气界面的总淡水通量之和为零.

以 1 号箱子为例, 热平衡和盐平衡方程分别为

$$\begin{aligned} 2\rho_0 c_p H L^2 \frac{dT_1}{dt} &= \rho_0 c_p H L (u_{13} T_3 - u_{12} T_1) \\ &\quad + 2\rho_0 c_p L^2 w_{15} T_5 \\ &\quad + 2\rho_0 c_p L^2 \Gamma (T_1^* - T_1), \end{aligned} \quad (5)$$

$$\begin{aligned} 2\rho_0 c_p H L^2 \frac{dS_1}{dt} &= \rho_0 c_p H L (u_{13} S_3 - u_{12} S_1) \\ &\quad + 2\rho_0 c_p L^2 w_{15} S_5. \end{aligned} \quad (6)$$

进行无量纲化, 可以得到

$$\frac{dT_1}{dt} = 0.5(u_{13} T_3 - u_{12} T_1) + w_{15} T_5 + 1 - T_1, \quad (7)$$

$$\frac{dS_1}{dt} = 0.5(u_{13} S_3 - u_{12} S_1) + w_{15} S_5. \quad (8)$$

如此类推, 得到一组关于模式中所有温度(T)、盐度(S)以及速度(U)的闭合方程组, 模式中主要参数选择如表 1 所示.

1.2 实验方案设计

在德雷克海峡打开前后, 海洋环流与大气环流形式发生了巨大变化, 包括热盐环流流形的反转^[19,20]. 热盐环流的反转, 例如“南大洋深层水主控型”向“北大西洋深层水主控型”的转换是地球系统中一个复杂的过程, 其中包含地形变化、海-气相互作用(风应力、海气热通量和蒸发降水)等多个因素的耦合作用过程. 在箱式模型中如果考虑降水分布的变化, 热盐环流也会出现反转现象, 但是本文的重点是关注德雷克海峡闭合时风应力的变化和打开后的海洋锋面形成

表 1 模式中一些参数的取值

参数名称	参数数值	备注
L	$3 \times 10^6 \text{ m}$	宽度
H	500 m	上层的深度
η	3	中间层深度系数
δ	6	底层深度系数
ε	0.5	南极箱子的宽度系数
λ	1	
μ	1	
κ	1	
p	$0.3 \times (3.8 \times 10^{-8} \text{ m/s})$	实际平均年降水量 ^[12]
C_1	200/9	摩擦系数

对 NADW 和 AABW 形成的影响, 为此设计如下实验方案:

首先, 选择适当的初始条件, 对模式的控制方程进行时间积分, 得到一个仅由浮力通量(淡水通量和热通量)控制的定常的热力学环流; 其次, 在该定常环流中的北半球和赤道的箱子之间以及赤道和南半球的箱子之间分别加入作为风应力作用参数化的流涡. 模式积分至稳定后, 得到一个包含风应力作用的稳定的起始态, 我们称之为热动力环流, 这是敏感性实验的基础.

敏感性实验分两组: 第一组, 改变南半球和南极的箱子之间风应力作用大小, 用以表征德雷克海峡关闭; 第二组, 改变南半球和南极的箱子之间的温度梯度, 即“锋面”的强度, 用以表征德雷克海峡打开. 根据两组敏感性实验中得到的温度、盐度和流量等物理量的变化特征, 分析德雷克海峡闭合与打开对海洋环流的影响.

1.2.1 模式的初始态设计

模式初始态的获取分两步来完成. 第一步, 得到一个仅由浮力通量控制的热力型环流, 第二步在第一步的基础上加入风应力作用.

(1) 仅由浮力通量控制的热力学环流. Huang 等^[12]指出, 由于参数选择的原因, 在箱式模型中热盐环流主要有热力型和盐分型两种模态. 其中热力型模态是指赤道冷水上涌, 经表面大气加热作用在上层流向两极, 在两极冷却形成深层水下沉, 再由底部流回赤道, 从而构成的闭合环流圈. 盐分型模态方向与之相反. 观测数据显示现在大西洋偏向于热力型模态^[12,21]或称为“北大西洋深层水主控型”^[20], 因此我们选择一个有代表性的热力型模态进行研究. 根据 1.1 中所设定的参数, 选择在合理范围内的温度和

盐度初始条件(表 2), 得到一个仅由浮力通量作用的热力学环流, 其中赤道有冷水上涌, 北半球有 NADW 形成, 南半球有 AABW 形成.

由表 2 中给定的温度和盐度的初始条件, 运行模式至稳定, 得到一个仅由表面热盐强迫得到的稳定态(暂命名为初始态 1), 其温度和盐度如表 3 所示. 由于此时模式仅受控于浮力强迫, 所以该环流是一个热力学环流.

(2) 加入风应力作用之后的初始态. 在(1)的基础上加入风应力的作用. 这里采用 Guan 和 Huang 的参数化方法^[22]引入风应力的作用, 即将风应力的作用表示为海区表面水体的水平体积交换 ω . Greatbatch 和 Lu^[23]基于 NCEP 数据分析指出, 沿着纬向积分, 德雷克海峡处的风应力在大西洋海盆引起的 Ekman 输运是 9 Sv. 简便起见, 对应于德雷克海峡打开的情况, 假定箱子 1 和 2 以及箱子 1 和 3 之间的风应力作用引起的水平体积交换 ω_{12} , ω_{13} 为 9 Sv, 箱子 3 和箱子 4 之间 ω_{34} 为 0.

在初始态 1 中加入上述风应力作用产生的水平体积交换 ω 之后, 得到了用于敏感性实验的初始态, 其温度和盐度见表 4. 这个初始态是一个稳定的热力型环流, 其中 NADW 和 AABW 的流量分别为 4.25 和 6.64 Sv, 南半球和南极的上层箱子之间的温差为 5.04℃. 此时, 模式受到浮力强迫和风应力作用共同的控制作用, 所以是一种热动力环流状态.

1.2.2 实验方案 I ——风的作用

Stommel^[11]认为热盐环流是仅由浮力驱动的, 没有考虑风对大洋热盐环流的影响^[22]; 因此该模式不能直接用于研究德雷克海峡所在纬度上风的作用. Toggweiler 和 Samuels^[24,25]基于古海洋观测数据认为, 南半球特别是德雷克海峡所在纬度带的风在驱动全

表 2 设定的各个箱子的初始条件

箱子编号	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
温度(℃)	25	2.5	2.5	-2.5	2.5	2.5	2.5	-2.5	2.5	2.5	2.5	-2.5
盐度(psu)	35	35	35	35	35	35	35	35	35	35	35	35

表 3 由浮力通量控制得到的稳态(初始态 1)

箱子编号	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
温度(℃)	22.59	1.47	2.88	-1.04	0.23	1.47	0.42	-1.04	-1.04	-0.92	-1.04	-1.04
盐度(psu)	35.53	34.82	35.19	34.98	34.96	34.82	35.06	34.98	34.98	34.98	34.98	34.98

表 4 浮力通量和风力共同作用的稳态

箱子编号	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
温度(°C)	20.96	3.20	4.28	-0.77	0.76	3.20	0.30	-0.77	-0.77	-0.83	-0.77	-0.77
盐度(psu)	35.35	35.07	35.16	34.95	35.00	35.07	35.00	34.95	34.95	34.98	34.95	34.95

球大洋经向翻转环流中有着至关重要的作用. 他们指出, 德雷克海峡所在的纬度没有东西岸界, Sverdrup 理论在该纬度带不成立, 因此跨越这个纬度带的流动只能是非地转的经向流动, 而这种流动只能由风力驱动. 在某些假定条件下, 北大西洋的翻转环流可以完全表达为德雷克海峡处表面风应力的函数^[26].

为了探讨风应力作用对环流状态的影响, 设计实验方案如下: 从初始态出发, 保持表面淡水通量和热力恢复边界条件不变, 仅改变箱子 3 和 4 之间风应力引起的体积交换 ω_{34} 的大小, 分别取 $\omega_{34}=0, 4.5, 9, 18, 27, 36, 45 \text{ Sv}$, 以此来探讨风应力作用强弱对环流的影响. 而针对 ω_{34} 的每一个取值, 从初始态给定该扰动, 运行模式至稳态状态, 这一过程就显示了初始稳态对 ω_{34} 扰动的瞬时响应.

1.2.3 实验方案 II——温度锋面的作用

德雷克海峡的打开导致 ACC 的形成, 对全球气候产生了深远影响^[10,27]. 由热成风关系 $f \cdot \nabla \bar{v} = (g/\rho_0)\nabla \rho$ 可知, 纬向速度的垂直变化可以引起密度的经向变化. 通过德雷克海峡的流量约为 130 Sv ^[27], 利用热成风关系, 假设盐度保持不变, 可以估计出德雷克海峡两侧即南极和南半球的箱子之间的温度差可达 6°C (根据模式假设, 密度是温度和盐度的线性函数).

模式中, 当德雷克海峡闭合时, 风应力作用使箱子 3 和箱子 4 之间的温度和盐度得以自由交换, 而德雷克海峡打开后, ACC 的形成产生了强温度锋面, 为了了解温度锋面强度的变化对环流的影响, 我们设计以下实验: 从初始态出发, 在其他条件不变的情况下, 改变箱子 4 上部的温度恢复边界条件 T_4^* . 此时 T_4^* 不再是一个预先给定的数值, 而是随着箱子 3 的温度 T_3 改变的且 $T_4^* = T_3 - \Delta t_{34}$. 这里的 t_{34} 是某一给定的数值, 本模式中分别为 0, 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7°C .

2 结果分析

2.1 风的作用

(1) 风应力引起的体积交换 ω_{34} 的改变. 实验方案 I 中 ω_{34} 表征德雷克海峡处风应力的作用, 对应于德雷克海峡闭合的情况. 除赤道最上层的箱子温度随着 ω_{34} 的增加有轻微下降外, 其余箱子都呈增温趋势, 其中底层的增温幅度最大, 最大的增温幅度出现在箱子 10 中, 为 2.7°C . 图 2 给出了上层的 1~4 号箱子的温度和盐度随 ω_{34} 的增加的变化情况. 其中赤道上层的箱子 1 的温度变化幅度最小, 仅为 0.015°C . 变化幅度最大的是南半球上层的箱子 3 和南极上层的箱子 4, 变化幅度分别为 1.1°C 和 1.8°C 左右. 显然表层风应力引起的水平体积交换 ω_{34} 对它直接作用的箱子的温度和盐度影响较大, 而对其他箱子的影响相对较小. 赤道最上层箱子和最底层箱子的温度差随着 ω_{34} 的增加呈减小的趋势, 这与古海洋观测中赤道表层和底层之间的温差比现在要小很多的事实^[4]相符. Toggweiler 和 Bjornsson^[9]指出, 与德雷克海峡相联系的热量传输主要是由南北半球高纬地区之间的调整引起的, 与赤道的温度变化关系不大. 但是本文中赤道的温度有所降低且变化幅度较小, 南北半球高纬地区同步增温, 原因可能有两个: ① 风应力引起的水平交换的增加导致南半球中纬度的热量更多地向极地输运, 而中纬度热量传输又以赤道的降温为代价. 同时, 赤道上层箱子和北半球上层箱子之间的体积交换使得北半球温度升高. ② 赤道上层的上涌量增加, 相对较冷的海水涌至表面, 导致了表层海水温度下降.

盐度的变化很小, 且除了南极的中上层两个箱子盐度随 ω_{34} 的增加呈上升的趋势外, 其余海域(南半球、赤道以及北半球)的中、上层箱子盐度都是下降的. 考虑温度、盐度各自的扩散系数可以发现, 温度的作用大于盐度, 这与 Sijp 和 England^[28]通过耦合模式得出的在德雷克海峡闭合的情况下, 南半球的经向翻转流由热力驱动的结论一致. 当南极箱子有深

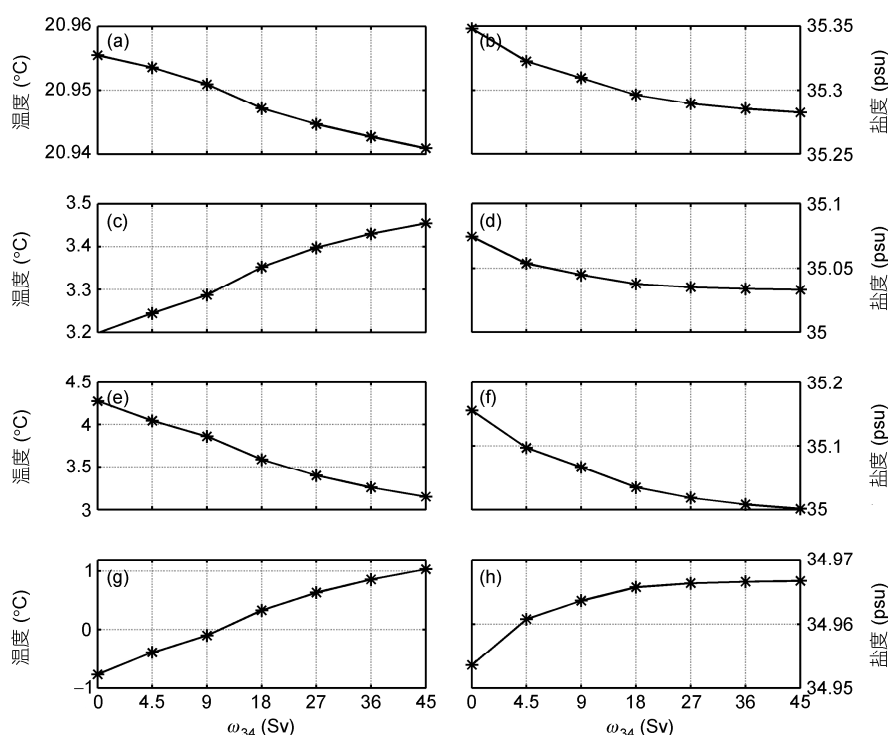


图2 表层各个箱子的温度和盐度随着 ω_{34} 增加的改变情况

(a), (c), (e), (g)分别表示表层1~4号箱子的温度变化情况;(b), (d), (f), (h)是1~4号箱子的盐度变化情况;星号表示实验数值, 连线给出了变化趋势

层水形成时, 箱子4, 8~12具有相同的温度和盐度, 表征了实际海洋中的AABW的形成及向北流动, 将在下面进一步阐述.

速度的变化幅度(图形未给出)由上至下递减, 即在上层, 无论水平速度还是垂直速度都远大于中间层和底层的箱子, 同样输运量的分布也是如此. 图3给出了主要水团随 ω_{34} 的变化情况. 基于模式设计本身的假定, 在南极箱子中下沉的部分(特指从箱子8到箱子12的垂向流动), 即AABW. ω_{34} 从0到4.5和9 Sv的变化过程中, AABW的流量变化较小, 在达到与其他海域中相同的9 Sv后流量减小速度加快, 当 $\omega_{34}=45$ Sv时, AABW的流量减少为6 Sv, 这是 ω_{34} 增大导致南极地区温度升高的结果. 低温高盐的AABW是世界大洋底层水的主要来源, 它沿洋底北向传输, 穿越赤道, 在 50°N 深洋区可观测到AABW的踪迹^[16]. 本文的箱式模型中, AABW的温盐特性可以延续到箱子9, 也就是说AABW可以到达 30°N 左右的海域, 与观测事实相符. 随着 ω_{34} 的增加, AABW的形成减弱, 到达 30°N 以北的底层水减少, 所以最

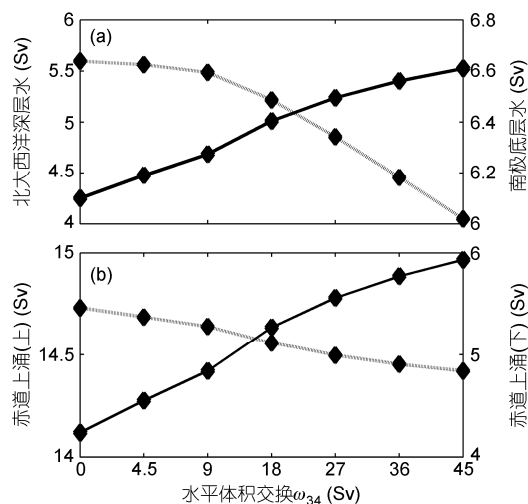


图3 主要水团流量随 ω_{34} 增加的改变情况

(a) 中实线表示NADW的流量, 虚线表示AABW的流量; (b) 表示赤道的上涌(实线表示上层的上涌, 虚线表示下层的上涌). 实心菱形表示实验数值

大的温度变化幅度出现在箱子10中. 与AABW的变化趋势相反, NADW的流量逐渐增大, 是南北半球海

温的跷跷板效应^[9,10]所致. 赤道上层海区的上涌量呈增加趋势(是赤道温度下降的原因之一), 而下层的上涌量则呈减少的趋势.

(2) 初始态对风应力作用扰动的瞬时响应. 以 $\omega_{34}=9 \text{ Sv}$ 为例来研究模式对风应力扰动的调整过程. 总体来看, 南极和南半球的各个箱子的温度变化幅度要明显大于所在层的其他箱子温度变化幅度, 但最大的温度调整出现在箱子 10, 即北半球最下层的箱子, 为 1°C 左右. 盐度的变化幅度基本上是上层最大, 中层次之, 底层最小. 底层盐度的调整时间最长, 这与 Oliver 等^[17]结果一致, 即深层盐度很难在短时间内改变, 而表层盐度对扰动更敏感. Huang 等^[12]指出, 热盐环流的突变(环流方向改变)是一个浅层的现象. 但是, 本文模式中环流的调整是从表层到底层依次进行的, 虽然物理量的改变首先发生

在表层, 但是这些变化最终会影响到深层(特别是温度变化可以很快的影响到深层), 进而引起整个环流状态的调整.

图 4 给出了上层各个箱子(1~4)以及南极中层的箱子 8 的温度和盐度以及 NADW 和 AABW 的形成率随时间演化的特征. 如前所述, 风应力作用的加入对它临近的箱子有直接的影响, 所以本模式中箱子 3 和箱子 4 的温度和盐度调整基本上在模式初期就已经建立(图 4(c), (d)), 且调整幅度较大. 作为影响 AABW 形成的主要因素, 箱子 8 的温度和盐度调整将影响到整个海盆, 尤其是深层和底层的环流状态. ω_{34} 作用于箱子 4, 使其温度升高, 将更多的热量输送到表层以下, 从而加热了箱子 8. 在调整开始阶段, 箱子 8 的盐度即快速增大(图 4(e)). 但是温度作用所引起的密度扰动占主导地位, 所以 AABW 的形成量

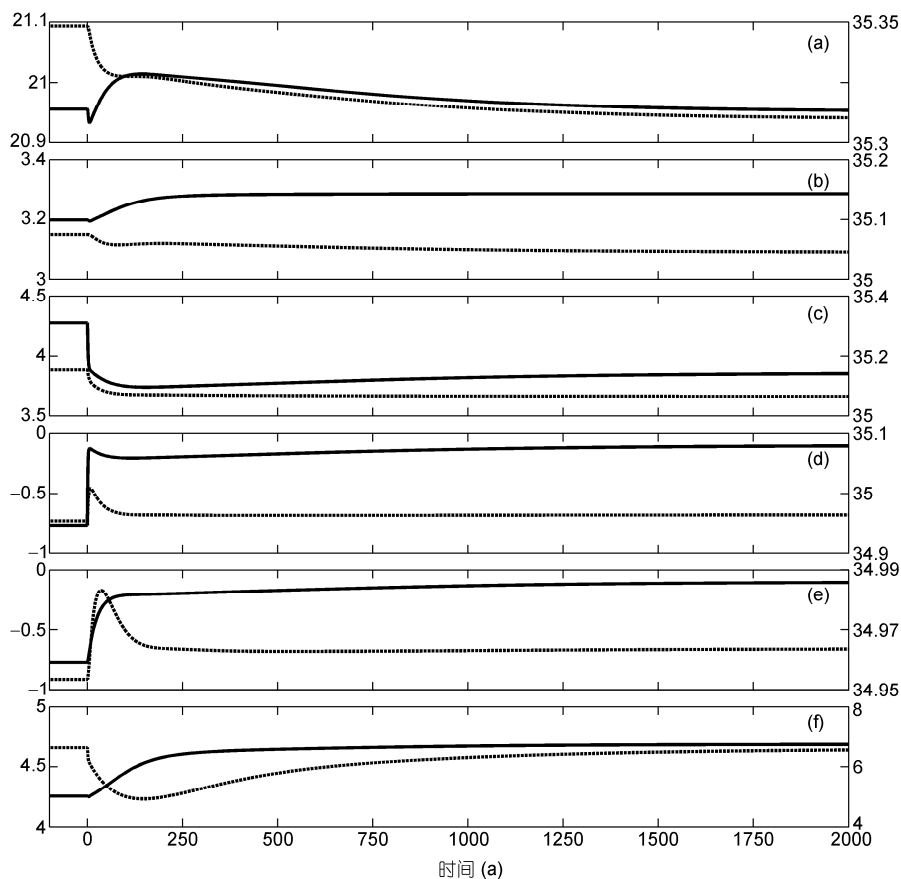


图 4 ω_{34} 从 0 Sv 增加到 9 Sv 过程中模式的时间演化特征

(a)~(e) 分别表示 1~4, 8 号箱子的温度和盐度随时间的演化特征, 其中实线表示温度($^\circ\text{C}$), 虚线表示盐度(psu). (f) 表示 NADW(实线)和 AABW(虚线)流量的调整过程. 为清晰起见, 从 0 开始表示各个物理量的演化特征, 而 0 往左的部分分别是各个量没有加扰动之前的数值

在 8 号箱子温度的影响下有所减少. 随着时间的推移, 8 号箱子的盐度有所回降, AABW 的形成开始恢复. 模式运行到 2000 a 左右时, 温度的负反馈作用和盐度的正反馈作用基本定型, 两者的共同作用使 AABW 基本上维持在一个略小于初始值的状态.

NADW 的流量较扰动前有所增加, 且调整时间短于 AABW. 与南半球上层盐度调整在初期基本上建立不同, 箱子 1 和箱子 2 的盐度调整时间尺度较长, 且两者变化趋势基本一致(图 4(a), (b)). NADW 的形成主要是受温度影响, 盐度作用较小. 箱子 1 和箱子 2 温度差的较大调整基本上在扰动不久开始后约 250 年就已经确立, 所以, NADW 较 AABW 调整要快很多. 实际海洋中底层环流的变化与全球热盐环流相联系, 是千年尺度的调整过程^[29], 这也是 AABW 调整时间较长的原因之一.

2.2 锋面作用

(1) 温度梯度(锋面强度)的改变. 锋面强度的改变对环流的影响显著. 当 $\Delta t_{34} \leq 4^\circ\text{C}$, 特别是当 $\Delta t_{34} \leq$

3°C 时, 各个箱子的温度变化很小. 中层的各个箱子(箱子 5~8)在 Δt_{34} 取值固定时具有同样的温度, 这是因为此时没有 AABW 形成, NADW 控制了中层水的流动. 如图 5 所示, 上层的各个箱子的温度有所降低, 但是除 4 号箱子外, 其余的箱子降幅均不超过 0.1°C . 4 号箱子的温度随着 Δt_{34} 的增大而迅速降低, 当 $\Delta t_{34} = 4^\circ\text{C}$ 的时候降至 0°C 以下, 为 AABW 的形成提供了有利条件. 随着 Δt_{34} 的增大底层各箱子的温度有升高的趋势, 但变化幅度小于 0.2°C . 温度的最大变化发生在 t_{34} 从 4°C 增加到 5°C 的过程中, 当 $\Delta t_{34} \geq 5^\circ\text{C}$ 模式中各个物理量基本上呈线性趋势变化.

盐度的变化情况较温度变化要复杂一些, 这是因为本模式中改变的是温度恢复边界条件, 盐度差异是对环流变化的被动响应^[30]. 除箱子 11 外, 其余箱子的盐度在 t_{34} 从 $0\sim 4^\circ\text{C}$ 以及 $5\sim 7^\circ\text{C}$ 的变化过程中分别呈现相同的变化趋势. 盐度的最大变化发生在 t_{34} 从 4°C 变化到 5°C 的过程中. 箱子 4 的盐度变化范围

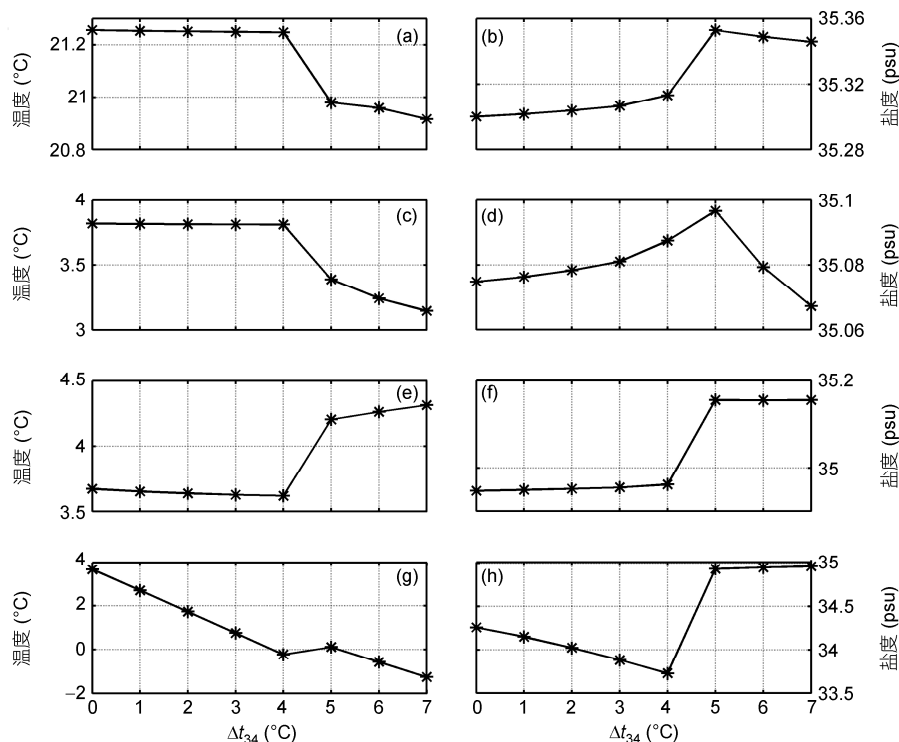


图 5 表层各个箱子的温度和盐度随 Δt_{34} 的改变情况

(a), (c), (e), (g) 分别表示表层 1~4 号箱子的温度变化情况; (b), (d), (f), (h) 是 1~4 号箱子中相应的盐度变化情况. 星号表示实验数值, 连线给出了变化趋势

最大, 其次是箱子 3, 显然温度梯度的改变也是对它临近区域的影响最大.

前面提到, 当 $\Delta t_{34} \leq 4^\circ\text{C}$ 时, 没有 AABW 形成, 此时 NADW 起主导作用, 其作用甚至可以延伸至南极地区, 这是中层的各个箱子(箱子 5~8)在 Δt_{34} 取值固定时具有相同温度的原因. NADW 和赤道上涌的流量保持稳定, 几乎无变化. 随着 Δt_{34} 继续增大, 各个水团流量发生显著改变(图 6), AABW 开始形成, 流量达到 6.5 Sv 左右, NADW 的流量则由 7.2 Sv 骤减至 5.4 Sv. 当 $\Delta t_{34} \geq 5^\circ\text{C}$, NADW 和 AABW 的变化趋于缓慢. 以上结果说明环流对于锋面强度的响应存在一定的阈值(本文实验结果是 4.03°C 左右). 当 $\Delta t_{34} \geq 5^\circ\text{C}$ 时, 对于 t_{34} 每一个取值, 整个南极地区和赤道以南的底层水具有相同的温度, 同时中层水的温度由北向南递减. 这是说明 AABW 产生后, NADW 控制作用减弱. 与环流对风应力的响应不同, 赤道海域的上涌在 Δt_{34} 从 4°C 变化到 7°C 的过程中的变化趋势并不是单调的, 这与 NADW 和 AABW 的相对变化以及上涌区的温度和盐度的调整有关.

(2) 初始稳态对温度梯度扰动的瞬时响应. 在稳定的初始态中, 箱子 3 的温度为 2.88°C , 所以 Δt_{34} 为 4.88°C . 前面分析指出, Δt_{34} 的变化超过 4.03°C 时, 环流形态发生显著变化, 说明 $\Delta t_{34}=4^\circ\text{C}$ 和 $\Delta t_{34}=5^\circ\text{C}$ 两种情况下模式对温度梯度扰动的调整可能不同, 这里

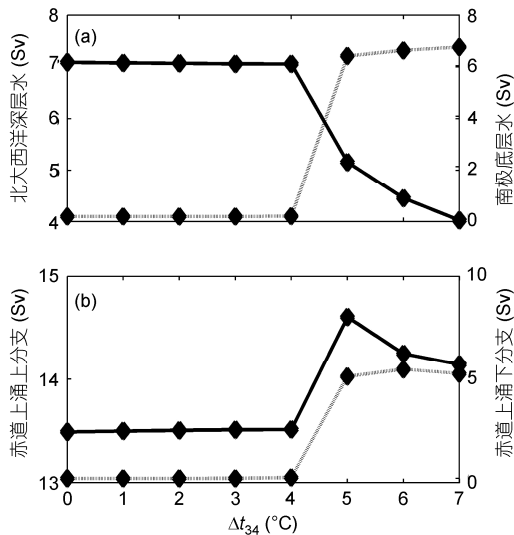


图 6 主要水团流量随 Δt_{34} 的改变情况

(a) 中实线表示 NADW 的流量, 虚线表示 AABW 的流量; (b) 表示赤道的上涌(实线表示上层的上涌, 虚线表示下层的上涌). 实心菱形表示实验数值

分别进行研究.

图 7 给出了 $\Delta t_{34}=4^\circ\text{C}$ 和 $\Delta t_{34}=5^\circ\text{C}$ 两种情况下的模式的演化特征. 当 $\Delta t_{34}=4^\circ\text{C}$, 上层和中层海区的南极和南半球的箱子之间的温度变化幅度显著大于同层的其他两个箱子, 其中以南极的中层箱子温度变幅最大为 4.3°C . 底层海区最大的温度变化幅度仍然发生在北半球. 盐度变化幅度从上层到下层依次减小, 其中南极最上层的箱子盐度变化幅度最大, 下降 1.7 psu. 由于模式中锋面方法设定是直接改变温度, 在初始时刻不久箱子 4 的温度即急剧升高(图 7(d)). 箱子 3 和箱子 4 温度的改变引起了环流的变化, 进而引发了盐度的响应. 随后箱子 4 的温度开始降低, 同时盐度下降且与温度呈几乎一致但稍微滞后于温度的变化趋势. 开始阶段, 箱子 4 的增温导致了模式中大部分海区的温度上升, 此时 NADW 较强且占据了主导地位. 赤道和北半球表层向深层输送的热量, 通过 NADW 向南输运, 加剧了南极中下层的升温, 从而导致 AABW 的形成进一步减少.

$\Delta t_{34}=5^\circ\text{C}$ 时模式的调整幅度远小于 $\Delta t_{34}=4^\circ\text{C}$. 此时, 环流形式与水平体积交换 ω_{34} 扰动情况相同, 且几乎所有箱子的温度变化都与 2.1 中所述情形一致, 但盐度的调整稍有不同. 而 NADW 和 AABW 形成率是与风应力作用的瞬时响应是一致的. 这再次说明, 环流状态主要由温度控制. 比较 $\Delta t_{34}=4^\circ\text{C}$ 和 $\Delta t_{34}=5^\circ\text{C}$ 两种情况, 可以看出锋面作用引起环流形态改变时(如 $\Delta t_{34}=4^\circ\text{C}$)模式的调整是相对较快的. 模式在扰动不久即开始进行大振幅调整, 并且很快达到稳定状态.

3 讨论和结论

本文用一个简单的箱式模型研究了德雷克海峡打开对海洋环流的影响作用. 模式中, 采用改变德雷克海峡处风应力作用引起的水平体积交换和南北温度梯度两种方案分别研究了德雷克海峡闭合与打开时的环流状态及其变异.

结果表明, 对应于德雷克海峡闭合的情况, 随着德雷克海峡处风应力引起的水平体积交换的增加, AABW 的形成减少, 而 NADW 的形成增多. 当该水平体积交换数值大于 4.5 Sv 时, AABW 可以到达 30°N 以北的区域, 对整个海盆的底层水温度有强烈的控制作用. 南极地区和深层的海水温度逐渐升高, 且赤道上层和底层的海水温差随着水平体积交换的

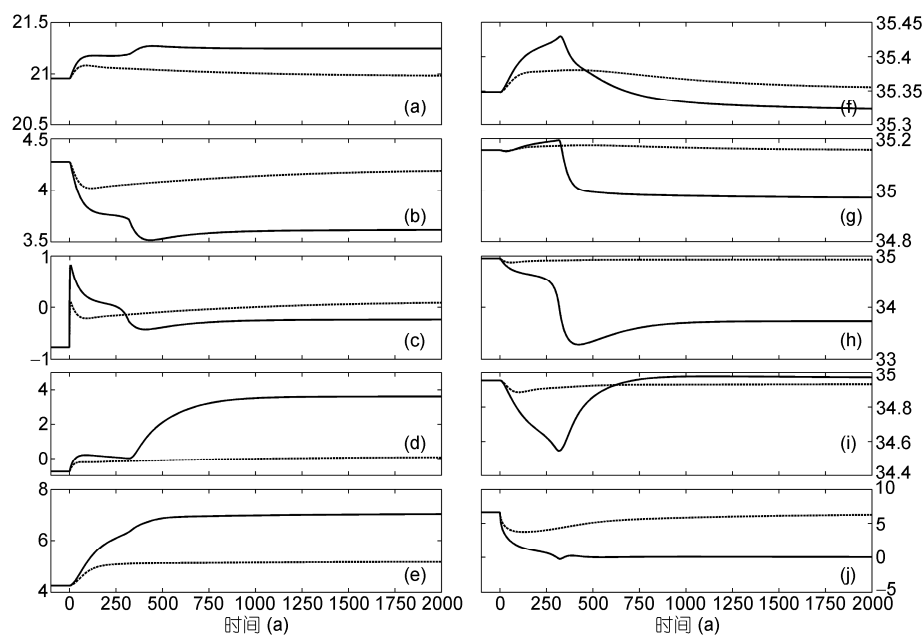


图7 $\Delta T_{34}=4^{\circ}\text{C}$ (实线)和 $\Delta T_{34}=5^{\circ}\text{C}$ (虚线)两种情况下模式的时间演化特征

(a)~(d)分别表示1, 3, 4, 8号箱子的温度随时间的演化特征; (f)~(i)分别表示1, 3, 4, 8号箱子的盐度随时间的演化特征. (e)和(j)分别表示NADW和AABW的流量变化. 如图4, 从0开始表示各个物理量的演化特征, 而0往左的部分是各个物理量没有加扰动之前的数值

增加而减小, 证明了德雷克海峡的打开导致了大洋表层以下温度的降低.

模式实验结果表明, 德雷克海峡打开后所形成的锋面作用非常显著. 当德雷克海峡处温度梯度低于一定阈值时, 环流状态显著不同, 主要表现为没有AABW形成, NADW起主导作用且控制了大洋中层水的温度. 而当锋面达到一定强度时, AABW开始形成, 并呈现出一个跃变过程. 之后NADW的影响开始减小, AABW的控制作用逐渐加强. 本文的研究说明在德雷克海峡打开的过程中, 风应力作用

的改变和海洋温度锋面的形成影响了AABW和NADW的形成, 从而改变了全球大洋经向翻转环流的状态.

本文利用一个箱式模型分析了德雷克海峡打开前后环流形态特别是AABW和NADW的变化特征, 但是文中的参数选择仅针对热力型模态, 且不包括海气热量、蒸发降水和海冰进退等影响热盐环流模态转换的重要物理过程, 在今后利用箱式模型研究热盐环流及其在全球气候变化中的作用时需要对这些过程加以考虑并深入研究.

致谢 本工作得到了国家海洋局数据分析与应用重点实验室各位成员的大力帮助. 审稿人对本文进行了细致严谨的评阅, 在此一并致谢.

参考文献

- 1 Nong G T, Najjar R G, Seidov D, et al. Simulation of ocean temperature change due to the opening of Drake Passage. *Geophys Res Lett*, 2000, 27: 2689–2692
- 2 Scher H D, Martin E E. Timing and climatic consequences of the opening of Drake Passage. *Science*, 2006, 312: 428–430
- 3 Kennett J P. Cenozoic evolution of Antarctic glaciation, the circum-Antarctic Ocean, and their impact on global paleoceanography. *J Geophys Res*, 1977, 82: 3843–3860
- 4 Berger W H. Paleoclimatology: The deep-sea record. *The Sea*. In: Emiliani C, ed. New York: Wiley-Interscience, 1981. 1437–1519
- 5 Zachos J, Pagani M, Sloan L, et al. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science*, 2001, 292: 686–693

- 6 Gill A E, Bryan K. Effects of geometry on the circulation of a three dimensional Southern-Hemisphere ocean model. *Deep-Sea Res*, 1971, 18: 685–721
- 7 Cox M D. An idealized model of the world ocean. Part I: The global-scale water masses. *J Phys Oceanogr*, 1989, 19: 1730–1752
- 8 England M H. On the formation of antarctic intermediate and bottom water in ocean general circulation models. *J Phys Oceanogr*, 1992, 22: 918–926
- 9 Toggweiler J R, Bjornsson H. Drake Passage and palaeoclimate. *J Quat Sci*, 2000, 15: 319–328
- 10 Sijp W P, England M H. Effect of the Drake Passage throughflow on global climate. *J Phys Oceanogr*, 2004, 34: 1254–1266
- 11 Stommel H M. Thermohaline convection with two stable regimes of flow. *Tellus B*, 1961, 13: 224–230
- 12 Huang R X, Luyten J R, Stommel H M. Multiple equilibrium states in combined thermal and saline circulation. *J Phys Oceanogr*, 1992, 22: 231–246
- 13 Lohmann G, Gerdes R, Chen D. Stability of the thermohaline circulation in a simple coupled model. *Tellus A*, 1996, 48: 465–476
- 14 Stastna M, Peltier W R. On box models of the North Atlantic thermohaline circulation: Intrinsic and extrinsic millennial timescale variability in response to deterministic and stochastic forcing. *J Geophys Res*, 2007, 112: C10023
- 15 Marotzke J, Welander P, Willebrand J. Instability and multiple steady states in a meridional-plane model of the thermohaline circulation. *Tellus A*, 1988, 40: 162–172
- 16 Gordon A L. An Antarctic oceanographic section along 170°E. *Deep-Sea Res*, 1975, 22: 357–377
- 17 Oliver K I, Watson A J, Stevens D P. Can limited ocean mixing buffer rapid climate change? *Tellus A*, 2005, 57: 676–690
- 18 Haney R L. Surface thermal boundary conditions for ocean circulation models. *J Phys Oceanogr*, 1971, 1: 241–248
- 19 Nunes F, Norris R D. Abrupt reversal in ocean overturning during the Palaeocene/Eocene warm period. *Nature*, 2006, 439: 60–63
- 20 张仲石, 王会军, 郭正堂. 温盐环流反转及其对新生代气候的影响. *第四纪研究*, 2009, 29: 1064–1070
- 21 Kuhlbrodt T, Griesel A, Montoya M, et al. On the driving processes of the Atlantic meridional overturning circulation. *Rev Geophys*, 2007, 45: RG2001, doi: 10.1029/2004RG000166
- 22 Guan Y P, Huang R X. Stommel's box model of thermohaline circulation revisited—The role of mechanical energy supporting mixing and the wind-driven gyration. *J Phys Oceanogr*, 2008, 38: 909–917
- 23 Greatbatch R J, Lu J. Reconciling the stommel box model with the stommel–arons model: A possible role for southern hemisphere wind forcing? *J Phys Oceanogr*, 2003, 33: 1618–1632
- 24 Toggweiler J R, Samuels B. Is the magnitude of the deep outflow from the Atlantic Ocean actually governed by southern hemisphere winds? In: Heimann M, ed. *The Global Carbon Cycle*. Berlin: Springer Press, 1993. 303–331
- 25 Toggweiler J R, Samuels B. Effect of Drake Passage on the global thermohaline circulation. *Deep-Sea Res*, 1995, 42: 477–500
- 26 Nof D. Does the wind control the import and export of the South Atlantic? *J Phys Oceanogr*, 2000, 30: 2650–2667
- 27 Olbers D, Borowski D, Völker C, et al. The dynamical balance, transport and circulation of the Antarctic Circumpolar Current. *Antarctic Sci*, 2004, 16: 439–470
- 28 Sijp W P, England M H. Role of the Drake Passage in controlling the stability of the ocean's thermohaline circulation. *J Clim*, 2005, 18: 1957–1966
- 29 Broecker W S. The great ocean conveyor. *Oceanography*, 1991, 4: 79–89
- 30 Bjornsson H, Toggweiler J R. The climatic influence of Drake Passage. In: Seidov D, Haupt B J, Maslin M, eds. *The Oceans and Rapid Climate Change: Past, Present and Future*. *Geophys Monogr Ser*, 2001, 126: 243–259