

Movimento verticale dell'aria

Le masse d'aria si spostano prevalentemente lungo direzioni orizzontali a seguito delle variazioni della pressione atmosferica.

I movimenti più importanti sono però quelli che avvengono lungo direzioni verticali; essi sono infatti responsabili della condensazione del vapore acqueo presente nella massa d'aria (nel caso di moti ascendenti) oppure della sua evaporazione (nel caso di moti discendenti).

L'entità delle velocità verticali è piuttosto modesta e generalmente dell'ordine di qualche cm/s.

Tuttavia durante i fenomeni temporaleschi si possono raggiungere valori dell'ordine della decina di metri al secondo.

I movimenti verticali dell'aria possono originarsi a seguito di cause di natura diversa:

1. movimenti indotti dalla presenza di una depressione (**sollevamento ciclonico**)
2. movimenti indotti dalla presenza di un fronte (**sollevamento frontale**)
3. movimenti indotti dalla presenza di un ostacolo orografico (**sollevamento orografico**)
4. movimenti di natura convettiva (**moti convettivi**)

1. Sollevamento ciclonico

In presenza di una depressione, a causa della divergenza in quota, si genera un movimento verticale di aria la quale si sposta dagli strati inferiori dell'atmosfera verso quelli superiori.

Nel caso di un ciclone dinamico si possono distinguere le seguenti fasi:

1 – **Divergenza in quota.** Cause di natura dinamica (divergenza della corrente a getto nel ramo ascendente di una saccatura) generano divergenza nell'alta troposfera (mediamente 300 hPa).

2 – **Diminuzione della pressione atmosferica nei bassi strati.** Diminuisce la massa di aria presente nella colonna d'aria e quindi la pressione atmosferica.

3 – **Convergenza di aria nei bassi strati.** A seguito della diminuzione della pressione, si instaura un moto orizzontale di aria che tende a provenire dalle zone adiacenti alla colonna d'aria per colmare il gradiente barico (convergenza nei bassi strati).

4 – **Aumento della pressione atmosferica nei bassi strati.** La convergenza di aria nei bassi strati produce un aumento di pressione nello strato inferiore della colonna. Nei bassi strati della colonna la pressione atmosferica si mantiene comunque inferiore a quella dell'aria adiacente alla colonna.

5 - **Moto verticale ascendente.** L'aumento di pressione nei bassi strati provoca un moto verticale dell'aria verso l'alto (l'aria infatti non può muoversi lateralmente in quanto le zone adiacenti hanno una pressione atmosferica superiore).

Nel caso di un ciclone termico si possono distinguere le seguenti fasi:

1 – **Riscaldamento del suolo.** Il suolo si riscalda a seguito del forte irraggiamento diurno e trasmette parte del calore allo strato d'aria sovrastante.

2 – Diminuzione della pressione degli strati inferiori dell'atmosfera. Gli strati prossimi al terreno si riscaldano, diventano più leggeri e tendono a salire verso l'alto.

3 – Convergenza di aria nei bassi strati. La diminuzione di pressione provoca un richiamo di aria dalle zone circostanti, generando convergenza nei bassi strati della colonna d'aria.

4 – L'aria che converge provoca un aumento della pressione nella base della colonna.

L'aria presente negli strati inferiori viene quindi richiamata verso l'alto e si genera un movimento verticale. Il sollevamento della massa d'aria provoca un raffreddamento a seguito dell'espansione (salendo l'aria occuperà zone a minore pressione) adiabatica del fluido (raffreddamento di $1^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ finché $\text{UR} < 100\%$)

Il raffreddamento comporta un aumento dell'umidità relativa (non di quella specifica) e di conseguenza raggiunto il livello al quale la massa d'aria diviene satura (UR pari a 100% e temperatura di rugiada coincidente con la temperatura di bulbo secco e la temperatura di bulbo umido), il vapore acqueo condensa dando luogo alla formazione delle nubi.

Il raffreddamento oltre tale livello viene in parte compensato dalla liberazione del calore latente di condensazione. Pertanto la diminuzione della temperatura diviene inferiore a 1°C ogni 100 metri ed assume valori che dipendono dal contenuto di vapore acqueo dell'aria.

Generalmente è lecito assumere un valore medio pari a $0,65^{\circ}\text{C}$ ogni 100 metri ; normalmente è compreso tra $0,7^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ e $0,5^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$.

Valori tipici: qualche cm/s .

2 Sollevamento frontale

Fronte caldo.

Un fronte caldo tende a scorrere sopra l'aria fredda preesistente dando luogo alla formazione di nubi estese a causa dei lenti moti ascendenti che si originano dal sollevamento.

Le precipitazioni che ne derivano sono estese e prolungate ma di intensità debole o moderata.

Le velocità verticali sono dell'ordine di qualche decina di centimetri al secondo

Fronte freddo.

L'aria fredda che caratterizza il fronte tende a incunearsi sotto lo strato di aria calda preesistente sollevandola bruscamente e provocando un consistente moto ascendente.

Le precipitazioni che ne derivano sono a prevalente carattere di rovescio e spesso di origine temporali.

Le velocità verticali sono dell'ordine di qualche metro al secondo.

3 Sollevamento orografico

Le masse d'aria in presenza di ostacoli orografici sono costrette a superarli aggirandoli (laddove è possibile) oppure scavalcandoli (caso frequente in presenza di catene montuose).

L'ascesa forzata provoca un'espansione della massa d'aria e quindi un raffreddamento di circa 1 °C ogni 100 metri di dislivello.

Esistono due possibilità:

1) L'aria non diventa satura.

Se, raggiunta la sommità della catena montuosa, l'aria non diventa satura non si formano nubi ed essa discende dal versante sottovento riscaldandosi per compressione adiabatica di 1 °C ogni 100 metri.

2) L'aria raggiunge una quota alla quale diventa satura.

Se, durante l'ascesa, l'aria diventa satura si formano le nubi. La quota alla quale avviene la condensazione prende il nome di **livello di condensazione forzata (LCL, Lifting Condensation Level)**.

Proseguendo nell'ascesa l'aria si raffredderà ulteriormente seguendo, però, un processo adiabatico saturo (raffreddamento più contenuto). Si forma nuvolosità estesa lungo la catena montuosa con base delle nubi posta a quota corrispondente al LCL, ed eventualmente precipitazioni.

Tale situazione prende nome di sbarramento (o stau).

Sul versante sottovento si formano forti correnti discendenti che talvolta raggiungono la pianura con forti raffiche. Tale situazione prende il nome di favonio (o föhn).

Possiamo distinguere due casi in funzione della temperatura raggiunta dalla particella di aria:

2.1) La particella d'aria diventa più calda dell'ambiente circostante:

Essa tenderà a seguire spontaneamente il moto verticale ascensionale, anche se viene meno la spinta orografica a causa del raggiungimento della sommità della catena montuosa.

Il livello al quale la particella diviene più leggera dell'ambiente circostante prende il nome di **livello di libera convezione (LFC, Level Free Convection)**.

Spesso la spinta orografica è in grado di vincere l'iniziale stabilità dell'aria e provocare la formazione di temporali a ridosso delle catene montuose. In tali condizioni si parla di **instabilità latente o condizionale**.

2.2) La particella rimane più fredda dell'ambiente circostante:

Essa non raggiunge il LFC ed una volta terminata la spinta orografica tenderà a discendere sul versante sottovento riscaldandosi per compressione adiabatica. Finché rimane satura subirà un riscaldamento adiabatico saturo, successivamente un riscaldamento adiabatico secco.

La probabilità che una particella di aria raggiunga il LCL aumenta con l'aumentare dell'umidità e della quota media della catena montuosa.

Valori tipici: circa 0,5 - 1 m/s. Il loro valore dipende dall'intensità del vento e dall'inclinazione dell'ostacolo orografico.

4 Moti convettivi

Alcune aree della superficie terrestre tendono a riscaldarsi maggiormente rispetto ad altre.

L'aria a contatto con queste zone più calde tende a diventare più calda dell'aria circostante.

Invisibili bolle di aria calda tendono a staccarsi dal terreno e salire spontaneamente espandendosi e raffreddandosi durante l'ascesa. Il raffreddamento è adiabatico secco (1 °C ogni 100 metri).

Tali moti verticali prendono nome di termiche.

L'aria continua a salire finché la sua temperatura rimane superiore a quella dell'ambiente circostante.

Aria più fresca tende a scendere per colmare il vuoto lasciato dall'aria calda. Si forma così una cella convettiva.

Se il raffreddamento della particella è tale che essa diventa satura, tendono a formarsi delle nubi cumuliformi. Il livello al quale avviene la saturazione dell'aria è detto **livello di condensazione**.

Oltre questo livello il raffreddamento è adiabatico saturo (circa 0,6°C/100 m).

In alcuni casi la formazione dei cumuli gioca a sfavore dello sviluppo della termica in quanto le nubi potrebbero impedire il soleggiamento delle aree e quindi bloccare il moto ascensionale.

Il cumulo in questo caso tende a scomparire per poi riformarsi non appena si ripristina la termica.

L'ascesa continua finché la temperatura della particella rimane superiore a quella dell'ambiente circostante e può proseguire fino alla tropopausa formando imponenti nubi cumuliformi.

La tropopausa rappresenta un limite che difficilmente la particella di aria riesce a superare. Solo nel caso di moti convettivi particolarmente intensi può accadere che l'aria riesca a oltrepassare la tropopausa.

Valori tipici: 1-4 m/s ma anche di qualche decina di m/s nei temporali molto intensi.

Punti salienti

- Durante il processo di espansione l'aria si raffredda.
- Il raffreddamento dell'aria può essere considerato, con buona approssimazione, un processo adiabatico (la particella d'aria non scambia calore con l'ambiente esterno).
- Il raffreddamento del vapore acqueo comporta un aumento dell'umidità relativa (non di quella specifica).
- Il raffreddamento dell'aria è pari a 1 °C ogni 100 metri finché l'aria non diviene satura (raffreddamento adiabatico secco).

- Nel momento in cui l'aria diventa satura il raffreddamento viene mitigato dalla liberazione di calore latente di condensazione e diventa quindi inferiore a 1°C ogni 100 metri (raffreddamento adiabatico saturo). L'entità del raffreddamento adiabatico saturo dipende dai valori iniziali di temperatura, di umidità specifica e delle velocità verticali. Si può assumere mediamente un valore di circa $0,6^{\circ}\text{C}$ ogni 100 metri. Può comunque variare tra $0,3^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ e $0,7^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$.
- In condizioni di saturazione l'umidità relativa è pari al 100% e le temperature di bulbo secco, di bulbo umido e di rugiada assumono lo stesso valore.
- Una particella di aria tende a salire spontaneamente finché la sua temperatura rimane inferiore a quella dell'ambiente circostante (essendo più calda ha una minore densità e perciò è più leggera).
- Il livello al quale avviene la condensazione del vapore acqueo è definito livello di condensazione.
- Il livello al quale avviene la condensazione, a seguito di un sollevamento forzato, viene definito livello di condensazione forzata (lifting condensation level LCL).
- Il livello al quale la particella è in grado di procedere spontaneamente nel moto verticale, a seguito di un sollevamento forzato, viene definito livello di libera convezione (level free convection LFC).

Ing. Gianluca Bertoni
Meteo Varese
www.meteovarese.net
info@meteovarese.net
ver. 1.0