

论大洋环流的能量平衡

黄瑞新

(美国 Woods Hole 海洋研究所, Woods Hole, MA 02543, USA)

摘 要 驱动大洋环流的能源和能汇包括潮汐, 海表大气压力脉动, 风应力, 海表加热和冷却, 海表淡水通量, 以及海底地热。即使用未来最快的计算机也不可能把湍流的细节算出来, 因而次网格尺度过程参数化总是不可避免的, 所以大洋环流理论和数值模式的理论框架必须建立在次网格过程参数化的基础上。特别需要指出的是这种理论框架必须有“外来”的机械能源来维持在层结海洋中的混合过程。这种所谓的“外来”能源事实上并非是外来的, 它是能量由海盆尺度到小尺度串级的结果。在一个基于次网格尺度过程参数化的模式中, 这部分能量在表面上看来就是外来的。最重要的一点是系统所能提供给混合所需要的能量的多少是控制海洋环流强弱的关键因素。因此, 能量守恒应当作为大洋环流模式的重要约束之一。

关键词 大洋环流 能量平衡

气候系统, 包括大气和海洋在内, 主要是由太阳辐射所驱动的, 因此能量平衡是气候系统最重要的约束之一。在气象学和气候模拟中能量平衡问题一直是研究的重点课题之一, 并受到广泛的重视。

关于大气环流和气候动力学中的能量循环有许多经典的理论和著作。例如, 有效位能的概念, 特别是 1955 年由 Lorenz^[1]首先提出的计算有效位能的近似方法, 已被广泛应用。大气环流的整个能量平衡涉及到各种各样的能量循环, 这个问题在 Peixoto 和 Oort^[2]关于气候动力学的专著中作了详细的论述。然而大洋环流的能量平衡似乎并没有得到应有的重视。就海盆尺度到全球尺度而言, 大洋环流的能量平衡问题仅在少数的教科书和文献中被探讨过^[3~5]。作者将在本文中探讨大洋环流的能量平衡的理论框架。由于这个问题至今一直被忽视, 许多重要的能源和能汇项的大小仍缺乏正确的估计。

1 大洋环流的能源和能汇

大洋中能量存在的形式有重力位能, 动能, 内能以及由于海洋中溶解盐分所导致的化学势能。值得注意的是, 大洋中的能量平衡与大气中的能量平衡有重大的差别。大气环流主要是由下垫面加热和上边界(或中层)冷却所驱动, 而海洋是在上边界受到加热和冷却。因此大气可以当作一部热机来处理, 可是海洋却不是一部热机。大气环流与海洋环流的这种本质上的差异可以用一个简单的流管模型来加以解释, 详细讨论可参考文献[6]。在层结海洋中混合是真正控制环流强弱的因素, 因此能够提供给小尺度串级所需要的机械能的量乃是海洋中的能量循环的关键(图1)。

重力位能的来源包括太阳和月球引起的潮汐, 海表大气压力的脉动以及海表淡水

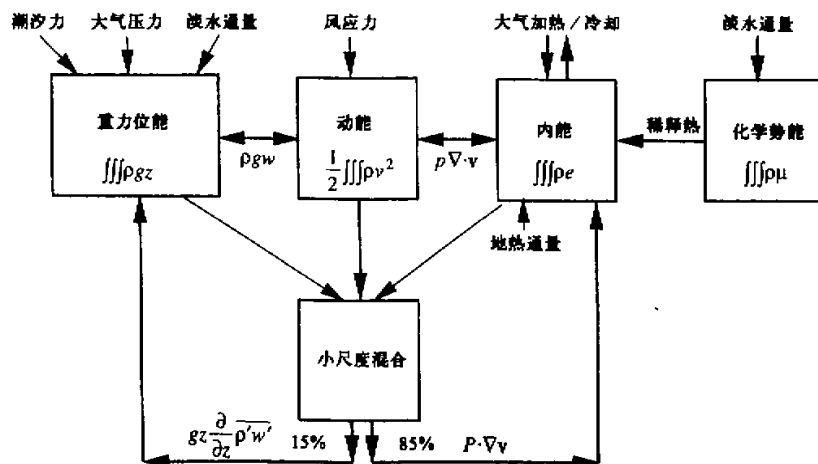


图1 大洋环流的能量平衡

通量。潮汐力来源于地球本身引力和太阳及月球引力之差。海洋中潮流的研究有悠久的历史。假如潮与引潮力总处于严格的平衡状态, 引潮力就不会做功, 因此引潮力对大洋环流就不会作贡献。但是由于摩擦作用潮总是滞后于引潮力, 因而导致于潮流, 潮汐对于海洋中重力位能的贡献就来源于潮汐的耗散, 而后者可以由引潮力和潮流的标量积所确定。潮汐耗散率最精确的估计来自天文观测, 据 Morrison^[7]的测定是 $3.17 \times 10^{12} \text{ W}$, Munk 和 Wunsch^[8]利用最新的卫星资料推算为 $3.5 \times 10^{12} \text{ W}$ 。

海表大气压力的脉动作用类似于潮汐力。事实上海平面的大气压力并非常数, 而是随时间和地点而变, 其变化的幅度大约是 $\pm (10 \sim 20) \text{ hPa}$ 。潮汐力和海表大气压力脉动的最主要区别是: 潮汐力是周期性的, 但是海表大气压力脉动是随大气环流而变, 所以是非周期性的。但在其他方面, 这两种驱动力的实质是非常相似的。目前我们对全球海洋对海表大气压力脉动的响应还不甚了解。海表大气压力脉动对于大洋环流的重力位能的贡献有多少也还不清楚。关于这个问题 Wunsch 和 Stammer^[9]最近作了全面的综述。

由于蒸发和降水以及径流造成的海-气界面上的淡水通量可以改变大洋的重力位能, 这是因为蒸发和降水发生在不同的高度上。淡水通量对于大洋环流的重力位能的贡献是相当小的。假定年降水量为 1 m 而海表高度差为 1 m , 全球海洋面积为 $3.6 \times 10^{14} \text{ m}^2$, 那么对应的重力位能产生率为 10^{11} W 。较为精确的估计可以用卫星高度计测定的全球海表高度以及 Baumgartner 和 Reichel^[10]的全球蒸发和降水的数值来确定, 大约是 $-6.7 \times 10^9 \text{ W}$, 负号表示这是一个能汇。海洋的自由面高度主要是由风生环流和热力驱动环流所控制的, 而自由面高的地方往往是海水蒸发区, 因此高度和降水是负相关。

海表风应力 τ 是动能的直接来源, 其贡献可表示为 $\tau \cdot \bar{V}_s$, 其中 $\bar{V}_s$ 是海表流速。虽然这是海洋中最大的机械能的来源, 然而由此获得的能量的绝大部分都被消耗在海洋上层的表面波和湍流中。对大洋中大尺度地转流的研究来说真正有用的部分是 $\tau \cdot \bar{V}_g$, 其中 $\bar{V}_g$ 是次表层中地转流的速度。根据全球力和卫星观测到的地转流, Wunsch^[11]估计

出此项大约为 $8.8 \times 10^{11} \text{ W}$ 。从数值模式得到的结果也是一样的。

海洋中内能的直接来源是海表加热和冷却。海表加热主要是来自太阳辐射, 不过在这里我们把海-气界面上各种热交换的形式笼统地归纳为大气加热和冷却。据估计海-气相互作用对内能的贡献约为 $2 \times 10^{15} \text{ W}$, 这大约等于海洋中由低纬度向高纬度的热输送量。海洋中由低纬度向高纬度的热输送量大约是地球气候系统中总的热输送量的 50%, 因此海洋在气候系统中的作用是举足轻重的。

海底地热对内能的贡献大约是 $3.2 \times 10^{13} \text{ W}$ 。虽然这可能仅是海表热通量对内能贡献的 1%~2%, 但是它对大洋环流, 尤其是深海环流, 可能有重要的贡献。地热对大洋环流的贡献可以用地热所产生的等价的重力位能来估计。假设海水是 Boussinesq 流体, 则地热流所产生的重力位能是

$$E_{\text{geo}}^p = \iint g \frac{\alpha \bar{\rho} \dot{Q}}{c_p} H dx dy, \quad (1)$$

其中 α 是热膨胀系数, $\dot{Q}$ 是海底热通量, c_p 是海水的定压比热, H 是海底深度。利用海底地热流强度的经验公式及 NOAA $1^\circ \times 1^\circ$ 海底地形资料估得全球海底地热的等效重力位能贡献为 $0.5 \times 10^{12} \text{ W}$ [6]。

此外, 海气界面的淡水交换还产生一定数量的化学势能, 而这种化学势能的存在依赖于海水中溶解盐分的浓度差。淡水与咸水之间化学势之差可以表征为二者电位差或渗透压差。含有 3.5% 盐分的海水在 20°C 温度下的渗透压大约是 24.8 个大气压。因此 1 L 淡水与海水混合时所释放的稀释热大约为 256.3 J。全球海洋的总蒸发量为 $4.24 \times 10^{14} \text{ m}^{[10]}$, 因此蒸发和降水所产生的化学势能大约是 $3.5 \times 10^{12} \text{ W}$ 。这项化学势能中的大部分在雨滴降落在海面时通过与海水的混合以稀释热的形式耗散, 余下的小部分是真正驱动海洋内部分子浓度扩散的能源。

应当指出, 虽然海洋接收到各种形式的能量, 但作为能汇的只有一个, 因为各种途径所输入的能量最终都变成热能而以冷却热的形式返回到的大气中。

海洋中这四种能量可以相互转换。例如, 重力位能与动能都是机械能, 二者可以通过海水的垂直运动项 $\rho g w$ 而互换。动能与内能之间也可以通过海水的压缩和膨胀项 $p \nabla \cdot \vec{V}$ 而互换。但是能量转换必须服从热力学第二定律。动能可以全部转变为内能, 但内能不可能全部转变为动能, 而最大的转化效率是由所谓的卡诺效率决定的。

化学势是驱动海水中盐分在分子层次上的浓度扩散的能源。在海洋中化学势是否可以直接向动能或重力位能转换的问题目前还不清楚。看来化学势的绝大部分是以稀释热的形式转化为内能。

来自这几种能源的所有的能量都通过串级从大尺度转到小尺度而最终达到维持海洋中小尺度波动和湍流过程。湍流通常总是导致能量的耗散, 在均质流体中的湍流确实就是这样。但是在层结流体中湍流还可以增加大尺度运动的重力势能, 这是由于在混合过程中重的流体微元被送到高处而轻的流体微元被压到低处, 系统的重心提高了, 因此重力位能增加。显然, 在一个层结流体中用于支持小尺度湍流的能量并非完全变成耗散热(即完全浪费掉的机械能)。

根据层结流体中小尺度混合过程的理论(如文献[12])大约有 15% 的能量被转化为

大尺度运动的重力位能, 这个能量转化项可表示成 $gz\partial\overline{\rho'w'}/\partial z$, 其中 ρ' 和 w' 是密度和垂直速度的扰动量。余下的 85% ($P \cdot \vec{v}$, 其中 P 是粘性应力张量) 则转换为热能。而转化为大尺度重力位能的这 15% 的能量正是维持层结的最重要的机械能源, 因此也是控制热盐环流强弱的最重要因素。

2 大洋环流的理论框架

大洋环流其实包括了在极为宽广的时空尺度上的海流, 波动和湍流, 因此用单一的数值模式来计算在各种不同时空尺度中的运动几乎永远是不可能的。有史以来, 海洋环流的理论和数值模式不断地演变, 但对这些动力过程总是“分而治之”。把不同性质的动力过程分开来处理的好处是每个单独的动力过程比较简单, 因此总可以求解。但这种处理方式可能带来一个潜在的严重问题: 即可能抹杀了各个子系统之间的某种相互作用。

迄今为止, 潮汐和大尺度海流的计算在绝大部分理论和数值模式中都是分开的。因此大洋环流被分成了三个子系统: 第一, 大洋环流模式 (OGCM) 是由给定的上边界条件 (包括风应力、热通量、蒸发和降水) 所驱动的。第二, 潮汐则是用另一个分开的海洋潮流模式 (OTM) 计算的。海表大气压力脉动目前虽然研究得不多, 但是可以用类似于潮汐模式的办法来处理, 也可以把它作为大洋环流的上边界条件之一来处理。大洋中斜压潮的计算涉及到海洋的层结, 而这个层结通常是由大洋环流模式来提供。第三, 因为次网格尺度的波和湍流不可能直接计算, 它们的贡献必须用参数化方法来模拟, 因此, 大洋环流的理论框架必须包括次网格过程的参数化, 我们称之为海洋混合参数化模式 (OMPM)。基于 OGCM 和 OTM 的输出, OMPM 可以提供次网格过程的参数化, 例如动量和示踪物的沿等密度面或穿过等密度面的涡动混合系数。因此, 我们目前采用的大洋环流理论框架包括了这三个组成部分: OGCM, OTM 和 OMPM (图 2)。

OGCM 和 OTM 都通过从大尺度到小尺度的串级向 OMPM 提供能量。当然也存在能量从中小尺度返回到大尺度。既然大洋环流的主要能源来自大尺度, 而耗散主要发生在小尺度, 则能量向小尺度串级的总趋势是不可避免的。很重要的一点是当气候变化时, 次网格过程的参数化也应随之改变。可是在事实上现有的数值模式中所采用的次网格过程参数化大多数并不随气候变化而改变。因此在目前采用海-气耦合模式来研究气候变化时模式中的次网格过程参数化在气候完全转变到一个不同的状态时仍是一成不变。显然, 这种以不变应万变的办法是与海洋中的物理过程不相符的。可以展望在不久的将来, 由于我们对次网格过程的进一步理解, 新型的次网格过程参数化将确实随着气候的变化而改变。

将大洋环流分割为三个子系统既有历史的原因也有技术上的原因。海潮的观测和理论可以说是属于历史最悠久的科学和技术之一, 通过了漫长的积累和研究潮汐学已经是一个相当成熟的学科。运用谐波分析, 我们可以在绝大多数情况下预报潮汐。由于先进的卫星高度计可提供全球的数值, 全球正压潮汐模式的精度大大提高了。但是目前在层结海洋中的斜压潮的计算还只是处于初级阶段, 其中的技术困难主要是我们不甚了解斜压潮中所涉及的耗散和混合机理, 而这种机理恰恰正是控制着与潮汐过程和热盐环流相

流都算出来, 从此 OGCM、OTM 和 OMPM 全都包括在其中。诚然, 这种“超超级”模式是永远可望不可及的。如果要描述湍流的细节, 我们就必须算出由 Kolmogorov 微尺度

$$\eta = (\mu^3 / \epsilon)^{1/4} \quad (2)$$

所确定的微小涡旋, 其中 μ 为分子粘性系数, ϵ 是能量耗散率。由这个尺度所确定的微尺度是非常小的, 即使用未来将要造出来的最好的计算机也是绝对不可能把海洋中的湍流分辨到这样小的尺度。因此大洋环流的理论必须建立在湍流过程的参数化基础上。

我们必须认识到只要次网格尺度湍流不能算出来, 那么我们就只能依赖于次网格尺度过程的某种参数化。因此模式就需要有某种“外来”的机械能量来维持混合过程。关于这一点, 我们在下一节中详细讨论。这种“外来”的能源当然并不是真正外来的, 而是由加在海洋上、下边界的大尺度能量经过串级而来。而 OMPM 的主要功能就是从由 OGCM 和 OTM 得到的层结和流场来提供这种“外来”能量。

理论上说来, 如果有朝一日我们能够把湍流和波动算到 Kolmogorov 尺度, 那么涡旋参数化就毫无必要, 而理论和数值模式中的这种用以维持混合用的“外来”机械能也就不再需要了。换言之, 模式将是直接由图 1 所示的各种驱动力来维持, 而模式中动量和示踪物的混合将由分子粘性和扩散直接制约。显然, 我们永远也不会达到这个目标, 因此实际上涡旋的参数化和由此产生的“外来”机械能源仍然是维持混合的支柱, 也将永远是大洋环流理论和数值模式的中流砥柱。

3 有效位能

重力位能和动能可以相互转化, 见图 1。有人可能认为重力位能愈大, 则对应的环流可能愈强。但是这种简单的关系并不存在。真正起决定作用的不是重力位能, 而是重力位能中可能转化为动能的那部分, 亦称所谓的有效位能。大气环流中有效位能的准地转近似是 1955 年 Lorenz 首次提出的^[1]。这个近似定义后来被移植到大洋环流的研究中^[13,14]。在这些文章中有效位能以及它的源汇的精确定义是用以下的近似公式来代替:

$$E_a = -\frac{g}{2} \iiint_V (\rho - \bar{\rho})^2 \left(\frac{\partial \bar{\rho}_\theta}{\partial z} \right)^{-1} dv, \quad (3)$$

$$\Phi_s = -g \iiint_V (\rho - \bar{\rho}) \bar{\rho} \left(\frac{\partial \bar{\rho}_\theta}{\partial z} \right)^{-1} dv. \quad (4)$$

因为这些定义是建立在准地转近似的基础上, 将这些定义用于海盆尺度的环流会引入显著的误差。主要原因在于准地转近似定义本身是假定了基本层结是给定的。因此, 在准地转近似下, 基本层结如何维持是不予考虑的。但是正如下面的讨论所指出, 维持基本层结的“外来”机械能乃是维持热盐环流的最重要的能源。这种机械能看起来是“外来”的, 因为正如在第 1 节中讨论过, 这是次网格尺度湍流和波动参数化的结果。事实上, 这种能量至少有一部分是海洋环流中大尺度能量向小尺度串级的结果。和大气不同, 在海洋环流能量平衡的框架中不能缺少维持混合所需要的能量。

根据最经典的定义,有效位能是物理态和参考态重力位能之差,

$$E_a = E_p - E_r = g \iiint_V \rho z dv - g \iiint_V \rho_r Z_r dv, \quad (5)$$

其中 (ρ, z) 和 (ρ_r, Z_r) 分别为物理态和参考态中的密度和垂直坐标。

有效位能的时间变化率为^[15]

$$\frac{d}{dt} E_a = \Phi_s + \Phi_{me} - \Phi_{mr} - \Phi_{pk}, \quad (6)$$

其中

$$\Phi_s = \kappa g \iint_s (h_{m/2} - Z_r) \frac{d\rho}{dz} dx dy \quad (7)$$

是表面加热和冷却导致的有效位能的汇, $h_{m/2}$ 是混合层深度的一半。在这个定义中已考虑到对流调整过程中的能量耗损, 因此在平衡状态下方程 (6) 右端的 4 项应当达到完全的平衡。

$$\Phi_{me} = \kappa g \iint_s (\rho_b - \rho_s) dx dy \quad (8)$$

是由“外来”机械能维持混合所引起重力位能的增加, ρ_b 和 ρ_s 分别为海底和海面的平均海水密度;

$$\Phi_{mr} = g \kappa \iint_V \left(-\frac{dZ_r}{d\rho} \right) \left(\frac{\partial \rho}{\partial z} \right)^2 dv + g \kappa_h \left(-\frac{dZ_r}{d\rho} \right) \left[\left(\frac{\partial \rho}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial \rho}{\partial y} \right)^2 \right] dv \quad (9)$$

是在参考态中混合所引起的位能增加;

$$\Phi_{pk} = -g \iiint_V \rho w dv \quad (10)$$

是位能向动能的转化速率。

为了说明这两种有效位能定义的不同, 我们用 Cox^[16] 的三维原始方程数值模式作了几个数值试验。模式中的海洋是一个 $60^\circ \times 60^\circ$ 的方形海盆, 水深 5.7 km。水平分辨率为 $4^\circ \times 4^\circ$, 垂直方向有 15 层, 其中最上面一层厚度为 30 m。模式的上边界只是一个简单的温度张弛边界条件, 在赤道的参考温度是 25°C 并且线性地减小到北边界上的 0°C 。海水的状态方程是采用一个简单公式:

$$\rho = 0.7948 S_0 - 0.05968 T - 0.0063 T^2 + 3.7315 \times 10^{-5} T^3, \quad (11)$$

式中 $S_0 = 35$ psu (海水的实用盐度单位, g/kg) 为海洋的平均盐度。模式中不加风应力和淡水通量。水平动量扩散和示踪物混合系数分别为 $A_h = 2.5 \times 10^5 \text{ m}^2/\text{s}$ 和 $\kappa_h = 10^3 \text{ m}^2/\text{s}$, 垂直动量混合系数在第一个实验中取为 $A_v = 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$, $\kappa_v = 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$, 而在另外两个附加的实验中分别是 $\kappa_v = 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$ 和 $\kappa_v = 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ 。

虽然海洋向大气的热输送在西边界流中达到极值 ($60 \text{ W}/\text{m}^2$), 对应的有效位能产生率在当地并不是最大。事实上有效位能产生率的极值点出现在高纬度区, 原因是公式 (7) 表明 $h_{m/2} - Z_r$ 在控制有效位能的能源强度中起主导作用, 见图 3。赤道地区的热输送也很强, 但由于 $h_{m/2} - Z_r$ 很小, 所以有效位能的能源强度很弱。

但是如果按有效位能的准地转近似(见公式(3)和(4)), 则赤道地区会出现有效位能的强源带(见图3中标以 φ_s 的细实线), 这与 Oort 等^[17]的结果很类似(参照文献[17]中的图5c)。如果按照有效位能的准地转近似, 那么有效位能就主要是赤道地区产生, 而不是在高纬度带产生。这显然与海洋中的物理过程不相符, 因为在海洋中有效位能的产生是由于高密度的水沉到深海时释放出重力位能。

更重要的区别在于有效位能的准确定义中包括了维持混合所需的机械能的贡献项, 如图3中虚线所示。混合过程中质量中心被提高了, 因此混合需要外加的机械能源。既然混合是维持海洋中的层结和环流的关键, 那么维持混合所需要的外加能源必然是对大洋环流最为重要的。在低纬度地区由于层结很强, 故维持混合所需的外来能源也很强, 见图3。

我们把3个数值实验(其垂直混合系数分别为 $\kappa_v = 10^{-5}, 10^{-4}, 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$)的有效位能和动能的平衡作了计算和对比, 见图4。特别应当声明的是, 这3个实验几乎是一样的, 而唯一的区别只是垂直扩散系数不同而已。显然, 当加大10倍时, 所有其他量, 包括总有效位能和动能, 以及所有的能量转换率, 都大约加大10倍。

在所有实验中, 外来能源维持混合所造成的有效位能与表面加热和冷却所造成的有效位能的强度是差不多的。热强迫边界条件本身并不能决定海表热源汇项对有效位能的贡献, 也不能决定总的有效位能或子午面环流的强度和向高纬度的热输送量。恰恰相反, 在给定的海表热力边界条件下, 系统所具有的用来维持混合的能量控制着层结, 因此也控制了子午向的压力梯度。所以混合能源的强弱控制了子午环流和向高纬度热输送量的强弱, 它甚至控制了表面热力边界条件对有效位能的贡献大小。

例如, 当 $\kappa_v = 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ 时, 维持混合所需外来能量约为 $0.338 \times 10^{-6} \text{ W}/\text{m}^3$, 大于表面热力强迫所造成的有效位能项($0.21 \times 10^{-6} \text{ W}/\text{m}^3$)。混合对于有效位能的净贡献等于维持物理态中层结所需的机械能量减去参考态中位能由于混合所增加的量。对于这个例子而言, 净贡献是 $-0.183 \times 10^{-6} \text{ W}/\text{m}^3$, 但是千万不可说混合的结果只是消耗有效位能。事实上, 混合所需要的外来机械能是驱动整个系统的原始能量。由外来能源驱动的混合也控制了表面强迫项所产生的有效位能的强弱。更为重要的是, 正如 Osborn^[12]所指出的, 混合的能量效率大约只有15%, 因此维持混合所需的外来能源大约是上面所提到的 $0.338 \times 10^{-6} \text{ W}/\text{m}^3$ 的7倍左右。这部分能量可能是来自地热、潮汐耗散、内波破碎以及海表风应力等。

在许多现存的教科书和文章中海洋环流被比喻为热机。但是海洋环流与其它热机相

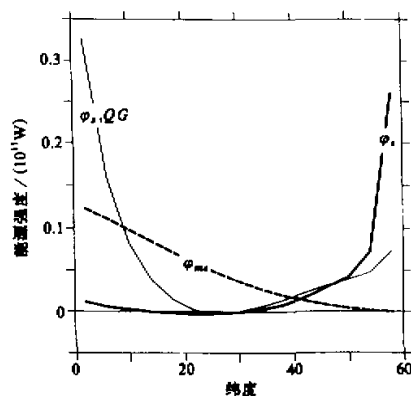


图3 海表热力强迫和内部混合所导致的有效位能的能源强度(沿每4个纬度带的积分)
 φ_s 为按精确定义的海表热力强迫项所导致有效位能源, φ_s, QG 为按准地转近似定义的海表热力强迫项; 所得到的有效位能源, φ_m 为维持混合的外来机械能所造成的有效位能源

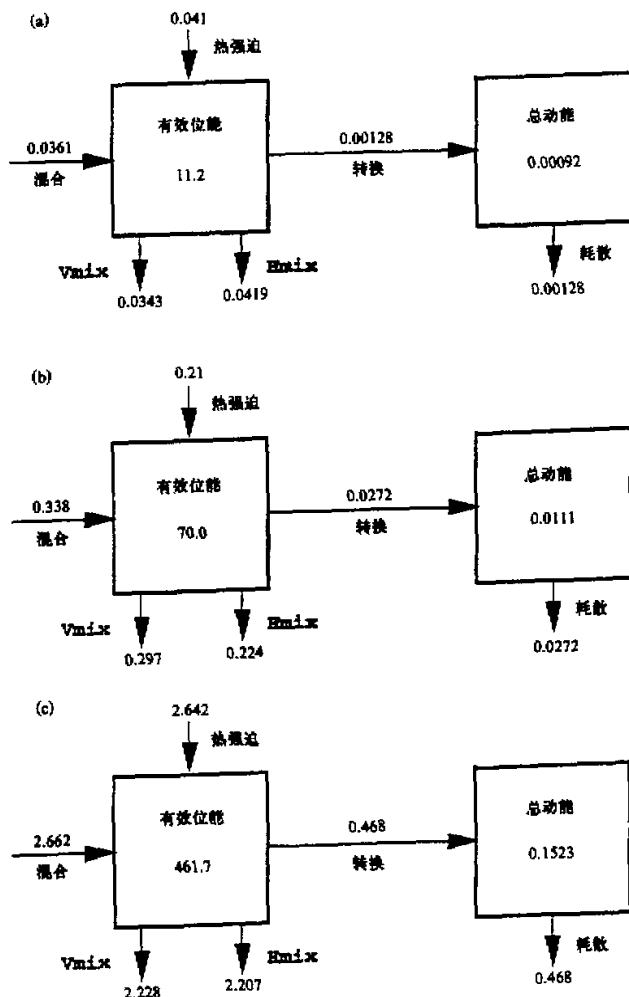


图4 在3个数值实验中有有效位能和动能的平衡

(a) $\kappa_v = 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$, $\text{MOR} = 1.68$, $\text{PHF} = 0.099$ ($472 \times 10^{-6} \text{ W}/\text{m}^3$),

(b) $10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$, $\text{MOR} = 9.15$, $\text{PHF} = 9.1$ ($1726 \times 10^{-6} \text{ W}/\text{m}^3$),

(c) $10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$, $\text{MOR} = 33.27$, $\text{PHF} = 11.31$ ($539 \times 10^{-6} \text{ W}/\text{m}^3$).

MOR 为午环流强度, 单位为 $10^6 \text{ m}^3/\text{s}$; PHF 为向高纬的热输送量, 单位是 10^{15} W ;

$E_{V,mix}$ 和 $E_{H,mix}$ 是在参考态中由于垂直和水平混合引起的位能增加;

有效位能和动能的单位是 J/m^3 , 所有能量流率为 $10^{-6} \text{ W}/\text{m}^3$

差甚远。就上面所举的例子而言, 为了驱动海洋环流所必需的机械能 (用以维持混合) 远远大于系统中位能向动能的转化率。输入与输出比是 10:1。如果再加上 Osborn^[12] 所建议的 15% 的效率, 则这个比值将达到 100:1 左右。因此海洋环流不但不输送机械能, 它的维持反而需要外来机械能。换言之, 海洋“热机”的效率是负的。所

以海洋环流根本就不是一个热机。事实上, 把海洋环流比喻为一个热量和淡水的输送带可能更为恰当。

理论上说来, 如果海洋环流是完全由于分子扩散运动 ($10^{-8} \text{ m}^2/\text{s}$) 所驱动, 那么海洋就可以看作一部热机。但是这种弱扩散比我们实际上观测到的要弱 $1\,000 \sim 10\,000$ 倍, 因此相对应的子午环流只有 $0.1 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$, 而向高纬度热输送量仅为 $0.01 \times 10^{15} \text{ W}$ 。这种极其微弱的环流只是一种纯理论的极限解, 它与实际的大洋环流是毫不相干的。

4 采用 Boussinesq 近似的数值模式中重力位能的弊病

正因为能量是大气环流的原动力, 能量守恒律一直是大气环流数值模式设计的重要约束之一。可是在大洋环流数值模式的设计中能量守恒律却很少被采用。绝大多数的大洋环流模式都是基于 Boussinesq 近似, 而这个近似的要点之一是假定速度场是无幅散的。Boussinesq 近似被广泛地应用于大洋环流的理论和数值模式中。虽然无幅散近似中所涉及的误差似乎很小, 但我们将证明由此造成的重力位能平衡中的误差是相当大的。

例如海平面上一个网箱的海水受到加热时会膨胀, 而密度下降。在真实的海洋中, 质量中心上升, 于是加热导致重力位能添加。但是在一个基于 Boussinesq 近似的大洋环流模式中, 体积是守恒的, 但质量并不守恒。由于密度下降, 总的质量下降, 因此加热造成该网箱的总重力位能减少, 所以在一个基于 Boussinesq 近似的模式中加热造成的重力位能变化项的符号是错的。进一步的简单代数运算可以证明加热引起的重力位能变化的大小是实际海洋中的数百倍。

对于“重掺混”也有类似的问题。海洋中两个相邻的小水团混合时由于状态方程的非线性使得生成的新水团具有较大的密度, 这个现象称为重掺混 (cabbeling)。既然混合后水团的密度变大, 那么质量中心应当下降, 因此在海洋中的重掺混可以释放重力位能, 所以它至少是部分地能量自给。然而在一个基于 Boussinesq 近似的模式中, 由于两个相邻网箱在混合过程中密度增大, 混合后它们的总质量加大了, 但体积则保持不变。因此这两个网箱中的重力位能增加了。所以在一个基于 Boussinesq 近似的大洋环流模式中重掺混似乎需要外来机械能来维持。

为了说明这个问题, 我们来讨论一个用 Bryan-Cox 数值模式^[18,16]计算出的能量平衡的例子^[19]。模式的上边界条件为温度的张弛条件和盐度的自然边界条件, 但是不加风应力。模式的细节可参见文献[20]。在模式达到平衡态后重力位能的平衡可以通过诊断求出。若以海底为参考高度则系统的总重力位能为 $5.95 \times 10^{24} \text{ J}$ (重力位能密度为 $2.837 \times 10^7 \text{ J/m}^3$), 总动能为 $3.95 \times 10^{12} \text{ J}$ (动能密度为 0.0188 J/m^3)。虽然系统的总重力位能很大, 其中大部分是用不上的, 而只有很小的一部分, 即所谓的有效位能, 可以转化为动能。用作者^[15]所提出的一种算法可以算出基于 Boussinesq 近似的 GFDL 模式的有效位能为 $5.35 \times 10^{19} \text{ J}$ (有效位能密度为 2554 J/m^3)。位能向动能的转化率甚低, 只有 $0.012 \times 10^{12} \text{ W}$ 。

我们按两种办法来算模式的能量平衡。首先, 我们算出 Bryan-Cox 模式中的能量平衡。其次, 我们设想有一个“真实”的海洋 (包括了完整的海水可压缩性) 有同样的温

度和盐度分布,并算出相应的能量平衡。环流的主要机械能来源于垂直混合,它又可以分成两部分。首先,“线性”混合是定义为扣除非线性混合,诸如重掺混和热压(thermobaric)效应,所余下的部分。其次,“非线性”混合定义为混合扣除线性混合。在 Bryan-Cox 模式中非线性混合项大约是线性混合项的 60 倍。正如上面讨论所指出,这个由于非线性混合所要求的强大的外来能源项完全是模式中虚假的东西。模式中海表强迫造成的位能项的符号与真实海洋中的符号相反,而且其绝对值比“真实”模式的大几百倍。模式中侧向混合所致的位能项的符号与大小都是错误的。

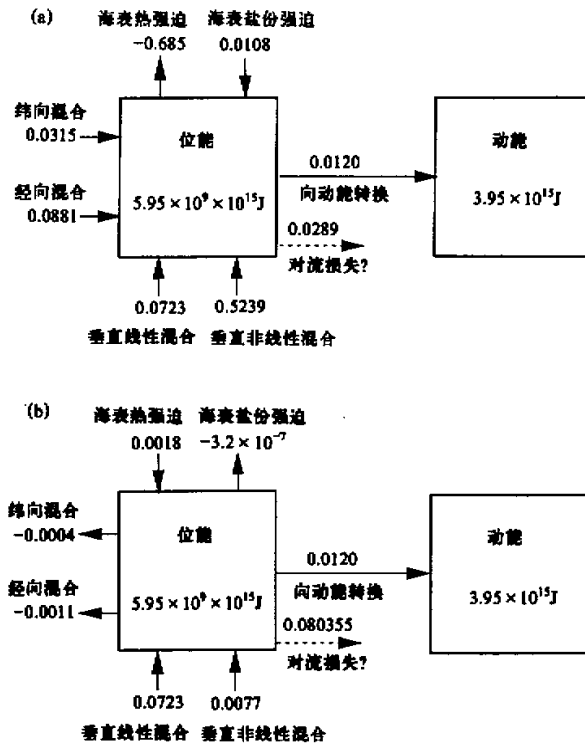


图 5 由两个模式所诊断出的机械能的平衡

所有能量通量的单位是 10^{12}W ; 垂直混合所贡献的能量分为两部分: 线性部分指扣除重力掺混和热压效应后的部分, 扣除的部分即为非线性混合部分

模式中各项相加后的余项可以视为高纬度对流调整中能量的损失。从模式诊断出的这个剩余项是 $0.0289 \times 10^{12} \text{W}$, 比起其它源汇项要小得多。相比起来, 从“真实”海洋模式中诊断出的能量平衡就显得合理得多。例如, 海表加热和淡水通量所导致的位能变化项都很小。经向和纬向混合呈现为位能的弱汇, 这表明重掺混和热压效应是能量自给的。由“真实”平衡所诊断的余项为 $0.0803 \times 10^{12} \text{W}$, 因而是能量平衡中的主要项。由此推论机械能主要来源于线性垂直混合, 而大部分损失于对流调整过程, 其中只有小部分被转化为动能。其它的动力过程, 诸如重掺混、热压效应和海表热盐强迫在“真实”海洋

模式中仅起次要的作用。

总而言之, 我们从一个传统的大洋环流模式中诊断了机械能的平衡并发现几乎所有的源汇项的符号和大小都是错的。既然能源和能汇是大洋环流最重要的问题之一, 大洋环流能量平衡问题应当得到足够的重视。也许基于 Boussinesq 近似的模式在适当调整其参数后可以模拟现代气候态下的大洋环流, 但它可能不适用于描述从一个气候态到另一个气候态之间的调整过程。能量守恒既然是大洋环流的主要物理规律之一, 那么能量守恒的数值模式可能更适用于气候变化的研究。可惜的是我们至今还未能用一些简单的理论和数值模式来证明这一点, 因为这样的数值模式还有待于建立。在这方面有许多问题有待研究, 而且这可能会成为使得理论家和数值模式专家们最为振奋的前沿课题之一。

致谢: 作者对大洋环流能量平衡的研究是由美国国家科学基金会资助的 (OCE09616950)。在本文写作过程中曾与张学洪研究员和他的研究小组成员进行过多次讨论, 在此一并致谢。

参 考 文 献

- 1 Lorenz, E. N., 1955, Available potential energy and the maintenance of the general circulation, *Tellus*, 7, 157~167.
- 2 Peixoto, J.P. and A.H. Oort, 1992, *Physics of Climate*, American Institute of Physics, New York, 520pp.
- 3 Faller, A., 1968, Sources of energy for the ocean circulation and a theory of mixed layer, *Proceedings of the Fifth U.S. Congress of Applied Mechanics*, American Society of Mechanical Engineers, held at University of Minnesota, Minneapolis, June 14-17, 1966, 651~672.
- 4 Kamenkovich, 1977, *Fundamentals of Ocean Dynamics*, Elsevier, New York, 249pp.
- 5 Lueck, R. and R. Reid, 1984, On the production and dissipation of mechanical energy in the ocean, *J. Geophys. Res.*, 89(C3), 3439~3445.
- 6 Huang Ruixin, 1998, Mixing and energetics of the oceanic thermohaline circulation, manuscript, submitted to *J. Phys. Oceanogr.*, in press.
- 7 Morrison, L. V., 1978, Tidal decelerations of the Earth's rotation deduced from astronomical observations in the period AD 1600 to the present. in: *Tidal Friction and the Earth's Rotation* (P. Brosche and J. Sundermann, eds.), Springer-Verlag, Berlin, 22~27.
- 8 Munk, W and C. Wunsch, 1997, The moon and mixing: Abyssal recipes II, manuscript.
- 9 Wunsch, C. and Stammer, 1997, Atmospheric loading and the oceanic inverted barometer effect, *Review of Geophysics*, 35, 79~107.
- 10 Baumgartner, A. and E. Reichel, 1975, *The World Water Balance*, Elsevier, Amsterdam, 179pp.
- 11 Wunsch, C., 1997, The work done by the wind on the oceanic general circulation, manuscript.
- 12 Osborn, T. R., 1980, Estimates of the local rate of diffusion from dissipation measurements, *J. Phys. Oceanogr.*, 10, 83~59.
- 13 Bryan, K. and L. J. Lewis, 1979, A water mass model of the world ocean, *J. Geophys. Res.*, 84, 2503~2517.
- 14 Oort, A.H., S.C. Ascher, S. Levitus and J. P. Peixoto, 1989, New estimates of the available potential energy in the world ocean, *J. Geophys. Res.*, 94, 3187~3200.
- 15 Huang Ruixin, 1998, Mixing and available potential energy in a Boussinesq ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, 28, 669~678.
- 16 Cox, M. D., 1984, A primitive equation, 3-dimensional model of the ocean. GFDL Ocean Group Tech. Rep. No. 1, GFDL / Princeton University.
- 17 Oort, A. H., L. A. Anderson, and J. P. Peixoto, 1994, Estimates of the energy cycle of the oceans, *J. Geophys. Res.*, 99, 7665~7688.

- 18 Bryan, K., 1969, A numerical method for the study of the circulation of the world ocean, *J. Comp. Phys.*, **4**, 347 ~ 376.
- 19 Huang Ruixin, 1998, Potential energy balance in a Boussinesq ocean and a compressible ocean, manuscript, submitted to *J. Phys. Oceanogr.*
- 20 Huang Ruixin, 1993, Real freshwater flux as a natural boundary condition for the salinity balance and thermohaline circulation forced by evaporation and precipitation, *J. Phys. Oceanogr.*, **23**, 2428 ~ 2446.

On the Balance of Energy in the Oceanic General Circulation

Huang Ruixin

(Department of physical Oceanography, Woods Hole Oceanographic Institution, Woods Hole, MA 02543, USA)

Abstract The energy sources and sinks for the oceanic general circulation include tidal forces, sea surface atmospheric pressure variations, wind stress, heating and cooling at the upper surface, freshwater flux, and geothermal heat flux. Since turbulence and waves in the oceans cannot possibly be resolved even if we use the most powerful computer that may be available in the future, sub-grid scale parameterization must be used. As a result, theories and numerical models of the oceanic general circulation must be built on a theoretical framework that includes the parameterization of sub-grid scale motions. Especially, these models require an "external" source of mechanical energy to support mixing in the stratified oceans. Such "external" energy is, of course, not really external. In fact, this "external" energy is the result of a cascade of energy from basin-scale to small scale. In a model where the sub-grid scale parameterization is specified this energy appears as external. Most importantly, the amount of energy available for mixing controls the oceanic circulation. Thus, the conservation of energy may be one of the most important constraints for oceanic general circulation models.

Key words oceanic general circulation energy balance