

**STABILITÀ DELL'ATMOSFERA**

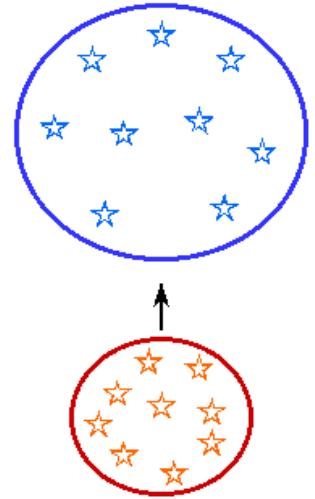
**Variazioni di Stato dell'aria**

Con il termine variazioni di Stato dell'aria si intendono le variazioni delle sue proprietà essenziali quali:

- Temperatura
- Pressione
- Umidità
- Densità

Queste possono avvenire senza scambio di calore con l'esterno ( $\Delta Q = 0$ ) ed allora si dicono adiabatiche, oppure con scambio di calore con l'esterno ed allora si dicono non adiabatiche.

Quando una massa di aria sale ciò che accade può essere intuito osservando la figura riportata a fianco.



In pratica, la massa (o bolla) d'aria in ascesa si espande, per effetto della diminuzione della pressione; il lavoro compiuto determina una riduzione dell'energia cinetica delle particelle che la compongono e, siccome la temperatura è una forma di energia cinetica, si ha, come risultato finale, una diminuzione della temperatura. Tale riduzione risulta diversa a seconda delle caratteristiche della massa di aria.

D'ora in avanti supporremo che le trasformazioni nell'atmosfera siano adiabatiche. A rigore, ciò non è del tutto vero, dato che nei processi dell'atmosfera si hanno sempre acquisti e perdite di calore (energia solare, scarso potere di conduzione,...).

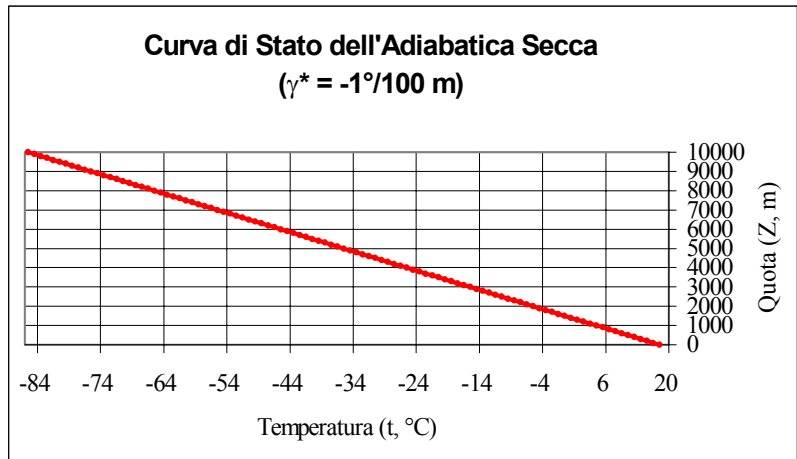
**Adiabatica secca (e umida non satura)**

Se la massa di aria secca con una determinata temperatura si innalza adiabaticamente, verrà a trovarsi in quota ad una pressione più bassa ed espandendosi si raffredderà; viceversa, nella discesa, la massa di aria, venendosi a trovare a pressioni più alte si comprimerà e quindi si riscalderà (vedi sopra).

La variazione della temperatura è stabilita dalla relazione seguente.

$$\gamma^* = -1^\circ/100m$$

Si osservi che quanto detto ha validità anche per l'aria umida non satura, ossia quell'aria in cui il vapore acqueo non ha ancora raggiunto la saturazione (adiabatica umida non satura).

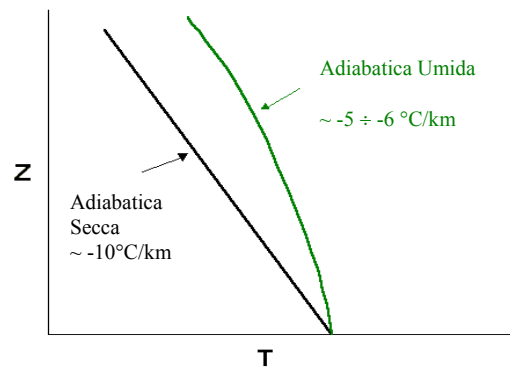


**Adiabatica umida (o adiabatica satura)**

Il processo dell'aria umida è differente rispetto a quello dell'aria secca. L'aria umida si raffredda di un grado ogni 100 metri, fintantoché non è satura. Durante il processo di sollevamento, accade infatti che la diminuzione della temperatura porta ad un graduale aumento dell'umidità relativa, fino a raggiungere il 100%, cioè la saturazione. Quando si raggiunge la saturazione, si innesca, a condizione che siano presenti i nuclei di condensazione, il processo di condensazione, accompagnato dalla liberazione del calore latente di condensazione, che determina un aumento della temperatura della massa di aria, definendo in questo modo un ritardo nel processo di raffreddamento. Da cui risulta:

$$\gamma_s^* = -0,6^\circ/100m$$

La curva che si ottiene riportando  $\gamma_s^*$  in funzione dell'altezza si chiama pseudoadiabatica.

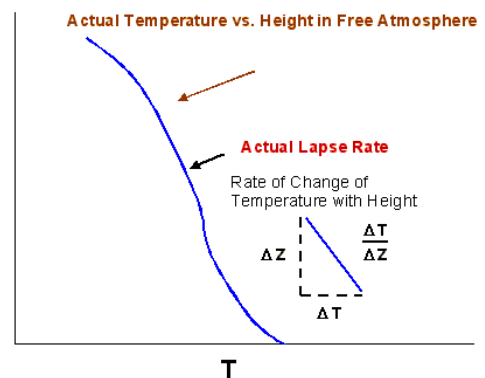


**Condizione di equilibrio per l'aria secca (e per l'aria umida non satura)**

L'atmosfera fino alla tropopausa non presenta sempre lo stesso equilibrio: come spesso accade in meteorologia, le condizioni non sono sempre uniformi.

I gradienti termici verticali dell'atmosfera possono essere di tre specie:

- 1- Superadiabatico (se  $\gamma > \gamma^*$  ossia se la diminuzione della temperatura con la quota è  $>$  di  $1^\circ/100m$ )



## STABILITÀ DELL'ATMOSFERA

- 2- Adiabatico (se  $\gamma = \gamma^*$ )
- 3- Subadiabatico (se  $\gamma < \gamma^*$  ossia se la diminuzione della temperatura con la quota è  $< 1^\circ/100\text{m}$ )

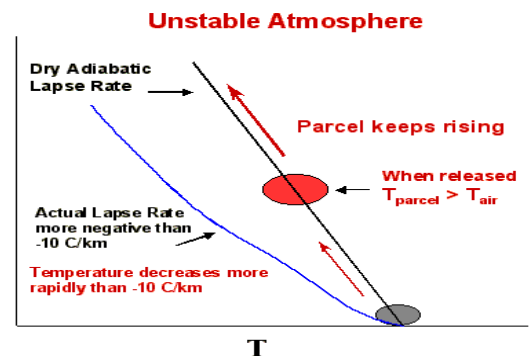
Esamineremo il movimento verticale di una massa di aria separatamente nei tre casi, supponendo che quest'ultima compia:

- A- un movimento forzato (per esempio a causa di un rilievo orografico)
- B- movimento termico (per esempio a causa del riscaldamento irregolare del suolo)

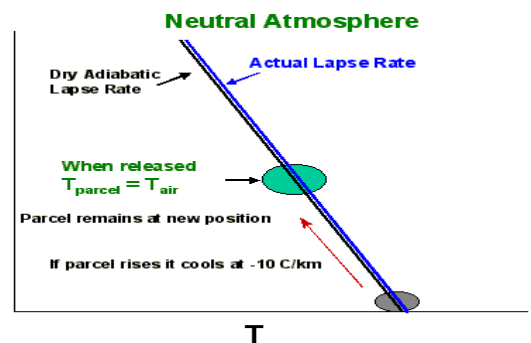
### A- Movimento forzato

- 1- Atmosfera superadiabatica ( $\gamma > \gamma^*$ ): una massa di aria in movimento verso l'alto, che parta da un certo punto, dopo un certo tratto assumerà una temperatura più alta e quindi una densità minore dell'atmosfera circostante. Perciò essa sarà spinta in alto, allontanandosi dalla posizione di partenza. Similmente, se il movimento avviene verso il basso, la massa di aria assumerà una temperatura più bassa, cui competerà una densità maggiore dell'atmosfera circostante e pertanto continuerà nel suo modo discendente.

La conclusione che se ne trae è che, in queste condizioni, si ha atmosfera in equilibrio instabile (Unstable Atmosphere).

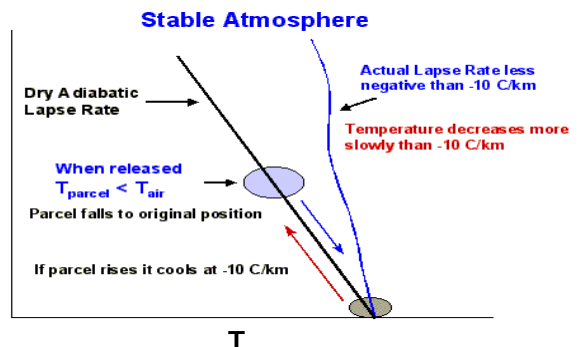


- 2- Atmosfera adiabatica ( $\gamma = \gamma^*$ ): quando la massa di aria è costretta a salire/scendere, subirà un raffreddamento/riscaldamento uguale a quello dell'atmosfera circostante. Avendo uguale temperatura e quindi densità, non sarà sollecitata né verso l'alto né verso il basso. La conclusione è che l'atmosfera è in equilibrio indifferente (Neutral Atmosphere).

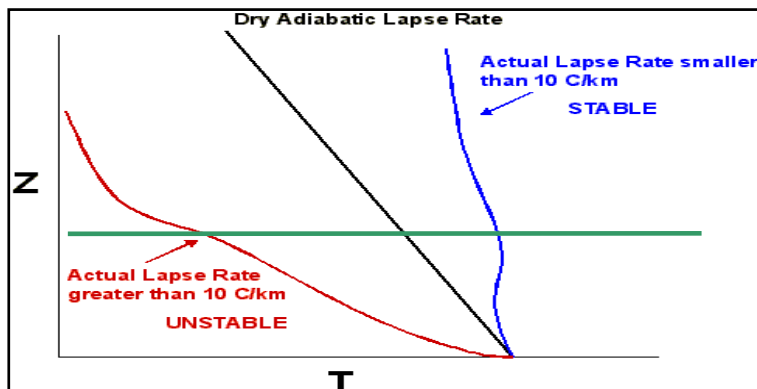


- 3- Atmosfera subadiabatica ( $\gamma < \gamma^*$ ): se la massa di aria è costretta a salire, a causa del raffreddamento adiabatico risulta più fredda dell'atmosfera circostante; ne segue che, non appena viene meno la causa che l'ha spinta verso l'alto, tende a scendere, riguadagnando la posizione di partenza. Del tutto simile è la situazione che si viene a creare se la massa di aria è costretta a scendere.

La conclusione in questo caso è che l'atmosfera è in equilibrio stabile (Stable Atmosphere).



La figura seguente riassume quanto fin qui analizzato:



- 2- Atmosfera adiabatica ( $\gamma = \gamma^*$ ): la differenza di temperatura rimane costante all'aumentare della quota; la massa di aria, iniziato il suo movimento ascensionale, lo continuerà indefinitamente.
- 3- Atmosfera subadiabatica ( $\gamma < \gamma^*$ ): in questo caso è possibile individuare una quota alla quale la temperatura della massa di aria che ascende eguaglierà la temperatura dell'atmosfera, definendo in questo modo una condizione di equilibrio stabile, in cui cessano i movimenti convettivi e la massa di aria raggiunge una condizione di equilibrio. Tale equilibrio può essere raggiunto anche ad una quota più bassa nel caso in cui negli strati più bassi dell'atmosfera vi sia inversione.

### Condizione di equilibrio per l'aria umida (o adiabatica satura)

Dalle considerazioni fatte sull'equilibrio dell'atmosfera per l'aria secca, si deduce che un'atmosfera con gradiente subadiabatico è stabile, mentre un'atmosfera con gradiente adiabatico o superadiabatico è instabile.

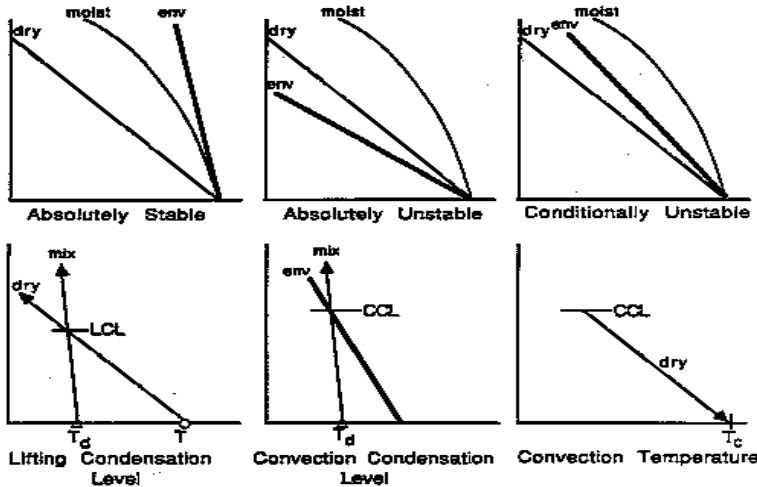
Poiché il gradiente pseudoadiabatico o adiabatico umido  $\gamma_s^*$  è sempre tale da determinare un raffreddamento  $< 1^\circ/100\text{m}$  e poiché in realtà anche l'atmosfera ha in prevalenza gradienti subadiabatici, ne segue che:

## STABILITÀ DELL'ATMOSFERA

$\gamma < \gamma_s^* \Rightarrow$  equilibrio stabile

$\gamma > \gamma_s^* \Rightarrow$  equilibrio instabile

Tramite la figura riportata a margine, alla luce di quanto fin qui esposto, dovrebbe essere possibile definire le condizioni di equilibrio per l'aria umida.



riportarsi nella posizione iniziale di equilibrio.

**Equilibrio instabile ( $\gamma > \gamma_s^*$ ):** Se il movimento verticale è dovuto a cause termiche, la differenza iniziale di temperatura aumenta sempre più sia in salita che in discesa e di conseguenza la massa prosegue nel suo movimento ascendente/discendente. Gli stessi processi valgono anche se l'aria satura si trova in movimento verticale per cause meccaniche.

### I fenomeni associati

- **Convezione:** è il fenomeno associato all'instabilità dell'aria e porta alla formazione di nubi a carattere cumuliforme, a sviluppo verticale, con conseguenti fenomeni meteorici di una certa importanza (precipitazioni violente, grandine, temporali,...). Il processo si riscontra nei continenti specialmente nei mesi estivi e nelle ore diurne; negli oceani specialmente nelle ore notturne. Il processo richiede ad ogni modo un forte riscaldamento, oltre che un certo contenuto di umidità nell'aria.

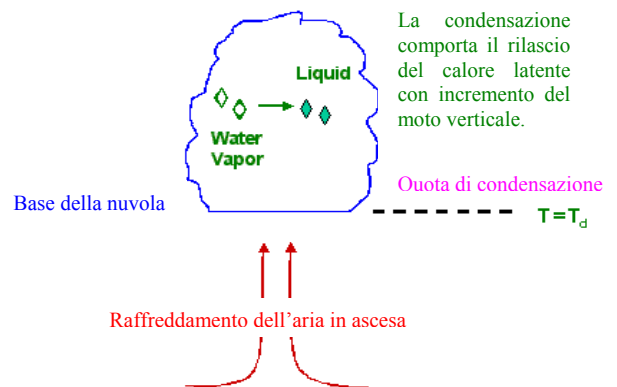
- **Inversione:** si ha quando la temperatura aumenta con la quota. Si distinguono:

**Inversioni al suolo:** avvengono a contatto con gli strati più bassi dell'atmosfera, specie di notte a causa dell'irraggiamento; in inverno, le inversioni al suolo possono aversi anche con l'aria in movimento, nel caso di trasporto di aria calda e umida sopra una superficie fredda (nebbia di avvezione).

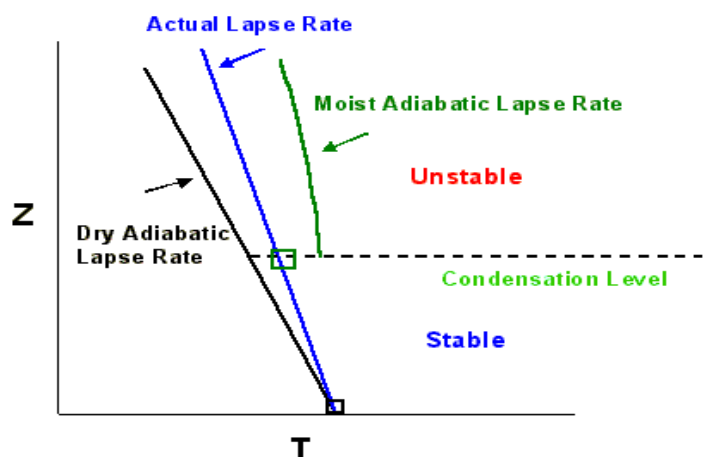
**Inversioni in quota:** possono formarsi a differenti altezze, con spessori anche di centinaia di metri e notevole estensione orizzontale, con associate formazioni nuvolose a carattere stratificato.

- **Stabilità Condizionata:** è una situazione che si manifesta quando il gradiente termico verticale viene a trovarsi compreso tra quello delle adiabatiche secche ed umide. Nel caso in figura, il gradiente dell'ambiente denota un'atmosfera stabile, rispetto all'adiabatica secca. Ciò significa che l'atmosfera è stabile fintanto che l'aria non ha raggiunto la saturazione. Ora, se l'aria riesce in qualche modo a salire ad una quota tale da raffreddarsi e raggiungere la saturazione, il vapore comincia a condensare. Questa quota è detta il Livello di Condensazione in ascesa (Lifting Condensation Level - LCL).

Da questo punto, la particella dovrebbe seguire il gradiente adiabatico, che è meno negativo di quello secco. Ne segue a questo punto che l'atmosfera risulta instabile. Se una bolla di aria raggiunge il LCL,



### Conditional Instability



## **STABILITÀ DELL'ATMOSFERA**

risulterà più calda dell'ambiente circostante e continuerà a salire. Questa situazione è chiamata stabilità condizionata. In altre parole, l'atmosfera è instabile a condizione essa venga forzata a salire fino al livello di condensazione.

- **Stau e Föhn**: è un fenomeno che si realizza quando una massa di aria umida incontra una catena montuosa ed è costretta ad ascenderla per superarla.  
E' evidente che, se non viene esaurito il "contenuto umido", la massa di aria ridiscende con lo stesso (o quasi) gradiente e il fenomeno non ha luogo.

### **Bibliografia**

- Barry, Chorley "Atmosphere, Weather & Climate" VII Ed. Routledge, London, 1998.
- De Barbieri "Meteorologia Aeronautica" II Ed ENAV, Roma, 1993.
- Kappenberger, Kerkmann "Il tempo in montagna" Ed. Zanichelli, Bologna, 1997.
- <http://psb.usu.edu/courses/bmet2000/atmostab.html>
- <http://weather.ou.edu/~metr2603/hw4/hw4.htm>