

# 简单物理海洋教程

By IMEAM

(论坛 ID: Nepartak\_III)

## 写在前面

台风论坛自其诞生以来逐步发展成气象类综合论坛，也兼有讨论地质、交通等等泛地理类内容，我作为晚辈，来到论坛时间很晚，没有经历过论坛的发展与传说中最为繁荣的时候，但也看到了现在台风论坛自己优秀的地方。

因此呢，我作为海气相关专业的一名学生，我也愿意给论坛做一点微薄的贡献，于是呢，我想将我之前所学习到的一部分专业知识，尝试着编写成一份尽可能通俗易懂的教程，以定性为主，偏向介绍，尽量少涉及复杂定量的东西，这样可以更适合非专业爱好者与年龄尚小但有很强求知欲的小爱好者。（才不是因为 lz 数学物理差呢 qwq）

之所以选择描述性物理海洋写教程，而不是气候学之类的主要原因，是我看现代气候学应该论坛内很多人都已有资源，而且这块内容和论坛内很多教程都重叠了。本身论坛内气象类教程已有很多，这类极其基础且偏定性的气象教程我觉得没有再重复的必要，当然如果未来有空心血来潮我也可能会写一份气候学教程。

反观物理海洋，其实我们都知道，不论是 TC，季风，气候等等，都与海洋有着千丝万缕的联系，所以有俗话说“海气不分家”。地理各个圈层本身就是一个你中有我我中有你的整体，学习物理海洋，有助于更好地理解气象、研究气象。而论坛中似乎没有直接讲解物理海洋的基础性教程（我并不确定到底有没有，因为论坛的检索机制限制，不太方便查找帖子），因此我也想尝试着填补这个空白。

物理海洋内容芜杂，涉及面广，整理起来并不容易，在这份教程的编写中以删繁就简通俗易懂为纲领，因为台风论坛偏重气象这块，所以呢将海洋风生环流这块放为重点，因为篇幅原因各大洋具体的洋流不做一一介绍。

lz 能力有限，若是有差错，也望见谅。

## 一、海水物理性质

### 1、分子层面性质及其影响

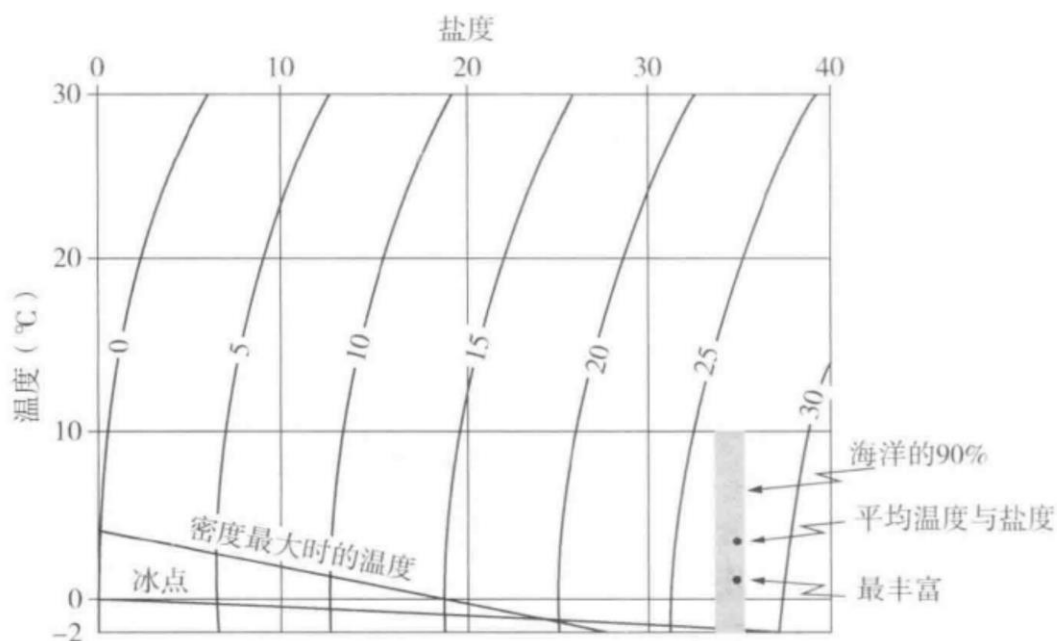
似乎看起来水是一种再不能平凡的液体，但也就是这样平凡的液体存在很多特殊属性，使得水体，以及海洋存在非常特殊的性质。

水由电负性较大的氧原子和两个颠覆性较小的氢原子组成，两者的电负性相差较大，使得其之间形成的共价键存在相当大的极性。因为氧原子在结合两根共价

单键后依然存在两对孤电子，采取  $sp^3$  杂化，使得水分子呈“V”构型，不满足中心对称，造成其有相当的偶极矩，是极性分子。这样的性质使其在有盐类进入时，可以与盐溶解产生的离子水合，增大了盐类的溶解性。

氧原子过小的半径与水分子的强极性使得液态水分子之间可以形成氢键。破坏氢键需要能量，这使得水的比热容和汽化热都较大。因此，海水对气候的调节非常明显，因为高比热可以储存大量的能量，高汽化热使得潜热释放成为高层大气加热的重要途径。

在标准大气压下的淡水中，随着温度升高，在4度时最容易形成以氢键缔结的水分子链，这类链之间空隙较小，使得这个时候水的密度最大。在标准大气压0度时，淡水发生相变，凝固形成冰。冰中水分子之间氢键构成了一个立体结构，该结构形成的晶格中分子空隙很大，使得冰的密度小于液态水；在海水中，因为海水中溶解有大量的离子，阻碍了氢键的形成，使得水的冰点下降，最高密度点也下降，在海水中一般液态水密度最高点是海水冰点附近，温度小于零度；一般情况下，海水结冰时会排出一部分其溶解的盐，且结冰后随着时间流逝其中的盐会慢慢析出。盐度与冰点、最高密度点的关系如下：



因为水之间存在氢键，使得分子之间的作用力较大，使他有较大的表面张力与在其很小分子量下也有较高的粘度，这使得其在风影响下可形成毛细波，这一现象可以推动形成更大的海浪，推动摩擦驱动环流。

## 2、海水压强

压强指的是流体对单位面积，垂直于面的力大小。在气象中，最熟悉的单位就是  $pa$  (帕斯卡, 牛顿每平方米), 或者  $hpa/mbar$  (百帕, 分巴) 等等。 $bar=10000pa$ , 约等于海平面大气压, 在海洋中压力单位一般使用  $bar$  或  $dbar$  (分巴)  $=10000pa$ 。在初中时我们就学过水中的压力公式, 他只与水的密度以及深度有关, 为  $\rho gh$ , 由于海水密度略大于1, 约1m不到的海水会产生1dbar的压强。

当两点存在压强差时, 就会产生压强梯度力。在水平大气中就是气压梯度力,

在海洋，大气的垂直结构中，由于压强随着深度增大而增大，会产生向上的压强梯度力，这使得大部分重力被压强梯度力所抵消，因此空气、海水不会无限制陷落。这种垂直方向上重力与压强梯度力的平衡被称为流体静力平衡。

在水平方向上，海洋与大气相同，在水平压强梯度力的影响下，海洋出现洋流。由于水平方向上没有重力与压强梯度力相抗衡，导致即使水平上梯度力远小于垂直方向，但造成的水平洋流要强于垂直洋流。

### 3、海水热力性质：温度，热能, OHC 与位势温度

温度，我想我不用多科普，在海洋中由于温度范围比较小一般直接用摄氏度(°C)就可以，当然国际单位制和大气常用的是开尔文(K)，两者数值上约相差 273.15。

温度与热能相关联，海水热能与质量  $m$ 、温度  $T$  和比热成  $C_p$  正比，即

$$Q = mTC_p$$

如果你要计算单位面积上的热能，那么用体积  $V=sh$ (单位面积乘深度)，密度  $\rho$  来代换  $m$ ，那么就可以得到：

$$Q' = \frac{Q}{s} = \rho TC_p h$$

因为不同深度的密度、热容量、温度都随着深度变化，那么写成微分形式：

$$dQ' = \rho TC_p dh$$

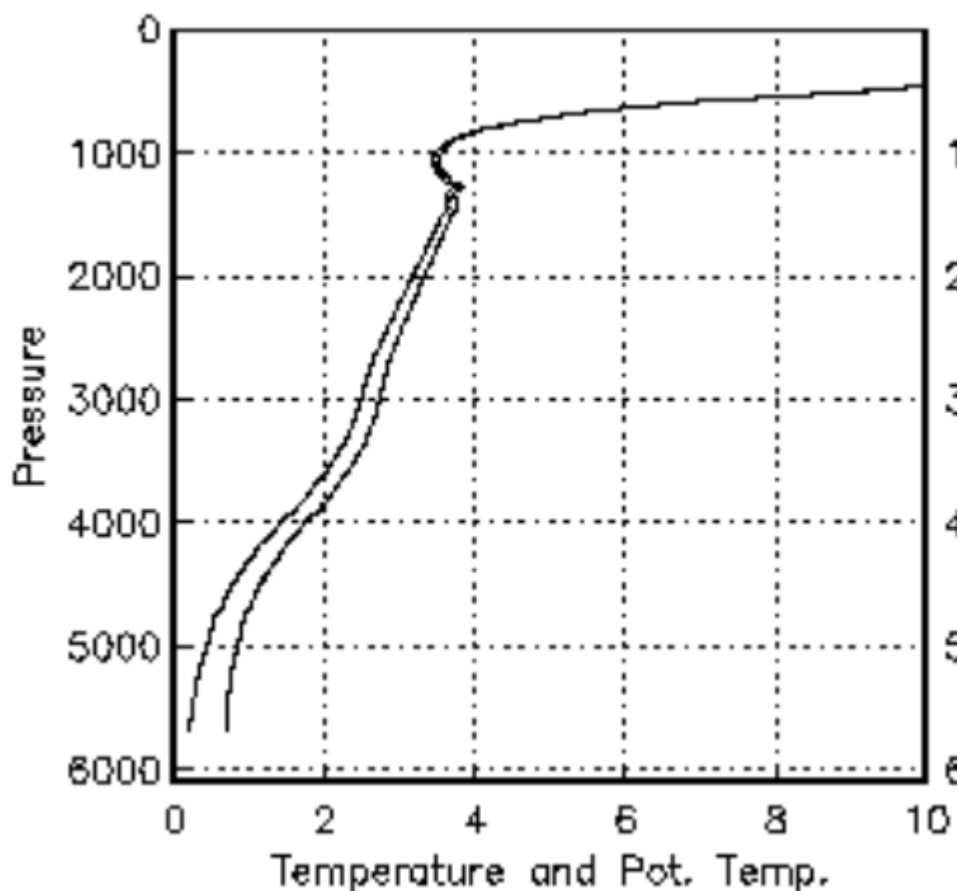
这个单位面积的海水热能，也被称为海洋热容量，也就是我们所熟知的 OHC (Ocean Heat Content)。当然，如果用作台风分析，那么一般认为 26 摄氏度以上的部分为有效温度，低于 26 度的部分不参与计算。举个例子，50m 深的均匀 28 度水，有效部分是  $28-26=2$  度，近似为淡水，热容  $4.2\text{kJ}/(\text{kg}\cdot\text{K})$ ，密度为  $1000\text{kg}/\text{m}^3$ ，得到 OHC 为  $420000\text{kJ}/\text{m}^2$  换算成 OHC 常用的单位，为  $42\text{KJ}/\text{cm}^2$ 。当然实际上也没有均匀的水体，真实情况下需要积分。

此外，海水与大气一样，有位势温度。为什么要发明位势温度，是因为不论是海洋还是大气，压强都会随着深度而增大。而气体在气压增大时会剧烈压缩，海水受压性很弱，但同样也会有轻微的压缩。当液体气体不与外界交换热能，只受到压缩时，外界对气体/液体做功，其获得能量，温度会升高，因此，如果我们假设海水绝热下恢复压强到海平面的状态时，其理论温度就是其位势温度。

海水同样有绝热递减率，即经过单位压强的变温。海水的状态函数非常复杂，他不像是大气可以近似为干燥理想气体或是范德华气体等等再去计算，海水的递减率一般通过实验室测量得到，因为海水受压性小，绝热递减率一般只有  $0.1$  到  $0.2^\circ\text{C}/\text{km}$ ，而大气干绝热约有  $9.8^\circ\text{C}/\text{km}$ 。

海洋和大气计算位势温度都以海平面为基准，海水到海平面为膨胀，大气到海平面为压缩，那么海水位温始终小于等于其实际温度，而大气相反。

这是一张某位置温度与位势温度随着压力增大的变化图。



#### 4、盐度与导电性

因为河流不停地携带着其溶解的少量盐分注入海洋，日积月累，盐分累积在海水之中。海水中主要溶解的是  $\text{Cl}^-$  (55.0%) 与  $\text{Na}^+$  (30.7%) 离子，也有一定的  $\text{SO}_4^{2-}$  (7.7%) 与  $\text{Mg}^{2+}$  (3.6%)， $\text{Ca}^{2+}$  (1.2%)， $\text{K}^+$  (1.1%) 等离子。虽然不同区域的海水溶解的离子总浓度不同，但其配比是几乎相同的。

绝对盐度的定义是海水中溶解的所有物质所占海水的质量分数，由于海水中有许多不同离子，要测定绝对盐度若是要用化学分析方法测定是十分困难的。于是现今广泛使用的是利用导电性来测量相对盐度，完全纯水几乎不导电，水溶液的导电能力与其中所溶解的离子电荷量正相关，利用这个关系，在与标准溶液同温度压强条件下测定电导率就可以间接测得其相对盐度，现在盐标为海水与标准  $\text{KCl}$  溶液（质量分数 32.4357%）电导率的比值。

#### 5、海水密度、位势密度与比容偏差

海水密度受到温度，盐度和压强的影响。因为受到压强影响，与位势温度相类似的，将海水状态还原到某一压强的密度称为位势密度，两者在海洋中的常用单位都为  $\text{kg/m}^3$ 。

海水密度与温度、盐度的关系是非线性的，在另一性质不变，且不相变（结冰）的情况下，盐度越高，温度越低（见 1.1，盐度对密度最大点的影响），其密度会越高。

位势密度计算中也要考虑绝热膨胀的影响（见 1.3 的位温部分），在计算时需要用位势温度代替实际温度来计算位势密度。位势温度的基准也不一定使用海平面压强，可以按照需要设定基准面，为便于计算，一般用整千米深度的基准面。

有时还会用到海水密度的倒数，密度的倒数称为比容，单位为  $\text{m}^3/\text{kg}$ 。某状态下的水体比容，与相同压强盐度为 35，0 度下的比容的差值为比容偏差。比容偏差在一些水体运动计算中可以增加精度。

## 6、等熵面

冷水的可压缩性比热水要强，密度相同的高盐度热水与低盐度冷水，同时压缩到相同压强，冷水的密度会更高。如果忽略盐度的影响，以同位密度的点画一个面，海水团沿着这个面运行时不会和外界有热量交换，为等熵过程，该面被称为等熵面。（在大气中以等位温面为等熵面）

因为等熵面上水团的混合不需要能量交换，所以理论上这种交换会占主导，而横穿等熵面的过程会相对少。但由于海洋密度还受到盐度的影响，在实际混合中温度盐度和压力都会有所改变，而使得混合后性质会发生变化，这使得使用位密度或者利用位温所定义的等熵面，水团移动后会变成一个明显不可逆的过程。

于是目前也有新的等熵面定义，例如使用中性密度面（利用经纬度，压强，平均盐度和温度定义）。

## 7、静力稳定性

我们都知道大气会发生对流，为什么大气会对流，发生了对流，就是大气发生了颠覆，低层的空气跑到了高层，而高层的下降到低层。会发生这种事情说明大气不稳定，也就是稳定性低。海洋也一样，也有可能发生颠覆。而用来衡量大气，海洋颠覆趋势的量被称为静力稳定性，用  $E$  来表示。

在物理上静力稳定性，是把一部分液体在垂直方向进行位移，其回到原来位置的能力大小。

很明显的，当密度随着深度而增大时，重心较低，存在稳定性；而如果密度随着温度而减小时，重心会非常高，头重脚轻，重力势能大，便很容易倾覆。当然在水体的深度变化之后密度会受到压强的影响，因此需要考虑绝热条件下的密度变化，比如使用位密度。

我们可以考虑一下两团质量相同的水，一团均匀的水和一团上下分层（下冷而密度高）的情况下，两者的静力稳定性。分层的水由于下方密度大，重心更低，重力势能小，稳定性会更高。海洋的热源为表层，使得上层暖而下层冷，与对流层大气相反。这使得海洋有很强的层化与向下增高的密度梯度，造成海洋的静力稳定性较强，垂直方向上的运动弱；特别是在密度跃层（由于表层温度加热而形成高温梯度影响密度）上这种稳定性更加明显，而在密度跃层以下受到表层影响小，相对而言稳定性较低，可能发生垂直方向的紊流，不过很难穿过密度跃层。

当两团性质不同的水相遇时，界面上的静力稳定性可能很低，不过在大尺度，

几十米的范围上的静力不稳定在海水中比较少见。

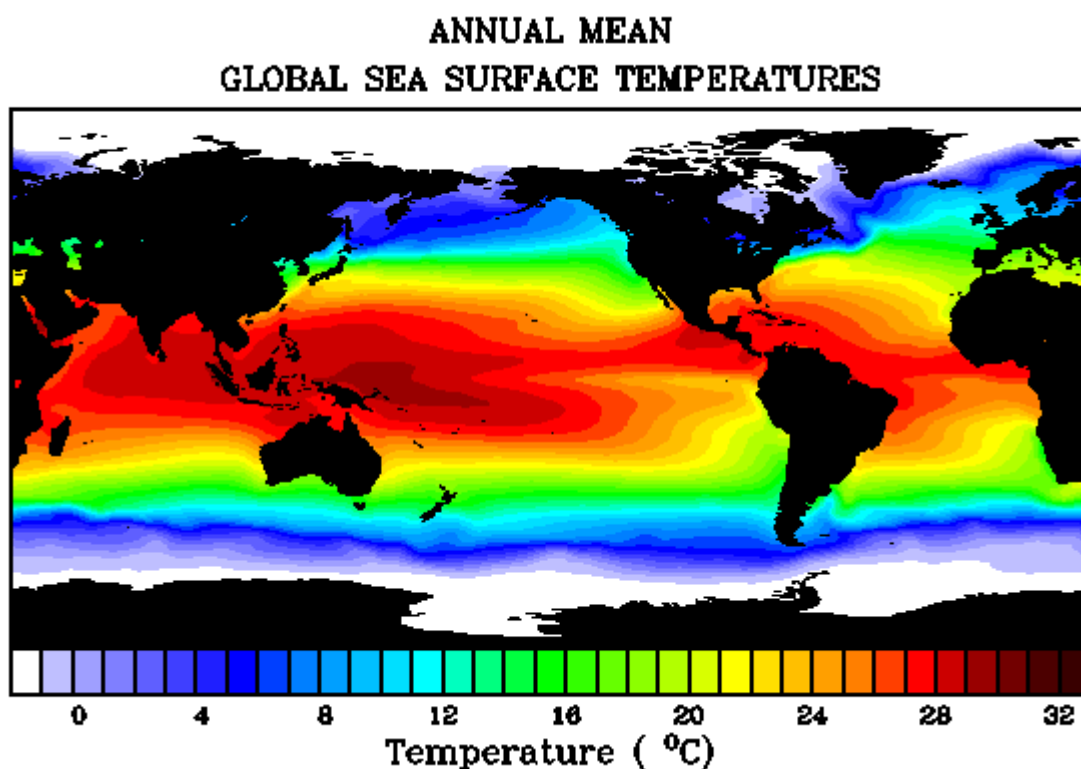
## 二、海水性质分布特征

### 1、海面温度分布

海面温度，或称为海表温度，也就是 SST (Sea Surface Temperature)，是海洋最重要，最为人所熟知的关键量之一。

受到年太阳辐射总量的影响，在开阔洋面上海表温度的等温线基本呈现带状分布。全年平均海温上，最暖位于赤道西北太平洋地区，几乎稳定在 29 度以上，最冷在极地，接近海水冰点，为零下 1 到 2 度。

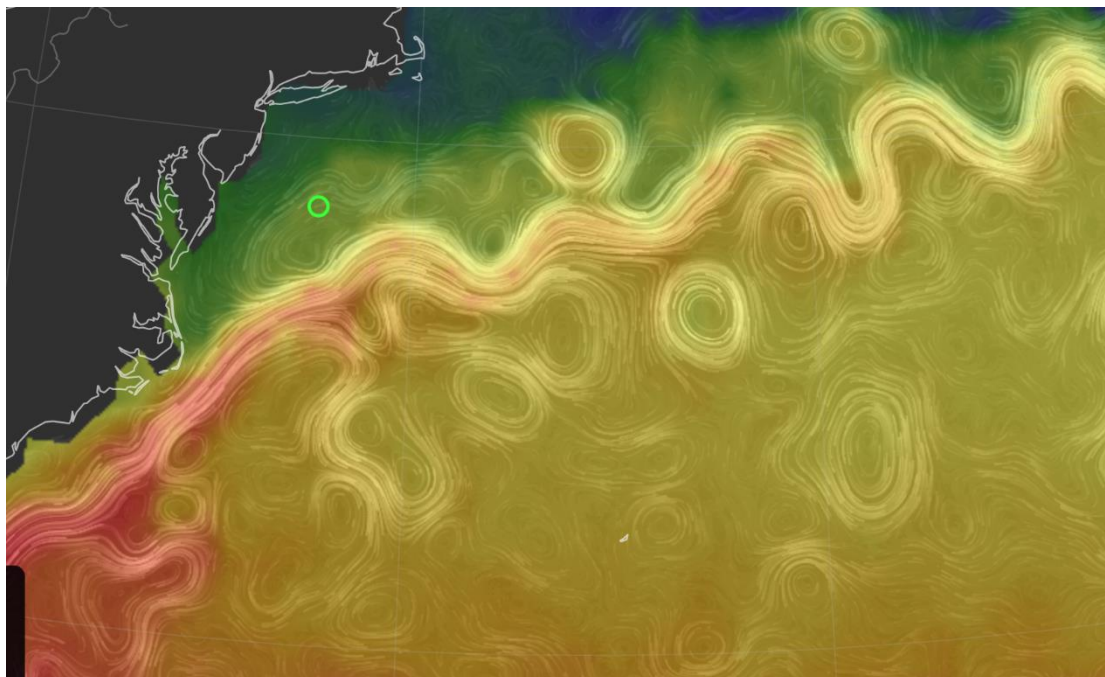
随着季节变化 SST 也会随着太阳辐射能的变化而变化。



很明显的，由于陆地的存在，海水表明温度并非严格呈现带状分布。在太平洋，大西洋的东海岸均有着由于离岸风上升流造成的冷舌，其中以太平洋最为明显，而印度洋由于强季风性而没有形成这种结构。赤道太平洋西侧，以及热带印度洋平均 SST 很高，被称为暖池。同时在海洋西岸，也有着明显的暖舌向北延伸，他比冷舌而言在地图上更细，宽度较小，这是西边界流向北输送暖水的结果。不难看出海表温度分布受到了海洋环流的影响，这将在后续章节中介绍。

此外，在中小尺度上，很明显有着一个个冷水涡与暖水涡，如果叠加上海流图，这种暖涡或冷涡会更加明显，如果这类波涡旋在赤道附近也会出现，赤道附近的

这类涡被称为热带不稳定波。



海水温度的季节变化随着纬度的增大到 40 度左右，再往北因为水的相变（结冰融化）的能量调节而年变化减小。海水较大的热容使得其对辐射的滞后性较大，一般北半球在 2 月到 3 月海表温度达到最低值，在 8 到 9 月达到最高，这也体现在海洋性气候上。下层温度比上层还要滞后，约滞后两个月。再大陆西岸海水温度会有比较强的“大陆性”，特别是我国的大陆架上，海水温度的年变化非常大。

如果有心去看过 HWRP 的海温预报产品，能看出来，其实海温的日变化也是不小的，在高日照，低风应力下，海水温度的日较差也能超过一度，此时最上层几米由于缺乏和下层的混合条件而分层，变化较大。

## 2、 海温垂直分布：混合层与温跃层

我们在看 OHC 的时候会发觉西太这块的 OHC 经常很高，如果去看深层温度，有时候会发现这些地方海表温度和 50m 水深的温度可能差个一两度而已。这种海表上层温度随着深度变化很小的层面被称为混合层。

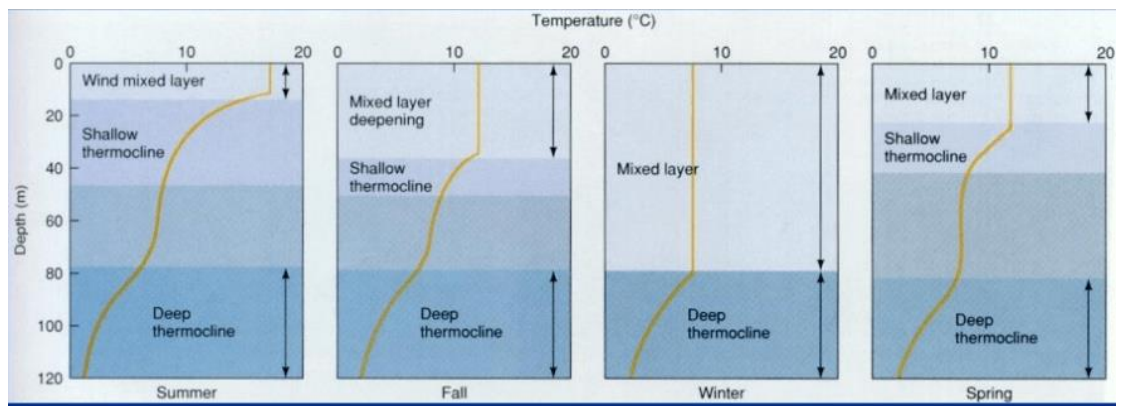
在海水上层，因为海面的风力，浮力，或者潜热丧失等等，会造成海水混合，使得一定深度内的海水呈现出的性质差异并不大，因此被称为混合层。

纯粹基于风力混合作用的混合层较难超过百米，并且只能在海洋较冷（相对当地平均海温）的状态下才容易出现，一般出现在冬季，在海水表面冷却的情况下，静力不稳定性会降低，或者强蒸发增加表层密度，也有同样效果。这将利于海水垂直混合，在突发的强制冷却或蒸发的情况下，造成的海水对流可以把混合层推得很深。像是我国东海黄海的冬季，本身其浅的海水加上频繁寒潮使得大陆架上海水全层都为混合层。

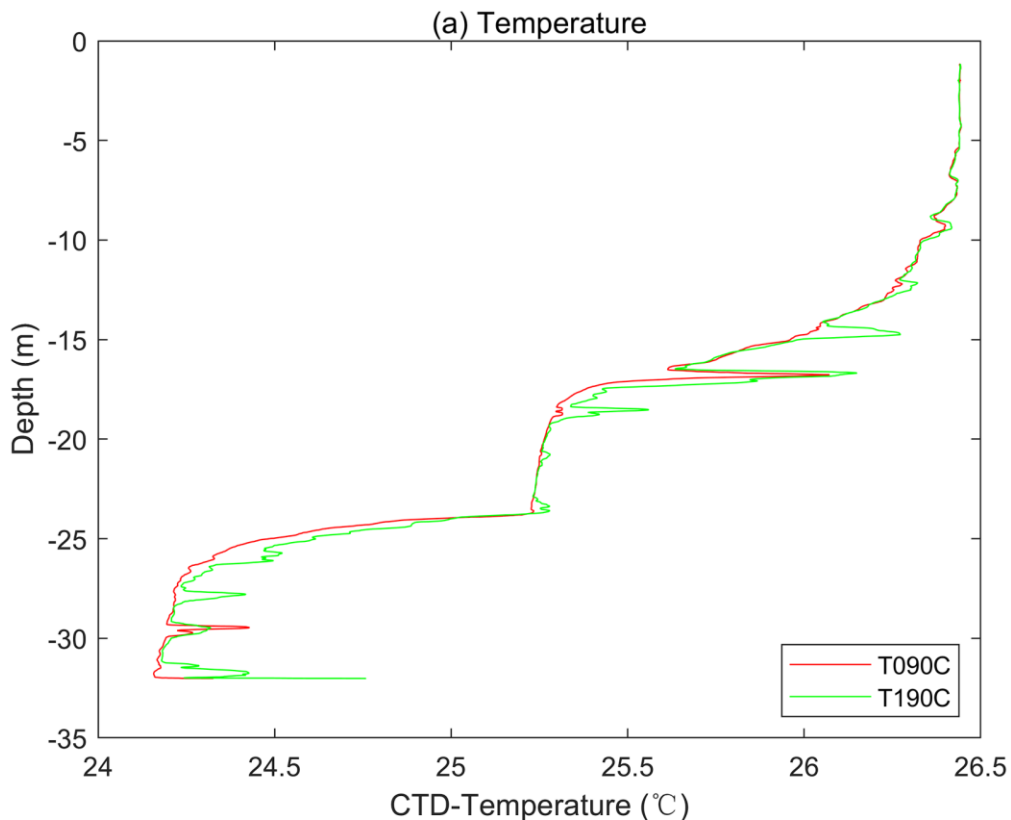
在中纬度夏季还可能存在季节性混合层，即混合层再次分层，在最上层，受



到太阳辐射和大气热交换形成一层很浅的混合暖层。四季变化如图所示。



这里还有一张我前不久出海科考实习时处理的 CTD 温度剖面图，也有明显的层化性质：



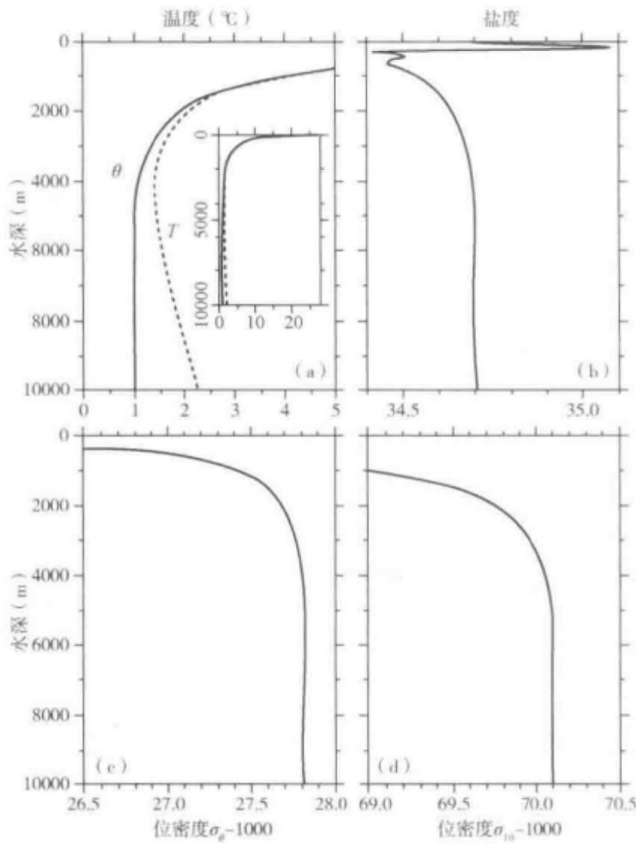
在混合层的下方，温度随着深度急剧减小，这个温度急速变化的层面被称为温度跃层，是表层水与深层水的过度。在季节变化下，也存在季节性温跃层，以及下方 200m 到千米的永久性温跃层。在高纬度地区，也有表层水冷于下层海水的情况，这时温跃层不经常出现，且在表层混合层与下方深水混合层中时常会有一个最小温度区。

温跃层通常会延伸到一两千米的位置，再往下，转为温度随着深度的增加而极其缓慢地降低，在极深位置达到最低点之后，温度又会随着深度增加极其缓慢地上升，而位势温度则几乎没有变化(同样的，在极深区域位密度随深度几乎也不发生变化)，这说明在极深的情下，海水性质几乎只受到了压力的影响了，当然，在海底某些地方还有诸如海底热液喷口，或是一些地质运动，会造成一些



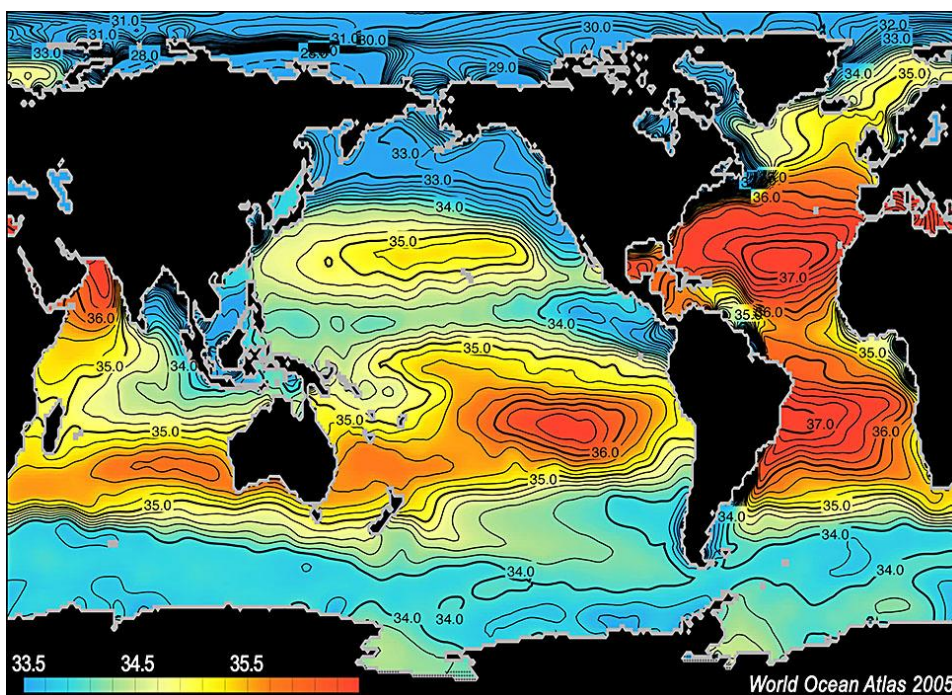
地热释放到海水中，会对海底水造成一定的升温。

下图为马里亚纳海沟的温度(T),位温( $\theta$ )以及位密度与盐度的探测剖面结果。



### 3、 盐度分布

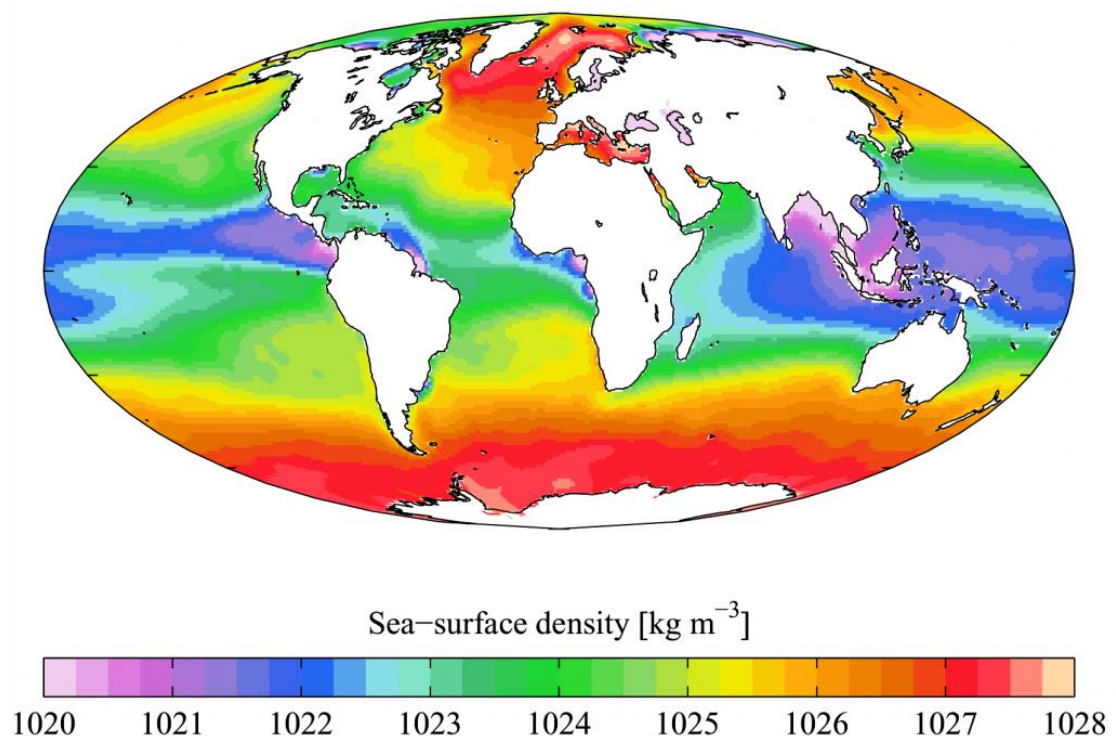
海水的盐度一般在 33 到 37 之间，他和径流汇入，蒸发，以及降水量有很大的关系，从经向来看，赤道附近 ITCZ 带来大量降水稀释了海水，高纬有西风降水与溶冰影响，盐度也不高，这使得一般海表面最高盐度区出现在副热带地区，这个位置恰好情暖少雨，蒸发旺盛，盐度累积，特别是地中海与红海海域，由于封闭地形缺乏与其他大洋的交换与强烈的蒸发，盐度相当地高；而北太平洋和印度洋由于降水量较大盐度普遍较小。



与温度相类似的，盐度也会形成跃层，高纬度与多雨热带，以及径流汇入较多的地方，盐度随着深度会出现一块快速增加的区域，被称为盐跃层，他位于表层淡水汇入混合与下层盐度较大的海水之间，而对于副热带地区，盐度随温度变化的曲线类似于极地的海温随深度变化曲线：盐度随深度先有所减少，达到最低值后又增大过渡到中深层水。

## 4、 密度分布

在之前以及讨论过，海水密度受到温度，盐度和压强的影响。对于海表明密度分布，他受到温度分布和盐度分布的共同影响。在大多数地区而言，盐度的差别远没有温度来的大，这使得在表面密度分布上，在大部分地区主要受到温度的影响，只有在河流入海处，和高纬度海水（这个区域的海水基本都接近冰点）时，海水密度主要受到盐度的影响。



与温度变化相类似的，一年中的海水密度会在约莫海水最冷的 2 月末三月初达到最大值，且在垂直方向，因为同时存在温度和盐度的跃层，密度也会形成一个跃层，被称为密度跃层，在前面也提到了，密度受到温度的影响很大，以及在高纬度有融冰的影响，这使得密度也会形成季节性密度跃层。

对于深层海水而言，密度的变化类似于温度，主要受到了压力的影响，体现在在达到一定深度后，位势密度便几乎不再发生变化，而密度因为压力的作用，随着深度增加而缓慢增加。相关的垂直剖面图在海温垂直分布那里可以找到。

### 三、海洋的物质能量收支与守恒

#### 1、 水分与质量守恒

每次看到什么收支和守恒呀，看起来就会觉得很麻烦，但其实呀，这块单纯描述和理解起来是很简单的。

如果我们考虑一块水体，比如就是东海，那么他有那些水分收入呢？很明显的，有江河的径流注入 ( $R$ )，还有降水量 ( $P$ )，以及从其他洋区诸如西太呀，黄海呀之类的地方流入的海水 ( $V_i$ )。

那么损失的水量有哪些呢？有一部分蒸发掉了 ( $E$ )，还有一部分水注入到其他洋区 ( $V_o$ )。

一般我们用径流量和蒸发量的时候会使用径流深度（把整个区域的径流量除以这个区域的面积）和单位面积的蒸发量，那么我们用  $A$  来表示这块洋区的面积，就可以得到这个洋区的水分守恒：

$$R + AP + V_i = AE + V_o$$

这就是最简单的水体积守恒。

我们变化一下形式，把  $V_o - V_i$  放到一起，这一项就是这个区域向外输出的水量，被称为平流项  $V$ （平流的相对概念是对流，这俩在大气中应该也经常会出现，诸如冷平流，指的是水平方向运动）。同时，我们也会把蒸发，径流，降水这三个淡水项放一起，称为淡水通量（ $F$ ）

$$V = V_o - V_i = R + AP - AE = F$$

注意这里一般用的是体积量纲，但是我们也直到，表征物质多少实际上要使用质量，且海洋本身会有盐分等等。如果要用来表示海洋的质量守恒，那么是要乘上对应的密度  $\rho$  的。

对于大洋而言，蒸发和降水都是微乎其微的，平流输入和输出的量远大于降水和蒸发的影响。

## 2、 盐守恒

盐守恒也很简单，我们注意到上方的体积守恒的方程，再每一项上去乘以一个密度和盐度就是盐度守恒。这里可能有人会问径流流入所造成的盐度变化大吗？每年径流带入海洋的盐分大概有万亿千克量级，但是这对于海洋总共所含有的盐分而言，却是微乎其微的。这使得在盐守恒这个问题上时，蒸发，降水，和径流都可认为没有造成盐分变化。

那么最后就只剩下了两项，就是流入项和流出项，由于海水密度最多相差约百分之三，那么忽略密度影响，得到：

$$S_i V_i = S_o V_o$$

其中  $S$  为对应的盐度。

把这个式子带入到之前有淡水通量的体积守恒公式里面，就可以得到：

$$V_i = \frac{F S_o}{S_i - S_o} \quad \text{以及} \quad V_o = \frac{F S_i}{S_o - S_i}$$

如果我们要计算  $F$ ，那么把  $F$  放到左边：

$$F = \frac{V_i (S_i - S_o)}{S_o}$$

这个方程被称为淡水输送方程，用来表示在这个区域内，海洋失去或得到了多少淡水。如果  $F$  为正，说明这里的径流和降水比蒸发多，为负则反之。

对于各大洋而言，北冰洋与太平洋的  $F$  大于 0，印度洋和大西洋小于 0，如果结合气象的话，说明印度洋和大西洋是净蒸发的，水汽通过大气输送（对于印度洋是季风，对于大西洋而言主要是信风）输入到太平洋。

## 3、 海洋能量收支与守恒

能量收支与守恒一直都是大气海洋这块的基础里面内容很繁杂的部分，所以分了几块来讲。在大标题这块先简单介绍一下能量有哪些收入支出和基本形式。

首先，我们知道地表的能量基本上都来自于太阳辐射，地球内热的影响微乎其微，基本不考虑。那么对于海洋而言，首先最直接的能量收入是太阳辐射。根据黑体辐射定律，任何物体都会发射出辐射，高温物体（太阳）的辐射的波长较短，所以这块辐射也被称为短波辐射，用  $Q_s$  来表示。

同时，海洋和大气也会放出辐射，海洋会发射给大气，大气也会发射给海洋，

海洋向外发射的辐射是地面辐射，大气向下的辐射则被称为大气逆辐射。这两种辐射的波长都比较小，所以被称为长波辐射。把这两项做个差，得到长波辐射项  $Q_b$ 。

如果是讨论一般的辐射平衡，那么就到此为止了，但还有其他的热量转移形式。对于海洋和大气界面而言，两者直接接触也会传输热量，这被称为显热，或者感热  $Q_h$ 。

此外，还有一个非常重要影响因素，水的相变。水气化会吸收热量，于是海水在被蒸发时，会失去热能，这一部分能量被储存在水汽中，在大气中凝结释放。这一部分能量被称为潜热  $Q_e$ 。

最后，海水在运动，对于一块区域而言，洋流会造成能量运输，这一部分的能量转移量，和前面水体体积流入流出的差那块的定义相同，被称为平流项  $Q_v$ 。

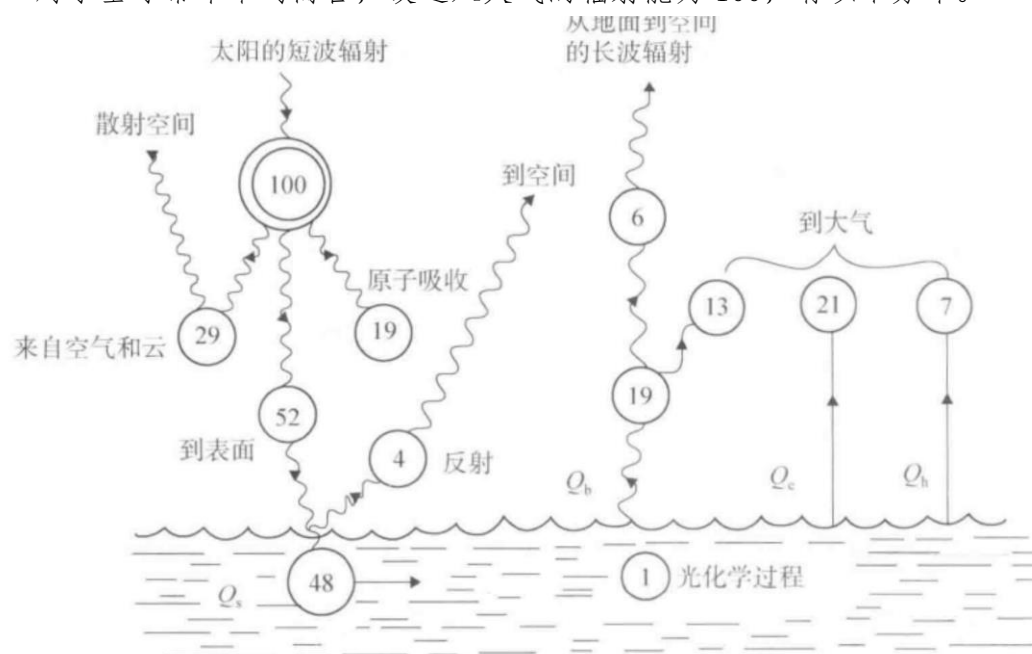
最后的平衡方程就是：

$$Q_t = Q_s + Q_b + Q_h + Q_e + Q_v$$

$Q_t$  为总收支量，为了方便，以上所有数值都以正值来表示海洋获得能量，负值来表示海洋失去能量。

当处于稳态时， $Q_t = 0$ ，也就是守恒状态。

对于全球常年平均而言，设进入大气的辐射能为 100，有以下分布。



### 3.1 短波辐射（太阳辐射）收入

这块内容在全球热平衡这块里也有，是大气，气候这块的基础。这里简单地介绍一下海洋的短波辐射收入以及其受到什么的影响。

首先我们要来看一下到达大气上层的短波辐射，这一部分辐射被称为行星辐射，没有经过大气的削弱作用。由于太阳距离地球很远，太阳光可以认为是平行光，垂直入射到达地球上一个单位面积的能量基本上是一个常数，被称为太阳常数  $S$ ，约为  $1367\text{W/m}^2$ （地球轨道椭圆，有偏心率，7月远地点和1月近地点比实际上要略少一点，太阳常数取日地平均距离）。我们知道地球是一个球体，这使得



太阳光照射只能在一个点上垂直，其他位置都是倾斜的。那么实际上对于地球这个曲面而言，大气上层的单位时间辐射能量为  $S \cdot \sin(\alpha)$ ， $\alpha$  是太阳高度角，即为太阳直射方向和地平面的角。

之后，太阳光还要经过大气。太阳光主要在几百纳米这个量级，这个量级里面，在透明大气中，除了臭氧对紫外光谱有个强吸收外没有很强的吸收峰，这一部分的能量占比并不大。因此，大气对短波辐射的主要作用，是大气中的云雾，与悬浮尘埃对短波辐射的反射。同时悬浮尘埃等等还有散射作用，有一部分光被散射也到达了地面，被称为间接辐射，而直接照射到地面的辐射被称为直接辐射，两者的和就是地面总辐射。

到达地面的辐射并不都是会被吸收，地面会反射一部分太阳光。反射的强度取决于下垫面的种类与太阳高度角的大小，不同下垫面种类在不同太阳高度角下的反射率如下图所示，一般在高度角 40 以上时，反射率不再有明显变化。

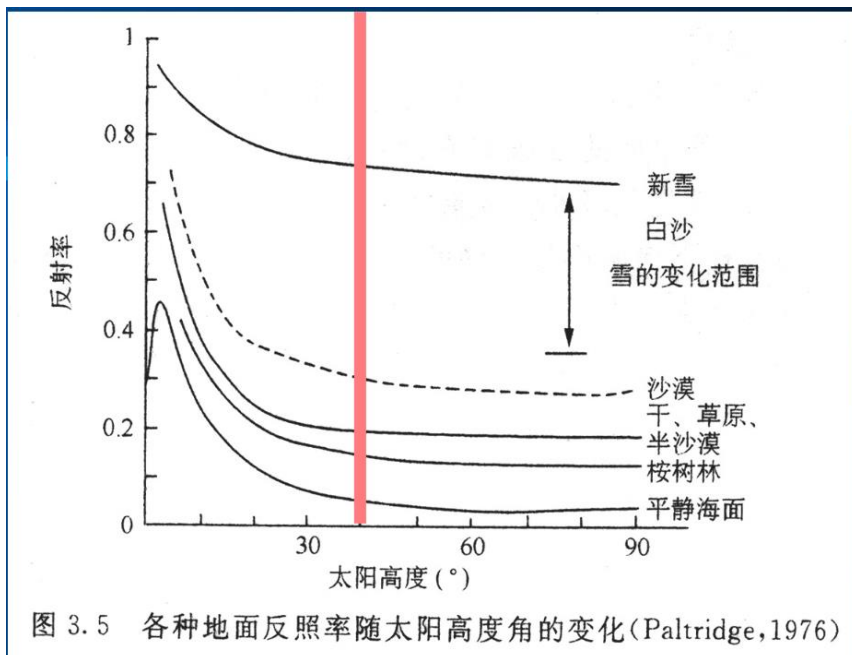


图 3.5 各种地面反照率随太阳高度角的变化 (Paltridge, 1976)

这样我们可以大概了解，被地面吸收的短波辐射，他主要取决于太阳高度角，天气状况和下垫面。具体计算公式基本都是经验公式，而且比较复杂，用处也不是很大，大概了解一下与什么相关即可，如果有时间的话，以后可能会另开一份教程来介绍一下地球的各种坐标系。

对于海洋而言，水基本是透明的，这使得短波辐射不会直接在海洋的表面上直接被吸收，而是会穿透一定距离才被完全吸收，穿透的距离取决于海水的浑浊度。有意思的是，如果海水相对较为浑浊，且缺乏混合条件而容易分层，则更多的短波辐射将会直接在表层被吸收，这会导致表层水的升温速度变得远快于清澈海水，加热速度在极端情况下可能相差一百倍。

### 3.2 长波辐射与 OLR

具体对于海洋的长波辐射公式依然是一个较为复杂的经验公式，同样的，这

里只定性介绍一下其和什么有关系。

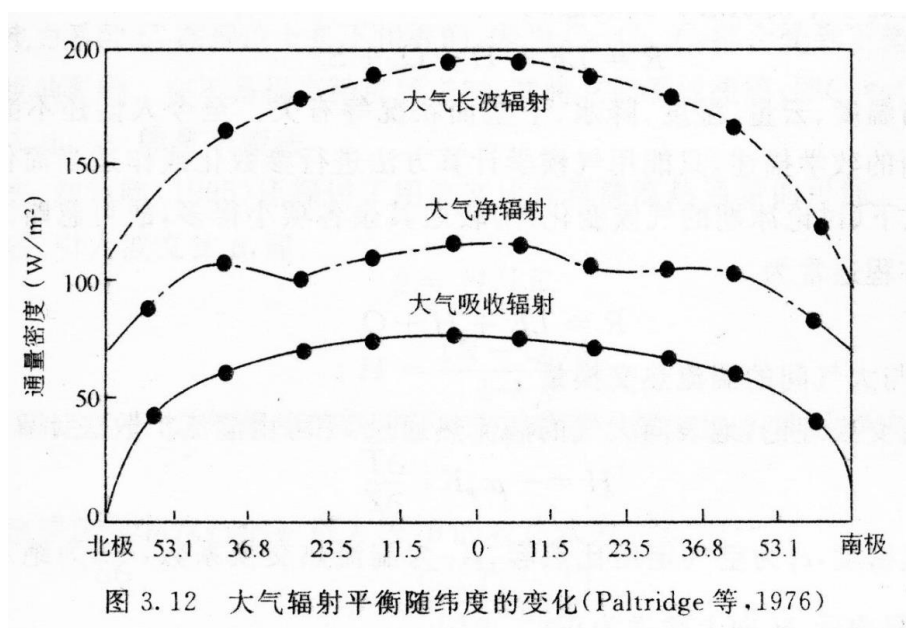
对于海洋的长波辐射。按照黑体辐射定律，黑体辐射的强度与绝对温度（就是用开尔文做单位）的四次方成正比，温度越高，辐射出的能量越大，当然世界上没有真正的黑体，因此还要乘一个辐出系数，他始终小于1，水的辐出能力比较强，能到0.98。卫星反演海温，以及云顶温度，也依靠了黑体辐射的原理。

$Q_b$  是海洋净向外发射的长波辐射，他要减去大气逆辐射，大气逆辐射和大气成分有关。温室效应，就是大气中的成分有强吸收长波辐射的气体成分，能够把这部分吸收的能量逆辐射回地面。对于大气而言影响最大的温室气体是什么呢？并非二氧化碳，而是水汽。水汽本身对长波波段有很强的吸收，因此大气的湿度会影响大气逆辐射的大小，较高的水汽会提供更多的对地面的逆辐射。同时，云也具有类似的作用，它可以大量地阻止长波辐射溢散到外层大气，因此，云层具有很强的保温作用。

射出长波辐射（OLR）是地面放射到宇宙空间 5 到 100 微米范围的总长波辐射。这个名词在大气上应该很常见，他主要取决于地表温度和云量覆盖。对于 OLR 的距平而言，就主要是云覆盖的影响。因此 OLR 距平经常用来分析云量距平，云量又是和降水有很大相关性的，所以 OLR 距平很好地反映了降水和对流强度。最经典的用处就是用来分析 MJO，在 MJO 湿区，对流活动增加，云量增加，OLR 会呈负距平。

### 3.3 潜热

潜热来自于蒸发。我们先看大气，如果我们只看大气的几个辐射量，会发现根本不平衡，大气放出的辐射（主要是很多全跑太空里了）远大于其得到的辐射，如下图：



那么这么大的热量缺口由谁来补全呢？主要靠的就是潜热。海洋蒸发的水汽携带潜热到大气中凝结释放潜热，给大气加热。



潜热  $Q_e = E \cdot L$ ,  $E$  被称为蒸发率, 也就是单位时间单位面积蒸发的水量,  $L$  是汽化热, 汽化热  $L$  有一个简单的公式:  $L = (2494 - 2.2T)$ ,  $T$  为温度, 单位为  $^{\circ}\text{C}$ 。

对于整个大洋来说, 副热带地区在强信风吹拂下, 有最大的蒸发率, 约有 200cm 每年, 最小在高纬度, 约 30cm 每年。 $E$  主要取决于风和短波辐射量, 强风, 特别是干燥的强风与高短波辐射量可以造成很高的蒸发, 副热带海洋完美符合这点, 成为了重要的潜热来源。

在绝大多数情况下, 海洋都向大气提供潜热, 只有很极端的情况下, 比如大气温度高于海洋且大气湿度很大时, 大气才会反向把水汽凝结回海洋 (这差不多就是超级加强版回南天) 这一般只会发生在强寒流区的大雾中。

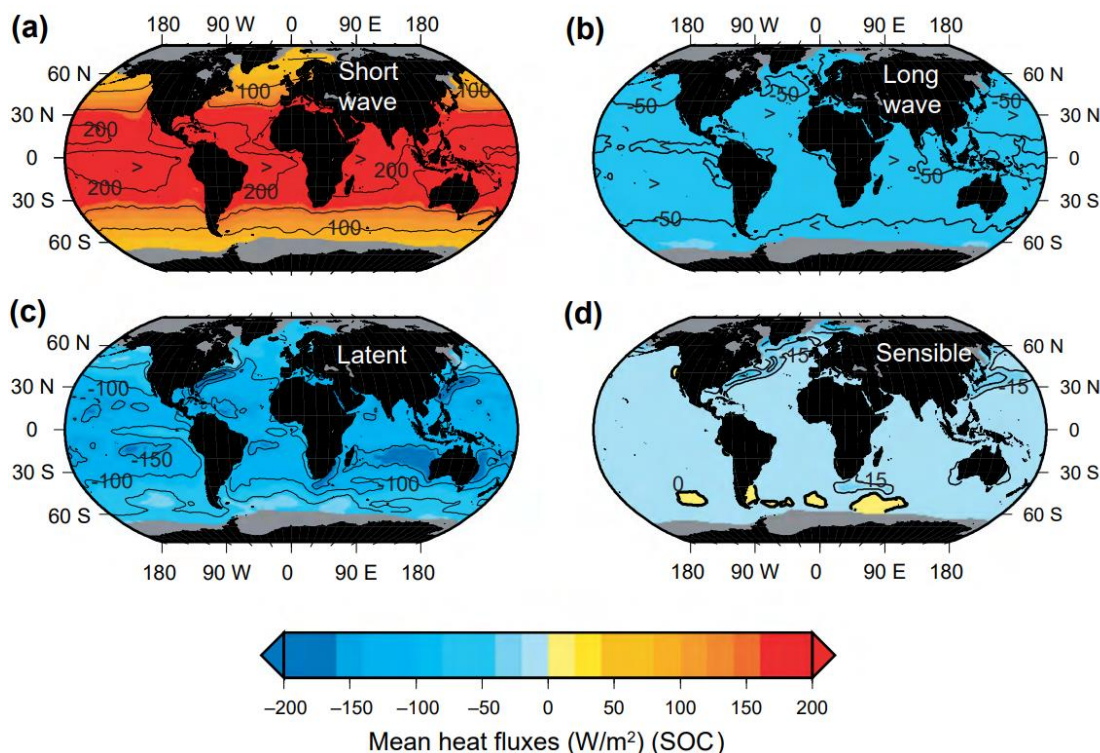
### 3.4 感热

最后一个海洋与外界的能量交换是感热。感热的形成原因是温度梯度差, 温度随着温度梯度方向进行热传导。当大气冷于海洋, 大气有向上降低的温度分布这使得热量向大气传递; 反之, 则大气向海洋传递。

感热的输送量与大气垂直方向上的温度梯度有关, 并于导热系数成正比。同时, 较大的风速也可以促进温度交换。

## 4、海洋能量收支的分布特征

讲完能量平衡的各项, 我们也来要来讲讲各个能量收支的分布特征。我们直接来看图, 比较直观。以下依次是短波辐射, 净长波辐射, 潜热和感热通量。



短波辐射最主要取决于高度角, 反应在地球上, 就是其与纬度密切相关, 随着纬度降低, 全年的辐射值会增大。但由于赤道附近 ITCZ 带来大量云系会削弱

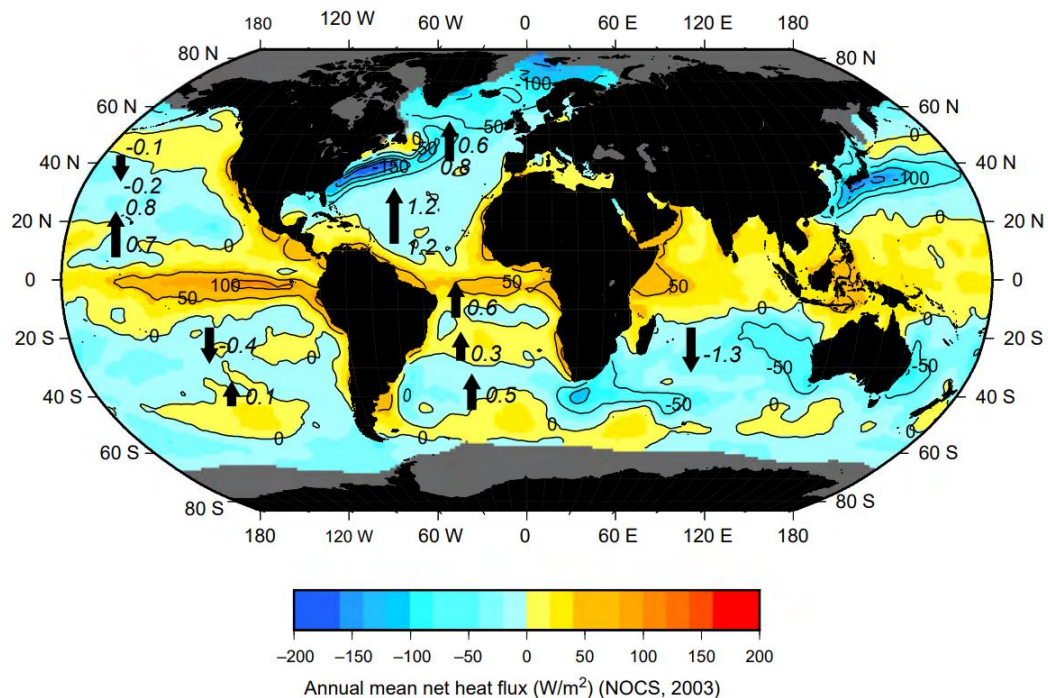
太阳辐射，使其最大值出现在副热带地区。

对全年而言净长波辐射总是负值，海洋作为热源供给大气能量，这个部分主要取决于云量，云量增加大气逆辐射的保温作用减少了海洋净供给大气的能量。

潜热通量是最大的负值，也就是说海洋供给给大气的主要能量，就是潜热。由于它与蒸发直接相关，在副热带地区会出现一个非常明显的峰值。此外在我国，和美国沿海也有一个高值，这个和暖流，以及这个位置冬季干燥的季风有关系，同时 TC 活动对蒸发也有一定的促进作用。

感热通量的占比最小，它主要取决于海洋与大气的温差，于是在明显的暖流区，比如黑潮，湾流区域，会有明显的峰值。

如果把这些全加起来，会得到下面这张图：



这就是海洋全年的总能量收支图，可以明显地看出，海洋在低纬度地区净得能量，到高纬度地区净失能量。这也意味着，热带地区的能量盈余，会通过平流项的形式，运输给高纬度地区以达到全体能量的平衡，平流项主要就是靠着洋流来完成，相对于大气而言，海洋输送的热量要小于大气通过环流运输的能量。

于是最大的热量损失都出现在向两极流动的暖流区中，比如北大西洋暖流和黑潮区，他把来自热带的暖水带到高纬度释放。最大的热量获得来自于东太平洋冷舌的位置。

关于时间分布而言，长波辐射的变化较小，短波辐射由于太阳直射点的变化而变化很大。潜热在冬季时其损失很大，且大量能量通过季风被运输到夏半球。感热的全年平均值较小，但其季节变化较大，冬季暖流区的海气温差加大，造成的感热损失很大，在西边界暖流区（黑潮等）的某些地方，其冬季感热甚至可以达到  $100\text{W/m}^2$ 。

## 四、简单海洋环流及机理

### 1、 基本受力介绍

PS：这里尽量不出现复杂的微积分公式，就简单地去做定性描述，如果要深入的话可以自行学习流体力学。

我们来思考一下在大海中一块运动的海水会受到哪些力的作用。

首先，他肯定会受到重力的作用。在先前也介绍过，海水的重力在大部分情况下与垂直方向的压强梯度力所抵消，这使得海洋环流大部分是平流。

与大气相似的，海洋在水平方向上也有压强梯度力，从一个平面上高压向低压存在一个力。

水是液体，他们之间的作用力要远大于空气之间，这使得水的粘性和摩擦力非常明显。

也因为水的粘性和摩擦，他对风的响应和很明显，风对他的作用被称为风应力。

同时，别忘记地球在自转，我们对地球上的流体做运动描述时，使用的是地球作为参考系，地球在自转，就是说明我们的参考系存在一个角加速度。当我们使用一个有加速度的参考系时，就要考虑惯性力的作用，在地球上的这个惯性力，被称为科里奥利力，或地转偏向力，简称科氏力，他会作用给绝大部分地球上运动的流体。

#### 1.1 水平压强梯度力

问一个非常非常简单的问题，在海洋中暖水和冷水在海平面上压强那个大？

答案是暖水大。

是不是觉得很奇怪？在大气中不是温度较高的气压低吗？你得记得在大气中高温为低压的是在低空，或者说是近地面这个层面上。对于海洋来说，海平面并不是海洋的底层，而是高层，相当于当你去分析海平面的气压时你得把他当成大气高层来分析。

那么一切顺理成章：当海平面较暖时，其密度降低膨胀，膨胀抬高了海平面高度，他将得到一个向外的压强梯度力。而冷水则相反。

对于盐度而言是相同的，对于表层而言，低盐度，淡水汇入，与高温有着同样的效果（减小密度膨胀）。

#### 1.2 离心力与科里奥利力

当我们使用旋转参考系时，如果我们去观察一个直接被放到旋转参考系里的物体，他如果没有力来提供向心加速度，他就会飞出去。他飞出去实际上的原因是缺乏向心加速度，缺乏向心力。但如果我们使用旋转参考系，我们认为这个系是不动的话，那就等价于我们要受到一个假想的向外的力，这个力就被称为离心

力。

离心力大小上与向心力相等，也就是 $\omega^2 r$ ， $\omega$ 为角速度， $r$ 为旋转半径。

更重要的一个惯性力是科里奥利力，他是对在旋转参考系中，一个运动物体向垂直方向偏转的一个力，这个力同样是假想的，源自参考系变换。这个假想力是怎么产生的，我举一个简单的例子：

我们想象一个盘子他在转，如果我们搞一个小球，他向心运动，那么在他向心运动的过程中假设他的绝对速度不变，他向内运动，对于向内运动时这个盘子上的点，他的速度 $\omega r$ 由于 $r$ 减少，而减小了，而球本身的速度还是原来的 $v$ ，这个速度比盘子后来的点的速度要大，这使得其向旋转方向偏移了。因此就会有一个假想的力：科里奥利力。对应的加速度为科氏加速。

科里奥利力的数学推导较为复杂，在论坛里，有大佬写了一篇动力气象学的教程，那里有基于数学和理论力学的推导，有兴趣的可以去那边看。

这里直接给结论，对于参考系变换而言，科里奥利加速度的大小为 $-2\omega \times v$ 。其是一个叉乘。对于地球而言，有和纬度相关的科氏加速度，设纬度为 $\varphi$ （以北半球为正，南半球为负），有科氏加速度的值为 $2\omega v \sin(\varphi)$ ，其方向是垂直于运动方向向右（对于南半球， $\varphi$ 为负数，那么最后结果也是负的，那样的方向就是向左的）。

为了方便，还定义了一个科里奥利参数 $f = 2\omega \sin(\varphi)$ 。这个要记住，在地球流体里离不开他。

## 2、 风力响应

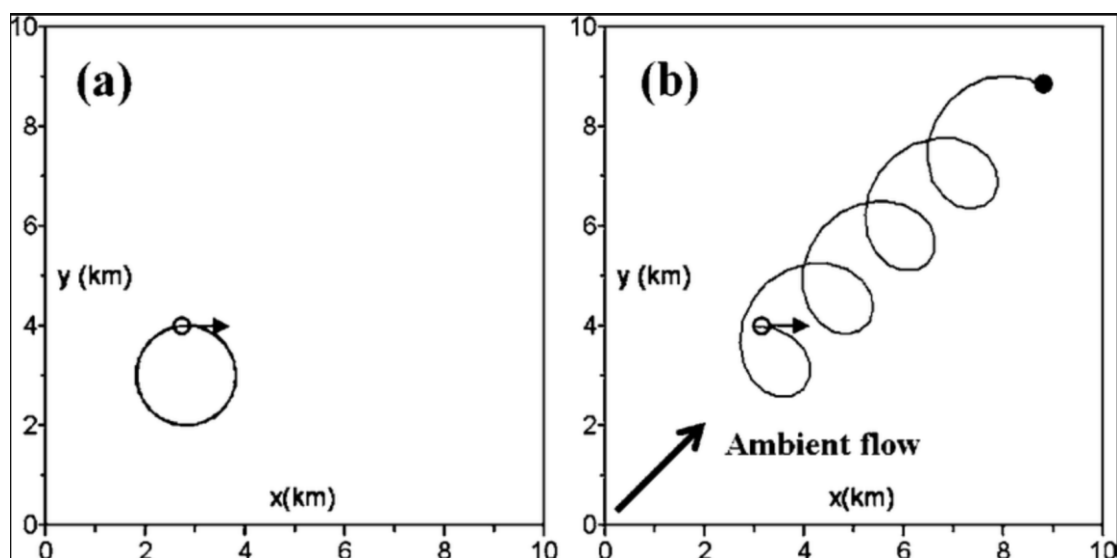
风力是对大洋表面环流最主要的动力来源。这里会着重讲解一下与在风力作用下海洋的流动。

### 2.1 惯性流

当一团表层海水在短时间内受到了风力的作用，相当于给一团海水加了一个初速度，海水保持这个初速度后不受其他水平力作用时，纯依靠惯性（或按照地球参考系，只受到惯性力）运动时，就被称为惯性流。这可以当成海水对风力的一个脉冲响应。

对地球参考系而言，运动物体受到科里奥利力的作用，在北半球向右，南半球向左，在这个作用下，拥有初速度的海水会逐渐向一边偏离。不断偏离的后果就是他的轨迹会呈现画圈状。

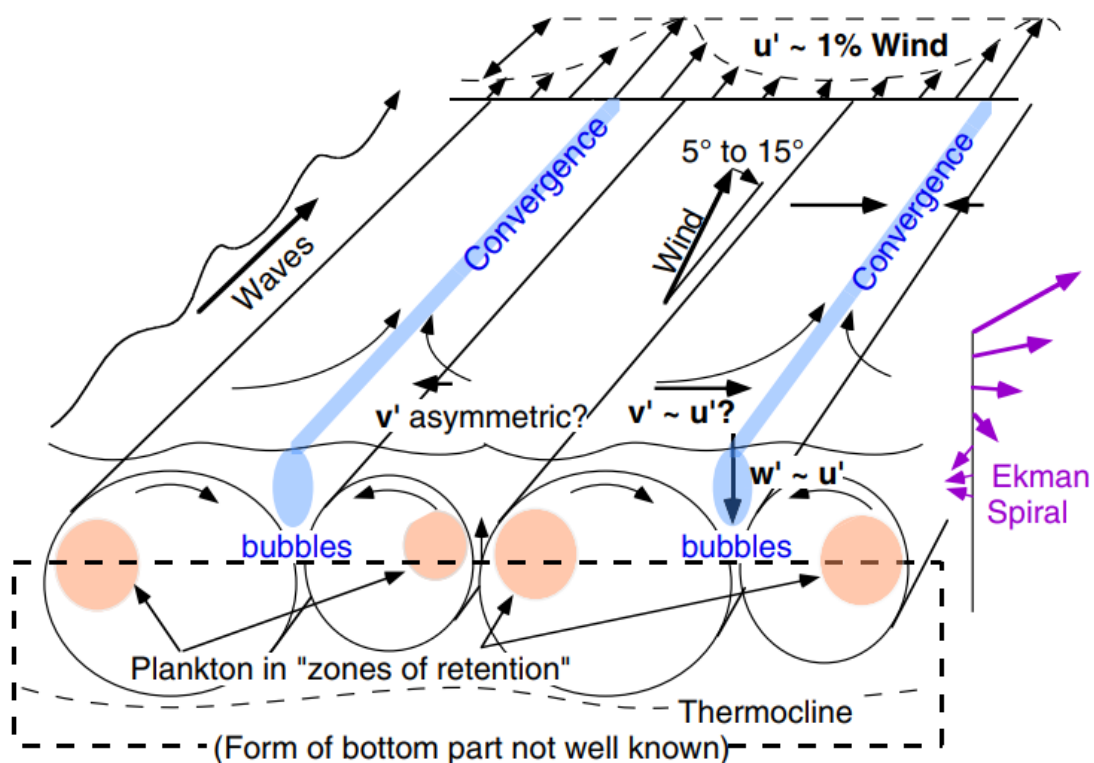
在实际观测中，表层海水受到与下层水体的摩擦作用，这导致最后形成的轨迹是与初始风力有一个特定角度上螺旋前进。



## 2.2 朗缪尔环流

在较大的风速下，海水还有一种响应机制，被称为朗缪尔环流。他的机制比较复杂，源自于风力的变化性而形成垂直方向的涡流。在海面上去看，这些涡流配合水流前进方向，看上去会像是线性小丘一样，向风力方向延伸。这些小丘的形成是垂直方向上的漩涡，造成局部的辐合区域。

在风力很强时，其涡旋可以延申到较深位置，这会促进上层海水的混合。朗缪尔环流一般出现在强风出现后的数分钟后，之后又迅速消失。





## 2.3 埃克曼层

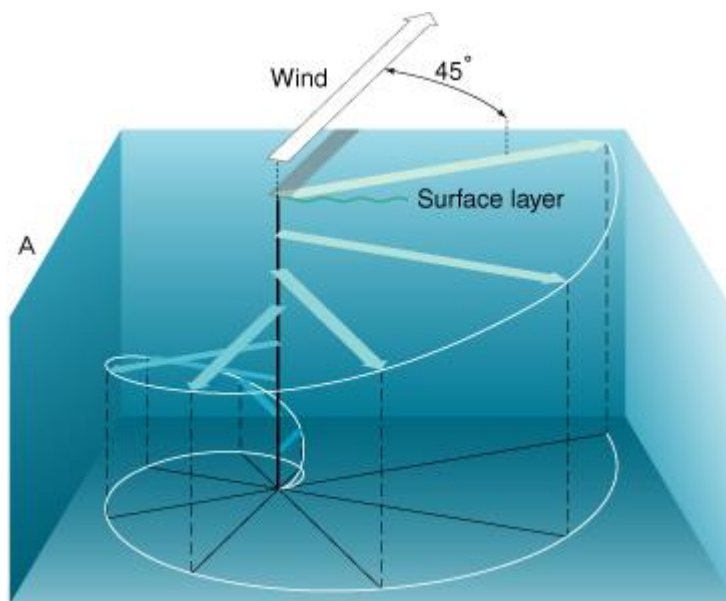
海水各层之间有着摩擦力，风应力可以通过海水之间的摩擦力向上传动。埃克曼层用来描述在科氏力作用下，风应力通过摩擦传动的过程。埃克曼层在海表最强，向下指数性衰减，并在 50m 左右消失。

对于表层海水，当摩擦，风力和科氏力平衡时，会和风力有一个北半球右偏，南半球左偏的夹角。在科氏力的作用下，当摩擦力向下驱动下层海水时，北半球会右偏，南半球会左偏，而下层的海水再给更下层摩擦作用时，更下层海水也会受到这个作用。这最后的结果就是，随着深度增加，水流的方向越来越向着科氏力方向偏转。于是随着深度加深，水流方向呈现方向旋转。

随着深度的增加，能量传递会减弱，指数性衰减，体现在越往下，他的流速越慢。

如果在水底存在水流，虽然没有风力作用，但水之间的摩擦还是存在，这使在水底也可以形成一个向上递减的埃克曼层。

由于埃克曼层的存在，对于风力响应而言，北半球水体净输送方向为风力方向的右侧，而南半球则是左侧。

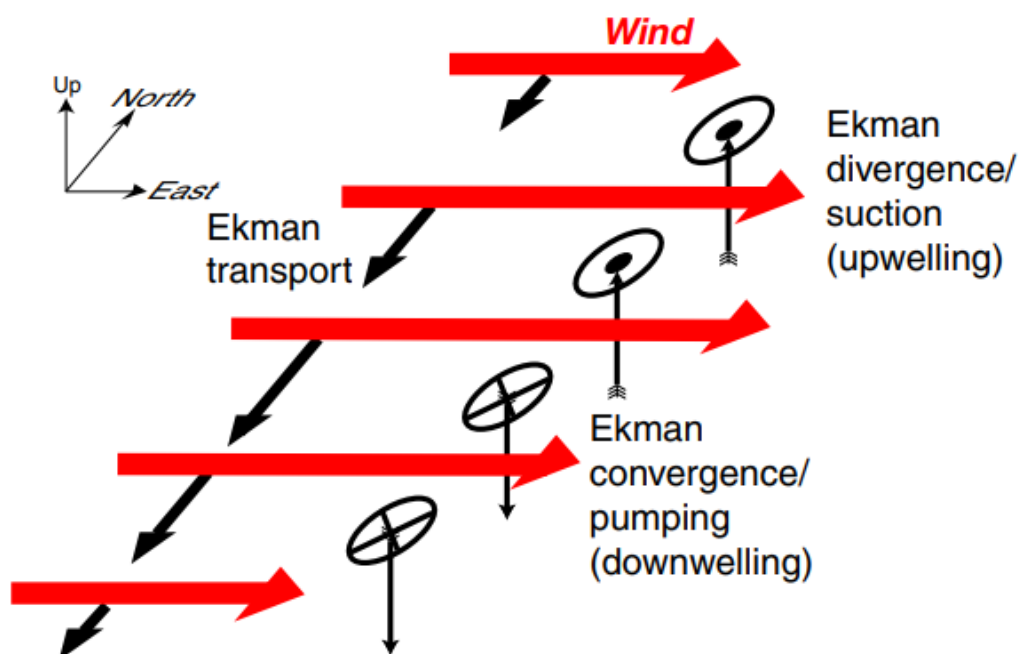


## 2.4 埃克曼输运与抽吸

埃克曼层中，净输送水的方向是北半球风力右侧，南半球左侧，那么如果我们把视角放大一点，风在一定空间内风向风力都会有所不同，如果出现一定范围内埃克曼层将水全部向中心输送，这个位置就会存在水的辐合，水全流到中心去了，为了水体平衡，就必须在这个位置下沉。反之，若埃克曼层把水全向外输送，这里就会抽吸出上升流。

那么，当一个地方出现气旋式风场（北半球逆时针，南半球顺时针）的时候，恰好埃克曼输运是向外的，此时在中心出现上升流。反之，出现反气旋式风场时，输运向内，出现下沉流。

这样的现象被称为埃克曼抽吸作用。当然，不需要出现严格的气旋式风场，只要满足第一段中的条件就可以，也就是说，只要其上的风场有一定的旋度（可以认为衡量这个量旋转的趋势），就可以发生埃克曼抽吸作用。就像下面这张图表示的，在风强度有空间变化时，由于不同风力强度造成的运送量不同，也会造成埃克曼抽吸或沉降。

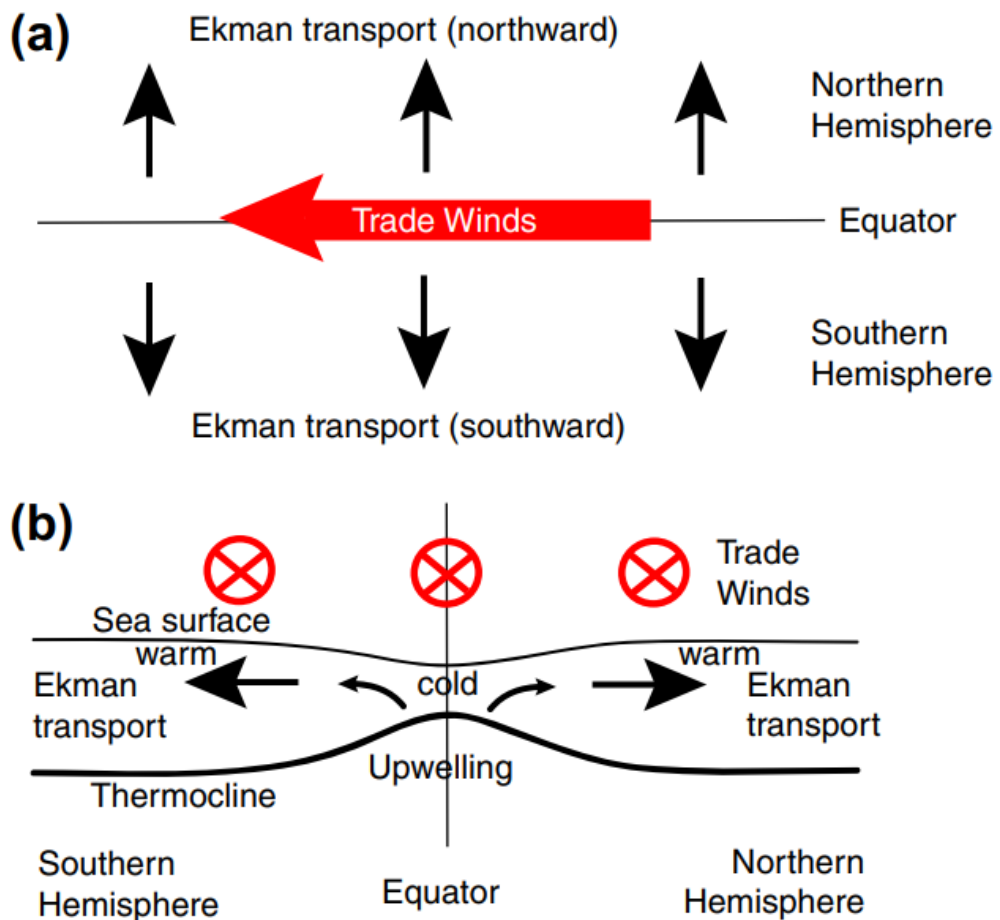


还有一种特殊情况，就是在边界上，比如海岸，和赤道附近，也可以形成埃克曼抽吸作用。

试想一下，比如我们夏天吹南风，在浙江沿海，南风造成向东的埃克曼输运，但是这时候海水西边没有水能来补充，只能从海底抽上水，这就出现了埃克曼抽吸，在浙江近海形成上升流。这个作用形成了很多风力离岸流，比如副热带东边界流（比如秘鲁寒流，加利福尼亚寒流这种靠信风吹出来的上升流）。

赤道边界是最特殊的一种边界，他也可以形成埃克曼抽吸作用。对于赤道而言，他两侧的科里奥利力的方向是相反的，北半球向右，南半球向左，这也就是说，在赤道两侧，同样风向造成的埃克曼输运的方向是不同的。倘若在赤道上吹偏东信风——也就是最普通的那种情况下，赤道偏北侧的水净向北输送，南侧净向南输送，水往两侧走，下层水就被迫上升来补充，这就形成了埃克曼抽吸，使得这里的温跃层变得浅薄。尽管赤道附近的科氏力绝对值很小，但是他依然会在开阔的强信风造成一个比较明显的埃克曼抽吸作用。这个作用在我们著名的 ENSO 区尤其明显。从图上看就是这个样子：





### 3、地转平衡

这一部分和大气的的内容重合度很高，这里简单介绍一下海洋中的地转平衡。

科里奥利力是一个很小的力，只有对于长距离大尺度运动时，才容易产生较大的影响。在此先科普一下一个广为流传的谬误，就是水槽下水旋转的问题，这个旋转方向和科氏力的关系很小，只有你的水槽很大（比如一个池子）然后下水很慢时候，科氏力才可能有主导性。究其原因还是因为地转偏向力相对于快速流体而言太小，在短时间尺度，小空间尺度中很难达到平衡。

判断一个流体受到科氏力作用是否明显，可以使用罗斯贝数  $Ro$  来判断， $Ro=U/Lf$ ， $U$  是特征速度， $L$  是特征长度， $f$  是在科氏参数，在前文科氏力部分有介绍过。只有在罗斯贝数很小时，才认为科氏力有比较明显的作用。

在海洋中，长时间大尺度的流动很多，其罗斯贝数都很小，会明显受到科里奥利力的影响。

在海洋中，对于数天数公里的海流而言，其水平受力会受到科里奥利力和水平压强梯度力的作用。两者达到受力平衡，就被称为地转平衡。

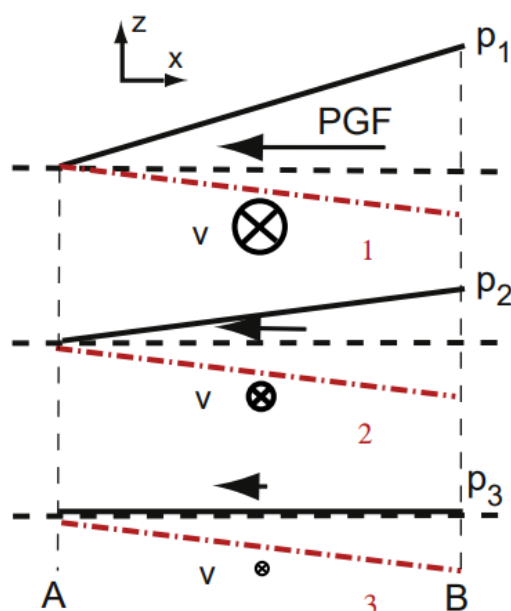
科里奥利力永远与运动方向相互垂直，压强梯度力沿着压强梯度方向，二力平衡必须等大相反在一条直线，最后的结果就是运动方向必须和其压强梯度力方向垂直，这恰好是和等压线平行了。于是最终形成沿着等压线运动的海流，他的

运动方向为与气压梯度力垂直向右（北半球），或向左（南半球）。这个过程在远离地面的大气中也存在，所以在大气非近地面层都时常把等压线近似看场流场线。在海洋上，也有位势高度场和等压线等的处理方式，不过对于海洋而言，还可以用动力高度的处理方法，这大抵和位势高度差不多，这里就不作介绍了。

在前文水平气压梯度力的介绍中有说明，在海表面，其高低压类似于大气上层，暖热低盐度低密度水抬高了海面高度而形成高压，冷而高盐高密度水则降低了海面高度，形成低压。

对于这种纯由水平上水团（气团）热力或者密度差异造成的压力梯度，他随着深度（在大气中随着高度）其梯度强度会发生变化，这就是我们所熟知的热成风。热成风的本质，是在纯温度影响下，造成的密度分布，必然会造成冷区域有个受冷收缩变成的较为薄的压力场，与热膨胀下有个较为厚的压力场，最终的结果就是等压面会从暖区向着冷区倾斜，会有指向冷区域的梯度力。等压线倾斜的形状造成，一般而言越高层他的压力梯度越明显。

换到图上就是这个样子，实线为等压面，PGF 为压强梯度力。



可以用有无热成风效应来区分斜压与正压。如果在等压面方向上有温度差异，就是斜压，反之，就是正压。如果对于大气，那正压大气是一种没有水平方向热力强迫的大气；如果对于海洋而言，正压海洋是没有水平方向温度或密度差异影响，纯粹由于海平面高度不同而形成海流的海洋状态。对于大部分的海流而言，正压和斜压的影响都存在。

## 4、 位势涡度与大洋长波波动

### 4.1 涡度

在地球流体中存在一些长波波动，比如罗斯贝波和开尔文波，对气候，海洋等的影响非常大。要研究这些波动，需要引入位势涡度的概念。在介绍位势涡度和位势涡度守恒之前，我们先介绍涡度。

涡度是指速度场的旋度，一般在大气和海洋中，只关心其垂直分量（垂直分量使用的是水平方向上的速度计算），这里没有办法，只能涉及一点偏微分内容，不过没啥关系，尽可能会简化，或者直接记结论。这里给出涡度的定义方程：

$$\omega = \nabla \times \mathbf{v} = i \left( \frac{\partial v}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial y} \right) + j \left( \frac{\partial w}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial z} \right) + k \left( \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right)$$

$\nabla$ 这个东西是个梯度算子，和速度  $\mathbf{v}$  做叉乘展开之后就是右边这个偏微分式子。我们取其中的垂直分量，就是  $k$  那个项  $\left( \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right)$ ，这个是我们经常看到的涡度，就像是 cimss 里的那个涡度图里面，都是用这个值的。其单位为秒的负一次方。

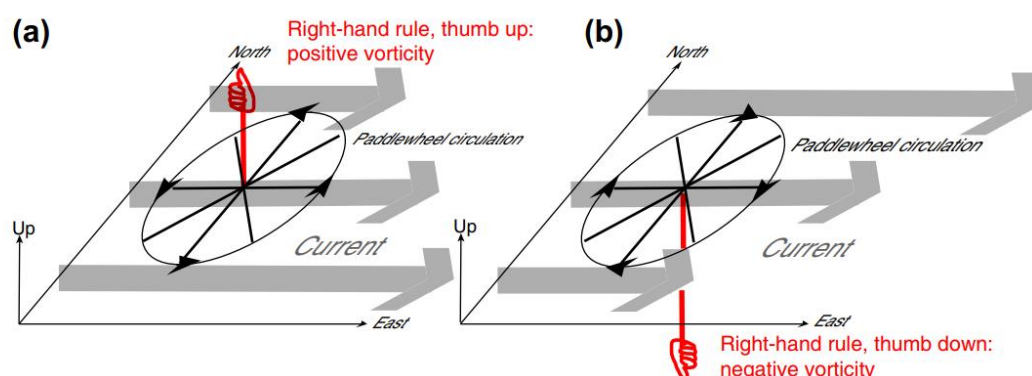
那么这个偏微分式子是什么意思呢？

这个式子代表的是  $y$  方向的速度分量对于  $x$  的微分，减去  $x$  方向的速度分量对于  $y$  的微分。

因为地球本身就是在自转的，地球自身有个角速度  $\Omega$ ，对于某个位置而言，涡度等于角速度的两倍，那么存在行星涡度  $2\Omega$ 。

流体相对于地球的涡度被称为相对涡度，其与行星涡度的合为总涡度（绝对涡度）。

关于涡度的方向（正负涡度），可以使用右手来判断，就像是那个电磁里面那个右手定则，用手握拳，手指方向指向流场的旋转方向，大拇指向上指就是正涡度，反之是负涡度。如图所示。



## 4.2 位势涡度与位势涡度守恒

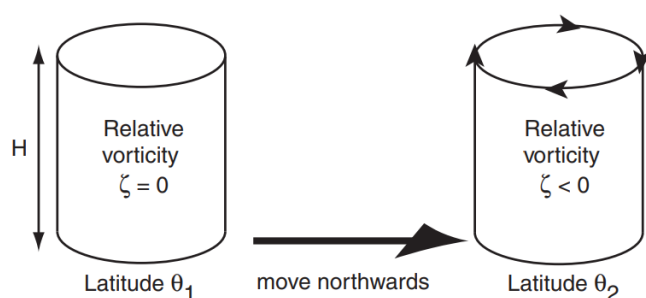
位势涡度  $Q$ ，的定义是  $Q = \frac{f+\zeta}{h}$ 。他的意义是绝对涡度在垂直方向的分量与流体团的高度的比值，其中， $\zeta$ 是相对涡度， $f$  是行星涡度在垂直地面方向的分量，恰好等于科氏参数（见前面科里奥利力的介绍那块），所以用  $f$  表示。 $h$  是流体团的高度（长宽高的那个高度，或者说流体的厚度）。

在没有除了重力外其他外力作用时，位势涡度  $Q$ ，保持不变，这就是位势涡度守恒。

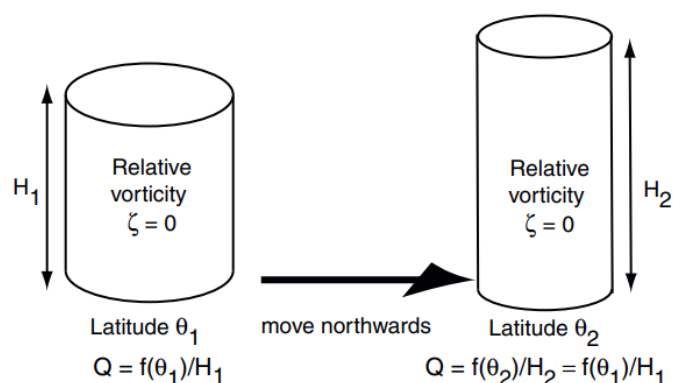
可以注意到，位势涡度中行星涡度的量是随着纬度变化的，如果向北有一个极小的距离  $dy$ ,  $f$  有一个极小的变化率，等于  $2\Omega \cos(\varphi) R$  ,  $R$  为地球半径。把这个式子记作  $\beta$ ，随着纬度变化而造成  $f$  变化被称为  $\beta$  效应，这是后面介绍的罗斯贝波的恢复力。

那么位涡守恒有什么用呢？我们来简单地讨论一下。

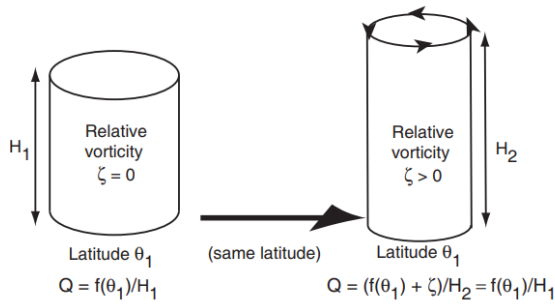
如果有一个气团向北移动， $f = 2\omega \sin(\varphi)$ ，纬度  $\varphi$  增大了， $f$  增大，而位势涡度守恒要求  $Q$  不变，那么就要求相对涡度减小，气团厚度  $h$  增大。如果本身没有相对涡度，假设高度  $h$  不变，那么相对涡度在北上后需要减小，就变成了负涡度，开始反气旋模式旋转。如图所示。



当然，要求涡度不变的话，呐  $h$  就得变大，那就会变成下面这个样子：



这是气团纬度变化造成的影响，还有一些气团翻山或者其他因素会造成气团高度（厚度）的变化，如果把一个气团拔高了，那么相应地，气团的  $f$  或者相对涡度也要变大，那么这个气团要么北移，要么出现正的涡度。如图所示：



在赤道附近， $f$  随着纬度的变化率很大，而  $f$  本身接近 0，使得这里受到位势涡度守恒的影响很大。这造成赤道附近洋流的切变很大。

### 4.3 罗斯贝波 (Rossby Wave)

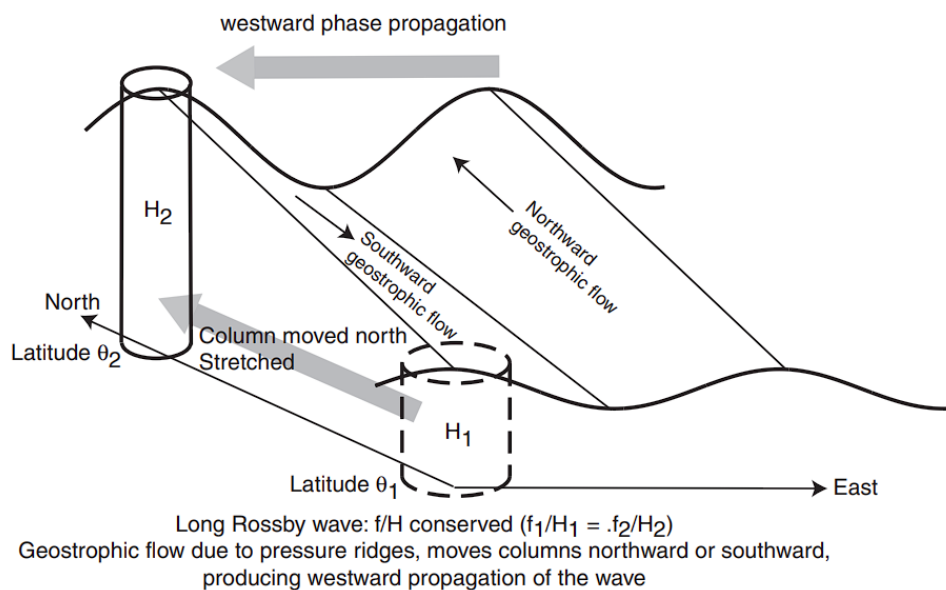
位势涡度守恒造成的最为经典的影响，就是罗斯贝波，他的回复力是  $\beta$  效应。这里简单地讲解一下他的形成原因。

我们看第一种情况，我们设想一个水体本身没有相对涡度，他向北移动，那么根据位势涡度那章已经介绍的内容，他的相对涡度要减小，流体厚度要增大。那么相对涡度减小了变成了负值，他会出现反气旋式的运动，这个反气旋的趋势和他的本身运动速度而言并不占主导，但会使得他出现一定的弯曲。这使得这个向北的气流，会有一个反气旋式（顺时针）的弯曲。最终他会使得其弯曲到北分量消失，而后在惯性和气旋涡度下南下，变为反向偏转（逆时针偏转），再偏转到南分量消失又转为北上，这样形成一个循环波动，就是罗斯贝波。

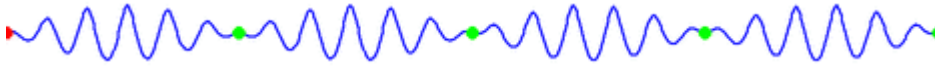
还有一种情况是因为地形的阻碍，气团厚度  $h$  发生了变化，从而同样地造成了相对涡度变化而气流偏转，同样也会造成波动，这类被称为地形罗斯贝波。

当然在实际的波动中，这三个变量是会一起变的，比如在北上情况下，气团高度也有所拉伸，南下时也会有所压缩，这使得在垂直方向上，他也像是一个波一样上下波动。

大致示意图如下：



通过一些复杂的计算可以得出来，罗斯贝波的相速度（指相位的速度）始终是向西的，也就是说它的波峰和波谷只向西移动相较于基本气流而言向西（就是说，例如在西风波动里面，它相对于西风而言是向西的，但是因为本身西风有一个较大的向东的速度，导致它相对于地球而言，依然是向东的）。但他的群速度可东可西，也可以驻波，一般短波向东，长波向西，（群速度可以理解为整个波外形的移动速度）群速度和相速度如下图所示，绿点为群速度，红点为相速度。



罗斯贝波的群速度和相速度不同，这意味着，罗斯贝波是频散的，他的传播速度和波长呈一个函数关系。频散的结果是他的能量可以在一定程度上先行有弥散地去向某个方向去传播（比如对于西风带有的上游效应）。

在海洋中，虽然没有纯粹的罗斯贝波，但是很多海水运动依然存在着很强的罗斯贝波性质，最明显的就是海洋中的涡旋系统，如 2.1 中所给的，以及赤道洋流中的不稳定波，那些涡旋就存在一定的罗斯贝波性质，通常向西移动。

#### 4.4 开尔文波 (Kelvin Wave)

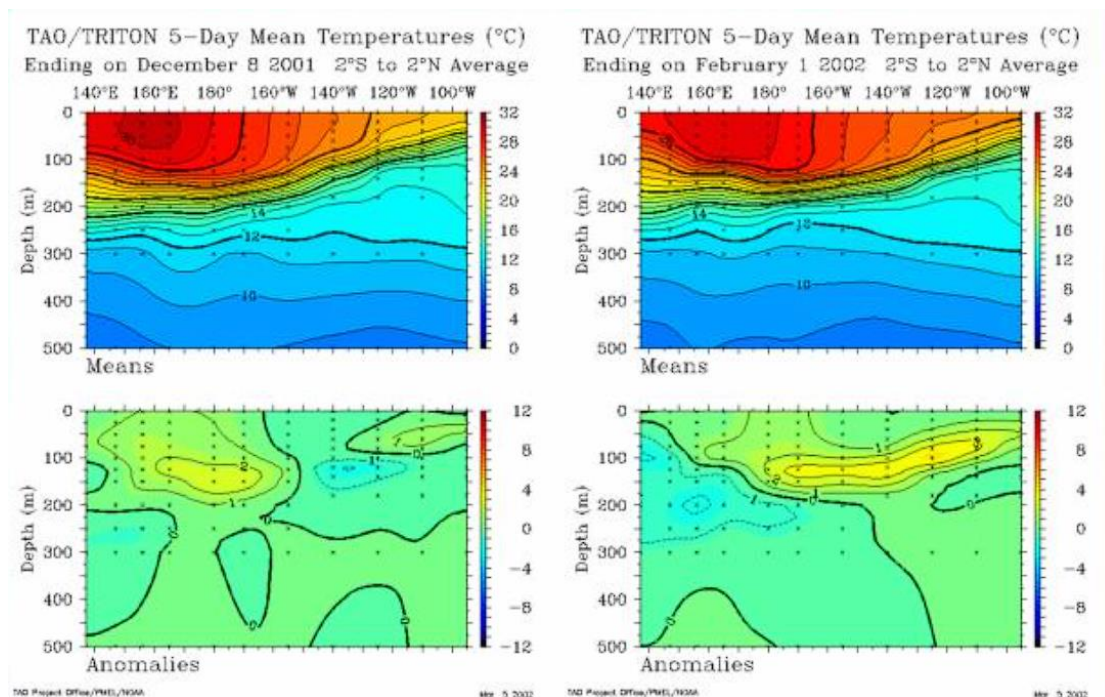
在有界面约束（海岸或是赤道）与科里奥利力作用下，海洋中还存在一种重要的波，即开尔文波，他是一种受到科氏力影响的重力波。他在赤道和东边界尤其明显，赤道上的开尔文波对 ENSO 有着重要的影响。

如何理解开尔文波呢？我们以赤道边界为例，试想如果有向东的水流，那么这个水流在科氏力的作用下，北半球向右偏转，南半球向左偏转，那么最终结果就是两侧的水一起往赤道上偏，这就导致了这块水流被约束在了赤道上；而相反，向西的水流会被科氏力作用下偏离赤道。开尔文波就是一种约束在这样的界面上的波，也向上面所说的那样，在赤道上，开尔文波只向东传播。

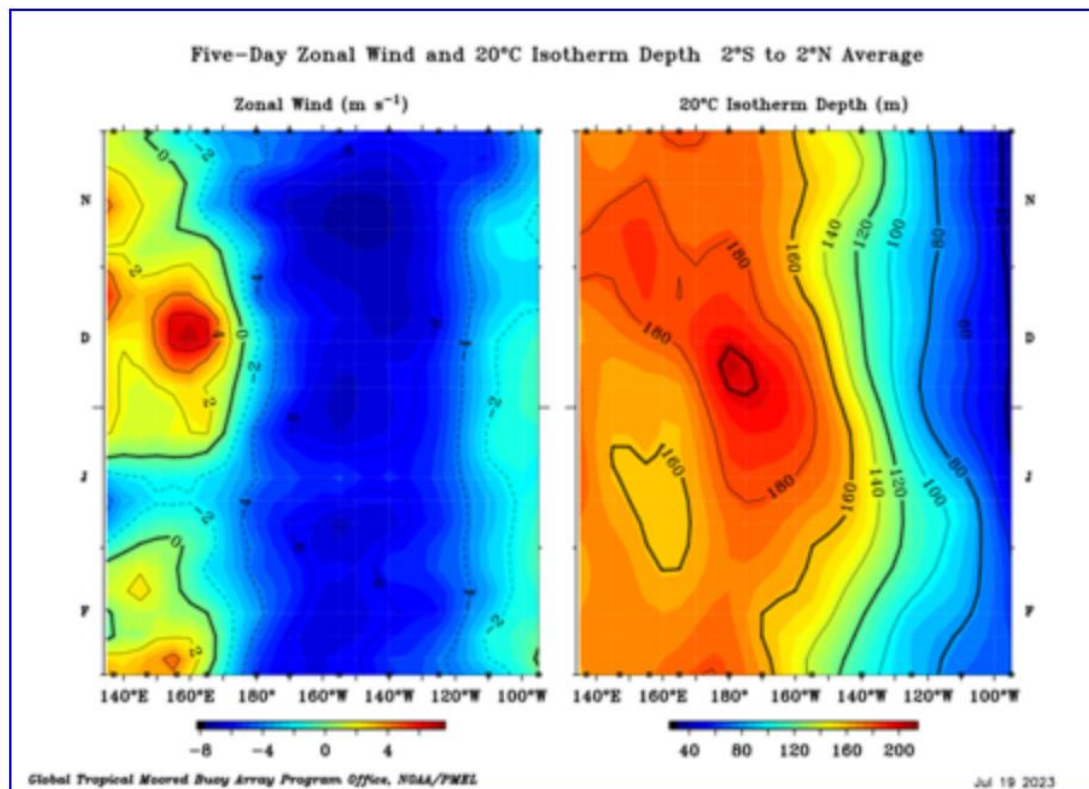
赤道开尔文波对 ENSO 有着非常大的影响。西风爆发会造成赤道开尔文波的东传，开尔文波会造成温跃层的起伏，开尔文波的下沉位会使温跃层加深，海水的 OHC 与 SST 上升，因此厄尔尼诺的发展时常需要开尔文波将暖水沿着赤道东传到原本的冷舌位置。

以下是 2001 到 2002 年一次经典的 Kelvin 波东传过程，明显看到暖水向东传播。





接下来这张图是同期西风爆发造成的 Kelvin 波，明显在 2021 年 12 月出现了强西风爆发（图上的正为西风），而后 20 度等温线深度也出现了一次东传，这就是西风爆发造成 kelvin 波的结果。





## 5、 大洋风生环流

### 5.1 Sverdrup 平衡

在副热带环流中，海洋次表层区域的海水会流向赤道，而副极地环流中则会流向极地。这个现象被称为 Sverdrup 平衡。

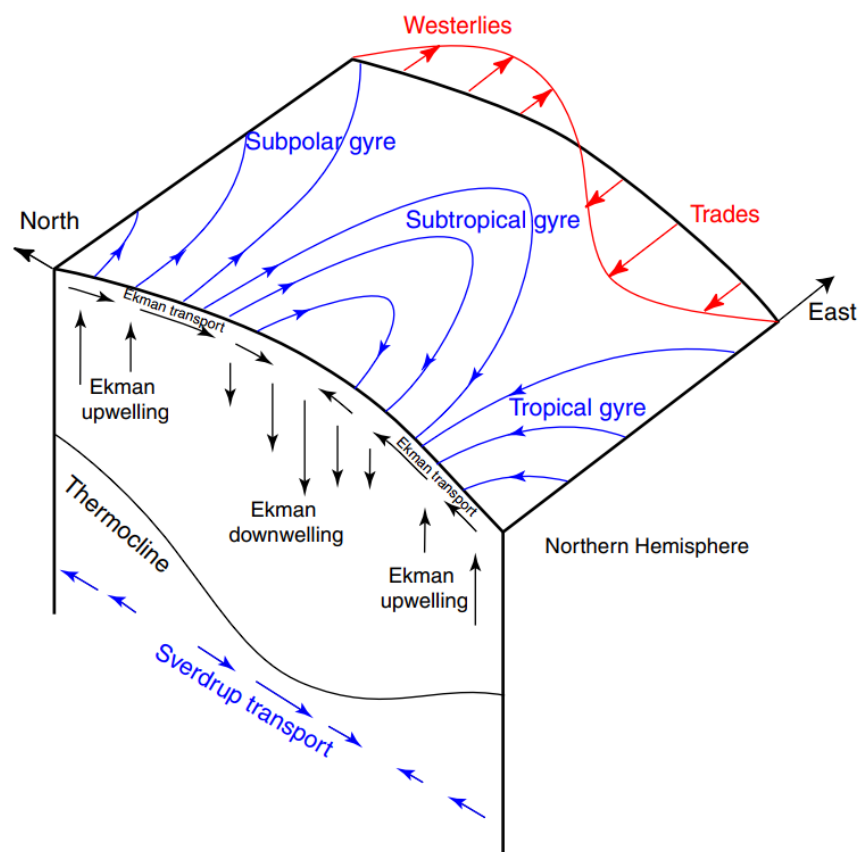
以副热带地区为例，在先前埃克曼输运的部分中我们介绍过，在信风的作用下，信风带内表层水被埃克曼输运带离赤道而向高纬输送。而我们知道在副高再往北，就是西风带了。在西风带内，埃克曼输运又会把水往低纬方向输送。最后的结果就是在副高反气旋式的风场下，表层水在东西风分界的副热带地区出现辐聚。

这部分水聚在一起变成一个海面高压了，不能一直堆在这里，所以最后他们只能往下走，因此在副热带的这个辐聚带的埃克曼层下层会出现下沉，海水被挤压下去。

那么我们回想一下上一个章节，如果地球上流体被挤压的话，会发生什么？他的高度  $h$  相当于减少了，那么，根据位势涡度守恒，他的相对涡度与行星涡度的和就必须变小。在海洋内部不易产生较大的相对涡度，因此为了保持位势涡度守恒，其行星涡度被迫减小。

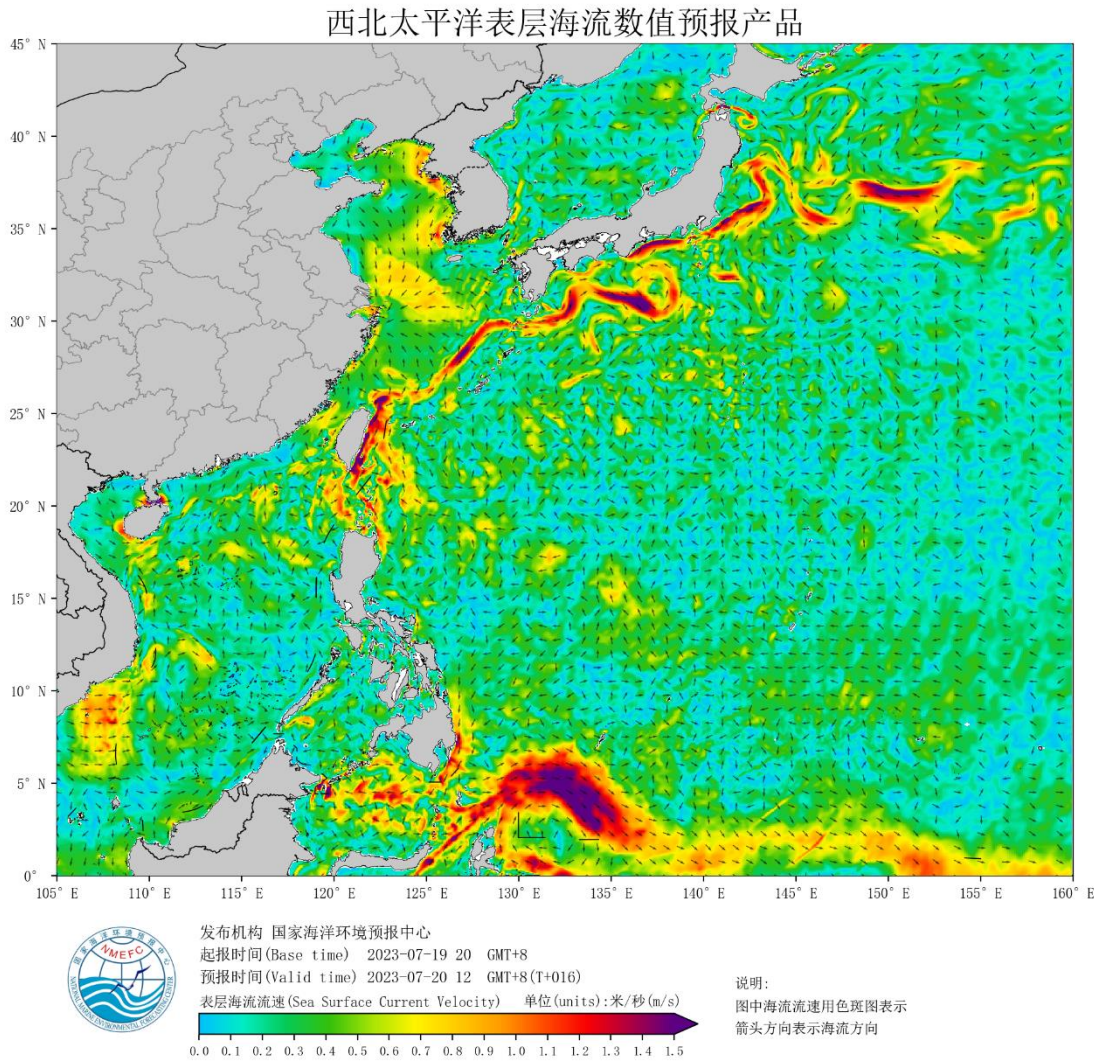
这样就意味着，他将要往低纬度移动。

而副极地地区则相反，副极地地区的气旋式风场使得海水在这里辐散出现上升流，而相应的，下层水需要向更高纬移动。环流模式如下图所示。



## 5.2 西边界流与西向强化

根据我们 Sverdrup 平衡，在西风带以南，埃克曼层下层水移向赤道，为了形成环流，这部分水必须要回到西风漂流区域中，因此必然有一个补偿流，将海水重新从低纬度运输到西风带内，诸如黑潮暖流，北大西洋暖流。这类洋流都出现在大洋的西侧，并且流幅非常窄，流速快，流量也大，深度深，贯穿海表到 Sverdrup 流的深度，这类洋流被称为西边界流。在下图中可以明显看出一条沿西侧大陆架边界的窄而强的西边界流（黑潮暖流）。



那么为什么这支补偿流会出现在西边界，而且呈现出流幅窄，强度强的性质呢？

我们先从位势涡度的角度来考虑这个问题。

要使得海水从低纬度地区回到高纬度地区，行星涡度必然会增大。那么要让水体在其他条件不变的情况下（Sverdrup 平衡可以视为没有改变绝对涡度，完全位势涡度守恒的情况，在这里不适用）回到高纬度地区，就要求有涡度的输入，使得其绝对涡度增大，而事实是西边界流非常窄且稳定，不太受到风力作用而压缩拉伸，因此这个绝对位势涡度的增大需要靠其他东西先提供给他相对涡度。

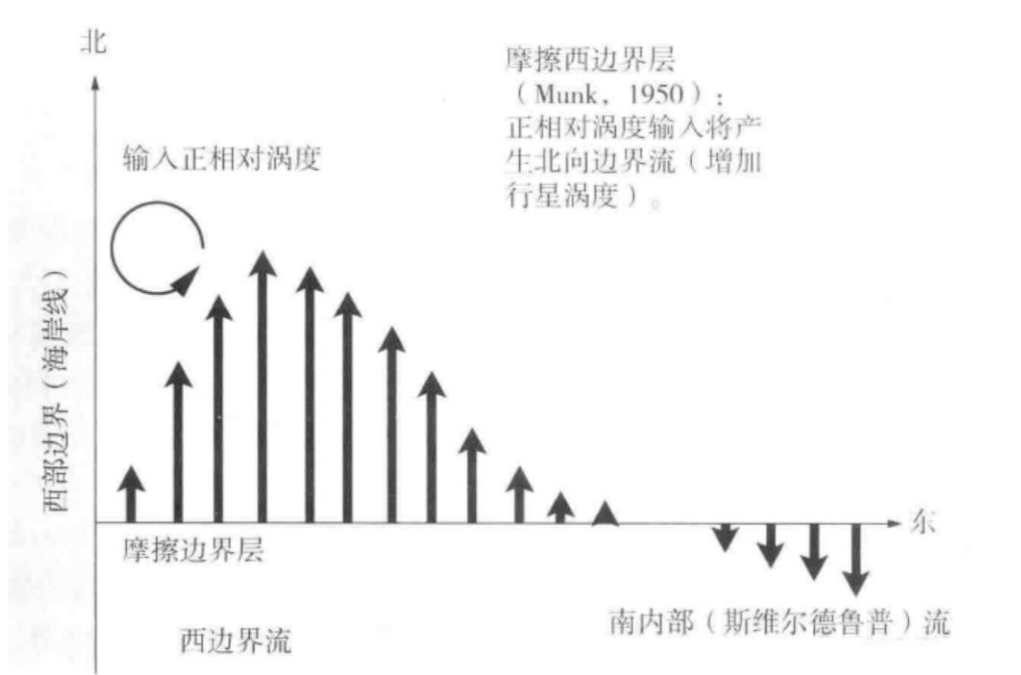
因此边界流的大致流程是：相对涡度输入→绝对涡度增大→行星涡度增大

(纬度提高); 流的相对涡度到最后没有明显改变, 输入的相对涡度变为其行星涡度。

那么相对涡度由谁来提供呢? 最经典的解释就是通过陆地(大陆架)摩擦来提供。

以北半球副热带环流为例, 如果在西边界, 受到西侧大陆架摩擦的作用, 向北的洋流靠西侧会减速, 这使得这里形成了正涡度。也就是摩擦力给北向洋流提供了相对涡度, 再引起行星涡度的变化, 从而海水得以回到高纬度, 这就是海流的西向强化。

如果在东边界有北向流则产生了负涡度, 那么就无法做到西向强化。



对于副极地与南半球也是类似的, 有兴趣自己可以推一遍, 最终结果就是摩擦力作用下主补偿流会在西边界。

除此之外, 还有一个重要的成因, 是在信风作用下, 低纬度地区会形成西向的长波罗斯贝波, 这类罗斯贝波群速度向西, 将能量带到西边界。而反射向东的波相对能量小而且群速度与相速度相反, 强烈频散而能量传输差。最终结果就是这些罗斯贝波间接把风的能量累积到了西侧边界上, 给西边界流提供了重要的动力来源。

### 5.3 东边界流与上升流

在大洋东边界, 时常因为信风影响而产生上升流。

在之前埃克曼运输的部分已经讨论过, 在副热带东边界地区, 在信风的吹拂下, 形成了离岸的埃克曼运输, 使得冷水上涌, 这就是诸如秘鲁寒流, 加利福利亚寒流等东边界寒流的主要成因。当然, 沿岸上升流也可以出现在风向造成埃克曼运输离岸的任意边界, 例如索马里韩流, 以及我国夏季近海西南风影响下的海流等等。

如果离岸风随着离岸的距离而风速增大, 那这类上升流可以延申到百公里远。



上升流的上升速度约为 5 到 10m 每天，大部分来自埃克曼层下部，约几十米到三百米。

因为离岸和海水上升，使得沿岸的海水密度上升和海平面高度下降，使得这里有个向岸的压强梯度力。地转平衡作用下会形成向赤道的洋流，这就是东边界流。因为离岸风的影响很大，在这类洋流里会有大量涡旋和离岸海水。

因为水被运输到赤道，下层也会存在一定的向极的压强梯度力，这使得在下层，几百米处，因为向极的压强梯度力而会有逆流的潜流，如果风力减弱甚至消失，这个逆流的洋流可能会向上发展延伸至海面。

## 5.4 赤道洋流

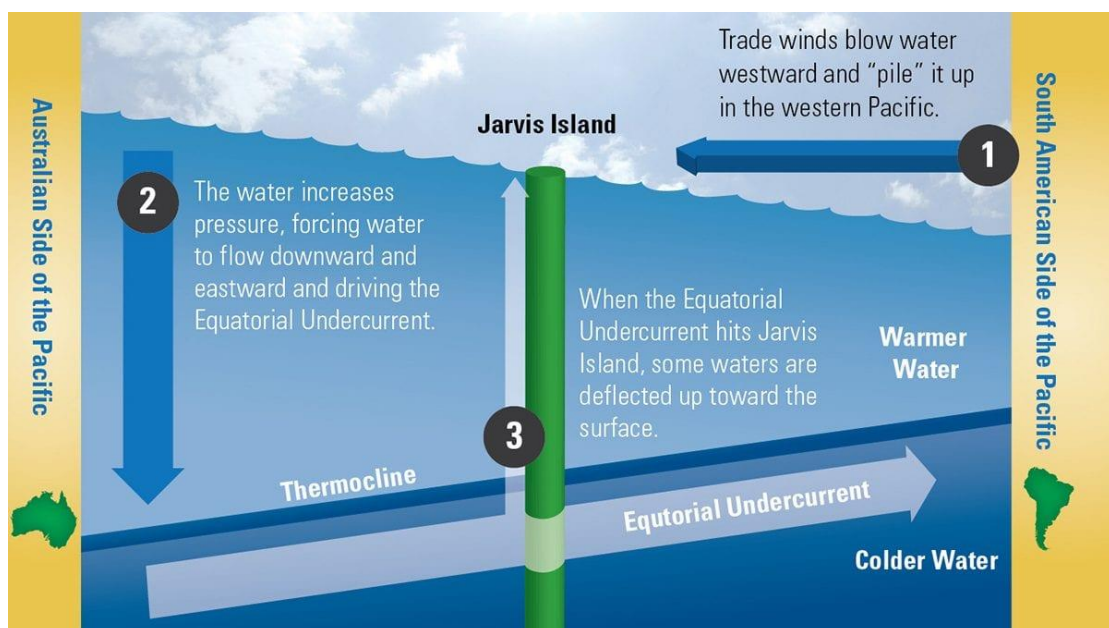
在赤道附近的洋流和其他地区有着比较大的区别，因为赤道附近的科里奥利力非常小，在极接近赤道的地方，表面洋流几乎完全只由风力和压力驱动。赤道洋流主要受到信风和季风推动。

在信风作用下，海水受到向西的风应力，因为赤道上没有科里奥利力的作用，摩擦力直接将下层海水也往西带而没有偏转，这形成了赤道海表面上向西的洋流，这使得水向西堆积，使得在信风作用下海洋赤道西侧海平面将高于东侧。于是在这样高差的压力梯度下，又会有向东的梯度力，于是在海表下 100 到 200 米左右的地方，在梯度力的作用下，又会存在向东的赤道潜流。

同时，我们在埃克曼和 Sverdrup 平衡中也讨论过信风会造成赤道附近的埃克曼抽吸，使得其水离开赤道。这样又造成副热带地区向赤道有了一个压力梯度，这样又造成在近赤道也能产生一个西向的地转流。

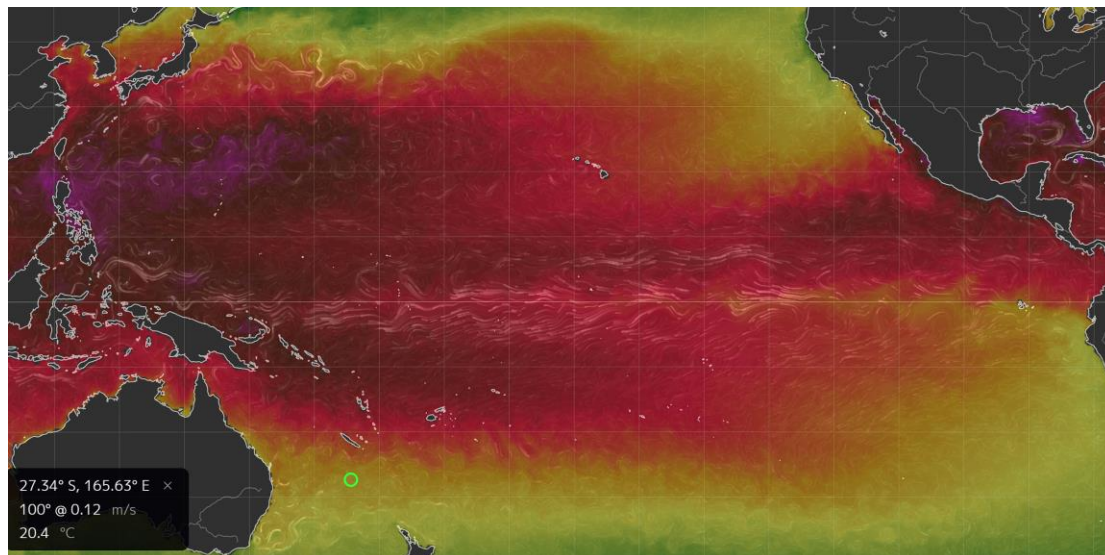
这样的最后结果，就是西暖东冷：在海上赤道西边界上，暖水堆积形成暖池，东侧则在离岸和埃克曼输送的上升流下形成冷舌。

信风下大致的海流模式如下（这张是太平洋的，还介绍了贾维斯岛的阻挡造成赤道潜流上升）



这样的海温分布形成了沃克环流，即暖池与冷舌之间形成经典的热力环流。

海气之间形成皮耶克尼斯反馈机制，互相影响。例如，在太平洋，最为经典的情况下，厄尔尼诺破坏这种东风洋流，而拉尼娜则加强这类环流。当然这里具体的机制和海气耦合一直是学术热门，机制也非常复杂，如果以后有机会的话可以专门写个介绍这块内容。下图是Earthnullschool 去年（2022）七月海温叠加海流的图，明显有冷舌的存在，这年反锁相拉尼娜发展导致冷舌更长了。



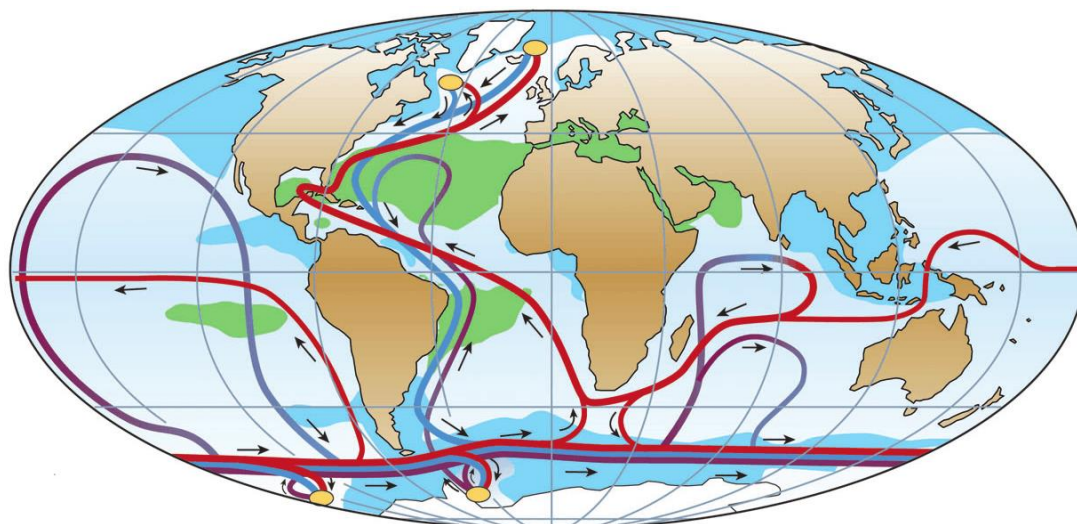
在印度洋，洋流的情况有所不同。印度洋有很强的季风性，这使得信风只在一些时间会存在，这造成印度洋的洋流会受到西南季风/东北季风的影响而在一年中发生翻转。这使得印度洋没有经典冷舌形成，反而在强西南季风季节受到西风影响形成索马里寒流而西冷东暖。印度洋的季风异常依然也可以改变印度洋的这种东西方法的海温与大气耦合状态，印度洋东西的海温震荡也就是印度洋海温偶极子型振荡（IDO）同时，印度洋与太平洋洋流在海洋中又通过印度尼西亚贯穿流而互相影响。

## 6、 热盐环流

这部分主要是表明环流和深海环流的交换，为了环流内容的完整性在收尾的部分还是得稍微提一下，因为这块我自己也并不是非常了解，只能简单介绍一下这个是什么东西，如果有兴趣可以自行查找资料。

受到温度变化，降水、径流淡水汇入、结冰盐析，海冰融化等等原因，改变了海水的热盐性质，从而改变了海水的密度，也就改变了这块海水的浮力性质，这样的改变可能会造成海水的对流运动，这种运动被称为翻转流，或热盐环流。与风生环流不同，风生环流只作用在海表层，大部分至多几百米，热盐环流作用于深海与海表之间，垂直尺度超过千米，在大洋深层形成洋流。所以他也有个名字叫做“大洋传送带”。

在强烈冷却，和海冰盐析的作用下，会形成高盐度低温的高密度水，这一部分水会因为自身较大的密度而下沉。这形成了世界上主要的表层和深层水的交换。他主要发生在极地附近。



总的来说，热盐环流就是表层海水与深层海水的交换环流，他实现了海表和深层的能量与物质交换。热盐环流的周期非常的长，有千年尺度，他的异常可能会影响全球的物质与热平衡，进而对气候系统形成深远的影响。

## 后记

我也没想到这篇教程写了这么久，我记得我最开始写的时候还是三月份，转眼都到了七月了。期间是过了一个学期加一次出海科考实习，放放探空气球做做CTD，碰上九级风，倒是更加对海洋大气这块感兴趣了。

于是在回家之后也慢慢地把最后的这部分给续上了。上学期间也有点忙，也自己随时焦虑，随时不知道注意力在什么其他东西上，写这个教程自然也是很慢。但现在写好其实也挺有成就感的，很久没有写这么长的东西了，长度似乎仅次于高三时候不务正业写的小说了哈哈。不过其实讲的内容是非常简单浅薄的，如果大家真的感兴趣的话，还是要找些书来自己钻研一下。

写教程也是对自己的锻炼吧，写的过程中也可以加深自己对这些知识的认识，当时学的时候很多没有特别明白的内容也在写的过程中自己去找文献找资料自己搞搞清楚，只不过最后呢写起来可能也还是比较浅，挤出来时间写，前后语言可能也不太一样风格也有点差异，希望大家见谅吧。

如果以后还有空的话，也许还可以进一步介绍一些海洋气象类似的内容，我自己的数理基础不是很好，所以还是比较喜欢去写那种描述性的，定性的东西，就大概给大家做个了解吧。

最后希望和大家一起进步吧。

qwq