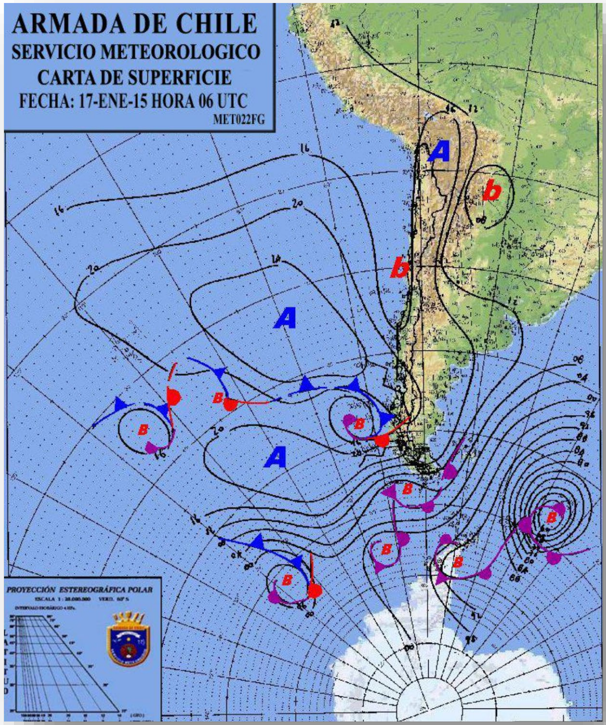
Introducción a la Meteorología – Primavera 2020

Presión Atmosférica (p) : Un elemento central en Meteorología

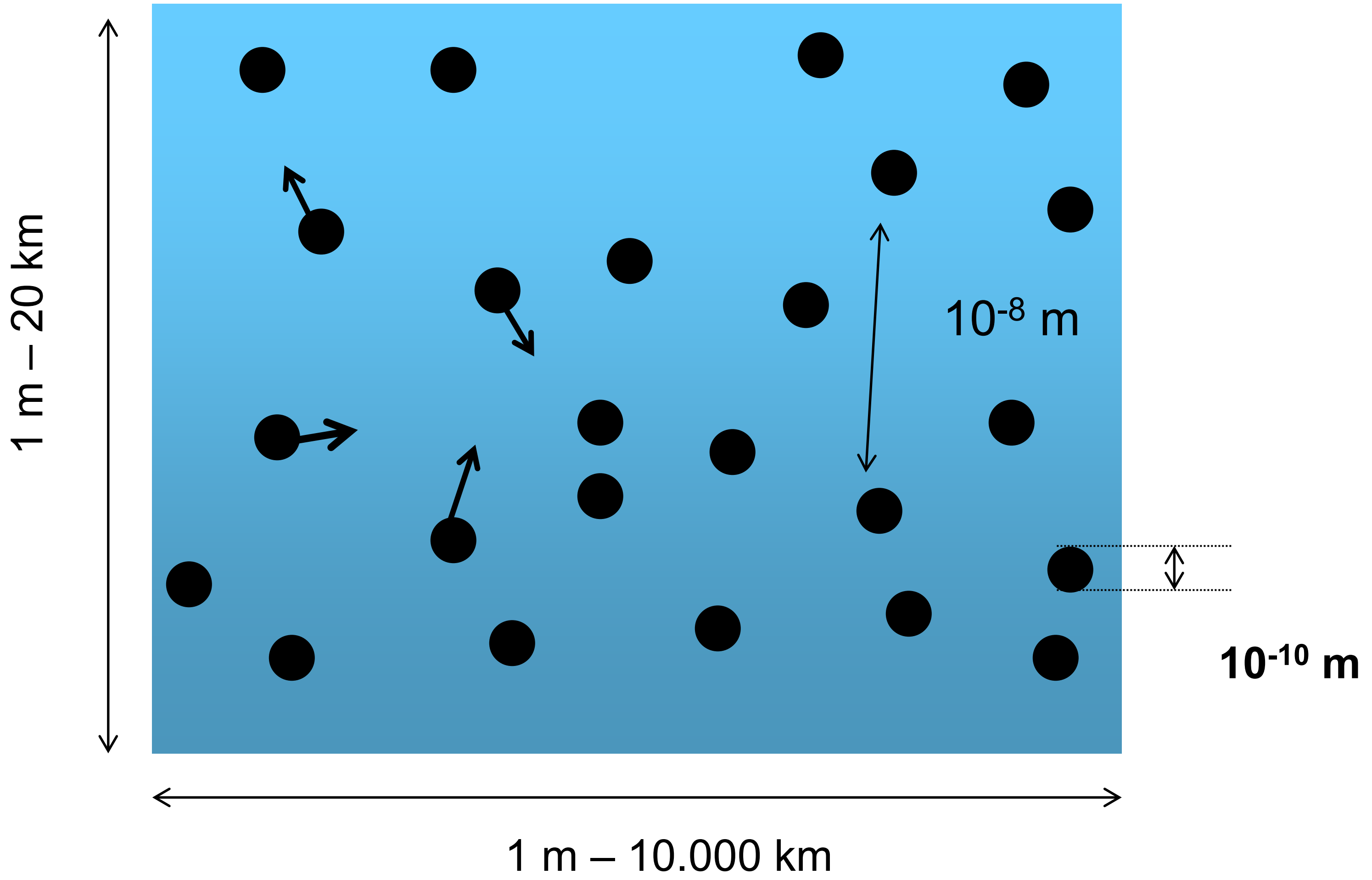
Relación bi-univoca *p* – Z(altura geométrica)
Fácil de medir (mas que Z!) -> Barómetro
Distribución espacial determina el viento



Atmósfera – Aire – Moleculas

Mundo Microscópico: seguimos cada molécula: $\boldsymbol{v}_i$…imposible

Mundo Macroscópico: fluido con propiedades continuas: $\boldsymbol{v}(x,y,z,t)$…OK

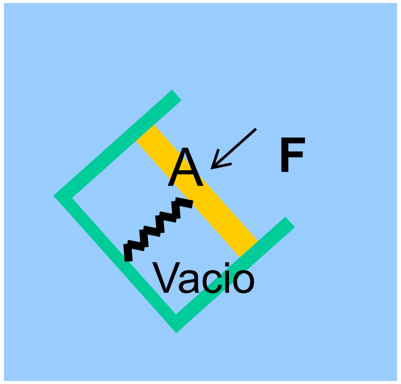


Presión atmosférica

Mundo Microscópico: **$P = F/A = (2/3)*(N/V)*(\frac{1}{2}mv^2)$**

Mundo macroscópico $P = F/A$….F ejercida por el fluido

La presión dentro de un fluido la continuamos definiendo como la fuerza por unidad de área que ejerce el fluido sobre una pared (real o virtual). La podemos medir con un manómetro

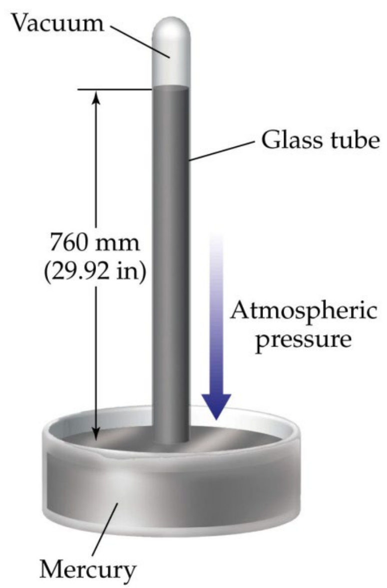


Fuerza $\propto$ Deformación

1 Pascal = 1 Newton / m^2
1 hPa = 100 Pa
1 hPa = 1 milibar

Podemos pasear nuestro manómetro por el fluido, con lo cual obtendremos la distribución de presiones: $P = P(x,y,z)$.

Presión Atmosférica es "facil" de medir…mucho mas facil que la densidad del aire y la altura sobre el nivel del mar… e.g.: aviones emplean Altímetros (y actualmente GPS)

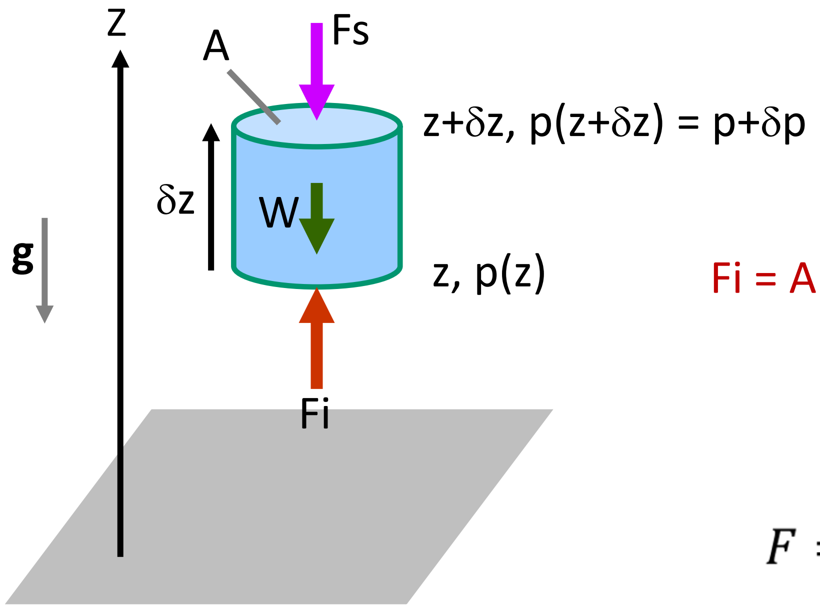


Barómetro de Mercurio
¿Porque 1013 hPa = 76 cm Hg?
¿Porque no son de H_2O?

Barómetro Aneroide
(presión atmosférica comprime un recipiente flexible con vació en su interior)

Barómetro piezoelétrico
(presión atmosférica altera resistencia a corriente electrica de ciertos materiales)

Como varía la presión con la altura?
R.: Ecuación hidrostática



Fi = A*p   Fs = A*(p+δp)   W = g*ρ*V = g*ρ*δz*A

Densidad del aire (M/V)

$$F = ma = m\frac{\partial w}{\partial t} = m\frac{\partial^2 z}{\partial t^2}$$

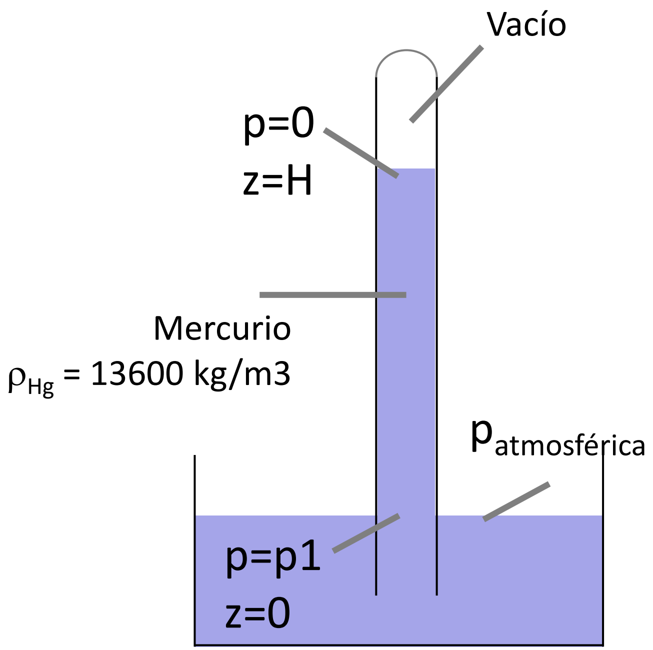
$$(\rho A\delta z)\frac{\partial w}{\partial t} = pA - (p+\delta p)A - (\rho A\delta z)g$$

Equilibrio Hidrostático:
Asume que aceleración-vertical es muy pequeña (pero igual puede ocurrir ascenso o descenso).
Ok en mayoría de aplicaciones Met

$$(\rho\delta z)\frac{\partial w}{\partial t} = -(\delta p) - (\rho\delta z)g \approx 0$$

$$\boldsymbol{(\delta p) \approx -(\rho\delta z)g}$$

Aplicación simple (y útil): Barómetro de Mercurio



$$\partial p = -\rho g \partial z$$

Integramos en la vertical

$$\int_{p1}^{0} \partial p = -\int_{0}^{H} \rho_{Hg} g \partial z$$

En este caso ρ y g son constantes

$$p_1 = \rho_{Hg} g H$$

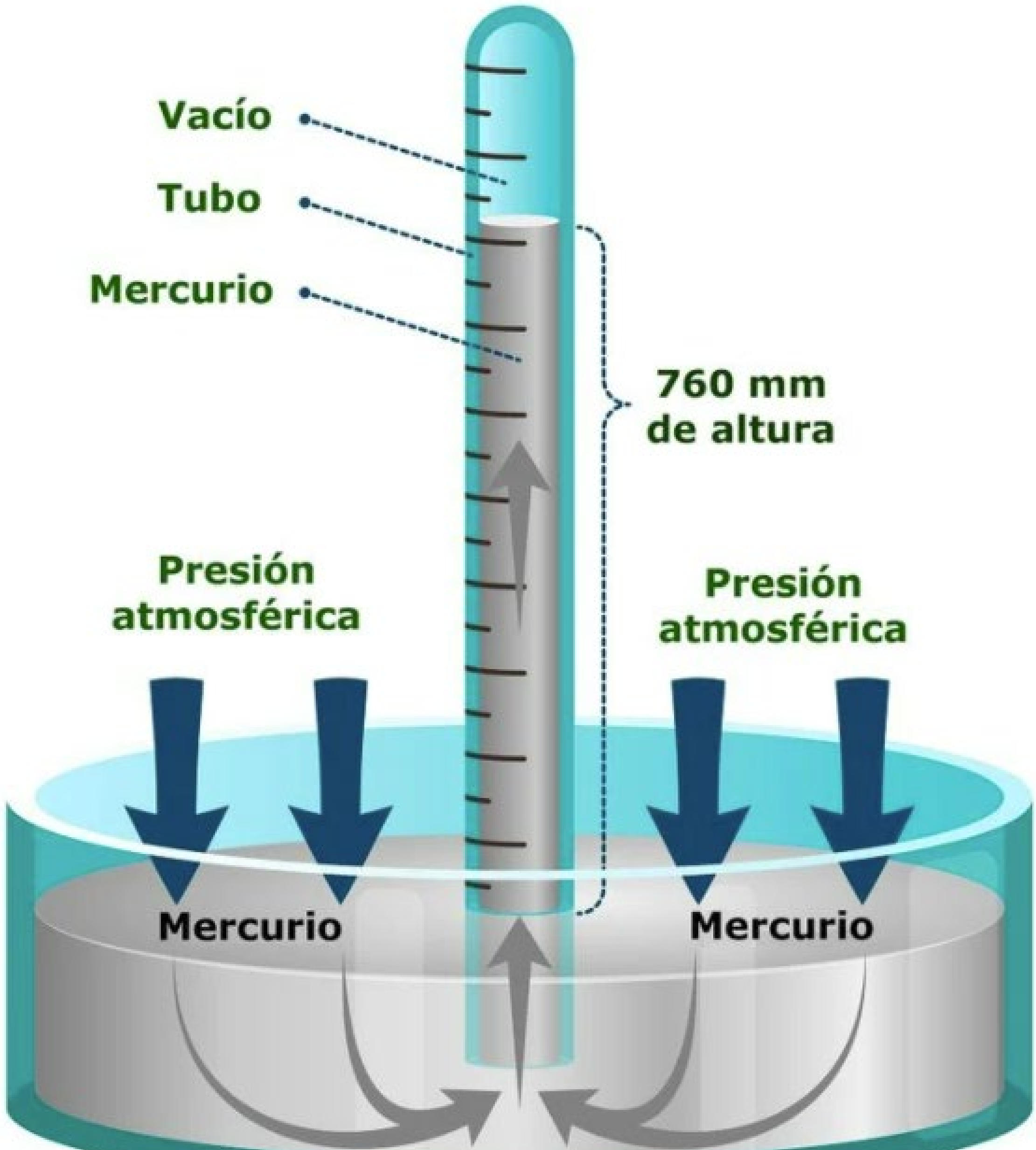
Presiones son iguales a un mismo nivel

$$p_{atmos} = \rho_{Hg} g H$$

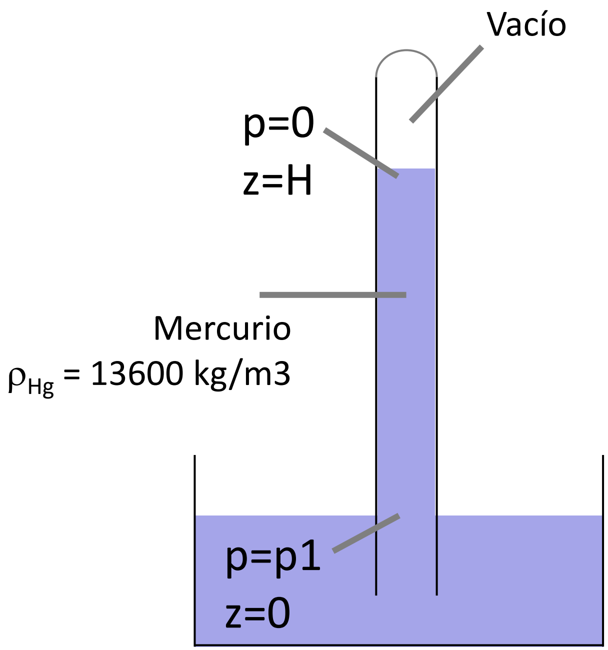
Entonces, si medimos H tenemos la presión atmosférica.
Ingresar todos los datos en Sistema Internacional. (SI)
Por ejemplo, a nivel del mar H fluctúa en torno a 76 cm

$$p_{atmos} = 13.600 \times 10 \times 0.76\ Pa$$

$$p_{atmos} = 1013\ hPa$$


Vacío
Tubo
Mercurio
760 mm
de altura
Presión
atmosférica
Presión
atmosférica
Mercurio
Mercurio

Barómetro de Mercurio…otra lección



$$\partial p = -\rho g \partial z$$

Integramos en la vertical

$$\int_{p1}^{0} \partial p = -\int_{0}^{H} \rho_{Hg} g \partial z$$

En este caso ρ y g son constantes

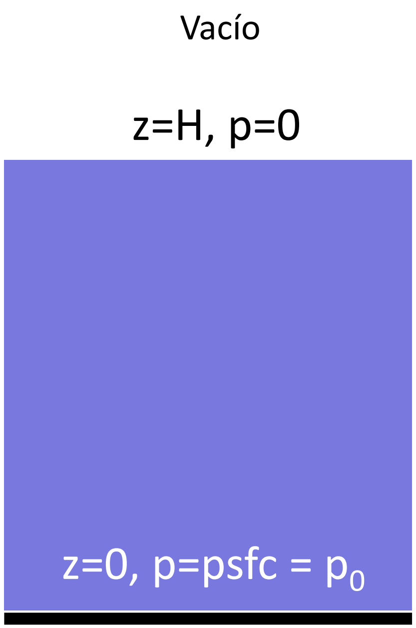
$$p_1 = \rho_{Hg} g H$$

Consideremos que el tubo tiene una sección transversal de área A. Entonces…

$$p_1 A = \rho_{Hg} g H A = g \rho_{Hg} V = g M$$

Es decir, **la presión a un cierto nivel es proporcional al peso del fluido sobre ese nivel**. Esta relación es valida para cualquier fluido

Veamos como nos va con la altura de la atmosfera



$$\partial p = -\rho g \partial z$$

Integramos en la vertical

$$\int_{psfc}^{0} \partial p = -\int_{0}^{H} \rho_{air} g \partial z$$

Supongamos que ρ y g son constantes

$$p_{sfc} = \rho_{air} g H$$

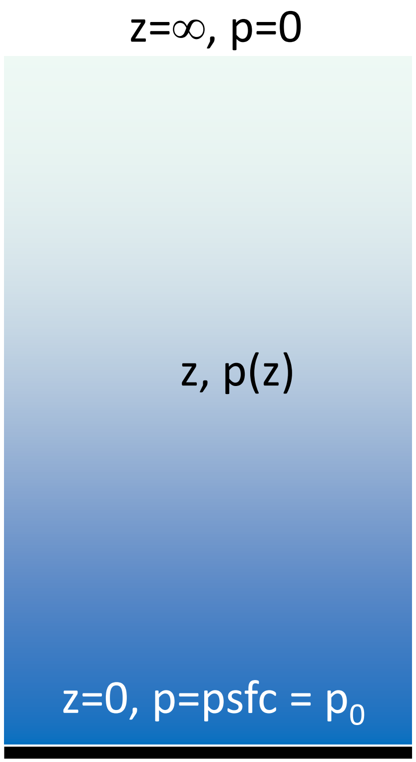
A nivel del mar el aire tiene una densidad ≈ 1.2 kg /m3

$$H \approx 1013 \cdot \frac{100}{1.2 \cdot 9.8} \sim 8\ km$$

Mal resultado. Ocho kilómetros es un poco mas que la altura del Everest. Ya los Griegos sabían que H≈60 km.

Cual es el problema? La densidad del aire NO es constante…disminuye con la altura

Entonces la atmosfera es mas entretenida que el agua ☺



$$\partial p = -\rho g \partial z$$

Integramos en la vertical

$$\int_p^0 \partial p = -\int_z^\infty \rho_{air} g \partial z$$

$$p(z) = g\int_z^\infty \rho_a \partial z$$

Aun podemos asumir g constate hasta los 100 km

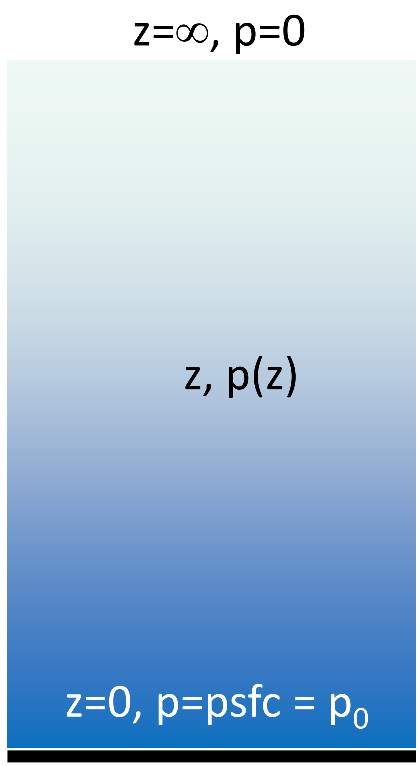
Esto indica que la presión aumenta siempre hacia abajo y que a un cierto nivel es proporcional al peso del aire

$$\int_{p_0}^p \partial p = -\int_0^z \rho_{air} g \partial z$$

$$p(z) = p_0 - g\int_0^z \rho_{air} \partial z$$

De donde sacamos la variación de la densidad con la altura? Además, la densidad no es una variable fácil de medir (en contraste con p o T)

Entonces la atmosfera es mas entretenida que el agua ☺



$$\partial p = -\rho g \partial z$$

$$p = \rho R T$$

Supongamos que el aire es un gas ideal (R = ct3 = 287 SI)

$$\frac{\partial p}{p} = -\frac{g}{RT}\partial z$$

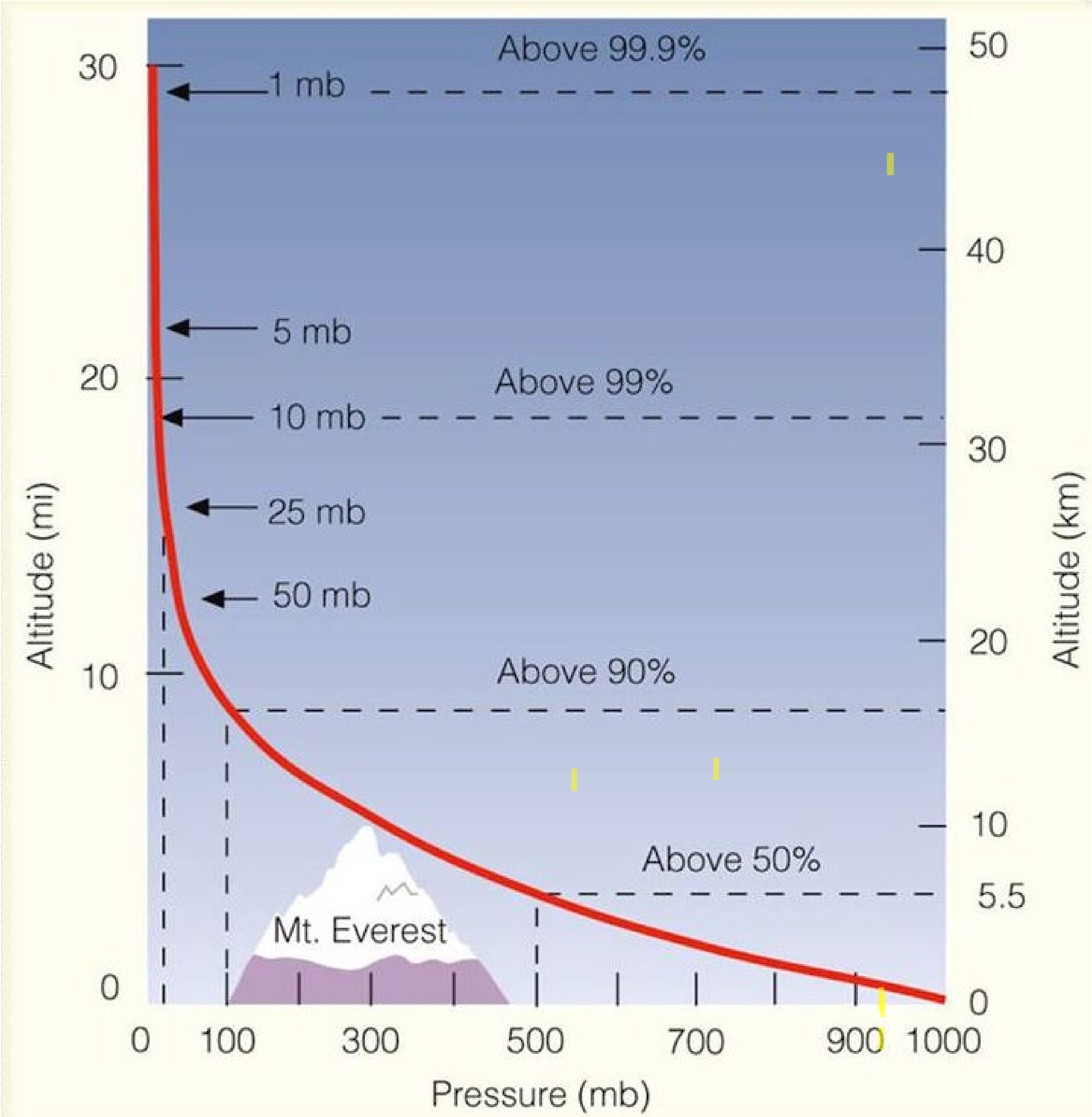
$$\int_{p_0}^{p} \partial \ln(p) = -\int_0^z \frac{g}{RT(z)}\partial z$$

Ahora necesitamos saber como varía la Temperatura con la altura…pero T es una variable que nos gusta.

Podemos comenzar suponiendo una atmosfera **isotermal**:
T_0 = constante = 280 K = 7°C

$$p(z) = p_0 \exp\left(\frac{-z}{H}\right)$$

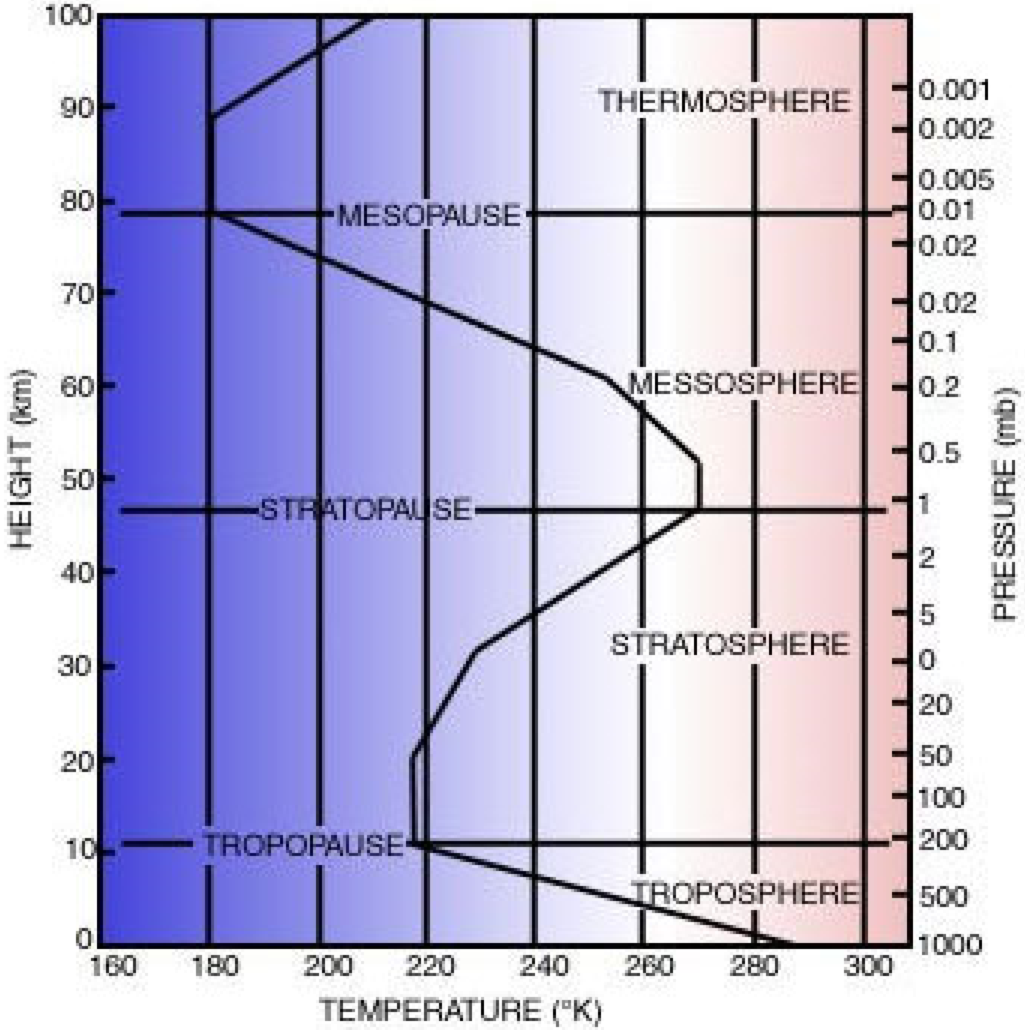
$$H = \frac{RT_0}{g} \approx 8\ km = Escala\ de\ altura$$



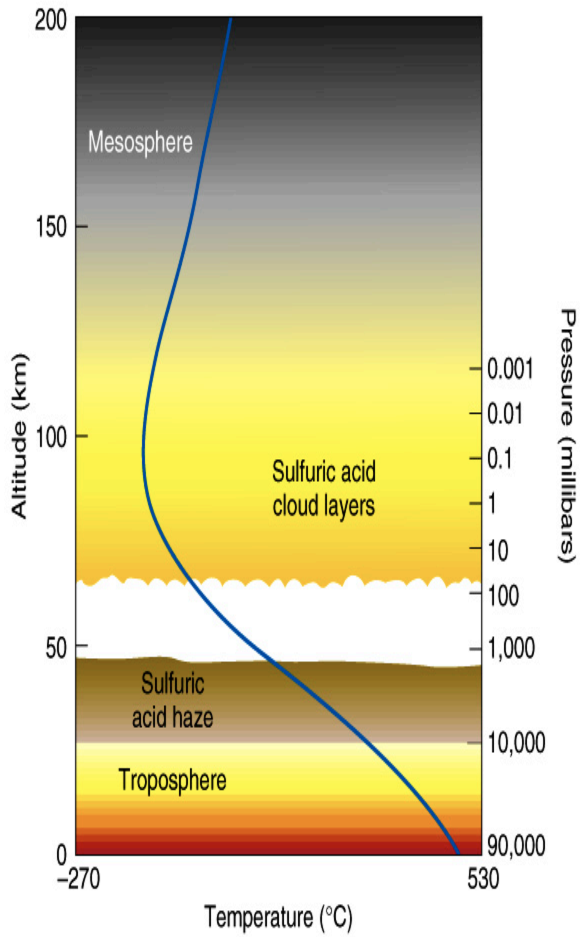
La aproximación isotermal no anda nada mal. Captura bien la caída "exponencial" de p(z)

Recordemos que la presión indica la masa del aire sobre un cierto nivel.

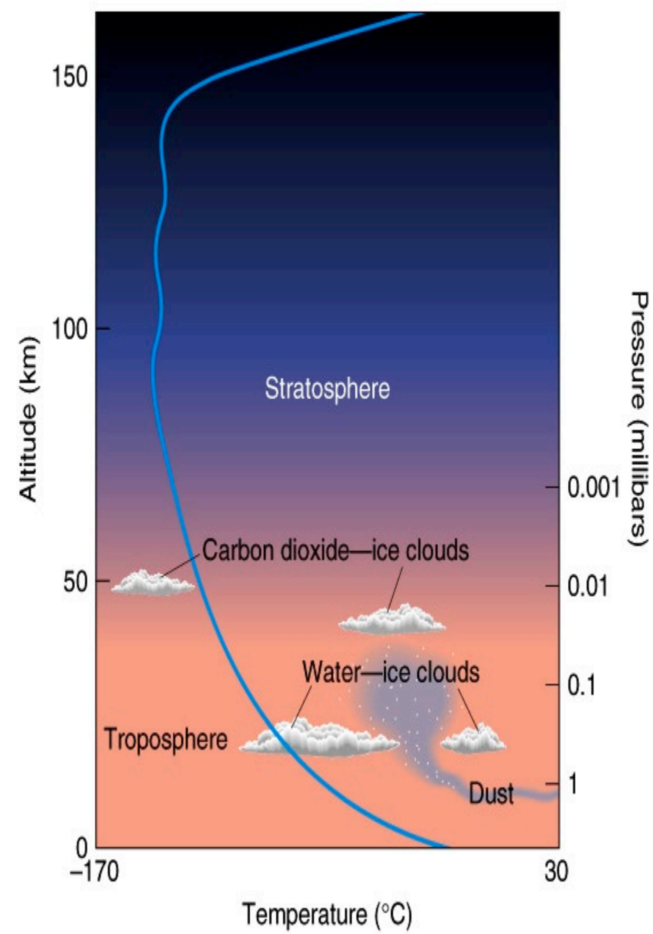
En superficie p=1000 hPa. En 30 km p=10 hPa…es decir la masa de aire sobre 30 km es un 1% (y el 99% esta por debajo)…


HEIGHT (km)
100
90
80
70
60
50
40
30
20
10
0
THERMOSPHERE
MESOPAUSE
MESSOSPHERE
STRATOPAUSE
STRATOSPHERE
TROPOPAUSE
TROPOSPHERE
160
180
200
220
240
260
280
300
TEMPERATURE (°K)
PRESSURE (mb)
0.001
0.002
0.005
0.01
0.02
0.02
0.1
0.2
0.5
1
2
5
0
20
50
100
200
500
1000

Venus



Marte



Que similitudes/diferencias existen entre la atmósfera de la Tierra, Marte y Venus?
Como es la estructura vertical de Júpiter, Saturno, etc...?

Sin embargo, yo no volaría si el instrumento de vuelo (altímetro) calcula z(p) asumiendo T=cte….otras aproximaciones. T = To-bZ…

En el caso de la atmósfera, podemos combinar la ecuación de balance hidrostático con la ley de gases ideales p = ρRT para obtener **la ecuación hipsométrica**:

$$\partial p / p = \partial(\ln(p)) = -\frac{g(z)}{RT(z)}\partial z \approx \frac{g_0}{RT(z)}\partial z$$

Para una atmósfera isotermal (T = constante):

$$z_2 - z_1 = \frac{RT}{g_0}\ln(p_1 / p_2) = H\ln(p_1 / p_2)$$

Para R = 287 (aire), T = 15°+273°C = 288K, g = 9.8 m/s2, H = 8.3 km

Para una atmósfera con T(z) podemos usar el promedio:

$$z_2 - z_1 = \frac{R\overline{T}}{g_0}\ln(p_1 / p_2)$$

Para una atmósfera con T(z) = To - Γz podemos usar el promedio:

$$z_2 - z_1 = \frac{T_0}{\Gamma}\left[1 - \left(\frac{p_2}{p_1}\right)^{R\Gamma / g}\right]$$

Atmósfera Estándar:
To = 288 K, Γ=6.5°/Km
z_1=0, p_1=1013.25 hPa