

12.808: 海水的物理性质, 比你想要了解的海洋基本状态变量要更多……

盐度

1m³海水中各种盐分的温盐为 (t, S) = (20, 35)。摘自 Neumann 和 Pierson, *Principles of Physical Oceanography*, 1966, Prentice-Hall。

盐分	质量, kg	总计, kg
NaCl	28.014	28.014
MgCl ₂	3.812	31.826
MgSO ₄	1.752	33.578
CaSO ₄	1.283	34.861
K ₂ SO ₄	0.816	35.677
CaCO ₃	0.122	35.799
KBr	0.101	35.900
SrSO ₄	0.028	35.928
H ₂ BO ₃	0.028	35.956

现在, 基于海水的状态方程 (EOS-1980), 有上述温盐 (t, S) 值的海水的密度应该是 1024.8 kg/m³。所以, 盐分的质量除以水的质量是:

$$(35.956/1024.8) = 35.1, \text{ 应该是 } 35 \text{ 但实际上不是!}$$

盐度过去一直是基于氯度的, 因为人们发现上述大多数盐分与海水中的氯比值保持恒定, 即使氯含量不同或在不同的地点 (基于挑战者号调查船采样)。在人们发现这不总是正确之后, 建立了一种不同的更精确的盐标, 基于海水的电导率与 15°C 下 “标准” KCl 溶液电导率比。1978 年一致形成了一种实用盐度标度 (PSS1978)。标准 KCl 溶液可以购买到, 每年都制造 “一批” 分发到各海洋机构。参见 Fofonoff (JGR, 90, 3332-3342, 1985) 讨论 PSS78 (及以后的 EOS1980)。过去盐度记为千分数或 ‰ (或克/千克海水), 但现在在新的盐标下没有正式的单位。

温度

温度由一个绝对标度 (开尔文, K) 从绝对零度起, 也就是零分子运动的温度, 来衡量。其它的基准有点任意挑选出来, 基于各种已经存在并且性质相当稳定物质的特性。海洋学中使用的温标是摄氏度 (°C), 这样就有:

$$T = t + 273.15, \quad T \text{ 单位是 K, } t \text{ 单位是 } ^\circ\text{C}.$$

若干年来 (1948 年, 1968 年, 最近在 1990 年) 温度标度随着不同基准值的变化而发生变化。对于海洋学中的温度范围 (-2 到 35°C), 现在温度基于纯铂丝的电阻和水的三相点时纯铂丝电阻之比。三相点就是在标准大气压下物质的固态、液态、气态平衡时的温度。其它

基准点和电阻比如下：

	温度 °C	W _r
三相点，汞	-38.8344	0.84414211
三相点，水	0.01	1.00000000
熔点，镓	29.7646	1.11813889
冰点，镉	156.5985	1.60980185

$W_r = R(t_{90})/R(273.16 \text{ K})$ 是纯铂在温度标度 t_{90} 时的电阻与在水的三相点时电阻之比。对于海洋的范围：

$$t_{90} = 0.010015 + 250.7140(W_r - 1) + 9.71421(W_r - 1)^2$$

“旧的”（1968 年）温标和“新的”（ t_{90} ）温标之间的差别很小，主要是水现在不是在 100°C 沸腾而是在 99.97°C。可表示为：

$$t_{90} = 0.99976 * t_{68}$$

大多数海水性质的公式（如 EOS1980, PSS1978），温标变化之前就公布了，形式上应加以修正，应该在用公式前将 t_{90} 温度变换为 t_{68} 温度。

这样的话，我们就要经常用符号 T 来代表 t_{90} ，除非指名单位是 K。

以下是几张有代表性的温盐剖面。由季节性加热引起的温度随深度变化很快的一层叫做“季节性温跃层”。它在永久性温跃层之上，永久性温跃层将海洋分为上层和深层两部分。

考虑到版权，图片被删除。

压强

压强是作用在面上的力/单位面积。压强有几个单位，气象和海洋常用的单位不同。它的国际标准（SI）单位基于 MKS（米-千克-秒）是帕斯卡。

$$1 \text{ 帕斯卡} = 1 \text{ 牛顿/米}^2, \text{ 其中}$$

$$1 \text{ 牛顿} = 1 \text{ 千克米/秒}^2, \text{ 因此}$$

$$1 \text{ 帕斯卡} = 1 \text{ 千克/米秒}^2。$$

其它常用单位以巴为基础，其中

$$1 \text{ 巴} = 10^5 \text{ 帕斯卡}$$

$$1 \text{ 毫巴} = 10^{-3} \text{ 巴} = 10^2 \text{ 帕斯卡} = 1 \text{ 百帕}$$

$$1 \text{ 分巴} = 10^{-1} \text{ 巴} = 10^4 \text{ 帕斯卡}$$

大气层底部的压强为 1.013 巴或 1013 毫巴。气象学家经常用毫巴作为压强单位而海洋学家用分巴，因为在一米厚的水层之下的附加压强大约是 1 分巴。我们经常用标准压强，或者说去掉海表面大气压。更复杂一点，压强经常被说为压力计中的厘米或英寸汞柱，其中一标准大气压（1013 毫巴）能压起 76 厘米高的汞柱。测量压强的仪器的校准一般可以加上固定的压强以对流体柱产生已知的压迫。这个方法还可以独立的测量当地的重力加速度。

关于压强简要补充：

考虑到右边这幅图：

一个密度为 ρ 高度为 h 的静止水柱。其横截面积为 A 。水柱顶部的压强为 P_t ，底部压强为 P_b 。底部压强可以表示为底部单位面积上的总压力，或

$$(p1) \quad P_b = (\rho Ah)g / A + P_t = \rho gh + P_t$$

其中 (ρAh) 是流体的质量， g 是重力加速度。高度的微小变化， $h = -\delta z$ ，且 $P_b - P_t = \delta P$ ，上述方程可记为另一形式：

$$(p2) \quad \delta p / \delta z = -\rho g$$

其中我们采用了通常的符号习惯即 z 向上时正的。这就是静力平衡，海洋中最重要的关系式之一，它对于大部分低频的变化来说，在垂向上合理的力学平衡假设。

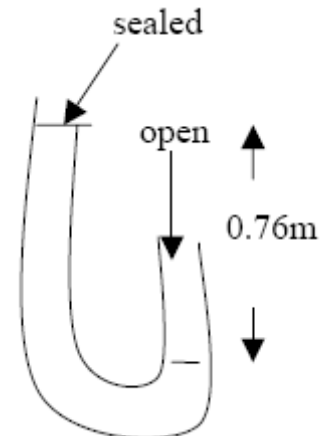
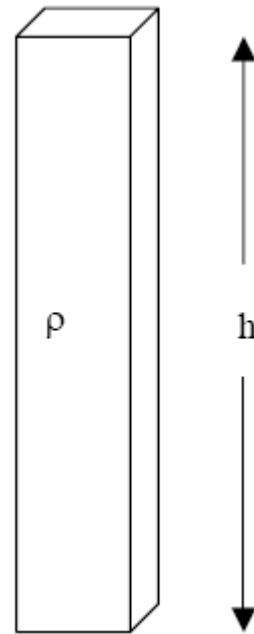
对于一个密度为 1025 kg/m^3 ，10 米高的海水柱，重力加速度为 9.81 m/s^2 ，利用 (p1) 式我们得到：

$$\delta p = (1025)(9.81)(10) \sim 10^5 \text{ Pa}$$

也就是大气层底部的压强。因此，整个大气层和 10 米的海水是一样重！水银的特定重力加速度为 13.6，或者说纯水密度的 13.6 倍，在柱体底部产生相同压强为：

$$h = 10^5 \text{ Pa} / (13600 \text{ kg/m}^3) / (9.81 \text{ m/s}^2) = 0.754 \text{ m}$$

1.01 巴的海表面压强，能压起 0.76 米的水银。一个装满水银的管子，一段封起来不接触空气，另一端露在空气中，可叫做压力计。这一最简单的一种常规并精确的测量大气压的方法。



绝热递减率和位温

如果一层流体混合均匀了，那么这层流体中的任意两个水块在同一压强下合到一起时，它们的性质完全相同。这些水块单位质量里肯定有相同的熵 η 。这可以用热力学表达如下：

$$d\eta = \left(\frac{\partial\eta}{\partial T}\right)dT + \left(\frac{\partial\eta}{\partial p}\right)dp = 0, \text{ 或者}$$
$$dT/dp = \frac{T(\partial v/\partial T)}{C_p} = \Gamma, \text{ 其中 } \frac{C_p}{T} \equiv \frac{\partial\eta}{\partial T}, \frac{\partial\eta}{\partial p} \equiv -\frac{\partial v}{\partial T}$$

其中 T 是温度 (K)， $\partial v/\partial T$ 是比容 (密度的倒数) 相对于温度的变化， C_p 是定压热容， Γ 是绝热递减率，或者说温度在其它垂直混合均匀的流体中垂向变化的速率。它经常被解释为空气和海水的可压缩性，从上式可以看到，并没有直接从压缩性 ($\partial v/\partial T$) 得到，而是从体积随温度的变化。

在地球表面上，如低空大气和深海中， Γ 的估计值如下：

低空大气： $-10^\circ\text{C}/1000\text{m}$ 随高度增加

深海： $-0.1^\circ\text{C}/1000\text{m}$ 随深度降低

这对于住在山边的人很常见，他们可以爬山到更凉的温度甚至在混合均匀的低空大气中。在海洋中很明显随着深度的升高温度逐渐降低。由于温度的非保守性，我们经常使用位温。位温是流体块从初始压强 P_i 绝热移动到参考压强 P_r 的温度。表达如下：

$$\theta = t_i + \int_p^{p_i} \Gamma dp, \text{ 其中 } \Gamma \text{ 是绝热递减率, } t_i \text{ 是初始温度。}$$

右边这幅图摘自 Pickard 和 Emery (他们也是引自别处)，
图为展示一个深海沟 (棉兰老岛) 中温度和位温区别的

“经典”图片。左图中，随着深度的升高温度增加，
密度距平 (采用现场温度) 减小，显示有个冷水 “舌”

考虑到版权，图片被删除。

越过右边的海坎流向左边。位温和位密距平 (右图) 恰当的
显示出更冷的深层水流动过海坎进入上层稳定层结的深海。

密度

有各种不同的方法来描述海水的密度和它与温度、盐度和压强这些基本变量场的关系。

$$\sigma = \rho - 1000 \text{ kg/m}^3 = \sigma(s, t, p) \quad \text{密度偏差}$$

$$v = 1/\rho = v(s, t, p) \quad \text{比容}$$

$$\delta = v(s, t, p) - v(35, 0, p) \quad \text{比容偏差}$$

$$\sigma_{\theta} = \sigma(s, \theta, p, pr)$$

$$\text{位势密度} [\sigma_2 = \sigma(s, \theta, p, 2000)]$$

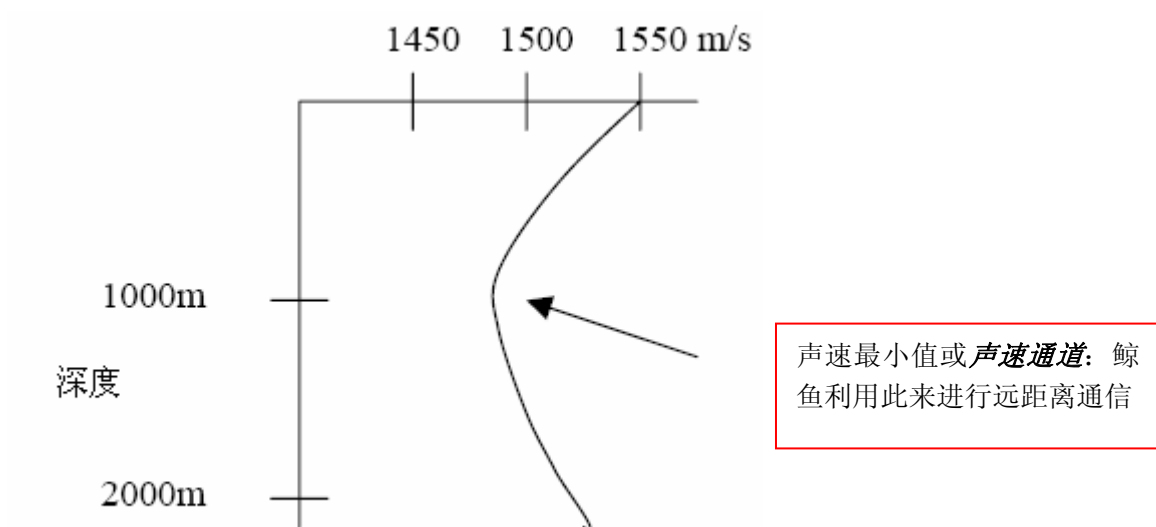
一般密度都在一定温度下绘制或调查，因此 σ_{θ} 比 σ 更常用。国际常用的海水状态方程由 Millero 提出并在 1980 年得到承认 (EOS80)。空气的密度大约是 1.2kg/m^3 ，接近海水密度的一千倍。

声速

流体中的声速， c ，定义为：

$c^{-2} = (\partial\rho/\partial p)_{\eta}$ ，其中，上述常用的公式和密度随压强的变化（可压缩性的倒数）是在熵不变的情况下的。

声速 ($t=15^{\circ}\text{C}$ ， p =海平面压强) 在空气中 (340m/s) 和在水中 (1500m/s) 是很不同的，但 c 有随 t 和 p 增加而增大的性质。在海洋中， p 随深度加深而增大， t 随深度减小，可以看到水柱里声速 **最小值** 如下图所示：



动力高度和重力势偏差

在重力的作用下，重力势 Φ 定义为移动单位质量的微粒距离 dz 所做的功，其中 $-z$ 是重力的方向。

$$d\Phi = g dz,$$

$$\Phi(z) = \Phi_0 + \int_0^z g dz$$

回顾静力学平衡（压力的讨论部分）

$$dp = -\rho g dz; \quad -v dp = g dz = d\Phi, \text{ 这样}$$

$$\Phi(P) = \Phi(0) - \int_0^P \alpha_0 dp - \int_0^P \delta dp = \Phi(0) - \int_0^P \alpha_0 dp - D(p), \quad \text{其中}$$

$$D(p) \equiv \int_0^p \delta dp$$

$D(p)$ 是“动力高度”或重力势偏差，它包括流体中所有水平和垂直的密度变化。正比于 α_0 的一项几乎没有动力效果，在海表面的一项， Φ_0 ，是重力势或动力高度中不依赖于深度的部分，估计时应该不考虑密度（或比容异常）。重力势异常或动力高度的米-千克-秒单位制单位是 m^2/s^2 ，但经常用“动力米”作为动力高度的单位，1动力米等于 $10 m^2/s^2$ 。

热容

压强不变时，使单位质量的物质温度升高 $\Delta T = 1K$ 所需的热量称为热容 C_p 。一些典型值如下：

$$\text{海水:} \quad C_p = 4.2 \times 10^3 \text{焦/千克/开尔文} \quad \rho C_p = 4.2 \times 10^6 \text{焦/米}^3 \text{/开尔文}$$

$$\text{空气:} \quad C_p = 10^3 \text{焦/千克/开尔文} \quad \rho C_p = 1.2 \times 10^3 \text{焦/米}^3 \text{/开尔文}$$

$$\text{花岗岩:} \quad C_p = 0.84 \times 10^3 \text{焦/千克/开尔文} \quad \rho C_p = 2.3 \times 10^6 \text{焦/米}^3 \text{/开尔文}$$

用热容量乘以上述物质的密度即 ρC_p ，得到第三列数，可衡量 $1m^3$ 该种物质中的热容量。

参考文献：Fofonoff, *The Sea*, Vol.1 : Physical Properties of Seawater.