



论文

基于能量约束的两层模型中热盐环流的基本特性

沈阳^{①②}, 管玉平^{②*}

① 辽宁工业大学理学院, 锦州 121000;

② 中国科学院南海海洋研究所热带海洋环境国家重点实验室, 广州 510301

* 联系人, E-mail: guan@scsio.ac.cn

收稿日期: 2015-01-22; 接受日期: 2015-03-06; 网络版发表日期: 2015-06-15

辽宁省教育厅科研项目(编号: L2011096, L2013248)和国家自然科学基金项目(批准号: 91228202, 40976011)资助

摘要 机械能驱动并维持热盐环流的观点愈来愈得到广泛接受. 刻画热盐环流最简单的概念模型是 Stommel 两箱模型, 考虑实际海洋垂向的层化, 于是出现了分层模型. 在此, 我们从能量观点出发, 借助两层概念模型, 研究了热型和盐型环流的基本特征, 重点讨论了淡水通量和混合能对热盐环流的强度及多平衡态的影响. 研究结果显示: 淡水通量和混合能的改变除了可以导致环流强度发生变化, 更重要的是, 淡水通量的不断减少和混合能的不断增加都会导致稳定的盐型环流“突变”到稳定的热型环流, 这一结果进一步发展了热盐环流的能量理论.

关键词热盐环流
两层模型
混合能
淡水通量
平衡态

大洋热盐环流是地球气候系统的重要调节器(周天军等, 2005; 杨海军, 2013), 其重要特征之一是系统存在多个平衡态(Mu等, 2004), 而不同平衡态之间的转变通常被认为是气候“突变”的诱因之一(Clark等, 2002). 这一特性可追溯到Stommel (1961)对热盐环流的开创性工作: 他用赤道和极地两个箱子表示热盐环流的半球模型, 假定经向热盐环流的强度与赤道和极地之间水平方向的海水密度差成正比, 于是得到系统有三个平衡态解: 一个稳定的热型(温度对环流起主导作用)和一个不稳定的热型, 以及一个稳定的盐型(盐度对环流起主导作用). 然而, 近年来在实验和数值模拟上都难于再现Stommel (1961)的水平经向密度差驱动的热盐环流, 其中Wang等(2005)的实验结果显示: 由水平热差造成的竖直面上的环流仅出现在上边界层附近, 若此结果推广到实际海洋, 则意味着水平热差并不能驱动整个海洋深度的经向环流. Bryan (1987)首次用数值模式研究盐度对

全球热盐环流的影响, 结果表明, 只有当改变高纬度的盐度时, 才能实现热盐环流的流向反转. 数值模拟结果(Huang, 1999; Nilsson等, 2003; De Boer等, 2010)还出现了反例: 当高低纬度海水之间的密度差增加时, 热盐环流强度反而减弱. 另一方面, Marotzke等(1999)认为: 热盐环流是海洋混合驱动, 而不是海水对流驱动, 两者的物理过程不同, 混合需要外部提供能量而对流则不然. 这使得海洋是否为“热机”这一问题被广泛关注(黄姣凤等, 2008). 从能量观点出发, Guan等(2008)用Stommel两箱模型研究了机械能混合(简称混合能)对热盐环流的影响, 其结果显示: 混合能维持的热盐环流系统只有一个稳定的热型平衡态解, 而盐型环流却存在一个稳定平衡态解和一个不稳定的平衡态解, 这与Stommel (1961)的结果截然不同. 盐型出现不稳定态意味着热盐环流的反向流动或转变是盐度不稳定造成的, 这在理论上解释了Bryan (1987)的数值模拟结果的原因.

中文引用格式: 沈阳, 管玉平. 2015. 基于能量约束的两层模型中热盐环流的基本特性. 中国科学: 地球科学, 45: 1054–1060

英文引用格式: Shen Y, Guan Y P. 2015. Feature of thermohaline circulation in two-layer conceptual model based on energy constraint. Science China: Earth Sciences, 58: 1397–1403, doi: 10.1007/s11430-015-5092-8

经典Stommel (1961)两箱模型重在强调海水经向水平密度梯度对热盐环流的影响, 而实际海洋存在垂向分层结构, 因此, 在考虑与层结水体的垂向混合相关的混合能对热盐环流的影响时, 采用能体现真实海洋垂向结构的分层模型(Welander, 1982)是更为合理的. Nilsson等(2001)曾利用热型两层环流模型讨论过混合能固定时淡水通量对热盐环流的影响, 2010年, 他们又利用盐型两层环流模型探讨了混合能固定时淡水通量对热盐环流的影响(Nilsson和Walin, 2010). 本次研究, 我们在Guan等(2008)的能量观点基础上, 将其采用的Stommel两箱模型替换为更合理的两层概念模型, 同时考虑到热型和盐型环流特征的不同, 我们借鉴了Nilsson等(2001, 2010)的建模思想, 分别设计了热型环流和盐型环流两种分层结构(图1). 通过建立温度和盐度的微分方程, 并对方程的平衡态解进行稳定性分析, 我们探究了淡水通量和混合能对两层概念模型中热盐环流强度及多平衡态的影响.

1 模型的建立与稳定性分析

1.1 两层概念模型

尽管Guan等(2008)从能量观点出发, 考虑外界为海洋内部层结水体的垂向混合提供机械能, 在经典Stommel两箱模型中引入了能量约束, 但这样的模型仍重在强调热盐环流与海水经向水平密度梯度的关系, 而非垂向密度梯度. 在讨论海水垂向密度梯度或垂向混合对热盐环流的影响时, 我们很有必要采用能体现真实海洋层化结构的分层模型, 在此, 海洋

垂向层化结构被最简单地为上下两层, 如图1所示. 借鉴Nilsson等(2001)的热型环流建模思想, 图1(a)给出的是温度对环流起主导作用时的热型环流两层模型, 此时, 层1从海表吸收大量热, 具有较高温度, 导致层1的密度小于层2的密度($\rho_1 < \rho_2$), 形成稳定的层结, 水体顺时针流动; 借鉴Nilsson等(2010)的盐型环流建模思想, 图1(b)给出的是盐度对环流起主导作用时的盐型环流两层模型, 此时大量淡水注入层2, 使得层2具有较低的盐度, 导致层2的密度小于层1的密度($\rho_2 < \rho_1$), 形成稳定的层结, 水体逆时针流动. 在图1中, p 表示淡水通量, W 表示翻转流强度, U 是经向体积输送, T_1^* 和 T_2^* 分别是层1和层2海表参考温度, D 表示跃层深度.

1.2 温度和盐度微分方程

当环流处在热型时, 如图1(a)所示, 各层中温度和盐度微分方程如下:

$$V_1 \frac{dT_1}{dt} = WT_2 - UT_1 + L^2 \Gamma (T_1^* - T_1), \quad (1a)$$

$$V_2 \frac{dT_2}{dt} = UT_1 - WT_2 + bL^2 \Gamma (T_2^* - T_2), \quad (1b)$$

$$V_1 \frac{dS_1}{dt} = WS_2 - US_1, \quad (1c)$$

$$V_2 \frac{dS_2}{dt} = US_1 - WS_2, \quad (1d)$$

式中, L^2 是层1表面积, bL^2 是层2表面积, Γ 是表面弛豫常数(Haney, 1971), V_i , T_i 和 S_i 分别代表各层的体积、温度和盐度.

连续性方程:

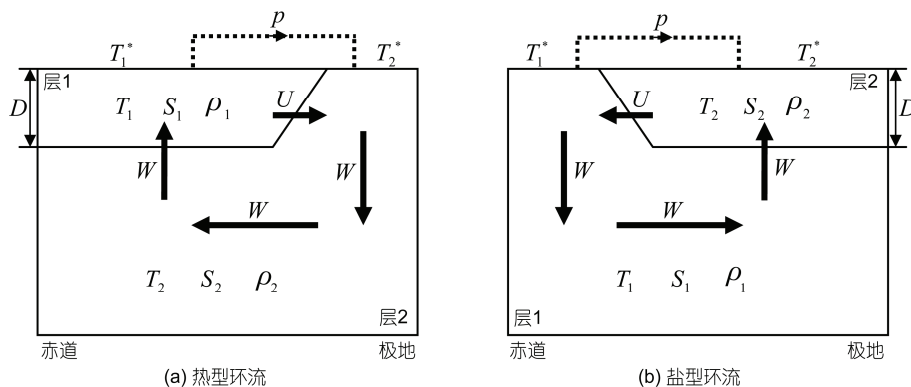


图1 热盐环流的两层概念模型

$$W = U + L^2 p. \quad (2)$$

盐守恒方程:

$$V_1 S_1 + V_2 S_2 = (V_1 + V_2) S_0^*, \quad (3)$$

式中, S_0^* 是海水平均盐度.

为了简化, 我们借鉴Guan等(2008)的做法: 假定层2海表参考温度 $T_2^* = 0$. 同时考虑到层结的稳定性(Oliver等, 2005), 设 $V_2 = aV_1$.

在方程(1a)~(3)中: $V_1 = L^2 D$, $V_2 = aL^2 D$, $W = L^2 w$, $U = L D u$. 我们引入无量纲变量, 令 $t = \frac{D}{\Gamma} t'$, $w = \Gamma w'$, $u = \frac{L \Gamma}{D} u'$, $p = \Gamma p'$, 进一步得到简化的无量纲微分方程(方程中无量纲参量右上角撇号省略).

无量纲的连续性方程为

$$w = u + p. \quad (4)$$

盐守恒方程为

$$S_1 + a S_2 = (1 + a) S_0^*. \quad (5)$$

无量纲的温度和盐度微分方程可进一步写为

$$\dot{T}_1 = w T_2 - (w - p) T_1 + T_1^* - T_1, \quad (6a)$$

$$a \dot{T}_2 = (w - p) T_1 - w T_2 - b T_2, \quad (6b)$$

$$\dot{S}_1 = w S_2 - (w - p) S_1, \quad (6c)$$

$$a \dot{S}_2 = (w - p) [(1 + a) S_0^* - a S_2] - w S_2. \quad (6d)$$

当环流是盐型时, 如图1(b)所示, 设 $V_1 = aV_2$, L^2 是层2表面积, bL^2 是层1表面积, 则盐守恒方程为

$$a S_1 + S_2 = (1 + a) S_0^*. \quad (7)$$

此时的无量纲连续性方程为

$$w = u - p. \quad (8)$$

相应的无量纲温度和盐度微分方程为

$$a \dot{T}_1 = -w T_1 + (w + p) T_2 + b(T_1^* - T_1), \quad (9a)$$

$$\dot{T}_2 = w T_1 - (w + p) T_2 - T_2, \quad (9b)$$

$$a \dot{S}_1 = -w S_1 + (w + p) S_2, \quad (9c)$$

$$\dot{S}_2 = -(w + p) [(1 + a) S_0^* - a S_1] + w S_1. \quad (9d)$$

基于能量观点, 热盐环流通常被认为是由层结水体的垂向混合导致的海水上涌“拉动”. Guan等(2008)认为外界为海洋内部层结水体的垂向混合提供机械能量, 进而维持一个稳定的环流. 他们推导得到热盐环流的翻转率与垂向密度差的关系可表示为

$$w = \frac{e}{|\Delta \rho_{12}|} = \frac{e}{|\rho_0 \alpha (T_1 - T_2) - \rho_0 \beta (S_1 - S_2)|}, \quad (10)$$

式中, $\Delta \rho_{12} = \rho_2 - \rho_1$ 表示层结水体垂向的密度差, ρ_0 是海水平均密度, α 是热扩散系数, β 是盐收缩系数. 能量参数 $e = \frac{E_m}{g D L^2}$ (E_m 是单位时间内层结水体垂向混合

引起的重力势能增加量, 我们简称之“混合能”; L^2 是海水表面积; D 是跃层深度; g 是重力加速度), 它的单位是 $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$. 当 D 和 L^2 为定值时, e 与 E_m 成正比, 可见能量参数 e 在物理意义上对应外界注入层结水体的“混合能”的多少, 为简便起见, 后文中我们用能量参数 e 表示“混合能”.

当环流为热型, 如图1(a)所示, 表达式(10)中 $\Delta \rho_{12} = \rho_2 - \rho_1 > 0$, 因此表达式(10)可写为

$$w = \frac{e}{\Delta \rho_{12}} = \frac{e}{\rho_0 \alpha (T_1 - T_2) - \rho_0 \beta (S_1 - S_2)}. \quad (10a)$$

当环流为盐型, 如图1(b)所示, 表达式(10)中 $\Delta \rho_{12} = \rho_2 - \rho_1 < 0$, 因此表达式(10)可写为

$$w = \frac{e}{-\Delta \rho_{12}} = \frac{e}{-\rho_0 \beta (S_1 - S_2) - \rho_0 \alpha (T_1 - T_2)}. \quad (10b)$$

1.3 平衡态解的稳定性分析

当环流为热型时, 平衡态下各层温度和盐度不随时间而改变, 将表达式(10a)代入方程(6a)~(6d), 并将左侧取为零, 进而求解得到平衡态解 $\bar{T}_1$, $\bar{T}_2$, $\bar{S}_1$ 和 $\bar{S}_2$.

环流的平衡态解可能是稳定的, 也可能是不稳定的. 当环流处于稳定的平衡态, 即使受到外界的干扰, 环流的自适应与调节也能使自身恢复到平衡态; 而当环流处于不稳定的平衡态, 外界一点小的干扰就会使环流离平衡态越来越远, 这样的平衡态解显然并无实际意义(叶宗泽和杨万禄, 1985). 因此, 我们需要对环流平衡态解的稳定性进一步作出判断.

应用微分方程的稳定性理论(叶宗泽和杨万禄, 1985)对平衡态解的稳定性进行分析, 具体做法是: 在平衡点 $(\bar{T}_1, \bar{T}_2, \bar{S}_1, \bar{S}_2)$ 将方程(6)做泰勒展开, 取一次项, 得到近似线性方程(微扰方程)如下:

$$\dot{T}_1' = w' \bar{T}_2 + \bar{w} T_2' - w' \bar{T}_1 - \bar{w} T_1' + p T_1' - T_1', \quad (11a)$$

$$a \dot{T}_2' = w' \bar{T}_1 + \bar{w} T_1' - p T_1' - w' \bar{T}_2 - \bar{w} T_2' - b T_2', \quad (11b)$$

$$\dot{S}_1' = w' \bar{S}_2 + \bar{w} S_2' - w' \bar{S}_1 - \bar{w} S_1' + p S_1', \quad (11c)$$

$$a \dot{S}_2' = w' (1 + a) S_0^* - w' (a + 1) \bar{S}_2 - \bar{w} (a + 1) S_2' + p a S_2'. \quad (11d)$$

方程(11a)~(11d)中的 $\bar{w}$ 和 w' 可根据表达式(10a)得到

$$w' = \frac{e[\rho_0\beta(S'_1 - S'_2) - \rho_0\alpha(T'_1 - T'_2)]}{[\rho_0\alpha(\bar{T}_1 - \bar{T}_2) - \rho_0\beta(\bar{S}_1 - \bar{S}_2)]^2},$$

$$\bar{w} = \frac{e}{\rho_0\alpha(\bar{T}_1 - \bar{T}_2) - \rho_0\beta(\bar{S}_1 - \bar{S}_2)}.$$

方程(11a)~(11d)可以写成矩阵形式

$$\frac{\partial}{\partial t} \begin{pmatrix} T' \\ S' \end{pmatrix} = A \begin{pmatrix} T' \\ S' \end{pmatrix}, \quad (12)$$

根据微分方程稳定性分析理论, 方程平衡态解的稳定性由方程(12)中矩阵 A 的特征根决定, 这里 A 是一个 4×4 矩阵, 根据矩阵 A 特征根的实部的正负将平衡态解分为稳定和 unstable 两种: 使矩阵 A 特征根实部全为负值的平衡态解是稳定的; 使矩阵特征根的实部不全为负值的平衡态解是不稳定的.

当环流为盐型时, 平衡态下温度和盐度不随时间而改变, 将表达式(10b)代入方程(9a)~(9d), 并将左侧取为零, 进而求解得到平衡态解 $\bar{T}_1$, $\bar{T}_2$, $\bar{S}_1$ 和 $\bar{S}_2$.

盐型环流平衡点 $(\bar{T}_1, \bar{T}_2, \bar{S}_1, \bar{S}_2)$ 的微扰方程为

$$a\dot{T}'_1 = w'\bar{T}_2 + \bar{w}T'_2 - w'\bar{T}_1 - \bar{w}T'_1 + pT'_2 - bT'_1, \quad (13a)$$

$$\dot{T}'_2 = w'\bar{T}_1 + \bar{w}T'_1 - w'\bar{T}_2 - \bar{w}T'_2 - (p+1)T'_2, \quad (13b)$$

$$a\dot{S}'_1 = w'\bar{S}_2 + \bar{w}S'_2 - w'\bar{S}_1 - \bar{w}S'_1 + pS'_2, \quad (13c)$$

$$\dot{S}'_2 = -w'(1+a)S'_0 + w'(a+1)\bar{S}_1 + \bar{w}(a+1)S'_1 + paS'_1. \quad (13d)$$

方程(13a)~(13d)中的 $\bar{w}$ 和 w' 可根据表达式(10b)得到

$$w' = \frac{e[\rho_0\alpha(T'_1 - T'_2) - \rho_0\beta(S'_1 - S'_2)]}{[\rho_0\beta(\bar{S}_1 - \bar{S}_2) - \rho_0\alpha(\bar{T}_1 - \bar{T}_2)]^2},$$

$$\bar{w} = \frac{e}{\rho_0\beta(\bar{S}_1 - \bar{S}_2) - \rho_0\alpha(\bar{T}_1 - \bar{T}_2)}.$$

方程(13a)~(13d)可以写成矩阵形式

$$\frac{\partial}{\partial t} \begin{pmatrix} T' \\ S' \end{pmatrix} = B \begin{pmatrix} T' \\ S' \end{pmatrix}, \quad (14)$$

盐型环流平衡态解的稳定性由方程(14)中的矩阵 B 的特征根决定.

1.4 参数选取

实验中采用的参数如表1所示.

2 结果分析

2.1 淡水通量对热盐环流平衡态的影响

热盐环流通过经向热量输送调节全球气候, 且热量输送与环流翻转流强度密切相关. 混合能驱动下的环流翻转流速度 w 由表达式(10)决定.

热型环流时, 表达式(10)进一步写为(10a), 经向热量输送为

$$Q = c_p \rho_0 L^2 (w - p)(T_1 - T_2), \quad (15)$$

盐型环流时, 表达式(10)进一步写为(10b), 经向热量输送为

$$Q = c_p \rho_0 L^2 (w + p)(T_1 - T_2). \quad (16)$$

图2给出了淡水通量 p 对平衡态下热盐环流翻转流强度 $W(a)$ 和经向热输送 $Q(b)$ 影响的对应关系曲线. 我们可以看到热型环流只有一个平衡态解. 由图2(a)可以看出, 稳定的热型环流的翻转流强度随淡水通量的增加而增强, 这一结果与 Nilsson 等(2001)的两层

表 1 实验参数

参数	取值
层1海表参考温度 T_1^* (°C)	20
层2海表参考温度 T_2^* (°C)	0
海水平均盐度 S_0^* (psu)	35
表面弛豫常数 Γ (m s ⁻¹)	9.03×10^{-6}
热扩散系数 α (°C ⁻¹)	1.5×10^{-4}
盐收缩系数 β (psu ⁻¹)	8.0×10^{-4}
热型层1及盐型层2的海表面积 L^2 (m ²)	热型: 3.2×10^{13} ; 盐型: 2.4×10^{13}
热型层2与层1及盐型层1与层2的体积比 a	8
热型层2与层1及盐型层1与层2的表面积比 b	热型: $b=1/8$; 盐型: $b=1/2$
海水平均密度 ρ_0 (kg m ⁻³)	1.02×10^3
海水比热容 c_p (J kg ⁻¹ °C ⁻¹)	3.81×10^3

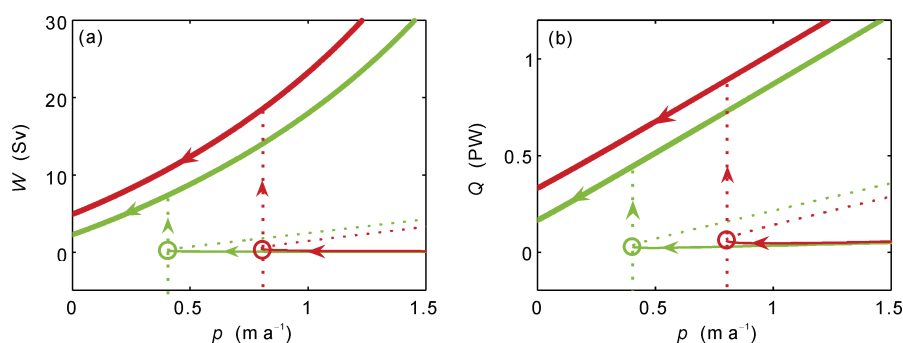


图2 淡水通量 p 对平衡态下热盐环流翻转流强度 W (a)和经向热量输送 Q (b)的影响

粗线对应热型环流, 细线对应盐型环流. 实线表示稳定解, 虚线表示不稳定解. 红色线对应的能量参数 $e=4\times 10^{-7}\text{ kg m}^{-2}\text{ s}^{-1}$, 绿色线对应的能量参数 $e=2\times 10^{-7}\text{ kg m}^{-2}\text{ s}^{-1}$

模型中混合能固定时的结果是基本一致的. 同时由图2(b)可以看出, 热型环流的经向热输送几乎随淡水通量的增加成直线增长.

图2同时也给出了盐型环流中淡水通量对热盐环流翻转流强度和经向热输送影响的对应关系曲线. 可以看出, 盐型环流的最显著特征是临界点的存在. 只有当淡水通量大于与临界点对应的临界值时, 环流才有盐型平衡态解, 且同时存在两个, 其中一个是稳定的, 另一个不稳定.

淡水通量除了可以改变热盐环流强度, 更重要的是它可以导致环流形态的“突变”, 这一重要特征在先前Mu等(2004)基于Stommel假定的两箱模型中体现为: 如果环流初始态为稳定的热型, 则淡水通量的增加会导致稳定的热型环流“突变”到稳定的盐型环流; 反过来, 如果环流初始态为稳定的盐型, 则淡水通量的减少又会导致稳定的盐型环流“突变”到稳定的热型环流. 在我们的研究中, 热盐环流被认为由混合能维持, 由图2可看出: 稳定的盐型环流中淡水通量的减少会导致环流逐渐接近盐型临界点, 如果淡水通量进一步减少, 环流会由稳定的盐型“突变”到稳定的热型. 可以看出, 如果只从淡水通量引起环流形态“突变”的角度考虑, 从能量观点出发得到的结论与Mu等(2004)得到的结论在某种程度上出现了一致.

淡水通量的另外一个作用可进一步在图3中观察得到, 红色线对应淡水通量 $p=1\text{ m a}^{-1}$, 绿色线对应淡水通量 $p=0.5\text{ m a}^{-1}$, 因此我们可以看出较大的淡水通量产生一个与盐型临界点对应的较大的混合能临界值, 即盐型环流中淡水通量较大时, 混合能更不容易

增加到使环流形态发生改变的盐型临界点, 这意味着淡水通量的增加会增强盐型环流在混合能扰动下的稳定性.

2.2 混合能对热盐环流平衡态的影响

图3给出了能量参数 e 对平衡态下热盐环流的翻转流强度和经向热输送影响的对应关系曲线. 由图3(a)可以看出, 热型环流的翻转流强度随混合能的增加而增强. 图3(b)显示, 热型环流的经向热输送几乎随混合能的增加成直线增长. 以上结果也进一步印证了Guan等(2008)利用Stommel两箱模型得到的结果和Huang(1999)的数值试验结果, 即经向翻转率和热输送都随混合能的增强而增强.

图3也给出了盐型环流中混合能对热盐环流翻转流强度和经向热输送的影响. 可以看出, 盐型环流的最显著特征仍是临界点的存在. 与淡水通量不同的是, 只有当混合能量小于与临界点对应的临界值时, 环流才有盐型平衡态解, 且同时存在两个, 其中一个稳定(图3中细实线所示), 另一个不稳定.

由图3我们可以进一步看出, 混合能除了可以改变热盐环流的强度, 它也能导致环流形态的“突变”: 盐型环流中混合能的增强会使环流翻转流强度的增强, 并逐渐接近盐型临界点, 当混合能到达临界值时, 如果再进一步增强, 环流就会从稳定的盐型“突变”到稳定的热型. 热盐环流中混合能的这一特征也曾经出现在Guan等(2008)的两箱模型研究中.

混合能的另外一个作用可进一步到图2中观察得到, 红色线对应能量参数 $e=4\times 10^{-7}\text{ kg m}^{-2}\text{ s}^{-1}$, 绿色线对应能量参数 $e=2\times 10^{-7}\text{ kg m}^{-2}\text{ s}^{-1}$, 因此我们可以看出

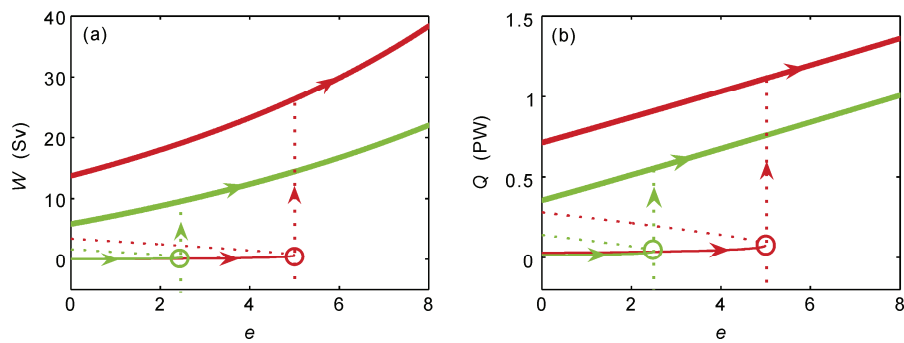


图3 能量参数 e 对平衡态下热盐环流翻转流强度 W (a)和经向热量输送 Q (b)的影响

粗线对应热型环流, 细线对应盐型环流. 实线表示稳定解, 虚线表示不稳定解. 红色线对应的淡水通量 $p=1 \text{ m a}^{-1}$, 绿色线对应的淡水通量 $p=0.5 \text{ m a}^{-1}$. 能量参数 e 的单位是 $10^{-7} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$

较小的混合能产生一个与盐型临界点对应的较小的淡水通量临界值, 即盐型环流中混合能较小时, 淡水通量更不容易降低到使环流形态发生改变的盐型临界点, 这意味着混合能的减小会增强盐型环流在淡水通量扰动下的稳定性.

3 讨论与总结

通过本次研究, 我们发现: 在热型环流中, 翻转流强度和经向热输送都随淡水通量的增加而增强; 盐型环流中, 只有当淡水通量大于与临界点对应的临界值时才存在平衡态解, 即淡水通量的不断减少会导致稳定的盐型环流“突变”到稳定的热型环流. 关于混合能对环流的影响, 结果显示: 在热型环流中, 翻转流强度和经向热输送都随混合能的增加而增强; 盐型环流中, 只有当混合能小于与临界点对应的临界值时才存在平衡态解, 即混合能的不断增加会导致稳定的盐型环流“突变”到稳定的热型环流. 同时可以看出, 淡水通量的增加会增强盐型环流在混合

能扰动下的稳定性; 混合能的减小会增强盐型环流在淡水通量扰动下的稳定性.

相比于Nilsson等(2001, 2010)在两层概念模型中的研究结果, 本次研究我们侧重于分析盐型环流向热型环流“突变”的整个过程, 及淡水通量和混合能对这一过程的影响. 我们用两层概念模型得到热盐环流能量特征与Guan等(2008)在Stommel两箱模型中得到热盐环流特征是一致的, 该结果在理论也解释了Huang (1999)的数值实验结果, 这一工作进一步支持了外界提供机械能维持热盐环流的观点. 目前, 海洋层化已推广到三箱模型(Oliver等, 2005; Shen等, 2011), 四箱模型(Tziperman等, 1994)和更复杂的海洋环流模型(Cimatoribus等, 2014). 尽管许多大洋环流的数值模式中已经采用了基于能量约束的参数化(Huang, 1999; Nilsson等, 2003), 但迄今, 在理论研究方面多数概念模型仍建立在Stommel假设之上. 本文用理想模型的结果进一步丰富了热盐环流的机械能驱动观点(Guan等, 2008), 这有助于我们更深入地认识海洋热盐环流的动力学特征.

致谢 美国伍兹霍尔海洋研究所黄瑞新先生对本文给予指点和帮助, 审稿专家对改进文章质量提出建议, 在此一并致谢.

参考文献

- 黄姣凤, 管玉平, 刘宇. 2008. 世纪之争: 海洋是否为“热机”? ——Sandström猜想发表一百周年侧记. 自然科学进展, 18: 747–755
 杨海军. 2013. 估计变动气候中大气和海洋经向热量输送. 科学通报, 58: 1706–1710
 叶宗泽, 杨万禄. 1985. 常微分方程组及运动稳定性理论. 天津: 天津大学出版社. 78–92
 周天军, 宇如聪, 刘喜迎, 等. 2005. 一个气候系统模式中大洋热盐环流对全球增暖的响应. 科学通报, 50: 269–275

- Bryan F. 1987. Parameter sensitivity of primitive equation ocean general circulation models. *J Phys Oceanogr*, 17: 970–985
- Cimatoribus A A, Drijfhout S S, Dijkstra H A. 2014. Meridional overturning circulation: Stability and ocean feedbacks in a box model. *Clim Dyn*, 42: 311–328
- Clark P U, Pisias N G, Stocker T F, et al. 2002. The role of the thermohaline circulation in abrupt climate change. *Nature*, 415: 863–869
- De Boer A M, Gnanadesikan A, Edwards N R, et al. 2010. Meridional density gradients do not control the Atlantic overturning circulation. *J Phys Oceanogr*, 40: 368–380
- Guan Y P, Huang R X. 2008. Stommel's box model of thermohaline circulation revisited—The role of mechanical energy supporting mixing and the wind-driven gyration. *J Phys Oceanogr*, 38: 909–917
- Haney R L. 1971. Surface thermal boundary condition for ocean circulation models. *J Phys Oceanogr*, 1: 241–248
- Huang R X. 1999. Mixing and energetics of the ocean thermohaline circulation. *J Phys Oceanogr*, 29: 727–746
- Marotzke J, Scott J R. 1999. Convective mixing and the thermohaline circulation. *J Phys Oceanogr*, 29: 2962–2970
- Mu M, Sun L, Dijkstra H A. 2004. The sensitivity and stability of the ocean's thermohaline circulation to finite amplitude perturbations. *J Phys Oceanogr*, 34: 2305–2315
- Nilsson J, Broström G, Walin G. 2003. The thermohaline circulation and vertical mixing: Does weaker density stratification give stronger overturning? *J Phys Oceanogr*, 33: 2781–2795
- Nilsson J, Walin G. 2001. Freshwater forcing as a booster of thermohaline circulation. *Tellus Ser A-Dyn Meteorol Oceanol*, 53: 629–641
- Nilsson J, Walin G. 2010. Salinity-dominated thermohaline circulation in sill basins: Can two stable equilibria exist? *Tellus Ser A-Dyn Meteorol Oceanol*, 62: 123–133
- Oliver K I, Watson A J, Stevens D P. 2005. Can limited ocean mixing buffer rapid climate change? *Tellus Ser A-Dyn Meteorol Oceanol*, 57: 676–690
- Shen Y, Guan Y P, Liang C J, et al. 2011. A three-box model of thermohaline circulation under the energy constraint. *Chin Phys Lett*, 28: 059201
- Stommel H. 1961. Thermohaline convection with two stable regimes of flow. *Tellus*, 13: 224–230
- Tziperman E, Toggweiler J R, Bryan K, et al. 1994. Instability of the thermohaline circulation with respect to mixed boundary conditions: Is it really a problem for realistic models? *J Phys Oceanogr*, 24: 217–232
- Wang W, Huang R X. 2005. An experimental study on thermal circulation driven by horizontal differential heating. *J Fluid Mech*, 540: 49–73
- Welander P. 1982. A simple heat-salt oscillator. *Dyn of Atoms and Oceans*, 6: 233–242