Paolo Di Candia

Appunti di

SCIENZE DELLA NAVIGAZIONE E TECNOLOGIE NAVALI 1-III

PREFAZIONE

La Riforma della Scuola Secondaria Superiore, giunta al terzo anno di Corso, ha previsto per gli Istituti Tecnici ad Indirizzo Tecnologico, la confluenza degli ex "Nautici" in Istituti Statali per i *Trasporti e la Logistica.* Il Piano di studi ministeriale, nell'Articolazione *"Conduzione del Mezzo Navale"* presenta, al II Biennio e al V Anno, la disciplina denominata *"Scienze della Navigazione, Struttura e Costruzione del Mezzo-Nave".*
Una riflessione indietro nel tempo, conduce a ricordare che già nelle precedenti miniriforme, Sperimentali ed Assistite, per l'Istruzione Nautica (Progetto "ORIONE" 1982, Progetto "NAUTILUS" 1992), le materie tecnico-scientifiche di Indirizzo avevano subito modifiche nella nomenclatura rispetto all'Ordinamento precedente (1961), alterando di poco i contenuti e gli obiettivi di apprendimento, aggiornandoli, ma distribuendoli diversamente nel Biennio di Specializzazione (IV e V classe – Trasporto Marittimo ed Apparati e Impianti Marittimi).
Alla neonata trans-disciplina *"Scienze della Navigazione, Struttura e Costruzione del Mezzo-Nave",* si esprime un giudizio *non positivo* per il numero delle ore settimanali assegnate nel triennio, e un parere favorevole della visione unitaria, in quanto la *"Navigazione",* intesa come l'attività di conduzione del Mezzo-navale, richiede delle *Competenze* ben definite dalle Convenzioni Internazionali (STCW 1978/95), le quali non distinguono più le *Abilità* da conseguire per discipline. Del resto, l'obiettivo principale da raggiungere nella conduzione della Nave, nell'attività del Trasporto, è la Sicurezza negli spostamenti, unitamente al fattore economia dell'intera traversata.
Ciò non può prescindere dalle responsabilità e idoneità dell'*Ufficiale di Navigazione,* il quale deve possedere e, quindi, conseguire Conoscenze sulla *Struttura della Nave* e le sue *dotazioni tecnologiche*, e saperi che riguardano lo studio dello *stato del mare* e dell'*aria*, in quanto essi sono i *mezzi fisici* in cui vengono espletati i viaggi marittimi.
Allora è facile comprendere come la Scienza della Navigazione, intesa anche come Governo e Pilotaggio del Mezzo-Nave e inseguimento di una prestabilita Rotta, comprenda le problematiche della *Tecnica dei Trasporti Marittimi* per la gestione del carico, e del *Tempo Meteorologico* per la Sicurezza della Navigazione.
Queste considerazioni spiegano l'elaborazione degli Appunti "SCIENZE DELLA NAVIGAZIONE E TECNOLOGIE NAVALI" nella stesura ivi riportata, anche se si è mantenuto la distinzione in tre Parti, e ciò solo per motivi organizzativi della nuova disciplina. Quanto alla programmazione didattica per *"Competenze in esito",* esse sono impostate secondo la Direttiva delle Linee Guida Ministeriale, in maniera rigorosa e dettagliata.
Nel presente modulo vengono illustrate le nozioni fondamentali della Meteorologia Generale (Parte Prima). La Parte Seconda sarà oggetto di un modulo da proporsi al IV anno di corso, mentre la Parte Terza, Meteorologia Nautica, costituirà la conclusione del programma per il raggiungimento degli obiettivi formativi del V anno.

Manfredonia, Settembre 2012

Prof. Paolo Di Candia

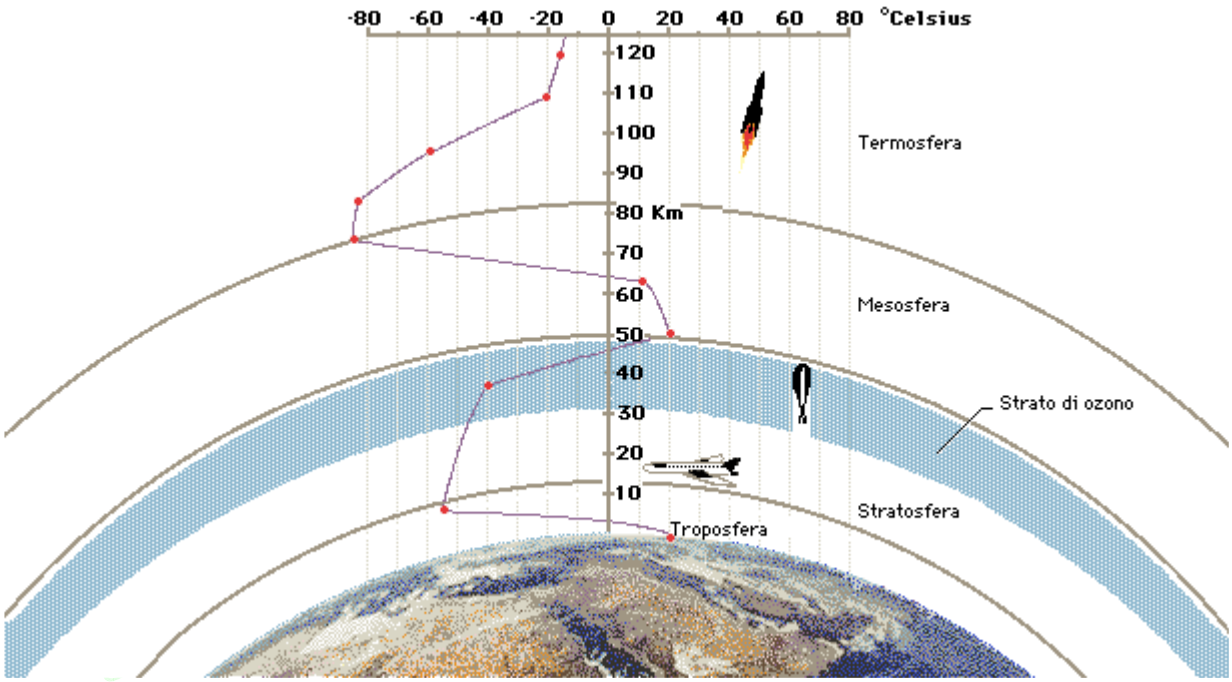
METEOROLOGIA GENERALE

(PARTE PRIMA 1-III)

Il presente e-book è stato realizzato senza fini di lucro; il suo contenuto può essere distribuito e usato liberamente per finalità didattiche e divulgative. Le immagini utilizzate sono, in gran parte, di pubblico dominio e disponibili in rete. Nel rispetto della vigente legislazione, non si intende violare alcun copyright. Eventuali marchi registrati sono di proprietà dei rispettivi titolari. È rigorosamente vietato l'utilizzo e la diffusione a fini commerciali.

"Se Pitagora avesse posto il copyright sulle sue tabelline non saremmo mai arrivati sulla Luna" (Pelagusplus)

COMPETENZA IN ESITO N°4	Gestire l'attività di trasporto tenendo conto delle interazioni con l'ambiente esterno (fisico e delle condizioni meteorologiche) in cui viene espletata.
OBIETTIVI SPECIFICI DI APPRENDIMENTO	
Abilità	- Ricavare i parametri ambientali per interpretare i fenomeni in atto e previsti.
Conoscenze	- Strumentazione e reti di stazioni per l'osservazione e la previsione delle condizioni e della qualità dell'ambiente in cui si opera.
Contenuti	- L'atmosfera. - I parametri fisici dell'atmosfera (temperatura, pressione, umidità, nuvolosità, precipitazioni). - Il vento.



LA METEOROLOGIA

La Meteorologia è la scienza che studia i *fenomeni fisici* che avvengono nell'Atmosfera. L'insieme delle *condizioni fisiche* che caratterizzano l'Atmosfera in un dato istante costituisce il *" tempo".*
Le condizioni dell'Atmosfera sono determinate da un complesso di *grandezze fisiche,* gli *elementi meteorologici,* che sono i *fattori* responsabili del tempo. Gli elementi meteorologici più significativi sono: *Temperatura, Pressione, Umidità, Vento, Radiazione Solare, Precipitazioni, Visibilità.*
Gli elementi meteorologici sono in *continua evoluzione* e presentano *variazioni regolari* sovrapposte a *variazioni irregolari.* Se si fa la *media* degli elementi meteorologici osservati su una regione, per un periodo superiore ai *trenta anni,* si eliminano le variazioni irregolari e si ottengono gli *elementi climatologici* che determinano il *Clima,* della regione.
Fisicamente l'Atmosfera può essere considerata come *un'enorme macchina termica* che trasforma l'energia fornitale della *Radiazione Solare* in energia di *movimento dell'Aria.* Il meccanismo dei processi fisici dell'Atmosfera risulta però molto complesso per la natura dell'aria, di dipendere da un gran numero di *parametri.*
I processi che avvengono nell'Atmosfera sono molto legati a quelli del mare e, per certi aspetti, anche molto simili, soprattutto nella zona di separazione aria-acqua. Pertanto lo studio della Meteorologia è spesso associato a quello dell'*Oceanografia.*

L'ATMOSFERA

L'atmosfera o aria è un *miscuglio di gas* che circonda la Terra e risulta molto complessa per composizione, per proprietà fisiche, per comportamento. Negli strati più bassi l'aria secca contiene, in volume, il 78.08 % di *azoto,* il 20.95 % di *ossigeno,* lo 0.93 % di *argon,* lo 0.03 % di *anidride carbonica* e tracce di altri gas. Nell'aria reale è contenuto, inoltre, in percentuale variabile, il *vapore acqueo* che ha un ruolo importante, assieme al *pulviscolo atmosferico,* nei fenomeni meteorologici.
Oltre ad assicurare la vita vegetale ed animale, tra le altre funzioni l'atmosfera ha quella di trasportare l'eccesso di calore dalle zone equatoriali a quelle polari, in deficit rispetto alla media della *radiazione solare* ricevuta dalla Terra.
L'acqua è presente nell'atmosfera nei suoi tre stati di aggregazione: *solido, liquido, aeriforme.* Ogni passaggio da uno stato ad un altro implica un forte scambio di energia termica, specie da quello liquido ad aeriforme e viceversa.
Ciò da luogo a moti verticali di *convezione* che a loro volta generano dei *moti orizzontali di aria,* cioè i *venti,* che operano il trasporto di calore verso i poli. Inoltre i venti, sul mare, generano le *onde* e le *correnti di deriva.*

Gas	*Simbolo*	*Volume %*
Azoto	*(N_2)*	*78,084*
Ossigeno	*(O_2)*	*20,946*
Argon	*(A)*	*0,934*
Anidride Carbonica	*(CO_2)*	*0,033*
Gas Nobili	*(Ne), (Kr), (Xe)*	*0,01*
Hidrogeno	*(H)*	
Elio	*(He)*	

I componenti permanenti dell'Aria

Gas	Formula	Quote
Ozono	(O_3)	da 25 a 70 Km
Vapor d'acqua	(H_2O)	fino a 12-18 Km
Pulviscolo atmosferico	NaCl, C, …	nei primi Km

I componenti variabili dell'Aria

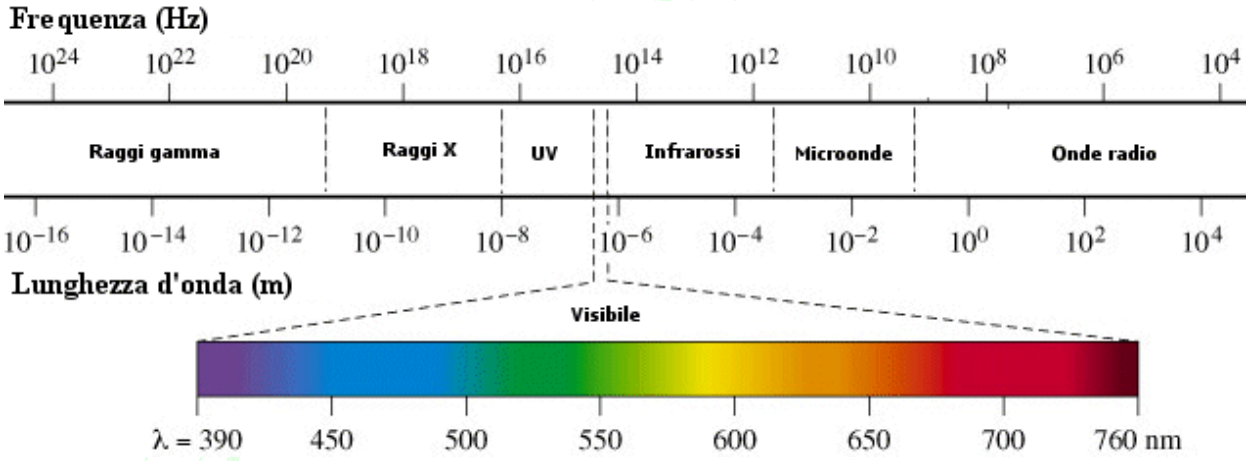
PARAMETRI FISICI DELL'ATMOSFERA

L'atmosfera cambia continuamente il suo stato fisico che viene rappresentato mediante alcuni parametri, tra cui i più notevoli sono: temperatura, pressione, umidità, vento, nuvolosità, precipitazioni.

Radiazione solare

I processi fisici del sistema *Atmosfera-Terra* sono generati e alimentati dall'*energia* fornita dal Sole sotto forma di *Radiazione*. Per *radiazione* si intende sia l'energia dell'onda che la sua *propagazione.*

Il Sole, che si comporta come un *radiatore ideale* con temperatura superficiale di circa *6000°K,* emette radiazioni su di uno *spettro vastissimo* che si estende dai cosiddetti *raggi gamma* con lunghezza d'onda dell'ordine del milionesimo di micron *(μ) (raggi cosmici)* fino alla radiazione con lunghezza d'onda dell'ordine del *Km (onde radio).*

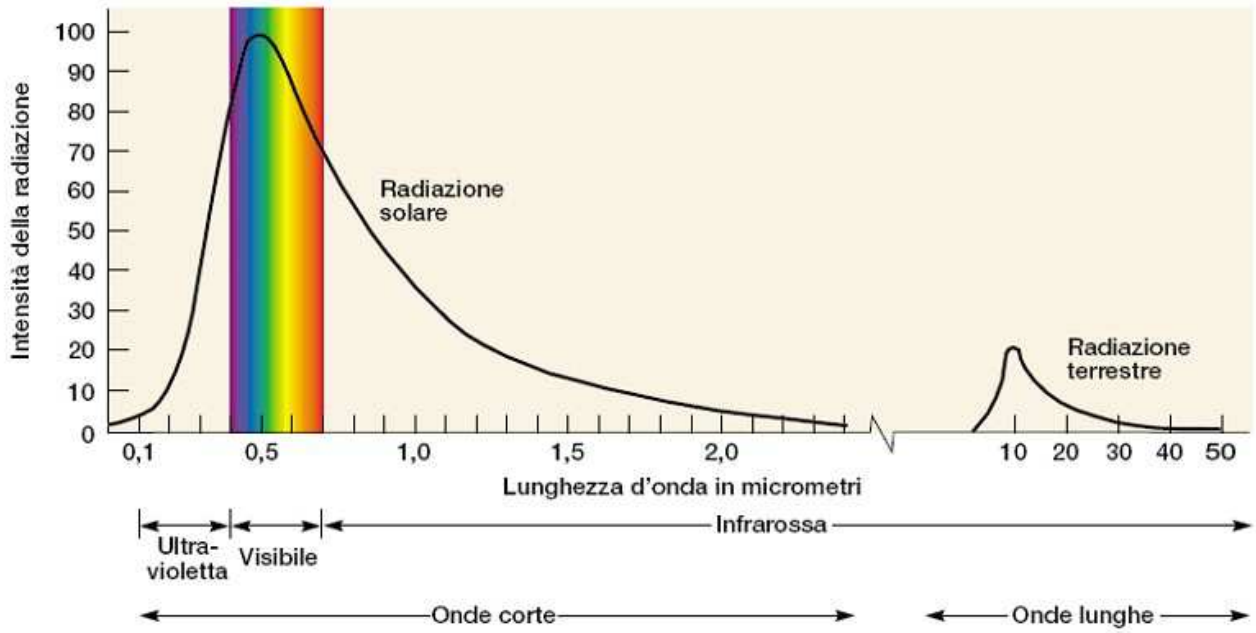


Le frequenze della radiazione solare

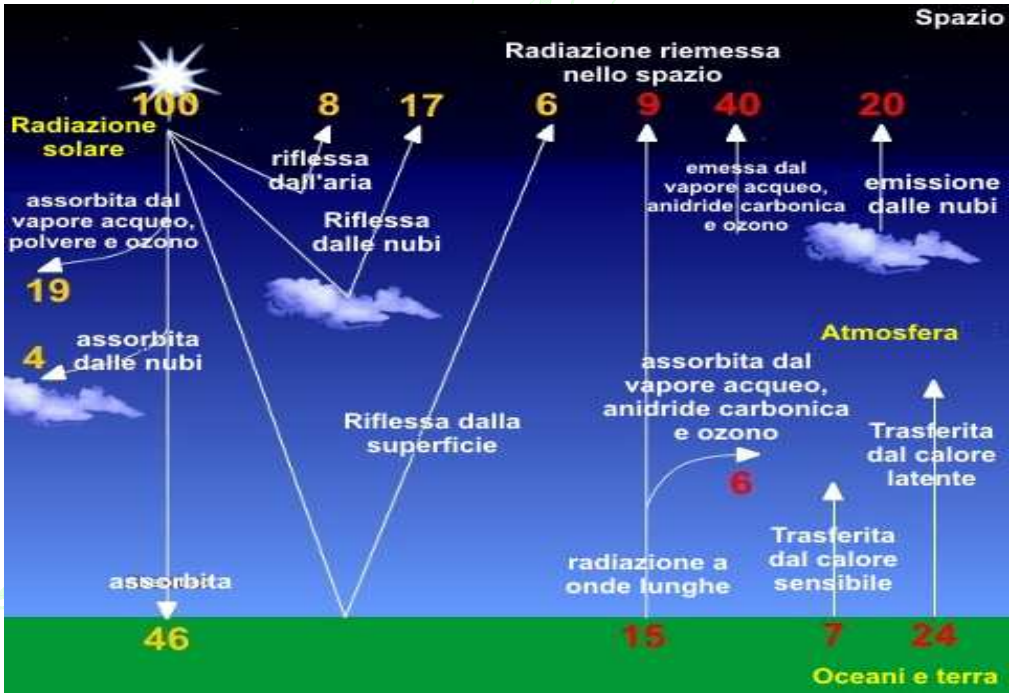
Di tutta la *radiazione solare* soltanto la parte dello *spettro* compreso fra le lunghezze d'onda di *0,15 μ* e *14 μ* e cioè quella compresa fra l'*ultravioletto* e l'*infrarosso* giunge ai confini della *mesosfera.* La radiazione a lunghezza d'onda inferiore a *0,15 μ*, ad alto contenuto energetico *(raggi gamma, raggi X e parte della radiazione ultravioletta)* viene infatti assorbita nell'Atmosfera, ciò che giustifica le elevate temperature che in essa si raggiungono, mentre la parte di radiazione con lunghezza d'onda maggiore di *11 μ*, a basso contenuto energetico, subisce riflessione nella *Ionosfera* e viene rinviata nello Spazio.

La *radiazione solare* disponibile ai confini della *Mesosfera* è tutta compresa fra *0,15 μ* e *4,0 μ* , ma la maggior parte dell'energia è contenuta in una banda ristrettissima fra *0,40 μ* e *0,7 μ*. Questa è la banda dei *fotoni luce* che sono percepibili dall'occhio umano e che comprendono, nell'ordine di lunghezza d'onda crescente: *la luce violetta, azzurra, verde, gialla, arancione e rossa.*

Il massimo contenuto energetico della banda luminosa si ha in corrispondenza della lunghezza d'onda di *0,5* μ , caratteristica dei *fotoni azzurri* più prossimi al verde.



Lunghezza d'onda dello spettro della radiazione solare e dello spettro della radiazione terrestre. La scala utilizzata per la lunghezza d'onda è logaritmica. Lunghezza d'onda percepita dall'occhio umano (0,4-0,7 μ*)*



Ripartizione della radiazione solare del sistema Terra-Atmosfera
Radiazione ad onde corte incidente (colore giallo) – Radiazione riemessa nello spazio (colore rosso)

La quantità di energia che, in ogni minuto, giunge ai confini dell'Atmosfera, su *1 cm*^{2} di superficie, posta perpendicolarmente ai raggi del Sole, si chiama *costante solare;* essa è stata determinata sperimentalmente ed è risultata uguale a circa *2 calorie (1,937 cal·min/cm*^{2}*).*

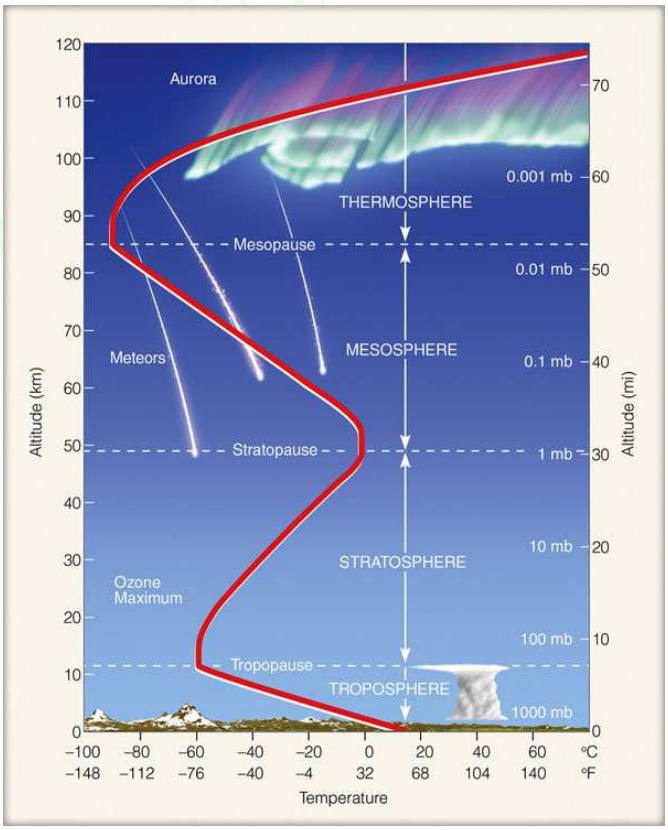
La frazione di energia che si perde nello spazio per riflessione si chiama *Albèdo.* La sua misura presenta notevoli difficoltà dipendenti, in gran parte, dalla estrema variabilità della *nuvolosità.* Per tale motivo i valori calcolati da ricercatori diversi sono alquanto discordanti ed oscillano fra *0,35* e *0,42.*

Temperatura

Misura l'effetto dell'insolazione. L'aria si riscalda indirettamente dal suolo che assorbe la radiazione solare. La temperatura decresce mediamente con la quota di circa *6°C per Km*, per l'aria tipo nella *troposfera:*

$$\gamma = \frac{\Delta T}{\Delta Z} = -0.6° / 100\, m$$

Questo parametro è molto importante perché dal suo valore dipendono le condizioni di *stabilità verticale* dell'atmosfera, e quindi la presenza o meno di *moti convettivi* e le condizioni del tempo ad essi associate (cattivo tempo per *moti ascendenti,* bel tempo per *moti discendenti*).
Anche la propagazione della luce dipende dal valore del *decremento* o *gradiente termico verticale.*
Le variazioni di temperatura nel tempo sono dette *escursioni termiche* e caratterizzano il clima di una località. Le *escursioni termiche, diurne ed annue,* sono più piccole sul mare e più grandi sui continenti. Questo perché l'acqua, avendo un elevato *calore specifico* ed essendo sede di *moti convettivi,* presenta una grande *inerzia termica* e funge quindi da *volano termico.*
Molte informazioni possono ricavarsi dalla distribuzione geografica delle temperature, mediante le *isoterme,* di *gennaio* e di *luglio,* in particolare le variazioni termiche tra oceani e continenti in estate ed inverno, l'effetto delle grandi *correnti oceaniche* sulla temperatura e la posizione dell'*equatore termico,* mediamente spostato nell'Emisfero Nord.

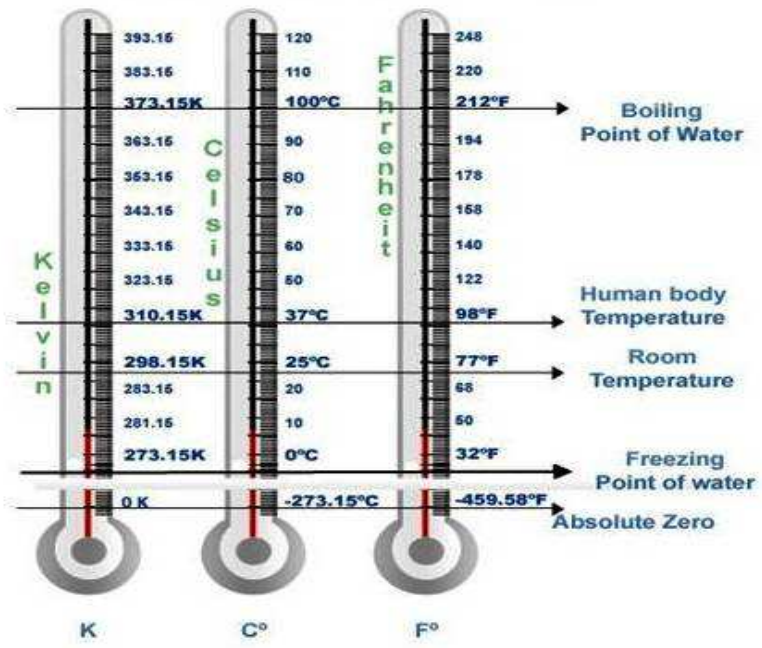


Andamento della temperatura T in funzione dell'altezza geopotenziale per l'atmosfera standard

▪ *Scale termometriche*

Per quanto riguarda le scale di Temperatura, in Meteorologia vengono Internazionalmente adottate *(misurata a 2 m dal suolo, lontano da superfici radianti)* la scala *Celsius, scala Fahrenheit,* nella pratica dei servizi e la scala *Termodinamica o assoluta o di Kelvin,* prevalentemente, nei problemi scientifici.

Scala Celsius - Considerando un *termometro a mercurio,* formato da un bulbo in comunicazione con un tubicino sottile in modo che le variazioni di volume siano molto sensibili, la *scala Celsius* ha i suoi punti fissi *(0°C e 100°C)* in corrispondenza, rispettivamente, degli stati termici del *ghiaccio fondente* e dei *vapori dell'acqua bollente* alla *pressione normale.* In questa scala l'unità è il *grado Celsius (°C)* ed è la *centesima* parte dell'intera scala compresa fra i punti fissi. La scala si estende per estrapolazione sopra *100°* e sotto *0°.*



Le scale termometriche: assoluta o Kelvin (Termodinamica), Celsius, Fahrenheit.

NOTA. Scala Celsius, proposta dal fisico svedese Andreas Celsius nel 1742. La scala originale aveva una particolarità: assegnava lo 0° all'acqua bollente ed il 100° al ghiaccio fondente. Il francese Jean Pierre Christine ha proposto, nel 1743, l'inversione delle assegnazioni: lo 0° al ghiaccio fondente ed il 100° all'acqua bollente.

Scala Reamur - Ha l'intervallo diviso in *80 parti* con lo *0°* al punto del ghiaccio fondente. Poco usata.

Scala Fahrenheit - Ha l'intervallo diviso in *180 parti* con il punto del ghiaccio fondente in corrispondenza di *32°F,* perché lo *0°* di questa scala è posto al *punto di fusione* di una *soluzione di ghiaccio e sale.* Viene impiegata in U.S.A.

Scala Assoluta o Termodinamica o di Kelvin - Ha come unità il grado centigrado, ma l'origine *(il punto zero, ossia il ghiaccio fondente)* è posta alla temperatura *273,15°K.*
Fra la scala *Kelvin* e la scala *Centigrada* vale quindi la seguente relazione:

$$°K = 273{,}15 + °C$$

Per convertire la temperatura da una scala ad un'altra basta eseguire delle proporzioni:

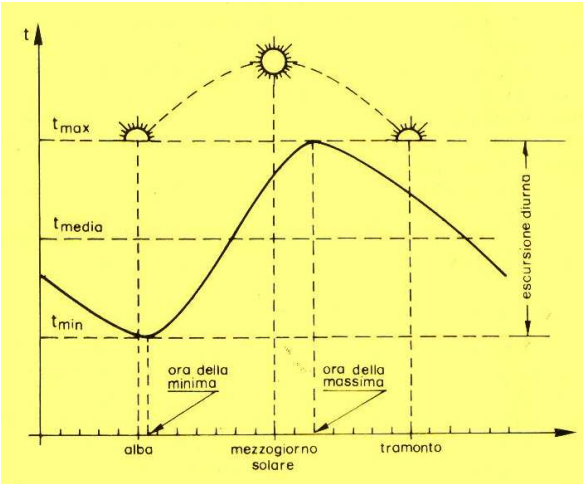
$$100°C : 180°F = °C : (°F - 32)$$

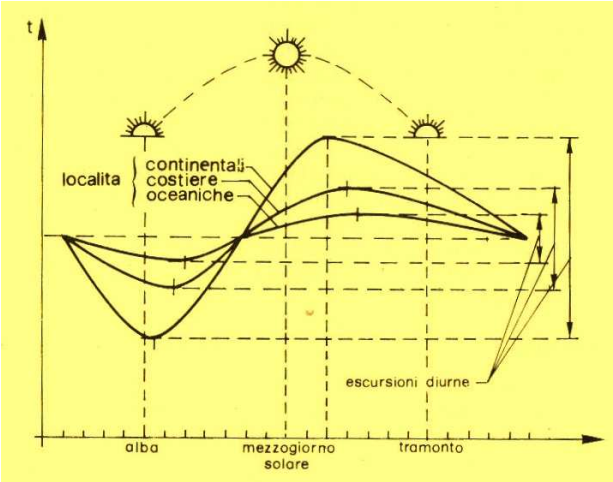
da cui:

$$°C = \frac{5}{9}(°F - 32)$$

$$°F = \frac{9}{5}(°C) + 32$$

Da notare che alla temperatura $°C = -40°$, anche la scala Fahrenheit segna $°F = -40°$

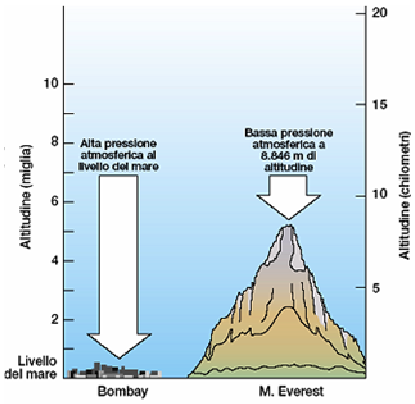




Andamento diurno della Temperatura dell'Aria. Escursioni termiche diurne in tre località che hanno la stessa insolazione e influenza del mare.

Pressione

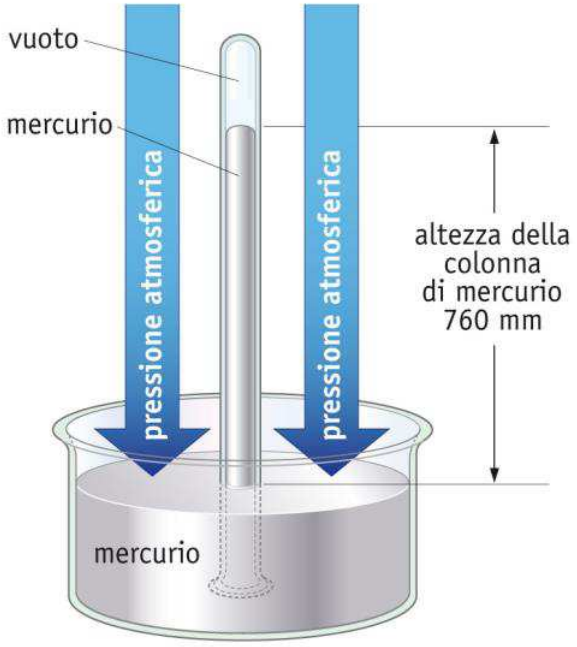
È il peso della colonna d'aria che sovrasta l'unità di superficie terrestre. Si è detto che l'effetto dell'*insolazione,* cioè della radiazione solare dal suolo, è il riscaldamento dell'aria. Questo provoca una variazione di densità e quindi una *variazione di pressione* direttamente legata alle variazioni di temperatura.



La Pressione diminuisce con l'altitudine
La pressione atmosferica è generalmente maggiore al livello del mare e diminuisce rapidamente con l'aumentare della quota.

La *Pressione atmosferica* è data dal *peso* della *colonna d'aria* che gravita sulla superficie terrestre unitaria, al livello del mare. Tale peso si può determinare con l'esperienza di Torricelli.

La colonna di *mercurio* nel tubo di vetro scende fino ad una altezza di circa 76 cm, punto in cui il suo peso fa equilibrio alla Pressione atmosferica che, esercitandosi in tutte le direzioni, per il *Principio di Pascal,* alla base del tubo è diretta dal *basso* verso l'*alto.*



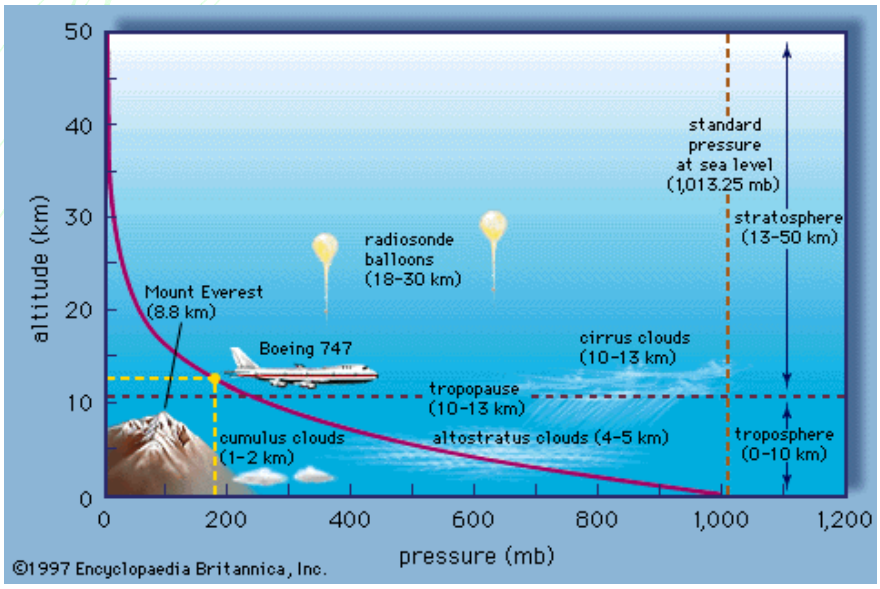
La determinazione della Pressione atmosferica. Lo strumento utilizzato per misurare la Pressione atmosferica è il Barometro (dal greco báros, peso, e métron, misura), ideato da E. Torricelli nel 1643.

Il peso della colonna di *mercurio*, di sezione unitaria, rappresenta la Pressione atmosferica, data da:

$$P = \rho \cdot g \cdot h$$

In cui ρ è la *densità del mercurio*, g è l'*accelerazione di gravità*, h è l'altezza della colonna di mercurio, detta *altezza barometrica.* Al livello del mare, alla temperatura di *0°C* e alla latitudine di 45°, la Pressione misurata dalla colonna di mercurio alta 76 cm è detta *Pressione normale.*
In queste condizioni:

$$\rho = 13{,}596\ g/cm^3\ ;\ \ g = 980{,}62\ cm/sec^2$$



La pressione diminuisce rapidamente con l'altitudine

▪ *Unita' di misura della pressione*

La Pressione atmosferica viene espressa in diversi modi. Fisicamente essa è data da una *forza* sull'*unità di superficie.* In pratica spesso si indica semplicemente con l'*altezza* della colonna di mercurio, espressa in *millimetri* o *pollici.* Poiché *1 pollice* è *25,4 mm* si può passare da un sistema ad un altro, con apposite *tabelle* inserite nella raccolta di *Tavole Nautiche.*
Per la *Pressione normale* si ha:

$$P_O = 760\ mmHg \quad o \quad 29{,}92\ inchesHg$$

Le variazioni di pressione possono dipendere non solo da *cause termiche,* ma anche da *cause dinamiche* cioè da *moti verticali (convergenza e divergenza)* e da moti orizzontali *(avvezioni).*
L'andamento della pressione, ridotta al livello del mare, viene messo in evidenza sulle *carte del tempo* mediante le *isobare* o linee di eguale pressione. Queste vengono in genere tracciate per valori di 4 in *4 millibar (mb)* ed il loro andamento mette in evidenza delle configurazioni tipiche. Zone di *alte pressioni,* zone di *basse pressioni, saccature.*

NOTA. (il millibar (mb) è l'unità di misura della pressione e vale 1000 dine/cm², circa 1 grammo/cm². 1 mb è uguale a 100 Pa (Pascal) = 1 ectoPa).

Nel Sistema CGS, si ha:

$$P_O = 1'013'270\ dine/cm^2$$

Nota. $(P_O = 13{,}596\ g/cm^3 \cdot 980{,}62\ cm/sec^2 \cdot 76\ cm_{Hg} = 1013270{,}7\ g \cdot cm^2/cm^3 \cdot sec^2 = 1013270{,}7\ g \cdot cm/cm^2 \cdot sec^2 = 1013270{,}7\ dine/cm^2 = 1013270{,}7\ barie\ ;\ 1\ dine = 1\ g \cdot cm/sec^2)$.

La *dine/cm²* è chiamata *baria. Un milione di barie* formano un *bar, 1000 barie formano 1 millibar.* In pratica la *baria* risulta un'unità troppo piccola e il *bar* è troppo grande. Perciò si usa il *millibar (mb)* cioè la *millesima parte del bar.*
Si ha allora:

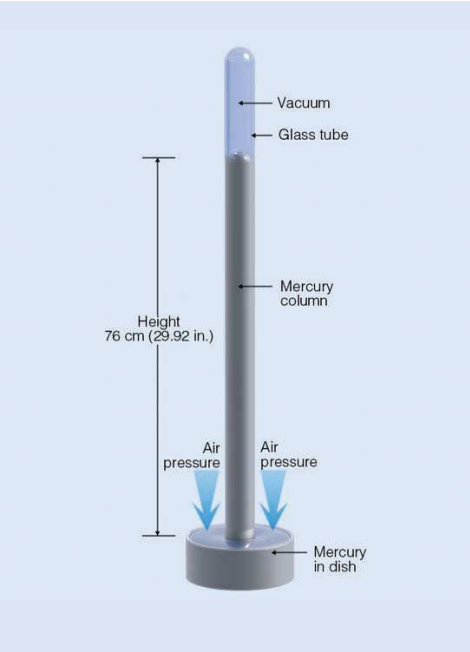
$$\boxed{P_O = 1013{,}3\ mb}$$

Si può passare da una Pressione espressa in *mmHg* alla equipollente espressa in *mb* tenendo presente che le misure sono *inversamente proporzionali* alle unità di misura. Poiché *750 mmHg = 1.000 mb,* segue che *1 mmHg = 4/3 mb.*
Nel *Sistema Internazionale (SI)* l'unità di Pressione è il *Pascal (1 Pascal = 1 Newton/m²).* Le relazioni di equivalenza danno *1 mb = 100 Pascal.* Le conversioni da mmHg a mb e viceversa vengono effettuate con tabelle inserite nelle Tavole Nautiche, o proporzioni, o altri sistemi.

Nota. $(1\ Newton \rightarrow 1Kg \cdot m/sec^2 = 1000\ g \cdot m/sec^2\ ;\ 1\ Pa = 1New/m^2 = 1000\ g \cdot m/sec^2 \cdot m^2 = 1000\ g/m \cdot sec^2 = 1000\ g/100\ cm \cdot sec^2 = 10\ g/cm \cdot sec^2 = 10\ g \cdot cm/cm^2 \cdot sec^2 = 10\ dine/cm^2 = 10\ barie\ ;\ 1000\ barie = 1\ mb = 100\ Pascal = 1\ ectoPascal)$.

▪ *Riduzione della pressione alle condizioni normali*

Nella misura della Pressione atmosferica, eseguita con un *Barometro a mercurio*, intervengono oltre all'*altezza* h del mercurio nella canna barometrica anche la *densità* ρ del mercurio e l'*accelerazione* g *di gravità.*
Dalla Fisica è noto che la *densità* dei corpi varia al variare della *temperatura* e che l'*accelerazione di gravità* varia con la *latitudine* e con l'*altitudine.*



Nel caso di Barometro a mercurio, alle letture barometriche occorre apportare le seguenti correzioni:
1) correzione istrumentale se esiste;
2) correzione per la temperatura;
3) correzione per la latitudine;
4) correzione per l'altitudine.

Le pressioni misurate, per poter essere confrontate, devono essere riferite alle stesse condizioni. L'altezza barometrica letta allo strumento, corretta della correzione strumentale (casa costruttrice) e ridotta alle *condizioni normali* costituisce la misura della *"Pressione atmosferica vera"* alla quota del pozzetto:

- correzione istrumentale o d'indice

E' indicata nel certificato di taratura per ogni singolo Barometro ed è determinata dall'ente di controllo nazionale;

- ***correzione per la temperatura***

Serve a ridurre la lettura barometrica a *0°C,* riferimento adottato dopo il 1955. Se la temperatura è positiva, il mercurio si dilata ed occorre una colonna più alta per equilibrare la pressione atmosferica. La pressione letta è quindi *maggiore* di quella effettiva. La graduazione su cui si fa la lettura pure si dilata per cui si legge una *pressione inferiore.* Tra i due effetti contrastanti è superiore quello dovute alla dilazione del mercurio per cui la *correzione risulta negativa per temperature positive e positiva per temperature negative;*

- ***correzione per la gravità***

Serve per ridurre le letture barometriche alla *gravità normale,* scelta per la *latitudine di 45°.* Se la latitudine è *inferiore a 45°,* risultando l'accelerazione di gravità g più piccola, occorre una colonna di mercurio *più alta* per equilibrare una data pressione atmosferica per cui si legge al barometro una *pressione maggiore* di quella effettiva. La correzione risulta quindi *negativa.* Viceversa, per latitudini *superiori a 45°,* essa sarà positiva;

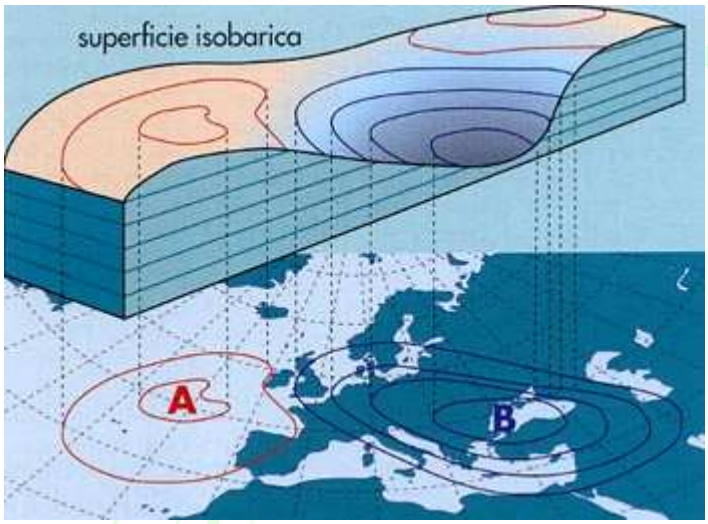
- ***correzione per l'altitudine***

Serve a ridurre la pressione al *livello del mare.* Essa è *positiva* per quote *sopra* il livello del mare ed è dovuta al fatto che in tal caso si viene ad escludere dalla misura la porzione di colonna d'aria compresa tra il barometro ed il livello del mare.
Le correzioni per la *temperatura,* per l'*altitudine* e per la *latitudine* sono riportate nelle *Tavole Nautiche (N° 13).*

Se la pressione è letta al *Barometro Aneroide* occorre solo apportare la *correzione istrumentale* e quella per l'*altitudine.* Infatti i Barometri Aneroidi di precisione sono costituiti in modo da compensare le *variazioni di temperatura.* Essi vanno tuttavia confrontati periodicamente con un Barometro a mercurio.

▪ *Superficie isobarica*

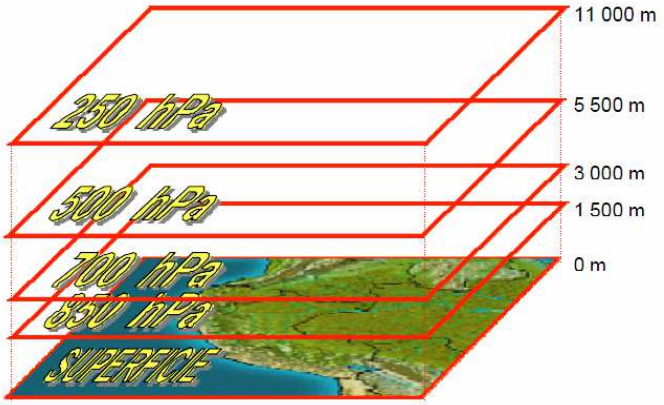
Le superfici parallele a quella terrestre, alle diverse quote (superfici di livello), non hanno la stessa pressione. L'insieme dei punti dello spazio, pertanto, che in un dato istante hanno la *stessa pressione,* e che determinano una *superficie isobarica,* non giacciono su una superficie di livello.
Le superfici isobariche si presentano ondulate, come delle colline. Intersecando una superficie isobarica con *superfici parallele* a quella terrestre si ottengono delle linee di uguale altitudine, lungo le quali la pressione *non varia* . Tali curve si chiamano *isoipse,* ossia curve di uguale altezza.



Superficie isobarica. Dove l'aria è più fredda, la superficie isobarica si abbassa perché più densa (più pesante); viceversa dalla parte di aria calda. Nella variazione in elevazione di una superficie isobarica le isobare si presentano come contorno di linee della mappa. Dove la pendenza della superficie varia più rapidamente, le isoipse sono più vicine tra loro (B: Bassa Pressione).

▪ *Topografie assolute o carte in quota*

Le *Isoipse* vengono tracciate per ogni *60 m* di quota e vengono contrassegnate da numeri che indicano le stesse quote in decametri. La distanza tra *2 Isoipse* dipende dalla variazione orizzontale di pressione in quota. La carta delle isoipse fornisce indicazioni analoghe a quelle delle *isobare:* le *isoipse* con quote più alte corrispondono *Alte Pressioni (A),* viceversa ai numeri più piccoli, *Basse Pressioni (L: Low; D: Depression; T: Tief).*
Le *Isoipse assolute* vengono tracciate per le superfici isobariche di *850 mb, 700 mb, 500 mb, 400 mb, 300 mb, 200 mb, 100 mb,* cui corrispondono altitudini medie di *1500 m, 3000 m, 5500 m, ecc.*
Le *topografie assolute* forniscono una visione tridimensionale dell'andamento delle *Pressioni* nell'Atmosfera e consentono di ricavare indicazioni sulle *Masse d'Aria* e i loro movimenti (avvezioni).
Sulle carte in quota le *Isoipse* sono *linee continue* mentre le *Isoterme* sono indicate da *linee tratteggiate.*

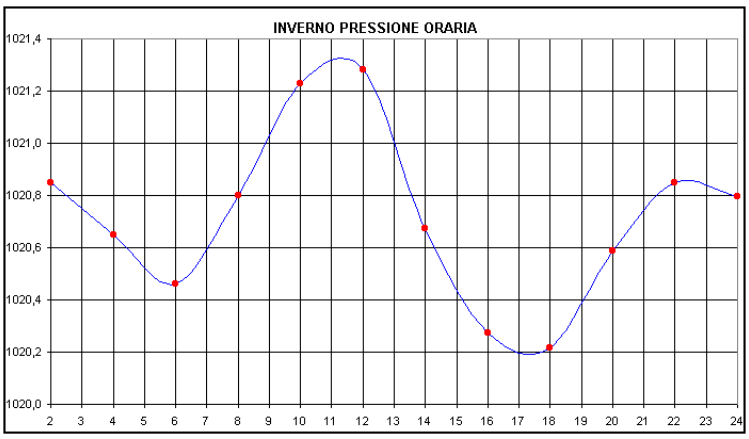


Topografie assolute.
Il valore delle isoipse può essere espresso anche in decametri geopotenziali (damgp).

- ***La forza di gradiente***

Nel caso generale di atmosfera reale, la pressione può variare in tutte le direzioni e le superfici isobariche perdono il loro parallelismo alla superficie terrestre, presentandosi deformate in vario modo. Il *Gradiente Barico* in un punto dell'Atmosfera è rappresentato da un vettore diretto lungo la perpendicolare alla superficie isobarica passante per quel punto, rivolto verso le pressioni minori ed avente grandezza $G = -\Delta p/\Delta n$, essendo Δp la variazione di pressione fra gli estremi di un segmento della perpendicolare di lunghezza Δn .

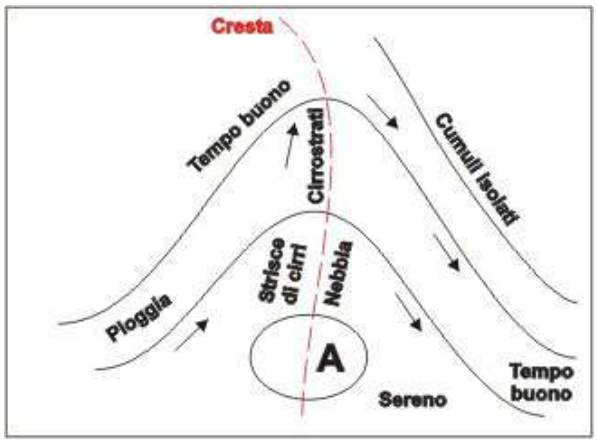
La *variazione di pressione* in un *campo barico* è messa in evidenza dalla *distanza* tra le isobare. Se queste sono vicine, cioè appaiono fitte, esiste un notevole *gradiente barico* orizzontale che genera una forza, ad esso proporzionale, diretta dalla *Alta* alla *Bassa Pressione* e che origina il *vento.*
Generalmente alle zone di *basse pressioni* è associato *cattivo tempo,* a quelle di *alte pressioni bel tempo.* Risulta, però, molto importante la variazione di pressione che si ha in 3 ore, denominata *tendenza barometrica.* Se la pressione scende *(tendenza negativa)* il tempo tende a *peggiorare;* quando sale *(tendenza positiva)* il tempo tende a *migliorare.*



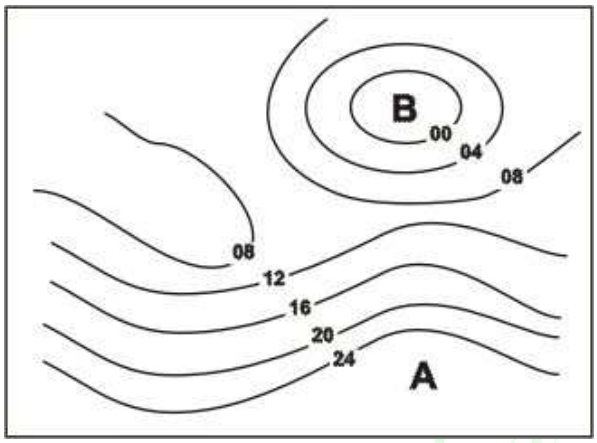
Variazione diurna della pressione (località alle latitudini medie).

Le configurazioni isobariche delle carte del tempo

Ai vari *Tipi Isobarici* è associato un *Tempo atmosferico* caratteristico, per cui la stima della *variazione della distribuzione* costituisce un elemento fondamentale per la *Previsione del Tempo.*



Struttura di un promontorio



Struttura di un pendio

▪ *I promontori e i cunei*

Sono aree di *alta pressione* che si protendono fra aree di *bassa pressione.* Il *promontorio* ha la forma di una *U rovesciata* e costituisce la propaggine settentrionale di un anticiclone con asse di simmetria posto nel verso dei meridiani.
I promontori più comuni sono quelli che separano i diversi membri di una famiglia di perturbazioni e sono per questo motivo posizionati fra il *fronte freddo* di un ciclone ed il *fronte caldo* del ciclone che segue. Il promontorio è caratterizzato da condizioni di tempo buono soprattutto nella parte *orientale* rispetto all'asse, mentre nella parte *occidentale* il tempo è buono solo in corrispondenza dell'area interessata dalla correnti a curvatura anticiclonica.

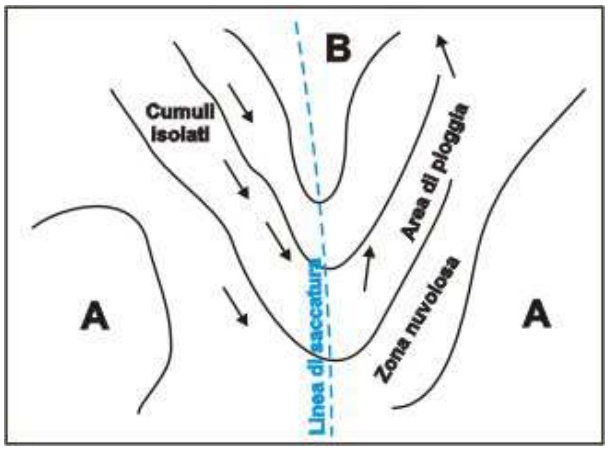
Il *cuneo* è sempre una propaggine di un anticiclone ma con asse di simmetria posto nel verso dei paralleli.
I cunei si formano spesso anche per ragioni orografiche, come avviene sul versante settentrionale della catena alpina a causa dell'accumulazione di masse di aria fredda convogliate da veloci correnti di origine settentrionale. Questa situazione apporta maltempo sul versante settentrionale *(Stau)* e bel tempo sul versante padano *(Foehn).*
L'espansione dell'*anticiclone delle Azzorre* spesso da luogo ad un promontorio che si estende fino sulle isole britanniche oppure ad un cuneo che si protende fino all'Europa orientale. Nel primo caso sull'Italia si ha l'afflusso di *correnti particolarmente fredde,* nel secondo caso si hanno situazioni di nebbia persistente sulle regioni settentrionali.

▪ *Il pendio*

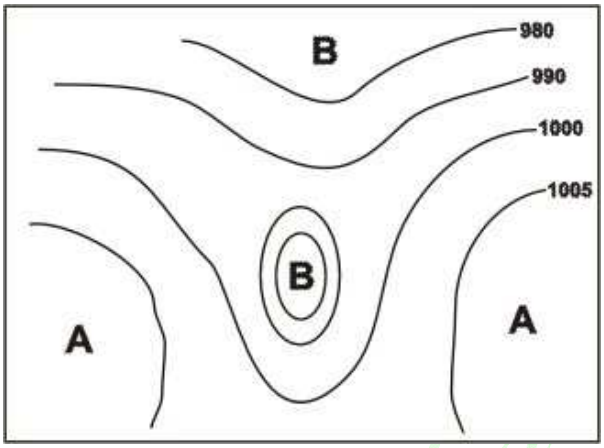
Il pendio è una configurazione caratterizzata da isobare quasi rettilinee e parallele dove la pressione atmosferica diminuisce regolarmente in una data direzione. Sul lato confinante con l'alta pressione le condizioni meteorologiche sono generalmente buone ed il cielo è cosparso di cirri. La nuvolosità diventa più intensa mano a mano che ci si avvicina alla zona di bassa pressione.

▪ *Le saccature.*

Sono configurazioni isobariche a forma di V o di U e costituiscono la propaggine meridionale di un ciclone in cui la pressione atmosferica assume un valore più basso rispetto a quelli delle aree adiacenti. L'asse di simmetria di questa struttura è detto *asse di saccatura,* ha una direzione nel senso dei meridiani ed indica l'area nella quale le isobare hanno la massima curvatura.



Struttura di una saccatura

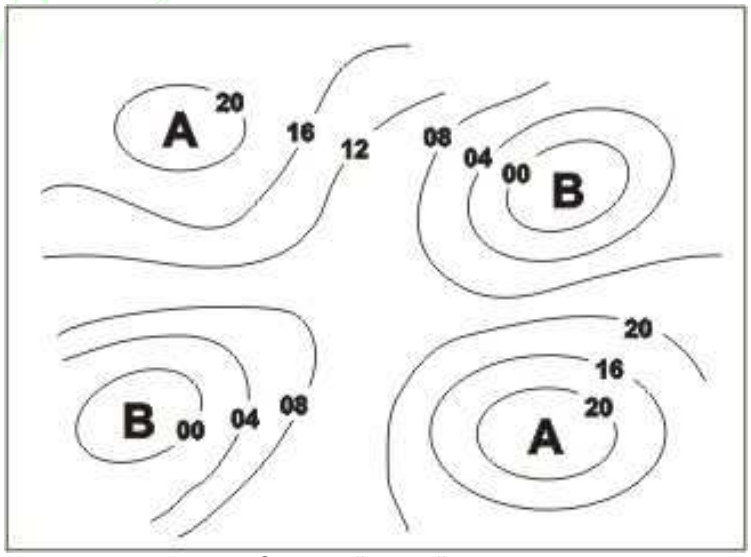


Ciclone secondario in una saccatura

Il termine saccatura deriva dal fatto che in questo tipo isobarico la bassa pressione tende ad insaccarsi fra due aree di alta pressione. Se il gradiente barico è considerevole, al passaggio dell'asse di saccatura, si hanno raffiche improvvise di vento, un brusco calo della temperatura e piogge a carattere temporalesco. In questo caso l'asse di saccatura prende il nome di *linea di groppo.*
Molto spesso, se la saccatura è allungata nel senso dei meridiani, nella parte meridionale si isolano dei *cicloni secondari.*
Nel Mediterraneo occidentale sono caratteristiche le saccature provenienti da cicloni, centrati sulle Isole Britanniche e sulla Scandinavia, che spostandosi verso levante si staccano dal ciclone principale andando a formare cicloni secondari ed indipendenti localizzati fra la Spagna e la Sardegna. Questi cicloni sono responsabili di venti fortissimi sui bacini nord occidentali italiani, di mare molto mosso o agitato e di maltempo diffuso su quasi tutta la penisola.

- ***La sella***

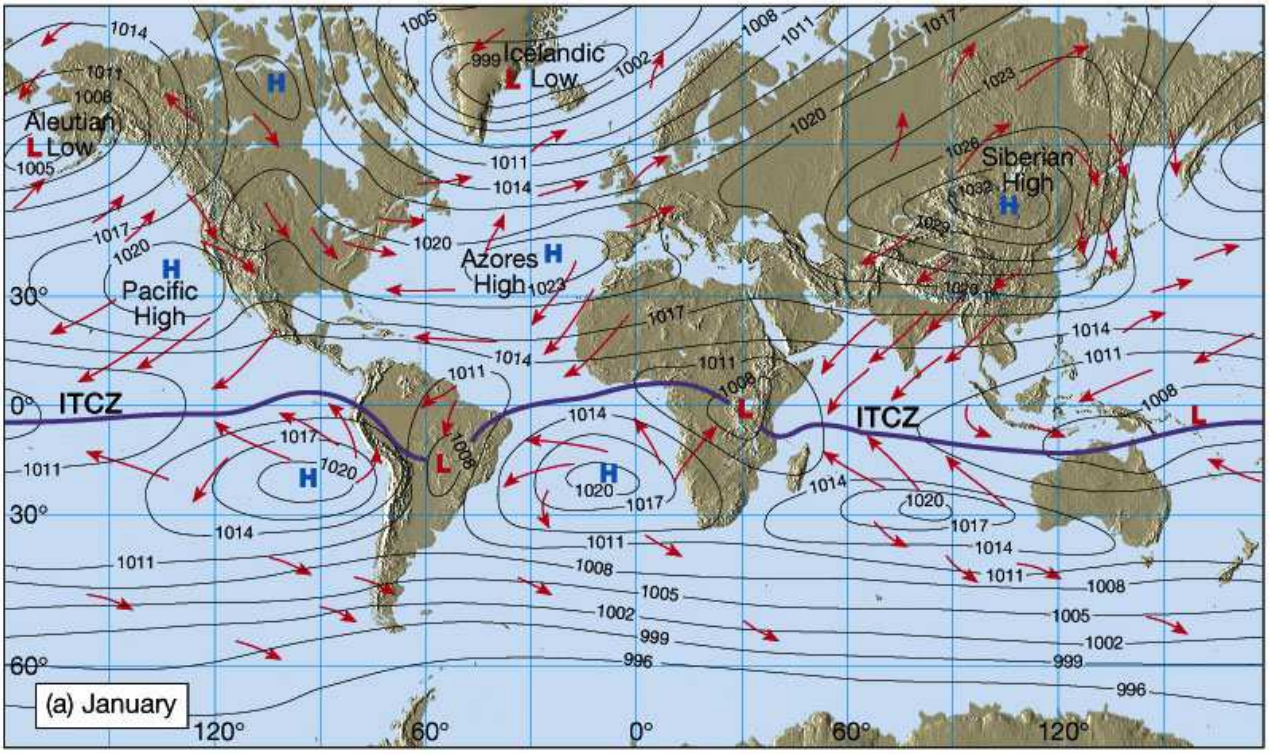
La sella è una configurazione formata da *due anticicloni* e da *due cicloni* con i rispettivi *centri di alta* e *bassa pressione* opposti l'uno all'altro. All'interno di una sella il vento è di *intensità* e *direzione variabile,* favorisce cioè il contrasto fra masse d'aria con caratteristiche diverse. Nei mesi estivi una sella può provocare temporali. La sella altresì può trasformarsi in una *saccatura.*



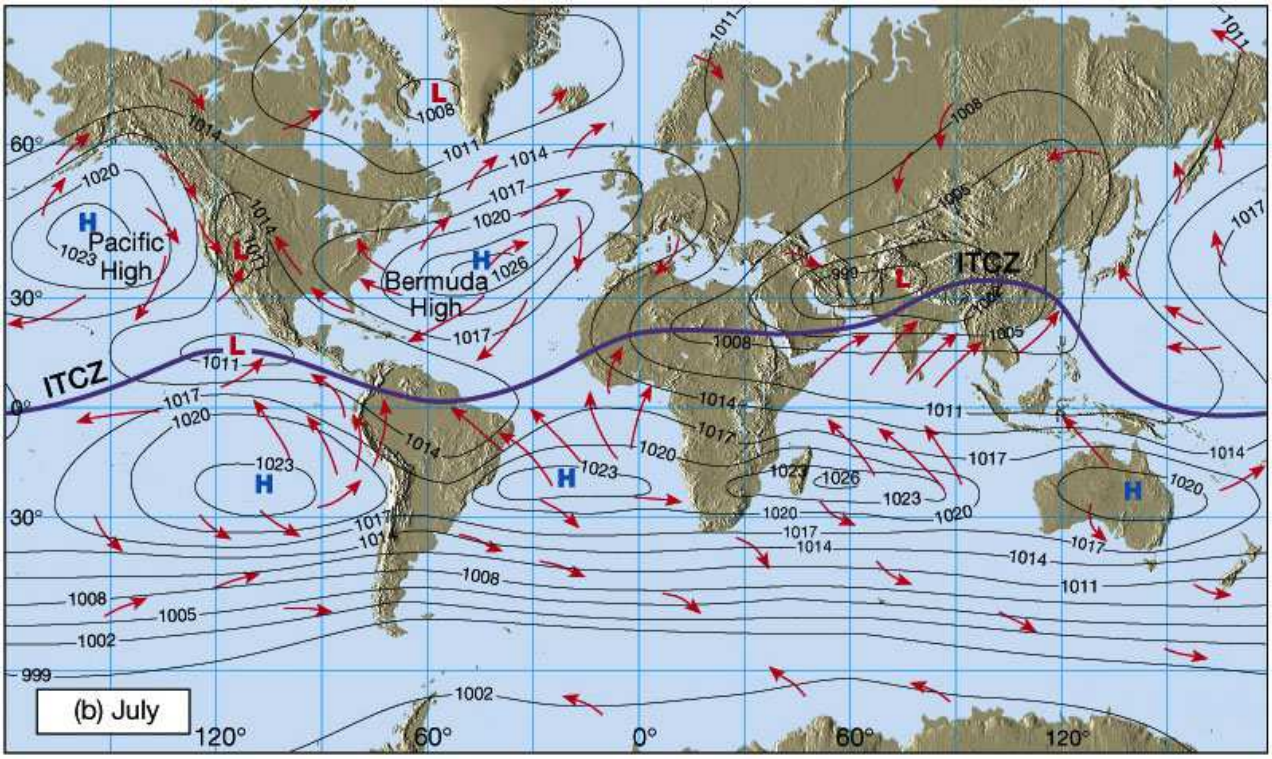
Struttura di una sella

La distribuzione della pressione sulla superficie terrestre

Se si tracciano su di una carta i valori *normali della pressione* al suolo, media di un periodo di osservazione superiore ai 25 anni, si ha l'andamento geografico delle isobare.
Particolare interesse presenta il confronto tra le isobare medie di *luglio* e quelle di *gennaio.*



Isobare medie di Gennaio



Isobare medie di Luglio

Si fanno osservare esplicitamente:

1. La maggiore regolarità del campo barico nell'emisfero Sud, dove, per la *prevalenza del mare,* è scarsa l'azione deformante dei continenti;
2. Le fasce di Alta Pressione fra le latitudini 20° e 40° Nord e Sud;
3. La presenza di una fascia depressionaria intorno all'Equatore ed intorno alle latitudini fra i 60° e 70° Nord e Sud;
4. La presenza nell' emisfero Nord, in *inverno,* di Alte Pressioni sui continenti ed Basse Pressioni sul mare; in *estate,* di Basse Pressioni sui continenti ed Alte Pressioni sul mare. Sull'Asia, la Bassa Pressione estiva si spinge fino a latitudini fra i 20° e 40°. È questa la depressione che caratterizza d'estate il regime monsonico su quelle regioni.

La distribuzione della pressione è dovuta al diverso riscaldamento del suolo, sul mare e sulla terra, d'estate e di inverno. Essa determina la Circolazione generale dell'atmosfera e guida i grandi sistemi responsabili del tempo.

P. Di Carlo

L'umidità

Esprime il contenuto di *vapor acqueo* presente nell'aria. L'esistenza del vapor d'acqua nell'Atmosfera è limitato da due processi: l'*evaporazione,* mediante la quale esso trae origine dalle superfici liquide della Terra, e la *condensazione* mediante la quale esso si trasforma in goccioline liquide formando le *nebbie,* se in prossimità della superficie terrestre, e le *nubi,* se in quota. La temperatura dell'aria governa entrambi questi processi e ne caratterizza gli stadi evolutivi intermedi attraverso cui il vapore passa dall'uno all'altro.
Il vapore acqueo è presente nell'aria in percentuale variabile. Si va dall'*aria secca* fino ad un massimo del 4% *in volume,* ed è quasi totalmente distribuito nella Troposfera. E' il più importante costituente dell'Atmosfera, principalmente perché l'acqua, alle temperature terrestri, passa facilmente dalla *fase liquida,* a quella *solida* e a quella di *vapore,* con notevole *assorbimento* o *liberazione di calore.*

▪ *Grandezze igrometriche*

La quantità di vapore acqueo presente nell'aria si può esprimere in diversi modi, mediante le seguenti *grandezze igrometriche: umidità assoluta, umidità specifica, umidità relativa, temperatura di rugiada.*

- L'umidità assoluta, è il peso del vapor acqueo contenuto nell'unità di volume di aria secca *(g/m^3).* È scarsamente usata in meteorologia perché non è un elemento rappresentativo per l'aria in quanto dipende dal volume. In termini di tensione di vapore si può definire come la tensione che il vapore esercita in *1 m^3* di aria. Non è di facile determinazione.

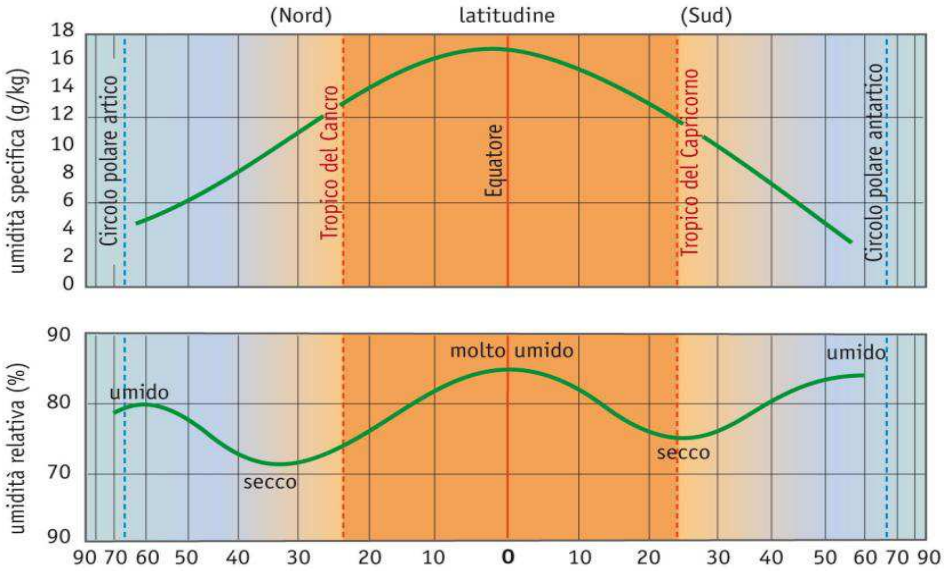
- L'umidità specifica, q, è il peso di vapor acqueo contenuto in *1 Kg*. di *aria umida.* Essa non varia finché non ci sono condensazioni perciò è una grandezza rappresentativa delle *masse d'aria.* Con buona approssimazione è data da: $q = 0{,}622\ e/p$ con e = tensione di vapore; p = pressione atmosferica. Essa si esprime in *g/Kg*.

- L'umidità relativa, Ur, è data dal rapporto tra la quantità di vapore g_V presente nell'aria e la quantità massima G_V che l'ambiente può contenere alla stessa temperatura. Espressa in termini di *pressione* essa è il rapporto tra la *tensione di vapore reale* e la *tensione di vapore saturo E*, espressa in percento. Si ha:

$$U_r = \frac{g_V}{G_V} \cdot 100 = \frac{e}{E} \cdot 100\,\%$$

L'*umidità relativa* fornisce subito lo stato dell'aria nei confronti della saturazione. Per es. *Ur = 80 %* significa che l'aria può assorbire ancora il *20 %* dell'umidità che già possiede prima di diventare satura, se la temperatura non cambia.
All'aumentare della temperatura *diminuisce* l'*umidità,* viceversa essa *aumenta* al diminuire della temperatura.

La temperatura di rugiada, T_d , o *punto di rugiada (dew point),* è la temperatura alla quale si deve raffreddare, a pressione costante, una massa d'aria umida perché si raggiunga la saturazione. La temperatura di rugiada, confrontata con quella esistente nell'aria, fornisce anche una valutazione dell'*umidità relativa.*
La *temperatura di rugiada* è tanto più bassa quanto più l'aria è secca. Se il punto di rugiada è superiore a quello di fusione, si ha *condensazione liquida (nebbia, rugiada);* se è al di sotto si ha la formazione di cristalli di ghiaccio *(brina).*



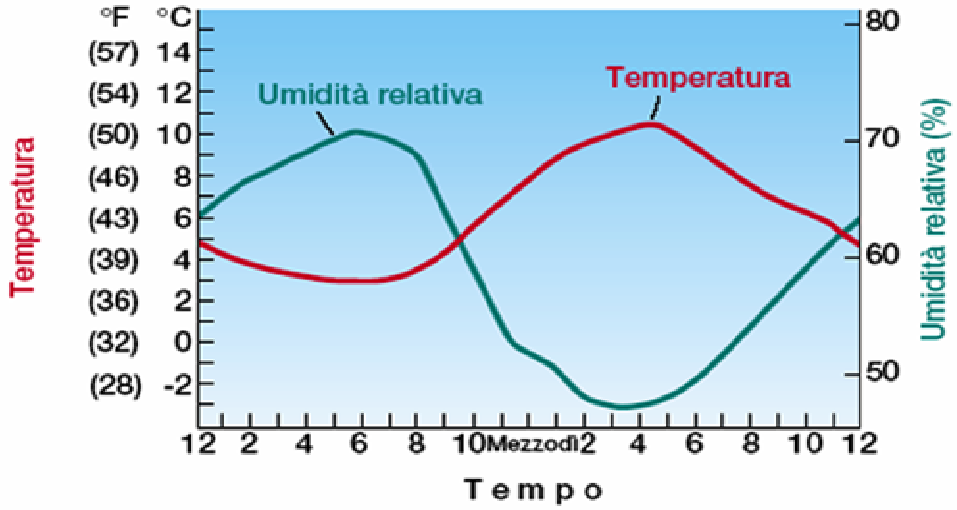
Variazioni dell'umidità dell'aria con la latitudine (valori medi annui)

▪ *Variazione dell'umidità*

L'*Umidità assoluta,* nei bassi strati dell'Atmosfera, varia per un complesso di cause. I valori normali forniscono un andamento legato alle variazioni periodiche della *temperatura.* Essa è *massima* d'Estate e *minima* d'Inverno (Emisfero Nord) ed ha valore variabile da *19,5 g/m³* presso *l'equatore, 10 g/m³* alle *latitudini medie* per arrivare a *3 g/m³ nelle regioni artiche.*
Per quanto riguarda le variazioni di *Umidità relativa,* esse sono generalmente inverse a quelle delle temperature.

▪ *Andamento diurno dell'umidità*

L'*Umidità relativa* dipende essenzialmente dalla temperatura dell'aria e pertanto è logico attendersi che per essa si possa individuare un tipico *andamento diurno* legato all'*andamento termico.*



Andamento diurno dell'Umidità relativa, confrontato con l'andamento termico diurno.

Ogni giorno si ha una tipica relazione inversa tra temperatura e umidità relativa. Quando la temperatura cresce, l'umidità relativa diminuisce. In questo modo, l'umidità relativa tende a essere minima a metà pomeriggio e massima appena prima dell'alba.

Di fatto, poiché ad un *aumento* di temperatura, in condizioni di *Umidità specifica costante*, senza cioè *evaporazione* o *condensazione,* corrisponde una *diminuzione* di *Umidità relativa* e viceversa, ad un abbassamento di temperatura, corrisponde un *aumento* della *Umidità relativa,* la curva che rappresenta l'andamento diurno di questa presenta il *minimo* in corrispondenza del *massimo di temperatura* ed il *massimo* in corrispondenza del *minimo di termico.*

Salvo indicazioni contrarie, per umidità s'intende quella *relativa, Ur,* definita come il rapporto tra la quantità di vapore esistente nell'aria e quella massima che può esistere, cioè che rende l'aria *satura,* alla stessa temperatura.
In vicinanza della superficie del mare l'umidità relativa è sempre abbastanza alta *(Ur > 80 %).*
Quando per una causa qualsiasi la temperatura dell'aria *si abbassa,* l'*umidità relativa cresce* e si può raggiungere la *saturazione (Ur = 100 %).*
In presenza di *nuclei di condensazione,* che sul mare esistono sempre, ulteriori abbassamenti della temperatura portano alla *condensazione* del vapor acqueo in eccesso con formazioni di *foschie* e *nebbie.*
Le *nebbie* a mare si formano: spesso quando *aria calda e umida* si sposta su zone ove l'acqua è più fredda, come avviene nelle aree di confluenza di *correnti calde* e *correnti fredde.*

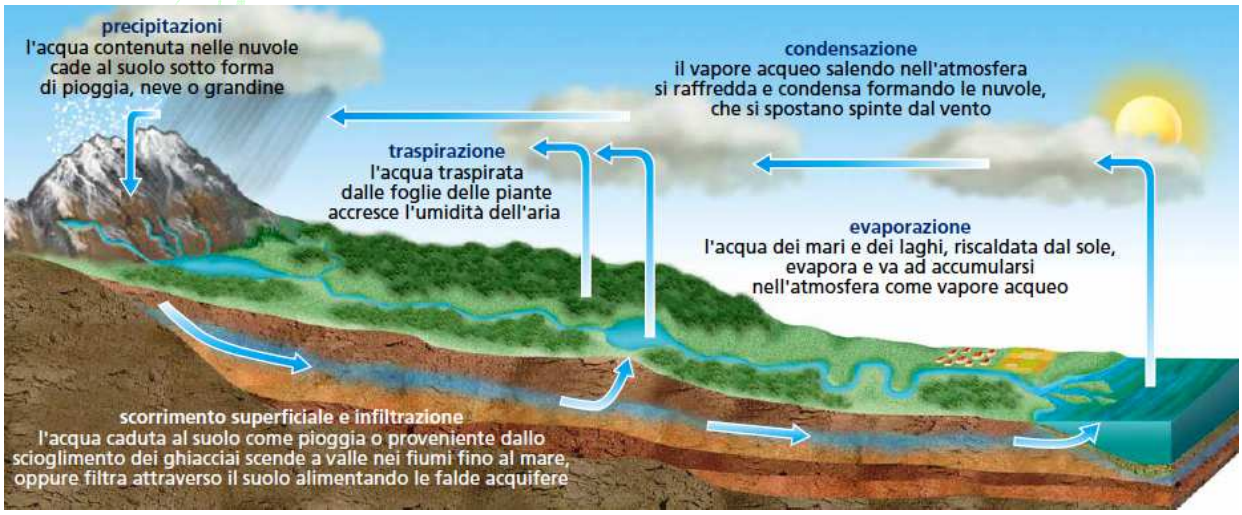
Condensazione

Durante la condensazione il vapor acqueo nell'atmosfera passa allo stato liquido, liberando *calore latente di evaporazione.* Le condizioni necessarie per un processo di condensazione sono:

- *sufficiente contenuto* di vapor acqueo nell'aria;
- *raffreddamento dell'aria* al di sotto del punto di rugiada;
- *presenza dei nuclei* di condensazione.

Il vapor acqueo evapora dagli oceani e dalle acque terrestri e viene mescolato nell'aria dalle correnti verticali e orizzontali. Il raffreddamento dell'aria fino al punto di rugiada è la causa principale per la saturazione. Esso può avvenire:

- per *irradiazione* di calore;
- per *mescolamento* di masse d'aria diverse;
- per *espansione* adiabatica.



Ciclo idrologico e sue fasi

I nuclei di condensazione sono particelle piccolissime e rappresentano la superficie attorno a cui può avvenire il processo di condensazione. Essi sono costituiti pulviscolo atmosferico, da alcune particelle organiche, dal cloruro di sodio, ed altri. Nella troposfera in generale vi è sempre una concentrazione di nuclei di condensazione sufficiente per la formazione delle goccioline d'acqua.
Occorre notare che senza la presenza nei nuclei, si avrebbero umidità relative anche del 400% e più senza condensazione.

▪ *Forme di condensazione*

Varie sono le forme di condensazione dell'umidità dell'aria, a seconda delle condizioni in cui avviene il raffreddamento; vengono generalmente classificate in: *rugiada, brina, nubi, nebbie.*
La *rugiada* si forma normalmente dopo il tramonto, con cielo chiaro e aria serena. In tali condizioni il suolo si raffredda per irradiazione di calore e la temperatura dell'aria a immediato contatto con esso si abbassa fino a quando non raggiunge il *punto di rugiada*. Ogni ulteriore raffreddamento porta alla condensazione del vapor acqueo in eccesso.
La *brina* si forma con un processo simile alla rugiada, con la differenza che la temperatura del suolo scende al di sotto di quella di congelamento. In tali condizioni si ha la *sublimazione* del vapor acqueo, cioè il passaggio diretto alla fase di ghiaccio in forma di cristalli bianchi.
Le *nubi* sono costituite da minuscole particelle di acqua o di ghiaccio e si formano quando l'aria si raffredda al di sotto del punto di rugiada. Quasi tutte le nubi sono il risultato di un processo di raffreddamento adiabatico, vale a dire l'aria è salita, si è espansa e quindi raffreddata.
Le nubi alte formate da cristalli di ghiaccio sono bianche mentre quelle più basse, costituite da goccioline di acqua, sono grigie a varie tonalità.

La *nebbia* si forma in seguito alla condensazione di vapor acqueo in vicinanza della superficie terrestre. La struttura fisica della nebbia non differisce da quella della nube. Essa è composta da minuscole goccioline di acqua, in sospensione nell'aria in vicinanza del suolo, che riducono la visibilità orizzontale a meno di 1 km. Quando la visibilità è superiore al km si parla *di foschia.*

Numero	*Denominazione*	*Visibilità*
0	*nebbia densa*	*minore di 40 m*
1	*nebbia spessa*	*tra 40 m e 200 m*
2	*nebbia*	*tra 200 e 400 m*
3	*nebbia moderata*	*tra 400 e 1000 m*

La nebbia costituisce un grave pericolo per il traffico terrestre e per la navigazione marittima ed aerea nonostante i notevoli radiosistemi oggi esistenti.
La combinazione dei vari fattori da luogo ai diversi tipi di nebbia, per origine, per forma e per densità.
Nelle zone industriali e nelle grandi città ove si ha un'alta concentrazione di particelle solide provenienti dalla combustione, si forma lo *smog (SMoke + fOG)* che è una nebbia spesso molto densa.

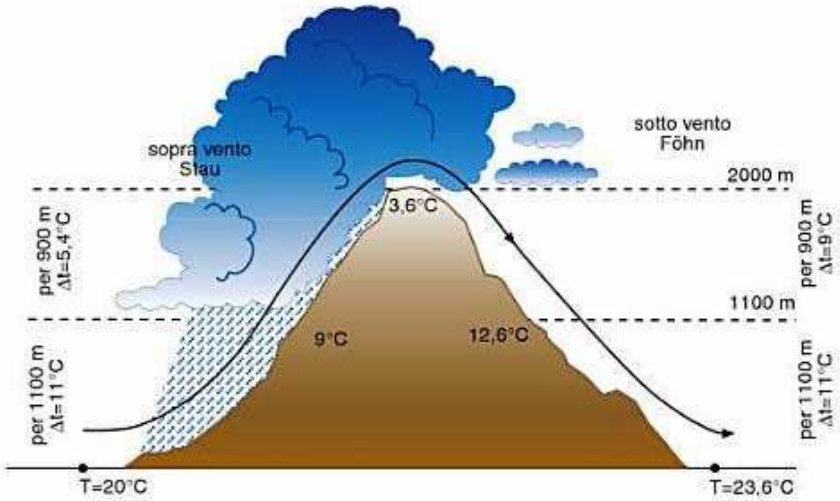
▪ *Classificazione delle nubi*

Le nubi vengono classificate in base *all'aspetto* o al *processo fisico di formazione.*
Per quanto concerne l'aspetto, L. Howard nel 1803 divise le nubi in quattro gruppi: *cirri, cumuli, strati e nembi.* Esse possono ancora essere distinte in nubi *a sviluppo orizzontale* o *stratificate*

e nubi *a sviluppo verticale* o *cumuliformi.* Circa l'altezza le nubi si dividono in *nubi alte* (simbolo C_H), *nubi medie* (C_M), *nubi basse* (C_L).

Quota	Nome	Simbolo	Caratteristiche
C_H *Alte*	cirri	CI	a carattere stratiforme di aspetto sottile e filiforme.
	cirrocumuli	CC	a carattere cumuliforme di piccole dimensioni e con massa tondeggiante.
	cirrostrati	CS	a carattere stratiforme di aspetto sottile, ondulati, generalmente traslucidi, separati o in piccoli gruppi.
C_M *Medie*	altocumuli	AC	a carattere cumuliforme di medie dimensioni.
	altostrati	AS	a carattere stratiforme, traslucidi od opachi.
C_L *Basse*	nembostrati	NS	a carattere stratiforme ma di considerevole spessore.
	stratocumuli	SC	a carattere stratiforme irregolare.
	strati	ST	a carattere stratiforme e continuo molto regolare.
a sviluppo verticale	cumuli	CU	a carattere cumuliforme, convessi o conici.
	cumulonembi	CB	Cumuli a forte sviluppo verticale, associati a fenomeni temporaleschi.

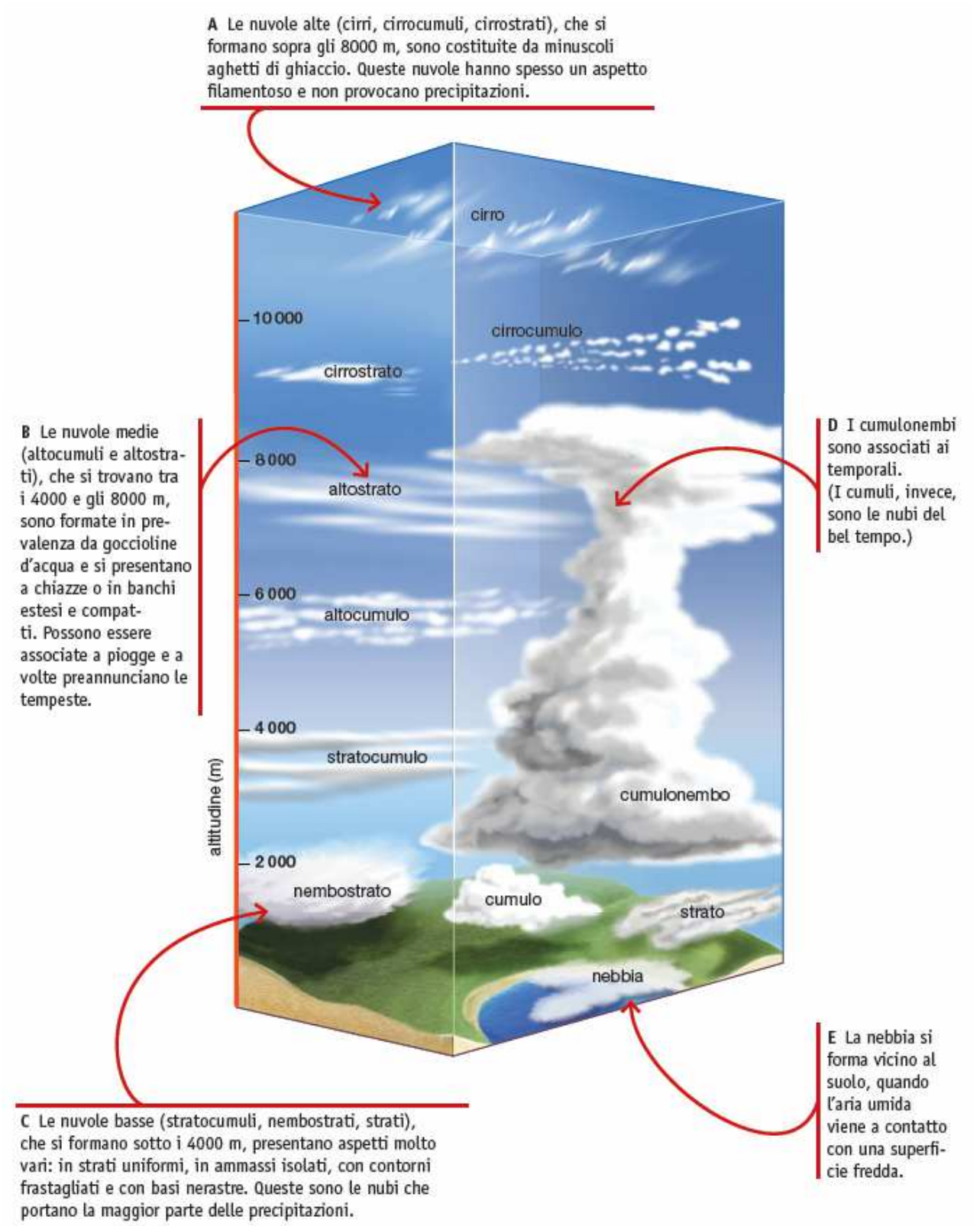
La classificazione ufficiale del WMO (World Meteorological Organisation) riconosce *10 tipi* principali o *generi* di nubi ed è riportata nell'International Cloud Atlas (*Alte:* Cc - Cirri, Cs - Cirrostrati, Cirrocumuli; *Medie:* As - Altostrati, Ac - Altocumuli; *Basse:* Ns - Nembostrati, Sc - Stratocumuli, St - Strati; a Sviluppo Verticale: Cu - Cumuli, Cb - Cumulonembi).
Circa la genesi, cioè i diversi processi fisici che le producono, le nubi si distinguono in: nubi di *convezione* o *cumuliformi*, nubi *stratiformi*, nubi *orografiche.*
Le nubi di convezione sono generate da *moti verticali* di masse d'aria instabili. Hanno notevole sviluppo verticale, contengono goccioline d'acqua di varie dimensioni e talvolta cristalli di ghiaccio.
Le nubi stratiformi possono formarsi dal rimescolamento di grandi masse d'aria di caratteristiche diverse o dalla lenta ascesa d'aria lungo le superfici di discontinuità *(nubi frontali).* Hanno struttura uniforme con goccioline di piccole dimensioni e sono caratteristiche di aria stabile con inversione di temperatura o strati isotermici.



Il fenomeno dell Stau e Foehn

L'ostacolo dei rilievi al moto delle masse d'aria crea sopravvento un'ascesa con raffreddamento umido adiabatico Stau (γ = - 1°/100m; γ = - 0,5°/100m; senza scambio di calore) e sottovento una discesa con riscaldamento secco adiabatico Foehn (γ = + 1°/100m). Di conseguenza quando l'aria ritorna alla medesima quota, dopo aver superato l'ostacolo, si trova a temperatura più elevata di quella che aveva prima di iniziare l'ascesa.

Le nubi orografiche sono formate per sollevamento forzato di masse d'aria in movimento quando incontrano rilievi montuosi. Se la pendenza del rilievo è piccola si hanno nubi stratiformi; se il rilievo non è piccolo si hanno nubi cumuliformi. Un esempio significativo è dato dal monsone estivo lungo la penisola indiana e la catena dell'Himalaia.
Le nubi orografiche hanno forma globulare o ellittica appiattita oppure sono ondulate.



- Atlante delle nubi

Cirri

Cirrocumulo

Cirrostrato

Altostrato

Strati

Stratocumuli

Nembostrati

Cumuli

Cumulonembi

Cumulonembo (ad incudine)

Tipi di nebbia

Il processo che conduce alla formazione della nebbia è, nella maggioranza dei casi, il *raffreddamento* dell'aria in vicinanza del suolo. Meno frequentemente forma nebbia per *evaporazione.*

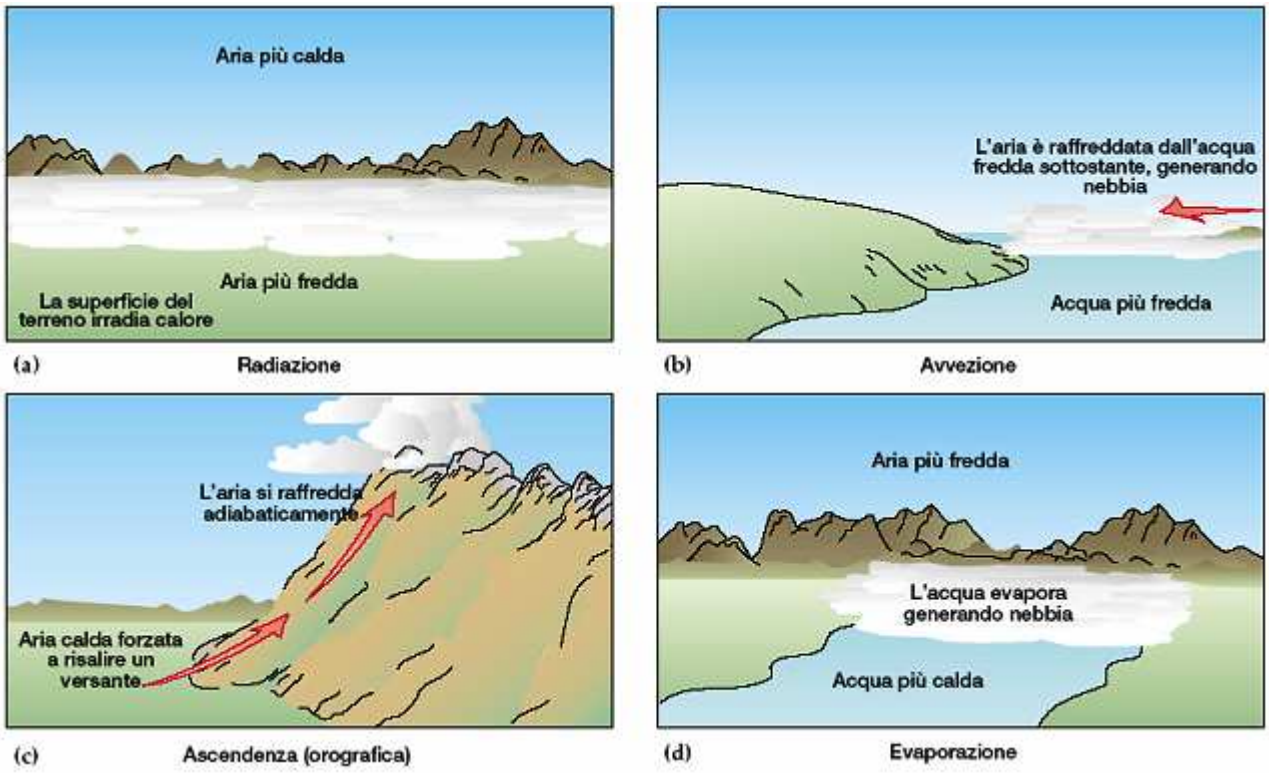
Il raffreddamento dell'aria può avvenire per *irraggiamento* di calore o per scorrimento su una superficie più fredda. A seconda del processo di condensazione si distinguono i tipi fondamentali di nebbia: *nebbia di irradiazione, nebbia di advezione, nebbia di evaporazione.*

- *Nebbia di irradiazione.* Si originano quando la superficie terrestre subisce un rapido raffreddamento, soprattutto in seguito all'irraggiamento notturno. Questo fenomeno causa una brusca diminuzione anche della temperatura dell'aria umida sovrastante il suolo, si raggiunge il punto di rugiada con conseguente condensazione del vapore acqueo e formazione di minuscole goccioline d'acqua che rimangono sospese in aria.

Dopo il sorgere del Sole, la radiazione solare tende a dissolvere la nebbia, che può tuttavia persistere fino alle ore pomeridiane o per giorni se lo strato di inversione è molto profondo e non spira vento.

La nebbia di radiazione si forma nelle pianure e nelle vallate, in autunno-inverno e con alte pressioni atmosferiche. Non si forma mai sul mare, ove l'escursione termica diurna non supera 1°C; ma nebbia di radiazione da terra può osservi trasportata come avviene, ad esempio, nel Canale della Manica o negli estuari dei fiumi del Nord Europa.

- *La nebbia di avvezione.* È causata dallo spostamento di masse d'aria calde ed umide sopra superfici fredde terrestri, marine o lacustri. In conseguenza del raffreddamento causato dal contatto con superfici fredde, la temperatura dell'aria scende a valori inferiori al punto di rugiada provocando la condensazione dell'umidità contenuta nella massa d'aria in movimento. Le *nebbie costiere* appartengono generalmente a questa categoria.
- *Nebbia di evaporazione.* Si forma sui mari, sui laghi o sui fiumi quando l'acqua è più calda dell'aria sovrastante (sea smoke = mare fumante). La nebbia di evaporazione può anche aversi dalla pioggia proveniente da aria calda in quota, quando, cadendo, attraversa strati di aria più fredda al suolo (nebbie frontali).



I quattro tipi di nebbia: a) – per irraggiamento; b) – per avvezione; c) – di versante; d) – per evaporazione

La nuvolosità

Si esprime in frazione di cielo coperto da *nubi. La copertura può essere espressa in codice, con un numero da 0 a 9 o in chiaro (chiaro, parzialmente nuvoloso, nuvoloso, coperto).* Le nubi sono formate da piccolissime goccioline condensate in seguito a raffreddamento di aria *umida* in ascesa. Una massa d'aria che si innalza, si espande *adiabaticamente*, quindi si raffredda fino alla saturazione ed il vapore in eccesso *condensa.*

L'ascesa può avvenire per *condizioni di instabilità* dell'atmosfera che si verificano quando l'aria è molto umida e la temperatura diminuisce rapidamente con la quota, cioè si ha molto più freddo in alto rispetto al suolo. In questo caso le nubi sono a *sviluppo verticale.*

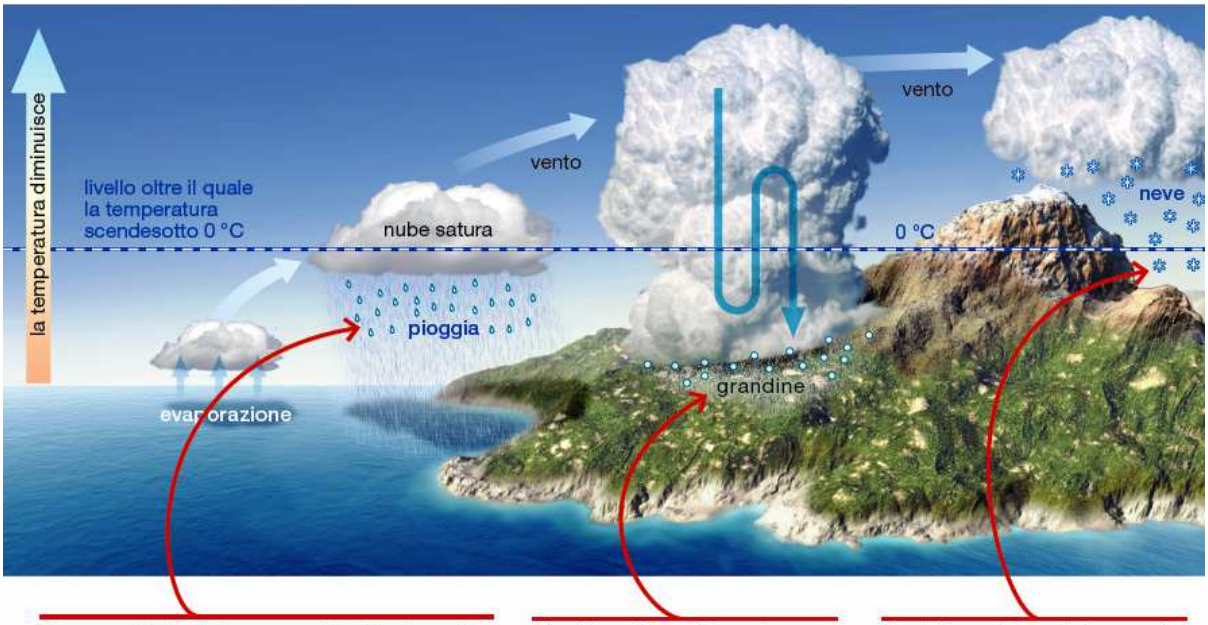
Se l'ascesa è dovuta ai *rilievi,* possono avere uno *sviluppo verticale* od *orizzontale*. Infine se l'ascesa avviene lungo una *superficie frontale* si hanno nubi a *sviluppo orizzontale* sul *fronte caldo,* e a sviluppo verticale sul *fronte freddo.*

Precipitazioni

Quando le goccioline si ingrossano, per *coalescenza* o per *accrescimento,* cominciano a cadere e si hanno le *precipitazioni* che costituiscono l'ultima fase del *ciclo idrologico.* Le precipitazioni possono avvenire sotto forma di *pioggia, neve* o *grandine.*

- *Piogge.* Sono precipitazioni più diffuse e variano per *densità, durata* e *grandezza* delle *gocce* e *formazione.*

Le *nubi stratificate* danno luogo in genere a *piogge sottili*, quelle a *sviluppo verticale* a *rovesci* con grosse gocce.



Le gocce di pioggia hanno un diametro che può arrivare a 5 mm, ma si formano per aggregazione di minuscole goccioline di acqua del diametro di 0,01 mm.

Un chicco di grandine può avere dimensioni diverse a seconda di quanti straterelli di ghiaccio si sono sovrapposti.

Ogni fiocco di neve è formato da numerosissimi cristalli di ghiaccio a simmetria esagonale.

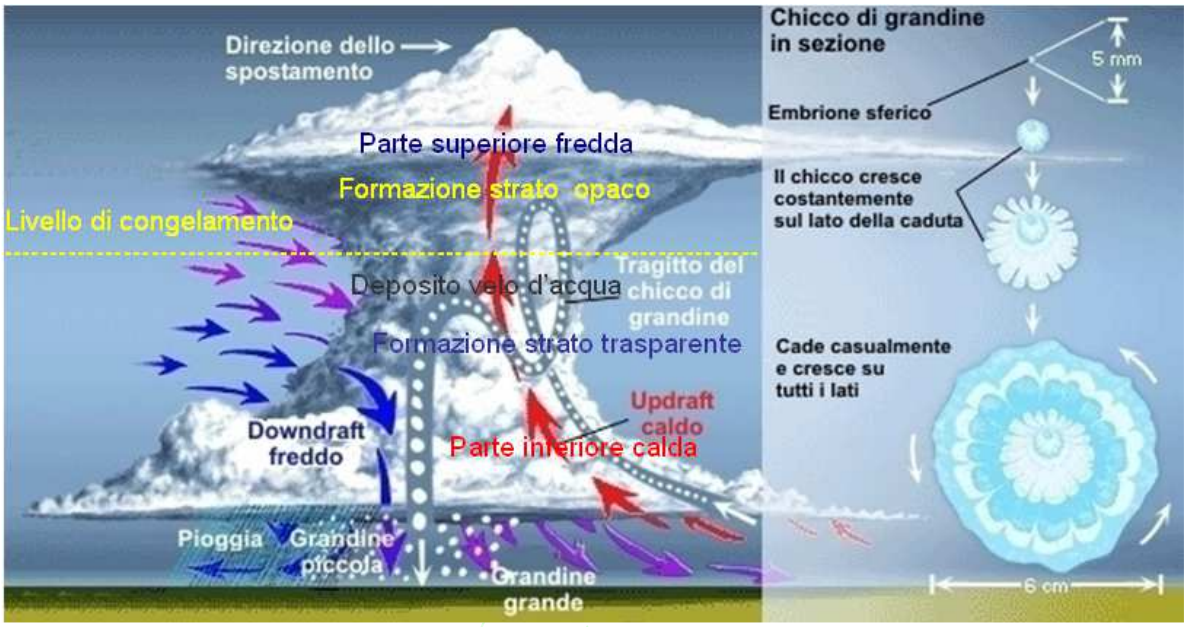
Le precipitazioni vengono espresse in *mm* di acqua caduta su una data verticale.
Esiste una notevole varietà di piogge, per dimensioni delle gocce e per intensità. In generale le piogge più intense o *rovesci* hanno una durata più breve di quelle leggere o moderate.

A seconda del meccanismo che le genera, le piogge possono essere classificate:
- *piogge da instabilità,* associate a condizioni di instabilità dell'atmosfera, come nei temporali estivi;
- *piogge cicloniche*, associate ai fronti delle depressioni delle latitudini medie;
- *piogge orografiche,* generate dall'ascesa forzata di masse d'aria lungo i rilievi. Esempio tipico sono le piogge monsoniche. La quantità di pioggia caduta si esprime in mm e si misura col pluviometro.

- *Neve.* Si ha quando la temperatura dell'aria scende al di sotto del punto di gelo *0°C,* ed il vapore acqueo *sublima*. È costituita da cristalli di ghiaccio esagonali, a stella o ramificati. I cristalli di neve possono esistere isolati o unirsi, per coalescenza, in fiocchi di neve di varie forme e grandezze.
La neve ha una *densità* variabile, mediamente *dieci* volte più piccola di quella dell'acqua. Le precipitazioni nevose si misurano in precipitazioni *equivalenti* d'acqua.

- *Grandine. È* formata da sferette o pezzetti di ghiaccio, di diametri compresi tra i *5* ed i *50 mm,* che cadono separatamente o uniti in agglomerati irregolari. La grandine si ha solo nelle nubi a sviluppo verticale o *nubi temporalesche* con forti correnti verticali.

La struttura di un chicco di grandine presenta strati concentrici alternati di ghiaccio trasparente e ghiaccio opaco. Ciò indica che nella sua formazione il chicco di grandine passa ripetutamente dalla zona superiore della nube, a bassa temperatura, a quella più inferiore, a temperatura più alta. Nella parte fredda il contenuto di vapor acqueo è basso e le gocce *sopraffuse* gelano *rapidamente* a contatto con i cristalli di ghiaccio, formando così lo strato *opaco,* perché contiene particelle d'aria intrappolate. L'involucro trasparente si forma da un velo liquido che si deposita sul chicco nella parte calda della nube e congela *lentamente* nella successiva salita.
Il processo di salita e discesa continua fino a quando il peso raggiunto lo fa precipitare.



Processo di formazione della grandine

Il vento

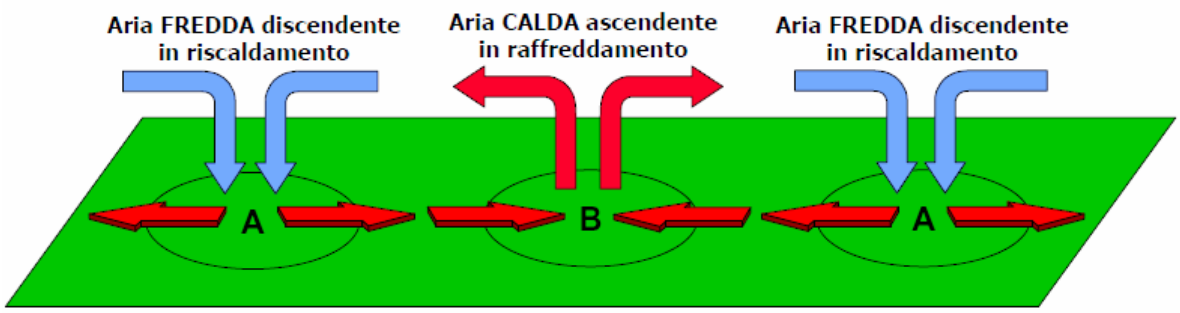
È lo spostamento orizzontale di masse d'aria. Esso ha origine in un campo barico orizzontale per effetto della *forza di gradiente* che imprime alle particelle d'aria un'accelerazione verso le zone di Bassa Pressione. Quando la particella d'aria si è animata di una certa velocità essa è soggetta ad altre forze:

a) la *forza deviante o di Coriolis, dovuta alla rotazione della Terra, diretta a destra del moto* nell'emisfero Nord ed a sinistra in quello Sud. La sua espressione è $Fd = 2\omega V sen\varphi$, in cui ω è la velocità angolare della Terra, V è la velocità del corpo in movimento (in questo caso l'aria), φ è la latitudine geografica del luogo;

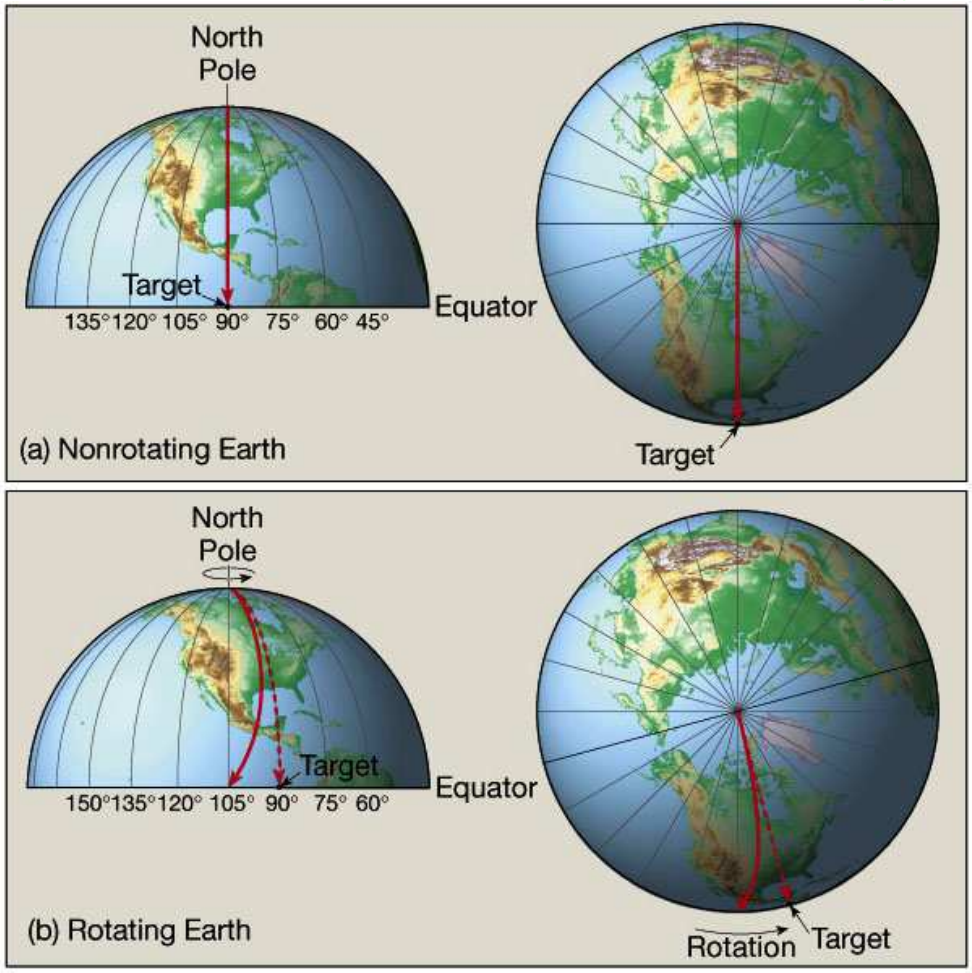
b) la *forza d'attrito,* diretta in senso contrario al moto, $Fa = K V$;

c) la *forza centrifuga,* presente solo nel caso di isobare curvilinee, diretta verso l'esterno della traiettoria, $Fc = V^2/R$.

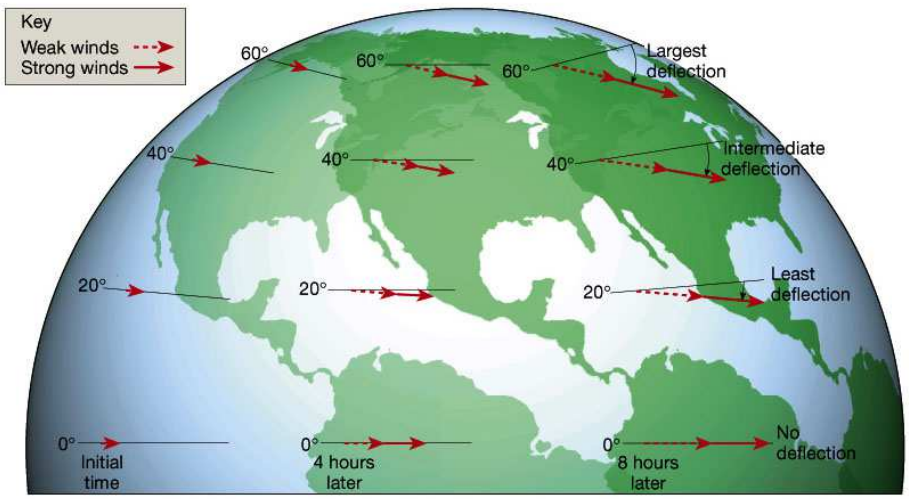
Per effetto di tutte queste forze, il vento a regime non è diretto dall'*Alta alla Bassa Pressione* ma forma con le isobare un angolo che sul mare è circa *15°*, alle latitudini medio-alte.



Cella convettiva: circolazione elementare delle masse d'aria.
Spostamenti delle masse d'aria tra le zone anticicloniche (A) e cicloniche (B).



La forza di Coriolis, illustrato con il volo di un'ora di un razzo in viaggio dal Polo Nord verso un punto sull'equatore: (a) sulla Terra non ruotante, il razzo viaggia dritto al suo obiettivo; (b) la Terra ruota di 15 ° ogni ora, pertanto, sebbene il razzo viaggia in linea retta, rispetto alla superficie terrestre, esso segue un percorso curvo che devia a destra il bersaglio (Emisfero Nord).



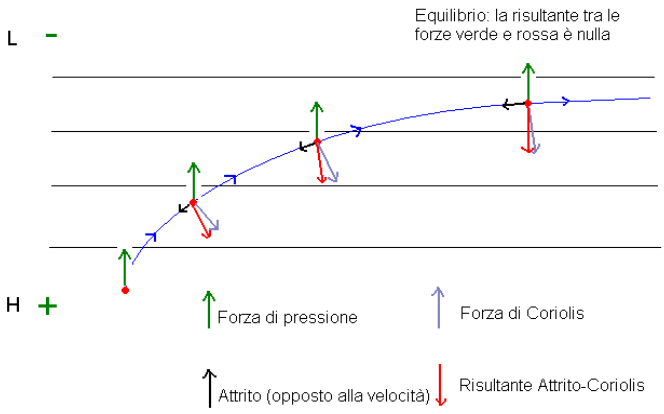
Deviazione di Coriolis sui venti che soffiano verso Est a latitudini diverse.
Dopo alcune ore i venti lungo i paralleli 20°, 40°, e 60° sembrano deviare fuori direzione.
Questa deviazione (che non si verifica all'equatore) è causata dalla rotazione terrestre, che cambia l'orientamento della superficie su cui si muovono i venti.
(weak winds = venti deboli)
(strong winds = venti forti)

▪ *Vento geostrofico*

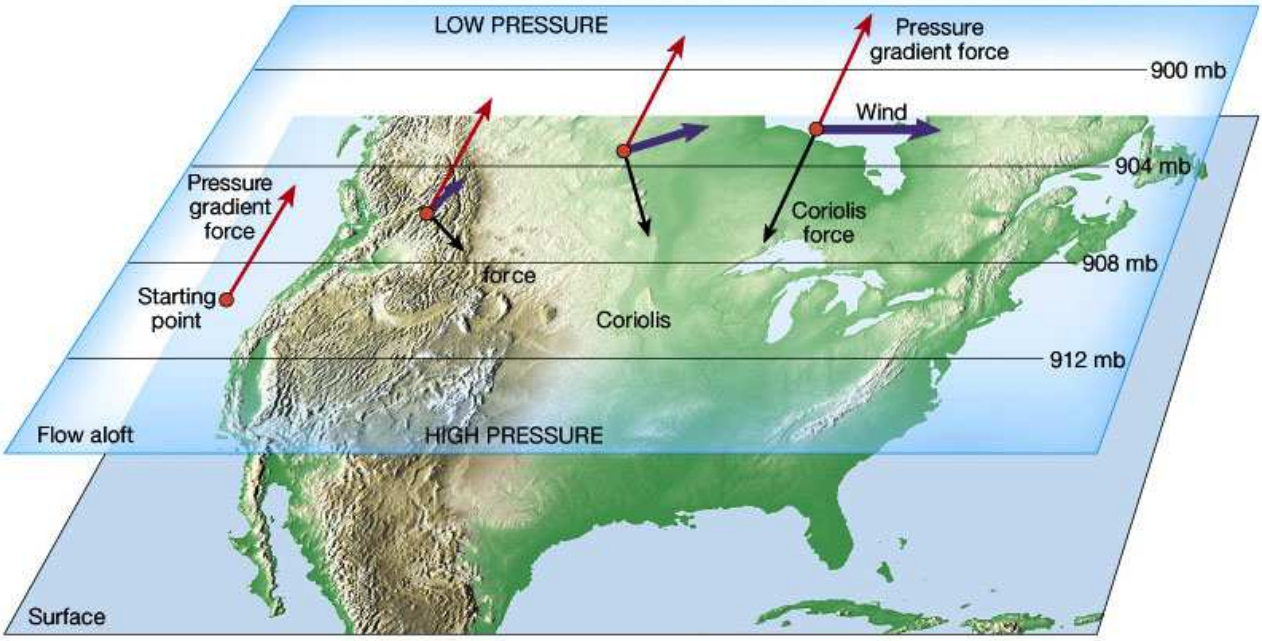
Nel caso di isobare rettilinee e parallele, con attrito nullo, sulla particella d'aria agiscono solo la *Forza del gradiente* e quella *deviante di Coriolis.* La particella d'aria, di massa unitaria, inizialmente ferma, sotto l'azione della forza del *gradiente* F_G subisce un'accelerazione ed acquista una velocità V che a sua volta genera la forza di Coriolis $Fd = 2\omega V sen\varphi$, diretta sulla *destra* del moto nell'emisfero Nord e la traiettoria si incurva. Poiché la velocità aumenta, essendo il moto accelerato, anche la forza deviante aumenta e la traiettoria continua ad incurvarsi finché si perviene ad una velocità parallela alle isobare e la *Fd* diventa uguale alla F_G. Le forze si fanno equilibrio ed il moto della particella risulta rettilineo ed uniforme. Pertanto il *vento geostrofico* spira lungo le isobare, lasciando la Bassa Pressione a sinistra nell'emisfero Nord e a destra in quello Sud.
Uguagliando $Fd = F_G$, *si ha:*

$$V = \frac{1}{\rho} \cdot \frac{G}{2 \cdot \omega \cdot sen\varphi}$$

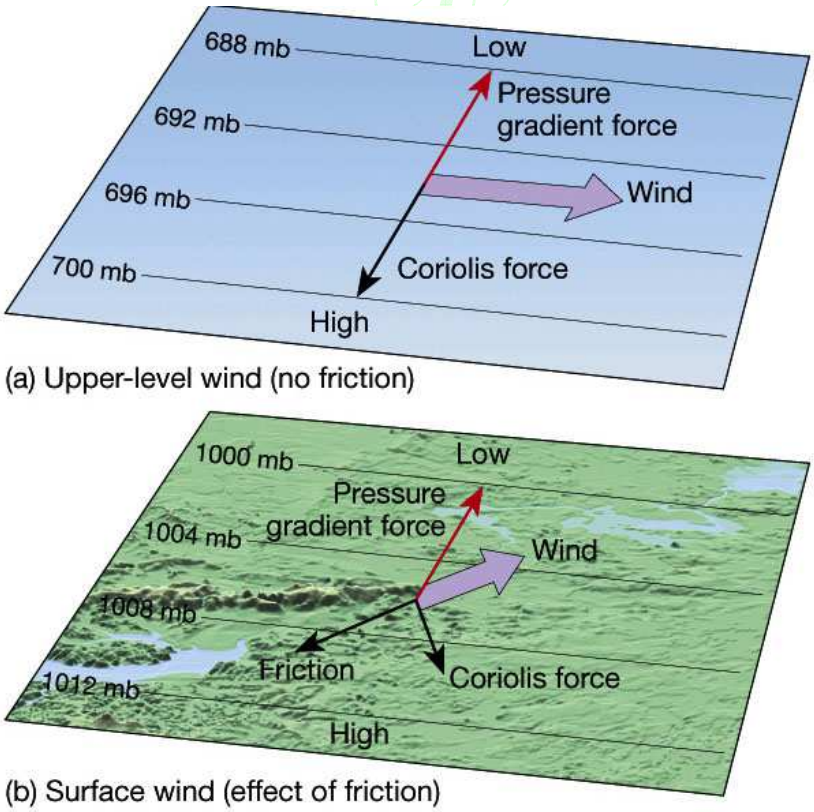
Da cui si deduce che la velocità V aumenta con il gradiente barico *G*, aumenta al diminuire della latitudine φ.



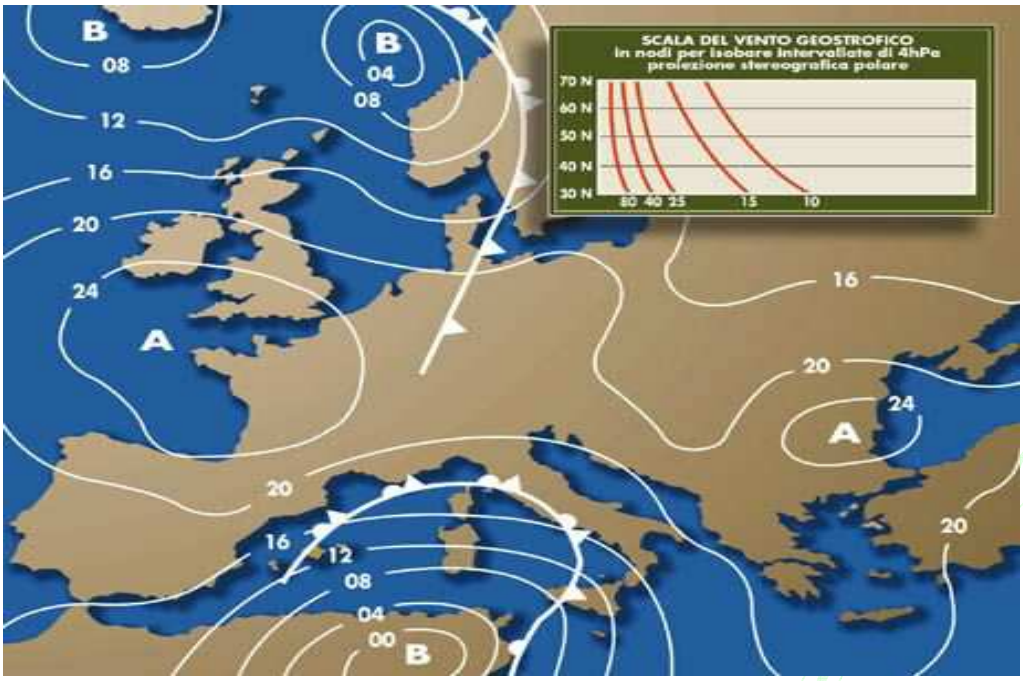
Traiettoria del vento geostrofico in un campo barico. La presenza dell'attrito fa sì che il vettore della forza di pressione (verde) sia equilibrato dagli altri due (attrito e deviante di Coriolis) per velocità non esattamente parallele alle isobare.
Questa condizione è realizzata quando il vento forma con le isobare un angolo diverso da 0°. Il valore di questo angolo dipende dall'attrito. Sul mare si può ritenere di 15°, mentre sul suolo può arrivare fino a 40° circa. In quota l'angolo è praticamente nullo, ed il vento può ritenersi geostrofico.



Il vento geostrofico in quota. La forza che agisce su una particella stazionaria dell'aria è la forza gradiente di pressione. Una volta che l'aria inizia ad accelerare, la forza di Coriolis devia a destra (Emisfero Nord). Una maggiore velocità del vento determina una maggiore forza di Coriolis (deflessione) fino a quando il flusso si dispone parallelo alle isobare. A questo punto il gradiente di pressione e la forza di Coriolis forza sono in equilibrio, e il flusso è chiamato un vento geostrofico. È importante notare che in atmosfera "reale", il flusso d'aria è modificato costantemente per le variazioni del campo di pressione. Come risultato, la condizione di equilibrio geostrofico è molto più complesso ed irregolare rispetto a quanto mostrato.



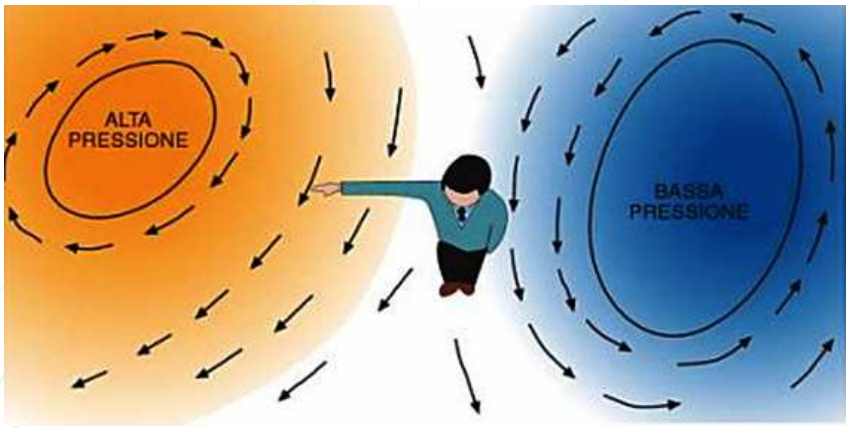
Il confronto tra il vento in quota e il vento al suolo mostra gli effetti dell'attrito sul flusso d'aria. L'attrito rallenta la velocità del vento di superficie, indebolisce la forza di Coriolis, provocando la direzione dei venti ad attraversare le isobare.



Le carte del tempo riportano la scala del vento geostrofico

Carta del tempo con le isobare in superficie intervallate di 4 in 4 hPa. In alto a destra la scala per stimare la forza del vento. Determiniamo, ad esempio, il vento sul Tirreno centrale. Il vento spira, lasciando la bassa pressione a sinistra ed entra leggermente verso il minimo: dunque vento da Est. Per la forza, siccome siamo alla latitudine 40° N, si riporta la distanza fra due isobare consecutive (con un compasso oppure con un righello) sulla scala ad iniziare dal bordo sinistro in corrispondenza di detta latitudine. Si stima, quindi, un vento di 35-40 nodi.

In base alle considerazioni svolte si può enunciare la regola di *Buys-Ballot.*

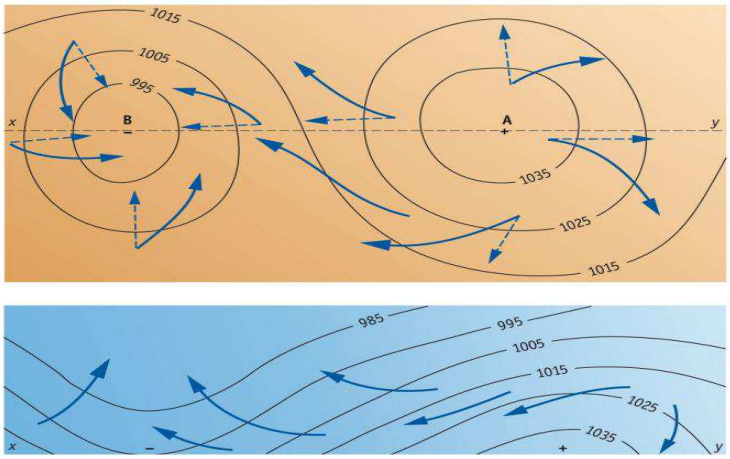


Nell'emisfero Nord, stando con le spalle al vento (faccia al vento), la Bassa Pressione si trova a sinistra un poco avanti (a destra un poco indietro) e l'Alta Pressione a destra un poco indietro, (a sinistra un poco avanti). Nell'emisfero Sud si ha il contrario.

NOTA. (L = Low - inglese; D= Depression - francese; T=Tief - tedesco).

Nel *ciclone i venti sono convergenti* e ruotano attorno alla Bassa Pressione in *senso antiorario* nell'emisfero Nord, in *senso orario* in quello Sud.
Il moto verticale al centro è *ascendente,* con fenomeni di *condensazione* e *precipitazioni.*
Nell'*anticiclone* (*Alta Pressione* al centro) il vento è *divergente* e ruota in *senso orario* nell'emisfero Nord, antiorario in quello Sud. Le isobare sono in genere molto larghe, cioè con piccoli gradienti, e l'aria è *discendente* al centro. Pertanto si ha assenza o quasi di nubi ed il tempo è generalmente bello.

Il vento presenta una struttura verticale con velocità crescente con la quota. Se il vento ha una forza di 25 nodi ad un'altitudine di *10 metri,* che è quella normale di riferimento, risulta di circa 21 nodi *4 metri* e di circa 27,5 nodi a *20 metri.*



Cicloni e anticicloni (Emisfero Nord)

Aree cicloniche ed aree anticicloniche e andamento dei venti nell'emisfero boreale. In alto è riportata una rappresentazione planimetrica, in basso un profilo lungo la traccia x-y; i numeri sulle isobare indicano i valori della pressione in millibar. L'area anticiclonica (A) è quella col segno +, l'area ciclonica (B) quella col segno –; la direzione reale dei venti è indicata dalle frecce continue.

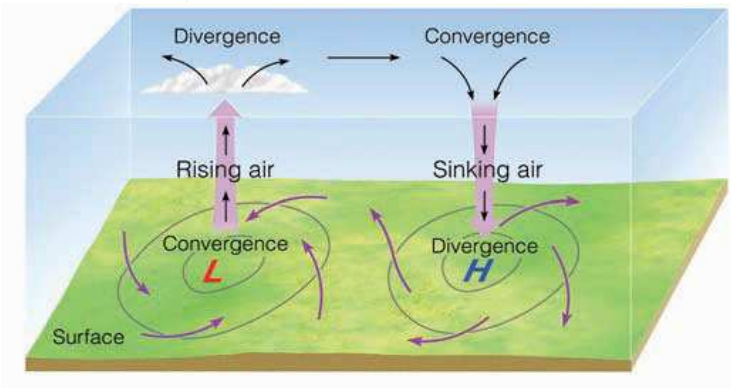
▪ *Vento di gradiente (ciclonico ed anticiclonico)*

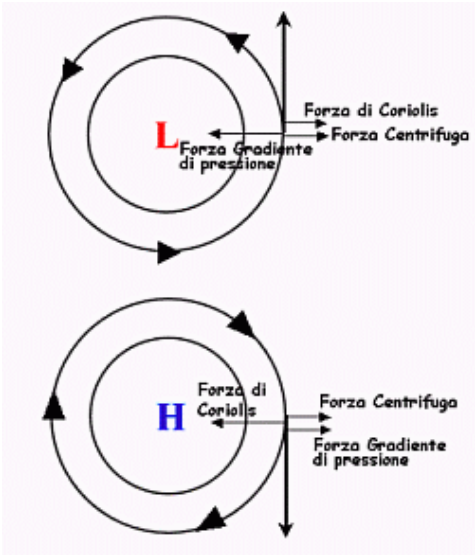
In genere le isobare tracciate sulla *carta del tempo* sono *curvilinee* ed assumono varie configurazioni, dando luogo ai diversi *tipi isobarici.* Il vento che spira lungo le isobare curvilinee, a regime e considerando nullo l'attrito, è detto *vento di gradiente.*

A causa dell'attrito, il vento non spira parallelamente alle isobare ma forma con esse un angolo α di circa *15°* sul mare. Pertanto, nel *ciclone,* il moto del dell'aria è *convergente,* a spirale, in senso *antiorario* attorno alla Bassa Pressione; nell'anticiclone è *divergente,* a spirale, in senso *orario* attorno all'Alta Pressione. Nell'emisfero Sud si invertono i sensi di rotazione.

Circolazione ciclonica: convergente (ascendenza, venti ascendenti - Rising)
Circolazione anticiclonica: divergente (subsidenza, venti discendenti - Divergence)

Equilibrio delle forze nel ciclone e nell'anticiclone





Le condizioni di equilibrio sono date da:

- per il ciclone: $F_G = F_d + F_c$
- per l'anticiclone: $F_G = F_d - F_c$

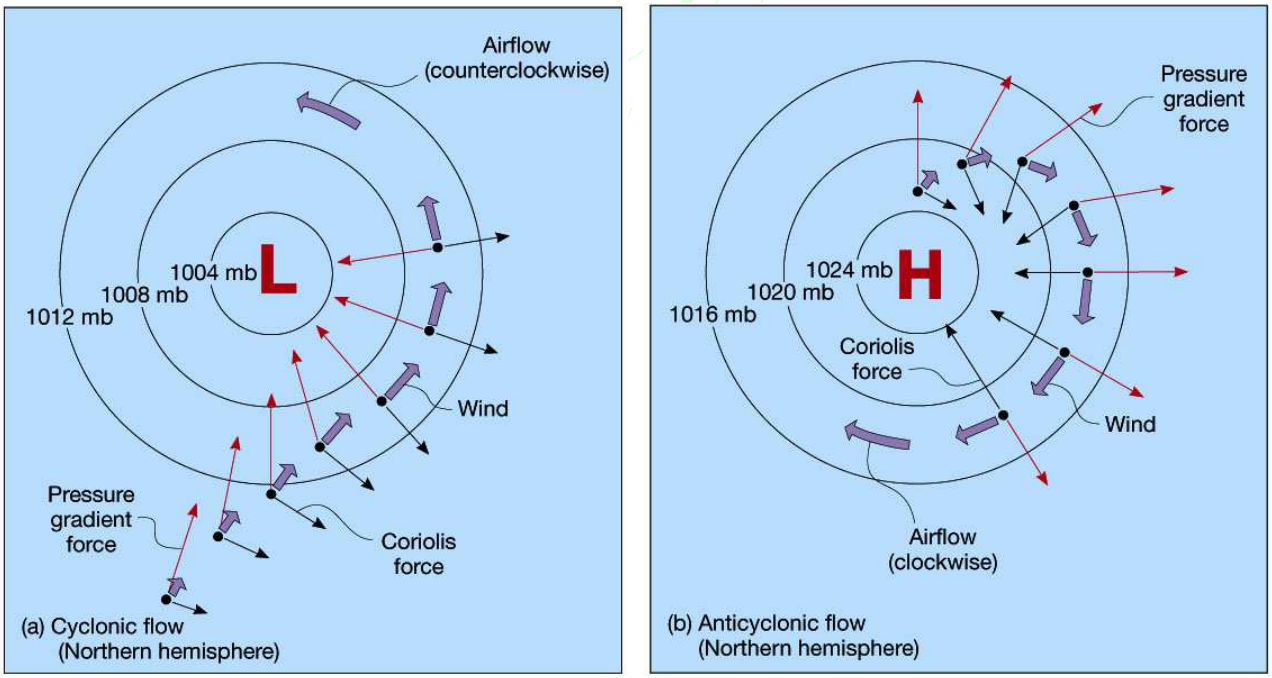
Nei *cicloni* la *forza centrifuga* spinge l'aria dal centro verso la periferia, così da agire nella direzione opposta alla *forza di gradiente* (forza motrice e vera responsabile dell'intensità del vento). A parità di dislivello barico, pertanto, il vento geostrofico è più intenso nelle isobare rettilinee - dove la forza centrifuga è nulla - che in quelle a curvatura ciclonica.

Negli *anticicloni*, invece, la *forza centrifuga* è in perfetta sintonia con la *forza di gradiente,* perché entrambe hanno la stessa direzione e verso. Il vento, nelle isobare a curvatura anticiclonica è, a parità distanza tra le isobare, più intenso che nelle isobare rettilinee.

La conclusione è in apparente contrasto con la realtà, in cui il vento è molto più *intenso nei cicloni* che *negli anticicloni.* In effetti questi ultimi, rispetto ai primi, hanno in genere, isobare molto distanti le une dalle altre, cosicchè la forza di gradiente - quella motrice - risulta molto più debole rispetto ai cicloni, nonostante il contributo concorde della forza centrifuga.

All'equatore la forza *deviante di Coriolis* è nulla, restando in gioco quella di *gradiente* e quella *centrifuga.* L'equilibrio è possibile soltanto nei *cicloni,* perché si può verificare l'uguaglianza $F_G = F_c$.

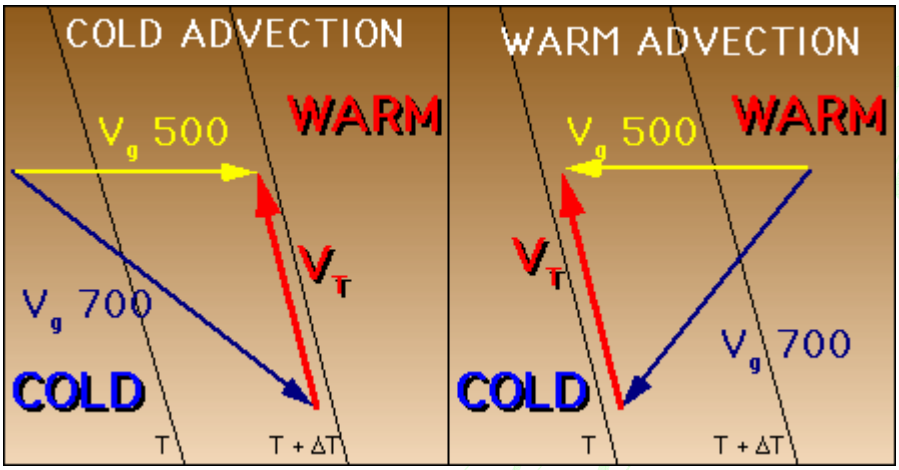
Ne deriva che nelle immediate vicinanze dell'equatore possono esistere solo *cicloni* e non gli anticicloni. Se le isobare del ciclone sono molto ricurve, allora la F_c deve essere molto grande per far equilibrio alla F_G, con venti molto intensi. Questa è la situazione tipica dei *cicloni tropicali:* in realtà questi si formano tra i *10° e i 30°* di latitudine, dove la *forza deviante* riesce ad imprimere alle isobare una *curvatura ciclonica.* In questo caso il vento è detto *ciclostrofico.*



Le illustrazioni mostrano il flusso dell'aria intorno ad un centro di bassa pressione (a) e ad un centro di alta pressione (b). È importante notare che nell'atmosfera "reale", il flusso dell'aria è regolato costantemente dalle variazioni del campo di pressione che modifica leggermente la velocità e la direzione (nelle figure non sono considerate i vettori della forza centrifuga).

▪ *Vento termico*

La direzione e la velocità del vento variano spesso in maniera considerevole con la quota. Questa variazione viene espressa mediante il concetto di *vento termico,* definito come il vettore dato dalla *differenza vettoriale* tra il vento geostrofico ad una data quota superiore (corrispondente quindi alla pressione minore) e quello ad una quota inferiore: $V_{G500mb} - V_{G850mb} = V_T$.
Il *vento termico* risulta un elemento di notevole importanza sia per la previsione del tempo che per l'indagine teorica della dinamica dell'atmosfera.



Poiché i venti geostrofici risultano proporzionali alle distanze delle isoipse e parallele ad esse, il vento termico risulterà lungo le linee degli spessori (topografie relative) con l'aria fredda a sinistra nell'emisfero Nord. Pertanto sarà: $V_{500mb} = V_{700mb} + V_T$.

Il vento termico è detto anche *vento di shear* verticale. Sussiste la seguente regola: *"se con la quota il vento ruota in senso antiorario si ha avvezione fredda; se ruota in senso orario si ha avvezione calda".* Nell'emisfero Sud avviene il contrario.

L'atmosfera viene detta *barotropica,* se la *densità* dell'aria è funzione della sola pressione e non della temperatura, per cui le superfici isobariche coincidono con quelle isotermiche; in tal caso isoipse e isoterme sono parallele (difficilmente riscontrabile nella realtà), cioè sono paralleli *vento geostrofico* e *vento termico.*
Quando invece la *densità* dell'aria dipende anche dalla temperatura, l'atmosfera si dice *baroclina;* il vento geostrofico e il vento termico hanno direzione differente.
Alcune importanti caratteristiche del vento termico sono, quindi:
1 – se le isoipse sono *parallele* alle isoterme *(atmosfera barotropica)* allora il V_T è parallelo al vento geostrofico V_G. Se V_T non è parallelo a V_G si dice che l'atmosfera è *baroclina;*
2 – poichè nelle *topografie relative* le linee di uguale *spessore* sono parallele alle *isoterme* dello strato, allora in tali mappe il *vento termico* scorre parallelo agli isospessori, ed è tanto più intenso quanto più le isolinee sono vicine.

▪ *Misura del vento (scala Beaufort)*

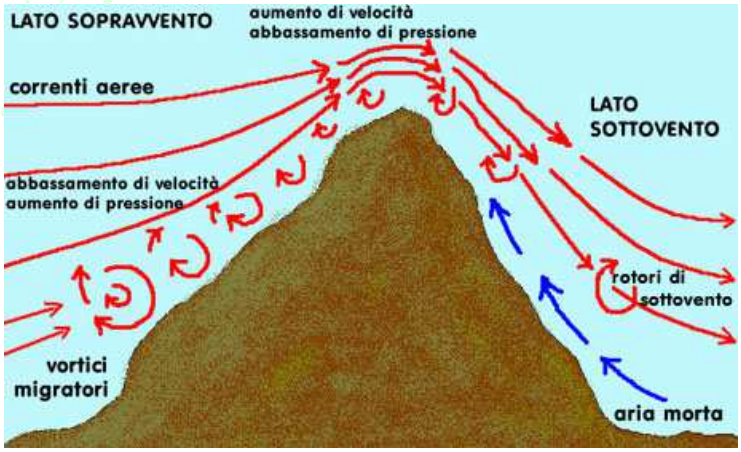
Gli elementi del vento, *direzione e forza,* si misurano rispettivamente con l'*anemoscopio* e con l'*anemometro.* La direzione è quella di *provenienza* del vento ed è espressa in *decine* di gradi interi; la forza o velocità si esprime in *nodi,* in *m/s* o in *Km/h.* Nel sistema di misura anglosassone viene misurato in MPH (1MPH = miglio inglese/ora = *1610 m/h*).

Grado	Velocità (km/h)	Tipo di vento	Velocità (nodi)	Caratteristiche	velocità (m/s)	Altezza probabile onde	
0	0 - 1	calma	0 - 1	il fumo ascende verticalmente; il mare è uno specchio.	< 0.3	-	-
1	02 - 05	bava di vento	01 -03	il vento devia il fumo; increspature dell'acqua.	0.3 - 1.5	0,1	0,1
2	06 - 11	brezza leggera	04 - 06	le foglie si muovono; onde piccole ma evidenti.	1.6 - 3.3	0,2	0,3
3	12 - 19	brezza	07 - 10	foglie e rametti costantemente agitati; piccole onde, creste che cominciano ad infrangersi.	3.4 - 5.4	0,6	1
4	20 - 28	brezza vivace	11 - 16	il vento solleva polvere,foglie secche,i rami sono agitati; piccole onde che diventano più lunghe.	5.5 - 7.9	1	1,5
5	29 - 38	brezza tesa	17 - 21	oscillano gli arbusti con foglie; si formano piccole onde nelle acque interne; onde moderate allungate.	8 - 10.7	2	2,5
6	39 - 49	vento fresco	22 - 27	grandi rami agitati, sibili tra i fili telegrafici; si formano marosi con creste di schiuma bianca, e spruzzi.	10.8 - 13.8	3	4
7	50 - 61	vento forte	28 - 33	interi alberi agitati, difficoltà a cmminare contro vento; il mare è grosso, la schiuma comincia ad essere sfilacciata in scie.	13.9 - 17.1	4	5,5
8	62 - 74	burrasca moderata	34 - 40	rami spezzati, camminare contro vento è impossibile; marosi di altezza media e più allungati, dalle creste si distaccano turbini di spruzzi.	17.2 - 20.7	5,5	7,5
9	75 - 88	burrasca forte	41 - 47	camini e tegole asportati; grosse ondate, spesse scie di schiuma e spruzzi, sollevate dal vento, riducono la visibilità.	20.8 - 24.4	7	10
10	89 - 102	tempesta	48 - 55	rara in terraferma, alberi sradicati, gravi danni alle abitazioni; enormi ondate con lunghe creste a pennacchio.	24.5 - 28.4	9	12,5
11	103 - 117	fortunale	56 - 63	raro, gravissime devastazioni; onde enormi ed alte, che possono nascondere navi di media stazza; ridotta visibilità.	28.5 - 32.6	11,5	16
12	oltre 118	uragano	64 +	distruzione di edifici, manufatti, ecc.; in mare la schiuma e gli spruzzi riducono assai la visibilità.	32.7 +	14	-

Scala Beaufort della forza del vento e scala Douglas della forza del mare

Per indicare la forza si impiega una scala convenzionale, la *scala di Beaufort,* i cui numeri vanno da *0,* corrispondente a *calma* di vento, a *12* corrispondente a *uragani* con venti di velocità superiori ai *64 nodi.* La scala Beaufort è estendibile fino al numero *17* corrispondente venti di velocità sui *120 nodi.*

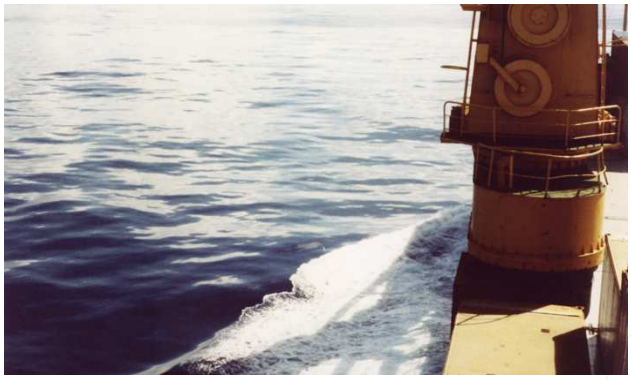
La velocità del vento risulta uniforme o quasi *(vento teso)* se non vi sono ostacoli (suolo accidentato) o condizioni di *stabilità dell'atmosfera*. In tali casi il moto dell'aria diventa turbolento, cioè si formano *vortici, raffiche, groppi di vento.*



Formazione di vortici presso un rilievo montuoso.

- *Vortici.* Sono delle linee di flusso che si staccano e si chiudono su se stesse;
- *Raffiche.* Sono variazioni repentine della *velocità* del vento rispetto al valore medio *(direzione = costante);*
- *Groppi.* Sono moti turbolenti di breve durata, che producono variazioni di *direzione* ed *velocità* del vento (colpi di vento). Sono delle raffiche di maggiore durata ed ampiezza, tipici in presenza degli uragani e fronti freddi.

- Forza del mare



Forza 0

Forza 1

Forza 2

Forza 3

Forza 4

Forza 5

Forza 6

Forza 7

Forza 8

Forza 9

Forza 10

Forza 11

10)- Onde molto alte sormontate da creste (marosi) molto lunghe. Le strisce di schiuma tendono a compattarsi e il mare ha un aspetto biancastro. I frangenti sono molto più intensi e la visibilità è ridotta. 11) - Onde enormi che potrebbero anche nascondere alla vista navi di media stazza. Il mare è tutto coperto da banchi di schiuma. Il vento nebulizza la sommità delle creste e la visibilità è ridotta.

Forza 12
Onde altissime, aria piena di schiuma e spruzzi, mare completamente bianco. Danni ingenti ed estesi alle strutture della nave.

INDICE

PREFAZIONE ..... Pag 2

METEOROLOGIA GENERALE 1 - III

COMPETENZA IN ESITO N. 4 *Gestire l'attività di trasporto tenendo conto delle interazioni con l'ambiente esterno (fisico e delle condizioni meteorologiche) in cui viene espletata.* ..... » 4

LA METEOROLOGIA ..... » 5
L'ATMOSFERA ..... » 5
PARAMETRI FISICI DELL'ATMOSFERA ..... » 6
Radiazione solare ..... » 6
Temperatura ..... » 8
Scale termometriche ..... » 9
Pressione ..... » 10
Superficie isobarica ..... » 14
Topografie assolute ..... » 14
La forza di gradiente ..... » 15
Configurazioni isobariche ..... » 15
La distribuzione della pressione sulla superficie terrestre ..... » 18
L'umidità ..... » 20
Grandezze igrometriche ..... » 20
Variazione dell'umidità ..... » 21
Condensazione ..... » 22
Forme di condensazione ..... » 23
Classificazione delle nubi ..... » 23
Atlante delle nubi ..... » 26
Tipi di nebbia ..... » 27
La nuvolsità ..... » 28
Le Precipitazioni ..... » 29
Il vento ..... » 30
Il vento geostrofico ..... » 32
Il vento di gradiente ..... » 35
Il vento termico ..... » 37
Misura del vento (Scala Beaufort) ..... » 37
Forza del mare ..... » 39