

UMIDITA'

Concetto di umidità e ciclo dell'acqua

Fra gli elementi presenti nella Terra, l'acqua nei suoi possibili stati, solido, liquido ed aeriforme, gioca un ruolo fondamentale nei processi meteorologici. Nei processi che definiscono il ciclo dell'acqua, si determinano infatti degli scambi energetici che alimentano i numerosi processi che avvengono nella troposfera.

Il ciclo dell'acqua, rappresentato nella figura 1, può essere suddiviso nelle seguenti fasi:

- Evaporazione
- Condensazione
- Precipitazione
- Percolazione
- Traspirazione

Nel processo di evaporazione, l'acqua che raggiunge l'atmosfera, proviene per l'85% dagli oceani e per il 15% dalle aree continentali.

Nel corso di un anno evaporano nell'atmosfera qualcosa come $5,68 \cdot 10^{18}$ litri di acqua. Inoltre, se tutta l'acqua contenuta nell'atmosfera improvvisamente condensasse e precipitasse sotto forma di pioggia, sarebbe in grado di coprire l'intero pianeta di un paio di centimetri.

Nel processo di evaporazione, succede che nelle zone di interfaccia si ha un continuo scambio di fase, caratterizzato da condensazione ed evaporazione, come illustrato nella figura 2.

In particolare, a seconda che il tasso di evaporazione sia superiore, uguale oppure inferiore al tasso di condensazione, l'aria al di sopra dell'oceano sarà rispettivamente sottosatura, saturata oppure sovrassatura.

La quantità di vapore presente nell'atmosfera definisce l'umidità.

Ci sono diversi sistemi per definire questa grandezza. Lo scopo di questa dispensa è di introdurre le grandezze che

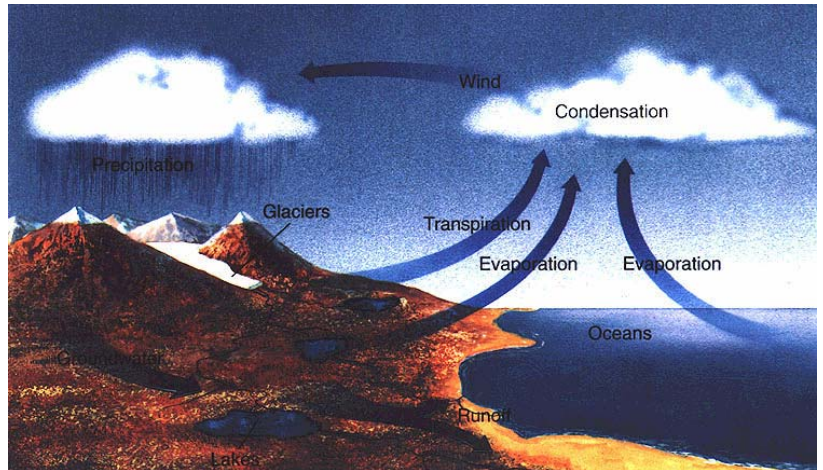


Fig. 1 Ciclo dell'acqua.

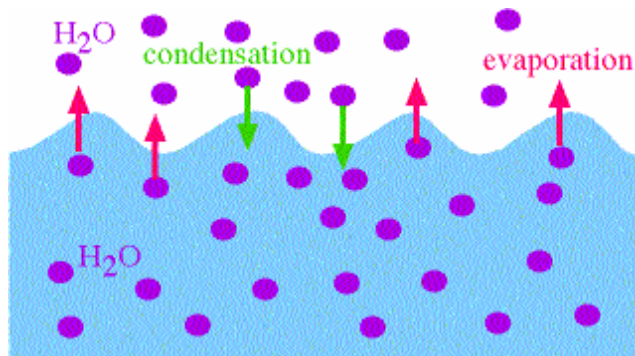


Fig. 2 Processi di evaporazione e condensazione nelle zone di interfaccia.

definiscono l'umidità e di presentare i principali sistemi di misura.

In particolare discuteremo di:

- Umidità assoluta
- Umidità specifica
- Tensione di vapore
- Umidità relativa
- Rapporto di mescolanza
- Temperatura di rugiada

Umidità assoluta

L'umidità assoluta di una bolla di aria è definita da:

$$\text{Umidità Assoluta} = \frac{\text{Massa di vapore}}{\text{Volume di aria}}$$

L'unità di misura corrisponde a: g/m^3 . In pratica l'umidità assoluta esprime la densità del vapore acqueo.

Resta da verificare se questa grandezza è una buona variabile per misurare il grado di umidità dell'aria. Per scoprirlo, consideriamo una bolla di aria in movimento verticale. Ricordiamo che se non intervengono cause che modificano lo stato energetico della particella, si può dire che:

$$F = P S = \text{costante}$$

Cioè la forza con cui le molecole urtano sulle estremità della bolla è costante.

E' possibile osservare che quando una bolla di aria sale, risulta essere soggetta a pressioni via via minori e, come conseguenza, essa tende ad espandersi. Viceversa quando essa scende.

Evidentemente, pur mantenendo inalterato il suo grado di umidità, essendo variato il suo volume, risulta che l'umidità assoluta non può essere rimasta costante. In particolare quando la particella sale, per effetto delle considerazioni fatte, l'umidità assoluta diminuisce, mentre quando scende l'umidità assoluta aumenta, anche se il quantitativo di vapore acqueo contenuto nella bolla di aria non è cambiato.

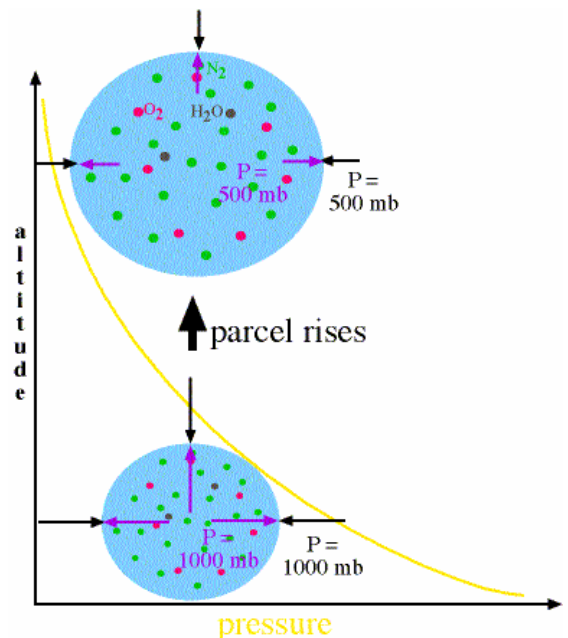


Fig. 3 Effetti su una bolla d'aria in moto verticale.

UMIDITA'

Umidità specifica

L'umidità specifica è definita dalla relazione seguente:

$$\text{Umidità Specifica} = \text{Massa di vapore acqueo} / \text{Massa di aria}$$

Se per esempio in una certa bolla di aria il contenuto di vapore acqueo corrisponde a 1g_m e la massa della particella, comprensiva di Azoto, Ossigeno, Argon, H₂O, e tracce di altri gas, è pari a 1kg_m, allora il valore dell'umidità specifica corrisponderà a 1g_m/kg_m.

La distribuzione dell'umidità specifica in funzione della latitudine è riportato in figura 4 dove, fra l'altro, è possibile osservare come le zone equatoriali siano caratterizzate dai valori di umidità più alti. Si tratterebbe, a questo punto, di capire il perché la distribuzione segua proprio questo andamento.

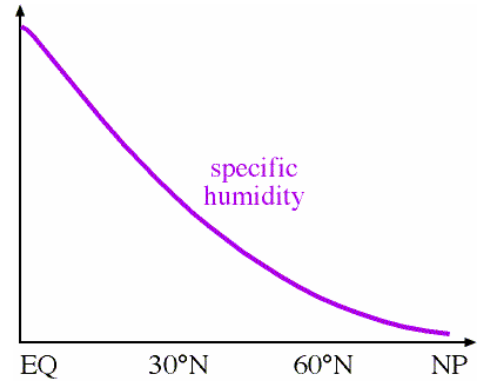


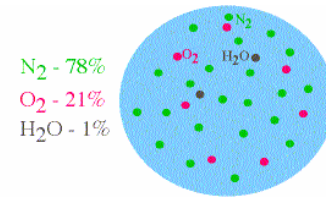
Fig. 4 Distribuzione dell'umidità specifica in funzione della latitudine.

Rapporto di mescolanza

Il rapporto di mescolanza è definito come il rapporto tra la massa di vapore e la massa di aria secca, cioè:

$$\text{Rapporto di Mescolanza} = \text{Massa di vapore} / \text{Massa di Aria secca}$$

Per esempio se in una bolla di aria la massa di vapore corrisponde a 1 g_m e la massa dell'aria secca, (Azoto, Ossigeno, Argon e tracce di altri gas) è pari a 1 kg_m, allora il rapporto di mescolanza corrisponde a 1g_m/kg_m. Si osservi la differenza tra questa definizione e la precedente.



$$P_{\text{total}} = P_{\text{N}_2} + P_{\text{O}_2} + P_{\text{H}_2\text{O}}$$

$$\text{if } P_{\text{total}} = 1000\text{mb} = 780\text{mb} + 210\text{mb} + 10\text{mb}$$

↑
partial pressure due
to vapor = vapor pressure

Tensione di vapore e saturazione

Si è già visto a suo tempo che, in base alla definizione di pressione, la pressione di una bolla di aria è dovuta alla somma delle pressioni parziali di ciascuno dei gas componenti la bolla.

La pressione parziale dovuta al vapore acqueo è detta pressione di vapore o tensione di vapore (e). Un esempio è fornito in figura 5.

La tensione di vapore di saturazione esprime la pressione che porta alla saturazione ed è funzione della temperatura del gas, nelle modalità indicate nel diagramma in figura 6.

Ne segue che data una bolla di aria non satura, per portarla a saturazione si può agire in due modi:

- 1) Raffreddamento, fino al raggiungimento della saturazione.
- 2) Aggiunta di vapore acqueo, fino al raggiungimento della saturazione.

E' possibile osservare come, grossomodo, la tensione parziale raddoppi ogni 10°C di variazione in aumento della temperatura. Alla temperatura di 0°C (precisamente 0,0074°C) corrisponde a 6,11hPa. Nella tabella seguente vengono riportati alcuni valori tipici.

Temperatura dell'aria (°C)	-20	-10	0	10	20	30
Pressione di vapore saturo (hPa)	1,25	2,86	6,11	12,27	23,37	42,43
Max quantità di vapore per m ³ di aria (g)	1,1	2,4	4,8	9,4	17,3	29,2

Dovrebbe essere a questo punto possibile giustificare anche l'andamento riportato in figura 4. Si pensi, per esempio al fatto che in inverno le nevicate più abbondanti si verificano quando la temperatura è prossima a 0°C, piuttosto che a temperature più rigide.

Umidità relativa e variazioni dell'umidità

L'umidità relativa rappresenta la variabile più comunemente usata in meteorologia per descrivere la quantità di vapore presente nell'aria.

Essa viene definita come il rapporto tra la massa di vapore contenuta in un dato volume di aria ad una data temperatura (m_v) e la massa di vapore che dovrebbe essere presente in quel volume per portarla alla saturazione (m_{vs}).

Può anche essere definita in modo equivalente come il rapporto tra la tensione di vapore (e) e la tensione di vapore saturo (E), oppure come il rapporto tra rapporto di mescolanza (MR) e rapporto di mescolanza di saturazione (MR_s):

$$U_R = (m_v/m_{vs}) = (e/E) = MR/MR_s$$

Il valore è il più delle volte espresso in termini percentuali. Affermare che l'umidità relativa è del 70%, significa che l'aria può assorbire ancora il 30% prima di diventare satura e, quindi, cambiare di stato.

Amesso che la quantità di vapore acqueo rimanga costante nel corso della giornata, l'andamento dell'umidità relativa presenta un trend in opposizione rispetto a quello della temperatura. Ne segue che i valori massimi dell'umidità si avranno all'alba, mentre i minimi si avranno nel primo pomeriggio (figura 7).

Fig. 5 Tensione di vapore.

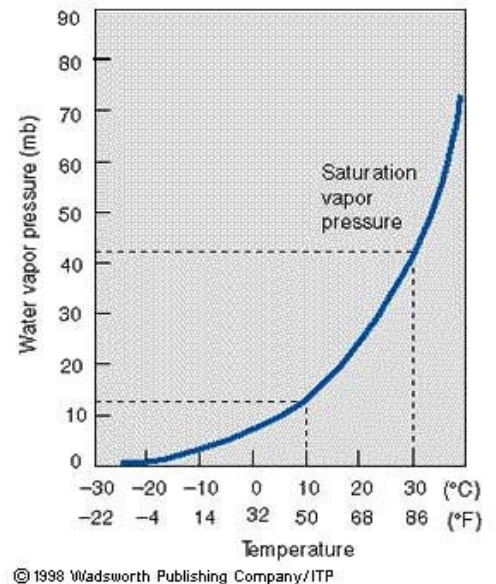


Fig. 6 Variazione della tensione di vapore con la temperatura.

UMIDITA'

Similmente, i valori di umidità relativa saranno minimi nel corso della stagione invernale, non a caso è frequente che le labbra si secchino, a causa del basso rapporto di mescolanza e massimi in estate, essendo il rapporto di mescolanza più elevato.

Fattori che possono portare ad un aumento dell'umidità relativa dell'aria sono:

- Evaporazione
- Raffreddamento
- Raffreddamento per espansione adiabatica
- Presenza di nebbia
- Presenza di nubi

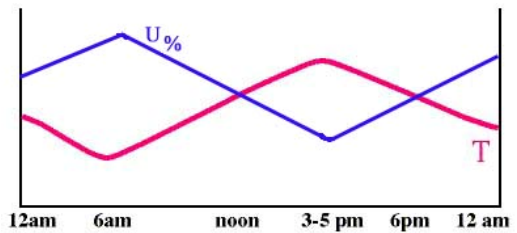


Fig. 7 Variazione diurna dell'umidità relativa.

Diagramma delle fasi

A questo punto cerchiamo di riassumere i concetti visti, facendo riferimento al diagramma delle fasi riportato in figura 8.

Possiamo per intanto affermare che i parametri che decidono lo stato di presenza dell'acqua sono: Pressione
Temperatura

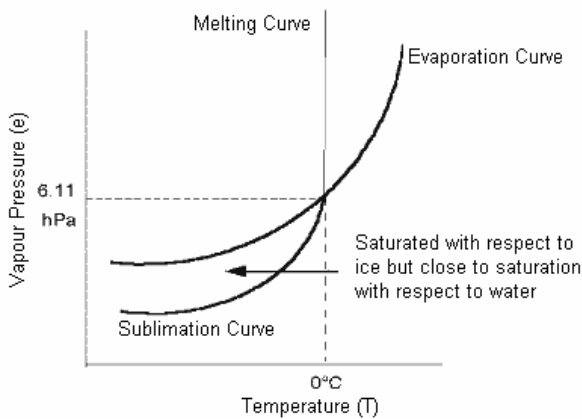


Fig. 8 Diagramma delle fasi.

Nel diagramma delle fasi sono identificabili tre zone, che identificano i tre stati dell'acqua. Procedendo in senso orario si trovano le fasi:

- Solida** ⇒ Ghiaccio
- Liquida** ⇒ Acqua
- Aeriforme** ⇒ Vapore

Spostandosi all'interno del diagramma è possibile comprendere meglio i processi di cambiamento di stato. E' sufficiente provare a spostarsi lungo uno degli assi, mantenendo costante la pressione o la temperatura.

Inoltre si può osservare che l'acqua, se particolarmente pura, può rimanere allo stato liquido anche quando la temperatura scende al di sotto di 0°C. Si parla di stato o condizione di soprapposizione. L'acqua soprapposita presenta la particolarità di gelare istantaneamente nel momento in cui viene a contatto con altri oggetti freddi o se viene a mancare l'equilibrio. Si possono infine individuare le curve relative

ai seguenti equilibri:

- Acqua/Vapore (evaporation curve)
- Acqua Soprapposita/Vapore
- Ghiaccio/Vapore (sublimation curve)
- Ghiaccio/Acqua (melting curve)

Strumenti di misura

Gli strumenti di misura dell'umidità si suddividono in due categorie:

1) **Igrometri**: distinguiamo gli **igrometri a sali igroscopici** (nei quali il tenore di umidità relativa si calcola a partire dall'incremento di peso a seguito dell'esposizione del sale, in funzione dell'intervallo di esposizione) e gli **igrometri a fasci di capelli** (che sfruttano la proprietà di fasci di crine di cavallo opportunamente sgrassate, di dilatarsi o restringersi a seguito di un aumento o di una diminuzione dell'umidità). Se lo strumento è scrivente, allora si parla di igrografi. Il principio è il medesimo dell'igrometro a fasci di capelli, mentre l'apparato scrivente ha le stesse proprietà dei sistemi già visti in precedenza.

2) **Psicrometri**: essenzialmente si fa uso di due termometri: uno asciutto ed uno bagnato. Quando l'aria ha poca umidità fa evaporare velocemente l'acqua nella pezzuola che avvolge il termometro bagnato, abbassando notevolmente la temperatura in quanto il calore latente di evaporazione viene sottratto al bulbo. Ne segue che i due termometri registrano valori molto differenti. Allorché l'umidità dell'aria è elevata, non viene favorito il processo di evaporazione ed i due termometri segnano temperature simili. A partire dalla differenza di temperatura, con l'ausilio della tavola 14 delle Tavole Nautiche è possibile risalire al valore dell'umidità relativa.

Temperatura di rugiada

Poiché la presenza o meno di acqua è anche funzione della temperatura, la temperatura di rugiada definisce la temperatura a cui devo raffreddare una bolla di aria per portarla a saturazione a pressione costante. Appare chiaro che questa grandezza esprime una buona approssimazione del quantitativo di vapore presente nell'aria.

La differenza tra la temperatura (t) e la temperatura di rugiada (t_D, dew point) è proporzionale all'umidità relativa. Esiste un'espressione semi empirica che lega fra loro queste grandezze:

$$U_R = 100 - 5(t - t_D)$$

Più avanti scopriremo che la temperatura di rugiada può essere utile per prevedere la formazione della nebbia oppure la quota a cui si formano le nuvole.

Se la temperatura di rugiada scende al di sotto di 0°C anziché avere condensazione ho sublimazione ed allora si parla di temperatura di brinamento (t_F, frost point)

UMIDITA'

Problemi derivanti dall'umidità

In relazione al tipo di carico trasportato, la presenza di umidità nelle stive può essere particolarmente dannosa. Nel caso di trasporto granaglie parte del carico può germogliare; nel caso di trasporto di sostanze chimiche, è possibile che la presenza di acqua induca processi di corrosione.

L'unico rimedio è quello di ventilare o condizionare opportunamente le stive in relazione ai valori della temperatura del mare ed esterna rispetto alle condizioni presenti all'interno della stiva ed al tipo di traversata da effettuare.

La sensazione dell'afa, infine, dipende dalla combinazione di temperatura e di umidità relativa, che porta ad una condizione tale da impedire la naturale traspirazione del corpo. Può essere perciò utile conoscere la soglia dell'afa (figura 9), ma anche la temperatura apparente, cioè quella "sentita" dal corpo, come combinazione della temperatura e dell'umidità relativa (figura 10).

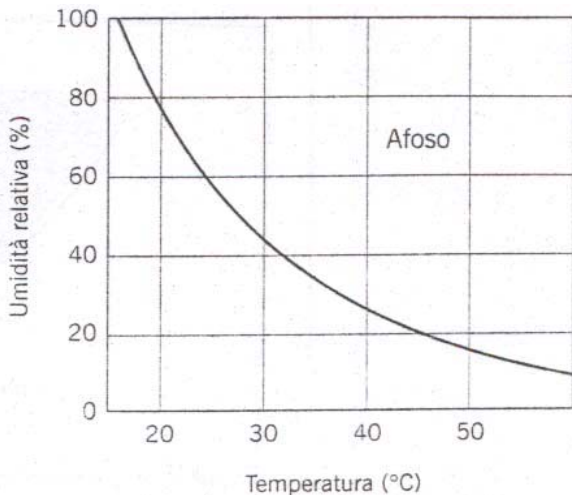


Fig. 9 Andamento dei valori di temperatura e umidità relativa che determinano la sensazione di afa.

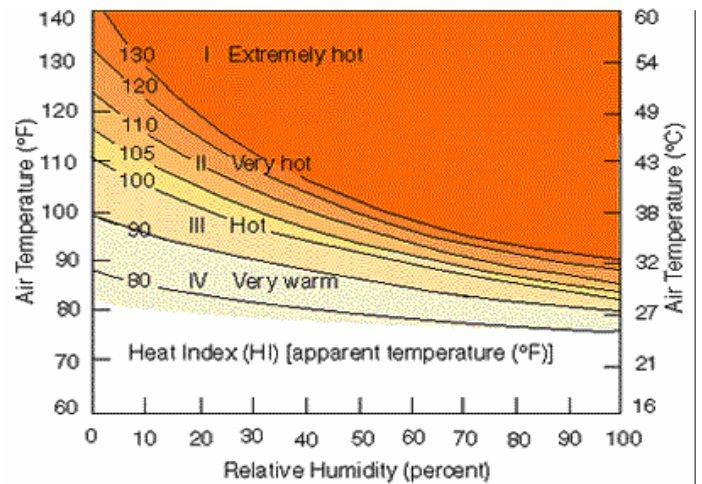


Fig. 10 Indice HI, Heat Index. Per calcolare la temperatura apparente, trovare l'intersezione tra temperatura dell'aria ed umidità relativa.

Cenno sulle Leggi dei Gas

La legge dei gas perfetti, quei gas in cui le molecole non interagiscono fra loro, mette in relazione la pressione, il numero di moli, il volume e la temperatura di un gas rarefatto.

Secondo la Legge di Boyle, a temperatura T costante, il prodotto della pressione per il volume è costante:

$$P V = \text{costante}$$

quindi se il volume cresce la pressione diminuisce.

Se a pressione costante, si modifica la temperatura, si nota che il volume cala al calare della temperatura, secondo la (Legge di Charles e Gay Lussac):

$$\begin{aligned} V_t - V_0 &= V_0 \alpha t \\ V_t &= V_0 (1 + \alpha t) \\ V &= V_0 \alpha T \end{aligned}$$

Da cui segue che:

$$V/T = \text{costante}$$

Similmente se a volume costante, si modifica la temperatura, si nota che la pressione cala al calare della temperatura, secondo la:

$$P_t - P_0 = P_0 \alpha t$$

Da cui, procedendo similmente, si ha che:

$$P/T = \text{costante}$$

dove t è la temperatura in gradi Celsius, T è la temperatura in gradi Kelvin, V_0 e P_0 rappresentano rispettivamente il volume e la pressione a 0°C , α è il coefficiente di dilatazione volumica che, per un gas perfetto, risulta essere pari a $1/273,15$.

A partire da qui si risale alla Legge dei gas perfetti:

$$P V = n R T$$

dove n sono le moli di gas e R è la costante universale dei gas, $R = 0,082$ litro atm mole $^{-1}$ °K $^{-1}$ = 8,3136 Joule mole $^{-1}$ °K $^{-1}$; questa legge soddisfa tutti i gas reali, purché sufficientemente rarefatti.

Nel modello dei gas perfetti, le molecole non urtano mai tra loro, ma solo con le pareti del recipiente; questi urti sono elastici, perciò le molecole non perdono energia nell'urto, ma cambiano di direzione, implicando una variazione della quantità di moto delle molecole stesse, ossia la parete esercita una forza di reazione sulle molecole. Il valore medio della forza esercitata dalle molecole per unità di area della parete, produce la pressione del gas. Quindi il prodotto della pressione per il volume, è correlato alla energia cinetica media delle molecole:

$$P V = 2/3 (n N E_c)$$

dove N è il Numero di Avogadro, e $E_c = (mv^2)/2$ con m è la massa di una molecola, ne esprime l'energia cinetica. Confrontando questo risultato con il modello dei gas perfetti, avremo che:

$$n R T = 2/3 (n N E_c)$$

UMIDITA'

ossia:

$$E_c = \frac{3}{2} (R/N) T = \frac{3}{2} (K_b) T$$

dove $K_b = (R/N)$ è la costante di Boltzman che vale $1,38 \cdot 10^{-23} \text{ J/}^\circ\text{K}$. Conoscendo la temperatura, avremo perciò una misura diretta della energia disponibile per iniziare un processo.

Gli scambi di calore e di lavoro fra un corpo e l'ambiente che lo circonda, hanno luogo solo se esso passa da uno stato termodinamico ad un altro. Si dice che il sistema subisce una trasformazione termodinamica, che, fundamentalmente può essere:

Isoterma

Isobora

Isocora

Adiabatica

Un sistema termodinamico, subisce una trasformazione isoterma da uno stato di equilibrio iniziale A ad uno stato di equilibrio finale B, quando, durante la trasformazione, la temperatura T viene mantenuta costante e pari al valore che ha negli stati iniziali A e finali B; nelle trasformazioni isobare, è la pressione del sistema che è mantenuta costante, e nelle isocore, è il volume del sistema che è mantenuto costante; il sistema subisce una trasformazione adiabatica dallo stato di equilibrio iniziale A allo stato finale B quando, durante la trasformazione, il sistema non scambia calore con nessun altro corpo.

Riferimenti Bibliografici

- Abate "Lezioni di meteorologia generale" Ed. Liguori, Napoli
- Accademia navale di Livorno "Corso di meteorologia", Livorno
- Ahrens, "Meteorology Today: An Introduction to Weather, Climate, and the Environment" Brooks & Cole Pub Co.
- Barry, Chorley "Atmosphere, weather & climate" Ed. Routledge, Londra
- Halliday Resnick Krane "Fondamenti di Fisica" Ed. Ambrosiana
- <http://apollo.lsc.vsc.edu/>
- <http://digilander.iol.it/vvillas>
- [http://university.it/ Doc. No. 0066ykxp -](http://university.it/Doc.No.0066ykxp)
- <http://www.meto.govt.uk/education/training/index.html>
- Kappenberger, Kerkmann "Il tempo in montagna" Ed. Zanichelli
- Mahan "Chimica" Ed. Ambrosiana
- Sannino "Meteorologia Nautica" Ed. Italibri