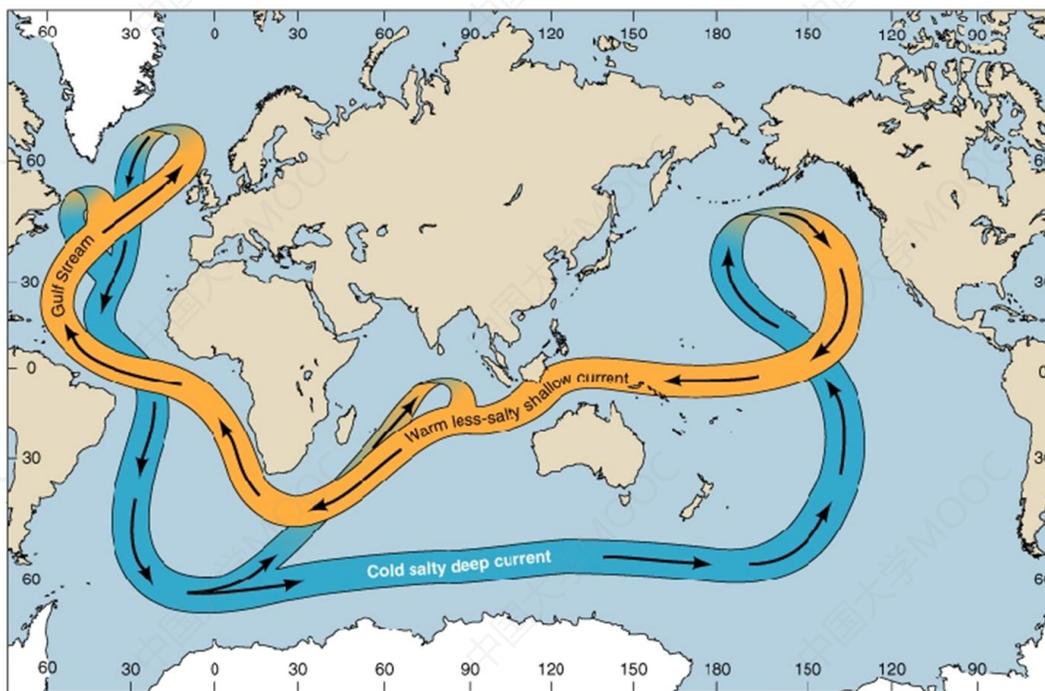


## 3.4 世纪尺度的全球热盐环流

## 热盐环流

由于海面受热不均、蒸发降水不均匀所产生温度和盐度变化所致密度分布不均匀形成的热力学海流，这种大尺度洋流，称之为热盐环流。



Copyright 1999 John Wiley and Sons, Inc. All rights reserved.

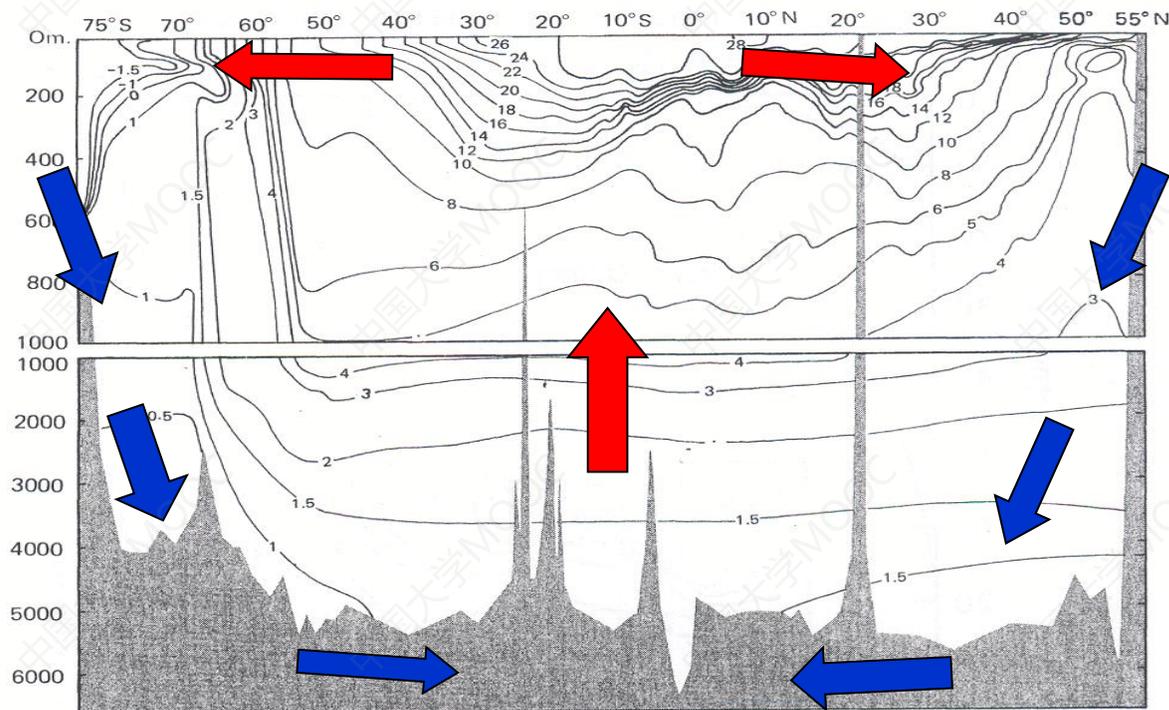
### 热盐环流示意图



热盐环流如何被发现?

因风应力作用而形成的海流，通常在海洋上层1km左右的温跃层内。

在风生环流区域下存在一个庞大水团，延伸到4~5km深度。该区到处都很冷，在水深大于2km处的位温低于4°C。

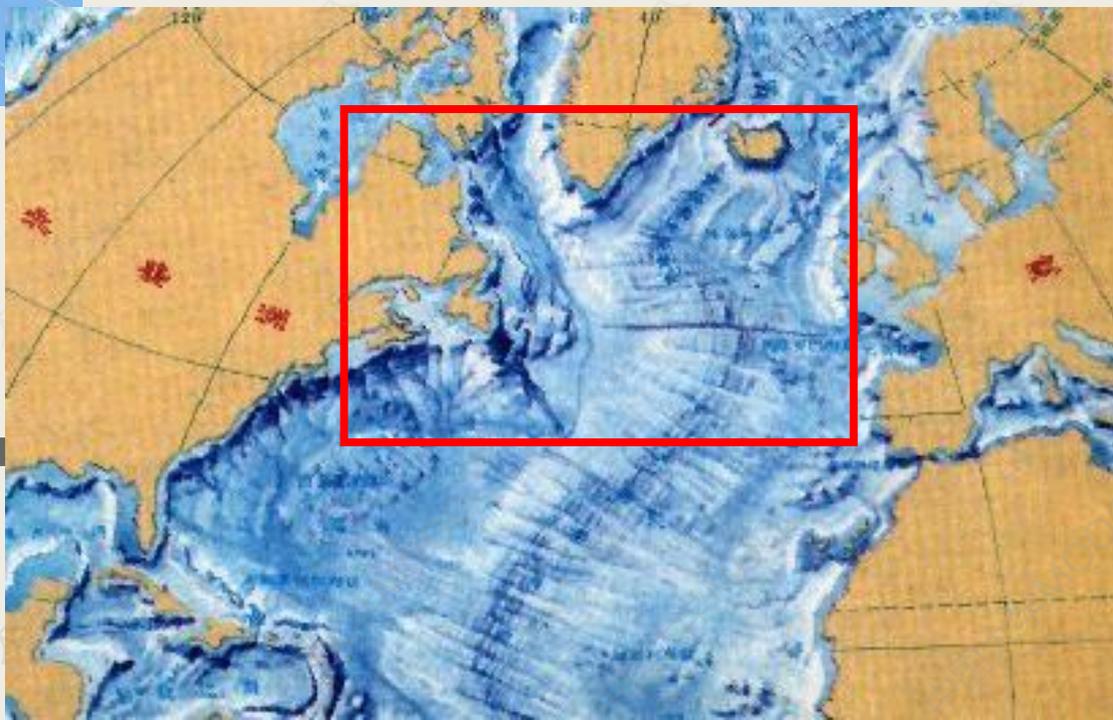


### 太平洋准经向断面水温分布

如此低温的海水只能在极地区域形成，意味着一股大尺度深层环流——底层环流（abyssal circulation）将在极地形成的水带到海洋的其他区域。



- 冷水的源头在两极都可以找到。
- 南极地区——威德尔海和罗斯海。

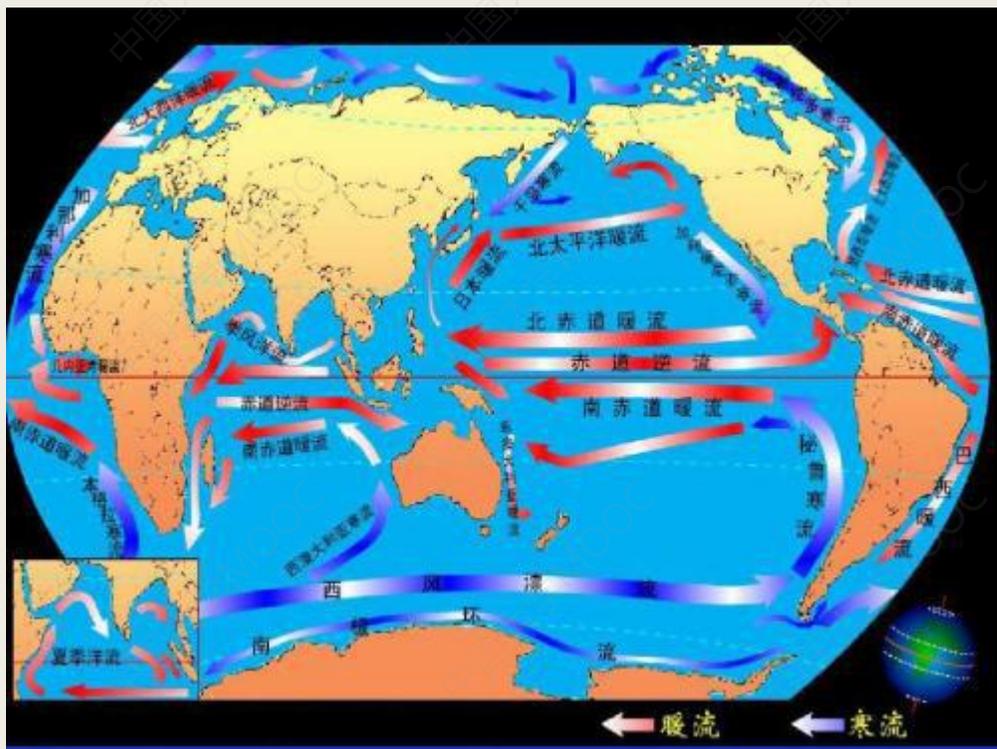


北大西洋高纬区海水，经过格陵兰岛、冰岛和大不列颠群岛，形成北大西洋深层水。

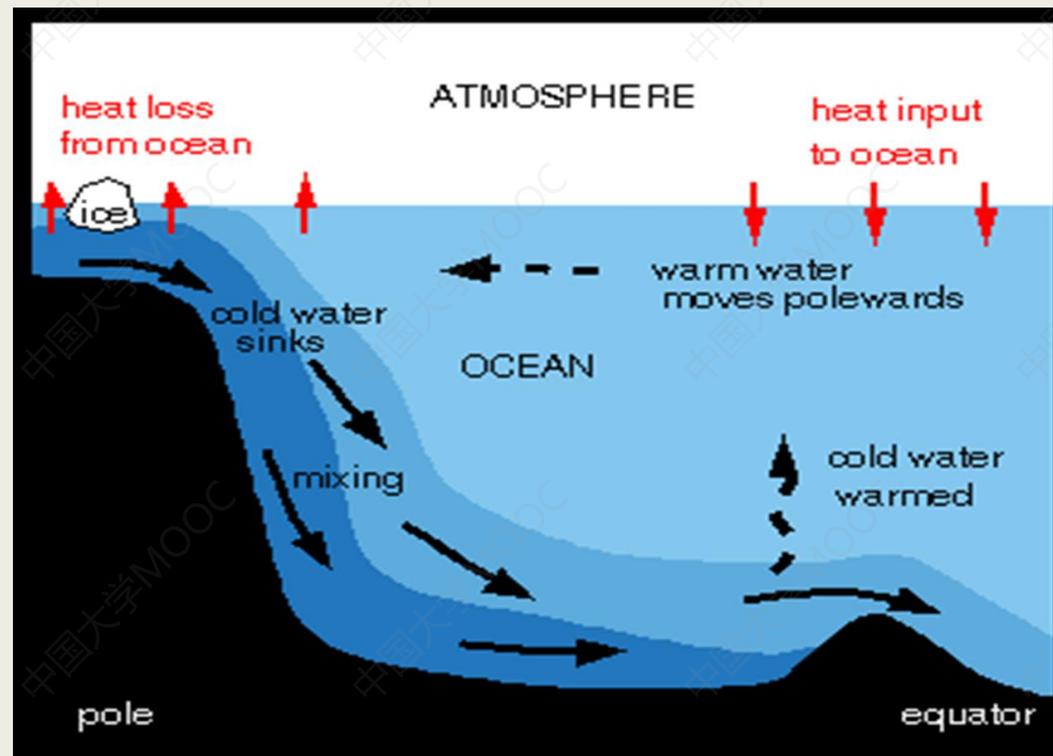


# 风生环流和热盐环流的关系

- ① **驱动力** 不同
- ② **作用区域** 有所区别。风生环流限于大洋的上层和表层，即在温跃层以上，热盐环流主要集中在大洋的深层。
- ③ 全球大洋10%的水体受风生流的影响，90%的水体受温盐流的影响。温度 $<5$ 度，流动相当缓慢 ( $<1\text{cm/s}$ )
- ④ 热盐环流的时间尺度 $\gg 1000$ 年。



风生洋流示意图

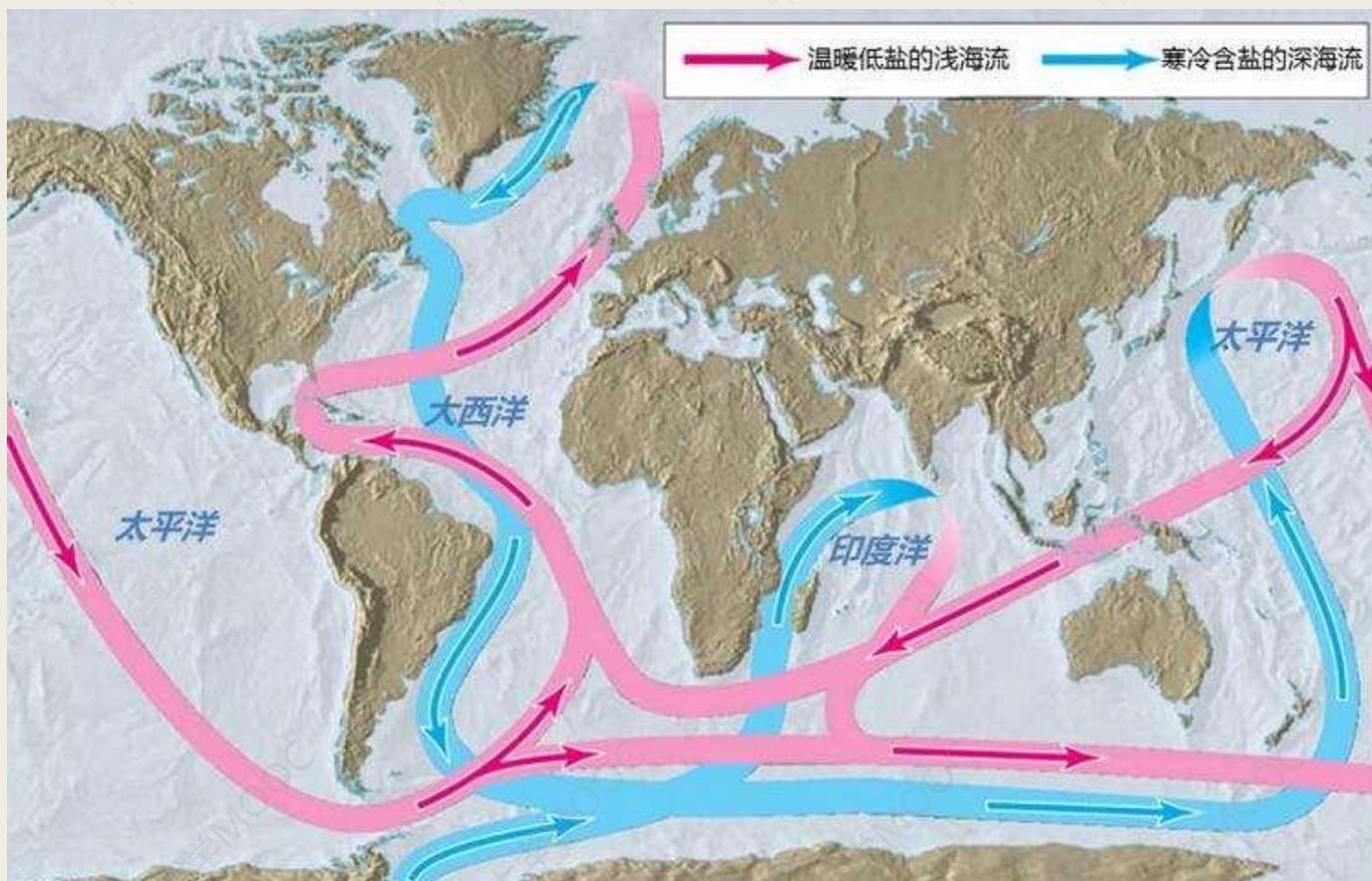
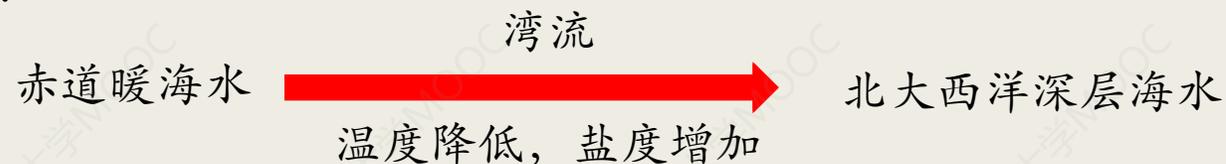


热盐洋流示意图

深层大洋环流的速度是很慢的，大约比风生环流小了一个量级，因此在讨论风生环流时不必过多注意深层环流。

# 大西洋热盐环流

大西洋热盐环流重要性：

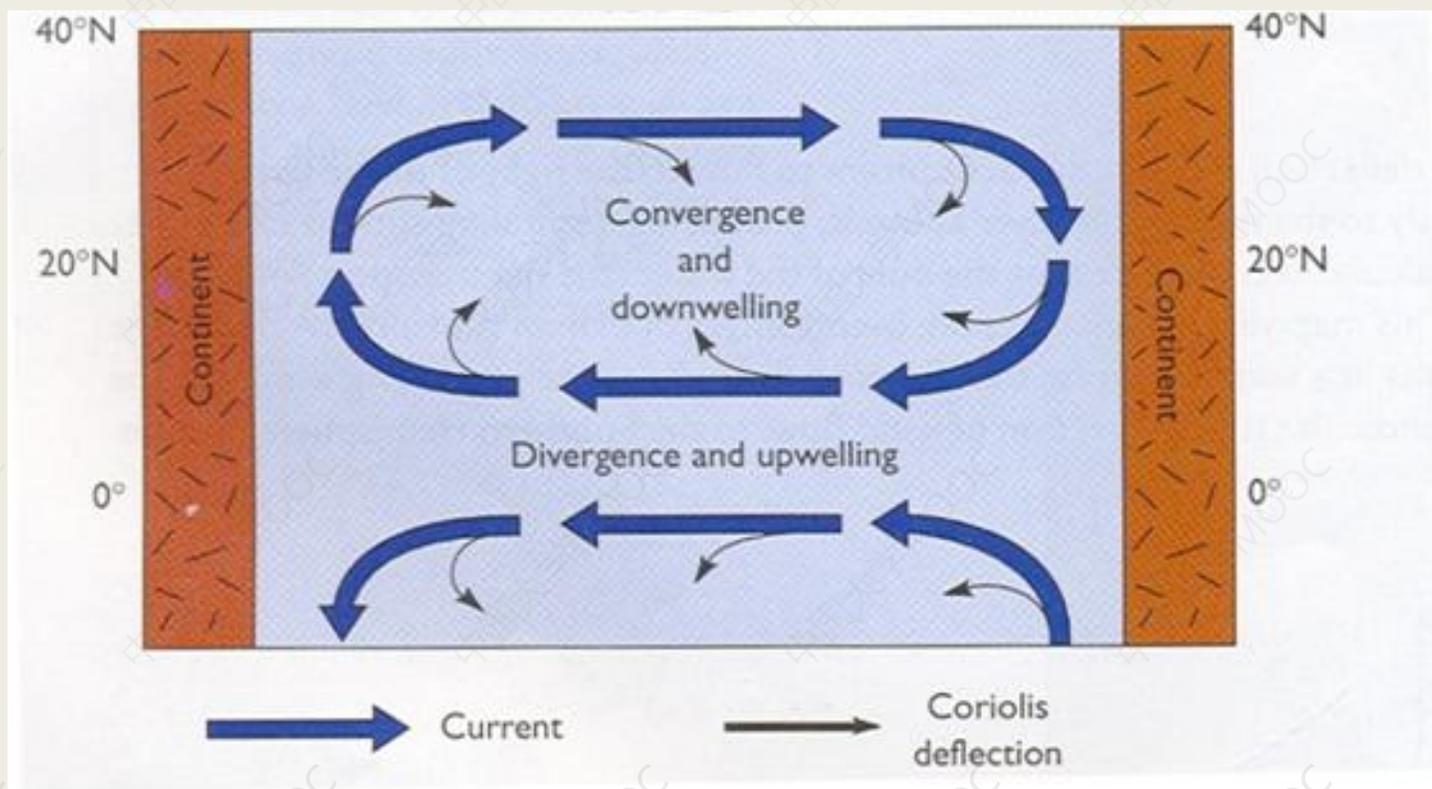


其他特点：

1. 流量大，对增暖、增湿高纬度的挪威、英格兰等地区是十分珍贵的。
2. 气候系统重要环节：如果大西洋环流中断了，那么冰川就会在这个地区发育。冰盖生长过程中，还会由于冰雪大量反射太阳光而造成地球对太阳能的吸收能力下降，引起进一步降温。

## 世界大洋上层的铅直向环流

表层的风生环流已进行了较多的讨论，但在世界大洋表层的这些环流之间，特别是在赤道外海区，由于科氏力作用海水运输有南北分量，导致了海水的辐聚下沉或辐散上升运动。在赤道及赤道以南，西向的南赤道流，在赤道两侧分别向南与向北辐散，导致赤道区海水上升；在南赤道流与东向的赤道逆流及北太平洋流之间，由于海水辐聚而导致下沉。

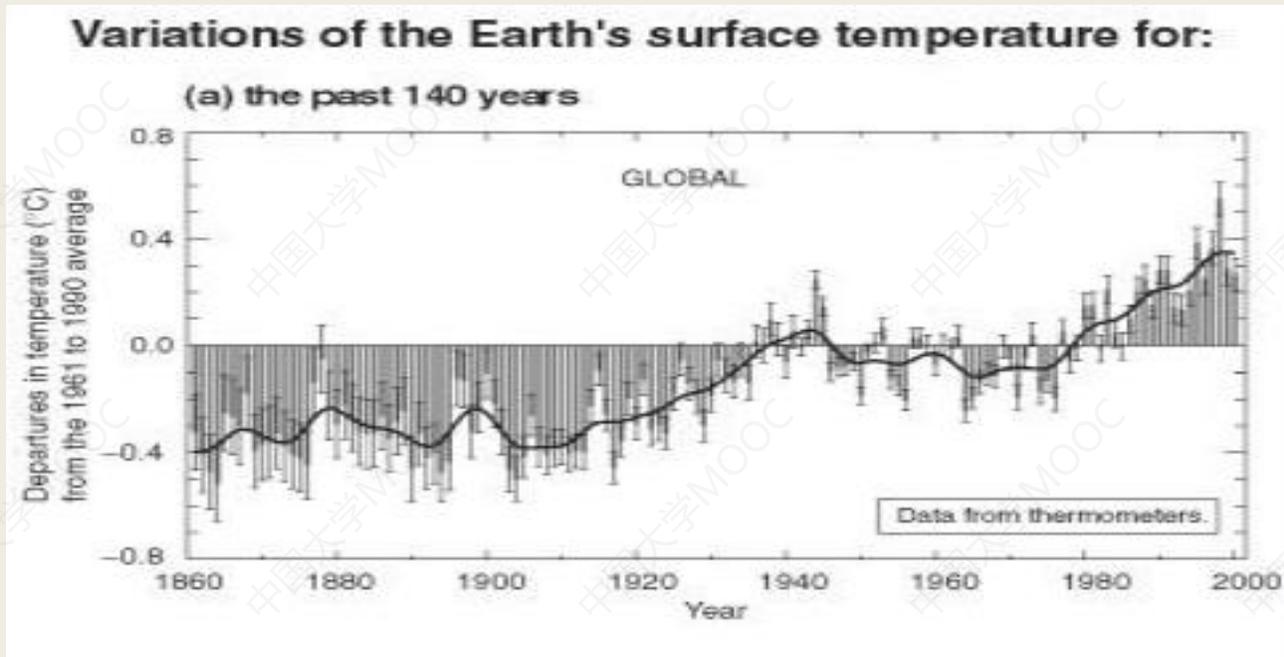


由于连续性的原因，上述上升或下沉的海水在一定的深度上便形成了经向的次级小环流。它们分布在 $25^{\circ}\text{N}\sim 20^{\circ}\text{S}$ 之间，由于这些次级小型环流的存在，使得赤道海区表层的热量和淡水盈余向高纬方向输送，部分调节了热盐的分布状况，使其得以相对稳定。

## 热盐环流的气候影响——对二氧化碳的影响

热盐环流能够输送大陆的**热量、水和营养物质**，其存在和变化对全球气候系统有十分重要的影响。

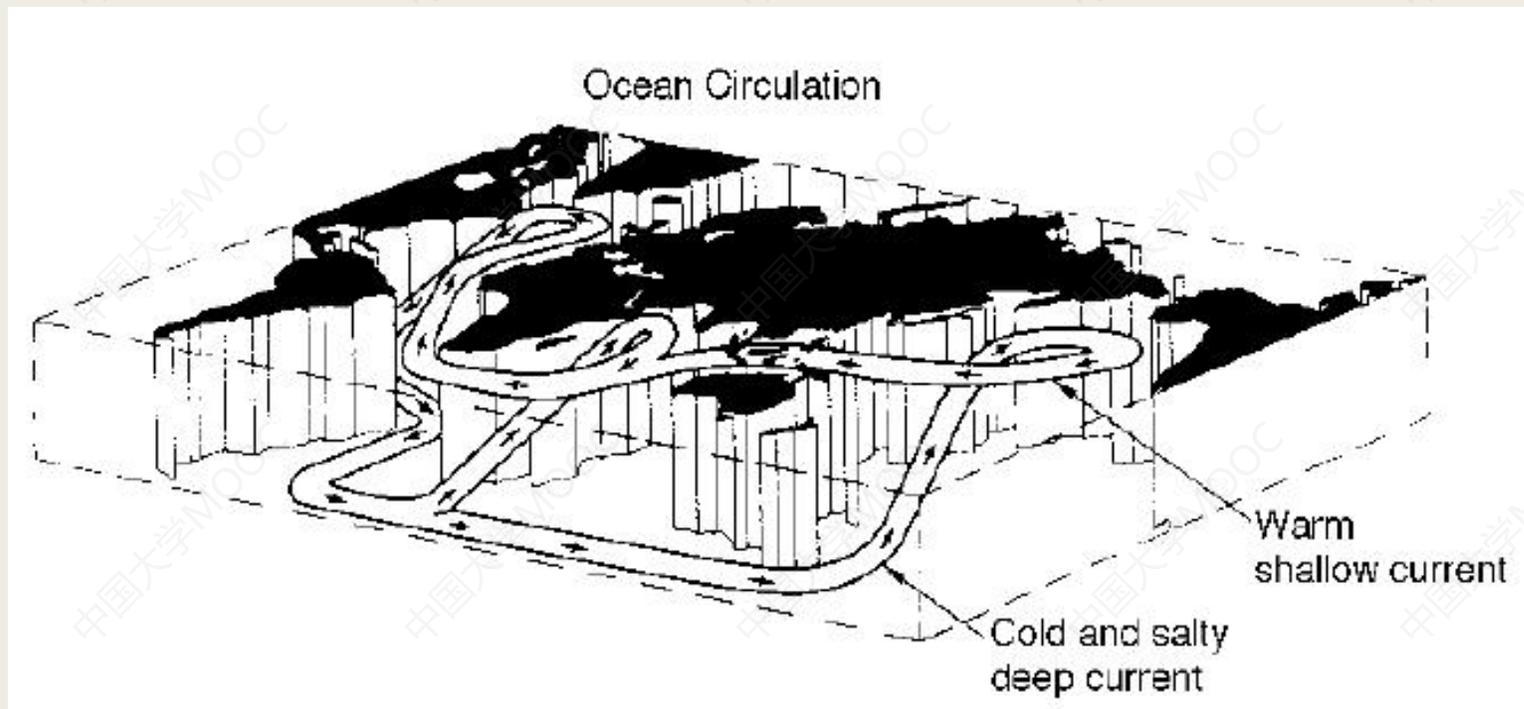
- 1) 深层环流的体积很大，占据了海洋的一大部分，尽管速度很小，但运输量与温跃层相当。
- 2) 深层环流决定了深层温度，确定了海洋的层化背景场。
- 3) 深层环流影响着地球的热量收支和气候。



■ 深层环流对于理解地球系统气候及其对大气中CO<sub>2</sub>增加的可能响应主要表现在两个方面：

- 1、冷水对CO<sub>2</sub>的吸收能力；
- 2、深层环流对热带地区到高纬地区热量输送的调节能力。

## 热盐环流的气候影响——热量传输



### 海洋热量传输

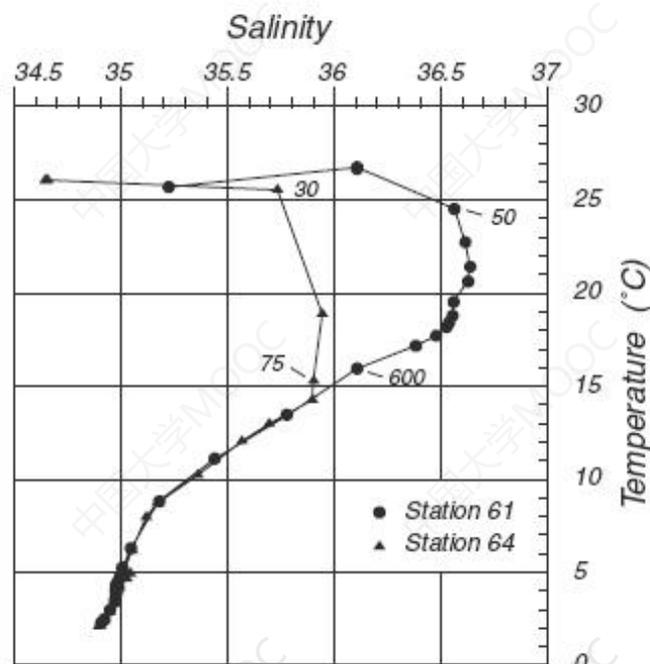
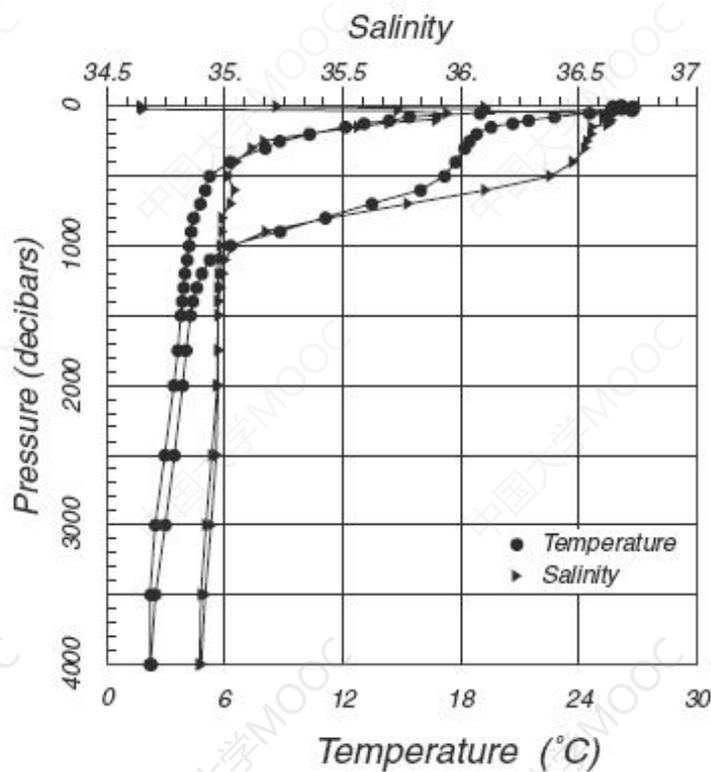
墨西哥湾流携带40Sv的18 °C的水向北流动，其中14Sv在深层西边界向南回流，温度为2 °C。这样传送带传输的海水在24 °N以北的北太平洋就失去了0.9petawatt (1 petawatt=10<sup>15</sup> watt) 的能量。

### 深层水的生成对于盐度的微小变化十分敏感

0.1Sv淡水的输入会减少14Sv的深层环流。

## 深层环流的观测

- 与上层海洋环流相比，我们对大洋深层环流还知之甚少。
- 到目前为止，对洋流的长期直接观测还很难实行，而且对于深海环流来说，观测也很难得到稳定的均态。
- 我们对于深层环流的认识是通过温度、盐度、氧、硅酸盐等示踪因子的分布来推断的。



- T-S分布图给出了盐度随温度的分布，用来描述水团和它们的地理分布，以及不同水团之间的混合，以此来推断深层海洋中的海水运动。

原理：水的性质，例如温度、盐度等实在海洋表面或混合层内形成的，一旦沉降值混合层以下，除非与附近水团混合，否则不会改变。因此温度、盐度是守恒量。

## 热盐环流的理论模型——Stommel (1961) 2盒模式

大洋的热盐环流是由通过海-气界面的热强迫力和淡水通量控制的，这两种强迫力所涉及的物理过程是相当不同的，但长期以来，对这种差异并没有得到完全的认识。传统上，在大洋环流模式中对温度和盐度的处理是类似的。例如，对两者采用相同的扩散系数。Stommel认为盐度松弛时间应该比温度的松弛时间长。

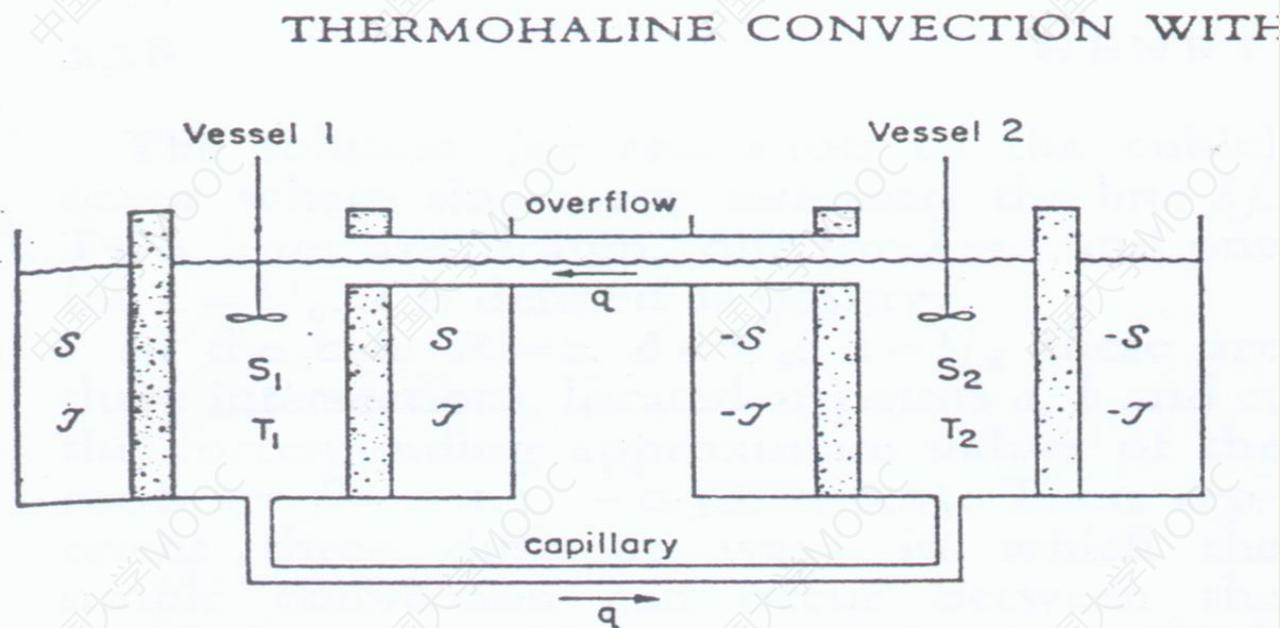
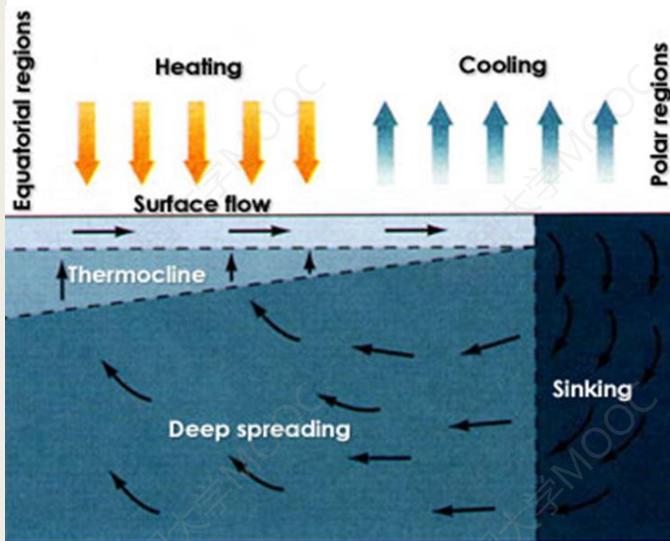
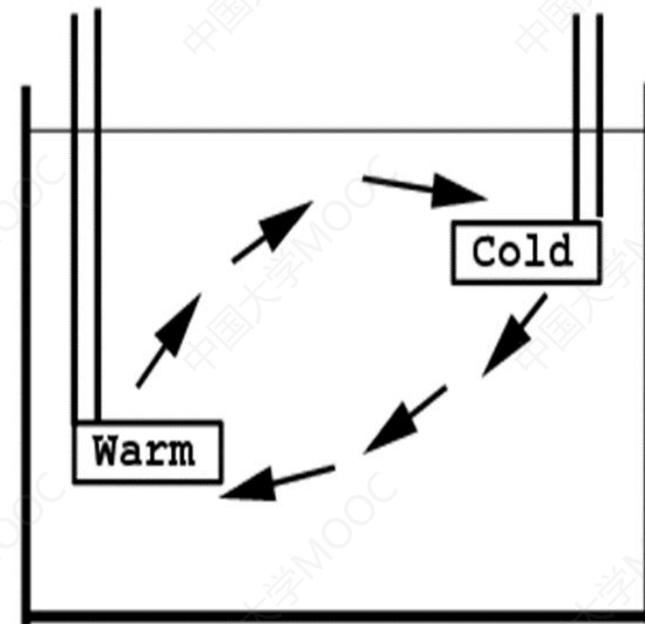
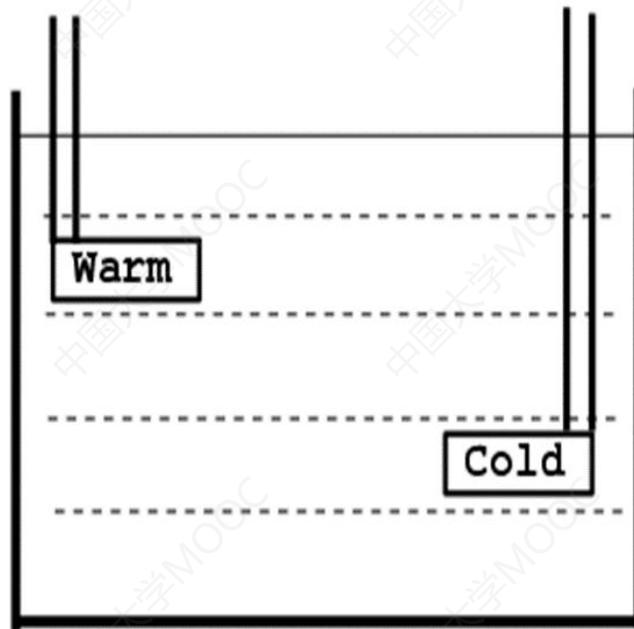


Fig. 5. Two vessel experiment, with rate of flow,  $q$ , through capillary determined by the density difference between the two vessels. The upper overflow is provided so that the surface level in each vessel remains the same. The density difference between the two vessels depends on the flow rate as well as the nature of the transfer through the walls.

Stommel (1961) 设计了一个由两条管子连接的由两个盒子组成的简单模式。温度和盐度是由松弛条件驱动的（即温度和盐度以简单的线性关系传输温度和盐度）。流率 $q$ 由两容器间的密度差决定，上面的溢流是为了保持两容器里的水面保持一致。（实验模拟当温度和盐度松弛系数不同时，系统呈现什么状态）

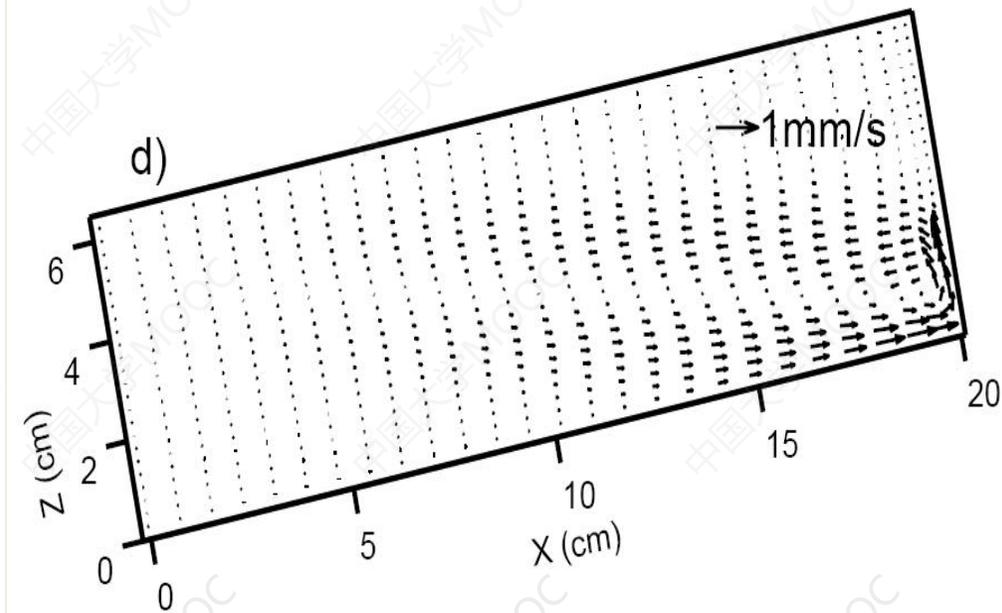
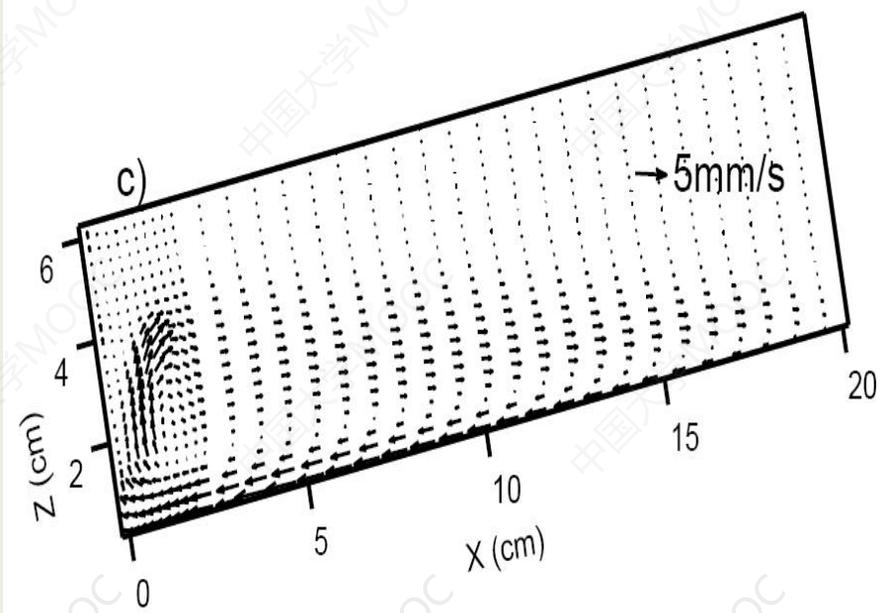
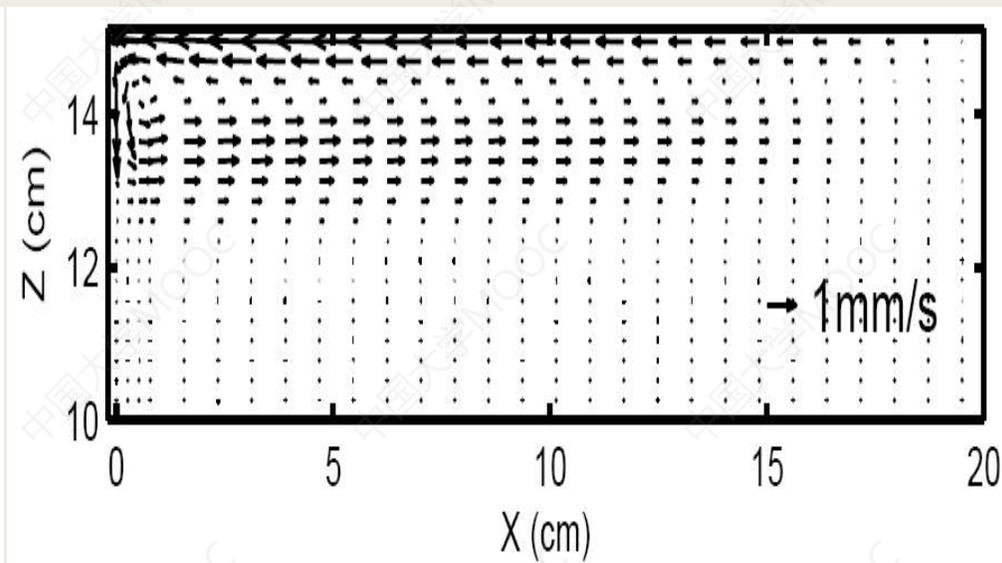
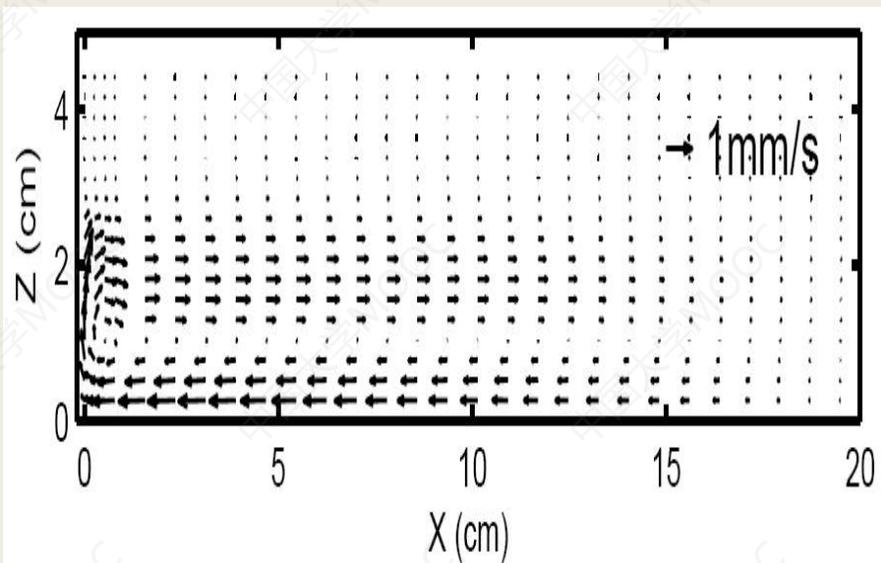


a) Heat source higher than cold source:  
No circulation.

b) Cold source higher than heat source:  
There is a circulation.

Stommel (1961) 2盒模式:

热源高于冷源产生的环流很弱



对于以上各种放置型式，水平温差总能驱动稳定的但微弱的非贯穿型垂直环流。这表明 Sandström 理论是不严格的，但是在对热盐环流产生和维持机制的把握上是正确的。

## 热盐环流的实际情况

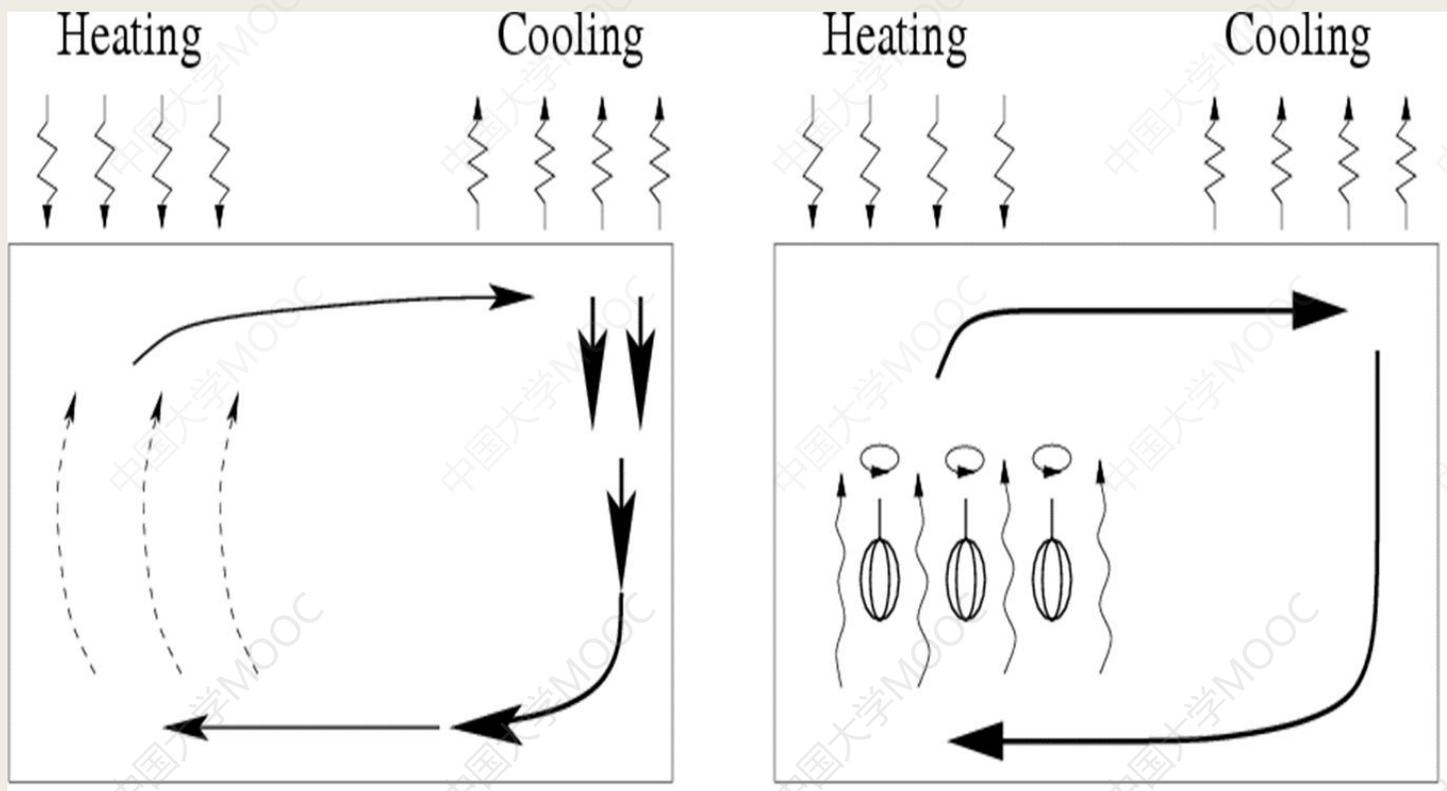
加热和冷却基本在**同一个高度上**，加热冷却对于热盐环流基本没有贡献。

由于加热冷却对热盐环流没有贡献，海洋**不是热机**，只是对热量起传输作用。

海洋中**混合的存在**对维持热盐环流非常重要，混合率在海洋中不是一个常数，外界输入的机械能决定了混合率的大小。

## 热盐环流的驱动力？

Stommel 双  
盒理论



能量控制环流理论