

CAPITOLO 2

LE REGIONI ATMOSFERICHE

2.1 - Introduzione.

Le proprietà fisiche dell'atmosfera variano sia orizzontalmente, sia verticalmente; in generale, le variazioni medie lungo la verticale sono assai più rapide e marcate di quelle sul piano orizzontale. Ad esempio, la temperatura diminuisce, in media, di $6-7^{\circ}\text{C}/\text{Km}$ all'aumentare della quota, mentre occorre una distanza orizzontale di $500-600\text{ Km}$ perché si osservi la stessa variazione.

La disuniformità verticale nelle proprietà dell'aria ha dato origine a suddivisioni in strati orizzontali sovrapposti dell'atmosfera, mentre le disuniformità orizzontali hanno suggerito l'introduzione del concetto di "*masse d'aria*".

In questo paragrafo e nei due successivi verranno prese in considerazione le suddivisioni verticali, mentre nel paragrafo 2.3 si considereranno alcune proprietà delle masse d'aria.

2.2 - Regioni atmosferiche definite in base ai valori medi dei gradienti termici verticali.

Poiché le differenze nelle proprietà atmosferiche con la quota si manifestano soprattutto nei riguardi della temperatura, si è giunti a una prima suddivisione in strati caratterizzati dai valori che in essi assume la derivata della temperatura rispetto alla quota z (vedi Tabella 2.2 e Figure (2.1) e (2.2) che

riportano le altezze medie dei confini di questi strati e le denominazioni degli strati di transizione).

Strato	Altezza media dei limiti Inferiore e superiore (in km)	Stato di transizione
Troposfera	0 – 11	Tropopausa
Stratosfera	11 – 50	Stratopausa
Mesosfera	50 – 90	Mesopausa
Termosfera	90 – 800	Termopausa
Esosfera	oltre 800	

Tabella 2.2

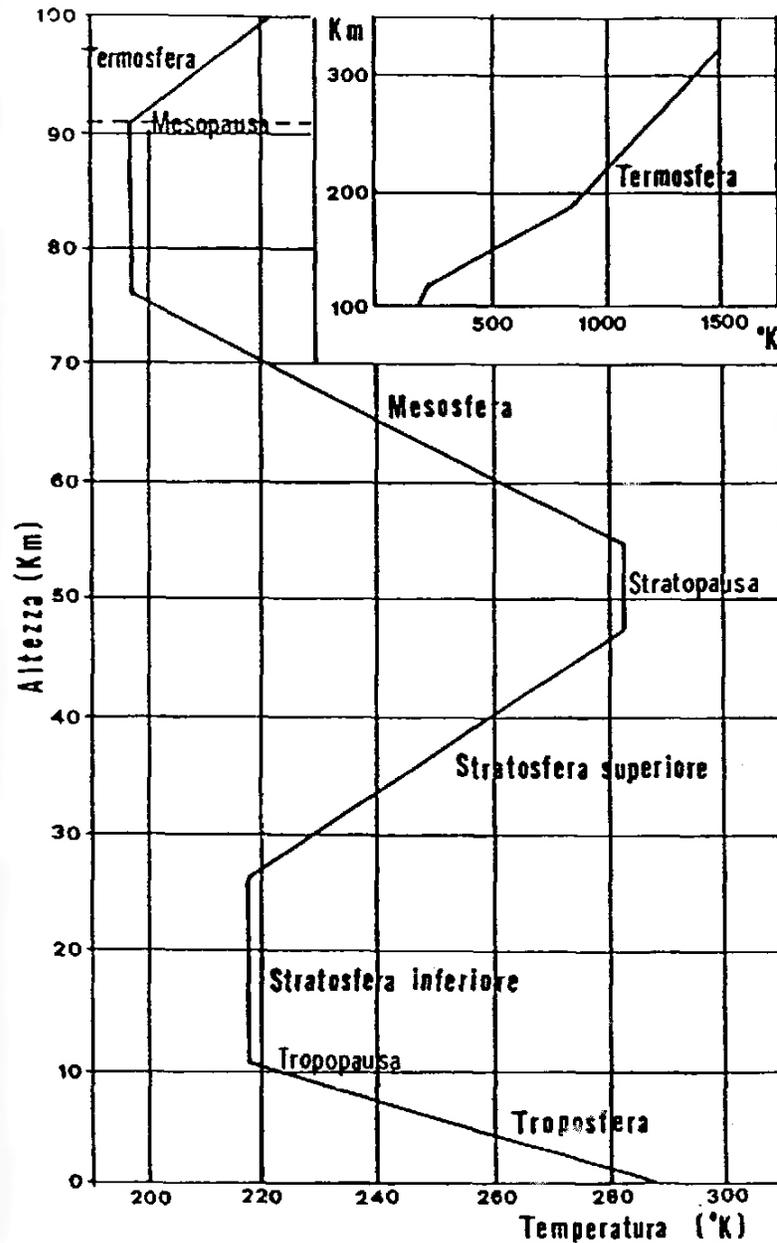


Fig. (2.1) *Esempio di atmosfera tipo. Con questo termine una ipotetica distribuzione con la quota (altezza geometrica) della pressione, temperatura e densita' dell'aria alle medie latitudini. Viene adottata nell'ambito internazionale al fine di tarare altimetri a pressione, progettare aerei e missili, compilare tavole di tiro, ecc. Nel grafico e' tracciata la suddivisione dell'atmosfera in regioni nel modo in cui viene concepita dalla comunita' internazionale.*

The Standard Atmosphere

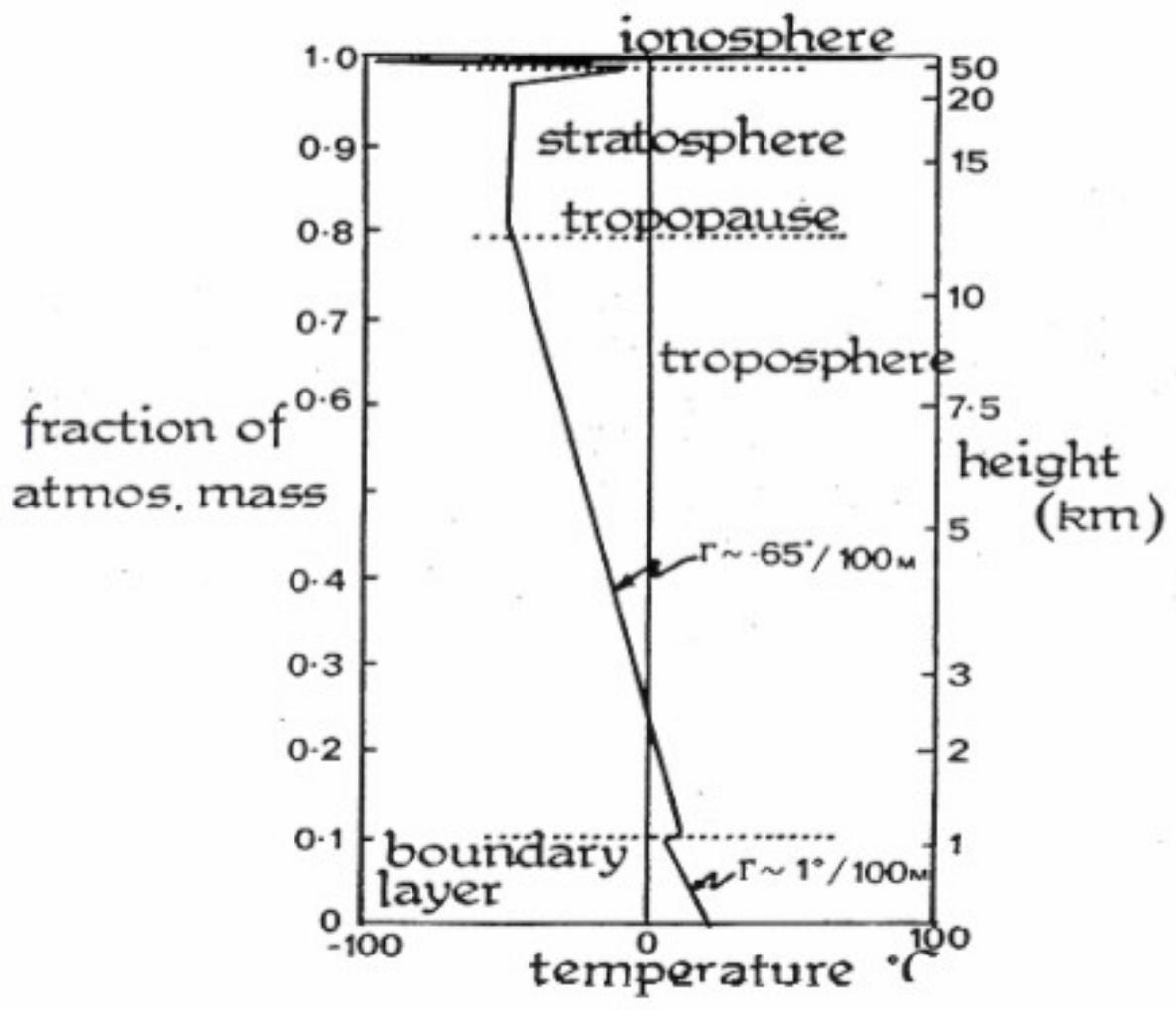


Fig. (2.2)

2.3 - Ulteriori criteri di suddivisione delle regioni atmosferiche.

La suddivisione fin qui considerata, fatta in base a criteri legati all'andamento della temperatura con la quota, non è l'unica adottata. Esistono infatti tante nomenclature per le regioni atmosferiche, quanti sono i parametri che possono essere scelti per le classificazioni. Se, pertanto, si fa riferimento alla composizione dell'aria, ossia si sceglie come parametro di classificazione il peso molecolare medio del gas atmosferico, l'atmosfera può venire suddivisa in una "ommosfera" (strato compreso nei primi 95 km, in cui le proporzioni dei gas costituenti e il peso molecolare dell'aria non variano sensibilmente con z) e in una "etermosfera" (sopra i 90 km, dove - accanto all' O_2 e al N_2 molecolari - cominciano ad apparire O e N atomici e il peso molecolare dell'aria varia con z). Se si sceglie invece la concentrazione degli elettroni liberi, la sua distribuzione verticale determina lo spessore delle regioni *ionosferiche* e la posizione dei massimi relativi di concentrazione. Al di sopra dei 70 km e fino a circa 500 km, questo criterio di suddivisione è particolarmente significativo. A quelle altezze, infatti, l'ultravioletto (UV) estremo della radiazione solare ionizza i gas atmosferici, producendo così diverse regioni ionizzate, le più notevoli delle quali sono i cosiddetti strati E e F , situati rispettivamente a ~ 100 km e a ~ 250 km.

Il mezzo atmosferico acquisisce quindi caratteristiche più simili a quelle di un plasma che non a quelle di un fluido ordinario; fra l'altro, esso non è più in grado di trasmettere le onde acustiche nella regione ionica. Altri tipi ancora di suddivisione che possiamo citare sono:

- a) - quello introdotto in seguito al lancio di razzi e satelliti artificiali, basato sugli effetti prodotti dall'atmosfera sul loro volo e sul loro destino: in base a tali effetti è stato riconosciuto uno "strato denso" o "atmosfera propria" entro cui gli attriti sono così forti da non

permettere a un corpo libero, e non soggetto a forze di spinta, di compiere un *giro di rivoluzione* completo intorno alla Terra, in contrapposizione alla regione detta “*spazio vicino*” (o “*near space*”), al di sopra dei 150 km d’altezza, in cui i satelliti possono compiere parecchi *giri di rivoluzione*;

- b) - quello basato sul criterio del libero cammino medio delle molecole d’aria, che permette di localizzare l’inizio di quella regione atmosferica nella quale diviene non trascurabile la probabilità che molecole e atomi lascino l’atmosfera terrestre (*esosfera*);

Ricordiamo, infine, la suddivisione fatta in base a criteri di interazione dell’atmosfera con la superficie terrestre, che ha condotto a definire [vedi Fig. (2.2)] uno “*strato limite*” (boundary layer), entro il quale avviene la maggior parte dei fenomeni turbolenti, e una “*atmosfera libera*” (free atmosphere), entro la quale si trascurano i termini di viscosità turbolenta e il vento può essere considerato prossimo al vento di gradiente (o, in alcuni casi, a quello geostrofico). Vediamo ora in maggior dettaglio le caratteristiche delle diverse regioni.

2.4 – La troposfera.

La principale caratteristica della troposfera è costituita dalla diminuzione della temperatura atmosferica con l’altezza. La rapidità con cui la temperatura diminuisce in funzione della quota $\left(-\frac{dT}{dz}\right)$ verrà nel seguito indicata con la notazione “*l.r.*”, derivata dall’espressione inglese “*lapse rate*”. Il valore medio del “*l.r.*”, nella troposfera, è $0.65\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$, con deviazioni dei valori medi stagionali che possono arrivare, per una data località, fino a ± 0.3

$^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$. I valori istantanei del *l.r.* possono, invece variare da valori positivi di $\sim 10\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ (in alcuni casi anche di $10^2\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$) a valori negativi dello stesso ordine di grandezza.

La troposfera è la sede delle nebbie, dei più importanti tipi di nubi, delle precipitazioni e delle attività temporalesche; la parte prevalente della massa atmosferica – dal 75 % alle medie e alte latitudini al 90 % alle basse latitudini – è concentrata in essa.

Una ulteriore suddivisione della troposfera comprende i seguenti strati:

- a) troposfera inferiore, o strato limite (o *boundary layer* - *BL* - già ricordato in precedenza), che si estende dalla superficie terrestre a $1\div 2$ km;
- b) troposfera media, da $1\div 2$ a $6\div 7$ km;
- c) troposfera superiore, da $6\div 7$ km alla tropopausa (circa $10\div 11$ km).

Il regime dei venti è caratterizzato, vicino alla superficie, da una drastica riduzione (dovuta soprattutto alla frizione) del modulo della velocità, che si annulla addirittura al suolo e in un sottile strato ad esso adiacente (di spessore variabile da qualche millimetro a diversi centimetri).

Sopra tale strato, la velocità del vento varia, sempre entro il *BL*, dapprima rapidamente, quindi più lentamente (profilo logaritmico). Una peculiare caratteristica legata all'aumento del modulo della velocità del vento con la quota è costituito da una corrispondente variazione di direzione (spirale di Ekman). Sopra il *BL*, le variazioni del vento con l'altezza sono però dovute principalmente ai gradienti orizzontali di temperatura. Si tratta dell'effetto chiamato "baroclinicità dell'atmosfera", a cui si farà cenno nel Capitolo 5 della Dinamica.

Sulla scala planetaria, in base all'effetto della baroclinicità, poiché le temperature più elevate dell'aria sono osservate nelle regioni equatoriali e subtropicali e le temperature più basse sono osservate nelle regioni polari,

sotto l'influenza di questo gradiente orizzontale di temperatura la componente occidentale del vento tende a intensificarsi con l'altezza, mentre la componente orientale tende a indebolirsi.

Dal momento che, alle medie latitudini, le correnti occidentali sopra il *BL* prevalgono su quelle orientali, si ha come risultato che la velocità del vento aumenta con l'altezza. Allorché sono presenti, fra le masse d'aria, differenze orizzontali di temperatura considerevoli, come accade in corrispondenza di ben pronunciate zone frontali, nella troposfera e nella stratosfera si sviluppano le cosiddette “*correnti a getto*”; si tratta di zone (o fasce) di forti venti, relativamente limitate nel senso trasversale e notevolmente estese longitudinalmente.

Quanto più elevata è la differenza di temperatura tra le masse d'aria (laddove si manifesta la corrente a getto nella zona frontale di transizione), tanto maggiore è la velocità del vento lungo l'asse del getto. La principale corrente a getto si osserva alle latitudini subtropicali e la sua parte centrale è situata fra le latitudini 25° e 45°. Vi sono inoltre anche correnti a getto extratropicali, che si formano fra anticicloni in quota e cicloni a media e alta latitudine, e correnti a getto equatoriali, che si originano alla periferia sud degli anticicloni subtropicali (nell'emisfero Nord). Infine, ricordiamo l'esistenza di correnti a getto stratosferiche, che si formano a quota di 25÷35 km, fra 50° e 70° di latitudine Nord. Le velocità del vento in corrispondenza dell'asse della corrente a getto subtropicale possono superare i 220 km/ora durante l'inverno e i 140 km/ora durante l'estate, mentre quelle relative al getto delle medie latitudini sono ~ 80 km/ora sia d'estate sia d'inverno. Lo spessore verticale e la larghezza orizzontale di una corrente a getto variano entro limiti piuttosto ampi; si possono tuttavia ritenere abbastanza probabili i valori 8÷12 km per il primo e 1000÷2000 km per la seconda.

2.5 – La stratosfera e la mesosfera.

Già dai primi lanci di palloni sonda all'inizio del secolo era stato osservato che la diminuzione di temperatura con l'altezza, caratteristica della troposfera, cessava a una certa altezza; dapprima si aveva una diminuzione meno marcata e successivamente la temperatura si stabilizzava in modo da presentare una distribuzione isoterma. Tale caratteristica è stata confermata in tutti i successivi sondaggi, compresi quelli effettuati utilizzando sensori elettromagnetici nel “visibile” e nell’ “infrarosso” a bordo di satelliti artificiali. Gli strati atmosferici caratterizzati da un *l.r.* medio nullo o negativo (quest'ultimo corrispondente, per definizione di *l.r.*, a temperatura in aumento con l'altezza) costituiscono rispettivamente la stratosfera inferiore e la stratosfera superiore: i due strati stratosferici che, nel loro insieme, costituiscono la stratosfera, si estendono complessivamente da un'altezza di 11 km a un'altezza di 50 km.

Lo strato di transizione fra la troposfera e la stratosfera, il cui spessore varia da qualche centinaio di metri fino a (1÷1,5) km, è detto “*tropopausa*”; attraverso di esso, il *l.r.* varia da 0,6 a 0,8 °C/100 metri nella parte inferiore e da zero fino anche a valori negativi nella parte superiore. La struttura termica media della troposfera varia, ovviamente, con la latitudine; ad esempio, la tropopausa è più bassa alle alte latitudini e, mediata invece su tutte le latitudini, d'estate si innalza a quote superiori rispetto all'inverno. Sopra la tropopausa, la temperatura o non varia con l'altezza (*l.r.* = 0), ovvero cresce lentamente (*l.r.* < 0); la stratificazione isoterma è essenzialmente tipica delle medie latitudini, mentre le inversioni sono più tipiche delle basse latitudini (equatoriale e tropicale). Le temperature più basse della tropopausa e della parte inferiore della stratosfera sono osservate nella regione equatoriale (- 70°C ÷ - 80°C), mentre alle medie latitudini sono più alte;

come risultato, il gradiente orizzontale di T nella stratosfera è opposto a quella della troposfera.

La “*mesosfera*” è lo strato che si trova sopra la stratosfera; attraverso di esso, la temperatura, in media, decresce con l’altezza. La temperatura media dello strato di transizione “*la stratopausa*” (a $45 \div 55$ km d’altezza) è prossima a 0 °C, con deviazioni di ± 20 °C (dati provenienti dai razzi). La temperatura vicino al top della mesosfera, a ($85 \div 90$) km, è $\sim - 80$ °C d’estate [alle medie e alte latitudini] e $\sim - 40$ °C d’inverno.

La temperatura nella stratosfera e nella mesosfera varia considerevolmente durante l’anno, con fluttuazioni alle medie latitudini, misurate con razzi, di ~ 13 °C [a ($26 \div 34$) km d’altezza] e di ~ 10 °C [a ($45 \div 50$) km d’altezza].

Sopra la mesopausa, nella termosfera, la temperatura riprende a salire con l’altezza, a causa principalmente dell’assorbimento della radiazione solare (di $\lambda < 0,175 \mu$) da parte dell’ossigeno molecolare che viene, di conseguenza, dissociato in atomi.

Come si è detto prima, la velocità del vento raggiunge il suo valore massimo vicino alla tropopausa. Sopra la tropopausa, a causa della variazione del gradiente orizzontale di temperatura, il vento, ancorché occidentale, si attenua mediamente con l’altezza, particolarmente nella regione delle correnti a getto. La velocità minima si osserva a ($22 \div 25$) km. Sopra questo livello, la velocità del vento riprende ad aumentare, mentre d’estate diviene prevalentemente orientale. D’inverno, poiché il gradiente orizzontale di T nella troposfera è il doppio rispetto a quello osservato d’estate e dal momento che, nella stratosfera (sopra il polo) si forma una regione fredda, non si osservano cambiamenti di venti occidentali in venti orientali.

2.6 - Configurazioni atmosferiche definite in base ai valori medi e istantanei dei gradienti termici orizzontali.

2.6.1 – Masse d'aria e fronti.

Le mappe del tempo meteorologico, unitamente ai dati dei sondaggi verticali, mostrano che lo stato dell'atmosfera varia non solo verticalmente, ma anche orizzontalmente. Le quantità che variano orizzontalmente sono la temperatura, l'umidità, la nuvolosità, il contenuto di polveri, ecc...

Queste variazioni non sono uniformi: si osservano, infatti, regioni molto estese, nelle quali gli elementi meteorologici variano orizzontalmente in modo relativamente lento e regioni limitate, entro cui le variazioni sono invece assai accentuate (regioni di discontinuità). I grandi volumi d'aria che posseggono ben definite proprietà fisiche d'insieme e le cui scale sono paragonabili - per estensione orizzontale - ai continenti e agli oceani, sono detti "*masse d'aria*"

Lo spessore di una massa d'aria è solitamente di alcuni km; spesso, può estendersi all'intera troposfera. Le proprietà di una massa d'aria differiscono notevolmente da quelle di altre masse d'aria; al suo interno gli elementi meteorologici variano pure meno sensibilmente di quanto avvenga nel passaggio da una massa all'altra.

Le zone di transizione fra masse d'aria diverse, entro cui si osservano rapide variazioni orizzontali degli elementi meteorologici, sono dette "*zone frontali*" o "*superfici frontali*".

Le masse d'aria e le zone (o superfici) frontali sono fra gli oggetti più importanti per la previsione del tempo, poiché le proprietà fisiche dell'aria sono trasportate con esse; questo trasporto provoca una variazione temporale degli elementi meteorologici e del tempo meteorologico nel suo insieme.

Si distinguono masse d'aria calde e fredde [indicate in Fig. (2.3) rispettivamente con i simboli **WM** e **CM**]. Una massa d'aria calda provoca, al

suo arrivo in una data regione, un aumento di temperatura; ciò avviene in particolare se essa scorre su una superficie sottostante più fredda (ad es. dall'oceano all'entroterra, d'inverno) e, muovendosi, ne è raffreddata per contatto. Una massa d'aria fredda è caratterizzata invece dal fatto che il suo arrivo in una data regione produce un abbassamento di temperatura: tipico di questo raffreddamento è il caso di una massa di aria fredda che scorre su una superficie sottostante più calda (per esempio, dall'oceano verso la terra, d'estate, oppure dalla terra verso l'oceano, d'inverno), scaldandosi durante il processo.

Quando una massa d'aria si ferma a lungo su una superficie uniforme, essa acquista delle caratteristiche che sono determinate dalle proprietà della superficie stessa e dai fattori geografici locali (latitudine, epoca dell'anno, insolazione, ecc....). Le masse d'aria, pertanto, possono essere classificate geograficamente. Secondo la regione di formazione, le masse d'aria si dividono

in:

- 1) aria artica (*AA*)
- 2) aria temperata (*T e A*)
- 3) aria tropicale (*TA*)

L'aria artica, che si forma alle latitudini più elevate, ha la più bassa temperatura e umidità assoluta e la più alta trasparenza. L'aria tropicale, originata alle latitudini subtropicali, è caratterizzata dai valori più alti di *T* e di umidità assoluta, insieme alla più alta torbidità dovuta a impurità atmosferiche (ad esempio, aerosol sui quali può condensarsi del vapore quando l'aria è in condizioni di sovrassaturazione). L'aria temperata, detta anche aria polare, si

forma alle latitudini intermedie e ha proprietà intermedie fra l'aria tropicale e quella artica.

Ognuno di questi tipi principali si divide a sua volta in aria marittima (*s*) e continentale (*c*), secondo la natura della superficie (acqua o terra) su cui la massa d'aria si è formata e si è mossa a lungo prima di raggiungere la posizione attuale. Abbiamo così le masse *sAA* e *cAA*, *sT* e *sA*, *cT* e *cA*, *sTA* e *cTA*. Le proprietà dell'aria di mare e continentale sono differenti e dipendono molto dal periodo dell'anno. Così, durante l'estate, la *c(T e A)* è più calda della *s(T e A)*, e viceversa durante l'inverno.

Attraverso una zona frontale, che è una vera e propria zona di transizione, gli elementi meteorologici (temperatura, densità, umidità, velocità del vento) cambiano bruscamente: la temperatura, ad esempio, può cambiare di diversi gradi (anche fino a 15 °C, in certe situazioni).

Lo spessore verticale A-B di una zona frontale Fig. (2.3) è tipicamente dell'ordine di alcune centinaia di metri (di rado 1÷2 km).

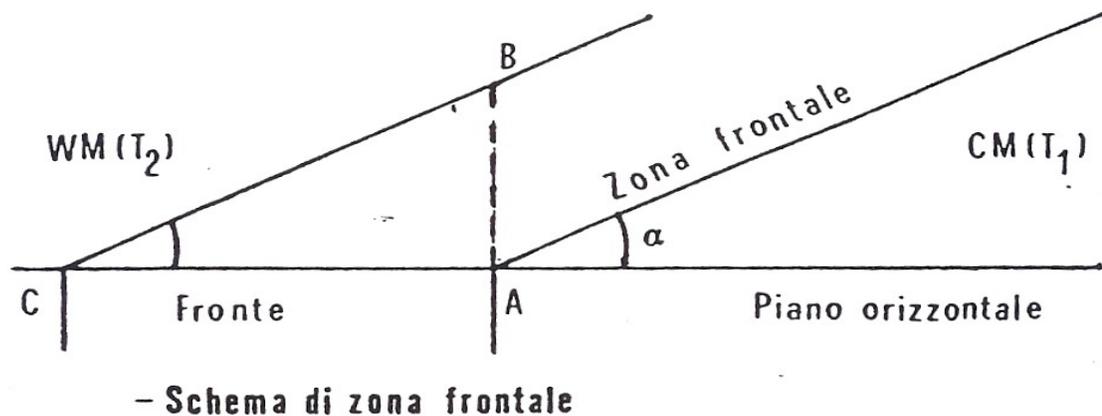


Fig. (2.3)

La pendenza [**a**] della superficie che separa l'aria fredda sottostante l'aria calda di una zona frontale varia da 1/50 a 1/400, cosicché le zone frontali sono inclinate di angoli piccolissimi (in media 0,5°) sull'orizzonte. La massa fredda, più densa, si trova sempre al disotto della massa calda meno densa. Poiché lo spessore di una zona frontale è trascurabile rispetto all'estensione orizzontale delle masse d'aria, la zona frontale nelle considerazioni teoriche è sostituita da una superficie e le variazioni rapide, ma continue, degli elementi meteorologici che in essa si verificano (fa eccezione unicamente la pressione, che non subisce discontinuità) sono sostituite da brusche variazioni discontinue attraverso la superficie frontale.

La superficie frontale e i fronti, che sono le loro linee d'intersezione con il suolo, si spostano insieme alle masse d'aria. Si distinguono allora i fronti caldi e i fronti freddi, secondo il senso del moto. Un fronte caldo (contraddistinto dalla sigla **WF**, dall'Inglese "Warm Front") è un fronte che si muove verso una massa fredda; dopo il passaggio di un fronte caldo si osserva un innalzamento di temperatura, in quanto una massa calda prende il posto di una massa fredda. I fronti freddi (**CF**, da Cold Front) si muovono invece verso la massa calda.