

Vertical Temperature Profile

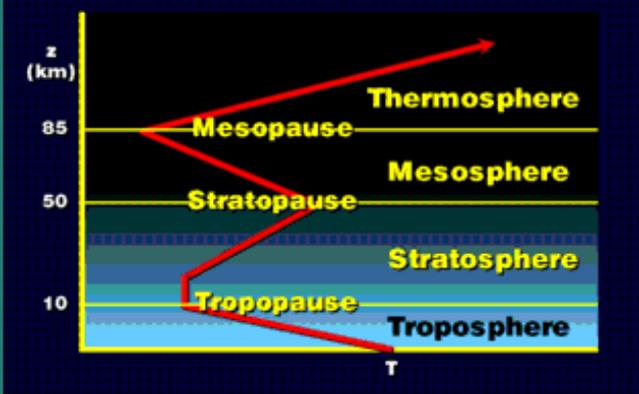


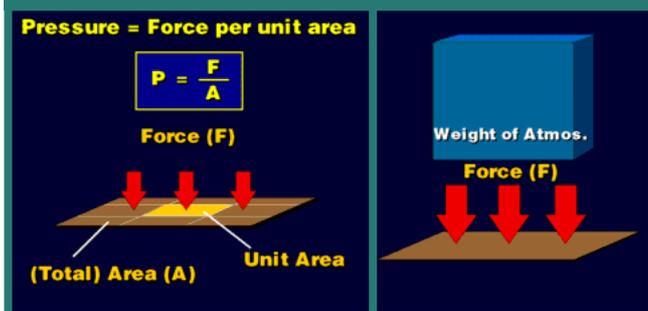
Figura 1. Il profilo termico verticale dell'atmosfera: gli strati a profilo termico uniforme, alternati al relativo strato di transizione

L'atmosfera terrestre può essere descritta nei termini di tre grandezze fisiche fondamentali e del loro reciproco relazionarsi: **pressione**, **densità** e **temperatura**. Di queste, le prime due mostrano un andamento costante, che le porta a diminuire all'aumentare della quota, mentre la terza evidenzia una variabilità di comportamento, di cui si è avuta l'esatta percezione solo quando sono risultati disponibili metodi di indagine diretta a quote, fino a quel momento, non accessibili da parte dell'uomo (palloncini sonda, razzi).

La temperatura

La temperatura atmosferica presenta una variabilità costituita da un'alternanza di massimi e di minimi, che permette di definire una serie di *strati a profilo termico uniforme*, cioè con valori crescenti o decrescenti all'aumentare dell'altezza, separati da *strati di transizione* a temperatura costante (Figura 1) e la ragione di questa alternanza risiede nella presenza (o nell'assenza) di sorgenti di calore. Il terreno, che si

Figura 2. Definizione di pressione come rapporto tra una forza esercitata su una superficie unitaria e la superficie stessa e di pressione atmosferica come dovuta al peso della sovrastante massa d'aria



Temperatura, pressione, densità

riscalda assorbendo la luce solare, causa temperature relativamente alte nella parte inferiore del primo di questi strati atmosferici, detto *troposfera*. La temperatura continuerebbe semplicemente a diminuire con la quota, se non fosse per la presenza di ozono nello strato successivo, la *stratosfera*, che si riscalda quando assorbe la radiazione ultravioletta proveniente dal Sole. La *mesosfera* non ha sorgenti di calore, così la temperatura riprende ancora a diminuire con la quota. Gli strati più esterni assorbono la maggior parte della radiazione solare più energetica e hanno poche molecole, il che risulta in temperature estremamente alte, secondo quanto previsto dalla Teoria Cinetica dei Gas¹.

Tra tutti questi strati vi è poi un'interfaccia chiamata *pausa*, che assume il nome dello strato immediatamente inferiore; avremo così la *tropopausa* tra troposfera e stratosfera, la *stratopausa* tra stratosfera e mesosfera, la *mesopausa* tra mesosfera e strati più esterni. Questi strati intermedi sono caratterizzati da valori della temperatura praticamente costanti; in essi, infatti, l'andamento della temperatura ha già perso la caratteristica dello strato precedente ma non ha ancora assunto quelle del seguente.

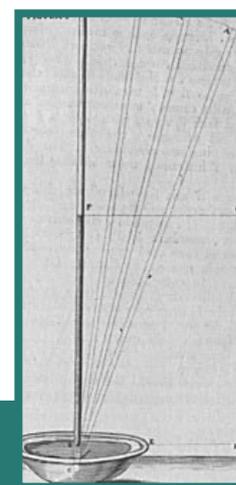


Figura 3. Il barometro di Torricelli

¹ Secondo le leggi della Teoria Cinetica dei Gas, la temperatura di un gas è una misura dell'energia cinetica media delle sue molecole, ove con *energia cinetica* di un corpo di massa m in movimento con una velocità v si intende la quantità definita dal prodotto $Ec = \frac{1}{2}mv^2$. Quest'affermazione implica che, quando la temperatura del gas aumenta, le molecole guadagnano più energia e si muovono più velocemente, mentre se la temperatura decresce, diminuirà anche la velocità del moto molecolare. Si noti che il termine "media" riflette proprio il fatto che le molecole del gas non si muovono necessariamente con esattamente la stessa velocità. Nelle condizioni di estrema rarefazione degli strati atmosferici più esterni, le molecole possiedono un elevato *cammino libero medio*, possono cioè accelerare liberamente fino ad alta velocità, prima che questa venga annullata in uno scontro con un'altra molecola del gas medesimo. Questa condizione approssima quella del cosiddetto *gas perfetto* e permette di associare a ogni singola molecola temperature dell'ordine dei 1500°C e oltre; nel freddo dello spazio interplanetario, questa sarebbe la temperatura che andremmo a misurare se potessimo toccare con un termometro ogni singola molecola di gas.

Density = Mass per Unit Volume

$$\rho = \frac{M}{V}$$

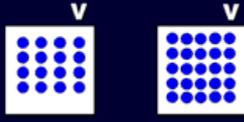


Figura 4. La densità atmosferica come rapporto tra la massa di gas atmosferico e l'unità di volume che la contiene

A causa della rotazione terrestre, che agisce sulla nostra atmosfera conferendole un aspetto più schiacciato alle latitudini più elevate, la *troposfera* ha un'altezza variabile, di circa 8 km ai poli e 18 all'equatore; ai 45° N/S il valore si attesta intorno ai 12 km circa. È caratterizzata da una temperatura che varia da una media di +15°C sul livello del mare fino a circa -55°C alla sua quota massima, con un *gradiente termico verticale* (cioè un rateo di variazione con la quota) che segna una diminuzione di circa mezzo grado C per ogni 100 metri di ascesa, e risulta sede di tutti fenomeni meteorologici, essendovi concentrati al suo interno la totalità del vapore acqueo e dei nuclei di condensazione presenti nell'atmosfera. Con uno spessore dell'ordine della decina di chilometri ed una temperatura pari al limite superiore troposferico di circa -55°C, l'importanza meteorologica della *tropopausa* consiste, invece, nel suo essere la sede di intensi "fiumi" di vento, noti come *correnti a getto*, la cui esistenza divenne evidente solo ai tempi della Seconda Guerra Mondiale e che tanta importanza assumono ai fini dell'assistenza meteorologica alla navigazione aerea. La *tropopausa* non possiede un andamento continuo dal polo verso l'equatore, ma presenta alcune brusche interruzioni simili a dei gradini, all'interno delle quali si incanalano proprio questi flussi di vento intenso.

La pressione

La *pressione* è una grandezza fisica definita come il rapporto tra una forza esercitata su una superficie unitaria e la superficie stessa (**Figura 2**). L'atmosfera esercita una forza sulla superficie terrestre, che altro non è se non il peso della sovrastante aria, risultato della forza di gravità che attira la massa atmosferica verso il basso. Gli strumenti utilizzati per la misura della pressione atmosferica vengono detti *barometri* ed il primo di essi venne realizzato nel 1643 dal fisico italiano Evangelista Torricelli, il quale dimostrò che il peso esercitato dall'atmosfera poteva essere equilibrato da quello di una colonna di mercurio 760 mm (**Figura 3**). Il *millimetro di mercurio* mm_{Hg} divenne così la prima unità di misura della pressione atmosferica di uso comune; per i paesi anglosassoni, il mm_{Hg} trova corrispondenza nel *pollice di mercurio* in_{Hg} , e l'equivalenza è tale che:

$$760 \text{ mm}_{Hg} = 29,92 \text{ in}_{Hg}$$

Sebbene i paesi del sistema metrico abbiano da tempo abbandonato l'uso del mm_{Hg} , non altrettanto è avvenuto per il "pollice", che, anzi, risulta ancora oggi ampiamente impiegato, pure in ambito aereo-

nautico; leggendo i bollettini METAR del continente americano, si può, infatti, notare come la pressione al livello del mare, utilizzata per le regolazioni altimetriche, sia riportata codificata proprio secondo questa unità.

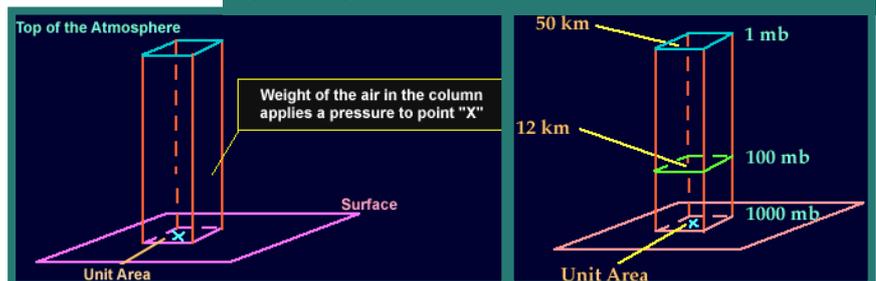
Tornando a noi, il passo successivo al mm_{Hg} fu, dunque, quello di esprimere i valori di pressione atmosferica utilizzando un'unità più fisica e meno empirica e facendo ricorso alle unità del Sistema Internazionale SI. L'utilizzo del *millibar* mb entrò così nella pratica comune, anche grazie alla notevole diffusione delle informazioni meteorologiche attraverso i mass-media. Anche in ambito professionale, il mb è rimasto d'uso corrente fino alla metà degli anni '90, quando, per simmetria con quanto avviene nelle altre branche della fisica, si decise di passare al *Pascal* Pa , cioè all'unità di pressione del sistema fondamentale MKSA. Poiché 1 mb risulta esattamente equivalente a 1 *hPa* (*ectopascal*) cioè a 100 Pa, possiamo riportare che il valore della pressione atmosferica in condizioni standard (cioè al livello del mare e 45° di latitudine, con una temperatura di 0°C) è pari a:

$$p_{(atm, std)} = 760 \text{ mm}_{Hg} = 29,92 \text{ in}_{Hg} \sim 1013,27 \text{ mb} = 1013,27 \text{ hPa}$$

La densità

La *densità*, infine, è proporzionale al numero di molecole di gas atmosferico (cioè alla sua massa) contenute in un volume unitario (**Figura 4**). Più in generale, la densità è un parametro associabile a qualsiasi corpo fisico; tuttavia, diversamente da quanto avviene per i solidi e i liquidi, gli aeriformi sono caratterizzati dalla possibilità di venire significativamente compressi, operando una riduzione dello spazio intermolecolare. All'interno di una colonna di gas il peso degli strati superiori agisce così premendo su quelli inferiori, provocando quindi un aumento della densità, mentre, al contrario, la parte superiore risulta meno compressa, proprio perché vi è meno gas a pesarvi sopra. In una tale situazione, la maggior parte della massa del gas risulta concentrata vicino alla base della colonna e la pressione, essendo diretta conseguenza del sovrastante peso, diminuisce con l'aumento della quota, proprio in misura proporzionale alla massa di gas che ci si lascia al di sotto salendo verso l'alto (**Figura 5**). Nella nostra atmosfera, sebbene gas sia presente fino a quote di qualche centinaio di km, la maggior parte delle molecole (ben il 90% dell'intera massa atmosferica) risulta concentrata nella troposfera e nella stratosfera (il 9%). Salendo in quota, circa il 50% del valore della pressione al livello del mare viene per-

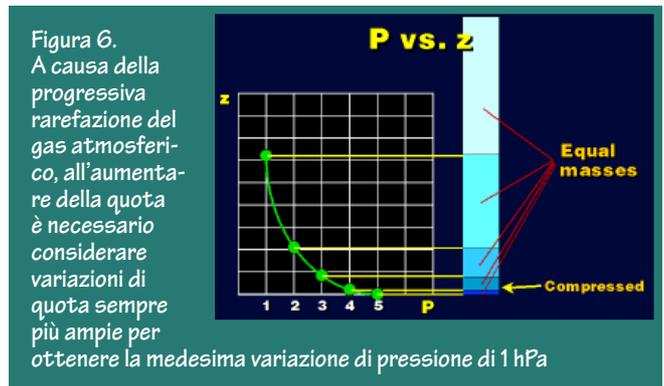
Figura 5. Nell'atmosfera, la pressione diminuisce all'aumentare della quota del punto in cui si esegue la misura



so dopo appena circa 5 km e il 90% dopo una decina, mentre l'ultimo 10% viene smaltito tra i 10 e i 500 km di altezza, con una pressione che, a 40 km di altezza, è già pari a 0,27 volte il valore al livello del mare. All'interno dell'atmosfera, in definitiva, pressione e densità diminuiscono molto rapidamente nei primi km dal suolo, quindi molto più lentamente; al livello medio del mare, la densità dell'aria secca è di circa $1,225 \text{ kg/m}^3$.

A causa della sua progressiva diminuzione con la quota, la pressione che agisce verso il basso sulla sommità di una particella di aria (intendendo con questo termine una porzione di gas relativamente piccola e ben identificabile rispetto alla circostante atmosfera) deve essere inferiore a quella che, al contrario, agisce verso l'alto alla sua base². Ciò significa che, attraverso la particella, esiste una componente verticale della forza di gradiente barico, che viene solitamente equilibrata dalla gravità, così che la particella galleggia in una condizione di equilibrio che viene detta *bilancio idrostatico*. Quando, invece, le 2 forze non si annullano, la differenza costituisce una *spinta idrostatica*, cioè una forza, verso l'alto o verso il basso, che nasce dalle differenze tra l'aria della particella e la circostante atmosfera. La pressione atmosferica può però presentare anche gradienti orizzontali, che, nascendo da variazioni atmosferiche locali, forzano le masse d'aria a muoversi dalle regioni a pressione più elevata verso le regioni a pressione inferiore, proprio come, nell'esperimento dei vasi comunicanti, l'acqua fluisce dal recipiente pieno a quello

² A fondamento di quest'affermazione vi sono 2 noti principi della statica dei fluidi: la *Legge di Stevino* afferma che la differenza di pressione tra 2 punti A e B di un fluido in equilibrio è data dalla pressione esercitata alla base da una colonna di fluido di altezza uguale al dislivello tra i 2 punti A e B; la *Legge di Pascal*, invece, stabilisce che in un fluido in equilibrio la pressione è costante in tutti i punti che si trovano alla stessa quota rispetto al suolo.



vuoto. Subentrando poi altri fattori, quale ad esempio la forza apparente di Coriolis, ne risulta la complessa dinamica della circolazione atmosferica.

Ma la compressibilità del gas atmosferico porta anche come conseguenza che, all'aumentare della quota di riferimento, si dovranno considerare variazioni di quota sempre più ampie per ottenere la medesima variazione di pressione. Ad una temperatura costante di 0°C , infatti, al livello del mare occorrerà un aumento di quota di 8 m per ottenere una diminuzione di pressione pari a 1 hPa, mentre a 5500 m l'aumento dovrà essere pari a 16 m, a 11.000 m pari a 32 m, a 16.500 m pari a 64 m (**Figura 6**). Quali sono le conseguenze sul volo di questi rapporti tra grandezze fisiche? Un aumento della temperatura atmosferica, essendo, come si è visto³, questo parametro direttamente legato all'energia cinetica delle molecole e quindi, in definitiva, alla loro velocità, ne provoca una conseguente accelerazione, contribuendo così a una loro maggior "dispersione" (**Figura 7**); il ridotto numero di molecole per unità di volume si traduce quindi in un calo

³ Vedi nota 1

MISURA DELLA PRESSIONE ATMOSFERICA

Utilizzo del barometro di Torricelli in condizioni standard: temperatura 0°C e latitudine 45°

Poiché all'equilibrio la pressione della colonna atmosferica è bilanciata da quella della colonna di mercurio di 760 mm di altezza, se ne ricava che:

$$p_{(atm, std)} = F/S = mg/S = \rho_{Hg} h S g / S = \rho_{Hg} h g$$

essendo:

S: sezione del tubo

F = mg: forza peso colonna di mercurio

M = $\rho_{Hg} V = \rho_{Hg} h S$: massa colonna di mercurio

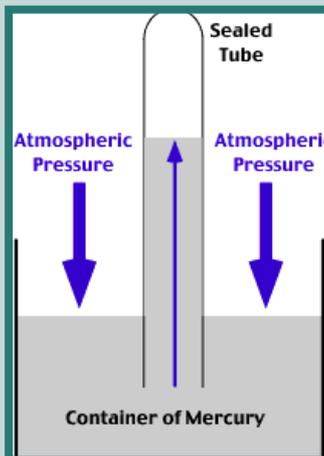
V = hS: volume colonna di mercurio

h = 0,76 m: altezza colonna di mercurio

g = $9,80665 \text{ m/s}^2$: accelerazione di gravità

$\rho_{Hg} = 13595,5 \text{ kg/m}^3$: densità del mercurio

Si noti che la pressione (e quindi l'altezza della colonna di mercurio) risulta indipendente dalla sezione del tubo utilizzato (viene eliminato



il termine S all'interno della formula) così come dalla sua inclinazione, secondo le leggi fondamentali della statica dei fluidi.

Sostituendo ai termini i loro valori:

$$p_{(atm, std)} = \rho_{Hg} h g = 13595,5 \text{ kg/m}^3 \cdot 9,80665 \text{ m/s}^2 \cdot 0,76 \text{ m} \sim 101327 \text{ Pa} = 1013,27 \text{ hPa}$$

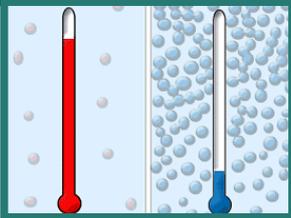
essendo l'ectoPascal hPa definito come pari a cento volte l'unità della pressione nel sistema MKSA:

$$1 \text{ hPa} = 100 \text{ Pa (Pascal)} = 100 \text{ N/m}^2 = 100 \text{ unità MKSA di pressione}$$

Passando al vecchio sistema di unità CGS, la trasformazione degli ectoPascal nella storicamente precedente misura per la pressione atmosferica (il millibar) produce la perfetta equivalenza tra le due unità, essendo difatti:

$$1 \text{ hPa} = 100 \text{ N/m}^2 = 1000 \text{ dine/cm}^2 = 1000 \text{ baria} = 0,001 \text{ bar} = 1 \text{ mb (millibar)}$$

Figura 7.
In una massa d'aria, ad un aumento della temperatura corrisponde una diminuzione della densità (e viceversa)



della densità atmosferica. Se, però, la densità diminuisce, diminuisce anche il numero di molecole di aria che entra nell'anemometro e le letture di velocità all'aria IAS (*Indicated Air Speed*) daranno valori inferiori rispetto alla TAS (*True Air Speed*), la velocità vera dell'aeromobile. Durante il decollo, mantenere la IAS su valori tali da permettere la rotazione significa aumentare la velocità rispetto al suolo e la corsa

di decollo; la ridotta densità dell'aria provocherà inoltre un rateo di salita inferiore rispetto a quello indicato dai manuali dell'aeromobile medesimo.

Aumenti e diminuzioni della densità dell'aria si riflettono anche in proporzionali variazioni della portanza, a parità di velocità dell'aeromobile. Ecco perché è necessario che i piloti considerino attentamente i comportamenti anomali del profilo termico atmosferico, non solo al suolo, ma anche durante la fase di crociera. È noto come, in condizioni normali, la troposfera presenti una progressiva diminuzione della temperatura con la quota; il gradiente termico verticale può però

presentarsi completamente invertito, quando sono presenti le condizioni che portino alla formazione delle cosiddette *inversioni*, tratti cioè di troposfera dove la temperatura aumenta con l'altezza. Le inversioni possono formarsi sia al suolo che in quota. Le prime, caratteristiche, ad esempio, delle notti fredde e serene, sono dovute a un anomalo calo nella temperatura dei bassi strati atmosferici, a causa del forte raffreddamento del sottostante suolo; la presenza di un'inversione al suolo è facilmente riscontrabile, in quanto spesso associata a una diminuzione della visibilità orizzontale, dovuta alla formazione di nebbie o di forti foschie (**Figura 8**). Di più difficile identificazione, ma potenzialmente più pericolose, in quanto interessano direttamente la fase di volo di un aeromobile, sono quelle in quota, che si formano quando, ad esempio, una corrente d'aria calda scorre al disopra di un'ampia massa fredda, intrappolandola vicino alla superficie del suolo. Se vi è presenza di precipitazione, questa, attraversando l'aria più fredda, si congelerà, portando alla formazione di ghiaccio sulle superfici esterne dell'apparecchio e riducendone drasticamente la portanza (**Figura 9**).

Ma più dirette ancora sono le conseguenze della variabilità atmosferica in termini delle letture altimetriche di un aeromobile, problema che affronteremo nei prossimi numeri, dopo aver preventivamente richiamato alcuni necessari fondamenti di termodinamica dell'atmosfera. ✈️

Figura 8.
Un'inversione termica al suolo può risolversi nella formazione di nebbie o, comunque, in fenomeni di riduzione della visibilità

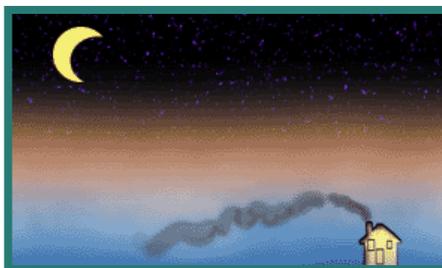
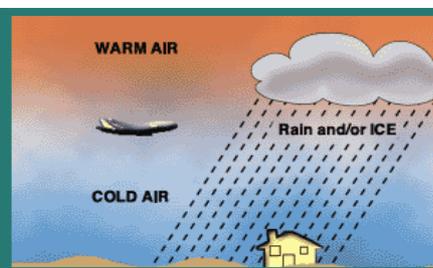


Figura 9.
La presenza di un'inversione termica in quota può portare alla formazione di ghiaccio sulle superfici esterne di un aeromobile in volo



dove:

1 bar = 1 000 000 baria

1 mb = 0,001 bar = 1000 baria

1 baria = 1 dina/cm² = 0,1 N/m² = 1 unità CGS di pressione

e quindi:

$$p_{(atm, std)} = 1013,27 \text{ mb}$$

Per poter confrontare valori di pressione atmosferica misurati al suolo in località diverse, è però necessario eseguire preventivamente sia una riduzione alla temperatura di 0°C sia una riduzione alla quota del livello medio del mare MSL (Mean Sea Level) in atmosfera locale.

La prima di queste operazioni, necessaria ad esempio con i barometri di tipo torricelliano, permette di eliminare le differenze nell'altezza della colonna barometrica, dovute non alle diverse spinte dell'atmosfera, ma alla dilatazione termica del liquido barometrico, che, alle alte temperature, presenta una densità inferiore, necessitandone quindi una maggior quantità per equilibrare uguali valori di pressione.

La seconda permette, invece, di poter prescindere dalle differenze dovute alla diversa altezza della colonna di gas atmosferico sulla verticale del punto di misura, evidenziando

quindi variazioni orizzontali della pressione, cioè gli aumenti o le diminuzioni riscontrabili quando ci si muove da una località all'altra, mantenendosi su una superficie di riferimento di altezza costante. La riduzione viene operata per mezzo di tabelle costruite in base alle caratteristiche medie dell'aria locale, e non consiste in altro che nell'aggiunta, al valore di pressione misurato, del contributo di quella colonna di gas atmosferico mancante per arrivare al livello del mare, quella cioè che si trova sotto i piedi dell'osservatore e la cui altezza è, ovviamente, pari a quella del luogo medesimo.

Supponendo che la pressione sia stata misurata in una stazione meteorologica di altezza *h* sul livello medio del mare, per calcolare il contributo di una colonna d'aria di pari altezza viene utilizzata una formula, detta di Laplace, nella quale viene inserito un valore di temperatura medio della colonna mancante, derivato partendo dalla temperatura al livello della stazione e utilizzando un gradiente termico verticale di tipo normale. Ovviamente, queste approssimazioni si traducono in un errore nell'operazione di riduzione in aria locale, tale che essa viene a perdere di significato quando le stazioni si trovano a quote elevate.