

# 2.大气和海洋的结构和组分

## 2.1 概述

本章节将概述大气和海洋的能量来源、热力结构和组分。

## 2.2 大气

地球形成于约 $4.6 \times 10^9$ 年前，直到至少在 $3.8 \times 10^9$ 年前都充满着陨石爆炸。和现在非常不同的早期地球的大气就在此爆炸过程中丢失了。目前的大气大多被认为是从地球内部脱气形成的。而这个脱气过程主要发生（并还在继续发生）于火山喷发中。

现今的大气是由几种高浓度的气体（主要是氮分子和氧分子）和大量的痕量气体（如水蒸气，二氧化碳，和臭氧）组成的。大气中还含有液态和固态的水——它们以云和气溶胶（固体，液体或悬浮在空气中的混合相粒子）的形式存在。大气的热力学状态是由压力，密度和温度描述，并由状态方程联系起来的：

$$p = \rho R_d T \tag{2.1}$$

其中  $R_d = 287 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$  是干空气的气体常数。这是由理想气体的状态方程推导出的（推导见Curry and Webster, 1999的1.6-1.7部分），并且是基于空气（作为一种混合物）的表现类似理想气体（即空气分子的运动是随机的且分子间相互作用很少）。水蒸气的浓度是空气的热力学状态的一个重要影响因素。我们将在第2章更详细地研究水蒸气的作用。

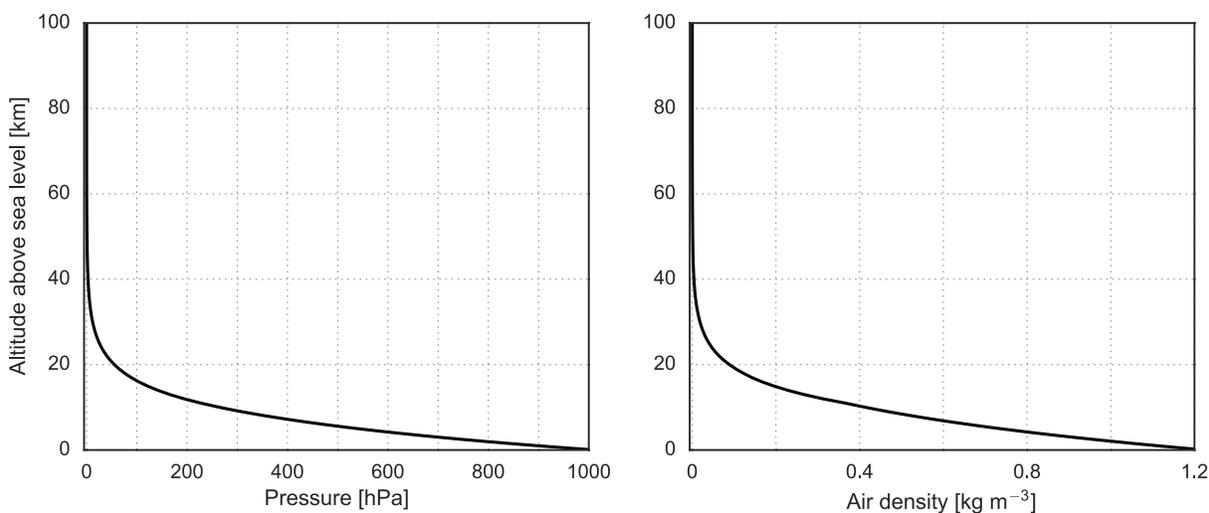


图2.1：气压和密度随高度随变化（数据来自1976 U.S. Standard Atmosphere）。

## 2.2.1 压力和密度：静力平衡

图2.1展示气压和密度随高度在大气最低100公里的变化。两个变量都随海拔呈指数下降。气压定义为每单位面积上的压力，可以想作是一水平面上大气的重量除以该水平面的面积。因此它的垂直变化可以理解作重力（将空气拉向地心）和气压梯度力（将空气拉向太空）间的平衡。考虑厚度为 $\delta z$ ，截面积为 $\delta A$ 的气层。假设水平方向没有气压变化，该气层受到的压力梯度力等于气层上下表面的垂直气压差乘与截面积：

$$\left[ p - \left( \frac{dp}{dz} \right) \delta z \right] \delta A - p \delta A = - \left( \frac{dp}{dz} \right) \delta z \delta A \quad (2.2)$$

作用在气层上的重力是 $\rho \delta A \delta z g$ ，其中 $g$ 为地球引力常数（ $\sim 9.81 \text{ m s}^{-2}$ ）。此二力相等，整理各项得静力平衡：

$$g = - \frac{1}{\rho} \frac{dp}{dz} \quad (2.3)$$

静力平衡只有在空气没有垂直加速时有效。大气静力平衡的假定在讨论足够大区域（直径大于2-3km）的平均状况时是基本合理的，因为上下的垂直加速趋于抵消。在小范围或风暴系统内垂直加速度可以很大；在这种情况下，静力平衡不成立。

用式2.1，我们可以将静力平衡写为

$$\frac{dp}{p} = - \frac{dz}{H} \quad (2.4)$$

其中， $H = R dT/g$  的单位为长度，也叫做大气标高。如果我们假设温度是恒定的（即大气是等温的），则标高也是恒定的。于是方程2.4可以从表面（ $p = p_s$ ）积分到任意高度 $z$ ：

$$p = p_s e^{-z/H} \quad (2.5)$$

这个关系表明，气压自表面随高度指数递减。

密度的定义是单位体积空气的质量，单位通常为 $\text{kg m}^{-3}$ 。同样再作等温大气的假设，方程2.1中压强和密度间的关系表明，像压强一样，密度也随高度指数递减（如图2.1）。

将静力平衡关系变形，我们可以将两高度层间大气的质量表示为这两层间的压强变化：

$$dm \equiv \rho dz = - \frac{dp}{g} \quad (2.6)$$

单位面积大气的总质量就等于地表和大气层顶顶压强差 ( $dp = p_s - 0 = p_s$ ):

$$M = \frac{p_s}{g} \quad (2.7)$$

将  $M = 10.328 \times 10^3 \text{ kg m}^{-2}$  和  $g = 9.81 \text{ m s}^{-2}$  代入, 我们可以得到地表平均压强为  $101325 \text{ Pa}$ , 其中  $1 \text{ Pa} = 1 \text{ N m}^{-2}$ 。大气压强以百帕(hPa)或毫巴(mb)为单位。其中  $1 \text{ hPa} = 1 \text{ mb} = 100 \text{ Pa}$ 。其它压强的常用单位包括巴( $1 \text{ bar} = 10^5 \text{ Pa}$ )、一个大气压( $1 \text{ atm} = 1.01325 \times 10^5 \text{ Pa}$ )、和托里拆利( $1 \text{ torr} = 133.322 \text{ Pa}$ )。而海洋的压强常被表示为巴、分巴( $1 \text{ dbar} = 0.1 \text{ bar}$ )、或大气压。托里拆利常用于大气化学或海洋化学中。

### 2.2.2 温度结构

温度, 作为热能(分子运动)的量度, 通常用开氏温标(K)表示, 尽管在气象学和海洋学中温度常以摄氏度( $^{\circ}\text{C}$ )衡量。温度相差  $1 \text{ K}$  相当于差  $1^{\circ}\text{C}$ ,  $0^{\circ}\text{C} = 273.15 \text{ K}$ 。  $273.15 \text{ K}$  为纯水的冰点(我们将看到, 海水的冰点稍低), 而  $0 \text{ K}$  的温度表示完全没有热能。

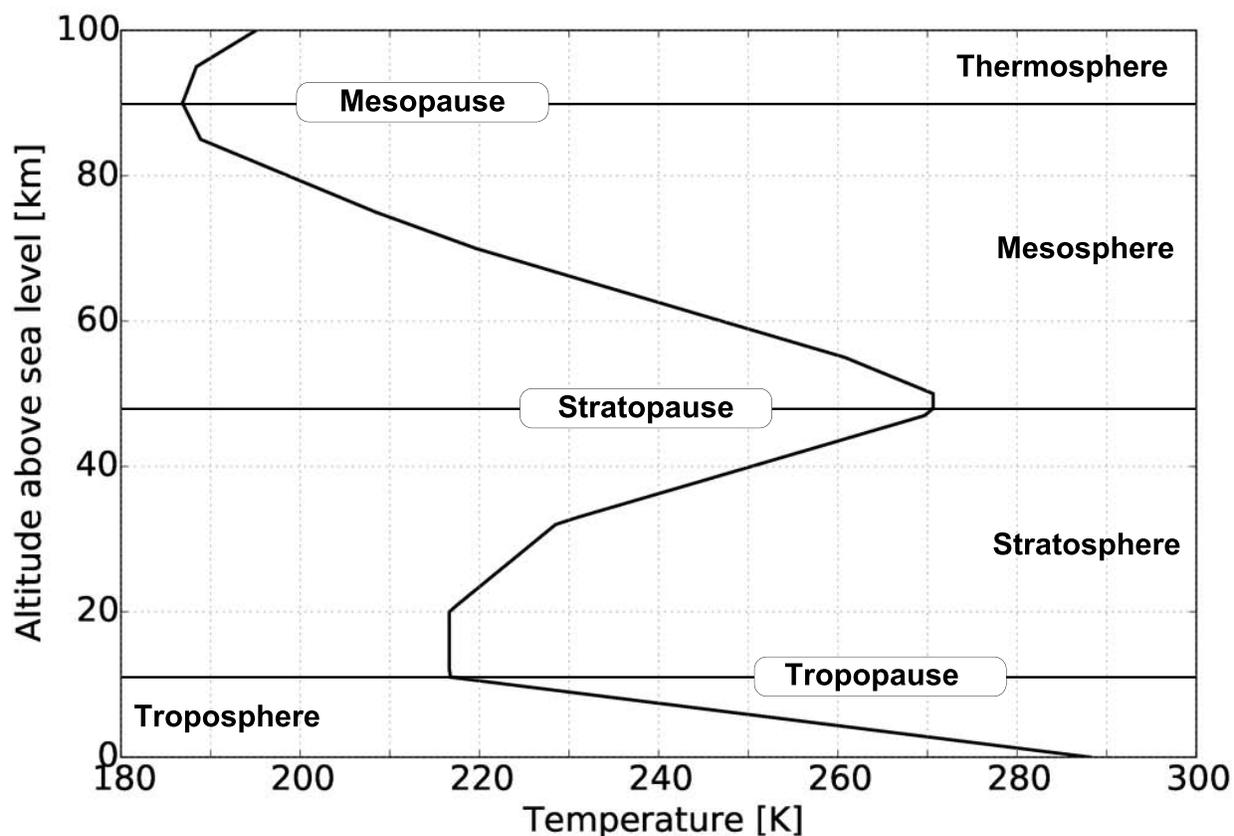


图2.2: 大气的温度结构 (数据来自1976 U.S. Standard Atmosphere)。

图2.2显示大气最低100公里中温度随高度的垂直变化。大气层最低处温度随高度急剧减小的部分是所谓的对流层。在温度随高度在对流层中的减小可以用1.3节介绍了简单能量平衡模型来理解。太阳辐射每天温暖地球表面，而大气不断向宇宙空间辐射能量。大气中温室气体对红外辐射的吸收和再发射减少了较高层大气可利用的长波辐射，从而导致在较低层温度较高（有更多从上方和下方的长波辐射吸收）而在较高层温度较低（考虑如图1.11点多层大气模型）。

垂直方向上的温度变化可以用以下递减率描述：

$$\Gamma = -\frac{\partial T}{\partial z} \quad (2.8)$$

温度随高度增加（ $\Gamma < 0$ ）称为逆温(inversion)，而随高度没有变化的气层称等温(isothermal)。对流层顶平均温度递减率为 $6.5 \text{ K km}^{-1}$

对流层的上边界被称为对流层顶。图1.11显示对流层顶有一等温浅层，之上则温度随高度显著增长（逆温）。大气的这一层叫做平流层。平流层中温度随高度增加主要是由臭氧吸收太阳辐射导致。温度峰值发生于平流层顶，那里臭氧吸收波长最短的（最高能量）紫外光部分（见图1.10）。这些短波段不能穿透到平流层下部，使其温度低于平流层上部。平流层的上边界称为平流层顶，在那里臭氧密度变得太小而难以对温度施加显著影响。平流层顶以上温度随高度下降。温度随高度下降的这层称为中间层，层顶叫中间层顶。中间层顶之上，热层中，由于分子氧和氮的对太阳能的吸收，温度随高度的再次增加。

大气和海洋之间的相互作用一般仅限于大气最低层，也就是说对流层。虽然最近有研究表明，平流层和海洋之间的相互作用也可能与气候变率相关 (Reichler et al., 2012)。

图2.3左图显示的低纬（ $20^{\circ}\text{S}-20^{\circ}\text{N}$ ）、中纬（两个半球 $30^{\circ}-60^{\circ}$ 之间）和高纬（两半球 $75^{\circ}$ 到极地）地区的平均温度随气压变化的垂直廓线。温度的垂直廓线不管在结构上和还是大小上都随纬度显著变化。从表面到约200hPa，温度在热带地区比中纬度地区暖，中纬度又比两极地区暖。高于200hPa时，热带的温度比其它地区冷，在对流层顶有一个显著的极小中心。热带地区的对流层顶也比中纬度地区高很多，而中纬度地区又比两极附近略高一些。我们将在之后的课程中讨论这些差别的原因。

图2.3右图展示了同一纬度带水汽随气压变化的垂直廓线。饱和水汽压（最大可能的量）通过克劳修斯-克拉贝龙方程由温度决定，从而也决定了水汽随纬度和高度的最基本阶的变化。对流层顶的温度显著极小值对气候是非常重要的，因为它限制了水蒸气穿越对流层顶进入高层大气。在很高层的大气中，水汽分子会被太阳辐射分解，破碎成很轻的组分，然后逃逸到太空。如果没有对流层顶的温度极小区限制进入大气上层的水汽的话，地

球系统的失水过程会更快。这一过程会导致海洋枯竭，从根本上改变地球气候及其对生命的承载能力。

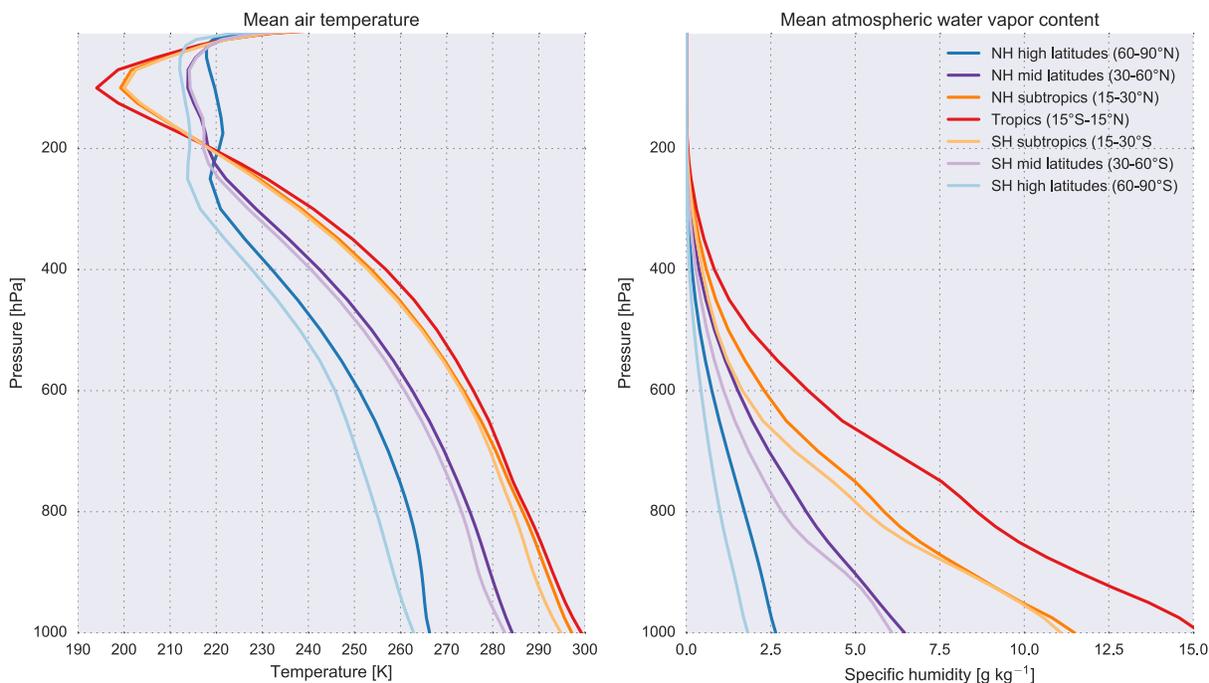


图2.3: 不同纬度带平均的温度（左）和水汽（右）廓线（数据来自1976 U.S. Standard Atmosphere）。

在第2.2.1节中，我们使用等温大气的假设推导出了压力和密度随高度的指数递减。而在现实中，温度随高度和纬度（图2.2和2.3）都有变化；不过，较低层大气的温度的变化（约100 K）相对于温度的量级（如  $T_e = 255$  K）是小的。对于浅层大气更是如此，其温度的变化量级就是几到几十开尔文的量级。因此，大等温大气的假设在探讨全球平均时大致是合理的。当然像任何假设一样，我们应该谨慎对待。

### 2.2.3 大气组分

表2.1列出了大气最低100公里中的典型组分。最主要的成分是氮气（ $N_2$ ）和氧气（ $O_2$ ），加起来构成大气总体积的约99%。剩余1%中大部分主要是氩（Ar），一种化学上惰性的稀有气体。这些气体充分混合，在它们大气的最低100公里内没有显著变化。其它充分混合的化学上惰性的气体组分还包括氖（Ne），氦（He），氪（Kr）和氙（Xe）。表2.1还列出水蒸气（ $H_2O$ ），二氧化碳（ $CO_2$ ），甲烷（ $CH_4$ ）和臭氧（ $O_3$ ）这些主要的气体成分。这些气体的浓度随时间、空间的变化很大。

水蒸气不仅是重要的温室气体，它通过潜热对大气化学和大气能量传输也有很关键的作用。大气中水蒸气的主要来源是海洋蒸发（~85%）。陆地水库（湖泊，河流，小溪和土壤水分）的蒸发，储冰（冰川，积雪和海冰）的升华和植物的蒸腾作用也提供了大气的水汽源。水汽可以经由成云致雨脱离大气，转移到海洋或其它表面水库，或用于发生化学反应。正如上一节中所提到的，饱和水汽压是温度的函数。温度低时，过量的水蒸气冷凝为液态或固态，水汽的混合比低。温度高时，液体或固态的水易于蒸发，水汽的混合比一般比较高。严格地说，只有空气中水汽的最大容纳量是温度的函数：气温高时水蒸气浓度可能低，但气温低时水蒸气浓度一般不会高。我们将在两周后更详细考察水蒸气和其重要性。

表2.1 主要的气态大气组分 (调整自Jacobson, 2005)

气体成分	体积百分比
氮气 (N <sub>2</sub> )	78.08%
氧气 (O <sub>2</sub> )	20.95%
氩气 (Ar)	0.93%
水汽 (H <sub>2</sub> O)	0.00001-4.0%
二氧化碳 (CO <sub>2</sub> )	0.040%
氖气 (Ne)	0.0015%
氦气 (He)	0.0005%
甲烷 (CH <sub>4</sub> )	0.00018%
臭氧 (O <sub>3</sub> )	0.000003-0.001%
氪气 (Kr)	0.0001%

二氧化碳是另一种重要的温室气体。二氧化碳是通过在植物细胞是呼吸作用，有机物的分解，海洋和火山的气体释放，以及化石燃料的燃烧加入到大气中的。它是通过植物的光合作用，溶于海水或雨滴，和参与岩石的化学风化移除大气的。二氧化碳的化学性质并不活跃，并且它在大气中的生存周期很长（30-200年），所以它在大气中也通常是充分混合的。过去五十年的二氧化碳观测表现出较强的季节性周期（与光合作用和有机物质分解的季节性变化有关），和一个从20世纪50年代体积浓度约0.031%到今天0.040%的明显增加。大气中二氧化碳的同位素分析表明，该增加与人类活动有关，具体说来是化石燃料燃烧。

甲烷在近几十年由于人类活动（如农业和填埋场）也有所增加。甲烷是在厌氧环境，如湿地，稻田，垃圾填埋场，和家畜动物的消化道中，通过细菌的分解作用形成的。它也可以

由森林大火和大气中的化学反应来产生。像水汽和二氧化碳一样，甲烷也是一种重要的温室气体。甲烷的生存周期（~12年）比二氧化碳的短；然而，主要的清除机制是与羟基自由基反应产生二氧化碳和水。因此甲烷排放产生的温室效应时间是大于甲烷本身的存在时间的。甲烷的氧化在大气化学中也有关键作用，特别是平流层水汽的化学产生。

臭氧是太阳辐射和红外辐射的重要吸收剂，并在大气化学中有关键作用（特别是在平流层）。大气中的臭氧是通过光化学反应产生的，包括在平流层中的分子氧的光解和地表附近二氧化氮（NO<sub>2</sub>）的光解。平流层臭氧吸收高能量的太阳紫外线辐射。紫外线辐射损伤动植物组织；如果没有平流层臭氧，地球就不会有现在那么宜居了。而与此相反，地表附近的臭氧被认为是一种污染物，对人体健康有害。汽车尾气中含有高浓度的二氧化氮，所以城市地区近地表的臭氧浓度常常在主要道路附近较高。

## 2.3 海洋

海洋被认为是早期地球冷却时蒸汽大气凝结降水形成的。海洋以液体存意味着全球平均温度的上限和下限，即海洋没有完全蒸发，也没完全冻结。地质时间尺度上气候的稳定性对地球生命的进化非常关键。洋底地壳相对比较年轻，新的地壳不断沿着洋中脊以每年几厘米的速度形成。新地壳的形成将部分水从地球内部带向海洋。这些新形成的水与高层大气损失到空间的水大致平衡，从而使得地球系统的总水量基本稳定。

现今海洋平均深度为4000米，容纳着世界上97%的水。75%以上的海洋为3000到6000米深。其余部分中，约8%为大陆架小于200米深，约15%是大陆坡（大陆架和深海之间的过渡区域）。只有约1%的海洋深于6000米，其中最深处位于菲律宾东侧的Mindanao海沟，深约11500米。

### 2.3.1 海洋结构

类似大气的状态方程（式2.1），海水的状态方程是压力，温度，和密度的函数。不像大气，不存在与理想气体相对应的液体及相关理论。海水状态方程的确定必须基于大量的测量的经验基础上。此外，虽然在大气中的密度只有温度和气压的函数，在海洋中密度的压力，温度，和盐度（其中盐度是溶解在水中的离子，或盐，的浓度）的函数。因此，状态方程的完整公式非常复杂，因为它涉及到所有盐组分的性质。幸运的是，海洋中个体盐离子的相对浓度变化不显著，因此盐度通常可以表示为代表海水所有盐离子总浓度的一个量。

海洋中深度随压力的变化是近似线性（图2.4），并且随纬度变化很小。压力通常随海水深度每米增加1.019716 分巴（dbar）。海表层10米的压力大致等于表面的大气压。因此海洋中的压力通常仅表示为由海水造成压力的这部分，把大气压作为零。

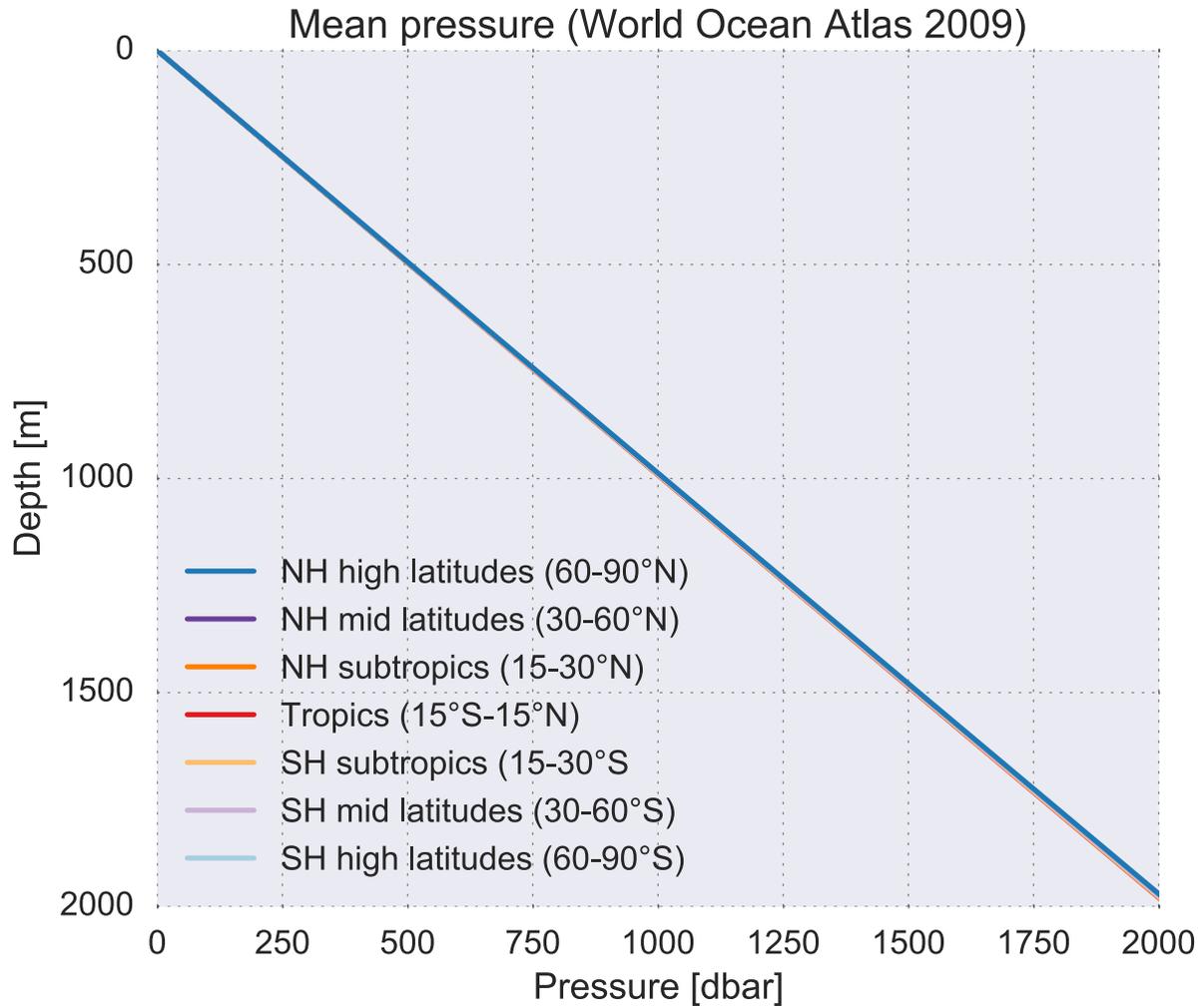


图2.4：海洋上层2000米压强随深度的变化。

图2.5显示了基于在不同纬度观测的海洋上层2000米的温度和盐度的平均廓线。温度和盐度的空间变化在海洋上层最为明显，特别是在顶部的300-500米。海洋大气界面与海表风的相互作用产生了一个浅混合层，其中的温度和盐度是几本恒定。热带和中纬度地区此混合层之下温度巨幅减小。这个温度急剧减小的区域被称为温跃层，并且向下延伸约1000米。温跃层之下，温度逐渐下降约0-3°C，很少有季节变化。极地地区没有永久的温跃层，因为水温低，而且经常被海冰覆盖。此外，高纬地区海洋温度可以低于0°C，甚至是长时间平均低于0°C。这反映出盐的存在可以降低水的冰点。

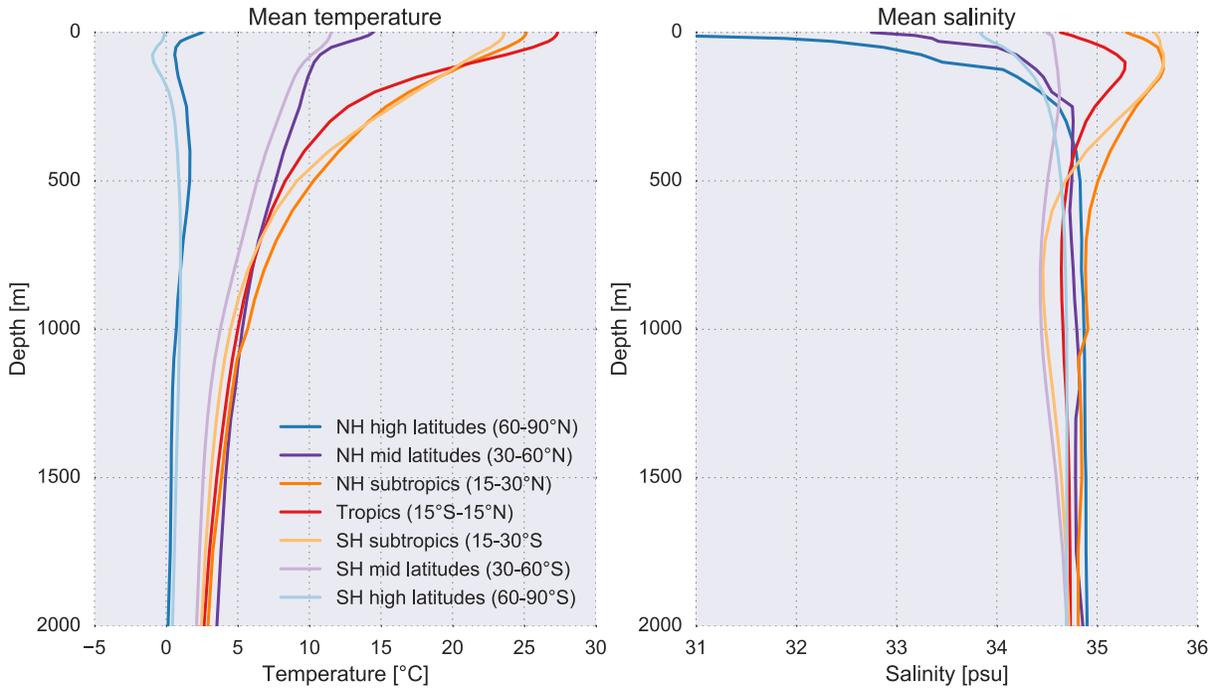


图2.5: 海洋上层2000米不同纬度带平均的温度（左）和盐度（右）廓线（数据来自1976 U.S. Standard Atmosphere）。

与温度相反，从海表向下盐度急剧增加，并且在极地和和高纬地区增加最为显著。对于所有的纬度，特别是高纬地区，盐度变化是密度变化的一个重要部分。这些变化驱动着深海环流，这是气候系统的重要组成部分。海表带盐度随纬度显著变化，极区海水相对较淡，热带地区，特别是在亚热带地区海水较咸。这些表面盐度变化取决于海洋边界的淡水通量，包括降水和蒸发的分布，径流输入和融冰。

海水密度约是空气的1000倍。因此，大气和海洋之间的界线是非常稳定的。海水的密度是压力，温度和盐度的函数，并且通常表示为相对4°C时纯水密度( $1000 \text{ kg m}^{-3}$ )的偏差：

$$\sigma(T, P, S) = \rho(T, P, S) - 1000 \text{ kg m}^{-3} \quad (2.9)$$

有若干算法可用于计算海水密度（参见，`gsw`和`seawater`这两个python模块，我们将在之后的课中使用）。许多方案去除了压强廓线的影响而把海表压强作为输入值：

$$\sigma_t(T, S) = \rho(T, S) - 1000 \text{ kg m}^{-3} \quad (2.10)$$

图2.6图是基于三个先前定义的纬度带中的平均温度和盐度廓线（图2.5）计算的 $\sigma_t$ 值的情况。表面下的前2000米海洋密度随深度单调递增。密度最大的表面海水位于南半球高纬度地区，而密度最小位于热带地区。当海水位密度（图2.6，右图）比下面的水更大的时候，海水沉降发生。我们将在下周的课中了解更多关于位密度的知识；现在只要知道位密度的分布和变化控制表层海水和深海之间混合的分布和变化就够了。密度驱动的混合集中分布在中高纬的北大西洋和高纬的南大洋，这些地方表层海水的沉降比热带或亚热带更强烈。这些地方的混合形成了北大西洋深水团（North Atlantic Deep Water, NADW）和南极底层水团（Antarctic Bottom Water, AABW）；我们将在第8讲中更详细地探讨这些水团。

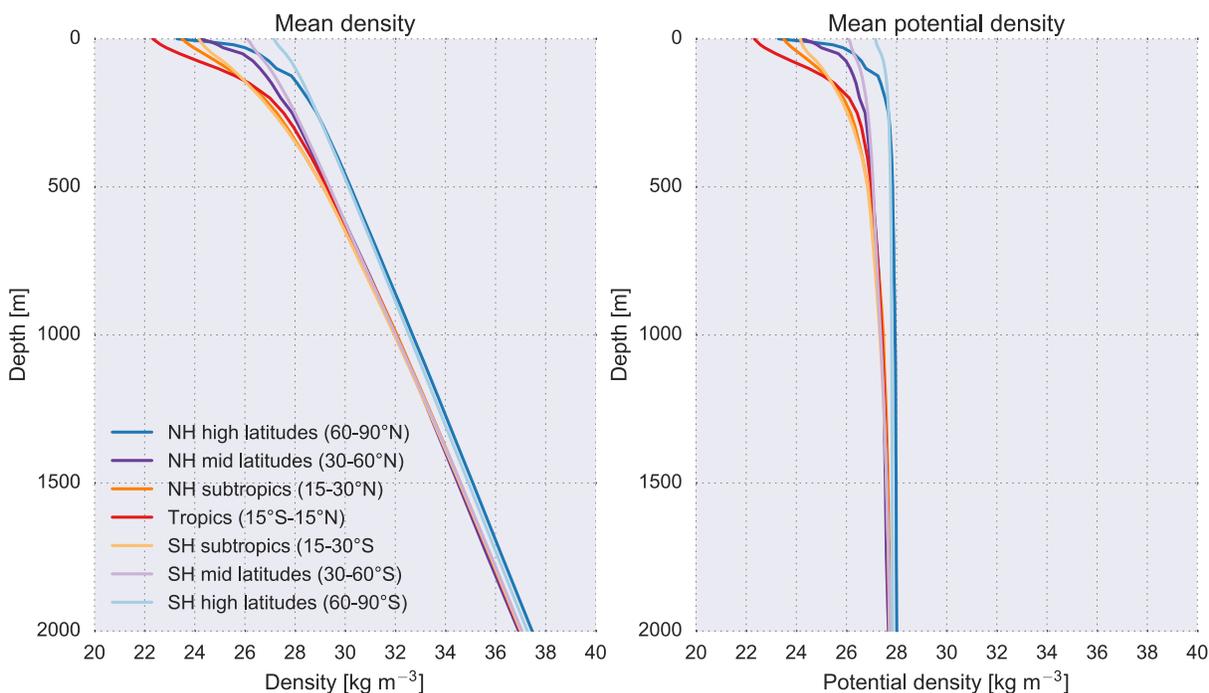


图2.6：用图2.5中的温度和盐度廓线计算出的海洋密度（左）和位密度（右）廓线

### 2.3.2 海水组分

平均而言，溶解盐占海水体积的约3.5%。海水含盐，因为离子化合物很容易溶解于水中。这些盐有各种各样的来源，包括大陆岩石的破裂，火山喷发，地热温泉，和大气。盐是通过沉淀到海底，或转移到生物圈和大气圈从海洋中丢失的。海洋的pH值必须保持相对恒定以支持海洋生物的进化。因此，人们认为海洋的总矿化度已经处于均衡状态至少1亿年尽管有些古气候学家认为各盐组分的比例随着时间的推移发生了很大变化。这些变化与生物有机体对各种盐的使用有关（例如，某些生物利用的钙离子来构建壳）。

能2.2列出海水的主要成分。海洋还包含几个次要成分，包括锶，硅，铁，锂，磷，碘，和溶解的氧气和氮气。这些微量成分在海洋生物化学过程中发挥着重要的作用，但我们不在这门课中作详细讨论。

表2.2 盐度为34.7psu的标准海水的组分 (自 *Wells, 2012*)

组分离子	海水中的质量混合比 [g kg <sup>-1</sup> ]	占全球盐量的百分比
氯 (Cl <sup>-</sup> )	19.215	54.96%
钠 (Na <sup>+</sup> )	10.685	30.58%
硫酸盐 (SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> )	2.693	7.70%
镁 (Mg <sup>2+</sup> )	1.287	3.69%
钙 (Mg <sup>2+</sup> )	0.410	1.17%
钾 (K <sup>+</sup> )	0.396	1.13%
碳酸氢盐 (HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> )	0.142	0.41%
溴 (Br <sup>-</sup> )	0.067	0.19%
硼酸 (H <sub>3</sub> BO <sub>3</sub> )	0.026	0.07

海水盐度的最早测量表明，虽然总盐度在不同的位置不同，各组分离子的比例无论取样位置在很大程度上是恒定的。这个观察导致我们使用盐度这一个参数，假定各主要成分的比例为常数。20世纪80年代发展的测量盐度的电导率技术显著改进了测量精度。随后盐度被重新定义为在标准温度和压强下海水与标准氯化钾溶液的电导率的电导率的的比值。这个量被定义为实际盐度，并用实际盐度单位 (psu) 来表示。测量技术的最新改进导致2009年更准确盐度定义的采用 (绝对盐度) (详见 *Thermodynamic Equation of Seawater 2010*)。绝对盐度的引入去除了“主要成分的比例是恒定”的这个假设。在这门课中，我们将更加注重盐度的定性而非定量影响，因此通常保留各组分离子比率近似恒定这个假设。