

Dinamica dell'atmosfera

Struttura dell'atmosfera terrestre

Leonardo Primavera

Dipartimento di Fisica
Università della Calabria

- Atmosfera: strato gassoso che circonda la terra
- Bilancio energetico tra l'energia assorbita dal sole, quella ceduta e riassorbita dalla terra e dagli oceani determina il clima sulla terra
- L'atmosfera è un fluido \Rightarrow mezzo con infiniti gradi di libertà \Rightarrow descrizione alquanto complessa

Fattori importanti che influenzano l'atmosfera

- Molte proprietà dell'atmosfera sono dovute alla gravità:
 - essa fa sì che le molecole del gas non si disperdano nello spazio
 - impone una **simmetria sferica** all'atmosfera
 - fa sì che la maggior parte della massa dell'atmosfera sia concentrata nei primi 10 km dal suolo
- Altri fattori che influenzano il comportamento dell'atmosfera sono:
 - le sue proprietà chimiche (di cui non ci interesseremo durante il corso, se non in questa parte)
 - le sue proprietà termodinamiche su scala globale
 - la rotazione della terra (di cui parleremo estensivamente nel seguito)

Composizione dell'atmosfera

- Il punto di partenza è la legge dei gas ideali:

$$pV = nRT = nm\tilde{R}T \Rightarrow p = \rho\tilde{R}T \quad (1)$$

dove: R = costante dei gas perfetti, $\tilde{R} = R/m$, m = peso molare.

- *Pressione parziale*: pressione dell' i -esimo componente del gas come se occupasse lo stesso volume e temperatura del composto:

$$p_i = \frac{n_i RT}{V} \quad (2)$$

- *Volume parziale*: volume occupato dall' i -esimo componente del gas alla stessa temperatura e pressione del composto originale:

$$V_i = \frac{n_i RT}{p} \quad (3)$$

- Le *Leggi di Gibbs-Dalton* affermano che:

$$p = \sum_i p_i \quad V = \sum_i V_i$$

Composizione dell'atmosfera

- La concentrazione n_i/V che appare nella pressione parziale **NON** è tuttavia un buon parametro per descrivere l'abbondanza relativa di una specie, perché:
 - ① la concentrazione può variare a causa della comprimibilità del fluido (perché varia il volume mantenendosi costante il numero di molecole);
 - ② ci può essere trasformazione di un elemento in un altro a causa di fenomeni di ricombinazione chimica, fotoionizzazione (ad esempio, trasformazione di ozono in ossigeno molecolare), ecc.
- E' più opportuno definire quindi la *frazione molare*:

$$N_i = \frac{n_i}{n}$$

e facendo il rapporto di Eq. (2) ed Eq. (3) con Eq. (1), si ha:

$$\frac{p_i V}{pV} = \frac{n_i RT}{nRT} \quad \frac{V_i}{V} = \frac{\frac{n_i RT}{p}}{\frac{nRT}{p}}$$

da cui: $N_i = \frac{p_i}{p} = \frac{V_i}{V}$

Composizione dell'atmosfera

La seguente è la composizione media dell'atmosfera secca:

Componente	Frazione molare	Distribuzione verticale
Azoto mol. N_2	$\sim 78.08\%$	omogenea
Ossigeno (O_2)	$\sim 20.95\%$	omogenea
Acqua (H_2O)	$\leq 3\%$	Valori bassi in Troposfera / Crescente in Stratosfera / Concentrazione variabile
An. Carb. (CO_2)	~ 380 ppmv	omogenea

insieme ad altri componenti molto minoritari.

Influenza della stratificazione

Consideriamo un volumetto di fluido in equilibrio sotto l'azione della pressione e della gravità:

$$pdA - (p + dp)dA - \rho g dV = 0$$

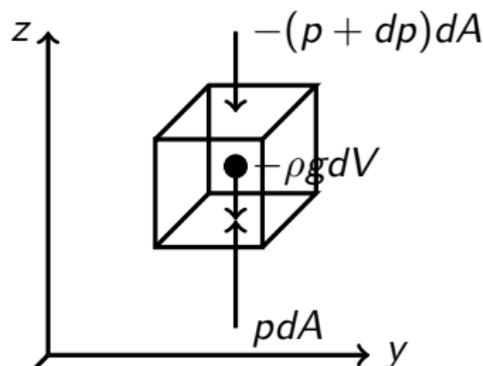
da cui:

$$\frac{dp}{dz} = -\rho g$$

dove $\rho = \rho(z)$ dipenderà dall'altezza, così come la temperatura $T = T(z)$.

Dall'equazione di stato:

$$p(z) = \rho(z) \tilde{R} T(z) \Rightarrow \rho(z) = \frac{p(z)}{\tilde{R} T(z)}$$



- Sostituendo questa relazione nell'equilibrio idrostatico:

$$\frac{dp}{dz} = -\rho(z) \frac{g}{\tilde{R}T(z)}$$

- La quantità: $H(z) = \frac{\tilde{R}T(z)}{g}$ ha le dimensioni di una lunghezza, ed è chiamata **altezza-scala della pressione**.
- Sostituendo nell'equazione precedente:

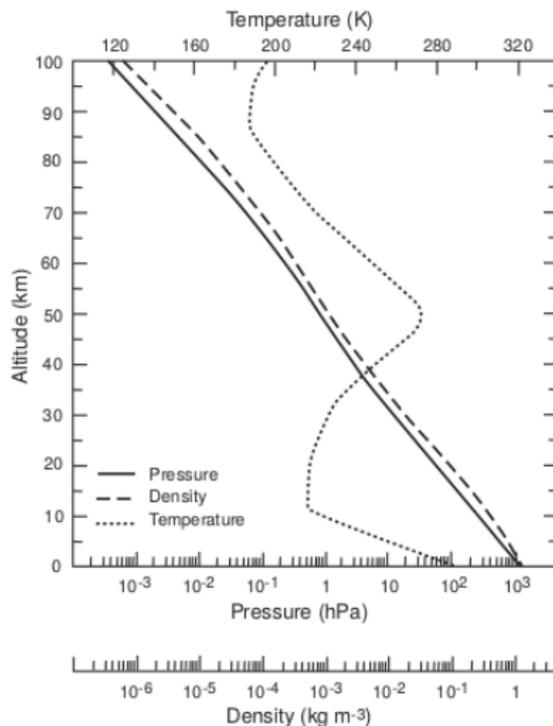
$$\frac{dp}{dz'} = -\frac{dz'}{H(z')} \Rightarrow \boxed{p(z) = p_0 e^{-\int_0^z \frac{dz'}{H(z')}}}$$

- Se $H(z)$ fosse costante, la pressione decadrebbe in maniera esponenziale con l'altezza z .

Influenza della stratificazione

Ad altezze tra 0 e 100 km:

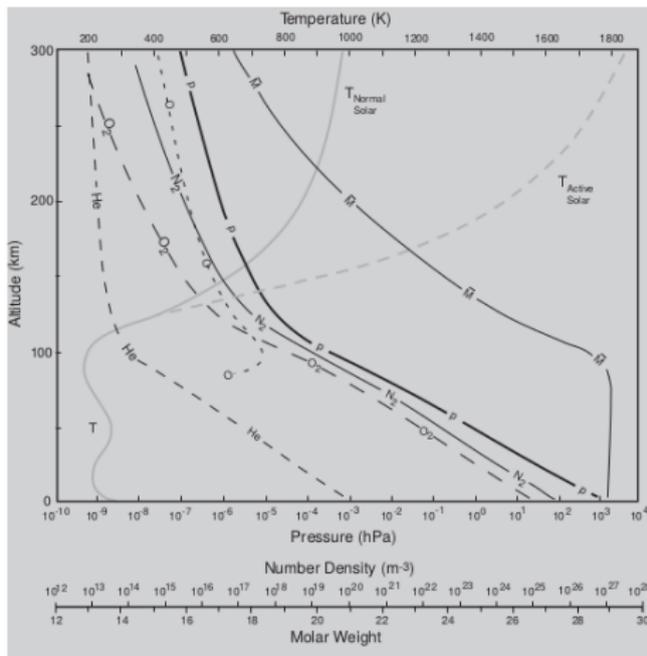
- Pressione e densità decrescono quasi esponenzialmente ($H(z) = 6 \div 8$ km abbastanza costante)
- Sia la pressione che la densità decrescono all'incirca di un fattore 10 ogni 15 km \Rightarrow circa il 90% della massa è contenuta nei primi 15 km dal suolo



Influenza della stratificazione

Al di sopra dei 100 km:

- ancora pressione e densità (dei vari elementi) decrescono quasi esponenzialmente, ma ad un rate differente rispetto a $z < 100$ km
- la temperatura cresce moltissimo e dipende fortemente dalla fase di minimo e massimo solari
- a queste altezze il cammino libero medio è molto elevato \Rightarrow approssimazione fluida non vale più \Rightarrow moti turbolenti smorzati a causa della diffusione molecolare.



Velocità di fuga

- Ad altezze maggiori (~ 500 km), l'atmosfera diventa così rarefatta che il campo gravitazionale non è capace di trattenere le particelle che, per agitazione termica, inizieranno a disperdersi nello spazio.
- Questo accade quando la velocità delle molecole del gas supera la velocità di fuga v_e della terra
- Questa velocità si può calcolare tenendo conto del fatto che, quando l'energia cinetica delle molecole è sufficientemente elevata, queste possono essere portate a distanza infinita, vincendo il potenziale gravitazionale attrattivo:

$$\frac{1}{2}mv_e^2 = \mathcal{L} = \int_{R_T}^{\infty} \mathbf{F}_g \cdot d\mathbf{r}$$

dove:

- $\mathbf{F}_g = mgR_T^2/r^2 \hat{\mathbf{r}}$ è la forza di gravità;
- $g = GM/R_T^2$ è l'accelerazione di gravità a terra
- R_T è il raggio terrestre

Velocità di fuga

Calcolando l'integrale si trova: $\frac{1}{2}mv_e^2 = mgR_T$, da cui:

$$v_e = \sqrt{2gR_T} \sim 11 \text{ km/s} \text{ per la terra}$$

Questa velocità è indipendente dalla massa, tuttavia molecole più leggere possono raggiungere più facilmente la velocità di fuga.

Il grafico mostra il caso dell' O_2 e dell' H_2 . L'ossigeno rimane sempre nell'atmosfera, perché più pesante, mentre l'idrogeno molecolare viene perso in poco tempo (infatti l'atmosfera ne contiene pochissime tracce, a dispetto del fatto che può venire prodotto dalla fotodissociazione dell' H_2O)

