

# Meteorologia applicata al volo delta

di Plinio Rovesti



## L'UMIDITÀ ATMOSFERICA



Con ciò che abbiám detto fin qui nei nostri articoli, a proposito delle variazioni di temperatura nell'aria in movimento verticale, l'importante argomento toccato non è esaurito. Bisogna tener presente che le leggi fin qui esposte si applicano soltanto a masse d'aria nelle quali non siano in corso processi di condensazione poiché il gradiente determinato vale unicamente per l'aria secca. Ciò lascia comprendere che c'è anche un altro caso da considerare, e cioè quello di una massa aerea satura di vapore acqueo, pur essa in ascesa o in discesa adiabatica: è il caso che ci ripromettiamo di illustrare in questo articolo, essendo esso strettamente connesso con l'umidità atmosferica, di cui ci resta ancora da dire.

L'aria contiene sempre una certa quantità di vapore acqueo: aria assolutamente secca non esiste in natura. Ora non possiamo ritenere di conoscere ben l'atmosfera, se non studiamo questo elemento, che è causa di fenomeni grandiosi, i quali hanno importanza fondamentale per il volo veleggiato.

Ora ci proponiamo, pertanto, di studiare i seguenti fenomeni:

- 1°) l'evaporazione;
- 2°) la condensazione;
- 3°) la precipitazione;

Sappiamo dalla fisica che tutti i corpi, sotto l'influenza del calore, mutano di stato: da solidi si fanno liquidi, da liquidi si fanno aeriformi. Si ha nel primo caso la "fusione", nel secondo la "vaporizzazione". L'acqua non si sottrae a questa legge generale: per effetto del calore si muta in vapore acqueo e si riversa nell'atmosfera soprastante.

Si conoscono due modi di passaggio dell'acqua dallo stato liquido a quello gassoso: un passaggio rapido e tumultuoso, che si effettua a temperatura costante per una data pressione, da tutti i punti della massa liquida e prende il nome di "ebollizione"; un passaggio lento ed insensibile, che avviene solo alla superficie della massa liquida e prende il nome di "evaporazione". Orbene, è quest'ultimo il fenomeno che più interessa la meteorologia per l'importanza grandissima che esso ha nell'economia dell'atmosfera.

La fisica ne ha accertato le leggi. Essa insegna

infatti che l'acqua evapora a tutte le temperature, pur essendo vero che l'evaporazione è tanto più rapida quanto più elevata è la temperatura e più estesa la superficie evaporante. Essa insegna, inoltre, che l'evaporazione varia con il variare della pressione: lenta, se la pressione è alta; rapida se la pressione è bassa; quasi istantanea nel vuoto, dove la pressione è nulla.

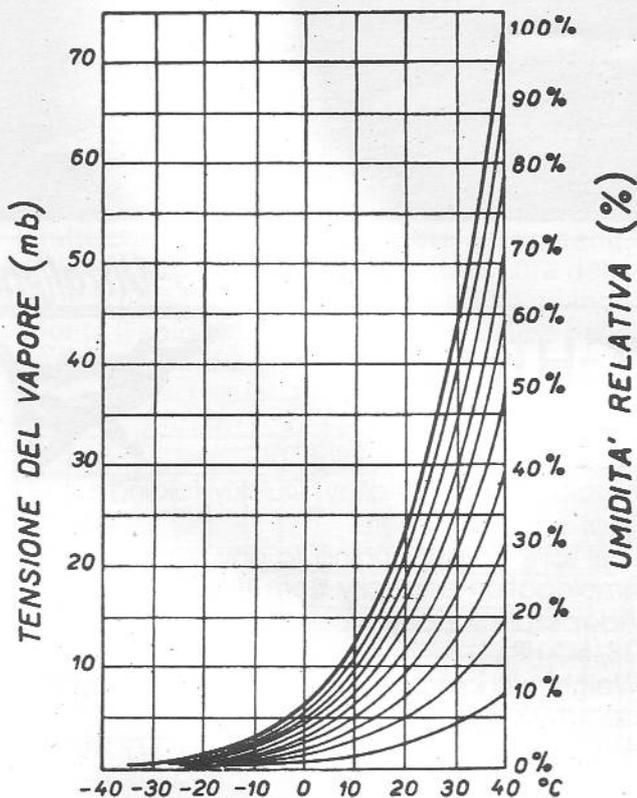
Si dà il nome di "calore latente di vaporizzazione" a quella quantità di calore che è necessaria per fare evaporare un grammo di liquido. Si è trovato sperimentalmente che il calore latente di vaporizzazione dell'acqua alla temperatura di 100°C (temperatura di ebollizione) e alla pressione normale, è di 539 calorie. Alla temperatura di 15°C (sempre considerando la pressione normale, cioè al livello del mare) è di 589 calorie. Ciò significa che, in uguali condizioni di pressione atmosferica, il calore necessario al processo di vaporizzazione è tanto maggiore quanto più bassa è la temperatura dell'ambiente.

Non sarà inutile, a questo punto, rilevare un errore grossolano, in cui cadono molti e che consiste nell'indicare col nome di vapore acqueo quello che tale non è. Le nubi? Vapore acqueo, sentenziano costoro. La nebbia? Vapore acqueo. I fiotti candidi che sprigionano le vaporiere. Vapore acqueo. L'alito di uomini ed animali che, nella fredda stagione, si colora come un lieve fumo bianco? Vapore acqueo. Ora tutte queste affermazioni del volgo sono errate. Il vapore acqueo è, di sua natura, invisibile ed impalpabile, e ciò che gli ignoranti spesso designano con tal nome altro non è che acqua, prodottasi per il fatto che il vapore, salito dalla terra o dall'acqua, o espulso dalla vaporiera, o espirato da un animale o dall'uomo, venendo a contatto con l'aria più fredda, si condensa, dando luogo alla formazione di miliardi di goccioline d'acqua o di aghetti di ghiaccio, che costituiscono poi, le nubi, le nebbie, i fiotti candidi usciti dalla vaporiera, lo "spirito" che fuma dalla narice umida e nera del pio bove carducciano.

Ma, se il fluire degli invisibili fiumi di vapore acqueo nell'atmosfera è incessante, non deve credersi che sia senza limiti; esistono al con-

trario dei limiti ben definiti, entro i quali l'evaporazione è contenuta. La fisica ha studiato e fissato questi limiti e parla, ad esempio, di aria "satura", col quale termine vuol indicare che una certa massa d'aria ad una determinata temperatura, contiene la massima quantità possibile di vapore acqueo. Questo poi, non diversamente da tutti gli altri gas liberi nell'aria secca, esercita una pressione sua, per cui quella indicata dal barometro è, solo in parte, l'effetto della pressione dell'aria secca, essendo per un'altra parte dovuta alla tensione del vapore acqueo. Si definisce pertanto come "tensione" del vapore d'acqua nell'atmosfera quella pressione che esso eserciterebbe se esistesse solo nell'aria. La tensione varia col variare della temperatura. A zero gradi, la tensione massima, ossia la "tensione di saturazione" è pari a 6,11 mb. Quando si trovano presenti una massa d'acqua ed un massa d'aria, il fenomeno della evaporazione continua fin che la massa d'aria sovrastante non sia satura, cioè fin che il vapore acqueo non abbia raggiunto quella massima densità che gli è consentita dalla temperatura dell'aria.

La **figura 1** rappresenta un diagramma della temperatura e della tensione del vapore. Le linee curve rappresentano la tensione del vapore saturo corrispondente ad una data temperatura. Dall'esame di queste curve si rileva come per aumento di temperatura di 10°C la capacità dell'aria di contenere vapore acqueo risulti quasi raddoppiata.



Fatti di comune osservazione permettono di richiamare conclusioni di ordine generale, a cui la meteorologia è giunta mediante osservazioni più complesse ed estese, e cioè: che di regola, l'evaporazione avviene con intensità maggiore d'estate che d'inverno, in giornate di vento che in giornate di calme; che dove essa è più forte, ossia là dove abbondano acque e folte vegetazioni, si ha un abbassamento di temperatura, mentre dove essa è scarsa o nulla, cioè sui folti abitati e sui terreni aridi e rocciosi, si ha temperatura più alta; che, parallelamente e conseguentemente la formazione di correnti termiche ascendenti è ritardata nel primo caso e facilitata invece nel secondo. Dal che si vede come i fenomeni atmosferici siano interdipendenti e come, per una esatta valutazione di essi, bisogna tener conto di tutti i fattori che concorrono a determinarli e a modificarli. Chiudendo questa digressione e tornando al nostro studio, riteniamo importante spiegare il significato di alcuni termini che sono di uso comune in meteorologia e che dovremo noi pure usare con qualche frequenza nel corso della nostra esposizione. Così: si dice "umidità assoluta" la quantità, espressa in grammi, di vapore acqueo che è contenuta, in un determinato momento, in un metro cubo d'aria; si dice "umidità relativa" il rapporto tra il peso del vapore effettivamente contenuto in un dato volume d'aria ed il peso di quello che vi dovrebbe essere contenuto perché l'aria sia satura. Se per esempio, in un metro cubo d'aria, alla temperatura di 15°C, troviamo contenuti gr 5,12 di vapore acqueo (umidità assoluta), mentre la tavola igrometrica ci fa sapere che, a quella stessa temperatura, ne occorrerebbero gr 12,8 perché si abbia la saturazione, l'umidità relativa sarà data dal quoziente:

$$U = \frac{5,12}{12,8} = 0,4$$

E poiché si usa esprimere l'umidità relativa in percentuale (%), essa sarà:

$$U\% = 100 \times 0,4 = 40\%$$

Il quale rapporto significa che l'umidità presente in quel momento, e a quella temperatura, nella atmosfera considerata, è il 40 % di quella che occorrerebbe per la saturazione. Per "umidità specifica", in fine, si intende il peso (espresso in grammi) del vapore acqueo contenuto in un kg. di aria normale. L'umidità specifica è particolarmente importante perché acconsente di esprimere lo stato igrometrico dell'aria mediante una grandezza che non varia durante il moto. Infatti, un kg d'aria appartenente ad una corrente termica ascendente, pur continuando, nel corso della sua salita, ad espandersi, porterà con sé, a qualsiasi quota, lo stesso numero di grammi di vapore acqueo.

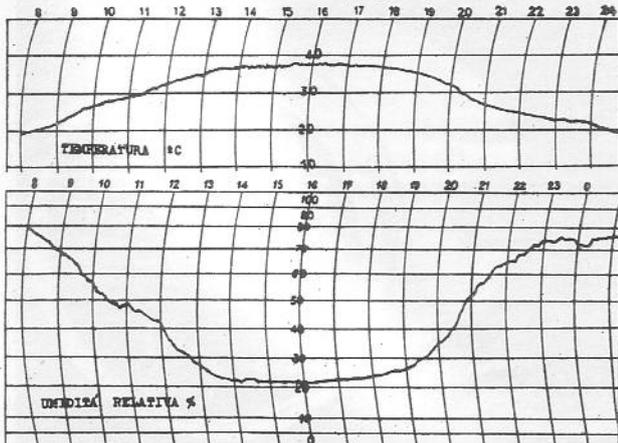
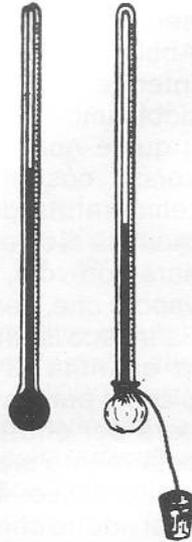
Tavole appositamente redatte danno, senza

bisogno di ricorrere a calcoli complicati, i valori dell'umidità relativa, dell'umidità specifica, della tensione del vapore, secondo le varie temperature e le varie pressioni, permettendo così una rapida valutazione di questi elementi indispensabili al meteorologo. Lo strumento che si usa a tale scopo si chiama **psicrometro**, costituito nella sua sostanza da due termometri, uno dei quali ha il bulbo scoperto ed asciutto, l'altro lo ha invece avvolto in una sottile tela di lino, costantemente inumidita con acqua distillata (fig. 2).

Ora siccome l'acqua evapora spontaneamente, sottraendo calore al bulbo termometrico, avviene che il termometro bagnato segna, rispetto all'altro, un dislivello di temperatura, che è tanto maggiore quanto più intensa è l'evaporazione, vale a dire quanto minore è l'umidità assoluta dell'ambiente: infatti la fisica insegna che l'evaporazione è nulla, quando l'aria è satura, mentre si fa tanto più intensa quanto più l'aria è lontana dal punto di saturazione. Coi valori della temperatura forniti dai due termometri e con l'ausilio delle tavole psicrometriche, i valori dell'umidità dell'aria vengono rapidamente calcolati.

Osservando l'andamento dell'umidità specifica atmosferica nell'ambito del giorno, si è notato che essa ha, come la temperatura, un massimo ed un minimo: questo, poco prima del levar del sole; quello, poco dopo che si è toccata la più alta temperatura della giornata.

Contrastanti, invece, sono gli andamenti della umidità relativa e della temperatura, e se ne capisce facilmente la ragione. L'umidità relativa, infatti, comincia a salire nelle ore del pomeriggio avanzato, tocca il massimo nelle ore della notte e ridiscende poi verso il mattino quando spunta il sole, per raggiungere il minimo nelle ore più calde del giorno (fig. 3).



L'umidità relativa subisce, normalmente, una forte diminuzione con la quota. Spesso, però, tale variazione avviene in maniera molto irregolare, in dipendenza della situazione meteorologica e della stagione. Bisogna inoltre tener presente che i fattori idrografici, orografici, termici, fanno sentire la loro influenza, in misura or più or meno notevole, soprattutto negli strati inferiori dell'atmosfera.

Ad ogni modo, come vedremo più avanti, la distribuzione verticale dell'umidità ha un'importanza fondamentale quando si tratta di formulare un pronostico per il volo veleggiato. Per il volo termico, per esempio, conviene che l'aria sia umida negli strati inferiori, e che diminuisca poi gradatamente con la quota. Ciò è molto importante vicino alla base delle inversioni termiche, dove, soprattutto quando il vento aumenta di velocità, si produce spesso la degenerazione dei cumuli in spesse cappe di stratocumuli, che possono arrivare a coprire gran parte del cielo e a compromettere seriamente l'attività termoconvettiva.

Abbiamo più addietro rilevato che la pressione di saturazione è in relazione strettissima con la temperatura; è facile pertanto comprendere che se, per una causa qualunque, viene ad abbassarsi la temperatura dell'atmosfera, oppure se nell'atmosfera viene introdotto nuovo vapore acqueo, così che la quantità che viene a trovarsi in essa sia maggiore di quella comportabile, una parte di vapore si condenserà, dando luogo a quei fenomeni meteorologici che conosciamo col nome di rugiada, di brina, di nebbia, di nubi, di pioggia.

La temperatura a cui una massa d'aria umida può essere raffreddata, a pressione costante, senza provocare la condensazione, si chiama "**temperatura del punto di rugiada**", o semplicemente "**punto di rugiada**". Se una massa d'aria, dopo aver raggiunto la temperatura del punto di rugiada, si raffredda ulteriormente, inizia il processo di condensazione. Perché questo avvenga è necessario che siano presenti nell'aria i cosiddetti "**nuclei di condensazione**", intorno ai quali si deposita l'acqua in minutissime stille. Tali nuclei sono costituiti da minuscole particelle igroscopiche provenienti dall'acqua marina e dalle combustioni terrestri. Se l'atmosfera è povera o, addirittura, priva di questi nuclei, la condensazione non ha luogo e si determina la condizione dell'aria "**soprasatura**" di umidità: condizione nella quale la tensione del vapore acqueo contenuto nell'atmosfera raggiunge valori più alti di quelli normali.

L'importanza che ha per il volo veleggiato il fenomeno della condensazione, così come avviene nelle particolari condizioni proprie delle correnti ascendenti verticali, ci suggerisce l'opportunità di una nuova digressione per descri-

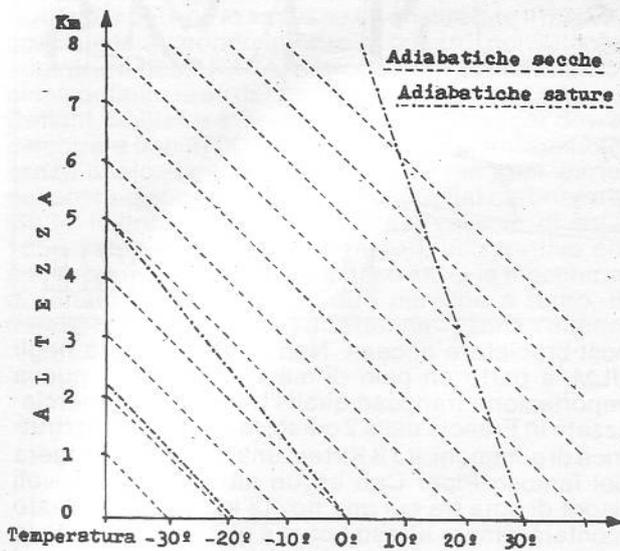
vere quello che avviene in una massa d'aria in ascesa adiabatica. Abbiamo già avuto occasione di dire che quando l'aria si eleva adiabaticamente, vale a dire senza scambio di calore con la massa circostante, si raffredda di un grado per ogni 100 metri di quota. Orbene, quando una certa quantità di aria umida, non satura, si solleva adiabaticamente, subirà nella sua salita un progressivo raffreddamento, così che, ad una certa altezza, raggiungerà la temperatura del punto di rugiada e se, superato tale punto, continuerà il suo moto ascendente, si condenserà, dando luogo alla formazione di nubi. Da questo momento, oltre all'espansione ed al raffreddamento, si ha anche un altro fenomeno: col processo di condensazione si determina la liberazione del calore latente di vaporizzazione, per effetto del quale viene rallentato il processo di raffreddamento dell'aria ascendente. Abbiamo già avuto occasione di rilevare come in meteorologia si usi chiamare " **calore latente** " il calore che è assorbito o ceduto nei cambi dello stato fisico dell'acqua atmosferica. Ad esempio, la fusione del ghiaccio si realizza mediante assorbimento di calore, in ragione di circa 80 piccole calorie per ogni grammo liquefatto, mentre, come abbiamo visto in precedenza, per convertire un grammo di acqua in vapore si spendono 598 piccole calorie. Anche il ghiaccio evapora, benché più lentamente dell'acqua, e durante l'evaporazione assorbe un numero di calorie uguali alla somma di quelle richieste per i due cambi di stato suc-

cessivi, cioè  $80 + 598 = 678$  piccole calorie. I cambi di stato inversi si effettuano con produzione di calore. L'acqua, congelando a  $0^{\circ}\text{C}$ , cede all'ambiente 80 piccole calorie per grammo di ghiaccio formato, mentre nella condensazione del vapore acqueo vengono liberate 598 piccole calorie per ogni grammo d'acqua prodotto.

Confrontando i calori latenti di vaporizzazione e di condensazione con i calori specifici dell'aria e dell'acqua, non è difficile arguire le proporzioni grandiose che i cambi di stato fisico dell'acqua atmosferica assumono nella distribuzione della temperatura in seno all'oceano aereo.

Abbiamo già avuto occasione di dire cosa si intende per gradiente adiabatico secco. Ora dobbiamo dire del gradiente adiabatico saturo; il quale non è, come il gradiente adiabatico secco, costante, ma varia a seconda della temperatura dell'aria. Se quella è elevata, la quantità di calore prodotta dalla condensazione sarà notevole, perché forte sarà la quantità di vapore che, per tale condizione, si condenserà. Se invece la temperatura è bassa, piccola sarà la quantità di vapore che si condenserà e piccola pure la quantità di calore che si svilupperà per effetto di essa. Il fatto appare particolarmente manifesto nei casi di temperature molto basse: il contenuto di umidità è allora così ridotto che il gradiente adiabatico saturo è quasi uguale a quello secco. Nei casi di temperature alte invece il gradiente adiabatico saturo

è quasi la metà di quello secco, vale a dire di circa  $0,5^{\circ}\text{C}$  per ogni 100 metri d'altezza (fig. 4).



Come regola generale, possiamo dire che tali condizioni si verificano, durante l'estate, alle latitudini medie, fino a quote di 3-4000 metri. Sospendiamo, per ora, lo studio dell'aria saturata, che riprenderemo in uno dei prossimi articoli, e riassumiamo i concetti finora fissati intorno ai gradienti termici verticali.

1) **"Gradiente termico verticale"**, in una colonna d'aria disposta verticalmente e supposta in quiete, è il decremento che la temperatura subisce per ogni 100 metri di quota secondo la verticale del luogo.

2) **"Gradiente adiabatico secco"**, è la misura del raffreddamento che subisce una particella d'aria non saturata per ogni 100 metri di elevazione verticale nell'atmosfera.

3) **"Gradiente adiabatico saturo"**, è la misura del raffreddamento che subisce una particella d'aria saturata per ogni 100 metri di elevazione verticale nell'atmosfera.

Venendo ora all'ultimo punto dell'argomento che ci siamo proposti di studiare nel presente articolo, ossia alla **"precipitazione"**, notiamo innanzi tutto il fatto, dimostratosi dall'esperienza di ogni giorno, che, pur avendosi nubi dal cielo, non sempre si hanno precipitazioni. Perché? Perché le goccioline minutissime, che costituiscono la nube, talora si aggregano in gocce più grosse, che poi precipitano al suolo, talora invece non si aggregano affatto tra loro o, se pure si aggregano, avviene che durante la caduta si disgregano nuovamente, così che la precipitazione cominciata ad una certa altezza, si arresta ad un'altra e cioè prima di raggiungere il suolo. Accade, in altre parole, questo, che si mantengono liquide, durante la discesa, per un tratto più o meno notevole e poi, giungendo in zone dove l'aria non è più saturata, evaporano

di nuovo e il vapore riprende la sua salita verso l'alto, rinnovando un ciclo che costituisce la vita misteriosa e fervida della nube. Ora, fin che tali minutissime goccioline non si aggregano per dare luogo alle gocce più grandi di cui è formata la pioggia, si ha un particolare stato della nube, che i meteorologi chiamano condizione di **"stabilità colloidale"**, mentre quando l'aggregazione avviene ed ha luogo la precipitazione, si ha la condizione opposta di **"instabilità colloidale"**. I principali fattori, che sogliono determinare il passaggio dalla prima alla seconda di tali condizioni o stati, sono: la grossezza delle goccioline, la loro temperatura e carica elettrica, la turbolenza che può aversi nell'interno della nube e la presenza in questa di cristalli di ghiaccio. Questi cenni sommari sul fenomeno della precipitazione si limitano a quelle forme che hanno un rapporto, sia pure indiretto, col volo veleggiato. Ad ogni modo essi verranno ampliati quando studieremo le nubi convettive.

PLINIO ROVESTI

**ARIA SATURA:** una massa d'aria che, ad una determinata temperatura, contiene la massima quantità possibile di vapore acqueo.

**TENSIONE DEL VAPORE ACQUEO:** è la pressione che il vapore eserciterebbe se esistesse da solo nell'aria (c'è invece anche la pressione dell'aria).

**UMIDITÀ ASSOLUTA:** è la quantità (espressa in grammi) di vapore acqueo contenuto in un metro cubo d'aria, in un dato momento.

**UMIDITÀ RELATIVA:** è il rapporto tra il peso del vapore contenuto in un dato volume d'aria, ed il peso del vapore che vi dovrebbe essere perché l'aria sia saturata. (Si esprime in percentuale).

**UMIDITÀ SPECIFICA:** è il peso (espresso in grammi) del vapore acqueo contenuto in un chilogrammo d'aria.

**TEMPERATURA DEL PUNTO DI RUGIADA:** è la temperatura a cui una massa d'aria umida può essere raffreddata (a pressione costante) senza provocare la condensazione.

**CALORE LATENTE:** è la quantità di calore assorbita o ceduta nei cambi dello stato fisico dell'acqua atmosferica.

**GRADIENTE TERMICO VERTICALE:** è la diminuzione della temperatura, ogni 100 metri, in una massa d'aria in quiete.

**GRADIENTE ADIABATICO SECCO:** raffreddamento che subisce una particella d'aria non saturata, in movimento verso l'alto, ogni 100 metri.

**GRADIENTE ADIABATICO SATURO:** raffreddamento che subisce una particella d'aria saturata, in movimento verso l'alto, ogni 100 metri.